



**Estudo de Caso de uma Linha de Instabilidade  
Amazônica Utilizando Radar Durante o Projeto CHUVA-Belém**  
A Case Study of Amazonian Squall Lines using Radar During the CHUVA Project – Belém

Jefferson Aparecido Arestides de Melo<sup>1</sup>; Clênia Rodrigues Alcântara<sup>1</sup> & Enrique Vieira Mattos<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas,  
Rua Aprígio Veloso 882, 58429-900, Campina Grande, PB, Brasil

<sup>2</sup>Universidade Federal de Itajubá, Instituto de Recursos Naturais, Avenida BPS 1303, 37500-903, Itajubá, MG, Brasil  
E-mails: jefferson89\_melo@hotmail.com; clenialcantara@ufcg.edu.br; enrique.vmattos@gmail.com

Recebido em: 03/07/2019 Aprovado em: 27/09/2019

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2020\\_1\\_320\\_333](http://dx.doi.org/10.11137/2020_1_320_333)

## Resumo

A Linha de Instabilidade (LI) Amazônica que atingiu Belém, em 08 de junho de 2011, foi monitorada e analisada por meio de medições de superfície, altitude, satélite e radar. A LI foi identificada, inicialmente, através de imagens do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-12). O tempo de vida da tempestade foi de aproximadamente 8 h, comprimento (largura) de 1.100 km (120 km) e velocidade média de 10 m.s<sup>-1</sup>, tendo se propagado por cerca de 270 km continente a dentro. Os dados pluviométricos indicaram que a chuva associada a LI representou 29% da precipitação acumulada durante todo o experimento, que se estendeu por praticamente todo o mês de junho de 2011. O radar banda-X polarimétrico permitiu a observação da evolução e desenvolvimento espaço-temporal da precipitação. A LI apresentou uma estrutura bem organizada e intensa nos *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) e *Range Height Indicator* (RHI) com núcleos de refletividade maiores do que 60 dBZ (200 mm.h<sup>-1</sup>). A estrutura do sistema analisado apresenta semelhanças com a estrutura proposta por trabalhos anteriores para LIs que ocorrem na região amazônica. No entanto, em comparação com as LIs que se desenvolvem em outras regiões, as diferenças são evidentes. Essas diferenças podem estar ligadas aos mecanismos de formação de cada sistema em cada região.

**Palavras-chave:** Bacia Amazônica; Sistemas Convectivos; CAPPI; RHI

## Abstract

The Amazon Squall Line (ASL) that reached Belém city, on June 8, 2011, was monitored and analyzed using surface, altitude, satellite and radar measurements. The ASL was initially identified through images from *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-12). The lifetime of this system was approximately 8 h, with length (width) of 1,100 km (120 km) and average speed of 10 m.s<sup>-1</sup>. It propagated about 270 km inland. The pluviometric data indicated that the rain associated with ASL represented 29% of the accumulated precipitation during the whole experiment, which extended for practically the entire month of June 2011. The polarimetric X-band radar allowed the observation of the spatio-temporal evolution and development of precipitation. The ASL presented a well-organized and intense structure in the *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) and *Range Height Indicator* (RHI) with reflectivity cores greater than 60 dBZ (200 mm.h<sup>-1</sup>). The structure of the analyzed system has similarities with the structure proposed by previous works for ASL that occur in the Amazon region. However, in comparison with squall lines that develop in other regions, the differences are evident. These differences may be linked to the different formation mechanisms of each system in each region.

**Keywords:** Amazon Basin; Convective Systems; CAPPI; RHI



## 1 Introdução

A região da costa norte do Brasil é influenciada por vários sistemas meteorológicos que se organizam em diferentes escalas espaciais e temporais. Devido a esse fato, a precipitação nessa região apresenta grande variabilidade no tempo e no espaço dada a interação entre estes sistemas, por exemplo, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT; grande escala), Linhas de Instabilidade (LIs; mesoescala), e tempestades isoladas (pequena escala) (Kousky, 1980; Cavalcanti, 1982; Loureiro *et al.*, 2014). Embora a precipitação nessa região seja dominada pela ZCIT, as LIs são responsáveis por grandes acumulados de precipitação (Barbosa *et al.*, 2006).

As LIs fazem parte das chamadas tempestades multicelulares e estão associadas com grupos de células de longa duração. O tempo médio de vida de uma LI amazônica é de 10 h (Cohen *et al.*, 1989). As correntes de ar frio que saem de cada célula se combinam para formar uma intensa frente de rajada. A convergência ao longo da linha principal da convecção, geralmente, é mais forte na direção do movimento da tempestade. Essa convergência dispara o desenvolvimento de novas correntes ascendentes ao longo e atrás da frente de rajada, de forma que novas células evoluem. Em média, na região norte do Brasil, a banda de nebulosidade associada a uma LI tem 1400 km (170 km) de comprimento (largura), e a maior atividade convectiva ocorre no fim da tarde ou início da noite (Cavalcanti, 1982; Cohen *et al.*, 1989; Garstang *et al.*, 1994).

Alguns autores mostraram que a presença da LI e suas respectivas correntes descendentes alteram a termodinâmica e a química (vapor d'água, ozônio-O<sub>3</sub>) próximas à superfície (Betts, 1976; Betts *et al.*, 2002; Adayana *et al.*, 2019). Isso ocorre devido as trocas de ar da superfície por ar vindo dos níveis médios da atmosfera, produzindo um resfriamento a superfície, estabilidade da atmosfera e diminuição da temperatura potencial nos baixos níveis. Por meio de análises diagnósticas e simulações numéricas da atmosfera através do modelo *Weather Research and*

*Forecasting* (WRF), Lopes (2017) identificou as características dos diferentes estágios de desenvolvimento de uma LI observada na região amazônica. Foi identificado a presença de fortes correntes ascendentes na região convectiva do sistema, com a presença de células em diferentes estágios de desenvolvimento. À retaguarda do sistema foi observado correntes descendentes que transportam ar seco e frio da média troposfera em direção à superfície.

Notáveis por sua natureza, altamente organizadas e por se desenvolverem em diferentes regiões climáticas (Takemi, 2014), as LIs podem ser identificadas e acompanhadas através de imagens de satélites meteorológicos, especialmente nos comprimentos de onda do infravermelho (Cavalcanti, 1982) e visível, devido sua nebulosidade característica. A grande vantagem dos satélites meteorológicos geoestacionários é a capacidade de monitorar grande organizações de nuvens com alta resolução temporal (10 min, com o GOES-16) (Kidder & Haar, 1995). Em contrapartida, os radares meteorológicos possuem o diferencial de estimar a estrutura tridimensional da precipitação. Além disso, os radares de dupla-polarização (também conhecidos como polarimétricos) possuem a capacidade de identificar e diferenciar com maior eficiência os hidrometeoros como cristais de gelo, gotícula de água líquida super-resfriada, gotas de chuva, grãos de gelo e granizo. Esses radares ainda são capazes de estimar características como concentração, tamanho, orientação, formato e grau de mistura dos hidrometeoros (Rinehart, 2004).

A sinergia entre instrumentos de superfície, satélites e radares proporciona um detalhamento melhor dos sistemas precipitantes, podendo aprofundar o conhecimento sobre a sua formação e propagação numa determinada região. Nesse contexto, o objetivo deste estudo é mostrar o desenvolvimento de uma LI Amazônica observada no Litoral Norte do Brasil durante o Projeto CHUVA-Belém. Esse sistema, especificamente, foi um dos mais intensos e organizados que ocorreram no período do experimento e pôde ser observado em detalhes através

do radar polarimétrico. Este trabalho procura discutir o comportamento de elementos meteorológicos e compará-los à outros eventos de LI já descritos na literatura, identificando possíveis semelhanças.

