

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

Sandra Isay Saad

**Efeitos da extensão e posição do  
desmatamento em meso-escala sobre a  
circulação atmosférica e a chuva na  
Amazônia**

São Paulo

2008



Sandra Isay Saad

**Efeitos da extensão e posição do  
desmatamento em meso-escala sobre a  
circulação atmosférica e a chuva na  
Amazônia**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha

São Paulo

2008



# Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha, pela orientação, sugestões e apoio neste trabalho e desde a Iniciação Científica;

Aos meus pais, Susana e Roberto, pelo apoio e dedicação em todos os momentos de minha vida;

Ao Jonathan Mota da Silva pela ajuda e sugestões, e principalmente pela amizade, companheirismo e pelos bons momentos vividos juntos;

À minha família, principalmente meu irmão Fabio e meus avós Mariane e Sandor;

Ao Rafael Rosolem, pela ajuda, que foi fundamental no início do trabalho;

À Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Leila V. Carvalho, do IAG, por disponibilizar grande parte das máquinas utilizadas neste trabalho;

Ao Prof. Dr. Adilson Gandu, do IAG, também por disponibilizar máquinas, e pela ajuda no BRAMS;

Ao Prof. Dr. Edmilson Freitas, do IAG, pela ajuda no BRAMS;

Ao Prof. Dr. Saulo Freitas por disponibilizar máquinas no Cptec, INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e ao Rafael Melo pela ajuda com a instalação do modelo;

À Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Assunção da Silva Dias pelas sugestões e atenção relativos ao trabalho;

Ao Ricardo Hallak e ao Jorge Martins pelas dicas do modelo;

Ao Rubinei Machado pela ajuda com as ilustrações;

Aos amigos do Laboratório de Clima e Biosfera: Claire, Marta, Emília, Henrique, Jônatan, Ricardo, Helber, Eduardo e Yemi, por terem tornado os momentos de trabalho bastante agradáveis (e também fora do trabalho), e pelas dicas. Ao Henrique inclusive

pela ajuda com o Latex;

Aos amigos e colegas do IAG;

À minha amiga Ísis;

Aos funcionários do IAG, inclusive ao Sebastião, Samuel e Luciana;

Ao Laboratório MASTER (Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais), no IAG;

À FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo apoio financeiro, sob o projeto n<sup>o</sup>: 05/57829-0;

Ao Oscar Cavichia e Vinicius Placco do Departamento de Astronomia do IAG, por fornecerem a classe de Latex para esta dissertação e pela ajuda;

# Resumo

## **Efeitos da extensão e posição do desmatamento em meso-escala sobre a circulação atmosférica e a chuva na Amazônia**

Estudos numéricos do impacto do desmatamento em grande escala na Amazônia simulam a diminuição da evapotranspiração e indicam predominantemente a redução da precipitação. No entanto, o desmatamento na meso-escala tem impactos na circulação atmosférica e na chuva que são complexos e ainda pouco entendidos. Este estudo avaliou os impactos do desmatamento tropical na Amazônia sob áreas de tamanho crescentes, localizadas em distintas posições em relação ao vento predominante. A região de estudo foi a Amazônia oriental, próximo à Rodovia Cuiabá-Santarém, onde ocorre intenso desmatamento. Utilizou-se o modelo atmosférico de meso-escala BRAMS para simulações do desmatamento, sobre uma grade de espaçamento horizontal de 8 km, para dois meses na estação seca e dois na estação chuvosa. O desmatamento foi prescrito como pastagem em áreas retangulares (cuja dimensão maior e menor são  $L$  e  $l$ , respectivamente), para tamanhos variando de aproximadamente 4.000 a 60.000 km<sup>2</sup>; em duas diferentes situações: na primeira, a dimensão  $L$  foi alinhada na direção N-S, e na segunda  $L$  foi alinhado com o vento predominante (de direção E-NE).

Nos casos de desmatamento durante a estação seca, a célula térmica definiu-se com intensificação do vento-acima sobre a área desmatada. E ainda, a atmosfera mostrou-se mais quente e seca sobre o desmatamento, até aproximadamente 1000 m de altura, devido à menor evaporação, e mais úmida acima de 1000 m, resultante do aporte horizontal de umidade da floresta sobre o desmatamento. Os efeitos do desmatamento na atmosfera aparentemente pouco se alteraram pelo efeito da circulação fluvial.

Dois casos diferentes se manifestaram, dependendo da posição do desmatamento. No cenário de desmatamento inclinado na direção N-S, houve a formação de uma célula térmica cuja região de convergência confinou-se vento-abaixo na área desmatada (ou seja, a Oeste). Associadamente, houve um padrão de redução da chuva a Leste, e aumento da chuva a Oeste do desmatamento, o que se definiu nas áreas com  $l$  entre 30 e 80 km. Todavia, com o aumento da área ( $l = 180$  km), a célula alargou-se, deslocando-se para Sul, devido à componente norte do vento predominante, o que também deslocou a região de aumento da chuva para o mesmo setor. No cenário do desmatamento inclinado na direção E-NE, a célula se enfraqueceu, e a região de convergência da célula térmica mostrou-se melhor distribuída sobre a região desmatada. Portanto a região de aumento da chuva alargou-se sobre a área, enquanto a região de redução da chuva confinou-se no setor extremo vento-acima. Na estação chuvosa, os efeitos do desmatamento foram suavizados para os retângulos dispostos na direção N-S, enquanto que foram praticamente desconfigurados para os retângulos inclinados na direção do vento.

Os resultados sugerem que o desmatamento em meso-escala na Amazônia gera uma célula térmica com um vórtice mais energético contra o vento predominante, que por ele é advectado e que conseqüentemente tende a aumentar a chuva vento-abaixo e reduzir vento-acima, em magnitudes que dependem da extensão e posição do desmatamento com relação ao vento predominante.

**Palavras-chave:** Amazônia, floresta tropical, desmatamento, precipitação, circulação térmica, modelo BRAMS, LBA.



# Abstract

## **How extension and positioning of meso-scale deforestation affects the atmospheric circulations and rainfall in Amazonia**

Large scale deforestation numerical studies simulate a decrease on evapotranspiration and point out to a reduction in rainfall. Nonetheless, meso-scale deforestation lead to impacts on atmospheric circulation and rainfall that are complex and not totally understood. This study evaluated the impacts of tropical deforestation in Amazonia under areas with increasing size, and with distinct positions in relation to the prevailing wind. The studied region was oriental Amazonia, close to Cuiabá-Santarém Highway, where intense deforestation has occurred. The meso-scale atmospheric model BRAMS was used for deforestation simulation with horizontal grid elements 8 km in size, for two months of the dry season and two of the rainy season. Deforestation was prescribed as pastureland in rectangular shape (higher and lower dimension described as  $L$  and  $l$ , respectively), for sizes varying approximately from 4,000 up to 60,000 km<sup>2</sup>, in two different situations: for the first, the dimension  $L$  was aligned in the N-S direction, and for the second,  $L$  was aligned in the direction of the prevailing wind (from E-NE).

As a consequence of deforestation during dry season, the thermal cell was formed with the intensification of the upwind over the cleared region. Also, atmosphere showed itself drier over the deforestation up to approximately 1000 m of height, due to the lower evaporation, and wetter above 1000 m, resultant of humidity horizontal transport from forest to pasture. The effects of deforestation on atmosphere were apparently not influenced by river breeze circulations.

Two different cases appeared, depending on the deforestation position. For the defo-

restation extended in the N-S direction, a thermal cell was formed, and its convergence region was restricted to the downwind region of the deforestation area (in other words, to the West). In association with it, there was a pattern of rain reduction to the East, and rain increasing to the West of deforestation, which happened in the areas of  $l$  between 30 and 80 km. However, when the area was increased ( $l = 180$  km), the cell enlarged, moving southward, due to the northerly component of the prevailing wind, which also moved the region of increasing rain for the same sector. In the scenario of E-NE deforestation, the cell was weakened and the convergence region spread along the cleared region. Therefore, the region of increasing rain enlarged over the cleared region, while the region of rain reduction was restrained to the upwind extreme sector. During the rainy season, deforestation effects were softened for the N-S rectangles, while they have practically been desconfigured for the E-NE rectangles.

The results show that the meso-scale deforestation in Amazonia produces a thermal cell defined with a more intense vortex against the prevailing wind, which also transports it, what consequently leads to increasing rainfall downwind and reducing rainfall upwind, under magnitudes that depend on the deforestation extension and its position in relation to the prevailing wind.

**Key-words:** Amazonia, rainforest, deforestation, precipitation, thermal circulation, BRAMS model, LBA.

## Lista de Figuras

1.1	Esquema da formação de uma célula térmica gerada sobre o desmatamento da floresta. As linhas vermelhas são as isóbaras ( $p_1 > p_2 > p_3$ ), e as letras A e B são zonas de alta e baixa pressão, respectivamente, relativos à pressão em uma determinada altura. As setas indicam o sentido do transporte de ar.	21
2.1	Perfil vertical do grau de saturação de água no solo (adimensional) para inicialização do modelo, para os experimentos da Etapa 2, 3, 4 e experimentos da estação seca da Etapa Final (linha vermelha), e para os experimentos da estação chuvosa da Etapa Final (linha azul).	25
2.2	Topografia na grade 1.	26
2.3	Localização das grades utilizadas para as simulações e áreas desmatadas simuladas (em vermelho), para os experimentos das Etapas: (a) 1, (b) 2, (c) 3 e (d) 4.	26
2.4	(a) Localização das grades utilizadas para as simulações da Etapa Final, (b) topografia na grade 3, e (c - j) áreas desmatadas prescritas.	27
2.5	Albedo, índice de área foliar da vegetação ( $m^2 m^{-2}$ ) e cobertura da vegetação verde em função do mês, para os biomas de pastagem e floresta, prescritos no LEAF para as simulações de desmatamento.	28
3.1	Perfis verticais do grau de saturação para inicialização do modelo. Em vermelho, perfil utilizado na simulação controle (área de floresta) das simulações de 1 a 18, e em preto para a área de pastagem das simulações de 1 a 18.	32

3.2	Diferença (DSM - CTL) da precipitação acumulada nos dez dias de simulação para cada uma das 18 simulações, em mm. O retângulo preto é o domínio da pastagem. . . . .	33
3.3	Domínio do cálculo das médias espaciais (retângulo em linha grossa envolvendo o retângulo menor de desmatamento, em linha fina) das Figuras 3.4, 3.5 e 3.6. A linha diagonal divide a região do retângulo maior em setores sudoeste e nordeste para os cálculos das Figuras 3.6 e 3.7. . . . .	34
3.4	Média da diferença (DSM - CTL) do fluxo de calor sensível ( $\Delta H$ ), fluxo de calor latente ( $\Delta LE$ ), saldo de radiação ( $\Delta Rn$ ), em $W m^{-2}$ , no domínio da Figura 3.3. A umidade do solo inicial na floresta não foi alterada ( $w_0 = 0.4$ ). . . . .	35
3.5	Idem à Figura 3.4, mas para simulações variando a umidade da floresta em paridade com à da pastagem (18 casos controles + 18 casos desmatados). . . . .	35
3.6	Diferença (DSM-CTL) da precipitação acumulada (em 10 dias) média espacial total ( $\Delta prec$ ), no setor sudoeste do desmatamento ( $\Delta precSO$ ) e no setor nordeste ( $\Delta precNE$ ), domínio na Figura 3.3. A umidade do solo inicial na floresta não foi alterada ( $w_0 = 0.4$ ). . . . .	36
3.7	Idem à Figura 3.6, mas para simulações variando a umidade da floresta em paridade com à da pastagem (18 casos CTL + 18 casos DSM). . . . .	36
3.8	Plano zonal-vertical médio temporal em 6,9S da diferença (DSM-CTL) da (a) razão de mistura ( $\Delta rv$ ) e (b) da temperatura potencial ( $\Delta \theta$ ), em função do grau de saturação inicial ( $w_0$ ). Em (a), as superfícies de $\Delta rv$ são de $+0.2 g kg^{-1}$ (em azul) e $-0.2 g kg^{-1}$ (em vermelho). Em (b), as superfícies de $\Delta \theta$ são de $+0.2 K$ (em vermelho). O desmatamento é representado pelo retângulo preto em $z = 0$ . . . . .	38
3.9	Diferença (DSM - CTL) da precipitação para os experimentos na Tabela 3.2. . . . .	41
3.10	Diferença (DSM - CTL) da precipitação em um retângulo de 40 km por 200 km, para uma grade de 8 km, utilizando: (a) parametrização de cúmulos e microfísica de nuvens ( $prec = acccon + totpcp$ ), e (b) só microfísica de nuvens ( $totpcp$ ). . . . .	42

3.11	Diferença (DSM - CTL) da simulação CM-g8-box96 (com parametrização e com microfísica), de (a) precipitação total ( <i>prec</i> ), (b) precipitação da parametrização ( <i>acccon</i> ), e (c) precipitação da microfísica de nuvens ( <i>totpcp</i> ). . . . .	42
3.12	Variável <i>cloud</i> em 4392 m de CTL de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min). . . . .	44
3.13	Variável <i>cloud</i> em 4392 m de DSM de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min). . . . .	45
3.14	Corte vertical da nuvem de CTL em 6,95S de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min). . . . .	46
3.15	Corte vertical da nuvem de DSM em 6,95S de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min). . . . .	47
3.16	Superfície prescrita dos casos: (a) CTL, (b) rio, (c) DSM, e (d) DSMrio. Em verde a floresta, em laranja a pastagem e em azul os corpos d'água. . .	48
3.17	Diferença da precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) para as diferenças (rio-CTL), (DSMrio-DSM), (DSM-CTL) e (DSMrio-rio), total (painel à esquerda), para o período diurno (painel no centro) e para o período noturno (painel à direita). . . .	50
3.18	Diferença (DSM - CTL) da precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) para a expressão $((\text{DSMrio-rio})-(\text{DSM-CTL}))$ , que corresponde a $f'_{12}$ na Equação 3.2, (a) total, (b) para o período diurno, e (c) para o período noturno. . . . .	51
4.1	Campos médios para os dois meses de simulação de uma simulação controle de: (a) precipitação, (b) fluxo de calor sensível, (c) fluxo de calor latente, (d) radiação solar incidente, (e) saldo de radiação, e (f) vento em 400 m. O retângulo inclinado em (f), é um dos domínios da pastagem, que foi prescrito na direção do vento predominante. . . . .	54
4.2	Idem à Figura 4.1, porém para a estação chuvosa. . . . .	54

4.3	Diferença da precipitação ( $\Delta prec$ ) (DSM - CTL) para as diferentes áreas desmatadas na estação seca (out-nov 2002), em mm mês <sup>-1</sup> , significativa para NS=95% do teste-t. Os valores nos painéis são: <i>cont</i> (em preto): número de pixels onde $\Delta prec$ é significativo; <i>mdprec</i> (preto): médias de $\Delta prec$ no domínio onde $\Delta prec$ é significativo (eq. 2.2), em mm mês <sup>-1</sup> ; <i>porc</i> (preto): percentual de alteração de <i>prec</i> significativa de DSM em relação ao CTL (eq. 2.6), em %; <i>contP</i> (azul) e <i>contN</i> (vermelho): número de pixels onde $\Delta prec$ é significativamente positivo e negativo respectivamente (eq. 2.3); <i>mdprecP</i> (azul) e <i>mdprecN</i> (vermelho): porção positiva e negativa respectivamente de <i>mdprec</i> (eq. 2.3), em mm mês <sup>-1</sup> ; <i>porcP</i> e <i>porcN</i> : percentual de aumento e de diminuição de chuva respectivamente (eq. 2.8), em %.	57
4.4	Idem à Figura 4.3, porém para a estação chuvosa.	58
4.5	Diferença do fluxo de calor sensível ( $\Delta H$ ) (DSM - CTL), em W m <sup>-2</sup> , para as diferentes áreas desmatadas na estação seca (out-nov 2002), significativa para NS=95% do teste-t. Os valores nos painéis são: <i>cont</i> : número de pixels onde $\Delta H$ é significativo; <i>mdH</i> : médias de $\Delta H$ no domínio onde $\Delta H$ é significativo, em W m <sup>-2</sup> (eq. 2.1); e <i>porc</i> : percentual de alteração de <i>H</i> significativa de DSM em relação ao CTL (eq. 2.4).	60
4.6	Idem à Figura 4.5, mas para a estação chuvosa (fev-mar 2002).	60
4.7	Idem à Figura 4.5, mas para o fluxo de calor latente ( <i>LE</i> ), em W m <sup>-2</sup> .	61
4.8	Idem à Figura 4.5, mas para o fluxo de calor latente ( <i>LE</i> ), em W m <sup>-2</sup> , e para a estação chuvosa.	61
4.9	Idem à Figura 4.5, mas para a razão de mistura ( <i>rv</i> ), em g kg <sup>-1</sup> .	62
4.10	Idem à Figura 4.5, mas para a razão de mistura ( <i>rv</i> ), em g kg <sup>-1</sup> , e para a estação chuvosa.	62
4.11	Idem à Figura 4.5, mas para a temperatura ( <i>Temp</i> ), em °C.	63
4.12	Idem à Figura 4.5, mas para a temperatura ( <i>Temp</i> ), em °C, e para a estação chuvosa.	63
4.13	Idem à Figura 4.5, mas para a magnitude do vento ( <i>magV</i> ), em m s <sup>-1</sup> . As setas indicam a direção da diferença do vento, e são mostradas somente aonde <i>magV</i> é significativo estatisticamente.	64

4.14	Idem à Figura 4.5, mas para a magnitude do vento ( $magV$ ), em $m s^{-1}$ , e para a estação chuvosa. As setas indicam a direção da diferença do vento, e são mostradas somente aonde $magV$ é significativo estatisticamente. . . .	64
4.15	Eixos em que foram feitos os cortes verticais. O eixo 1 em (a) e o eixo 2 em (b) foram utilizados para os cortes verticais das simulações de Área1, Área2, Área3 e Área4, e o eixo 3 em (c) e o eixo 4 em (d), para Área1W, Área2W, Área3W e Área4W. . . . .	65
4.16	Corte vertical da diferença (DSM-CTL) do vento ( $V_H; w \cdot 10$ ), em $m s^{-1}$ (vetor), da razão de mistura, em $g kg^{-1}$ (pintado), e da temperatura potencial, em $^{\circ}C$ (contorno), das simulações de Área1, Área2, Área3 e Área4 sobre o eixo 1 da Figura 4.15. O retângulo em preto sobre o eixo x indica a posição do desmatamento. Só foi mostrado o vento onde a magnitude de ( $V_H; w \cdot 10$ ) foi maior que $0,3 m s^{-1}$ . . . . .	67
4.17	Idem à Figura 4.16, mas sobre o eixo 2 da Figura 4.15. . . . .	68
4.18	Idem à Figura 4.16, mas para as simulações de Área1W, Área2W, Área3W e Área4W e sobre o eixo 3 da Figura 4.15. . . . .	69
4.19	Idem à Figura 4.16, mas para as simulações de Área1W, Área2W, Área3W e Área4W e sobre o eixo 4 da Figura 4.15. . . . .	70
5.1	Esquema ilustrativo das células térmicas formadas na condição de um vento predominante (E-NE) para: (a) desmatamento alinhado na direção N-S com a dimensão menor do retângulo $l$ entre 30 e 80 km; (b) idem a (a) e com $l = 180$ km; (c) desmatamento alinhado na direção do vento (E-NE). . . .	73





## Lista de Tabelas

1.1	As etapas realizadas neste trabalho. . . . .	22
2.1	Principais opções utilizadas no modelo BRAMS. . . . .	24
2.2	Parâmetros biofísicos de floresta tropical e pastagem, utilizados nos experimentos. Fonte: Rosolem (2005). . . . .	28
3.1	Grau de saturação inicial na camada de raízes ( $w_0$ ) (100 cm de profundidade) para cada simulação (1 a 18). . . . .	32
3.2	Configuração do modelo BRAMS para testes de sensibilidade da parametrização de cúmulos (Grell) e da microfísica de nuvens, com 2 tipos de espaçamento de grade (8km x 8km ou 16km x16km, e para dimensão de área desmatada variável). Os nomes dos experimentos (1ª coluna) indicam a opção de convecção (C) e/ou Microfísica (M), seguidos pela resolução da grade (g8 ou g16), e pela dimensão linear do desmatamento (box32 para 32 km e box96 para 96 km). A umidade do solo inicial nos casos DSM e CTL é a de um solo com $w_0 = 0,40$ , perfil da Figura 2.1 (linha vermelha). Com o pós-processamento do modelo, foram extraídas duas variáveis de precipitação: a parametrização de microfísica explícita ou <i>totpcp</i> , calculada na Microfísica (existente somente caso o BRAMS seja rodado com LEVEL=3), e a convectiva ou <i>acccon</i> , (que no caso foi de Grell, NNQPARAM=2). Para os experimentos CM (CM-g8-box32, CM-g8-box96, CM-g16-box32 e CM-g16-box96), onde as duas opções foram simultaneamente utilizadas, a precipitação é dada por $prec = totpcp + acccon$ . . . . .	40



# Sumário

1. <i>Introdução</i> . . . . .	19
1.1 Efeitos do desmatamento na meso-escala atmosférica da Amazônia oriental	21
1.2 Objetivos . . . . .	22
2. <i>Metodologia</i> . . . . .	23
2.1 O modelo BRAMS . . . . .	23
2.2 LEAF . . . . .	27
2.3 Teste-t e cálculo das médias estatisticamente significativas . . . . .	29
3. <i>Testes de sensibilidade</i> . . . . .	31
3.1 Efeito da umidade do solo inicial . . . . .	31
3.1.1 Médias espaciais . . . . .	33
3.1.2 Padrão da camada limite . . . . .	37
3.2 Parametrização de cúmulos e microfísica de nuvens . . . . .	39
3.3 Estimativa de hidrometeoros . . . . .	43
3.4 Efeito de circulação fluvial simulada . . . . .	48
4. <i>Efeito da extensão e posição do desmatamento simulado</i> . . . . .	53
4.1 Cenários Controle . . . . .	53
4.2 Impacto dos desmatamentos simulados . . . . .	55
4.3 Estrutura da célula térmica gerada pela brisa do desmatamento . . . . .	65
5. <i>Conclusões</i> . . . . .	71
5.1 Sugestões para trabalhos futuros . . . . .	74

<i>Referências</i> . . . . .	77
<i>Apêndice</i>	81
<i>A. Teste de significância estatística <math>t</math>-Student</i> . . . . .	83
<i>B. Projeção do vento nos eixos das células térmicas</i> . . . . .	85

## Introdução

As florestas tropicais correspondem a 10% da área continental global, com uma área aproximada de 17,6 milhões de km<sup>2</sup>, na qual metade está na Amazônia, com a maior parte no Brasil. Elas existem apenas em regiões tropicais com altos índices pluviométricos, com estação seca inexistente ou de curta duração. Se por um lado esse ecossistema é bastante dependente do clima local, por outro as florestas tropicais exercem um significativo controle no clima regional e global (Nobre et al., 1991). Esta influência ocorre desde, por exemplo, a formação dos fenômenos de precipitação e o controle da temperatura, até no controle da emissão dos gases do efeito estufa. Adicionalmente, as florestas tropicais possuem uma enorme diversidade biológica e podem prestar diversos serviços ambientais.

A atividade humana na Amazônia provoca taxas de desmatamento em torno de 20.000 km<sup>2</sup> por ano, tornando-a alvo da exploração de madeira e expansão da agricultura. A pavimentação de estradas contribui largamente para a expansão do desmatamento, pois facilita o acesso e deixa as áreas ao longo da rodovia mais vulneráveis ao fogo em eventos severos de seca (Nepstad et al., 2001). Os efeitos do desmatamento no clima são importantes, não apenas para a região, mas também para o ciclo global de água (Avisar e Werth, 2005). Estudos numéricos do impacto do desmatamento em grande escala na Amazônia simularam a diminuição da evapotranspiração e indicaram predominantemente a redução da precipitação (Werth e Avisar, 2002). Para o desmatamento de menor escala, a questão torna-se mais complexa, pois nesta condição poderia haver até mesmo aumento da chuva (Avisar et al., 2002) devido às circulações de meso-escala criadas, segundo estudos numéricos. Por exemplo, Baidya Roy e Avisar (2002) sugeriram um aumento e aprofundamento da atividade convectiva em áreas perturbadas na Amazônia; Gandu et al.

(2004) reportaram uma diminuição na chuva sobre a costa e ao longo do rio Amazonas, e aumento da chuva a norte e a sul do rio Amazonas, como resposta ao desmatamento simulado na Amazônia oriental; baseado em cenários de desmatamento de Soares Filho et al. (2004), Ramos da Silva et al. (2008) reportaram que a precipitação reduz predominantemente nas áreas desmatadas, utilizando um modelo de meso-escala com 20 km de resolução. Não há, todavia, um estudo sobre a estrutura da célula térmica sobre as áreas de desmatamento.

A região onde foram realizados os experimentos de simulação numérica situa-se no estado do Pará, na parte oriental da Amazônia. O regime de chuvas é marcado no verão e outono pelo estabelecimento da zona de convergência da célula de Hadley-Walker na bacia amazônica. O período seco ocorre quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se desloca para o norte da bacia entre setembro e novembro, e o período chuvoso ocorre entre janeiro a abril, quando a ZCIT se situa mais ao sul. Em baixos níveis, o vento predominante no local é de quadrante leste, em decorrência da atuação dos ventos alísios.

