Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Augusto Cesar Barros Barbosa

**Oscilações Intrasazonais no Indo-Pacífico e
na Zona de Convergência do Atlântico Sul:
Estudo observacional e numérico**

São Paulo

2012

Augusto Cesar Barros Barbosa

Oscilações Intrazonais no Indo-Pacífico e na Zona de Convergência do Atlântico Sul: Estudo observacional e numérico

VERSÃO CORRIGIDA

(O original encontra-se disponível na Unidade)

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências; área: Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

Co-Orientador: Prof. Dr. Alexandre Araújo Costa

São Paulo

2012

Dedico à minha FAMÍLIA, que sempre foi e é minha FORTALEZA.

Em especial:

Aos meus Pais, Tarciso Barbosa Lima (*In Memoriam*) e Raimunda Barros Barbosa, pelo incentivo e dedicação à minha educação, sem a qual eu não teria conquistado mais este objetivo.

Agradeço também a minha querida esposa Tatiane Pinheiro de Aguiar Barbosa, pelo valoroso apoio nas horas mais difíceis durante esta pesquisa.

Dedico também a minha primogênita
Gabriela Aguiar Barbosa, a qual foi o
oxigênio renovado que precisei para a
finalização deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Deixo registrado o meu mais profundo agradecimento às pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram na elaboração deste trabalho de Tese.

Aos meus orientadores, Professor Dr. Ricardo de Camargo e Professor Dr. Alexandre Araújo Costa, que acreditaram nesta parceria e me deram a grande oportunidade de trabalhar com excelentes profissionais e, acima de tudo, dois excelentes amigos.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (DCA/IAG/USP), pela grande contribuição na minha formação acadêmica, em especial aos Professores Doutores Tércio Ambrizzi, Pedro Leite da Silva Dias e Leila Maria Véspoli de Carvalho.

Ao meu amigo Professor Dr. Carlos Frederico Mendonça Raupp do DCA/IAG/USP, pela paciência das várias horas de discussões sobre assuntos inerentes ao meu trabalho de Tese, como também das elaboradas sugestões para a confecção do mesmo.

Aos meus amigos do convívio diário do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP: Marcio Gledson Lopes Oliveira, Taciana Toledo de Albuquerque, Clênia Rodrigues Alcântara, Jezabel Miriam Azevedo, Helber Barros Gomes, Ana Carolina Nóbile Tomaziello 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 Reis e Silva e Sebastião Antonio Silva.

Ao pessoal de suporte do MASTER/IAG/USP, pela contribuição na geração dos dados atmosféricos para assimilação no modelo OLAM v3.3, a qual foi de grande valia, em especial ao amigo Bruno Biazeto.

Ao Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas da Universidade Estadual do Ceará (MACFA/UECE) pelo uso do *Cluster* para a realização das simulações numéricas com o modelo OLAM v3.3, o qual foi possível em virtude do autor deste trabalho fazer parte do projeto CONBINE – Convecção no Nordeste Brasileiro: Interação em Múltiplas Escalas (Processo 62.0057/2008-4 do CNPq), o qual constitui uma proposta de cooperação estreita entre o Grupo de Física da Atmosfera ligado ao MACFA/UECE e um grupo de pesquisadores vinculados ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do DCA/IAG/USP.

Ao meu grande amigo professor Dr. Antônio Carlos Santana dos Santos do MACFA/UECE, por sua paciência em valorosas discussões sobre os resultados gerados para este trabalho, como também, na estruturação da Tese.

Ao amigo José Marcelo Rodrigues, pelas valorosas horas de ajuda para resolver problemas de configuração do *Cluster* pertencente ao MACFA/UECE. Agradeço também aos amigos que fiz nesta instituição, os quais se mostraram grandes companheiros do dia-a-dia – em especial ao amigo Aurélio Wildson Teixeira de Noronha, pela valorosa ajuda com o Ferret.

Aos grandes amigos que fiz no Laboratório de Topografia e Geodésia da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – LTG/EPUSP, nas pessoas dos Professores Doutores Denizar Blitzkow, Edvaldo Simões da Fonseca Júnior e a Ana Cristina Oliveira Cancoro de Matos pelo eterno aprendizado e incentivos dados.

Aos eternos amigos que fiz no LTG, Gabriel do Nascimento Guimarães, Wagner Carrupt Machado e ao Técnico de Informática do LTG, na pessoa de Adalberto Moreira Mariano. Quanto aos demais amigos aqui não mencionados, deixo meus sinceros agradecimentos.

Ao CNPq pelo apoio financeiro durante a realização desta pesquisa.

Em fim, deixo registrado meu agradecimento ESPECIAL ao amigo Demerval S. Moreira do CPTEC/INPE, pelas várias horas de discussões via “*email*” sobre problemas com o pós-processamento dos resultados obtidos com o modelo OLAM v3.3, utilizando o programa “*olampost*” de sua autoria.

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 W. Nietzsche (1844-1900)

RESUMO

O presente trabalho foi particularmente motivado pela necessidade de se compreender a variabilidade do sinal intrasazonal relacionado a eventos extremos da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) – fator consensual na mudança do clima em diversas regiões do globo terrestre, em virtude de seus padrões de teleconexão atmosférica. Tal necessidade exige habilidades diferenciadas, como as apresentadas para o modelo OLAM v3.3 no decorrer do presente estudo.

Foram utilizados dados observacionais da Reanálises II do NCEP (campo de vento em 200 e 850 mb) assim como variáveis obtidas por satélites (Radiação de Onda Longa Emergente – ROL) para avaliar a estrutura atmosférica na escala de tempo intrasazonal. O campo diário de TSM foi assimilado pelo modelo numérico como principal forçante atmosférica para a geração do sinal intrasazonal; além disso, aninhamentos de grade foram acionados para melhor resolver os processos de menor escala – essenciais para formar os processos na grande escala, os quais são intrínsecos ao sinal intrasazonal. Métodos estatísticos com um nível de significância em 5% foram aplicados para validar os resultados obtidos com a modelagem numérica em detrimento as observações.

As observações mostraram que o ano de 2002 apresentou uma maior variabilidade intrasazonal na região do INDO-PACÍFICO associada a eventos da OMJ em relação aos outros anos em análise, tanto para o verão quanto para o inverno no HS. De outra forma, para a modelagem numérica, os anos de 2001/2002 apresentaram maior variabilidade na escala de tempo intrasazonal na região de controle INDI – com forte influência remota na região da América do Sul/ZCAS para o verão de 2002. O estudo de caso observacional de 22 de dezembro de 2002, mostrou que o principal mecanismo para a interação remota entre a região de controle INDI e a ZCAS2 foi gerado por uma combinação entre o PSA-curto e o guia preferencial de ondas 2.

A modelagem numérica sugere que a variabilidade intrasazonal representada pelo modelo OLAM v3.3 independe da distribuição temporal dos campos de TSM. No entanto, evidências mostraram que o sinal modelado será tanto melhor quanto maior a variabilidade da energia intrasazonal no campo de TSM assimilado pelo modelo numérico. Em detrimento à convenção de *Grell*, a

parametrização de cúmulos profundo do tipo *Kuo* apresentou maior variabilidade temporal na região de controle INDI para a DIV200mb em todo período analisado, favorecendo uma maior atividade convectiva para aquela região, inclusive na escala de tempo intrasazonal.

Sucessivos aninhamentos de grade sugerem que a energia intrasazonal tende a aumentar significativamente à medida que se aumenta o número de grades aninhadas. Para o estudo de caso de 01 de julho de 2001, via modelagem numérica, foram necessários 30 dias para a OMJ inverter seu padrão na região de controle INDI, e somente após essa inversão foi encontrado atividade convectiva na escala de tempo intrasazonal sobre a região da ZCAS. Dessa forma, o OLAM v3.3 superestima o tempo de meio ciclo dessa oscilação e consequentemente o tempo de resposta sobre a AS, em particular na região da ZCAS2. Outro aspecto relevante se refere à diferença na quantidade de energia intrasazonal que o OLAM v3.3 simula na região INDI quando há aninhamento de grade na região da ZCAS. Este fato, juntamente com a inversão de sinal descrita acima, sugere uma interação do tipo “gangorra convectiva” entre a região INDI e a região ZCAS.

O espectro de energia da TSO para a divergência ao nível de 200 mb, mostrou que o OLAM v3.3 subestima a energia do sinal intrasazonal na região do oceano Índico em quase a metade do valor real observado. Todavia, as observações mostraram que a energia espectral intrasazonal da divergência em 200 mb na região de controle ZCAS2, para a escala de 43 dias, foi da ordem de $0,42 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, resultando em uma diferença positiva de $0,08 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ em relação ao valor numérico obtido. Por fim, a metodologia do traçado de raios mostrou que os números de onda 2, 3 e 4 são bem representados pelo OLAM v3.3 na região tropical, corroborando com a habilidade do modelo em reproduzir os padrões de teleconexão atmosférica gerados no evento da OMJ de 01 de julho de 2001.

ABSTRACT

This work was particularly motivated by the need to understand the variability of the intraseasonal signal, in relation to extreme events of the Madden-Julian Oscillation – consensual factor in the weather changes at different regions of the globe, due its atmospheric teleconnection patterns. For this need, it's totally necessary special skills, such as those presented in this job for the OLAM model v3.3.

In this job, observational datasets were used from the Reanalysis II/NCEP (wind fields at 200 and 850 mb), as also variables obtained by satellites (OLR) – to assess the atmospheric profile in the intraseasonal time scale. The SST daily field was assimilated by the numerical OLAM model v3.3 to forcing the sign in the intraseasonal time scale. However, mesh refinement level also was activated for better resolve the smaller scale processes – essentials to form key processes in large scale and relevant to intraseasonal signs generation. Statistical methods with 5% significance level, were applied to validate the results obtained with the numerical modeling in detriment to the observational results.

The observations has shown that the year 2002 presented a higher intraseasonal variability in the INDO-PACIFIC region associated with MJO events, in detriment of the other years under review, both for summer as for Austral winter. Otherwise, for the numerical modeling, the years 2001/2002 presented higher variability in the intraseasonal time scale over the Indian ocean region – showing strongest remote influences over the South America/SACZ to the Austral summer of 2002. The observational case study of December 22, 2002, showed that the main mechanism for the remote interaction between control region over Indian ocean and the SACZ2 control region, was generated by combination among a short-PSA and a preferential wave guide 2.

The numerical modeling suggests that the intraseasonal variability represented by the OLAM model v3.3 is independent of the temporal distribution of the SST fields. However, evidences has shown that the sign will be better represented how much greater the intraseasonal energy variability in the SST fields assimilated by the numerical model. In detriment to Grell's convention, the Kuo's deep cumulus parameterization has showed greater temporal variability in

the Indian ocean region for the divergence at 200 mb throughout analyzed period, favoring convective activity in the intraseasonal time scale for that region.

Successive nesting grids suggests that the intraseasonal energy tends to increase significantly, when increases the number of nested grids. For the case study of July 1, 2001, via numerical modeling, were necessary 30 days to reverse the MJO's signal pattern in the Indian ocean region, and only after this reversal, was found convective activity in the intraseasonal time scale over the SACZ region. Thus, the results obtained with the OLAM model v3.3 suggests overestimation of the half cycle of oscillation and, consequently, the time response over the South America region, in particular over the SACZ2 region. Another important aspect refers to the difference at the intraseasonal energy amount simulated by the OLAM model v3.3 for the Indian ocean region, when is applied nesting grids over the SACZ region. This fact, together with the sign inversion described above, suggests an interaction of the type "convective seesaw" between the Indian ocean region and the SACZ region.

The wavelets power spectrum for the divergence at 200 mb has shown that OLAM model v3.3 underestimates the intraseasonal signal energy over the Indian ocean region in about half the actual value observed. However, observations has shown that the spectral intraseasonal energy of the divergence at 200 mb in the ZCAS2 region, for 43 day's scale, was approximately $0.42 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, resulting in a positive difference of $0.08 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ in relation to the numerical value obtained. Finally, the methodology of the ray tracing showed that wave numbers 2, 3 and 4 were well represented by the OLAM model v3.3 for the tropical region, confirming the model ability to reproduce the atmospheric teleconnection patterns, as shown for MJO's event July 1, 2001.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	1
1 Introdução.....	1
1.1 Hipótese e Objetivos.....	4
1.2 Justificativa e Motivação	6
CAPÍTULO 2	7
2 Revisão Bibliográfica	8
2.1 A Oscilação de Madden-Julian	8
2.1.1 Alguns Estudos Fenomenológicos na Escala Intrazonal	11
2.1.2 A Estrutura Atmosférica da Oscilação de Madden-Julian	14
2.1.3 A Relação entre a OMJ e a TSM	18
2.1.4 A Interação Ar-Mar Durante Eventos da OMJ.....	19
2.1.5 Mecanismos Propostos para a Representação da OMJ	23
2.1.5.1 Vento de Superfície Induzido por Trocas de Calor.....	25
2.1.5.2 Instabilidade Condicional de Segundo Tipo	27
2.1.5.3 Interação Intrazonal Convectiva Ar-Mar	30
2.1.6 A Representatividade da OMJ nos MCGAs	33
2.2 A Zona de Convergência do Atlântico Sul	35
2.2.1 O Modelo Conceitual de ZCAS	37
2.3 Interação Remota entre a OMJ e a ZCAS	40
2.4 Guias de Ondas e Rotas Preferenciais das Ondas Barotrópicas de Rossby	41
CAPÍTULO 3	45
3 Dados e Metodologia	45
3.1 Motivação: Por que utilizar dados de satélites?	46
3.1.1 As Vantagens dos Dados Obtidos com Satélites	48
3.2 Leitura e Tratamento dos Conjuntos de Dados Utilizados	49

3.2.1 Os Dados de Satélites.....	49
3.2.2 Os Dados da Reanálise	51
3.2.3 A Filtragem dos Dados.....	51
3.3 A Análise Espectral dos Dados.....	53
3.4 Análise Estatística Clássica de Dados.....	56
3.5 Análise em Funções Ortogonais Empíricas	57
3.6 O Número de Onda Estacionária K_S	58
3.7 O Traçado de Raios (<i>Ray Tracing</i>)	60
3.8 A Modelagem Numérica	61
3.8.1 O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera	62
3.8.1.1 As Equações Dinâmicas do Modelo Atmosférico OLAM v3.3	65
3.8.1.2 Esquemas das Parametrizações Físicas no OLAM v3.3.....	66
3.8.2 O Aparato Computacional	66
CAPÍTULO 4.....	68
4 Resultados e Discussões	69
4.1 Variabilidade do Sinal Intrasazonal Global – verões e invernos de 2000 – 2007	69
4.1.1 Regiões de Controle.....	73
4.1.2 Critério de Seleção dos Eventos Extremos da OMJ	74
4.1.3 Determinação dos Padrões de Teleconexão Atmosférica Associados à OMJ	77
4.2 Resultados – Parte Observacional.....	80
4.2.1 Critérios de Confiança Estatística para a Correlação Espacial	80
4.2.1.1 mROL <i>versus</i> ROL (região INDI – verões de 2002 – 2007)	81
4.2.1.2 mROL <i>versus</i> V200 (região INDI – verões 2002 – 2007)	83
4.2.1.3 mROL <i>versus</i> ROL (região INDI – invernos de 2002 – 2007)	85
4.2.1.4 mROL <i>versus</i> V200 (região INDI – invernos de 2002 – 2007)	87
4.2.2 Estudo de Caso da OMJ – observacional: 22dez2002	89

4.2.2.1 Região de Controle INDI	92
4.2.2.2 Região de Controle PO	95
4.2.2.3 Região de Controle ZCAS1	98
4.2.2.4 Região de Controle ZCAS2	99
4.2.2.5 Região de Controle ZCAS3	100
4.2.2.6 Análise Espectral – Transformada Simples em Ondaletas	101
4.2.2.6.1 Divergência em 200 mb – região de controle INDI	102
4.2.2.6.2 Divergência em 850 mb – região de controle INDI	103
4.2.2.6.3 Temperatura do Ar em 1000 mb – região de controle INDI	103
4.2.2.6.4 Temperatura da Superfície do Mar – região de controle INDI	104
4.2.2.6.5 Vapor D'água Atmosférico – região de controle INDI	105
4.2.2.6.6 Pressão ao Nível Médio do Mar – região de controle INDI	105
4.2.2.6.7 Divergência em 200 mb – região de controle ZCAS1	106
4.2.2.6.8 Divergência em 200 mb – região de controle ZCAS2	107
4.2.2.6.9 Divergência em 200 mb – região de controle ZCAS3	108
4.2.2.7 Análise Espectral – Transformadas Cruzada e Coerência em Ondaletas	109
4.2.2.7.1 TSM <i>versus</i> DiV200mb – região de controle INDI	110
4.2.2.7.2 DiV200mb <i>versus</i> PNM – região de controle INDI	111
4.2.2.7.3 DiV200mb <i>versus</i> DiV850mb – região de controle INDI	112
4.2.3 Propagação do Sinal Intrasazonal da DiV200mb	112
4.2.4 Evento de ZCAS	114
4.2.4.1 Análise de Altos e Baixos Níveis – 200 mb e 850 mb	115
4.2.4.2 Análise em Funções Ortogonais Empíricas – dez2002/jan2003 ..	116
4.3 Resultados – Parte Numérica	123
4.3.1 Estudo do Sinal Intrasazonal no Campo da Divergência em 200 mb determinado pela Forçante TSM	126
4.3.2 Estudo de Caso da OMJ – numérico: 01jul2001	134

4.3.2.1 mROL <i>versus</i> ROL (região INDI – evento de 01jul2001)	134
4.3.2.2 mROL <i>versus</i> V200 (região INDI – evento de 01jul2001)	136
4.3.2.3 Análise Espectral – Transformada Simples em Ondaletas	137
4.3.2.3.1 DIV200mb – região de controle INDI.....	138
4.3.2.3.2 DIV850mb – região de controle INDI.....	139
4.3.2.3.3 Pressão ao Nível Médio do Mar – região de controle INDI.....	139
4.3.2.3.4 DIV200mb – região de controle ZCAS2 (g3)	142
4.3.2.4 GWS da Divergência em 200 mb – expr2	143
4.3.2.5 Análise Espectral – Transformadas Cruzada e Coerência em Ondaletas.....	144
4.3.2.5.1 DIV200mb <i>versus</i> PNM – região de controle INDI	145
4.3.2.5.2 DIV200mb <i>versus</i> DIV850mb – região de controle INDI	146
4.3.3 Propagação do Sinal Intrasazonal da DIV200mb para 2001.....	146
4.3.4 Evento de ZCAS – resultado numérico do expr8	147
4.3.4.1 Análise de Altos e Baixos Níveis – 200 mb e 850 mb	148
4.3.4.2 Análise em Funções Ortogonais Empíricas – jan2002.....	151
4.3.5 O Traçado de Raios (<i>Ray Tracing</i>).....	155
4.3.5.1 Janeiro Médio de 2003.....	156
4.3.5.2 Junho Médio de 2003.....	158
CAPÍTULO 5.....	160
5 Conclusões.....	160
TRABALHOS FUTUROS.....	167
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	168
APÊNDICES	187

LISTA DAS PRINCIPAIS ABREVIATURAS

AS	América do Sul
CFS	<i>Climate Forecast System</i>
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Continente Marítimo
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DIV200mb	Divergência do Vento ao Nível de 200 mb
DIV850mb	Divergência do Vento ao Nível de 850 mb
DP	Desvio Padrão
ENSO	<i>El-Niño Southern Oscillation</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function Analysis</i>
expr1	Experimento 1 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr2	Experimento 2 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr3	Experimento 3 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr4	Experimento 4 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr5	Experimento 5 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr6	Experimento 6 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr7	Experimento 7 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr8	Experimento 8 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
expr9	Experimento 9 com o OLAM v3.3 (conforme Tabela 4.4)
FO	Função Ondaleta-mãe
GARP	<i>Global Atmospheric Research Program</i>
GWS	<i>Global Wavelets Spectrum</i>
g1	Refinamento de Grade 1 (referente ao modelo OLAM v3.3)
g2	Refinamento de Grade 2 (referente ao modelo OLAM v3.3)
g3	Refinamento de Grade 3 (referente ao modelo OLAM v3.3)
HL	Hemisfério Leste
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INDI	Região de Controle no Oceano Índico
INDO-PACÍFICO	Região dos Oceanos Índico e Pacífico Oeste
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

JBN	Jato de Baixos Níveis
JST	Jato Subtropical
LAM	Leste da Amazônia
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
mROL	Média da ROL na Região de Controle Indicada
NCAR/CDC	<i>National Center for Atmospheric Research/Control Data Corporation</i>
NCAR/DSS	<i>National Center for Atmospheric Research/Data Support Section</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NEB	Nordeste do Brasil
NO	Noroeste
OISST v2	<i>Optimal Interpolation Sea Surface Temperature – version 2</i>
OLAM v3.3	<i>Ocean-Land-Atmosphere Model – version 3.3</i>
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
PCA	<i>Principal Components Analysis</i>
PC	Pacífico Central
PL	Pacífico Leste
PNA	<i>Pacific North American</i>
PNM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PO	Região de Controle no Pacífico Oeste (depende do contexto)
PO	Pacífico Oeste (depende do contexto)
PSA	<i>Pacific South American</i>
r	O Raio da Teoria <i>Ray Tracing</i>
r	O Coeficiente de Correlação de <i>Pearson</i>
REAN2/NCEP	Dados da Reanálises II do NCEP
ROL	Radiação de Onda Longa
SCC	<i>Super Clouds Cluster</i>
SE	Sudeste
ST	Série Temporal/Séries Temporais (depende do contexto)
TCO	Transformada Cruzada em Ondaletas
TCR	Transformada Coerência em Ondaletas
TO	Transformada em Ondaletas na Forma Contínua
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

TSO	Transformada Simples em Ondaletas
V200	Componente Meridional do Vento ao Nível de 200 mb.
V850	Componente Meridional do Vento ao Nível de 850 mb.
WPS	<i>Wavelets Power Spectrum</i>
WWBs	<i>Westerly Wind Bursts</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCAS1	Região de Controle Sobre a ZCAS – sub-divisão1 (vide Tabela 4.2)
ZCAS2	Região de Controle Sobre a ZCAS – sub-divisão2 (vide Tabela 4.2)
ZCAS3	Região de Controle Sobre a ZCAS – sub-divisão3 (vide Tabela 4.2)

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1** - Diagrama de *Hovmöller* (longitude versus tempo) das anomalias de ROL (em W/m^2) média entre $5^{\circ}N - 5^{\circ}S$ filtradas na banda de 20–70 dias para o período de dezembro de 2003 a fevereiro de 2004..... 10
- Figura 2.2** - Ciclo de vida de 48 dias da OMJ representado pelas anomalias de ROL, indicando atividade convectiva na atmosfera tropical. A tonalidade em cinza claro (escuro) representa anomalias positivas (negativas) de ROL, indicando supressão (intensificação) da convecção..... 15
- Figura 2.3** - Diagrama esquemático de uma fase da OMJ quando o aumento da atividade convectiva ocorre sobre o oceano Índico. A ascensão do ar da convecção é representada pelos vetores verticais em 500 mb. A entrada do fluxo de oeste nos baixos níveis para o aumento da convecção e a saída do fluxo de leste nos altos níveis são representadas pelos vetores horizontais. Anticiclones (**A**) e ciclones (**C**) são também mostrados. Supressão da atividade convectiva precede o aumento a leste. 16
- Figura 2.4** - Diagrama que mostra a resposta ideal dos ventos nos baixos níveis (setas) e da pressão (contornos) na horizontal para o aquecimento na média-troposfera, com centros de baixa pressão representados pela letra “L” e onde a fonte de calor é centrada em $lat=lon=0^{\circ}$. O diagrama inferior mostra a resposta na forma de função de corrente como contornos no plano vertical ao longo do equador. A pressão de superfície é também mostrada, revelando a baixa pressão um pouco a oeste do centro de ascensão do ar..... 24
- Figura 2.5** - *Wind-Induced Surface Heat Exchange mechanism* (WISHE). 26
- Figura 2.6** - *Frictional Wave-CISK* (FW-CISK) *mechanism*. 29
- Figura 2.7** - *Air-Sea Convective Intraseasonal Interaction* (ASCII) *mechanism*... 31
- Figura 2.8** - Imagem do satélite GOES12-East no canal visível em 04jan2006 às 18:00 UTC – evidenciando a América do Sul. A imagem mostra claramente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). 37
- Figura 2.9** - Campo médio de temperatura de brilho do satélite GOES 8 para os seguintes períodos: (a) 10 a 16 de dezembro de 2002 (b) 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003. Unidade em *Kelvin* (K). 38
- Figura 2.10** - Campo médio de linhas de corrente (linhas com setas) e a divergência horizontal do vento em 200 mb (cor sólida) para os seguintes períodos: (a) 10 a 16 de dezembro de 2002 (b) 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003. Unidade em $\times 10^{-6} s^{-1}$ 39
- Figura 2.11** - Campo de chuva acumulada para os seguintes períodos: (a) 10 a 16 de dezembro de 2002 (b) 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003. Unidade em mm. 40

Figura 2.12 - Esquema que mostra os guias de ondas (setas com linhas diagonais) e a propagação preferencial (setas cheias em preto) para o verão Austral (DJF), obtido com uma série de experimentos utilizando um modelo barotrópico linearizado.	42
Figura 2.13 - Padrão médio de teleconexão atmosférica global para o verão Austral. Figura tirada da apresentação do Professor Dr. Tércio Ambrizzi: SOUTH AMERICAN CLIMATE DYNAMICS – A GENERAL VIEW . 1 ST IBERO-AMERICAN WORKSHOP ON CLIMATE DYNAMICS, CLIMATE CHANGE AND REGIONAL CLIMATE MODELING, São Paulo, Brazil, August 2007.	43
Figura 2.14 - Esquema que mostra os guias de ondas (setas com linhas diagonais) e a propagação preferencial (setas cheias em preto) para o inverno Austral (JJA), obtido com uma série de experimentos utilizando um modelo barotrópico linearizado.	43
Figura 2.15 - Padrão médio de teleconexão atmosférica global para o inverno Austral. Figura tirada da apresentação do Professor Dr. Tércio Ambrizzi: SOUTH AMERICAN CLIMATE DYNAMICS – A GENERAL VIEW . 1 ST IBERO-AMERICAN WORKSHOP ON CLIMATE DYNAMICS, CLIMATE CHANGE AND REGIONAL CLIMATE MODELING, São Paulo, Brazil, August 2007.	44
Figura 2.16 - Genesis de um trem de ondas de Rossby. Figura tirada da apresentação do Professor Dr. Tércio Ambrizzi: SOUTH AMERICAN CLIMATE DYNAMICS – A GENERAL VIEW . 1 ST IBERO-AMERICAN WORKSHOP ON CLIMATE DYNAMICS, CLIMATE CHANGE AND REGIONAL CLIMATE MODELING, São Paulo, Brazil, August 2007.....	44
Figura 3.1 - Comparação da TSM (em °C) do TRMM/TMI (em preto) e as boias do projeto PIRATA (em vermelho) no oceano Atlântico Tropical.	49
Figura 3.2 - Campo de TSM (em °C) entre 40°N e 40°S observado no dia 30 de janeiro de 2002: dados originais (superior) e interpolados (inferior). Dados obtidos pelo radiômetro TMI numa grade de 1440 x 320 pontos e com uma resolução espacial de 0,25° x 0,25°.....	50
Figura 3.3 - Resposta do filtro de Lanczos para a banda entre 20 e 70 dias com 120 pesos, em função dos períodos das oscilações presentes na série original.	53
Figura 3.4 - Esquema representativo da refração do raio <i>r</i> para diferentes situações no HS.	61
Figura 3.5 - Icosaedro que define o sistema de grades no OLAM com várias superfícies pentaédricas, com o refinamento de grade determinado por subdivisões triangulares inscritas.....	63
Figura 3.6 - (a) Grade de elementos finitos usada no modelo OLAM. (b) Exemplo de refinamento de grade através de subdivisões triangulares.	64
Figura 3.7 - Grade global icosaédrica com os níveis verticais no modelo OLAM.	64

Figura 3.8 - <i>Cluster</i> com 16 máquinas Intel® <i>Quad-core</i> pertencente ao MACFA/UECE.....	67
Figura 4.1 - Desvio Padrão da ROL filtrada para os verões (DJF) no HS de 2000 – 2007. Unidade em W/m^2	70
Figura 4.2 - Desvio Padrão da ROL filtrada para os invernos (JJA) no HS de 2000 – 2007. Unidade em W/m^2	70
Figuras 4.3 - Desvio Padrão da ROL filtrada a cada dois anos que completam o trimestre DJF da estação de verão no HS para todo o período analisado. Unidade em W/m^2	71
Figuras 4.4 - Desvio Padrão da ROL filtrada em JJA da estação de inverno no HS para todo o período analisado. Unidade em W/m^2	72
Figura 4.5 - Regiões de controle no oceano Índico (INDI – em vermelho) e Pacífico Oeste (PO – em azul) para a seleção de eventos extremos individuais da OMJ de verões e invernos no HS para o período de 2000 – 2007.....	73
Figura 4.6 - Regiões diagonalmente orientadas (NO/SE) representando as posições preferenciais da ZCAS de acordo com Cavalcanti e Rowntree (1998).	74
Figura 4.7 - Superposição das séries anuais das anomalias filtradas de ROL (em W/m^2) na banda intrasazonal para o período de 2000 – 2007, referentes à média na região de controle no oceano Índico. No eixo X a primeira data refere-se aos anos bissextos (2000 e 2004) e a segunda data logo após a barra refere-se aos anos normais (2001, 2002, 2003, 2005, 2006 e 2007). A linha vermelha horizontal é o valor limiar $-40 W/m^2$ para o período de inverno Austral.	76
Figura 4.8 - Série temporal das anomalias filtradas de ROL na banda intrasazonal média na região de controle INDI para o período de 2000 – 2007 (superior – em W/m^2) e o correspondente espectro de potência de ondaletas (inferior – em W^2/m^4).	77
Figura 4.9 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e a ROL em cada ponto de grade para os verões de 2002 – 2007 no HS iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 5 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade na região do controle INDI. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes <i>Student & Fisher</i> . Valores adimensionais.	82
Figura 4.10 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e o V200 em cada ponto de grade para os verões de 2002 – 2007 no HS iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 5 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade na região de controle INDI. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes <i>Student & Fisher</i> . Valores adimensionais.	84
Figura 4.11 - Idem à Figura 4.9, mas para os invernos de 2002 a 2007.	86
Figura 4.12 - Idem à Figura 4.10, mas para os invernos de 2002 a 2007.	88

- Figura 4.13** - Padrões espaciais de correlação entre mROL (INDI) *versus* ROL (esquerda) e mROL (INDI) *versus* V200 (direita). O *lag* temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student & Fisher*. Valores adimensionais. 94
- Figura 4.14** - r^2 entre mROL(INDI) vs. V200 em cada ponto de grade para o *lag*=+18 do evento de 22dez2002. Valores adimensionais. 95
- Figura 4.15** - Idem à Figura 4.13, mas para a região de controle PO..... 97
- Figura 4.16** - Padrões espaciais de correlação entre mROL (ZCAS1) *versus* ROL (esquerda) mROL (ZCAS1) *versus* V200 (direita). O *lag* temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student & Fisher*. Valores adimensionais..... 99
- Figura 4.17** - Padrões espaciais de correlação entre mROL (ZCAS2) *versus* ROL (esquerda) mROL (ZCAS2) *versus* V200 (direita). O *lag* temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student & Fisher*. Valores adimensionais..... 100
- Figura 4.18** - Padrões espaciais de correlação entre mROL (ZCAS3) *versus* ROL (esquerda) mROL (ZCAS3) *versus* V200 (direita). O *lag* temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student & Fisher*. Valores adimensionais..... 101
- Figura 4.19** - Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb da Reanalysis II do NCEP média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}). 102
- Figura 4.20** - Idem à Figura 4.19, mas para a divergência em 850 mb. 103
- Figura 4.21** - Idem à Figura 4.20, mas para a Temperatura do Ar em 1000 mb.104
- Figura 4.22** - Série temporal padronizada filtrada da TSM do satélite TRMM/TMI média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da TSM filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em $^{\circ}C^2$) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em $^{\circ}C^2$). 104
- Figura 4.23** - Série temporal padronizada filtrada do Vapor D'água Atmosférico do satélite TRMM/TMI média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) do vapor filtrado média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em mm^2) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em mm^2). 105

Figura 4.24 - Série temporal padronizada filtrada da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM) média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da PNM filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em hPa^2) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em hPa^2). 106

Figura 4.25 - Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb da reanálises II do NCEP média na região de controle ZCAS1 para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS1 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}). 107

Figura 4.26 - Idem à Figura 4.25, mas para a região de controle ZCAS2. 108

Figura 4.27 - Idem à Figura 4.26, mas para a região de controle ZCAS3. 108

Figura 4.28 - (a) TCO e (b) TCR das Séries Temporais filtradas de TSM vs. DIV200mb médias na região de controle INDI, para o período de 01mai2001 a 01set2003. O nível de 5% de significância estatística contra o ruído vermelho de fundo é mostrado como um contorno espesso. O cone de influência é representado por um sombreado mais claro. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; TSM conduzindo DIV200mb em 90° , apontando para cima; DIV200mb conduzindo a TSM em 90° , apontando para baixo..... 111

Figura 4.29 - Idem à Figura 4.28, mas para a DIV200mb (REAN2) *versus* PNM (REAN2). 111

Figura 4.30 - Idem à Figura 4.29, mas para a DIV200mb (REAN2) *versus* DIV850mb (REAN2). 112

Figura 4.31 - Diagrama de *Hovmöller* da DIV200mb da REAN2 filtrada em 20 – 70 dias para o período de fev2002 a fev2003 nas latitudes 4°N , 2°N , Equador, 2°S e 4°S . Anomalias em s^{-1} 114

Figura 4.32 - Estrutura espacial média (13 a 19jan2003) de um evento conceitual de ZCAS de acordo com a CLIMANÁLISE: (a) altos níveis (200 mb) (b) baixos níveis (850 mb). Linhas de correntes em preto e divergência em fundo colorido. 116

Figura 4.33 - Dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada de dez2002 a jan2003: (**acima**) EOF1 e (**abaixo**) EOF2. O número entre parênteses abaixo de cada figura é a variância explicada de cada modo. Unidade em W/m^2 118

Figura 4.34 - Séries temporais dos coeficientes dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada: (**acima**) EOF1 e (**abaixo**) EOF2. Valores adimensionais. 119

Figura 4.35 - Combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada (cor em fundo) e do vento meridional filtrado em baixos níveis (V850mb – contornos) a cada 5 dias (cinco primeiras) e depois a cada 2 dias (cinco últimas). Unidades: ROL em W/m^2 e V850mb em m/s. 122

Figura 4.36 - Aninhamento das grades 2 e 3 sobre: (a) América do Sul e (b) oceano Índico/CM. 125

Figura 4.37 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 1 (*Grell* – linha em vermelho) e 2 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} 127

Figura 4.38 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 3 (*Grell* – linha em vermelho) e 4 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} 127

Figura 4.39 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 5 (*Grell* – linha em vermelho) e 6 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} 128

Figura 4.40 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 7 (*Grell* – linha em vermelho) e 8 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} 129

Figura 4.41 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com o experimento 9 – utilizando-se a parametrização de cúmulos do tipo *Kuo*. Os valores são apresentados para cada grade aninhada, onde: g1 – linha em vermelho; g2 – linha em azul; g3 – linha em verde e REAN2/NCEP – linha em preto. Unidade em s^{-1} 131

Figura 4.42 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e a ROL em cada ponto de grade para os meses de JAS de 2001 – iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 2 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais. 135

Figura 4.43 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e o V200 em cada ponto de grade para os meses de JAS de 2001 – iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 2 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais. 137

Figura 4.44 - Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}). 138

Figura 4.45 - Idem à Figura 4.44, mas para a divergência em 850 mb. 139

Figura 4.46 - Idem à Figura 4.45, mas para a PNM. 140

Figura 4.47 – Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle ZCAS2 na grade 3 e para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS2 na grade 3 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}). 143

Figura 4.48 - GWS da série temporal padronizada filtrada da divergência em 200 mb obtida com o *expr2* média nas seguintes regiões: (a) região de controle INDI (b) região de controle ZCAS1 (c) região de controle ZCAS2 (d) região de controle ZCAS3. Unidade em s^{-2} 144

Figura 4.49 - (a) TCO e (b) TCR das Séries Temporais filtradas de DIV200mb vs. PNM médias na região de controle INDI, para o período de 01mai2001 a 01set2003. O nível de 5% de significância estatística contra o ruído vermelho de fundo é mostrado como um contorno espesso. O cone de influência é representado por um sombreado mais claro. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; DIV200mb conduzindo PNM em 90° , apontando para cima; PNM conduzindo a DIV200mb em 90° , apontando para baixo. 145

Figura 4.50 - Idem à Figura 4.49, mas para a DIV200mb (*expr8*) versus DIV850mb (*expr8*). 146

Figura 4.51 - Diagrama de *Hovmöller* da DIV200mb do *expr8* filtrada em 20 – 70 dias para o ano de 2001 nas latitudes $4^\circ N$, $2^\circ N$, Equador, $2^\circ S$ e $4^\circ S$. Anomalias em s^{-1} 147

Figura 4.52 - Estrutura espacial média (13 a 19jan2002) de um evento numérico de ZCAS, onde: (a) altos níveis (200 mb) e (b) baixos níveis (850 mb). Linhas de corrente em preto e divergência em fundo colorido – resultados obtidos com o *expr8* (*g1*). 150

Figura 4.53 - Dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada para janeiro de 2002: (**acima**) EOF1 e (**abaixo**) EOF2. O número entre parênteses abaixo de cada figura é a variância explicada de cada modo – resultados obtidos com o *expr8* (*g1*). Unidade em W/m^2 152

Figura 4.54 - Séries temporais dos coeficientes dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada: (**acima**) EOF1 e (**abaixo**) EOF2 – resultados obtidos com o *expr8*. Valores adimensionais. 153

Figura 4.55 - Combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada (cor em fundo) e do vento meridional filtrado em baixos níveis (V850mb – contornos) a cada 2 dias – resultados obtidos com o *expr8*. Unidades: ROL em W/m^2 e V850mb em m/s. Valores negativos de ROL (em azul) representam atividade convectiva e valores positivos de ROL (em amarelo) representam supressão da atividade convectiva. Linhas contínuas representam vento de Sul e linhas tracejadas representam vento de Norte. 155

Figura 4.56 - Traçado de raios para os números de onda: (a) 2 (b) 3 e (c) 4 – fonte em 20°S/120°W. Em vermelho – a trajetória descrita pelos dados das Reanálises II do NCEP. Em preto – a trajetória descrita pela saída do OLAM v3.3 de acordo com o expr8. Trinta interações para o vento zonal em 200 mb para ambos os conjuntos de dados. Em fundo a ROL média de janeiro de 2003, unidade em W/m^2 157

Figura 4.57 - Idem à Figura 4.56, mas para junho de 2003..... 159

LISTA DE TABELAS

- Tabela 4.1** - Regiões de controle de fortes atividades convectivas associadas à eventos intrasazonais da OMJ sobre o oceano Índico (INDI) e Pacífico (PO) de acordo com o DP da ROL filtrada de 2000 – 2007..... 73
- Tabela 4.2** - Coordenadas das regiões diagonalmente orientadas (NO/SE) representando as posições preferenciais da ZCAS segundo Cavalcanti e Rowntree (1998)..... 74
- Tabela 4.3** - *Lags* temporais e seus respectivos eventos atmosféricos de acordo com critérios adotados: ZCAS – CLIMANÁLISE e OMJ – Figura 4.7, onde (+) representa atividade convectiva na região de controle INDI e (-) representa supressão da atividade convectiva na região de controle INDI..... 92
- Tabela 4.4** - Parâmetros de configuração dos experimentos numéricos com o modelo OLAM v3.3. A coluna NQPARM representa a opção de parametrização de cúmulos profundos, sendo: tipo 1 (*Kuo*) e tipo 2 (*Grell*); TSM representa: TSM diária (Diária), TSM Climatológica de 2000 – 2007 (Clim.Mens. 2000-2007) e Média Mensal de 2002 (Med.Mens. 2002); NGRIDS representa o número de grades acionadas e o Passo de Tempo representa o intervalo de integração do modelo em segundos – o que vai depender do número de grades aninhadas devido a condição CFL..... 124
- Tabela 4.5** - *Global Wavelets Spectrum* da divergência em 200 mb do expr8 para a região de controle ZCAS, nas grades 1, 2 e 3 – valores são referentes à escala de 43 dias. Unidade em s^{-2} 141

CAPÍTULO 1

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) ou Oscilação 30–60 dias é um fenômeno que se caracteriza pelo deslocamento de oeste para leste de uma célula zonal convectiva de grande escala termicamente direta, a qual influencia a convecção tropical e também pode atuar nos extratropicos devido aos padrões de teleconexão atmosférica associados a ela. A OMJ faz com que os fenômenos meteorológicos se intensifiquem ou enfraqueçam durante a sua atuação, podendo influenciar no regime pluviométrico e, na maioria dos casos, mudando significativamente os padrões de tempo em determinadas regiões do planeta. Dessa forma, este capítulo pretende fazer uma abordagem introdutória sobre os impactos do clima tropical ao redor do globo, sua complexidade e a interconectividade entre escalas de fenômenos atmosféricos. Serão também apresentadas motivações para a realização deste trabalho, suas justificativas, assim como os objetivos empreendidos.

1 Introdução

O clima nos trópicos é renomado quanto a sua habilidade de causar caos social generalizado e danos econômicos aos países que habitam esta parte do globo. Considerando que as diferentes estações do ano são claramente bem definidas nas altas latitudes, devido aos grandes contrastes de temperaturas, mudanças sazonais nas baixas latitudes são em geral determinadas pela ocorrência de mudanças extremas de tempo, tais como as monções e as tempestades tropicais.

Grandes quantidades de chuvas e fortes ventos associados a temporais são características marcantes da variabilidade natural do clima tropical. É no mínimo infortuno que países diretamente impactados por estes fenômenos severos de tempo estejam tão mal preparados para lidar com as consequências devastadoras de tais eventos.

Nações subdesenvolvidas do sudeste da Ásia são densamente povoadas e consideravelmente pobres, onde favelas são bastante comuns, além da cobertura médica e serviços de apoio serem muito deficientes. Sucesso na agricultura é primordial para dar suporte à economia destes países, os quais dependem crucialmente das condições do tempo e do clima.

A previsão de longo período para o clima regional fornece a oportunidade para uma melhor manutenção da agricultura e controle de doenças. O aumento dessa habilidade de previsão climática é tanto maior quanto maior quantidade de pesquisas empreendidas para discernir os vários sistemas meteorológicos atuantes e seus processos físicos inerentes. Estes estudos são beneficiados pelo recente avanço tecnológico e pelo comprometimento de uma vasta gama de pesquisadores das mais diversas áreas das Ciências Naturais.

A complexidade da interação oceano-atmosfera tem se tornado mais evidente através de estudos relacionados com a geração e a manutenção de eventos climáticos extremos. Dessa forma, processos de escala temporal e espacial diferentes podem ser modificados através dessa interação mútua. Vários mecanismos têm sido propostos, além de evidências apresentadas sobre como processos individuais podem afetar uns aos outros. Por exemplo, a OMJ – que é um evento na escala de tempo menor que uma estação do ano, referida como escala de tempo intrasazonal – apresenta modo de variabilidade dominante no Hemisfério Leste (HL); contudo, estudos têm revelado que este particular fenômeno climático intrasazonal interage com sistemas de tempo dos trópicos e extratropicais através da excitação de padrões de teleconexão atmosférica.

Em função de sua evidente interação com o oceano Pacífico Oeste (PO), muitos acreditam que a OMJ desempenha um papel importante no ciclo do *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO). Forçantes oceânicas propagando-se equatorialmente para leste na forma de ondas de *Kelvin* são geradas por anomalias do vento de superfície associadas a eventos da OMJ no oceano Pacífico Oeste. Por esta razão, tem sido sugerido que estas ondas promovem aprofundamento da termoclina ao atingirem o oceano Pacífico Leste (PL), elevando a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) local (KESSLER *et al.*, 1995), fato este que está associado às características de um evento ENSO.

No verão Boreal (JJA) a OMJ tem sido associada a um atraso no início das chuvas das monções de verão indianas durante alguns anos (WU *et al.*,

1999). No inverno Boreal (DJF), foi sugerida como moduladora de atividades de ciclones tropicais no Hemisfério Sul (HS) (LIEBMANN *et al.*, 1994), além de exibir forte conexão com as monções australianas, com o início da monção coincidindo com a primeira ocorrência de um evento da OMJ para aquela estação (HENDON & LIEBMANN, 1990).

No Brasil, durante o verão Austral (DJF) é caracterizada a estação chuvosa nas Regiões Sudeste, Centro-Oeste e na porção sul da Região Nordeste. O grande volume pluviométrico sobre estas regiões – neste período do ano e não em outro – é devido necessariamente à formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Existe uma relação, ainda não muito bem conhecida, porém certamente não linear, entre a posição e intensidade da ZCAS e a convecção tropical associada a fortes atividades convectivas da OMJ (CASARIN & KOUSKY, 1986).

De acordo com Jones (2000), condições extremas de precipitação sobre a costa Oeste do continente sul-americano são mais comuns quando a OMJ está ativa; este fato é mais uma evidência da potencial influência da OMJ sobre os padrões de variabilidade do clima em regiões remotas através da excitação de padrões de teleconexão atmosférica.

Por fim, a representação da OMJ em modelos numéricos de previsão do tempo operacional, com especial ênfase na precisão, é claramente importante para incrementar o potencial de previsibilidade dessa oscilação. Ao considerar que as observações aumentam em número e precisão a cada dia, fornecendo mais detalhes das características dinâmicas e termodinâmicas de eventos extremos do clima nas mais variadas regiões do planeta, como também, nas mais diversas escalas de tempo, é sensato pensar, portanto, que o estudo de variáveis observacionais é a chave para a melhoria da representatividade numérica de eventos naturais com certo grau de complexidade, por exemplo, a Oscilação de Madden-Julian.

1.1 Hipótese e Objetivos

A hipótese fundamental que norteia esta Tese é que eventos extremos da OMJ apresentam forte sensibilidade à distribuição do campo de TSM nas regiões Índico e Pacífico Oeste (INDO-PACIFICO), comumente denominada de Continente Marítimo (CM), e por sua vez, a OMJ pode interagir remotamente com a América do Sul (AS) amplificando/suprimindo episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul, através dos padrões de teleconexão atmosférica.

Assim, o objetivo geral deste trabalho é testar a sensibilidade do modelo OLAM v3.3 na geração do sinal intrasazonal da OMJ, utilizando-se como principal forçante atmosférica, diferentes distribuições temporais de TSM. Em especial, pretende-se investigar os padrões de teleconexão nos trópicos e extratropicais, além da variabilidade do sinal intrasazonal da OMJ em algumas variáveis atmosféricas e oceânicas inerentes a este fenômeno – tanto observacional, quanto numericamente. A ideia é identificar possíveis interações existentes entre estas variáveis, assim como verificar os níveis de complexidade intrínsecos que representam o sinal intrasazonal, através de um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA).

Os tópicos que constituem os pontos-chave da presente pesquisa são apresentados a seguir, os quais serão utilizados como guias para os objetivos específicos do trabalho.

