Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Análise da Relação Entre a Formação das Linhas de Instabilidade Amazônicas e a Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico

Ingrid Paloma Carneiro de Lima¹, Clênia Rodrigues Alcântara²

¹Graduanda em Meteorologia, Bolsista CNPq, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG, Campina Grande, Brasil. Autor correspondente: e-mail: ingridpaloma.cl@hotmail.com

²Doutora, Professora Adjunto da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, UFCG, Brasil. E-mail: clenia.alcantara@ufcg.edu.br

Artigo recebido em 06/05/2017 e aceito em 11/10/2017

RESUMO

A possível influência exercida pela temperatura da superfície do Oceano Atlântico em diferentes pontos da bacia na formação das linhas de instabilidade amazônicas, que se formam na costa norte do Brasil foi estudada, visto que a temperatura da superfície do mar pode influenciar o tempo e o clima. Utilizando as reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), uma climatologia de 10 anos de casos de linhas de instabilidade foi feita entre os anos de 2000 e 2009. Foram utilizados os softwares Microsoft Excel 2013, *Climate Data Operators* (CDO) e *Grid Analysis and Display System* (GRADS) para as análises. Constatou-se que no período em que ocorreu um aumento/diminuição na TSM houve também, um aumento/diminuição na ocorrência de casos de linhas de instabilidade. Esses resultados se mostram relevantes, pois servem para previsão de eventos extremos nessa região. Além disto, no futuro, pretende-se entender como esta relação realmente acontece.

Palavras-chave: Linhas de instabilidade, Temperatura da Superfície do Mar, Amazônia, Oceano Atlântico.

Analysis of the Relationship Between the Formation of Amazon Squall Lines and Sea Surface Temperature of Atlantic Ocean

ABSTRACT

The possible influence of the sea surface temperature of the Atlantic Ocean in different points of the basin in the formation of amazon squall lines that form on the north coast of Brazil was studied, whereas the sea surface temperature can influence weather and climate. Using the *European Centre for Medium - Range Weather Forecasts* (ECMWF) reanalysis, a climatology of ten years of squall lines cases was made between 2000 and 2009 years. It was utilized the Microsoft Excel 2013, *Climate Data Operators* (CDO) and *Grid Analysis and Display System* (GRADS) for analyzes. It was found that when was observed an increase/decrease in SST, there was also an increase/decrease in the number of occurrence of squall lines cases. These results are relevant because could be used to forecast extreme events in the region. In addition, in the future it will intend to understand how this relationship actually happens.

Keywords: Squall lines, sea surface temperature, Amazon, Atlantic Ocean.

Introdução

Os fenômenos meteorológicos são um dos temas mais abordados pela academia, mas também pela sociedade. Buscar padrões associados às alterações no clima e tentar entender como estas alterações podem influenciar a vida na terra, é necessário.

Neste contexto, um dos sistemas mais relevantes e corriqueiros na Amazônia e norte do Nordeste do Brasil são as Linhas de Instabilidade (LIs), que são conjuntos organizados de cumulonimbus, que se deslocam ao mesmo tempo, responsáveis por índices elevados de precipitação nestas regiões. O período do dia

preferencial para a sua formação é durante a tarde, como um resultado da intensificação da frente de brisa, sendo possível observar a máxima atividade convectiva em imagens de satélite no final da tarde (21:00 UTC).

Kousky (1980) observou que uma vez que um cumulonimbus se desenvolve ao longo da frente de brisa, a linha de convecção ativa pode continuar a se propagar para o interior do continente, possivelmente, como uma linha de instabilidade. Durante o ano, ocorrem mais frequentemente entre março e julho (Cohen et al., 1995; Alcântara et al., 2011), contribuindo para elevados valores de precipitações nas áreas atingidas, um eficiente transporte vertical de aerossóis e gases traço, entre outros (Silva Dias et al., 2005).

De acordo com Alcântara (2010), as linhas de instabilidade apresentam uma extensão de 1000 a 2000 km, mas podem alcançar os 3500 km; propagando-se com velocidade entre 50 e 60 km/h, durando cerca de 48 h. O ciclo de vida deste sistema pode ser dividido em 6 momentos: gênese, intensificação, maturidade, enfraquecimento, reintensificação e dissipação, como mostrado por Garstang et al. (1994). No entanto, as linhas de instabilidade estão entre os fenômenos de mesoescala mais difíceis de simular, devido às características complexas e uma gama de variáveis associadas com o sistema final.

