

# **LINHA DE INSTABILIDADE DA AMAZÔNIA: ESTUDO DE CASO E IMPORTÂNCIA DAS CARACTERÍSTICAS DO PERFIL DO VENTO NA SUA FORMAÇÃO E DESENVOLVIMENTO**

Clênia Rodrigues Alcântara

Universidade Federal de Campina Grande; Campina Grande, PB  
*e-mail: clenia@dca.ufcg.edu.br*

## Resumo

Este trabalho consistiu em um estudo de caso de linha de instabilidade amazônica, primeiramente feito através de dados observados disponíveis e simulações numéricas. Foram realizadas simulações homogêneas utilizando-se o modelo atmosférico de mesoescala BRAMS. Tais simulações foram processadas com o intuito de avaliar a importância do cisalhamento direcional e da intensidade do vento, ambos na vertical. Observou-se que as simulações foram bastante sensíveis às alterações implementadas nos perfis de vento que inicializaram o modelo. No caso simulado, em que não se observou cisalhamento, inclusive direcional, o sistema que surgiu foi composto por uma célula com menos profundidade, de curta duração e estacionária. No caso em que se observou cisalhamento moderado em baixos e médios níveis (jato de baixos níveis), a simulação ficou muito próxima do caso controle, em que teve a linha de instabilidade bem formada. No caso com cisalhamento direcional no perfil do vento bastante pronunciado, formaram-se camadas de nuvens que cobriram uma área extensa.

## Abstract

This paper reports a case study of Amazonian squall line, first made available through the observed data and numerical simulations. Homogeneous simulations were performed using the mesoscale atmospheric model BRAMS. Such simulations have been processed in order to assess the importance of directional shear and wind intensity, both in the vertical. It was observed that the simulations were very sensitive to changes implemented in the profiles of wind that initialize the model. In the simulated case, where there was no shear, including directional, the system that emerged was composed of a cell with less depth, short-lived and stationary. In the event that was observed moderate shear at mid and low-level (low level jet), the simulation was very close to the case control, in which the squall line was well formed. And in the case with directional shear in the wind profile quite pronounced, formed layers of clouds that covered a wide area.

## 1. Introdução

Entre os mais importantes produtores de chuva da bacia amazônica estão as linhas de instabilidade (LI) de origem costeira. Esses sistemas formam-se ao longo da costa nordeste da América do Sul como um resultado da convecção induzida pela brisa marítima. As LIs, frequentemente, propagam-se para o interior do continente e, em alguns casos, chegam a atingir os Andes 48h após sua formação (Kousky, 1980; Molion, 1987).

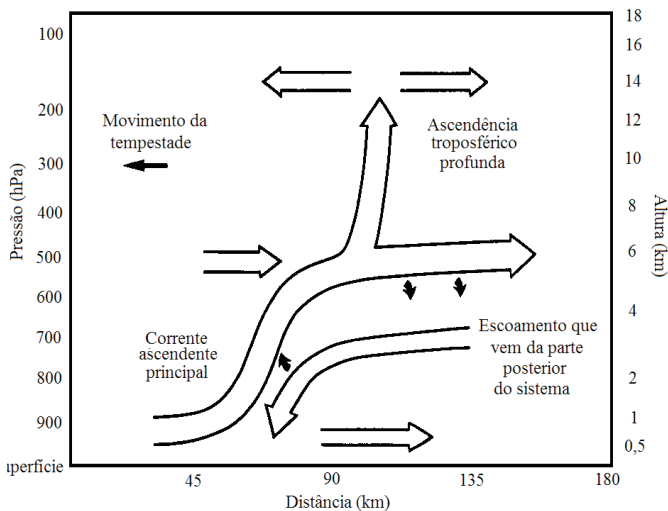
Molion (1987) descobriu que essas linhas de instabilidade podem ter 1000 km de comprimento e propagar-se com velocidade média de 10° de longitude por dia, ou seja, 45-55 km/h.

Greco et al. (1990) descobriram que os sistemas costeiros têm geralmente 1000-2000 km de comprimento, mas podem atingir um comprimento máximo acima de 3500 km. Eles estimaram que os sistemas se propagam com velocidade de 50-60 km/h e foram observados por 24-48h. Uma importante descoberta foi que, ao todo, 12 sistemas ocorreram durante a segunda etapa do *Amazon Boundary Layer Experiment* (ABLE 2B) e, sozinhos, produziram 40% da chuva de todo o experimento. Esse foi um dos primeiros experimentos realizados na região amazô-

nica e compreendeu o período entre abril e maio de 1987.

Garstang et al. (1994) mostraram que as linhas amazônicas costeiras passam por 6 estágios no seu ciclo de vida: gênese, intensificação, maturidade, enfraquecimento, re-intensificação e dissipação. Análises detalhadas também revelaram que as linhas são compostas por três componentes distintas: uma região pré-tempestade, que contém cúmulos em desenvolvimento, uma borda principal com convecção profunda (cumulonimbus) e uma região com nuvens estratiformes na parte posterior do sistema, chamada de região da bigorna. Tal organização do sistema convectivo concorda com o modelo descrito por Gamache e Houze (1982), Houze (1977) e Zipser (1977) para as linhas de instabilidade tropicais.

Eles também sugeriram uma estrutura para o escoamento de ar que inicialmente está orientado perpendicular ao eixo da linha de instabilidade, descrevendo movimento ascendente profundo na borda principal do sistema e convergência de velocidade nos médios níveis na região da bigorna. Nessa região, é encontrada ascendência em mesoescala acima do nível de congelamento (550 hPa) e subsidência abaixo desse nível (ver Figura 1). Os movimentos verticais nessa região são menores (uma ordem de magnitude) que aqueles encontrados na borda convectiva do sistema.



**Figura 1.** Modelo conceitual da estrutura de escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica (adaptado de Garstang et al., 1994).

Alguns estudos das linhas de instabilidade tropicais e de latitudes médias têm esclarecido a importância das camadas de nuvens encontradas na região de bigorna. Essas investigações mostraram que é nessa região que a ascendência em mesoescala e o transporte vertical mais significativo ocorrem. A energia necessária para a ascendência em mesoescala tem sido atribuída ao transporte horizontal de calor sensível e hidrometeoros das regiões convectivas para o interior das camadas estratiformes (Rutledge e Houze, 1987). Gastang et al. (1994) chegaram à mesma conclusão ao observar que aproximadamente 520 000 W/m<sup>2</sup> e 340 000 W/m<sup>2</sup> de calor foram transportados dentro da borda convectiva e da região de bigorna, respectivamente, no caso estudado. O calor que alcançou a camada entre 300 e 100 hPa foi apenas 2-3% do aquecimento total da coluna e foi exportado para o balanço nos trópicos. Assim, a maior parte dessa energia total foi usada para manter as torres convectivas.

Gastang et al. (1994) ainda observaram que, ao analisar uma linha de instabilidade amazônica em seu estágio maduro, havia aquecimento e secagem por toda a troposfera. O pico de aquecimento foi encontrado nos médios níveis entre 550 e 500 hPa. Assim, uma região de bigorna dinamicamente ativa é uma característica desses sistemas de mesoescala na região.

As linhas de instabilidade amazônicas de origem costeira se desenvolvem durante o final da manhã e o início da tarde ao longo da costa norte da América do Sul, dentro de uma área de convecção induzida pela brisa marítima. Seguido ao desenvolvimento, esses sistemas intensificam e propagam-se continente adentro, possivelmente como ondas de mesoescala associadas com a instabilidade trapezoidal (Sun e Orlanski, 1981; Silva Dias e Ferreira, 1992).

Sun e Orlanski (1981) investigaram os efeitos do contraste terra-mar, viscosidade e variação diurna da estratificação na camada limite planetária em relação à instabilidade trapezoidal. Seus resultados mostraram que as ondas de gravidade internas de mesoescala, associadas com a instabilidade trapezoidal local, podem ser excitadas pela circulação de brisa marítima próximo à costa, onde as bandas de nuvens se originam, e então se desenvolvem e propagam-se continente adentro. O período de ondas de mesoescala na região equatorial depende da variação diurna da estratificação, assim como da magnitude da viscosidade. Sun e

Orlanski (1981) também avaliaram o mecanismo de propagação das linhas de instabilidade tropicais usando um modelo linear no qual a circulação de brisa produziu uma onda propagante associada com a instabilidade trapezoidal, que é devida à oscilação diurna do perfil de temperatura da camada limite.

Logo, este trabalho tem como objetivo descrever um caso de linha de instabilidade da Amazônia através de alguns dados observacionais disponíveis e através de simulações numéricas. O intuito maior aqui é entender como as características do ambiente podem influenciar na formação e desenvolvimento destes sistemas.

