



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 4865 – TDL / 376

**UM ESTUDO OBSERVACIONAL DE LINHAS DE INSTABILIDADE
NA AMAZÔNIA.**

Julia Clarinda Paiva Cohen

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada por Pedro Leite da S. Dias,
aprovada em fevereiro de 1989.

INPE
São José dos Campos
1989



PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS
 AUTORES/AUTHORS
 LINHAS DE INSTABILIDADE
 JATO
 AMAZÔNIA

AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY
Ralf Glow
 Ralf Glow
 Pres. Cons. Pós-Graduação

AUTOR RESPONSÁVEL
RESPONSIBLE AUTHOR
Julia C.P. Cohen
 Julia C.P. Cohen

DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION
 INTERNA / INTERNAL
 EXTERNA / EXTERNAL
 RESTRITA / RESTRICTED

REVISADA POR / REVISED BY
Pedro Leite da S. Dias
 Pedro Leite da S. Dias

CDU/UDC
 551.58(811.3)

DATA / DATE
 Maio 1989

| | |
|--------------------|--|
| TÍTULO/TITLE | PUBLICAÇÃO Nº PUBLICATION NO INPE-4865-TDL/376 |
| | UM ESTUDO OBSERVACIONAL DE LINHAS DE INSTABILIDADE NA AMAZÔNIA |
| AUTORES/AUTHORSHIP | Júlia Clarinda Paiva Cohen |

ORIGEM
ORIGIN
PG/

PROJETO
PROJECT
FRH/MET

Nº DE PAG.
NO OF PAGES
174

ULTIMA PAG.
LAST PAGE
153

VERSÃO
VERSION

Nº DE MAPAS
NO OF MAPS

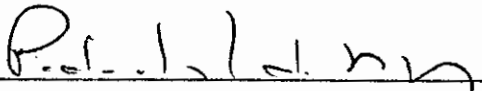
RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES

Bandas de nuvens convectivas formam-se na costa norte-nordeste da América do Sul. Algumas destas bandas movem-se continente adentro como uma linha de instabilidade (LI). As LIs sem propagação são denominadas LI Costeira (LIC) e as LIs com propagação são identificadas por LIP. Há duas categorias de LIPs: (a) com deslocamento horizontal entre 170 e 400 km a partir da costa (LIP1) e (b) com penetração horizontal além de 400 km (LIP2). A máxima frequência das LIs ocorre entre abril e agosto. A velocidade média de propagação da LIP1 e LIP2 é 12 e 16 m/s, respectivamente. A maioria das LIs são observadas ao sul da ZCIT no Atlântico (ZCITA). A LIP2 é mais frequente quando a ZCITA está bem estabelecida e a LIP1 não é dependente da condição da ZCITA. A dimensão média destes sistemas é 1400 km de comprimento e 170 km de largura. O jato de leste nos baixos níveis é um elemento dominante na propagação da LI. As LIPs estão associados com uma camada de jato de leste com velocidade quase constante. As características termodinâmicas e dinâmicas antes e após a passagem de uma LIP2 são similares às estruturas observadas na LIs em outras regiões.

OBSERVAÇÕES/REMARKS
 Dissertação de Mestrado em Meteorologia, aprovada em fevereiro de 1989.

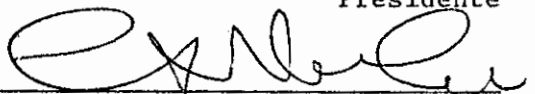
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



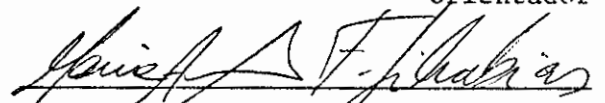
Presidente

Dr. Carlos Afonso Nobre




Orientador

Dr^a Maria Assunção Faus da Silva Dias



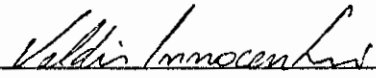
Orientadora

Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto



Membro da Banca
-convidado-

Dr. Valdir Innocentini



Membro da Banca

Candidata: Julia Clarinda Paiva Cohen

São José dos Campos, 09 de fevereiro de 1989

À minha mãe cuja vida consti
tui exemplo e forte estímulo.

AGRADECIMENTOS

A Dra. Mária Assunção Faus da Silva e ao Dr. Carlos Afonso Nobre pela valiosa orientação e ajuda dispensada durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Dr. Pedro Leite da Silva Dias e a Mestre Regina Célia dos Santos pelas sugestões e revisão do texto na forma final.

Ao Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Pará pelo apoio e incentivo e, em especial, à Dra. Francisca Maria Alves Pinheiro.

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais pelos recursos fornecidos e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela bolsa de mestrado.

Aos amigos que direta ou indiretamente contribuíram na realização deste trabalho.

À minha família que me incentivou e apoiou em todos os momentos difíceis.

ABSTRACT

Bands of convective clouds are originated at the northern coast of South America. Some of bands move inland as squall lines (SL). The non-propagating lines are denominated Coastal Squall Lines (CSL) and the Propagating SL are identified by PSL. There are two categories of PSL: (a) horizontal displacement between 170 and 400 km from the coast (PSL1) and (b) horizontal penetration beyond 400 km (PSL2). The greatest frequency of SL occurs between April and August. The average speed of propagation of PSL1 and PSL2 are 12 and 16 m/s, respectively. Most of the SL are observed to the South of the Atlantic ITCZ. The PSL2 is more frequent when the ITCZ is established and PSL1 is not dependent on the ITCZ condition. The mean dimensions of the SL are 1400 km in length and 170 km in width. A lower level easterly jet is a dominant element in the propagation of the SL. The SLP is associated with a deep layer of almost constant speed of the easterly jet. The thermodynamical and dynamics characteristics before and after the passage of the SL are similar to the observed structure of SL in other regions.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A América do Sul tropical contém uma variedade de sistemas convectivos que produzem grandes quantidades de precipitação. Entre estes sistemas, tem-se a manifestação de Linhas de Instabilidade (LIs). Huschke (1959), define LI como sendo uma banda de atividade convectiva organizada, não necessariamente contínua; para Hamilton e Archbold (1945), uma LI tropical típica é uma linha de cúmulos-nimbos que se forma ao longo da borda de uma ampla área de movimento descendente.

A costa norte-nordeste da América do Sul sofre influência da brisa marítima. Esta circulação ocorre em resposta ao gradiente horizontal de pressão, que é gerado pelo contraste térmico diário entre o continente e o oceano Atlântico. A brisa marítima se desenvolve quando é estabelecida a ascensão do ar no continente, relativamente mais quente do que o oceano, durante o dia. Desta forma, é visível nas imagens do satélite geoestacionário GOES a formação de uma linha constituída por cúmulos-nimbos junto ao litoral atlântico. Algumas destas linhas de cúmulos-nimbos propagam-se para o interior da bacia amazônica como uma LI.

A análise dos sistemas atmosféricos responsáveis pela produção de chuva no leste paraense mostrou que estas LIs foram um dos sistemas encontrados (Cutrin e Cohen, 1987). As LIs mostraram-se responsáveis por aproximadamente 45% da chuva que cai no leste paraense, durante o período chuvoso de cinco anos analisados (Cutrin,

comunicação pessoal). Assim sendo, parece importante estudar detalhadamente estas LIs que se formam na costa atlântica, pois as mesmas apresentam forte atuação em vários setores econômicos, tais como: agricultura, navegação aérea, balanço hidrológico e outros.

A convecção profunda nos trópicos exerce relação fundamental na circulação global e energética da atmosfera tropical, através da extração de calor da camada limite planetária que é redistribuído na alta troposfera (Riehl e Malkus, 1958). As LIs constituem um dos sistemas atmosféricos importantes no transporte de calor para a alta troposfera, pois cada LI é constituída de vários cúmulos profundos.

1.1- LINHAS DE INSTABILIDADE

1.1.1- CLASSIFICAÇÃO

Barnes e Sieckman (1984), classificaram as LIs encontradas no GATE de acordo com a magnitude da velocidade de propagação destes sistemas. Entretanto, Drosdowsky e Holland (1987), fizeram uma classificação distinta para as linhas de nuvens (LIs) que se formam ao norte da Austrália (Golfo de Carpentaria) :

Tipo 1 - Linhas de nuvens longas e finas, em forma linear ou de arco. Geralmente, são constituídas por pequenos cúmulos e pode ocorrer precipitação.

Tipo 2 - Linhas de nuvens com áreas extensas de nuvens do tipo estratiformes e convectivas.

Tipo 3 - Sistemas convectivos profundos, tal como as linhas de instabilidade tropicais.

No presente trabalho as LIs formam se ao longo da costa norte-nordeste da América do Sul, desde a Guiana até o estado do Maranhão. Tanto as linhas de cúmulos-nimbos que se propagam como as que não se propagam estão associadas à circulação de brisa marítima junto à costa. O primeiro tipo será denominado "Linha de Instabilidade que se Propaga" (LIP) e o segundo tipo "Linha de Instabilidade Costeira" (LIC), entendendo-se por estas últimas aquelas linhas de cúmulos-nimbos que se formam e dissipam na costa, sem propagar continente adentro.

1.1.2-CARACTERÍSTICAS E MECANISMOS DE FORMAÇÃO

Esta seção está subdividida em duas partes. Inicialmente, comentar-se-á as pesquisas referentes às LIs encontradas na Amazônia e finalmente aquelas realizadas em outras regiões tropicais. Estudos observacionais e teóricos proporcionam a avaliação das características e dos mecanismos de propagação das LIs tropicais.

1.1.2.1 - LINHAS DE INSTABILIDADE NA AMAZÔNIA

Cavalcanti (1982), analisando cinco anos de imagens de satélite, fez um estudo observacional sobre a interação entre as LIs formadas no litoral nordeste da América do Sul e a Zona de Convergência Intertropical no Atlântico (ZCITA). Verificou-se que as LIs têm seus

extremos norte e sul, no litoral, localizados mais ao norte no mês de setembro, enquanto os mesmos posicionam-se mais ao sul em fevereiro. A máxima frequência de desenvolvimento destas LIs ocorreu nos meses de inverno no Hemisfério Sul, quando a ZCITA é mais intensa e organizada em sua posição norte. Entretanto, a mínima frequência foi observada durante a primavera e verão do Hemisfério Sul, quando a ZCITA não é bem definida. Na primavera, esta frequência estaria associada à convecção sobre o continente e no verão à presença de atividade convectiva junto à costa, a qual produziria uma queda no contraste térmico entre o continente e a superfície oceânica. Assim, notou-se que a região de formação destas LIs sofre um deslocamento na direção norte-sul, no mesmo sentido e época da ZCITA. Desta forma, os resultados mostraram que a maior frequência destas LIs ocorre no período em que a ZCITA está mais organizada. Estudos de casos específicos destas LIs, também foram elaborados e nesta análise, foi realizada uma avaliação da influência dos sistemas frontais e da alta subtropical do Atlântico norte sobre a circulação local. A intensificação desta alta subtropical pode provocar impulso nos alísios (fortalecimento dos alíseos de nordeste) e assim aumentar a convergência nos baixos níveis na região de formação da LI. A presença de zonas frontais próxima à região de formação das LIs estabelece convergência em baixos níveis, auxiliando na ascensão do ar na circulação de brisa marítima.

As LIs na Amazônia formam-se no final da tarde e propagam-se para dentro do continente com uma velocidade média de 10° de longitude/dia porém, a redução do contraste térmico durante a noite provoca dissipação podendo as mesmas reiniciarem suas atividades no dia seguinte quando o aquecimento na superfície novamente se

estabelece. Este aspecto foi sugerido originalmente por Molion e Kousky (1985) através de uma pesquisa observacional. A distribuição anual de precipitação mostra um máximo de 3000 mm junto à costa e um mínimo relativo de 1600 mm na região de Santarém, a 700 km da costa, como pode ser observado na Figura 1.1. Segundo esses autores as LIs seriam responsáveis pela distribuição média mensal da precipitação na Amazônia, ou seja, ao passarem pela região do mínimo anual de precipitação durante a noite, estão com sua atividade convectiva reduzida.

Em um trabalho observacional, Kousky (1980) sugere que a brisa marítima na costa atlântica penetra no continente como uma LIP quando o escoamento médio, em 850 hPa, é perpendicular à costa. Se o escoamento médio é paralelo à costa, a propagação desta LI não parece proceder (LIC). Uma avaliação da variação diurna da precipitação no nordeste brasileiro foi feita utilizando-se dados de precipitação para o período de 1961-1970. As posições da precipitação máxima para três períodos de tempo, fortalece a idéia de que a atividade convectiva associada à brisa marítima continua a avançar continente adentro durante o horário noturno como uma LIP (Figura 1.2).

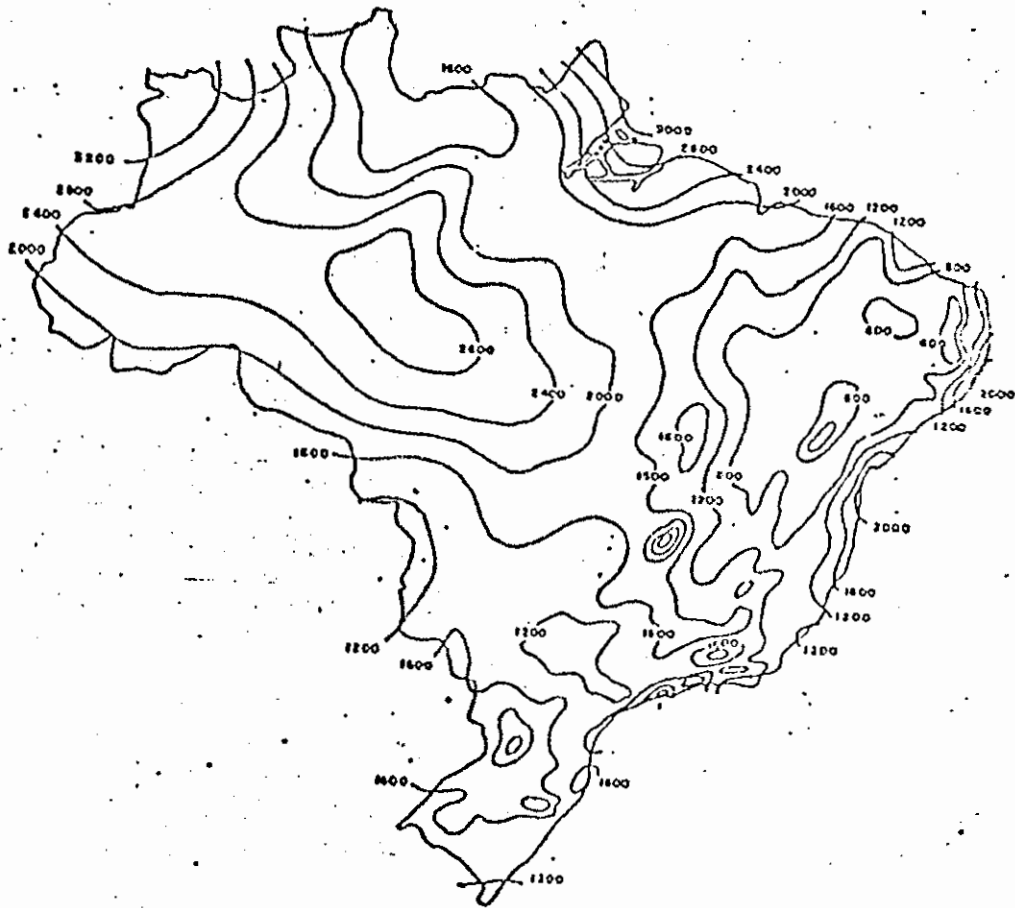


Fig. 1.1 - Distribuição anual da precipitação (mm), no Brasil.

FONTE: Ratisbona, 1976.

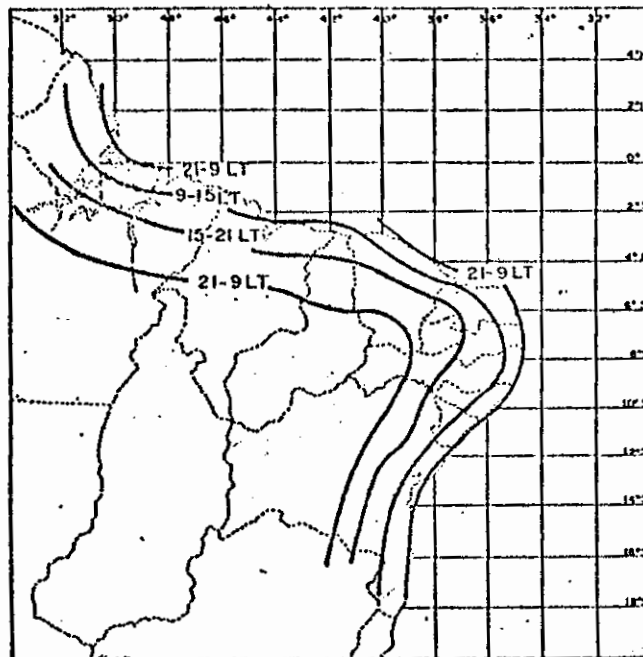


Fig. 1.2 - Posição da precipitação máxima para três períodos de tempo.

FONTE: Kousky (1980).

- Note que os horários nesta figura correspondem a hora local. Para converter este horário para UTC, basta adicionar 3 horas.

Uma avaliação dos mecanismos responsáveis pela propagação das LIs na Amazônia foi realizado pela aplicação de um modelo linear espectral às LIs ocorridas durante o GTE-ABLE-2b (Global Tropospheric Experiment - Amazon Boundary Layer Experiment - 2b), por Nieto (1988). As tempestades foram representadas neste modelo como um conjunto de ondas de gravidade internas forçadas. A forçante foi introduzida pela parametrização da escala cúmulos do tipo "wave-CISK". A velocidade de propagação das LIs associou-se à velocidade de grupo, calculada para onda mais instável. O modelo foi utilizado em situações individuais, com e sem a formação de LIs. Médias temporais dos perfis do vento e temperatura potencial em dias com e sem desenvolvimento destes sistemas (LIC e LIP) foram calculadas. Foi observado que o perfil vertical da temperatura potencial não difere para as situações distintas colocadas anteriormente. Assim sendo, são os perfis verticais do vento que determinam a seleção de escala observada nos diferentes casos. Para as médias de casos de ocorrência de LI, os resultados do modelo mostraram velocidades de grupo comparáveis às velocidades de propagação observada para estas LIs. A estrutura vertical desses modos apresentou diferença de fase entre altos e baixos níveis, indicando a existência de uma inclinação da LI na vertical porém, em casos individuais de LIs os resultados encontrados não foram satisfatórios. Testes de sensibilidade foram realizados para determinar que características do perfil vertical do vento são responsáveis pela seleção de modos instáveis, cuja velocidade de grupo seja comparável com a velocidade observada. Assim, para a seleção destes modos a existência de cisalhamento direcional do vento na vertical e jato em

baixos níveis são importantes, sendo este último o mais importante.

Sun e Orlanski (1981a), proporam que a instabilidade trapezoidal é um possível mecanismo responsável pela propagação de LIs na costa atlântica da América do Sul. Instabilidade trapezoidal consiste na liberação de ondas de gravidade internas de mesoescala produzidas através da variação diurna da estabilidade estática da camada limite planetária. Assim, para avaliar o mecanismo de propagação destas LIs foi utilizado um modelo linear onde existe interação entre a circulação de brisa marítima e ondas instáveis de mesoescala associada à instabilidade trapezoidal. No primeiro dia de integração do modelo observou-se a circulação de brisa marítima devido ao forte contraste térmico entre o oceano e o continente. Ondas associadas à instabilidade mostraram período de dois dias e apareceram como ondas instáveis após alguns dias de integração. A energia potencial da instabilidade trapezoidal é intensificada através da circulação de brisa marítima em baixas latitudes. Observa-se então que a organização de ondas de gravidade interna em mesoescala próximo à costa amplificam gradualmente e propagam-se continente adentro. Com um modelo não linear foram encontrados resultados semelhantes àqueles observados no modelo linear (Sun e Orlanski, 1981b).

Através de análise de dados diários em Manaus e Belém, Kagano (1979) observou variações quase periódicas na direção do vento, nos baixos níveis nas duas estações. A umidade relativa também apresentou comportamento semelhante. Estas oscilações exibiram uma certa periodicidade de 3 e 5 dias, que concorda com o período característico com ondas de leste. Desta forma, sob

o ponto de vista observacional, esta pesquisa encontrou a existência de ondas de leste sobre a região amazônica e caso seja confirmado este resultado, este também poderia ser um dos mecanismos de propagação das LIs.

Velasco e Fritsch (1987), estudaram o desenvolvimento de complexos convectivos de mesoescala ("Systems Mesoscale Convective Complexes"), que se formaram entre maio de 1981 e maio de 1983, nas latitudes médias e tropicais das Américas. Os sistemas analisados por estes autores difere daqueles analisados no presente estudo, entretanto, estes sistemas têm importante interação com àqueles de grande escala, da mesma forma que as LIs.

1.1.2.2 - LINHAS DE INSTABILIDADE EM OUTRAS REGIÕES TROPICAIS

A investigação de LIs tropicais foi e tem sido bastante beneficiada pela realização de experimento de campo, em várias partes do mundo onde ocorrem estes sistemas, tais como: VIMHEX em 1972 na Venezuela, OPGA em 1973, no oeste da África, GATE em 1974 sobre o leste do oceano Atlântico tropical e oeste da África, COPT81 em 1981 sobre a região oeste da África e AMEX em 1986 no norte da Austrália. Estes experimentos de campo deram origem a vários trabalhos observacionais e teóricos, que permitiram avaliar as características e estruturas das LIs tropicais.

A estrutura e a dinâmica dos sistemas de LIs formados durante o GATE e VIMHEX foram amplamente discutidas por vários trabalhos teóricos e observacionais (Houze e Rappaport, 1984; Fernandez, 1980 e 1982; Betts et alii, 1976; Gamache e Houze, 1982 e outros). A Figura 1.3 ilustra esquematicamente este sistema que é composto por

células convectivas maduras que constituem a própria LI, e por uma região de nuvens do tipo estratiformes (bigorna), localizadas na retaguarda da LI. Células convectivas novas formam-se na dianteira das células convectivas maduras. As células maduras por sua vez dissipam-se, dando lugar às células novas (Houze, 1977; Gamache e Houze, 1982). Segundo Houze (1977), 40% da chuva de todo o sistema LI (zona de chuva forte e região da bigorna) provem da região da bigorna.

Do ponto de vista observacional, as correntes verticais associadas as LIs tropicais foram amplamente discutidas por Zipser (1977). Este propõe dois tipos diferentes de movimentos descendentes que compoem uma LI tropical: a) Movimentos descendentes intensos de escala convectiva, que ocorrem na própria zona da LI (região de chuva intensa, 10-20 km). Estes movimentos são induzidos pelo arrasto das gotas de chuva produzidas pelas nuvens cúmulos-nimbos. b) movimentos descendentes em área maior (100-500 km). Este último é conhecido como movimento descendente de mesoescala e localiza-se sob a região da bigorna (nuvens estratiformes). Tal movimento é sustentado pelo resfriamento do ar devido a evaporação da chuva, proveniente de nuvem estratiforme (Zipser, 1969). Estes dois tipos de movimentos descendentes estão ilustrado na Figura 1.3. Além destas correntes descendentes, existem as correntes ascendentes, tanto de escala convectiva quanto de mesoescala que também estão representadas na Figura 1.3. As correntes ascendentes e descendentes de escala convectiva são dinamicamente diferentes daquelas de mesoescala.

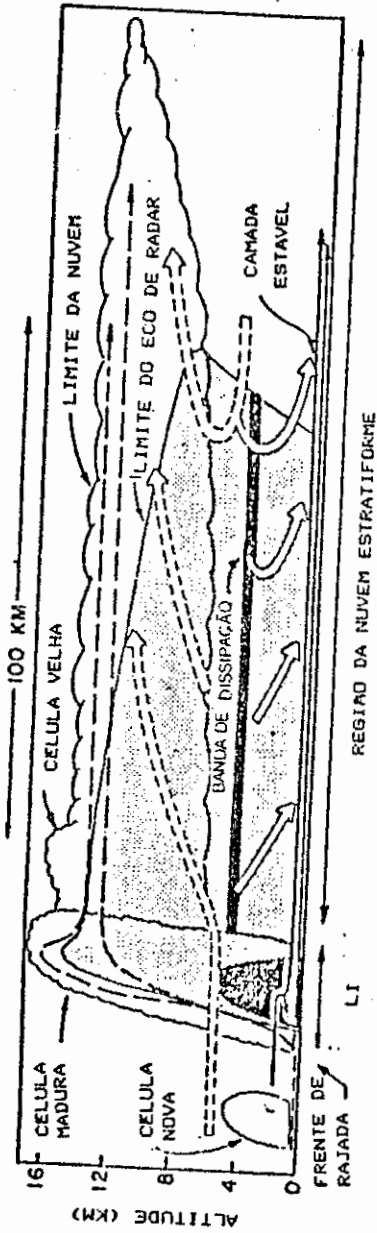


Fig. 1.3 - Seção transversal de um sistema de LI tropical.
FONTE: Gamache e Houze (1982).

- As linhas tracejadas mostram os movimentos verticais ascendentes de escala convectiva e as flechas duplas tracejadas representam as correntes ascendentes de mesoescala. A corrente por uma linha fina, enquanto a flecha dupla com linha fina, enquanto a flecha dupla com linha contínua ilustra o movimento descendente de mesoescala.

A corrente ascendente de escala convectiva é produzida pela convergência na camada limite planetária, contribuindo assim para o desenvolvimento das células convectivas novas à frente das células maduras. O movimento descendente de escala convectiva na célula madura traz o ar da troposfera média, potencialmente frio, para a camada limite planetária. Este ar espalha-se sobre a superfície aumentando a convergência, produzindo uma frente de rajada no eixo principal do sistema.

A corrente ascendente de mesoescala tem sido proposta como um mecanismo responsável pela manutenção das nuvens estratiformes (Zipser, 1969; Houze, 1977).

Portanto a estrutura termodinâmica do ambiente depois da passagem de uma LI tropical sobre um local, é totalmente modificada e caracterizada por uma atmosfera estável. O sistema LI é bastante eficiente na redistribuição de energia estática úmida, pela troca de ar potencialmente quente da camada limite planetária e ar potencialmente frio da média troposfera ("overturning"). Este processo é executado através das correntes verticais. Tal característica foi observada para as LIs tropicais em estudos observacionais e teóricos (Betts et alii, 1976 no VIMHEX; Houze, 1977 no GATE; Chong et alii, 1987 durante o COPT81).

Moncrieff e Miller (1976), utilizando um modelo numérico tridimensional, geraram estruturas de células convectivas que se assemelham com um sistema de LI. Através do perfil vertical do vento obtido antes da formação de uma LI durante o VIMHEX, encontraram importantes características para o desenvolvimento de cúmulos-nimbos. Jatos em baixos níveis, revelam que o

cisalhamento do vento, em níveis inferiores, é importante para o desenvolvimento de cúmulos-nimbos. Mostraram ainda como se processa a propagação de nuvens cúmulos-nimbos, isto é, o ar potencialmente quente da camada limite entra pela frente do cúmulos-nimbos subindo através da corrente ascendente e saindo nos altos níveis, atrás na região das nuvens estratiformes. Desta forma, o cúmulos-nimbos propaga-se com relação ao vento em todos os níveis na vertical. Esta estrutura está ilustrada no esquema representado pela Figura 1.4.

Betts et alii (1976), discutiram o comportamento dos ventos para vários casos de LIs sobre a Venezuela. Verificaram que o escoamento de ar na frente da LI segue a mesma direção em todos os níveis, mas apresenta um mínimo relativamente pequeno próximo de 700 hPa. Observaram também, uma diferença marcante no perfil do vento atrás da LI, ou seja, fraca penetração do ar entre 900 e 600 hPa e estas características variam de acordo com o caso.

Sob o ponto de vista observacional, alguns trabalhos foram feitos para tentar associar o deslocamento das LIs com o vento em altos níveis. Para as LIs que se formam nas latitudes médias, Newton e Katz (1958) encontraram baixa correlação entre a velocidade da tempestade e/ou LI e a velocidade do vento em qualquer nível. Entretanto, estes autores perceberam que aquelas tempestades mais velozes apresentaram jato em altitude. Silva Dias e Lima (1982) fizeram uma avaliação semelhante para as LIs do sudeste brasileiro. Jatos em altitude foram observados para todos os casos discutidos, porém a correlação entre a velocidade da LI e o vento em altitude não foi boa.

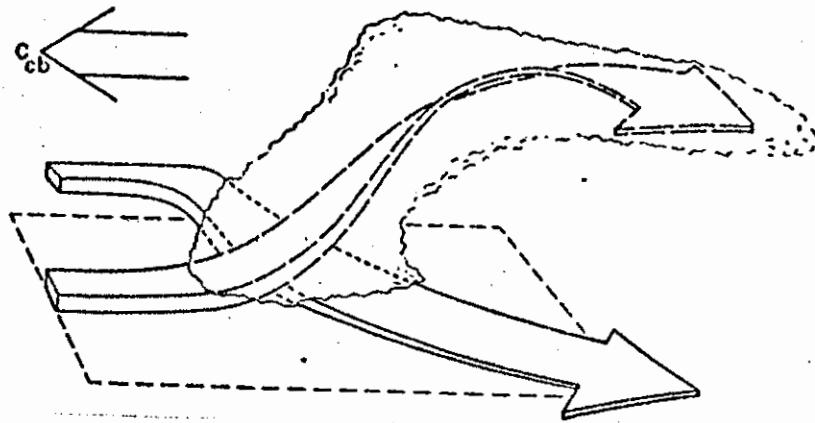


Fig. 1.4 - Esquema de propagação de cúmulos-nimbos.

FONTE: Moncrieff e Miller (1976).

- C_{cb} representa o sentido de propagação da nuvem.

As características do ambiente onde encontram-se as LIs mostram a existência de regiões de alta pressão em mesoescala (mesoalta) imediatamente acompanhando a passagem da LI e ocasionalmente a presença de áreas de baixa pressão em mesoescala (mesobaixa) a uma determinada distância atrás da LI (Fujita, 1963; Williams, 1963). Mesoaltas na área de chuva atrás da LI é justificada pela presença de ar frio saturado combinado com a grande quantidade de água líquida que provocam o aumento da pressão nesta região (Sander e Emanuel, 1977).

Experimentos numéricos realizados por Wilhelmson e Klemp (1978), mostraram como tempestades severas individuais, ciclônicas e anticiclônicas, podem desenvolver-se em ambiente onde há cisalhamento vertical do vento. A convecção associada a estas tempestades é iniciada por uma simetria térmica e por um par de vórtices que se desenvolvem no plano horizontal, devido a inclinação com a altitude dos tubos de vórtices, associado ao cisalhamento do escoamento médio, ou seja, produção de vorticidade pelo termo de torção ("tilting") da equação da vorticidade. Assim, a teoria linear prevê uma simetria inicial no movimento vertical, que interage com o escoamento que apresenta cisalhamento produzindo um gradiente de pressão vertical nos baixos níveis. Em suma, esta teoria mostra como ocorre a intensificação e propagação de tempestades devido a variação direcional do vento na baixa troposfera. Silva Dias e Lima (1982), fizeram uma avaliação desta teoria para as LIs que se manifestam no sudeste brasileiro. Seus resultados não foram conclusivos, isto é, não obtiveram uma avaliação prática desta teoria com relação ao deslocamento das LIs, pois alguns casos foram paralelos e outros transversais ao vetor cisalhamento vertical do vento

do ambiente. Entretanto, a maioria das LIs deslocaram-se para a esquerda do vento em 700 hPa.

Para avaliar a teoria linear e obter informações com relação aos efeitos não lineares, Rotunno e Klemp (1982) realizaram integrações numéricas da equação do movimento tridimensional adequada para um ambiente onde a convecção e a flutuabilidade estão presentes, e o vetor cisalhamento do vento pode mudar de direção com a altitude. Esta teoria foi analisada desprezando-se o efeito de Coriolis ($f=0$), podendo assim ser aplicada, em princípio, para os trópicos.

Silva Dias et alii (1984), empregando um modelo linear espectral, fizeram uma avaliação dos sistemas tropicais de mesoescala. A parametrização da escala cúmulos é do tipo "wave-CISK". Os modos mais instáveis são sensíveis à estrutura do cisalhamento do vento. Sobre o Atlântico leste, a existência de jatos na baixa troposfera é mais importante do que o jato nos altos níveis, para a seleção de modos mais instáveis de mesoescala movendo-se para oeste, embora as velocidades de fase e de grupo encontradas mostram resultados inferiores àquelas observadas sobre o continente africano.

A atividade convectiva nos trópicos é frequentemente organizada em estrutura de bandas que são caracterizadas por comprimento de onda horizontal entre 100-400 Km e propagam-se em relação ao escoamento médio com velocidade de fase de 10 a 30 m/s. A troposfera encontra-se condicionalmente instável e o ar próximo à superfície é quente e úmido. A liberação de calor latente em cúmulos-nimbos é capaz de excitar ondas que por sua vez organizam a convecção cúmulos. Esta interação é conhecida como "wave-

CISK" onde ondas instáveis são geradas. Contudo, existem outras situações onde a convecção restringe aos altos níveis, a precipitação é pequena e a baixa troposfera é estável. Esta categoria de ondas apresenta um problema, ou seja, o comprimento de onda e a velocidade de fase observados permitem a propagação da onda na vertical e assim na ausência do mecanismo "wave-CISK" estas ondas perderiam energia pela propagação na vertical antes de se propagar na horizontal. Estas ondas têm sido identificadas como "ondas de inversão" ou "ondas em dutos". Tal identificação baseia-se na existência de propagação na horizontal de ondas ao longo da interface entre dois fluidos de diferentes densidades. O modelo de dois fluídos, em duas camadas, difere da atmosfera porém, Lindzen e Tung (1976) investigaram sob que circunstâncias pode-se encontrar estas ondas na atmosfera. É necessário que a baixa troposfera seja estável e sobreposta por uma camada instável que refletiria as ondas que se propagam verticalmente. Assim sendo, seria criado um duto onde ondas de gravidade podem propagar-se horizontalmente sem perder sua energia e sem a necessidade de uma forçante energética para sua manutenção. No Capítulo 4 será analisada a existência de ondas de gravidade que se propagam em dutos.

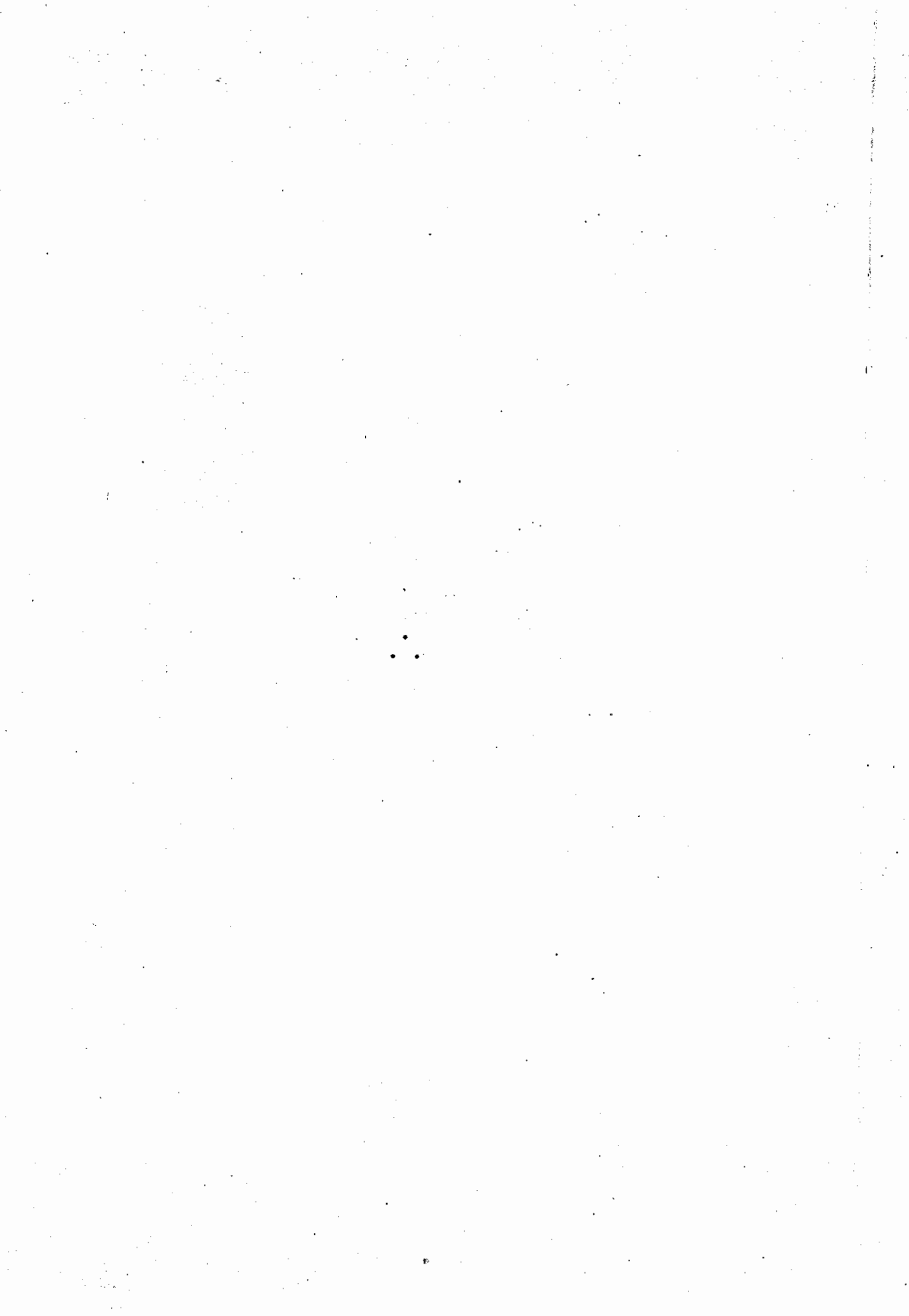
1.1.3- OBJETIVOS DESTE ESTUDO

Como visto anteriormente, faz-se necessário estudar detalhadamente as características pertinentes as LIs na Amazônia. Assim, o objetivo desta pesquisa é estudar sob o ponto de vista observacional a dinâmica das LIs na Amazônia, no sentido de distinguir nas condições ambientais os mecanismos que determinam seu deslocamento. O estudo observacional é importante para o entendimento dos

mecanismos de LIs, bem como a parametrização de seus efeitos em modelos numéricos de larga escala.