Sabendo disto, uma das variáveis mais estudadas recentemente é a temperatura da superfície do mar (TSM). Portanto, é preciso entender como as alterações na intensidade e distribuição desta pode contribuir para a formação de sistemas atmosféricos.

Alcântara et al. (2011) fizeram uma climatologia de 9 anos de casos de linhas de instabilidade da Amazônia e correlacionaram com a temperatura média da superfície do mar em alguns pontos no meio do Oceano Atlântico. Neste estudo, verificaram que quando se observa um aumento na TSM média também há um aumento no número de casos de linhas de instabilidade.

A classificação dessas linhas de instabilidade, segundo Cohen et al. (1995), foi dada de acordo com sua propagação horizontal para o interior, da seguinte forma: Linhas de Instabilidade Costeira (LICs), que se propagam menos que 170 km; Linhas de Instabilidade de Propagação do tipo 1 (LIP1), entre 170 e 400 km; Linhas de Instabilidade de Propagação do tipo 2 (LIP2), que ultrapassam os 400 km. Um fator que pode estar diretamente associado com a

propagação das LIs são os jatos de baixos níveis (JBN), pois, como observado por Alcântara (2010), a ocorrência de JBN acompanha as variações de ocorrências de linhas de instabilidade e percebe-se uma tendência de jato mais intenso nas LIs que se propagam do que nas que não se propagam. Segundo Cohen et al. (2009), em mais da metade dos casos a propagação é pequena e cerca de 45% podem se propagar para dentro da bacia amazônica.

Porém, o jato de baixo nível não é o único responsável por fazer as LIs se propagarem por milhares de quilômetros, mas que é somente um dos contribuintes para a propagação (Alcântara, 2010). A partir das conclusões de Silva Dias e Ferreira (1992) e Cohen et al. (1995), a velocidade do vento, mais do que a direção, é outro fator importante na propagação desses sistemas, bem como a temperatura da superfície do mar mais quente, que favorece a formação de mais ondas de leste, que podem chegar à costa norte do Brasil (Alcântara, 2010).

A região de formação da linha de instabilidade está entre 10°N e 5°S. De acordo com Cavalcanti (1982), o número máximo de LIs segue o deslocamento da ZCIT, ou seja, quando a ZCIT se encontra bem estabelecida, pode ocorrer um número máximo de LIs, sem considerar a sua propagação para o interior. Com relação ao tipo de linha de instabilidade e o comportamento da ZCIT, Cohen et al. (1989) observaram que as linhas de instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2) são mais frequentes quando a ZCIT se encontra bem estabelecida, diferente das linhas de instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1) que parece não depender do comportamento da ZCIT, visto que houve um menor número de casos de LIP1 quando a ZCIT estava bem definida.

As linhas de instabilidade são um dos mais importantes sistemas de mesoescala atuantes na Amazônia e no norte do Nordeste Brasileiro. Porém, são difíceis de simular e prever devido a sua complexidade e suas características multiescalar, ou seja, as interações de escala vão desde as características atmosféricas de grande escala, para as de mesoescala e escala nuvem. Na escala maior, características importantes são a propagação de ondas de leste no Atlântico e a presença de fontes de calor tropicais na Amazônia ocidental. Na mesoescala, a formação de brisa marítima desempenha um papel fundamental. Assim, a composição do sistema é dada em diferentes escalas de tempo e espaço.

Além da base de dados observacionais, é preciso buscar em outras fontes, outros dados que

mostrem mais características associadas as linhas de instabilidade. Características estas que estejam em outras escalas de tempo e espaço. Dados que podem ajudar nesta busca estão nas reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). A reanálise é uma representação atmosférica. Esta representação significa um estudo detalhado do estado da atmosfera, a partir de observações, utilizando-se um modelo de previsão do tempo. Os dados são reanalisados várias vezes, para que se possa fazer um melhor uso das observações. O processo de reanálise inclui a interpretação de padrões meteorológicos, como a temperatura, a umidade, o vento e etc. Este processo permite uma melhor representação do estado da atmosfera, a partir de um conjunto de dados limitado. Estes dados fornecem informações multivariadas e completas sobre a atmosfera e são obtidos a partir de imagens de satélites, radiossondas, balões-piloto, navios, aviões, entre outros. Podem ser baixados em vários campos atmosféricos e nos horários 00:00 UTC, 06:00 UTC, 12:00 UTC e 18:00 UTC.