- **A robustez do sinal intrasazonal comum aos campos de superfície na atmosfera e no oceano**

Embora alguns estudos tenham revelado relações entre os padrões intrasazonais em campos de superfície individuais, a estrutura e a organização do acoplamento do oceano com a atmosfera nesta escala de tempo ainda requerem melhor entendimento. Este trabalho pretende examinar a existência de um padrão comum entre os ventos de superfície e a TSM, relacionando-os com a OMJ;

- **A complexidade requerida em um MCGA para representar eventos intrasazonais da OMJ utilizando a TSM como principal forçante**

É possível cogitar que o papel da distribuição de TSM pode interferir no disparo de eventos convectivos na escala de tempo intrasazonal na região dos oceanos Índico e Pacífico Oeste, uma vez que o padrão de convergência dos ventos à superfície do oceano pode ser influenciado diretamente pelas anomalias de TSM. Dessa forma, diferentes resoluções temporais dos campos de TSM (valores diários, mensais e climatológicos) serão assimiladas pelo MCGA, com o objetivo de avaliar a habilidade do mesmo em gerar o sinal intrasazonal da OMJ;

- **Mecanismos de interação remota da OMJ com outras regiões do globo**

Pesquisas em teleconexão atmosférica procuram descobrir seus mecanismos de atuação, de modo a identificar padrões que possam ser monitorados e previstos. Para o continente sul-americano, pode-se mencionar o padrão de teleconexão *Pacific South America*, comumente referido como PSA, o qual tem impacto bastante significativo nos eventos anômalos de precipitação sobre a AS. Por conta disso, buscar-se-á um melhor entendimento dos mecanismos de interação remota da OMJ com a América do Sul, dando ênfase à relação remota entre a convecção nos oceanos Índico e Pacífico Oeste e a ocorrência de ZCAS nas Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

1.2 Justificativa e Motivação

A disponibilidade de conjuntos de observações de escala global com boa representatividade e razoável extensão temporal tem permitido grandes avanços no conhecimento do comportamento e da variabilidade atmosférica nos últimos anos. Por outro lado, relevantes aprimoramentos dos sistemas numéricos que representam a dinâmica da atmosfera, assim como das técnicas de análise estatística de séries temporais, também têm sido alcançados recentemente. Estes ingredientes constituem a base das ciências do tempo e do clima nos tempos modernos, e seu emprego não poderia deixar de estar presente no presente estudo.

Não obstante, a fragilidade de diversos setores da sociedade frente aos eventos meteorológicos extremos tem ficado cada vez mais evidente, desde a população e suas propriedades até os grandes empreendimentos privados e governamentais. Por todo o mundo são registrados casos de destruição de residências, propriedades produtivas, galpões industriais, centros comerciais etc., em função de deslizamentos de terra, enchentes, inundações e rajadas de ventos com grandes magnitudes. Particularmente no Brasil, estes fenômenos são absolutamente preocupantes principalmente durante os meses de Dezembro a Março, vitimando milhares de pessoas e produzindo fome, pobreza e prejuízos econômicos em diversos estados da federação.

Desta forma, estudos sobre o estabelecimento de padrões atmosféricos que podem determinar condições extremas são fundamentais, tanto do ponto de vista observacional quanto de simulações numéricas. Outro aspecto importante é a premente necessidade de aprimoramento dos sistemas de previsão de tempo e de clima na representação dos eventos extremos, para que seus produtos possam embasar melhor as tomadas de decisões nas mais distintas esferas das atividades humanas, de modo a assegurar, de maneira ampla e geral, bens e vidas.

CAPÍTULO 2

Vários estudos analisando os diversos aspectos da OMJ têm sido publicados nas últimas décadas. Após sua detecção inicial, muitos destes estudos tomaram a forma de investigações observacionais, tendo em vista aprender mais sobre a estrutura dinâmica e a propagação destas oscilações, bem como a influência da mesma em eventos meteorológicos em regiões remotas do planeta. Algumas menções sobre relação entre oscilações intrasazonais e o estabelecimento das Zonas de Convergência do Hemisfério Sul envolvem modulação de padrões atmosféricos ao redor do globo e motivaram a presente investigação no sentido de aumentar o entendimento sobre a ZCAS. Este fenômeno atmosférico teve seu monitoramento iniciado em 1987 e climatologicamente ocorre durante o verão Austral, sendo absolutamente determinante na distribuição espaço-temporal da precipitação sobre a AS. Apesar de inúmeros trabalhos já desenvolvidos, os mecanismos que originam e mantêm a ZCAS precisam ser mais bem compreendidos, assim como a interação entre os mesmos. Estudos observacionais e numéricos indicam que a ZCAS sofre influência tanto de fatores remotos (OMJ e teleconexões atmosféricas) quanto de fatores locais (umidade da bacia amazônica e presença da Cordilheira dos Andes). Este capítulo apresenta um resumo cronológico da evolução do conhecimento sobre a OMJ, seus mecanismos de interação e de propagação, além de seus padrões de teleconexão associados com a ZCAS, os quais são de profundo interesse para a corrente pesquisa.

2 Revisão Bibliográfica

A variabilidade de baixa-frequência dos movimentos atmosféricos de grande escala é um tópico de muito interesse para a comunidade científica, principalmente para os meteorologistas dinâmicos e “modeladores”, entre outros pesquisadores. Esta variabilidade de longo período das oscilações atmosféricas compreende períodos maiores que 10 dias, fazendo com que a escala intrasazonal (10 a 100 dias) seja a primeira banda de interesse das oscilações de baixa-frequência.

Num contexto histórico, pode-se dizer que no final da década de 50, dados de variáveis atmosféricas obtidos por radiossondas na região tropical eram muito escassos, como ainda são para muitas regiões do globo terrestre. Após a iniciativa denominada *Global Atmospheric Research Program* (GARP) – que promoveu esforços observacionais sem precedentes na história da Meteorologia, análises espectrais foram iniciadas para tentar extrair informações acerca destes dados para várias estações de observação ao redor do globo. Maruyama (1967; 1968) se valeu deste conjunto de dados para descrever as ondas de *Rossby-Gravidade* na estratosfera equatorial. Wallace & Kousky (1968) utilizaram a mesma fonte de informações para analisar ondas de *Kelvin* estratosféricas.

2.1 A Oscilação de Madden-Julian

Os pesquisadores Rolland A. Madden e Paul R. Julian achavam que poderiam contribuir cientificamente com os cientistas supracitados. Para isso, utilizaram um conjunto de dados atmosféricos do *National Center for Atmospheric Research/Data Support Section* (NCAR/DSS), os quais eram obtidos por radiossondagem em vários pontos do globo e, no mínimo em uma estação tropical – *Kanton* (2,8°S; 171,7°W) e para um período de aproximadamente 10 anos. Estes pesquisadores também possuíam acesso aos melhores computadores do *National Center for Atmospheric Research/Control Data Corporation* (NCAR/CDC). Após calcularem espectros e espectros cruzados das observações disponíveis, perceberam a grande coerência entre a pressão de superfície, vento zonal e temperatura em vários níveis da atmosfera em um período de 41 a 53 dias (MADDEN & JULIAN, 1971); além disso, descobriram que

os espectros destas variáveis apresentavam um máximo de variabilidade em torno destes períodos. O espectro e o espectro cruzado com dados de outras estações também revelaram picos espectrais e máximos de coerência em 40–50 dias, inclusive considerando estações bem distantes entre si.

O sinal de eventos intrasazonais exhibe uma grande complexidade nos aspectos temporal e espacial, onde a mais conhecida oscilação da banda intrasazonal é a então denominada de Oscilação de Madden-Julian (OMJ), ou Oscilação de 40–50 dias, assim denominada por seus descobridores (MADDEN & JULIAN, 1971; 1972).

A OMJ é caracterizada pela convecção atmosférica de grande-escala e anomalias de circulação que estão orientadas no plano equatorial e que se propagam para leste, desde a porção central do oceano Índico ao Pacífico Central (PC) em questão de semanas (MADDEN & JULIAN, 1972 – apêndice 2.1). Assim sendo, a OMJ é um importante fator na regulação do tempo e do clima de várias regiões do globo, pois pode afetar ondas oceânicas, correntes e a interação ar-mar.

O termo “Oscilação” é usado porque estas anomalias podem ser observadas oscilar entre fases opostas durante um ciclo da OMJ. Por exemplo, durante eventos observados no verão Austral entre dezembro de 2003 e fevereiro de 2004, a propagação de anomalias de convecção de grande escala para leste precedeu as anomalias que indicam a supressão da convecção, como pode ser visto na Figura 2.1. Análises observacionais deste tipo permitiram a obtenção de uma visão mais ampla da estrutura da OMJ pela comunidade científica que, por sua vez, propôs teorias factíveis para a sua existência.

Figura 2.1 - Diagrama de *Hovmöller* (longitude versus tempo) das anomalias de ROL (em W/m^2) média entre $5^\circ N - 5^\circ S$ filtradas na banda de 20–70 dias para o período de dezembro de 2003 a fevereiro de 2004.

Na Figura 2.1, anomalias positivas (em vermelho) representam a supressão da convecção e anomalias negativas (em azul) aumento da convecção para aquela região representada. É possível ver nitidamente a propagação para leste das anomalias filtradas de Radiação de Onda Longa (ROL) através das regiões sombreadas inclinadas, as quais representam sucessivos eventos da OMJ. É preciso ressaltar que os dados foram filtrados na escala de tempo intrasazonal, de modo a tornar evidente esta oscilação específica e suas características de propagação.

Diretamente associadas com a variabilidade da OMJ, podem ser mencionadas variações de grande escala no campo de vento dos altos e dos baixos níveis, assim como no conteúdo de umidade da atmosfera e nos valores de TSM. Essa onda global de grande escala tende a se propagar para leste com velocidade de aproximadamente 5 m/s, circundando o globo em aproximadamente 40–50 dias. Antes da intensificação da convecção causada por este distúrbio propagante, anomalias de ventos de leste são observadas nos baixos níveis, com respectivas anomalias de ventos de oeste nos altos níveis da atmosfera.

2.1.1 Alguns Estudos Fenomenológicos na Escala Intrasazonal

A oscilação intrasazonal tem sido motivo de um substancial número de estudos, devido basicamente à sua importância na circulação atmosférica global. Parker (1973) estudou ventos na alta troposfera e baixa estratosfera equatorial e encontrou sinal desta oscilação no vento zonal e na temperatura em 1000 hPa. Dakshinamurti & Keshavamurty (1976) calcularam o espectro do vento zonal e meridional em 850 hPa sobre a Índia e encontraram picos de energia em torno de 30 dias, sugerindo que esta variação está associada com a oscilação norte-sul do período de seca das monções.

Murakami & Nakazawa (1984; 1985) e Krishnamurti *et al.* (1985) concluíram que a oscilação de 40–50 dias pode estar associada a características regionais, tais como surgimento das monções e o início de flutuações dos jatos de baixos níveis sobre o sudeste da Ásia/Índia.

Um grande número de pesquisadores tem concentrado esforços no estudo da relação trópicos-extratrópicos na escala de tempo intrasazonal. Liebmann & Hartmann (1984) analisaram a correlação entre a altura geopotencial em 500 hPa nas latitudes médias e a Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) na região tropical. Os mesmos concluíram que os sistemas nas médias latitudes funcionam como gatilho para a atividade convectiva nos trópicos.

Weickman *et al.* (1985) encontraram relações estatisticamente significativas entre as flutuações intrasazonais de ROL tropical, como também analisaram espectros da circulação em escalas planetárias para o nível de 250 hPa durante o inverno (DJF) do Hemisfério Norte (HN) para a região tropical.

Lau & Phillips (1986) examinaram a relação trópicos-extratrópicos na escala de tempo intrasazonal de 20 a 70 dias e perceberam uma evolução sistemática de um trem de ondas extratropical coerente com a convecção tropical. Lau & Chan (1985) encontraram uma relação bastante significativa entre a oscilação de 40–50 dias e: **(a)** o início da fase das monções na Índia; **(b)** o regime de *Mei-yu* sobre o sul da China; **(c)** a variabilidade sazonal na convecção sobre os oceanos Índico equatorial e Pacífico Oeste.

Kanutson & Weickmann (1987) analisaram composições entre o vento em 850 e 250 hPa e a ROL para todo o globo. Estes mostraram que, em associação com anomalias negativas de ROL na região da Indonésia-Pacífico

Oeste, existem anomalias na circulação ciclônica (anticiclônica) na alta troposfera que ocorrem a leste (oeste) das anomalias de ROL.

De acordo com Murakami (1987), a amplitude da resposta extratropical para anomalias convectivas tende a ser maior durante os períodos em que as anomalias de ROL se propagam para leste do oceano Índico em direção ao Pacífico Central.

Ghil & Mo (1991) examinaram modos oscilatórios no Hemisfério Norte e nos trópicos, utilizando a ROL e a altura geopotencial em 700 hPa. Para o Hemisfério Norte, foram detectados dois importantes modos de oscilação com períodos próximos a 23 e 48 dias. De outra forma, para os trópicos o modo dominante encontrado estava entre 40–50 dias, ou seja, na escala de tempo intrasazonal da OMJ.

Através de composições do ciclo de vida de eventos intrasazonais através das anomalias de ROL, Knutson & Weickmann (1987) encontraram uma estrutura de dipolo de grande escala na convecção. A organização de supressão da convecção seguida pelo aumento da convecção foi identificada propagando-se para leste através do Hemisfério Leste (HL) tropical, acompanhando a oscilação no vento zonal. Estas anomalias na convecção exibem diferenças na sua estrutura para diferentes períodos do ano (MADDEN, 1986), oscilando numa escala de tempo de 35 a 95 dias (SALBY & HENDON, 1994).

Nakazawa (1988) observou que o aumento das anomalias de convecção de grande escala se configura como um conjunto de sistemas de nuvens em escala sinótica (2 a 5 dias) numa escala espacial da ordem de 500 a 1000 km. Para o inverno Boreal a propagação para leste das anomalias convectivas está centrada aproximadamente em 5°S (HENDON *et al.*, 1999).

Durante o verão Boreal as anomalias convectivas migram para o norte do equador, seguindo o ciclo sazonal de aquecimento solar máximo. As anomalias convectivas neste período encontram-se organizadas de uma forma diferente do período de inverno Boreal, apresentando uma componente que se estende para nordeste (LAWRENCE & WEBSTER, 2002). A natureza dessa estrutura significa que, como esta se propaga para leste, o aumento da convecção pode ser visto se propagar para o norte ao longo dos meridianos. Essa mudança na estrutura da convecção entre as estações (inverno e verão) revela a natureza variável da OMJ. E essa é a razão pela qual os estudos da Oscilação de

Madden-Julian normalmente consideram eventos que ocorrem durante uma determinada estação do ano, e não assumindo um comportamento padrão da OMJ ao longo do ano. Souza (2003) analisou a variabilidade intrasazonal da precipitação de outono no Leste da Amazônia (LAM) e Nordeste do Brasil (NEB). O mesmo mostrou que em algumas situações bem específicas, bandas convectivas associadas a sistemas frontais podem organizar a convecção tropical sobre as regiões LAM e NEB, sugerindo que estes contribuem significativamente para variabilidade pluviométrica intrasazonal da chuva para aquelas regiões. Por outro lado, vários autores sugerem que a variabilidade intrasazonal é um fator importante na determinação do total pluviométrico em várias regiões do globo, pois esta possui modos de oscilação que desempenham um papel predominante na intensificação da circulação extratropical.

Um aspecto importante sobre a variabilidade espacial associada com a OMJ, é que esta concentra-se principalmente em períodos de 30 a 80 dias, o que significa que há potencial de previsibilidade para prazos de cerca de duas semanas, a qual vai depender basicamente da época do ano e da localização do máximo de atividade convectiva (SEO *et al.*, 2009). No entanto, a previsibilidade da OMJ é geralmente maior no inverno do que no verão, pelo menos no Hemisfério Norte. Seo & Kumar (2008) mostraram que o ciclo de vida da OMJ é determinado pela força do acoplamento convectivo com a circulação de grande escala, ou seja, fortes eventos da OMJ apresentam uma vida mais longa devido à força do acoplamento entre a convecção tropical e a circulação de grande escala. Esta atividade convectiva tropical também influencia as regiões extratropicais, através da interação entre a OMJ convectiva forçando a circulação em grande escala (vide Figura 1 de Lin *et al.*, 2005). A modulação intrassazonal da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é articulada por padrões de teleconexão atmosférica que conectam regiões remotas do globo com distintas áreas de manifestação da ZCAS. Estudos têm constatado que o sinal intrassazonal responsável por esta modulação pode ser proveniente da propagação tropical da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) em escalas de tempo de 30-60 dias e/ou de uma interação do tipo trópico-extratropical, em que um trem de onda de Rossby forçado pela divergência anômala em altos níveis da troposfera estabelece uma conexão entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS em escalas de tempo de 10-90 dias (GRIMM E SILVA DIAS, 1995).

2.1.2 A Estrutura Atmosférica da Oscilação de Madden-Julian

A Radiação de Onda Longa é tipicamente usada como um indicativo de localização da convecção profunda na atmosfera em função de sua conhecida relação com a temperatura do corpo que emitiu aquela radiação. Nuvens mais profundas verticalmente, que atingem níveis altos da atmosfera, possuem temperaturas bem baixas em seus topos, conduzindo a valores de ROL baixos. Por sua vez, supressão da convecção profunda ou ausência de nuvens conduz a valores mais altos de ROL, em função das temperaturas dos corpos emissores de superfície serem substancialmente maiores do que os topos convectivos profundos.

A caracterização esquemática de um evento de OMJ é apresentada na Figura 2.2, proposta originalmente por Matthews (2000). Inicialmente, uma anomalia negativa de ROL indicando aumento da atividade convectiva e a ascensão do ar desenvolve-se tipicamente sobre o oceano Índico, abrangendo uma área de 40° em longitude por 20° em latitude (Figura 2.2m). A magnitude dessa anomalia alcança valores de aproximadamente 30 W/m² sobre uma extensa área (RUI & WANG, 1990; MATTHEWS, 2000), o que é mais de 10% da ROL média nesta região (Figuras 2.2p, 2.2a e 2.2b). Deslocando-se com velocidade de aproximadamente 5 m/s, a convecção atravessa o Continente Marítimo e o norte da Austrália, o que leva a uma rápida fragmentação da estrutura de grande escala da OMJ (Figura 2.2d). A geografia dessa região envolve massas insulares de terra intercaladas ao longo do mar. Sobre o CM, acredita-se que os robustos sistemas convectivos diurnos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP) podem interagir destrutivamente com a oscilação de baixa frequência da convecção atmosférica, conduzindo assim ao seu enfraquecimento em grande escala (ZHANG & HENDON, 1997). Todavia, a estrutura espacial das anomalias convectivas de grande escala se fortalece novamente e esta continua a se propagar para leste, em direção ao oceano Pacífico Oeste (Figuras 2.2f e 2.2g). Valores mais baixos de TSM no Pacífico Central e Leste, em relação ao CM, inibem a passagem contínua da convecção de grande escala, conduzindo a um decaimento sistemático desta ao atravessar o meridiano 180°, ou linha da data (Figura 2.2n). Este comportamento é mostrado

por anomalias de sinais opostos (anomalias positivas representam supressão da convecção) que seguem o mesmo caminho.

Figura 2.2 - Ciclo de vida de 48 dias da OMJ representado pelas anomalias de ROL, indicando atividade convectiva na atmosfera tropical. A tonalidade em cinza claro (escuro) representa anomalias positivas (negativas) de ROL, indicando supressão (intensificação) da convecção.

Fonte: Matthews (2000).

Anomalias do vento horizontal acompanham a progressão das anomalias convectivas. Na alta troposfera, anomalias positivas do vento zonal de leste desenvolvem-se sobre o equador com o aumento da intensidade da atividade convectiva naquela região (RUI & WANG, 1990; HENDON & SALBY, 1994). Acoplados a esses ventos de leste estão dois giros anticiclônicos, geralmente centrados em 15° ao norte e ao sul da linha do equador. A natureza baroclínica da estrutura vertical da OMJ implica que as anomalias dos ventos nos baixos níveis da atmosfera estão com sinais opostos àsquelas dos altos níveis.

Ventos de superfície vindos de oeste estendem-se ao norte e ao sul, através de ciclones de baixa pressão que acompanham o movimento para leste do aumento da convecção (Figura 2.3).

O cisalhamento na superfície da CLP tem como consequência direta ventos de intensidades mais baixas do que os ventos nos altos níveis. Essa estrutura tridimensional é representada pela área que indica supressão da atividade convectiva, a qual é acompanhada por ventos de oeste nos altos níveis da atmosfera com giros ciclônicos e ventos de leste nos baixos níveis acoplados a anticiclones de alta pressão (Figura 2.3).

Figura 2.3 - Diagrama esquemático de uma fase da OMJ quando o aumento da atividade convectiva ocorre sobre o oceano Índico. A ascensão do ar da convecção é representada pelos vetores verticais em 500 mb. A entrada do fluxo de oeste nos baixos níveis para o aumento da convecção e a saída do fluxo de leste nos altos níveis são representadas pelos vetores horizontais. Anticiclones (A) e ciclones (C) são também mostrados. Supressão da atividade convectiva precede o aumento a leste.

Fonte: Rui & Wang (1990).

Embora as anomalias de convecção se propaguem a aproximadamente 5 m/s, a estrutura anômala da circulação parece viajar ligeiramente mais rápida para leste. Como o aumento da convecção desenvolve-se no oceano Índico, o centro das anomalias dos ventos de leste nos altos níveis ocorre em 40°E, um pouco a oeste do núcleo convectivo. Sobre o CM, os ventos de leste tendem a alcançar o forte centro da atividade convectiva. No fim do ciclo

de vida da convecção, os ventos de leste apresentam-se deslocados cerca de 10° para leste da convecção e em seguida esta decai próximo a linha de data (HENDON & SALBY, 1994).

No oceano Índico, a atividade convectiva se desenvolve sobre a região da máxima convergência anômala entre os ventos de leste e de oeste, enquanto que no oceano Pacífico Oeste, a convecção desloca-se relativamente para leste, mais associada à região das anomalias positivas dos ventos de oeste (ZHANG, 1996). Isto implica que a natureza do acoplamento entre a convecção e a circulação de grande escala muda à medida que a OMJ atravessa esta região.

Considerando que as anomalias de convecção estão confinadas ao HL tropical, as anomalias na circulação continuam a se propagar ao redor do globo com uma velocidade de aproximadamente 10 m/s, na forma de uma onda de *Kelvin* equatorialmente confinada. Perturbações na temperatura da troposfera denotam a existência desse tipo de onda, com aquecimento adiabático ocorrendo no ramo descendente da onda e o resfriamento adiabático no ramo ascendente (SLINGO & MADDEN, 1991). Nestas ocasiões, as anomalias dos ventos de oeste na superfície podem alcançar grandes magnitudes ao chegarem ao oceano Pacífico Ocidental. Estes ventos são chamados de *Westerly Wind Bursts* (WWBs) e são considerados importantes mecanismos para forçar ondas oceânicas de *Kelvin* (KESSLER *et al.*, 1995), exercendo desta forma um importante papel na geração de flutuações nos campos de TSM em grande escala associados com eventos *El-Niño* (BERGMAN *et al.*, 2001). Por outro lado, tem sido sugerido que o desenvolvimento dos WWBs ocorre quando a propagação para leste da OMJ desacelera sobre o oceano Pacífico Oeste. Dessa forma, a convecção se intensifica e alimenta os ciclones extra-equatoriais, os quais por sua vez, aumentam os ventos de superfície de oeste (SUI & LAU, 1992). Todavia, os WWBs têm sido observados sem o acompanhamento da atividade ciclônica, sugerindo que estes não estão intrinsecamente ligados a eventos da OMJ (HARRISON & VECCHI, 1997).

Os intervalos de tempo relativos às anomalias na circulação atmosférica e a convecção permitem definir a OMJ como uma alternância entre duas fases distintas: (i) “*calm-clear*” – ocorre quando há ausência de nuvens, resultado da supressão da atividade convectiva quando se observa fracos ventos de superfície vindos de leste (ii) “*wet-windy*” – caracterizada por fortes ventos de

superfície vindos de oeste, abaixo de nuvens de grande porte (por exemplo, *Cumulonimbus Capilatus*) em regiões de forte atividade convectiva no oceano Pacífico Oeste.

2.1.3 A Relação entre a OMJ e a TSM

Recentes mudanças no pensamento sobre os aspectos críticos da OMJ estão relacionados com a interação com o oceano tropical. A descoberta de um sinal significativo no campo de TSM na escala de tempo intrasazonal, que acompanha a propagação para leste da OMJ, sugere que esta oscilação não é um modo unicamente atmosférico e que a mesma depende de uma interação oceano-atmosfera para auto-sustentar-se.

Coerentes flutuações dos campos de TSM, fluxos de calor e de fluxos de radiação na superfície do mar aparecem como resultados da passagem de eventos convectivos, como por exemplo, a OMJ (WOOLNOUGH *et al.*, 2000; KEMBALL-COOK & WEARE, 2001). Além disso, Liebmann *et al.* (1994) e Hall *et al.* (2001) mostraram que ciclones extratropicais nos oceanos Índico e Pacífico Oeste ocorrem mais frequentemente durante o aumento da fase convectiva da OMJ. Essa organização dos sistemas de tempo da menor escala para os processos atmosféricos de maior escala, mostra como a baixa frequência da OMJ atua como um condutor de ondas que modula a convecção dos sistemas atmosféricos de mais alta frequência.

Matthews (2004) utilizou um MCGA para tentar representar as principais características da OMJ como uma resposta passiva aos campos observacionais de TSM semanal e, encontrou uma coerente propagação para leste de sistemas convectivos de grande escala com *lags* temporais em relação aos campos anômalos de TSM. Este mesmo autor mostrou que as anomalias dos campos de TSM podem forçar estruturas atmosféricas da OMJ de acordo com as análises observacionais.

Pegion & Kirtman (2008) estudaram o impacto do acoplamento ar-mar e a previsibilidade da variabilidade intrasazonal utilizando o *National Centers for Environmental Prediction/Climate Forecast System* (NCEP/CFS, de acordo com Saha *et al.*, 2006). Um conjunto de experimentos foi realizado tendo como principal meta investigar a habilidade do modelo em reproduzir a variabilidade

intrasazonal e, em particular a OMJ. Diferentes campos de TSM foram usados como forçantes: TSM observada (mensal, anomalias persistidas e climatologia), além de campos de TSM previstos por outros modelos. O CFS foi capaz de simular alguns dos principais aspectos da OMJ, como a variabilidade espacial e o sentido de propagação.

Recentes estudos observacionais e de modelagem numérica da atmosfera, evidenciam a importância da interação ar-mar e do estado básico do campo de TSM no desenvolvimento e na propagação de eventos da OMJ (FU & WANG, 2004; SEO *et al.*, 2007).

De acordo com a exposição dos parágrafos acima, torna-se clara a motivação para maiores investigações sobre os aspectos tropicais da OMJ referentes às anomalias de convecção e de circulação, assim como das fases de interação construtiva e destrutiva entre ambas. Neste sentido, a contribuição pretendida nesta tese envolve incrementos nas análises observacionais e também a utilização de um MCGA cuja principal forçante será o campo de TSM especificado através das informações denominadas *Optimal Interpolation Sea Surface Temperature – version 2* (OISST v2, de acordo com Reynolds *et al.*, 2002). Detalhes do MCGA e dos dados utilizados serão abordados com detalhes no Capítulo III – Dados e Metodologia.

2.1.4 A Interação Ar-Mar Durante Eventos da OMJ

As anomalias convectivas e dinâmicas associadas com a OMJ são manifestadas como perturbações nos processos de superfície da CLP. Sobre o oceano, é razoável imaginar que o sinal da OMJ aparecerá de alguma forma sobre os processos de superfície oceânica. Mudanças nos processos atmosféricos que aquecem e resfriam a superfície do oceano irão afetar a TSM, enquanto que perturbações na dinâmica da CLP poderão afetar a estrutura da camada superior do oceano.

Nas camadas superiores dos oceanos Índico e Pacífico Oeste equatoriais, os gradientes de temperatura horizontais são bastante pequenos, e estas são também regiões de correntes de superfície relativamente fracas. Para estas regiões, todavia, a variabilidade intrasazonal na TSM devida aos processos termodinâmicos na interface ar-mar é mais significativa do que as alterações

oriundas da dinâmica do próprio oceano. Tais processos termodinâmicos referem-se ao balanço de radiação e ao balanço de calor.

A incidência de radiação de ondas curtas e a absorção desta energia pela superfície dos oceanos promovem aquecimento radiativo da camada superficial. O aumento da quantidade de cobertura de nuvens na atmosfera sobre os oceanos tropicais, durante a fase de maior atividade convectiva da OMJ, tende a reduzir a quantidade de radiação de onda curta atingindo a superfície. Por outro lado, céu claro devido a supressão da convecção irá permitir um aumento da radiação solar que atinge a superfície.

Com relação às ondas longas no balanço de radiação, deve-se considerar que a superfície do oceano resfria devido à emissão difusa de ROL para o espaço. Desta forma, períodos com ampla cobertura de nuvens caracterizam-se por grande quantidade de vapor d'água na atmosfera que tem capacidade de absorver esta radiação de onda longa e emití-la para cima e para baixo. A parcela descendente é reabsorvida pela superfície do oceano e vai significar menor resfriamento radiativo. Como na ausência do vapor d'água, os principais constituintes dos gases na atmosfera são pobres absorvedores de radiação, o céu livre de nuvens permitirá que a radiação de onda longa emitida pela superfície oceânica escape para o espaço, o que produzirá maior resfriamento das camadas superficiais do oceano.

Para o balanço de calor, é preciso considerar que os processos de mudança de fase da água serão muito mais significativos do que os processos por calor sensível, em função dos gradientes reduzidos de temperatura entre o ar e o mar. Um processo natural de evaporação a partir da superfície do oceano para a camada de ar imediatamente acima ocorre quando as moléculas de água ganham energia suficiente para se desvencilharem das ligações intermoleculares da superfície líquida do oceano. A energia necessária para a realização desse processo físico é chamada de Calor Latente (CL), a qual é retirada das moléculas adjacentes, reduzindo a sua própria energia térmica. Dessa forma, a evaporação da superfície age no sentido de resfriar a camada superior do oceano. Este processo é denominado resfriamento evaporativo e é mais eficiente quanto maior for o vento que atua na superfície oceânica, o que reforça a transferência de calor e permite mais evaporação.

Vários estudos foram realizados sobre a ordem de ocorrência de anomalias em campos geofísicos individuais na fronteira de interação ar-mar durante eventos extremos da OMJ no HL tropical (ZHANG, 1996; HENDON & GLICK, 1997; LAU & SUI, 1997, JONES *et al.*, 1998; SHINODA *et al.*, 1998).

De acordo com Woolnough *et al.* (2000), seguindo o aumento da convecção para o oceano Índico, a ocorrência de anomalias na superfície seguem o seguinte padrão:

- aumento da insolação coincidindo com a supressão da convecção atmosférica (17 dias antes);
- presença de anomalias de superfície do cisalhamento dos ventos de leste (13 dias antes);
- diminuição da evaporação (12 dias antes);
- aumento dos campos de TSM (9 dias antes);
- diminuição da incidência de radiação solar coincidindo com o aumento da convecção atmosférica (1 dia antes);
- anomalias de superfície do cisalhamento do vento de oeste (4 dias depois);
- aumento da evaporação (5 dias depois);
- diminuição da TSM (9 dias depois); e
- retorno da supressão da atividade convectiva (15 dias depois).

Na região equatorial do Indo-Pacífico, onde se encontram pequenos gradientes horizontais de temperatura, as camadas superiores do oceano exibem uma estrutura bastante distinta. A primeira é definida como camada de mistura, estendendo-se até aproximadamente 30 m de profundidade (LUKAS & LINDSTROM, 1991). Esta é uma camada de temperatura aproximadamente constante – a qual é frequentemente usada como uma representação da TSM para as escalas sinóticas e de longos períodos de tempo – mas sua densidade é fortemente afetada pelos processos físicos de superfície. Frequentes e intensas precipitações típicas da atmosfera tropical também implicam em baixos valores de salinidade na parte superior da camada de mistura. Sendo assim, a camada superior do oceano irá responder fisicamente aos processos de superfície inerentes aos eventos da OMJ.

Na parte mais profunda da camada de mistura existe a chamada “barreira” de salinidade, uma região onde a difusão e a mistura da água doce a partir da superfície não são tão efetivas como a difusão de calor. Isto faz com que esta porção apresente densidade muito maior do que a porção superior da camada de mistura, basicamente em função do aumento da salinidade. Esta barreira de salinidade estende-se até abaixo da termoclina, camada na qual a temperatura decai rapidamente com a profundidade e localizada tipicamente a partir dos 100 m de profundidade.

Durante a fase *calm-clear*, forte insolação e fracos ventos prevalecem, proporcionando um aumento líquido no aquecimento da superfície. A temperatura da camada superior do oceano torna-se um pouco mais elevada, com uma camada de mistura mais rasa, o que significa maior estratificação de densidade no topo da camada de mistura. A ausência de mistura turbulenta desta fase *calm-clear*, em função dos fracos ventos forçando a camada superficial do oceano, permite que se mantenha esta segunda camada de mistura bem rasa, com profundidades inferiores a 10 m (SUI *et. al.*, 1997). Dessa forma, haverá uma maior sensibilidade da TSM às variações dos fluxos de calor na superfície em função desta pequena profundidade da camada de mistura superficial.

Uma vez que a fase *wet-windy* substitui a fase *calm-clear* e a intensidade da insolação diminui, a TSM começa a cair rapidamente (FLATAU *et al.*, 1997). Todavia, o aumento na intensidade do vento de superfície rapidamente aprofunda a camada de mistura e, a taxa de decréscimo da TSM diminui à medida que os fluxos de calor atuam sobre um maior volume de água na camada de mistura. A mistura turbulenta das águas quentes da camada de mistura com águas frias abaixo desta, proporcionam um fluxo de calor adicional de entranhamento entre essas duas massas d'água. Todavia, a barreira de salinidade pode ainda estar relativamente quente, em função da intensificação da componente do fluxo de calor da radiação de onda curta que penetra durante a fase *calm-clear* (SHINODA & HENDON, 1998). No entanto, o entranhamento não é visto como sendo dominante para o fluxo de calor líquido dentro da camada de mistura na região da *warm pool* do Pacífico Oeste, principalmente considerando as anomalias de vento relativamente fracas da OMJ (LUKAS & LINDSTROM, 1991).

Fortes WWBs que ocorrem no oceano Pacífico Oeste no fim da fase *wet-windy* podem persistir por vários dias e são responsáveis pelo aprofundamento da camada de mistura até abaixo da termoclina. Neste caso, o entranhamento de águas muito abaixo da termoclina pode desempenhar um papel importante na determinação da temperatura da camada de mistura.

O ciclo diurno da radiação solar também influencia o comportamento da profundidade da camada de mistura, ou seja, forte aquecimento durante o dia aumenta a camada de mistura pelo aumento da estratificação da temperatura na superfície. Durante a noite, o resfriamento pela perda de radiação de onda longa e calor latente reduz a TSM conduzindo a um aumento da densidade.

Na fase *calm-clear* a profundidade da camada de mistura é bastante rasa e relativamente quente durante o dia, esfriando por efeitos de flutuabilidade e chegando a poucos metros de profundidade durante a noite. A fase *wet-windy* produz um fraco ciclo diurno da radiação solar e fortes ventos de superfície. Todavia, a intensificação dos ventos força um aprofundamento da camada de mistura até aproximadamente 60 m, levando a uma média diária de grande profundidade da camada de mistura (SUI *et al.*, 1997). Portanto, as duas fases da OMJ apresentam efeitos distintos sobre o ciclo diurno da evolução da camada de mistura em função da alteração no padrão da radiação solar incidente.

2.1.5 Mecanismos Propostos para a Representação da OMJ

Um modelo bastante simples que pode ser usado para quantificar muitos dos aspectos da OMJ foi desenvolvido por Gill (1980), a partir de trabalhos prévios realizados por Matsuno (1966). A grande área de aquecimento que se forma durante o aumento da atividade convectiva, representa uma significativa fonte de aquecimento na atmosfera tropical pela liberação de Calor Latente. O modelo de *Matsuno-Gill* descreve a resposta dinâmica na circulação do vento em função da presença de uma perturbação no campo de temperatura centrado no equador.

Como o gradiente horizontal de temperatura nos trópicos é muito pequeno, a advecção térmica pelo vento horizontal não representa um meio eficiente para a dissipação de calor. Sendo assim, o ar é forçado para cima a partir dos níveis mais baixos, onde se expande e esfria com centros de baixa

pressão adjacentes. Esse método de resfriamento adiabático equilibra o aquecimento efetivo, causando uma forte ascensão do ar através da troposfera e também movimento descendente em áreas distantes da região de forte aquecimento convectivo.

Figura 2.4 - Diagrama que mostra a resposta ideal dos ventos nos baixos níveis (setas) e da pressão (contornos) na horizontal para o aquecimento na média-troposfera, com centros de baixa pressão representados pela letra "L" e onde a fonte de calor é centrada em lat=lon=0°. O diagrama inferior mostra a resposta na forma de função de corrente como contornos no plano vertical ao longo do equador. A pressão de superfície é também mostrada, revelando a baixa pressão um pouco a oeste do centro de ascensão do ar.

Fonte: Gill (1980).

Juntamente com os ventos dos altos níveis de oeste que sopram da região de ascensão do ar, o comportamento no vento e da pressão denotam a forçante da onda de *Kelvin* a leste da região de aquecimento. Para oeste, os ciclones de baixa pressão que ocorrem ao norte e ao sul do equador indicam a existência de uma onda de *Rossby*. O movimento anti-horário no HN, combinado com a direção do vento no sentido horário ao sul desses ciclones, conduzem a anomalias do vento de oeste sobre o equador. Tal como acontece com a onda de *Kelvin*, anomalias de sinal oposto ocorrem nos níveis superiores da troposfera. Esse simples modelo pode explicar a presença de giros fora do equador e as anomalias dos ventos de superfície, em termos da resposta dinâmica para uma fonte de aquecimento fixa na média troposfera.

2.1.5.1 Vento de Superfície Induzido por Trocas de Calor

Um mecanismo que pode explicar a propagação para leste das anomalias convectivas foi proposto simultaneamente por Emanuel (1987) e Neelin *et al.* (1987), o qual é referido como *Evaporation-Wind Feedback Theory* ou *Wind-Induced Surface Heat Exchange* (trocas de calor induzidas por vento de superfície) – WISHE. Este mecanismo envolve a teoria de que o processo de convecção atmosférica atua para redistribuir o calor obtido da superfície do mar na CLP para toda a troposfera, ao invés de agir como uma fonte de calor local na atmosfera (EMANUEL *et al.*, 1994). O requisito básico para a propagação para leste dos modos deste mecanismo é a presença dos ventos climatológicos de superfície vindos de leste, sobre o oceano Tropical.

Inicialmente, uma região de aquecimento anômalo por calor latente sobre o equador, produz a convergência do vento zonal de superfície, com os ventos de leste posicionados a leste e os ventos de oeste a oeste. Esta estrutura sobreposta ao estado básico dos ventos de leste conduz a fortes ventos de leste e provoca o aumento da evaporação nesta região. Por outro lado, fracos ventos de oeste implicam na diminuição da evaporação na porção oeste. Dessa forma, o aumento da evaporação a leste retira calor do oceano, produzindo uma perturbação positiva na temperatura da CLP. Esse calor adicional é imediatamente redistribuído para a troposfera por convecção, de modo que diretamente acima da região de evaporação, as camadas da média-troposfera são relativamente quentes. A redução da evaporação a oeste conduz a anomalias negativas de temperatura na média-troposfera – vide Figura 2.5. A atmosfera aquecida a leste da região de ascensão vertical do ar, associada com a convergência de superfície representa uma fonte de energia que permite a formação de ondas atmosféricas. O ar ascendente se propaga para leste com um atraso em relação à perturbação positiva na temperatura em cerca de $\frac{1}{4}$ de ciclo.

Figura 2.5 - *Wind-Induced Surface Heat Exchange mechanism (WISHE).*

Adaptado de Flatau *et al.* (1997).

De acordo com a Figura 2.5, fortes ventos de superfície vindos de leste e a leste da região de forte convecção fazem com que o Fluxo de Calor Latente (*Latent Heat Flux*, LHF) seja redistribuído da superfície do mar para a média-troposfera. A perturbação positiva na temperatura permite que o modo de onda se propague para leste. A baixa velocidade do vento a oeste do sistema convectivo não favorece o aquecimento da atmosfera, dessa forma, impedindo a propagação para oeste do modo de onda gerado pelo sistema convectivo. Do ponto de vista da modelagem atmosférica, dependendo dos parâmetros de superfície na inicialização de modelos numéricos, esse mecanismo pode forçar a instabilidade atmosférica de acordo com observações da OMJ. Todavia, a maior debilidade deste mecanismo, encontra-se no fato de que no Hemisfério Leste tropical, onde o sinal da OMJ é extremamente forte, os ventos climatológicos são majoritariamente de oeste. De fato, estudos observacionais têm mostrado que o aumento da evaporação ocorre a oeste da região de ascensão vertical do ar, com anomalias de ventos de oeste sobrepostas à média dos ventos de oeste (JONES & WEARE, 1996; HENDON & GLICK, 1997; LAU & SUI, 1997; WOOLNOUGH *et al.*, 2000) e, onde a redução da evaporação a leste é observada conduzir o aumento da convecção a leste. Estudos com MCGAs têm mostrado que este mecanismo deve coexistir com outras teorias para conseguir representar certas características da OMJ (NUMAGUTI & HAYASHI, 1991a,b; HAYASHI & GOLDER, 1993).

2.1.5.2 Instabilidade Condicional de Segundo Tipo

Outro mecanismo pelo qual a propagação para leste da OMJ pode ser explicada envolve a resposta dinâmica à convecção numa atmosfera condicionalmente instável. A teoria propõe que a convergência de umidade nos baixos níveis da atmosfera induz a convecção profunda, em que a condensação ocorre intensamente e a liberação de calor latente aquece a atmosfera como no modelo de *Matsuno-Gill*, forçando ondas de *Kelvin* para leste e ondas de *Rossby* para oeste.

A atmosfera atua para reduzir a perturbação no campo de temperatura por resfriamento adiabático pela ascensão do ar. Por outro lado, a convergência equatorial nos baixos níveis associada com ondas equatoriais induzem uma profunda convergência de umidade nos baixos níveis da atmosfera, a qual é obtida por convecção para fornecer aquecimento por condensação. Este mecanismo é referido na literatura como *wave-CISK* (*Conditional Instability of the Second Kind* – Instabilidade Condicional de Segundo Tipo), relacionado a uma atmosfera condicionalmente instável forçada por ondas equatoriais (HAYASHI, 1970; LINDZEN, 1974). Se o aquecimento na média-troposfera cessar, a onda de *Kelvin* se dispersará a leste e a onda de *Rossby* a oeste, distantes da região de forte aquecimento. Todavia, a manutenção da fonte de calor faz com que estas ondas sejam excitadas continuamente e, o preferencial aumento das ondas de *Kelvin* permite a propagação para leste da fonte de calor (LAU & PENG, 1987).

A modelagem do mecanismo *wave-CISK* produz vários problemas quando se tenta relacionar os resultados obtidos com as características observacionais da OMJ. Um problema é que a fonte de calor força favoravelmente o desenvolvimento de modos de curtos comprimentos de onda. Ondas de escala sinótica são mais instáveis e, portanto desenvolvem-se mais fortemente do que as ondas de grande escala associadas à Oscilação de Madden-Julian. Devido a essa preferência pelas pequenas escalas, o tamanho da região de convergência encolhe para a mais baixa escala possível (HAYASHI, 1970), de modo que em modelos numéricos isto pode estar representado em um único ponto de grade. Esta limitação parece resolvida através do emprego de um mecanismo *wave-CISK* especificamente positivo – uma parametrização que permita um aquecimento da atmosfera unicamente positivo associado com a convergência de

umidade nos baixos níveis, mas não ligado ao resfriamento do ar ascendente e a divergência nos baixos níveis (LAU & PENG, 1987). No entanto, verificou-se que uma aparente melhoria no tamanho da região de convergência foi devida aos métodos computacionais não-lineares envolvidos e, não representam uma ocorrência fisicamente significativa (MATTHEWS & LANDER, 1999).

O mecanismo *wave-CISK* produz velocidades de onda de aproximadamente 19 m/s, as quais são muito mais rápidas do que as observações de 5 m/s para eventos da OMJ no Hemisfério Leste tropical (LAU & PENG, 1987). A propagação para leste modelada pode ter propagação significativamente reduzida pela implementação da fricção na CLP. Quando essa consideração é feita, a convergência meridional sobre o equador – associada à fase convergente da onda de *Kelvin* devida à baixa pressão nos baixos níveis da atmosfera – ocorre a leste da região da atividade convectiva (SALBY *et al.*, 1994). Isso amplifica a convergência de umidade próxima à região de aquecimento para leste, formando um envelope de grande escala que se propaga para leste como mostrado na Figura 2.6. Este mecanismo chamado de *frictional wave-CISK* (FW-CISK) exibe modos com velocidades de fase de aproximadamente 6 m/s, o que de uma certa forma é coerente com as observações a respeito dos modos de propagação da OMJ.

Vários estudos investigando o papel desempenhado pela convergência friccional de umidade a leste da região convectiva não revelaram uma relação definida. Hendon & Salby (1994) observaram que a convergência de superfície conduz a uma forte convecção através dos oceanos Índico e Pacífico Oeste tropical. Entretanto, suas análises foram restritas aos três primeiros números de onda zonal, ignorando os possíveis efeitos de interações em menores escalas.

Figura 2.6 - *Frictional Wave-CISK (FW-CISK) mechanism.*

Adaptado de Flatau et al. (1997).

A Figura 2.6 indica que o aumento da convecção provoca uma grande perturbação no campo de temperatura na média troposfera devido ao aquecimento causado pela liberação de calor latente de condensação. Esta perturbação na temperatura força ondas atmosféricas equatorialmente confinadas de *Kelvin* a leste e *Rossby* a oeste do centro convectivo. A região convergente de baixa pressão abaixo do centro convectivo provoca um aumento no conteúdo de umidade nos baixos níveis da atmosfera, a qual alimenta a formação de nuvens de convecção acima da região convectiva. O aumento do conteúdo de umidade a leste dentro da região convergente de baixos níveis, juntamente com as ondas de *Kelvin*, permitem a propagação para leste da região perturbada de aquecimento anômalo.

Hayashi & Golder (1997), em experimentos com um MCGA, suprimiram o possível *feedback* da convergência de umidade na superfície devido à resposta dinâmica ao aquecimento por convecção, e perceberam que relevantes modos equatoriais ainda eram excitados. Chao & Chen (2001) substituíram a fricção de superfície pelo valor médio do vento zonal em um MCGA e obtiveram uma representação razoável da OMJ. Nenhuma diferença efetiva no sinal da OMJ foi observada, sugerindo que para o modelo *frictional wave-CISK* utilizado por estes autores, não houve uma diferença significativa na propagação da OMJ devido a essa mudança. O *wave-CISK* ou suas variantes, não parece por si próprio ser um

mecanismo bem definido para a representação da OMJ. A teoria mostra que onde existe convergência nos baixos níveis, sempre existe convecção e liberação de calor latente. Este tipo de parametrização convectiva é provavelmente menos eficiente do que a determinação da convecção com base na estabilidade estática atual da atmosfera. Em um estudo para a representação numérica da OMJ, Slingo *et al.* (1996) utilizaram vários MCGAs, cujos resultados indicaram que a parametrização de *Cumulus* baseada na instabilidade convectiva apresenta uma melhor representatividade dessa oscilação.

