



ESTUDO DE PREVISIBILIDADE PARA DOIS EVENTOS DE TEMPESTADE NO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Rafael Henrique Oliveira Rangel

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador(es): Luiz Landau

Audalio Rebelo Torres Junior

Rio de Janeiro

Março de 2014

ESTUDO DE PREVISIBILIDADE PARA DOIS EVENTOS DE TEMPESTADE NO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Rafael Henrique Oliveira Rangel

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO  
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA  
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE  
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE  
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

---

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

---

Prof. Audalio Rebelo Torres Junior, D.Sc.

---

Prof. Edilson Marton, D.Sc.

---

Prof. Elson Magalhães Toledo, D.Sc.

---

Prof. Luiz Claudio Gomes Pimentel, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2014

Rangel, Rafael Henrique Oliveira

Estudo de Previsibilidade Para Dois Eventos de  
Tempestade no Estado do Rio de Janeiro/Rafael Henrique  
Oliveira Rangel – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2014.

XI, 88 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Luiz Landau

Audalio Rebelo Torres Junior

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de  
Engenharia Civil, 2014.

Referências Bibliográficas: p. 76-82.

1. Previsibilidade. 2. Tempestades. 3. Índices  
Termodinâmicos. I. Landau, Luiz *et al.* II. Universidade  
Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de  
Engenharia Civil. III. Título.

"Parece-me, na realidade, que não é necessário que este mundo exista, que não é necessário que estejamos aqui vivendo e morrendo. Já que somos apenas os filhos do acaso, a Terra e o Universo poderiam ter continuado sem nós, até à consumação dos séculos. [...] Talvez outros mundos, que não conhecemos, sigam assim seu curso inconcebível. Atração pelo caos que às vezes sentimos profundamente em nós mesmos."

(Luis Buñuel)

"It's fun to imagine ..."

(Richard P. Feynman)

## AGRADECIMENTOS

Do espaço à atmosfera, só consegui evoluir devido à dedicação que minha família e amigos me concederam.

Agora, vamos à lista dos "agradeços".

Agradeço primeiramente aos meus pais por todo o carinho, amor e força, além do incentivo à leitura, curiosidade e estudos que recebi desde criança. Agradeço à minha irmã, por todo o apoio e compreensão nesses anos que passei longe de casa.

Agradeço à minha esposa, que aguentou todas as reclamações e mudanças de rumo da minha vida, estando ao meu lado na saúde e na doença.

Agradeço aos amigos, novos e antigos, por estarem ao meu lado e me apoiando sempre.

Agradeço aos orientadores, pela dedicação, tempo e paciência.

Agradeço também às pessoas com quem convivo no LAMCE e ao PRH-02 pela bolsa e incentivos à participação em eventos.

Agradeço também a todos os que estiveram presentes, fisicamente ou não, ao meu lado.

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

ESTUDO DE PREVISIBILIDADE PARA DOIS EVENTOS DE TEMPESTADE NO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Rafael Henrique Oliveira Rangel

Março/2014

Orientadores: Luiz Landau

Audalio Rebelo Torres Junior

Programa: Engenharia Civil

Conhecer o estado futuro da atmosfera é útil em diversas situações rotineiras, pois estamos constantemente vulneráveis à modificações do tempo, principalmente em relação às tempestades. Esse tipo de sistema meteorológico também tem influência no planejamento do tráfego de helicópteros, em operações sub-aquáticas, carga e descarga de equipamentos em plataformas off-shore de petróleo. Prever episódios de tempestade nesse contexto é de grande ajuda para que eventuais acidentes que podem ter graves consequências possam ser evitados sendo os modelos numéricos de previsão do tempo uma ferramenta de grande auxílio.

Com isso, através da utilização de índices de instabilidade atmosférica provenientes de modelo de previsão numérica do tempo, foi realizado estudo de previsibilidade para dois eventos de tempestade que ocorreram no Estado do Rio de Janeiro. Os resultados mostram que os índices, de maneira geral, podem fornecer indícios da posterior ocorrência de eventos de tempestade.

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

STUDY OF PREDICTABILITY OF TWO THUNDERSTORM CASES OVER RIO  
DE JANEIRO

Rafael Henrique Oliveira Rangel

March/2014

Advisors: Luiz Landau

Audalio Rebelo Torres Junior

Department: Civil Engineering

Knowing the future state of the atmosphere is useful in everyday situations, because we are constantly vulnerable to weather changes, especially in relation to thunderstorms. This kind of weather system also influences on the planning of helicopter traffic in sub-aquatic operations, loading and unloading of equipment on offshore oil platforms. Predicting episodes of thunderstorms in this context is useful to prevent accidents that may have serious consequences.

With this, through the use of atmospheric instability indices derived from the numerical weather prediction model, a study was conducted about the predictability of two thunderstorm events that occurred in the State of Rio de Janeiro. The results shows that indices can provide further evidence of the occurrence of storm events.

## SUMÁRIO

1. Introdução.....	1
2. Previsibilidade.....	2
3. Índices de instabilidade.....	10
4. Metodologia.....	17
4.1. Definição de limites típicos de índices de instabilidade.....	18
4.2. Definição dos casos.....	20
4.2.1. Caso de chuva forte do dia 05/12/2013.....	20
4.2.2. Caso de chuva do dia 28/02/2014.....	35
4.3. Modelo Atmosférico.....	43
4.3.1. Configuração do modelo.....	46
4.4. Condições iniciais.....	49
4.5. Descrição dos experimentos.....	50
4.5.1. Caso de dezembro de 2013.....	50
4.5.2. Caso de fevereiro de 2014.....	51
5. Resultados.....	53
5.1. Caso de dezembro de 2013.....	53
5.2. Caso de fevereiro de 2014.....	63
6. Conclusões.....	73
7. Referências.....	76
Anexo I.....	83
Anexo II.....	85

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Precipitação acumulada horária registrada pela rede pluviométrica da Fundação GEORIO. ....	21
Figura 2 - Cartas sinóticas de 250 hPa em (a), 500 hPa em (b), 850 hPa em (c) e superfície em (d) do dia 05/12/2013. Fonte: Boletim técnico CPTEC/INPE, 2013.....	23
Figura 3 - Cartas sinóticas de superfície para o dia 05/12/2013 às 06 Z em (a) e 12 Z em (b). Fonte: Análise sinótica CPTEC/INPE, 2013. ....	24
Figura 4 - Cartas sinóticas de 250 hPa em (a), 500 hPa em (b), 850 hPa em (c) e superfície em (d) do dia 06/12/2013. Fonte: Boletim técnico CPTEC/INPE, 2013.....	26
Figura 5 - Imagens de radar do Pico do Couto para o evento de chuva forte do dia 05/12/2013, entre 22 do dia 05/12 e 04 Z do dia 06/12 em que é mostrada a formação de uma linha de instabilidade sobre o Rio de Janeiro. ....	30
Figura 6 - Precipitação acumulada horária da rede pluviométrica da Fundação GEORIO com destaque em vermelho para as três estações com maior acumulado. ....	31
Figura 7 - Precipitação acumulada horária registrada pelas estações da GEORIO localizadas no entorno do SBGL. ....	32
Figura 8 - Mensagem METAR relativo ao SBGL. Fonte: REDEMET. ....	33
Figura 9 - Precipitação acumulada horária do dia 28/02/2014 nas estações Quitandinha, Alto da Serra e Caleme do INEA. ....	35
Figura 10 - Cartas sinóticas de 250 hPa em (a), 500 hPa em (b), 850 hPa em (c) e superfície em (d) do dia 28/02/2014. Fonte: Boletim técnico CPTEC/INPE.....	37
Figura 11 - Cartas sinóticas de superfície para o dia 28/02/2014 às 06 Z em (a) e 12 Z em (b) e 18 Z em (c). Fonte: Análise sinótica CPTEC/INPE.....	38
Figura 12 - Cartas sinóticas de superfície para o dia 01/03/2014 às 00 Z. Fonte: Análise sinótica CPTEC/INPE. ....	39
Figura 13 – Sequência de imagens de satélite GOES13 de temperatura realçada para o evento de chuva do dia 28/02/2014 na Região Serrana.....	42
Figura 14 - Diagrama do fluxo de dados do WRF. Fonte: SKAMAROCK (2005).....	44
Figura 15 - Domínios das simulações. Em (a), área com resolução de 27 km (azul), 9 km (amarelo) e 3 km (vermelho). O domínio de 3 km é mostrado na ampliação em (b). ....	46
Figura 16 - Variação dos níveis verticais com a altura.....	48
Figura 17 - Ampliação de D3 com destaque para o ponto de grade que representa o SBGL. ....	48
Figura 18 - Diagrama de análise dos resultados das últimas 48 horas das simulações. .	51
Figura 19 - Séries temporais de CAPE do SBGL das simulações para o evento de dezembro de 2013. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 05/12/2013. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pela GEORIO. Em (a): simulações que ultrapassaram o limite de alto potencial de instabilidade. Em (b): simulações que não alcançaram este limite.....	55
Figura 20 - Séries temporais do índice K do SBGL das simulações para o evento de dezembro de 2013. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 05/12/2013. As linhas tracejadas correspondem aos limites do índice K de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pela GEORIO. Em (a): simulações 2d, 3d, 4d, 6d e 7d. Em (b), as demais simulações.....	57
Figura 21 - Séries temporais do índice TT do SBGL das simulações para o evento de dezembro de 2013. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 05/12/2013. As linhas	

tracejadas correspondem aos limites do índice TT de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pela GEORIO. Em (a): simulações 2d, 3d, 4d, 6d e 7d. Em (b), as demais simulações.....	59
Figura 22 - Valores máximos de CAPE entre 22 e 28 h, de acordo com a simulação... ..	61
Figura 23 - Previsibilidade teórica.....	62
Figura 24 - Valores máximos do índice K entre 22 e 28 h, de acordo com a simulação. ....	63
Figura 25 - Valores máximos do índice TT entre 22 e 28 h, de acordo com a simulação. ....	63
Figura 26 - Séries temporais de CAPE do SBGL das simulações para o evento de chuva de fevereiro de 2014 na Região Serrana. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 28/02/2014. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pelo INEA. Em (a): simulações cujas condições iniciais são provenientes da previsão do GFS. Em (b): simulações cujas condições iniciais são provenientes da análise do GFS. ....	65
Figura 27 - Séries temporais do índice K do SBGL das simulações para o evento de chuva de fevereiro de 2014 na Região Serrana. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 28/02/2014. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pelo INEA. Em (a): simulações cujas condições iniciais são provenientes da análise do GFS. Em (b): simulações cujas condições iniciais são provenientes da previsão do GFS. ....	67
Figura 28 - Séries temporais do índice TT do SBGL das simulações para o evento de chuva de fevereiro de 2014 na Região Serrana. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 28/02/2014. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pelo INEA. Em (a): simulações cujas condições iniciais são provenientes da análise do GFS. Em (b): simulações cujas condições iniciais são provenientes da previsão do GFS. ....	69
Figura 29 - Valor máximo de CAPE entre 20 e 22 h, de acordo com a simulação. ....	70
Figura 30 - Valores máximos do índice K entre 20 e 22 h, de acordo com a simulação. Em (a), condições iniciais e de contorno da análise do GFS. Em (b) condições iniciais e de contorno da previsão do GFS.....	71
Figura 31 - Valor máximo do índice TT entre 20 e 22 h, de acordo com a simulação. Em (a), condições iniciais e de contorno da análise do GFS. Em (b) condições iniciais e de contorno da previsão do GFS. ....	72

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Valores típicos de CAPE e seu potencial para tempestades severas (NASCIMENTO, 2005). .....	18
Tabela 2 - Valores de CAPE de acordo com o horário e estação do ano (BRASILIENSE, 2014). .....	19
Tabela 3 - Valores típicos do índice K e seu potencial para tempestades severas (NASCIMENTO, 2005) .....	19
Tabela 4 - Valores típicos do índice TT e seu potencial para tempestades severas (NASCIMENTO, 2005) .....	19
Tabela 5- Critérios para classificação de evento pluviométrico significativo segundo as medições das estações telepluviométricas do Alerta Rio nas macrobacias hidrográficas da cidade do Rio de Janeiro (Relatório 2010). .....	20
Tabela 6 - CAPE registrada por radiossondagens do SBGL .....	34
Tabela 7 - Índice K registrado por radiossondagens do SBGL .....	34
Tabela 8 - Índice Total Totals registrado por radiossondagens do SBGL.....	34
Tabela 9 - CAPE do SBGL para o período de 28/02 a 01/03/2014.....	43
Tabela 10 - Índice K do SBGL para o período de 28/02 a 01/03/2014.....	43
Tabela 11 - Índice TT do SBGL para o período de 28/02 a 01/03/2014.....	43
Tabela 12 - Detalhes das grades configuradas. ....	47
Tabela 13 - Parametrizações físicas dos experimentos. ....	49
Tabela 14 - Informações sobre os experimentos para o caso de dezembro de 2013.....	50
Tabela 15 - Informações sobre os experimentos para o caso de fevereiro de 2014. ....	52
Tabela 16 - Tempos de parede de cada simulação do caso de dezembro de 2013.....	53
Tabela 17 - Tempos de parede de cada simulação do caso de fevereiro de 2014. ....	63

## **1. Introdução**

O petróleo é uma das fontes energéticas mais importantes para o desenvolvimento econômico mundial. Sua extração no Brasil se dá principalmente através de plataformas off-shore ao longo da extensa região litorânea brasileira, onde se localizam as maiores reservas nacionais de petróleo. Nas operações rotineiras das plataformas de exploração off-shore, o estado atual e futuro da atmosfera e do oceano são de fundamental importância para o planejamento de tráfego de helicópteros, operações sub-aquáticas, carga e descarga de equipamentos e suprimentos, entre outros.

O Atlântico Sul é uma região oceânica onde poucas informações de medidas meteorológicas e oceanográficas estão disponíveis. Então, como solução, são utilizados modelos numéricos de previsão do tempo e do estado futuro do oceano, que constituem importantes ferramentas de gerenciamento e tomada de decisões em caso de tempestades e eventuais acidentes.

Neste contexto surge, portanto, a questão de conhecer limites de tempo dentro dos quais é possível prever episódios de tempestade. Para isso, podem ser utilizados alguns índices de instabilidade atmosférica. Sendo esses índices diversos, foram escolhidos três para aplicar ao estudo de previsibilidade de tempestades, sendo um a energia potencial disponível (CAPE - Convective Available Potential Energy), para o qual são definidos limites na literatura que indicam a probabilidade de ocorrência de tempestade; índice K e TT (Total Totals), medidas do potencial de tempestades baseada na diferença de temperatura entre duas camadas.

Através da análise dos resultados de índices obtidos com simulações numéricas, o objetivo deste trabalho é realizar um estudo da previsibilidade de dois eventos de tempestade que ocorreram no Estado do Rio de Janeiro.

## 2. Previsibilidade

Previsibilidade é, na maneira sucinta com que DELSOLE (2004) expõe, a extensão de tempo em que um evento pode ser previsto. THOMPSON (1957), LORENZ (1963), SMAGORINSKY (1965) e CHARNEY et al. (1966) foram os pioneiros nos estudos sobre previsibilidade da atmosfera, conduzindo experimentos numéricos e concluindo, basicamente, que a previsão do tempo possui um limite de previsibilidade. Com base nestes estudos, um sistema determinístico pode ser considerado aquele em que o estado futuro de um sistema pode ser previsto com exatidão conhecendo-se o estado anterior e suas leis de evolução.

A discussão sobre acaso e determinismo, de maneira geral e não apenas científica, tem início já no pensamento grego, que busca entender e explicar o comportamento da natureza. Tales de Mileto, considerado um dos sete sábios da Grécia Antiga, previu com sucesso um eclipse solar, o que certamente influenciou a forma como se pensava sobre a natureza e seus fenômenos e Aristóteles explicou as fases da Lua, que é um fenômeno periódico.

Ao longo da História, a questão do acaso e determinismo trouxe também um debate moral acerca do determinismo da natureza e o livre-arbítrio do Homem. Durante a Idade Média firma-se a ideia de um ser sobrenatural (Deus) que impunha as regras do comportamento material, mesmo com a dificuldade em se aceitar - devido às assim chamadas intervenções milagrosas - a imagem de uma natureza totalmente ordenada. Por outro lado, havia também o pensamento dos alquimistas e astrólogos sobre a existência de relações de causa e efeito bem determinadas, favorecendo a busca de regularidades e padrões naturais (MOREIRA, 1995).

O Homem poderia ser capaz de prever seu "destino" sem alterá-lo, pois o "ser" sobrenatural já teria ditado seu caminho (determinismo teológico) ou suas decisões seriam independentes?

Galileu, Kepler, Newton e Leibniz, entre outros, tratam física e matematicamente os problemas do determinismo ligando-o às ideias de lei natural e simplicidade da natureza. Newton, ao criar e desenvolver a base física da mecânica sugeria que o universo era bastante ordenado e previsível, dando início à ideia mecanicista-determinista (MOREIRA, 1995).

O extraordinário sucesso na previsão dos movimentos dos corpos celestes e suas aplicações diretas no estudo dos movimentos dos corpos sólidos terrestres e construções

das máquinas contribuíram para o fortalecimento da base mecanicista e sua extrapolação para outras áreas de conhecimento (MOREIRA, 1995). Percebe-se que os fenômenos periódicos são amplamente estudados ao longo do tempo compreendido entre a Grécia Antiga e os aproximadamente dois mil anos seguintes, deixando os fenômenos não periódicos serem explicados apenas como acaso.

Esta visão de um mundo mecânico, cujo futuro seria totalmente predito através de leis bem definidas, foi dominante até que Poincaré lança a ideia de que pequenas perturbações involuntárias e imperceptíveis exercidas sobre fenômenos determinísticos podem causar variações desproporcionais nos efeitos, tornando-os imprevisíveis (POINCARÉ, 1914 *Apud* MARTINS, 1995). De tal maneira, Poincaré torna-se precursor do que é atualmente conhecido como Teoria do Caos, descrita por LORENZ (1963a,b) e batizada de tal maneira após GLEIK (1987).

A palavra *caos*, originalmente, carrega um sentido de confusão e desordem e, ao longo das últimas décadas, acabou por ter adicionado o significado de comportamento aparentemente aleatório que ocorrem em sistemas determinísticos. Um sistema que varia deterministicamente à medida que o tempo progride, tal como um modelo matemático de um pêndulo, é denominado sistema dinâmico (LORENZ, 1995).

A atmosfera é um sistema instável, isto é, um sistema no qual pequenas diferenças nas condições iniciais provocam, à medida que o tempo avança, tendência de divergência entre dois estados da atmosfera, que ocorre devido às condições naturais da física do sistema. A previsão do tempo é um problema prático sobre determinismo devido às grandes incertezas resultantes da falha na observação do estado da atmosfera e às aproximações que são feitas nas formulações das equações governantes, pois segundo autores como LORENZ (1963a, 1969a, 1969b) e GLEESON (1967), as equações que governam os movimentos atmosféricos apresentam grande sensibilidade em relação às condições iniciais que, quando ligeiramente diferentes, podem levar a previsões completamente diferentes após certo tempo.

De acordo com PALMER (2006), basicamente existem três fontes de incertezas nas previsões: incerteza nas observações utilizadas para definir as condições iniciais, incerteza no modelo utilizado para assimilar as observações e realizar a previsão, e a incerteza nos parâmetros externos. Como exemplo deste último, pode-se destacar a quantidade de aerossóis presentes na atmosfera devido à erupção vulcânica, que pode influenciar a previsão do tempo.

Em geral, os estudos teóricos sobre os erros nas previsões que tem origem na falta de conhecimento do estado inicial de um sistema utilizam pares arbitrários de soluções das equações governantes. Uma das soluções é considerada como solução exata do estado do sistema; a outra é considerada solução estimada do mesmo estado, porém baseada em observações, como em LORENZ (1969a) ou com alguma variação das condições iniciais, como em LORENZ (1963) e GLEESON (1967). De forma geral, a diferença entre as duas soluções é considerado como o erro do sistema.

Os erros na estimativa da condição atual da atmosfera são devidos, principalmente, à omissão ao invés da imprecisão (LORENZ 1969b). Mesmo sobre áreas populadas, sistemas do tamanho de tempestades, por exemplo, que ocorrem no espaço existente entre estações meteorológicas podem não ser detectados (LORENZ 1969b). Desta forma, os erros associados à observação do fenômeno meteorológico são mais associados à distância espacial entre as estações meteorológicas. Por este motivo torna-se mais indicada a utilização de uma base de dados sem falhas, disponibilizada em grade de pontos igualmente espaçados. LORENZ (1969a) mostra que os erros também se propagam entre fenômenos de diferentes escalas meteorológicas, tais como erros na escala de cumulus que influenciam os erros da escala sinótica após dois dias e de escala planetária em duas semanas.

GLEESON (1967) examinou a possibilidade de previsões de longo prazo do comportamento da atmosfera através do estudo do crescimento dos erros iniciais ao longo do tempo. Utilizou, para isso, dois modelos bastante simplificados nos quais uma hipotética unidade de massa se move à velocidade constante no primeiro e à velocidade variável no segundo. Em ambos os casos, não se pôde prever os tempos precisos em que os valores máximos e mínimos de erros ocorreram, pois os erros iniciais não são conhecidos. O autor sugere, com isso, a impossibilidade de previsões determinísticas das variáveis atmosféricas a longo prazo.

LORENZ (1969a) afirma que não se pode distinguir observacionalmente dois sistemas, um formalmente determinístico e que possui muitas escalas de movimento de outro não-determinístico. Especificamente, dois estados de um sistema que são diferentes por um pequeno "erro observacional" evoluirão para dois estados com grande diferença entre si, como se tivessem sido escolhidos aleatoriamente em um intervalo de tempo finito. Certos tipos de sistemas determinísticos idealizados de fluidos possuem uma falta de previsibilidade intrínseca; especificamente, em qualquer alcance particular de previsibilidade existe um limite além do qual a acurácia esperada de uma previsão

não pode ser aumentada reduzindo-se a incerteza do estado inicial para uma fração do valor original. Desta forma, os sistemas determinísticos idealizados por LORENZ (1969a) são como sistemas não determinísticos.

LORENZ (1963a,b) afirma que mesmo existindo um modelo perfeito da atmosfera e que suas condições iniciais sejam conhecidas quase perfeitamente, a atmosfera terá um limite de previsibilidade finito. O autor chegou a esta conclusão desenvolvendo um conjunto de equações não-lineares implementando-o como experimento numérico computacional e comparando duas rodadas deste mesmo modelo, em que foram alteradas apenas as condições iniciais através de arredondamento no último dígito decimal. Desta forma, obteve resultados que divergiam entre si após algumas semanas com a mesma ordem de grandeza de duas trajetórias aleatórias.

O termo "alcance de previsibilidade" (*range of predictability* no original, em Inglês) é definido por LORENZ (1969a) como o intervalo de tempo no qual os erros da previsão não excedem uma magnitude previamente determinada. Essa magnitude deve ser maior do que a magnitude dos erros típicos de observação, porém menores do que a magnitude da diferença entre estados aleatoriamente escolhidos do sistema. No mesmo trabalho, os sistemas são separados em três categorias, de acordo com o comportamento geral dos pequenos erros iniciais: 1) Em um tempo futuro o erro permanece comparável ou menor do que o erro inicial. Este sistema tem alcance infinito de previsibilidade. 2) Em um tempo futuro e suficientemente longo, o erro torna-se eventualmente muito maior do que o erro inicial, mesmo quando este último for muito pequeno e diferente de zero. Esta categoria tem o alcance de previsibilidade finito, mas que pode ser aumentado indefinidamente reduzindo-se os erros observacionais. 3) Em um momento futuro, o erro eventualmente se torna muito maior do que o erro inicial. Para um certo tempo futuro há um limite abaixo do qual o erro não pode ser reduzido, independente do quão pequeno é o erro inicial e diferente de zero arbitrado. Nesta categoria se encontram os sistemas observacionalmente indistinguíveis de sistemas não determinísticos e com alcance de previsibilidade intrínseco, que não pode ser aumentado melhorando as observações, cujo exemplo é a atmosfera.

O comportamento geral de um sistema ser periódico ou não periódico é crucial para afirmar se o sistema pode ser previsto com alcance infinito (LORENZ, 1963a,b). As variações encontradas na atmosfera são superposições de oscilações periódicas e não periódicas. As oscilações periódicas, principalmente as variações diurnas e anuais, são previsíveis com alcance de previsibilidade infinito. Entretanto, as oscilações restantes

tem alcance de previsibilidade finito (LORENZ, 1969a). Além disso, CHARNEY (1951) afirma "como os meteorologistas já sabem há muito tempo, a atmosfera não exibe periodicidade que permita a previsão do tempo da mesma forma que são previstas as marés".

Historicamente, tornou-se comum nos estudos sobre previsibilidade a análise dos erros em termos da quantidade necessária de tempo para que os pequenos erros das condições iniciais dobrem de tamanho. CHARNEY et al (1966) conclui, com base nos modelos propostos por LEITH (1965), MINTZ (1965) e SMAGORINSKY (1965), que uma estimativa razoável do limite de previsibilidade da atmosfera é de aproximadamente duas semanas, sendo cinco dias para o tempo de duplicação dos erros iniciais.

Quase duas décadas após a publicação do trabalho de CHARNEY et al (1966), LORENZ (1982), utilizando o modelo do European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), sugere que o tempo de duplicação é de aproximadamente dois dias e meio. Em estudos mais recentes, como o de SIMMONS et al (1995), novamente com o modelo do ECMWF, a estimativa foi reduzida para um dia e meio. LORENZ (2006) sugere duas possíveis causas para a redução. A primeira é que as equações físicas mais simples utilizadas nos modelos mais antigos podem ter superestimado a previsibilidade e a segunda a resolução espacial, já que esses modelos antigos como o de MINTZ (1965) utilizou por volta de mil valores (pontos de grade) para representar o campo de uma variável em um nível vertical e o modelo do ECMWF utilizou quarenta e cinco mil valores.

Nas últimas décadas têm sido propostas algumas maneiras de medir a previsibilidade de eventos atmosféricos sendo o erro quadrático médio a técnica mais utilizada, como em LORENZ (1982), SAHA e VAN DEN DOOL (1988) e FROUDE et al. (2013).

DELSOLE (2004) e PALMER (2006) afirmam que a previsibilidade desaparece quando os resultados das previsões se igualam aos valores climatológicos da variável em questão, posteriormente confirmado pelo trabalho de FROUDE et al. (2013) que verificou o progresso da previsão numérica do tempo aplicando a mesma metodologia de LORENZ (1982) de estimativa dos limites superiores e inferiores de previsibilidade na versão mais recente do sistema de previsão implementado no ECMWF, tanto para a previsão determinística quanto para o sistema de previsão por conjunto.

FROUDE et al. (2013) concluíram que, para o campo de altura geopotencial de 500 hPa, o limite da previsão determinística pode estar sendo atingido e que possíveis melhorias só podem ser obtidas melhorando-se a qualidade das informações do estado inicial. Os resultados também mostram que a previsibilidade dos modelos anteriores foi superestimada devido às variações internas das equações, assim como a representação atual mais realística da evolução da atmosfera. Para as previsões por conjunto os resultados indicam que ainda existe grande potencial para que a previsibilidade seja melhorada. Por volta de 10 dias de previsão, a média do conjunto tende a convergir para os valores climatológicos, entretanto representa as características de grande escala. Por volta do 15º. dia de previsão, a média do conjunto perde informação suavizando fortemente a anomalia do fluxo.

SIPPEL e ZHANG (2008a), em estudos sobre a previsibilidade de distúrbio tropical no Golfo do México durante a temporada de furacões em 2004 com previsões por conjunto, afirmam que os dois fatores mais importantes nas condições iniciais de modelo atmosférico para a ciclogênese são a presença de umidade intensa e alto valor de CAPE, que será discutida mais adiante.

DOYLE et al. (2012) utilizaram o Coupled Ocean-Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS) para analisar a sensibilidade da ciclogênese tropical e sua subsequente intensificação e evolução para o tufão Nuri, na região do Pacífico Oeste, aplicando pequenas perturbações no estado inicial na presença de convecção de mesoescala e forçantes sinóticas. Segundo os autores, variáveis à superfície, tais como velocidade máxima do vento e a mínima de pressão do distúrbio tropical são bastante sensíveis às perturbações nos campos de temperatura e umidade e, em menor escala, aos campos de vento.

Focando em um evento extremo de precipitação ocorrido em junho de 2002 avançando para o início de julho na região central do estado do Texas, Estados Unidos, SIPPEL e ZHANG (2006a) afirmam que ruídos aleatórios não-detectáveis contaminam as previsões dentro de um período de 36 horas. Os autores sugerem, então, que o erro, em combinação com erros associados à análises inadequadas e aos modelos de previsão, podem ser diminuídos com o uso de previsões probabilísticas (previsões por conjunto - ensemble) para sistemas de mesoescala.

BUIZZA *et al.* (2005) compararam três modelos de três centros de previsão: o European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), o Meteorological Service of Canada (MSC), e o National Centers for Environmental Prediction (NCEP)

para simular os efeitos das incertezas iniciais e as do próprios modelos nas previsões por conjuntos. As conclusões foram de que o desempenho dos sistemas de previsão por conjunto são altamente dependentes da qualidade dos sistemas de assimilação de dados para criar a condição inicial não-perturbada e do modelo numérico utilizado para gerar as previsões; a previsão por conjunto precisa simular os erros devido às incertezas tanto iniciais quanto relacionadas ao modelo; para os três modelos analisados, o espalhamento das previsões é insuficiente para capturar sistematicamente a realidade, sugerindo que nenhum deles está apto a simular todas as fontes de incertezas da previsão (BUIZZA et al. 2005).

