



**Sistemas Convectivos de Mesoscala Associados a Eventos
Extremos de Precipitação Sobre o Semiárido do Nordeste do Brasil**

Mesoscale Convective Systems Associated to Extreme Rainfall Events on Brazil Northeast Semiarid

Micejane da Silva Costa¹; Kellen Carla Lima¹; Weber Andrade Gonçalves¹ & Enrique Vieira Mattos²

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte - Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas,
Escola de Ciências e Tecnologia. Campus Universitário, 59.078-970, Lagoa Nova, Natal - RN, Brasil

²Universidade Federal de Itajubá, Instituto de Recursos Naturais,
Avenida BPS, 1303, Pinheirinho, 37.500-903, Itajubá - MG, Brasil

E-mails: micejane@gmail.com; kellenlima@ect.ufrn.br; goncalves.weber@gmail.com; enrique.vmattos@gmail.com

Recebido em: 16/11/2018 Aprovado em: 27/02/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_1_317_328

Resumo

Este trabalho apresenta um estudo das características físicas e morfológicas dos Sistemas Convectivos de Mesoscala (SCM) que ocorreram entre os anos de 2010 e 2011 sobre a região Semiárida do Nordeste do Brasil em situações de eventos de precipitação fraca (EPF) e intensa (EPI). Para tanto, foram utilizadas imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-12)* no canal infravermelho, obtidas a cada 30 minutos, dados esses utilizados pelo *Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (10,7 μm) para identificar, rastrear e determinar as características dos SCM. Além disso, foram utilizados dados de precipitação diária, fornecidos pela Agência Nacional de Águas (ANA) e pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para identificação dos eventos extremos, por meio da técnica dos quantis. Os resultados mostraram que os EPI foram mais frequentes que EPF, principalmente no mês de março. Ambos SCM relacionados à EPF e EPI, apresentaram, em sua maioria, formato do tipo irregular. As temperaturas médias do topo da nuvem foram semelhantes (-52°C), porém as temperaturas mínimas do topo dos SCM tiveram maiores ocorrências nos meses mais quentes, com valor de -79°C . Os SCM relacionados aos EPI apresentaram maiores tamanhos. A partir desses resultados evidencia-se que os SCM atuantes sobre o Semiárido do Nordeste do Brasil possuem desenvolvimento vertical intenso, possivelmente favorecido pela presença de um ou mais sistemas atmosféricos atuando simultaneamente.

Palavras-chave: ForTraCC; Quantis; Mesoscala

Abstract

This work presents a study of the physical and morphological characteristics of the Mesoscale Convective Systems (MCS) that occurred between 2010 and 2011 on the semi-arid region of Northeast Brazil in situations of rainfall weak (WRE) and intense (HRE). For this, *Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-12)* satellite images were used in the infrared channel, obtained every 30 minutes. These data were used by the *Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC) to identify, track and determine the characteristics of MCS. In addition, daily rainfall data, provided by the National Water Agency and by the National Institute of Meteorology were used to identify extreme events by quantiles analysis. The results showed that HRE were more frequent WRE, especially in March. Both MCS related to WRE and HRE presented, in their majority, irregular type format. The mean temperatures at the top of the cloud were similar (-52°C), but the minimum temperatures at the top of the MCS had higher occurrences in the warmer months, with a value of -79°C . The MCS related to HRE presented larger sizes. From these results it is possible to affirm that MCS acting on the Brazil Northeast Semiarid present intense vertical development, possibly favored by the presence of one or more atmospheric systems acting at the same time.

Keywords: Fotracc; Quantis; Mesoscale

1 Introdução

A precipitação é uma das variáveis climáticas mais importantes na Meteorologia, principalmente nos trópicos. O conhecimento da distribuição espaço-temporal da precipitação é de fundamental importância por se tratar de uma variável meteorológica com potencial de causar eventos extremos. Em face de sua importância no ciclo hidrológico e na manutenção dos seres vivos no planeta, a frequência com que esses eventos extremos de precipitação vêm ocorrendo, tem sido bastante estudado em diferentes regiões do mundo (Marengo *et al.*, 2011; Fu *et al.*, 2013; Santos *et al.*, 2014; Song *et al.*, 2015).

Para que ocorra a precipitação são necessárias condições atmosféricas que favoreçam a formação de água no estado líquido ou sólido, no entanto é indispensável à atuação de algum sistema atmosférico. Para sua formação é fundamental que o ar nas camadas baixas da troposfera seja aquecido por condução, assim torna-se mais leve que o ar circundante, sofrendo uma ascensão adiabática. Essa elevação causa resfriamento chegando à saturação; a partir desse nível, existe a condensação de vapor d'água em forma de gotas, favorecendo a formação de nuvens. Um fator importante na produção de precipitação é a quantidade de aerossóis úteis como núcleos de condensação, pois na ausência dos núcleos de condensação não é possível a formação de gotas de chuva e consequentemente precipitação (Wallace & Hobbs, 2006).

Existem diferentes tipos de sistemas atmosféricos, que influenciam a precipitação na região Nordeste do Brasil (NEB), e consequentemente na região semiárida do Nordeste do Brasil (SANEB), por exemplo: Zona de Convergência Intertropical, Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, Sistema Frontal, Zona de Convergência do Atlântico Sul, Distúrbio Ondulatório de Leste, Linhas de Instabilidade, Sistemas Convectivos de Mesoscala (Orlanski, 1975; Reboita, 2010). Neste artigo, optou-se por estudar a influência dos Sistemas Convectivos de Mesoscala (SCM) por se tratar de um tipo de sistema atmosférico com duração de 6 a 24 horas, capaz de causar inundações em questões de horas, dependendo de sua intensidade. Ainda existem limitações nas infor-

mações disponíveis à comunidade científica sobre esse sistema, quando se refere às séries históricas de atuação dos mesmos. São escassos os estudos diagnósticos de SCM voltados à região NEB, principalmente para região SANEB.

Diversos estudos sobre os SCM têm sido realizados ao redor do mundo (América do Sul, África, Índia, Europa, Austrália, Ásia, entre outros) por se tratar de um tipo de sistema capaz de causar condições de tempo severo, tais como: precipitações intensas, fortes rajadas de ventos e granizo (Maddox, 1980; Velasco & Fritsch, 1987; Miller & Fritsch, 1991; House, 1993; Laing & Fritsch, 1993, 1997; Arnaud *et al.*, 1992; Hodges & Thorncroft, 1997; Gray & Marshall, 1998; Machado *et al.*, 1998; Carvalho & Jones, 2001; Morel & Senesi, 2002; Siqueira *et al.*, 2005; Durkeet *et al.*, 2009; Mattos & Machado, 2011).

Orlanski (1975) dividiu esses SCM em três categorias: Meso- α , Meso- β e Meso- γ , conforme sua dimensão horizontal variando de 2 a 2500 km, e duração de uma hora podendo chegar a sete dias de duração. Os SCM apresentam duas regiões distintas quanto ao tipo de precipitação originada: convectiva e estratiforme. Segundo Houze (1993), a chuva convectiva gerada por um SCM ocorre em cerca de 10% da área total desse sistema. No entanto, a precipitação estratiforme, ocupa uma área maior correspondente a 25% da chuva total do SCM, devido à sua grande extensão horizontal (Fedorova *et al.*, 2009).