2.1.5.3 Interação Intrasazonal Convectiva Ar-Mar

Em estudos de modelagem com o mecanismo wave-CISK foi mostrado que o aumento da convecção ocorre mais vigorosamente na superfície onde a temperatura do ar é anormalmente quente, o que é indicativo de altos valores de TSM (LAU & PENG, 1987). Tais resultados, quando comparados com um grande número de evidências observacionais de um claro sinal da OMJ nos campos de TSM (ZHANG, 1997; SHINODA *et al.*, 1998; WOOLNOUGH *et al.*, 2000), têm conduzido a discussões e questionamentos a respeito do oceano desempenhar um papel decisivo na manutenção da OMJ, sugerindo um modo acoplado ar-mar (FLATAU *et al.*, 1997; SPERBER *et al.*, 1997).

Os relativos intervalos de tempo entre os processos anômalos de superfície associados com a passagem de uma OMJ motivaram Flatau e outros pesquisadores a proporem o mecanismo ASCII (*Air-Sea Convective Intraseasonal Interaction* – Interação Intrasazonal Convectiva Ar-Mar). Através deste mecanismo, a forçante de superfície necessária para o aumento das ondas atmosféricas de *Kelvin* se propagando para leste é fornecida pela organização predominante da TSM tropical. O aumento da TSM coincidindo com a região de convergência nos baixos níveis das ondas de *Kelvin* fornece um aumento da entropia na umidade de superfície a leste da convecção. O ganho de energia estática úmida nessa região ajuda a instabilizar o ambiente e mantém a convecção a leste, permitindo a propagação da região perturbada para leste. Todavia, a convecção a oeste é suprimida pela baixa convergência de umidade, devido basicamente as anomalias negativas de TSM (ou seja, TSMs frias).

A estrutura de grande escala das *Super Clouds Cluster* (SCC) é proposta pelo mecanismo ASCII para conduzir essas anomalias de TSM. Na presença dos ventos médios de superfície vindos de oeste, as anomalias na superfície de leste das ondas de *Kelvin* localizadas a leste da convecção produzem uma baixa velocidade do vento e reduzem o resfriamento evaporativo do oceano (Figura 2.7). Concomitantemente com o aumento da insolação devido ao céu claro, os fluxos na superfície resultam em um aquecimento da superfície do mar a leste da convecção. Altos valores de anomalias dos ventos de superfície vindos de oeste, quase abaixo da região de forte atividade convectiva, provocam um grande resfriamento da TSM por liberação de fluxo de Calor Latente. A combinação deste efeito com a redução da radiação de onda curta incidente pela presença das SCC conduz a anomalias negativas de TSM.

Figura 2.7 - Air-Sea Convective Intraseasonal Interaction (ASCII) mechanism.

Adaptado de Flatau *et al.* (1997).

De acordo com a Figura 2.7, a supressão da convecção a leste do sistema convectivo, permite uma combinação de aumento da insolação – *Short Wave Radiation* (+SWR) e diminuição do resfriamento evaporativo (-LHF) pelos fracos ventos de superfície para aquecer a superfície do Mar. Anomalias quentes de TSM fornecem condições favoráveis para dar suporte à propagação para leste do sistema convectivo. A diminuição da radiação (-SWR) a oeste devido ao aumento da cobertura de nuvens combinada ao aumento do resfriamento evaporativo por fortes ventos de oeste conduzem a TSMs frias. Estas são

condições menos favoráveis para o aumento da convecção, dessa forma, suprimindo a convecção a oeste.

Em resumo, as primeiras tentativas de estabelecer teorias para explicar a propagação para leste da convecção associada com a OMJ foram baseadas na dinâmica equatorial – mecanismos WISHE e CISK. Ambas propuseram que o período da onda era dado pela revolução completa ao redor do globo ao longo do equador. Contudo, é preciso destacar que isto na realidade não acontece, pois em muitos casos a onda é dissipada durante o seu percurso.

A teoria WISHE foi a primeira a considerar que o fluxo induzido pelos ventos associados à convecção poderia fornecer energia para o deslocamento da convecção. Todavia, esta não foi realista em virtude de considerar o oceano como uma fonte infinita de calor e tampouco coerente em explicar o surgimento da OMJ no oceano Índico, pois esta considera o estado básico dos ventos no sentido contrário ao que realmente ocorre naquele oceano.

A teoria de carga e recarga redefiniu os conceitos de como medir o período da onda em função do tempo de vida de um complexo convectivo. Este por sua vez, é definido como sendo o intervalo de tempo que a energia estática úmida leva para chegar a um nível crítico para a convecção e a convecção propriamente dita, e por último, o decréscimo da mesma. Todavia, ondas de *Rossby* vindas de latitudes médias são extremamente importantes para o início da convecção em si.

Uma das teorias mais completas, a qual já inclui o acoplamento ar-mar foi descrita e definida anteriormente como mecanismo ASCII. Nela, a convecção modifica as anomalias de TSM e se desloca em resposta a esta modificação. Este processo parece ser muito importante, pois estudos observacionais (RUI & WANG 1990; HENDON & SALBY 1994; MALONEY & HARTMANN 1998) apontam a relação das anomalias de ventos com mudanças nas anomalias de TSM, como sendo extremamente necessárias para pré-condicionar a propagação da convecção para leste. A aplicação deste tipo de parametrização em modelos numéricos implica em aumentar o grau de correlação entre a TSM e os campos de variáveis atmosféricas. Slingo *et al.* (1996) perceberam que os modelos que possuem uma melhor representatividade do sinal da OMJ são aqueles que apresentam uma maior correlação entre a distribuição dos campos de precipitação e as anomalias de TSM quentes.

A acurácia de MCGAs é, portanto, de fundamental importância quando da investigação de possíveis mecanismos por trás da propagação da OMJ. E, além disso, se a interação oceano-atmosfera é de fato crucial para a correta simulação da OMJ, conclui-se que um profundo conhecimento dos processos envolvidos torna-se extremamente essencial. A determinação da relativa importância desses processos durante eventos da OMJ ajudará na elaboração de diagnósticos dos problemas encontrados em simulações numéricas, o que fornece uma motivação extra para o trabalho aqui proposto.

2.1.6 A Representatividade da OMJ nos MCGAs

A eficiência dos MCGAs para reproduzir as características da OMJ tem sido questionada em vários trabalhos. Slingo *et al.* (1996) trabalharam com 15 modelos atmosféricos representando o estado da arte em modelagem numérica, e os resultados indicaram que nem todos os modelos foram capazes de simular a OMJ. De fato, todos os modelos foram deficientes em termos gerais e só alguns conseguiram reproduzir algumas das características dessa oscilação. As seguintes deficiências gerais foram encontradas:

- o período da oscilação foi muito rápido: 25 a 30 dias ao invés de 30 a 60 dias;
- a amplitude da OMJ nos altos níveis foi muito pequena e em outros casos muito grande;
- a maioria dos modelos não conseguiu reproduzir a sazonalidade da OMJ, a qual é mais intensa durante o verão no HS;
- a OMJ possui uma dependência geográfica associada com a diminuição de sua velocidade, devido a sua interação com sistemas convectivos locais, a qual muitos dos modelos não conseguiram reproduzir.

Wang & Xie (1998) em um trabalho teórico que considerou todos os processos físicos relevantes para a geração de oscilações intrasazonais tropicais (como a OMJ), reafirmaram a importância do acoplamento com o oceano. Provavelmente, esta é uma das principais causas da dificuldade dos modelos em reproduzir a OMJ. Por outro lado, não é correto identificar a OMJ como uma onda de *Kelvin* posto que a sua velocidade não é correspondente com a dinâmica

equatorial, cujas projeções nos modos simétricos e anti-simétricos implicam em classificações mais cuidadosas sobre essa oscilação (WHEELER & KILADIS, 1999).

Lin *et al.* (2006) em um estudo para avaliar a variabilidade intrasazonal e em especial a representatividade da OMJ – utilizando 14 modelos acoplados de circulação geral participantes do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) *Fourth Assessment Report* (AR4), mostraram que o atual estado da arte dos MCGAs ainda apresenta significativos problemas e deixam evidente a ampla gama de debilidades para simular a variabilidade intrasazonal tropical. A variabilidade espacial da OMJ simulada aproximou-se do observado em apenas 2 dos 14 modelos utilizados, e o total da variância intrasazonal (10 – 128 dias) da precipitação foi muito baixa em vários modelos utilizados.

O *Colorado State University* (CSU) *Multiscale Modeling Framework* (MMF) é um novo tipo de MCGA que substitui as parametrizações convencionais de convecção, nuvens e da CLP por um *Cloud Resolving Model* (CRM) embutido em cada coluna da grade utilizada. Khairoutdinov *et al.* (2008) avaliaram a variabilidade interanual e subsazonal no âmbito do *Atmospheric Model Intercomparison Project–Style simulation* (AMIP-Style), utilizando o CSU-MMF para integrar 19 anos de simulações usando a TSM de 1985 a 2004 e a distribuição do gelo marinho como condições de contorno prescritas. A climatologia média anual foi bem simulada e vieses proeminentes incluem excesso de chuvas associadas com as estações das monções indianas e asiáticas com déficits de precipitação a oeste do Continente Marítimo e sobre a Amazônia. A variabilidade subsazonal do clima tropical associada com a OMJ e ondas confinadas equatorialmente são pontos fortes das simulações. Os espectros de potência da ROL, taxa de precipitação, vento zonal em 200 e 850 mb filtrados na banda intrasazonal de 2 – 96 dias, apresentam ótima concordância com os espectros das mesmas variáveis obtidas de campos observacionais – para a mesma banda de filtragem. Além disso, os padrões geográficos da OMJ e ondas de *Kelvin* para o verão e o inverno são bem simulados; porém, a variância destes campos tende a ser superestimada em 50% com relação aos campos observados.

Stan *et al.* (2010) analisaram a média climática e a variabilidade intrasazonal a interanual de duas versões do *Community Climate System Model*

(CCSM) *Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model* (CGCM). A primeira versão é um CCSM padrão, em que os efeitos das nuvens sobre a circulação de grande escala são representados via parametrizações. No entanto, a segunda versão inclui “Super-Parametrização” (SP) de processos convectivos, através da substituição dos processos de nuvens que são parametrizados por um *Cloud-process Resolving Model* (CRM) bidimensional (2D) em cada coluna da grade do CGCM. O SP-CCSM melhora várias deficiências das simulações do CCSM, incluindo o padrão de precipitação médio, a estrutura da língua fria da TSM equatorial, a monção na Ásia, a periodicidade do *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO) e a variabilidade intrasazonal da OMJ. Todavia, estas melhorias foram obtidas sem o *feedback* do modelo acoplado, o que de certa forma é surpreendente, tendo em vista o que a literatura atual tem mostrado sobre a viabilidade/habilidade dos modelos acoplados.

Tudo isso pode desencorajar o uso de MCGAs para a representação numérica da variabilidade espacial e temporal da OMJ. No entanto, é com esse desafio e com uma nova perspectiva em termos de modelagem numérica global que se insere toda uma metodologia do estado da arte em Modelos de Circulação Geral da Atmosfera para este trabalho, a qual será apresentada no Capítulo III – Dados e Metodologia.

2.2 A Zona de Convergência do Atlântico Sul

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) teve seu monitoramento iniciado em 1987, e pode ser identificada climatologicamente na composição de imagens de satélites, como sendo uma banda de nebulosidade de orientação Noroeste(NO)/Sudeste(SE), estendendo-se desde o sul da região amazônica até a região central do Atlântico Sul (Figura 2.8).

De acordo com alguns autores a ZCAS se forma somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas, como segue:

1. existência de um escoamento de ar quente e úmido em baixos níveis, em direção às altas latitudes;
2. existência de um Jato Subtropical (JST) em altos níveis, fluindo em latitudes subtropicais.

O escoamento em baixos níveis fortalece a convergência de umidade, e quando combinado com o JST, intensifica os processos frontogenéticos no campo da temperatura potencial equivalente, proporcionando a geração da instabilidade convectiva necessária. Sendo assim, a penetração de um sistema frontal (por exemplo, relacionado aos modos da OMJ) pode iniciar a formação de um evento de ZCAS.

Eventos de ZCAS ocorrem durante o verão na América do Sul (AS), e estudos observacionais e numéricos indicam significativa influência tanto de fatores remotos quanto de fatores locais. Dentre os mecanismos locais, a presença da cordilheira dos Andes proporciona intensificação, auxiliando a alimentação da convergência com o ar úmido da região Amazônica, único fator consensual para a formação de eventos de ZCAS.

De outra forma, a variabilidade climática sobre o centro-sul da Amazônia é influenciada tanto por aspectos tropicais quanto subtropicais. O ciclo anual da precipitação nessa região mostra um máximo durante o verão Austral relacionado à ZCAS. A Zona de Convergência do Atlântico Sul é uma característica marcante da precipitação sobre a AS e é definida como uma região de alta variabilidade convectiva posicionada a leste da cordilheira dos Andes (MUZA & CARVALHO, 2006). A ZCAS está relacionada à circulação monçônica sobre a AS (ZHOU & LAU, 1998; MARENGO *et al.*, 2001) e sua variabilidade espacial e temporal tem papel fundamental para a distribuição dos extremos de precipitação sobre esta região (CARVALHO *et al.*, 2002; CARVALHO *et al.*, 2004).

A literatura mostra que a região Sudeste do Brasil (SE), até agora, é a região com mais baixa previsibilidade do país. Esta é uma região de transição, entre o regime tropical ao norte e o regime extratropical ao sul. A região SE é também afetada pela ZCAS e cuja precipitação integrada na escala mensal ou sazonal é muito difícil de ser prevista (CAVALCANTI & CASTRO, 2004). Por este motivo, um estudo observacional e numérico dos fatores que interagem com a ZCAS é de extrema importância para uma melhor previsão do total pluviométrico sobre a região SE.

Figura 2.8 - Imagem do satélite GOES12-East no canal visível em 04jan2006 às 18:00 UTC – evidenciando a América do Sul. A imagem mostra claramente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Fonte: <http://www.sat.dundee.ac.uk>.

2.2.1 O Modelo Conceitual de ZCAS

No mês de dezembro de 2002, foram observados dois episódios de ZCAS: o primeiro no período de 10 a 16, e o segundo de 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003, os quais são concordantes com o modelo conceitual do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) – FONTE: CLIMANÁLISE – BOLETIM DE MONITORAMENTO E ANÁLISE CLIMÁTICA, VOL. 17, Nº 12, DEZEMBRO DE 2002 (ISSN 0103-0019, PG. 22).

A região preferencial de atuação da banda de nebulosidade associada à ZCAS foi semelhante nos dois casos e atingiu o sul da região Norte, grande parte da região Centro-Oeste e o Sudeste do Brasil, estendendo-se para o oceano na altura do litoral dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, conforme ilustra o campo médio de temperatura de brilho do satélite GOES 8 – Figuras 2.9a e 2.9b. Salienta-se a intensa convecção observada durante o primeiro episódio, no centro da região Sudeste do Brasil.

Figura 2.9 - Campo médio de temperatura de brilho do satélite GOES 8 para os seguintes períodos: (a) 10 a 16 de dezembro de 2002 (b) 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003. Unidade em *Kelvin* (K).

Figuras obtidas em:

<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/1202/zcas.html>

A formação da banda de nebulosidade, no início do segundo episódio (27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003), foi verificada a partir de incursões de cavados em baixos níveis, após a penetração de um sistema frontal. Em altos níveis (Figuras 2.10a e 2.10b), destacou-se a presença da Alta da Bolívia e do cavado próximo ao Nordeste, bem como a região de divergência na área da banda de nebulosidade, fatores indicados no modelo conceitual de ZCAS do CPTEC/INPE.

Figura 2.10 - Campo médio de linhas de corrente (linhas com setas) e a divergência horizontal do vento em 200 mb (cor sólida) para os seguintes períodos: **(a)** 10 a 16 de dezembro de 2002 **(b)** 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003. Unidade em $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Figuras obtidas em:

<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/1202/zcas.html>

Nos campos de precipitação acumulada nestes períodos (Figuras 2.11a e 2.11b – respectivamente), verificou-se que os máximos de precipitação ao longo da ZCAS apresentaram núcleos acima de 200 mm sobre Minas Gerais, em ambos os casos. Ressalta-se que a ausência de precipitação no setor sul do Brasil concorda com o fato da circulação da ZCAS gerar uma subsidência ao sul da banda de nebulosidade.

Figura 2.11 - Campo de chuva acumulada para os seguintes períodos: (a) 10 a 16 de dezembro de 2002 (b) 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003. Unidade em mm.

Figuras obtidas em:

<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/1202/zcas.html>

2.3 Interação Remota entre a OMJ e a ZCAS

Estudos sobre teleconexões atmosféricas procuram descobrir os mecanismos responsáveis por sua formação e manutenção, de modo a identificar padrões que possam ser monitorados e, assim, previstos. Isto pode ser levado a cabo por meio de metodologias observacionais, teóricas ou da modelagem numérica. Trens de ondas que se propagam da região equatorial do oceano Índico em direção ao Pacífico Sul e sobre a AS são discutidos em vários estudos (MO & HIGGINS, 1998 e CAVALCANTI, 1992, entre outros).

Existe uma relação ainda não muito bem conhecida, e certamente não-linear, entre a posição e intensidade da ZCAS e a convecção tropical associada a fortes atividades convectivas da OMJ. Por este motivo, a OMJ tem sido fortemente associada às variações na posição e intensidade da ZCAS (CASARIN & KOUSKY, 1986).

Dezembro, Janeiro e Fevereiro (verão Austral) são os meses que definem a estação chuvosa nas seguintes regiões: porção norte da região Sul, Sudeste, Centro-Oeste e porção sul da região Nordeste do Brasil. O grande volume de chuvas que cai sobre estas regiões neste período do ano (e não em outro) é devido necessariamente à formação da ZCAS.

As características da Oscilação de Madden-Julian são mais nítidas na faixa tropical, onde a convecção relativa à OMJ é vista fora de fase entre o oceano Índico e o Pacífico Oeste, assim como entre a região da Indonésia e AS. De fato, Carvalho *et al.* (2004) mostraram que as características da variabilidade espacial e da intensidade dos eventos de precipitação no centro-leste da AS estão relacionados às fases de propagação da OMJ durante o verão Austral, da mesma forma que existe um papel dessa oscilação na modulação das anomalias de supressão prolongada. Apesar de existirem muitos trabalhos nesta área, Souza & Ambrizzi (2006) afirmam que o conhecimento de como a OMJ modula a precipitação na AS tropical na escala de tempo intrasazonal é ainda muito fragmentado.

De acordo com o exposto nos parágrafos acima, um detalhamento dos mecanismos que propiciam a interação remota entre os modos da OMJ e a ZCAS é de grande importância para a presente pesquisa. Isto pode ser feito através de dados observacionais, como também de resultados com a modelagem numérica, cuja metodologia será minuciosamente detalhada no capítulo seguinte.

2.4 Guias de Ondas e Rotas Preferenciais das Ondas Barotrópicas de Rossby

As ondas barotrópicas de *Rossby* surgem em decorrência da resposta local e remota da atmosfera tropical ao forçamento convectivo. Nos trópicos, a forçante térmica é ligada à distribuição de Calor Latente com consequente divergência em altos níveis. A teoria que descreve a forma de propagação das ondas de *Rossby*, devido a uma forçante local, pode explicar as configurações de trens de ondas obtidos em estudos observacionais e da modelagem numérica. Este tipo de análise tem sido usado principalmente para estudar as flutuações de grande escala e de baixa frequência na atmosfera, sendo um bom exemplo da relação existente entre observação, teoria e modelagem numérica (Hoskins, 1983).

Hoskins & Ambrizzi (1993) utilizaram um modelo barotrópico, linearizado para um escoamento climatológico médio ao nível de 300 mb no verão Austral, para estudar a propagação de ondas de *Rossby* em um escoamento realístico e que variasse longitudinalmente. O propósito do estudo foi determinar

se alguns padrões observados de teleconexão atmosférica poderiam ser simulados por um modelo barotrópico. Os resultados obtidos sugerem que as correntes de jato são locais (rotas) preferenciais de propagação das ondas planetárias, atuando como guias de ondas na atmosfera – favorecendo a teleconectividade entre regiões remotas do globo terrestre. De acordo com estes autores, os guias de ondas encontrados foram: o jato Norte Africano-Asiático, o jato da região do Atlântico Norte-Norte Europeu e os jatos do Hemisfério Sul.

A Figura 2.12 mostra os guias de ondas (setas com linhas diagonais) e a propagação preferencial (setas cheias em preto) para o verão Austral (DJF), obtida com uma série de experimentos utilizando um modelo barotrópico linearizado (Hoskins & Ambrizzi, 1993). Os resultados obtidos com a modelagem numérica mostram que o modelo conseguiu representar bem as observações (Figura 2.13), e em particular correspondência com Hsu & Lin (1992).

Figura 2.12 - Esquema que mostra os guias de ondas (setas com linhas diagonais) e a propagação preferencial (setas cheias em preto) para o verão Austral (DJF), obtido com uma série de experimentos utilizando um modelo barotrópico linearizado.

Fonte: Hoskins & Ambrizzi (1993).

Figura 2.13 - Padrão médio de teleconexão atmosférica global para o verão Austral. Figura tirada da apresentação do Professor Dr. Tércio Ambrizzi: **SOUTH AMERICAN CLIMATE DYNAMICS – A GENERAL VIEW**. 1ST IBERO-AMERICAN WORKSHOP ON CLIMATE DYNAMICS, CLIMATE CHANGE AND REGIONAL CLIMATE MODELING, São Paulo, Brazil, August 2007.

Ambrizzi *et al.* (1995) fizeram um outro esquema das trajetórias preferenciais das ondas de *Rossby* sobre o globo, mas para o inverno Austral (JJA). Para tanto, utilizaram um modelo barotrópico linearizado com forçantes nas entradas dos jatos subtropical e polar, cujos resultados (Figura 2.14) são também concordantes com as observações (Figura 2.15), onde os seguintes guias de ondas foram encontrados: o jato Norte Africano-Asiático, o jato da região Atlântico Norte-Norte Europeu, o jato subtropical do Hemisfério Sul (Australiano) e o jato Polar.

Figura 2.14 - Esquema que mostra os guias de ondas (setas com linhas diagonais) e a propagação preferencial (setas cheias em preto) para o inverno Austral (JJA), obtido com uma série de experimentos utilizando um modelo barotrópico linearizado.

Fonte: Ambrizzi *et al.* (1995).

Figura 2.15 - Padrão médio de teleconexão atmosférica global para o inverno Austral. Figura tirada da apresentação do Professor Dr. Tércio Ambrizzi: **SOUTH AMERICAN CLIMATE DYNAMICS – A GENERAL VIEW**. 1ST IBERO-AMERICAN WORKSHOP ON CLIMATE DYNAMICS, CLIMATE CHANGE AND REGIONAL CLIMATE MODELING, São Paulo, Brazil, August 2007.

De acordo com a Figura 2.16 é possível observar que dependendo de onde se encontra a forçante térmica do campo de divergência em altos níveis (Hemisfério Norte ou Sul), as ondas de *Rossby* terão sentidos e curvaturas de propagação diferentes, com núcleos anticiclônicos e ciclônicos alternados e separados por uma região de confluência dos ventos.

Figura 2.16 - Genesis de um trem de ondas de *Rossby*. Figura tirada da apresentação do Professor Dr. Tércio Ambrizzi: **SOUTH AMERICAN CLIMATE DYNAMICS – A GENERAL VIEW**. 1ST IBERO-AMERICAN WORKSHOP ON CLIMATE DYNAMICS, CLIMATE CHANGE AND REGIONAL CLIMATE MODELING, São Paulo, Brazil, August 2007.

CAPÍTULO 3

Os recentes avanços tecnológicos alcançados nas últimas gerações de satélites proporcionam observações precisas para a obtenção de séries temporais de um grande número de variáveis físicas, tanto oceânicas quanto atmosféricas. O estudo da maneira pela qual estas variáveis evoluem e interagem entre si ao longo do tempo permite à comunidade científica aumentar seus conhecimentos em relação aos processos físicos existentes no planeta. Considerando que a OMJ é um dos muitos processos que podem afetar diretamente as atividades humanas, os mecanismos que contribuem para a sua existência e manutenção devem ser extensivamente estudados. Os efeitos que a OMJ provoca no sistema oceano-atmosfera podem ser isolados e avaliados através da análise de séries temporais de determinadas variáveis geofísicas. Este procedimento pode ser feito utilizando-se sofisticados métodos estatísticos e complexos modelos numéricos, os quais associados ao aumento exponencial da capacidade de cálculo dos computadores modernos, podem fornecer teorias plausíveis sobre sua existência. Dessa forma, este capítulo descreve as metodologias do tratamento estatístico de séries temporais, tanto observacionais quanto da modelagem numérica da atmosfera, para um melhor entendimento da interação oceano-atmosfera em eventos intrasazonais extremos da Oscilação de Madden-Julian.

3 Dados e Metodologia

O presente trabalho pretende avaliar as estruturas físicas da interação oceano-atmosfera relativas a eventos intrasazonais extremos da OMJ, as quais estão presentes em dados observacionais obtidos por satélites e também na Reanálise II do NCEP/NCAR. Ademais, serão também discutidas considerações acerca de resultados obtidos por um MCGA utilizando valores diários de TSM como principal forçante. Pretende-se controlar a especificação de TSM para verificar o aparecimento de variabilidade intrasazonal no modelo atmosférico para posterior comparação com campos observados. Este procedimento poderá motivar implementações adicionais nos MCGAs para uma melhor representatividade dos eventos intrasazonais, em particular a OMJ.

3.1 Motivação: Por que utilizar dados de satélites?

É fato que os oceanos desempenham um papel primordial para todos os seres vivos e em particular para os seres humanos, 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. No entanto, o oceano é um ambiente muito hostil, o que de certa forma torna seu estudo difícil, muito caro e de alto risco. Dessa forma, os instrumentos oceanográficos requerem tecnologias avançadas para realizar medições à superfície sob condições extremas de agitação marítima ou em profundidade sob pressões até centenas de vezes maiores do que a pressão atmosférica ao nível médio do mar.

Até meados dos anos 70 toda coleta de dados oceanográficos era praticamente feita *in situ*. Com o advento da tecnologia espacial e o lançamento de sensores a bordo de satélites totalmente dedicados à observação do ambiente terrestre, a carência de informações de TSM e vento sobre a superfície dos oceanos vem sendo suprida. Estas informações têm sido cada vez mais exploradas pela comunidade científica de modo que as plataformas orbitais têm tido, cada vez mais, um papel fundamental nas áreas de Meteorologia e Oceanografia.

Um satélite pode ser projetado para uma ou mais missões, o que dependerá dos objetivos empreendidos. Para se estimar a ROL e a TSM sobre a superfície dos oceanos, os sensores mais utilizados são os de microondas. Tais sensores estão a bordo de satélites multidisciplinares como o *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), como também dos satélites do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

Os sensores destes satélites possibilitam a obtenção de longas séries de dados de variáveis oceânicas e/ou atmosféricas, além de conseguirem uma cobertura global das mesmas.

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 do *National Space Development Agency of Japan* (NASDA). O TRMM/TMI foi colocado em órbita em novembro de 1997, sendo o primeiro sensor com o objetivo exclusivo de adquirir informações meteorológicas na região

tropical e tendo dados disponíveis a partir de 06 de dezembro de 1997 até o presente momento. Este satélite encontra-se em órbita distinta daquela dos satélites tradicionais de órbita polar, posicionado a 350 km acima da superfície terrestre, com uma inclinação de 35° em relação à linha do equador (apêndice 3.1).

O TRMM/TMI opera numa faixa de microondas de 10 GHz e é capaz de determinar também o vapor d'água atmosférico (em mm), taxas de precipitação (em mm/h) e água líquida de nuvem (em mm). 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 aproximadamente 25 km, o que permite disponibilizar dados com resolução espacial de 0,25° em latitude e longitude em uma grade regular de 1440 x 320 pontos. Os dados do TRMM/TMI podem ser acessados em http://www.ssmi.com/tmi/tmi_browse.htm.

A família de satélites do *National Oceanic and Atmospheric Administration*, supervisionada pelo *National Environmental Satellite and Information Service* (NOAA/NESDIS), foi iniciada em 1960 com os satélites da série TIROS e realizou o lançamento de mais de uma dezena de satélites e diversos instrumentos operacionais (sondas e imageadores). Esta série gera diariamente observações globais de padrões meteorológicos e condições ambientais na forma de dados quantitativos. Essas informações são a base para estudos de monitoramento de queimadas, de acompanhamento da atividade fotossintética, de previsão meteorológica detalhada, de zoneamentos agroclimáticos, de estudos de comportamento térmico de paisagens, de mapeamento de secas e inundações, entre outras atividades. Estes satélites permitiram uma cobertura global com resolução espacial de 2,5° em latitude e longitude em uma grade regular de 144 x 73, entre 90°N e 90°S e entre 0°E e 357,5°E (apêndice 3.1). Os dados dos satélites da NOAA podem ser acessados em http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html.

3.1.1 As Vantagens dos Dados Obtidos com Satélites

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

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

A Figura 3.1 mostra séries temporais dos dados de TSM do satélite TRMM/TMI e os valores desta mesma variável coletados *in situ* pelas boias do projeto PIRATA (apêndice 3.2) em diferentes pontos do oceano Atlântico. Cada coordenada geográfica com seu correspondente número de boia são descritos individualmente nos *snapshots* e as séries referem-se ao período de dezembro 1997 a junho de 1999 em valores diários.

De acordo com a Figura 3.1, é notável a boa concordância entre os dois procedimentos de medidas da TSM, o que leva a considerar a total confiabilidade dos dados coletados pelo TRMM/TMI – justificado pela coerente calibração do instrumento e de um algoritmo bem estruturado. Esta figura comprova ainda a alta qualidade dos dados do TRMM/TMI para a variável TSM.

Em relação aos satélites da NOAA/NASA, embora não estejam sendo apresentados resultados comparativos de valores medidos com dados *in situ*, é possível afirmar seu amplo reconhecimento pela comunidade científica para a análise da interação oceano-atmosfera e principalmente para a validação de modelos numéricos.

Figura 3.1 - Comparação da TSM (em °C) do TRMM/TMI (em preto) e as boias do projeto PIRATA (em vermelho) no oceano Atlântico Tropical.

Fonte: Apostila da Disciplina Oceanografia por Satélites (Paulo S. Polito e Olga T. Sato – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo – IO/USP).

3.2 Leitura e Tratamento dos Conjuntos de Dados Utilizados

Como antes mencionado, os dados de observações satelitais e as saídas geradas pelo MCGA terão o mesmo tratamento estatístico. Dessa forma, será realizada uma efetiva comparação entre os resultados da parte observacional e aqueles obtidos com a modelagem numérica da atmosfera.

3.2.1 Os Dados de Satélites

Para a análise das variáveis contidas nos dados obtidos com o radiômetro TRMM/TMI, primeiramente foi elaborado um programa em linguagem Fortran90 para ler os arquivos originais de compactação (assim disponíveis ao público para *downloads*) e transformá-los em formatos que possibilitem sua leitura e visualização em *softwares* como o *Grid Analysis and Display System* (GrADS) ou o Ferret para posterior análise de resultados. Todavia, este radiômetro apresenta uma problemática de caráter espacial em seus resultados, com valores em pontos de grades perdidos por alguma deficiência de leitura devido a tempestades severas, rugosidade do oceano, etc. Em virtude disso, foi também realizada uma interpolação espacial em pontos de grade com leituras perdidas.

No caso das variáveis TSM e vapor d'água atmosférico, foi aplicado o método do inverso do quadrado das distâncias para a interpolação espacial, como mostra a Equação 3.1.

$$X_p = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} X_i \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} \right)} \quad (3.1)$$

A Equação 3.1 mostra o método do inverso do quadrado das distâncias, onde X_p é a variável interpolada, X_i é o valor da variável da i -ésima localidade vizinha e d_i é a distância euclidiana entre o i -ésimo ponto de vizinhança e o ponto amostrado.

A Figura 3.2 mostra o resultado da interpolação dos pontos de grade indeterminados, utilizando o método acima descrito. Este programa foi desenvolvido de forma a considerar somente os vizinhos mais próximos para o cálculo do valor ponderado interpolado. O número de vizinhos é função direta de uma distância limite de 250 km previamente determinada, por ter sido suficiente para a completa interpolação dos valores ausentes, sem que houvesse a perda das características físicas da variável em estudo.

Figura 3.2 - Campo de TSM (em °C) entre 40°N e 40°S observado no dia 30 de janeiro de 2002: dados originais (superior) e interpolados (inferior). Dados obtidos pelo radiômetro TMI numa grade de 1440 x 320 pontos e com uma resolução espacial de 0,25° x 0,25°.

Para o caso da Radiação de Onda Longa, obtida do satélite da NOAA, os valores ausentes foram interpolados utilizando-se o método descrito com detalhes em Liebmann & Smith (1996).

3.2.2 Os Dados da Reanálise

Os dados diários das componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa e 200 hPa, bem como pressão atmosférica e temperatura do ar serão obtidos do conjunto da Reanálise produzido pelo *Climate Data Assimilation System* (CDAS) *Reanalysis Project* (KALNAY *et al.*, 1996). Estes dados estão dispostos em 144 x 73 pontos em uma grade global e com uma resolução espacial de 2,5° x 2,5° em latitude e longitude, os quais podem ser acessados em <http://www.cdc.noaa.gov>.

3.2.3 A Filtragem dos Dados

Com o objetivo de eliminar as oscilações transientes com escala de tempo sinótica e as oscilações de baixa frequência (sazonal a decadal) das séries temporais analisadas, assim como de evidenciar as características de propagação das oscilações intrasazonais e em particular a OMJ, foi utilizado o método digital de filtragem de séries temporais conhecido como Filtro de *Lanczos* (DUCHON, 1979).

O princípio fundamental da filtragem de *Lanczos* é alterar, de maneira pré-determinada, a amplitude de *Fourier* que descreve as diferentes bandas de oscilação presentes na série analisada. Isso pode ser feito através da convolução de sub-séries com um conjunto de pesos conhecidos como função peso. A formulação matemática desta técnica é descrita a seguir.

Considere uma série temporal X_t , onde t varia de 1 a N . Essa série pode ser representada como uma série de *Fourier* da seguinte forma:

$$X_t = \bar{X} + \sum_{k=1}^{\frac{N}{2}} C_k \cos \left[\left(\frac{2\pi kt}{N} \right) - \varphi_k \right] \quad (3.2)$$

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

$$Y_t = \sum_{k=-n}^n W_k X_t \quad (3.3)$$

onde W_k é a função peso. No filtro passa-banda de *Lanczos*, o qual é utilizado para obter o sinal intrasazonal da OMJ, a função peso é definida por:

$$W_K = \left(\frac{\text{Sen}(2\pi f_{c2} k)}{(\pi k)} - \frac{\text{Sen}(2\pi f_{c1} k)}{(\pi k)} \right) \sigma \quad (3.4)$$

onde σ é dado por $\sigma = \frac{\text{Sen}(\frac{\pi k}{n})}{(\frac{\pi k}{n})}$ e $n \geq 1,3/(f_{c1} - f_{c2})$.

Na Equação 3.4, f_{c1} e f_{c2} são as frequências de corte da banda desejada. No caso da OMJ, a literatura mostra que este fenômeno pode ser evidenciado na banda intrasazonal entre 20 e 70 dias, a qual será utilizada para todas as séries filtradas neste trabalho. Para esta banda de corte, $f_{c1} = 0,05 \text{ dia}^{-1}$ e $f_{c2} = 0,014 \text{ dia}^{-1}$, e além disso, o número de pesos deve ser $n \geq 36$. Para efeito de estudo do presente trabalho, foram utilizados 120 pesos, ou seja, $n = 120$. Tomando este valor, elimina-se ainda mais as oscilações fora da banda de interesse, ou seja, a oscilação de *Gibbs* fica cada vez menor quanto maior o número de pesos.

Figura 3.3 - Resposta do filtro de *Lanczos* para a banda entre 20 e 70 dias com 120 pesos, em função dos períodos das oscilações presentes na série original.

De acordo com a Figura 3.3, observa-se que os períodos inferiores a 20 dias possuem função-resposta nula do filtro de *Lanczos*; para períodos superiores a 70 dias a resposta vai se aproximando de zero assintoticamente. É importante ressaltar que, com o aumento do número de pesos utilizados na filtragem, a curva assintótica para períodos acima de 70 dias tenderia a zero mais rapidamente.

3.3 A Análise Espectral dos Dados

A grande maioria das observações e simulações de processos e regimes não-lineares na natureza é registrada a partir de Séries Temporais (ST). Atualmente, observa-se uma vasta gama de técnicas de análise espectral de séries que foram desenvolvidas e introduzidas na literatura com a finalidade de fornecer ferramentas para a caracterização de regimes não-estacionários, os quais estão associados à complexa variabilidade de fenômenos físicos intrínsecos à interação oceano-atmosfera.

Exemplos clássicos de dados que apresentam esta variabilidade complexa são aqueles relacionados à observação de variáveis atmosféricas e oceânicas, por exemplo, ROL e TSM, respectivamente.

Demonstra-se claramente que a Análise de *Fourier* (AF) tradicional não é viável na investigação de fenômenos que possuem sinais não-estacionários ou mesmo aqueles em que o sinal sofre variações bruscas de frequência (FARGE,

1992). Entende-se como “não-estacionária” uma ST em que, momentos estatísticos, tais como, “médias” e “variâncias”, para diferentes intervalos de período constante, apresentam-se estatisticamente distintos. Caso contrário, assume-se que a série é estacionária.

A técnica chamada de Transformada Janelada de Fourier (TJF) para o estudo de sinais não-estacionários é limitada no aspecto de que possui uma janela móvel no tempo, porém esta janela possui largura fixa, ou seja, ela não consegue determinar variações de altas e baixas frequências simultaneamente. Para contornar esta deficiência foi desenvolvida a técnica conhecida como Transformada em Ondas na Forma Contínua (TO), a qual possui janelas móveis no tempo ou no espaço, que se dilatam ou se comprimem para capturar sinais de baixa e alta frequência, respectivamente. A transformada é dita contínua, porque a operação é feita utilizando-se integrais e não somatórias, pois as análises, em geral, são realizadas em extensas ST.

A TO se tornou uma ferramenta comum para a análise de variações locais de energia dentro de uma ST, pela decomposição da mesma em tempo-frequência-espaço. Esta análise é capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade assim como a evolução temporal dos mesmos.

A TO tem sido usada em numerosos estudos como convecção tropical (WENG & LAU, 1994), ENSO (GU & PHILANDER, 1995), frentes frias atmosféricas (GAMAGE & BLUMEN, 1993), estruturas coerentes em fluxos turbulentos (FARGE, 1992), turbulência atmosférica (RODRIGUES NETO *et al.*, 2001), processamento de sinais (VERTELI & HERLEY, 1992), sistemas hidrológicos (NORDEMANN, 1998; BARBOSA & BLITZKOW, 2008b), Geofísica Espacial (BOLZAN, 2005) e interação oceano-atmosfera (BARBOSA, 2007; BARBOSA e CAMARGO, 2008). Uma completa descrição de aplicações geofísicas pode ser encontrada em Foufoula-Georgio & Kumar (1995), enquanto o tratamento teórico da análise com ondas na forma contínua é dado em Daubechies (1992). Abordagens históricas e descritivas com algumas aplicações podem ser vistas em Barbosa & Blitzkow (2008a).

O termo ondas na forma contínua refere-se basicamente a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por translações $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$, escalamentos $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ e de uma Função Onda-base, $\psi_0(t)$, geralmente

chamada de Função Ondaleta-mãe (FO). Sendo assim, a Equação 3.5 mostra a função ondaleta geradora em função de ψ_0 .

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t-k}{j}\right); \text{ com } j \neq 0 \quad (3.5)$$

A Equação 3.5 mostra a função ondaleta geradora em função da FO, onde “j” é denominado fator de escalamento (aumenta na contração e diminui na dilatação) e “k” é o fator de translação. As ondaletas filhas são geradas da seguinte forma:

$$\psi_k(t) = \psi_0(t - k) \rightarrow \text{Translação} \quad (3.6)$$

$$\psi_j(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t}{j}\right) \rightarrow \text{Escalamento; com } j \neq 0 \quad (3.7)$$

As Equações 3.6 e 3.7 mostram as ondaletas filhas geradas pela translação e pela mudança de escala, respectivamente. O fator $\frac{1}{\sqrt{j}}$ é chamado de constante de normalização da energia de cada ondaleta filha, de forma a manter a mesma energia da ondaleta principal, ou seja, a soma das energias de todas as ondaletas filhas, oriundas das Equações 3.6 e 3.7, resulta na energia total da transformada.

Em virtude do que foi exposto nos parágrafos anteriores, algumas considerações devem ser feitas para a análise espectral de uma única Série Temporal, como também, da análise do espectro cruzado de duas Séries Temporais, sendo assim:

Define-se a Transformada Simples em Ondaletas (TSO) de uma Série Temporal $f(t)$, $t = 1, \dots, N$ com períodos de tempo constantes dt , como sendo a TO aplicada a uma única ST. Dessa forma, a TSO é definida como a convolução de $f(t)$ com o complexo conjugado da Função Ondaleta-mãe escalada e normalizada, e representada por W^X , onde X representa a ST analisada (vide Equação A3.3.3 do apêndice 3.3).

Da mesma forma que a análise espectral de *Fourier*, o espectro de energia da TSO pode ser ampliado para analisar duas séries temporais X_n e Y_n simultaneamente. Assim, é possível definir a Transformada Cruzada em Ondaletas (TCO) dessas duas séries como $W^{XY} = W^X W^{Y*}$, onde o asterisco (*), denota o complexo conjugado da série Y . Para tanto, a TCO mostra a covariabilidade da energia entre duas ST e revela informações no tempo sobre a relação entre as fases das mesmas.

Por outro lado, a Transformada Coerência em Ondaletas (TCR), mostra como o próprio nome sugere, o grau de coerência entre duas Séries Temporais, não necessariamente determina a covariabilidade na energia entre elas. A TCR ainda pode ser interpretada como a medida da coerência entre duas TSO em tempo-frequência-espaco. Para o caso de duas Séries Temporais, esta explica quanto da variabilidade de uma determinada variável pode ser explicada pela variabilidade da outra – mais detalhes vide apêndice 3.3.

3.4 Análise Estatística Clássica de Dados

O papel principal da análise estatística de dados é estabelecer se os resultados encontrados apresentam “Significância Estatística” de acordo com certos limites pré-estabelecidos. Dessa forma, quando se formula uma hipótese em relação a uma determinada característica de uma variável ou grandeza física, a amostra dela retirada pode representar a variabilidade de um efeito físico real e, em virtude disso, não podendo ser atribuído ao acaso. Assim, pode-se dizer que a variabilidade encontrada no conjunto de dados em questão é “Estatisticamente Significativa”. Esta expressão é empregada sempre tendo em vista níveis de significância previamente estabelecidos para o estudo que se pretende realizar.

Em virtude dos argumentos expostos, é extremamente necessário dispor de métodos estatísticos robustos para os conjuntos de dados observacionais e numéricos. Sendo assim, uma descrição detalhada dos métodos e testes de significância estatística utilizados para os resultados encontrados são mostrados no apêndice 3.4. Para tanto, todos os parâmetros estatísticos foram calculados levando-se em consideração o Grau de Liberdade (GL) adequado, ou seja: Média (GL=n), Variância (GL=n – 1), Desvio-Padrão (GL= n – 2), Teste t de *Student* (GL= n – 3) e a Transformação Z de *Fisher* (GL= n – 3).

3.5 Análise em Funções Ortogonais Empíricas

Os termos Análises em Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Function Analysis* – EOF) e Análises em Componentes Principais (*Principal Component Analysis* – PCA) são utilizados concomitantemente para descrever um conjunto de procedimentos que determinam relações estatísticas entre um grande número de variáveis. Em estudos meteorológicos, estas variáveis são tipicamente as observações em diferentes pontos de grade sobre um domínio específico para determinado campo geofísico (por exemplo, a ROL).

Análises em Funções Ortogonais Empíricas são extensamente utilizadas em Meteorologia e Oceanografia para decompor um conjunto de dados (que possuem duas ou mais dimensões) em pares de *loadings* (também chamados de autovetores, ou simplesmente EOF) e suas componentes principais associadas. Esta técnica de análise procura extrair relações de variabilidade entre determinadas variáveis que podem ser estudadas independentemente para um determinado fenômeno meteorológico.

No artigo de Wallace & Gutzler (1981) encontra-se alguns exemplos de aplicações de PCA para campos que se tornaram conhecidos como padrões de teleconectividade atmosférica – *Pacific North American* (PNA). Analogamente, em Mo & Higgins (1998) encontra-se aplicações de EOF para padrões identificados como *Pacific South American* (PSA). Assim, a aplicação da análise em EOF serve basicamente para dois propósitos: (i) reduzir o número de variáveis analisadas e (ii) encontrar padrões espaciais de distribuição das variáveis que possam estar associados a algum tipo de propagação.

Neste trabalho de Tese, a análise em EOF e suas correspondentes PCA é feita da seguinte forma: (i) identificação de padrões de propagação e teleconexão na escala de tempo intrasazonal de eventos da OMJ, em variáveis que estejam intrinsecamente correlacionadas na interação oceano-atmosfera deste fenômeno; e (ii) comparação dos padrões destas variáveis observacionais em eventos da OMJ com aqueles de resultados com a modelagem numérica utilizando um MCGA. Maiores detalhes sobre esta técnica, assim como sua formulação matemática, podem ser encontrados no apêndice 3.5.

3.6 O Número de Onda Estacionária K_s

Uma das possíveis formas de analisar a propagação de ondas é através da teoria linear em uma atmosfera barotrópica. Em particular, o HS oferece um ambiente único para estudar a propagação dessas ondas através de padrões atmosféricos observados, devido à sua estrutura equivalente barotrópica e ao fluxo médio zonal prevalecente (VAN LOON & JENNE, 1972).

Ondas estacionárias de *Rossby* (vide apêndice 3.6) apresentam frequência angular nula, ou seja, $\omega = 0$ e portanto velocidade de fase também nula ($c = 0$). Logo, o número de onda total K_s para ondas estacionárias pode ser escrito de acordo com a Equação 3.8, e com base na mesma, Hoskins & Ambrizzi (1993) identificaram as trajetórias preferenciais destas ondas para diferentes estados básicos da atmosfera, baseado sobre uma distribuição global no número de onda total. Resultados destes autores mostraram que importantes atividades destas ondas podem ser observadas nas regiões referentes ao jato subtropical e ao jato polar.

$$K = K_s = \left(\frac{\beta_*}{\bar{U}} \right)^{1/2} \quad (3.8)$$

De acordo com Muller & Ambrizzi (2010), os sinais de $\bar{U}$ e β_* apresentam diferentes possibilidades:

$$\bar{U} \begin{cases} > 0 & \Rightarrow K_s \exists \\ < 0 & \Rightarrow K_s \nexists \\ = 0 & \Rightarrow K_s \rightarrow \infty \text{ (at the equator)} \end{cases} \quad \beta_* \begin{cases} = 0 & \Rightarrow K_s = 0 \\ < 0 & \Rightarrow K_s \nexists \\ > 0 & \Rightarrow K_s \exists \end{cases}$$

o que significa afirmar que a Equação 3.8 somente admite solução quando $\beta_* \geq 0$ e $\bar{U} > 0$.