ZHANG et al. (2002) utilizaram o modelo Mesoscale Model System (MM5) para investigar possíveis fontes de erros em previsões de evento de tempestade com neve ao longo da costa leste dos Estados Unidos entre os dias 24 e 25 de janeiro de 2000. Diversos experimentos com diferentes condições iniciais e resoluções de grade foram gerados para avaliar o campo de precipitação entre 0 e 36 horas de previsão. Como condições de contorno, foram utilizados resultados do modelo Eta operacional. São utilizadas duas fontes de condições iniciais para avaliação do impacto das condições iniciais: resultados de modelo do ECMWF e dados observados de superfície e altitude interpolados. Foram analisadas diferentes resoluções de grade para que fosse possível determinar seu impacto na simulação do evento de tempestade, mostrando que a qualidade da previsão é degradada sistematicamente à medida em que a resolução da grade diminui e que os erros das previsões, em relação a um caso controle, aumentam à medida em que a escala analisada diminui. As diferentes condições iniciais apresentaram diferentes posicionamentos de sistemas de escala sinótica, afetando a previsão. As melhores previsões encontradas pelos autores foram obtidas com a inicialização utilizando dados observados e para a escala sinótica. Para a mesoescala, os resultados apresentam grandes diferenças nos padrões de precipitação.

TAN et al. (2004), generaliza os resultados obtidos por ZHANG et al. (2002) para o mesmo caso de 24 e 25 de janeiro de 2000, avaliando o crescimento dos erros na previsão de onda baroclínica de escala sinótica idealizada que é amplificada em uma atmosfera condicionalmente instável. Foram gerados experimentos em que a umidade relativa da atmosfera é reduzida para uma fração do valor do experimento controle. Os resultados indicam que sem os efeitos da umidade, há um pequeno aumento no erro da previsão de curto prazo (0-36 h) com condições iniciais perturbadas com ruído aleatório. Com o efeito da umidade incluída, o erro apresenta rápido crescimento.

BEI e ZHANG (2007) utilizaram o MM5 para estudar a previsibilidade de um evento de precipitação intensa ocorrida entre os dias 21 e 22 de julho 1998 associada à frente quasi-estacionária Mei-Yu na bacia do rio Yangtze, na China. Os autores conduziram diversos experimentos com diferentes configurações de grade para avaliar o impacto das incertezas de diferentes escalas de condições iniciais na previsão da precipitação ao longo da frente Mei-Yu. Os experimentos inicializados com análises globais com horizonte de previsão de 36 h conseguiram representar a evolução de sistemas sinóticos, entretanto com muita variação entre os resultados de previsão em mesoescala. De maneira geral, as incertezas iniciais de grande escala e grandes amplitudes levam a maiores divergências da previsão do que incertezas de menores escalas e menores amplitudes. As perturbações de mesma amplitude mas com diferentes escalas conduzem à previsões bastante similares se os erros iniciais forem pequenos. O crescimento dos erros iniciais ao longo do tempo tem comportamento não-linear e acaba por afetar escalas maiores. Segundo os autores, a convecção de umidade tem papel importante no crescimento dos erros, que acaba por limitar a previsibilidade de eventos de mesoescala.

Em geral, os trabalhos sobre previsibilidade da atmosfera são focados em variáveis meteorológicas específicas, dada a complexidade envolvida na previsão do tempo. A previsão de tempestades severas, especificamente, torna-se importante devido tanto ao potencial impacto social quanto econômico. Como exemplo de impacto direto na indústria do petróleo pode-se citar a tempestade Karen que atingiu o Golfo do México em outubro de 2013 e fazendo cair a produção de petróleo, segundo notícias veiculadas na mídia. A extração de petróleo no Brasil se dá principalmente através de plataformas off-shore, onde se localizam as maiores reservas nacionais. O planejamento de tráfego aéreo, operações sub-aquáticas, carga e descarga de equipamentos e suprimentos, entre outros podem ser afetados diretamente no caso de tempestades.

Uma ferramenta importante utilizada nos centros de previsão do tempo são os índices de instabilidade atmosférica, que serão discutidos no próximo tópico.

### 3. Índices de instabilidade

Ao longo das últimas décadas na literatura científica, muitos índices foram propostos para estimar a estabilidade estática da troposfera, além de serem aplicados na previsão do tempo como ajuda para diagnosticar ou prever instabilidades. A maioria desses índices combinam medidas de propriedades térmicas e de mistura da baixa-troposfera até a média troposfera e tem o propósito de avaliar a capacidade da atmosfera de produzir fenômenos convectivos (PEPPLER, 1988). Entretanto, cada índice possui pontos fortes e fracos, e nenhum índice único pode ser utilizado para fornecer uma caracterização completa do estado da atmosfera (BLANCHARD, 1998).

PEPPLER (1988) afirma que a ocorrência, taxa e duração da precipitação em regiões continentais são funções da existência e da energia de vários processos e condições físicas da atmosfera e, em particular, o nível em que todos são simultaneamente favoráveis. Em termos mais gerais, tais processos/condições físicas incluem o suprimento de vapor d'água tanto externo quanto local, e a predisposição da troposfera para proporcionar o movimento vertical necessário para produzir as taxas de condensação necessárias. A estabilidade estática, definida por HUSCHKE (1959) *Apud* PEPPLER (1988) como a estabilidade de uma atmosfera em equilíbrio hidrostático com respeito a deslocamentos verticais considerando o método da parcela, é uma condição importante a ser analisada. Essa é uma propriedade de estado permanente (steady state) do sistema atmosférico, tal que deslocamentos verticais ou distúrbios introduzidos serão amortecidos, incrementados ou inalterados.

O método da parcela, ainda segundo HUSCHKE (1959) *Apud* PEPPLER (1988), tem como base o deslocamento da parcela, deixando fixas as características do ambiente ao redor.

De acordo com FOSS (2011), a componente vertical da equação do movimento, quando desprezado o atrito, é dada por

$$\rho \frac{Dw}{Dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g, \quad (1)$$

em que  $w$  é a velocidade vertical,  $\frac{Dw}{Dt}$  é a aceleração vertical acompanhando a parcela de ar,  $\rho$  é a densidade do ar,  $p$  é a pressão atmosférica e  $g$  é a aceleração da gravidade.

EMANUEL (1994) expande as variáveis  $p$  e  $\rho$  em uma soma de estado básico em equilíbrio hidrostático e perturbação, de maneira que

$$p = \bar{p}(z) + p'(x, y, z, t) \quad (2)$$

$$\rho = \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad (3)$$

com a barra ( $\bar{\quad}$ ) e a linha ( $'$ ) representando o estado básico e a perturbação, respectivamente. Considerando o equilíbrio hidrostático aproximado, tem-se que

$$\frac{d\bar{p}}{dz} \approx -\bar{\rho}g, \quad (4)$$

Substituindo (2) e (3) em (1), obtém-se

$$(\bar{\rho} + \rho') \frac{Dw}{Dt} = -\frac{\partial(\bar{p}+p')}{\partial z} - (\bar{\rho} + \rho')g \quad (5)$$

Ao aplicar a relação (4) em (5) a equação se reduz a

$$(\bar{\rho} + \rho') \frac{Dw}{Dt} = -\frac{\partial(p')}{\partial z} - (\rho')g \quad (6)$$

Pode-se dividir a equação acima por  $\bar{\rho}$  e aplicar a aproximação de Boussinesq, onde a razão  $\frac{\rho'}{\bar{\rho}}$  é desprezada no termo que multiplica  $\frac{Dw}{Dt}$  mas não no termo que multiplica  $g$  (EMANUEL, 1994), obtendo-se

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(p')}{\partial z} - \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right)g \quad (7)$$

onde o termo  $-\left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right)g$  é chamado de flutuabilidade (ou buoyancy):

$$B = -\left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right)g \quad (8)$$

Não existem medidas diretas de  $\frac{Dw}{Dt}$  na atmosfera, o que se traz dificuldade na previsão de eventos severos de tempo (FOSS, 2011).

O termo de flutuabilidade em (7) representa a geração de acelerações verticais associadas a variações de densidade no fluido atmosférico (EMANUEL, 1994). Se a densidade da parcela de ar perturbada verticalmente torna-se menor do que a densidade do ar à sua volta induzindo  $\rho' < 0$ , então  $B > 0$ , a parcela sofre aceleração ascendente afastando-se da sua posição original, caracterizando uma condição de equilíbrio instável para a parcela. Da mesma forma, quando a parcela perturbada torna-se mais densa do que o ar em sua volta, ocorre uma aceleração descendente afastando a parcela de sua posição inicial ( $\rho' > 0$ ), então  $B < 0$ , o que caracteriza também uma condição instável (FOSS, 2011). Nas condições de equilíbrio estável a parcela de ar tenderá a retornar à sua posição inicial após uma perturbação vertical. Nessa condição a atividade convectiva é desfavorecida, pois o movimento vertical da parcela de ar limita-se a uma oscilação confinada a uma camada rasa, o que inibe a redistribuição vertical de massa. Um dos ingredientes indispensáveis para a formação de convecção é, portanto, a presença de um ambiente termodinamicamente instável - mais especificamente, condicionalmente instável (FOSS, 2011).

A CAPE é associada a flutuabilidade positiva e tem sido utilizada como um método para avaliação do potencial convectivo da atmosfera e foi introduzida por MONCRIEFF e MILLER (1976) *Apud* BLANCHARD (1998), sendo uma quantidade associada com o ambiente no qual uma convecção profunda pode ocorrer e tem sido utilizada como ferramenta para previsão do tempo, com o advento de programas computacionais que calculam a CAPE a partir de sondagens ou modelos operacionais (DOSWELL e RASMUSSEN, 1994).

O índice é integrado verticalmente e mede energia de flutuabilidade acumulada na camada de convecção livre do nível de convecção espontânea (NCE) até o nível de equilíbrio (NE). NCE é o nível no qual a temperatura da parcela excede a temperatura ambiente e as parcelas se tornam instáveis com relação ao ambiente. NE é o nível no qual a temperatura ambiente excede a temperatura das parcelas e as parcelas se tornam estáveis com relação ao ambiente (BLANCHARD, 1998).

Como afirmam MONCREIFF e MILLER (1976) *Apud* BLANCHARD (1998), a CAPE não é uma medida de instabilidade em si, mas sim uma medida de energia

integrada verticalmente de fluabilidade da parcela com unidade de joules por quilograma ( $J kg^{-1}$ ).

A CAPE é definida pela equação

$$CAPE = g \int_{z_{NCE}}^{z_{NE}} \left( \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz, \quad (9)$$

em que  $T_{vp}$  é a temperatura virtual da parcela e  $T_{ve}$  é a temperatura virtual do ambiente,  $z_{NE}$  é a altura do nível de equilíbrio,  $z_{NCE}$  é o nível de convecção espontânea e  $g$  é a gravidade. Esta definição foi proposta por DOSWELL e RASMUNSEN (1994) e utiliza a temperatura virtual que, de acordo com o glossário de meteorologia da American Meteorological Society <<http://glossary.ametsoc.org/?id=virtual-temperature1>. Acesso em: 09 abr 2013>, é a temperatura que uma parcela teórica de ar seco teria se sua pressão e densidade fossem iguais às de uma parcela de ar úmido, permitindo o uso da equação de estado do ar seco ( $p = \rho RT$ ) para representar o estado do ar úmido, trocando-se a temperatura  $T$  por temperatura virtual  $T_v$  (DOSWELL e RASMUNSEN, 1994).

A correção da temperatura para temperatura virtual é dada por

$$T_v = T(1 + \varepsilon q), \quad (10)$$

em que  $\varepsilon = 0,608$  quando a razão de mistura  $q$  é expressa em  $gg^{-1}$ , e permite o uso da constante dos gases para o ar seco,  $R = 2,87 \times 10^2 m^2 s^{-1} K^{-1}$ , na equação de estado.

Como a CAPE depende da diferença da densidade entre uma parcela ascendente e seu ambiente, e como um cálculo mais acurado da densidade requer a temperatura virtual, a correção para utilizar a temperatura virtual é necessária (DOSWELL e RASMUNSEN, 1994).

Segundo FOSS (2011), a CAPE é um parâmetro altamente sensível à escolha da parcela de ar ascendente e às características de umidade e temperatura dessa parcela. Tradicionalmente, de acordo com FOSS (2011), calcula-se a CAPE de uma parcela em superfície, mas nem sempre a convecção será disparada por essa parcela, por isso, segundo CRAVEN *et al.* (2002), é conveniente calcular a CAPE também para uma parcela de ar com características médias de temperatura e temperatura do ponto de orvalho dos primeiros 100 hPa a partir da superfície, representativa para convecção

iniciada na camada limite planetária; e CAPE da parcela de ar mais instável nos primeiros 300 hPa a partir da superfície, representativa para convecção elevada (CRAVEN *et al.* 2002).

A CINE é uma medida da quantidade de trabalho necessário para levantar uma parcela através de uma camada que é mais quente do que a parcela e permite que ascenda além da NCE, agindo como uma "tampa" que previne a formação da convecção (BLANCHARD, 1998). A CINE é calculada de forma similar à CAPE e é definida como

$$CINE = g \int_{z_{SFC}}^{z_{NCE}} \left( \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz, \quad (11)$$

em que  $z_{SFC}$  é a altura da superfície e  $z_{LFC}$  é a altura da NCE.

Em situações de altos valores de CINE, há oportunidade da atmosfera acumular energia no tempo, para que esta seja liberada violentamente em momento futuro dando origem a episódios convectivos extremos (HALLAK, 2012).

COLBY (1984) utilizou uma série de dados do SESAME II (*Severe Environmental Storms and Mesoscale Experiment*) de 19 de abril de 1979 para diagnosticar as condições termodinâmicas anteriores ao início da convecção profunda a oeste do estado de Kansas, nos Estados Unidos, encontrando valor mínimo de CINE e um valor descrito apenas como substancial de CAPE quando surgiram os primeiros ecos no radar. Entretanto, a região com valor máximo de CAPE não correspondeu à região de convecção profunda.

Além de CAPE e CINE, existem outros índices de instabilidade termodinâmicos como *Showalter* (IS - SHOWALTER, 1947), *Lifted Index* (LI - GALWAY, 1956), K (GEORGE, 1960), *Total Totals* (TT - MILLER, 1972), e cinemáticos, como SWEAT (MILLER, 1972), *Bulk Richardson Number* (BRN - WEISSMAN e KLEMP, 1982), *Energy-Helicity Index* (EHI - RASMUNSEN e BLANCHARD, 1998). A divisão dos índices em cinemáticos e termodinâmicos, de acordo com suas equações, é sugerida por NASCIMENTO (2005).

O IS (SHOWALTER, 1947 *Apud* PEPLER, 1998) fornece uma estimativa da potencial instabilidade da camada atmosférica entre 500 e 850 hPa através da medida da fluuabilidade em 500 hPa de uma parcela levantada até este nível e possui unidade de graus Celsius.

O índice IL (GALWAY, 1956) leva em conta a diferença entre a temperatura do ambiente em 500 hPa e a temperatura obtida pelo levantamento de uma parcela de ar com razão de mistura média entre superfície e 850 hPa e dimensão em graus Celsius (NASCIMENTO, 2005).

O índice SWEAT (MILLER, 1972 *Apud* PEPLER, 1998) é adimensional e envolve o cálculo de outro índice (Total Totals), vento em 850 e 500 hPa, temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa e cisalhamento do vento entre 500 e 850 hPa.

WEISSMAN e KLEMP (1982) definiram o BRN como um índice adimensional que leva em conta a CAPE e as componentes zonal e meridional do vetor diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m e vento médio nos primeiros 500 m acima do solo (NASCIMENTO, 2005).

O cálculo do índice EHI (RASMUNSEN e BLANCHARD, 1998), também adimensional, envolve o cálculo da CAPE e do cisalhamento vertical do vento.

O índice K é definido por GEORGE (1960) *Apud* NASCIMENTO (2005) da seguinte maneira:

$$K = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - Dep_{700} \quad (12)$$

O índice K é uma medida do potencial de tempestades baseada na diferença de temperatura entre duas camadas (850 e 500 hPa), ou seja, leva em conta a taxa de queda de temperatura com a altura (Lapse Rate - LR) em níveis médios, assim como no conteúdo de umidade em 850 hPa (temperatura do ponto de orvalho - Td) e o nível de secura atmosférica em 700 hPa (depressão do bulbo úmido). Segundo NASCIMENTO (2005), com base em HENRY (1987), valores acima de 30°C tem potencial alto para a ocorrência de tempestades e acima de 40 °C tem potencial extremo para tempestades.

Introduzido por MILLER (1972), o índice TT é dado por

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (13)$$

cuja unidade é °C, que também leva em conta a LR entre os níveis de 500 e 850 hPa, a umidade do ambiente em 850 hPa e a temperatura em 500 hPa. Segundo NASCIMENTO (2005), de forma geral, valores de TT a partir de 40°C indicam situações favoráveis a tempestades e acima de 50°C indicam chances de tempestades severas.

Diversos trabalhos foram publicados para propor o estabelecimento de faixas de limites numéricos para cada índice, entretanto cada um deles pode apenas indicar a possibilidade de ocorrência de eventos de tempestade, existindo ainda a dependência da localização geográfica da região de estudo. Os índices mais utilizados na previsão do tempo foram elaborados para regiões de latitudes médias da América do Norte, tendo sido proposta por NASCIMENTO (2005) uma discussão sobre a utilização na América do Sul de índices de tempo severo originalmente adaptados para a América do Norte, indicando que podem ser úteis para a previsão de sistemas convectivos no Brasil, principalmente para a região Sul do país.

NASCIMENTO (2005) afirma que a definição mais comumente utilizada de tempo severo (JOHNS e DOSWELL, 1992, MOLLER, 2001) é a de que são tempestades capazes de gerar granizo grande e/ou rajadas de vento com força destrutiva (velocidade acima de  $26 \text{ m s}^{-1}$ ) e/ou tornados. Esta definição também foi originalmente concebida para latitudes médias do hemisfério norte. NASCIMENTO (2005) não sugere que esta definição seja a única ou a que melhor descreva tempestades severas no Brasil. O autor indica, então, uma estratégia operacional de previsão de tempestades severas com base no cálculo de parâmetros meteorológicos que mostram as condições que conduzem ao desenvolvimento de tempestades severas através de observações e resultados de modelos atmosféricos de mesoescala, dentro de um período de tempo típico de ambiente operacional de previsão de curto prazo e *nowcasting*.

BRASILIENSE (2014) elaborou climatologia dos índices termodinâmicos Showalter, LI, K, TT, CAPE e CINE provenientes de radiossondagem do SBGL (de 1973 a 2011), avaliou possíveis tendências de aumento ou diminuição dos valores e analisou casos de chuva extrema na região do Rio de Janeiro, tendo como objetivo registrar a distribuição sazonal dos valores de cada índice, além de verificar a possibilidade de utilizar estes índices como indicadores de eventos de chuva severa.

BUSCH (2013) elaborou climatologia dos índices de instabilidade Showalter, LI, K, TT, SWEAT e CAPE para o Aeroporto do Galeão, no Rio de Janeiro, no período de 1980 a 2009, com o objetivo de contribuir para a caracterização do perfil termodinâmico local e previsão de chuvas intensas, constatando que a atmosfera tende a ser mais instável no horário de 00 Z em relação ao de 12 Z, também constatando maior instabilidade nos meses de primavera e verão.

Ainda não há consenso sobre adjetivos que quantifiquem a precipitação na literatura científica, sendo comumente utilizadas as palavras "chuvas torrenciais", "fortes", "severas" e "intensas".

Devido à complexidade física de eventos de tempestade severa, e a diversidade de termos denominativos, optou-se por utilizar parâmetro indireto para avaliar a previsibilidade, tecendo-se algumas considerações.

Neste trabalho, considera-se o índice de instabilidade CAPE como um indicador para ocorrência de tempestades e, segundo os limites numéricos indicados por NASCIMENTO (2005), aqui também considerados, definem as classes de instabilidade como alta, acentuada e extrema, sendo estas usadas aqui para indicar a previsibilidade de ocorrência de uma tempestade.

São apresentados, nas seções subsequentes, o objetivo, a metodologia e a discussão dos resultados obtidos.

Nos anexos constam o mapa das estações pluviométricas do Município do Rio de Janeiro operadas pela GEORIO e das estações pluviométricas da Região Serrana do Rio de Janeiro, operadas pelo INEA, e os conteúdos dos arquivos de configurações do modelo atmosférico utilizado.

#### **4. Metodologia**

Nesta seção é apresentada a metodologia empregada.

Inicialmente foi revisada literatura sobre os limites típicos dos índices de instabilidade CAPE, K e TT, sobre a região do Rio de Janeiro, bem como a climatologia de CAPE para o SBGL. Neste trabalho são adotados os valores limítrofes de CAPE, K e TT de NASCIMENTO (2005) como indicadores de eventos de tempestade e a climatologia de 00 Z, por ser o horário mais próximo aos eventos estudados, para o verão calculada por BRASILIENSE (2014).

Na sequência, é apresentado um caso de chuva forte escolhido, ocorrido na região do Município do Rio de Janeiro, assim como são apresentados os dados de precipitação utilizados, imagens de radar do Pico do Couto e mensagens METAR, que são utilizados como indicadores do horário de início e fim do evento de precipitação, além de radiossondagens do SBGL. Além deste, foi escolhido um outro caso em que a CAPE se manteve abaixo do limite inferior de alto potencial de instabilidade no SBGL,

para avaliar a previsibilidade de um caso em que não houve chuva forte no Município do Rio de Janeiro, porém com chuva na Região Serrana do Estado.

É descrito o modelo atmosférico escolhido, com o qual foram executados experimentos, suas configurações e condições iniciais, além do ponto escolhido como representativo da região de estudo.

Em seguida são descritos os experimentos, de onde foram extraídas as séries de resultados de CAPE, K e TT para o ponto do SBGL. Destas séries, foram sobrepostas em gráficos as últimas 48 horas de cada simulação em conjunto com os limites de NASCIMENTO (2005).

Por fim, para a verificação da previsibilidade ao longo das simulações dos eventos, com base nos valores limítrofes de CAPE, K e TT, foram calculados os valores máximos deste índice de instabilidade durante o período de evento de precipitação de cada caso estudado.

#### **4.1. Definição de limites típicos de índices de instabilidade.**

Os limites numéricos considerados típicos por NASCIMENTO (2005) constam na tabela 1, indicando que valores entre 1000 e 2500 J kg<sup>-1</sup> são considerados como indicativos de potencial alto, entre 2500 e 4000 J kg<sup>-1</sup> indicando potencial para instabilidade acentuada e acima de 4000 kg<sup>-1</sup> indicam potencial para instabilidade extrema.

Tabela 1- Valores típicos de CAPE e seu potencial para tempestades severas (NASCIMENTO, 2005).

CAPE (J/kg)	Potencial para tempestades severas
1000 - 2500	Alto
2500 - 4000	Instabilidade acentuada
> 4000	Instabilidade extrema

Os valores médios de CAPE calculados por BRASILIENSE (2014) de acordo com a estação do ano e horário da radiossondagem são mostrados na tabela 2, em que se percebe a presença de valores mais altos de CAPE nos períodos de verão e primavera, possivelmente por serem as estações mais quentes BRASILIENSE (2014).

Tabela 2 - Valores de CAPE de acordo com o horário e estação do ano (BRASILIANSE, 2014).

Estação	Horário (Z)	CAPE
Primavera	00	450,42
	12	351,59
Verão	00	912,66
	12	754,22
Outono	00	375,15
	12	248,01
Inverno	00	195,81
	12	109,08

Na tabela 3 constam os valores limítrofes do índice K, de acordo com NASCIMENTO (2005) com base em HENRY (1987), indicando o potencial para ocorrência de tempestades severas.

Tabela 3 - Valores típicos do índice K e seu potencial para tempestades severas (NASCIMENTO, 2005)

K (°C)	Potencial para tempestade severa
$30 < K < 40$	Alto
$> 40$	Extremo

Os limites numéricos do índice TT indicados por NASCIMENTO (2005) constam na tabela 4, indicando o potencial para ocorrência de tempestades severas.

Tabela 4 - Valores típicos do índice TT e seu potencial para tempestades severas (NASCIMENTO, 2005)

TT (°C)	Potencial para tempestade severa
$40 < TT < 50$	Situação favorável
$> 50$	Chance de tempestade

## 4.2. Definição dos casos

### 4.2.1. Caso de chuva forte do dia 05/12/2013

O Sistema Alerta Rio, implementado pela Fundação Instituto de Geotécnica - GEORIO do município do Rio de Janeiro, mantém 32 estações pluviométricas automáticas com registros a cada 15 minutos espalhadas pela cidade para monitorar episódios de chuva. No Anexo I é mostrado um mapa com a localização das estações. A partir da análise das condições meteorológicas, o sistema emite alertas que são divulgados à população em casos de possibilidade de escorregamento (FUNDAÇÃO GEORIO, 2009). Tais alertas são baseados em critérios definidos pela GEORIO (tabela 5), que define evento pluviométrico significativo quando se verifica que possui maior potencial para deflagrar acidentes geológico-técnicos (FUNDAÇÃO GEORIO, 2012).

Tabela 5- Critérios para classificação de evento pluviométrico significativo segundo as medições das estações telepluviométricas do Alerta Rio nas macrobacias hidrográficas da cidade do Rio de Janeiro (Relatório 2010).

Macrobacia hidrográfica	Precipitação		
	$\geq 10$ mm/h	$\geq 20$ mm/h	$\geq 40$ mm/h
Baía de Guanabara	Em pelo menos 5 estações pluviométricas	Em pelo menos 2 estações pluviométricas	Em pelo menos 1 estação pluviométrica
Zona Sul	Em pelo menos 3 estações pluviométricas		
Jacarepaguá			
Baía de Sepetiba			

De acordo com Fundação GEORIO (2014), foram emitidos alertas para as macrobacias da Baía de Guanabara e Zona Sul no episódio de chuva ocorrido na noite de 05/12/2013, incluindo alarmes sonoros em diversas comunidades do município. De acordo com notícias da época, parte da rede metroviária da cidade ficou inoperante e o Aeroporto Santos Dummont permaneceu fechado. Algumas áreas da cidade tiveram o fornecimento de energia elétrica interrompido e diversos pontos de alagamento foram registrados.

Para a constatação de horário aproximado de início (às 20 h do dia 05/12/2013 - 22 Z) e término (às 02 h do dia 06/12/2013 - 4 Z) da chuva, os dados de precipitação

horária acumulada registradas pelas estações da GEORIO são mostrados na figura 1. No intervalo de 21 h até 00 h todas as estações registraram algum nível de precipitação, algumas chegando a valores que caracterizam o evento como episódio pluviométrico significativo de acordo com a classificação da GEORIO.

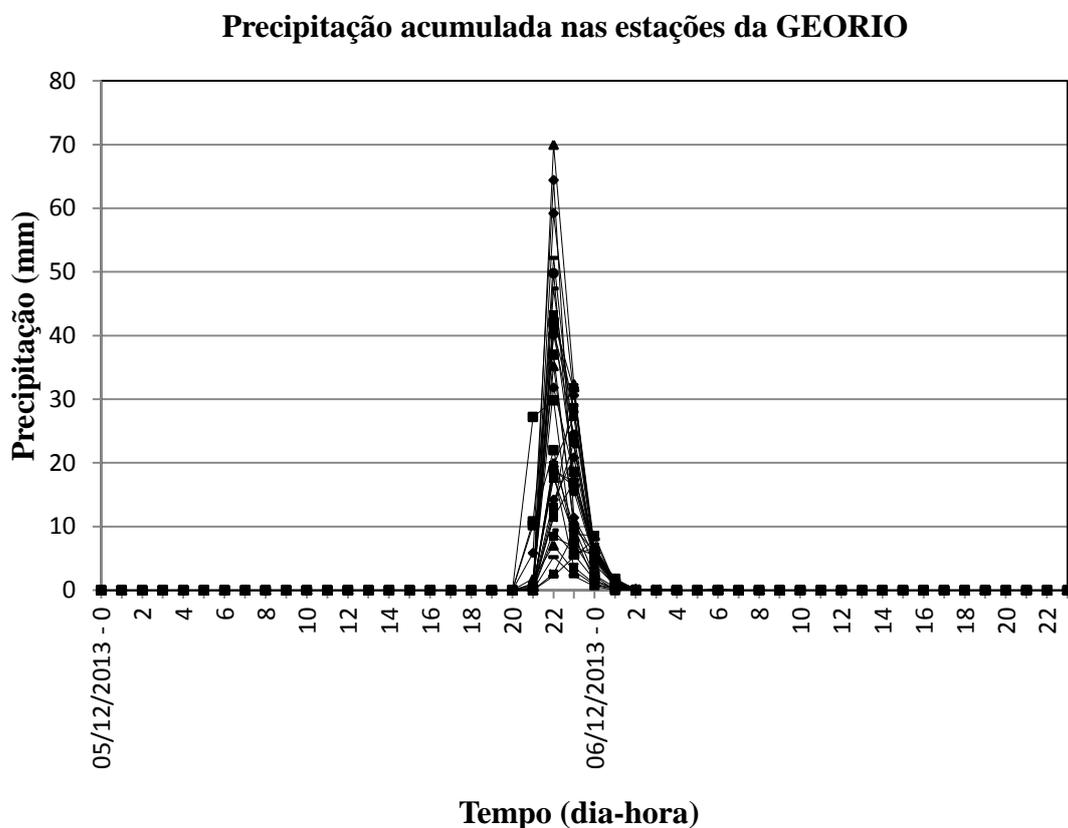


Figura 1 - Precipitação acumulada horária registrada pela rede pluviométrica da Fundação GEORIO.

Na análise da carta sinótica de 250 hPa do dia 05/12 (figura 2 (a)), nota-se um vórtice ciclônico em altos níveis (VCAN) com o centro posicionado aproximadamente à latitude de 0° e longitude 60° W, inibindo a formação de nebulosidade significativa na região, entretanto favorecendo a formação de nuvens nas bordas sudoeste e nordeste.

Um centro anticiclônico atua entre o sudoeste da Bolívia e o norte do Chile e sul do Peru, e estende uma crista para nordeste até GO, sendo que em TO existe a tendência para formação de outro centro anticiclônico. As interações dos sistemas comentados acima interagem entre si e provocam difluência no centro-oeste do AM, a qual favorece a convergência de massa nos baixos níveis, aumentando a instabilidade. Um ramo do Jato Subtropical (JST) é observado ao sul de 30°S, estendendo-se desde o oceano

Pacífico até o Atlântico com curvatura levemente anticiclônica passando pelo centro-norte do Chile, norte da Argentina, Uruguai e sul do RS. Os ramos norte e sul do Jato Polar aparecem acoplados com orientação sudoeste/nordeste no sul do continente e de oeste no Atlântico inseridos em ampla circulação ciclônica, onde também aparece um cavado frontal entre a Província de Buenos Aires e o Atlântico. Um cavado aparece com o eixo entre o oeste de SP e o RJ e juntamente com a difluência no oeste de MG contribuem com a instabilidade entre parte do centro e norte de MG, leste de GO e oeste da BA (CPTEC/INPE, 2013).