## 2. Materiais e métodos

O caso de linha de instabilidade a ser estudado ocorreu no dia 21 de julho de 2001 durante a realização do experimento CIRSAN. A área compreendida por este experimento, e algumas das localidades onde foram implantados os instrumentos de medição, pode ser vista na Figura 2.

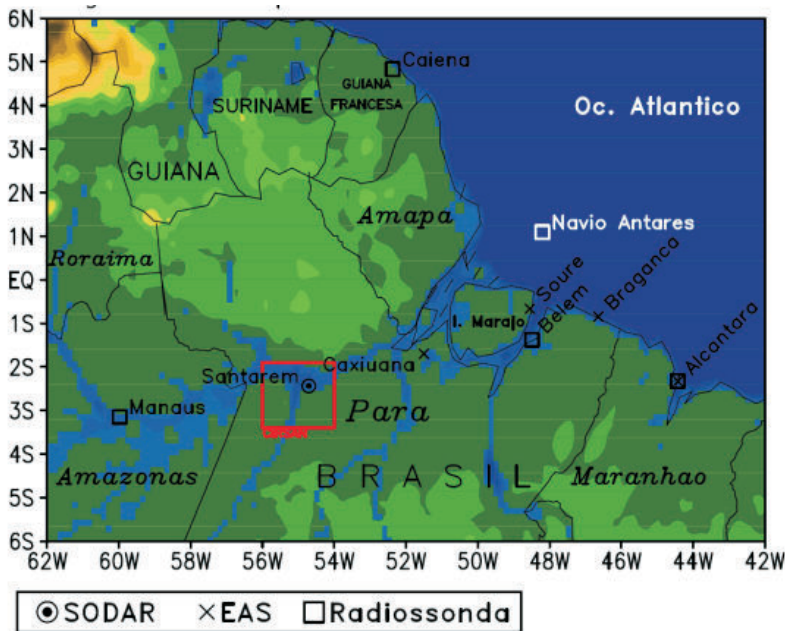


Figura 2 . Área de realização do experimento CIRSAN – LBA (Fonte: Longo, 2003).

Para fazer o estudo de caso, foram utilizadas imagens de satélite do Goes 8 no canal infravermelho desde a 01:45 UTC do dia 21 de julho até a 01h e 45min UTC de 22 de julho de 2001 a cada 30 min. Esse conjunto de imagens, juntamente com os demais dados observacionais utilizados aqui, foram cedidos pelo Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais (MASTER) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Meteorologia (IAG – USP). Tais informações foram utilizadas para a identificação do sistema, juntamente com seus estágios de desenvolvimento.

Também foi utilizada a reanálise do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) na verificação das condições de grande escala da atmosfera no período de ocorrência da LI. Nesse caso, optou-se por analisar valores médios do dia 21 de julho de 2001.

Quanto aos dados observacionais, foram selecionados tomando como critérios sua existência nos dias 20 e 21 de julho de 2001 e sua regularidade na frequência de obtenção. Assim, foram utilizados dados das localidades de Belém – PA (1,38°S; 48,48°W) e Soure – PA (0,72°S; 48,5°W), obtidos através de estações automáticas, cuja resolução temporal foi de 30 minutos, e sondagens feitas a 00h e às 12h, horário local (HL).

Quanto às simulações, foram processadas quatro delas utilizando *Regional Atmospheric Modeling System* - RAMS (Pielke et al., 1992), desenvolvido na *Colorado State University* e que recebeu desenvolvimentos brasileiros (BRAMS – Freitas et al., 2007). Todas as simulações tiveram inicialização homogênea, ou seja, foram inicializadas com apenas uma sondagem, de forma que, no tempo inicial, todos os pontos de grade têm o mesmo valor para as variáveis em cada nível atmosférico. As características comuns às simulações são apresentadas na Tabela 1. As grades escolhidas podem ser vistas na Figura 3.

A simulação principal, chamada simulação controle, foi feita utilizando-se sondagem de Belém – PA das 12h HL de 20 de julho de 2001 (ver Figura 4), ou seja, quase 24 horas antes da formação do sistema, para que o modelo pudesse reproduzir tais condições.

Percebe-se que a sondagem tem características de um ambiente quente (Figura 4a), com temperatura à superfície em torno dos 28°C, e úmido (Figura 4b), com razão de mistura em torno de 18 g/kg. Observando o perfil de temperatura, percebe-se que ela decresceu ao longo da atmosfera, chegando até -80ffC em 100 hPa. A razão de mistura caiu

rapidamente com a altura, de forma que em 500 hPa seu valor foi de aproximadamente 1 g/kg. A Figura 4c mostra que houve um jato em baixos níveis entre 800 e 700 hPa, com intensidade máxima de 12 m/s. Também apresentou um jato em altos níveis com máximo em 40 hPa e 33 m/s de intensidade. Quanto ao cisalhamento direcional (Figura 4d), tem-se que foi moderado em baixos e médios níveis, sendo o vento predominantemente de leste. Em altos níveis, o jato foi de oeste.

**Tabela 1. Características gerais das simulações.**

Tempo de simulação	48 horas
Início	12 UTC de 20 de julho de 2001
Número de grades	2
Pontos em x, y, z e camadas de solo	(100X100),(200X200), 36, 11
$\Delta x = \Delta y$	(20 km), (5 km)
$\Delta z$ , razão e $\Delta z$ máximo	120, 1.2, 1000
Centro do domínio	1,4°S; 48,5°W (Belém - PA)
Arquivos de topografia	USGS, com 10 km de resolução
Arquivos de TSM	NCEP, semanal
Microfísica	3
ICLLOUD = 5, IRAIN = 5, IPRIS = 5, ISNOW = 5, IAGGR = 5, IGRAUP = 5, IHAIL = 5, CPARM = .1e9, RPARM = 1e-3, PPARM = 0 SPARM = 1e-3, APARM = 1e-3, GPARM = 1e-3, HPARM = 3e-3, GNU = 2.,1.,2.,1.,1.,1.,1.,	
Radiação de ondas curta e longa	Chen e Cotton
Parametrização de cúmulos	(Ativada), (Desativada)
Umidade do solo	Homogênea
Níveis	
-4, -3, -2, -1, -0,5, -0,3, -0,2, -0,15, -0,1, -0,05, -0,03 -0,01	
Grau de saturação	
0,45, 0,45, 0,45, 0,39, 0,39, 0,39, 0,39, 0,39 ...	

As demais simulações foram feitas com o intuito de entender o impacto do cisalhamento do vento na formação e desenvolvimento do sistema aqui estudado e a contribuição do jato de baixos níveis. As situações estudadas foram aquelas em que os perfis de intensidade e direção do vento foram considerados zero, a intensidade do vento acima de 500 hPa foi igualada a zero (sem o jato em altos níveis) [ver Figura 4c] e com o perfil do vento em uma situação de cisalhamento direcional mais acentuado (Figura 5). A Tabela 2 é um resumo desses experimentos.

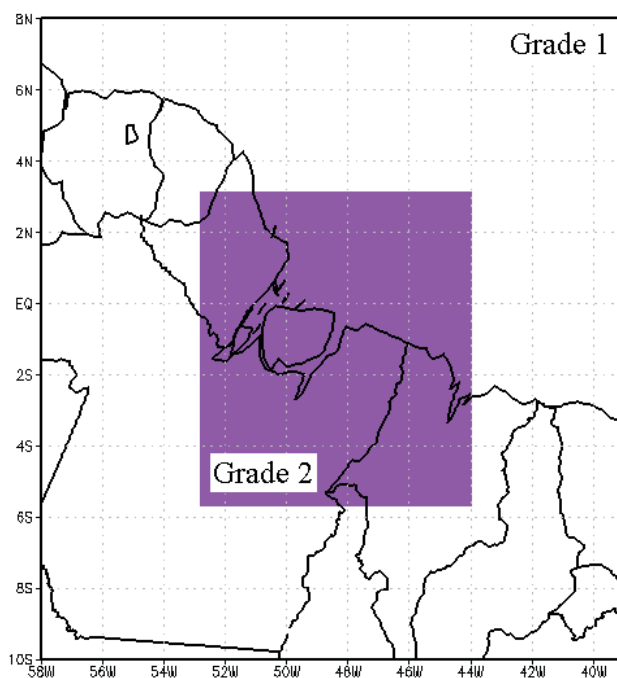


Figura 3. Grades utilizadas nas simulações.

Tabela 2. Experimentos realizados

Experimento	Descrição
Controle	Perfil original de Belém - PA
Zero	Perfil com intensidades e direções do vento iguais a zero.
Jato baixos níveis	Perfil com intensidade do vento igual a zero acima de 500 hPa.
Direcional	Perfil do vento com acentuado cisalhamento direcional.