A diferença básica entre este estudo e os demais feitos para as LIs na Amazônia, reside no fato de que serão levantados as características observadas e os subsequentes mecanismos de formação das distintas categorias de LIs.

Para alcançar a proposta desejada, esta pesquisa está dividida em três etapas distintas. A primeira fase consiste da análise de forma subjetiva de casos bem definidos de LIs com intensidade média e forte, que se formaram na costa atlântica no período de março de 1979 a dezembro de 1986, utilizando-se imagens analógicas (fotos) do satélite geoestacionário GOES-E e W. A segunda fase visa a obtenção de uma análise detalhada do desenvolvimento destas LIs, através do estudo de uma sequência de três LIs ocorrida em julho de 1986, utilizando-se para isto, imagens digitais do satélite geoestacionário GOES-W, e esta fase será complementada pela análise de precipitação e perfil vertical do vento. E finalmente, na terceira fase, objetivando-se complementar as duas fases anteriores, analisa-se as LIs que se formaram durante o GTE-ABLE-2b, onde houve uma disponibilidade temporal e espacial de dados de radiossondagens, que permitem avaliar os aspectos sinóticos e a estrutura termodinâmica e dinâmica da atmosfera antes e após a passagem da LI pelo ponto de observação.

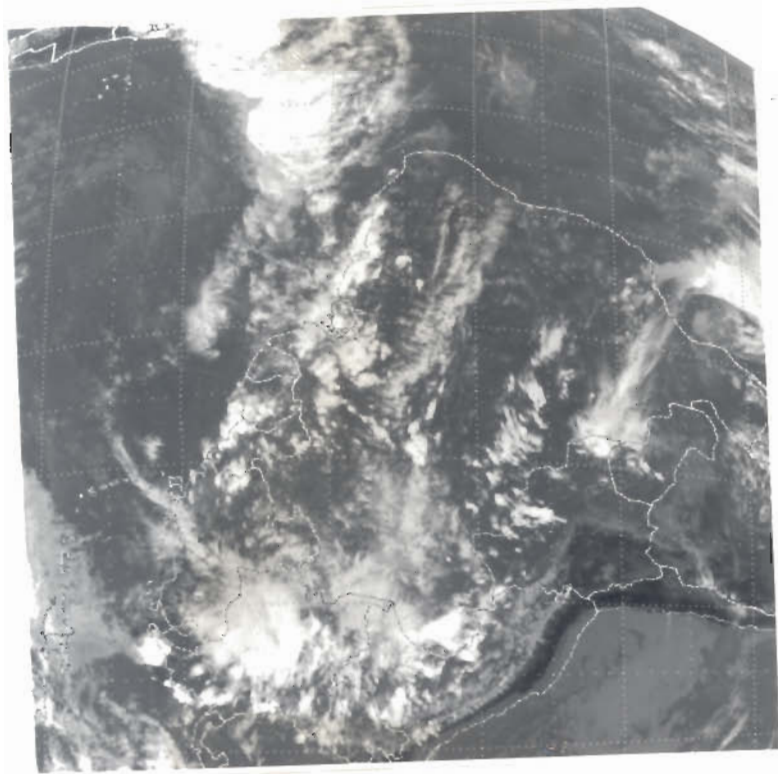


CAPÍTULO 2

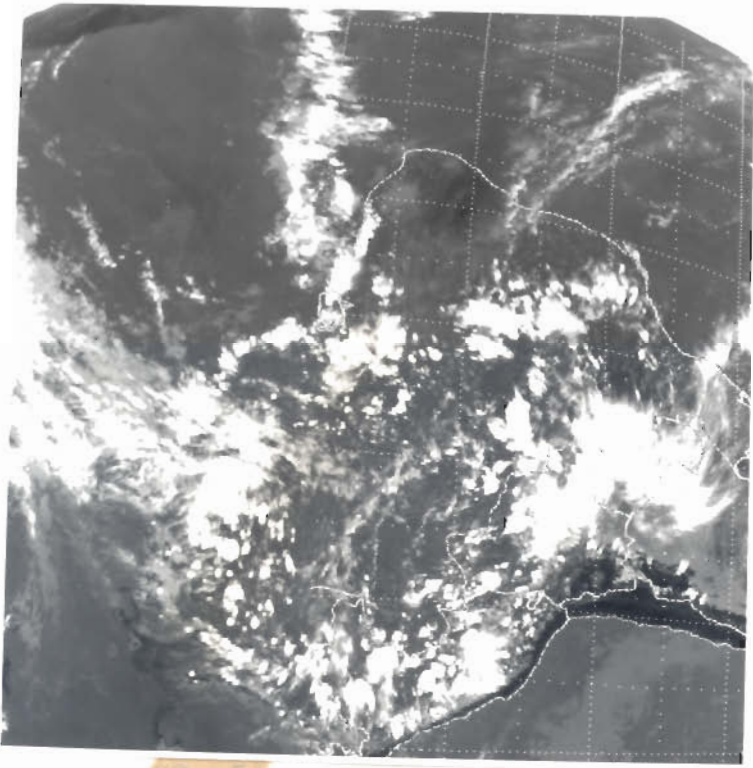
DESCRIÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DAS LINHAS DE INSTABILIDADE PARA O PERÍODO DE 1979-1986

No verão é comum o continente ficar coberto por atividade convectiva. Nesta estação é normalmente difícil visualizar e identificar uma LI no continente. Entretanto, em outras estações do ano, mesmo com a presença de atividade convectiva espalhada no continente ou outros sistemas sinóticos, como sistemas frontais, é possível caracterizar uma LI. Diante do exposto acima, fez-se necessário estabelecer um critério para o presente estudo. Em Cavalcanti (1982), a Figura 3.5 mostra LIs com diferentes intensidades. Assim, a LI formada no dia 23 de março de 1979, foi considerada como padrão, ou seja, LI definida com intensidade de média para forte. Sua intensidade foi estimada entre 18:00 e 23:00 UTC. A Figura 2.1 mostra alguns exemplos de LIs definidas com intensidade média e forte. Portanto, neste trabalho considerou-se aquelas LIs com intensidade de média para forte, que puderam ser claramente distinguidas na presença ou ausência de outros sistemas atmosféricos.

Com as imagens analógicas dos satélites geoestacionários GOES-E e GOES-W (no período de julho de 1984 a dezembro de 1986, o satélite GOES-W esteve deslocado para próximo da América do Sul) nos canais infravermelho, visível e do vapor d'água, com uma frequência média de 3 horas, fez-se uma análise de forma subjetiva dos casos bem definidos de LIs que se formaram na costa norte-nordeste da América do Sul no período de março de 1979 a dezembro de 1986.



a) 18 de abril de 1979 às 19:46 UTC

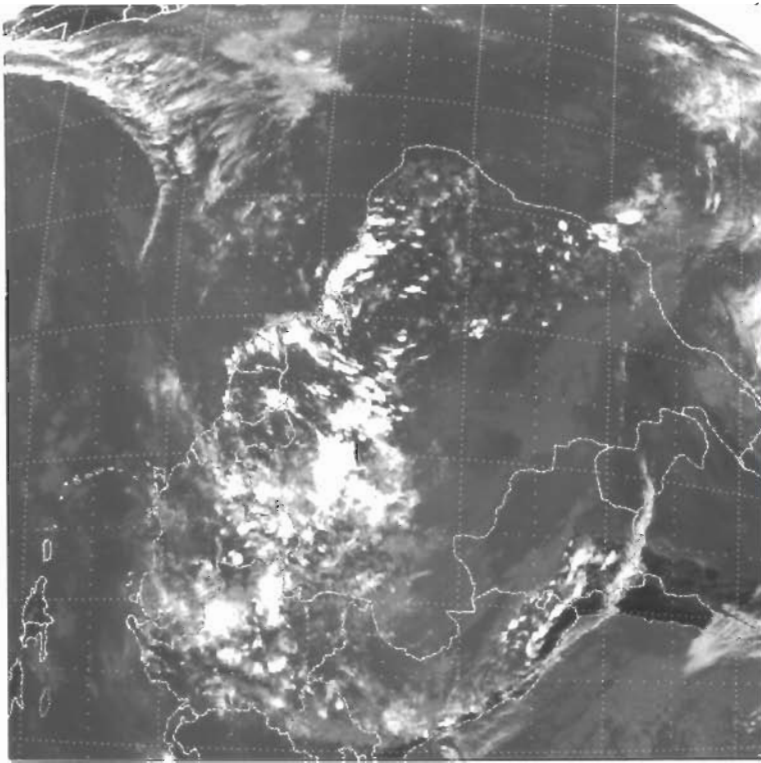


b) 23 de março de 1979 às 18:16 UTC

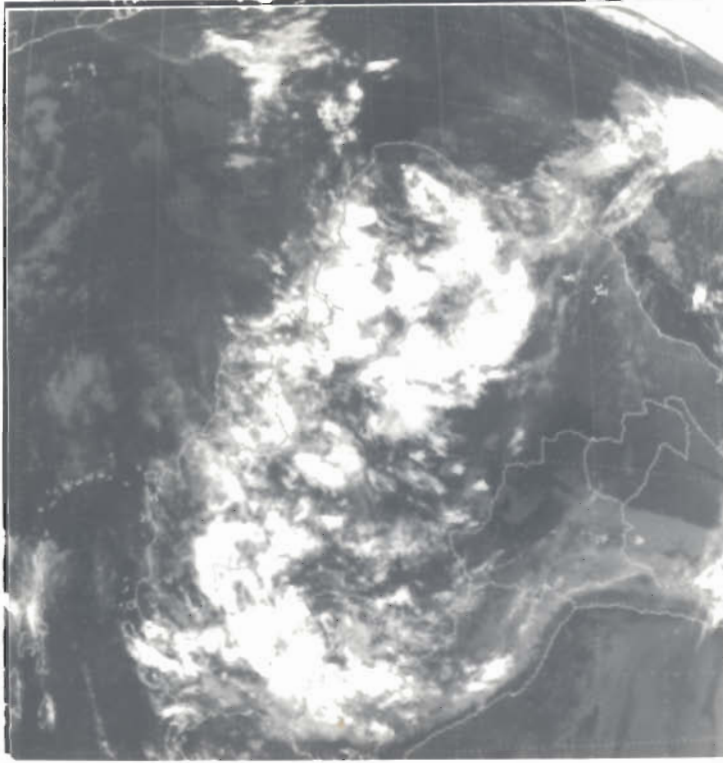
Fig. 2.1 - Imagens do satélite geostacionário GOES-E, no canal infravermelho, ilustrativa dos seguintes casos:

- a) ZCITA bem definida (ZCITA = 2).
- b) ZCITA bem definida (ZCITA = 2) e presença de sistema frontal do Hemisfério Norte (SFHN).
- c) ZCITA não definida (ZCITA = 0) e presença de sistema frontal do Hemisfério Norte (SFHN).
- d) ZCITA definida (ZCITA = 1), presença de sistema frontal na Amazônia (SFAM) e sistema frontal no nordeste brasileiro (SFNB).

(Continua)



c) 07 de abril de 1979 às 18:16 UTC.



d) 17 de abril de 1982 às 23:47 UTC.

Fig. 2.1 - Conclusão.

Os motivos que levaram à utilização somente de casos bem definidos foram: a) intervalo de tempo relativamente longo (maior que 3 horas entre imagens sucessivas), o que levaria a análises e caracterizações duvidosas, já que estas LIs, na maioria das vezes, têm ciclo de vida curto. Além disso, é comum a convecção distribuir-se sobre toda a região amazônica, o que pode levar a uma falsa idéia de LI, caso não haja um acompanhamento de sua formação, desenvolvimento e dissipação; b) algumas imagens do arquivo do INPE, não contêm a região norte da Amazônia, omitindo assim possíveis casos de LIs, principalmente no inverno do Hemisfério Sul, quando estas LIs se formam mais ao norte da região (Cavalcanti, 1982).

2.1 - METODOLOGIA

Com o objetivo de determinar as dimensões horizontais médias das LIs estabeleceu-se a localização da LI quando a mesma apresentava-se com atividade convectiva bem estabelecida (como uma LI definida), geralmente às 21:00 UTC. Assim, determinando-se a latitude e longitude dos pontos extremos, estimou-se o comprimento da LI e sua largura foi obtida a partir da imagem de satélite. Tanto a largura quanto o comprimento das LIs foram medidos de forma subjetiva, tentando estimar as dimensões da banda de nuvem convectiva associada às LIs. Desta forma, pode-se ter introduzido erro nestas medidas, devido à presença de nuvens cirrus nos altos níveis, uma vez que os centros ativos de convecção ("cumulus cores") ocupavam uma área menor do que aquela ocupada pelos cirrus. Assim sendo, com a utilização deste método de definição das dimensões horizontais das LIs foi possível estabelecer uma comparação

da extensão das LIs utilizando-se imagens analógica e digital.

Para a determinação do tempo de vida aproximado das LIs tomou-se o horário de formação e de dissipação a partir das imagens que apresentaram estes estágios, respectivamente. Entretanto, para alguns casos observados devido à ausência de uma sequência de imagens com intervalo de 3 horas, não foi possível fazer tal estimativa. Portanto, tal evento foi considerado como uma ocorrência de LI, mesmo quando não se obteve uma estimativa da duração da LI. Devido ao intervalo de 3 horas entre as imagens, a estimativa do tempo de vida das LIs pode ter sofrido um erro de aproximadamente uma hora e meia.

Como mencionado anteriormente, as LIs na Amazônia foram classificadas em duas categorias gerais. Assim, as LIs que chegam no máximo a 170 km (medidos a partir do Ponto Central (PC) da LI, na costa) são chamadas de LIC (Linhas de Instabilidade Costeira). A escolha desta dimensão espacial (170 km) deve-se ao fato de ser esta aproximadamente, a dimensão da LI na direção de propagação (largura da LI). As LIs que se propagam continente adentro, isto é, aquelas que claramente afastam-se do litoral, foram subdivididas em dois tipos. Para deslocamentos entre 170 e 400 km foram denominadas LIP1 (Linhas de Instabilidade com Propagação tipo 1) e para deslocamento superior a 400 km, LIP2 (Linha de Instabilidade com Propagação do tipo 2). Esta classificação em dois tipos tem o objetivo de melhor separar as LIPs com acentuada propagação continente adentro daquelas que se dissipam após pequeno deslocamento.

Antes de uma LI ser classificada como LIP2, sabe-se que a mesma passou pelo estágio de LIP1. A princípio, uma LIP1 pode se tornar LIP2 quando ocorre

regeneração da LI classificada anteriormente como LIPl. Entretanto, durante a análise, cuidado especial para este tipo de situação foi tomado.

Como referenciado no primeiro capítulo, Cavalcanti (1982) analisou a interação existente entre estas LIs e a ZCITA, e verificou que a região de formação das LIs sofre um deslocamento sazonal semelhante ao da ZCITA. Assim, parece importante analisar a ZCITA no sentido de tentar verificar sua possível influência nas características de propagação das LIs. As análises feitas com respeito a ZCITA foram as seguintes:

- a - Uma forma de classificar quantitativamente a atividade de convectiva associada à ZCITA, embora de forma subjetiva, consistiu em atribuir valores numéricos ao aspecto visual da mesma. O critério adotado foi: 0 (zero) para ZCITA não definida (Figura 2.1c), 1 (um) para ZCITA definida (Figura 2.1d) e 2 (dois) para ZCITA bem definida (Figura 2.1a,b);

- b - O levantamento da posição das LIs, quando as mesmas apresentavam-se visualmente com atividade convectiva bem definida na costa (logo após sua formação), possibilitou determinar a latitude e longitude do PC das LIs. Comparando-se a latitude do PC com a latitude em que a ZCITA cortava o meridiano de 48°W , pode-se verificar se a ZCITA estava localizada ao norte ou ao sul do PC das LIs. Foi estabelecido como referência o meridiano de 48°W , com base nos resultados de Cavalcanti (1982), onde este meridiano geralmente corresponde à região de formação das LIs.

Com a finalidade de classificar o grau de interação da LI com sistemas sinóticos de maior escala, realizou-se um levantamento dos sistemas frontais do Hemisfério Norte (SFHN) que estivessem próximos da costa atlântica (Figura 2.1b,c), sistemas frontais localizados sobre o nordeste brasileiro (SFNB) (Figura 2.1d) e sistemas frontais sobre a região sul da Amazônia (SFAM) (Figura 2.1d). Os dígitos 0 e 1 significam ausência e presença de sistemas frontais, para cada um destes três tipos.

A fim de verificar a trajetória das LIs, determinou-se a partir de imagens disponíveis os PCs (latitude e longitude) das LIs. Salieta-se o fato de que as LIs dissipam-se de forma não homogênea, ou seja, podem dissipar em uma ou ambas as extremidades. Desta forma, a dissipação ocorrendo num só extremo poderia indicar um falso deslocamento das LIs na direção meridional, isto é, o comprimento da LI diminui e, conseqüentemente, o PC muda de posição. Este fato pode introduzir erros no cálculo da velocidade média das LIs através do deslocamento dos PCs ao longo da trajetória do sistema, geralmente obtidos de 3 em 3 horas, no sentido de superestimar a velocidade de propagação das LIs. Assim, optou-se por calcular a velocidade das LIs tomando-se os PC da LI para os estágios inicial e final, ou seja, formação e dissipação. Sendo D a distância entre a posição inicial e final do PC da LI (Figura 2.2) e T o tempo transcorrido para a LI percorrer a distância D, então, a velocidade média de propagação da LI é dada aproximadamente por:

$$V_{li} = D/T \quad (2.1)$$

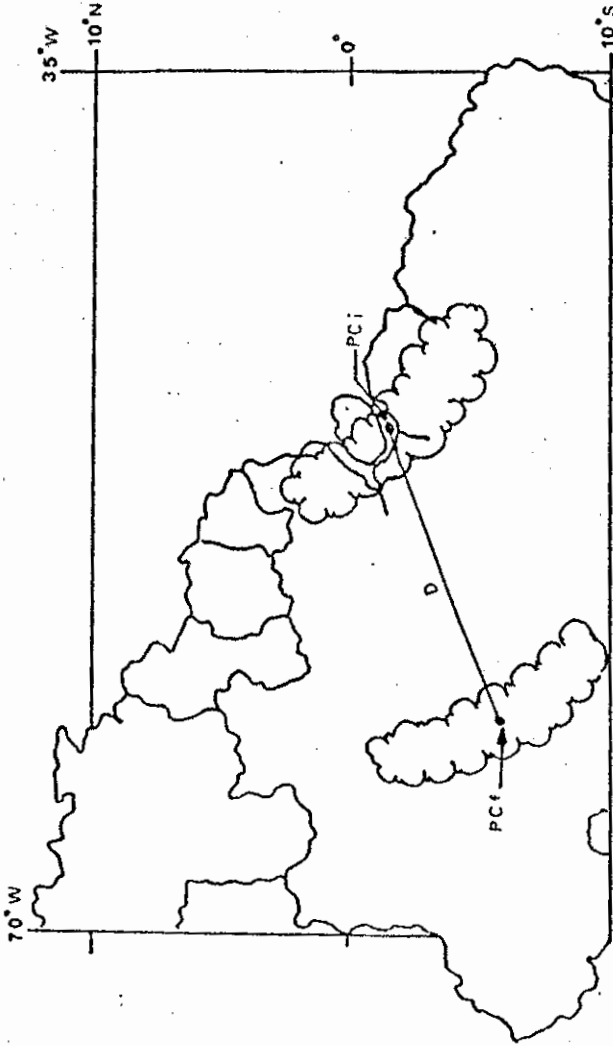
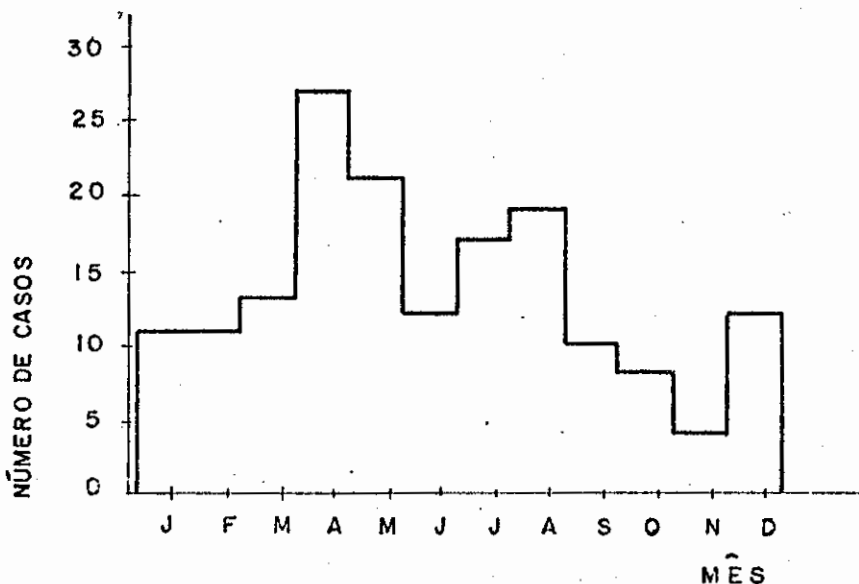


Fig. 2.2 - Localização da LI, indicando o Ponto Central inicial e final, PCI e PCF, respectivamente.

2.2 - RESULTADOS

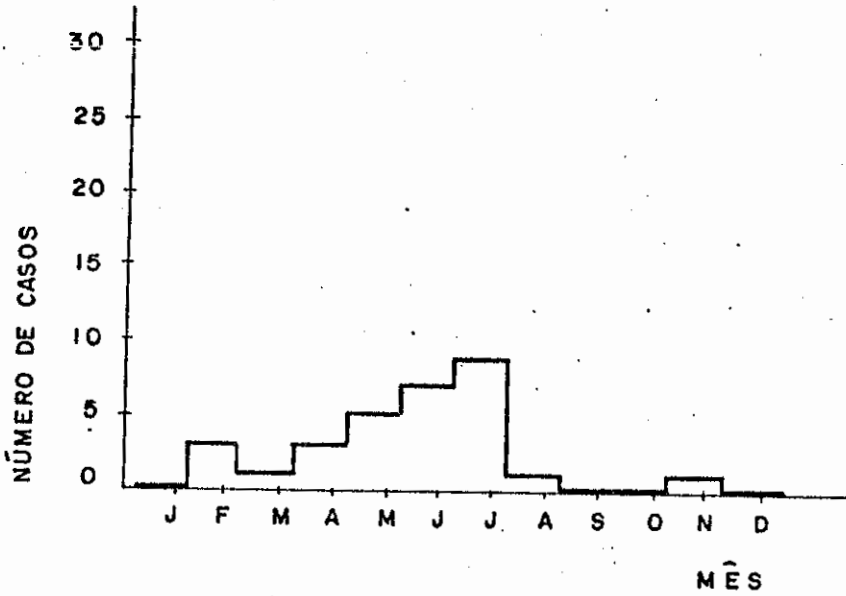
Para o período de março de 1979 a dezembro de 1986, o número total de LIs analisadas foi 268. Deste total, classificou-se 62% como LIC, 11% como LIP1 e 27% como LIP2. A Figura 2.3 mostra a distribuição mensal para cada um destes tipos.



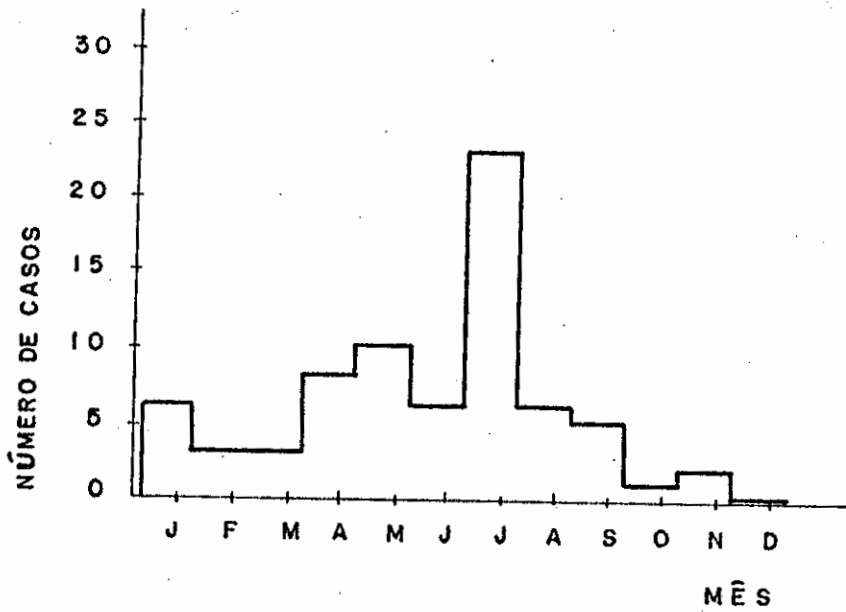
a) LIC

Fig. 2.3 - Distribuição do número de casos de LIs no período de 1979 à 1986.

(continua)



b) LIP1



c) LIP2

Fig. 2.3- Conclusão.

A distribuição anual das diferentes categorias de LIs, durante o período em estudo, está representada na Figura 2.4. Todos os anos mostraram maior número de LIC do que LIP, exceto em 1985. Somente em 1982, as LIP1s foram mais frequentes do que as LIP2s. Salienta-se a diminuição do número de eventos de LIs nos anos de 1982, 1983 e 1985. O ano de 1979 também mostrou comportamento semelhante, porém não é representativo, devido à ausência de 2 meses de dados no arquivo. Entretanto, estes resultados podem ser questionados face a metodologia usada que depende em grande parte da disponibilidade de imagens de satélite completas.

A Figura 2.5 ilustra a distribuição média mensal de ocorrência de LIs (LIC + LIP1 + LIP2) para o período em estudo onde considerou-se as de intensidade média a forte. As mesmas curvas foram plotadas para o período de 1975 a 1980 (Cavalcanti, 1982). Para tal período foram feitas curvas para diferentes condições de intensidade da LI (de acordo com a Tabela 2.1 de Cavalcanti), ou seja, curvas de LI com intensidade forte, forte e média e para todas as intensidades (forte + média + fraca).

Para o período de 1979-1986, verifica-se que o máximo de LIs formadas na costa ocorreram no mês de julho, acompanhado de um máximo secundário em abril. Entretanto, para o período de Cavalcanti o máximo ocorreu em agosto.

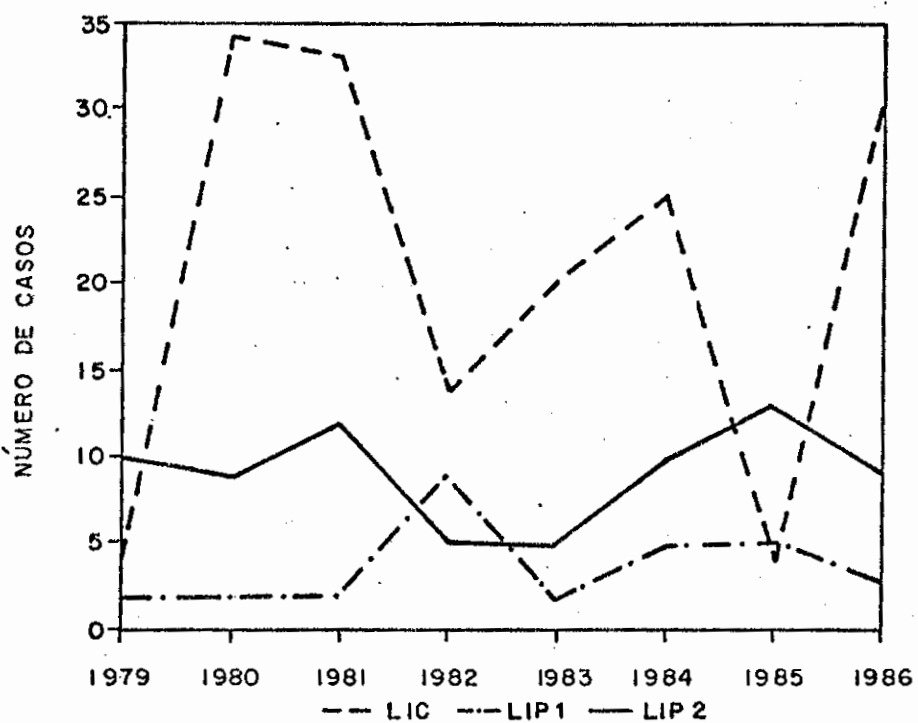


Fig. 2.4 - Distribuição anual de LIs.

- No mes de 1979 não constam os meses de janeiro e fevereiro.

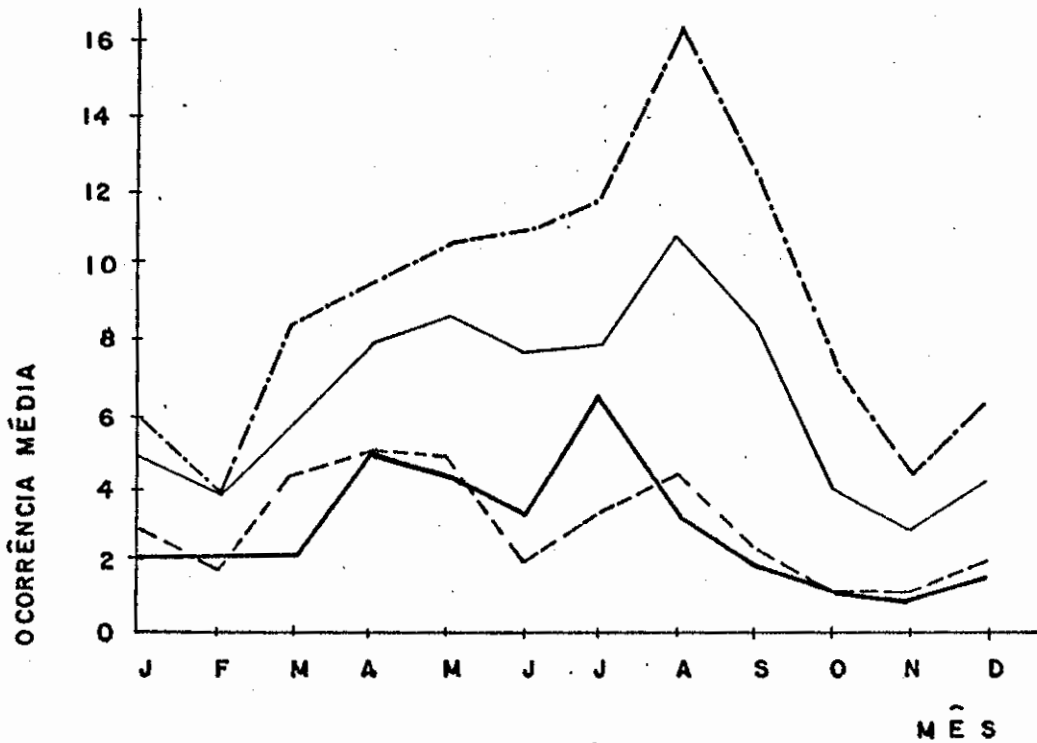


Fig. 2.5 - Distribuição média mensal de LIS (LIC + LIP1 + LIP2) para o período de 1979 à 1986 em linha grossa contínua. Para o período de Cavalcanti (1975 - 1980):

- Linha tracejada com ponto representa todas as intensidades (forte + média + fraca).
- Linha fina contínua ilustra intensidade forte mais média.
- Linha tracejada indica intensidade forte.

Durante o período 1979-1986 observou-se que 55% de LIs (LIC + LIP1 + LIP2) com intensidade entre média e forte ocorreram entre os meses de abril e julho. Porém, ressalta-se que em 1979 não foram contabilizados os casos de LIs, que possivelmente tenham sido formadas em janeiro e fevereiro, por não constarem do arquivo de imagens do INPE.

A marcha anual da frequência dos distúrbios lineares no oeste da África mostra duplo máximo no início e final do verão do Hemisfério Norte, e simples máximo no alto verão do Hemisfério Norte (Hamilton e Archbold, 1945 e Eldridge, 1957). Neal e Butterworth (1973), através de imagens de satélite de órbita polar, encontraram sobre o Golfo de Carpentaria (continente australiano), LIs durante o ano inteiro, com frequência máxima na primavera (setembro-outubro) e no inverno (junho-julho) do Hemisfério Sul.

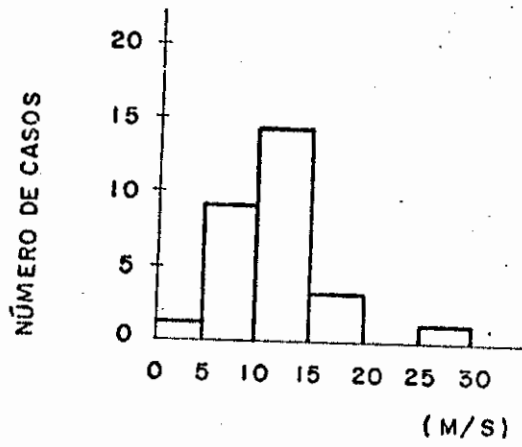
Comparando-se a curva do presente trabalho com as diferentes curvas de Cavalcanti, observa-se que qualitativamente as mesmas apresentaram-se aproximadamente com o mesmo tipo de distribuição, ou seja, mesmo comportamento com relação à distribuição média mensal. Contudo, quantitativamente existe uma diferença entre os dois períodos. Observando-se a distribuição média do período 1979-1986 com a curva de intensidade média mais forte de Cavalcanti, verifica-se que no primeiro período houve uma subestimativa com relação ao de Cavalcanti. Provavelmente, tal diferença tenha aparecido devido ao método de análise adotado no presente trabalho, onde somente casos bem definidos de LIs foram considerados, visto que o intervalo mínimo encontrado entre as imagens foi de três horas, enquanto que Cavalcanti utilizou diferentes dados em que consistiu de imagens gravadas em

microfilmes (1975-1978) com intervalo de uma hora, facilitando assim a análise de LIs.

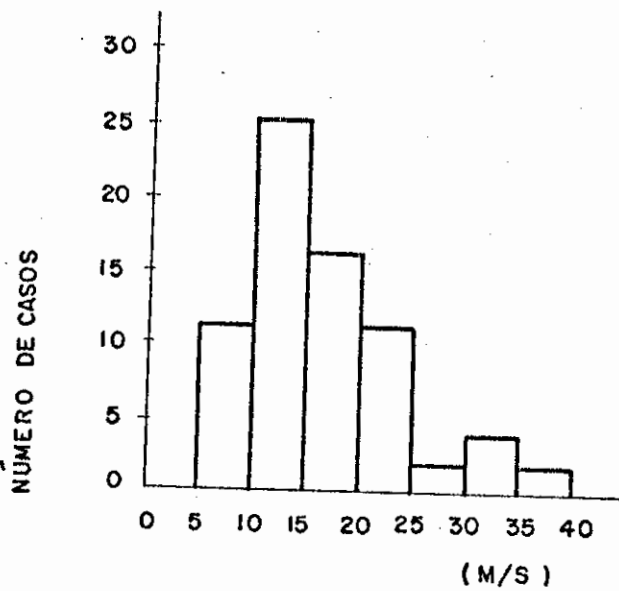
As velocidades médias de propagação para uma amostra de 30 casos de LIP1s e 73 de LIP2s foram aproximadamente 12 e 16 m/s, respectivamente. Como mencionado, Molion e Kousky (1985) estimaram que a velocidade média de propagação das LIs na bacia amazônica é 100 de longitude/dia. Esta velocidade corresponde a uma componente zonal de aproximadamente 12,8 m/s. Aspliden et alii (1976), para o período do GATE, encontraram uma velocidade de propagação das perturbações sobre o continente maior do que aquela sobre o oceano. A velocidade média destas LIs calculadas para o continente foi 50 a 60 km/h (13,9 a 16,7 m/s) enquanto que no oceano foi de 40 a 45 km/h (11,1 a 12,5 m/s). Segundo Fernandez (1982), a velocidade média das LIs sobre o oeste da África é 14,8 m/s, e sobre o Atlântico leste 14,6 m/s. Da mesma forma as LIs do tipo 1 na Austrália (Drosdowsky e Holland, 1987), têm velocidade de propagação entre 4 e 15 m/s, enquanto que na Venezuela as LIs mostram velocidade média de 13 m/s (Fernandez, 1980).

Através da Figura 2.6a, verifica-se que a velocidade das LIP1s varia entre 5 e 30 m/s sendo que 77% dos casos apresentaram velocidade entre 5 e 15 m/s. Vale ressaltar que ocorreu apenas um caso de LIP1 com velocidade alta (superior a 25 m/s).

Com relação às LIP2s, o intervalo de velocidade variou entre 5 e 40 m/s (Figura 2.6b). Contudo, a maioria das LIP2s (86%), apresentaram velocidade entre 5 e 25 m/s.



(LIP1)



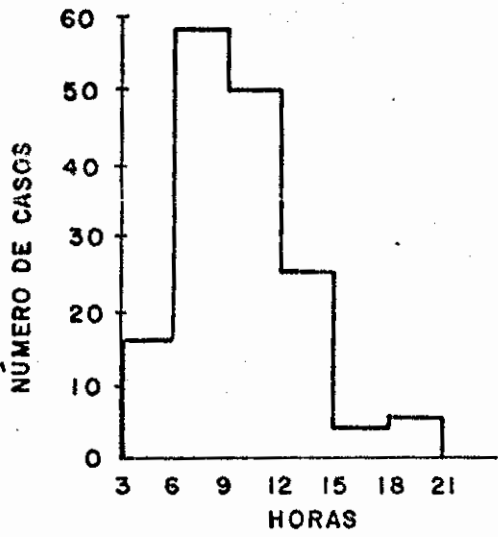
(LIP2)

Fig. 2.6 - Histograma da velocidade de propagação (m/s) das LIPs.