Em 500 hPa, figura 2 (b), observa-se uma ampla área ciclônica que domina o escoamento em latitudes superiores a 30°S entre o continente e o Atlântico, além disso, há forte baroclinia entre a Argentina e o Atlântico, evidenciada pelo forte gradiente de altura geopotencial e ventos fortes de sudoeste e de oeste indicados pelas áreas sombreadas (CPTEC/INPE, 2013).

Na análise da carta sinótica no nível de 850 hPa, figura 2 (c), observa-se ventos fortes de norte entre a Bolívia e o Sul do Brasil, associados a presença do Jato de Baixos Níveis (JBN), que adveceta ar quente e úmido da Amazônia para esta Região do Brasil. A circulação associada ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) influencia grande parte da Região Nordeste do Brasil e inibe a formação de nebulosidade significativa sobre a BA, SE, AL, PE, PB e RN. Entre o centro-sul de MG e SP se observa que o escoamento é levemente ciclônico associado a um cavado de onda curta. Um cavado frontal atua entre o norte da Província de Buenos Aires e o Atlântico (CPTEC/INPE, 2013).

À superfície, figura 2 (d), nota-se a presença de uma frente fria entre a Província de Buenos Aires, na Argentina, seguindo pelo Atlântico até a baixa pressão posicionada em torno de 47°S/43°W. Uma ampla área de baixa pressão atua pelo centro-norte da Argentina, Uruguai, Paraguai, parte do Sul do Brasil e da Bolívia. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) está centrada a leste de 20°W, fora do domínio desta figura. Uma área de baixa pressão de 1008 hPa está centrada em torno de 46°S/66°W, de onde se estende um cavado que cruza a Patagônia Argentina (CPTEC/INPE, 2013).

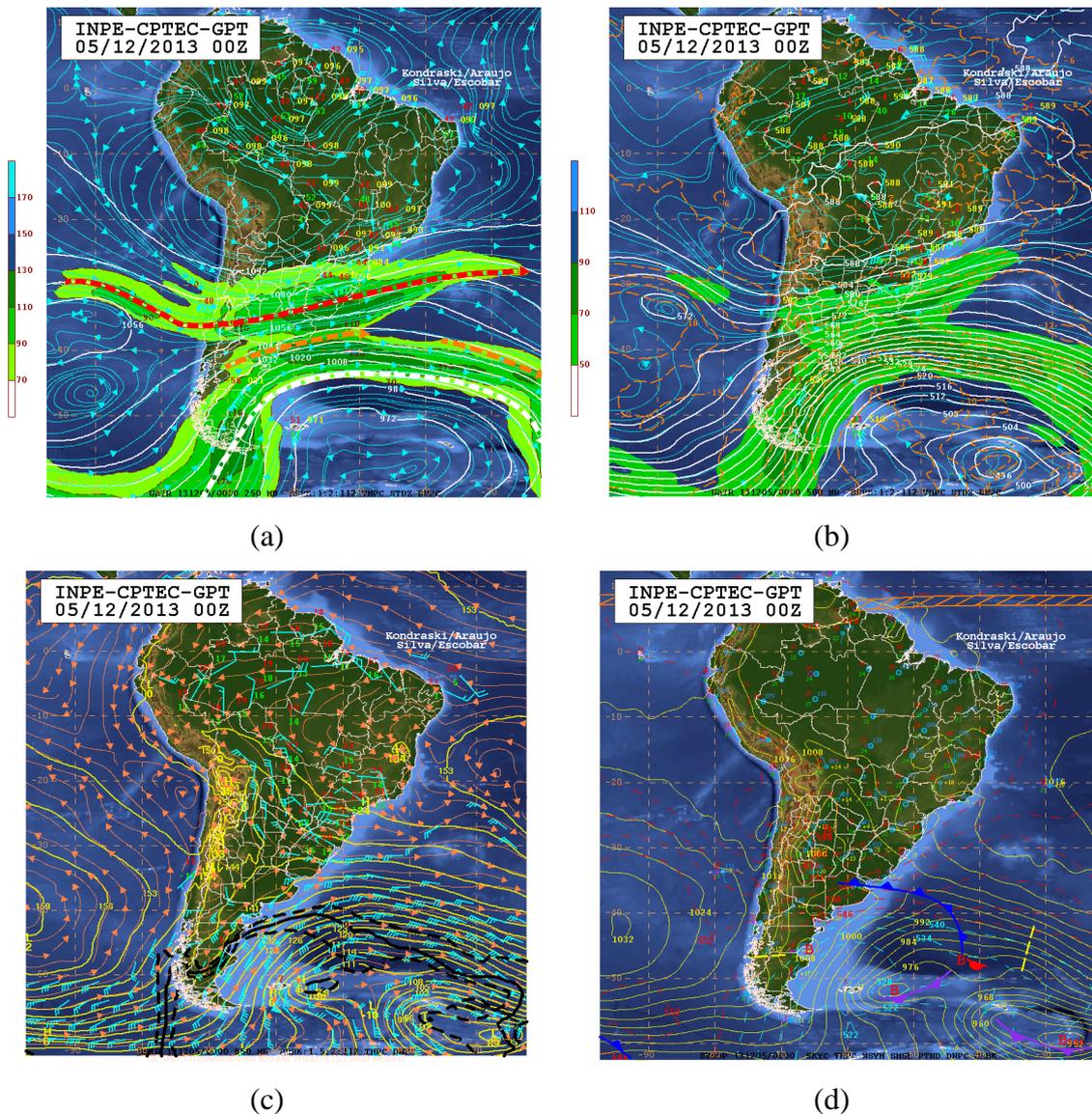


Figura 2 - Cartas sinóticas de 250 hPa em (a), 500 hPa em (b), 850 hPa em (c) e superfície em (d) do dia 05/12/2013. Fonte: Boletim técnico CPTEC/INPE, 2013.

Na figura 3, são mostradas as cartas sinóticas do dia 05/12 às 06 Z e 12 Z. Na análise da carta sinótica de superfície das 06 Z (figura 3 (a)) nota-se a presença de uma frente fria entre a Argentina, Uruguai, extremo sul do RS e Atlântico até o ciclone de 976 hPa em oclusão em torno de 49°S/48°W. O anticiclone migratório pós-frontal ainda não está bem configurado, mas é possível notar um pulso de alta pressão por sobre a Argentina e sul do Uruguai e que se desprende da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) que, por sua vez, está centrada em torno de 41°S/94°W com valor de 1032 hPa. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) está centrada a leste de 20°W, fora do domínio desta figura. Uma ampla área de baixa pressão atua pelo norte argentino, Paraguai, Bolívia e parte do Sul do Brasil (CPTEC/INPE, 2013).

Na análise da carta sinótica de superfície das 12 Z (figura 3 (b)) nota-se o deslocamento da frente fria para o sul do RS e Atlântico, estendendo-se até uma baixa pressão em torno de 48°S/42°W. O anticiclone migratório pós-frontal ainda não está bem configurado, mas é possível notar um pulso de alta pressão por sobre a Argentina e sul do Uruguai e que se desprende da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) que, por sua vez, está centrada em torno de 40°S/95°W com valor de 1032 hPa. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) está centrada a leste de 20°W, fora do domínio desta figura. Uma ampla área de baixa pressão atua pelo norte argentino, Paraguai, sul da Bolívia e parte do Sul do Brasil (CPTEC/INPE, 2013).

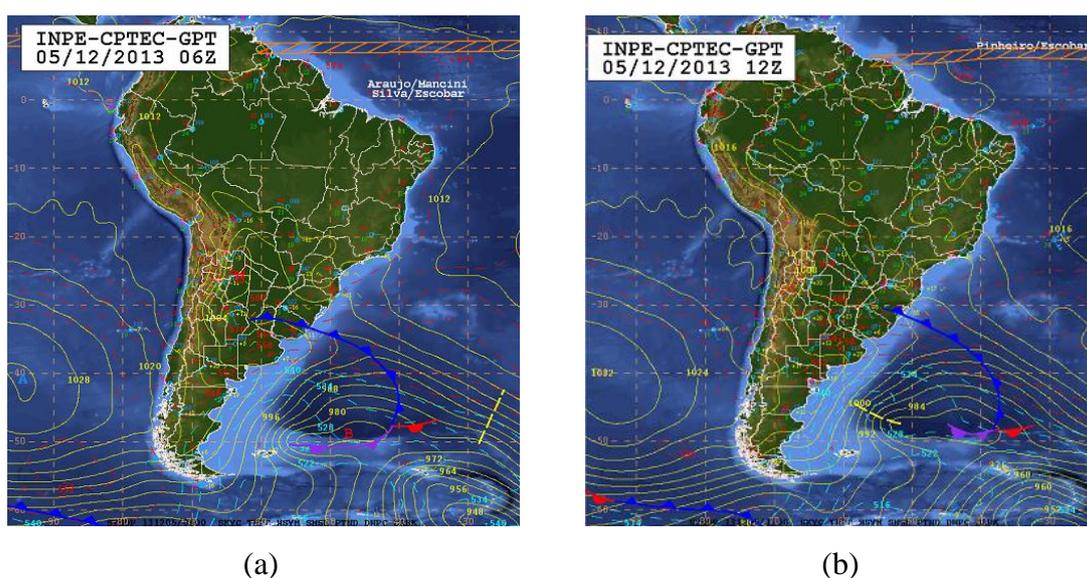


Figura 3 - Cartas sinóticas de superfície para o dia 05/12/2013 às 06 Z em (a) e 12 Z em (b). Fonte: Análise sinótica CPTEC/INPE, 2013.

Na análise da carta sinótica de 250 hPa da 00 Z do dia 06/12 (figura 4 (a)), nota-se um centro anticiclônico entre o sudoeste da Bolívia, o norte do Chile e sul do Peru, e estende uma crista para nordeste até AL. Esse sistema atua juntamente com um cavado na Colômbia gerando instabilidade entre o centro do AM e a Colômbia, onde há convecção forte e isolada. Ao sul deste centro a circulação apresenta um cavado frontal com seu eixo entre o RS e o Atlântico até a oeste das Ilhas Geórgia do Sul, além disso, este cavado é circundado por ventos fortes resultando nas correntes de Jato Subtropical e Polar. Nota-se no leste e nordeste de SP uma difluência no escoamento que, juntamente com o forte calor da tarde do dia anterior, provocou temporais entre o sul de MG e o litoral norte de SP e o RJ. Outra área com difluência atua no leste de MG,

contribuindo também para a forte convecção no nordeste desse Estado (CPTEC/INPE, 2013).

Em 500 hPa, figura 4 (b), observa-se um ampla área com circulação anticiclônica sobre o continente, que abrange a área entre o norte do Chile até a Região Nordeste do Brasil. Simultaneamente, uma ampla área ciclônica domina o escoamento em latitudes superiores a 30°S entre o RS e o Atlântico, além disso, há forte baroclinia, evidenciada pelo forte gradiente de altura geopotencial e ventos fortes de sudoeste e de oeste (áreas sombreadas). Um cavado de onda curta tem seu eixo entre o Triângulo Mineiro e o litoral sul de SP e é responsável pelos temporais causados entre o nordeste de SP e o RJ (CPTEC/INPE, 2013).

Na análise da carta sinótica no nível de 850 hPa , figura 4 (c), observa-se a presença de ventos fortes de norte entre a Bolívia e o norte da Argentina, associados a presença do Jato de Baixos Níveis (JBN), que advecta ar quente e úmido da Amazônia para esta Região do Brasil. Em contraste, mais a sul os ventos são de sudeste e trazem ar mais refrigerado para o centro da Argentina. O resultado é a convergência de massa para a região norte da Argentina e oeste do Paraguai, que resulta de forte convecção nessa área. A circulação associada ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) influencia grande parte da Região Nordeste do Brasil e inibe a formação de nebulosidade significativa sobre a BA, SE, AL, PE, PB e RN. Entre o leste de GO e o noroeste do RJ nota-se uma região de convergência e um cavado na retaguarda, o qual contribuiu para a presença de forte atividade convectiva no leste de MG e no oeste do ES (CPTEC/INPE).

Em superfície, figura 4 (d), nota-se a presença da frente fria entre o leste de SC e Atlântico até o ciclone de 980 hPa em oclusão em torno de 47°S/38°W. O anticiclone migratório pós-frontal tem valor de 1012 hPa e está centrado em torno de 38°S/60°W. Uma ampla área de baixa pressão atua entre o sul da Bolívia, Paraguai, norte da Argentina, MS e oeste da Região Sul do Brasil. A ASAS está centrada a leste de 15°W, fora do domínio desta figura. Uma frente fria atua entre o Pacífico e o Estreito de Drake (CPTEC/INPE, 2013).

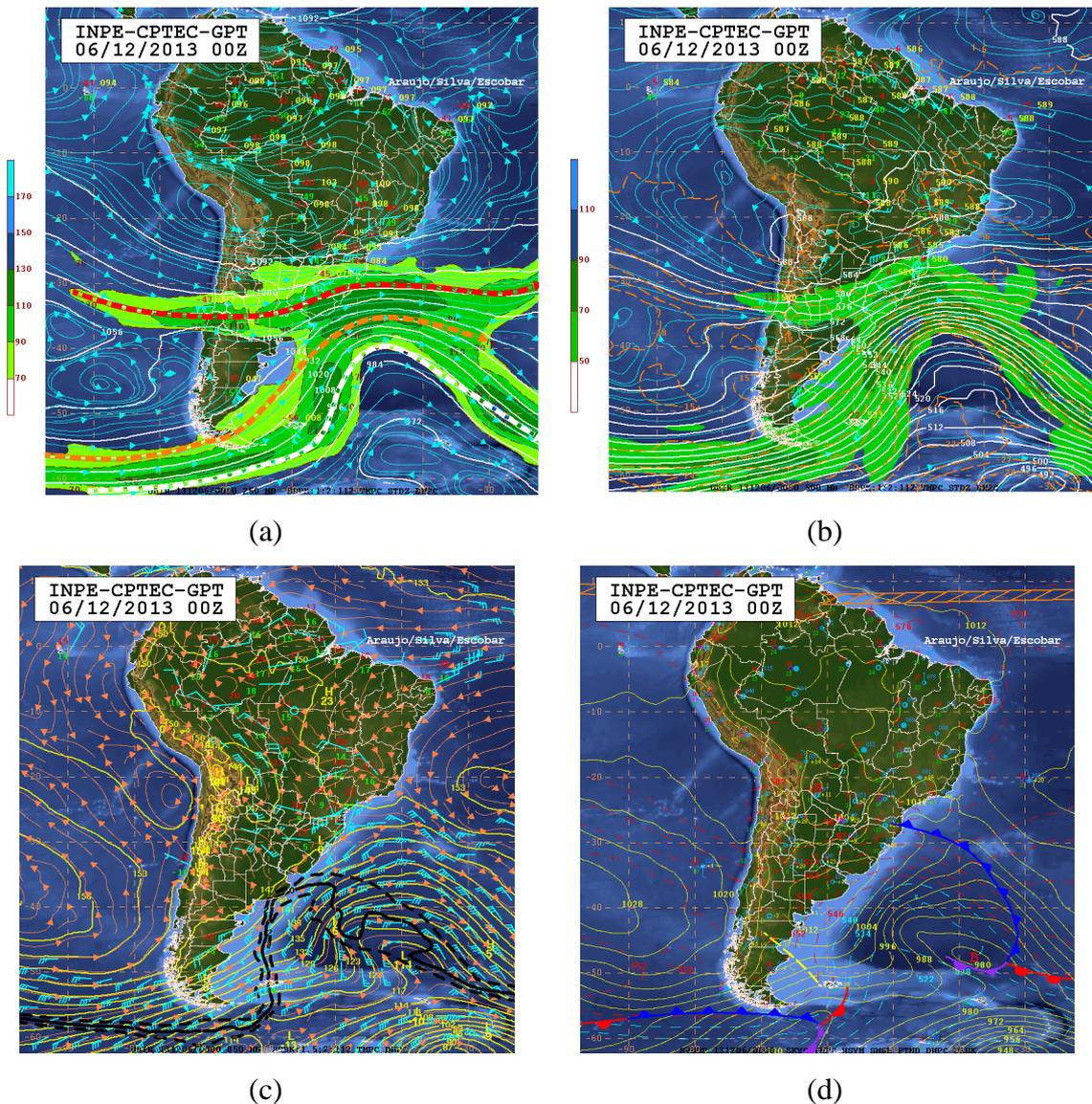
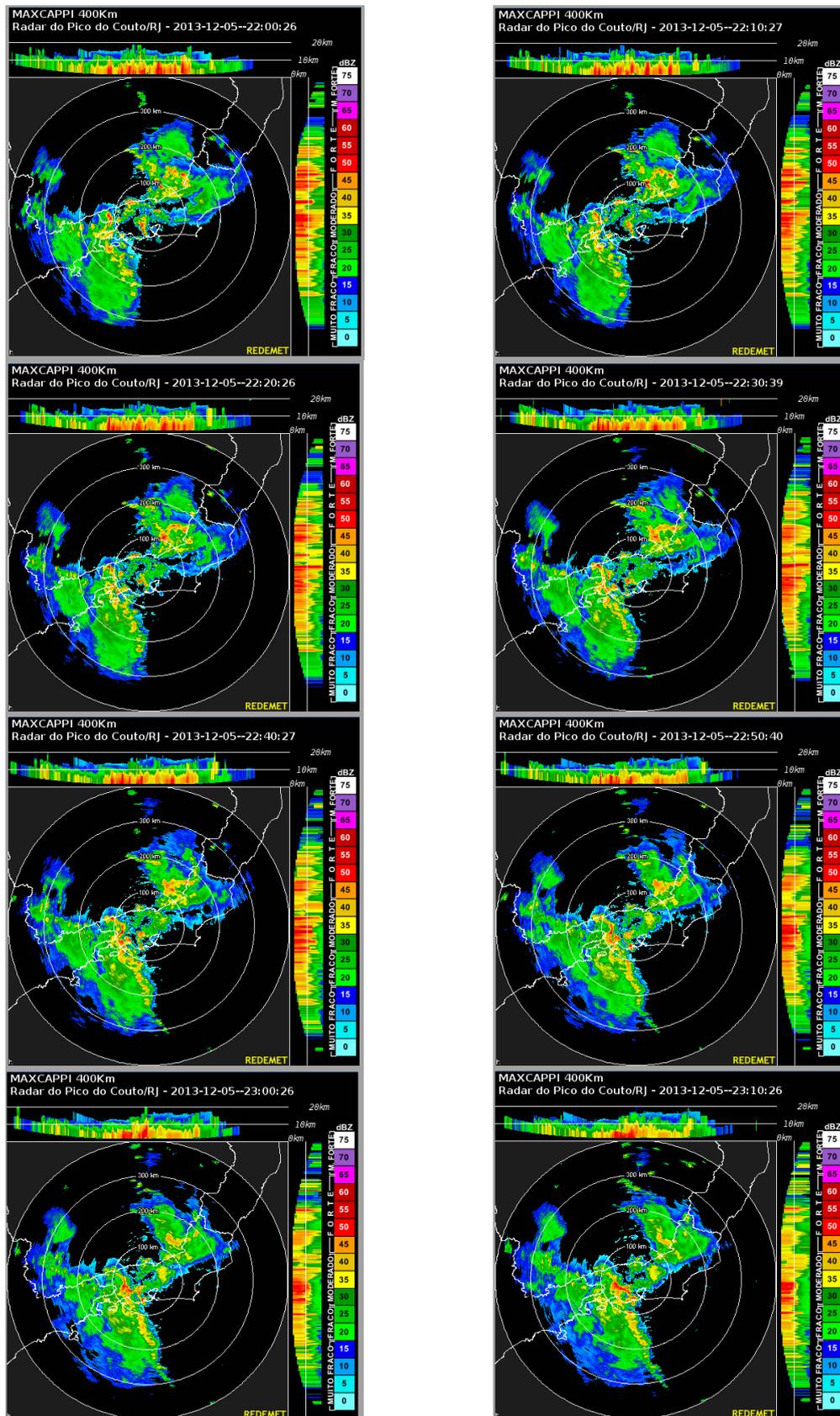
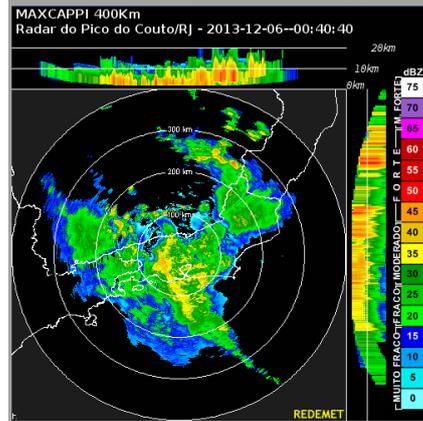
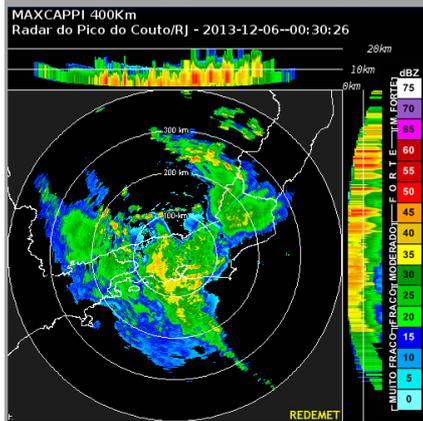
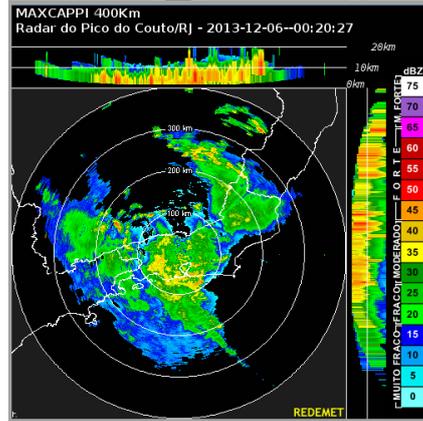
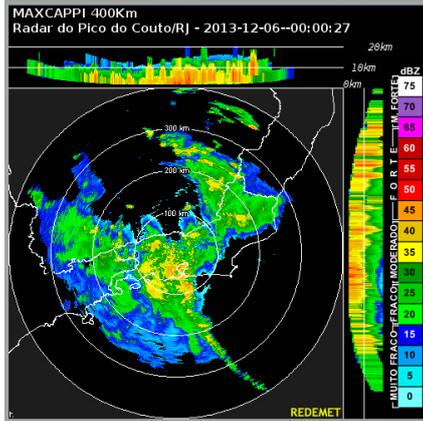
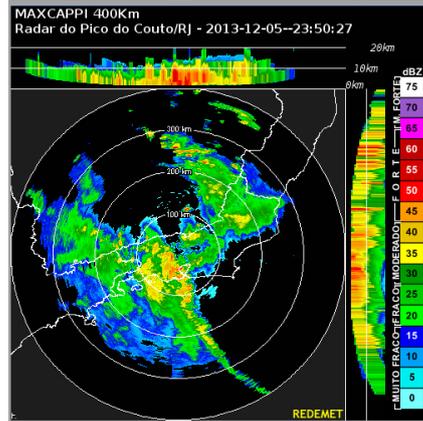
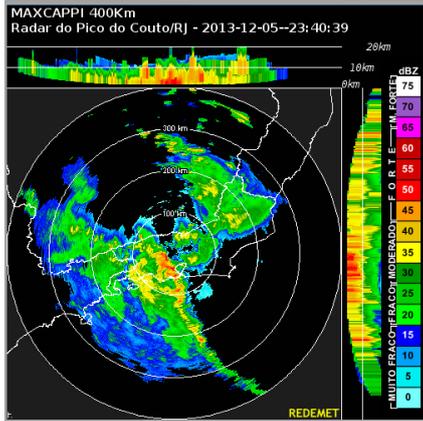
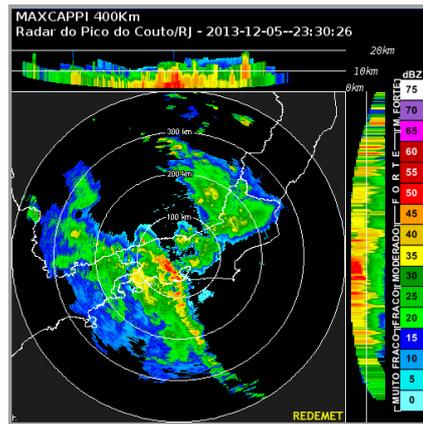
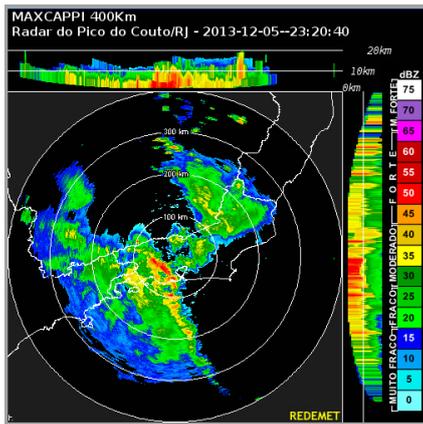


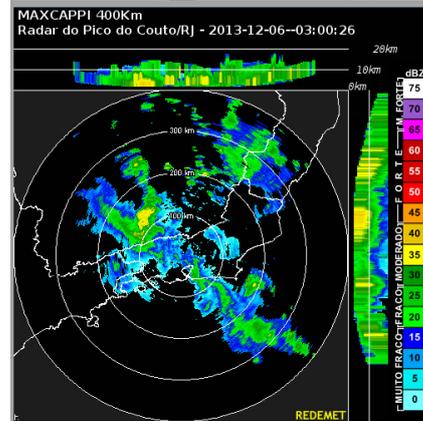
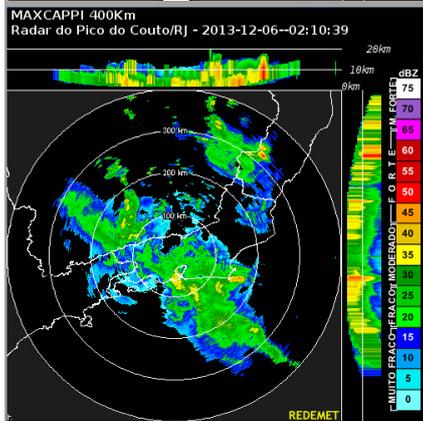
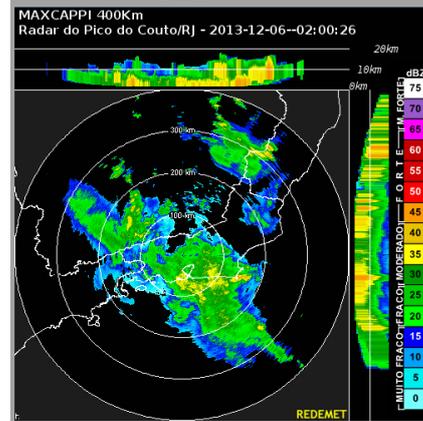
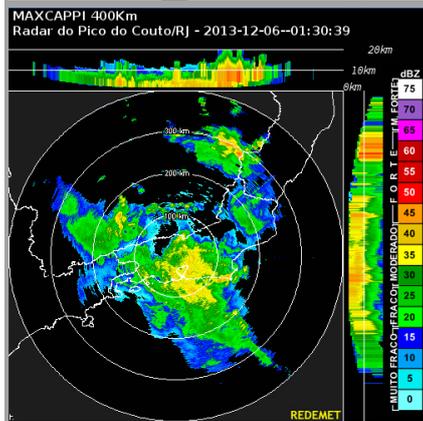
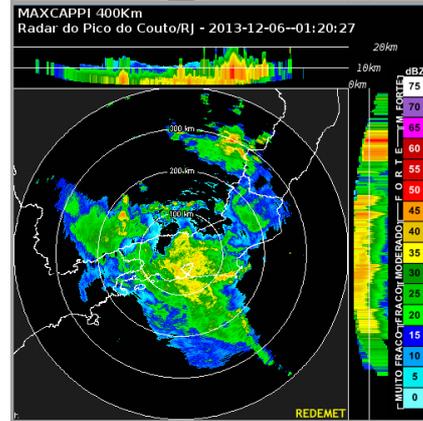
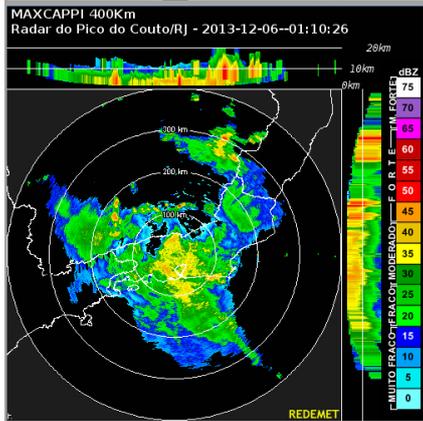
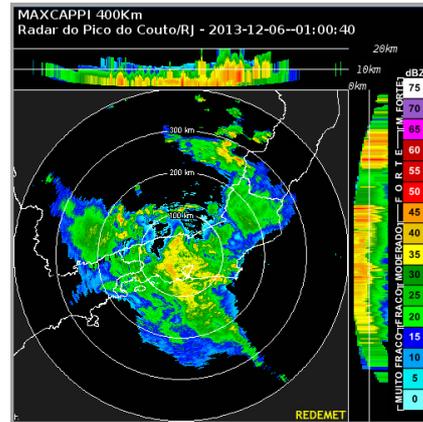
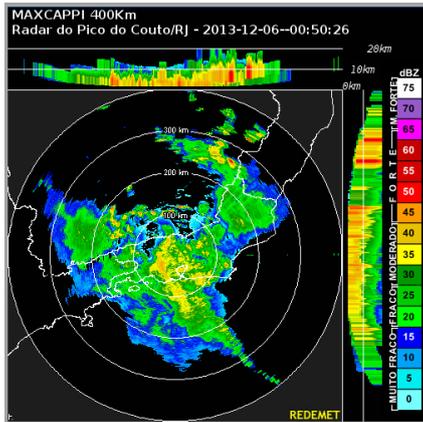
Figura 4 - Cartas sinóticas de 250 hPa em (a), 500 hPa em (b), 850 hPa em (c) e superfície em (d) do dia 06/12/2013. Fonte: Boletim técnico CPTEC/INPE, 2013.

