

# Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas

## ARTIGO DE PESQUISA

10.1029/2018JD028727

Este artigo é um companheiro de  
Dong et al. (2016) <https://doi.org/10.1002/2016JD024941>.

### Pontos-chave:

Chuva convectiva e chuva estratiforme

têm relação  $NOE$ - $\gamma E$  distinta, a primeira apresenta

$NOE$  constante e a última com  $\gamma E$  constante • O

subconjunto do espectro tem forte impacto no ajuste

DSD Gama • Usando a suposição de  $\gamma E$  constante, o

problema de superestimação na recuperação da taxa

de chuva CR com base em ZR relacionamento pode ser  
muito mitigado

### Correspondência para: X.

Dong, [xdong@email.arizona.edu](mailto:xdong@email.arizona.edu)

### Citação:

Wang, J., Dong, X., & Xi, B. (2018).

Investigação das propriedades microfísicas

de nuvens líquidas de sistemas convectivos

profundos: 2. Parametrização da distribuição do tamanho

das gotas de chuva e sua aplicação na estimativa de chuva

convectiva. *Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas*, 123,

11.637–11.651. <https://doi.org/10.1029/2018JD028727>

Recebido em 27 de março de 2018

Aceito em 21 de setembro de 2018

Artigo aceito online em 4 de outubro de 2018

Publicado on-line em 24 de outubro de 2018

## Investigação das Propriedades Microfísicas da Nuvem Líquida de Sistemas de Convecção Profunda: 2. Parametrização da Distribuição do Tamanho da Gota de Chuva e sua Aplicação para Estimativa de Chuva Convectiva

Jingyu Wang<sup>1,2</sup>, Xiquan Dong<sup>1</sup> e Baike Xi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Hidrologia e Ciências Atmosféricas, Universidade do Arizona, Tucson, AZ, EUA,  
Laboratório, Richland, WA, EUA

<sup>2</sup> Nacional do Noroeste do Pacífico

**Resumo** As propriedades microfísicas de nuvens líquidas para chuva estratiforme (SR) foram investigadas na Parte 1 desta série. Uma vez que a chuva convectiva (CR) tem características na distribuição do tamanho das gotas de chuva (DSD) e precipitação que são distintas da SR, investigamos as propriedades da CR neste estudo usando 20 horas de amostras de CR coletadas por 17 disdrômetros de Unidades Parsivel Automáticas durante a Convecção Continental de Latitude Média Experimento de nuvens sobre o local das Grandes Planícies do Sul de Medição de Radiação Atmosférica. Um espectro completo de DSD é construído com base em um total de 23 canais de tamanho (0,321 a 9,785 mm), e as funções ajustadas Gama e Exponencial são aplicadas para extrair os parâmetros de forma do DSD. Comparado com as propriedades SR, o CR tem características distintas, incluindo uma faixa de tamanho mais ampla e um parâmetro de inclinação exponencial mais estreito ( $\gamma E$ ). Esses resultados indicam que a suposição de parâmetro de interceptação exponencial constante ( $NOE$ ) é inadequada para estimativas de taxa de chuva CR. Além disso, o esquema de subconfiguração dos espectros CR DSD também tem um forte impacto nas funções Gama/Exponenciais. Portanto, um novo esquema de parametrização CR DSD é desenvolvido escolhendo o subconjunto de espectros apropriado com a restrição da taxa de chuva e usando a constante  $\gamma E$  em vez da constante  $NOE$ . Com a entrada da refletividade do radar na menor altura observada, as taxas de chuva CR recém-calculadas combinam bem com as medições do pluviômetro de superfície colocadas (127 estações Mesonet e 17 Unidades Parsivel Automáticas), enquanto as taxas de chuva calculadas usando a relação ZR tradicional são 3–4 vezes maior, indicando que a constante  $\gamma E$  é uma suposição melhor para CR DSD.

## 1. Introdução

Os sistemas convectivos profundos (DCSs) desempenham um papel significativo tanto no clima global quanto nos sistemas hidrológicos locais (por exemplo, Feng et al., 2011, 2012; Fyten & Del Genio, 2007), pois a precipitação relacionada à convecção contribui com até 60% da precipitação total anual na região central dos Estados Unidos (Ashley et al., 2003; Fritsch et al., 1986). Através da combinação de radar de próxima geração (NEXRAD) e observações de Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário, um método de classificação de nuvens híbridas foi desenvolvido por Feng et al. (2011), e os DCSs foram objetivamente classificados em componentes de regiões de núcleo convectivo (CC), chuva estratiforme (SR) e nuvens de bigorna (AC). Esta classificação é crítica porque diferentes porções de um DCS apresentam diferentes propriedades de precipitação e devem ser investigadas separadamente. Por exemplo, Feng et al. (2011) descobriram que o SR é responsável por chuvas leves e moderadas e grande cobertura espacial e pode durar mais de 10 horas, enquanto as taxas de chuva de chuva convectiva (CR) podem ser 1 ordem de magnitude maior do que a taxa de chuva do SR, causando um aumento na precipitação acumulada em um curto período de tempo.

Ao longo das últimas décadas, as características do CR foram investigadas através de diferentes plataformas, como disdrômetros de superfície e observações de radar (por exemplo, Cao et al., 2008; Cao & Zhang, 2009; Joss & Waldvogel, 1990; Sauvageot, 1994; Zhang et al., 2011, 2016) e observações de satélite (por exemplo, produto de precipitação Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM; Houze et al., 2015; Schumacher & Houze, 2003) e Self-Calibrating Multivariate Precipitation Retrieval (SCaMPR; Kuligowski), 2010; Stenz et al., 2014). Embora as medições de superfície in situ possam fornecer informações detalhadas sobre a distribuição do tamanho das gotas de chuva (DSD), sua área de amostragem limitada e distribuição escassa tornam as estatísticas de longo prazo difíceis de serem alcançadas porque os viadutos convectivos passam sobre um disdrômetro geralmente dura alguns minutos. A falta de grande cobertura espacial e observação contínua de CR pode ser complementada por sensoriamento remoto por satélite. rties (por exemplo, tipo de precipitação

e intensidade) permanecem grandes especialmente para as nuvens opticamente espessas (Stenz et al., 2014, 2016) porque o as recuperações passivas de satélite são mais ou menos representativas das propriedades do topo da nuvem, não da coluna inteira em formação.

Para fins de compressão de dados, acredita-se que os DSDs medidos por disdrômetro seguem certas funções de distribuição cujas características podem ser representadas por dois ou três parâmetros. Inspirada no trabalho de Marshall e Palmer (1948), a representação do DSD é comumente assumida como

função exponencial com a simplificação do intercepto constante ( $N_{0E} = 0,08$  cm para chuva estratiforme). 4

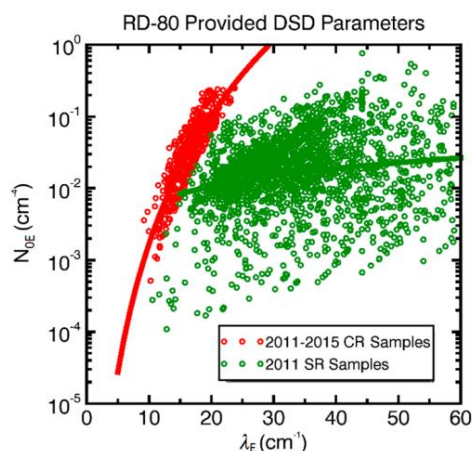
Com base nessa suposição, a relação Marshall-Palmer ZR ( $Z = 200R^{1.6}$ , onde  $Z$  tem a unidade de  $\text{mm}^6 / \text{m}^3$  e  $R$  está em  $\text{mm/h}$ ) foi desenvolvido, o que converte diretamente a refletividade do radar no menor valor observado altura (o 6º momento do DSD) à taxa de chuva superficial (3,5º momento do DSD).

Seguindo a mesma suposição, uma série de relações ZR visando diferentes tipos de precipitação foram desenvolvido com base em medições de taxa de chuva de superfície e refletividade de radar próximo à superfície (por exemplo,  $Z = 300R^{1.4}$  para chuva convectiva por Doviak & Zrnic, 1984;  $Z = 250R^{1.2}$  para chuva tropical por Rosenfeld et al., 1993). No entanto, estudos anteriores (por exemplo, Amitai, 2000; Klazura et al., 1999) demonstraram que o radar baseado estimativas de precipitação usando a relação CR ZR padrão em Tempestades Severas Nacionais Os produtos de precipitação em laboratório (Zhang et al., 2011, 2016) são sempre maiores do que as medições diretas do pluviômetro. A fim de mitigar a superestimação da taxa de chuva CR da relação ZR, a convecção a taxa de chuva é limitada a 103,8 mm/h no recente produto nacional de precipitação operacional baseado em NEXRAD, Sistema Multi-Radar-Multi-Sensor Quantitative Precipitation Estimation (QPE) (Zhang et al., 2016). Este boné também considera a potencial contaminação do granizo que amplia as observações do  $Z$ , mas não contribui em nada à precipitação.

Além das relações ZR existentes, os produtos de radar de dupla polarização (refletividade diferencial, fase diferencial específica, atenuação específica, etc.) também estão relacionados à estimativa da taxa de chuva (por exemplo,  $R = aAH^b$ , Onde  $AH$  é a atenuação específica (Diederich et al., 2015; Giangrande et al., 2014; Ryzhkov et al., 2014) e  $a$  e  $b$  são o coeficiente e o expoente, respectivamente). Além disso, a disponibilidade de múltiplas variáveis de radar, bem como múltiplas observações de radar de comprimento de onda tornam possível a suposição de DSD mais complicada. Por exemplo, a função Gamma normalizada tem sido amplamente aplicada à recuperação de precipitação de sensoriamento remoto ativo (por exemplo, TRMM), especialmente os radares de precipitação de dupla frequência a bordo do Global Precipitation Measurement (GPM) observatório central. No entanto, nem os conjuntos de dados de dupla polarização nem o radar de dupla frequência observações estão totalmente desenvolvidas, portanto, o QPE operacional sobre os Estados Unidos continentais ainda é baseado em relações ZR de lei de potência com uma suposição de DSD exponencial (Zhang et al., 2016).

A fim de mitigar o problema de superestimação apresentado pela relação padrão CR ZR, vários esforços foram feitas na calibração de estimativas de chuva baseadas em radar com medições de medidores (por exemplo, Fulton et al., 1998; Haberlandt, 2007; Hossain et al., 2004; Kalinga & Gan, 2006; Xin et al., 1997), e recentemente desenvolvido As relações ZR provaram ser mais precisas para a estimativa da taxa de chuva CR. Por exemplo,  $Z = 250R^{1.2}$  (Xin et al., 1997) é relatado com ótimo desempenho para tempestades convectivas de movimento rápido. Usando um expoente fixo de 1,4, Amitai (2000) descobriu que amostras de CR em diferentes locais e períodos de tempo apresentam coeficientes variados. Embora diferentes relações CR ZR sejam fornecidas em estudos anteriores, a aplicação dessas as relações são muito limitadas porque foram geradas a partir de diferentes casos em que existem extensas variações espaciais e temporais na RC (Chiang et al., 2007; Xiao & Chandrasekar, 1997). Ou seja, nenhum único conjunto de relações ZR com base no ajuste empírico pode fornecer uma estimativa adequada da taxa de chuva CR sob um ampla gama de situações (Trafalis et al., 2002). Como mencionado acima, a prática inicial do relacionamento CR ZR desenvolvimento foi construído sobre a suposição de  $N_{0E}$  constante em uma forma de lei de potência. A limitação intrínseca como revelado em estudos anteriores indica que  $N_{0E}$  constante pode não ser uma suposição válida, e o CR ideal A relação ZR deve ser desenvolvida a partir de DSDs medidos por disdrômetro.