## 2 Material e Métodos

O Projeto CHUVA (*Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement*) teve como objetivo ampliar o conhecimento dos processos envolvidos com a formação de nuvens, com o intuito de reduzir as incertezas em relação às estimativas de precipitação. O projeto teve início em 2010 e ao todo foram realizadas seis campanhas de experimentos (Alcântara – MA, Fortaleza – CE, Belém – PA, Vale do Paraíba – SP, Santa Maria – RS e Manaus – AM) (Machado *et al.*, 2014). A campanha de Belém foi realizada durante o período 01 a 30 de junho de 2011, e teve como maior objetivo observar as LIs que se formam na costa norte da América do Sul, além da convecção local e outros sistemas convectivos. Para isso, contou com uma série de instrumentos instalados em vários sítios experimentais que puderam mostrar características da atmosfera e o ambiente de formação desses sistemas. Este projeto teve a participação de muitos cientistas brasileiros de várias instituições públicas e privadas e também pesquisadores de outras nacionalidades, representando instituições como a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*) e NOAA (*The National Oceanic and Atmospheric Administration*) entre outras.

A seguir encontram-se as descrições dos sítios experimentais e os instrumentos utilizados neste estudo para observar o caso de linha de instabilidade.

### 2.1 Área de Estudo

Belém está localizada ao norte do Estado do Pará, situada entre as coordenadas 01° 00' 59,90" e 01° 32' 22,95" S e 48° 32' 22,95" e 48° 23' 13,01" W (Figura 1). A cidade encontra-se as margens da Baía do Rio Guajará, no estuário do Rio Pará, e possui

uma área territorial de 1.059,458 km<sup>2</sup> (IBGE, 2015).

Segundo Silva Junior *et al.* (2012) a média anual climatológica da temperatura do ar para Belém é de aproximadamente 26,0°C, com máximas e mínimas médias de 31,5° a 22,0 °C, respectivamente. A média da umidade relativa do ar é de 85,8%, com valores maiores na estação chuvosa, que ocorre entre os meses de março e maio (cerca de 91%) e valores mais baixos são observados durante a estação menos chuvosa (83%), entre os meses de setembro e novembro. A precipitação média anual é de 2.858,7 mm ano<sup>-1</sup> com maior volume na estação chuvosa (dezembro a maio), correspondendo a 71,2% do total anual, enquanto que os 28,8% restantes estão distribuídos nos meses de junho a novembro (Santos *et al.*, 2014).

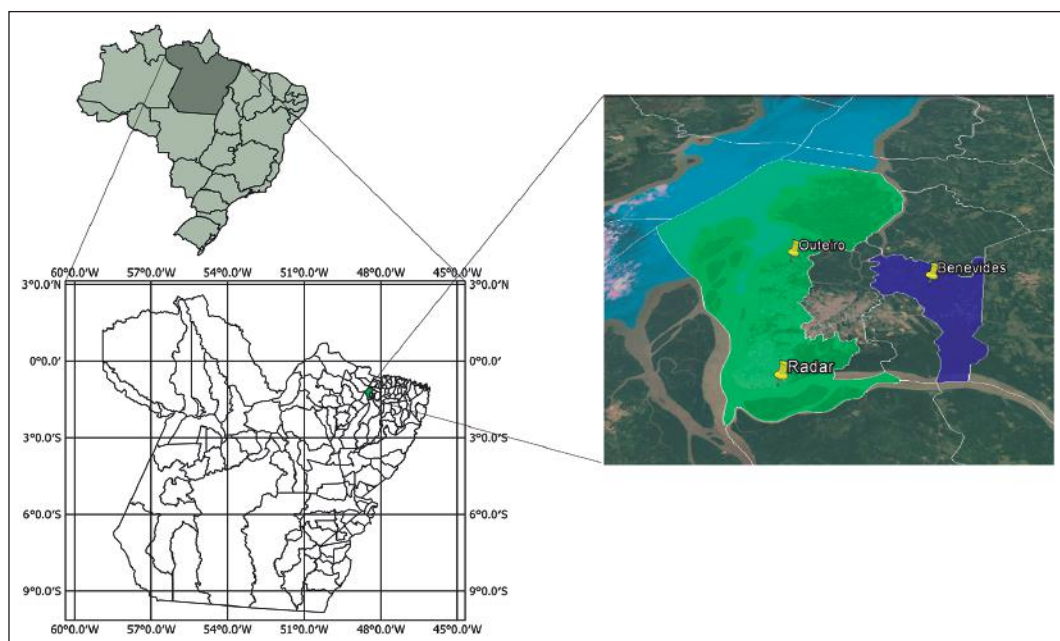
O radar banda X Doppler Polarimétrico móvel foi instalado na Universidade Federal do Pará (UFPA), uma região próxima ao rio Guamá, um afluente do rio Amazonas. Dois locais de observação foram desenvolvidos, um em Outeiro e outro em Benevides, a 23 km e 27,7 km de distância do radar, respectivamente. Esses serão os principais sítios experimentais utilizados neste estudo. Além desses, também foram utilizadas sondagens do Aeroporto de Belém que fica nas proximidades da UFPA.

### 2.2 Dados

Foram utilizadas imagens do canal infravermelho (canal 4 - 10,5 μm) do satélite GOES-12. Esse canal pertence ao sensor GOES IMAGER e possui resolução espacial de 4 km, e durante o período de estudo possuía uma resolução de temporal de 15 min (OSCAR, 2020). Essas imagens foram utilizadas para identificação das LI pelo método subjetivo, seguindo a metodologia descrita por Cavalcanti (1982), que é baseada na análise de imagens do canal infravermelho do satélite GOES e busca identificar os sistemas a partir da sua morfologia característica e organização.

Os dados observados entre 0000 UTC e 2359 UTC, em 08 de junho de 2011, são provenientes da estação meteorológica automática localizada em Outeiro, com valores médios a cada 1 minuto. Esses

Figura 1 Mapa de localização da área de estudo para a campanha Belém do Projeto CHUVA. Na cor amarela estão destacados os pontos de coleta de dados: Outeiro, Benevides e o radar na Universidade Federal do Pará (UFPA). As áreas destacadas em verde e azul indicam as cidades de Belém e Benevides, respectivamente.



dados foram utilizados para identificação dos sinais do sistema, horários de entrada e saída da área de estudo e também para análise de sua intensidade. Foram analisadas as seguintes variáveis: temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e umidade específica ( $\text{g kg}^{-1}$ ). As radiossondagens realizadas a partir do aeroporto de Belém ( $1,22^{\circ}\text{S}$ ;  $48,28^{\circ}\text{W}$ ), às 1200 UTC (horário que precede a chegada da LI) e 2359 UTC (horário que o sistema já não se encontra mais na região), foram utilizadas para a obtenção dos perfis verticais da velocidade ( $\text{ms}^{-1}$ ) do vento zonal desde a superfície até a alta troposfera. Segundo Alcântara *et al.* (2011), a componente meridional do vento tem uma contribuição menor no perfil do vento quando se analisa as condições de grande escala. Assim, será analisado aqui apenas os perfis verticais da velocidade do vento zonal.

Os dados de dois pluviômetros, localizados no sítio Outeiro, foram processados com o objetivo de obter valores de precipitação diários e horários acumulados durante o período do experimento. Embora o experimento tenha iniciado oficialmente em 01 de junho de 2011, a primeira semana de dados foi descartada devido a inconsistência nas medições.

Para medir a taxa de precipitação foi utilizado um disdrômetro do tipo Parsivel (*Particle Size e VELOCITY*), que mede a velocidade de queda dos

hidrometeoros através de um feixe de laser. O sensor transmite um feixe de luz horizontal que é convertido em sinal elétrico.

Além disso, o *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) do radar polarimétrico banda-X (X-POL) foi utilizado para analisar a evolução espaço-temporal do sistema, enquanto o *Ranger Height Indicator* (RHI) da refletividade horizontal ( $Z_h$ ) foi utilizado para analisar a estrutura vertical da LI. O radar X-POL (METEOR 50DX - Selex) foi alocado na Universidade Federal do Pará, na cidade de Belém, nas coordenadas  $1,4749^{\circ}\text{S}$  e  $48,4582^{\circ}\text{W}$  a 16 m de altitude. Ele operou com varreduras a cada 10 minutos em várias elevações ( $1,0^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ ). Esse radar foi, estrategicamente, colocado a uma curta distância (23 km) do principal local de estudo, o sítio Outeiro, onde foi instalada a maior parte dos instrumentos disponibilizados no experimento, com o objetivo de minimizar os efeitos de atenuação (Calleiros & Machado, 2014).

