

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA
MESTRADO EM METEOROLOGIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**IMPACTO DO REALCE DE FLUXO À SUPERFÍCIE POR
RAJADAS DE NUVENS CONVECTIVAS: EXPERIMENTOS COM O
MODELO BRAMS**

Rita Micheline Dantas Ricarte

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande – PB
Março - 2007

RITA MICHELINE DANTAS RICARTE

**IMPACTO DO REALCE DE FLUXO À SUPERFÍCIE POR RAJADAS
DE NUVENS CONVECTIVAS: EXPERIMENTOS COM O MODELO
BRAMS**

Dissertação apresentada ao Curso de
Mestrado em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina Grande
em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de mestre.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Subárea: Climatologia e Modelagem Numérica do Tempo

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande – PB

Março – 2007

R488i Ricarte, Rita Micheline Dantas.
Impacto do realce de fluxo à superfície por rajadas de nuvens convectivas : experimentos com o modelo BRAMS / Rita Micheline Dantas Ricarte. - Campina Grande, 2007.
75 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2007.
"Orientação : Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".
Referências.

1. Atmosfera - Sistemas Convectivos de Precipitação. 2. Modelo BRAMS. 3. Nuvens Convectivas. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Souza, Enio Pereira de. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título

CDU 551.515.4(043)

RITA MICHELINE DANTAS RICARTE

IMPACTO DO REALCE DE FLUXO À SUPERFÍCIE POR RAJADAS DE
NUVENS CONVECTIVAS: EXPERIMENTOS COM O MODELO BRAMS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 02/03/2007

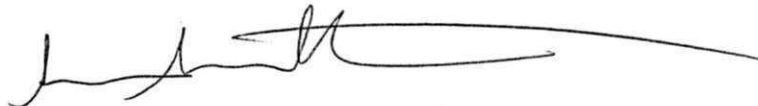
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ALEXANDRE ARAÚJO COSTA
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

Dedico este trabalho aos meus preciosos
sobrinhos, **Duquinho** e **Nandinha**, pelo mais
sublime amor.

AGRADECIMENTOS

Aos meus valiosos pais, irmãos e familiares, por confiarem e acreditarem em mim e pelo carinho em todos os momentos de minha vida.

À minha preciosa madrinha e amiga Ana Paula, pelo apoio, incentivo e amor incondicional.

Ao meu orientador Enio Pereira de Souza, pela orientação que me foi dada, pelo profissionalismo, compreensão e apoio nos momentos difíceis, sou grata.

Aos membros da banca examinadora, por sua colaboração para o engrandecimento deste trabalho.

Ao curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), através da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), pela oportunidade de realização deste curso.

Ao CNPq pelo suporte financeiro.

Ao professor Tantravahi Venkata Ramana Rao. Disse Dalai Lama: "Repartir o seu conhecimento é uma forma de alcançar a imortalidade". Você compartilhou comigo não somente seu conhecimento, mas também lealdade e confiança. Por tudo, muito obrigada.

Aos funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosférica, em especial a Divanete Rocha, muito obrigada por estar sempre disposta a ajudar quando necessitei.

Aos grandes e estimados amigos do Laboratório de Hidráulica II, especialmente ao professor Carlos Galvão, serei eternamente grata pelo carinho, amizade e pelos preciosos ensinamentos que recebi de vocês.

A todos os amigos, conquistados ao longo desse tempo, pela solidariedade nos momentos difíceis e pela descontração nos bons momentos. Em especial agradeço a Patrícia Araújo, pelo imenso apoio e carinho.

Enfim, a todos que me ajudaram direta ou indiretamente, da forma mais simples a mais dedicada.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	01
1.1 Objetivos.....	04
CAPÍTULO II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	05
2.1 Considerações Gerais.....	05
2.2 Fluxos de Superfície e Realce.....	07
2.3 Parametrização de Convecção.....	09
CAPÍTULO III - MATERIAL E MÉTODOS	11
3.1 Descrição do Modelo Utilizado.....	11
3.2 Esquema de Realce de Fluxo.....	11
3.3 Descrição do Esquema Kuo.....	13
3.4 Descrição do Esquema Arakawa-Schubert.....	14
3.5 Descrição do Esquema Grell.....	15
3.6 <i>Nudging</i>	16
3.7 Características dos Experimentos.....	17
CAPÍTULO IV - RESULTADOS E DISCUSSÃO	19
CAPÍTULO V – CONCLUSÕES	70
5.1 Sugestões.....	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

RESUMO

Neste trabalho, um esquema de parametrização de realce de fluxos de superfície por rajadas associadas a nuvens convectivas é implementado no modelo BRAMS. Vários experimentos de sensibilidade são realizados utilizando algumas opções de parametrização da convecção existentes no modelo. O período estudado apresenta vários sistemas produtores de precipitação. Os resultados mostram um impacto significativo sobre o campo de precipitação. O impacto é mais substancial na região da ZCIT, onde o vento sinótico é mais fraco. O experimento com esquema de Kuo apresenta uma correlação negativa entre o realce dos fluxos e a precipitação. Já o experimento com o esquema do tipo fluxo de massa mostra aumento da precipitação como consequência do aumento do fluxo em superfície. Por fim, experimentos com *nudging* fraco mostraram impacto ainda mais acentuado, o que sugere que esses mecanismos devem ser incorporados nos modelos globais.

Palavras-chave: BRAMS, realce de fluxo, precipitação.

ABSTRACT

In this work a parameterization scheme for surface-flux enhancement due to gustiness associated with convective clouds is implemented in the BRAMS model. Several sensitivity experiments are conducted using some of the model's options of convection parameterization. The period studied presents several precipitation-producing systems. The results showed a significant impact on the precipitation field. The impact is more pronounced in the ITCZ region, where the synoptic wind is weaker. The experiment using the Kuo scheme shows a negative correlation between flux enhancement and precipitation. However, the experiments with a mass-flux convective scheme show an increase in precipitation as a consequence of the flux enhancement at the surface. Finally, experiments with a weak nudging show a stronger impact. This suggests such a mechanism should be implemented in global models.

Key words: BRAMS, flux enhancement, precipitation.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CISK	Conditional Instability of the Second Kind
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
ENSEN	Experimento Ensemble com Realce e <i>Nudging</i> Fraco
ENSON	Experimento Ensemble Original e <i>Nudging</i> Fraco
GrADS	Grid Analysis and Display Sytem
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRE	Experimento Grell com Realce
GRO	Experimento Grell Original
GREN	Experimento Grell com Realce e <i>Nudging</i> Fraco
KUOO	Experimento Kuo Original
KUOE	Experimento Kuo com Realce
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NEB	Nordeste do Brasil
UTC	Coordenada de Tempo Universal
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
WISHE	Wind-Induced Surface Heat Exchange

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Linhas de corrente para o experimento GRO em 1000 hPa e precipitação acumulada observada por satélite (mm) em 24 h entre os dias 21 e 28 de março de 2004.	20
Figura 2 - Precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC para o experimento KUOO.	25
Figura 3 - Diferença de precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC com a parametrização Kuo.	28
Figura 4 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) com a parametrização Kuo em 2°N.	31
Figura 5 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) com a parametrização Kuo em 28°S.	32
Figura 6 - Evolução temporal do realce no calor latente (%) com a parametrização Kuo em 2°S.	33
Figura 7 - Evolução temporal do realce no calor latente (%) com a parametrização Kuo em 28°S.	34
Figura 8 - Precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC para o experimento GRO.	37
Figura 9 - Diferença na precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC com a parametrização Grell.	40
Figura 10 - Evolução temporal do realce do fluxo na precipitação acumulada (mm) em 2°S com a parametrização Grell.	43
Figura 11 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) em 28°S com a parametrização Grell	44
Figura 12 - Evolução temporal do realce de calor latente (%) em 2°S com a parametrização Grell.	45
Figura 13 - Evolução temporal do realce de calor latente (%) em 28°S com a parametrização Grell.	46
Figura 14 - Precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC para o experimento GRON.	48
Figura 15 - Diferença de precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC com a parametrização Grell com <i>nudging</i> fraco.	51
Figura 16 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) em 2°S com a parametrização Grell com <i>nudging</i> fraco.	53
Figura 17 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) em 28°S com a parametrização Grell com <i>nudging</i> fraco.	54
Figura 18 - Evolução temporal do realce de calor latente (%) em 2°S com a parametrização Grell com <i>nudging</i> fraco.	55
Figura 19 - Evolução temporal da diferença de calor latente (%) em 28°S com a parametrização Grell com <i>nudging</i> fraco.	56
Figura 20 - Intensidade do vento a 10 m da superfície, à 00 UTC do dia 26/03/2004.	58

Figura 21 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, em todo o domínio.	59
Figura 22 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, entre 5°N e 5°S.	60
Figura 23 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, em todo o domínio.	61
Figura 24 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, entre 5°N e 5°S.	61
Figura 25 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GRE e GRO, em todo o domínio.	62
Figura 26 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GRE e GRO, entre 5°N e 5°S.	63
Figura 27 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GRE e GRO, em todo o domínio.	63
Figura 28 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GRE e GRO, entre 5°N e 5°S.	64
Figura 29 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GREN e GRON, em todo o domínio.	65
Figura 30 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GREN e GRON, entre 5°N e 5°S.	65
Figura 31 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREN e GRON, em todo o domínio.	66
Figura 32 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREN e GRON, entre 5°N e 5°S.	66
Figura 33 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos ENSEN e ENSON, em todo o domínio.	67
Figura 34 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos ENSEN e ENSON, entre 5°N e 5°S.	68
Figura 35 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos ENSEN e ENSON, em todo o domínio.	68
Figura 36 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos ENSEN e ENSON, entre 5°N e 5°S.	69

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

O principal forçante para a atmosfera é substanciado a partir do balanço de energia em superfície, que determina as trocas de calor sensível e de calor latente entre a superfície e a atmosfera. A interação mais evidente entre o oceano e a atmosfera se dá em função das mudanças ocorridas na interface ar-mar, cujo papel é fundamental no clima da terra, especialmente sobre a superfície dos oceanos tropicais, sendo esta, de fato, muito sensível às flutuações da temperatura da superfície do mar. As trocas de calor, momentum e umidade entre o ar e o mar vêm sendo reconhecidas como processos fundamentais no desenvolvimento de fenômenos atmosféricos de mesoescala como ciclones tropicais, ciclones extratropicais, furacões e sistemas precipitantes (Gastrang, 1967; Emanuel, 1987; Esbensen e McPhaden, 1996; Redelsperger et al., 2000). Atualmente, várias ferramentas de modelagem atmosférica são utilizadas com o propósito de pesquisa e obtenção de prognósticos meteorológicos. Modelos de circulação geral da atmosfera (MCGAs), modelos regionais e modelos acoplados oceano-atmosfera estão sujeitos a incertezas na determinação dos fluxos de calor, umidade e momentum que precisam ser prognosticados. A previsão numérica de fenômenos convectivos é, na maioria das vezes, criticamente dependente da fidelidade da representação dos fluxos de superfície. (Palmer et al., 1992; Webster e Lukas, 1992).

A parametrização dos fluxos de superfície em modelos atmosféricos e oceânicos é baseada no método aerodinâmico, que pressupõe que o fluxo de uma variável é proporcional à diferença dos valores entre a superfície e o nível de medição logo acima e também à magnitude do vento local (Garratt, 1992). Os esquemas, em geral, usam fórmulas baseadas em medidas locais, assumindo serem homogêneos os parâmetros na escala da grade. Entretanto, essa suposição não é válida nos casos em que movimento de sub-grade induz variabilidade do vento horizontal que não é explicitamente representada (Miller et al. 1992; Slingo et al. 1994). A compreensão completa dos mecanismos que regulam esses fluxos não é trivial, dada a não-linearidade entre algumas variáveis do problema (Costa et al., 2001). É fundamental considerar o aumento na velocidade do vento devido a movimentos de mesoescala (Slingo et al., 1994). A variabilidade do vento em mesoescala origina-se principalmente a partir de dois processos físicos: movimentos convectivos na camada limite e cisalhamento do vento em precipitação convectiva. A aproximação em representar o aumento nos fluxos de superfície devido aos ventos associados com a convecção profunda tem um efeito direto e eficaz nas simulações de circulação tropical. Estudos mostram que o fluxo de calor sensível pode aumentar por uma ordem de magnitude se associado à presença de sistemas convectivos de mesoescala (Jonhson e Nicholls, 1983).

Embora os efeitos do realce dos fluxos de superfície por rajadas associadas aos sistemas convectivos sejam conhecidos há, pelo menos, quatro décadas esse é um efeito que ainda não faz parte do sistema de parametrização comum à maioria dos modelos de mesoescala e de circulação geral (Wu e Guimond, 2006). Redelsperger et al. (2000) formularam expressões para o cálculo desse realce no qual um termo extra de velocidade, associado às rajadas, pode ser obtido em função do fluxo de massa na base das nuvens ou da taxa de precipitação.

Em março de 2004, ocorreu o primeiro furacão registrado em águas do Atlântico Sul (Pezza e Simmonds, 2005). Sistemas do tipo do furacão Catarina, assim como foi denominado, são sistemas altamente convectivos. Isso significa que a simulação de sistemas desse tipo é fortemente dependente de como a convecção é tratada, principalmente nos modelos de circulação geral e de meso-escala, nos quais a convecção precisa ser parametrizada. Modelos regionais apresentam maior resolução espacial e física mais refinada, mas cobrem apenas determinadas regiões do globo. São as informações geradas pelos modelos globais que alimentam modelos regionais e fornecem a informação necessária sobre sistemas de maior escala do que aquela coberta pelo domínio do modelo regional. Contudo, esquemas do tipo Kuo (Kuo, 1974) costumam responder de forma diferente aos forçantes de superfície, quando comparados com esquemas do tipo fluxo de massa, como os do tipo Arakawa e Schubert (1974). Segundo Raymond (1994), esquemas do tipo Kuo costumam consumir energia potencial disponível, em vez de produzi-la. Essa energia potencial disponível vai, eventualmente, ser transformada em energia cinética do escoamento de grande escala (não deve ser confundida com energia potencial convectiva disponível – CAPE).

Um dos aspectos físicos relacionados à intensificação de sistemas com forte presença de nuvens convectivas é o realce dos fluxos em superfície em virtude das rajadas geradas por fortes correntes que descem das nuvens. No caso de um sistema como o furacão Catarina, é de se esperar que o efeito desse realce dos fluxos desempenhe um papel fundamental na sua intensificação. Contudo, Wu e Guimond (2006) observaram que o efeito do realce deve ser mais expressivo em sistemas com menor intensidade de vento. É, portanto, interessante observar esse efeito em associação com sistemas de menor velocidade em baixos níveis.

O modelo *Brazilian Regional Atmospheric Modelling System* – BRAMS é largamente difundido para uso operacional e de pesquisa no Brasil. Contudo, o BRAMS não possui implementado na sua física um esquema de parametrização de realce dos fluxos por rajadas.

1.1. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é entender o efeito das rajadas no realce dos fluxos de superfície e sua conseqüente contribuição para o desenvolvimento dos sistemas convectivos que podem ocorrer sobre o Atlântico Sul, sobre a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT e demais sistemas precipitantes sobre o Brasil. Os objetivos específicos são:

Implementar no BRAMS um esquema de parametrização de realce de fluxos à superfície por rajadas, proposto por Redelsperger et al. (2000).

Estudar um caso em que vários sistemas produtores de precipitação estavam simultaneamente presentes, de modo a verificar como cada um responde à parametrização do realce.

Por fim, discutir a sensibilidade dos esquemas de convecção disponíveis no BRAMS, em termos das suas respostas ao realce dos fluxos em superfície.

CAPÍTULO II

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Considerações Gerais

A interação oceano-atmosfera é controlada quase inteiramente pelos fluxos de calor sensível, latente e momentum. O oceano e a atmosfera partilham uma fronteira onde se realizam os processos de troca de energia e matéria entre os dois fluidos. Esse sistema acoplado interage de maneira complexa, tal que algumas vezes as relações de causa e efeito não podem ser distinguidas. Esses processos são importantes para a manutenção das circulações atmosféricas e oceânicas (Perry e Walker, 1977). As diferenças de temperatura e umidade ar-mar em grande escala são determinadas em parte pela mudança vertical de calor, umidade e momentum entre a camada limite e a atmosfera livre, incluindo o efeito dos sistemas convectivos de mesoescala como movimento ascendente e descendente e convecção.

Do ponto de vista do efeito dinâmico dessa interação entre o oceano e a atmosfera, está a teoria que associa o efeito da evaporação induzida e realçada pelos grandes sistemas dinâmicos com o fornecimento de energia latente para esses sistemas. Essa teoria é chamada de “troca de energia com a superfície induzida pelo vento” (WISHE), cujos trabalhos pioneiros são os de Neelin et al. (1987) e Emanuel (1987). Essa teoria se contrapõe a outra largamente aceita que é a da “instabilidade condicional de segundo tipo” (CISK) (Charney e Eliassen, 1964). De forma geral, CISK supõe uma interação da escala convectiva com a grande escala através da convergência de umidade de grande escala. WISHE, por outro lado, supõe um acoplamento entre a convecção e o forçante de superfície, através da evaporação causada pelo efeito do vento próximo à superfície.

Nos oceanos tropicais, perturbações na escala sinótica não são tipicamente associadas à advecção horizontal forte de temperatura e umidade. O movimento vertical do ar em nuvens convectivas provê o mecanismo primário para mudanças rápidas nas propriedades da camada limite. Contudo, o fluxo de calor sensível em sistema convectivo de mesosescala é uma ordem de magnitude maior do que os distúrbios do ar na camada limite. Entretanto, regiões de convecção profunda e de precipitação sobre oceanos tropicais não apresentam evaporação máxima, estudos observacionais mostram que a zona equatorial tem valores de evaporação mais baixos do que a região dos alísios.

Desse modo, o acoplamento entre o oceano e a atmosfera em regiões altamente convectivas ocorre em escala temporal variando de intradiurna à interanual e em escala espacial de poucos quilômetros (escala de nuvens) a milhares de quilômetros. As condições atmosféricas (vento, cobertura de nuvens, precipitações) podem alterar os parâmetros da superfície do oceano modificando os fluxos (Webster e Lukas 1992). Desse modo, os fluxos de calor e umidade precisam ser previstos pelos modelos de circulação geral. Esses fluxos têm efeitos importantes sobre a atmosfera, trazendo umidade e calor essenciais para a organização da convecção e das precipitações. Ambos os modelos de circulação geral oceânica e atmosférica necessitam parametrizar os fluxos de superfície, porém muitos dos esquemas de fluxos de superfície nos MCGs utilizam fórmulas baseada em medidas locais, onde parâmetros homogêneos horizontalmente na escala de subgrade são assumidos. Esta suposição não é válida em casos onde os movimentos de escala de subgrade induzem variabilidade do vento horizontal que não é representada explicitamente. Miller et al. 1992 e Slingo et al. 1994, em estudos com MCGs, mostraram que é fundamental considerar este realce em parametrização de fluxos de superfície. Há duas fontes diferentes de realce nos fluxos: convecção profunda e convecção livre na camada limite. As respectivas escalas (temporal e espacial) e os padrões convectivos são muito diferentes para cada uma dessas fontes. Aos diferentes processos físicos envolvidos, sugerem-se diferenciar aproximações para parametrizar as duas fontes do realce do vento em mesoescala. A parametrização deve levar a mudanças significantes na predição dos fluxos de superfície em regiões onde o vento médio é fraco, como por exemplo, a região da “piscina quente” do Oceano Pacífico. O acoplamento de mesoescala ocorre entre o oceano e a atmosfera quando a convecção precipitante profunda está presente certamente parece ser uma das chaves para o entendimento da dinâmica de regiões ativamente convectivas.

2.2. Fluxos de Superfície e Realce

A parametrização dos fluxos de superfície em modelos atmosféricos e oceânicos é baseada no método aerodinâmico, que pressupõe que o fluxo de uma variável é proporcional à diferença dos valores entre a superfície e o nível de medição logo acima e também à magnitude do vento local (Garratt, 1992). Costa et al. (2001) mostraram que os fluxos de superfície também são realçados pelas correntes descendentes, que trazem ar frio e seco e modificam a camada limite para um estado mais frio, seco e com vento mais intenso. O realce do fluxo de superfície se dá, então, pela correlação negativa entre o módulo do vento e a temperatura e a umidade do ar (geralmente o primeiro nível de um modelo).

Sobre a superfície dos oceanos, os fluxos de calor sensível e latente representam papel fundamental no ciclo de energia da atmosfera, representando aproximadamente 30% do balanço de energia global médio anual (Wallace e Hobbs 1977). Modelos de circulação geral (MCGs) sofrem incertezas adversas no acoplamento do sistema oceano-atmosfera e no balanço de energia à superfície, afetando a credibilidade das informações providas (Godfrey e Lindstrom, 1989; Godfrey et al. 1991). Sistemas de nuvens sobre os oceanos tropicais são essenciais na avaliação do balanço de energia à superfície através da modificação dos fluxos de superfície para movimentos de mesoescala e escala de nuvens.

O realce dos fluxos de mesoescala pode ser estimado pelo cálculo diagnóstico dos fluxos de calor à superfície, incluindo perfis de temperatura, umidade e vento. Estudos observacionais indicam que o realce dos fluxos de calor à superfície de sistemas atmosféricos de mesoescala pode alcançar até 30% dos fluxos (Jabouille et al. 1996; Redelsperger et al. 2000). Parametrização e estudos de modelagem mostraram que ambas a convecção livre na camada limite e convecção profunda precipitante podem resultar em realce de mesoescala nos fluxos de superfície através da variabilidade do vento horizontal, que é a convecção induzida pelo cisalhamento na superfície, sugerindo assim que o vento é um parâmetro essencial na modulação da intensidade dos fluxos (Godfrey e Beljaars 1991; Jabouille et al. 1996; Mondon e Redelsperger 1998; Redelsperger et al. 2000). Entretanto, o realce de mesoescala nos fluxos de calor à superfície pode não ser incorporado dentro da maioria dos modelos de circulação global, embora estudos dos MCGs demonstrem que a simulação da circulação tropical é sensível a parametrização dos fluxos em superfície abaixo das condições de vento em baixos níveis. Eventos convectivos associados à precipitação, correntes ascendentes e descendentes podem aumentar significativamente os fluxos de calor latente e sensível através do aumento

na velocidade do vento associado com eventos precipitantes bem como o decréscimo na temperatura do ar em regiões precipitantes (Wu e Guimond 2005).

O problema do realce de fluxos de superfície em regiões de intensa atividade convectiva pode ser encontrado no trabalho pioneiro de Gastrang (1967). Ele mostrou que para determinadas regiões sob perturbação as transferências de calor sensível e de calor latente podiam aumentar em uma ordem de magnitude. Quando integrado sobre toda a perturbação os fluxos podiam atingir o dobro do valor em relação a valores não perturbados.

Esbensen e McPhaden (1996) estudaram os fluxos sobre a “piscina quente” do Oceano Pacífico e encontraram que as correntes descendentes que causam rajadas em sistemas de mesoescala elevam a evaporação média mensal em até 10 %. Durante períodos calmos, de ventos fracos e variáveis, sobre o Pacífico Oeste, o realce causado pela atuação dos sistemas de mesoescala pode atingir algo em torno de 30 % do valor médio mensal.

Webster e Lukas (1992) propuseram que o impacto da convecção profunda nos fluxos de superfície é um fator crucial no estabelecimento da retroalimentação entre o oceano e a atmosfera.

Jabouille et al. (1996) estudaram o realce dos fluxos para o mesmo experimento estudado por Esbensen e McPhaden (1996). Eles mostraram que o fator de realce que as rajadas podem causar nos fluxos de superfície aumenta com o valor médio das rajadas, mas que esse valor satura em torno de 3 ms^{-1} , ou seja, a partir desse valor não se observa mais efeito das rajadas sobre os fluxos.

Redelsperger et al. (2000), na linha do trabalho de Jabouille et al. (1996), propuseram uma parametrização de realce de fluxos de superfície. Essa parametrização estabelece um valor de vento devido à rajada que é calculado em função da taxa de precipitação ou do fluxo de massa na base das nuvens. A partir de um conjunto de dados dessa perturbação, eles obtiveram uma relação logarítmica entre o realce pelas rajadas e a taxa de precipitação.

Godfrey e Beljaars (1991) trataram em termo de parametrização, o problema do cisalhamento na camada limite para o caso da convecção simultânea (condição instável). O aquecimento da superfície do oceano produz turbilhões na camada limite, induzindo cisalhamento que ocorre na escala da ordem de quilômetros. Esses movimentos são sempre menores do que a escala de grade dos MCGs e precisam ser representados por parametrização de subgrade. Para condições de instabilidade, a convecção simultânea gera cisalhamento na camada limite atmosférica devido a movimentos ascendentes e descendentes associados com estrutura convectiva.

Wu e Guimond (2006) realizaram simulações bi e tri-dimensionais das nuvens e seu ambiente. Eles obtiveram, usando o trabalho de Redelsperger et al. (2000), que simulações com modelos que resolvem a escala da nuvem levam a relações consistentes do efeito do realce por rajadas e que a fórmula que relaciona o realce com a taxa de precipitação produz o menor erro médio quadrático. Embora os processos físicos responsáveis pelo realce do vento em mesoescala sejam conhecidos há muito tempo, ainda falta um estudo sistemático de sua representação em modelos de circulação global e regional.

2.3. Parametrização de Convecção

A parametrização convectiva é um dos aspectos mais controversos da modelagem numérica da atmosfera, especialmente para a previsão numérica de tempo e previsão climática global. Isso porque, além das taxas de precipitação, os esquemas de convecção são determinantes do balanço e energia e de umidade da atmosfera. Vários esquemas de parametrização de cúmulos têm sido desenvolvidos ao longo dos anos [Manabe et al. (1965), Kuo (1965, 1974), Arakawa e Schubert (1974), Grell e Dévényi (2002), entre outros].

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram uma teoria da interação mútua de um conjunto de nuvens cúmulos com a grande escala do ambiente. O esquema baseia-se no princípio do quase-equilíbrio entre um conjunto de nuvens e o forçante de grande escala. Com isso, o efeito do conjunto de nuvens é calculado através da resolução do conjunto de equações para o fluxo de massa na base das nuvens. Por isso, esquemas desse tipo são chamados de “esquemas fluxo de massa”.

Os esquemas do tipo Kuo são adaptações dos trabalhos de Kuo (1965, 1974). Nesse esquema, os efeitos da convecção são obtidos através da distribuição da umidade total que converge em uma coluna atmosférica entre aquecimento e umedecimento, através que um parâmetro que determina essa partição. Inicialmente, a aproximação de Kuo (1974), que incorpora os efeitos de escala de sub-grade da convecção cúmulos foi muito usada em modelos de previsão numérica de tempo. Porém, tinha uma incapacidade de produzir perfis verticais observados de fonte aparente de calor e sumidouro aparente de umidade, propostos por Yanai et al. (1973).

Molinari (1985) apresentou uma forma geral da parametrização cúmulos Kuo, que foi testada na previsão de um complexo convectivo de meso-escala (CCM). Embora limitada fisicamente, essa aproximação satisfaz arbitrariamente os perfis verticais de fontes e

sumidouros de calor e umidade, tendo benefícios significantes com relação à simplicidade para reproduzir qualquer perfil desejado. Essa é a forma da parametrização de Kuo que existe no modelo BRAMS.

Estudos observacionais indicam que a aproximação do fluxo de massa pode prover um arcabouço realístico para parametrizações de cúmulos, em modelos de grande escala. Mas essa aproximação, pela introdução de um conjunto espectral de nuvem, resulta normalmente em esquemas bastante complexos. Grell (1993) e Grell e Dévényi (2002) desenvolveram uma nova parametrização convectiva, que faz uso de uma grande variedade de suposições previamente introduzidas nas formulações de alguns esquemas. Esse esquema usa o modelo de nuvem de Arakawa e Schubert (1974), que pode ser usado para uma única nuvem (rasa, média ou profunda, de acordo com a taxa de entranhamento), e uma série de fechamentos baseados em vários esquemas existentes na literatura.

Estudos sobre a fidelidade física dos esquemas de convecção indicam que esquemas do tipo Kuo tendem a falhar na representação de processos físicos mais complexos, como a interação entre convecção e processos evaporativos de superfície. Emanuel et al. (1994) e Raymond (1994) apontam que uma das fraquezas dos esquemas tipo Kuo é que em um processo no qual a grande escala precisa que os efeitos das nuvens convectivas seja o de gerar energia potencial disponível, esses esquemas tendem a consumir energia da atmosfera, em vez de gerá-la. Já esquemas do tipo fluxo de massa (como Arakawa e Schubert, 1974) tendem a ter uma retroalimentação positiva com a superfície, por estarem baseados no princípio do quase equilíbrio.

