



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

**CHUVAS SEVERAS NO RIO DE JANEIRO: AVALIAÇÃO DE INDICADORES  
DOS PROCESSOS FÍSICOS ASSOCIADOS**

FABRICIO POLIFKE DA SILVA

RIO DE JANEIRO

Fevereiro de 2014

CHUVAS SEVERAS NO RIO DE JANEIRO: AVALIAÇÃO DE INDICADORES  
DOS PROCESSOS FÍSICOS ASSOCIADOS

FABRICIO POLIFKE DA SILVA

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

Orientador(es): Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva  
e Wallace Figueiredo Menezes

Rio de Janeiro  
Fevereiro de 2014

CHUVAS SEVERAS NO RIO DE JANEIRO: AVALIAÇÃO DE INDICADORES  
DOS PROCESSOS FÍSICOS ASSOCIADOS

FABRICIO POLIFKE DA SILVA

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

Aprovada por:

---

Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva, D.Sc.

---

Wallace Figueiredo Menezes, D.Sc.

---

Carla Bernadete Madureira Cruz, D.Sc.

---

Edilson Marton, D.Sc.

---

Vanessa Silveira Barreto Carvalho, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

FEVEREIRO DE 2014

POLIFKE DA SILVA, FABRICIO

Chuvas severas no Rio de Janeiro: Avaliação de indicadores dos processos físicos associados/ Fabricio Polifke da Silva - Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2014.

XIV, 155 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva e Wallace Figueiredo Menezes

Dissertação (Mestrado) – PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ  
Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2014.

Referências Bibliográficas: p. 121-145.

1.Chuvas Severas. 2.Indicadores de tempo severo. 3.Modelagem numérica.. I. Justi da Silva, Maria Gertrudes. II. Menezes, Wallace. III. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. IV. Título.

“Porque a loucura de Deus é mais sábia do que a sabedoria humana, e a fraqueza de Deus é mais forte que a força do homem.” (I Coríntios 1:25)

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus pela graça que me foi concedida desde o momento em que tive existência. Agradeço por tantas vezes em me trouxe paz e alegria nos momentos mais difíceis ao longo desta grande jornada chamada vida.

A toda minha família pelo amor, cuidado, carinho e palavras de ânimo que me deram suporte ao sonho de me tornar Meteorologista e hoje estar aqui.

Aos meus orientadores Justi e Wallace por todas as sugestões, correções e ensinamentos ministrados no decorrer desta pesquisa. Grandes professores e profissionais que terei sempre como referência.

Ao meteorologista Vinicius Almeida pelas simulações com o modelo WRF.

A todos os professores do Programa de Pós Graduação em Meteorologia da UFRJ por contribuírem para minha formação.

À grande profissional, chefe e amiga Priscila por todas as “injeções de ânimo”, sugestões e discussões realizadas no decorrer desta pesquisa.

À Thábata e toda equipe do Sistema de Alerta de Cheias do INEA por toda convivência maravilhosa que me foi proporcionada nesses dois últimos anos em que estive inserido no ambiente operacional.

Ao Leonardo e Sophie por todo companheirismo e palavras de ânimos nesses últimos meses.

Ao Wanderson e a todos os amigos que não citei aqui, mas que certamente fizeram parte construtiva durante este último ano.

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

CHUVAS SEVERAS NO RIO DE JANEIRO: AVALIAÇÃO DE INDICADORES  
DOS PROCESSOS FÍSICOS ASSOCIADOS

FABRICIO POLIFKE DA SILVA

FEVEREIRO 2014

Orientadores: Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva

Wallace Figueiredo Menezes

Programa: Meteorologia

A melhoria na previsão de eventos de chuvas severas contribui significativamente no auxílio aos meteorologistas operacionais no que tange o monitoramento ambiental. Este trabalho consiste no estabelecimento de limiares para indicadores atmosféricos nos dias de ocorrência chuvas severas para a cidade do Rio de Janeiro, assim como, análises comparativas dos eventos de chuva severa a casos em que existia a presença dos mesmos sistemas meteorológicos que originaram os eventos de chuva severa encontrados, mas que, no entanto, as mesmas não ocorreram; objetivando encontrar as diferenças das características atmosféricas presentes entre esses distintos eventos como um auxílio para a diminuição dos “alarmes falsos”. Foram considerados como indicadores de tempo severo nessa pesquisa: o índice K, o índice TT, o índice KO, o conteúdo de água precipitável, a taxa de variação vertical de temperatura entre 500 e 700 hPa, a divergência em 300hPa, o movimento vertical em 500 hPa, a energia total de tempestades severas em 500 hPa, a CAPE, o fluxo de energia estática úmida em 850 hPa, o fluxo de energia estática saturada em 850 hPa, a pressão ao nível médio do mar e umidade específica em 850hPa. Através do método de percentis e da continuidade da precipitação aplicados aos acumulados diários e horários de precipitação do banco de dados da Fundação Georio, foram selecionados 15 eventos de chuva severa entre 1997-2008. Aplicou-se a metodologia proposta, através das saídas do modelo WRF, para 15 casos de chuva severa e 15 casos de chuva fraca. Os resultados mostraram que os indicadores divergência em 300 hPa, umidade específica em 850 hPa, energia total das tempestades severas em 500 hPa e água Precipitável são os mais eficientes na identificação das condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de chuvas severas que ocorrem no município do Rio de Janeiro.

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

SEVERE RAINFALL IN RIO DE JANEIRO: ASSESSMENT OF INDICATORS  
PHYSICAL PROCESSES ASSOCIATED  
FABRICIO POLIFKE DA SILVA

FEVEREIRO 2014

Advisors: Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva

Wallace Figueiredo Menezes

Departament: Meteorology

The improvement in the forecast of severe rainfall events contributes significantly in helping operational forecasters with respect to environmental monitoring. This work consists in establishing thresholds for atmospheric indicators in the days of severe rainfall occurrence for the city of Rio de Janeiro, as well as a methodology using statistical tools for comparative analyzes on days that were observed high accumulated rainfall over the city of Rio de Janeiro and days when the weather conditions were favorable for the occurrence of severe rainfall, however, the same did not occur. Are considered indicators of severe weather in this research : K index , index TT , KO index , precipitable water , Rate Variation temperature between 500 and 700hPa , divergence at 300hpa , vertical motion at 500 hPa , total energy of Severe Storms , CAPE , Flow moist Static Energy at 850hPa , Energy Flow Static Saturated at 850hPa, pressure at mean sea level and humidity at 850 hPa . Through the method of percentiles and continuity of rainfall applied to accrued daily and hourly precipitation database Georio Foundation, 15 were selected severe rainfall events between 1997-2008 . We applied the methodology proposed by the WRF model. The results showed that the divergence in 300hpa, specific humidity at 850 hPa, Total Energy of Severe Storm and precipitable water indicators are the most efficient to subsidize meteorologists to subsidize the operational centers in the issuance of warnings of severe rains that may occur in city of Rio de Janeiro.

## ÍNDICE

RESUMO .....	vii
ABSTRACT .....	viii
ÍNDICE .....	ix
LISTA DE FIGURAS .....	xii
LISTA DE TABELAS .....	xviii
LISTA DE SIGLAS .....	xx
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Considerações Iniciais .....	1
1.2 Objetivos gerais .....	8
1.3 Objetivos específicos .....	9
1.4 Estrutura da Dissertação .....	9
CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	10
2.1 Sistemas atmosféricos que originam fortes chuvas .....	10
2.2 Incertezas na Previsão Numérica de Precipitação .....	29
2.3 Uso de indicadores de Tempo Severo para previsão de fortes chuvas .....	33
CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA E DADOS .....	50
3.1 Banco de dados utilizado .....	50
3.2 Escolha e identificação dos casos de chuva severa e fraca .....	50

3.3 Indicadores de tempo severo e modelo numérico WRF .....	51
3.4 Análise espaço-temporal dos indicadores de tempo severo .....	53
3.4.1 Estabelecimento de limiares .....	53
3.4.2 Campos médios .....	53
<b>CAPÍTULO 4 – RESULTADOS .....</b>	<b>63</b>
4.1 Escolha dos eventos de chuva severa .....	63
4.2 Escolha dos eventos de chuva fraca .....	64
4.3 Estabelecimento de limiares para cada indicador de chuva severa .....	65
4.4 Campos médios para cada indicador de chuva severa .....	68
4.4.1 Pressão ao nível Médio do mar (PNMM) .....	68
4.4.2 Índice K .....	72
4.4.3 Índice Total Totals (TT) .....	76
4.4.4 Água precipitável (AP) .....	80
4.4.5 Divergência em 300hPa (DIV) .....	83
4.4.6 Umidade e vento em 850hPa (UMI) .....	87
4.4.7 Energia total das tempestades severas em 500hPa (ETTS) .....	91
4.4.8 Fluxo de energia estática saturada em 850hPa .....	95
4.4.9 Resultados gerais dos campos médios dos indicadores de tempo severo .....	99
4.5 Probabilidade de detecção e alarme falso para os eventos de chuva severa e chuva fraca .....	101

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES .....	109
CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	114
APÊNDICE I: Campos horários da divergência em 300hPa – Estudos de caso.....	139

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 - Evolução temporal do crescimento mundial (1900 a 2011) no número de ocorrências de desastres naturais (Fonte: EM-DAT, 2012). .....1
- Figura 1.2 - Evolução temporal do prejuízo mundial estimado (1900 a 2011) por desastres naturais. (Fonte: EM-DAT, 2012). .....2
- Figura 1.3: Os ingredientes de desastres naturais (Adaptado de ALCÁNTARA AYALA, 2002). ..... 4
- Figura 1.4: Distribuição por continente dos desastres naturais ocorridos no globo (1900-2006). Legenda: IN – Inundação, ES – Escorregamento, TE – Tempestade, SE – Seca, TX – Temperatura Extrema, IF – Incêndio Florestal, VU – Vulcanismo, TR – Terremoto e RE – Ressaca. (Fonte: MARCELINO, 2007). .....5
- Figura 1.5: Número de ocorrência de desastres devido a inundações em 1974-2003. (Fonte: EM-DAT, 2012). ..... 6
- Figura 1.6: Número de ocorrência de desastres devido a deslizamentos em 1974-2003. (Fonte: EM-DAT, 2012). ..... 6
- Figura 1.7: Tipos de desastres ocorridos no Brasil (1900-2006). Legenda: IN – Inundação, ES – Escorregamento, TE – Tempestade, SE – Seca, TX – Temperatura Extrema, IF – Incêndio Florestal, VU – Vulcanismo, TR – Terremoto e RE – Ressaca. (Fonte: MARCELINO (2007)). .....7
- Figura 2.1: Definições de escalas e diferentes fenômenos atmosféricos de acordo com as escalas temporal e espacial segundo ORLANSKI (1975). ..... 14
- Figura 2.2: O (a) estágio cumulus, (b) estágio maduro, e o (c) estágio dissipativo de uma célula convectiva cumulonimbus. .... 17
- Figura 2.3: Média anual de dias com condições favoráveis para tempestades significativamente severas através de sondagens oriundas da reanálise no período de 1980-1990. A cor branca representa locais em que nenhum dos ingredientes atmosféricos para

convecção severa caracterizou condições necessárias para a ocorrência de eventos extremos. .....	36
Figura 3.1: Área sobre a qual foram simulados os eventos de chuva severa. ....	52
Figura 3.2: Tempo de integração para cada caso de chuva analisado. ....	55
Figura 3.3: Início e distribuição da chuva para cada caso analisado dentro do período de integração.....	57
Figura 3.4: Agrupamento das saídas individuais de cada caso simulado pelo modelo para o cálculo das médias para cada indicador começando 12 horas antes do início da chuva. ....	58
Figura 3.5: Agrupamento das saídas individuais de cada caso simulado pelo modelo para o cálculo das médias para cada indicador começando 12 horas antes do início da chuva e tendo como término o instante de tempo do caso de chuva que teve maior distribuição temporal.	58
Figura 3.6: Fluxograma para a confecção da tabela de contingência utilizando, como exemplo, o índice K. ....	62
Figura 4.1: Média horária para pressão ao nível médio do mar para $T_0$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	69
Figura 4.2: Média horária para pressão ao nível médio do mar para $T_0+ 12$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	70
Figura 4.3: Média horária para pressão ao nível médio do mar para $T_0+ 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	70
Figura 4.4 : Média horária para Pressão ao nível médio do mar para $T_0+ 28$ – Chuva severa (a) e chuva fraca (b). ....	71
Figura 4.5: Evolução temporal da pressão ao nível médio do mar para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	72
Figura 4.6 : Média horária para o índice K para $T_0+ 4$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	73

Figura 4.7: Média horária para o índice K para $T_0 + 16$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b) .....	74
Figura 4.8: Média horária para o índice K para $T_0 + 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	74
Figura 4.9: Média horária para o índice K para $T_0 + 36$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	75
Figura 4.10: Evolução Temporal do índice K para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	75
Figura 4.11: Média horária para o índice TT para $T_0 + 4$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	77
Figura 4.12: Média horária para o índice TT para $T_0 + 16$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	78
Figura 4.13: Média horária para o índice TT para $T_0 + 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	78
Figura 4.14: Média horária para o índice KK para $T_0 + 36$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	79
Figura 4.15: Evolução temporal do índice TT para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	80
Figura 4.16: Média horária para Água precipitável para $T_0$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	81
Figura 4.17: Média horária para Água precipitável para $T_0 + 12$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	81
Figura 4.18: Média horária para Água precipitável para $T_0 + 16$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	82
Figura 4.19: Média horária para Água precipitável para $T_0 + 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	82

Figura 4.20: Evolução temporal do conteúdo de água precipitável para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	83
Figura 4.21: Média horária para Divergência em 300hPa para $T_0 + 20$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	84
Figura 4.22: Média horária para Divergência em 300hPa para $T_0 + 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	85
Figura 4.23: Média horária para Divergência em 300hPa para $T_0 + 28$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	85
Figura 4.24: Média horária para Divergência em 300hPa para $T_0 + 32$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	86
Figura 4.25: Evolução Temporal da Divergência em 300hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	87
Figura 4.26: Média horária para umidade e vento em 850hPa para $T_0$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	96
Figura 4.27: Média horária para umidade e vento em 850hPa para $T_0 + 12$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	88
Figura 4.28: Média horária para umidade e vento em 850hPa para $T_0 + 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	89
Figura 4.29: Média horária para umidade e vento em 850hPa para $T_0 + 36$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	89
Figura 4.30: Evolução temporal da Umidade em 850 hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	91

Figura 4.31: Média horária para Energia total das tempestades Severas para $T_0$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	92
Figura 4.32: Média horária para Energia total das tempestades severas para $T_0+ 12$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	93
Figura 4.33: Média horária para Energia total das tempestades severas para $T_0+ 24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). .....	93
Figura 4.34: Média horária para Energia total das tempestades severas para $T_0+ 36$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b).....	101
Figura 4.35: Evolução Temporal da Energia total das tempestades severas para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	95
Figura 4.36 : Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para $T_0$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b).....	96
Figura 4.37: Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para $T_0+12$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	96
Figura 4.38: Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para $T_0+20$ – Chuva Severa (a) e Chuva fraca (b). ....	97
Figura 4.39: Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para $T_0+24$ – Chuva severa (a) e Chuva fraca (b). ....	97
Figura 4.40: Evolução temporal do fluxo de energia saturada em 850hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação. ....	98
Figura 4.41 – Probabilidade de detecção e alarme falso para cada indicador de chuva severa .....	104
Figura 4.42 Diagrama ROC .....	106

Figura AI.1- Divergência em 300hPa para os horários 22:00Z (esquerda) e 23:00Z (direita) do dia 10/02/2006. ....	139
Figura AI.2 - Divergência em 300hPa para os horários 00:00Z (esquerda) e 01:00Z (direita) do dia 05/04/2010. ....	140
Figura AI.3 - Divergência em 300hPa para os horários 20:00Z (esquerda) e 21:00Z (direita) do dia 19/03/2007. ....	141
Figura AI.4- Divergência em 300hPa para os horários 18:00Z (esquerda) e 19:00Z (direita) do dia 04/01/2009. ....	142

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Limiares de totais diários de precipitação correspondentes ao percentil de 99% para cada uma das trinta estações da Fundação GEORIO no período de 1997-2010 (Fonte: POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA, 2010). .....	12
Tabela 2.2 – Limiares de totais horários de precipitação correspondentes ao percentil de 99% para cada uma das trinta estações da Fundação GEORIO no período de 1997-2012. (Fonte: RIBEIRO et al. 2012) .....	13
Tabela 2.3 – Características de cada indicador analisado .....	49
Tabela 3.1 – Tempo de integração para cada caso de chuva .....	54
Tabela 3.2 – Início e distribuição da chuva para os casos de chuva analisado .....	56
Tabela 3.3 – Tabela de contingência .....	60
Tabela 3.4 – Tabela de Contingência para os casos de chuva severa e fraca .....	61
Tabela 4.1 – Casos selecionados de precipitação severa no município do Rio de Janeiro entre os anos de 1997-2012 .....	63
Tabela 4.2 – Casos de frentes frias e ZCAS que não ocasionaram chuva severa no município do Rio de Janeiro entre os anos de 1997-2012 .....	63
Tabela 4.3 – Limiares dos indicadores de chuvas severas para o Município do Rio de Janeiro .....	63
Tabela 4.4 – Tabela de Contingência para cada indicador analisado .....	103
Tabela 4.5 – Probabilidade de Detecção (POD) e Alarme Falso (RAF) para cada indicador analisado .....	104

Tabela 4.6 – Probabilidade de detecção (POD), razão de alarme Falso (RAF) e distância ao vértice superior esquerdo para cada indicador analisado ..... 107

## LISTA DE SIGLAS

AP	ÁGUA PRECIPITÁVEL
CAPE	CONVECTIVE AVAILABLE POTENCIAL ENERGY
CPTEC	CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS
DIV	DIVERGÊNCIA
EM-DAT	EMERGENCY EVENTS DATABASE
ETTS	ENERGIA TOTAL DAS TEMPESTADES SEVERAS
FES	FLUXO DE ENERGIA ESTÁTICA SECA
FEU	FLUXO DE ENERGIA ESTÁTICA ÚMIDA
GPCP	GLOBAL PRECIPITATION CLIMATOLOGY PROJECT
GFS	GLOBAL FORECAST SYSTEM
IA	INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA
INMET	INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
INPE	INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
JBN	JATO DE BAIXOS NÍVEIS
K	ÍNDICE K
KO	ÍNDICE KO
MM5	FIFTH GENERATION MESOSCALE MODEL
MV	MOVIMENTO VERTICAL
NCAR	NACIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH
NCEP	NACIONAL CENTER FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION
PNMM	PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR
TRMM	TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION
TT	ÍNDICE TOTAL TOTALS
TVVT	TAXA DE VARIAÇÃO VERTICAL DE TEMPERATURA
UMI	UMIDADE ESPECÍFICA
WRF	WEATHER RESEARCH AND FORECASTING
ZCAS	ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

# **CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO**

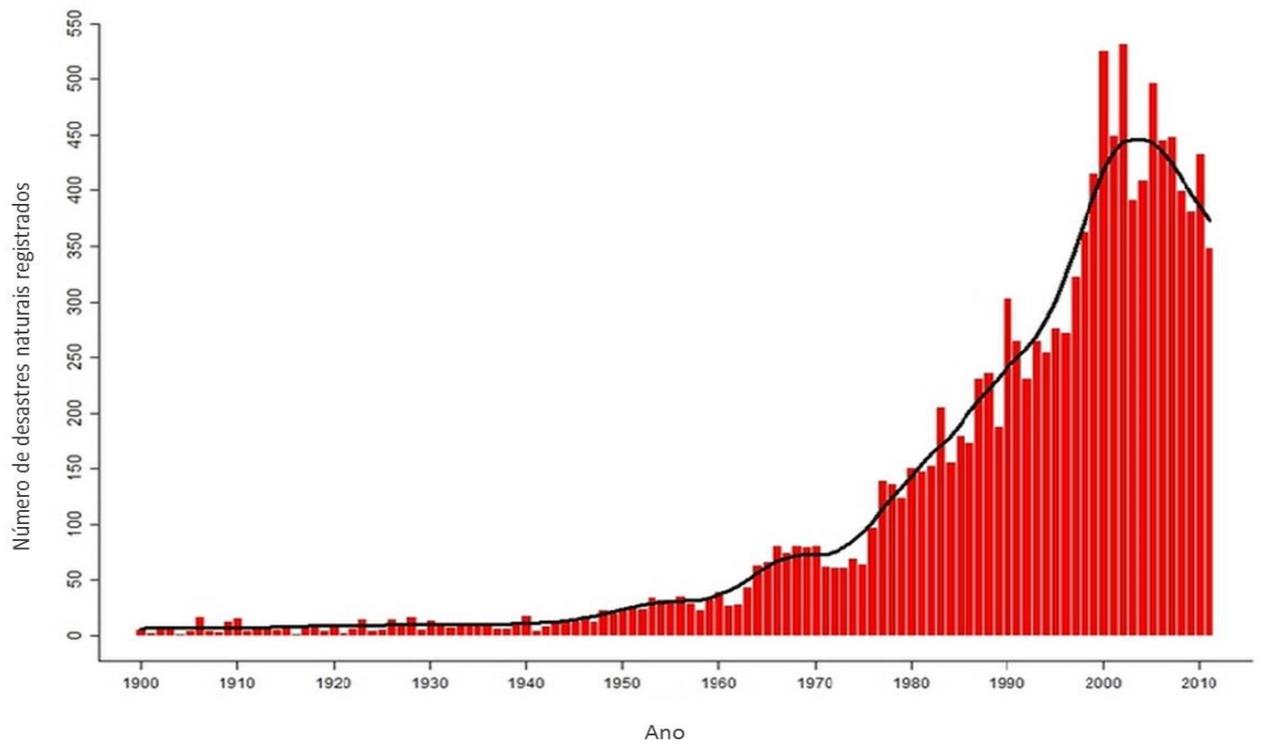
## **1.1 Considerações Iniciais**

O interesse sobre o meio ambiente, incluindo desastres naturais e mudanças climáticas, tem aumentado de forma significativa durante as últimas décadas. Desastres naturais são definidos como o resultado de fenômenos naturais extremos ou intensos que causam grandes impactos na sociedade, sendo distinguidos principalmente em função de sua origem, isto é, do fenômeno que o desencadeia (TOBIN e MONTZ, 1997).

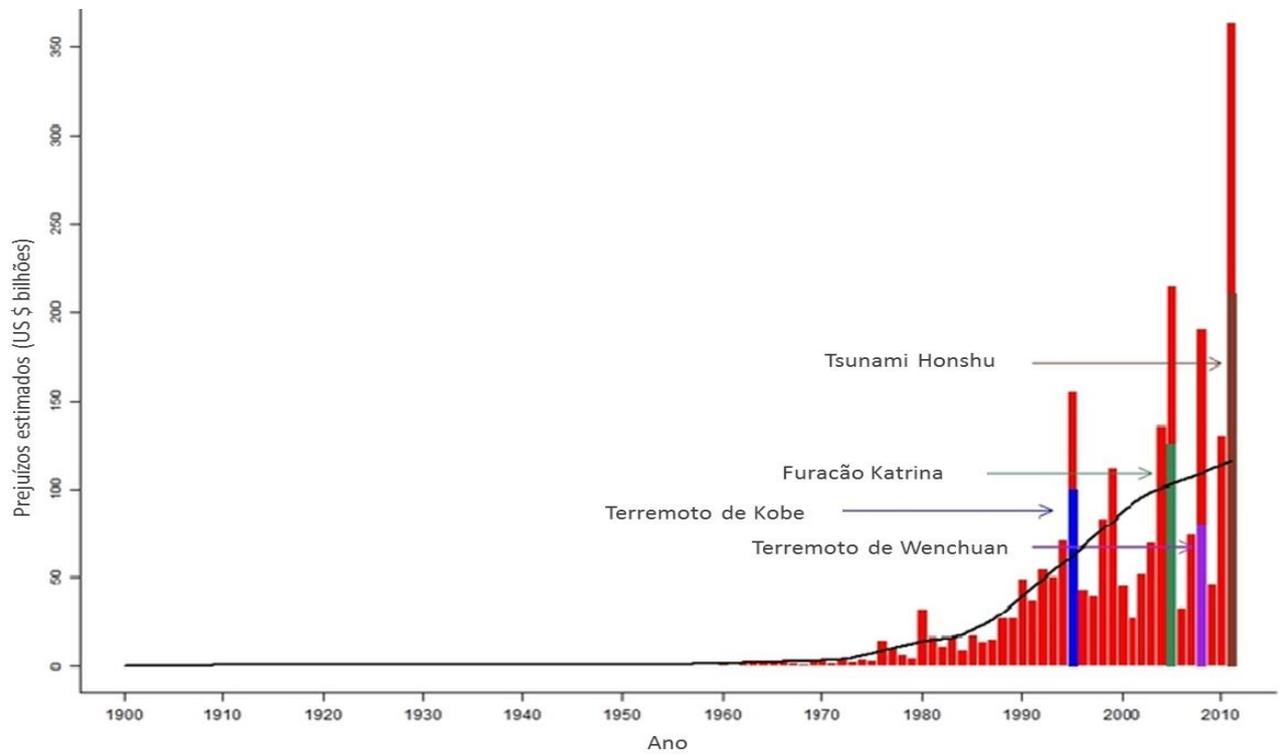
Em todo o globo tem sido observado um aumento da ocorrência de desastres naturais e os prejuízos econômicos associados a eles (Figura 1.1 e 1.2). A acentuada tendência global de aumento do número de desastres a partir da década de 60 que, de acordo com a base de dados do Centro de Pesquisa em Epidemiologia de Desastres (EM-DAT, 2012), passou de 50 registros por ano para 350 em 2008, tendo chegado a 500 em 2005. Segundo esta mesma fonte, os prejuízos estimados, que em 1965, eram de aproximadamente 6 bilhões de dólares, passaram a 300 bilhões em 2011. Baseado nestes dados é indiscutível que os prejuízos econômicos decorrentes de desastres naturais são significativos e os esforços empregados na prevenção, como a modernização de técnicas e do uso das informações do tempo e do meio ambiente possibilitam a redução de perdas bilionárias na economia.

No Brasil, mais de 80% dos desastres naturais são desencadeados por fenômenos meteorológicos e os impactos sociais são função não somente dos eventos de origem atmosférica, mas também da ação humana (PIELKE e CARBONE, 2002).

De acordo com ALCÁNTARA–AYALA (2002), riscos naturais são eventos capazes de produzir danos nos espaços físicos e sociais que acontecem não só no momento de sua ocorrência, mas também em longo prazo devido às suas consequências. Quando estas consequências têm um grande impacto sobre a sociedade e/ou infraestrutura, se tornam desastres naturais e este grau de impacto é uma função da exposição e da magnitude dos fenômenos naturais (variabilidade natural) e a vulnerabilidade humana da população ameaçada.



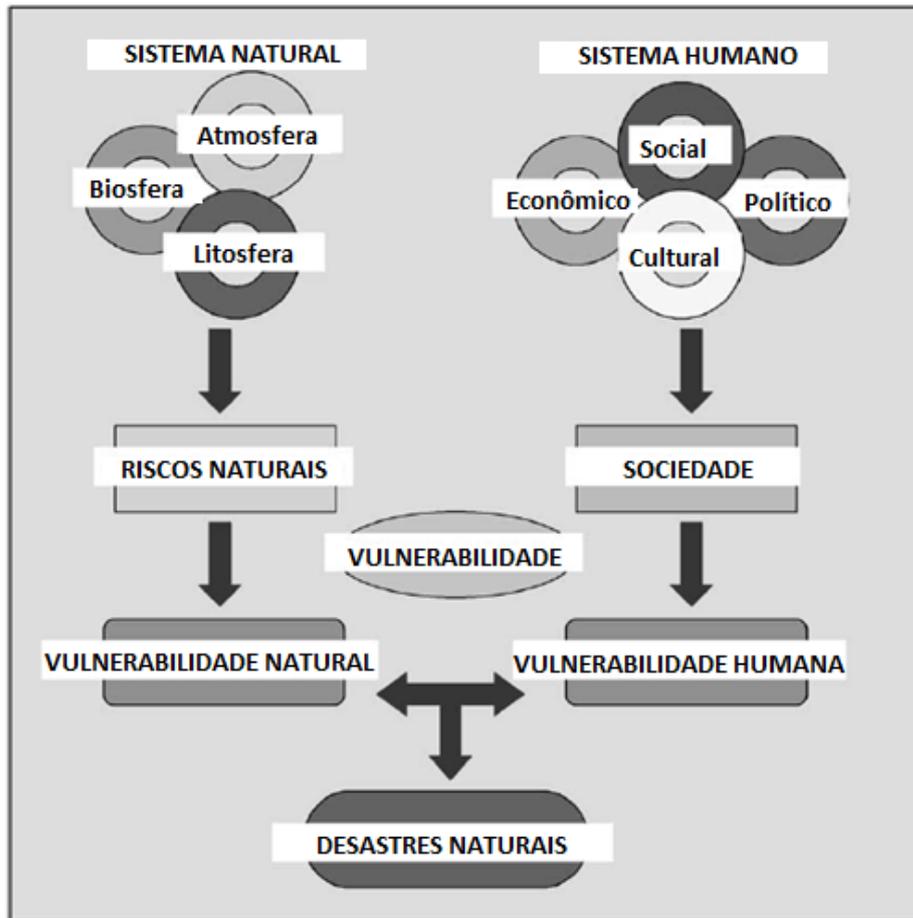
**Figura 1.1** – Evolução temporal do crescimento mundial (1900 a 2011) no número de ocorrências de desastres naturais. (Fonte: EM-DAT, 2012).



**Figura 1.2** – Evolução temporal do prejuízo mundial estimado (1900 a 2011) por desastres naturais. (Fonte: EM-DAT, 2012).

Para a percepção da vulnerabilidade, deve-se levar em consideração não apenas o presente e o futuro, mas igualmente o passado para melhor entender o contexto e as causas dos desastres (BANKOFF *et al.*, 2004). Segundo os autores, a condição presente nada mais é do que o resultado dos fatores do passado que podem determinar se uma ameaça se transformará em um desastre.

A vulnerabilidade é dada pelo acoplamento entre os sistemas naturais e humanos (Figura 1.3). Neste sentido, ela pode ser dividida em vulnerabilidade natural e humana. A vulnerabilidade natural depende das ameaças por riscos naturais (muito mais relacionados à geografia local), por exemplo, vulnerabilidade por atividade vulcânica, vulnerabilidade por inundações, vulnerabilidade por deslizamentos, vulnerabilidade por tsunamis, vulnerabilidade por furacões, etc. Em contraste, a vulnerabilidade humana é baseada nos sistemas de caráter social, econômico, cultural e político. Esta classificação indica que cada tipo de entidade social tem diferentes tipos de vulnerabilidade, e não é apenas o resultado das ações humanas, decisões e escolhas, é o resultado da interação entre o natural, contextos econômicos, sociais e políticos em que as pessoas vivem. Sendo assim, a vulnerabilidade determina a magnitude do desastre, o nível de resiliência e o processo de recuperação (ALCÁNTARA–AYALA, 2002).

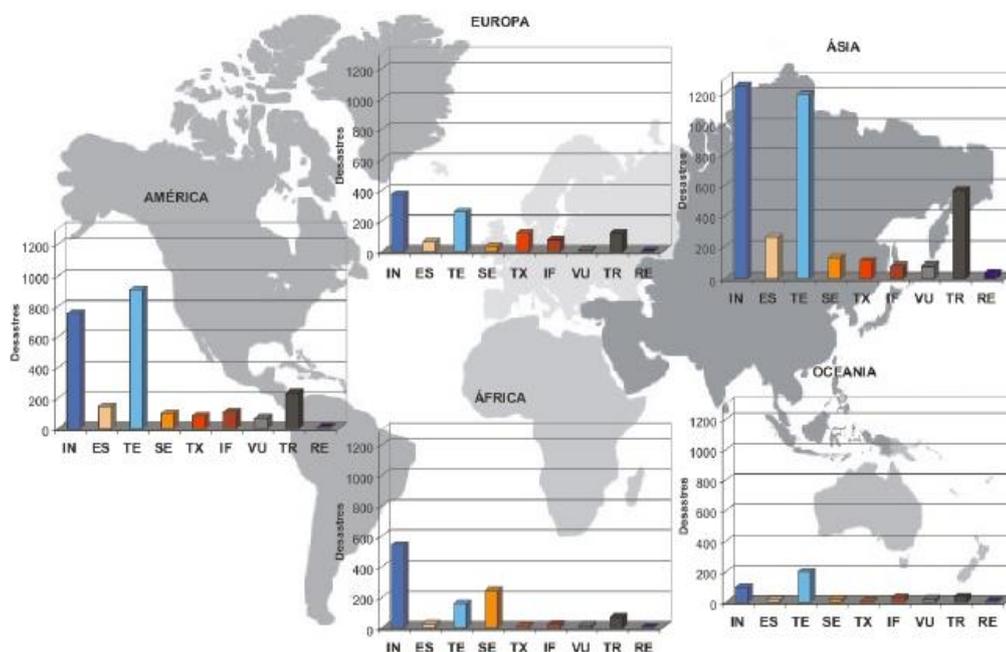


**Figura 1.3:** Os ingredientes de desastres naturais (Adaptado de ALCÁNTARA–AYALA, 2002)

Segundo MARCELINO (2007), diversas áreas do globo estão sendo seriamente impactadas por desastres naturais, principalmente para aqueles disparados por fenômenos atmosféricos extremos, representados em sua maioria pelas tempestades severas. O autor discute ainda que é praticamente impossível erradicar tais fenômenos e que se pode, até mesmo, afirmar que a sociedade nunca alcançará tal êxito, visto que as tempestades fazem parte da geodinâmica terrestre, sendo responsáveis pela formação do relevo, manutenção dos ecossistemas, abastecimento das fontes hídricas naturais, entre outros. Nesse sentido, as ações humanas devem ser direcionadas para a implementação de medidas mitigadoras e preventivas que possam amenizar o impacto ocasionado pelos desastres.

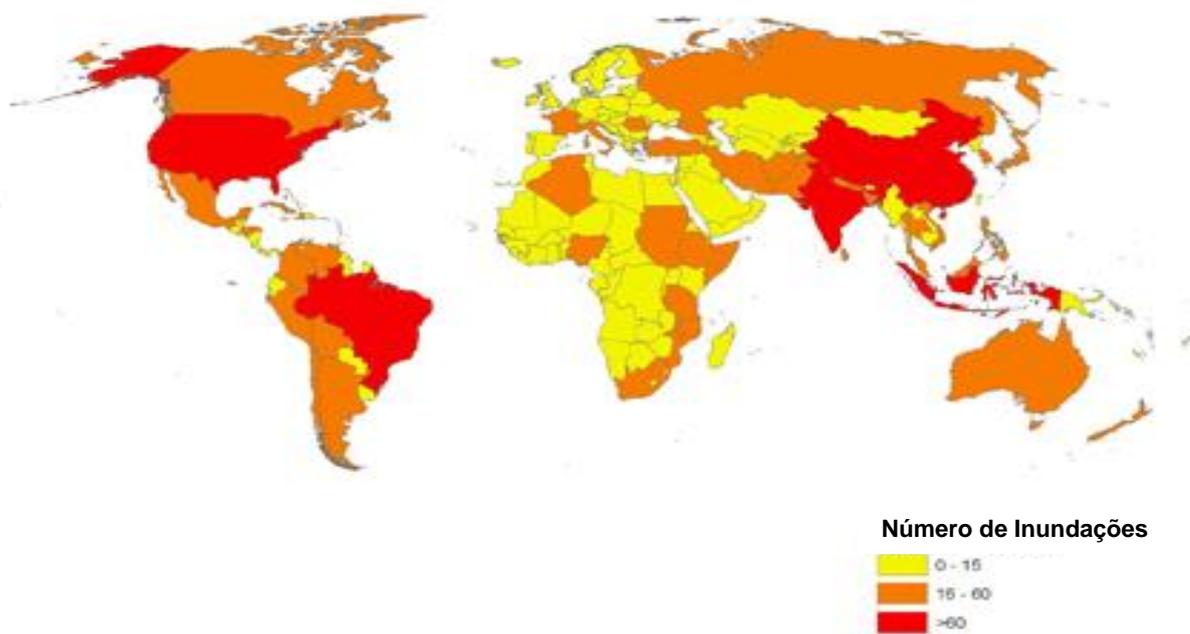
Utilizando os dados de ocorrência de desastres do banco global EM-DAT, período 1900-2006, MARCELINO (2007) mostrou que o continente que apresenta o maior número de registros é o asiático (Figura 1.4), com 3.699 registros, seguido pelo americano, com 2.416 registros e que, em todo o mundo, os tipos de desastres que mais ocorreram foram às inundações (35%) e as tempestades (31%), que representa a soma dos eventos associados a

furacões, tornados e vendavais. Sendo assim, aproximadamente 66% dos desastres naturais ocorridos no mundo estão vinculados às instabilidades atmosféricas severas.

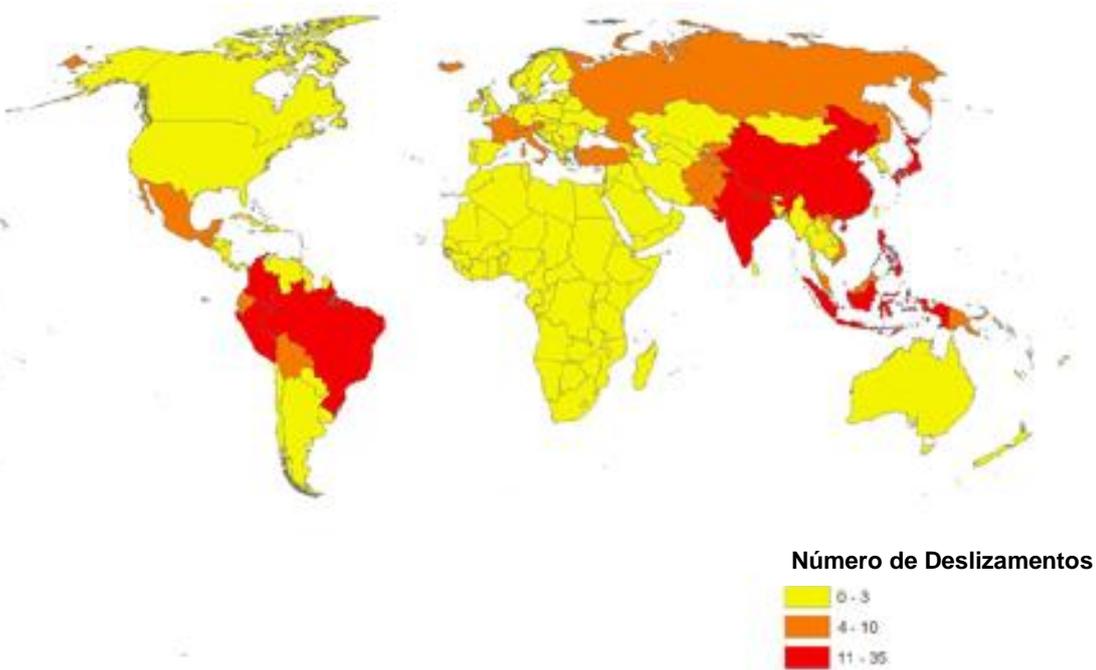


**Figura 1.4:** Distribuição por continente dos desastres naturais ocorridos no globo (1900-2006). Legenda: IN – Inundação, ES – Escorregamento, TE – Tempestade, SE – Seca, TX – Temperatura Extrema, IF – Incêndio Florestal, VU – Vulcanismo, TR – Terremoto e RE – Ressaca. (Fonte: MARCELINO, 2007).

De acordo com os dados da EM-DAT (2012) no período de 1974-2003 verifica-se que o Brasil se encontra entre um dos países com maior registro de ocorrência de desastres por inundações (Figura 1.5) com registros acima de 60 ocorrências no período analisado, isto é, o país sofre em média com dois eventos adversos causados por inundações ao ano. Verifica-se para o mesmo período analisado que o Brasil também é um dos países com maior registro de desastres por deslizamentos. Através da Figura 1.6, observa-se que o número de ocorrências de deslizamentos no país encontra-se numa faixa de 11-35 que em comparação a outros países do globo pode ser considerada como uma faixa crítica (alta frequência deste tipo de fenômeno). Considerando o maior valor da faixa de ocorrências de desastres por deslizamentos no Brasil, observa-se que o país sofre danos por este tipo de fenômeno, em média, com frequência de uma ocorrência por ano. Com isso, considerando as médias de ocorrências de desastres por inundações e deslizamentos pode-se verificar que o país é atingido três vezes ao ano por desastres naturais.

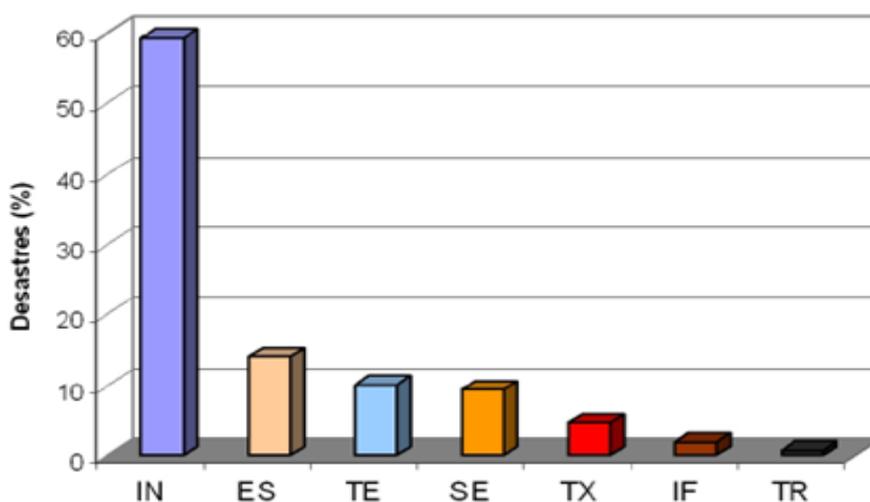


**Figura 1.5:** Número de ocorrência de desastres devido a inundações em 1974-2003. (Fonte: EM-DAT, 2012).



**Figura 1.6:** Número de ocorrência de desastres devido a deslizamentos em 1974-2003. (Fonte: EM-DAT , 2012).

MARCELINO (2007) utilizando dados do EM-DAT verificou que grande parte dos desastres no Brasil (mais de 80%) está associada a eventos de instabilidades atmosféricas severas, que são responsáveis pelo desencadeamento de inundações, vendavais, tornados, granizos e escorregamentos (Figura 1.7).



**Figura 1.7:** Tipos de desastres ocorridos no Brasil (1900-2006). Legenda: IN – Inundação, ES – Escorregamento, TE – Tempestade, SE – Seca, TX – Temperatura Extrema, IF – Incêndio Florestal e TR – Terremoto. (Fonte: MARCELINO (2007)).

Eventos climáticos extremos se tornaram mais intensos e/ou mais frequentes durante os últimos cinquenta anos e as regiões Sul e Sudeste do Brasil têm sido severamente impactadas por desastres naturais, principalmente a partir da década de 70, que resultou em grandes prejuízos econômicos, assim como num elevado número de vítimas fatais afetadas. (MARENGO, 2010 e SAUSEN *et al.*, 2009).

Dentro deste contexto, o Município do Rio de Janeiro destaca-se por sua importância cultural, política e econômica, com população estimada em 6.323.037 habitantes distribuídos em cento e sessenta bairros, com 1.200,278 km<sup>2</sup>, circundado por encostas e com significativas bacias hidrográficas em seu interior. Diante deste cenário o conhecimento e aperfeiçoamento das técnicas de previsão dos sistemas atmosféricos que dão origem a altos acumulados de precipitação que desencadeiam condições propícias para a eventos de desastres naturais, são indispensáveis para a segurança e a manutenção da vida da população e um desafio para a comunidade científica.

Inúmeros trabalhos como, por exemplo, SILVA DIAS (1987), MOLINARI e DUDEK (1992), SAULO *et al.* (2001), APPLEQUIST *et al.* (2002), BARCELLOS (2009) e POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA (2010) mostram que a previsão quantitativa da precipitação é subestimada pelos modelos numéricos da atmosfera, pois necessita de altíssima resolução espacial e alimentação das condições iniciais e de contorno com uma boa e bem distribuída rede de dados observados. Atualmente no Brasil, esta rede de observação é insuficiente para descrever a alta variabilidade espacial e temporal da precipitação gerada por sistemas atmosféricos que originam as fortes chuvas, dificultando ainda mais uma acurada previsão numérica da intensidade, localização e duração da precipitação.

De acordo com ESPINOSA (2011) dentro do conjunto das variáveis meteorológicas, a precipitação tem sido a mais difícil de ser prevista com precisão através dos diversos modelos numéricos e estatísticos existentes. Um dos principais motivos da baixa previsibilidade da precipitação é devido ao seu comportamento episódico, ou seja, altamente variável no espaço e no tempo, além da sua descontinuidade espacial e temporal. Os mecanismos que controlam a formação da precipitação em cada região podem ser diferentes, dependendo da época do ano, mostrando a necessidade de calibrações sazonais e regionais nos modelos de análise e previsão do tempo.

