

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CAMPUS DE BOTUCATU

**INICIAÇÃO DE TEMPESTADES CONVECTIVAS EM UM AMBIENTE
TROPICAL ÚMIDO**

MARIA ANDREA LIMA

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP - Campus de
Botucatu, para obtenção do título de Doutor em
Agronomia - Energia na Agricultura.

BOTUCATU - SP

Junho – 2008

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CAMPUS DE BOTUCATU

**INICIAÇÃO DE TEMPESTADES CONVECTIVAS EM UM AMBIENTE
TROPICAL ÚMIDO**

MARIA ANDREA LIMA

Orientador: Prof. Dr. João Francisco Escobedo

Co-Orientador: Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP - Campus de
Botucatu, para obtenção do título de Doutor em
Agronomia - Energia na Agricultura.

BOTUCATU - SP

Junho – 2008

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA SEÇÃO TÉCNICA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO - SERVIÇO TÉCNICO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - UNESP - FCA LAGEADO - BOTUCATU (SP)

L732i Lima, Maria Andrea, 1952-
Iniciação de tempestades convectivas em um ambiente tropical úmido / Maria Andréa Lima. - Botucatu : [s.n.], 2008.

xiii, 92 f. : il. color., gráfs., tabs.

Tese (Doutorado)-Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônomicas, Botucatu, 2008

Orientador: João Francisco Escobedo

Co-orientador: Maria Assunção Faus da Silva Dias

Inclui bibliografia

1. Previsão de tempo. 2. Tempestades. 3. Radar Doppler. 4. Convecção(Meteorologia). I. Escobedo, João Francisco. II. Dias, Maria Assunção Faus da Silva. III. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (Campus de Botucatu). Faculdade de Ciências Agrônomicas. IV. Título.

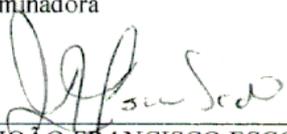
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CAMPUS DE BOTUCATU
CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

TÍTULO: "INICIAÇÃO DE TEMPESTADES CONVECTIVAS EM UM AMBIENTE TROPICAL ÚMIDO"

ALUNA: MARIA ANDREA LIMA

ORIENTADOR: PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

Aprovado pela Comissão Examinadora



PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO



PROF. DR. NELSON DE JESUS FERREIRA



PROF. DR. ROBERTO VICENTE CALHEIROS



PROF. DR. OSWALDO MASSAMBANI



PROF. DR. JONAS TEIXEIRA NERY

Data da Realização: 09 de junho de 2008.

OFERECIMENTO

Para o Jim
(To Jim)

Não teria sido possível sem você.
(It would not have been possible without you)

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Prof. Escobedo e Prof^a Maria Assunção, pela confiança incondicional.

Ao Prof. Calheiros, pelo apoio sempre presente.

Ao Niles Oien, pelo desenvolvimento do *software* de visualização do início de tempestades no CIDD e pelo suporte, na instalação no IPMet dos *softwares* utilizados nesta pesquisa.

Ao National Center for Atmospheric Research – NCAR, pela cessão, ao IPMet, dos *softwares* utilizados nesse trabalho e pelo apoio financeiro para a realização de parte dessa pesquisa.

Ao Carlo Alberto Antonio, pelo excelente trabalho com as figuras.

A todos do IPMet que colaboraram para a realização deste trabalho.

Ao Pedro, obrigada.

SUMÁRIO

Página

LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS	IX
RESUMO	X
SUMMARY	XII
1 Introdução.....	1
2 Revisão de Literatura	4
2.1 A Convecção Cúmulo.....	4
2.2 Nuvens Cúmulos-Nimbos.....	6
2.3 Início da Convecção.....	7
2.4 Aspectos da Detecção em Ar Claro.....	9
2.5 Considerações Gerais Sobre a Convecção na Amazônia.....	12
3 Material e Métodos.....	15
3.1 O Experimento TRMM/LBA – WETAM.....	15
3.2 O Satélite GOES 8.....	17
3.3 Dados de Radar.....	17
3.4 Análise dos Dados de Radar.....	18
4 Resultados e Discussões.....	23
4.1 A Presença e Evolução de Piscinas Frias.....	23
4.2 O Início e Evolução de Tempestades.....	35
4.2.1 Seleção de Caso.....	35
4.2.2 Condições Ambientais.....	35
4.2.3 Classificação das Tempestades	41
4.2.4 Mecanismos de Iniciação de Tempestades na Amazônia.....	49
4.2.5 Posição Preferencial das Tempestades.....	54
4.2.6 Representatividade do Dia 5 de Fevereiro.....	59
5 Conclusões.....	67
6 Referências.....	71
APÊNDICE 1 – Exemplos do procedimento de classificação.....	82

APÊNDICE 2- O Radar S-Pol..... 90

LISTA DE FIGURAS**Página**

Figura 01. Rede instrumental do projeto TRMM-LBA	16
Figura 02. Área de estudo – Rondônia, Brasil	18
Figura 03. Ilustração do procedimento de análise das tempestades	20
Figura 04. Exemplos de anéis de nuvens sobre a Amazônia	24
Figura 05. Desenvolvimento de um anel de nuvens	30
Figura 06. Evolução temporal da temperatura, pressão, direção e velocidade do vento	33
Figura 07. Imagens de satélite mostrando o anel de nuvens	34
Figura 08. Evolução das tempestades e piscinas frias em 12 de fevereiro 1999	36
Figura 09. Ventos da análise global do CPTEC das 12 TMG	40
Figura 10. Sondagem das 15 TMG da estação de Abracos em 05 de fevereiro 1999	42
Figura 11. Exemplo de início de tempestades forçadas pelo terreno	44
Figura 12. Exemplos de início de tempestades por frente de rajada	46
Figura 13. Exemplos de início de tempestades pela colisão de frentes de rajadas	47
Figura 14. Número de tempestades iniciadas em função do tempo	50
Figura 15. Localização das tempestades iniciadas	51
Figura 16. Porcentagem de tempestades iniciadas por cada mecanismo de disparo	53
Figura 17. Número de tempestades iniciadas em função do mecanismo	53
Figura 18. Representação dos argumentos de Rotunno et al.	55
Figura 19. Corte vertical ao longo de frentes de rajada	56
Figura 20. Ilustração dos argumentos de Wilson e Megenhardt	57
Figura 21. Exemplo de formação de tempestades no quadrante nordeste	58
Figura 22. Exemplo de mecanismos de disparo de tempestades e evolução posterior	61
Figura 23. Modelo conceitual mostrando o início e evolução de tempestades	69

LISTA DE TABELAS**Página**

Tabela 1. Mecanismo de disparo para as primeiras tempestades e evolução posterior	60
---	----

RESUMO

Para determinar como se inicia a convecção na região sudoeste da Amazônia, foram analisados dados do TRMM/LBA (Tropical Rainfall Measuring Mission / Large-scale Biosphere Atmosphere). A base para determinar onde e quando a convecção iniciou foi o radar banda-S, com polarização dual (S-Pol), do National Center for Atmospheric Research (NCAR). Utilizaram-se, adicionalmente, dados do canal visível do satélite GOES-8 para identificar piscinas frias produzidas pela precipitação convectiva. Essas informações, em conjunto com dados topográficos de alta resolução, foram utilizadas na determinação dos mecanismos possíveis de disparos da convecção. A elevação do terreno na área de estudo varia de 100 a 600m. Este estudo apresenta os resultados de 5 de fevereiro de 1999. Um total de 315 tempestades iniciou-se dentro do raio de 130km do radar S-Pol. Nesse dia, classificado como de fraco regime de monção, a convecção desenvolveu-se em resposta ao ciclo diurno do aquecimento solar. Cúmulos rasos espalhados durante a manhã desenvolveram-se em convecção profunda no início da tarde. As tempestades tiveram início após as 11h, com um pico de iniciação entre 15 e 16h. As causas de início de tempestades foram classificadas em 4 categorias. O modo mais comum de iniciação foi o levantamento forçado por frente de rajada (36%). A categoria, que inclui forçantes topográficas (>300m), sem a influência de nenhum

outro mecanismo, é responsável por 21% das iniciações e a colisão de frentes de rajada por 16%. Nos 27% restantes, não foi possível a identificação de nenhum mecanismo. O exame de todos os dias do experimento TRMM/LBA mostrou que o dia estudado em detalhe foi representativo de muitos outros dias. Um modelo conceitual para o início e a evolução de tempestades é apresentado. Esses resultados, que devem ter implicações para outros locais onde mecanismos forçantes de escala sinótica são mínimos, deverão também influenciar as técnicas de previsão de muito curto prazo em qualquer local onde o relevo, frentes de rajada, e colisão de linhas de descontinuidades intervêm na evolução das tempestades.

CONVECTIVE STORM INITIATION IN A MOIST TROPICAL ENVIRONMENT

Botucatu, 2008. 110 p.

Tese (Doutorado em Agronomia) – Faculdade de Ciências Agronômicas, Universidade Estadual Paulista.

Author: Maria Andrea Lima

Adviser: João Francisco Escobedo

Co-adviser: Maria Assunção Fauss da Silva Dias

SUMMARY

Radar and satellite data from the Tropical Rainfall Measuring Mission / Large-scale Biosphere Atmosphere (TRMM/LBA) project have been examined to determine causes for convective storm initiation in the southwest Amazon region. The locations and times of storm initiation were based on the National Center for Atmospheric Research (NCAR) S-band dual-polarization Doppler radar (S-Pol). Both the radar and GOES-8 visible data were used to identify cold pools produced by convective precipitation. This data along with high-resolution topographic data were used to determine possible convective storm triggering mechanisms. The terrain elevation varied from 100 – 600 m. Tropical forests cover the area with numerous clear cut areas used for cattle grazing and farming. This study presents the results from 5 February 1999. A total of 315 storms initiated within 130 km of the S-Pol radar. This day was classified as a weak monsoon regime where convection developed in response to the diurnal cycle of solar heating. Scattered shallow cumulus during the morning developed into deep convection by early afternoon. Storm initiation began about 1100 LST and peaked around 1500-1600 LST. The causes of storm initiation were classified into 4 categories. The most common initiation mechanism was caused by forced lifting by a gust front (36%). Forcing by terrain (>300 m) without any other triggering mechanism accounted

for 21% of the initiations and colliding gust fronts 16%. For the remaining 27% a triggering mechanism was not identified. Examination of all days during TRMM/LBA showed that this one detailed study day was representative of many days. A conceptual model of storm initiation and evolution is presented. The results of this study should have implications for other locations when synoptic scale forcing mechanisms are at a minimum. These results should also have implications for very short period forecasting techniques in any location where terrain, gust fronts and colliding boundaries influence storm evolution.

Keywords: convective initiation, cold pools, gust front, nowcasting

1 INTRODUÇÃO

As áreas de energia, agricultura e meteorologia formam um trinômio caracterizado por elevada sinergia em práticas operacionais comuns a essas áreas. É emblemática, neste sentido, a utilização de informações e produtos meteorológicos nas áreas energéticas e agrícolas.

Com o crescente desafio representado pelo formidável aumento da demanda de energia, estão sendo desenvolvidos esforços para ampliar as alternativas de fontes energéticas, despontando aí a agricultura pelo potencial – em certo grau ainda inexplorado – que tem para geração de energia. Neste aspecto, é fundamental a geração de energia por meio do processamento de biomassa, bem como a otimização do uso dessa energia na própria agricultura. Em ambos os casos, a informação meteorológica, sob diferentes aspectos, é de alta relevância.

No contexto do insumo agrometeorológico, a precipitação é um parâmetro da mais alta precedência, entrando, por exemplo, como um fator determinante na

produção de biomassa para uso energético e na adequação do planejamento e aplicação de energia nas práticas agrícolas.

É grande o impacto da precipitação em vários aspectos da nossa economia. Outrossim, essa variável meteorológica representa, dentre os fenômenos naturais, uma das sérias ameaças de integridade à vida e à propriedade, situação particularmente importante nos trópicos - onde se situa grande parte do território brasileiro -, que recebem grande porcentagem da precipitação do planeta. Por isso, os esforços para melhorar a previsão quantitativa desta variável têm sido prioridade nas pesquisas meteorológicas. Apesar disso, a previsão da quantidade de chuva não tem melhorado tanto quanto a de outras variáveis meteorológicas como, por exemplo, a temperatura. O desempenho dos modelos numéricos de previsão é reduzido, principalmente nas estações mais quentes do ano, quando ocorre a maioria das tempestades convectivas. Uma das causas mais significativas da previsibilidade baixa dos modelos, em especial nos meses de verão, está relacionada com o fato de que nos modelos atuais de previsão os efeitos físicos da convecção cúmulo são simplificados, isto é, parametrizados, como um fenômeno de escala subgrade do modelo. Para a realização de avanços, é necessária então, uma melhor representação da convecção nos modelos de previsão (Betts e Jakob, 2002; Fritsch e Carbone, 2004; Moncrieff et al., 2005).

Neste sentido, estão sendo introduzidos modelos numéricos “não hidrostáticos”, com os quais é possível representar fenômenos com escala espacial entre dois a vinte quilômetros, e escala temporal entre vinte minutos a duas horas, ou seja, na escala dos sistemas convectivos. A atual rede de observações meteorológicas, mesmo nas regiões mais desenvolvidas do globo, é insuficiente não só para fornecer as condições iniciais, bem como para análises de verificação na escala do modelo. A falta de compreensão sobre os mecanismos responsáveis pela geração de convecção é, em grande parte, decorrente da ausência de observações que permitam a identificação das formas pelas quais a convecção se inicia.

A compreensão dos processos que levam à determinação de onde e quando a convecção se forma tem sido preocupação da comunidade científica internacional.

Inúmeros experimentos envolvendo campanhas de medidas múltiplas intensivas vêm sendo realizados, de que são exemplos mais recentes: o IHOP_2002 (The International H₂O Project), executado nos Estados Unidos, em maio-junho de 2002 (Weckwerth et al., 2004 e 2006), o CSIP (The Convective Storm Initiation Project) em julho-agosto de 2005, na Inglaterra (Browning et al., 2007), e, mais recentemente o COPS (Convective and Orographically Induced Precipitation Study), em julho de 2007, na Alemanha (Wulfmeyer et al., 2005). Embora muito já se conheça sobre os mecanismos que determinam onde e quando a convecção irá se formar, tais conhecimentos ainda são insuficientes para uma previsão mais acurada do fenômeno. O primeiro estágio para melhorar essa previsão consiste no desenvolvimento de meios de se observar os sinais precoces do seu início e também no rastreamento de seus movimentos e evoluções posteriores. Entre as técnicas modernas de observação, incluem-se: inspeção por aeronaves, principalmente dentro de nuvens, redes densas de observação em superfície e altitude, sensoriamento por satélites, rede de detecção de raios e, especialmente, o uso de radares Doppler para mapear as regiões de convecção, visto que, nessas áreas, medidas *in situ* não são possíveis.

O objetivo deste estudo é contribuir para aumentar o tempo de antecedência com que a previsão imediata (*nowcasting*) pode ser disponibilizada para uso das práticas agrícolas, em particular aquelas relacionadas à questão energética. Seu desenvolvimento será, basicamente, através da identificação dos mecanismos que iniciam a convecção na região tropical, particularmente quando as forçantes de grande escala são fracas. A base da pesquisa consiste em documentar e analisar, por meio de dados de radar e de satélite, o início e desenvolvimento da convecção em uma escala espacial e temporal não coberta pela rede convencional de observações. Para isto, será enfatizado o papel da orografia e das piscinas frias em superfícies formadas pelas correntes descendentes oriundas de tempestades. As informações resultantes irão gerar novos conhecimentos necessários à compreensão dos processos que iniciam convecção úmida profunda em áreas tropicais continentais, no verão. Tais conhecimentos poderão agregar valor muito significativo a esquemas de previsão imediata e de muito curto prazo.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 A Convecção Cúmulo

Em geral, entende-se por convecção “movimentos de massa dentro de um fluido resultando em transporte e mistura das propriedades daquele fluido [...]” (GLOSSARY OF METEOROLOGY, p.133). A convecção pode ser classificada em convecção livre, onde o movimento é causado apenas pela diferença de densidade dentro do fluido, e convecção forçada, na qual o movimento é induzido por forças mecânicas externas. Na atmosfera, a convecção livre resulta invariavelmente da instabilidade estática, ao passo que a convecção forçada é consequência, dentre outros fatores, do levantamento frontal e orográfico e da ascensão do ar induzida pela convergência do vento. A convecção atmosférica é quase sempre turbulenta. Pode ser seca, ou seja, com umidade relativa menor do que 100%, principalmente na camada limite planetária, ou então úmida - o que é mais comum - com nuvens cumuliformes visíveis. São três os principais tipos de convecção e as respectivas formas de nuvens associadas (Kessler, 1983):

(a) Convecção de pequena escala ou convecção cúmulo

Na convecção de pequena escala, as nuvens individuais são separadas por alguns quilômetros e com dimensões normalmente insuficientes para a formação de chuva (1 a 2 km). O aquecimento do ar, em contato com uma superfície quente (terra ou água), gera esses cúmulos de bom tempo. Ocorrem sobre os continentes, durante o dia, e também ocupam áreas extensas sobre os oceanos nas regiões tropicais, onde o ar frio das latitudes mais altas escoar em direção às águas quentes. As nuvens individuais têm curta duração e sua população é constituída de pequenas nuvens, com exceção de algumas que crescem. Em terrenos irregulares, as nuvens maiores desenvolvem torres associadas a propriedades locais, que concentram e intensificam a ascensão do ar. Tais propriedades podem ser o tipo de solo/vegetação, o baixo albedo ou a alta elevação do terreno.

(b) Convecção cúmulo-nimbo

Quando as torres dos cúmulos se desenvolvem estimuladas, por exemplo, pela flutuação ou pela liberação de calor latente, o tamanho das torres aumenta e as nuvens tornam-se então cúmulos-nimbo ou tempestades. A profundidade da convecção aumenta, geralmente num espaço curto de tempo, de alguns quilômetros até a extensão total da troposfera. Nas latitudes mais baixas, os cúmulos-nimbo, quer isolados, quer em sistemas mais organizados, estendem-se até a troposfera superior, atingindo até mesmo a baixa estratosfera. Nas latitudes mais altas, eles ocorrem em menor frequência e geralmente não atingem a tropopausa.

(c) Convecção de grande escala

Em média, as latitudes mais altas recebem menos energia solar por unidade de área na superfície do que as latitudes mais baixas. Para prover o déficit de radiação, deve haver um transporte médio de calor das latitudes mais baixas para as mais altas. Esse transporte é feito parcialmente pelas correntes oceânicas e, principalmente na atmosfera, pela convecção. Nessa convecção de grande escala, o ar aquecido próximo à superfície nas

baixas latitudes (pela convecção cúmulo) escoam em direção aos pólos, produzindo extensas camadas horizontais de nuvens profundas e chuva na sua trajetória. A ascensão do ar para as latitudes mais altas está associada com as principais frentes frias e ciclones. A descida do ar leva, tipicamente, muito mais tempo do que a ascensão, percorrendo neste processo grande parte do hemisfério, com muitos meandros, através dos ciclones e anticiclones do fluxo de oeste das latitudes médias.

2.2 Nuvens Cúmulos-nimbo

A nuvem cúmulo-nimbo ou tempestade é um tipo de nuvem que produz chuva e raios. Frequentemente também produz granizo, rajadas intensas de vento, micro-explosões além de chuva forte. Muitas regiões do globo dependem quase exclusivamente dos cúmulos-nimbo como fonte de chuva. Eles também têm um papel importante na redistribuição de energia e na circulação geral da atmosfera, em virtude do transporte de umidade, calor sensível e calor latente para as partes superiores da troposfera e baixa estratosfera. Também afetam o balanço radiativo na troposfera. Além disso, as nuvens cúmulos-nimbo são as principais responsáveis pela redistribuição vertical dos constituintes químicos na atmosfera.

Tradicionalmente, identificam-se três estágios na evolução de um cúmulo-nimbo: o *estágio cúmulo*, o *estágio maduro* e o *estágio de dissipação* (Cotton e Anthes, 1989). O estágio cúmulo é caracterizado pela presença de uma ou mais torres nas nuvens cúmulo que são alimentadas pela convergência de ar úmido em baixos níveis. Os movimentos do ar são principalmente ascendentes, com alguma mistura do ar ambiental na lateral e no topo das nuvens, estágio em que pode haver formação de precipitação na parte superior dos cúmulos. O estágio maduro é caracterizado pela união dos cúmulos para formar nuvens convectivas maiores. O início da precipitação ocorre na camada logo abaixo das nuvens, estágio este em que as correntes ascendentes e descendentes coexistem. As correntes ascendentes estendem-se por toda a troposfera. A divergência das correntes ascendentes logo abaixo da tropopausa causa a formação de nuvens cirrus. Quase sempre aparece uma nuvem domo indicando que o ar ascendente penetra na estratosfera. Próximo ao solo, o ar que emana

das correntes descendentes, resfriado pela evaporação da precipitação, espalha-se para formar a frente de rajada, a qual força a subida do ar quente e úmido à sua dianteira, alimentando assim as correntes ascendentes dos novos cúmulos. O estágio de dissipação é caracterizado pela presença de correntes descendentes nas porções mais baixas dos cúmulos-nimbo. Pequenas regiões de ascensão podem persistir na metade superior da nuvem. Próximo ao solo, o ar divergente e resfriado por evaporação alimenta a frente de rajada, que se afasta da nuvem, até que o ar levantado por essa frente não possa mais alimentar as correntes ascendentes do cúmulo-nimbo. Predomina, durante o estágio de dissipação, precipitação estratiforme leve e contínua.

2.3 Início da Convecção

Na produção de convecção cúmulo intensa, três ingredientes são considerados principais: a instabilidade condicional, a umidade e a fonte de levantamento (McNulty, 1995). O levantamento necessário para a produção de convecção cúmulo pode ser discutido tendo em vista componentes sinóticas e de mesoescala, como também a interação entre elas. De um modo geral, a grande escala cria condições ambientais favoráveis, do ponto de vista termodinâmico, enquanto os fenômenos de mesoescala fornecem o levantamento adicional necessário para iniciar a convecção (Doswell, 1987). Próximo à superfície, o levantamento em mesoescala ocorre principalmente em três situações: descontinuidades, aquecimento diferencial e circulações induzidas topograficamente.

A documentação sobre o papel da camada limite planetária na iniciação da convecção cúmulo é extensa na literatura. Através de mesoredes de estações de superfície, inúmeros estudos demonstraram que zonas de convergência precediam o aparecimento de chuva convectiva em 15-90 minutos (Ulanski e Garstang, 1978; Watson e Blanchard, 1984; Lima, 1985). Os trabalhos de Purdom (1976 e 1982) com dados de satélites e de Wilson e Schreiber (1986) com dados de radar, mostraram que a localização aparentemente aleatória das primeiras tempestades, em um dado dia, era frequentemente organizada ao longo de linhas de convergência na camada limite planetária.

Fenômeno comum dentro da camada limite atmosférica são as frentes de rajadas geradas pelas tempestades no início de seus estágios maduros (Wakimoto, 1982; Purdom, 1982; Carbone et al., 1990). Essas frentes podem servir como um mecanismo de geração da convecção, se o ambiente for favorável (Carbone et al., 1990; Moncrieff e Liu, 1999) ou se elas colidirem com outras frentes de rajadas ou linhas de convergência (Wilson e Schreiber, 1986; Lee et al., 1991). As frentes de rajadas apresentam-se nos radares como bandas estreitas ou linhas de refletividade associadas a forte gradiente azimutal ou radial na velocidade Doppler (Wilson e Schreiber, 1986; Mueller e Carbone, 1987; Mahoney III, 1988). Diversos estudos têm apontado as frentes de rajada como um dos mecanismos mais comuns de disparo da convecção (Wilson e Schreiber, 1986; Kock e Ray, 1997; Wilson e Roberts, 2006).

Com dados de satélites, Weaver e Purdom (1995) identificaram zonas de aumento de convergência, ao longo de correntes descendentes de tempestades, como áreas de início de convecção. Descontinuidades atmosféricas associadas à confluência em ar claro manifestam-se freqüentemente em imagens de satélites, como nuvens cúmulos alinhadas. Purdom (1976 e 1982) mostrou que arcos de nuvens cúmulos associados com correntes descendentes de tempestades poderiam colidir com outras linhas de convergência e iniciar novas tempestades, freqüentemente chamadas de tempestades secundárias. A preexistência de pequenas nuvens cúmulos e de descontinuidades que se deslocam são também ingredientes-chave para desenvolvimento de convecção profunda (Wilson e Mueller, 1993; May, 1999).

Weckwerth (2000) demonstrou que, na Flórida, as primeiras tempestades freqüentemente eram iniciadas por rolos convectivos horizontais, ou seja, grandes vórtices organizados na camada limite planetária. Se as condições de cisalhamento do vento são adequadas, plumas térmicas organizam-se em várias bandas alongadas e orientadas na direção do vento médio, na camada limite. Freqüentemente formam-se nuvens no ramo ascendente dos rolos (Weckwerth e Crook, 1997). A interseção entre linhas de convergência e zonas de ascensão dos rolos são regiões preferenciais de formação de convecção (Wilson et al., 1992). Fankhauser et al. (1995), em um estudo de caso, mostram o início de convecção a partir da interação entre rolos convectivos e a corrente descendente de uma tempestade. Knupp et al. (1998), observando o desenvolvimento de um sistema convectivo de mesoescala,

constataram que a iniciação da convecção foi um resultado da pré-existência de ruas de nuvens e da variabilidade no fluxo de calor na superfície os quais produziram circulações solenoidais.

Zonas de convergência induzidas por topografia, gradientes de umidade em superfície e aquecimento diferencial foram também identificadas como áreas favoráveis para o desenvolvimento da convecção (Banta e Schaaf, 1987; Schaaf et al., 1988; Hane et al., 1993; Carbone et al., 2000; Baker et al., 2001; Wilson et al., 2001). A heterogeneidade do fluxo de calor sensível, durante o dia, leva a essas circulações termicamente induzidas em virtude das variações do uso da terra, contrastes na umidade e cobertura do solo, variações naturais na forma das superfícies e também dos contrastes na cobertura do céu (nuvens), dentre outros. No caso da presença de relevo, outros mecanismos, além do levantamento orográfico, tais como a convergência a sotavento e a canalização do fluxo em um vale, podem levar a condições favoráveis para o desenvolvimento de convecção (Banta e Schaaf, 1987).

Zonas de convergência em regiões geográficas específicas ocorrem em vários locais. Muitas dessas zonas fornecem condições favoráveis para desenvolvimento de convecção. São exemplos reconhecidos de influência no início da convecção, a zona de convergência de Denver - *Colorado Front Range* (Szoke et al., 1984) e a zona de convergência de *Piedmont Troughs* (Kock e Ray, 1997).

As evidências observacionais apóiam-se fundamentalmente nas observações de satélites e na capacidade de radares Doppler sensíveis de detecção em ar opticamente limpo. Tal capacidade de detecção dos radares em ar claro é um resultado da conjugação favorável da sensibilidade do equipamento e da disponibilidade de traçadores na atmosfera.

2.4 Aspectos da Detecção em Ar Claro

Desde os primórdios da meteorologia com radar, a detecção de alvos não precipitantes tem sido objeto de constantes investigações, quer em função dos problemas

causados pela contaminação dos campos de precipitação, quer pelo potencial que tem esse tipo de alvo em determinar algumas propriedades da atmosfera na qual estão inseridos. A determinação das características de alvos não precipitantes está associada ao tipo do radar e à região monitorada. As características de *hardware* e de processamento do sinal dos radares determinam a sensibilidade (capacidade) que os diferentes tipos de radares têm para observar fenômenos em ar claro. A região monitorada, com peculiaridades próprias, determina as condições de propagação da radiação eletromagnética e a sua interação com os alvos.

Entende-se, por observação em ar claro, a detecção de ecos, por radar, em uma troposfera sem precipitação. A importância dessas observações é o potencial desse tipo de dado em fornecer um “retrato” morfológico da estrutura da atmosfera através da medida da energia retroespalhada. O aumento da capacidade de detecção dos radares meteorológicos mediante o emprego de novas tecnologias, em adição a uma compreensão maior dos mecanismos do espalhamento troposférico das ondas eletromagnéticas, estimulou a ampliação do uso das observações, em ar claro, para o estudo da atmosfera. As observações de radar na camada limite planetária, anteriores à ocorrência de tempestades, fornecem subsídios para a previsão da localização de eventos de mesoescala ainda incipientes. Radares Doppler podem, por exemplo, detectar linhas de convergência antes do desenvolvimento de nuvens, através do campo de refletividade, em ar claro (Wilson e Schreiber, 1986). O grande interesse na utilização dessas informações reside no fato de métodos e modelos numéricos de previsão dependerem de novas técnicas observacionais com densidades espacial e temporal compatíveis com os requisitos de uma previsão de curtíssimo prazo, em que as informações de radar são cruciais.

A experiência com radares mostrou que são duas as fontes principais de ecos de retorno em ar claro: (1) as irregularidades do índice refrativo do ar e (2) a presença de alvos biológicos, como insetos e pássaros, além de material particulado na atmosfera.

A existência na atmosfera de flutuações de pequena escala nos campos da temperatura e pressão, ou no conteúdo de vapor d'água, causa variações de pequena escala no índice refrativo. Essas flutuações ocorrem tipicamente pela mistura turbulenta de massas de

ar com propriedades diferentes, como por exemplo, no topo da camada limite atmosférica e na borda de nuvens cúmulos (Knight e Miller, 1998; Erkelens et al., 2001). Nas regiões de irregularidades do índice refrativo, ocorre espalhamento (com interferência construtiva) de ondas eletromagnéticas numa faixa estreita, centrada na metade do comprimento de onda do radar. O processo no qual a energia é refletida pelas flutuações do índice refrativo é chamado de espalhamento Bragg (espalhamento coerente).

O retroespalhamento de alvos biológicos e de material particulado na atmosfera é bastante semelhante ao de gotas de chuva (espalhamento incoerente). Em algumas ocasiões, por exemplo, quando o vento é forte, a concentração, ou o tamanho das partículas de poeira, pode ser suficiente para retornar ao radar alguma energia detectável pelo equipamento (Lang e Rutledge, 2004). Se a energia transmitida pelo radar atravessa um volume contendo partículas, parte dessa energia é retroespalhada para o radar. A potência recebida é igual à soma das potências retroespalhadas pelas partículas individualmente.