Ao combinar medições in situ de aeronaves e medições de disdrômetros de superfície, as propriedades microfísicas das camadas de gelo e líquido da região SR foram exaustivamente estudadas em artigos anteriores (Tian et al., 2016; Wang et al., 2015, 2016). Na Parte I desta série (Wang et al., 2016), uma nova relação SR ZR foi desenvolvido com base em DSD medido por aeronaves, incorporando a dependência entre os parâmetros exponenciais, e as taxas de chuva recuperadas demonstraram melhor concordância com as medições diretas do pluviômetro do que os que usam a relação ZR tradicional da lei de potência. Embora a constante tradicional  $N_{0E}$



**Figura 1.** Parâmetro de interceptação exponencialmente ajustado ( $N_{0E}$ ) em função do parâmetro de inclinação ( $\gamma_E$ ) para as amostras de chuva convectiva (pontos vermelhos, 2011–2015) e as amostras estratiformes (pontos verdes, 2011) coletadas pelo disdrômetro RD-80 nas instalações centrais das Grandes Planícies do Sul. DSD = distribuição do tamanho das gotas de chuva; CR = chuva convectiva; SR = chuva estratiforme.

Embora a suposição pareça válida para a estimativa de SR na Parte 1, ela pode ser problemática para a estimativa de CR, conforme demonstrado na Figura 1, que é o foco principal da Parte 2 deste estudo. No entanto, devido à falta de medições in situ de aeronaves sobre a região CR, o disdrômetro de superfície é a única fonte de dados para medições CR DSD precisas. Dado o fato de que a relação CR ZR operacional produz superestimação severa em comparação com medições pluviométricas (por exemplo, Fulton et al., 1998; Xin et al., 1997), a melhoria na estimativa da taxa de chuva CR é necessária. Com o foco na recuperação precisa da taxa de chuva CR da refletividade do radar NEXRAD, em vez da suposição  $N_{0E}$  constante, este estudo propõe uma abordagem alternativa para parametrizar o CR DSD usando as medições DSD de superfície densamente distribuída durante o experimento de nuvens convectivas continentais de latitude média (MC3E; Jensen et al., 2015).

## 2. Dados

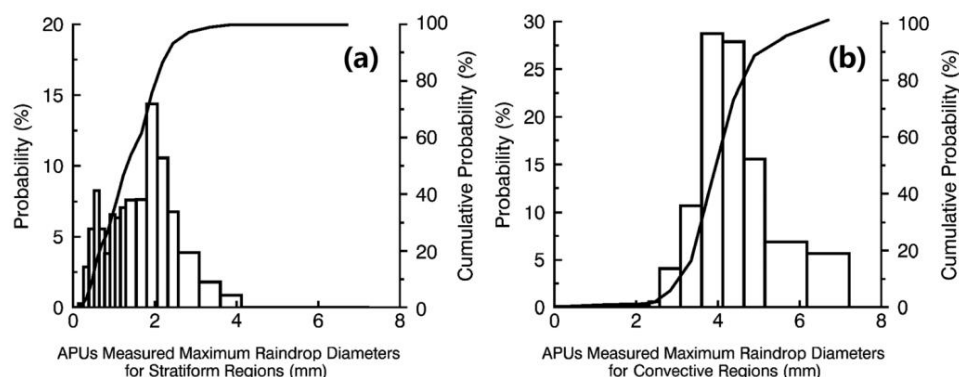
A distinção em DSD entre SR e CR é bem conhecida pelo fenômeno chamado *salto N0* (Waldvogel, 1974), que revela a descontinuidade na mudança do parâmetro de interceptação exponencialmente ajustado ( $N_{0E}$ ) com atividade convectiva de nenhuma convecção (SR-dominado precipitação corresponde a

valores de  $N_{0E}$  constantes mais baixos) a convecção (precipitação dominada por CR corresponde a valores de  $N_{0E}$  de variação mais alta). Esta característica também foi capturada pelo disdrômetro Distromet modelo RD-80 implantado no Departamento de Energia (DOE) Medição de Radiação Atmosférica (ARM) instalação central das Grandes Planícies do Sul (SGP, 36°36'N, 97°29'W). O disdrômetro RD-80 transforma o impacto de uma gota de chuva caindo no sensor de pressão em diâmetro de gota, que tem uma faixa de tamanho mensurável de 0,3 a 5,4 mm (Joss & Waldvogel, 1967, 1969; Kinnel, 1976).

A separação de CR versus SR pode ser facilmente alcançada usando o algoritmo de classificação de nuvem híbrido Convective-Stratiform-Anvil (CSA) (Feng et al., 2011) com a entrada de mosaico 3-D NEXRAD de 5 minutos (Zhang et al., 2011). Neste método de classificação de nuvens não supervisionadas, a porção do núcleo convectivo (CC, correspondente ao tipo de precipitação do CR) deve ter refletividades máximas superiores a 45 dBZ com topo de eco contíguo acima de 6 km, enquanto a porção SR apresenta gradiente de refletividade horizontal fraco. Observe que há uma possível incompatibilidade espacial entre a medição pontual baseada em disdrômetro (área de amostragem de 50 cm<sup>2</sup>) e o produto CSA baseado em NEXRAD (1 km<sup>2</sup>), ou seja, o disdrômetro poderia observar amostras não CR dentro do CSA grade CR definida. A variabilidade da subgrade na escala de pixels do radar foi quantificada por Jaffrain e Berne (2012). Em seu experimento, uma densa rede de disdrômetros foi implantada em uma área de grade de 1 km x 1 km, e a variação resultante na estimativa da taxa de chuva caiu entre 2% a 15%. Portanto, é uma aproximação válida para aplicar as regiões CR e SR classificadas com base em NEXRAD para a medição de ponto baseada em disdrômetro, embora exista heterogeneidade de subgrade.

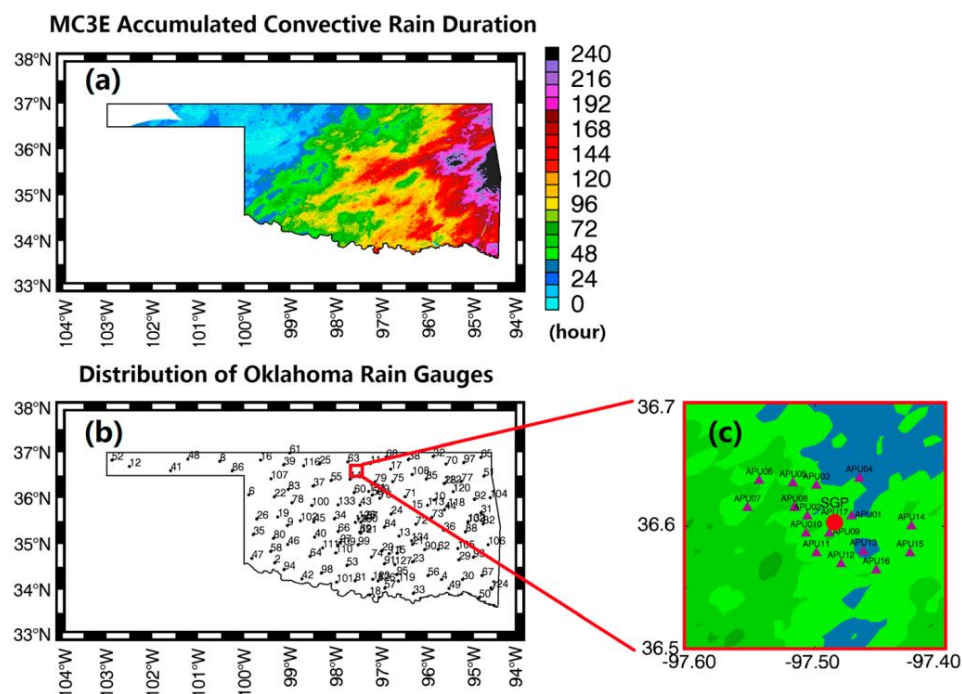
A Figura 1 apresenta 1 ano de SR (8.450 amostras válidas) e 5 anos de CR (794 amostras válidas) coletadas pelo disdrômetro RD-80 na unidade central da ARM SGP. Essas amostras foram classificadas pelo algoritmo CSA híbrido (Feng et al., 2011) e apresentadas na forma de um parâmetro de interceptação exponencialmente ajustado ( $N_{0E}$ ) em função do parâmetro de inclinação ( $\gamma_E$ ). A Figura 1 também demonstra que não há sobreposições entre as amostras CR e SR e exibe variações normalizadas semelhantes (definidas como o desvio padrão dividido pelo valor absoluto da média) em  $N_{0E}$  (31,8% para CR e 31,5% para SR, calculado em logarítmico escala) com grandes diferenças em  $\gamma_E$  (15,8% para CR e 29,5% para SR). A Figura 1, juntamente com o conhecido problema do salto  $N_0$ , demonstrou que há uma distinção intrínseca no DSD entre SR e CR, e a constante  $\gamma_E$  parece ser uma suposição melhor para o CR.

Embora as medições de longo prazo do RD-80 DSD possam servir como um indicador revelando a distinção entre SR e CR, a investigação do CR DSD não pode ser baseada nas medições do RD-80 devido à sua faixa de tamanho limitada. Seu tamanho máximo mensurável de gota de chuva (5,4 mm) está muito próximo do limite superior do tamanho de gota de chuva SR (4 mm; Seto & Iguchi, 2015; Wang et al., 2016), portanto, partículas grandes não amostradas são excluídas das medições do RD-80. Em comparação com as medições disdrômetros tradicionais que se baseiam em uma pressão



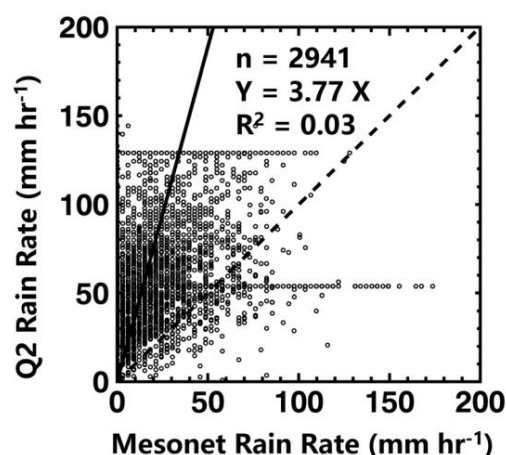
**Figura 2.** Probabilidade e probabilidade cumulativa do diâmetro máximo da gota de chuva medido pelas 17 APUs durante o MC3E para (a) chuva estratiforme e (b) chuva convectiva. APUs = Unidades Parsivel Automáticas; MC3E = Experiência de nuvens convectivas continentais de latitude média.

No transdutor, as Unidades Parsivel Automáticas (APUs) OTT empregam tecnologia óptica a laser mais avançada e estendem o tamanho máximo de partícula mensurável até 24,5 mm (Brawn & Upton, 2008; Kathiravelu et al., 2016). A Figura 2 compara as probabilidades e probabilidades cumulativas das 17 APUs medidas de diâmetro equivalente máximo do volume de gota de chuva entre SR (um total de 34.518 amostras de 1 minuto) e CR (um total de 1.226 amostras de 1 minuto) durante a campanha de campo MC3E. Conforme mostrado na Figura 2a, nenhuma amostra SR excede o limite de 4 mm, enquanto ~40% das amostras CR têm tamanho de gota maior que 4 mm, o que é consistente com observações anteriores da região CC (por exemplo, Cao & Zhang, 2009). Embora apenas implantados durante a campanha de campo por um curto período, as APUs são escolhidas como as medidas confiáveis para CR, que foram usadas para desenvolver uma nova parametrização de CR DSD neste estudo.