No Brasil, a variabilidade da precipitação é fortemente destacada na região SANEB, apresentando características tropicais de tempo e clima. A principal característica dessa região é a precipitação, que possui média anual entre 400 e 800 mm. Ademais, destacam-se temperaturas superiores a 23°C e evapotranspiração acima de 2000 mm/ano (Moscati & Gan, 2007; Marengo *et al.*, 2011; Marengo & Bernasconi, 2015; Costa *et al.*, 2015).

Pelo exposto acima, percebe-se que estudos mais abrangentes sobre a variabilidade espacial e temporal das características físicas e morfológicas dos SCM, sobre a região SANEB são de fundamental importância, uma vez que, mesmo sendo

reconhecidamente seca em alguns períodos do ano, essa região possui características para o seu desenvolvimento. Isso acontece por ser uma região com temperaturas elevadas o ano todo e possuir influência de diferentes sistemas atmosféricos atuantes em diferentes escalas, como mesoescala, escala sinótica e grande escala. Desse modo, o presente estudo visa identificar as principais características físicas e morfológicas dos SCM associados à eventos de precipitação fraca (EPF) e intensa (EPI) sobre o SANEB no período de 2010 a 2011.

2 Material e Métodos

2.1 Área de Estudo

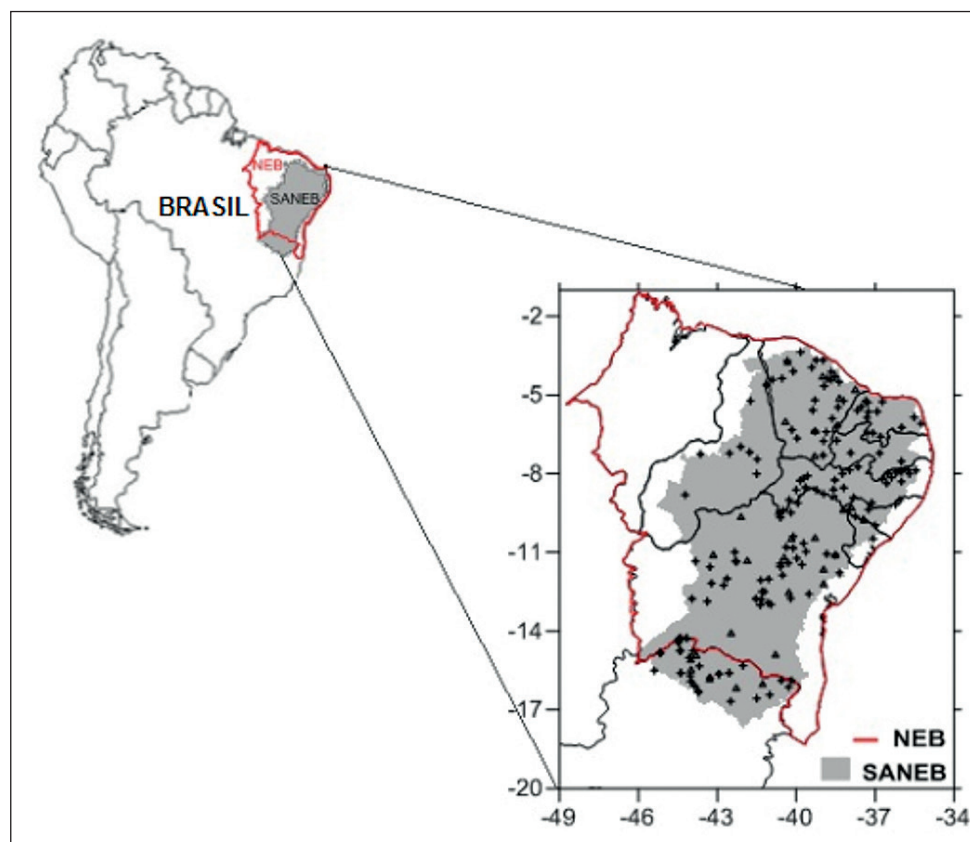
A região SANEB (Figura 1) tem uma área de 982.566 km², que corresponde a 18,2 % do território nacional, 53 % da região Nordeste e abrange 1.133 municípios. A população do SANEB é de cerca de 22 milhões de habitantes e dela faz parte a maior concentração de população rural do Brasil. A precipitação média anual é inferior a 800 mm e possui um

índice de aridez de até 0,5 e risco de seca maior que 60 % (Medeiros *et al.*, 2012; SUDENE, 2017). As razões para tais características são várias, especialmente os modos humanos de explorar a terra que a tornaram semiárida, aliados à escassez de chuva e ao limitado sistema de armazenamento de água da chuva.

2.2 Dados

Nesta pesquisa utilizaram-se dados diários de precipitação disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA) e pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para definir os eventos extremos de precipitação, fraca (EPF) e intensa (EPI), por meio da análise de Quantis para o período de 2010 a 2011. Assim, totalizando 193 estações meteorológicas, com falhas de 30,8% para ANA e 39,1% para o INMET. Também, foram utilizados dados de SCM no mesmo período, identificados pelo algoritmo *Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* – ForTraCC (Vila *et al.*, 2008), disponibili-

Figura 1 Representação das estações meteorológicas da (+) ANA e (▲) INMET, localizadas dentro do SANEB.



zados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), permitindo assim, associá-los aos dias dos EPF e EPI. A relevância da utilização de apenas dois anos de dados é justificada pela robustez do algoritmo ForTraCC, que é capaz de rastrear imagens de satélite, disponibilizadas em intervalos de 30 minutos, e resolução espacial de 4 km, o que é favorável na captação de vários tipos de informações, independentemente do tempo de duração dos SCM. Na contabilização do total de EPF e EPI, são levadas em consideração todas as famílias selecionadas pelo ForTraCC, isso permite ter uma quantificação de SCM que estão associadas a cada evento.

2.3 Metodologia

2.3.1 Análise dos Quantis

Para definição dos dois grupos de eventos extremos fez-se uso dos percentis, que organiza a série de dados em ordem crescente e em seguida separa em 100 partes iguais. Nesta pesquisa foi usado o percentil (P) que divide a amostra em 100 partes, aproximadamente iguais (Wilks, 2011). Os limiares foram definidos como: EPF \leq P5 (evento de precipitação fraca, menor ou igual a 5 %) e EPI \geq P95 (evento de precipitação intensa, maior ou igual a 95 %), considerando os registros de precipitação chuva diária acima de zero.

