

Linhas de instabilidade

- As linhas de instabilidade (LI) são provavelmente a forma mais freqüente de organização convectiva de mesoescala;
- As LI são linhas de células convectivas contínuas ou aproximadamente contínuas;
- Não existe uma definição rigorosa para o tamanho das LI. Alguns autores tem proposto 50 km de extensão e 10km de largura para fins de investigação. Para diferenciar de outros tipos de tempestades convectivas, as LI têm um valor alto para a razão comprimento/largura;
- Em latitudes subtropicais e médias, as LI são freqüentemente associadas a situações frontais, podendo aparecer no setor quente ou frio, paralelas ou perpendiculares à frente;
- As LI se formam de diversas maneiras. Elas freqüentemente se originam como linhas de células convectivas dispersas, com novas células preenchendo os buracos da linha. Ou como linhas quase contínuas, quando há uma forçante linear como a frente fria. As LI também se formam em regiões de células convectivas mais dispersas ou embebidas em uma região uniforme de precipitação estratiforme;
- As LI começam como bandas estreitas de células convectivas intensas e evoluem para um sistema mais amplo e fraco. O tempo de

vida de uma LI e as estruturas específicas que nela se desenvolvem dependem fortemente do cisalhamento vertical do vento em baixos níveis. Em geral, forte cisalhamento promove uma vida mais longa para o sistema e condições de tempo mais severo.

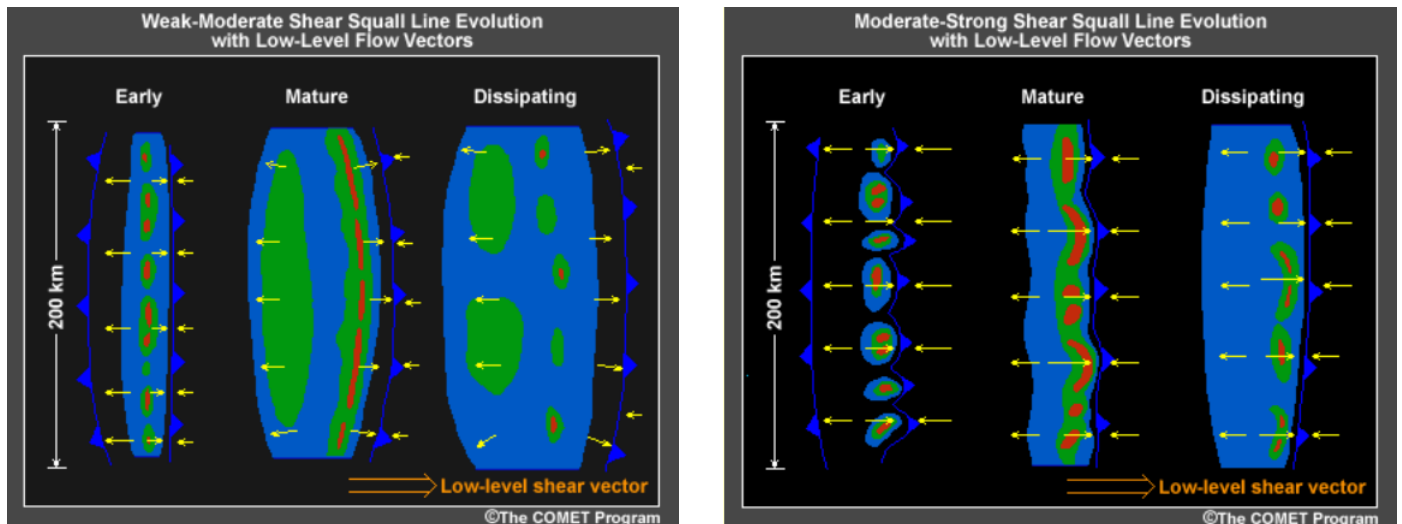


Figura 1: Classificação das LI. Fonte: <http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/severe2/>

- As fortes LI não ocorrem em situações de convecção alinhada associadas à esteira transportadora quente com levantamento para trás.
- As principais LI estão associadas com linhas de células convectivas profundas que se formam no setor quente a 200-300 km adiante da frente fria em superfície, associadas à esteira transportadora quente com levantamento para frente.

Classificação

As linhas de instabilidade são classificadas em 4 categorias:

- Broken line (linha quebrada);
- Back building;
- Broken areal (área quebrada);

- Embedded areal (área embebida).

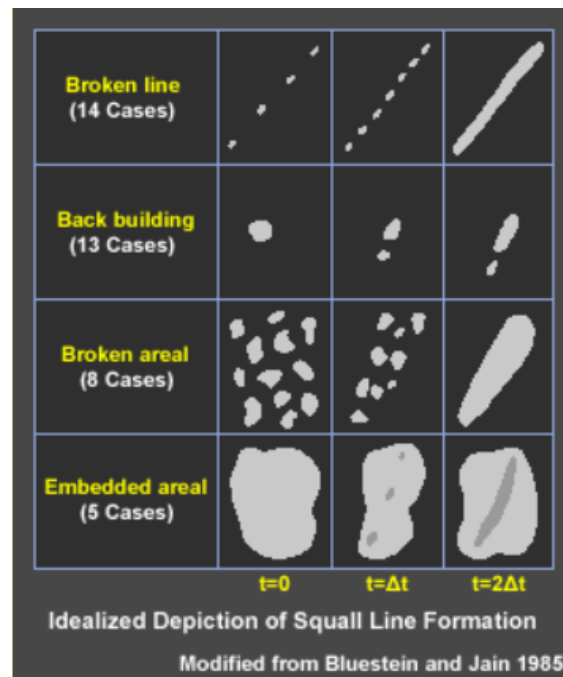


Figura 2: Classificação das LI. Fonte: <http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/severe2/>

Alguns estudos realizados

Gamache e Houze (1982)

A primeira descrição de linhas de instabilidade tropicais como fenômenos atmosféricos distintos ocorreu em 1945, enquanto que a primeira documentação desses sistemas durante um experimento de campo aconteceu em 1969.

Uma linha de instabilidade tropical é a porção dianteira de um distúrbio propagante em mesoescala, aqui referido como squall system; ela consiste basicamente de Cbs e apresenta na sua retaguarda uma nuvem do tipo bigorna (anvil cloud) que em geral possui bastante precipitação.

Os elementos convectivos são do tipo torres quentes e consistem em fluxos ascendentes por empuxo de ar úmido da camada limite para a alta

troposfera; movimentos descendentes carregam ar mais seco dos níveis médios para a camada limite, sendo que parte deste fluxo se espalha para a dianteira do sistema formando a frente de rajada (gust front) e o restante se esparrama na retaguarda do sistema.

A bigorna, em contraste com a linha convectiva, tem uma estrutura predominantemente estratiforme, com precipitação e nebulosidade praticamente uniformes; as partículas precipitantes nas porções mais elevadas desta região são basicamente cristais de gelo que podem degelar e eventualmente evaporar na passagem pelo ar seco da retaguarda.

Os movimentos verticais na retaguarda são para baixo abaixo da base da bigorna e para cima na bigorna propriamente dita (os movimentos para cima não são tão convincentes como os para baixo, porém existem fortes evidências sobre sua existência).

Os movimentos verticais em uma LI são esquematizados da seguinte forma:

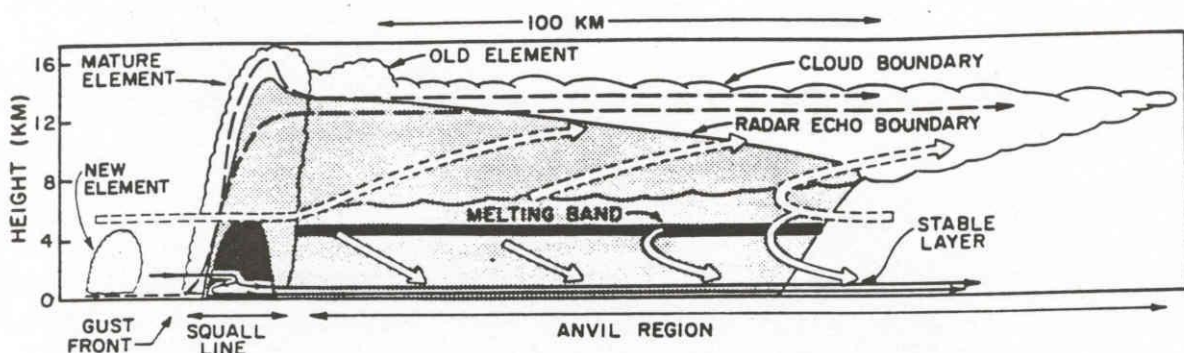


FIG. 1. Schematic cross section through squall system. Associated with the mature squall-line elements, dashed streamlines show convective-scale updraft, solid streamlines show downdraft circulation. Associated with the trailing anvil, wide solid arrows show mesoscale downdraft circulation, wide dashed arrows show mesoscale updraft circulation. Dark shading shows strong radar echo in the melting band and in the heavy precipitation zone of the mature squall-line element. Light shading shows weaker radar echoes. Scalloped line indicates visible cloud boundary.

Figura 3

É bastante difícil obter as distribuições verticais em um sistema como este devido à falta de observações, mesmo em experimentos de campo.

Neste trabalho serão apresentados resultados referentes à composição de informações de radar com campos de vento de modo a determinar os perfis verticais de um sistema observado em 12SET74 na área do Global Atmospheric Research Programme Atlantic Tropical Experiment (GATE).