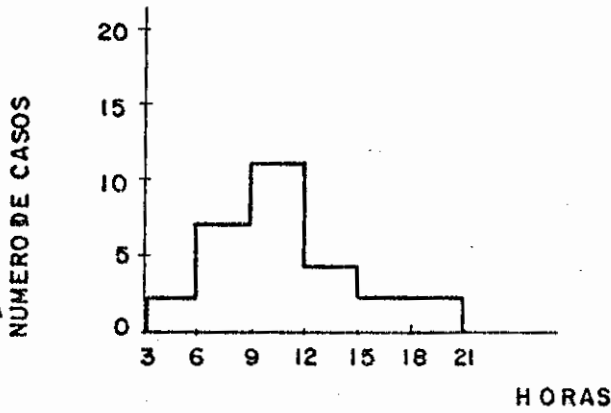
O tempo de duração das LIC, LIP1 e LIP2 pode ser observado nas Figuras 2.7a, b e c, respectivamente. As LICs apresentam um tempo de duração de quase um dia. Entretanto, grande parte das LICs, ou seja 68%, têm tempo de duração entre 6 e 12 horas. Observa-se que as LIP1s podem apresentar um tempo de vida curto assim como podem persistir por maior tempo. Contudo, 63% dos casos de LIP1s tiveram uma duração média entre 9 e 15 horas, enquanto que 77% apresentaram ciclo de vida entre 6 e 15 horas. Por outro lado, a LIP2 apresentou tempo de duração superior às LIC e LIP1, como era esperado, podendo uma LIP2 estar em atividade por dois dias. Aproximadamente 76% das LIP2s apresentaram ciclo de vida variando entre 6 e 24 horas. A duração média das LIC, LIP1 e LIP2 é 9, 12 e 16 horas, respectivamente.

As LIs que aparecem no Golfo de Carpentaria têm tempo de vida de 12 a 24 horas (Drosdowsky e Holland, 1987). Segundo Fernandez (1982), o tempo de vida médio da LI sobre o continente africano é superior àquele do Atlântico leste, ou seja, 39,7 contra 9,7 horas. E para as LIs que se desenvolvem na Venezuela o ciclo de vida médio é de 3,5 horas (Fernandez, 1980; Betts et alii, 1976).

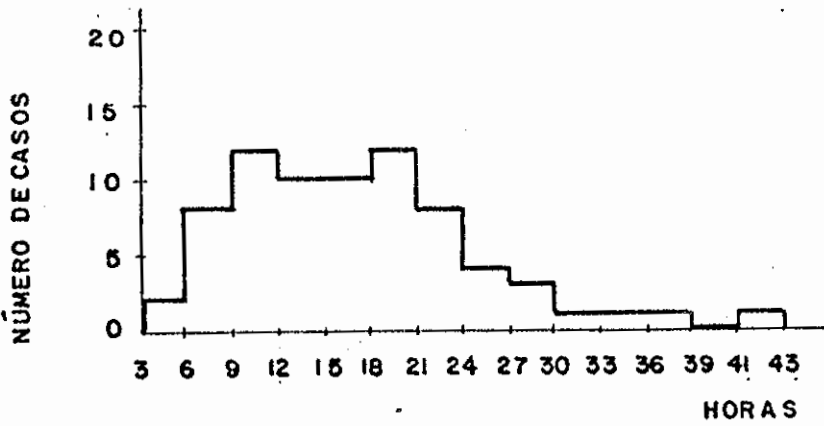
O deslocamento continente adentro das LIP2s para oeste, pode ser visto na Figura 2.8. O deslocamento máximo encontrado para LIP2 foi da ordem de 2000 km. Poucos foram os eventos de LIP2s que mostraram um deslocamento desta ordem. De acordo com Fernandez (1982), o deslocamento médio das LIs no oeste da África é 2100 km, enquanto que as LIs na Venezuela têm trajetória média de 150 km (Betts et alii, 1976).



a) LIC



b) LIP1



c) LIP2

Fig. 2.7 - Histograma do tempo de vida (hora) das LIs.

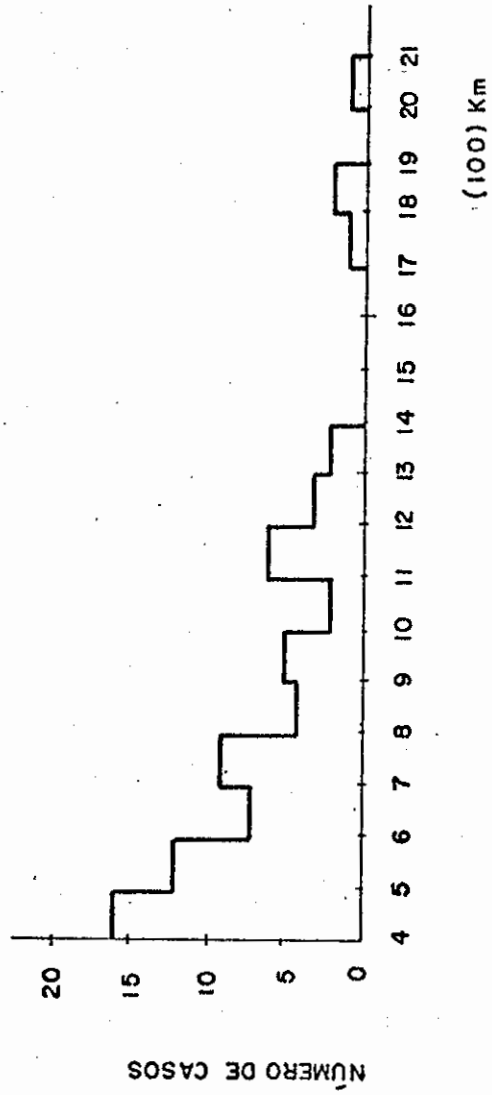


Fig. 2.8 - Histograma do deslocamento continente adentro das LIP2s.

Climatologicamente, a ZCITA em março-abril e agosto-setembro atinge suas posições extremas sul e norte, respectivamente, próximo à costa da América do Sul (Hastenrath e Lamb, 1977). A região de formação das LIS está compreendida entre as latitudes 10°N e 5°S . Cavalcanti (1982), observou que estas LIS têm sua localização (pontos extremos) acompanhando o deslocamento da ZCITA. Assim, qualquer que seja a posição da LI e/ou ZCITA, a Figura 2.9 mostra uma forte tendência do PC das LIS estar geralmente localizado ao sul da ZCITA. As LIS no continente africano comportam-se de forma análoga porém, com simetria oposta em relação à ZCITA que esteve localizada ao norte do equador geográfico no período do GATE (Fernandez, 1982).

Cavalcanti (1982), observou que o número de casos de LIS na costa atlântica, sem fazer distinção com relação às características de propagação das LIS para dentro do continente, foi maior quando a ZCITA encontrava-se bastante forte. Para o período em estudo observou-se que o número de casos de LIP2s foi maior para a situação em que a ZCITA esteve bem definida, com um máximo no mês de julho, como pode ser visto na Figura 2.10. Entretanto, as LIP1s não mostraram curvas distintas para diferentes situações da ZCITA. Desta forma, tal resultado sugere que as LIP1s ocorrem independente da condição convectiva da ZCITA, e esta condição poderia ser um possível indicativo da propagação das LIS continente adentro. Logo, parece que as LIS têm maior propagação continente adentro quando a ZCITA está bem definida. Contudo, tal resultado pode ter ocorrido devido ao número de casos de LIP1s ser inferior ao das LIP2s.

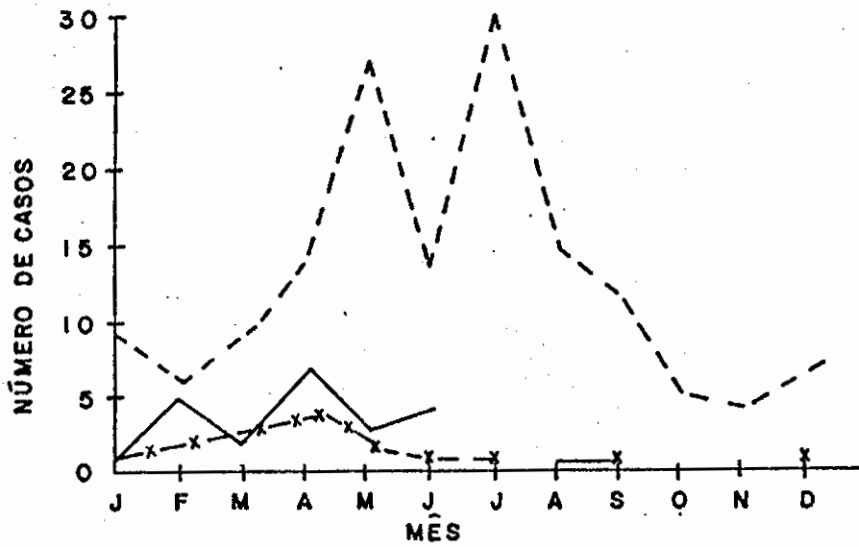
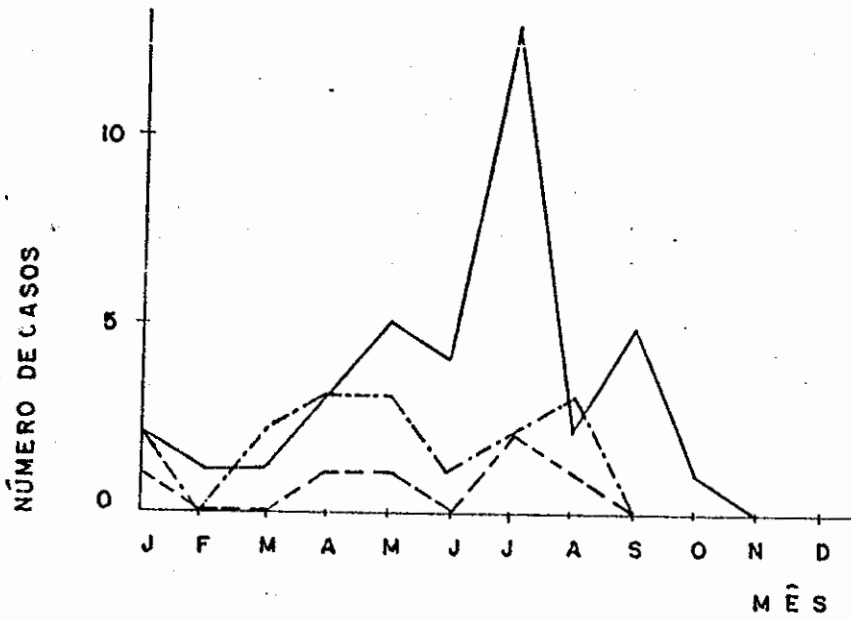
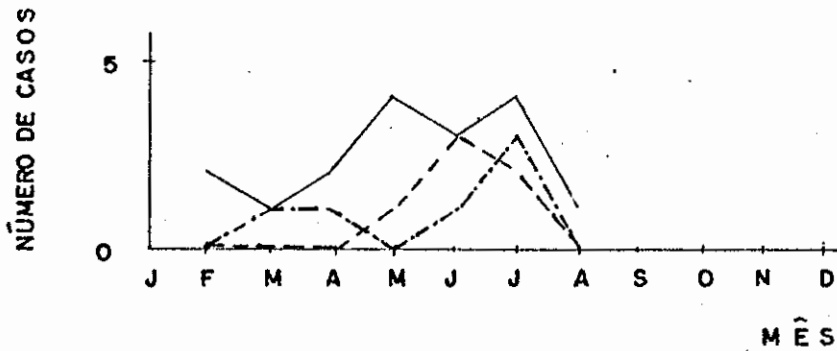


Fig. 2.9 - Número de casos de LIS para as seguintes situações:

- ZCITA ao norte do PC das LIS (linha traçada).
- ZCITA ao sul do PC das LIS (linha tracejada em x).
- ZCITA coincidindo com o PC das LIS (linha contínua).



(a)



(b)

Fig. 2.10 - Número de casos de (a) LIP2 e (b) LIP1
- Para ZCITA não definida (linha trazada), para ZCITA definida (linha trazada com ponto) e ZCITA bem definida (linha contínua).

As LIs coletadas neste estudo foram aquelas que se mostraram claramente definidas mesmo com a existência de outros sistemas atmosféricos. Nas Figuras 2.11, 2.12 e 2.13 pode ser visualizado o número de LIC, LIP1 e LIP2, respectivamente, com e sem a ocorrência simultânea dos sistemas frontais (SFHN, SFAM e SFNB). Analisando-se a ocorrência de LIs com e sem sistemas frontais, observou-se o seguinte comportamento: 67% (em 165 casos), 80% (em 30 casos) e 67% (em 73 casos) das LIC, LIP1 e LIP2, respectivamente, desenvolveram-se na ausência de sistemas frontais.

A interação entre sistemas frontais, propagando-se na região subtropical e tropical da América do Sul, e a convecção tropical sobre a Amazônia foram estudadas por Oliveira (1986). As perturbações da convecção tropical associadas aos sistemas frontais propagam-se de oeste para este, isto é, no sentido contrário às LIs. Assim, a presença de sistemas frontais próximos a região das LIs, geralmente não são favoráveis ao seu desenvolvimento. Salienta-se que as LIP2s apresentaram um número máximo de casos com ausência de sistemas frontais em julho, quando estas LIP2s também apresentaram um máximo com ZCITA bem definida. As LIP1s também exibiram um máximo com ausência de sistemas frontais em julho porém, como especificado anteriormente, não correlacionam-se com as diferentes condições da ZCITA.

Das 268 LIs estudadas, somente em 173 casos foi possível estimar a largura e o comprimento. Na Figura 2.14 tem-se, para cada meio grau de largura e um grau de comprimento, um quadrado que contém o número de LIs com a respectiva dimensão.

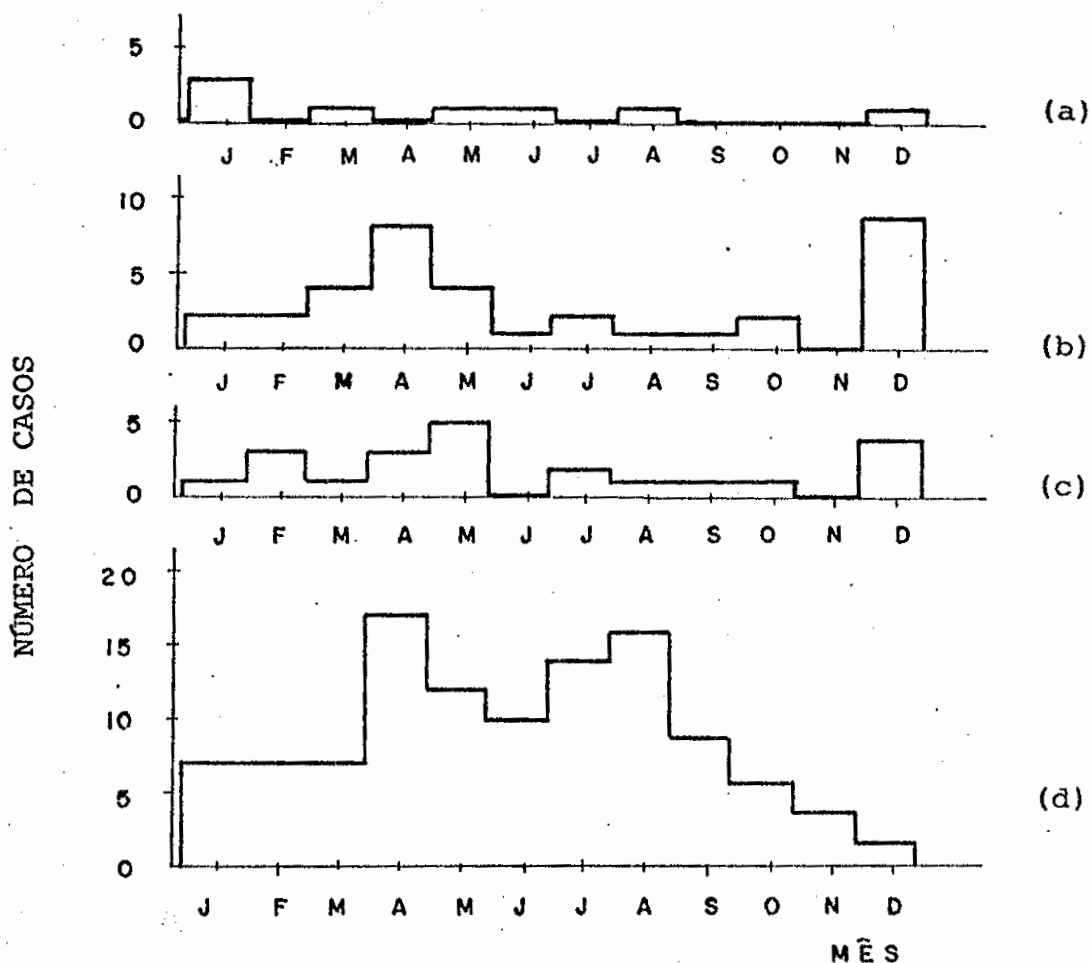


Fig. 2.11 - Distribuição mensal do número de casos de LIC com: a) presença de SFHN; b) presença de SFAM; c) presença de SFNB e d) ausência de sistema frontal.

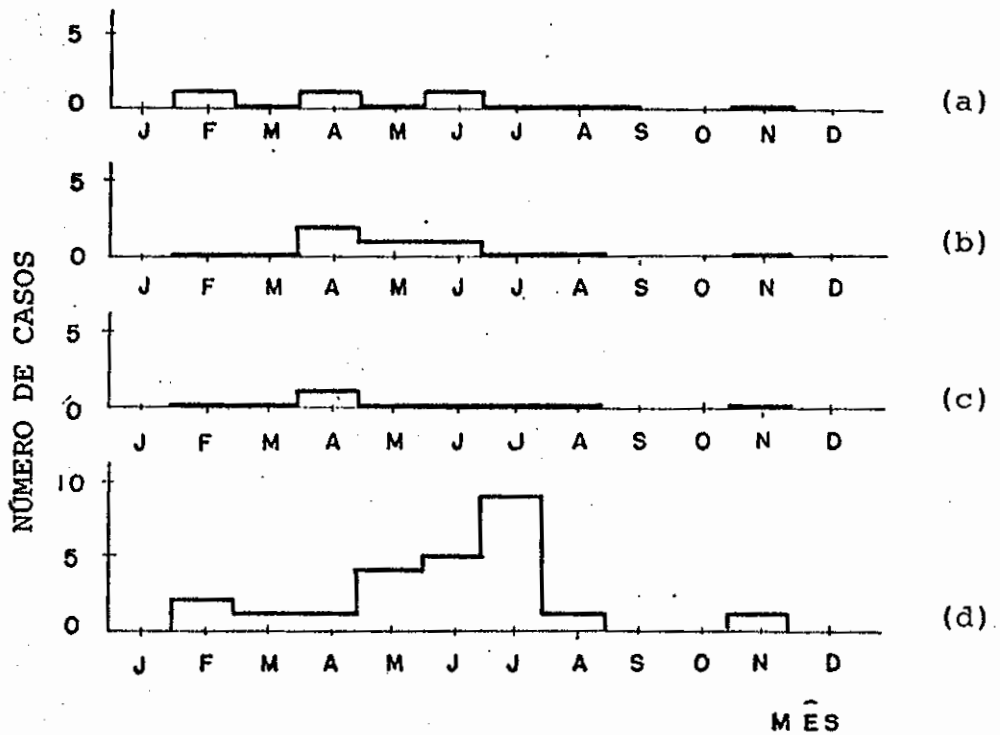


Fig. 2.12 - Distribuição mensal do número de casos de LIPI com: a) presença de SFHN; b) presença de SFAM; c) presença de SFNB e d) ausência de sistema frontal.

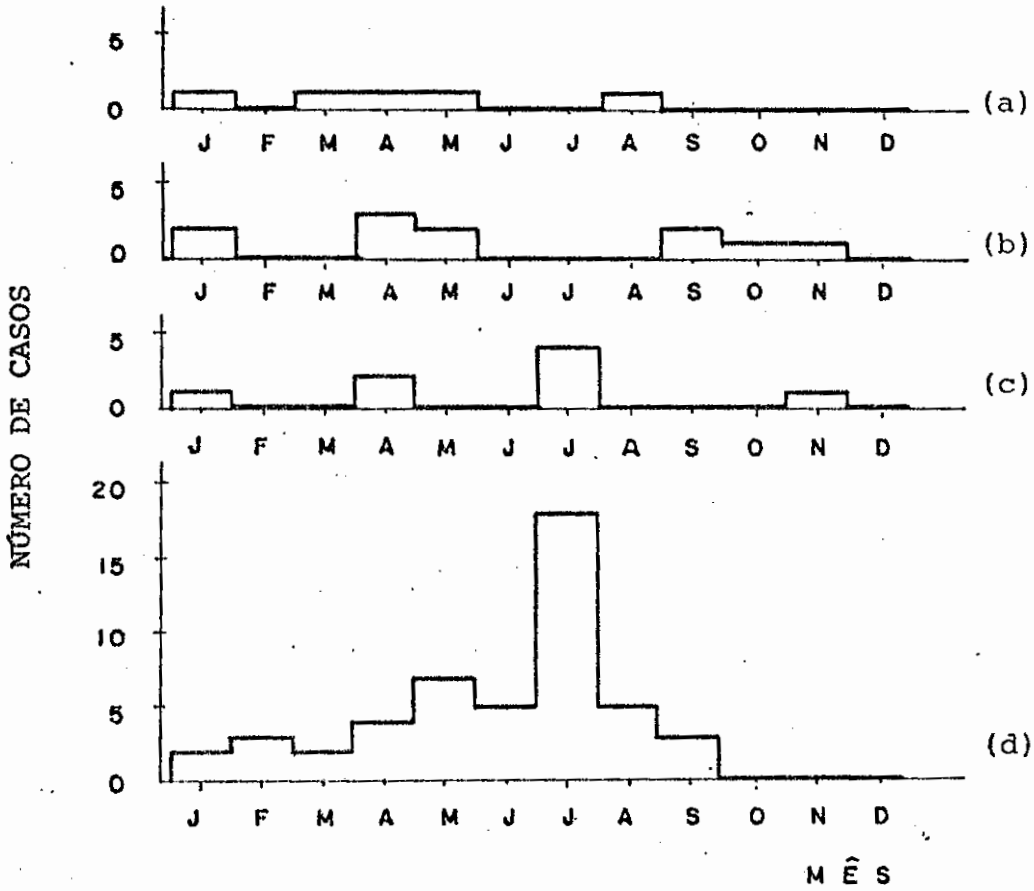


Fig. 2.13 - Distribuição mensal do número de casos de LIP2 com: a) presença de SFHN; b) presença de SFAM; c) presença de SFNB e d) ausência de sistema frontal.

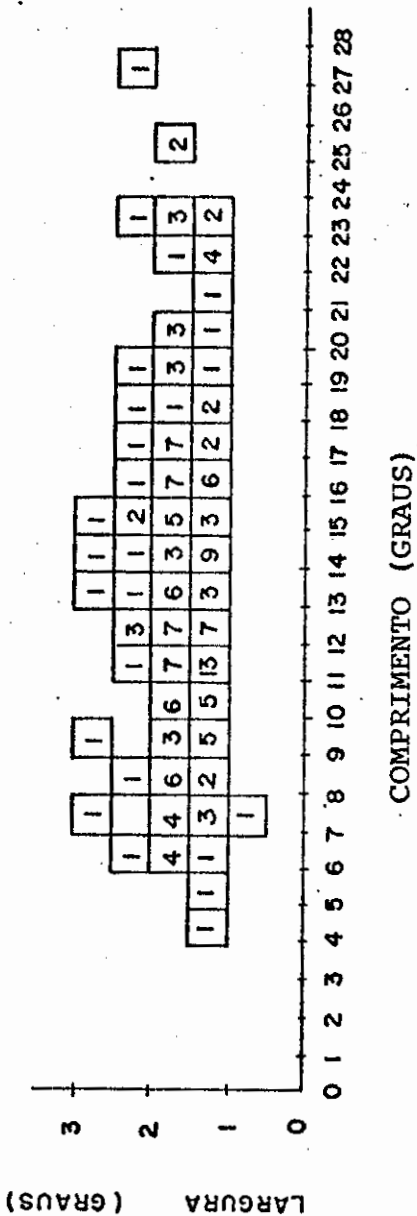


Fig. 2.14 - Distribuição do número de casos de LIs (largura versus comprimento), para o período de março de 1979 à dezembro de 1986.

O comprimento das LIs variou de 4° a 28°. Contudo, 79% apresentaram comprimento entre 7° e 18°. Do total das LIs, 86% mostraram largura entre 1° e 2°, isto é, 100-200 km. O comprimento e a largura médios da LI são aproximadamente 13° e 1,5°, respectivamente. A extensão média das LIs na África apresenta 750 km de comprimento por 433 km de largura. O comprimento das LIs no Atlântico é 283 km (Fernandez, 1982). Entretanto, o comprimento e a largura médios das LIs na Venezuela são 98 km e 29 km, respectivamente (Betts et alii, 1976).

Como citado na metodologia, o possível erro da estimativa da extensão das LIs deve-se à subjetividade da medida. Este problema será novamente abordado no Capítulo 3, com o objetivo de determinar aproximadamente a diferença entre as dimensões de uma LI, utilizando-se imagens de satélite realçada e não-realçada.

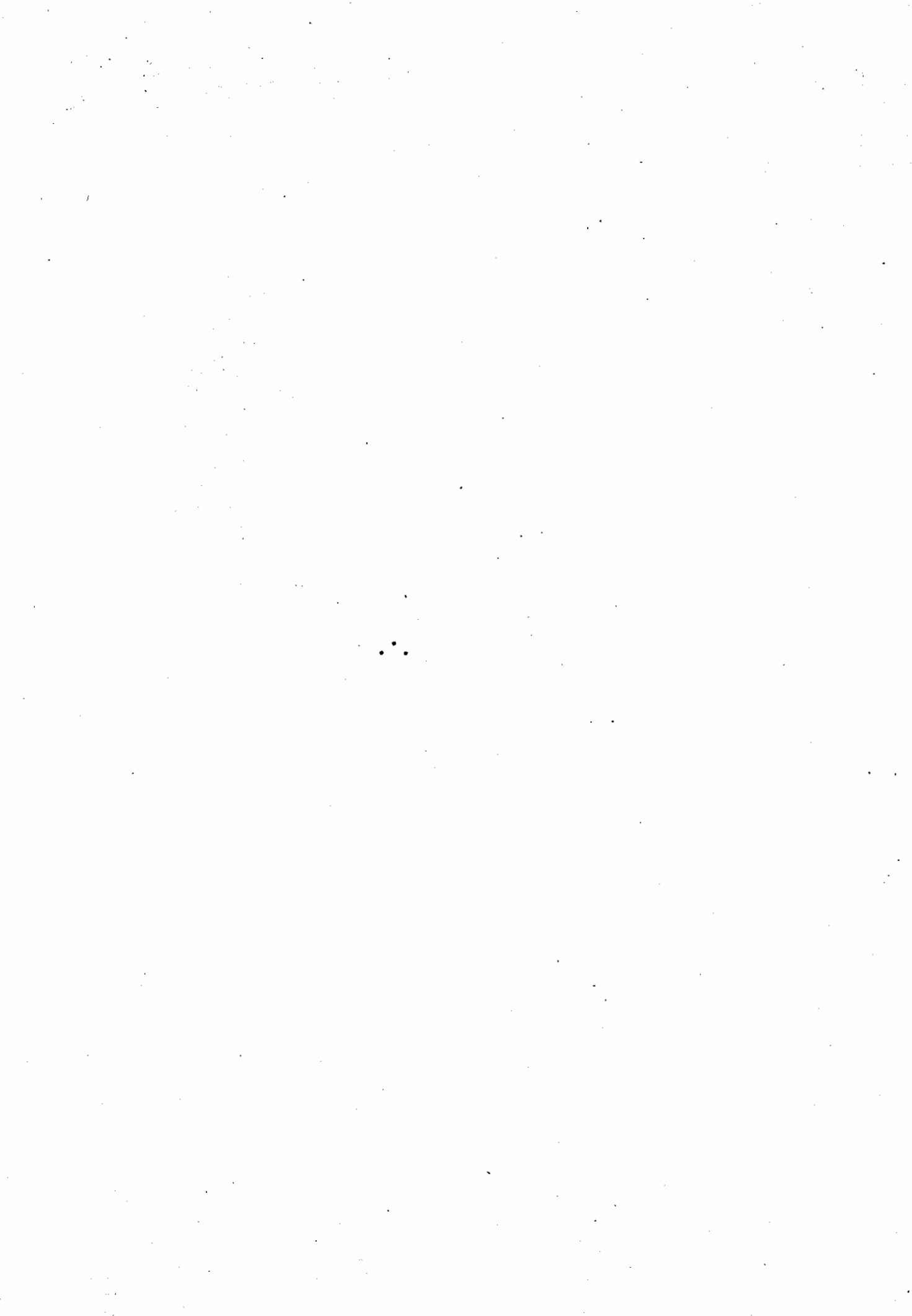
2.3 - CONCLUSÕES PARCIAIS

As principais características médias das LIs na Amazônia, com intensidades média e forte, durante o período 1979-1986, foram as seguintes:

- 1 - As LIs podem ser observadas durante todo o ano, porém a maior frequência de formação destes sistemas ocorreu entre abril e agosto. Entretanto, as LIP2 mostram máxima frequência em julho.
- 2 - A velocidade de propagação média das LIP1 e LIP2 foi 12 e 16 m/s, respectivamente.
- 3 - O ciclo de vida médio das diferentes categorias de LIs são distintos. As LIC, LIP1 e LIP2

apresentaram duração média de 9, 12 e 16 horas, respectivamente.

- 4 - O máximo deslocamento continente adentro, feito por LIP2 foi da ordem de 2000 km.
- 5 - A maioria das LIs desenvolvem-se ao sul da ZCITA.
- 6 - As LIP2s foram frequentes quando a ZCITA mostrou-se bem definida. Contudo, a formação das LIP1s não mostrou dependência da condição convectiva da ZCITA.
- 7 - A maioria das LIs foram identificadas na ausência de sistemas frontais próximos à região de atuação das LIs.
- 8 - A extensão média da LI é da ordem de 1400 km de comprimento contra 170 km de largura.



CAPÍTULO 3

ESTUDO DE CASOS SELECIONADOS

Como visto anteriormente, no estudo de um grande número de casos bem definidos, não foi possível obter uma análise mais detalhada do desenvolvimento das LIIs, que se formam na região amazônica. Assim, com a finalidade de estudar detalhadamente estas LIIs, fêz-se uma inspeção das imagens de satélites recebidas de meia em meia hora nos dias 07 a 10 de julho de 1986, quando ocorreu uma sequência de 3 casos de LIP2s.

3.1 - METODOLOGIA

Os critérios de definição de LIIs e características básicas definidos no Capítulo anterior serão aplicados aos casos individuais discutidos neste Capítulo. Entretanto, faz-se necessário uma complementação na metodologia devido aos objetivos específicos.

3.1.1 - TRATAMENTO DE IMAGENS

As gravações de imagens digitais do satélite geoestacionário GOES-W em fitas, durante o período de 07 a 10 de julho de 1986, foram executadas no canal infravermelho, com uma frequência média de meia hora.

As imagens foram setorizadas de tal forma que possam ser visualizadas a região amazônica e adjacências que contenham sistemas atmosféricos que interagem ou não com as LIIs. A setorização escolhida foi a seguinte: 30°N a 19°S e desde 80°W a 20°W. De posse destas

imagens digitais procedeu-se ao tratamento das mesmas. Inicialmente aplicou-se uma curva de realce, com um intervalo de temperatura de $- 7,2^{\circ}\text{C}$ a $- 110,2^{\circ}\text{C}$. A escolha deste intervalo de temperatura deve-se ao fato do mesmo distinguir, através da análise de temperatura do topo de nuvens, tanto as LIs como os outros sistemas atmosféricos atuantes. A partir destas imagens realçadas foi possível obter os produtos gráficos (via fotografias), avaliar a formação, desenvolvimento e dissipação das LIs, através das temperaturas do topo das nuvens.

3.1.2 - PERFIS VERTICAIS

Radiossondagens, às 12:00 UTC, foram selecionadas para a análise dos perfis verticais do vento antes da formação ou passagem da LI pela estação. Para esta análise considerou-se somente os níveis padrões. Uma análise de consistência destes dados não foi possível devido à não disponibilidade dos dados brutos.

As estações de radiossondagem operantes no período de 07 a 09 de julho de 1986, na região de atuação das LIs (região amazônica) estão listadas na Tabela 3.1.

O cálculo das componentes zonal e meridional do vento foi feito através das seguintes equações:

$$u = - V \text{ sen}(D) \quad (3.1)$$

$$v = - V \text{ cos}(D) \quad (3.2)$$

onde V é a magnitude do vento e D a direção do vento.

TABELA 3.1

ESTAÇÕES DE AR SUPERIOR OPERANTES NO PERÍODO DE 7 A 9 DE JULHO
DE 1986, NA REGIÃO AMAZÔNICA

| ESTAÇÃO | LOCALIZAÇÃO | DIA | PASSAGEM |
|---------|----------------|-------------|-------------------|
| | LATITUDE | 7/7 8/7 9/7 | LIP2a LIP2b LIP2c |
| BELEM | 1°24'S 48°30'W | SIM SIM SIM | ANTES ANTES ANTES |
| MANAUS | 3°09'S 59°59'W | - - SIM | DEPOIS NÃO NÃO |
| CAYENA | 4°50'N 52°22'W | - - SIM | - - ANTES |

3.1.3 - PRECIPITAÇÃO

Dados diários de precipitação fornecidos pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica (DNAEE) e pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INEMET), foram utilizados para avaliar a quantidade de chuva produzida pelas LIP2a, LIP2b e LIP2c, durante os dias 7 e 10 de julho. Para algumas regiões, há um grande número de estações contidas numa grade de latitude e longitude de 1° x 1° , respectivamente. Nesta situação considerou-se como precipitação representativa da grade, aquela que apresentou maior valor absoluto dentro da referida grade. A adoção deste critério permite obter uma visão da contribuição quantitativa da precipitação produzida pelas células convectivas que constituem uma LI. Normalmente, o sinal destas células aparece em um único ponto da grade. Além disso, outra situação possível é a ocorrência de precipitação fora do ponto onde está instalado o pluviômetro ou pluviógrafo, impedindo o registro da precipitação, caso não haja uma boa densidade na rede pluviométrica. Desta forma, tomou-se a precipitação máxima ocorrida na grade como sendo um indicativo do provável centro ativo de precipitação derivado das células convectivas que formam uma LI.

A rede de estações de superfície do INEMET faz ainda observações de precipitação às 18:00 e 24:00 UTC. Nestes horários é coletada a precipitação ocorrida nas últimas 6 horas. Assim, para observar o efeito da LI em termos de precipitação em um intervalo de tempo menor do que 24 horas, foram usados dados de precipitação registrados pelos pluviômetros do INEMET, às 24:00 UTC. Para esta rede de estações não houve mais de uma estação para um determinado espaçamento de grade de 1° x 1° .

3.1.4 - EXTENSÃO DA LINHA DE INSTABILIDADE ATRAVÉS DE IMAGEM REALÇADA

Observa-se nas imagens de satélite meteorológico que as células convectivas que constituem o sistema LI, não apresentam área uniforme. Assim, a largura da LI (parte ativa do sistema) varia ao longo do comprimento da mesma. Desta forma, como no Capítulo 2, para avaliar a largura das LIP2s através de imagens realçadas, determinou-se a largura média que representa aproximadamente todo o sistema (células ativas).

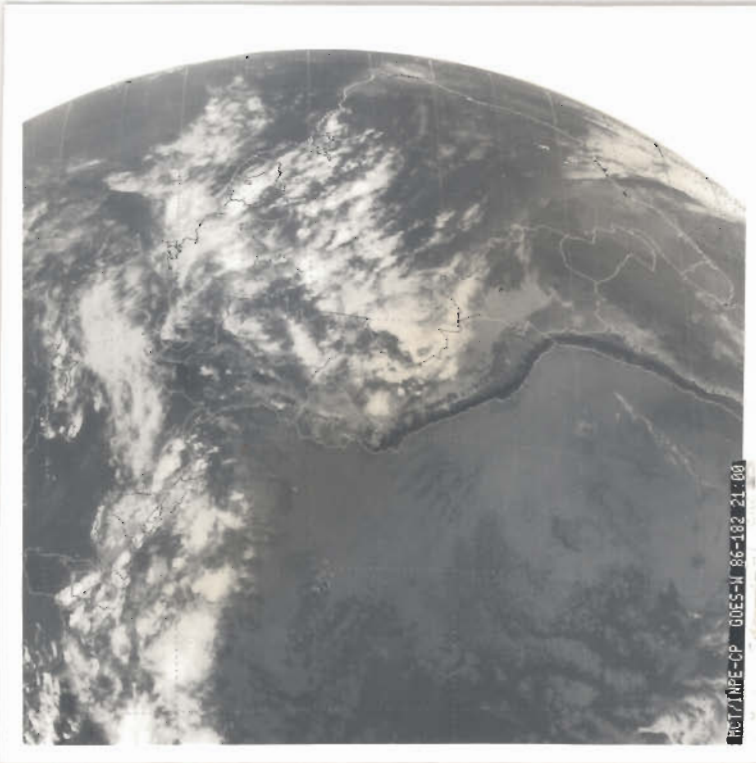
A largura das LIP2s, utilizando-se imagens realçadas, foi estimada considerando-se a temperatura de $-47,2^{\circ}\text{C}$, como sendo o limite que tem a função objetiva de separar as células convectivas mais ativas daquelas nuvens do tipo estratiformes. Esta temperatura corresponde ao nível de 225 hPa.

3.2 - DESCRIÇÃO GERAL DA SITUAÇÃO SINÓTICA

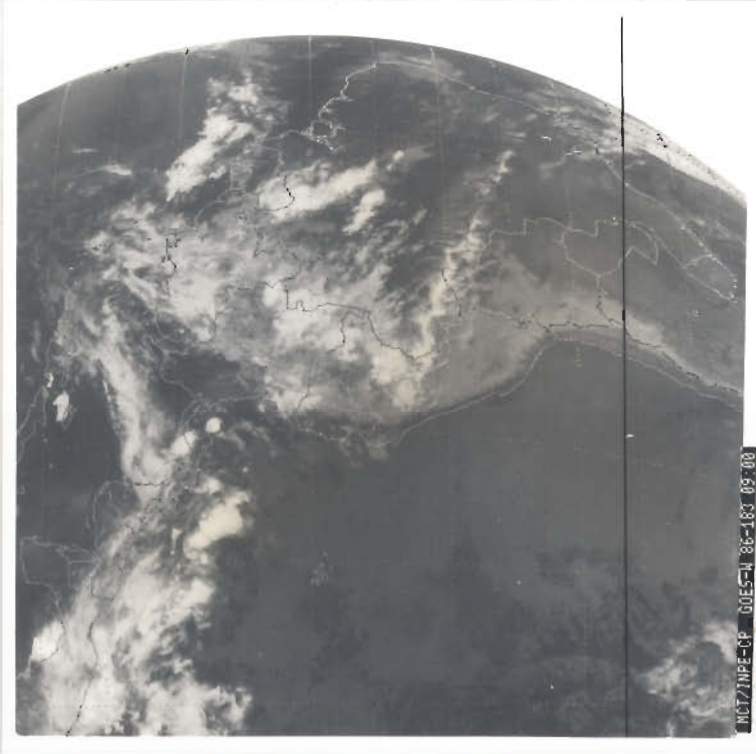
Os três casos de LIP2s ocorridos durante o período de gravação das imagens digitais, formaram-se nos dias 7, 8 e 9 de julho de 1986 e tais LIs foram denominadas, para efeito de distinção entre elas, de LIP2a, LIP2b e LIP2c, respectivamente.

