



**Estudo de um Rápido Desenvolvimento de  
Onda Baroclínica no Atlântico Sudoeste Ocorrido em Março de 2015**  
Study of a Fast Development of Baroclinic Wave in Southwest Atlantic Occurred in March 2015

Luiz Filipe Costa da Silva; Filipe Pungirum Onofre; Renan Martins Pizzochero;  
Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira & Wallace Figueiredo Menezes

*Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Meteorologia  
Av. Athos da Silveira Ramos, 274. Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21941-916, Rio de Janeiro, RJ, Brasil*

*E-mails: [luizfcsilva@gmail.com](mailto:luizfcsilva@gmail.com); [anactn@gmail.com](mailto:anactn@gmail.com);*

*[filipepungirum@hotmail.com](mailto:filipepungirum@hotmail.com); [renan18martins@gmail.com](mailto:renan18martins@gmail.com); [wallace.menezes@gmail.com](mailto:wallace.menezes@gmail.com)*

Recebido em: 06/02/2018 Aprovado em: 06/04/2018

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2018\\_1\\_343\\_350](http://dx.doi.org/10.11137/2018_1_343_350)

## Resumo

A passagem de frentes frias é o principal agente modificador do tempo no estado do Rio de Janeiro e pode ocorrer durante todo o ano, com maior frequência no inverno. O presente trabalho tem como objetivo, analisar a evolução e deslocamento de uma onda baroclínica que passou pelo oceano, próximo à costa do Sudeste brasileiro, através de utilização de cartas sinóticas, imagens de satélite, dados observados de estações meteorológicas e dados oriundos de reanálise. A escolha desse evento foi feita com base no seu impacto e na ineficiência dos centros de previsão em antecipar sua ocorrência. Esse sistema baroclínico teve um rápido avanço, consequência da formação e do prolongamento de um cavado observado em médios níveis associados a cavados em altos níveis e em superfície, o que tornou esse sistema mais intenso e gerou uma linha de instabilidade sobre o município do Rio de Janeiro na noite de 16 de março de 2015, quando foram registrados altos índices de precipitação não previstos.

**Palavras chave:** Linhas de Instabilidade; Frente Fria; Cavado; Baroclínico

## Abstract

A passing cold front is the main modifying agent of the weather in Rio de Janeiro State and it can occur throughout the whole year, most frequently during winter. By using synoptic charts, satellite images and data collected through meteorological observations, this paper aims to analyse the evolution and transition of a frontal zone which has passed over the Ocean, nearby the Brazilian southeastern coast. This particular event was chosen due to its high impact as well as the inefficiency of meteorology centers to forecast its occurrence. These specific baroclinic waves had a fast advancement, caused by the formation and persistence of a trough observed at medium levels but associated to trough at high levels and transitioning on the surface, thus making these baroclinic waves more intense and consequently, generating an squall line across the Rio de Janeiro City on the evening of 16th March 2015, when it was registered high levels of precipitation not provided.

**Keywords:** Squall line; Cold Front; Trough; Baroclinic

## 1 Introdução

Quando duas massas de ar de escala sinótica com diferentes características termodinâmicas aproximam-se, formam uma zona de transição chamada zona frontal, caracterizada pelos elevados gradientes horizontais de temperatura e umidade, (Kousky & Elias, 1982). Em alguns casos esta zona é bastante abrupta (devido ao intenso gradiente de densidade), enquanto em outros ela pode ser gradual.

A inclinação da superfície frontal está relacionada com a velocidade da frente. Frentes rápidas deslocam-se em com velocidade em torno de 12 m/s e uma inclinação de 1 km de altura para 50 km de largura, enquanto as frentes lentas deslocam-se com velocidades em torno de 7 m/s e com uma inclinação de 1km de altura para 100 km de largura (Raferty, 2011).

O rápido avanço de um sistema frontal pode gerar uma interface de levantamento de ar mais eficiente em sua vanguarda, ocasionando na formação de nuvens cúmulos e sistemas convectivos de mesoescala, como por exemplo, as linhas de instabilidade (LI's)(Vianello & Alves,1991), como foi observado no evento estudado neste trabalho.

O forte aquecimento diurno desempenha um papel de destaque na formação de LI's. À tarde, quando a convecção é máxima, cumulonimbus (Cb) desenvolvem-se rapidamente, provocando pancadas de chuva forte e localizadas, associando-se a rajadas de vento, granizo, descargas elétricas e trovoadas, Vianello & Alves (1991).

LI's são classificadas como tempestade multicelulares, que podem ser conceituadas como um aglomerado de células convectivas simples de vida curta, segundo Weisman & Klemp (1986) e Chappell (1986). Essas tempestades multicelulares possuem um mecanismo de autopropagação, devido a convergência ao longo da frente de rajada, formada pelas correntes descendentes geradas pela evaporação da chuva proveniente do sistema frontal (Figura 1). Este mecanismo atua como um gatilho de convergência que desenvolve novas correntes de ar ascendente atrás da frente de rajada, e promove o desenvolvimento de novas células convectivas simples (Weisman & Klemp, 1986; Chappell, 1986).