Apesar do clima local ter forte dependência da dinâmica de grande escala, a circulação induzida pela presença dos rios e da topografia pode controlar a precipitação, especialmente sob condição de ventos alísios fracos (Silva Dias et al., 2004). Na região da Floresta Nacional do Tapajós, a diferença de altitude pode induzir a uma circulação corrente acima de dia e corrente abaixo de noite (Lixin Lu et al., 2005), e a brisa fluvial em torno dos grandes rios aumenta a precipitação média do período diurno nas suas vizinhanças (Fitzjarrald et al., 2008). Além disso, a brisa marítima pode se propagar continente adentro, se organizando em linhas de instabilidade e durando até alguns dias.

Supondo-se que um intenso desmatamento deve ocorrer ao longo da Rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) nos próximos anos, Rosolem (2005) utilizou os cenários de Soares Filho et al. (2004) e mostrou que o desmatamento nas vizinhanças da rodovia implicaria numa redução da precipitação local média de 7%, sob uma alteração distribuída espacialmente de forma homogênea, com aumento a oeste do desmatamento e diminuição a leste. A heterogeneidade da precipitação seria consequência da formação de uma célula térmica advectada para oeste em consequência do vento predominante de leste.

## 1.1 Efeitos do desmatamento na meso-escala atmosférica da Amazônia oriental

O desmatamento em meso-escala pode levar ao aumento da precipitação em determinados locais, processo acarretado pela formação de circulações térmicas, geradas pelo aquecimento diferencial da superfície e caracterizadas por movimento ascendente de ar relativamente mais quente e movimento descendente de ar mais frio (Avisar et al., 2002). O fluxo de calor sensível, maior sobre a pastagem, faz com que a camada de mistura da pastagem seja maior do que sobre a floresta. A alta pressão em certa altura acima da superfície ( $\sim 1\text{km}$ ) sobre a pastagem gera movimento de ar em direção à floresta, acarretando na circulação ilustrada na Figura 1.1.

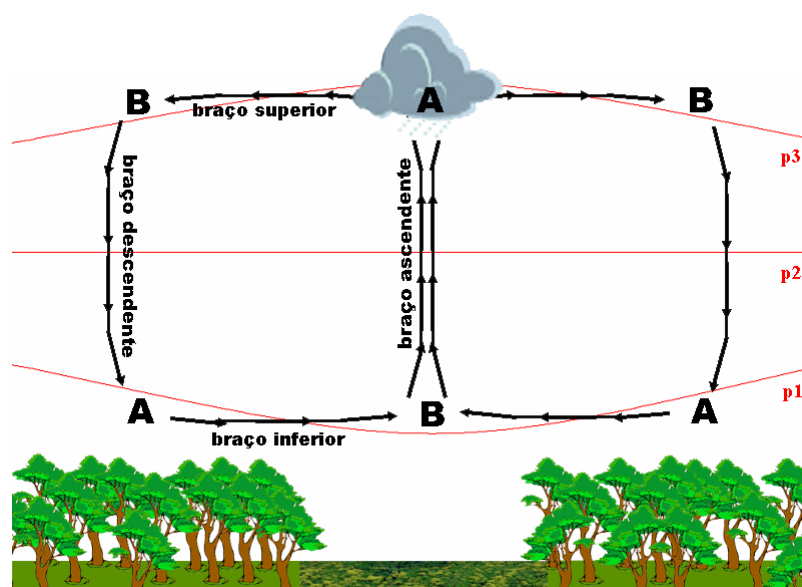


Figura 1.1: Esquema da formação de uma célula térmica gerada sobre o desmatamento da floresta. As linhas vermelhas são as isóbaras ( $p_1 > p_2 > p_3$ ), e as letras A e B são zonas de alta e baixa pressão, respectivamente, relativos à pressão em uma determinada altura. As setas indicam o sentido do transporte de ar.

Numa situação com vento forte de grande escala, as instabilidades geradas pela circulação podem se dispersar completamente (como em Segal et al. (1988)), enfraquecer-se ou advectar-se, como em Baidya Roy e Avisar (2002), cujo afastamento do desmatamento foi de  $\sim 30$  km. Não se conhece exatamente como o escoamento de grande escala pode fortalecer ou enfraquecer os braços da célula térmica, favorecendo ou não a variação da

chuva.

## 1.2 Objetivos

O objetivo deste estudo foi avaliar os impactos do desmatamento tropical na Amazônia oriental sobre as circulações atmosféricas e a chuva, sobre áreas de tamanhos crescentes, e distintas posições em relação ao vento predominante. Foram realizados alguns testes de sensibilidade do modelo de forma a validar mais legitimamente as configurações da simulação de desmatamento na etapa final. As metas específicas são resumidas na Tabela 1.1. Os testes de sensibilidade (Etapas 1 a 4) são mostrados no Capítulo 3, e a Etapa Final no Capítulo 4.

*Tabela 1.1 - As etapas realizadas neste trabalho.*

Etapa	Título da etapa	Metas específicas
1	Efeito da umidade do solo inicial	Verificar se a a mudança da inicialização da umidade do solo pode alterar o efeito observado no desmatamento
2	Parametrização de cúmulos e microfísica de nuvens	Verificar se é adequado utilizar a parametrização de cúmulos e/ou microfísica de nuvens para determinadas grades
3	Estimativas de hidrometeoros	Verificar o efeito do desmatamento no desenvolvimento de nuvens convectivas com alta resolução.
4	Efeito de circulação fluvial simulada	Verificar se o modelo responde adequadamente às circulações de brisa observadas na região e se estas circulações modificam o efeito gerado pelo desmatamento simulado.
Final	Efeito da extensão e posição do desmatamento simulado	Verificar como a precipitação, as variáveis meteorológicas e as circulações atmosféricas se alteram em função de um desmatamento retangular (de dimensões $L$ , maior e $l$ , menor), para tamanhos variando de aproximadamente 4.000 a 60.000 km <sup>2</sup> ; em duas diferentes situações: a dimensão $L$ alinhada na direção N-S, ou alinhada com o vento predominante (de E-NE)



## Metodologia

### 2.1 O modelo BRAMS

Foi utilizado um modelo atmosférico de meso-escala para as simulações numéricas de desmatamento, uma vez que os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) não reproduzem os efeitos das circulações de meso-escala induzidas pela heterogeneidade da superfície, inclusive a brisa gerada pelo desmatamento. O modelo regional atmosférico RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) é utilizado para a simulação de processos atmosféricos e de superfície, desde escalas de tempo curtas (como em Martins (2006)), até para simulações climáticas (Lixin Lu et al., 2001; Gandu et al., 2004), e foi utilizado nas simulações de desmatamento da Amazônia (Rosolem, 2005; Gandu et al., 2004; Ramos da Silva et al., 2008; Baidya Roy e Avissar, 2002; Ramos da Silva e Avissar, 2006).

O modelo foi construído com um conjunto de equações primitivas que governam o movimento da atmosfera, incluindo equações prognósticas da temperatura, vapor d'água, água líquida (para nuvens e chuva), três componentes do vento, e cinco espécies de forma de cristais de gelo e parametrizações de diversos processos físicos (Pielke et al., 1992; Cotton et al., 2003). Uma das vantagens do modelo é poder configurar grades aninhadas, aumentando a resolução do fenômeno atmosférico conforme a necessidade do estudo.

Este estudo utilizou o modelo BRAMS, ou *Brazilian RAMS*, na versão 5.04 do RAMS, ou, equivalentemente, a versão 3.2 do BRAMS. Essa versão é uma adaptação do RAMS às características brasileiras, e possui diversas parametrizações de convecção profunda e cúmulos rasos (Souza e Silva, 2003), além de módulos de interação entre o modelo atmosférico e o modelo de vegetação (Walko et al., 2000; Liston e Pielke, 2000).

As configurações utilizadas no modelo foram diferentes para cada etapa realizada neste

trabalho, variando de acordo com as respectivas metas mostradas na Tabela 1.1. A Tabela 2.1 mostra as principais configurações do BRAMS.

Tabela 2.1 - Principais opções utilizadas no modelo BRAMS.

Opções	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3	Etapa 4	Etapa Final
Especificação das grades					
Número de grades	2	2 e 3	4	3	3
Número de pontos da grade 1 em x/y	40/50	40/50	40/50	40/50	40/50
Número de pontos da grade 2 em x/y	38/38	46/46	38/38	62/62	62/62
Número de pontos da grade 3 em x/y	-	50/50	50/50	98/90	98/90
Número de pontos da grade 4 em x/y	-	-	98/98	-	-
Centro da grade 1 lat/lon	7S/53W	7S/53W	7S/53W	7S/53W	7S/53W
Centro da grade 2,3,4 lat/lon	7S/56W	7S/56W	7S/56W	3.5S/54.5W	7S/56W
Pontos de grade em z (altura)	32	32	32	32	32
Espaçamento da grade 1/2/3/4 (km)	64/16	64/16/8	64/16/4/1	64/16/8	64/16/8
Coordenada vertical	ETA	Sigma-z	Sigma-z	Sigma-z	Sigma-z
Condições iniciais-contorno					
Campos atmosféricos	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP
Início das simulações	05nov2002	05nov2002	05nov2002	01out2002	01out2002 e 01fev2002
Duração das simulações	10 dias	10dias	3dias	61dias	61dias
Topografia e resolução	USGS 10 km	USGS 1 km	USGS 1 km	USGS 1 km	USGS 1 km
Temperatura de superfície do mar	Mensal climatológica	Mensal climatológica	Mensal climatológica	Mensal climatológica	Mensal climatológica
Inicialização da umidade do solo	Homogênea	Homogênea	Homogênea	Homogênea	Homogênea
Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI)	Calculado	Calculado	Calculado	Calculado	Calculado
Número de camadas de solo	10	10	10	10	10
Perfil de inicialização da umidade de solo	Figura 3.1	Figura 2.1, em vermelho	Figura 2.1, em vermelho	Figura 2.1, em vermelho	Figura 2.1, em vermelho (est. seca) e azul (est. chuvosa)
Área desmatada simulada (km <sup>2</sup> )	100×100	32×32 e 96×96	20×20	50×350	de 4.000 a 60.0000
Parametrizações físicas					
Parametrização (onda curta e longa)	Radiação Chen e Cotton (1983)	Chen e Cotton (1983)	Chen e Cotton (1983)	Chen e Cotton (1983)	Chen e Cotton (1983)

Continua na próxima página...

Tabela 2.1 - Continuação

Opções	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3	Etapa 4	Etapa Final
Parametrização de nuvens cúmulos	Grell	Grell e ne- nhuma	Grell	Grell	Grell
Nível microfísica	3	3 e 2	3	3	3

O perfil de umidade do solo inicializado nas Etapas 2, 3, 4 e estação seca da Etapa Final é mostrado na Figura 2.1. Este perfil foi utilizado por Rosolem (2005), baseado em valores médios da estação de transição seca-chuvosa, de acordo com Bruno et al. (2006). Para a estação chuvosa foi utilizado um perfil mais úmido (Figura 2.1). Na Etapa 1, foram utilizados diversos perfis cobrindo a variabilidade entre os extremos.

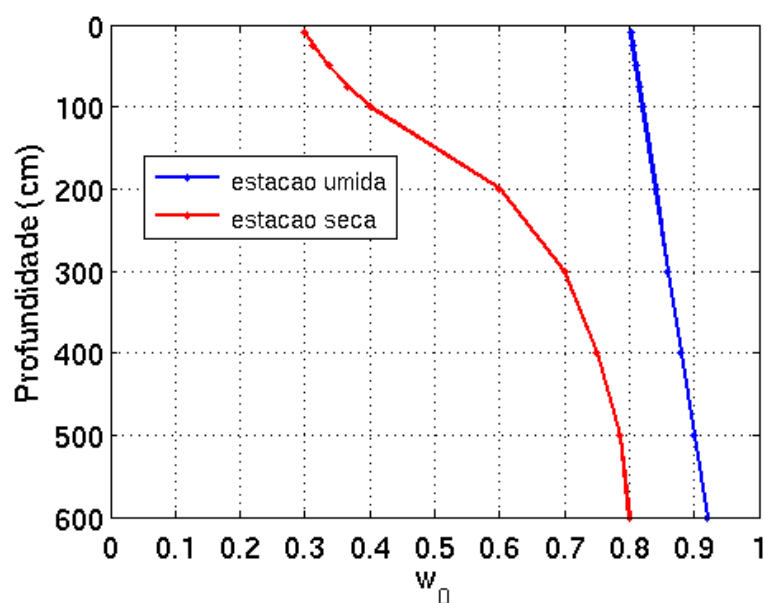


Figura 2.1: Perfil vertical do grau de saturação de água no solo (adimensional) para inicialização do modelo, para os experimentos da Etapa 2, 3, 4 e experimentos da estação seca da Etapa Final (linha vermelha), e para os experimentos da estação chuvosa da Etapa Final (linha azul).

A topografia da região (resolução da grade 1) é apresentada na Figura 2.2.

Para verificar o efeito do desmatamento em uma determinada variável, calculou-se a diferença da variável em um experimento com desmatamento (aqui referenciado como DSM) em relação ao experimento de referência ou controle (aqui referenciado como CTL),

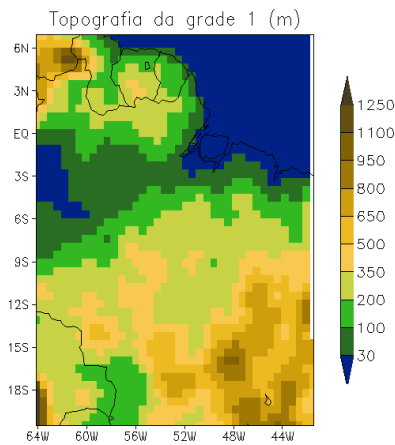


Figura 2.2: Topografia na grade 1.

resultando na diferença (DSM-CTL) da variável. Neste trabalho, as simulações CTL preservaram a vegetação de floresta em todo o domínio, enquanto que nas simulações DSM a vegetação de pastagem foi prescrita em áreas específicas (mostradas a seguir) e floresta no restante do domínio. Para os testes de sensibilidade, as grades utilizadas são mostradas na Figura 2.3 juntamente com as áreas desmatadas simuladas.

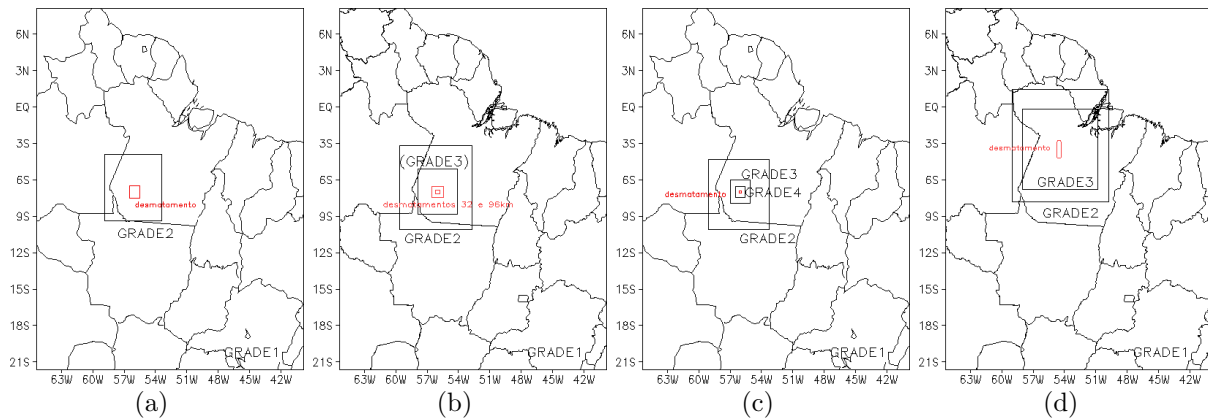


Figura 2.3: Localização das grades utilizadas para as simulações e áreas desmatadas simuladas (em vermelho), para os experimentos das Etapas: (a) 1, (b) 2, (c) 3 e (d) 4.

As grades utilizadas e as áreas desmatadas em cada experimento da Etapa Final são mostradas na Figura 2.4, que têm forma de retângulo, de dimensão menor  $l$  e maior  $L$ . Para os experimentos nomeados de Área1, Área2, Área3 e Área4,  $L$  está direcionado na direção norte-sul (e  $l$  na direção leste-oeste), e para os experimentos Área1W, Área2W, Área3W e Área4W,  $L$  alinha-se com a direção do vento à superfície no centro da grade do

caso controle, que foi de aproximadamente leste-nordeste ( $64^\circ$ ).

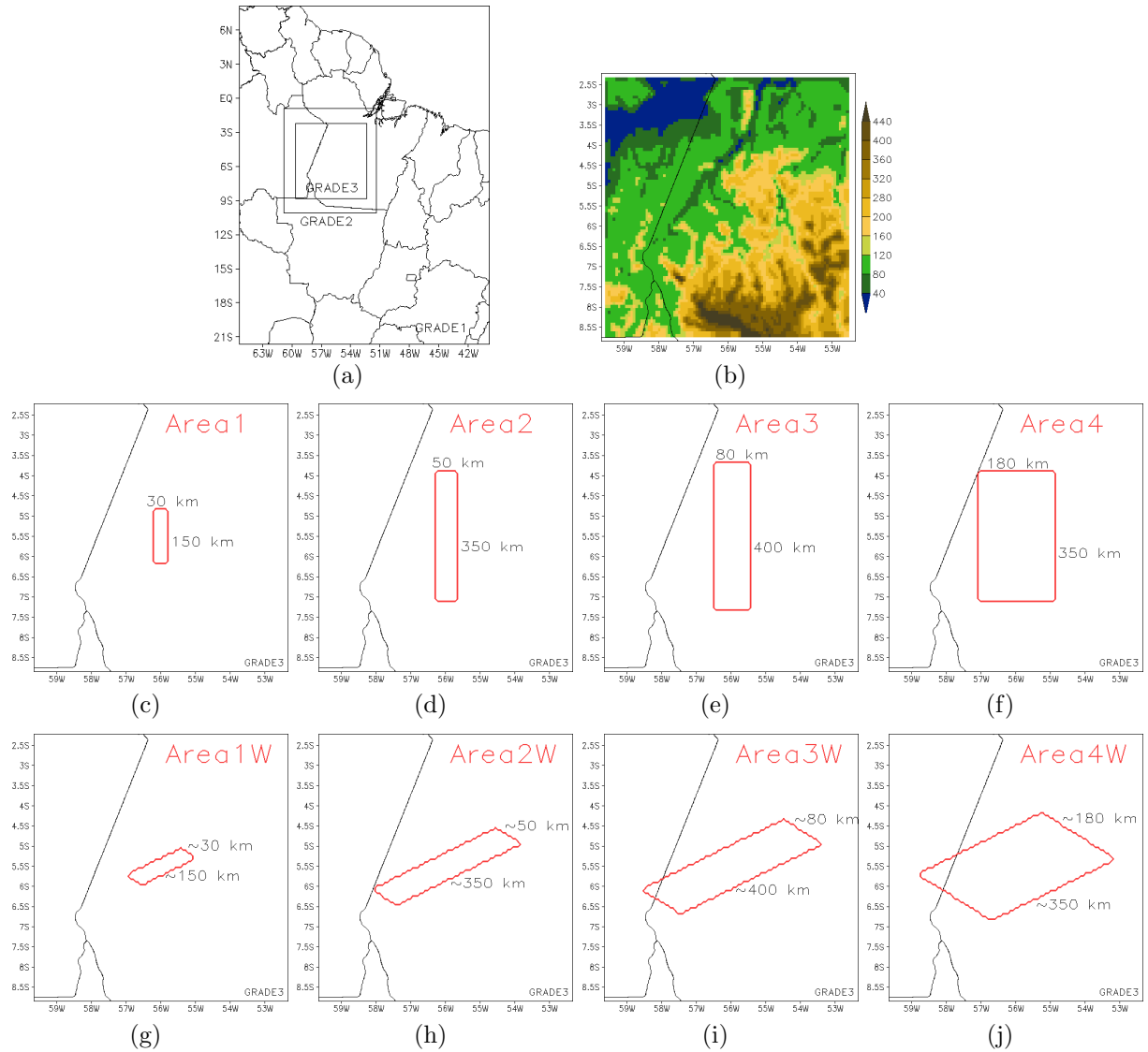


Figura 2.4: (a) Localização das grades utilizadas para as simulações da Etapa Final, (b) topografia na grade 3, e (c - j) áreas desmatadas prescritas.

## 2.2 LEAF

O modelo de superfície LEAF (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback*) é uma parametrização de transferência solo-planta-atmosfera acoplada ao BRAMS, que representa a vegetação, lagos, oceanos e cobertura de neve, realizando as interações com a atmosfera (Walko et al., 2000). Os parâmetros biofísicos originais do LEAF foram modificados nos

biomas de pastagem e floresta, para a validação e melhor representação dos fluxos de energia. A Figura 2.5 mostra o albedo, índice de área foliar da vegetação e cobertura de vegetação, que foram alterados para cada mês do ano neste trabalho. A Tabela 2.2 mostra os valores de emissividade, cobertura de vegetação, altura do dossel, profundidade das raízes, resistência estomática mínima e comprimento de rugosidade, baseados em Rosolem (2005).

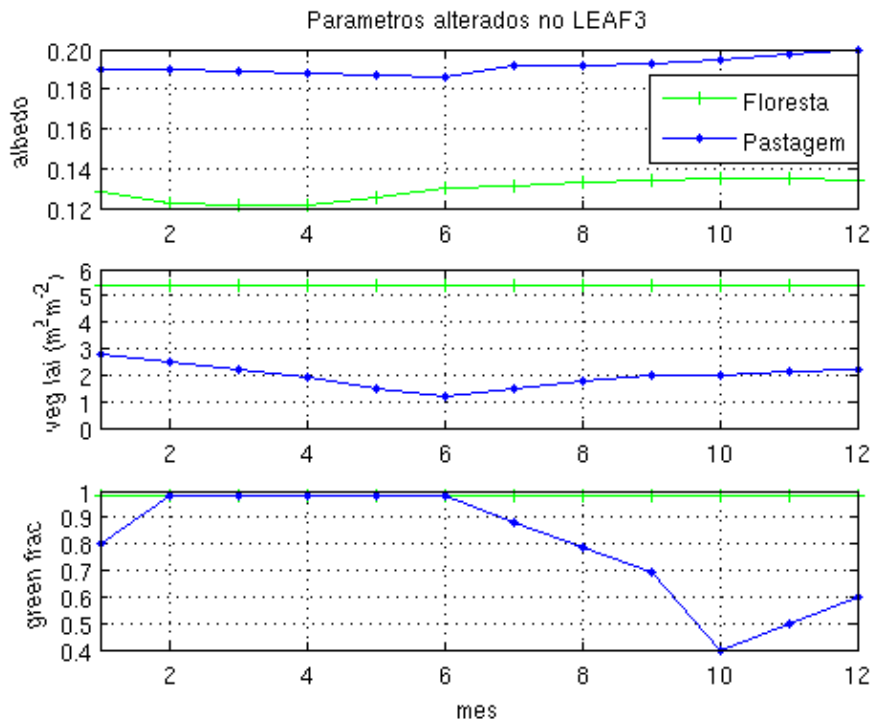


Figura 2.5: Albedo, índice de área foliar da vegetação ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ ) e cobertura da vegetação verde em função do mês, para os biomas de pastagem e floresta, prescritos no LEAF para as simulações de desmatamento.

Tabela 2.2 - Parâmetros biofísicos de floresta tropical e pastagem, utilizados nos experimentos. Fonte: Rosolem (2005).

Parâmetro	Descrição	Floresta	Pastagem
emisv	Emissividade	0,95	0,95
vegfrac	Cobertura de vegetação	0,96	0,83
veg ht	Altura do dossel (m)	32	0,50
rootd	Profundidade das raízes (m)	4	1,1
rcmin	Resistência estomática mínima ( $\text{m s}^{-1}$ )	205	141
veg rough	Comprimento de rugosidade	2,30	0,04

### 2.3 Teste-t e cálculo das médias estatisticamente significativas

Para verificar se a diferença (DSM-CTL) de uma variável foi significativa estatisticamente, utilizou-se o teste *t-Student*, também conhecido como teste-t (Apêndice A). Os campos da diferença (DSM-CTL) na Etapa Final, apresentados na Seção 4.2, são mostrados apenas nos pixels onde o teste-t foi válido, com 95% de nível de confiança (Findell et al., 2006). No domínio em que o teste-t foi válido, calcularam-se as médias, para assim discutir os impactos com mais acurácia, obtidas a partir da equação 2.1.

$$mdvar = \frac{1}{cont} \sum_{k=1}^{cont} dvar \quad (2.1)$$

onde *dvar* é a diferença (DSM-CTL) de uma variável com significância estatística em cada pixel, e *cont* é o número de pixels onde *dvar* foi significativo estatisticamente.

Para a precipitação, a equação 2.1 fica:

$$mdprec = \frac{1}{cont} \sum_{k=1}^{cont} dprec \quad (2.2)$$

Com o objetivo de quantificar a região em que choveu mais e a que choveu menos no caso desmatado em relação ao controle, outros dois índices foram calculados, respectivamente:

$$\begin{aligned} mdprecP &= \frac{1}{cont} \sum_{k=1}^{contP} dprecP \\ mdprecN &= \frac{1}{cont} \sum_{k=1}^{contN} dprecN \end{aligned} \quad (2.3)$$

onde *dprecP* (*dprecN*) é a diferença da precipitação significativamente positiva (negativa) e *contP* (*contN*) é o número de pixels com significância positiva (negativa).

Além disso, para determinar o percentual de aumento ou diminuição da variável em relação à simulação controle no domínio de significância estatística, utilizou-se a equação (2.4).

$$porc = \frac{mdvar}{mvarCTL} \cdot 100\% \quad (2.4)$$

onde *mvarCTL* é dado por:

$$mvarCTL = \frac{1}{cont} \sum_{k=1}^{cont} varCTL \quad (2.5)$$

onde  $varCTL$  é a variável da simulação controle nos pixels em que a diferença da variável é significativa estatisticamente.