Em Costa *et al.* (2015), os registros de chuva sobre o SANEB, ficaram com acumulados entre 0,1 a 0,4 mm/dia para os EPF e valores acima de 41,4 mm/dia para os EPI. Essa técnica vem sendo utilizada com sucesso, na definição de eventos extremos, como pode ser visto nos estudos (Lima *et al.*, 2010; Teixeira & Satyamurty, 2011; Oliveira *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2014, Santos, *et al.*, 2014; Costa *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2016); por este motivo adotou-se esse método.

2.3.2 ForTraCC

Foi utilizado o algoritmo de rastreamento de nuvens conhecido como ForTraCC (Macedo *et al.*, 2004; Vila *et al.*, 2008) a fim de identificar de forma objetiva as propriedades físicas e morfológicas dos

SCM que atuaram sobre o SANEB. Esse algoritmo foi desenvolvido por Vila *et al.* (2008) e encontra-se operacional na Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) desde 2004. O ForTraCC é um algoritmo que tem como objetivo identificar, determinar as trajetórias e o ciclo de vida dos SCM que ocorrem ao longo da América do Sul a partir de imagens de satélite no canal infravermelho.

O ForTraCC considera os seguintes critérios para identificar e rastrear os SCM: (i) o método de detecção dos *clusters* de nuvem, tem como base um limiar de temperatura de brilho do SCM ($T_b < 235$ K) e de tamanho de 150 *pixels* (2400 km²); (ii) o cálculo de parâmetros morfológicos e radiativos de cada SCM detectado pelas informações anteriores da T_b do topo das nuvens; (iii) a técnica de rastreamento é baseada na sobreposição de imagens sucessivas (≥ 25 %) com um tamanho mínimo de 150 *pixels*; (iv) a construção do ciclo de vida de cada SCM e (v) a geração de imagens virtuais baseada na evolução do SCM em etapas anteriores. Uma análise mais detalhada sobre esses passos foi descrita por Vila *et al.* (2008). O ForTraCC produz uma série temporal das principais características morfológicas e radiativas de cada SCM detectado no primeiro processo, como tamanho, localização, posição, temperatura mínima, média, entre outros. Portanto, para definição do ciclo de vida dos SCM a serem estudados nesta pesquisa, foram selecionados os SCM detectados pelo ForTraCC que estiveram associados com registros de EPF e EPI.

As seguintes etapas foram desenvolvidas: (i) consideração de todos os tipos de SCM (isto é, sem separação por duração, tamanho e forma) e tempo de vida; (ii) varredura individual em cada SCM e em cada horário existente dentro do ciclo de vida; (iii) cálculo da distância entre a estação meteorológica e os SCM para cada horário identificado no item (ii) a fim de selecionar o máximo possível de sistemas que estivessem sobre cada estação. Considerou-se uma distância de duas vezes o raio dos SCM em relação à estação meteorológica em que a precipitação foi registrada. Essa distância foi escolhida de maneira a se ter uma quantidade de SCM consistente para as avaliações estatísticas.

3 Resultados e Discussão

3.1 Distribuição de SCM

A Figura 2 apresenta a distribuição mensal do total de SCM e o número de ocorrências registrados pelo algoritmo ForTraCC associados aos EPF e EPI entre os anos de 2010 e 2011. Ressalta-se que, o número de ocorrências é a contabilização de quantas vezes o SCM é identificado sobre a estação, independentemente de ser ou não da mesma Família (é o próprio sistema convectivo (SC), ou seja, todas as características desde o início e o fim de um SC). Nesta Figura 2, pode-se perceber que os números de ocorrências e o número de SCM para cada tipo de extremo, apresentam distribuição entre os meses de outubro a maio para ambos extremos de precipitação. Em outras palavras, esses eventos extremos ocorrem no período de primavera, verão e outono na região SANEB. Nota-se que o mês de março apresenta EPI mais frequentes, tanto em números de ocorrência (230 ocorrências - Figura 2B) como em número de famílias (23 SCM - Figura 2A). As maiores ocorrências de EPI, podem ser justificadas pela atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), ao desloca-se mais ao sul, conforme sua climatologia (janeiro a maio). Desta maneira causando aumento nos acumulados de precipitação para região norte do NEB (Nobre *et al.*, 1986; Marengo, 2006; Kayano & Andreoli, 2009). Por outro lado, observa-se a presença dos SCM associados aos dias de EPF, com maior ocorrência nos meses de outubro a fevereiro, e valor máximo registrado no mês de outubro, tanto em números de ocorrência (170 ocorrências - Figura 2A) como em números de famílias (18 SCM - Figura 2B); de março a maio o

número de ocorrências não ultrapassa a 30 eventos. Este fato pode ser explicado pelo posicionamento da ZCIT, que favorece a maior ocorrência de EPI, se comparado ao EPF, e uma diminuição dos EPF, pois a presença deste sistema na região favorece ao desenvolvimento convectivo profundo.

É importante ressaltar, que neste estudo, considera-se todos os SCM que são identificados pelo ForTraCC independentemente de sua duração, no intuito de obter o número real do total de SCM registrados pelos diferentes eventos.

3.2 Excentricidade

A Figura 3 mostra a distribuição trimestral da excentricidade dos SCM que atuaram sobre as estações meteorológicas localizadas no SANEB em todos os momentos do ciclo de vida dos SCM no período de 2010 a 2011 para os EPF e EPI. Essa variável em questão fornece informações sobre a forma apresentada pelos SCM, podendo ser mais circular ou linear, dependendo dos valores pré-definidos por Eichholz (2011). O autor considerou o limiar de 0,2 de excentricidade atribuído por Anderson e Arritt (1998) em Sistemas Convectivos Alongados e Persistentes e maior ou igual a 0,7 para os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) segundo (Maddox, 1980; Anderson & Arritt, 1998). Diante desses limiares aferidos por esses autores, Eichholz (2011) estabeleceu que valores menores do que 0,3 seriam para SCM mais lineares (do tipo LI), entre 0,3 e 0,7 para os SCM de forma irregulares e entre 0,7 e 1 para os SCM mais circulares (do tipo CCM).

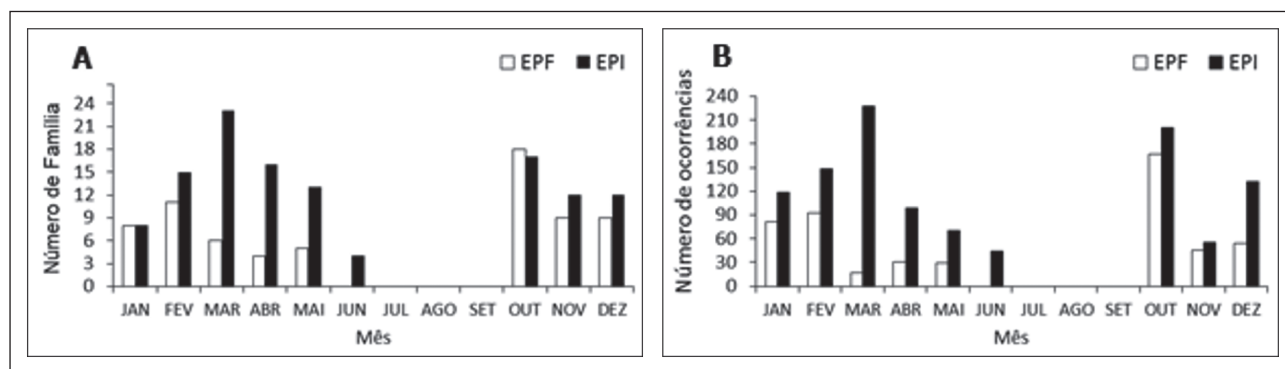


Figura 2 Distribuição mensal do (A) total de SCM e (B) número de ocorrências registrados pelo ForTraCC associados aos EPF e EPI que coincidiram os dias de suas ocorrências com os dias do ForTraCC, nos anos de 2010 e 2011.