Antes da formação da LIP2a, a situação sinótica na América do Sul apresentava sistemas que poderiam estar interagindo ou influenciando na evolução destas LIs. Assim sendo, é importante proceder uma descrição geral destes sistemas. Os sistemas atmosféricos existentes no dia 07 de julho às 20:30 UTC, quando formou-

se a LIP2a, foram os seguintes: faixa de cirrus sobreposta por algumas células convectivas, que surgiram como difluência da atividade convectiva tropical, localizada na costa atlântica na altura da Venezuela; ZCITA no Atlântico norte; sistema frontal localizado no sul da região nordeste do Brasil (SFNB) e convecção espalhada sobre a bacia amazônica. Analisando-se diariamente, de forma subjetiva, as imagens analógicas (fotos) nos canais do infravermelho, visível e do vapor d'água, precedentes ao dia 07 de julho pode-se avaliar a origem desta convecção espalhada na Amazônia. No dia 01-jul-86 o sistema frontal que se apresentou como um dos sistemas no dia 07-jul-86, já estava presente, porém o mesmo localizava-se na altura do estado de São Paulo. Neste mesmo dia formou-se uma LI na costa atlântica que se dissipou no dia 03-jul-86 na bacia amazônica (Figura 3.1a). No dia 2, o sistema frontal continuava ativo somente sobre a região oceânica e a LI do dia anterior estava sobre a bacia amazônica (Figura 3.1b). A situação do sistema frontal permanecia a mesma no dia 03-jul-86, porém havia convecção remanescente da LI formada no dia 01-jul-86 (Figura 3.1c). Para o dia 4, a partir das 06:00 UTC, observou-se uma faixa de nuvens médias como uma continuação do sistema frontal, entretanto não houve atividade convectiva sobreposta a esta faixa de nuvens médias (Figura 3.1d). No dia 05-jul-86 esta faixa de nuvens médias foi envolvida por células convectivas que às 18:00 UTC apresentou-se como uma situação de verão (Figura 3.1e). No dia seguinte ainda persiste a situação do dia 05-jul-86, contudo a atividade convectiva apresentou-se menos evidente. Esta condição foi desfeita às 18:00 UTC, quando o sistema frontal estabeleceu-se de forma definida, sobre o norte da região sudeste do Brasil, e as células convectivas sobre a Amazônia eram escassas (Figura 3.1f).



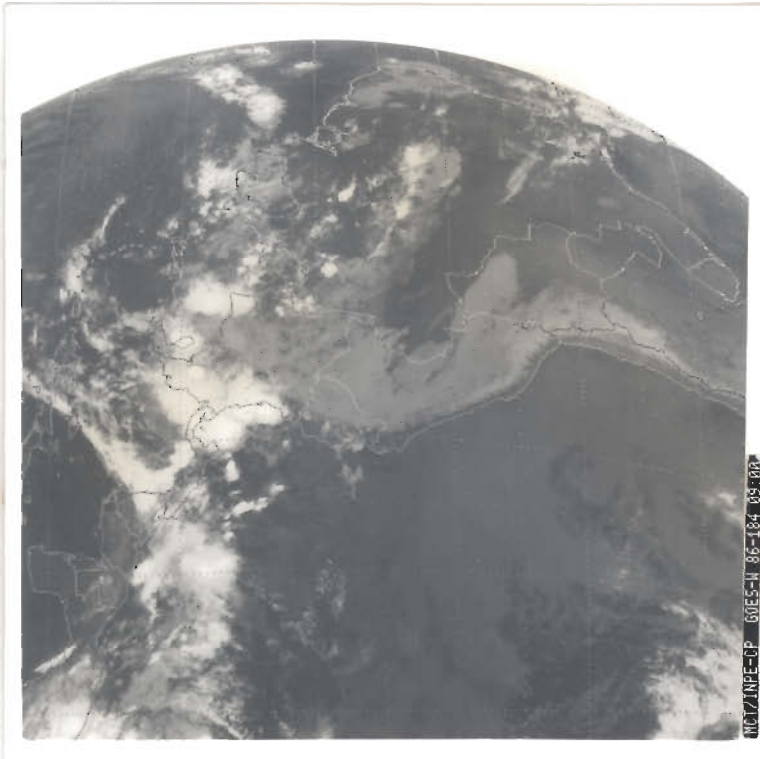
a) 01.07.86 às 21:00 UTC.



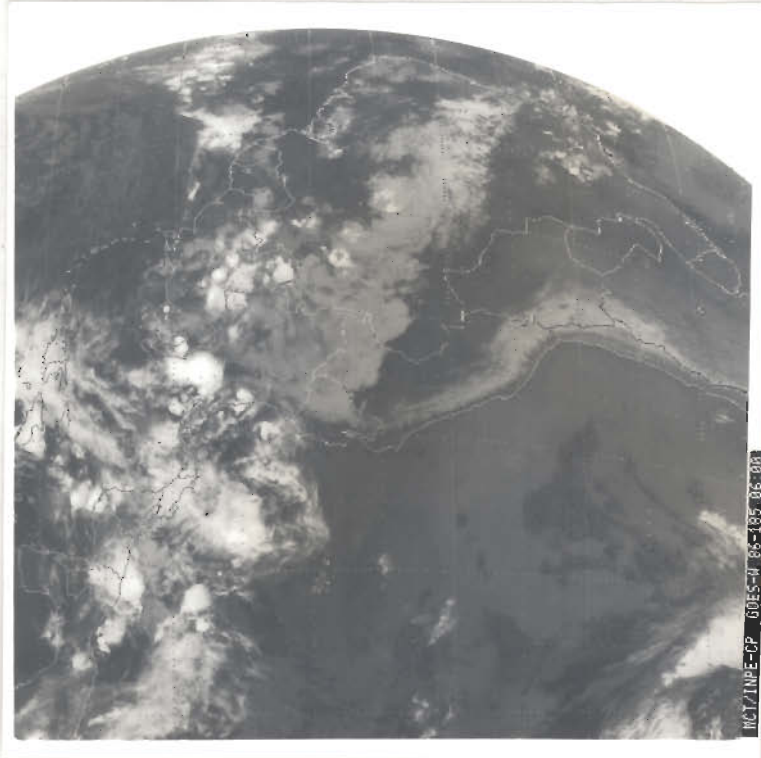
b) 02.07.86 às 09:00 UTC.

Fig. 3.1 - Imagem do satélite geostacionário GOES-W, no canal infravermelho, para o período de 01 a 07 de julho de 1986.

(Continua)

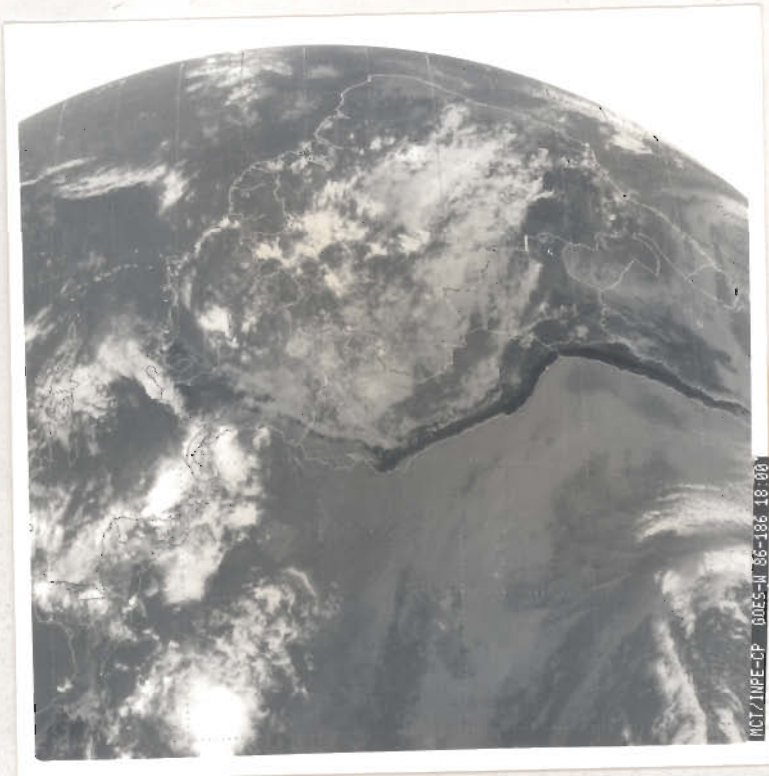


c) 03.07.86 às 09.:00 UTC

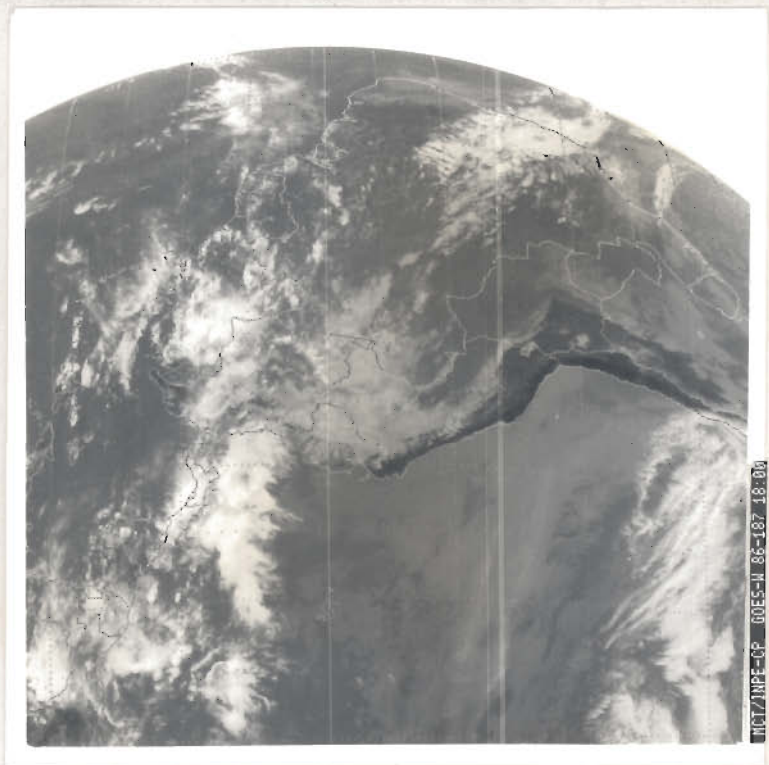


d) 04.07.87 às 06:00 UTC

Fig. 3.1 - Continuação (Continua)

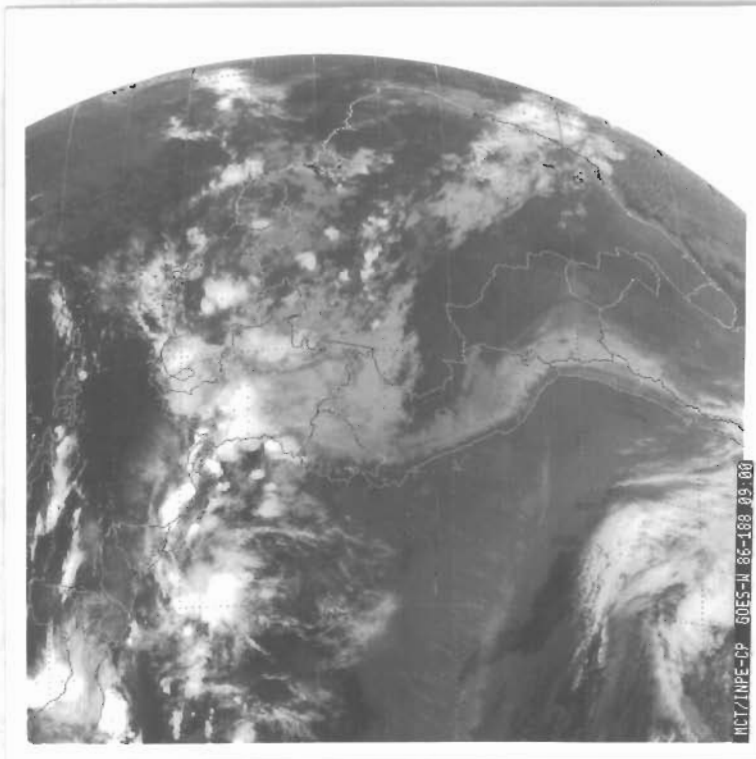


e) 05.07.86 às 18:00 UTC

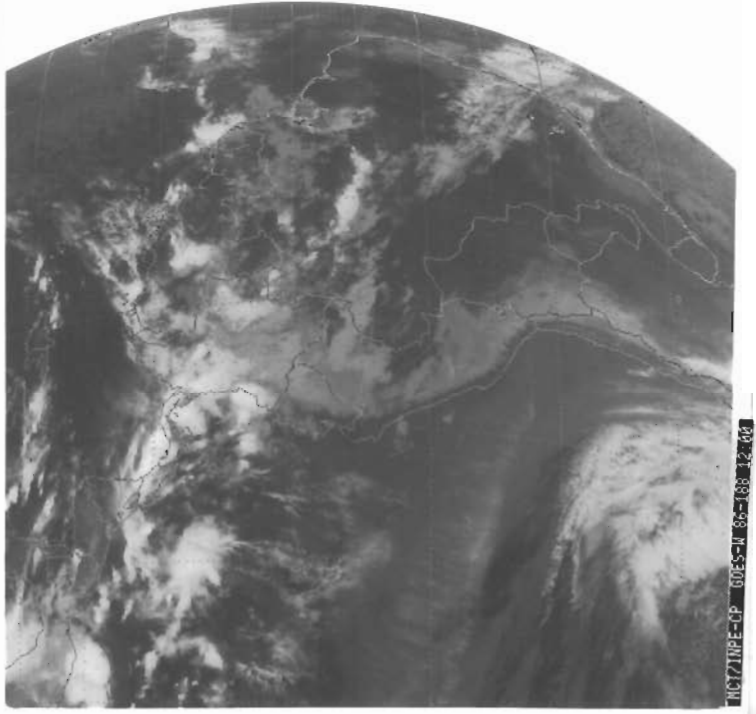


f) 06.07.86 às 18:00 UTC

Fig. 3.1 - Continuação (Continua)



g) 07.07.86 às 09:00 UTC



h) 07.07.86 às 12:00 UTC

Fig. 3.1 - Conclusão.

No dia 07-jul-86 o sistema frontal deslocou-se para norte e as células convectivas ainda encontravam-se na mesma situação do dia anterior. A faixa de nuvens médias era evidente, entretanto a mesma sofreu uma descontinuidade, formando assim uma faixa de nuvens médias interrompida na Amazônia central. Esta situação foi verificada entre 09:00 e 12:00 UTC, quando ocorreu a formação de uma LI na Amazônia central, com seus pontos extremos localizados em (1°S, 65°W) e (5°S, 55°W) (Figuras 3.1g,h), porém, às 18:00 UTC restavam somente células convectivas espalhadas sobre a bacia amazônica. Assim sendo, esta situação origina a convecção encontrada antes da formação da LIP2a.

3.3 - DESCRIÇÃO GERAL DAS LINHAS DE INSTABILIDADE

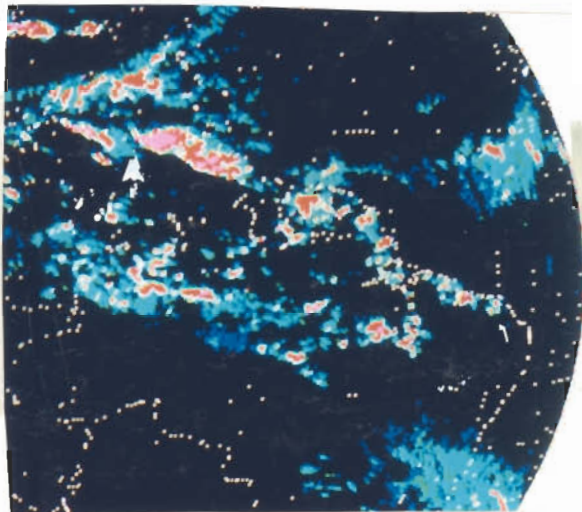
Nesta seção descreve-se o comportamento e as características das LIP2a, LIP2b e LIP2c.

3.3.1 - DESCRIÇÃO GERAL DA LIP2a

Antes das 20:30 UTC do dia 07-jul-86 ocorreu a formação da LIP2a na costa atlântica, desde o Ceará até a Venezuela (Figura 3.2a). A LI sobre a região oeste da África forma-se durante o período da tarde, nos horários mais quentes. Entretanto, a maioria das LIs sobre o Atlântico leste tropical, são geradas entre 03:00 e 10:00 HL (Aspliden et alii, 1976).



Escala de relação entre o nível de cinza (cores falsas) e a temperatura do topo de nuvens.



a) 07.07.86 às 20:30 UTC

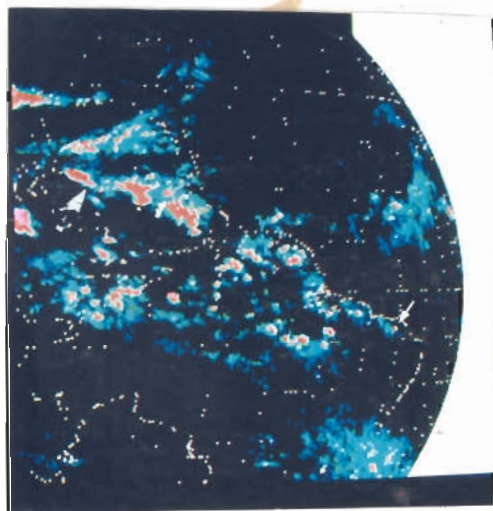
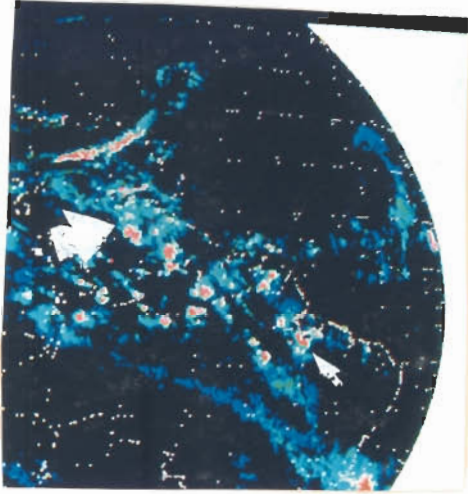
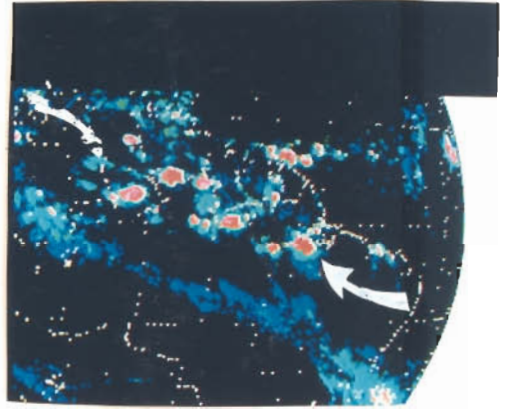


Fig. 3.2 - Imagem realçada do satélite geoestacionário GOES-W, no canal infravermelho, para o período de 07 a 09 de julho de 1986.

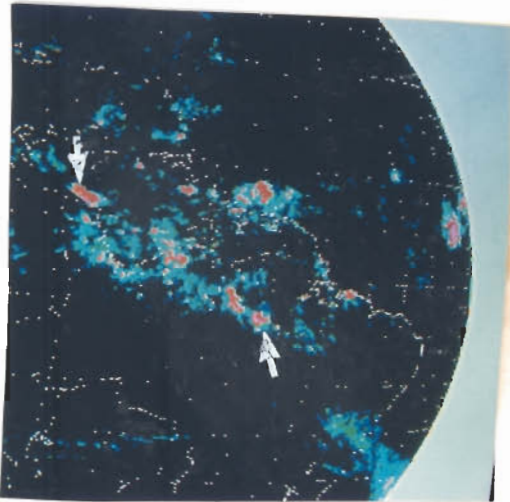
(Continua)



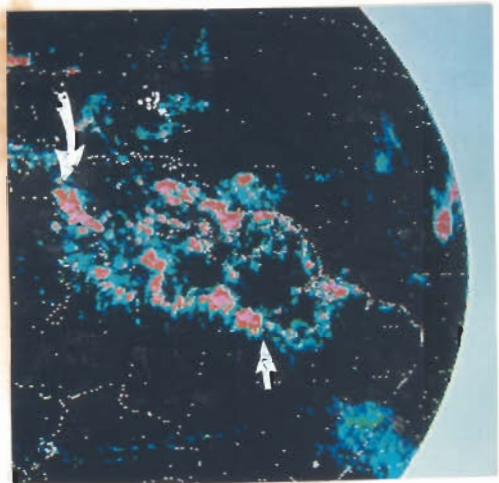
c) 08.07.86 às 02:00 UTC



d) 08.07.86 às 06:30 UTC



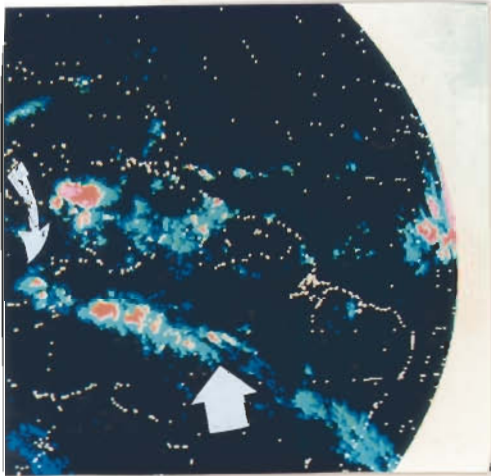
e) 08.07.86 às 17:00 UTC



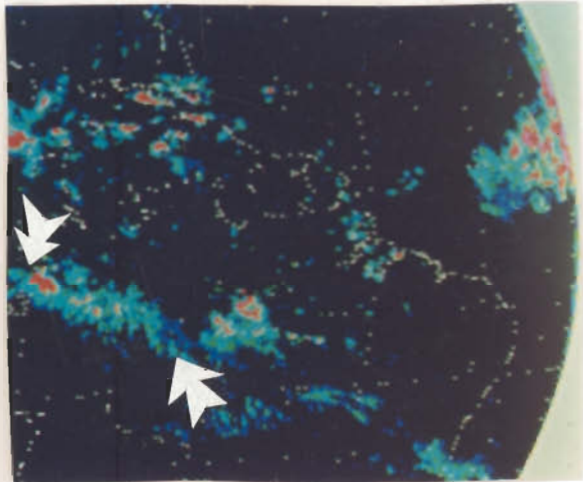
f) 08.07.86 às 19:30 UTC

Fig. 3.2 - Continuação

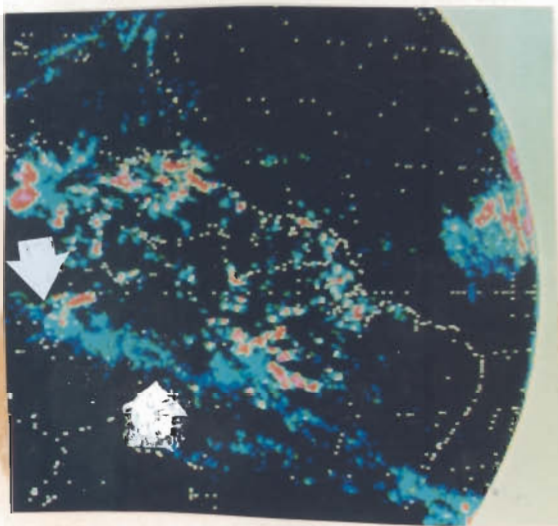
(Continua)



g) 09.07.86 às 11:00 UTC



h) 09.07.86 às 17:00 UTC



i) 09.07.86 às 19:00 UTC

Fig. 3.2 - Conclusão.

A penetração, continente adentro, da LIP2a começou no mesmo dia de sua formação por volta das 23:00 UTC (Figura 3.2b). No dia 08-jul-86 às 02:00 UTC, quando a mesma tinha ingressado mais para dentro do continente, as imagens indicam uma possível interação entre a LIP2a e a convecção existente na Amazônia (Figura 3.2c). Neste mesmo horário, a forma linear da LIP2a não estava bem definida, contudo sua atividade convectiva é marcante. Esta situação desapareceu às 06:30 UTC quando a LIP2a começou a reconstituir sua forma linear e encontrava-se dentro do continente como pode ser visto na Figura 3.2d, quando a convecção existente na bacia amazônica acoplava-se a esta LI. É interessante notar que LIs na África desenvolvem-se no final da noite ou início da manhã e atingem sua atividade convectiva máxima durante a tarde (Frank, 1978).

A atividade convectiva da LIP2a ficou bastante fortalecida entre 17:00 e 19:30 UTC do dia 08-jul-86 (Figura 3.2e,f), e esta característica ficou mais estabelecida nos próximos horários até o dia seguinte em torno das 11:00 UTC (Figura 3.2g). É marcante notar que, este fortalecimento da LIP2a começou a estabelecer-se quando a mesma já estava localizada quase na sua posição extrema, ocasião em que se encontrava na mesma direção do SFNB, porém não havia continuidade de nebulosidade entre os dois sistemas.

No dia 09-jul-86 às 17:00 UTC (Figura 3.2h), horário em que o aquecimento solar é intenso, a LIP2a começou a desintensificar-se. Às 19:00 UTC, seu ciclo de vida havia finalizado (Figura 3.2i). A LIP2a teve um longo período de atuação sobre a região amazônica e seu ciclo foi de quase 2 dias. A velocidade de propagação da LIP2a foi 16 m/s.

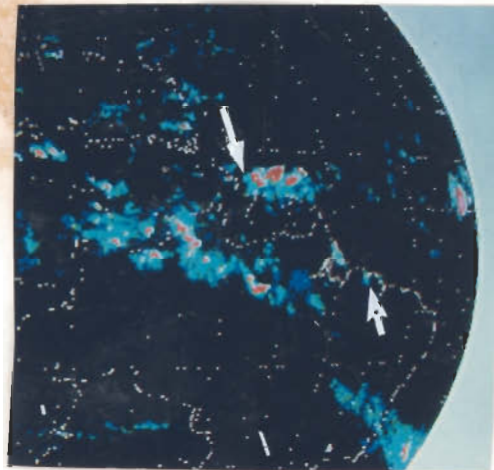
3.3.2 - DESCRIÇÃO GERAL DA LIP2b

Quando a LIP2a encontrava-se na Amazônia central com sua atividade convectiva bem definida, no dia 08-jul-86 às 15:00 UTC, formaram-se, na costa atlântica, células convectivas que deram origem à LIP2b (Figura 3.3a). Neste horário a ZCITA estava bem definida na costa atlântica na altura das Guianas, bem como o SFNB mostrava-se bem estabelecido. Entretanto, a faixa de cirrus que existia no dia da formação da LIP2a não foi visível nas imagens. Desta forma, às 19:30 UTC do dia 08-jul-86 a LIP2b estava completamente formada no litoral, e estendia-se desde o estado do Maranhão até a Venezuela (Figura 3.3b). A LIP2b começou a deslocar-se para dentro do continente às 22:30 UTC (Figura 3.3c). No dia posterior a sua formação às, 00:30 UTC, observou-se o início do decaimento dos centros ativos de convecção que constituíram a LIP2b (Figura 3.3d). Este processo aumentou nos próximos horários, como pode ser observado na Figura 3.3e. A LIP2b não mostrou restabelecimento de sua atividade convectiva nos horários de aquecimento radiativo, como sugerido por Molion e Kousky (1985).

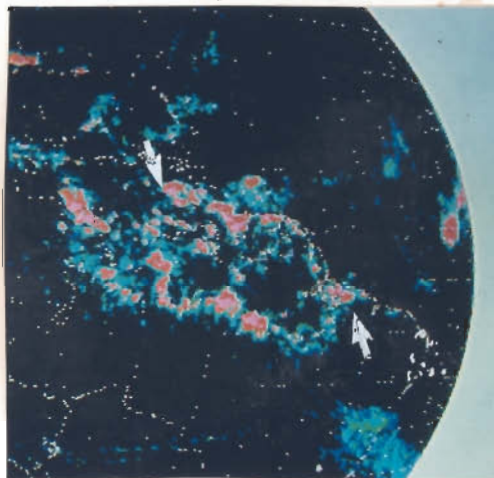
Como mostram as Figuras 3.3f, g, h, as células convectivas que constituíram a LIP2b em sua extremidade sul, deram início à dissipação deste sistema. Desta forma, o deslocamento apresentou-se basicamente zonal.

| | | |
|--|---------|--------|
| | -7.2 A | -14.7 |
| | -15.2 A | -22.7 |
| | -23.2 A | -30.7 |
| | -31.2 A | -46.2 |
| | -47.2 A | -62.2 |
| | -63.2 A | -78.2 |
| | -79.2 A | -94.2 |
| | -95.2 A | -110.2 |

Escala de relação entre o nível de cinza (cores falsas) e a temperatura do topo de nuvem.



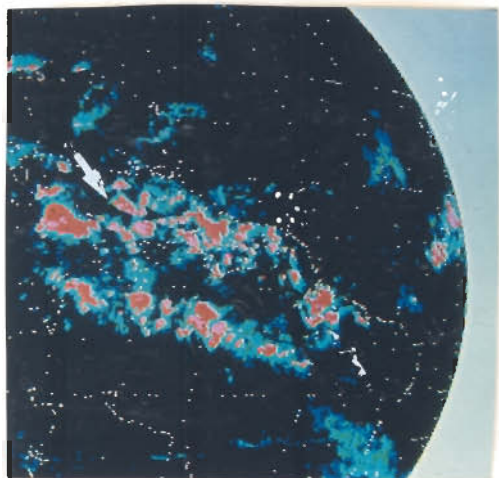
a) 08.07.86 às 15:00 UTC



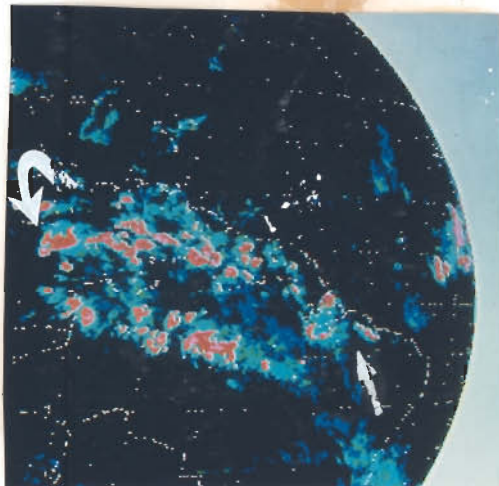
b) 08.07.86 às 19:30 UTC

Fig. 3.3 - Imagem realçada do satélite geostacionário GOES-W, no canal infravermelho, para o período de 08 a 09 de julho de 1986.

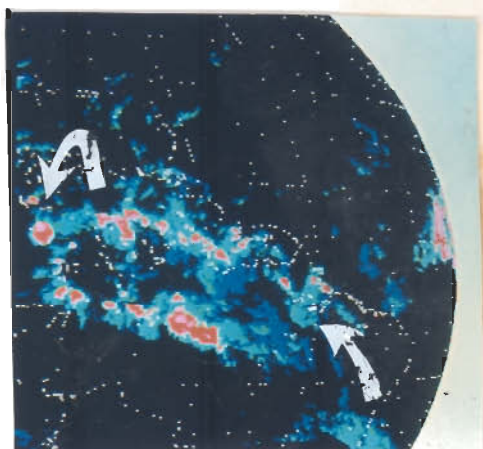
(continua)



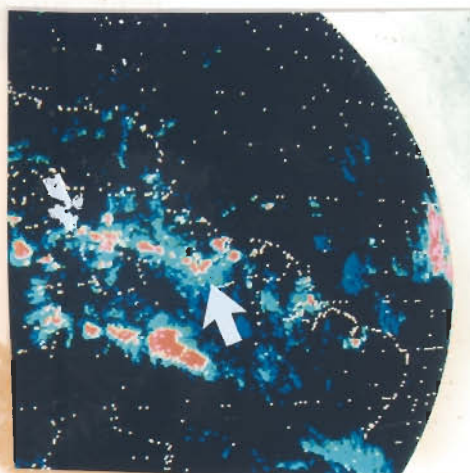
c) 08.07.86 às 22:30 UTC



d) 09.07.86 às 00:30 UTC



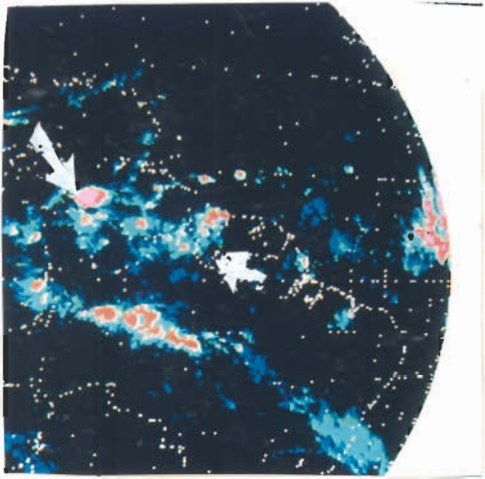
e) 09.07.86 às 03:00 UTC



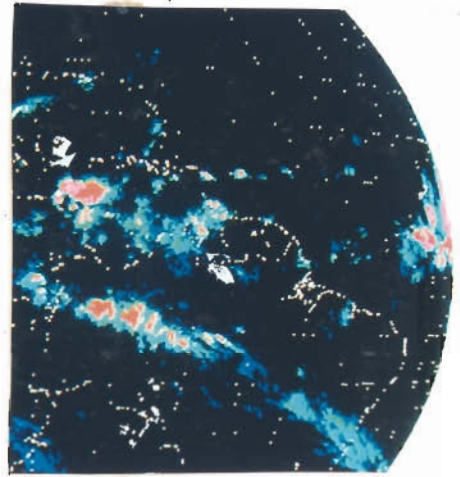
f) 09.07.86 às 05:00 UTC

Fig. 3.3 - Continuação

(continua)



g) 09.07.86 às 08:30 UTC



h) 09.07.86 às 10:30 UTC



I) 09.07.86 às 14:30 UTC

Fig. 3.3 - Conclusão.

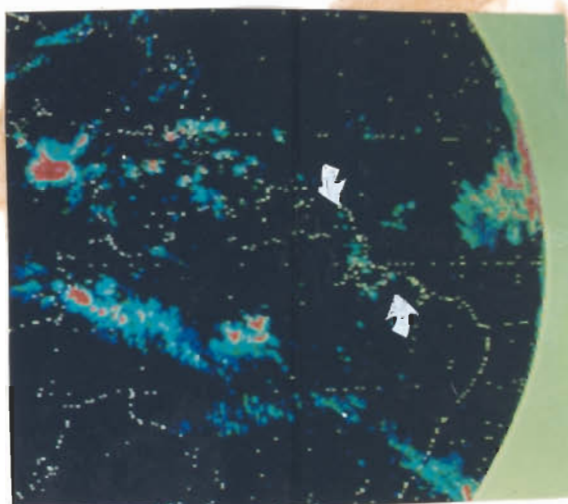
No dia 09-jul-86 às 14:30 UTC a LIP2b perdeu seu formato linear, restando apenas algumas células convectivas em sua extremidade noroeste (Figura 3.3i). Esta linha apresentou tempo de duração (18 horas) inferior àquele da LIP2a. A velocidade de propagação da LIP2b foi 14,5 m/s. Salienta-se que esta velocidade está sujeita a erro (superestimativa), pois o PC desta LI sofreu um acentuado deslocamento na direção meridional.

3.3.3 - DESCRIÇÃO GERAL DA LIP2c

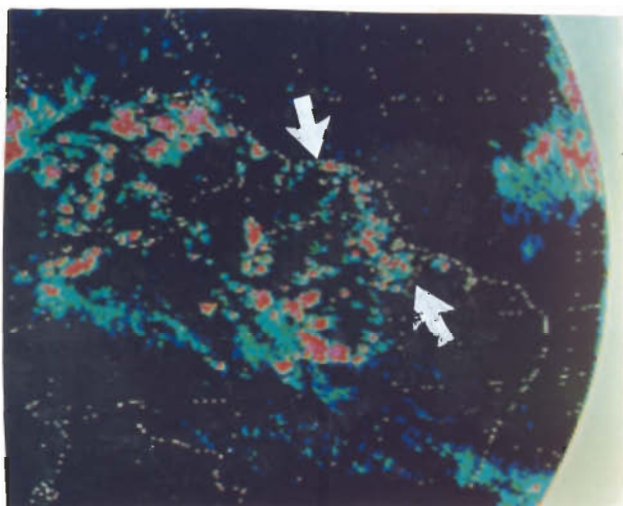
No dia 09-jul-86 às 16:00 UTC, as células convectivas formadas na costa atlântica deram origem à formação da LIP2c (Figura 3.4a). Antes das 20:00 UTC quando as LIP2a e LIP2b já tinham seus ciclos de vida terminados e restavam algumas células convectivas destes sistemas espalhadas sobre a região amazônica, ocorreu a formação de convecção no litoral, desde o estado do Pará até o Suriname (Figura 3.4b). Neste mesmo dia, às 22:00 UTC, a LIP2c deu início à sua penetração continente adentro (Figura 3.4c). No dia seguinte, às 00:30 UTC, a atividade convectiva da LIP2c tornou-se menos estabelecida. Entretanto, neste horário, na sua posição dianteira formaram-se quatro células convectivas alinhadas na direção norte-sul (Figura 3.4d), que se comportaram como um novo pulso da LIP2c, agora em forma de arco. Apesar da existência de atividade convectiva sobre a região no momento de sua formação, uma inspeção visual não indica a ocorrência de uma interação entre estas duas atividades convectivas pois, quando a LIP2c atingiu a região central da Amazônia, a atividade convectiva pré-existente não estava mais estabelecida (Figura 3.4e).