Na figura 5 é mostrada a sequência de imagens do radar do Pico do Couto registradas entre 22 Z de 05/12 até 04 Z do dia 06/12 a cada, aproximadamente, 10 minutos. De acordo com as imagens, uma linha de instabilidade se intensificou sobre o Estado do Rio de Janeiro, provocando o episódio de chuva forte. Sua formação teve início por volta das 19h30 Z (não apresentado), mas sem registro de refletividade alta (> 50 dBZ) até 22 Z. De acordo com as imagens de radar, estima-se que o período entre a formação do fenômeno e dissipação tenha sido de 8 horas com máxima intensidade entre 22h50 Z e 23h50 Z. Ressalta-se neste ponto que a área apresentada para o radar é equivalente à área do modelo relativa ao segundo domínio, com resolução horizontal de

9 km, e a área de máxima intensidade é coberta pelo domínio de 3 km. Os detalhes sobre a configuração do modelo serão mostrados em seção subsequente.







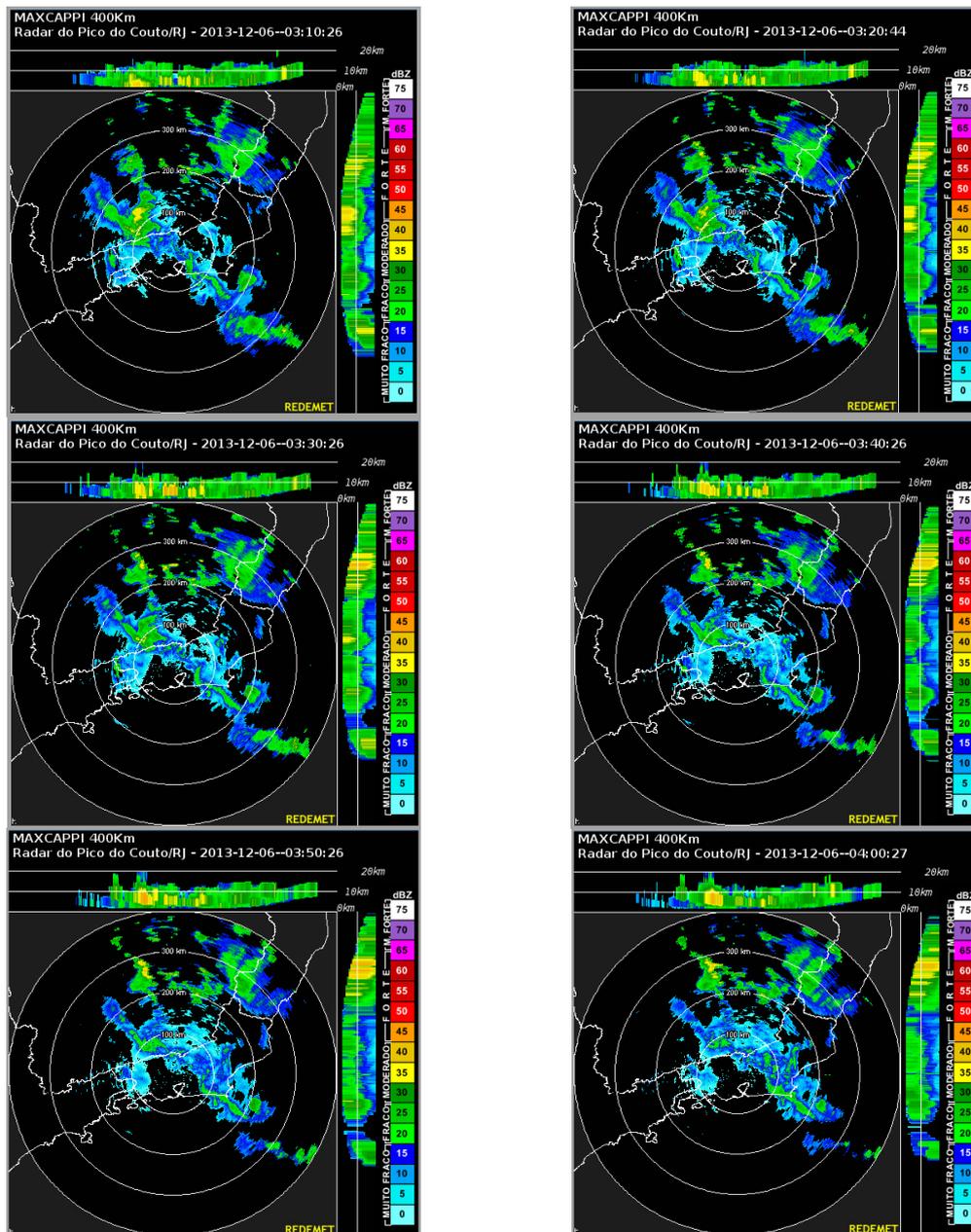


Figura 5 - Imagens de radar do Pico do Couto para o evento de chuva forte do dia 05/12, entre 22 do dia 05/12 e 04 Z do dia 06/12 em que é mostrada a formação de uma linha de instabilidade sobre o Rio de Janeiro.

Embora possam ser observados outros núcleos com alta refletividade, onde se acredita que tenha ocorrido taxa de precipitação elevada, estes ocorreram em área não compreendida pela região de monitoramento da GEORIO, e não são analisadas neste trabalho.

Na figura 6 são apresentados os acumulados de 1 hora para as estações da GEORIO para o período de 19 h até 3 h local (21 Z e 5 Z, respectivamente). Analisando esta figura é possível notar a distribuição temporal e, de certa forma, espacial da

precipitação. Nota-se que os núcleos mais intensos de precipitação foram registrados nas estações do Alto da Boa Vista (59,2 mm/h), Tijuca-Muda (70 mm/h) e Tanque (64,4 mm/h), que circundam o Maciço da Tijuca.

Embora se observe três núcleos de alta refletividade (figura 5) sobre o Rio de Janeiro no momento da chuva forte, apenas a região do maciço da Tijuca apresentou valores acima de 50 mm/h, provavelmente em razão da forçante topográfica.

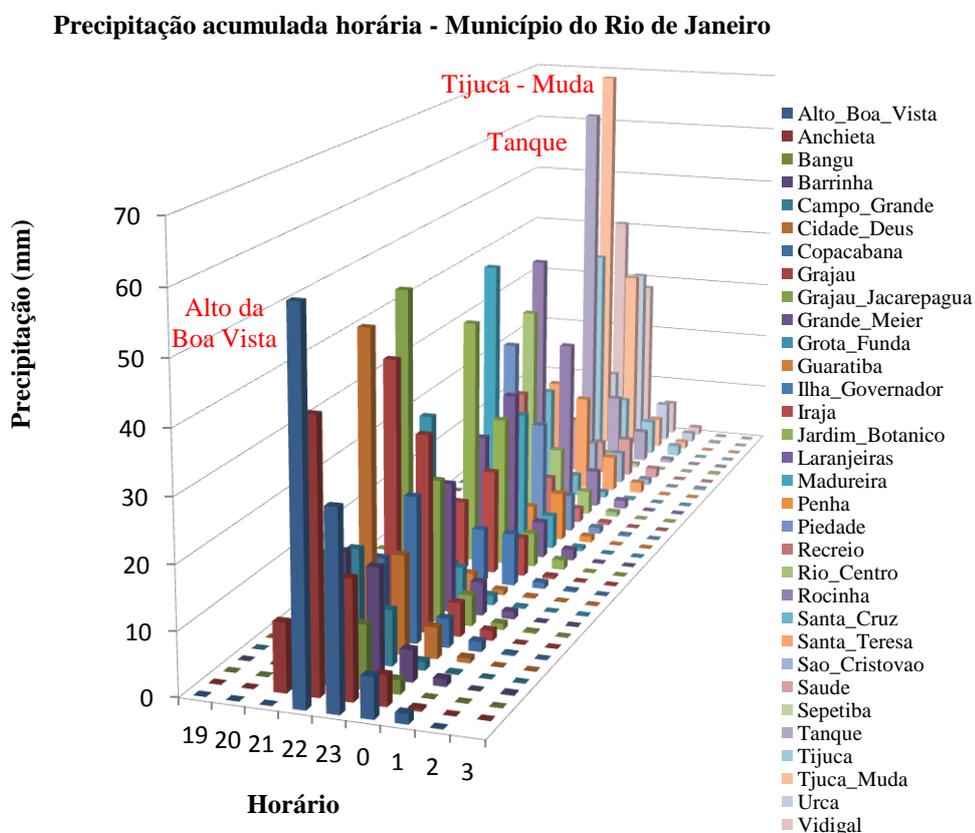


Figura 6 - Precipitação acumulada horária da rede pluviométrica da Fundação GEORIO com destaque em vermelho para as três estações com maior acumulado.

Na figura 7 são apresentados os acumulados horários de precipitação de estações circunvizinhas ao SBGL. Destaca-se que os acumulados destas estações não foram tão altos como nas estações mais distantes citadas anteriormente.

### Precipitação acumulada horária - Estações próximas ao SGBL

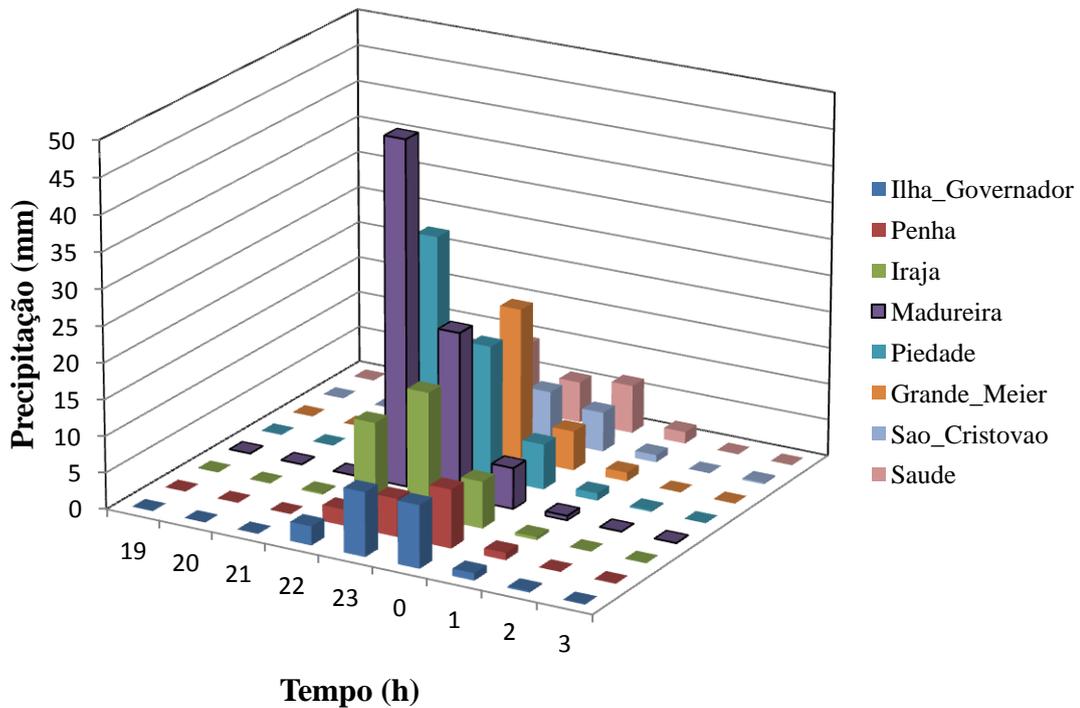


Figura 7 - Precipitação acumulada horária registrada pelas estações da GEORIO localizadas no entorno do SBGL.

A mensagem METeorological Aerodrome Report (METAR), disponibilizada pela REDEMET e mostrada na figura 8, das 20 Z relativa ao SBGL indica a presença de cumulus de grande extensão vertical (FEW030TCU). Em seguida, o SPECI indica às 20h20 Z do dia 05/12 o início de pancadas de chuva e trovoadas e/ou raios na vizinhança do aeroporto (TS VCSH). O indicativo de chuva (TS ou RA, dependendo da intensidade) persiste até 02 Z, com maior intensidade em 00 Z. Ressalta-se que na codificação METAR existe a possibilidade de ser reportado granizo (GS ou GR), o que não ocorreu neste caso avaliado e, segundo JOHNS e DOSWELL (1992), seria necessário ter este registro para uma tempestade ser classificada como severa.

05/12/2013 SBGL 052000ZMETAR SBGL 052000Z 11011KT 9999 SCT025  
FEW030TCU SCT100 34/19 Q1003=

05/12/2013 SBGL 052020ZSPECI SBGL 052020Z 02020KT 4000 TS VCSH  
BKN025 FEW030CB 29/17 Q1005=

05/12/2013 SBGL 052100ZMETAR SBGL 052100Z 01016KT 9999 TS BKN025  
FEW030CB 27/20 Q1005=

05/12/2013 SBGL 052200ZMETAR SBGL 052200Z 21005KT 9999 TS BKN025  
FEW030CB BKN100 25/19 Q1006=

05/12/2013 SBGL 052300ZMETAR SBGL 052300Z 26010KT 9999 TS FEW015  
BKN025 FEW030CB BKN100 25/21 Q1008=

05/12/2013 SBGL 052345ZSPECI COR SBGL 052345Z 25023G33KT 3000 TSRA  
HZ FEW013 BKN025 FEW030CB BKN100 25/21  
Q1013=

06/12/2013 SBGL 060000ZMETAR SBGL 060000Z 26028G38KT 2000 +TSRA  
FEW006 BKN012 BKN025 FEW030CB 22/20 Q1014=

06/12/2013 SBGL 060100ZMETAR SBGL 060100Z 20013KT 3000 -TSRA BR  
BKN012 BKN025 FEW030CB BKN100 21/20 Q1015=

06/12/2013 SBGL 060200ZMETAR SBGL 060200Z 33007KT 4000 -RA BR  
FEW005 BKN010 BKN100 21/20 Q1014 RETS=

06/12/2013 SBGL 060300ZMETAR SBGL 060300Z 02010KT 9999 SCT006  
SCT020 BKN080 21/20 Q1010=

06/12/2013 SBGL 060400ZMETAR SBGL 060400Z 10005KT 9999 SCT006  
SCT020 BKN080 22/20 Q1008=

Figura 8 - Mensagem METAR relativo ao SBGL. Fonte: REDEMETS.

Radiossondagem é a medida da distribuição vertical de propriedades físicas (pressão, temperatura, intensidade do vento, direção do vento, etc) e índices termodinâmicos calculados (CAPE, CINE, Showalter, LI, etc) da coluna atmosférica, obtido através do lançamento de instrumentos a bordo de balões meteorológicos nos horários de 00 Z e 12 Z. Os dados de diversos locais de lançamento estão disponíveis no sítio <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Foram utilizadas radiossondagens do Aeroporto do Galeão (SBGL) no Rio de Janeiro de 00 Z do dia 05/12/2013 até às 00 Z do dia 07/12/2013 provenientes do *Department of Atmospheric Sciences*, da Universidade do Wyoming.

O máximo de CAPE ( $1377 \text{ J kg}^{-1}$ ) ocorre às 00 Z e ligeira queda às 12 Z do dia 05/12, chegando a  $0 \text{ J kg}^{-1}$  às 0 Z do dia 06/12 e mantendo-se com este mesmo valor até 00 Z do dia 07/12 (tabela 6).

Tabela 6 - CAPE registrada por radiossondagens do SBGL.

Dia	CAPE (J kg <sup>-1</sup> )	
	00 Z	12 Z
05/12/2013	1377	1268
06/12/2013	-	0
07/12/2013	0	-

O índice K registrado tem seu máximo às 00 Z do dia 05/12, com queda às 12 Z dos dias 05 e 06/12 (tabela 7).

Tabela 7 - Índice K registrado por radiossondagens do SBGL

Dia	K (°C)	
	00 Z	12 Z
05/12/2013	35,7	29,7
06/12/2013	-	23,7
07/12/2013	24,8	-

O índice TT apresentado na tabela 8 tem máximo às 12 Z do dia 05/12 e posterior queda.

Tabela 8 - Índice Total Totals registrado por radiossondagens do SBGL

Dia	Total Totals (°C)	
	00 Z	12 Z
05/12/2013	47,2	48,8
06/12/2013	-	39,4
07/12/2013	38,3	-

No horário de 00 Z do dia 06/12 não houve registro de radiossondagem. Uma observação a ser feita é que as radiossondagens tem baixa frequência temporal, ou seja, são disponibilizadas apenas a cada 12 horas. Em caso de falhas de lançamento de radiossonda, perdem-se informações importantes sobre o estado da atmosfera.

#### 4.2.2. Caso de chuva do dia 28/02/2014

Foi escolhido um período mais recente para simulação, dia 28/02/2014, em que houve indicativo de CAPE abaixo do limite considerado alto por NASCIMENTO (2005) e sem precipitação registrada pela GEORIO no Município do Rio de Janeiro, porém com chuva na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro registrada em estações do Instituto Estadual do Ambiente (INEA). Este caso foi escolhido para avaliar como a metodologia de previsibilidade se comportaria diante de um evento com chuva apenas em região próxima ao SBGL. As estações Quitandinha e Alto da Serra estão localizadas na região de Petrópolis e a estação Caleme na região de Teresópolis, com um mapa disponível no Anexo I. Além disso, este caso foi escolhido por ter disponíveis as previsões e análises do GFS para utilização como condições iniciais.

Na figura 9, a precipitação acumulada horária das estações Quitandinha, Alto da Serra e Caleme indicam o início da chuva às 17 h (20 Z) e fim aproximadamente às 19 h (22 Z).

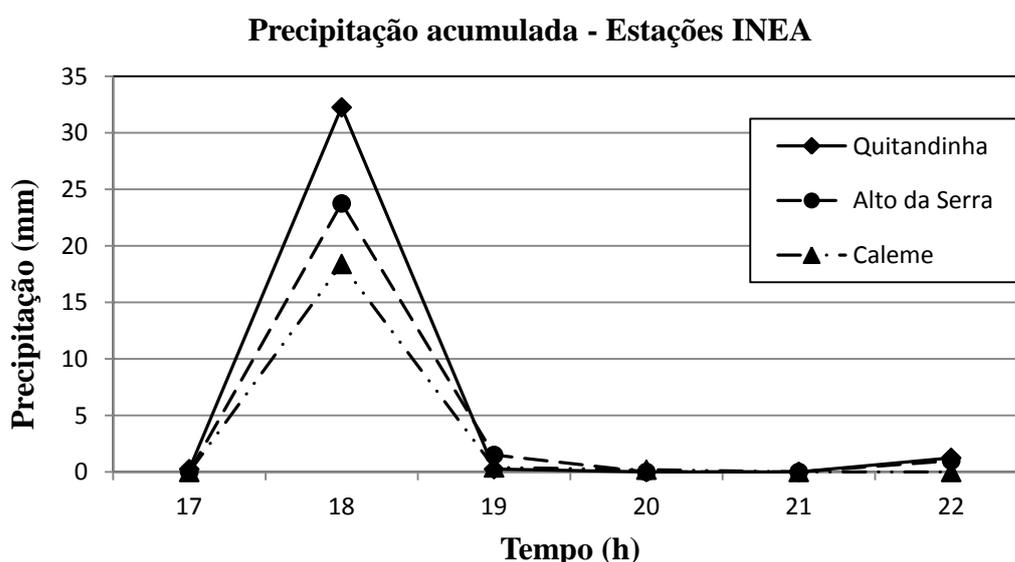


Figura 9 - Precipitação acumulada horária do dia 28/02/2014 nas estações Quitandinha, Alto da Serra e Caleme do INEA.

Na análise da carta sinótica de 250 hPa da 00Z do dia 28/02, figura 10 (a), percebe-se uma área de circulação anticiclônica associada à Alta da Bolívia (AB), centrada em torno de 18°S/72°W. Este sistema influencia a circulação sobre grande parte do território brasileiro, Paraguai, Bolívia, Peru, Equador, parte da Colômbia e da

Venezuela. Uma crista associada a este sistema estende-se para sudeste passando pelo MS, SP, Triângulo e sul de MG e sul do RJ e seguindo para sudeste no Atlântico. Nota-se difluência no escoamento entre o norte e leste do PR, SP e parte do MS além de grande parte da Região Norte do Brasil devido a combinação da circulação associada à AB e de um VCAN, cujo centro está posicionado em torno de 16°S/44°W. A borda deste VCAN favorece o levantamento do ar ao longo da coluna troposférica favorecendo assim o surgimento de nuvens de grande desenvolvimento vertical, principalmente na borda nordeste/leste/sudeste, área do sentido de deslocamento deste sistema (CPTEC/INPE).

No nível de 500 hPa às 00Z, figura 10 (b), nota-se a circulação anticiclônica sobre o Atlântico, que se estende sobre grande parte do leste do Brasil entre os estados do RJ, MG, ES, centro-leste da BA até o RN. Sobre o centro-norte do Brasil é observada outra circulação ciclônica centrada sobre o norte do estado de GO e cuja circulação atua sobre boa parte das Regiões Norte, interior do Nordeste e GO (CPTEC/INPE).

Em 850 hPa às 00Z, figura 10 (c), nota-se o domínio da circulação anticiclônica com centro em torno de 28°S/20°W. A circulação associada a este sistema reflete a presença do ASAS em superfície. Uma área de baixa pressão pode ser observada sobre o Atlântico, em torno de 32°S/45°W. A circulação associada a este sistema atua sobre parte de SP, MS e Sul do Brasil e, combinada à circulação do anticiclone descrito anteriormente propicia uma área de confluência dos ventos que se estende entre o noroeste do MT, sul de GO, SP, sul de MG e do RJ seguindo pelo Atlântico. Esta área de confluência dá suporte à manutenção da banda de nebulosidade associada a Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) (CPTEC/INPE).

À superfície, figura 10 (d), observa-se uma frente com características subtropicais (suporte do Jato Subtropical) atuando entre o leste do PR e o Atlântico prosseguindo até um ciclone extratropical de 1000 hPa em oclusão, localizado em torno de 31°S/45°W, que penetra com ramo estacionário pelo oeste do PR e centro-sul do MS. Este sistema frontal associado a um cavado na alta e média troposfera e a difluência em altitude ajudam a manter uma ZCOU que se estende entre o noroeste do MT, sul de GO, SP seguindo pelo Atlântico, que mantém a convecção ativa sobre estas áreas do país. A alta pressão pós-frontal tem núcleo de 1020 hPa está centrada em torno de 42°S/49°W. A ASAS tem seu núcleo posicionado a leste de 10°W com valor de 1016 hPa fora do domínio desta figura (CPTEC/INPE).

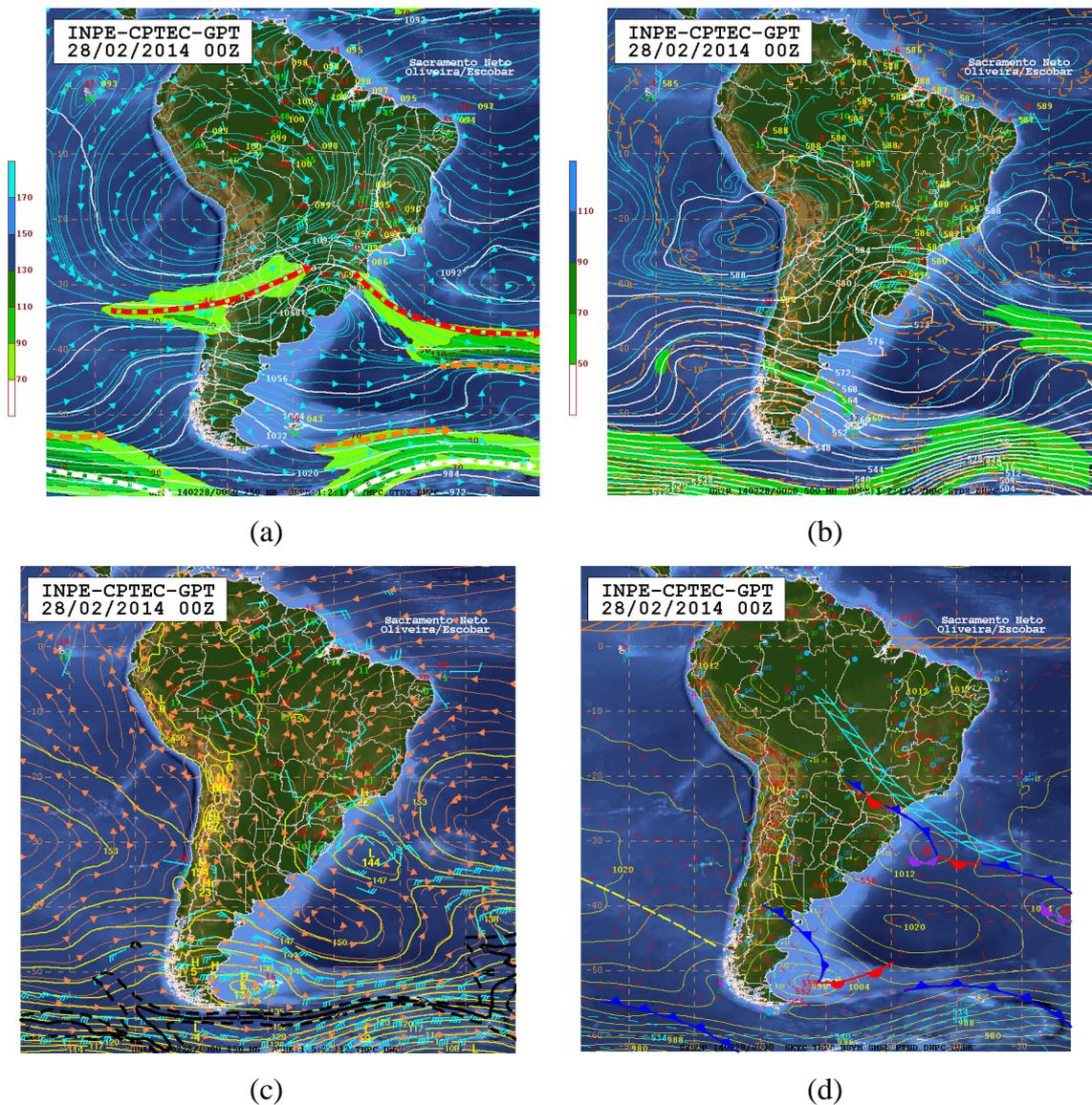
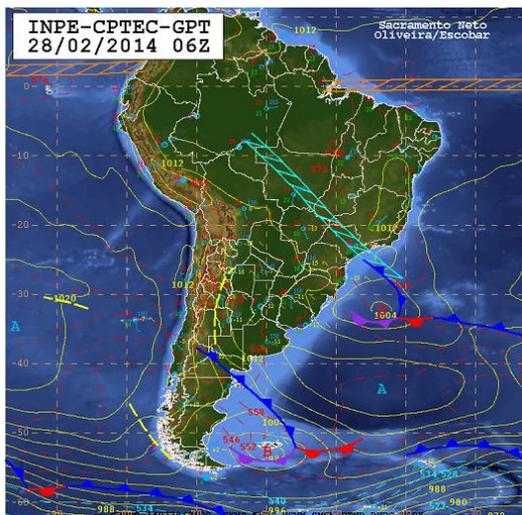


Figura 10 - Cartas sinóticas de 250 hPa em (a), 500 hPa em (b), 850 hPa em (c) e superfície em (d) do dia 28/02/2014. Fonte: Boletim técnico CPTEC/INPE.

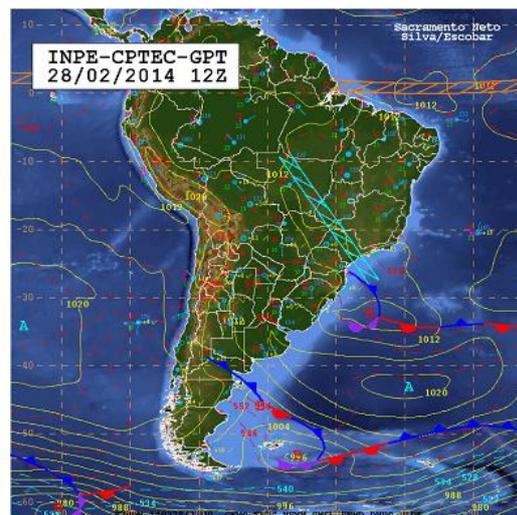
Na análise da carta sinótica de superfície das 06 Z (figura 11 (a)) observa-se uma frente com características subtropicais (suporte do Jato Subtropical) atuando sobre o Atlântico. O ciclone associado a este sistema tem núcleo de 1004 hPa, estando em oclusão e localizado em torno de 32°S/43°W. Este sistema frontal, em superfície, associado a um cavado na alta e média troposfera e à difluência em altitude ajudam a manter uma ZCOU entre o noroeste do MT, sul de GO, SP e Atlântico adjacente. A alta pressão pós-frontal tem núcleo de 1016 hPa está centrada em torno de 43°S/43°W. A ASAS tem seu núcleo posicionado a leste de 10°W com valor de 1016 hPa fora do domínio desta figura (CPTEC/INPE).

Na figura 11 (b) é mostrada a carta sinótica das 12 Z, em que a frente entre o Atlântico e SC está em oclusão, cujo ciclone associado tem núcleo de 1008 hPa e centro em aproximadamente 32°S/46°W. Este sistema, associado a um cavado na alta e média troposfera e à difluência em altitude, continua dando suporte à ZCOU (CPTEC/INPE)..

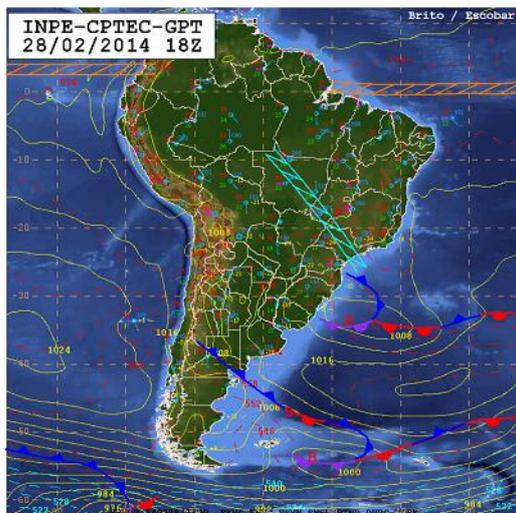
Às 18 Z, figura 11 (c), o ciclone anteriormente citado está centrado em torno de 33°S/47°W e núcleo de 1008 hPa, em oclusão, e ainda dando suporte à ZCOU. A alta pressão pós-frontal tem núcleo de 1020 hPa está centrada em torno de 43°S/45°W (CPTEC/INPE).