Na atmosfera, principalmente nos meses mais quentes do ano, existem insetos concentrados nas camadas mais baixas, em número suficiente para serem detectados pelo radar. Insetos causam retroespalhamento significativo para a maioria dos comprimentos de ondas utilizados nos radares meteorológicos. Tipicamente eles preenchem toda a camada limite planetária diminuindo de concentração com a altura, mesmo quando esta é bem misturada. Também, freqüentemente, acumulam-se em estreitas correntes ascendentes de ar (Achtemeier, 1991; Geerts e Miao, 2005). Alvos como pássaros também têm sido historicamente detectados (Gauthreaux Jr. e Belser, 1998; Zhang et al., 2005). Os radares meteorológicos têm sido extensivamente utilizados para estudos de hábitos migratórios dos pássaros, desde que se descobriu que estes são responsáveis por muitos dos ecos espúrios detectados. Sob o aspecto meteorológico, pássaros “contaminam” o perfil vertical do vento estimado por radar.

2.5 Considerações Gerais sobre a Convecção na Amazônia

A convecção na Amazônia, modulada por fenômenos com ampla variedade de escalas de tempo, mostra um pico na sua atividade durante o verão austral (dezembro a fevereiro). Em razão do aquecimento diurno e da disponibilidade de umidade nos meses de verão, parte da precipitação provém de cúmulos-nimbo individuais. A precipitação de verão é também bastante dependente do estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que aumenta as áreas de chuva, as quais se estendem desde a Amazônia até o Oceano Atlântico, passando pela região sudeste do Brasil (Ferreira et al., 2004). Os sistemas convectivos de mesoescala e as linhas de instabilidades que se formam na região também contribuem para a precipitação no verão (Garstang et al., 1990 e 1994; Cohen et al., 1995; Silva Dias e Ferreira, 1992; Laurent et al., 2002; Machado et al., 2002).

Estudos efetuados com dados coletados durante o TRMM/LBA (Silva Dias et al., 2002) mostraram um contraste sistemático na estrutura da convecção, durante os meses de verão, na região amazônica. Essa diferença tende a ser associada a oscilações que modulam a circulação de grande escala durante os períodos de atividade do chamado Sistema de Monção Sul Americano (Carvalho et al., 2002; Jones e Carvalho 2002; Petersen et al., 2002). Também causa impacto, na estrutura da convecção, as circulações associadas com sistemas baroclínicos extratropicais, que eventualmente alcançam as latitudes tropicais no verão e tornam-se estacionários ao longo da ZCAS (Rickenbach et al., 2002).

Existem dois regimes de ventos prevalecentes que podem ser definidos, pela sua direção, em 850-700 hPa: regime de oeste (monção), quando o escoamento é predominantemente entre 270° e 360° e regime de leste (quebra da monção), quando ocorre entre 45° e 135° (Carvalho et al., 2002). Estes períodos de escoamento alternados estão associados a um contraste significativo nas propriedades locais da convecção. Durante o regime de oeste (leste) com condições mais úmidas (secas), a convecção é caracterizada por menor (maior) desenvolvimento vertical e reduzida (aumentada) atividade elétrica (Cifelli et al., 2002, 2004; Halverson et al., 2002; Williams et al., 2002; Albrecht e Silva Dias, 2005).

Em ambos os regimes, existe um pico da precipitação no começo da tarde, com picos secundários ocorrendo de madrugada, entre 01 e 02h, durante o regime de leste e, à noite, entre 21 e 22h no de oeste (Marengo et al., 2004). A existência desse máximo noturno na precipitação, desacoplado do máximo diurno, foi também observado por Rickenback (2004) com dados de radar. Concordando com os estudos anteriores, Pereira e Rutledge (2006) também constataram que a convecção durante o regime de leste mostrou topos mais altos, maiores taxas de precipitação e maiores áreas convectivas em oposição ao regime de oeste.

Embora os estudos realizados com os dados do experimento TRMM/LBA tivessem contribuído de forma expressiva para maior entendimento sobre a convecção úmida na Amazônia, detalhes específicos do início e da evolução receberam pouca atenção. Destacam-se três estudos que apontaram para a importância da convecção e de um relevo modesto na área. Pereira et al. (2000) mostraram que, durante a estação chuvosa, a convecção profunda começa sobre áreas com altitude maior do que 300 m para 70% dos dias analisados em seu estudo. Laurent et al. (2002), usando dados de radar e satélite demonstraram que, o início dos sistemas convectivos de mesoescala ocorria preferencialmente sobre regiões onde a altura do terreno variava entre 250 e 400 m. Silva Dias e Petersen et al. (2002), por meio de uma simulação numérica de um evento, evidenciaram o impacto da topografia e da cobertura do solo na evolução de tempestades convectivas para um ambiente com fraca forçante de grande escala.

O que não era óbvio nas observações de satélite e radar sobre a Amazônia era o fato de que a aparência não organizada de muitas convecções que ocorriam à tarde fosse resultado de colisões de correntes descendentes associadas com anéis de nuvens. Tais anéis são observados nos Estados Unidos, particularmente na região sudeste, mas com uma frequência menor do que na Amazônia. Na campanha *Rain in Cumulus over Oceans - RICO*, realizada recentemente no Caribe, foram observados arcos de nuvens cúmulos aparentemente associadas com piscinas frias formadas por cúmulos precipitantes anteriores (Rauber et al., 2007). Tompkins (2001), utilizando um modelo em escala de nuvem, simulou a convecção sobre o oceano tropical em condições de fraco cisalhamento. Na simulação, as

tempestades produziram piscinas frias circulares, que iniciaram novas tempestades ao longo da borda da piscina fria. Adicionalmente, Khairoutdinov e Randall (2006) simularam um caso do TRMM/LBA, o qual produziu piscinas frias circulares que iniciaram tempestades. Tal resultado é consistente com os obtidos por Tompkins (2001).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 O Experimento TRMM/ LBA – WETAM

Em janeiro e fevereiro de 1999, ocorreu, na região sudoeste da Amazônia, no estado de Rondônia, o experimento de campo denominado *Tropical Rainfall Measuring Mission* - TRMM, como parte do projeto *Large-scale Biosphere Atmosphere* - LBA. O TRMM Brasil ocorreu paralelo à campanha *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign* - WETAMC do projeto LBA. O objetivo desse experimento foi aumentar o conhecimento dos processos atmosféricos na região amazônica, possibilitando uma melhor compreensão das inter-relações entre os diferentes componentes ambientais. Os principais temas científicos enfocados pelo WETAM foram: (1) entender o acoplamento entre a biosfera e a atmosfera; (2) determinar as interações entre a dinâmica e a microfísica de nuvens; (3) entender a resposta local às variações de grande escala e (4) melhorar a modelagem dos processos biosfera-atmosfera em diferentes escalas. O enfoque científico do TRMM/LBA foi (1) validar os produtos oriundos do satélite TRMM e (2) validar os campos cinemático, microfísico e diabático usados pelo TRMM. As plataformas observacionais do experimento incluíram o radar S-Pol do *National Center for Atmospheric Research* - NCAR, o radar

Tropical Ocean and Global Atmosphere - TOGA, do *National Aeronautics and Space Administration - NASA*, torres micrometeorológicas instrumentadas, sondagens atmosféricas, balões cativos, rede de detectores de descarga elétrica, rede de pluviômetros, disdrômetros, perfiladores verticais além de aeronaves instrumentadas (Silva Dias et al., 2002). A Figura 1 mostra a área do experimento e a rede instrumental instalada.

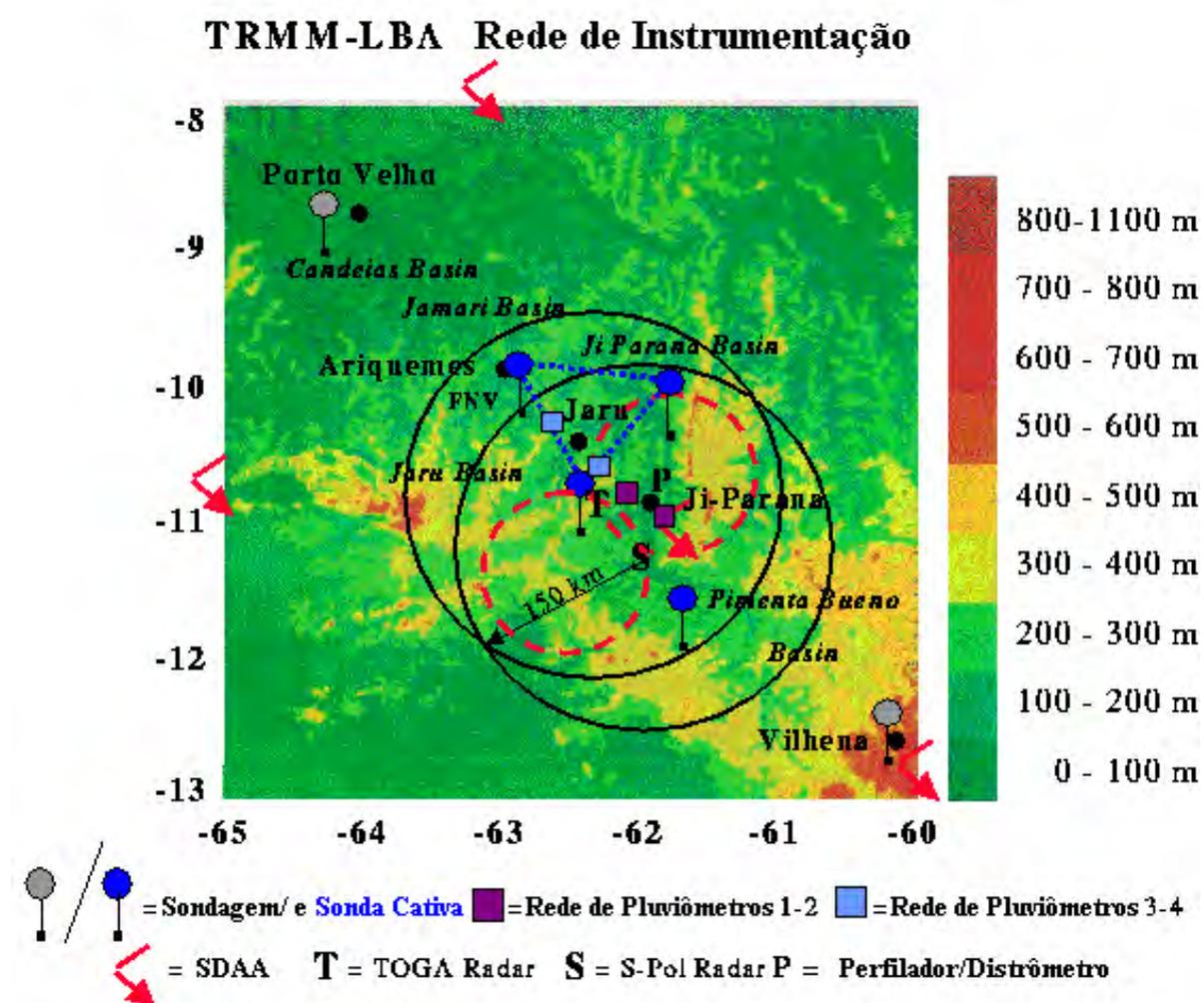


Figura 1. Rede instrumental do projeto TRMM-LBA.

3.2 Satélite GOES 8

Em áreas vastas e de difícil acesso como, por exemplo, a região amazônica, os satélites têm um papel fundamental nos estudos da convecção. Durante o experimento TRMM/LBA, dados do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite-8* - GOES-8 foram disponibilizados a cada meia hora. Imagens do canal visível (0,62 μm) com resolução de 1 km no nadir foram utilizadas para a composição com as imagens de radar. A área de estudo, o estado de Rondônia, é imageada aproximadamente 10 minutos depois do início de cada varredura (Johnson et al., 1994). Aos horários de satélite referenciados foram acrescentados 10 minutos para o adequado ajuste às imagens de radar.

3.3 Dados de Radar

Para coletar informações que documentassem, em particular, o ciclo de vida, a organização, a precipitação e a estrutura cinemática da convecção tropical sobre a região amazônica, foram empregados dois radares Doppler - o radar S-Pol (banda S de polarização dual) e o radar TOGA (banda C) - dispostos em uma configuração dual-Doppler (para a execução de varreduras sincronizadas). Esses dois radares coletaram dados até uma distância máxima não ambígua* de 150 km, com diferentes estratégias de varreduras, dependendo de onde estava ocorrendo a convecção em relação à rede instrumentada instalada para o experimento. Varreduras de 360° nas elevações de 0.7 e 1.1° foram sistematicamente efetuadas a cada 10 minutos. Para o estudo em questão (Figura 2), utilizaram-se dados do radar S-Pol, dessas elevações mais baixas, para explorar as observações em ar claro, como as frentes de rajada e descontinuidades, bem como para detectar os primeiros ecos de nuvens cumulus em desenvolvimento. O radar S-Pol (Apêndice 2), com mínima refletividade detectável (MDZ) de -15 dBZ para a distância de 50 km, tem demonstrado sua capacidade de detectar nuvens não precipitantes (Knight e Vivekanandan, 2002).

* distância máxima não ambígua – distância máxima na qual um pulso de onda transmitido pode se propagar até o alvo e retornar ao radar antes da transmissão do próximo pulso.

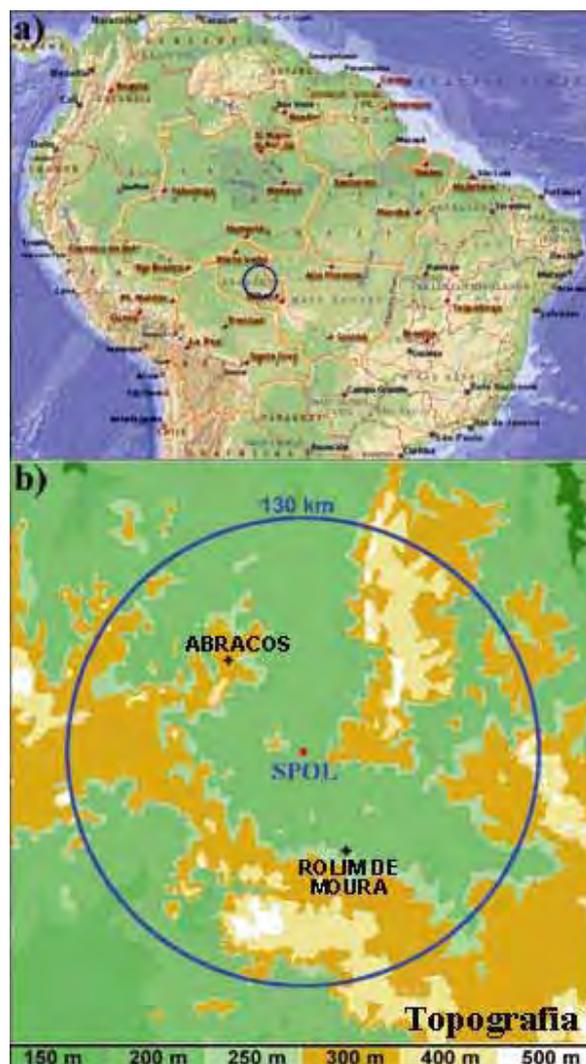


Figura 2 (a) Área de estudo – Rondônia, Brasil. O círculo mostra o raio alcance de 130 km do radar S-Pol; (b) topografia em torno do radar S-Pol com a localização da estação de radiossondagem Abracos e da estação de superfície Rolim de Moura, utilizadas neste estudo.

3.4 Análise dos Dados de Radar

A análise dos dados de radar foi efetuada com base em três algoritmos. O primeiro deles, *Thunderstorm Identification Tracking Analysis and Nowcasting* - TITAN (Dixon e Wiener, 1993) identifica e rastreia tempestades, de modo objetivo.

Tempestades em varreduras volumétricas de radar são definidas como regiões tridimensionais contínuas de refletividade que excedem um limiar e são logicamente ligadas entre tempos seqüentes dessas varreduras. A identificação de tempestades pode ser efetuada em 2-D ou 3-D. Para esse procedimento, utilizou-se dados de radar em uma grade cartesiana, interpolados pelo método bilinear de 8 pontos. O processo de identificação é repetido durante todo o período de permanência de um sistema meteorológico na área de cobertura do radar. As tempestades são relacionadas através do tempo, por meio de uma técnica de otimização que determina a combinação mais provável entre as tempestades identificadas em varreduras sucessivas. Frequentemente, duas ou mais tempestades combinam-se para formar uma única ou, o que é menos freqüente, dividem-se em duas ou mais. A união e a divisão são consideradas através de uma lógica geométrica fundamentada na posição e formato das tempestades. O processo de identificação deve ser, preferencialmente, efetuado entre varreduras sucessivas com intervalos de tempo uniformes para garantir uma identificação tão inequívoca quanto possível. O TITAN armazena todos os pontos de grade que constituem as tempestades identificadas, representando-as, opcionalmente, como polígonos ou elipses. Propriedades como volume, massa, refletividade máxima e média, dentre outras, são também calculadas. Neste estudo foram utilizados dados em 2-D coletados a cada 10 minutos. Define-se tempestade quando uma célula convectiva no radar atinge o limiar de 35 dBZ em uma área de 8 km². Esse limiar de refletividade foi usado porque valores >35dBZ estão frequentemente associados a ocorrência de descargas elétricas, como também correlacionados com nuvens cúmulos bem desenvolvidas observadas em imagens de satélites (Dye et al., 1989; Gremillion e Orville, 1999; Roberts e Rutledge, 2003). Embora o raio de alcance do radar S-Pol seja de 150 km, o processo de identificação foi limitado a um raio de 130 km. Este procedimento ajuda a excluir as tempestades que são levadas pelo vento para a área do radar.

Um segundo algoritmo, *Storm Initiation Location* - SILOC, depois da identificação das tempestades pelo TITAN, registra a latitude e longitude dos seus pontos de início bem como sua duração, horário de início e a elevação do terreno correspondente ao ponto de origem.

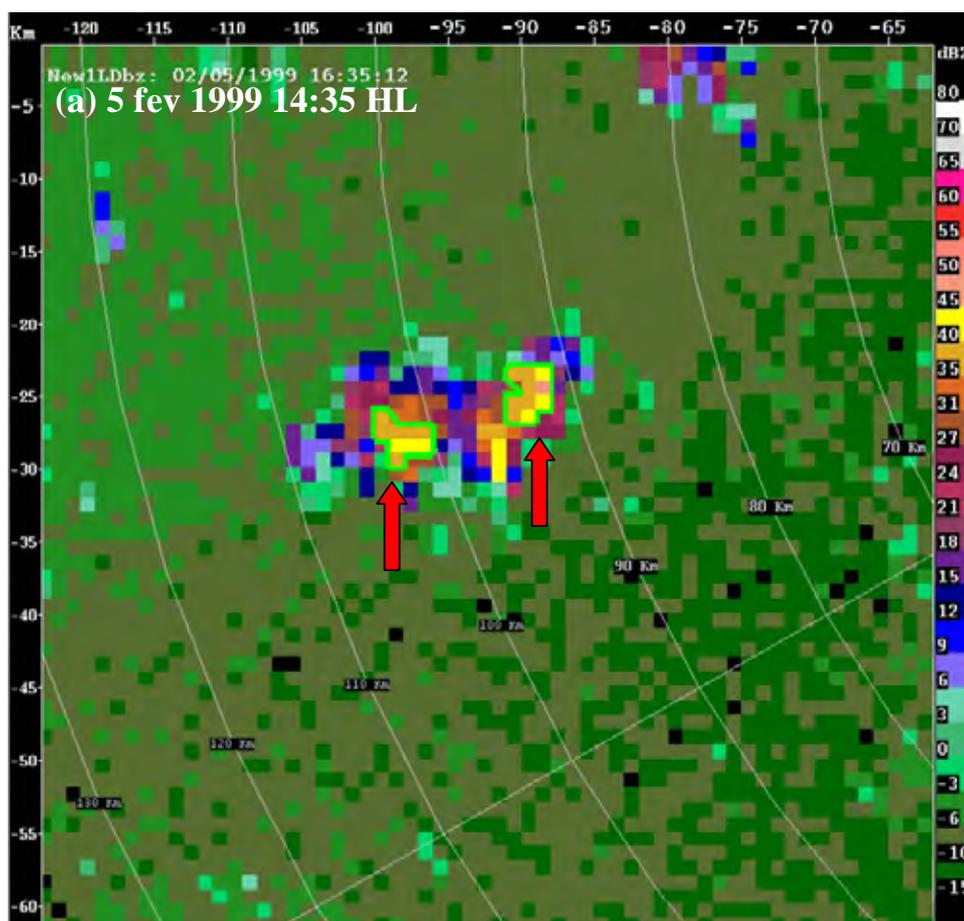


Fig. 3 (a) Ilustração do procedimento de análise: identificação das tempestades pelo algoritmo TITAN. As setas apontam as tempestades identificadas de acordo com o limiar adotado neste estudo.

Em seguida, um terceiro algoritmo, *Cartesian Interactive Data Display* - CIDD coloca as informações obtidas nos procedimentos anteriores em um único sistema de coordenadas, para visualizações posteriores. Esse algoritmo incorpora algumas facilidades, tais como a sobreposição de campos e informações em camadas, além de animação das imagens. Os campos utilizados neste estudo foram os de refletividade e de velocidade radial do radar em coordenadas cartesianas e polares, o relevo da região em estudo, as imagens de satélites, além das informações da localização das tempestades e dados meteorológicos complementares. Na apresentação final, os dados têm resolução de 1 X 1 km.

Após a identificação e localização do ponto de início das tempestades, cada uma delas é analisada com base na história registrada pelo radar, anterior à sua formação e classificada de acordo com o mecanismo físico de iniciação. Enquanto se têm métodos automáticos para a identificação e localização do início da tempestade, a classificação já requer uma inspeção manual. Os detalhamentos desse procedimento são apresentados no item 4.2.3 do capítulo 4.

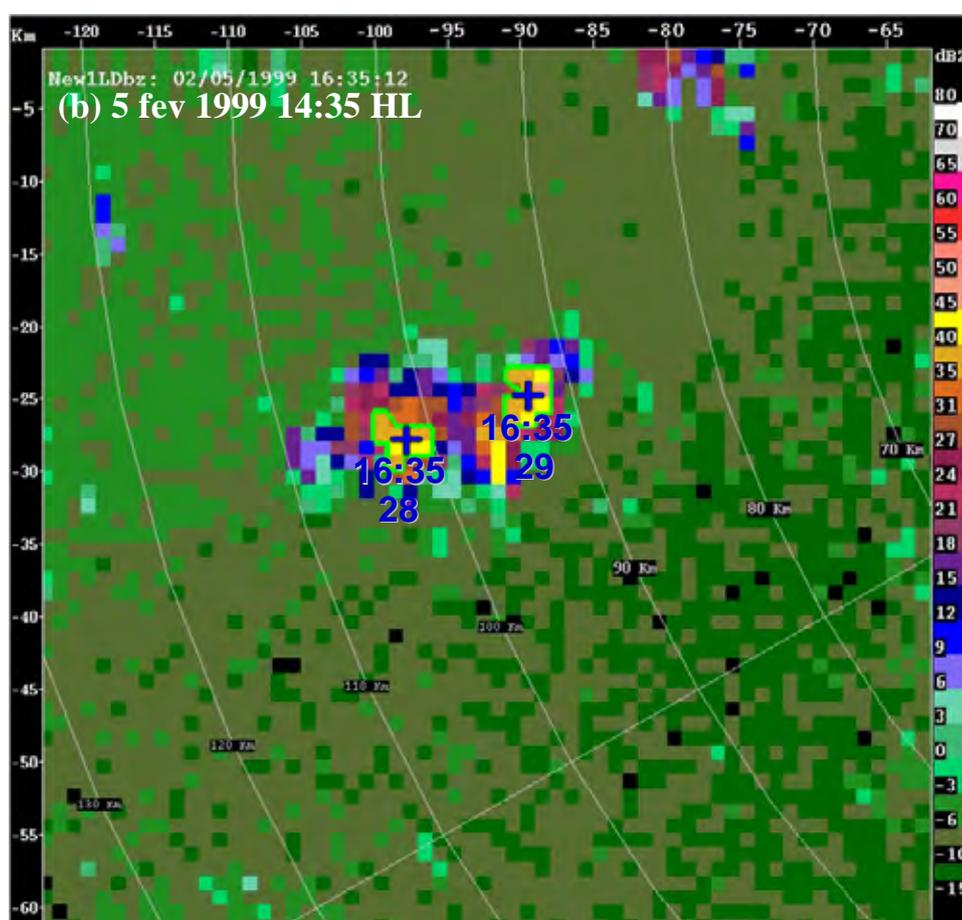


Fig. 3 (b) Ilustração do procedimento de análise: localização das tempestades. As cruzes indicam o ponto de início. O número superior indica a hora de início (UTC) e o inferior representa o número da tempestade atribuído pelo software no processo de identificação.

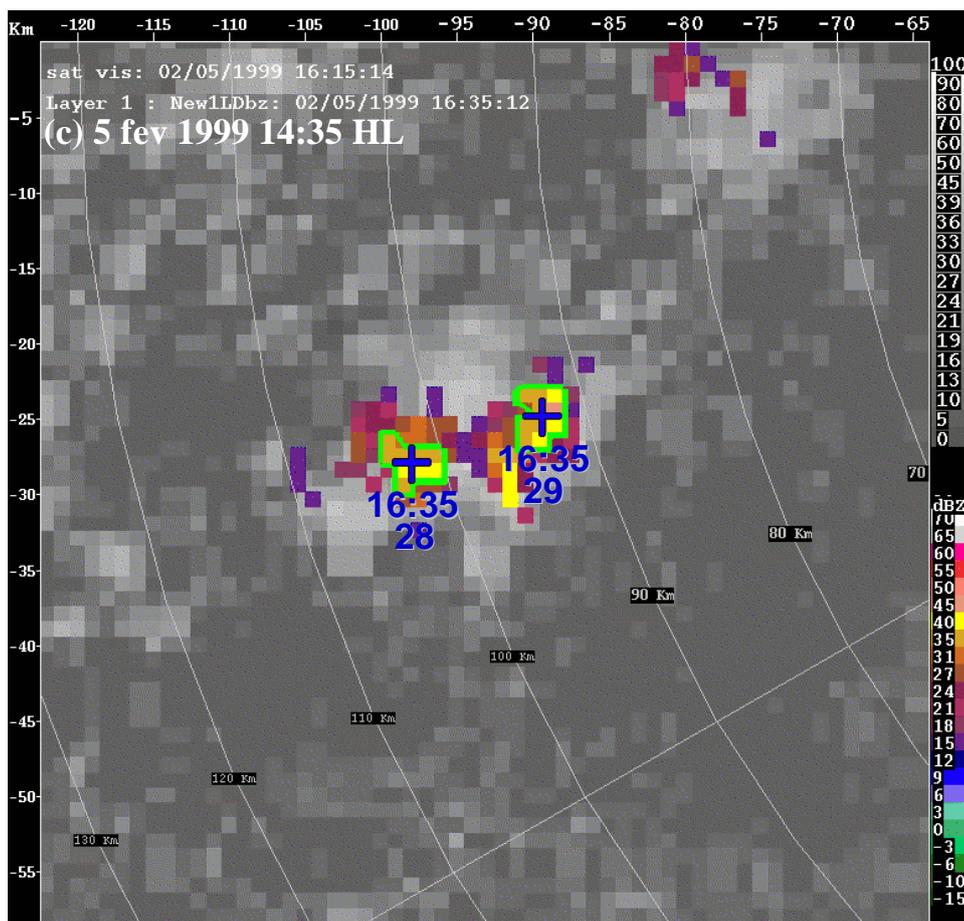


Fig. 3 (c) Ilustração do procedimento de análise: superposição de informações. Campo da refletividade (valores > 15 dBZ) superposto à imagem do visível (albedo).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 A Presença e a Evolução de Piscinas Frias

A inspeção do conjunto de dados do satélite GOES-8 e do radar S-Pol, durante o TRMM/LBA, indicou que foi freqüente a ocorrência do início de tempestades de forma não organizada no começo da tarde, seguida pela formação de anéis de nuvens que interagem com outros anéis de nuvens e iniciavam, na seqüência, outras tempestades. As imagens de satélites durante esse período de seis semanas indicaram a presença de anéis em 50% dos dias. Antes de se discutir detalhadamente o estudo do início da convecção, é importante compreender melhor os anéis de nuvens. É possível fazer algumas asserções sobre a estrutura e evolução desses anéis, mediante a animação de imagens de satélite e radar, além de observações em superfície.

A Figura 4 é um exemplo desses anéis de nuvens para 4 dias sobre Rondônia. Há indícios de que muitos deles são bordas de piscinas frias geradas a partir das correntes descendentes de tempestades anteriores. Tipicamente, no interior do anel não existem nuvens e nem ecos de radar; já a borda, é constituída de ambos. O anel de nuvens é

possivelmente uma resposta da convergência na camada limite planetária e das correntes ascendentes forçadas pela frente de rajada.