Na Figura 3 nota-se que os SCM associados aos eventos EPF e EPI estão distribuídos em três trimestres, exceto para o trimestre de julho a setembro (não foram registrados SCM nessa estação). De maneira geral, obedecendo aos limiares de Eichholz (2011), é possível observar que tanto os EPF quanto os EPI têm, em sua maioria, excentricidades irregulares. O predomínio de SCM durante os períodos quentes do ano possivelmente pode ser explicado pelas condições ambientais favoráveis ao seu desenvolvimento, tais como dos sistemas sinóticos e de grande escala: ZCAS, VCAN e ZCIT. Por outro lado, as menores porcentagens de SCM são os circulares e os lineares. Esse resultado mostra que os SCM lineares são menos frequentes no SANEB. Normalmente, esses sistemas formam-se, principalmente ao longo da costa norte como resultado da convecção induzida pela brisa marítima e são chamadas Linhas de Instabilidade costeiras na Amazônia; eventualmente esses sistemas propagam-se continente adentro, alcançando Manaus e até a encosta dos Andes, cerca de 48 horas após sua formação (Garstang, 1994; Cohen, 1995). Além disto, a presença de sistemas circulares é um indicativo da ocorrência de CCM na região de estudo, sistemas convectivos intensos que podem gerar grandes acumulados de precipitação. Contudo, se faz importante comentar que os critérios do Maddox (1980) não foram utilizados para a confirmação da ocorrência de CCM no SANEB. Por fim, ressalta-se que no período JAS não é identificada a presença de SCM associados aos EPF e EPI, o que permite dizer que esse período não favorece a formação dos SCM sobre SANEB, já que o período é seco.

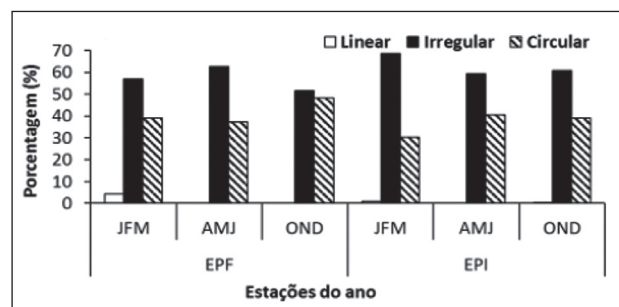


Figura 3 Distribuição trimestral da excentricidade dos SCM (lineares, irregulares e circulares para EPF e EPI), que atuaram sobre as estações meteorológicas localizadas no SANEB, durante o período de 2010 a 2011, para os trimestres: JFM, AMJ e OND.

3.3 Temperaturas Média e Mínima

A Figura 4 mostra a temperatura média, no momento em que o SCM atua sobre as estações meteorológicas localizadas no SANEB, durante o período de 2010 a 2011, associada aos EPF e EPI para os trimestres (A) JFM, (B) AMJ e (C) OND. Ao analisar essa Figura, observa-se que as temperaturas médias estão distribuídas com oscilação em todos os trimestres, com maior percentual nos trimestres JFM e menores em AMJ, para ambos os extremos de chuva. Os cálculos mostraram que na maioria dos casos, o percentual nos EPI é de aproximadamente 12%, superior aos EPF, independente do trimestre investigado, com exceção nas temperaturas de -48°C com 19% em JFM, 18% em AMJ na temperatura de -53°C e em OND -56°C com 9%. Sistemas intensos terão maiores ocorrências de temperaturas mais baixas no topo das nuvens, possivelmente proporcionadas por fortes correntes ascendentes (Cotton & Anthes, 1989). Em média, as maiores ocorrências de SCM estão associadas às temperaturas de -52°C para EPF e -53°C para EPI, ou seja, as temperaturas do topo da nuvem são muito próximas em ambos extremos. Esses resultados indicam que, embora sejam eventos de precipitação com intensidades diferentes, trata-se de temperaturas do topo de nuvens profundas. Além disso, possivelmente, essa diferença não foi tão proeminente devido ao fato de ter sido utilizado a média, que pode suavizar os valores de temperatura. Contudo, principalmente para o trimestre JFM, período de maior precipitação no norte do SANEB, predominaram as ocorrências de EPI em relação à EPF para temperaturas muito baixas, menores que -50°C .

A Figura 5 apresenta a temperatura mínima no momento em que o SCM atua sobre as estações meteorológicas, localizadas no SANEB, no período de 2010 a 2011, associada aos EPF e EPI para os trimestres (A) JFM, (B) AMJ e (C) OND. Para os eventos EPF observa-se que as temperaturas mínimas têm comportamento diferenciado em cada trimestre analisado. Os picos de ocorrências máximas para JFM são nas temperaturas de -77°C e -69°C com 9 e 5% dos SCM, respectivamente. No trimestre AMJ (Figura 5B) as temperaturas mínimas concentram-se entre -78 e -68°C , com 14 e 8%, respectiva-

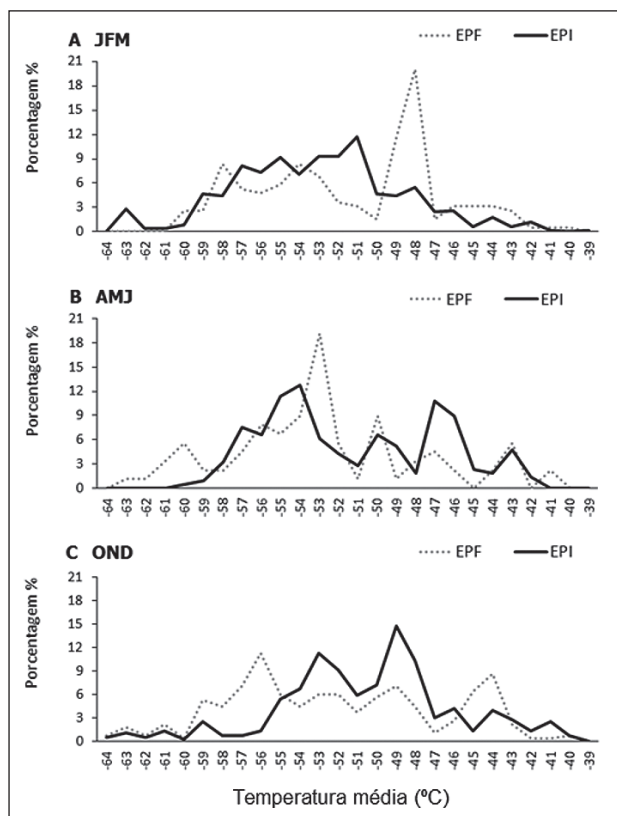


Figura 4 Temperatura média (°C), no momento em que o SCM atua sobre as estações meteorológicas localizadas no SANEB durante o período de 2010 a 2011, associada aos EPF e EPI para os trimestres: (A) JFM, (B) AMJ e (C) OND.

mente. Em OND (Figura 5C) verificam-se registros desde -86°C , destacando as temperaturas mínimas de -76°C com 15% e as temperaturas mínimas de -84°C e -75°C , com 7,5%, cada. Esses valores mostram que o SCM possui topo frio, o que sugere ter um desenvolvimento vertical intenso.