### 3 Resultados e Discussão

Analisando os dados pluviométricos disponíveis (Figura 2A), observou-se que a precipitação acumulada durante o período do experimento foi em torno de 105 mm. No dia 8 de junho foi registrado

um total de aproximadamente 30 mm dia<sup>-1</sup>, representando cerca de 29% da precipitação acumulada durante todo o experimento. Os valores horários foram concentrados no final da tarde e início da noite entre 1600 e 1900 HL (1900 e 2200 UTC) (Figura 2B). Segundo Kousky (1980), no trimestre junho-julho-agosto, a precipitação na região amazônica ocorre, preferencialmente, no horário entre 1800 e 0300 HL, indicando que esta precipitação pode estar associada à ocorrência de LIs. Além disso, as LIs são, possivelmente, as principais produtoras de chuva na região durante o experimento, tendo em vista que a ZCIT está se dirigindo à sua posição mais setentrional (Moraes & Filho, 2018) e outros sistemas possuem atuação menor (Barros & Oyama, 2010).

Analisando as imagens de satélite disponíveis (Figura 3) é possível observar a presença de pequenos aglomerados de nuvens convectivas próximos à costa no horário das 1600 UTC, indicando a formação do sistema, o qual se intensificou e dissipou por volta das 0000 UTC do dia seguinte (9 de junho de 2011). Assim, a LI alcançou tempo de vida de aproximadamente 8 horas, semelhante ao sistema observado por Alcântara (2011) que durou cerca de 9 horas, porém, seu tempo de vida foi menor do que o sistema observado por Rickenbach (2004), que es-

teve ativo por mais de 48 horas. O tempo de vida médio das LIs pode variar consideravelmente nas diversas regiões onde essas tempestades se formam. Por exemplo, de acordo com Cohen *et al.* (1989) a duração média de uma LI amazônica é de aproximadamente 10 h. Em contrapartida, as LIs que se desenvolvem na África podem perdurar por cerca de 40 horas, enquanto que no leste da China, os eventos de LIs apresentam tempo de vida inferior a 5 horas (Meng *et al.*, 2013).

Neste estudo, o comprimento máximo foi de aproximadamente 1.100 km e a largura máxima foi de cerca de 120 km. A LI propagou-se continente a dentro por aproximadamente 270 km na direção sudoeste com uma velocidade média aproximada de 34 km h<sup>-1</sup> (~10 m s<sup>-1</sup>). Essas características conferem a essa LI uma classificação do tipo 1 (LIP1 – propagação horizontal entre 170 e 400 km), de acordo com Cohen *et al.* (1989). O sistema observado por Rickenbach (2004) propagou-se cerca de 3000 km (classificado como LI do tipo 2 com propagação superior a 400 km), percorrendo cerca de 3000 km desde sua região de formação, na costa norte da América do Sul, para sudoeste, atingindo o Estado do Acre. Esse sistema teve um comprimento máximo de 1000 km e velocidade de deslocamento de 34

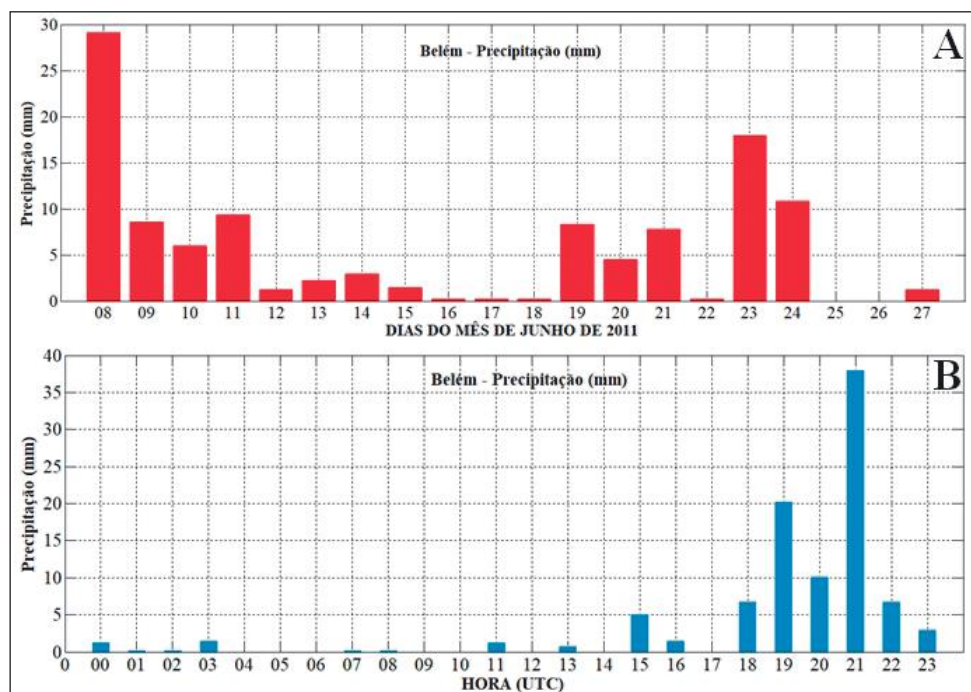


Figura 2 Precipitação para o período do Projeto CHUVA-Belém. A. Acumulado diário de precipitação (mm dia<sup>-1</sup>); B. Acumulado horário de precipitação (mm h<sup>-1</sup>).

km h<sup>-1</sup>, semelhante a LI aqui estudada, porém com alcance muito maior. As LIs que se desenvolvem no norte da Austrália (Golfo de Carpentaria) tem velocidade de propagação média de cerca de 35 km h<sup>-1</sup> (Drosdowsky & Holland, 1987). Em contrapartida, os sistemas que se formam e desenvolvem no leste da China, tem velocidade média de deslocamento da ordem de 50 km h<sup>-1</sup>. Esses são muito mais rápidos que as LI amazônicas.

A Figura 3 permite ainda analisar a evolução espaço-temporal da LI desde sua gênese na costa norte da América do Sul até sua dissipação. Esse sistema passou por quatro estágios de desenvolvimento. São eles: formação, intensificação, maturidade e dissipação (Figura 3A, B, C e D). A LI iniciou sua formação por meio do surgimento de pequenos núcleos convectivos destacados na imagem (Figura 3A), indicando convecção profunda. Segundo Dodson *et al.* (2018), o topo das nuvens de uma LI na região amazônica pode atingir mais de 15 km de altitude. Associados a essas primeiras células convectivas, observa-se que vários aglomerados de nuvens foram formados ao longo da costa

da Guiana Francesa, do Estado do Amapá e do litoral do Estado do Pará.

Às 1800 UTC (Figura 3B), a LI torna-se mais organizada e intensa, movendo-se sobre o continente e se desenvolvendo possivelmente devido ao aquecimento diurno, como sugerido por Kousky (1980). Normalmente, apenas 30-40% da borda principal do sistema consiste em convecção profunda e ativa (Garstang *et al.*, 1994), consequentemente somente este valor é visível usando imagens de satélite. Por volta de 2130 UTC (Figura 3C), o sistema encontra-se bem configurado e paralelo à costa em um padrão quase linear orientado na direção noroeste-sudeste, atingindo, nesse momento, seu comprimento e largura máximos. Essa orientação é uma característica das LI que se formam no litoral norte do Brasil. Os aglomerados de nuvens começaram a ficar dispersos por volta das 2330 UTC (Figura 3D), e a LI adquire forma descontínua, com alguns de seus núcleos convectivos menos intensos e menores que anteriormente. O sistema se dissipou totalmente antes das 0100 UTC do dia 09 de junho de 2011.