(a)



(b)



(c)

Figura 11 - Cartas sinóticas de superfície para o dia 28/02/2014 às 06 Z em (a) e 12 Z em (b) e 18 Z em (c). Fonte: Análise sinótica CPTEC/INPE.

Na análise da carta sinótica de superfície das 00 Z (figura 12), observa-se a frente fria cujo ciclone associado continua com núcleo de 1008 hPa, em oclusão, e centro em torno de 34°S/45°W. Este sistema frontal em superfície, associado a um cavado na alta e média troposfera e a convergência de umidade em 850 hPa, dá suporte à ZCOU posicionada entre o norte do MT, sul de GO, SP e Atlântico (CPTEC/INPE).

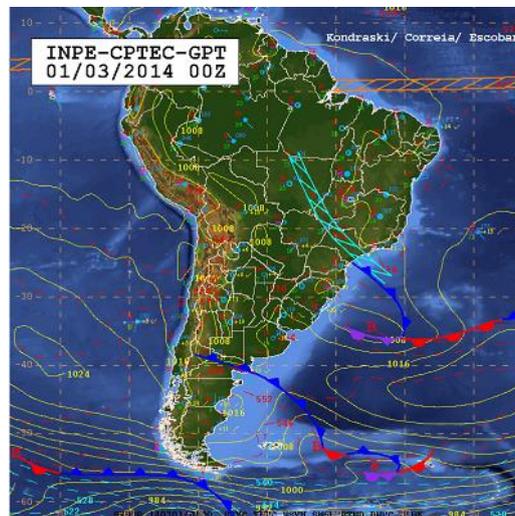
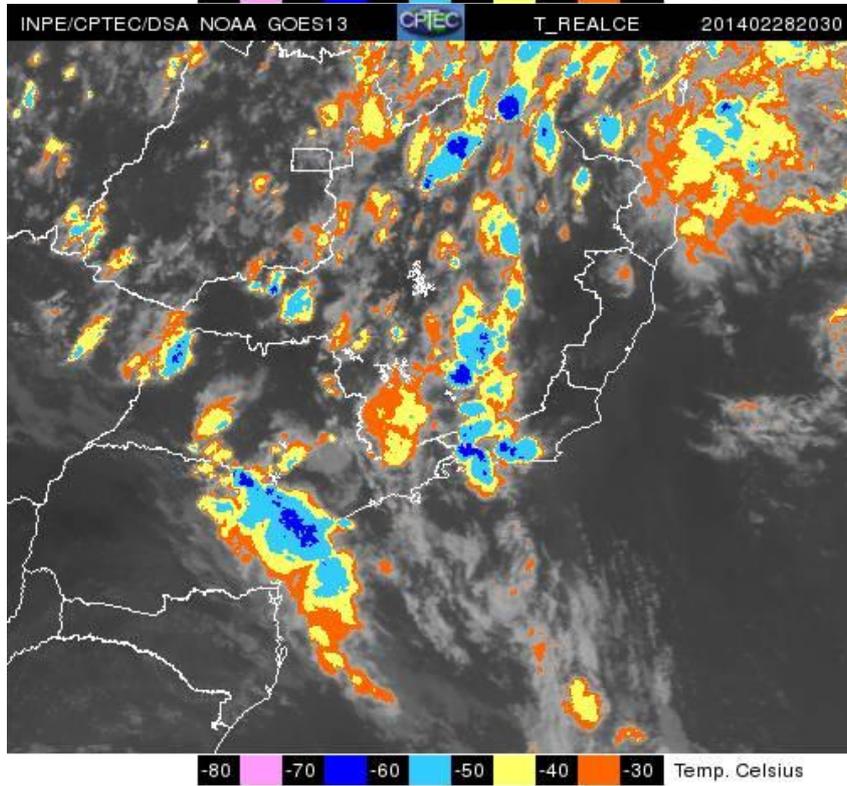
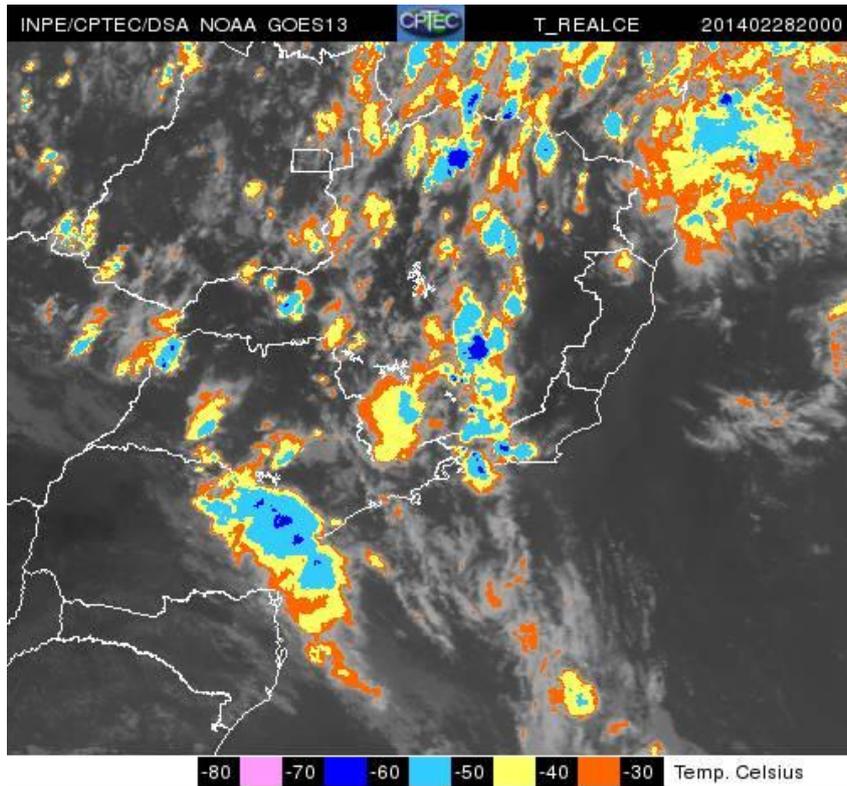
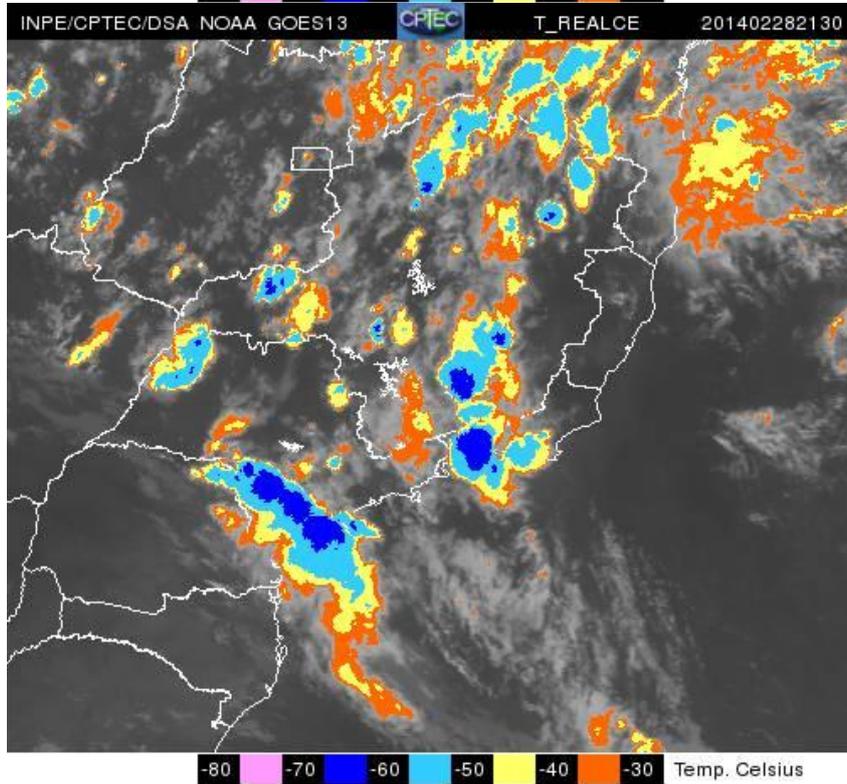
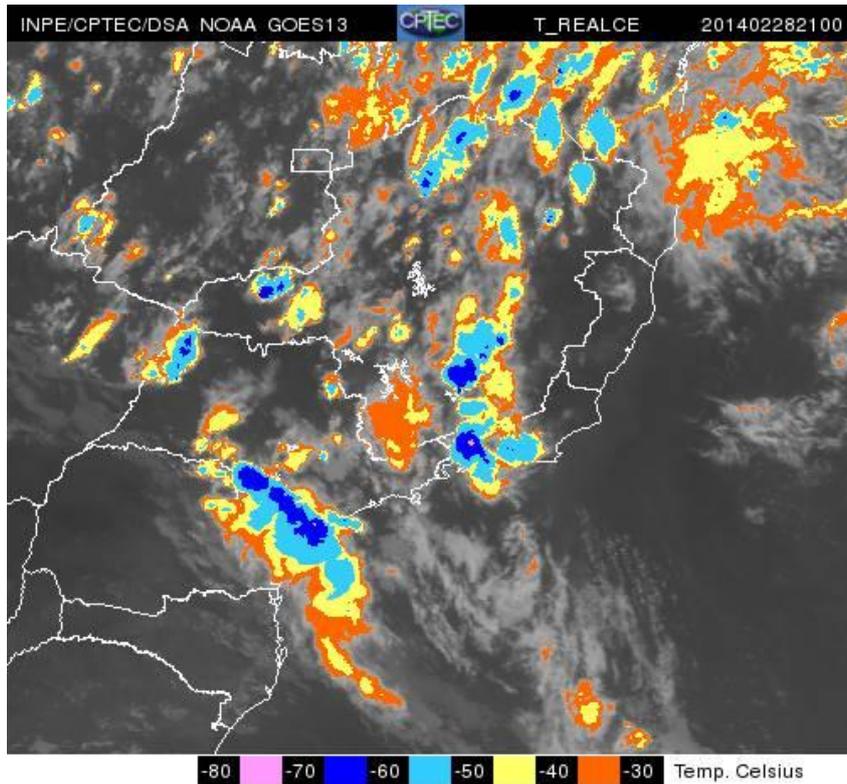


Figura 12 - Cartas sinóticas de superfície para o dia 01/03/2014 às 00 Z. Fonte: Análise sinótica CPTEC/INPE.

Na figura 13 é mostrada a sequência de imagens do satélite GOES-13 de temperatura realçada, registradas entre 20 e 22 Z do dia 28/02/2014 a cada 30 minutos. De acordo com as imagens, são registradas nuvens com temperatura de topo de -60 °C em parte da Região Serrana entre 20 Z e 21 Z.





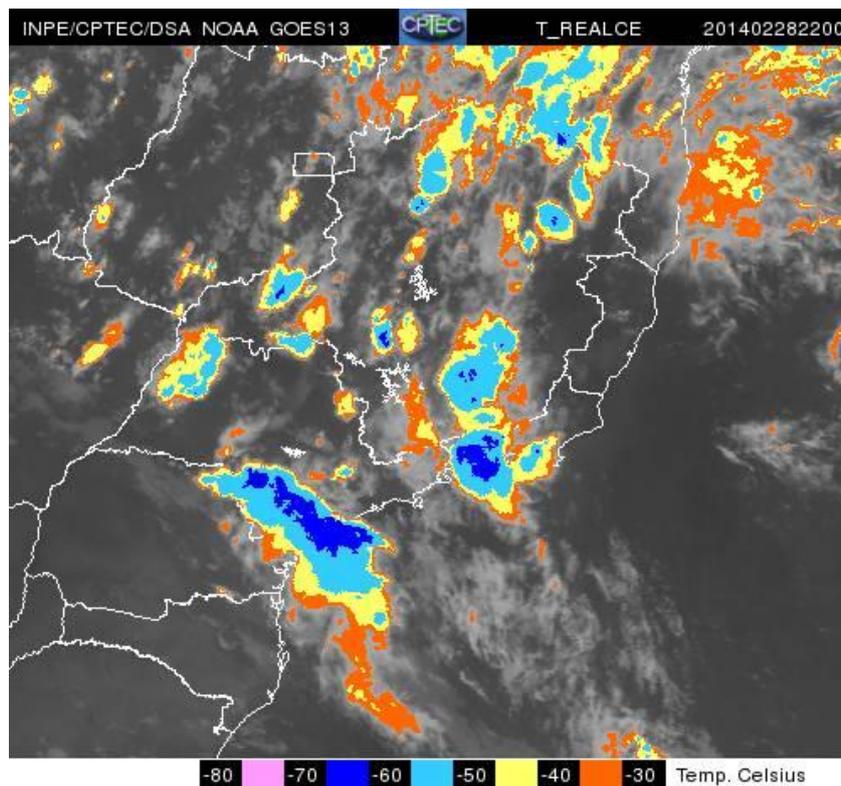


Figura 13 – Sequência de imagens de satélite GOES13 de temperatura realçada para o evento de chuva do dia 28/02/2014 na Região Serrana.

Foram obtidos dados de radiossondagem do SBGL para o período provenientes da mesma fonte do caso anterior. Destaca-se novamente a ausência de registro de radiossondagem durante parte do período (01/03 às 00 Z e 12 Z). Por este motivo, foram utilizados os dados de radiossondagem disponíveis no sítio <http://www.master.iag.usp.br/>, do Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais (MASTER), do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) como indicativo do valor de CAPE para o período de falha dos dados de radiossondagem disponibilizados pela Universidade do Wyoming.

Na tabela 9 constam os valores do índice CAPE, sendo os dois registros referentes ao dia 01/03 provenientes do MASTER. De acordo com os limites de NASCIMENTO (2005), a CAPE das 00 Z do dia 28/02 está pouco acima do limite que indica potencial alto de instabilidade atmosférica, passando posteriormente para pouco potencial de instabilidade. Em horário mais próximo ao do episódio de chuva na região serrana (01/03 - 00 Z na tabela 9), a CAPE do SBGL apresenta valor de baixo potencial para instabilidade.

Tabela 9 - CAPE do SBGL para o período de 28/02 a 01/03/2014.

Dia	CAPE (J kg <sup>-1</sup> )	
	00 Z	12 Z
28/02/2014	1092	724
01/03/2014	477	363

A tabela 10 contém os valores do índice K para o SBGL, com os dois registros do dia 01/03 provenientes do MASTER. De acordo com os limites de NASCIMENTO (2005), todos os horários registrados o índice K indicam potencial alto para tempestade severa.

Tabela 10 - Índice K do SBGL para o período de 28/02 a 01/03/2014.

Dia	K (°C)	
	00 Z	12 Z
28/02/2014	33,1	34,7
01/03/2014	37,0	31,0

A tabela 11 contém os valores do índice TT para o SBGL, com os dois registros do dia 01/03 também provenientes do MASTER. De acordo com os limites de NASCIMENTO (2005), em quase todos os horários registrados o índice TT indica situação favorável para ocorrência de tempestade, sendo que a 00 Z do dia 01/03 indica chances de tempestade severa.

Tabela 11 - Índice TT do SBGL para o período de 28/02 a 01/03/2014.

Dia	TT (°C)	
	00 Z	12 Z
28/02/2014	47,6	44,2
01/03/2014	51,0	43,0

### 4.3. Modelo Atmosférico

O modelo atmosférico de previsão numérica do tempo de mesoescala Weather Research and Forecasting (WRF) foi desenvolvido tanto para fins de pesquisa quanto operacionais por uma série de instituições e agências governamentais norte-americanas, tais como National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Forecast Systems Laboratory (FSL), Air Force

Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory, Oklahoma University e Federal Aviation Administration (FAA). O modelo WRF foi desenvolvido para ser flexível, com código portátil e eficiente em ambientes de computação paralela, apto tanto para situações atmosféricas idealizadas como para situações reais, em escalas horizontais que abrangem desde metros até milhares de quilômetros. Possui dois núcleos dinâmicos: Advanced Research WRF (ARW - SKAMAROCK et al., 2005) e o Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM - JANJIC, 2003), que operam com diferentes projeções de grade e sistemas de coordenadas verticais e grande quantidade de parametrizações que podem ser utilizadas em ambos os núcleos.

O WRF utiliza sistema de coordenada vertical  $\eta$  que segue a topografia, ou seja, não intercepta a superfície. São disponíveis para o usuário diversas opções de parametrizações de solo/superfície terrestre, camada limite planetária, radiação de onda longa e onda curta, microfísica de nuvens e cumulus. É dividido em módulos de pré-processamento (WRF Preprocessing System - WPS), processamento e pós-processamento. O fluxo de dados é mostrado na figura 14.

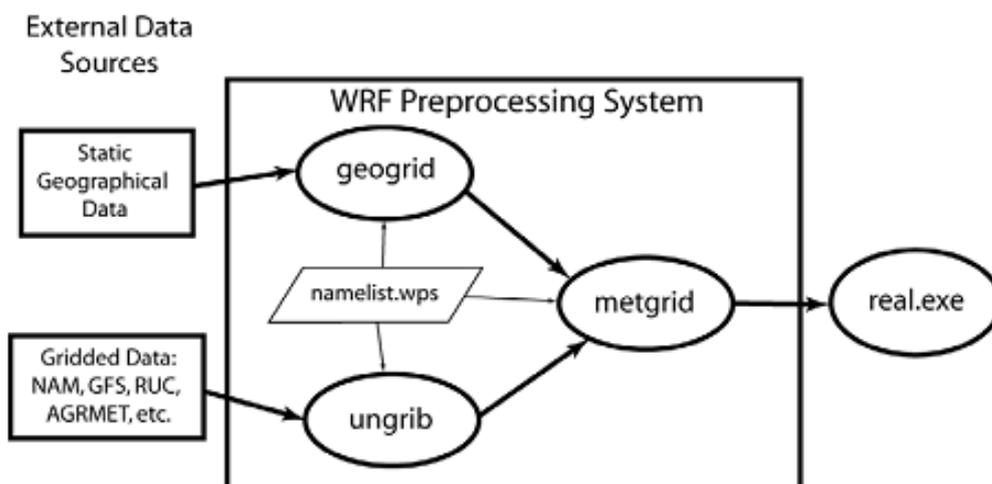


Figura 14 - Diagrama do fluxo de dados do WRF. Fonte: SKAMAROCK (2005).

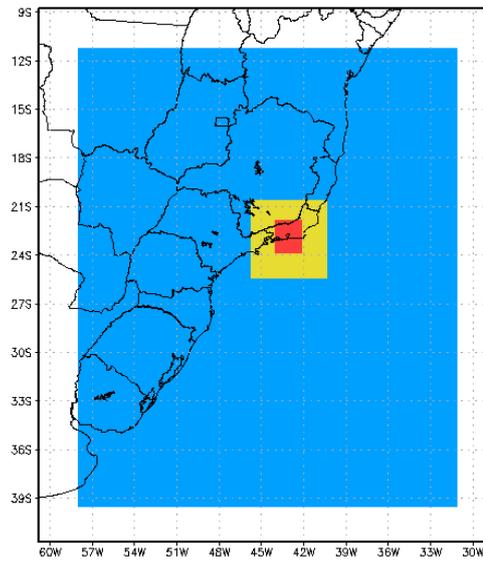
Cada programa do WPS lê os parâmetros provenientes de um arquivo em comum, `namelist.wps`, que configura o pré-processamento e adequação das condições iniciais, além das informações de posicionamento e resolução da grade e o tipo de projeção cartográfica. Os três programas que compõem o WPS são: `geogrid`, `ungrib` e `metgrid`.

O propósito do geogrid é definir os domínios da simulação e interpolar diversos conjuntos de dados de terreno para as grades. O programa ungrib lê os arquivos GRIB que contém campos meteorológicos que variam com o tempo (condições iniciais e de contorno), geralmente provenientes de outros modelos regionais ou globais e os transforma em arquivos intermediários. O metgrid interpola horizontalmente os arquivos intermediários criados pelo ungrib em domínios definidos pelo geogrid. Os arquivos gerados pelo metgrid são lidos pelo programa real.exe, que interpola verticalmente os dados. Finalmente, os arquivos gerados pelo real.exe são lidos pelo wrf.exe, que é o modelo propriamente dito. O pós-processamento, por sua vez, possui suas opções configuradas no arquivo namelist.ARWpost, cujo executável correspondente gera os arquivos no formato dat e ctl com visualização direta com o programa Grid Analysis and Display System (GrADS), um popular visualizador de arquivos de dados meteorológicos. Maiores informações são encontradas em <http://www.wrf-model.org> e SKAMAROCK et al. (2008).

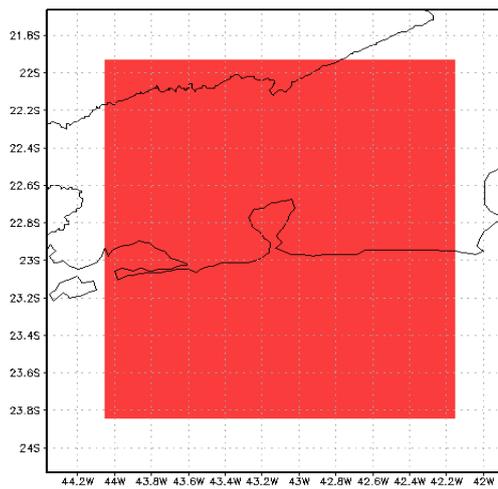
Por ser reconhecidamente um modelo meteorológico de grande potencial, utilizado como objeto de estudo e/ou para aplicações operacionais de previsão do tempo por mais de 20.000 usuários em 130 países, nos mais importantes e respeitados institutos meteorológicos do mundo, o sistema de previsão numérica do tempo WRF foi o modelo escolhido para o presente trabalho.

### 4.3.1. Configuração do modelo

Para todas as simulações são utilizados três domínios aninhados com 27 km (D1), 9 km (D2) e 3 km (D3) de resolução espacial, respectivamente (figura 15). Os domínios D2 e D3 são centralizados na região da Baía de Guanabara, sendo apenas os resultados da D3 analisados neste trabalho.



(a)



(b)

Figura 15 - Domínios das simulações. Em (a), área com resolução de 27 km (azul), 9 km (amarelo) e 3 km (vermelho). O domínio de 3 km é mostrado na ampliação em (b).

As informações sobre a quantidade de pontos de grade no sentido leste-oeste, norte-sul, quantidade de níveis verticais e seus valores são mostrados na tabela 12.

Tabela 12 - Detalhes das grades configuradas.

Domínios	Resoluções	Pontos	Quantidade de níveis verticais	Níveis verticais
D1	27 km	100 x 118	50	1.0000, 0.9986, 0.9931, 0.9862, 0.9726, 0.9592, 0.9459, 0.9327, 0.9196, 0.9067, 0.8939, 0.8813, 0.8687, 0.8564, 0.838, 0.808, 0.7960, 0.7834, 0.7701, 0.756, 0.7412, 0.7256, 0.7092, 0.692, 0.6739, 0.6549, 0.6351, 0.6145, 0.5929, 0.571, 0.5471, 0.5228, 0.4978, 0.4718, 0.44515, 0.4178, 0.3897, 0.361, 0.3318, 0.3022, 0.2723, 0.2423, 0.2123, 0.1824, 0.1529, 0.1189, 0.0861, 0.0546, 0.0248, 0.0000
D2	9 km	61 x 58	50	
D3	3 km	64 x 74	50	

Os níveis verticais utilizados na configuração do modelo foram calculados de forma a aumentar sua quantidade ao longo da atmosfera, pois o padrão de instalação do WRF são 27 níveis. O primeiro nível (1,0000) está localizado no nível do solo, o segundo (0,0248) a 10 m de altura, o terceiro (0,0546) a 50 m, entre os níveis correspondentes a 100 m e 1100 m o incremento é de 100 m. A variação dos níveis verticais com a altura é mostrada na figura 16.

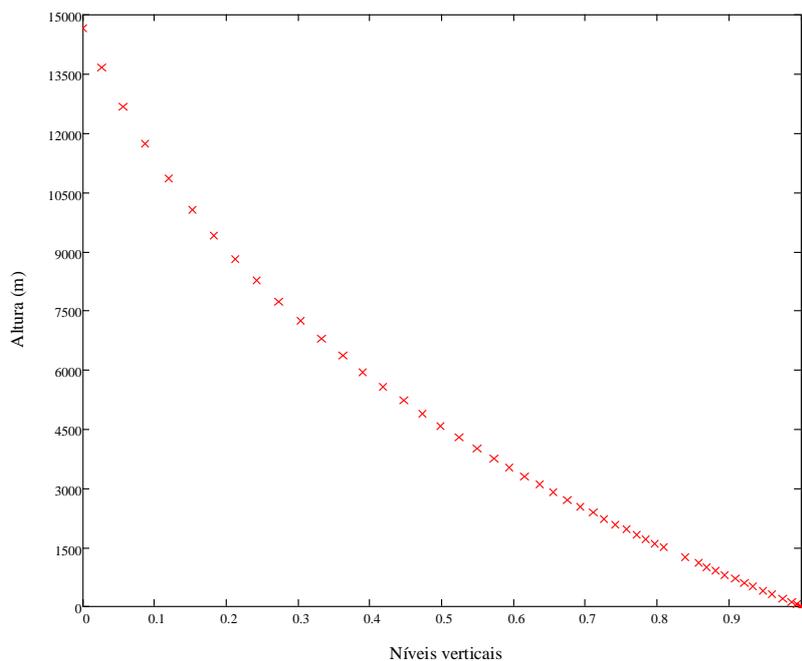


Figura 16 - Variação dos níveis verticais com a altura.

O ponto escolhido da grade para análise neste trabalho está localizado na latitude  $22,8069^{\circ}$  S e longitude  $43,253^{\circ}$  O. Tomou-se este ponto como representativo do SBGL (figura 17).

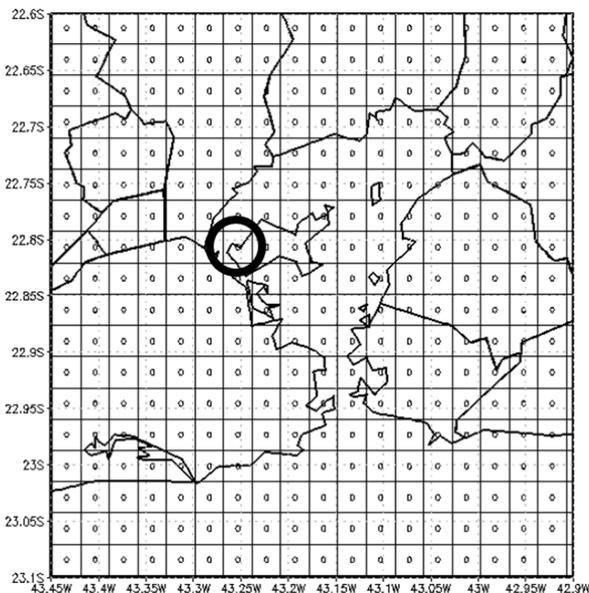


Figura 17 - Ampliação de D3 com destaque para o ponto de grade que representa o SBGL.

As parametrizações físicas utilizadas (tabela 13) são consideradas padrão da instalação do modelo.

Tabela 13 - Parametrizações físicas dos experimentos.

Parametrização	D1	D2	D3
Microfísica	WSM 3	WSM 3	WSM 3
Radiação de Onda Longa	RRTM	RRTM	RRTM
Radiação de Onda Curta	Dudhia	Dudhia	Dudhia
Camada superficial	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov
Superfície	Unified Noah	Unified Noah	Unified Noah
Cumulus	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	-
Camada limite	YSU	YSU	YSU

#### 4.4. Condições iniciais

Para a inicialização do WRF, são necessárias condições iniciais, geralmente provenientes de outros modelos regionais ou globais. Neste trabalho são utilizados os resultados do modelo Global Forecast System (GFS), que é um sistema de previsão numérica do tempo que contém um modelo computacional que abrange todo o globo e mantido pelo National Weather Service (NWS) dos Estados Unidos.

O modelo é executado 4 vezes ao dia (00, 06, 12, 18 Z) com previsões para até 16 dias. Até o oitavo dia, a resolução horizontal é de 0,5° (aproximadamente 50 km), diminuindo para 1° do nono dia em diante. A cada ciclo, são disponibilizadas previsões para cada 3 horas de intervalo. As previsões de 0,5° de resolução contém 47 níveis verticais e, as de 1° de resolução, 64 níveis (Fonte: [http://nomads.ncep.noaa.gov/txt\\_descriptions/GFS\\_half\\_degree\\_doc.shtml](http://nomads.ncep.noaa.gov/txt_descriptions/GFS_half_degree_doc.shtml)).

Além das previsões, também são disponibilizadas as análises globais do Global Data Assimilation System (GDAS), que são utilizadas pelo GFS para dispor os dados assimilados de observações de superfície, balões, perfiladores, radar, etc., em grade de pontos igualmente espaçados com resolução espacial de 1° e 27 níveis verticais, 4 vezes ao dia, às 00, 06, 12, 18 Z (Fonte: <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-data-assimilation-system-gdas>).

## 4.5. Descrição dos experimentos

### 4.5.1. Caso de dezembro de 2013

O modelo WRF foi configurado e executado para quatorze simulações (tabela 14), todas com final fixado no dia 07/12/2013 às 00 Z para que se pudesse simular o episódio de chuva forte ocorrido entre o final do dia 05/12 e início do dia 06/12. A primeira simulação foi configurada para início no dia 05/12 às 00 Z, com horizonte de previsão de 48 horas (2 dias - denominada 2d); a segunda simulação foi configurada para início no dia 04/12 às 00 Z, com horizonte de previsão de 72 horas (3 dias - denominada 3d), a terceira configurada para início no dia 03/12 às 00 Z, com horizonte de previsão de 96 horas (4 dias - denominada 4d), e assim por diante. Os conteúdos dos arquivos de configurações (namelists) constam no Anexo II. Para esta etapa dos experimentos as análises do GFS foram escolhidas como condições iniciais e de contorno por serem, teoricamente, as melhores condições iniciais disponíveis, já que são baseadas em observações assimiladas e não em previsões numéricas.