Na América do sul, ainda existem outros tipos de formação de LI's, desenvolvidas frequentemente



Figura 1 Interação entre a piscina fria formada pelas correntes descendentes e o cisalhamento do vento em baixos níveis (adaptado do Programa COMET: <http://www.comet.ucar.edu>)

na costa norte e nordeste do continente, que se propagam para seu interior e causam altos acumulados de precipitação, Essas linhas foram associadas à circulação de brisa marítima (Cohen *et al.*, 1989; Cohen, 1996).

Fenômenos de mesoescala como as LI's associadas a sistemas frontais em latitudes médias, possuem alto grau de imprevisibilidade, principalmente no Hemisfério Sul (HS), onde a gama de dados e estudos é bem menor que no Hemisfério Norte (HN). O evento relatado neste trabalho surpreendeu a maioria dos grandes centros de previsão nacionais, pois os modelos numéricos (regionais e globais) vigentes, não haviam detectado a possibilidade de formação desses sistemas convectivos nem a precipitação associada que ocorreu.

Desta forma, este trabalho teve como objetivo principal analisar a estrutura sinótica de avanço e o desenvolvimento de uma onda baroclínica ocorrida em março de 2015 gerando uma LI. Além disso, propõe uma breve discussão sobre ela, evidenciando alguns dos aspectos em mesoescala observados durante a ocorrência do fenômeno sinótico.

## 2 Materiais e Métodos

Foram usadas imagens do satélite GOES13 (nos canais do visível, infravermelho, infravermelho realçado, vapor e vapor realçado), sondagens atmosféricas geradas no aeroporto do Galeão (com representatividade de 200 Km de raio, segundo a Organização Meteorológica Mundial - OMM), cartas sinóticas traçadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) e pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Dados

observados de estações pluviométricas fornecidos pelo sistema Alerta Rio e dados de estações meteorológicas completas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Foram utilizados dados de reanálise do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) obtidos na plataforma da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), inseridos na plataforma da Grid Analysis and Display System (GrADS) para gerar os campos de altura geopotencial em 500 hPa, pressão ao nível médio do mar (PNMM), magnitude e direção do vento (linhas de corrente em 850 hPa, 500 hPa e 250 hPa). Ao nível médio do mar e a 2 metros, foram selecionadas a advecção de temperatura (AdvT), a temperatura do ar (T), a temperatura do ponto de orvalho (Td), umidade relativa (UR) e umidade específica (q).

Os campos de reanálise foram comparados com dados observados, cartas sinóticas e imagens de satélite, para avaliar as suas respectivas representatividades. As reanálises serviram para identificar o avanço e a estrutura vertical da onda baroclínica, devido à sua grande escala horizontal e vertical. Essa análise foi fundamental para entender o perfil dos diversos níveis estudados, suprindo a carência dos dados observados em altitude.

### 3 Resultados e Discussões

Na Figura 2 são mostrados os acumulados pluviométricos de 24h, registrados no Rio de Janeiro, entre os dias 15 e 20, indicando altos valores nos dias 16 e 17. Os registros chegaram a 40 mm (caracterizando chuvas fortes) em algumas estações, com maior concentração da chuva entre 00Z e 02Z do dia 17 e com maior impacto nas zonas Oeste e Norte do município.

Figura 2 Acumulados de precipitação em 24h para as estações do Alerta Rio no município do rio de janeiro entre os dias 15 e 20.