**Figura 3.** (a) A duração da chuva convectiva acumulada durante o MC3E e as distribuições de (b) pluviômetros Mesonet e (c) disdrometros (APUs são mostrados como triângulos roxos, e RD-80 na instalação central da ARM SGP é mostrado como o ponto vermelho) sobreposto na duração da chuva convectiva. MC3E = Experiência de nuvens convectivas continentais de latitude média; APUs = Unidades Parsivel Automáticas; ARM = Medição de Radiação Atmosférica; SGP = Grandes Planícies do Sul.





**Figura 4.** Comparação da taxa de chuva entre a taxa de chuva do Mesonet e o colocado

Estimativas da taxa de chuva do segundo trimestre para todas as amostras de chuva convectiva colocadas.

implantado em torno da instalação central da ARM SGP para medições de distribuição do tamanho das gotas de chuva e mais de 20 horas de amostras válidas de CR. Informações detalhadas desses instrumentos de superfície podem ser encontradas em Wang et al. (2016).

Como um importante produto de dados derivado do mosaico 3-D NEXRAD, o National Mosaic and Multi-Sensor As estimativas quantitativas de precipitação (Chen et al., 2013; Zhang et al., 2011) podem ser geradas aplicando-se relações ZR apropriadas (Zhang et al., 2011) para a refletividade do radar na menor altura observada.

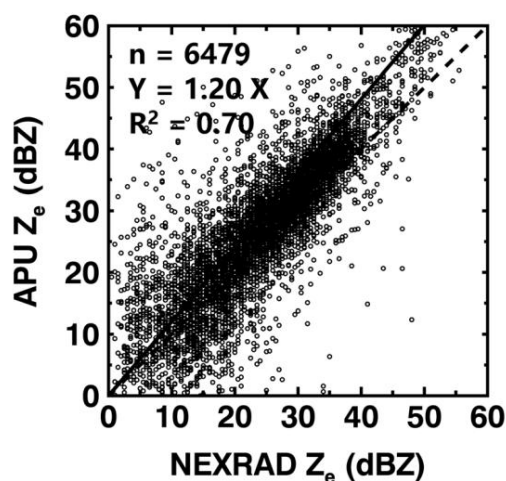
Especificamente para a estimativa de CR, a relação ZR padrão  $Z = 300R^{1.4}$ . Para o exame da estimativa operacional da taxa de chuva CR, o algoritmo CSA é aplicado às localizações de 127 estações Mesonet. As amostras classificadas de CC (correspondentes ao tipo de precipitação de CR) são extraídas e seus correspondentes Q2

Os QPEs são comparados com as medições diretas da taxa de chuva do Mesonet (Figura 4). Como mencionado anteriormente, o espaço A incompatibilidade entre medições pontuais e QPEs baseados em radar em grade (resolução espacial de 1 km) está associada apenas a variabilidade de subgrade muito limitada, portanto, os QPEs Q2 são comparáveis com a chuva Mesonet medições de taxa.

Antes de passar para a nova parametrização do CR, é necessário combinar as medições de diferentes instrumentos com diferentes taxas de amostragem. Neste estudo, as medidas de APU de 1 minuto são reamostradas com cada intervalo NEXRAD de 5 minutos para corresponder às recuperações do Q2 e às medições da taxa de chuva do Mesonet. Depois de combinar

a resolução temporal, surge outra questão: como podemos identificar as amostras de CR de diferentes medições? Embora a discriminação entre CR e SR possa ser facilmente alcançada usando suas características distintas de DSD reveladas em estudos anteriores (por exemplo, Brangi et al., 2003; Caracciolo et al., 2006; Thurai et al., 2016), esses métodos de classificação não podem ser aplicados diretamente à vasta área sem medições DSD. Como resultado, para o propósito operacional de melhorar o CR

Na estimativa, as amostras CR devem ser identificadas por meio do algoritmo de classificação de nuvens baseado na refletividade do radar (por exemplo, CSA), em vez das características do DSD. No entanto, a refletividade do radar APU, em média, é de 20% maior que a refletividade NEXRAD (Figura 5), portanto, a classificação CSA baseada em radar com a entrada da refletividade superestimada da APU pode incluir algumas amostras não CR (CC é definido por refletividade  $\geq 45$  dBZ). Além disso, essas diferenças também podem resultar da variabilidade vertical entre os observação de radar mais baixa e o solo, pois vários processos podem levar lugar (por exemplo, separação e coalescência). Um teste de sensibilidade mostrou que as amostras CR classificadas pela CSA têm um valor mínimo de taxa de chuva de 4,6 mm/h medido pelas APUs, que aparentemente pertence ao tipo de precipitação do RS. Portanto, para garantir a robustez das estatísticas CR DSD, o critério da taxa de chuva (Giangrande et al., 2014; Nzeukou et al.,



**Figura 5.** Comparação da refletividade do radar (Z<sub>e</sub>) entre observações NEXRAD e cálculos de APU colocados. NEXRAD = Radar de última geração; APU = Unidade Parsível Automática.

tabela 1

A classificação do diâmetro equivalente ao volume da gota de chuva corrigida pela forma para a APU

Número do canal	Diâmetro médio (mm)
	0,064
1	0,193
23	0,321
4	0,450
5	0,579
6	0,708
7	0,836
8	0,965
9	1,094
10	1,223
11	1,416
12	1,674
13	1,931
14	2,189
15	2,446
16	2,832
17	3,347
18	3,862
19	4,378
20	4,892
21	5,665
22	6,695
23	7,725
24	8,755
25	9,785
26	11,330
27	13,390
28	15,450
29	17,510
30	19,570
31	22,145
32	25,235

2004; Tokay & Short, 1996) é introduzido para a identificação de CR passa sobre as estações APU neste estudo, que simplesmente assume todas as taxas de chuva  $\geq 10$  mm/h como amostras CR

Conforme mostrado na Figura 4, em média, as estimativas de taxa de chuva CR do segundo trimestre com base em a relação da lei de potência de  $Z = 300R^{1.4}$  é quase quatro vezes maior do que colo medidas de taxa de chuva Mesonet com um baixo coeficiente de correlação.

É bem conhecido que os baldes basculantes sofrem de problemas de subestimação não negligenciáveis devido à subcaptura das gotas de chuva durante o basculamento (Duchon et al., 2014; Parsons, 1941). Estudos anteriores (por exemplo, Colli et al., 2013; Duchon & Biddle, 2010) mostraram que a perda de água pode ser potencializada pelo vento horizontal, que geralmente está associado a viadutos convectivos.

No entanto, mesmo para taxas de chuva CR superiores a 200 mm/h, acredita-se que a subestimação das medições do balde basculante causado pela perda de água ser de cerca de 10-15% (Molini et al., 2005), o que só pode representar um porção limitada da grande discrepância entre medições diretas e recuperações de radar. Como resultado, a correção da caçamba basculante não é realizada neste estudo, e o foco é colocado na melhoria da estimativa da taxa de chuva baseada em radar.

Usando o método do critério de taxa de chuva, um total de 238 amostras de 5 min CR foram coletados de 17 APUs durante o MC3E. Como mencionado acima, o projeto teórico da APU pode medir tamanhos de gotas de chuva até 25 mm, o que é irrealista mesmo para CR. O tamanho máximo de gota de chuva medido válido é de 9,18 mm (Adirosi et al., 2016) com base na estatística resultados de todas as campanhas de campo de validação de solo do GPM relacionadas à convecção da estação quente, incluindo o Ciclo Hidrológico no Experimento Mediterrâneo (2012; Ferretti et al., 2014), a inundação de Iowa Estudos (2013; <https://pmm.nasa.gov/ifloods>), e o Experimento de precipitação e hidrologia (2015; <https://pmm.nasa.gov/IPHEX>). Além disso, conforme esclarecido no manual do usuário da APU, os dois primeiros canais (tamanho médio de partícula de 0,064 e 0,193 mm) carecem de avaliação porque eles estão fora da faixa de medição (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/obs/instruments/OpticalDisdromometer.pdf>). Assim, este estudo limita

o espectro DSD medido por APU para 23 canais de tamanho variando de 0,321 a 9,785 mm com base na forma corrigida (Beard, 1976) diâmetro equivalente a volume ([ftp://ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/doc/gpmgv/parsivel/DataFormat\\_parsivel\\_fieldCampaign.pdf](ftp://ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/doc/gpmgv/parsivel/DataFormat_parsivel_fieldCampaign.pdf)). As informações detalhadas do espectro APU DSD estão listadas na Tabela 1. Ajustes CR DSD usando funções Exponencial e Gama (Ulbrich, 1983) são realizados de acordo, empregando o mesmo algoritmo usado na região SR (McFarquhar et al., 2007; Press et al., 1992; Wang et al., 2016) como segue (em unidades de centímetro-grama-segundo):

$$N(D) = N_0 \left( \frac{D}{D_0} \right)^{\mu} \exp \left( -\lambda \left( \frac{D}{D_0} \right)^{\nu} \right) \quad (1)$$

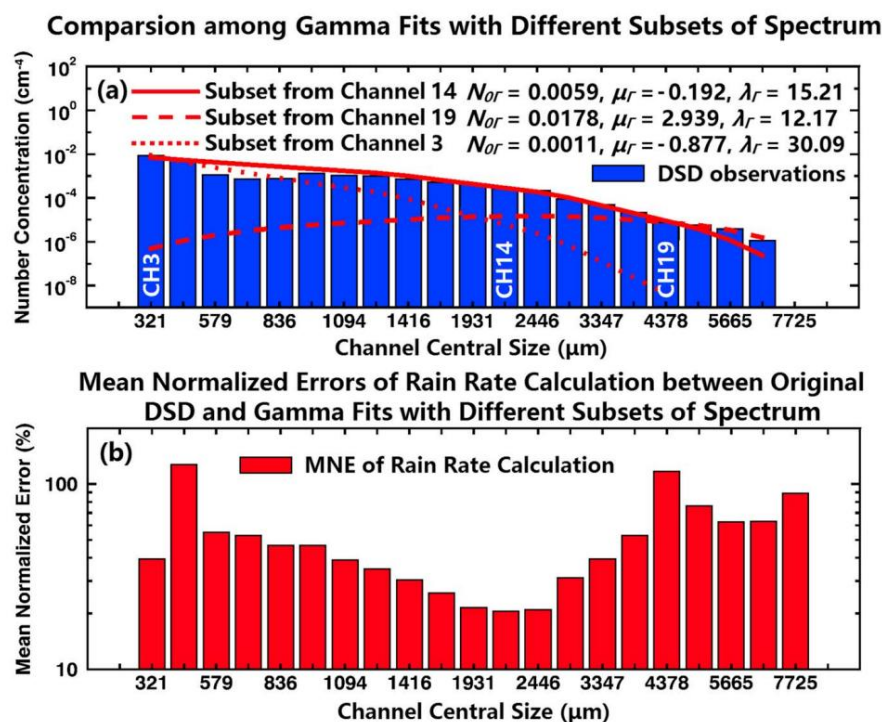
$$N(D) = N_0 \left( \frac{D}{D_0} \right)^{\mu} \exp \left( -\lambda \left( \frac{D}{D_0} \right)^{\nu} \right) \exp \left( -\gamma \left( \frac{D}{D_0} \right)^{\delta} \right) \quad (2)$$

Os resultados ajustados são discutidos na seção 3.