CAPÍTULO III

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Descrição do Modelo Utilizado

O modelo numérico usado neste trabalho é o “*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*” – BRAMS, na versão 3.2, que foi desenvolvido a partir do RAMS cuja estrutura básica é descrita por Pielke *et al.* (1992).

O BRAMS é um modelo de mesoescala e inclui no seu código várias opções de parametrizações físicas, as principais são: radiação de onda longa e de onda curta (Chen e Cotton, 1983). A turbulência na camada limite planetária é calculada segundo Mellor e Yamada (1982). A microfísica segue o esquema descrito por Walko et al. (1995). A convecção rasa foi desenvolvida por Souza (1999). A convecção profunda é do tipo Kuo (1974), modificada por Molinari (1985). Outra opção é a convecção do tipo Grell (Grell e Dévényi, 2002).

Será apresentado agora o esquema de parametrização do realce dos fluxos de superfície e, em seguida, os esquemas de parametrização de convecção serão apresentados.

3.2. Esquema de Realce de Fluxo

Uma boa discussão sobre a troca turbulenta entre a superfície e a atmosfera pode ser encontrada em Garratt (1992). Essa troca é geralmente expressa pela fórmula aerodinâmica integral, que tem a seguinte forma, para fluxos de calor sensível e de calor latente, respectivamente:

$$F_{\theta} = \rho_a c_p C_H U_0 (\theta_s - \theta_a) \quad (1)$$

e

$$F_q = \rho_a L C_q U_0 (q_s - q_a) \quad (2)$$

em que F_{θ} é o fluxo de calor sensível e F_q é o fluxo de calor latente, ρ_a é a densidade do ar no nível do anemômetro, c_p é o calor específico a pressão constante, L é o calor latente de condensação, C_H e C_q são coeficientes de troca turbulenta entre a superfície e o ar, U_0 é o módulo do vetor velocidade, θ é a temperatura potencial, q é a umidade específica e os índices s e a referem-se à superfície e ao nível do anemômetro, respectivamente.

O termo U_0 na fórmula aerodinâmica representa a contribuição do vento para os fluxos de superfície. Esse termo, em um modelo, representa o vento médio resultante em um ponto de grade. Como os elementos convectivos são um efeito de subgrade na maioria dos modelos, o efeito que as rajadas associadas às nuvens causa no realce da evaporação não aparece nesse termo geral. Para incorporar esse efeito, as Equações (1) e (2) devem ser reescritas na forma:

$$F_{\theta} = \rho_a c_p C_H U (\theta_s - \theta_a) \quad (3)$$

$$F_q = \rho_a L C_q U (q_s - q_a) \quad (4)$$

com

$$U = (U_0^2 + U_g^2)^{1/2} \quad (5)$$

em que U_g representa a contribuição das rajadas. Redelsperger et al. (2000) derivaram uma fórmula que associa o efeito das rajadas a taxa de precipitação. Usando dados do TOGA-COARE eles obtiveram uma relação logarítmica com uma correlação de 0,752. O termo de rajada pode ser, então, escrito em função da precipitação na forma:

$$U_g = \log(1 + 6,69R - 0,476R^2) \quad (6)$$

em que R é a taxa de precipitação. Quando R é expressa em cm dia^{-1} , U_g é representado em ms^{-1} . Para valores de R superiores a 6 cm dia^{-1} U_g deve ser mantido constante e igual a $3,2 \text{ ms}^{-1}$. A Equação (5) foi implementada no BRAMS de modo que, antes de calcular os fluxos de

superfície, o vento que vai ser usado na fórmula aerodinâmica é modificado pela Equação (5). Evidentemente, o valor de U_g será nulo se a taxa de precipitação do passo de tempo anterior for zero. Outro ponto é que a Equação (6) foi obtida com base nos valores médios na região do experimento TOGA-COARE. É de se esperar, portanto, que o realce seja dependente da resolução horizontal do modelo, conforme mostrado por Wu e Guimond (2006).

Costa et al. (2001) mostraram que os fluxos de superfície também são realçados pelas correntes descendentes, que trazem ar frio e seco e modificam a camada limite para um estado mais frio, seco e com vento mais intenso. O realce do fluxo de superfície se dá, então, pela correlação negativa entre o módulo do vento e a temperatura e a umidade do ar (geralmente o primeiro nível de um modelo).

3.3. Descrição do Esquema Kuo

Esquemas do tipo Kuo (1974) apresentam os termos de aquecimento e de umedecimento devidos à convecção profunda, respectivamente, na forma:

$$\left. \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{CP} = (1-b) \frac{(s_n - \bar{s})}{\langle s_n - \bar{s} \rangle} L \left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle \quad (7)$$

e

$$\left. \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} \right)_{CP} = b \frac{(q_n - \bar{q})}{\langle q_n - \bar{q} \rangle} \left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle \quad (8)$$

com

$$\langle \chi \rangle = \frac{1}{\Delta z} \int_{nuvem} \chi dz$$

Nas equações (7) e (8) s é a energia estática e q_t é a umidade específica total o termo b é a fração da convergência do vapor d'água que é usada para umedecer a coluna atmosférica. Conseqüentemente, a outra fração $(1-b)$ é usada para aquecer a coluna, através da liberação de calor latente.

Outro termo importante é $\left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle$ que representa a convergência total de umidade

em uma coluna atmosférica, dado pela soma da convergência de grande escala com o termo

de evaporação local. Devido à associação com a convergência de grande escala, esses esquemas são denominados de esquemas do tipo CISK [Instabilidade Condicional de Segundo Tipo (Charney e Eliassen, 1964)].

3.4. Descrição do Esquema Arakawa-Schubert

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram um esquema de parametrização de cúmulos que considera um espectro de tipos de nuvens, cada uma caracterizada por uma taxa de entranhamento λ . O fechamento do esquema está baseado no quase equilíbrio entre o conjunto de nuvens e o forçante de grande escala.

Nesse esquema as equações prognósticas da energia estática seca s e da umidade específica q_t , equações básicas usadas para descrever as variações temporais dos campos de umidade e temperatura de grande escala, são dadas por:

$$\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = D(\hat{s} - \bar{s} - L\hat{l}) + M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} + \bar{Q}_R \quad (9)$$

em que,

$$\bar{Q}_R \equiv \tilde{Q}_R + \sum_{d.c.} Q_{Ri}$$

e

$$\rho \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = D(\hat{q}^* + l - \bar{q}) + M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (10)$$

em que \hat{s} , \hat{q}^* são os valores de energia estática e razão de mistura à saturação, D é o desentranhamento total das nuvens no ambiente l é a razão de mistura da água líquida.

Os dois primeiros termos das equações (9) e (10) são os efeitos da convecção e são determinados através de um modelo de nuvens e de um fechamento para o fluxo de massa $M_c(z)$.

No quase equilíbrio as nuvens são a resposta estabilizante da atmosfera ao processo de desestabilização causado pela grande escala e a energia disponibilizada pelo forçante de grande escala é dissipada pelos processos convectivos de modo que a função-trabalho da nuvem permanece quase constante. A função-trabalho é dada por:

$$A(\lambda) = \int_{z_b}^{z_D(\lambda)} \frac{g}{c_p \bar{T}(z)} \eta(z, \lambda) [s_{vc}(z, \lambda) - \bar{s}_v(z)] dz \quad (11)$$

A precipitação convectiva instantânea nos trópicos não é muito relacionada com o grau de instabilidade; assim para um dado valor de $A(\lambda)$ não se deve esperar uma relação próxima com a atividade convectiva. Em vez disso, a atividade convectiva é relacionada com a taxa temporal de mudança de $A(\lambda)$. Assim, a derivada temporal da função-trabalho da nuvem pode ser expressa como o somatório dos termos da nuvem e dos termos de grande escala, na forma:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} \quad (12)$$

em que os subscritos C e LS denotam, respectivamente, os termos da nuvem e os termos de grande escala. Os termos de grande escala são chamados de forçante $F(\lambda)$, assim:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c + F(\lambda) \quad (13)$$

e

$$\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c = \int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' \quad (14)$$

O princípio do quase equilíbrio estabelece que:

$$\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} \right| \ll \left[\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right] \right]_c \approx |F(\lambda)| \quad (15)$$

assim, o fluxo de massa convectivo na base da nuvem é encontrado de:

$$\int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \quad (16)$$

3.5. Descrição do Esquema Grell

O esquema proposto por Grell e Dévényi (2002), que é a outra opção de parametrização convectiva do BRAMS, usa o princípio do esquema de Arakawa e Schubert para uma única nuvem. Há uma gama de fechamentos diferentes para determinar a quantidade e a localização de convecção. Esses fechamentos são utilizados com o objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem m_b . Na versão atual do BRAMS o Grell está com os seguintes esquemas disponíveis: Ensemble (EN), Grell (GR), Low Level Omega (LO), Convergência de Umidade (MC), Kain Fritsch (SC) e Arakawa-Schubert (AS).

Na implementação original do esquema Grell, um equilíbrio entre o forçante de grade escala e a resposta da nuvem é assumido como:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (17)$$

No fechamento Grell (Grell, 1993), A é calculado localmente, enquanto que para o outro fechamento AS é utilizado um valor climatológico de A .

No esquema Kain e Fritsch (1992) simulam um fechamento no qual a instabilidade é simplesmente removida pela convecção em um período de tempo $(dt)_c$

$$-\frac{A(\lambda)}{(dt)_c} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (18)$$

No esquema do tipo convergência de umidade, o fluxo de massa é determinado a partir de um esquema tipo Kuo.

$$R(\lambda) \equiv I_1(\lambda)(1-b)m_b(\lambda) \quad (19)$$

em que $R(\lambda)$ é a taxa de precipitação e $I_1(\lambda)$ é uma constante que depende da convergência.

O fechamento *low level omega* foi adaptado por Frank e Cohen (1987). Assumindo que o fluxo de massa na base da nuvem é determinado pelas condições em um nível l_t , na camada sob-nuvem, $m_b(\lambda)$ pode ser calculado de:

$$m_b(\lambda) = m_u(l_t, \lambda) = \tilde{M}(l_t) - m_d(l_t, t - \Delta t) \quad (20)$$

O esquema proposto por Grell e Dévényi (2002), o fluxo de massa convectivo pode ser determinado por cada um dos fechamentos descritos acima ou por uma média entre todos os fluxos, que é o fechamento “ensemble”.

3.6. Nudging

Um modelo de área limitada precisa ter determinadas condições de fronteira que façam com que a energia não se disperse através dos seus limites laterais e superior. Uma das formas de manter a integridade dos campos é fornecer ao modelo informações de um domínio maior do que aquele no qual ele está inserido. Esse processo é chamado de *nudging* e define com qual escala de tempo o modelo vai assimilar as informações da grande escala. A

tendência de certa variável χ , que pode ser a temperatura, a umidade, o vento, etc., está sujeita aos vários termos físicos que vão contribuir para seu aumento ou diminuição (acima, estão descritas as tendências de temperatura e de umidade em virtude da convecção). O termo de *nudging* tem a seguinte forma:

$$\left. \frac{\partial \chi}{\partial t} \right)_{nud} = -\omega_{l,t,c} \frac{\chi_{mod} - \chi_{obs}}{\tau_{nud}} \quad (21)$$

Em que $\omega_{l,t,c}$ é o peso que o tempo do *nudging* τ_{nud} terá nos pontos laterais, no topo e no centro do domínio, respectivamente.

A tendência de χ será grande, quanto menor seja o tempo do *nudging* τ_{nud} . Por isso, costuma-se estipular um *nudging* forte nas fronteiras, para que o modelo não perca as condições de grande escala, e fraco no centro para que a simulação seja determinada mais fortemente pela dinâmica interna do modelo.

3.7. Características dos Experimentos

Para cada experimento, foi feita uma integração durante um período de 192 horas a partir da 00 UTC do dia 21 de março de 2004 até 00 UTC do dia 28 de março. A integração foi heterogênea e não-hidrostática, com uma única grade com resolução horizontal de 40 km, cujo domínio foi determinado com 130 pontos na direção x e 170 pontos na direção y. Na vertical foram utilizados 38 níveis na atmosfera, além de 9 níveis de solo. A resolução vertical começa com 20 m no primeiro nível e cada camada aumenta por um fator 1,2 até atingir uma resolução de 1000 m, que é mantida até o topo do modelo atingindo mais de 20 km. O passo de tempo de integração foi de 60 s. A região de estudo cobre a ZCIT e parte do Atlântico Sul ao leste da costa sul do Brasil. As coordenadas centrais foram 10°S e 33°W. O *Nudging* foi aplicado com 1800 s nos cinco pontos laterais. No centro o *Nudging* foi de 21600 s (6 horas) e no topo foi de 10800s (3 horas).

Durante a realização deste trabalho foram utilizados dados de análise fornecidos pelo CPTEC para alimentação do modelo regional, como também para a análise sinótica do período, com intervalos de análise de 6 horas. Para visualização dos resultados da simulação utilizou-se o software gráfico de visualização e análise de dados dispostos em grade, o GrADS.

Foram realizados vários experimentos nos quais os esquemas Kuo e Grell e Dévényi (2002) foram usados para teste de sensibilidade ao realce dos fluxos de superfície. Foram

realizados 8 experimentos, sendo 4 experimentos sem realce (KUOO, GRO, GRON, ENSON) e 4 com realce de fluxo (KUOE, GRE, GREN, ENSEN). Os experimentos KUOO e KUOE foram feitos utilizando o esquema de parametrização convectiva padrão do BRAMS, o esquema Kuo. Os experimentos GRO e GRE foram feitos utilizando o esquema de Grell e Dévényi (2002), com o fechamento de Grell (1993). Os experimentos GRON e GREN foram feitos utilizando o esquema de Grell e Dévényi (2002), com o fechamento de Grell (1993), mas com o *nudging* central fraco para 24 h. Por fim os experimentos ENSON e ENSEN foram feitos utilizando o esquema de Grell e Dévényi (2002), com o fechamento ensemble e com o *nudging* de 24 h.

Os dados de chuva foram estimados por satélite no projeto Global Precipitation Climatology Project (GPCP). A precipitação é do produto GPCP-1DD, que tem precipitação acumulada diária em resolução de $1^\circ \times 1^\circ$.

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As Figuras 1 (a-p) mostram o campo de linhas de corrente e precipitação acumulada a cada 24 h entre os dias 21 e 28 de março de 2004, à 00 UTC de cada dia. As linhas de corrente são para o experimento GRO. Mas, por ter *nudging* forte, esse experimento não difere dos outros com *nudging* forte e dá uma idéia das condições de grande escala do período. No dia 21 (Figura 1-a), observa-se confluência dos ventos na região da ZCIT entre 10°N e o equador. Há um centro de baixa pressão na costa leste de São Paulo associado à frente fria, que se encontra ao sul da Bahia e, mais ao leste, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) apresenta-se bem definido. Na Figura 1-b a ZCIT apresenta precipitação acumulada superior 30 mm na parte central e 20 mm no oeste. No sudeste, a precipitação acumulada produzida pela frente fria concentra-se sobre o oceano, com valor máximo superior a 40 mm. Sobre o continente, ocorre precipitação de 20 mm em Minas Gerais, 30 mm sobre o Espírito Santo e 20 mm na fronteira do Pará com Tocantins. A Figura 1-c mostra que, no dia 22 o ciclone associado à frente fria desloca-se para leste apresentando uma região de enfraquecimento ao norte do seu centro. Na Figura 1-d, observa-se diminuição da precipitação na região da ZCIT. No entanto, observa-se um máximo de 30 mm entre o Pará e o Maranhão. Sobre o continente, ocorre diminuição da precipitação na região da frente fria.

No dia 23 (Figura 1-e) há um forte escoamento ao sudoeste do sistema em direção à costa sul brasileira, o escoamento é fortemente zonal na costa do NEB e o vórtice ciclônico

que evoluiu para o furacão Catarina é visto na parte sul. Na Figura 1-f, associado à ZCIT, observa-se um máximo de mais de 30 mm na parte leste e máximo de 60 mm no norte do Pará e Ilha de Marajó. A frente fria que estava sobre o continente, desloca-se mais ao norte atingindo 40 mm na costa leste da Bahia e 30 mm sobre o oceano. No dia 24 (Figura 1-g) a situação é similar à do dia 23 (Figura 1-e) com a exceção de um núcleo bem definido em 28°S-38°W e o deslocamento do sistema frontal para oeste. A Figura 1-h mostra que associada à ZCIT, ocorre máxima precipitação acumulada (40 mm) no leste e, sobre o Pará, máximo de 30 mm. A precipitação se estende sobre Maranhão, Piauí e Ceará. Sobre o continente, a precipitação diminui e a frente fria desloca-se para leste produzindo um máximo superior a 40 mm sobre o oceano. Observa-se ainda, um máximo de precipitação (10 mm) associado ao ciclone da frente fria.

No dia 25 (Figura 1-i) o ciclone continua se deslocando em direção à costa sul brasileira. A Figura 1-j mostra um máximo de precipitação (40 mm) associado à ZCIT, por volta do equador. No sudeste do domínio, observa-se máximo de 40 mm associado à frente fria e máximo de 10 mm, associado ao Catarina. No dia 26 (Figura 1-k) a forma circular das linhas de corrente indica intensificação do sistema e, deslocamento em direção à costa e a ZCIT desloca-se mais para o sul. Na Figura 1-l observa-se um máximo superior a 30 mm associado à ZCIT que se encontra posicionada entre 5°N e 3°S, com máximos valores (20 mm) na parte leste do domínio. No sul do domínio, o furacão apresenta precipitação superior a 40 mm e a frente fria se enfraquece.

No dia 27 (Figura 1-m) o furacão encontra-se bastante intenso e sua borda oeste atinge a costa de Santa Catarina. Na Figura 1-n associado à ZCIT, observa-se um máximo superior a 60 mm sobre o norte do Piauí, com máximos valores (10 mm) na parte leste da ZCIT. Observa-se um máximo de mais de 20 mm no norte de Minas Gerais. No sul do domínio, a precipitação produzida pelo furacão é de 10 mm na costa de Santa Catarina atinge de 30 mm sobre oceano. Associada ao ciclone da frente fria, a precipitação é de 10 mm.

No dia 28 (Figura 1-o) o furacão encontra-se sobre o sudeste de Santa Catarina, atingindo também o norte do Rio Grande do Sul. As linhas de corrente indicam que o sistema está em dissipação, o que é comum quando esse tipo de sistema atinge regiões continentais. Na Figura 1-p observa-se um aumento da precipitação na região da ZCIT com valor máximo de 40 mm sobre o norte do Pará e 30 mm na parte leste. A frente fria produz um máximo superior a 30 mm sobre o oceano e causando chuva sobre Minas Gerais, Rio de Janeiro, Espírito Santo e sul da Bahia. No sul o furacão produz precipitação máxima de 20 mm sobre o nordeste do Rio Grande do Sul e sul-sudeste de Santa Catarina.

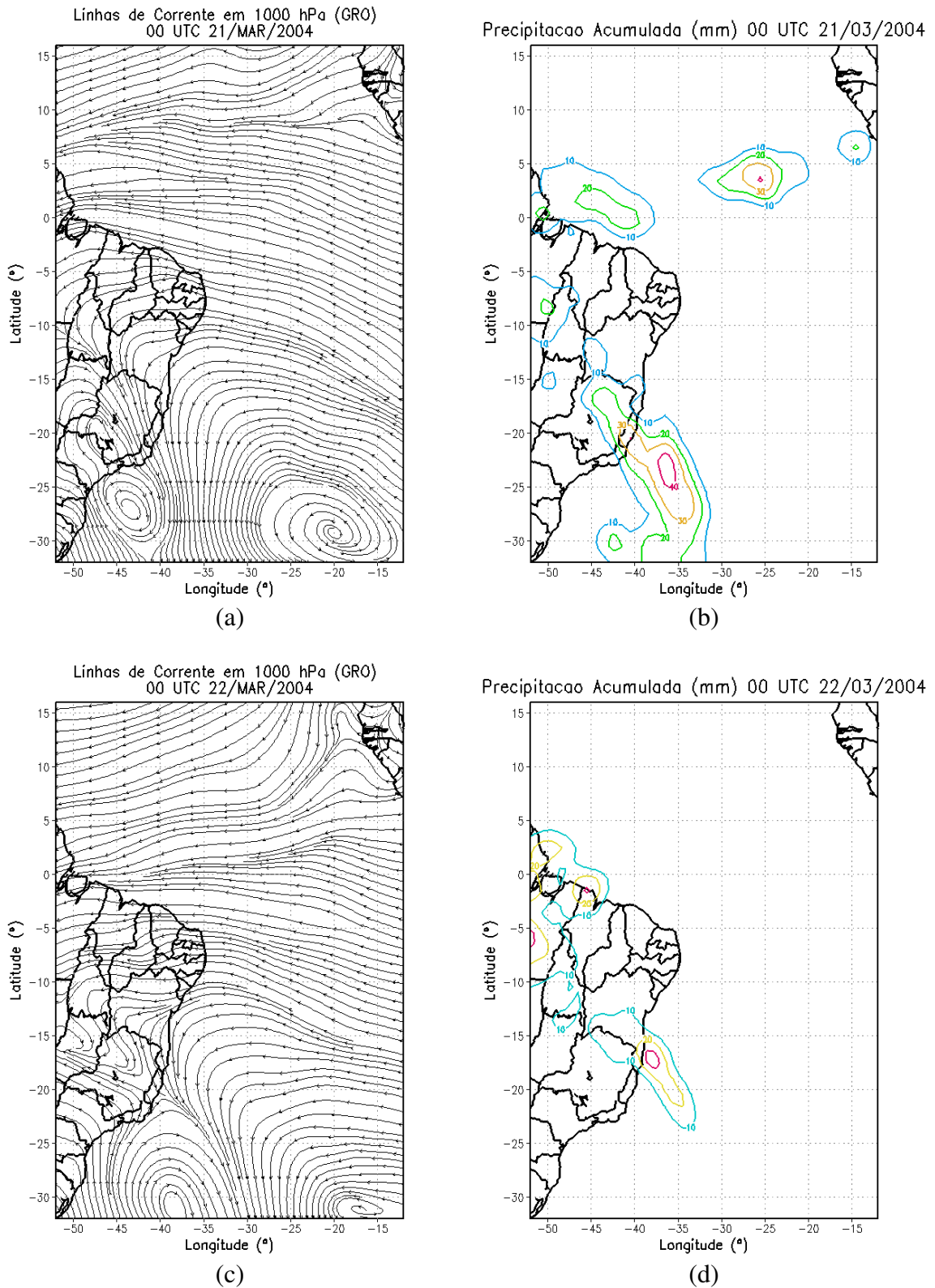


Figura 1 - Linhas de corrente para o experimento GRO em 1000 hPa e precipitação acumulada observada por satélite (mm) em 24 h entre os dias 21 e 28 de março de 2004.

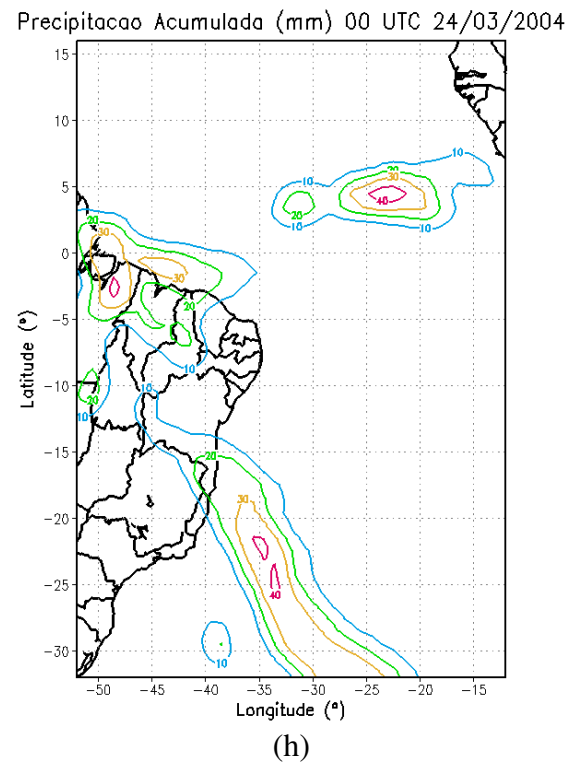
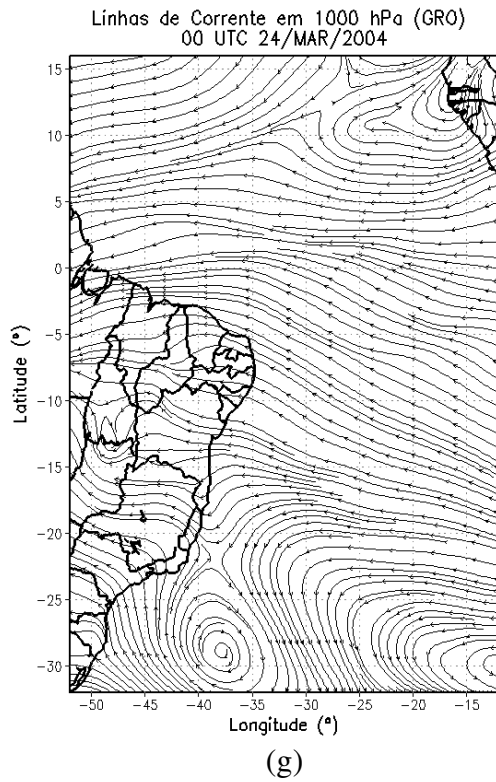
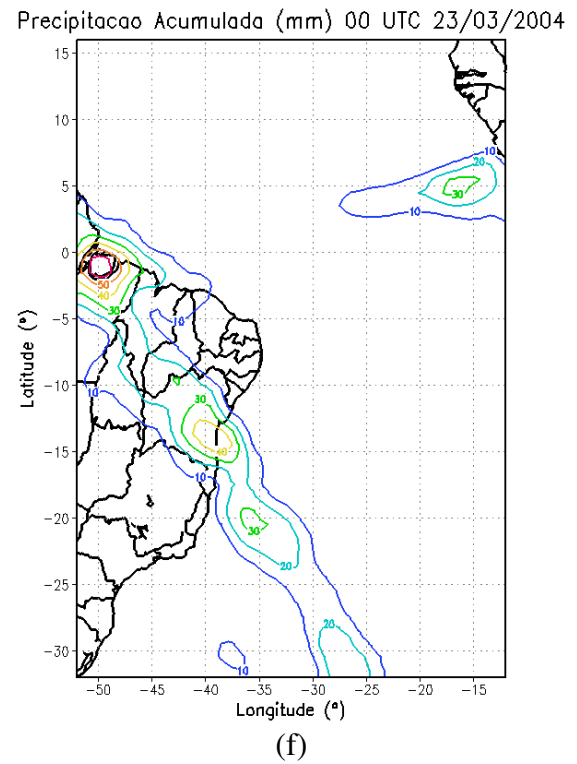
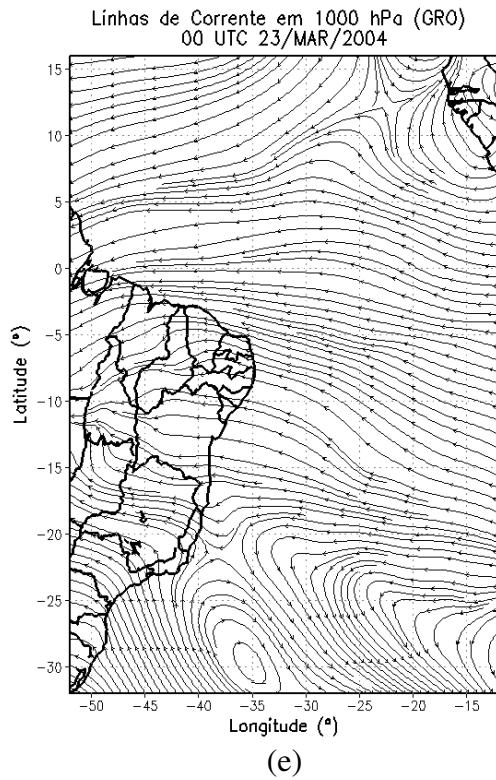
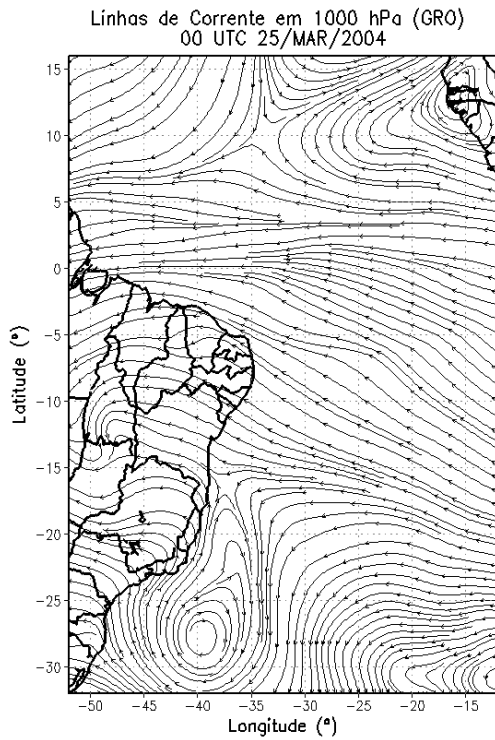
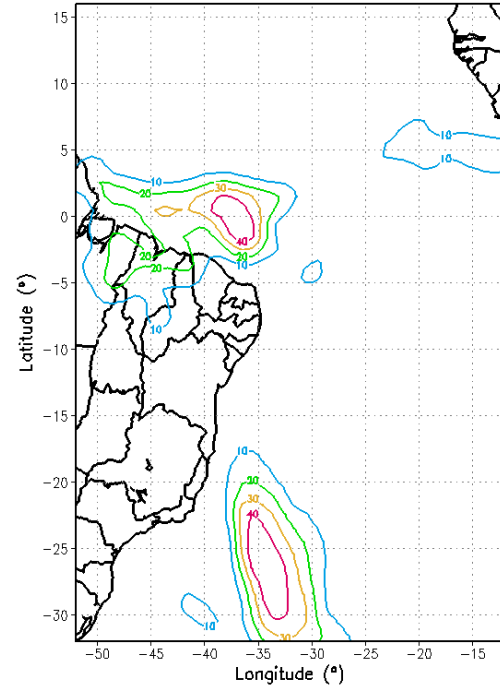


Figura 1 - Continua...