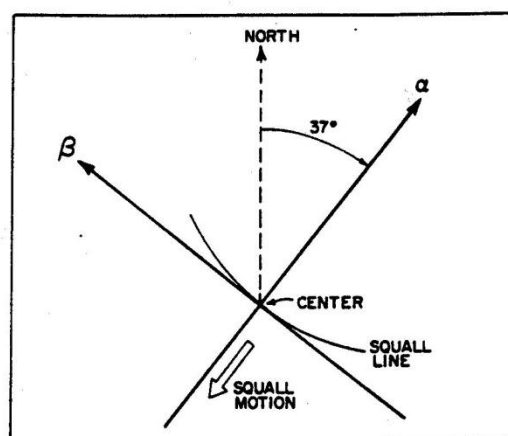
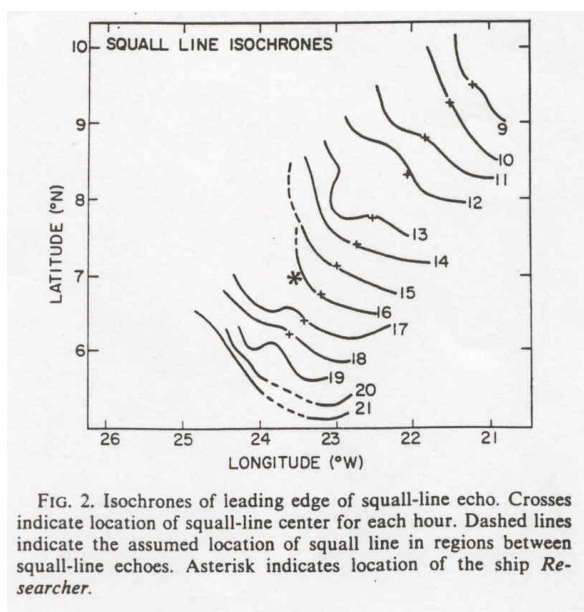


Figura 4

Para as representações gráficas, foi utilizado um sistema de coordenadas que se move junto com a linha de instabilidade, que de acordo com a Fig.2, se move para SW a 13,5 m/s; assim o sistema (a,b) é usado para descrever o sistema.

O período estudado foi de 0900 a 1800, quando o sistema permaneceu “parado” em relação ao sistema (a,b); com relação ao seu desenvolvimento, pode-se dizer que as descrições aqui fornecidas se referem ao estágio maduro e início de dissipação.

Composição das imagens de radar do período 1300-1800:

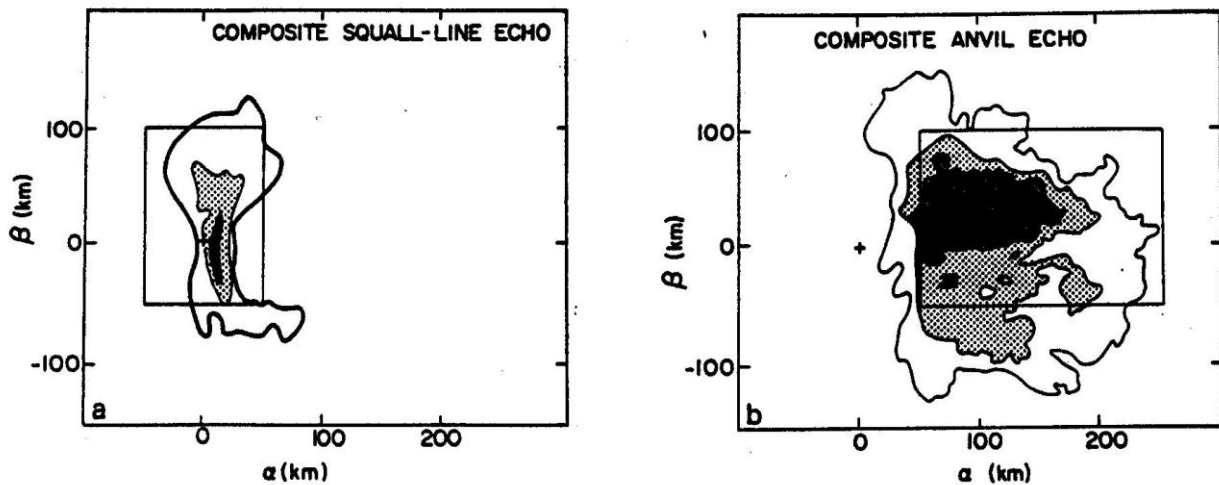


FIG. 4. Composite radar echoes for (a) the squall-line (or convective echo) region and (b) the anvil (or stratiform echo) region. Irregular outer boundaries in (a) and (b) enclose the area within which echo was seen at some time during the composite period. Boxes indicate regions for which average divergences were calculated for the squall-line (a) and for the anvil region (b). Shading indicates the frequency that anvil echo was seen, the interior region covering the region within which squall-line (a) or anvil (b) echo was observed 5-6 out of 6 h, the intermediate region 3-4 out of 6 h and the outer region 1-2 out of 6 h.

Figura 5

- As regiões sombreadas não indicam locais de máxima refletividade, mas sim os locais de eco mais freqüente.

As composições para os diferentes níveis na vertical indicam marcantes características:

Na superfície:

- Linha de convergência adiante da LI e perpendicular a ela;
- Região de divergência na retaguarda da LI, associada ao downdraft.

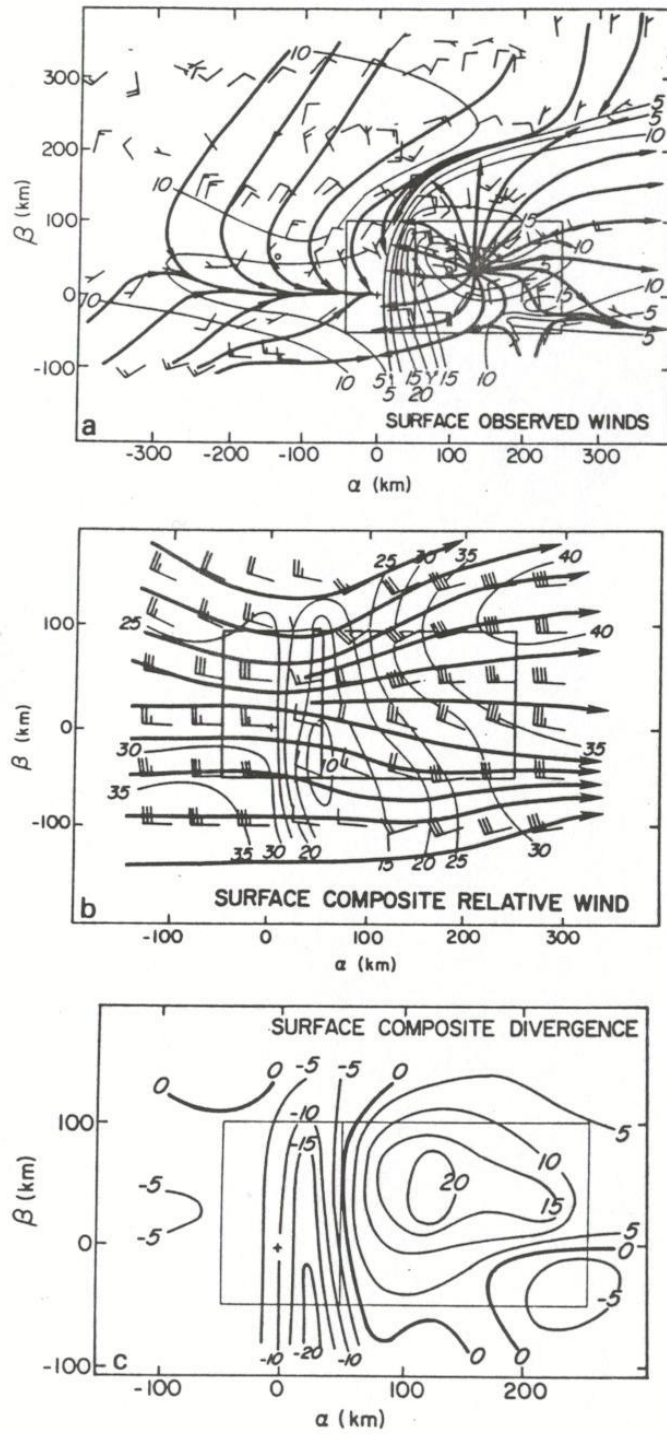


FIG. 5. Composite observed surface winds with (a) streamline and isotach analysis. Cross indicates squall-line center and origin of the α - β coordinate system. Solid contours indicate wind speed in knots. Full wind barb is for 10 kt (or 5 ms^{-1}) and half barb is for 5 kt (or 2.5 ms^{-1}). Box to the left is the squall-line region as in Fig. 4a and box to the right is the anvil region as in Fig. 4b. (b) Composite of surface relative winds, streamlines and isotachs as in Fig. 5a. (c) Divergence pattern for surface composite wind in units of 10^{-5} s^{-1} .

Figura 6

Em 850hPa:

- Jato à esquerda da LI (valores negativos de β) na região A;
- O ar em 850hPa adentra na região S pela frente e pela esquerda da LI, e a partir daí pode ter movimento ascendente ou descendente;

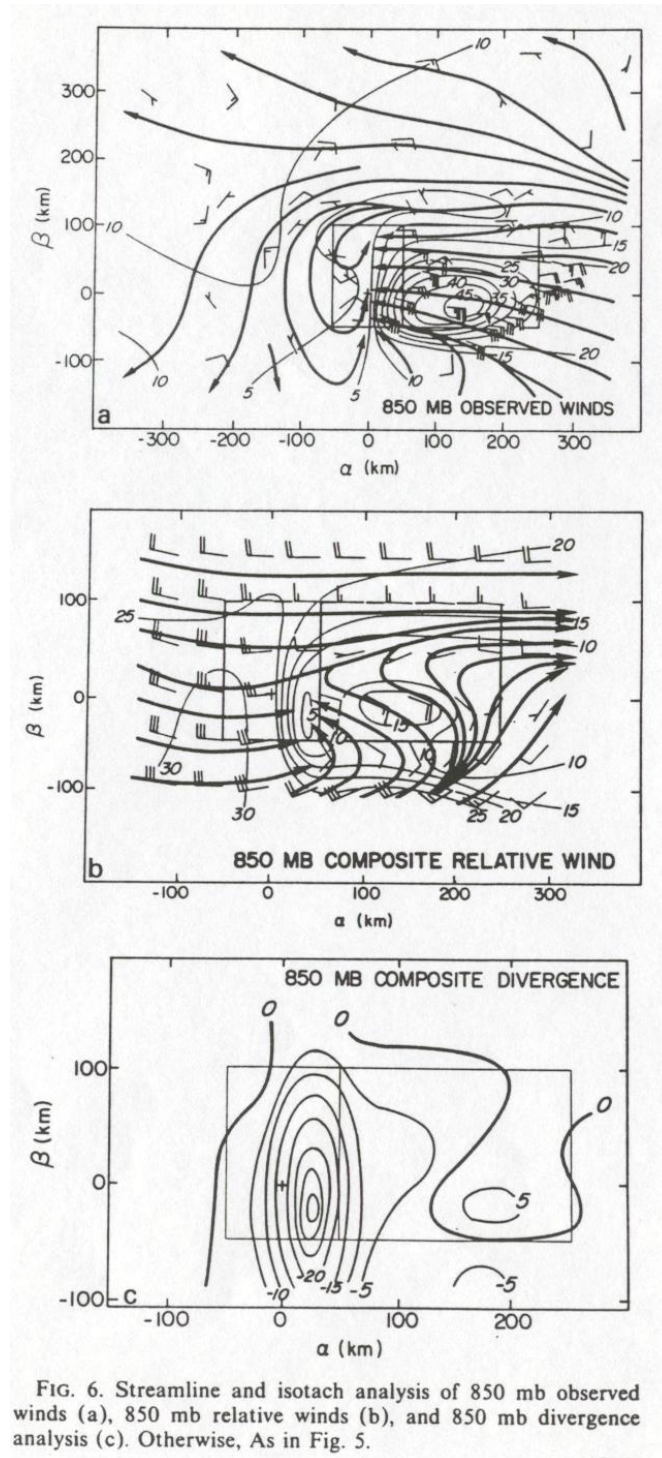


FIG. 6. Streamline and isotach analysis of 850 mb observed winds (a), 850 mb relative winds (b), and 850 mb divergence analysis (c). Otherwise, As in Fig. 5.