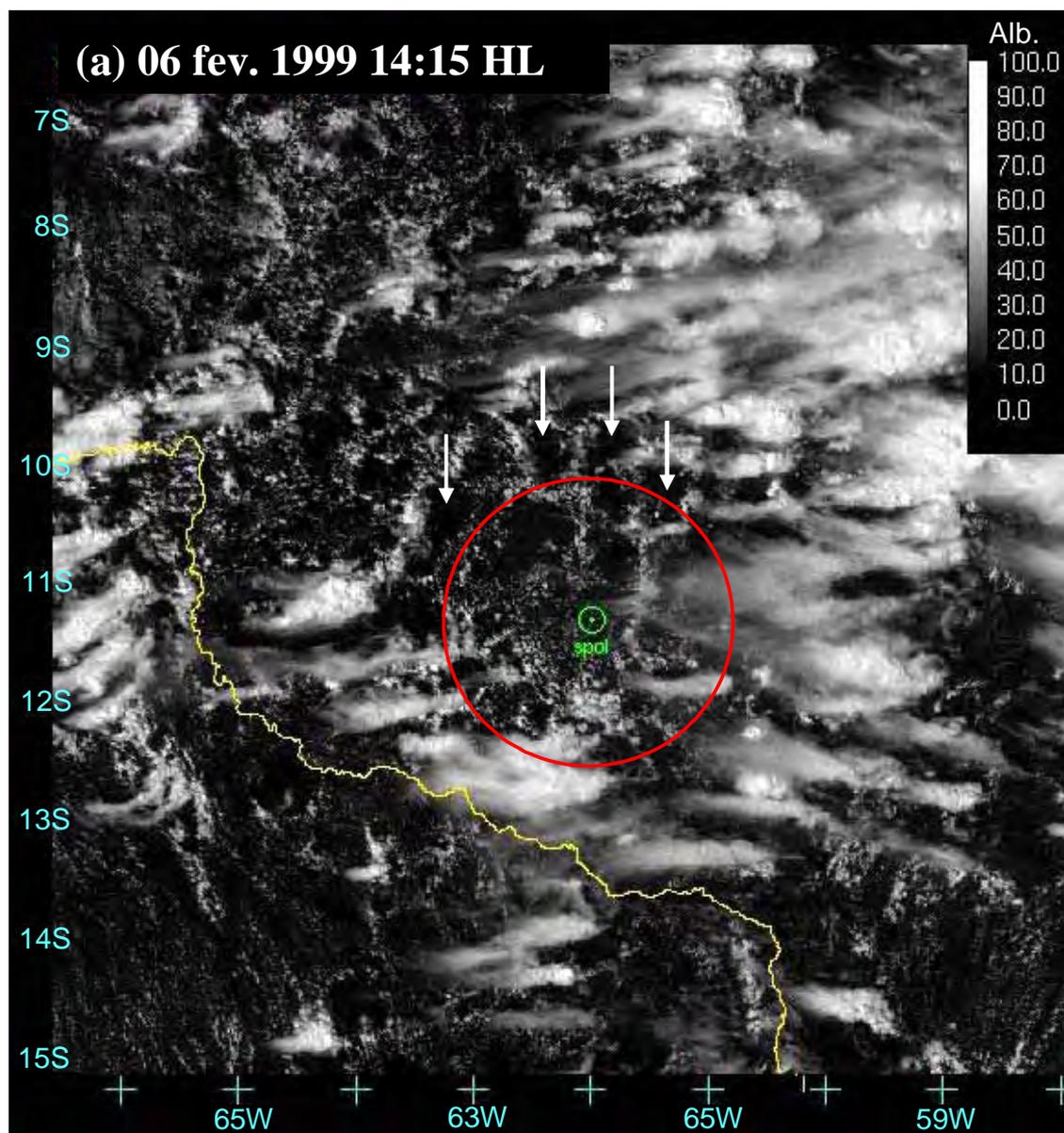


Figura 4(a) Exemplos de anéis de nuvens sobre a Amazônia observados pelo satélite GOES-8, para o dia 06 fev 1999, durante o experimento TRMM/LBA. As setas indicam alguns dos anéis de nuvens presentes na imagem.

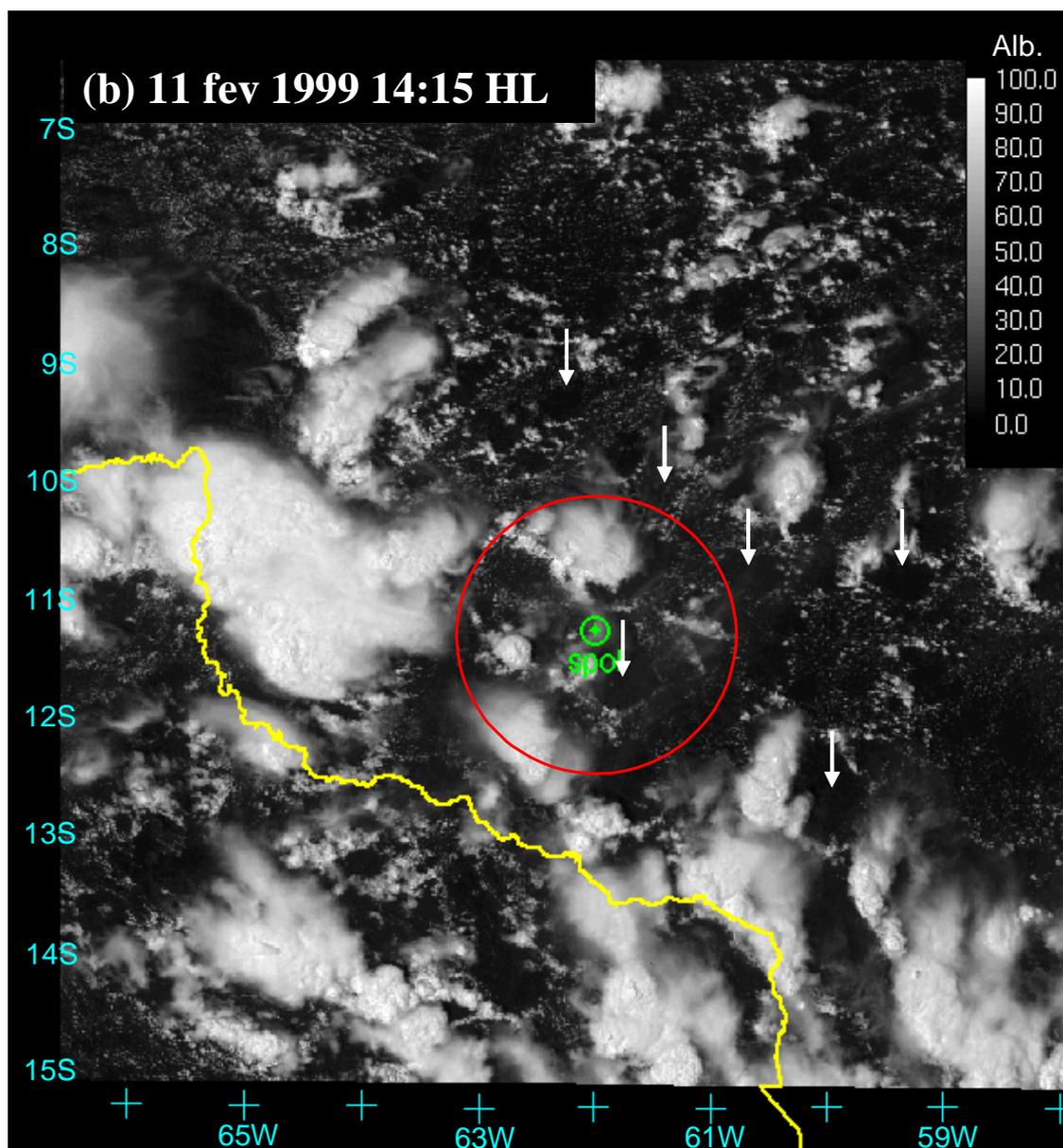


Figura 4(b) Exemplos de anéis de nuvens sobre a Amazônia observados pelo satélite GOES-8, para o dia 11 fev 1999, durante o experimento TRMM/LBA. As setas indicam alguns dos anéis de nuvens presentes na imagem.

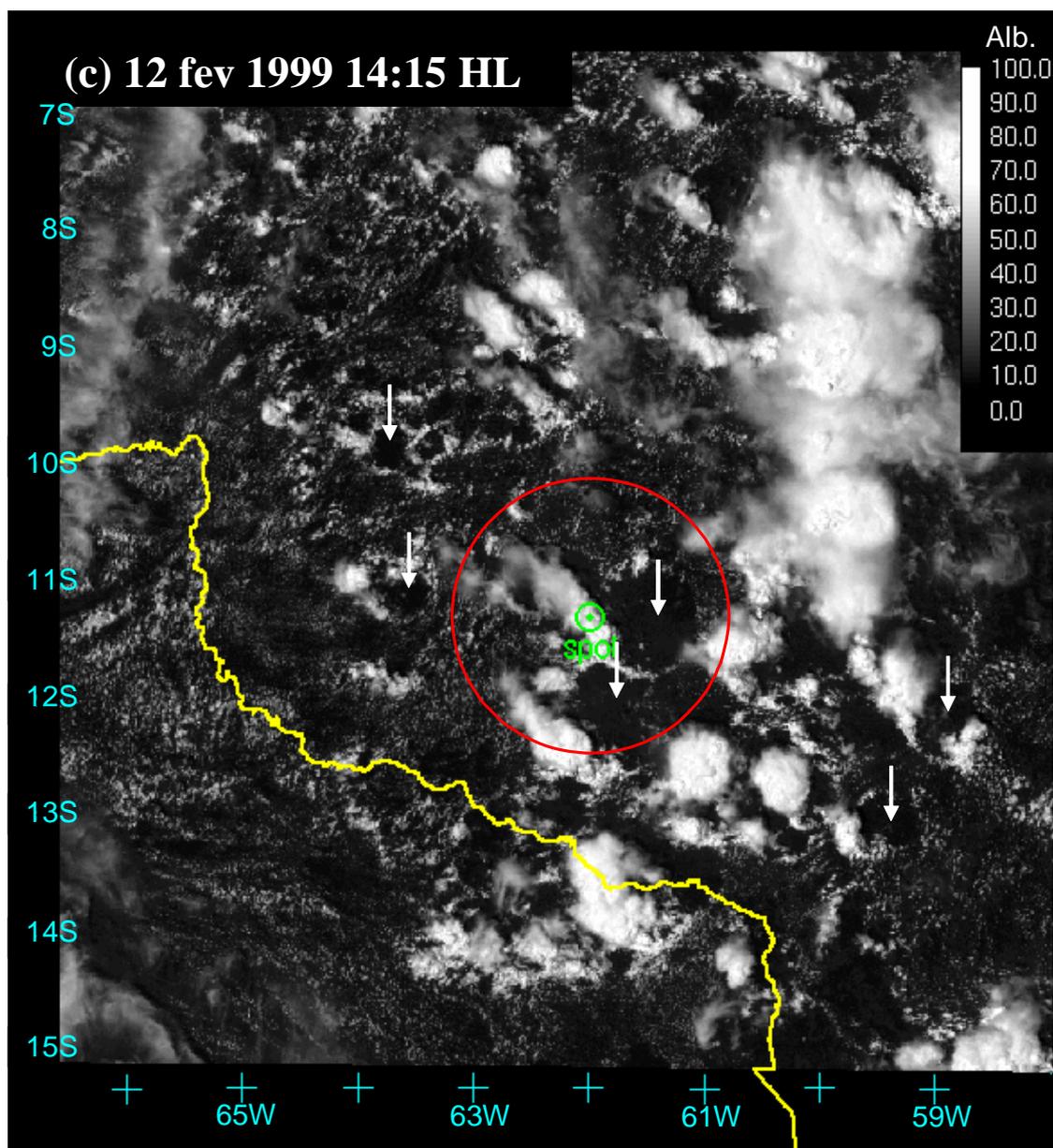


Figura 4(c) Exemplos de anéis de nuvens sobre a Amazônia observados pelo satélite GOES-8, para o dia 12 fev 1999, durante o experimento TRMM/LBA. As setas indicam alguns dos anéis de nuvens presentes na imagem.

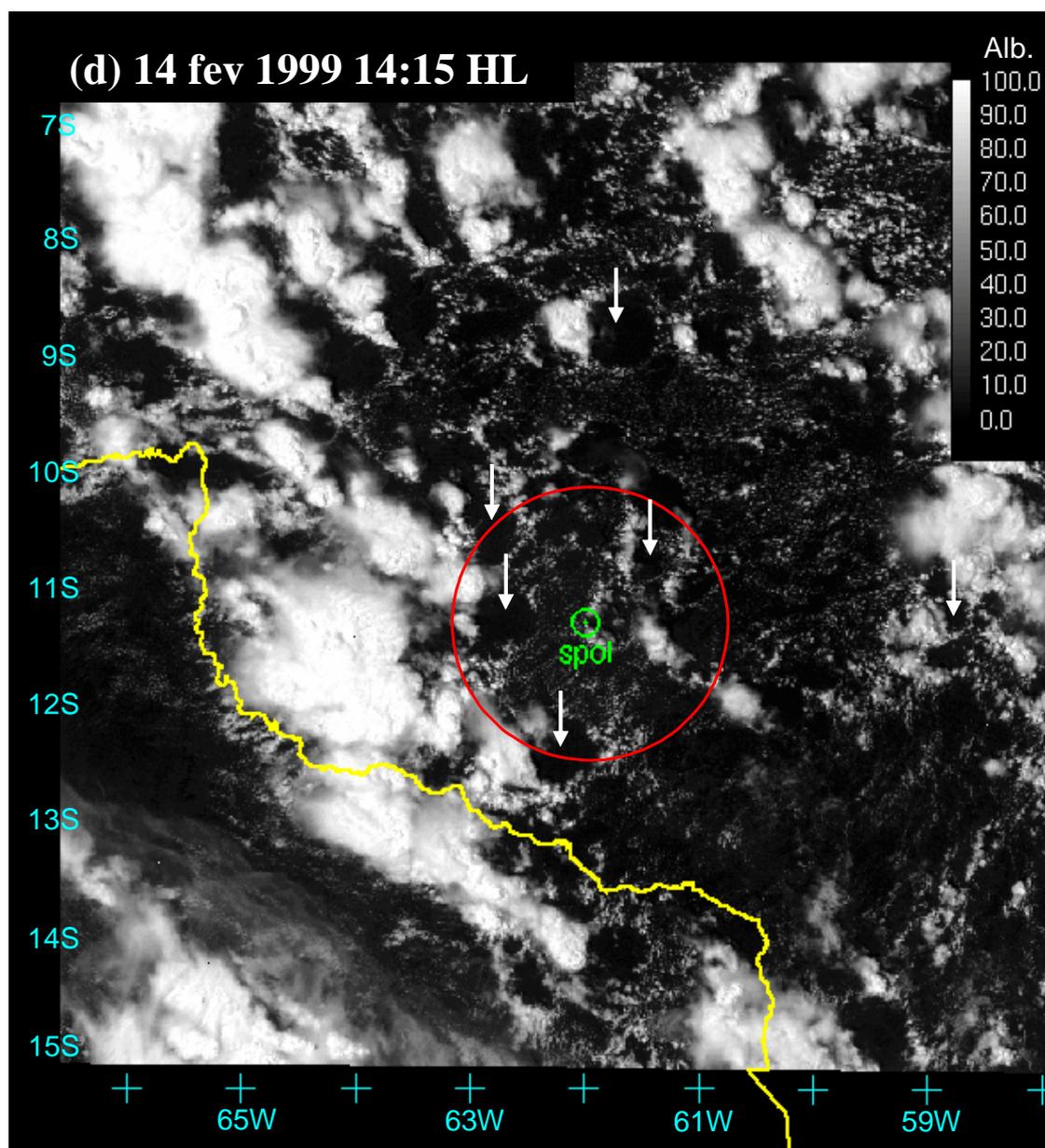


Figura 4(d) Exemplos de anéis de nuvens sobre a Amazônia observados pelo satélite GOES-8, para o dia 14 fev 1999, durante o experimento TRMM/LBA. As setas indicam alguns dos anéis de nuvens presentes na imagem.

A região livre de nuvens é um resultado da subsidência e da presença de uma camada mais estável. Nesses casos, normalmente assume-se que os insetos, responsáveis pelos retornos de ar claro, não estão presentes por causa da ausência de térmicas para conduzi-los até a altura do feixe do radar. A não existência de térmicas atrás da frente de rajada é um resultado da estabilização e da subsidência. Wilson et al. (1994), como também os estudos de modelagem de Tompkins (2001) e Khairoutdinov e Randall (2006), apresentaram evidências desses argumentos. A animação das imagens de radar e satélite mostra freqüentemente o anel de nuvens expandindo-se com o tempo, o que sugere uma expansão da chamada piscina de ar frio.

A Figura 5 mostra o desenvolvimento de um anel de nuvens observado por satélite durante o período de uma hora. A elipse na figura representa o anel de nuvens em 5 de fevereiro de 1999, às 14h55min^{**}. A inspeção dos dados durante o período de desenvolvimento desses anéis sugere que, inicialmente, pequenas correntes descendentes de tempestades individuais agregam-se, resultando na formação de uma piscina fria maior em um período de uma hora e dimensão em torno de 40 km. Esta seqüência de eventos é semelhante à simulação numérica descrita por Khairoutdinov e Randall (2006). No caso da Figura 5, as células convectivas que produziram o anel tinham refletividades em torno de 30 – 40 dBZ. A observação de intensidades similares, em associação com os anéis de nuvens, foi freqüente durante o decorrer desse estudo.

Procurou-se uma evidência de que esses anéis de nuvens definiam uma piscina de ar frio próximo à superfície. São apresentados, a seguir, dois exemplos de anéis passando sobre uma estação de superfície, a de Rolim de Moura. O primeiro exemplo, o dia 5 de fevereiro, é apresentado na Figura 6. Quando o anel de nuvens passa sobre a estação, nesse dia, registra-se uma queda gradual de 8°C na temperatura, em um período de 70 minutos. As imagens de satélite correspondentes são mostradas na Figura 7. O outro caso foi no dia 12 de fevereiro (registros não apresentados), quando a temperatura cai inicialmente 3°C no momento em que a piscina fria se move sobre a estação. Logo em seguida, a passagem de

^{**} A hora local é a hora TMG - 4 horas

uma segunda frente de rajada faz a temperatura cair 9°C . Tompkins (2001), em uma simulação numérica com um modelo em escala de nuvens, mostrou a formação de anéis de nuvens similares em torno de piscinas frias que foram geradas por cúmulos precipitantes anteriores. Essas simulações produziram piscinas frias com um déficit médio de 1K na temperatura e $1,5 \text{ g kg}^{-1}$ na razão de mistura. No entanto, esta média apenas incluía as piscinas frias antes de tempestades subseqüentes e a agregação com outras piscinas frias.

O dia 12 de fevereiro é minuciado na Figura 8. A Figura 8a ilustra as primeiras convecções do dia começando próximas das 11h00min, em localizações aparentemente aleatórias, mas cuja análise subseqüente indica ser em regiões com elevações maiores que 300m. Em torno de 12h55min (Figura 8c), muitos anéis de nuvens são perceptíveis. Dois dos mais dominantes são mostrados pelas linhas pontilhadas. Esses anéis expandem-se (Figura 8e) e colidem na seqüência (Figura 8g), produzindo outras tempestades. Em um período de tempo menor do que duas horas essas piscinas frias atingem um diâmetro de 100 km que implica uma velocidade de propagação de aproximadamente 6 ms^{-1} .

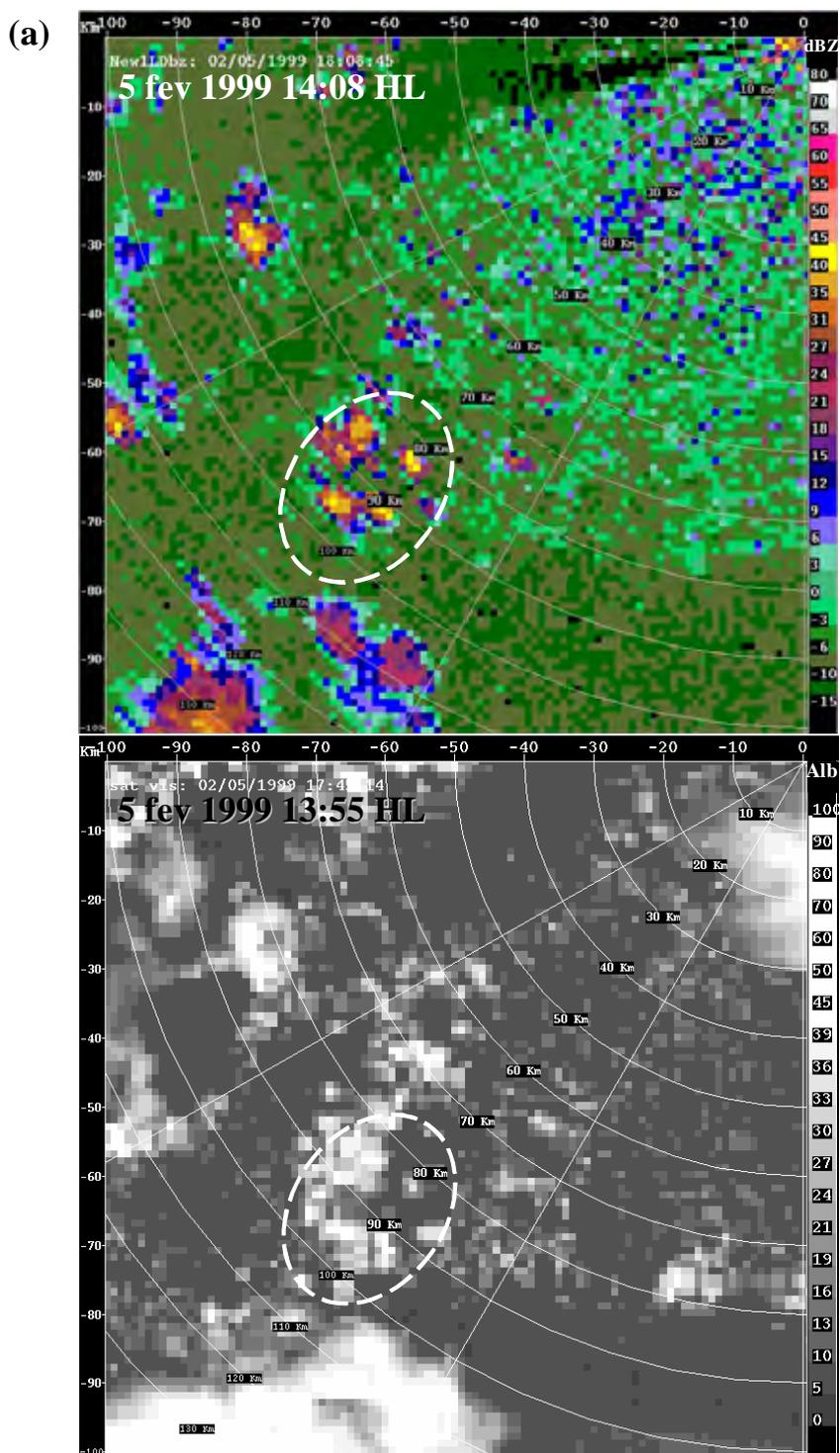


Figura 5 (a) Desenvolvimento de um anel de nuvens observado pelo radar S-Pol e pelo satélite GOES-8. A elipse tracejada representa o anel de nuvens observado às 14h55min.

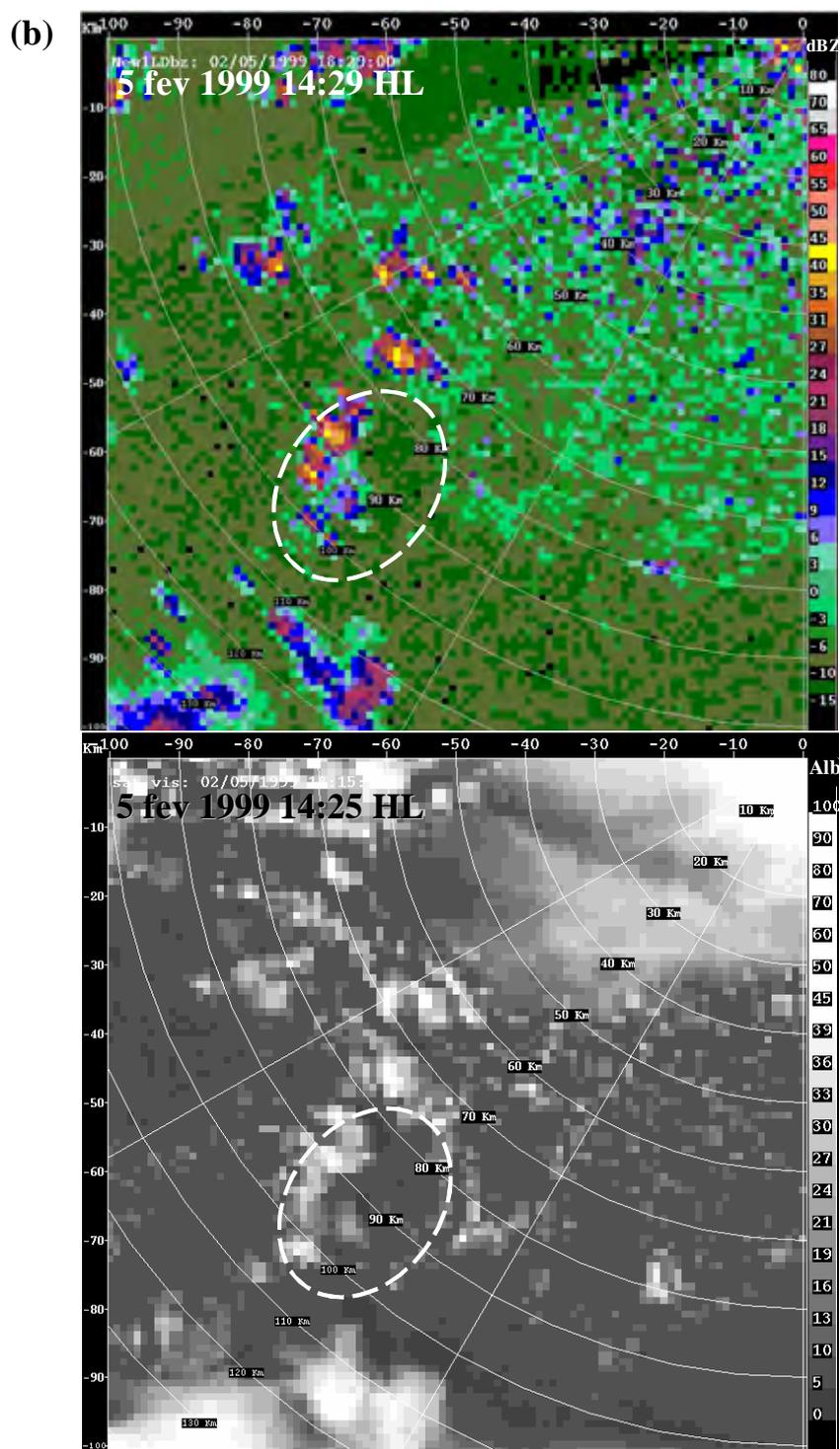


Figura 5 (b) Desenvolvimento de um anel de nuvens observado pelo radar S-Pol e pelo satélite GOES-8. A elipse tracejada representa o anel de nuvens observado às 14h55min.

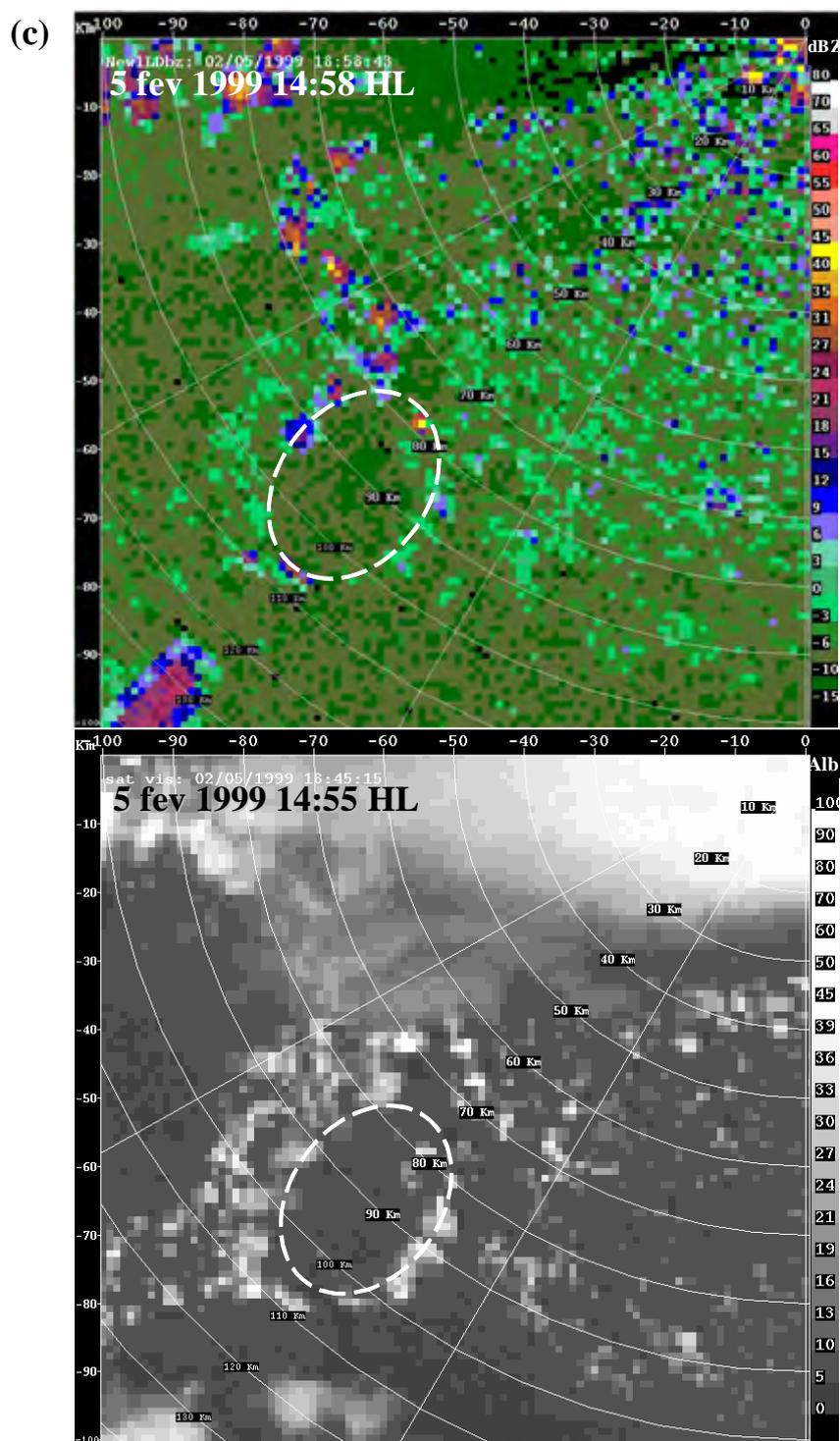


Figura 5 (c) Desenvolvimento de um anel de nuvens observado pelo radar S-Pol e pelo satélite GOES-8. A elipse tracejada representa o anel de nuvens.