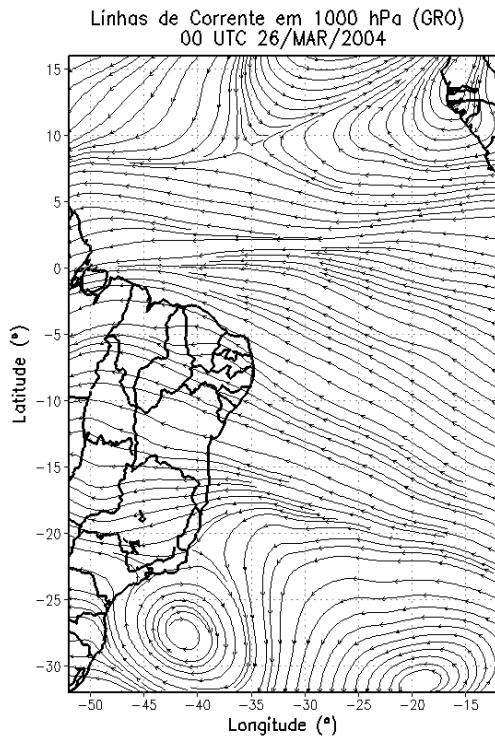


(i)

Precipitacao Acumulada (mm) 00 UTC 25/03/2004

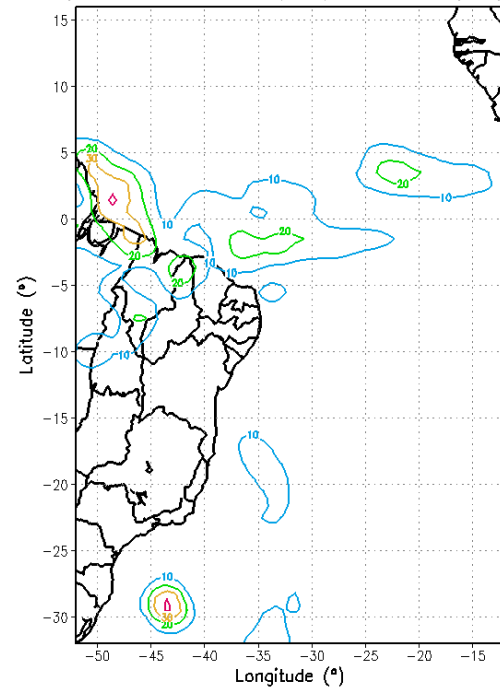


(j)



(k)

Precipitacao Acumulada (mm) 00 UTC 26/03/2004



(l)

Figura 1- Continua...

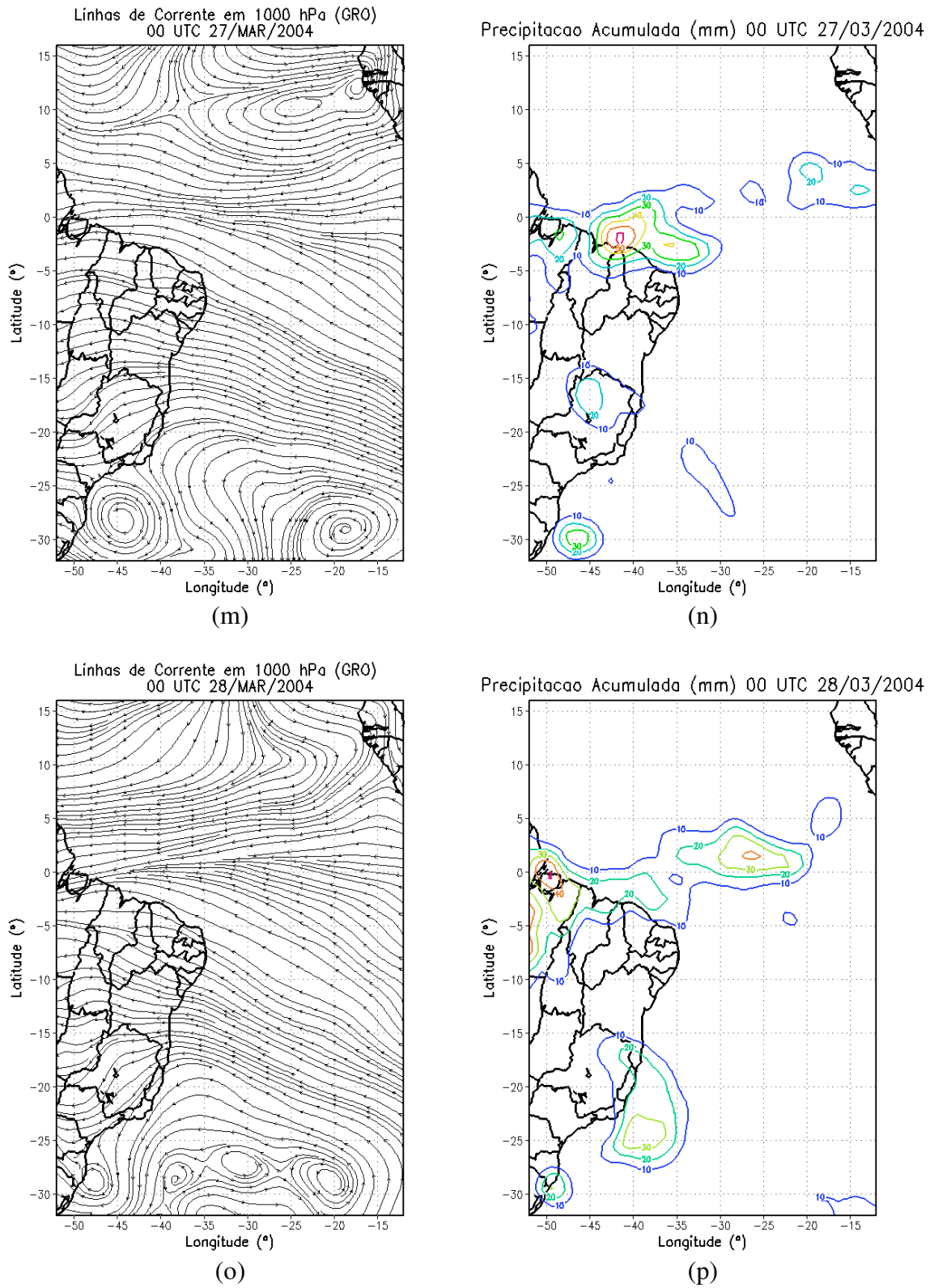


Figura 1 – Conclusão.

As Figuras 2 (a-h) mostram a precipitação acumulada em 24 h no experimento KUOO entre os dias 21 e 28 de março de 2004 à 00 UTC de cada dia. No dia 21 (Figura 2-a) a máxima precipitação acumulada é de 18 mm, e ocorre na costa do Sul do Brasil, associada à frente fria que se estende para o oceano. Sobre o continente, observam-se valores de até 14 mm sobre Minas Gerais e Goiás e também precipitação ao longo da costa leste do Nordeste, com máximo de 12 mm em Pernambuco. Sobre o norte do Pará, observa-se um máximo superior a 10 mm, associado à ZCIT, que se encontra posicionada entre 5°N e o equador, com máximos valores (18 mm) a oeste do domínio. Comparando-se com a observação (Figura 1-a), pode-se ver que o esquema Kuo tende a pôr precipitação onde não existe (a costa de Pernambuco, por exemplo) e de subestimar a existente. O esquema simula a precipitação na parte oeste da ZCIT e também sobre Minas Gerais e Goiás. No dia 22 (Figura 2-b) a situação é razoavelmente similar à do dia 21, com a exceção de que a frente fria desloca-se mais para leste e a precipitação sobre o continente diminui, concordando com a observação (Figura 1-d).

No dia 23 (Figura 2-c) o modelo reproduz bem o posicionamento da ZCAS, desde o oceano, passando pela Bahia até o Pará. Contudo, subestima a precipitação. No modelo, a precipitação é mais distribuída sobre o Nordeste e um máximo é produzido na costa de São Paulo (não existente, ver a Figura 1-f). No sul do domínio, já se observa um máximo de precipitação associado ao ciclone que evoluiu para o furacão Catarina. No dia 24 (Figura 2-d) a situação é semelhante à do dia 23, mas a precipitação simulada sobre o Nordeste é mais intensa e o Catarina desloca-se mais para leste. Note-se que o experimento KUOO subestima a precipitação, onde acerta, não simula o máximo observado no setor leste da ZCIT (Figura 1-h) e continua gerando muita precipitação na costa leste do Brasil.

Nos dias 25 e 26 (Figuras 2-e,f) a precipitação se intensifica na costa de Pernambuco e é possível ver o Catarina e a frente fria no sul do domínio. O posicionamento do Catarina e sua intensidade são bem capturados pelo modelo no dia 25. Porém, o experimento KUOO não captura a intensificação do Catarina no dia 26 (Figura 1-l). A Figura 2-g mostra que no dia 27 o Catarina já se aproxima do continente e há um outro máximo de precipitação ao leste, associado com um ciclone da frente fria. Acontece também um alargamento da ZCIT, com formação de uma banda de precipitação ao sul do equador. O dia 28 (Figura 2-h) mostra-se semelhante ao dia 27, com o detalhe do aumento da precipitação na parte leste da ITCZ, o que corresponde, na localização, ao observacional (Figura 1-p).

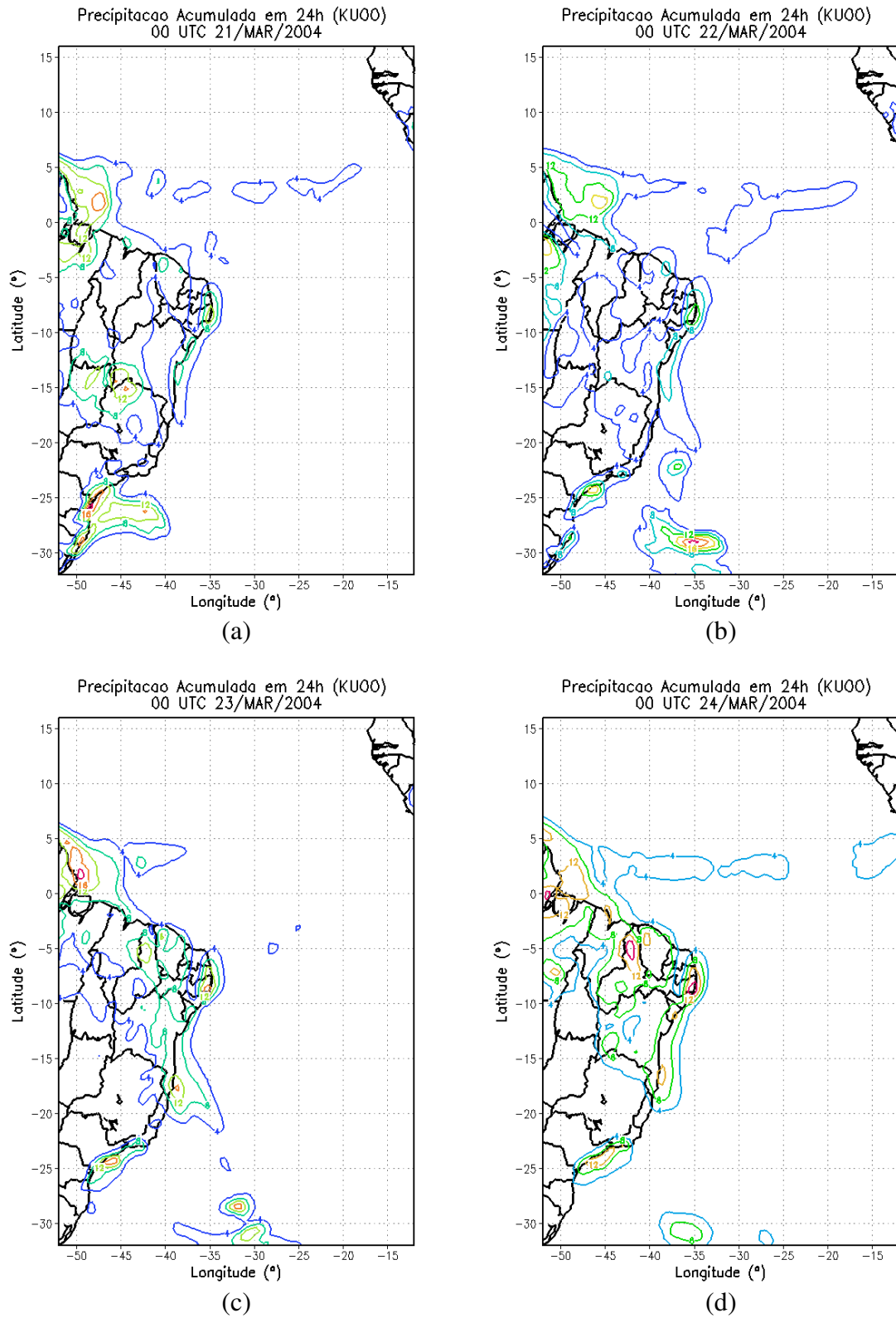


Figura 2 - Precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC para o experimento KU00.

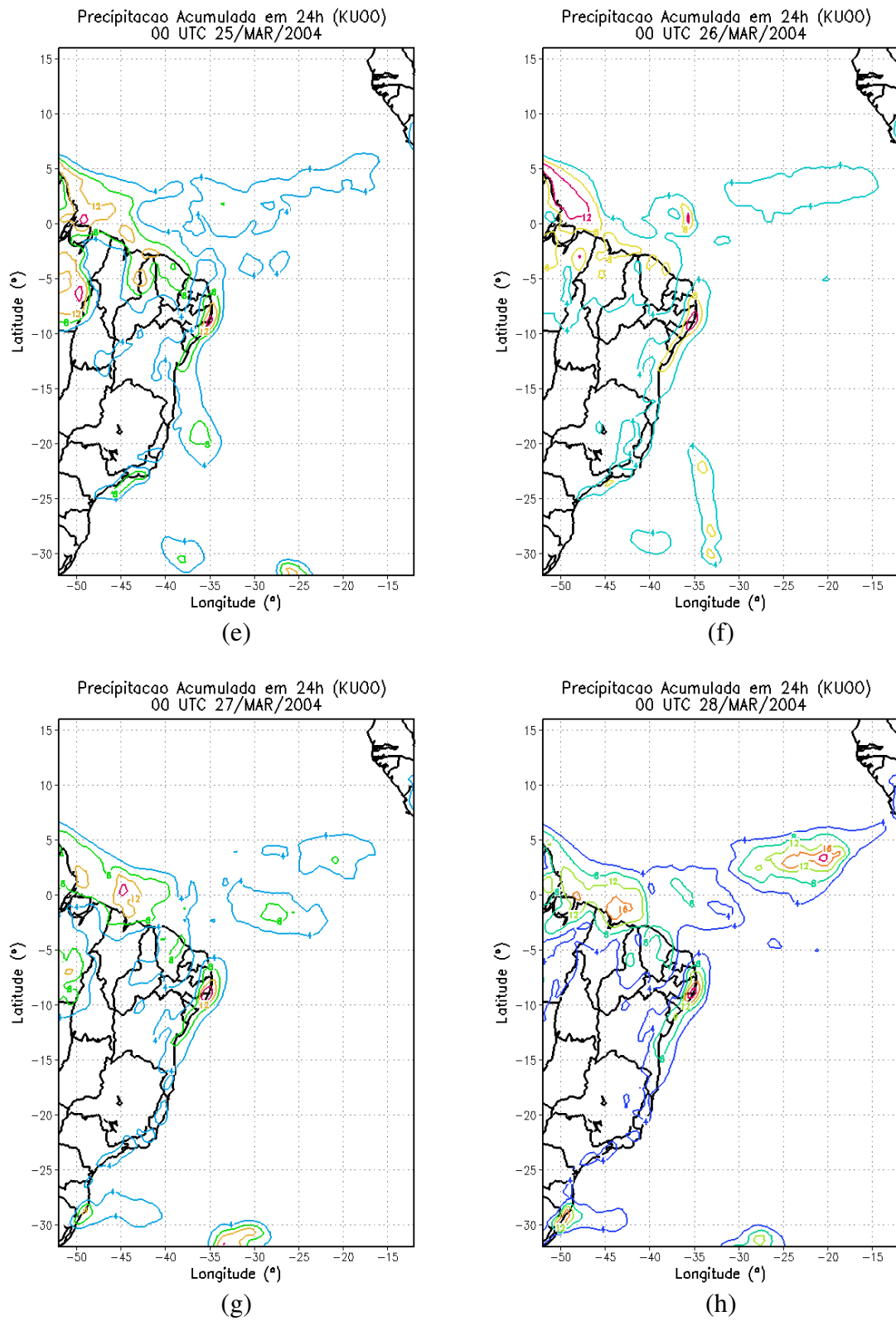


Figura 2 – Conclusão.

As Figuras 3 (a-h) mostram o efeito do realce por rajadas no campo de precipitação acumulada em 24 h, à 00 UTC de cada dia. Cada Figura representa a diferença entre os experimentos KUOE e KUOO, de modo que valores positivos mostram onde o realce levou ao aumento de precipitação. É de se esperar que os maiores efeitos se mostrem nas regiões de forte precipitação. Contudo, efeitos não lineares podem levar a impactos fora das regiões onde o realce acontece.

A Figura 3-a mostra o impacto do realce para o dia 21. Observa-se que o impacto mais forte acontece na parte oeste da ZCIT, com máximo atingindo 6 mm a nordeste do Pará. Na mesma região, um mínimo atinge -4 mm. Sobre o continente, observa-se realce positivo, com máximo de 6 mm, no norte do Piauí. Na região de encontro entre Minas Gerais, Goiás e Bahia, pode-se ver um mínimo de -4 mm. No dia 22 (Figura 3-b) associado à ZCIT, observa-se um forte impacto sobre o norte do Pará com máximo de 6 mm e mínimo de -5 mm. Sobre o continente, na região da frente fria, observa-se aumento do impacto positivo com máximos atingindo 6 mm entre o Tocantins e a Bahia e, entre a Bahia e Minas Gerais. Associado ao ciclone da frente fria, ocorre impacto positivo de 4 mm e mínimo de -2 mm sobre o oceano no sudeste do domínio.

No dia 23 (Figura 3-c) observa-se diminuição do impacto na região da ZCIT provocando máximo de 6 mm e mínimo de -4 mm no oeste do domínio. Não houve impacto sobre o continente com a exceção de um máximo de 4 mm sobre o norte do Pará. No sudeste do domínio, sobre o oceano, ocorre fraco impacto com máximo de 6 mm e mínimo de -6 mm. A Figura 3-d mostra que no dia 24 ocorre um forte impacto na região da ZCIT, no oeste do domínio, cujo máximo valor atinge 5 mm e mínimo de -4 mm. Observa-se sobre o continente, um forte aumento do impacto negativo em várias partes do domínio, cujo mínimo atinge -4 mm sobre o norte do Maranhão.

No dia 25 (Figura 3-e), observa-se um forte impacto negativo na região da ZCIT no oeste do domínio e também sobre o norte do Pará com mínimos atingindo -4 mm. Ocorre também impacto positivo cujo máximo é de 6 mm sobre o nordeste do Pará. A Figura 3-f mostra que no dia 26 há um forte impacto associado à ZCIT com máximo atingindo 9 mm no oeste do domínio. Observa-se ainda, sobre o continente, um mínimo de -3 mm no Maranhão. No sudeste do domínio, ocorre um forte impacto associado ao ciclone da frente fria, com máximo superior a 18 mm. Não há impacto associado ao furacão. No dia 27 (Figura 3-g) o impacto mais acentuado encontra-se no oeste do domínio associado à ZCIT com máximo atingindo 4 mm e um mínimo de -4 mm. No dia 28 (Figura 3-h) tanto o impacto positivo

quanto o negativo é mais distribuído na região da ZCIT com máximos de 10 mm e mínimos de -4 mm.

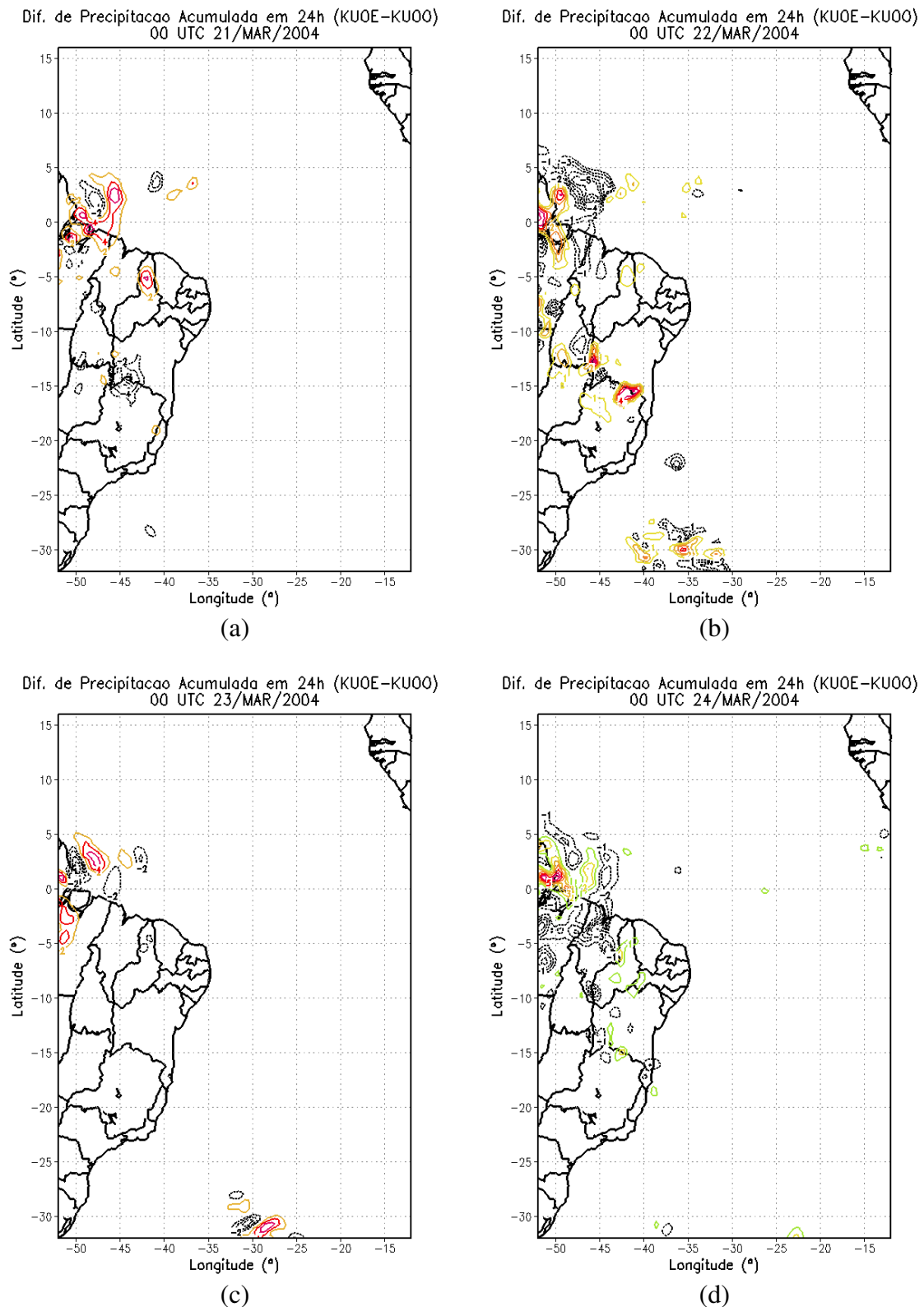


Figura 3 - Diferença de precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC com a parametrização Kuo.

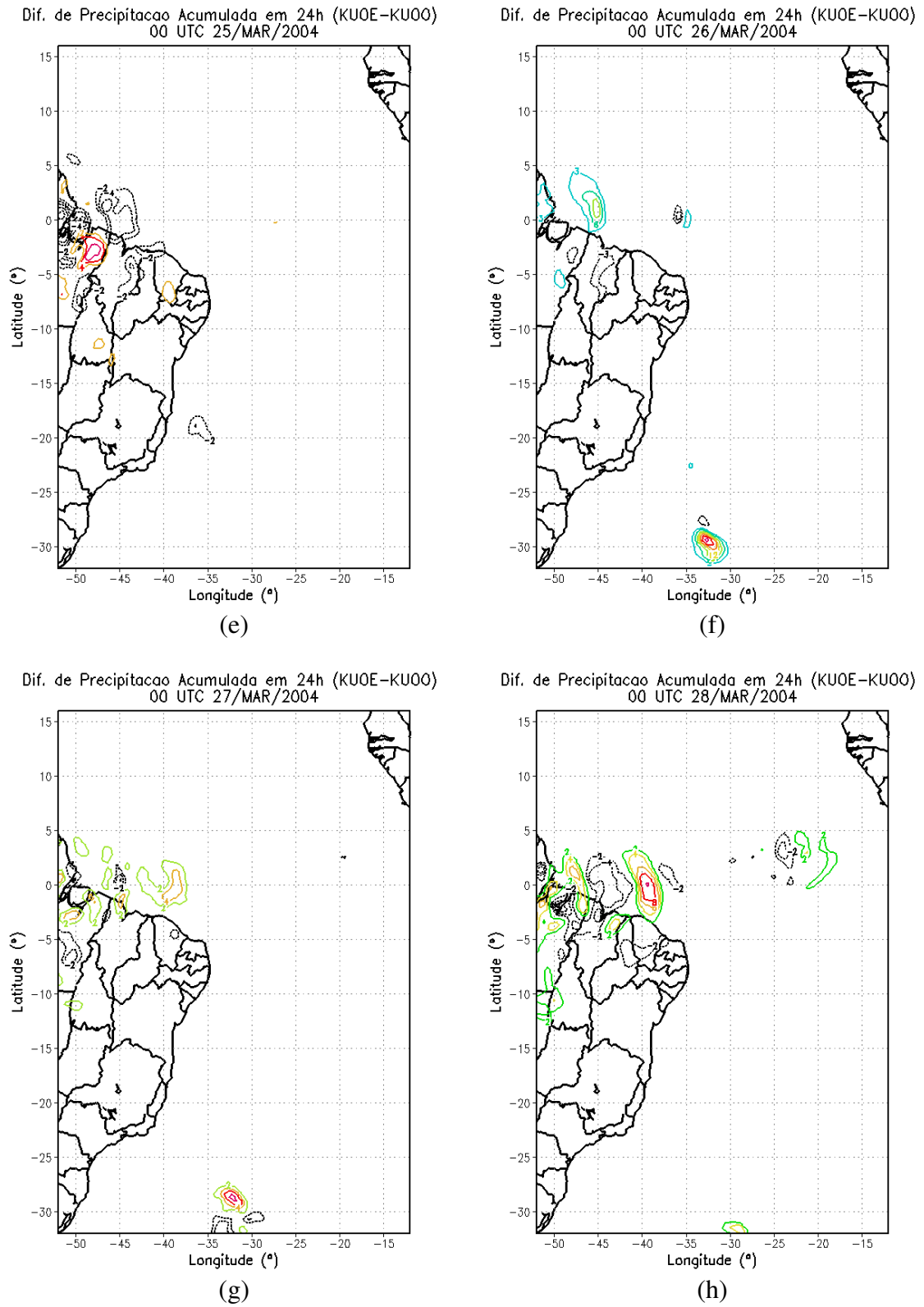


Figura 3 - Conclusão.