Novamente, para a precipitação:

$$porc = \frac{mdprec}{mprecCTL} \cdot 100\% \quad (2.6)$$

onde  $mprecCTL$  é dado por:

$$mprecCTL = \frac{1}{cont} \sum_{k=1}^{cont} precCTL \quad (2.7)$$

E para obter os percentuais de aumento e diminuição da precipitação em relação ao caso controle, separadamente para os núcleos de precipitação positiva e negativa, respectivamente, utilizou-se:

$$\begin{aligned} porcP &= \frac{mdprecP}{mprecCTL} \cdot 100\% \\ porcN &= \frac{mdprecN}{mprecCTL} \cdot 100\% \end{aligned} \quad (2.8)$$

onde  $porcP$  é o percentual de aumento significativo da precipitação em relação ao caso controle e  $porcN$  o de diminuição.



## Testes de sensibilidade

### 3.1 Efeito da umidade do solo inicial

Esta primeira etapa teve o objetivo de testar como o intervalo extremo de variação na umidade do solo inicial pode alterar a variabilidade simulada. Foram feitas simulações de Controle (CTL, floresta em todo o domínio) e com desmatamento (DSM, pastagem no retângulo cercado por floresta), prescrevendo-se os perfis de umidade da Figura 3.1. O grau de saturação inicial a 100 cm de profundidade ( $w_0$ ) é indicado na Tabela 3.1, correspondente à profundidade da camada de raízes da pastagem.

A precipitação de cada caso desmatado (1 a 18) subtraída do caso controle,  $\Delta prec$ , é mostrada na Figura 3.2. Nestas simulações a umidade do solo inicial da floresta não variou, ou seja, sempre se utilizou o perfil médio do intervalo (linha vermelha na Figura 3.1). Esta hipótese foi prescrita supondo-se que a floresta tem pouca sensibilidade da evapotranspiração à variação da umidade do solo (Rocha et al., 2004). Os resultados mostraram a alteração da chuva dentro e também generalizadamente fora da área desmatada, muito possivelmente devido ao curto período de simulação (dez dias). Discutindo mais setorialmente, nas simulações de 1 a 10, inicializadas com o solo mais seco, houve um núcleo de resposta da precipitação positiva (precipitação maior no caso desmatado) mais notavelmente no setor sudoeste dentro do retângulo do desmatamento. Nos demais casos (11 a 18), com o solo mais úmido, a diferença mostrou-se de forma mais abrangente com sinal negativo (redução da chuva no desmatamento).

Este resultado muito provavelmente não decorreu da umidade do solo variar apenas no domínio da pastagem: foram feitas simulações idênticas variando a umidade do solo da floresta em paridade com a da pastagem, mostrando resultados que não se alteraram

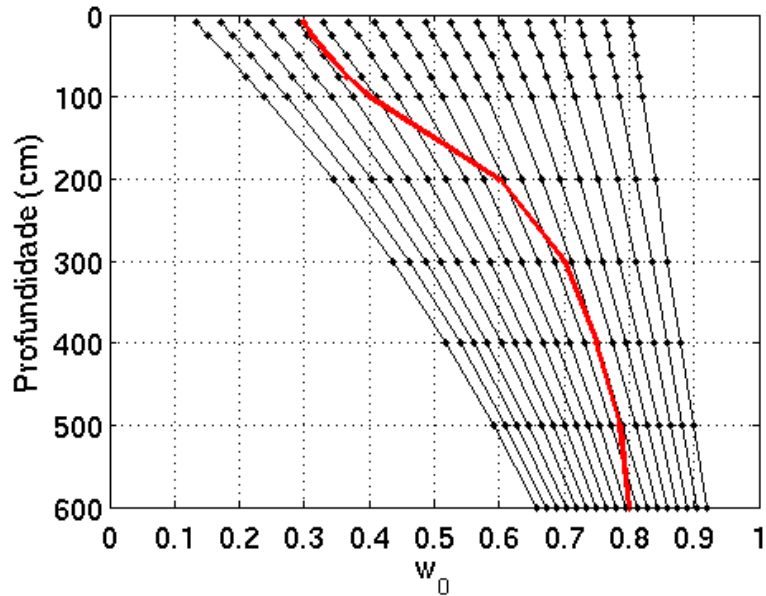


Figura 3.1: Perfis verticais do grau de saturação para inicialização do modelo. Em vermelho, perfil utilizado na simulação controle (área de floresta) das simulações de 1 a 18, e em preto para a área de pastagem das simulações de 1 a 18.

Tabela 3.1 - Grau de saturação inicial na camada de raízes ( $w_0$ ) (100 cm de profundidade) para cada simulação (1 a 18).

Simulação	$w_0$	Simulação	$w_0$
1	0.2389	10	0.5465
2	0.2731	11	0.5807
3	0.3072	12	0.6149
4	0.3414	13	0.6491
5	0.3756	14	0.6833
6	0.4098	15	0.7174
7	0.4440	16	0.7516
8	0.4782	17	0.7858
9	0.5123	18	0.8200

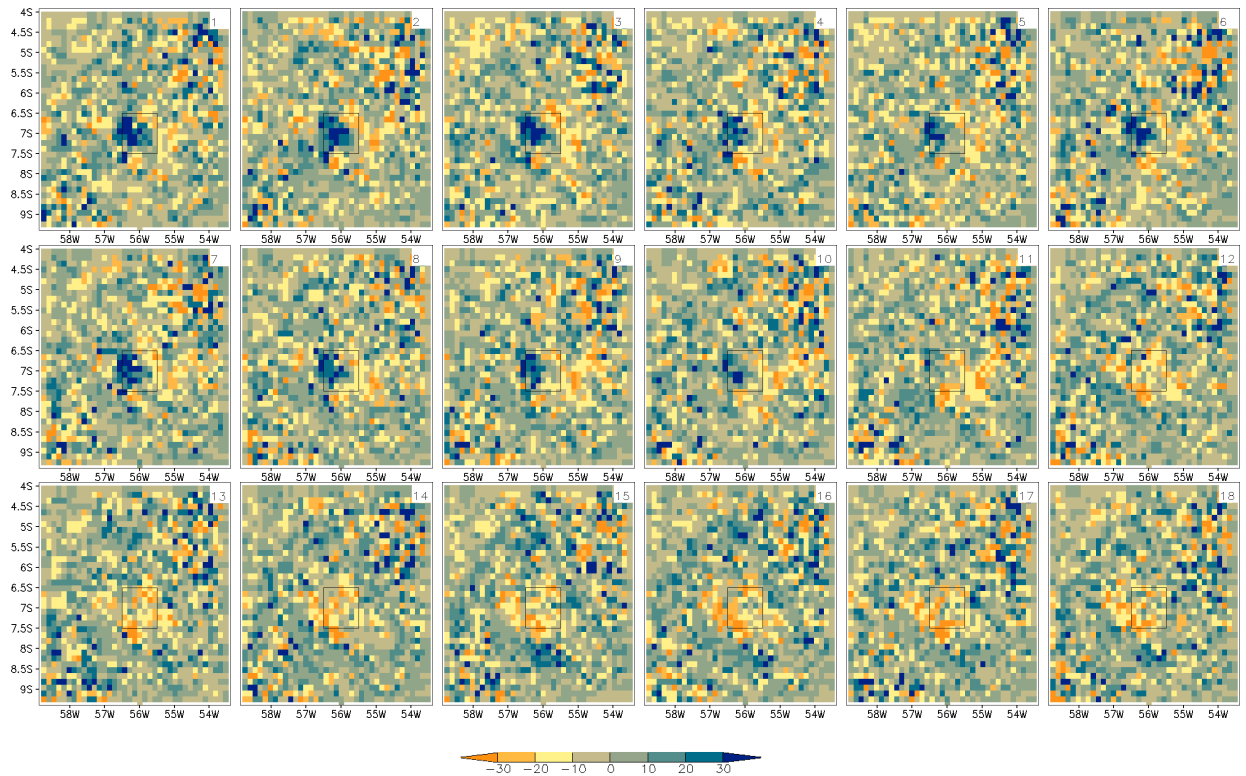


Figura 3.2: Diferença (DSM - CTL) da precipitação acumulada nos dez dias de simulação para cada uma das 18 simulações, em mm. O retângulo preto é o domínio da pastagem.

em relação aos da Figura 3.2 (campos não mostrados, mas resultados das médias espaciais discutidos mais além).

### 3.1.1 Médias espaciais

As médias espaciais em um domínio retangular envolvendo o domínio do desmatamento (Figura 3.3) da diferença (DSM-CTL) do fluxo de calor sensível ( $\Delta H$ ), fluxo de calor latente ( $\Delta LE$ ) e saldo de radiação ( $\Delta Rn$ ), em função da umidade do solo inicial na camada de raízes, são mostradas na Figura 3.4. Neste caso o perfil da umidade do solo inicial da floresta foi igual em todos os casos, com  $w_0$  a igual a 0,4. Nota-se no desmatamento a queda de  $H$  (de até  $10 \text{ W m}^{-2}$ ) e aumento de  $LE$  (de até  $10 \text{ W m}^{-2}$ ) conforme a umidade do solo inicial aumenta, enquanto o saldo de radiação tem pouca sensibilidade. Curiosamente, o limiar de umidade do solo onde a evaporação da pastagem cai em relação à floresta é de abaixo de  $\sim 0.60$ , semelhante ao simulado por Rocha et al. (1996), que reportou esse limiar entre 0,50 e 0,60 para duas pastagens distintas na Amazônia. Mais além, para  $w_0$  acima

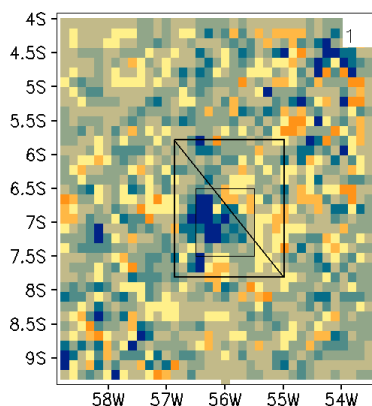


Figura 3.3: Domínio do cálculo das médias espaciais (retângulo em linha grossa envolvendo o retângulo menor de desmatamento, em linha fina) das Figuras 3.4, 3.5 e 3.6. A linha diagonal divide a região do retângulo maior em setores sudoeste e nordeste para os cálculos das Figuras 3.6 e 3.7.

de 0,60,  $LE$  aumenta na pastagem em relação à floresta, mas não expressivamente. No caso em que a umidade do solo inicial da floresta foi exatamente igual à da pastagem caso a caso,  $LE$  mostrou um padrão parecido ao do caso anterior, mas foi menor na pastagem em todo o intervalo de  $w_0$  (Figura 3.5).

As Figuras 3.6 e 3.7 mostram as diferenças (DSM - CTL) da precipitação ( $\Delta prec$ ) no domínio prescrito, assim como nas suas duas metades (sudoeste e nordeste, respectivamente). A diferença da precipitação no setor sudoeste ( $\Delta precSO$ ) mostrou aumento da chuva nos casos de solos mais secos ( $w_0$  abaixo de 0,55), e aumento da chuva nos casos de solos mais úmidos ( $w_0$  acima de 0,55). No setor nordeste ( $\Delta precNE$ ), mostrou-se predominantemente a redução da chuva em todo o intervalo de umidade do solo inicial, que, todavia, tende a se anular na condição de solo muito úmido. As semelhanças entre  $\Delta prec$ ,  $\Delta precSO$  e  $\Delta precNE$  nas simulações em que a inicialização de umidade do solo foi sempre a mesma (Figura 3.6) comparadas com as simulações em que a umidade do solo da floresta variou em paridade com a da pastagem (Figura 3.7), indicam que, de fato, a umidade do solo de inicialização da floresta não alterou a precipitação.

A alteração da chuva calculada no caso do desmatamento está intrinsecamente ligada ao padrão das circulações atmosféricas de meso-escala geradas na simulação, o que será discutido em detalhe no Capítulo 4.

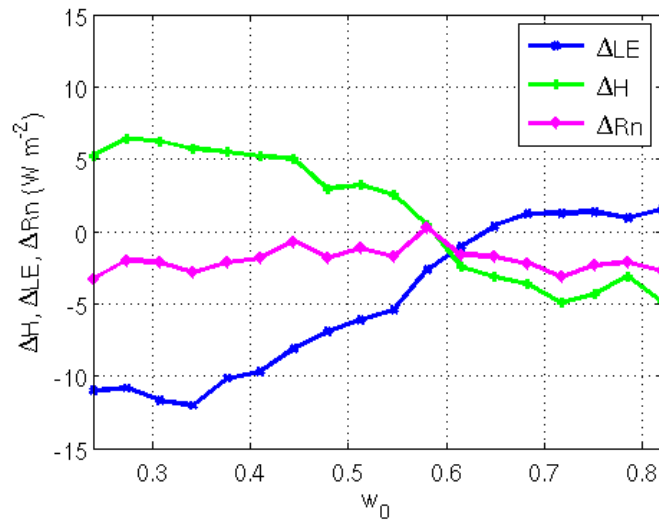


Figura 3.4: Média da diferença (DSM - CTL) do fluxo de calor sensível ( $\Delta H$ ), fluxo de calor latente ( $\Delta LE$ ), saldo de radiação ( $\Delta Rn$ ), em  $W m^{-2}$ , no domínio da Figura 3.3. A umidade do solo inicial na floresta não foi alterada ( $w_0 = 0.4$ ).

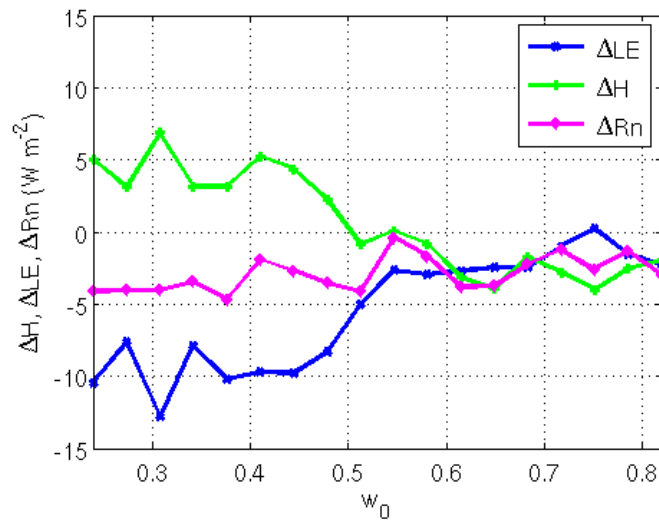


Figura 3.5: Idem à Figura 3.4, mas para simulações variando a umidade da floresta em paridade com a da pastagem (18 casos controles + 18 casos desmatados).

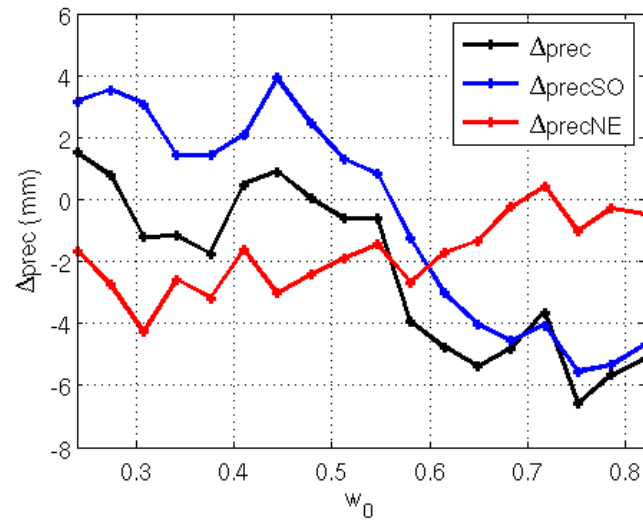


Figura 3.6: Diferença (DSM-CTL) da precipitação acumulada (em 10 dias) média espacial total ( $\Delta prec$ ), no setor sudoeste do desmatamento ( $\Delta precSO$ ) e no setor nordeste ( $\Delta precNE$ ), domínio na Figura 3.3. A umidade do solo inicial na floresta não foi alterada ( $w_0 = 0.4$ ).

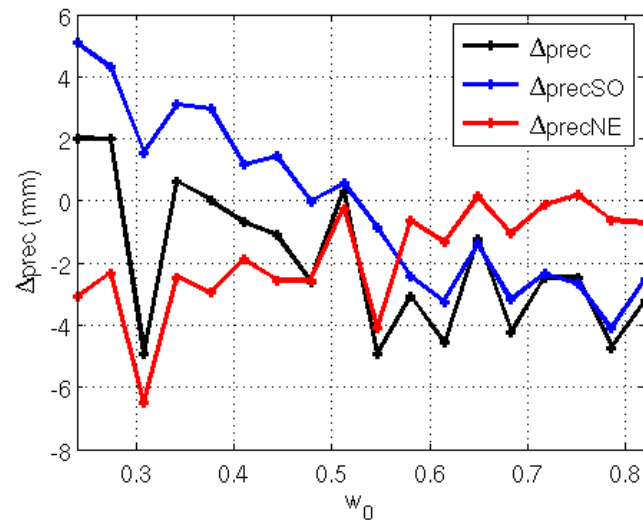


Figura 3.7: Idem à Figura 3.6, mas para simulações variando a umidade da floresta em paridade com à da pastagem (18 casos CTL + 18 casos DSM).

### 3.1.2 Padrão da camada limite

A Figura 3.8 mostra o plano zonal-vertical médio temporal em  $6,9^{\circ}\text{S}$  da diferença (DSM-CTL) da razão de mistura ( $\Delta rv$ ) e da temperatura potencial ( $\Delta\theta$ ), em função do grau de saturação inicial ( $w_0$ ). Mostra-se nas simulações de solo mais seco (com  $w_0 < 0,6$ ), uma região da atmosfera com aquecimento e secamento sobre a pastagem nos baixos níveis (até 800 m). Acima desta região, configurou-se uma região de umedecimento de 1000 m a 2000 m, conseqüência do movimento ascendente sobre a pastagem e do transporte horizontal de ar úmido proveniente da floresta, e sem alteração da temperatura. Nos casos de solo mais úmido ( $w_0 > 0,6$ ), aquela bolha quente e seca notada no caso do solo seco não se formou. Nestes casos, formou-se, todavia, uma bolha seca somente nos níveis mais altos da camada de mistura, aproximadamente entre 1500 e 2200 m.

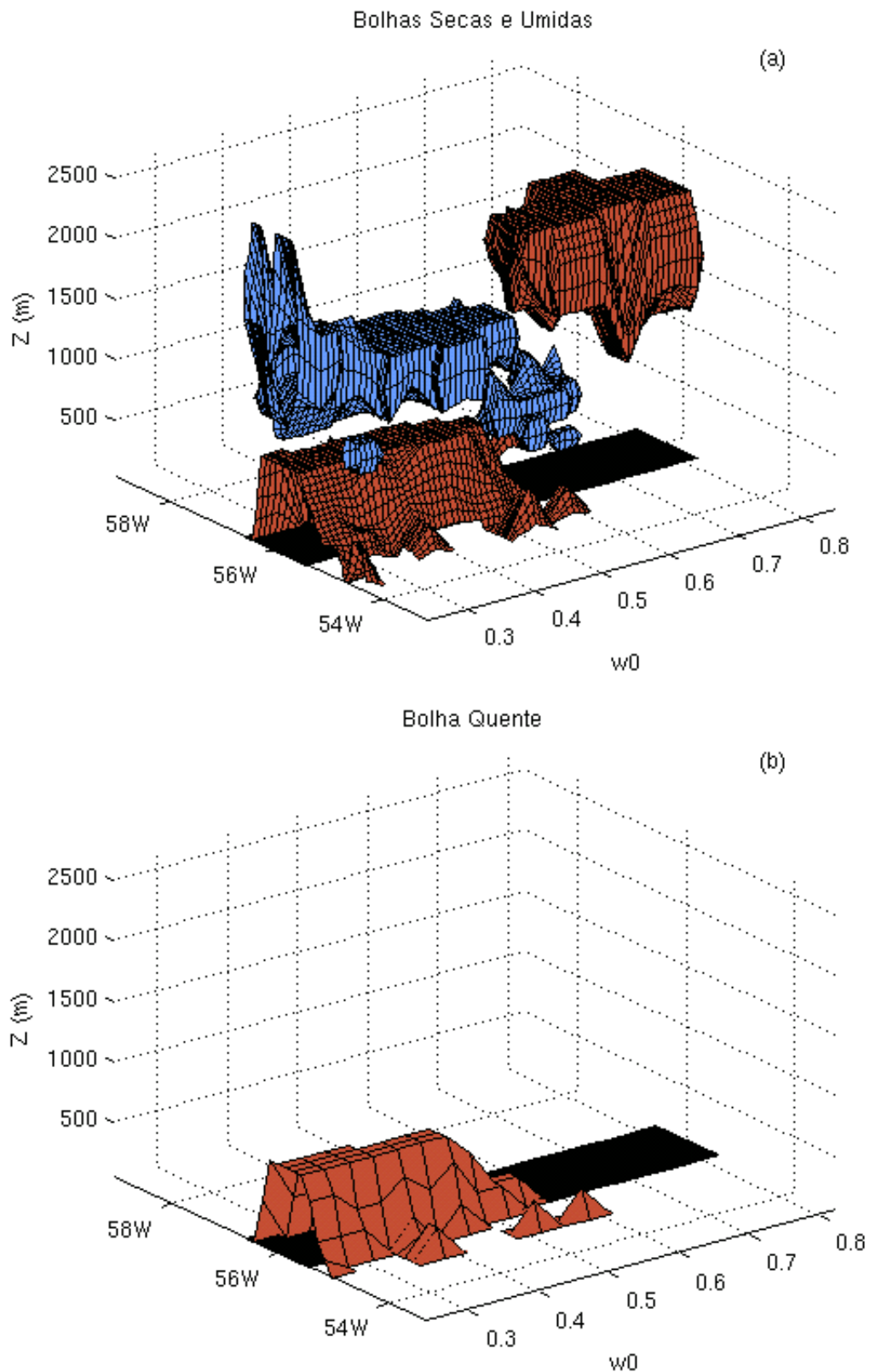


Figura 3.8: Plano zonal-vertical médio temporal em 6,9S da diferença (DSM-CTL) da (a) razão de mistura ( $\Delta rv$ ) e (b) da temperatura potencial ( $\Delta\theta$ ), em função do grau de saturação inicial ( $w_0$ ). Em (a), as superfícies de  $\Delta rv$  são de  $+0.2 \text{ g kg}^{-1}$  (em azul) e  $-0.2 \text{ g kg}^{-1}$  (em vermelho). Em (b), as superfícies de  $\Delta\theta$  são de  $+0.2 \text{ K}$  (em vermelho). O desmatamento é representado pelo retângulo preto em  $z = 0$ .



### 3.2 Parametrização de cúmulos e microfísica de nuvens

Espera-se que o espaçamento de grade e a opção da parametrização de cúmulos<sup>1</sup> (variável NNQPARAM=2 no RAMSIN<sup>2</sup>, parametrização de Grell) e/ou microfísica de nuvens (variável LEVEL=3 no RAMSIN, nível 3 de complexidade) contribuam para a variabilidade simulada da chuva. A microfísica de nuvens tende a atuar mais efetivamente na alta resolução espacial, enquanto a parametrização de cúmulos é mais adequada para resoluções mais grosseiras. Por exemplo, Ramos da Silva e Avissar (2006) mostraram que para resolver explicitamente a convecção na Amazônia, um espaçamento de grade não maior do que 1 km deve ser utilizado.

Foram feitos testes utilizando-se grades de 8 km e de 16 km, distintamente, com dimensões de desmatamento e de grade descritos na Tabela 3.2.

A Figura 3.9 mostra a diferença (DSM - CTL) da precipitação em todos os casos da Tabela 3.2. Nota-se uma semelhança dos experimentos CM e C, em comparação com os experimentos M. Conclui-se que a grade de 16 km foi insuficiente para descrever o desmatamento no retângulo menor (Figura 3.9 a, b). As variações da precipitação nos experimentos M (painéis da coluna direita da Figura 3.9) foram pouco expressivas na resolução de 16 km. Nos casos de 8 km não se acredita que tenham os efeitos resultado de circulações secundárias do desmatamento, e para corroborar isso foi feito um experimento adicional na resolução de 8 km, com área de desmatamento maior que a prescrita na Tabela 2 (Figura 3.10): esse experimento indicou que a precipitação gerada pela microfísica de nuvens (Figura 3.10 b) não respondeu ao efeito esperado do desmatamento, enquanto que a combinação de Microfísica e Convecção foi mais convincente (Figura 3.10 a).

A Figura 3.11 mostra a precipitação no caso CM-g8-box32, para três estimativas diferentes: ( $prec = acccon + totpcp$ ), somente o termo  $acccon$ , e somente  $totpcp$ , respectivamente. O termo  $acccon$  domina, enquanto o termo  $totpcp$  é desprezível na simulação onde a parametrização de cúmulos é ligada. Este resultado se opõe ao de Gandu et al. (2004), onde a principal contribuição da precipitação proveio da microfísica explícita. Os autores utilizaram, no entanto, a parametrização de cúmulos de Kuo, além de outra versão

<sup>1</sup> Utilizada para gerar a chuva que não é resolvida pela microfísica na resolução adotada para as simulações.

<sup>2</sup> RAMSIN é o arquivo dos parâmetros de entrada do modelo.