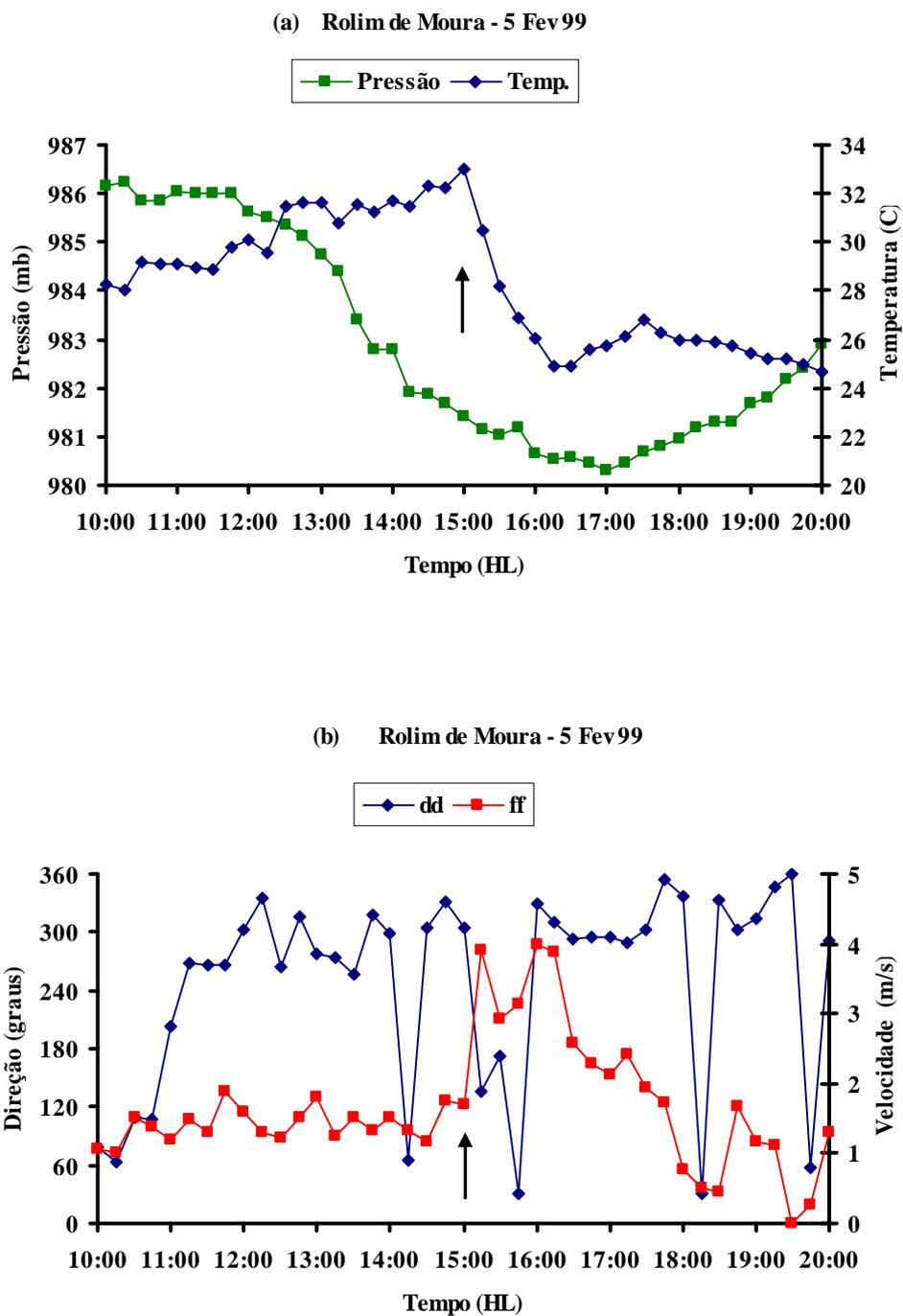


Figura 6. Evolução temporal da (a) temperatura e pressão, (b) direção e velocidade do vento na estação de superfície de Rolim de Moura associada à passagem de um anel de nuvens. A seta indica a passagem da frente de rajada. Não houve registro de chuva na estação.

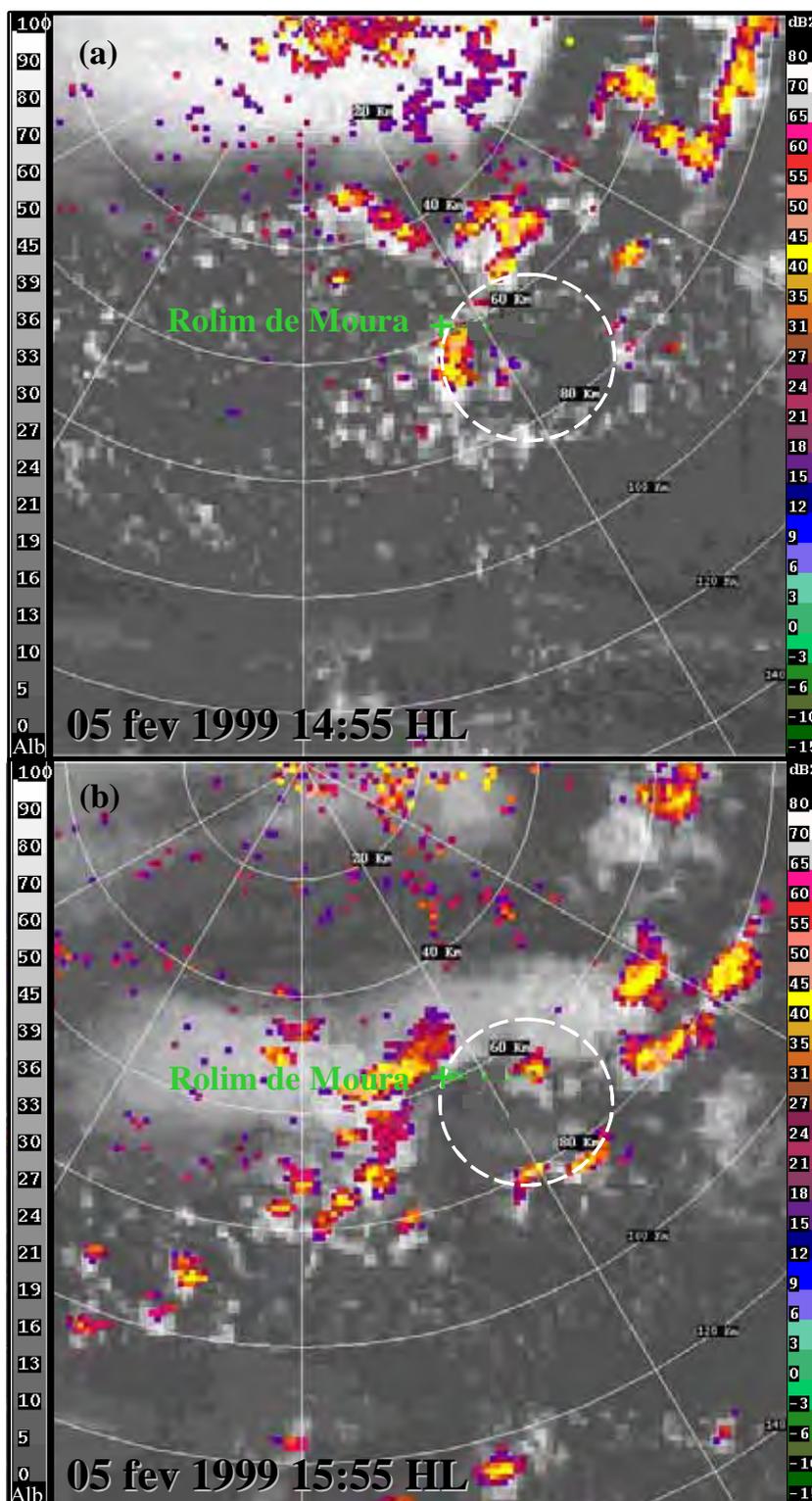


Figura 7. Imagens de satélite das 14h55min e 15h55min mostrando o anel de nuvens associado aos registros de superfície mostrados na Figura 6.

4.2 O Início e A Evolução de Tempestades

4.2.1 Seleção de Caso

Para estudar o início e a evolução de tempestades convectivas em decorrência das influências locais, selecionou-se o dia 5 de fevereiro do experimento TRMM/LBA. Nesse dia, as tempestades desenvolveram-se e dissiparam-se dentro do raio de alcance do radar S-Pol. Múltiplas células convectivas espalhadas iniciaram-se pouco depois do meio-dia, sobre as regiões de relevo mais acentuado, produzindo piscinas frias com dimensões horizontais de alguns quilômetros, em associação com as correntes descendentes. Essas piscinas frias de pequenas dimensões agregaram-se, produzindo piscinas frias maiores, que, por sua vez, induziram a formação de convecção posterior. Durante algumas horas, células convectivas continuaram a se desenvolver preferencialmente do lado sudoeste das piscinas frias. Eventualmente algumas dessas células convectivas uniram-se para formar pequenas linhas de convecção. O radar mostrou que a convecção diminuiu gradualmente, depois do pôr-do-sol.

4.2.2 Condições Ambientais

No dia 5 de fevereiro, a análise sinótica das 12 TMG (Figura 9(a) e Figura 9(b)) mostrava, em níveis superiores, a Alta da Bolívia centrada sobre o norte da Argentina e uma circulação ciclônica sobre a região nordeste do Brasil. Em superfície, um sistema frontal com fraca atividade atuava ao longo do litoral sudeste brasileiro. A radiossondagem das 15 TMG da estação de Abracos (Figura 10), mostrava, na região sudoeste da Amazônia, ventos fracos, desde a superfície até 300 hPa.

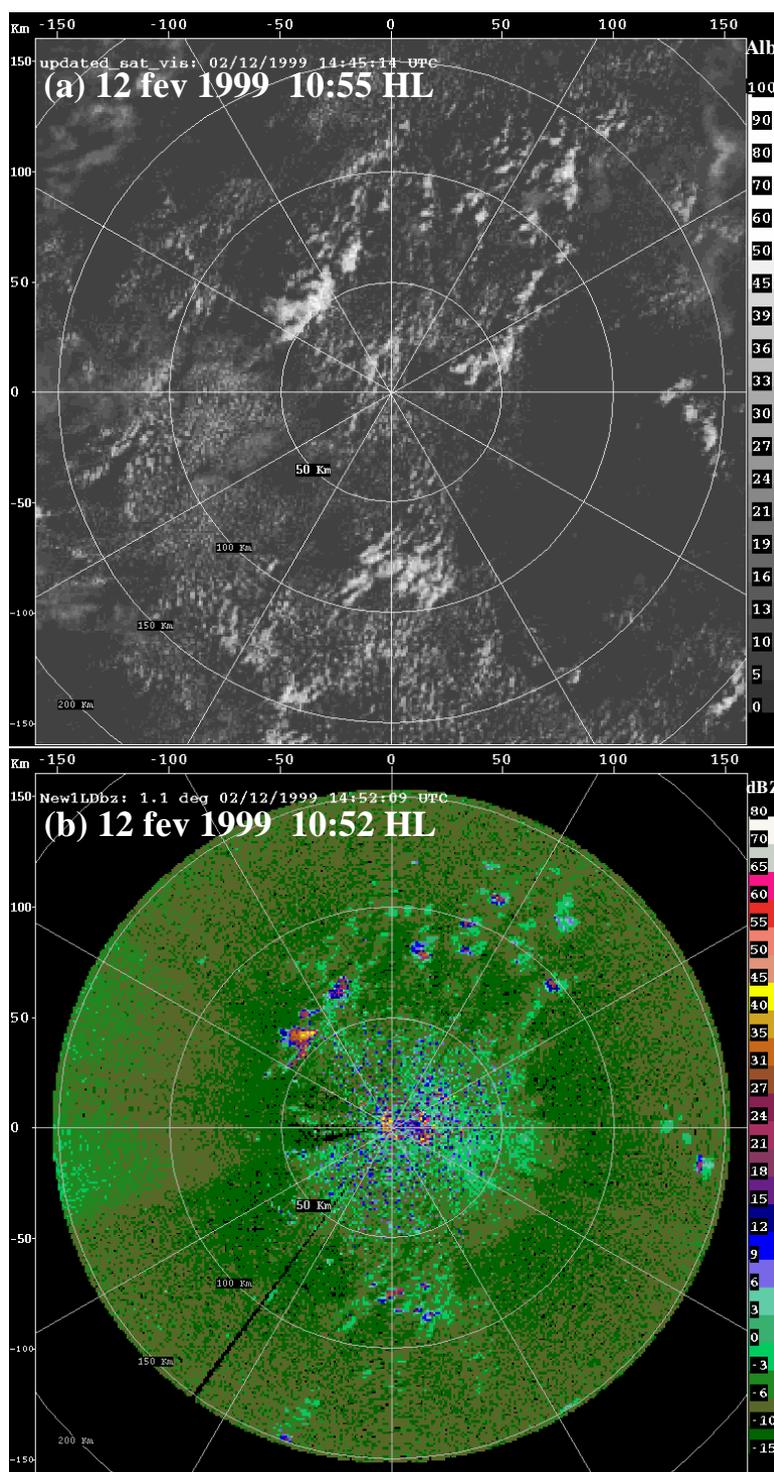


Figura 8. Evolução das tempestades e piscinas frias em 12 de fevereiro de 1999: (a) satélite e (b) radar mostrando as primeiras tempestades sobre as elevações mais altas do terreno;

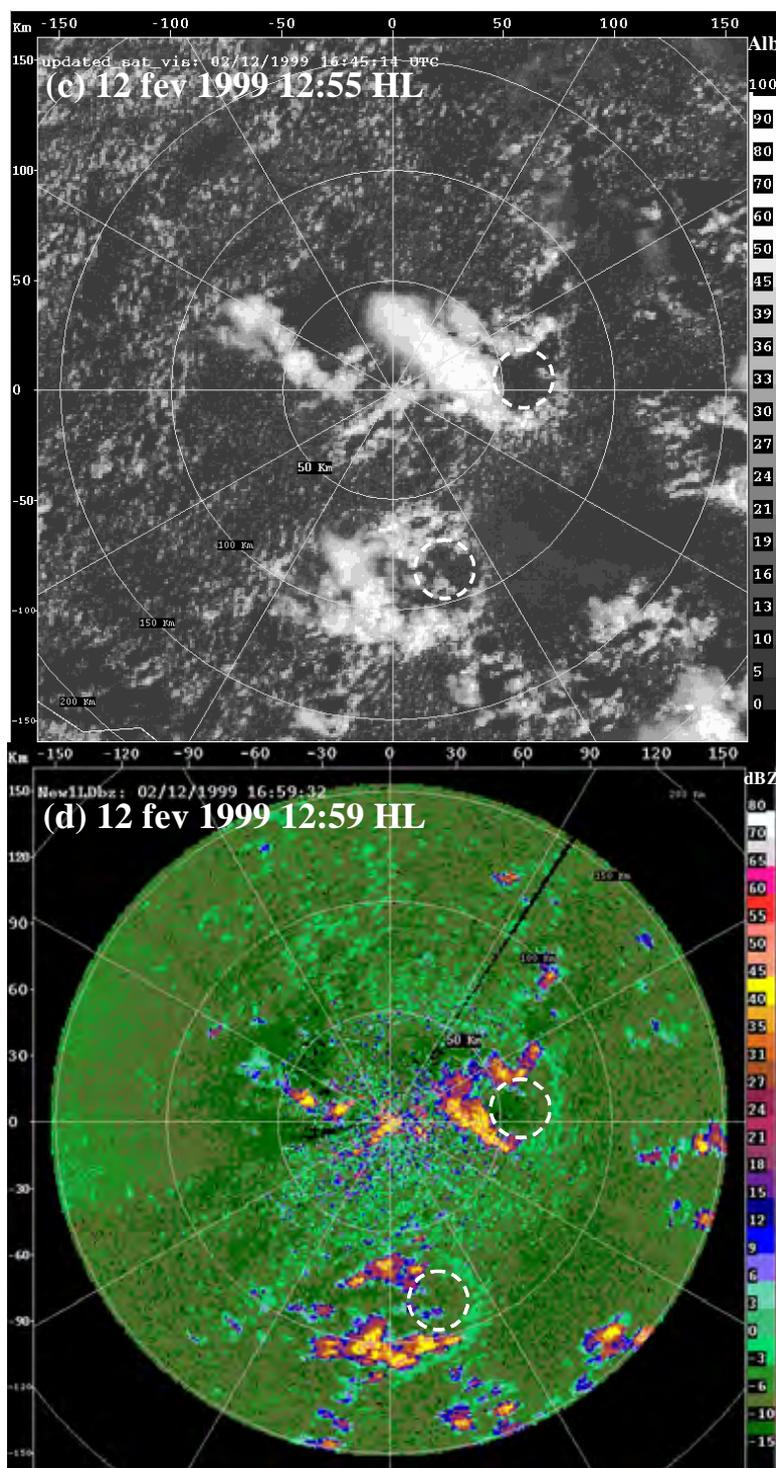


Figura 8 (cont.) (c) satélite e (d) radar mostrando as piscinas frias (linhas brancas pontilhadas) que se desenvolveram, e as tempestades iniciadas pela frente de rajada aproximadamente uma hora mais tarde;

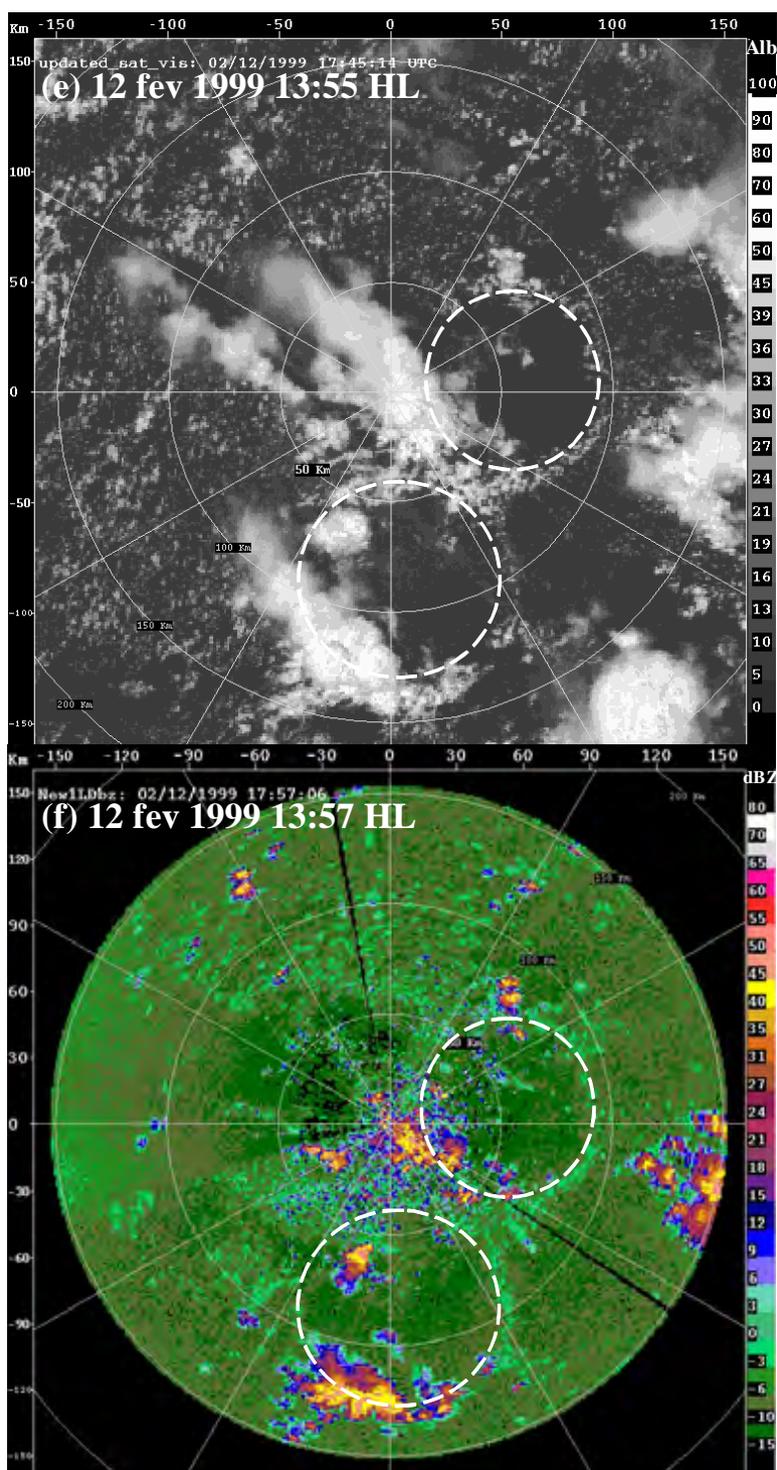


Figura 8 (cont.) (e) satélite e (f) radar mostrando a expansão das piscinas frias e as tempestades no lado sudoeste da piscina fria uma hora mais tarde do que em (c) e (d);

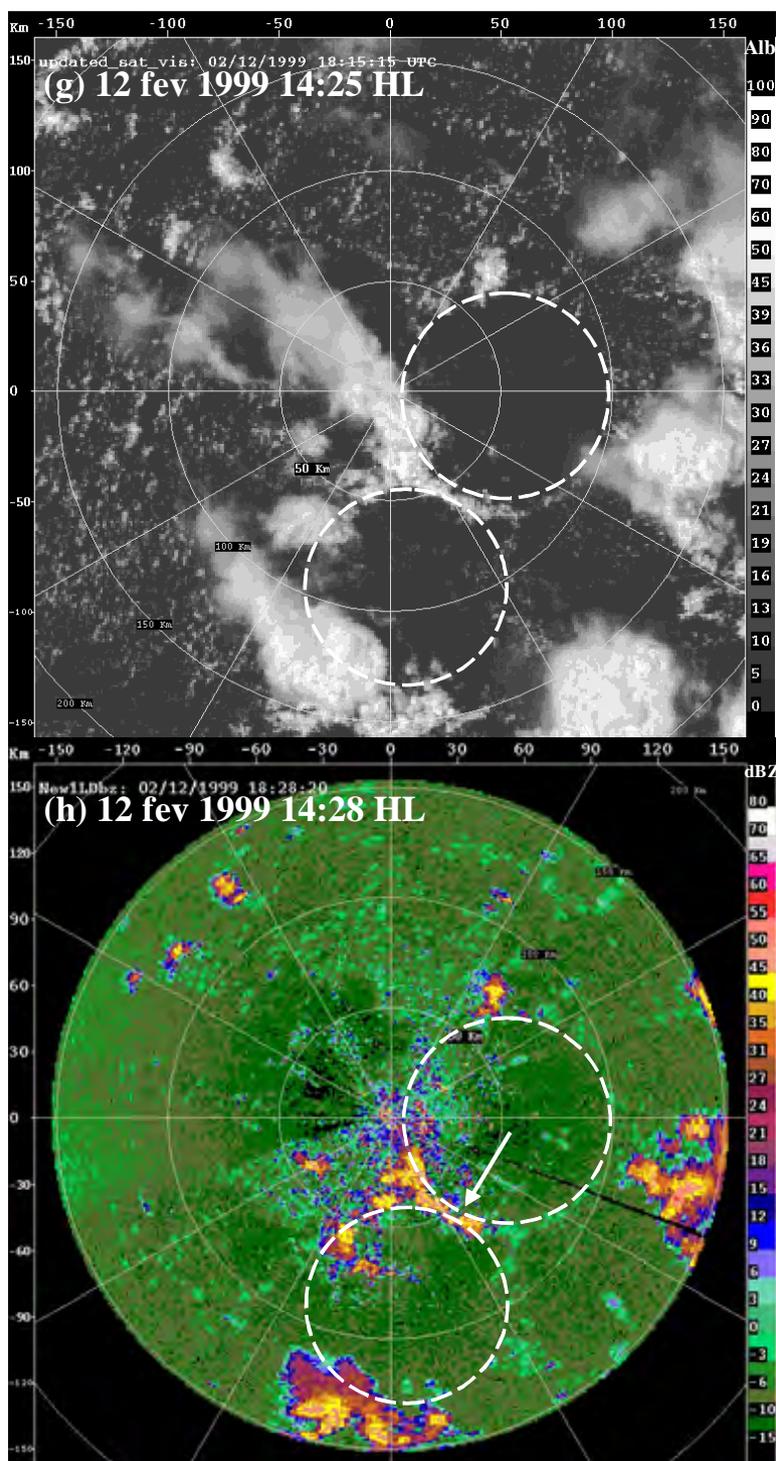


Figura 8 (cont.) (g) satélite e (h) radar mostrando as tempestades desenvolvidas na área de colisão das duas piscinas frias.

Uma camada úmida próxima à superfície era sobreposta por uma camada um pouco mais seca até 500 hPa, condição típica observada entre o fim de janeiro e o começo de fevereiro (Halverson et al., 2002). Na ausência de forçante de grande escala, a convecção na região em foco iniciou-se, em resposta ao ciclo diurno do aquecimento solar e forçada localmente pela orografia. A sondagem das 15 TMG, tomada como representativa do ambiente pré-tempestade, mostrou valor de CAPE de 1521 J kg^{-1} . Valores do cisalhamento do vento entre a superfície e 6 km e a superfície e 6 km apresentaram-se muito pequenos, em torno de $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

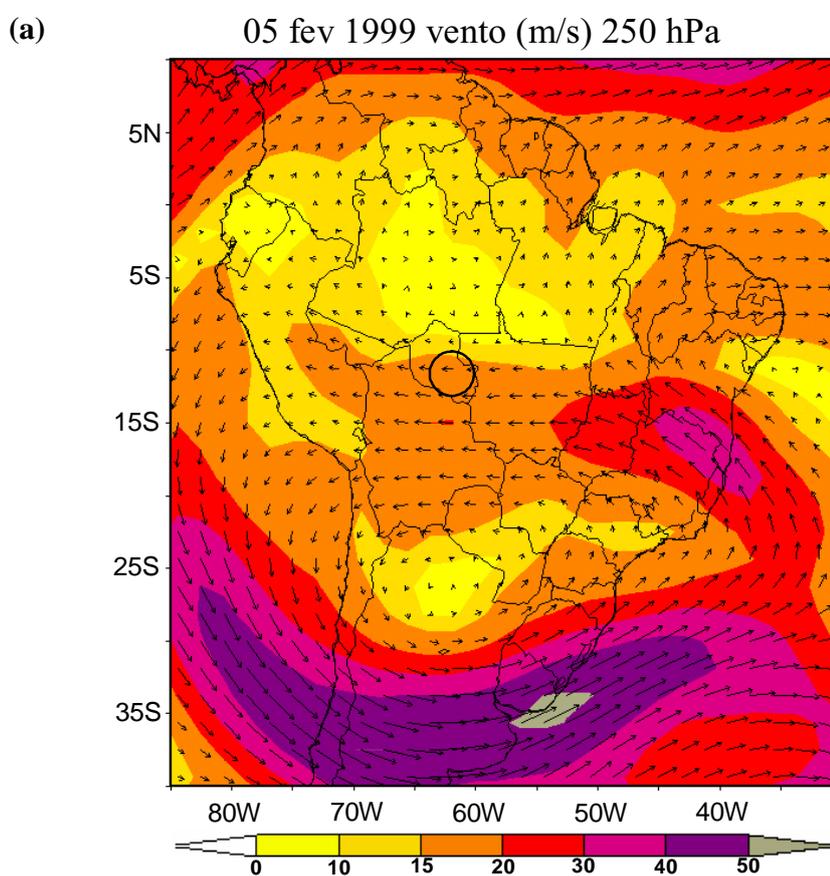


Figura 9(a) Ventos em 200 hPa da análise global do CPTEC - 12 TMG para 05 de fevereiro de 1999. O círculo preto corresponde à área de estudo.

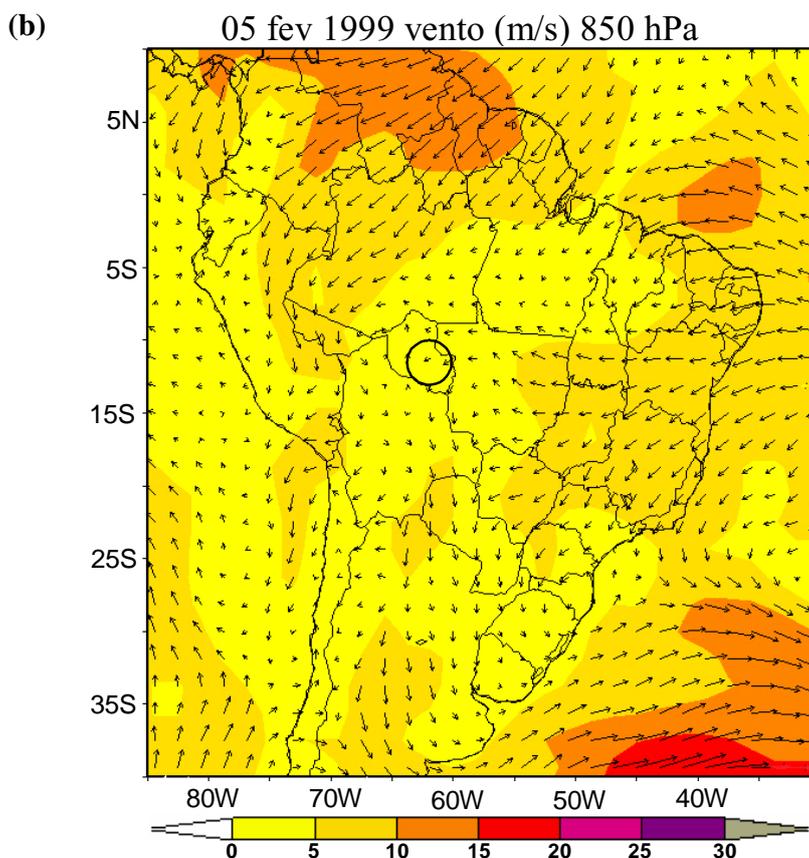


Figura 9(b) Ventos em 850 hPa da análise global do CPTEC - 12 TMG para 05 de fevereiro de 1999. O círculo preto corresponde à área de estudo.

4.2.3 Classificação das Tempestades de acordo com o Mecanismo de Iniciação

Durante o período selecionado para o estudo, das 10 às 24h do dia 5 de fevereiro, um total de 315 tempestades tiveram início na área de análise. Usando as informações de radar e satélite, os possíveis mecanismos de iniciação foram identificados e classificados em quatro categorias: forçado pelo terreno (TF), forçado por frente de rajadas (GF), forçado pela colisão de frentes de rajadas (CB) e não classificado (UC). Detalhamentos adicionais do processo de classificação são apresentados no Apêndice 1.