Para ter-se uma idéia da evolução temporal do realce, diagramas longitude versus tempo são apresentados para duas latitudes com taxa de precipitação significativa para o experimento KUOO. A Figura 4 mostra a evolução da diferença de precipitação na latitude de 2°N , onde a ZCIT apresentou-se mais intensa. A Figura passa a impressão de um predomínio de realce positivo sobre o negativo, para essa latitude. Na parte a oeste de 40°W , o padrão é mais de alternância temporal entre valores positivos e negativos. Já entre os dias 19 e 21, em torno de 20°N , a compensação parece ser simultânea. A Figura 5 mostra a evolução da diferença de precipitação na latitude de 28°S , onde ocorreu o furacão Catarina. Note-se que o impacto significativo ocorre entre os dias 17 e 19, associado à frente fria. Não há impacto associado ao furacão, como já havia sido mostrado na Figura 2.

A Figura 6 mostra o impacto percentual no fluxo de calor latente, ao longo de 2°N . O efeito do continente foi omitido. O impacto que aparece entre os dias 19 e 21, por volta de 20°W , dá a idéia de uma correlação negativa entre o realce de fluxo e o aumento da precipitação, quando comparado com a Figura 3. O mesmo acontece na latitude de 28°S , por volta de 36°W (Figura 6, compare-se com a Figura 4).

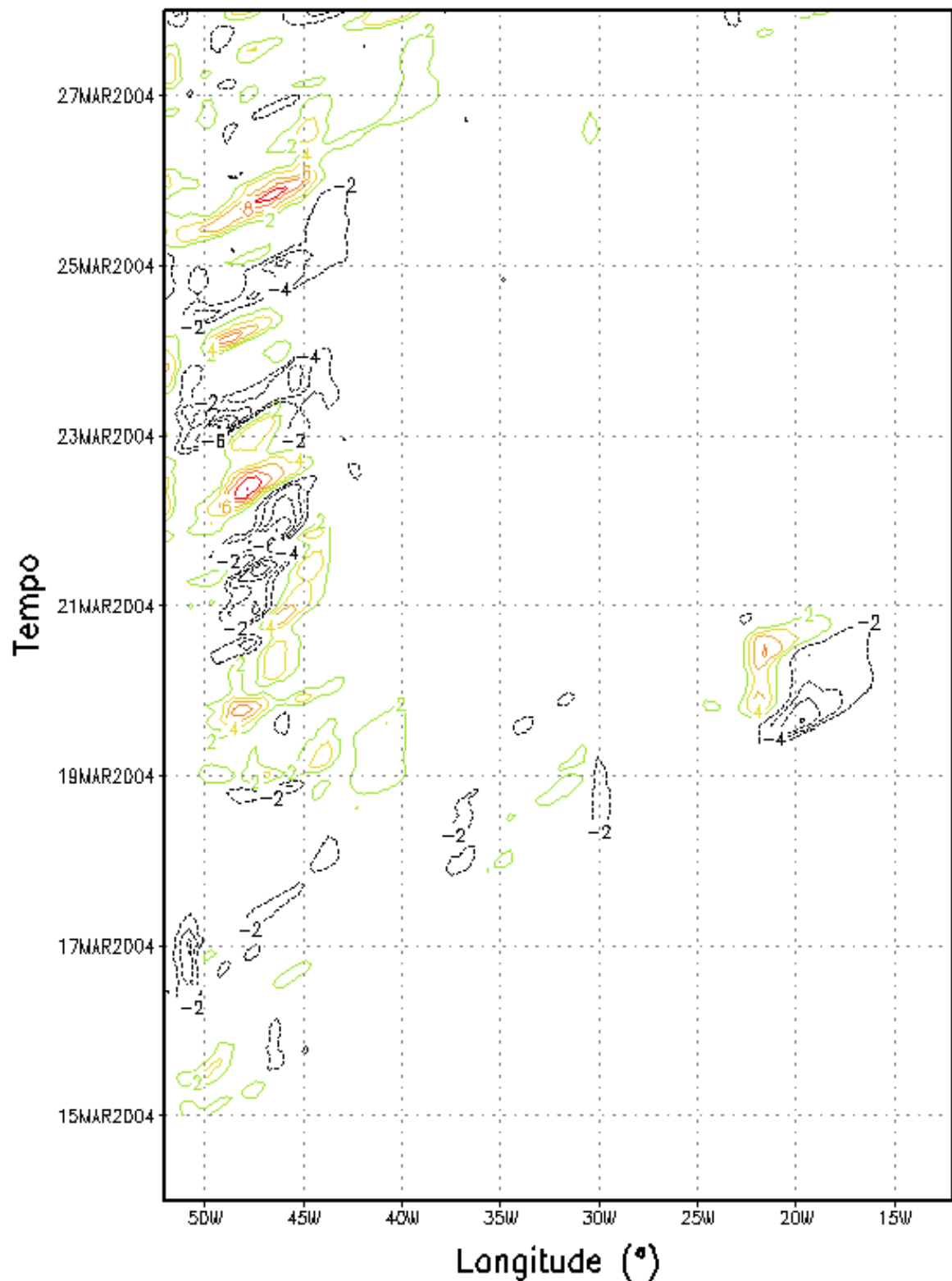


Figura 4 – Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) com a parametrização Kuo em 2°N.

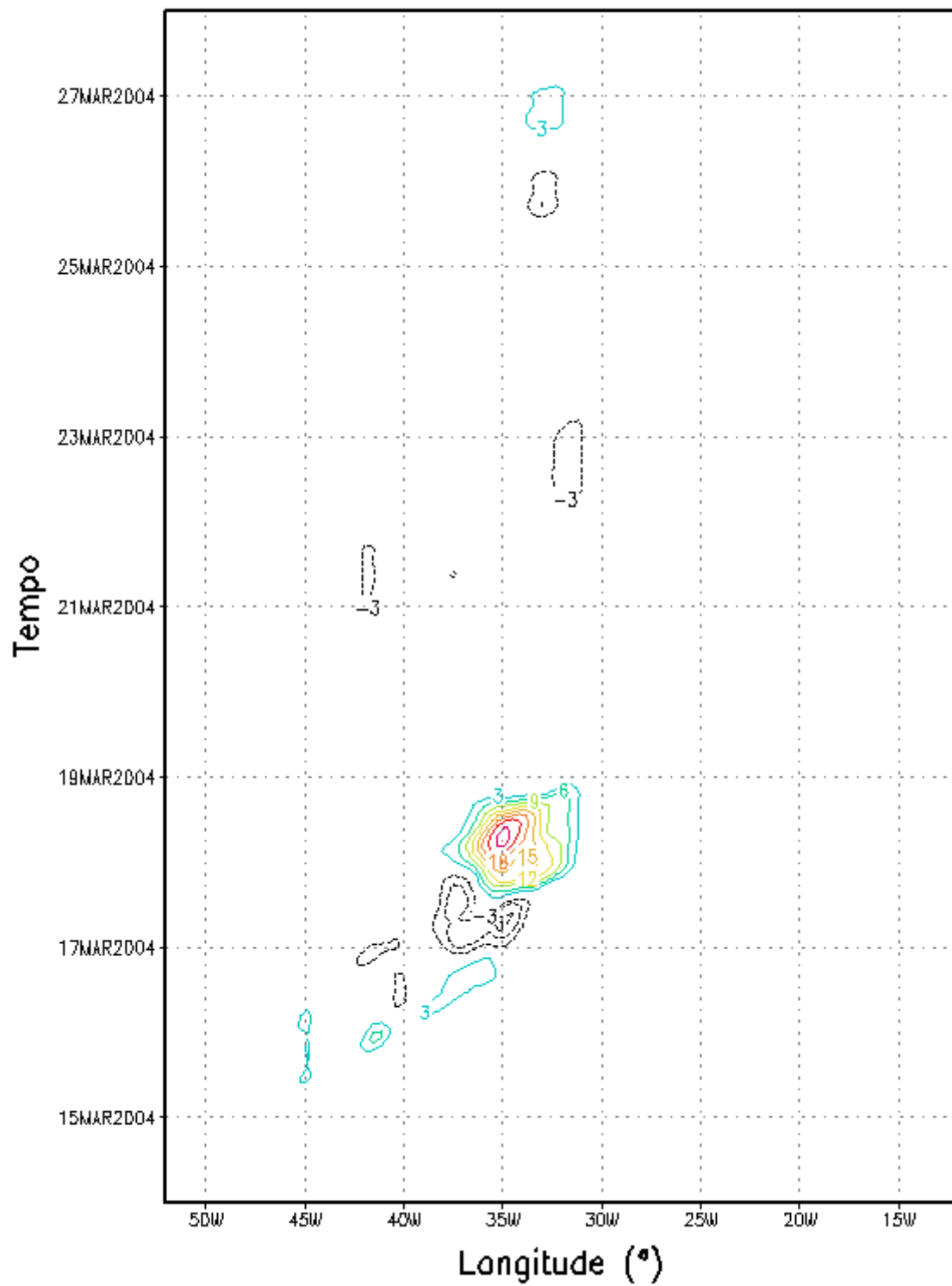


Figura 5 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) com a parametrização Kuo em 28°S.

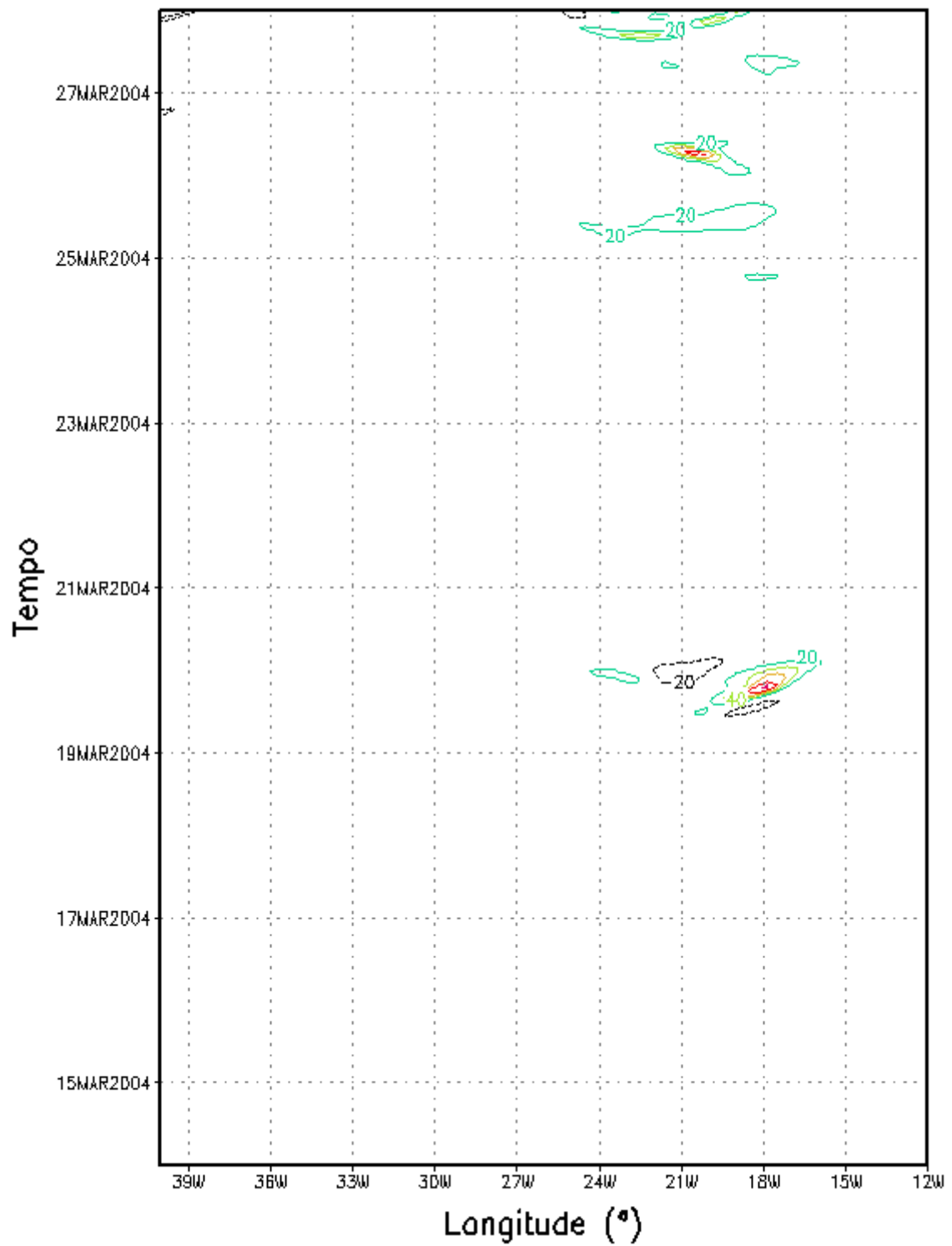


Figura 6 – Evolução temporal do realce no calor latente (%) com a parametrização Kuo em 2°S.

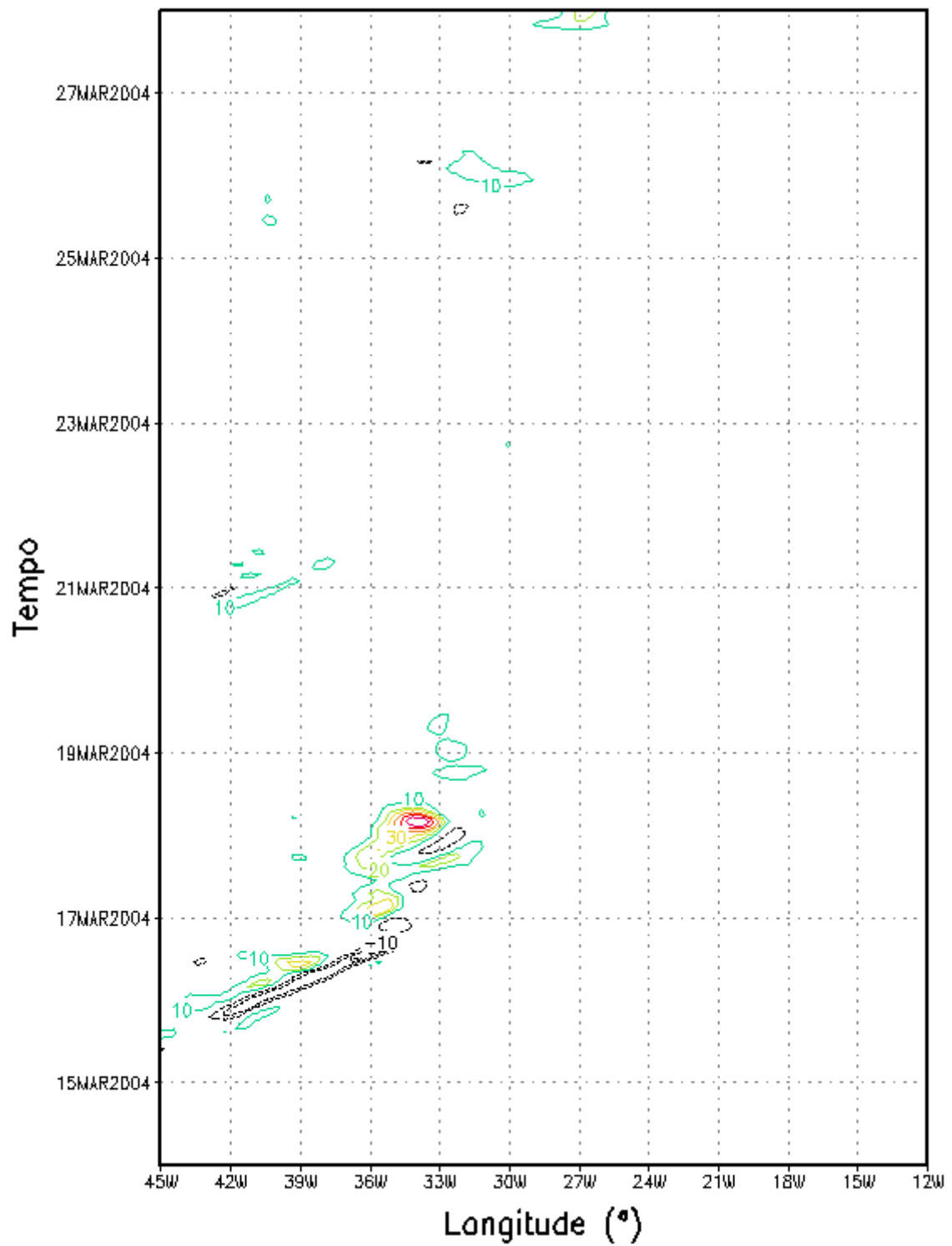


Figura 7 – Evolução temporal do realce no calor latente (%) com a parametrização Kuo em 28°S.

As Figuras 8 (a-h) mostram o campo de precipitação acumulada a cada 24 h para o experimento GRO entre os dias 21 e 28 de março de 2004 à 00 UTC de cada dia. No dia 21 (Figura 8-a), a precipitação encontra-se bem distribuída em toda a região da ZCIT com 20 mm em várias partes do domínio e máximo superior a 30 mm no leste do domínio. No continente, observam-se máximos de 20 mm sobre Goiás, Minas Gerais e São Paulo e máximo de 30 mm entre Paraná e Santa Catarina. Associado ao ciclone da frente fria, já se observa precipitação de 10 mm. Em comparação com a observação (Figura 1-b), nota-se que o experimento Grell produz precipitação em toda a região da ZCIT e não reproduz o máximo observado em 3°N e 25°W. Na região da frente fria, o modelo distribui a precipitação sobre o continente e subestima a precipitação associada ao ciclone. A Figura 8-b mostra que no dia 22 a ZCIT apresenta aumento na precipitação, máximo de 40 mm no leste do domínio e um alargamento cuja nebulosidade atinge 7°S causando precipitação na costa leste da Paraíba e do Rio Grande do Norte em torno de 10 mm. No continente, a frente fria desloca-se mais ao norte da Bahia, produzindo máximos de 20 mm sobre Goiás e Minas Gerais. O ciclone da frente fria apresenta aumento na precipitação atingindo 20 mm sobre o oceano. Na costa sul do Brasil ocorre uma considerável diminuição da precipitação sobre o continente e a frente fria desloca-se mais para leste, posicionando-se sobre Minas Gerais e configurando-se sobre o oceano. O modelo produz e superestima precipitação onde não ocorre, por exemplo, ao longo de toda a ZCIT, na costa leste do Nordeste e, sobre o continente, associada à frente fria (ver Figura 1-d).

No dia 23 (Figura 8-c) a precipitação diminui na ZCIT cujo máximo atinge 40 mm na parte norte e uma banda ao sul do equador, atingindo 10°S. Essa banda causa precipitação em torno de 10 mm na costa leste do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Maceió. A ZCAS encontra-se bem definida com máximo de 20 mm associado ao ciclone da frente fria. O modelo continua gerando precipitação onde não existe (na região da ZCIT, por exemplo) e não simula o máximo existente no norte do Pará. O esquema não reproduz bem o posicionamento da frente fria sobre o continente, (ver Figura 1-f), subestimando a precipitação sobre a Bahia.

No dia 24 (Figura 8-d), a frente fria desloca-se para norte provocando um máximo de precipitação (30 mm) no sudeste da Bahia e já se observa precipitação (20 mm) no sul do domínio associada ao Catarina. A precipitação do experimento é semelhante à do dia 23, com a exceção de que o modelo não reproduz o máximo ao leste da ZCIT e no ciclone da frente fria (ver Figura 1-h).

Nos dias 25 e 26 (Figuras 8-e, f) a ZCIT desloca-se mais para norte apresentando um máximo de 60 mm no leste do domínio. No sul do domínio, observa-se a frente fria e o furacão Catarina em deslocamento. Comparando-se as Figuras 1-j e 1-l, em ambos os dias, o modelo superestima a precipitação no leste da ZCIT e subestima no oeste e, também, os máximos observados na frente fria e no furacão. No dia 27 (Figura 8-g) o Catarina já se aproxima do continente com precipitação máxima de (30 mm). Observa-se também um alargamento da ZCIT, com formação de uma banda de precipitação ao sul do equador atingindo máximos valores (20 mm) na costa leste da Paraíba e Pernambuco. Observa-se que o esquema Grell continua gerando muita precipitação na região da ZCIT e não reproduz o máximo sobre o Piauí. O modelo acerta a localização e a precipitação no furacão correspondendo ao observado (Figura 1-n). A (Figura 8-h) mostra que no dia 28 a precipitação diminui na região da ZCIT e a nebulosidade do furacão atinge o continente cuja precipitação diminui com a sua dissipação. O esquema produz precipitação sobre a Bahia, Aracajú e Maceió (não observada, Figura 1-p) e não simula o máximo no ciclone da frente fria. O modelo acerta a precipitação no furacão, porém desvia o posicionamento.

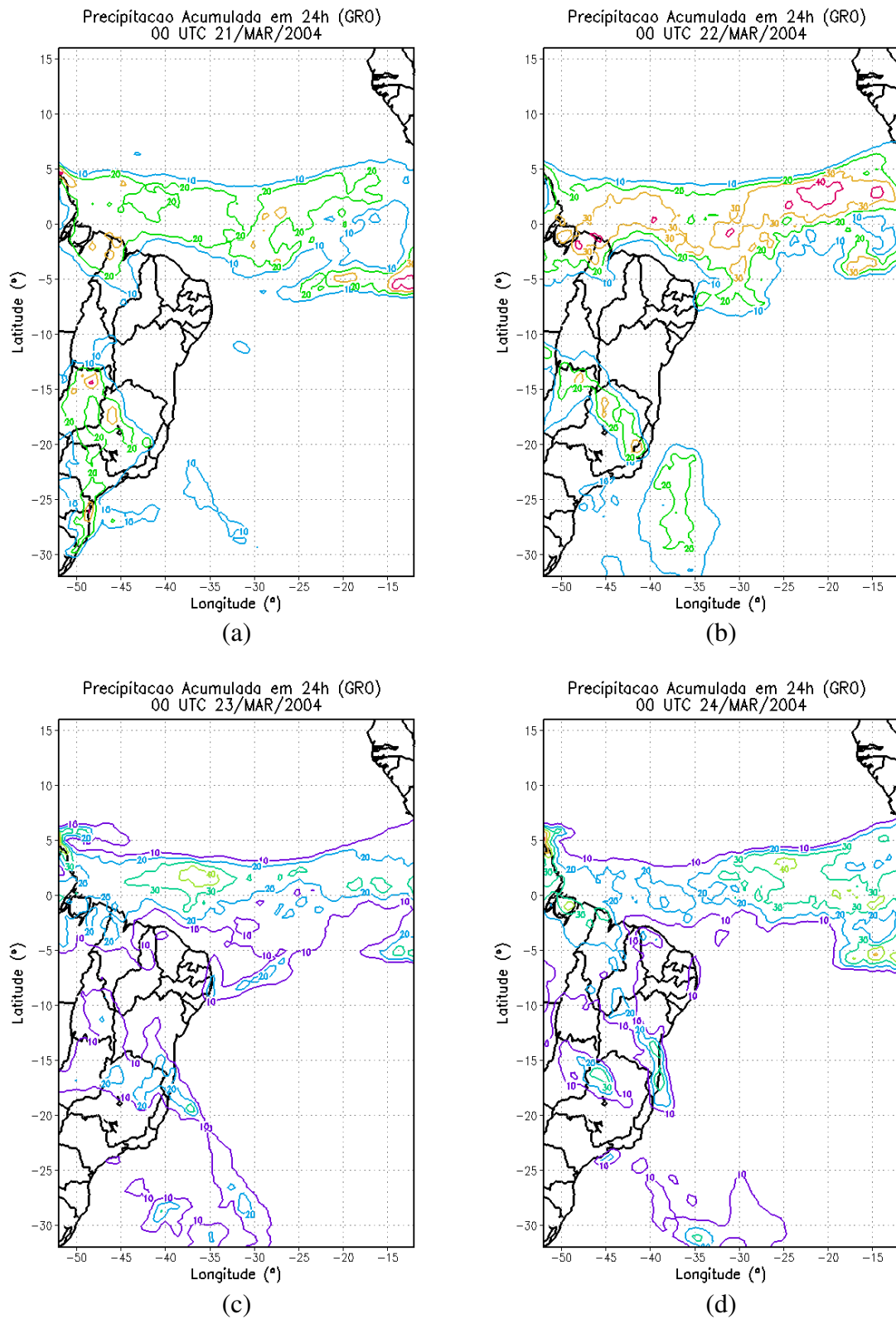


Figura 8 - Precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC para o experimento GRO.

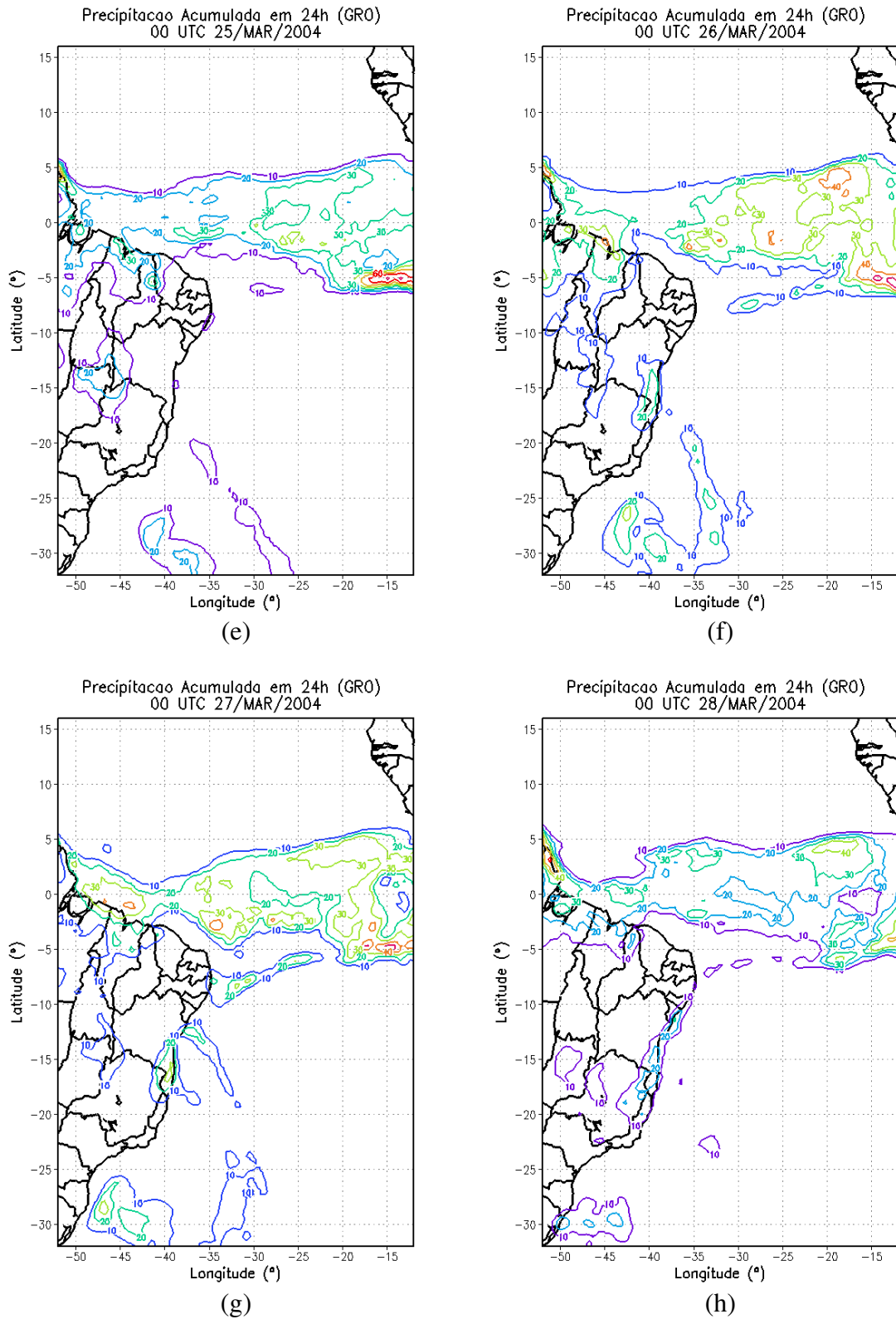


Figura 8 - Conclusão.