### 3. Resultados

#### 3.1. Sensibilidade do Subconjunto de Espectro de Ajuste à Estimativa de Precipitação

Como sugerido por McFarquhar e List (1993), os espectros DSD ajustados são muito sensíveis às formas de ajuste. Convencionalmente, quase todas as práticas de ajuste DSD levam em consideração todas as gotas de chuva medidas disponíveis começando do mínimo ao máximo tamanhos detectáveis (por exemplo, Bringi et al., 2002, 2003; Gorgucci et al., 2002; Zhang et al., 2001, 2003). Observe que a variabilidade do ajuste DSD é grandemente determinada por pequenas gotas de chuva (com ordens de magnitude mais altas na concentração do número de gotas do que gotas de chuva maiores). Em ordem para superar a incerteza causada por pequenas gotas de chuva, momentos mais altos de representação DSD (por exemplo, Koza &



**Figura 6.** (a) Distribuição de tamanho de gota de chuva ajustada por gama (DSDs) usando três subconjuntos diferentes do espectro DSD. (b) Comparação dos erros médios normalizados entre as taxas de chuva calculadas a partir dos DSDs observados pela Unidade Parsivel Automática e DSDs ajustados com gama em relação a diferentes subconjuntos do espectro DSD. MNE = erro médio normalizado.

Nakamura, 1991; Ulbrich & Atlas, 1998; Vivekanandan et al., 2004) são introduzidos no ajuste DSD para equilibrar a contribuição de gotas de chuva maiores, e o momento  $n$  é calculado da seguinte forma:

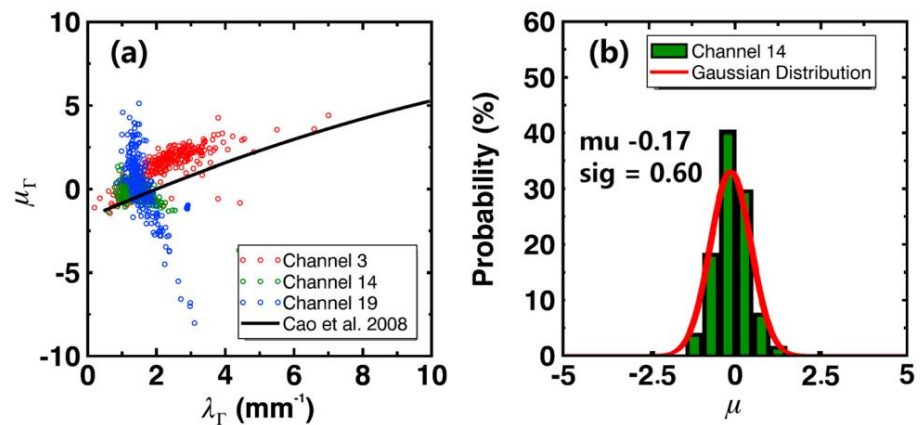
$$M_n = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^n N(D) dD \quad (3)$$

onde  $D_{min}$  e  $D_{max}$  são as gotas de chuva mínima e máxima, o teor de água líquida é proporcional a  $M(3)$ , a taxa de chuva é aproximadamente representada por  $M(3,5)$  e  $M(6)$  é para  $Z_e$ . Diferentes combinações de momentos são investigadas para o melhor ajuste do DSD (por exemplo, Kozu & Nakamura, 1991; Testud et al., 2001; Zhang et al., 2001). A representação de DSD contendo grandes gotas de chuva ainda não é ótima devido aos erros relativamente maiores nas medições de momentos mais altos (por exemplo, os valores de  $Z_e$  colocados inconsistentes mostrados na Figura 5).

Conforme revelado em estudos anteriores (por exemplo, Chen et al., 2017; Tokay et al., 2013), as APUs tendem a subestimar severamente o número de partículas pequenas, especialmente para precipitação intensa. Com o foco na recuperação precisa da taxa de chuva do CR, em vez de usar o ajuste multimomento do DSD, este estudo propõe uma abordagem alternativa de utilizar apenas a taxa de chuva medida do APU como restrição para avaliar o ajuste do momento zero do DSD.

A fim de examinar o impacto das pequenas gotas de chuva no cálculo da taxa de chuva, o ajuste DSD baseado em diferentes subconjuntos do espectro DSD (alterando o  $D_{min}$  no ajuste) foi realizado neste estudo. A Figura 6a demonstra um exemplo de resultados ajustados Gamma usando três subconjuntos diferentes do espectro (APU03 às 10:20 UTC). A curva ajustada (linha pontilhada vermelha) a partir do canal 3 da APU está em conformidade com os DSDs (barras azuis) observados nos primeiros canais, mas logo sofre uma subestimação severa na concentração de número no final do espectro. Pelo contrário, a linha tracejada vermelha a partir do canal APU 19 tem excelente concordância para os últimos canais, mas com severa subestimação na concentração de número nos canais de menor tamanho.

Para a quantificação do impacto de diferentes subconjuntos de DSD no cálculo da taxa de chuva, a análise de subconjunto a partir de cada canal é realizada em todas as amostras de CR DSD, e seus erros médios normalizados (MNEs) são mostrados em Figura 6b que é definida da seguinte forma:



**Figura 7.** (a) Comparação das relações  $\ddot{y}\ddot{y}$ - $\ddot{y}\ddot{y}$  entre três diferentes subconjuntos de espectro deste estudo e de Cao et al. (2008). (b) Distribuições de probabilidade de  $\ddot{y}\ddot{y}$  do esquema de subconjunto do canal 14 e Gaussiano.

$$MNE \frac{1}{n} - \ddot{y}\ddot{y}_{41} \frac{\ddot{y}R_{medida} R_{calc}\ddot{y}}{R_{medida}} ; \quad (4)$$

onde  $R_{measure}$  é a taxa de chuva medida por APUs e  $R_{calc}$  é calculado usando o DSD ajustado com base no seguinte equação:

$$RR \frac{\text{milímetros}}{\text{hora}} = \frac{1}{4} 3.6106 \ddot{y} \frac{D_{max}}{D_{min}} N0E e^{\frac{\ddot{y}ED}{6}} D3 V D\delta PdD; \quad (5)$$

A equação (5) usa a suposição de velocidade terminal primitiva definida por Gunn e Kinzer (1949), que é também usado para a remoção de medições espúrias de APU DSD por padrão (Jaffrain & Berne, 2011; Tokay et al., 2001). Conforme mostrado na Figura 6b, a curva Gamma ajustada usando o subconjunto do canal 14 tem o mínimo MNE, que é consistente com a Figura 6a (linha sólida vermelha), onde a melhor representação geral do observado DSD também é encontrado no canal 14.

Conforme revelado em estudos anteriores (por exemplo, Brandes et al., 2004; Cao et al., 2008; Zhang et al., 2001), o Gamma parâmetros de dispersão ( $\ddot{y}\ddot{y}$ ) e inclinação ( $\ddot{y}\ddot{y}$ ) são altamente relacionados, o que pode servir como restrição para o dupla polarização ou recuperação DSD de dupla frequência. As relações entre os parâmetros Gamma usando três subconjuntos diferentes do espectro na Figura 6 são examinados, onde uma rotação no sentido horário interessante das curvas  $\ddot{y}\ddot{y}$ - $\ddot{y}\ddot{y}$  ajustadas é observada conforme demonstrado na Figura 7a. O canal 3 ilustra grandes semelhanças à curva  $\ddot{y}\ddot{y}$ - $\ddot{y}\ddot{y}$  clássica encontrada por Cao et al. (2008). No entanto, a tendência do subconjunto do canal 14 segue um linha horizontal, e o canal 19 demonstra uma tendência invertida em comparação com os do canal 3. Esta variação não é suportada apenas pelos três subconjuntos selecionados de espectro, transição suave na rotação ângulo também é observado usando o incremento contínuo em canais de subconjunto (não mostrado). Para convecção precipitação com grandes gotas de chuva, este estudo propõe uma abordagem alternativa para reduzir a incerteza associada a pequenas gotas de chuva subdefinindo os espectros no ajuste DSD Gamma, e a escolha de O esquema de subconjunto tem um tremendo impacto na relação  $\ddot{y}\ddot{y}$ - $\ddot{y}\ddot{y}$  resultante.

Embora a distribuição de tamanhos Gamma seja comumente usada na parametrização DSD, o parâmetro de dispersão constante  $\ddot{y}\ddot{y}$  é sempre assumido em operação para simplificação. Por exemplo,  $\ddot{y}\ddot{y} = 2$  em ambos Recuperação da taxa de chuva do radar de precipitação TRMM e GPM (Kozu et al., 2009), e o  $\ddot{y}\ddot{y}$  observado na superfície acredita-se que os valores de moda estejam em torno de 4-6 (Illingworth & Blackman, 2002; Kozu & Nakamura, 1991; Tokay & Short, 1996). Conforme mostrado na Figura 7b, por subconjunto do canal 14, a distribuição de probabilidade de  $\ddot{y}\ddot{y}$  segue a distribuição gaussiana com um valor médio de 0,17 e desvio padrão de 0,60, tornando o ajuste DSD usando a função Exponencial uma suposição razoável que é equivalente a definir  $\ddot{y}\ddot{y} = 0$  em Ajuste gama. Esta conclusão também é apoiada por Zhang et al. (2017), onde a precipitação convectiva ser mais exponencialmente distribuído do que SR devido a pequenos valores de  $\ddot{y}\ddot{y}$ . Semelhante à Figura 6b, a Figura 8b examina a sensibilidade do subconjunto do espectro DSD ao cálculo da taxa de chuva usando o ajuste exponencial, onde



### Comparison among Exponential Fits with Different Subsets of Spectrum

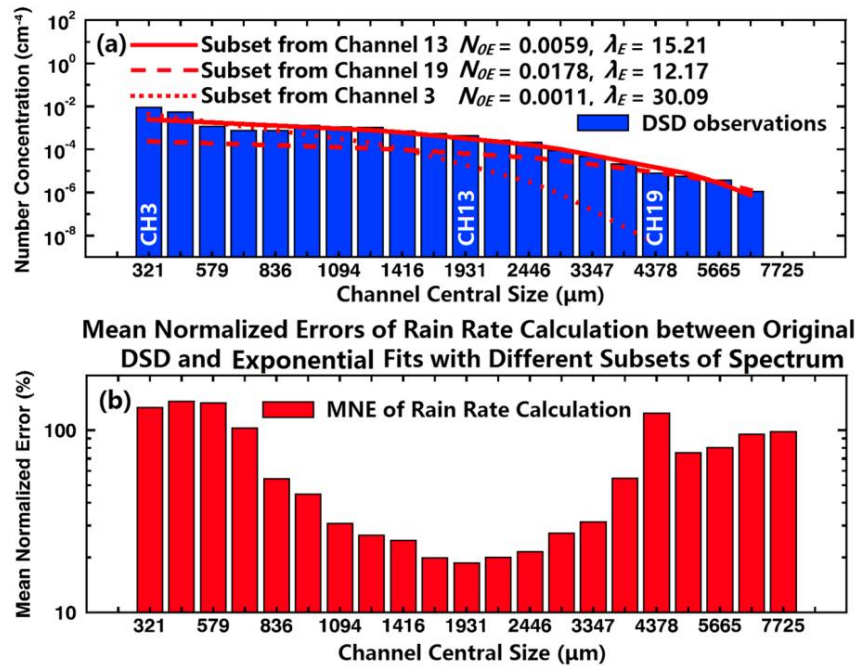


Figura 8. Semelhante à Figura 6, mas usando ajuste exponencial.

a MNE mais baixa também é encontrada nos canais médios (canal 13 neste estudo). Além disso, o subconjunto de o canal 13 pode representar melhor o DSD observado conforme mostrado na Figura 8a.