Ao analisar os EPI por trimestre, observa-se na Figura 5A, que as temperaturas mínimas no período de JFM, apresentam máximos entre -84°C e -68°C , com 10% de ocorrências na temperatura de -79°C . Para AMJ (Figura 5B) notam-se registros desde -82°C a -68°C com 8% de ocorrências em -73°C . No período de OND (Figura 5C) observam-se maiores registros de temperaturas mínimas desde -84°C a -70°C , com destaque para -74°C com 5% das ocorrências. É perceptível que os trimestres mais favoráveis à ocorrência dos SCM são em OND e JFM,

devido ser o período propício à instabilidade associada à umidade e calor na baixa troposfera. Possivelmente, isso ocorra devido à influência de ondas atmosféricas perturbadas na atmosfera (Nimer, 1977), o que favorece atuação de diversos sistemas atmosféricos nesse período, tais como: a Zona de Convergência Intertropical e Linhas de Instabilidade no lado norte do SANEB (Hastenrath & Heller, 1977; Maddox, 1980; Cohen, 1989); no lado sul a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul e Sistema Frontal (Carvalho & Jones, 2009; Kousky, 1979), se deslocando das latitudes médias para as mais baixas; e no lado leste, atuação do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis e Distúrbios Ondulatórios de Leste (Kousky & Gan, 1981; Riehl, 1954) vindos do Oceano Atlântico com deslocamento de leste para oeste. No entanto, em AMJ é detectado um período de transição entre o outono e inverno o que contribui para a diminuição dos SCM com máxima dimensão.

Pelas temperaturas mínimas obtidas, em ambos os eventos, é possível definir qual altitude as nuvens podem alcançar, de acordo com a atmosfera padrão tropical proposta por Cole & Kantor (1962). Para os EPF verifica-se que os SCM formados no trimestre JFM chegam a 16 km de altitude; em AMJ o máximo é de 15,4 km. Por outro lado, em OND, os SCM têm topo acima de 15,3 km, chegando em alguns eventos atingir 16 km de altitude, o que sugere ser, no verão, um sistema mais profundo. Nos EPI, as temperaturas mínimas tanto para JFM quanto para OND, se estendem acima dos 15 km de altitude, com alguns casos atingindo os 18 km. Porém, no período AMJ os SCM não ultrapassam os 15,5 km de altitude.

Ao comparar os resultados de cada evento, pode-se sugerir que nos casos de EPI os SCM atingem altura maior do topo da nuvem com maior frequência. Isso pode ser percebido nos trimestres OND e JFM, fato que nos EPF só ocorre em OND. Portanto, os EPI são mais intensos, porém os EPF em menor frequência, podem se intensificar no período de transição entre a primavera e o verão. Os SCM com menores valores de temperaturas mínimas apresentam topos mais altos, o que reflete em maior instabilidade. Uma vez que a coluna atmosférica é superior, a formação de chuva pode ser favorecida pelo maior tempo na geração de grandes hidrometeoros (Wallace & Hobbs, 2006).

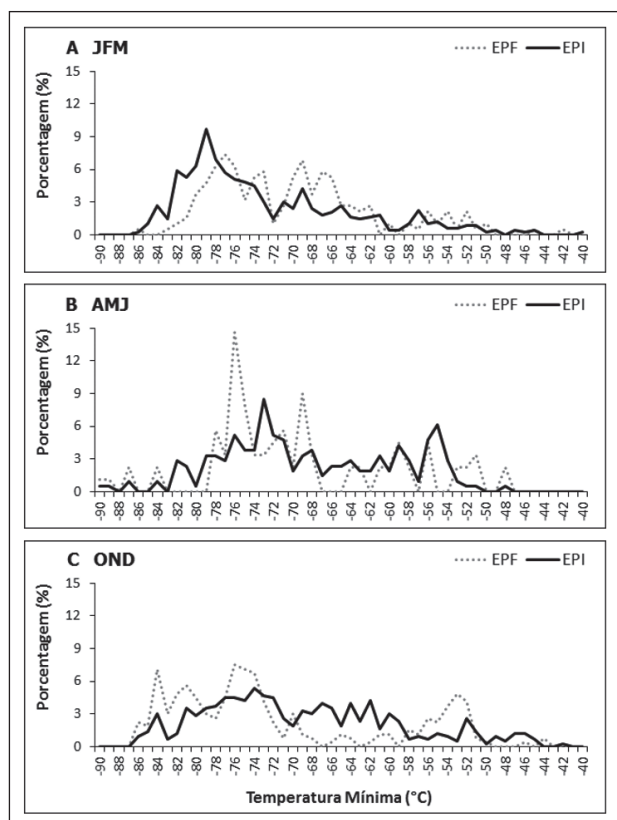


Figura 5 Temperatura mínima (°C), no momento em que o SCM atua sobre as estações meteorológicas localizadas no SANEB durante o período de 2010 a 2011, associada aos EPF e EPI para os trimestres: (A) JFM, (B) AMJ e (C) OND.

3.4 Duração e Tamanho dos SCM

A duração versus tamanho dos SCM atuantes nos dias de EPF e EPI, no momento de atuação sobre as estações meteorológicas localizadas na região SANEB, durante o período de 2010 a 2011 para os trimestres (A) JFM, (B) AMJ e (C) OND é apresentada na Figura 6. O tamanho máximo é obtido conforme a área máxima do SCM em pixels (onde 1 pixel = 16 km²) sendo explorado neste estudo conforme o número de ocorrências dos eventos EPF e EPI sobre SANEB. Percebe-se que os SCM nos dias de EPI, independente do trimestre analisado, possuem maior duração, quando comparado aos EPF.

