

총 설

따뜻한 구름에서의 강수민감도에 대한 고찰

정은 실*

경북대학교 건설방재공학부, 37224 경상북도 상주시 경상대로 2559

A Review of Precipitation Susceptibility in Warm Boundary Layer Clouds

Eunsil Jung*

School of Disaster Prevention and Environmental Engineering, Kyungpook National University,
Sangju 37224, Korea

Abstract: Cloud-aerosol interactions are considered to be one of the most important forcing mechanisms in the climate system. However, there is considerable disagreement on the magnitude and even on the sign of how aerosol perturbations affect cloud fraction and lifetime. Furthermore, aerosol effects on clouds and precipitation are not readily separable from the effects of meteorology. This review paper summarizes the study of precipitation susceptibility S_o , which qualifies how aerosol perturbations alter the magnitude of the precipitation rate (R) while minimizing the effects of macrophysical factors such as cloud depth (H) and liquid water path (LWP). The analysis shows that the precipitation susceptibility S_o for the warm marine boundary layer clouds is insensitive to aerosol perturbations at low LWP (equivalently low H). However, R decreases as aerosols increase at intermediate LWP . This is because aerosols act as cloud seed and produce numerous small-sized particles, which impede the collision and coalescence process that leads to precipitation. At high LWP , S_o decreases with increasing LWP as there are enough water contents in the clouds. The LWP or H dependent S_o behavior differs depending on the predominant cloud physics processes in the clouds.

Keywords: precipitation susceptibility, cloud-aerosol interaction, warm cloud, cloud thickness, liquid water path

요약: 구름과 에어로졸의 상호 작용은 기후 시스템에서 중요한 강제력 메커니즘 중 하나로 알려져 있지만, 에어로졸 변화가 구름의 양과 수명에 미치는 영향에 대해서는 서로 일치하지 않는 연구결과를 보이고 있다. 더구나 구름과 강수에 대한 에어로졸 효과는 기상요인으로부터 발생하는 효과와 쉽게 분리되지 않는다. 이 논문에서는 구름두께(H), 액체수함량(Liquid water path, LWP)과 같은 구름 거시물리 인자들이 강수에 미치는 영향을 최소화한 상태에서, 에어로졸 농도 변화가 강수 변화에 미치는 영향을 기술하는, 강수민감도(S_o)에 대한 연구를 살펴보았다. 구름 두께가 얇거나 구름이 포함하고 있는 액체수함량이 작을 경우 에어로졸 농도가 증가하여도 강수율에는 변화가 없었다. 그러나 구름 두께나 액체수함량이 중간 정도인 경우에는 에어로졸 농도가 증가할수록 강수량이 감소한다. 이것은 대기 중에 존재하는 에어로졸이 구름씨앗으로 작용하여 수많은 작은 크기의 구름입자를 생성하여, 강수로 이어지는 충돌·병합과정을 억제하기 때문이다. 구름두께나 액체수함량이 큰 경우에는 대기 중에 이미 충분한 수분이 존재하여, LWP 또는 H 가 증가할수록 강수민감도는 감소한다. 이러한 LWP 또는 H 영역에 따른 강수민감도 변화특성은 구름 속에서 작용하는 미세한 구름물리 과정에 따라 다르게 나타난다.

주요어: 강수민감도, 에어로졸-구름 상호작용, 따뜻한 구름, 구름두께, 액체수함량

*Corresponding author: eunsil.jung@knu.ac.kr
Tel: +82-54-530-1445

서 론

This is an Open-Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

대기 중의 에어로졸은 구름과 상호작용하여 구름의 특성을 변화시키고(Jung et al., 2016a), 더 나아가 강수량 및 기후변화에 영향을 미친다. 일반적으로 에어로졸 수농도가 증가하면 작은 크기의 수많은 구름

입자가 생성되고(Twomey, 1959) 충돌·병합과정을 억제시켜 구름이 강수로 발달하지 못하고 구름 상태로 오래 머문다고 알려져 있다(Albrecht, 1981). 반면에 에어로졸 수농도가 증가하면 이에 따라 작은 크기의 수많은 구름 입자가 생성되어 강수 발생 시간을 지연시키지만, 강수가 발생할 경우 오히려 강수량을 증가시킨다는 연구결과도 있다(Rosenfeld et al., 2008; Lee et al., 2018).