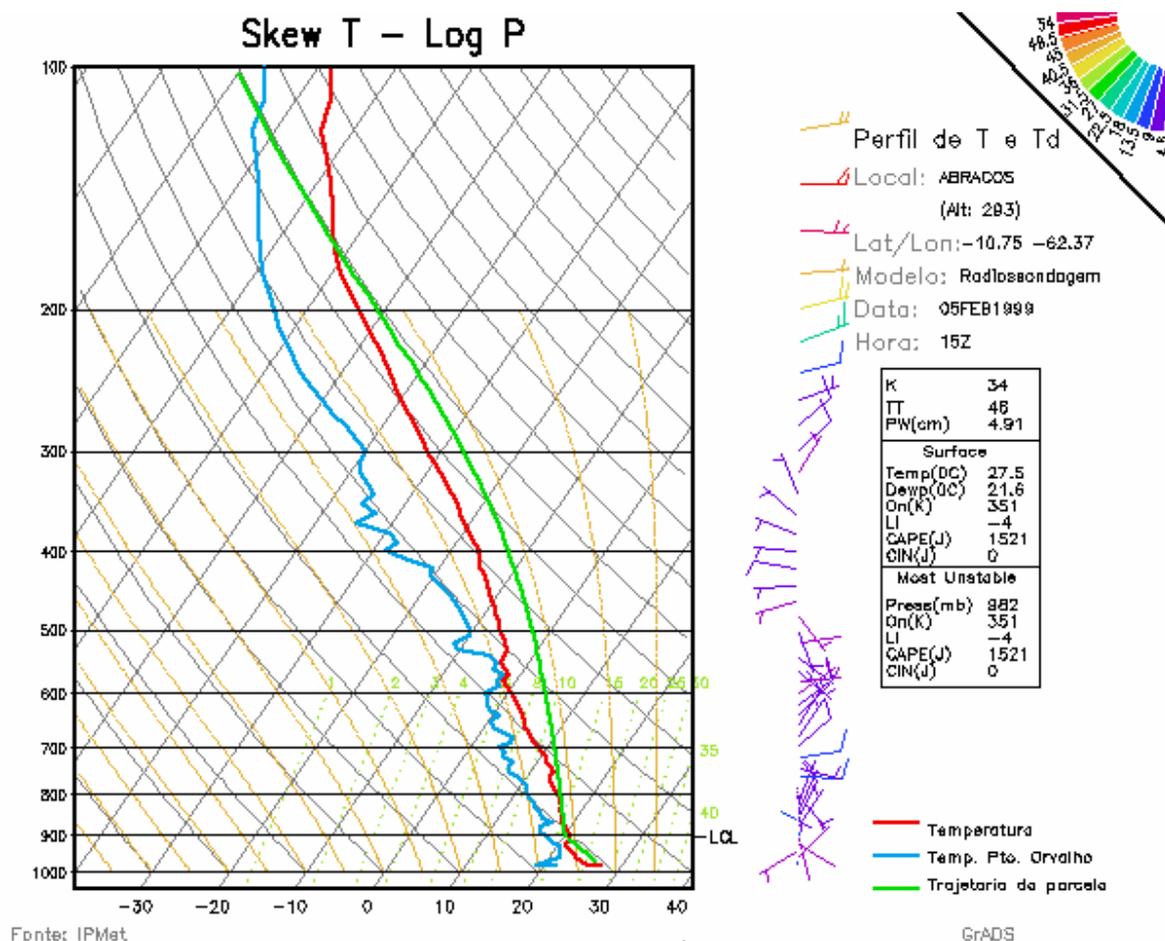


Figura 10. Sondagem das 15 TMG da estação de Abracos, em 05 de fevereiro 1999. A escala do vento está em $m.s^{-1}$.

(a) Forçadas pelo Terreno (TF)

Nesta categoria foram inseridas aquelas tempestades que se iniciaram sobre regiões de elevações maiores do que 300m e sem a evidência da ação de qualquer outro mecanismo de iniciação. Um exemplo deste procedimento é ilustrado nas Figuras 11(a) a 11(d). No princípio nuvens formam-se sobre a região de relevo mais acentuado, evoluindo rapidamente para tempestades que excedem 45 dBZ.

(b) Forçadas por Frente de Rajadas (FR)

Várias tempestades foram formadas a partir das correntes descendentes das tempestades que se formaram sobre as regiões de relevo acentuado. Independentemente de estas tempestades estarem ou não sobre elevações superiores a 300 m, elas foram colocadas nessa categoria. As Figuras 12(a) e 12(b) exemplificam o procedimento de classificação mostrando novas tempestades formando-se ao longo de uma frente de rajada gerada por um grupo de tempestades presente na região sudoeste do radar. A identificação de frentes de rajada é feita com base na observação de linhas finas de refletividades no radar e na observação de linhas de nuvens cúmulos nos satélites.

(c) Forçadas pela Colisão de Descontinuidades (CB)

As tempestades iniciadas pela colisão de descontinuidades (frentes de rajadas) foram colocadas na categoria forçada por colisão, ilustrada pelas Figuras 13(a) a 13(d). Duas piscinas frias são visíveis nas imagens de radar e satélite. À medida que as piscinas se expandem elas colidem e uma pequena linha de tempestades se forma ao longo da região de colisão.

(d) Não Classificadas (UC)

São inseridas na categoria não classificadas aquelas tempestades para as quais não foi possível identificar inequivocamente o mecanismo de iniciação através das imagens de radar e satélite. Muitos casos de início de convecção ocorreram além dos 100 km de alcance do radar, onde fica difícil a detecção das linhas finas de refletividade associadas com as frentes de rajadas. Nessa distância o feixe do radar (aproximadamente 2 km de altura para a elevação de 0.7 graus) está bem acima da camada limite planetária (Fisch et al., 2004), onde tipicamente as frentes de rajada ocorrem. Também foram incluídos nessa categoria os casos de cúmulos que foram formados sobre relevo acentuado e deslocaram-se para regiões mais planas (< 300 m), antes de atingir o limiar de 35 dBZ.

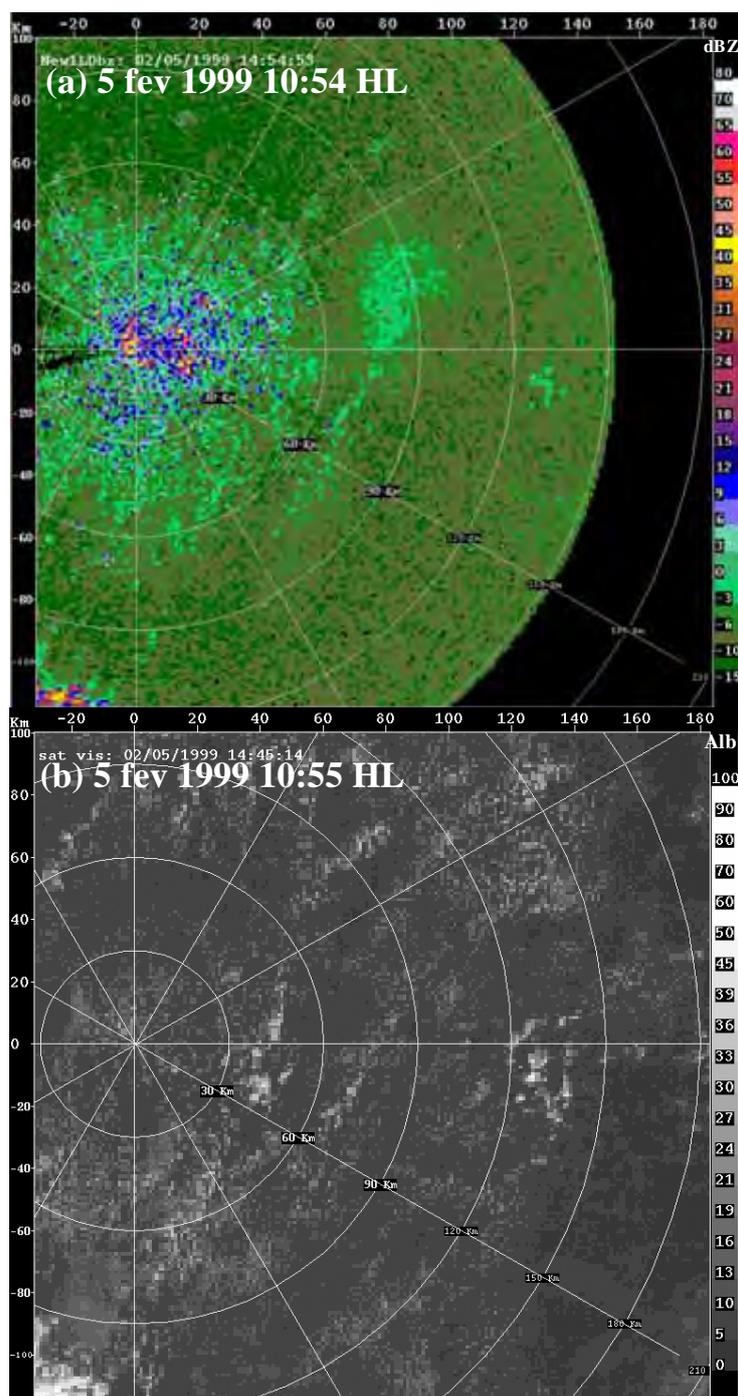


Figura 11. Exemplo de início de tempestades forçado pelo terreno (FT). (a) refletividade do radar antes do desenvolvimento da tempestade; (b) imagem do visível do GOES-8.

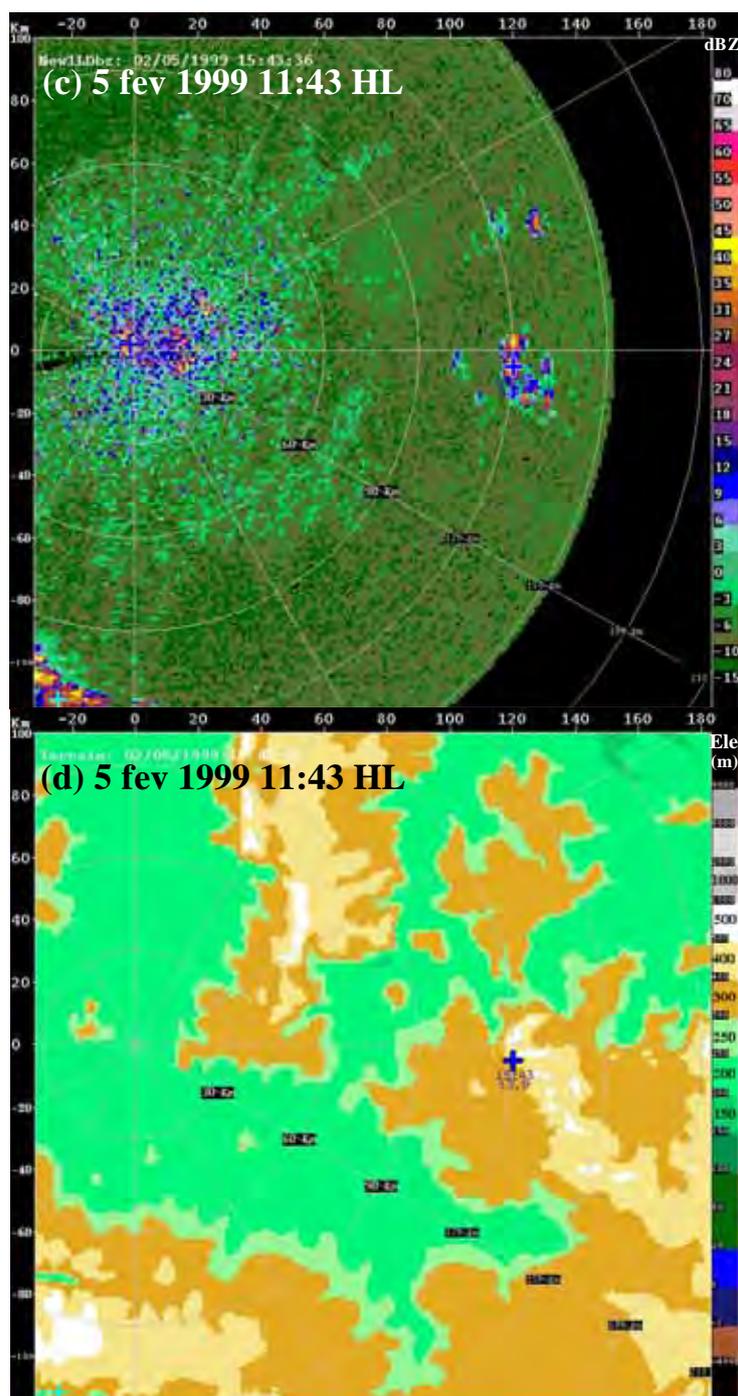


Figura 11 (cont.) Exemplo de início de tempestades forçado pelo terreno (FT). (c) refletividade do radar 49 minutos mais tarde mostrando a precipitação desenvolvida; (d) ponto inicial (cruz azul) da nova tempestade sobreposta ao relevo.

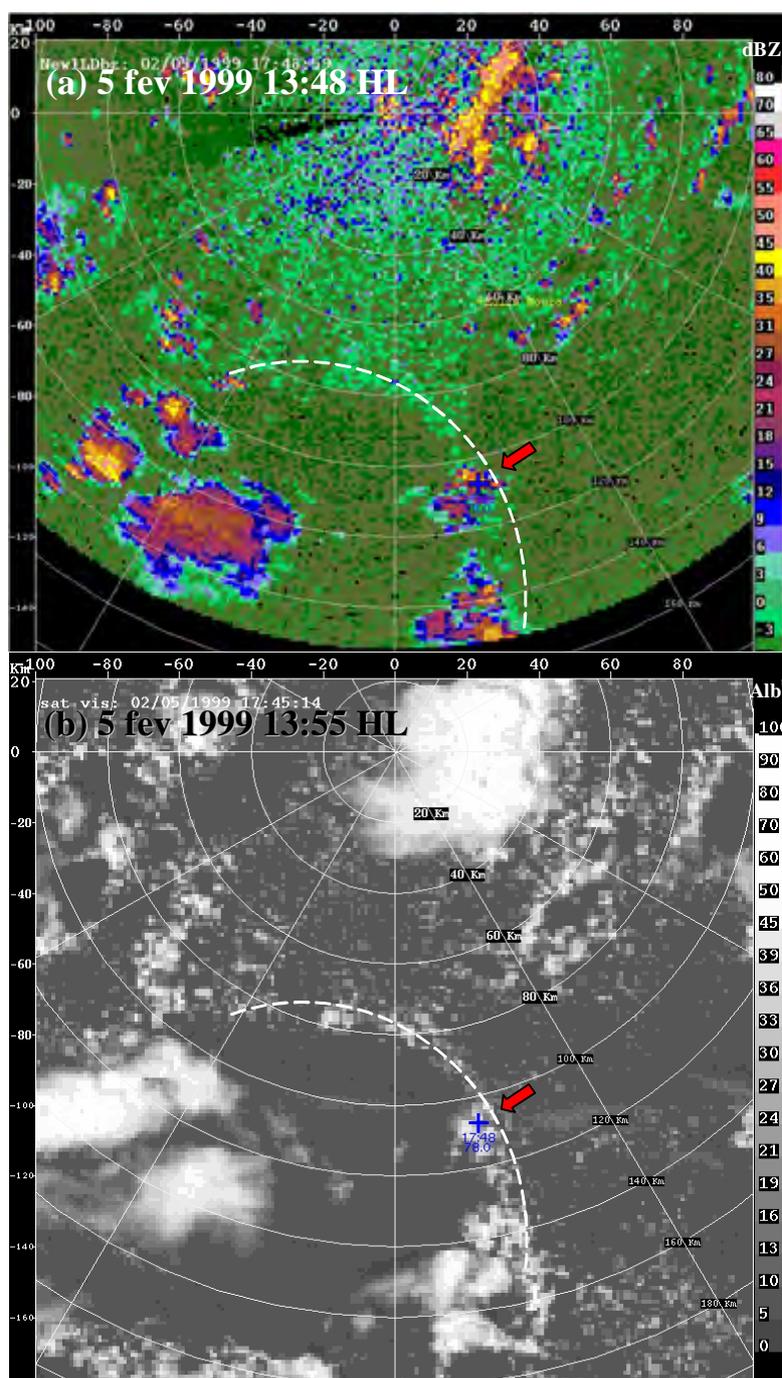


Figura 12. Exemplos de início de tempestades por frente de rajada (FR). (a) campo de refletividade (13h48min) mostrando a frente de rajada (linha branca pontilhada) e (b) imagem visível do satélite (13h55min). A seta vermelha destaca a tempestade que se desenvolveu ao longo dessa frente de rajada.

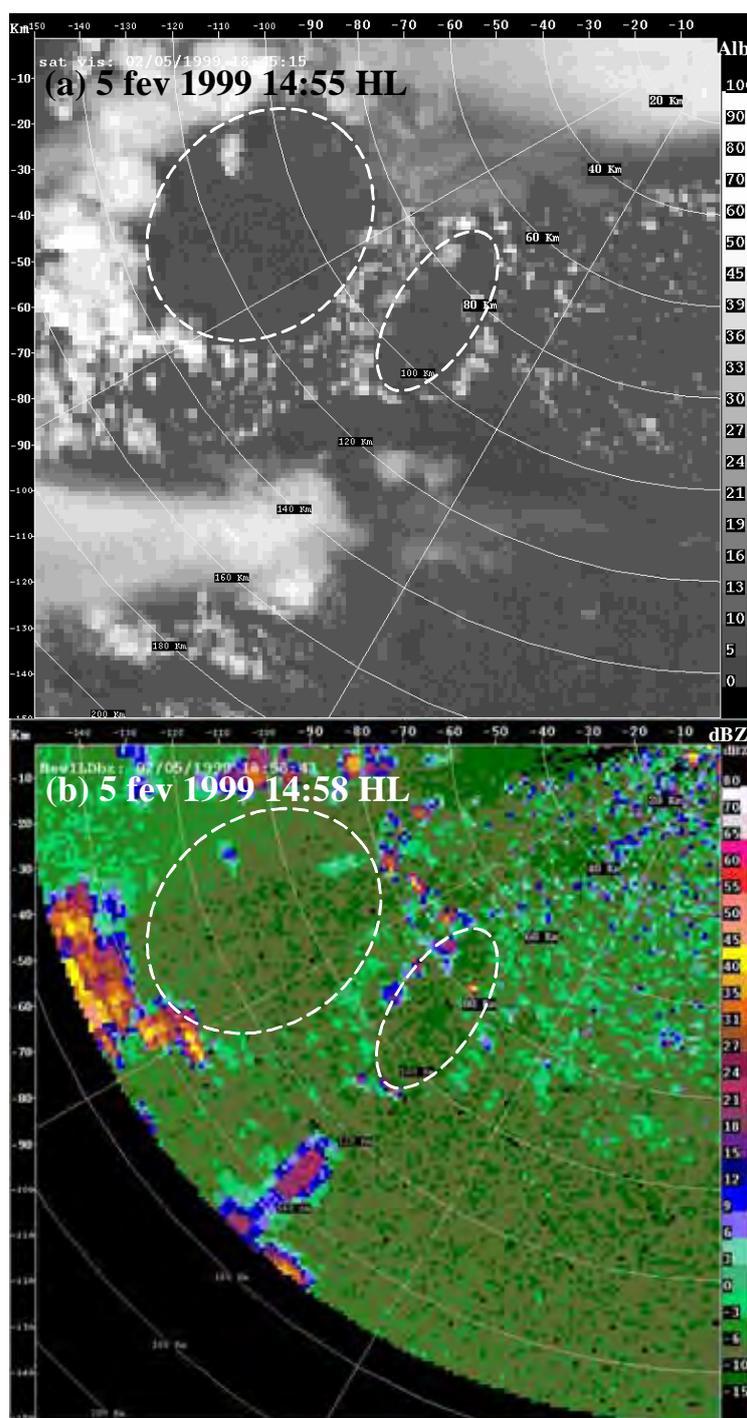


Figura 13. Exemplos de início de tempestades pela colisão de frentes de rajadas (CD): (a) imagem visível e (b) refletividade do radar mostram duas piscinas frias (linha pontilhada branca) um pouco antes da colisão.

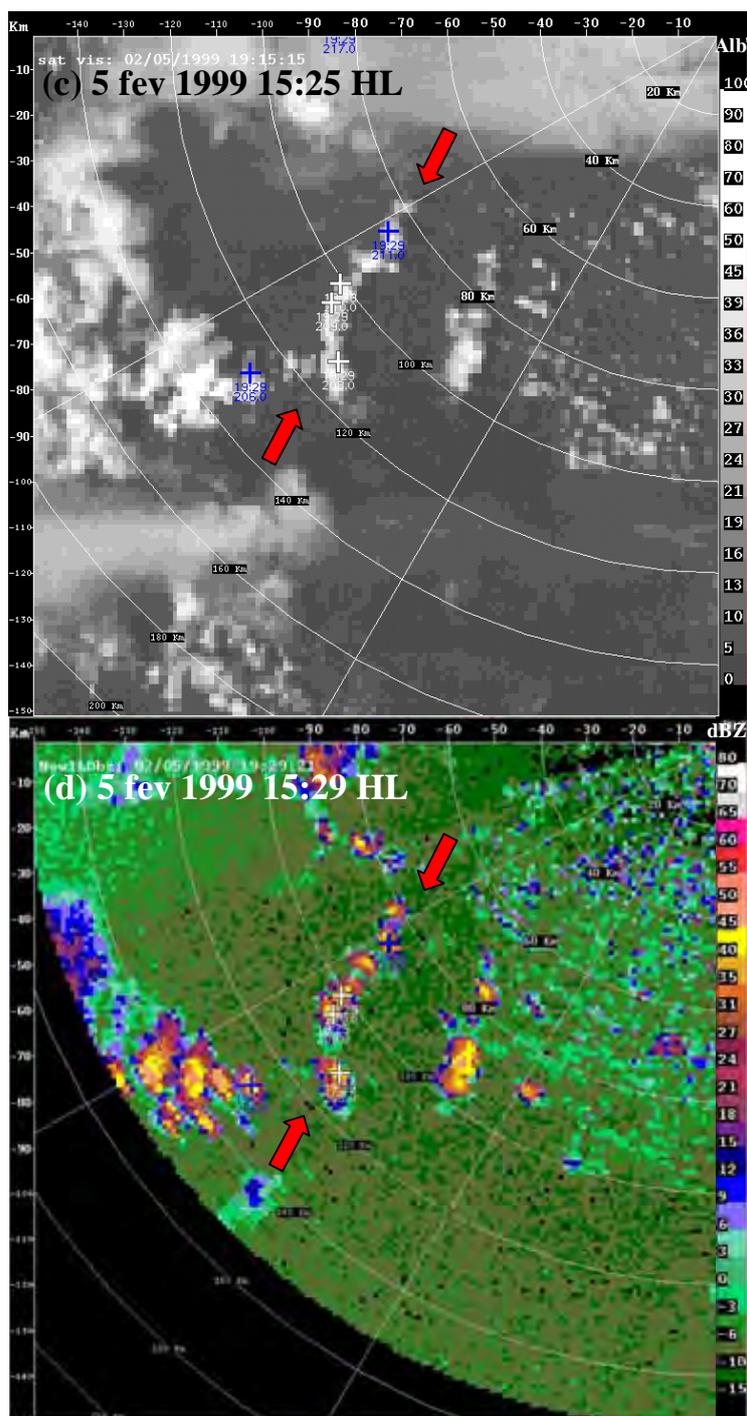


Figura 13. (cont) Exemplos de início de tempestades pela colisão de frentes de rajadas (CD):
(c) imagem do visível e (d) refletividade do radar mostram a linha de nuvens e tempestades, indicadas pelas setas vermelhas, formadas ao longo da linha de colisão.

4.2.4 Mecanismos de Iniciação de Tempestades na Amazônia

Durante o dia 5 de fevereiro, um total de 315 tempestades formou-se dentro dos 130 km de raio, a partir do radar S-Pol. A hora de início de todas as tempestades formadas é mostrada no histograma da Figura 14. Observa-se claramente a evolução diurna do início das tempestades, que aparecem próximas ao meio-dia e rapidamente atingem um pico entre 15-16h, típico para a região. A Figura 15 mostra a localização do ponto de início das tempestades a cada hora. Pode-se notar a predominância da iniciação sobre o terreno mais elevado, até 14h. Nas duas horas seqüentes, existe uma iniciação sobre as elevações mais baixas, quando as frentes de rajada das tempestades formadas anteriormente atingem aquelas regiões. O número de tempestades iniciadas por cada mecanismo definido anteriormente (seção 4.2.3) é mostrado na Figura 16. O mecanismo mais comum de iniciação foi por frentes de rajada (36%), seguido pelo efeito orográfico (21%) e colisão entre frentes de rajada (16%). No restante dos 27% dos casos não foi possível a classificação. A distribuição temporal para cada mecanismo de iniciação é apresentada na Figura 17. Os histogramas mostram claramente que, entre 13 e 15h, o principal mecanismo atuante foi a iniciação pelo efeito orográfico seguido pelas frentes de rajada e colisão de linhas de descontinuidades no final da tarde e noite. As curvas FT e FR têm os máximos defasados entre 1 e 2 horas; já FR e CD tendem a ocorrer simultaneamente. A análise detalhada dos dados sugere que o pico secundário que aparece na iniciação, pelo efeito orográfico, entre 15 e 17h, pode ser resultado do aquecimento da região mais elevada, depois que as tempestades se deslocam. Na região mais elevada, ao sul do radar, o céu fica claro em torno das 14h e, então, novos cúmulos começam a crescer nas horas seqüentes, alguns deles atingindo o limiar de 35 dBZ, em torno das 16h. Durante o período de monção, na América do Norte, a região sul do Arizona apresentou um ciclo similar ao observado aqui (Zehnder et al., 2006).

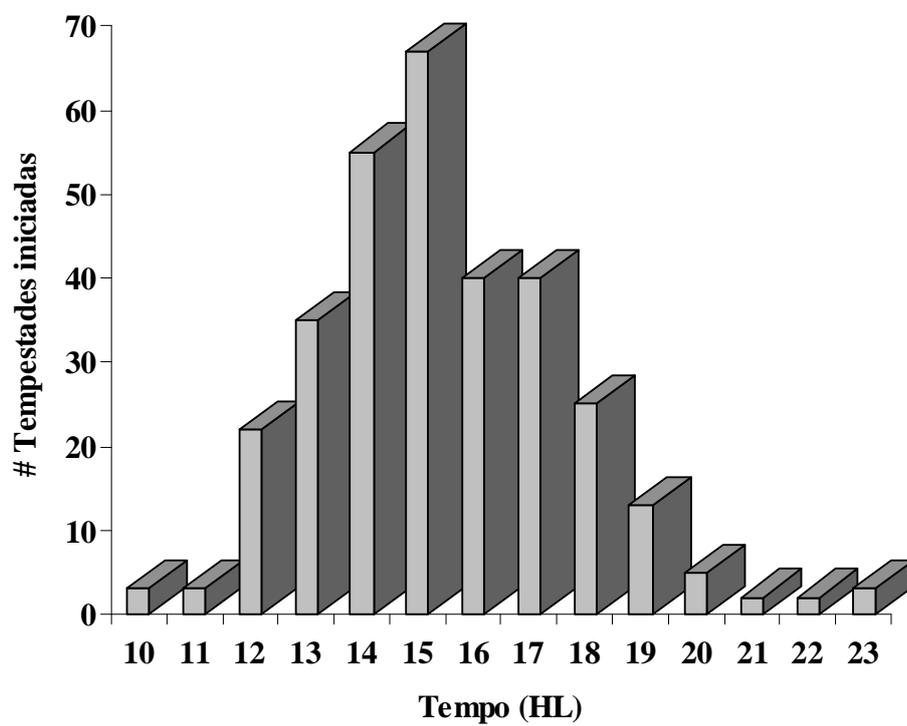


Figura 14. Número de tempestades iniciadas em função do tempo (hora local).

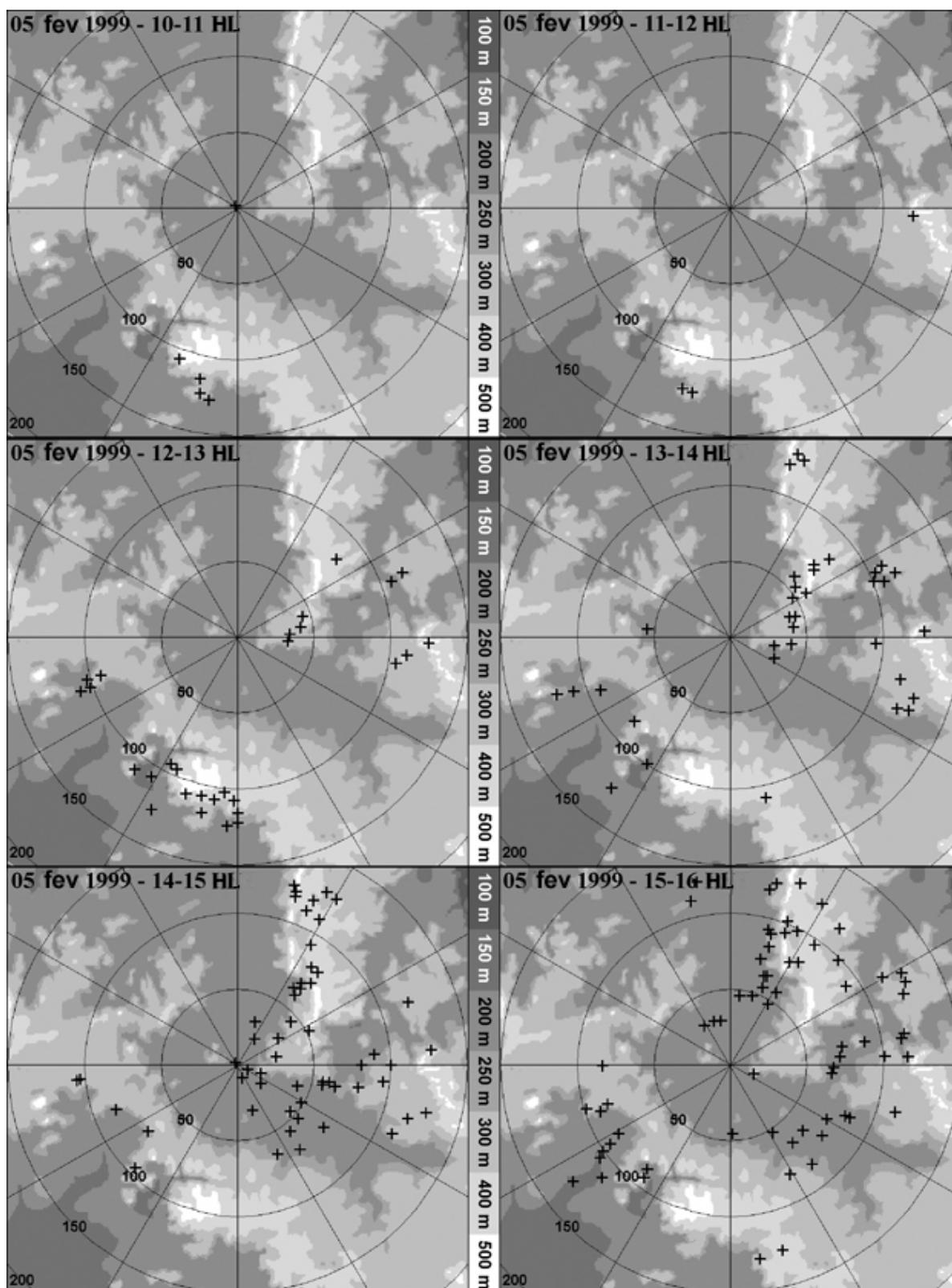


Figura 15. Localização das tempestades iniciadas em função do tempo.