Para uma melhor interpretação, é sempre útil fazer uma analogia entre o “mecanismo dinâmico de refração” na atmosfera e a bem conhecida Lei de *Snell* da Óptica Física. Esta lei determina que um raio de luz é refratado ao se propagar em um meio com diferentes índices de refração (BRANSTATOR, 1983; HOSKINS & AMBRIZZI, 1993). A analogia se dá quando ondas barotrópicas de *Rossby* se

propagam em regiões onde o fluxo básico determina baixos números de onda estacionários. A escala da perturbação horizontal é considerada ser muito menor do que a escala de variação do campo básico (de acordo com a aproximação de *Liouville-Green*, ou WKB, *Wentzel-Kramers-Brillouin* – veja GILL, 1982), condição a qual é aproximadamente satisfeita na estrutura meridional da atmosfera. Todavia, isto é seriamente comprometido na direção zonal, principalmente na região da saída dos “*jet streams*” nos altos níveis da atmosfera. Quando esta condição é satisfeita e a onda se propaga em um ambiente dependente apenas da direção meridional, o número de onda zonal k permanece constante mas o número de onda meridional l irá variar satisfazendo a relação de dispersão local.

A velocidade de grupo local é $c_g = 2\bar{U}\cos(\alpha)$ na direção $\hat{K}$, sendo $\hat{K}$ o versor que expressa a direção de propagação da onda e α o ângulo que $\hat{K}$ forma com a direção leste-oeste. A determinação de α é feita através de:

$$\tan(\alpha) = \frac{l}{k} \quad (3.9)$$

Ainda de acordo com Muller & Ambrizzi (2010), dada uma onda de *Rossby* estacionária que se propaga em um ambiente onde K_S varia com a direção meridional, pode ser visto que l deve também decrescer, pois k é constante. Então, a tangente do ângulo α e consequentemente o próprio ângulo em si irá também diminuir. Em outras palavras, a propagação da onda torna-se mais zonal, curvando-se para o maior número de onda estacionária. Seguindo um raciocínio análogo, pode-se ver que a propagação em uma região onde K_S aumenta resultará no aumento do ângulo α , levando a uma propagação mais meridional (curvando-se em relação aos valores altos de K_S).

Estes resultados têm uma importante implicação: ondas barotrópicas de *Rossby* abandonam regiões onde o escoamento básico determina baixos números de ondas estacionárias.

Além disso, pode-se deduzir que:

1. em latitudes onde K_S é igual ao número de onda zonal k , o número de onda meridional l é igual a zero (propagação zonal), representando *turning-points* na propagação da onda;
2. em latitudes onde β_* e, portanto, K_S são iguais a zero, o número de onda meridional torna-se imaginário de tal forma que os raios devem retornar antes de atingirem tais latitudes; e
3. latitudes onde $\bar{U}$ é igual a zero (latitudes-críticas), K_S tende ao infinito, o que implica que o mesmo ocorrerá com o número de onda meridional l e, conseqüentemente α vale 90° . Sendo assim, a velocidade de grupo estacionária tende a zero e o raio será “absorvido”.

É importante ressaltar, que nenhum resultado sobre o número de onda estacionária K_S será apresentado neste trabalho de Tese, a inclusão deste subtópico deve-se basicamente à teoria do Traçado de Raios, pois o raio r é função direta de K_S . Sendo assim, torna-se fundamental uma descrição detalhada sobre a teoria do número de onda estacionária.

3.7 O Traçado de Raios (*Ray Tracing*)

O Traçado de raios é definido como um conjunto de pontos na direção de c_g (ou c_{est_g} – vide apêndice 3.6), tal que a energia se propaga ao longo do raio com velocidade igual à velocidade de grupo (HOSKINS & KAROLY, 1981; KAROLY 1983; HOSKINS & AMBRIZZI, 1993).

Fazendo-se uma analogia com a Lei de *Snell* da Ótica Geométrica e derivando k e l em função do tempo, é possível obter o raio r , ou seja:

$$\mathbf{r}^{-1} = -k \frac{dK_s^{-1}}{dy} \quad (3.10)$$

Além disso, dessa relação conclui-se que a curvatura da propagação das ondas de *Rossby* será no sentido anti-horário se K_s aumenta em direção do equador e no sentido horário se K_s aumenta em direção aos pólos (HOSKINS & KAROLY, 1981; KAROLY 1983; HOSKINS & AMBRIZZI, 1993).

Figura 3.4 - Esquema representativo da refração do raio r para diferentes situações no HS.

Fonte: MULLER & AMBRIZZI (2010).

3.8 A Modelagem Numérica

Pode-se definir a modelagem numérica como o processo pelo qual um conjunto de equações diferenciais e as condições de contorno associadas são transformadas em um sistema de equações algébricas e resolvidas por um computador (BAPTISTA, 2001).

A calibração preliminar de um modelo numérico para a representação matemática de fenômenos físicos com certa complexidade intrínseca, como por exemplo, a Oscilação de Madden-Julian (MADDEN & JULIAN 1971, 1972) 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 algumas variáveis associadas ao estudo proposto, como por exemplos, a ROL e o vento em diferentes níveis da atmosfera. É com esse intuito, que os resultados obtidos com a modelagem numérica da atmosfera terão a mesma metodologia de tratamento que os dados observacionais, possibilitando assim, uma comparação e validação dos resultados gerados pelo MCGA.

3.8.1 O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

De acordo com a proposta inicial do projeto de Tese, para a parte da modelagem numérica da atmosfera optou-se pelo modelo global *Ocean-Land-Atmosphere Model* (OLAM), desenvolvido na *Duke University* (WALKO & AVISSAR, 2006) que utiliza modernos recursos em sua formulação matemática. O OLAM é uma profunda modificação no núcleo dinâmico do *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), com o desenvolvimento de um módulo de domínio global.

Este modelo foi anunciado oficialmente para a comunidade científica do Brasil no VI RAMS/BRAMS/OLAM *User's Workshop* realizado em Ubatuba (SP), em Maio de 2006, e também no primeiro Workshop sobre o OLAM (com a participação do Prof. Dr. Robert Walko da *Duke University*), em sua versão serial 2.11.1. Mais recentemente, no *Workshop On the Ocean-Land-Atmosphere Model* realizado no Laboratório Nacional de Computação Científica (LNCC), situado em Petrópolis (RJ), em Maio de 2009, onde foi disponibilizada a versão 3.3 paralelizada via *Message Passing Interface* (MPI), a qual é a versão utilizada para este trabalho.

O modelo OLAM tem atraído a atenção de vários grupos de pesquisa e estudiosos em Ciências Atmosféricas, inclusive aqui no Brasil. Isto se deve ao fato de novas funcionalidades, por exemplo, a possibilidade de integrações semi-implícitas em alguns termos das equações governantes (momento, temperatura, continuidade e hidrostática), o que possibilita um enorme ganho no custo computacional. O OLAM adota as mesmas parametrizações físicas do RAMS para a microfísica, terra/vegetação/água, balanços de energia e transferência radiativa.

O OLAM é considerado o novo estado-da-arte em modelagem numérica global em virtude da sua capacidade de refinamento de grade (WALKO & AVISSAR, 2008a, 2008b). Este modelo utiliza uma grade não estruturada e células de grades pentaédricas com subdivisões triangulares (vide Figuras 3.5, 3.6a e 3.6b), o que facilmente se distribui sobre a esfera do globo terrestre, sem a necessidade de transformação de coordenadas. Este estado-da-arte de configuração da grade do modelo possibilita um refinamento local a qualquer grau

de resolução sem a necessidade de algoritmos especiais para aninhamentos de subgrades, como mostra a Figura 3.6b.

Figura 3.5 - Icosaedro que define o sistema de grades no OLAM com várias superfícies pentaédricas, com o refinamento de grade determinado por subdivisões triangulares inscritas.

Fonte: Apresentação do Dr. Robert Walko no *Workshop: On The Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM)*, 25–28 May 2009, LNCC/RJ.

O refinamento de grade obtido através de subdivisões dos elementos triangulares não demanda os tradicionais esforços computacionais de aninhamento de subgrades e nem parametrizações especiais devido ao refinamento de grades. Neste caso, todos os níveis verticais definidos no modelo possuem a mesma superfície triangular como mostra a Figura 3.7, onde todas as comunicações entre regiões com diferentes resoluções são feitas por processos advectivos conservativos e transporte difusivo (AVISSAR, 2007).

Figura 3.6 - (a) Grade de elementos finitos usada no modelo OLAM. (b) Exemplo de refinamento de grade através de subdivisões triangulares.

Fonte: Apresentação do Dr. Robert Walko no *Workshop: On The Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM)*, 25–28 May 2009, LNCC/RJ.

Figura 3.7 - Grade global icosaédrica com os níveis verticais no modelo OLAM.

Fonte: Apresentação do Dr. Robert Walko no *Workshop: On The Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM)*, 25–28 May 2009, LNCC/RJ.

As principais motivações para a utilização deste modelo global no corrente trabalho são:

- (a) usar as mesmas parametrizações do RAMS em um modelo global;
- (b) combinar os ciclos da água e energia do sistema global oceano/terra/atmosfera em um sistema unificado de modelagem climática;

(c) permitir estudos climáticos que dependem da interação “two-way” entre as escalas: global e/ou regional e micro-escalas; e

(d) ter um modelo com propriedades conservativas efetivamente eficientes.

De acordo com os resultados obtidos nos trabalhos mencionados anteriormente, para os padrões da circulação atmosférica de grande escala, pode-se afirmar que a potencialidade e a eficiência de uso deste modelo em sua versão paralelizada para o estudo de fenômenos atmosféricos são muito promissoras. Neste sentido, o OLAM encaixa-se perfeitamente para uso no presente trabalho de pesquisa.

3.8.1.1 As Equações Dinâmicas do Modelo Atmosférico OLAM v3.3

$$\frac{\partial V_i}{\partial t} = -\nabla \cdot (v_i \vec{V}) - (\nabla p)_i - (2\rho \vec{\Omega} \times \vec{v})_i + \rho g_i + F_i \quad (3.11)$$

Conservação do Momento (componente i).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial W}{\partial z} \quad (3.12)$$

Conservação Total de Massa.

$$\frac{\partial(\rho \Theta)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\Theta \vec{V}) + H \quad (3.13)$$

Conservação da Energia.

$$p = [(\rho_d R_d + \rho_v R_v) \theta]^{\frac{c_p}{c_v}} \left(\frac{1}{p_0} \right)^{\frac{R_d}{c_v}} \quad (3.14)$$

Equação de Estado.

$$\frac{\partial(\rho s)}{\partial t} = -\nabla \cdot (s \vec{V}) + Q \quad (3.15)$$

Conservação Escalar ($s_v = \rho_v / \rho$).

$$\rho = \rho_d + \rho_v + \rho_c \quad (3.16)$$

Densidade Total.

$$\vec{V} \equiv \rho \vec{v} \quad (3.17)$$

Definição do Momento.

$$\theta = \Theta \left[1 + \frac{q_{lat}}{C_p \max(T, 253)} \right] \quad (3.18)$$

θ = Temperatura Potencial; Θ = Temperatura Potencial da Água Líquida e Gelo.

3.8.1.2 Esquemas das Parametrizações Físicas no OLAM v3.3

Tendo em vista a complexidade dos processos físicos inerentes à interação oceano-atmosfera em eventos da OMJ, os quais são representados em forma de equações diferenciais (discretização por volumes finitos) no código fonte do modelo OLAM, torna-se extremamente necessário uma descrição dos esquemas numéricos de parametrização de convecção profunda (*Kuo* e *Grell*), convecção rasa (*Grell*), microfísica (tipo *Bulk*), radiação (esquema de *Harrington*), turbulência, como também do modelo de solo/vegetação utilizado. Isto tem por finalidade descrever os tipos de parâmetros envolvidos nos experimentos numéricos para a representação do sinal intrasazonal da OMJ, tendo como principal forçante a TSM diária. Sendo assim, o apêndice 3.8 mostra uma descrição detalhada desses esquemas, os quais foram usados para geração da variabilidade do sinal da OMJ apresentados no Capítulo IV – Resultados e Discussões.

3.8.2 O Aparato Computacional

A Figura 3.8 mostra o *Cluster* com 16 máquinas, onde foram feitas as rodadas de longo período com o modelo OLAM versão 3.3, para o estudo dos processos físicos intrínsecos aos eventos intrasazonais da OMJ.

Cada “nó” possui as seguintes configurações técnicas: Processador Intel® Quad-core 64bits com *clock* de 2GB, 2GB de Memória RAM e 1TB de HD Sata2. As máquinas foram acessadas via *ssh* para a inicialização de rodadas em

paralelo utilizando-se o MPICH2 (que é um *software* livre e disponível para *download*), o qual é uma aplicação para transmissão de mensagens compartilhadas em aplicações de memória distribuída usado em computação paralela.

Figura 3.8 - Cluster com 16 máquinas Intel® Quad-core pertencente ao MACFA/UECE.

Finalizando, cabe ressaltar que a implementação do OLAM envolve inúmeros passos, desde a transferência do código fonte, instalação de bibliotecas, testes de compilação etc. Por se tratar de uma etapa bastante trabalhosa e com uma enorme quantidade de especificações e detalhes, optou-se pela elaboração de dois guias: GUIA DE INSTALAÇÃO DO MODELO OLAM e GUIA DE INICIALIZAÇÃO DA ATMOSFERA NO MODELO OLAM. Ambas as documentações estão disponíveis em formato *PDF* na página do MASTER – Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais em <http://www.master.iag.usp.br/ind.php?inic=00&pos=1&prod=manuais>.

CAPÍTULO 4

Para os resultados apresentados tanto na parte observacional quanto na parte numérica, foram considerados os anos de 2000 a 2007 – totalizando 8 anos de investigações de eventos intrasazonais da OMJ. Todavia, para as observações, o Desvio Padrão (DP) da ROL filtrada em 20 – 70 dias mostrou que o ano de 2002 apresenta uma maior variabilidade tanto espacial quanto temporal de atividades convectivas na região do Indo-Pacífico; sendo assim, uma maior ênfase foi dispensada a este ano em particular para a parte observacional. Por outro lado, os resultados numéricos apresentam grande variabilidade intrasazonal para o inverno Austral de 2001, a qual é confrontada com os dados observacionais de ROL na região de controle do oceano Índico. Métodos estatísticos foram aplicados para o estudo e análise de eventos extremos da OMJ para as estações de verão e inverno do HS, tendo em vista encontrar mecanismos físicos da interação oceano-atmosfera que fossem relevantes para estabelecer comparações com os resultados da modelagem numérica. Testes de sensibilidade utilizando o modelo OLAM v3.3 mostram que o mesmo é capaz de representar certas características da variabilidade intrasazonal da OMJ. Os resultados obtidos com a aplicação do método das Funções Ortogonais Empíricas aos campos de ROL – observacionais e modelados, possibilitou a validação das simulações numéricas da atmosfera. De maneira complementar, a metodologia do traçado de raios mostra que os números de onda 2, 3 e 4 são bem representados pelo MCGA na região tropical e, que certos padrões de teleconexão – como por exemplo o PSA, mostram-se bem representados através dos mapas espaciais do coeficiente de correlação de *Pearson*, entre a ROL e o vento meridional em 200 mb para o *lag*=0 do inverno Austral de 2001.

4 Resultados e Discussões

Os resultados apresentados em todo este capítulo levam em consideração a interação oceano-atmosfera de variáveis geofísicas na escala de tempo intrasazonal, as quais são inerentes a eventos da OMJ. Para tanto, o domínio espacial das análises numéricas e seus respectivos comparativos observacionais dependerão da finalidade empreendida em cada tópico apresentado.

O período de análise dos dados observacionais estende-se de 2000 a 2007 e inclui vários eventos de OMJ, o que contribui para uma melhor precisão das análises. O conjunto de dados foi filtrado na banda de 20 – 70 dias utilizando o filtro de *Lanczos*, permitindo isolar os processos que ocorrem especificamente na escala de tempo intrasazonal.

4.1 Variabilidade do Sinal Intrasazonal Global – verões e invernos de 2000 – 2007

Significativas formações de nuvens nos trópicos devido à convecção podem ser medidas e monitoradas do espaço na forma de Radiação de Onda Longa. A ROL é uma estimativa do total da radiação na banda do infravermelho que deixa o topo da atmosfera e, que está diretamente associada à atividade convectiva nos trópicos.

As Figuras 4.1 e 4.2 mostram o Desvio Padrão das anomalias filtradas de ROL na banda intrasazonal para os meses de DJF (verão Austral) e JJA (inverno Austral) de 2000 – 2007 para todo globo, respectivamente. Altos valores de DP são representados por cores “quentes” (do amarelo ao vermelho), o que indica alta atividade intrasazonal convectiva. Baixos valores de DP são representados por cores “frias” (do azul ao verde), o que caracteriza baixa atividade intrasazonal associada a sistemas estacionários de baixa frequência.

Ainda de acordo com as Figuras 4.1 e 4.2, percebe-se que para o período estudado a maior variabilidade espacial das anomalias filtradas de ROL, ocorre na estação de verão do Hemisfério Sul – cobrindo todo o cinturão equatorial, desde o oceano Índico ao Pacífico Central leste, incluindo grandes

extensões da parte leste do continente sul-americano (região da ZCAS) e do oceano Atlântico Tropical e Sul. Dessa forma, presume-se que a região sudeste do Brasil, mais precisamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul, deva sofrer alguma influência de eventos intrasazonais relacionados à OMJ durante o verão Austral, possivelmente associada aos padrões de teleconexão emanados da região do Indo-Pacífico. Por outro lado, o inverno no HS ainda mostra uma grande variabilidade espacial sobre a região do Indo-Pacífico, mas sobre a América do Sul a influência dos padrões de teleconexão sobre os sistemas precipitantes locais se faz mais presente no sul da Região Centro-Oeste e na Região Sul, com menor intensidade sobre o Sudeste e o Nordeste do Brasil.

Figura 4.1 - Desvio Padrão da ROL filtrada para os verões (DJF) no HS de 2000 – 2007. Unidade em W/m^2 .

Figura 4.2 - Desvio Padrão da ROL filtrada para os invernos (JJA) no HS de 2000 – 2007. Unidade em W/m^2 .

As Figuras 4.1 e 4.2 mostram as regiões de maior variabilidade espacial das anomalias filtradas de ROL para os meses de DJF e JJA de todo o período investigado. No entanto, uma análise do DP para as estações de verão e inverno para cada ano é de fundamental importância, pois torna possível identificar qual ano apresenta uma maior variabilidade tanto espacial como

temporal da OMJ. Estas informações servirão para localizar no tempo a inicialização da atmosfera como também a forçante oceânica (TSM) em experimentos numéricos com o modelo OLAM v3.3.

Figuras 4.3 - Desvio Padrão da ROL filtrada a cada dois anos que completam o trimestre DJF da estação de verão no HS para todo o período analisado. Unidade em W/m^2 .

Figuras 4.4 - Desvio Padrão da ROL filtrada em JJA da estação de inverno no HS para todo o período analisado. Unidade em W/m^2 .

A interpretação física das Figuras 4.3 e 4.4 são feitas da mesma forma que as Figuras 4.1 e 4.2 – verão e inverno, respectivamente. Sendo assim, conclui-se que a variabilidade espacial para cada ano é particularmente similar àquelas para todo o período de estudo, em suas respectivas estações do ano. Todavia, os períodos de inverno no HS relativos aos anos de 2000, 2001 e 2002 apresentam maior variabilidade espacial no campo de ROL – em particular na região do Continente Marítimo. Para o verão no HS, os anos de maior variabilidade espacial em ordem de intensidade são 2002 – 2003 e 2003 – 2004. Notoriamente, o ano de 2002 apresenta uma maior variabilidade intrasazonal associada à eventos da OMJ em relação aos outros anos em análise, tanto para o verão quanto para o inverno no HS.

4.1.1 Regiões de Controle

Tendo em vista estudar as características espaciais e temporais, como também os padrões de propagação da OMJ, foram selecionadas regiões de controle sobre o oceano Índico (INDI), Pacífico Oeste (PO) e sobre a América do Sul – ZCAS (regiões 1, 2 e 3, respectivamente). As regiões do Indo-Pacífico foram escolhidas por apresentarem grande variabilidade espacial de acordo com o DP da ROL filtrada para os verões e invernos do HS de 2000 – 2007, como mostram as Figuras 4.1 e 4.2, respectivamente. As regiões INDI (em vermelho) e PO (em azul) são apresentadas na Figura 4.5 e suas coordenadas geográficas na Tabela 4.1.

Figura 4.5 - Regiões de controle no oceano Índico (INDI – em vermelho) e Pacífico Oeste (PO – em azul) para a seleção de eventos extremos individuais da OMJ de verões e invernos no HS para o período de 2000 – 2007.

INDI	PO
75°E – 95°E e 5°S – 5°N	135°E – 155°E e 0° – 10°N

Tabela 4.1 - Regiões de controle de fortes atividades convectivas associadas à eventos intrasazonais da OMJ sobre o oceano Índico (INDI) e Pacífico (PO) de acordo com o DP da ROL filtrada de 2000 – 2007.

Sobre a América do Sul, apesar da grande variabilidade espacial da ROL filtrada em torno da região da ZCAS (tanto no verão quanto no inverno), as regiões de controle foram selecionadas de acordo com Cavalcanti e Rowntree (1998). Segundo estes autores, estas regiões são climatologicamente preferenciais para o posicionamento da ZCAS e apresentam alta frequência de atividades convectivas durante o verão e o inverno Austral.

A Figura 4.6 mostra as posições preferenciais (diagonalmente orientadas – NO/SE) das regiões de controle ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3, cujas respectivas coordenadas geográficas encontram-se discriminadas na Tabela 4.2.

Figura 4.6 - Regiões diagonalmente orientadas (NO/SE) representando as posições preferenciais da ZCAS de acordo com Cavalcanti e Rowntree (1998).

(REGIÕES)	SUB-ÁREA 1	SUB-ÁREA 2	SUB-ÁREA 3
ZCAS1	5°S – 10°S	10°S – 15°S	15°S – 20°S
	e 50°W – 45°W	e 45°W – 40°W	e 40°W – 35°W
ZCAS2	10°S – 15°S	15°S – 20°S	20°S – 25°S
	e 55°W – 50°W	e 50°W – 45°W	e 45°W – 40°W
ZCAS3	15°S – 20°S	20°S – 25°S	25°S – 30°S
	e 55°W – 50°W	e 50°W – 45°W	e 45°W – 40°W

Tabela 4.2 - Coordenadas das regiões diagonalmente orientadas (NO/SE) representando as posições preferenciais da ZCAS segundo Cavalcanti e Rowntree (1998).

4.1.2 Critério de Seleção dos Eventos Extremos da OMJ

Como dito anteriormente, o aumento da convecção gera nuvens altas que atingem o topo da troposfera e, em tal altura, a temperatura destas nuvens é relativamente fria – conduzindo a um valor de ROL anormalmente baixo. Supressão da convecção diminui a altura das nuvens existentes, conduzindo a uma medida de ROL tomada em níveis mais baixos em profundidades mais

quentes da atmosfera ou até a superfície terrestre – resultando em valores anormalmente altos.

Eventos individuais extremos da OMJ são identificados pela aplicação do seguinte critério: o valor mínimo da média das anomalias filtradas de ROL na região de controle INDI é inferior a -50 W/m^2 para o verão Austral e inferior a -40 W/m^2 para o inverno Austral. Os casos selecionados de acordo com o critério acima são independentes entre si – e fornecem composições para eventos fortes da OMJ, os quais podem vir a influenciar remotamente a AS (em particular a região SE do Brasil).

A região de controle no oceano Índico (vide Figura 4.5) é escolhida porque se encontra dentro de uma extensa faixa equatorial que apresenta grande variabilidade de acordo com o DP da ROL filtrada (Figuras 4.1 e 4.2 – verões e invernos Austral, respectivamente). A literatura mostra que a região do oceano Índico é definida como sendo de fundamental importância para o disparo de eventos intrasazonais extremos da OMJ com repercussão em várias regiões do globo terrestre.

A utilização de um valor limiar diferente, deriva de uma intensidade mais forte da OMJ no período de verão em relação ao inverno no Hemisfério Sul. Este método é utilizado para somente selecionar eventos com máximo de intensidade sobre o oceano Índico, reforçando o início e a propagação do sinal intrasazonal da OMJ em torno dessa região.

Considerando a ROL média na região de controle INDI, os oito anos do período 2000 – 2007 foram representados através da superposição das séries anuais filtradas na banda intrasazonal como mostra a Figura 4.7. É evidente a predominância de eventos com maior amplitude nos invernos no HS, mas há atividade intrasazonal significativa por todo o ano de todos os anos amostrados.

Figura 4.7 - Superposição das séries anuais das anomalias filtradas de ROL (em W/m^2) na banda intrasazonal para o período de 2000 – 2007, referentes à média na região de controle no oceano Índico. No eixo X a primeira data refere-se aos anos bissextos (2000 e 2004) e a segunda data logo após a barra refere-se aos anos normais (2001, 2002, 2003, 2005, 2006 e 2007). A linha vermelha horizontal é o valor limiar $-40 W/m^2$ para o período de inverno Austral.

De acordo com a Figura 4.7, um evento extremo da OMJ ocorreu em 08 de junho de 2002 – período de inverno no HS, destacado com uma seta em azul. Por outro lado, um segundo evento extremo ocorreu no dia 22 de dezembro de 2002 – período de verão no HS, destacado com uma seta em vermelho.

As datas dos eventos extremos de verão e inverno (denominadas de *lag zero*) serão utilizadas para o cálculo das correlações com defasagens positivas no tempo, para até 30 dias que sucedem estes máximos de variabilidade intrasazonal. A intenção é analisar os padrões atmosféricos de teleconexão entre as regiões INDI, PO e a ZCAS (1, 2, 3) que ocorrem depois dos extremos de variabilidade no campo médio de ROL nas regiões de controle no Indo-Pacífico.

A Figura 4.8 (superior) mostra, de maneira alternativa à Figura 4.7, os 8 anos contínuos da série filtrada de ROL média na região de controle INDI, assim como sua TSO (inferior). Os eventos selecionados de 08 de junho e 22 de dezembro de 2002 estão em destaque com uma seta em azul no *Wavelets Power Spectrum* (WPS) da Transformada Simples em Ondaletas – Figura 4.8 inferior.

A linha preta contínua (em forma de arco) no WPS chama-se cone de influência e os períodos fora desse cone devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística. Por outro lado, os contornos em preto indicam os 5% do nível de significância estatística contra o ruído vermelho de fundo.

De acordo com o WPS da Figura 4.8, é possível ver picos significativos de energia nos eventos extremos de verão e inverno de 2002, condizentes com a Figura 4.7 e corroborando com o critério adotado para a seleção dos casos extremos.

Figura 4.8 - Série temporal das anomalias filtradas de ROL na banda intrasazonal média na região de controle INDI para o período de 2000 – 2007 (superior – em W/m^2) e o correspondente espectro de potência de ondaletas (inferior – em W^2/m^4).

4.1.3 Determinação dos Padrões de Teleconexão Atmosférica Associados à OMJ

Para procurar evidências de teleconectividade entre a convecção nas regiões descritas na Tabela 4.1 e as regiões descritas na Tabela 4.2, com e sem defasagens no tempo – permitindo a investigação de “elos” não somente no espaço, mas também no tempo – foi aplicado o método de correlação linear de *Pearson*. Os valores de r foram validados através dos testes de significância estatística t de *Student* e a Transformação Z de *Fisher*, como descritos no Capítulo III – Dados e Metodologia. O procedimento pode ser descrito da seguinte forma:

[1] cálculo da média em cada região de controle das variáveis ROL e vento meridional em 200 mb (V200) para cada instante de tempo, gerando séries temporais de DJF (verão no HS) e JJA (inverno no HS) para todo o período de 2000 – 2007;

[2] determinação do coeficiente de correlação r da série temporal de ROL média em cada região de controle, com cada ponto de grade das variáveis ROL e V200, ou seja, $mROL \times ROL$ e $mROL \times V200$ – onde $mROL$ significa a média de ROL na região de controle indicada;

[3] para as defasagens positivas no tempo foi considerado como ponto de partida os dias 08jun2002 e 22dez2002 – *lag* zero de inverno e verão, respectivamente.

Neste ponto da apresentação, é adequado justificar a escolha da componente meridional do vento na alta troposfera (V200) para os cálculos da correlação linear com a ROL. Como o intuito é averiguar a existência de ondas de *Rossby* que efetivamente realizam a conexão atmosférica entre regiões remotas do globo, o comportamento e a estrutura espaço-temporal da V200 são comumente utilizados, em função desta componente acompanhar a dispersão de energia das ondas longas, que para o caso das ondas barotrópicas de *Rossby* ocorre meridionalmente – aspecto amplamente argumentado e explorado em diversos artigos sobre o assunto (NOGUÉS-PAEGLE & MO, 1988; SARDESHMUKH & HOSKINS, 1988; BERBERY & NOGUÉS-PAEGLE, 1993; MO & HIGGINS, 1998; CAVALCANTI & CASTRO, 2004; CUNNINGHAM & CAVALCANTI, 2006). Assim, o emprego das correlações entre ROL e V200 visa encontrar a localização das regiões energeticamente influenciadas, bem como indicativos de suas correspondentes amplitudes e fases.

Outra importante consideração: para o cálculo das correlações defasadas, os valores médios de ROL nas regiões de controle não são avançados no tempo, ou seja, apenas os valores de ROL e V200 dos demais pontos de grade são defasados positivamente, o que busca representar um efeito físico real da resposta atmosférica remota ao máximo de um evento da OMJ em relação à região de controle que se está levando em consideração.

O princípio fundamental para o entendimento dos padrões espaciais dos coeficientes de correlação de *Pearson* é feito da seguinte forma:

[1] regiões com correlações positivas correspondem a uma convecção acentuada em relação à média da região de controle em consideração (INDI, PO, ZCAS1, ZCAS2 ou ZCAS3);

[2] correlações negativas indicam regiões com supressão da convecção em relação à região de controle adotada;

[3] correlações com defasagens indicam a evolução temporal dos padrões de ROL por todo o globo – possibilitando a visualização do surgimento e decaimento de trens de ondas de *Rossby* que conectam as regiões INDI e PO às regiões ZCAS1, ZCAS2 ou ZCAS3.

4.2 Resultados – Parte Observacional

Análises estatísticas como mapas de correlação têm fornecido evidências empíricas da existência de relações físicas de baixa frequência na grande escala, as quais atuam na troposfera (HSU & LIN, 1992).

A seguir são analisados os valores de r positivos, que permitem investigar a interação remota entre a convecção ou supressão da convecção na região do Indo-Pacífico e a atividade convectiva na AS (região da ZCAS).

4.2.1 Critérios de Confiança Estatística para a Correlação Espacial

Deve-se ter em mente que as interações físicas associadas aos padrões de teleconexão atmosférica da OMJ entre distintas regiões do globo envolvem processos das mais diversas bandas de frequências, cuja interação, por sua vez, é descrita por relações altamente não-lineares. Em virtude disso e, considerando-se um nível de significância de 5% para ambos os testes estatísticos (*Student & Fisher*) – os quais são estritamente lineares, deve-se levar em conta que um valor de $r \geq |0,4|$ pode ser considerado altamente significativo. Isso significa dizer, que os padrões de teleconexão associados à OMJ não são mera casualidade, ou seja, são produtos de uma interação fisicamente real que representam respostas locais a forçantes remotas. Todavia, para a transformação Z de *Fisher* que é um teste de significância bilateral, os 95% de confiança estatística são os contornos com $Z \geq |0,2|$ e seus resultados são muito similares aos valores de r , ou seja, regiões dentro dos contornos são estatisticamente confiantes em 95% e o grau de correlação é definido pela barra de cores. O valor de r depende exclusivamente das duas séries analisadas – vide Equação A3.4.1 do apêndice 3.4. Por outro lado, o valor de Z depende dos valores de r – vide Equação A3.4.6 do apêndice 3.4, o que pode justificar a similaridade entre os dois conjuntos numéricos.

4.2.1.1 mROL *versus* ROL (região INDI – verões de 2002 – 2007)

De acordo com a Figura 4.9a, o padrão de correlação sem defasagem no tempo referente à região de controle no oceano Índico para os verões de 2002 – 2007 mostra que quando a convecção (valores positivos de r) está intensa nesta região, existe supressão (valores negativos de r) da convecção sobre a parte leste do Continente Marítimo/Pacífico Oeste, Pacífico Leste, parte do Brasil central e visivelmente nas regiões da ZCAS1 e ZCAS2. No $lag=+5$ (Figura 4.9b) este centro convectivo se desloca sobre o CM e uma extensa região da AS apresenta supressão da convecção, incluindo parte da Amazônia, Nordeste do Brasil (NEB) e as regiões das ZCAS1 e ZCAS2.

No $lag=+10$ (Figura 4.9c) o centro convectivo parece interagir com a região do CM (Indonésia) espalhando-se para latitudes mais ao sul e persistindo sobre a parte leste/sul do oceano Índico e costa oeste da Austrália até o $lag=+15$. A partir do $lag=+15$ o padrão visto no $lag=0$ sobre a região INDI/PO se inverte e, na região da ZCAS2, a partir do $lag=+20$, onde antes havia supressão da convecção, formam-se extensas regiões convectivas persistindo até a defasagem $+30$, mas com diminuição na sua intensidade. Além dessas regiões, destacam-se correlações negativas significativas sobre a África Central, China e sul da América do Sul na defasagem igual a $+15$. Estas regiões apresentavam grande variabilidade na atividade convectiva, com valores positivos e significativos de r no $lag=0$.

A evolução temporal (defasagens positivas) dos padrões de correlação (Figuras 4.9) mostra que são necessários aproximadamente 15 dias para que o padrão médio se inverta nas regiões INDI/PO, passando de correlações positivas/negativas (convecção/supressão) na defasagem “zero” para correlações negativas/positivas (supressão/convecção) na defasagem 15/30. A evolução temporal obtida sugere uma oscilação do tipo Madden-Julian, o que de fato é bastante coerente, uma vez que a prévia filtragem dos dados na banda 20 – 70 dias retém apenas as perturbações na banda intrasazonal, como é o caso da OMJ que é o modo dominante para esta escala de tempo. Todavia, deve-se ter em mente que a defasagem 15/30 representa apenas meio ciclo de uma oscilação intrasazonal completa da OMJ.

Figura 4.9 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e a ROL em cada ponto de grade para os verões de 2002 – 2007 no HS iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 5 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade na região do controle INDI. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

4.2.1.2 mROL *versus* V200 (região INDI – verões 2002 – 2007)

As correlações espaciais entre a ROL média nas regiões de controle e a componente meridional do vento em 200 mb em cada ponto de grade, evidenciam padrões alternados destas componentes, de modo que se possa estimar os campos de circulação associados à variabilidade da atividade convectiva que tenha relação com os eventos da OMJ, em especial os padrões PSA-longo e PSA-curto, entre outros. Por outro lado, as correlações com defasagens indicam a evolução dos padrões de circulação, e podem evidenciar o surgimento como também o decaimento dos trens de ondas barotrópicas de *Rossby*.

As Figuras 4.10 mostram o padrão espacial da mROL na região de controle INDI e o V200 em cada ponto de grade para os verões de 2002 – 2007 no HS iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 5 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade na região de controle INDI. De acordo com a Figura 4.10a, é possível verificar um padrão de correlação oposto ao da Figura 4.9a nas regiões INDI/PO. Sobre a região da ZCAS, onde antes havia padrões negativos de correlação (mROL x ROL) encontra-se uma fase de onda positiva, que possui a forma de um padrão PSA-curto. Ainda de acordo com a Figura 4.10 outras feições interessantes podem ser ressaltadas, por exemplo:

[1] trem de ondas inter-hemisférico orientado noroeste-sudeste, ligando a América do Norte (EUA) e a América do Sul (Brasil) no $lag=0$. Este padrão ainda pode ser visto no $lag=+5$, porém tende a desaparecer com o aumento das defasagens positivas;

[2] padrão de trem de onda de *Rossby* ligando a costa oeste da África e a América do Sul no $lag=+20$ com número de onda 5.

Figura 4.10 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e o V200 em cada ponto de grade para os verões de 2002 – 2007 no HS iniciando no lag=0, com defasagens positivas a cada 5 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade na região de controle INDI. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

4.2.1.3 mROL versus ROL (região INDI – invernos de 2002 – 2007)

Da mesma forma que a estação de verão – levando-se em consideração a região de controle INDI, a evolução temporal (defasagens positivas) dos padrões de correlação apresentados nas Figuras 4.11 mostram que também são necessários aproximadamente 15 dias para que o padrão se inverta na região INDI/PO, passando de correlações positivas/negativas (convecção/supressão) na defasagem “zero” para correlações negativas/positivas (supressão/convecção) na defasagem 15/30, respectivamente. Para o período de inverno, e em relação aos verões de 2002 a 2007, observa-se alguma variabilidade na atividade convectiva sobre a AS do $lag=0$ até o $lag=+30$. Do $lag=+5$ ao $lag=+20$, cabe destacar a presença de núcleos com sinais contrários sobre o leste da AS, que mesmo sem influência sobre a ZCAS em função da época do ano, evidencia aspectos da influência intrasazonal remota.

Ainda de acordo com a Figura 4.11, o centro convectivo na região do oceano Índico fica estacionário do $lag=0$ até o $lag=+5$ e somente parece se propagar a partir do $lag=+10$, quando começa a inversão do sinal intrasazonal convectivo. Por outro lado, no décimo dia de defasagem é possível ver um padrão quadripolar sobre a região do CM, mas quase nenhuma atividade convectiva é observada sobre a AS/ZCAS.

No entanto, a partir do $lag=+25$ o sistema convectivo se desfaz rapidamente a partir da linha de data ($180^{\circ}W$), como reportado na literatura. Uma possível explicação seria a presença típica de águas frias no período de inverno (JJA) sobre o Pacífico Equatorial Leste e Central, o que desfavorece a convergência de umidade em baixos níveis inibindo a formação de sistemas convectivos de grande escala.

Figura 4.11 - Idem à Figura 4.9, mas para os invernos de 2002 a 2007.

4.2.1.4 mROL versus V200 (região INDI – invernos de 2002 – 2007)

A Figura 4.12 mostra os padrões de circulação atmosférica determinados através do coeficiente de correlação r entre a média de ROL na região de controle INDI e a componente meridional do vento em 200 mb em cada ponto de grade, para os invernos de 2002 – 2007 no HS iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 5 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade do inverno de 2002 na região de controle INDI.

Para o $lag=0$ é possível ver um padrão de trem de ondas de *Rossby* que parte da costa oeste da África e chega ao sul da AS com número de onda 4, todavia, não é possível identificar um padrão do tipo PSA bem definido. Do $lag=+10$ ao $lag=+25$, um interessante padrão de oscilação permanece sobre o sul da AS, porém sem uma continuidade evidente com o Indo-Pacífico através das alternâncias dos núcleos positivos e negativos de correlação. No entanto, esta constatação reforça a influência deste trem de ondas de *Rossby* na AS nesta época do ano.

Figura 4.12 - Idem à Figura 4.10, mas para os invernos de 2002 a 2007.

4.2.2 Estudo de Caso da OMJ – observacional: 22dez2002

No subtópico 4.2.1 foram analisados os padrões climatológicos de propagação dos trens de ondas de *Rossby* para os verões e invernos de 2002 – 2007, buscando evidências de teleconectividade entre a região do Indo-Pacífico e a AS na escala de tempo intrasazonal, e que estivessem associadas com a OMJ. No entanto, a análise do comportamento da atmosfera antes e após um evento extremo específico da OMJ pode elucidar muitas questões acerca da forma de propagação e manutenção dessa oscilação ao redor do globo terrestre. Além disso, pode-se determinar em qual escala de tempo a energia do sinal da OMJ é mais intensa, levando-se em conta o dia de anomalia mínima negativa de ROL na região do oceano Índico, ou seja, durante o $lag=0$. Para tanto, o período de análise compreende dezembro de 2002 a janeiro de 2003, para que seja possível as defasagens positivas com foco em 22dez2002 – evento extremo da OMJ.

A literatura mostra que o ciclo de vida da OMJ é determinado pela força do acoplamento convectivo com a circulação de grande escala, ou seja, fortes eventos da OMJ apresentam uma vida mais longa devido à força do acoplamento entre a convecção tropical e a circulação de grande escala.

Baseado no parágrafo anterior, os padrões da circulação atmosférica podem ser estimados utilizando-se a região de controle INDI como sendo uma fonte fixa de calor em um evento extremo individual da OMJ (como por exemplo, o dia 22dez2002), e apenas a atmosfera variando no tempo. Dessa forma, pode-se utilizar o coeficiente r com defasagens temporais para se determinar os padrões atmosféricos, ou seja, avaliar o estado da atmosfera considerando o lag temporal como o tempo de vida de um evento extremo da OMJ.

O propósito da análise descrita acima é estimar a circulação atmosférica, buscando padrões que possam evidenciar os guias de ondas descritos em Hoskins & Ambrizzi (1993) para o verão Austral e em Ambrizzi *et al.* (1995) para o inverno Austral, e que podem descrever a interação remota entre a região do Indo-Pacífico e a AS. Particular ênfase será dada à região da ZCAS, onde serão considerados somente os $lags$ negativos em até 30 dias que antecedem o máximo de variabilidade do verão de 2002 na região do oceano Índico.

As defasagens negativas em relação às regiões ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3, servirão para um comparativo com os padrões atmosféricos com defasagens positivas, gerados em função do pulso convectivo na região do Indo-Pacífico. A intenção é evidenciar possíveis padrões de teleconexão atmosférica que possam ser determinantes na atividade convectiva na região da ZCAS, os quais podem vir a ser monitorados e até possivelmente serem previstos com a modelagem numérica.

Para os resultados apresentados a seguir, os 95% de confiança estatística da transformação Z de *Fisher* são os contornos com $Z \geq |0,5|$ e o grau de correlação é determinado pela barra de cores, como descrito anteriormente. Todavia, como se trata de um evento extremo específico de verão da OMJ, defasagens a cada 2 dias são mais viáveis, pois mostram os campos de r em um menor intervalo tempo, tornando possível uma análise mais detalhada da variabilidade espacial e temporal dos padrões de propagação associados ao evento extremo estudado. No entanto, e por brevidade, apenas alguns *snapshots* serão mostrados nesta seção; contudo, o apêndice 4.1 mostra as defasagens completas para o verão e o inverno a cada 2 dias, e para cada região de controle discutida a seguir – com exceção das regiões de controle ZCAS (1, 2 e 3) no período de inverno, pois a ZCAS é um fenômeno estritamente de verão no HS, sendo assim, não fazendo sentido sua análise para o período de inverno.

No mês de dezembro de 2002, foram observados dois episódios de ZCAS: o primeiro no período de 10 a 16, e o segundo de 27 de dezembro de 2002 a 07 de janeiro de 2003, os quais são concordantes com o modelo conceitual do CPTEC/INPE – FONTE: CLIMANÁLISE – BOLETIM DE MONITORAMENTO E ANÁLISE CLIMÁTICA, VOL. 17, Nº 12, DEZEMBRO DE 2002 (ISSN 0103-0019, PG. 22).

Em janeiro de 2003 ocorreram três episódios de ZCAS, sendo que o primeiro teve início no final do mês anterior e atuou até a primeira semana de janeiro de 2003 (ver boletim CLIMANÁLISE, VOL. 17, Nº 12). Os outros dois episódios de ZCAS, observados neste mês, ocorreram entre os dias 13 e 19 de janeiro e de 25 de janeiro a 01 de fevereiro de 2003, conforme CLIMANÁLISE – BOLETIM DE MONITORAMENTO E ANÁLISE CLIMÁTICA, VOL. 18, Nº 01, JANEIRO DE 2003 (ISSN 0103-0019, PG. 22).

Os eventos de ZCAS supracitados servem para uma referência temporal relacionada ao evento extremo de 22DEZ2002 da OMJ na região de controle INDI. Uma vez que os padrões espaciais apresentados utilizam os dados das variáveis ROL e V200 filtrados na escala de tempo intrasazonal, os padrões atmosféricos analisados referem-se apenas a uma parcela da situação real. Mas a ideia aqui é verificar uma possível influência na banda intrasazonal na região da ZCAS excitada remotamente por um evento da OMJ.

O entendimento dos padrões de correlação para o evento extremo da OMJ de 22dez2002 é feito através da Tabela 4.3, a qual mostra os eventos de ZCAS existentes antes e após o evento extremo da OMJ na região INDI.

A Figura 4.13 mostra os padrões de correlação entre mROL na região INDI *versus* ROL (V200) em cada ponto de grade na coluna da esquerda (direita), respectivamente. No entanto, por brevidade, apenas alguns *lags* temporais são mostrados no corpo do documento para a presente análise. Uma sequência completa dos padrões apresentados neste e nos subtópicos seguintes pode ser vista no apêndice 4.1 para os períodos de verão e inverno.

LAG TEMPORAL	DATA	EVENTO
-12	10DEZ2002	ZCAS
-10	12DEZ2002	ZCAS
-8	14DEZ2002	ZCAS
-6	16DEZ2002	ZCAS
-4	18DEZ2002	---
-2	20DEZ2002	---
ZERO	22DEZ2002	OMJ (+)
+2	24DEZ2002	---
+4	26DEZ2002	---
+6	28DEZ2002	ZCAS
+8	30DEZ2002	ZCAS
+10	01JAN2003	ZCAS
+12	03JAN2003	ZCAS
+14	05JAN2003	ZCAS
+16	07JAN2003	ZCAS
+18	09JAN2003	OMJ (-)

+20	11JAN2003	---
+22	13JAN2003	ZCAS
+24	15JAN2003	ZCAS
+26	17JAN2003	ZCAS
+28	19JAN2003	ZCAS
+30	21JAN2003	---
+32	23JAN2003	---
+34	25JAN2003	ZCAS
+36	27JAN2003	ZCAS
+38	29JAN2003	ZCAS
+40	31JAN2003	ZCAS

Tabela 4.3 - *Lags* temporais e seus respectivos eventos atmosféricos de acordo com critérios adotados: ZCAS – CLIMANÁLISE e OMJ – Figura 4.7, onde **(+)** representa atividade convectiva na região de controle INDI e **(-)** representa supressão da atividade convectiva na região de controle INDI.

4.2.2.1 Região de Controle INDI

Para o $lag=0$, a mROL vs. ROL (Figura 4.13) mostra grande atividade convectiva intrasazonal sobre a região INDI, NEB e extremo sul da AS; no entanto, sobre a região da ZCAS2 uma extensa faixa de supressão da atividade convectiva é vista, estendendo-se do continente ao oceano Atlântico Sul, próximo a costa sudoeste do continente africano. Em relação à mROL vs. V200 no $lag=0$, um padrão quadripolar atua sobre a região do Continente Marítimo, dando início a um trem de ondas que se propaga em forma de arco no sentido da AS, todavia, não apresentando um padrão bem definido sobre a região da ZCAS.

No $lag=+10$ o sistema convectivo (mROL vs. ROL) encontra-se sobre o CM (Indonésia) e nenhuma atividade convectiva é vista sobre a AS. Quanto ao padrão de propagação (mROL vs. V200), é possível identificar um padrão do tipo PSA-longo, o qual parte do oceano Índico e alcança o extremo sul da AS – um padrão similar ao guia de onda 4 da Figura 2.12 também é visto. Outro padrão encontrado é similar a região preferencial de propagação de ondas de *Rossby* determinado por Hoskins & Ambrizzi (1993) – Figura 2.12, seta 1 (vermelho). Este padrão é uma região preferencial de propagação de ondas, a qual tem início no extremo sul da Austrália e alcança a coordenada 15°S 105°W em uma fase de onda negativa.