Tabela 3.2 - Configuração do modelo BRAMS para testes de sensibilidade da parametrização de cúmulos (Grell) e da microfísica de nuvens, com 2 tipos de espaçamento de grade (8km x 8km ou 16km x 16km, e para dimensão de área desmatada variável). Os nomes dos experimentos (1ª coluna) indicam a opção de convecção (C) e/ou Microfísica (M), seguidos pela resolução da grade (g8 ou g16), e pela dimensão linear do desmatamento (box32 para 32 km e box96 para 96 km). A umidade do solo inicial nos casos DSM e CTL é a de um solo com  $w_0 = 0,40$ , perfil da Figura 2.1 (linha vermelha). Com o pós-processamento do modelo, foram extraídas duas variáveis de precipitação: a parametrização de microfísica explícita ou *totpcp*, calculada na Microfísica (existente somente caso o BRAMS seja rodado com LEVEL=3), e a convectiva ou *accccon*, (que no caso foi de Grell, NNQPARAM=2). Para os experimentos CM (CM-g8-box32, CM-g8-box96, CM-g16-box32 e CM-g16-box96), onde as duas opções foram simultaneamente utilizadas, a precipitação é dada por  $prec = totpcp + acccon$ .

Experimentos	Parametrização de cúmulos	Microfísica de nuvens	Espaçamento de grade	Área desmatada	Variável de precipitação
CM-g8-box32	Sim	Sim	8 km	32km x 32km	<i>accccon</i> e <i>totpcp</i>
C-g8-box32	Sim	Não	8 km	32km x 32km	<i>accccon</i>
M-g8-box32	Não	Sim	8 km	32km x 32km	<i>totpcp</i>
CM-g8-box96	Sim	Sim	8 km	96km x 96km	<i>accccon</i> e <i>totpcp</i>
C-g8-box96	Sim	Não	8 km	96km x 96km	<i>accccon</i>
M-g8-box96	Não	Sim	8 km	96km x 96km	<i>totpcp</i>
CM-g16-box32	Sim	Sim	16 km	32km x 32km	<i>accccon</i> e <i>totpcp</i>
C-g16-box32	Sim	Não	16 km	32km x 32km	<i>accccon</i>
M-g16-box32	Não	Sim	16 km	32km x 32km	<i>totpcp</i>
CM-g16-box96	Sim	Sim	16 km	96km x 96km	<i>accccon</i> e <i>totpcp</i>
C-g16-box96	Sim	Não	16 km	96km x 96km	<i>accccon</i>
M-g16-box96	Não	Sim	16 km	96km x 96km	<i>totpcp</i>

do modelo.

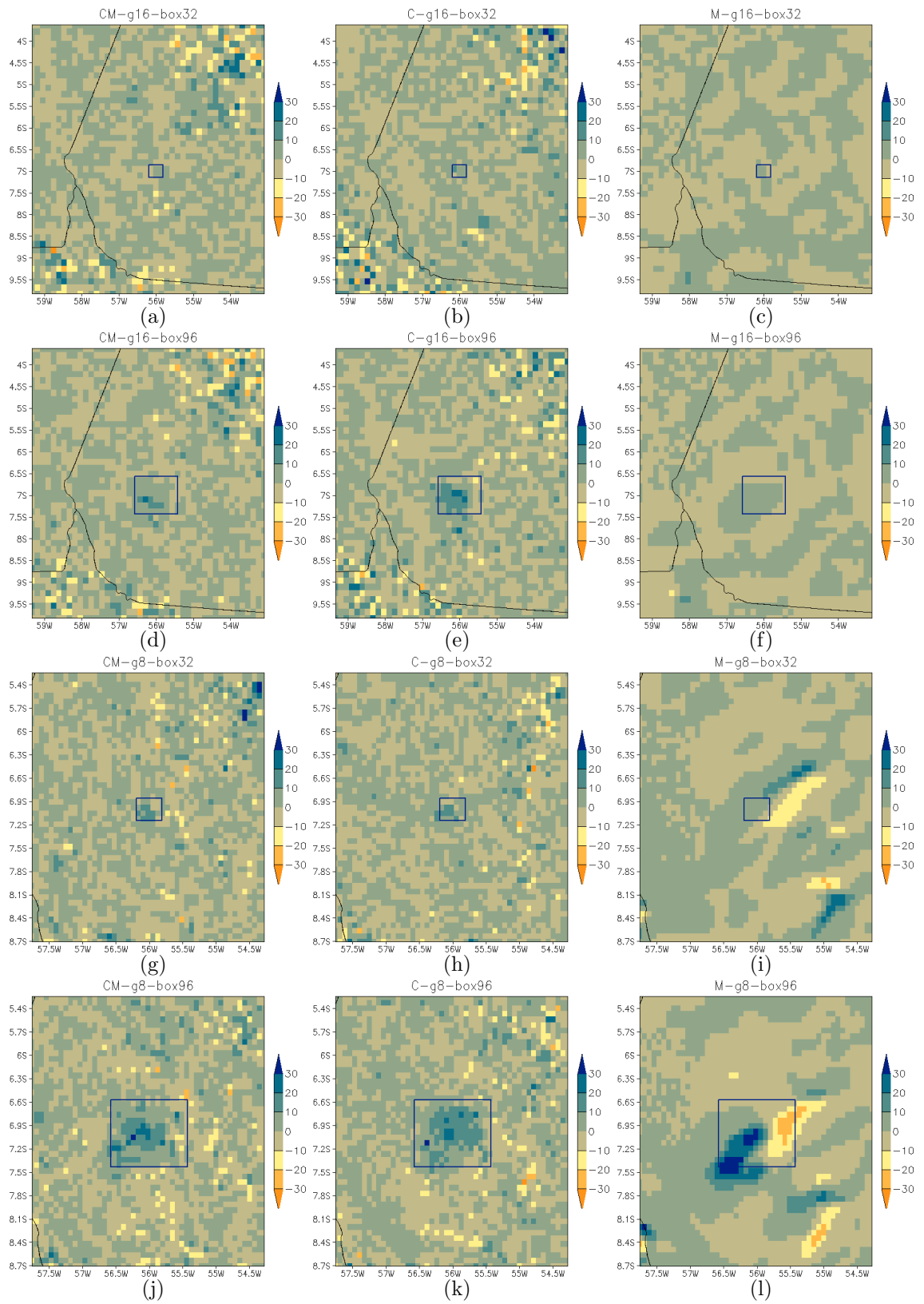


Figura 3.9: Diferença (DSM - CTL) da precipitação para os experimentos na Tabela 3.2.

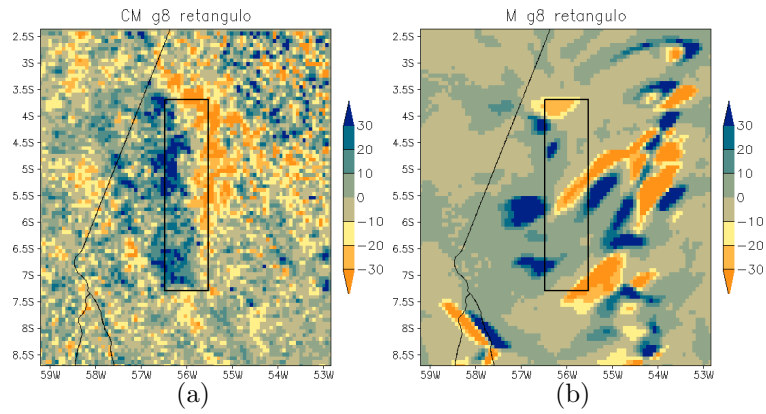


Figura 3.10: Diferença (DSM - CTL) da precipitação em um retângulo de 40 km por 200 km, para uma grade de 8 km, utilizando: (a) parametrização de cúmulos e microfísica de nuvens ( $prec = acccon + totpcp$ ), e (b) só microfísica de nuvens ( $totpcp$ ).

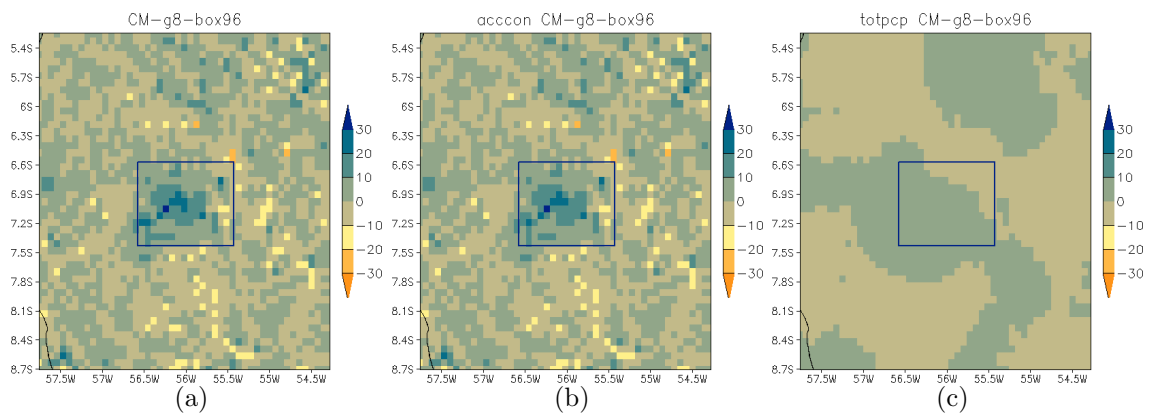


Figura 3.11: Diferença (DSM - CTL) da simulação CM-g8-box96 (com parametrização e com microfísica), de (a) precipitação total ( $prec$ ), (b) precipitação da parametrização ( $acccon$ ), e (c) precipitação da microfísica de nuvens ( $totpcp$ ).

### 3.3 Estimativa de hidrometeoros

Os hidrometeoros e o padrão da estrutura vertical das nuvens nos modelos podem ser alterados em função de alterações nos fluxos de superfície (Martins, 2006). Para fazer um teste de cálculo dos hidrometeoros, simulações com 4 grades (64, 16, 4 e 1 km, respectivamente) foram feitas para se verificar se ocorre aumento ou diminuição da nuvem. Foi utilizada a parametrização de cúmulos (Grell) somente nas grades de 64 e 16 km, e a microfísica de nuvens nas grades de 4 e 1 km. Para as simulações, o modelo foi integrado por 2 dias (vide metodologia), com saída de 3 em 3 horas, e no 3º dia obteve-se saídas mais detalhadas (de 10 em 10 minutos, intervalo de tempo adequado para analisar a intensificação ou desintensificação da nuvem).

A Figura 3.12 mostra o campo da variável *cloud*, a razão de mistura de nuvem (em  $\text{g kg}^{-1}$ ), no nível de 4392 m de altura, aproximadamente as 20 UTC, para um caso CTL (somente floresta). Nota-se a formação de nuvem sobre a região do retângulo de desmatamento (atenção que o retângulo é apenas indicativo, pois o caso não prescreve desmatamento). No caso DSM (pastagem no retângulo), a nuvem mostrou-se mais intensa (Figura 3.13).

O perfil vertical da nuvem é mostrado nas Figuras 3.14 (CTL) e 3.15 (DSM). A nuvem apresentada é a soma das seguintes variáveis do pós-processamento do modelo: *cloud* (razão de mistura de nuvem), *pristine* (razão de mistura de *pristine*), *snow* (razão de mistura da neve), *aggregates* (razão de mistura dos agregados), *graupel* (razão de mistura de granizo leve) e *hail* (razão de mistura de granizo). Fica evidente a intensificação da nuvem no caso DSM.

O espaçamento de grade de 1 km com saídas a cada 10 min foi adequado para descrever os hidrometeoros, mas não é conveniente para simulações mais longas e com um domínio maior com os recursos computacionais disponíveis.

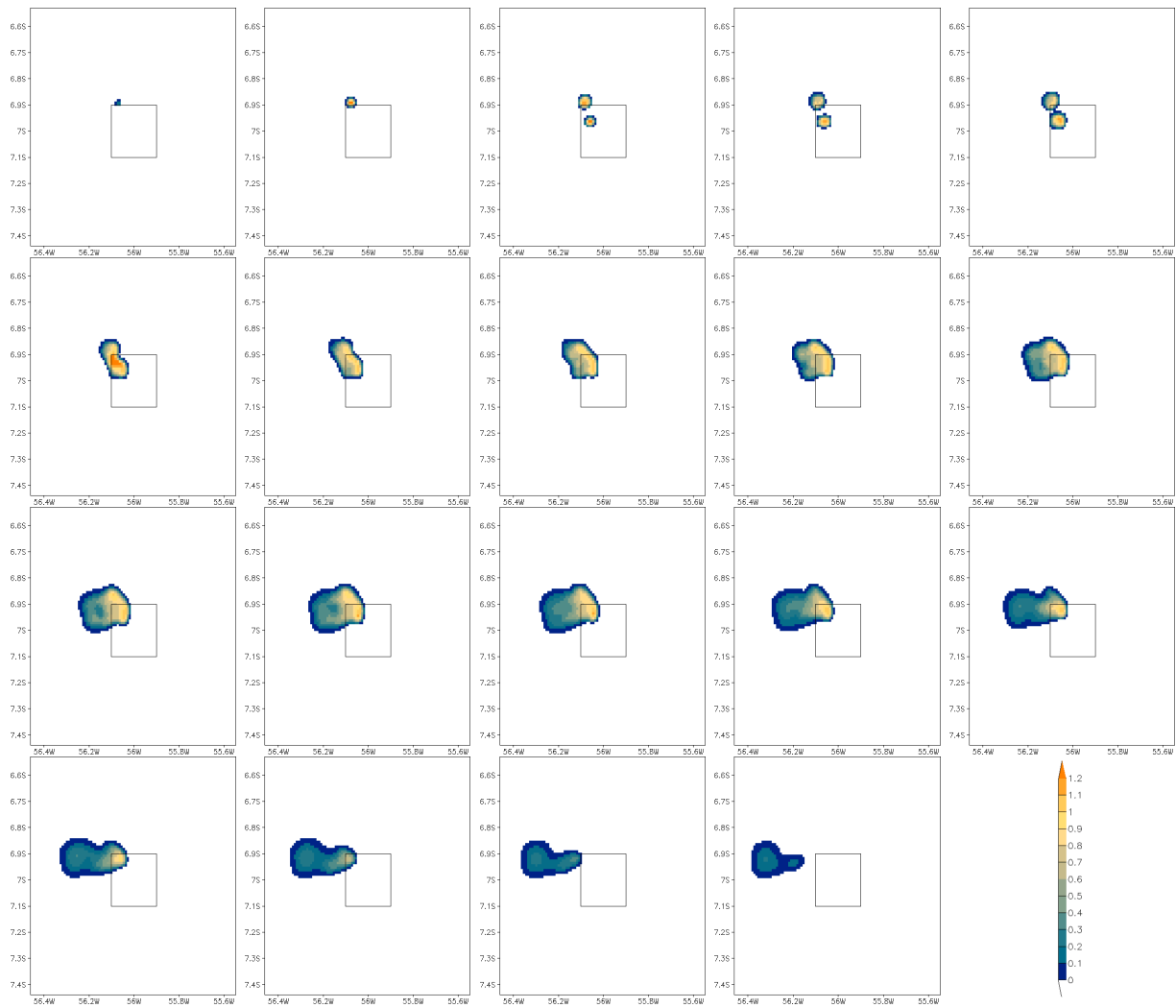


Figura 3.12: Variável *cloud* em 4392 m de CTL de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min).

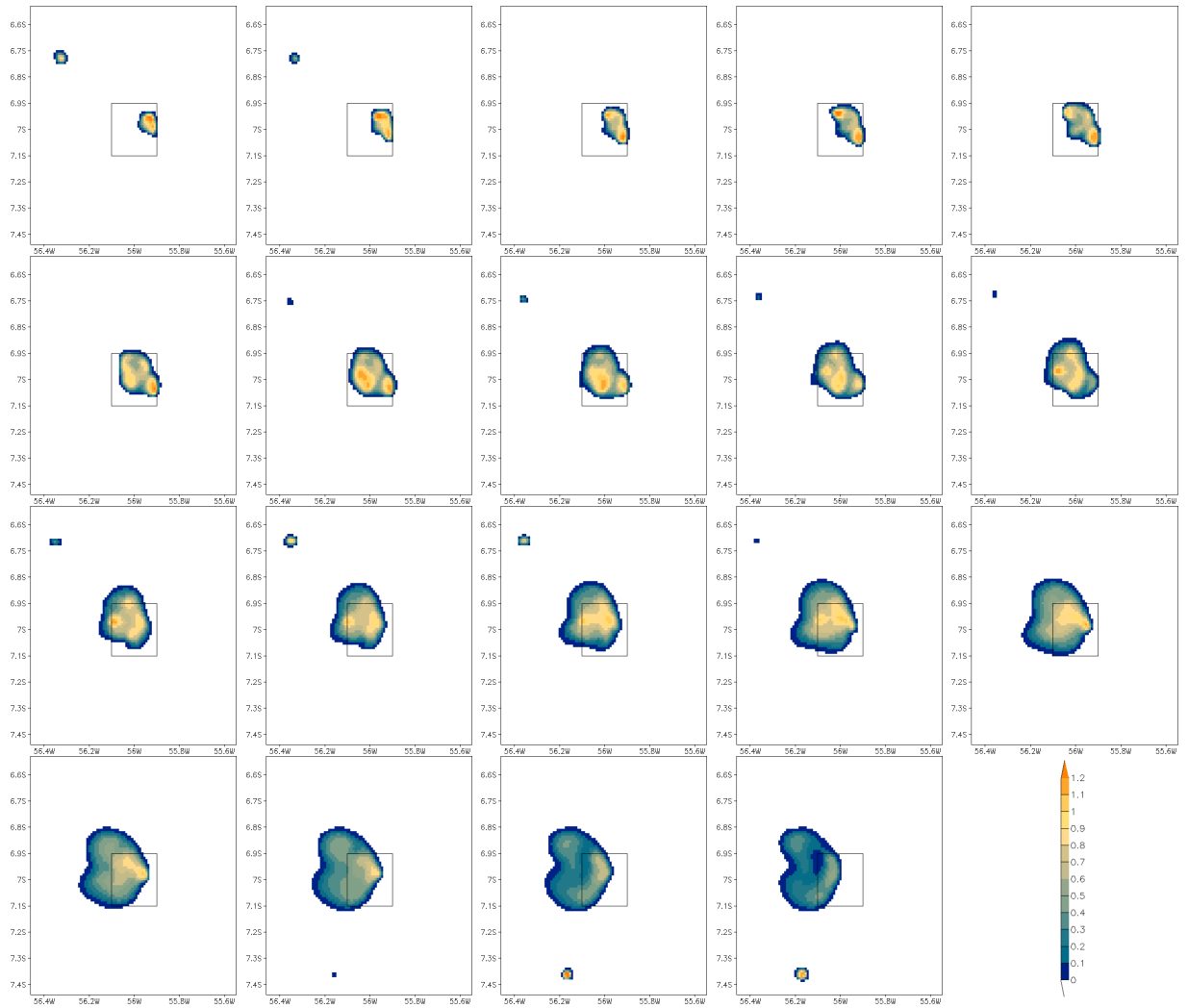


Figura 3.13: Variável cloud em 4392 m de DSM de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min).

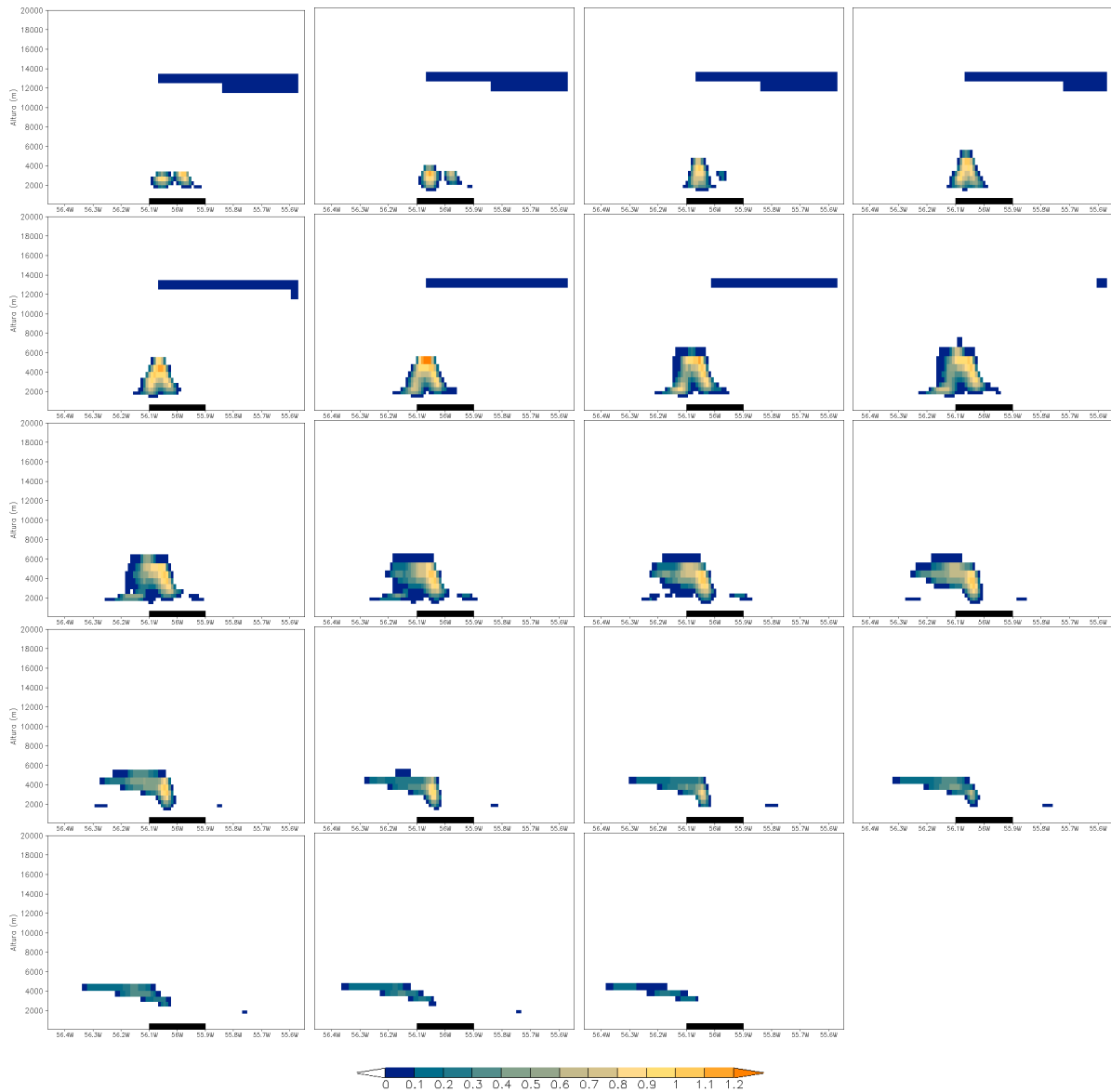


Figura 3.14: Corte vertical da nuvem de CTL em 6,95S de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min).



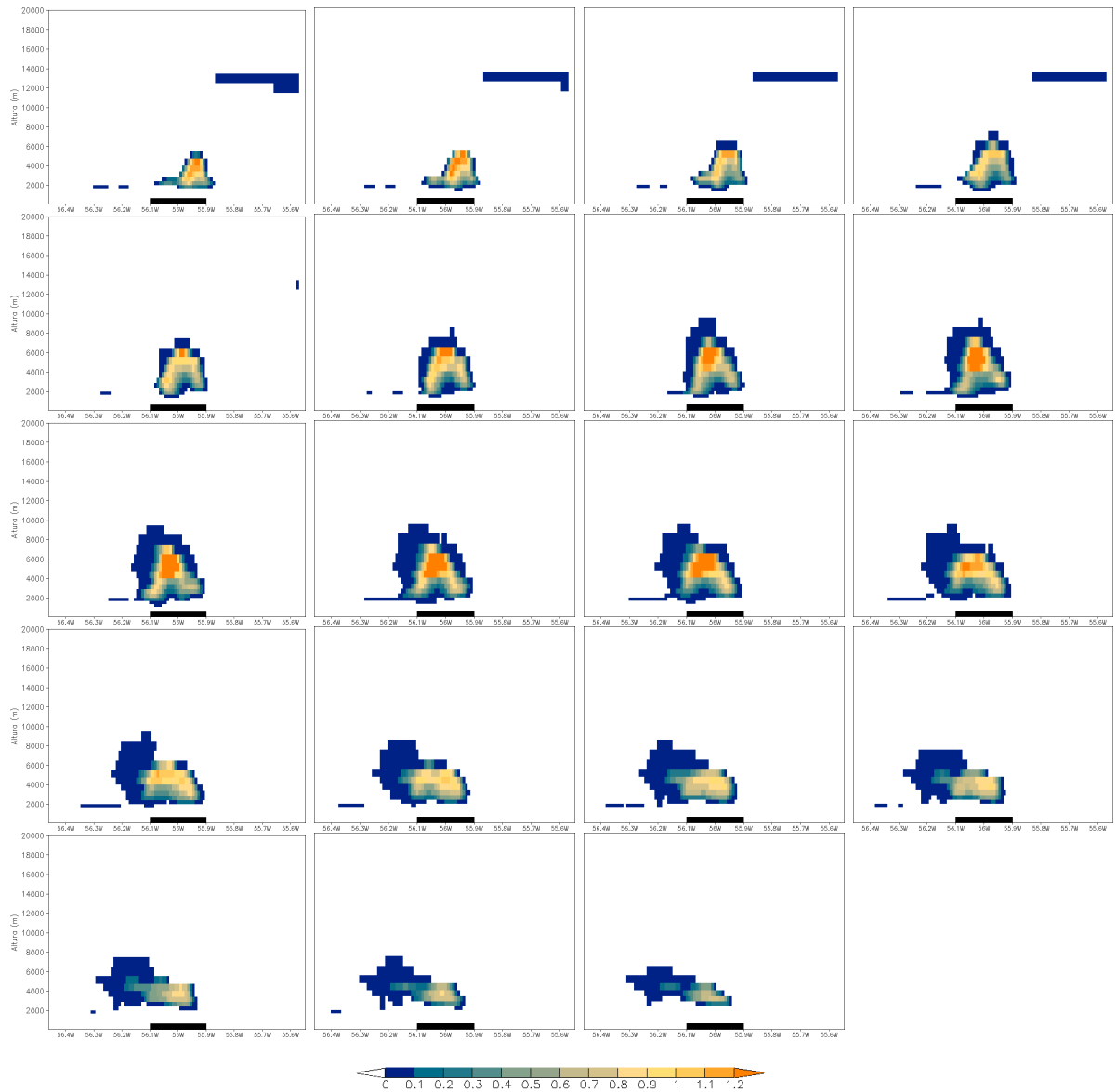


Figura 3.15: Corte vertical da nuvem de DSM em 6,95S de 20:20UTC a 23:20UTC de 07NOV2002 (de 10 em 10 min).