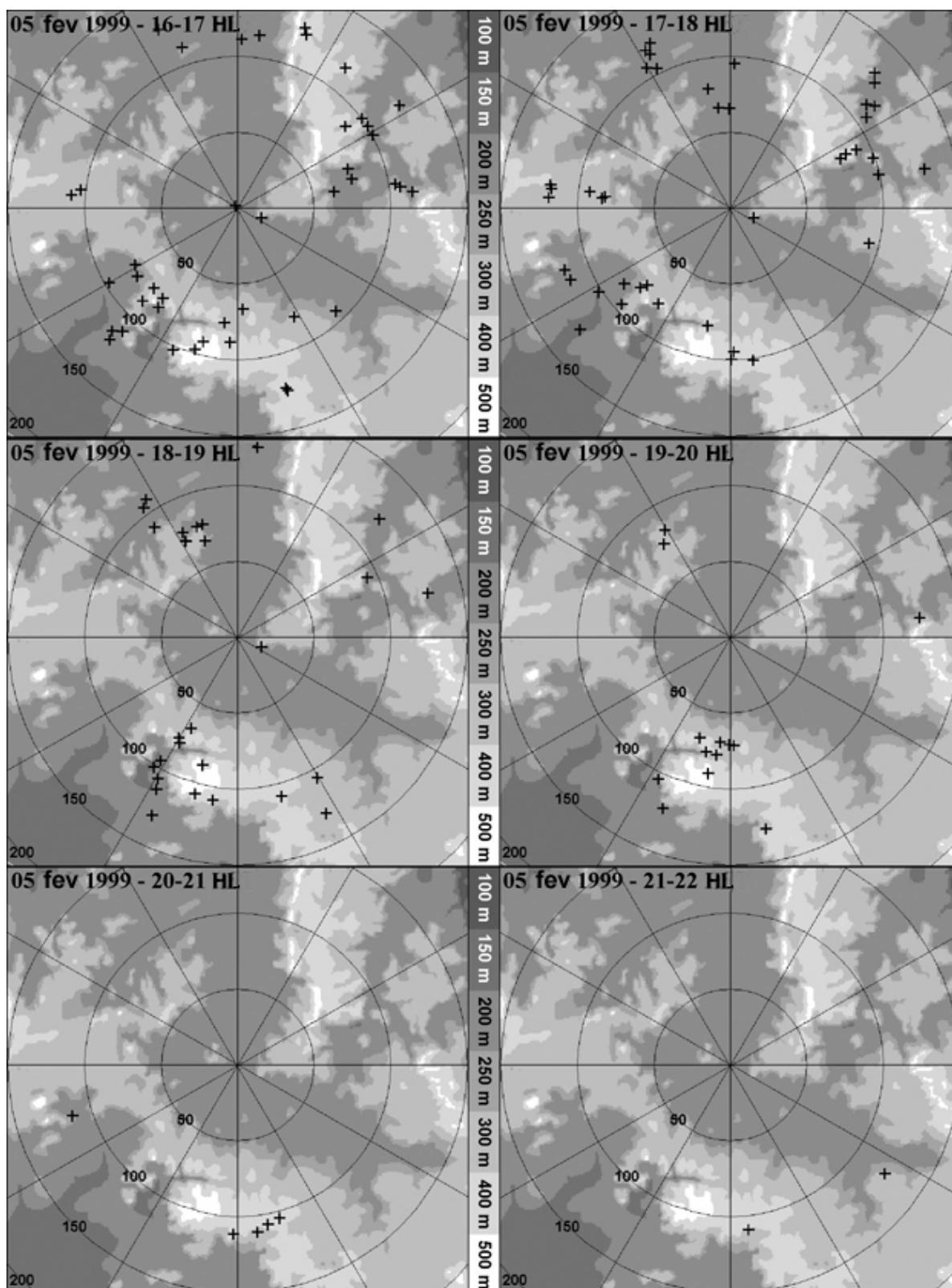


Figura 15.(cont) Localização das tempestades iniciadas em função do tempo.

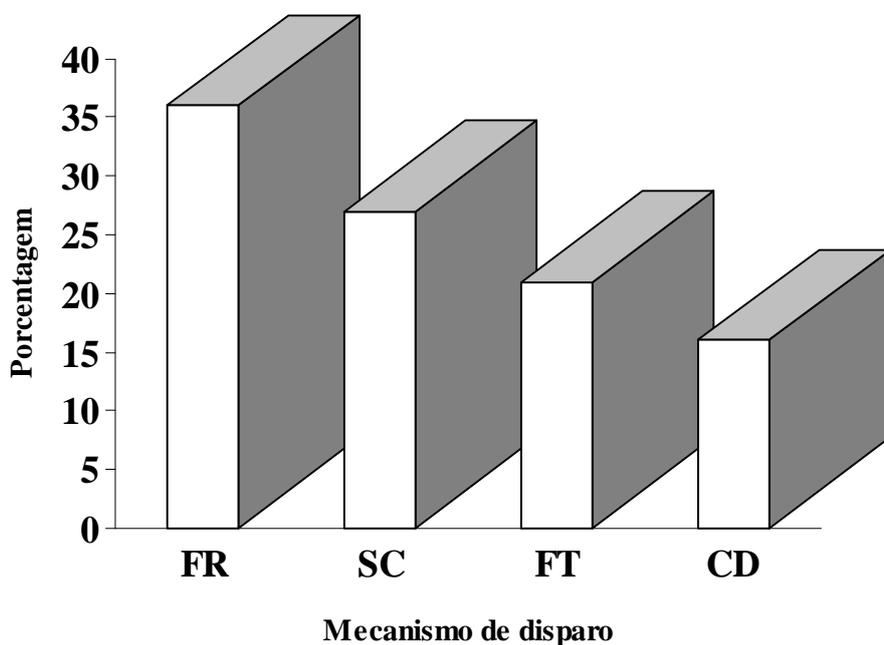


Figura 16. Porcentagem de tempestades iniciadas por cada mecanismo de disparo. Mecanismos de disparos: FR – frente de rajada, FT – forçada pelo terreno, CD – colisão de descontinuidades (frentes de rajadas) e SC – sem classificação.

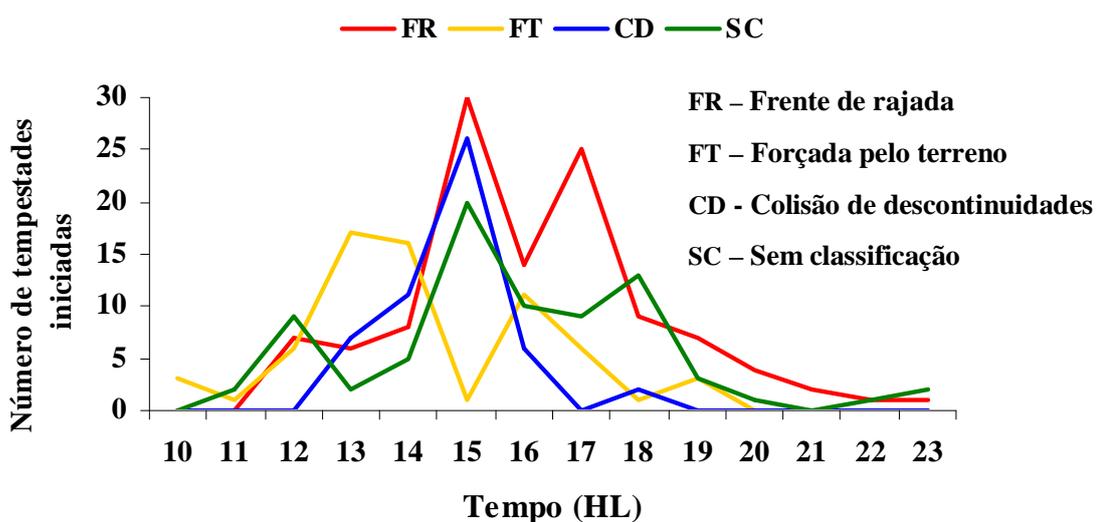


Figura 17. Número de tempestades iniciadas em função do mecanismo.

4.2.5 Posição Preferencial das Tempestades

Os exemplos mostrados nas Figuras 4, 5, 7 e 8 mostram que as nuvens e chuvas mais intensas estão tipicamente localizadas nos lados oeste e sudoeste das piscinas frias. Há indícios de que a razão é similar aos argumentos de Rotunno et al. (1988), do balanço vertical de vorticidade, e aos de Wilson e Megenhardt (1997) do balanço entre a frente de rajada e movimento da célula. Em geral esses dois argumentos produzem o mesmo resultado. Para uma frente de rajada circular, os argumentos de Rotunno et al. (1988) indicam que as tempestades teriam mais condições de ocorrer no lado onde o cisalhamento vertical, calculado por toda a profundidade da frente de rajada em um plano vertical perpendicular a ela, produziria uma rotação anti-horária na dianteira da frente de rajada, em oposição à rotação horária atrás da frente de rajada. A Figura 18 reproduz as condições favoráveis para o desenvolvimento de tempestades (balanço entre o cisalhamento e a piscina fria) através de uma simulação numérica 2-D. Seções verticais do radar em quatro frentes de rajadas nesse dia mostraram que as linhas finas tinham aproximadamente de 1 a 1,5 km de altura (Figura 19). A sondagem (Figura 10) mostra ventos fracos e variáveis nessa camada, estabelecendo-se de nordeste, acima de 1,5 km, com valores de poucos ms^{-1} . Os ventos são tão fracos no dia 05 de fevereiro que a rotação anti-horária é muito débil para balancear a rotação horária produzida pela frente de rajada em qualquer posição em torno da piscina fria. O lado sudoeste, porém, seria o mais favorável neste caso.

O argumento de Wilson e Megenhardt (1997) estabelece que o início das tempestades e a maior duração delas são favorecidos quando o movimento da frente de rajada e o movimento das tempestades são similares. Neste caso, o quadrante sudoeste da frente de rajada seria favorecido, porque o anel de nuvens se move para sudoeste, com aproximadamente 5 ms^{-1} , sendo o movimento dos ecos de radar também para sudoeste e em torno de 4 ms^{-1} . Esse movimento é também semelhante ao do vento do nível guia das tempestades entre 850 e 500 hPa, em média de $5 - 10 \text{ ms}^{-1}$ para sudoeste. A Figura 20 ilustra o argumento de Wilson e Megenhardt (1997).

Para testar a especulação de que a localização preferencial das tempestades é dependente da direção do vento do nível guia, foi feita uma procura em todos os dias do experimento TRMM/LBA, a fim de verificar se era de outra direção que não a do

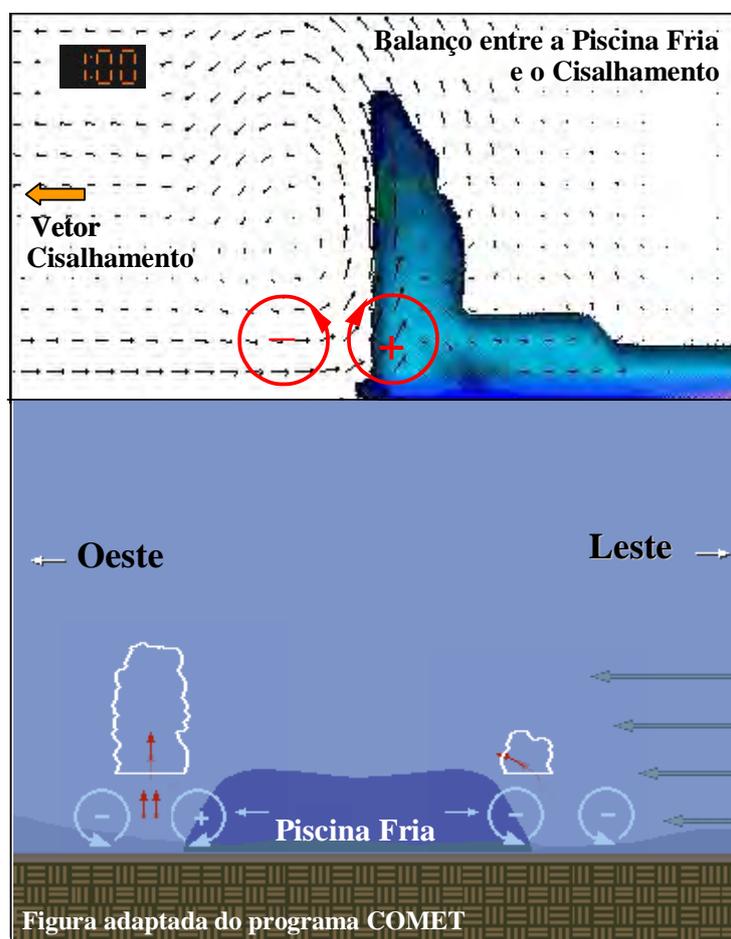


Figura 18. Representação das condições favoráveis para o desenvolvimento de tempestades de acordo com os argumentos de Rotunno et al. (1988) acompanhado de esquema ilustrativo (abaixo).

quadrante nordeste ou se as nuvens e tempestades eram prevaletentes em um lado que não o quadrante sudoeste. Alguns casos foram encontrados durante o regime de oeste, quando a preferência das tempestades era pelo lado leste e os ventos do nível guia eram de oeste. A Figura 21 apresenta um exemplo de tempestades formadas, preferencialmente, no quadrante nordeste, ao longo da frente de rajada no dia 28 de fevereiro.

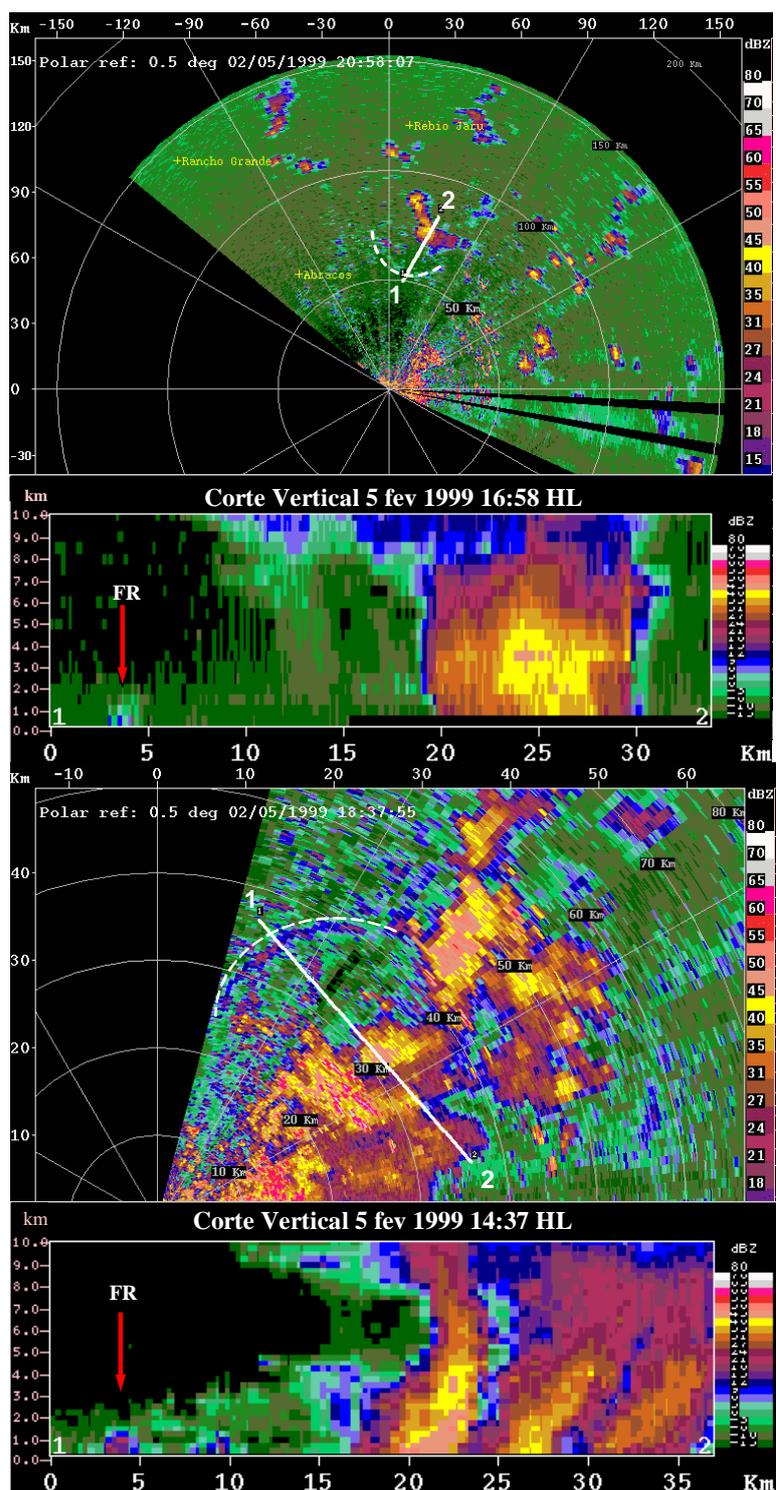


Figura 19. Corte vertical ao longo de duas frentes de rajada (linha pontilhada branca) no dia 5 de fev 1999. Os números indicam a direção do corte e a seta, a posição da FR.

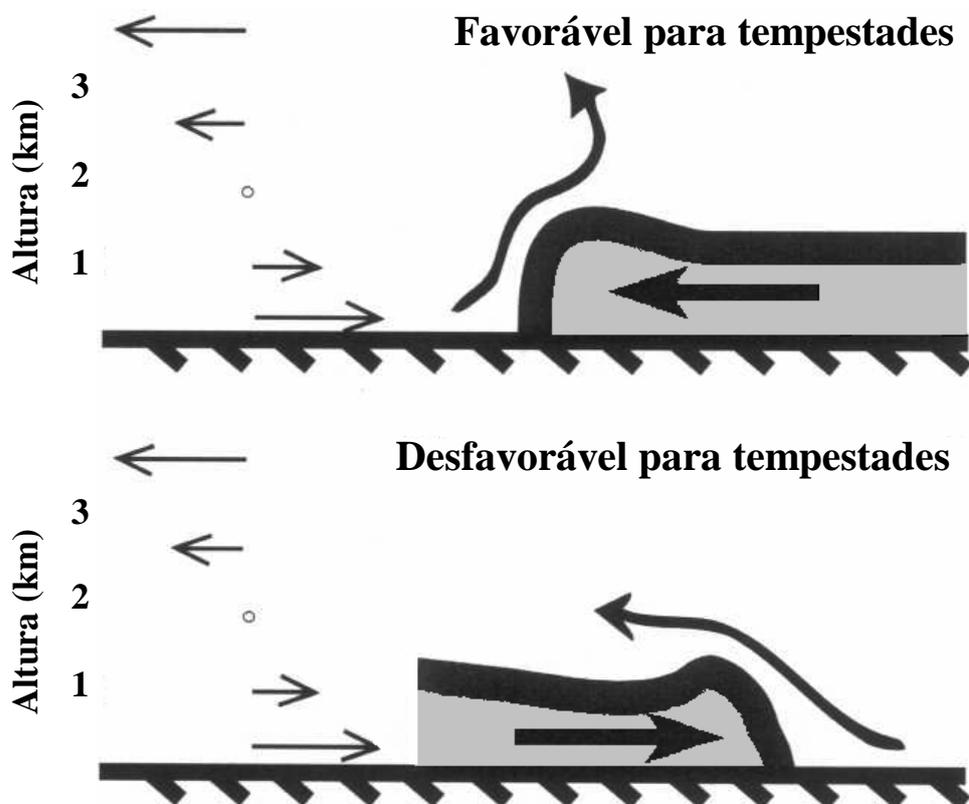


Figura 20. Ilustração dos argumentos de Wilson e Megenhardt (1997) mostrando as condições favoráveis e não favoráveis para desenvolvimento de tempestades. As setas à esquerda representam o vento ambiental. A seta dentro da área cinza representa o deslocamento da corrente de densidade. A outra representa o movimento ascendente.

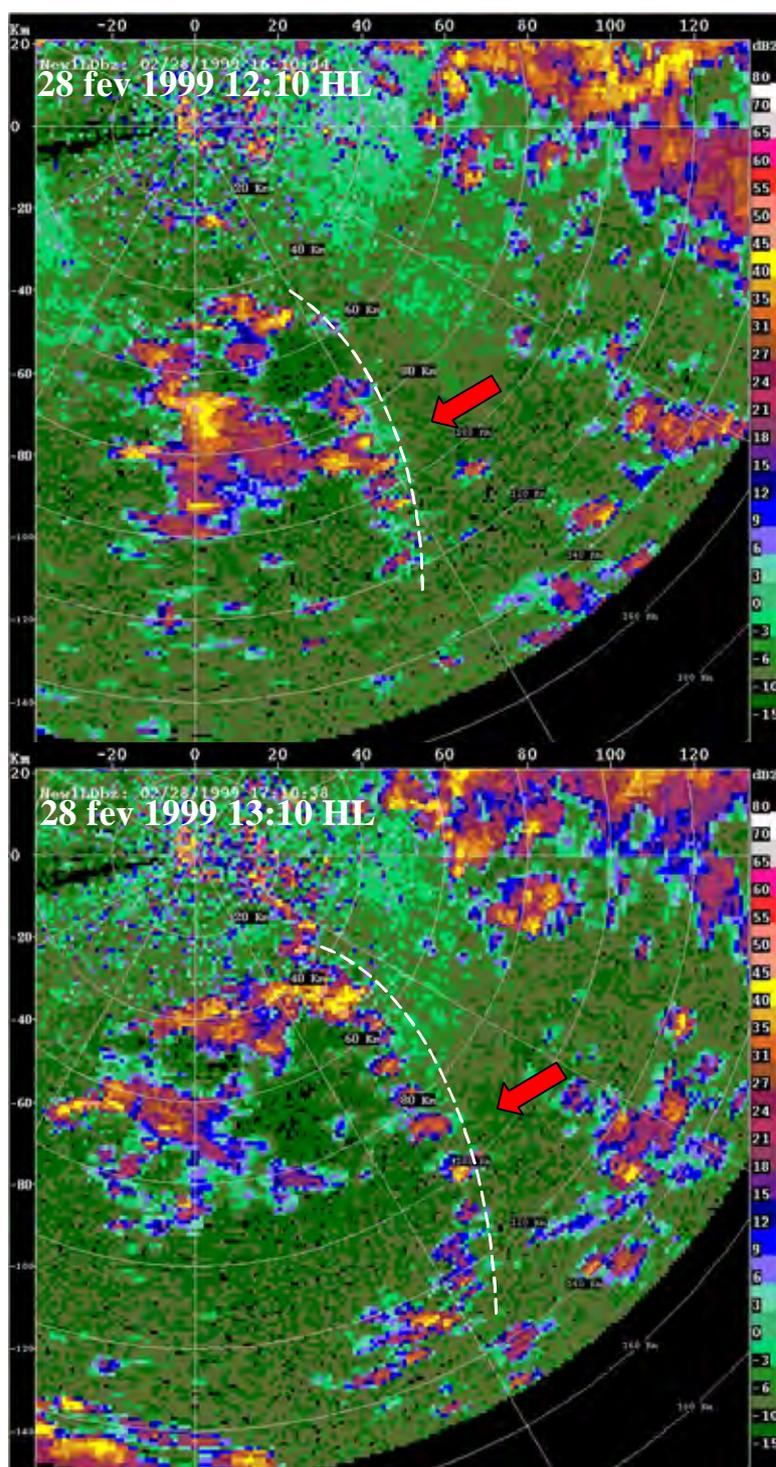


Figura 21. Exemplo de formação de tempestades no quadrante nordeste. A linha branca pontilhada destaca as tempestades que se formaram ao longo da frente de rajada.

4.2.6 Representatividade do Dia 5 de Fevereiro

Para mensurar a representatividade do dia estudado, -5 de fevereiro-, foram examinados todos os 44 dias de coleta de dados pelo radar S-Pol. O objetivo deste procedimento foi o de determinar para cada dia como as tempestades se iniciaram bem como analisar suas evoluções. Nessa etapa, além dos campos de refletividade do radar, foram utilizadas as imagens do canal visível para uma área de 9 X 9 graus, centrada na região do experimento. Os resultados são apresentados na Tabela 1. De modo interativo, os primeiros ecos foram rastreados no campo de refletividade juntamente com sinais de convecção nas imagens de satélite. A inspeção resultou em quatro modos: (1) início de convecção ao longo de ruas de nuvens, em uma possível associação com rolos convectivos horizontais; (2) início de convecção forçada pela orografia; (3) transporte da convecção pelo vento para a área de estudo (área de alcance do radar); (4) mecanismo de início de convecção não identificado. A Tabela 1 mostra que o início de convecção em associação com rolos convectivos horizontais foi o modo mais freqüente, com 50% dos dias incluídos nessa categoria. Em nove dias, a iniciação foi sobre região de relevo acentuado (>300m), enquanto para outros nove dias a convecção foi simplesmente transportada pelo vento para a área de estudo. Portanto, a convecção iniciada por forçante orográfica representa 20% dos casos.

Os resultados apresentados mostram também a presença de piscinas em 20 dias. Excluindo-se os 9 dias, quando tempestades foram transportadas para a área de estudo, piscinas frias circulares ocorreram na metade do tempo. O deslocamento de tempestades para a área em questão esteve, na grande maioria dos casos, associada a sistemas convectivos de mesoescala, quando se esperam forçantes de grande escala, relativamente mais intensas. As figuras de 22(a) a 22(f) exemplificam os três modos de mecanismos de disparos identificados e as organizações seqüentes para cada dia em questão.

Tabela 1. Mecanismo de disparo para as primeiras tempestades (coluna 1) e evolução posterior (linha 1) para os 44 dias de operação do radar S-Pol, durante o TRMM/LBA. Os números representam a soma dos dias em cada classe.

	Bandas Estratiformes	Pequenas Linhas	Grandes Linhas	Tempestades na borda de piscinas frias	Complexos	Total
Cu em ruas de nuvens	0	9	2	11	0	22
Formadas sobre relevo	0	2	0	7	0	9
Transportadas pelo vento	1	0	3	1	4	9
Não identificadas	0	1	0	1	2	4
Total	1	12	5	20	6	

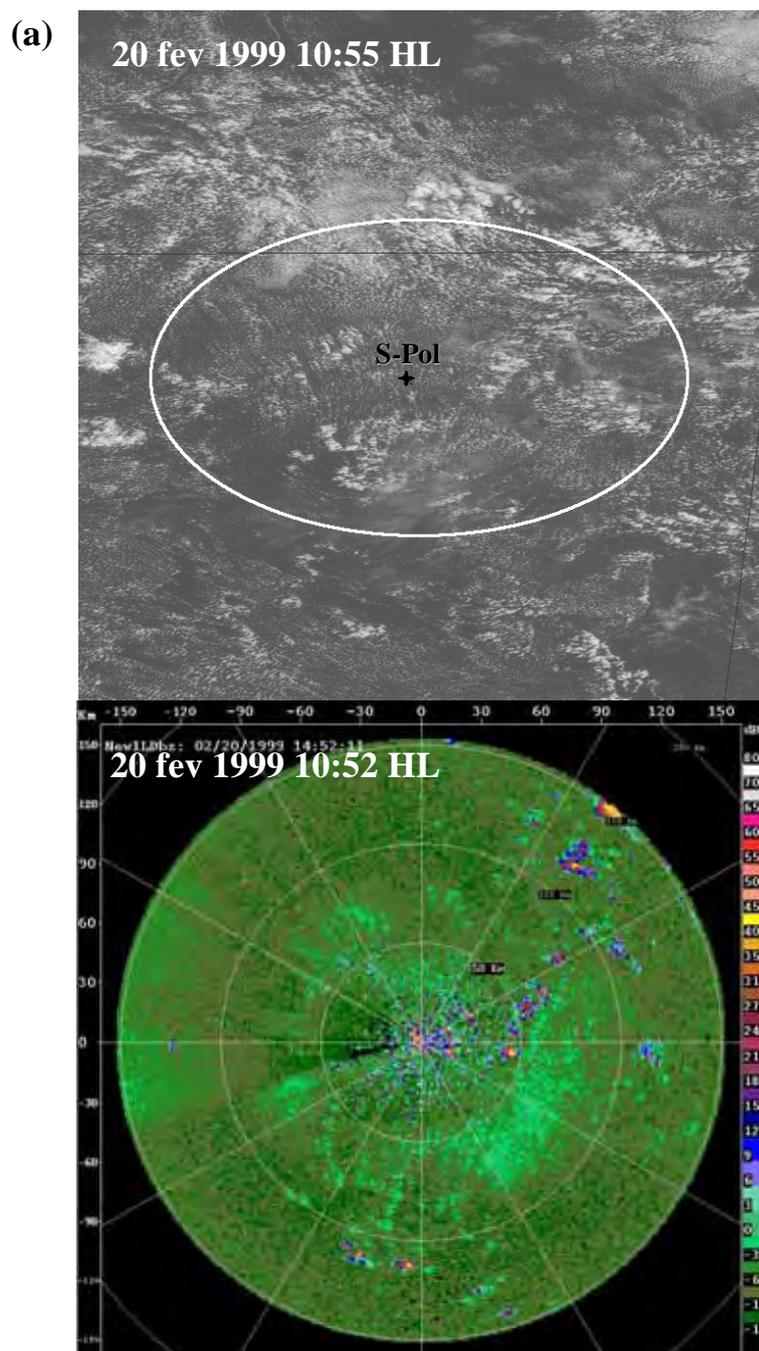


Figura 22 (a) Imagens do canal visível do satélite GOES-8 e do campo da refletividade do radar S-Pol para o dia 20 fev 1999. As primeiras tempestades são formadas sobre o relevo mais acentuado. A elipse na imagem de satélite representa o raio de alcance do radar S-Pol.