복사에너지 관점에서 구름-에어로졸 상호작용을 살펴보면, 에어로졸 수농도가 증가하면 작은 크기의 수많은 구름 입자가 생성되어, 구름이 없었다면 지구표면에 도달했을 태양광이 지표면에 도달하지 못하고 구름에 의해 반사되어 대기 밖으로 방출됨으로써, 지구 입장에서 에너지가 잃게 되는 결과를 낳는다(Twomey, 1959). 반면에 바이오매스(biomass)나 검댕(soot)같은 흡습성 에어로졸은, 입사하는 태양복사 에너지를 흡수하여 지구시스템의 온도를 높인다는 연구결과도 있다(Johnson et al., 2004). 이와 같이 구름-에어로졸 상호 작용은 기후 시스템에서 중요한 강제력 메커니즘 중의 하나이지만, 에어로졸 변화가 구름, 강수, 그리고 기후에 미치는 영향은 연구결과에 따라 일치하지 않는다(Stevens and Feingold, 2009). 또한 구름과 강수에 미치는 에어로졸의 효과는 기상요인으로 발생하는 효과와 쉽게 분리되지 않는다. 즉, 어떤 지역에서의 강수량 변화가 순수한 에어로졸 농도 변화에 기인한 변화인지, 혹은 저기압, 전선 등이 그 지역을 통과하면서 만드는 기상 요인의 변화 때문인지를 구분하는 것은 쉽지 않다. 대표적인 기상요인의 예로는 공기의 연직 속도이며, 이것은 구름 두께, 액체수함량을 변화시켜 구름 및 강수과정 전반에 영향을 미친다. 따라서 에어로졸-구름-강수 상호작용을 연구하기 위해서는 에어로졸 이외의 요소가 강수에 미치는 영향은 제외되어야 한다.

이 논문에서는 구름 두께, 액체수함량과 같은 구름의 거시물리 인자를 고정함으로써 에어로졸 농도 변화가 강수 변화에 미치는 영향만을 보여주는 강수민감도 연구결과를 살펴보았다. Feingold and Siebert (2009)에 의해 강수민감도가 처음으로 제안된 시점부터 2018년 현재까지, 관측 및 수치모델 실험 결과로부터 얻은 강수민감도의 특징, 강수민감도 계산 방법, 그리고 고려할 점 등에 대한 내용을 다룬다. 본 논문에서는 강수민감도에 대한 내용을 다룬 연구결과를 가능한 한 모두 포함하였으며, 특히, 새로운 결과 또

는 해석을 제시한 연구 뿐 만 아니라 기존 연구 결과와 상반된 결과를 제시한 연구를 포함하였다.

강수민감도

강수민감도 정의

구름의 유형과 크기, 구름 속에 존재하는 액체수함량, 구름 주변의 대기환경(구름 내외부의 대기 운동), 대기 중에 존재하는 에어로졸 농도와 같은 다양한 이유로 강수량의 변화가 발생할 수 있다. 따라서 어떤 지역에서 강수량의 변화가 나타났을 경우, 그 변화가 에어로졸의 변화 때문인지 혹은 저기압이나 전선이 통과하면서 발생한 상승기류 등의 변화 즉 기상요인에 의한 변화인지를 구분하는 것은 쉽지 않다. 기상학적인 인자로부터 발생하는 효과를 최소화하면서 에어로졸 변화에 따른 강수량의 변화를 살펴보기 위하여 두 가지 방법이 사용되었다. 첫째는 동일한 종관상태에서 에어로졸 변화에 따른 강수량 변화를 조사하는 방법이고, 둘째는 강수민감도 매트릭스를 사용하는 방법이다. 첫째 방법에서는 통계적으로 유의미한 값을 제공할 수 있을 만큼의 많은 사례가 필요하며, 종관상태가 동일한 사례는 현실적으로 드물다. 둘째 방법에서 강수민감도는 구름의 거시물리 인자를 고정시킨 상태에서 에어로졸 농도 변화에 따른 강수량 변화를 계산하는 매트릭스이다. 강수민감도는 Feingold and Siebert (2009)에 의해 처음으로 아래 식 (1)에 의해서 정의된다.