Figura 7

Em 650hPa:

- Entrada do ar em 650 hPa pela frente da LI na região S indo até a região da bigorna; e também por trás da bigorna na região A;
- Vórtice ciclônico na metade traseira da região A, induzindo inflows e outflows pelos lados esquerdo e direito da região A;
- Convergência na região A, indicando que este nível pode ser a divisão de movimentos ascendentes acima dele e descendentes abaixo.

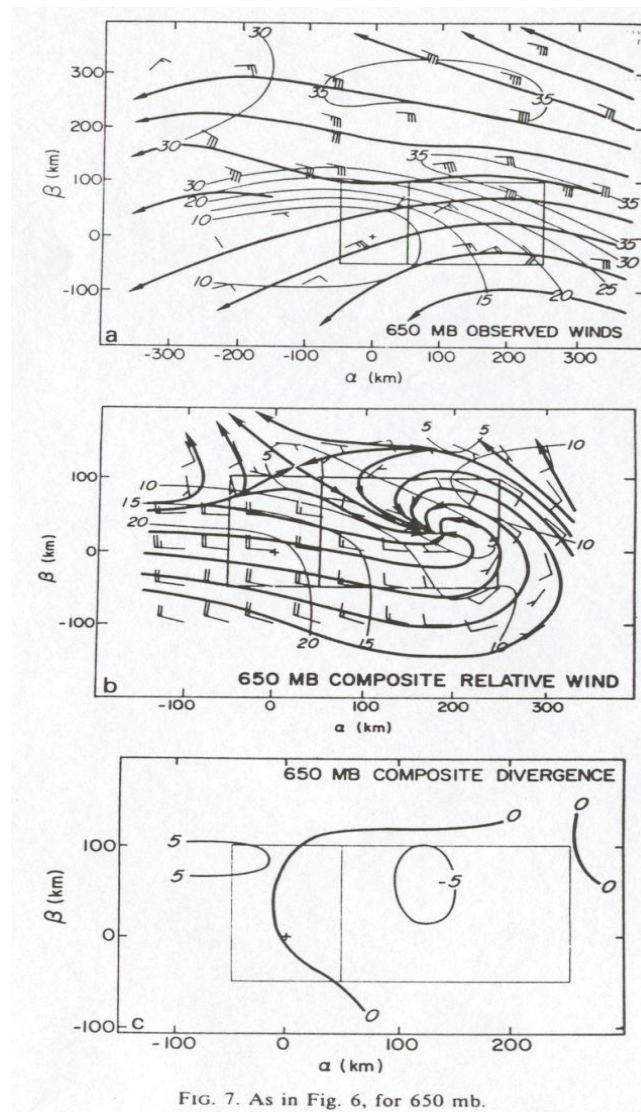


FIG. 7. As in Fig. 6, for 650 mb.

Figura 8

Em 450hPa:

- Divergência sobre a região S e adiante dela também e alguma convergência na região A;
- Todo o fluxo neste nível adentra pela frente da região S e segue por toda a região A.

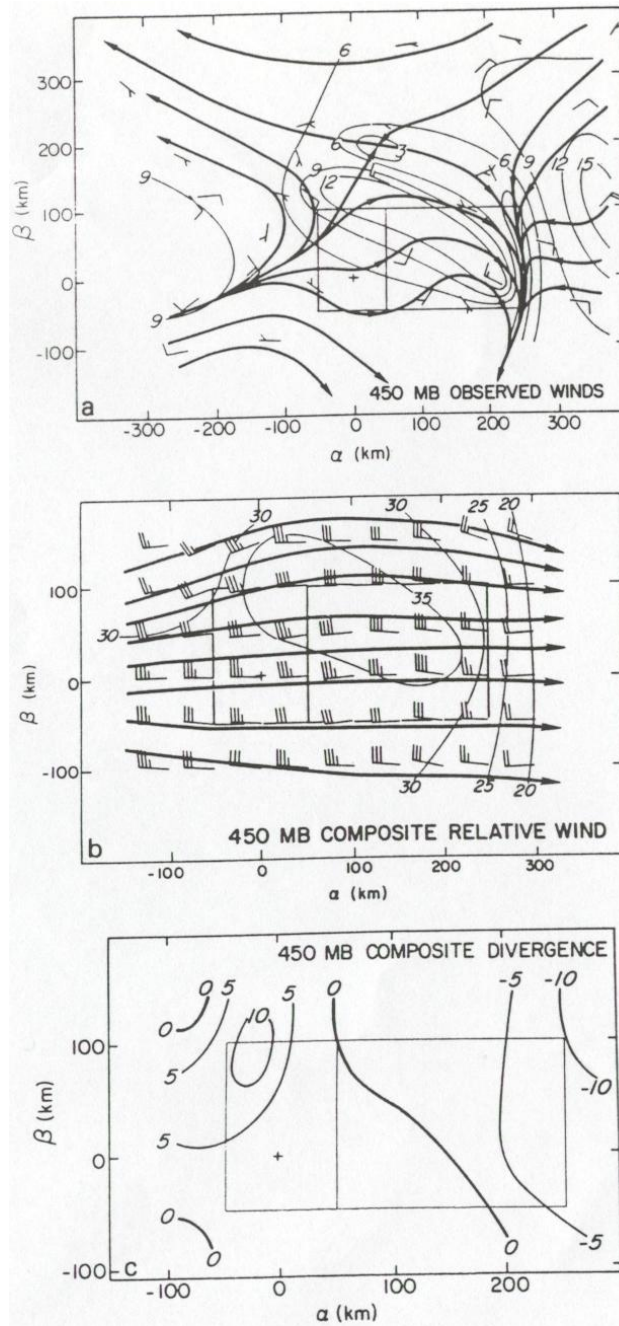


FIG. 8. As in Fig. 6, for 450 mb.

Figura 9

Em 300hPa:

- Difluência sobre a porção direita da região S e sobre a linha de convergência à superfície;
- Pouca divergência na região A como um todo e divergência sobre a região S e dianteira dela;
- Assim como em 450 hPa, todo o fluxo neste nível adentra pela frente da região S e segue por toda a região A.

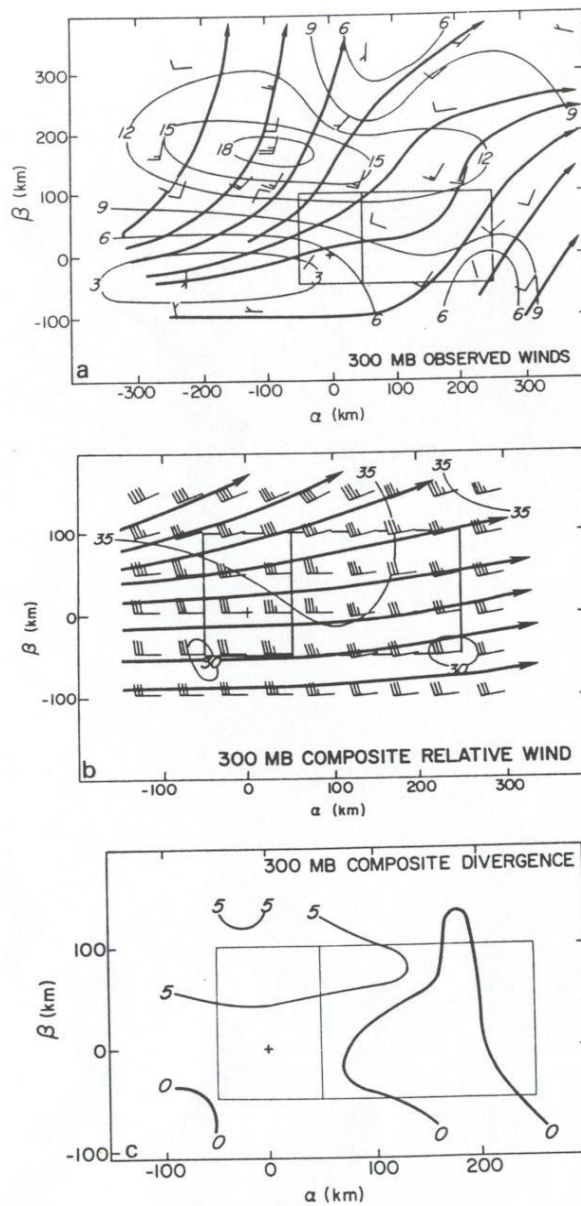


FIG. 9. As in Fig. 6, for 300 mb.

Figura 10

Em 200hPa:

- Difluência anticiclônica em ambas as regiões, principalmente na A; este é o principal fator para haver divergência em toda a região da bigorna nestes níveis;
- Ventos relativos geralmente da dianteira esquerda para a traseira direita.