### 3.4 Efeito de circulação fluvial simulada

Para testar o efeito da circulação induzida pela presença dos rios Tapajós e Amazonas no domínio de estudo, foram feitas simulações próximo à região de confluência dos rios, pelo período de 2 meses e umidade do solo da Figura 2.1 (linha vermelha). Segundo Fitzjarrald et al. (2008), a brisa fluvial do Amazonas e Tapajós suprime efetivamente a convecção nos canais no período da tarde. A precipitação noturna, que é maior próximo ao Rio Amazonas, acaba, por outro lado, compensando a menor precipitação diurna e resultando numa precipitação total maior perto deste rio.

Os experimentos discutidos até então não prescrevem os rios na superfície. Com o objetivo de verificar se a brisa fluvial altera a circulação gerada pelo desmatamento, realizaram-se os seguintes experimentos: CTL (somente floresta e sem rios), rio (floresta e rios), DSM (floresta e pastagem sem rios), e DSMrio (floresta e pastagem com rios), ilustrados na Figura 3.16.

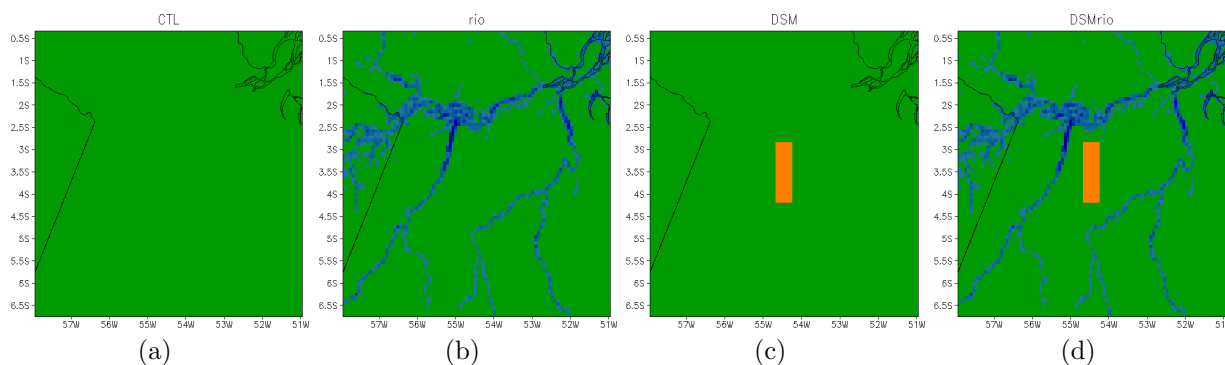


Figura 3.16: Superfície prescrita dos casos: (a) CTL, (b) rio, (c) DSM, e (d) DSMrio. Em verde a floresta, em laranja a pastagem e em azul os corpos d'água.

As diferenças da precipitação de (rio-CTL), (DSMrio-DSM), (DSM-CTL) e (DSMrio-rio) são apresentadas na Figura 3.17. Os efeitos gerados pelas diferentes coberturas vegetais (e a água), foram notavelmente maiores de dia do que de noite. Nas simulações com rio (Figura 16 a, b, c, d, e, f) houve marcadamente o efeito de reduzir a precipitação sobre a área fluvial, e com um pequeno aumento da chuva no período diurno e nas vizinhanças dos canais. Este efeito no período noturno foi oposto ao reportado por Fitzjarrald et al. (2008).

No caso (DSM-CTL) houve aumento da precipitação a oeste do desmatamento e di-

minuição a leste, ao passo que, no caso (DSMrío-rio), o padrão foi muito semelhante, sugerindo que não houve alteração dos efeitos do desmatamento pela presença dos rios.

Para verificar mais acuradamente se a inclusão dos rios nas simulações altera o efeito do desmatamento, utilizou-se a análise de Stein-Albert, descrita em Pielke (2002). Para um experimento controle  $f_0$  e dois experimentos perturbados  $f_1$  e  $f_2$ , o efeito das alterações é dado por:

$$\begin{aligned} f'_1 &= f_1 - f_0 \\ f'_2 &= f_2 - f_0 \end{aligned} \tag{3.1}$$

onde, no caso,  $f_0$  é a simulação CTL,  $f_1$  a simulação DSM e  $f_2$  a simulação rio.

A interação entre o par de alterações quando duas alterações do controle são feitas no mesmo experimento é dada por:

$$f'_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0 \tag{3.2}$$

$f_{12}$  representa, no caso, a simulação DSMrío.

A Figura 3.18 mostra  $f'_{12}$ , que equivale a (DSMrío-(DSM-rio)+CTL), ou ((DSMrío-rio)-(DSM-CTL)). Verifica-se que não houve alteração substancial de variação de  $f'_{12}$  próximo do domínio do desmatamento, o que corrobora que a inclusão dos rios não altera a circulação gerada pelo desmatamento.

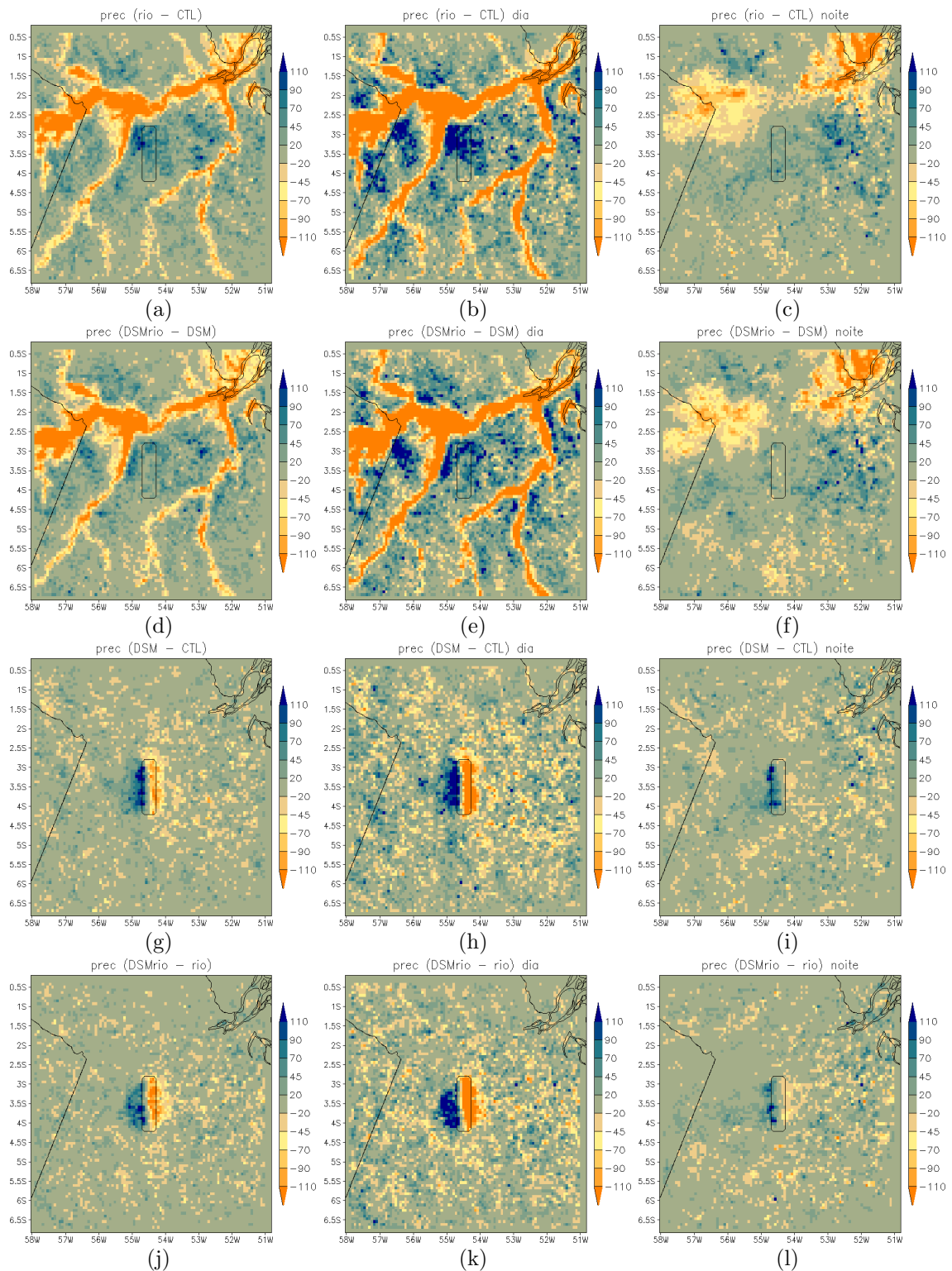


Figura 3.17: Diferença da precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) para as diferenças (rio-CTL), (DSMrrio-DSM), (DSM-CTL) e (DSMrrio-rio), total (painel à esquerda), para o período diurno (painel no centro) e para o período noturno (painel à direita).

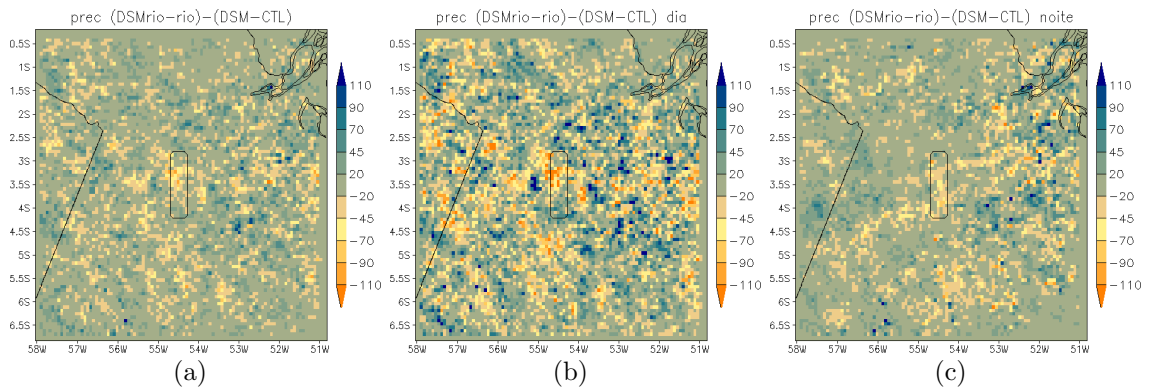


Figura 3.18: Diferença (DSM - CTL) da precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) para a expressão ((DSMrio-rio)-(DSM-CTL)), que corresponde a  $f'_{12}$  na Equação 3.2, (a) total, (b) para o período diurno, e (c) para o período noturno.



## Efeito da extensão e posição do desmatamento simulado

### 4.1 Cenários Controle

As Figuras 4.1 e 4.2 apresentam as médias de precipitação, vento, fluxos radiativos e de energia para as simulações Controle (somente floresta) na estação seca e na chuvosa, respectivamente. Foram maiores na estação seca do que na chuvosa o fluxo de calor sensível ( $60$  e  $42 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente), a radiação solar incidente ( $295$  e  $266 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente), o saldo de radiação ( $230$  e  $215 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente), e o vento ( $3$  e  $2 \text{ m s}^{-1}$ ). O fluxo de calor latente pouco variou sazonalmente ( $209$  e  $211 \text{ W m}^{-2}$  na estação seca e chuvosa, respectivamente), e a precipitação foi menor na estação seca ( $196$  e  $374 \text{ mm mês}^{-1}$ , respectivamente). A sazonalidade dos fluxos de energia variaram de acordo com observações de campo sobre uma área de floresta em Santarém, mas o valor absoluto do fluxo de calor latente calculado foi muito superestimado, comparado com o valor médio anual de  $120$  e  $90 \text{ W m}^{-2}$  nas estações seca e chuvosa, respectivamente, reportado em Rocha et al. (2004) e Rocha et al. (2008). Esta superestimativa decorreu da superestimativa do saldo de radiação, comparado com dados de campo ( $150$  e  $105 \text{ W m}^{-2}$  nas estações seca e chuvosa, respectivamente), que por sua vez resultou da superestimativa da irradiância solar incidente calculada, comparada com observações de campo, iguais a  $220$  e  $160 \text{ W m}^{-2}$  nas estações seca e chuvosa, respectivamente. Em outras palavras o modelo BRAMS superestimou a oferta de energia solar na superfície (em  $34\%$  na estação seca e  $66\%$  na estação chuvosa), viés este que se propagou nos demais fluxos de superfície.

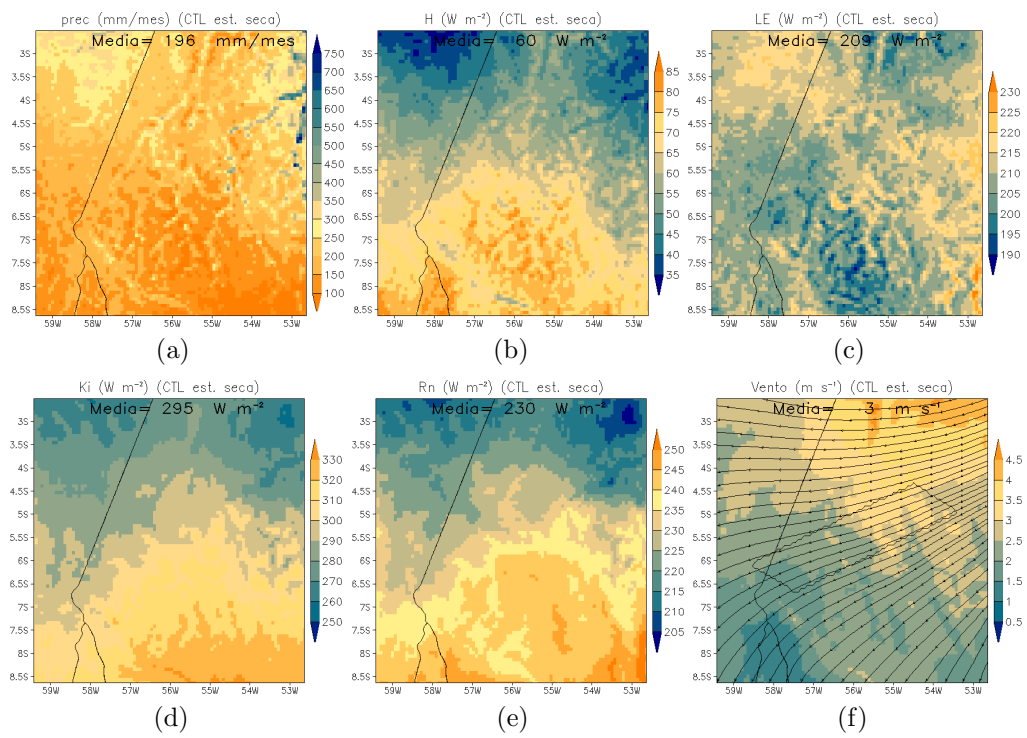


Figura 4.1: Campos médios para os dois meses de simulação de uma simulação controle de: (a) precipitação, (b) fluxo de calor sensível, (c) fluxo de calor latente, (d) radiação solar incidente, (e) saldo de radiação, e (f) vento em 400 m. O retângulo inclinado em (f), é um dos domínios da pastagem, que foi prescrito na direção do vento predominante.

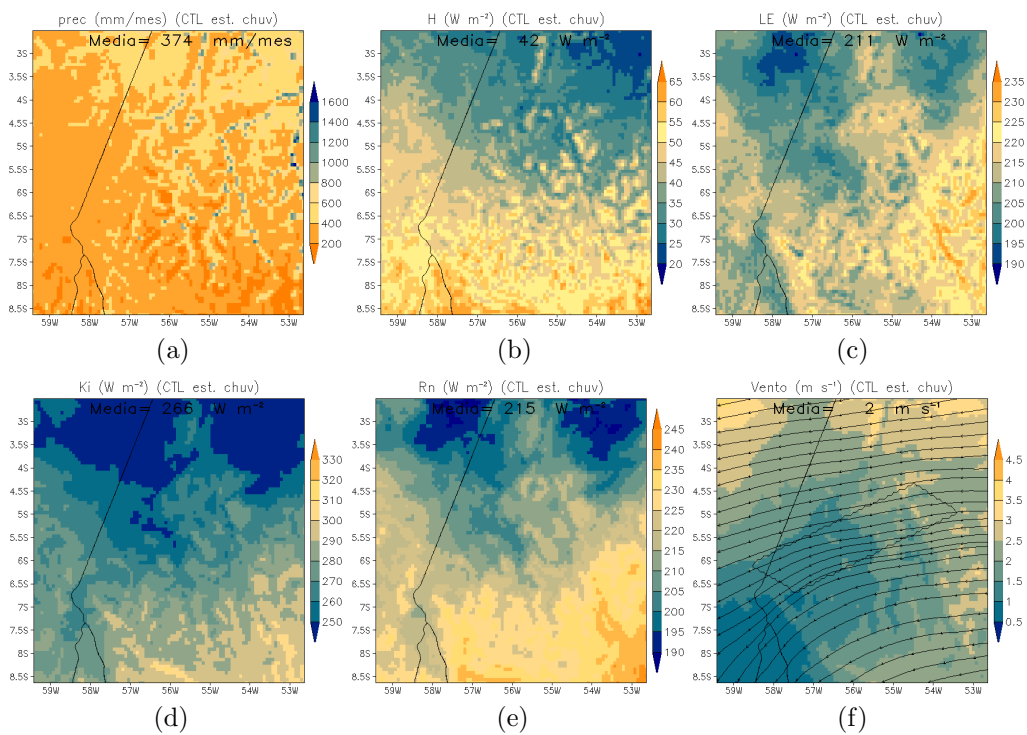


Figura 4.2: Idem à Figura 4.1, porém para a estação chuvosa.



## 4.2 Impacto dos desmatamentos simulados

A Figura 4.3 mostra a diferença (DSM-CTL) da precipitação (significativa ao NS=95%) para os experimentos com diferentes extensões e posições do desmatamento (conforme a Figura 2.4). As médias indicadas na figura descrevem, em resumo, o quanto que a diferença da precipitação total que teve significância estatística se alterou (em preto), o quanto da precipitação que foi alterada significativamente aumentou (em azul) e o quanto da precipitação que foi alterada significativamente diminuiu (em vermelho).

Pela Figura 4.3, verifica-se que houve alteração significativa da chuva em regiões bem marcadas com aumento (cores frias), a jusante do escoamento na área desmatada (leste) e diminuição (cores quentes) a montante do escoamento (oeste). O número de pixels (*cont*) onde a precipitação foi significativa foi maior nos retângulos alinhados em N-S, do que nos retângulos alinhados na direção do vento predominante, com *cont* igual a 94 e 53 pixels na Área1 e Área1W, respectivamente; 397 e 139 na Área2 e Área2W, respectivamente; 562 e 285 pixels na Área3 e Área3W, respectivamente; e 902 e 684 pixels na Área4 e Área4W, respectivamente, considerando que cada par possui aproximadamente a mesma área.

Mais além, foi notável o padrão da precipitação diferente nos retângulos norte-sul (Figura 4.3 a, b, c, d) em comparação aos retângulos inclinados (Figura 4.3 e, f, g, h) com relação à heterogeneidade da precipitação. No primeiro caso (Área1 a Área4) os setores de alteração positiva e negativa da precipitação mostraram uma área de cobertura de dimensões semelhantes, tendo todavia o setor de diminuição da precipitação (contabilizado por *mdprecN* e *porcN*) sobrepujado em pequena proporção o setor de aumento (*mdprecP* e *porcP*), com exceção de Área1, o retângulo menor. Isto resultou, no total, numa pequena diminuição da precipitação total nestes casos (ou seja, *mdprec* e *porc* levemente negativos), que variou de -3, -14 e -10 mm mês<sup>-1</sup> (Figuras 4.3 b, c, d), enquanto no menor retângulo de desmatamento houve aumento de 14 mm mês<sup>-1</sup> (Figura 4.3 a).

Nos casos de retângulos de desmatamento alinhados com o vento predominante (Figuras 4.3 e, f, g) (Área1W a Área3W), o setor de aumento da precipitação (*mdprecP* e *porcP*) foi notavelmente mais extenso do que o de diminuição (*mdprecN* e *porcN*), exceto na Área4W. Estes casos mostraram de maneira geral um setor de diminuição da precipitação contido no extremo do desmatamento a montante do escoamento, e um setor de aumento que se estendeu por todo o retângulo do desmatamento. Na precipitação total, mostrou-

se aumento ( $mdprec$  e  $porc$  positivos) de 39, 26 e 23 mm mês<sup>-1</sup> (Figuras 4.3 e, f, g, respectivamente). Na Área4W (Figura 4.3 h) o setor de aumento da chuva foi pouco menor do que o setor de redução, caso que se diferencia dos demais por um lado menor do retângulo de desmatamento (perpendicular ao vento predominante) bastante extenso ( $\sim 180$  km) se comparado com o mesmo lado nos casos de Área1W a Área3W (variando de  $\sim 30$  a 80 km). Em outras palavras, o experimento Área4W se parece mais com os experimentos Área2 a Área4.

A Figura 4.4 mostra os mesmos campos da Figura 4.3 na estação chuvosa. Nos desmatamentos na direção N-S (Figura 4.4 a, b, c, d), o efeito do desmatamento simulado na estação chuvosa na precipitação teve um padrão espacial similar ao da estação seca (Figura 4.3 a, b, c, d), mas com proporções de aumento e diminuição menos expressivas. Comparando o percentual de aumento ou diminuição da precipitação,  $porc$ ,  $porcP$  e  $porcN$ , os valores foram apenas um pouco menores que os da estação seca. Já nos casos de retângulos de desmatamento alinhados com o vento predominante (Figuras 4.4 e, f, g) (Área1W a Área3W), os setores de aumento e diminuição da chuva não ficaram muito intensos ou bem definidos individualmente. A diminuição da forçante de meso-escala durante a estação chuvosa na Amazônia também foi observada por diversos autores, inclusive com simulações de desmatamento (ex. Gandu et al. (2004)).

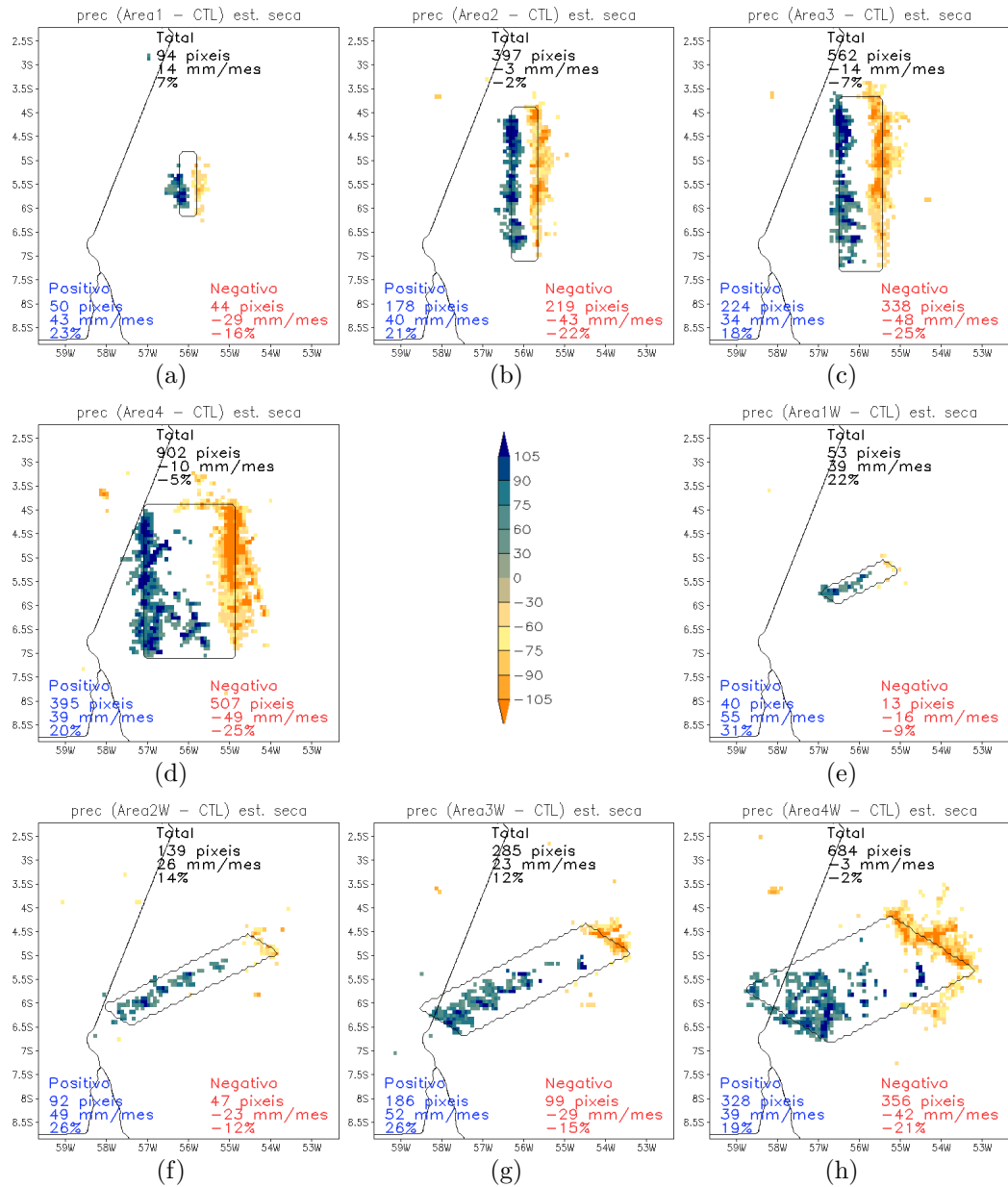


Figura 4.3: Diferença da precipitação ( $\Delta prec$ ) (DSM - CTL) para as diferentes áreas desmatadas na estação seca (out-nov 2002), em mm mês<sup>-1</sup>, significativa para NS=95% do teste-t. Os valores nos painéis são: *cont* (em preto): número de pixels onde  $\Delta prec$  é significativa; *mdprec* (preto): médias de  $\Delta prec$  no domínio onde  $\Delta prec$  é significativa (eq. 2.2), em mm mês<sup>-1</sup>; *porc* (preto): percentual de alteração de *prec* significativa de DSM em relação ao CTL (eq. 2.6), em %; *contP* (azul) e *contN* (vermelho): número de pixels onde  $\Delta prec$  é significamente positivo e negativo respectivamente (eq. 2.3); *mdprecP* (azul) e *mdprecN* (vermelho): porção positiva e negativa respectivamente de *mdprec* (eq. 2.3), em mm mês<sup>-1</sup>; *porcP* e *porcN*: percentual de aumento e de diminuição de chuva respectivamente (eq. 2.8), em %.