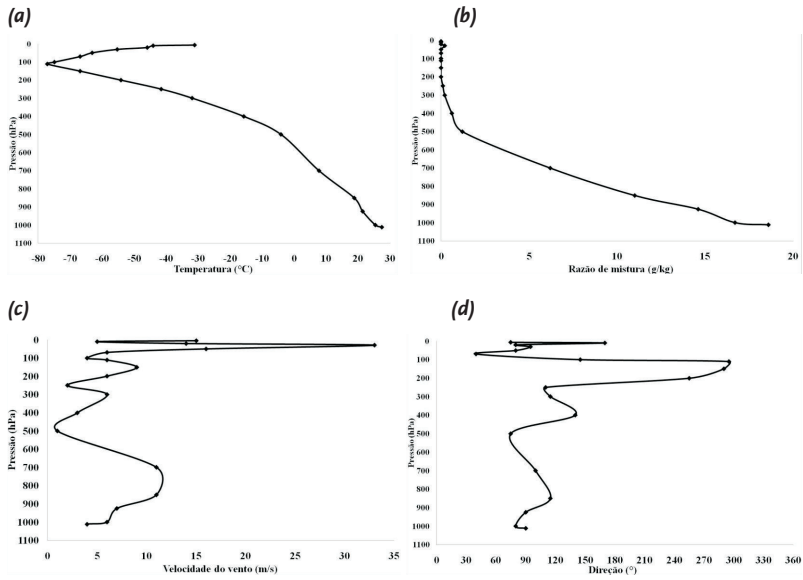


Figura 4. Sondagem de Belém - PA do dia 20 de julho de 2001 às 12h LT, em que (a) é a temperatura ambiente ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) razão de mistura (g/kg), (c) velocidade (m/s) e (d) direção ( $^{\circ}$ ) do vento.

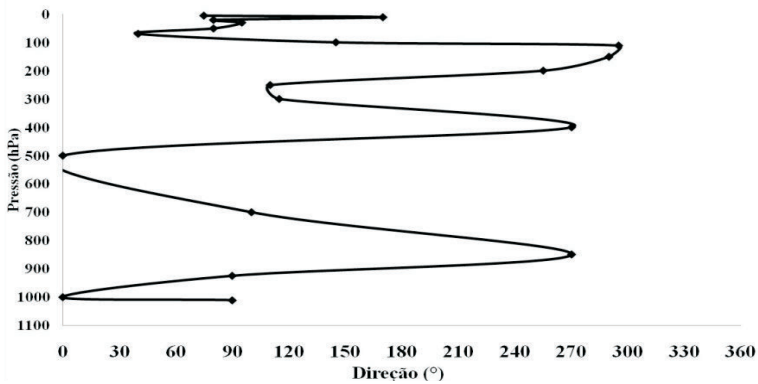


Figura 5. Perfil de direção do vento utilizado na Simulação Direcional.

O grau de instabilidade é frequentemente medido por índices que são calculados facilmente, como o Índice de levantamento, Showalter e Total Totals. Uma medida mais correta dessa instabilidade pode ser obtida pelo cálculo da quantidade de energia de flutuação disponível para uma parcela em ascensão através de um ambiente não-perturbado [*Convective Available Potential Energy* (CAPE)] (Weisman e Klemp, 1986).

O diagrama Skew T log P, analisado neste trabalho, foi construído a partir do módulo interativo skew t log p desenvolvido pelo *Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training* (COMET) da *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR). Ele calcula uma série de parâmetros e índices atmosféricos, baseado nos manuais do diagrama (Air Weather Service, 1990), inclusive a CAPE e o número de Richardson.

### 3. Resultados

#### 3.1 Identificação do sistema por imagens de satélite

A linha de instabilidade atingiu o comprimento máximo em torno de 1200 km e largura máxima de 170 km. Teve um tempo de vida estimado de 9 horas, com orientação de noroeste-sudeste, direção de propagação para sudoeste e se formou mais ou menos às 14h e 15min UTC (ou 10h e 15min HL). Foi um sistema que se propagou por quase 280 km, com velocidade em torno de 34 m/s. Assim, segundo Greco et al. (1990), essa linha de instabilidade pode ser considerada como um sistema que ocorre na costa (COS) e, segundo a classificação de Cohen et al. (1989), essa é uma linha de instabilidade do tipo 1 (LIP1), cuja propagação ficou entre 170 e 400 km.

Através das imagens de satélite do GOES 8 no canal infravermelho, com informações sobre a temperatura do topo das nuvens, pode-se ver todo o ciclo de vida deste sistema. Diferente do caso estudado por Garstang et al. (1994), no qual o sistema era uma linha de instabilidade costeira (COS) [segundo classificação de Greco et al. (1990)] que se propagou por toda a bacia amazônica e passou por 6 estágios de desenvolvimento, o caso aqui estudado é de um sistema menos intenso e que passou por apenas 4 estágios. São eles: formação, intensificação, maturidade e dissipação (ver Figura 6).

A formação desse sistema teve seu início por volta das 14h e 15min UTC (10h e 15min HL) com o surgimento das primeiras células convectivas na linha da costa do estado do Amapá e norte da Ilha de Marajó - PA. Essas células surgiram formando vários agrupamentos convectivos, que tenderam a aumentar de tamanho (Figura 6a) e se intensificarem.

A intensificação do sistema ocorreu durante o final da manhã e início da tarde desse mesmo dia. Nesse momento, o sistema já se encontrava com sua orientação característica, mais agrupamentos de nuvens profundas o formavam e tinha um padrão quase linear paralelo à costa (Figura 6b).

O que se observou é que o sistema foi formado por uma linha descontínua de agrupamentos distintos de células convectivas. Tipicamente, apenas 30-40% da borda principal do sistema consiste de convecção profunda e ativa (Garstang et al., 1994), conseqüentemente, apenas esse valor é visível através de imagens de satélite.

Por fim, tem-se o estágio de dissipação, que teve início às 22h 15min UTC (18h 15min HL). Nele, os agrupamentos de nuvens convectivas tornaram-se mais irregulares e menores, de forma que o sistema foi aos poucos perdendo suas características.

### 3.2 Condições de grande escala

O período estudado teve como condições em grande escala a presença de vários sistemas que são característicos da América do Sul e nesta época do ano.

Na Figura 7, tem-se a reanálise do ECMWF para o dia 21 de julho de 2001, que é uma média das quatro análises do dia. Nela, o painel (a) é referente ao nível de 250 hPa e mostra as linhas de corrente do vento horizontal mais a divergência de massa (escala colorida) ( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). O painel (b) mostra as linhas de corrente do vento horizontal e a divergência de umidade ( $\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ) para 850 hPa.

Em 250 hPa, houve a presença da ZCIT deslocada para norte, como é próprio de sua climatologia. Sobre a região norte do Brasil, observou-se a presença de uma circulação anti-ciclônica. Já sobre o Atlântico Sul, observou-se uma circulação ciclônica. Outra característica da circulação atmosférica em altos níveis desse dia foi a presença do jato subtropical que se mostrou bastante intenso. Também se observou a existência de

um cavado, cujo eixo passava pelo norte de Minas Gerais e Espírito Santo e ajudou a intensificar os sistemas frontais que por ali passaram.