O objetivo deste trabalho é buscar a relação entre a formação das linhas de instabilidade e outras variáveis, como a temperatura da superfície do Oceano Atlântico, visto que é de grande relevância para previsão do tempo das regiões afetadas, por tais sistemas e tais estudos podem ser importantes para que se possa ter mais conhecimentos a cerca destes sistemas.

Material e métodos

A primeira etapa deste projeto consistiu na leitura e análise do referencial teórico, com o objetivo de obter conhecimento e aprofundamento acerca das linhas de instabilidade amazônicas, como também do ambiente em que são formadas. Em seguida, iniciou-se o armazenamento de dados do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), com o objetivo de ampliar o banco de reanálises já existente na Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas - UFCG.

As reanálises que são conjuntos de dados, foram baixados para a América do Sul, com uma resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e resolução temporal de 6h. Outras resoluções

também estão disponibilizadas pelo ECMWF, porém dadas as dimensões das linhas de instabilidade e a capacidade de armazenamento, esta resolução é suficiente.

Esse conjunto de dados está disponível no endereço eletrônico (<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-moda/levtype=sfc/>). A interface utilizada pelo site do ECMWF é de simples acesso e fácil manipulação. Os dados já são baixados no formato NETCDF, que é umas das principais extensões utilizadas para visualização de informações no software GRADS.

A manipulação dos dados foi feita através dos softwares *Climate Data Operators* (CDO), *Grid Analysis and Display System* (GRADS) e *Microsoft Excel 2013*.

Com o uso do *Microsoft Excel 2013* foi possível relacionar a temperatura da superfície do mar nos três pontos diferentes (TSM1, TSM2 e TSM3) com a quantidade de casos de LIs, por meio de gráficos de dispersão, que permite visualizar a relação entre duas variáveis.

Através do software CDO foram feitas operações simples, como médias de campos para as primeiras análises de padrões associados com as linhas de instabilidade. As médias foram calculadas em três pontos diferentes, TSM1 ($47^\circ\text{W } 1^\circ\text{N}$), TSM2 ($41^\circ\text{W } 2^\circ\text{N}$) e TSM3 ($30^\circ\text{W } 2^\circ\text{N}$), ao longo do Oceano Atlântico, para que se possa verificar se a distribuição espacial do aumento da Temperatura da Superfície do Mar está correlacionada com a formação de linhas de instabilidade amazônica que se formam na costa norte do Brasil (Figura 1).

A análise dos campos médios dessa variável foi feita, pois esta é uma variável que pode ser fundamental no processo de formação do sistema convectivo estudado, baseando-se no critério de ter havido ou não linha de instabilidade.

As informações a respeito dos dias com ou sem linha de instabilidade foram obtidas a partir de uma climatologia realizada por Alcântara et al. (2011) entre os anos de 2000 e 2008, segundo metodologia descrita por Cohen (1989). De forma análoga, no presente trabalho obteve-se também estas informações para o ano de 2009.

Figura 1 – Localização das áreas onde foram feitas as médias de TSM e a cidade de Belém – PA.

A partir do gráfico de dispersão pode-se determinar se existe uma correlação positiva entre as variáveis ou uma correlação negativa, dependendo do comportamento de cada uma. Diante da possível correlação, procurou-se estudar uma técnica estatística denominada regressão.

Segundo Vieira (2014), a reta de regressão é obtida a partir da equação da reta ($y = ax + b$). Onde a é o coeficiente angular da reta, que determina a inclinação da reta e b é o coeficiente linear da reta, que determina onde a reta corta o eixo das ordenadas. Esta reta permite entender como mudanças em uma variável determinam variações nos valores da outra variável. Nos gráficos de dispersão são apresentados valores de R^2 , coeficiente de determinação. De acordo com Vieira (2014), o coeficiente de determinação é, matematicamente, igual ao quadrado do coeficiente de correlação e varia entre 0 e 1: $0 \leq R^2 \leq 1$.