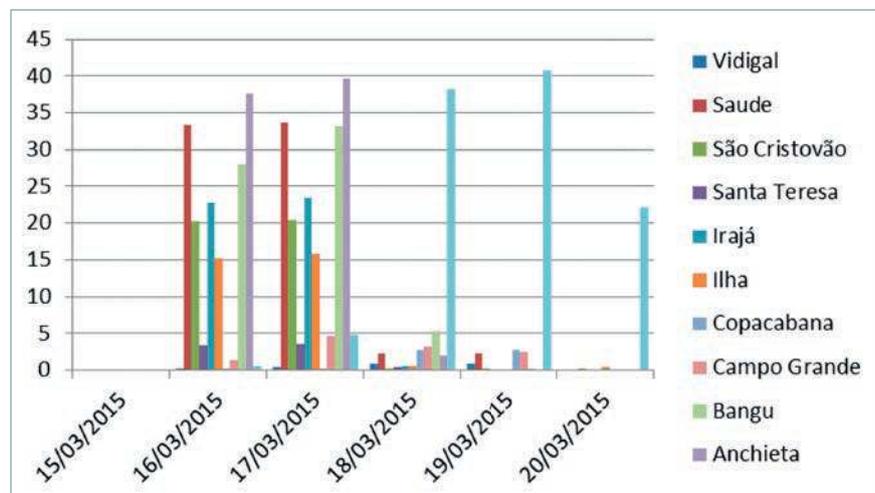
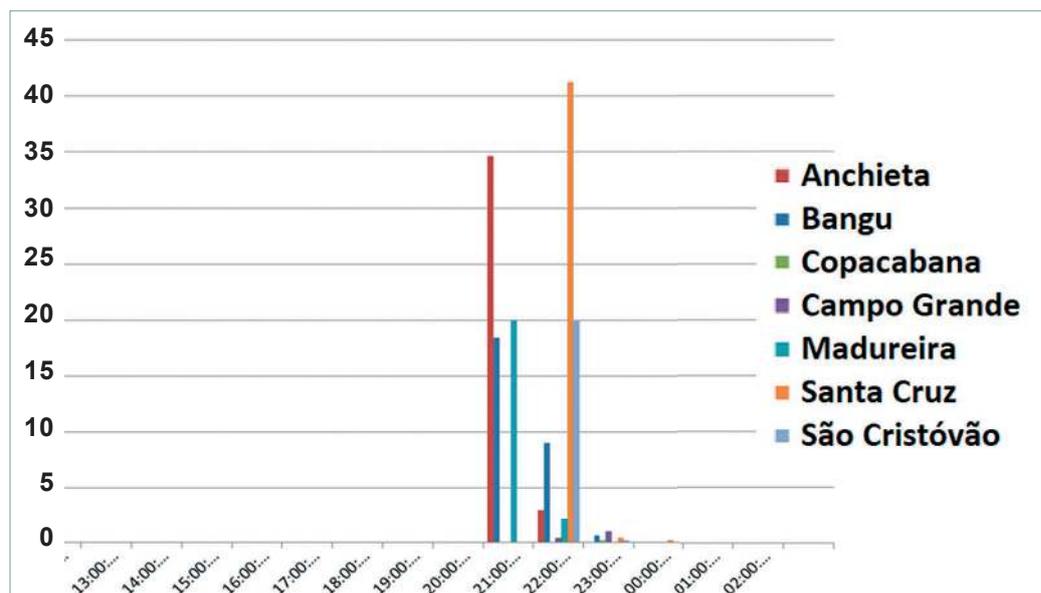


Figura 3 Acumulado de precipitação horária entre 15Z do dia 16 e 05Z do dia 17 para as estações de Anchieta (vermelha), Bangu (azul escura), Copacabana (verde), Campo Grande (roxa), Madureira (azul clara), Santa Cruz – (laranja) e São Cristóvão (lilás).



Através da Figura 4 observa-se o rápido avanço da frente fria, que percorreu cerca de 1500 km em 36 horas, com uma velocidade média de 11,5 m/s, caracterizando uma frente fria rápida. Às 12Z do dia 15, pode-se observar dois sistemas frontais: uma frente fria no estado de Santa Catarina e outra mais organizada sobre o Uruguai com uma interface entre as massas de ar mais bem mais definida que aquela que a antecedia.

Às 00Z do dia 16, observa-se apenas a frente fria que anteriormente se localizava no Uruguai, estando localizada sobre o Rio Grande do Sul e mantendo-se bem definida. Também é possível perceber um leve desenvolvimento (cavamento) no segmento que atinge o litoral.

Às 00Z do dia 17, destaca-se um cavamento mais proeminente do sistema, ocasionando o rápido deslocamento da frente fria e sendo o principal fator observado para a formação das instabilidades pré-frontais.

Na Figura 5, observa-se a sondagem vertical da atmosfera lançada no aeroporto do Galeão em às

00Z e 12Z do dia 16 e às 12Z do dia 17. Destaca-se às 12Z do dia 16 um elevado valor de Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), que devido ao aquecimento diurno e a evapotranspiração, esperava-se que seu valor aumentasse no decorrer do dia. Em médios níveis, nas sondagens de 00Z e 12Z do dia 16, o perfil se tornou seco, favorecendo os movimentos de ar descendente, ocasionando no mecanismo de retroalimentação da LI.

Na análise da sondagem atmosférica às 12Z do dia 16 foi possível identificar que diversas características termodinâmicas vigentes no dia do evento, foram favoráveis a ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala multicelulares, como LI's (Hane, 1986; Doswell, 2001).