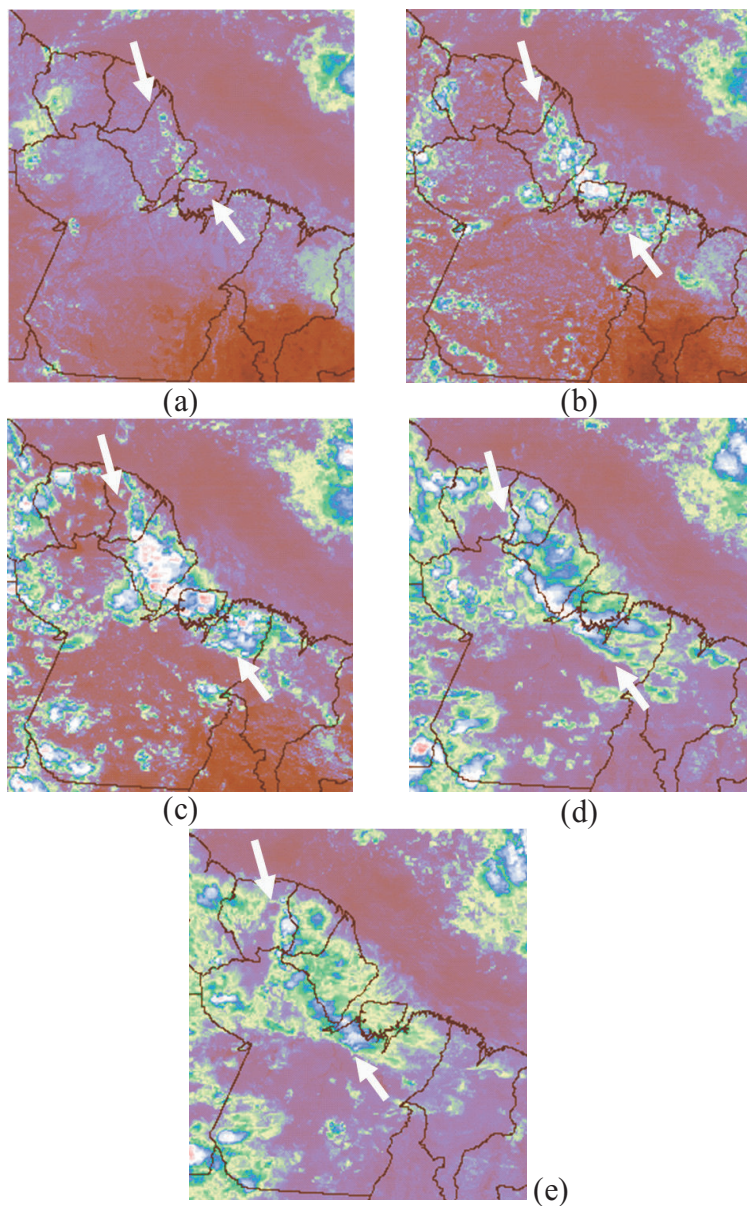
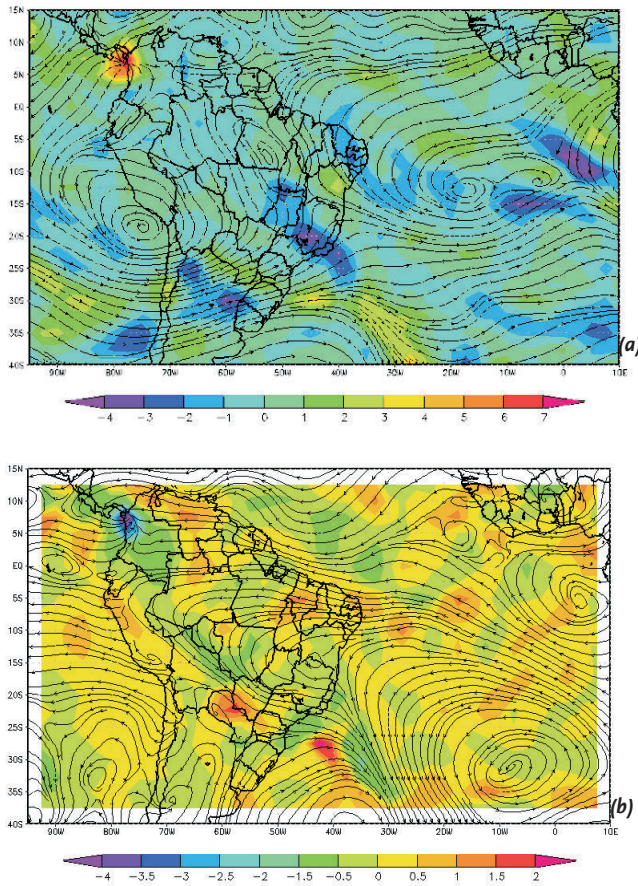


Figura 6. Imagens de satélite do GOES 8 para a região de formação de uma linha de instabilidade nos horários das (a) 14:15 UTC, (b) 16:45 UTC, (c) 19:15 UTC, (d) 22:15 UTC e (e) 23:45 UTC do dia 21 de julho de 2001.



**Figura 7.** Reanálises do ECMWF para o dia 21 de julho de 2001, nos níveis de (a) 250 hPa, mostrando as linhas de corrente do vento horizontal e a divergência de massa ( $\times 10^5 \text{ s}^{-1}$ ), e de (b) 850 hPa, mostrando as linhas de corrente do vento horizontal e a convergência de umidade ( $\times 10^3 \text{ s}^{-1}$ ).

A existência desses sistemas provoca a organização da circulação, de tal forma que promove regiões de divergência de massa em altos níveis por toda a Amazônia. Uma vez que a atividade convectiva é forte nessa região, mesmo na época mais seca, essa divergência pode ser responsável pela organização da chuva na Amazônia, no centro-oeste e sudeste do Brasil (Ferreira et al., 2004). Outras regiões de divergência de massa em altos níveis estão associadas com o jato subtropical e a ZCIT.

Em 850 hPa, a circulação na América do Sul foi dominada pelos ventos alísios em baixas latitudes e pela alta do Atlântico Sul nas latitudes subtropicais. Segundo Rao e Marques (1984), os ventos alísios são extremamente importantes na advecção de umidade do Oceano Atlântico para a Amazônia e é essa umidade que alimenta a atividade convectiva sobre o continente. Assim, os ventos na região amazônica se mostraram predominantemente de leste. Rickenback et al. (2002) e Cifelli et al. (2002) sugeriram que a grande escala modula a atividade convectiva no sul da Amazônia, de forma que ventos de leste (oeste), em baixos níveis, tendem a produzir pequenas (grandes) áreas de forte (fraca) precipitação (Ferreira et al., 2004).

Nesse dia, também estava configurada uma situação de bloqueio no Pacífico Sul, pois o centro de alta pressão característico dessa região se encontrava com intensidade abaixo da média. Essa situação de bloqueio, em geral, desfavorece a entrada de sistemas frontais no Brasil.

Observou-se também que havia convergência de umidade nos baixos níveis por todo o litoral norte do Brasil e por toda região amazônica. Isso ocorreu devido ao transporte realizado pelos ventos alísios como mencionado anteriormente. A convergência de umidade também foi observada na região centro-oeste e litoral do sudeste devido ao transporte de umidade da Floresta Amazônica e pela presença dos Andes, que canaliza essa circulação.

### 3.3 Dados observados

As figuras abaixo são referentes às variáveis: pressão atmosférica (hPa), temperatura potencial equivalente (K), umidade específica (g/kg), intensidade (m/s) e direção (°) do vento, obtidas através de estações meteorológicas automáticas em Soure (ver Figura 2), no período entre 00h e 23h e 30min HL de 21 de julho de 2001, e de sondagem lançada em Belém às 12h HL do mesmo dia.

Em Soure (Figura 8), a pressão teve um máximo em torno das 13h e 30min HL de 1011,5 hPa e caiu nas duas horas seguintes, voltando a subir levemente em torno das 16h HL. Esse é um indicativo da passagem da mesobaixa que está associada com a linha de instabilidade. As demais variáveis também indicam a passagem do sistema. Na temperatura potencial equivalente e na razão de mistura, tem-se um máximo as 15h HL e, em seguida, uma queda brusca, de forma que a variação de

temperatura foi de 5 K e de umidade específica foi de 1 g/kg. Em termos de intensidade do vento, esta variou bastante ao longo do dia, ficando evidente a passagem da frente de rajada associada à linha de instabilidade com velocidade de 4,5 m/s. Quanto à direção, o vento foi predominante de nordeste.

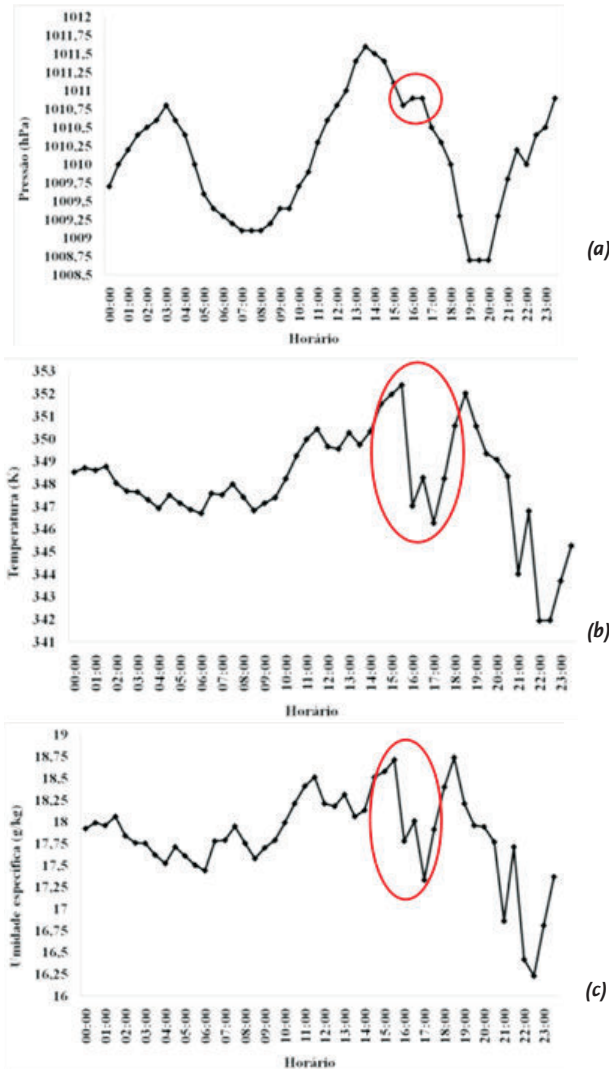


Figura 8. Dados observados em Soure – PA ( $0,72^{\circ}\text{S}$ ;  $48,5^{\circ}\text{W}$ ) coletados pela estação automática a cada 30 minutos desde as 00h até 23h 30min de 21 de julho em que (a) é pressão atmosférica (hPa), (b) é temperatura potencial equivalente (K), (c) umidade específica (g/kg), (d) intensidade (m/s) e (e) direção ( $^{\circ}$ ) do vento. (Continua...)