Escala de relação entre o nível de cinza (cores falsas) e a temperatura do topo de nuvem.



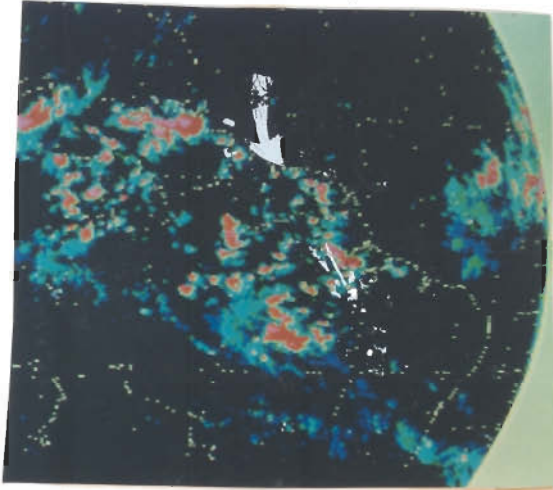
a) 09.07.86 às 16:00 UTC



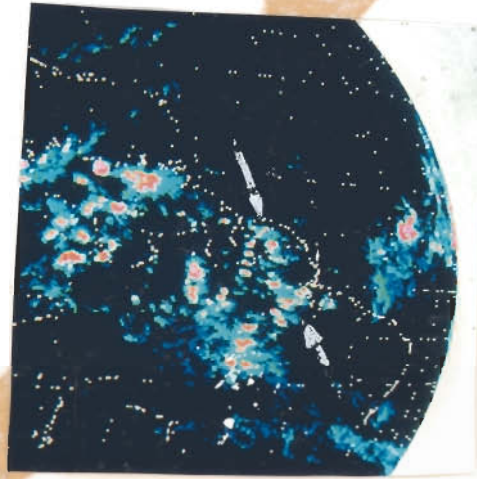
b) 09.07.86 às 20:00 UTC

Fig. 3.4 - Imagem do satélite geoestacionário GOES-W no canal infravermelho, para o período de 09 a 10 de julho de 1986.

(Continua)



c) 09.07.86 às 22:00 UTC



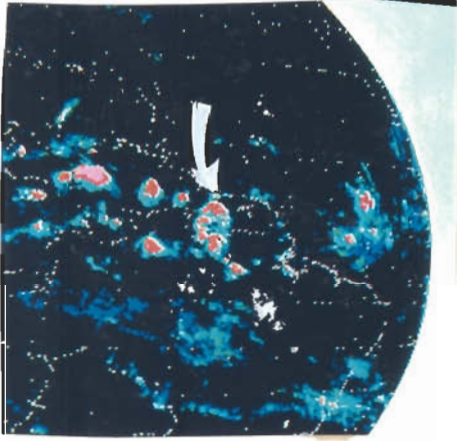
d) 10.07.86 às 00:30 UTC



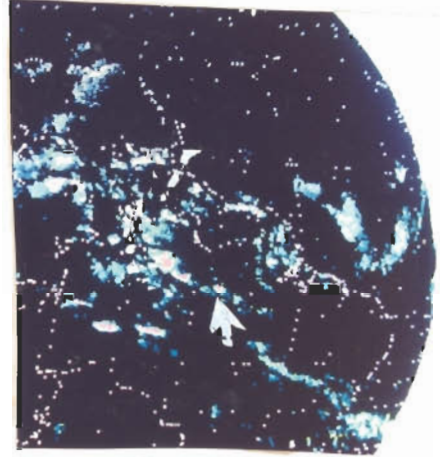
e) 10.07.86 às 04.00 UTC

Fig. 3.4 - Continuação

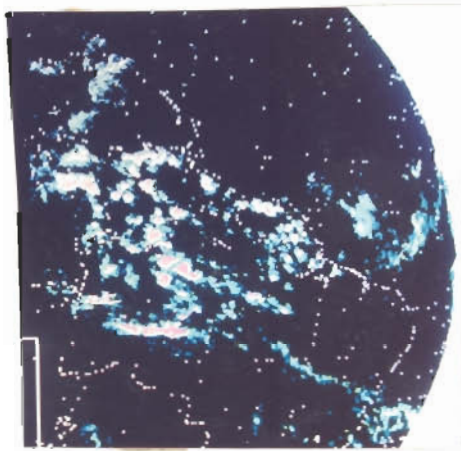
(continua)



f) 10.07.86 às 06:30 UTC



g) 10.07.86 às 17:00 UTC



h) 10.07.86 às 19:00 UTC

Fig. 3.4 - Conclusão.

A LIP2c esteve bem definida tanto na forma quanto na atividade convectiva até o dia 10-jul-86 às 06:30 UTC, quando a mesma propagou-se sobre o continente, a uma distância de aproximadamente 1000 km (Figura 3.4f). Sua velocidade de propagação foi 16,4 m/s. Esta LIP2c apresentou-se bem definida, até o dia 10-jul-86 às 17:00 UTC, de tal forma que é possível distingui-la mesmo na presença de outros sistemas (Figura 3.4g). Entretanto, às 19:00 UTC esta começou a confundir-se com a convecção local formada sobre a Amazônia central (Figura 3.4h). Assim, após este horário não foi possível separar estes dois tipos de atividade convectiva. Logo, a LIP2c apresentou-se ativa aproximadamente por um dia.

3.4 - ANÁLISE COMPARATIVA DA EXTENSÃO DA LINHA DE INSTABILIDADE ATRAVÉS DE IMAGENS REALÇADAS E NÃO REALÇADAS

No Capítulo anterior avaliou-se a extensão média da LI na Amazônia. Encontrou-se que a largura média de uma LI é da ordem de $1,5^\circ$ ou aproximadamente 166,5 km. Esta medida foi obtida através de imagens não realçadas dos satélites geoestacionários GOES-E e GOES-W, no canal infravermelho. Vale salientar um possível erro nesta estimativa, conforme discutido no Capítulo 2. Para efeito de avaliação desta medida (erro), fez-se uma análise comparativa da largura de 3 LIs (LIP2a, LIP2b e LIP2c) através de imagens realçadas e não-realçadas, no mesmo horário ou em horários próximos quando da impossibilidade de se ter o mesmo horário para estes dois tipos de imagens.

As Tabelas 3.2, 3.3 e 3.4 mostram a largura da LIP2a, LIP2b e LIP2c estimadas através de imagens realçadas (cores falsas) e não-realçadas, respectivamente. Através da imagem realçada são mais distintos os centros

ativos das células convectivas que formam o sistema LI. De certa forma, pode-se considerar que a largura de uma LI (cúmulos-nimbos) medida por este tipo de imagem é melhor definida do que aquela estimada por uma imagem não realçada (canal infravermelho). De acordo com estas tabelas, a diferença entre a largura de uma LI estimada por imagem realçada e não-realçada é no máximo $0,5^{\circ}$. Portanto, o maior erro que pode ocorrer na estimativa da largura de algumas LIs no Capítulo 2, é da ordem de $0,5^{\circ}$.

TABELA 3.2

LARGURA DA LIP2a ESTIMADA ATRAVÉS DE IMAGEM NÃO REALÇADA E REALÇADA DO SATÉLITE GEOESTACIONÁRIO GOES-W

| DIA | | LIP2a | | | |
|--------|-------------|-----------------|-------------|---------------|---------------|
| | HORA UTC | NÃO REALÇADA | HORA UTC | REALÇADA | DIFERENÇA |
| 7/7/86 | 21:00 | $1,0^{\circ}$ | 21:30 | $1,0^{\circ}$ | $0,0^{\circ}$ |
| 8/7/86 | 21:00 | $2,5^{\circ}$ | 22:00 | $2,0^{\circ}$ | $0,5^{\circ}$ |

TABELA 3.3

LARGURA DA LIP2b ESTIMADA ATRAVÉS DE IMAGEM NÃO REALÇADA E REALÇADA DO SATÉLITE GEOESTACIONÁRIO GOES-W

| DIA | | LIP2b | | | |
|--------|-------------|-----------------|-------------|----------|-----------|
| | HORA UTC | NÃO REALÇADA | HORA UTC | REALÇADA | DIFERENÇA |
| 8/7/86 | 21:00 | 1,5° | 20:30 | 1,0° | 0,5° |

TABELA 3.4

LARGURA DA LIP2c ESTIMADA ATRAVÉS DE IMAGEM NÃO REALÇADA E REALÇADA DO SATÉLITE GEOESTACIONÁRIO GOES-W

| DIA | | LIP2a | | | |
|---------|-------------|-----------------|-------------|----------|-----------|
| | HORA UTC | NÃO REALÇADA | HORA UTC | REALÇADA | DIFERENÇA |
| 9/7/86 | 21:00 | 1,0° | 20:30 | 0,8° | 0,2° |
| 10/7/86 | 09:00 | 1,5° | 08:30 | 1,5° | 0,0° |

3.5 - VETOR CISALHAMENTO DO VENTO

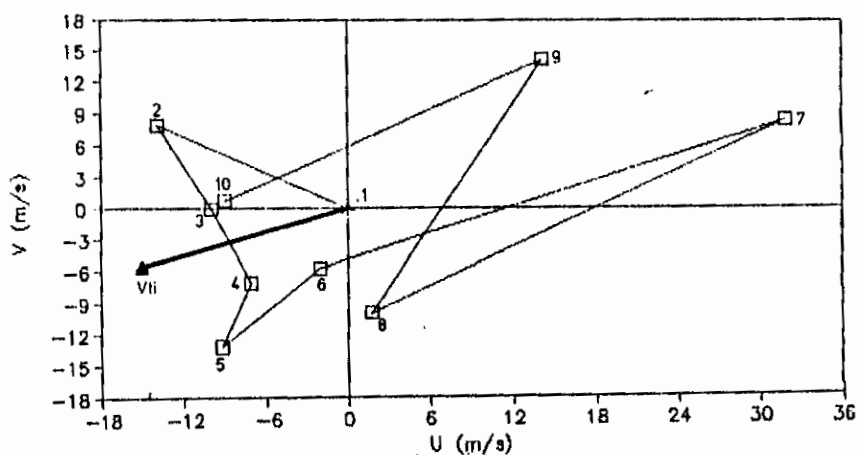
Observa-se através de imagens de radar ou satélite realçadas, com intervalo de meia hora, que as células convectivas que constituem uma LI apresentam diferentes direções de propagação. Eventualmente, em alguns casos, esta direção pode ser a mesma desenvolvida pelo sistema LI.

Apesar da teoria desenvolvida por Wilhelmson e Klemp (1978); Rotunno e Klemp (1982) ter sido elaborada para células convectivas individuais, fez-se uma verificação da validade desta teoria para as LIs na Amazônia, considerando que as mesmas compõem-se de várias células convectivas individuais. De modo geral, no estágio maduro da LI, o deslocamento individual das células pode ser semelhante ao sistema LI. Esta verificação foi feita através de hodógrafos tomados antes do horário de formação da LI, junto à costa.

Os hodógrafos de vento para Belém, às 12:00 UTC, nos dias 7, 8 e 9 de julho de 1986, antes da formação das LIP2a, LIP2b e LIP2c estão mostrados na Figura 3.5a, b e c.

Segundo a teoria, quando o vetor cisalhamento do vento apresenta uma variação na direção com a altitude (baixa troposfera) no sentido horário/anti-horário, há uma tendência de propagação da perturbação para direita/esquerda do vetor cisalhamento do vento, respectivamente.

| | | | | | | | | | | |
|-----------|----|-----|---|---|---|---|-----|---|-----|----|
| NÍVEL | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| (100 hPa) | 10 | 8,5 | 7 | 5 | 4 | 3 | 2,5 | 2 | 1,5 | 1 |

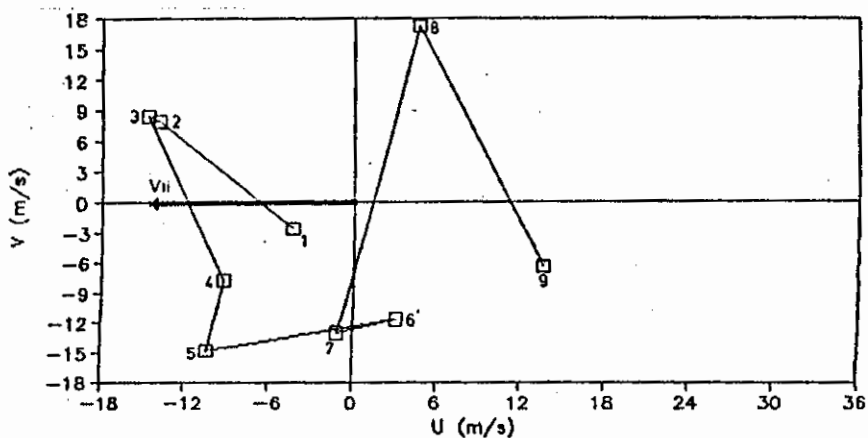


a) 07.07.86

Fig. 3.5 - Hodôgrafo do vento em Belém para o período de 07 a 09 de julho de 1986, às 12:00 UTC.
 - A seta forte indica o vetor velocidade de propagação das LIP2s.

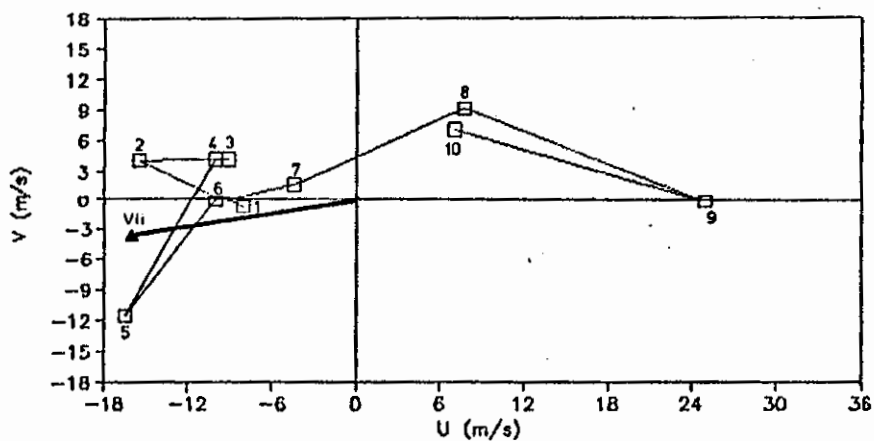
(Continua)

| | | | | | | | | | |
|-----------|----|-----|---|---|---|---|-----|---|-----|
| NÍVEL | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| (100 hPa) | 10 | 8,5 | 7 | 5 | 4 | 3 | 2,5 | 2 | 1,5 |



b) 08.07.86

| | | | | | | | | | | |
|-----------|----|-----|---|---|---|---|-----|---|-----|----|
| NÍVEL | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| (100 hpa) | 10 | 8,5 | 7 | 5 | 4 | 3 | 2,5 | 2 | 1,5 | 1 |



c) 09.07.86

Fig. 3.5 - Conclusão.

As LIP2a e LIP2b apresentam o vento com comportamento semelhante nos baixos níveis. Entretanto, a LIP2c mostrou diferente distribuição do vento e esta diferença pode não ser real. A falta de uma análise de consistência adequada para estes dados leva à não confiabilidade. Para sanar este problema no próximo Capítulo, uma análise mais adequada dos dados será apresentada.

A rotação do vetor cisalhamento do vento para as LIP2a e LIP2b foi basicamente no sentido anti-horário nos baixos níveis.

Na baixa troposfera ocorreu vento máximo em 850 hPa para as LIP2a e LIP2b. Entretanto a LIP2c apresentou vento máximo próximo a 500 hPa, este mais forte do que aqueles nos casos LIP2a e LIP2b. Os ventos nos níveis mais altos comportaram-se de forma diferente para as três LIP2s.

Com relação às LIP2a e LIP2b, verifica-se que os vetores cisalhamento do vento, entre o nível de 1000 e 700 hPa apresentam variação direcional com a altitude no sentido anti-horário. De acordo com a teoria, estas LIP2s deveriam deslocar-se para a esquerda de seus vetores de cisalhamento do vento. Assim sendo, pode ser visto nas partes a e b da figura anterior, que estas LIP2s obedeceram em princípio à teoria de Rotunno e Klemp (1982) e de Wilhelmson e Klemp (1978).

Maddox (1976), usando hodógrafos fez uma climatologia de tempestades associadas a tornados. A maioria destas tempestades deslocaram-se para a direita do vetor cisalhamento do vento que apresentou uma variação direcional no sentido horário entre a superfície e 700 hPa.

Fortune (1980) encontrou que a velocidade de propagação da LI na África é semelhante ao vento do ambiente na camada entre 850 e 600 hPa e o vetor cisalhamento do vento apresentou uma variação direcional com a altitude no sentido anti-horário, na baixa troposfera.

Quanto a LIP2c, o vetor cisalhamento do vento apresentou variação direcional com a altitude no sentido horário entre os níveis de 1000 e 700 hPa. Neste caso, teoricamente, a propagação da LIP2c deveria ser à direita do vetor cisalhamento do vento. Entretanto, seu movimento foi no sentido oeste, como pode ser confirmado na Figura 3.4. Assim, a LIP2c não seguiu a teoria. Contudo, neste mesmo dia tem-se o hodógrafo do vento em Cayena antes da formação da LIP2c, que está representado na Figura 3.6. Este hodógrafo apresentou variação direcional do vetor cisalhamento do vento, entre os níveis de 1000 e 700 hPa, no sentido anti-horário. Desta forma, a propagação das LIP2s apresentou-se coerente com a teoria de Wilhelmson e Klemp e de Rotunno e Klemp, com a ressalva exposta inicialmente.

| | | | | | | | | | | |
|-----------------------|----|-----|---|---|---|---|-----|---|-----|----|
| NÍVEL | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| (10 ⁰ hpa) | 10 | 8,5 | 7 | 5 | 4 | 3 | 2,5 | 2 | 1,5 | 1 |

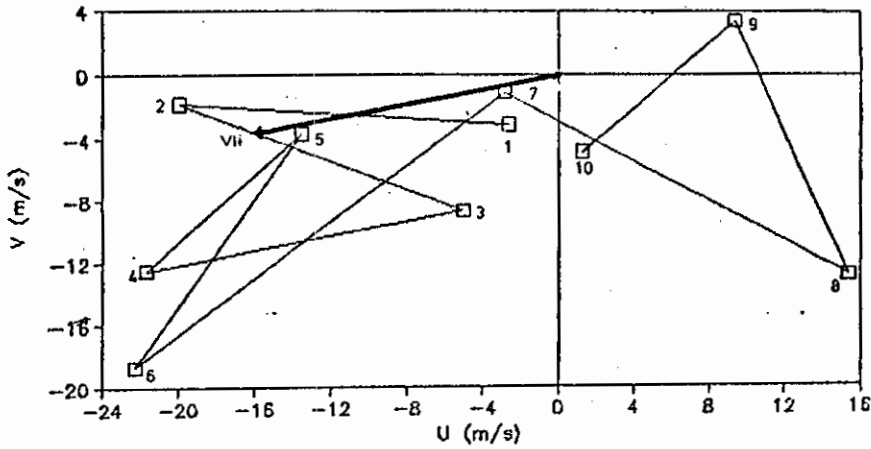


Fig. 3.6 - Hodógrafa do vento em Cayena no dia 09 de julho de 1986 às 12:00 UTC.

- A seta forte indica o vetor velocidade de propagação da LIP2c.

3.6 - ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO

Como salientado anteriormente, Molion e Kousky (1985) apontaram as LIS como principal sistema responsável pela distribuição média da precipitação na bacia amazônica. Face ao exposto, nesta seção pretende-se avaliar a contribuição das LIP2a, b e c para a precipitação na região.

A Figura 3.7 mostra a precipitação acumulada entre o período de 12:00 UTC do dia 7-jul-86 até o dia seguinte no mesmo horário. Neste período, a LIP2a formou-se e propagou continente adentro. Na costa, observa-se a quantidade de precipitação produzida pela LIP2a. A máxima precipitação diária foi 56,4 mm, em São Luis.

A precipitação para o período de 6 horas (18:00-24:00 UTC) no dia 7-jul-86, está representada na Figura 3.8. Durante este intervalo de tempo, a LIP2a esteve na fase de formação e estabelecimento bastante ativo (amadurecimento), como pode ser visualizado nas Figuras 3.2a,b. Observa-se, em São Luis, que aproximadamente 45% da chuva diária (25,3 mm) ocorreu no intervalo de 6 horas.

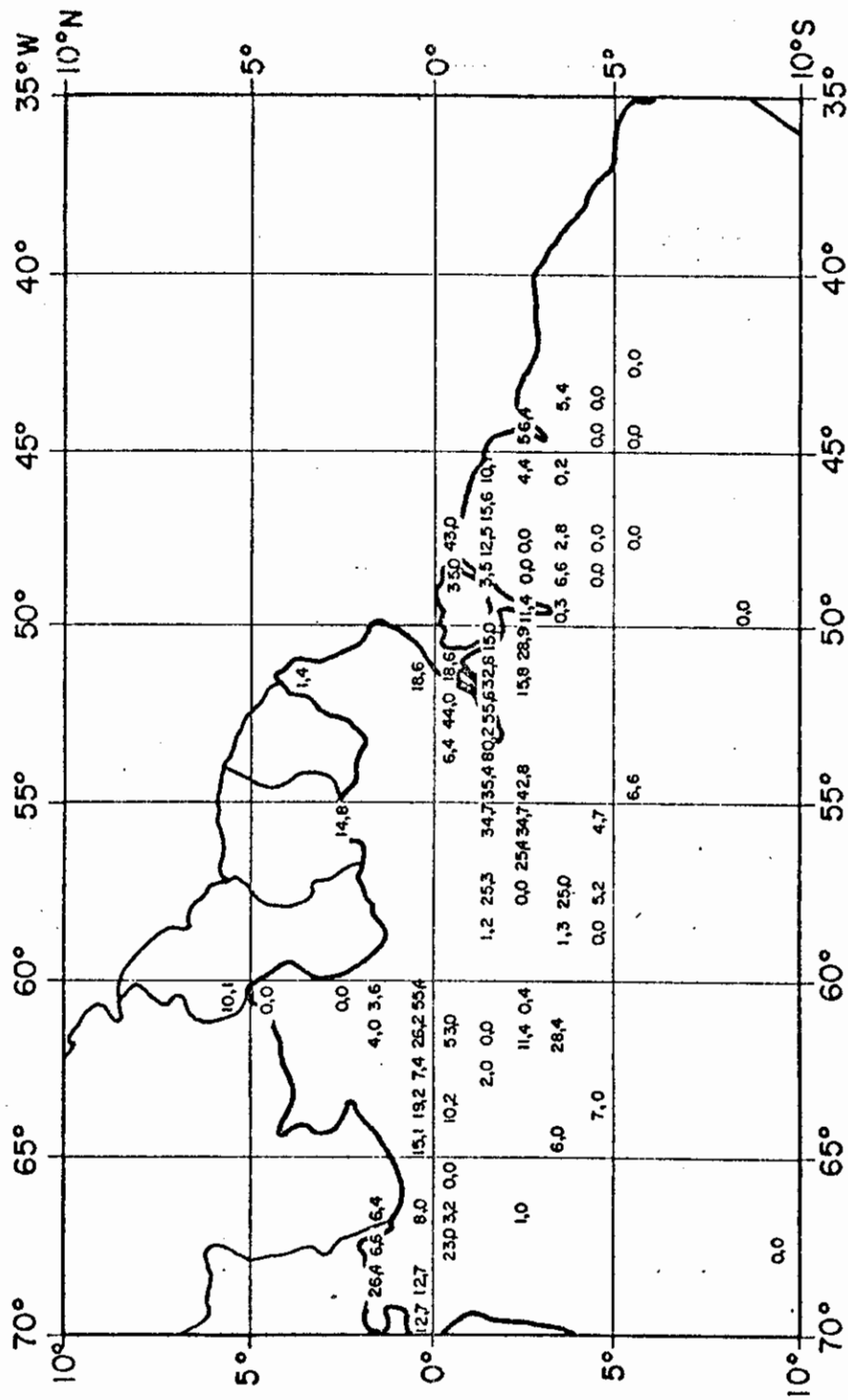


Fig. 3.7 - Precipitação diária (mm), ocorrida entre 07 de julho de 1986 às 12:00 UTC e 08 de julho de 1986 às 12:00 UTC.

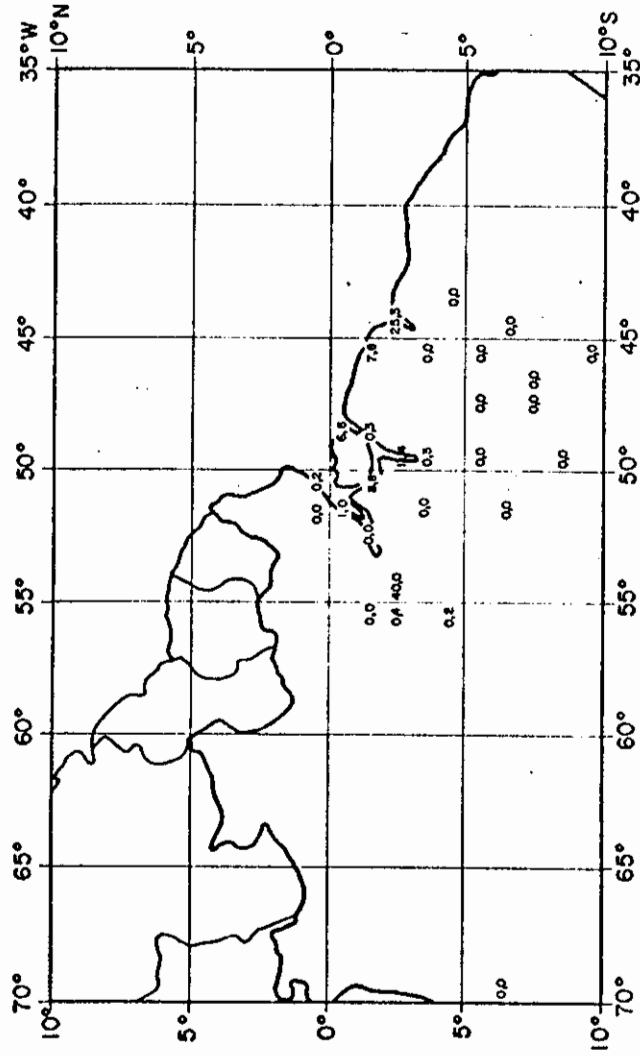


Fig. 3.8 - Precipitação (mm), ocorrida entre 18:00 e 24:00 UTC do dia 07.07.86.

A precipitação diária entre os dias 8 e 9 de julho de 1986 às 12:00 UTC, está representada na Figura 3.9. Neste período, formou-se a LIP2b que se propagou continente adentro, enquanto que a LIP2a ainda atuava sobre a região central da Amazônia. No exame do litoral, encontra-se um registro de precipitação diária equivalente a 70 mm. Verifica-se também, a ocorrência de uma soma considerável de chuva espalhada sobre a região central da Amazônia, que deve ter sido produzida pela LIP2a. A chuva provocada pela LIP2b durante sua trajetória, pode ser vista em duas estações localizadas na fronteira do estado de Roraima com a Venezuela e com a Guiana. Para este período, seria mais fácil estabelecer a associação da chuva com o sistema produtor, caso houvesse disponibilidade de um registro mais contínuo de precipitação, já que, durante este período, houve a presença tanto da LIP2b como da LIP2a.

A Figura 3.10 fornece uma imagem da distribuição de precipitação ocorrida entre 18:00 e 24:00 UTC do dia 8-jul-86. Durante este período, a LIP2b esteve nos estágios de formação e desenvolvimento. Entretanto, não foi possível através desta rede de estações registrar a atuação da LIP2b.

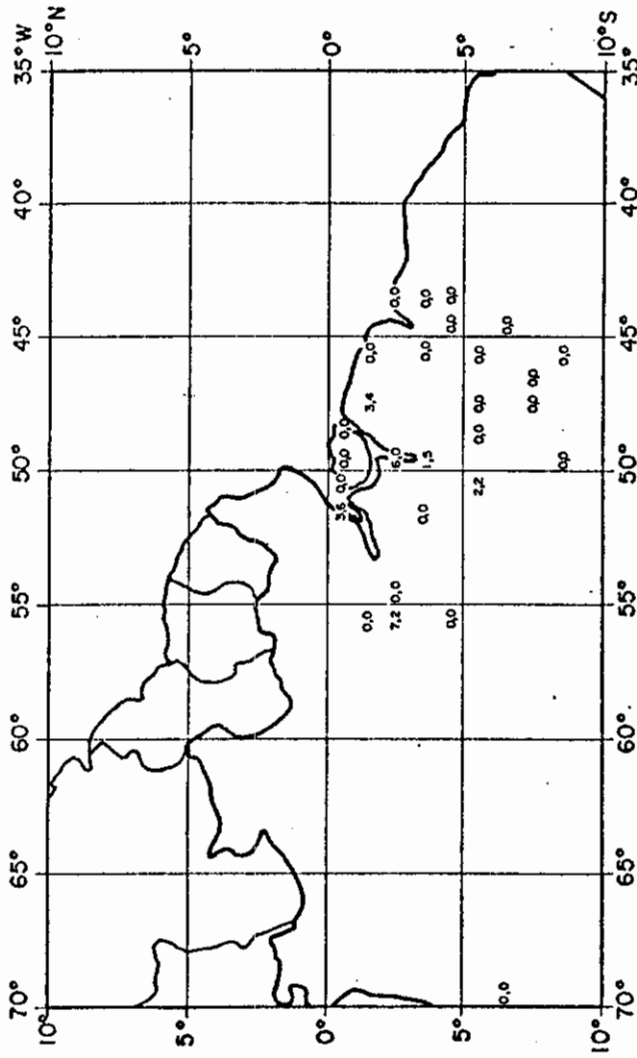


Fig. 3.10 - Precipitação (mm), ocorrida entre 18:00 e 24:00 UTC do dia 08.07.86.

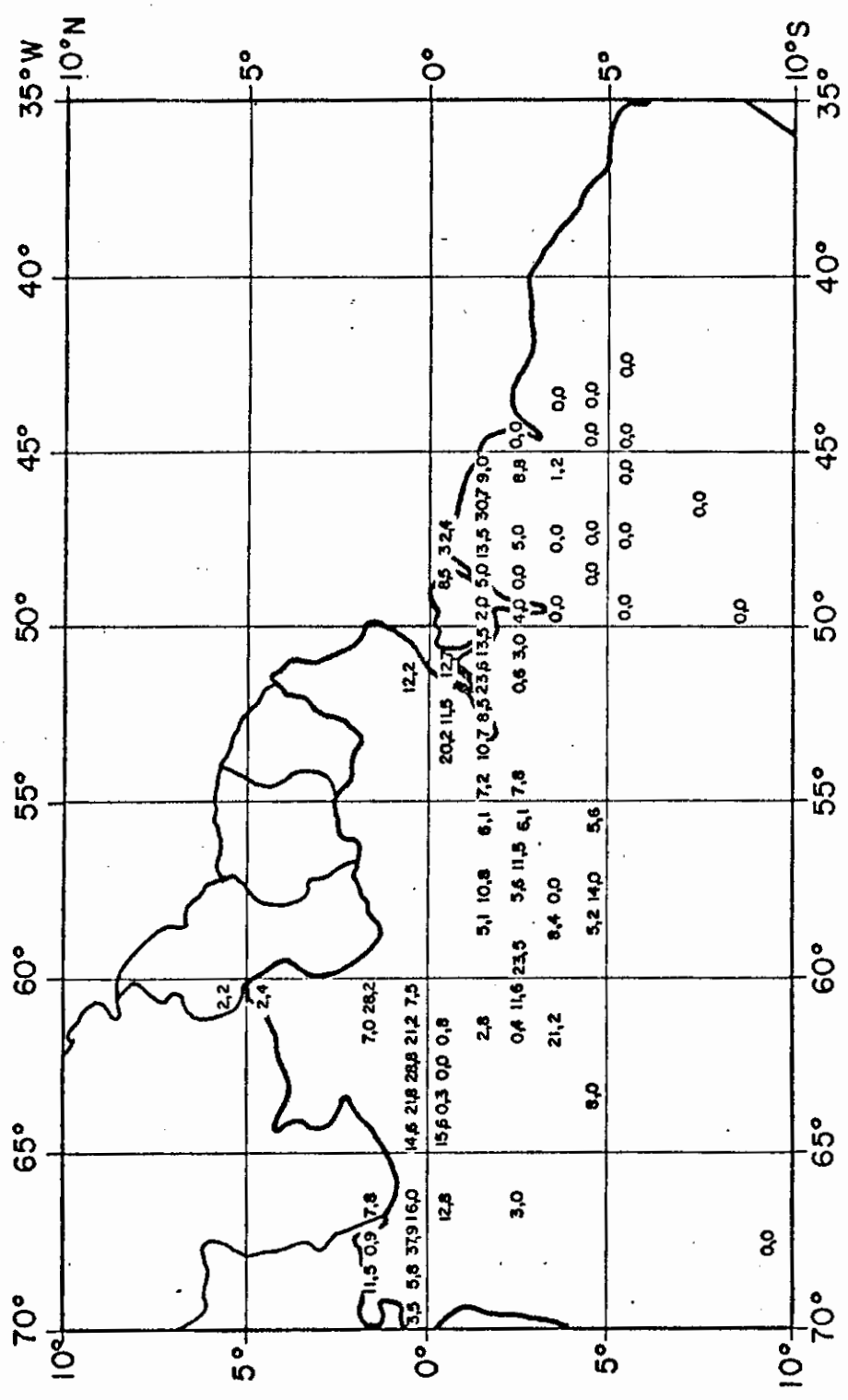


Fig. 3.11 - Precipitação (mm), ocorrida entre 09.07.86 às 12:00 UTC e 10.07.86 às 12:00 UTC.

A LIP2c apresentou um percurso, sobre uma região onde a densidade de informações de precipitação diária foi fraca, conforme ilustrado na Figura 3.11, que mostra a distribuição de chuva diária entre os dias 9 e 10 de julho de 1986 às 12:00 UTC. No litoral, tem-se o registro de precipitação produzida pela LIP2c e a máxima precipitação diária coletada na costa foi 32,4 mm. Na região noroeste da Amazônia observa-se a ocorrência de chuva durante este período. A análise mostra que esta chuva originou-se por atividade convectiva desenvolvida entre às 19:30 UTC do dia 9-jul-86 até às 07:30 UTC do dia seguinte.

A chuva ocorrida entre 18:00 e 24:00 UTC no dia 9-jul-86, está representada na Figura 3.12. Observa-se que a manifestação da LIP2c é visível na costa.

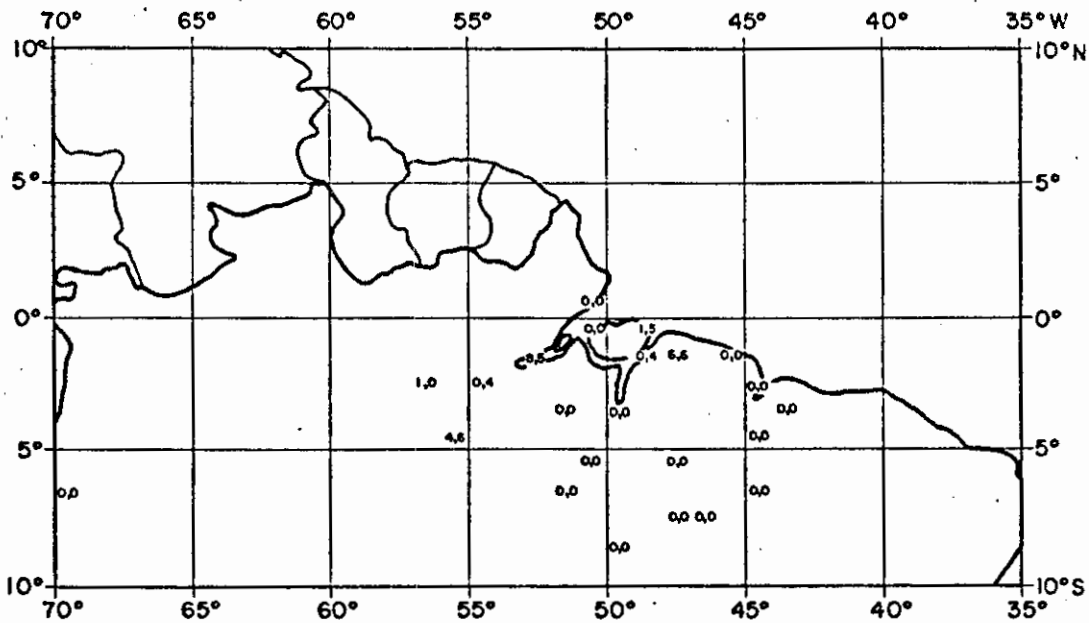


Fig. 3.12 - Precipitação (mm), ocorrida entre 18:00 e 24:00 UTC do dia 09 de julho de 1986.

3.7 - CONCLUSÕES PARCIAIS

As principais conclusões encontradas no estudo da seqüência de três LIP2s foram:

- 1 - O estudo de LIs através de imagens realçadas, com intervalo de tempo entre as fotos de meia hora, oferece condições satisfatórias para avaliar o desenvolvimento e comportamento destes sistemas, que não foram claramente observados pelas imagens convencionais com intervalo de tempo maior.
- 2 - As LIs na Amazônia, tal como as LIs tropicais em outras regiões, apresentaram-se constituídas por células convectivas discretas.
- 3 - Pode-se visualizar a formação de células novas na frente das células maduras (Figura 3.4d).
- 4 - Algumas LIP2s mostraram reconstituição de sua atividade convectiva, quando estabelecido o aquecimento radiativo. Porém, esta situação não persistiu em todos os casos de LIs deste estudo.
- 5 - A Figura 3.3.c mostra indícios da existência de forte movimento descendente entre duas LIP2s. Assim, pelo princípio da conservação de massa, deve ter existido divergência na baixa troposfera entre as LIP2s. A divergência na retaguarda e vanguarda de uma LI é uma das características deste tipo de sistema, (Orlanski, 1984 e Frank, 1978).

- 6 - As imagens realçadas revelaram que a menor temperatura atingida pelo topo de nuvens que constituíram as LIP2s esteve entre $-63,2^{\circ}$ e $-78,2^{\circ}\text{C}$. Assim, o topo destas nuvens que representam o centro ativo do sistema de LI, está localizado entre 150 e 100 hPa. Logo, as nuvens que constituem estas LIs são bastante profundas.