$$S_o = -\frac{d \ln R}{d \ln N_d} \quad (1)$$

위식에서 R은 강수율(rainfall rate)을 나타내며, 따뜻한 구름에서 강수율은 자동변환과정(autoconversion)과 부착(accretion)과정에 기인한다. 자동변환과정은 강수 입자를 형성하기 위하여 구름 입자가 서로 충돌하고 병합하는 충돌·병합과정의 초기 단계를 말하며, 이 과정으로 몇 개의 큰 채집 물방울(collector drops)이 생성된다. 부착 과정은 개수가 적고 크기가 큰 강수 씨눈(precipitation embryos)에 의해 구름 입자들을 수집하는 과정을 말한다(Feingold et al., 2013; Stevens and Feingold, 2009). N_d 는 구름입자 수 농도(cloud number concentration)를 나타낸다. 로그 스케일을 사용하기 때문에 에어로졸 농도 변화에 따른 강수 변화의 오차에 덜 민감한 장점이 있다. 자연로그나 상

용로그 중에서 어떤 형태로 계산하여도 결과에는 변화가 없다. 식 (1)은 구름두께(cloud thickness, H), 액체수함량(Liquid water Path, LWP) 같은 구름 거시물리 인자를 고정시킨 상태에서 계산한다. 이 식에서 에어로졸 효과는 구름입자 수농도(N_d)와 관련이 있다. 이것은 에어로졸이 구름씨앗으로 작용하기 때문이다. 즉, 구름 층 아래의 대기경계층(sub-cloud layer)에서 구름기저(cloud-base)로 에어로졸이 유입되면서 구름씨앗으로 작용하여 구름입자를 생성하기 때문이다. 또한 구름기저의 강수량이 지상 강수량과 가장 가까우므로 구름기저의 R값이 사용되었다. 이 식에서 음의 부호는 에어로졸의 증가가 강수량 감소를 초래한다는 맥락에서 사용되었다.

강수민감도 S_0 에 관한 최초의 계산식은 구름기저의 강수율과 구름 수 농도(N_d) 자료를 사용하였다. 그러나 그 이후에는 유효한 자료형태에 따라 다른 계산식을 사용하여 강수민감도를 계산하였다. Sorooshian et al. (2009; 2010)은 구름 입자(cloud parcel) 모델과 LES (large eddy simulation) 모델, 그리고 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 및 AMSR-E (The Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) 등의 위성자료를 사용하여 강수민감도를 계산하였다. 위성관측자료의 경우, 에어로졸 광학 깊이(Aerosol Optical Depth, AOD)나 에어로졸 지수(Aerosol Index)와 같은 구름응결핵 대리(CCN proxy)를 N_d 대신에 사용하였으며, CloudSat 구름 연직 레이더(CPR, cloud profiling radar)의 산출물(2C-PRECIP-COLUMN)을 R 대신 사용하였다. Mann et al. (2014)은 대서양에 위치한 아조레스(Azores) 섬(해양성 환경)과 독일 Black forest(대륙성 환경)에 위치하고 있는 대기복사관측(Atmospheric Radiation Measurement, ARM) 모바일 시설에서 수집된 지상 관측자료를 사용하여 강수민감도를 계산하였다. 이때 지상 10 m에서 관측한 구름응결핵(cloud condensation nuclei, CCN)자료를 N_d 대신에 사용하였으며, Cloudnet에서 추출한 구름기저의 R을 사용하였다. 강수민감도를 계산할 때 사용되는 변수에 따른 강수민감도는 위에서 자세히 다룬다.