As Figuras 9 (a-h) mostram o efeito do realce por rajadas no campo de precipitação acumulada em 24 h, à 00 UTC de cada dia. Cada Figura representa a diferença entre os experimentos GRE e GRO.

A Figura 9-a mostra o impacto do realce para o dia 21. O impacto mais fortemente observado encontra-se sobre o continente no setor noroeste do domínio com máximos que atingem 6 mm no norte da Bahia e entre Pará, Tocantins e Maranhão. Ainda na região continental, um mínimo atinge -3 mm no norte de Goiás. Observa-se outra região de realce positivo, com máximo de 6 mm, no norte de Santa Catarina. No dia 22 (Figura 9-b) o impacto é mais forte em toda a região leste da ZCIT com máximo de 6 mm e mínimo de -3 mm. Na região da frente fria no sul do domínio, observa-se realce negativo com mínimo de -3 mm.

No dia 23 e 24 (Figuras 9 c,d) a situação é semelhante com exceção de um impacto mais forte no dia 23 no leste de Minas Gerais cujo máximo é de 6 mm. Há também, no dia 23, na região da frente fria, um impacto positivo de 6 mm e um mínimo de -3 mm. A Figura (9-e) mostra que no dia 25 o impacto ocorre mais fortemente na ZCIT com máximo atingindo 15 mm. Na região entre Bahia, Goiás e Tocantins observa-se um mínimo de -5 mm. No dia 26 (Figura 9-f) o impacto mais forte ocorre na região da ZCIT no oeste do domínio com máximo de 15 mm. No dia 27 (Figura 9-g) o impacto mais forte ocorre entre Pará e Maranhão associado à ZCIT com máximo atingindo 20 mm e um mínimo de -10 mm a leste do domínio. No dia 28 (Figura 9-h) não ocorre impacto na região do furacão e ocorre um máximo positivo na ZCIT.

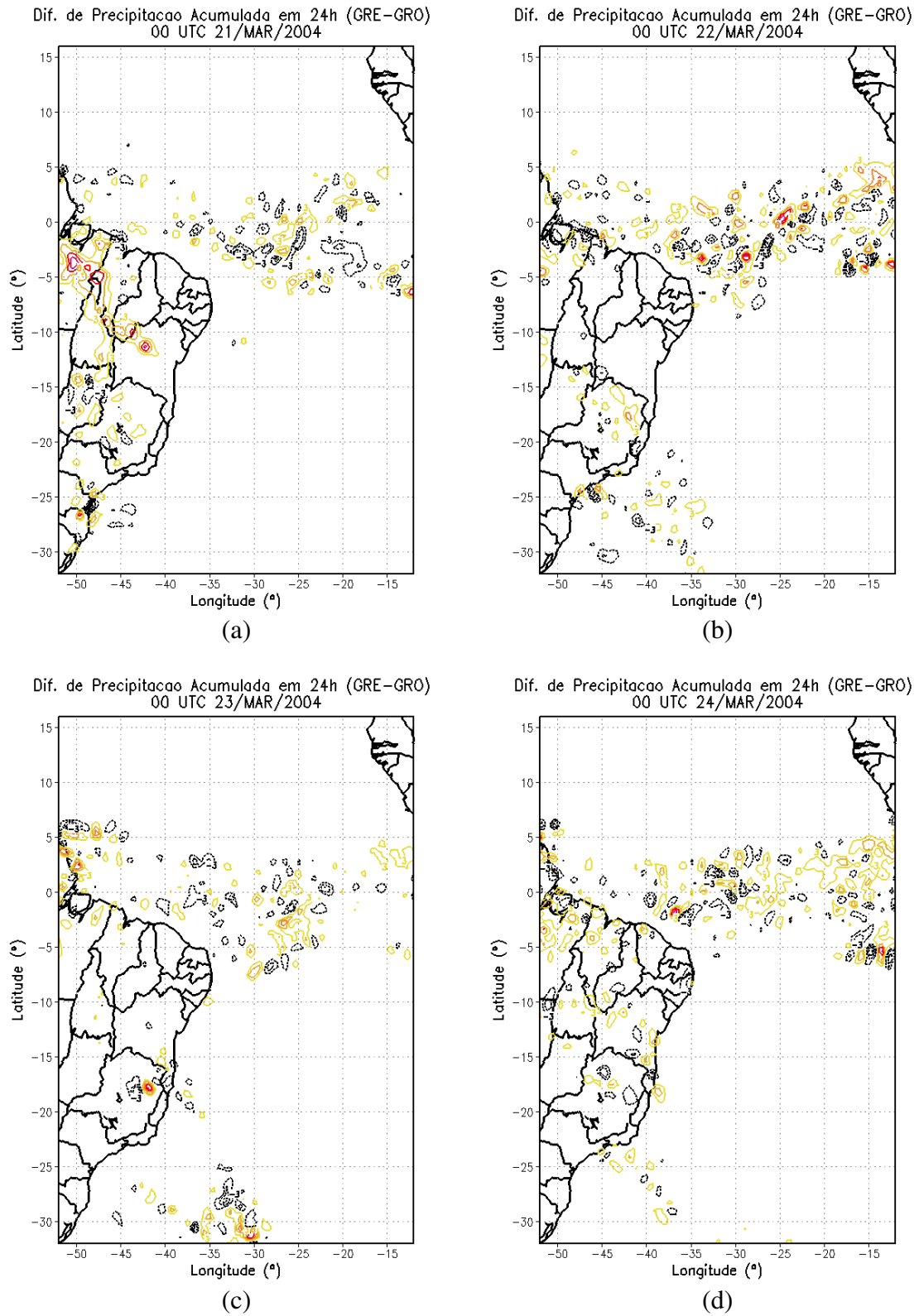


Figura 9 – Diferença na precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC com a parametrização Grell.

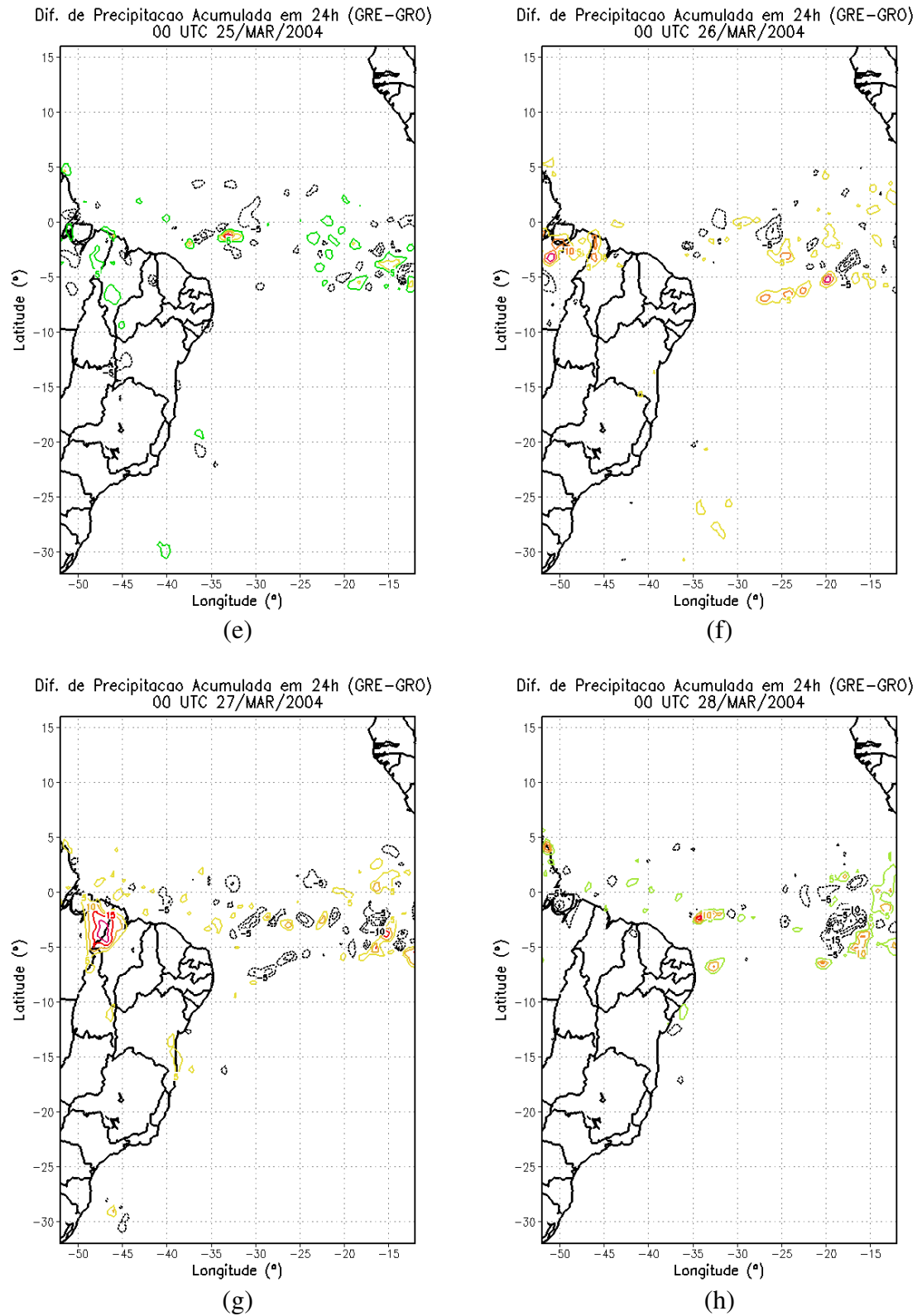


Figura 9 – Conclusão.

A Figura 10 apresenta a evolução temporal da diferença de precipitação acumulada (mm) sobre 2°S. Observa-se um forte impacto em toda a região da ZCIT apresentando alternância temporal entre valores positivos e negativos bastante evidentes a partir do dia 21 ao leste de 40°W, concordando com a Figura 8. A Figura 11 apresenta a evolução temporal da diferença de precipitação acumulada (mm) sobre 28°S, onde ocorreu o furacão. Observa-se um forte impacto na região da frente fria a oeste de 35°W, porém entre os dias 24 e 27 nos qual o furacão se intensifica, não há impacto significativo.

As Figuras 12 e 13 mostram o realce do fluxo de calor latente nas latitudes de 2°S e 28°S, respectivamente. Essas Figuras mostram que não há uma diferença significativa de fluxo, exceto no leste da ZCIT, no dia 27 e algum impacto no sul, associado à frente fria, entre os dias 17 e 19 e depois, associado ao Catarina.

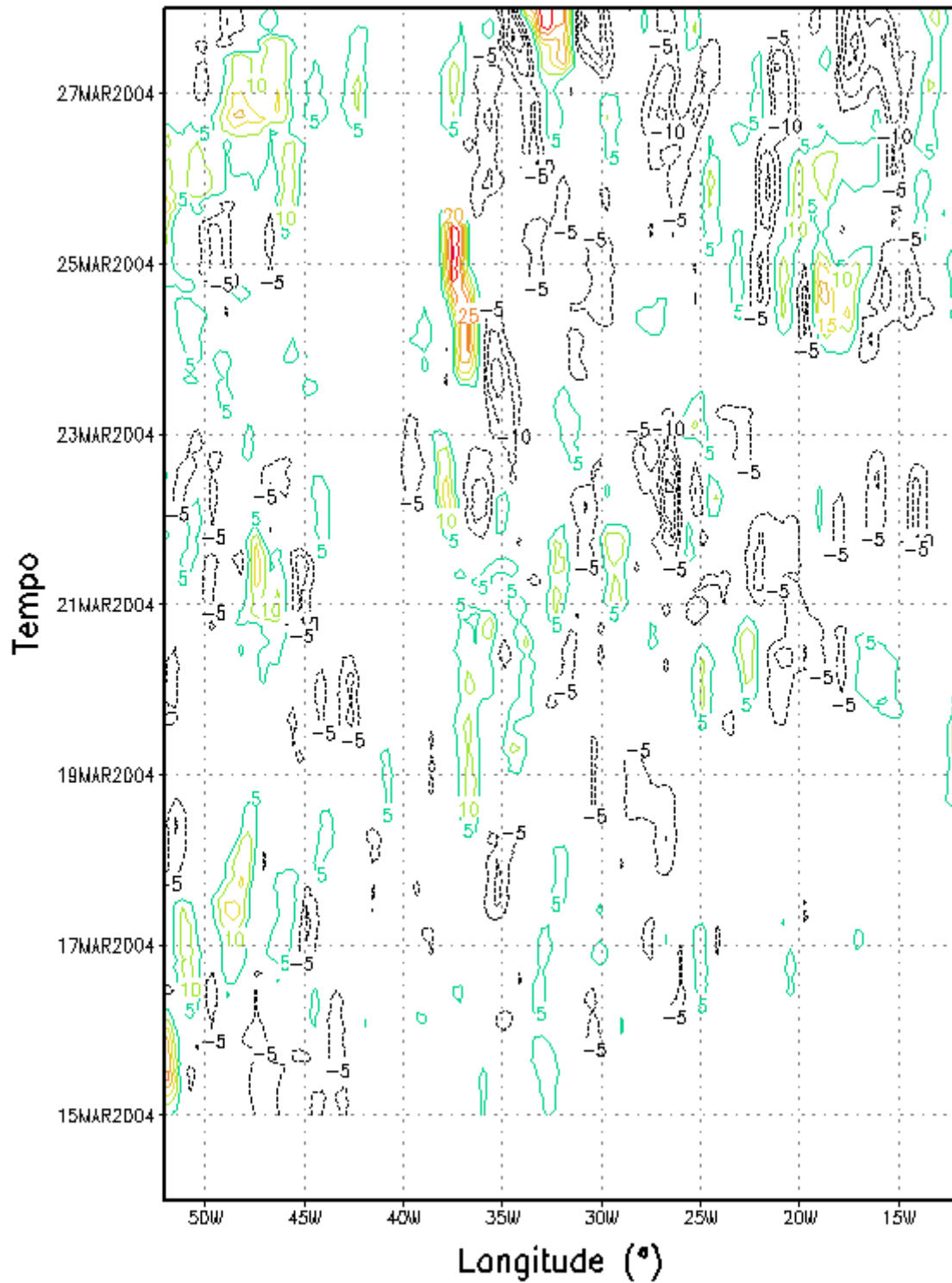


Figura 10 - Evolução temporal do realce do fluxo na precipitação acumulada (mm) em 2°S com a parametrização Grell.

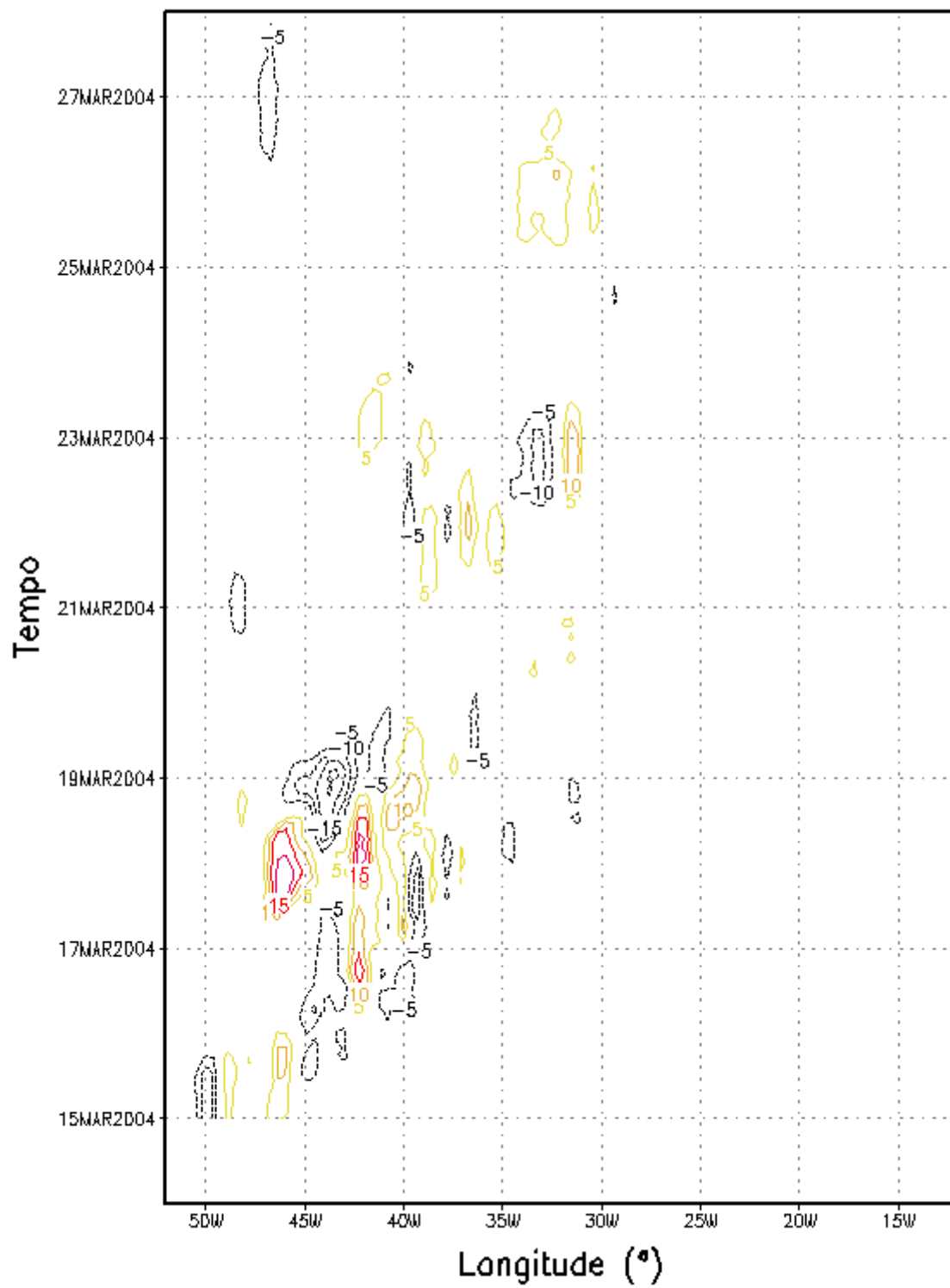


Figura 11 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) em 28°S com a parametrização Grell.

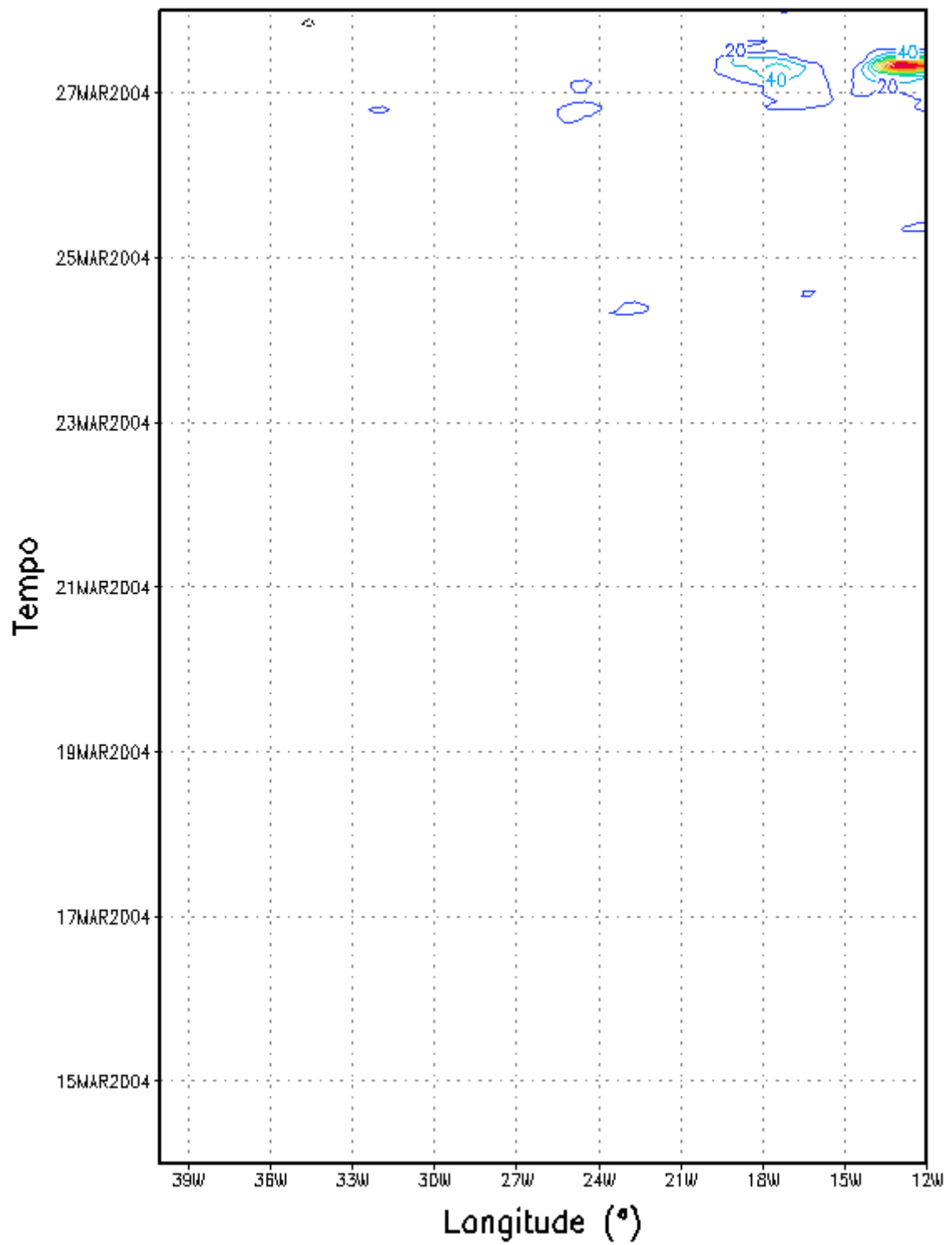


Figura 12 - Evolução temporal do realce de calor latente (%) em 2°S com a parametrização Grell.

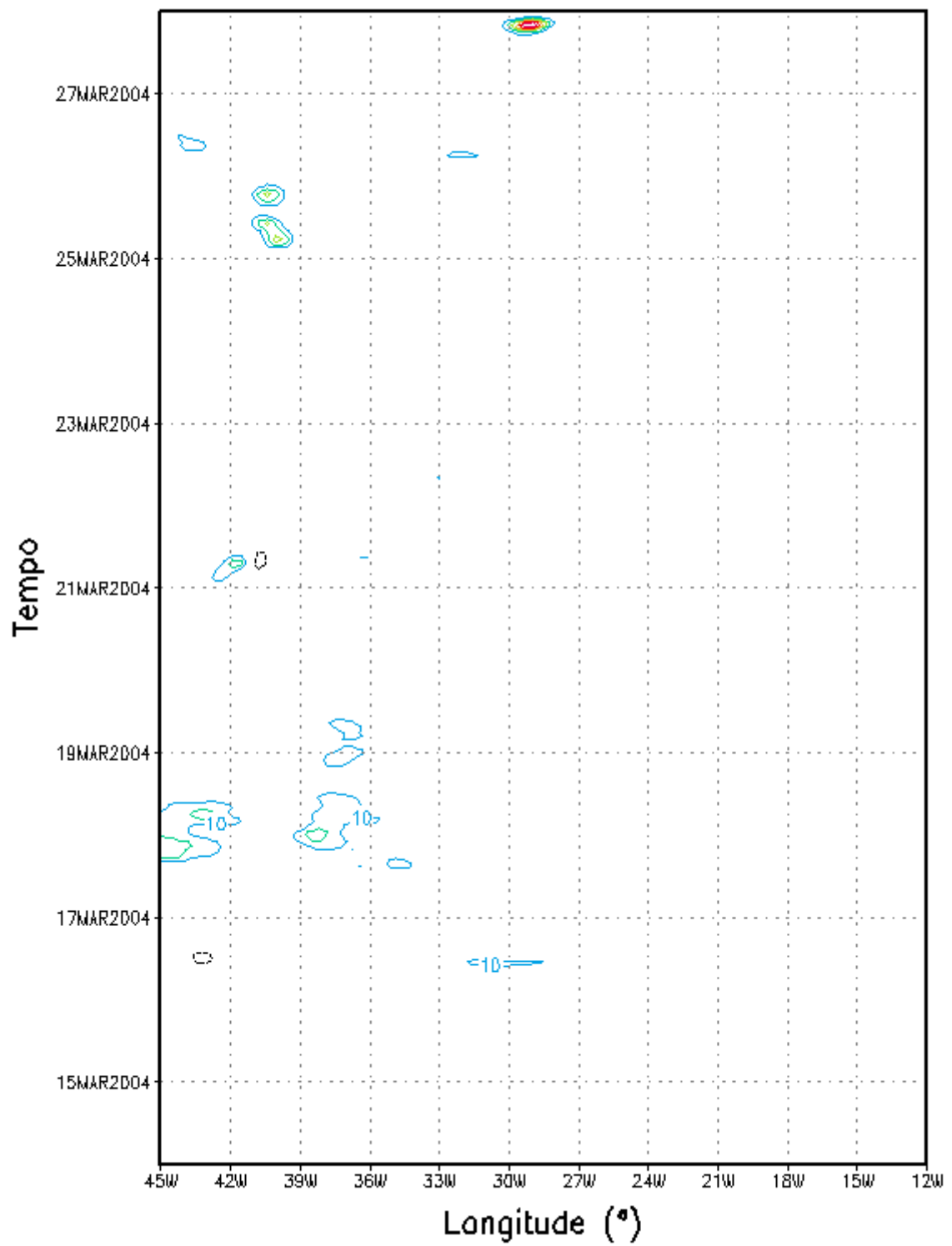


Figura 13 - Evolução temporal do realce de calor latente (%) em 28°S com a parametrização Grell.

As Figuras 14 (a-h) mostram a precipitação acumulada em 24 h para o experimento GRON (com nudging relaxado para 24 horas) entre os dias 21 e 28 de março de 2004 à 00 UTC de cada dia. No dia 21 (Figura 14-a), observa-se máxima precipitação acumulada na ZCIT com máximos atingindo 60 mm a leste do domínio. A precipitação é bem distribuída sobre o continente, com máximos de 20 mm em Minas Gerais e Goiás e, associado à frente fria, máximo de 10 mm sobre o oceano. Observam-se valores de até 30 mm sobre São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Comparando-se com os valores observados (Figura 1-b), nota-se que o experimento Grell com nudging relaxado, produz precipitação em toda a região da ZCIT e não reproduz bem o posicionamento do máximo atingindo em 2°N e 25°W. O modelo produz e superestima precipitação sobre o sul do continente onde não existe e não captura o máximo observado em 23°S e 37°W. O dia 22 (Figura 14-b) é similar ao dia 21, com exceção do aumento da precipitação na ZCIT no centro do domínio e o deslocamento do ciclone da frente fria para leste do domínio. O experimento continua gerando muita precipitação na ZCIT e mais uma vez não reproduz o máximo associado à frente fria e produz máximo de 20 mm onde não ocorre (por exemplo, sobre São Paulo e Rio de Janeiro), não correspondendo ao observacional (Figura 1-d). No dia 23 (Figura 14-c) ocorre um alargamento da ZCIT atingindo 7°S, cuja banda de precipitação produz 10 mm na costa leste do Rio Grande do norte e da Paraíba. No dia 24 (Figura 14-d) a situação é semelhante à dia 23, com exceção de que a frente fria desloca-se para norte provocando um máximo superior a 30 mm no sul da Bahia e, no sul do domínio, já se observa precipitação (20 mm) associada ao ciclone Catarina. Os dias 23 e 24 apresentam similaridade quando comparados com as observações (Figuras 1-f,h), nos quais o modelo superestima a precipitação em toda a região central e leste da ZCIT e não captura o máximo sobre o norte do Pará. Associado à frente fria, o esquema subestima o máximo sobre a Bahia e sobre o oceano e não produz precipitação associada ao Catarina.