Tabela 14 - Informações sobre os experimentos para o caso de dezembro de 2013.

Denominação	Início	Fim	Horizonte de previsão (h)
2d	05/12/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	48
3d	04/12/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	72
4d	03/12/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	96
5d	02/12/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	120
6d	01/12/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	144
7d	30/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	168
8d	29/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	192
9d	28/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	216
10d	27/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	240
11d	26/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	264
12d	25/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	288
13d	24/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	312
14d	23/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	336
15d	22/11/2013 00 Z	07/12/2013 00 Z	360

O diagrama da figura 18 ilustra a forma como os resultados das simulações são analisados. Os quadrados pretos representam a quantidade de dias de cada simulação e

as linhas com as denominações (2d, 3d, 4d, etc.) representam as simulações com o modelo. Os resultados provenientes ao ponto de grade do SBGL correspondentes às últimas 48 horas (destacadas pelas linhas pontilhadas) de cada simulação são analisadas.

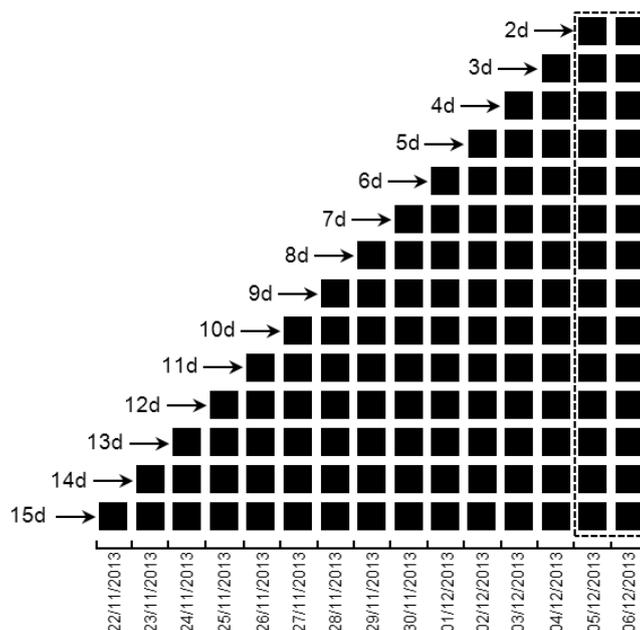


Figura 18 - Diagrama de análise dos resultados das últimas 48 horas das simulações.

#### 4.5.2. Caso de fevereiro de 2014

Para este caso, o modelo WRF foi configurado e executado para quatro simulações com condições iniciais e de contorno das previsões do GFS e quatro com as análises do GFS. De tal maneira, pode-se perceber as diferenças entre os resultados do WRF com os dois tipos de condições iniciais e de contorno do GFS.

Para os dois conjuntos de simulações, o final foi fixado no dia 02/03/2014 às 00Z, para que se pudesse simular o episódio de chuva ocorrido na noite do dia 28/02 na Região Serrana, entretanto, serão analisados os valores de CAPE no ponto de grade correspondente ao SBGL. O padrão de nomenclatura dos experimentos são os mesmos mostrados anteriormente e constam na tabela 15.

Tabela 15 - Informações sobre os experimentos para o caso de fevereiro de 2014.

Denominação	Início	Fim	Quantidade de horas
2d	28/02/2014 00 Z	02/03/2014 00 Z	48
3d	27/02/2014 00 Z	02/03/2014 00 Z	72
4d	26/02/2014 00 Z	02/03/2014 00 Z	96
5d	25/02/2014 00 Z	02/03/2014 00 Z	120

## 5. Resultados

As simulações foram feitas num cluster de oito nós, com dois processadores por nó e seis núcleos por processador, que foi disponibilizada pelo Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia do Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (LAMCE/COPPE). Devido às características das grades utilizadas, percebeu-se que, ao se utilizar mais de um nó por simulação, as simulações demoravam mais tempo para finalizar do que ao se utilizar apenas um nó.

### 5.1. Caso de dezembro de 2013

Os tempos despendidos nas simulações (tempo de parede) são apresentados na tabela 16. Em média, foram necessárias aproximadamente 3 horas de tempo de parede para 24 horas de previsão. Os tempos das simulações 10d, 11d, 12d e 15d não foram registrados.

Tabela 16 - Tempos de parede de cada simulação do caso de dezembro de 2013.

Simulação	Horizonte de previsão (h)	Tempo de parede (hh:mm)
2d	48	05:31
3d	72	08:19
4d	96	11:16
5d	120	14:10
6d	144	16:59
7d	168	19:45
8d	192	22:42
9d	216	25:25
10d	240	-
11d	264	-
12d	288	-
13d	312	26:22
14d	336	29:27
15d	360	-

Os resultados de CAPE das simulações feitas com o WRF para o caso de chuva forte de dezembro de 2013 são mostrados na figura 19 que, para melhor análise, foi dividida em dois gráficos. Em ambos, as linhas tracejadas indicam os limites de CAPE definidos por NASCIMENTO (2005), em que (i) correspondem às regiões de acentuado potencial para instabilidade, (ii) correspondem às regiões de alto potencial para instabilidade e (iii) baixo potencial para instabilidade. As linhas pontilhadas indicam o horário de início e fim do registro de precipitação nas estações da GEORIO e os círculos representam os dados de CAPE registrados nas radiossondagens. Os tempos de simulação no eixo das abscissas são contados a partir das 00 Z do dia 05/12/2013 e os gráficos tiveram seus limites posteriores ajustados para a hora 36 para melhor visualização dos resultados, já que a chuva ocorreu no intervalo de tempo entre o que foi considerados então como 22 e 28 horas nestes gráficos.

Na figura 19 (a) são mostrados os resultados dos experimentos em que a CAPE no período de chuva ultrapassou o limite de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ , ou seja, considerado alto potencial de instabilidade. Na hora 0, todas as simulações apresentaram valores bastante diferentes em comparação com o da radiossondagem. As simulações 2d e 3d, na hora 12, exibem valores mais próximos dos valores registrados pela radiossondagem. A partir da hora 18, todas as simulações apresentaram tendência de aumento de CAPE, indicando o aumento da energia potencial disponível na atmosfera que passa a diminuir durante o episódio de chuva. As simulações 2d, 4d, 6d e 7d se mantiveram dentro do limite de alto potencial para instabilidade, sendo que a simulação 3d ultrapassou o limite que indica potencial acentuado de instabilidade.

Na figura 19 (b) são mostrados os experimentos em que a CAPE ficou abaixo do limite de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ , que coincidem com as simulações mais longas. A simulação 5d se aproximou do limite de alto potencial.

Mesmo nas simulações mais longas, o modelo simulou a existência de tendência para instabilidade durante o período de chuva, com maiores valores nas simulações mais próximas ao evento. Ou seja, de acordo com os critérios definidos neste trabalho, indicam a possibilidade de instabilidade na região.

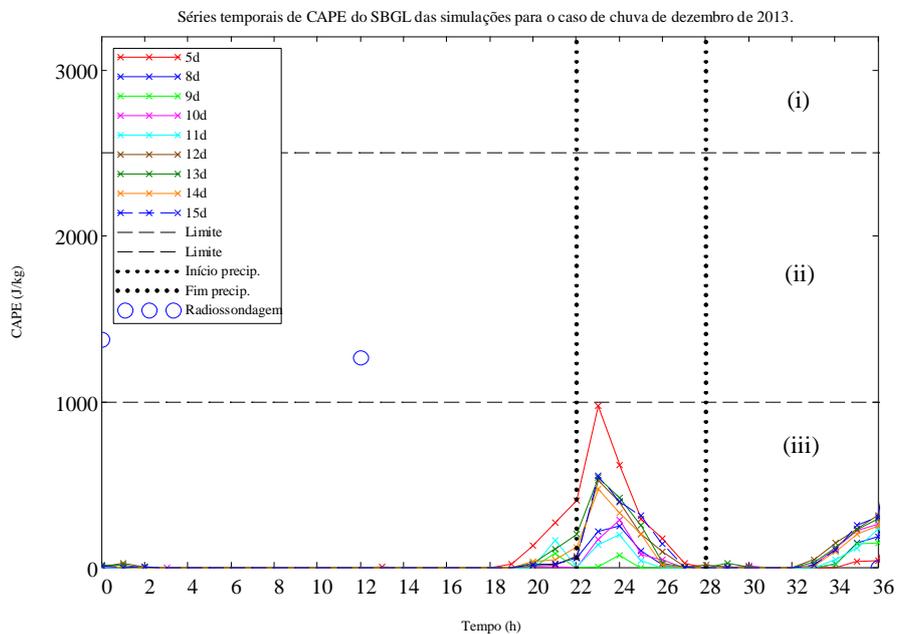
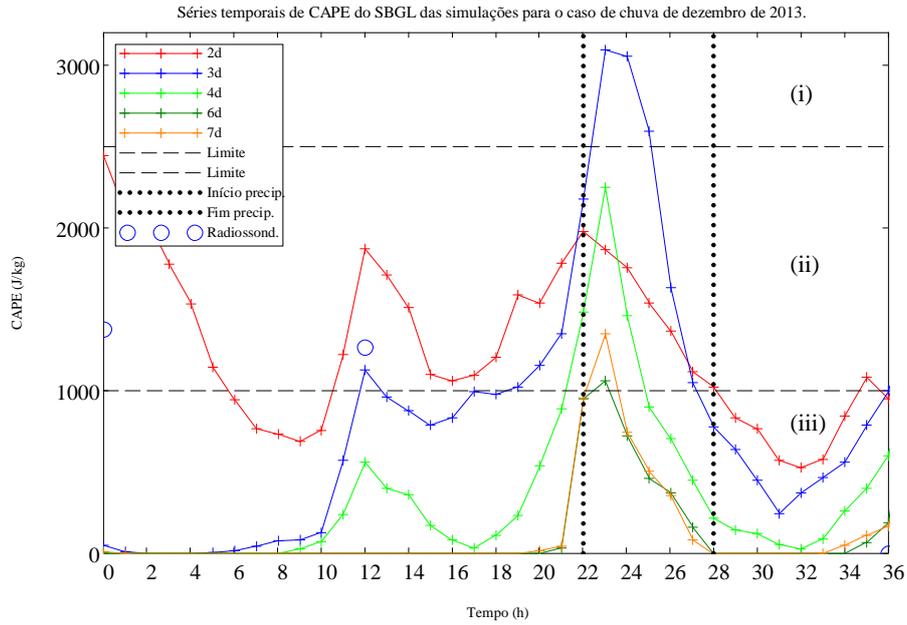
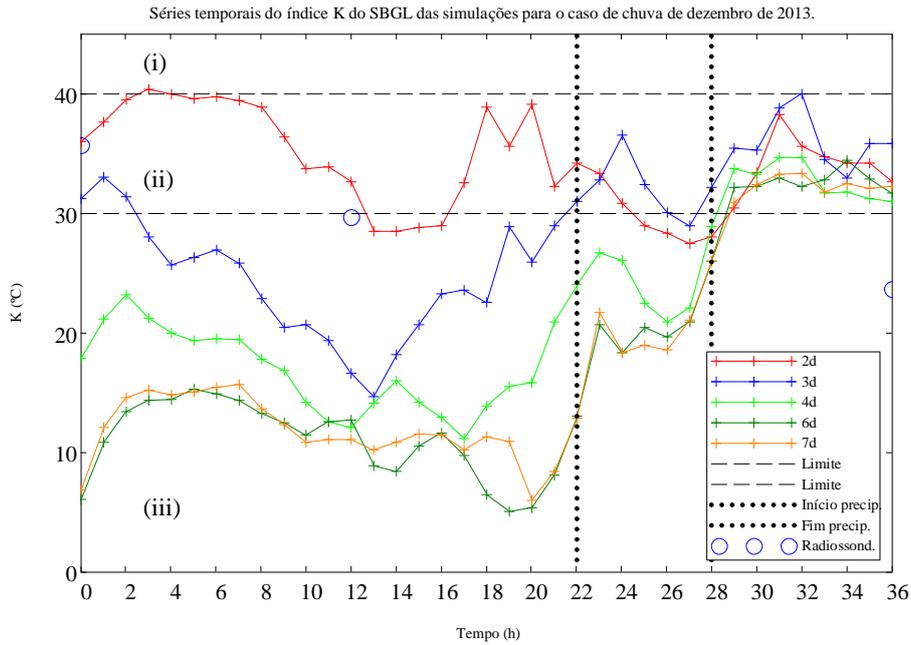


Figura 19 - Séries temporais de CAPE do SBGL das simulações para o evento de dezembro de 2013. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 05/12/2013. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pela GEORIO. Em (a): simulações que ultrapassaram o limite de alto potencial de instabilidade. Em (b): simulações que não alcançaram este limite.

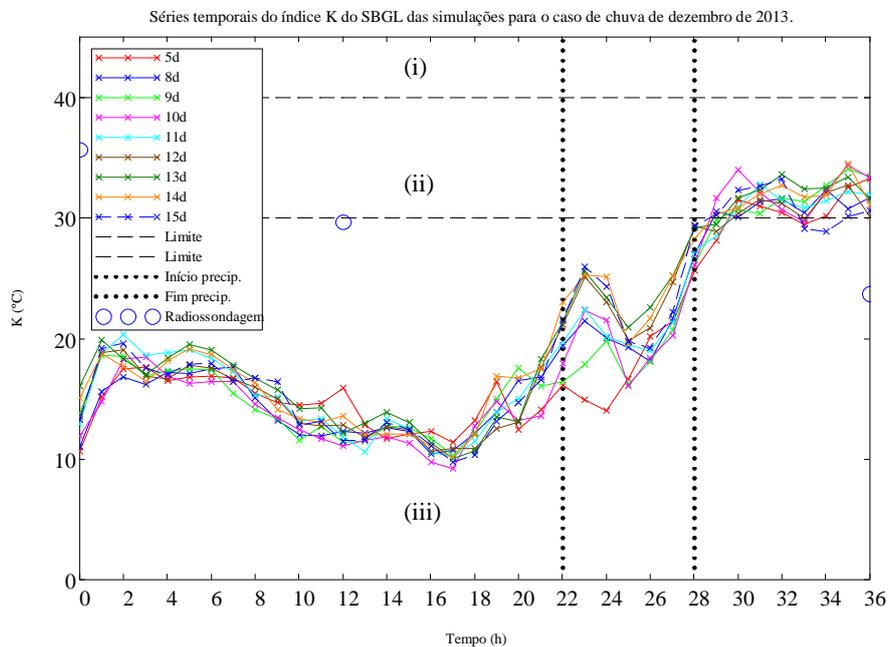
Os resultados do índice K das simulações feitas com o WRF são mostrados na figura 20 que, para melhor análise, foi dividida em dois gráficos. Em ambos, as linhas tracejadas indicam os limites do índice K definidos em NASCIMENTO (2005), em que (i) correspondem às regiões de potencial extremo para tempestade severa, (ii) correspondem às regiões de alto potencial para tempestade severa e (iii) região de baixo potencial. As linhas pontilhadas indicam o horário de início e fim do registro de precipitação nas estações da GEORIO e os círculos representam os dados do índice K registrados nas radiossondagens. Os tempos de simulação no eixo das abscissas são contados a partir das 00 Z do dia 05/12/2013 e os gráficos tiveram seus limites posteriores ajustados para a hora 36 para melhor visualização dos resultados, já que a chuva ocorreu no intervalo de tempo entre o que foi considerados então como 22 e 28 horas nestes gráficos.

O índice K registrado pela radiossondagem nos horários anteriores à chuva (figura 20 (a)) indicam que os valores estavam dentro ou bastante próximo da região (ii), indicando alto potencial para tempestade severa, assim como a simulação 2d. Todas as outras simulações mostradas nesta figura (3d, 4d, 6d e 7d) indicam baixo potencial para tempestade até o horário anterior à chuva. Durante o episódio de chuva, apenas as simulações 2d e 3d indicaram alto potencial para tempestade.

Na figura 20 (b), percebe-se que todos os resultados do índice K das demais simulações acompanham a mesma tendência de indicar alto potencial para tempestade apenas nos horários posteriores ao período em que ocorreu a chuva. Antes e durante a precipitação, os valores do índice K simulados indicam baixo potencial para tempestade.



(a)



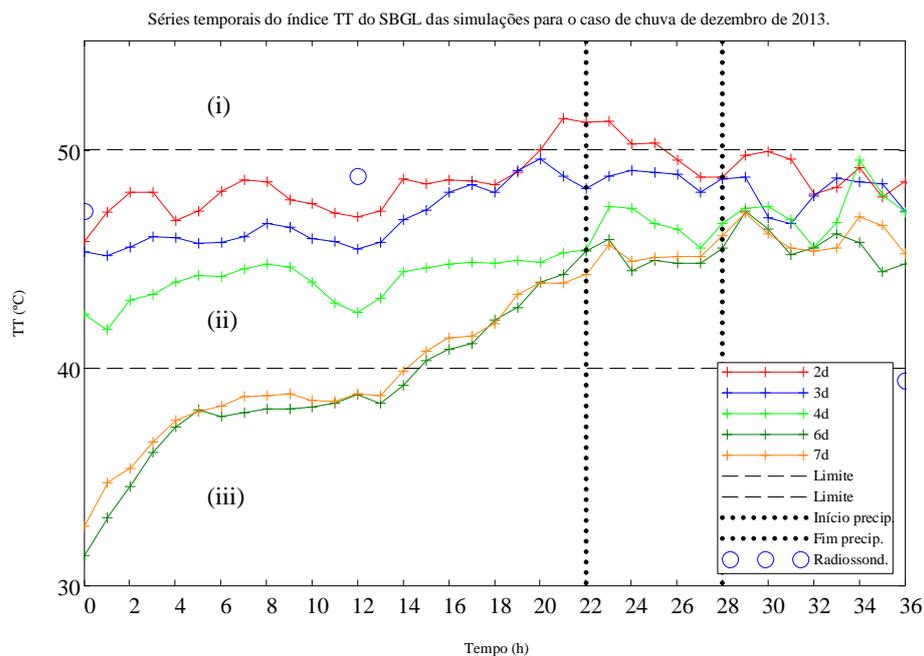
(b)

Figura 20 - Séries temporais do índice K do SBGL das simulações para o evento de dezembro de 2013. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 05/12/2013. As linhas tracejadas correspondem aos limites do índice K de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pela GEORIO. Em (a): simulações 2d, 3d, 4d, 6d e 7d. Em (b), as demais simulações.

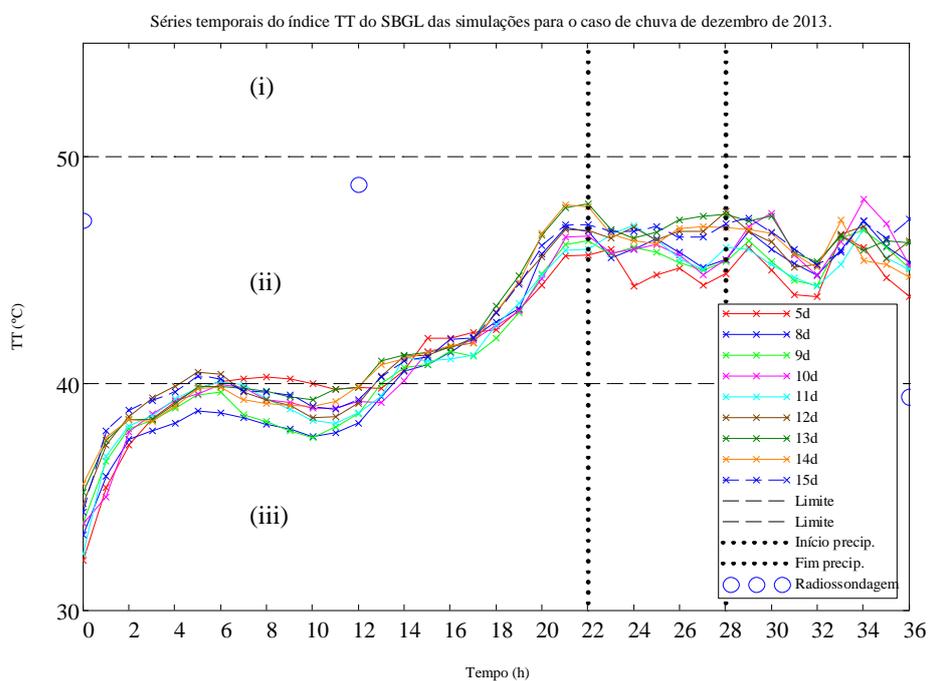
Os resultados do índice TT das simulações feitas com o WRF são mostrados na figura 21 que, para melhor análise, foi dividida em dois gráficos. Em ambos, as linhas tracejadas indicam os limites do índice TT definidos em NASCIMENTO (2005), em que (i) corresponde às regiões do gráfico com chance de desenvolvimento de tempestade, (ii) região com situação favorável para tempestade e (iii) região de baixo potencial. As linhas pontilhadas indicam o horário de início e fim do registro de precipitação nas estações da GEORIO e os círculos representam os dados do índice TT registrados nas radiossondagens. Os tempos de simulação no eixo das abscissas são contados a partir das 00 Z do dia 05/12/2013 e os gráficos tiveram seus limites posteriores ajustados para a hora 36 para melhor visualização dos resultados.

Na figura 21 (a), percebe-se que os valores registrados pela radiossondagem às 00 e 12 Z do dia 05/12 estão na região (ii) do gráfico, situação favorável para tempestade. As simulações 2d, 3d e 4d também permanecem nesta área do gráfico antes do período de chuva, mesmo com valores diferentes da radiossondagem. Durante o período registrado de precipitação, as simulações 3d, 4d, 6d e 7d no gráfico indicam situação favorável, e a simulação 2d atinge a região com chances de ocorrência de tempestade severa.

Na figura 21 (b), percebe-se que todas as simulações apresentam tendências bastante parecidas, oscilando próximo do limite de 40°C na hora 14 e posterior tendência de crescimento até o início da precipitação, onde atingem um patamar dentro da região de situação favorável para tempestade, permanecendo praticamente constante depois da hora que marca o fim do episódio de chuva.



(a)



(b)

Figura 21 - Séries temporais do índice TT do SBGL das simulações para o evento de dezembro de 2013. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 05/12/2013. As linhas tracejadas correspondem aos limites do índice TT de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pela GEORIO. Em (a): simulações 2d, 3d, 4d, 6d e 7d. Em (b), as demais simulações.

Os valores máximos de CAPE entre 22 e 28 h de cada simulação são mostrados na figura 22, que indica então a previsibilidade do evento. No eixo das abscissas estão as simulações em sequência da esquerda para a direita, da que foi inicializada com maior horizonte de previsão até a de menor horizonte. Percebe-se que entre 15d e 9d a tendência é de diminuição dos valores de CAPE, permanecendo abaixo do limite de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ , ou seja, as simulações indicam baixo potencial para instabilidade no horário em que ocorreu a chuva. Supõe-se que a falta de previsibilidade entre 9d e 15d esteja ligada à escala de tempo da linha de instabilidade, pois, como indicado por LORENZ (1982), a previsibilidade de eventos de grande escala atmosférica é de aproximadamente duas semanas, decaindo à medida em que se diminui a escala do fenômeno. Ou seja, a previsibilidade de uma linha de instabilidade, que é um fenômeno de mesoescala, é menor do que 2 semanas.

Nas previsões mais próximas do evento, de 8d em diante na figura, o modelo indica a tendência de previsão de aumento de CAPE, sendo que a partir de 7d as simulações atingem a região de alto potencial para instabilidade, com oscilação entre 6d e 5d.

De acordo com DELSOLE (2004), PALMER (2006) e FROUDE (2013), a previsibilidade desaparece quando a previsão se iguala à climatologia da variável em questão. No resultado apresentado na figura 22 na sequência de 9d para 15d, ou seja, aumentando-se o tempo de previsão, os valores de CAPE mostram tendência de convergência para o valor climatológico calculado por BRASILIENSE (2014), que está de acordo com FROUDE (2013).

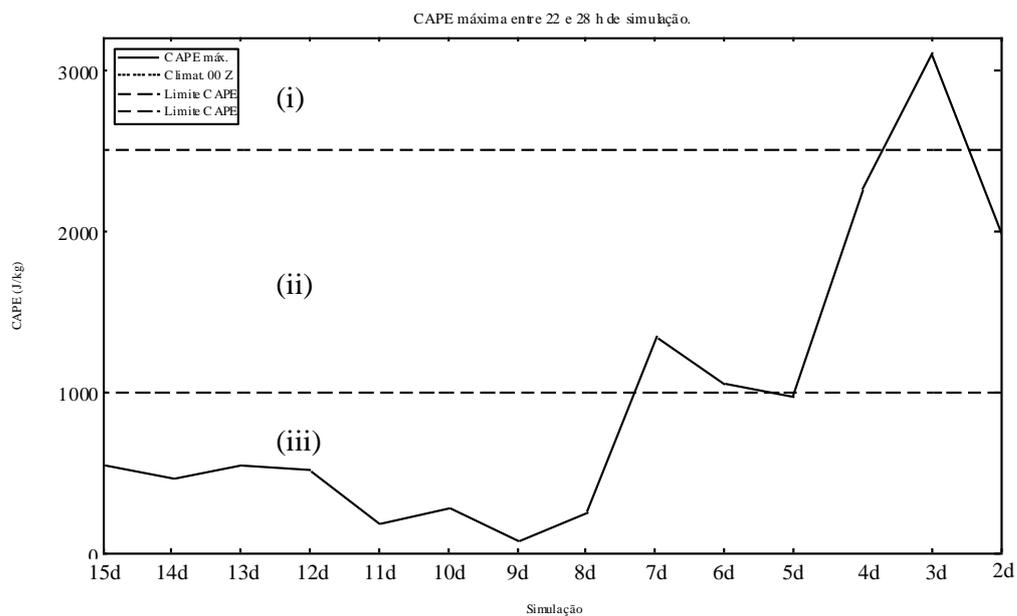


Figura 22 - Valores máximos de CAPE entre 22 e 28 h, de acordo com a simulação.

De acordo com LORENZ (1969a), a previsibilidade diminui à medida que o tempo de previsão aumenta. De tal maneira, pode-se representar visualmente esta afirmação como na figura 23, em que o eixo das ordenadas representa qualquer índice de instabilidade e o eixo das abscissas representa o tempo (em dias). À medida que o tempo de previsão diminui, a previsibilidade aumenta. Em comparação com o resultado obtido para o evento de chuva forte (figura 22), era esperado que a previsibilidade apresentasse tendência de aumento entre a previsão 15d até 2d, entretanto foi detectada a diminuição da previsibilidade entre 15d e 9d, com tendência de aumento entre 8d e 2d. Entre 7d e 2d a CAPE simulada permanece dentro das regiões de alto potencial para instabilidade e de potencial para instabilidade acentuada.

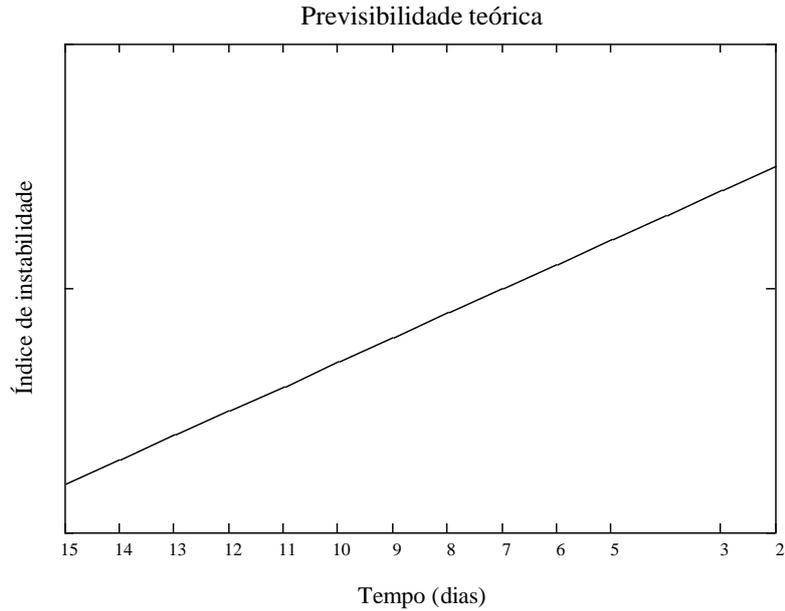


Figura 23 - Previsibilidade teórica.

Os valores máximos do índice K entre 22 e 28 h de cada simulação são mostrados na figura 24. No eixo das abscissas estão as simulações em sequência da esquerda para a direita, da que foi inicializada com maior horizonte de previsão até a de menor horizonte. Percebe-se que as simulações entre 15d e 4d indicam baixo potencial para tempestade, de acordo com os limites de NASCIMENTO (2005). As simulações 3d e 2d indicam potencial alto. Nenhuma simulação atinge a região (i) de potencial extremo.

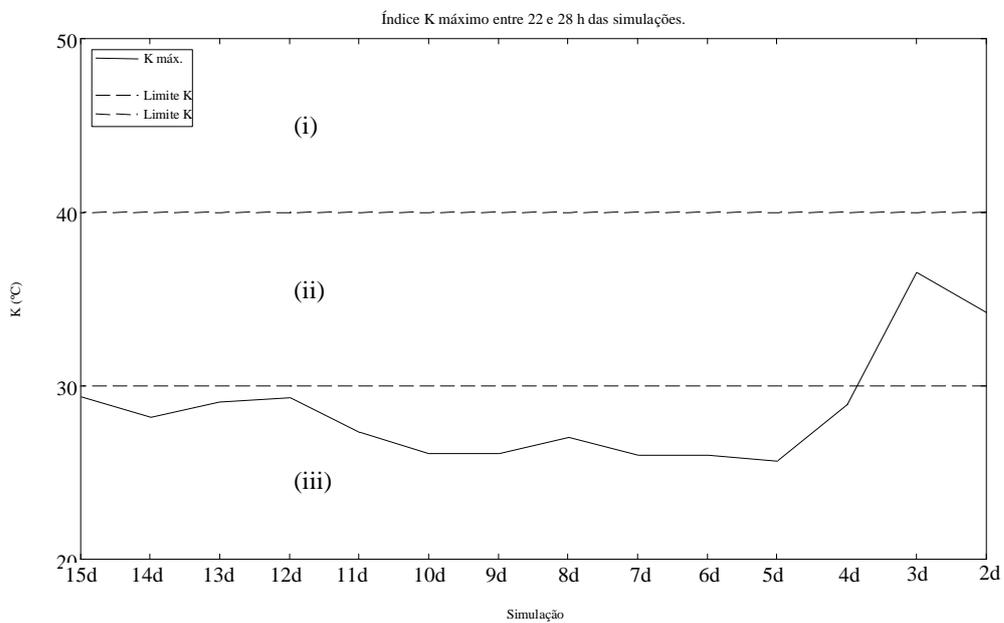


Figura 24 - Valores máximos do índice K entre 22 e 28 h, de acordo com a simulação.