Inserido nesse contexto, TEIXEIRA e SATYAMURTY (2006) relatam variáveis que estão presentes na estrutura termodinâmica e dinâmica que podem detectar eventos de chuva forte deveriam ser analisadas. Desta maneira, por mais que os resultados obtidos através de modelagem numérica não sejam úteis para prever a quantidade e local exato dos episódios de chuva forte, os meteorologistas são capazes de decidir se um forte episódio de chuva está ou não prestes a acontecer a partir da análise do comportamento destas variáveis.

## **1.2 Objetivos gerais**

Esta dissertação tem como objetivo avaliar as características dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos como um auxílio aos meteorologistas operacionais no monitoramento geohidrometeorológico.

### **1.3 Objetivos específicos**

- Estabelecimento de limiares que discriminem valores dos indicadores analisados na região circundante ao/sobre o Município do Rio de Janeiro que são favoráveis ao desenvolvimento de chuvas severas.
- Diagnosticar a das diferentes características existentes qualitativas e quantitativas de cada indicador para dois distintos grupos de chuva, chamados de chuva severa e chuva fraca.
- Análise da eficiência dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos objetivando encontrar quais podem ser utilizados com maior confiança, pelos centros de monitoramento ambiental, na identificação dos sistemas convectivos mais intensos que dão origem a altos acumulados de precipitação no Município do Rio de Janeiro

### **1.4 Estrutura da Dissertação**

Este estudo está organizado da seguinte forma: o Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica que aborda estudos observacionais e numéricos dos sistemas meteorológicos que dão origem a chuvas severas. Também é apresentado no capítulo 2 trabalhos sobre aplicação de indicadores de tempo severo e seu desempenho utilizados em outros países e também no Brasil.

O Capítulo 3 apresenta a metodologia proposta neste trabalho, isto é, os métodos para o estabelecimento de limiares para cada um dos indicadores de tempo severo estudados, assim como análises comparativas para os casos de chuvas severa e fraca selecionados e verificação do desempenho de cada indicador de tempo severo na identificação das condições atmosféricas favoráveis a chuvas severas.

No Capítulo 4 são mostrados os resultados encontrados nesta pesquisa e no capítulo 5 são apresentadas as conclusões deste estudo.

## CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Sistemas atmosféricos que originam fortes chuvas

A compreensão dos fenômenos meteorológicos que originam altos acumulados de precipitação e suas interações com a geografia local tem adquirido grande importância e sido alvo de estudos mais frequentes por grande parte da comunidade científica nos últimos anos. Sendo a chuva uma das variáveis que desencadeiam desastres naturais (MARCELINO, 2007; RIEKMANN *et. al.*, 2008; TEIXEIRA e SATYAMURTY, 2004; MEDEIROS e BARROS, 2012), o entendimento dos mecanismos físicos que favorecem a sua formação como também a sua previsibilidade torna-se uma necessidade vital. Diante disso, a busca pelo aprimoramento da previsão de fortes chuvas tem mostrado ser não somente um anseio na comunidade das ciências atmosféricas, mas multidisciplinar devido à sua alta capacidade de modificar as características e comportamento do meio físico com o qual interage.

A literatura relata que existem inúmeros critérios para a definição de fortes chuvas e que esta varia para diferentes regiões do globo. Segundo TEIXEIRA e SATYAMURTY (2006), a maior parte dos eventos desastrosos ocasionados por fortes chuvas são aqueles episódios em que ambas, a intensidade e a duração da chuva, tendem a ser grandes. RAMOS *et al.* (2012) relatam que o termo chuva forte é um termo subjetivo e sua definição varia significativamente. Entretanto, é referido a um curto período de tempo de uma escala que varia de poucas horas até um dia.

JUNKER *et al.* (1999) estudaram e identificaram 85 eventos de chuvas intensas produzidos por sistemas convectivos de mesoescala em nove Estados do Meio Oeste dos Estados Unidos durante a grande enchente de 1993. Esses autores consideraram acumulados diários de chuva superiores 50,8 mm como eventos extremos. KONRAD II (1997) em seu estudo sobre *flash floods* (enxurradas) no interior do sudeste dos Estados Unidos considerou como a ocorrência de chuvas mensurável aquele em que a mesma era contínua em um período que não excedia duas horas. Quando a chuva observada era maior ou igual a 50 mm em seis horas, era classificada como evento de chuva forte. CARVALHO *et al* (2002) definira como episódios extremos de precipitação aqueles em que a precipitação em 24 horas é maior do que 20% da climatologia zonal de precipitação total para um estação.

O estudo da climatologia da precipitação do Rio de Janeiro, realizado por DEREZYNSKI *et al.* (2008), considerou como os casos em que a precipitação diária fosse igual ou superior a 30,0 mm em pelo menos cinco estações pluviométricas do sistema Alerta-Rio, após a aplicação da técnica dos percentis, que seleciona 1% das chuvas mais intensas ocorridas no período entre janeiro de 1997 e dezembro de 2006, para cada uma das 30 estações estudadas. Para todas as estações pluviométricas, os totais pluviométricos diários correspondentes ao percentil de 99% foram superiores a 30,0 mm, revelando, para a pesquisa, que esse valor representa um limite inferior para chuvas intensas na cidade.

BARCELLOS (2009) utilizou a técnica dos percentis, e foram selecionados os casos de precipitações intensas que atingiram valores superiores ao percentil de 99% para cada uma das 30 estações pluviométricas estudadas, resultando no total de 169 eventos de chuva intensa no período entre janeiro de 1998 e dezembro de 2005. Esses eventos foram adicionalmente classificados e catalogados de acordo com o sistema meteorológico que deu origem à chuva intensa, ressaltando a importância dos processos em escala sinótica para a formação das tempestades severas. O número mínimo de estações não foi limitado, podendo ocorrer casos de chuvas que apenas deslocaram-se nas proximidades das fronteiras do município do Rio de Janeiro, atingindo 1 ou 2 estações pluviométricas do sistema de monitoramento.

No trabalho de POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA (2010) eram considerados casos de chuvas extremas, aqueles que ultrapassassem o limiar correspondente ao percentil de 99%, sendo este o número cujos valores de precipitação acima deste limiar eram considerados valores de precipitação extrema. O critério do percentil de 99% significa que os valores acumulados de precipitação de interesse são aqueles correspondentes a 1% dos maiores valores (Tabela 2.1). Foram determinados assim, 84 casos de precipitação extrema no período de 1997 a 2008. O número mínimo de estações que ultrapassassem o limiar para classificar um evento de chuva como extremo foi de 4 estações.

Na Tabela 2.1 estão listados os limiares correspondentes encontrados para cada uma das trinta estações. A análise desta tabela mostra como são diferenciados os regimes de precipitação sobre o município do Rio de Janeiro. Mesmo estando as estações de observação tão próximas, os eventos meteorológicos que provocam precipitação sobre a cidade são influenciados por condições topográficas, linha de costa e pela continentalidade, além de

outros, que fazem com que valores de precipitação acima de 35,7mm na Penha possam ser considerado como sendo extremos, enquanto que são necessários mais do que 99,4 mm no Sumaré para a mesma classificação.

Tabela 2.1 – Limiares de totais diários de precipitação correspondentes ao percentil de 99% para cada uma das trinta estações da Fundação GEORIO no período de 1997-2010 (Fonte: POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA, 2010)

Estação	Limiar (mm)	Estação	Limiar (mm)
Anchieta	40,8	Madureira	38,2
Bangu	41,4	Mendanha	48,6
Cachambi	40,4	Penha	35,7
Campo Grande	37,6	Piedade	45,0
Cidade de Deus	43,8	Rio Centro	55,6
Copacabana	46,2	Santa Cruz	42,4
Gericinó	43,0	Santa Tereza	54,0
Grajaú	48,6	São Conrado	72,4
Grota Funda	56,9	Saúde	43,3
Guaratiba	39,9	Sepetiba	47,4
Ilha do Governador	46,4	Sumaré	99,4
Irajá	38,8	Tanque	41,8
Intanhangá	65,4	Tijuca	63,3
Itaúna	43,0	Urca	42,6
Jardim Botânico	59,0	Vidigal	55,8

RIBEIRO *et al.* (2012) identificaram eventos de casos de chuva intensa, utilizando um critério similar ao de BARCELLOS (2009) e POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA (2010). Em seu trabalho, foram calculados os totais horários de precipitação e agrupados em ordem crescente, calculando-se a seguir o limiar correspondente ao percentil de 99% para o total horário de chuva para cada um dos 84 casos de chuvas extremas encontrados por POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA (2010) (Tabela 2.2). Assim, passou-se a ser considerado um caso de chuva intensa aquele que ultrapasse o limiar de 99% horário em pelo menos uma estação da rede pluviométrica do Alerta Rio.

Tabela 2.2 – Limiares de totais horários de precipitação correspondentes ao percentil de 99% para cada uma das trinta estações da Fundação GEORIO no período de 1997-2012 (Fonte: RIBEIRO *et al.* 2012).

Estação	Limiar (mm)	Estação	Limiar (mm)
Anchieta	19,1	Madureira	19,0
Bangu	16,6	Mendanha	17,6
Cachambi	20,4	Penha	15,0
Campo Grande	17,4	Piedade	21,4
Cidade de Deus	23,4	Rio Centro	27,6
Copacabana	20,0	Santa Cruz	21,0
Gericinó	21,2	Santa Tereza	23,6
Grajaú	23,6	São Conrado	28,6
Grota Funda	22,8	Saúde	24,6
Guaratiba	20,4	Sepetiba	23,8
Ilha do Governador	21,3	Sumaré	30,6
Irajá	15,6	Tanque	19,2
Itanhangá	26,6	Tijuca	28,0
Itaúna	22,8	Urca	20,0
Jardim Botânico	25,8	Vidigal	25,5

Pelos critérios apresentados, verifica-se que a classificação de eventos de fortes chuvas é múltipla e os valores que a quantificam dependem do regime de precipitação local e dos sistemas atmosféricos que favorecem a sua formação. Eventos de chuvas severas são ocasionados por tempestades de nuvens tipo cumulonimbus. Tais nuvens resultam da interação de sistemas meteorológicos em diferentes escalas. A escala de um fenômeno refere-se a suas dimensões horizontal e temporal mais frequentes. Distintos tipos de escalas foram propostos para classificar e identificar os fenômenos meteorológicos. O esquema mais utilizado foi o proposto por ORLANSKI (1975), conforme a Figura 2.1.

T \ D		T					Definição Proposta
		1 mês	1 dia	1 hora	1 minuto	1 segundo	
10.000 km	Ondas estacionárias	Ondas de maré					Macroescala $\alpha$
	Ondas ultra longas						Macroescala $\beta$
2.000 km		Ondas baroclínicas					Mesoescala $\alpha$
			Frentes e furacões				Mesoescala $\beta$
200 km			Jatos noturnos de baixos níveis				Mesoescala
			Linhas de instabilidade				Mesoescala $\alpha$
20 km			Aglomerados de cumulonimbus				Mesoescala $\beta$
			Brisas vale-montanha terra-mar				Mesoescala
2 km				Tempestades isoladas			Mesoescala $\alpha$
				Ondas de gravidade interna			Mesoescala $\beta$
200 m				Turbulência em céu claro			Mesoescala
				Efeitos urbanos			Microescala $\alpha$
20 m					Tornados		Microescala $\alpha$
					Convecção profunda		Microescala $\beta$
20 m					Ondas de gravidade curtas		Microescala
						Redemoinhos de poeira	Microescala $\alpha$
						Termais	Microescala $\beta$
						Trocas de calor e umidade	Microescala
						Plumas	Microescala
						Rugosidade	Microescala
						Turbulência	Microescala
		Escala Climatológica	Escala sinótica e planetária	Meso escala	Microescala		Definição Proposta

Figura 2.1: Definições de escalas e diferentes fenômenos atmosféricos de acordo com as escalas temporal e espacial segundo ORLANSKI (1975).

De acordo com a Figura 2.1, na microescala, subdividida em  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$ , os fenômenos possuem escala espacial horizontal da ordem de dezenas a centenas de metros e escala temporal da ordem de minutos. Nessa escala, estão as trocas de calor e umidade próximas ao solo, os fenômenos de turbulência, e os tornados, entre outros fenômenos.

A mesoescala também é subdividida em três escalas. Na meso- $\alpha$ , encontram-se sistemas tais como frentes frias, furacões e complexos convectivos de mesoescala, cuja escala horizontal é da ordem de 200 a 2000 km e a escala temporal da ordem de um dia a uma semana. A meso- $\beta$  inclui os sistemas como jatos noturnos de baixos níveis, linhas de instabilidade, aglomerados de Cumulonimbus e brisas de vale-montanha e terrestre-marítima. Esses sistemas têm escalas horizontais da ordem de 20 a 200 km e escalas temporais de várias horas a um dia. Na meso- $\gamma$ , estão as tempestades isoladas ou cumulonimbus isolados, ondas de gravidade interna, turbulência em céu claro e efeitos urbanos, com escalas horizontais de 2 a 20 km e escalas temporais da ordem de meia hora a várias horas.

A macroescala, subdividida em  $\alpha$  e  $\beta$ , compreende sistemas de escalas espaciais horizontais maiores do que 1000 km e escalas temporais da ordem de semanas a meses. Na macro- $\alpha$ , encontram-se as ondas estacionárias, as ultra longas e as ondas de maré, enquanto, na macro- $\beta$ , estão as ondas baroclínicas com escala espacial entre 2.000 km e 10.000 km.

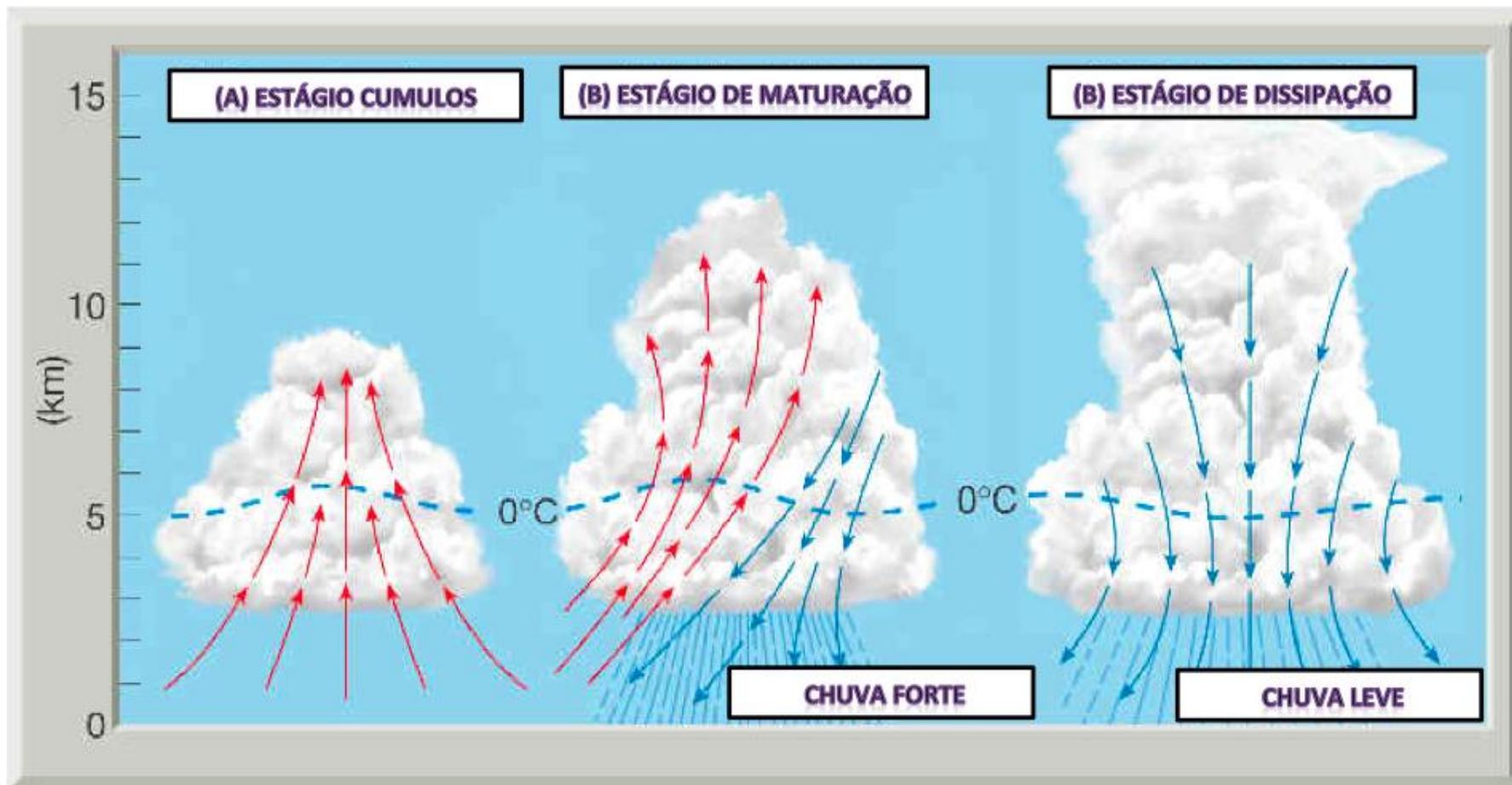
Adotando a terminologia proposta por ORLANSKI (1975), o foco desta pesquisa são os fenômenos típicos que ocorrem na mesoescala, com ênfase na formação das nuvens cumulonimbus, pois por mais que tais tempestades sejam consideradas fenômenos que ocorrem em escala espacial relativamente pequena (2-20 km) e em curtos intervalos de tempo (minutos a hora) podem se organizar em sistemas maiores (como as linhas de instabilidade, os complexos convectivos de mesoescala ou aglomerados convectivos) com escala espacial entre 20- 200 km e tempo de duração entre horas a dia (também conhecida como grande escala ou escala sinótica).

COTTON e ANTHERS (1989) e BYERS e BRAHAM (1989) identificaram três estágios de evolução de uma nuvem cumulonimbus ou tempestade convectiva (Figura 2.2): o estágio cumulus, o estágio de maturação e o estágio dissipativo, descritos brevemente a seguir:

- **Estágio cumulus:** caracterizado por nuvens em forma de torres, alimentadas por convergência de umidade em níveis baixos e fortes movimentos ascendentes. As correntes de ar descendentes podem ser observadas próximo ao topo e junto ao flanco das nuvens, geradas pela presença de atrito entre as gotas de água. Pode ocorrer precipitação na topo das nuvens cumulus em desenvolvimento. Movimentos descendentes associados às frentes de rajada e início de precipitação na camada inferior da nuvem caracterizam a mudança para a fase de maturação.

- **Estágio de maturação:** há movimentos ascendentes em toda troposfera e a divergência desses movimentos próximos à tropopausa provocam a formação da chamada bigorna da nuvem. Lá, os movimentos ascendentes ocorrem, principalmente, devido ao processo de condensação da água, o que promove a liberação de calor latente na nuvem. Também pode-se observar o processo de evaporação de gotas de água dentro da nuvem, ocasionando resfriamento e conseqüentemente movimentos descendentes que tomam a forma da frente de rajada. O início dessa fase acontece quando as gotas e os meteoros da nuvem atingem a superfície do solo.

- **Estágio de dissipação:** caracterizado por movimentos descendentes em todos os níveis. Próximo ao solo, a divergência e o resfriamento evaporativo do ar alimentam a frente de rajada, que se distancia do caminho da nuvem. Dessa forma, as correntes de ar levantadas pela frente de rajada não conseguem mais abastecer os movimentos ascendentes da tempestade.



(a)

(b)

(c)

Figura 2.2 – O (a) estágio cúmulos, (b) estágio de maturação e o (c) estágio de dissipação de uma célula convectiva cumulonimbus.

Inúmeros trabalhos têm buscado verificar as condições atmosféricas favoráveis para o desenvolvimento destas tempestades a partir de imagens de satélite, dados de radar, sondagens, dados de estações meteorológicas de superfície e de altitude e modelagem numérica (SEVERO e SILVA, 1998; CONING *et al.*, 1998; MENEZES *et al.*, 2000; MEIRELES e PALMEIRA, 2006; e PINHEIRO *et al.*, 2012). O objetivo é diagnosticar as causas e características dos sistemas atmosféricos que ocasionaram fortes chuvas em episódios passados para que, em futuras ocorrências destas tempestades, os centros operacionais de previsão e monitoramento sejam capazes de reconhecer de forma objetiva se um evento de forte chuva está ou não prestes a ocorrer. Alguns estudos de casos de fortes chuvas que ocorreram em diferentes regiões do globo terrestre evidenciam a diversidade dos sistemas atmosféricos que dão origem a fortes chuvas.

Em julho de 2006, chuvas extremamente fortes trouxeram sérios prejuízos para as regiões ocidentais e orientais do Japão. A quantidade total de precipitação quebrou mais um recorde com registro de 1281 milímetros (18-24 Julho) na cidade Ebino, parte sul de Kyushu, e 701 mm (15-21 julho) em Tamaki aldeia na parte central do Japão. Como resultado, 28 mortes foram registradas de acordo com a agência de gestão de desastres e incêndios do Japão. HARADA e NAOE (2008), com o objetivo de avaliar as características meteorológicas que deram origem a estes altos acumulados de precipitação, utilizaram dados de reanálise oriundos do projeto de 25 anos de reanálise japonesa e o sistema de assimilação de dados da agência meteorológica do Japão e verificaram que ondas de Rossby foram as responsáveis pela gênese das tempestades severas.

Analisando um evento de grandes acumulados de precipitação que originaram inundações entre os dias 12-14 de fevereiro de 1996 sobre a região nordeste da África do Sul, CONING *et al.* (1998) mostraram através de imagens de satélite, sondagens e previsões feitas com o modelo ETA que diferentes mecanismos de “gatilho” foram os responsáveis pelas fortes chuvas observadas nos três dias do evento. No dia 12, a chuva observada foi devido a uma célula convectiva profunda originada pela presença de um cavado de altos níveis direcionado pelos ventos de oeste nas médias latitudes. No dia 13, a convecção foi originada dentro de um cinturão de umidade e teve como “gatilho” a aproximação de um vórtice convectivo de mesoescala e, finalmente, no dia 14, a convecção foi resultado da aproximação de uma frente fria. De acordo com os autores pôde ser observado que por mais que altos

valores de precipitação tenham sido observados nos três dias do evento, os mecanismos físicos que favoreceram a formação das tempestades foram distintos. Ainda de acordo com CONING *et al.* (1998), a previsão da precipitação durante o verão no sul da África representa um grande desafio, pois distúrbios tropicais e de latitudes médias estão presentes simultaneamente e, além disso, grandes variações geográficas favorecem o desenvolvimento de circulações de mesoescala que têm impacto subsequente no desenvolvimento das tempestades.

LANA *et al.* (2007) analisaram casos de fortes chuvas nas ilhas Baleares na região Mediterrânea e procuraram avaliar os mecanismos dinâmicos que as originaram e os padrões atmosféricos associados. Os autores utilizando um banco de dados de um modelo de área limitada de alta resolução e verificaram a existência de oito padrões atmosféricos que favorecem eventos de fortes chuvas nas Ilhas Baleares e que em seis dos oito padrões obtidos pôde-se observar a presença de um ciclone próximo a região em que a precipitação intensa foi observada e, portanto, estudos específicos dos padrões atmosféricos associados a estes sistemas poderiam ser uma ferramenta útil para o aprimoramento da previsão de eventos de tempo severo na região.

FREDERICO *et al.* (2008) analisaram os padrões atmosféricos de circulação associados a eventos de fortes chuvas no período de 1999-2007 na Calabria, sul da Itália. Utilizando o modelo numérico RAMS os autores verificaram claramente a presença e o deslocamento de ciclones sobre a região como gatilho para a gênese de tempestades severas e que o deslocamento destas tempestades era influenciado também pela orografia e efeitos de circulação marítima.

MO *et al.* (1997) examinaram os padrões de circulação e transporte de umidade durante eventos extremos de precipitação intensa na região central dos Estados Unidos com dados da reanálise do NCEP/NCAR. Os autores verificaram que durante o verão existe uma relação inversa entre a precipitação na região central dos Estados Unidos com relação à precipitação na região sudeste dos Estados Unidos e México bem como ao longo da costa oeste canadense e que este padrão de precipitação é suportado por circulações anômalas associadas com anomalias positivas do vento meridional que estão localizados entre o dipolo ciclone-anticiclone sobre os Estados Unidos.

No trabalho de JOLY *et al.* (2007) foram diagnosticados as características dos sistemas meteorológicos de grande escala que favorecem a ocorrência de eventos de forte

precipitação sobre a costa mediterrânea francesa durante a estação do outono a partir da base de dados disponíveis pelo European Center for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF) e ERA 40 no período de 1958 a 2001, além de dados das 480 estações da rede pluviométrica da Meteo France distribuída na região de estudo. Os autores verificaram que na região analisada os padrões meteorológicos dos níveis superiores da atmosfera são caracterizados por um forte escoamento difluente de sul para sudoeste induzido por um pronunciado cavado localizado sobre o sudoeste da Espanha e uma crista sobre as ilhas inglesas. Nos baixos níveis da atmosfera, os autores observaram um intenso fluxo de sudeste providenciando ar condicionalmente instável e úmido que se move ao longo do mar mediterrâneo. Sendo esses padrões de circulação atmosférica ingredientes para a formação de eventos de fortes chuvas sobre a região.

AFANDI *et al.* (2003) buscaram, através de simulações com o modelo numérico WRF, entender os mecanismos atmosféricos que ocasionaram acumulados de precipitação e enchentes no dia 18 de janeiro de 2010 na Península de Sinai, Egito. Com os resultados obtidos pelo modelo, os autores verificaram que a presença do jato subtropical de altos níveis atmosférico, a configuração meridional do eixo de um cavado em altos níveis, advecção de vorticidade relativa e advecção de temperatura foram fatores essenciais para o desenvolvimento de uma ciclogênese sobre o Mediterrâneo oriental que deu suporte para a gênese das tempestades e fortes acumulados de precipitação.

TUDOSE e HAIDU (2012) analisando dados de 14 estações meteorológicas localizadas no noroeste da Romênia no período de 2004–2009 encontraram 48 ocorrências de altos acumulados de precipitação distribuídos durante a estação quente na região. Os autores utilizando mapas da baixa e média troposfera (altura geopotencial, temperatura, umidade relativa, pressão atmosférica) e pressão ao nível médio do mar obtidos pela NOAA identificaram o tipo de estrutura sinótica e o tipo de instabilidade atmosférica associada que deu origem a cada evento de chuva intensa. Verificaram que dos 48 eventos de fortes chuvas encontrados, 47,9% dos casos ocorreram devido à presença de frentes frias, seguido por baixas desprendidas com 31,3% e por último instabilidade causada por aquecimento diurno (20,8%).

WINNER e ROSS (1955) analisaram um evento de tempestade ocorrido entre os dias 13-17 de outubro de 1955 que ocasionou fortes chuvas e enchentes no sul da Nova Inglaterra. Através de uma análise das características atmosféricas presentes nos dias do evento, os

autores identificaram que uma área de baixa pressão no dia 13 originou uma frente fria que permaneceu estacionária sobre a região promovendo mecanismos de levantamento do ar que alimentou as tempestades ao longo da sua faixa de atuação. Ainda de acordo com os autores, a área de baixa pressão pôde ser claramente relacionada com a região em que a precipitação foi observada.

Objetivando um melhor entendimento sobre a ocorrência de chuvas extremas no centro-oeste do Irã, ZAREI *et al.* (2010) analisaram os sistemas sinóticos responsáveis pela ocorrência destas fortes chuvas sobre a região. Para isso, foram utilizados dados meteorológicos de superfície e de altitude do serviço meteorológico do Irã no período de 1959-2008 e mapas mensais de precipitação foram confeccionados. Neste trabalho, o mês que tivesse o maior máximo de precipitação acumulada em relação a todos os outros seria o objetivo de estudo. Utilizando campos de pressão ao nível médio do mar e altura geopotencial em 850 e 500hPa, os autores verificaram que a presença de um cavado localizado no centro do África que se estendia até o Irã era o responsável por advectar calor das baixas latitudes e umidade do mar Vermelho providenciando condições favoráveis para a formação das tempestades.

COUTO *et al.* (2012) procuraram compreender alguns dos aspectos ou características atmosféricas associadas a ocorrência de altas taxas de precipitação e inundações na Ilha da Madeira, Portugal. Dados de totais de precipitação foram analisados no período correspondente aos meses de inverno de 2009/2010, isto é, dezembro de 2009 a janeiro de 2010 para a obtenção dos eventos extremos de precipitação e posteriormente foram identificados os sistemas meteorológicos responsáveis pelas fortes chuvas através das cartas sinóticas elaboradas pelo Instituto de Meteorologia de Portugal. A partir das análises realizadas, os autores verificaram que a passagem de frentes frias foi a responsável por aumentar a umidade nos níveis mais baixos da atmosfera que associados com efeitos de orografia favoreceram à formação das tempestades originando as altas taxas de precipitação acumuladas.

No trabalho de GRICE e MADOX (1983) foram analisadas as características sinóticas de trinta e três eventos de fortes chuvas sul do Texas. Utilizando dados de cartas meteorológicas nos níveis de 850, 700, 500, 300 e 200hPa, mapas com dados de superfície a cada 3 horas e parâmetros de instabilidade e umidade, os autores verificaram que para trinta e

um dos trinta e três casos de fortes chuvas estavam associados ou a padrões frontais ou devido à formação de uma mesoalta.

MÄTLIK e POST (2008) estudaram os sistemas meteorológicos que ocasionaram eventos de fortes chuvas no período de 1961-2005 na Estônia. De acordo com os autores, um evento classificado como “chuva forte” era aquele em que o total diário de precipitação acumulada fosse de no mínimo 50 mm em pelo menos uma estação da rede de observação distribuída na região. Os autores, utilizando imagens de satélite e dados sinóticos plotados em diferentes níveis da atmosfera, verificaram que 88% dos eventos foram ocasionadas pela passagem de sistemas frontais e 12% causados por efeitos de convecção e instabilidade.

De acordo com LEMOS e CALBETE (1996) na América do Sul a interação entre a convecção tropical e sistemas frontais ocorre mais frequentemente quando os sistemas frontais se encontram na banda entre 20°S e 35°S e que o deslocamento desses sistemas está associado ao escoamento ondulatório de grande escala. Frentes frias, associadas a ciclones extratropicais, se movem no continente da América do Sul para nordeste e são, quase sempre, formadas intensificadas sobre o continente especificamente na parte central leste da América do Sul, sendo esta vista como fortemente frontogenética, isto é, nesta região as condições atmosféricas são favoráveis para a gênese ou intensificação de frentes frias que podem dar origem a grandes acumulados de precipitação (SATYAMURTY e MATTOS, 1989).

No trabalho de PINHEIRO *et al.* (2012) foi feita uma análise sinótica de um evento extremo que ocorreu na tarde do dia 30 de janeiro de 2012 e originou fortes temporais que atingiram diversas regiões da Argentina provocando impactos também em localidades das Províncias de Buenos Aires, Córdoba e Mendoza. Utilizando imagens do satélite GOES-12 (infravermelho) e de simulações com o modelo regional ETA, os autores verificaram a formação de uma célula convectiva isolada que se intensificou devido à presença de um sistema de baixa pressão, forte aquecimento e umidade transportada pelo jato de baixos níveis (JBN) na noite do dia 30/01/2012. De acordo com PINHEIRO *et al.* (2012), este padrão de circulação gerou difluência no escoamento provocando divergência de massa em altitude e intensificou o movimento ascendente na coluna atmosférica. O JBN associado ao padrão em altitude contribuiu para a configuração de uma área potencialmente instável, favorecendo forte convecção, inclusive, com queda de granizo em localidades de Córdoba e Buenos Aires.

No Brasil, diversos trabalhos têm mostrado a importância da identificação e análise da estrutura física dos sistemas meteorológicos que originam altos acumulados de precipitação. No trabalho de FOSS e NASCIMENTO (2009) foram identificados os episódios (claramente associados a ventos locais destrutivos) que causaram danos mais significativos no ano de 2003 na região Sul do Brasil. Utilizando dados provenientes da Reanálise do NCAR/NCEP, radiossondagens da região e observações de superfície, investigaram a forçante sinótica associada aos eventos, assim como a magnitude dos “ingredientes atmosféricos” tipicamente associados à convecção severa de latitudes médias. Os autores verificaram que no inverno, na região sul do Brasil, sistemas sinóticos são os principais responsáveis pela ocorrência de temporais (representando situações onde uma intensa forçante dinâmica compensa a fraca forçante termodinâmica), diferentemente do verão, em que fatores locais ganham importância para o desenvolvimento de tempestades convectivas.

RODRIGUES *et al.* (2012) analisaram os padrões atmosféricos associados ao maior evento de precipitação na cidade de Fortaleza entre os dias 27 e 28 de março de 2012. Nestes dois dias, o acumulado de precipitação foi de 287,5 mm na estação meteorológica localizada no Centro de Ciências Agrárias da UFC no campus do Pici e houve também a ocorrência de inúmeros pontos de alagamentos com grandes transtornos nos deslocamentos na cidade, especialmente no campus onde ocorreu o transbordamento do riacho e do açude Santo Anastácio destruindo parte das instalações do centro de pesquisa de piscicultura. Utilizando dados provenientes do FUNCEME, INMET, CPTEC/INPE, imagens de satélite do GOES-12, cartas de altitude e boletins técnicos do CPTEC/INPE, os autores verificaram que a interação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) com um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) deu suporte para a convecção que originou as fortes chuvas sobre a região.

SARAIVA e FOSTER (2006) procuraram identificar o sistema sinótico responsável por gerar um evento de chuva intensa ocorrido em 04 de novembro de 2005 na cidade de Porto Alegre (RS). Neste dia a tempestade veio acompanhada de granizo, rajadas de vento e em alguns pontos da cidade o volume de chuva alcançou 97 mm. Utilizando dados de radar, imagens de satélite, dados de reanálise do NCEP/NCAR e cartas de pressão ao nível médio do mar, os autores verificaram que o deslocamento de um centro de baixa pressão em direção ao Estado do Rio Grande do Sul foi o responsável pela ocorrência das chuvas intensas na região.

No trabalho de NETO *et al.* (2010) foram descritos os padrões sinóticos da atmosfera para um caso específico de chuva intensa ocorrida no fim da tarde e início da noite do dia 27/12/2009 na região centro-sul do Brasil. Para identificar os sistemas meteorológicos atuantes os autores utilizaram cartas sinóticas de superfície, da troposfera média (500 hPa) e de altos níveis (250 hPa) assim como, ferramentas objetivas operacionais, elaboradas pelo Grupo de Previsão do Tempo do CPTEC/INPE, informando campos com valores significativos dos índices de instabilidade LIFTED, SWEAT e K, bem como campos de umidade na camada 850-500 hPa. Através das análises, os autores verificaram que o comportamento atmosférico esteve estreitamente ligado à forte instabilidade que reforçou a condição para a ocorrência de tempo severo, mesmo que de forma localizada, sobre parte do centro-sul do Brasil.

SEVERO e SILVA (1998) avaliaram as condições sinóticas envolvidas na ocorrência de chuvas intensas no dias 28 a 29 de maio de 1992 na região Sul do Brasil que provocaram o alagamento de diversas cidades do Vale do Itajaí em Santa Catarina (SC). Neste trabalho foram utilizadas as reanálises das 00 e 12 TMG do NCEP/NCAR para três níveis de pressão da atmosfera (850, 500 e 200hPa). Avaliando desde as condições iniciais até a dissipação do sistema, os autores verificaram que a interação entre uma corrente de jato nos altos níveis, advecção de ar úmido e advecção quente desde a região noroeste da América do Sul foram os causadores da instabilidade que disparou a atividade convectiva sobre a região Sul do Brasil.

Na região Sudeste, trabalhos recentes evidenciam a interação de sistemas meteorológicos de mesoescala e sistemas de escala sinótica para a gênese de tempestades e fortes chuvas. No trabalho de BENDER e FREITAS (2012) foram detectados, através de uma análise subjetiva de imagens de satélite do canal infravermelho, casos de linhas de instabilidade que cruzaram a Região Metropolitana de São Paulo entre 2002 e 2009. Os autores encontraram um total de 185 linhas no período analisado e verificaram que apesar de ocorrerem durante todo o ano, possuem maior frequência nos meses de verão, devido à maior atividade convectiva desta estação. As 185 linhas de instabilidade encontradas no período puderam ser classificadas quanto ao sistema atuante da seguinte maneira: pré-frontal (13 casos) quando ocorrem anteriormente à passagem de sistemas frontais; associadas a sistemas frontais ou ZCAS (160 casos), casos em que a própria banda frontal forma a linha de instabilidade ou quando esta se encontra no oceano, porém, com a formação da linha de

instabilidade na parte continental utilizando-se do escoamento de calor e umidade à frente ou de casos embebidos em ZCAS e sistemas isolados (12 casos), quando as linhas são geradas por aquecimento diurno e/ou interação com a brisa marítima. Sendo assim, os autores verificaram que os sistemas de grande escala originaram 94% das linhas de instabilidade encontradas.

No trabalho de MEIRELES e PALMEIRA (2006) foi analisado um estudo de caso de chuvas intensas em Minas Gerais que deu origem a deslizamentos de terra e inundações, quando 54 pessoas morreram, 101 ficaram feridas e 10.410 desabrigados. Os autores utilizando imagens de satélite no canal infravermelho (GOES-8) e análise sinótica dos níveis baixo (1000hPa), médio (500hPa) e alto (200hPa) das componentes zonal e meridional do vento e de ômega extraídas da reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996) verificaram que o evento de ZCAS ocorrida no período de 14/01/2003 a 24/01/2003 favoreceu o aumento da atividade convectiva no Estado de Minas Gerais e conseqüentemente na ocorrência de fortes chuvas sobre a região.

KOUSKY e SILVA (2011) analisando dados totais diários de precipitação disponíveis nas análises do Climate Prediction Center e dados de circulação que são derivados do NCEP/NCAR fizeram uma climatologia dos eventos de intensa precipitação para regiões selecionadas a leste do Brasil e procuraram documentar as características sinóticas associadas com os eventos extremos sobre o Sudeste do Brasil. Em seu trabalho, os autores consideraram eventos a serem analisados seriam aqueles que tivessem um acumulado maior ou igual 25 mm diário durante o período de 1 de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2010 e que excedessem os limiares de 10, 20 e 90% para determinar uma climatologia dos eventos de precipitação extrema.

ANDRADE e PINHEIRO (2012) diagnosticaram um evento de chuvas torrenciais ocorrido entre os dias 25 e 26 de dezembro de 2011. No município de Ubatuba, choveu 222,8 mm em apenas 24 horas, mais de 60% da normal climatológica de dezembro (INMET). Chuvas fortes também atingiram a capital fluminense (106 mm em Jacarepaguá), Guarujá-SP (198 mm), Baixada Santista-SP (92mm) e localidades do Vale do Paraíba (120 mm em Areias-SP). Para análise do evento foram utilizadas cartas de superfície e de altitude, imagens de satélite do GOES-12 e a versão operacional do modelo regional ETA 15km (ETA15) e

ETA 5 km (ETA5). Os autores constataram que a atuação da ZCAS favoreceu a ocorrência do evento de chuva extrema sobre a região e, através dos modelos numéricos, verificaram que as chuvas foram provocadas pela combinação de dois fatores: o escoamento em escala sinótica, que permitiu um transporte eficiente de umidade do oceano para o continente e os efeitos locais, como a orografia e os mecanismos de circulação de mesoescala.

No trabalho de MOURA e ESCOBAR (2010) foram encontrados 149 eventos de chuva intensa no Município do Rio de Janeiro, utilizando o percentil de 95% como limiar de chuva extrema diária para a identificação dos casos a serem analisados, tendo como base o banco de dados diários de precipitação da Fundação GeoRio, no período de 1997 até 2010. Para análise dos eventos, os autores avaliaram campos de pressão em superfície associados aos eventos de chuva intensa no Rio de Janeiro usando dados de pressão ao nível médio do mar (PNMM), proveniente do NCEP/NCAR e verificaram que o avanço de frentes frias sobre o Estado do Rio de Janeiro como o “gatilho” para a ocorrência dos casos de chuvas intensas encontrados.

SELUCHI (2006) objetivando a melhoria na previsão de eventos extremos de precipitação analisou os padrões sinóticos associados à ocorrência de deslizamentos de encostas na região da Serra do Mar. Para caracterizar os padrões sinóticos associados foram utilizados dados da Renálise II do NCEP correspondentes ao período 1995 a 2005. As datas de ocorrência dos deslizamentos para esse período foram extraídas do “Banco de Mortes” do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) do Estado de São Paulo. Segundo o autor, no total foram identificados 33 casos no período de verão, desde novembro de 1995 a dezembro de 2005 e todos estiveram associados a sistemas meteorológicos de escala sinótica. Especificamente, 18 casos foram ocasionados pela presença de sistemas frontais e 15 pela ZCAS.

MENEZES *et al.* (2008) procuraram entender melhor o tipo de ambiente atmosférico associado a um evento de chuva extremamente intensa, que ocorreu entre os dias 22 e 23 de dezembro de 1994, com impactos no sistema elétrico de FURNAS. Para análise do evento, os autores utilizaram dados meteorológicos convencionais, imagens de satélite, dados da rede pluviométrica instalada na área da bacia e modelagem numérica e verificaram que o sistema

sinótico atuante que deu origem as fortes chuvas sobre a região do Vale do Paraíba era do tipo frontal.

MENEZES *et al.* (2000) estudaram, do ponto de vista observacional, quatro casos de chuvas intensas ocorridas no verão de 2000 no Estado do Rio de Janeiro, sendo que duas delas conseguiram se propagar e atingir o município do Rio e as outras duas decaíram antes de atingi-lo. Para o diagnóstico dos eventos, os autores analisaram imagens do satélite GOES-8 e do radar Doppler (CAPPI a 3 Km de altura) do Ministério da Aeronáutica localizado no Pico do Couto (RJ), as análises e previsões do modelo regional ETA/CPTEC e as sondagens do aeroporto do Galeão e mostraram que linhas de instabilidade associadas à forte instabilidade termodinâmica presente no dia do evento foram os sistemas atmosféricos responsáveis pela ocorrência de chuvas intensas no município do Rio

NETO (2012) utilizando dados dos 32 pluviômetros da rede de precipitação da Fundação Instituto de Geotécnica do município do Rio de Janeiro (GEORIO) fez um levantamento de eventos extremos de chuva (EEC) que ocorreram na região no período abrangente entre janeiro de 2000 e dezembro de 2010. Em seu trabalho, para um episódio de chuva ser considerado como um EEC era necessário que fosse produzido uma precipitação média nos 32 pluviômetros e acumulada em 24h maior do que 50 mm. Com este critério foram identificados 32 EEC's. Com a classificação sinótica para cada um dos eventos realizada, NETO (2012) verificou que dos 32 EEC's, 15 (47%) estavam associados a frentes frias (FF), 12 (37%) com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e para 5 (16%) não foi possível identificar nenhum sistema de escala sinótica associado.

Segundo KONRAD II (1997), na estação quente, os processos físicos que originam precipitações intensas ocorrem primeiramente na mesoescala embebidos um ambiente sinótico, onde várias características presentes nesta escala dão suporte para a convecção e chuvas fortes. A formação de tempestades é uma interação entre condições nessas diferentes escalas, ou seja, propõe-se que os sistemas convectivos dependem dos processos físicos que ocorrem na grande escala, onde estes processos desenvolvem uma estrutura termodinâmica adequada para dar suporte ao desenvolvimento destes sistemas, enquanto que os processos de mesoescala atuam, principalmente, para iniciar a convecção (DOSWELL, 1987).

De acordo com o Boletim Climanálise especial do CPTEC/INPE (1986) durante o regime de verão, as frentes frias ao ingressarem no sul do país, associam-se a um sistema de baixa pressão em superfície sobre o Paraguai conhecida como Baixa do Chaco e intensificam-se. Estes sistemas neste período, frequentemente ficam semi-estacionados no litoral da região Sudeste, devido à presença de vórtices ciclônicos em altos níveis na região Nordeste. A permanência dos sistemas frontais sobre esta região organiza a convecção tropical nas Regiões Central e Norte do Brasil e caracteriza a formação de ZCAS.

No litoral sudeste do Brasil, OLIVEIRA (1986) e JUSTI DA SILVA E SILVA DIAS (2002) encontraram um número de sistemas frontais relativamente maiores no inverno comparado ao verão. No entanto, SATYAMURTI *et al.* (1998) mostram que nos meses de verão as frentes frias tendem a atuar por mais tempo, associadas às ZCAS.

Para ROCKWOOD e MADDIX (1988), as condições locais podem favorecer a formação de convecção, porém se não existirem mecanismos de grande escala nas proximidades, esta convecção não se desenvolverá a ponto de formar um grande sistema de tempestades.

Pelos trabalhos mostrados nesta revisão verifica-se que a ocorrência de eventos extremos de chuva, variável desencadeadora de desastres naturais, está estreitamente ligada a sistemas meteorológicos de grande escala e, portanto, estudos regionalizados da estrutura e dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos associados a estes sistemas torna-se uma ferramenta de grande utilidade para seu entendimento e previsão. Especificamente no Estado do Rio de Janeiro, verificou-se que a ocorrência de fortes chuvas tem estado associada a tempestades embebidas em sistemas de grande escala como frentes frias e ZCAS (MENEZES *et al.*, 2000; GUIA *et al.*, 2006, DEREZYNSKI *et al.* 2008, BARCELLOS, 2009; SILVA e REBELLO, 2010; KOUSKY e SILVA, 2011 e POLIFKE DA SILVA, 2011).