Primeiramente notou-se que essa sondagem já mostrava um ambiente com razoável instabilidade termodinâmica e com uma profunda camada convectivamente instável, associada também a um valor de CAPE acima de 1300 J/Kg. Tal valor de CAPE, por si só, já caracterizava um ambiente favorável à formação de nuvens do tipo Cb, que

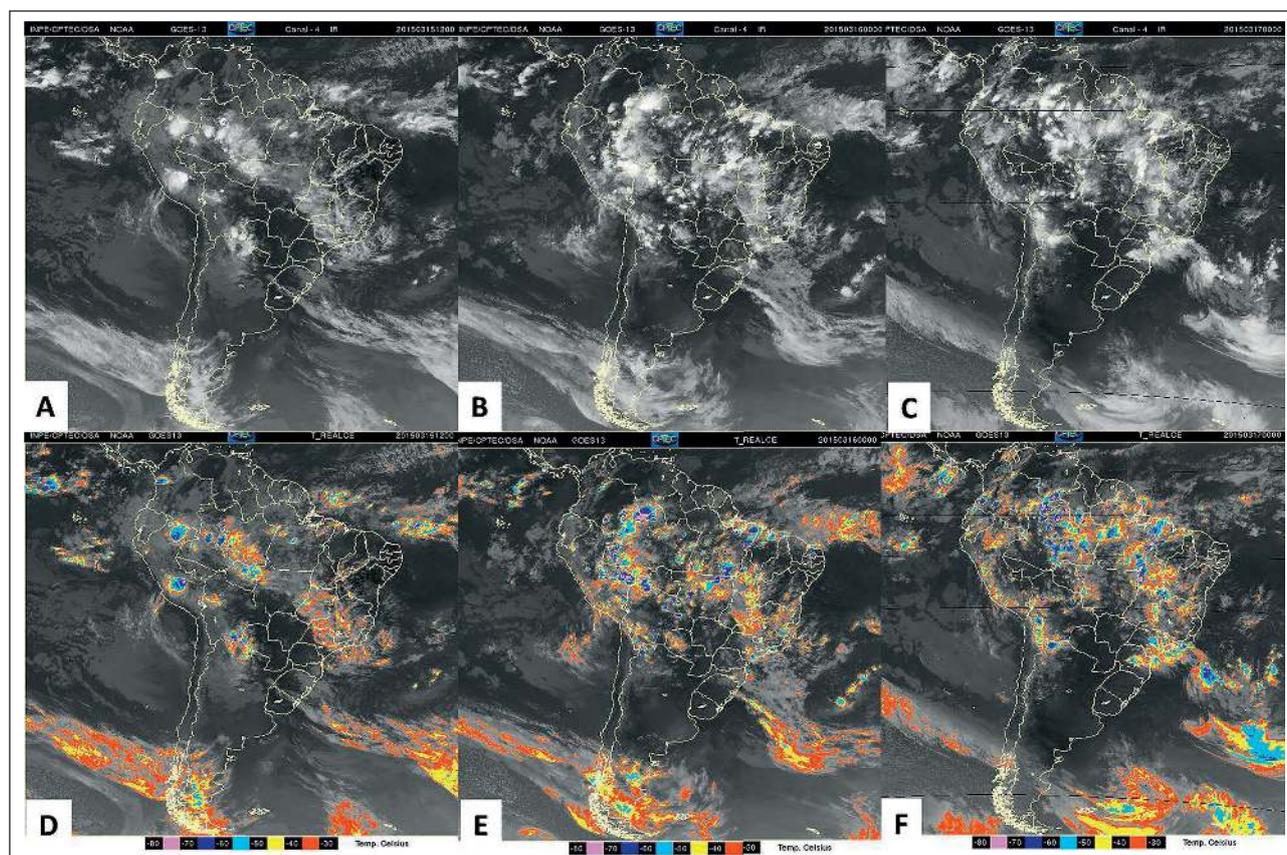


Figura 4 Imagens de Satélite do campo de vapor às A. 15-12Z, B. 16-00Z e C.17-00Z; e infravermelho realçado às D. 15-12Z, E. 16-00Z e F. 17-00Z.