Os valores máximos do índice TT das simulações entre 15d e 3d (figura 25) apresentam valores dentro da região que indica situação favorável à ocorrência de tempestade severa entre as 22 e 28 horas. A simulação 2d foi a única a atingir a região de grande chance de ocorrência de tempestade.

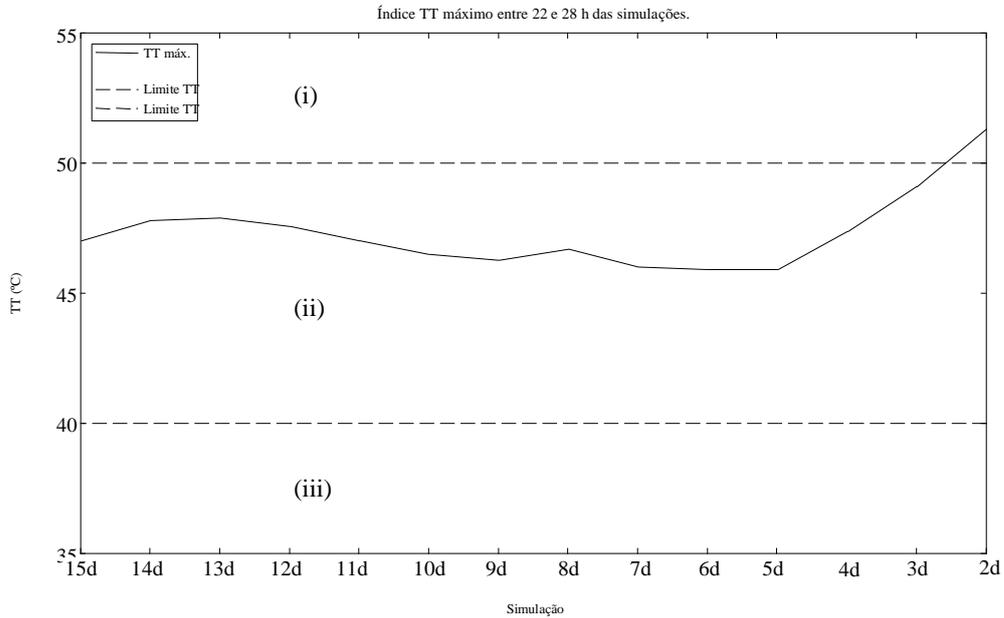


Figura 25 - Valores máximos do índice TT entre 22 e 28 h, de acordo com a simulação.

## 5.2. Caso de fevereiro de 2014

Os tempos despendidos nas simulações (tempo de parede) com a análise do GFS são apresentados na tabela 17. Em média, foram necessárias aproximadamente 3 horas de tempo de parede para 24 horas de previsão.

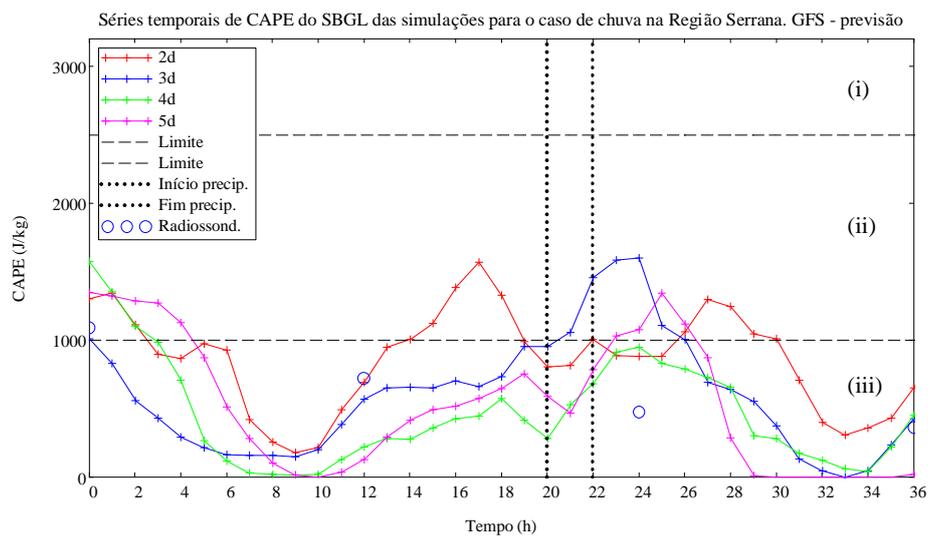
Tabela 17 - Tempos de parede de cada simulação do caso de fevereiro de 2014.

Simulação	Horizonte de previsão (h)	Tempo de parede (hh:mm)
2d	48	04:25
3d	72	06:00
4d	96	08:02
5d	120	09:50

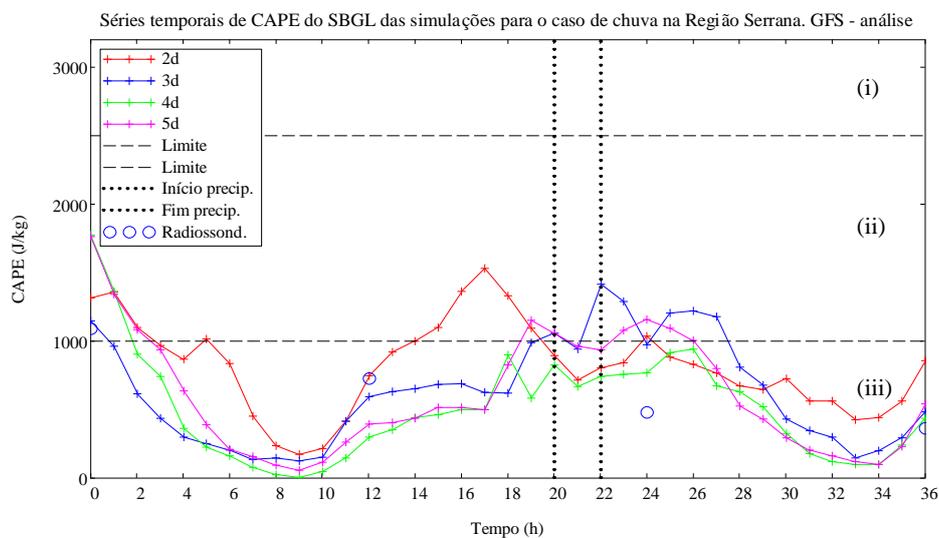
Os resultados de CAPE das simulações feitas com o WRF para o caso de chuva fevereiro de 2014 são mostrados na figura 14. As linhas tracejadas indicam os limites de CAPE definidos por NASCIMENTO (2005), em que (i) correspondem às regiões de acentuado potencial para instabilidade, (ii) correspondem às regiões de alto potencial para instabilidade e (iii) baixo potencial para instabilidade. As linhas pontilhadas indicam o horário de início e fim do registro de precipitação nas estações do INEA da Região Serrana. Os tempos indicados como "0" dos eixos das abscissas da figura 26 (a) e (b) correspondem a 00 Z do dia 28/02/2014 e, assim como no caso anterior, tiveram seus limites posteriores ajustados para a hora 36 para melhor visualização dos resultados, já que a chuva da Região Serrana ocorreu entre as 20 e 22 horas dos gráficos.

Na figura 26 (a) são mostrados os resultados das quatro simulações executadas com as previsões do GFS como condições iniciais e de contorno. Ressalta-se que a chuva ocorreu apenas na Região Serrana, e não na região do SBGL, sendo esperado que as simulações não ultrapassassem o limite de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ . Entre a hora 5 e a hora 14 todas as simulações mostram valores na região (iii), ou seja, indicando baixo potencial para instabilidade. Há tendência de queda acentuada entre as horas 5 e 9. Após a hora 10, há aumento da energia potencial disponível em todas as simulações, no entanto, 2d indica níveis acima de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  antes do período de chuva demarcado. Entre 20 e 22 h, as simulações 2d, 4d e 5d se mantêm abaixo, porém próximos, ao limite, indicando que na região do SBGL havia baixo potencial de instabilidade atmosférica. Entretanto, é percebido o sinal de certa instabilidade na região, apesar de a precipitação não ter sido iniciada. Com relação aos dados de radiossondagem, com exceção da 00 Z do dia 28/02, todos os valores indicam baixo potencial para instabilidade.

Na figura 26 (b), são mostrados os resultados das quatro simulações utilizando as análises do GFS como condições iniciais e de contorno. Há pouca diferença em relação às previsões do WRF iniciadas com as previsões do GFS (figura 26 (a)), apresentando as mesmas tendências de valores abaixo de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  entre a hora 3 e a hora 14.



(a)



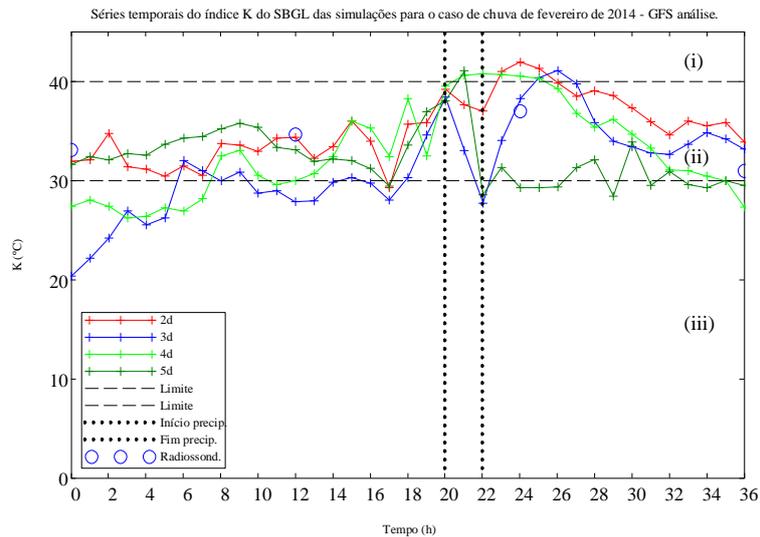
(b)

Figura 26 - Séries temporais de CAPE do SBGL das simulações para o evento de chuva de fevereiro de 2014 na Região Serrana. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 28/02/2014. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pelo INEA. Em (a): simulações cujas condições iniciais são provenientes da previsão do GFS. Em (b): simulações cujas condições iniciais são provenientes da análise do GFS.

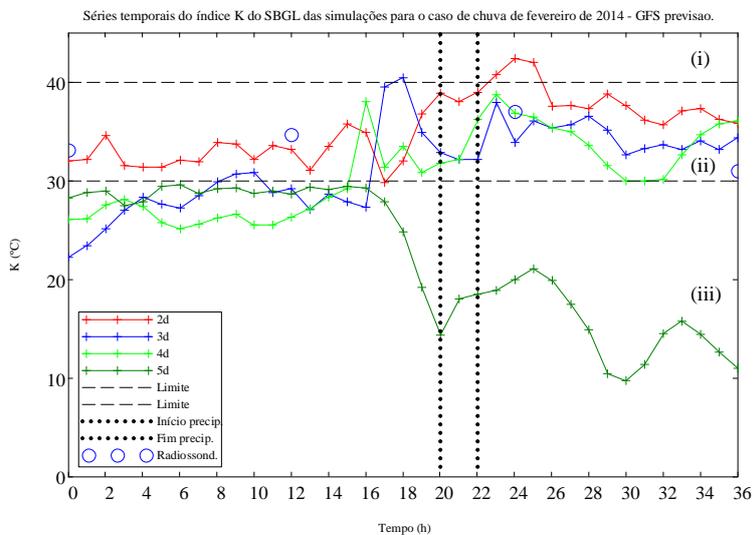
Os resultados do índice K das simulações feitas com o WRF utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes da análise do GFS são mostrados na figura 27 (a) e, na figura 27 (b) é mostrado o resultado das simulações do WRF com as previsões do GFS. Em ambas as figuras, as linhas tracejadas indicam os limites do índice K definidos em NASCIMENTO (2005), em que (i) correspondem às regiões de potencial extremo para tempestade severa, (ii) correspondem às regiões de alto potencial para tempestade severa e (iii) região de baixo potencial. As linhas pontilhadas indicam o horário de início e fim do registro de precipitação nas estações do INEA da Região Serrana e os círculos representam os dados do índice K registrados nas radiossondagens. Os tempos de simulação no eixo das abscissas são contados a partir das 00 Z do dia 28/02/2014 e os gráficos tiveram seus limites posteriores ajustados para a hora 36 para melhor visualização dos resultados.

O índice K registrado pela radiossondagem nos horários anteriores à chuva (figura 27 (a)) apresentam valores dentro da região (ii), indicando alto potencial para tempestade severa. As simulações 3d e 4d do WRF utilizando as análises do GFS como condições iniciais e de contorno indicam índice K na região de baixo potencial até a hora 5 e, posteriormente, apresentam valores dentro ou próximos à região (ii). De maneira geral, as simulações acompanham aproximadamente as mesmas tendências de aumento e diminuição, exceto a 5d entre as horas 23 e 30, mesmo próximo à região (ii). No início do período analisado, 3d e 5d são as simulações que mais se aproximam do valor da radiossondagem, mantendo essa característica também na hora 12. Na hora 24 a 3d é a que mais se aproxima do valor observado.

Na figura 27 (b), o índice K simulado com condições iniciais e de contorno da previsão do GFS apresenta valores (simulações 3d, 4d e 5d) na região (iii) e apenas na hora 15 as simulações 3d e 4d mudam de região, para a (ii), indicando alto potencial para desenvolvimento de tempestade. A 5d apresenta tendência bastante diferente das demais simulações, se distanciando dos valores observados. Na hora 0 e 12, a simulação 2d é a que mais se aproxima dos valores das radiossondagens e na hora 24 é a 4d que melhor representa o valor observado.



(a)

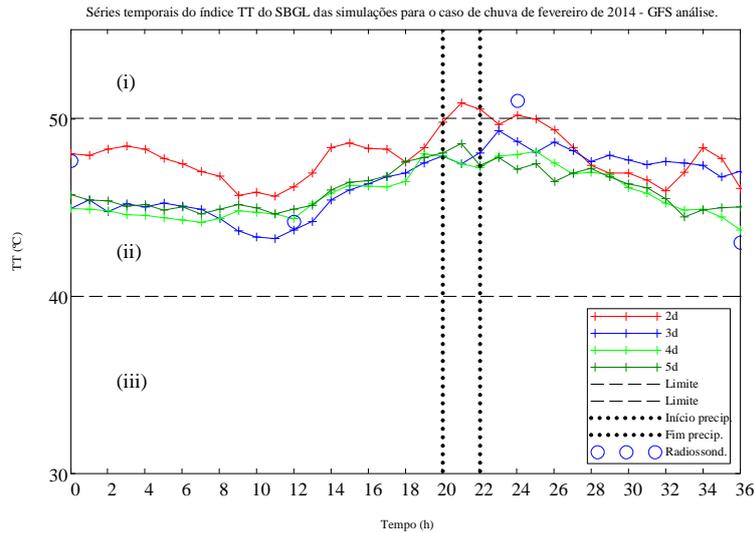


(b)

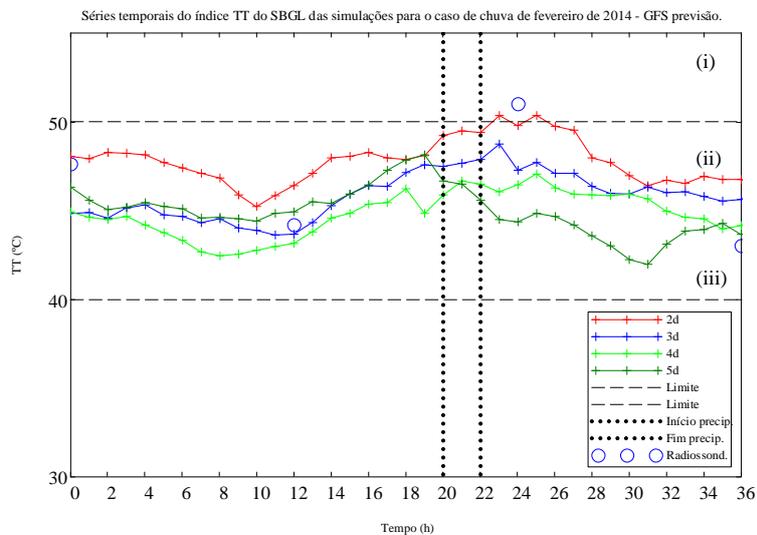
Figura 27 - Séries temporais do índice K do SBGL das simulações para o evento de chuva de fevereiro de 2014 na Região Serrana. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 28/02/2014. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pelo INEA. Em (a): simulações cujas condições iniciais são provenientes da análise do GFS. Em (b): simulações cujas condições iniciais são provenientes da previsão do GFS.

Os resultados do índice TT das simulações feitas com o WRF utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes da análise do GFS são mostrados na figura 28 (a) e, na figura 28 (b) é mostrado o resultado das simulações do WRF com as previsões do GFS. Em ambos, as linhas tracejadas indicam os limites do índice TT definidos em NASCIMENTO (2005), em que (i) corresponde às regiões do gráfico com chance de desenvolvimento de tempestade, (ii) região com situação favorável para tempestade e (iii) região de baixo potencial. As linhas pontilhadas indicam o horário de início e fim do registro de precipitação nas estações do INEA da Região Serrana e os círculos representam os dados do índice TT registrados nas radiossondagens. Os tempos de simulação no eixo das abscissas são contados a partir das 00 Z do dia 05/12/2013 e os gráficos tiveram seus limites posteriores ajustados para a hora 36 para melhor visualização dos resultados.

Na figura 28 (a), nota-se que os valores do índice TT registrados pela radiossondagem às 00 e 12 horas estão na região (ii) do gráfico, situação favorável para tempestade, chegando à região (i) às 24 horas e voltando novamente para região (ii) às 36 h. As simulações 2d, 3d e 4d também permanecem na região (ii) do gráfico antes do período de chuva, com valores próximos aos da radiossondagem, com tendência de aumento até o período entre 20 e 24 horas. Em geral, as simulações acompanham as tendências de aumento e diminuição registradas pelas radiossondagens, mesmo que seus valores numéricos não sejam exatamente iguais aos observados. O mesmo acontece com as simulações do WRF com as previsões do GFS como condições iniciais e de contorno (figura 28 (b)). Entretanto, neste último, as simulações se apresentam mais dispersas a partir das 20 horas e a 2d é a que mais se aproxima do valor da radiossondagem.



(a)

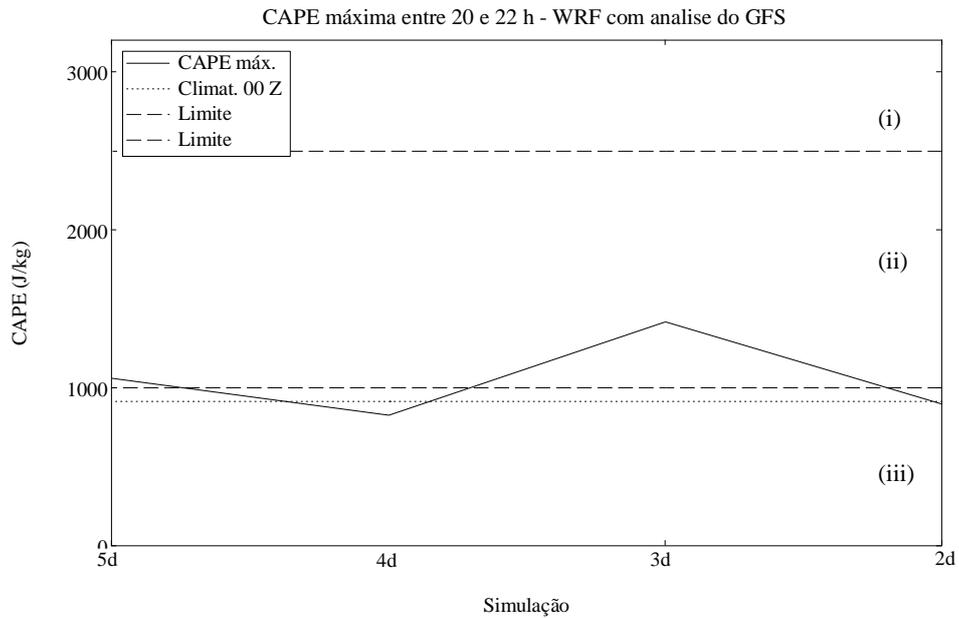


(b)

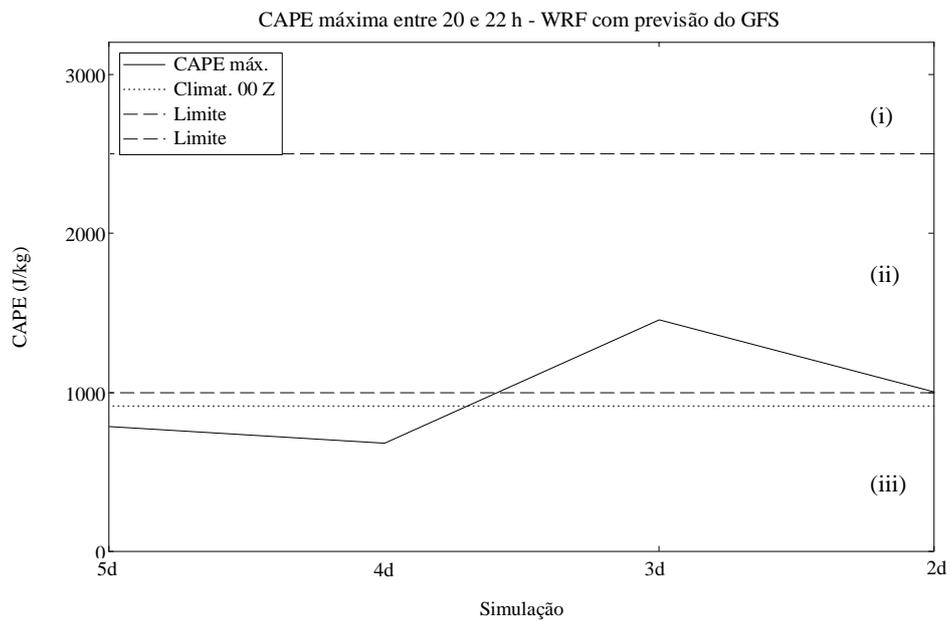
Figura 28 - Séries temporais do índice TT do SBGL das simulações para o evento de chuva de fevereiro de 2014 na Região Serrana. A marca de 0 h corresponde às 00 Z do dia 28/02/2014. As linhas tracejadas correspondem aos limites de CAPE de NASCIMENTO (2005). As linhas pontilhadas indicam início e fim da chuva registrada pelo INEA. Em (a): simulações cujas condições iniciais são provenientes da análise do GFS. Em (b): simulações cujas condições iniciais são provenientes da previsão do GFS.

Os valores máximos de CAPE entre 20 e 22 h de cada simulação são mostrados na figura 29 (a) e (b). No eixo das abscissas estão as simulações começando pela 5d, que foi inicializada com maior horizonte de previsão, até a de menor horizonte (2d). Com as condições iniciais e de contorno provenientes das análises do GFS, percebe-se os valores das simulações 5d, 4d e 2d permanecem na faixa de valores que indicam baixo potencial de instabilidade. A simulação 3d atinge valor de alto potencial de

instabilidade tanto em (a) quanto em (b). Ambos os conjuntos de simulações apresentam as mesmas tendências.



(a)



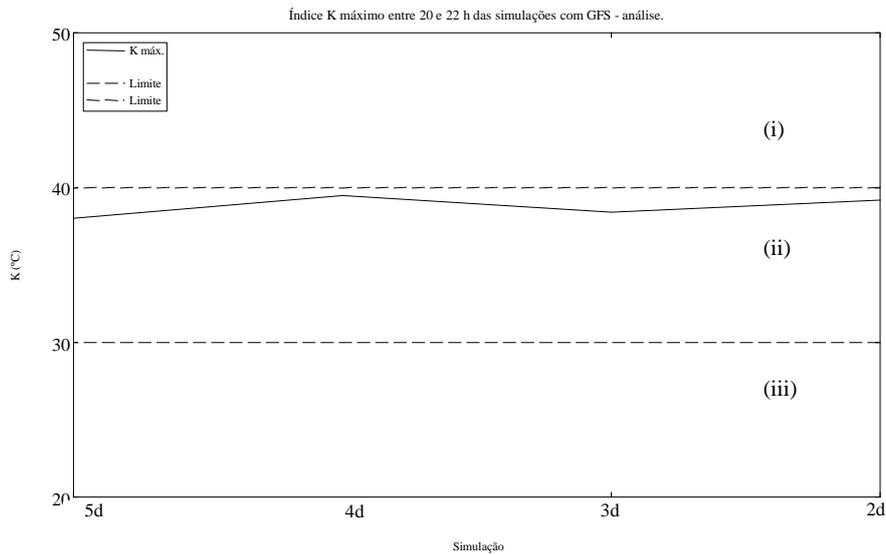
(b)

Figura 29 - Valor máximo de CAPE entre 20 e 22 h, de acordo com a simulação.

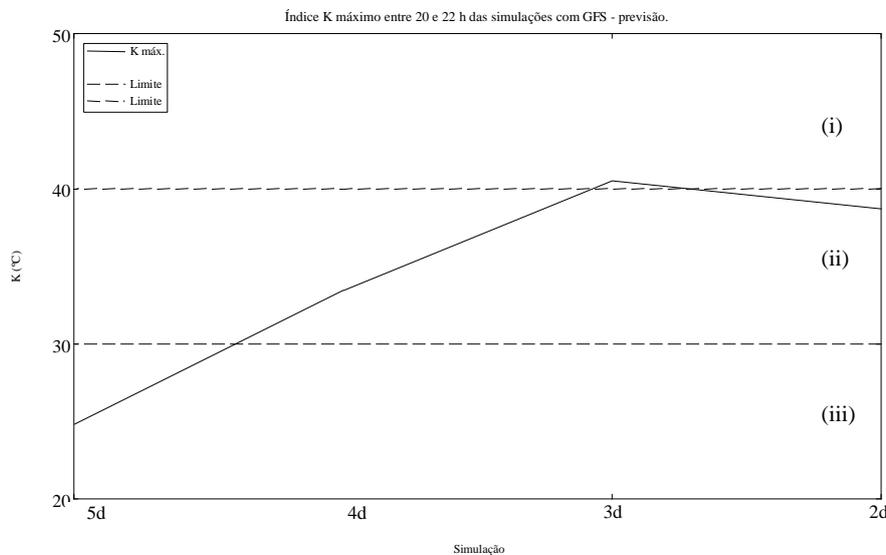
Os valores máximos do índice K entre 20 e 22 h de cada simulação são mostrados na figura 30. As simulações feitas com o WRF utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes da análise do GFS são mostrados na figura 30 (a) e,

na figura 30 (b) é mostrado o resultado das simulações do WRF com as previsões do GFS. No eixo das abscissas estão as simulações em sequência da esquerda para a direita, da que foi inicializada com maior horizonte de previsão até a de menor horizonte. Percebe-se que todas as simulações, com pequenas variações, indicam potencial alto para ocorrência de tempestade.

Na figura 30 (b), a simulação 5d indica baixo potencial para ocorrência de tempestade e 3d indica potencial extremo, entretanto, na região do SBGL não ocorreu precipitação.



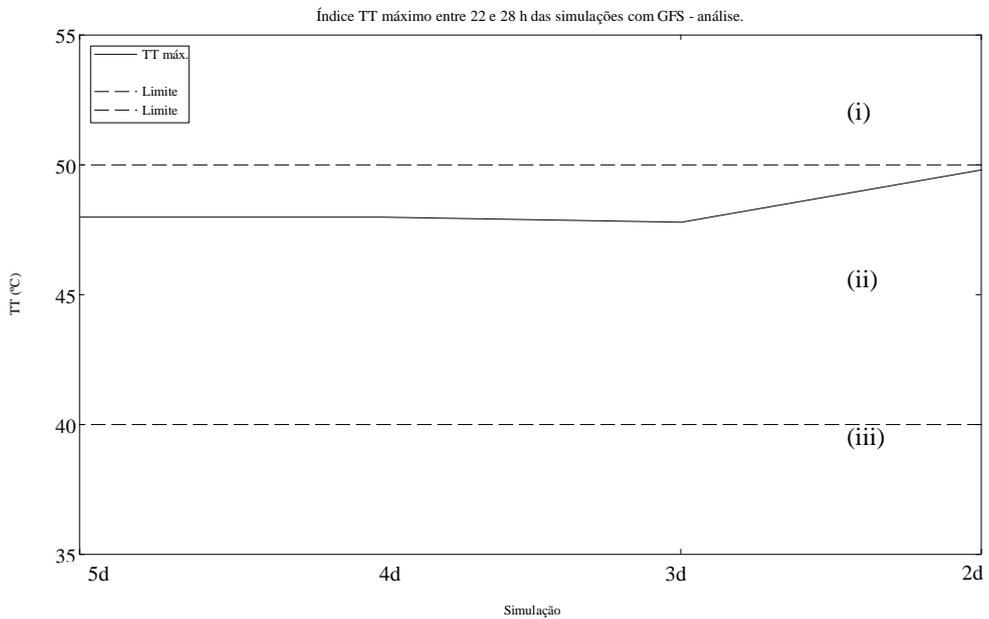
(a)



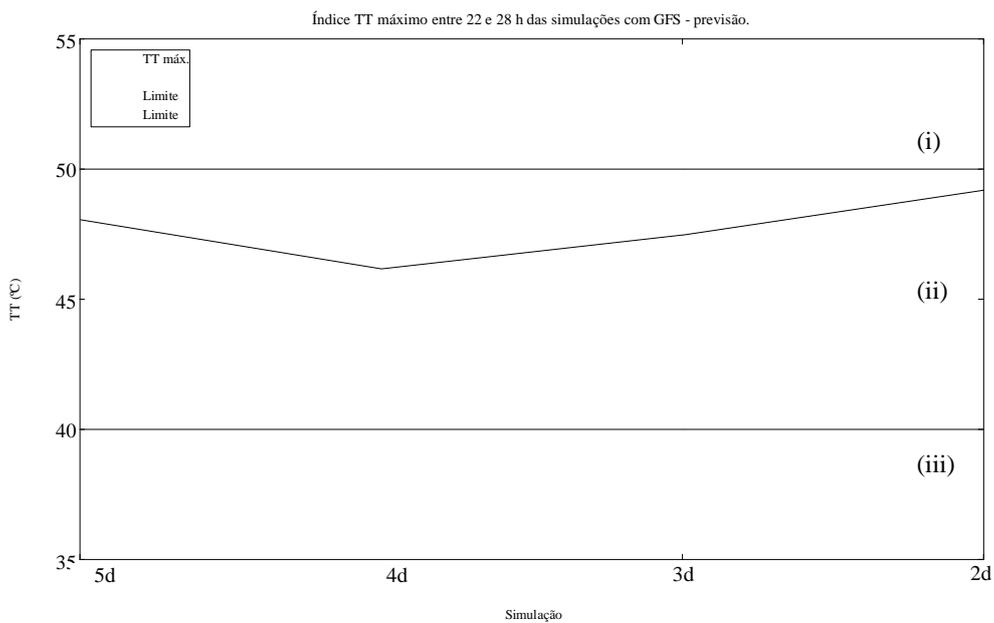
(b)

Figura 30 - Valores máximos do índice K entre 20 e 22 h, de acordo com a simulação. Em (a), condições iniciais e de contorno da análise do GFS. Em (b) condições iniciais e de contorno da previsão do GFS.