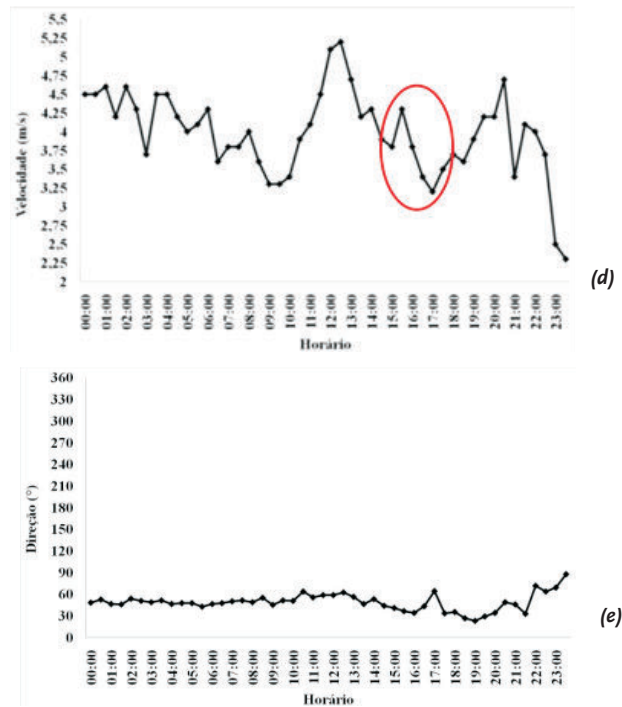


Figura 8. Dados observados em Soure – PA (0,72°S; 48,5°W) coletados pela estação automática a cada 30 minutos desde as 00h até 23h 30min de 21 de julho em que (a) é pressão atmosférica (hPa), (b) é temperatura potencial equivalente (K), (c) umidade específica (g/kg), (d) intensidade (m/s) e (e) direção (°) do vento. (Conclusão)

A sondagem para Belém das 12h HL (Figura 9) mostra o estado da atmosfera duas horas antes da formação da linha.

Percebe-se que o perfil de temperatura potencial indica que a atmosfera se mostrava estaticamente instável bem próximo à superfície e estável nas demais camadas. Ao observar o perfil de temperatura potencial equivalente, este se mostrou bastante instável convectivamente até 800 hPa. Entre 800 e 700 hPa, havia uma camada de estabilidade. Entre 700 e 600 hPa, a atmosfera voltou a ficar instável e, nas demais camadas acima desta, passou a ficar estável novamente.



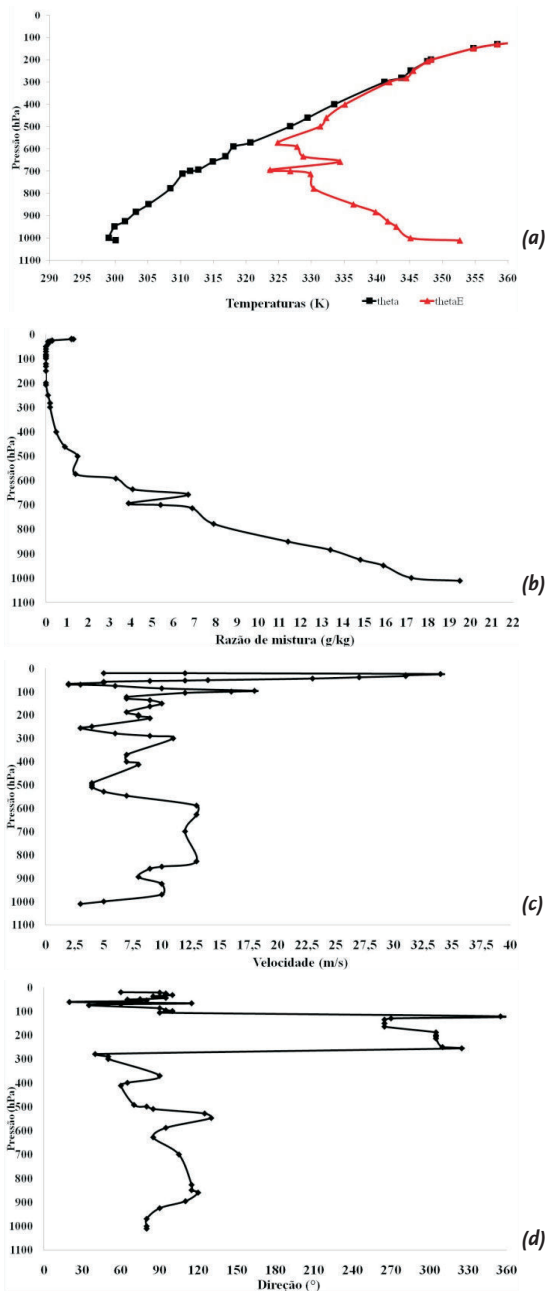


Figura 9. Sondagens coletadas em Belém - PA ( $1,38^{\circ}\text{S}$ ;  $48,48^{\circ}\text{W}$ ) no horário das 12h do dia 21 de julho de 2001 em que (a) são as temperatura potencial e potencial equivalente (K), (b) razão de mistura (g/kg), (c) intensidade (m/s) e (d) direção ( $^{\circ}$ ) do vento.

A razão de mistura foi bastante alta próxima à superfície, com valores em torno de 19 g/kg. Ela diminuiu rapidamente à medida que se subiu na atmosfera. Em 700 hPa, essa razão de mistura foi de 4 g/kg. Entre 700 e 600 hPa, ela aumentou 3g/kg, voltando a diminuir em seguida. Essa variação no perfil pode ter ocorrido por que o radiossonda pode ter penetrado em uma camada de nuvens. Acima dela, em 400 hPa, a razão de mistura foi de 1 g/kg.

Em níveis mais baixos, a intensidade do vento foi mais alta entre 800 e 600 hPa, com valor quase constante de 12,5 m/s. Em altos níveis, o jato teve intensidade de 35 m/s e seu máximo em 50 hPa. Em termos de direção, em baixos e médios níveis, o vento foi de leste e, em altos níveis, o jato teve direção de noroeste, com cisalhamento direcional pouco intenso.

A Figura 10 mostra a CAPE para os processos convectivos nessas duas horas que antecederam a formação do sistema que aqui estamos estudando. Seu valor foi de 1280 J/kg, o que indica que a atmosfera estava propensa à formação de convecção profunda (Nascimento, 2005). Além disso, o valor da energia de inibição foi bastante baixo (-16 J/kg), favorecendo mais ainda o surgimento dessa convecção.

O número de Richardson (Bulk) é definido como a relação entre a CAPE e o cisalhamento vertical, entre 6 km e 500 m acima da superfície, e pode dar uma ideia do balanço entre esses forçamentos. No caso da sondagem da Figura 10, seu valor foi de 159 e indica que o empuxo domina sobre o cisalhamento vertical, favorecendo a formação de tempestades multicelulares (Weisman e Klemp, 1984).

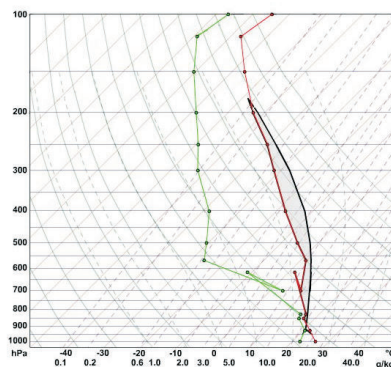


Figura 10. Diagrama Skew T log P para sondagem coletada em Belém - PA (1,38°S; 48,48°W) no horário das 12h do dia 21 de julho de 2001. A linha verde corresponde à temperatura do ponto de orvalho e a vermelha, à temperatura ambiente. A área hachurada corresponde à integral da CAPE.

### 3.4 Simulação controle

A Figura 11 mostra a evolução temporal do vento horizontal e da razão de mistura de nuvem (g/kg) a uma altura de 3000 m acima da superfície (a razão de mistura de nuvem é um bom traçador da LI). Esses resultados correspondem ao que é visualizado pela grade 2 da simulação, ou seja, à resolução de 5 km.