No $lag=+18$ os padrões convectivos (mROL vs. ROL) vistos nas regiões INDI e NEB para o $lag=0$ se invertem, passando para supressão da atividade convectiva. Por outro lado, na região da ZCAS2 onde antes havia convecção suprimida, agora apresenta grande atividade convectiva intrasazonal. Numa análise dos padrões de propagação (mROL vs. V200) é possível identificar o padrão quadripolar visto no $lag=0$, mas com fase invertida sobre a região do CM.

Algumas discussões também relevantes para o $lag=+18$ são: (i) a estrutura quadripolar parece dar origem um padrão PSA-curto que alcança a AS; e (ii) na coordenada $15^{\circ}\text{S } 105^{\circ}\text{W}$ parece existir uma região onde há a separação de regiões preferenciais de propagação de ondas para o sul e para o norte (vide Figura 2.12 – seta 2 (azul) e seta 3 (verde), respectivamente). Portanto, o guia 2 parece reforçar o PSA-curto contribuindo para a atividade convectiva na região da ZCAS2. Um importante aspecto deve ser ressaltado sobre a atividade intrasazonal convectiva da ZCAS2: o guia 2 mostra a entrada de um modo de onda positivo sobre a costa oeste da AS e um modo negativo da onda alcançando a região da ZCAS. Este padrão se inverte totalmente no $lag=+34$, onde já não existe atividade intrasazonal convectiva sobre a AS.

No $lag=+34$ o padrão espacial da atividade convectiva (mROL vs. ROL) na região do oceano Índico se inverte novamente, ou seja, o evento do dia 22dez2002 apresentou meia oscilação de 18 dias e um ciclo completo por volta dos 34 dias, o que está condizente com uma oscilação intrasazonal do tipo de Madden-Julian. Outro aspecto importante é que o sinal da OMJ levou cerca de meio ciclo para ser detectado na região da ZCAS2. O principal mecanismo para a interação remota entre a região de controle INDI e a ZCAS2 no $lag=+18$ parece ter sido gerado por uma combinação entre o PSA-curto e o guia preferencial de ondas 2.

Ao que parece, a fase de onda negativa sobre a região da ZCAS, oriunda da interação entre o PSA-curto e o guia 2, parece favorecer a atividade intrasazonal sobre a ZCAS na região sudeste do Brasil, com uma fase de onda positiva sobre a Bolívia e uma fase negativa de onda sobre o NE – possivelmente associados com a Alta da Bolívia e o Cavado do NE, respectivamente. Isto se torna evidente na análise comparativa entre os $lag=+18$ e $lag=+34$, com inversão do sinal intrasazonal da OMJ na região de controle INDI.

Figura 4.13 - Padrões espaciais de correlação entre mROL (INDI) versus ROL (esquerda) e mROL (INDI) versus V200 (direita). O lag temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

A Figura 4.14 evidencia o coeficiente de determinação – coeficiente de *Pearson* ao quadrado (r^2) – o qual mostra que a estrutura quadripolar sobre a região do Indo-Pacífico apresenta em média núcleos com $r^2=0,80$. Isto implica dizer que apenas 20% da variância da regressão não depende das variáveis envolvidas, comprovando que a combinação ROL e V200 serve confiavelmente para prever a estrutura quadripolar dinâmica, geradora de trens de ondas barotrópicas de *Rossby*, gerando assim, os padrões de teleconexão atmosférica.

Figura 4.14 - r^2 entre mROL(INDI) vs. V200 em cada ponto de grade para o $lag=+18$ do evento de 22dez2002. Valores adimensionais.

4.2.2.2 Região de Controle PO

Para a análise da Figura 4.15 – referente à região de controle no Pacífico Oeste, deve-se ter em mente que o padrão espacial das Anomalias de ROL (AROL) no $lag=0$ é inverso ao da região INDI, ou seja, no dia 22dez2002 havia AROL negativas na região de controle do oceano Índico (indicando convecção), enquanto o Pacífico Oeste apresentava Anomalias de ROL positivas (indicando supressão), vide apêndice 4.2 – Figura A4.2.1. Sendo assim, para a correlação em relação às regiões INDI e PO (mROL vs. ROL), é de se esperar que os valores de r sejam invariavelmente positivos para o $lag=0$ em ambas as regiões, pois trata-se da correlação de uma série com ela mesma. Todavia, por questões de visualização, os campos de r para a região do PO foram multiplicados por -1. O que de maneira alguma altera a interpretação física dos

campos espaciais, pois sabe-se que as correlações em relação à região de controle no Pacífico Oeste, foram realizadas com valores de AROL positivas, e a supressão da atividade convectiva deve ser representada por tonalidades de azul – apenas por convenção visual tomada na análise da região INDI. O mesmo procedimento foi feito para os campos de mROL vs. V200, caso contrário, a supressão da atividade convectiva estaria associada a um padrão de onda inverso ao real.

No $lag=0$, a correlação entre mROL vs. ROL mostra altos valores negativos de r na região de controle PO e na região da ZCAS2, indicando supressão da atividade convectiva sobre estas regiões. Associado a ausência da atividade convectiva na região sudeste do Brasil, está um guia de ondas preferencial 5 (laranja) – vide Figura 2.12, partindo da costa leste da África e alcançando a região norte do Pacífico Oeste. O guia 5 a partir da região PO curva-se tomando a forma de um padrão do tipo PNA-longo e chegando sobre a região norte do Brasil com uma fase de onda negativa – excitando atividade convectiva, e sobre a região da ZCAS com fase de onda positiva – inibindo a convecção.

No $lag=+34$ o padrão de propagação mostra características do guia de onda 4 com a propagação preferencial 1, este trem de ondas de Rossby alcança a região da ZCAS2 e ZCAS3 com uma fase negativa da onda.

Para a região de controle ZCAS, aplicou-se o mesmo procedimento utilizado na região de controle PO, pois de acordo com o apêndice 4.2 – Figura A4.2.1, no dia 22dez2002, a região da ZCAS apresentava AROL positivas – indicando supressão da atividade convectiva naquela região.

Figura 4.15 - Idem à Figura 4.13, mas para a região de controle PO.

As defasagens negativas em relação à região da ZCAS servem para evidenciar padrões espaciais que antecedem o evento extremo da OMJ de 22dez2002 na região de controle INDI; para esta data, a região da ZCAS apresentou supressão da atividade convectiva. Dessa forma, padrões que antecedem a supressão convectiva na região da ZCAS podem determinar qual fase da onda atua para forçar a inibição da convecção. Por outro lado, torna-se possível verificar quais são os Guias de Ondas que atuam no favorecimento da propagação das ondas de *Rossby* excitadas remotamente até a AS – o que pode contribuir enormemente para a previsão numérica de eventos severos de tempo.

Nos subtópicos seguintes (4.2.2.3, 4.2.2.4 e 4.2.2.5), serão apresentados os *lags* temporais -4 e -2 em relação às regiões ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3 – respectivamente, os quais antecedem o evento extremo na região do oceano Índico ($lag=0$). Todavia, o apêndice 4.1 apresenta todos os *lags* de 2 em 2 dias, até trinta dias que antecedem o evento extremo de 22dez2002.

4.2.2.3 Região de Controle ZCAS1

Foram determinados os padrões de correlação entre mROL (ZCAS1) *versus* ROL em cada ponto de grade (lado esquerdo da Figura 4.16) e entre mROL (ZCAS1) *versus* V200 (lado direito da Figura 4.16) considerando 5% de significância estatística para ambos os testes *Student & Fisher*. É possível notar que do $lag=-4$ ao $lag=0$, a supressão a atividade convectiva sobre a região da ZCAS está associada à fase positiva do trem de ondas de *Rossby*.

Ao que parece, a fase de onda positiva sobre a região da ZCAS, oriunda da interação entre o PSA-curto e o guia 2 – do $lag=-4$ ao $lag=-2$, parece favorecer a supressão da atividade intrasazonal convectiva sobre a ZCAS na região sudeste do Brasil. Situação inversa foi encontrada para região de controle INDI, com a fase negativa da onda favorecendo a atividade convectiva na região da ZCAS. Outro aspecto interessante é a junção entre o guia de onda 4 e a propagação preferencial 1, ligando o extremo Sul da África à AS.

Figura 4.16 - Padrões espaciais de correlação entre mROL (ZCAS1) versus ROL (esquerda) mROL (ZCAS1) versus V200 (direita). O *lag* temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

Argumentos similares aos utilizados para a região de controle ZCAS1 podem ser aplicados às regiões ZCAS2 e ZCAS3 sem perda de generalidade ou significado físico.

4.2.2.4 Região de Controle ZCAS2

Figura 4.17 - Padrões espaciais de correlação entre mROL (ZCAS2) *versus* ROL (esquerda) mROL (ZCAS2) *versus* V200 (direita). O lag temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

4.2.2.5 Região de Controle ZCAS3

Figura 4.18 - Padrões espaciais de correlação entre mROL (ZCAS3) *versus* ROL (esquerda) mROL (ZCAS3) *versus* V200 (direita). O *lag* temporal é indicado abaixo de cada figura. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

4.2.2.6 Análise Espectral – Transformada Simples em Ondas

Neste subtópico é abordado sobre a variabilidade na energia espectral do sinal intrasazonal da OMJ presentes na TSM, vapor d'água atmosférico, divergência do vento em 200 mb (DIV200mb) e 850 mb (DIV850mb), temperatura do ar em 1000 mb (tempc1000mb) e na Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM), com filtragem na banda intrasazonal de 20 – 70 dias. Esta análise é feita para o período de 01mai2001 a 01set2003 nas regiões de controle INDI e ZCAS (1, 2 e 3), tendo por finalidade encontrar similaridades temporais entre as variáveis analisadas para o evento extremo de 22dez2002, como também, verificar uma possível resposta na atividade convectiva intrasazonal na região da ZCAS para o campo da divergência em 200 mb. Todavia, quando oportuno, algumas considerações serão feitas sobre a atividade intrasazonal da OMJ na região de controle INDI para o período de inverno.

A análise dos resultados irá seguir os fundamentos apresentados no apêndice 3.3, o qual explica as formas de interpretação física do espectro de energia da TO, como também, define os limites de confiança estatística no WPS. Numa análise comparativa entre a Figura 4.19 e a Figura A4.4.1 do apêndice 4.4 (TSO da DIV200mb observacional com filtragem e sem filtragem, respectivamente), é possível verificar que os dois espectros apresentam energia significativa na escala intrasazonal em todo período de análise. De outra forma, também é possível identificar no WPS um pico de energia na escala de 32 dias da ordem de $0,9 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ para ambas as séries analisadas. Isto implica, que para a análise em ondas, a filtragem serve apenas para isolar com mais detalhes a

banda de frequência de um dado fenômeno em questão. Para tanto, fica demonstrado que não há perda de informação ao utilizar séries brutas ou filtradas para este tipo de análise, sendo assim, optou-se por considerar apenas as séries filtradas.

4.2.2.6.1 Divergência em 200 mb – região de controle INDI

A Figura 4.19 mostra a série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb da Reanalysis II do NCEP, média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 – 01set2003 (acima, adimensional), o WPS da série temporal normalizada da divergência filtrada do vento em 200 mb (abaixo a esquerda, em s^{-2}) para o mesmo período da série e o *Global Wavelet Spectrum* (GWS) da TSO (abaixo a direita, em s^{-2}).

O espectro de energia da TSO apresenta um pico significativo de energia em torno da escala intrasazonal de 32 dias em 08jun2002 e 22dez2002, o que está de acordo com a Figura 4.8 – seleção dos eventos extremos de inverno e verão utilizando a ROL. Portanto, a Figura 4.19 mostra que em eventos extremos da OMJ, a região de controle INDI apresenta energia intrasazonal da ordem de $0,9 \times 10^{-10} s^{-2}$ no campo da divergência em altos níveis.

Figura 4.19 - Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb da Reanalysis II do NCEP média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por $(N-1)$ da divergência do vento filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

4.2.2.6.2 Divergência em 850 mb – região de controle INDI

A Figura 4.20 mostra que os dias 08jun2002 e 22dez2002 apresentam picos significativos de energia na escala de 32 dias para a divergência em 850 mb, com um GWS da ordem de $0,2 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ – energia com cerca de $0,7 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ menor que a divergência em 200 mb para a mesma escala de tempo. Todavia, esta variabilidade está associada a anomalias negativas da série temporal, indicando que a divergência em 200 mb está fora de fase da divergência em 850 mb, porém não sendo possível quantificar esta diferença de fase para os dois níveis. Sendo assim, é bastante viável e adequado o uso da TCO e da TCR para quantificar a fase entre a divergência em 200 mb e 850 mb, além do grau de coerência entre ambos os níveis.

Figura 4.20 - Idem à Figura 4.19, mas para a divergência em 850 mb.

4.2.2.6.3 Temperatura do Ar em 1000 mb – região de controle INDI

O WPS da Figura 4.21 para a Temperatura do Ar em 1000 mb, mostra um pico de energia significativo em 16dez2002, ou seja, esta variável apresentou um sinal intrasazonal cerca de 6 dias antes do evento extremo de 22dez2002 – com energia máxima na escala de 43 dias da ordem de $0,9 \text{ }^{\circ}\text{C}^2$. Por outro lado, nada é digno de nota para o evento de inverno de 08jun2002, o qual apresentou energia significativa no campo da divergência em altos e baixos níveis da atmosfera. Ainda de acordo com o WPS da Figura 4.21, verifica-se a transferência de energia da escala de 43 dias para a escala de 32 dias, compreendendo o período de 10dez2002 até final de março de 2003.

Figura 4.21 - Idem à Figura 4.20, mas para a Temperatura do Ar em 1000 mb.

4.2.2.6.4 Temperatura da Superfície do Mar – região de controle INDI

Da mesma forma que a Temperatura do Ar em 1000 mb, a TSM na região INDI apresenta energia significativa na escala de 43 dias, e nada também é digno de nota para o evento extremo de inverno de 2002. No entanto, o pico de energia significativo no WPS da variável TSM acontece 11 dias antes do evento extremo de 22dez2002. Por outro lado, ainda é possível ver transferência de energia da escala de 30 dias para a escala de 43 dias, iniciando em novembro de 2002 e alcançando meados de março de 2003 – processo inverso ao da temperatura em 1000 mb.

Figura 4.22 - Série temporal padronizada filtrada da TSM do satélite TRMM/TMI média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da TSM filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em $^{\circ}\text{C}^2$) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em $^{\circ}\text{C}^2$).

4.2.2.6.5 Vapor D'água Atmosférico – região de controle INDI

A Figura 4.23 mostra o WPS (abaixo a esquerda, em mm^2) do Vapor D'água Atmosférico na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003, onde é possível ver uma região de energia significativa em 16dez2002, ou seja, 6 dias antes ao evento extremo do verão de 2002 e, com energia máxima na escala de 43 dias da ordem de 150 mm^2 .

Figura 4.23 - Série temporal padronizada filtrada do Vapor D'água Atmosférico do satélite TRMM/TMI média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) do vapor filtrado média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em mm^2) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em mm^2).

4.2.2.6.6 Pressão ao Nível Médio do Mar – região de controle INDI

A Figura 4.24 mostra o WPS (abaixo a esquerda, em mb^2) para a Pressão ao Nível Médio do Mar, onde é possível detectar um pico significativo de energia em 25dez2002, ou seja, 3 dias após o evento extremo de verão de 2002 – apresentando energia máxima na escala de 43 dias da ordem de $14 \times 10^4 \text{ mb}^2$. O pico de energia está associado a um valor negativo no campo de pressão de superfície associado à convergência em baixos níveis da atmosfera.

Figura 4.24 - Série temporal padronizada filtrada da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM) média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da PNM filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em hPa^2) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em hPa^2).

Por tanto, pode-se afirmar que as variáveis apresentadas acima apresentaram energia na escala de tempo intrasazonal, com a variável TSM antecedendo a divergência do vento em altos níveis em 11 dias e o vapor atmosférico e a temperatura em 1000 mb em 6 dias. Por outro lado, a Pressão ao Nível Médio do Mar só apresentou variabilidade significativa 3 dias após o máximo no campo da divergência em 200 mb do dia 22dez2002.

À procura de evidências do sinal intrasazonal da OMJ na região da ZCAS, em relação ao evento extremo de 22 de dezembro de 2002, aplicou-se a TSO no campo da divergência em 200 mb média nas regiões de controle ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3.

4.2.2.6.7 Divergência em 200 mb – região de controle ZCAS1

A Figura 4.25 (abaixo a esquerda, em s^{-2}), mostra o WPS da divergência do vento em 200 mb média na região de controle ZCAS1. Nenhuma atividade intrasazonal que possa ser associada ao evento de 22dez2002 foi encontrada, no entanto, um forte evento de ZCAS foi detectado em 15nov2002 – cerca de 37 dias antes. O WPS mostra também, forte atividade intrasazonal em todo período estudado, com picos de máximos nas escalas de 24 e 33 dias com energias de $0,28 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ e $0,3 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, respectivamente.

Figura 4.25 - Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb da reanálises II do NCEP média na região de controle ZCAS1 para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por $(N-1)$ da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS1 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

4.2.2.6.8 Divergência em 200 mb – região de controle ZCAS2

A Figura 4.26 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}), mostra o WPS da divergência do vento em 200 mb média na região de controle ZCAS2. Algumas feições importantes podem ser destacadas, por exemplo – (i) existe a transferência de energia da escala de 43 para a escala de 20 dias, iniciando em 22dez2002 e alcançando seu ápice em 11jan2003 (cerca de 20 dias após) (ii) dois picos de máxima energia podem ser destacados: 20 dias e 43 dias, com energias da ordem de $0,48 \times 10^{-10} s^{-2}$ e $0,42 \times 10^{-10} s^{-2}$, respectivamente (iii) a região da ZCAS2 apresentou energia intrasazonal em todo o período de estudo.

O dia 11jan2003 ($lag=+20$) não é considerado um evento de ZCAS (vide Tabela 4.3); no entanto, de acordo com o apêndice 4.1 no $lag=+18$ (09jan2003) existe a inversão do sinal intrasazonal na região de controle INDI, passando para valores de r negativos. Consequentemente, a região da ZCAS2 passou a apresentar atividade convectiva intrasazonal, persistindo até o $lag=+26$ (17jan2003) – considerado evento de ZCAS.

Os resultados mostram que houve atividade intrasazonal precedendo o evento de ZCAS considerado pela CLIMANÁLISE. Isto pode implicar que a forçante intrasazonal remota possa ter atuado como disparador do evento de ZCAS na pequena escala. Portanto, é possível que o pico de energia do dia 11jan2003, seja uma resposta remota ao evento extremo da OMJ de 22dez2002 na região de controle INDI.

Figura 4.26 - Idem à Figura 4.25, mas para a região de controle ZCAS2.

4.2.2.6.9 Divergência em 200 mb – região de controle ZCAS3

A Figura 4.27 (abaixo a esquerda, em s^{-2}), mostra o WPS da divergência do vento em 200 mb média na região de controle ZCAS3. Nenhuma atividade intrasazonal que possa ser associada ao evento de 22dez2002 foi encontrada. Todavia, a região da ZCAS3 apresentou energia intrasazonal em quase todo o período de estudo, e um máximo na escala de 34 dias com energia da ordem de $0,38 \times 10^{-10} s^{-2}$.

Figura 4.27 - Idem à Figura 4.26, mas para a região de controle ZCAS3.

Por fim, um comparativo entre a energia intrasazonal disponível para cada região de controle da ZCAS, mostra que a energia apresentada na ZCAS2 ($0,48 \times 10^{-10} s^{-2}$ – metade da energia disponível na região INDI) é maior que a energia da ZCAS3 ($0,38 \times 10^{-10} s^{-2}$) e a energia disponível na ZCAS1 ($0,3 \times 10^{-10} s^{-2}$) é menor que as duas últimas. Isto sugere que a ZCAS2 sofre maior

variabilidade intrasazonal, possivelmente favorecida pelos padrões de ondas que conectam a região do Indo-Pacífico e a AS – algumas evidências foram apresentadas anteriormente.

Em uma análise minuciosa dos eventos intrasazonais, relativa às regiões da ZCAS, caberia a seguinte pergunta: o evento de ZCAS de 15nov2002 (vide Figura 4.25) poderia ter ajudado/incitado o evento extremo da OMJ de 22dez2002?

A literatura fala de uma OMJ autossustentável, ou seja, um evento da OMJ excitando outro evento contínuo desta oscilação, através das ondas de *Kelvin* viajando equatorialmente ao redor do globo terrestre. Todavia, ainda existe muita especulação a respeito de um evento de ZCAS poder excitar remotamente um evento da OMJ, visto que o contrário é bem factível. No entanto, nenhuma consideração será feita à respeito deste assunto para o presente trabalho de pesquisa, pois o mesmo foge aos objetivos definidos anteriormente. Porém, este é um assunto a ser tratado em Trabalhos Futuros, pois trata-se de uma questão muito relevante e, de grande contribuição para a comunidade científica.

4.2.2.7 Análise Espectral – Transformadas Cruzada e Coerência em Ondaletas

A Transformada Cruzada em Ondaletas (TCO) mostra a covariabilidade no espectro de energia entre duas ST e revela informações sobre a relação de fase entre as mesmas. Por outro lado, a Transformada Coerência em Ondaletas (TCR) determina o grau de coerência entre as duas ST, mas não necessariamente determina a covariabilidade na energia entre elas. Dessa forma, a TCR ainda pode ser interpretada como a medida da coerência entre duas TSO em tempo-frequência-espço. O nível de significância estatística da TCR apresentado neste trabalho foi estimado utilizando-se o método de Monte Carlo em 95% de confiança estatística (vide apêndice 3.3).

Os resultados apresentados a seguir com a aplicação da TCO e TCR nas séries temporais da TSM, divergência em 200 e 850 mb e Pressão ao Nível Médio do Mar, têm por finalidade principal, observar a estrutura dinâmica da atmosfera no evento extremo de 22dez2002, como também avaliar o tempo de resposta que um determinado campo geofísico provoca em outro e em que escala

de energia isso acontece, em outras palavras, pretende-se verificar como algumas variáveis geofísicas interagem entre si em um evento da OMJ com consequências remotas na região da ZCAS2.

4.2.2.7.1 TSM versus DiV200mb – região de controle INDI

As Figuras 4.28a e 4.28b mostram a TCO e TCR, respectivamente – entre as séries temporais da TSM obtida do radiômetro TRMM/TMI *versus* a divergência do vento em 200 mb obtida da Reanálises II do NCEP, ambas as séries são médias na região de controle INDI e filtradas em 20 – 70 dias com 120 pesos para o período de 01mai2001 – 01set2003.

Em 22dez2002 a TCO (Figura 4.28a), mostra grande variabilidade na energia intrasazonal entre a TSM e a DIV200mb na região de controle INDI, numa escala que varia de 32 a 44 dias aproximadamente, com a DIV200mb conduzindo a TSM em 90° e a TSM responde com $\frac{1}{4}$ do período da escala, ou seja, no caso da escala de 44 dias a divergência atua em altos níveis e somente 11 dias depois o campo de TSM responde a esta variação. Isso significa dizer que, para a escala de 44 dias, somente 11 dias após o máximo de atividade convectiva, ocorre um pico de anomalia negativa no campo de TSM – indicando que a convergência em baixos níveis atuou em TSMs quentes. A Figura 4.28b mostra que em 22dez2002, as duas séries temporais são altamente coerentes nas escalas de 32 a 44 dias, apresentado um valor aproximado de 0,9 de coerência com 5% de significância estatística. Por brevidade, apenas as regiões significativas na data do evento extremo de verão de 2002 que possuírem contrapartida na TCR serão discutidas nas seções seguintes.

Figura 4.28 - (a) TCO e (b) TCR das Séries Temporais filtradas de TSM vs. DIV200mb médias na região de controle INDI, para o período de 01mai2001 a 01set2003. O nível de 5% de significância estatística contra o ruído vermelho de fundo é mostrado como um contorno espesso. O cone de influência é representado por um sombreado mais claro. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; TSM conduzindo DIV200mb em 90°, apontando para cima; DIV200mb conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo.

4.2.2.7.2 DIV200mb *versus* PNM – região de controle INDI

A Figura 4.29a mostra a TCO entre a DIV200mb e a PNM, onde é possível ver alto índice de energia intrasazonal em 22dez2002 nas escalas de 32 a 44 dias, com as duas ST completamente fora de fase. Por outro lado, a TCR mostra que este resultado é altamente coerente e, implica que a DIV200mb por está associada a sistemas convectivos produz baixa pressão em superfície.

Figura 4.29 - Idem à Figura 4.28, mas para a DIV200mb (REAN2) *versus* PNM (REAN2).

4.2.2.7.3 DIV200mb *versus* DIV850mb – região de controle INDI

A Figura 4.30a traz a representação da TCO entre a DIV200mb e a DIV850mb, na qual se observa energia na banda intrasazonal em 22dez2002 nas escalas de 20 a 64 dias, com as duas ST completamente fora de fase. Por outro lado, a TCR (Figura 4.30b) mostra que este resultado é altamente coerente, o que implica na existência de um sistema convectivo na região de controle INDI em 22dez2002 com convergência de umidade em baixos níveis e divergência em altos níveis.

Figura 4.30 - Idem à Figura 4.29, mas para a DIV200mb (REAN2) *versus* DIV850mb (REAN2).

4.2.3 Propagação do Sinal Intrasazonal da DIV200mb

No subtópico 4.2.2.6, foi detectada a energia na escala intrasazonal das variáveis DIV200mb, DIV850mb, tempc1000mb, TSM, Vapor D'água Atmosférico e PNM, associada à um evento extremo da OMJ na região de controle INDI; para a região da ZCAS, o mesmo procedimento de detecção através do espectro de ondaletas com a DIV200mb também evidenciou energia na banda intrasazonal. Desta forma, uma análise do sentido e forma de propagação do campo da divergência em 200 mb em latitudes próximas ao equador, pode ajudar a elucidar muitas questões. Uma destas questões que interessa bastante no presente estudo é: em qual latitude e com que extensão longitudinal a OMJ é mais energeticamente ativa?

Para evidenciar especificamente o sinal oscilatório da OMJ na divergência dos altos níveis durante os eventos extremos de 08jun2002 e 22dez2002, foram elaborados diagramas de *Hovmöller* (longitude *versus* tempo) em diversas latitudes (4°N, 2°N, equador, 2°S, 4°S) do campo de divergência em 200 mb filtrado na banda 20 – 70 dias na região do Continente Marítimo.

A divergência em altos níveis é um bom indicativo para a convecção profunda de cúmulos que pode estar associada a diversos sistemas de grande escala, como por exemplo, a OMJ. Para tanto, a Figura 4.31 mostra o sinal oscilatório da OMJ que se propaga longitudinalmente (70°E – 160°E) com bastante intensidade de novembro de 2002 a janeiro de 2003. No entanto, o sinal intrasazonal da OMJ no período de junho de 2002 não apresenta uma propagação nítida para leste.

Ainda de acordo com a Figura 4.31, nota-se que de novembro de 2002 a janeiro de 2003, o sinal é bastante intenso nas latitudes ao norte do equador e tende a perder força em latitudes mais ao sul. Por outro lado, no período de fevereiro a julho de 2002, o sinal é mais intenso nas latitudes ao sul do equador, talvez associado a valores levemente superiores de TSM, em função da época do ano. Desta forma, a diferença no aspecto da propagação da convecção tropical presente nestes dois casos pode auxiliar na compreensão do efeito remoto causado pela mesma – através dos padrões de teleconexão atmosférica.

Figura 4.31 - Diagrama de *Hovmöller* da DIV200mb da REAN2 filtrada em 20 – 70 dias para o período de fev2002 a fev2003 nas latitudes 4°N, 2°N, Equador, 2°S e 4°S. Anomalias em s^{-1} .

4.2.4 Evento de ZCAS

Feita a análise espectral da energia do sinal intrasazonal da OMJ sobre a região da ZCAS (1, 2 e 3), torna-se de extrema importância um estudo minucioso da estrutura espacial e vertical de um evento conceitual de ZCAS para um posterior comparativo com os resultados da modelagem numérica.

Segundo Kodama (1993), o padrão de escoamento essencial para justificar as características da ZCAS é a forte convergência de umidade, a frontogênese e a geração de instabilidade conectiva, sendo que uma das principais características da ZCAS é a associação com um Jato Subtropical de altos níveis que cruza a AS próximo a 35°S durante o verão Austral. Além disso, a ZCAS está associada ao escoamento de Norte/Noroeste em baixos níveis que começa junto à encosta leste dos Andes e se prolonga desde a Região Amazônica até as Regiões Sudeste e Sul.

4.2.4.1 Análise de Altos e Baixos Níveis – 200 mb e 850 mb

A Figura 4.32a mostra a estrutura espacial média do período de 13 à 19 de janeiro de 2003 em altos níveis, considerado um evento típico de ZCAS.

Algumas feições podem ser destacadas:

1. circulação ant ciclônica associada à Alta da Bolívia configura-se um pouco a leste de sua posição climatológica;
2. cavado nos subtrópicos da AS próximo à região NE do Brasil;
3. banda de divergência posicionada NO/SE desde o centro-sul da Amazônia, estendendo-se em direção ao Atlântico Sul;
4. Jato Subtropical de altos níveis que cruza a AS próximo a 35°S.

Nos baixos níveis (Figura 4.32b), uma situação de ZCAS é caracterizada por convergência de umidade ao longo da orientação NO/SE, favorecida pelo Jato de Baixos Níveis (JBN), escoamento oriundo da canalização dos alísios que adentram o continente sul-americano na região tropical, transportando vapor d'água proveniente do oceano Atlântico Equatorial e da bacia Amazônica em direção ao Atlântico Sudoeste. Outra circulação importante para manter a convergência nos baixos níveis é a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), já que seu movimento anticiclônico sobre o oceano, centrado em aproximadamente 25°S, transporta vapor d'água em direção à costa sudeste do Brasil, intensificando a convergência de umidade já existente. Tanta umidade disponível torna viável o fato da região da ZCAS ser de alta variabilidade convectiva.

A estrutura baroclínica na região de formação da ZCAS (vide Figura 4.32), mostra que a configuração conjunta em altos (200 mb) e baixos (850 mb) níveis da atmosfera, dá suporte à organização da banda de convecção profunda típica da Zona de Convergência do Atlântico Sul, a qual é concordante com o modelo conceitual do CPTEC/INPE.

Figura 4.32 - Estrutura espacial média (13 a 19jan2003) de um evento conceitual de ZCAS de acordo com a CLIMANÁLISE: (a) altos níveis (200 mb) (b) baixos níveis (850 mb). Linhas de correntes em preto e divergência em fundo colorido.

De outra forma, a Figura 4.32b mostra apenas a estrutura média de um evento conceitual de ZCAS, no entanto, uma análise dos modos de variabilidade nos baixos níveis na escala de tempo intrasazonal, é de fundamental importância para a determinação da estrutura tridimensional deste fenômeno de múltiplas escalas. Para tanto, uma análise em Funções Ortogonais Empíricas pode determinar os principais modos oscilatórios nos baixos níveis pertinentes à ZCAS, os quais possam apresentar um sinal intrasazonal excitado remotamente por um evento extremo da OMJ.

4.2.4.2 Análise em Funções Ortogonais Empíricas – dez2002/jan2003

Fenômenos na escala de tempo intrasazonal são importantes moduladores da atividade convectiva sobre a AS e podem exercer influência no posicionamento e intensidade da Zona de Convergência do Atlântico do Sul – esta, por sua vez, é a principal responsável pelos altos índices pluviométricos sobre a região SE do Brasil.

A análise em Funções Ortogonais Empíricas de ROL e vento meridional em 850 mb, com filtragem na banda 20 – 70 dias para o período de dez2002/jan2003, foi aplicada com a finalidade de estudar oscilações nesta escala de tempo no oceano Índico e investigar seus sinais na região da ZCAS, em termos da atividade convectiva e do escoamento em baixos níveis.

A Figura 4.33 mostra os dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada para o período de dez2002/jan2003 – este período foi escolhido porque

inclui o evento extremo de verão da OMJ e vários episódios de ZCAS sobre a AS (vide Tabela 4.3). A EOF1 representa 34,55% da variância e a EOF2 representa 24,99%, totalizando 59,54% do total da variância explicada. Os demais campos espaciais (não mostrados) explicam 15,54% e 11,11% da variância total para a EOF3 e EOF4, respectivamente. Para o vento meridional em 850 mb a EOF1 representa cerca de 33,55% e a EOF2 representa 22,34%, perfazendo um total de 55,89% do total da variância explicada por todos os modos de oscilação (resultados não apresentados).

O campo da EOF1 de ROL mostra uma forte atividade convectiva sobre a região de controle INDI e supressão da convecção sobre a região de controle PO e na região da ZCAS. Todavia, o campo espacial da EOF2 mostra um núcleo convectivo na região do oceano Índico e um forte sinal de supressão da atividade convectiva sobre o Continente Marítimo (Indonésia) e oceano Pacífico Oeste. A EOF2 mostra ainda uma forte atividade convectiva sobre toda a região norte da AS e também sobre a região da ZCAS – padrão similar foi encontrado em Carvalho *et al.* (2004) na EOF2 – em que a supressão da convecção sobre o CM estava associada ao aumento da atividade convectiva sobre a porção leste da AS. Os mesmos mostraram que esta fase da OMJ modula a persistência da ZCAS com a ocorrência de extremos de precipitação sobre várias regiões do Brasil, incluindo a região SE.

Figura 4.33 - Dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada de dez2002 a jan2003: (acima) EOF1 e (abaixo) EOF2. O número entre parênteses abaixo de cada figura é a variância explicada de cada modo. Unidade em W/m^2 .

A Figura 4.34 mostra os coeficientes temporais dos campos espaciais de cada EOF apresentada anteriormente para os meses de dezembro de 2002 e janeiro de 2003; estes coeficientes indicam a mudança ao longo do tempo dos modos espaciais de cada campo. É possível ver que em 22dez2002 o coeficiente temporal da EOF1 é positivo, indicando que o primeiro modo representa perfeitamente a estrutura espacial da atividade convectiva para aquele dia (convecção no CM e supressão na ZCAS). Por outro lado, no dia 09jan2003 o coeficiente temporal da EOF1 é negativo, indicando que o padrão espacial na região da ZCAS se inverte, ou seja, passa a apresentar atividade convectiva, o que está de acordo com a Figura 4.13 – $lag=+18$. De acordo com o coeficiente temporal da EOF1, a atividade convectiva persiste do dia 13 a 19 de janeiro de 2003 – evento de ZCAS conforme a Tabela 4.3.

Figura 4.34 - Séries temporais dos coeficientes dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada: (acima) EOF1 e (abaixo) EOF2. Valores adimensionais.

Anomalias de vento em baixos níveis de oeste (leste) correspondem à fase ativa (inativa) da ZCAS (JONES & CARVALHO, 2002), fortalecendo (enfraquecendo) o sistema de monções sobre a AS tropical. A análise do vento meridional pode evidenciar a convergência de umidade nos baixos níveis, o qual serve como aporte à divergência em altos níveis para a formação de sistemas convectivos de grande porte. Para tanto, aplicou-se a técnica em EOF aos dados filtrados de ROL e do vento meridional em 850 mb para a região que abrange a AS (80°W – 20°W; 5°N – 30°S). Dessa forma, foi aplicada combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade (EOF1 e EOF2) por seus respectivos coeficientes temporais, gerando um modo de variabilidade de maior variância explicada, tanto para a ROL filtrada quanto para o vento meridional filtrado em baixos níveis.

A Figura 4.35 mostra a EOF da combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada (cor em fundo) e do vento meridional filtrado em baixos níveis (V850mb – contornos) a cada 5 dias (cinco primeiras) e depois a cada 2 dias (cinco últimas) – linhas continuas representam o vento de Sul e linhas tracejadas representam o vento de Norte. Por outro lado, valores negativos de ROL (em azul) representam atividade convectiva e valores positivos de ROL (em amarelo) representam supressão da atividade convectiva.

De acordo com a Figura 4.13 o dia 22dez2002 mostra forte atividade convectiva na região de controle INDI e supressão da atividade convectiva na região da ZCAS. Dessa forma, algumas considerações podem ser feitas a respeito da Figura 4.35, conforme a sequência apresentada.

Do dia 22dez2002 ao dia 01jan2003 a ROL indica forte supressão (valores positivos) da convecção sobre a região da ZCAS. Para os baixos níveis o V850mb mostra as seguintes características:

1. sobre o continente – ventos de Norte ao sul e ventos de Sul ao norte, caracterizando divergência em baixos níveis;
2. sobre o oceano – ventos de Norte a oeste e ventos de Sul a leste, caracterizando um padrão de divergência em baixos níveis.

O período entre o dia 06 e o dia 10 de Janeiro de 2003 é uma transição entre a supressão e o início da atividade convectiva na escala de tempo intrasazonal na região da ZCAS. Em 11jan2003 a oscilação de Madden-Julian já se encontra sobre a AS interagindo com a ZCAS, mostrando um padrão inverso ao do dia 22dez2002.

Do dia 13 ao dia 19jan2003, a ROL mostra forte atividade convectiva na escala de tempo intrasazonal sobre a região da ZCAS e em baixos níveis algumas considerações podem ser feitas:

1. sobre o continente – ventos de Norte a norte e ventos de Sul a sul, caracterizando convergência em baixos níveis;
2. sobre o oceano – ventos de Norte a leste e ventos de Sul a oeste, caracterizando um padrão de convergência em baixos níveis.

(22dez2002) **(27dez2002)** **(01jan2003)** **(06jan2003)** **(11jan2003)** **(13jan2003)** **(15jan2003)** **(17jan2003)**

Figura 4.35 - Combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada (cor em fundo) e do vento meridional filtrado em baixos níveis (V850mb – contornos) a cada 5 dias (cinco primeiras) e depois a cada 2 dias (cinco últimas). Unidades: ROL em W/m^2 e V850mb em m/s.

Em resumo, as observações mostram que o escoamento meridional em baixos níveis associado à ZCAS apresenta variabilidade na escala de tempo intrasazonal, possivelmente associada ao pulso convectivo da OMJ sobre o oceano Índico – em particular, a região da ZCAS2 foi aonde ocorreu a maior variabilidade espacial, tanto em altos níveis como em baixos níveis em relação ao evento de 22dez2002. Este fato pode ter importante implicação em estudos de modelagem numérica e ser útil para o monitoramento da atividade convectiva associada à ZCAS durante o verão Austral para a região SE do Brasil.

4.3 Resultados – Parte Numérica

Os parâmetros descritos a seguir são comuns a todos os experimentos realizados com o modelo OLAM v3.3. Todavia, foram utilizados dois métodos para a parametrização da convecção profunda de cúmulos (NQPARM) – tipo 1 (*Kuo*) e tipo 2 (*Grell*). Além da TSM diária (Diária), TSM Climatológica de 2000 – 2007 (Clim.Mens. 2000-2007) e Média Mensal de 2002 (Med.Mens. 2002) como principais forçantes da atmosfera.

Seguem-se os parâmetros:

- período de simulação: 2001 – 2003 (1095 dias);
- altitude: NZP = 48 ~33.736,89 m;
- resolução espacial: 5050/(NXP=18) ~280,55 km ~2,5° para a grade 1 (g1), 140,28 km para a grade 2 (g2) e 70,14 km para a grade 3 (g3) – estes valores representam subdivisões de triângulos equiláteros inscritos, com um ΔX máximo igual a 5050;
- inicialização da atmosfera para o primeiro dia de cada ano às zero horas (componentes zonal e meridional do vento, temperatura do ar, umidade relativa e altura geopotencial – com base em 17 níveis verticais da Reanálises II do NCEP (REAN2/NCEP));
- microfísica nível 3: LEVEL = 3 (*bulk*);
- radiação de onda longa: ILWRTYP = 3 (*Harrington*);
- radiação de onda curta: ISWRTYP = 3 (*Harrington*);
- parametrização de cúmulos rasos: NQPARM_SH = 1 (*Grell*).

A sequência de experimentos numéricos realizados encontra-se esquematizada na Tabela 4.4, a qual apresenta uma descrição dos parâmetros específicos de cada simulação realizada com o modelo OLAM v3.3.

Experimento	NQPARM	TSM (°C)	NGRDIS	Passo de Tempo (s)
expr1	2	Diária	1	75
expr2	1	Diária	1	75
expr3	2	Clim.Mens. 2000-2007	1	75
expr4	1	Clim.Mens. 2000-2007	1	75
expr5	2	Med.Mens. 2002	1	75
expr6	1	Med.Mens. 2002	1	75
expr7	2	Diária	3	40
expr8	1	Diária	3	40
expr9	1	Diária	3	40

Tabela 4.4 - Parâmetros de configuração dos experimentos numéricos com o modelo OLAM v3.3. A coluna NQPARM representa a opção de parametrização de cúmulos profundos, sendo: tipo 1 (*Kuo*) e tipo 2 (*Grell*); TSM representa: TSM diária (Diária), TSM Climatológica de 2000 – 2007 (Clim.Mens. 2000-2007) e Média Mensal de 2002 (Med.Mens. 2002); NGRIDS representa o número de grades acionadas e o Passo de Tempo representa o intervalo de integração do modelo em segundos – o que vai depender do número de grades aninhadas devido a condição CFL.

Para os experimentos 7, 8 e 9 são acionadas três grades, sendo que a grade 2 (g2) tem 140,28 km de resolução e a grade 3 (g3) tem 70,14 km. No caso dos experimentos 7 e 8, as grades g2 e g3 são aninhadas sobre a AS (vide Figura 4.36a). De outra forma, para o experimento 9 as grades g2 e g3 são aninhadas sobre o oceano Índico/CM – como mostra a Figura 4.36b.

A finalidade dos aninhamentos de grades é a possibilidade de uma melhor representação dos processos físicos de pequena escala, os quais são inerentes aos sistemas convectivos de grande porte que atuam sobre estas regiões (ZCAS e OMJ, respectivamente).

Figura 4.36 - Aninhamento das grades 2 e 3 sobre: (a) América do Sul e (b) oceano Índico/CM.

A hipótese fundamental que direciona a presente pesquisa, é que eventos extremos da OMJ têm seu disparo influenciado pela distribuição do campo de TSM nas regiões do oceano Índico e Pacífico Oeste. Para tanto, os experimentos 1 ao 6 foram realizados para testar esta hipótese, ou seja, o modelo numérico assimilou diversos campos de TSM na tentativa de verificar qual distribuição de temperatura sobre o oceano, melhor contribui para o surgimento do sinal intrasazonal – em particular o sinal da OMJ. Em contrapartida, dois tipos de parametrização de nuvens profundas do tipo cúmulos (*Kuo* e *Grell*), foram testados simultaneamente, para saber qual melhor contribui/representa o sinal intrasazonal dos sistemas convectivos de grande escala.

A região de controle INDI, como antes mencionada no subtópico 4.1.2, é favorável para o surgimento/decaimento de eventos individuais extremos da OMJ, os quais podem gerar trens de ondas de *Rossby* conectando a região de controle INDI à América do Sul. Dessa forma, foram geradas ST da DIV200mb filtrada média na região INDI com os resultados dos experimentos 1 ao 6 – para a análise da amplitude do sinal intrasazonal gerado em cada experimento numérico. Para tanto, parte-se do pressuposto que se o modelo (dada suas condições iniciais) não for capaz de gerar o sinal intrasazonal na região do oceano Índico, não terá a habilidade necessária para organizar os padrões de teleconexão atmosférica, oriundos do pulso convectivo gerado nesta região.

4.3.1 Estudo do Sinal Intrasazonal no Campo da Divergência em 200 mb determinado pela Forçante TSM

As Figuras 4.37 – 4.39 mostram as Séries Temporais (ST) da divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb para os 6 primeiros experimentos realizados com o modelo OLAM v3.3 compreendendo o período de 01mai2001 a 01set2003. A linha em preto mostra o sinal da divergência obtido com os dados da Reanálises II do NCEP, onde é possível ver picos positivos e significativos da divergência observada em 08jun2002 e 22dez2002 – inverno e verão no Hemisfério Sul, respectivamente. O sinal intrasazonal encontrado com a divergência observada em 200 mb corrobora com as Figuras 4.7 e 4.8 – utilizando o campo de ROL médio na região de controle INDI.

Em altos níveis, valores positivos da divergência filtrada, representam a divergência associada a sistemas convectivos na escala de tempo intrasazonal, os quais estão associados com eventos da OMJ, em virtude da prévia filtragem dos dados em 20 – 70 dias. Dessa forma, a Figura 4.37 mostra a divergência em 200 mb para os experimentos 1 (*Grell* – linha em vermelho) e 2 (*Kuo* – linha em azul), onde observa-se para ambos os casos, baixa variabilidade intrasazonal no campo da divergência em 200 mb – em comparação aos dados observados da REAN2/NCEP (linha em preto). No entanto, o dia 26set01 apresenta uma similaridade positiva e significativa (em termos de amplitude), entre a curva observada em preto e a curva do experimento 1 em vermelho.

Figura 4.37 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 1 (*Grell* – linha em vermelho) e 2 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} .

O experimento 4 (Figura 4.38) mostra algumas similaridades com o observado de agosto a setembro de 2001. De outro modo, o *expr3* não apresentou nada digno de nota para todo o período analisado.

Figura 4.38 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 3 (*Grell* – linha em vermelho) e 4 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} .

De acordo com a Figura 4.39, observa-se considerável variabilidade intrasazonal do experimento 6 (*Kuo* – linha em azul), como também similaridades positivas e negativas com a série observada. Por outro lado, o experimento 5 (*Grell* – linha em vermelho) não apresentou resultados significativos.

Figura 4.39 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 5 (*Grell* – linha em vermelho) e 6 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} .

Ao que parece, os diferentes campos de TSM (Diário, Climatológico e Média Mensal) assimilados pelo modelo para a geração do sinal intrasazonal sobre a região de controle INDI, utilizando a parametrização de cúmulos profundo do tipo *Grell* (com exceção do dia 26set2001 para o expr1), não gerou grandes diferenças nas amplitudes das ST apresentadas nas Figuras 4.37 – 4.39 para os experimentos 1, 3 e 5. De outra forma, para os mesmos campos de TSM, mas utilizando a parametrização de cúmulos do tipo *Kuo*, uma maior variabilidade na amplitude das ST é observada em relação à parametrização de *Grell* (vide Figuras 4.37 – 4.39, experimentos 2, 4 e 6) – destaque para o experimento 6 que apresentou maior variabilidade em detrimento do expr2 e expr4. Todavia, um comparativo entre as amplitudes dos experimentos 2, 4 e 6 indica que não houve diferenças abruptas na intensidade do sinal entre as séries amostradas.

De um modo geral, a parametrização de cúmulos profundo do tipo *Kuo* apresentou amplitudes bem mais condizentes com o observacional do que o sinal intrasazonal gerado pela descrição de *Grell* – embora para diferentes campos de TSM. Acredita-se que o sinal intrasazonal gerado pelo modelo para a região de

controle INDI, independa do tipo de distribuição espacial do campo de Temperatura da Superfície do Mar, todavia, esta é essencial para o surgimento da variabilidade intrasazonal de grande escala e para a manutenção dos sistemas de menor escala (mesoescala e sinóticos).