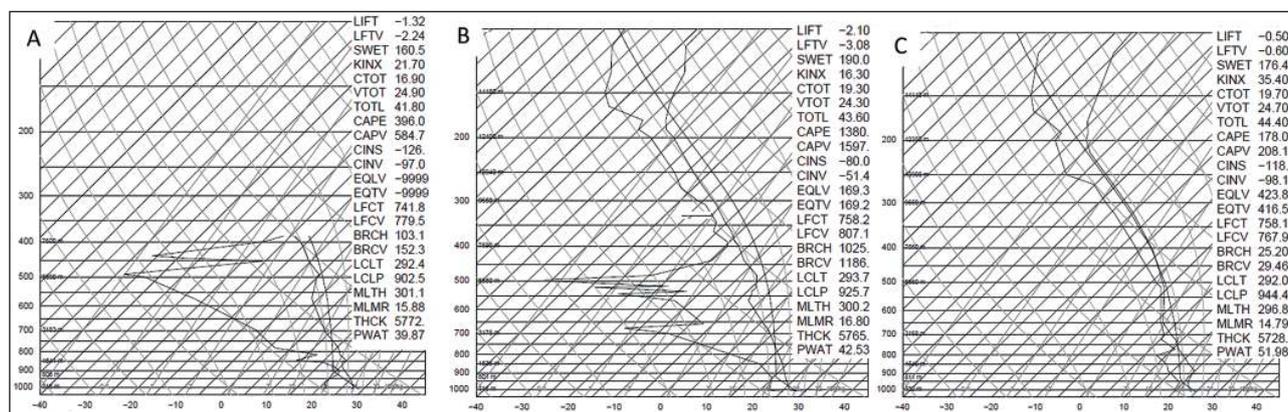


Figura 5 Sondagens atmosféricas realizadas no aeroporto do Galeão: A. 16-00Z, B. 16-12Z e C. 17-12Z.

são os elementos básicos formadores das LI's. Acrescenta-se a isso, o fato de que, ao longo do dia, a T e a Td sofreram um aumento natural nos níveis baixos da troposfera, a primeira devido ao ciclo diurno radiativo, e a segunda devido a um aumento da evapotranspiração, esperado em decorrência do aumento da temperatura. Dessa forma, com essa elevação nos baixos níveis de T e Td durante o dia, há um aumento da instabilidade, e quase sempre ocorre um aumento substancial do valor da CAPE no período da tarde (Doswell, 2001), que foi o horário em que as células convectivas - Cbs - começaram a se formar. Assim sendo, no horário de formação das células convectivas que ocasionaram as chuvas em estudo, a CAPE certamente estava com um valor bem mais elevado do que os 1300 J/Kg observados pela manhã, na sondagem das 12Z.

Em adição, percebeu-se claramente nesta mesma sondagem, uma camada de ar seco se estendendo desde aproximadamente 800 hPa até aproximadamente 500 hPa. Tal camada de ar seco entre os níveis baixos e médios contribuem para aumentar a instabilidade convectiva, e promove a evaporação de gotas de chuva, sendo que esse processo evaporativo gera resfriamento latente do ar em torno dessas gotas de chuva. E esse resfriamento local provoca o surgimento das correntes descendentes de ar frio, sendo que estas correntes frias promovem a manutenção de sistemas, como LI's, através do levantamento do ar quente e úmido dos baixos níveis, e conseqüente formação de novas células convectivas para a linha de tempestades, caracterizando um mecanismo de retroalimentação (Hane, 1986; Menezes, 1998; Menezes & Silva Dias, 1998).

Desta forma, foi possível verificar claramente na sondagem em questão, ingredientes que foram necessários e favoráveis a formação da LI. Tal fato pode ser confirmado através de uma análise

combinada dos índices de Instabilidade "K" (Índice K) e "ITT" (Índice Total-Totals). Ambos os índices de instabilidade tem um acréscimo em seu valor quando o ambiente possui as seguintes características: um forte gradiente vertical da temperatura ambiente com a altura (uma intensa taxa de queda da temperatura com a altura - "Lapse-Rate") e a presença de ar úmido em baixos níveis (valores altos de Td em 850 hPa contribuem para que os valores de K e ITT se elevem). Entretanto, o índice K possui um outro parâmetro em sua formulação, que consiste na subtração da depressão do ponto de orvalho em 700 hPa. Ou seja, uma camada seca em níveis médios (no caso, em 700 hPa) contribui para a redução do valor do índice K.

Desta forma, quando se tem ambientes com valores elevados do ITT e valores baixos do índice K, significa que se tem um ambiente com forte instabilidade termodinâmica e presença de ar úmido em baixos níveis (o valor elevado de ITT garante isso) e com a presença de uma camada seca em níveis médios (se existe instabilidade termodinâmica e ar úmido em baixos níveis, e mesmo assim o Índice K apresenta valores baixos, isso significa que existe uma camada de ar seco em 700 hPa que contribui para o abaixamento do valor do índice K). Como mencionado anteriormente, um ambiente com forte instabilidade termodinâmica, e com a presença de uma camada seca em níveis médios, é propenso a tempestades com intensas ventanias.

No caso aqui estudado, na sondagem das 12Z, foi possível observar que o ITT apresentava valor de 43,6, considerado elevado (Henry, 1987), enquanto que o índice K apresentava valor de 16,43 que pode ser considerado de médio a baixo (Henry, 1987). Estando de acordo com o que foi

observado na sondagem das 12Z, com um “lapse rate” significativo, e a presença de uma camada de ar seco na média troposfera.

Após a passagem do evento, o perfil vertical da atmosfera se tornou integralmente úmido, com uma CAPE mais moderada, o que é um indicativo da passagem da LI na região.