Uma linha de instabilidade semelhante àquela apresentada pelos dados observados começou a surgir 18 horas após o início da simulação. Ela se deu paralela à costa e com orientação de noroeste-sudeste, sempre perpendicular ao escoamento que foi de leste.

O sistema simulado mostrou-se, inicialmente, um grande aglomerado de nuvens com forma linear (Figura 11a). Os valores mais altos de razão de mistura de nuvem encontravam-se na parte sudeste da linha. À medida que o sistema se organizou e evoluiu, a configuração característica de uma linha de instabilidade pôde ser observada (Figura 11c), com uma parte frontal em que a razão de mistura de nuvem se mostrou maior e, na retaguarda do sistema, com valores menores. Sua propagação se deu duas horas após o início de sua formação.

Ao se fazer um corte na latitude de 33°S (Figura 12), pode-se ver as características verticais da linha simulada. Nessa figura, o que se observa na escala colorida é a soma das razões de mistura dos condensados e dos totais de gelo em g/kg e o vetor  $(u; w \cdot 100)$ , que seria o vento zonal mais a componente vertical multiplicada por 100, representando o escoamento.

Após 18 horas de simulação, o sistema se mostrou composto por vários núcleos de valores máximos na razão de mistura. Após 24 horas, a bigorna começou a se formar e pode ser vista bem definida na Figura 12d. Nesse momento, além da presença da bigorna, também se observa que à frente do sistema há uma região em que novos elementos vão se formando. Há uma borda principal, onde se observaram os máximos de razão de mistura, movimentos ascendentes e precipitação à superfície e, em sua retaguarda, há uma região de bigorna, com movimentos descendentes e núcleos de razão de mistura menos intensos. Assim, a linha atingiu a altura de 16 km na borda principal e 14-15 km na região de bigorna.

À medida que o sistema se propagou, ficou para trás uma região de movimentos descendentes e com razão de mistura muito pequena. Após a

formação da bigorna, observando a área que corresponde à borda principal do sistema, percebeu-se que os núcleos de razão de mistura do condensado, que antes eram maiores que 1 g/kg, agora passaram a ter intensidade máxima de 0,85 g/kg.

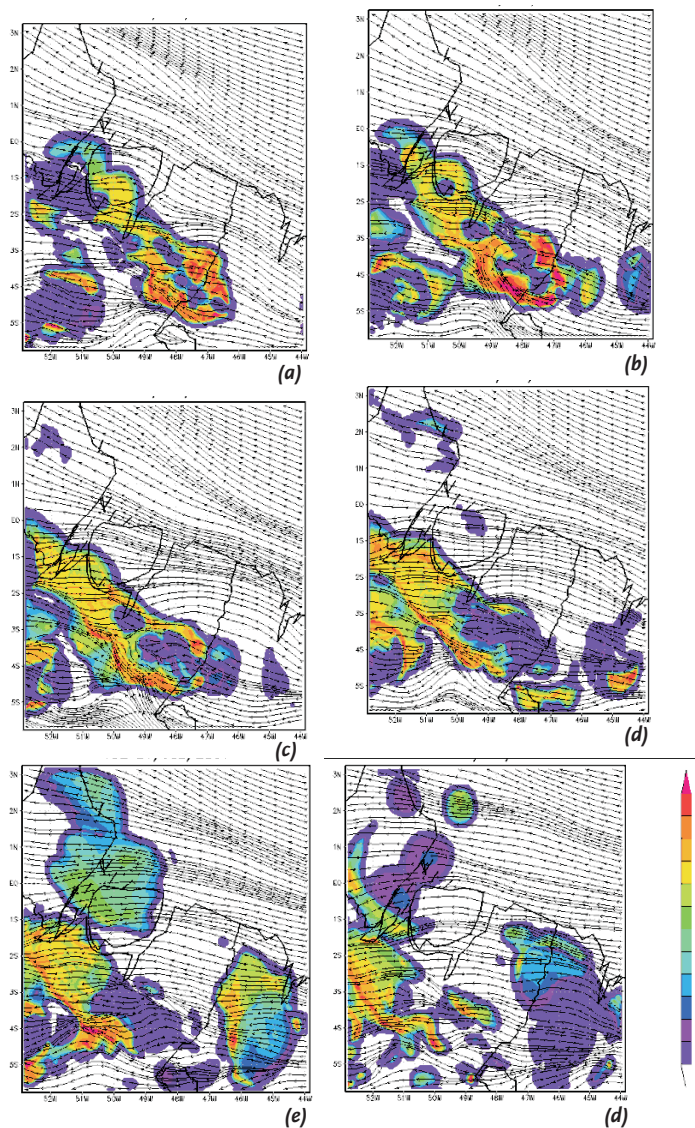


Figura 11. Evolução temporal do vento horizontal e da razão de mistura de nuvem (g/kg) a 3 km de altitude após as (a) 20, (b) 22, (c) 24, (d) 26, (e) 28 e (f) 30 horas de simulação no caso Controle.

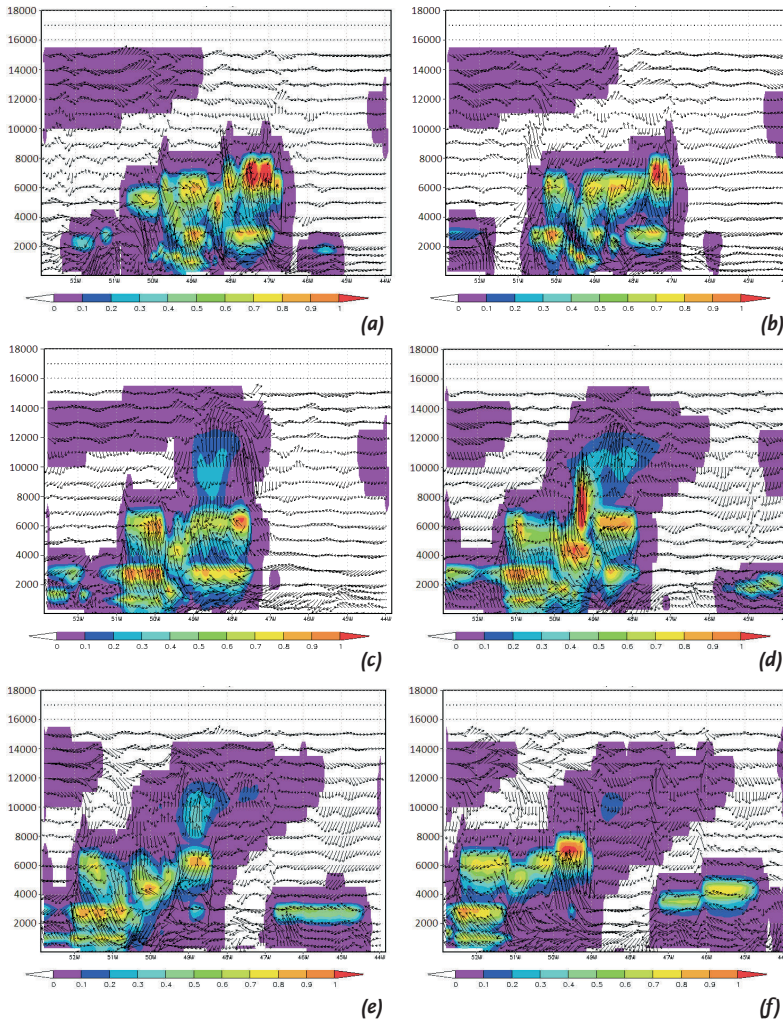


Figura 12. Evolução temporal do vetor ( $u; w \cdot 100$ ) e da razão de mistura de líquidos mais gelos ( $g/kg$ ) sobre  $3^\circ S$  após as (a) 20, (b) 22, (c) 24, (d) 26, (e) 28 e (f) 30 horas de simulação no caso Controle.

### 3.5 Importância do perfil do vento

O comportamento das tempestades é dependente do ambiente no qual a tempestade cresce, incluindo estabilidade termodinâmica, perfis verticais do vento e influência de forçamentos de mesoescala.

A instabilidade termodinâmica exerce um controle fundamental na

intensidade da tempestade convectiva, uma vez que controla a habilidade de parcelas de ar em acelerar verticalmente. O cisalhamento vertical, contudo, influencia fortemente na forma que a convecção pode ter, isto é, se a convecção se desenvolve como células de curta duração, multicelular ou supercélulas (Weisman e Klemp, 1984).

Alguns mecanismos físicos básicos relacionados à magnitude do cisalhamento vertical e energia de flutuação podem ser usados para explicar a vasta variedade de tempestades convectivas observadas na natureza. Nesta seção, tenta-se identificar a contribuição do cisalhamento vertical na formação da linha de instabilidade amazônica alterando seus valores na simulação controle e, em seguida, comparando o resultado dessas modificações.