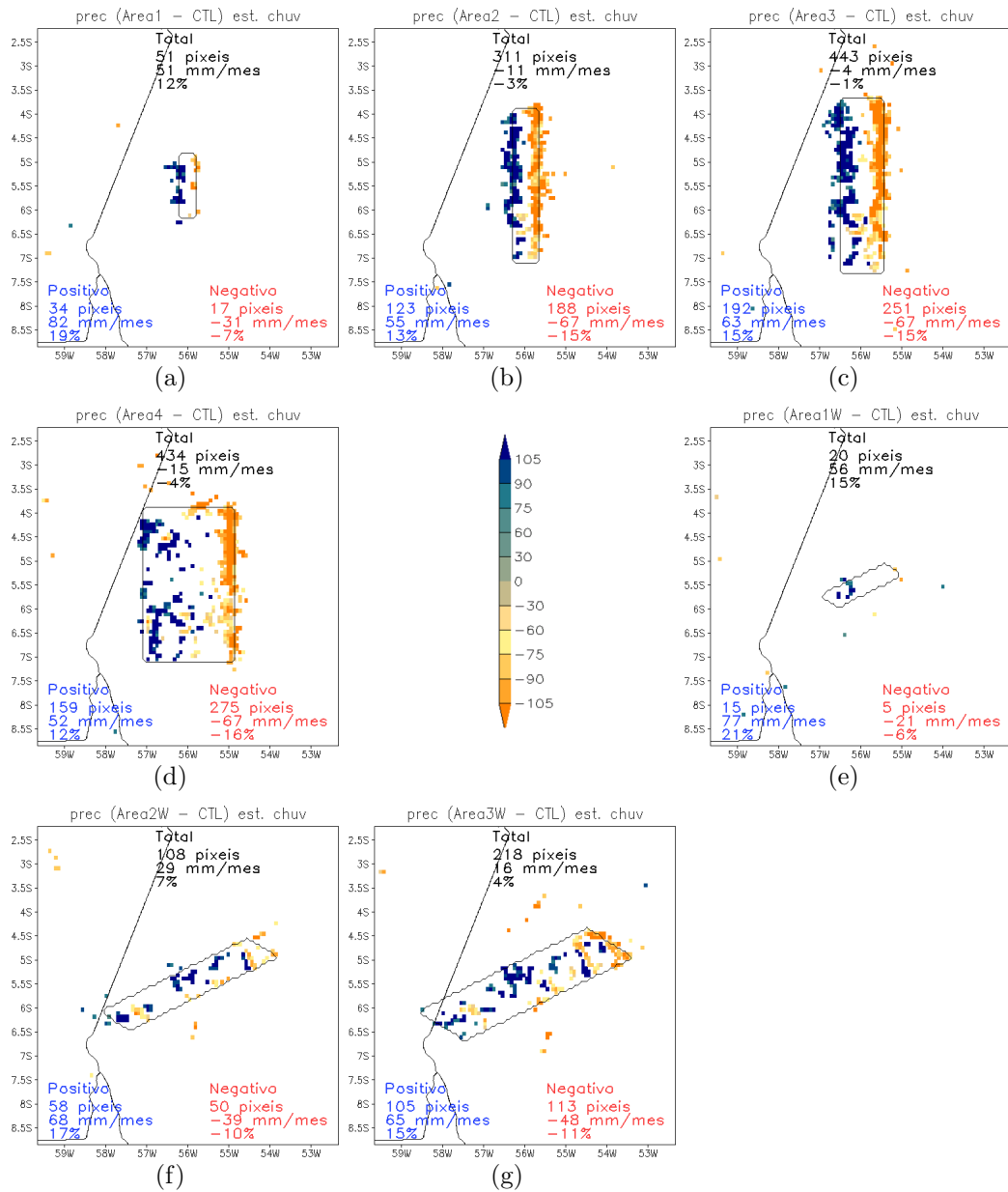


Figura 4.4: Idem à Figura 4.3, porém para a estação chuvosa.

As Figuras 4.5 a 4.14 mostram as variações dos fluxos de calor sensível e latente, razão de mistura, temperatura e vento (nível de confiança de 95% do teste-t). Para a irradiância solar incidente e saldo de radiação não houve diferença significativa (não mostrado). Na estação seca, de forma geral, ocorreu o seguinte: aumento do fluxo de calor sensível, em torno de  $20 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.5) e temperatura, em até  $0,6^\circ\text{C}$  (Figura 4.11), e diminuição significativa do fluxo de calor latente, em torno de  $40 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.7) e razão de mistura, em torno de  $0,4 \text{ g kg}^{-1}$  (Figura 4.9). Houve uma aceleração do vento na área de pastagem, em torno de  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 4.13) e uma desaceleração vento-abaxo da área da pastagem, resultante do braço inferior da célula térmica contra o escoamento de grande escala. Nos desmatamentos pronunciou-se uma convergência do vento em direção ao centro da área, de forma geral. Os padrões das diferenças na estação chuvosa foram de mesma variação algébrica, mas muito menos intensos (Figuras 4.6, 4.10, 4.12 e 4.14), e particularmente o fluxo de calor latente (Figura 4.8) não mostrou diferença significativa.

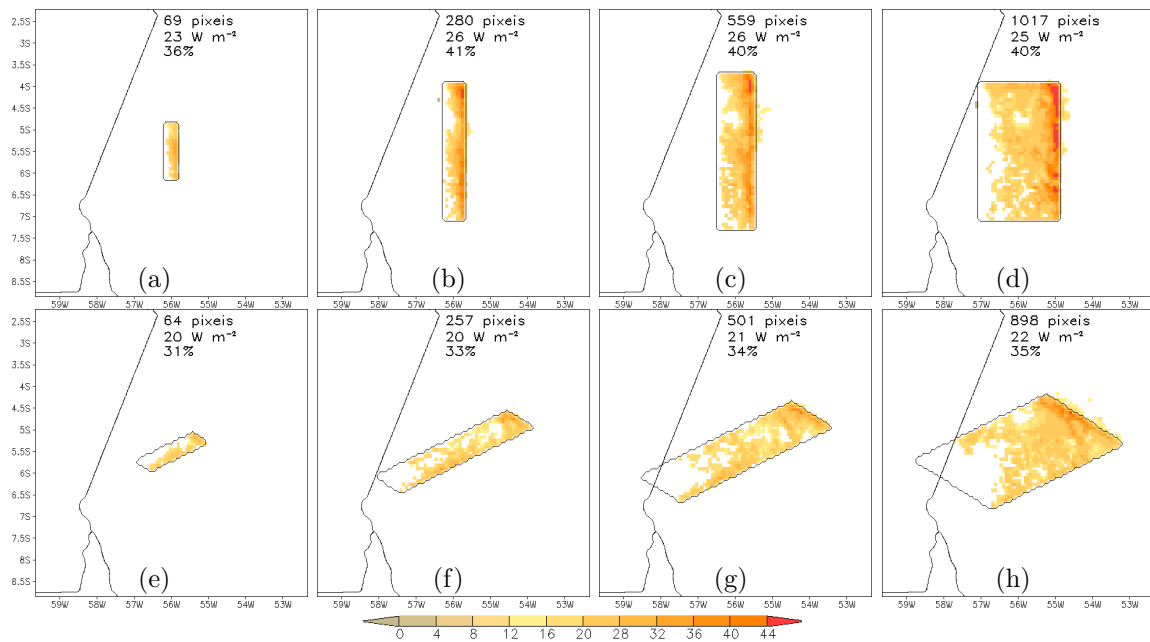


Figura 4.5: Diferença do fluxo de calor sensível ( $\Delta H$ ) (DSM - CTL), em  $W m^{-2}$ , para as diferentes áreas desmatadas na estação seca (out-nov 2002), significativa para  $NS=95\%$  do teste-t. Os valores nos painéis são: *cont*: número de pixels onde  $\Delta H$  é significativo; *mdH*: médias de  $\Delta H$  no domínio onde  $\Delta H$  é significativo, em  $W m^{-2}$  (eq. 2.1); e *porc*: percentual de alteração de  $H$  significativa de DSM em relação ao CTL (eq. 2.4).

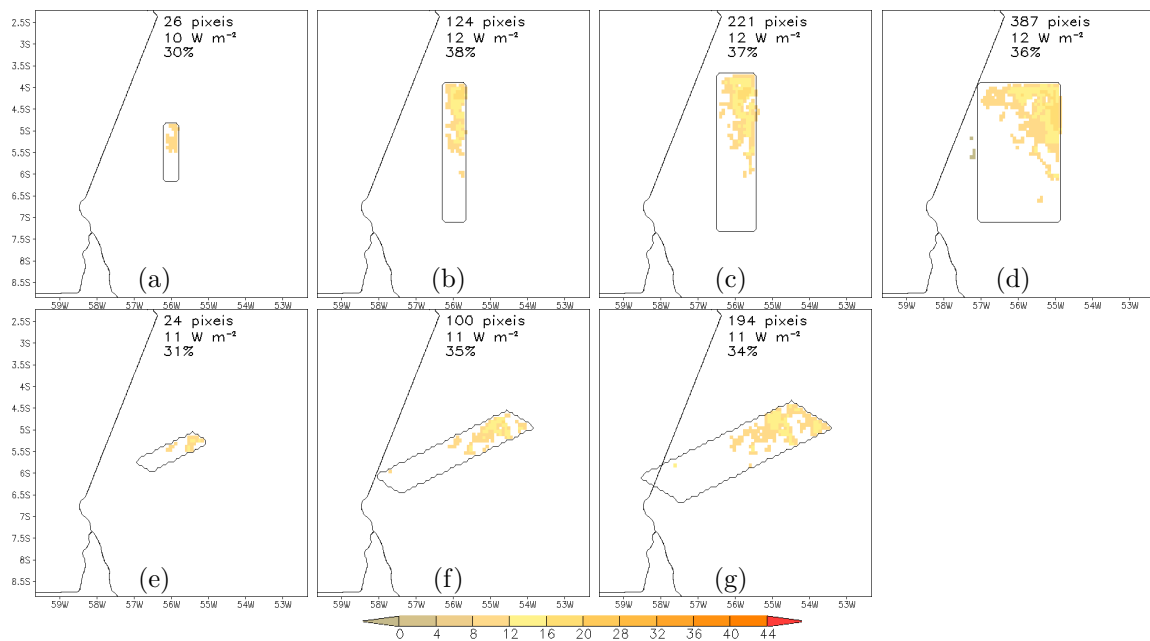


Figura 4.6: Idem à Figura 4.5, mas para a estação chuvosa (fev-mar 2002).

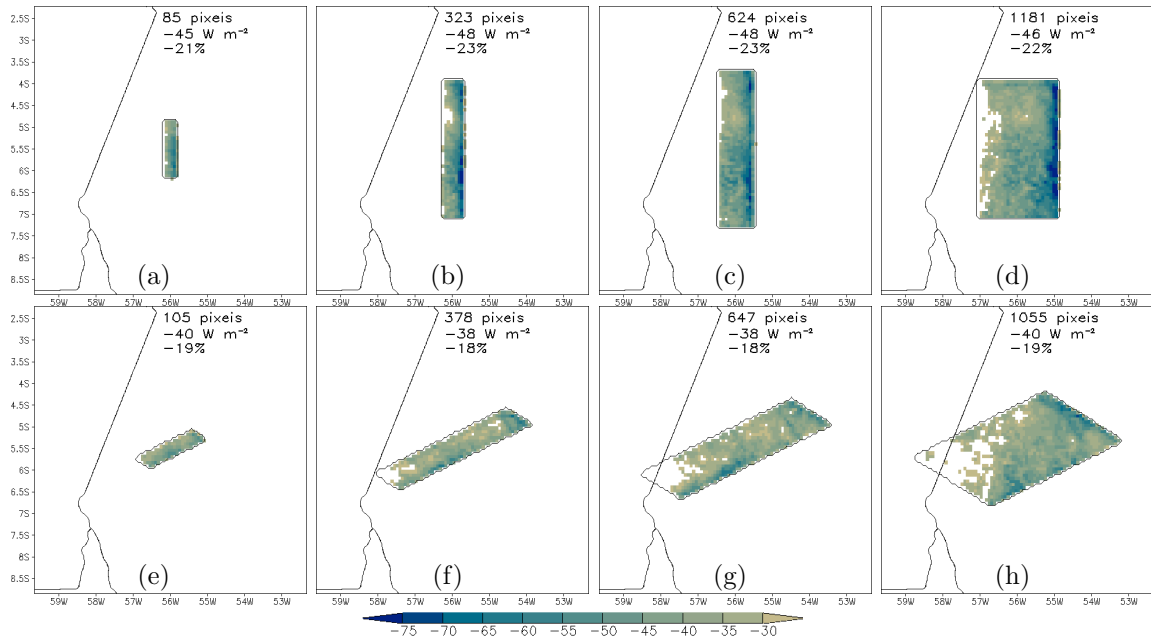


Figura 4.7: Idem à Figura 4.5, mas para o fluxo de calor latente ( $LE$ ), em  $W m^{-2}$ .

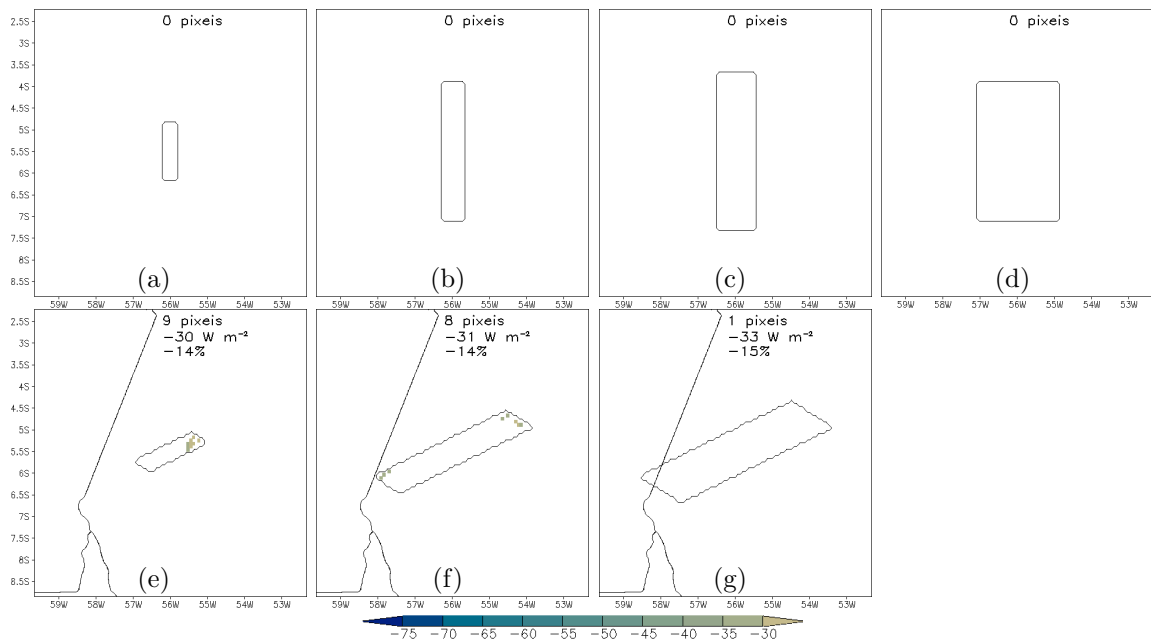


Figura 4.8: Idem à Figura 4.5, mas para o fluxo de calor latente ( $LE$ ), em  $W m^{-2}$ , e para a estação chuvosa.

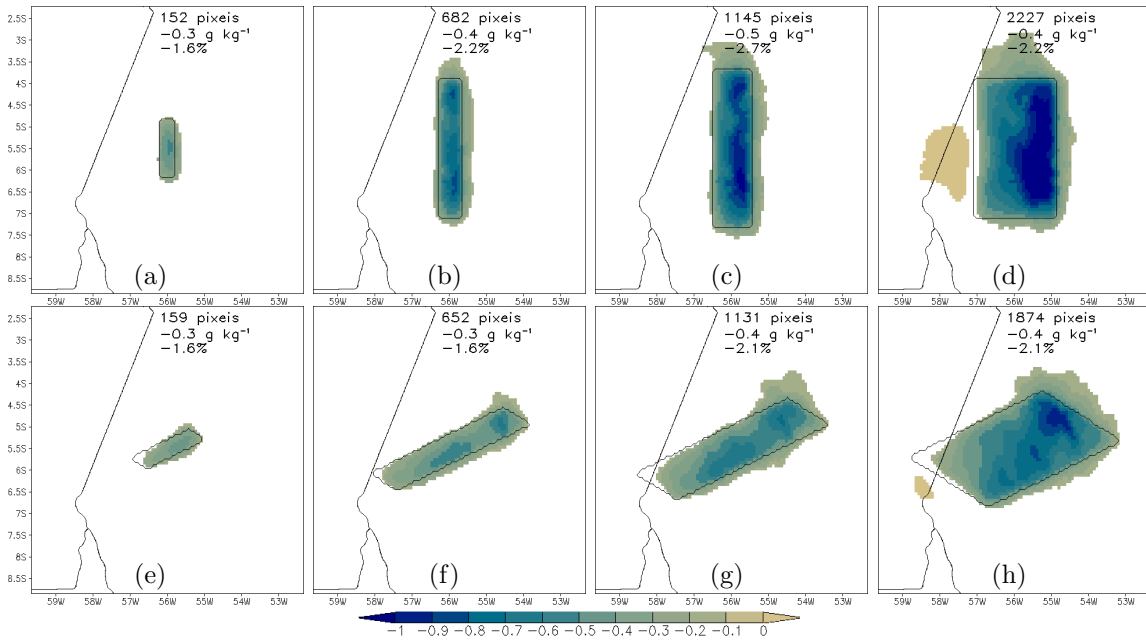


Figura 4.9: Idem à Figura 4.5, mas para a razão de mistura ( $rv$ ), em  $\text{g kg}^{-1}$ .

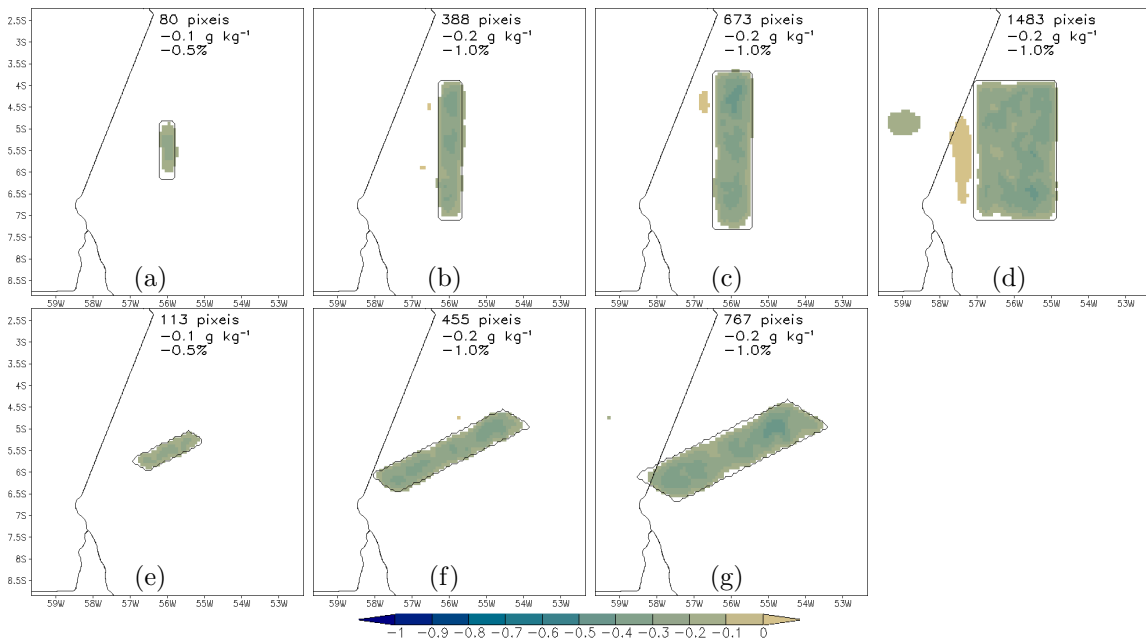


Figura 4.10: Idem à Figura 4.5, mas para a razão de mistura ( $rv$ ), em  $\text{g kg}^{-1}$ , e para a estação chuvosa.



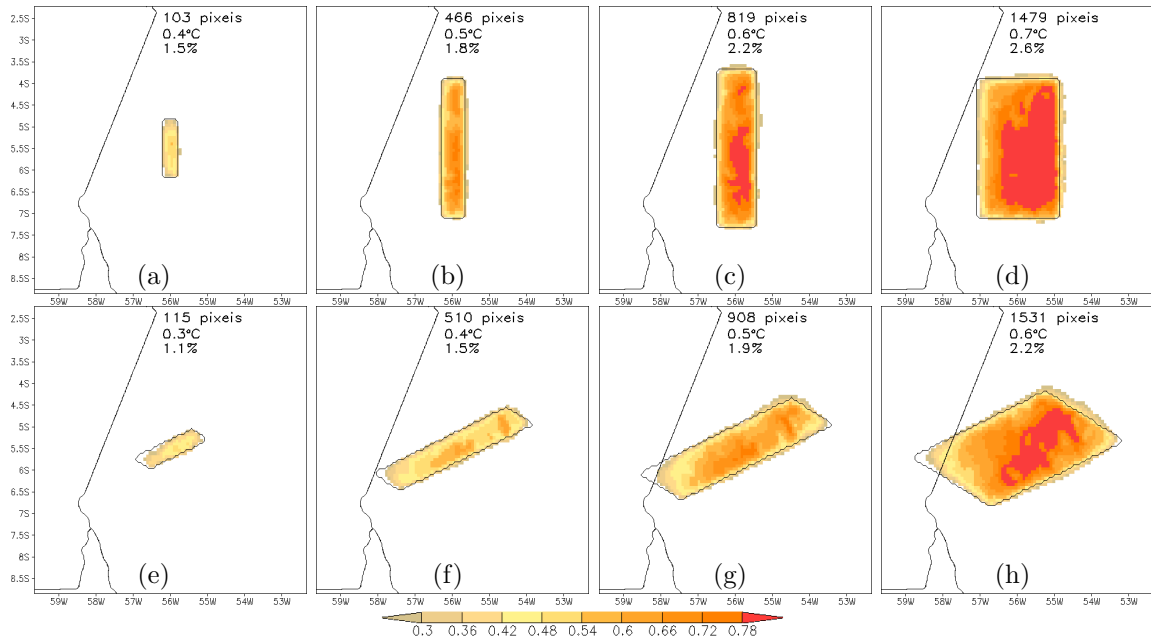


Figura 4.11: Idem à Figura 4.5, mas para a temperatura ( $Temp$ ), em  $^{\circ}C$ .