식 (1)에 설명된 강수민감도는 강수확률의 개념을 이용하여 정의되기도 한다. Terai et al. (2012; 2015)은 다음식과 같이 강수민감도(S_R)를 강수강도(drizzle intensity, S_I)와 강수영역(drizzle fraction, S_f)으로 세분하여 정의하였다.

$$S_R = S_I + S_f \tag{2}$$

여기서 S 는 식 (1)에서 정의한 S_0 와 동일하며, S_I 는 위에서 설명할 S_{pop} 과 유사하다. 식 (2)의 강수민감도(S_R)는 미량의 강수현상(trace)을 고려하지 않으며, 실제 측정 가능한 강수가 있는 구름에 대해서만 계산한다. 에어로졸 농도가 증가하여 작은 크기의 수많은 구름입자가 생성되면 이들 입자는 서로 비슷한 낙하 속도를 가진다. 따라서 서로 충돌·병합 할 가능성이 적어지면서 강수를 만드는 큰 입자로 성장하지 못한다. 따라서 식 (2)의 강수민감도 S_R 에서는 이러한 과정이 포함되지 않았다고 볼 수 있다.

강수민감도는 강수확률(probability of precipitation 또는 precipitation frequency susceptibility, POP) 개념으로 계산되기도 한다(e.g., Wang et al., 2012; Mann et al., 2014; Terai et al., 2015). 강수확률에 초점을 둔 강수민감도는 흔히 S_{pop} 로 나타낸다.

$$S_{pop} = -\frac{d\ln(POP)}{d\ln(AI)} \tag{3}$$

여기에서 POP는 전체 구름자료(total cloudy event) 수 중에서 강수가 있는 구름자료 수 비로 정의되며, Terai et al. (2012)에서 사용된 S 와 같은 개념이다. AI는 에어로졸 지수를 나타낸다.

강수민감도 변화경향

대기경계층에서 발생하는 따뜻한 구름에 대한 강수민감도(S_0)의 정성적인 패턴은 다양한 수치 모델연구, 위성자료, 그리고 항공기 현장관측 등을 이용하여 연구되어 왔다. 강수민감도에 대한 최초의 연구(Feingold and Siebert, 2009)는 따뜻한 구름을 대상으로 하였으며, 구름 입자 모델(cloud parcel model)을 이용하여 수행되었다. 이 연구에서 강수민감도(S_0)는 LWP가 증가함에 따라 0.65에서 1.1사이에서 변하고 LWP가 증가함에 따라 S_0 패턴이 뚜렷하게 변하는 세 영역을 보였다(Fig. 1). Figure 1에서, LWP가 작은 영역($LWP < \sim 300 \text{ g m}^{-2}$)에서는 S_0 가 약 0.67에서 일정한 값을 보임으로써, 이 영역에서는 에어로졸이 증가 또는 감소하더라도 강수율 변화는 없다는 것을 보여준다. 이것은 이 영역에서는 강수입자가 성장할 만큼 충분한 액체수함량이 존재하지 않기 때문이다.

Figure 1에서 LWP가 300 g m^{-2} 에서 900 g m^{-2} 사이인 LWP가 중 영역에서는 에어로졸이 증가하면서

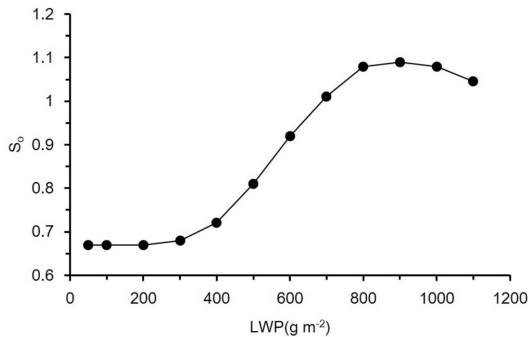


Fig. 1. Precipitation susceptibility (S_p) as a function of the liquid water path (LWP). Note the existence of three distinct regimes: (a) low S_p at low LWP; (b) steadily increasing S_p at intermediate LWP; (c) decrease in S_p at high LWP. Modified Fig. 14.2 of Feingold and Siebert (2009).