## 2.2 Incertezas na previsão numérica de precipitação

Dentro do conjunto das variáveis meteorológicas, a precipitação tem sido a mais difícil de ser prevista com precisão através dos diversos modelos numéricos e estatísticos existentes. Um dos principais motivos da baixa previsibilidade da precipitação é seu comportamento episódico, ou seja, a alta variabilidade no espaço e no tempo, além da sua descontinuidade espacial e temporal. Os mecanismos que controlam a formação da precipitação em cada região podem ser diferentes e dependem da época do ano, mostrando a necessidade de calibrações sazonais e regionais nos modelos de análise e previsão do tempo (ESPINOSA, 2011).

Os modelos meteorológicos globais e regionais são hoje as ferramentas mais importantes para a previsão do tempo em todo mundo. Historicamente, os modelos globais representam bem a circulação geral da atmosfera e tem boa acurácia na representação de sistemas de grande escala, embora possuam limitações na representação de fenômenos de meso e microescala. Nestas escalas, o uso de modelos regionais (ou modelos de área limitada) tem conseguido melhorar a representação em relação aos modelos globais, pois as simulações permitem a utilização de uma melhor resolução e conseqüentemente uma representação mais realística dos processos de turbulência, convecção, microfísica e das condições de contorno, como a topografia, linha de costa, cobertura de solo, vegetação, entre outros (SAAD *et al.*, 2010).

De acordo com SAULO *et al.* (2001) modelos numéricos regionais com maiores resoluções e parametrização de convecção adequados apresentam melhor desempenho na representação de processos que dão origem à precipitação. Com isso, avaliações e calibrações destes modelos através de medidas observacionais em uma densa rede observacional de dados, são indispensáveis e se tornam uma grande aliada na avaliação destes modelos. Isso não é feito de forma eficaz na América do Sul onde a densidade de observações ainda é inferior para a avaliação de modelos numéricos regionais com altas resoluções fazendo com que a análise de seu desempenho seja inadequada afetando, conseqüentemente, a qualidade das simulações e previsões do tempo.

Uma das alternativas usadas pelos centros operacionais tem sido a técnica de previsão por “ensemble”. Para BUSTAMANTE e CHOU (2006) dois fatores afetam diretamente a qualidade das previsões: as incertezas na condição inicial e os erros intrínsecos ao modelo. Ainda segundo as autoras, o uso da técnica de ensemble pode discretizar estas duas fontes de erros. Desta forma, ao criar um conjunto de previsões, pode-se além de determinar a probabilidade de ocorrência de um evento, determinar a confiabilidade destas previsões através do conhecimento do espalhamento das previsões. Ou seja, previsões com pequeno espalhamento asseguram alta confiabilidade enquanto que previsões com grande espalhamento tem baixa confiabilidade.

Segundo MOLINARI e DUDEK (1992), a precipitação é um dos parâmetros meteorológicos mais importantes na região tropical e, infelizmente, um dos mais difíceis de ser simulado em modelos numéricos da atmosfera. A precipitação, principalmente a “convectiva”, tem um caráter muito local e não existem ainda parametrizações para representá-la adequadamente em modelos numéricos. Para a previsão de fortes chuvas associadas a tempestades severas a curto prazo, além da análise de tempo em mesoescala, essa previsão depende essencialmente de características do ambiente de grande escala (SILVA DIAS, 1987).

Para WULFMEYER *et al.* (2008), a previsão quantitativa da precipitação em regiões de montanhosas é um desafio para a comunidade das ciências atmosféricas. Pois por um lado, a precipitação orográfica pode ser intensificada e resultar em grandes inundações. Por outro lado, os mecanismos que conduzem à iniciação da convecção não são bem compreendidos e nem adequadamente reproduzidos pelos modelos de previsão do tempo. Isto resulta em baixos valores previstos de precipitação, tanto em termos da distribuição espacial da precipitação e sua evolução temporal.

BENDER *et al.* (2011) avaliaram as previsões geradas pelo modelo operacional WRF instalado no IAG/USP em três grades aninhadas, para um evento de extremo de precipitação para o estado de São Paulo, que ocorreu no dia 28/02/2011. Para essa avaliação, o modelo foi integrado por 72 horas desde o dia 26/02/2011-00Z até 28/02/2011-00Z, sendo a avaliação realizada com relação à temperatura e a precipitação. Quanto à temperatura, verificou-se uma modulação da mesma pela precipitação, sendo subestimada nos casos em que o modelo previu precipitação e esta não foi observada e superestimada nos casos em que o modelo não detectou a ocorrência da chuva. No entanto, como se trata de uma previsão é importante

ressaltar que uma das grandes dificuldades em previsão numérica do tempo está em prever corretamente eventos extremos. O modelo conseguiu prever a ocorrência da precipitação, porém não com a intensidade e local em que esta foi observada, de modo que um único evento não é significativo para avaliar o desempenho do modelo.

Com a finalidade de auxiliar os meteorologistas da Climatempo à tomada de decisão da previsão do tempo, SAAD *et al.* (2010) deram início ao desenvolvimento de um conjunto de rotinas de avaliação individual dos modelos numéricos comparando os resultados destes com a rede de dados observados em superfície e dados de estimativa de precipitação via satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). Neste trabalho, foram analisadas as previsões feitas pelos modelos GFS, MM5 e WRF para os horizontes de 24h, 48 e 168 horas de previsão com a precipitação estimada pelo TRMM, e também com a temperatura e chuva observada em estações do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) para o mês de abril de 2010 para diferentes cidades do Brasil. Verificou-se que, apesar dos modelos simularem de forma adequada o comportamento da precipitação, na grande parte das cidades analisadas a mesma foi subestimada pelos modelos.

APPLEQUIST *et al.* (2002) ressaltam que a melhoria dos modelos de previsão numérica e procedimentos de inicialização durante as décadas recentes tem resultado em uma correspondente melhora na previsão do tempo. Entretanto, devido ao fato de que a precipitação é altamente dependente dos processos de pequena escala e geografia local, a previsão quantitativa da precipitação não é ainda tão acurada como as previsões dos campos sinóticos como, por exemplo, de pressão, temperatura, umidade e velocidade do vento.

No trabalho de AZEVEDO e LEITÃO (2008), foram avaliados os desempenhos dos principais modelos meteorológicos usados na previsão de tempo no Brasil: GLOBAL/CPTEC, ETA/CPTEC, MBAR/INMET e NCEP/INMET. A área estudada foi o Estado da Paraíba, a qual foi dividida em três regiões distintas: Agreste/Litoral, Cariri/Curimatau e Sertão. O período analisado foi de janeiro a dezembro de 2002, sendo a principal variável analisada a precipitação. Durante o período analisado foram comparados diariamente os prognósticos de chuva de cada modelo mencionado com os dados observados nas estações pluviométricas existentes no Estado. Os resultados mostraram que todos os modelos analisados subestimaram a previsão da precipitação.

No trabalho LEIVAS *et al.* (2011) foram avaliadas as previsões do modelo regional BRAMS de novembro de 2008 a março de 2009 para a região da Amazônia Ocidental a partir da comparação entre dados observados/estimados, oriundos do NCEP/NOAA, e os valores previstos pelo BRAMS. Foram analisados os prognósticos de precipitação diária gerados pelo modelo BRAMS, para os horizontes de 24, 48, 72 e 96 horas. Verificou-se que o modelo BRAMS foi um bom indicador de ocorrência de precipitação, apesar da tendência de superestimativa, principalmente no noroeste do Amazonas.

Com o objetivo de avaliar o desempenho do modelo operacional ETA em prever os campos de precipitação e pressão ao nível médio do mar num prazo de até 120 horas para toda a América do Sul, MOURA *et al.* (2010) realizaram dois experimentos no período de dezembro de 2007 a fevereiro de 2008: o primeiro utilizando as análises do Physical-Space Statistical Analysis System (denominado de ETA-I) e o segundo utilizando as análises do NCEP (denominado de ETA-II) como condições de inicialização e de entrada. Para avaliar o desempenho na previsão da precipitação total diária para os dois experimentos realizados, os autores calcularam as diferenças entre a chuva prevista em 24 horas pelo modelo com relação à chuva observada para o mesmo período. Os autores verificaram que o ETA-II superestimou fortemente as previsões de precipitação nas primeiras 24 horas de integração, principalmente na Região Norte do Brasil. Com os instantes seguintes das integrações, ocorreu uma diminuição na tendência da superestimativa do ETA-II, ficando com áreas de superestimativas concentradas apenas no oeste da região Norte e na região Central do Brasil. Para o ETA-I, os resultados encontrados mostraram a mesma tendência observada no experimento ETA-II.

No trabalho de PILOTTO *et al.* (2006) foram utilizados dados de precipitação da Fundação GeoRio para avaliar os dados dos oriundos do Hidroestimador do CPTEC/INPE, o TRMM, o Global Precipitation Climatology Project (GPCP) e das Reanálises do NCEP/NCAR, no período abrangente de janeiro de 2004 a dezembro de 2005 para o Município do Rio de Janeiro. Os autores verificaram que os dados de precipitação gerados por modelos e estimados por satélite não são capazes de captar os picos de precipitação que em geral ocorrem nas regiões a barlavento das montanhas, como por exemplo, nas estações do Sumaré, na Grota Funda e Mendanha. Ao mesmo tempo, os autores verificaram que os

modelos tendem a espalhar a precipitação e não concentrá-las como verificado nas observações.

Sendo as simulações e previsões da precipitação ineficientes em eventos de fortes chuvas associados a sistemas convectivos, TEIXEIRA e SATYAMURTY (2006) relatam que variáveis dinâmicas e termodinâmicas presentes na estrutura dos sistemas convectivos podem ser analisadas a fim de detectar o potencial da atmosfera na formação das tempestades que dão origem a altos acumulados de precipitação. Os autores ainda relatam que os resultados destas variáveis, obtidos através de modelagem numérica, são de grande auxílio aos meteorologistas na tomada de decisão se um forte episódio de chuva está prestes a acontecer.

### **2.3 Uso de indicadores de tempo severo para previsão de fortes chuvas**

Segundo BROOKS *et al.* (2006) um importante princípio da previsão de qualquer fenômeno atmosférico é saber quais são as condições atmosféricas críticas para a determinação da potencialidade de seu desenvolvimento e os danos gerados à sociedade. Tempestades e inundações são fenômenos que afetam todos os aspectos da vida humana. Com isso, estimar a possibilidade do desenvolvimento de tempestades, isto é, a instabilidade atmosférica representa um dos principais desafios na comunidade científica, especialmente no período quente (MARINAKI *et al.*, 2006).

Para HUNTRIESER *et al.* (1996), a previsão das tempestades é uma das maiores dificuldades na tarefa da previsão do tempo devido à sua alta variabilidade espaço-temporal. Com isso, trabalhos utilizando uma variedade de parâmetros dinâmicos e termodinâmicos derivados de dados de sondagem e a modelagem numérica têm sido testado e mostrado resultados satisfatórios no que tange a previsão das condições atmosféricas favoráveis para o desenvolvimento de fortes chuvas. WETZEL e MATIN (2000) relatam que previsões de fortes chuvas podem ser feitas baseadas em indicadores, que, segundo os autores, podem ser definidos como um elemento ou processo físico fundamental que diretamente contribui para o desenvolvimento e intensidade das tempestades.

MENEZES (1998) relata que tempestades tipo cumulonimbus, eventos na escala meso- $\gamma$  (ORLANSKI, 1975), são caracterizadas por dimensões espacial e temporal muito reduzidas e de difícil previsibilidade. Assim, a utilização de modelos numéricos de

previsão do tempo, com altas resoluções espacial e temporal, para um melhor entendimento da dinâmica dos fenômenos regionais e locais, apresenta-se como ferramenta extremamente útil para aumentar a sua previsibilidade no que se refere a informações que podem ser extraída dos chamados indicadores de tempo severo.

A análise das condições atmosféricas durante a ocorrência de tempestades leva a comunidade científica a desenvolver parâmetros que indicariam se as condições do tempo seriam favoráveis ou não para o desenvolvimento de tempestades. Tais condições podem ser verificadas através de indicadores de tempo severo, mas para que uma avaliação objetiva destes indicadores seja realizada é necessário o estabelecimento de limiares que os quantifiquem, visto que variam amplamente com a localidade, estação do ano e até mesmo situação sinótica (MARINAKI *et al.*, 2006).

De acordo WETZEL e MATIN (2000), a duração de uma tempestade pode ser avaliada através de uma evolução de ingredientes atmosféricos analisados por todo o período de previsão. Se os ingredientes necessários estão presentes em uma dada hora de previsão, então a precipitação pode ser esperada naquele momento. Se um importante ingrediente não é esperado na próxima hora de previsão, a precipitação é improvável de ocorrer naquela hora.

Segundo SILVA DIAS (2000), os indicadores de tempo severo baseados em perfis verticais de temperatura, umidade e vento são usados para sintetizar algumas características termodinâmicas e de cisalhamento vertical do vento típico de situações convectivas. Dentre as situações convectivas distinguem-se duas categorias:

- Grandes acumulados de chuvas, sem granizo e com vento moderado. São em geral chuvas mais prolongadas provenientes de sistemas estacionários ou de séries sucessivas de sistemas que tem trajetória semelhante.
- Grandes intensidades de chuvas, queda de granizo e fortes ventanias. Em geral, as células convectivas têm deslocamento bem definido e não produzem grandes acumulações de chuva; há possibilidade de rajadas intensas, micro-explosões e tornados, porém cada caso tem que ser monitorado de perto. Estas tempestades são denominadas tempestades severas.

De acordo com NASCIMENTO (2005), uma estratégia operacional de previsão de tempestades severas de possível aplicação no Brasil envolve o cálculo de parâmetros meteorológicos que destacam, de forma objetiva e acurada, condições favoráveis ao desenvolvimento de convecção severa, as quais podem ser obtidas de observações e de resultados de modelos de mesoescala dentro de um ciclo típico de operação de previsão de curto prazo (*nowcasting*).

Segundo BLANCHARD (1998) muitos dos indicadores são designados especificamente para avaliar o potencial de tempestades convectivas severas e cada indicador tem os seus pontos fortes e pontos fracos. Portanto, indicadores individuais não podem ser pensados como provedores de uma completa caracterização do estado da atmosfera.

HENRY (2000) relata que meteorologistas operacionais do Serviço Meteorológico de Nova Zelândia põem considerável ênfase nos dados de modelos numéricos do tempo para a avaliação da instabilidade atmosférica e que indicadores de tempo severo são de grande importância no ambiente operacional, pois além de ajudar os previsores na visualização do estado da atmosfera em escala sinótica, providenciam uma avaliação do ambiente atmosférico favorável à convecção alertando os meteorologistas na possibilidade da formação de fortes chuvas.

BROOKS (2006) elaborou uma climatologia global (Figura 2.3) dos dias com características atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas em todo o globo gerando pseudo-sondagens (devido à escassez de dados com observações de radiossondagem em todo o globo), isto é, perfis verticais atmosféricos oriundos de dados da Reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996) no período de 1980 a 1999. Observa-se através da Figura 2.3 que a região centro-sul do Brasil é suscetível a condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de tempestades severas. Sendo estas em muitos casos, o gatilho para o desencadeamento de desastres naturais no país.

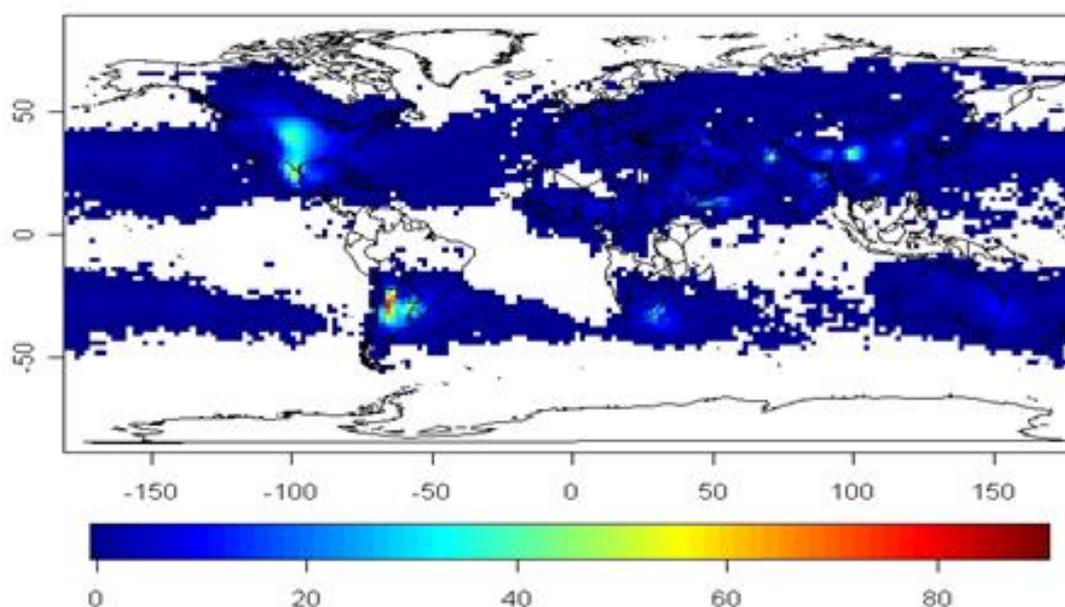


Figura 2.3: Média anual de dias com condições favoráveis para tempestades severas através de sondagens oriundas da reanálise no período de 1980-1999. A cor branca representa locais em que nenhuma dos ingredientes atmosféricos para convecção severa caracterizou condições necessárias para a ocorrência de eventos extremos. (Fonte: BROOKS (2006)).

Em todo mundo, inúmeros trabalhos têm mostrado a aplicabilidade dos indicadores de tempo severo como ferramenta útil na previsão de tempestades e fortes chuvas. Em grande parte deles, observa-se a grande variabilidade quantitativa dos limiares destes indicadores caracterizando a necessidade de estudos regionalizados, visto que, tais limiares afetam diretamente o sucesso na identificação e previsão de um sistema meteorológico de caráter severo. No trabalho de MARINAKI *et al.* (2006), por exemplo, foram investigados índices de instabilidade, como, por exemplo, índice Showaler, K, Total Totals, Boyden, Jefferson, entre outros com o objetivo da previsão de tempestades para três regiões da Grécia. Os indicadores foram calculados a partir de observações de radiossondagem espalhadas nas regiões analisadas totalizando assim 17 estações meteorológicas. Foram analisados quais eram os índices mais apropriados para monitorar a ocorrência de tempestades e verificaram que a avaliação individual dos índices de instabilidade não é suficiente por si só, ou seja, cada índice tem a sua particularidade na identificação das características atmosféricas favoráveis à ocorrência de fortes chuvas. Sendo assim, análises em conjunto destes indicadores devem ser realizadas objetivando auxiliar o previsor na identificação se um evento de chuva forte irá ocorrer ou não.

HUNTRIESER *et al.* (1996) retrataram que a maioria dos índices de instabilidade inclui somente valores de temperatura e umidade em níveis de pressão padronizados para o cálculo da instabilidade a fim de dar ao previsor uma orientação de quão estável ou instável as condições que predominam a atmosfera se encontram. Os autores verificaram, por exemplo, que observar a diferença entre temperatura do ar (T) e a temperatura do ponto de orvalho (Td) é mais importante do que olhar Td somente, pois a depressão do ponto de orvalho é bem correlacionada com a umidade relativa em uma faixa típica das condições de verão e que a diferença mais interessante da depressão ocorre na camada entre 3 e 4 km (600-700hPa). O indicador de tempo severo que mais caracterizou a instabilidade foi o índice Showalter para as sondagens obtidas às 00 UTC. Para as sondagens obtidas no horário das 12 UTC, os autores verificaram que o índice SWEAT era o mais marcante na ocorrência de fortes chuvas.

Além dos índices de instabilidade, HUNTRIESER *et al.* (1996) observaram que o cisalhamento vertical do vento e umidade relativa caracterizavam uma marcante correlação para o desenvolvimento de tempestades. Nos dias com formação de tempestades, a atividade do cisalhamento do vento na camada entre 3 e 6 km era fraca nas sondagens feitas às 00 UTC. Já o contrário, isto é, forte cisalhamento do vento entre a superfície e três quilômetros acima (jato de baixos níveis) estava presente às 12 UTC. Para análise da umidade relativa, os autores diagnosticaram que para dias com ocorrência de tempestades existia uma camada seca em 850 hPa na sondagem realizada às 00 UTC e uma camada mais úmida em 700 hPa na sondagem realizada às 12 UTC, o que não era observado nos dias sem tempestades.

Para JACOVIDES e YONETANI (1990), a maioria das técnicas que combinam informação térmica e umidade nos baixos e médios níveis da troposfera destinam-se a indicar a probabilidade dos locais com alta disponibilidade de umidade para a convecção. De acordo com os autores, alguns índices podem ser melhores na previsão de tempestades de massas de ar, enquanto outros podem caracterizar melhor as condições ambientais para sistemas de tempo severo. Ainda segundo os autores, índices combinados reduzem as taxas de alarme falso em cerca de 50% e melhoram os coeficientes de correlação entre a previsão e os eventos observados. Entretanto, determinadas combinações diminuem levemente a probabilidade de detecção. Diante disso, se faz sempre necessário a verificação das condições sinóticas no acompanhamento dos indicadores de tempo severo.

Para PEPPLER (1988), a instabilidade é uma das propriedades do ambiente atmosférico de grande escala dentro dos quais sistemas que produzem chuvas se desenvolvem. Se a atmosfera é instável com abundante umidade nos baixos níveis e um mecanismo de gatilho existe para levantamento do ar, sistemas convectivos e chuva podem se desenvolver. Usando cartas com isopletas de campos do índice K sobrepostas aos locais com registros de tempestades, o autor verificou que valores de K acima de 40°C são indicativos de grande probabilidade de ocorrência de tempestades.

HARNACK *et al.* (1999) analisaram 81 casos de chuvas intensas ocorridas em Nova Jersey entre 1958 e 1993. Para avaliar os sistemas convectivos que deram origem a estas chuvas intensas, os autores calcularam médias e desvios padrões da temperatura, umidade, vento, temperatura potencial equivalente, vorticidade, advecções e divergências nas camadas da atmosfera entre 850 e 100hPa e índices de instabilidade. Os autores verificaram que as condições da atmosfera próximas ao início dos eventos de tempestades severas em Nova Jersey eram caracterizadas por alta disponibilidade de umidade entre 850 e 400hPa, convergência de umidade e ventos em baixos níveis, divergência em altos níveis e advecção de ar quente da baixa para a média troposfera (aproximadamente 5.500 metros).

No Brasil, BENETI e SILVA DIAS (1986) analisaram a performance de alguns índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. Utilizando os dados de sondagens realizados no Aeroporto de Congonhas em São Paulo, para o período de 1971 - 1982, os autores calcularam valores médios, mínimos e máximos dos índices para os quatro trimestres do ano e verificaram que os valores indicativos para a maioria dos índices se concentram nos trimestres em que são observados maiores valores de precipitação.

LIMA (2005) utilizando o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) analisou um caso de tempestade ocorrida entre a noite do dia 16 e madrugada do dia 17/02/2004 na bacia hidrográfica do rio Manso (MT) através da aplicação dos índices de instabilidade ao estudo de caso analisado e propuseram também a introdução de um novo índice de instabilidade, denominado CK, como ferramenta para previsão de tempo. Segundo a autora, para que exista a formação de convecção profunda é necessária a ocorrência simultânea de: *Condição termodinâmica favorável*, normalmente denotada pela ocorrência de instabilidade termodinâmica na atmosfera; e *Efeito forçante ou “gatilho” para o disparo da convecção*, que representa algum mecanismo que produza levantamento deste ar instável, de

forma que a convecção seja iniciada. Aplicando este conceito a tempestade ocorrida no dia 16-17, a autora verificou que os índices K e CK corresponderam de forma satisfatória às condições atmosféricas que deram origem as chuvas intensas observadas no evento.

Em CERQUEIRA (2006) índices de instabilidade foram calculados a partir de integrações com o modelo regional ETA, como um auxílio na previsão da localização e intensidade dos núcleos de precipitação mais intensa em um episódio de ZCAS ocorrido entre 27/12/2002 e 07/01/2003. A autora mostrou que o modelo apresentou bom desempenho na previsão da localização da faixa de precipitação associada à ZCAS, contudo ele não foi capaz de prever os máximos isolados de precipitação embebidos neste cinturão. Neste trabalho verificou-se que os índices K e os índices CK e CITT, mostraram-se eficientes na previsão das chuvas intensas que ocorreram durante este evento. Outros índices testados (Conv, Convw, ILEV, ITT e CILEV) não indicaram bons resultados, o que pode, de acordo com a autora, estar relacionado à resolução do modelo, que é baixa (40 km) para detectar condições mais intensas de instabilidade.

MOURÃO e MENEZES (2006) analisaram dois casos de tempestades com chuva elevada e ventos fortes que atingiram o Rio de Janeiro nos dias 31/01/2000 e 21/03/2003. Os autores utilizaram para estudar o comportamento das tempestades alguns índices da instabilidade (K, TT, Gradiente Vertical da Temperatura e CK) sobre a região do Estado do Rio de Janeiro simulados pelo RAMS. De acordo com MOURÃO e MENEZES (2006) os resultados mostram uma semelhança muito boa entre valores quantitativos dos índices simulados e os lugares de desenvolvimento de tempestades convectivas. Ainda de acordo com os autores, a compreensão do comportamento dos índices pode ajudar muito na previsão do tempo de eventos de pequena escala.

BINI *et al.* (2006) estudaram um tornado que atingiu a cidade de Piracicaba no dia 29 de março de 2006, interior de São Paulo, aproximadamente às 11:35 da manhã causando diversos transtornos. O evento gerou notícias na mídia devido à sua intensidade e danos físicos. Os autores procuraram analisar as características do evento com o modelo regional BRAMS para simular as condições do tempo e verificar a capacidade do modelo em prever ou ajudar como indicativo de condições favoráveis para a formação de um tornado. BINI *et al.* (2006) calcularam diversos índices atmosféricos através das saídas numéricas como por exemplo, os índices Showalter, Sweat, Totals e K, além do CAPE, CINE e DNVR e

verificaram que os resultados numéricos serviram como um bom indicativo de tempestade severa e formação de supercélulas sobre a região de Piracicaba.

NASCIMENTO *et al.* (2010) estudaram um caso de ciclone na costa do Rio de Janeiro no dia 24 de abril de 2008. Neste dia, ondas oceânicas (chegando a 3 metros de altura em toda orla do Rio de Janeiro) invadiram a Baía de Guanabara e causaram um acidente com vítimas num catamarã de transporte de passageiros entre os municípios do Rio de Janeiro e de Niterói. A partir de simulações com o modelo numérico BRAMS, os autores aplicaram os indicadores de tempo severo objetivando avaliar a eficiência dos mesmos em caracterizar e prever a intensidade de sistemas de tempo de caráter sinótico (como os ciclones). NASCIMENTO *et al.* (2010) utilizaram os índices K, TT, Lapse-Rate, CK e CITT e verificaram que índices demarcaram de forma mais localizada as tempestades associadas ao ciclone estudado.

MENEZES *et al.* (2000) estudaram, utilizando previsões feitas pelo modelo ETA, quatro casos de tempestades ocorridas no verão de 2000 no Estado do Rio de Janeiro. Duas delas conseguiram se propagar e atingir o município do Rio, e as outras duas decaíram antes de atingí-lo. Os autores observaram que sistemas convectivos de mesoescala que atingem a cidade do Rio de Janeiro têm uma forte tendência de se formarem em regiões que apresentam convergência de umidade em uma camada relativamente profunda, em geral, entre 1000 e 850 hPa.

No trabalho de GROSSMAN (2010), foi analisada a contribuição dos índices de instabilidade com o objetivo de determinar locais favoráveis à formação de tempestades intensas que deram origem a fortes chuvas no Município do Rio de Janeiro. Em seu trabalho, foram feitas simulações numéricas de 4 (quatro) tempestades (31/01/2000, 21/03/2003, 27/01/2006 e 20/08/2006) que atingiram o estado do Rio de Janeiro e causaram precipitação intensa, sendo um deles um caso que provocou uma tempestade severa de granizo sobre o município do Rio de Janeiro. A autora verificou que para os quatro eventos o comportamento dos índices de instabilidade caracterizaram os locais que eram favoráveis à formação de tempestades quando comparados com imagens de satélite e radar.

Pelos trabalhos apresentados nesta revisão, verificou-se que a utilização de variáveis meteorológicas presentes na estrutura dinâmica e termodinâmica das tempestades (indicadores de tempo severo) são ferramentas úteis na identificação da susceptibilidade da atmosfera para a formação de sistemas convectivos mais intensos que dão origem a altos acumulados de precipitação. A seguir, é feita uma breve descrição de alguns indicadores de tempo severo que têm sido utilizados pela comunidade científica na previsão do tempo.

- **Índice K**

O índice K é definido como (GEORGE, 1960):

$$K = (T_{850} + Td_{850}) - (T_{700} - Td_{700}) - T_{500} \quad (^\circ C) \quad [2.1]$$

Onde, T e Td referem-se às temperaturas do ar e do ponto de orvalho, respectivamente, e os subscritos indicam os níveis de pressão (em hPa) correspondentes.

Definido pela soma das temperaturas de bulbo seco e ponto de orvalho em 850 hPa, subtraída da depressão do ponto de orvalho em 700 hPa e da temperatura de bulbo seco em 500 hPa, o índice K tende a melhor captar condições favoráveis à ocorrência de tempestades em ambientes úmidos em toda a troposfera, como é típico de ambientes tropicais (NASCIMENTO, 2005).

- **Índice Total Totals (TT)**

O índice Total Totals é definido por (MILLER, 1972):

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2 * T_{500} \quad (^\circ C) \quad [2.2]$$

No índice TT, T e Td referem-se às temperaturas do ar e do ponto de orvalho, respectivamente, e os subscritos indicam os níveis de pressão (em hPa) correspondentes.

Uma limitação do índice TT é a sua dependência da umidade em 850 hPa, pois esta em baixos níveis pode estar mais abaixo dessa superfície. Se uma massa de ar é quente e úmida, os índices K e TT dão interpretações semelhantes, mas quando a massa de ar é mais fria e seca, o Total Totals tem melhores resultados por dar um peso maior à presença de ar frio em níveis médios (BENETI e SILVA DIAS, 1986; SILVA DIAS, 2000).

- **Energia potencial disponível para a convecção (CAPE)**

A CAPE é uma medida integral da flutuabilidade das parcelas de ar, definida por:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} dz \quad [2.3]$$

Onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $T_v$  e  $T_{vp}$  são, respectivamente, as temperaturas virtuais do ambiente e de uma parcela de ar que ascende adiabaticamente na atmosfera. A flutuabilidade é integrada entre o nível de convecção espontânea (NCE) e o nível de equilíbrio (NE) ou nível de perda de empuxo.

Valor da CAPE maior que zero não significa condição suficiente para a formação de tempestades, pois esse é um índice que não contempla mecanismos de disparo de convecção; porém, quando a CAPE é maior que zero caracteriza uma condição necessária para a ocorrência de precipitação do tipo convectiva, pois é um indicativo de instabilidade condicional. No sistema internacional de medidas, a CAPE é expressa em J kg<sup>-1</sup>. Este índice é um parâmetro que indica o grau de instabilidade atmosférica.

- **Taxa de variação vertical da temperatura entre 500-700 hPa (*Lapse-Rate* – LR)**

O lapse-rate (LR) representa a variação  $dT/dz$  para os níveis médios, entre 700 hPa e 500 hPa, de modo que quanto maior for o LR para uma dada camada, maior será a instabilidade atmosférica para convecção profunda.

$$LR = -\frac{dT}{dz} = \frac{((T_{500} - T_{700}) * 1000)}{(geo_{500} - geo_{700})} \quad [2.4]$$

Valores de LR menores que 6°C km<sup>-1</sup> indicam condição estável; entre 6°C km<sup>-1</sup> e 9.0-9.5°C km<sup>-1</sup> o ambiente é condicionalmente instável, tornando-se absolutamente instável (situações de instabilidade extrema) a partir de cerca de 9.5°C km<sup>-1</sup> (NASCIMENTO, 2004).

- **Umidade específica em 850 hPa**

Chama-se umidade específica a massa do vapor numa dada região em relação à massa total de ar daquela região. Se expressa esse valor como a razão da massa de vapor pela massa total do ar. De acordo com a literatura (HUNTRIESER *et al.*, 1998; e HARNACK *et al.*, 1999), quanto maior a oferta de umidade nos baixos níveis, mais favorável a atmosfera se encontra ao desenvolvimento convectivo desde que as condições dinâmicas e termodinâmicas estejam presente.

- **Instabilidade atmosférica entre 850-700 hPa**

Este é um indicador que avalia a instabilidade atmosférica através da razão de decréscimo em altitude da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) entre duas camadas da atmosfera. Define-se  $\theta_e$  como sendo a temperatura em que uma parcela de ar é expandida de uma maneira adiabática seca até atingir a saturação. Após o início da condensação, o ar é expandido pseudo-adiabaticamente, até que todo o vapor de água tenha condensado, liberando seu calor latente com toda a água líquida precipitando-se. O ar é, então, comprimido adiabaticamente seco até o seu nível padrão de pressão ( $p_0$ ), nível de 1000hPa. Essa temperatura conserva-se para processos úmidos com ou sem precipitação, ou seja, é uma variável conservativa tanto para processos adiabáticos quanto para adiabáticos saturados. Essa temperatura representa essencialmente a soma da temperatura real do ar e do incremento de temperatura correspondente ao calor latente no vapor de água.

A distribuição horizontal dessa variável revela contrastes entre massas de ar. Uma formulação bastante usual de  $\theta_e$  é dada por:

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lr}{T_{NCL}C_p}\right) \quad [2.5]$$

Onde  $\theta$  é temperatura potencial,  $L$  é calor latente de mudança de fase munida de energia (J/kg),  $r$  é razão de mistura do vapor de água expressa em kg/kg,  $T$  é a temperatura da parcela de ar em seu nível de condensação por levantamento (NCL) medido em Kelvin  $C_p=1004 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

Neste estudo, a estabilidade convectiva será avaliada entre as camadas de ar 850hPa e 700 hPa, como proposto por BARCELLOS (2009), considerando o gradiente de  $\theta_e$  como:

$$\frac{\delta\theta_e}{\delta z} > 0 \quad \text{convectivamente estável}$$

$$\frac{\delta\theta_e}{\delta z} < 0 \quad \text{convectivamente instável}$$

$$\frac{\delta\theta_e}{\delta z} = 0 \quad \text{convectivamente neutra}$$

Ambientes favoráveis à convecção, isto é, convectivamente instáveis, são aqueles em que maiores valores negativos forem encontrados no gradiente de  $\theta_e$

- **Índice convectivo (KO)**

De acordo com ANDERSSON et al. (1989) o índice KO descreve a instabilidade potencial entre os níveis mais baixos e mais altos da atmosfera. É baseado no cálculo da temperatura potencial equivalente em diferentes níveis da atmosfera. Sua principal característica é a maior sensibilidade à umidade nos baixos níveis do que os tradicionais índices, como K e TT.

$$KO = \frac{1}{2} \cdot (\theta_{e700} + \theta_{e500} - 2\theta_{e850}) \quad [2.6]$$

- **Fluxos de energia estática em 850hPa**

NOBREGA *et al.* (2006) estudaram a variação sazonal dos fluxos de energia estática sobre o nordeste do Brasil. Os fluxos combinam fatores termodinâmicos (caracterizados pelas energias estáticas) aos aspectos dinâmicos da atmosfera (representados pelos campos de vento horizontal). A energia estática seca (*s*), úmida (*h*) e saturada (*hs*) são calculadas como:

$$\begin{aligned}
s &= C_p T + \varphi \\
h &= s + L_v q \\
h_s &= s + L_v q_s
\end{aligned}
\tag{2.7}$$

Sendo  $C_p = 1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  o calor específico do ar à pressão constante;  $T$  a temperatura do ar em  $K$ ;  $\varphi$  o geopotencial dado em  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ;  $L_v = 2462 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1}$  é o calor latente de vaporização;  $q$  e  $q_s$  são as umidades específicas do ar úmido e ar saturado, respectivamente, expressas em  $\text{kg kg}^{-1}$ . Os fluxos de energia são então calculados pelas expressões:

$$\begin{aligned}
F_s &= u s \vec{i} + v s \vec{j} \\
F_h &= u h \vec{i} + v h \vec{j} \\
F_{hs} &= u h_s \vec{i} + v h_s \vec{j}
\end{aligned}
\tag{2.8}$$

dessa forma, temos que  $F_s$ ,  $F_h$ ,  $F_{hs}$  expressos em  $\text{W m kg}^{-1}$ , são os fluxos de energia estática seca, úmida e saturada, respectivamente.

- **Energia total das tempestades severas em 500 hPa**

Os campos de umidade, temperatura, altura e velocidade têm sido usados independentemente ou combinados em várias formas em muitos estudos de tempestades e esquemas de previsão (DARKOW, 1968). Esses parâmetros, entretanto, podem ser combinados em modos de unidade de energia. O total de energia de uma massa de ar pode ser expresso como a soma da entalpia específica, energia potencial, energia pela liberação de calor latente e energia cinética, respectivamente, onde  $C_p$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $T$  é a temperatura,  $gZ$  é a altura geopotencial,  $q$  é a umidade específica e  $V$  é a velocidade escalar (Equação 2.9)

$$E_T = c_p T + gZ + Lq + \frac{V^2}{2}
\tag{2.9}$$

O termo da energia cinética é normalmente duas ordens de grandeza menor do que os outros termos e, portanto, pode ser negligenciado. Os três termos ( $C_p T + gZ + Lq$ ) são chamados de energia estática. Estes termos são conservativos com respeito aos processos saturados e insaturados e é diretamente proporcional a temperatura potencial pseudo-equivalente e a temperatura potencial do bulbo úmido.

Nos níveis médios da atmosfera é admissível a aproximação  $q = w$  e  $L = L_0$ , onde  $w$  é a razão de mistura e  $L_0$ , o calor latente de condensação, sendo assim:

Dividindo por  $C_p$ , obtém-se os campos de tem de temperatura potencial equivalente

$$\theta_E = \frac{E_T}{C_p} = T + \frac{L_0 w}{C_p} + \frac{gZ}{C_p} \quad [2.10]$$

Usando os valores  $C_p = 0,24 \text{ cal gm}^{-1}$ ,  $L_0 = 600 \text{ cal gm}^{-1}$ ,  $g = 980 \text{ cm seg.}^{-2}$ , obtém-se que a energia disponível para a formação de tempestades em um determinado nível da atmosfera:

$$\theta_E = \frac{E_T}{C_p} = T + 2.5w + 9.8Z \quad [2.11]$$

Onde  $w$  está em  $\text{g kg}^{-1}$  e  $Z$  em km. Sendo o total de energia para formação de tempestades e sua temperatura potencial equivalente conservativo com relação aos processos não saturados e saturados adiabáticos e, portanto, podem ser usados para análise de fenômenos convectivos da mesma maneira que outras variáveis presentes na estrutura dinâmica e termodinâmica de tempestades. O parâmetro do total de energia relatado tem, entretanto, uma distinta prática vantagem de fácil computação numérica porque não envolve uma dependência exponencial em níveis de pressão.

- **Divergência do vento em 300 hPa**

Os campos de divergência do vento em altos níveis permitem analisar os processos convectivos e a circulação atmosférica nos trópicos e extratropicos, pois são ocasionados devido ao ar ascendente que é originado pelos movimentos verticais que ocorrem dentro das tempestades. A divergência do vento é expressa em coordenadas cartesianas (x,y) como:

$$\nabla \cdot V = \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad [2.12]$$

Onde  $V$  é o vetor velocidade do vento e  $u$  e  $v$  são componentes de  $V$  nas direções zonal (x) e meridional (y), respectivamente, e  $\frac{\partial u}{\partial x}$  e  $\frac{\partial v}{\partial y}$  são as derivadas longitudinais e latitudinais das componentes do vento, respectivamente. De acordo com a Equação (2.7), valores positivos são associados à divergência dos ventos, enquanto que valores negativos à convergência.

- **Movimento vertical em 500 hPa**

O movimento vertical em 500 hPa é a derivada da altura geopotencial no tempo, expressa cartesianas como :

$$w = \frac{DZ}{Dt} \quad [2.13]$$

Onde  $\phi$  é altura geopotencial. Assim,  $W$  é uma variável que representa a velocidade vertical na atmosfera, mostrando-se positiva (negativa) quando há movimento ascendente (descendente). No caso dos estágios inicial e de maturação da célula convectiva, espera-se a presença de movimentos ascendentes da baixa até a alta troposfera.

- **Conteúdo de água precipitável**

O conteúdo de água precipitável (PW – *Precipitable Water*) é a integral vertical da razão de mistura do vapor d'água. Expressa a quantidade de água (em altura ou em massa), que poderia ser obtida se todo o vapor de água contido numa coluna de atmosfera de secção transversal horizontal unitária se condensasse e precipitasse:

$$PW = \frac{1}{g} \int_{Z_1}^{Z_2} r \, dz \quad [2.14]$$

em que  $g$  ( $m \, s^{-2}$ ) é a aceleração da gravidade;  $r$  ( $g \, kg^{-1}$ ) é a razão de mistura do vapor;  $Z_1$  e  $Z_2$  são as alturas correspondentes aos níveis de pressão 1000 e 300hPa, respectivamente. Sendo calculada pela Equação 2.10, a PW pode ser expressa em *mm*, como os valores em *mm* são bem elevados, usa-se por praticidade a unidade *cm*.

- **Pressão ao nível médio do mar**

Durante o desenvolvimento da convecção profunda, o levantamento do ar em baixos níveis age como forçante para o movimento ascendente. Esses movimentos ascendentes provocam queda de pressão em escala convectiva, e essencialmente são identificados através

dos dados de pressão no nível médio do mar. Quanto menor o valor da pressão ao nível médio do mar, mais significativo é para a formação de tempestades.

## **2.4 Estabelecimento de limiares**

A análise das condições atmosféricas durante a ocorrência de tempestades leva a comunidade científica a desenvolver parâmetros que indicariam se as condições do tempo seriam favoráveis ou não para o seu desenvolvimento. Tais condições podem ser verificadas através de indicadores de tempo severo, mas para uma avaliação objetiva investigação destes indicadores seja realizada é necessário o estabelecimento de limiares que os quantifiquem, visto que variam amplamente com a localidade, estação do ano e até mesmo situação sinótica (MARINAKI *et al.* (2006)).

Trabalhos como GOTTLIEB e WISOCKY (2009) ressaltam que os valores padronizados dos índices de instabilidade foram calculados para uma região específica dos Estados Unidos da América. Segundo GOTTLIEB e WISOCKY (2009), os valores iniciais pré-estabelecidos para estes índices foram calculados a partir de sondagens características de uma região de planície localizada na porção sul dos Estados Unidos da América nos dias em que houve a ocorrência de tempestades severas segundo a classificação estabelecidas por JOHN e DOSWELL (1992). Sendo assim, os valores obtidos representam de forma adequada o potencial de ocorrência de tempestades severas para aquela região não significando que para outras regiões os valores pré-estabelecidos destes índices possam também ser uma ferramenta na identificação da formação de tempestades severas. Nesse âmbito, verifica-se a necessidade de estudos detalhados destes índices para cada região de interesse, isto é, regionalização destes índices de instabilidade nos dias de ocorrência de tempestades severas.

LIMA (2005) e GROSSMAN (2010) também ressaltam a necessidade de estudos estatísticos de índices de instabilidade de forma que limiares para os mesmos sejam estabelecidos e possam ser considerados como característicos da ocorrência de tempestades severas sobre o Município do Rio de Janeiro.

Para o estabelecimento de limiares é necessário que sejam conhecidas as características particulares de cada indicador, ou seja, o comportamento que cada um adquire como significativo em condições favoráveis para a convecção profunda. A Tabela 2.3 mostra

resumidamente, baseada na literatura, o sinal de cada indicador, mostrado anteriormente, como designativo à ocorrência de tempestades.

Tabela 2.3 – Característica de cada indicador analisado

<b>Indicadores analisados</b>	<b>Característica</b>
Índice K	Maior positivo
Índice TT	Maior positivo
Taxa de variação vertical da temperatura entre 500-700hPa	Maior positivo
Pressão ao nível médio do mar	Menor possível
Energia total das tempestades severas em 500hPa	Maior positivo
Instabilidade atmosférica entre 850-700 hPa	Mais negativo
Índice KO	Maior positivo
Divergência do vento em 300hPa	Maior positivo
Movimento vertical em 500hPa	Maior positivo
CAPE	Maior positivo
Água Precipitável	Maior positivo
Umidade específica em 850hPa	Maior positivo
Fluxo de energia estática saturada em 850hPa	Maior positivo
Fluxo de energia estática úmida em 850hPa	Maior positivo

A partir do conhecimento das características dos indicadores de tempo severo e dos valores que sinalizem a ocorrência de fortes chuvas, a criação de métodos que auxiliem a previsão dos sistemas atmosféricos que favorecem a formação de fortes chuvas se torna um grande desafio para a comunidade científica.