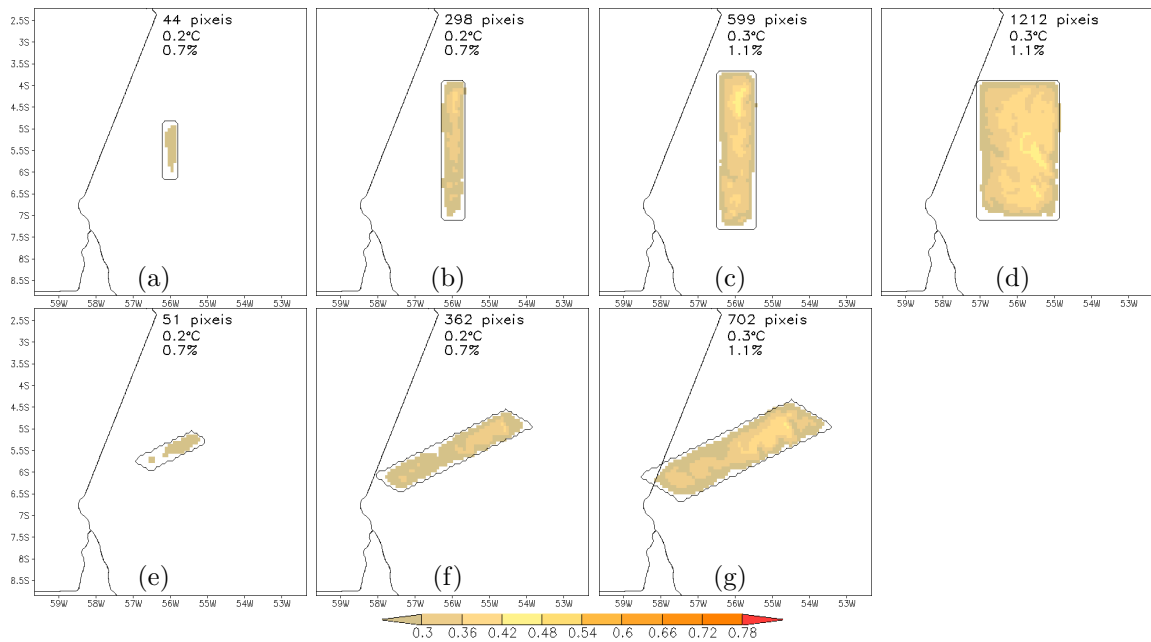


Figura 4.12: Idem à Figura 4.5, mas para a temperatura ( $Temp$ ), em  $^{\circ}C$ , e para a estação chuvosa.

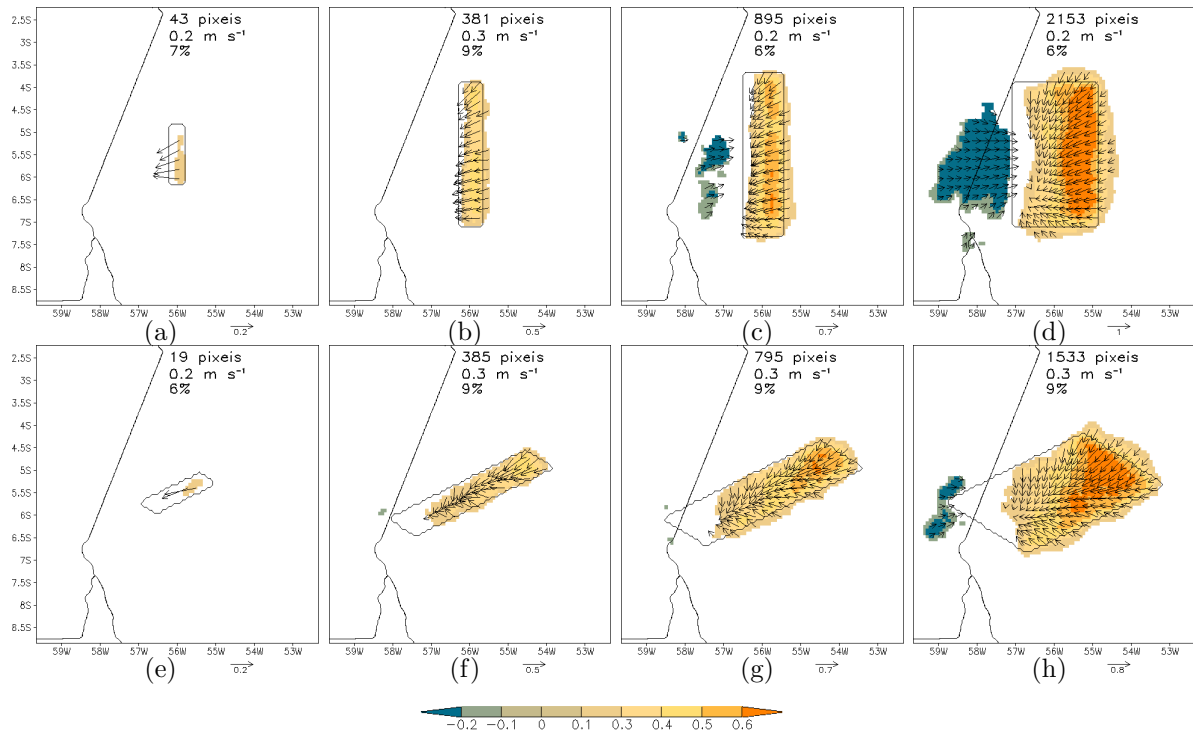


Figura 4.13: Idem à Figura 4.5, mas para a magnitude do vento ( $magV$ ), em  $m s^{-1}$ . As setas indicam a direção da diferença do vento, e são mostradas somente aonde  $magV$  é significativo estatisticamente.

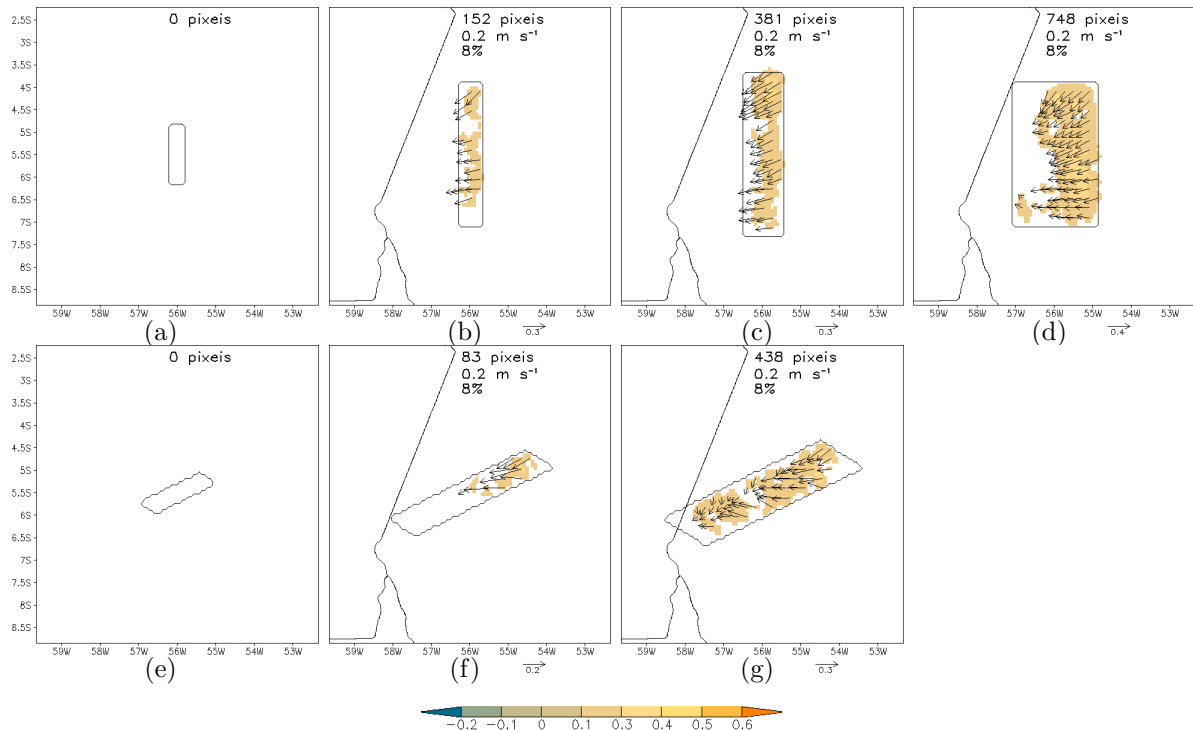


Figura 4.14: Idem à Figura 4.5, mas para a magnitude do vento ( $magV$ ), em  $m s^{-1}$ , e para a estação chuvosa. As setas indicam a direção da diferença do vento, e são mostradas somente aonde  $magV$  é significativo estatisticamente.

### 4.3 Estrutura da célula térmica gerada pela brisa do desmatamento

Para analisar a estrutura das células térmicas das brisas dos desmatamentos simulados, fizeram-se cortes verticais nas direções dos lados maiores e menores do desmatamento, de acordo com a Figura 4.15. Esta análise foi feita somente para a estação seca, onde as alterações na precipitação e nas variáveis meteorológicas foram mais intensas. As projeções do vento nos eixos 1, 2, 3 e 4 da Figura 4.15, mostradas a seguir, são descritas no Apêndice B.

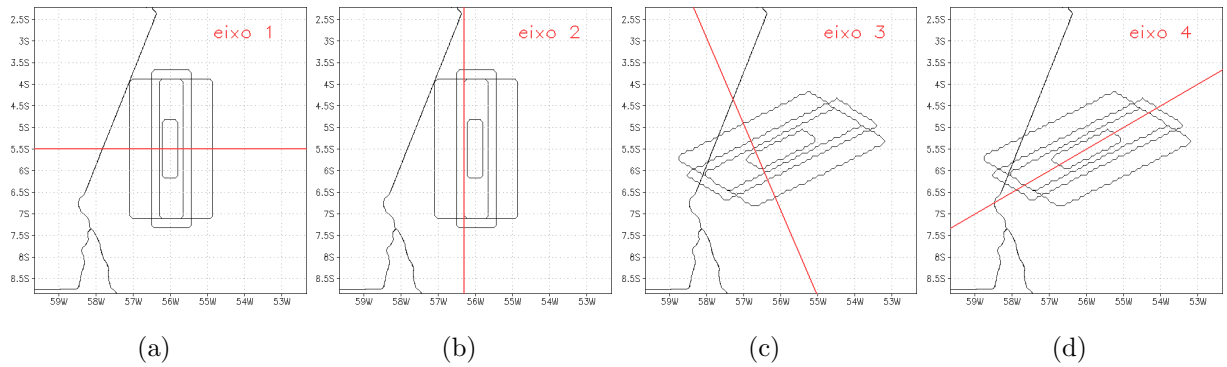


Figura 4.15: Eixos em que foram feitos os cortes verticais. O eixo 1 em (a) e o eixo 2 em (b) foram utilizados para os cortes verticais das simulações de Área1, Área2, Área3 e Área4, e o eixo 3 em (c) e o eixo 4 em (d), para Área1W, Área2W, Área3W e Área4W.

As Figuras 4.16 a 4.19 mostram o perfil vertical da razão de mistura de vapor, temperatura potencial e da velocidade do vento nos diversos eixos da Figura 4.15. De modo geral, ocorre aquecimento sobre a pastagem de até 1,5 K na superfície e 0,5 K em 1000 m, com pequeno resfriamento (0,1 K) mais acima ( $\sim 3000$  m). A razão de mistura é mais baixa sobre a pastagem até  $\sim 1000$  m de altura, e mais alta acima daquele nível, resultante respectivamente do secamento da atmosfera (menor evapotranspiração na pastagem) e do movimento ascendente que transportou o ar úmido proveniente da floresta. Nas Área1 ( $l=30$  km), Área2 ( $l=50$  km) e Área3 ( $l=80$  km) (Figura 4.16 a, b, c, respectivamente), a célula se manifesta com uma região de convergência com braço ascendente confinado vento-abaxio no extremo do desmatamento, e braço superior contra o escoamento de grande escala à superfície (para Leste). Na Área4, onde  $l=180$  km (Figura 4.16 d), ocorreu um alargamento da região de convergência de massa com intensificação do vento no trecho leste do desmatamento.

Sobre o eixo 2, que tem na sua direção apenas uma pequena componente do vento de grande escala (de norte), também se formam braços da célula (Figura 4.17), porém com menor intensidade. Nota-se naquele eixo a aceleração do vento sobre a pastagem, próximo das fronteiras com a floresta, e movimento ascendente generalizado. A região de convergência migra um pouco para o sul na Área4 (Figura 4.17 d), a maior área, devido à atuação da componente de norte do vento predominante.

Nas Figuras 4.18 e 4.19 mostram-se as seções transversais para os retângulos alinhados com o vento E-NE, onde ainda se estabelece um padrão de célula, com o vento à superfície convergindo transversalmente ao vento de grande escala (Figura 4.18), e principalmente, o braço ascendente da célula mais distribuído ao longo do desmatamento (Figura 4.19). Essa distribuição do setor ascendente de massa mais homogênea na superfície está associada ao também mais bem distribuído aumento de precipitação sobre o desmatamento nesse retângulo alinhado (Figura 4.3).

Os vórtices contra-escoamento formados nas Figuras 4.16 e 4.19 resultaram em um aumento da chuva sobre a área desmatada à jusante do escoamento, e redução à montante (Figura 4.3).

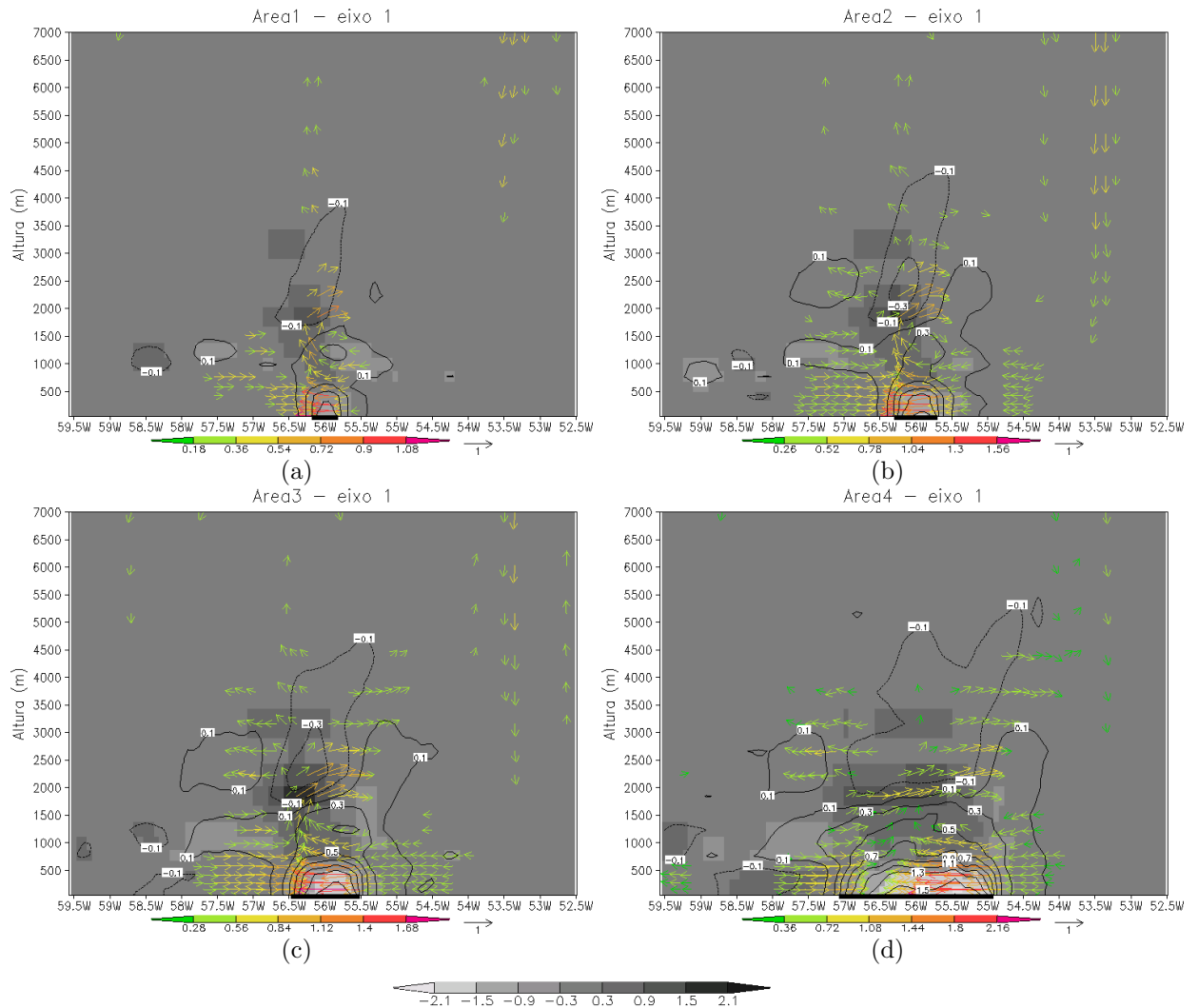


Figura 4.16: Corte vertical da diferença (DSM-CTL) do vento ( $V_H; w \cdot 10$ ), em  $\text{m s}^{-1}$  (vetor), da razão de mistura, em  $\text{g kg}^{-1}$  (pintado), e da temperatura potencial, em  $^{\circ}\text{C}$  (contorno), das simulações de Área1, Área2, Área3 e Área4 sobre o eixo 1 da Figura 4.15. O retângulo em preto sobre o eixo x indica a posição do desmatamento. Só foi mostrado o vento onde a magnitude de  $(V_H; w \cdot 10)$  foi maior que  $0,3 \text{ m s}^{-1}$ .

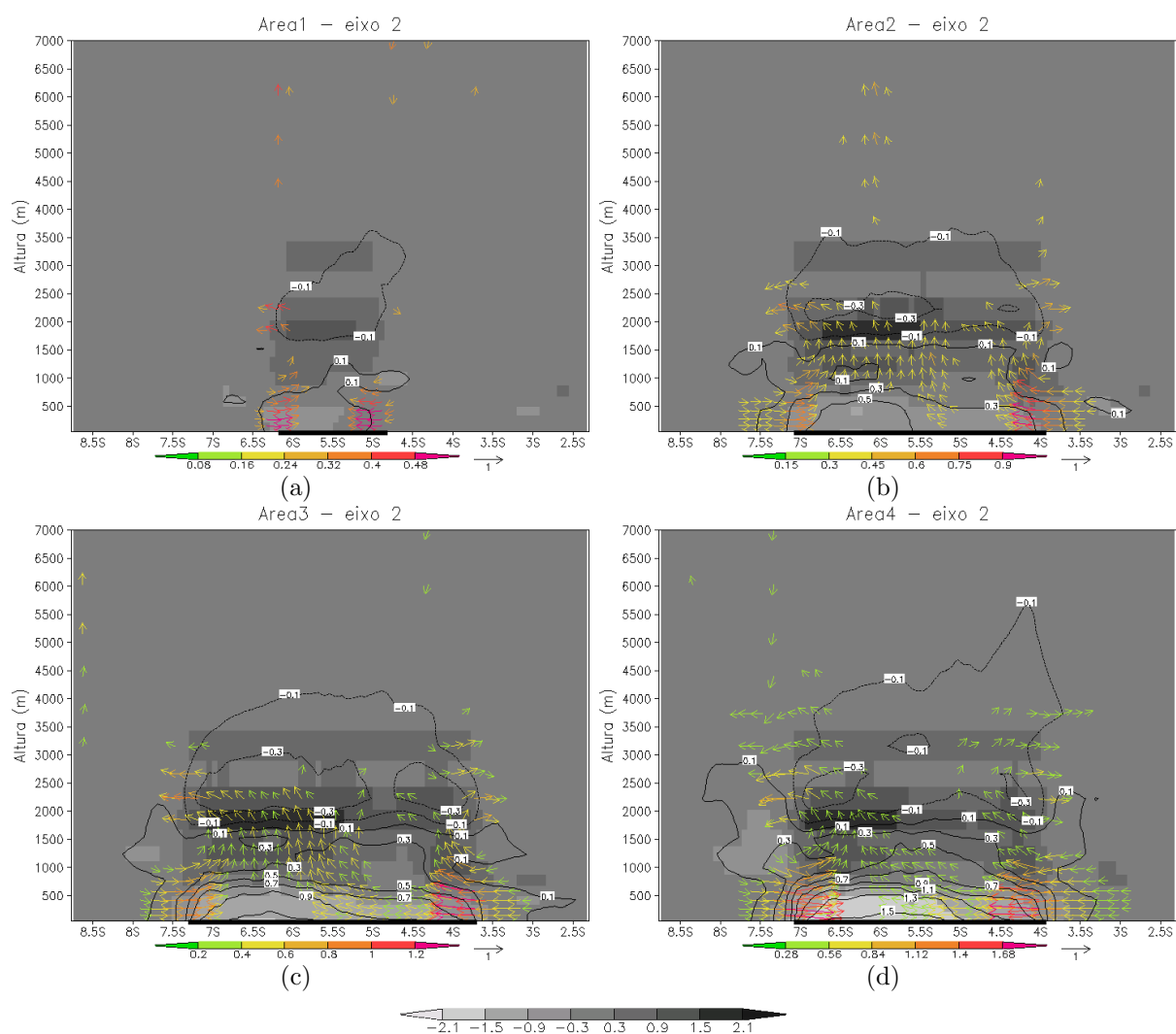


Figura 4.17: Idem à Figura 4.16, mas sobre o eixo 2 da Figura 4.15.

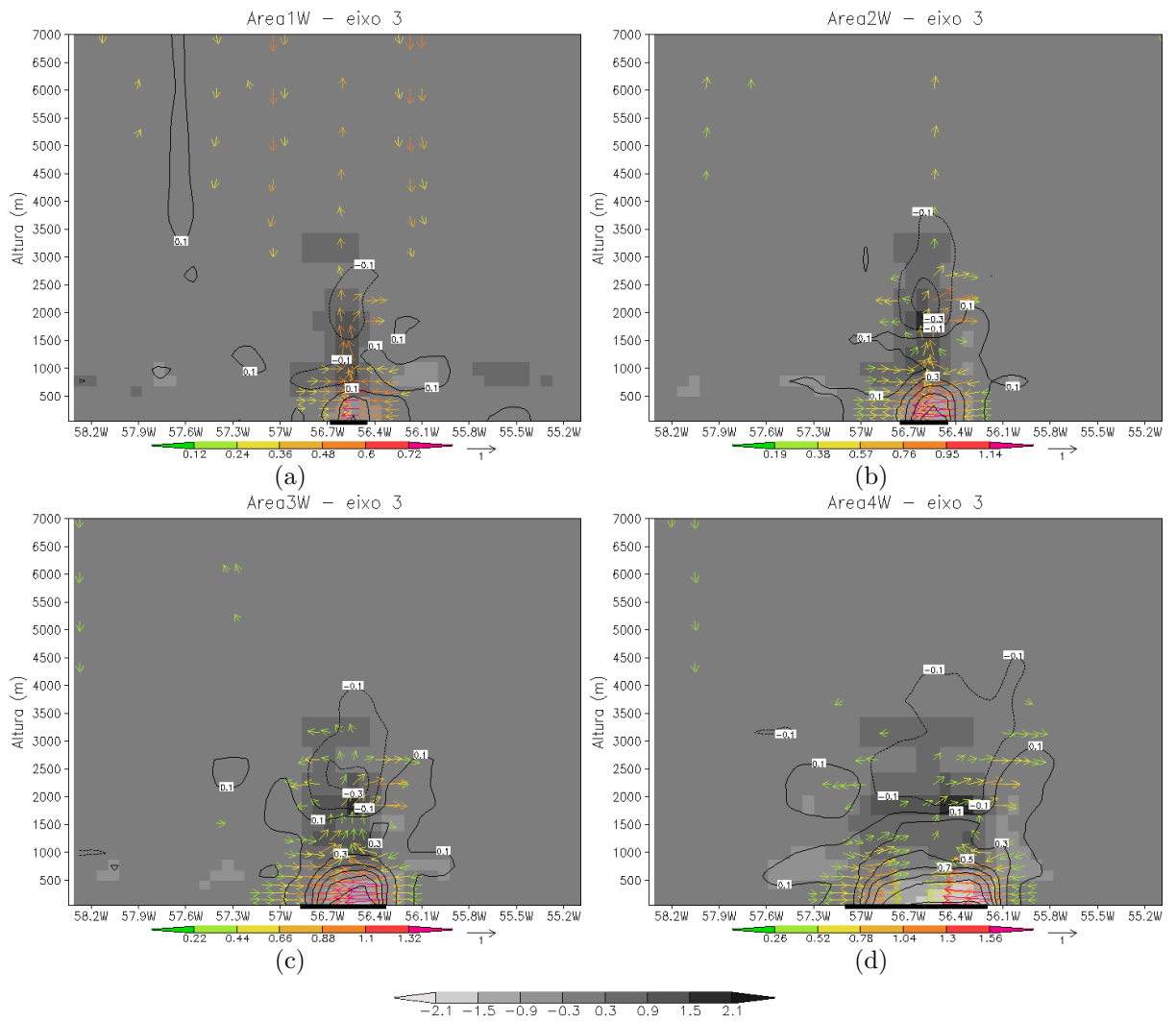


Figura 4.18: Idem à Figura 4.16, mas para as simulações de Área1W, Área2W, Área3W e Área4W e sobre o eixo 3 da Figura 4.15.