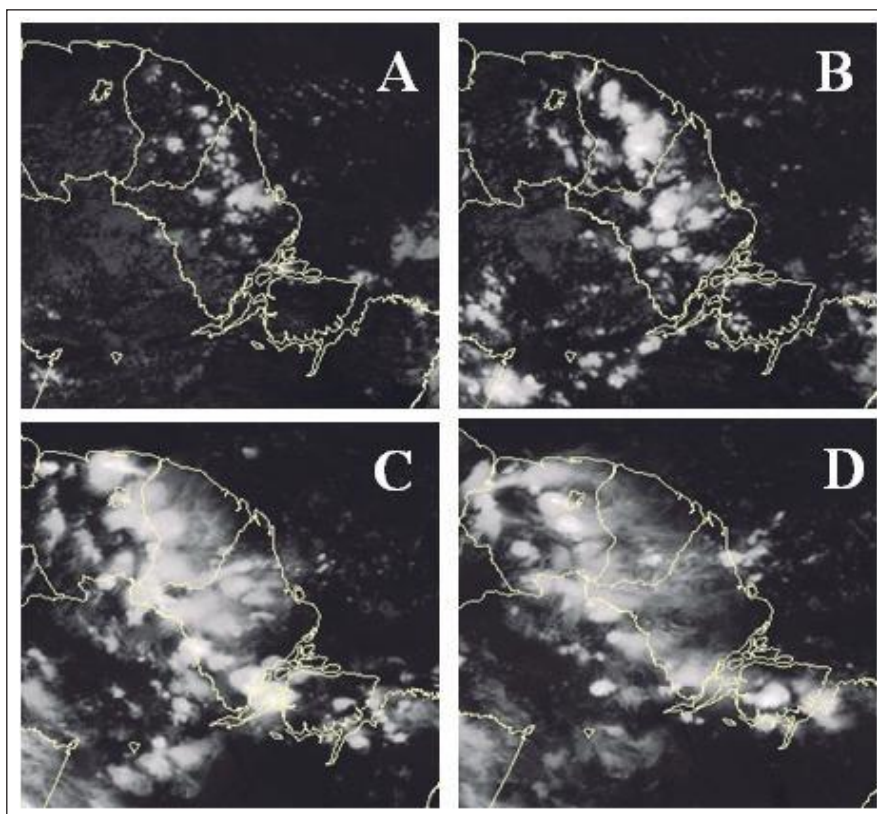


Figura 3 Imagens do Satélite GOES-12 do canal infravermelho (canal 4 - 10,5  $\mu\text{m}$ ) para o dia 08 de junho de 2011 recortadas para região de interesse às A. 1600 UTC; B. 1800 UTC; C. 2130 UTC; D. 2330 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

A Figura 4 apresenta o comportamento da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e umidade específica ( $\text{g kg}^{-1}$ ) entre 2100 UTC e 2230 UTC no dia 08 de junho de 2011 no sítio de Outeiro. É possível observar que os valores da temperatura decrescem suavemente após o horário das 2100 UTC, seguido de uma queda acentuada por volta das 2125 UTC. A diminuição de temperatura observada é de cerca de  $3^{\circ}\text{C}$  ao longo do período identificado da passagem do sistema, ficando em torno de  $25^{\circ}\text{C}$  a partir das 2215 UTC. Essa diminuição de temperatura indica a aproximação da LI que nesse momento estava localizada nas proximidades de Outeiro, conforme será confirmado através da Figura 7, que será mostrada posteriormente. Diversos estudos indicam que a presença da LI e as correntes descendentes que são geradas na retaguarda do sistema alteram a termodinâmica e a química próxima a superfície, onde tais efeitos são predominantemente sentidos (Betts *et al.* 2002; Adayana *et al.*, 2019). Portanto, essa queda de temperatura está associada à parte posterior à região da precipitação mais intensa da LI, onde há correntes descendentes convectivas e formação da piscina fria, como sugerido por Yang *et al.* (2015) em estudo observacional e numérico de uma LI que ocorreu em 23 de junho de 2011 no norte da China.

Concomitante com a diminuição da temperatura, observa-se um aumento de  $0,5 \text{ g kg}^{-1}$  nos valores de umidade específica, desde a entrada do siste-

ma na região de estudo até a sua saída. Entre 2118 e 2121 UTC, ocorreu uma queda brusca de umidade, possivelmente, relacionada com movimentos descendentes de mesoescala originários da frente de rajada do sistema, que traz ar mais frio e seco da média troposfera para a camada limite, assim como mostrado por Cohen *et al.* (1995). Essa variação brusca de umidade acontece momentos antes da diminuição mais acentuada de temperatura. Alterações de umidade são frequentemente observadas durante a passagem de uma LI (por exemplo, Garstang *et al.*, 1994), podendo ser negativa ou positiva, dependendo das condições ambientais e da profundidade da corrente descendente (Berkes *et al.*, 2012). Assim, essas variáveis são importantes, pois demonstram a assinatura do sistema ao passar sobre uma região.

Na Figura 5, observa-se que a componente zonal do vento no horário que precede a chegada do sistema (1200 UTC) apresenta velocidade relativa máxima de  $11 \text{ ms}^{-1}$  entre os níveis de 930 e 970 hPa, configurando um jato de baixos níveis (JBN). Na camada entre 900 e 800 hPa, os valores variam entre 6 e  $10 \text{ ms}^{-1}$ , acima dessa, o vento diminuiu de intensidade até mudar de direção nos altos níveis. Um escoamento mais expressivo para oeste pode ser notado nos níveis elevados da atmosfera, com magnitude próxima àquela observada para o JBN, em 150 hPa. Esse comportamento é semelhante ao perfil vertical observado por Oliveira e Oyama (2015), que

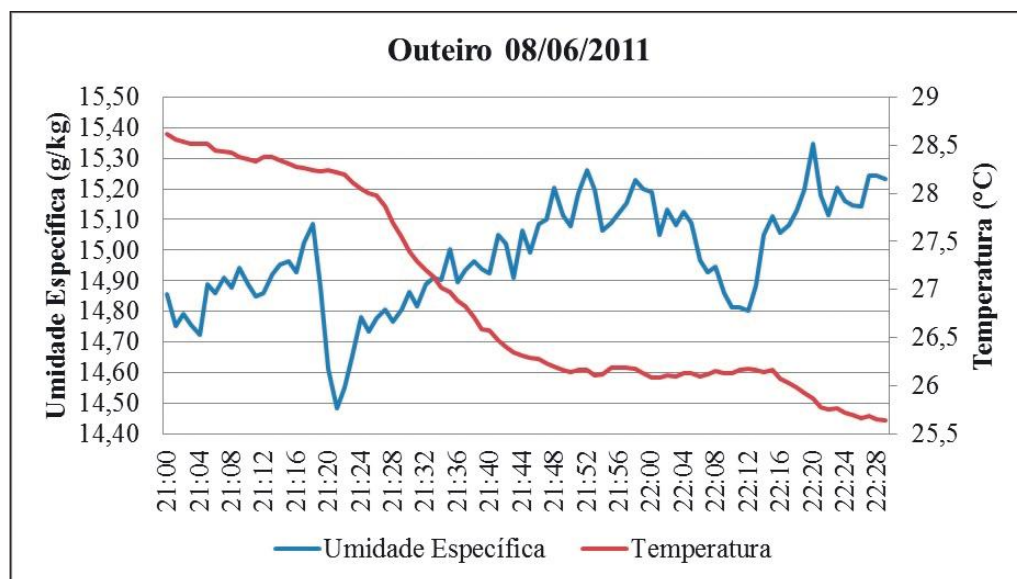


Figura 4 Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e Umidade Específica ( $\text{g kg}^{-1}$ ) entre 2100 UTC e 2230 UTC no dia 08 de junho de 2011 no sítio de Outeiro.

investigaram as características de iniciação das LIs formadas sobre o Centro de Lançamento de Alcântara-CE no mês de julho entre os anos de 2004 e 2012 utilizando dados de radiossondagens e a reanálise do *European Centre for Medium Range Weather Forecasts*, denominada ERA-Interim.

Para as 2159 UTC do dia 08 de junho de 2011 (horário após a passagem do sistema), o JBN permanece configurado e com intensidade semelhante ao horário anterior já mostrado, porém com uma profundidade pouco menor. A diferença mais marcante é observada em relação a profundidade do jato em altos níveis que, apesar de possuir aproximadamente mesma intensidade que o horário anterior, encontra-se mais profundo. Observa-se também que a velocidade do vento aumenta rapidamente em 350 hPa.