작은 크기의 수많은 구름입자가 생성되고 충돌·병합 과정이 억제되어 강수량이 감소하는 모습을 보인다. 즉, LWP가 증가함에 따라 S_p 가 증가한다. S_p 는 LWP가 약 900 g m^{-2} 에서 최대값을 보이며, 이후 LWP가 증가함에 따라 감소하는 모습을 보인다. 이와 같이 강수민감도는 특정 구름 영역에서 증가하거나 감소하는 모양을 보인다. LWP에 따라 변하는 S_p 의 모양은, 위성자료 및 모델을 이용하여 적운형 구름, 강수현상이 있는 층운형 구름을 대상으로 분석한 결과와도 일치하는 모습을 보였다(Sorooshian et al., 2009; 2010; Jiang et al., 2010).

한편, Terai et al. (2012)은 VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx) 기간 중에 수집한 자료를 사용하여 S_p 를 계산하였다. 이 연구결과에 따르면 Fig. 2와 같이 S_p 는 LWP가 증가함에 따라 단조롭게 일관되게 감소하였다. 이것은 LWP가 증가함에 따라 강수민감도 패턴이 세 영역에서 다른 변화 양상을 보인 선행연구와 일치하지 않았다. Terai et al. (2012)의 연구 결과는 항공기를 이용하여 구름을 직접 관측하여 수집한 자료를 분석한, 최초의, 관측에 바탕을 둔 결과였다. 이 연구 결과에서 보여준 강수민감도 패턴이 기존의 모델 및 위성자료로부터 계산한 강수민감도와 다른 결과를 보임으로써, Terai et al. (2012) 이후로 Feingold et al. (2013), Gettelman et al. (2013), Jung et al. (2016b) 등의 연구와 같이 강수민감도 패턴에 차이점이 존재하는 이유를 밝히기 위한 연구가 활발하게 진행되었다.

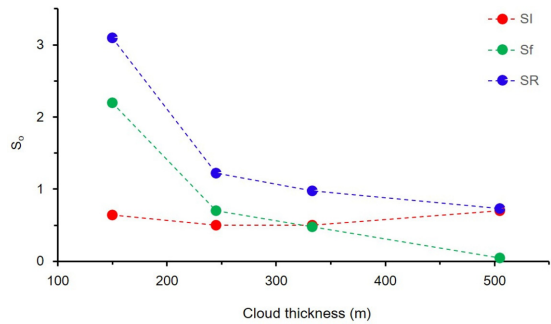


Fig. 2. The precipitation susceptibility (S_R , blue), the susceptibility of drizzle intensity (S_I , red), and the susceptibility of drizzle fraction (S_f , green) are calculated in each of the four equally weighted cloud thickness bins. Modified Fig. 3 of Terai et al. (2012). The precipitation susceptibility (blue) is approximately the sum of the susceptibility of drizzle fraction (green) and the susceptibility of drizzle intensity (red).

Feingold et al. (2013)은, 다양한 모델(예: 박스모델, LES모델) 연구를 통하여 구름 내부에서 입자 간 충돌·병합이 일어날 수 있는 시간(t_c)이 강수민감도 패턴에 영향을 준다고 제시하였다. 입자간 충돌·병합이 가능한 시간이 증가할수록 강수과정은 N_d 에 의존하는 자동변환과정에서 N_d 에 무관한 부착과정으로 바뀐다. 입자간 충돌·병합이 가능한 시간(t_c)이 제한 요인일 경우에 강수민감도 S_p 는 LWP가 증가함에 따라 증가한다. 반면에 t_c 가 충분하다면 LWP가 증가할수록 S_p 는 감소한다. Gettelman et al. (2013)은 NCAR 공동체 대기 전지구모델(NCAR Community Atmosphere Model version 5 (CAM5) GCM)을 이용하여, 모델 미세물리(자동변환과정, 부착과정)이 S_p 에 미치는 영향에 대하여 연구하였다. Gettelman et al. (2013)에 따르면 미세물리과정을 바꿈으로써 S_p 크기를 변화시킬 수 있지만 LWP에 따른 S_p 의 정성적인 패턴(증가 후 감소)은 변하지 않는다고 밝혔다. 또한 LWP에 따른 S_p 패턴이 전지구기후모델(GCM)과 Wood et al. (2009)의 정상모델(steady-state model)에서 다르게 나타남을 보였다. 전지구기후모델에서 강수민감도 S_p 는 LWP가 증가함에 따라 패턴이 뚜렷하게 변하는 세 영역을 보였지만, 정상모델에서는 LWP가 증가함에 따라 강수민감도가 일정 하거나 감소하는 모습을 보였다.