Os índices TT de todas as simulações tanto com condições iniciais e de contorno da análise do GFS (figura 31 (a)) quanto com as previsões do GFS (figura 31 (b)), apresentam valores dentro da região que indica situação favorável à ocorrência de tempestade severa entre as 20 e 22 horas.



(a)



(b)

Figura 31 - Valor máximo do índice TT entre 20 e 22 h, de acordo com a simulação. Em (a), condições iniciais e de contorno da análise do GFS. Em (b) condições iniciais e de contorno da previsão do GFS.

## 6. Conclusões

Foi apresentado o estudo para verificação da previsibilidade de tempestade, utilizando resultados de índices de instabilidade atmosférica CAPE, K e TT provenientes de simulações com modelo de previsão numérica do tempo. Por não existir consenso na definição de tempestade severa (NASCIMENTO, 2005), são utilizados valores limítrofes indicados por NASCIMENTO (2005) para caracterizar os eventos de precipitação.

PALMER (2006) cita que, basicamente, existem três fontes de incertezas nas previsões: incerteza nas observações utilizadas para definir as condições iniciais; incerteza no modelo utilizado para assimilar as observações e realizar a previsão; e a incerteza nos parâmetros externos. Neste trabalho, não foi levada em consideração a influência dos fatores externos, sendo mostrados os efeitos das incertezas das condições iniciais (análise do GFS) e do modelo de previsão (previsão do GFS), além da incerteza intrínseca ao próprio WRF.

Para o caso de dezembro de 2013 as simulações com maior horizonte de previsão apresentaram sinal de instabilidade durante o período de chuva no local de estudo devido à linha de instabilidade, mesmo com valores considerados baixos de CAPE. À medida que as simulações eram iniciadas em tempos mais próximos ao evento, maior era a quantidade de energia disponível prevista, atingindo valores dentro da faixa considerada como alta instabilidade. De acordo com DELSOLE (2004), PALMER (2006) e FROUDE (2013), a previsibilidade desaparece quando a previsão se iguala à climatologia da variável em questão e os experimentos indicam que entre 9 dias e 15 dias de antecipação, as previsões mostram tendência de convergência para o valor climatológico. De acordo com os resultados do caso de chuva forte, percebe-se que o modelo indica aumento de previsibilidade entre 8 dias e 2 dias de previsão.

O índice K registrado pela radiossondagem nos horários anteriores à chuva indicam valores de alto potencial para tempestade severa, assim como a simulação inicializada com menor horizonte de previsão, ou seja, temporalmente mais próxima ao evento. Todas as outras simulações indicam baixo potencial para tempestade até o horário anterior à chuva. Durante o episódio de chuva, apenas as simulações 2d e 3d indicaram alto potencial para tempestade. Os resultados do índice K das demais simulações acompanham a mesma tendência de indicar alto potencial para tempestade apenas nos horários posteriores ao período em que ocorreu a chuva. Os valores

máximos do índice K entre 22 e 28 h de cada simulação mostram que as simulações entre 15d e 4d indicam baixo potencial para tempestade, de acordo com os limites de NASCIMENTO (2005). As simulações 3d e 2d indicam potencial alto. Nenhuma simulação atinge o limite de potencial extremo.

Os valores do índice TT das simulações feitas com o WRF ficaram dentro dos mesmos limites que as radiossondagens, de situação favorável à formação de tempestades. Os valores máximos do índice TT das simulações indicam que a simulação 2d foi a única a atingir a região de grande chance de ocorrência de tempestade.

Para o caso de fevereiro de 2014, era esperado que os valores de CAPE não ultrapassassem o limite de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ . Durante algumas horas de previsão com o WRF utilizando condições iniciais e de contorno das previsões dos GFS, a CAPE se manteve dentro do limite de baixo potencial para desenvolvimento de tempestades, com a simulação com menor horizonte de previsão indicando alto potencial. Apesar de a precipitação não ter sido iniciada na região do SBGL, as simulações indicam “sinal” de instabilidade, mesmo sendo baixa, em acordo com os dados de radiossondagem.

Nos resultados das quatro simulações utilizando as análises do GFS como condições iniciais e de contorno há pouca diferença em relação às previsões do WRF iniciadas com as previsões do GFS, apresentando as mesmas tendências de valores abaixo de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  entre a hora 3 e a hora 14. Devido à não ocorrência de precipitação na região do SBGL, a CAPE se mantém próxima aos valores climatológicos.

Os resultados do índice K das simulações feitas com o WRF utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes da análise do GFS, de maneira geral, acompanham aproximadamente as mesmas tendências de aumento e diminuição dos valores da radiossondagem. No início do período analisado, 3d e 5d são as simulações que mais se aproximam do valor da radiossondagem, mantendo essa característica também na hora 12. Na hora 24 a 3d é a que mais se aproxima do valor observado.

O índice K simulado com condições iniciais e de contorno da previsão do GFS apresenta valores (simulações 3d, 4d e 5d) correspondentes à potencial extremo para tempestades e apenas na hora 15 as simulações 3d e 4d mudam alto potencial para desenvolvimento de tempestade. A 5d apresenta tendência bastante diferente das demais simulações, se distanciando dos valores observados, que indicam potencial alto. Na hora 0 e 12, a simulação 2d é a que mais se aproxima dos valores das radiossondagens e na hora 24 é a 4d que melhor representa o valor observado.

Os valores máximos do índice K entre 20 e 22 h de cada simulação são com o WRF utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes da análise do GFS mostram que todas as simulações, com pequenas variações, indicam potencial alto para ocorrência de tempestade. Algumas simulações do WRF com as previsões do GFS indicam baixo potencial para ocorrência de tempestade e outra potencial extremo, entretanto, na região do SBGL não ocorreu precipitação.

Os resultados do índice TT das simulações feitas com o WRF utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes da análise do GFS mostram que as simulações 2d, 3d e 4d indicam situação favorável à formação de tempestade antes do período de chuva na região serrana, com valores próximos aos da radiossondagem, com tendência de aumento até o período entre 20 e 24 horas. Em geral, as simulações acompanham as tendências de aumento e diminuição registradas pelas radiossondagens, mesmo que seus valores numéricos não sejam exatamente iguais aos observados. O mesmo acontece com as simulações do WRF com as previsões do GFS como condições iniciais e de contorno. Entretanto, neste último, as simulações se apresentam mais dispersas a partir das 20 horas e a 2d é a que mais se aproxima do valor da radiossondagem.

O estudo realizado para os dois casos de tempestade no Rio de Janeiro mostram que os índices de instabilidade são indicativos da ocorrência de tempestades, entretanto, são necessários mais testes, inclusive estatísticos, com casos de tempestades, que são sugeridos como trabalhos futuros

## 7. Referências

- BEI, N.; ZHANG, F., Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-Yu front of China. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 622, p. 83–99, 2007.
- BLANCHARD, D. O. Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 3, pp. 870–877, set. 1998.
- BRASILIENSE, C. S., 2014, **Índices termodinâmicos no Rio de Janeiro: climatologia, tendências temporais e análise no caso de chuvas extremas**. Monografia de B.sc., Departamento de Meteorologia, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- BUIZZA, R., HOUTEKAMER, P. L., PELLERIN, G., TOTH, Z., *et al.* A Comparison of the ECMWF, MSC, and NCEP Global Ensemble Prediction Systems. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 5, pp. 1076–1097, 2005.
- BUSCH, T. M., 2013, **Climatologia de índices de instabilidade atmosférica utilizando radiossondagens do aeroporto do Galeão-RJ**. Monografia de B.sc., Departamento de Meteorologia, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- CHARNEY, J. G., FLEAGLE, R. G., RIEHL, H., LALLY, V. E., WARK, D. Q., The feasibility of a global observation and analysis experiment. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v47, pp. 200-220, 1966.
- CHATFIELD, C. , 1984, **The Analysis of Time Series: An Introduction**, 3 ed, London New York, Chapman And Hall.
- COLBY, F. P. Convective Inhibition as a Predictor of Convection during AVE-SESAME II. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 11, pp. 2239–2252, 1984.
- DELSOLE, T. Predictability and Information Theory. Part I: Measures of Predictability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 20, pp. 2425–2440, 2004.

- DOSWELL, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R. A. Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, pp. 560–581, 1996.
- DOSWELL, C. A.; RASMUSSEN, E. N. The Effect of Neglecting the Virtual Temperature Correction on CAPE Calculations. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 4, pp. 625–629, 1994.
- DOYLE, J. D. et al., Adjoint Sensitivity and Predictability of Tropical Cyclogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 12, pp. 3535–3557, 2012.
- EMANUEL, K., 1994, **Atmospheric Convection**. Oxford University Press, pp. 580.
- FOSS, M., **Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul**. M.Sc., Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil, 2011.
- FROUDE, L. S. R.; BENGTSSON, L.; HODGES, K. I. Atmospheric predictability revisited. **Tellus A**, v. 65, n. 0, 2013.
- FUNDAÇÃO GEORIO, 2009. Disponível em:  
<<http://www.rio.rj.gov.br/web/smo/exibeconteudo?article-id=96358>>. Acesso em: 21 fev. 2014.
- FUNDAÇÃO GEORIO, **Relatório de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos para a Cidade do Rio de Janeiro no ano de 2010**. In: Relatório GEO-RIO/DEP/GPE - Nº. 10/2012, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2012.
- FUNDAÇÃO GEORIO, **Relatório Anual de Chuva para a cidade do Rio de Janeiro no ano de 2013**. In: Relatório GEO-RIO/DEP/GPE - Nº. 01/2013, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2014.

- GALWAY, J. G., The lifted index as a predictor of latent instability. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 43, pp. 528-529, 1956.
- GEORGE, J. J., **Weather Forecasting for Aeronautics**, Academic Press, pp. 673, 1960.
- GLEESON, T. A., On Theoretical Limits of Predictability., **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 2, pp. 213–215, 1967.
- GLEIK, J., 1987, **Chaos: Making a New Science**, 1ed, Viking Penguin, New York.
- HALLAK, R., Cape e Cine. Apostila para o curso de Meteorologia Física I ACA/IAG/USP, 2012. Disponível em: <<http://www.dca.iag.usp.br/www/material/hallak/ACA-0422/CAPE2012/>> Acesso em: 10 abr 2013.
- HENRY, W., 1987, **The skew-T, Log P diagram**. National Weather Service Training Center, EUA, pp. 68.
- HUSCHKE, R. E., 1959. **Glossary of meteorology**, Boston, American Meteorological Society, pp. 638.
- JANJIC, Z. I., A nonhydrostatic model based on a new approach. **Meteorol. Atmos. Phys.** v82, pp. 271–285, 2003.
- JOHNS, R. H.; DOSWELL, C. A., Severe local storms forecasting. **Wea. Forecasting**, v. 7, pp. 588-612, 1992.
- KALNAY, E., 2003, **Atmospheric Modeling, Data Assimilation, and Predictability**, 1ed., Cambridge University Press.
- LEITH, C. E., Lagrangian advection in an atmospheric model. In **WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-range Forecasting**, WMO Technical Note 66, pp. 168-76, 1965.

- LORENZ, E. N., Deterministic Nonperiodic Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 20, n. 2, pp. 130–141, 1963.
- LORENZ, E. N., The predictability of hydrodynamic flow. **Trans. NY Acad. Sci.**, series II 25, pp. 409-432, 1963.
- LORENZ, E. N. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. **Tellus**, v. 17, n. 3, pp. 321–333, 1965.
- LORENZ, E. N., The predictability of a flow which possesses many scales of motion. **Tellus**, v. 21, n. 3, pp. 289–307, 1969.
- LORENZ, E. N., Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 26, n. 4, pp. 636–646, 1969.
- LORENZ, E. N., Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. **Tellus**, v. 34, n. 6, pp. 505–513, 1982.
- LORENZ, E. N., 1995, **The Essence Of Chaos**. 1ed. Taylor & Francis.
- LORENZ, E. N., Predictability – A problem partly solved. In: Palmer, T. N., Hagedorn, R. (eds), **Predictability of Weather and Climate**. 1 ed., chapter 3, Cambridge University Press, 2006.
- MILLER, R. C., **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, pp. 190, 1972.
- MINTZ, Y., Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion. In **WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-range Forecasting**, WMO Technical Note 66, 141-67, 1965.

- MOLLER, A. R., **Severe local storms forecasting**. In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph v. 28, n. 50, pp. 433-480, 2001.
- MONCRIEFF, M. W., MILLER, M. J., The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 432, pp. 373–394, 1976.
- NASCIMENTO, E. L., Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, 2005.
- PALMER, T. N., Predictability of weather and climate: from theory to practice. In: Palmer, T. N., Hagedorn, R. (eds), **Predictability of Weather and Climate**. 1 ed., chapter 1, Cambridge University Press, 2006.
- PEPPLER, R. A. **A review of static stability indices and related thermodynamic parameters**. SWS Miss. Pub., Illinois State Water Survey climate and meteorology section, v. 104, 1988.
- POINCARÉ, H., 1914, **Wissenschaft und Methode**, Berlin, Verlag B. Teubner.
- RASMUSSEN, E. N., BLANCHARD, D. O., A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. **Weather and Forecasting**, v. 13, pp. 1148-1164, 1998.
- SAHA, S.; VAN DEN DOOL, H. M., A Measure of the Practical Limit of Predictability. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 12, pp. 2522–2526, 1988.
- SHOWALTER, A. K., A stability index for forecasting thunderstorms. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 34, pp. 250-252, 1947

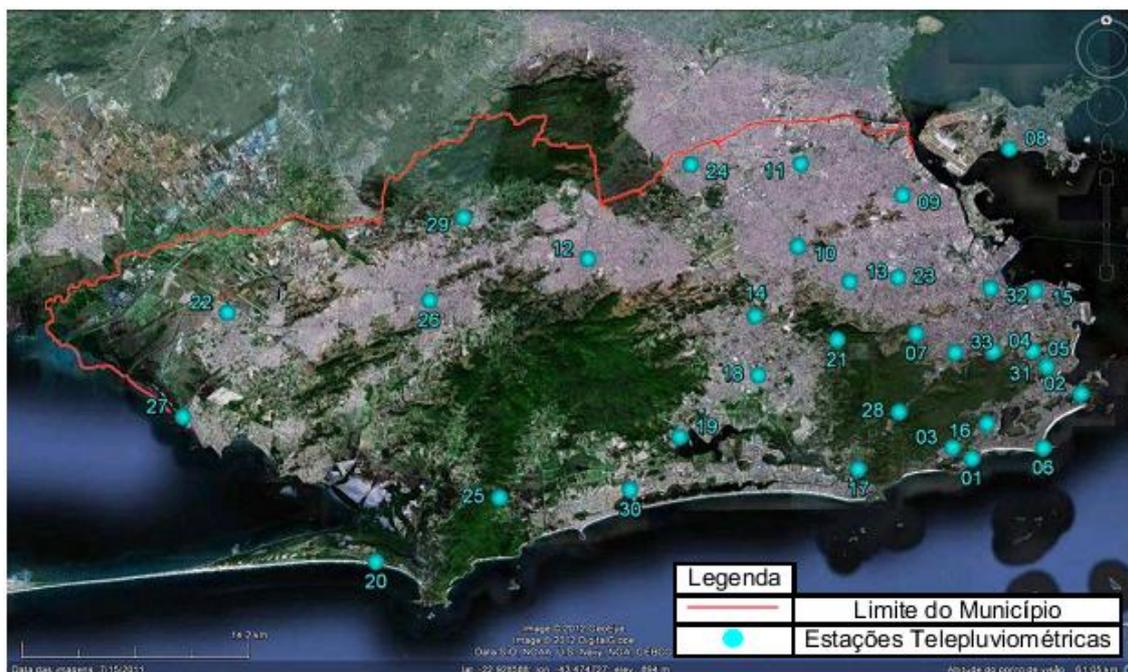
- SIMMONS, A. J.; MUREAU, R.; PETROLIAGIS, T., Error growth and estimates of predictability from the ECMWF forecasting system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 527, pp. 1739–1771, 1995.
- SKAMAROCK, W. C., J. B. KLEMP, J. DUDHIA, D. O. GILL, D. M. BARKER, W. WANG AND J. G. POWERS, **A Description of the Advanced Research WRF Version 2**, NCAR Tech Note, NCAR/TN–468+STR, pp. 88, 2005.
- MOREIRA, I. C., **Caos, Acaso e Determinismo**, In: Silveira, A. M., Moreira, I. C., Martins, R. C., Fuks, S. (Eds.), 1 ed., Rio de Janeiro, Editora da UFRJ, 1995.
- SIPPEL, J. A., ZHANG, F., A Probabilistic Analysis of the Dynamics and Predictability of Tropical Cyclogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 11, pp. 3440–3459, 2008.
- SMAGORINSKY, J., Implications of dynamic modelling of the general circulation on long-range forecasting. In **WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-range Forecasting**, WMO Technical Note 66, 168-76, 1965.
- TAN, Z.-M., ZHANG, F., ROTUNNO, R., SNYDER, C., Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: experiments with parameterized convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 14, p. 1794–1804, 2004.
- TOTH, Z., KALNAY, E., Ensemble forecasting at NMC: The Generation of perturbations. **Bull Amer. Meteor. Soc.**, 74, pp. 2317-2330, 1993.
- TOTH, Z., KALNAY, E., Ensemble forecasting at NCEP: The Breeding Method. **Mon. Wea. Rev.**, 125, pp. 3297-3318, 1997.
- WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B., The dependence of numerically-simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, pp. 504-520, 1982.

WILKS, D. S., 2005, **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. Academic Press.

ZHANG, F., SNYDER, C., ROTUNNO, R., Mesoscale Predictability of the “Surprise” Snowstorm of 24–25 January 2000. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 6, p. 1617–1632, 2002.

## Anexo I

Neste anexo são mostrados o mapa (a), endereço e coordenadas (b) das estações telepluviométricas da GEORIO. Em (c) é mostrado o mapa das estações pluviométricas do INEA



(a)

ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA ALERTA RIO	ENDEREÇO	Coordenadas*	
		Lat. (S)	Long. (O)
01 - VIDIGAL	Hotel Sheraton - Av. Niemeyer, 121	22,99250	43,23306
02 - URCA	Instituto Militar de Engenharia - Av. Pasteur, 35	22,95583	43,16667
03 - ROCINHA	Região Administrativa - Estrada da Gávea, 242	22,98583	43,24500
04 - TIJUCA	Centro de Estudos do Sumaré - Estrada do Sumaré, 670	22,93194	43,22167
05 - SANTA TERESA	Escola Estadual Monteiro de Carvalho - Rua Almirante Alexandrino, 2495	22,93167	43,19639
06 - COPACABANA	Hotel Sofitel - Av. Atlântica, 4240	22,98639	43,18944
07 - GRAJAÚ	Grajaú Country Club - Rua Professor Valadares nº 262	22,92222	43,26750
08 - ILHA DO GOVERNADOR	Iate Clube Jardim Guanabara - Rua Orestes Barbosa, 229	22,81806	43,21028
09 - PENHA	Irmãdade de N.S. da Penha de França - Largo da Penha, 19	22,84444	43,27528
10 - MADUREIRA	Edifício Polo 1 - Estrada do Portela, 99	22,87333	43,33889
11 - IRAJÁ	Ceasa - Av. Brasil, 19001	22,82694	43,33694
12 - BANGU	Cassino Bangu - Rua Fonseca, 534	22,88028	43,46583
13 - PIEDADE	Sociedade Universitária Gama Filho - Rua Manuel Vitorino, 553	22,89306	43,30722
14 - JACAREPAGUÁ / TANQUE	Inst. Est. De Dermatologia Sanitária - Rua Godofredo Viana, 64	22,91250	43,36472
15 - SAÚDE	Rádio Tupi - Rua Livramento, 189	22,89806	43,19444
16 - JARDIM BOTÂNICO	Jóquei Clube - Rua Jardim Botânico, 1003	22,97278	43,22389
17 - BARRA/BARRINHA	Escola Municipal Jackson Figueiredo - Rua Major Rolinda da Silva, 65	23,00849	43,29965
18 - JACAREPAGUÁ / CIDADE DE DEUS	Telemar - Est. Ma.L. Salazar de Moraes, 1409	22,94556	43,36278
19 - BARRA / RIOCENTRO	Sarah Rio Centro de Reabilitação Infantil Ilha da Pombaba - Av. Salvador Alkende, s/nº	22,98129	43,40508
20 - GUARATIBA	Campo de Provas Marambá - Est. Burle Marx, 9140	23,05028	43,59472
21 - ESTR. GRAJAÚ / JACAREPAGUÁ	Hospital Cardoso Fontes - Av. Menezes Cortes, 3245	22,92556	43,31583
22 - SANTA CRUZ	IBECOMB - Praça Ruão, s/nº	22,90944	43,68444
23 - GRANDE MÉIER	Paróquia Sto. Antônio de Pádua - Rua Tenente França, 141	22,89056	43,27806
24 - ANCHIETA	Escola Municipal Cyro Monteiro - Rua Antúria, 31	22,82694	43,40333
25 - GROTA FUNDA	Posto FORZA - Est. Do Pontal, 459	23,01444	43,51944
26 - CAMPO GRANDE	Centro Universitário Moacyr Sreder Bastos - Rua Engº Trindade, 229	22,90361	43,56194
27 - SEPETIBA	Base Aérea de Sta. Cruz - Rua do Império, s/nº	22,96889	43,71167
28 - ALTO DA BOA VISTA	Rua Boa Vista, 196	22,96583	43,27833
29 - AV. BRASIL/MENDANHA	Escola Municipal Casemiro de Abreu - Est. do Mendanha, 4842	22,85694	43,54111
30 - RECREIO DOS BANDEIRANTES	Av. Baltazar da Silveira, 335	23,01000	43,44056
31 - LARANJEIRAS	1º C.I.P.M. - Rua Cardoso Júnior, 479	22,94056	43,18750
32 - SÃO CRISTÓVÃO	Campo de São Cristóvão, 268	22,89667	43,22167
33 - TIJUCA/MUDA	Escola Municipal Soares Pereira - Av. Maracanã, 1450	22,93278	43,24333

(b)



(c)

## Anexo II

Neste anexo constam os conteúdos dos arquivos namelist.wps e namelist.input utilizados neste trabalho.

### Namelist.wps:

```
&share
wrf_core = 'ARW',
max_dom = 3,
start_date = '2013-11-22_00:00:00', '2013-11-22_00:00:00', '2013-11-22_00:00:00',
end_date = '2013-12-07_00:00:00', '2013-12-07_00:00:00', '2013-12-07_00:00:00',
interval_seconds = 21600,
io_form_geogrid = 2,
opt_output_from_geogrid_path = '/home/atmosfera/Desktop/rafael_dissertacao/wrf',
debug_level = 0,
/
&geogrid
parent_id = 1,1,2,
parent_grid_ratio = 1,3,3,
i_parent_start = 1,46,20,
j_parent_start = 1,63,20,
e_we = 100,61,64,
e_sn = 118,58,70,
geog_data_res = '10m','5m','30s',
dx = 27000,
dy = 27000,
map_proj = 'mercator',
ref_lat = -26.255,
ref_lon = -44.547,
truelat1 = -26.255,
truelat2 = 0,
stand_lon = -44.547,
geog_data_path = '/usr/share/WRF/geog',
opt_geogrid_tbl_path = '/home/atmosfera/Desktop/rafael_dissertacao/wrf',
ref_x = 50.0,
ref_y = 59.0,
/

&ungrib
out_format = 'WPS',
prefix = 'FILE',
/

&metgrid
fg_name = 'FILE',
io_form_metgrid = 2,
opt_output_from_metgrid_path = '/home/atmosfera/Desktop/rafael_dissertacao/wrf',
opt_metgrid_tbl_path = '/home/atmosfera/Desktop/rafael_dissertacao/wrf',
```

```

/
&mod_levs
press_pa = 201300 , 200100 , 100000 ,
          95000 , 90000 ,
          85000 , 80000 ,
          75000 , 70000 ,
          65000 , 60000 ,
          55000 , 50000 ,
          45000 , 40000 ,
          35000 , 30000 ,
          25000 , 20000 ,
          15000 , 10000 ,
          5000 , 1000
/

```

**Namelist.input:**

```

&time_control
run_days      = 0,
run_hours     = 360,
run_minutes   = 0,
run_seconds   = 0,
start_year    = 2013, 2013, 2013,
start_month   = 11 11, 11,
start_day     = 22, 22, 22,
start_hour    = 00, 00, 00,
start_minute  = 00, 00, 00,
start_second  = 00, 00, 00,
end_year      = 2013, 2013, 2013,
end_month     = 12, 12, 12,
end_day       = 07, 07, 07,
end_hour      = 00, 00, 00,
end_minute    = 00, 00, 00,
end_second    = 00, 00, 00,
interval_seconds = 21600,
input_from_file = .true., .true., .true.,
history_interval = 60, 60, 60,
frames_per_outfile = 1000, 1000, 1000,
restart       = .false.,
restart_interval = 5000,
io_form_history = 2,
io_form_restart = 2,
io_form_input  = 2,
io_form_boundary = 2,
debug_level    = 0,
HISTORY_OUTNAME = "dissertacao-G<domain>-2013-31a07_conj01"
/

&domains
time_step     = 30,

```

```

time_step_fract_num    = 0,
time_step_fract_den    = 1,
max_dom                = 3,
e_we                  = 100,   61,   64,
e_sn                  = 118,   58,   70,
e_vert                = 50,    50,   50,
p_top_requested       = 5000,
num_metgrid_levels    = 27,
num_metgrid_soil_levels = 4,
dx                    = 27000,  9000,  3000,
dy                    = 27000,  9000,  3000,
grid_id               = 1,     2,     3,
parent_id              = 1,     1,     2,
i_parent_start        = 1,     46,    20,
j_parent_start        = 1,     63,    20,
parent_grid_ratio      = 1,     3,     3,
parent_time_step_ratio = 1,     3,     3,
feedback              = 1,
smooth_option         = 0,
eta_levels = 1.0000, 0.9986, 0.9931, 0.9862, 0.9726, 0.9592, 0.9459, 0.9327, 0.9196,
0.9067, 0.8939, 0.8813, 0.8687, 0.8564, 0.838 , 0.808 , 0.7960, 0.7834, 0.7701, 0.756 ,
0.7412, 0.7256, 0.7092, 0.692 , 0.6739, 0.6549, 0.6351, 0.6145, 0.5929, 0.571 , 0.5471,
0.5228, 0.4978, 0.4718, 0.44515,0.4178, 0.3897, 0.361 , 0.3318, 0.3022, 0.2723,
0.2423, 0.2123, 0.1824, 0.1529, 0.1189, 0.0861, 0.0546, 0.0248 ,0.0000,
/
&physics
mp_physics            = 3,     3,     3,
ra_lw_physics         = 1,     1,     1,
ra_sw_physics         = 1,     1,     1,
radt                  = 27,    27,    27,
sf_sfclay_physics    = 1,     1,     1,
sf_surface_physics    = 2,     2,     2,
bl_pbl_physics        = 1,     1,     1,
bldt                  = 0,     0,     0,
cu_physics            = 1,     1,     0,
cudt                  = 5,     5,     5,
isfflx                = 1,
ifsnow                = 0,
icloud                = 1,
surface_input_source  = 1,
num_soil_layers       = 4,
sf_urban_physics      = 0,     0,     0,
maxiens               = 1,
maxens                = 3,
maxens2               = 3,
maxens3               = 16,
ensdim                = 144,
/

&fdda

```

```
/
&dynamics
w_damping      = 0,
diff_opt       = 1,
km_opt         = 4,
diff_6th_opt   = 0, 0, 0,
diff_6th_factor = 0.12, 0.12, 0.12,
base_temp      = 290.,
damp_opt       = 0,
zdamp          = 5000., 5000., 5000.,
dampcoef       = 0.2, 0.2, 0.2,
khdif          = 0, 0, 0,
kvdif          = 0, 0, 0,
non_hydrostatic = .true., .true., .true.,
moist_adv_opt  = 1, 1, 1,
scalar_adv_opt = 1, 1, 1,
/
```

```
&bdy_control
spec_bdy_width = 5,
spec_zone      = 1,
relax_zone     = 4,
specified      = .true., .false., .false.,
nested         = .false., .true., .true.,
/
```

```
&grib2
/
```

```
&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups          = 1,
/
```

```
&logging
/
```