Se a reta de regressão passa exatamente sobre os pontos do gráfico de dispersão, $R^2=1$. Neste caso, a correlação linear é perfeita, ou seja, toda variação em Y está relacionada com a variação em X . Se os valores de X aumentam e Y varia ao acaso, não existe relação linear entre as variáveis, $R^2=0$ ou muito próximo de zero. O coeficiente de determinação pode ser entendido como a proporção de variação de uma variável que é explicada pela variação da outra variável (Vieira, 2014).

Pode-se determinar, também, o grau de relação entre as duas variáveis por meio de um coeficiente de correlação, o qual varia entre -1 e +1, este sinal diz se a correlação é positiva ou negativa. Dependendo do valor do coeficiente de correlação, esta pode ser julgada como correlação pequena ou nula, correlação fraca, moderada, forte ou perfeita. (Vieira, 2014)

Resultados e discussão

No total dos anos estudados, de 2000 a 2009, foram observados 1506 casos de linhas de

Instabilidade, sendo 818 Linhas de instabilidade Costeira (LIC), 394 Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1) e 294 Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2). Essas LI foram classificadas segundo sua propagação (Cohen, 1989). A partir da contagem dos casos de linhas de instabilidade, entre os anos de 2000 e 2009, obteve-se uma visão geral da distribuição da ocorrência destes sistemas convectivos. A Figura 2 mostra a TSM média ao longo dos anos nas áreas escolhidas comparadas com a ocorrência de casos. Observa-se que o comportamento da TSM em TSM2 e TSM3 está mais próximo do comportamento dos casos de LI, visto que para as TSM2 e TSM3 no meio do Oceano, houve um aumento em 2005, em seguida uma diminuição até 2007, voltando a aumentar em 2008, seguido por um decréscimo em 2009.

De acordo com a Figura 2, nota-se que entre os anos de 2005 e 2006 houve um alto número de LIs comparado com os outros anos que foram analisados. No entanto, os casos de LIC e LIP2 foram os responsáveis pelo aumento significativo que se teve durante os anos de 2005 e 2006, o que pode indicar que o ambiente para propagação das linhas por longas distâncias estava mais favorável nestes dois anos.

O ano de 2005 foi de grande repercussão, pois foi o ano em que foi registrada a maior seca dos últimos 40 anos que atingiu, principalmente, o sudoeste da região amazônica. Segundo Marengo et al. (2008), foi provocada por anomalias quentes no Atlântico tropical norte, uma redução na intensidade do transporte de umidade pelos alísios para aquela região e por um enfraquecimento do movimento ascendente resultando na redução do desenvolvimento da convecção e da chuva.

Sabendo-se que a formação das linhas de instabilidade é complexa, dependendo do comportamento de uma série de condições atmosféricas para o seu desenvolvimento e intensidade, Fernández et al. (1997) desenvolveram simulações numéricas de um

sistema convectivo de mesoescala estacionário e de longa duração para mostrar a influência de fatores externos, como a TSM próxima a costa, no seu desenvolvimento. E como resultado, constatou-se que a TSM parece ser um fator crítico para uma boa previsão desses sistemas. Uma TSM mais fria impossibilitou a formação dos sistemas, enquanto que uma TSM mais quente, a duração, a localização e a trajetória foram significativamente diferentes. Essa temperatura mais elevada pode ter provocado uma maior evaporação, deixando o ambiente mais úmido, contribuindo, assim, para a evolução das nuvens convectivas.

Segundo Alcântara et al. (2011), o aumento da TSM em TSM3 pode indicar uma diminuição na intensidade dos ventos alísios, que por sua vez pode interferir na formação de circulações tipo brisa na costa norte do Brasil. Vários estudos mostram que quando se observa a diminuição do vento, em grande escala, a brisa tende a se formar com maior intensidade e mais definida (Mangia et al., 2004). E sabendo que as brisas são os sistemas que dão origem as linhas de instabilidade naquela região, este pode ter sido um mecanismo que contribuiu para que mais LI se formassem nos anos de 2005 e 2006.