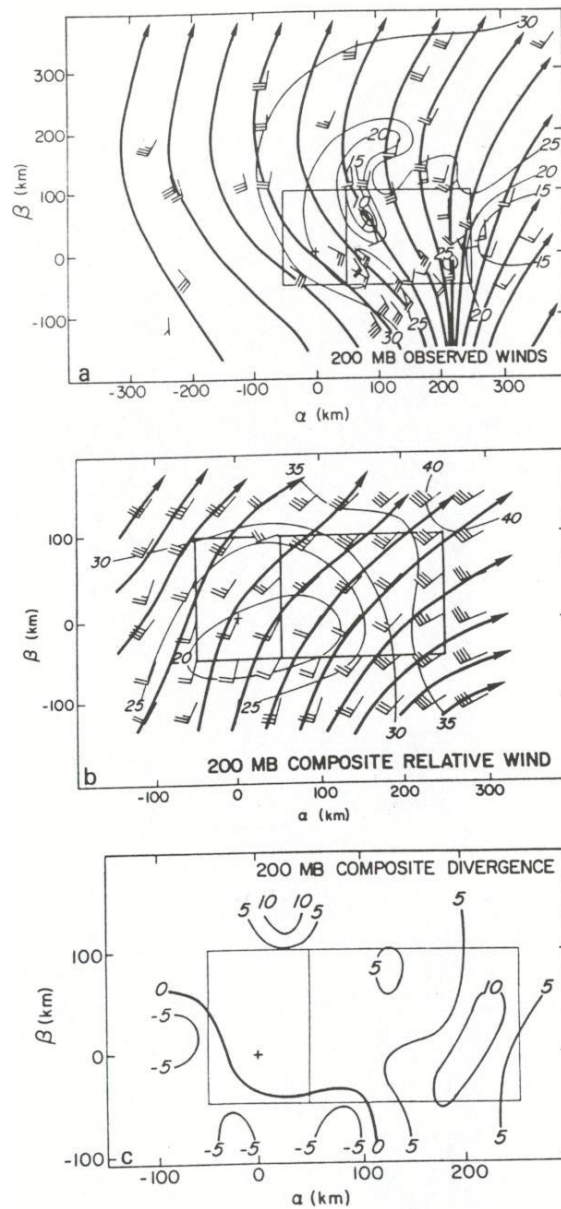


FIG. 10. As in Fig. 6, for 200 mb.

Figura 11

As secções verticais do movimento vertical foram obtidas para os valores: $\beta = -25$ km, $\beta = 25$ km e $\beta = 75$ km.

- Todas mostram uma coluna com movimento ascendente na região S.
- Adiante da LI, fracos movimentos ascendentes ocorrem na baixa troposfera enquanto que movimentos descendentes mais fortes ocorrem mais acima.
- Na região A, movimentos descendentes se localizam na baixa troposfera com movimentos ascendentes acima.

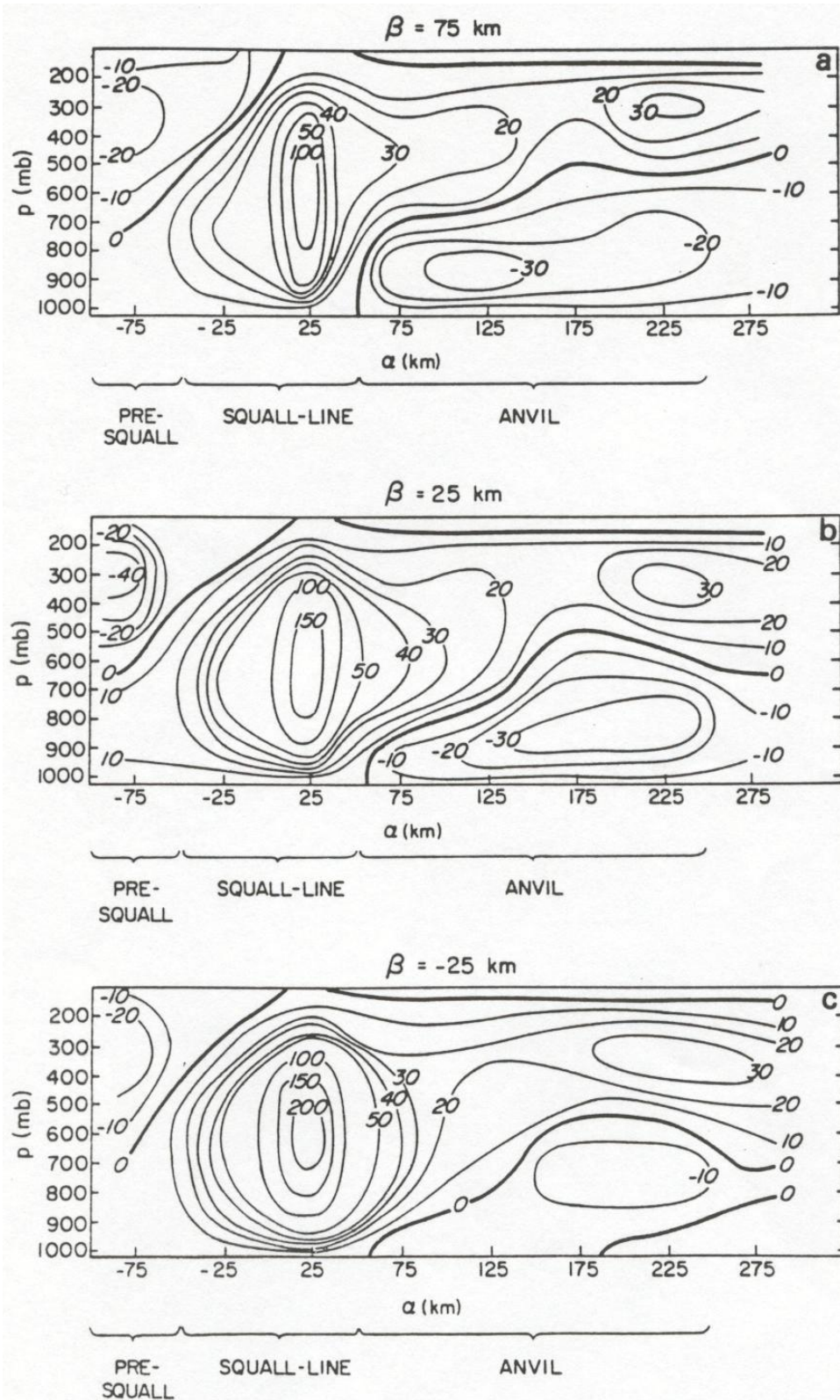


FIG. 15. Vertical velocity ω cross sections extending from front to back through the squall-line system along $\beta = 75$ km (a), $\beta = 25$ km (b) and $\beta = -25$ km (c). Contours are labeled in mb h^{-1} .

Garstang *et al* (1994)

Estudam a estrutura e a cinemática de linhas de instabilidade de mesoescala a escala sinótica na Bacia Amazônica; este é um dos principais causadores de chuvas na região.

Estes sistemas formam-se ao longo da costa N-NE da A.S. como resultado de convecção induzida pela brisa marítima e são chamados linhas de instabilidade costeiras na Amazônia (ACSL); eventualmente esses sistemas propagam-se continente adentro, alcançando Manaus e até a encosta dos Andes, cerca de 48 horas após sua formação.

Durante o ABLE 2B, no período de 1 de Abril a 15 de Maio de 1987, foram detectadas 12 casos de ACSL:

Ciclo de vida

- Gênese costeira: primeiras células de tempestades se formam na zona de convergência da brisa durante a tarde; o número de células e seus tamanhos aumentam com o tempo e começam a se juntar;
- *Obs*: no estágio de formação, os padrões de precipitação em mesoescala sugerem que os Cbs se alinhem numa direção perpendicular ao vento nos níveis baixos;
- Intensificação: no final da tarde, início da noite, os aglomerados de nuvens continuam se juntando para formar grandes aglomerados, geralmente orientados NW-SE, em um padrão quase linear e paralelo à costa; as alturas de topo de nuvem podem atingir de 13 a 17 km de altura;
- Estágio maduro: tamanho máximo de quase 3000 km de comprimento; linhas altamente descontínuas ou em forma de arco de

células; cerca de 30 a 40 % da linha é formada por Cbs ativos; uma nova linha se forma na costa;

- Enfraquecimento: a linha diminui de tamanho e suas células perdem intensidade; além disso, existe uma diminuição na velocidade de propagação;
- Regeneração: durante o máximo de aquecimento diurno na região continente adentro com relação a Manaus, as linhas se re-intensificam;
- Dissipação: as células vão se espalhando e deixa de existir a estrutura em mesoescala;

Componentes das nuvens e da precipitação: 3 regiões distinguíveis:

- Região pré-tempestade adiante da frente de instabilidade contendo torres de Cbs em desenvolvimento.
- Uma borda que lidera e dispara a convecção profunda (LEC).
- Camadas precipitantes e esparsas de níveis médios e a presença de bigorna (TSR).

Para enfatizar a cinemática e a dinâmica de uma ACSL, será utilizado o caso de 1 de Maio de 1987:

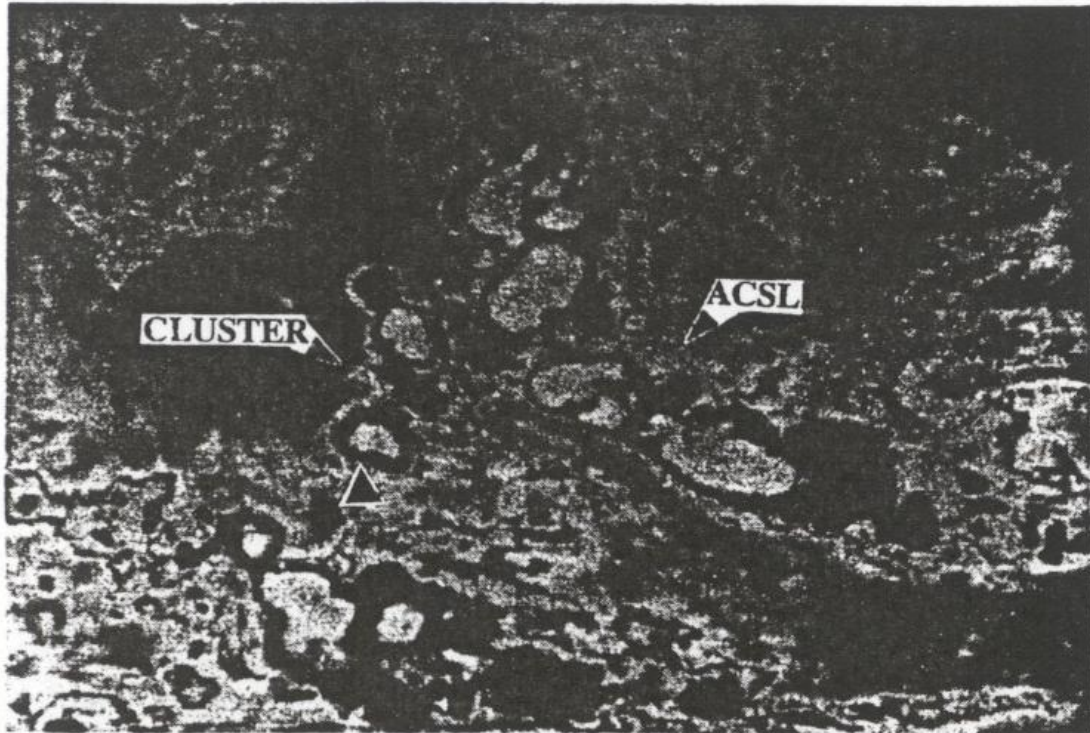


FIG. 7. GOES MB-enhanced infrared image of the 1 May 1987 ACSL at 0230 UTC as it propagated westward across the mesoscale triangle (marked by the triangle). The coastline of Brazil is located along the dash-dot line.