As figuras abaixo mostram dois horários da simulação, após 18 (Figuras 13 e 14) e 27 horas (Figuras 15 e 16) do seu início, para os três experimentos em que foram alterados os perfis de direção e intensidade do vento (Zero, Jato baixos níveis e Direcional).

Quando se compara a simulação Controle e a simulação do experimento Zero, percebe-se que na simulação Zero se formam muitas áreas de convergência de escoamento (Figura 13b). Assim, a convecção seguiu esse padrão e se formou por toda a região de forma desorganizada. Uma grande faixa de nebulosidade se formou a leste da Ilha de Marajó, numa região em que a linha da costa e a topografia são menos complexas (Figura 15b).

Através das Figuras 14b e 16b, percebe-se que o sistema que se formou foi menos intenso, com menos núcleos de máxima razão de mistura. Nesse experimento, basicamente, houve a formação de apenas uma célula. Foi menos extenso, com apenas metade da largura, e menos profundo, atingindo uma altura máxima de 15 km. Sua duração também foi bastante reduzida, apenas 4 horas, ou seja, menos da metade do tempo do caso Controle. Além disso, produziu pouca precipitação e foi estacionário.

Segundo Weisman e Klemp (1986), ao considerar-se um caso de uma célula convectiva evoluindo em um ambiente sem vento, o que ocorre é que a corrente descendente produz uma piscina de ar frio que se espalha horizontalmente à superfície, igualmente em todas as direções. A convergência no limite da frente de rajada dispara nova convecção, se houver levantamento suficiente para levar as parcelas de ar ao nível de convecção livre. Uma vez que não há vento ambiente, a célula de corren-

te ascendente tende a ser imóvel, enquanto a frente de rajada continua a se espalhar pela superfície. A nova célula rapidamente encontra-se em um ambiente estável e frio atrás da frente de rajada e o desenvolvimento da corrente ascendente cessa. Dessa forma, seu tempo de vida tende a ser bastante curto, porque não há um mecanismo de realimentação.

Ao se comparar o experimento Controle com o experimento Jato baixos níveis, percebe-se que estes são bastante parecidos. As diferenças estão no fato de que a simulação que contém apenas o Jato de baixos níveis tem uma defasagem de uma hora no desenvolvimento do sistema em relação ao caso Controle (Figura 13c). O comprimento do sistema formado nesse caso é maior que o do caso Controle. A bigorna não ficou tão bem definida e a profundidade atingida foi de 15 km (Figura 16c). Aqui se percebe a importância da presença do jato em altos níveis no desenvolvimento da região de bigorna da linha de instabilidade. Ele seria responsável pela formação e desenvolvimento dessa região dentro da linha de instabilidade, não só dando sua forma alongada, mas também, contribuindo para a sua intensificação.

Cohen (1996) concluiu que, na ausência de jatos de oeste em altos níveis, as linhas de instabilidade que deveriam se propagar (LIP) não se propagaram para o interior do continente. O jato de oeste se apresentou mais intenso no caso de LIP do que no caso de linhas de instabilidade costeiras (LIC), assim como as ondas de gravidade, que também se mostraram menos intensas nesse último caso. Dessa forma, a atuação dos jatos em baixos e altos níveis pode formar um duto em que ondas de gravidade propagam-se sem perder energia.

Assim, em um ambiente de cisalhamento vertical moderado, uma célula ainda produz uma corrente descendente que irá formar a piscina de ar frio na superfície. Nesse caso, as células que crescem em resposta à convergência que se forma ao longo do limite da corrente descendente, agora tenderam a mover-se no sentido do cisalhamento. Elas crescem ao longo da porção *downshear* da frente de rajada, devido ao acréscimo do escoamento relativo que as adentram e pelo tempo em que essas células mantêm sua convergência em baixos níveis, alimentando-se do ar quente à frente da frente de rajada. Para a magnitude apropriada do cisalhamento vertical do vento, o movimento da célula e o movimento da frente de rajada podem ser os mesmos, levando ao re-desenvolvimento contínuo das correntes ascendentes (Weisman e Klemp, 1986).

No caso da simulação direcional, a 3 km de altura (Figuras 13d e 15d), percebe-se que se formam várias regiões de forte convergência por toda a área estudada e as maiores razões de mistura de nuvem se encontram na borda dessas convergências do escoamento. Com o passar do tempo, observa-se a formação de uma grande área de nebulosidade que não parece estar organizada.

Ao observar as Figuras 14d e 16d, percebe-se que se formam duas camadas de nuvens que realmente cobrem uma área bastante extensa. Sua altura máxima não chega a 10 km. Em alguns momentos, observou-se precipitação, porém muito pouca quando comparada com a simulação controle. Tais características são semelhantes às definições de nuvens estratiformes, sugerindo que simulações com bastante cisalhamento direcional levam à desorganização das tempestades multicelulares.

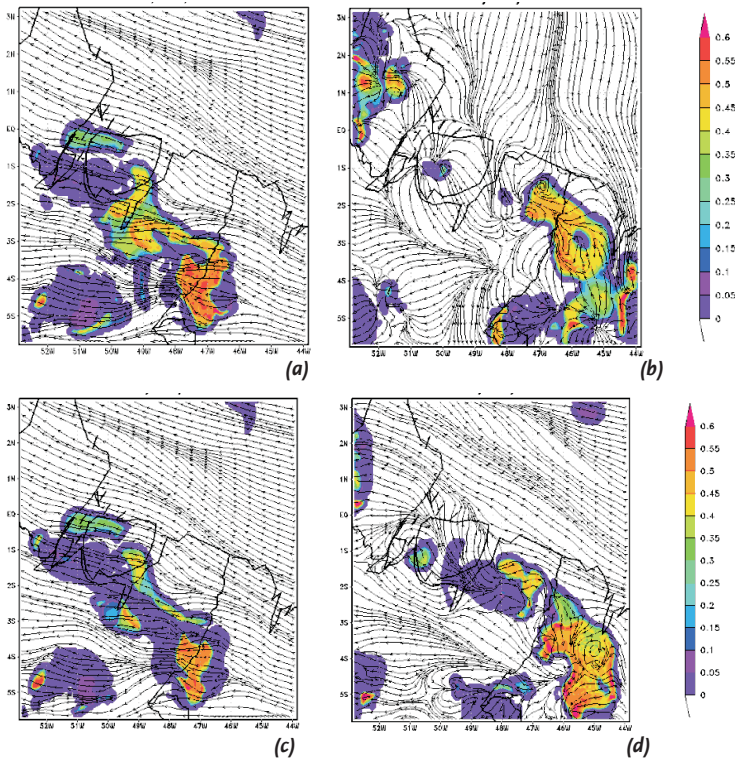
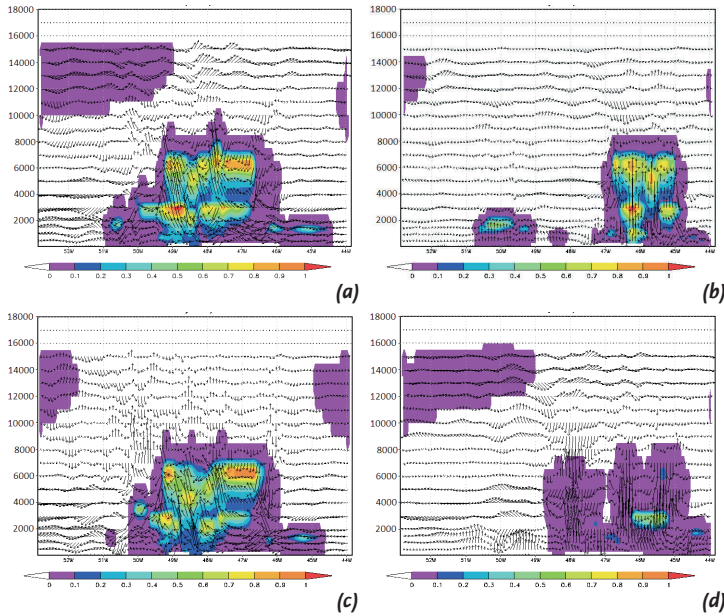
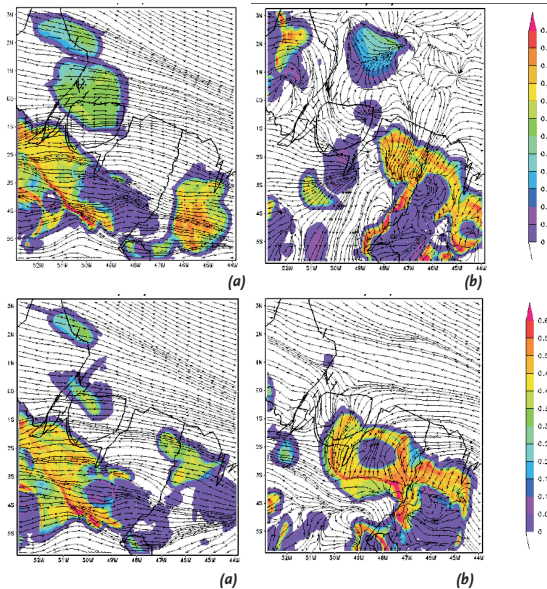


Figura 13. Vento horizontal e razão de mistura de nuvem (g/kg) a 3 km de altitude após 18 horas de simulação para os experimentos (a) Controle, (b) Zero, (c) Jato baixos níveis e (d) Direcional.