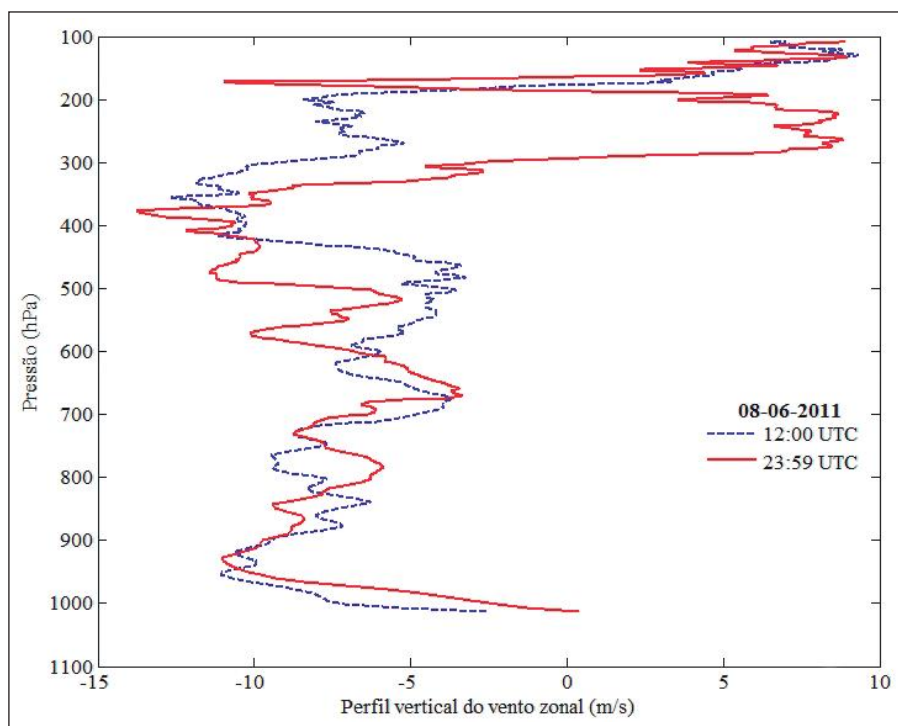
Percebe-se que a velocidade de propagação da LI ( $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ ) é próxima da magnitude do JBN ( $\sim 11 \text{ ms}^{-1}$ ). Segundo Alcântara *et al.* (2011), a intensidade do JBN não é tão determinante para a propagação das LI, porém sugere-se que a profundidade possa ser um diferencial, pois o JBN em dias com formação de LI é mais profundo e melhor definido do que em dias sem a formação do sistema. O estudo de Oliveira *et al.* (2016) mostrou que meses com maior

número de eventos de LI (janeiro-maio-junho-julho) coincidiram com os meses onde há maior ocorrência do JBN, confirmando por sua vez e de forma complementar a Alcântara *et al.* (2011), uma possível relação entre a presença do JBN e a formação e desenvolvimento de LI.

O escoamento revela claramente um jato com forte cisalhamento nos baixos níveis. A existência desse notável cisalhamento do vento, em baixos níveis, pode ter atuado para organizar a convecção (Alcântara *et al.*, 2014), o mesmo pode, ainda, influenciar diretamente na propagação e tempo de vida, devido sua atuação na dinâmica que governa as correntes ascendentes e descendentes.

A Figura 6A mostra o CAPPI de refletividade de 3 km no horário das 2044 UTC, onde se observa o sistema bem alinhado na direção noroeste-sudeste, com algum espaçamento entre as células. Aproximadamente 30 minutos depois, sobre Benevides (ponto B), havia células mais intensas associadas à LI (Figura 6B). Os valores de refletividade do radar indicam fortes chuvas nessa área. O sistema atingiu um estado de organização mais elevado por volta das 2133 UTC, representando a fase madura da LI amazônica, anteriormente observada através de imagens

Figura 5 Perfil vertical do vento zonal ( $\text{ms}^{-1}$ ) para as sondagens de 1200 UTC e 2359 UTC de 08 de junho de 2011.





de satélite. O CAPPI das 2133 UTC (Figura 4C) e o RHI no azimute de Outeiro, às 2130 UTC, (Figura 6C) mostram uma célula convectiva com refletividade superior a 60 dBZ sobre Outeiro (ponto A) indicando uma alta taxa de precipitação nesse local com um máximo de 200 mm.h<sup>-1</sup>. Esse valor também foi observado ao analisar o pluviômetro e o disdrômetro, como será mostrado posteriormente.

A Figura 6F mostra o CAPPI das 2204 UTC sendo possível observar que o sistema estava distante de Outeiro e tinha uma refletividade entre 5 e 10 dBZ. O mesmo valor pode ser visto no RHI às 2200 UTC (Figura 7E), indicando taxa de precipitação de 0,1 mm.h<sup>-1</sup>, sem precipitação registrada pelos pluviômetros nesse momento. Às 2233 UTC, o CAPPI mostra que a LI deixa a área do radar e começa a perder suas características, com menor intensidade de seus núcleos, demonstrando tendência de enfraquecimento (Figuras 6G). O sistema perdeu sua estrutura linear às 2253 UTC (não mostrado) e, 50 minutos depois (Figura 6H), ainda havia algumas células convectivas com refletividade da ordem de 50 dBZ, porém já sem as características de uma LI.

Silva *et al.* (2009) investigaram as características de diferentes eventos de precipitação que ocorreram sobre a região da bacia hidrográfica do Alto Tietê por meio da observação dos campos de precipitação derivados de arquivos CAPPI do radar. Os autores mostraram que a morfologia e o tempo de evolução de cada categoria observada dependem da topografia, circulação associada e processos de mistura induzidos pelo aquecimento diurno. Foi mostrado que as LIs da região se desenvolvem, preferencialmente entre 1500 HL e 1700 HL, com ciclo de vida entre 4 e 12 horas, semelhante ao sistema aqui estudado.

Através da Figura 7 pode-se observar os RHI nos instantes da passagem do sistema com a refletividade ( $Z_h$ ) em DBz. No início, a LI Amazônica tinha uma coluna de refletividade que se estendia do nível do solo até um pouco mais de 11 km de altura com  $Z_h$  maior que 30 dBZ (Figura 7A), e dentro dessa coluna havia  $Z_h$  maior que 50 dBZ até 3,5 km de altura, correspondendo a um região de precipitação convectiva intensa, indicando a profundidade

do sistema. Pontes (2006) em seus estudos sobre sistemas que ocasionaram precipitação intensa sobre a região de Rondônia, mostrou que uma LI que ocorreu no dia 08 de outubro de 2002 consistiu de grandes taxas de precipitação ( $R \geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ ) e que os núcleos de maior refletividade alcançaram uma altura de até 16 km.

Na parte traseira e frontal do sistema, acima da isoterma de 0°C, localizada próximo a 5 km de altura (identificada através das sondagens),  $Z_h$  ficou em torno de 20 dBZ, revelando uma região estratiforme. A refletividade na região estratiforme é muito menor do que na região convectiva, possivelmente devido à diferença na velocidade das correntes ascendente e descendente, como também o tamanho, tipo e fase dos hidrometeoros presentes em cada região do sistema. Quando a LI alcançou Outeiro, os valores de  $Z_h$  estavam próximos de 50 dBZ e induziram chuvas (Figura 7B) registradas pelo pluviômetro (Figura 8A). Às 2140 UTC (Figura 7C), o padrão de refletividade da superfície até a isoterma de 0°C sugere a ocorrência de precipitação convectiva. Os valores de refletividade do radar tendem a diminuir acima da isoterma de 0°C. Essa característica possivelmente indica que um processo de chuva quente domina sobre esta região abaixo da isoterma de 0°C (Kumar *et al.*, 2015).

A Figura 7E mostra uma pequena região perto do radar (a 3 km de distância) com  $Z_h$  superior a 40 dBZ. A segunda célula parece estar em um processo avançado de dissipação, pois há áreas com 0 dBZ, demonstrando enfraquecimento do sistema. Às 2230 UTC (Figura 7G), a estrutura vertical começou a se dissipar e a magnitude de  $Z_h$  é menor do que antes, acima de 0°C. A LI não aparece mais no radar sobre o azimute de Outeiro às 2330 UTC (Figura 7H). Observa-se apenas uma camada no nível em torno de 10 km com assinatura do sistema. Esse é um indicativo da região da bigorna que fica na retaguarda da LI. Em seus estudos sobre as causas físicas da iniciação, desenvolvimento e deslocamento de uma LI observada na região amazônica através de simulações numéricas do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF), Lopes (2017) encontrou uma estrutura similar ao desenvolvimento da LI aqui estudada.