É necessário notar que usando diferentes critérios de métodos de avaliação de erro (por exemplo, erro quadrático médio, erro quadrado médio, erro absoluto médio e coeficiente de correlação), o esquema de subconjunto de canal ideal sempre cai no meio do espectro. A MNE é escolhida pelo maior contraste entre os canais, e o resultado pode variar usando diferentes abordagens de avaliação de erros.

### 3.2. Comparação Entre Diferentes Esquemas de Parametrização

Como temos confiança no esquema de subconjunto de espectros DSD usando ajuste exponencial, o próximo passo é determinar a melhor abordagem para estabelecer a relação empírica entre os parâmetros ajustados.

A Figura 9a demonstra dois métodos alternativos nos esquemas de ajuste de curva com base em todas as APU observadas Amostras de CR. Um é baseado na suposição constante (linha vermelha contínua, a média dos valores de  $\bar{y}_E$ ):

$$\bar{y}_E \approx 12.2 \text{ cm}^{-1}; \quad (6)$$

junto com os outros usando a regressão da lei de potência (linha tracejada vermelha):

$$N_{OE} \approx 3.3810 \bar{y}_E^{4.75}; \quad (7)$$

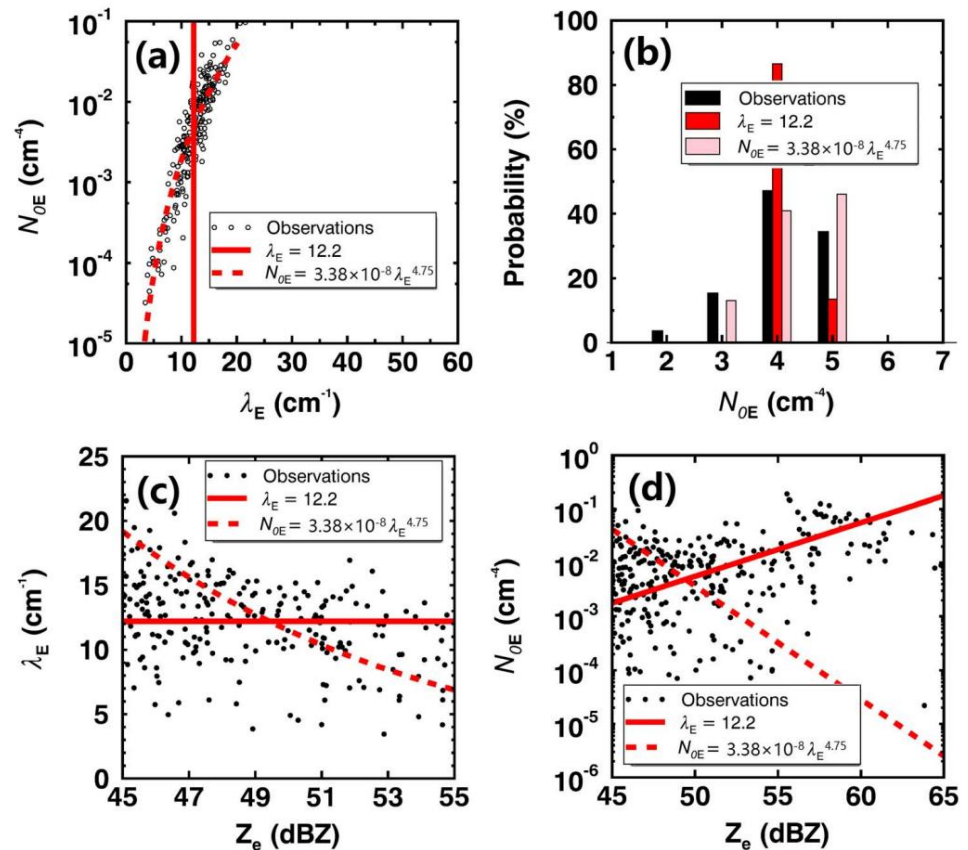
Substituindo essas suposições na equação do radar:

$$Z_e \text{ mm}^6 = m_3 \bar{y}_E^{10.12} \quad (8)$$

as relações diretas entre  $N_{OE}$  e  $Z_e$  podem ser estabelecidas como

$$N_{OE} \approx \frac{Z_e \text{ mm}^6 = m_3 \bar{y}_E^{10.12}}{\bar{y}_E^{10.12}}; \quad (9)$$

ou



**Figura 9.** Comparação entre (a) suposição de  $\gamma E$  constante e relação  $N_{0E}$ - $\gamma E$  ajustada, e suas aplicações em (b)  $N_{0E}$  distribuição, (c) relação  $Z_e$ - $\gamma E$ , bem como (d) relação  $Z_e$ - $N_{0E}$ .

$$N_{0E} \approx 3.3810 \times 10^{-8} \lambda_E^{4.75} \quad (10)$$

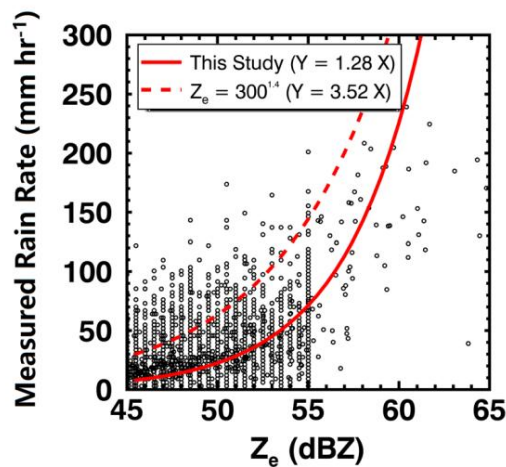
Embora a equação (7) supere a equação (6) na captura da variação  $N_{0E}$ - $\gamma E$  como mostrado na Figura 9a, ela também gera uma distribuição  $N_{0E}$  tendenciosa (Figura 9b), bem como uma variação incorreta de  $N_{0E}$  (Figura 9d) com a entrada do APU calculado  $Z_e$ . Na Figura 9b, observou-se que os valores de  $N_{0E}$  (barras pretas) têm a moda de 10, que é bem preservada pela suposição de  $\gamma E$  constante (equação (6)), mas o pico é desviado para o  $N_{0E}$  maior valor ao usar a relação  $N_{0E}$ - $\gamma E$  ajustada (equação (7)). Para a comparação das relações  $\gamma E$ - $Z_e$  mostradas na Figura 9c, nenhuma diferença significativa em  $\gamma E$  recuperado de  $Z_e$  é encontrada com base em diferentes abordagens. No entanto, a tendência crescente observada na relação  $N_{0E}$ - $Z_e$  é capturada pela suposição de  $\gamma E$  constante, enquanto torna-se uma tendência decrescente usando a relação  $N_{0E}$ - $\gamma E$  conforme ilustrado na Figura 9d. É necessário notar que da teoria original do salto  $N_0$ , após o aumento drástico em  $N_{0E}$  de SR para CR,  $N_{0E}$  tende a decair com aumentando a atividade convectiva, o que se reflete fortemente no ajuste da função Gamma. Por exemplo, o relação  $N_0 \gamma = 4 \times 10^8 \text{ R-4.3}$  foi estabelecida por Maki et al. (2001) para resolver esse problema.

### 3.3. Avaliação da Nova Estimativa de Precipitação de RC

Substituindo a equação (9) na definição da taxa de chuva (equação (5)), a nova taxa de chuva CR pode ser estimada da seguinte forma:

$$R = \frac{D_{\max}}{D_{\min}} \frac{Z_e}{\gamma} \approx \frac{12.27}{0.47} \frac{D_{\max}}{D_{\min}} \quad (11)$$

onde a velocidade terminal  $V(D)$  ainda segue a suposição primitiva de Gunn e Kinzer (1949).



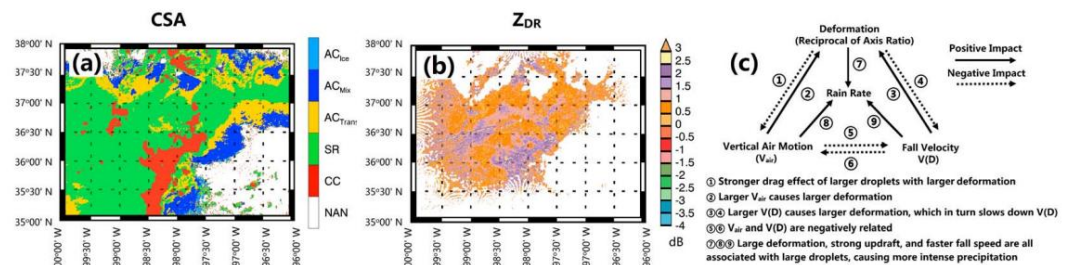
**Figura 10.** O gráfico de dispersão das taxas de chuva medidas (Mesonet e APUs) versus seu menor  $Z_e$  disponível colocado (NEXRAD observado e APU calculado) durante o MC3E, sobreposto pela relação ZR recém-desenvolvida (vermelha linha sólida) e a relação ZR tradicional (linha tracejada vermelha). NEXRAD = Radar de próxima geração; APU = Unidade Parsível Automática; MC3E = latitude média Experimento de nuvens convectivas continentais.

Para avaliar o desempenho do relacionamento ZR recentemente desenvolvido, em além das medições de 17 disdrômetros APU, um banco de dados independente conjunto de medições de taxa de chuva CR por 127 pluviômetros Mesonet e seus refletividade de radar colocada na altura mais baixa observada durante MC3E (2941 amostras válidas, classificadas pelo CSA) também são examinadas na Figura 10. A relação recém-desenvolvida fornece uma taxa de chuva mais razoável estimativa, em comparação com a relação tradicional da lei de potência CR ZR, o que indica que a constante  $\gamma$  poderia potencialmente ser uma suposição melhor em vez de uma constante  $NOE$  para estimativa da taxa de chuva CR.