Nos dias 25 e 26 (Figuras 14-e,f) a ZCIT desloca-se mais ao norte e ocorre precipitação em toda sua extensão com máximos de até 40 mm. No sul do domínio, observa-se um aumento da precipitação (30 mm) associada ao Catarina que se desloca em direção à costa. Mais uma vez, em ambos os dias, o esquema não reproduz os máximos a oeste da ZCIT e subestima a precipitação associada à frente fria e ao furacão (Figura 1-j,l). A Figura 14-g, mostra que no dia 27 a ZCIT volta a se alargar e sua posição atinge 8°S. O furacão Catarina já se aproxima do continente com precipitação de 20 mm. Observa-se que o experimento GRON gera precipitação na costa leste do NE e sobre a Bahia e, não captura o máximo sobre o Piauí, (Figura 1-n). No dia 28 (Figura 14-h) o furacão atinge a costa de Santa Catarina com 10 mm

de precipitação. O esquema não captura o máximo existente associado à frente fria e subestima a precipitação no furacão (ver Figura 1-p).

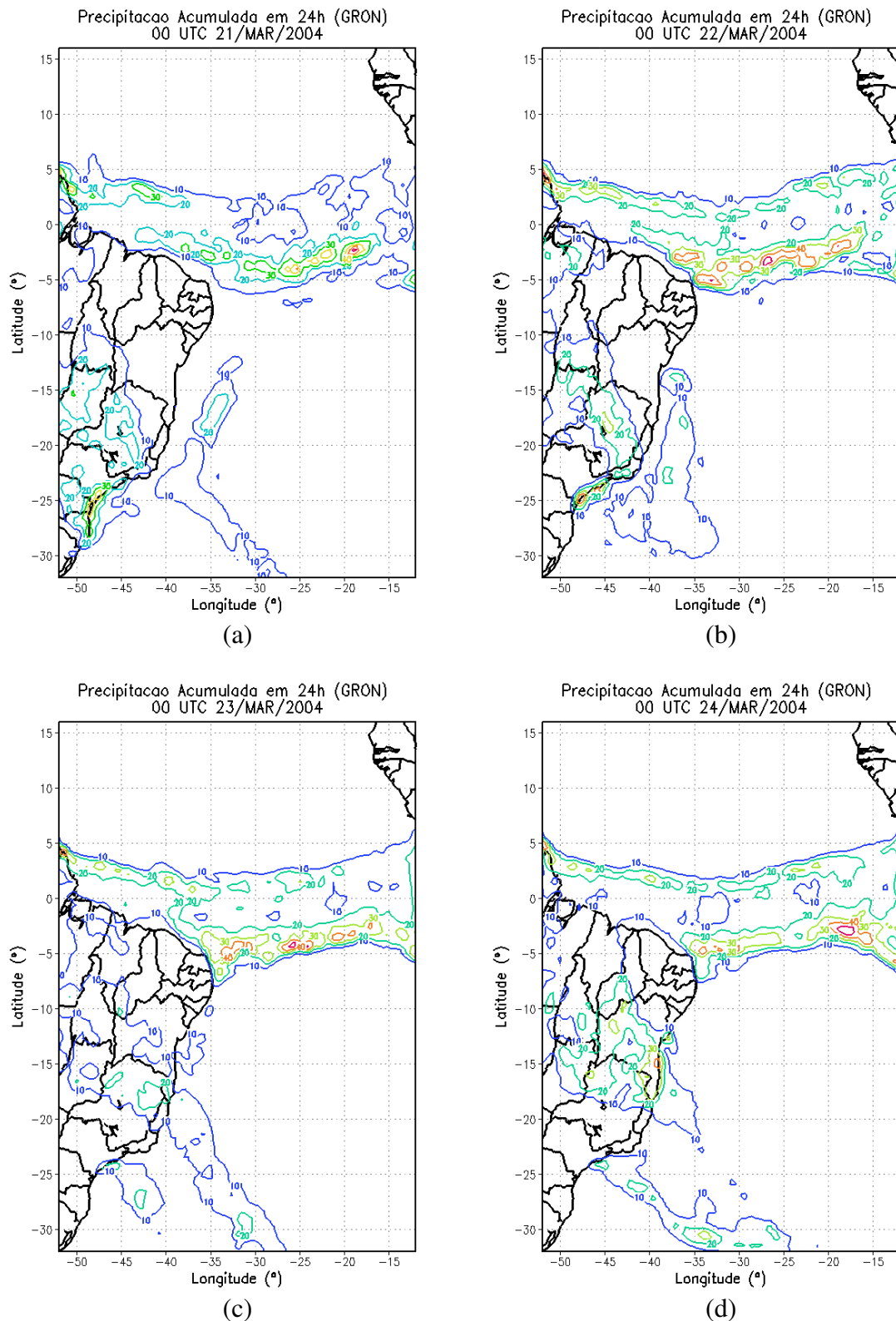


Figura 14 - Precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC para o experimento GRON.

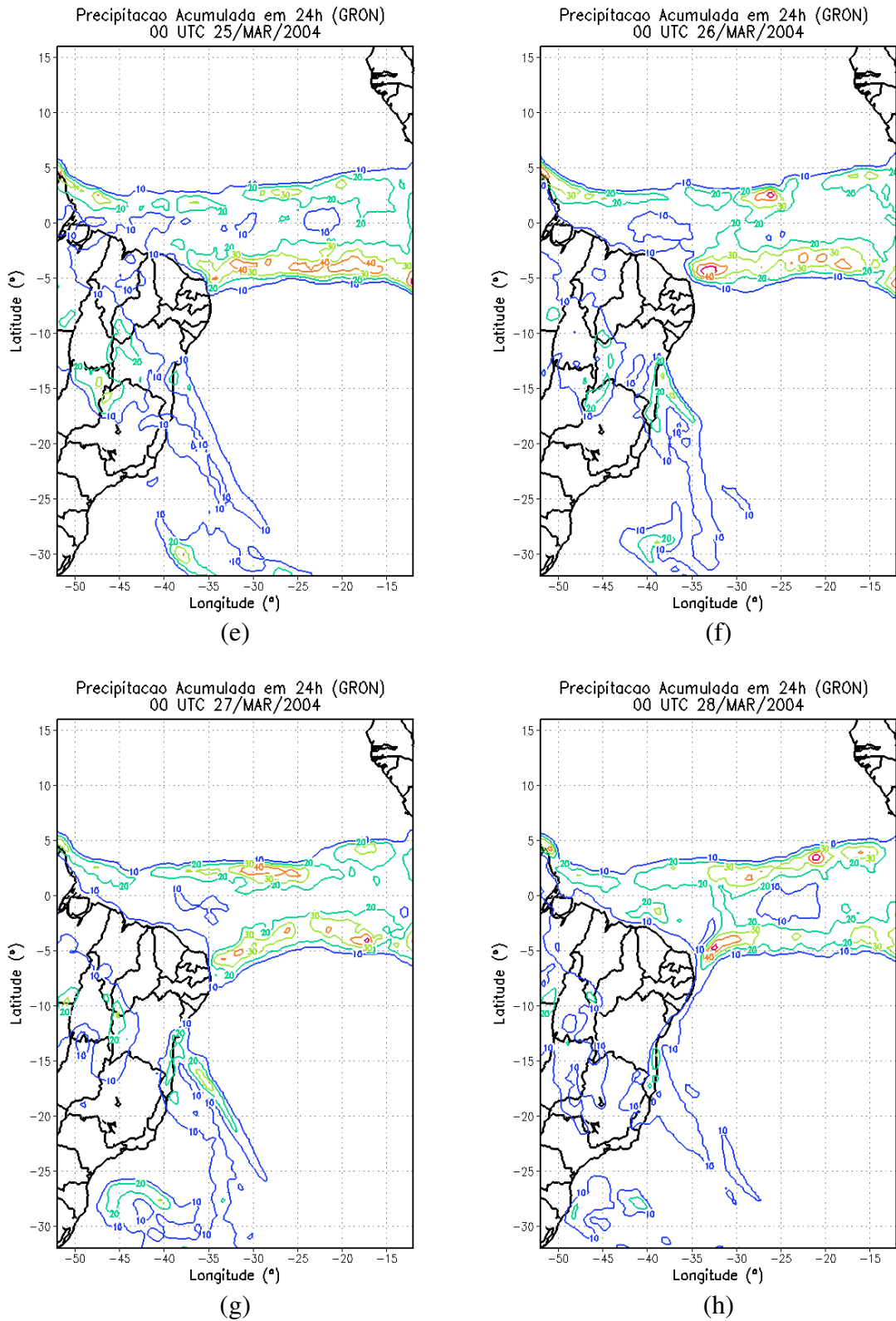


Figura 14 – Conclusão.

As Figuras 15 (a-h) mostram o efeito do realce por rajadas no campo de precipitação acumulada em 24 h, à 00 UTC de cada dia. Cada Figura representa a diferença entre os experimentos GREN e GRON com nudging relaxado, cujo realce positivo leva ao aumento da precipitação.

A Figura 15-a mostra que no dia 21, o impacto mais evidente encontra-se na região da ZCIT, com máximos que atingem 10 mm e mínimos de -10 mm em várias partes do domínio. Sobre o continente ocorre realce positivo com máximo de 10 mm sobre o Piauí e a Bahia e mínimo de -10 mm, sobre o oceano, associado ao ciclone da frente fria. No sul, ocorre máximo de 10 mm na costa leste do Paraná. No dia 22 (Figura 15-b) a ZCIT apresenta aumento do realce em várias partes com máximos valores atingindo 20 mm na parte norte e mínimos de -10 mm em todo o domínio. No continente, observa-se realce positivo (10 mm) na fronteira entre a Bahia e Minas Gerais e mínimo atingindo -5 mm sobre o oceano.

O dia 23 (Figura 15-c) é razoavelmente similar ao anterior com exceção de realce negativo ao sul do domínio cujo máximo atinge -5 mm próximo a costa do Paraná. No dia 24 (Figura 15-d) observa-se um forte impacto na costa do Rio Grande do Norte, com máximo atingindo 15 mm e realce negativo com máximos de -5 mm em toda a região da ZCIT. Em todo o sul do domínio o impacto é muito pequeno ou quase não existe. A Figura (15-e) mostra que no dia 25 o realce positivo ocorre acentuadamente sobre a Bahia e o Piauí com máximos de 20 mm, enquanto que em grande parte da ZCIT ocorrem máximos atingindo -15 mm. No dia 26 (Figura 15-f) o impacto é mais intenso e bem distribuído em na região da ZCIT com máximos de 10 mm e mínimos de -10 mm. Sobre o continente, há uma diminuição no realce positivo associado a frente fria sobre a Bahia. No sul do domínio, sobre o oceano, ocorre máximo de 5 mm e mínimo de -5 mm associado ao ciclone Catarina. No dia 27 (Figura 15-g) ocorre um aumento do realce no norte da ZCIT com mínimos de -10 mm. Observa-se ainda impacto de 5 mm associado à frente fria na costa leste da Bahia. No sul do domínio, associado ao furacão Catarina, ocorrem máximos de 5 mm e na mesma região mínimos de -5 mm. No dia 28 (Figura 15-h) o impacto é mais forte na parte central e oeste da ZCIT com mínimos de -15 mm e máximos de 20 mm. A leste de Santa Catarina, o furacão apresenta realce com máximo de 5 mm e associado ao ciclone da frente fria, mínimo de -5 mm.

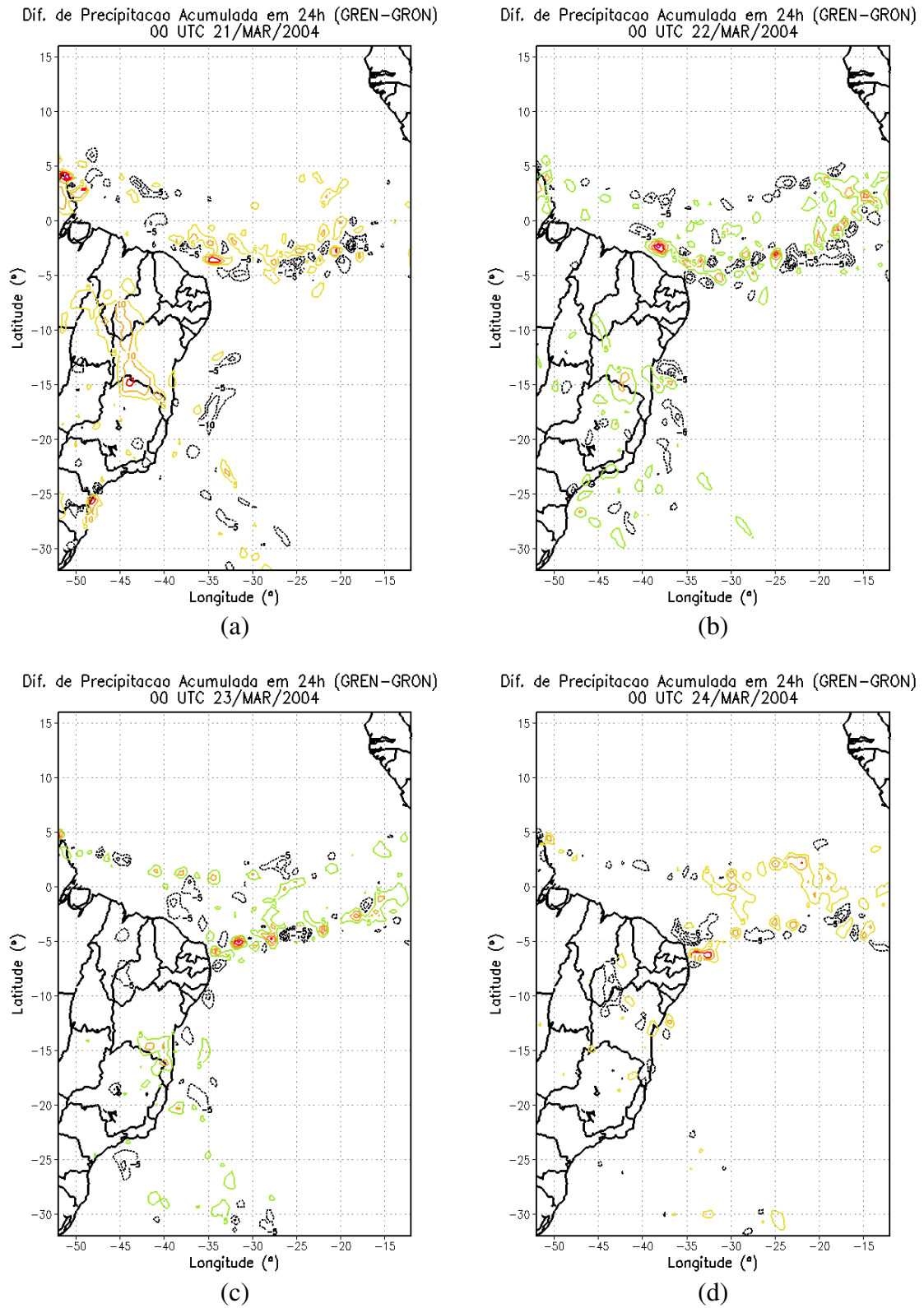


Figura 15 – Diferença de precipitação acumulada (mm) em 24h para os dias 21 a 28 de março de 2004 à 00 UTC com a parametrização Grell com *nudging* fraco.

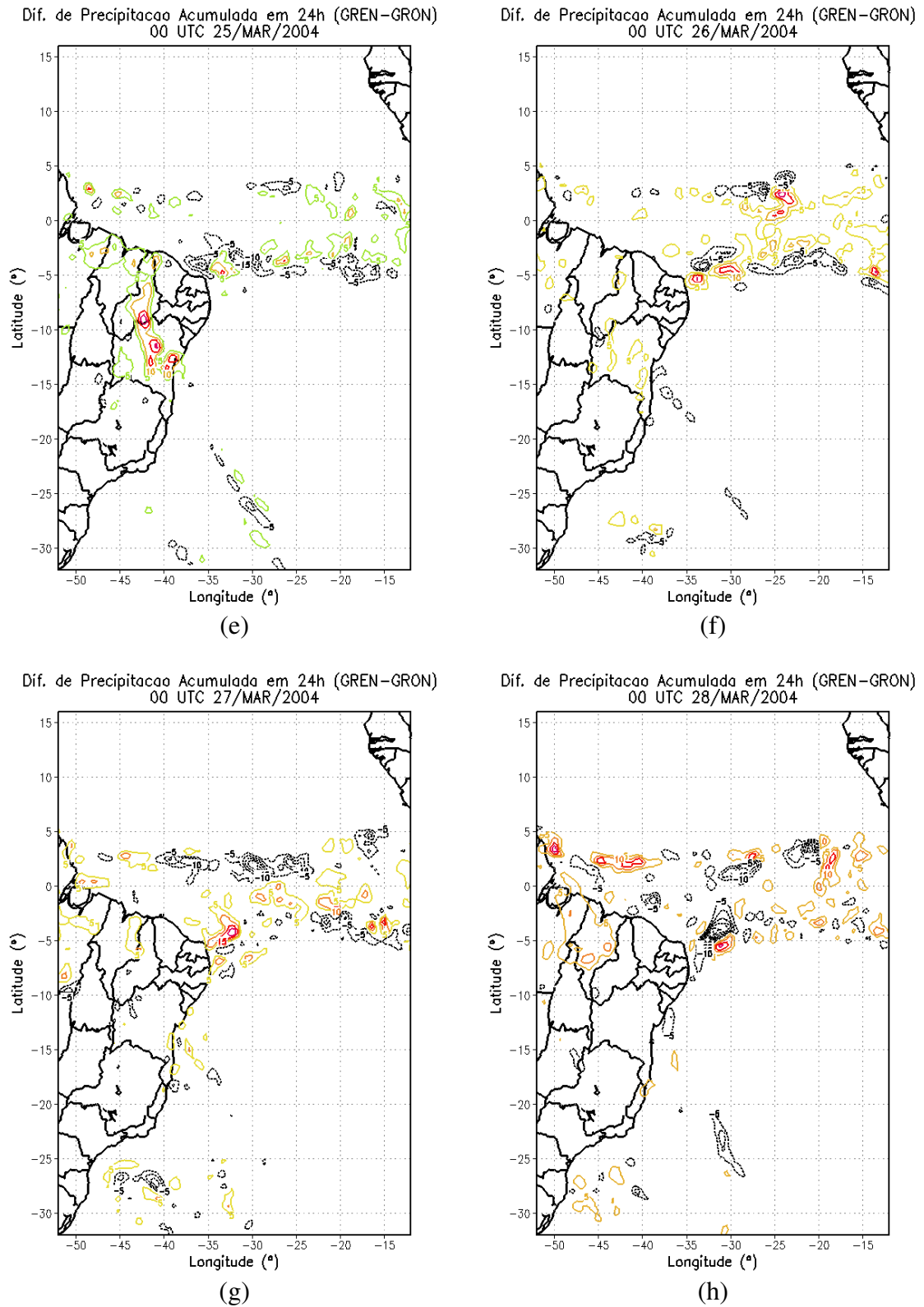


Figura 15 – Conclusão.

Analisando a evolução temporal do realce na precipitação para o experimento GRN, diagramas longitude versus tempo são apresentados para duas latitudes, 2°S e 28°S. A Figura 16 mostra a evolução da diferença de precipitação em 2°S. Observa-se alternância temporal em toda a parte central e leste da ZCIT. A partir do dia 23, a leste de 35°W há predominância de realce positivo sobre o negativo, concordando assim com a Figura 15.

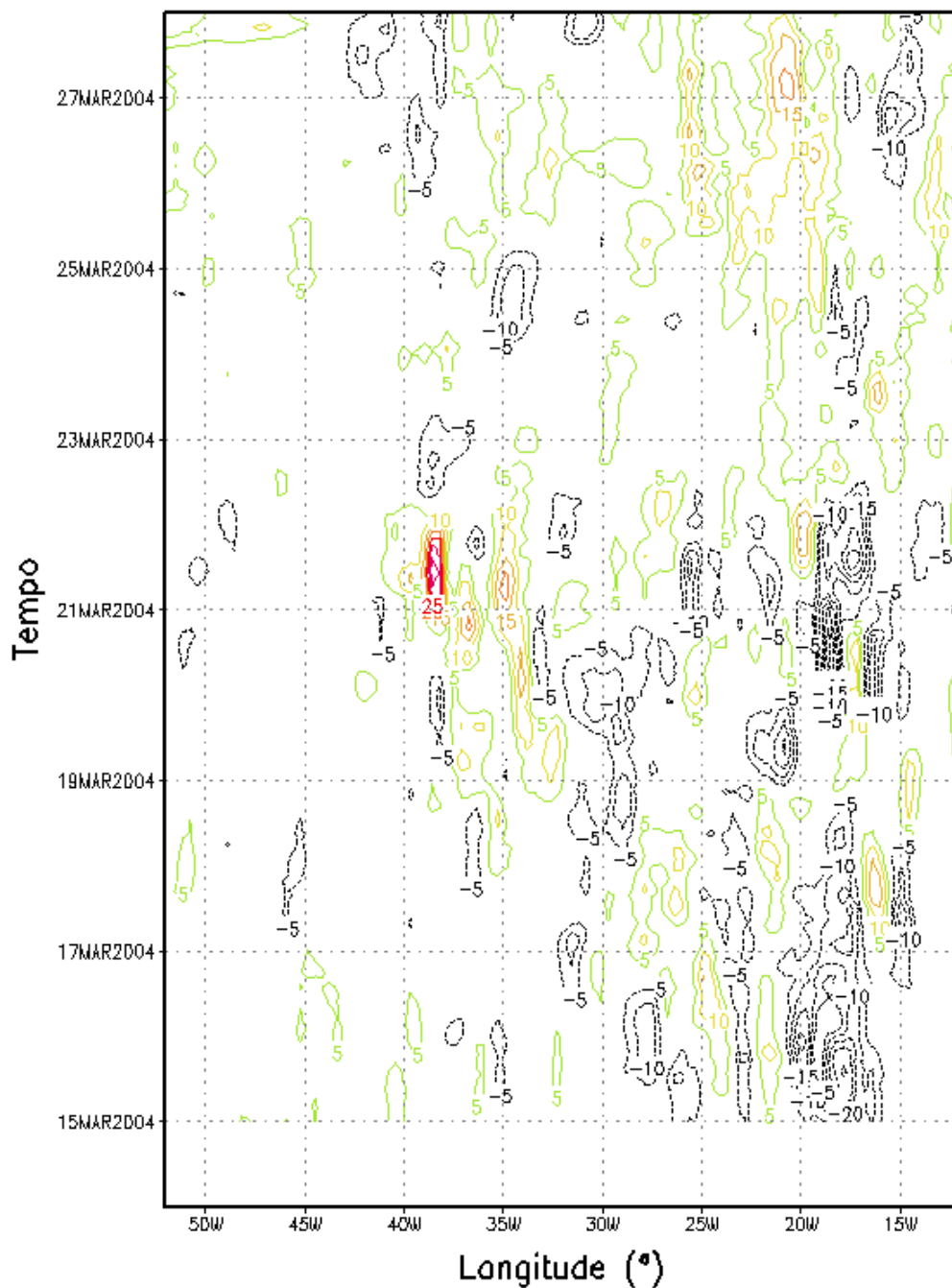


Figura 16 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) em 2°S com a parametrização Grell com *nudging* fraco.

A Figura 17 mostra a evolução da diferença de precipitação sobre 28°S, onde ocorreu o furacão Catarina. Observa-se impacto significativo entre os dias 15 e 21, associado à frente fria no setor central e oeste do domínio. É bastante evidente tanto o impacto positivo quanto negativo entre 39°W e 48°W associado ao furacão, como foi observado na Figura 15g-h.

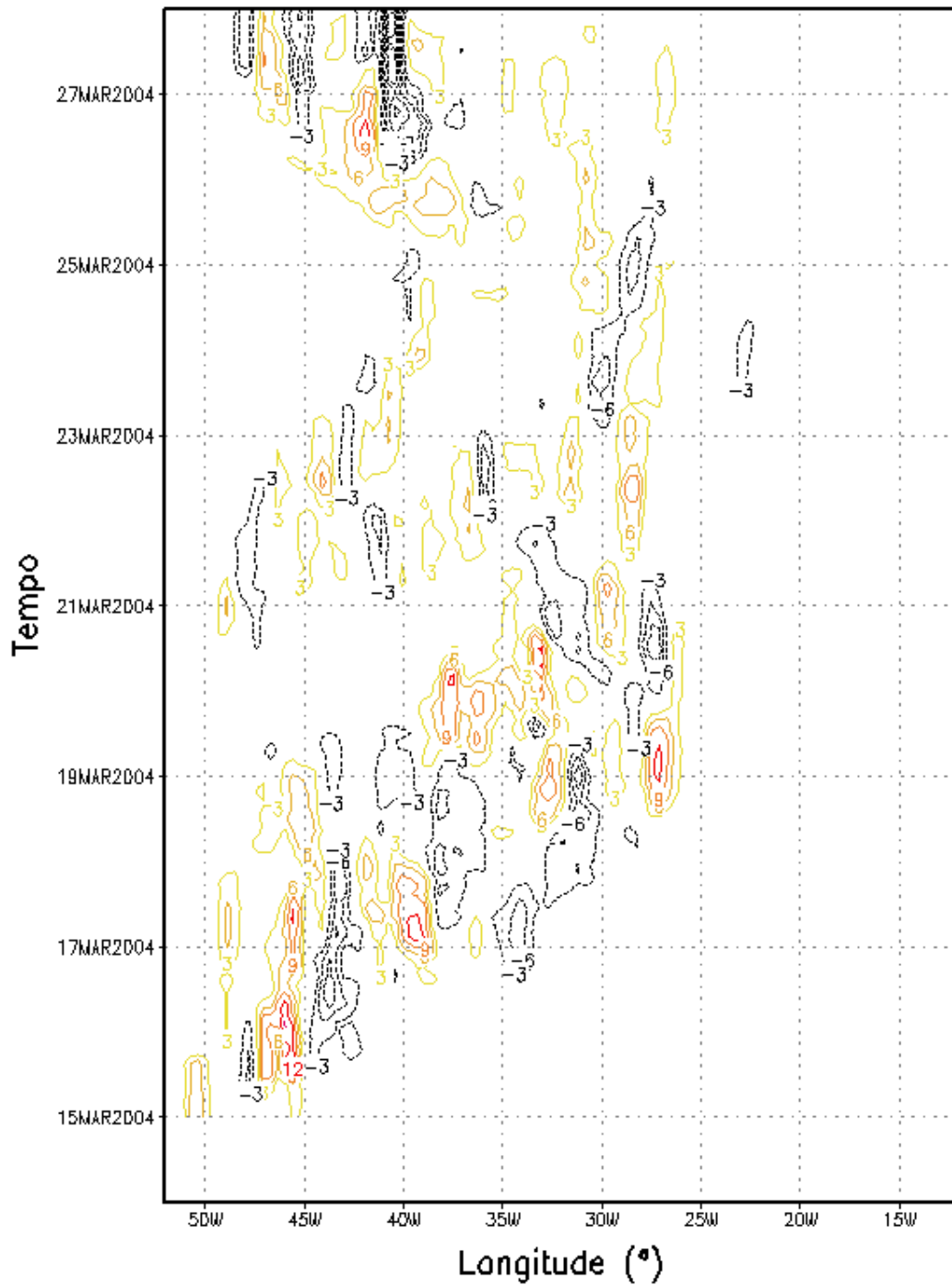


Figura 17 - Evolução temporal do realce de fluxo na precipitação acumulada (mm) em 28°S com a parametrização Grell com *nudging* fraco.

As Figuras 18 e 19 apresentam o impacto percentual no fluxo de calor latente, ao longo de 2°S e 28°S, respectivamente. A Figura 18 apresenta correlação negativa entre o realce de fluxo e o aumento da precipitação, na região da frente fria, entre os dias 15 e 21, não concordando assim com a análise da Figura 16, porém apresenta correlação positiva em toda a parte central e leste da região da ZCIT a partir do dia 23. Na latitude de 28°S, a Figura 19, apresenta correlação positiva e negativa em toda a região da frente fria e do Furacão. Compare-se com a Figura 17.