## **CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS**

### **3.1 Banco de dados utilizado**

A rede telemétrica do sistema Alerta-Rio, que é um sistema de alerta de chuvas intensas e deslizamentos do Instituto de Geotécnica do Município do Rio de Janeiro (GEORIO) da Prefeitura do Rio, foi instalada em setembro de 1996, transmitindo automaticamente, a cada 15 minutos, dados pluviométricos e meteorológicos, via celular. Atualmente, a rede possui 32 estações distribuídas pelas encostas da cidade, e a disponibilidade de dados é superior a 99% em tempo real, segundo a prefeitura do Rio. Esses dados e outras informações como localização, endereços e ficha técnica estão disponíveis e podem ser consultados através da página da internet. (<http://www0.rio.rj.gov.br/alertario/>)

Os arquivos de precipitação do banco de dados da Fundação GEORIO foram consultados para aquisição de todos os dados disponíveis no período de 01 de janeiro de 1997 a 31 de dezembro de 2012. Os dados tomados a cada 15 minutos pelas 30 estações pluviométricas foram organizados para a obtenção de totais diários de precipitação, arquivo este que passou a servir como base para a primeira parte deste trabalho.

### **3.2 Escolha e identificação dos eventos de chuva severa e fraca**

Serão considerados, neste trabalho, eventos de chuva severa, os casos que:

- 1) Ultrapassarem os o limiares do total de chuva diária encontrado por POLIFKE DA SILVA e JUSTI DA SILVA (2010) em no mínimo 10 estações do sistema Alerta-Rio, pois assim eventos de chuvas locais são retirados, como, por exemplo, típicas pancadas de verão.
- 2) Ultrapassarem os limiares totais de chuva horária encontrados por RIBEIRO *et al.* (2012) em também no mínimo 10 estações, pois assim são retirados os eventos que deram valores altos no acumulado diário devido a baixos acumulados horários.
- 3) Além de passarem pelos critérios 1 e 2, a distribuição da chuva durante o evento tenha sido distribuída em um período de no mínimo 12 horas. Tal critério foi estabelecido porque eventos de chuva de longa duração, em geral, são mais favoráveis à ocorrência de desastres naturais (ESPINOSA, 2011).

Após a seleção dos casos de chuvas severas, fez-se o levantamento pelo Boletim Climanalise do CPTEC/INPE dos sistemas atmosféricos que os originaram.

Os eventos de chuva não severos, considerados neste trabalho, são os eventos em que havia a presença dos pelos mesmos sistemas atmosféricos que deram origem a chuvas severas (obtidos através do Boletim Climanalise do CPTEC/INPE), mas que, no entanto, não satisfizeram nenhum dos três critérios para serem considerados severos. Em outras palavras, este critério estabelece a seleção de casos que poderiam ter dado origem a chuvas severas, mas as mesmas não ocorreram.

Com isso, serão analisados dois grupos de eventos de chuva nessa pesquisa: os que passaram pelos critérios para serem considerados como severos, sendo chamados de chuva severa; e os que não satisfizeram os mesmos critérios, sendo chamados de chuva fraca. Acredita-se que a busca de uma análise diferenciada dos eventos severos/não severos de chuva sobre o Município do Rio de Janeiro levaria uma diminuição dos “alarmes falsos” dos indicadores de tempo severo quando previstos pelos modelos numéricos da atmosfera.

### **3.3 Indicadores de tempo severo e modelo numérico WRF**

As variáveis meteorológicas sugeridas como indicadores de chuvas severas nesta pesquisa estão divididas em dois tipos: as dinâmicas e as termodinâmicas. As dinâmicas são variáveis que levam em conta os movimentos da atmosfera, considerando a atmosfera como um fluido contínuo. Já as variáveis termodinâmicas são variáveis que valem para o estado de equilíbrio e que levam em conta os parâmetros térmicos da atmosfera e sua estrutura vertical.

Sendo assim, são considerados indicadores termodinâmicos neste trabalho: os índice K, Total Totals (TT), índice convectivo (KO), conteúdo de água precipitável, energia total das tempestades severas em 500hPa, taxa de variação vertical da temperatura ambiental (Lapse-Rate – LR) entre 700hPa-500hPa, instabilidade convectiva entre 850-700hPa e umidade específica em 850hPa e CAPE. E indicadores dinâmicos: divergência do vento em 300hPa, Pressão ao nível médio do ar, movimento vertical em 500hPa, fluxos de energia estática úmida e saturada em 850hPa.

Foram utilizadas, para o cálculo dos indicadores de tempo severo, as saídas do modelo numérico WRF. O modelo numérico foi integrado por um período de 72 horas, isto é,

começando 24 horas anteriores ao evento de chuva severa e terminando 24 horas depois. Tal configuração permite que todas as características atmosféricas presentes antes e durante os eventos de chuva estudados pudessem ser analisadas. As simulações, com o modelo WRF, foram realizadas com resolução espacial de 10 km e temporal a cada 1 hora.

Optou-se pelo uso do modelo WRF e pode ser utilizado em diversas escalas que podem ir de apenas alguns metros até milhares de quilômetros e pode atender a finalidades do tipo: simulações idealizadas (convecção, ondas baroclínicas, etc.), pesquisa de parametrizações, pesquisa de assimilação de dados, pesquisa em previsão de tempo, acoplamentos entre modelos de aplicações diferentes (atmosfera-ondas, atmosfera-poluição, etc.) e ensino.

A região de simulação está mostrada na Figura 3.1. A área em vermelho explicita o domínio da grade sobre o município do Rio de Janeiro e adjacências onde foram extraídos os valores simulados para cada um dos indicadores. Esta área foi escolhida objetivando encontrar as características que cada indicador assume na identificação das condições atmosféricas sobre e nas proximidades do município do Rio de Janeiro que são favoráveis a ocorrência de chuvas severas.

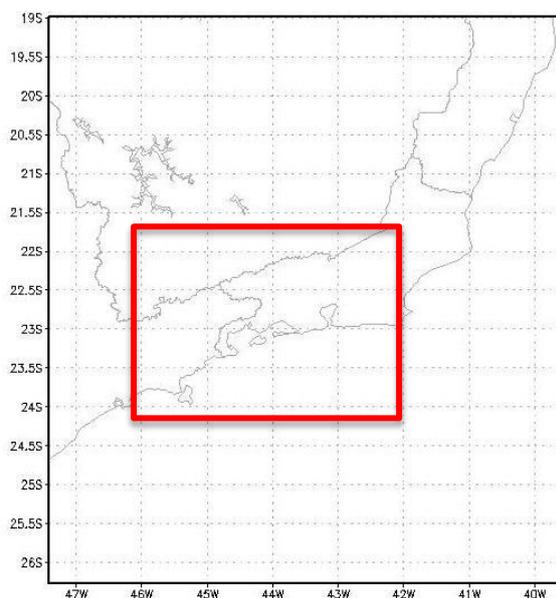


Figura 3.1 – Área sobre a qual foram simulados os eventos de chuva.

### **3.4 Análise espaço-temporal dos indicadores de tempo severo**

#### **3.4.1 Estabelecimento de limiares**

Os limiares para cada indicador de tempo severo estudado nessa pesquisa serão contabilizados a partir de 12 horas antes do início da precipitação para cada evento de chuva até o seu término. Sendo o primeiro e o terceiro quartil medidas de posição de uma amostra de dados e pelas definições de cada indicador mostrada na seção 2.4, espera-se nas condições favoráveis a ocorrência de chuvas severas os indicadores que em seu comportamento tenham uma queda ou diminuição de seu valor estejam abaixo do primeiro quartil e os indicadores que em seu comportamento tenham um aumento ou elevação de seu valor estejam acima do terceiro quartil da amostra.

#### **3.4.2 Campos médios**

A análise das diferentes características existentes entre duas amostras pode ser feita através da comparação entre suas médias. A utilização da média para estes tipos de análise é uma ferramenta útil, pois sendo uma medida de tendência central, uniformiza o conjunto de dados e salienta as diferentes características presentes entre dois ou mais grupos de uma amostragem de dados. Sendo fortemente afetada pelos valores extremos presentes na amostra dos dados, a aplicação da média não perde a natureza da alta variabilidade dinâmica e termodinâmica existente nos sistemas atmosféricos que dão origem a altos acumulados de precipitação. Inserido nesse contexto, foram gerados campos médios de cada indicador para os casos de chuva severa e para os casos de chuva fraca objetivando diagnosticar a tendência qualitativa e quantitativa de cada indicador para estes dois grupos selecionados.

Para a análise do comportamento médio das características físicas presente na estrutura dos sistemas meteorológicos que dão origem a chuvas severas é necessário que as médias temporais sejam feitas antes do início da precipitação e durante a sua ocorrência. Com isso, todos os eventos de chuva severa foram agrupados tendo como instante de tempo inicial ( $T_0$ ) 12 horas antes do início da chuva para cada evento; e tendo como instante de tempo final, o fim da precipitação para o evento de chuva mais prolongado.

Os procedimentos mostrados a seguir, explicitam a metodologia realizada para a geração dos campos médios temporais.

### Procedimento 1

Supondo a existência de quatro eventos que passaram pelos critérios de chuva severa: 02/01/2014, 05/01/2014, 07/01/2014 e 10/01/2014. Como as integrações do modelo, utilizado nessa pesquisa, tiveram início 24 horas antes do evento e término 24 horas depois, as quatro datas terão os seguintes  $\Delta t$ :

Tabela 3.1 – Tempo de integração para cada caso de chuva

Tempo de integração		
Ínicio da integração	Evento de chuva	Término da integração
01/01/2014	02/01/2014	03/01/2014
04/01/2014	05/01/2014	06/01/2014
06/01/2014	07/01/2014	08/01/2014
09/01/2014	10/01/2014	11/01/2014

A figura 3.2 mostra a linha temporal em que o modelo foi integrado para cada um dos quatro eventos estudados.

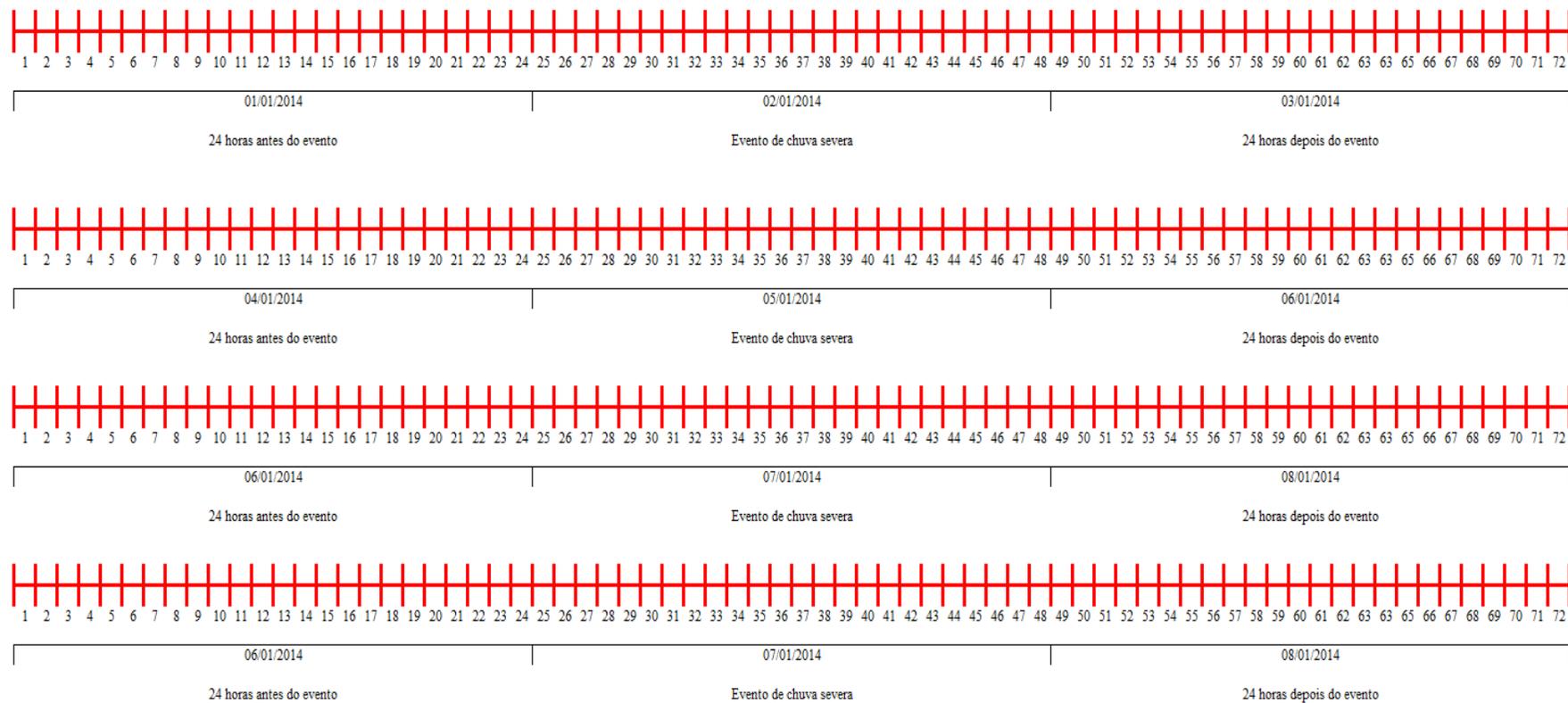


Figura 3.2– Tempo de integração para cada caso de chuva analisado.

## Procedimento 2

Os indicadores de tempo severo foram calculados a partir das saídas do modelo, isto é, a cada uma hora. Para a análise dos indicadores antes e durante a precipitação é necessário que sejam conhecidas o instante inicial da chuva e também a sua duração para cada evento de chuva severa. Diante deste critério, fez-se a busca, pelo banco de dados de chuva, da hora GMT em que a rede pluviométrica registrou o início da precipitação até o seu término.

Supondo uma distribuição da precipitação para os quatro eventos de chuva severa mostrado no procedimento 1, obtém-se:

Tabela 3.2 – Início e distribuição da chuva para os casos de chuva analisados

Início e distribuição da chuva		
Evento de chuva	Início da precipitação	Distribuição da chuva
02/01/2014	02 GMT do dia 02/01/2014	14 horas
05/01/2014	15 GMT do dia 05/01/2014	16 horas
07/01/2014	23 GMT do dia 06/01/2014	24 horas
10/01/2014	17 GMT do dia 10/01/2014	20 horas

A figura 3.3 mostra como cada caso de chuva analisado se encontrava no período de integração do modelo.

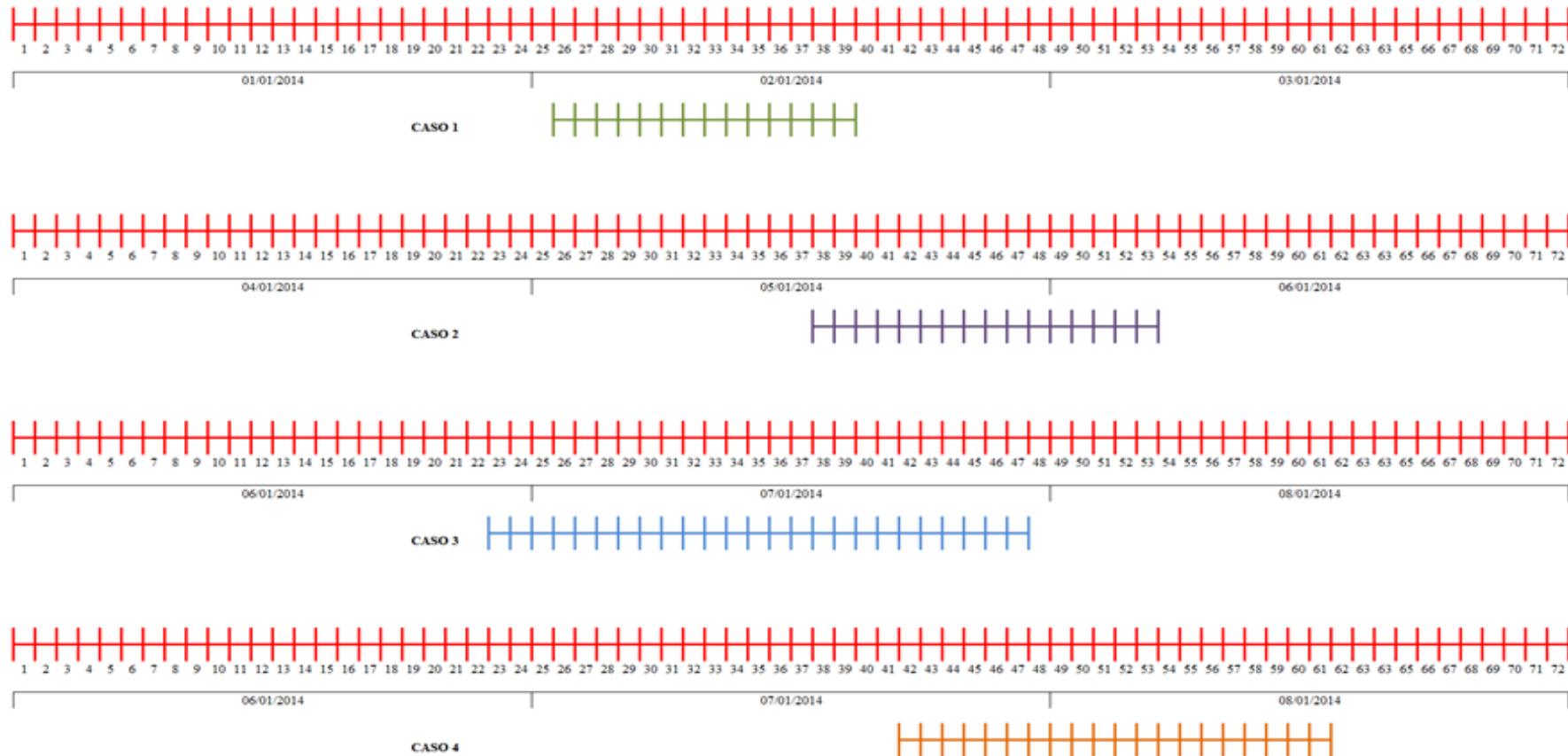


Figura 3.3 – Início e distribuição da chuva para cada caso analisado dentro do período de integração.

### Procedimento 3

Após a identificação dos horários da ocorrência da precipitação para cada caso de chuva analisado, é necessário que todos sejam agrupados, de forma que, o instante de tempo inicial da média dos eventos de chuva correspondesse ao tempo inicial de cada evento de chuva severa. A figura 3 mostra o agrupamento que foi feito a geração dos campos médios analisados.

Pode-se observar pela linha temporal do caso 1 que o seu instante de tempo inicial (12 horas antes da ocorrência da chuva) é o mesmo que se fosse analisado de forma isolada, isto é, o  $T_0$  corresponde às 14 GMT do dia 01/01/2014. Para o caso 2, observa-se que  $T_0$  corresponde às 03 GMT do dia 05/01/2014, para o caso 3,  $T_0$  corresponde às 11 GMT do dia 06/01/2014 e para o caso 4,  $T_0$  corresponde às 05 GMT do dia 10/01/2014. Com isso, o  $T_0$  médio corresponde a média dos quatro instantes  $T_0$  para os quatro casos de chuva analisados.

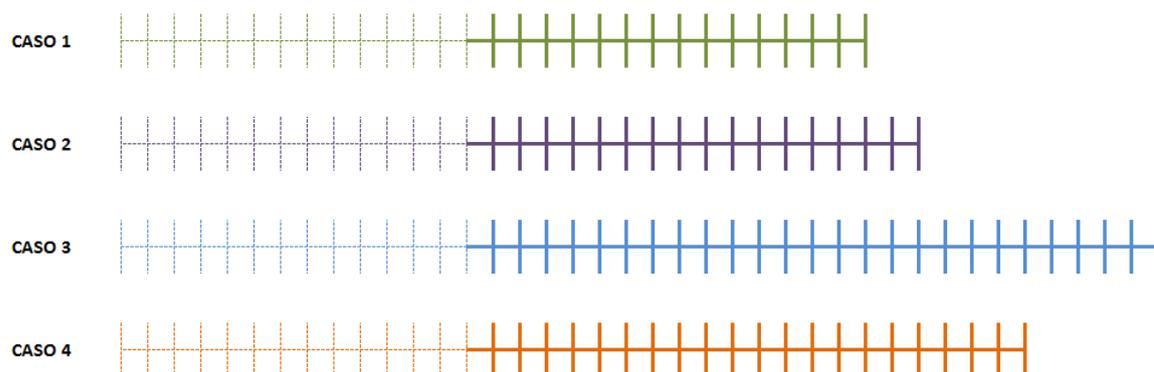


Figura 3.4 – Agrupamento das saídas individuais de cada caso simulado pelo modelo para o cálculo das médias para cada indicador começando 12 horas antes do início da chuva.

### Procedimento 4

Cada caso de chuva severa analisado tem uma distribuição temporal diferente entre sim. Com isso, para a análise das condições atmosféricas de todos os eventos analisados, antes da precipitação até o seu término, estabeleceu-se que as médias temporais seriam feitas considerando como último instante de tempo médio, o último instante de tempo do caso de chuva que teve maior distribuição espacial da chuva. Este critério estabelece que todas as

médias temporais a mesma quantidade de características atmosféricas presentes desde 12 horas antes da ocorrência da chuva até o seu fim.

Como o caso 3, mostrado como exemplo, foi o que teve maior duração, isto é, 24 horas, as médias temporais serão feitas começando 12 horas antes do início da precipitação em cada evento e terminado 24 instantes de tempo depois. A figura 4 mostra o procedimento 4.

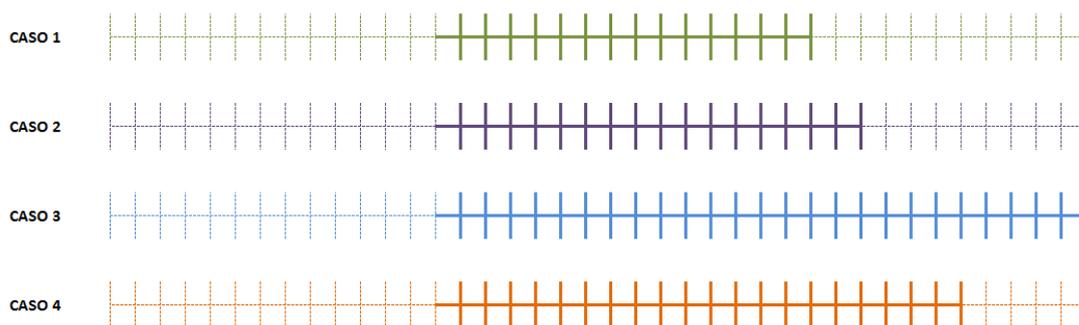


Figura 3.5 – Agrupamento das saídas individuais de cada caso simulado pelo modelo para o cálculo das médias para cada indicador começando 12 horas antes do início da chuva e tendo como término o instante de tempo do caso de chuva que teve maior distribuição temporal.

Os campos médios dos casos de chuvas fracas foram gerados considerando como primeiro instante de tempo doze horas antes da atividade convectiva sobre o Município do Rio de Janeiro e o último instante de tempo, a mesma quantidade de médias temporais que foram feitas para os casos de chuva severa. Este critério foi estabelecido, objetivando análises comparativas dos campos médios temporais dos indicadores calculados para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca.

Ao mesmo tempo, foram analisadas séries temporais para um ponto central localizado sobre o Município do Rio de Janeiro procurando realçar as diferenças quantitativas e comportamental presente entre dos dois grupos de chuva analisados.

### 3.4.3 Probabilidade de detecção e alarme falso

Objetivando encontrar a eficiência de cada um dos quatorze indicadores analisados foram calculadas, através da tabela de contingência, as taxas de acerto e alarme falso para se encontrar quais dentre os quatorze indicadores podem ser utilizados com maior confiança para a identificação dos sistemas convectivos mais intensos que dão origem a altos acumulados de precipitação no Município do Rio de Janeiro.

A eficiência destes indicadores pode ser obtida pela metodologia proposta por WILKS (2006). Como mostrado na tabela a seguir.

Tabela 3.3 – Tabela de contingência

		Observação		
		Chuva	Não Chuva	
Previsão	Chuva	a	b	a+b
	Não Chuva	c	d	c+d
		a+c	b+d	a+b+c+d

A probabilidade de detecção (POD) (Equação 3.1) é a fração do total de eventos em que ocorreu precipitação e ela foi corretamente prevista pelo modelo.

$$POD = a / (a+c) \quad [3.1]$$

A razão de alarme falso (RAF) (Equação 3.2) é a proporção de previsões de ocorrência de chuva feitas pelo modelo, que não se verificaram.

$$RAF = b / (a+b) \quad [3.2]$$

Adaptando a tabela de contingência às finalidades propostas nesta pesquisa, tem-se que:

Tabela 3.4 – Tabela de contingência para os casos de chuva severa e fraca

	Chuva severa	Chuva fraca
Ultrapassou o limiar	a	b
Não ultrapassou o limiar	c	d

Para a análise da probabilidade de detecção e razão de alarme falso para cada evento de chuva analisado serão calculados os primeiro e terceiro quartis para todos os eventos de chuvas severas e fracas encontrados pelos critérios mostrados na seção 3.4. em comparação com os limiares de chuvas severas caracterizados mostrados na seção 3.5.1, isto, é, nessa pesquisa. a tabela de contingência será realizada da seguinte forma:

a = O terceiro (primeiro) quartil do evento de chuva severa analisado ultrapassou (esteve abaixo) o terceiro (primeiro) quartil de todos os eventos de chuva severa.

b = O terceiro (primeiro) quartil do evento de chuva fraca analisado ultrapassou (esteve abaixo) o terceiro (primeiro) quartil de todos os eventos de chuva severa.

c = O terceiro (primeiro) quartil do evento de chuva severa analisado não ultrapassou (esteve abaixo) o terceiro (primeiro) quartil de todos os eventos de chuva severa.

d = O terceiro (primeiro) quartil do evento de chuva fraca analisado não ultrapassou (esteve abaixo) o terceiro (primeiro) quartil de todos os eventos de chuva severa.

A figura 3.6 explicita a metodologia proposta para a confecção da tabela de contingência, considerando o índice K como exemplo.

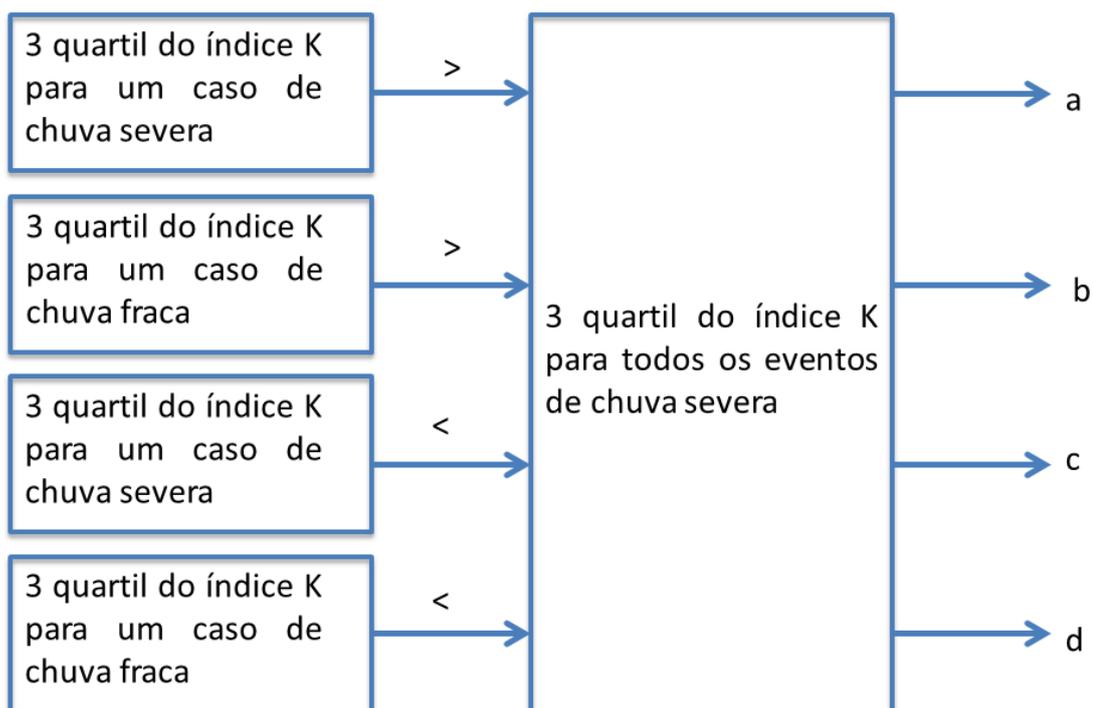


Figura 3.6 – Fluxograma para a confecção da tabela de contingência utilizando, como exemplo, o índice K.

Após a confecção das tabelas de contingência, foram calculadas as respectivas taxas de acerto e alarme falso para cada indicador.

Objetivando também encontrar o desempenho de cada indicador a partir de suas taxas de acerto e alarme será feito o diagrama ROC (Relative Operating Characteristic) (WILKS, 2006). Este diagrama é construído por um conjunto de pares das probabilidade de detecção (POD) sobre o valor do eixo y e as taxas de alarme falso (RAF) sobre os valores do eixo x. Sendo assim, o canto superior esquerdo do diagrama ROC representa um sistema de previsão perfeita (sem falsos alarmes e com total capacidade de detecção do evento). Quanto mais próxima estiver o sistema de previsão do canto superior esquerdo, mais elevada é habilidade das variáveis analisadas.

Deste modo, foi calculada a respectiva distância de cada indicador em relação a este vértice buscando encontrar de forma quantitativa quais podem ser considerados “melhores” e “não eficientes” na identificação das condições favoráveis a ocorrência de eventos de chuva severa no Município do Rio de Janeiro. Os resultados são mostrados no capítulo 4 desta dissertação.

## CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

Nesta pesquisa, procurou-se analisar o comportamento espaço-temporal dos indicadores de tempo severo definidos no capítulo três e buscar o estabelecimento de limiares estatísticos para auxiliar os meteorologistas operacionais, de forma mais objetiva, na identificação das condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de fortes chuvas no município do Rio de Janeiro entre os anos de 1997 e 2012.

### 4.1 Escolha dos eventos de chuvas severas

Conforme apresentado no item 3.4, os eventos de chuvas severas foram obtidos utilizando a técnica dos percentis a cada uma das trinta estações da Fundação Alerta Rio e em conjunto, o critério da continuidade da precipitação por, no mínimo, doze horas. A Tabela 4.1 mostra cada um dos 15 eventos de chuva selecionados e fenômeno meteorológico que deu origem a cada evento de chuva selecionado.

Tabela 4.1 – Casos selecionados de precipitação severa no município do Rio de Janeiro entre os anos de 1997-2012

Eventos de Chuvas Severas	Número de estações em que os critérios foram atingidos	Sistema meteorológico atuante
16/02/2000	14	Frente Fria
28/03/2001	11	Frente Fria
02/02/2002	14	Frente Fria
17/03/2003	11	Frente Fria
21/03/2003	14	Frente Fria
10/02/2006	25	Frente Fria
26/02/2006	15	Frente Fria
26/03/2006	14	Frente Fria
24/10/2007	11	Frente Fria
12/12/2007	15	Frente Fria
14/03/2008	23	Frente Fria
21/01/2009	22	Frente Fria
30/12/2009	18	Frente Fria
15/01/2010	18	ZCAS
05/04/2010	26	Frente Fria

De acordo com os resultados obtidos com a Tabela 4.1, observa-se que grande parte dos eventos de chuva severa obtidos, os sistemas meteorológicos atuantes que deram origem aos altos acumulados de precipitação observados são frentes frias e um evento originado pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (Boletim Climanálise CPTEC/INPE). Observa-se também o evento de 05/04/2010, com número de estações atingiram os critérios para classificação como chuva severa chegou a 26 dentre as 30 estações.

#### **4.2 Escolha dos eventos de chuvas fracas**

Sendo os quatorze eventos de chuvas severas que ocorreram no Município do Rio de Janeiro ocasionado pela passagem de frentes frias e um ocasionado pela ZCAS (Tabela 4.1), fez-se o levantamento, através dos dados do Boletim Climanálise do CPTEC/INPE, de quatorze eventos em que houve a passagem de frentes frias e um evento de ZCAS no Rio de Janeiro, mas que não satisfizeram nenhum dos critérios necessários para a classificação de um evento como chuva severa, ou seja, os quinze eventos selecionados foram aqueles em que a presença de Frentes Frias/ZCAS não deu origem a altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro. Foram escolhidas datas próximas aos casos mostrados na Tabela 4.1 para que o controle climático de escala maior fosse aproximadamente o mesmo do que estava atuando sobre os dias de chuvas severas.

Tabela 4.2 – Casos de frentes frias e ZCAS que não ocasionaram chuva severa no município do Rio de Janeiro entre os anos de 1997-2012

Eventos de Chuvas Fracas	Sistema meteorológico atuante
24/02/2000	Frente Fria
11/03/2001	Frente Fria
14/02/2002	Frente Fria
18/02/2003	Frente Fria
14/03/2003	Frente Fria
05/03/2006	Frente Fria
10/03/2006	Frente Fria
30/03/2006	Frente Fria
19/03/2007	Frente Fria
12/11/2007	Frente Fria
04/02/2008	Frente Fria
04/01/2009	Frente Fria
13/12/2009	Frente Fria
22/01/2010	ZCAS
27/04/2010	Frente Fria

#### 4.3 Estabelecimento de limiares para cada indicador de chuva severa

Como mostrado no Capítulo 3, buscou-se, em cada indicador de chuva severa, limiares, isto é, valores limite ou de corte, que quantifiquem o momento a partir do qual uma determinada variável adquire condições propícias à formação de sistemas convectivos que dão origem a altos valores de precipitação. Tais limiares foram obtidos através do cálculo dos indicadores de chuva severa, obtidos a partir dos resultados de modelagem numérica (WRF) para todos os quinze eventos de chuvas severas mostrados na Tabela 4.1.

Para selecionar os limiares dos eventos de chuva selecionado, foram contabilizados os dados das 12 horas antes a partir do início da precipitação para cada evento de chuva até o seu término. Sendo o primeiro e o terceiro quartil medidas de posição de uma amostra de dados e pelas definições de cada indicador mostrada no capítulo três, espera-se nas condições favoráveis a ocorrência de chuvas severas os indicadores que em seu comportamento tenham uma diminuição de seu valor abaixo do primeiro quartil e os indicadores que em seu comportamento tenham uma elevação de seu valor estejam acima do terceiro quartil da amostra.

Dentro desse contexto, conforme a Tabela 4.3, espera-se que a probabilidade da ocorrência de chuvas extremas no Município do Rio de Janeiro seja maior para os casos onde os indicadores atmosféricos de tempo severo estiverem abaixo do primeiro quartil (caso da, instabilidade convectiva e da pressão) ou estiverem acima do terceiro quartil (como a CAPE, índice K, índice Total Totals, índice KO, água precipitável, taxa de variação vertical da temperatura entre 500-700hPa, fluxo de energia úmida, fluxo de energia saturada, energia total das tempestades severas, divergência em 300hPa, movimento vertical em 500hPa e umidade em 850hPa).

Tabela 4.3 – Limiares dos indicadores de chuvas severas para o Município do Rio de Janeiro

Indicador	Abreviação	1º Quartil	3º Quartil	Média	Mediana	Máximo	Mínimo	Desvio-padrão
Pressão	PNMM	1011,4	1015,4	1013,3	1012,3	1022,9	1000,4	3,4
Instabilidade atmosférica entre 850-700 hPa	IA	-16,9	-8,2	-12,7	-13,7	5,2	-38,1	6,2
CAPE	CAPE	83,9	1063,1	680,6	656,4	3841,5	-0,1	728,2
Índice K	K	28,8	36,0	31,8	34,4	43,8	-9,7	6,0
Índice Total Totals	TT	40,4	44,9	42,5	44,0	51,9	28,7	3,5
Índice KO	KO	62,3	64,0	63,1	62,9	69,0	55,8	1,6
Água precipitável	AP	45,2	57,2	50,4	52,7	72,4	26,0	8,0
Taxa de variação vertical de temperatura 500-700 hPa	TVVT	5,1	5,7	5,4	5,4	7,1	3,9	0,4
Fluxo de energia úmida em 850 hPa	FEU	-0,9	2,0	0,6	1,8	7,6	-5,9	2,1
Fluxo de energia saturada em 850 hPa	FES	-23,3	52,6	16,0	4,9	218,2	-172,2	55,5
Energia total das tempestades severas em 500 hPa	ETTS	5,2	6,8	5,9	6,0	8,5	3,1	0,9
Divergência em 300 hPa	DIV	-1,9	2,2	5,7	0,9	13,6	-69,1	5,3
Movimento Vertical em 500 hPa	MV	-0,019	0,024	0,013	0,008	9,5	-1,8	0,2
Umidade específica em 850 hPa	UMI	9,3	11,5	10,3	9,8	14,1	1,0	1,6

Sendo assim, baseado na amostragem de dados deste trabalho, quando forem previstos/simulados valores da Pressão ao nível médio do mar abaixo de 1011,4hPa, Instabilidade atmosférica entre 850-700 hPa abaixo de -8,2 K, índice K acima de 36 °C, CAPE acima de 1063,1; índice Total Totals acima de 44,9°C, índice KO acima de 64 °C, Água precipitável acima de 57,2 Kg/Kg, Taxa de variação vertical da temperatura acima de 5,7 °C/Km, Fluxo de energia úmida em 850 hPa acima de 2,0 J, Fluxo de energia saturada em 850 hPa acima de 52,6 J, Energia total das tempestades severas em 500 hPa acima de 6,8 J, Divergência em 300 hPa acima de  $2,2 \cdot 10^{-6}$ /s, Movimento Vertical em 500 hPa acima de 0,024 m/s e Umidade específica em 850 hPa acima de 11,5 Kg/Kg; as condições atmosféricas estão fortemente propícias à formação de sistemas convectivos que dão origem a altos acumulados de precipitação.

#### **4.4 Campos médios para cada indicador de chuva severa**

Os campos médios dos casos de chuvas severas foram gerados considerando como primeiro instante de tempo doze horas antes do início da chuva observada em cada um dos quinze casos mostrados na seção 3.4, e o último instante de tempo caracterizado pelo fim da precipitação para cada caso de chuva analisado. Utilizando este critério foram geradas trinta e seis médias temporais. Os campos médios dos casos de chuvas fracas foram gerados considerando como primeiro instante de tempo doze horas antes da atividade convectiva sobre o Município do Rio de Janeiro e mais vinte quatro instantes de tempo objetivando análises comparativas em relação aos campos médios temporais dos eventos de chuva severa.

Nas próximas subseções serão mostrados apenas os quatro campos médios horários em que cada indicador teve comportamentos significativos e que serão discutidos no decorrer das análises.

##### **4.4.1 Pressão ao nível médio do mar (PNMM)**

Nas Figuras 4.1 a 4.4 são observadas as médias temporais da pressão ao nível médio do mar para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. Verifica-se a partir da Figura 4.1 (a) o deslocamento de um centro de baixa pressão em direção ao estado do Rio de Janeiro e o seu distanciamento para os instantes de tempo seguintes (Figura 4.4 (a)). Tal comportamento era esperado por estarem sendo analisados campos médios de quatorze frentes frias que

originaram altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro. Ressalta-se na Figura 4.2 (a) a presença de um centro de baixa pressão bem configurado e próximo ao Município do Rio de Janeiro dando suporte dinâmico para a formação de convecção profunda e precipitação.

Para os casos de chuvas fracas, verifica-se pelas Figuras 4.1 (b) a 4.4 (b) um comportamento similar ao observado para os casos de chuva severa, isto é, a aproximação de áreas de baixa pressão próximas ao Município do Rio de Janeiro (Figura 4.3 (b)) e posteriormente o seu deslocamento em direção ao oceano nos instantes de tempo seguintes (Figuras 4.4 (b)), mas diferentemente dos casos de chuva severa pode-se observar que apesar da aproximação de um cavado em direção ao estado do Rio de Janeiro, não houve a configuração de um centro de baixa pressão tão próximo ao litoral como pôde ser observado nos casos de chuva severa (Figura 4.2 (a)) favorecendo de forma menos significativa à formação de convecção profunda. Observam-se também pelas Figuras 4.1 a 4.4 que a média dos campos de PNMM para os casos de chuva fraca apresenta valores maiores de pressão em relação aos campos médios de PNMM para os casos de chuva severa analisados neste trabalho.

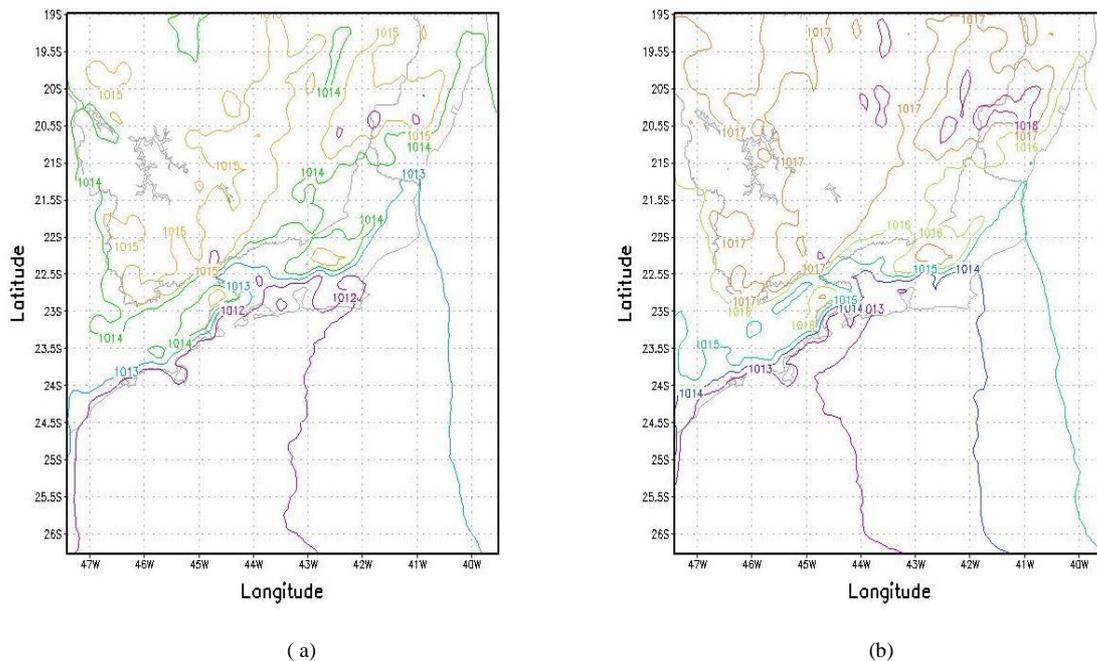
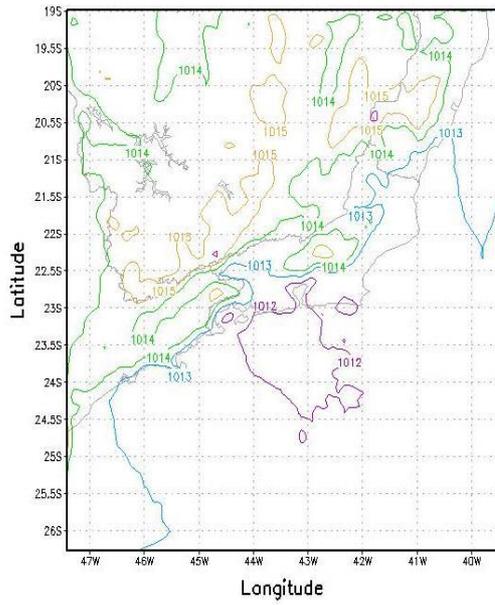
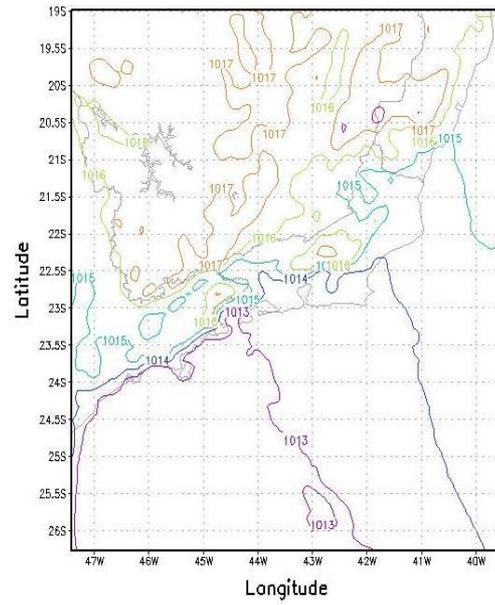


Figura 4.1 : Média horária para Pressão ao Nível Médio do Mar para  $T_0$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

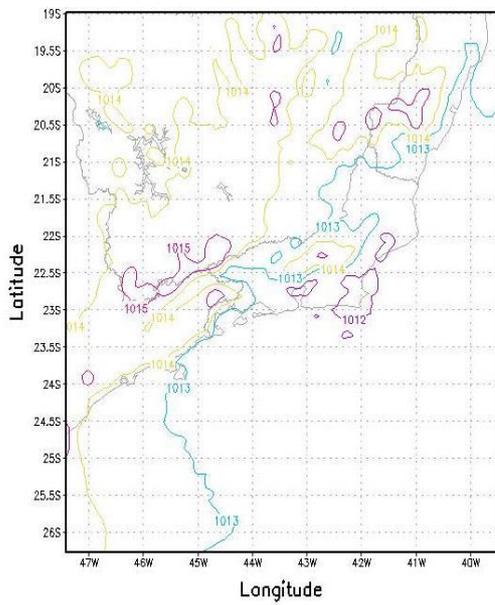


(a)

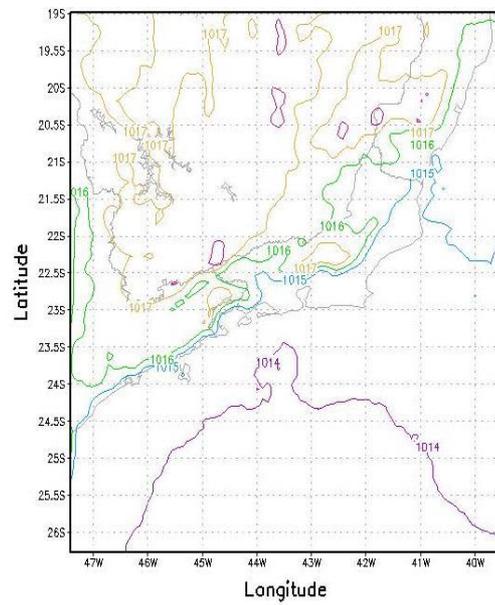


(b)

Figura 4.2 : Média horária para Pressão ao Nível Médio do Mar para  $T_0+12$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.3 : Média horária para Pressão ao Nível Médio do Mar para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

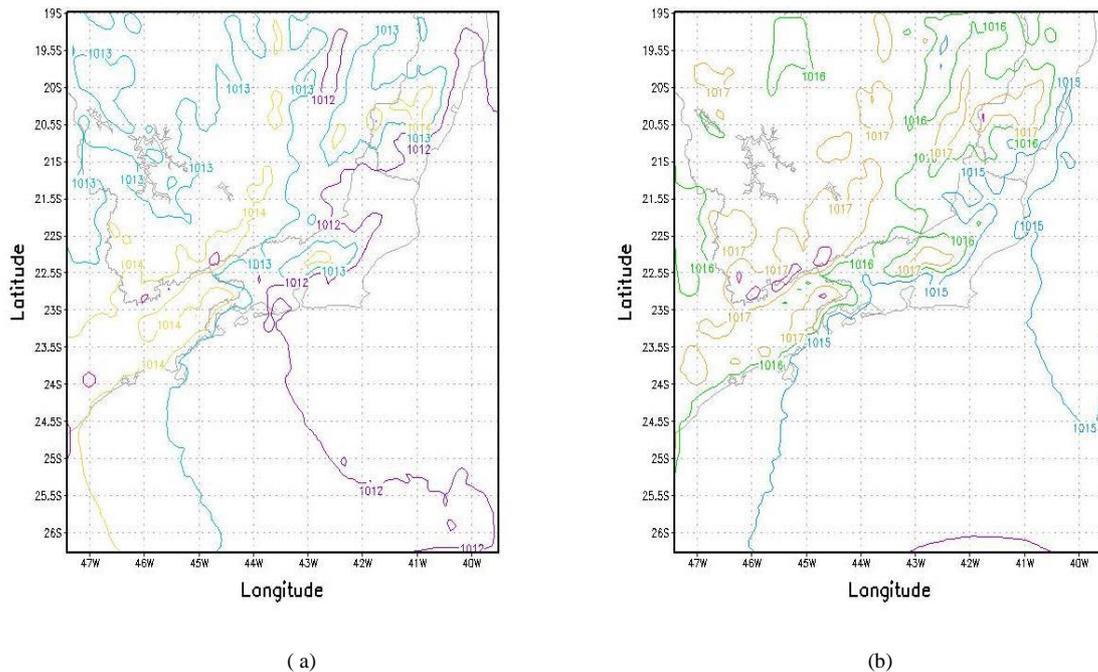


Figura 4.4 : Média horária para Pressão ao Nível Médio do Mar para  $T_0+28$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Objetivando uma análise comparativa mais detalhada da PNMM para os casos de chuva severa e de chuva fraca foi escolhido um ponto central sobre o Município do Rio de Janeiro e fez-se uma série temporal da média da PNMM presente nestes dois grupos. Verifica-se através desta série que a tendência da PNMM é de apresentar um comportamento semelhante para os eventos de chuva severa e fraca, isto é, à medida que as frentes frias se aproximam do Rio de Janeiro, observa-se a queda da pressão e posteriormente o seu aumento devido à passagem da massa de ar frio. Pela Figura 4.5 verifica-se que a tendência para os eventos de chuva severa estudados nesta pesquisa a queda da pressão tende a ser maior em relação aos eventos de chuva fraca e para todos os instantes de tempo estudados a tendência da PNMM para os eventos de chuva fraca é de apresentar valores maiores em relação aos eventos de chuva forte como pôde ser observado nas Figuras 4.1 a 4.4.