이전의 강수민감도 연구결과(Sorooshian et al., 2009; 2010; Jiang et al., 2010)가 주로 모델이나 위성자료를 이용하여 키 작은 적운(Cu)을 대상으로 하

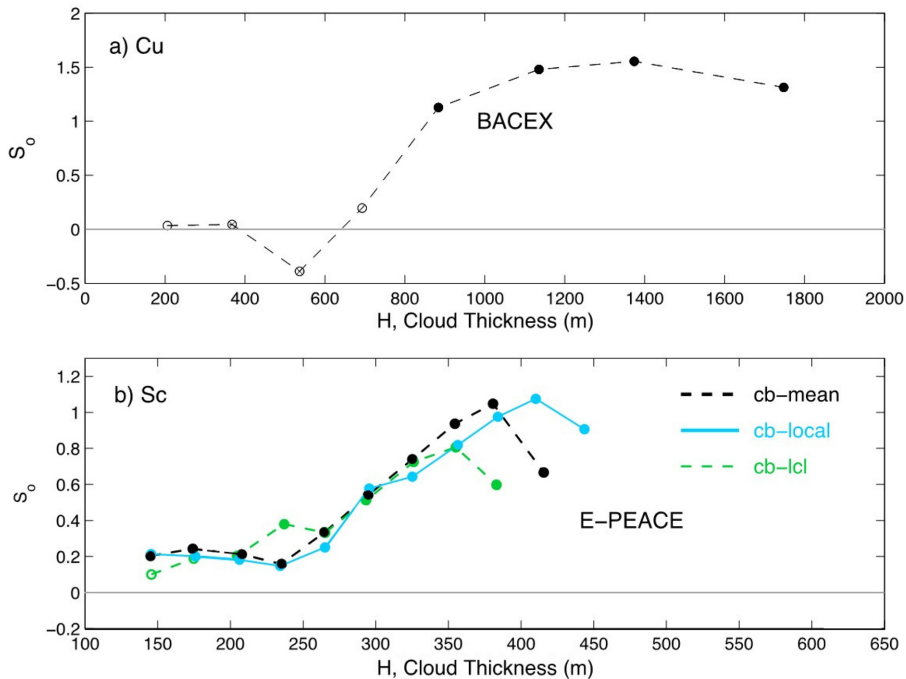


Fig. 3. Precipitation susceptibility, S_0 , estimated with aircraft measurements for (a) cumulus, Cu (12 flights of Barbados Aerosol Cloud EXperiment, BACEX) and (b) Stratocumulus, Sc (13 flights of Eastern-Pacific Emitted Aerosol Cloud Experiment, E-PEACE). E-PEACE S_0 is estimated from (i) the cloud-base height, which is identified using Lifting Condensation Levels (LCLs) (cb-lcl) and (ii) from the vertical structures of Liquid Water Contents (LWCs) as the aircraft enters the cloud deck to conduct the cloud-base level-leg flights (cb-local), and (iii) from the averaged cloud-base heights from the nearby soundings and cb-local (cb-mean). Filled circles are statistically significant at 99% confidence level. Modified Fig. 4 of Jung et al. (2016b).