Embora as taxas de chuva CR mais baixas sejam geradas usando o ZR recentemente desenvolvido relacionamento, muitas questões críticas são negligenciadas ou simplificadas este estudo. Por exemplo, a deformação de grandes gotas de chuva não é totalmente considerada. Conforme mostrado nas Figuras 11a e 11b, as regiões CC classificadas por CSA (cor vermelha) todos correspondem a alta refletividade diferencial ( $Z_{DR}$ , definida como a diferença entre os fatores de refletividade horizontal e vertical) valores superiores a 2 dB, indicando que as gotas de chuva observadas são altamente deformado com razões de eixo mais baixas (McFarquhar & Heymsfield, 1996). Em contraste, as vastas regiões SR apresentam  $Z_{DR}$  muito mais baixa, onde gotas de chuva esféricas suposição pode funcionar melhor. Além disso, o  $V(D)$  segue o primitivo hipótese desenvolvida por Gunn e Kinzer (1949) para ar estagnado, em que os impactos do movimento vertical do ar e da deformação das partículas são ignorados. Em

estudos recentes, aproximações mais sofisticadas da velocidade de queda das gotas de chuva são desenvolvidas no formas de polinômio (por exemplo, Brandes et al., 2008; Cao et al., 2008), lei de potência (por exemplo, Atlas & Ulbrich, 1977; Pei et al., 2014) e exponencial (por exemplo, Atlas et al., 1973). No entanto, não importa qual forma matemática o  $V(D)$  é, ou para qual ordem o polinômio é truncado, uma relação  $V(D)$  fixa não pode explicar totalmente as interações entre mecanismos complexos (por exemplo, coalescência, ruptura, turbulência e ventos) durante eventos de precipitação. Assim, a consideração sintética e a parametrização desses processos são necessárias para estimar com precisão a taxa de chuva CR. Entre as variáveis ambientais, o movimento vertical do ar desempenha um papel importante papel, pois tem impacto imediato na velocidade de queda das gotas de chuva. Tradicionalmente, a quantificação do movimento vertical do ar é difícil de alcançar porque pode variar drasticamente em pequenas escalas temporais e espaciais. especialmente na região CR. Em um estudo recente conduzido por North et al. (2017), o movimento vertical do ar é recuperado com sucesso para nuvens convectivas profundas com base no radar de varredura ARM, que pode lançar luz sobre a futura investigação da taxa de chuva CR.

A Figura 11c tenta resumir as relações entre as três variáveis simplificadas relevantes para o melhor estimativa da taxa de chuva CR. Primeiro, grandes gotas de chuva deformadas têm efeitos de arrasto no ar ambiente, que está na direção oposta à corrente ascendente do CR. Enquanto isso, correntes ascendentes mais fortes aumentam a deformação das gotas de chuva. Em segundo lugar, grandes gotas de chuva exibem velocidades de queda mais rápidas, o que está diretamente relacionado à deformação das gotas de chuva. No entanto, quando a deformação acontece, as gotas de chuva expõem mais área de contato à corrente ascendente, o que diminui a velocidade a velocidade da gota de chuva caindo. Por fim, a velocidade de queda e a corrente ascendente estão negativamente relacionadas, pois estão em direções opostas. No entanto, todos os três fatores indicam taxas de chuva mais altas, de modo que a estimativa robusta de CR



**Figura 11.** O exemplo de (a) classificação CSA com base na refletividade do radar 3-D e (b) a refletividade diferencial observada perto da superfície ( $Z_{DR}$ ) da observação de radar único amostrada em 20 de maio de 2011 09:05 UTC, e (c) as relações conceituais entre variáveis ambientais e recuperação da taxa de chuva. CSA = bigorna convectiva-estratiforme.

a taxa de chuva só pode ser baseada em uma compreensão profunda dessas relações com mais observações. Além desses três fatores, vários processos de transição de nuvem para precipitação (por exemplo, Kumjian & Prat, 2014; Fan et al., 2015, 2018; McFarquhar, 2004a, 2004b; Pruppacher & Klett, 1996), incluindo coalescência de colisão, separação, e evaporação, também desempenham papéis importantes na estimativa de precipitação CR, o que garante uma investigação conjunta mais aprofundada.

#### 4. Resumo e Conclusões

Neste estudo, um total de 20 horas de amostras de CR DSD medidas por 17 disdrômetros APU durante MC3E foram coletadas e processadas para investigar as propriedades de precipitação de CR. As medições de superfície in situ foram cuidadosamente processadas e examinadas, e um esquema alternativo de parametrização CR DSD foi desenvolvido, que foi posteriormente aplicado à estimativa da taxa de chuva CR. As principais conclusões podem ser resumidas da seguinte forma:

1. Comparado ao SR DSD, duas características distintas do CR DSD são observadas com base em uma grande quantidade de medições do disdrômetro DSD na região SGP. Eles são (a) distribuição de espectro mais amplo (tamanho máximo da gota de chuva pode ser de até 8 mm versus menos de 4 mm em SR) e (b) menor variação em  $\dot{y}E$  (15,8% para CR versus 29,5% para SR). A suposição de  $N0E$  constante é válida para a estimativa SR, mas pode ser problemática para a estimativa CR. A suposição de  $\dot{y}E$  constante é mais capaz de capturar a variação natural  $N0E$ - $\dot{y}E$  observada pelas APUs. Ao aplicar  $\dot{y}E = 12,2$  cm às definições do fator de refletividade  $Z$  de uma gota de chuva CR, a taxa de chuva  $Z$  é observada.
2. Uma vez que os espectros DSD ajustados são sensíveis às formas de ajuste, propomos uma abordagem alternativa para reduzir a incerteza associada a pequenas gotas de chuva, introduzindo momentos mais altos de representação DSD no ajuste DSD neste estudo. Para o CR DSD, os ajustes da função Gamma e Exponencial DSD demonstram uma grande sensibilidade aos esquemas de subconjunto de espectros. À medida que o canal inicial do DSD é deslocado em direção aos tamanhos maiores de gotas de chuva, observa-se uma interessante rotação no sentido horário nas curvas  $N0\dot{y}$ - $\dot{y}\dot{y}$ , onde a curva de ajuste de espectro completo padrão se assemelha à relação clássica  $N0\dot{y}$ - $\dot{y}\dot{y}$ . No entanto, com a taxa de chuva medida como restrição, a melhor representação de CR DSD é encontrada por subconjunto do meio dos espectros, onde  $\dot{y}\dot{y}$  está próximo de 0, tornando o ajuste DSD usando a função Exponencial uma suposição razoável.
3. Para avaliar o desempenho da relação  $ZR$  recém-desenvolvida, além das medições do disdrômetro de 17 APU, um conjunto de dados independente de medições de taxa de chuva CR por 127 pluviômetros Mesonet e sua refletividade de radar colocada na menor altura observada durante MC3E são também examinados. Comparado com a superestimação severa usando a relação tradicional da lei de potência CR  $ZR$  ( $Z = 300 R^{1.4}$ ), a taxa de chuva recém-estimada é mais razoável e próxima das medições diretas da taxa de chuva CR.

Embora muitos fatores críticos relacionados à estimativa da taxa de chuva CR sejam negligenciados ou supersimplificados, e a conclusão tenha sido meramente baseada em observações intensivas durante uma campanha de campo, este estudo tenta explorar uma abordagem alternativa de parametrização de CR DSD. Ao mudar para a suposição de  $\dot{y}E$  constante, o problema de superestimação no cálculo da taxa de chuva CR é bastante mitigado. Vale a pena notar que a nova relação  $ZR$  foi estabelecida para a campanha MC3E, e os ajustes dos espectros de subconjunto ótimos, bem como a escolha da constante  $\dot{y}E$  podem variar para diferentes regiões climáticas por diferentes observações.

Para a estimativa de precipitação CR, a taxa de chuva calculada também pode ser impactada pela escolha de diferentes relações  $V(D)$ .

#### Referências

- Adirosi, E., Volpi, E., Lombardo, F., & Baldini, L. (2016). Distribuição do tamanho da gota de chuva: Desempenho de ajuste de modelos teóricos comuns. *Advances in Water Resources*, 96, 290–305. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.07.010>
- Amitai, E. (2000). Variação sistemática das relações observadas de refletividade do radar – taxa de precipitação nos trópicos. *Revista de Meteorologia Aplicada*, 39(12), 2198–2208. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2198:SVOORR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2198:SVOORR>2.0.CO;2)
- Mote, T.L., Dixon, P.G., Trotter, S.L., Powell, E.J., Durkee, J.D., & Grundstein, A.J. (2003). Distribuição de chuvas complexas convectivas de mesoescala nos Estados Unidos. *Revisão Mensal do Tempo*, 131(12), 3003–3017. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<3003:DOMCCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<3003:DOMCCR>2.0.CO;2)
- Atlas, D., Srivastava, R.C., & Sekhon, R. (1973). Características do radar Doppler da precipitação na incidência vertical. *Comentários de Geofísica e Física Espacial*, 11(1), 1–35. <https://doi.org/10.1029/RG011i001p00001>
- Atlas, D., & Ulbrich, C.W. (1977). Medição de chuva integrada por caminho e área por atenuação de micro-ondas na faixa de 1–3 cm. *Diário de Meteorologia Aplicada*, 16(12), 1322–1331. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<1322:PAAIRM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1322:PAAIRM>2.0.CO;2)

**Agradecimentos** Os dados foram obtidos do Programa de Medição de Radiação Atmosférica (ARM) patrocinado pelos EUA Departamento de Energia (DOE) Escritório de Pesquisa Energética, Escritório de Saúde e Pesquisa Ambiental e Divisão de Ciências Ambientais. Este estudo foi apoiado principalmente pelo projeto DOE CMDV na Universidade do Arizona com o prêmio DE-SC0017015 e o projeto NOAA R2O no projeto da Universidade de Dakota do Norte sob a concessão NA15NWS4680004. As medições in situ do disdrômetro durante o MC3E estão disponíveis no arquivo de dados ARM do Departamento de Energia dos EUA (<http://www.archive.arm.gov/armlogin/login.jsp>). Gostaríamos de agradecer a Timothy Logan por revisar o manuscrito.