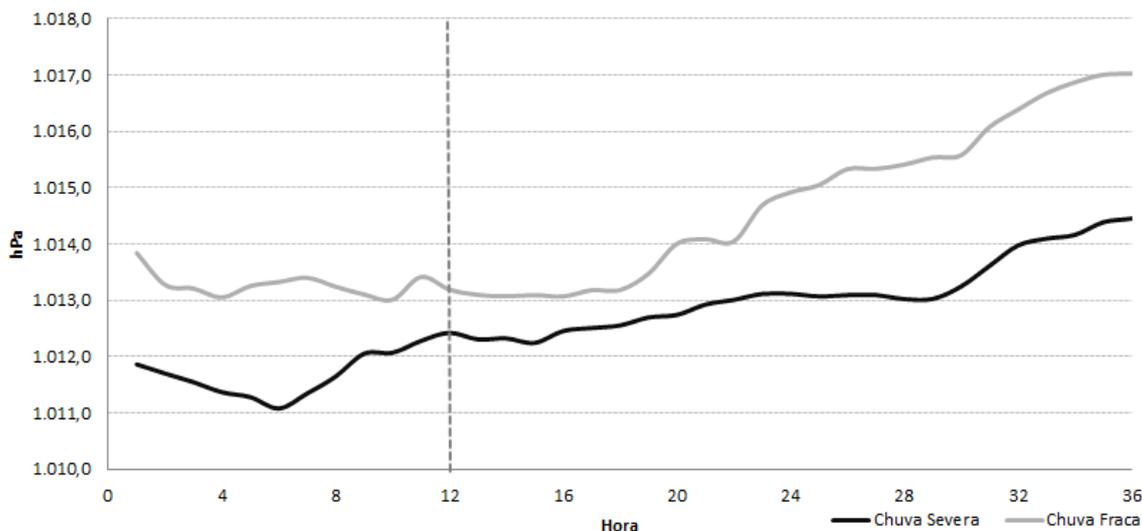


Figura 4.5 : Evolução temporal da pressão ao nível médio do mar para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### 4.4.2 Índice K

Nas Figuras 4.6 a 4.9 são observadas os campos médios temporais do índice K para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. De acordo com NASCIMENTO (2005), o índice K é uma variável que capta as condições favoráveis à ocorrência de tempestades em ambientes úmidos em toda a troposfera e, portanto, quanto maiores os valores deste indicador, mais favoráveis são as condições atmosféricas para a ocorrência de fortes chuvas.

Na Figura 4.6 (a) observa-se valores significativos do índice K sobre o Município do Rio de Janeiro caracterizando condições favoráveis para a convecção. Nesta mesma média, pode-se observar pela figura 4.6 (b) que os valores mais significativos deste indicador não se encontram sobre o Município do Rio de Janeiro, mas sim sobre a região do Vale do Paraíba e sul de Minas Gerais.

Para os casos de chuva severa (Figuras 4.6 (a) a 4.9 (a)) observa-se um aumento do índice K adquirindo valores significativos e distribuição organizada sobre o município que se estenderam pelo oceano até o final da precipitação (Figura 4.9 (a)). Para os casos de chuva fraca, averigua-se que apesar do aumento do índice K à medida que, os sistemas meteorológicos se deslocavam sobre o Município, a área de valores mais significativos ficou bem menos abrangente, não apresentando valores significativos na região oceânica das frentes

frias (Figuras 4.6 (b) a 4.9 (b)), o que foi observado para os eventos de chuva severa. Observa-se também que a distribuição espacial média de K para os casos de chuva fraca ficou mais restrita ao continente e consequentemente, os valores mais significativos de K permaneceram menos tempo atuando sobre o município do Rio de Janeiro.

Analisando as Figuras 4.6 a 4.9, a indicação é de que as frentes frias/ZCAS que não deram origem a altos acumulados de precipitação não tinham condição termodinâmica tão favorável para a ocorrência de chuvas intensas. Tal comportamento mostra que as frente frias/ZCAS menos intensas termodinamicamente, em si, afetam a sua precipitação como um todo, incluindo o Município do Rio de Janeiro.

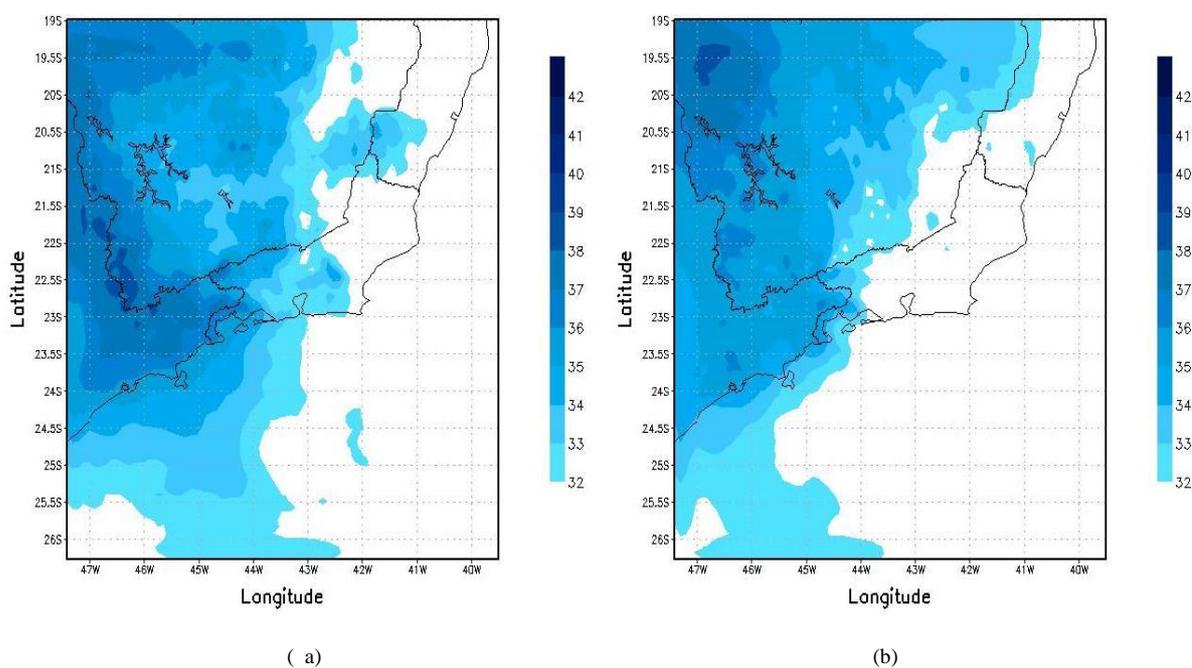
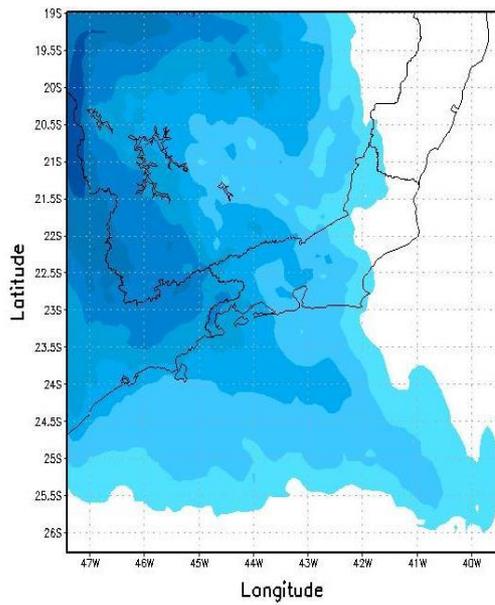
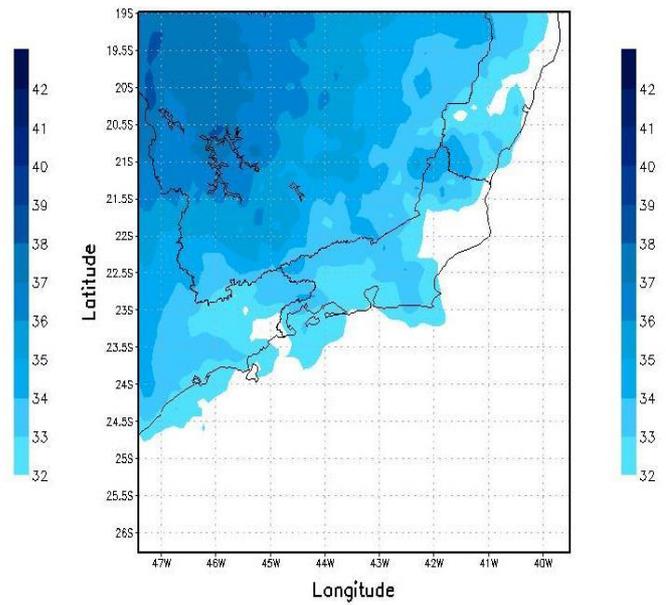


Figura 4.6 : Média horária para o índice K para  $T_0+4$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

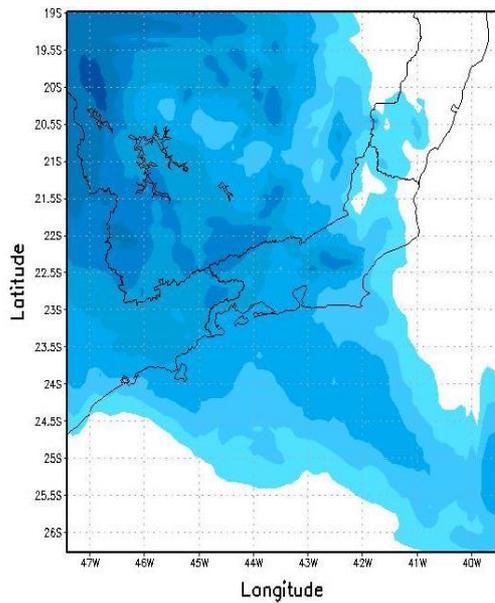


(a)

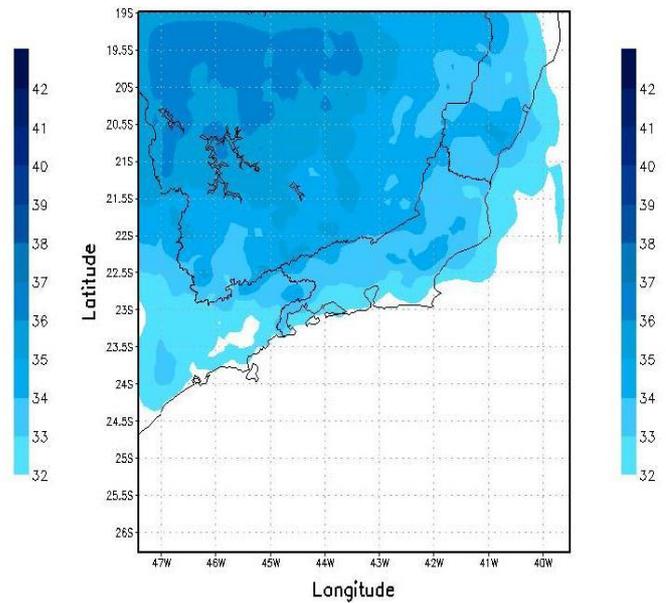


(b)

Figura 4.7 : Média horária para o índice K para  $T_0+16$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.8 : Média horária para o índice K para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

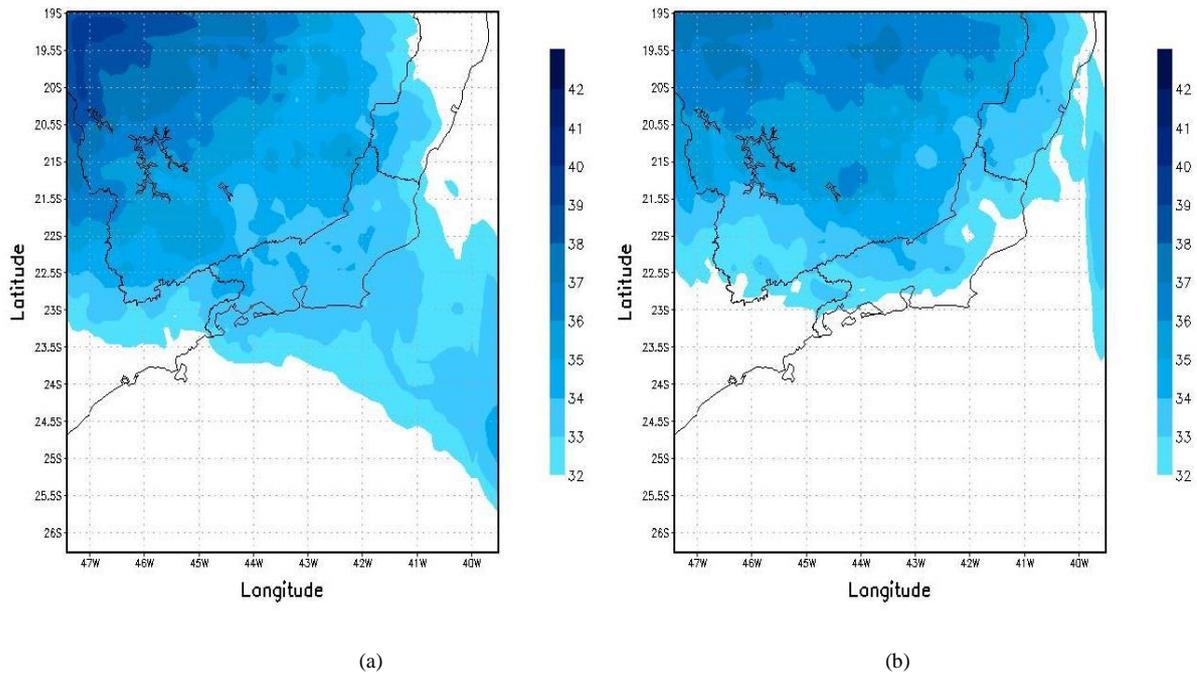


Figura 4.9 : Média horária para o índice K para  $T_0+36$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Na Figura 4.10 pode ser verificada a série temporal da média do índice K presente nos eventos de chuva severa e de chuva fraca. Verifica-se através deste série que a tendência do índice K é de apresentar um comportamento semelhante para os dois grupos e valores mais significativos para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca. Observa-se também pela série temporada Figura 4.10 que o início das chuvas para os casos de chuva severa foi logo após um pico máximo de K concordando com os resultados obtidos por MOURÃO (2007).

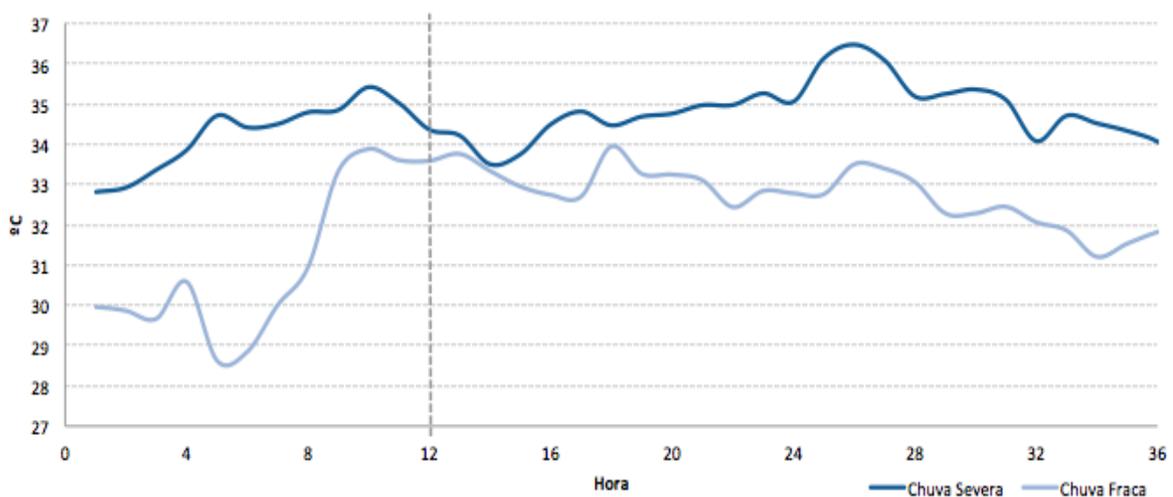


Figura 4.10 : Evolução temporal do índice K para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### 4.4.3 Índice Total Totals (TT)

Nas Figuras 4.11 a 4.14 são observadas as médias temporais do Índice TT para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. De acordo com a literatura, uma limitação do índice TT é a sua dependência com a umidade em 850 hPa, pois a umidade em baixos níveis pode estar mais abaixo dessa superfície. Mas verifica-se sua eficiência quando existe uma camada seca em 700 hPa, pois, diferentemente do índice K, o TT exige calor e umidade em 850hPa e ar mais frio em 500hPa, não dependendo assim da umidade em 500 hPa; portanto o índice TT não é afetado por uma “secura” nos níveis médios. Se uma massa de ar é quente e úmida, os índices K e TT dão interpretações semelhantes, mas quando a massa de ar é mais fria e seca, o Total Totals tem melhores resultados por dar um peso maior à presença de ar frio em níveis médios (BENETI & SILVA DIAS, 1986; SILVA DIAS, 2000).

Na figura 4.11 (a) observam-se valores significativos do índice TT sobre o Município do Rio de Janeiro caracterizando condições favoráveis para à formação de tempestades. Neste mesmo instante de tempo, pode-se observar pela figura 4.11 (b) que os valores deste indicador sobre o Município do Rio de Janeiro, mas menos significativos em relação aos eventos de chuva severa.

Para os casos de chuva severa (Figuras 4.11 (a) a 4.14 (a)) observa-se um aumento do índice TT adquirindo valores significativos e distribuição organizada sobre o Município que se estenderam pelo oceano até o final da precipitação (Figura 4.14 (a)), similar ao índice K. Para os casos de chuva fraca, averigua-se variações não significativas de TT à medida que as frentes frias se deslocavam sobre o Município (Figuras 4.11 (b) a 4.14 (b)) e a área de valores mais significativos bem menos abrangente do que a observada para os eventos de chuva severa. Observa-se também que distribuição espacial de TT para os casos de chuva fraca analisados neste trabalho ficou mais restrita ao continente, não chegando a apresentar valores significativos na região oceânica das frentes frias como pôde ser observado para o índice K (Figuras 4.6 a 4.9).

Quanto maiores os valores do índice Total Totals, mais favorável a atmosfera se encontra para a ocorrência de fortes chuvas. Inserido nesse contexto, verifica-se que nos eventos de chuva severa este indicador apresentou valores mais significativos sobre o Município do Rio de Janeiro até o oceano e caracterizou condições termodinamicamente favoráveis para a ocorrência dos altos valores de chuva que foram observados pela rede

pluviométrica da Fundação Georio; para os casos de chuva fraca, observa-se, no entanto, que a tendência do índice TT é caracterizar valores menos significativos sobre o Município do Rio de Janeiro, isto é, menos intensas termodinamicamente; afetando a precipitação em toda a distribuição da frente fria.

Outros indicadores analisados durante essa pesquisa também mostraram características semelhantes para os dois grupos de frentes frias/ZCAS analisados. Sendo eles o índice KO, CAPE, taxa de variação vertical entre 500-700hPa, movimento vertical, instabilidade convectiva, fluxo de energia úmida e por isso, não serão discutidos neste capítulo.

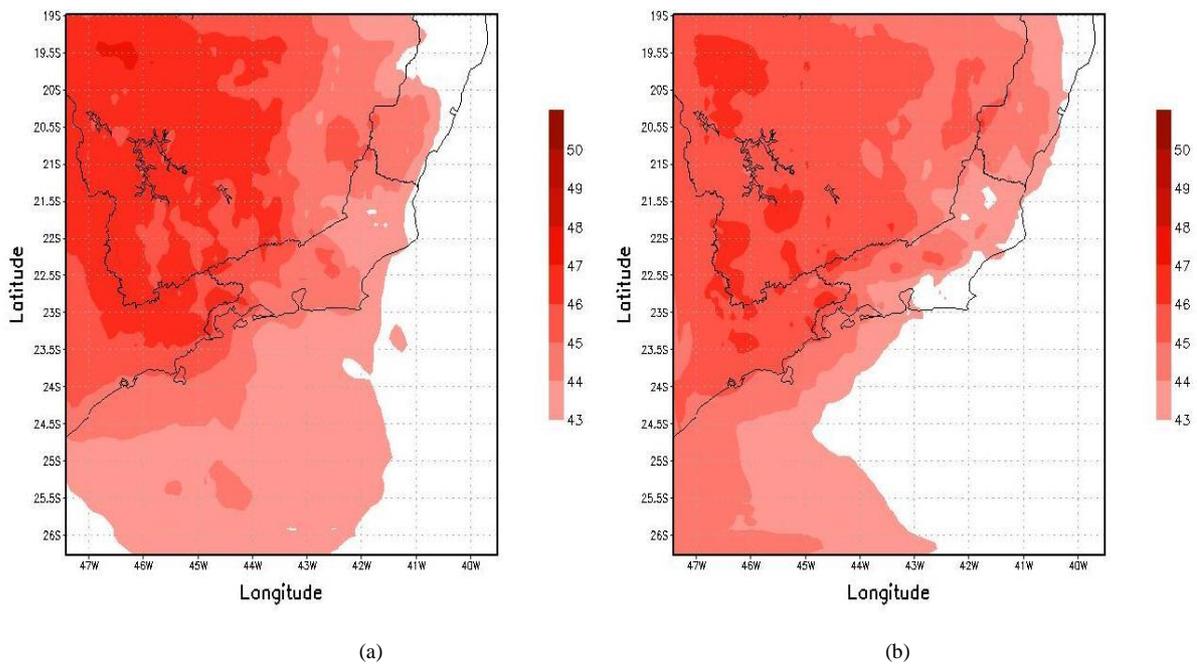
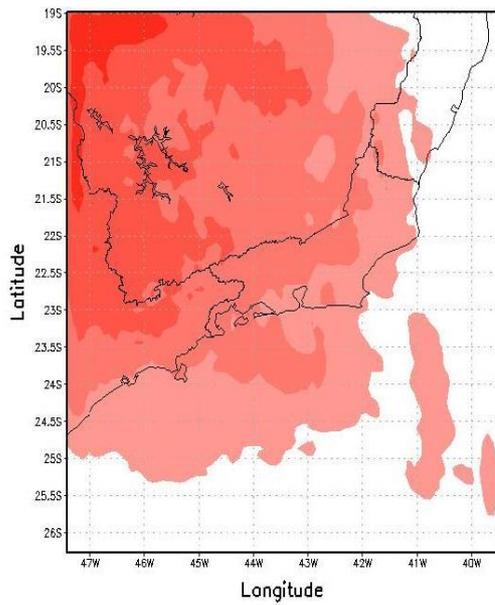
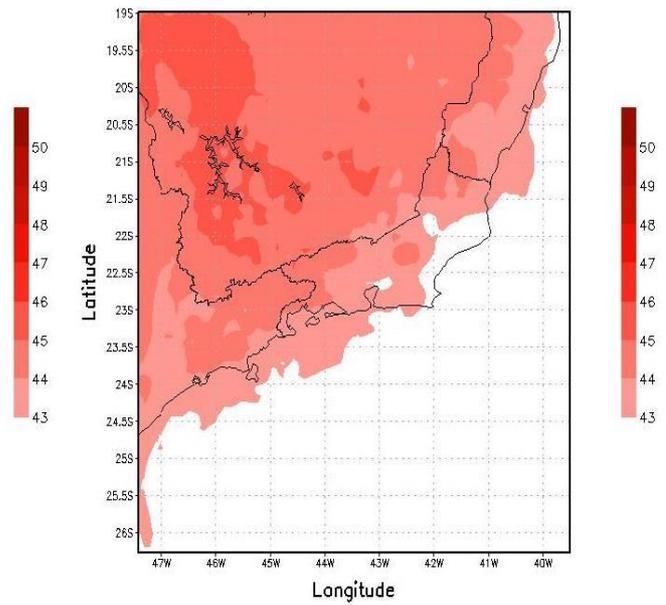


Figura 4.11 : Média horária para o índice TT para  $T_0+4$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

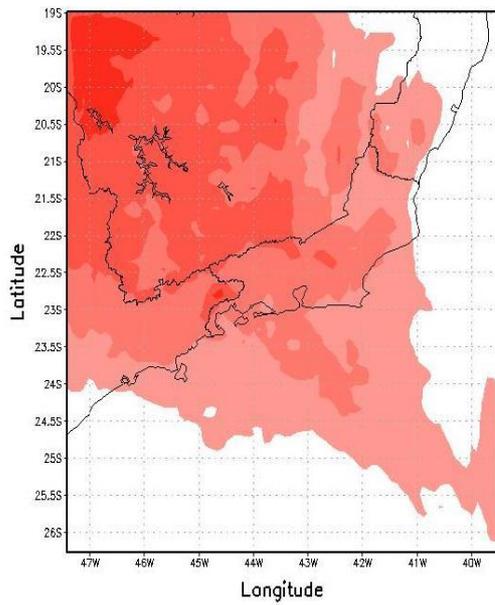


(a)

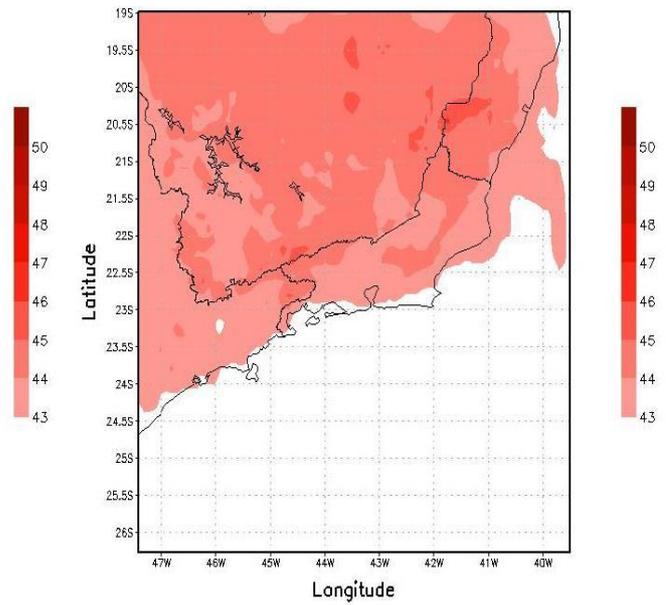


(b)

Figura 4.12 : Média horária para o índice TT para  $T_0+16$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.13 : Média horária para o índice TT para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

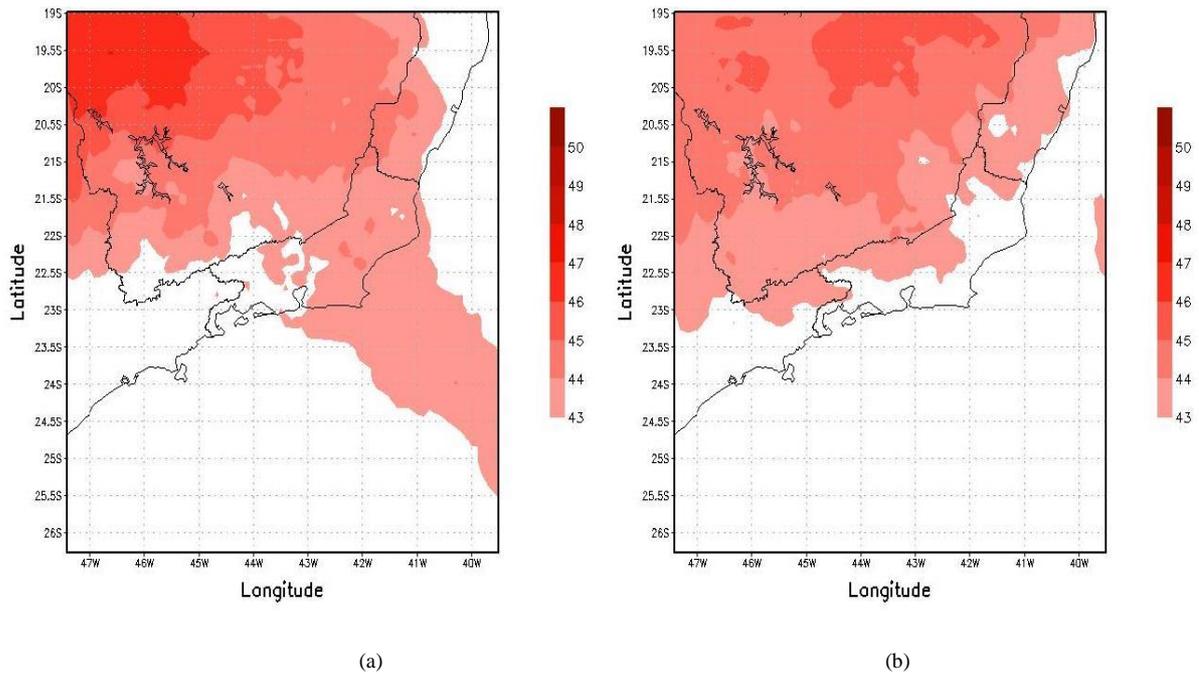


Figura 4.14 : Média horária para o índice TT para  $T_0+36$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Na Figura 4.15 pode ser verificada a série temporal da média do índice TT presente nos eventos de chuva severa e de chuva fraca. Verifica-se através desta série que a tendência do índice TT é de apresentar um comportamento semelhante para os dois grupos e valores maiores para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca. Pelas duas médias pontuais, pode-se observar que a tendência deste indicador é oscilar entre 44 °C e decair à medida que as frentes frias/ZCAS se afastam do Município do Rio de Janeiro. Como verificado para o índice K, observa-se também, pela série temporada Figura 4.15, que o início das chuvas para os casos de chuva severa foi logo após um pico máximo de TT concordando com os resultados obtidos por MOURÃO (2007).

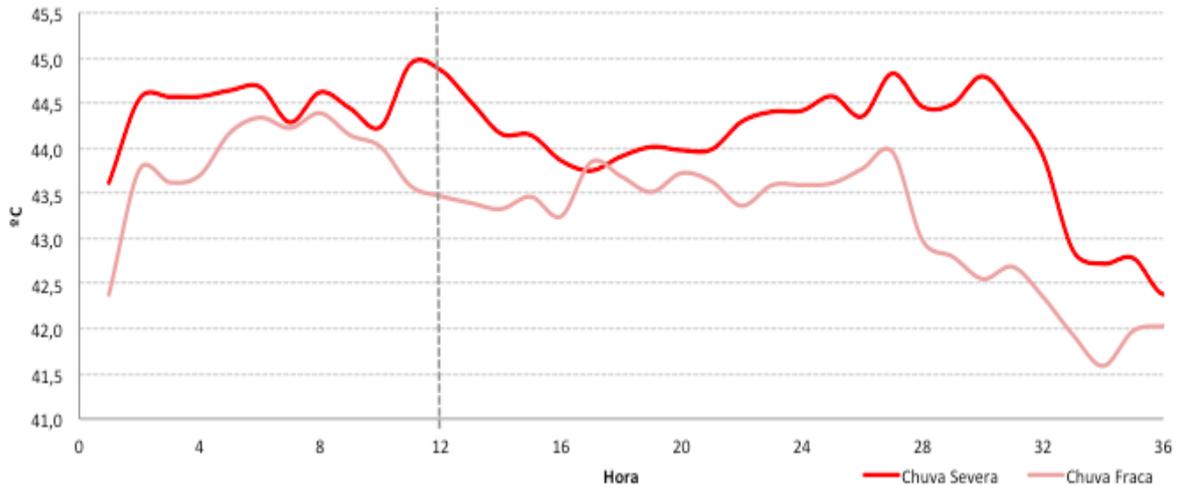


Figura 4.15 : Evolução temporal do índice TT para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### 4.4.4 Água precipitável (AP)

Nas Figuras 4.16 a 4.19 são observadas as médias temporais do conteúdo de água precipitável para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. Como verificado na seção 3.2.18 a água precipitável expressa a quantidade de água que poderia ser obtida se todo o vapor de água contido numa coluna de atmosfera de secção transversal horizontal unitária se condensasse e precipitasse. Com isso, maiores valores desta variável indicam a suscetibilidade da atmosfera para a ocorrência de fortes chuvas desde que as condições dinâmicas e termodinâmicas estejam presentes.

Verifica-se a partir das Figuras 4.16 (a) a 4.19 (a) um deslocamento de maior disponibilidade de umidade em toda a estrutura vertical da atmosfera em direção ao estado do Rio de Janeiro. Como as condições dinâmicas e termodinâmicas eram presentes para os mesmos intervalos de tempo (como observado nos indicadores PNMM, K e TT anteriormente) observa-se que a alta disponibilidade para o suprimento da convecção profunda e também da precipitação. Para os casos de chuva fraca (Figuras 4.16 (b) a 4.19 (b)), observa-se a ausência de valores significativos deste indicador sobre o estado do Rio de Janeiro e adjacências mostrando que apesar de existirem condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis para a ocorrência da precipitação (como observado nos indicadores PNMM, K e TT anteriormente), a disponibilidade de vapor d'água presente na

atmosfera não era favorável para o suprimento de vapor d'água necessária para a gênese de sistemas convectivos mais intensos que dão origem a altos acumulados de precipitação.

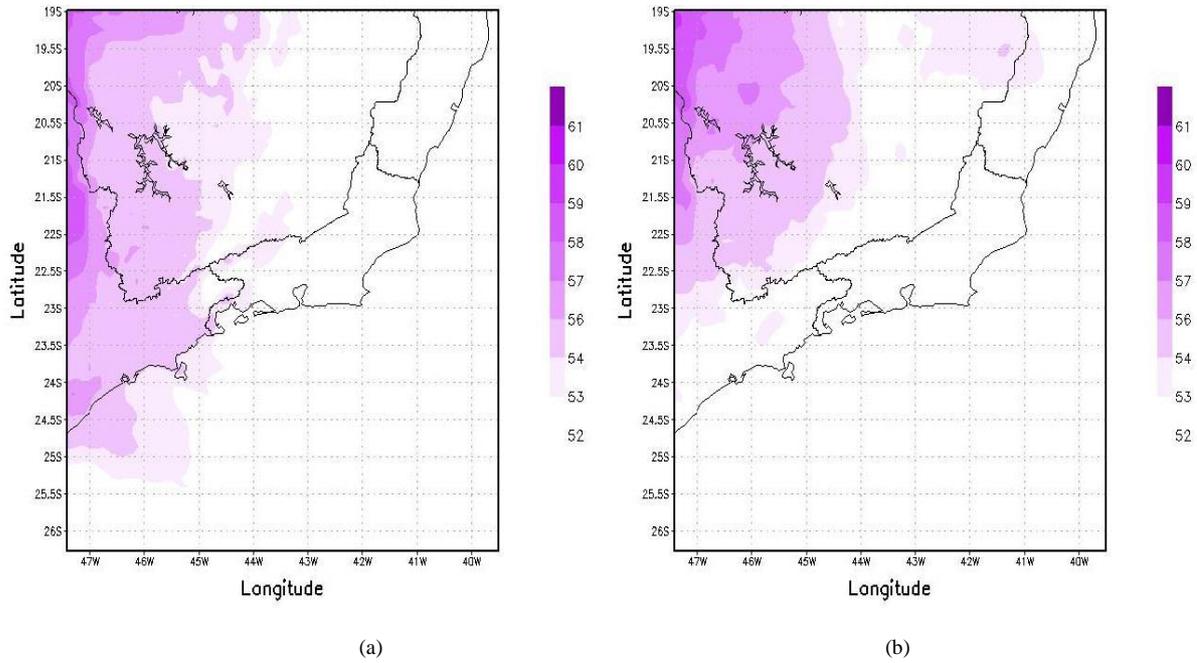


Figura 4.16 : Média horária para água precipitável para T<sub>0</sub> – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

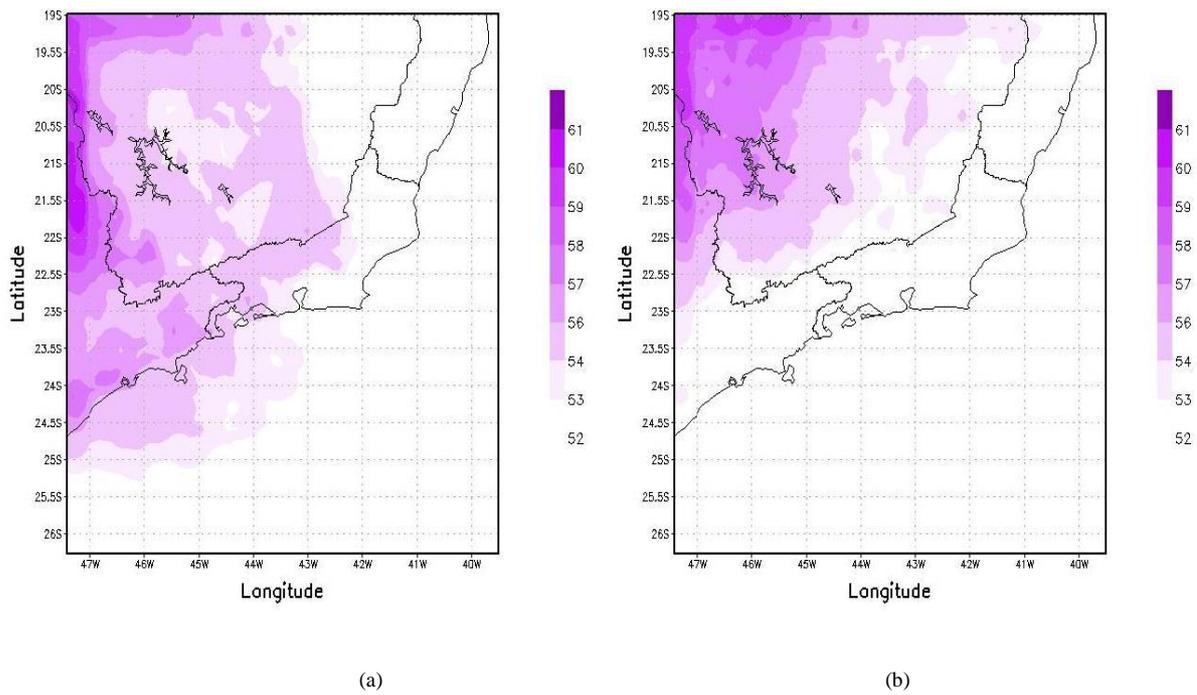
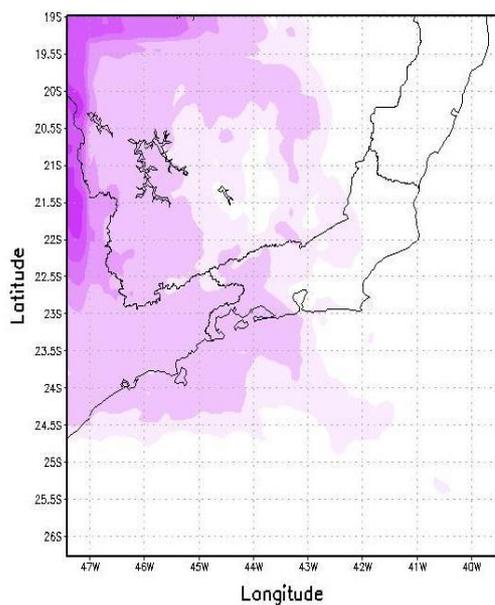
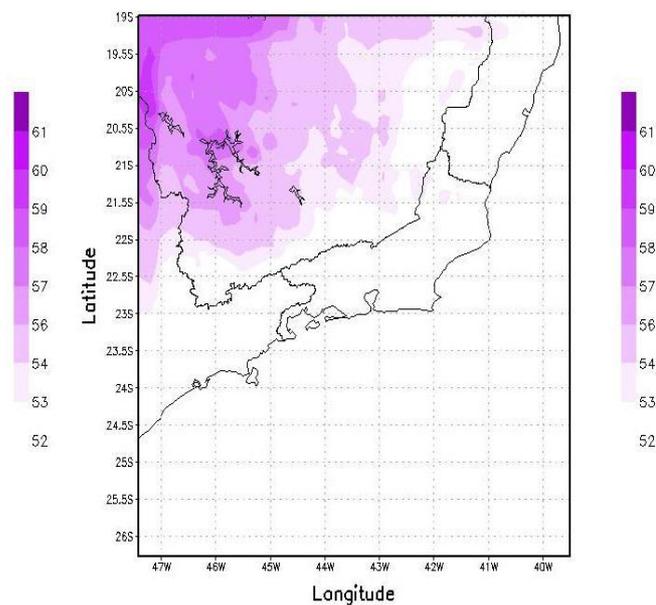


Figura 4.17 : Média horária para água precipitável para T<sub>0</sub>+12 – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

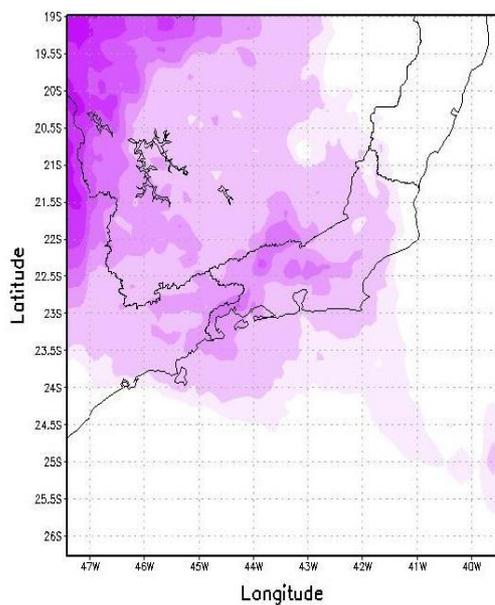


(a)

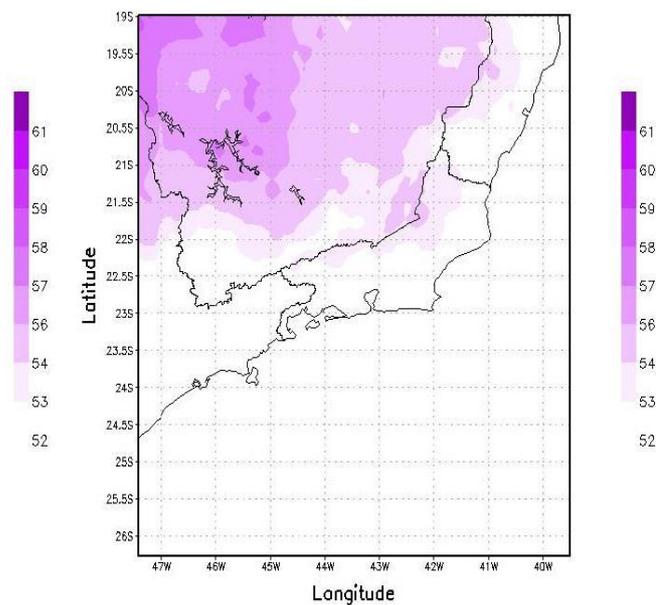


(b)

Figura 4.18: Média horária para água precipitável para  $T_0+16$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.19: Média horária para água precipitável para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Na Figura 4.20 pode ser observada a série temporal da média do conteúdo de Água Precipitável presente nos casos de chuva severa e chuva fraca. Verifica-se através deste série que a tendência deste indicador é de apresentar um comportamento semelhante para os dois grupos e valores mais significativos para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca. Consta-se também que apesar desta variável apresentar um aumento à medida que as frentes frias/ZCAS se aproximam do Município do Rio de Janeiro, a sua tendência para os casos de chuva severa é de ter um crescimento gradual, enquanto que para os casos de chuva fraca, a sua tendência é de permanecer oscilando em torno de valores menos significativos.