Anteriormente, foi mencionado que o aninhamento de grades é essencial para que os modelos numéricos possam resolver melhor os processos de menor escala. Com o propósito de detectar o sinal intrasazonal da OMJ (gerado na região INDI) sobre a América do Sul, e em virtude do mesmo depender da destreza do modelo para tal representação, foram realizados os experimentos 7 e 8, os quais acionam 3 grades, sendo g2 e g3 aninhadas sobre a AS – vide Figura 4.36a. A intenção é verificar com que amplitude o sinal aparece nesta região, e se existe indícios de alguma interação remota entre a região de controle INDI e a AS.

De acordo com a Figura 4.40 é possível ver grande variabilidade temporal na amplitude do sinal intrasazonal da divergência em 200 mb para o experimento 8 (*Kuo* – linha em azul); no entanto, pouca similaridade é vista apesar das amplitudes positiva e negativa apresentadas para este experimento. Para o experimento 7 (*Grell* – linha em vermelho), e como antes, baixa variabilidade e quase nenhuma similaridade com o observacional é vista – aspectos semelhantes aos do experimento 1 analisado anteriormente.

Figura 4.40 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com os experimentos 7 (*Grell* – linha em vermelho) e 8 (*Kuo* – linha em azul) e REAN2/NCEP (linha em preto). Unidade em s^{-1} .

A partir deste ponto, uma pergunta pode surgir ao leitor – se a intenção é analisar o sinal intrasazonal da OMJ, por que o aninhamento de grades não foi feito sobre o Oceano Índico? Assim sendo, o experimento 9 (expr9) foi empreendido tendo como finalidade principal a verificação da capacidade do modelo em melhor representar o sinal intrasazonal da OMJ na região de controle INDI, em virtude dos sucessivos aninhamentos de grades – vide Figura 4.36b.

O que se observa na Figura 4.41, é que houve um aumento de similaridades com o observacional e que a amplitude das séries aumenta significativamente com o refinamento de grades – de outra forma, a variabilidade temporal do sinal intrasazonal da DIV200mb obtida com o expr9 para a região de controle INDI, é bastante similar a encontrada com o expr2 – visto que apenas o aninhamento de grades na região do oceano Índico, diferencia o experimento 9 do experimento 2.

Em virtude ao que foi exposto nos dois parágrafos anteriores, um comparativo entre os experimentos 8 e 9 – ambos utilizando a TSM diária e com parametrização de cúmulos profundo do tipo *Kuo*, mas com aninhamento de grades em regiões particularmente distantes, torna-se bem oportuno. Para tanto, um fato bastante intrigante, é o pico intrasazonal no dia 01jul2001apresentado em ambos os experimentos numéricos. A amplitude do expr8 é da ordem de $5,5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, enquanto a do expr9 é de $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ – relativamente menor, tendo em vista que o experimento 8 apresentou maior variabilidade temporal na região de controle INDI. A única e possível explicação para essa significativa diferença reside na localização das grades aninhadas; ou seja, o expr8 apresentou resultados em decorrência dos modos oscilatórios serem melhor resolvidos sobre o continente, enquanto o expr9 apresentou uma variabilidade temporal em função dos modos oscilatórios terem sido melhor resolvidos sobre o oceano. Deve-se ter em mente, que quando se fala sobre o “continente” ou sobre o “oceano”, estamos levando em consideração os processos de interação em cada superfície, as quais possuem características físicas “totalmente” diferentes.

Em virtude dos fatos apresentados, considerações serão feitas acima do experimento 8 (expr8) e em particular para o dia 01jul2001 – a partir de agora considerado um evento numérico de Oscilação de Madden-Julian. Algumas analogias também serão feitas com o experimento 2, por se tratar do experimento controle correspondente sem aninhamento de grades.

Figura 4.41 - Divergência do vento filtrada média na região de controle INDI em 200 mb obtida com o experimento 9 – utilizando-se a parametrização de cúmulos do tipo *Kuo*. Os valores são apresentados para cada grade aninhada, onde: g1 – linha em vermelho; g2 – linha em azul; g3 – linha em verde e REAN2/NCEP – linha em preto. Unidade em s^{-1} .

Em um comparativo entre os experimentos 2 e 8, ambos utilizando a TSM semanal interpolada linearmente para valores diários e com parametrização profunda de cúmulos do tipo *Kuo*, foi possível detectar diferenças significativas, por exemplo:

1. a amplitude do sinal intrasazonal da divergência em 200 mb na região de controle INDI para o experimento 8 é muito maior que no experimento 2, ou seja, o expr8 apresentou amplitudes acima de $4,0 \times 10^{-6} s^{-1}$ e o expr2 muito abaixo deste valor;
2. o expr8 apresentou similaridades com as observações em amplitudes significativas, e com pequenas defasagens temporais, por exemplo, 23mar02 (expr8) e 29mar02 (observacional); 08jun02 (expr8) e 23jun02 (observacional), enquanto para o expr2 nada foi digno de nota. Outros resultados interessantes podem ser considerados, por exemplo, o evento intrasazonal do dia 01jul2001 do expr8 possui divergência em altos níveis de $5,5 \times 10^{-6} s^{-1}$ e o do dia 22dez2002 do observado é de aproximadamente $7,0 \times 10^{-6} s^{-1}$, uma diferença “não” tão significativa para esta análise. Deve-se levar em conta, que este último trata-se de um evento extremo de verão no HS da OMJ conforme critérios anteriormente adotados.

De acordo com o exposto acima, concluí-se que a parametrização de *Kuo* apresenta melhor representatividade do sinal intrasazonal no campo da divergência em altos níveis na região de controle INDI, associada à eventos da OMJ. Uma possível explicação para tal resultado, baseia-se na formulação do referido esquema convectivo, pois o mesmo em geral é utilizado para a representação de fenômenos de grande escala, devido apresentar um estado de quase-balanço entre a precipitação e o transporte vertical de água pelo escoamento de grande escala (ALVES, 2006). Em detrimento, a parametrização de *Grell* é de uma forma geral utilizada para modelos que resolvem processos de mesoescala, os quais a resolução horizontal deve ser suficientemente fina para resolver o ambiente de nuvens cúmulos individuais, por exemplo, Complexos Convectivos de Mesoescala (ALONSO E SARAIVA, 2004).

Um outro fator que deve ser levado em consideração e, ao que parece, os campos de TSM (Diária, Climatológica e Média Mensal) não impuseram diferenças significativas no sinal intrasazonal da OMJ na região do oceano Índico para ambas parametrizações profunda de cúmulos. Todavia, algumas diferenças foram observadas quando aninhamentos de grades foram aplicados sobre a região de controle INDI e sobre a América do Sul.

Os resultados sugerem que o processo de interação “two-way” do modelo OLAM, entre as escalas global e/ou regional e micro escalas, possam ter, de certa forma, organizado modos de oscilação que gerassem perturbação na escala de tempo intrasazonal – afetando grandes extensões do globo, por exemplo, a região do Oceano Índico. Isto sugere que uma melhor representatividade do sinal intrasazonal nos modelos numéricos com interação *two-way*, possa vir de um maior refinamento de grade, ou seja, resolvendo-se os processos de menor escala para uma melhor interação com os processos da grande escala.

Quando da análise espectral do sinal intrasazonal da divergência em 200 mb, será mostrado que o expr2 apresentou energia na escala de tempo intrasazonal similar a do expr8 na grade 1, mostrando que o aninhamento de grades não impôs a variabilidade intrasazonal, mas de alguma forma amplificou o mesmo na região de controle INDI.

Em virtude dos resultados com expr8 vistos anteriormente, o mesmo será utilizado para as análises dos processos físicos e de propagação do sinal intrasazonal da OMJ para os resultados com a modelagem numérica. Discussões serão feitas acerca de comparativos com os resultados observacionais, para uma possível validação dos resultados do experimento 8 obtidos com o modelo OLAM v3.3. Tendo em vista, que a diferença na amplitude e variabilidade no campo da divergência em 200 mb – para todos os experimentos realizados, deve-se unicamente a forçante TSM aplicada, pois todos os outros parâmetros são os mesmos para cada experimento individualmente, com exceção dos discriminados na Tabela 4.4.

4.3.2 Estudo de Caso da OMJ – numérico: 01jul2001

Para os resultados numéricos apresentados neste subtópico, tanto a ROL quanto o V200 foram previamente filtrados na banda intrasazonal para evidenciar apenas os fenômenos atmosféricos nesta escala de tempo, em particular a OMJ. Foram aplicados testes de significância estatística, onde os 95% de confiança estatística da transformação Z de *Fisher* são os contornos com $Z \geq |0,5|$ e o grau de correlação é determinado pela barra de cores. O período correlacionado foi de 01jul2001 a 30set2001 – totalizando 92 dias, todavia, foram aplicadas defasagens positivas até +30 dias que sucedem o máximo de variabilidade de ROL na região de controle INDI e os critérios para interpretação das correlações são os mesmos descritos para a parte observacional.

4.3.2.1 mROL versus ROL (região INDI – evento de 01jul2001)

De acordo com a Figura 4.42 para o $lag=0$, forte atividade convectiva atua sobre a região de controle INDI, costa oeste da AS e extremos sul da AS, no entanto, na região da ZCAS3 encontra-se uma faixa com inibição da atividade convectiva. A partir do $lag=+6$ esta região de inibição da atividade convectiva migra para a região da ZCAS2, permanecendo até o $lag=+14$. No $lag=+30$ o padrão convectivo na região INDI inverte-se para valores de r negativos, indicando supressão da atividade convectiva. Por outro lado, forte atividade convectiva atua nas regiões da ZCAS1 e ZCAS2, mas nenhuma outra atividade convectiva é vista sobre a AS.

O experimento 8 mostra que foram necessários 30 dias para a OMJ inverter seu padrão na região INDI, e somente após essa inversão foi encontrado atividade convectiva na escala de tempo intrasazonal sobre a região da ZCAS. Isto implica que o OLAM superestima o tempo de meio ciclo dessa oscilação e consequentemente o tempo de resposta na AS, em particular na região da ZCAS2.

Figura 4.42 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e a ROL em cada ponto de grade para os meses de JAS de 2001 – iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 2 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

4.3.2.2 mROL versus V200 (região INDI – evento de 01jul2001)

A Figura 4.43, para o $lag=0$, mostra um trem de ondas de Rossby que se propaga equatorialmente desde a região INDI à AS com número de onda 2; algumas feições do PNA também são vistas, no entanto, o PNA parece estar mais nítido do $lag=+2$ ao $lag=+4$.

Um trem de ondas de Rossby oscila em torno da latitude 60°S do $lag=+8$ ao $+16$, com sua origem no extremo sul da África, este alcança a AS em uma fase positiva da onda. Estas são características do guia de onda 4 que após chegar ao extremo sul da Austrália junta-se a propagação preferencial de onda 1 (vide Figura 2.12). Este mesmo trem de ondas apresenta uma característica mista de um padrão PSA-longo e um padrão PSA-curto do $lag=+28$ ao $+30$, atingindo a região SE do Brasil em uma fase de onda negativa – para tanto, no $lag=+30$ ocorre a inversão do sinal intrasazonal da OMJ na região INDI e forte atividade convectiva é vista sobre as regiões da ZCAS1 e ZCAS2. Outra feição importante que deve ser ressaltada é o padrão quadripolar sobre a região de controle INDI no $lag=+30$ – característica similar é vista no $lag=+18$ da Figura 4.13, quando acontece a inversão do sinal intrasazonal na região de controle INDI e inicia a atividade convectiva na região da ZCAS2.

Figura 4.43 - Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e o V200 em cada ponto de grade para os meses de JAS de 2001 – iniciando no $lag=0$, com defasagens positivas a cada 2 dias até 30 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes *Student* & *Fisher*. Valores adimensionais.

4.3.2.3 Análise Espectral – Transformada Simples em Ondaletas

Neste subtópico aborda-se a variabilidade na energia espectral do sinal intrasazonal da OMJ presentes na divergência do vento em 200 e 850 mb e na Pressão ao Nível Médio do Mar – variáveis obtidas com o experimento 8 filtradas na banda intrasazonal de 20 – 70 dias. Esta análise é feita para o período de 01mai2001 a 01set2003 na região de controle INDI, tendo por finalidade encontrar similaridades temporais entre as variáveis analisadas para o evento extremo de 01jul2001, como também verificar uma possível resposta na atividade convectiva intrasazonal na região da ZCAS no campo da divergência em 200 mb.

4.3.2.3.1 DIV200mb – região de controle INDI

A Figura 4.44 mostra a série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8, média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 – 01set2003 (acima, adimensional), o WPS da série temporal normalizada da divergência filtrada do vento em 200 mb (abaixo a esquerda, em s^{-2}) para o mesmo período da série e, o *Global Wavelet Spectrum* da TSO (abaixo a direita, em s^{-2}).

De acordo com a Figura 4.44 o espectro de energia da TSO apresenta um pico significativo de energia em torno da escala intrasazonal de 43 dias em 01jul01, confirmando a existência de um sistema convectivo na região do oceano Índico para esta data. Portanto, o WPS da Figura 4.44 mostra que o modelo numérico conseguiu representar um evento da OMJ na região de controle INDI, o qual apresenta energia intrasazonal da ordem de $0,47 \times 10^{-10} s^{-2}$ (metade do valor observado) no campo da divergência em altos níveis.

Figura 4.44 - Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle INDI para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle INDI (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 a 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

4.3.2.3.2 DIV850mb – região de controle INDI

O WPS da Figura 4.45 mostra que o dia 01jul2001 apresenta um pico significativo de energia na escala de 32 dias para a divergência em 850 mb, com um GWS da ordem de $0,05 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ – energia com cerca de $0,42 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ menor que a divergência em 200 mb. Todavia, esta variabilidade está associada a anomalias negativas da série temporal, indicando que a divergência em 200 mb está completamente fora de fase da divergência em 850 mb, porém não sendo possível quantificar esta diferença de fase para os dois níveis. Sendo assim, o uso da TCO e da TCR para quantificar a fase entre a divergência em 200 mb e 850 mb e o grau de coerência entre ambos os níveis é bastante viável.

Figura 4.45 - Idem à Figura 4.44, mas para a divergência em 850 mb.

4.3.2.3.3 Pressão ao Nível Médio do Mar – região de controle INDI

A Figura 4.46 mostra o WPS (abaixo a esquerda, em mb^2) para a Pressão ao Nível Médio do Mar, onde é possível detectar um pico significativo de energia em 02jul01 – apresentando energia máxima na escala de 43 dias da ordem de $1,3 \times 10^4 \text{ mb}^2$. O pico de energia está associado a um valor negativo no campo de pressão de superfície, e possivelmente está associado à convergência em baixos níveis da atmosfera.

Figura 4.46 - Idem à Figura 4.45, mas para a PNM.

Evidências do sinal intrasazonal da OMJ na região da ZCAS, em função do evento de 01 julho de 2001 são investigadas. Para tanto, foi aplicado a TSO no campo da divergência em 200 mb filtrada média nas regiões de controle ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3. Todavia, tanto a região de controle ZCAS1 quanto a ZCAS3, não apresentaram nenhuma evidência significativa que pudesse ser interpretada com uma resposta remota ao evento da OMJ de 01jul2001. Por este motivo, apenas a região da ZCAS2 na grade 3 será discutida com este propósito – para uma eventual consulta, detalhes da TSO nas regiões de controle ZCAS1 (g1, g2 e g3), ZCAS2 (g1 e g2) e ZCAS3 (g1, g2 e g3) encontram-se no apêndice 4.5.

A Tabela 4.5 mostra os valores para o GWS nas regiões de controle ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3 com relação aos aninhamentos de grades e para a escala intrasazonal de 43 dias.

REGIÃO/GRADE	ENERGIA (GWS)
ZCAS1 / GRADE 1	$0,28 \times 10^{-10}$
ZCAS1 / GRADE 2	$0,35 \times 10^{-10}$
ZCAS1 / GRADE 3	$0,38 \times 10^{-10}$
ZCAS2 / GRADE 1	$0,29 \times 10^{-10}$
ZCAS2 / GRADE 2	$0,33 \times 10^{-10}$
ZCAS2 / GRADE 3	$0,34 \times 10^{-10}$
ZCAS3 / GRADE 1	$0,44 \times 10^{-10}$
ZCAS3 / GRADE 2	$0,52 \times 10^{-10}$
ZCAS3 / GRADE 3	$0,58 \times 10^{-10}$

Tabela 4.5 - *Global Wavelets Spectrum* da divergência em 200 mb do expr8 para a região de controle ZCAS, nas grades 1, 2 e 3 – valores são referentes à escala de 43 dias. Unidade em s^{-2} .

De acordo com a Tabela 4.5, é possível observar que a energia espectral intrasazonal disponível para cada região ZCAS aumentou significativamente com o aumento da resolução espacial, ou seja, com o número de aninhamentos de grades. Em negrito, destacam-se os valores numéricos de maior energia para a grade 3 das regiões de controle ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3, respectivamente. Apesar da região de controle ZCAS3 (g3) deter a maior energia na escala de tempo intrasazonal, não apresentou nenhuma evidência de uma possível resposta remota ao evento da OMJ de 01jul2001.

Por fim, um comparativo entre a energia intrasazonal disponível para cada região de controle ZCAS na grade 3 mostra que a energia apresentada na ZCAS3 ($0,58 \times 10^{-10} s^{-2}$) é maior que a energia da ZCAS1 ($0,38 \times 10^{-10} s^{-2}$) e a energia disponível na ZCAS2 ($0,34 \times 10^{-10} s^{-2}$) é menor que as duas últimas.

4.3.2.3.4 DIV200mb – região de controle ZCAS2 (g3)

Pelos motivos descritos anteriormente, optou-se por apresentar apenas a TSO da divergência do vento em 200 mb na região de controle ZCAS2 para o aninhamento da grade 3 do experimento 8 – vide Tabela 4.4.

A inversão do sinal intrasazonal na região de controle INDI (Figura 4.42) levou aproximadamente 30 dias, todavia, o sinal de atividade convectiva na região da ZCAS2 apareceu no $lag=+26$, ou seja, 4 dias antes da mudança de fase no oceano Índico. Dessa forma, espera-se que o WPS da ZCAS2 apresente um sinal intrasazonal a partir de 26jul2001. De fato, a série temporal padronizada da divergência em 200 mb (Figura 4.47 – acima, adimensional) mostra um pico em 26 de julho de 2001, e o WPS (abaixo a esquerda, em s^{-2}) corrobora apresentando picos de energia espectral intrasazonal para a mesma data. O GWS apresenta energia máxima na escala de 32 dias da ordem de $0,35 \times 10^{-10} s^{-2}$ e na escala de 43 dias da ordem de $0,34 \times 10^{-10} s^{-2}$.

Em resumo, a energia espectral intrasazonal da divergência em 200 mb na região de controle ZCAS2 para a escala de 43 dias – apresentada na parte observacional (Figura 4.26), é da ordem de $0,42 \times 10^{-10} s^{-2}$, apresentando uma diferença positiva de $0,08 \times 10^{-10} s^{-2}$ em relação ao valor numérico obtido com o expr8 (Figura 4.47). Isto implica que o modelo numérico foi capaz de reproduzir tanto a resposta remota a um evento da OMJ na região de controle INDI, como também a ordem de grandeza da energia espectral do sinal intrasazonal.

Figura 4.47 – Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle ZCAS2 na grade 3 e para o período de 01mai2001 a 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS2 na grade 3 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

4.3.2.4 GWS da Divergência em 200 mb – expr2

O objetivo chave da Figura 4.48 é mostrar a energia espectral do sinal intrasazonal nas regiões de controle INDI, ZCAS1, ZCAS2 e ZCAS3 obtida com o expr2. A ideia é tentar provar que independentemente do aninhamento de grades no expr8, o modelo numérico foi totalmente capaz de gerar energia espectral na grande escala. Isto elimina a dúvida de uma possível imposição/forçamento do sinal intrasazonal devido ao sucessivo aninhamento de grades. Por outro lado, o apêndice 4.6, mostra a TSO da DIV200mb obtida com o expr9 média na região de controle INDI, onde é possível ver forte variabilidade na energia para a escala de tempo intrasazonal.

De acordo com o apêndice 4.6, as Figuras A4.6.1 a A4.6.3 mostram que existem significativos aumentos da energia espectral intrasazonal na região de controle INDI, com o referido aumento do número de grades aninhadas. Todavia, para a região de controle ZCAS2 (g3) do expr8, a energia espectral intrasazonal disponível para a escala de 43 dias, é da ordem de $0,34 \times 10^{-10} s^{-2}$ – vide Tabela 4.5. De outra forma, o expr2 mostra para a mesma escala temporal e região de controle, energia intrasazonal da ordem de $0,38 \times 10^{-10} s^{-2}$ – vide Figura 4.48c. Tal comparativo entre as energias espectrais dos experimentos 8 e 2 corrobora com o argumento de que o aninhamento de grades é isento na geração do sinal intrasazonal. No entanto, e ao que parece, o refinamento de grades tende a amplificar o sinal intrasazonal à medida que resolução espacial aumenta.

Figura 4.48 - GWS da série temporal padronizada filtrada da divergência em 200 mb obtida com o expr2 média nas seguintes regiões: (a) região de controle INDI (b) região de controle ZCAS1 (c) região de controle ZCAS2 (d) região de controle ZCAS3. Unidade em s^{-2} .

4.3.2.5 Análise Espectral – Transformadas Cruzada e Coerência em Ondaletas

A TCO mostra a covariabilidade no espectro de energia entre duas ST e revela informações sobre a relação de fase entre as mesmas. Por outro lado, a TCR determina o grau de coerência entre as duas ST, mas não necessariamente determina a covariabilidade na energia entre elas. Dessa forma, a TCR ainda pode ser interpretada como a medida da coerência entre duas TSO em tempo-espaço-frequência. O nível de significância estatística da TCR apresentado neste trabalho foi estimado utilizando-se o método de Monte Carlo em 95% de confiança estatística (vide apêndice 3.3).

Os resultados apresentados a seguir com a aplicação da TCO e TCR nas séries temporais da divergência em 200 e 850 mb e Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM), tem por finalidade principal observar a estrutura dinâmica da atmosfera no evento intrasazonal de 01jul2001, como também avaliar o tempo de resposta que um determinado campo geofísico provoca em outro e em que escala de energia isso acontece, ou seja, verificar como algumas variáveis geofísicas interagem entre si em um evento numérico da OMJ, com possíveis consequências remotas na AS (região da ZCAS2).

4.3.2.5.1 DIV200mb *versus* PNM – região de controle INDI

A Figura 4.49a mostra a TCO entre a DIV200mb e a PNM, onde é possível ver alto índice de energia intrasazonal em 01jul2001 nas escalas de 20 a 44 dias, com as duas ST completamente fora de fase. Por outro lado, a TCR (Figura 4.49b) mostra que este resultado é altamente coerente e, implica que a DIV200mb produz baixa pressão em superfície por estar associada à sistemas convectivos.

Figura 4.49 - (a) TCO e (b) TCR das Séries Temporais filtradas de DIV200mb vs. PNM médias na região de controle INDI, para o período de 01mai2001 a 01set2003. O nível de 5% de significância estatística contra o ruído vermelho de fundo é mostrado como um contorno espesso. O cone de influência é representado por um sombreado mais claro. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; DIV200mb conduzindo PNM em 90°, apontando para cima; PNM conduzindo a DIV200mb em 90°, apontando para baixo.

4.3.2.5.2 DIV200mb versus DIV850mb – região de controle INDI

A Figura 4.50a mostra a TCO entre a DIV200mb e a DIV850mb, onde é possível identificar altos valores de energia intrasazonal para 01jul2001 – região avermelhada em torno de 32 dias de período com as setas indicando uma oposição de fase. A covariabilidade na energia espectral entre as duas ST, para esta data, pode ser confirmada pela TCR (Figura 4.50b), com um nível de coerência em torno de 0,9. Valores espectrais similares foram encontrados para a TCO e TCR da divergência em 200 e 850 mb, durante o evento extremo da OMJ de 22dez2002 (Figuras 4.30a e 4.30b, respectivamente).

Figura 4.50 - Idem à Figura 4.49, mas para a DIV200mb (expr8) versus DIV850mb (expr8).

4.3.3 Propagação do Sinal Intrasazonal da DIV200mb para 2001

No subtópico 4.3.2.3 foi detectada a energia na escala intrasazonal das variáveis DIV200mb, DIV850mb e PNM associadas a um evento da OMJ nas regiões de controle INDI e ZCAS2 (apenas DIV200mb). Uma análise do sentido e forma de propagação do campo da divergência em 200 mb em latitudes próximas ao equador, pode elucidar muitas questões, por exemplo, em qual latitude e em que extensão longitudinal a OMJ é mais energeticamente ativa de acordo com os resultados da modelagem numérica?

Para evidenciar especificamente o sinal oscilatório da OMJ, aplicou-se o filtro de *Lanczos* na DIV200mb na banda de 20 – 70 dias para o ano de 2001, pois a investigação do evento extremo de 01jul2001 está dentre os objetivos almejados. Os resultados obtidos foram visualizados em diagramas de *Hovmöller* (longitude versus tempo) em diversas latitudes (4°N, 2°N, equador, 2°S, 4°S).

A Figura 4.51 mostra o sinal oscilatório da OMJ numérica, o qual se propaga longitudinalmente (70°E – 160°E) com bastante intensidade de junho a julho de 2001. Ainda de acordo com a Figura 4.51, nota-se que o sinal é bastante intenso nas latitudes ao norte do equador e tende a perder força em latitudes mais ao sul. Resultados similares foram encontrados com as observações, porém para o período de novembro de 2002 a janeiro de 2003 (vide Figura 4.31).

Figura 4.51 - Diagrama de *Hovmöller* da DIV200mb do expr8 filtrada em 20 – 70 dias para o ano de 2001 nas latitudes 4°N, 2°N, Equador, 2°S e 4°S. Anomalias em s^{-1} .

4.3.4 Evento de ZCAS – resultado numérico do expr8

Assim como na parte observacional, uma análise da energia espectral do sinal intrasazonal da OMJ sobre a região da ZCAS foi realizado. Além disso, torna-se necessário estudar minuciosamente a estrutura espacial e vertical de um evento de ZCAS representado pelo modelo OLAM v3.3, para um posterior comparativo com o modelo conceitual do CPTEC/INPE.

Para tal estudo, o evento numérico de ZCAS foi escolhido levando-se em consideração os seguintes critérios:

1. período do ano – visto que eventos de ZCAS são fenômenos meteorológicos que ocorrem durante a estação de verão no HS, foi desconsiderado o evento intrasazonal do dia 26jul2001 – vide Figura 4.47 (superior);
2. amplitude da energia intrasazonal na região da ZCAS – tendo em vista que o sinal intrasazonal da OMJ sobre a AS serve como disparador/inibidor de eventos de ZCAS, por exemplo, o pico intrasazonal observado de 11jan2003 na região de controle ZCAS2 apresentou amplitude de 2 na escala normalizada – vide Figura 4.26 (superior).

De acordo com os critérios supracitados e, visando validar os resultados com a modelagem numérica da atmosfera, optou-se pelo evento numérico de ZCAS de 13 a 19jan2002. Este por sua vez, apresentou amplitude de 1,8 na escala normalizada – vide Figura A4.5.8 (superior) do apêndice 4.5, onde o pico intrasazonal está destacado com um círculo em vermelho. No entanto, para um comparativo mais direto com as observações, o ideal seria avaliar a estrutura em altos e baixos níveis do pico intrasazonal de 13 a 19jan2003, pois o mesmo apresenta uma amplitude normalizada em torno de 1,9 (vide Figura A4.5.8 (superior), círculo em azul). No entanto, algumas características não ficaram tão bem evidenciadas para este evento numérico, ou seja, o cavado próximo ao NE (em altos níveis) e o movimento anticiclônico sobre o oceano, centrado em aproximadamente 28°S (em baixos níveis), apresentaram baixa similaridade com o observado – características essenciais para definir a estrutura dinâmica de um evento de ZCAS.

4.3.4.1 Análise de Altos e Baixos Níveis – 200 mb e 850 mb

Para os resultados apresentados no subtópico 4.2.4.1, as séries temporais da divergência e das componentes zonal e meridional do vento (linhas de correntes) – em 200 e 850 mb, não foram previamente filtradas na banda intrasazonal. A intenção foi mostrar as características espaciais em altos e baixos níveis da atmosfera, para um evento conceitual de ZCAS do CPTEC/INPE e, não necessariamente, a sua estrutura espacial na escala de tempo intrasazonal. Para

tanto, o mesmo procedimento foi feito para os resultados apresentados com a modelagem numérica (expr8), os quais serão confrontados com as observações – a finalidade é testar a habilidade do modelo OLAM v3.3 em representar o estado atmosférico em um evento de ZCAS determinado pelos critérios anteriormente definidos.

A Figura 4.52a mostra a estrutura espacial média (13jan2002 a 19jan2002) em altos níveis de um evento numérico de ZCAS – linhas de correntes em preto e DIV200mb em fundo colorido. Tendo em vista um comparativo com o modelo conceitual do CPTEC/INPE, algumas considerações específicas podem ser feitas – levando-se em consideração a estrutura espacial em altos e baixos níveis para o mesmo período do ano.

1. a circulação anticiclônica associada à Alta da Bolívia configura-se um pouco a oeste em relação ao seu comparativo observacional (Figura 4.32a);
2. um cavado nos subtrópicos da AS, encontra-se mais ao sul em relação ao seu comparativo observacional (Figura 4.32a);
3. banda de divergência posicionada NO/SE desde o centro-sul da Amazônia, estendendo-se em direção ao Atlântico Sul;
4. um Jato Subtropical de altos níveis, que cruza a AS próximo à 35°S.

Essa configuração em altos níveis dá suporte à organização da banda de convecção profunda típica da ZCAS, a qual apresenta características similares com o modelo conceitual do CPTEC/INPE. Dessa forma, pode-se afirmar que houve boa representação numérica do modelo OLAM v3.3 em relação às análises observacionais em altos níveis da atmosfera e, para o mesmo período do ano de um evento observacional de ZCAS (vide Figura 4.32a).

Figura 4.52 - Estrutura espacial média (13 a 19jan2002) de um evento numérico de ZCAS, onde: (a) altos níveis (200 mb) e (b) baixos níveis (850 mb). Linhas de corrente em preto e divergência em fundo colorido – resultados obtidos com o expr8 (g1).

Nos baixos níveis da atmosfera (Figura 4.52b), uma situação de ZCAS é caracterizada pela convergência de umidade ao longo da orientação NO/SE, a qual é favorecida pelo escoamento oriundo da canalização dos alísios que adentram o continente sul-americano na região tropical, transportando vapor d'água proveniente do oceano Atlântico Equatorial e da bacia Amazônica em direção ao Atlântico Sudoeste. Ainda de acordo com a Figura 4.52b, a Alta Subtropical do Atlântico Sul com seu movimento anticiclônico sobre o oceano, centrado em aproximadamente 28°S, transporta vapor d'água em direção à costa sudeste do Brasil, intensificando a convergência de umidade em baixos níveis – formando o aporte essencial aos altos níveis da atmosfera.

A estrutura baroclínica na região de formação da ZCAS numérica (vide Figura 4.52), mostra que a configuração conjunta em altos (200 mb) e baixos (850 mb) níveis da atmosfera, dá suporte à organização da banda de convecção profunda típica da Zona de Convergência do Atlântico Sul, a qual é concordante com o modelo conceitual do CPTEC/INPE para o mesmo período das observações – vide Figura 4.32.

4.3.4.2 Análise em Funções Ortogonais Empíricas – jan2002

Visando analisar as oscilações na escala intrasazonal na região da ZCAS obtidas com a modelagem numérica em termos da atividade convectiva e do escoamento em baixos níveis, foi aplicada a técnica em Funções Ortogonais Empíricas às variáveis ROL e vento meridional em 850 mb obtidas com o expr8 (previamente filtradas em 20 – 70 dias para janeiro de 2002).

A Figura 4.53 mostra os dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada para janeiro de 2002. Este período foi escolhido porque inclui o episódio numérico de ZCAS sobre a AS – condizente com o período de verão no HS (vide Figura 4.52). A EOF1 representa 45,40% da variância e a EOF2 representa 44,56%, totalizando 89,96% do total da variância explicada. Os demais campos espaciais (não mostrados) explicam 8,25% e 1,71% da variância total para a EOF3 e EOF4, respectivamente. Para o vento meridional em 850 mb a EOF1 representa cerca de 43,55% e a EOF2 representa 42,34%, perfazendo um total de 85,89% do total da variância explicada por estes dois modos de oscilação.

O campo da EOF1 mostra uma forte atividade convectiva sobre o PL (costa oeste da AS), costa oeste da África e supressão da convecção sobre a região do CM/PO e na região da ZCAS (sobre o oceano). Por outro lado, o campo espacial da EOF2 mostra forte atividade convectiva sobre o Continente Marítimo e sobre quase toda AS; todavia, uma forte supressão da atividade convectiva é vista sobre a costa leste do Brasil (e um pouco na região da ZCAS sobre o oceano).

Figura 4.53 - Dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada para janeiro de 2002: **(acima)** EOF1 e **(abaixo)** EOF2. O número entre parênteses abaixo de cada figura é a variância explicada de cada modo – resultados obtidos com o expr8 (g1). Unidade em W/m^2 .

A Figura 4.54 mostra os coeficientes temporais dos campos espaciais de cada EOF apresentada anteriormente, os mesmos indicam a mudança do padrão espacial de cada campo. É possível ver que de 01 a 16jan2002 os coeficientes temporais da EOF1 são negativos, indicando que a região da ZCAS (sobre o oceano) apresenta atividade convectiva para todos estes dias – atingindo seu máximo em 17jan2002. Por outro lado, a partir do dia 18jan2002 o coeficiente temporal da EOF1 passa a apresentar valores positivos, indicando que o padrão espacial na região da ZCAS começa a se inverter, ou seja, inicia o processo de supressão da atividade convectiva.

Funcao do tempo – EOF1

Funcao do tempo – EOF2

Figura 4.54 - Séries temporais dos coeficientes dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada: (acima) EOF1 e (abaixo) EOF2 – resultados obtidos com o expr8. Valores adimensionais.

Da mesma forma que a parte observacional, torna-se necessário a análise do vento meridional em baixos níveis, pois este pode evidenciar a convergência de umidade que serve como aporte à divergência em altos níveis na formação de sistemas convectivos de grande porte. Dessa forma, foi aplicada a técnica em EOF aos dados filtrados de ROL e do vento meridional em 850 mb para a região que abrange a AS (80°W – 20°W; 5°N – 30°S). Para tanto, foi feita a combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade (EOF1 e EOF2) por seus respectivos coeficientes temporais, gerando um modo de variabilidade de maior variância explicada, tanto para a ROL filtrada quanto para o vento meridional filtrado em baixos níveis.

A Figura 4.55 mostra a combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada (cor em fundo) e do vento meridional filtrado em baixos níveis (V850mb – contornos) a cada 2 dias. Do dia 06 ao dia 08jan2002 a ROL indica supressão da atividade convectiva (valores positivos de ROL) sobre grandes extensões da AS. Todavia, forte atividade intrasazonal convectiva (valores negativos de ROL) atua sobre o oceano – próximo a costa sudeste da AS, corroborando com a mudança do padrão espacial da EOF1 por seus coeficientes temporais (vide Figuras 4.53 e 4.54, respectivamente).

A partir do dia 10 de janeiro de 2002, a convergência em baixos níveis começa a ficar mais canalizada na direção NO/SE com leves flutuações negativas no campo de ROL – início da intensificação do aporte de umidade para os altos níveis, fortalecendo o sistema convectivo de grande escala. Para o dia 12jan2002, a intensificação da convergência em baixos níveis provoca o aumento da convecção, com ventos de Norte a leste e ventos de Sul a oeste canalizados na

direção NO/SE – padrão similar é mostrado na parte observacional (Figura 4.35), mas para a ZCAS sobre o oceano.

Do dia 14 a 16 de janeiro é visto um padrão em altos (ROL) e baixos (V850) níveis típico de um evento de ZCAS (mas na escala intrasazonal), ou seja, forte atividade convectiva na direção NO/SE com máxima convergência de umidade em baixos níveis. A partir do dia 18 de janeiro o padrão convectivo na direção NO/SE começa a ficar mais canalizado sobre o continente, com fortes núcleos convectivos. No entanto, a partir do dia 20 de janeiro de 2002, inicia-se o processo de inversão do sinal intrasazonal sobre a região da ZCAS, com forte inibição da atividade convectiva atuando sobre a costa leste do Brasil.

Os resultados mostrados na Figura 4.55 são condizentes com as observações e, dessa forma, mostram a grande habilidade do modelo OLAM v3.3 em representar as condições atmosféricas em baixos níveis (na escala de tempo intrasazonal) para um evento típico de ZCAS – vide Figura 4.52.

Figura 4.55 - Combinação linear dos dois primeiros modos de variabilidade de ROL filtrada (cor em fundo) e do vento meridional filtrado em baixos níveis (V850mb – contornos) a cada 2 dias – resultados obtidos com o expr8. Unidades: ROL em W/m^2 e V850mb em m/s. Valores negativos de ROL (em azul) representam atividade convectiva e valores positivos de ROL (em amarelo) representam supressão da atividade convectiva. Linhas contínuas representam vento de Sul e linhas tracejadas representam vento de Norte.

4.3.5 O Traçado de Raios (*Ray Tracing*)

A teoria do Traçado de Raios (*Ray Tracing*) serve basicamente, para determinar quais regiões do globo – particularmente no HS, apresentam um estado básico propício para a propagação das ondas Barotrópicas de *Rossby*, esta condição atmosférica é muito conhecida como “Guias de Ondas”.

Para a modelagem numérica da atmosfera, a teoria do Traçado de Raios serve para determinar se um determinado modelo numérico consegue representar com destreza ou não, as condições atmosféricas necessárias para a propagação das ondas de *Rossby*. Esta destreza ou habilidade é fundamental para gerar os padrões de teleconexão atmosférica, os quais conectam a região do oceano Índico à América do Sul – entre outras regiões. Para tanto, serão apresentados alguns resultados observacionais e comparativos numéricos do

expr8 para janeiro (verão no HS) e junho (inverno no HS) de 2003. Estes períodos foram escolhidos aleatoriamente, na expectativa do modelo conseguir representar a propagação das ondas de *Rossby* independentemente da escolha de um estado básico previamente determinado – como por exemplo, os períodos que incluem os episódios da OMJ, tanto observacional quanto numérico.

Para obter uma comparação mais detalhada do comportamento do modelo em representar os Guias de Ondas, optou-se pela coordenada de origem dos raios como sendo 20°S/120°W, pois esta se localiza próximo a uma região para a propagação preferencial das ondas de *Rossby* que atingem a AS, tanto no verão Austral quanto para o inverno Austral – conforme resultado numérico de Hoskins & Ambrizzi (1993), e dos padrões médios observados de teleconexão atmosférica (Figuras 2.12 e 2.15, respectivamente).

4.3.5.1 Janeiro Médio de 2003

A Figura 4.56 mostra a trajetória das ondas: (a) 2, (b) 3 e (c) 4 para janeiro médio de 2003, considerando-se tanto o campo de vento zonal médio obtido da Reanálises II do NCEP (linha em vermelho), quanto do expr8 com o modelo OLAM v3.3 (linha em preto). Para o número de onda 2, a energia propaga-se em forma de arco da região fonte para o polo até cerca de 60°S, onde é refletida (latitude de retorno) de volta para o equador cruzando a AS até ser absorvida na região de forte atividade convectiva da ZCAS. Característica similar é vista para o número de onda 3, no entanto, o modelo desloca a energia da onda um pouco a leste da posição vista para o resultado observacional. Para o número de onda 4 – observacional, a energia propaga-se em forma de arco até alcançar a latitude 40°S, onde é refletida para leste até alcançar 30°W e logo após retorna para o equador, sendo absorvida na latitude 10°S. O resultado do modelo para o número de onda 4, mostra que a energia se propagou em forma de arco até a latitude 32°S e em seguida foi rapidamente absorvida em 20°S/90°W.

Figura 4.56 - Traçado de raios para os números de onda: (a) 2 (b) 3 e (c) 4 – fonte em 20°S/120°W. Em vermelho – a trajetória descrita pelos dados das Reanálises II do NCEP. Em preto – a trajetória descrita pela saída do OLAM v3.3 de acordo com o expr8. Trinta interações para o vento zonal em 200 mb para ambos os conjuntos de dados. Em fundo a ROL média de janeiro de 2003, unidade em W/m^2 .

4.3.5.2 Junho Médio de 2003

A Figura 4.57 mostra a trajetória das ondas: (a) 2, (b) 3 e (c) 4 para junho médio de 2003, considerando-se tanto o campo de vento zonal médio obtido da Reanálise II do NCEP quanto do expr8 com o modelo OLAM v3.3.

Para o número de onda 2, a energia da onda gerada pelo modelo numérico consegue acompanhar a propagação da onda observada até a latitude de retorno, em seguida, esta propaga-se alguns graus ao Sul além da latitude crítica e logo é absorvida. Por outro lado, os números de ondas 3 e 4 gerados com a modelagem numérica, apresentam uma boa concordância com a energia das ondas observadas, todavia, o número de onda 4 apresenta um leve deslocamento para oeste em relação a energia da onda observacional.

No tocante aos experimentos numéricos, o OLAM v3.3 conseguiu representar com destreza a propagação da energia das ondas de *Rossby* com números de onda 2 e 3 para janeiro de 2003 e, 3 e 4 para junho de 2003 – Figuras 4.56a, 4.56b e 4.57b, 4.57c, respectivamente.

Figura 4.57 - Idem à Figura 4.56, mas para junho de 2003.

CAPÍTULO 5

A motivação principal para este trabalho foi a necessidade de melhor entender a variabilidade intrasazonal nas regiões dos oceanos Índico e Pacífico Oeste e suas conexões com a América do Sul, em particular sobre a região sudeste do Brasil. Para os resultados apresentados na parte observacional, foram considerados os anos de 2000 a 2007 – totalizando 8 anos de investigações de eventos intrasazonais da Oscilação de Madden-Julian. Além disso, considerações foram feitas sobre a conexão remota entre a região do INDO-PACÍFICO e a AS. Para tanto, análises espectrais e estatísticas foram empregadas no estudo da energética e dos padrões de propagação do sinal intrasazonal da OMJ ao redor do globo terrestre, respectivamente. E para garantir a confiabilidade dos resultados apresentados, testes de significância estatística ao nível de 5% foram empregados. De outra forma, resultados numéricos com um MCGA foram confrontados com as observações e, questionamentos foram feitos acima dos resultados encontrados.

5 Conclusões

Em particular, as observações mostraram que o ano de 2002 apresentou uma maior variabilidade intrasazonal na região do INDO-PACÍFICO associada a eventos da OMJ em relação aos outros anos em análise, tanto para o verão quanto para o inverno no HS. De outra forma, para a modelagem numérica, os anos de 2001/2002 apresentaram maior variabilidade na escala de tempo intrasazonal na região de controle INDI – com forte influência remota na região da AS/ZCAS para o verão de 2002.

Para o estudo de caso observacional de 22dez2002, no $lag=+18$, a análise da correlação entre a mROL (INDI) vs. V200 (em cada ponto de grade), mostrou que a estrutura quadripolar parece dar origem a um padrão PSA-curto que alcança a coordenada $15^{\circ}\text{S } 105^{\circ}\text{W}$, onde há a separação de regiões preferenciais de propagação de ondas para o sul e para o norte. A partir desse ponto, o guia 2 reforça o PSA-curto alcançando a AS e contribuindo para a atividade convectiva na região da ZCAS2 – mostrando que o principal mecanismo

para a interação remota entre a região de controle INDI e a ZCAS2 pode ter sido gerado por uma combinação entre o PSA-curto e o guia preferencial de ondas 2.

O guia preferencial de ondas 2 mostra a entrada de um modo de onda positivo sobre a costa oeste da AS e um modo negativo da onda alcançando a região da ZCAS; todavia, este padrão se inverte totalmente no $lag=+34$, onde já não existe atividade intrasazonal convectiva sobre a AS/ZCAS. As correlações negativas em relação à região da ZCAS mostraram que a fase de onda positiva sobre a AS – oriunda da interação entre o PSA-curto e o guia 2 – do $lag=-4$ ao $lag-2$, parece favorecer a supressão da atividade intrasazonal convectiva sobre a ZCAS na região sudeste do Brasil. Outro aspecto interessante é a junção entre o guia de onda 4 e a propagação preferencial 1, ligando o extremo Sul da África à AS. Estas situações sugerem que a região de controle INDI excita modos de ondas, onde a fase negativa (giro anticiclônico em altos níveis) contribui para a atividade convectiva na região da ZCAS e, de outra forma, a fase positiva (giro ciclônico em altos níveis) tende a favorecer a supressão da atividade convectiva para esta região.

É importante mencionar que o evento do dia 22dez2002 apresentou meia oscilação de 18 dias e um ciclo completo por volta de 34 dias, o que está condizente com uma oscilação intrasazonal do tipo de Madden-Julian. Para este evento extremo, o coeficiente de determinação mostrou que a estrutura quadripolar observada sobre a região do Indo-Pacífico apresenta em média núcleos com $r^2=0,80$. Isto implica dizer que apenas 20% da variância da regressão não depende das variáveis envolvidas (mROL vs. V200), comprovando que a combinação ROL e V200 serve confiavelmente para prever a estrutura quadripolar dinâmica da OMJ – principal geradora de trens de ondas barotrópicas de Rossby, os quais estão intrinsecamente associados aos padrões de teleconexão atmosférica.

Para a modelagem numérica, os resultados sugerem que a variabilidade intrasazonal representada pelo modelo numérico independe da distribuição temporal dos campos de TSM. No entanto, evidências mostram que o sinal modelado será tanto melhor quanto maior a variabilidade da energia intrasazonal no campo de TSM assimilado pelo modelo numérico. Isto pode ser evidenciado pelos resultados do experimento 8 para o ano de 2002, o qual utilizou os campos diários de TSM. Complementarmente, outro fator que deve ser levado

em consideração para a modelagem do sinal intrasazonal é a parametrização profunda de cúmulos. Para a presente pesquisa, e em detrimento à convenção do tipo *Grell*, a parametrização do tipo *Kuo* apresentou maior variabilidade temporal na região de controle INDI para a DIV200mb em todo período analisado – implicando em uma maior variabilidade da atividade convectiva para aquela região, inclusive na escala de tempo intrasazonal.

Sucessivos aninhamentos de grades para melhor resolver os processos de menor escala de tempo – e desta forma melhor representar o sinal intrasazonal da OMJ – sugerem que a energia intrasazonal tende a aumentar significativamente à medida que se aumenta o número de grades aninhadas, ou seja, o sinal aumenta direcionalmente da maior para a menor grade aninhada – seguindo o refinamento de grades.

Para o estudo de caso do evento em 01jul2001, via modelagem numérica da atmosfera, o experimento 8 mostra que foram necessários 30 dias para a OMJ inverter seu padrão na região de controle INDI, e somente após essa inversão foi encontrado atividade convectiva na escala de tempo intrasazonal sobre a região da ZCAS. Isto implica que o OLAM v3.3 superestima o tempo de meio ciclo dessa oscilação e, conseqüentemente, o tempo de resposta sobre a AS, em particular na região da ZCAS2.

Uma estrutura importante em eventos canônicos da OMJ para a geração dos trens de ondas de *Rossby* é o padrão quadripolar em altos níveis sobre a região do INDO-PACÍFICO. De certa forma, o modelo OLAM v3.3 conseguiu representar com destreza este padrão espacial intrínseco aos eventos da OMJ. No entanto, somente 30 dias após o máximo de variabilidade intrasazonal na região de controle INDI, o sinal intrasazonal se inverte sobre a região da ZCAS2 e tem início a atividade convectiva. Cabe ressaltar que este estágio da oscilação foi identificado no *lag*=+18 dos resultados observacionais, e por este motivo pode-se afirmar que o OLAM superestimou o período da oscilação.