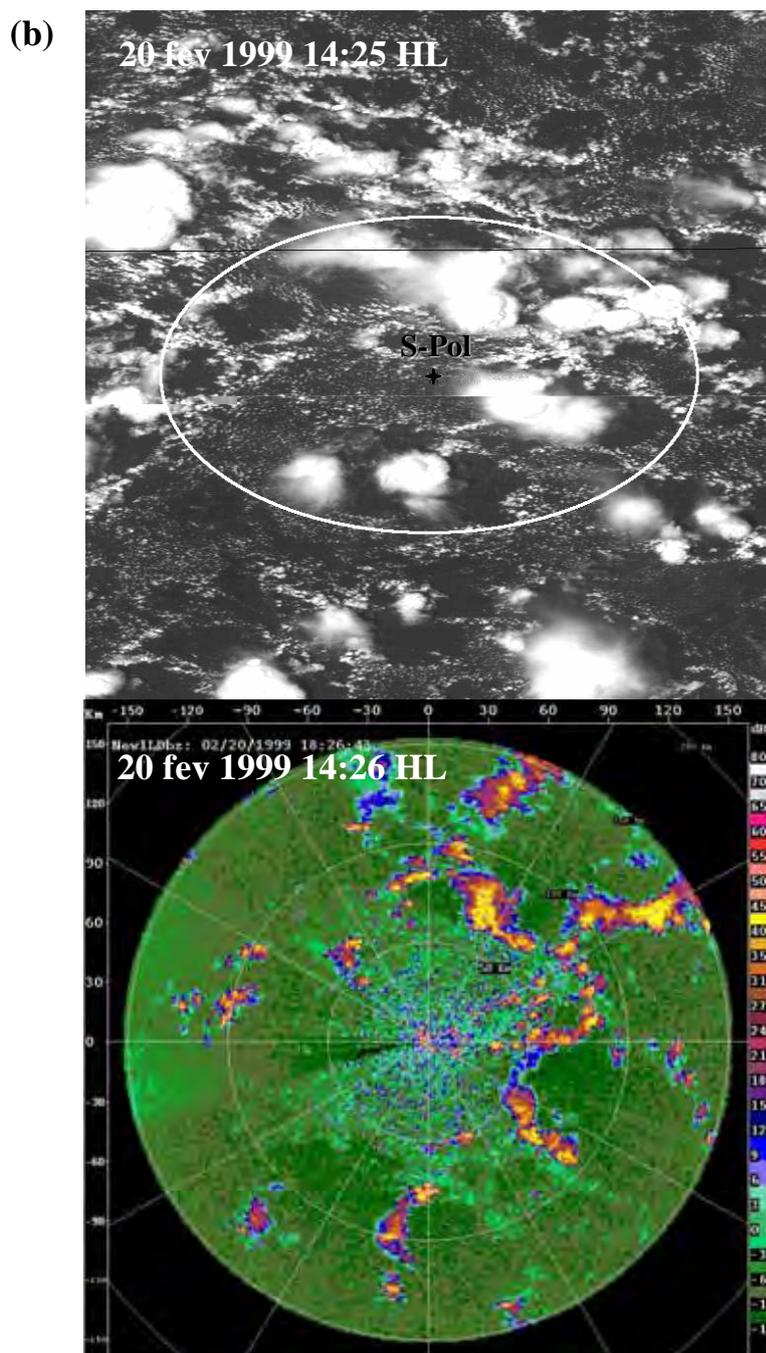


Figura 22 (b) Imagens do canal visível do satélite GOES-8 e do campo da refletividade do radar S-Pol para o dia 20 fev 1999. A convecção no estágio maduro ocorre, em sua maioria, no lado oeste de piscinas frias. A elipse na imagem de satélite representa o raio de alcance do radar S-Pol.

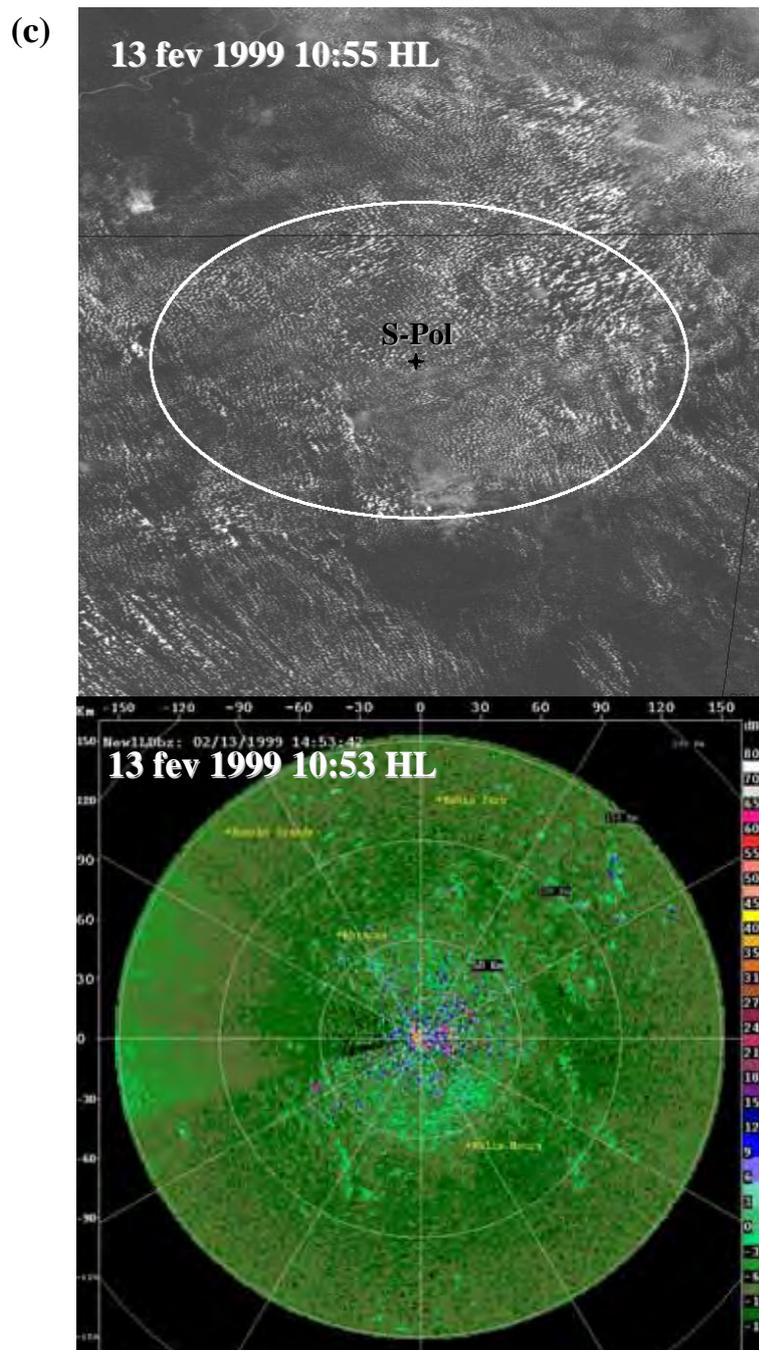


Figura 22 (c) Imagens do canal visível do satélite GOES-8 e do campo da refletividade do radar S-Pol para o dia 13 de fev 1999. A convecção inicia-se a partir de nuvens cúmulos alinhadas em ruas de nuvens. A elipse na imagem de satélite representa o raio de alcance do radar S-Pol.

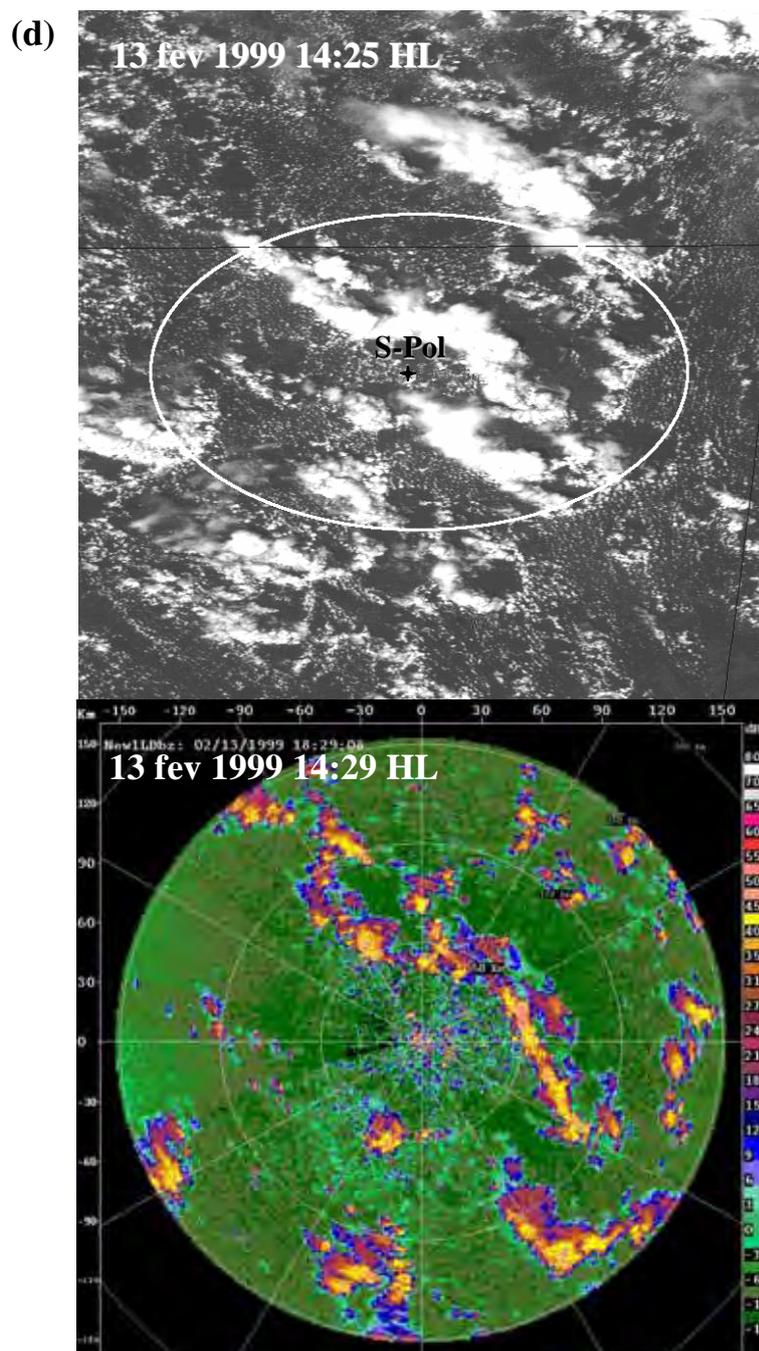


Figura 22 (d) Imagens do canal visível do satélite GOES-8 e do campo da refletividade do radar S-Pol para o dia 13 de fev 1999. No estágio maduro, a convecção evolui organizando-se em uma extensa linha. A elipse na imagem de satélite representa o raio de alcance do radar S-Pol.

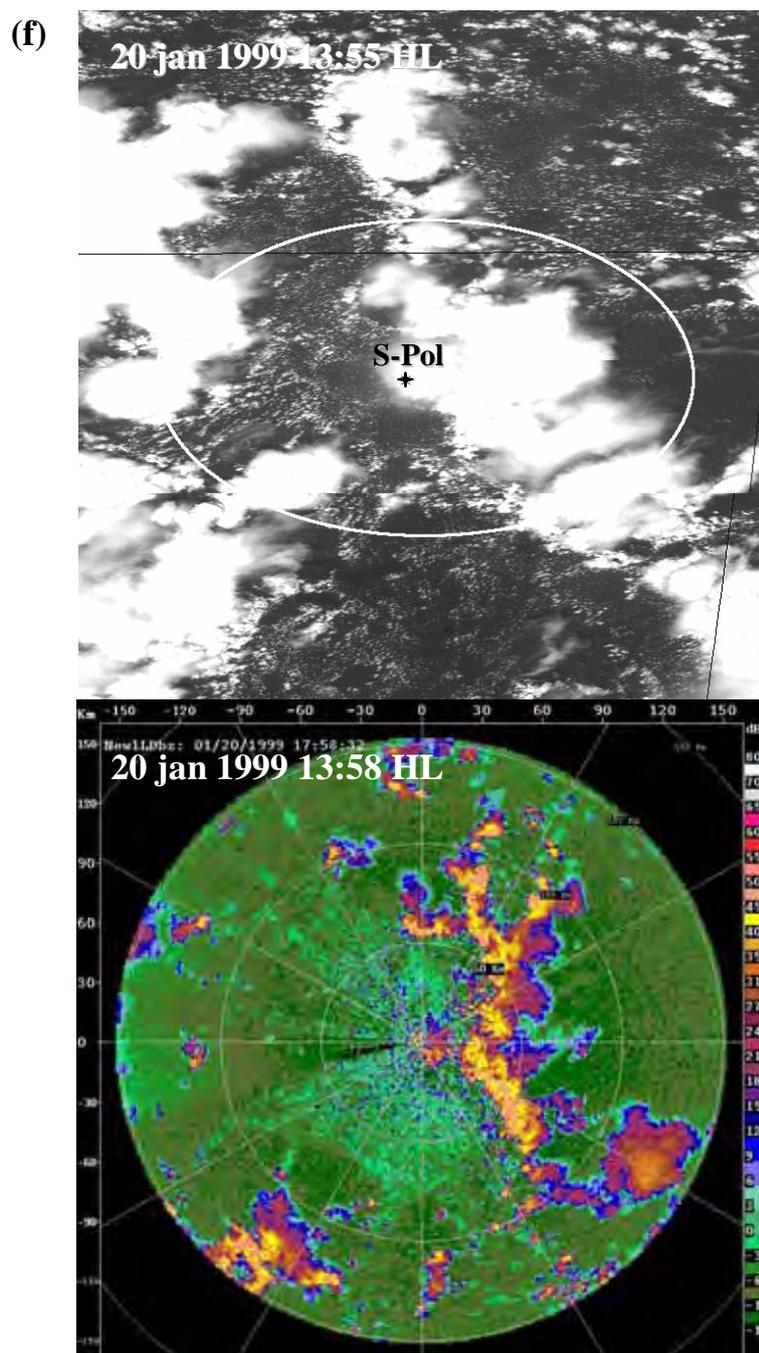


Figura 22 (f) Imagens do canal visível do satélite GOES-8 e do campo da refletividade do radar S-Pol para o dia 20 de jan 1999. As tempestades foram carregadas pelo vento para a área de alcance do radar. A elipse na imagem de satélite representa o raio de alcance do radar S-Pol.

5 CONCLUSÕES

Foi possível detectar e monitorar a evolução de nuvens cúmulos, piscinas frias e frentes de rajadas a elas associadas com o radar S-Pol combinado com as imagens do canal visível do satélite GOES-8. Tempestades foram definidas quando a refletividade do radar atingiu o limiar de 35 dBZ em uma área de 8 km².

No dia 5 de fevereiro, 315 tempestades tiveram início dentro dos 130 km de alcance do radar. As tempestades começaram após as 11h, com um pico de iniciação entre 15 e 16h. As causas de início de tempestades foram classificadas em quatro categorias. O modo mais comum de iniciação foi o levantamento forçado por frente de rajada (36%). A categoria, que inclui forçantes topográficas (>300m), foi responsável por 21% das iniciações e a colisão de frentes de rajada, por 16%. Nos 27% restantes, não foi possível a identificação de nenhum mecanismo.

Até às 14h, a iniciação ocorreu predominantemente sobre o terreno mais elevado. Entre 13 e 15h o principal mecanismo atuante foi a iniciação pelo efeito orográfico seguido pelas frentes de rajada e colisão de descontinuidades no final da tarde e noite. Os

mecanismos FT e FR têm máximos defasados entre 1 a 2 horas enquanto que FR e CD tendem a ocorrer simultaneamente.

A análise dos dados sugere que o pico secundário que aparece na iniciação, pelo efeito orográfico, entre 15 e 17h, pode ser resultado do aquecimento das regiões mais elevadas, depois que as tempestades se deslocam. Na região mais elevada, ao sul do radar, o céu fica claro em torno das 14h e, então, novos cúmulos começam a crescer nas horas seqüentes, alguns deles atingindo o limiar de 35 dBZ, em torno das 16h.

A inspeção do conjunto de dados do satélite GOES-8 e do radar S-Pol, durante o TRMM/LBA, indicou que foi freqüente a ocorrência do início de tempestades de forma não organizada no começo da tarde, seguida pela formação de anéis de nuvens que interagem com outros anéis e iniciavam, na seqüência, outras tempestades.

Os casos apresentados neste estudo mostraram que as nuvens e chuvas mais intensas localizaram-se tipicamente nos lados oeste e sudoeste das piscinas frias, ou seja, no lado para aonde aponta o vetor cisalhamento, onde a vortacidade ambiental e a vortacidade induzida pela piscina fria estão aproximadamente em balanço produzindo um levantamento mais profundo.

Com base no estudo apresentado, desenvolveu-se um modelo conceitual para o início e a evolução de tempestades na região amazônica para situações de fraca forçante sinótica. Esse modelo é esquematizado na Figura 23, apresentando duas alternativas para o início das tempestades, correspondentes aos modos mais freqüentes de início de convecção observados na região, durante o experimento TRMM/LBA.

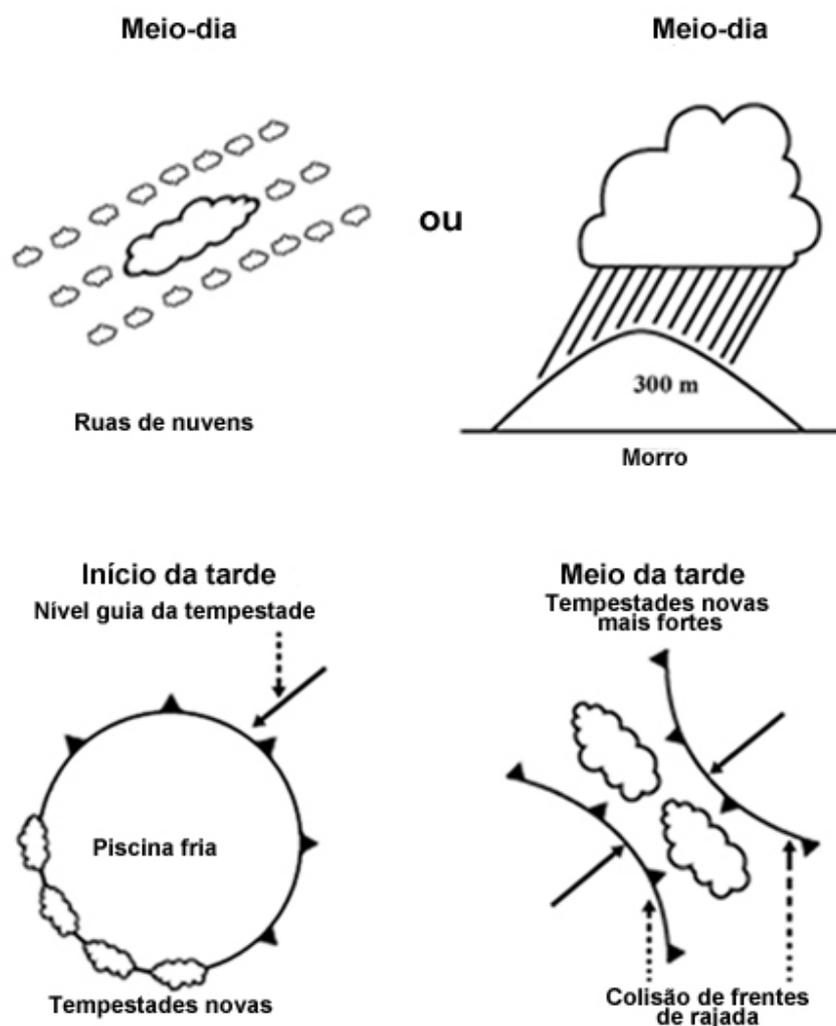


Figura 23. Modelo conceitual mostrando o início e evolução de tempestades na Amazônia, em condições de fraca forçante sinótica. São apresentados dois mecanismos para as primeiras tempestades que se iniciam.

As tempestades começam em torno do meio-dia sobre a região de relevo mais acentuado (> 300 m) ou, associadas a rolos convectivos horizontais organizados em ruas de nuvens. Muitas delas geram pequenas piscinas frias associadas a frentes de rajadas circulares que se agregam formando piscinas frias maiores que por sua vez induzem a formação de novas tempestades, preferencialmente no quadrante sudoeste das piscinas frias circulares. No meio da tarde, algumas dessas frentes de rajadas colidem, iniciando

tempestades mais intensas e duradouras. No final da tarde, à medida que o resfriamento aumenta a estabilidade, a convecção diminui, terminando um pouco depois do pôr-do-sol.

Se o modelo conceitual apresentado aqui, para o início e desenvolvimento de tempestades, tem ampla aplicabilidade na região amazônica, é importante então que os modelos numéricos de previsão do tempo resolvam esses processos de pequena escala para que se produza uma previsão acurada da localização, tempo e intensidade da convecção. A adequada representação das piscinas frias, em modelos numéricos, é essencial para a previsão de eventos de convecção profunda, especialmente quando as forçantes de escala sinóticas não são muito fortes (Stensrud and Fritsch, 1994; Stensrud et al., 1999), que é o caso da Amazônia assim como da região centro-oeste e sudeste em boa parte do verão. Assim sendo, modelos numéricos devem resolver explicitamente as circulações das piscinas frias ou parametrizar efetivamente seus efeitos. Os resultados encontrados neste estudo poderão também ser agregados em técnicas de previsão imediata e de muito curto prazo, em qualquer local onde o relevo, frentes de rajada e colisão de linhas de discontinuidades intervenham na evolução das tempestades.

Sugestões de trabalhos futuros:

A riqueza dos dados coletados durante o TRMM/LBA permite o desenvolvimento de novas pesquisas a partir dos resultados obtidos. Deverá ser tópico de trabalho futuro um estudo envolvendo todos os outros dias do experimento. O foco será a influência das condições ambientais nos mecanismos de iniciação e na organização espacial da convecção.

6 REFERÊNCIAS

ACHTEMEIER, G. L. The use of insects as tracers for “clear-air” boundary-layer studies by Doppler radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 8, p. 746–765, 1991.

ALBRECHT, R. I.; SILVA DIAS, M. A .F. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the southwest Amazon. *Acta Amazonica*, v. 35, p. 175-184, 2005.

BANTA, R. M.; SCHAAF, C. B. Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 463-476, 1987.

BAKER, R. D. et al. The influence of soil moisture, coastline curvature, and land-breeze circulations on sea-breeze-initiated precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, v. 2, p. 193–211, 2001.

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. *Journal of Geophysical Research.*, v. 107, p. 4732, 2002. doi: 10.1029/2002JD002264

BROWNING, K. A. et al. The Convective Storm Initiation Project. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 88, p. 1939–1955, 2007.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA DIAS, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. *Journal of Geophysical Research.*, v. 107, p. 4309, 2002. doi: 10.1029/2001JD000745

CARBONE, R. E. et al. The generation and propagation of a nocturnal squall line. Part I: Observations and implications for mesoscale predictability. *Monthly Weather Review*, v. 118, p. 26-49, 1990.

CARBONE, R. E. et al. Tropical island convection in the absence of significant topography. Part I: Life cycle of diurnally forced convection. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 3459–3480, 2000.

CIFELLI, R. et al. Radar observations of the kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM-LBA. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 8077, 2002. doi: 10.1029/2000JD000264

CIFELLI, R. et al. An ensemble study of wet season convection in southwest Amazonia: Kinematics and implications for diabatic heating. *Journal of Climate*, v. 17, p. 4107-4124, 2004.

COTTON, W. R.; ANTHES, R.A. *Storm and cloud dynamics*. International Geophysics Series, v. 44, San Diego: Academic Press, 1989. 883 p.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, p. 3163-3174, 1995.

DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking Analysis and Nowcasting – A radar-based methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 10, p. 785-797, 1993.

DYE, J. E. et al. The electrification of New Mexico thunderstorms. Part I: Relationships between precipitation development and the onset of electrification. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 8643-8656, 1989.

DOSWELL, C. A. III The distinction between large-scale and mesoscale contributions to severe convection: A case study example. *Weather and Forecasting*, v. 2, p. 3-16, 1987.

ERKELENS, J. S. et al. Coherent scattering of microwaves by particles: Evidence from clouds and smoke. *Journal of Atmospheric Science*, v. 58, p. 1091–1102, 2001.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FANKHAUSER, J. et al. Initiation of deep convection along boundary layer convergence lines in a semitropical environment. *Monthly Weather Review*, v. 123, p. 291–314, 1995.

FISCH, G. et al. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78, n. 1, p. 47-59, 2004. doi: 10.1007/s00704-004-0043-x

FRITSCH, J. M.; CARBONE, R. E. Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 85, p. 955 - 965, 2004.

GARSTANG, M. et al. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Monthly Weather Review*, v. 122, p. 608–62, 1994.

GARSTANG, M.; GRECO, S. et al. The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B): A meteorological perspective. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 71, p. 19–32, 1990.

GAUTHREAUX, S. A.; BELSER, C. G. Displays of bird movements on the WSR-88D: Patterns and quantification. *Weather and Forecasting*, v. 13, p. 453–464, 1998.

GEERTS, B.; MIAO, Q. The use of millimeter Doppler radar echoes to estimate vertical air velocities in the fair-weather convective boundary layer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 22, p. 225–246, 2005.

GREMILLION, M. S.; ORVILLE, R. E. Thunderstorm characteristics of cloud-to-ground lightning at Kennedy Space Center, Florida: A study of lightning initiation signatures as indicated by WSR-88D. *Weather and Forecasting*, v. 14, p. 641-649, 1999.

HALVERSON, J. B.; RICKENBACH, T.; WILLIAMS, E. Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA. *Monthly Weather Review*, v. 130, p. 1493-1509, 2002.

HANE, C. E.; ZIEGLER, C. L.; BLUESTEIN, H. B. Investigation of the dryline and convective storms initiated along the dryline: field experiments during COPS-91. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 74, p. 2133–2145, 1993.

HUSCHKE, R.E. (Ed.). *Glossary of Meteorology*. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1970. 638p.

JOHNSON, D. B.; FLAMENT, P.; BERNSTEIN, R. L. High-resolution satellite imagery for mesoscale meteorological studies. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 75, p. 5-33, 1994.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate*, v. 15, p. 905-914, 2002.

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D. High-Resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. *Journal of Atmospheric Science*, v. 63, p. 3421–3436, 2006.

KESSLER, E. (Ed.). *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. Thunderstorms: A social, scientific, and technological documentary, v. 2, Norman: University of Oklahoma Press, 1983. 411 p.

KNIGHT, C. A.; VIVEKANANDAN, J. First radar echoes and the early Z_{DR} history of Florida cumulus. *Journal of Atmospheric Science*, v. 59, p. 1454-1472, 2002.

KNIGHT, C. .A.; MILLER, L. J. First radar echoes from cumulus clouds. *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 74, p. 179-188, 1993.

KNUPP, K. R.; GEERTS, B.; GOODMAN, S. J. Analysis of a small, vigorous mesoscale convective system in a low-shear environment. Part I: formation, radar echo structure, and lightning behavior. *Monthly Weather Review*, v. 126, p. 1812–1836, 1998.

KOCH, S. E.; RAY, C. A. Mesoanalysis of summertime convergence zones in Central and Eastern North Carolina. *Weather and Forecasting*, v. 12, p. 56-77, 1997.

LANG, J. T.; RUTLEDGE, S. A. Observations of quasi-symmetric echo patterns in clear air with the CSU CHILL polarimetric radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 21, p. 1182-1189, 2004.

LAURENT, H. et al. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 8054., , 2002. doi: 10.1029/2001JD000337

LEE, B. D. et al. A numerical case study of convection initiation along colliding convergence boundaries in Northeast Colorado. *Journal of Atmospheric Science*, v. 48, p. 2350-2366, 1991.

LIMA, M. A. *Análise objetiva em mesoescala: O Papel da rede de observações na caracterização de linhas de instabilidades e frentes intensas*. 1985. 166 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA A. A. The diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. *Journal of Geophysical Research*, 2002, v. 107, n. d20, 2002. doi:10.1029/2001JD000338

MARENGO, J. A. et al. Diurnal variability of rainfall in southwest Amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the austral summer 1999. *Acta Amazonica*, v. 34, p. 593-603, 2004.

MAHONEY, W. P. III Gust front characteristics and kinematics associated with interacting thunderstorm outflows. *Monthly Weather Review*, v. 116, p. 1474-1491, 1988.

McNULTY, R. P. Severe and convective weather: A central region forecasting challenge. *Weather and Forecasting*, v. 10, p. 187-202, 1995.

MAY, P. T. Thermodynamic and vertical velocity structure of two gust fronts observed with a wind profiler/RASS during MCTEX, v. 127, p. 1796–1807, 1999.

MONCRIEFF, M. W.; LIU, C. Convection initiation by density currents: Role of convergence, shear, and dynamical organization. *Monthly Weather Review*, v.127, p. 2455–2464, 1999.

MONCRIEFF, M. W.; LIU, C.; HSU, H. Convective Dynamics Issues at ~10km grid-resolution. In: Workshop on Representation of Sub-Grid Processes using Stochastic-Dynamic Models. *Proceedings...* Reading: ECMWF, p. 91-105, 2005.

MUELLER, C. K.; CARBONE, R. E. Dynamics of a thunderstorm outflow. *Journal of Atmospheric Science*, v. 44, p. 1879–1898, 1987.

PEREIRA, L.G. et al. Timing of convection initiation during the WETAMC-LBA. In: Conferência Científica do LBA, 1., 2000, Brasília. *Livro de Resumos...* Brasília: Ministério de Ciência e Tecnologia, 2000. p. 232

PEREIRA, L. G.; RUTLEDGE, S. A. Diurnal cycle of shallow and deep convection for a tropical land and an ocean environment and its relationship to synoptic wind regimes. *Monthly Weather Review*, v. 134, p. 2688-2701, 2006.

PETERSEN, W. A. et al. TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. *Journal of Climate*, v. 15, p. 1278-1294, 2002.

PURDOM, J. F. W. Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. *Monthly Weather Review*, v. 104, p. 1474-1483, 1976.

PURDOM, J. F. W. Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting. In: BROWING, K. (Ed). *Nowcasting*. London: Academic Press, 1982. p.149-166.

RAUBER, R. M. et al. Rain in shallow cumulus over the ocean. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 88, p. 1912–1928, 2007.

RICKENBACK, T. M. et al. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 8040,

2002. doi: 10.1029/2000JD000263

RICKENBACH, T. M. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern Amazonia. *Monthly Weather Review*, v. 132, p. 1201-1219, 2004.

ROBERTS, R. D.; RUTLEDGE, S. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. *Weather and Forecasting*, v. 18, p. 562-584, 2003.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of Atmospheric Science*, v. 45, p. 463-485, 1988.

SCHAAF, C. B.; WURMAN, J.; BANTA, R. M. Thunderstorm-producing terrain features. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 69, p. 272-277, 1988.

SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. Application of a linear spectral model to the study of Amazonian squall lines. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, D18, p. 20.405-20.419, 1992.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon region. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 8072, 2002. doi: 1029/2001JD000335

SILVA DIAS, M. A. F.; PETERSEN, W. et al. A case study of convective organization into precipitating lines in the southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 8078, 2002. doi:10.1029/2001JD000375

STENSRUD, D. J.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environments. Part II: Generation of a mesoscale initial condition. *Monthly Weather Review*, v. 122, p. 2068-2083, 1994.