- 7 - Comparações entre as estimativas da largura de LIs através de imagens realçadas e não-realçadas, indicaram que o erro máximo ocorrido no Capítulo precedente (onde foram utilizadas somente imagens não realçadas, no canal infravermelho) foi da ordem de 0,5 graus (55 km).

- 8 - A análise da variação direcional do vento com a altitude, na baixa troposfera, para os três casos considerados, mostrou certa coerência com a teoria do deslocamento de tempestades elaborada por Wilhelson e Klemp (1978).

- 9 - Vale finalizar que, a densidade da rede de estações pluviométricas na Amazônia, não ofereceu condições para uma avaliação mais criteriosa da quantidade de precipitação proveniente das LIP2s.

CAPÍTULO 4

ANÁLISE DAS LINHAS DE INSTABILIDADE OCORRIDAS NO GTE-ABLE-2b

Como parte do programa do "Global Tropospheric Experiment - GTE" ("Experimento Troposférico Global"), realizou-se um experimento da Camada Limite da Amazônia - segunda fase ("Amazon Boundary Layer Experiment-ABLE-2"), durante o período chuvoso na Amazônia (abril-maio/1987). Nesta ocasião, registrou-se a formação de várias Lis na região amazônica.

Uma das partes integrantes deste experimento consistiu na realização de sondagens da atmosfera nos vértices e centros de um polígono de grande escala (PGE), nos principais horários sinóticos (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). A Figura 4.1 mostra a localização das 6 estações de radiossondagens situadas nos vértices e centros do PGE. As sondagens iniciaram no dia 13 de abril às 12:00 UTC e foram até o dia 13 de maio às 12:00 UTC.

Os objetivos deste capítulo consistem em: a) analisar o perfil vertical do vento antes da formação da LI; b) estudar um caso de LIP2, e os aspectos sinóticos da região amazônica quando esta ocorreu. Será avaliada a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera antes da formação da LIP2, assim como nos demais estágios da mesma.

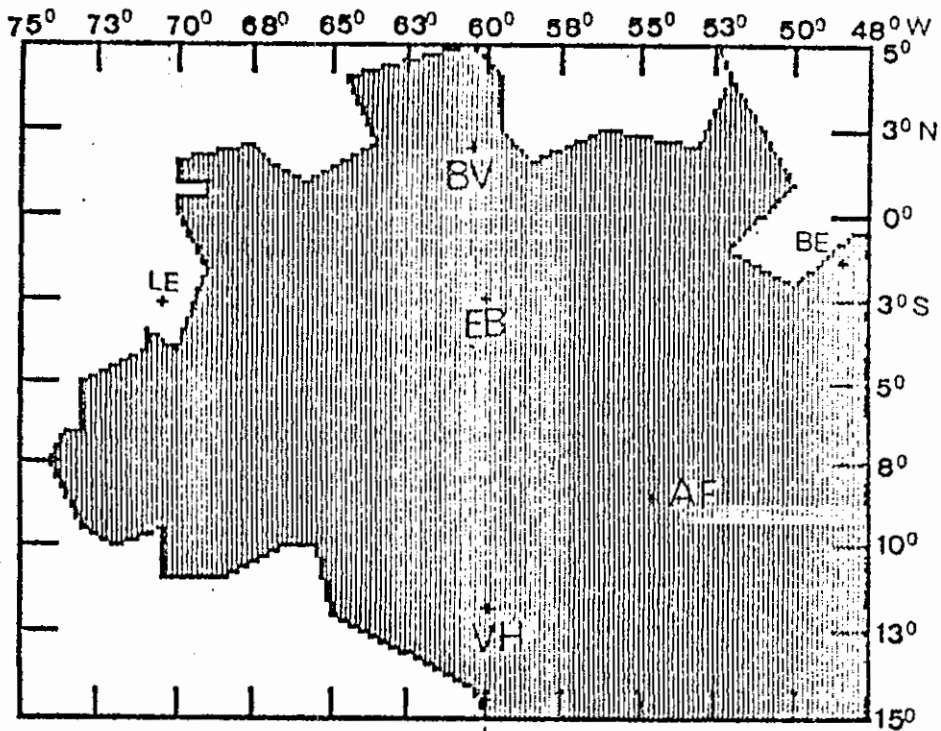


Fig. 4.1 - Localização das estações de radiossondas que funcionaram durante o GTE-ABLE-2b: Belém (BE), Boa Vista (BV), Letícia (LE), Vilhena (VH), Alta Floresta (AF) e Embrapa (EB).

4.1 - METODOLOGIA

A metodologia formulada nos Capítulos 2 e 3 será aplicada no presente Capítulo porém, a mesma será complementada face ao conjunto de dados obtidos durante o GTE-ABLE-2b, que possibilitará verificar e complementar os resultados obtidos nos Capítulos anteriores

4.1.1 - IMAGENS DE SATÉLITE

Imagens do satélite geostacionário GOES-E foram recebidas de meia em meia hora durante o experimento, no ponto central do PGE (Manaus). Tal situação facilitou a inspeção quase instantânea dos sistemas atmosféricos atuantes na Amazônia durante aquele período. Quando da ocorrência de LIs, foram colecionadas e gravadas imagens de satélite que permitiram visualizar o desenvolvimento destas. Entretanto, problemas técnicos na gravação destas imagens digitais, impossibilitou o registro contínuo de alguns eventos de LIs

4.1.2 - ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA

Fez-se uma análise de consistência dos dados brutos fornecidos pela radiossondagem (pressão, temperatura, umidade relativa, azimute e elevação). Esta análise baseou-se no fato de existir uma tendência de continuidade temporal das variáveis termodinâmicas e dinâmicas e, este foi o principal critério adotado na análise. Contudo, uma análise mais profunda do comportamento de uma determinada sondagem, em casos considerados críticos, foi feita utilizando imagens de satélite, que poderiam fornecer justificativas para um determinado comportamento. Caso não fosse encontrada

justificativas para o comportamento anômalo, pontos duvidosos correspondentes foram eliminados (análise realizada pela equipe do GTE-ABLE-2b/PGE).

4.1.3 - PERFIS VERTICAIS TERMODINÂMICOS

Para o propósito deste estudo, foram considerados os níveis interpolados de 50 em 50 hPa.

O cálculo das temperaturas potencial equivalente saturada (θ_{es}) e razão de mistura (RM), foi efetuado utilizando-se o pacote de diagrama termodinâmico desenvolvido por Silva Dias e Silva Dias (1986). Com o objetivo de avaliar a influência do ciclo diurno sobre estas variáveis, foram efetuadas médias durante todo o período em que transcorreu o experimento, para um determinado horário de lançamento da radiossondagem. A filtragem deste efeito, consistiu em fazer a diferença entre uma sondagem e a média no período do experimento para o mesmo horário.

4.1.4 - ANÁLISE DIAGNÓSTICA

O pacote de análise diagnóstica também desenvolvido pelos autores acima citados, que baseia-se no método da média ponderada de Barnes (1964), foi aplicado empregando as radiossondagens obtidas durante o experimento. A análise da divergência de umidade, e massa sobre a região amazônica, foi feita durante a ocorrência da LIP2 escolhida para este estudo.

4.2 - DESCRIÇÃO GERAL DA DISTRIBUIÇÃO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE

Durante o experimento GTE-ABLE-2b, em 22,6% dos dias do período não houve manifestação de LIs. A distribuição das diversas categorias de LIs neste experimento foi: a) LICs correspondem a 22,6% dos casos; b) 51,6% e 3,2% dos casos foram de formação de LIP2s e LIP1s, respectivamente. Esta distribuição está representada na Tabela 4.1. Ressalta-se a ocorrência de uma sequência de 7 dias consecutivos de desenvolvimento de LI, com seis dias seguidos de LIP2s, e o último dia de LIP1.

Comparando o resultado do número de LIs verificadas no experimento com aquele encontrado pelo Boletim de Monitoramento e Análise Climática (abril e maio, 1987), observa-se uma diferença na soma de casos de LIs formadas no período em questão. A análise feita neste estudo mostrou um número de eventos superior àquele mostrado pela publicação citada acima. O conjunto de imagens de satélite disponível no experimento (de meia em meia hora), facilitou a inspeção do desenvolvimento das LIs na Amazônia.

TABELA 4.1

DISTRIBUIÇÃO DAS LIS FORMADAS DURANTE O CTE-ABLE-2b

| DATA | CATEGORIA | V_{li} (m/s) |
|-----------|-----------|----------------|
| 16/abr/87 | LIC | - |
| 17/abr/87 | LIP2 | 20,0 |
| 18/abr/87 | LIP2 | 18,9 |
| 20/abr/87 | LIP2 | 12,5 |
| 21/abr/87 | LIP2 | 16,4 |
| 22/abr/87 | LIP2 | 12,8 |
| 23/abr/87 | LIP2 | * |
| 24/abr/87 | LIP2 | 10,7 |
| 25/abr/87 | LIP2 | 13,7 |
| 26/abr/87 | LIP1 | 19,7 |
| 27/abr/87 | LIC | - |
| 28/abr/87 | LIC | - |
| 29/abr/87 | LIP2 | 13,0 |
| 30/abr/87 | LIP2 | 12,8 |
| 04/mai/87 | LIC | - |
| 05/mai/87 | LIP2 | 14,4 |
| 06/mai/87 | LIP2 | 18,1 |
| 07/mai/87 | LIP2 | 16,8 |
| 08/mai/87 | LIP2 | 17,3 |
| 09/mai/87 | LIC | - |
| 10/mai/87 | LIP2 | 12,4 |
| 11/mai/87 | LIP2 | 20,5 |
| 12/mai/87 | LIC | - |
| 13/mai/87 | LIC | - |

* Não foi possível estimar V_{li} .

Na análise destas Lis, observa-se que alguns eventos só foram claramente identificados quando as mesmas

estavam afastadas da costa. Este fato pode ter ocorrido como consequência da presença de outros sistemas de escala maior, próximo à costa, que não possibilitaram a visão. Nestas ocasiões, a ZCITA mostrou-se ativa na costa atlântica, impedindo assim a visualização da LI no litoral. Para as LIs estudadas neste capítulo, esta condição ocorreu nos seguintes dias: 07, 08, 10 e 11 de maio de 1987.

Nieto (1988), no período do GTE-ABLE-2b, observou que em dias sem ocorrência de LIs a chuva em Belém ocorreu entre 9 e 21 HL e quando houve formação de LICs, 60% da precipitação ocorreu entre 9 e 15 HL e o restante entre 15 e 21 HL. Com relação as LIPs, 30% ocorreram entre 9 e 15 HL contra 70% entre 15 e 21 HL.

4.2.1 - ANÁLISE DO PERFIL VERTICAL DO VENTO

No Capítulo 3, foram analisados hodógrafos do vento antes da formação de uma sequência de 3 LIP2s. Para estes casos de LIs, observou-se uma tendência da variação direcional do vetor cisalhamento do vento com a altitude no sentido anti-horário, na baixa troposfera. Tal resultado, mostrou-se coerente com a teoria de Wilhelmson e Klemp (1978) e de Rotunno e Klemp (1982). A fim de obter uma confirmação do resultado encontrado no Capítulo anterior, analisaram-se os hodógrafos do vento antes da formação de LIs (12:00 UTC), para as seguintes situações encontradas durante o GTE-ABLE-2b: a) quando não houve a manifestação de LI; b) quando ocorreram LICs; c) quando se formaram LIPs.

Os hodógrafos para cada caso de LIC, LIP1 e LIP2 e sem LI, foram analisados individualmente (não mostrado), antes da formação da LI. Ressalta-se que alguns eventos de LI não estiveram sobre a região de Belém. Assim, somente casos de LIs que passaram por aquela região foram considerados nesta análise com suas respectivas radiossondagens.

A Tabela 4.2 mostra o número de casos do vetor cisalhamento do vento que apresentaram variação direcional com a altitude nos sentidos horário e anti-horário nos baixos níveis, para dias com ou sem presença de LI. Quando ocorreu LI, observou-se uma predominância na variação direcional do vetor cisalhamento do vento, na baixa troposfera, no sentido anti-horário. Entretanto, na ausência de qualquer tipo de LI, não se encontrou uma diferença significativa no sentido da rotação da variação direcional do vetor cisalhamento com a altitude.

TABELA 4.2

NÚMERO DO VETOR CISALHAMENTO DO VENTO QUE APRESENTOU VARIAÇÃO DIRECIONAL COM A ALTITUDE, NA BAIXA TROPOSFERA, NO SENTIDO HORÁRIO E ANTI-HORÁRIO

| CATEGORIA | HORÁRIO | ANTI-HORÁRIO |
|-----------|---------|--------------|
| sem LI | 4 | 3 |
| LIC | 2 | 4 |
| LIP1 | 0 | 1 |
| LIP2 | 5 | 9 |

Observação: Estes hodógrafos foram analisados pelo vento obtido na estação de Belém, quando as LIs passaram por esta estação.

4.2.2 - ANÁLISE DO PERFIL MÉDIO DO VENTO PARA DIFERENTES SITUAÇÕES

Na Figura 4.2 podem ser observados hodógrafos médios para as seguintes condições: ausência de LIs, formação das distintas categorias de LI separadamente, LIs que mostraram variação direcional do vetor cisalhamento do vento com a altitude (baixa troposfera) no sentido horário e anti-horário e finalmente o hodógrafo médio para o período de uma sequência de LIPs (6 LIP2 e 1 LIP1) entre os dias 20 e 26 de abril de 1987.

A média do vento zonal máximo (jato de leste) ocorreu próximo ao nível de 800 hPa em todos os casos e este resultado foi confirmado por Nieto (1988). O jato nos baixos níveis para os LIs que ocorreram durante o VIMHEX, foi 11,8 m/s para uma altitude de 2,8 km (Fernandez, 1980). Comparação, através da Figura 4.2a, b, mostrou que o jato de leste foi relativamente mais forte para os dias sem formação de LI do que para ocasiões de formação de LIC entretanto, o mesmo apresentou-se mais forte nos dias de formação de LIP1 e LIP2, do que em dias sem LIs ou com LIC. Silva Dias et alii (1984) verificaram que o jato nos baixos níveis é importante na seleção de modo instável em mesoescala. Este resultado também foi confirmado por Nieto (1988), para as LIs do GTE-ABLE-2b, ou seja, a presença de jato nos baixos níveis é importante para obter resultados de velocidade de grupo coerente que as V_{li} observadas.

O jato de oeste na alta troposfera foi relativamente fraco para dias sem LIs quando comparado com os dias de formação de LIs. Testes de sensibilidade no modelo, utilizado por Nieto (1988), mostraram que a ausência de jato em altos níveis pouco alterou a direção de três modos selecionados. O segundo modo apresentou direção da velocidade de grupo igual a 237 graus, que é incoerente com as observações.

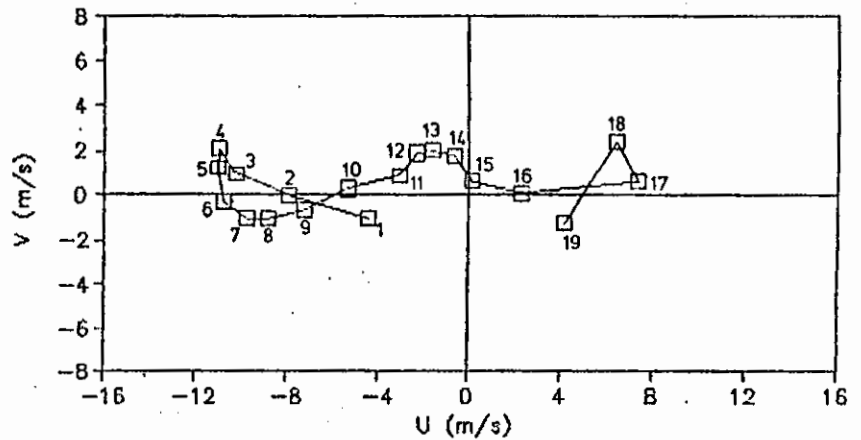
Análise da estrutura vertical da componente zonal média, para diferentes situações colocadas anteriormente, mostrou a existência de uma camada contendo vento zonal máximo com magnitude quase constante. Esta camada esteve entre os níveis de 900 e 650 hPa. Entretanto, sua espessura apresentou-se variável para as diferentes situações mencionadas anteriormente. Na ausência de LIs, esta camada esteve entre 900 e 750 hPa e quando houve manifestação de LIs, a espessura aumentou gradativamente da seguinte forma: entre 900 e 700 hPa na presença de LIC, e entre 900 e 650 hPa para as LIPs. Verificou-se também, uma diferença da espessura desta camada quando da formação de LIP2, para diferentes sentidos da variação direcional do vetor cisalhamento do vento com a altitude na baixa troposfera. A espessura da camada para o vetor cisalhamento do vento com variação direcional com altitude no sentido horário e anti-horário foi 200 e 250 hPa, respectivamente. Para a sequência de 7 LIPs, a espessura desta camada foi 250 hPa (900 até 650 hPa).

Em média, a direção do vento em 850 hPa foi mais paralela à costa nos dias sem formação de LI do que em dias de LIs porém, a direção do vento neste nível foi quase a mesma para casos de LICs e LIPs (Figura 4.2b,c). Logo, a direção do vento em relação à costa, não se mostrou um fator importante na propagação das LIs, como sugerido por

Kousky (1980). Assim, ressalta-se que a magnitude da componente zonal do vento (jato a leste) é um elemento importante no deslocamento continente adentro de LIs e não a direção em relação à costa.

NÍVEL 100 hPa

| | |
|----|-------|
| 1 | supf. |
| 2 | 950 |
| 3 | 900 |
| 4 | 850 |
| 5 | 800 |
| 6 | 750 |
| 7 | 700 |
| 8 | 650 |
| 9 | 600 |
| 10 | 550 |
| 11 | 500 |
| 12 | 450 |
| 13 | 400 |
| 14 | 350 |
| 15 | 300 |
| 16 | 250 |
| 17 | 200 |
| 18 | 150 |
| 19 | 100 |



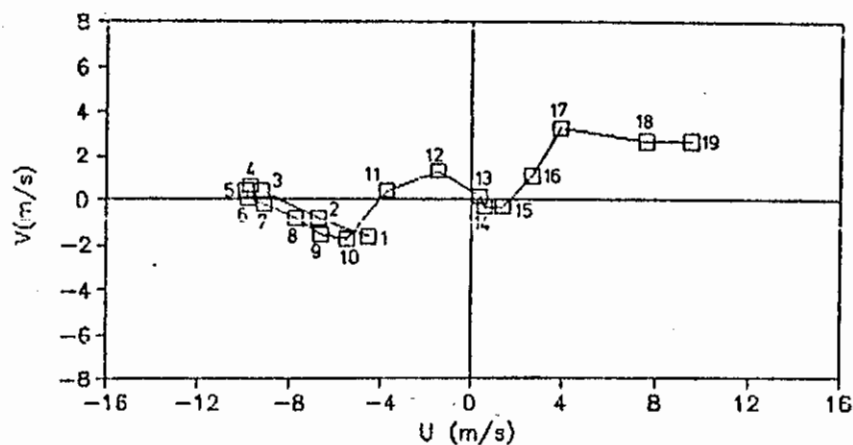
a) Sem formação de LI.

Fig. 4.2 - Hodógrafa médio em Belém, antes do horário de formação de LIs, para situações distintas apre-sentadas durante o GTE-ABLE-2b.

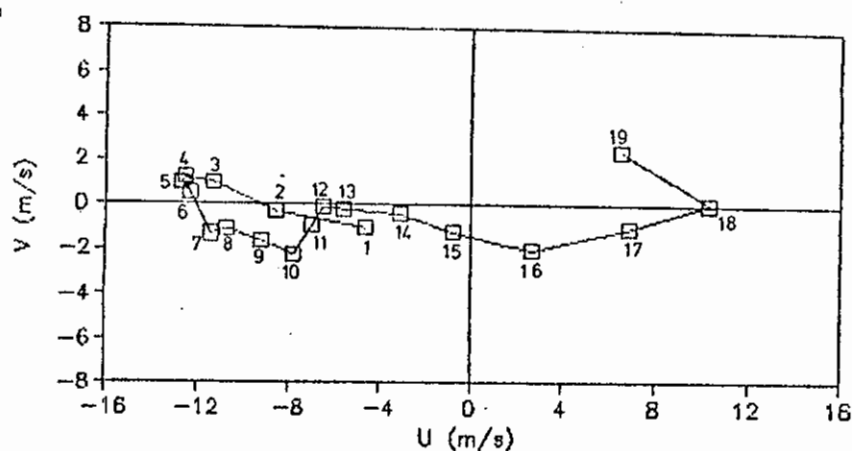
- VC significa Vetor Cisalhamento.

(Continua)

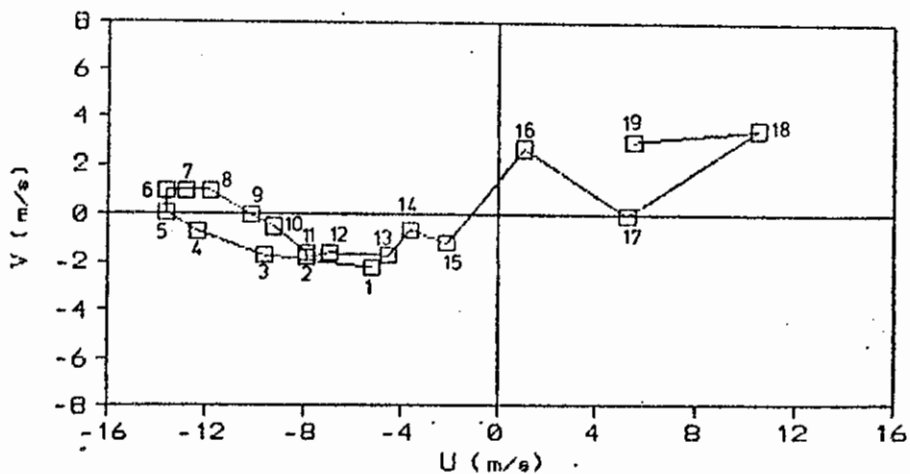
NÍVEL 100 hPa



b) Formação de LIC.



c) Formação de LIP1 e LIP2



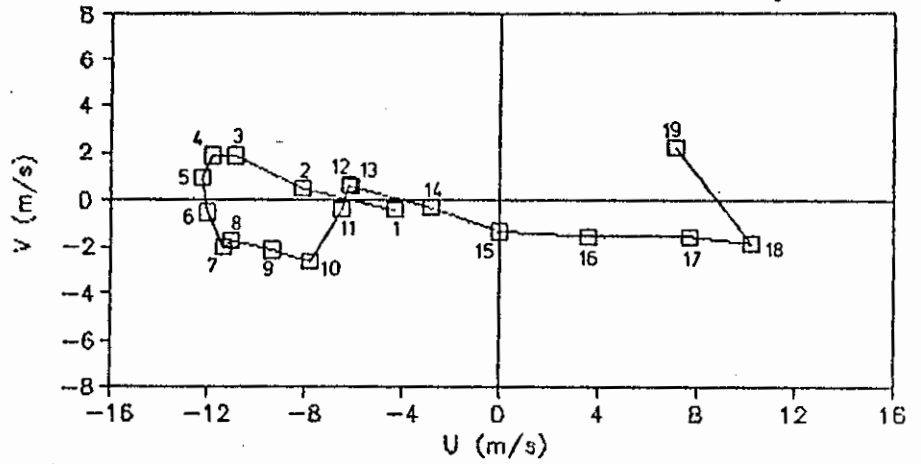
d) LIP com VC girando em sentido horário

Fig. 4.2 - Continuação

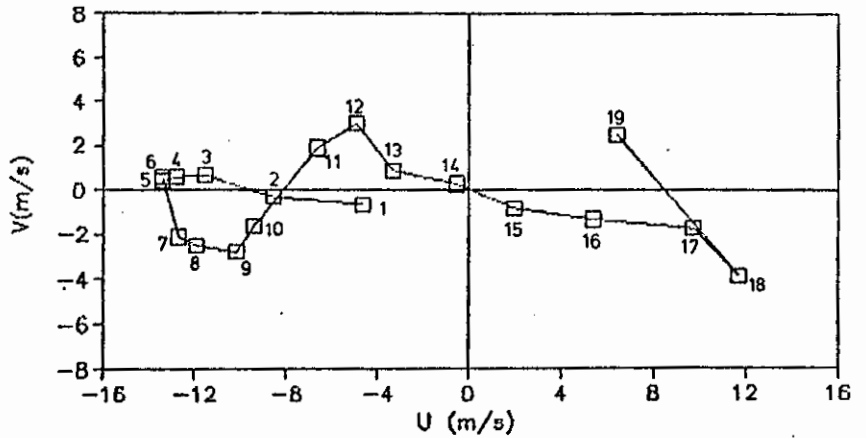
(continua)

| | |
|----|-------|
| 1 | supf. |
| 2 | 950 |
| 3 | 900 |
| 4 | 850 |
| 5 | 800 |
| 6 | 750 |
| 7 | 700 |
| 8 | 650 |
| 9 | 600 |
| 10 | 550 |
| 11 | 500 |
| 12 | 450 |
| 13 | 400 |
| 14 | 350 |
| 15 | 300 |
| 16 | 250 |
| 17 | 200 |
| 18 | 150 |
| 19 | 100 |

| ----- | |
|-------|---------|
| NÍVEL | 100 hPa |
| ----- | |
| 1 | supf. |
| 2 | 950 |
| 3 | 900 |
| 4 | 850 |
| 5 | 800 |
| 6 | 750 |
| 7 | 700 |
| 8 | 650 |
| 9 | 600 |
| 10 | 550 |
| 11 | 500 |
| 12 | 450 |
| 13 | 400 |
| 14 | 350 |
| 15 | 300 |
| 16 | 250 |
| 17 | 200 |
| 18 | 150 |
| 19 | 100 |
| ----- | |



e) LIP com VC girando no sentido anti-horário



f) Sequência de LIs entre 20 e 26 de abril

Fig. 4.2 - Conclusão.

4.3 - ESTUDO DE CASO

A base de dados disponível durante o GTE-ABLE-2b, permite a execução de análises mais detalhadas de casos individuais de LIs. Além da análise sinótica, a resolução temporal dos dados viabiliza o exame da estrutura termodinâmica e dinâmica do ambiente antes, durante e após a passagem da LIs. Para tal propósito, foi escolhida a LIP2 formada no dia 5 de maio de 1987.

4.3.1 - DESCRIÇÃO GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA LIP2

No dia 05.05.87 às 18:00 UTC, a LIP2 encontrava-se em sua fase inicial, na costa norte do Brasil, momento este em que a ZCITA encontrava-se bastante definida (Figura 4.3a). A LIP2 propagou-se para o interior do continente em torno das 00:00 UTC no dia posterior à sua formação (Figura 4.3b). Às 06:00 UTC, a atividade convectiva mostrou-se pouco definida (Figura 4.3c). Este estado permaneceu até às 15:00 UTC, quando a LIP2 começou a recuperar sua identidade (Figura 4.3d) entretanto, a LIP2 estabeleceu-se ativamente tanto na sua forma linear como em dimensão às 17:00 UTC (Figura 4.3e). Neste horário, enquanto que a LIP2 encontrava-se próximo a região de Manaus, formou-se outra LIP2 na costa atlântica.



a) 05.05.87 às 18:00 UTC

Fig. 4.3 - Imagem do satélite geostacionário GOES-E, no canal infravermelho, para o período de 05 a 07 de maio de 1987.

(Continua)



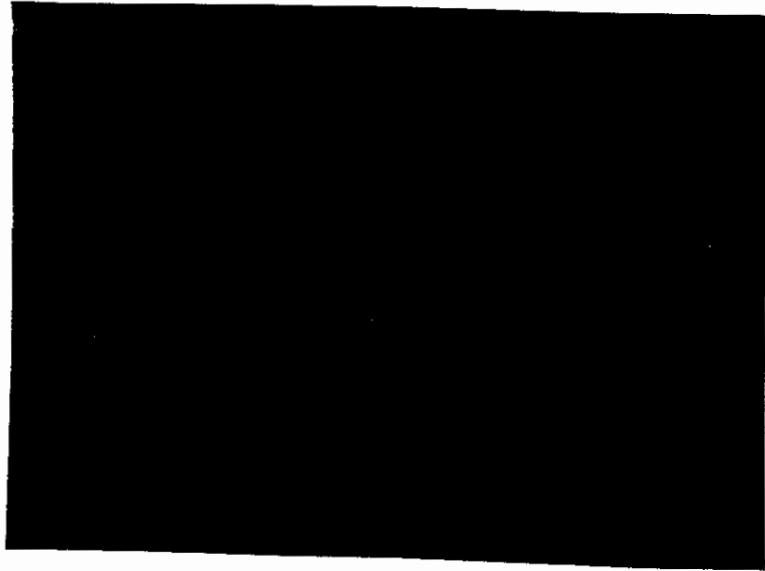
b) 06.05.87 às 00:00 UTC



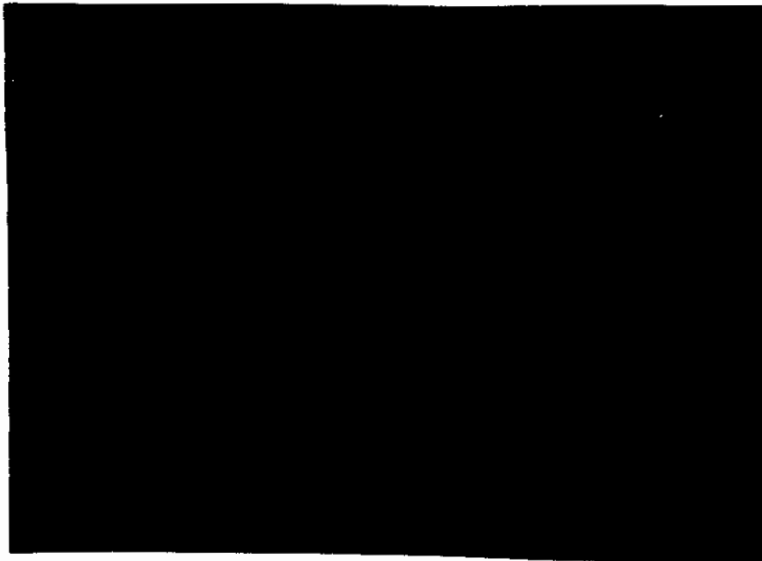
c) 06.05.87 às 06:00 UTC

Fig. 4.3 - Continuação

(continua)



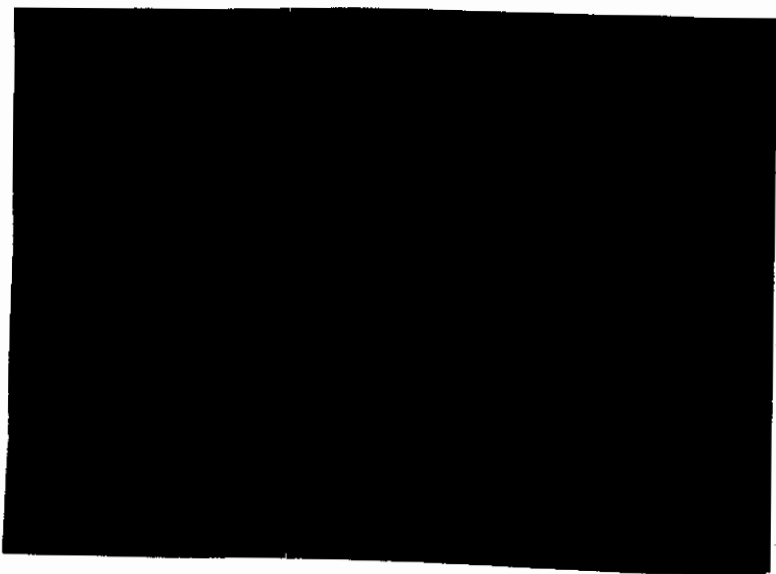
d) 06.05.87 às 15:00 UTC



e) 06.05.87 às 17:00 UTC

Fig. 4.3 - Continuação

(continua)



f) 06.05.87 às 21:00 UTC



g) 07.05.87 às 05:00 UTC

Fig. 4.3 - Conclusão.

A dimensão da LIP2 formada no dia 05.05.87, foi aproximadamente duplicada com relação a sua extensão durante o início de seu ciclo. Esta situação foi vista no dia 06.05.87 às 21:00 UTC (Figura 4.3f). O processo de dissipação desta LIP2, iniciou no dia 07.05.87 às 05:00 UTC (Figura 4.3g). Assim, o tempo de vida desta LIP2 foi de aproximadamente 36 horas.

4.3.2 - ANÁLISE DE GRANDE ESCALA NO AMBIENTE DA LIP2

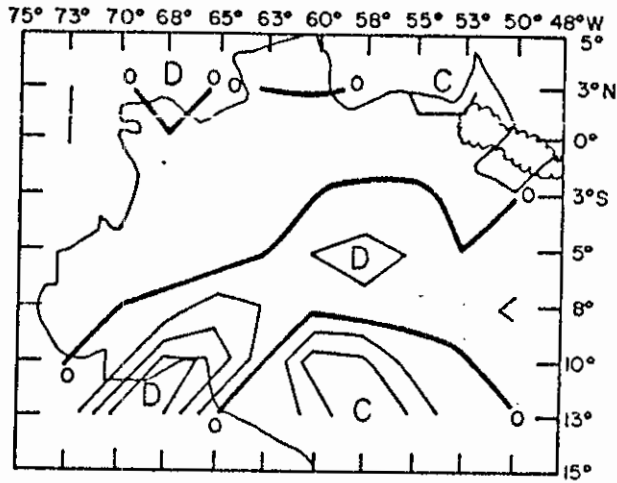
Apesar do conjunto de estações constituintes do PGE não representar uma rede ideal para a análise de sistemas de mesoescala, é possível analisar a distribuição de alguns parâmetros no ambiente onde a LIP2 desenvolveu-se.

a) Divergência de umidade

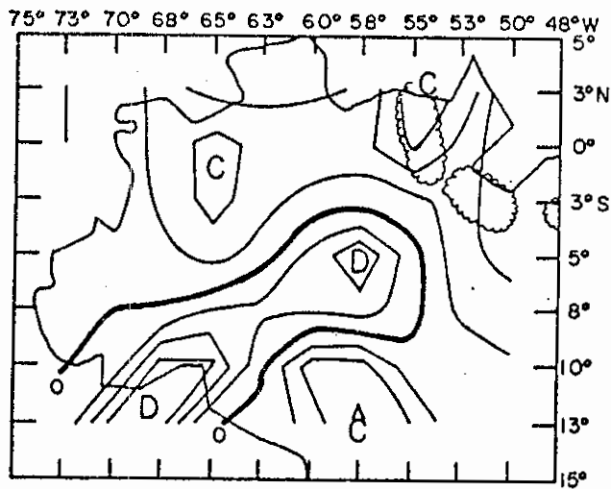
A Figura 4.4 apresenta a divergência de umidade em 850 hPa, na região sobre a qual a LIP2 esteve durante seu ciclo.

A maioria dos centros de convergência e divergência de umidade foram persistentes ao longo do ciclo de vida da LIP2 e somente ocorreu mudança entre os centros de convergência e divergência de umidade e vice-versa, para os que se localizaram aproximadamente em (3°N, 68°W) e (8°S, 50°W).

Tanto a magnitude quanto a área de atuação dos centros de divergência e convergência de umidade não se apresentaram constante durante a existência da LIP2, conforme ilustram as Figuras 4.4a, b, c, d, e, f, g, h.



a) 05.05.87 às 18:00 UTC

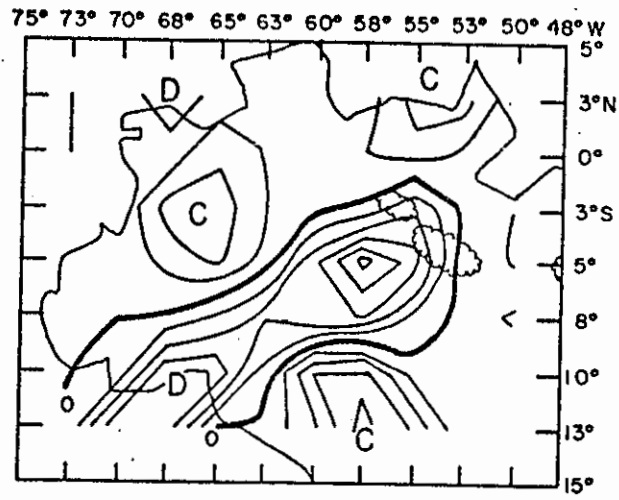


b) 06.05.87 às 00:00 UTC

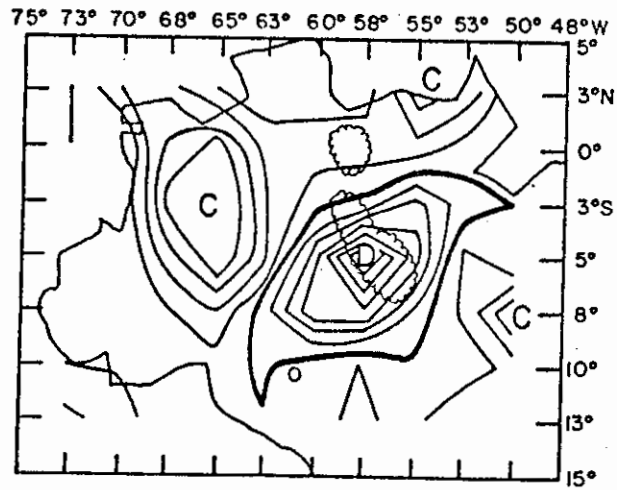
(espaçamentos das isolinhas equivale a $50 \times 10^{-6} \text{ g/kg s}^{-1}$)

Fig. 4.4 - Divergência de umidade em 850 hPa, durante o ciclo de vida da LIP2. A posição da LIP2 está marcada para cada horário e C e D representam convergência e divergência de umidade, respectivamente.