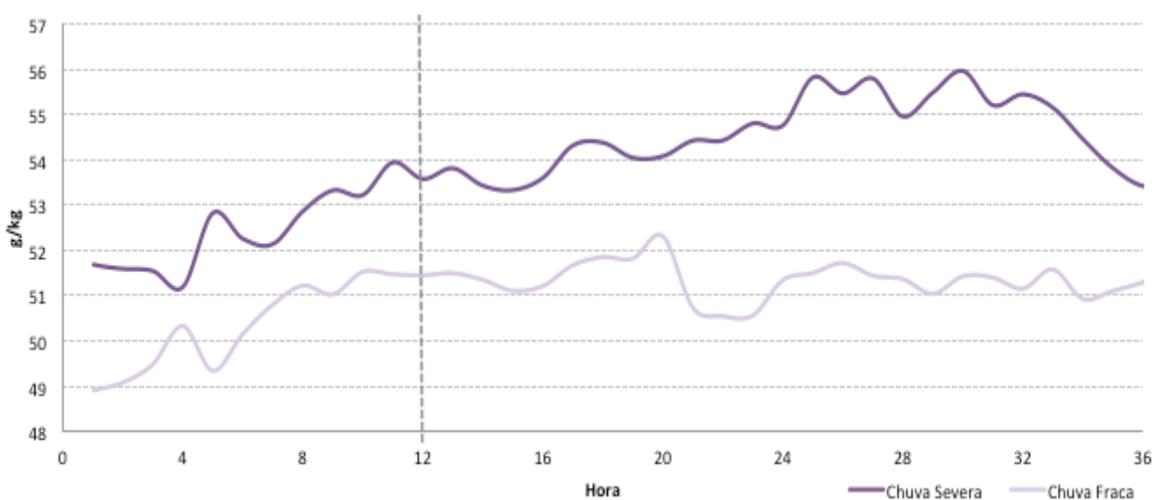


Figura 4.20: Evolução temporal do conteúdo de água precipitável para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### 4.4.5 Divergência em 300hPa (DIV)

Nas Figuras 4.21 a 4.24 são observadas as médias temporais da Divergência em 300hPa para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. A divergência em altos níveis ocorre devido ao ar ascendente que é originado pelos movimentos verticais que ocorrem dentro dos sistemas convectivos. Sendo assim, maiores valores desta variável estão associados à formação dos sistemas convectivos que dão origem a altos acumulados de precipitação.

Verifica-se, a partir das Figuras 4.21 (a) a 4.24 (a), a presença de valores locais de divergência em 300hPa caracterizando a presença de sistemas convectivos se deslocando em direção e sobre o estado do Rio de Janeiro. Nas figuras 4.22 (a) e 4.23 (a) observam-se dois centros com altos valores de divergência bem localizados sobre o Município do Rio de Janeiro respectivamente. Tal característica indica a presença de núcleos de convecção mais profunda imersos nos sistemas de grande escala que produzem as chuvas mais severas sobre o Município do Rio de Janeiro. Para os casos de chuva fraca (Figuras 4.21 (b) a 4.24 (b)), averigua-se para grande parte dos campos médios analisados não ocorreram valores não significativos deste indicador sobre o Município do Rio de Janeiro e adjacências caracterizando chuvas fracas apresentaram menor potencialidade para a ocorrência de convecção mais profunda associada a eles, indicado que eles devem ter sido essencialmente mais estratiformes.

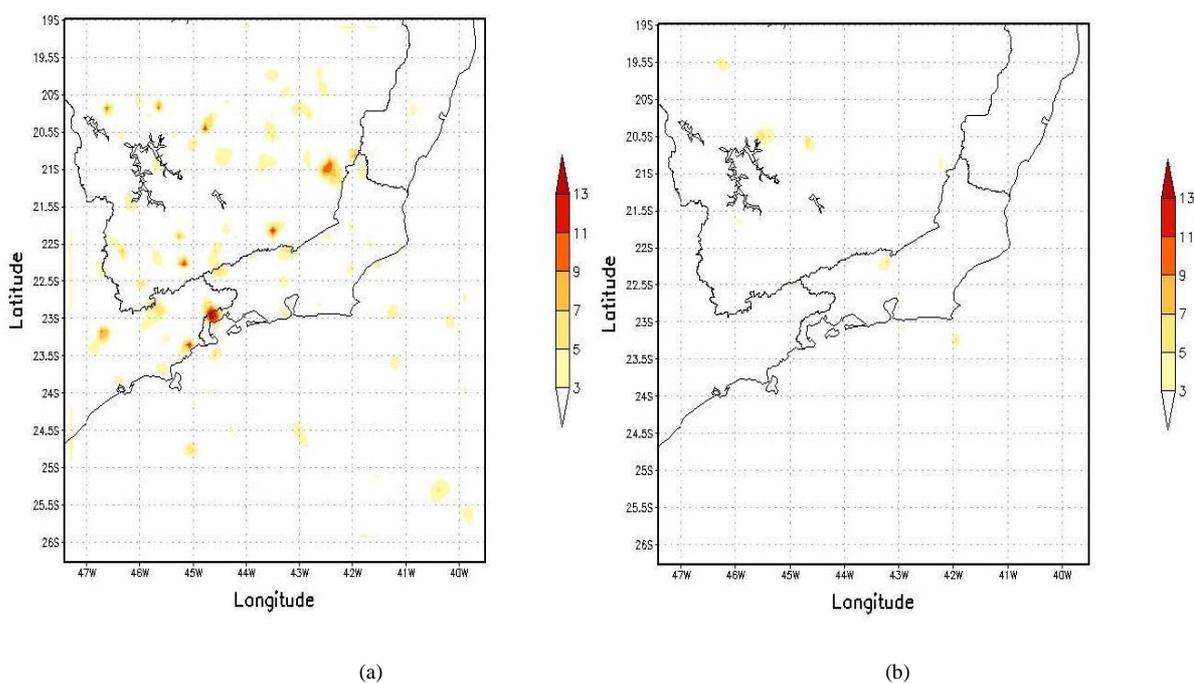
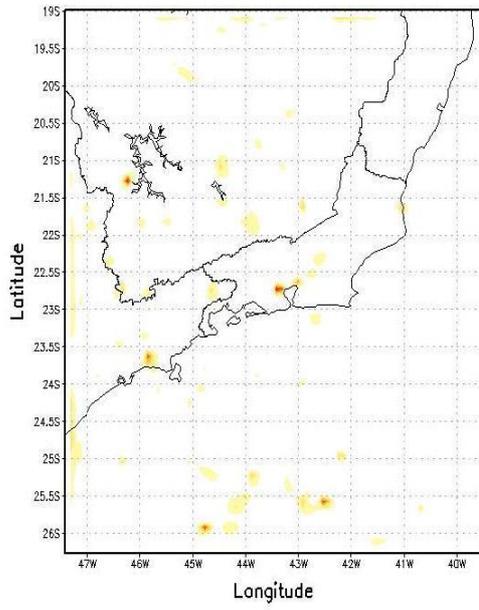
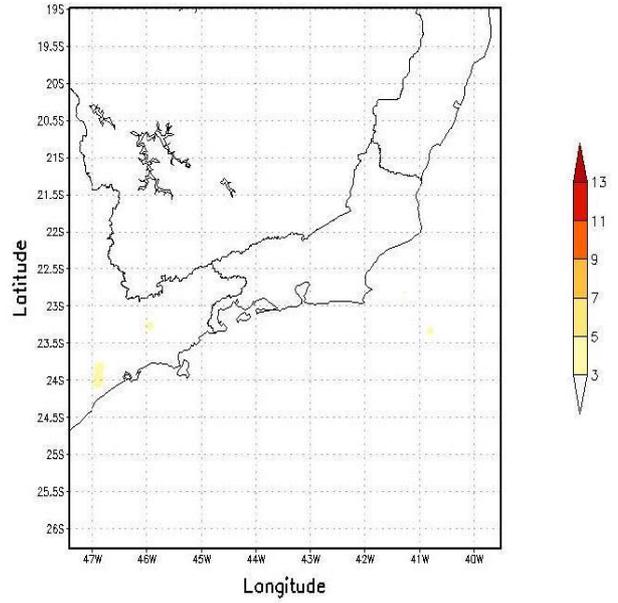


Figura 4.21 : Média horária para divergência em 300hPa para  $T_0+20$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

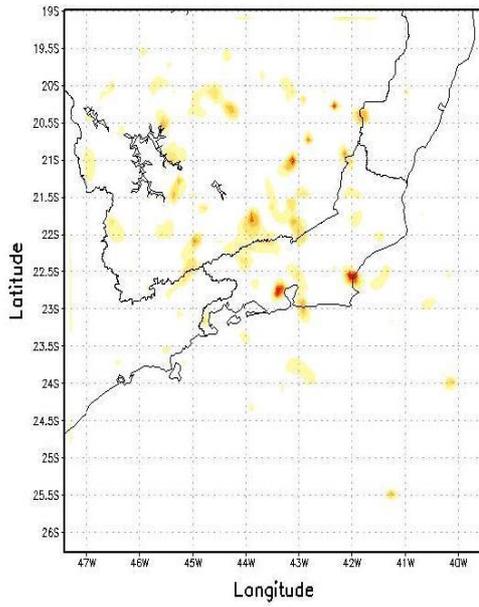


(a)

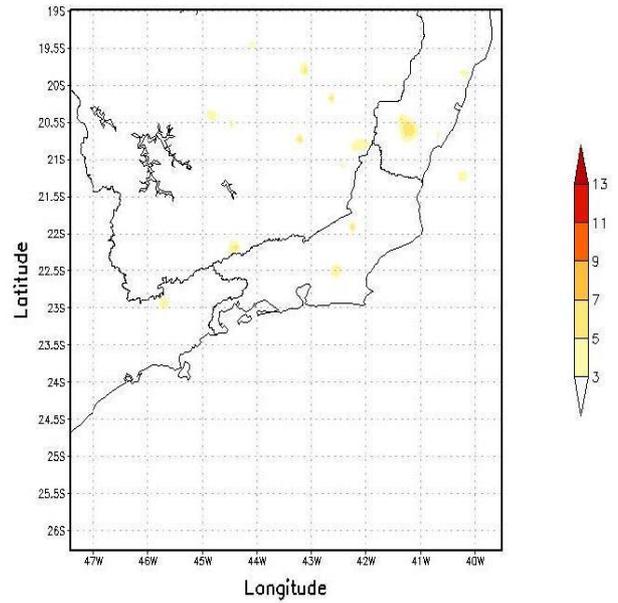


(b)

Figura 4.22 : Média horária para divergência em 300hPa para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.23 : Média horária para divergência em 300hPa para  $T_0+28$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

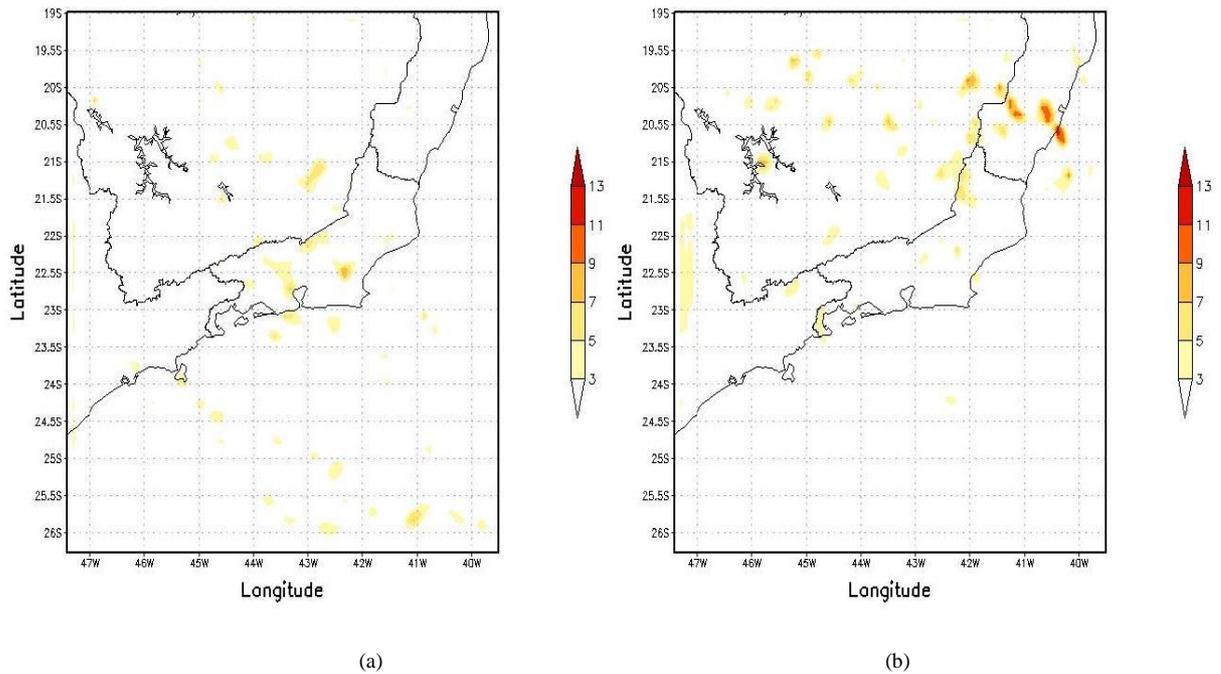


Figura 4.24 : Média horária para divergência em 300hPa para  $T_0+32$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Na Figura 4.25 observa-se a série temporal da Divergência em 300hPa para os casos de chuva severa e de chuva fraca que ocorreram no Município do Rio de Janeiro no período abrangente desta pesquisa. Verifica-se através deste série que a tendência da divergência nos níveis superiores da atmosfera é de apresentar valores maiores e mais alternados (variação entre positivo e negativo) para os eventos de chuva severa. Para os eventos de chuva fraca, observa-se que a tendência é de apresentar valores menos significativos de divergência do ar nos níveis mais altos da atmosfera caracterizando uma menor potencialidade da convecção profunda que ocorrem nas frentes frias que não originam altos acumulados de precipitação.

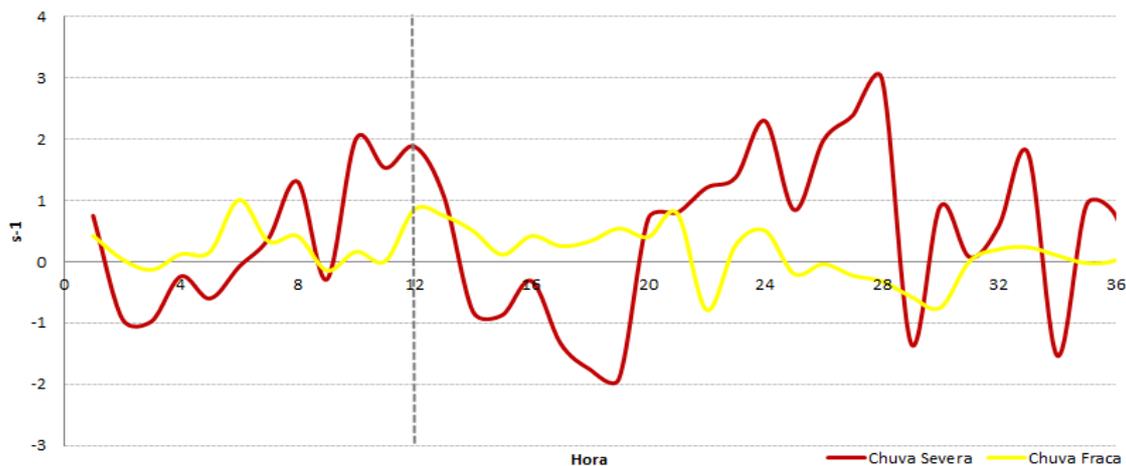


Figura 4.25: Evolução temporal da divergência em 300 hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

No apêndice I são mostrados as ocorrências deste indicador para dois casos de chuva severa e dois casos de chuva fraca mostrados nas Tabelas 4.1 e 4.2.

#### 4.4.6 Umidade específica e vento em 850hPa (UMI)

Nas Figuras 4.26 a 4.29 são observadas as médias temporais da umidade e vento em 850hPa para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro objetivando avaliar o papel do escoamento atmosférico nos níveis mais baixos da atmosfera como gatilho para a formação de sistemas convectivos que dão origem a altos acumulados de precipitação.

Verifica-se nas, Figuras 4.26 (a) a 4.29 (a), todo o escoamento se modificando devido à aproximação do sistema de baixa pressão observado nas Figuras 4.1 a 4.4. Também observa-se a aproximação de valores significativos de umidade nos níveis mais baixos sobre o Município do Rio de Janeiro. Nas Figuras 4.27 (a) a 4.28 (a) observa-se uma região de confluência do escoamento atmosféricos e a presença de maiores valores de umidade. Sendo estes os “ingredientes básicos” para o gatilho da convecção profunda que dá origem a fortes chuvas. Nas Figura 4.29 (a) observa-se que esta região de confluência se direciona mais ao norte de Minas Gerais e menores valores de umidade sobre o estado do Rio de Janeiro caracterizando o enfraquecimento destes indicadores como gatilho para a convecção profunda dando origem a altos acumulados de precipitação no Município do Rio de Janeiro.

Os campos médios temporais da umidade do ar para os casos de chuva não severa são observadas nas Figuras 4.26(b) a 4.29 (b). Averigua-se a partir da Figura 4.26 (b) todo o escoamento atmosférico sendo induzido pelo sistema de baixa pressão observado nas Figuras 4.1 (b) a 4.4 (b) para os casos de chuva não severa, mas observa-se que apesar da mudança do escoamento atmosférico não se configuram regiões de confluência do ar como observadas para os casos de chuva severa (Figuras 4.26 (a) a 4.28 (a)) e juntamente não são observados valores significativos de umidade suprindo as condições necessárias para a gênese de convecção profunda no Município do Rio de Janeiro.

Nas Figura 4.29 (b) observa-se a formação de uma linha de confluência e valores significativos de umidade sobre o estado de Minas Gerais direcionados para o Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo caracterizando condições favoráveis para convecção profunda naquela região.

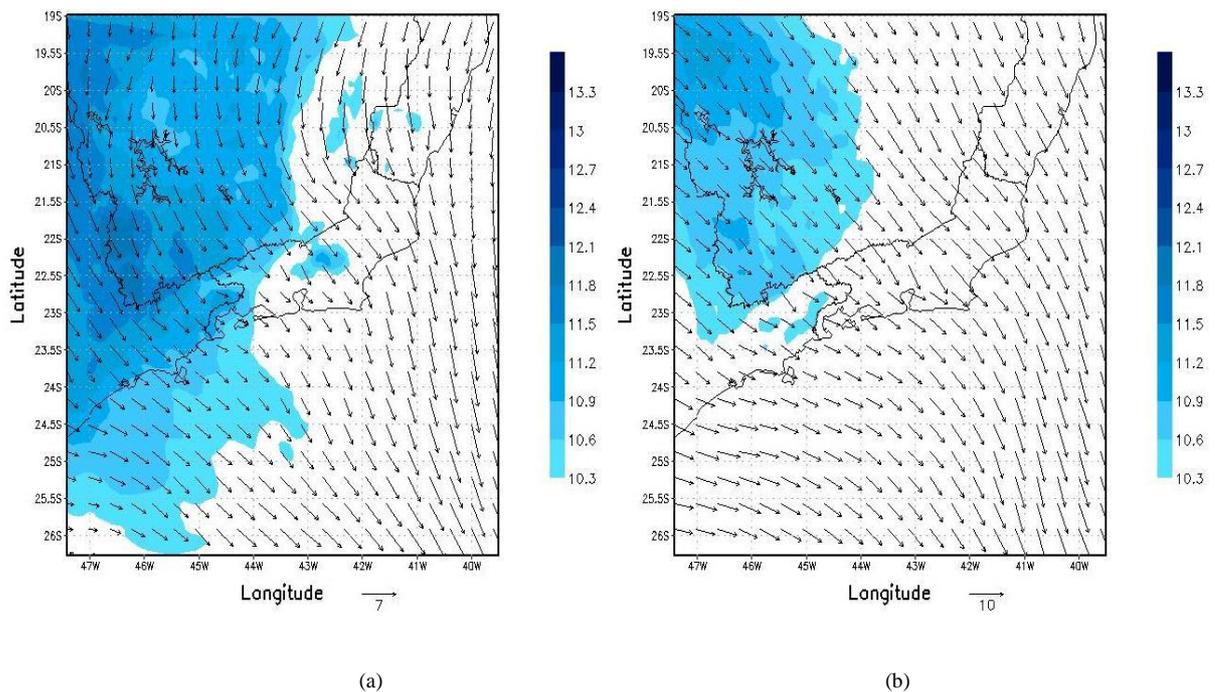
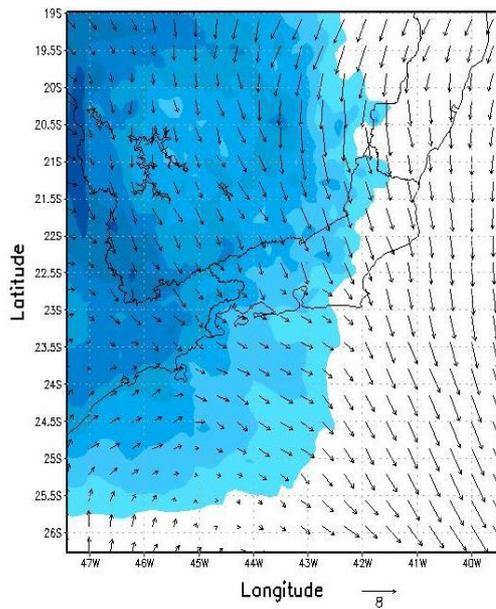
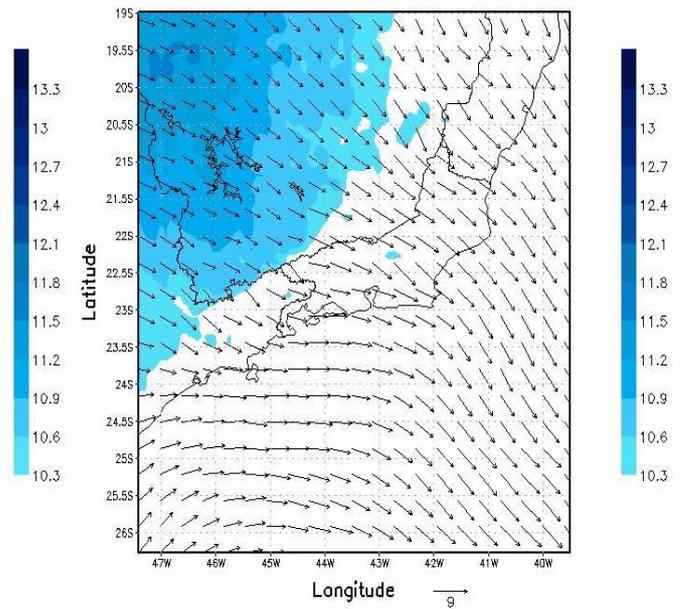


Figura 4.26 : Média horária para umidade e vento em 850hPa para T<sub>0</sub> – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b).

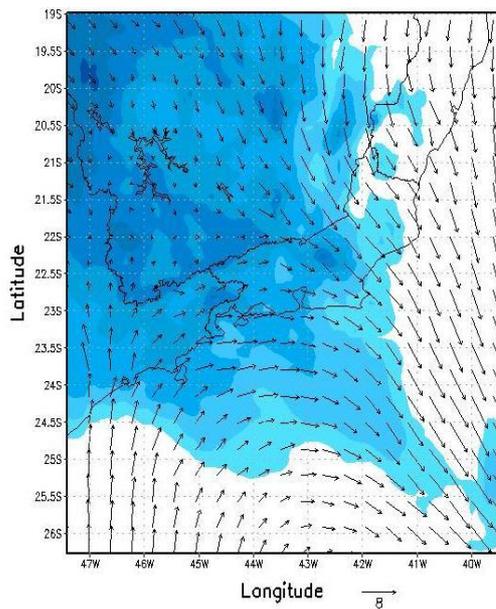


(a)

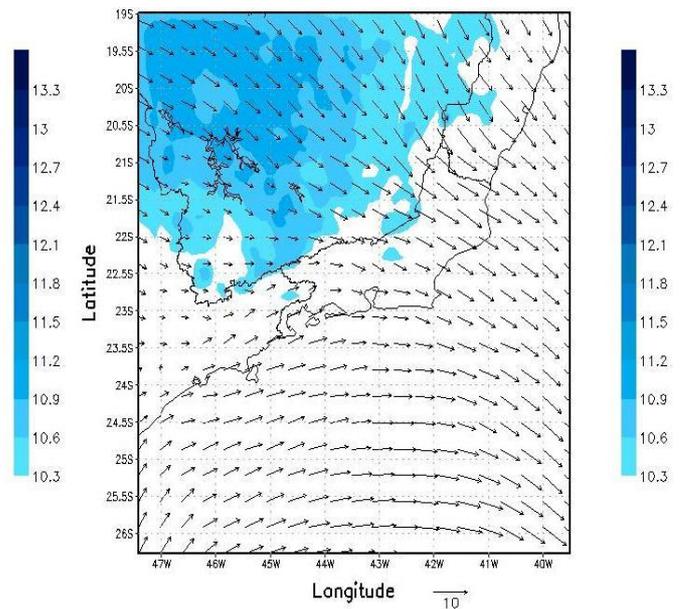


(b)

Figura 4.27 : Média horária para umidade e vento em 850hPa para  $T_0+ 12$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.28 : Média horária para umidade e vento em 850hPa para  $T_0+ 24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

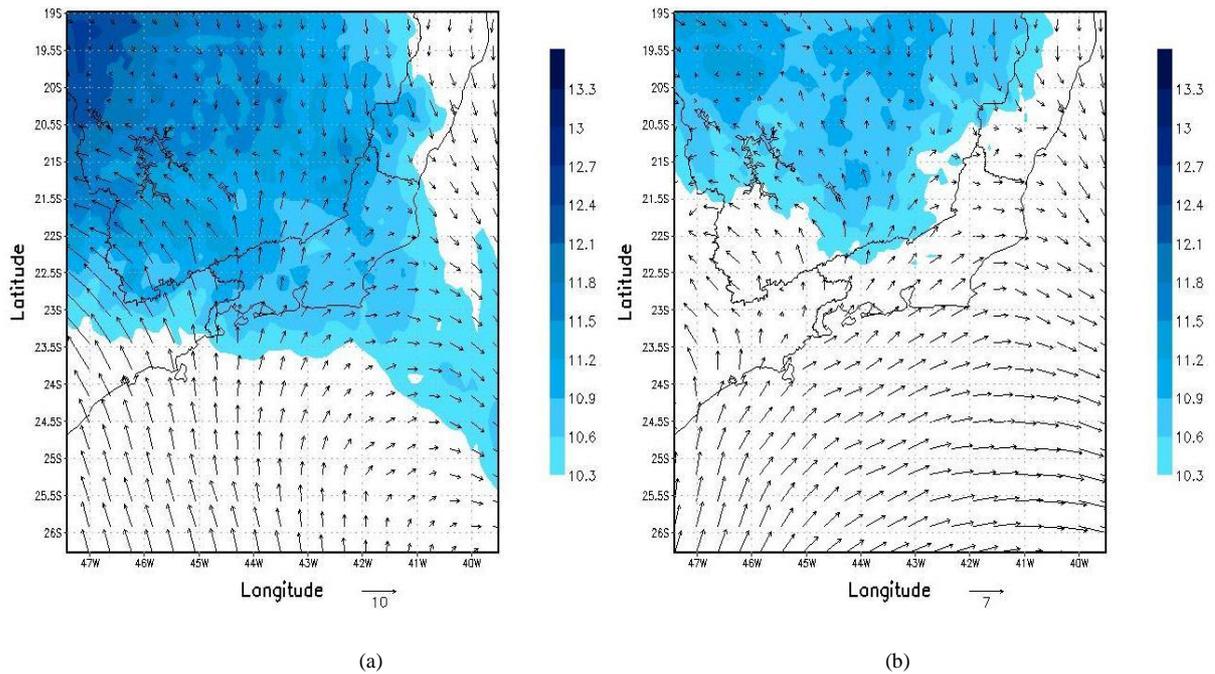


Figura 4.29 : Média horária para umidade e vento em 850hPa para  $T_0+36$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Pela Figura 4.30 observa-se a evolução temporal da Umidade em 850hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. Verifica-se através deste série que a tendência do indicador umidade específica nos níveis baixos da atmosfera é de apresentar um comportamento semelhante para os dois grupos e valores mais significativos para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca como também foi observado para os outros indicadores. Ressalta-se para esta variável um comportamento similar ao observado para os índices K e TT, isto é, um pico máximo, porém com um intervalo de tempo maior, antes de ocorrer a precipitação.

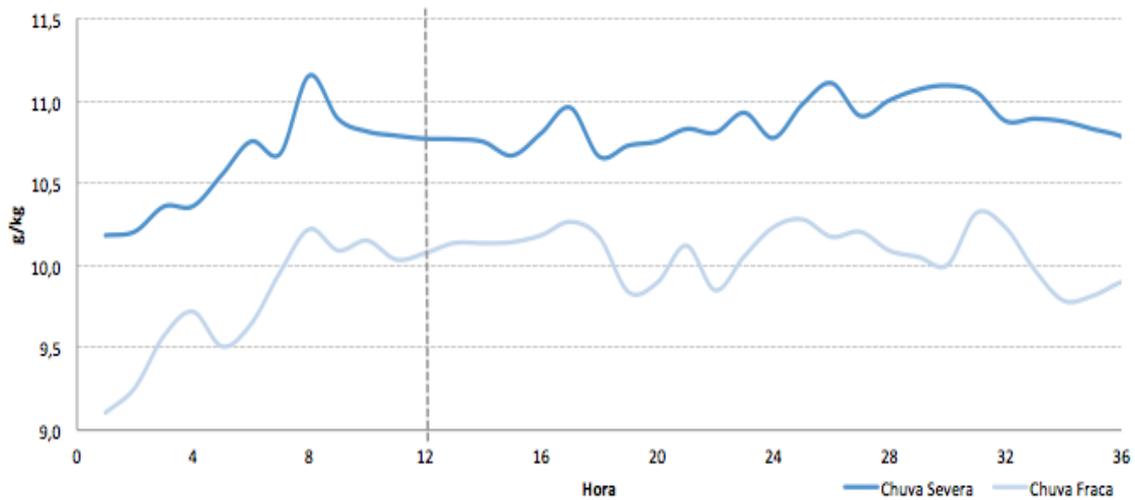


Figura 4.30: Evolução temporal da umidade em 850hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### 4.4.7 Energia total das tempestades severas em 500hPa (ETTS)

Nas Figuras 4.26 a 4.29 são observadas as médias temporais da energia total das tempestades severas em 500hPa para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. Calculado pela soma da entalpia, energia potencial e energia latente seu resultado é altamente conservativo para os processos adiabáticos saturados e não saturados e é diretamente proporcional à temperatura potencial pseudo-equivalente e temperatura potencial do bulbo úmido torna-se um bom indicador de áreas de potencial convecção em 500hPa. Com isso, maiores valores deste indicador caracterizam condições favoráveis para a formação de convecção profunda.

Verifica-se, a partir da Figuras 4.31 (a), a presença deste indicador para todas as médias temporais analisadas e um aumento gradativo à medida que as frentes frias/ZCAS se aproximam do estado do Rio de Janeiro para os casos de chuvas severas. Tal característica mostra as condições presentes na convecção profunda que originaram aos eventos de chuva severa observados no Município do Rio de Janeiro no período correspondente entre 1997-2012. Na Figura 4.34 (a) verifica-se que o ETTS caracterizou valores menos significativos marcando a diminuição da energia associada aos sistemas convectivos que dão origem a fortes chuvas.

Os campos médios temporais da Energia Total das Tempestades Severas em 500hPa para os casos de chuva não severa são observadas nas Figuras 4.31(b) a 4.44 (b). Averigua-se

através destas figuras a ausência de valores significativos deste indicador sobre o estado do Rio de Janeiro e adjacências em grande parte das médias temporais realizadas para este grupo de frentes frias. Tal distribuição espaço-temporal mostra que a energia total devido à soma da entalpia e das energias potencial e latente presentes na atmosfera destes eventos são, em média, menos intensas em relação aos eventos de chuva severa, não favorecendo de forma significativa a formação de convecção profunda e ocorrência de altos acumulados de precipitação.

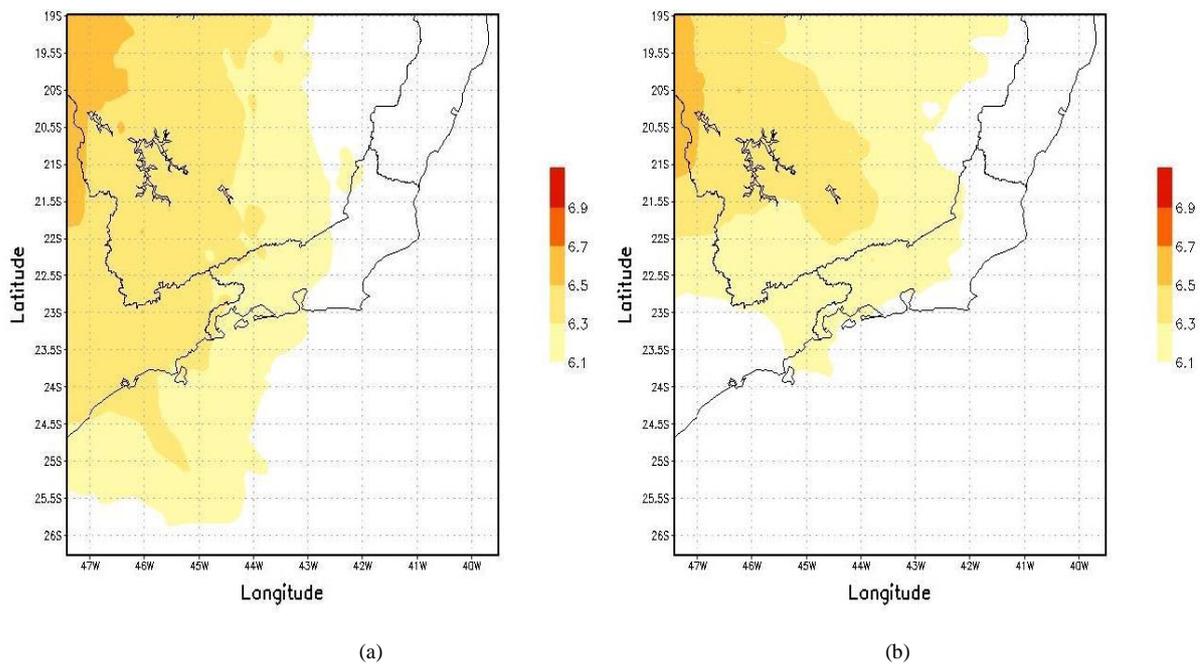
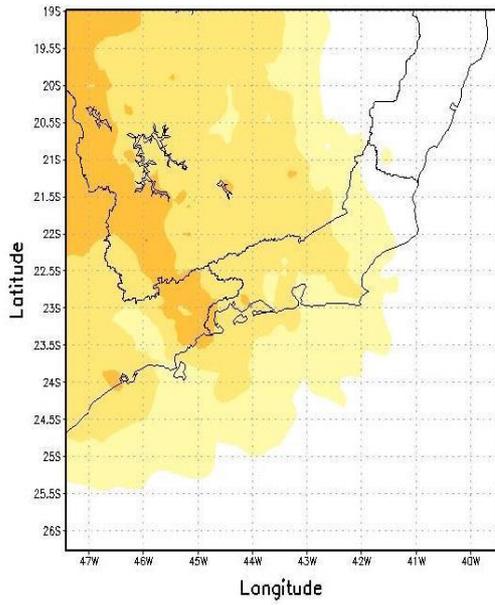
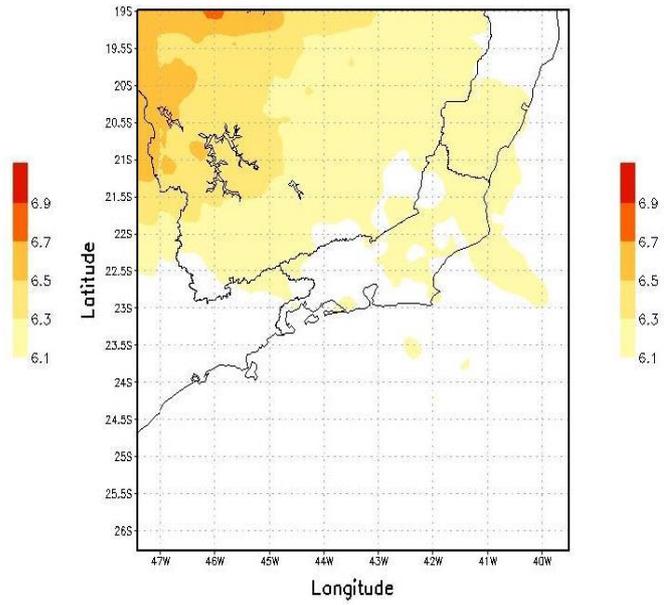


Figura 4.31 : Média horária para energia total das tempestades severas para  $T_0$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

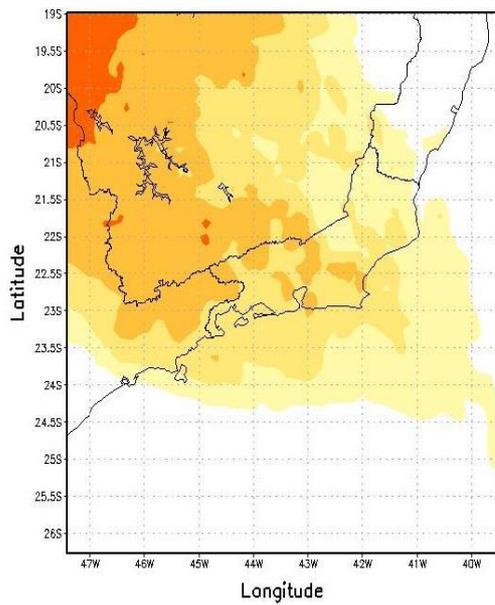


(a)

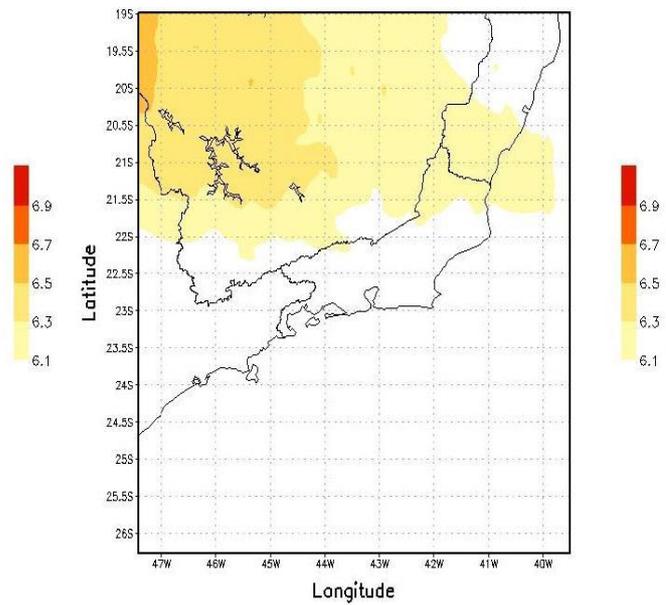


(b)

Figura 4.32 : Média horária para energia total das tempestades Severas para  $T_0+12$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.33 : Média horária para energia total das tempestades severas para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

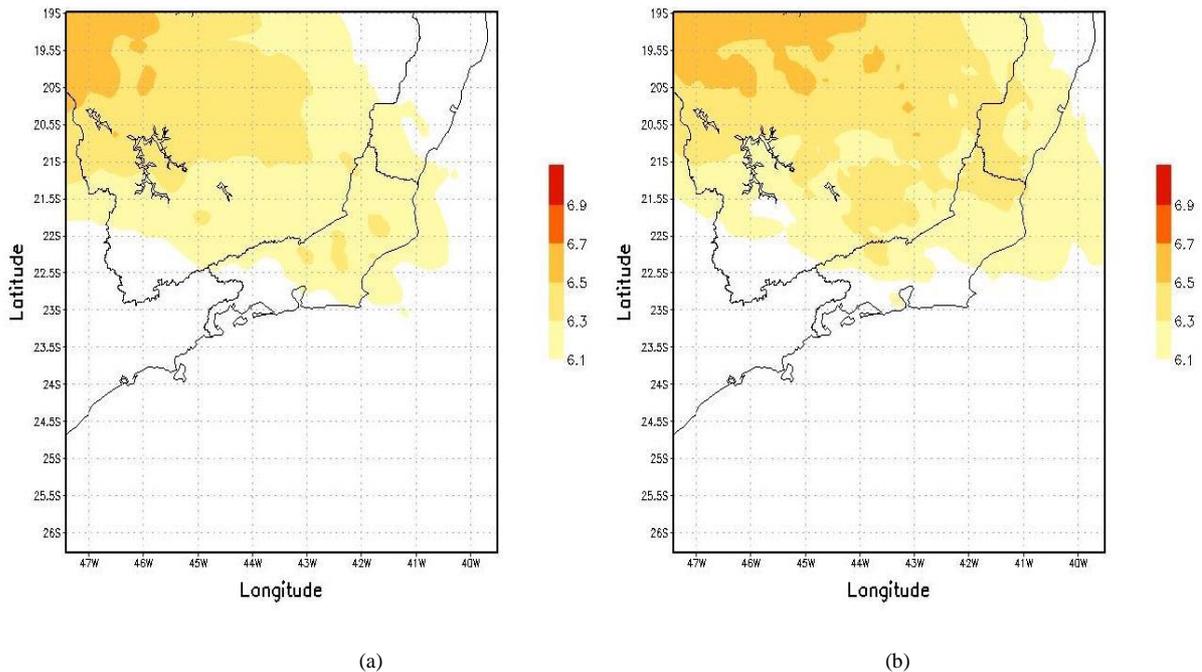


Figura 4.34 : Média horária para energia total das tempestades severas para  $T_0+36$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Pela Figura 4.35 observa-se a evolução temporal pontual para o indicador energia total das tempestades severas. Verifica-se que a tendência deste indicador é, em média, ter maiores valores de energia disponível para os casos de chuvas severas em relação aos casos de chuvas fracas. Observa-se também, para os eventos de chuvas severas, um aumento significativo deste indicador à medida que ocorre a precipitação. Tal comportamento deve-se ao fato da energia que é liberada nos processos termodinâmicos presentes na atmosfera à medida que os sistemas convectivos se desenvolvem e originam a precipitação.