Quanto à energética na escala intrasazonal de 43 dias, o WPS do sinal da OMJ na região de controle INDI apresentou energia espectral da ordem de $0,9 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ no campo da divergência em altos níveis para o evento extremo de 22dez2002. Em relação ao seu comparativo numérico, a energia espectral intrasazonal do evento extremo de 01jul2001, também para a escala intrasazonal

de 43 dias, apresentou energia intrasazonal da ordem de $0,47 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ no campo da divergência em altos níveis. Os resultados mostraram que o OLAM v3.3 subestima a energia do sinal intrasazonal na região do oceano Índico em cerca de $0,43 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, quase a metade do valor real observado.

O sinal intrasazonal do evento extremo da OMJ de 22dez2002 alcançou a AS cerca de 18 dias depois e apresentou energia espectral diferente em cada região de controle ZCAS. A energia intrasazonal disponível para a região de controle ZCAS2 ($0,48 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) foi maior que a energia da ZCAS3 ($0,38 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$), enquanto a energia disponível na ZCAS1 ($0,30 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) foi menor que as duas últimas. Isto implica que a região de controle ZCAS2 sofreu maior influência remota da OMJ, evidentemente favorecida pelos padrões de ondas, os quais apresentam modos oscilatórios com a fase negativa da onda preferencialmente sobre a região da ZCAS2.

O experimento 8 com o modelo OLAM v.3.3 também apresentou energia espectral diferenciada para cada região de controle ZCAS – onde a energia espectral intrasazonal disponível para cada região aumentou significativamente com o aumento da resolução espacial. Um comparativo entre a energia intrasazonal disponível para cada região de controle ZCAS na grade 3, mostra que a energia detectada na ZCAS3 ($0,58 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) foi maior que a energia da ZCAS1 ($0,38 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) e a energia disponível na ZCAS2 ($0,34 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) foi menor que as duas últimas. Apesar da região de controle ZCAS3 (g3) deter a maior energia na escala de tempo intrasazonal, não foi encontrada nenhuma evidência de uma possível resposta remota ao evento da OMJ de 01jul2001; todavia, evidências foram encontradas na região de controle ZCAS2 (g3).

Para o evento extremo de 22dez2002, o espectro cruzado entre a DIV200mb e a TSM (Figura 4.28a) mostrou que para a escala de 43 dias, somente 11 dias após o máximo de atividade convectiva na região de controle INDI, ocorreu um pico de anomalia negativa no campo de TSM. Por outro lado, a TCR mostrou que as duas ST são altamente coerentes nas escalas de 32 a 44 dias, apresentado um valor aproximado de 0,9 de coerência ao nível de 5% de significância estatística. Isto implica dizer que a divergência é retroalimentada pelos campos de TSM, e que algum tempo depois esta interação é detectável na superfície do mar – possivelmente pela perda de energia para a convergência em baixos níveis.

Uma informação relevante quando da ocorrência de eventos extremos da OMJ refere-se ao conhecimento da latitude na qual a propagação do sinal oscilatório é mais energeticamente ativa, pois pode ajudar significativamente na previsibilidade dos padrões de teleconexão atmosférica. Para o presente estudo (Figura 4.31), durante o período de novembro de 2002 a janeiro de 2003, o sinal foi bastante intenso nas latitudes ao norte do equador e perdeu força em latitudes mais ao sul. Por outro lado, no período de fevereiro a julho de 2002, o sinal foi muito mais intenso nas latitudes ao sul do equador, talvez associado a valores levemente superiores de TSM, em função da época do ano.

Em contrapartida, os resultados numéricos (Figura 4.51) mostraram que o sinal oscilatório da OMJ se propaga longitudinalmente (70°E – 160°E) com bastante intensidade de junho a julho de 2001. Nota-se que o sinal foi bastante intenso nas latitudes ao norte do equador e perdeu força em latitudes mais ao sul. Estas características foram similares àquelas encontradas com as observações, e comprovam a destreza do modelo OLAM v3.3 em representar a propagação para leste da Oscilação de Madden-Julian independentemente da estação do ano no HS, visto que eventos intrasazonais também são bem ativos no período de inverno Austral.

Até o presente momento foram apresentados resultados relevantes sobre o sinal intrasazonal (observacional e numérico) em termos de variabilidade espacial, sentido de propagação, energia espectral e dos eventuais padrões de teleconexão atmosférica. Estes últimos servem como moduladores remotos da atividade convectiva intrasazonal da OMJ sobre a região da AS/ZCAS, havendo basicamente dependência com o padrão de onda atuando sobre estas regiões, que por sua vez, depende do estado básico da atmosfera.

Em detrimento às características observacionais de um evento conceitual de ZCAS, algumas conclusões podem ser tomadas em relação à modelagem numérica: a estrutura espacial média de 13 a 19jan2002 em altos níveis (Figura 4.52a) apresentou uma circulação anticiclônica associada à Alta da Bolívia, a qual se configurou um pouco a oeste em relação ao seu comparativo observacional (Figura 4.32a); um cavado nos subtrópicos da AS, se formou mais ao sul em relação ao seu comparativo observacional (Figura 4.32a); a banda de divergência posicionada NO/SE desde o centro-sul da Amazônia estendeu-se em direção ao Atlântico Sul; por último, um Jato Subtropical de altos níveis cruzando

a AS, se configurou próximo a 35°S. Todas estas configurações em altos níveis dão suporte à organização da banda de convecção profunda típica da ZCAS, a qual apresentou características similares com o modelo conceitual do CPTEC/INPE.

Nos baixos níveis da atmosfera (Figura 4.52b), uma situação de ZCAS é caracterizada pela convergência de umidade ao longo da orientação NO/SE, a qual é favorecida pelo escoamento oriundo da canalização dos alísios que adentram o continente sul-americano na região tropical, transportando vapor d'água proveniente do oceano Atlântico Equatorial e da bacia Amazônica em direção ao centro-sul da América do Sul e Atlântico Sudoeste.

A estrutura baroclínica na região de formação da ZCAS – via modelagem numérica da atmosfera (vide Figura 4.52), mostra que a configuração conjunta em altos e baixos níveis dá suporte à organização da banda de convecção profunda típica da Zona de Convergência do Atlântico Sul, a qual é concordante com o modelo conceitual do CPTEC/INPE. Os resultados apresentados na Figura 4.55 – padrões espaciais em baixos níveis na escala de tempo intrasazonal, mostraram-se totalmente condizentes com as observações (Figura 4.35) e, dessa forma, comprovam a grande habilidade do modelo OLAM v3.3 em representar as condições atmosféricas em altos e baixos níveis de um evento de conceitual de ZCAS, inclusive na escala de tempo intrasazonal.

Em síntese, o presente trabalho apresentou resultados factíveis, tanto observacionais quanto da modelagem numérica, de que a convecção e o escoamento meridional em baixos níveis associados à ZCAS apresentam variabilidade na escala de tempo intrasazonal. Os resultados apresentados são de grande importância no monitoramento da atividade convectiva na região SE do Brasil associada à ZCAS. De maneira complementar, a metodologia do traçado de raios mostrou que os números de onda 2, 3 e 4 são bem representados pelo MCGA na região tropical, corroborando com a habilidade do modelo numérico em representar o padrão atmosférico do tipo PSA-curto e o guia 2.

Em virtude da complexidade dos processos físicos e dinâmicos abordados em todo este trabalho de pesquisa, levando-se em conta a relevância do tema discutido, foi de grande importância avaliar como um modelo global de previsão numérica do tempo representa um evento extremo na banda intrasazonal. Em geral, se os modelos existentes tratam “bem”, junto com os

padrões mostrados no presente estudo, podem ser usados para alertar a população. Se “não”, há a necessidade de se desenvolver estudos diagnósticos para tentar melhor entender os processos dinâmicos e termodinâmicos associados aos eventos extremos. Dessa forma, o presente capítulo fez uma abordagem das principais conclusões obtidas das observações e com a modelagem numérica da atmosfera, para um evento extremo da Oscilação de Madden-Julian com consequências remotas na região de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

Em síntese, o presente trabalho forneceu evidência observacional de que a convecção – mensurada através da ROLE, e o escoamento meridional em baixos níveis associados à ZCAS apresentam variabilidade na escala de tempo intrasazonal, estas características foram bem representadas pelo modelo OLAM v3.3, o qual mostra que o tipo de parametrização profunda do tipo Cúmulos utilizado, pode depender diretamente do grau de refinamento de grade adotado. Todavia, o modelo numérico não apresentou grandes diferenças na geração do sinal intrasazonal para os diversos campos de TSM assimilados. Os resultados apresentados aqui podem ter importantes implicações em estudos de modelagem numérica e para o monitoramento da atividade convectiva associada à ZCAS durante o período de verão do HS, em particular na região Sudeste do Brasil. Neste caso, ênfase deve ser dada para os padrões atmosféricos gerados pela OMJ, que como visto no presente trabalho, podem servir de catalisador para eventos extremos da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

TRABALHOS FUTUROS

O modelo OLAM v3.3 utilizado para a presente pesquisa, conseguiu representar com destreza muitas das características da Oscilação de Madden-Julian, como também, a estrutura dinâmica em altos e baixos níveis de um evento conceitual de ZCAS, inclusive na escala de tempo intrasazonal. Todavia, algumas melhorias podem ser implementadas para este modelo numérico e, as questões pendentes no presente trabalho, poderão ser melhor abordadas.

1. fechar o cinturão equatorial para os aninhamentos de grades g_1 , g_2 , g_3 , etc: este procedimento possibilitaria testar a conectividade da OMJ em toda a faixa equatorial com uma maior resolução espacial, pois teríamos uma melhor representatividade das ondas Barotrópicas de *Rossby*;
2. acoplar o modelo OLAM v3.3 a um modelo oceânico global via acoplador OASIS (Valcke & Redler, 2006), por exemplo: desta maneira, a influência da variabilidade espaço-temporal da TSM poderia ser melhor avaliada;
3. aplicar o método de separação de fatores (Stein & Alpert, 1993; Freitas e Dias, 2004) aos distintos esquemas de aninhamento: isto poderia verificar a real contribuição dos aninhamentos de grades na geração do sinal intrasazonal da OMJ sobre o Indo-Pacífico e sobre a AS/ZCAS, assim como a possível interação entre eles;
4. procurar evidências de que a ZCAS possa vir a ser uma fonte excitadora de eventos extremos da OMJ na região do Oceano Índico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, S. C. Avaliação do modelo de *Kuo* para a previsão de chuvas e tempestades na região Sul do Brasil: Estudo de casos [Dissertação de Mestrado]. **Universidade Federal de Pelotas – Pelotas**, 2006.
- ALONSO, M. F.; SARAIVA, J. M. B. Comparação entre as versões 4.4 e 5.02 do Modelo Regional Atmosférico (RAMS) para a região Sul do Brasil – **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia (In XIII CBMet)**, Fortaleza, 2004.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H. H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the Austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, pp. 3661-3672, 1995.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 674-701, 1974.
- AVISSAR, R. The Helicopter Observations Platform (HOP) and the Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM): new technologies for environmental studies. **Environmental Engineering Seminar Series – Duke University**, March 12, 2007.
- CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. C. Influências da Variabilidade Intrasazonal sobre a América do Sul em Resultados de uma Simulação Climática com o MCGA CPTEC/COLA – **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia (In XIII CBMet)**, Fortaleza, 2004.
- BAPTISTA, M. A. Modern paradigms for modeling and visualization of environmental systems. In: **Encyclopedia of Physical Science & Technology (3rd ed.)**, R. A. Meyers (ed.) – **Academic Press, New York**, v. 4, p. 155-170, 2001.

BARBOSA, AUGUSTO C. B. Estudo da variabilidade acoplada oceano-atmosfera no Atlântico tropical [Dissertação de Mestrado]. **Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – IAG/USP**, 2007.

BARBOSA, AUGUSTO C. B.; BLITZKOW, D. Ondaletas: histórico e aplicação. Maio de 2008(a). Apostila disponível para *Downloads* em http://www.ptr.poli.usp.br/ltg/FTP/Apostila_Ondaletas_%20MSc.Augusto_Barbosa&Dr.Denizar_Blitzkow.pdf

BARBOSA, AUGUSTO C. B.; BLITZKOW, D. Estudo da variabilidade do nível do rio Solimões: transformada em ondaletas. **Revista Cartográfica**, v. 84, p. 65-79, 2008(b).

BARBOSA, AUGUSTO C. B.; CAMARGO, R. Estudo da variabilidade intrasazonal para o período de 2001 – 2003: uma análise observacional em ondaletas. In: **Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia – CBMet**, São Paulo/SP, 2008.

BERBERY, E. H.; NOGUÉS-PAEGLE, J. Intraseasonal interactions between the tropics and extratropics in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 50, p. 1950-1965, 1993.

BERGMAN, J. W.; HENDON, H. H.; WEICKMANN, K. M. Intraseasonal air-sea interactions at the onset of El Niño. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1702-1719, 2001.

BOLZAN, M. J. A. **Brazilian Journal of Physics**, v. 35, p. 592, 2005.

BRANSTATOR, G. Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 1689-1708, 1983.

- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA DIAS, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in Tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research**, v. 29, p. 1-20, August 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, July 2004.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.
- CAVALCANTI, I. F. A. Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. **Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, São Paulo, 28 set - 2 out, 1992.
- CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. C. Influências da variabilidade intrasazonal sobre a América do Sul em resultados de uma simulação climática com o MCGA CPTEC/COLA. **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, out/2004.
- CAVALCANTI, I. F. A.; ROWNTREE, P. A zona de convergência do Atlântico sul no modelo climático do Hadley Center. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília, 1998.
- CHAO, W. C.; CHEN, B. The role of surface friction in tropical intraseasonal oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 896-904, 2001.
- CHEN, C.; COTTON, W. R. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2951-2977, 1987.
- CUNNINGHAM, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1165-1180, 2006.

DAKSHINAMURTI, J.; KESHAVAMURTY, R. N. On oscillations of period around one month in the Indian summer monsoon. **Indian Journal Meteorological Hydrological Geophysical**, v. 27, p. 201-203, 1976.

DAUBECHIES, I. Ten lectures on wavelets. **Philadelphia, PA: SIAM, CBMS-NSF Regional Conference (Series in Applied Mathematics)**, v. 61, p. 351, 1992.

DUCHON, C. E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 1016-1022, 1979.

EMANUEL, K. A. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2324-2340, 1987.

EMANUEL, K. A.; NEELIN, J. D.; BRETHERTON, C. S. On large-scale circulations in convecting atmospheres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, p. 1111-1143, 1994.

FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Palo Alto, v. 24, p. 395-457, 1992.

FLATAU, M., FLATAU, P. J.; PHOEBUS, P.; NIILER, P. P. The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: the implications for intraseasonal oscillations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 2373-2386, 1997.

FOUFOULA-GEORGIU, E.; KUMAR, P. Wavelets in Geophysics, **Academic Press**, p. 373, 1995.

FREITAS, S. R. Modelagem numérica do transporte e das emissões de gases traço e aerossóis de queimadas no cerrado e floresta tropical da América do Sul [Tese de Doutorado]. **Instituto de Física – Universidade de São Paulo, São Paulo**, v. 40, p. 46, 1999.

- FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: convective parameterizing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 1734-1762, 1980.
- FU, Q.; LIOU, K. N. On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, p. 2139-2156, 1992.
- FU, Q.; LIOU, K. N. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 2008-2025, 1993.
- FU, Q.; WANG, B. Differences of Boreal-summer intraseasonal oscillations simulated in an atmosphere-ocean coupled model and an atmosphere-only model. **Journal of Climate**, v. 17 (6), p. 1263-1271, 2004.
- GAMAGE, N.; BLUMEN, W. Comparative analysis of low-level cold fronts: Wavelets, Fourier and empirical orthogonal function decompositions. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 2867-2878, 1993.
- GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal oscillation in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 780-790, 1991.
- GILL, A. E. Atmosphere-Ocean Dynamics. Int., **Geophysical Series – Academic Press, San Diego, CA**, v. 30, p. 662, 1982.
- GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 447-462, 1980.
- GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by Cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 764-787, 1993.
- GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p. 1693, 2002.

- GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3538-3555, 1995.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 561-566, 2004.
- GU, D.; PHILANDER, S. Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century. **Journal of Climate**, v. 8, p. 864-876, 1995.
- HALL, J. D.; MATTHEWS, A. J.; KAROLY, D. J. The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 2970-2982, 2001.
- HARRINGTON, J. The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus. **PhD. Colorado State University**, 1997.
- HARRISON, D. E.; VECCHI, G. A. Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986-95. **Journal of Climate**, v. 10, p. 3131-3156, 1997.
- HAYASHI, Y. A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating the zonal wind. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 48, p. 140-160, 1970.
- HAYASHI, Y.; GOLDER, D. G. Tropical 40–50 and 25–30 day oscillations appearing in realistic and idealized GFDL climate models and the ECMWF dataset. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 464-494, 1993.
- HAYASHI, Y.; GOLDER, D. G. United mechanisms for the generation of low-and-high frequency tropical waves. Part I: control experiments with moist convective adjustment. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 1262-1276, 1997.

- HENDON, H. H.; GLICK, J. Intraseasonal air-sea interaction in the tropical Indian and Pacific Oceans. **Journal of Climate**, v. 10, p. 647-661, 1997.
- HENDON, H. H.; LIEBMANN, B. A composite study of the onset of the Australian monsoon. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 2227-2240, 1990.
- HENDON, H. H.; SALBY, M. L. The life cycle of the Madden-Julian oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 2225-2237, 1994.
- HENDON, H. H.; ZHANG, C.; GLICK, J. D. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during Austral summer. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2538-2550, 1999.
- HILL, G. E. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 646-673, 1974.
- HOSKINS, B. J. Modeling of transient eddies and their feed-back on the mean flow. **Large-Scale Dynamical Process in the Atmosphere**, Eds., Academic Press, pp. 169-197, 1983.
- HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 1661-1671, 1993.
- HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear responses of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1179-1196, 1981.
- HSU, H.; LIN, S. H. Global teleconnections in the 250 mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, pp. 1169-1190, 1992.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South America Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905-914, 2002.

- JONES, C.; WALISER, D. E.; GAUTIER, C. The influence of the Madden-Julian Oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1057-1072, 1998.
- JONES, C.; WALISER, D. E.; GAUTIER, C. The influence of the Madden-Julian Oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1057-1072, 1998.
- JONES, C.; WEARE, B. C. The role of low-level moisture convergence and ocean latent heat fluxes in the Madden-Julian Oscillation: an observational analysis using ISCCP and ECMWF analyses. **Journal of Climate**, v. 9, p. 3086-3104, 1996.
- KALNAY, E. e colaboradores. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.
- KAROLY, D. J. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 7, p. 111-125, 1983.
- KEMBALL-COOK, S. R.; WEARE, B. C. The onset of convection in the Madden-Julian oscillation. **Journal of Climate**, v. 14, p. 780-793, 2001.
- KESSLER, W. S.; MCPHADEN, M. J.; WEICKMANN, K. M. Forcing of the intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific., **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 613-631, 1995.
- KHAIROUTDINOV, M.; DEMOTT, C. A.; RANDALL, D. A. Evaluation of the simulated interannual and subseasonal variability in an AMIP-style simulation using the CSU Multi-scale Modeling Framework. **Journal of Climate**, v. 21, p. 413-431, 2008.
- KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30–60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1407-1436, 1987.

- KODAMA, Y. M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 71, p. 581-610, 1993.
- KRISHNAMURTI, T. N.; JAYAKUMAR, P. K.; SHENG, J.; SURGI, N.; KUMAR, A. Divergent circulation on the 30 to 50 day time scale. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 364-375, 1985.
- KUMAR, P.; FOUFOULA-GEORGOIU, E. Wavelets analysis for geophysical applications. **Reviews of Geophysics**, v. 35 (4), p. 385-412, 1997.
- KUO, H. L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, p. 40-63, 1965.
- KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 1232-1240, 1974.
- LAU, K. M.; CHAN P. H. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. **Monthly Weather Review**, v. 113 (11), p. 1889-1909, 1985.
- LAU, K. M.; PENG, D. L. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: basic theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 950-972, 1987.
- LAU, K. M.; PHILLIPS, T. J. Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43 (11), p. 1164-1181, 1986.
- LAU, K. M.; SUI, C. H. Mechanisms of short-term sea surface temperature regulation: observations during TOGA COARE. **Journal of Climate**, v. 10, p. 465-472, 1997.

- LAWRENCE, D. M.; WEBSTER, P. J. The Boreal summer intraseasonal oscillation: relationship between northward and eastward movement of convection. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 59, p. 1593-1606, 2002.
- LIEBMANN, B.; HARTMANN, D. L. An observational study of tropical midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41 (23), p. 3333-3350, 1984.
- LIEBMANN, B.; HENDON, H. H.; GLICK, J. D. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian oceans and the Madden-Julian Oscillation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 72, p. 401-411, 1994.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing long wave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275-1277, 1996.
- LINDZEN, R. S. Wave-CISK in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 156-179, 1974.
- LIN, J. L.; KILADIS, G. N.; MAPES, B. E.; WEICKMANN, K. M.; SPERBER, K. R.; LIN, W. Y.; WHEELER, M.; SCHUBERT, S. D.; DEL GENIO, A.; DONNER, L. J.; EMORI, S.; GUEREMY, J. F.; HOURDIN, F.; RASCH, P. J.; ROECKNER, E.; SCINOCCHA, J. F. Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: convective signals. **Journal of Climate**, v. 19, p. 2665-2690, 2006.
- LIN, J. L.; ZHANG, M. H.; MAPES, B. E. Zonal momentum budget of the Madden-Julian Oscillation: the sources and strength of equivalent linear damping. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 2172-2188, 2005.
- LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. **Tellus**, v. XIV, p. 148-172, 1962.

- LUKAS, R.; LINDSTROM, E. The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 3343–3357, 1991.
- MADDEN, R. A. Seasonal variations of the 40–50 day oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 3138-3158, 1986.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 702-708, 1971.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 1109-1123, 1972.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation – A Review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814-837, 1994.
- MAHRER, Y.; PIELKE, R. A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitrage zur Physik der Atmosphere**, v. 50, p. 98-113, 1977.
- MALONEY, E. D.; HARTMANN, D. L. Frictional moisture convergence in a composite life cycle of the Madden-Julian oscillation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2387-2403, 1998.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833-852, 2001.
- MARUYAMA, T. Large scale disturbances in the equatorial lower stratosphere. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 1967.
- MARUYAMA, T. Vertical transport of momentum due to large-scale disturbances in the equatorial lower stratosphere, to appear in **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 1968.

- MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 44, p. 25-42, 1966.
- MATTHEWS, A. J. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, p. 2637-2651, 2000.
- MATTHEWS, A. J. The atmospheric response to observed intraseasonal tropical sea surface temperature anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 31 (14), L14107, doi: 10.1029/2004GL020474, 2004.
- MATTHEWS, A. J.; LANDER, J. Physical and numerical contributions to the structure of Kelvin wave-CISK modes in a spectral transform model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 4050-4058, 1999.
- MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1411-1416, 1985.
- MO, K. C.; HIGGINS, W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581-1596, 1998.
- MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation tracks in southern hemisphere mean basic flows associated to generalized frosts over southern South America. **Atmosfera**, v. 23 (1), p. 25-35, 2010.
- MURAKAMI, T. Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere summer. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 2133-2154, 1987.
- MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. On the 40–50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. Part I: phase propagation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 63, p. 250-271, 1984.

- MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. Transition from the southern to northern hemisphere summer monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1470-1486, 1985.
- MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade intrasazonal e interanual de extremos na precipitação sobre o centro-sul da Amazônia durante o verão Austral. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 29-41, 2006.
- NAKAZAWA, T. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 66, p. 823-839, 1988.
- NEELIN, J. D.; HELD, I. M.; COOK, K. H. Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2341-2348, 1987.
- NOGUÉS-PAEGLE J.; MO K. Transient response of the Southern Hemisphere subtropical jet to tropical forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 1493-1508, 1988.
- NORDEMANN, D. J. R. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, p. 1787, 1998.
- NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling error in the estimation of empirical orthogonal function. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 699-706, 1982.
- NUMAGUTI, A.; HAYASHI, Y. Y. Behaviour of cumulus activity and the structures of circulations in an aqua-planet model. Part I: the structure of the super clusters. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 69, p. 541-561, 1991(a).
- NUMAGUTI, A.; HAYASHI, Y. Y. Behaviour of cumulus activity and the structures of circulations in an aqua-planet model. Part II: eastward-moving planetary scale structure and the intertropical convergence zone. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 69, p. 563-579, 1991(b).

- PARKER, D. E. Equatorial Kelvin waves at 100 millibars. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, p. 116-129, 1973.
- REGION, K.; KIRTMAN, B. P. The impact of air-sea interactions on the simulation of tropical intraseasonal variability. **Journal of Climate**, v. 21, p. 6616-6635, 2008.
- REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W.; An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609-1625, 2002.
- RODRIGUES NETO, C.; ZANANDREA, A.; RAMOS, F. M.; ROSA, R. R.; BOLZAN, M. J. A.; SÁ, L. D. A multiscale analysis from turbulent time series with wavelet transform, **Physica A**, v. 295, p. 215, 2001.
- RUI, H.; WANG, B. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 357-379, 1990.
- SAHA, S.; COAUTHORS. The NCEP Climate Forecast System. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3483-3517, 2006.
- SALBY, M. L.; GARCIA, R. R.; HENDON, H. H. Planetary-scale circulations in the presence of climatological and wave-induced heating. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 2344–2367, 1994.
- SALBY, M. L.; HENDON, H. H. Intraseasonal behaviour of clouds, temperature, and motion in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 2207-2224, 1994.
- SARDESHMUKH, P. D.; HOSKINS, B. J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 45, p. 1228-1251, 1988.

SEO, K. H.; KUMAR, A. The onset and life span of the Madden-Julian Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 94, p. 13-24, doi: 10.1007/s00704-007-0340-2, 2008.

SEO, K. H.; SCHEMM, J. K. E.; WANG, W.; KUMAR, A. The Boreal summer intraseasonal oscillation simulated in the NCEP Climate Forecast System (CFS): the effect of sea surface temperature. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1807-1827, 2007.

SEO, K. H.; WANG, W.; GOTTSCHALCK, J.; ZHANG, Q.; SCHEMM, J. K. E.; HIGGINS, W. R.; KUMAR, A. Evaluation of MJO forecast skill from several statistical and dynamical forecast models. **Journal of Climate**, v. 22, p. 2372-2388, 2009.

SHINODA, T.; HENDON, H. H. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical Pacific and Indian oceans. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2668-2685, 1998.

SHINODA, T.; HENDON, H. H.; GLICK, J. Intraseasonal variability of surface fluxes and sea surface temperature in the tropical western Pacific and Indian oceans. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1685-1702, 1998.

SLINGO, J. M.; BOYLE, J. S.; CERON, J. P.; DIX, M.; DUGAS, B.; EBISUZAKI, W.; FYFE, J.; GREGORY, D.; GUEREMY, J. F.; HACK, J.; HARZALLAH, A.; INNESS, P.; KITO, A.; LAU, W. K. M.; MCAVANEY, B.; MADDEN, R. A.; MATTHEWS, A.; PALMER, T. N.; PARK, C. K.; RANDALL, D.; RENNO, N. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: results from an AMIP diagnostic subproject. **Climate Dynamics**, v. 12, p. 325-357, 1996.

SLINGO, J. M.; MADDEN, R. A. Characteristics of the tropical intraseasonal oscillation in the NCAR community climate model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, p. 1129-1169, 1991.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equation. **Monthly Weather Review**, v. 91 (3), p. 99-164, 1963.

SOUZA, E. B. Variabilidade intrasazonal sobre a Amazônia Oriental e Nordeste brasileiro durante o outono Austral: mecanismos atmosféricos de baixa e alta frequência [Tese Doutorado]. **Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – IAG/USP**, 2003.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

SPERBER, K. R.; SLINGO, J. M.; INNESS, P. M.; LAU, K. M. On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and the GLA and UKMO AMIP simulations. **Climate Dynamics**, v. 13, p. 769-795, 1997.

STAN, C.; KHAIROUTDINOV, M.; DEMOTT, C. A.; KRISHNAMURTHY, V.; STRAUS, D. M.; RANDALL, D. A.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. An ocean-atmosphere climate simulation with an embedded cloud resolving model. **Geophysical Research Letters**, v. 37, L01702, doi: 10.1029/2009GL040822, 2010.

SUI, C. H.; LAU, K. M. Multiscale phenomena in the tropical atmosphere over the western Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 407-430, 1992.

SUI, C. H.; LI, X.; LAU, K. M.; ADAMEC, D. Multiscale air-sea interactions during TOGA COARE. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 448-462, 1997.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2679-2690, 1999.

- TREMBACK, C. J. Numerical simulation of a mesoscale convective complex: model development and numerical results [Ph.D. Dissertation]. Colorado State University, Department of Atmospheric Sciences, Fort Collins, CO 80523, USA. **Atmospheric Science Paper**, n. 465, p. 217, 1990.
- VAN LOON, H.; JENNE, R. L. The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, p. 3846-3855, 1972.
- VERTTELI, M.; HERLEY, C. IEEE Trans. **Signal Processing**. v. 40, p. 2207, 1992.
- WALKO, R. L.; AVISSAR, R. Predicting hurricane landfall location and timing with the Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM). **Geophysical Research Abstracts**, v. 8 (04344), 2006.
- WALKO, R. L.; AVISSAR, R. The Ocean–Land–Atmosphere Model (OLAM): formulation and tests of the nonhydrostatic dynamic core. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4045-4062, 2008(a).
- WALKO, R. L.; AVISSAR, R. The Ocean–Land–Atmosphere Model (OLAM): shallow-water tests. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4033-4044, 2008(b).
- WALKO, R. L.; BAND, L.; BARON, J.; KITTEL, F.; LAMMERS, R.; LEE, T.; OJIMA, D.; PIELKE, R.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.; VIDALE, P. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39 (6), p. 931-944, 2000.
- WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 784-812, 1981.
- WALLACE, J. M.; KOUSKY, V. E. Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 25, p. 900-907, 1968.

- WANG, B.; XIE, X. Coupled modes of the warm pool climate system. Part I: the role of air-sea interaction in maintaining Madden-Julian oscillation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2116-2135, 1998.
- WEICKMANN, K. M.; LUSSKY, G. R.; KUTZBACH, J. E. Intraseasonal (30–60 day) fluctuations of outgoing of longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 941-961, 1985.
- 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 (17), p. 2523-2541, 1994.
- WHEELER, M.; KILADIS, G. N. Convectively coupled equatorial waves: analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 374-399, 1999.
- WOOLNOUGH, S. J.; SLINGO, J. M.; HOSKINS, B. J. The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal timescales. **Journal of Climate**, v. 13, p. 2086-2104, 2000.
- WU, M. L. C.; SCHUBERT, S.; HUANG, N. E. The development of the south Asian summer monsoon and the intraseasonal oscillation. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2054-2075, 1999.
- YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 30, p. 611-627, 1973.
- ZAR, J. H. Biostatistical Analysis, Prentice-Hall, **Old Tappan**, N. J., 1999.
- ZHANG, C. Atmospheric intraseasonal variability at the surface in the tropical western Pacific ocean. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 739-758, 1996.

ZHANG, C. Intraseasonal variability of the upper-ocean thermal structure observed at 0° and 165°E. **Journal of Climate**, v. 10, p. 3077-3092, 1997.

ZHANG, C.; HENDON, H. H. Propagating and standing components of the intraseasonal oscillation in tropical convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 741-752, 1997.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, 1998.

APÊNDICES

A2.1 Esquema Zonal dos Distúrbios Causados pela OMJ

Figura A2.1.1 – Representação esquemática no tempo e espaço (plano zonal) das variações dos distúrbios associados com a oscilação de 40–50 dias. As datas são representadas simbolicamente pelas letras à esquerda de cada quadro (MADDEN & JULIAN, 1972).

A3.1 Satélites TRMM/TMI e NOAA/NASA

Figura A3.1.1 – (a) Imagem da órbita do satélite TRMM/TMI tirada da apostila de Oceanografia por satélites. Autores: Paulo S. Polito e Olga T. Sato do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO/USP) e (b) Satélite da NOAA/NASA, 2004 – imagem obtida no seguinte sítio da internet <http://www.sat.cnpm.embrapa.br/satelite/noaa.htm>.

A3.2 O Projeto PIRATA

O *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (Projeto PIRATA) é um programa de Oceanografia operacional elaborado por um grupo de cientistas envolvidos nas atividades do *Climate Variability and Predictability Program* (CLIVAR) e realizado no âmbito de uma cooperação internacional entre o Brasil, França e 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 até mesmo de períodos mais longos.

Este programa foi espelhado no sucesso científico do *Tropical Ocean Global Atmosphere* (TOGA) que instalou no Pacífico Intertropical 70 boias oceanográficas do tipo Atlas, as quais constituem a rede TAO/TRITON. Durante o período de 1997 a 2005, o PIRATA colocou uma rede de boias (também do tipo Atlas) no Atlântico Tropical, com o objetivo principal de coletar dados do oceano e da atmosfera para descrever e compreender a evolução temporal e espacial da

TSM, a estrutura térmica superficial, 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>.

A3.3 Análise em Ondaletas

A análise em ondaletas é feita pela aplicação sucessiva da transformada em ondaletas a diversos valores de k e j , o que representa a decomposição do sinal original da ST em diversas componentes localizadas no tempo e em frequência (período), de acordo com os parâmetros de translação e de escala.

De certa forma, cada tipo de Função Ondaleta-mãe possui uma melhor ou pior localização nos domínios da frequência e/ou do tempo; desta maneira, torna-se necessário a escolha de uma Função Ondaleta-base conveniente, de acordo com o sinal estudado e os objetivos almejados.

Uma grande dúvida que surge na maioria dos iniciantes em aplicações e análises de séries temporais utilizando-se a TO é justamente a questão da escolha da melhor FO para a utilização em seus dados. A resposta para tal pergunta seria a de que não existe uma receita básica a ser seguida, mas de certa forma, algumas recomendações podem ser tomadas:

1. quanto à forma do sinal modulador da FO – esta deve refletir as características do sinal analisado. Para o caso de ST com variações bruscas na frequência, ou em forma de degraus, a FO mais adequada seria a de *Haar* (muito utilizada na análise de sinais de circuitos eletrônicos);
2. para analisar ST com variações um pouco mais suaves – uma FO complexa como a de *Morlet* permite analisar a fase e o módulo do sinal decomposto. Uma outra Função Ondaleta-base para este tipo de sinal seria a do Chapéu Mexicano, pois as características desse tipo

de sinal são geralmente encontradas em sistemas naturais, ou em sistemas geofísicos;

3. caso se deseje estudar mudanças de amplitude e de fase – uma FO complexa seria uma ótima escolha; este tipo de Função Ondaleta-base ajuda a capturar o comportamento oscilatório dos dados (por exemplo, *Morlet*);
4. caso exista a necessidade de sintetizar dados e/ou fazer compressão de sinais – uma escolha ideal seria as FO ortogonais, que representam os sinais de forma mais compacta (por exemplo, a Função Ondaleta-mãe de *Malvar*). De fato, quando da necessidade de uma informação quantitativa sobre um processo, este tipo de Função Ondaleta-base torna-se a melhor escolha (KUMAR & FOUFOULA-GEORGIOU, 1997);
5. caso se deseje um maior refinamento para os dados no tópico 1. acima, as Funções Ondaleta-mãe de *Daubechies* apresentam uma maior capacidade de análise e síntese muito mais efetiva do que as de *Haar*. Isso se deve ao fato de possuírem maior regularidade (suavidade) e estarem muito melhor representadas no espaço das funções quadraticamente integráveis $L^2(\mathbb{R})$;
6. as Funções Ondaletas-mãe de *Gabor* também se mostram populares em aplicações de segmentação de imagens;
7. para uma informação quantitativa sobre um determinado processo, funções-base ortogonais, tornam-se a melhor escolha (KUMAR & FOUFOULA-GEORGIOU, 1997).

Para este trabalho foi aplicado a Função Ondaleta-base ou Função Ondaleta-mãe de “*Morlet*”, a qual possui uma ótima representação de sinais não-estacionários obtidos na natureza, tais como os que foram descritos anteriormente no capítulo de Dados e Metodologia.

A3.3.1 Propriedades de uma Função Ondaleta-mãe

Para que uma função seja denominada de Função Ondaleta-base, ou Função Ondaleta-mãe (FO), representada por ψ_0 , ela deve satisfazer a duas propriedades distintas, descritas a seguir.

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

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t) dt = 0 \quad (\text{A3.3.1})$$

A Equação A3.3.1 assegura que a FO assuma uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de “admissibilidade”. Isto garante a “Transformada Inversa da TO”.

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

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 dt = 1 \quad (\text{A3.3.2})$$

A Equação A3.3.2 assegura que a FO possua suporte compacto, ou seja, um decaimento rápido de amplitude, da literatura inglesa (*e-folding time*), o que garante que a Função Ondaleta-mãe possua uma localização espacial. De um modo geral, as funções denominadas Ondaleta-base possuem a propriedade básica de dupla localização: em frequência e em tempo, com uma relação intrínseca entre elas, arbitrada pelo princípio da incerteza de *Heisenberg*, como mostra a Figura A3.3.1.

Figura A3.3.1 – Relação tempo x frequência – quanto maior a localização temporal, menor será a localização em frequência, e *vice-versa*. A letra *f* representa a frequência e *t* o tempo.

A3.3.2 A Transformada Simples em Ondaletas – TSO

Define-se a TSO de uma série temporal $f(t)$, $t = 1, \dots, N$ com períodos de tempo constantes dt , como sendo a TO aplicada a uma única ST. Esta é definida como a convolução de $f(t)$ com o complexo conjugado da Função Ondaleta-mãe escalada e normalizada.

$$W_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=1}^N f(t) \psi_0^* \left(\frac{t-k}{j} \right) dt \quad (\text{A3.3.3})$$

A Equação A3.3.3 mostra a TSO da função ou série $f(t)$, onde o valor $W_{j,k}(t)$ representa a similaridade entre a FO e $f(t)$, ou seja, quanto maior o valor de $W_{j,k}(t)$, maior será a similaridade entre a função ou série analisada com a Função Ondaleta-mãe, a qual modula o sinal estudado.

A3.3.3 A Função Ondaleta-mãe de Morlet

A FO de *Morlet* é definida da seguinte forma:

$$\psi_0(t) = \pi^{\frac{-1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{\frac{-1}{2}t^2} \quad (\text{A3.3.4})$$

Na Equação A3.3.4 o fator $e^{\frac{-1}{2}t^2}$ é o envelope Gaussiano, ω_0 é uma frequência adimensional (ou seja, o valor que determina a forma do sinal modulador da FO) e t é cada valor da série temporal. Para a Função Ondaleta-base de *Morlet* sugere-se que a frequência de corte ω_0 seja igual a 6 como escolha ótima (este valor foi utilizado para os resultados anteriormente apresentados neste trabalho de Tese) e que também é um valor sugerido por Torrence & Compo (1998) e Grinsted *et al.* (2004), pois fornece um ótimo balanço entre a localização em tempo e frequência.

A3.3.4 A TO da Função Ondaleta-mãe de *Morlet*

A transformada em ondaletas da Função Ondaleta-mãe de Morlet é capaz de decompor e descrever a função $f(t)$ no domínio da frequência, de forma que se possa analisar esta função em diferentes escalas de frequência no tempo.

$$W_{j,k}\left(\frac{t-k}{j}\right) = \frac{\pi^{\frac{-1}{4}}}{\sqrt{j}} \int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t) e^{i\omega_0\left(\frac{k-t}{j}\right)} e^{-1/2\left(\frac{t-k}{j}\right)^2} dt \quad (\text{A3.3.5})$$

A Equação A3.3.5 mostra a TSO da função ou série $f(t)$, utilizando-se a FO de *Morlet*. É importante notar que foi aplicado o complexo conjugado da função $\psi_0(t)$ possibilitando assim a utilização de uma propriedade que relaciona a convolução e a Transformada de Fourier (TF) – entre $f(t)$ e a exponencial (BARBOSA e BLITZKOW, 2008a). Assim, a TO pode ser interpretada como consecutivos filtros passa-banda aplicados à série temporal onde a escala é linearmente relacionada com o período do filtro (GRINSTED *et al.*, 2004).

A3.3.5 O Espectro de Energia da TSO

Define-se a energia da Transformada Simples em Ondaletas na forma contínua como $|W_n^X(s)|^2$. O argumento complexo da Equação A3.3.5, ou seja, a exponencial pode ser interpretada como a fase local. Uma importante observação é que devido a TSO 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 (COI); em que os efeitos de borda podem ser desprezados.

Para a significância estatística de um pico de energia no espectro da TSO, pode-se utilizar a “hipótese nula” onde se considera que o sinal é gerado por um processo estacionário com dado “Espectro de Energia de Fundo (P_k)”.

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{|1 - \alpha e^{-2i\pi k}|^2} \quad (\text{A3.3.6})$$

onde α é definido por:

$$\alpha = \frac{(\alpha_1 - \sqrt{\alpha_2})}{2} \quad (\text{A3.3.7})$$

sendo que α_1 e α_2 são as autocorrelações da ST com defasagens *lag-1* e *lag-2*, respectivamente.

A Equação A3.3.6 mostra a forma de se calcular o espectro da energia de fundo do ruído vermelho em função da autocorrelação da série temporal analisada. Nesta equação $k = 0, 1, \dots, N/2$ são os índices das bandas de frequências de Fourier f_k , com $f_k = k/(ndt)$, sendo que dt é o intervalo de amostragem da série temporal. O valor de k igual a $N/2$ refere-se ao valor da maior frequência possível encontrada na série (frequência de *Nyquist*). O nível de confiança estatística de 95% no espectro de energia da TSO – chamado de *Wavelets Power Spectrum* (WPS), implica em dizer que esta energia tem que ser aproximadamente 3 vezes maior que o correspondente espectro de fundo de ruído vermelho (P_k) para ser considerada estatisticamente significativa.

A3.3.6 A Transformada Cruzada em Ondaletas – TCO

A TCO mostra a covariabilidade da energia entre duas ST e revela informações sobre a relação entre as fases das mesmas. Como na análise de Fourier, o espectro de energia da TSO pode ser ampliado para analisar duas séries temporais X_n e Y_n simultaneamente. Assim, é possível definir a TCO

dessas duas séries como $W^{XY} = W^X W^{Y*}$, onde o asterisco (*) como anteriormente, denota o complexo conjugado da série Y; além disso, define-se o espectro cruzado de energia das duas séries temporais como sendo $|W^{XY}|$. A distribuição teórica do espectro cruzado de potência de duas séries temporais com espectro de energia de fundo P_k^X e P_k^Y é definido em Torrence & Compo (1998) como sendo:

$$D\left(\frac{|W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X\sigma_Y} < P\right) = \frac{Z_v(P)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (\text{A3.3.8})$$

onde $Z_v(P)$ é o nível de confiança associado com a probabilidade P para uma “*Probability Density Function*” definida pela raiz quadrada do produto de duas distribuições χ^2 (Qui-quadrado). Por exemplo, os 5% do nível de significância estatística utilizados para o cálculo do espectro cruzado da TCO utiliza $Z_2(P) = 3,999$. O valor $v = 2$ é devido a FO utilizada (*Morlet*) ser de natureza complexa, caso fosse real seria igual a 1.

A3.3.7 A Transformada Coerência em Ondaletas – TCR

A TCR mostra como o próprio nome sugere, o grau de coerência entre duas séries temporais, não necessariamente determina a covariabilidade na energia entre elas. A TCR ainda pode ser interpretada como a medida da coerência entre duas TSO em tempo-frequência-espço. Para o caso de duas séries temporais, esta explica quanto da variabilidade de uma determinada variável pode ser explicada pela variabilidade da outra.

De acordo com Torrence & Webster (1999), pode-se definir a TCR entre duas séries temporais X e Y como sendo:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)} \quad (\text{A3.3.9})$$

onde S é o operador de suavização. Note-se que a Equação A3.3.9 é uma expressão semelhante ao tradicional coeficiente de determinação (Correlação de *Pearson* ao quadrado); ou seja, o quanto da variância total é comum aos

elementos que constituem os dois conjuntos de dados. Assim, é útil pensar em TCR como sendo também a medida do coeficiente de correlação localizado em tempo–frequência–espaço.

O nível de confiança estatística da TCR é estimado utilizando-se o método de Monte Carlo em 95% (descrito em detalhes no final do apêndice 3.3). Dessa forma, a linha preta contínua em forma de arco no WPS chama-se cone de influência e os períodos fora do mesmo devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística. O contorno em preto no WPS (dentro do COI) em regiões com índices significativos de energia indica os 95% de confiança estatística, assumindo o ruído vermelho de fundo definido pela variância e o número de pontos da série temporal original.

A3.3.7.1 O Ângulo de Fase

O conhecimento da diferença de fase entre duas séries temporais é de grande importância para quantificar e qualificar a relação entre elas em termos da propagação de seus ciclos de oscilação. Para isso, é necessário estimar a média e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as séries, o que significa usar a média circular da fase sobre regiões com significância estatística maior que 5% e, que estejam fora do COI, o que quantificará a relação de fase. Entenda-se que 5% de significância estatística equivalem a 95% de confiança estatística.

A média circular, ou ângulo médio, de um conjunto de ângulos a_i , $i = 1 \dots n$ é definido de acordo com Zar (1999) da seguinte forma:

$$a_m = \arctan 2(X, Y) \quad (\text{A3.3.10})$$

onde os valores de X e Y são determinados de acordo com a Equação A3.3.11 e Equação A3.3.12 respectivamente, para cada valor de a_i .

$$X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i) \quad (\text{A3.3.11})$$

$$Y = \sum_{i=1}^n \text{sen}(a_i) \quad (\text{A3.3.12})$$

A3.3.7.2 Interpretação dos Vetores de Fase

Tanto na TCO, quanto na TCR pode-se ver a relação de fase entre as variáveis analisadas, através de vetores que determinam o atraso temporal de resposta de uma série em relação à outra, ou simplesmente, a relação de fase entre ambas. Existem várias possibilidades de representação destes vetores de fase e que podem mostrar perfeitamente interações entre duas grandezas físicas como também a forma de oscilação entre elas.

Em virtude do que se comentou no parágrafo anterior, 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. Assim, para uma completa interpretação da diferença de fase entre as séries analisadas, deve-se seguir o diagrama da Figura A3.3.2 que mostra a forma de orientação dos vetores de fase entre duas séries temporais, quando da aplicação da TCO e TCR. Uma observação importante é a de que se deve saber qual série temporal é processada primeiramente, para que seja válido o esquema da figura ilustrativa. Esta atenção deve ser tomada quando da construção dos espectros cruzados.

Figura A3.3.2 – Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais. Para baixo – Série 2 avançada em relação a Série 1. Para cima – Série 1 avançada em relação a Série 2.

O significado dos ângulos de fase relativos aos indicadores numéricos da Figura A3.3.2 são os seguintes:

1. série 1 e Série 2 completamente em fase;
2. série 2 avançada 45° da Série 1. A Série 1 responde em $1/8$ do período;
3. série 2 avançada 90° da Série 1. A Série 1 responde em $1/4$ do período;
4. série 2 avançada 135° da Série 1. A Série 1 responde em $3/8$ do período;
5. série 1 e Série 2 estão em fase completamente opostas;
6. série 2 defasada 225° da Série 1, ou a Série 1 avançada 135° da Série 2. A Série 2 responde com $3/8$ do período;
7. série 2 defasada 90° da Série 1. A Série 2 responde em $1/4$ do período;
8. série 2 defasada 45° da Série 1. A Série 2 responde em $1/8$ do período.