As imagens de radar na Figura 6 foram um bom indicativo da formação, avanço e da profundidade da LI, devido a alta refletividade observada (acima de 60DbZ). Os núcleos se formaram por volta de 18Z do dia 16, se intensificaram e organizaram entre 21Z e 00Z do dia 17. O mecanismo de retroalimentação justificou os altos valores de pluviosidade observada (Figuras 1 e 2). Entre às 03Z e 09Z do dia 17 notou-se o enfraquecimento do sistema e pouca tendência de deslocamento, indicando a sua dissipação.

Nos meteorogramas para a estação de Copacabana entre os dias 15 e 18 (Figura 7), observou-se uma ligeira queda da temperatura (5°C) durante

a passagem da frente fria, além de uma diminuição da UR, associada ao rápido deslocamento do sistema. Os ventos observados foram fracos, porém notou-se a variação da direção do vento próximo às 00Z do dia 17, indicando a passagem da frente fria. A característica diminuição da PNMM, não foi perceptível devido ao sistema ter passado pelo oceano; logo, mesmo na estação de Copacabana, não foi apreciável a mudança significativa nas variáveis. Destaca-se, no entanto, a grande correlação entre os dados observados e os resultados do CFSR em todos os campos, o que nos dá um indicativo de sua representatividade para a região.

Ao analisar a Figura 8, observa-se o comportamento de ondulação em todos os níveis destacados. Na Figura 8A durante a frontogênese do dia 15, o escoamento apresenta um comportamento bastante zonal em níveis médios e altos da atmosfera. Na Figura 8B ocorre a formação de um cavado em superfície, em 500 hPa e 200 hPa além da intensificação do jato de altos níveis no Pacífico Sul.