Figura 13

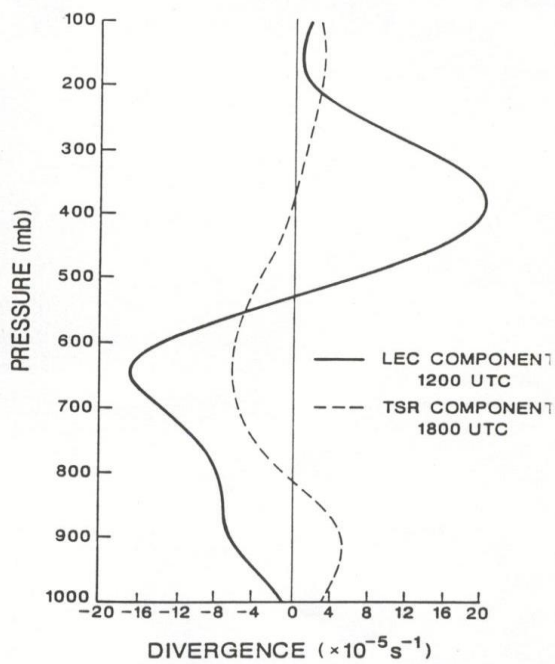


FIG. 8. Vertical profiles of mass divergence on 1 May 1987. Solid curve depicts the squall line LEC component at 1200 UTC. Dashed curve is the TSR component at 1800 UTC. Values are in units of 10^{-5} s^{-1} .

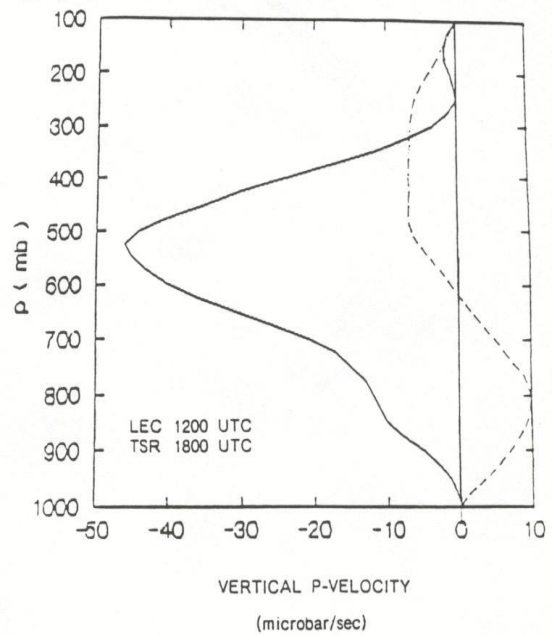


FIG. 9. Vertical profiles of vertical p velocity ($\mu\text{b s}^{-1}$) for the 1 May 1987 ACSL. Solid curve depicts the squall line LEC component at 1200 UTC; dashed curve is the TSR component at 1800 UTC.

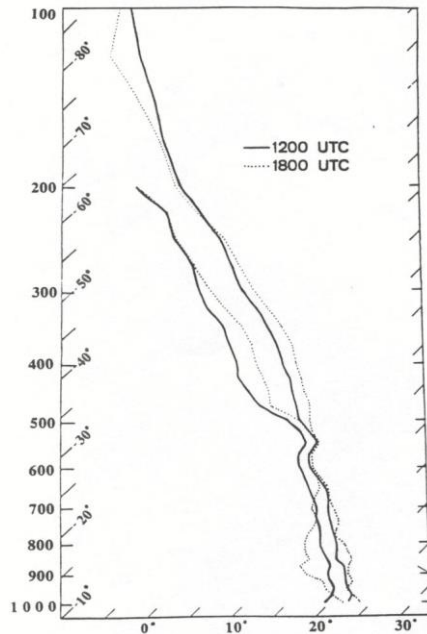


FIG. 10. Vertical profiles of sounding-derived temperature and dewpoint for the 1 May 1987 ACSL in standard skew T -log p format. Mesoscale triangle composite soundings (from the three corners) are used for LEC (1200 UTC, solid curve) and TSR (1800 UTC, dashed curve) observations.

Figure 14

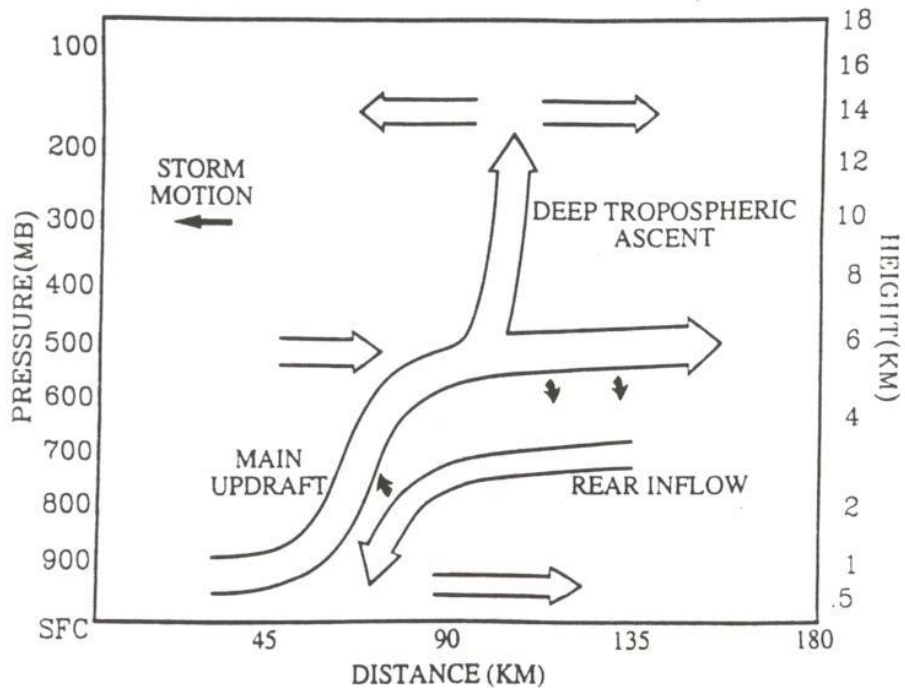


FIG. 15. Conceptual model of the flow structure for a mature ACSL constructed from a combination of vertical velocity and storm-relative flow calculations and two-dimensional cloud model simulations.

Figure 15

Estes sistemas afetam a distribuição vertical de temperatura potencial equivalente, reduzindo efetivamente o mínimo de q_e nos níveis médios; isto se dá pelo transporte para cima de ar com alto q_e , pela liberação de calor latente e pelo transporte para baixo de ar frio e seco dos níveis médios; assim, as ACSL tendem a estabilizar o ambiente.

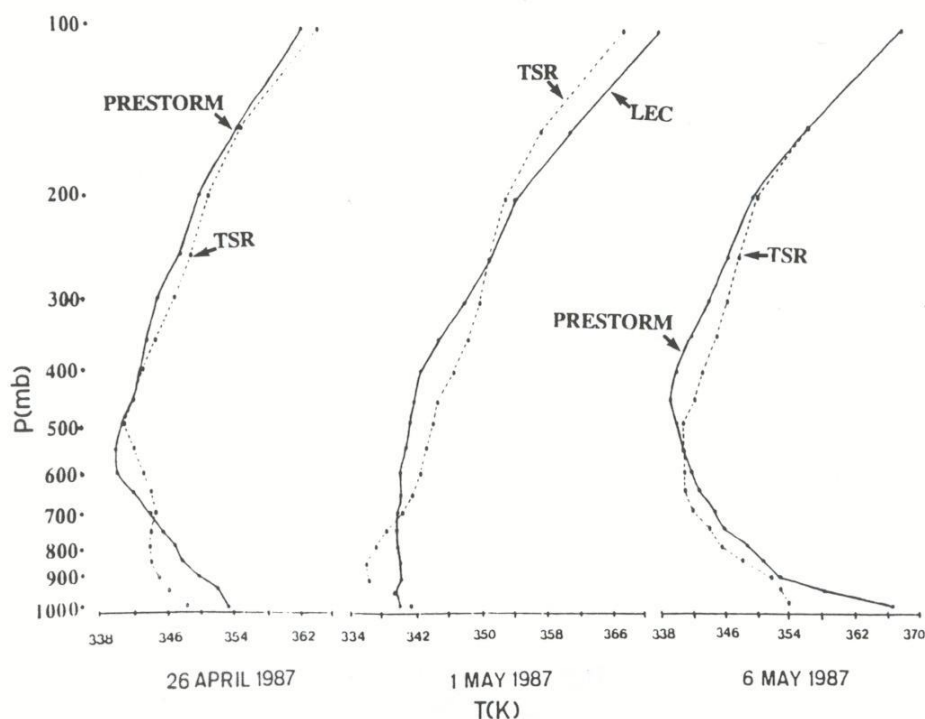


FIG. 16. Comparison of vertical profiles of θ_e , derived for the triangle composite (three station) soundings for three ACSL: 26 April 1987 (1500 and 1800 UTC), 1 May 1987 (1200 and 1800 UTC), and 6 May 1987 (1500 and 1800 UTC).

Figura 16

Cohen *et al* (1995)

Documentam as condições do ambiente para a formação de linhas de instabilidade.

De acordo com trabalhos anteriores, o período de 21 de Abril a 3 de Maio (durante o ABLE-2B) foi dominado pelos sistemas de ocorrência costeira com propagação para o interior do continente, sendo responsáveis por 90% da precipitação observada no período.

Silva Dias & Ferreira (1992), através de modelagem numérica, concluem que é necessário um espesso jato de leste nos baixos níveis (conforme observado em dias com LI) para promover velocidades de grupo comparáveis às observadas.