A3.3.7.3 O Método de Monte Carlo

Método estatístico utilizado em simulações estocásticas com diversas aplicações em áreas como a Física, Matemática e Biologia. Esse método é uma forma de resolver problemas usando números aleatórios e o mesmo explora as propriedades estatísticas destes números para assegurar que o resultado correto é computado. Para resolver um problema através do método de Monte Carlo é usado uma série de tentativas aleatórias, onde a precisão do resultado final depende em geral do número de tentativas. Esse equilíbrio entre a precisão do resultado e o tempo de computação é uma característica extremamente útil dos Métodos de Monte Carlo, e estes têm sido utilizados há bastante tempo como forma de obter aproximações numéricas de funções complexas. O mesmo 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, onde a idéia básica do método é escrever a integral que se deseja calcular como um valor esperado.

O nome "Monte Carlo" surgiu durante o projeto *Manhattan* durante a II Guerra Mundial. No projeto de construção da bomba atômica, *Ulam*, *von Neumann* e *Fermi* consideraram a possibilidade de utilizar o método, que envolvia a simulação direta de problemas de natureza probabilística relacionados com o coeficiente de difusão do Neutro em certos materiais. Apesar de ter despertado a

atenção desses cientistas em 1948; a lógica do método já era conhecida há bastante tempo. Por exemplo, existe um registro de um artigo escrito por *Lord Kelvin* dezenas de anos antes que já utilizava técnicas de Monte Carlo em uma discussão das equações de *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 , $\text{prob}(A(x = \text{SIM})) \geq \frac{1}{2}$ 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 ε , tal que, para toda instância x de F . $\text{prob}(A(x) = F(x)) \geq \frac{1}{2} + \varepsilon$.

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

A3.4 Estatística Clássica de Dados

Pode-se definir “Nível de Significância Estatística” como sendo o limite que se toma como base para afirmar que certo desvio é decorrente do acaso ou não. Na prática, considera-se satisfatório o limite de 5% de probabilidade de erro, não sendo significativas as diferenças que tiverem uma probabilidade acima desse valor limite.

O nível de 5% de significância estatística deve ser estabelecido antes da realização do experimento e corresponde ao risco que se corre de rejeitar uma

hipótese verdadeira ou rejeitar uma hipótese falsa. A significância de um resultado também é denominada de valor “p” (*p-value*).

O Grau de Liberdade (GL) é definido como o número de valores (classes) de um conjunto de dados menos o número de informações destas classes. Sendo assim, o número de GL para este estudo, pode ser determinado como o número de classes menos um, ou seja, $N - 1$.

Para se testar a variabilidade de um conjunto de dados de certa grandeza física é necessário estabelecer uma hipótese nula e uma alternativa, sendo ambas antagônicas. Este procedimento é geralmente conhecido como “Teste de Hipótese”.

A hipótese “**nula**” é uma hipótese tida como verdadeira até que provas estatísticas indiquem o contrário. É geralmente designada por H_0 e, neste caso, pode ser a afirmação quanto a um parâmetro que expressa certa propriedade do conjunto de dados analisados (por exemplo, média, variância ou Desvio Padrão. Todavia, como é impossível observar toda a extensão de uma série (população), o teste é baseado na observação de uma amostra dela retirada. É frequente que a hipótese nula consista em afirmar que os parâmetros ou características matemáticas de duas ou mais populações são idênticos.

A hipótese “**alternativa**” deve ser contrária, oposta, antagônica à hipótese “nula”. Esta por sua vez é designada por H_1 ou H_a . Note-se que, como as hipóteses são contraditórias, estas não poderão ser simultaneamente verdadeiras. Assim, quando aceita-se a hipótese H_0 rejeita-se a hipótese H_a e vice-versa.

Em geral, quando se deseja estudar o grau de “afinidade” entre duas séries temporais, um método bastante utilizado é o método de *Pearson*. Em estatística descritiva, o coeficiente de correlação de *Pearson* (r) – também chamado de “coeficiente de correlação produto-momento” ou simplesmente de “ r de *Pearson*” – mede o grau da correlação entre as séries temporais entre duas variáveis quaisquer.

Diz-se que existe correlação entre duas séries de dados, quando as alterações sofridas por uma delas são acompanhadas por modificações na outra. Por exemplo, no caso de duas variáveis X e Y verifica-se se aumentos (ou diminuições) em X correspondem a aumentos (ou diminuições) em Y. Dessa

forma, a correlação entre X e Y revela se existe uma relação funcional entre estas duas variáveis analisadas.

A3.4.1 O Coeficiente de Correlação Linear de *Pearson*

Uma forma bastante utilizada para se determinar o coeficiente de correlação linear de *Pearson* (r) é através da razão dos Desvios Padrão (vide Eq. A3.4.8) das duas séries (série X e série Y) da seguinte forma:

$$r = b \left(\frac{\sigma_X}{\sigma_Y} \right) \quad (\text{A3.4.1})$$

onde “b” é o coeficiente angular da reta de regressão linear cuja determinação é feita através do método dos mínimos quadrados, como mostra a equação a seguir:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^N [(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})]}{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (\text{A3.4.2})$$

Na Equação A3.4.2, valores denotados com uma barra superior representam a média das séries temporais, sendo N é o número total de valores das mesmas. Observando a Equação A3.4.1 percebe-se que se não houver correlação entre X e Y, ou seja, se $r = 0$, então $b = 0$ e a reta de regressão será paralela ao eixo dos valores X como mostra a Figura A3.4.1.

Figura A3.4.1 – Reta de regressão linear quando não existe correlação entre as variáveis X e Y, ou seja, quando $r = 0$ então $b = 0$. Fonte: <http://cultura.ufpa.br/dicas/biome/biotestes.htm>.

O coeficiente de correlação linear de *Pearson* varia entre -1 e +1. Portanto, o grau de correlação entre duas séries temporais pode ser interpretado de acordo com a Tabela A3.4.1.

-1	-0,95	-0,50	-0,10	ZERO	+0,10	+0,50	+0,95	+1
Neg.	Neg.	Neg.	Neg.	ausência	Pos.	Pos.	Pos.	Pos.
perfeita	forte	moderada	fraca	---	fraca	moderada	forte	perfeita

Tabela A3.4.1 – Grau de “afinidade” (ou escala de correlação) entre duas séries temporais de acordo com o coeficiente de correlação linear de *Pearson*. Valores adimensionais.

A Tabela A3.4.1 tem a finalidade de mostrar o grau de “afinidade” entre duas séries temporais X e Y em função de seus Desvios Padrão, onde $-1 \leq r \leq +1$. Dessa forma, o módulo de 1 representa uma correlação perfeita (negativa ou positiva) entre as duas variáveis. Todavia, para que não se tenha resultados meramente quantitativos em relação aos mapas espaciais dos valores de r , torna-se extremamente necessária a aplicação de um teste de significância estatística para a validação dos resultados encontrados.

Quando se compara dois conjuntos de dados, o teste de significância determina a probabilidade de eles se originarem ou não da mesma população, ou seja, apresentam variabilidades distintas, mas do mesmo fator natural. Pode-se imaginar que os N pares de valores (X,Y) de duas variáveis constituem uma amostra, proveniente da população de todos os pares possíveis. Como há duas variáveis implicadas, essa população é denominada “bidimensional” e admite-se que ela apresente uma distribuição “normal bidimensional”.

Neste trabalho, os testes de significância estatística aplicados aos mapas de correlação espacial partem da suposição de que as séries temporais em cada ponto de grade são independentes umas das outras. Dessa forma, cada ponto de grade é testado independentemente usando o teste t de *Student* e a transformação Z de *Fisher*. O primeiro teste determina se a correlação existe ou não, e em que grau. O segundo teste tem a finalidade de validar o grau da correlação do primeiro teste, ou seja, determina se o valor de r encontrado é função do acaso ou não, quando existe a correlação.

A3.4.2 O Teste t de *Student* ($P = 5\%$ de significância)

Para determinar a significância estatística considerando-se que a distribuição teórica dos dados é normal, utiliza-se um teste paramétrico como o teste t de *Student*. As hipóteses seguintes são estabelecidas e resumem os processos atinentes:

- $H_0, r = 0$: Hipótese Nula - não existe correlação entre as variáveis X e Y ; e
- $H_a, r \neq 0$: Hipótese Alternativa - existe correlação entre as variáveis X e Y .

Calcula-se t , com $GL = N - 3$ para $P = 5\%$ por meio da seguinte equação:

$$t = r \left[\sqrt{\frac{(N - 3)}{(1 - r^2)}} \right] \quad (\text{A3.4.3})$$

Para o propósito dos resultados apresentados neste trabalho e em virtude das extensas séries temporais utilizadas (de tal forma que o valor de $GL \gg 120$), assume-se GL como sendo infinito. Dessa forma, para o estudo proposto adota-se o t crítico (t_c) para $P = 0,05$ como sendo $t_c(5\%) = 1,96$. Este valor é definido como “valor limiar” para a análise da significância estatística, admitindo-se que a distribuição das séries temporais é normal, ou aproximadamente normal. Dessa forma, para uma distribuição de t (normal) o Desvio Padrão é dado por:

$$\sigma \approx \frac{1}{\sqrt{N - 2}} \quad (\text{A3.4.5})$$

A relação entre os Desvios Padrão das séries temporais filtradas na banda intrasazonal em cada ponto de grade com o valor limiar para uma significância estatística de 5% de uma distribuição de t , fornece um limite crítico para a hipótese nula da correlação $r = 0$. Para o presente estudo, o limite de confiança estatística de 95% é assegurado quando t for maior que $t_{limite(95\%)} = \pm 1,96\sigma$ considerando uma distribuição bilateral para os níveis de confiança.

Dessa forma, quando t calculado for maior que $t_{limite(95\%)}$, pode-se seguramente rejeitar a hipótese “nula” ($b = 0 \Rightarrow r = 0$) e aceitar a hipótese “alternativa” ($b \neq 0 \Rightarrow r \neq 0$), admitindo-se que a variável X está correlacionada positivamente/negativamente com a variável Y em um nível de 5% de significância estatística. De outra forma, quando t calculado for menor que o $t_{limite(95\%)}$, aceita-se a hipótese nula em que as variáveis X e Y não estão correlacionadas.

A3.4.3 A Transformação Z de Fisher (P = 5% de significância)

É importante notar que quando t calculado for maior que $t_{limite(95\%)}$, rejeita-se a hipótese “nula” em que $r = 0$ e aceita-se a hipótese “alternativa” onde $r \neq 0$. Porém isso não garante que o valor encontrado para o coeficiente de correlação seja funcional e ainda mais, que este não seja meramente aleatório. Existindo a correlação, torna-se extremamente necessário verificar se esta possui um significado físico real. Por este motivo é totalmente viável a aplicação de um segundo teste de significância estatística, para verificar se r representa uma relação natural entre a variabilidade de X e a variabilidade de Y e, que esta seja estatisticamente significativa ao nível de 5%.

Uma forma de analisar a significância estatística de r entre duas variáveis é feita através do coeficiente de transformação Z de Fisher, dado pela expressão:

$$Z = \frac{1}{2} \ln \left(\frac{1+r}{1-r} \right) \quad (\text{A3.4.6})$$

para a qual o limite de significância estatística de 5% para o valor de Z é similar ao do teste t de Student, ou seja:

$$Z_{limite(95\%)} = \frac{\pm 1.96}{\sqrt{N-3}} \quad (\text{A3.4.7})$$

o que indica que valores de Z estatisticamente significativos são aqueles onde $Z > Z_{limite(95\%)}$.

A3.4.4 O Coeficiente de Determinação

O coeficiente de determinação é simbolizado por r^2 (vide Eq. A3.4.1) e indica quanto da variabilidade total é comum aos elementos que constituem os pares analisados X e Y. Dessa forma, a qualidade da regressão é determinada por este coeficiente que varia entre zero e um, ou seja, $0 \leq r^2 \leq 1$. Assim, quanto mais próximo da unidade for este coeficiente, tanto maior será a validade da regressão linear. Suponha um caso em que $r^2 = 0,92$ isto implica dizer que apenas 0,08, ou seja, 8% da variância da regressão não depende das variáveis envolvidas.

A3.4.5 O Desvio Padrão

Uma característica importante da “Distribuição Normal” é que, quanto maior a amostragem (como é o caso das longas séries temporais analisadas neste trabalho), mais uniformemente as ocorrências se distribuem à medida que se afastam da média central. A medida dessa uniformidade é chamada de “Desvio Padrão” (DP). Por sua vez, é um valor que quantifica a dispersão dos eventos sob distribuição normal, ou seja, é a raiz quadrada da média das diferenças entre o valor de cada evento e a média central, conforme a Equação A3.4.8. Dessa forma, o DP é a medida de dispersão mais comum em inferência estatística, pois leva em consideração a totalidade dos valores da variável em estudo, o que faz dele um índice de variabilidade bastante instável e, por isso mesmo, o mais geralmente empregado na análise da dispersão de variáveis geofísicas (por exemplo, a ROL).

Para uma variável aleatória X_i , onde i varia de 1 a N e cuja média vale $\bar{X}$, o DP para esta amostra pode ser computado de acordo com:

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(X_i - \bar{X})^2}{(N - 2)}} \quad (\text{A3.4.8})$$

A3.5 Funções Ortogonais Empíricas

Um conjunto de dados a ser analisado, $\mathbf{A}$, possui dimensões $M \times K$, onde M é o número de pontos de grade e K é o número de observações em cada ponto de grade. Após a matriz de anomalias, $\mathbf{A}'$, ter sido calculada, o próximo passo é calcular a matriz de variância-covariância, $\mathbf{S}$. Esta matriz de dimensões $M \times M$, contém a amostra das M variáveis ao longo de sua diagonal, com suas covariâncias fora dos elementos da diagonal. Esta por sua vez, é calculada como:

$$\mathbf{S} = \frac{1}{(M - 1)} \mathbf{A}'^T \mathbf{A}'. \quad (\text{A3.5.1})$$

os autovetores, $\mathbf{e}$, e autovalores, λ , da matriz $\mathbf{S}$ são calculados da seguinte forma:

$$\mathbf{S}\mathbf{e} = \lambda\mathbf{e}. \quad (\text{A3.5.2})$$

os autovetores são ordenados de acordo com o tamanho de seus respectivos autovalores, ou seja, maiores primeiro.

O primeiro autovetor irá descrever o padrão espacial dominante de maior variabilidade em $\mathbf{A}$, com sucessivos autovetores descrevendo uma série de estruturas de variabilidade em ordem de diminuição de significância. Os N_M autovalores explicam a proporção da variância original do conjunto de dados que é explicada por um respectivo autovetor de variância padrão.

Na realidade, o processo de solução para os autovetores envolve uma restrição de ortogonalidade entre sucessivas soluções. Uma vez que o primeiro autovetor tenha sido resolvido, o segundo é então calculado para ser ortogonal a este, com o terceiro ortogonal ao primeiro e ao segundo, e assim sucessivamente. Por conseguinte, este pode ser o caso em que os padrões gerados pelos autovetores possam ser devidos ao uso desta restrição sendo feita, ao invés de realmente representar algum modo fisicamente significativo de variabilidade. Este problema surge quando autovalores sucessivos apresentam magnitudes semelhantes. Dessa forma, um teste é necessário para determinar se autovetores sucessivos têm sido submetidos a este modo de mistura, e se eles podem ser interpretados com alguma credibilidade.

O critério de *North* determina um erro para cada autovalor pela incorporação do número de GL, N , em cada conjunto de dados (NORTH *et al.*, 1982). O valor N contém informação estatística sobre o conjunto de dados e, é calculado pela divisão do tamanho do período dos dados pelo tempo de “decorrelação”. Esse tempo é o tempo que leva para a autocorrelação do modo dominante estudado diminuir até ser estatisticamente indistinguível de zero. No caso das escalas de tempo associadas a eventos da OMJ, este tempo é cerca de um terço de um evento típico da OMJ, ou seja, um tempo de decorrelação de 15 dias para um evento de 45 dias.

O valor erro é usado para julgar se cada autovalor é suficientemente separado dos autovalores adjacentes, isto é calculado da seguinte forma:

$$\Delta\lambda_m \approx \lambda_m \sqrt{\frac{2}{N}}. \quad (\text{A3.5.3})$$

sucessivos autovalores são aceitos serem estatisticamente separados se,

$$|\lambda_m - \lambda_j| > \Delta\lambda_m. \quad (\text{A3.5.4})$$

onde λ_j é o autovalor próximo em valor a λ_m . Se sucessivos autovalores não são tão bem separados por este critério, seus autovetores seriam fatalmente contaminados por uma quantidade de incerteza. É usualmente o caso em que a condução de alguns modos principais de uma análise em EOF sejam separados em modos fisicamente significativos, com os modos seguintes altamente misturadas formando um ruído dissonante.

Os autovetores separados (também referidos como, EOFs) descrevem padrões espaciais de variabilidade que ocorrem no conjunto de dados. O comportamento temporal da magnitude desses padrões durante o período dos dados é representado pelas componentes principais (PCA) de cada EOF. Estes são calculados pela projeção de cada EOF em rotação sobre os dados originais.

$$PC_m = \mathbf{e}_m^T \mathbf{A}' \quad (\text{A3.5.5})$$

O algoritmo produz autovetores que possuem unidade de comprimento, isto é, $\|\mathbf{e}_m\| = 1$. Eles podem ser reescalados pela multiplicação de cada elemento pela raiz quadrada do correspondente autovalor, $\sqrt{\lambda_m}$, fornecendo-lhes unidade interpretável para os valores, como os utilizados para este estudo.

Outro reescalamiento envolve a divisão de cada elemento pela raiz quadrada do correspondente autovalor, os quais conduzem aos PCAs exibindo unidade de variância, de modo que isso é mais prático para comparar-lhes entre si.

PCAs combinadas envolve o mesmo algoritmo como descrito acima com um campo de entrada consistindo de múltiplos conjuntos de dados. Cada conjunto de dados tem seus elementos de pontos de grade divididos pelo seu Desvio Padrão, tendo em vista remover a dependência de unidade. O número P de conjuntos de dados são concatenados juntos para formar a matriz de anomalias $\mathbf{A}'$ com dimensões $PM \times K$. Os autovetores produzidos juntos pela análise, podem então ser separados em P números de entradas originais.

Mais detalhes podem ser encontrados no livro: *Statistical Methods in the Atmospheric Science* – by Daniel S. Wilks; Academic Press 1995, section 9.3.

A3.6 Ondas de Rossby

As ondas de Rossby, denominadas assim por *Carl-Gustaf Rossby* – são oscilações geradas nos fluidos geofísicos (oceano/atmosfera), as quais possuem sua origem definidas de acordo com o princípio da vorticidade potencial. Estas ondas apresentam propagação de fase sempre para oeste, embora sua energia (velocidade de grupo) seja para leste. As ondas de *Rossby* são também referenciadas na literatura como ondas planetárias – por sua vez, estas ondas quando estão na presença de um fluido barotrópico não-viscoso de espessura constante (onde a divergência da velocidade horizontal deve anular-se), conservam sua vorticidade e devem a sua existência à variação do parâmetro de *Coriolis* com a latitude (o chamado efeito *beta*).

Ondas barotrópicas livres de *Rossby* são derivadas de uma solução do tipo onda da equação da vorticidade barotrópica linearizada, ou seja:

$$\frac{D_h(\zeta_g + f)}{Dt} = 0 \quad (\text{A3.6.1})$$

Ao assumir a aproximação do plano *beta*, esta equação fica da seguinte forma:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) * \zeta + \beta v = 0 \quad (\text{A3.6.2})$$

onde $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$.

Por outro lado, assumindo um estado básico zonal com pequenas perturbações em seu campo, têm-se:

$$u = \bar{u} + u'; v = v'; \zeta = \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y} = \zeta' \quad (\text{A3.6.3})$$

Considerando que as componentes de corrente podem ser escritas de acordo com $u' = -\frac{\partial \psi'}{\partial y}$ e $v' = \frac{\partial \psi'}{\partial x}$, tem-se que a perturbação será dada por:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \nabla^2 \psi' + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad (\text{A3.6.4})$$

O passo seguinte é assumir uma solução do tipo onda da seguinte forma:

$$\psi' = \text{Re}[\psi e^{i(kx + ly - \omega t)}] \quad (\text{A3.6.5})$$

onde ω é a frequência angular, k e l são os números de onda na direção zonal e meridional, respectivamente. Substituindo ψ' na Equação A3.6.4, tem-se:

$$(-\omega + k\bar{u})(-k^2 - l^2) + k\beta = 0 \quad (\text{A3.6.6})$$

A relação de dispersão para as ondas barotrópicas de Rossby embebidas em um escoamento que apresenta vento médio zonal $\bar{U}$ é dada por:

$$\omega = \bar{U}k - \frac{\beta_* k}{K^2} \quad (\text{A3.6.7})$$

onde β_* é o gradiente meridional da vorticidade absoluta ($\beta_* = \frac{df}{dy} - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}$) e K é o número de onda total ($K^2 = k^2 + l^2$). Multiplicando-se a Equação A3.6.7 por $1/k$ tem-se:

$$\frac{\omega}{k} = \bar{U} - \frac{\beta_*}{K^2} \quad (\text{A3.6.8})$$

Substituindo a expressão da velocidade de fase relativa da onda ($c = \frac{\omega}{k}$) vem que:

$$c - \bar{U} = -\frac{\beta_*}{K^2} \quad (\text{A3.6.9})$$

Assim, a atividade das ondas no plano movem-se com a velocidade de grupo dada por:

$$\mathbf{c}_{est_g} = (u_g, v_g) = \left[\frac{\partial \omega}{\partial k}, \frac{\partial \omega}{\partial l} \right] = \left(c + \frac{2\beta_* k^2}{K^4}, \frac{2\beta_* kl}{K^4} \right) \quad (\text{A3.6.10})$$

A3.8 Esquemas Numéricos no OLAM – versão 3.3

Os seguintes esquemas numéricos são inerentes ao código fonte do modelo OLAM – versão 3.3, e os quais são utilizados nos principais processos físicos existentes na interação oceano-atmosfera para a representação do sinal intrasazonal da OMJ.

A3.8.1 Parametrização de Convecção Profunda – esquema *Kuo*

A parametrização de convecção profunda de cúmulos originalmente contida no *Regional Modeling System* (RAMS) e por conseguinte uma das parametrizações implementadas no modelo OLAM, segue a linha desenvolvida por Kuo (1965, 1974), descrita em Molinari (1985) e Tremback (1990).

A principal consideração a ser feita sobre o esquema desenvolvido por *Kuo* é que há uma forte correlação entre a precipitação convectiva observada e o total de convergência de vapor d'água em grande escala numa coluna. Estas observações sugerem que a convergência de vapor d'água é uma variável muito útil para parametrizar os efeitos da convecção em modelos de grande escala, e muitas parametrizações *Cumulus* têm sido baseadas na relação entre a chuva convectiva e a convergência de umidade na grande escala. Dessa forma, o esquema é baseado na hipótese do equilíbrio, na qual a convecção ocorre para consumir a instabilidade convectiva fornecida pela grande escala, transportando calor e umidade.

As modificações efetuadas por Tremback (1990), na versão original de Kuo (1974) e, a qual está contida no modelo OLAM, incluem o efeito das correntes descendentes e o cálculo do parâmetro b (fração de convergência de umidade que é armazenada na coluna de convecção), com base na equação da eficiência de precipitação de Fritsch & Chappell (1980):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t_{conv}} = L(1 - b)\pi^{-1}I \frac{Q_1}{\int_{zs}^{zct} Q_1 dz} \quad (\text{A3.8.1})$$

$$\frac{\partial r_T}{\partial t_{conv}} = bI \frac{Q_2}{\int_{zs}^{zct} Q_2 dz} \quad (\text{A3.8.2})$$

onde:

– θ é a temperatura potencial e r_T é a razão de mistura em escala convectiva;

– z_{ct} é a altura do topo da nuvem, dada pelo nível acima do qual a temperatura potencial da adiabática úmida, que passa pelo nível de livre convecção, é menor do que a temperatura potencial do ponto de grade (ambiente);

– I é a quantidade de umidade fornecida pela grande escala à escala convectiva. L é o calor latente de vaporização;

– Q_1 e Q_2 são os perfis verticais de aquecimento e umedecimento, respectivamente.

Q_1 é dado pela diferença entre a temperatura do ambiente e a de um perfil convectivo. Para o cálculo de Q_2 definem-se duas regiões; logo abaixo da base da nuvem, o ambiente é secado com uma razão I e entre a base da nuvem e a superfície, é secado até que fique com um valor de umidade específica constante na coluna.

A eficiência de precipitação é calculada através da formulação de Fritsch & Chappell (1980). Assim, a eficiência é escrita em função do cisalhamento vertical do vento horizontal (CIS), na camada de nuvem, da seguinte forma:

$$CIS = \frac{\Delta V}{\Delta z}; em 10^{-3} s^{-1} \quad (A3.8.3)$$

Se: $CIS < 1,35 \Rightarrow (1 - b) = 0,9$; ou

Se: $CIS > 1,35 \Rightarrow (1 - b) = 1,591 - 0,639CIS + 0,0953CIS^2 - 0,0049CIS^3$

A.3.8.2 Parametrização de Convecção Profunda – esquema *Grell*

A parametrização de *Grell* (GRELL, 1993) consiste em um esquema de fluxo de massa incluindo os efeitos de umedecimento e aquecimento de correntes ascendentes e suas correspondentes correntes descendentes. No entanto, Grell & Dévényi (2002) desenvolveram uma nova parametrização convectiva com múltiplas hipóteses de fechamento. A opção "*ensemble*", é justamente o conjunto dessas hipóteses, mediante técnicas de assimilação que determinam o valor ótimo para a retroalimentação nos modelos tridimensionais.

No esquema de *Grell* há 108 modos diferentes de disparo da convecção, porém, os mais importantes são: a presença de convergência de umidade, instabilidade condicional e *CAPE* acima de 1.500 J/kg. Conceitualmente, tal esquema é muito parecido com a parametrização convectiva de Arakawa & Schubert, 1974, modificações em relação ao esquema Fritsch & Chappell, 1980 foram inclusas recentemente (GRELL & DÉVÉNYI, 2002).

O esquema original usa a função "*Cloud-Work*" usado por Arakawa e Schubert. A variação local da energia cinética total é expressa por:

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_{tot} = A_{tot}(\lambda) m_0(\lambda) - D_{tot}(\lambda) \quad (\text{A3.8.4})$$

onde $m_0(\lambda)$ é o fluxo de massa no nível de origem, $D_{tot}(\lambda)$ é a dissipação total de energia cinética e $A_{tot}(\lambda)$ é a função de trabalho total da nuvem, definida como a medida da eficiência da geração de energia cinética nas correntes ascendentes e descendentes. Um valor positivo de $A_{tot}(\lambda)$ é necessário para a geração de energia cinética das nuvens do tipo λ , portanto, $A_{tot}(\lambda) > 0$ pode ser considerado como um critério generalizado para a instabilidade convectiva.

A atividade convectiva é relacionada com a variação no tempo do parâmetro A , que é escrito pela soma de dois termos, um devido aos processos de grande escala $F(\lambda)$ e outro devido às nuvens.

$$\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} \right]_c + F(A_{tot}(\lambda)) \quad (\text{A3.8.5})$$

$$\left[\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} \right]_c = \int_{\lambda} K(\lambda, \lambda') m_b(\lambda) d\lambda \quad (\text{A3.8.6})$$

onde $m_b(\lambda)$ é o fluxo de massa na base da corrente ascendente e $K(\lambda, \lambda')$ é o *Kernel*. O *Kernel* é uma expressão para a interação entre nuvens (correntes ascendentes e descendentes) e depende de algumas propriedades das nuvens, incluindo o fluxo de massa em cada nível e a taxa de desentranhamento. Esse valor é tipicamente negativo, e é um meio de as nuvens atuarem para estabilizar o ambiente, principalmente através do aquecimento adiabático na subsidência compensatória.

Supondo que a nuvem ocupa uma fração da grade (aproximadamente 1%) em modelos com espaçamento maior que 10 km, esta, não pode ser resolvida explicitamente. Arakawa & Schubert (1974) discutem que no conceito de instabilidade condicional de segunda ordem (CISK), a escala *Cumulus* e os movimentos na escala de um ciclone cooperam mutuamente, as nuvens cúmulos promovem o aquecimento que dirige o ciclone, e o ciclone promove a umidade que mantém as nuvens cúmulos. Há, portanto, a nítida necessidade de esquematizar essa interação entre a subgrade e a grande escala.

O esquema de *Grell* assume que as nuvens convectivas profundas possuem o mesmo tamanho, calculado conforme a taxa de entranhamento na base da nuvem, pela seguinte formulação:

$$\mu_{ue}(z, \lambda) - \mu_{nd}(z, \lambda) = \frac{1}{m_u(z, \lambda)} \frac{\partial m_u(z, \lambda)}{\partial z} \quad (\text{A3.8.7})$$

onde μ_{ue} é a taxa de entranhamento fracional, μ_{nd} é a taxa de desentranhamento fracional (u denota corrente ascendente), e m é o fluxo de massa, onde cada subconjunto é normalizado pelo fluxo de massa na base da nuvem.

A.3.8.3 Parametrização de Convecção Rasa – esquema *Grell*

A importância desse tipo de convecção de nuvens cúmulos, reside na sua influência no balanço de energia e de umidade para a camada limite convectiva. A presença de cúmulos rasos modifica o perfil termodinâmico na baixa troposfera, criando um ambiente mais favorável ao desenvolvimento da convecção profunda (Yanai *et al.*, 1973).

A parametrização de Convecção Rasa de *Grell* faz a manutenção dos campos de temperatura e umidade na baixa troposfera, pois esta retira umidade dos baixos níveis e a transporta para os altos níveis, proporcionando um equilíbrio natural na estrutura termodinâmica da troposfera. Por este motivo, sua utilização para a representação da variabilidade do sinal intrasazonal da OMJ no modelo OLAM, é de extrema importância.

A.3.8.4 Parametrização da Microfísica – nível 3 (*bulk*)

A parametrização de precipitação microfísica presente no modelo OLAM, especifica a complexidade dos processos de mudança de fase que serão utilizados para os cálculos explícitos em cada ponto de grade, simulando todas as mudanças de fase que ocorrem com a água em seus três estados (sólido, líquido e gasoso), incluindo as trocas de calor envolvidas nas mudanças de estado básico.

As seguintes categorias são consideradas:

- fase gasosa: vapor d'água;
- fase líquida: gotículas de nuvem e gotas de chuva;
- fase sólida: gelo primário, neve e agregados;
- fase mista entre líquido e sólido: granizos e pequenos granizos.

A inclusão ou não de cada uma das categorias acima em uma simulação é de escolha do usuário, que define o nível de complexidade da microfísica que será utilizada:

- **Nível 0:** o modelo roda “seco”, sem qualquer consideração de umidade;

- **Nível 1:** é ativada a advecção, difusão e fluxo de água na superfície, mas toda a substância água contida na atmosfera é considerada vapor d'água, mesmo que ocorra supersaturação;
- **Nível 2:** ocorre condensação do vapor d'água em gotículas de nuvem quando a supersaturação é alcançada. A quantidade de vapor d'água que é convertida em água líquida é puramente diagnóstica neste caso. Os efeitos positivos de flutuação do vapor e da água líquida são incluídos na equação do movimento vertical. Nenhum outro tipo de hidrometeoro é considerado;
- **Nível 3:** ativa toda a microfísica. Todos os tipos de hidrometeoros são considerados e o processo de precipitação é incluído.

A microfísica nível 3 é também chamada de *bulk*, pois esta assume que o espalhamento dos hidrometeoros possui a forma de uma função distribuição *gamma*, dada por:

$$n(D) = \frac{N_t}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{D}{D_n}\right)^{\nu-1} \frac{1}{D_n} \exp\left(-\frac{D}{D_n}\right) \quad (\text{A3.8.8})$$

onde N_t é a concentração total de uma dada espécie microfísica, D_n é o diâmetro característico, ν é o parâmetro de forma e descreve a forma do espalhamento da função distribuição. Para os resultados das simulações apresentados neste trabalho, considerou-se $\nu = 4$. Isto significa que um valor baseado em observações será utilizado e que em nosso caso é de $0,3\text{e}+9$ e, o qual é um valor *default* do modelo.

Na parametrização de microfísica do OLAM são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como a colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. As gotículas são consideradas pequenas o suficiente para não precipitarem através da nuvem, enquanto que as outras categorias precipitam. A nucleação direta a partir do vapor d'água só é permitida para gotículas e gelo primário (este último só cresce por deposição). Os agregados são definidos como partículas de

gelo que se formam por colisão e coalescência de gelo primário e neve. Gelo primário, neve e agregados possuem baixa densidade e pequena velocidade de queda, enquanto que pequenos granizos possuem densidade intermediária e forma aproximadamente esférica.

A.3.8.5 Parametrização da Radiação – esquema *Harrington*

Os esquemas que parametrizam estatisticamente a radiação de onda longa e curta presentes na atmosfera são de fundamental importância para os esquemas convectivos, já que a radiação é a energia primária para qualquer processo físico ocorrido no ambiente terrestre.

O modelo OLAM disponibiliza três esquemas de parametrização da radiação de onda longa e curta: fundamentado em Chen & Cotton (1987), Maher & Pielke (1977), Fu & Liou (1992; 1993) e Harrington (1997). Todavia, o esquema de radiação utilizado para o presente trabalho foi o de *Harrington*, por ser amplamente utilizado, e o qual será discorrido a seguir.

No esquema de Harrington (1997) as mudanças no aquecimento radiativo estão relacionadas com as mudanças no diâmetro de núcleos higroscópicos, ou seja, o mesmo leva em conta cada forma de condensado (água da nuvem, chuva, gelo, neve, agregados e granizo), e existe a interação da radiação com o material condensado e com o vapor d'água. Por sua vez, o esquema de transferência radiativa descrito por *Harrington* é bastante flexível para interagir com os vários níveis de microfísica disponíveis no modelo OLAM.

O esquema de parametrização da radiação de *Harrington* é um conjunto numérico de equações independente do tempo, unidimensional azimutal para os fluxos radiativos, o qual é de suma importância para os modelos numéricos de nuvens. Este conjunto de equações são escritas da seguinte forma:

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu)}{d\tau} = I(\tau, \mu) - J(\tau, \mu) - J_0(\tau, \mu, \mu_0) - B_0(\tau, T) \quad (\text{A3.8.9})$$

onde τ é a profundidade óptica, μ é o coseno do ângulo zenital, μ_0 é o coseno do ângulo zenital solar e T é a temperatura local. A função J determina o espalhamento da radiação difusa, J_0 é a função fonte para a radiação solar

espalhada para a componente difusa e B_0 é a função fonte para a Radiação de Onda Longa emitida, estas funções são dadas por:

$$J(\tau, \mu) = \frac{\omega}{2} \int_{-1}^1 I(\tau, \mu') P(\mu, \mu') d\mu' \quad (\text{A3.8.10})$$

$$J_0(\tau, \mu, \mu_0) = \frac{\omega}{4\pi} P(\mu, \mu_0) F_s e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} \quad (\text{A3.8.11})$$

$$B_0(\tau, T) = (1 - \omega) B_\lambda[T(\tau)] \quad (\text{A3.8.12})$$

onde μ é a direção de interesse, μ' é todas as outras direções possíveis, $P(\mu, \mu')$ determina a quantidade de radiação espalhada da direção μ' para a direção μ , $P(\mu, \mu_0)$ determina a quantidade de radiação solar espalhada na direção μ , F_s é o fluxo solar em uma dada banda de frequência, B_λ é a função de *Planck* com um comprimento de onda λ e temperatura T , e ω é o albedo.

A.3.8.6 Parametrização da Turbulência – *Smagorinsky-Lilly-Hill*

A parametrização de Smagorinsky (1963) é uma deformação anisotrópica onde os fluxos turbulentos são parametrizados utilizando a teoria do fluxo-gradiente, geralmente conhecida como Teoria K. Esta teoria possui um fechamento de primeira ordem, na qual os fluxos turbulentos são proporcionais aos gradientes locais da correspondente quantidade média transportada. Nesta parametrização, os fluxos turbulentos de momento ou tensor de *Reynolds*, são expressos por:

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{m_{ij}} (\vec{D})_j \quad (\text{A3.8.13})$$

onde $K_{m_{ij}}$ é o coeficiente de difusividade turbulenta para o momento i na direção j .

A similaridade física apresentada pelo tensor de *Reynolds*

$$\overline{u'_i u'_j} = \overline{u'_j u'_i} \quad (\text{A3.8.14})$$

impõe a igualdade

$$K_{m_{ij}} = K_{m_{ji}} \quad (\text{A3.8.15})$$

e a seguinte expressão para o termo gradiente da quantidade média transportada é obtida:

$$(\vec{D})_j = \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \quad (\text{A3.8.16})$$

onde i, j são as componentes do tensor de deformação média. Os fluxos turbulentos de escalares são expressos de forma análoga, ou seja:

$$\overline{u'_i \phi'} = -K_{\phi_i} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x_i} \quad (\text{A3.8.17})$$

com K_{ϕ_i} sendo o coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar ϕ na direção i .

Na direção vertical, o fluxo turbulento de momento é expresso da seguinte forma:

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mv} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \quad (\text{A3.8.18})$$

com i e/ou $j = 3$ sendo os únicos coeficientes de difusividade de momento na vertical K_{mv} .

Segundo Freitas (1999), os coeficientes de difusividade na vertical possuem correções para a influência de frequência de *Brunt-Vaisala* (HILL, 1974), como também do número de *Richardson* (LILLY, 1962). *Lilly* incluiu no cálculo do coeficiente de difusividade na vertical, uma dependência da estabilidade atmosférica através do gradiente do número de *Richardson*, enquanto que *Hill* modificou a formulação de *Smagorinsky* para incluir a contribuição da convecção na produção de turbulência. Dessa forma, com base nestas formulações, o coeficiente de difusividade de momento vertical foi parametrizado e possui a seguinte forma:

$$K_{mv} = [CSZ(\Delta z)]^2 [|D_v| + H(N)] f(R_i) \quad (\text{A3.8.19})$$

onde CSZ é um coeficiente de ajuste, pré-calibrado, Δz é o espaçamento de grade na direção vertical, o qual é definido como sendo o comprimento de mistura (tamanho do maior turbilhão não resolvido). R_i é o número de *Richardson* gradiente e é dado por:

$$R_i = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{|D_v|^2} \quad (\text{A3.8.20})$$

O termo $|D_v|$ é a magnitude do tensor de deformação na horizontal, dado por:

$$|D_v| = \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{A3.8.21})$$

$H(N)$ é a contribuição da conversão na produção de turbulência, expressa em função da frequência de *Brunt-Vaisala*:

$$N^2 = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (\text{A3.8.22})$$

e é dado por:

$$H(N) = \sqrt{\max[0, N^2]} \quad (\text{A3.8.23})$$

Em resumo, a parametrização da turbulência no modelo OLAM e a qual foi utilizada para a presente pesquisa, segue o esquema usado em Smagorinsky (1963) com modificações de Lilly (1962) e Hill (1974) – como descrito anteriormente, onde a deformação vertical é avaliada a partir do gradiente vertical do vento horizontal e a escala de comprimento vertical é dada pelo produto entre o espaçamento vertical (Δz) e o parâmetro CSZ. Este parâmetro serve como uma constante no cálculo do coeficiente de difusão vertical, o mesmo é usado para o cálculo da escala de comprimento vertical difusiva definida como o produto de CSZ e Δz (vide Capítulo IV – Resultados e Discussões, para os espaçamentos de grades utilizados), sendo que o valor de CSZ usado nas simulações numéricas foi de 0,2.

A.3.8.7 Parametrização do Modelo de Solo/Vegetação – LEAF-3

O *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model* (LEAF) é um sub-modelo do OLAM que avalia a energia e a quantidade de água disponível no globo terrestre e suas interações com a atmosfera. LEAF é uma representação dos aspectos da superfície terrestre, incluindo vegetação, solo, lagos, oceanos e cobertura de neve e a influência de cada um destes sobre os outros e sobre a atmosfera.

O LEAF inclui equações prognósticas para a temperatura e umidade de múltiplas camadas de solo, temperatura da vegetação e das águas superficiais, massa da cobertura de neve e vapor d'água.

Os termos de troca nas equações prognósticas, incluem a troca de energia cinética turbulenta, condução do calor, difusão da água, transpiração vegetal, precipitação e transferência radiativa de ondas longas e curtas.

Uma característica especial do LEAF é a sua capacidade de representar variações características da superfície na escala de subgrades, tais como tipo de vegetação, declividade do terreno, tipo de solo e umidade, ou corpos de água, que geralmente variam consideravelmente ao longo de curtas distâncias horizontais. Isso é feito pela subdivisão de cada grade de superfície em múltiplas subgrades, onde cada subdivisão possui sua própria cobertura de neve e várias

camadas de solo, vegetação e temperatura do ar no topo da vegetação, de tal forma, que as variáveis prognósticos são avaliadas em todas as subdivisões da grade maior. Tendo em vista a necessidade desse tipo de parametrização de solo/vegetação, para as simulações numéricas, o modelo LEAF em sua versão 3 (LEAF-3), utilizado no modelo OLAM segue a descrição de Walko *et. al.*, 2000. Todavia, foram utilizados 11 camadas de solo (-1,00; -0,85; -0,70; -0,60; -0,50; -0,40; -0,30; -0,20; -0,15; -0,10; -0,05) e apenas uma camada de cobertura de neve.

A.4.1 Mapas Espaciais de Correlação de Pearson (r)

mROL versus ROL (região INDI – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.1 – Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e a ROL em cada ponto de grade para o verão de 2002 no HS iniciando no lag=0, com defasagens positivas a cada 2 dias até 40 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes Student & Fisher. Valores adimensionais.

mROL versus V200 (região INDI – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.2 – Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e o V200 em cada ponto de grade para o verão de 2002 no HS iniciando no lag=0, com defasagens positivas a cada 2 dias até 40 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes Student & Fisher. Valores adimensionais.

mROL versus ROL (região PO – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.3 – Idem à Figura 4.1.1, mas para a região de controle PO.

mROL versus V200 (região PO – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.4 – Idem à Figura 4.1.2, mas para a região de controle PO.

mROL versus ROL (região INDI – evento de 08jun2002)

Figura A4.1.5 – Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e a ROL em cada ponto de grade para o inverno de 2002 no HS iniciando no lag=0, com defasagens positivas a cada 2 dias até 40 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes Student & Fisher. Valores adimensionais.

mROL versus V200 (região INDI – evento de 08jun2002)

Figura A4.1.6 – Padrões de correlação entre a média de ROL na região INDI e o V200 em cada ponto de grade para o inverno de 2002 no HS iniciando no lag=0, com defasagens positivas a cada 2 dias até 40 dias que sucedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes Student & Fisher. Valores adimensionais.

mROL versus ROL (região PO – evento de 08jun2002)

Figura A4.1.7 – Idem à Figura 4.1.5, mas para a região de controle PO.

mROL versus V200 (região PO – evento de 08jun2002)

Figura A4.1.8 – Idem à Figura 4.1.6, mas para a região de controle PO.

mROL versus ROL (região ZCAS1 – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.9 – Padrões de correlação entre a média de ROL na região ZCAS1 e a ROL em cada ponto de grade para o verão de 2002 no HS iniciando no lag=0, com defasagens negativas a cada 2 dias até 30 dias que antecedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes Student & Fisher. Valores adimensionais.

mROL versus V200 (região ZCAS1 – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.10 – Padrões de correlação entre a média de ROL na região ZCAS1 e o V200 em cada ponto de grade para o verão de 2002 no HS iniciando no lag=0, com defasagens negativas a cada 2 dias até 30 dias que antecedem o máximo de variabilidade. Contornos são significantes em 5% para ambos os testes Student & Fisher. Valores adimensionais.

mROL versus ROL (região ZCAS2 – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.11 – Idem à Figura 4.1.9, mas para a região de controle ZCAS2.

mROL versus V200 (região ZCAS2 – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.12 – Idem à Figura 4.1.10, mas para a região de controle ZCAS2.

mROL versus ROL (região ZCAS3 – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.13 – Idem à Figura 4.1.9, mas para a região de controle ZCAS3.

mROL versus V200 (região ZCAS3 – evento de 22dez2002)

Figura A4.1.14 – Idem à Figura 4.1.10, mas para a região de controle ZCAS3.

A.4.2 Mapa Espacial de Anomalias de ROL Filtrada – observação

Figura A4.2.1 – Anomalias de ROL filtrada em 22dez2002 (NOAA). Unidade em W/m^2 .

Figura A4.2.2 – Anomalias de ROL filtrada em 08jun2002 (NOAA). Unidade em W/m^2 .

A.4.3 Mapa Espacial de Anomalias ROL Filtrada – numérico

Figura A4.3.1 – Anomalias de ROL filtrada em 01jul2001 para o expr8 (g1). Unidade em W/m².

A.4.4 Sinal Intrasazonal na DIV200mb não Filtrada – observacional (REAN2/NCEP) e numérico (expr8)

Figura A4.4.1 – Série temporal padronizada da divergência do vento em 200 mb da REAN2/NCEP média na região de controle INDI e período de 01mai2001 – 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento média na região de controle INDI (**abaixo a esquerda**, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo a direita**, em s^{-2}).

Figura A4.4.2 – Idem à Figura A4.4.1, mas para o expr8 (g1) com o OLAM v3.3.

A.4.5 TSO da Divergência em 200 mb – EXPR8: região ZCAS

ZCAS1 – g1

Figura A4.5.1 – Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle ZCAS1 na grade 1 e período de 01mai2001 – 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS1 na grade 1 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

ZCAS1 – g2

Figura A4.5.2 – Idem à Figura A4.5.1, mas para a grade 2.

ZCAS1 – g3

Figura A4.5.3 – Idem à Figura A4.5.1, mas para a grade3.

ZCAS2 – g1

Figura A4.5.4 – Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle ZCAS2 na grade 1 e período de 01mai2001 – 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS2 na grade 1 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

ZCAS2 – g2

Figura A4.5.5 – Idem a Figura A4.5.4, mas para a grade 2.

ZCAS3 – g1

Figura A4.5.6 – Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 8 média na região de controle ZCAS3 na grade 1 e período de 01mai2001 – 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por (N-1) da divergência do vento filtrada média na região de controle ZCAS3 na grade 1 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

ZCAS3 – g2

Figura A4.5.7 – Idem à Figura A4.5.6, mas para a grade 2.

ZCAS3 – g3

Figura A4.5.8 – Idem à Figura A4.5.6, mas para a grade 3.

A.4.6 TSO da Divergência em 200 mb – EXPR9: região INDI

INDI – g1

Figura A4.6.1 – Série temporal padronizada filtrada da divergência do vento em 200 mb do experimento 9 média na região de controle INDI na grade 1 e período de 01mai2001 – 01set2003 (**acima**, adimensional). WPS normalizado por $(N-1)$ da divergência do vento filtrada média na região de controle INDI na grade 1 (**abaixo** a esquerda, em s^{-2}) para o período de 01mai2001 – 01set2003. *Global Wavelet Spectrum* da TSO (**abaixo** a direita, em s^{-2}).

INDI – g2

Figura A4.6.2 – Idem à Figura A4.6.1, mas para a grade 2.

INDI – g3

Figura A4.6.3 – Idem à Figura A4.6.2, mas para a grade 3.