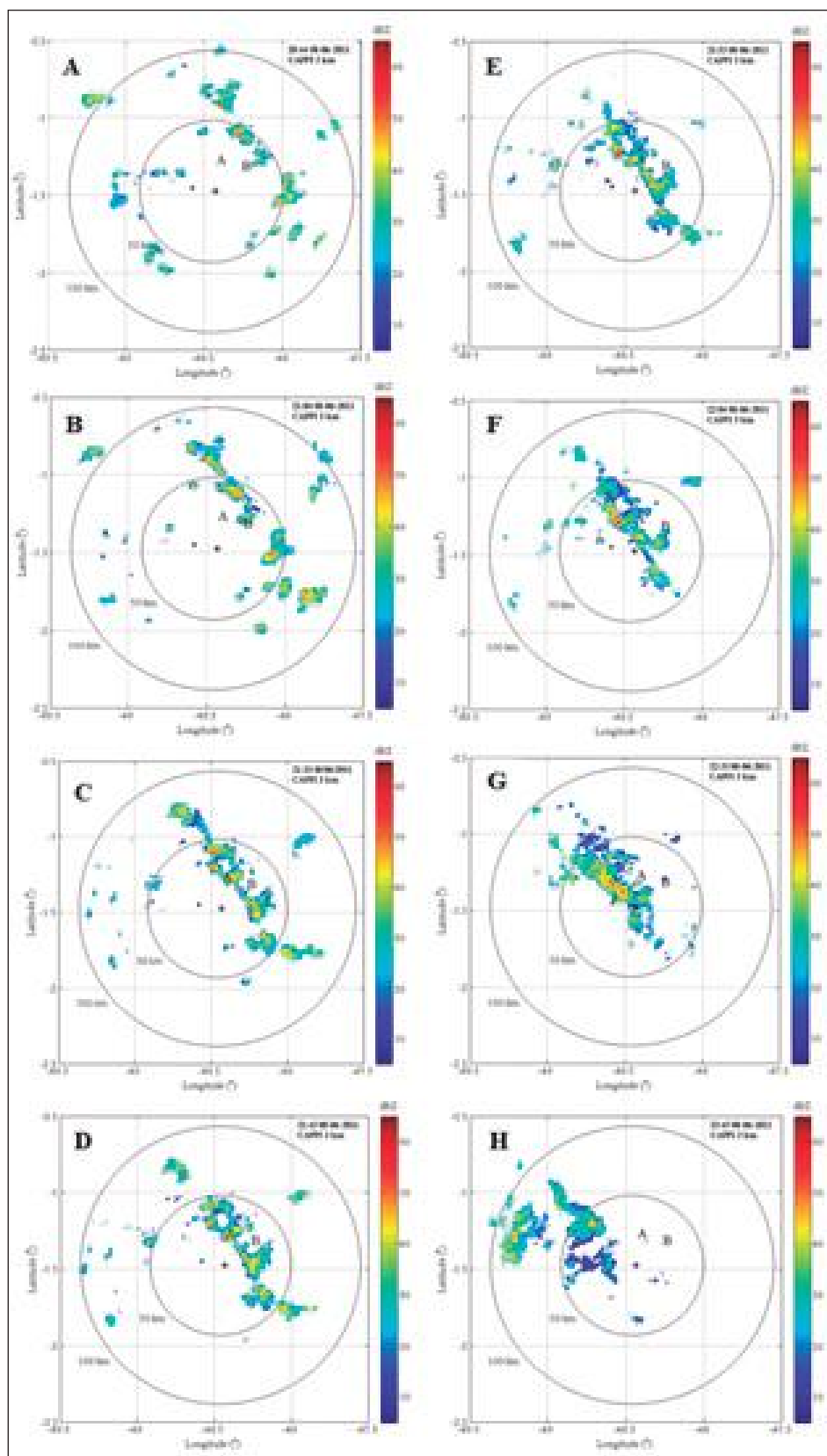


Figura 6 CAPPI de 3 km da refletividade do radar XPOL em 8 de junho de 2011 às: A. 2044 UTC; B. 2104 UTC; C. 2133 UTC; D. 2143 UTC; E. 2153 UTC; F. 2204 UTC; G. 2233 UTC; H. 2343 UTC. Os círculos concêntricos indicam intervalos de 50 km de distância do radar. Os pontos A e B indicam a localização dos sítios Outeiro e Benevides, respectivamente. O asterisco marca o aeroporto. Escala de cores indica refletividade em dBZ.

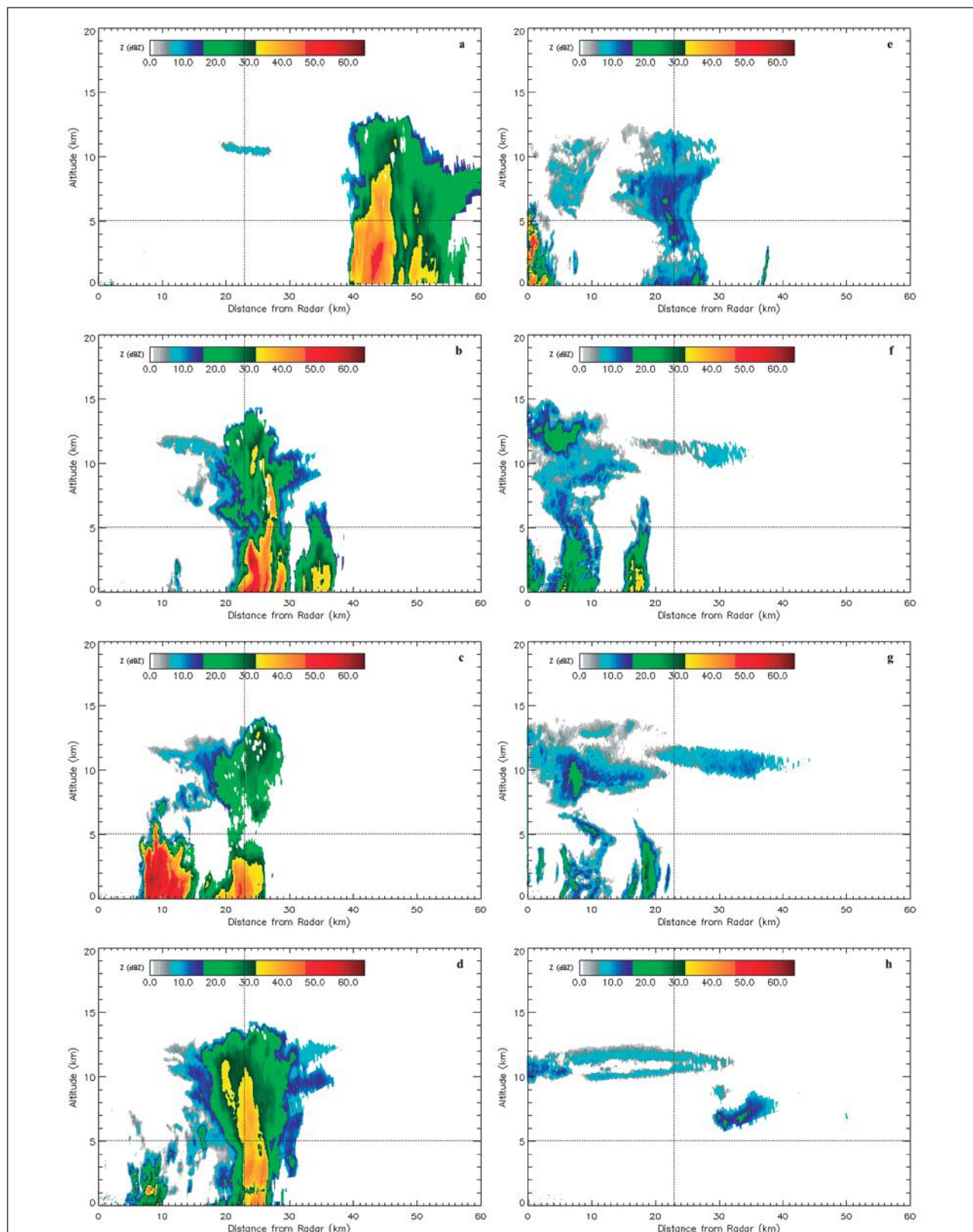


Figura 7 RHI da refletividade horizontal (Zh) em 8 de junho de 2011 pelo radar XPOL às: A. 2110 UTC; B. 2130 UTC; C. 2140 UTC; D. 2150 UTC; E. 2200 UTC; F. 2220 UTC; G. 2230 UTC; H. 2330 UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). A Escala de cores indica refletividade em dBZ. A linha vertical marca Outeiro e a linha horizontal marca 0°C isoterma.