Este trabalho se divide em duas partes: a primeira parte busca examinar os perfis do vento em diferentes evoluções convectivas originadas na costa norte do Brasil e a segunda apresenta um estudo de caso dos dias 5 a 7 de Maio de 1987.

Os sistemas são classificados de acordo com sua propagação continente adentro:

- Linha costeira de convecção (CLC): não se afastam mais do que 170km da costa;
- Linha de instabilidade do tipo 1 (SL1): se movem entre 170 e 400km da costa;
- Linha de instabilidade do tipo 2 (SL2): se movem mais do que 400km da costa.

Obs: o valor 170 km foi escolhido por ser a largura média das LI nas imagens de satélite.

Foram usadas imagens horárias do GOES-E e rede de sondagens do ABLE-2B; para o estudo de caso, além desses, análises operacionais do ECMWF foram usadas.

Cohen *et al* (1989):

- 268 casos de LI no período 1979-1986, sendo 62% classificadas como CLC, 11% como SL1 e 27% como SL2.
- A frequência de ocorrência destes sistemas é maior entre Abril e Agosto; em especial o tipo SL2 tem máximo ocorrendo em Julho.
- As velocidades de propagação de SL1 e SL2 são, respectivamente, 12 e 16 m/s; o tempo médio de vida de CLC, SL1 e SL2 vale 9, 12 e 16h, respectivamente.
- A maior ocorrência de SL2 está diretamente relacionada ao melhor estabelecimento da ZCIT
- Comprimentos entre 700 e 1900 km e larguras de 100 a 220 km, com comprimento médio da ordem de 1400 km e largura média de 170 km.

O deslocamento máximo de uma SL2 na Amazônia foi de 2000 km, enquanto que na África Oeste é de 2100 km e na Venezuela é de 150 km; em termos de dimensões, na África 750 km de comprimento e 433 em largura; na Venezuela, 98 km de comprimento e 29 km de largura.

Perfis do vento zonal para casos distintos de LI:

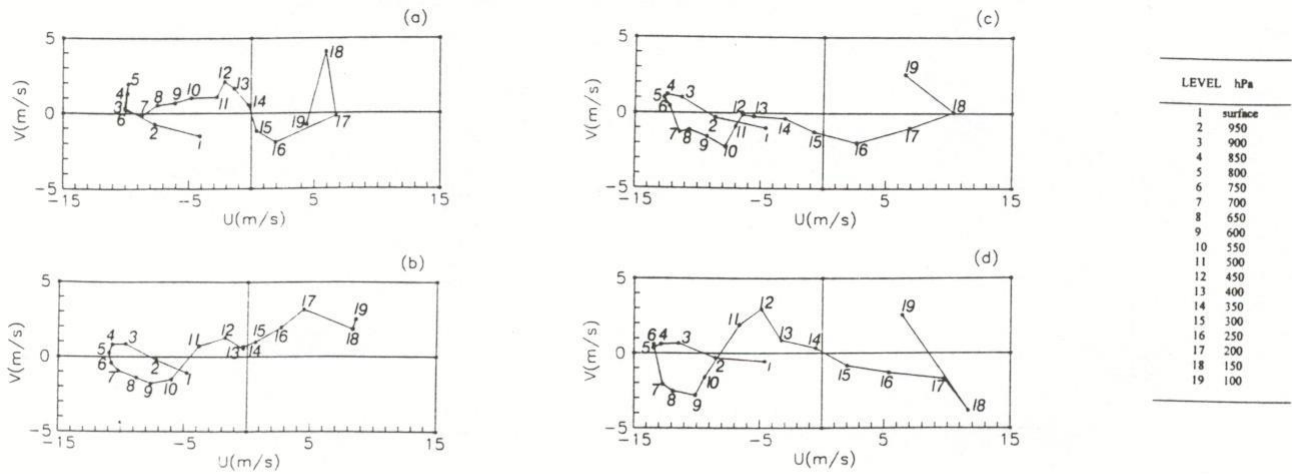
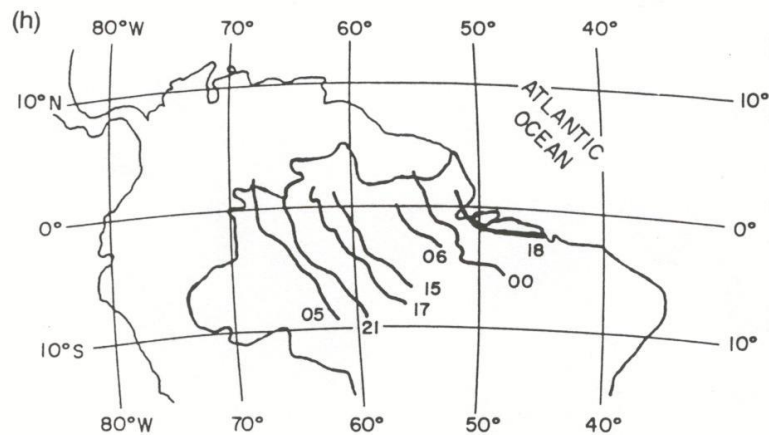


FIG. 2. Average wind hodograph over Belém at 1200 UTC (0900 local time) for different situations that occurred during GTE/ABLE 2B: (a) absence of convective line; (b) for day with coast line convective (CLC); (c) formation of squall line (SL); (d) for the period from 20 through 26 April.

Figura 17

Observe que o jato de leste nos baixos níveis é mais intenso e mais espesso nos dias com formação de linha de instabilidade propagante do que nos dias com linha de instabilidade costeira ou sem formação de linha.

O caso de 5 a 7 de Maio de 1987:



Posições sucessivas da LI estudada (Cohen et al, 1995)

Figura 18

- Posições sucessivas da LI estudada (Cohen *et al*, 1995):
- Os perfis verticais do vento zonal e da temperatura potencial equivalente em Belém.

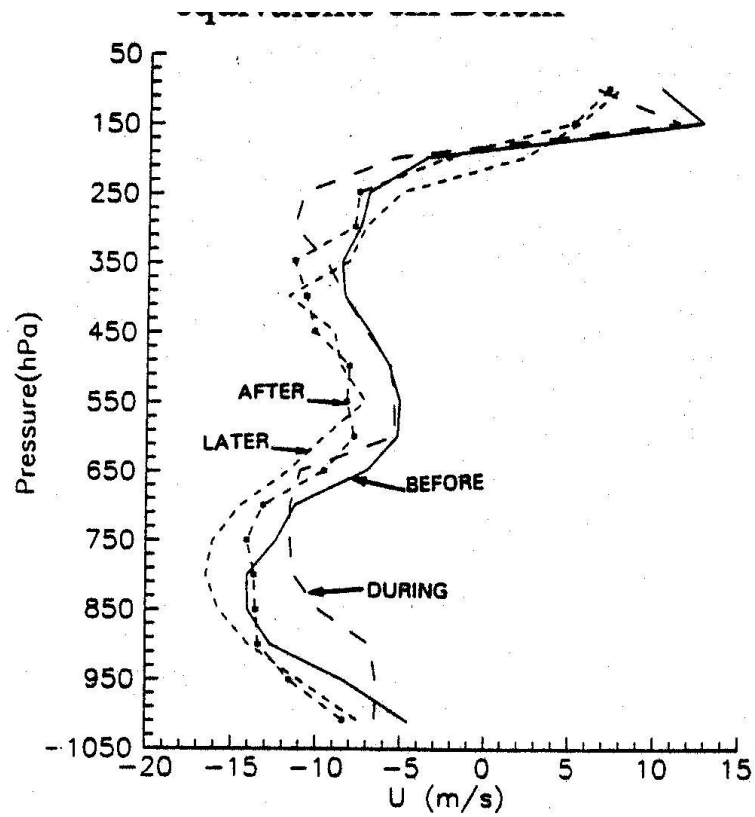


FIG. 4. Vertical profile of the zonal wind for different stages of the SL over Belém.

Figura 19

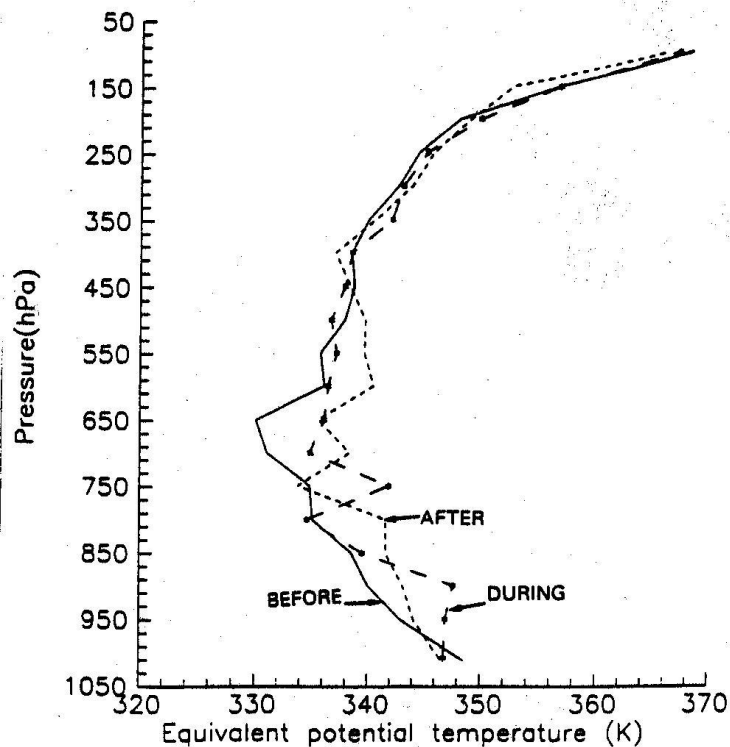


FIG. 8. Vertical profile of the equivalent potential temperature at Belém for different stages of the SL.

Figura 20

Obs1: conforme o perfil do vento durante a passagem da LI sobre Belém, a camada inferior é levantada e logo após é novamente abaixada.

Obs2: pelo perfil de q_e , observa-se um aumento da temperatura potencial equivalente durante e após a passagem de uma LI em Belém, provavelmente devido à chegada de ar marítimo pela brisa; para regiões mais interiores no continente (Alta Floresta, por exemplo), os efeitos do downdraft (diminuir o q_e nos níveis baixos) são mais marcantes e estão de acordo com a literatura.