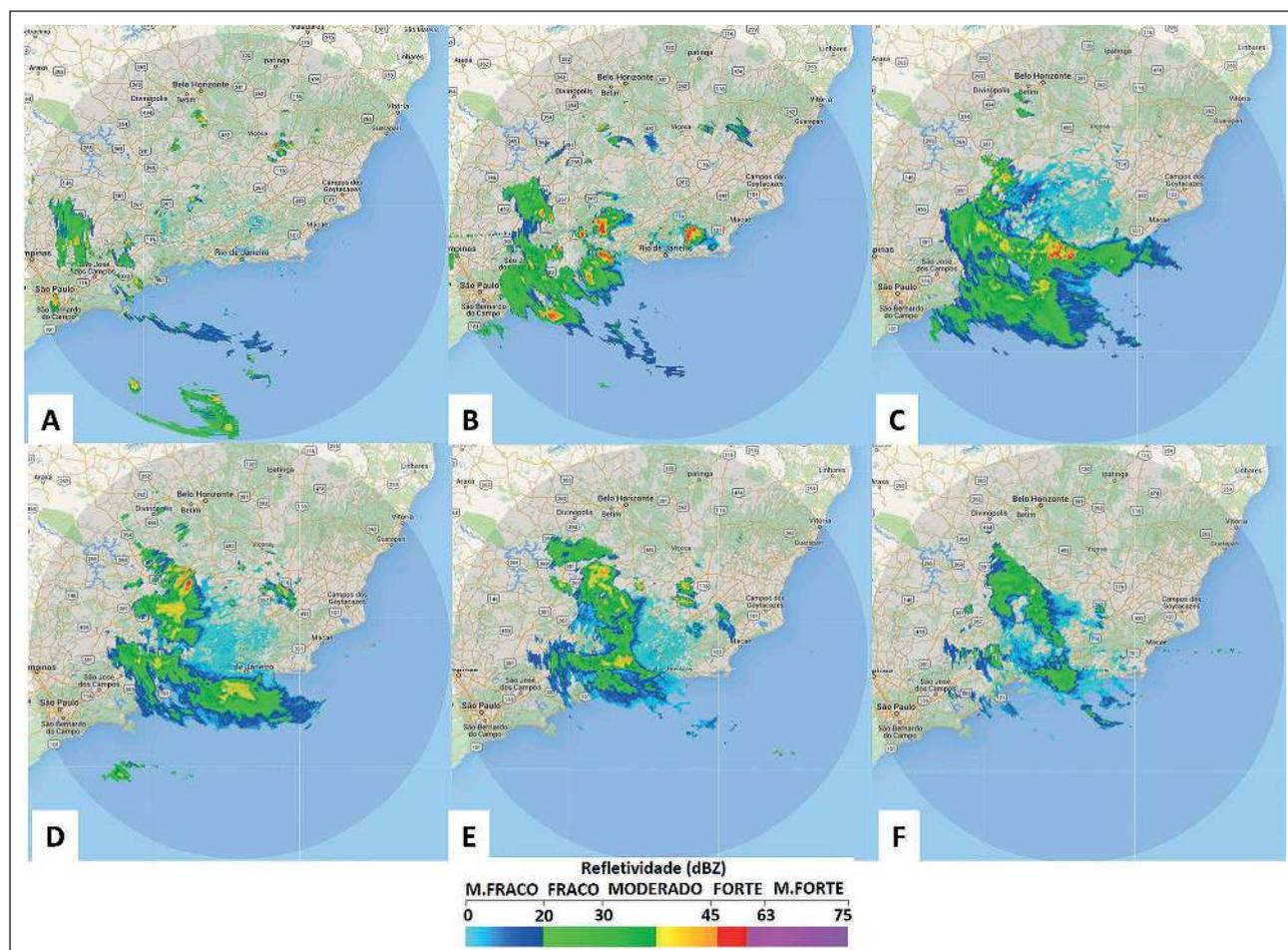


Figura 6 Imagens do produto Cmax do radar do pico do couro: A. 16-18Z, B. 16-21Z, C.17-00Z, D. 17-03Z, E. 17-06Z e F. 17-09Z.

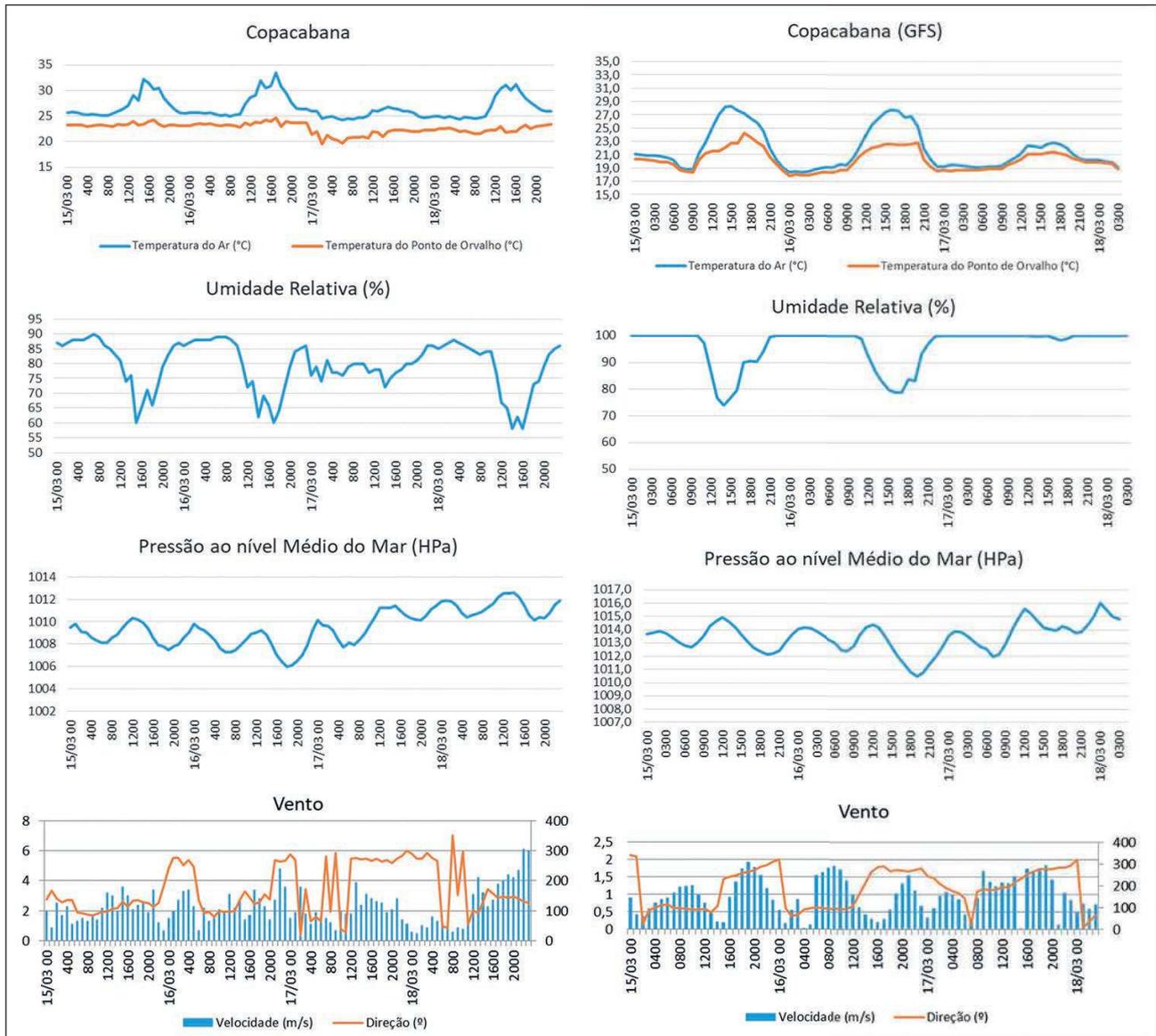


Figura 7 Meteograma com dados observados (esquerda) e dados do CFSR (direita), da estação de Copacabana entre os dias 15 e 18. Campos: T e Td (superior); UR (segundo); PNMM (terceiro); Velocidade e direção do vento (inferior).