Ao analisar separadamente, observa-se que os EPF em JFM (Figura 6A) para atingirem o tamanho de 288.000 km² precisam de 10 h de duração, e de

15 h para atingir a dimensão de 561.376 km². Em AMJ, os poucos sistemas que se formam, atingem dimensão de 29.968 km², com duração que não ultrapassam as 3h. Entretanto, em OND, para atingir dimensão de 595.488 km² são necessárias apenas 8 h de duração. Ao que tudo indica a menor duração associada à maior dimensão, se deve ao período de transição entre a primavera e verão, ou seja, à variabilidade sazonal da insolação que é maior nos períodos de JFM e OND, pelo fato da duração do brilho solar no HS ser maior no verão (Silveira *et al.*, 2014). A maior quantidade de insolação nessa época do ano, propicia a existência de uma maior instabilidade termodinâmica, fator que pode estar contribuindo para a formação de sistemas com grande crescimento convectivo em menor tempo. Observa-se que em JFM (Figura 6A), a maioria dos SCM associados aos EPI apresentam tempo de vida entre 1 e 16 h, com tamanhos que variam entre 47.600 km² e 1.039,184 km². Dentre esses, destaca-se a duração de 1 a 15 horas, com dimensão em torno 1.039,000km², o que sugere dizer que, o que vai determinar o tamanho do sistema é a instabilidade atmosférica da região. Portanto, um sistema pode atingir maior dimensão em poucas horas. Possivelmente, a maior dimensão deve-se tanto pelas características da região quanto pela atuação de diferentes sistemas atmosféricos no período de verão. No entanto, para AMJ (Figura 6B), destacam-se dois tempos: 4 e 17 h atingindo máxima dimensão de 1.193,312 km². De maneira geral, os SCM podem durar de 2 a 17 h. No trimestre OND (Figura 6C) para atingir dimensão de 842.720 km² é necessário que o SCM dure no mínimo 8 h. Neste mesmo período, é observada duração superior a 24 h, porém com dimensão inferior a 431.000 km². Percebe-se que em todos os trimestres, os SCM associados aos EPI possuem duração maior que os SCM associados à EPF. Possivelmente, tal situação ocorre devido ao fato dos EPI durarem mais do que os EPF, por serem um sistema dinamicamente mais robusto, e isso se deve, à circulação atmosférica que permite que eles se desenvolvam no verão, consequentemente os EPI terão uma maior duração. Trabalhos como de Vila (2004), Machado & Laurent (2004), Sakamoto (2009) e Eichholz & Campos (2014), indicaram que o tamanho dos SCM está associado ao seu tempo de vida, ou seja, maiores SCM são os

que apresentam maior duração. Entretanto, alguns fatores têm que ser levados em consideração, como os diferentes mecanismos dinâmicos capazes de influenciar nas diferenças de tamanho e duração dos SCM e a relação da cobertura do solo e topografia, que influenciam na circulação diurna (Rocha, 1992).

O aquecimento do ar na camada mais baixa da troposfera decorre da incidência de radiação solar causando uma diferença de densidade entre uma parcela de ar e o ar circundante. Em resposta à diferença de densidade, este aquecimento na troposfera permite que a parcela de ar ascenda verticalmente, assim os processos de flutuação são fundamentais para a geração de correntes ascendentes convectivas (Hastenrath, 1985). Outro fato muito importante para formação dos SCM intensos está associado à localização da região em estudo, por se tratar de uma área tropical, na qual é favorecida pelas temperaturas elevadas (aproximadamente, acima de 25 °C) praticamente o ano todo. Existe também, o contraste entre oceano e continente, a variabilidade da temperatura da superfície do mar dos oceanos Atlântico e Pacífico tropicais, na qual as fases anômalas de cada oceano podem atuar em conjunto ou separado, tornando-se condições favoráveis para intensificação dos SCM (Kousky 1988; Cohen, *et al.*, 1989; Andreoli & Kayano, 2006; Kayano *et al.*, 2013).

Além disso, é possível verificar que os SCM atuantes nos dois eventos possuem duração, variando entre 1 e 18 h para EPF; e entre 1 e 19 h para EPI. Resultado que está de acordo com Machado *et al.* (1998), que verificaram que 60% dos SCM que atuam sobre as Américas não ultrapassaram 9 h de duração. Porém, resultados mostrando maior duração também foram detectados por Silva Dias (1987), com duração média variando entre 10 e 20 h, e duração maior que 24 h, ficando com apenas 5% dos casos. Tal fato também foi visto, neste estudo, onde a duração maior que 24 h ocorreu na atuação dos EPI nos trimestres JFM e OND e em EPF somente em JFM, período que favorece a formação desses SCM. Segundo Velasco e Fritsch (1987), os SCM que se formam na AS ocorrem com maior frequência na estação quente, possuindo características morfológicas similares aos da América do Norte. Portanto, os SCM que tendem a se desenvolver de forma tardia,

duram mais e são maiores que os sistemas na América do Norte. Essas grandes áreas estão associadas a uma forte divergência do vento em altos níveis, devido em parte à intensas correntes ascendentes em nuvens convectivas profundas. Essas características dinâmicas da organização de nuvens também foram observadas em estudos como Machado & Laurent (2004) para a região Amazônica e Tadesse & Anagnostou (2009) para os EUA. Fedorova *et al.* (2009) verificaram que o tempo de vida dos CCM atuantes sobre o leste do NEB, mais especificamente sobre o estado de Alagoas, tiveram duração de 11 h, com dimensão média de 190.000 km², tendo seu desenvolvimento máximo pela manhã.

Diante dos SCM investigados, fica evidente que os resultados aqui descritos estão de acordo com a literatura, visto que os SCM mais estudados possuem duração maior que 6 h, conforme o estudo feito por Maddox (1980), que investigou SCM do tipo LI e CCM com duração acima de 6 h. Para os casos de EPI, os sistemas duram mais que os EPF, pois a convecção é organizada.

Por fim, observa-se um aumento dos SCM com maior dimensão, conforme ocorre a mudança de estação. Então, pode-se inferir que os maiores núcleos convectivos são mais frequentes nos meses de outubro a março para os EPI; e outubro, dezembro e janeiro para os EPF. No mês de novembro, inicia-se a transição da primavera para o verão, ou seja, ocorre maior aquecimento terrestre, maior transporte de umidade pelos ventos alísios, bem como o início de alguns sistemas atmosféricos se deslocarem para esta região (Nimer, 1977; Reboita *et al.*, 2010), favorecendo assim, o aumento nos índices de precipitação. Esse fato explica o porquê de maiores dimensões de SCM serem observados mais frequentemente nestes meses quentes.

Os valores das variáveis relacionadas com a distribuição trimestral dos SCM estão sumarizados na Tabela 1.