- Medição de Radiação Atmosférica (ARM) Climate Research Facility (1994). atualizado de hora em hora. Oklahoma Mesonet (150KM). 22-04-2011 a 02-06-2011, Grandes Planícies do Sul (SGP). Compilado por L. Gregory. Arquivo de Dados do Centro de Pesquisa Climática de Medição de Radiação Atmosférica (ARM): Oak Ridge, Tennessee, EUA. Conjunto de dados acessado em 10/09/2017.
- Beard, KV (1976). A velocidade terminal e a forma da nuvem e da precipitação caem no ar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(5), 851–864. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<0851:TVASOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<0851:TVASOC>2.0.CO;2)
- Brandes, EA, Ikeda, K., Thompson, G., & Schönhuber, M. (2008). Relação velocidade terminal agregada/temperatura. *Jornal de Aplicada Meteorologia e Climatologia*, 47(10), 2729–2736. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1869.1> Brandes, EA,
- Zhang, G., & Vivekanandan, J. (2004). Recuperação de distribuição de tamanho de gota com radar polarimétrico: modelo e aplicação. *Diário de Meteorologia Aplicada*, 43(3), 461–475. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0461:DSDRWP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0461:DSDRWP>2.0.CO;2)
- Brawn, D., & Upton, G. (2008). Sobre a medição de distribuições de tamanho de gota gama atmosférica. *Atmospheric Science Letters*, 9(4), 245–247. <https://doi.org/10.1002/asl.198>
- Bringi, VN, Chandrasekar, V., Hubbert, J., Gorgucci, E., Rande, WL, & Schoenhuber, M. (2003). Distribuição do tamanho das gotas de chuva em diferentes regimes climáticos a partir de disdrômetro e análise de radar de dupla polarização. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(2), 354–365. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2)
- Bringi, VN, Huang, G., Chandrasekar, V., & Gorgucci, E. (2002). Uma metodologia para estimar os parâmetros do tamanho de uma gota de chuva gama modelo de distribuição de dados de radar polarimétrico: Aplicação a um evento de squall-line da campanha TRMM/Brasil. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(5), 633–645. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0633:AMFETP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0633:AMFETP>2.0.CO;2)
- Cao, Q., & Zhang, G. (2009). Erros na estimativa de parâmetros de distribuição de tamanho de gotas de chuva empregando disdrômetro e gota de chuva simulada espectros. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(2), 406–425. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC2026.1>
- Cao, Q., Zhang, G., Brandes, E., Schuur, T., Ryzhkov, A., & Ikeda, K. (2008). Análise de vídeo disdrômetro e dados de radar polarimétrico para caracterizam a microfísica da chuva em Oklahoma. *Jornal de Meteorologia Aplicada e Climatologia*, 47(8), 2238–2255. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1732.1>
- Caracciolo, C., Prodi, F., Battaglia, A., & Porcu, F. (2006). Análise dos momentos e parâmetros de um DSD gama para inferir precipitação propriedades. *Pesquisa Atmosférica*, 80, 165–186.
- Chen, B., Hu, Z., Liu, L., & Zhang, G. (2017). Medidas da distribuição do tamanho das gotas de chuva a 4.500 m no planalto tibetano durante o TIPEX-III. *Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas*, 122, 11.092–11.106. <https://doi.org/10.1002/2017JD027233>
- Chen, S., Gourley, JJ, Hong, Y., Kirstetter, PE, Zhang, J., Howard, K., et al. (2013). Avaliação e Estimativa de Incerteza do Produto de Estimativa de Precipitação Quantitativa do Mosaico Nacional de Próxima Geração NOAA/NSSL (Q2) sobre os Estados Unidos Continentais. *Jornal de Hidrometeorologia*, 14, 1308–1322. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0150.1>
- Chiang, YM, Chang, FC, Jou, JDB & Lin, PF (2007). RNA dinâmica para estimativa e previsão de precipitação a partir de observações de radar. *Journal of Hydrology*, 334(1–2), 250–261. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.021> Colli, M., Lanza,
- L., & Chan, P. (2013). Balde basculante e contador óptico de gotas RI medições co-localizadas e uma correção simulada algoritmo. *Pesquisa Atmosférica*, 119, 3–12. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.07.018> Diederich, M.,
- Ryzhkov, A., Simmer, C., Zhang, P., & Trömel, S. (2015). Uso de atenuação específica para medição de chuva em comprimentos de onda de radar de banda X. Parte II: Estimativas de precipitação e comparação com pluviômetros. *Journal of Hydrometeorology*, 16(2), 503–516. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0067.1>
- Doviak, R., & Zrnic, D. (1984). *Radar Doppler e observações meteorológicas* (p. 458). Cambridge, MA: Academic Press.
- Duchon, C., & Biddle, J. (2010). Subcaptura de medidores de caçambas basculantes em eventos de alta taxa de chuva. *Avanços em Geociências*, 25, 11–15. <https://doi.org/10.5194/adgeo-25-11-2010> Duchon, C., Fiebrich, C., & Grimsley, D. (2014). Usando fotografia de alta velocidade para estudar Undercatch em pluviômetros de baldes basculantes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1330–1336. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00169.1>
- Fan, J., Liu, YC, Xu, KM, North, K., Collis, S., Dong, X., et al. (2015). Melhorando a representação do transporte convectivo para reconhecimento de escala parametrização: 1. Propriedades de convecção e nuvem simuladas com bin espectral e microfísica em massa. *Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas*, 120, 3485–3509. <https://doi.org/10.1002/2014JD022142>
- Fan, J., Rosenfeld, D., Zhang, Y., Giangrande, SE, Li, Z., Machado, LAT, et al. (2018). A convecção e a precipitação substanciais aumentam por partículas de aerossol ultrafinas. *Ciência*, 359 (6374), 411–418. <https://doi.org/10.1126/science.aan8461>
- Feng, Z., Dong, X., Xi, B., McFarlane, S., Kennedy, A., Lin, B., & Minnis, P. (2012). Ciclo de vida de sistemas convectivos profundos de latitude média em um Estrutura Lagrangiana. *Journal of Geophysical Research*, 117, D23201. <https://doi.org/10.1029/2012JD018362>
- Feng, Z., Dong, X., Xi, B., Schumacher, C., Minnis, P., & Khaiyer, M. (2011). Orçamento de radiação TOA de núcleo convectivo/chuva estratiforme e bigornas de sistemas convectivos profundos. *Journal of Geophysical Research*, 116, D23202. <https://doi.org/10.1029/2011JD16451>
- Ferretti, R., Pichelli, E., Gentile, S., Maiello, I., Cimini, D., Davolio, S., et al. (2014). Visão geral do primeiro período de observação especial HyMeX na Itália: Observações e resultados do modelo. *Hidrologia e Ciências do Sistema Terrestre*, 18(5), 1953–1977. <https://doi.org/10.5194/hess-18-1953-2014>.
- Fritsch, JM, Kane, RJ, & Chelius, CR (1986). A contribuição dos sistemas climáticos convectivos de mesoescala para a precipitação da estação quente nos Estados Unidos. *Jornal de Meteorologia Aplicada e Climatologia*, 25(10), 1333–1345. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025<1333:TCOMCW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<1333:TCOMCW>2.0.CO;2) Fulton, RA, Breidenbach, JP, Seo, D., Miller, DA, & O'Bannon, T. (1998). O algoritmo de chuva WSR-88D. *Previsão do tempo*, 13(2), 377–395. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<0377:TWRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO;2)
- Futyan, J., & Del Genio, A. (2007). Evolução do sistema convectivo profundo sobre a África e o Atlântico tropical. *Jornal do Clima*, 20(20), 5041–5060. <https://doi.org/10.1175/JCLI4297.1>
- Giangrande, SE, Collis, S., Theisen, AK, & Tokay, A. (2014). Estimativa de precipitação da rede de radar distribuído ARM durante a campanha MC3E. *Jornal de Meteorologia Aplicada e Climatologia*, 53(9), 2130–2147. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0321.1>
- Gorgucci, G., Chandrasekar, V., Bringi, VN, & Scarchilli, G. (2002). Estimativa de parâmetros de distribuição de tamanho de gotas de chuva a partir de medições de radar polarimétrico. *Jornal das Ciências Atmosféricas*, 59(15), 2373–2384. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<2373: EORSDP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<2373: EORSDP>2.0.CO;2)
- Gunn, R., & Kinzer, GD (1949). A velocidade terminal de queda para gotículas de água no ar estagnado. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 6(4), 243–248. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1949\)006<0243:TTVOFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0243:TTVOFF>2.0.CO;2)
- Haberlandt, U. (2007). Interpolação geoestatística de precipitação horária de pluviômetros e radar para um evento de chuva extrema de grande escala. *Journal of Hydrology*, 332(14), 4–157.
- Hossain, F., Anagnostou, EN, Dinku, T., & Borga, M. (2004). Sensibilidade do modelo hidrológico à estimativa de precipitação por parâmetro e radar incerteza. *Processos Hidrológicos*, 18(17), 3277–3291. <https://doi.org/10.1002/hyp.5659>



- Houze, RA Jr., Rasmussen, KL, Zuluaga, MD, & Brodzik, SR (2015). A natureza variável da convecção nos trópicos e subtropicais: um legado de 16 anos do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission. *Comentários de Geofísica*, 53, 994-1021. <https://doi.org/10.1002/2015RG000488>
- Illingworth, AJ, & Blackman, TM (2002). A necessidade de representar espectros de tamanho de gotas de chuva como distribuições gama normalizadas para a interpretação de observações de radar de polarização. *Journal of Applied Meteorology*, 41(3), 286-297. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<0286:TNTRRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0286:TNTRRS>2.0.CO;2) Jaffrain, J., & Berne, A. (2011). Quantificação experimental da incerteza de amostragem associada a medições de disdrometros PARSIVEL. *Journal of Hydrometeorology*, 12(3), 352-370. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1244.1> Jaffrain, J., & Berne, A. (2012). Influência da variabilidade da subgrade da distribuição do tamanho das gotas de chuva em estimadores de chuva por radar. *Diário de Meteorologia Aplicada e Climatologia*, 51(4), 780-785. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0185.1>
- Jensen, MP, Petersen, WA, Bansemmer, A., Bharadwaj, N., Carey, LD, Cecil, DJ, et al. (2015). O experimento de nuvens convectivas continentais de latitude média (MC3E). *Boletim da Sociedade Meteorológica Americana*, 97(9), 1667-1686. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00228.1>
- Joss, J., & Waldvogel, A. (1967). Ein Spektrograph für Niederschlag stropfen mit automatischer auswertung (Um espectralógrafo para medição de chuva). *Geofísica Pura e Aplicada*, 68(1), 240-246. <https://doi.org/10.1007/BF00874898>
- Joss, J., & Waldvogel, A. (1969). Distribuição de tamanho de gotas de chuva e erros de tamanho de amostragem. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(3), 566-569. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1969\)026<0566:RSDASS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<0566:RSDASS>2.0.CO;2)
- Joss, J., & Waldvogel, A. (1990). Medição de precipitação e hidrologia. Em D. Atlas (Ed.), *Radar em meteorologia* (pp. 577-606). Boston: Sociedade Americana de Meteoros. [https://doi.org/10.1007/978-1-935704-15-7\\_39](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-15-7_39)
- Kalinga, OA, & Gan, TY (2006). Modelagem semi-distribuída da hidrologia da bacia com radar e precipitação calibrada. *Processos Hidrológicos*, 20(17), 3725-3746. <https://doi.org/10.1002/hyp.6385>
- Kathiravelu, G., Lucke, T., & Nichols, P. (2016). Técnicas de medição de gotas de chuva: Uma revisão. *Água*, 8(1), 29. <https://doi.org/10.3390/w8010029>
- Kinnel, PIA (1976). Algumas observações do disdrometro de chuva Joss-Waldvogel. *Journal of Applied Meteorology*, 15(5), 499-502. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1976\)015<0499:SOOTJW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1976)015<0499:SOOTJW>2.0.CO;2) Klazura, GE, Thomale, JM, Kelly, DS, & Jendrowski, P. (1999). Uma comparação das estimativas do radar NEXRAD WSR-88D de acumulação de chuva com medições de medidor para eventos de precipitação de gradiente horizontal de alta e baixa refletividade. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(11), 1842-1850. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<1842:ACONWR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<1842:ACONWR>2.0.CO;2) Kozu, T., Iguchi, T., Shimomai, T., & Kashiwagi, N. (2009). Modelagem da distribuição do tamanho das gotas de chuva a partir de uma relação estatística de parâmetros de chuva e sua aplicação ao algoritmo de recuperação de chuva por radar de precipitação TRMM. *Jornal de Meteorologia Aplicada e Climatologia*, 48(4), 716-724. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1998.1> Kozu, T., & Nakamura, K. (1991). Estimativa de parâmetros de chuva a partir de medições de radar duplo combinando perfil de refletividade e atenuação integrada ao caminho. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 8(2), 259-270. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1991\)008<0259:RPEFDR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1991)008<0259:RPEFDR>2.0.CO;2)
- Kuligowski, RJ (2010). GOES-R Advanced baseline imager (ABI) algoritmo de base teórica para taxa de chuva (QPE). NOAA/NESDIS/STAR Rep., 44 pp. ([https://www.goes-r.gov/products/ATBDs/baseline/Hydro\\_RRQPE\\_v2.0\\_no\\_color.pdf](https://www.goes-r.gov/products/ATBDs/baseline/Hydro_RRQPE_v2.0_no_color.pdf)).
- Kumjian, MR, & Prat, OP (2014). O impacto dos processos colisional das gotas de chuva nas variáveis polarimétricas do radar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(8), 3052-3067. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0357.1> Maki, M., Keenan, TD, Sasaki, Y., & Nakamura, K. (2001). Características da distribuição do tamanho das gotas de chuva em linhas de instabilidade continentais tropicais observadas em Darwin, Austrália. *Journal of Applied Meteorology*, 40(8), 1393-1412. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1393:COTRSD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1393:COTRSD>2.0.CO;2)
- Marshall, JS, & Palmer, WM (1948). A distribuição de gotas de chuva com tamanho. *Journal of Meteorology*, 5(4), 165-166. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)
- McFarquhar, GM (2004a). Uma nova representação da separação de gotas de chuva induzida por colisão e suas implicações para as formas das distribuições de tamanho das gotas de chuva. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(7), 777-794. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0777:ANROCB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0777:ANROCB>2.0.CO;2)
- McFarquhar, GM (2004b). O efeito do agrupamento de gotas de chuva na quebra de gotas de chuva induzida por colisão. *Jornal Trimestral da Realidade Sociedade Meteorológica*, 130(601), 2169-2190. <https://doi.org/10.1256/qj.03.98>
- McFarquhar, GM, & Heymsfield, AJ (1996). Características microfísicas de três bigornas amostradas durante o experimento do Pacífico equatorial central. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(17), 2401-2423. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<2401:MCOTAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<2401:MCOTAS>2.0.CO;2)
- McFarquhar, GM, & List, R. (1993). O efeito da curva se ajusta para a calibração do disdrometro nos espectros de gotas de chuva, taxa de chuva e refletividade do radar. *Journal of Applied Meteorology*, 32(4), 774-782. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<0774:TEOCFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0774:TEOCFF>2.0.CO;2) McFarquhar, GM, Zhang, G., Poellot, MR, Kok, GL, McCoy, R., Tooman, T., et al. (2007). Propriedades do gelo de estratocumulus de camada única durante o experimento de nuvem ártica de fase mista: 1. Observações. *Journal of Geophysical Research*, 112, D24201. <https://doi.org/10.1029/2007JD008633>
- Molini, A., Lanza, LG, & La Barbera, P. (2005). O impacto dos erros de medição do pluviômetro do balde basculante na precipitação de projeto para aplicações em escala urbana. *Processos Hidrológicos*, 19(5), 1073-1088. <https://doi.org/10.1002/hyp.5646> North, KW, Oue, M., Kollias, P., Giangrande, SE, Collis, S., & Potvin, CK (2017). Recuperações de movimento vertical do ar em nuvens convectivas profundas usando a rede de radar de varredura ARM em Oklahoma durante o MC3E. *Técnicas de Medição Atmosférica*, 10, 1-33. <https://doi.org/10.5194/amt-2016-269>
- Nzeukou, A., Sauvageot, H., Ochoa, AD, & Kebe, CM (2004). Distribuição do tamanho das gotas de chuva e parâmetros de radar em Cabo Verde. *Diário de Meteorologia Aplicada*, 43(1), 90-105. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0090:RSDARP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0090:RSDARP>2.0.CO;2)
- Parsons, DA (1941). Calibração de uma caçamba basculante da agência meteorológica Raingage. *Revisão Mensal do Tempo*, 69(7), 205-205. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1941\)069<0205:COAWBT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1941)069<0205:COAWBT>2.0.CO;2)
- Pei, B., Testik, FY, & Gebremichael, M. (2014). Impactos da velocidade de queda da gota de chuva e erros de razão do eixo na estimativa de chuva de radar de dupla polarização informação. *Jornal de Hidrometeorologia*, 15(5), 1849-1861. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0201.1>
- Press, WH, Teukolsky, SA, Vetterling, WT, & Flannery, BP (1992). Receitas numéricas em FORTRAN. Em *A Arte da Computação Científica*, (2ª ed. pp. 678-683). Nova York: Cambridge Univ. Imprensa.
- Pruppacher, HR, & Klett, JD (1996). *Microfísica de nuvens e precipitação*, (2ª ed. p. 798). Dordrecht, Holanda: Kluwer Acad.
- Rosenfeld, D., Wolff, DB, & Atlas, D. (1993). Relações gerais de probabilidade combinada entre a refletividade do radar e a taxa de chuva. *Jornal de Aplicado Meteorologia*, 32(1), 50-72. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<0050:GPMRBR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0050:GPMRBR>2.0.CO;2)