(Continua)

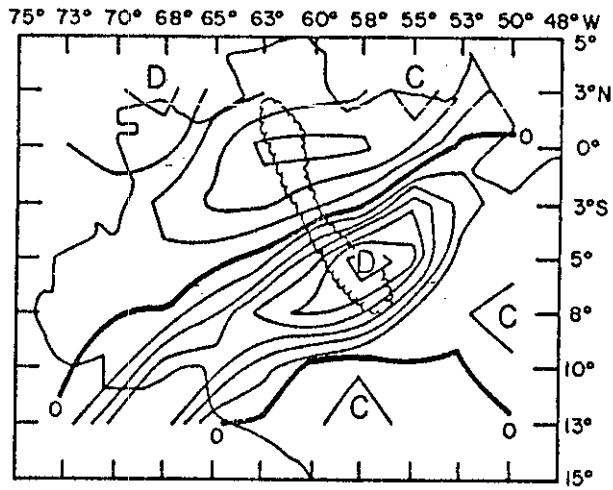


c) 06.05.87 às 06:00 UTC

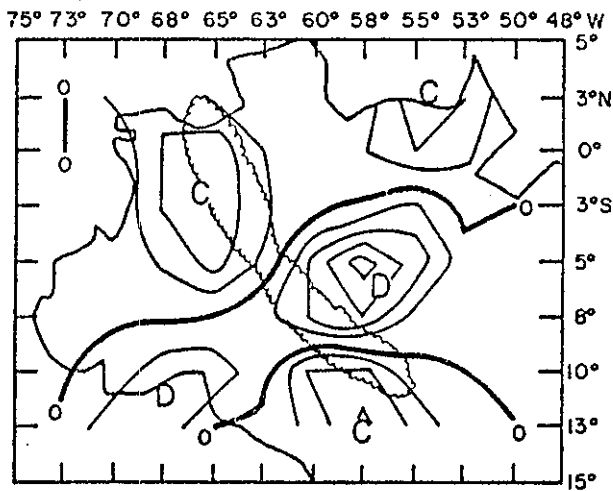


d) 06.05.87 às 12:00 UTC

Fig. 4.4 - Continuação



e) 06.05.87 às 18:00 UTC



f) 07.05.87 às 00:00 UTC

(espaçamento das isolinhas equivale a $50 \times 10^{-6} \text{ g/kg s}^{-1}$)

Fig. 4.4 - Conclusão

No período em que a LIP2 encontrava-se próxima ao litoral, a mesma esteve praticamente sobre a região de convergência de umidade, (Figura 4.4a,b). Porém, o litoral foi dominado pela presença de convergência de umidade, mesmo quando a LIP2 estava distante da costa atlântica. É notável, que a convergência de umidade durante a permanência da LIP2 próximo ao litoral sofreu um aumento tanto em magnitude como em área de atuação às 00:00 UTC no dia posterior à formação da mesma (Figura 4.4b). Tal fato, parece uma consequência natural da influência da circulação da brisa marítima.

Quando ocorreu o decaimento da atividade convectiva associada à LIP2, esta penetrou sobre uma área de divergência de umidade (Figura 4.4c). Nos horários anteriores a este estágio da LIP2, a magnitude deste centro de divergência (5°S , 58°W) foi relativamente fraca. A LIP2 continuou sua propagação continente adentro, quando a mesma regenerou sua atividade convectiva porém, a mesma ainda estava sobre divergência de umidade com centro mais intenso (Figura 4.4d). Neste estágio, o extremo norte da LIP2 esteve localizado em convergência de umidade, embora com baixa intensidade.

Às 18:00 UTC, a LIP2 ainda estava com a metade superior e inferior de seu comprimento localizado sobre convergência e divergência de umidade, respectivamente, embora com extensão relativamente maior do que às 12:00 UTC (Figura 4.4e).

No momento em que a LIP2 exibiu largura e comprimento superior aos primeiros estágios de seu ciclo de vida, a área de convergência de umidade localizada ao norte da Amazônia, sofreu uma dilatação (embora com intensidade relativamente mais fraca) e o centro de divergência de

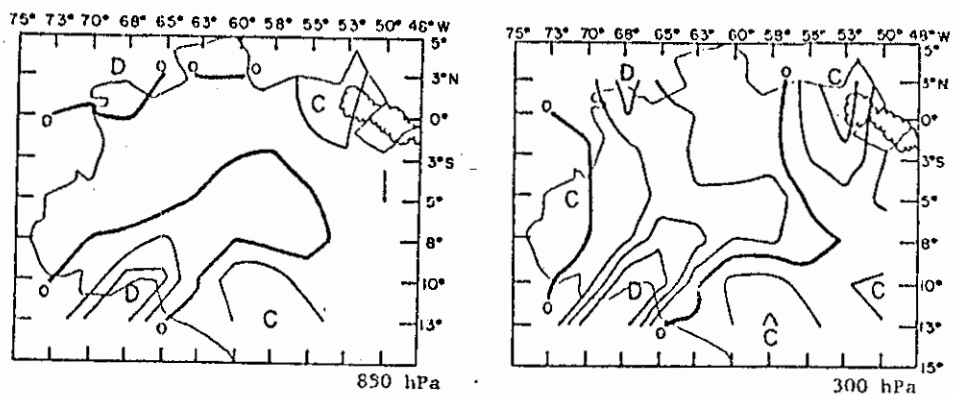
umidade à noroeste da Amazônia, visto na Figura 4.4e, desapareceu. Assim, grande parte da extensão da LIP2 ficou localizada sobre convergência de umidade (Figura 4.4f).

b) Estrutura vertical da divergência de massa

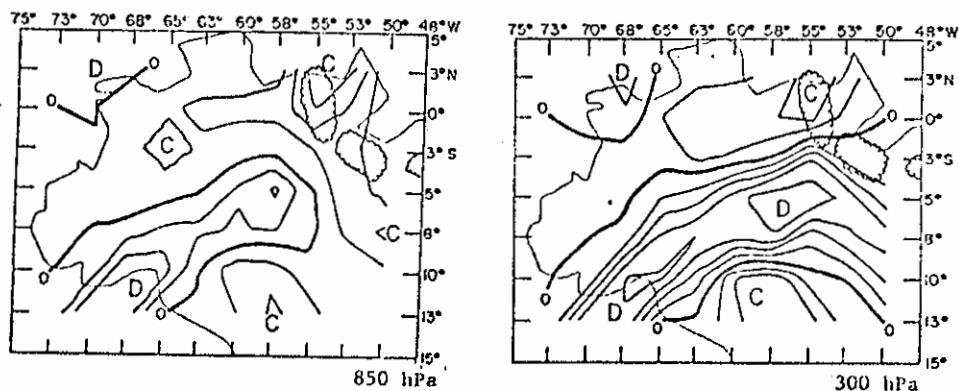
As LIs tropicais observadas durante o GATE apresentaram as mesmas características que as LIs não tropicais associadas aos sistemas frontais (Frank, 1978). Em uma LI predomina convergência na baixa troposfera que é balanceada por divergência em alta troposfera. Geralmente, divergência e convergência são encontradas em baixos e altos níveis da troposfera, respectivamente, tanto na frente quanto atrás da LI (Orlanski e Ross, 1984). Convergência de massa provocada pelo impulso dos alíseos, em baixos níveis, foi encontrada na região de formação das LIs na Amazônia (Cavalcanti, 1982).

No contexto geral, durante o ciclo de vida da LIP2, quase todos os centros de convergência e divergência de massa persistiram nos dois níveis analisados (Figura 4.5a, b, c, d, e, f) porém, estes centros sofreram alterações em sua intensidade e área de atuação para diferentes níveis em mesmo horário.

Observa-se mudança de convergência e divergência de massa entre 850 e 300 hPa para os centros localizados em (3°N, 68°W), (8°S, 50°W) e (13°S, 58°W) porém, o centro localizado ao sul da Amazônia mostrou divergência nos dois níveis, quando a LIP2 se reestabeleceu novamente (Figura 4.5d). Esta incoerência pode estar associada à representatividade da radiossondagem em Alta Floresta que pode ter sido influenciada pela presença de convecção intensa.



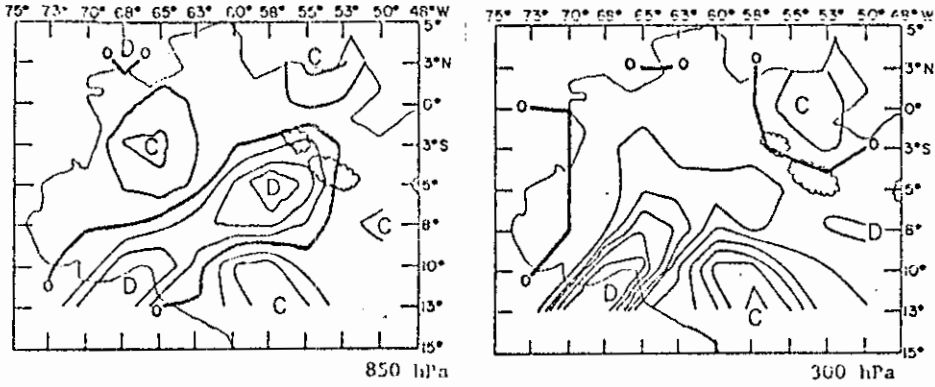
a) 05.05.87 às 18:00 UTC



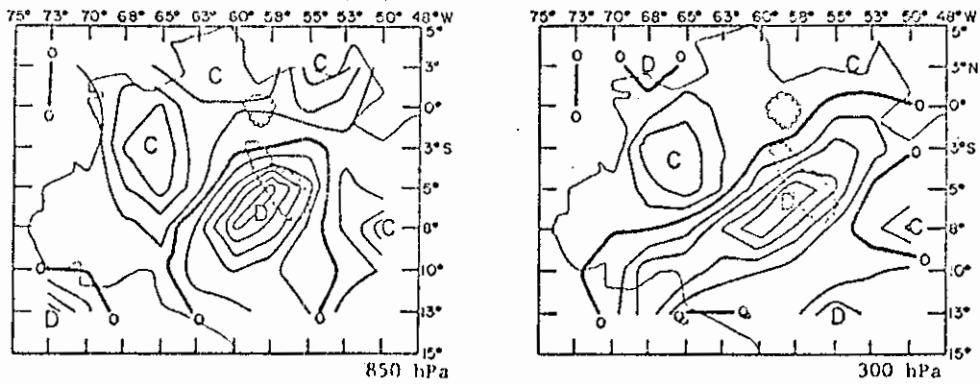
b) 06.05.87 às 00:00 UTC

Fig. 4.5 - Divergência de massa durante o ciclo de vida da LIP2 e D e C representam divergência e convergência de massa, respectivamente.

(Continua)



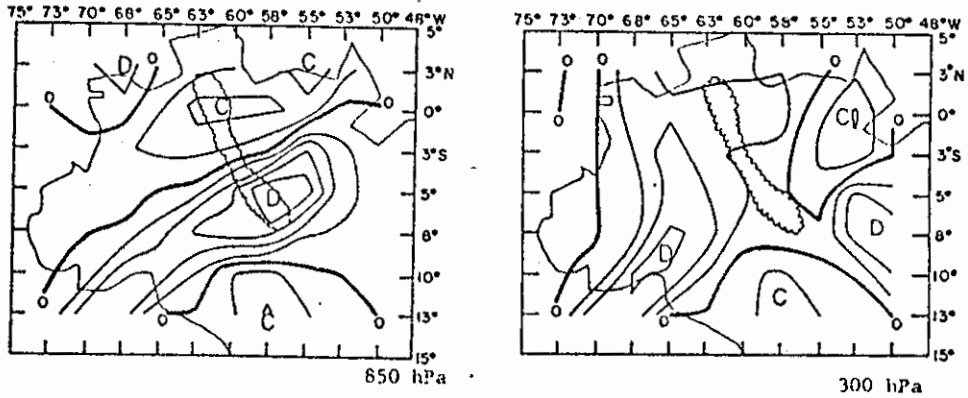
c) 06.05.87 às 06:00 UTC



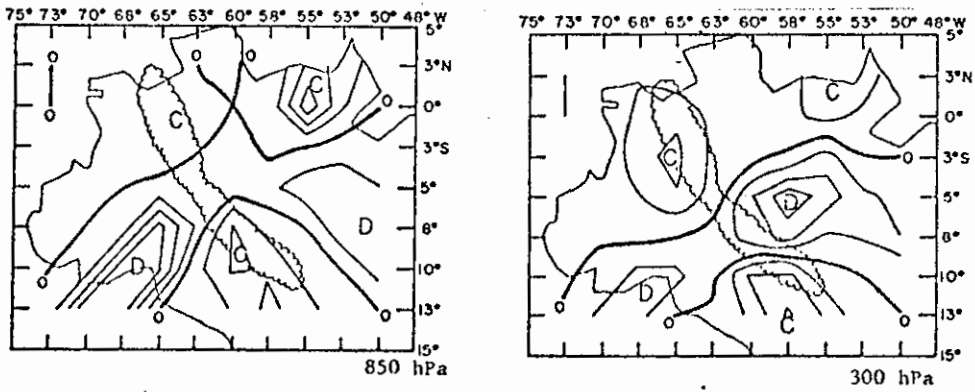
d) 06.05.87 às 12:00 UTC

Fig. 4.5 - Continuação

(continua)



e) 06.05.87 às 18:00 UTC



f) 07.05.87 às 00:00 UTC

Fig. 4.5 - Conclusão

Durante o estágio inicial da LIP2, esta estabeleceu-se sobre convergência de massa nos dois níveis analisados, porém a intensidade mais pronunciada foi estabelecida em 300 hPa (Figura 4.5a). O lado oriental da Amazônia foi dominado por convergência de massa tanto em 850 hPa quanto em 300 hPa.

Às 00:00 UTC, observa-se o comportamento vertical da divergência de massa no ambiente (Figura 4.5b). Em 850 hPa, a LIP2 localizou-se completamente sobre uma extensa área de convergência de massa, contudo, no nível superior a LIP2 mostrou metade de sua extensão em convergência de massa e o restante sobre divergência de massa.

No horário de decaimento da LIP2, esta estabeleceu-se basicamente sobre divergência de massa nos dois níveis mas, sua extremidade sul ficou sobre convergência de massa em 850 hPa (Figura 4.5c).

A mesma situação encontrada no horário anterior foi identificada às 12:00 UTC porém, neste estágio, o extremo norte da LIP2 esteve em região de convergência de massa nos níveis de 850 e 300 hPa (Figura 4.5d).

Quando a LIP2 estabeleceu-se de forma linear com aparência contínua, em 850 hPa, a mesma mostrou metade de seu comprimento em convergência e o restante com divergência de massa. Em 300 hPa a LIP2 ficou totalmente estabelecida sobre divergência de massa, embora com baixa intensidade (Figura 4.5e).

De maneira geral, quando a LIP2 atingiu dimensões sinóticas longe da costa (Figura 4.5f),

observaram-se características equivalentes às encontradas para outras LIs tropicais, com as ressalvas indicadas na seção anterior. Assim, mesmo com a rede de estações utilizada não foi possível, até o momento, avaliar mais detalhadamente as características do ambiente associada às LIs na Amazônia.

4.3.3 - ANÁLISE DINÂMICA E TERMODINÂMICA

A sondagem obtida às 12:00 UTC no dia 05 de maio em Belém representa a condição atmosférica antes da formação da LIP2.

Na fase inicial da LIP2, no litoral, foi realizada sondagem às 18:00 UTC. Uma sondagem ideal, que representaria a situação em que a LIP2 esteve sobre Belém, de forma bem estabelecida (estágio maduro) deveria ter sido lançada em torno das 21:00 UTC. Como este horário não fazia parte do programa operacional, considerou-se àquela realizada às 18:00 UTC como sendo representativa da condição em que a LIP2 esteve sobre esta estação.

A sondagem lançada no dia 6 de maio às 00:00 UTC ocorreu quando o eixo principal (zona de chuva forte) da LIP2 estava se afastando de Belém porém, o sistema ainda se encontrava próximo a esta cidade. Quando a LIP2 achava-se afastada de Belém, foi realizada a radiossondagem das 06:00 UTC.

4.3.3.1 - ANÁLISE DINÂMICA

O hodôgrafo do vento antes da formação da LIP2 (Figura 4.6), ilustra a situação em que a variação direcional do vetor cisalhamento do vento apresentou-se no sentido horário, na baixa troposfera. A camada composta

pela componente zonal máxima de magnitude quase constante apresentou espessura de 200 hPa.

O jato da alta troposfera estabeleceu-se em 150 hPa, tendo apresentado magnitude aproximadamente igual ao jato da baixa troposfera, mas em sentido contrário.

Os perfis verticais da componente zonal em Belém, para os seguintes estágios: antes (12:00 UTC), durante (18:00 UTC), depois (00:00 UTC) e afastada (06:00 UTC) estão representados na Figura 4.7. As magnitudes do jato de leste (jato da baixa troposfera) foram iguais antes da formação e após a passagem da LIP2 (-14,1 m/s), que corresponde à velocidade de propagação (V_{li}) calculada para esta LIP2. Este jato apresentou magnitude menor às 18:00 UTC, quando a LIP2 estava sobre Belém. Entretanto, quando a LIP2 estava afastada da estação, o jato de leste mostrou-se com intensidade superior (-16,5 m/s), quando comparado com os horários precedentes. Betts et alli (1976) durante o VIMHEX, observaram um aumento da magnitude dos jatos da baixa e alta troposfera após a passagem de LI na Venezuela.

Durante a permanência da LIP2 sobre Belém ocorreu uma diminuição da velocidade do vento na camada próxima à superfície. Essa diminuição, pode ser devido as correntes descendentes atuando em sentido oposto ao vento de grande escala.

A espessura da camada de vento zonal máximo com magnitude aproximadamente constante, não sofreu variação para estes quatro estágios da LIP2. Entretanto, às 18:00 UTC esta camada deslocou-se para níveis superiores, retornando a sua posição inicial nos estágios posteriores.

NÍVEL 100 hPa

- 1 supf.
- 2 950
- 3 900
- 4 850
- 5 800
- 6 750
- 7 700
- 8 650
- 9 600
- 10 550
- 11 500
- 12 450
- 13 400
- 14 350
- 15 300
- 16 250
- 17 200
- 18 150
- 19 100

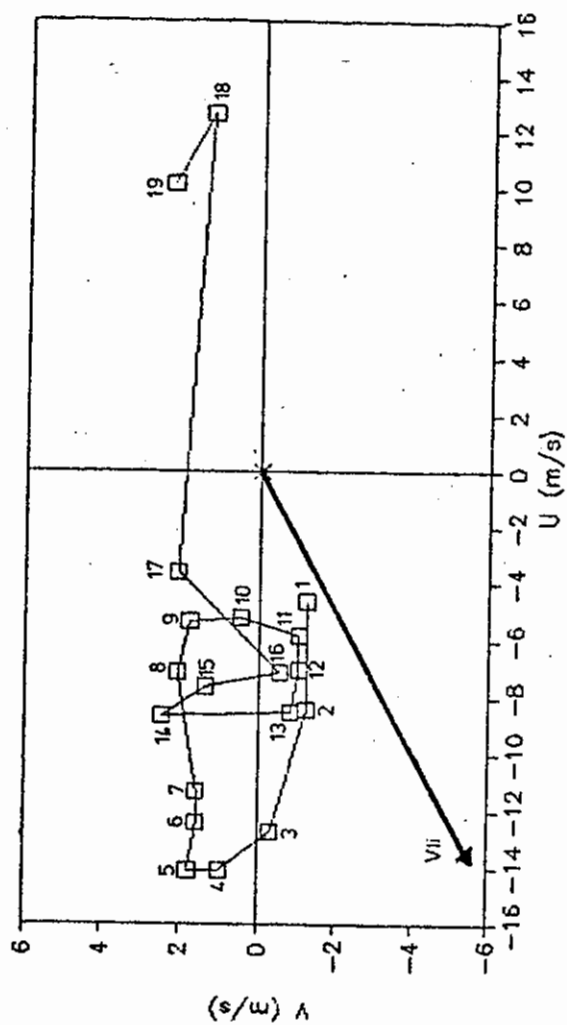


Fig. 4.6 - Hodógrafo do vento antes da formação da LIP2.
 - A seta grossa representa a velocidade da propagação (V_{li}) da LIP2.

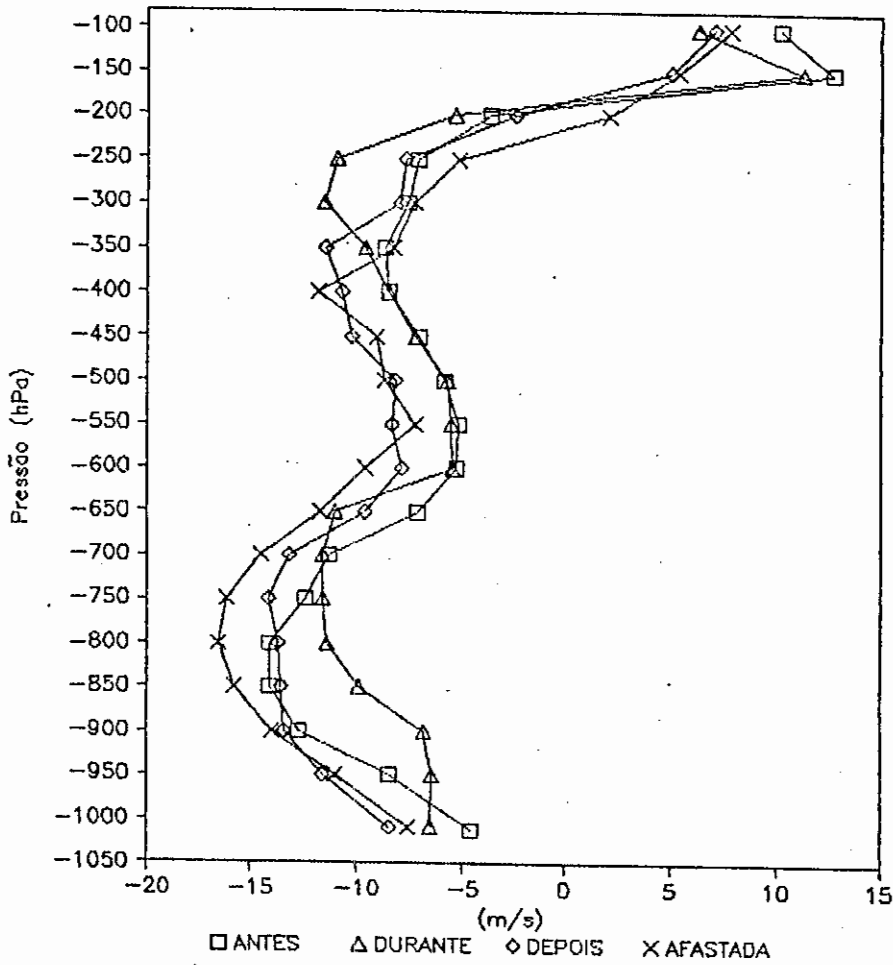


Fig. 4.7 - Perfil vertical da componente zonal do vento para diferentes estágios da LIP2 em Belém.

4.3.3.2 - ANÁLISE TERMODINÂMICA

O diagrama termodinâmico antes da formação da LIP2, mostra um ambiente condicionalmente instável (Figura 4.8).

Como referenciado no primeiro Capítulo, ondas de gravidade em duto podem ser excitadas na troposfera, desde que algumas condições sejam observadas. Entre estas condições têm-se: a) existência de uma camada estável seca nos níveis inferiores; b) a magnitude da velocidade de fase desta onda não deve ser próxima do escoamento dentro do duto (Lindzen e Tung, 1976). Na Figura 4.8 destaca-se a existência de uma camada seca entre 750 e 600 hPa. Pode ser observado na Figura 4.7, que a magnitude da componente zonal do escoamento antes da formação e durante a presença desta LI em Belém, dentro da camada estável, mostrou-se inferior a V_{li} observada (14,4 m/s). Desta forma, este poderia ser um dos mecanismos responsável pela propagação de LIs. Entretanto, faz-se necessário explorações mais profundas deste tipo de situação. A camada seca (750 e 600 hPa) esteve localizada logo acima da camada de vento máximo, com magnitude aproximadamente constante, para estes dois estágios da LIP2.

A análise da estrutura termodinâmica para diferentes estágios da LIP2, em Belém, foi feita através dos perfis verticais da razão de mistura (RM) e temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}). Tanto a RM quanto a θ_{es} estão acompanhadas dos respectivos perfis sem o efeito do ciclo diurno médio (Figuras 4.9a, b e 4.10a, b). De modo geral, verifica-se uma diferença quantitativa entre os perfis observados nos vários estágios da LIP2 e os filtrados do ciclo diurno.

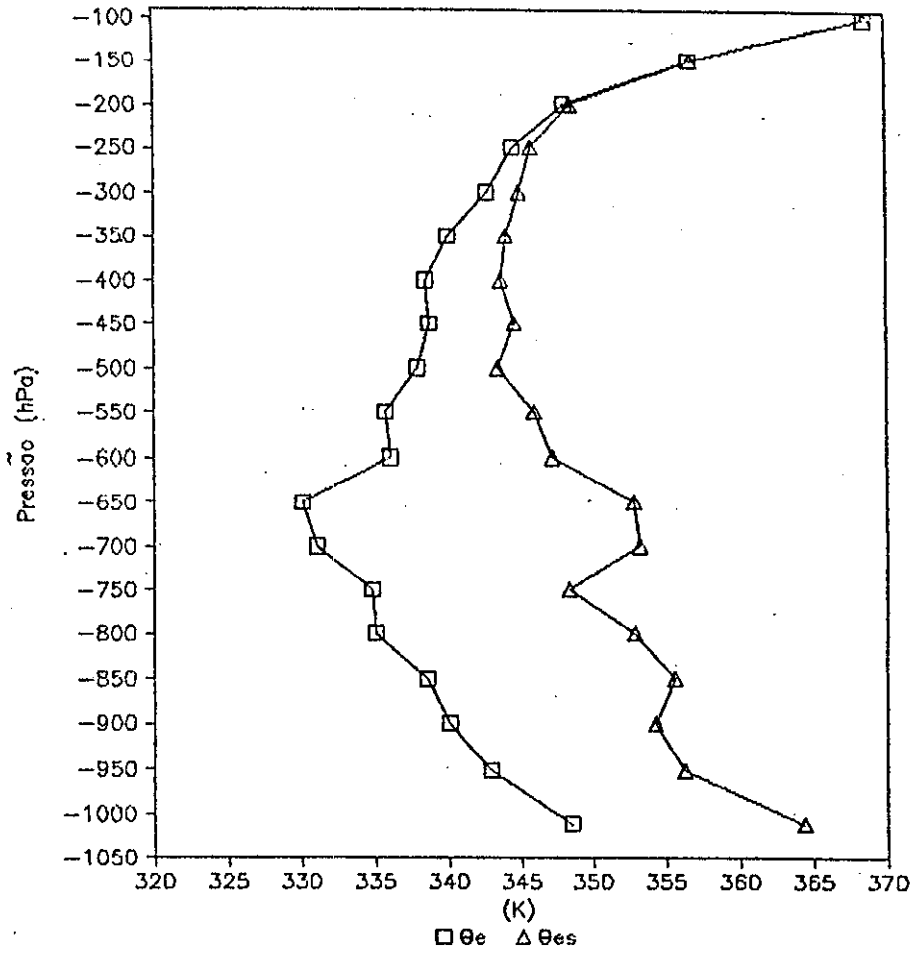


Fig. 4.8 - Diagrama termodinâmico antes da formação da LIP2 sobre Belém (12:00 UTC).

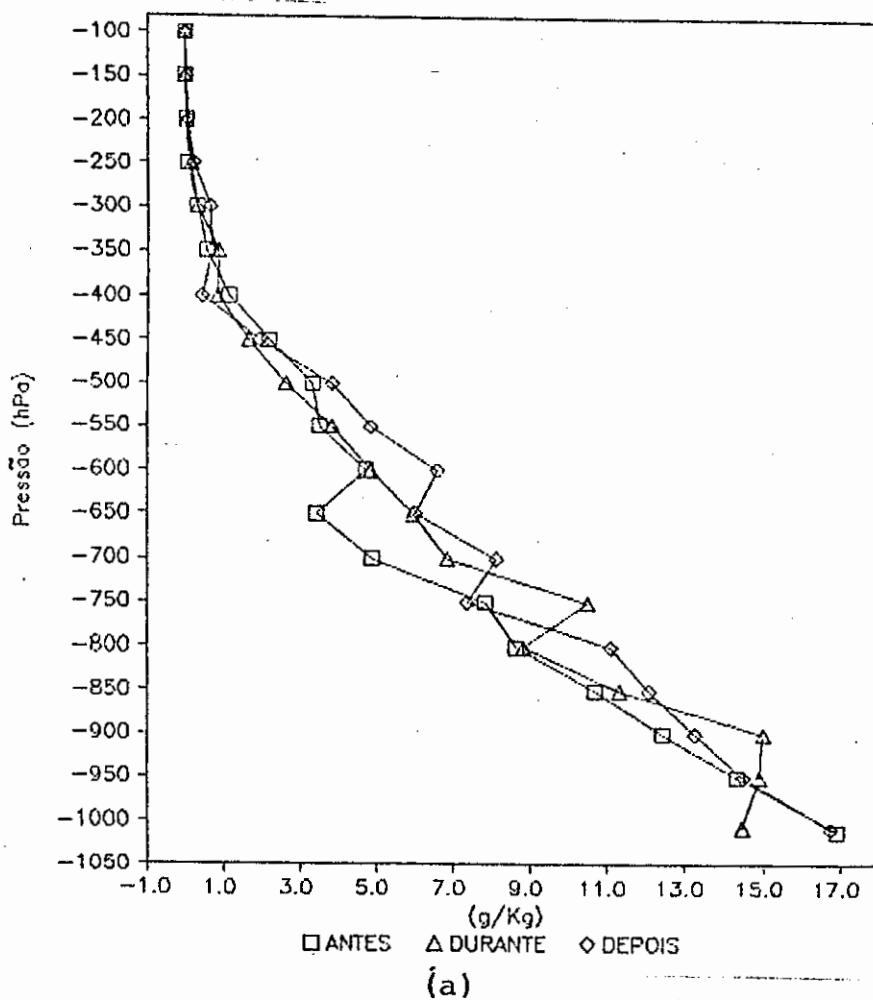
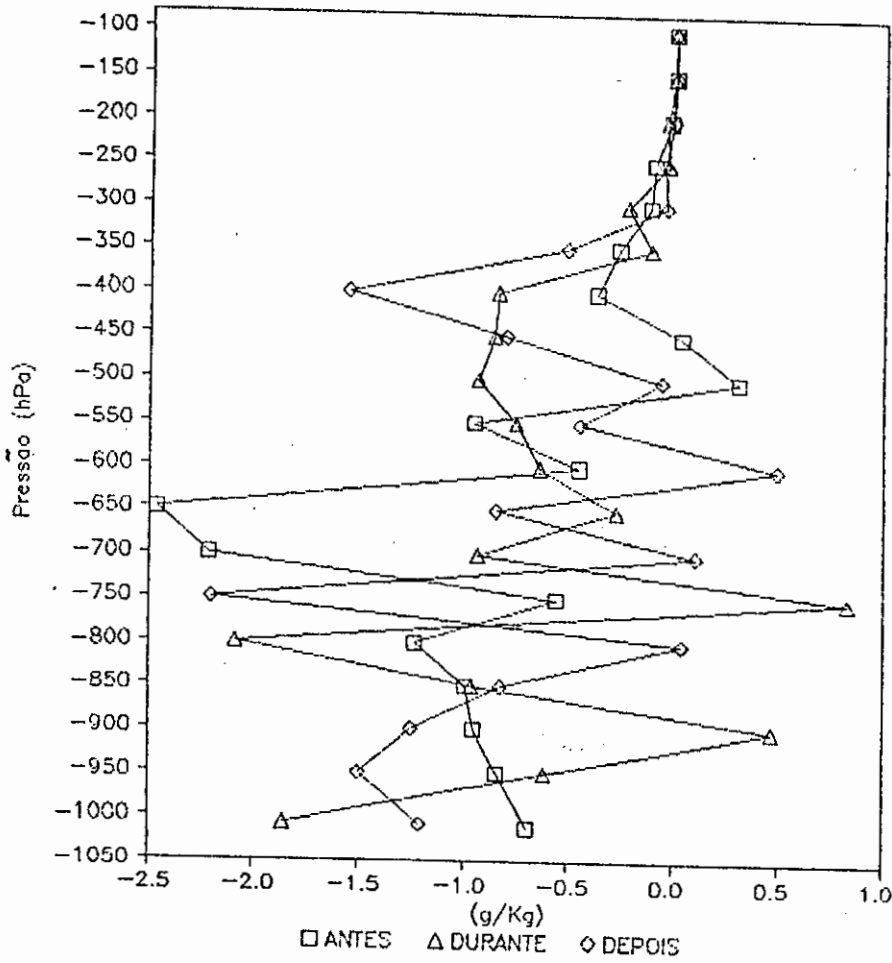


Fig. 4.9 - Perfil vertical da razão de mistura (RM) em Belém.

- (a) observada para diferentes estágios da (LIP2) e (b) observada menos a média durante o experimento em cada horário (sem efeito do ciclo diurno médio).

(Continua)



(b)

Fig. 4.9 - Conclusão.

Comparando-se a estrutura vertical antes da formação e durante a presença da LIP2, nota-se a diminuição de umidade na superfície durante a permanência do sistema sobre Belém (Figura 4.9a). Entre o nível de 950 e 650 hPa, verifica-se um aumento de umidade e entre 650 e 550 hPa o comportamento de RM não se apresenta bem definido e há secagem entre 500 e 400 hPa. Com relação a θ_{es} (Figura 4.10 a), observa-se um pronunciado aquecimento abaixo do nível de 900 hPa, durante a presença da LIP2 em Belém, simultaneamente com a diminuição de RM na superfície. Tal comportamento, pode estar associado a existência de correntes descendentes nesta camada, como já discutido na seção anterior. Acima desta camada, foi registrado resfriamento entre 850 e 650 hPa que foi sobreposta por outra, onde novamente ocorre aquecimento durante a atividade da LIP2 (Figura 4.10b).

Após a passagem da LIP2 em Belém, torna-se claro tanto pelo perfil observado quanto pelo filtrado, que abaixo de 950 hPa o aquecimento observado durante a presença da LIP2 foi substituído por resfriamento, provavelmente provocado pela evaporação da chuva.

Portanto, a formação da LIP2 causou modificações na estrutura da baixa atmosfera (abaixo do nível de 650 hPa), aumentando a umidade nesta camada e acima desta encontra-se uma camada seca. A diminuição de RM foi verificada na superfície durante a presença da LIP2 sobre a estação. Assim, este resultado difere dos encontrados por Houze (1977) e Chong et alii (1987) contudo, o resultado encontrado nesta análise não pode ser comparado àqueles encontrados para outras LIs tropicais, pela diferente frequência temporal de lançamento das sondagens e presença da brisa marítima.

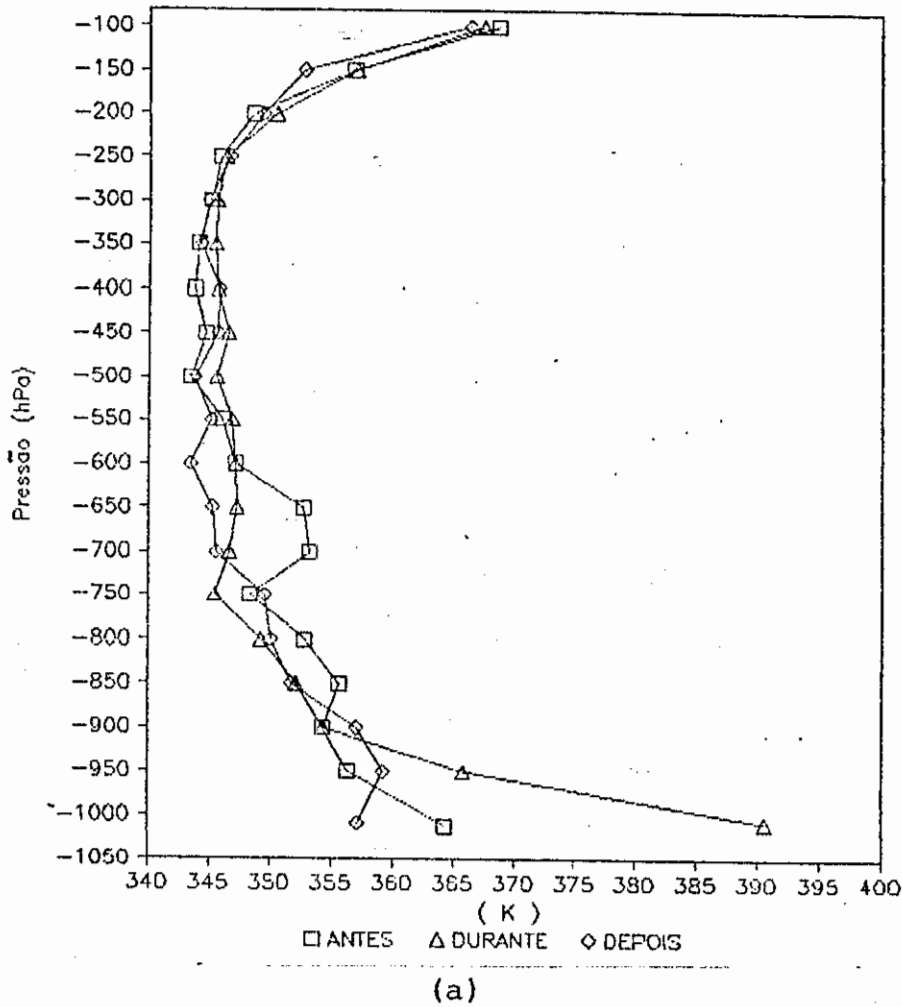
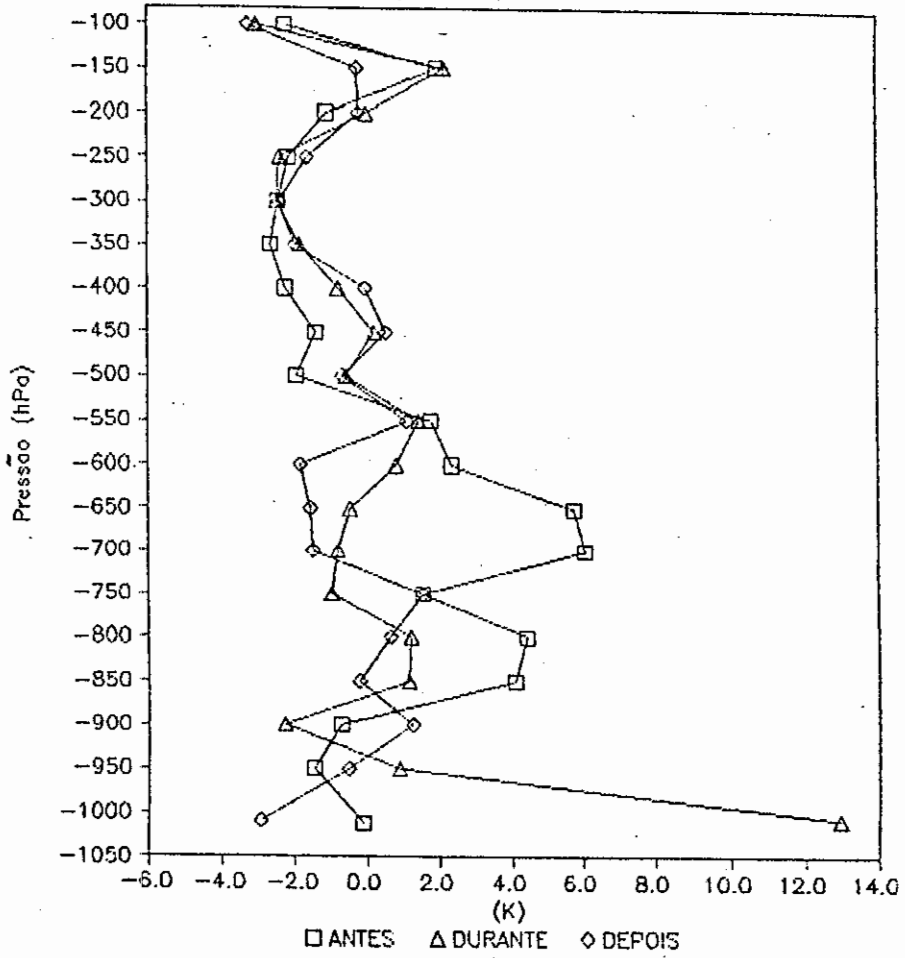


Fig. 4.10 - Perfil vertical da temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}) em Belém.