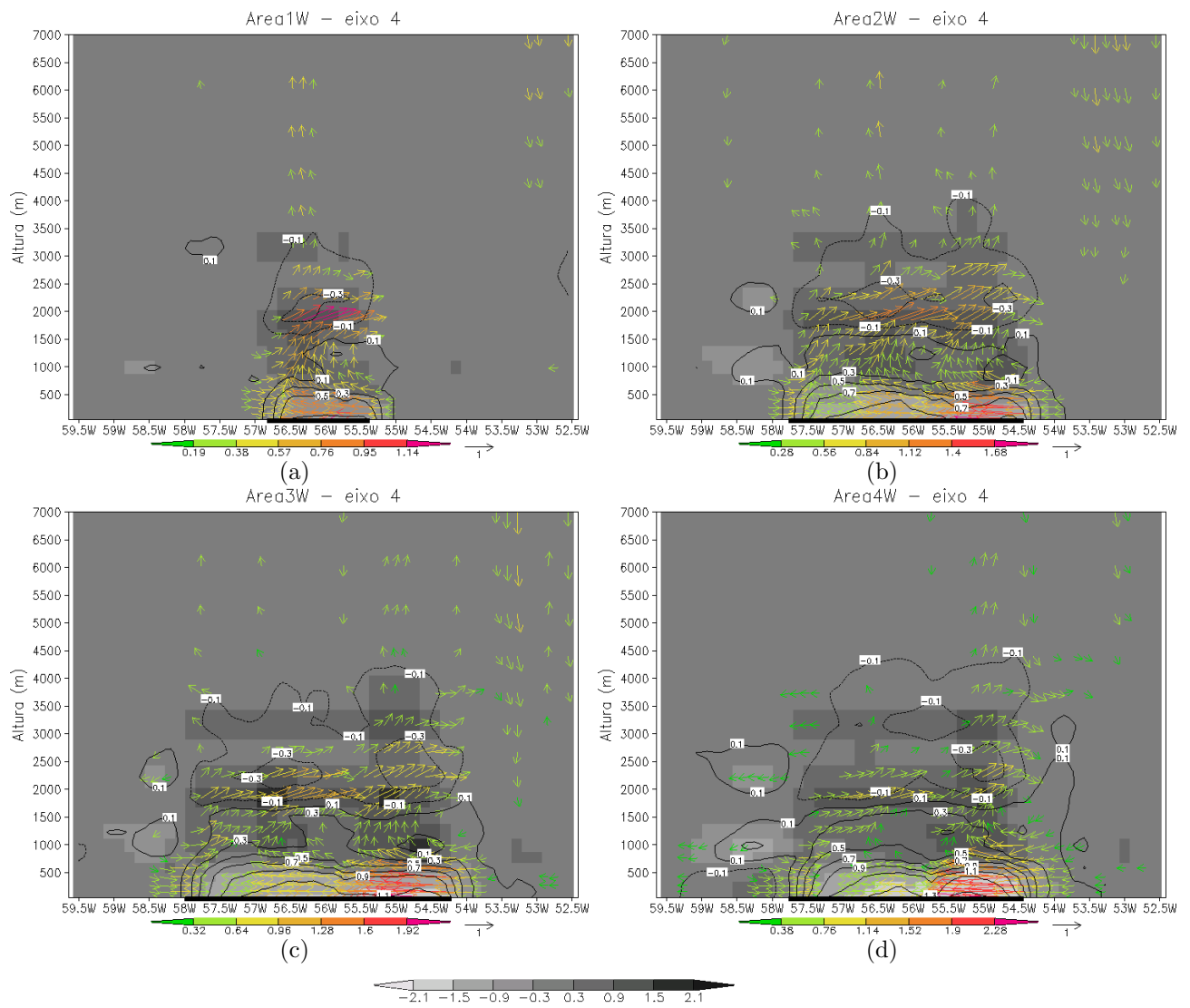


Figura 4.19: Idem à Figura 4.16, mas para as simulações de Área1W, Área2W, Área3W e Área4W e sobre o eixo 4 da Figura 4.15.



## Conclusões

Mostrou-se neste trabalho de modelagem em meso-escala, que um padrão de célula térmica atmosférica se forma sobre regiões desmatadas na região de floresta amazônica, particularmente na região da Amazônia oriental. Os efeitos do desmatamento na atmosfera aparentemente pouco se alteraram pelo efeito da circulação fluvial na confluência dos rios Amazonas e Tapajós. A camada limite modificada sobre o desmatamento foi marcada pelo aquecimento e secamento até aproximadamente 1000 m, e com umidecimento exatamente acima, entre 1000 m e 2000 m. Os mecanismos decorrem da redução do fluxo de calor latente e o aumento do fluxo de calor sensível sobre o desmatamento, que geram um gradiente horizontal de temperatura e proporcionam o aporte de umidade do ar da floresta para o desmatamento. Essa umidade transportada horizontalmente tem mais levantamento vertical sobre o desmatamento, o que contribui para aumentar, ou mesmo reduzir, a precipitação sobre a área de estudo. Mostrou-se haver um marcante controle da umidade do solo e da forma do desmatamento para a estimativa dessa variabilidade da precipitação induzida pelo desmatamento. A célula térmica bem definida ocorreu quando a umidade do solo varia de condições secas até intermediárias, ou seja, para o solo mais úmido (grau de saturação acima de 0,6), os gradientes horizontais de temperatura não se pronunciam e a circulação é bastante enfraquecida.

A Figura 5.1 esquematiza a célula térmica formada sobre o desmatamento e as alterações que a envolvem. De forma geral há uma aceleração do vento ao passar sobre o desmatamento, a célula tende a se definir com um braço alinhado e contra o escoamento predominante, e as variações de precipitação ficaram confinadas também geralmente sobre a região desmatada. Em dois casos (a, b), o lado maior do retângulo do desmatamento ( $L$ )

alinha-se na direção N-S. Nestes casos, para a dimensão menor do retângulo,  $l$ , entre 30 e 80 km, a célula está mais centralizada sobre o desmatamento, e a região de aumento da chuva confina-se a Oeste (ou vento abaixo) e de redução a Leste (ou vento acima). Mais além, para um retângulo maior (caso Figura 5.1 b,  $l = 180$  km), a célula desloca-se para sul e tende a ter uma certa intensificação e distribuição. No caso da Figura 5.1 c (o lado maior do retângulo do desmatamento alinhado com o vento predominante), a célula caracterizou-se por ficar mais distribuída, o que conseqüentemente provocou um aumento da chuva sobre a região desmatada, ficando a região de redução confinada no setor vento-acima apenas.

Na estação chuvosa, os efeitos do desmatamento foram suavizados para os retângulos na direção N-S, e praticamente anulados nos retângulos alinhados na direção do vento. Os casos de desmatamento na direção N-S mostraram uma célula mais forte (em comparação com os casos alinhados com o vento), que intensificou o vórtice e discriminou claramente os setores de aumento e redução da chuva. Isto sugere que, ora a componente transversal do vento à célula poderia ajudar a intensificá-la por meio de transporte de massa, ora a célula confinada numa região relativamente pequena (em  $l$ ) foi intensificada quando comparada à célula formada em uma região mais larga, o que foi o caso dos retângulos na direção E-NE (cujo vórtice principal se espalhou em  $L$ ). Isto ajudaria a explicar também porquê os retângulos na direção N-S mostraram comparativamente uma célula mais bem definida no caso da estação chuvosa, quando para ambos os casos o gradiente horizontal de temperatura estava enfraquecido. Em um ou outro caso, resulta-se em convergência de massa lateralmente ao plano principal da célula, que aparentemente tem uma influência secundária. Todavia, o que se coloca aqui como uma célula "mais bem definida", refere-se mais a como ficaram bem discernidos os setores de aumento ou redução da chuva. Em outras palavras, no caso alinhado houve uma dominância espacial do setor de aumento da chuva, que provocou seu aumento como um todo.

Desta forma, para um caso simplificado e hipotético, onde o desmatamento tem uma forma retangular, com seu lado maior alinhado ou não com o vento predominante, presume-se que haja os seguintes controles de formação da célula térmica do desmatamento:

( i ) gradiente de temperatura: a estação seca indica o caso de maior expressão da célula térmica, muito possivelmente devido à umidade do solo inicial, que para valores (grau de saturação) acima de 0,6 leva à indefinição do gradiente e conseqüentemente da célula;

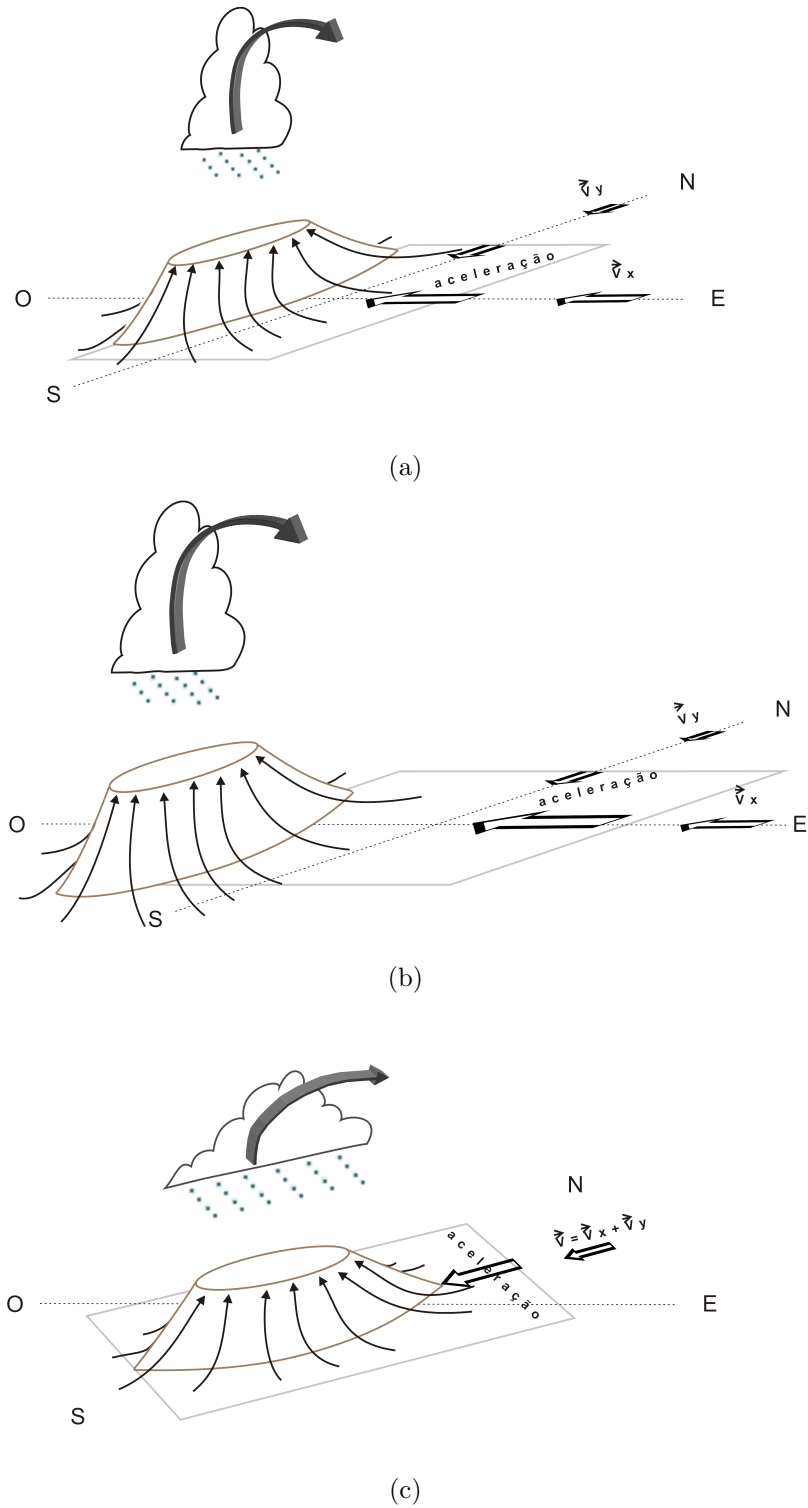


Figura 5.1: Esquema ilustrativo das células térmicas formadas na condição de um vento predominante (E-NE) para: (a) desmatamento alinhado na direção N-S com a dimensão menor do retângulo  $l$  entre 30 e 80 km; (b) idem a (a) e com  $l = 180$  km; (c) desmatamento alinhado na direção do vento (E-NE).

- ( ii ) vento transversal (ao plano principal da célula): esta componente, que tende a reforçar a célula, mostrou-se relativamente importante, enfatizando como, por exemplo, pode ser relevante quando outros controles estão mais fracos, como ocorreu na estação chuvosa nos retângulos N-S;
- ( iii ) aceleração do vento: o vento predominante é acelerado sobre a pastagem, o que induz a convergência lateral (para compensação de massa) e retro-alimenta a célula, o que contudo se mostrou um controle secundário;
- ( iv ) forma e posição do desmatamento em relação ao vento predominante: determinam a região de convergência da célula. A célula formada nos desmatamentos na direção N-S se confinou em  $l$ , o que pode ter causado a sua intensificação, enquanto, nos desmatamentos na direção E-NE, a célula se espalhou ao longo de  $L$ , possivelmente gerando o seu enfraquecimento.

Os resultados sugerem que o desmatamento em meso-escala na Amazônia pode gerar uma célula na atmosfera, em grande dependência da umidade do solo, com um vórtice mais energético no seu braço superior contra o escoamento predominante, que por ele é advectado e que, conseqüentemente, tende a aumentar a chuva vento-abaxo e reduzir vento-acima, em magnitudes que dependem da forma do desmatamento e sua posição em relação ao vento predominante.

### 5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Os resultados obtidos até então, apesar de comprovados estatisticamente pelo teste *t-Student*, são puramente numéricos. Sugere-se, portanto, realizar um estudo observacional através de imagens de satélite sobre áreas desmatadas dispostas na direção norte-sul e na direção do vento, na estação seca e na chuvosa.

Durieux et al. (2003) compararam regiões do arco de desmatamento da Amazônia (parte sudeste da bacia amazônica, onde tem ocorrido uma alta taxa de desmatamento) com regiões de floresta totalmente preservada (situadas mais ao norte) e observaram uma menor precipitação durante a estação seca nas regiões parcialmente desmatadas, e maior precipitação na estação chuvosa (gerada pelo aumento da convecção), o que levou aos autores a sugerir que o desmatamento pode levar ao aumento da sazonalidade. Por outro

lado, eles observaram que este resultado poderia ser conseqüência das distintas localizações geográficas das áreas comparadas. Sugere-se, portanto, realizar simulações numéricas com o modelo BRAMS sobre as regiões denominadas de D1, D2 e D3 por Durieux et al. (2003), que se situam sobre o arco do desmatamento, na estação seca e na estação chuvosa.

D'Almeida et al. (2007) discutiram como os impactos do desmatamento no ciclo hidrológico se alteram em função da escala considerada. Os autores sugerem que um cenário de desmatamento em grande escala ( $> 10^5 \text{ km}^2$ ) na Amazônia imporá um severo declínio na evapotranspiração e conseqüentemente na reciclagem de precipitação, enfraquecendo o ciclo hidrológico na Amazônia como um todo. Em oposição, um cenário de desmatamento regional ( $10^2 - 10^5 \text{ km}^2$ ) influencia a circulação, fortalece a convecção, gerando aumento da precipitação. Já um cenário de desmatamento em escala local ( $< 10^2 \text{ km}^2$ ) é insuficientemente grande para afetar a precipitação. Neste trabalho consideramos apenas a escala regional e mostramos que ocorre aumento da chuva se a área do desmatamento possui a dimensão maior inclinada na direção do vento predominante. Sugere-se realizar um experimento numérico, aumentando a escala do desmatamento desde a escala local até a grande escala, para verificar a escala do desmatamento propícia à ocorrência das circulações térmicas de meso-escala.



## Referências Bibliográficas

- Avissar R., R. Silva Dias P. L., Dias M., Nobre C. A., The Large-Scale Biosphere-atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs, *Journal of Geophysical Research*, 2002, vol. 107, D20, 8086
- Avissar R., Werth D., Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation, *Journal of Hydrometeorology*, 2005, vol. 6, p. 134
- Baidya Roy S., Avissar R., Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia, *Journal of Geophysical Research*, 2002, vol. 107, D20, 8037
- Bruno R. D., Rocha H. R., de Freitas H. C., Goulden M. L., Miller S. D., Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian rain forest, *Hydrological Processes*, 2006, vol. 20, n. 12, p. 2477
- Chen C., Cotton W. R., A one-dimensional simulation of the strato-cumulus-capped mixed layer., *Boundary Layer Meteorology*, 1983, vol. 25, p. 289
- Cotton W. R., Pielke R. A., Walko R. L., Liston G. E., Tremback C. J., Jiang H., Mcanelly R. L., Harrington J. Y., Nicholls M. E., Carrio G. G., Mcfadden J. P., RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2003, vol. 82, 1-4, p. 5
- D'Almeida C., Vorosmarty C. J., Hurtt G. C., Marengo J. A., Dingman S. L., Keime B. D., The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution, *International Journal of Climatology*, 2007, vol. 27, p. 633

- Durieux L., Machado L. A. T., Laurent H., The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation, *Remote Sensing of Environment*, 2003, vol. 86, p. 132
- Findell K. L., Knutson T. R., Milly P. C. D., Weak simulated extratropical responses to complete tropical deforestation, *Journal of Climate*, 2006, vol. 19, n. 12, p. 2835
- Fitzjarrald D. R., Sakai R. K., Moraes O. L. L., Oliveira R. C., Acevedo O. C., Czikowsky M. J., Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence, *Submetido ao Journal of Geophysical Research*, 2008
- Gandu A. W., Cohen J. C. P., de Souza J. R. S., Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model, *Theoretical and Applied Climatology*, 2004, vol. 78, 1-3, p. 123
- Liston G. E., Pielke R. A., A climate version of the Regional Atmospheric Modeling System, *Theoretical and Applied Climatology*, 2000, vol. 66, p. 29
- Lixin Lu X., Denning A. S., Silva Dias M. A. F., Silva Dias P. L., Longo M., Freitas S. R., Saatchi S., Mesoscale circulations and atmospheric CO<sub>2</sub> variations in the Tapajós Region, Pará, Brazil, *Journal of Geophysical Research*, 2005, vol. 110, D21102
- Lixin Lu X., Pielke R. A., Liston G. E., Parton W. J., Ojima D., Hartman M., Implementation of a two-way interactive atmospheric and ecological model and its application to the central United States, *Journal of Climate*, 2001, vol. 14, p. 900
- Martins J. A., Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca, Universidade de São Paulo, 2006, Tese de Doutorado
- Nepstad D., Carvalho G., Barros A. C., Alencar A., Capobianco J. P., Bishop J., Moutinho P., Lefebvre P., Silva U. L., Prins E., Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests, *Forest Ecology and Management*, 2001, vol. 154, n. 3, p. 395
- Nobre C. A., Sellers P. J., Shukla J., Amazonian Deforestation and Regional Climate Change, *Journal of Climate*, 1991, vol. 4, n. 10, p. 957



- Pielke R. A., *Mesoscale Meteorological Modeling*. Volume 78. San Diego: Academic Press, 2002, 675 p.
- Pielke R. A., Cotton W. R., Walko R. L., Tremback C. J., Lyons W. A., Grasso L. D., Nicholls M. E., Moran M. D., Wesley D. A., Lee T. J., Copeland J. H., *A Comprehensive Meteorological Modeling System - Rams, Meteorology and Atmospheric Physics*, 1992, vol. 49, 1-4, p. 69
- Ramos da Silva R., Avissar R., *The hydrometeorology of a deforested Region of the Amazon Basin*, *Journal of Hydrometeorology*, 2006, vol. 7, n.5, p. 1028
- Ramos da Silva R., Werth D., Avissar R., *Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon basin wet-season climate*, *Journal of Climate*, 2008, vol. 21, p. 1153
- Rocha H. R., Goulden M., Miller S., Menton M., Pinto L., Freitas H., Figueira A. S., *Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia*, *Ecological Applications*, 2004, vol. 14, n. 4, p. S22
- Rocha H. R., Manzi A. O., Cabral O. M., Saleska S., Miller S., Goulden M., Wofsy S., Coupe N. R., Borma L., *Overview of surface water and heat fluxes across savanna - ecotone - forest ecosystems in Brazil*, *Journal of Geophysical Research - Biogeosciences*, no prelo, 2008
- Rocha H. R., Nobre C. A., Bonatti J., Wright I. R., R. I., Sellers P. J., *A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a single column model*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1996, vol. 122, p. 567
- Rosolem R., *O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a Rodovia Cuiabá-Santarém*, Programa de Pós-Graduação em Ecologia de Agroecossistemas, Escola Superior Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2005, Dissertação de Mestrado
- Segal M., Avissar R., McCumber M. C., Pielke R., *Evaluation of Vegetation Effects on the Generation and Modification of Mesoscale Circulations*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, vol. 45, n. 16, p. 2268

Silva Dias M. A. F., Silva Dias P. L., Longo M., Fitzjarrald D. R., Denning A. S., River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results, *Theoretical and Applied Climatology*, 2004, vol. 78, p. 111

Soares Filho B., Alencar A., Nepstad D., Cerqueira G., Diaz M. D. V., Rivero S., Solorzano L., Voll E., Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarém-Cuiabá corridor, *Global Change Biology*, 2004, vol. 10, n. 5, p. 745

Souza E., 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*, 2003, vol. 18, p. 33

Walko R. L., Band L. E., Baron J., Kittel T. G. F., Lammers R., Lee T. J., Ojima D., Pielke R. A., Taylor C., Tague C., Tremback C. J., Vidale P. L., Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling, *Journal of Applied Meteorology*, 2000, vol. 39, n. 6, p. 931

Werth D., Avissar R., The local and global effects of Amazon deforestation, *Journal of Geophysical Research*, 2002, vol. 107, D20, 8087

# Apêndice



## Teste de significância estatística *t-Student*

O teste *t-Student*, também conhecido por teste-t, é um teste de significância estatística que pode ser utilizado para verificar se as médias de duas amostras se diferem estatisticamente, ou se esta diferença é puro acaso. O teste-t leva em consideração, além da diferença entre as médias de cada amostra, a variância de cada uma ( $S$ ) e o número de graus de liberdade ( $n - 1$ ), que depende do tamanho das amostras ( $n$ ). A fórmula utilizada é:

$$t = \frac{\overline{X}_1 - \overline{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (\text{A.1})$$

onde  $\overline{X}_1$  ( $\overline{X}_2$ ) é o valor médio do grupo  $X_1$  ( $X_2$ ),  $n_1$  ( $n_2$ ) é o número de dados de  $X_1$  ( $X_2$ ),  $S_1^2$  ( $S_2^2$ ) é a variância de  $X_1$  ( $X_2$ ).

A análise do resultado do teste também necessita do nível de confiança escolhido. O nível de confiança de 95% (ou significância de 5%) foi adotado como mínimo para que as anomalias fossem consideradas significativas estaticamente. A partir deste nível de confiança e do número de graus de liberdade ( $n - 1$ ) obtém-se um valor de referência  $t_r$ <sup>1</sup>. A hipótese de que dois grupos são estatisticamente diferentes é corroborada se  $t$  for maior que  $t_r$ .

Como os campos médios de cada variável apresentam uma variação espacial, o teste foi aplicado para analisar a significância estatística de (DSM-CTL) em cada ponto de grade. Assim, este teste é chamado de teste-t pareado, utilizado quando cada dado de uma amostra apresenta uma relação única com seu correspondente da outra amostra analisada.

---

<sup>1</sup> O valor de referência  $t_r$  pode ser obtido a partir de <http://statpages.org/pdfs.html>.

Para o cálculo do teste-t foi utilizado um *script* do *Center for Climate Research*<sup>2</sup> para o software GrADS<sup>3</sup>.

---

<sup>2</sup> *GrADS Significance Scripts*. Disponível em

[http://ccr.aos.wisc.edu/model/processing/grads/grads\\_statsig.php](http://ccr.aos.wisc.edu/model/processing/grads/grads_statsig.php). Acesso em novembro de 2007.

<sup>3</sup> *Grid Analysis and Display System*. Software disponível em <http://www.iges.org/grads/grads.html>.

## Apêndice B

---

### Projeção do vento nos eixos das células térmicas

O vento mostrado nos cortes verticais na Seção 4.3 é um vetor dado pela Equação B.1.

$$\vec{V} = V_H \vec{n} + V_z \vec{k} \quad (\text{B.1})$$

onde  $V_H$  é o vento horizontal na direção do eixo sobre o qual foi feito o corte vertical,  $\vec{n}$  é o vetor unitário na direção do eixo,  $V_z$  é a componente vertical do vento e  $\vec{k}$  o vetor unitário na vertical (positivo para cima).

Para o eixo 1 da Figura 4.15, o vento horizontal é simplesmente dado pela componente zonal do vento ( $u$ ). Assim, para este caso a Equação B.1 fica:

$$\vec{V}_{eixo1} = u \vec{n} + V_z \vec{k} \quad (\text{B.2})$$

onde  $\vec{V}_{eixo1}$  é o vento utilizado para os cortes no eixo 1 da Figura 4.15.

E para o eixo 2,  $V_H$  é a componente meridional  $v$ , então:

$$\vec{V}_{eixo2} = v \vec{n} + V_z \vec{k} \quad (\text{B.3})$$

Já para os eixos 3 e 4, foi necessário encontrar um novo  $\vec{V}_H$  para outro sistema de referência com o novo eixo x sobre o eixo 3 e 4, respectivamente. Para isto, utilizou-se a Equação B.4 para determinar as novas coordenadas horizontais de um sistema de coordenadas cartesianas  $(\hat{x}, \hat{y})$ , devido a uma simples rotação, de um certo ângulo  $\theta$ , nos eixos horizontais  $(x, y)$  originais, também de um sistema de coordenadas cartesianas.

$$\begin{aligned} \hat{x} &= x \cdot \cos\theta + y \cdot \sen\theta \\ \hat{y} &= -x \cdot \sen\theta + y \cdot \cos\theta \end{aligned} \quad (\text{B.4})$$

onde  $\hat{x}$  e  $\hat{y}$  são as novas coordenadas dos eixos rotacionados, ou seja, do novo sistema de eixos de referência, e  $\theta$  é o ângulo entre  $\hat{x}$  e  $x$ .

Aplicando a Equação B.4 para o eixo 3, tem-se que:

$$\hat{V}_{eixo3} = u \cdot \cos(270^\circ + 26^\circ) + v \cdot \sin(270^\circ + 26^\circ) \quad (\text{B.5})$$

E para o eixo 4:

$$\hat{V}_{eixo4} = u \cdot \cos(26^\circ) + v \cdot \sin(26^\circ) \quad (\text{B.6})$$