Por meio da análise da Figura 8A, destaca-se que a LI chegou a Benevides às 2100 UTC, atingindo um máximo de precipitação por volta das 2110 UTC e se estendeu até as 2130 UTC. Durante esse período foi registrado um total de aproximadamente 20 mm de precipitação. Em Outeiro, a precipitação teve início pouco antes das 2130 UTC e se estendeu até 2150 UTC, registrando um acumulado de 27 mm, sendo, portanto, mais intensa do que a precipitação observada sobre Benevides. Isso pode ser devido as diferentes fases de desenvolvimento das células convectivas que atingiram as localidades. Esses resultados obtidos pelos registros dos pluviômetros instalados nos dois sítios do experimento corroboram com os resultados observados através dos CAPPI das 2104 e 2133 UTC (Figura 6B e 6C).

A Figura 8B mostra a evolução temporal da precipitação, apenas para o sítio Outeiro, medida

por dois pluviômetros (P1 e P2) instalados no local e a taxa de precipitação medida pelo disdrômetro do tipo Parsível. A taxa de precipitação aumenta rapidamente durante a passagem do sistema e depois diminui para valores próximos de zero. Essa configuração pode estar relacionada à evolução temporal do sistema, uma vez que existem regiões com maior taxa de precipitação (região convectiva, com precipitação intensa e de curta duração) atingindo valores superiores a 150 mm.h<sup>-1</sup>. Após a passagem da região convectiva com máxima taxa de precipitação, a intensidade da chuva diminui e pode estar associada com a região estratiforme pertencente à retaguarda, que é caracterizada por baixa taxa de precipitação (1-10 mm.h<sup>-1</sup>), como mostrado na Figura 8B (Garsang *et al.*, 1994; Evaristo *et al.*, 2010).

Assim, o sistema consegue ser bem caracterizado por todas as variáveis e instrumentos aqui mostrados, desde variáveis básicas como temperatura e

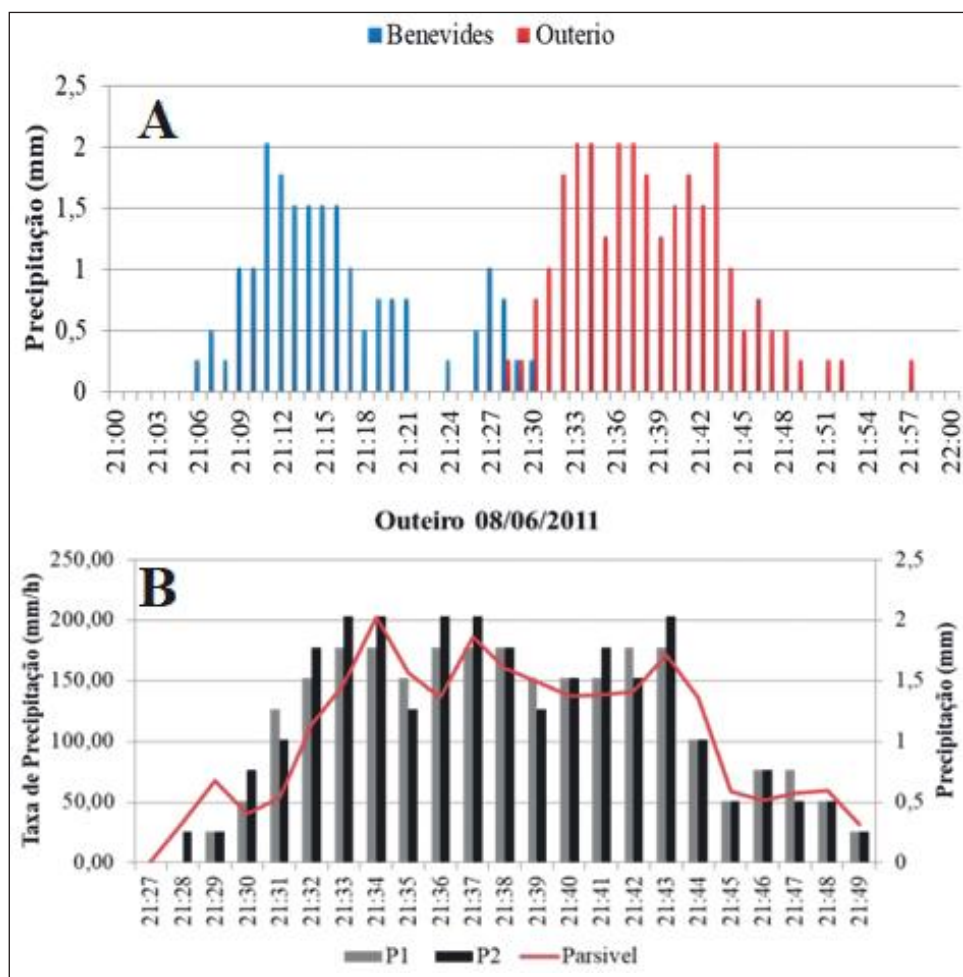


Figura 8 Precipitação associada a passagem da LI em 8 de junho de 2011 medida por pluviômetros instalados em A. Benevides e Outeiro e Taxa de precipitação (mm.h<sup>-1</sup>) estimada pelo disdrômetro (Parsível); B. precipitação (mm) para o sítio do Outeiro e seus pluviômetros (P1 e P2).

umidade específica medidas por estações automáticas, até o radar banda-X, que é um instrumento bastante sofisticado. Este caso de linha de instabilidade é bastante semelhante a outros relatados na literatura (Rotunno *et al.*, 1988; Alcântara *et al.*, 2011; Lopes, 2017) para a região amazônica. Para as outras regiões do globo, como o sudeste do Brasil, Austrália e China, há certas diferenças que podem estar associadas a origem e mecanismos de formação diferenciados entre sistemas comparados.

#### 4 Conclusões

A Linha de Instabilidade que ocorreu no dia 8 de junho de 2011 apresentou o maior volume de precipitação acumulada entre os sistemas observados durante a campanha Belém do Projeto CHUVA. Esse sistema também foi o que ficou melhor configurado nos dados observados durante o experimento. A análise dos dados pluviométricos mostrou que a LI foi responsável por cerca de 29% de toda a precipitação observada durante a campanha.

A estrutura do sistema analisado apresenta semelhanças com a estrutura proposta por trabalhos anteriores para LIs que ocorrem na região amazônica. No entanto, em comparação com as LIs que se desenvolvem em outras regiões, as diferenças são evidentes. Essas diferenças podem estar ligadas aos mecanismos de formação de cada sistema em cada região. Por exemplo, na costa norte do Brasil a formação das LIs está associada à circulação de brisa marítima, enquanto há sistemas que ocorrem em latitudes médias (e/ou subtropicais) que tem sua gênese relacionada a sistemas frontais. Observa-se diferenças também quanto aos processos de intensificação, que são regulados pelas condições meteorológicas ambientais (distribuição horizontal e vertical do vento, temperatura e umidade) que devido à diversidade de climas ao redor do globo tem grande variabilidade.

Os resultados qualitativos obtidos a partir do estudo de caso evidenciam o grande potencial que representa a utilização de radares Banda – X polarimétrico em investigar a estrutura e evolução de sistemas precipitantes na Amazônia. Tais informações podem ser muito úteis na estimativa da quantidade de precipitação nas previsões a curto prazo (*nowcasting*).

#### 5 Agradecimentos

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelas bolsas de Mestrado e Doutorado concedidas ao primeiro autor e ao Projeto CHUVA (Projeto CHUVA - FAPESP 2009/15235-8), por disponibilizar os dados pertencentes a esta pesquisa.