Esse cavado continuou amplificando e se aproximou do continente, gerando uma bifurcação vista nas Figuras 8C e 8D, próximo ao Rio Grande do Sul. Nas Figuras 8E e 8F destaca-se a formação de um vórtice anticiclônico em 250 hPa com um fechamento de uma isolinha de geopotencial logo abaixo desse vórtice, com o centro de ambos localizado próximo à 040°W e 35°S. A formação e prolongamento desse cavado em médios níveis (500 hPa) associado aos altos e baixos níveis, foi o principal gerador do rápido avanço da frente fria.

Figura 8 Composição vertical da atmosfera, com o campo de pressão ao nível médio do mar (cores), altura geopotencial em 500 hPa (isolinhas) e

vento em 200 hPa (barbelas): A. 15-12Z; B. 16-00Z; C. 16-12Z; D.17-00Z; E. 17-12Z; F. 18-00Z.

#### 4 Conclusões

Primeiramente, a alta velocidade do deslocamento do sistema frontal (11,5 m/s), foi consequência da formação e do prolongamento do cavado observado no nível de 500 hPa associado à cavados em altos níveis e em superfície, tornando esse evento mais intenso e catastrófico.

Verificou-se que junto à costa houve fraca variação nas variáveis meteorológicas, concluindo-

se que apesar do sistema frontal ter passado em mar aberto, gerou instabilidade na costa devido ao rápido avanço do sistema e ao prolongamento dos cavados sobre o litoral. Essa instabilidade, associada à fatores termodinâmicos, como alta UR em superfície, alta CAPE e uma região seca logo acima do NCL, foram responsáveis pela formação das células convectivas que se organizaram em uma linha sobre o município do Rio de Janeiro.

A passagem desse sistema convectivo organizado, gerou altos índices de precipitação em curto período de tempo. Esses altos registros se caracterizam pela profundidade da convecção e pelo seu próprio mecanismo de autopropagação da LI.

Modelos de previsão numérica regional, ainda necessitam de melhorias para resolver de forma mais eficiente a formação e a intensidade de eventos dessa magnitude. O rápido avanço do sistema baroclínico e a formação desta LI não foram destacados pelos grandes centros de previsão, o que impossibilita medidas de mitigação antecipadas. Os modelos podem ser melhor adequados para captar sinais destes eventos de mesoescala em previsões de *nowcasting* através de assimilações de dados, como dados de estações em superfície ou imagens de radares e satélites.

## 5 Referências

Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. & Dias, M.A.F.S. 2009. *Tempo e Clima no Brasil*, São Paulo,

Oficina de Textos, 461p.

- Chappell, C.F. 1986. *Quasi-stationary convective events*. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P.S. Ray, Ed., American Meteorological Society, p.289-310.
- Cohen, J.C.P; Dias, M.A.F.S. & Nobre, C.A. 1989. *Aspectos Climatológicos das Linhas de Instabilidade na Amazônia*. *Climanálise*, 4, (11):34-40
- Cohen, J.C.P. 1996. *Mecanismos de propagação das linhas de instabilidade na Amazônia*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Ciências Atmosféricas - IAG/USP, São Paulo 170p.
- Doswell, C.A. 2001. *Severe Convective Storms – An Overview*. In: Doswell, C.A.(ed.). American Meteorological Society, v.28, p.1-26.
- Hane, C.E. 1986. *Extratropical squall lines and rainbands*, *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. P. Ray, Ed., American Meteorological Society, p.359-389
- HENRY W. 1987. *The Skew-T, Log P Diagram*. National Weather Service Training Center, USA, 68 pp.
- Kousky, V.E. & Elias, M. 1982. *Meteorologia Sinórica Parte 1*. São José dos Campos INPE, p107.
- Menezes, W.F. 1998. *Tempestades severas: Um modelo para latitudes subtropicais*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Ciências Atmosféricas - IAG/USP, São Paulo. 174p.
- Menezes, W.F. & Silva Dias, M.A.F. 1998. *Simulação numérica dos casos Itú e Ribeirão Preto: Comparação entre casos de tempestades imersas em ambientes com diferentes padrões de cisalhamento vertical do vento*. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, Brasília – DF, Anais.
- Raferty, Jhon P. 2011. *The living earth - Climate and Climate Change*, New York, Britannica Educational Publishing, p.66-67
- Vianello, R.L. & Alvez, A.R. 1991. *Meteorologia básica e aplicações*, Viçosa, Imprensa Universitária, UFV, 449p.
- Weisman, M.L. & Klemp, J.B. 1986. *Characteristics of Isolated Convective Storms*. In: Ray, P. S., ed., American Meteorological Society, p331-358.