Para os casos de chuvas fracas, pode-se verificar que este indicador caracteriza pequenas oscilações em torno de valores não significativos mostrando que a tendência da energia presente nos sistemas convectivos é ser menos significativa para as frentes frias/ZCAS que passam pelo Município do Rio de Janeiro e não dão origem a altos acumulados de precipitação.

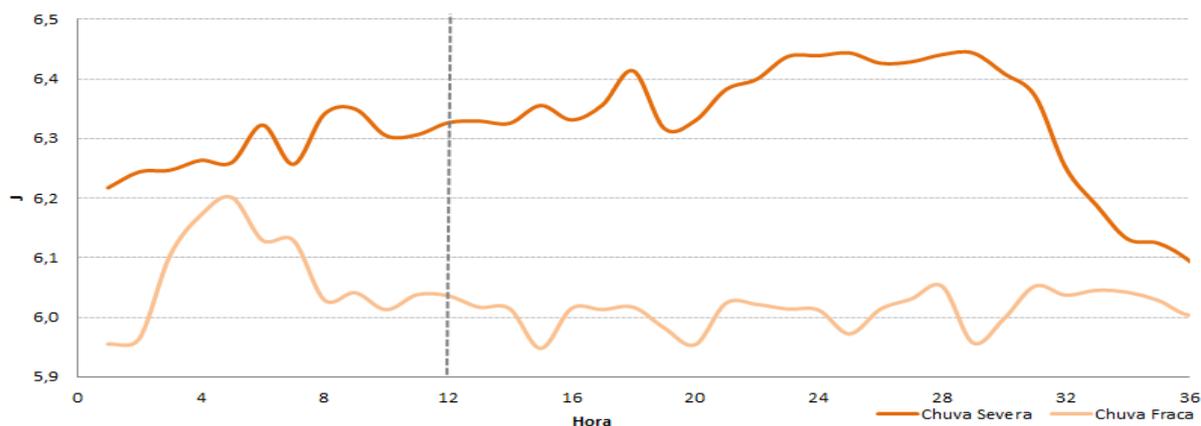


Figura 4.35: Evolução temporal da energia total das tempestades severas para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### 4.4.8 Fluxo de energia estática saturada em 850hPa

Nas Figuras 4.36 a 4.39 são observadas as médias temporais do Fluxo de Energia Estática Saturada em 850hPa para os quinze eventos de chuvas severas (lado esquerdo) e chuvas fracas (lado direito) que ocorreram no Município do Rio de Janeiro. Este indicador combina fatores termodinâmicos, caracterizado pela energia estática saturada, aos aspectos dinâmicos da atmosfera, sendo assim, útil na identificação das características ambientais que dão origem a tempestades severas.

Verifica-se, a partir das Figuras 4.36 (a) e 4.37 (a), a ausência de valores significativos deste indicador para as médias temporais analisadas e um aumento considerável nos instantes de tempo seguintes (Figuras 4.38 (a) a 4.39 (a)). Tal comportamento mostra que este indicador é fortemente influenciado pelas condições do escoamento atmosférico, pois apresenta valores significativos à medida que o escoamento no oceano se torna meridional ao litoral de São Paulo e do Rio de Janeiro, mas observa-se em conjunto o transporte de energia estática de saturação do vapor d'água presente na atmosfera em direção ao Município do Rio de Janeiro dando suporte dinâmico e termodinâmico para a convecção.

Os campos médios temporais o fluxo de energia estática saturada em 850hPa para os casos de chuva fraca são observadas nas Figuras 4.36(b) a 4.37 (b). Averigua-se através das figuras 4.71 (b) a 4.80 (b) um comportamento similar deste indicador em relação aos eventos de chuva severa, mas verifica-se que seus valores mais significativos se encontram sobre o oceano e não chegam a penetrar sobre o litoral do Município do Rio de Janeiro. Não

oferecendo assim suporte dinâmico e termodinâmico para a formação de tempestades e, consequentemente, altos acumulados de precipitação.

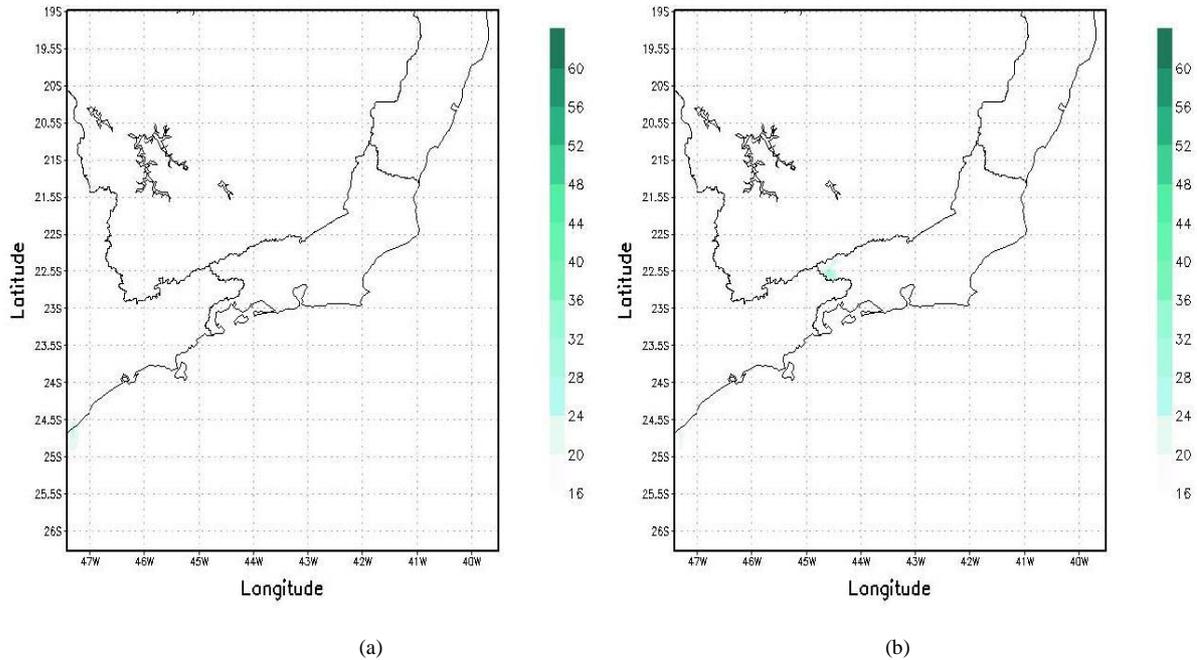


Figura 4.36 : Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para  $T_0$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

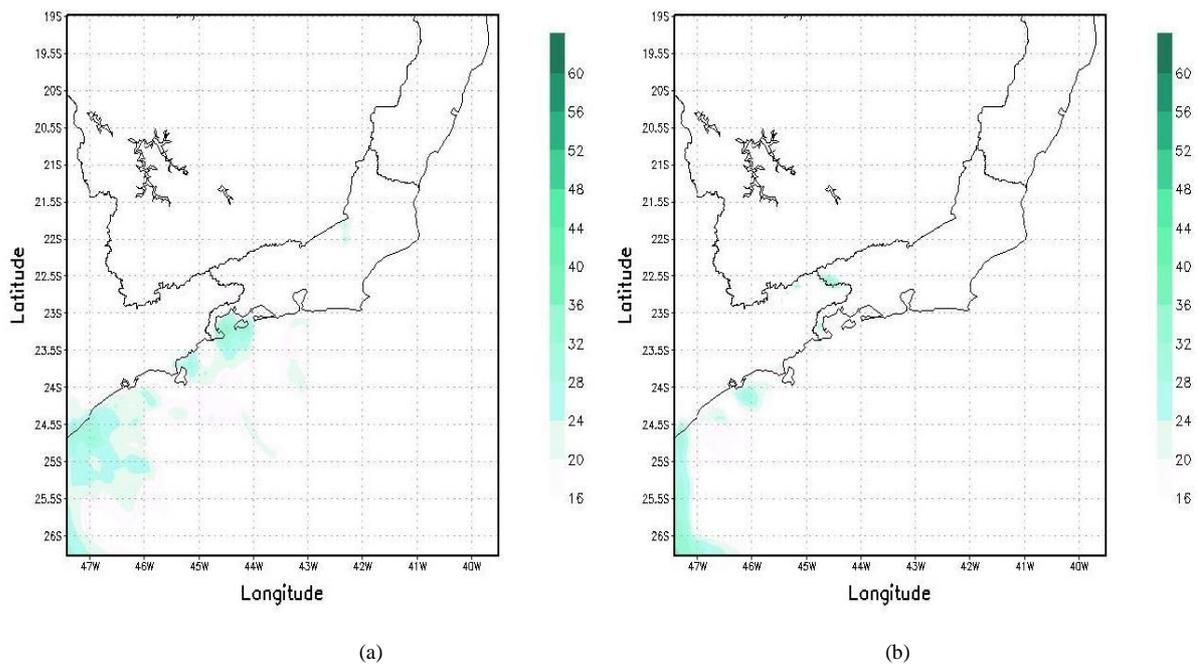
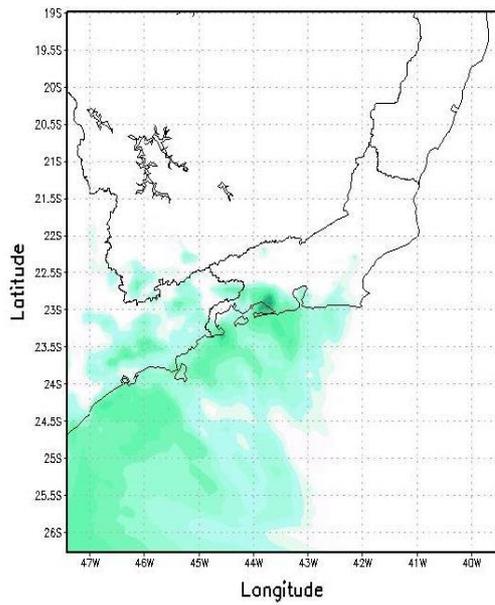
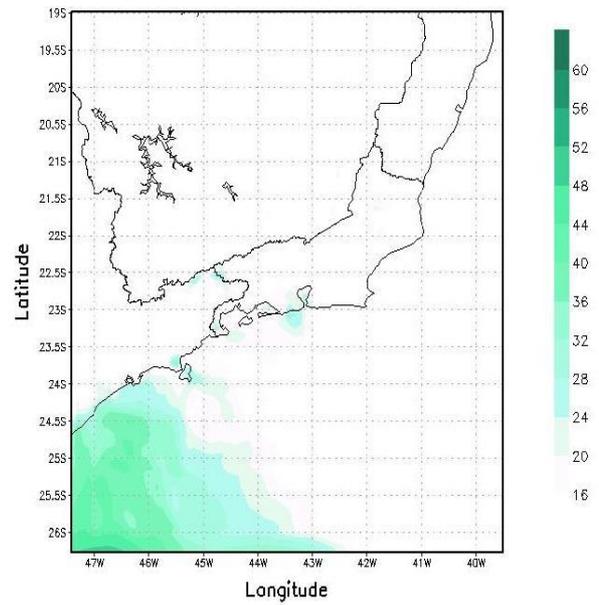


Figura 4.37: Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para  $T_0+12$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

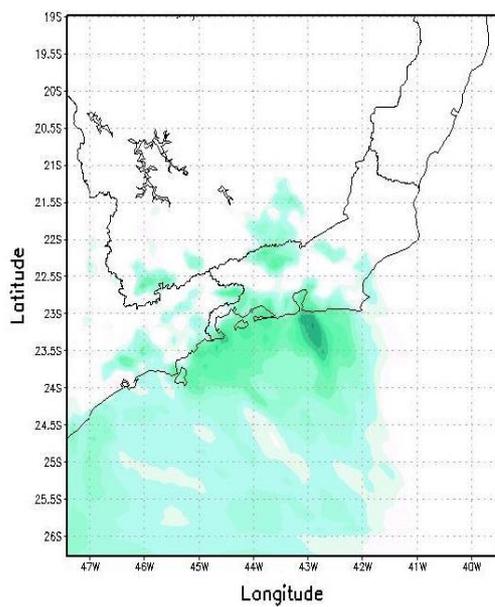


(a)

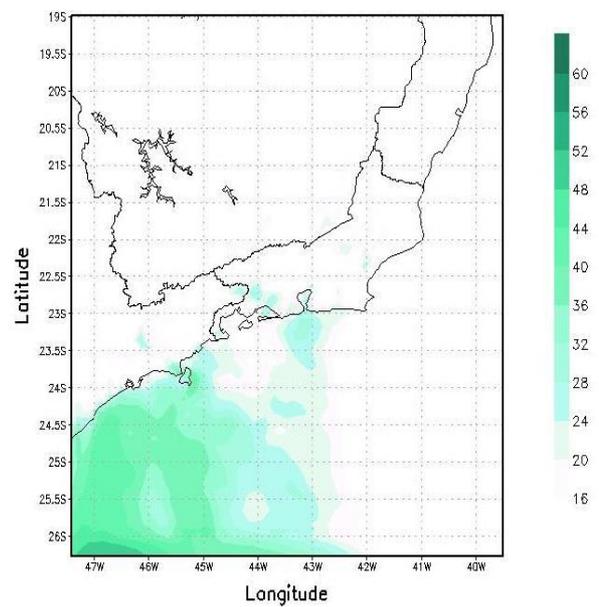


(b)

Figura 4.38 : Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para  $T_0+20$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)



(a)



(b)

Figura 4.39 : Média horária para o fluxo de energia saturada em 850hPa para  $T_0+24$  – Chuva Severa (a) e Chuva Fraca (b)

Pela Figura 4.40 observa-se a evolução temporal do fluxo de energia saturada em 850hPa e pode-se verificar, através destes indicador, que mesmo que as frente frias/ZCAS já estejam sobre o Município do Rio de Janeiro, a atmosfera pode novamente adquirir condições favoráveis à formação de convecção profunda devido ao suprimento dinâmico e termodinâmico oriundo dos efeitos de circulação marítima que ocorrem no litoral do Rio de Janeiro. Como pôde ser observado para os outros indicadores, verifica-se que o fluxo de energia estática saturada em 850hPa tende a ser mais significativo para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca.

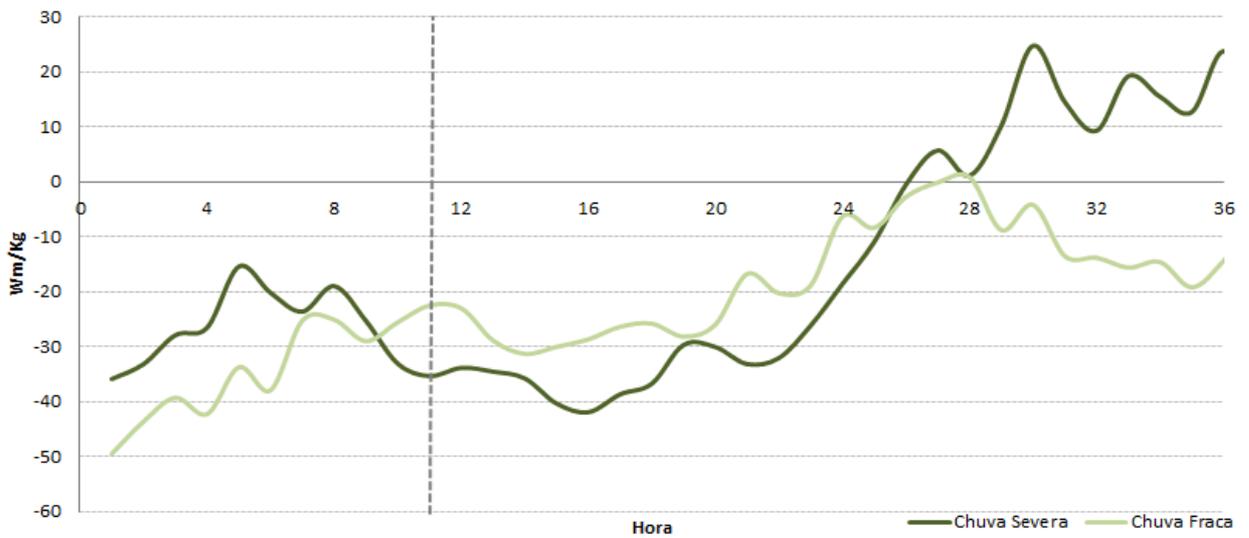


Figura 4.40: Evolução temporal do fluxo de energia saturada em 850hPa para os casos de chuva severa e chuva fraca. A linha tracejada indica o momento em que começou a ocorrer a precipitação.

#### **4.4.9 Resultados gerais dos campos médios dos indicadores de tempo severo**

Após a análise individual para cada indicador mostrado anteriormente, foram observadas algumas características similares entre os campos médios espaciais e temporais obtidos para cada um, que estão descritas a seguir.

A primeira característica que chamou à atenção foi o pico máximo dos índices K, TT e umidade específica em 850hPa, e queda significativa da PNNMM antes que ocorresse a precipitação. Este comportamento médio caracteriza que, nos casos estudados, estas variáveis tenderam a ter um aumento relevante antes da ocorrência da chuva e posteriormente uma estabilização, em torno de um valor significativo, à medida que a precipitação ocorre. Sendo assim, meteorologistas operacionais que utilizem estes indicadores na previsão do tempo poderiam ficar atentos a situações onde a previsão mostrar um aumento máximo seguido de uma estabilização destes indicadores como sinalização da existência de sistemas convectivos mais intensos que dão origem a fortes chuvas.

A segunda característica destacada durante as análises é em relação ao comportamento temporal dos índices, K e TT, após a chegada dos sistemas de grande escala chuvosos estudados, quando comparado com casos de sistemas de tempestades de caráter mais isolado estudados por outros autores. Nos casos aqui estudados, como mencionado, após o início da chuva, os valores de K e TT caíram suavemente e estabilizaram em torno de um valor significativo, o que mostra uma diferença marcante e interessante de comportamento dessas variáveis em relação a sistemas de tempestades em escala menor, como as estudadas por MOURÃO (2007). Em seus casos de tempestades isoladas, MOURÃO (2007) verificou uma queda acentuada do valor desses índices pouco depois da passagem da tempestade, o que parece ser uma característica mais ligada a sistemas de chuvas isoladas. E no presente trabalho, onde os sistemas são em escala maior, a queda não é acentuada e os valores permanecem significativos por um tempo bem maior, enquanto o sistema atua sobre o Rio de Janeiro.

A terceira característica ressaltada durante as análises de cada indicador nos casos estudados nessa pesquisa foi a distribuição espacial e permanência de valores significativos dos indicadores K, TT, água precipitável, umidade específica em 850hPa e energia disponível para a formação de tempestades em 500hPa sobre o Município do Rio de Janeiro à medida que a precipitação ocorria nos casos de chuva severa. Esta distribuição espacial mostra que nos dias em que as condições atmosféricas eram favoráveis à ocorrência de altos acumulados

de precipitação, estes indicadores adquiram valores significativos que se estendem do continente até o oceano, e esse padrão parece estar relacionado com uma “alimentação” mais contínua para o desenvolvimento dos sistemas convectivos, do que o padrão apresentado nos casos de chuvas fracas. A partir dessa configuração, meteorologistas que utilizem esses indicadores na previsão de chuvas severas poderiam esperar uma distribuição de valores significativos destes indicadores sobre toda a região que está suscetível à ocorrência de valores altos de chuva.

A quarta característica relevante foi o aumento gradual dos indicadores água precipitável e energia disponível para formação de tempestades em 500hPa à medida que a precipitação ocorria nos casos de chuva severa estudados nessa pesquisa. Enquanto que para os casos de chuva fraca, observou-se que estes indicadores teriam uma tendência de estabilização à medida que os sistemas de grande escala se encontravam sobre o Município do Rio de Janeiro. Baseado nestas características, meteorologistas operacionais poderiam esperar um aumento gradativo destes indicadores como uma sinalização da ocorrência de altos acumulados de precipitação sobre a região de interesse.

A quinta característica averiguada foi a presença de núcleos mais intensos e oscilação mais amplificada do indicador divergência em 300hPa sobre o Município do Rio de Janeiro e adjacências para os casos de chuva severa em relação aos casos de chuva fraca analisados nessa pesquisa. Sendo a média uma variável que atenua as variações presentes numa determinada amostra e sendo também o comportamento deste indicador totalmente oscilatório entre valores positivos e negativos, era esperado que os campos médios deste indicador sinalizassem acentuadamente as características mais predominantes existentes nos eventos de chuva analisados. Pelos campos médios e série temporal analisados da Divergência em 300hPa, verificou-se que este indicador tendeu a ter valores mais significativos a oeste e norte do Município do Rio de Janeiro e oscilação mais significativa à medida que a precipitação era observada nos casos de chuva severa. Para os casos de chuva fraca, entretanto, não foram observados núcleos significativos destes indicadores nas proximidades do Município do Rio de Janeiro e adjacências, e comportamento com menores oscilações. Tal diferença caracterizou que os sistemas convectivos que dão origem a altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro tenderiam a ter convecção mais profunda, enquanto que os sistemas convectivos que se encontram embebidos nos sistemas de grande escala e que não dão origem a fortes chuvas tenderiam a ter convecção mais rasa. Com isso, meteorologistas

operacionais poderiam esperar núcleos significativos da divergência em 300hPa como indicativo da ocorrência de fortes chuvas.

Embora as diferenças nos valores sejam relativamente pequenas entre os casos de chuvas severas e casos de chuvas fraca, a sexta e última característica que chamou à atenção durante as análises foi a ocorrência de valores mais acima (abaixo) para os indicadores que o seu aumento (diminuição) caracterizam condições favoráveis para a ocorrência de chuvas severas para todos os indicadores analisados. Tal comportamento mostrou que os sistemas convectivos que originam altos acumulados de precipitação teriam um maior suporte dinâmico e termodinâmico desde sua gênese até a sua dissipação. Baseado nestes resultados, meteorologistas operacionais poderiam esperar valores mais significativos destes indicadores como sinalização da suscetibilidade da atmosfera à ocorrência de chuvas severas.

#### **4.5 Probabilidade de detecção e razão de alarme falso para os eventos de chuva severa e chuva fraca**

Objetivando encontrar a eficiência de cada um dos quatorze indicadores analisados foram calculadas, através da tabela de contingência, as taxas de acerto e alarme falso para se encontrar quais dentre os quatorze indicadores podem ser utilizados com maior confiança para a identificação dos sistemas convectivos mais intensos.

Foram comparados os respectivos quartis (1° e 3°) de cada indicador para cada um dos trinta eventos analisados com os quartis (1° e 3°) mostrados na Tabela 4.3 e posteriormente foram calculadas as probabilidades de detecção e alarme falso para cada indicador. Na Tabela 4.4, a seguir, são mostradas as tabelas de contingência para cada variável analisada e para quantos casos os respectivos limiares foram ultrapassados ou não.

Pode-se verificar através da Tabela 4.4, o desempenho de cada indicador na identificação das condições atmosféricas favoráveis a ocorrências de chuvas severas no Município do Rio de Janeiro. O índice K, por exemplo, caracterizou as condições favoráveis (ultrapassou o limiar de 36° C) para a ocorrência dos eventos de chuva severa em oito dentre os 15 eventos e não indicou para os sete restantes. Para os eventos de frente fria que não originaram altos acumulados de precipitação, o índice K não caracterizou condições favoráveis (não ultrapassou o limiar de 36° C) à ocorrência de sistemas convectivos mais

intensos para oito dentre os quinze eventos analisados e caracterizou sete ambientes atmosféricos favoráveis a chuvas severas, onde as mesmas não ocorreram.

Tabela 4.4 – Tabela de Contingência para cada indicador analisado

<b>K</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	8	7
	Chuva Fraca	7	8
<b>TT</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	6	9
	Chuva Fraca	5	10
<b>KO</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	5	10
	Chuva Fraca	4	11
<b>TVVT</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	8	7
	Chuva Fraca	5	10
<b>IA</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	6	9
	Chuva Fraca	10	5
<b>AP</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	8	7
	Chuva Fraca	4	11
<b>FEU</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	9	6
	Chuva Fraca	7	8
<b>FES</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	10	5
	Chuva Fraca	7	8
<b>ETTS</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	8	7
	Chuva Fraca	4	11
<b>DIV</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	11	4
	Chuva Fraca	3	12
<b>MV</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	8	7
	Chuva Fraca	5	10
<b>PNMM</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	8	7
	Chuva Fraca	6	9
<b>UMI</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	9	6
	Chuva Fraca	3	12
<b>CAPE</b>		Ultrapassou o limiar	Não ultrapassou o limiar
	Chuva Severa	3	12
	Chuva Fraca	11	4

Depois de realizada a contagem de quantos vezes os indicadores de chuva severa caracterizaram as condições favoráveis (desfavoráveis) nos dias em que houve (ou não) altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro foram calculadas as POD e RAF para cada indicador. Na Tabela 4.5 e na figura 4.41 são mostrados os resultados obtidos.

Tabela 4.5 – Probabilidade de detecção (POD) e razão de alarme falso (RAF) para cada indicador analisado

Indicadores de tempo severo	POD	RAF
Índice K	53,3%	46,7%
Índice TT	40,0%	33,3%
Índice KO	33,3%	26,7%
Taxa de variação vertical de temperatura entre 500-700 hPa	53,3%	33,3%
Instabilidade atmosférica entre 850-700 hPa	40,0%	66,7%
Água precipitável	53,3%	26,7%
Fluxo de energia úmida em 850 hPa	66,7%	46,7%
Fluxo de energia saturada em 850 hPa	60,0%	46,7%
Energia total das tempestades severas em 500 hPa	53,3%	23,7%
Divergência em 300 hPa	73,3%	20,0%
Movimento vertical em 500 hPa	53,3%	33,3%
CAPE	20,0%	73,3%
Pressão ao nível médio do mar	53,3%	40,0%
Umidade específica em 850 hPa	60,0%	20,0%

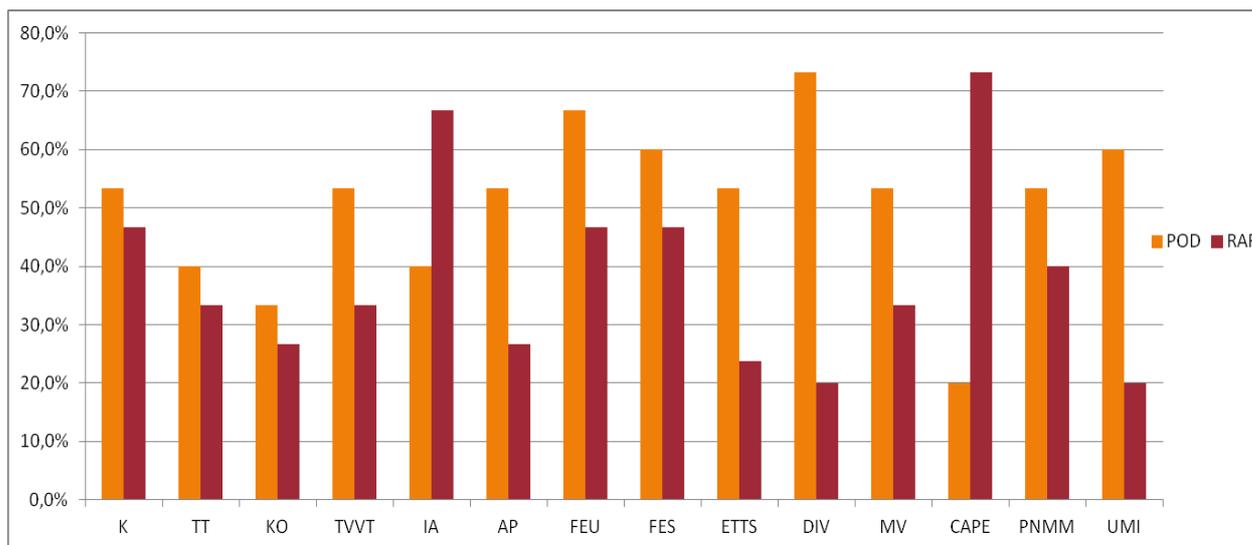


Figura 4.41 – Probabilidade de detecção e alarme falso para cada indicador de chuva severa.

Analisando a tabela 4.5 e a figura 4.41 pode-se observar que grande parte dos indicadores tem probabilidade de detecção e alarme falso muito próximas para a identificação das condições convectivas mais intensas que dão origem a altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro, por exemplo, o índice K tem uma probabilidade de detecção de 53,3%, isto é, este indicador detectou 53,3% dos eventos em que as condições atmosféricas indicavam condições favoráveis para a ocorrência de chuvas severas e estas realmente aconteceram; em contra partida, este mesmo indicador caracterizou também condições favoráveis a ocorrência de altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro em 46,7 % (RAF) dos trinta casos analisados e que não ocorreram.

Para o indicador CAPE observa-se probabilidade de detecção (POD) de 20,3 % e de Alarme Falso (RAF) de 73,3%, caracterizando que este indicador tende a sinalizar a ocorrência de chuva severa quando a mesma não ocorre em mais de 73% dos casos. E para o indicador Divergência do vento em 300hPa, observa-se que a probabilidade de detecção é significativamente maior do que a razão de alarme falso, isto é, possui POD = 73,7% e RAF = 20%, caracterizando que este indicador tende a sinalizar a ocorrência de chuvas severas quando as mesmas são realmente observadas.

Outra forma útil de verificar o desempenho de variáveis a partir de suas probabilidade de detecção e alarme falso é a construção de diagramas ROC (Relative Operating Characteristic). Tal diagrama é construído por um conjunto de pares das probabilidades de detecção (POD) sobre o valor do eixo y e as taxas de alarme falso (RAF) sobre os valores do eixo x. Sendo assim, o canto superior esquerdo do diagrama ROC representa um sistema de previsão perfeita (sem falsos alarmes, apenas sucessos). Quanto mais próxima estiver qualquer verificação para este canto superior esquerdo, mais elevada é habilidade das variáveis analisadas na identificação das características averiguadas. O canto inferior esquerdo (sem acertos e falsos alarmes) representa um sistema que nunca adverte de um evento. O canto superior direito representa um sistema onde o evento é sempre alertado e o canto inferior direito é aquele que representa um sistema de péssima previsibilidade, pois não possui acertos, somente falsos alarmes.

Objetivando encontrar a distribuição dos quatorze indicadores de tempo severo analisados nesta pesquisa foi feito um diagrama ROC que pode ser verificado na Figura 4.42. Analisando esta figura observa-se que grande parte dos indicadores se encontram acima da diagonal pontilhada, isto é, considerada como condição mínima adequada a um indicador.

Pode-se averiguar através da Figura 4.42 que dois indicadores se encontram abaixo da diagonal pontilhada, isto é, possuem probabilidade de detecção menor do que a razão de alarme falso. Sendo eles, a Instabilidade Atmosférica entre 700-850hPa (IA) e a CAPE, respectivamente. Como verificados através das Tabelas e das Figuras esses dois indicadores mostraram não ser eficientes na identificação das condições atmosféricas presentes para a ocorrência de chuvas severas sobre o Município do Rio de Janeiro, podendo então ser desconsiderados nas previsões feitas por modelagem numérica para a região do Município do Rio de Janeiro.

Ainda pela Figura 4.42, observa-se que dois indicadores se localizam mais próximos do canto superior esquerdo, destacando-se das outras variáveis que ficaram acima da diagonal pontilhada: são eles, a divergência do vento em 300hPa e a umidade do ar em 850hPa. nos níveis mais altos favorecendo a convecção.

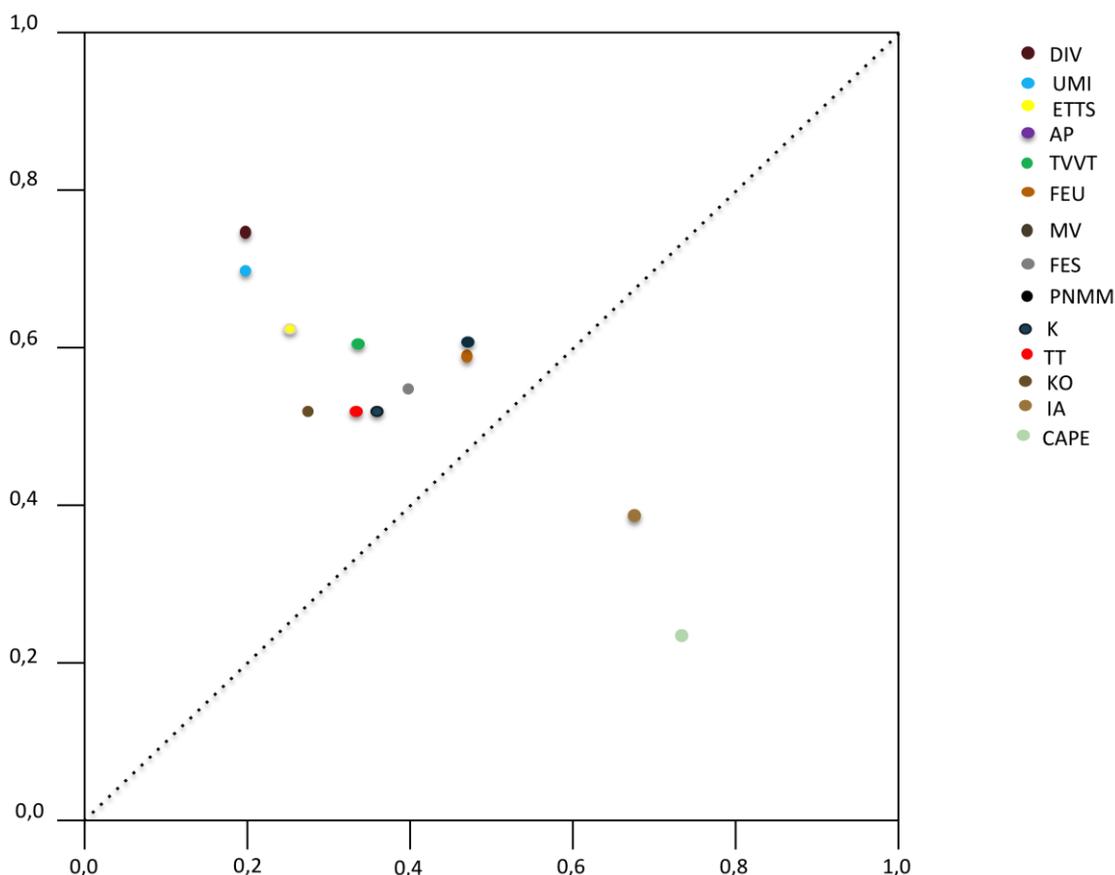


Figura 4.42 – Diagrama ROC

Objetivando também identificar quais dos indicadores possuem maior desempenho na identificação das condições favoráveis para a ocorrência de altos acumulados de precipitação foi calculada a distância de cada ponto em relação ao vértice superior esquerdo. Os resultados podem ser encontrados na Tabela 4. 6.

Tabela 4.6 – Probabilidade de detecção (POD), razão de alarme falso (RAF) e distância ao vértice superior esquerdo para cada indicador analisado

Indicadores de Tempo Severo		POD	RAF	Distância
Divergência em 300 hPa	DIV	0,73	0,20	0,33360
Umidade específica em 850 hPa	UMI	0,60	0,20	0,44721
Energia total das tempestades severas em 500 hPa	ETTS	0,53	0,24	0,52370
Água precipitável	AP	0,53	0,27	0,53794
Taxa de variação vertical de temperatura entre 500-700 hPa	TVVVT	0,53	0,33	0,57357
Fluxo de energia úmida em 850 hPa	FEU	0,67	0,47	0,57357
Movimento vertical em 500 hPa	MV	0,53	0,33	0,57357
Fluxo de energia saturada em 850 hPa	FES	0,60	0,47	0,61489
Pressão ao Nível Médio do Mar	PNMM	0,53	0,40	0,61489
Índice K	K	0,53	0,47	0,66044
Índice TT	TT	0,40	0,33	0,68621
Índice KO	KO	0,33	0,27	0,71846
Instabilidade atmosférica entre 850-700 hPa	IA	0,40	0,67	0,89716
CAPE	CAPE	0,20	0,73	1,08503

Pela Tabela 4.6 observa-se que o indicador que possui maior desempenho na identificação de chuvas severas é a divergência em 300hPa seguido pela umidade em 850hPa, energia total das tempestades severas em 500hPa, água precipitável e assim por diante. Vale ressaltar, como observado no Diagrama ROC, a deficiência da Instabilidade Atmosférica entre 850-700hPa e CAPE na identificação de chuvas severas sendo caracterizados como os mais distantes em relação ao vértice superior esquerdo.

A partir destes resultados observa-se que se um meteorologista operacional tivesse que escolher os principais indicadores na ocorrência de sistemas convectivos embebidos em sistemas frontais/ZCAS que dão origem a chuvas severas sobre o Município do Rio de Janeiro, estes poderiam ser: divergência nos níveis altos de atmosfera e disponibilidade de

umidade nos níveis mais baixos; seguidos pela energia total para tempestades severas e água precipitável. A partir destes dados, aponta-se que estes indicadores são os mais eficientes na identificação de chuvas severas sobre o Município do Rio de Janeiro e, conseqüentemente, devem ser os mais explorados nas previsões feitas rotineiramente pelos centros operacionais e de monitoramento.

## **CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES**

Os desastres naturais, em sua maioria, não podem ser evitados. Entretanto, as atividades e intervenções humanas podem agravar ou minimizar os impactos causados pelos desastres. O agravamento está diretamente associado ao desrespeito à natureza, através dos desmatamentos, queimadas, assoreamento de rios, acúmulo de lixo, ocupação desordenada, edificações mal construídas, ausência de plano diretor, etc. A minimização ou redução do impacto dos desastres dá-se através de medidas preventivas como, por exemplo, o conhecimento dos fenômenos extremos e acompanhamento pelos sistemas de previsão (meteorológica, hidrológica e geológica) e de alerta.

No Brasil, os desastres naturais têm sido tratados de forma segmentada entre os diversos setores da sociedade. Nos últimos anos vem ocorrendo uma intensificação dos prejuízos causados por estes fenômenos devido ao mau planejamento urbano. Com isso, ações integradas entre sociedade e universidade são fundamentais para que as consequências dos desastres naturais sejam minimizadas. Nesse âmbito, a universidade deve contribuir na compreensão dos mecanismos que propiciam a ocorrência de desastres naturais através do monitoramento, diagnóstico e modelagem. Estas informações devem ser repassadas às defesas civis, que, de forma organizada, possam agir para minimizar os danos provocados pelos desastres.

O presente documento reitera a necessidade de consolidar e integrar as atividades realizadas pelas universidades e centros de pesquisa de forma que possa contribuir para o monitoramento meteorológico, geológico e hidrológico realizados no Município do Rio de Janeiro. Sendo a chuva umas das variáveis desencadeadoras de desastres naturais, é essencial a integração e aperfeiçoamento dos conhecimentos obtidos pelos centros de pesquisa e de monitoramento ambiental viabilizando estudos multidisciplinares no campo de modelagem numérica na previsão de eventos em que são observados altos valores de precipitação que causam ocasionam prejuízos por cheias e deslizamentos de encostas.

Neste trabalho, propôs-se uma metodologia que vise à melhoria das técnicas de identificação e previsão dos sistemas atmosféricos que dão origem a altos acumulados de precipitação (chuvas severas) no Município do Rio de Janeiro. Acredita-se que novas

ferramentas subsidiarão melhor os meteorologistas dos centros de monitoramento na emissão dos avisos da ocorrência de chuvas severas com maior antecedência.

A previsão quantitativa da precipitação é, muitas vezes, subestimada pela modelagem numérica, e a metodologia estudada para prever os sistemas convectivos mais intensos serve como ferramenta útil na identificação se um evento de forte chuva está prestes ou não a ocorrer.

A metodologia deste trabalho engloba o estudo de 15 casos de chuvas severas ocorridas na cidade do Rio de Janeiro. Os casos foram selecionadas através da série de dados de 30 estações pluviométricas da rede telemétrica da Fundação GEORIO, no período entre 1997 e 2012. Verificou-se que todos 15 eventos de chuvas severas encontrados foram ocasionados por sistemas meteorológicos de grande escala como, frentes frias e ZCAS.

Após a seleção dos casos de chuvas severas, foram analisados eventos em que as condições atmosféricas eram favoráveis à ocorrência de fortes chuvas, isto é, havia a presença de uma frente fria ou ZCAS sobre o Município do Rio de Janeiro; mas as mesmas não ocorreram. A análise diferenciada dos eventos severos/não severos de chuva sobre o Município do Rio de Janeiro permite a identificação dos “alarmes falsos” dos indicadores de tempo severo quando previstos pelos modelos numéricos da atmosfera. Com isso, foram analisados dois grupos de chuva nessa pesquisa: os que passaram pelos critérios para serem considerados como severos, sendo chamados de chuva severa; e os que não satisfizeram os mesmos critérios, sendo chamados de chuva fraca.

Através do estudo da bibliografia, foi possível identificar, dentre as diversas variáveis meteorológicas, variáveis que indicam as condições favoráveis à convecção profunda resultando em chuvas severas. Os indicadores de chuvas intensas selecionados para o estudo foram a pressão ao nível médio do mar, a divergência do vento em 300hPa, a umidade do ar em 850hPa, movimento vertical em 500hPa, a instabilidade convectiva, o índice K, o índice TT, o índice KO, energia total das tempestades severas em 500hPa, água precipitável, CAPE, fluxo de energia estática úmida em 850hPa, fluxo de energia estática saturada em 850hPa e taxa de variação vertical da temperatura entre 500-700hPa.

Os indicadores de tempo severo foram estudados em duas resoluções espaço-temporais em mesoescala. Para a realização do estudo foram utilizados os resultados das saídas do modelo numérico WRF com resolução espacial de 10 km e temporal a cada 1 hora.

O modelo WRF foi alimentado com os dados do banco de dados das análises finais do Global Forecast System (GFS) dados do projeto Final (FNL) do National Centers for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR).

Foram extraídos os dados relativos aos pontos de grade da região considerada como favorável à formação de sistemas convectivos que dão origem a chuvas severas da cidade do Rio de Janeiro, e os indicadores foram calculados 12 horas antes do início da chuva para cada evento até o seu respectivo término. Após a extração dos dados, foram agrupados os resultados de cada indicador, para os quinze eventos de chuvas severas, e foram estabelecidos limiares utilizando como valor de corte o terceiro quartil para variáveis que cujo aumento sinaliza as condições favoráveis para formação de tempestades, e primeiro quartil para as variáveis que cuja diminuição/queda sinalizem a ocorrência de fortes chuvas. Além de outros parâmetros estatísticos como média, mediana e desvio-padrão.

Após a seleção dos limiares, foram obtidos campos médios de cada indicador de chuva severa para os dois grupos de chuva analisados objetivando encontrar as diferenças mais marcantes presentes nestes dois grupos. Os campos médios dos casos de chuvas severas serão gerados considerando como primeiro instante de tempo doze horas antes do início da chuva observada e o último instante de tempo caracterizado pelo fim da precipitação para todos os casos de chuva severa analisados. Os campos médios dos casos de chuvas fracas foram gerados considerando como primeiro instante de tempo doze horas antes da atividade convectiva sobre o Município do Rio de Janeiro e mais vinte quatro instantes de tempo objetivando análises comparativas em relação aos campos médios temporais dos indicadores de tempo severo calculados para os eventos de chuva severa. Foram analisadas também séries temporais para um ponto central localizado sobre o Município do Rio de Janeiro procurando realçar as diferenças quantitativas e comportamental presente entre dos dois grupos de chuva analisados.

Verificaram-se pelos dos campos médios de cada indicador confeccionados para os dois grupos de chuva analisados que o comportamento médio de grande parte dos indicadores é muito similar para os eventos de chuva severa e chuva fraca. Por este motivo, foram mostrados somente os campos dos indicadores que tiveram menor similaridade entre os dois grupos analisados. Sendo eles: pressão ao nível médio do mar, índice K, índice TT, água precipitável, divergência em 300hPa, energia total das tempestades severas em 500hPa, umidade em 850hPa e fluxo de energia saturada em 850hPa.

Pôde-se averiguar através dos campos médios e pela série temporal que apesar de grande parte dos indicadores terem comportamento espaço-temporal muito próximos para os dois grupos de chuva analisados, todos os indicadores mostram valores mais significativos para os eventos de chuva severa em relação aos eventos de chuva fraca. Tal característica mostra que a disponibilidade de energia atmosférica e os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos presente nos eventos de chuva severa tendem a ser mais intensos do que os encontrados nos eventos de chuva fraca.

Objetivando encontrar a eficiência de cada um dos quatorze indicadores analisados foram calculadas, através da tabela de contingência, as probabilidades de detecção e alarme falso para se encontrar quais dentre os quatorze indicadores poderiam ser utilizados com maior confiança para a identificação dos sistemas convectivos mais intensos que dão origem a altos acumulados de precipitação no Município do Rio de Janeiro.

A probabilidade de detecção (POD) é a fração do total de eventos em que ocorreu precipitação e as condições atmosféricas favoráveis à sua ocorrência foram corretamente previstas pelo modelo. Já a razão de alarme falso (RAF) é a proporção de previsões de ocorrência de chuva feitas pelo modelo, que não se verificaram. Com isso, indicadores eficientes são aqueles que possuem alto POD e baixo RAF. Utilizando esta metodologia, foram calculadas as POD e RAF para os quatorze indicadores estudados objetivando encontrar o seu desempenho na identificação das condições atmosféricas favoráveis aos casos chuvas severas analisados. Para esta análise foi feito o diagrama ROC. De acordo com este diagrama quanto mais próximo um ponto estiver do vértice superior esquerdo, maior é a habilidade da variável analisada.