- Ryzhkov, A., Diederich, M., Zhang, P., & Simmer, C. (2014). Utilização potencial de atenuação específica para estimativa de chuva, mitigação de bloqueio parcial de feixe e rede de radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(3), 599–619. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00038.1>
- Sauvageot, H. (1994). Medição de chuva por radar: Uma revisão. *Pesquisa Atmosférica*, 35(1), 27–54. [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(94\)90071-X](https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)90071-X)
- Schumacher, C., & Houze, RA (2003). Chuva estratiforme nos trópicos vista pelo radar de precipitação TRMM. *Journal of Climate*, 16(11), 1739–1756. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1739:SRITTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1739:SRITTA>2.0.CO;2)
- Seto, S., & Iguchi, T. (2015). Intercomparação de métodos de correção de atenuação para o radar de precipitação de dupla frequência GPM. *Diário de Tecnologia Atmosférica e Oceânica*, 32(5), 915–926. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00065.1>
- Stenz, R., Dong, X., Xi, B., Feng, Z., & Kuligowski, RJ (2016). Melhorar a estimativa quantitativa de precipitação por satélite usando GOES-recuperado profundidade óptica da nuvem. *Journal of Hydrometeorology*, 17(2), 557–570. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0057.1>
- Stenz, R., Dong, X., Xi, B., & Kuligowski, RJ (2014). Avaliação das estimativas de precipitação SCAmPR e NEXRAD Q2 usando observações do Oklahoma Mesonet. *Journal of Hydrometeorology*, 15(6), 2484–2500. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0199.1>
- Testud, J., Oury, S., Black, RA, Amayenc, P., & Dou, X. (2001). O conceito de distribuição "normalizada" para descrever espectros de gotas de chuva: uma ferramenta para física de nuvens e sensoriamento remoto de nuvens. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6), 1118–1140. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1118:TCOND>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2)
- Thurai, M., Gatlin, P., & Bringi, V. (2016). Separando os tipos de chuva estratiforme e convectiva com base nas características de distribuição do tamanho das gotas usando dados de disdrômetro de vídeo 2D. *Pesquisa Atmosférica*, 169, 416–423. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.04.011>
- Tian, J., Dong, X., Xi, B., Wang, J., Homeyer, CR, McFarquhar, GM, & Fan, J. (2016). Recuperações de propriedades microfísicas de nuvens de gelo de sistemas convectivos profundos usando medições de radar. *Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas*, 121, 10.820–10.839. <https://doi.org/10.1002/2015JD024686>
- Tokay, A., Kruger, A., & Krajewski, WF (2001). Comparação de medidas de distribuição de tamanho de gota por disdrômetros ópticos e de impacto. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11), 2083–2097. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2083:CODSDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2083:CODSDM>2.0.CO;2)
- Tokay, A., Petersen, WA, Gatlin, P., & Wingo, M. (2013). Comparação de medidas de distribuição de tamanho de gotas de chuva por disdrômetros colocados. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(8), 1672–1690. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00163.1>
- Tokay, A., & Short, DA (1996). Evidências de espectros de gotas de chuva tropicais da origem da chuva de nuvens estratiformes versus nuvens convectivas. *Diário of Applied Meteorology*, 35(3), 355–371. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2)
- Trafalis, T., White, A., Santosa, B., & Richman, M. (2002). Técnicas de mineração de dados para estimativa de chuva WSR-88D aprimorada. *Computadores e Engenharia Industrial*, 43(4), 775–786. [https://doi.org/10.1016/S0360-8352\(02\)00139-0](https://doi.org/10.1016/S0360-8352(02)00139-0)
- Ulbrich, CW (1983). Variações naturais na forma analítica da distribuição do tamanho das gotas de chuva. *Jornal de Meteorologia Aplicada*, 22(10), 1764–1775. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2)
- Ulbrich, CW, & Atlas, D. (1998). Microfísica de chuva e propriedades de radar: Métodos de análise para espectros de tamanho de gotas. *Journal of Applied Meteorology*, 37(9), 912–923. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0912:RMARPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0912:RMARPA>2.0.CO;2)
- Vivekanandan, J., Zhang, G., & Brandes, E. (2004). Estimadores de radar polarimétricos baseados em um modelo de distribuição de tamanho de gota gama restrita. *Journal of Applied Meteorology*, 43(2), 217–230. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0217:PREBOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0217:PREBOA>2.0.CO;2)
- Waldvogel, A. (1974). O salto N0 dos espectros de gotas de chuva. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(4), 1067–1078. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<1067:TJORS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<1067:TJORS>2.0.CO;2)
- Wang, J., Dong, X., & Xi, B. (2015). Investigação das propriedades microfísicas da nuvem de gelo de DCSs usando medições in situ de aeronaves durante o MC3E sobre o site ARM SGP. *Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas*, 120, 3533–3552. <https://doi.org/10.1002/2014JD022795>
- Wang, J., Dong, X., Xi, B., & Heymsfield, AJ (2016). Investigação das propriedades microfísicas de nuvens líquidas de sistemas convectivos profundos: 1. Parametrização da distribuição do tamanho das gotas de chuva e sua aplicação na estimativa de chuva estratiforme. *Jornal de Pesquisa Geofísica: Atmosferas*, 121, 10.739–10.760. <https://doi.org/10.1002/2016JD024941>
- Xiao, R., & Chandrasekar, V. (1997). Desenvolvimento de um algoritmo baseado em rede neural para estimativa de chuva a partir de medições de radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 160–171.
- Xin, L., Reuter, G., & Larochelle, B. (1997). Relações de taxa de refletividade-chuva para chuvas convectivas em Edmonton: Nota de pesquisa. *Atmosfera-Oceano*, 35(4), 513–521. <https://doi.org/10.1080/07055900.1997.9649602>
- Zhang, G., & Vivekanandan, J., & Brandes, E. (2001). Um método para estimar a taxa de chuva e distribuição de tamanho de gota a partir de medições de radar polarimétrico. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(4), 830–841. <https://doi.org/10.1109/36.917906>
- Zhang, G., Vivekanandan, J., & Brandes, E. (2003). A relação forma-inclinação em distribuições de tamanho de gotas de chuva gama: erro estatístico ou informação útil? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(8), 1106–1119. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<1106:TSRIOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<1106:TSRIOG>2.0.CO;2)
- Zhang, H., Zhang, Y., He, H., Xie, Y., & Zeng, Q. (2017). Comparação das distribuições do tamanho das gotas de chuva em uma linha de instabilidade continental de latitude média durante diferentes estágios medidos por Parsivel sobre o leste da China. *Jornal de Meteorologia Aplicada e Climatologia*, 56(7), 2097–2111. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0336.1>
- Zhang, J., Howard, K., Langston, C., Kaney, B., Qi, Y., Tang, L., et al. (2016). Estimativa quantitativa de precipitação Multi-Radar Multi-Sensor (MRMS): Capacidades operacionais iniciais. *Boletim da Sociedade Meteorológica Americana*, 97(4), 621–638. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00174.1>
- Zhang, J., Howard, K., Langston, C., Vasiloff, S., Kaney, B., Arthur, A., et al. (2011). Mosaico nacional e sistema QPE multissensor (NMQ): Descrição, resultados e planos futuros. *Boletim da Sociedade Meteorológica Americana*, 92(10), 1321–1338. <https://doi.org/10.1175/2011BAMS-D-11-00047.1>