- (a) observada para diferentes estágios da LIP2 e (b) observada menos a média durante o experimento em cada horário (sem efeito do ciclo diurno médio).

(Continua)



(b)

Fig. 4.10 - Conclusão.

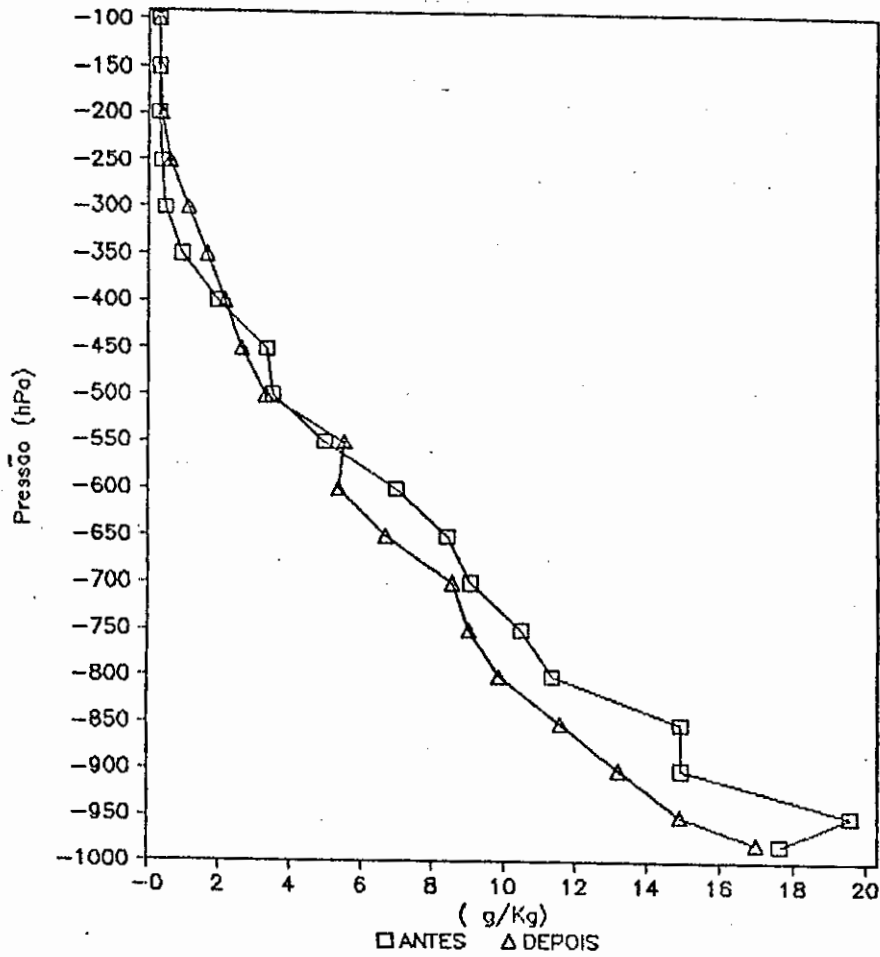
Para uma análise comparativa da estrutura termodinâmica da LIP2 na Amazônia com as LIs tropicais em outras partes do globo será utilizada uma estação de radiossondagem, que a princípio, esteja fora do alcance do efeito local da brisa marítima. Assim, para atingir tal propósito serão usados dados de radiossondagens lançadas em Alta Floresta (AF).

No dia 6 de maio às 17:00 UTC, a LIP2 estava orientada na direção de AF, como pode ser visto na Figura 4.3f porém, sua extensão não alcançava AF. Somente por volta das 21:00 UTC (Figura 4.3g) é que a LIP2 atingiu comprimento suficiente, e sua extremidade sul chegou até AF. Assim sendo, para esta análise considerou-se a sondagem obtida no dia 6 de maio às 12:00 UTC como representativa da condição antes da passagem da LIP2, e o período pós-LIP2 foi descrito pela sondagem realizada no dia 07 de maio às 00:00 UTC.

As Figuras 4.11 e 4.12 ilustram o comportamento vertical da RM e θ_{es} para os períodos pré e pós passagem da LIP2 em AF. Perfis filtrados do efeito do ciclo diurno médio também estão representados para cada variável. Comportamento semelhante para os perfis de RM e θ_{es} (observado e filtrado do ciclo diurno) foi encontrado.

Após a passagem da LIP2, a estrutura termodinâmica foi modificada e assim a atmosfera mostrou-se com características termodinâmicas de pós-LIP2.

A RM sofreu uma diminuição entre 600 hPa e a superfície após a passagem da LIP2, o que corresponde a uma acentuada secagem na baixa troposfera. Contudo, nos níveis superiores a RM aumentou durante o período pós-LIP2.

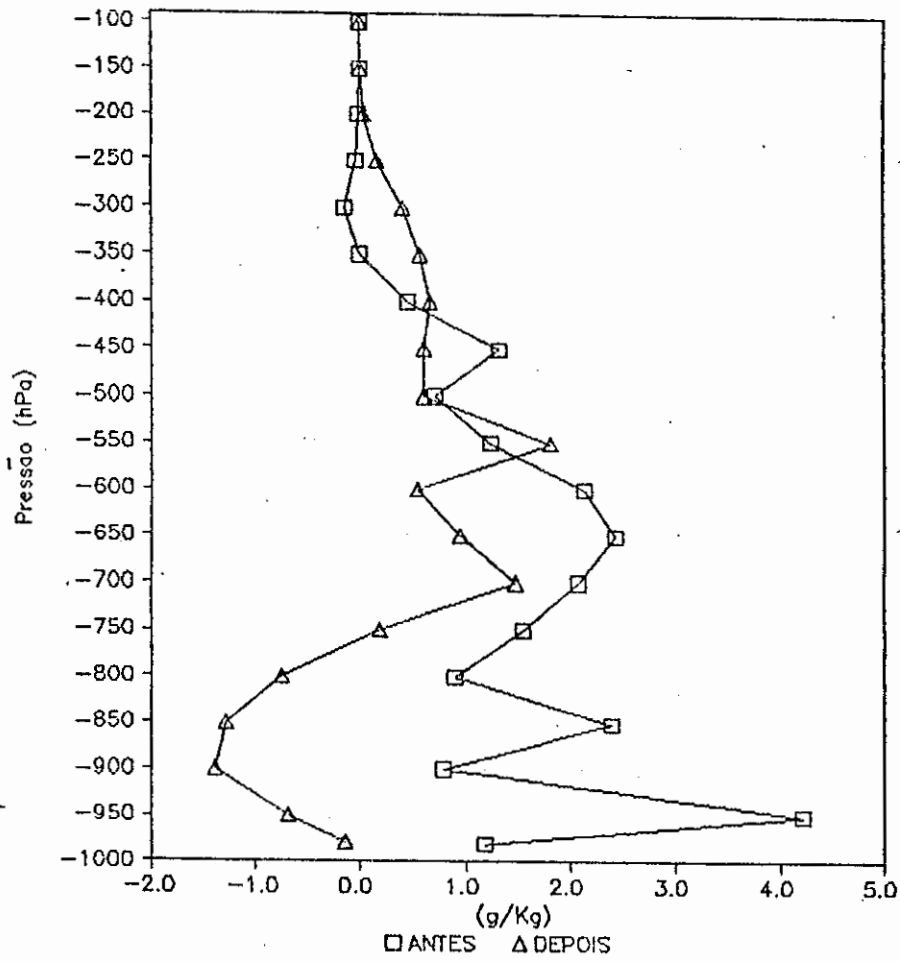


(a)

Fig. 4.11 - Perfil vertical da razão de mistura (RM) em Alta Floresta.

- (a) observada para diferentes estágios da LIP2 e (b) observada menos a média durante o experimento em cada horário (sem efeito do ciclo diurno médio).

(Continua)



(b)

Fig. 4.11 - Conclusão.

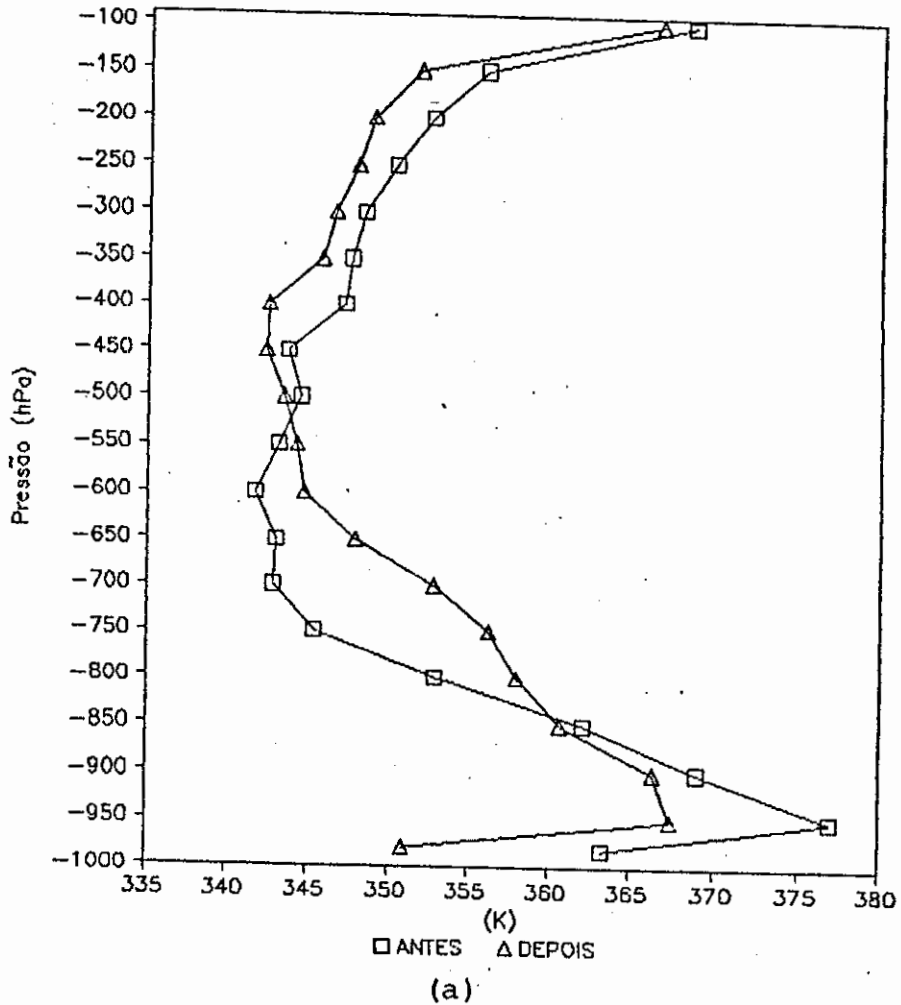
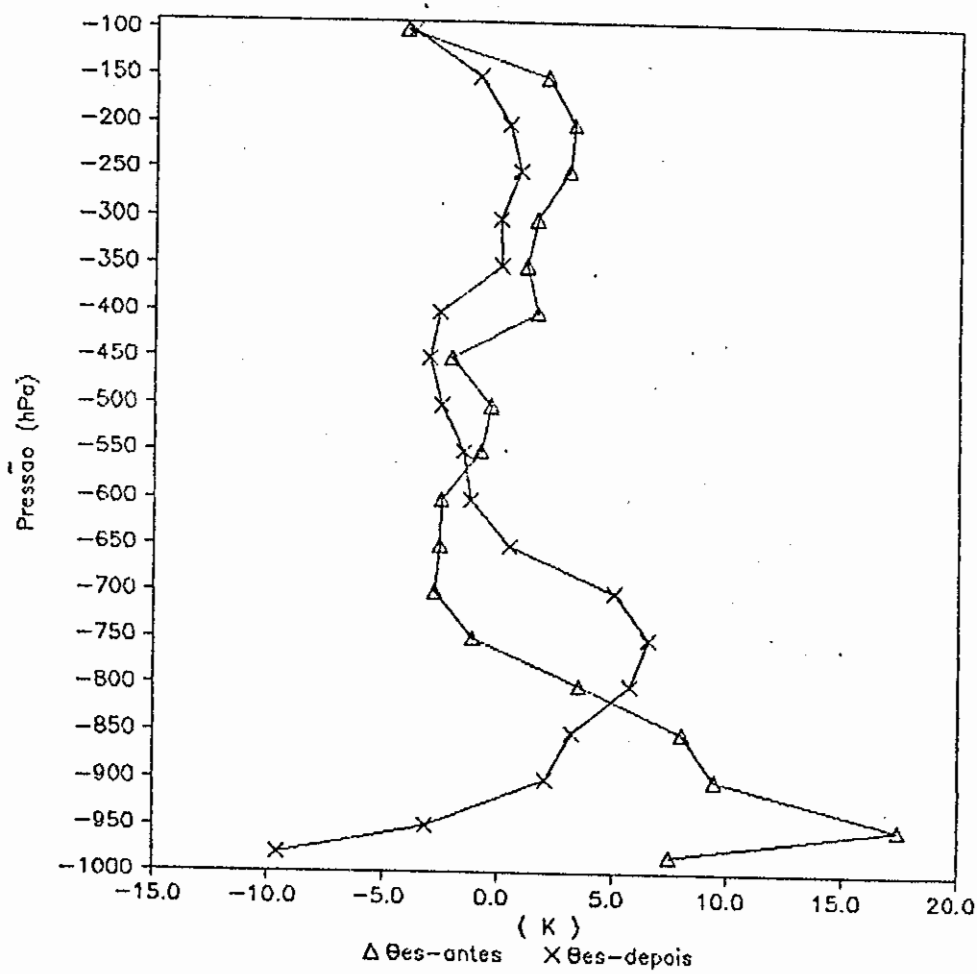


Fig. 4.12 - Perfil vertical da temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}) em Alta Floresta.

- (a) observada para diferentes estágios da LIP2 e (b) observada menos a média durante o experimento em cada horário (sem efeito do ciclo diurno médio).

(Continua)



(b)

Fig. 4.12 - Conclusão.

Comparação do perfil vertical de θ_{es} , mostra resfriamento após a passagem da LIP2 abaixo do nível de 850 hPa e acima de 500 hPa. Este resultado sugere uma troca de massa de ar úmido da camada limite planetária com o ar seco e frio da média troposfera, através das correntes verticais.

Logo, a alteração da estrutura termodinâmica da troposfera causada pela passagem da LIP2 em AF revelou um resultado tipicamente similar aos encontrados para LIs tropicais durante outros experimentos tais como: GATE (Houze, 1977), VIMHEX (Betts et alii, 1976), COPT81 (Chong et alii, 1987).

4.4 - CONCLUSÕES PARCIAIS

Nesta última fase, quase todos os objetivos desta pesquisa foram alcançados com a realização do GTE-ABLE-2b, que veio complementar e/ou conferir os resultados encontrados nos Capítulos anteriores. Portanto, neste Capítulo os principais resultados revelaram os seguintes aspectos:

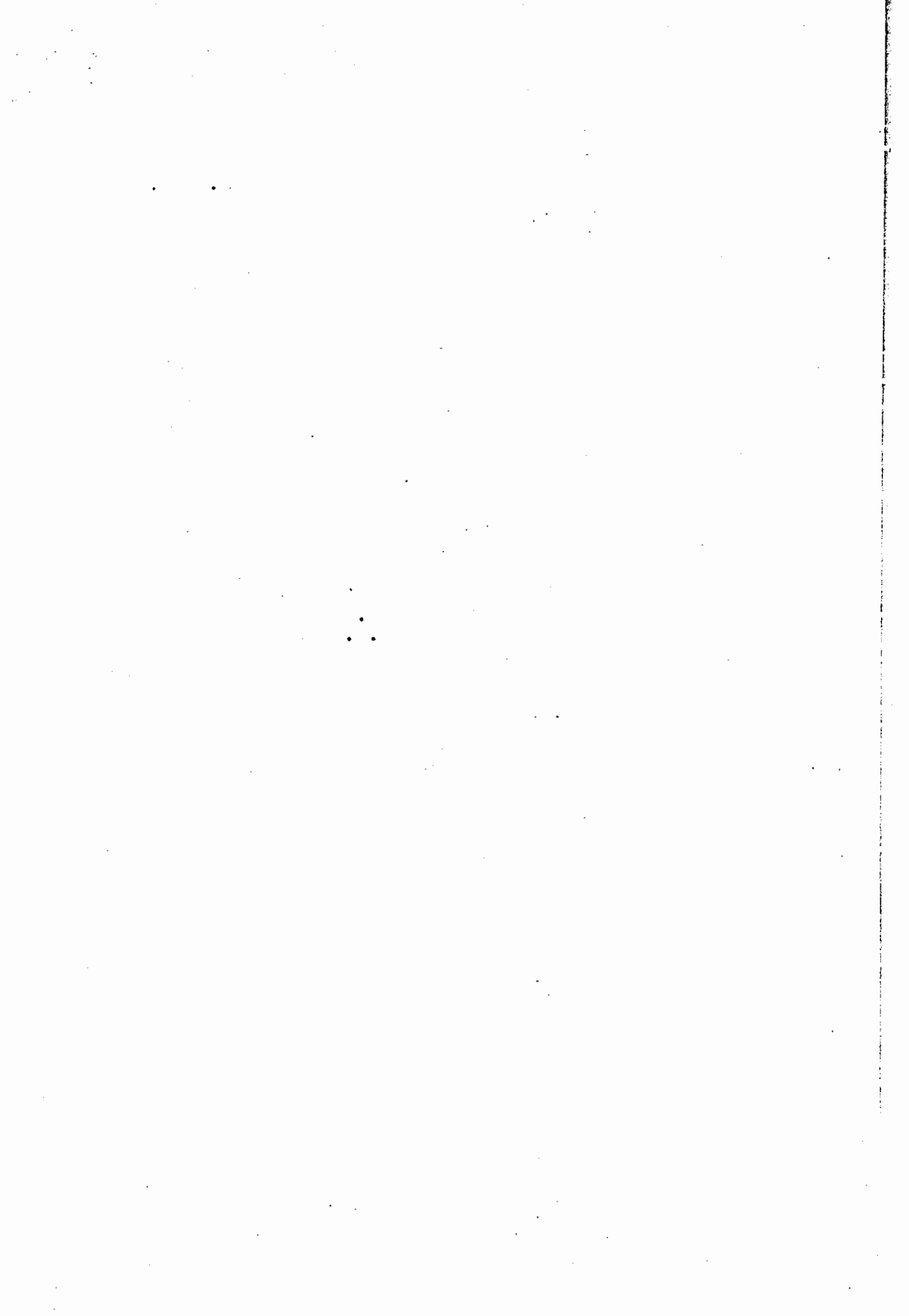
- 1 - Foi possível comprovar que a boa disponibilidade de imagens de satélite meteorológico facilita a identificação de LIs na Amazônia.
- 2 - Na análise das imagens, feita no Capítulo 2, foram frequentes as LIs que somente foram identificadas a uma determinada distância do litoral. Devido à falta de dados disponíveis (imagens de satélite meteorológico) e aos critérios assumidos naquele Capítulo, estes casos não foram considerados na contagem realizada. Entretanto, o GTE-ABLE-2b

mostrou vários casos deste tipo de LIs (quatro), os quais foram classificados como LIP2, segundo a metodologia estabelecida inicialmente. Então, nesta fase atenção é dada para este tipo de LI, que talvez devesse ser classificada a parte, visto que a ZCITA obstrui a visualização da LI na costa, impedindo a determinação do estágio inicial da mesma.

- 3 - A sondagem lançada antes da formação da linha de atividade convectiva na costa (brisa marítima) mostrou variação direcional do vetor cisalhamento do vento com a altitude na baixa troposfera. Em 63% dos casos a rotação foi no sentido anti-horário e estas LIs classificaram-se como LIPs.
- 4 - O jato da baixa troposfera, antes da formação das LIs, é um fator dominante na sua propagação todavia, a direção do vento em 850 hPa em relação à costa, não se mostrou um elemento importante no deslocamento continente adentro destas LIs, o que contraria a sugestão de Kousky (1980).
- 5 - Observou-se em dias sem LIs, que o jato da alta troposfera antes do horário de formação destes sistemas foi relativamente fraco quando comparado com os dias de manifestação de LIs. Assim, parece pouco provável que haja formação de LIs nesta situação.
- 6 - Quanto maior a espessura da camada de vento zonal de leste, com magnitude aproximadamente constante, maior a possibilidade das LIs classificarem-se como LIPs.

- 7 - A rede de estações do PGE permitiu caracterizar a condição atmosférica de escala regional mas, não apresentou resolução espacial suficiente para o estudo detalhado das características das LIs na Amazônia, apesar da escala espacial destes sistemas ser relativamente superior àquelas encontradas em outras regiões tropicais e extratropicais.

- 8 - O estudo de caso mostrou um exemplo em que a estrutura termodinâmica do ambiente antes e após a passagem de uma LI, sobre um ponto de observação, apresenta resultado similar àqueles encontrados em outras partes da Terra porém, somente quando a LI está fora do alcance do efeito da brisa marítima. Isto é, após a passagem deste sistema, o ar relativamente frio e seco da média troposfera é trazido para a baixa troposfera, e o ar quente e úmido da camada limite é levado para níveis superiores.



CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este estudo analisou a ocorrência de LIs na costa norte-nordeste da América do Sul, que se propagam continente adentro como LIPs, e podem atingir o extremo oeste da Amazônia. Sua formação ocorre em torno das 18:00 UTC em associação com a brisa marítima. A frequência destes sistemas (LIC, LIP1 e LIP2 com propagação horizontal até 170 km, entre 170 e 400 km e acima de 400 km, respectivamente) é maior entre os meses de abril a agosto. Com relação às LIP2s, a frequência máxima ocorre no mês de julho o que pode ser consequência do método de análise empregado pois, neste mês a região é menos atingida por sistemas convectivos organizados, favorecendo o contraste térmico entre o continente e oceano. Além disso, na ausência de sistemas convectivos generalizado, é fácil identificação das LIs. A velocidade média de propagação das LIP1 e LIP2 foi 12 e 16 m/s, respectivamente.

Observou-se a tendência das LIs acompanharem a ZCITA como já avaliado por Cavalcanti (1982). Além disso, verificou-se a tendência das LIs formarem-se ao sul da ZCITA. As LIP2s foram mais frequentes quando a ZCITA encontrava-se com atividade convectiva bem definida. Contudo, esta dependência não foi registrada pelas LIP1s.

Orlanski (1975), classificou as LIs como sistemas de escala mesobeta, onde o comprimento varia desde 20 a 200 km e a escala temporal varia desde 1 a 24 horas. Neste estudo, a dimensão média das LIs na Amazônia, junto à costa, foi de 1400 km de comprimento por 170 km de largura.

Assim, estes sistemas, em seu estágio inicial, podem ser considerados como sistemas de mesoescala e podendo atingir a escala sinótica após o deslocamento.

Pode ser visto na Figura 4.3.c que há indícios de um forte movimento descendente na região compreendida entre 2 LIP2s, indicando assim a existência de uma circulação vertical na direção nordeste-sudoeste da região amazônica, com um ramo descendente entre as LIP2s e ascendente nas próprias LIP2s.

Geralmente, as LIs têm sua atividade convectiva reconstituída no dia posterior à sua formação quando se re-estabelece o aquecimento radiativo, como sugerido por Molion e Kousky (1985). Porém, este parece não ser o único mecanismo responsável pela manutenção destas LIs pois foram observados casos em que a dissipação ocorreu em horários de aquecimento. Além disso, notou-se, em alguns casos, a regeneração das LIPs na sua extremidade norte durante o período noturno. Logo, faz-se necessário analisar mais criteriosamente a influência do relevo na referida região pois, a região adjacente (noroeste dos estados do Pará e oeste do Amapá) apresentam altitudes entre 200 e 500 metros.

A análise de imagens realçadas (cores falsas), no canal infravermelho, mostrou que o intervalo de temperatura mínima alcançado pelo topo das nuvens, que constituem a LIP2 durante seu ciclo de vida, esteve entre $63,2^{\circ}$ e $78,2^{\circ}$ C. Pode-se ainda observar que as LIs na Amazônia constituem-se de células convectivas individuais discretas que se alinham para formar a LI. Tal característica também foi observada por Houze (1977), para as LIs formadas na região do GATE.

A radiossondagem lançada antes da formação do sistema de atividade convectiva na costa permitiu verificar que a maioria dos casos, com propagação continente adentro, ocorreu quando a variação direcional do vetor cisalhamento do vento com a altitude, na baixa troposfera, apresentou rotação anti-horária. Porém, este mecanismo não prevê satisfatoriamente a propagação das LIs.

Entre os fatores importantes observados quando da formação das LIPs, destaca-se que a espessura de uma camada, na baixa troposfera, com magnitude da componente zonal do vento aproximadamente constante (jato de leste) é um elemento fundamental na propagação das LIs na Amazônia, ou seja, quanto maior a espessura desta camada mais favorável é a condição para o estabelecimento de propagação das LIs. Além disso, a magnitude deste jato de leste antes da formação das LIs também constitui um fator fundamental na propagação destes sistemas. Este resultado foi confirmado por Nieto (1988) através de um estudo teórico para as LIs formadas durante o GTE-ABLE-2b. Contudo, a direção do vento na baixa troposfera, com relação à costa continental, não é um elemento dominante para a propagação das LIs na Amazônia como sugerido por Kousky (1980). Com relação ao jato da alta troposfera (jato de oeste) o mesmo apresentou-se mais intenso em dias sem formação de LIs do que em dias com presença de LIs (antes de sua formação). Assim, este jato pode servir como um indicador da formação desta atividade convectiva embora, esta atividade esteja associada à circulação de brisa marítima que possui mecanismos próprios de formação.

Para o caso da LIP2 formada em 5 de maio de 1987, durante o GTE-ABLE-2b, a avaliação da teoria proposta por Lindzen e Tung (1976) mostra indícios de propagação de ondas de gravidade em duto. Esta hipótese precisa ser

melhor explorada através de estudos teóricos e observacionais para outros casos de LI observada naquele experimento.

É importante salientar que Sun e Orlanski (1981a, b) atribuem às ondas de gravidade interna de mesoescala (em baixas latitudes junto à costa) como sendo o mecanismo reponsável pela propagação das LIs na Amazônia. Nieto (1988), através de um modelo linear espectral, comprovou a possibilidade da presença de ondas de gravidade interna na Amazônia quando da formação de LIs, durante o GTE-ABLE-2b.

Com a rede de estações de radiossondagem do GTE-ABLE-2b, só foi possível observar as características do escoamento associada à LI, quando esta atingiu grandes extensões. A estrutura termodinâmica para os vários estágios da LIP2 sobre Belém, revelou um aumento da umidade na baixa troposfera, após a passagem da mesma sobre o ponto de observação. Tal resultado mostrou-se contrário àqueles encontrados para outras LIs tropicais, devido a diferença da frequência temporal de lançamento das sondagens. A brisa marítima dá origem às LIs, e esta circulação pode ter mascarado o resultado, pois a circulação local teve tempo suficiente para alimentar a baixa troposfera de umidade. Para efeito de comparação com outros resultados, fez-se uma análise criteriosa em um ponto no interior do continente e os resultados mostraram ser similares àqueles observados para as LIs tropicais em outros locais. Assim, encontrou-se um resfriamento entre 850 hPa e a superfície e acima do nível de 500 hPa, após a passagem da LIP2 pela referida estação. Contudo, o parâmetro mais importante na caracterização da atmosfera após a passagem de uma LIP2, foi a razão de mistura, que mostrou uma secagem na baixa

troposfera seguida de um aumento de umidade nos níveis superiores, após a passagem da LIP2.

Face aos resultados obtidos neste estudo, faz-se necessário estudar mais detalhadamente a estrutura das LIs na Amazônia devido a importância deste sistema tanto nos setores sociais quanto econômicos, dentro e fora da região amazônica, pois as LIs transportam energia para a alta troposfera.

Algumas recomendações serão sugeridas neste Capítulo, objetivando-se melhorar o estudo observacional e teórico das LIs e outros sistemas convectivos em abundância na Amazônia. Desta forma, é possível que a Meteorologia Tropical disponha dos suportes necessários para realização de previsão de tempos a curto prazo. Para tal aprimoramento é preciso:

- 1 - Que a rede de estações pluviométricas e de radiossondas tenham melhor resolução espacial e temporal, para que as características do ambiente dos sistemas de mesoescala possam ser observadas e analisadas.
- 2 - Que se efetue uma análise de consistência dos dados obtidos por radiossondagem, pois a influência da atividade convectiva local altera significativamente a sondagem. Para isto, é importante que os dados brutos de radiossondagem possam ser acessados.
- 3 - Instalação de radares meteorológicos na Amazônia. Desta forma, poder-se-ia melhor avaliar a estrutura e prever quantitativamente a chuva produzida pelos sistemas convectivos na Amazônia.

bem como a velocidade de deslocamento das células convectivas.

- 4 - Kagano (1979) encontrou evidências de ondas de leste sobre a Amazônia e um estudo consequente deste, para efeito de previsão, seria um trabalho que caracterizasse a relação entre a passagem de ondas de leste, a variação da velocidade do jato de baixos níveis e a consequente formação de LIs que se deslocam pela Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASPLIDEN, C.I.; TOURRE, Y.; SABINE, J.B. Some climatological aspects of west African disturbance lines during GATE. Monthly Weather Review, 104(10):1029-1035, Oct. 1976.
- BARNES, S.L. A technique for maximizing detail in numerical weather map analysis. Journal of Applied Meteorology, 3(4):396-400, Aug. 1964.
- BARNES, G.M.; SIECKMAN, K. The environment of fast-and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. Monthly Weather Review, 112(9):1782-1794, Sept. 1984.
- BETTS, G.M.; GROWER, R.W.; MONCRIEFF, M.W. Structure and motion of tropical squall lines over Venezuela. Quartely Journal Royal Meteorological Society, 102(2): 395-404, Apr. 1976.
- CAVALCANTI, I.F.A. Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, jul. 1982. (INPE-2494-TDL/097).
- CHONG, M.; AMAYENC, P.; SCIALOM, G.; TESTUD, J. A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. Monthly Weather Review, 115(3):670-694, Mar. 1987.

CUTRIN, E.M.C., Informação sobre a contribuição de chuva produzida por linhas de instabilidade no leste paraense. Comunicação pessoal à Julia Cohen, em 10 de agosto de 1987.

CUTRIN, E.M.C.; COHEN, J.C.P. Estudo dos sistemas atmosféricos produtores de chuvas no leste paraense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA. 5, Belém, Jul. 5-11 1987. Coletânea de Trabalhos. Belém, SBA, 1987. p.260.

DROSDOWSKY, W.; HOLLAND, G.J. North Australian cloud lines. Monthly Weather Review, 115(11):2645-2659, Nov. 1987.

ELDRIDGE, R.H. A synoptic study of west african disturbance lines. Quartely Journal of Royal Meteorological Society, 83(357):303-314, July 1957.

FERNANDEZ, W. Environmental conditions and structure of some types of convectives mesosystems observed over Venezuela. Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie, A29(3):249-267, 1980.

_____ Environmental conditions and structure of the West African and Eastern tropical Atlantic squall lines. Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie, A31(1-2):71-89, 1982.

FORTUNE, M. Properties of African squall lines inferred from time-lapse satellite imagery. Monthly Weather Review, 108(2):153-168, Feb. 1980.

- FRANK, W.M. The life cycle of GATE convective systems. Journal of the Atmospheric Sciences, 35(7):1256-1264, July 1978.
- FUJITA, T. Analytical mesometeorology. A Review Meteorological Monography. 27: p. 77-125, 1963.
- GAMACHE, J.F.; HOUZE JUNIOR, R.A. Mesoscale air motions associated with a squall line. Monthly Weather Review, 110(2):118-135, Feb. 1982.
- HAMILTON, R.A.; ARCHBOLD, J.N. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. Quartely Journal Royal Meteorological Society, 71(309-310):231-262, July-Oct. 1945.
- HASTENRATH, S ; LAMB, P.J. Climatic atlas of the tropical Atlantic and Eastern Pacific oceans. The University of Wisconsin Press, 1977.
- HOUZE JUNIOR, R.A. Structure and dynamics of a tropical squall line system. Monthly Weather Review, 105(12):1540-1567, Dec. 1977.
- HOUZE JUNIOR, R.A.; RAPPAPORT, E.N. Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the Eastern tropical Atlantic. Journal of the Atmospheric Sciences, 41(2):553-574, Feb. 1984.
- HUSCHKE, R.E. Glossary of meteorology. Boston, MA, American Meteorological Society. 1959, 638 p.

- NEAL, A.B; BUTTERWORTH, I.J. The recurring cloud line in gulfo of Carpentaria. s.n.t. (Working Pap.163), Disponível no Departamento de Meteorologia em Melbourne, Austrália, 1973.
- NEWTON, C.W.; KATZ, C.S. Movement of large convective rainstorms in relation to-winds aloft. Bulletin of the American Meteorological Society, 39(3):129-136, Mar. 1958.
- NIETO, R. Aplicação de um modelo linear espectral ao estudo de linhas de instabilidade na Amazônia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São Paulo, IAG-USP, 1988.
- OLIVEIRA, A.S. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, Mar. 1986. (INPE-4008-TDL/239).
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin American Meteorological Society, 56(5):527-530, May 1975.
- ORLANSKI, I.; ROSS, B.B. The evolution of an observed cold front. Part II Mesoscale dynamics. Journal of the Atmospheric Sciences, 41(10):1669-1703, Oct. 1984.
- RATISBONA, L.R. The climate of Brazil. In: SCWERDTFEGER, W., ed., Climates of Central and South America. Amsterdam, Elsevier, 1976 p. 219-293. (Word Survey of climatology V.120).

KAGANO, M.T. Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem de Manaus e Belém. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, Jun. 1979. (INPE-1559-TDL/013).

KLEMP, J.P.; WILHELMSON, R.B. Simulation of right-and-left moving storms produced through storm splitting. Journal of the Atmospheric sciences, 35(6):1097-1110, June 1978b.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. Monthly Weather Review, 108(4):488-498, Apr. 1980.

LINDZEN, R.S.; TUNG, K.K. Banded convective activity and ducted gravity waves. Monthly Weather Review, 104(12):1602-1617, Dec. 1976.

MADDOX, R.A. An evaluation of tornado proximity wind and stability data. Monthly Weather Review, 104(2):133-142, Feb. 1976.

MOLION, L.C.B.; KOUSKY, V.E. Climatologia da dinâmica da troposfera tropical sobre a Amazônia. São José dos Campos, INPE, Jun. 1985. (INPE-3560-RPE/480).

MONCRIEFF, M.W.; MILLER, M.J. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 102(2):373-394, Apr. 1976.

- RIEHL, H.; MALKUS, J.S. On the heat balance in the equatorial trough zone. Geophysica, 6(s.f.):503-538, 1958.
- ROTUNNO, R.; KLEMP, J.B. The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. Monthly Weather Review, 110(2):136-151, Feb. 1982.
- SANDER, F.; EMANUEL, K.A. The momentum budget and temporal evolution of a mesoscale convective system. Journal of the Atmospheric Sciences, 34(2):322-330, Feb. 1977.
- SILVA DIAS, M.A.F.; BETTS, A.K.; STEVENS, D.E. A linear spectral model of tropical mesoscale systems: sensitivity studies. Journal of the Atmospheric Sciences, 41(10):1704-1716, May, 1984.
- SILVA DIAS, M.A.F.; LIMA, M.A. Deslocamento de linhas de instabilidade e sua relação com ventos em altitude. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., Pelotas, 18-22, Out. 1982. Anais. Brasília, CNPq, 1982, p. 411-431.
- SILVA DIAS, P.L.; SILVA DIAS, M.A.F. Um modelo diagnóstico de previsão de tempo. Apostila do Curso de Extensão Universitária. São Paulo IAG-USP, 1986.
- SUN, W.Y.; ORLANSKI, I. Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(8):1675-1693, Aug. 1981a.
- _____ Part II: Nonlinear numerical model. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(8):1694-1706, Aug. 1981.

VELASCO, I; FRITSCH, J.M. Mesoscale convective in the Americas. Journal of Geophysical Research, 92(8): 9591-9613, Aug. 1987.

WILHELMSON, R.B.; KLEMP, J.B. A numerical study of storm splitting that leads to long-lived storms. Journal of the Atmospheric Sciences, -35(10):1974-1986, Oct. 1978.

WILLIAMS, D.T. The thunderstorm wake of May 4, 1961. Washington D.C., U.S.Dept. of Commerce, s.d., 23 p., (National Severe Storms Project Rep. No.18).

ZIPSER, E.J. Mesoscale and Convective scale downdrafts as distinct components of squall line structure. Monthly Weather Review, 105(12):1568-1588, Dec. 1977.

_____ The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and equatorial disturbance. Journal of Applied Meteorology, 8(5):799-814, Oct. 1969.