STENSRUD, D. J. et al. Importance of cold pools to NCEP mesoscale Eta model

forecasts. *Weather and Forecasting*, v. 14, p. 650-670, 1999.

SZOKE, E. et al. A subsynoptic analysis of the Denver tornadoes of 3 June 1981. *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 790–800, 1984.

TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *Journal of Atmospheric Science*, v. 58, p. 1650–1672, 2001.

ULANSKI, S. L.; GARSTANG, M. The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observation and analysis. *Journal of Atmospheric Science*, v. 35, p. 1047–1062, 1978.

WAKIMOTO, R. M. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 1060-1082, 1982.

WATSON, A. I.; BLANCHARD, D. O. The relationship between total area divergence and convective precipitation in South Florida. *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 673–685, 1984.

WEAVER, J. F.; PURDOM, J. F. W. An interesting mesoscale storm-environment interaction observed just prior to changes in severe storm behavior. *Weather and Forecasting*, v.10, p. 449-453, 1995.

WECKWERTH, T. M.; CROOK, N. A. Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Monthly Weather Review*, v. 125, p. 505–526, 1997.

WECKWERTH, T. M. The effect of small scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Monthly Weather Review*, v. 128, p.4017-4030, 2000.

WECKWERTH, T. M. et al. An overview of the International H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bulletin of the American Meteorology Society*, v. 85, p. 253-277, 2004.

WECKWERTH, T. M.; PARSONS, D. B. A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002. *Monthly Weather Review*, v. 134, p. 5–22, 2006.

WILLIAMS, E. R. et al. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud-electrification. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 8028, 2002. doi: 10.1029/2001JD000380

WILSON, J. W.; SCHREIBER, W. E. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, v. 114, p. 2516–2536, 1986.

WILSON, J. W. et al. The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 120, p. 1785–1815, 1992.

WILSON, J. W.; MUELLER, C. K. Nowcast of thunderstorm initiation and evolution. *Weather and Forecasting*, v. 8, p. 113-131, 1993.

WILSON, J. W.; WECKWERTH, T. M. et al. Boundary layer clear-air radar echoes: origin of echoes and accuracy of derived winds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 11, p. 1184-1206, 1994.

WILSON, J. W.; MEGENHARDT, D. L. Thunderstorm initiation, organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, v. 125, p. 1507-1525, 1997.

WILSON, J. W.; CARBONE, R. E.; TUTTLE, J.D. Tropical island convection in the

absence of significant topography. Part II: Nowcasting storm evolution. *Monthly Weather Review*, v. 129, p. 1637–1655, 2001.

WILSON, J. W; ROBERTS, R. D. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Monthly Weather Review*, v. 134, p. 23–47, 2006.

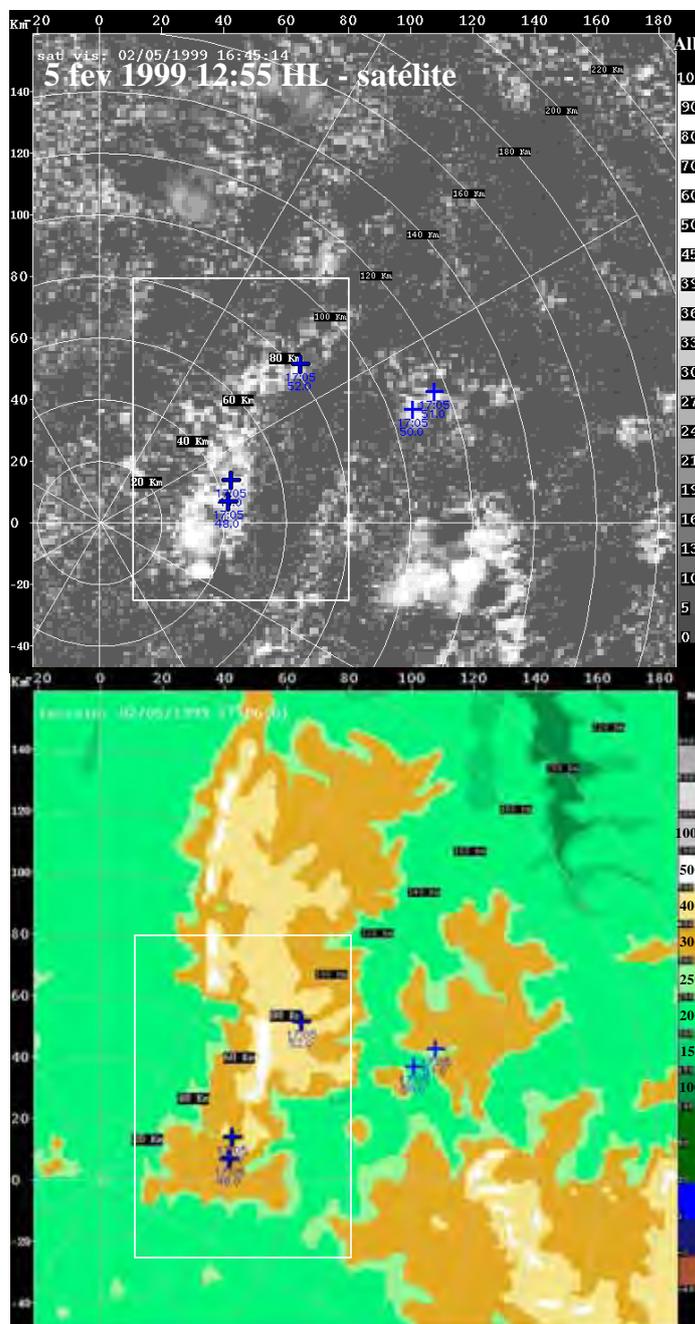
WULFMEYER, V. et al. (Eds.) COPS: Convective and Orographically-induced Precipitation Study: Science overview document. 2005. Disponível em : <http://www.cops2007.de/>. Acesso em: 14 de janeiro de 2008.

ZEHNDER, J. A. et al. Using digital cloud photogrammetry to characterize the onset and transition from shallow to deep convection over orography. *Monthly Weather Review*, v. 134, p. 2527–2546, 2006.

ZHANG, P. et al. Identifying Doppler velocity contamination caused by migrating birds. Part I: Feature extraction and quantification. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 22, p. 1105-1113, 2005.

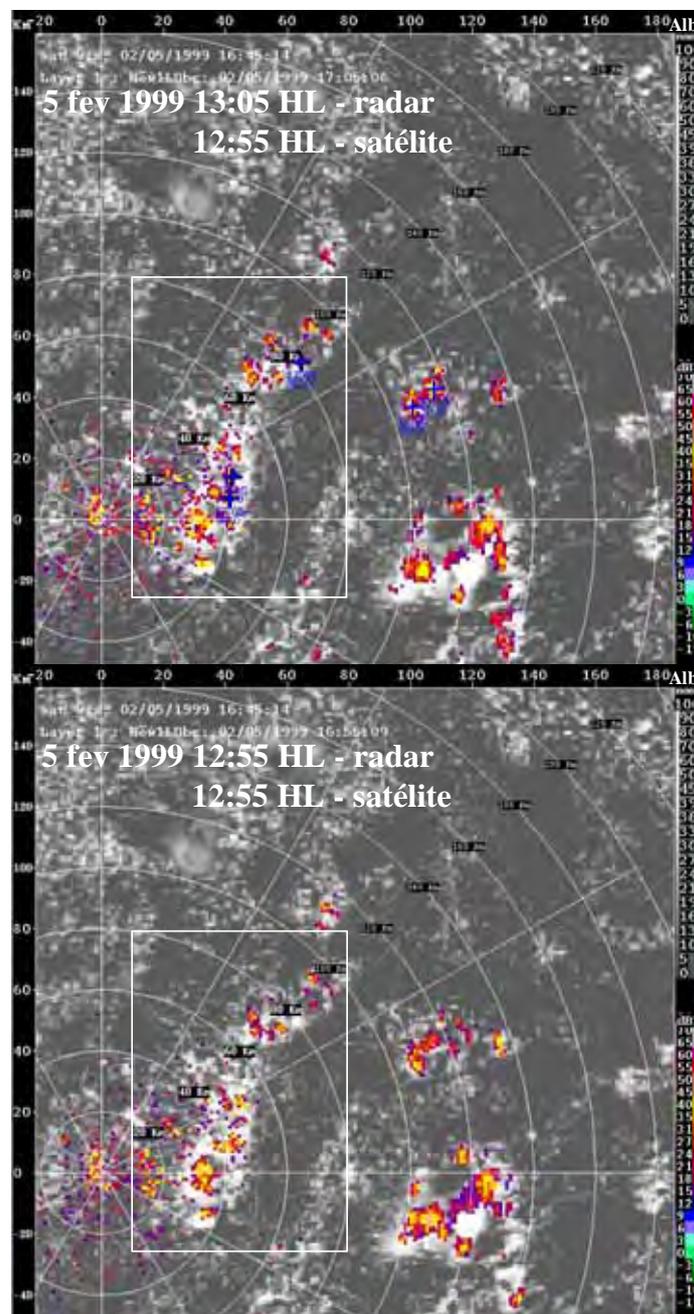
APÊNDICE 1

EXEMPLOS DO PROCEDIMENTO DE CLASSIFICAÇÃO DE TEMPESTADES

Exemplo de início de tempestades forçada pelo terreno (FT):

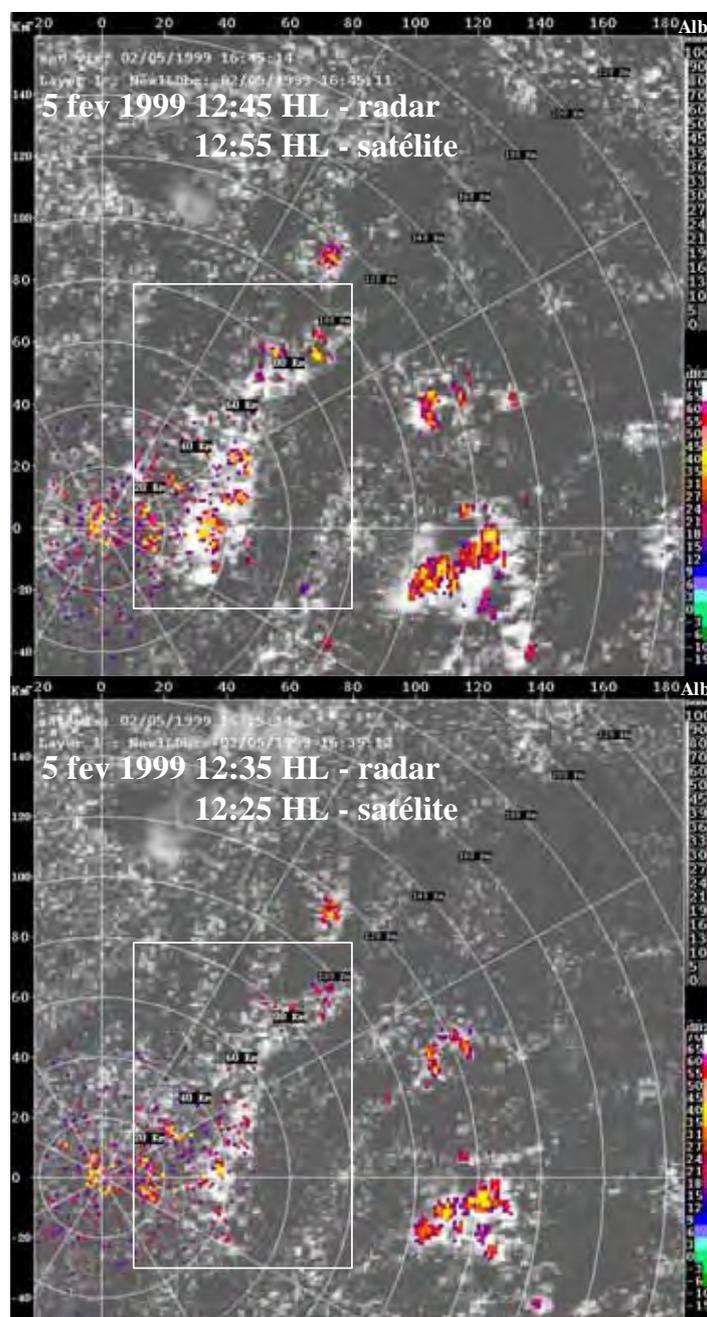
(a) Exemplo de tempestades iniciadas por forçantes orográficas sobrepostas à imagem do visível do satélite GOES-8 (acima) e ao relevo (abaixo). O retângulo destaca as tempestades em questão.

Exemplo de início de tempestades sobre terreno mais elevado (FT).

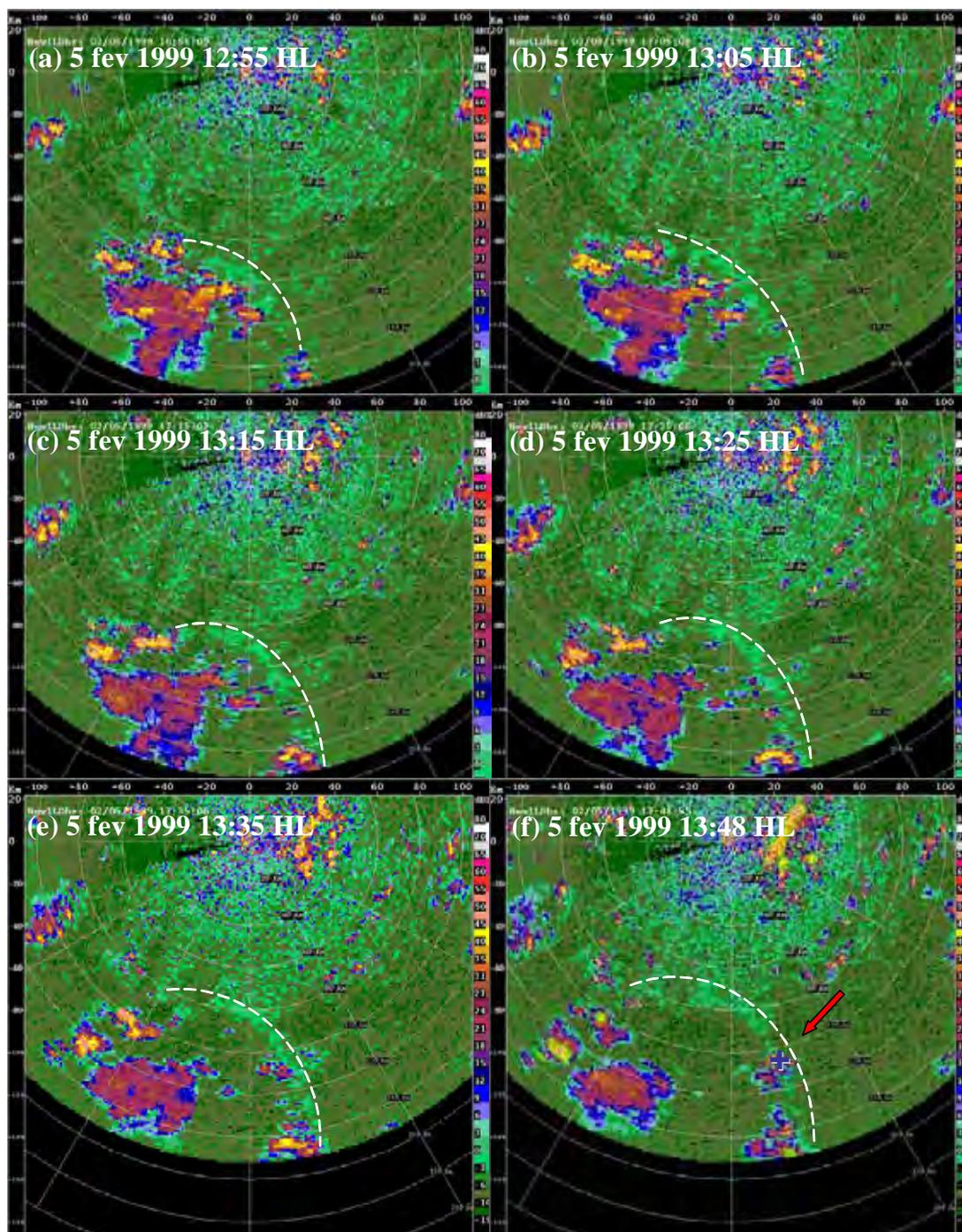


(b) Seqüência temporal do campo de refletividade (valores > 15 dBZ) sobreposto à imagem do visível do satélite GOES- 8 mostrando a formação das tempestades indicadas na figura (a).

Exemplo de início de tempestades sobre terreno mais elevado (FT).

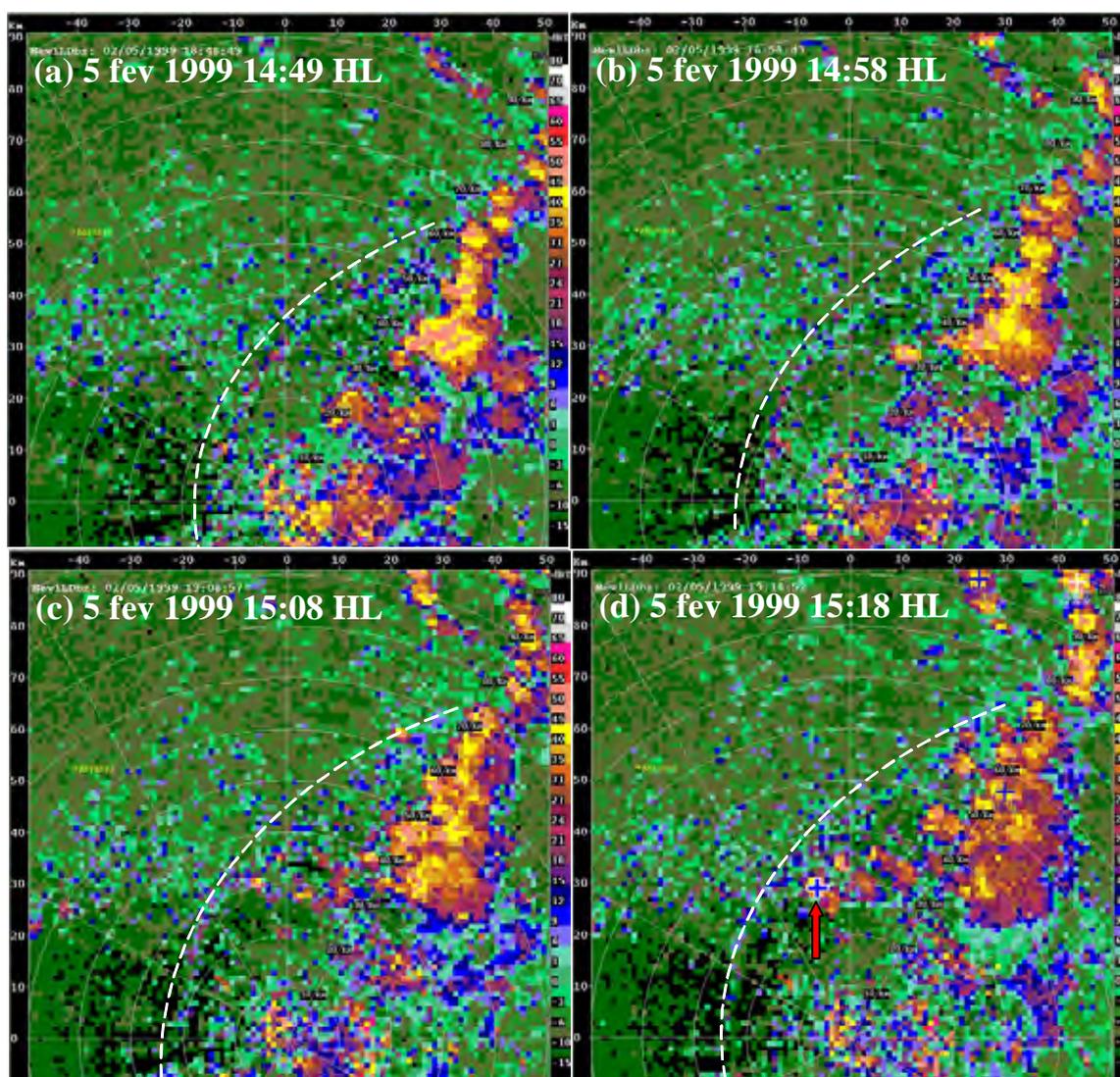


(c) Sequência temporal do campo de refletividade (valores > 15 dBZ) sobreposto à imagem do visível do satélite GOES- 8 mostrando a formação das tempestades indicadas na figura (a).

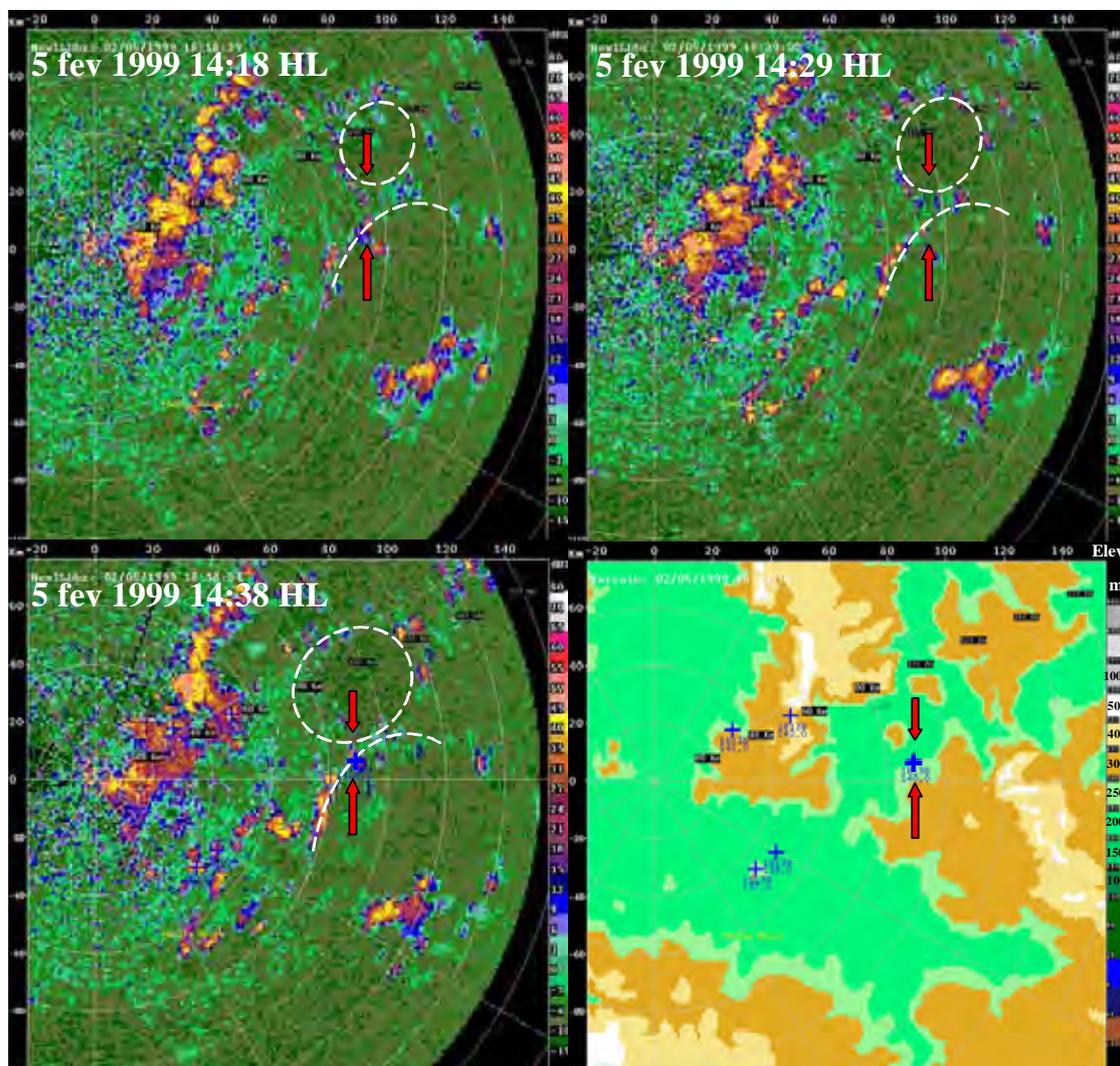
Exemplo de início de tempestade por uma frente de rajada (FR)

Seqüência temporal do campo de refletividade (figura 12(a), pg.46 do texto) mostrando o início de tempestade por uma frente de rajada. A seta vermelha destacada a tempestade.

Exemplos de início de tempestade por frente de rajada (FR)

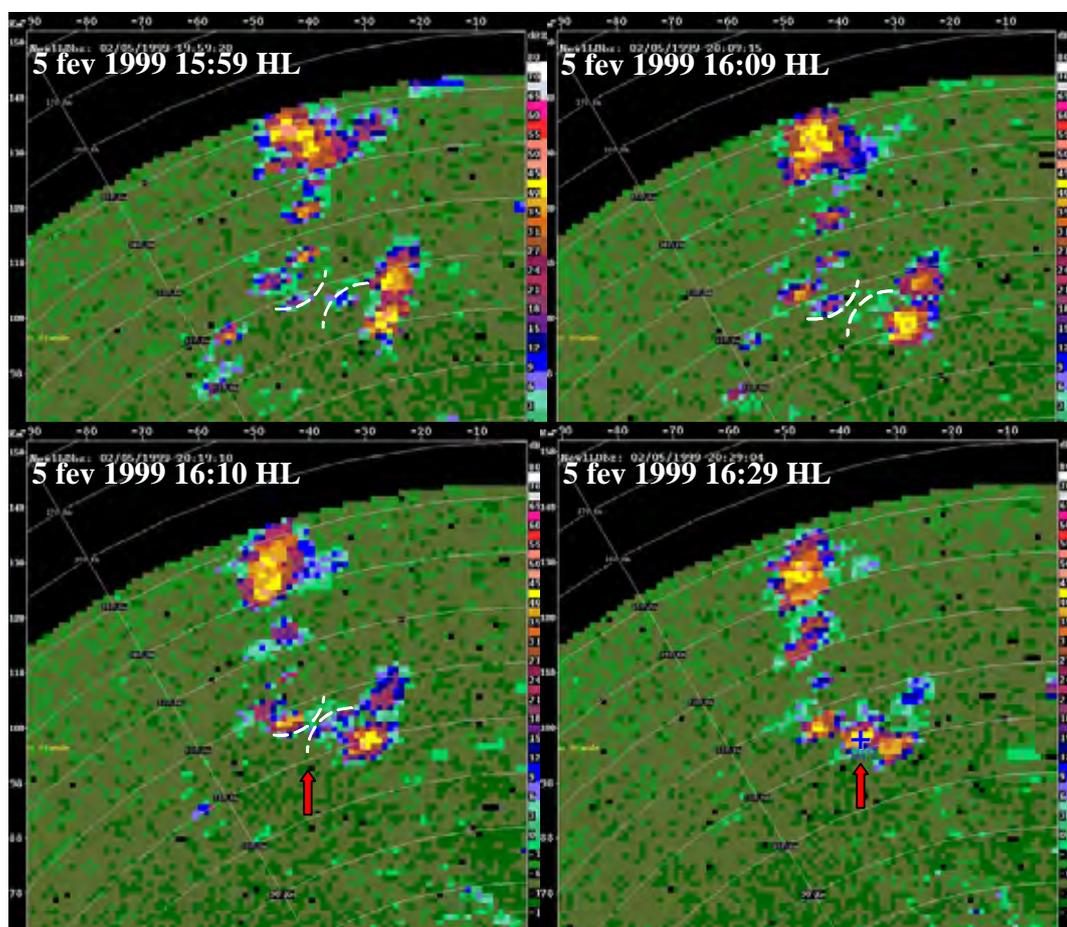


A frente de rajada, destacada pela linha pontilhada branca, foi gerada pela linha de instabilidade presente no quadrante NE do radar. A seta vermelha aponta para uma das tempestades iniciada por essa frente. A cruz indica o ponto de início da tempestade.

Exemplo de início de tempestades por colisão de descontinuidade (CD)

Seqüência temporal do campo de refletividade mostrando uma tempestade, indicada pela cruz azul, formada pela colisão de frentes de rajada associadas a linha de nuvens e tempestades na borda de piscinas frias que se expandem com o tempo.

Exemplo de início de tempestades por colisão de descontinuidade (CD)



Seqüência temporal do campo de refletividade mostrando uma tempestade formada (cruz azul) ao longo da colisão de duas frentes de rajada (linhas pontilhadas).

APÊNDICE 2

O RADAR S-POL



O S-Pol é um radar da banda S (10 cm) com polarização dual. Foi desenvolvido para utilização em pesquisas com o objetivo de servir a comunidade científica mundial. Sua mobilidade permite a utilização em experimentos científicos que incluem *sites* remotos e de difícil acesso. Durante o TRMM Brasil, o radar foi posicionado em 11,22 graus de latitude S e 61,99 graus de longitude W, em uma elevação de 201 metros.

Características Técnicas do radar - S-Pol	
Transmissor	2.7 -- 2.9 GHz
Largura de Pulso	.3 -- 1.4 µseg
Frequência de Repetição de Pulso (PRF)	0 -- 1300 Hz
Potência de Pico	>1Mw
Receptor (2)	H & V simultânea
Nível de ruído	-115.5 dBm
Figura de ruído	2.9 dB
Faixa dinâmica	90 dB
Largura de banda	.738 MHz
Mínimo Sinal Detectável (dBZ) a 50km/1km	-15 dBZ/-52 dBZ para -6 dB SNR (SNR=relação sinal/ruído)

Comutação de Polarização	H-V alternado ou só H
Isolamento do comutador mecânico	47 dB medido
Isolamento do comutador a ferrite	28 dB
Antena	Parabólica, alimentação central
Ganho	44.5 dB incluindo perda no guia de onda
Diâmetro	8.5 m
Largura do feixe	0.91 graus
Primeiro lóbulo lateral	melhor que -30 dB
Isolamento (ICPR)	melhor que -35 dB
Velocidade de rotação	Até 18°/s cada eixo, 30°/s mudança de polia
Sistema de aquisição de dados	VME sistema (VITAQ) – desenvolvido no NCAR
Resolução radial	4000
Espaçamento	37.5 -- 1000m
Número de amostras	16 -- 1000
Filtro de eco fixo	Somente com polarização simples, 50 dB
Capacidades de series temporais (I/Q)	Sim
Variáveis gravadas	P_{HH} , P_{VV} , V , W , $R(1)_{HV}$, $R(1)_{VH}$, $ R(2) $, Φ_{iDP} , Φ_{oHV} , NCP , Z_H , Z_{DR} , LDR , K_{dp}