Através do Diagrama ROC, verificou-se que a divergência em 300hPa foi o indicador caracterizou maior eficiência na identificação dos eventos de chuva severa, seguido pela umidade específica em 850hPa, energia total de tempestades severas em 500hPa, água precipitável. Os indicadores K, TT, KO, Pressão ao nível médio do mar, taxa de variação vertical da temperatura entre 500-700hPa e fluxos de energia estática saturada e úmida em 850hPa estiveram muito próximos da linha pontilhada, o que mostra que o uso desses indicadores torna-se viável, mas de menor confiança com relações aos quatro anteriores.

Verificou-se também que os indicadores CAPE e instabilidade convectiva estiveram abaixo da linha pontilhada, isto é, estes dois indicadores se mostraram ineficientes na

identificação das condições atmosféricas favoráveis à formação de convecção profunda que originam chuvas severas.

A partir dos resultados apresentados, considera-se que a metodologia proposta apresentou bons resultados na identificação das condições atmosféricas que dão origem a altos acumulados de precipitação sobre o Município do Rio de Janeiro. A análise de cada indicador para os dois grupos distintos de chuva permitiu identificar quais dentre os quatorze seriam mais eficientes e úteis para subsidiar os meteorologistas dos centros operacionais na emissão dos avisos meteorológicos. Dentre os quatorze indicadores analisados, esta pesquisa sugere que a divergência em 300hPa, umidade em 850hPa, energia total das tempestades severas em 500hPa e água precipitável deveriam ser analisados regionalmente e estudados pelos centros de pesquisa e monitoramento objetivando à prevenção dos altos acumulados de precipitação que possam dar origem a eventos de desastres naturais.

## CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AFANDI, G. E.; MORSY, M; HUSSIENY, F. E., 2003: Heavy Rainfall Simulation over Sinai Peninsula Using the Weather Research and Forecasting Model in International Journal of Atmospheric Sciences Volume 2013. Acesso em <<http://www.hindawi.com/journals/ijas/2013/241050/>>.

ALCÁNTARA–AYALA, I., 2002. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphologie*, 47, 107–124.

ANDERSSON, T., ANDERSSON, M., JACOBSSON, C., NILSSON, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteorol. Mag.* 116, 141- 146.

ANDRADE, K. M. e PINHEIRO, H. R., 2012.: Análise sinótica e simulação numérica de um evento extremo de chuva sobre o litoral de São Paulo e do Rio de Janeiro em dezembro de 2011. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 17. 2012, Gramado, Rio Grande do Sul. In: *Anais do XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

APPLEQUIST, S., G. E. GAHRS, R. L. PFEFFER, E X.-F. NIU., 2002: Comparison of methodologies for probabilistic quantitative precipitation Forecasting. *Wea. Forecasting*, 17, 783–799.

AZEVEDO, F. G. B. e LEITÃO, M. M. V. B., 2008: Uma avaliação dos desempenho dos modelos de previsão de tempo para as regiões Agreste/litoral, Cariri/Curimatau e Sertão da

Paraíba. In: Anais 1980-2006 dos Congressos Brasileiros de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

BANKOFF, G., FRERKS, G., HILHORST, D., 2004.: Mapping Vulnerability: Disasters, Development and People. Earthscan, London.

BARCELLOS, P. C., 2009: Precipitações intensas na cidade do Rio de Janeiro: Probabilidade e Previsibilidade. Dissertação de Mestrado. COPPE. Rio de Janeiro.

BENDER, A e FREITAS, E. D. : Características das linhas de instabilidade sobre a região metropolitana de São Paulo., 2012. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 17. 2012, Gramado, Rio Grande do Sul. In: Anais do XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

BENDER, F. D.; S, M. J e YONUE, R. T., 2011: Análise da ocorrência de um evento de precipitação extrema em São Paulo com o Modelo Operacional WRF em três grades aninhadas. In: Anais IV Simpósio Internacional de Climatologia. 2011, João Pessoa, Paraíba. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

BENETI, C. A e SILVA DIAS, M. A., 1986. Análise do desempenho de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. In: Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília/DF, Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.2, p.65-70.

BINI, W., GOUVEIA, M.L., OLIVEIRA, C. e FREITAS, E. D., 2006: Estudo sobre a formação e previsibilidade de um tornado em Piracicaba, usando o modelo regional BRAMS e índices de instabilidade atmosférica. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis - SC. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

BOLETIM CLIMANÁLISE ESPECIAL - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE, outubro, 1986).

BLANCHARD, D. O., 1998: Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting*, 13, 870–877.

BROOKS, H. E., 2006: A global view of severe thunderstorms: Estimating the current distribution and possible future changes In: Preprints, Severe Local Storms Special Symposium, Amer. Meteor. Soc., Atlanta/EUA, 2006.

BURPEE, R. W. e LAHIFF, L. N., 1984: "Area-Average Rainfall Variations on Sea-Breeze Days in South Florida," *Monthly Weather Review*.

BUSTAMANTE, J. F. e CHOU, S. C., 2006: Estudo da previsibilidade de eventos extremos sobre a Serra do Mar utilizando ensemble de curto prazo. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14. 2006, Florianópolis, Santa Catarina. In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

BYERS, H. R., BRAHAM, R. R., 1989: "The Thunderstorm", *U.S. Weather Bur.*, Washington, D.C.

CARVALHO L. M. V., C. JONES e B. LIEBMANN., 2002: Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*: Vol. 15, No. 17, pp. 2377–2394.

CERQUEIRA, F. A., 2006: “Avaliação do modelo ETA durante episódios de ZCAS”. Rio de Janeiro, UFRJ. Defesa de Monografia.

CHEN, F., and J. DUDHIA, 2001: Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, in press.

CHRYSOULAKIS, N., SPILIOTOPOULOS, M., DOMENIKIOTIS, C. and DALEZIOS, N.R., 2003: “Towards Monitoring of Regional Atmospheric Instability through Modis / Aqua Images”. In: Dalezios, R. N. (Editor), *Proceedings of the COST-719 International Symposium on GIS and Remote Sensing: Environmental Applications*, held in Volos, Greece, 7-9 November.

CONING, E., FORBES, G. S. E POOLMAN, E. R., 1998: Heavy precipitation and flooding on 12-14 February 1996 over the summer rainfall regions of South Africa: synoptic and isentropic analyses. *National Weather Digest*, 22(3), 25-36.

COUTO, F. T., SALGADO, R., e COSTA, M. J., 2012.: Analysis of intense rainfall events on Madeira Island during the 2009/2010 winter, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2225-2240.

COTTON, W. R., ANTHES, R. A., 1989, “Storm and Cloud Dynamics”, San Diego, CA, *Academic Press*, 883p.

COSTA, R. S., 2006: Avaliação do desempenho do modelo de mesoescala MM5 na simulação de eventos de precipitação extrema no estado de Alagoas. Dissertação de M.Sc., Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.

CRAVEN, J. P., BROOKS, H. E., 2004: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection. *National Weather Digest*, v. 28, p.13-24, 2004.

DAI, A. G. 1999. Recent changes in the diurnal cycle of precipitation over the United States. *Geophysical Research Letters* **26**: 341–344.

DARKOW, G. L., 1968: The Total Energy Environment of Severe Storms, *Journal Appl. Meteor.*, 7, pp. 199-205.

DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA, J. S.; MACHADO, C. O., 2008: Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro”. Aceito para publicação na *Revista Brasileira de Meteorologia*.

DOSWELL, C. A., III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting* **2**,3–16.

DOYLE, M. E. e V. R. BARROS. 2002: Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*: Vol. 15, No. 23, pp. 3394–3410.

EM-DAT– Emergency Events Database. The OFDA/CRED International Disaster Database. Disponível em:<<http://www.em-dat.net/>>. Acesso em 22/07/2013.

ESCOBAR, G.; ANDRADE, K., 2010 : Climatologia dos índices K e Total Totals (TT) para o Sul e Sudeste do Brasil. In Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Bélem – Pará.

ESPINOSA, A. M., 2011 : Previsão quantitativa por conjunto da precipitação do verão 2007/2008 na bacia de Rio Grande. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. USP. São Paulo.

FEDERICO, S., AVOLIO, E., PASQUALONI, L., and BELLECCI, C., 2008: Atmospheric patterns for heavy rain events in Calabria, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1173–1186.

FOSS, M. ; NASCIMENTO, E. L., 2009: Condicionamento sinótico de alguns eventos de tempestades severas ocorridos no estado do Rio Grande do Sul em 2003. *Ciência e Natureza*, Volume: Novembro de 2009, p. 353-356.

GEORGE, J. J. 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, 673p.

GIORGI, F., e X. Bi, 2000: A study of internal variability of a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, 105, 29 503–29 521

GOTTLIEB, R. J., e WYSOCKI, M. W., 2009.: Analysis of Stability Indices for Severe Thunderstorms in the Northeastern United States in Honors Thesis presented to the College of Agriculture and Life Sciences, Physical Sciences of Cornell University in Partial Fulfillment of the Requirements for the Research Honors Program.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, v. 29(14), p. 1693.

GRICE, G.K. e MADDOX, R. A., 1983: Synoptic characteristics of heavy rain events in south Texas. Preprints, Fifth Conf. on Hydrometeorology, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., 149–155.

GROSSMAN, K. S., 2010: Estudo da combinação de índices de instabilidade como ferramenta de auxílio na previsão de tempo. Rio de Janeiro, UFRJ. Defesa de Monografia.

GUIA, C. V. F., MOURÃO, C. E. F., ROBALINHO, L. H. D., GROSSMANN, K. S., MENEZES, W. F. , 2006: Estudo Observacional e Numérico do Sistema de Tempestades de Caráter destrutivo que atingiu o Rio de Janeiro no Dia 27 de janeiro de 2006. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis - SC. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

GUO Y, ZHAO Y, WANG J., 2002. Numerical simulation of the relationship between the 1998 Yangtze River valley flood and SST anomalies. *Advances in Atmospheric Sciences* 19: 391–404.

HAKLANDER, A. J., and A. V. D., 2003: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmos.Res.*, **67–68**, 273–299.

HARADA, Y and NAOE, H., 2008: The Analysis of Large Scale Atmospheric Circulation which Intensified the Baiu-front: a Case Study of "the extremely heavy rainfall in Japan, July 2006" in Third WCRP International Conference on Reanalysis. The University of Tokyo. Japan.

HARNACK, R. P., APFFEL, K., CERMACK III, J. R., 1999: "Heavy precipitation events in New Jersey: Attendant upper air conditions", *Weather Forecasting*, 14, 933-954.

HEIDEMAN, K. F. AND J. M. FRITSCH, 1988: Forcing mechanisms and other characteristics of significant summertime precipitation. *Wea. Forecasting*, 3, 115-130.

HENRY, N. L., 2000: A static stability index for low-topped convection. *Wea. Forecasting*, **15**, 246-254.

HONG, S.-Y., H.-M. H. JUANG, and Q. ZHAO, 2004: Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2621-2639.

HOSEK, J.; MUSILEK, P., LOZOWSKI, E., PYTLAK, P., 2011: Forecasting severe ice Storms using numerical weather prediction: the March 2010 Newfoundland event, *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 11, 587-595.

HUNTRIESER H, SCHIESSER H, SCHMID W, WALDVOGEL A., 1996. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Weather and Forecasting* **12**: 108–125.

JACOVIDES, C. P., e YONETANI, T., 1990: An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in Greater Cyprus. *Wea. Forecasting*, **5**, 559–569.

JANJIC, Z. I., 2002: Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model. NCEP Office Note No. 437, 61 pp.

JOLY, B., NUISSIER, O., DUCROCQ, V., e JOLY, A., 2007. Mediterranean synoptic-scale ingredients involved in heavy precipitations events triggering over southern France: a clustering approach. In: proceeding of ICAM, International conference on alpine meteorology. Chambéry, France.

JOHNS, R. H., e C. A. Doswell III, 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, **7**, 588–612.

JUNKER, N.W, R.S. Schneider, and S.L. Fauver, 1999: A Study of heavy rainfall events during the great Midwest flood of 1993. *Wea. Forecasting*, **14**, 701-712.

JUSTI DA SILVA, M. G. A., M. A. F. SILVA DIAS, 2002: A frequência de fenômenos meteorológicos na América do Sul: Uma climatologia. Anais do XII Cong. Bras.deMeteorologia, Foz do Iguaçu (in CD-ROM).

KAIN, J. S., M. E. BALDWIN, AND S. J. WEISS, 2003: Parameterized updraft mass flux as a predictor of convective intensity. *Wea. Forecasting*, **18**, 106–116.

KALNAY, E., M. KANAMITSUI, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, A. LEETMAA, B. REYNOLDS, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K.C. MO, C.ROPELEWSKI, J. WANG, R. JENNE, AND D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull.Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-472.

KELLY, J., 2006: Opportunities for 21st century meteorology: new markets for weather, water and climate information.

KIRTSANG S., CHANTARA S. E KREASUWAN J., 2010: Mesoscale simulation of a very heavy rainfall event over Mumbai, using the weather research and forecasting (WRF) model, *Chiang Mai J. Sci.*, 37(3): 429-442.

KONRAD II, C. E., 1997: Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. *Wea. Forecasting*, **12**, 557–571.

KOUSKY, V. E e SILVA, V.B.S.; 2011: Extreme Precipitation events over eastern Brazil: Climatology and related synoptic features. in IV Simpósio Internacional de Climatologia, João Pessoa, Paraíba.

LANA, A., CAMPINS, J., GENOVÉS, A., and JANSÀ, A., 2007: Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Adv.Geosci.*, 12, 27–32.

LEIVAS, J. F.; RIBEIRO, G. G., SARAIVA, I; SILVA, J, E. S.; SOUSA, M. B. e FILHO, J. R. 2011: Análise da acurácia das simulações do modelo BRAMS na Amazônia Ocidental. In XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 18 a 21 de Julho de 2011 - Guarapari - ES.

LEMOS, C. F. e N. O. CALBETE, 1996: Sistemas Frontais que atuaram no litoral de 1987 a 1995. *Climanálise Especial*, edição comemorativa de 10 anos.

LIMA, S. M., 2004. “Avaliação de duas parametrizações de difusão turbulenta em um evento de linha de instabilidade utilizando o modelo atmosférico RAMS”. Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

LIMA, G. D., MOURÃO, M C. E. F., PEREIRA, T. R. A., MENEZES, W. F., 2004: Estudo observacional e numérico do evento de precipitação ocorrido em 21 de março de 2003 sobre a cidade do Rio de Janeiro. In XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, 2004, p. 301-350.

LIMA, D. R. O., 2005: “Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do rio Manso”. Dissertação – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, RJ, Brasil.

LORENZ, E., 1993: “The Essence of Chaos”. *University of Washington Press*, Seattle, 227pp.

MADDOX, R. A. and DOSWELL, C. A. III, 1982: An examination of jet stream configurations, 500 mb vorticity advection and low level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. *Mon. Wea. Rev.*, 184-197.

MARCELINO, E. V., 2007: Desastres naturais e geotecnologias: Conceitos básicos. Santa Maria: CRS/INPE, 20p.

MARENGO, J. A., 2010 : Mudanças climáticas, condições meteorológicas extremas e eventos climáticos no Brasil” . In: FBDS (org) Mudanças Climáticas Eventos Extremos no Brasil. P: 05-19. FBDS & LLOYD’S.

MARINAKI A, SPILIOTOPOULOS M, MICHALOPOULOU H. 2006. Evaluation of atmospheric instability indices in Greece. *Advances in Geosciences* 7: 131–135.

MATLIK, O. e POST, P., 2008: Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961–2005. *Estonian J. Eng.*,14, 195–208.

MEDEIROS, V. S. e BARROS, M. T. L. 2012: Chuvas e desastres naturais ocorridos no Vale do Itajaí em 2008 e 2011. In I Congresso Brasileiro sobre Desastres Naturais. Unesp. São Paulo.

MEIRELES, V. H. P e PALMEIRA, E. M. J., 2006 : Estudo de caso de chuvas cntensas em Minas Gerais ocorrido durante período de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis - SC. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

MENEZES, W. F. e M. A. F. SILVA DIAS, 2004, “Aspectos da estrutura vertical da “baixa fria” profunda associada com as tempestades do caso Ribeirão Preto de 14 de maio de 1994”, In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, Agosto.

MENEZES, W. F. ; LIMA, D. O. e COELHO, D. G., 2008 : Eventos de chuvas intensas sobre a bacia do Paraíba do Sul: Aspectos observacionais e numéricos do casos de dezembro de 1994. In Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, SÃO PAULO.

MENEZES, W. F. e M. A. F. SILVA DIAS, 1998, “Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto”, In: Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, outubro de 1998, Brasília – DF.

MENEZES, W. F., PAIVA, L. M. S., JUSTI DA SILVA, M. G. A. e M, BELASSIANO, 2000: Estudo do ambiente favorável à propagação de sistemas convectivos de mesoescala sobre o Município do Rio de Janeiro. In Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro.

MICHALAKES, J., S. Chen, J. DUDHIA, L. Hart, J. KLEMP, J. MIDDLECOFF, and W. SKAMAROCK, 2001: *Development of a Next Generation Regional Weather Research and Forecast Model. Developments in Teracomputing: Proceedings of the Ninth ECMWF*

*Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*. Eds. Walter Zwiefelhofer and Norbert Kreitz. World Scientific, Singapore. pp. 269-276.

MILLER, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 190 pp., 1972.

MILLS, G. A. and COLQUHOUN, J. R., 1998: Objective Prediction of Severe Thunderstorm Environments: Preliminary Results Linking a Decision Tree with an Operational Regional NWP Model. in *Journal of the Australian Meteorological Society* 13, 1998.

MLAWER, E. J., S. J. TAUBMAN, P. D. BROWN, M. J. IACONO, and S. A. CLOUGH, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, 102( D14), 16663-16682.

MO, K.C., J. N. PAEGLE, and R.W. HIGGINS, 1997: Atmospheric Processes Associated with Summer Floods and Droughts in the Central United States. *J. Climate*, **10**, 3028-3046.

MOLINARI, J. E DUDEK, M., 1992: Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Wea. Rev.*, 120 , 326-344.

MOURA, R. C. W. e ESCOBAR, G. C. J., 2011: Climatologia sinótica de eventos extremos na região metropolitana do Rio de Janeiro. In: *Anais IV Simpósio Internacional de Climatologia*. 2011, João Pessoa, Paraíba.

MOURA, R. G.; HERDIES, D. L.; MENDES, D. e MENDES, M.C.D. ,2010. Avaliação do modelo regional ETA utilizando as análises do CPTEC e NCEP. *Rev. bras. meteorol.*, Março 2010, vol.25, no.1, p.46-53.

MOURÃO, C. E. F. e MENEZES, W. F., 2006: “Estudo do comportamento de indicadores de tempo severo em casos de tempestades sobre o Rio de Janeiro”. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis-SC.

MOURÃO, C. E. F., 2007: Estudo do Comportamento de Indicadores de Tempo Severo em Casos de Tempestades Sobre o Rio de Janeiro Utilizando o Modelo RAMS. Defesa de Monografia. Departamento de Meteorologia – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro. 93p.

MOURÃO, C. E. F., 2009 : Estudo numérico da produção de chuvas intensas na região da Serra do Mar Paulista.. Dissertação de Mestrado. CPTEC/INPE.

NASCIMENTO, E. L., 2004: Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. In 22nd Conf. Severe Local Storms, Hyannis, EUA, Amer. Met. Soc.

NASCIMENTO, E. L., 2005: “Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 20 (1), p. 121-140.

NASCIMENTO, M. X.; GROSSMAN, K. S., MENEZES, W. F., 2010: Aplicação de indicadores de tempo severo na caracterização de um ciclone intenso. In Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Bélem – Pará.

NETO, O. B. S.; ESCOBAR, G. C. J e SILVA, P. E. D. 2010: Análise sinótica de um caso de chuvas intensas provocada pelo significativo padrão termodinâmico e dinâmico sobre o Centro-Sul do Brasil em 27/12/2009. In Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Belém, Pará.

NETO, G. D., 2012: Previsão de extremos de chuva no Rio de Janeiro: Melhorias utilizando conhecimento adquirido com eventos anteriores. Tese de Doutorado. CPTEC/INPE.

NOBREGA, R.S.; SOUZA, E.P.; CAVALCANTI, E.P., 2006: Energia estática na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e variação sazonal de energia, Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.10, p.132–139.

O GLOBO: Disponível em < (Fonte: <http://acervo.oglobo.globo.com/em-destaque/em-abril-de-2010-chuva-deixou-440-mortos-no-estado-do-rio-11038029#ixzz2qNKfrNMH>)> Acesso em 14 de dezembro de 2013.

OLIVEIRA, A. S., 1986: Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia. INPE-4008-TDL/239.

ORLANSKI, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin of the American Meteorological Society, 56(5), p. 527-530.

PEPPLER, R. A., 1988. A review of static stability indices and related thermodynamic parameters, Illinois State Water Survey Misc. Publ. 104, 87 pp. (Illinois State Water Survey, 2204 Griffith Drive, Champaign, IL 61820).

PEREIRA, T. R. A., 2004: Uma análise da Sensibilidade do Modelo MM5 na Detecção e Previsão de Sistemas Meteorológicos de Chuvas Intensas em Diferentes Escalas. Trabalho Final de Monografia. Departamento de Meteorologia – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro. 78p.

PESQUERO, F. J.; CHOU, S. C.; NOBRE, C. A. N.; MARENGO, J.A., 2009. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. Theor. Appl. Climatol., published on line 11 March 2009

PIELKE JR., R. A., CARBONE, R., 2002: “Weather impacts, forecasts and policy: an integrated perspective”, Bulletin of the American Meteorological Society, v. 83, n.12,(Mar.), pp. 393-402.

PILLOTO, I.; PRISTO, M.; DEREZYNSKI, C.; ROZANTE, J e CECCOPIERI, W., 2006: Comparação da precipitação gerada por modelos com dados observacionais no Município do Rio de Janeiro. In XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis - SC. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

PINHEIRO, H. R; ANDRADE, K. M. e ESCOBAR, G. C. J. 2012: Análise sinótica e avaliação de um método objetivo de previsão de tempo para um evento extremo ocorrido no

centro e noroeste da Argentina in Anais do XI Congresso Argentino de Meteorologia, Mendoza.

POLIFKE DA SILVA, F. e JUSTI DA SILVA, M. G. A., 2010: Chuvas Severas no Município do Rio do Janeiro: Simulação numérica dos casos de 2007. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, Belém, Pará. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

POLIFKE DA SILVA, F., 2011: Casos de Chuvas Extremas no Rio de Janeiro: Estabelecimento de Limiares para Indicadores Atmosféricos. Defesa de Monografia. Setembro de 2011. UFRJ – Departamento de Meteorologia - Rio de Janeiro.

POLÍTICA NACIONAL DE DEFESA CIVIL, 2000. < [http://www.disaster-info.net/PED-Sudamerica/leyes/leyes/suramerica/brasil/sistemnac/Politica\\_Nacional\\_Defensa\\_Civil.pdf](http://www.disaster-info.net/PED-Sudamerica/leyes/leyes/suramerica/brasil/sistemnac/Politica_Nacional_Defensa_Civil.pdf) > Acesso em 22 de julho de 2013.

QIAN, J.-H., SETH, A., e ZEBIAK, S., 2003: Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2857-2874.

QUERALT S, HERNANDEZ E, GALLEGO D, ITURRIOZ I., 2007. Atmospheric instability analysis and its relationship to precipitation patterns over the western peninsula. *Advances in Geosciences* **10**: 39–44.

RAIA, A; ROZANTE, J. R.; NOGUEIRA, V.; MOURA, R.; TOZZI, L. R., 2004 : Avaliação da destreza dos modelos de previsão de tempo – Global CPTEC/COLA e Regional/ETA –

para a América do Sul. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14. 2004, Fortaleza, Ceará.  
In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

RAMOS, A. M.; CONDE, F. C.; MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; SILVA, A. M e  
LUCAS, E. W. M., 2012 : Numerical simulation of a heavy rainfall event over Portugal using  
mesoscale model . Atmosfera Journal. Vol: 25 Issue: 3 Pages/record No.: 295-309.

RIBEIRO, G. P.; POLIFKE DA SILVA, F e JUSTI DA SILVA, M.G.A., 2012: CASOS DE  
Chuvas intensas no Rio de Janeiro: Variabilidade nas frequências diurna e anual. Gramado,  
Rio Grande do Sul. Anais do XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade  
Brasileira de Meteorologia,

RIEKMANN, C. G.; PINHEIRO, A.; TACHINI, M., 2008: Estudo da relação entre  
precipitações e deslizamentos em áreas de risco em Blumenau – SC. In I Simpósio de  
Recursos Hídricos do Sul e 1º SIMPÓSIO DE ÁGUAS DA AUGM., 2005, Santa Maria, R S.

ROCKWOOD, T. A e MADDOX, R. A., 1998: Mesoscale and Synoptic leading to intense  
convection. The case of 7 June 1982. Weather and Forecasting, 3; 51-68.

RODRIGUES, I.B.; TEIXEIRA, A. L.; MOURA, F. M. E SALES, M. C. L. , 2012: Padrões  
atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação: o casos do dia 27 de março de  
2012, Fortaleza, CE, Brasil. In II Edição Especial da Revista Geonorte da Universidade  
Federal do Amazonas. Volume 1. Número 5. P. 1129-1140.

SAAD, S. A. I, PALMEIRA, R e PALMA, G, 2010: Avaliação dos modelos de previsão de tempo utilizados na CLIMATEMPO baseado no dia de antecedência da Previsão. In Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Belém, Pará, 2010.

SARAIVA, I. e FOSTER, P. R. P., 2006: Análise da passagem de uma sistema frontal sobre a cidade de Porto Alegre/RS– Estudo de chuvas intensa. In Anais do XIX Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis – Santa Catarina.

SATTYAMURTY, P., L. F. MATTOS, 1989: Climatological lower tropospheric frontogenesis in midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1355-1364.

SATYAMURTHY, P., NOBRE, C. A., SILVA DIAS, P. L., 1998, "Meteorology of the tropics: South America". In KAROLY, D. J., VINCENT, D. G. (eds), *Meteorology of Southern Hemisphere. Meteorological Monographs*, v. 27, n. 49, chapter 3A.

SAULO, A.C., SELUCHI, M., CAMPETELLA, C., FERREIRA, L., 2001. Error evaluation of NCEP and LAHM regional model daily forecasts over Southern South America. *Weather and Forecasting* 16, 697–712.

SAUSEN, T. M.; FERREIRA, C. C.; SOUSA JÚNIOR, M. A.; HANSEN, M. A. F.; PARDI LACRUZ, M. S.; SAITO, S. M.; MARCELINO, E., 2009: Projeto Cadernos Didáticos: Desastres Naturais e Geotecnologias. In: Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 2483-2490.

SCHMEITS, M. J.; KOK, C. J. and VOGELZANG, D. H. P., 2005: Probabilistic forecasting of (severe) thunderstorms in the Netherlands using model output statistics. *Wea. Forecasting*, 20, 134-148.

SCHULTZ, P., 1989: Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado. *Wea. Forecasting*, 4, 73–80.

SEIBERT, P. FRANK, A. e FORMAYER, H. , 2007: Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria, *Theor. Appl. Climatol.*, 87, 139–153.

SELUCHI, M. E., 2006: Padrões sinóticos associados a situações de deslizamentos de encostas na serra do mar. . In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14. 2006, Florianópolis, Santa Catarina. In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006.

SEVERO, D. L. e SILVA, H. S., 1998: Aspectos Sinóticos da Enchente de Maio de 1992 no Vale do Itajaí. In: Anais do VIII Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia e X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 26 a 30 de out./1998, (em CD-ROM). LBV, Brasília, DF.

SILVA DIAS, M. A. F., 1987: Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Rev. Bras. meteorologia*, v. 2, p. 133-150.

SILVA DIAS, M.A.F., 2000: “Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas”. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

SILVA, J. F e REBELLO, E., 2010: Diagnósticos, Monitoramento e prognósticos das chuvas intensas no Rio de Janeiro: 06 a 09 de Abril de 2010. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, Belém, Pará. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

SOUZA, C.R. de G. 1998. Flooding in the São Sebastião region, northern coast of São Paulo state, Brazil. Anais Academia Brasileira Ciências, 70 (2): 353-366.

STAROSTIN, A; GOMES, A. M; ÁVILA, V. D; ZHELMIN, A; GEMIACKI, L e STAROSTINA, T., 2000: Estrutura e evolução do sistema convectivo de mesoescala ocorrido sobre o estado de São Paulo no dia 16 de Fevereiro de 2000. In XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, 2002, p. 201-250.

TUDOSE, T. e HAIDU, I., 2012. Some aspects of the relationship between synoptic-cale wind and convective cells' motion generating heavy rains in the north-west of Romania in Journal: Aerul și Apa: Componente ale Mediului ISSN/EISSN: 2067743X Year: 2012 Volume: 2012 Pages: 276-281

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. , 2004: Episódios de chuvas intensas na região sul do Brasil. Parte I: configuração sinópticas associadas. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza - Ceará. Anais.

TEIXEIRA, M.S.; SATYAMURTY, P. 2006: Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. *Monthly Weather Review*.

TOBIN, G.A; MONTZ, B.E., 1997: *Natural hazards: explanation and integration*. New York: The Guilford Press, 1997. 388p.

TOMAZIELLO, A. C. N. e GANDU, A. W., 2006: Análise estatística de índices de instabilidade termodinâmica em São Paulo. In *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Florianópolis – Santa Catarina.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R., 2009: *Desastres Naturais -Conhecer para Prevenir*. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. 193p.

UN- ISDR, 2002 – *International Strategy for Disaster Reduction. Living with risk: a global review of disaster reduction initiatives. Preliminary version*. Geneva, Switzerland

WALKER, I., V. CHAKRAPANI, W. ELMAHBOUB, 2008: The development of a shape factor instability index to guide severe weather forecasts for aviation safety. – *Meteor. Appl.* **15**, 465–473.

WEISMAN, M. L. e KLEMP, J. B., 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.

WETZEL, S. W., e MARTIN, J. E., 2001: An Operational Ingredients – Based Methodology For Forecasting Midlatitude Winter Season Precipitation. *Wea. Forecasting*, 16, 156-167.

WILKS, D. S., *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, New York., 2006.

WINNER, J. P. and ROSS, R. B..1955: Synoptic features attending the heavy rains in the Middle Atlantic States and Southern New England. October 13-17, 1955. *Monthly Weather Review*, vii. 83; No. 10, Oct. 1955, pp. 239-247.

WULFMEYER, V., A. BEHRENDT, H.-S. BAUER, C.KOTTMEIER, CORSMEIER, A.BLYTH, G. CRAIG, U.SCHUMANN, M. HAGEN, S.REWELL, P. DI GIROLAMO, C. FLAMANT, M. MILLER, A. MONTANI, .MOBBS, E. RICHARD, M.W. ROTACH, M. ARPAGAUS,H. RUSSCHENBERG, SCHL USSEL, M. K'ONIG,, V.G'ARTNER, R.STEINACKER, M. DORNINGER, D.D.TURNER, T. WECKWERTH, A. HENSE, C. SIMMER, 2008: The convective and orographically-induced precipitation study: A research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. – *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 89, 1477–1486.

ZAREI, K; KHOSHAKHLAG, F e SHAMSIPOUR, A. 2010 : Pattern Extreme Precipitations Middle West of Iran in *ANNALS OF BIOLOGICAL RESEARCH* 2012 : VOLUME 3 : ISSUE 10. 4701-4705p.

ZHU, Y., and Z. THOT, 2001: Extreme weather events and their probabilistic prediction by the NCEP ensemble forecast system. Preprints, *Symp. on Precipitation Extremes: Prediction, Impacts, and Responses*, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, P1.38.

## APÊNDICE I

### **Campos horários da divergência em 300hPa – Estudos de caso**

#### 1) Caso de chuva severa 10/02/2006

A aproximação de uma frente fria na noite do dia 10 de fevereiro de 2006 deu origem a altos acumulados de precipitação que se concentraram nas zonas sul e oeste do Município do Rio de Janeiro. (Fonte: Alerta Rio). Serão mostrados dois horários do indicador divergência do vento em 300hPa antecedentes as ocorrências de precipitação. Pela figura 1.1 podem ser observados núcleos do indicador divergência em 300hPa nas proximidades e sobre o município do Rio de Janeiro caracterizando condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de chuvas severas.

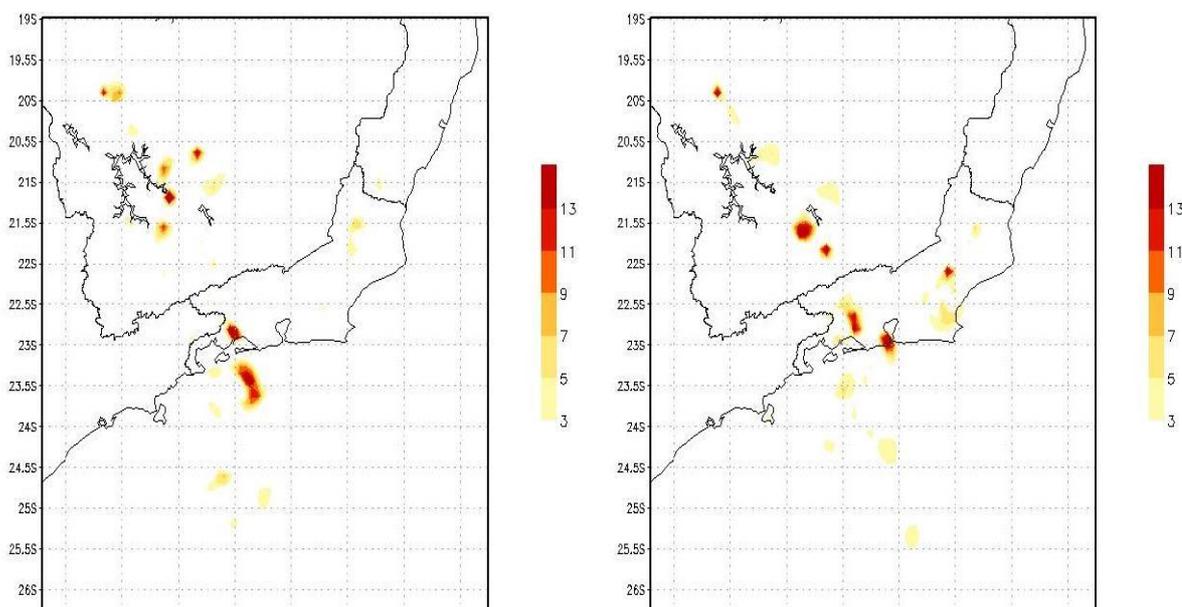


Figura AI.1: Divergência em 300hPa para os horários 22:00Z (esquerda) e 23:00Z (direita) do dia 10/02/2006.

#### 2) Caso de chuva severa 05/04/2010

A aproximação de uma frente fria na noite do dia 04 de abril de 2010 deu origem a altos acumulados de precipitação que se concentraram em todo o município do Rio de Janeiro. Foram registrados escorregamentos em pontos da Baía de Guanabara e Jacarepaguá. (Fonte: Alerta Rio). Serão mostrados dois horários do indicador divergência do vento em 300 hPa antecedentes as ocorrências de precipitação. De acordo com o jornal o Globo, um temporal que durou cinco horas parou o Rio no dia 5 de abril de 2010, deixando a população ilhada na hora de voltar para casa. A chuva forte provocou dezenas de pontos de alagamento e

quilômetros de engarrafamentos de norte a sul da cidade. A tempestade atrapalhou também o tráfego aéreo e paralisou parte da circulação de trens da SuperVia. Ainda de acordo com o Globo, o rio Maracanã transbordou. Num deslizamento de terra, no Morro do Borel, morreram um bebê de cinco meses e uma mulher da mesma família. A Praça da Bandeira ficou completamente alagada — dezenas de carros e ônibus ficaram retidos no Viaduto dos Marinheiros, obrigando os motoristas e passageiros a passarem a madrugada ali. A água demorou a escoar e motoristas tiveram que buscar refúgios em viadutos e postos de gasolina. Na manhã do dia seguinte, na saída do Túnel Rebouças, ainda era impossível passar. Pela figura 1.2 podem ser observados núcleos do indicador divergência em 300hPa nas proximidades e sobre todo o município do Rio de Janeiro caracterizando condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de chuvas severas.

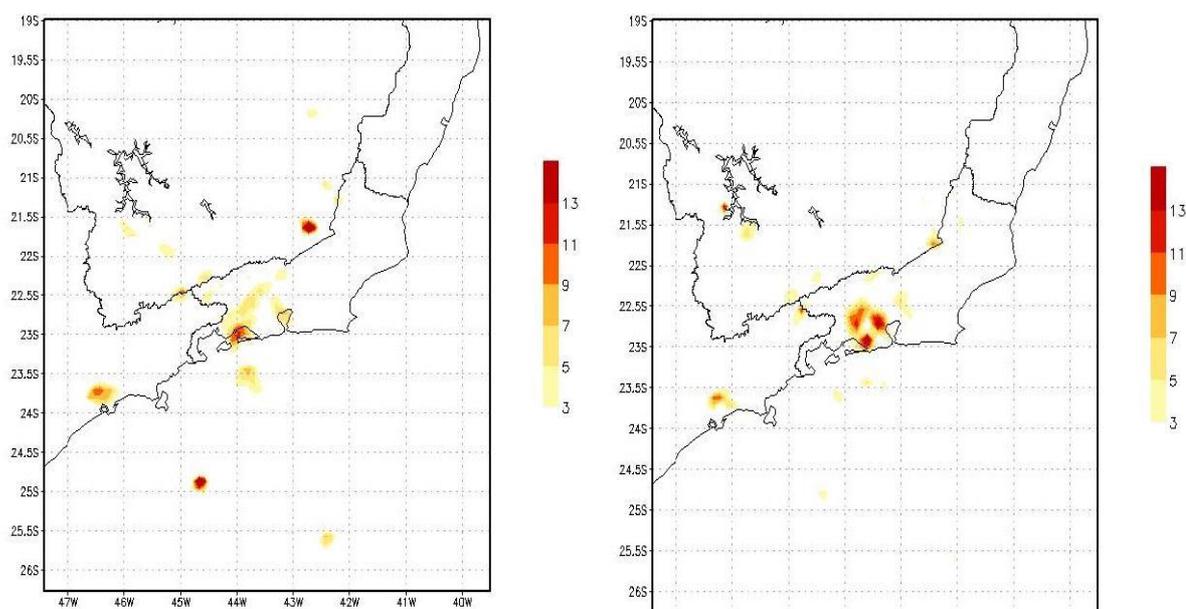


Figura AI.2: Divergência em 300hPa para os horários 00:00Z (esquerda) e 01:00Z (direita) do dia 05/04/2010.

### 3) Caso de chuva fraca 19/03/2007

Apesar da aproximação de uma frente fria no dia 19 de março de 2007, não foram registrados acumulados significativos de precipitação no município do Rio de Janeiro. (Fonte: Alerta Rio). Nas figuras seguintes serão mostrados dois horários do indicador divergência do vento em 300hPa presente à medida que a frente fria se deslocava sobre o estado do Rio de Janeiro no dia 19/03/2007. Verifica-se, através da figura 1.3, a ausência de núcleos

significativos de divergência em 300hPa nas proximidades do município do Rio de Janeiro caracterizando condições desfavoráveis à ocorrência de fortes chuvas sobre o mesmo.

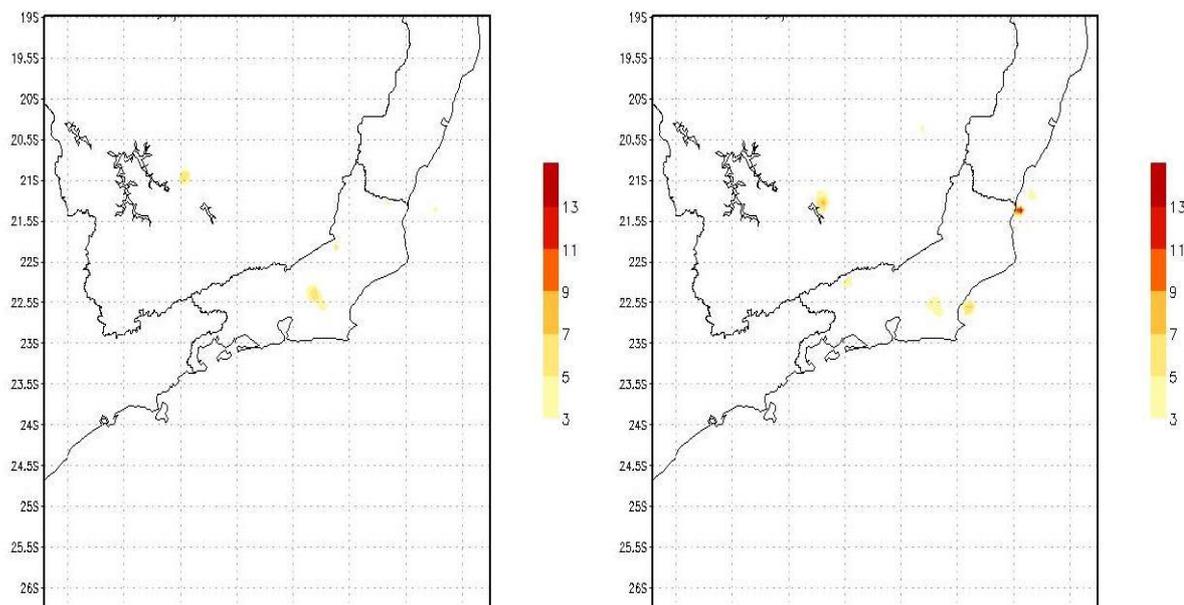


Figura AI.3: Divergência em 300hPa para os horários 20:00Z (esquerda) e 21:00Z (direita) do dia 19/03/2007.

#### 4) Caso de chuva fraca 04/01/2009

Semelhante ao caso de chuva fraca ocorrido no dia 19/03/2007, apesar da aproximação de uma frente fria no dia 04 de janeiro de 2009, não foram registrados acumulados significativos de precipitação no município do Rio de Janeiro. (Fonte: Alerta Rio). Nas figuras seguintes serão mostrados dois horários do indicador divergência do vento em 300hPa presente à medida que a frente fria se deslocava sobre o estado do Rio de Janeiro no dia 04/01/2009. Verifica-se, através da figura 1.4, a ausência de núcleos significativos de divergência em 300hPa nas proximidades do município do Rio de Janeiro caracterizando condições desfavoráveis à ocorrência de fortes chuvas. São observados somente núcleos de maior intensidade no norte-noroeste do estado do Rio de Janeiro caracterizando que nesta região as condições atmosféricas eram favoráveis à ocorrência de chuvas severas.

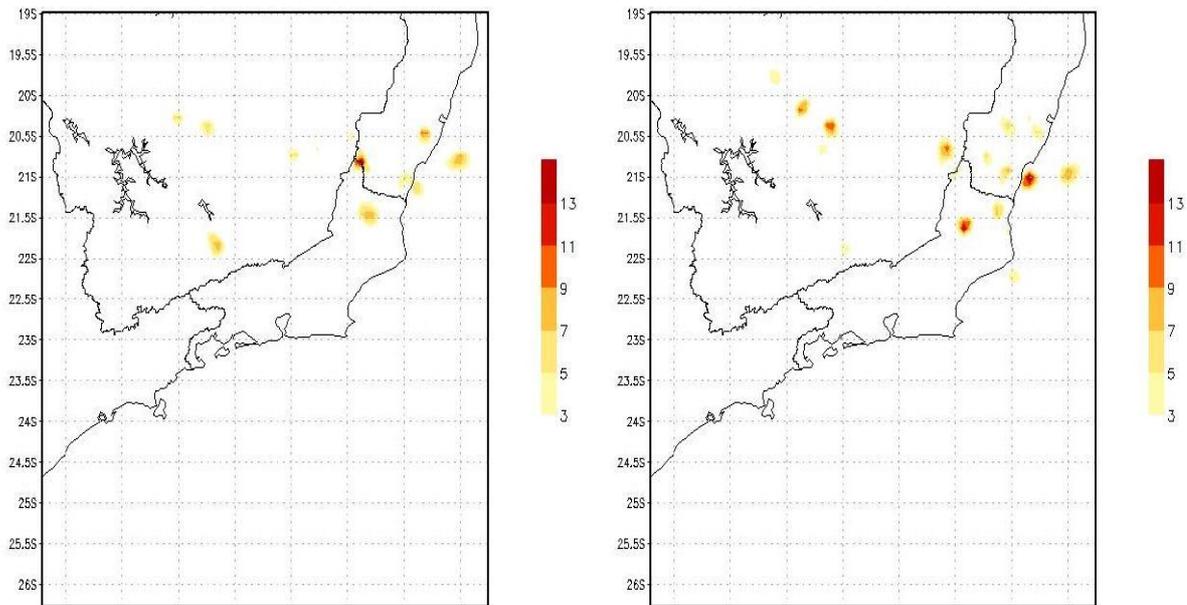


Figura AI.4: Divergência em 300hPa para os horários 18:00Z (esquerda) e 19:00Z (direita) do dia 04/01/2009.