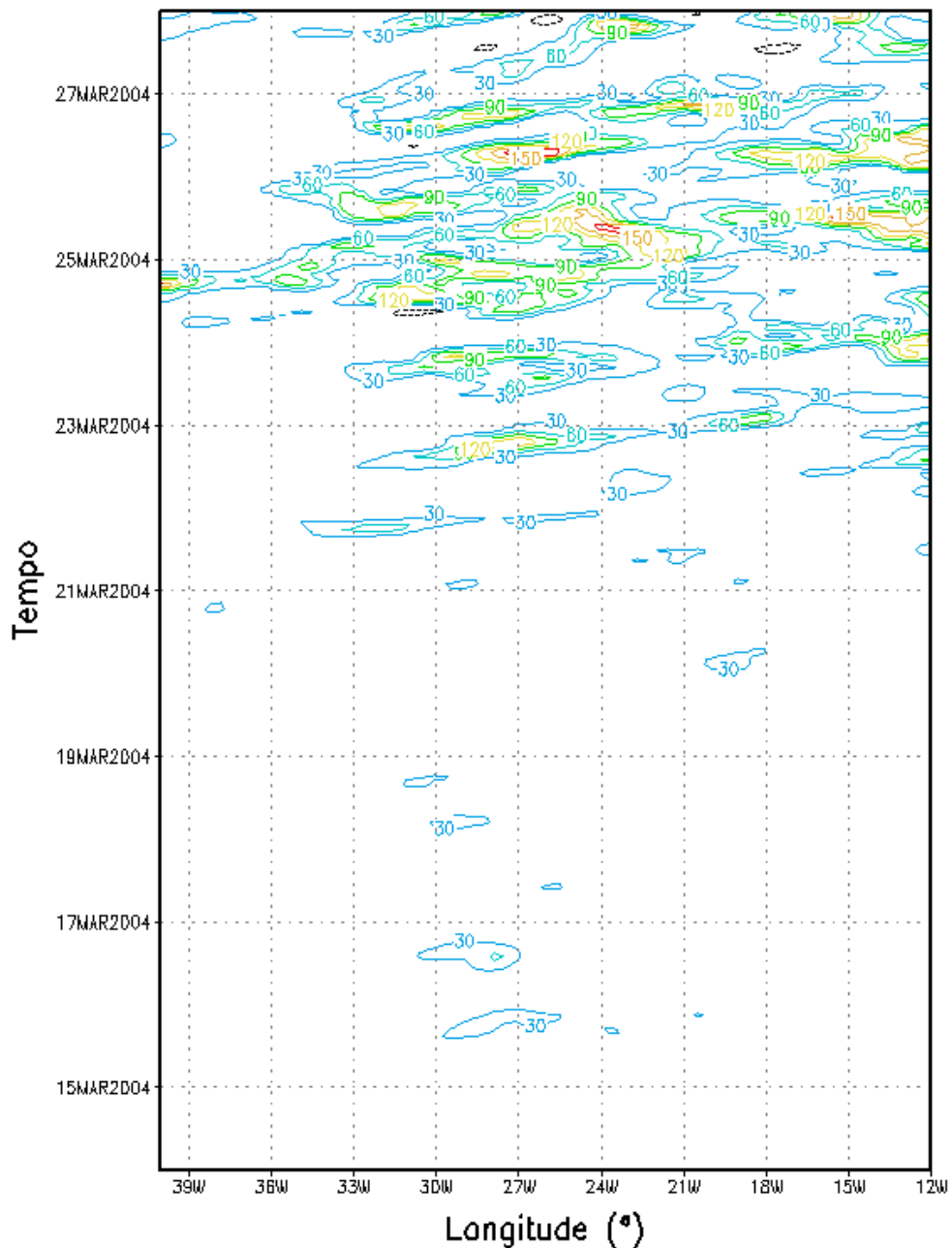


Figura 18 – Evolução temporal do realce de calor latente (%) em 2°S com a parametrização Grell com *nudging* fraco.

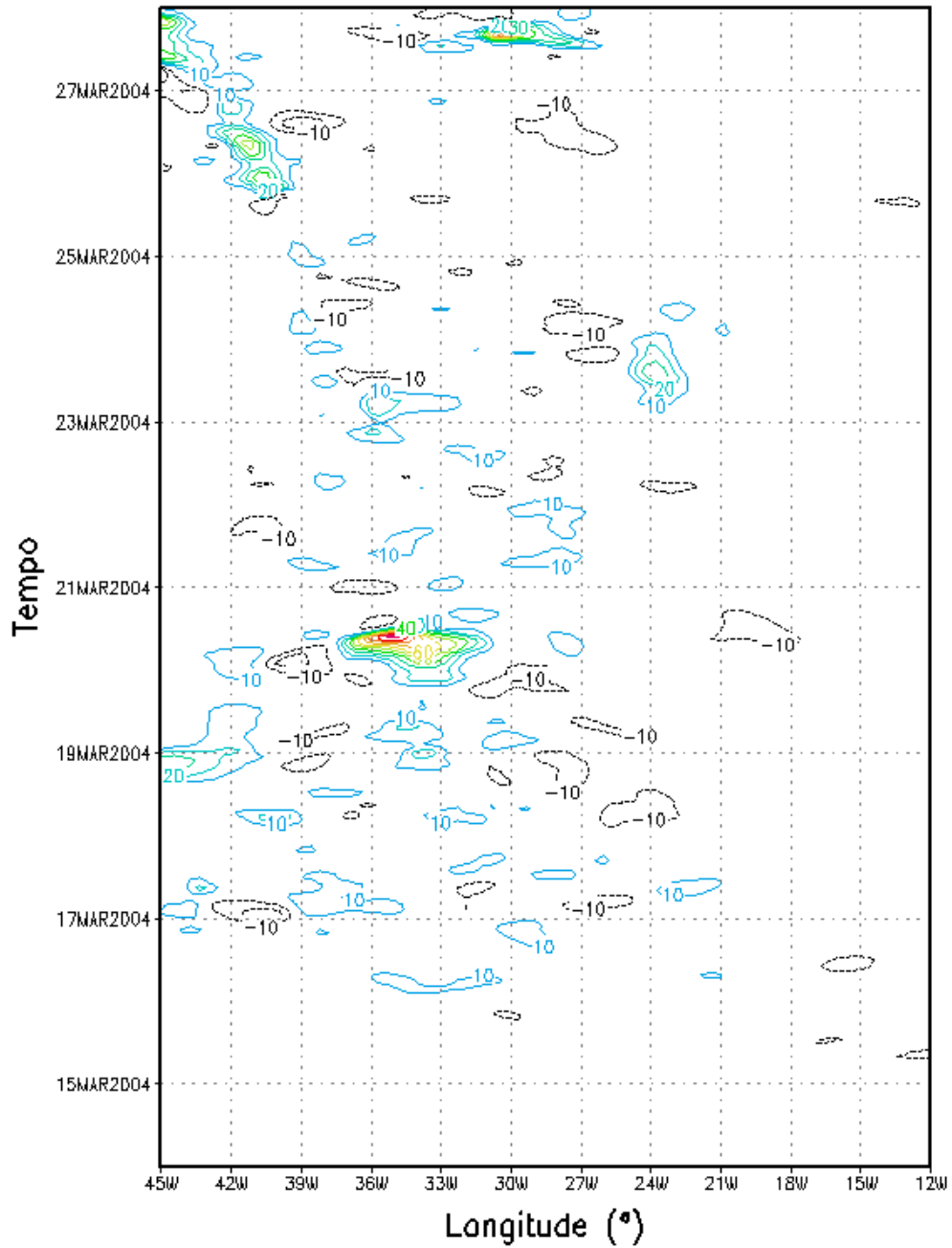


Figura 19 - Evolução temporal da diferença de calor latente (%) em 28°S com a parametrização Grell com *nudging* fraco.

Os resultados para o experimento ENSON e ENSEN, cujas características são semelhantes às dos experimentos GRON e GREN, respectivamente, exceto que com a opção *ensemble* de fechamento do fluxo de massa, são muito parecidos qualitativamente com os resultados de GRON e GREN. Portanto, a análise desses experimentos não será realizada

nesta seção, mas os resultados serão abordados na próxima seção, que discutirá os valores médios do realce.

Os resultados dos experimentos sugerem um impacto expressivo do realce dos fluxos de superfície sobre a precipitação. O período da simulação envolve a presença de fenômenos importantes, como a ZCIT, a ZCAS, frente fria e um furacão. Em todos os experimentos, a região da ZCIT foi a que mostrou os valores mais expressivos de realce. Uma razão para isso pode ser vista na Figura 20, que mostra a intensidade do vento em 10 m de altura, no dia 26 de março, à 00 UTC, período de maior intensidade do furacão Catarina. Esse vento é o que vai ser usado na fórmula aerodinâmica para a obtenção dos fluxos de superfície. O que se observa é que as regiões de menor intensidade do vento são a ZCIT e a parte continental, enquanto que as maiores intensidades estão na região do Catarina e no Atlântico, entre 10°S e 15°S. Por outro lado, o realce tende a ser maior nas regiões com maiores taxas de precipitação. Segundo Wu e Guimond (2006), o efeito do realce é maior nas situações de menor velocidade do vento. Isso faz sentido porque, como o efeito do realce é limitado a baixos valores vai significar um aumento mais substancial sobre um vento de menor intensidade do que sobre regiões de vento mais intenso. Por isso o realce foi maior sobre a ZCIT do que sobre o Catarina.

Os experimentos também demonstraram um efeito significativo do valor do impacto na precipitação do realce dos fluxos. Embora os experimentos com o esquema de Grell e Dévényi (2002) tenham produzido totais de precipitação mais realistas que os experimentos com o esquema Kuo, em todos os experimentos não foi raro encontrar valores de realce entre 20 e 30 % (positivos e negativos), localmente, na precipitação. A análise temporal revelou certa compensação entre valores positivos e negativos, para um mesmo local, ao longo do tempo e para regiões vizinhas, ao mesmo tempo. Pare ter-se uma idéia mais precisa sobre o efeito do realce dos fluxos sobre os totais de precipitação, foram calculadas as médias em todo o domínio e na região da ZCIT, entre 5°S e 5°N, para verificar como cada fechamento responde ao realce.

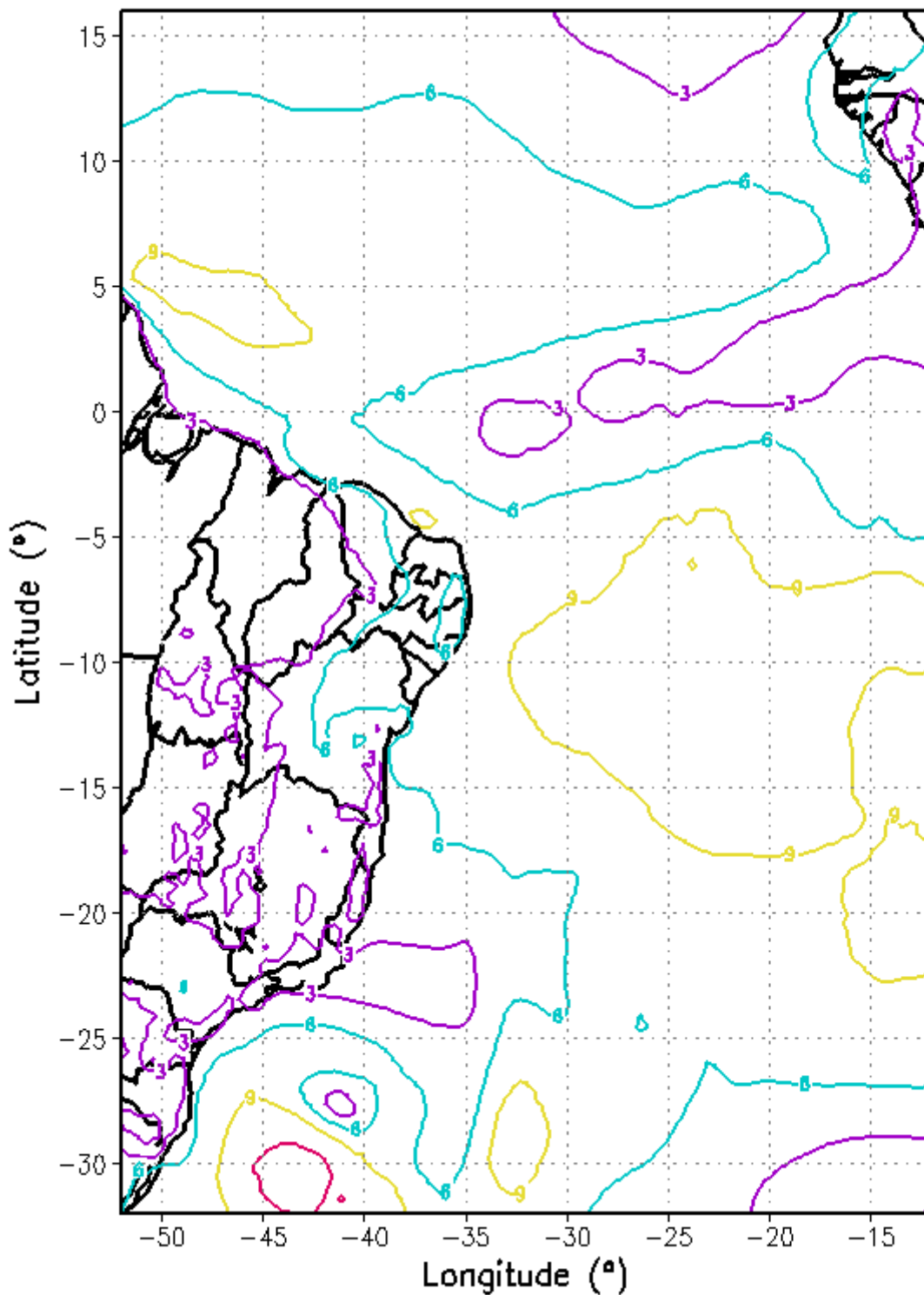


Figura 20 - Intensidade do vento a 10 m da superfície, à 00 UTC do dia 26/03/2004.

A Figura 21 mostra a evolução temporal média, em todo o domínio, da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos KUOE (com realce) e KUOO (sem realce) no período de 14 a 28 de março. O fato de a curva estar completamente do lado

negativo indica que o impacto causado pelo realce é negativo ao longo de todo o experimento. Quando a derivada da curva é positiva indica que, naquele intervalo de tempo, a precipitação acumulada no experimento KUOO foi maior que a do experimento KUOE. Mas não chega a inverter a diferença total. Essa média envolve regiões sem precipitação, por isso, seu valor numérico não é fisicamente significativo. Para verificar o impacto em uma região de maior precipitação, a Figura 22 mostra a evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos KUOE (com realce) e KUOO (sem realce) no período de 14 a 28 de março entre 5°N e 5°S. O efeito do realce, em diminuir a precipitação, aparece de forma mais evidente.

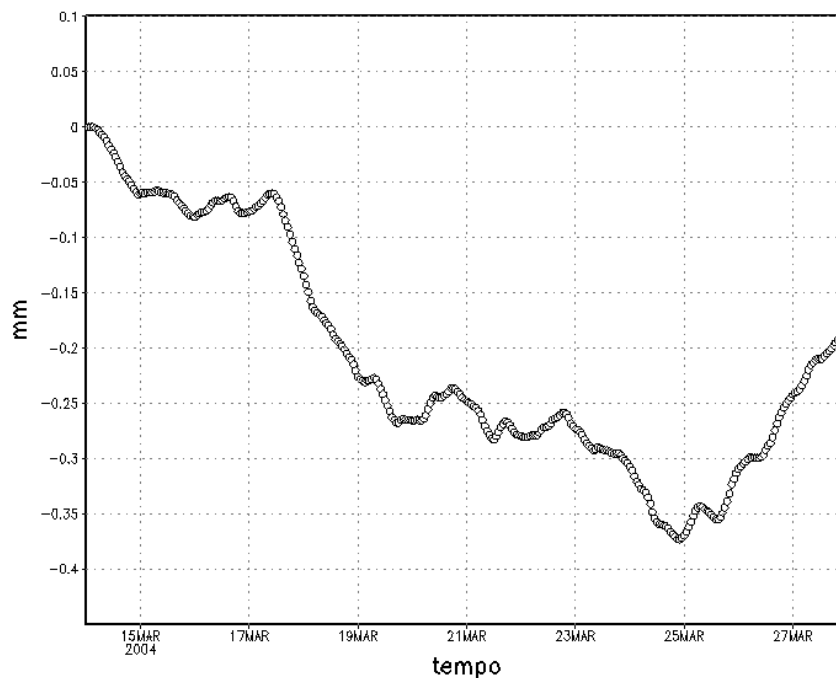


Figura 21 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, em todo o domínio.

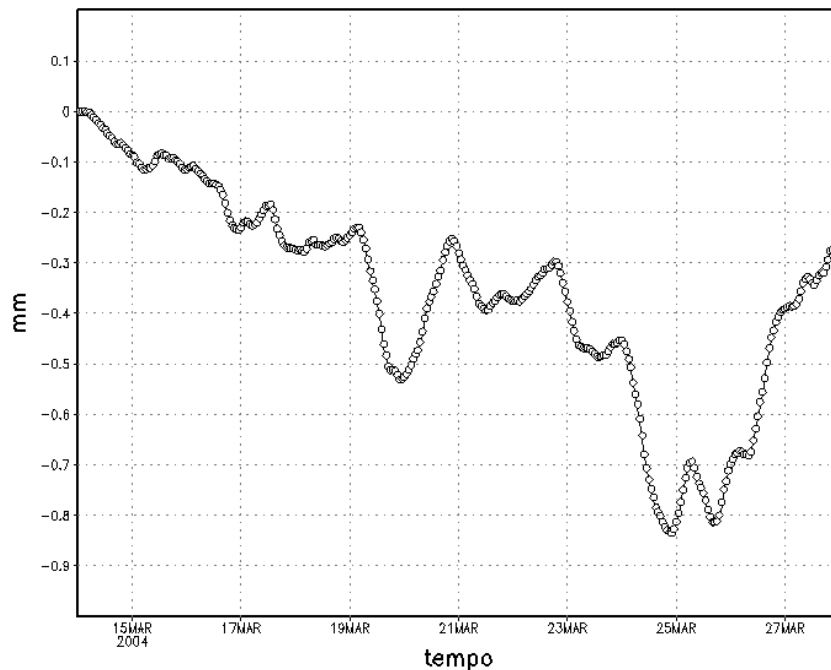


Figura 22 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, entre 5°N e 5°S.

A Figura 23 mostra a diferença do impacto percentual sobre o fluxo de calor latente, em todo o domínio, entre os experimentos KUOE (com realce) e KUOO (sem realce) no período de 14 a 28 de março. Como os experimentos são independentes, os resultados oscilam entre valores positivos e negativos. Mesmo assim, é possível ver que a tendência é de que o efeito do realce seja de aumentar a evaporação, ao longo do experimento. Esse mesmo efeito é observado na Figura 24, que é a diferença do impacto percentual sobre o fluxo de calor latente, entre 5°N e 5°S. O impacto sobre o fluxo de calor sensível é muito pequeno, e não será discutido. Com isso, pode-se dizer que a precipitação simulada com o esquema tipo Kuo, não se relaciona diretamente com o realce do fluxo. Um cálculo da convergência média de umidade, ao longo de todo o domínio, revelou uma pequena diminuição no experimento KUOE, em relação ao KUOO. Como a precipitação nos esquemas de Kuo é proporcional a essa convergência, pode ser que o aumento local de umidade por evaporação não seja o suficiente para compensar a diminuição dessa convergência.

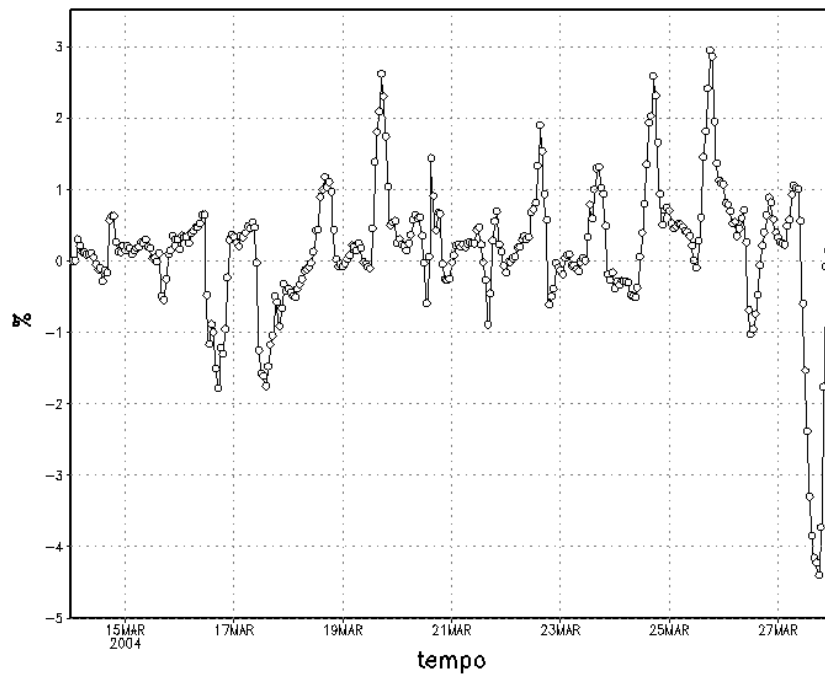


Figura 23 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, em todo o domínio.

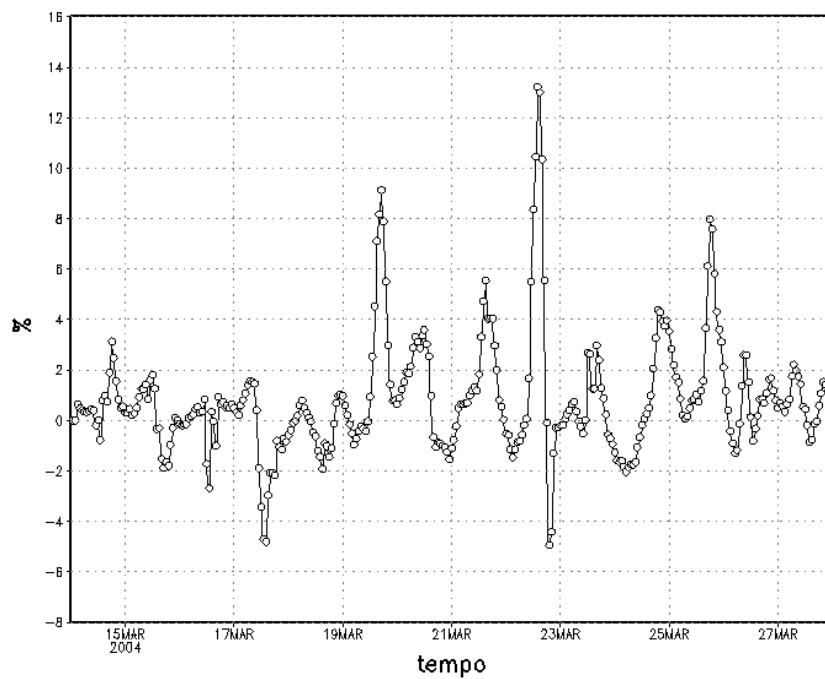


Figura 24 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, entre 5°N e 5°S.

A Figura 25 mostra a evolução temporal média, em todo o domínio, da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos GRE (com realce) e GRO (sem realce) no período de 14 a 28 de março. Ao contrário do esquema Kuo, o realce do fluxo no experimento GRE tem o efeito de aumentar a precipitação. O efeito tende a ser crescente e, ao final da integração, chega a ser de 1 mm. A Figura 26 mostra a evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos GRE e GRO, entre 5°N e 5°S. O efeito do realce em aumentar a precipitação fica mais evidente chegando a atingir 2 mm.

As Figuras 27 e 28 mostram a diferença do impacto percentual médio sobre o fluxo de calor latente, em todo o domínio e entre 5°N e 5°S, entre os experimentos GRE e GRO. O realce dos fluxos fica mais evidente, principalmente o que ocorre na região da ZCIT, que é positivo ao longo de quase toda a simulação. No caso do esquema de Grell e Dévényi (2002), existe uma relação direta entre o realce do fluxo e o aumento da precipitação, o que é o efeito físico esperado.

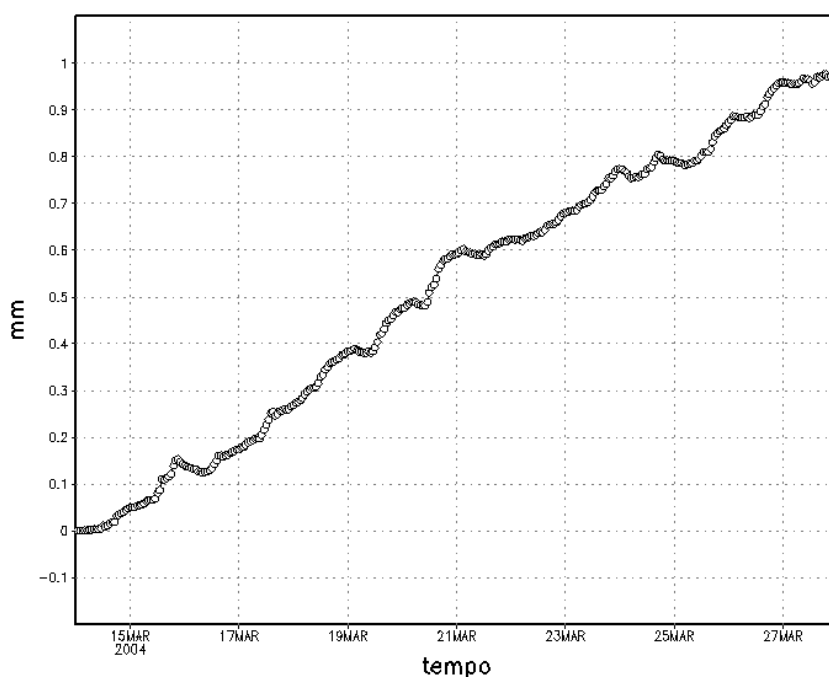


Figura 25 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GRE e GRO, em todo o domínio.

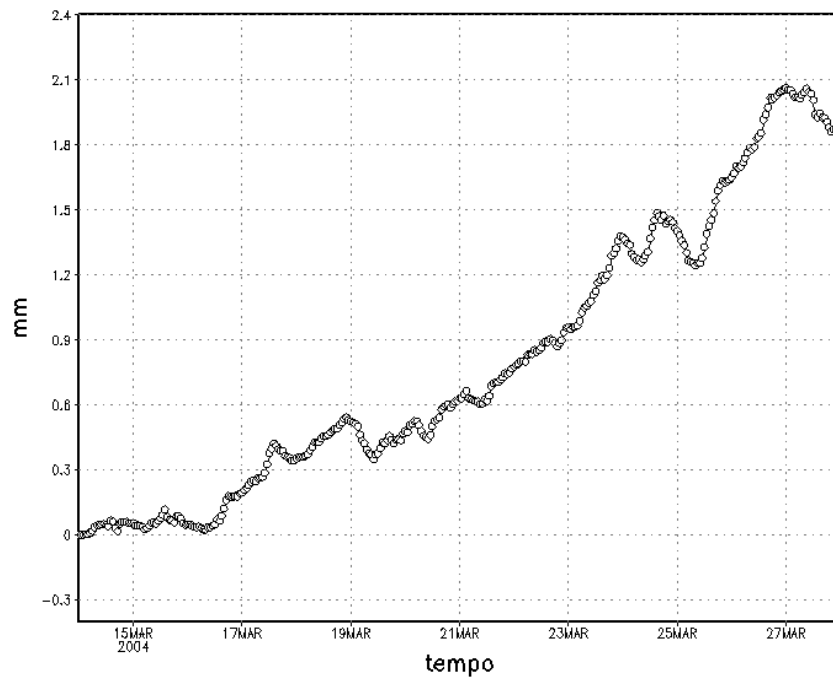


Figura 26 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GRE e GRO, entre 5°N e 5°S.

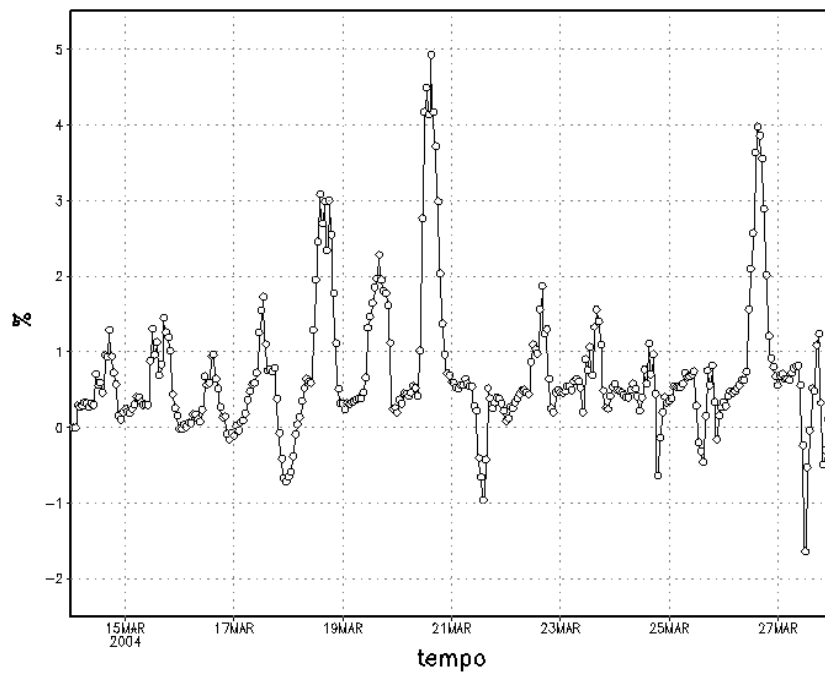


Figura 27 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GRE e GRO, em todo o domínio.