- Para este estudo de caso, foram verificados os mecanismos que podem produzir intensificação no escoamento de leste nos baixos níveis nos dias de linhas propagantes: ondas de leste e fontes tropicais de calor:

- As ondas de leste são detectadas sobre o Atlântico no dia 5 de Maio.
- Por outro lado, uma fonte localizada de calor no oeste da Amazônia parece intensificar-se de 4 a 6 de Maio, o que causaria um aumento da convergência e portanto, um aumento do vento nos baixos níveis.
 - Assim sendo, conclui-se que existe um efeito combinado de ambos os fatores para o caso estudado.

Estas linhas de instabilidade da Amazônia devem ser vistas como sistemas complexos nos quais há interação entre a larga-escala, a mesoescala e a escala de nuvem:

- Na larga-escala, feições importantes são as ondas de leste e as fontes localizadas de calor no oeste da Amazônia; na mesoescala, a formação da brisa marítima exerce um papel fundamental, enquanto que as circulações na escala de nuvem mantêm a propagação do sistema por distâncias maiores do que 1000 km e por tempos maiores do que 24h.

Uma conclusão a ser mencionada é que a propagação das linhas da Amazônia (assim como em outros lugares) está ligada à existência de cisalhamento (principalmente direcional) entre o JBN e o JAN; este cisalhamento forma uma espécie de “duto” no qual a LI pode se propagar como uma onda de gravidade por grandes distâncias (os casos SL2 citados anteriormente).

Silva Dias (1987)

Aspectos dinâmicos na evolução de linhas de instabilidade:

- Uma explicação para este tipo de fenômeno pode ser dada em função do efeito das correntes descendentes geradas pela precipitação, que ao atingirem a superfície divergem em todas as direções, porém encontrando contraste térmico e de umidade apenas adiante da banda de precipitação; assim novas células se formam acima da frente de rajada e definem a nova posição da linha.
- Em latitudes subtropicais e médias, as LI são mais frequentemente associadas a situações frontais, podendo aparecer tanto no setor quente quanto no setor frio e podendo ser paralelas ou perpendiculares à frente
- O exemplo da estrutura de uma LI típica ocorrida no estado de SP em Novembro de 1981, quando havia uma frente fria ao sul de São Paulo:
 - Neste caso, a LI se formou perpendicularmente à frente fria e no setor quente, atravessando o estado de SP de oeste para leste (esta linha originou-se devido à interação do escoamento pré-frontal de noroeste com a topografia do MS).
 - Pode-se notar a alteração nos campos meteorológicos de superfície produzida localmente pela LI.

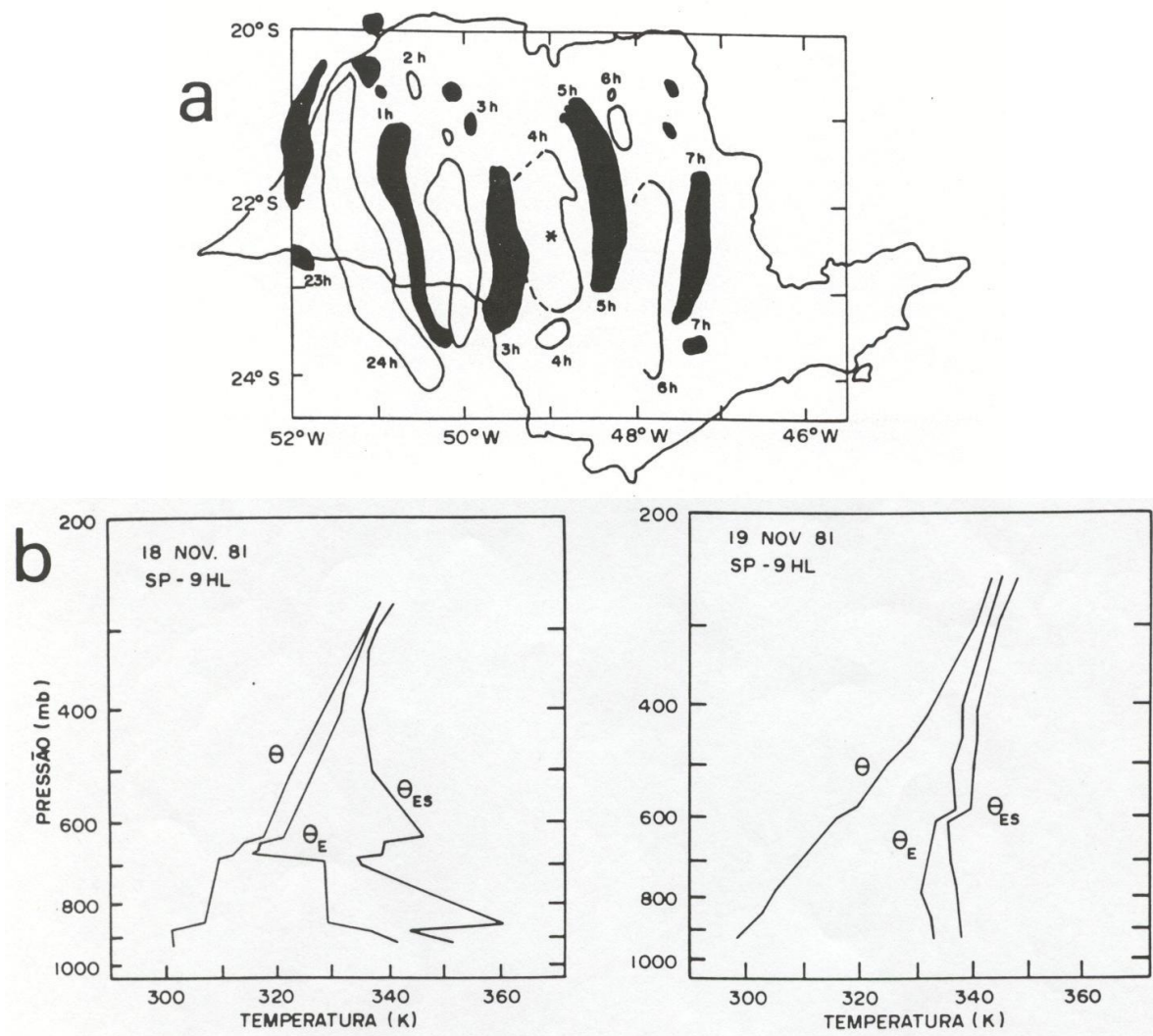


Figura 8 — (a) Posições horárias da linha de instabilidade do dia 19 de novembro de 1981, conforme detectada pelo radar de Bauru. (b) Perfis termodinâmicos de temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e de temperatura potencial equivalente saturada obtidos a partir das sondagens realizadas na cidade de São Paulo em 18 e 19 de novembro de 1981, às 9:00 hora local, correspondendo à situação antes e depois da passagem da linha de instabilidade mostrada em (a). (Lima, 1986).

Figura 21

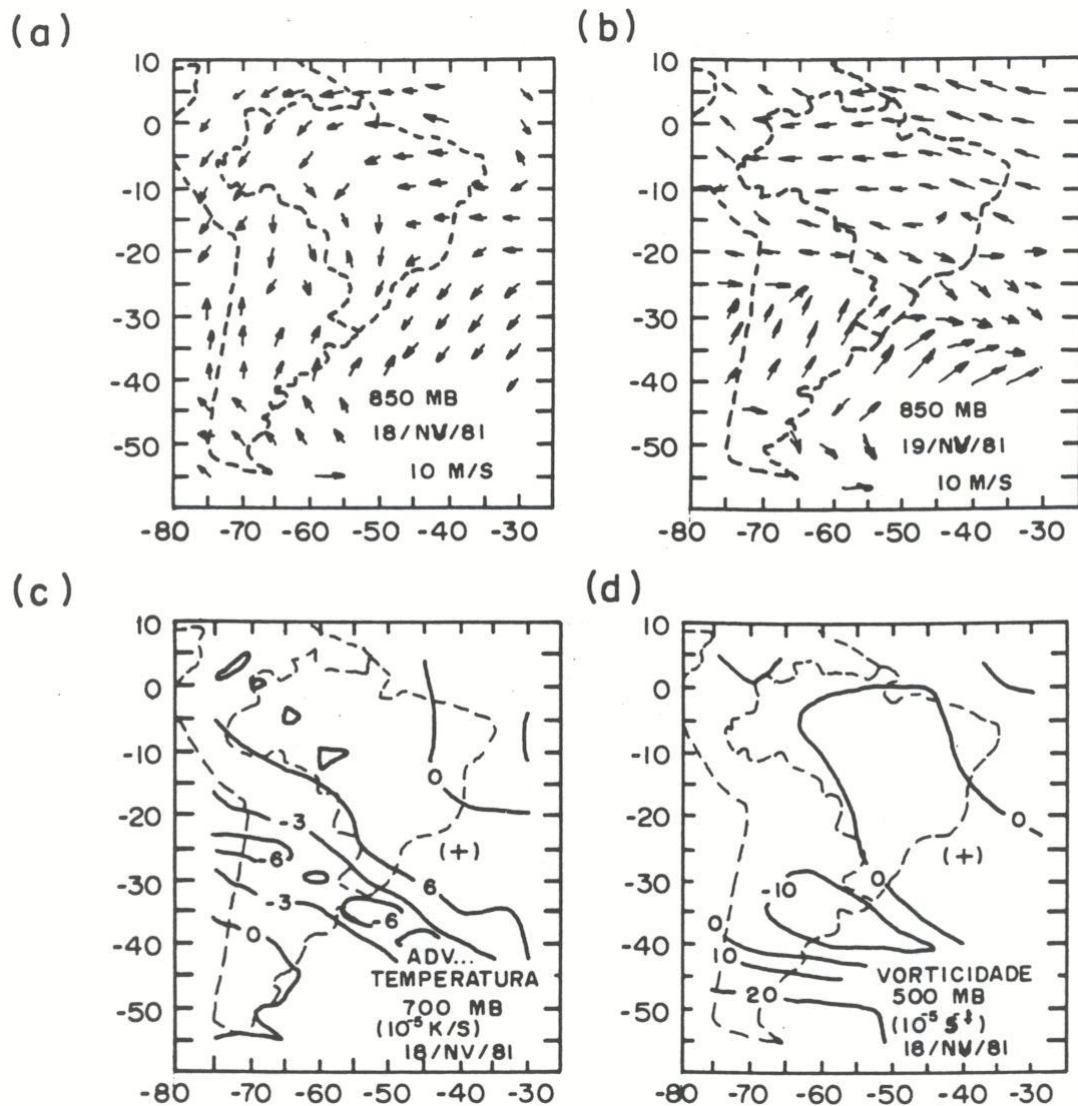


Figura 22

Formação de LI:

- Um processo frontogênético pode gerar um pacote de ondas de gravidade que se afasta da frente, de modo que nos locais onde a onda gera convergência pode haver a formação da linha de convecção pelo processo Wave-CISK; a formação dessas OG pode ser devida à liberação de calor latente ou desequilíbrio de momento na região da frente.
- Outra teoria consiste na instabilidade simétrica condicional que associada a um sistema frontal faria aparecer nuvens em

forma de rolo cujo eixo seria paralelo ao vento térmico (ao incluir a parametrização do Wave-CISK na instabilidade simétrica, obtém-se que a LI pode se propagar mais rapidamente do que a frente).