4 Conclusão

O presente trabalho avaliou as características físicas e morfológicas dos SCM atuantes sobre as estações meteorológicas do SANEB no período de 2010 e 2011 para casos de precipitação fraca e intensa. Para analisar essas características, foi necessário

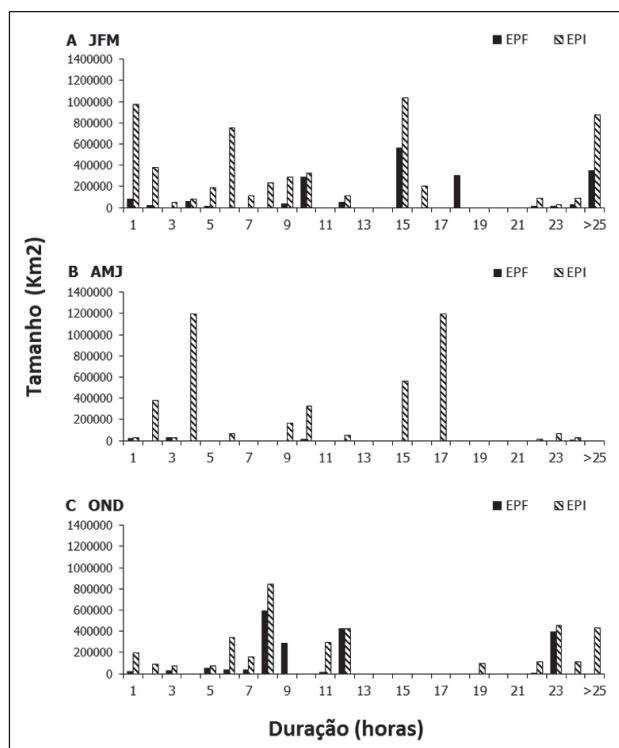


Figura 6 Tamanho versus duração dos SCM, em situações de EPF e EPI, no momento de atuação sobre a estação meteorológica localizada no SANEB durante período de 2010 a 2011 para os trimestres: (A) JFM, (B) AMJ e (C) OND.

desenvolver um programa computacional, que organizasse a grande quantidade de dados, o qual possibilitou realizar uma varredura no banco de dados do ForTraCC, calculando a distância entre o centro do sistema e a estação. Dessa maneira, apenas foram analisados os SCM que atuaram sobre as estações meteorológicas distribuídas no SANEB.

Em geral, a metodologia apresentada neste estudo mostrou-se adequada para a identificação e separação dos SCM, permitindo assim, uma avaliação qualitativa e quantitativa. Os resultados mostraram que os SCM tiveram características semelhantes entre os extremos. Este estudo também mostrou que os SCM desempenham um papel particularmente importante nos EPF e EPI da estação quente da região SANEB, sendo que, ambos os eventos ocorreram com maior frequência no período de OND e JFM.

Ao analisar os períodos de cada evento foi possível verificar que os EPI ocorreram com maior frequência, quando comparado com EPF, em todos os trimestres analisados, possivelmente pela maior intensidade do sistema ser favorecida pelas características da região SANEB.

Por fim, sugere-se para pesquisas futuras que seja realizada uma climatologia com um período mais longo, com intuito de obter mais detalhes sobre o comportamento e o ciclo de vida dos SCM atuantes sobre SANEB, associados aos extremos de precipitação. Além disso, também é importante um estudo em conjunto dos SCM associados aos diferentes sistemas meteorológicos atuantes, que podem influenciar no desenvolvimento desses SCM.

5 Referências

- Anderson, C.J. & Arritt, R.W. 1998. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. *Monthly Weather Review*, 126: 578–599.
- Andreoli, R.V. & Kayano, M.T. 2006. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over northeast-

EXTREMOS	EPF						EPI					
	JFM		AMJ		OND		JFM		AMJ		OND	
	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx
Distribuição de SCM	-	190	-	59	-	269	-	493	-	212	-	427
Excentricidade	5%	59%	35%	65%	50%	53%	30%	68%	40%	59%	35%	61%
Temperatura média (°C)	-40	-60	-41	-63	-40	-64	-39	-63	-42	-60	-40	-64
Temperatura mínima (°C)	-42	-86	-48	-87	-44	-86	-45	-86	-48	-90	-42	-86
Duração (h)	1	15	1	3	1	8	1	15	1	4 e 17	1	8
Tamanho (km²)	77.840	561.376	23.616	29.968	18.784	595.488	972.848	1.039,184	24.800	1.193,312	196.048	842.720

Tabela 1 Distribuição trimestral dos SCM ocorridos nos dias de eventos de precipitação fraca (EPF) e intensa (EPI).

- tern Brazil. *International Journal of Climatology*, 26: 1895 - 1912.
- Arnaud, Y.; Desbois, M. & Maizi, J. 1992. Automatic tracking and characterization of African Convective Systems on Meteosat Pictures. *American Meteorological Society*, 31: 443-453.
- Carvalho L.M.V. & Jones C. 2001. A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on themaximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). *Journal of Applied Meteorology*, 40: 1683-1701.
- Carvalho, L.M.V. & Jones, C. 2009. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. & DIAS, M.A.F.S. (Orgs.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 95-109.
- Cohen, J.C.P. 1989. Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Dissertação de Mestrado, 174p.
- Cohen, J.C.P.; Dias, M.A.F.S. & Nobre, C.A. 1989. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 4: 34-40.
- Cohen, J.C.P.; Silva Dias, M.A.F. & Nobre, C. 1995. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, 123: 3163-3174.
- Cole, A.E. & Kantor, A.J. 1962. Tropical and Subtropical Atmospheres. *Journal of Applied Meteorology*, 2: 90-98.
- Costa, M.S.; Lima, K.C.; Andrade, M.M. & Gonçalves, W.A. 2015. Tendências observadas em extremos de precipitação sobre a região Semiárida do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 8: 1321-1334.
- Cotton, W.R. & Anthes, R.A. 1989. *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press-Harcourt Brace Jovanovich, 880 p.
- Durkee, J.D.; Mote, T.L. & Shepherd, J.M. 2009. The Contribution of Mesoscale Convective Complexes to Rainfall across Subtropical South America. *Journal of Climate*, 22: 4590-4605.
- Eichholz, C.W. 2011. *Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008*. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas. Dissertação de Mestrado, 102p.
- Eichholz, C.W. & Campos, C.R.J. 2014. Características Físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul em 2006. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 37: 70-80.
- Fedorova, N.; Levit, V.; Silveira, M.H.S.; Silva, B.F.P. & Amiranashvili, A.G. 2009. Mesoscale Convective Complexes on the Northeastern Coast of Brazil. *Journal of the Georgian Geophysical Society*, Issue B: Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, 13B: 36-49.
- Fu, G.; YU, J.; YU, X.; Ouyang, R.; Zhang, Y.; Wang, P.; Liu, W. & Min, L. 2013. Temporal variation of extreme rainfall events in China, 1961–2009. *Journal of Hydrology*, 487: 48–59.
- Garstang, M.; Massie Jr, H.L.; Halverson, J.; Greco, S. & Scala, J. 1994. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Monthly Weather Review*, 122: 608-622.
- Gray, M.E.B. & Marshall, C. 1998. Mesoscale convective systems over the UK, 1981–97. *Weather*, 53: 388–396.
- Hastenrath, S. & Heller, L. 1977. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 103(435): 77-92.
- Hastenrath, S. 1985. *Climate and Circulation of the Tropics*. D. Reidel Publish Company, 455 p.
- Hodges, K.I. & Thorncroft, C.D. 1997. Distribution and Statistics of African Mesoscale Convective Weather Systems Based on the ISCCP Meteosat Imagery. *Monthly Weather Review*, 125: 2821–2837.
- Houze, R.A. 1993. Mesoscale convective systems. In: Houze, R.A. (ed.). *Cloud dynamics*. Academic Press, Inc., 53: 334-404.
- Kayano, M.T. & Andreoli, R.V. 2009. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 114: C11011.
- Kayano, M.T.; Andreoli, R.V. & Souza, R.A. 2013. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, 33: 2008-2023.
- Kousky, V.E. & Gan, M.A. 1981. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33: 538-551.
- Kousky, V.E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3: 217-231.
- Kousky, V.E. 1979. Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 1: 1140-1153.
- Laing, A.G.; Fritsch, J.M. 1993. Mesoscale Convective Complex in Africa. *Monthly Weather Review*, 121: 2254-2263.
- Laing, A.G. & Fritsch, J.M. 2000. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, 128: 2756–2776.
- Lima, K.C.; Satyamurty, P. & Fernández, J.P.R. 2010. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 101: 121-135.
- Macedo, S.R.; Vila, D. & Machado, L.A. 2004. ForTraCC - Previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos: FORTRACC V1.1 - Guia de Usuário, São Paulo. INPE/CPTEC, 2004.
- Machado L.A.T & Laurent H. 2004. The convective system areaexpansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, 132: 714-725.
- Machado, L.A.T; Rossow, W.B.; Guedes, R.L. & Walker, A.W. 1998. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, 126: 1630-1654.
- Machado L.A.T & Laurent H. 2004. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, 132: 714-725.
- Maddox R.A. 1980. Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61: 1374-1387.
- Marengo, J.A. & Bernasconi M. 2015. Regional differences in aridity/drought conditions over Northeast Brazil: present state and future projections. *Climate Change*, 129:103-115.
- Marengo, J.A.; Alves, L.M.; Bezerra, E.A. & Lacerda, F.F. 2011.