No entanto, o aumento da TSM em TSM1 observado em 2007 pode ter ajudado para

que houvesse poucos casos de LI se formando, naquele período, isso porque temperaturas mais altas na costa podem ter diminuído o contraste terra-mar, não permitindo a formação de brisas marítimas, logo desfavoreceu a formação das LIs.

Observando o comportamento da Temperatura da Superfície do Mar em TSM2, percebe-se que esta apresenta uma boa relação com a ocorrência de casos de linhas de instabilidade, visto que quando há um aumento na temperatura da superfície do mar tem-se, também, um aumento na quantidade de casos de LIs.

Observando o ano de 2009, percebe-se que houve uma diminuição na temperatura da superfície do mar, como também uma diminuição na quantidade de casos de linhas de instabilidade, tornando ainda mais forte a relação entre estas duas variáveis.

No ano de 2009, o nordeste do Brasil foi afetado por extremas inundações em muitas áreas urbanas que segundo Cavalcanti (2012) estão associadas com um evento de La Niña que estava ocorrendo nesta região, uma umidade relativa acima de 80%, como também ventos fortes sobre o Atlântico Norte, proporcionando uma diminuição na temperatura da superfície do mar ao longo dos três pontos, sendo esta mais significativa naqueles pontos que se encontram ao longo do Oceano Atlântico.

Figura 2 – Quantidade de casos de Linhas de Instabilidade e temperatura média anual na área 1 - TSM1 (47°W 1°N), na área 2 - TSM2 (41°W 2°N) e na área 3 - TSM3 (30°W 2°N).

De acordo com os gráficos de dispersão para a TSM1, TSM2 E TSM3 (Figura 3), percebe-se que há correlação entre a temperatura da superfície do mar e a quantidade de casos de LI. Na maioria das vezes, nota-se que X e Y crescem no mesmo sentido, assim existe uma correlação positiva entre as variáveis. No gráfico, observam-se pontos que formam uma “nuvem” em torno desta reta e pode-se afirmar que a relação é linear (Vieira, 2014).

Percebe-se que a reta se ajusta bem aos dados, por isso fica claro que o fenômeno é linear, ou seja, acréscimos constantes em uma variável determinam acréscimos constantes na outra variável. Observando as equações da reta (Figura 3) tem-se um valor de a positivo nos três gráficos, por isso a reta é ascendente e um valor de b , também positivo, tendo assim a reta cortando o eixo das ordenadas acima da origem.

Figura 3 – Reta de regressão linear para a temperatura média anual na área 1 - TSM1 (a), na área 2 - TSM2 (b) e na área 3 - TSM3 (c), em função do número de casos de LIs.

Analisando a Tabela 1, nota-se que o valor do coeficiente de determinação para TSM1 e TSM3 estão bem próximos do valor que garante a existência de uma correlação linear perfeita. No entanto, para TSM2 o gráfico já permite um valor

do coeficiente de determinação mais alto e bem mais próximo daquele em que a correlação é perfeita ($R^2=0,8508$) visto que para uma correlação perfeita $R^2=1$.

Tabela 1. Valores do coeficiente de determinação para TSM (TSM1, TSM2 e TSM3) e os casos de LIs.

TSM1	$R^2 = 0,5252$
TSM2	$R^2 = 0,8508$
TSM3	$R^2 = 0,6157$

De acordo com Vieira (2014), na correlação linear existe, também, uma medida para determinar o grau de relação linear entre duas variáveis. Essa medida é chamada de coeficiente de correlação. Este coeficiente, representado por r , varia entre -1 e +1 e o sinal indica se a correlação é positiva ou negativa. Além disto, este coeficiente apresenta valores que permitem julgar a relação entre as variáveis, podendo ser considerada correlação pequena ou nula, correlação fraca, moderada, forte ou perfeita, dependendo do seu valor.

A partir dos valores do coeficiente de determinação (R^2) encontra-se os valores de r (Tabela 2). De acordo com a Tabela 2, a maior correlação está entre a TSM2 e o total de casos de LIs ($r=0,9224$), que segundo Vieira (2014) é uma relação julgada como correlação linear forte. Para TSM1 e TSM3, os valores das correlações são de correlação moderada e correlação forte, respectivamente, ou seja, os valores de r evidenciam ainda mais a correlação entre as variáveis estudadas.