- Nestes casos, a LI se formaria paralelamente à frente.

Estudo de caso de Calvetti L. (2000)

Situação Sinótica:

Pela imagem no infravermelho do satélite à 18 UTC (Fig.1) observa-se a presença de várias células convectivas principalmente na Região Norte, Mato Grosso, Maranhão e região sudeste, além de uma frente fria no Oceano Atlântico próximo a costa do Paraná e São Paulo. Na imagem das 00 UTC (6 horas depois), grande parte dos sistemas convectivos começam a se dissipar aparecendo uma ampla cobertura de nebulosidade cirriforme.

Observa-se a presença das ondas de leste nos campos de 700 e 850 hPa (Fig. 2) que podem contribuir, junto com a circulação da brisa marítima para a formação das linhas de instabilidades.

É interessante notar que o escoamento próximo à LI em estudo está de leste desde os níveis baixos até 300 hPa, este último devido ao posicionamento mais ao sul da Alta da Bolívia. No campo de 850 hPa observa-se sucintamente o jato de baixos níveis que pode ser melhor visualizado com dados de radar.

O suporte diferencial de umidade é dado pelo escoamento de leste vindo do Oceano Atlântico associado com a brisa marítima penetrando no continente.

Às 18 UTC do dia 26 verifica-se o aumento de umidade no leste norte da América do Sul, e no campo de divergência de umidade em 1000 hPa às 00 UTC do dia 27 observa-se núcleos de convergência de umidade colineares separados com aspecto da presença de algum tipo de onda de leste.

No campo de temperatura potencial em 1000 hPa às 18 UTC e às 00 UTC dos dias 26 e 27 (não mostrado), respectivamente, há um núcleo quente à nordeste de Rondônia, região de formação da LI. Pode-se associar esse núcleo como uma possível fonte de calor em superfície contribuindo para convecção. Os dados de radiação de onda longa em superfície observado em Ouro Preto d'Oeste mostram também que há boa disponibilidade de calor sensível no final do dia, mas não necessariamente seja um diferencial para disparar a formação da LI.

Também no campo de temperatura potencial, mas em 500 hPa, observa-se uma confluência das isotermas sobre Rondônia na mesma direção da LI formando um gradiente de temperatura de 2.5 K.

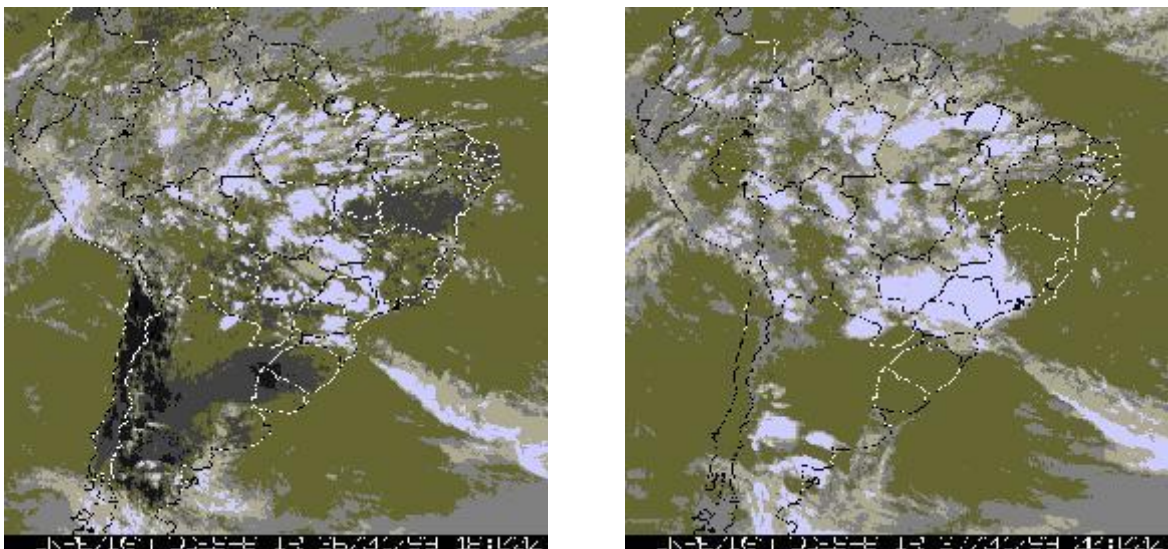


Figura 23: Imagens do satélite GOES-8 no Infra-Vermelho para às 18 UTC de 26 e 00 UTC de 27 de janeiro de 1999.

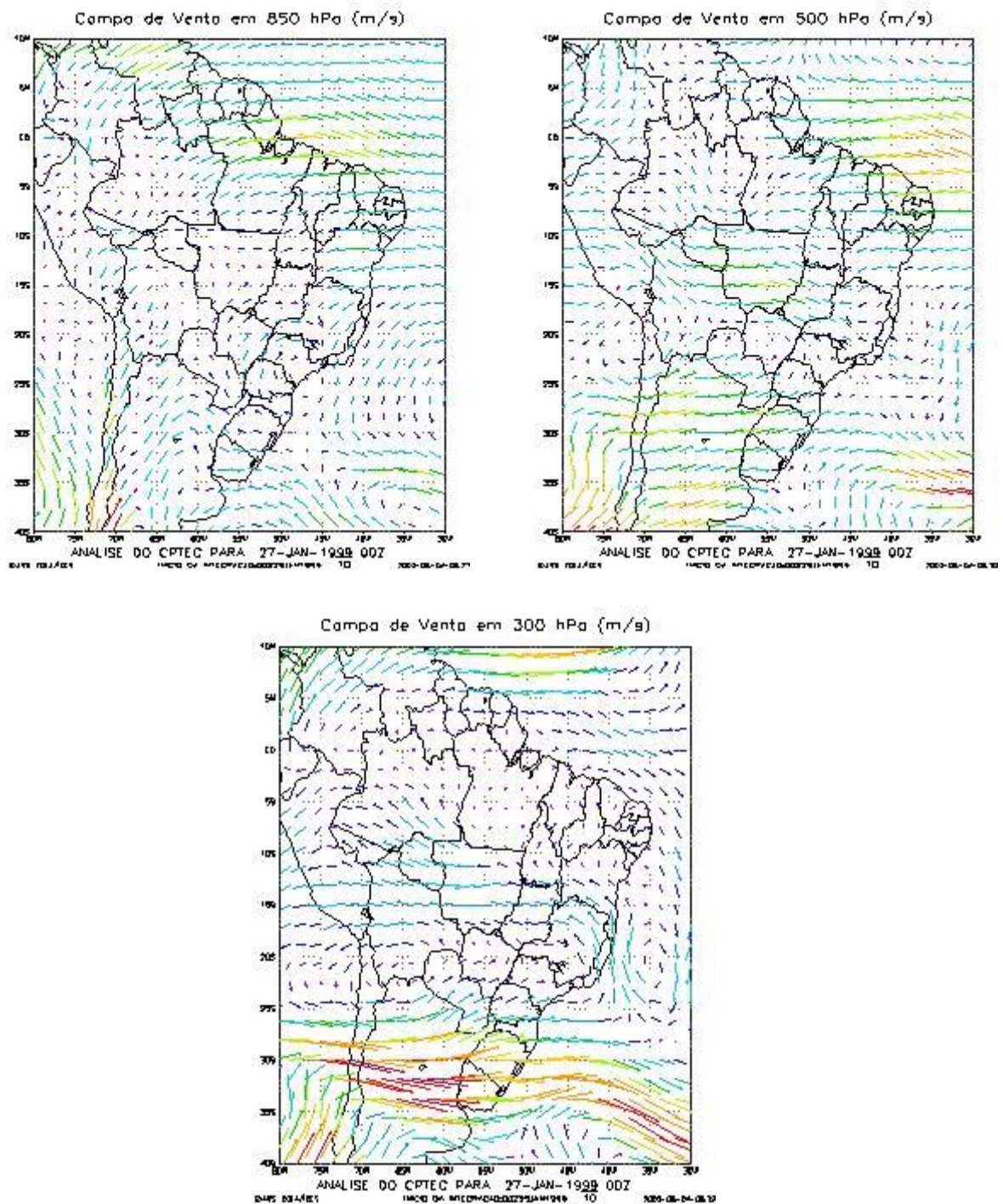


Figura 24: Campos de vento para às 00 UTC do dia 27 de janeiro de 1999 nos níveis de 850, 500 e 300 hPa. Os ventos na região de Rondônia são de leste desde os baixos níveis até 300 hPa. O Jato em altos níveis está em cerca de 33S.

Concluindo, as condições de grande escala mostram um aquecimento em baixos níveis como uma possível fonte de calor, a presença de jatos de baixos níveis associados ao escoamento de leste e a convergência de umidade próximo à superfície para a formação e desenvolvimento da LI. Em todos os níveis desde 1000 até 200 hPa o escoamento foi de leste sendo neste último devido ao posicionamento da Alta da Bolívia mais ao sul. Sua formação ocorreu por volta das 18:00 UTC do dia 26 e dissipou-se em torno das 00 UTC de 27 de janeiro de 1999. Sua extensão média foi de aproximadamente 200 km e a velocidade média de propagação ficou em torno de 11.1 m/s.

Referências

COHEN, J. C. P., M. A. F. SILVA DIAS e C. NOBRE, 1995: Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3163-3174.

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

GARSTANG, M., H. L. MASSIE, Jr, J. HALVERSON, S. GRECO e J. SCALA, 1994: Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 608-622.

Sites:

http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ritaynoue/aca-0422/2009_aulas%20amanda/ (acessado em 15/08/10)