- Variabilidade e Mudanças climáticas no semiárido brasileiro. *INSA - Instituto Nacional do Semiárido*. Campina Grande, p. 383-422.
- Marengo, J.A. 2006. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21: 1-19.
- Mattos, E.V.; Machado, L.A.T. 2011. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. *Atmospheric Research*, 99: 377-390.
- Medeiros, S.S.; Cavacante, A.M.B.; Marin, A.M.P.; Tinôco, L.B.M. & Pinto, T.F. 2012. Sinopse do Censo Demográfico para o Semiárido Brasileiro. Campina Grande. ISBN:978-85-64265-04-2. *INSA – Instituto Nacional do Semiárido*, 103p.
- Miller, D. & Fritsch, J.M. 1991. Mesoscale Convective Complexes in the Western Pacific Region. *Monthly Weather Review*, 119: 2978-2992.
- Morel, C. & Senesi, S. 2002. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128: 1953-197.
- Moscato, M.C.L. & Gan, M.A. 2007. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. *International Journal of Climatology*, 27: 493-512.
- Nimer, E. 1977. Clima. In: Geografia do Brasil: Região Nordeste. Rio de Janeiro: IBGE, 2: 47-84.
- Oliveira, P.T.; Santos, C.M.S. & Lima, K.C. 2016. Climatology and trend analysis of extreme precipitation in subregions of Northeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 130: 77-90.
- Oliveira, P.T.; Santos, C.M.S. & Lima, K.C. 2012. Trend of Rain in Northeast Brazil. In: MARTÍN, O.E. & ROBERTS, T.M. (Eds.). Rainfall: Behavior, Forecasting and Distribution. New York, USA: ed. Nova Science Publishers, p. 156-166.
- Oliveira, P.T.; Silva, C.M.S. & Lima, K. C., 2014. Linear trend of occurrence and intensity of heavy rainfall events on Northeast Brazil. *Atmospheric Science Letters*, 15: 172-177.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56: 527-530.
- Palharini, R.S.A. & Vila, D.A. 2017. Climatological Behavior of Precipitating Clouds in the Northeast Region of Brazil. *Advances in Meteorology*, 2017: 1-12.
- Reboita, M.S; Gan, M.A.; Rocha, R.P. & Ambrizzi, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25: 185 - 204.
- Riehl, H. 1954. *Tropical Meteorology*. McGraw-Hill, New York, 392 p.
- Rocha, R.P. 1992. Numerical simulation of a mesoscale convective system over South America. M.S. thesis, Institute of Astronomy, *Geophysics and Atmospheric Science of USP*.
- Sakamoto M.S. 2009. *Sistemas Convectivos de Mesoscala observados na Região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX*. Universidade de São Paulo – USP, Tese de Doutorado, 243p.
- Santos, E.B.; Lucio, P.S. & Santos e Silva, C. M. 2014. Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. *Atmospheric Science Letters*, 16 : 185-192.
- Silva Dias M.A.F. 1987. Sistemas de mesoscala e previsão de tempo a curto prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2: 133-150.
- Silveira, C.S.; Coutinho, M.M.; Costa, A.A. & Maria, P.H.S. 2014. Previsão de tempo por conjuntos para a região nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29: 2-15.
- Siqueira, J.R.; Rossow, W.B.; Machado, L.A.T. & Pearl, C. 2005. Structural characteristics of convective systems over South America related to cold-frontal incursions. *Monthly Weather Review*, 133: 1045-1064.
- Song, X.; Song, S; Wenyi, S; Mu, X.; Wang, S. Li, J. & Li, Y. 2015. Recent changes in extreme precipitation and drought over the Songhua River Basin, China, during 1960-2013. *Elsevier Atmospheric Research*, 157: 137-152.
- SUDENE - Superintendência do desenvolvimento do Nordeste. 2017. Nova delimitação do Semiárido. Disponível em <<http://www.sudene.gov.br/planejamento-regional/delimitacao-do-semiarido>>.
- Tadesse, A. & Anagnostou, E.N. 2009. Characterization of Warm Season Convective Systems over US in Terms of Cloud-to-Ground Lightning, Cloud Kinematics, and Precipitation. *Atmospheric Research*, 91: 36-46.
- Teixeira, M.S. & Satyamurty, P. 2011. Trends in the Frequency of Intense Precipitation Events in Southern and Southeastern Brazil during 1960-2004. *Journal of climate*, 24: 1913-1921.
- Velasco, I. & Fritsch, J.M. 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal Geophysical Research*, 92: 9591-9613.
- Vila, D.A. & Machado, L.A.T. 2004. Shape and radiative properties of convective systems observed from infrared satellite images. *International Journal of Remote Sensing*, 25: 4441-4456.
- Vila, D.A; Machado, L.A.T; Laurent, H. & Velasco I. 2008. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, 23: 233-245.
- Wallace, J.M. & Hobbs, P.V. 2006. *Atmospheric Science*, Second Edition: An Introductory Survey (International Geophysics). 504p.
- Wilks, D.S. 2011. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press is an imprint of Elsevier, 3rd edition, USA. 100: 704p.