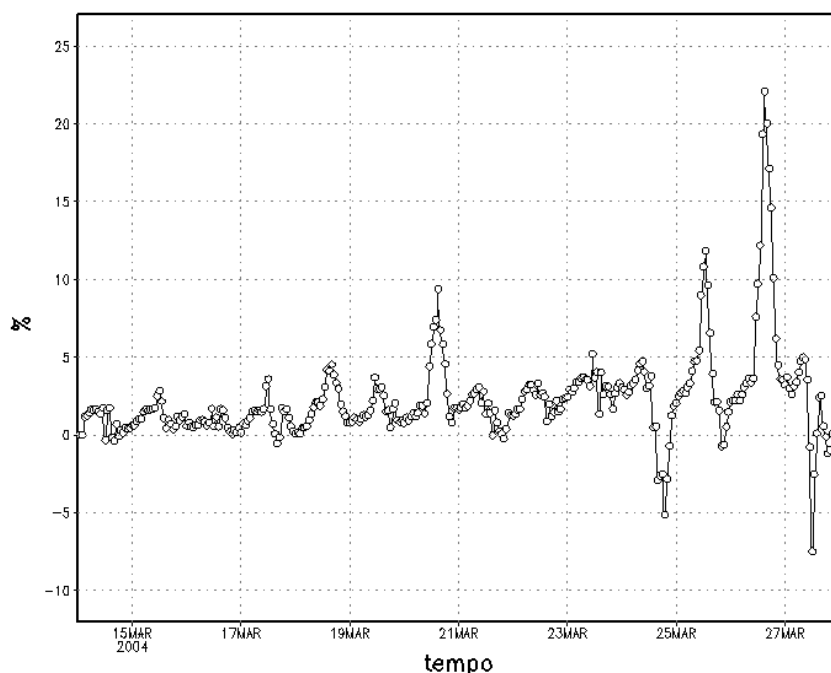


Figura 28 – Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GRE e GRO, entre 5°N e 5°S.

O efeito de um *nudging* forte dá um peso para as observações de grande escala que tende a mascarar parte do efeito físico do realce dos fluxos. Com esse intuito foram realizados os experimentos com o fechamento GR, mas com um *nudging* fraco, de 24 h. A Figura 29 mostra a evolução temporal média, em todo o domínio, da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos GREN (com realce) e GRON (sem realce) no período de 14 a 28 de março. Pode-se ver um aumento do efeito do realce sobre a precipitação. O efeito é crescente e, ao final da integração, chega a ser de 1,5 mm. A Figura 30 mostra a evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos GRE e GRO, entre 5°N e 5°S. Neste caso, o aumento da precipitação média chega a ser de 5,2 mm.

As Figuras 31 e 32 mostram a diferença do impacto percentual médio sobre o fluxo de calor latente, em todo o domínio e entre 5°N e 5°S, entre os experimentos GREN e GRON, respectivamente. O realce dos fluxos aumenta. Na região da ZCIT, esse realce tende a ser por volta de 10 %, depois do dia 20. Note-se que esse valor se aproxima dos 18 % obtidos por Wu e Guimond (2006), principalmente se for considerado que há regiões sem precipitação entre 5°N e 5°S, o que tende a reduzir o efeito médio.

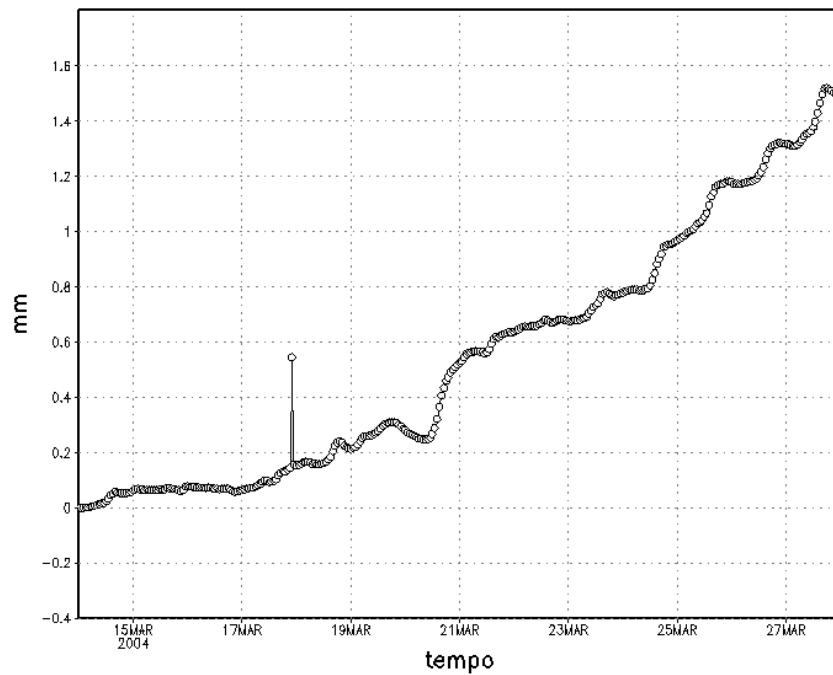


Figura 29 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GREN e GRON, em todo o domínio.

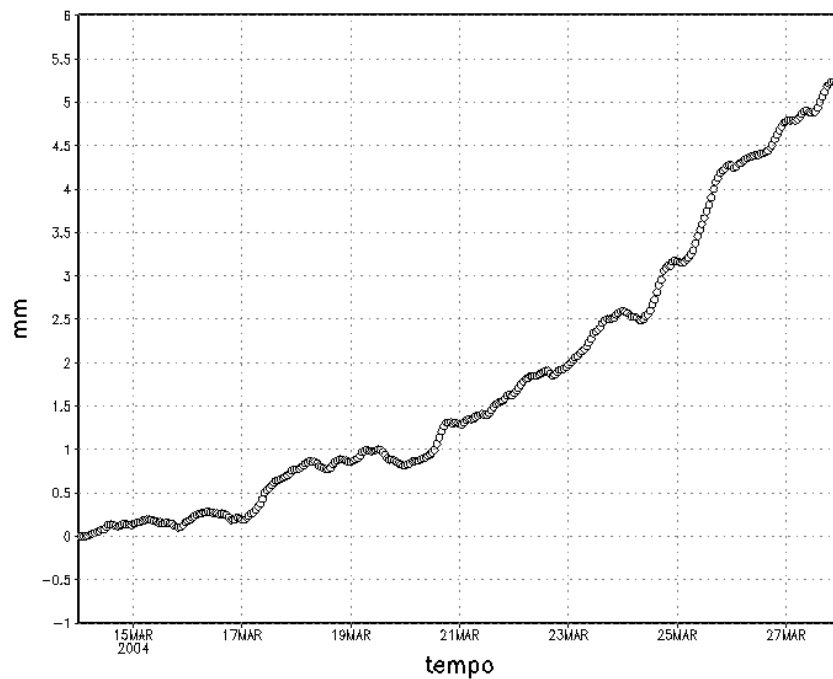


Figura 30 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos GREN e GRON, entre 5°N e 5°S.

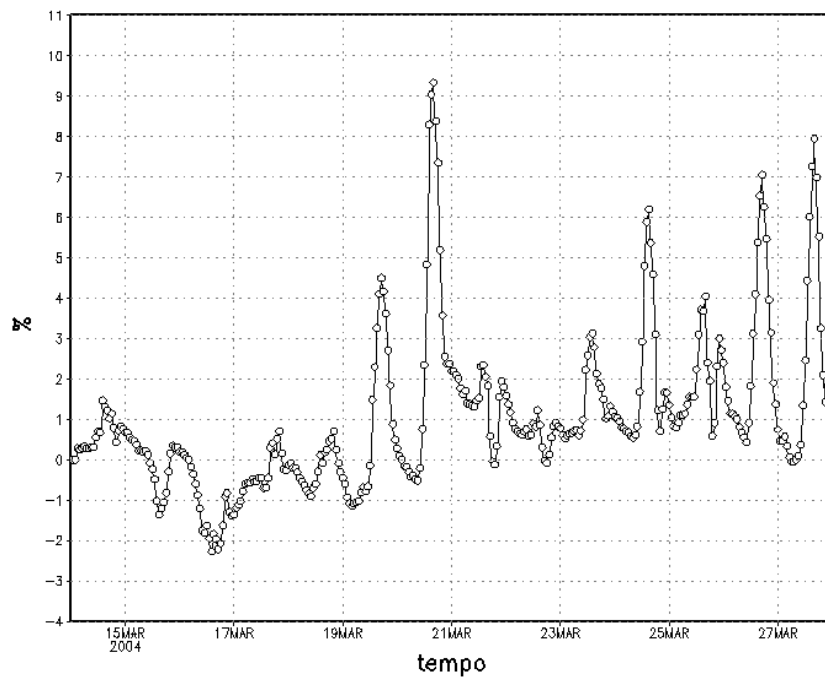


Figura 31 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREN e GRON, em todo o domínio.

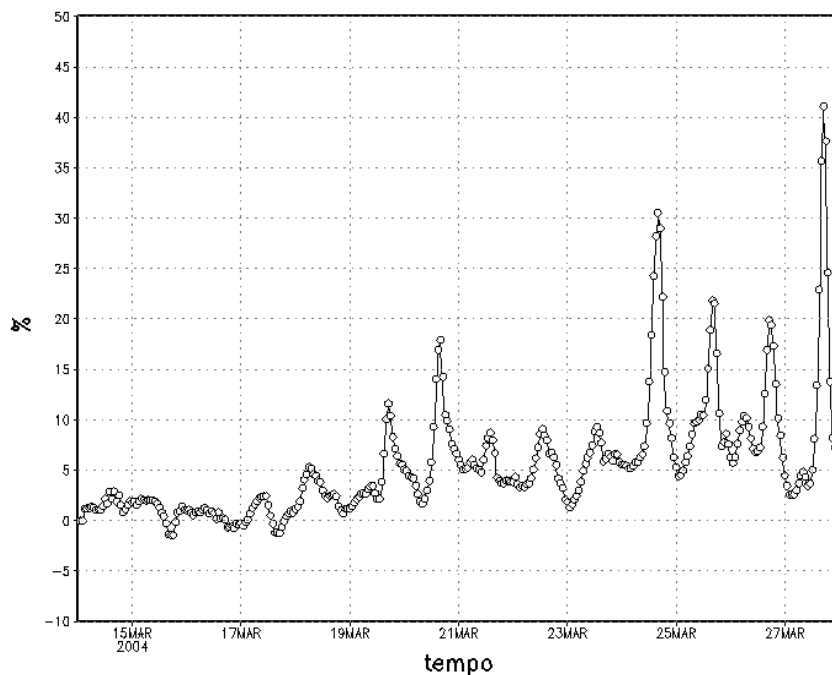


Figura 32 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREN e GRON, entre 5°N e 5°S.

Todos os experimentos mostrados até agora usaram o fechamento baseado em Grell (1993). Para ter-se uma idéia do desempenho do conjunto de fechamentos foram gerados experimentos semelhantes, com o fechamento *ensemble*. A Figura 33 mostra a evolução temporal média, em todo o domínio, da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos ENSEN (com realce) e ENSON (sem realce) no período de 14 a 28 de março. O

efeito do realce em aumentar a precipitação apresenta uma tendência constante no tempo, e atinge 0.7 mm. Já na região da ZCIT (Figura 34), há dois períodos distintos. Antes do dia 23 a tendência de crescimento é menor do que após esse dia.

As Figuras 35 e 36 mostram a diferença do impacto percentual médio sobre o fluxo de calor latente, em todo o domínio e entre 5°N e 5°S, entre os experimentos ENSEN e ENSON, respectivamente. Para a média em todo o domínio, os máximos no realce dos fluxos não variam muito ao longo do tempo, ficando entre 1 e 2 %. Isso explica a taxa de crescimento constante mostrada da Figura 31. Já para a média na ZCIT, o realce do fluxo de calor latente, que oscilava entre 2 e 4 % antes do dia 23, passou a oscilar entre 6 e 10 % após esse dia, o que explica as diferentes tendências mostradas na Figura 31.

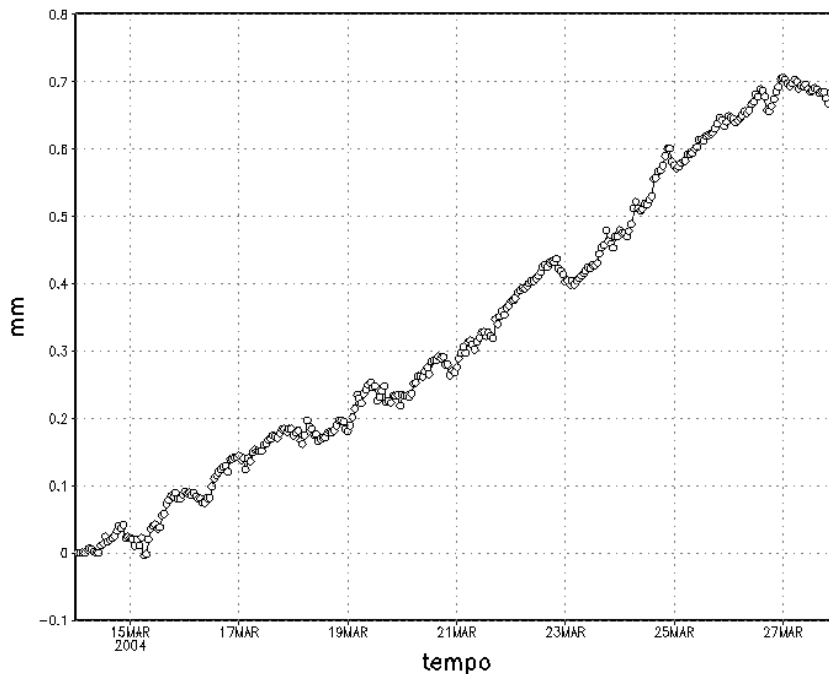


Figura 33 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos ENSEN e ENSON, em todo o domínio.

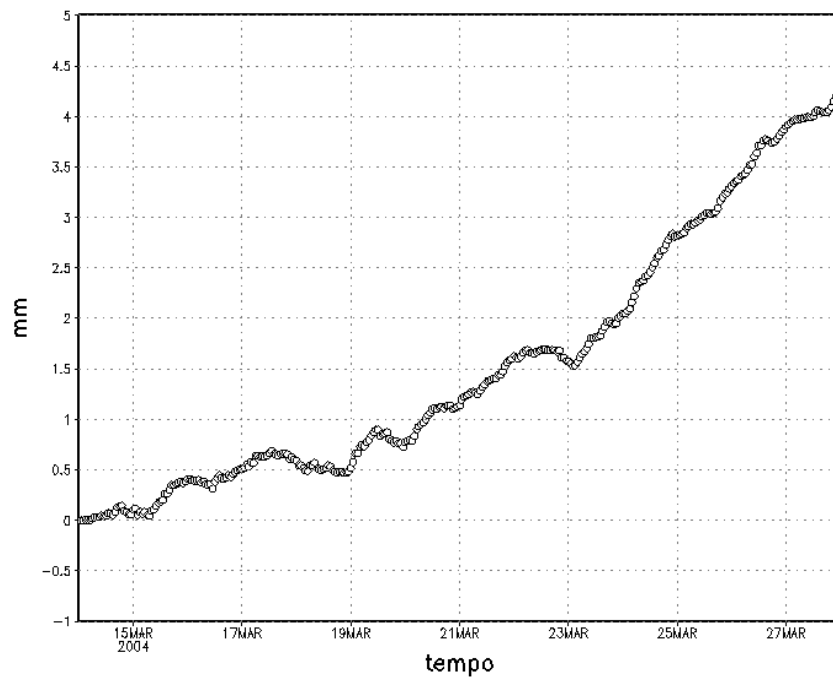


Figura 34 - Evolução temporal média da diferença de precipitação (mm) entre os experimentos ENSEN e ENSON, entre 5°N e 5°S.

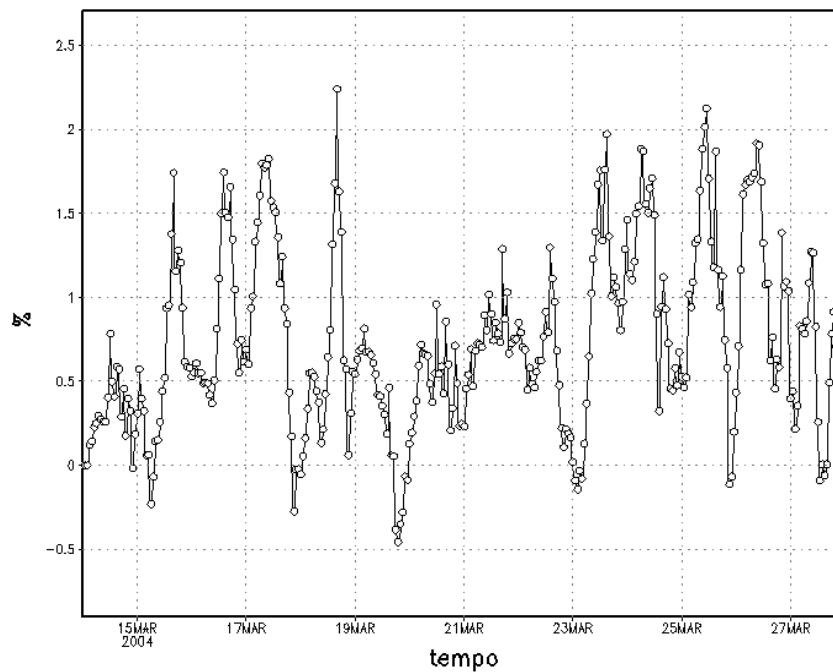


Figura 35 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos ENSEN e ENSON, em todo o domínio.

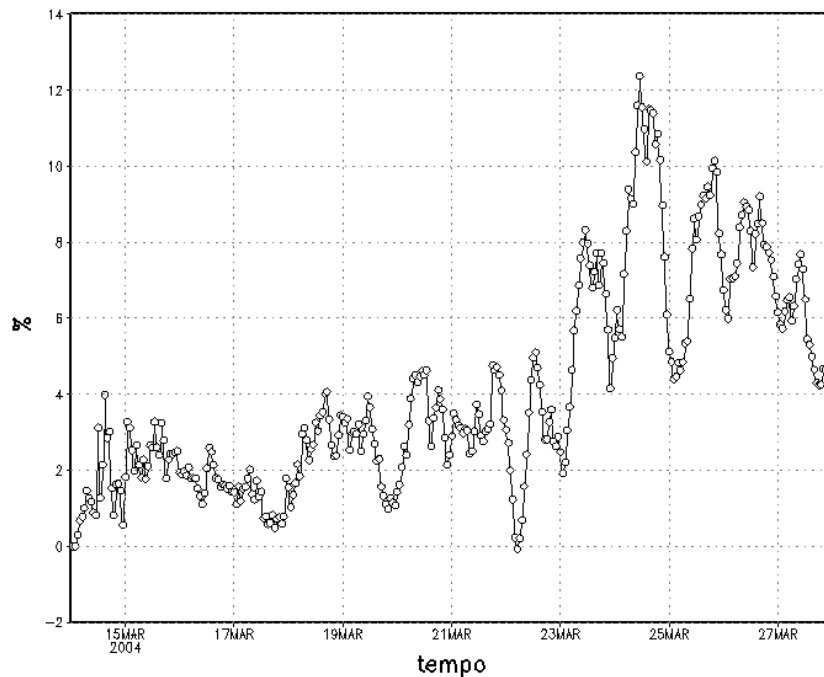


Figura 36 - Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos ENSEN e ENSON, entre 5°N e 5°S.

Da discussão acima fica a certeza de que o realce dos fluxos por rajadas associadas às nuvens convectiva é um importante mecanismo a constar nos modelos de mesoescala e de circulação geral. Contudo, deve-se ter cautela em relação ao tipo de esquema de convecção que deve ser usado. Os esquemas do tipo Kuo não costumam apresentar boa interface com mecanismos ligados à interação vento-oceano (Raymond, 1994). Por outro lado, resultados com esquema fluxo de massa com pouca interferência das condições observadas mostraram um impacto mais significativo, o que aponta para a importância que esse mecanismo deve ter nas simulações mais longas e nos modelos globais.

CAPÍTULO V

5. CONCLUSÕES

Foi implementado no modelo BRAMS um esquema de parametrização do realce dos fluxos de superfície por rajadas associadas a nuvens convectivas. O modelo foi integrado para uma grande área do Atlântico com a presença simultânea de vários sistemas causadores de precipitação e testes de sensibilidade foram realizados. As principais foram:

A implantação do esquema de parametrização do realce dos fluxos causou impacto apreciável da quantidade de precipitação produzida pelo modelo. É, portanto, um mecanismo que deve ser proposto para constar na versão operacional do BRAMS.

O impacto do realce sobre a precipitação foi maior na região da ZCIT. Isso porque essa é a região de menor intensidade do vento e o impacto sobre os fluxos de superfície tende a ser maior, concordando com Wu e Guimond (2006).

Embora os experimentos com o esquema de Kuo tenham produzido menor precipitação que os com o esquema Grell, que produziram resultados mais realistas, em todos os esquemas testados, o impacto do realce sobre a precipitação foi apreciável, embora que alternando valores positivos e negativos.

O impacto do realce dos fluxos sobre a precipitação com o esquema de Kuo foi negativo. Isto é, o fato de aumentar os fluxos de superfície e, por consequência, a quantidade de vapor disponível para convecção, leva a uma diminuição da precipitação quando o esquema de Kuo é usado.

O impacto do realce dos fluxos sobre a precipitação com o esquema de Grell e Dévényi (2002) foi positivo. Esse resultado vai ao encontro do efeito físico esperado do realce. Isso porque os esquemas do tipo fluxo de massa têm boa interface com os processos de superfície (Raymond, 1994).

A redução do *nudging* aumenta o impacto do realce dos fluxos sobre a precipitação. Isso implica que integrações mais longas e com modelos globais tendem a se beneficiar da consideração desse mecanismo.

5.1. Sugestões

Algumas questões surgiram deste trabalho e ficam como sugestões para trabalhos futuros.

O estudo de casos em escala de tempo climático para verificar se a distribuição de precipitação é significativamente impactada pelo mecanismo de realce de fluxo.

A implementação desse mecanismo em um modelo de circulação geral, que não depende do *nudging*, deve ter impacto não apenas na distribuição de precipitação, mas também no padrão de circulação da atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAKAWA, A.; SCHUBERT W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the larger-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 31, p.674-701, 1974.

BETTS, A. K. Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 32, p.1934-1945, 1975.

_____. Saturation point analysis of moist convective overturning. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 39, p.1484-1504, 1982a.

_____. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and Theoretical Basis. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. V. 112, p.677-691, 1986.

_____; MILLER, M.J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single Column Tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air mass data set. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 112, p.693-709, 1986.

BROWN, J. M. Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A Numerical Study. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V.36, p.313-338, 1979.

CHARNEY, J.G.; ELIASSEN, A. On the growth of the hurricane depression. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 21, p.68-75, 1964.

CHEN, F.; COTTON, W. R. A One-Dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**. V. 25, p.289-321, 1983.

CHO, H.; OGURA, Y. A relationship between cloud activity and the low-level convergence as observed in Reed-Recker's composite easterly waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 31, p.2058-2065, 1974.

COSTA, A. A., COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; PIELKE SR., R. A. Coupled ocean-cloud-resolving simulations of the air-sea interaction over the equatorial western pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences** V. 58, p.3357-3375, 2001.

DONNER, L. J. A cumulus parameterization including mass fluxes, vertical momentum dynamics, and mesoscale effects. **Journal of Atmospheric Sciences**. V. 50, p.889-906, 1993.

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

EMANUEL, K. A.; NEELIN, J.D.; BRETHERTON, C.S. On large-scale circulations in convecting atmospheres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. V. 120, p.1111-11433, 1994.

ESBENSEN, S. K.; MCPHADEN, M. J. Enhancement of tropical ocean evaporation and sensible heat flux by atmospheric mesoscale systems. **Journal of Climate**, V.9, p.2307-2325, 1996.

FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of tropical convective systems. Part I: A cumulus parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 44, p.3787-3799, 1987.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 37, p.1722-1733, 1980.

GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, 316p. 1992.

GASTRANG, M. Sensible and latent heat exchange in low latitude synoptic scale systems. **Tellus**. V.19, p.492-508, 1967.

GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations. **Monthly Weather Review**. V.121, p.764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**. V.29. Art. N° p.1693, 2002.

JABOUILLE, P.; REDELSPERGER, J. L.; LAFORE, J. P. Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. **Monthly Weather Review**. V.124, p.816-837, 1996.

JOHNSON, R. H. The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic-scale interactions. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 33, p.1890-1910, 1976.

_____, R. H. Diagnosis of convective and mesoscale motions during phase III of GATE. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 37, p.733-753, 1980.

JOHNSON, H. J., NICHOLLS, M. E., A composite analysis of the boundary layer accompanying a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, V. 111, p.308-319, 1983.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. The role of the convective “Trigger Function” in numerical forecasts of mesoscale convective systems. **Meteorology and Atmospheric Physics**. V. 49, p.93-106, 1992.

KRISHNAMURTI, T. N.; LAM, S. -L.; PASCH, R. Cumulus parameterization and rainfall rates II. **Monthly Weather Review**. V. 111, p.815-828, 1983.

KUO, H.L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 22, p.40-63, 1965.

_____. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 31, p.1232-1240, 1974.

MANABE, S.; SMAGORINSKY, J.; STRICKLER, R. F. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. **Monthly Weather Review**. V. 93, p.769-798, 1965.

MELLOR, G; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for use in geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, V.20, p.851-857, 1982.

MENEZES, W. F.; SILVA DIAS, P. L. Um estudo do impacto das observações físicas do modelo RAMS na simulação numérica do ciclone Catarina. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza - CE, 2004. Em CD-ROM.

MOLINARI, J. A method for calculating the effects of deep cumulus convection in numerical model. **Monthly Weather Review**. V. 110, p.1527-1534, 1982.

MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**. V. 113, p.1411-1416, 1985.

MOLINARI, J.; CORSETTI, T. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: Results of one-and three-dimensional integrations. **Monthly Weather Review**. V. 113, p.485-501, 1985.

NEELIN, J. D.; HELD, I. M.; COOK, K. H. Evaporation-Wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 44, p.2341-2348, 1987.

OGURA, Y.; CHO, H. -R. Diagnostic determination of cumulus populations from large-scale variables. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 30, p.1276-1286, 1973.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND J. H. A comprehensive meteorological modeling system-RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**. V. 49, p.69-91, 1992.

RAYMOND, D. J. Cumulus convection and the Madden-Julian oscillation of the tropical troposphere. **Physica D**. V.77, p.1-22, 1994.

REDELSPERGER, J.L; GUICHARD, F; MONDON, S. A parametrization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models. **Journal of Climate**. V. 13, p.402-421, 2000.

SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M.A.F.; SELUCHI, M.; DINIZ, F.A. O ciclone Catarina: Análise preliminar da estrutura, dinâmica e previsibilidade. **Anais do XIII Congresso**

Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza - CE. **A Meteorologia e o Desenvolvimento Sustentável**. Em CD-ROM. 2004.

SIMPSON, J.; WIGGERT, V. Models of precipitating cumulus tower. **Monthly Weather Review**. V. 97, p.471-489, 1969.

SOUZA, E. P. Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região Amazônica. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 121p., 1999.

SOUZA, E. P.; SILVA, E. M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 18 n.1, p.33-42, 2003.

TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **American Meteorological Society**. V. 117, p.1779-1800, 1989.

WALKO, R. L., et al. New rams cloud microphysics parameterization. 1. The single-moment scheme. **Atmospheric Research** V. 38 (1-4), p.29-62, 1995.

WEBSTER, P. J.; LUKAS, R. TOGA COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. **Bull. American Meteorological Society** V.73, p.1377-1416, 1992.

WU, X.; GUIMOND, S. Two- and Three-Dimensional cloud-resolving model simulations of the mesoscale enhancement of surface heat fluxes by precipitating deep convection. **Journal of Climate** V 19, p.139-149, 2006.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J. -H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 30, p.611-627, 1973.