Tabela 2. Valores do coeficiente de correlação para TSM (TSM1, TSM2 e TSM3) e os casos de LIs.

TSM1	$r = 0,7247$	Correlação moderada
TSM2	$r = 0,9224$	Correlação forte

TSM3	$r= 0,7847$	Correlação forte
-------------	-------------	-------------------------

Portanto, diante da análise dos gráficos de dispersão, dos coeficientes de determinação e coeficientes de correlação para a temperatura da superfície do mar em três pontos diferentes pode-se dizer que existe uma forte relação entre a temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico e a formação das LIs na costa norte do Brasil.

Conclusões

1. Com base nos estudos, percebe-se que a formação de linhas de instabilidade é um assunto de bastante complexidade, dependendo do comportamento de inúmeras variáveis, dentre elas, a temperatura da superfície do mar.
2. Neste contexto e de acordo com os resultados relatados, nota-se que a TSM é um fator de grande influência para a previsão de eventos extremos que por acaso venham a ocorrer nessas regiões, visto que é perceptível, em gráficos de dispersão, a existência de uma correlação entre a temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico e a formação de linhas de instabilidade na costa norte do Brasil.
3. Diante disto, a continuidade do trabalho, aumentando ainda mais a série de anos analisados e buscando estender o estudo da temperatura da superfície do mar para outros pontos no Oceano se faz necessário, em razão do seu grau de relevância na formação das linhas de instabilidade.

Agradecimentos

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela manutenção das bolsas, PIBIC e o financiamento de projeto que tornou possível o desenvolvimento desta pesquisa.

Referências

- Alcântara, C. R., 2010. Um estudo da relação entre jato de baixos níveis e linhas de instabilidade da Amazônia. Tese (Doutorado). São Paulo, USP.
- Alcântara, C. R.; Silva Dias, M. A.; 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.
- Cavalcanti, I. F. A., 1982. Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação e escala sinótica e circulações locais. (Dissertação). São José dos Campos, INPE.

- Cavalcanti, I. F. A., 2012. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. *Atmospheric Research* 118, 27-40.
- Cohen, J. C. P., Silva Dias, M. A. F., Nobre, C. A., 1989. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazonia (Climatological features of squall lines over Amazonia). *Climanálise* 4, 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, 3163-3174.
- Cohen, J. C. P., Cavalcanti, I. F. A., Braga, R. H. M., Santos Neto, L., 2009. Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul (Squall lines over the north-northeast coast of South America), *Tempo e Clima no Brasil*. Editora Oficina de Textos, São Paulo, pp. 75-93.
- Fernández, C., Gaertner, M. A., Gallardo, C., Castro, M., 1997. Simulation of a long-lived meso-beta scale convective system over the Mediterranean coast of Spain. Part II: sensitivity to external forcings. *Meteorology and Atmospheric Physics* 62, 179-200.

- Garstang M., Massie, H. L., Halverson J., Greco S., Scala J., 1994. Amazon Coastal Squall Line. Part I: Structure and Kinematics. *Monthly Weather Review* 122, 608-622.
- Kousky, V. E., 1980. Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. *Monthly Weather Review* 108, 488-498.
- Mangia, C.; Martano P.; Miglietta, M. M.; Morabito, A.; Tanzarella, A., 2004. Modelling local winds over the Salento peninsula. *Meteorological Applications* 11, 231-244.
- Marengo, J. A.; Nobre, C. A.; Tomasella, J.; Cardoso, M. F.; Oyama, M. D., 2008. Hydroclimatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. *Phil. Trans. R. Soc. B.* 363, 1773-1778.
- Silva Dias, M. A. F., Ferreira, R. N., 1992. Application of linear spectral model to the study of amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. *Journal of Geophysical Research* 97, 20405-20419.
- Silva Dias, M. A. F.; Cohen, J. C. P.; Gandú, A. W., 2005. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. *Acta Amazônica* 35, 215-222.
- Vieira, Sonia, 2014. Relação entre duas variáveis, Estatística Básica. Editora Cengage Learning, São Paulo, pp. 62-79.