#### 6. Referências

- Melo, A.M.Q.; Dias-Junior, C.Q.; Cohen, J.C.P.; Sá, L.D.A.; Cattanio, J.H. & Kuhn, P.A.F. 2019. Ozone transport and thermodynamics during the passage of squall line in Central Amazon. *Atmospheric Environment*, (206):132–143.
- Alcântara, C.R. 2011. Linha de Instabilidade da Amazônia: Estudo de Caso e Importância das Características do Perfil do Vento na sua Formação e Desenvolvimento. *Revista Ciência e Natura*, 33(2): 197-226.
- Alcântara, C.R.; Silva Dias, M.A.F.; Souza, E.P. & Cohen, J. C.P. 2011. Verification of the Role of the Low-Level Jets in Amazon Squall Lines. *Atmospheric Research*, 100: 36-44.
- Alcântara, C.R.; Souza, E.P.; Silva Dias, M.A.F. & Biazeto, B. 2014. Influência dos Jatos em Médios e Baixos Níveis nos Processos de Nuvem: Estudo Numérico de uma Linha de Instabilidade Amazônica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(1): 29-46.
- Barbosa, R.L.; Oyama, M.D. & Machado, L.A.T. 2006. Climatologia das Perturbações Convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(1): 107-117.
- Barros, S.S. & Oyama, M.D. 2010. Sistemas Meteorológicos Associados à Ocorrência de Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(3): 333-344.
- Berkes, F.; Knippertz, P.; Parker, D.J.; Jeans, G. & Quiniou-Ramus, V. 2012. Convective Squalls Over the Eastern Equatorial Atlantic. *Weather and Forecasting*, 27(1): 700-783.
- Betts, A.K. 1976. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. *Journal of the Atmospheric Science*, 33:1008-1020.
- Betts, A.K.; Fuentes, J.D.; Garstang, M. & Hall, J.H. 2002. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20):, LBA 32-1-LBA 32-14.
- Calheiros, A.J.P. & Machado, L.A.T. 2014. Cloud and Rain Liquid Water Statistics in the CHUVA Campaign. *Atmospheric Research*, 144: 126-140.
- Cavalcanti, I.F.A. 1982. *Um Estudo Sobre Interações entre Sistemas de Circulação de Escala Sinótica e Circulações Locais*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 113 p.
- Cohen, J.C.P.; Silva Dias, M.A.F. & Nobre, C.A. 1989. Aspectos Climatológicos das Linhas de Instabilidade na Amazô-

- nia. Climanálise, *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 4(1): 34-40.
- Cohen, J.C.P.; Silva Dias, M.A.F. & Nobre, C.A. 1995. Environmental Conditions Associated With Amazonian Squall Lines: A Case Study. *Monthly Weather Review*, 123(11): 3163-174.
- Dodson, J.B.; Taylor P.C. & Brason, M. 2018. Microphysical Variability of Amazonian Deep Convective Cores Observed by CloudSat and Simulated by a Multi-Scale Modeling Framework. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18: 6493-6510.
- Drosowsky, W. & Holland, G.J. 1987. North Australian cloud lines. *Monthly Weather Review*, 115(11): 2645-2659.
- Evaristo, R.; Scialom, G.; Viltard, N. & Lemaître, Y. 2010. Polarimetric Signatures and Hydrometeor Classification of West African Squall Lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(1): 272-288.
- Garstang M.; Massie Jr., H.L.; Halverson, J.; Greco, S. & Scala, J. 1994. Amazon Coastal Squall Line. Part I: Structure and Kinematics. *Monthly Weather Review*, 122(4): 608-622.
- IBGE. 2015. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretório de Pesquisas, Coordenação de Trabalho e Rendimentos, Pesquisa Nacional por Amostra de Domicílios Contínua. Disponível em: < <https://www.ibge.gov.br/estatisticas/sociais/trabalho/9173-pesquisa-nacional-por-amostra-de-domicilios-continua-trimestral.html?=&t=oque-e>>. Acesso em 21 fev. 2020.
- Kidder, S.Q. & Haar, V. 1995. *Satellite Meteorology: An Introduction*. San Diego, Academic Press, 466p.
- Kousky, V.E. 1980. Diurnal Rainfall Variation in the Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108(4): 488-498.
- Kumar, S.; Deshpande, S.M.; Das, S.S.; Konwar, M.; Chakravarty, K. & Kalapureddy, M.C.R. 2015. Temporal and Structural Evolution of A Tropical Monsoon Cloud System: A Case Study Using X-Band Radar Observations. *Journal of the Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 133: 157-168.
- Lopes, V.S. 2017. *Análise diagnóstica e modelagem numérica de mesoescala de uma linha de instabilidade amazônica*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 124 p.
- Loureiro, R.S.; Saraiva, J.M.; Saraiva, I.; Senna, R.C. & Fredó, A.S. 2014. Estudo dos Eventos Extremos de Precipitação Ocorridos em 2009 no Estado do Pará. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(especial): 84-94.
- Machado, L.A.T.; Silva Dias, M.A.F.; Morales, C.; Fisch, G.; Vila, D.; Albrecht, R.; Goodman, S.J.; Calheiros, A.J.P.; Biscaro, T.; Kummerow, C.; Cohen, J.; Fitzjarrald, D.; Nascimento, E.L.; Sakamoto, M.S.; Cunningham, C.; Chaboureaud, J.-P.; Petersen, W.A.; Adams, D.K.; Baldini, L.; Angelis, C.F.; Sapucci, L.F.; Salio, P.; Barbosa, H.M.J.; Landulfo, E.; Souza, R.A.F.; Blakeslee, R.J.; Bailey, J.; Freitas, S.; Lima, W.F.A. & Tokay, A. 2014. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? *American Meteorological Society*, 95: 1365-1380.
- Meng, Z.; Yan, D. & Zhang, Y. 2013. General Features of Squall Lines in East China. *Monthly Weather Review*, 141(5): 1629-1647.
- Moraes, D.S. & Gomes Filho, M.F. 2018. Contribuição das Chuvas do Período da Tarde em Belém e Possíveis Relações com a Normal Climatológica. *Revista Brasileira de Climatologia*, 23: 17-32.
- Oliveira, G.B.; Alcântara, C.R. & Souza, E.P. 2016. Caracterização de Perfis de Vento no Ambiente de Formação de Linhas de Instabilidade Amazônicas. *Ciência e Natura*, 38(1): 393-403.
- Oliveira, F.P. & Oyama, M.D. 2015. Antecedent Atmospheric Conditions Related to Squall-Line Initiation over the Northern Coast of Brazil in July. *Weather and Forecasting*, 30: 1254-1264.
- OSCAR. 2020. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool. Disponível em: <<https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites/view/149>>. Acesso em: 21 fev. 2020.
- Pontes, A.L. 2006. *Análise de casos de precipitações intensas na transição entre a estação seca e chuvosa de 2002 em Rondônia*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 160 p.
- Rickenbach, T.M. 2004. Nocturnal Cloud Systems and the Diurnal Variation of Clouds and Rainfall in Southwestern Amazonia. *Monthly Weather Review*, 132(5): 1201-1219.
- Rinehart, R.E. 2004. *Radar for Meteorologists*. Nevada, Rinehart Publications. 482 p.
- Rotunno, R.; Klemp, J.B. & Weisman, M.L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Science*, 45: 463-485.
- Santos, J.S.; Mota, M.A.S. & Rocha, E.J.P. 2014. Classificação Climatológica Da Energia Potencial Disponível Para A Convecção Na Cidade De Belém-Pa. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(especial): 60-72.
- Silva, F.D.S.; Filho, A.J.P. & Hallak, R. 2009. Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(3): 292-307.
- Silva Junior, J.A.; Costa, A.C.L.; Pezzuti, J.C.B.; Costa, R.F. & Galbraith, D. 2012. Análise da Distribuição Espacial do Conforto Térmico na Cidade de Belém, PA no Período Menos Chuvoso. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 5(2): 218-232.
- Takemi, T. 2014. Convection and Precipitation Under Various Stability and Shear Conditions: Squall Lines in Tropical Versus Midlatitude Environment. *Atmospheric Research*, 142: 111-123.
- Yang, H.L.; Xiao, H. & Guo, C.W. 2015. Structure and Evolution of a Squall Line in Northern China: A Case Study. *Atmospheric Research*, 158: 138-157.