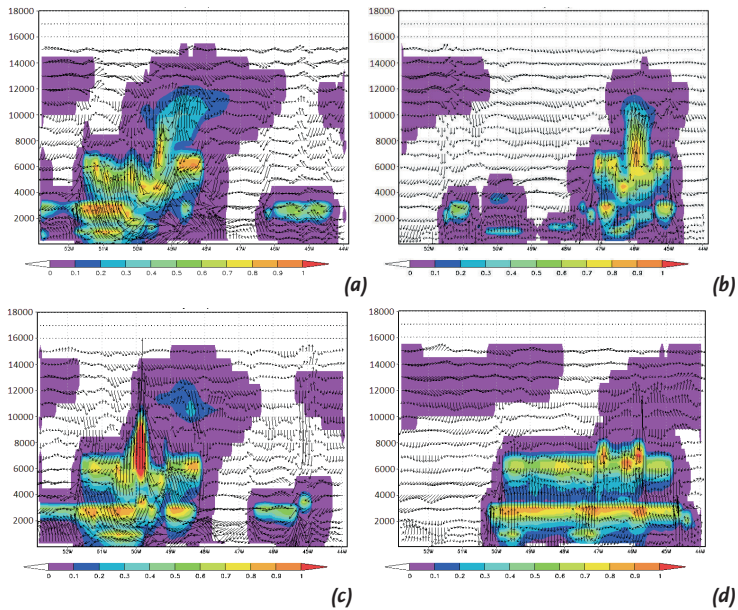




**Figura 14.** Vetor ( $u; w \cdot 100$ ) e razão de mistura de líquidos e gelos (g/kg) após 18 horas de simulação sobre  $3^{\circ}S$  para os experimentos (a) Controle, (b) Zero, (c) Jato baixos níveis e (d) Direcional.



**Figura 15.** Vento horizontal e razão de mistura de nuvem (g/kg) a 3 km de altitude após 27 horas de simulação para os experimentos (a) Controle, (b) Zero, (c) Jato baixos níveis e (d) Direcional.



**Figura 16.** Vetor ( $u; w \cdot 100$ ) e razão de mistura de líquidos e gelos (g/kg) após 27 horas de simulação sobre 3°S para os experimentos (a) Controle, (b) Zero, (c) Jato baixos níveis e (d) Direcional.

### 3.6 Conclusão

A linha de instabilidade aqui estudada foi um caso típico de sistema que ocorre localmente no litoral norte da América do sul. Surgiu no final da manhã de 21 de julho de 2001 e teve duração de 9 horas, com comprimento máximo de 1200 km, largura máxima de 170 km, velocidade em torno de 34 m/s e propagou-se por 280 km. Possui estágios de vida bem definidos.

A região amazônica é uma área que sofre grande influência de vários sistemas atmosféricos com variações espaciais e temporais bastante distintas. No dia em que ocorreu esse sistema, os ventos alísios exerceram papel predominante, trazendo umidade do Oceano Atlântico para o continente.

Os dados observados mostraram a assinatura da linha de instabilidade, de forma que ela é um sistema que provoca temperaturas mais elevadas, bastante umidade e ventos mais intensos durante a sua passagem. Após isso, o que se tem é uma camada atmosférica mais estável

termodinamicamente, além de temperaturas mais amenas, pouca umidade e ventos fracos junto à superfície.

Ao se fazer as simulações, pôde-se concluir que sem cisalhamento na intensidade do vento, e sem cisalhamento direcional, o que se produziu foi um sistema com características de tempestade unicelular, pouco profundo, de curta duração, pouco precipitante e estacionário. O cisalhamento moderado, tanto na intensidade quanto na direção do vento, são fatores determinantes para a organização de um sistema multicelular como as linhas de tempestades que ocorrem na região amazônica. Assim, sem o jato em baixos níveis, a linha de instabilidade não se formaria com tamanho grau de organização. Quando se tem cisalhamento direcional mais acentuado, não há possibilidade de organização de sistemas na forma de linha, pois esta forma camadas de nuvens com grande extensão que não conseguem se desenvolver verticalmente.

Nesse sentido, a situação ideal para a formação das linhas de instabilidade, indicada por estes experimentos, é um perfil de vento com jato em baixos níveis com intensidade moderada, jato em altos níveis bastante intenso e pouco cisalhamento direcional em baixos e médios níveis. Um perfil com instabilidade convectiva e uma quantidade de CAPE pelo menos moderada também é importante. Outro fator importante é um alto teor de umidade em baixos níveis.

## 4. Agradecimentos

O autor agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de Pós-doutorado.

## 5. Referências

AIR WEATHER SERVICE, Revised March 1990: The Use of the Skew-T/Log-P Diagram in Analysis and Forecasting, AWS/TR-79/006, 153 pp.

CIFELLI, R. et al. 2002: Radar observations of the kinematic, microphysical and precipitation characteristics of two MCS s in

TRMM-LBA. *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8077.

COHEN, J. C. P.; 1996: **Mecanismo de propagação e estrutura das linhas de instabilidade da Amazônia**. TESE DE DOUTORADO.

Universidade de São Paulo, São Paulo, 173.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A.; 1989: Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia.

**Climanálise**. 4, 11, 34-40.

FERREIRA, N. J.; CORREIA, A. A.; RAMÍREZ, M. C. V., 2004: Synoptic scale features of the tropospheric circulation over tropical south América during the WETAMC TRMM/LBA experiment.

**Atmósfera** 13-30.

FREITAS, S. R. et al. 2007. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATTBRAMS).

Part 1: Model description and evaluation. In Atmospheric Chemistry and Physics Discussion (Online). , v.7, 8571-8595.

GAMACHE, J. F.; HOUZE JR, R. A.; 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall lines. **Mon. Wea. Rev.**, 110,118-135.

GARSTANG M., H. L. MASSIE, J. HALVERSON, S. et al. 1994: Amazon Coastal Squall Line. Part I: Structure and Kinematics. **Mon. Wea. Rev.** 122, 608-622.

GRECO, S. et al. 1990: Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. *J. Geophys. Res.*, 95, 17001-17014.

HOUZE JR., R. A.; 1977: Structure and dynamics of a tropical squall line system. **Mon. Wea. Rev.**, 105, 1540-1567.

KOUSKY, V. E.; 1980: Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, 108, 488-498.

LONGO, M.; 2003: **Balanço de vortacidade horizontal associado a um sistema convectivo de mesoescala na Amazônia**. Dissertação. Universidade de São Paulo, São Paulo, 133pp.

MOLION, L. C. B., 1987: On the dynamic climatology of the Amazon

Basin and associated rain-producing mechanisms. *The Geophysiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions*, R. Dickerson, Ed. Wiley Interscience, 391-407.

NASCIMENTO, E. L.; 2005: Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, 20, 1, 113-122.

PIELKE, R. E. et al. 1992: A Comprehensive Meteorological Modeling System - RAMS. **Metero. Atmos. Phys.**, 49, 69-91.

RAO, V. B.; MARQUES, V. S.; 1984: Water vapor characteristics over northeast Brazil during two contrasting years. **J. Clim. Appl. Meteor.**, 23, 440-444.

RICKENBACH, T.M. et al. 2002: Modulation of convection in the western Amazon basin by extratropical baroclinical waves. **J. Geophys. Res.** 107 (D20), 7.1-7.13.

RUTLEDGE, S. A.; HOUZE, R. A.; 1987: A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. **J. Atmos. Sci.**, 44, 2640-2656.

SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N.; 1992: Application of linear spectral model to the study of amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, 97, 20405-20419.

SUN, W. Y.; ORSLANSKI, I.; 1981: Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. **J. Atmos. Sci.**, 38, 1675-1693.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B.; 1986: Characteristics of isolated convective storms. **Mesoscale Meteorology and Forecasting** edited by Peter S. Ray., American Meteorological Society, 331-353.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B.; 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. **Mon. Wea. Rev.**, 112, 2479-2498.

ZIPSER, E. J.; 1977: Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall line structure. **Mon. Wea. Rev.**, 105, 1568-1589.

Submetido em 02/05/2011

Aceito em: 05/09/2012

Revisão do *Abstract*: CCAA-Sul (Santa Maria, RS)