여 도출된 결과인 것과 비교하여 Terai et al. (2012) 연구결과는, 항공기에 관측 장비를 탑재하여 칠레 앞 바다에서 발생하는 층적운(Sc)을 직접 관측하여 도출된 결과임을 고려할 때, 이러한 상이한 S_0 패턴은 구름형태(층운 또는 적운)에 따라서 다르게 나타나는 것은 아닐까 하는 의문이 제기되었다. 이에 Jung et al. (2016b)은 거의 동일한 비행전략 및 관측 장비를 이용하여 층운형 구름(Sc)과 적운형 구름(Cu)에서 관측수집한 자료를 이용하여 S_0 를 계산하였고, 선행연구와 비교하여 S_0 패턴의 유사점 및 차이점에 대하여 논의하였다. Jung et al. (2016b)은 S_0 가 적운형 또는 층운형과 같은 구름형태와 관계없이 동일하게 LWP에 의존하는 형태, 즉 낮은 LWP영역에서 S_0 는 거의 일정한 값을 보이며, 중간 LWP영역에서는 LWP가 증가함에 따라 S_0 가 증가하고, LWP가 큰 영역에서는 LWP가 증가할수록 S_0 가 감소하는 모습을 보였다. 이로써 기존의 모델 및 위성자료를 이용한 연구결과 (Feingold and Siebert, 2009; Sorooshian et al., 2009;

2010; Jiang et al., 2010)와 동일한 결과를 보였다 (Fig. 3). 또한 Terai et al. (2012) 연구에서 S_0 의 세 영역 중 세 번째 영역(LWP가 증가함에 따라 S_0 감소)만 나타난 이유를 제시하였다. Terai et al. (2012)에서 관측한 구름은 강수가 이미 많이 진행된 단계에 있는 구름으로 대기 중에 이미 액체수함량이 충분하기 때문에 S_0 패턴의 대표적인 3가지 영역 중 세 번째 영역만 보인 것으로 해석하였다. Jung et al. (2016b)의 연구에서 Terai et al. (2012)와 비슷한 조건 즉 강수현상이 어느 정도 진행되고 있는 층적운에서 관측한 자료만을 사용하여 강수민감도 S_0 를 계산한 경우에 S_0 패턴이 Terai et al. (2012)에서의 같은 모습으로 나타났다.

강수민감도를 계산하기 위하여 S_0 가 아니라 S_{pop} 를 사용해야 한다는 주장도 있다(Wang et al., 2012). S_{pop} 는 전체 구름 수 중 강수 현상이 있는 구름 수의 비율로 계산하며, 일부 연구에서는 S_{pop} 을 이용하여 강수민감도를 계산하였다(Wang et al., 2012; Mann

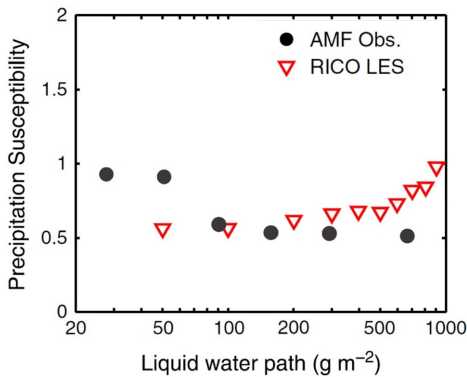


Fig. 4. Precipitation susceptibility as a function of liquid water path in AMF (Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Mobile Facility) observations and LES (Large-Eddy Simulations) of precipitating cumulus from the RICO (Rain in Cumulus over the Ocean) field campaign (Raubert et al., 2007). Modified Fig. 4 of Mann et al. (2014).

et al., 2014; Terai et al., 2015). Mann et al. (2014)는 적운, 층적운, 또는 적운 아래 층적운이 관측되는 아조레스 대기복사관측 지상관측소(Azores Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Mobile Facility)에서 28일 동안의 관측자료를 분석하여 강수민감도를 계산하였다. Mann et al. (2014)의 연구에서 강수민감도 S_{pop} 는, LWP가 증가함에 따라 감소 또는 거의 일정한 모습을 보였다. 또한 이들은 RICO (Rain in Cumulus over the Ocean) 관측 캠페인 기간 중 수집한 고층관측자료를 초기 입력자료로 하여 LES 모델에서 강수민감도 S_{pop} 를 계산하였다 그 결과, 해양성 적운형 구름에서 S_{pop} 는 LWP가 증가함에 따라 서서히 증가하는 모습을 보였다.

LWP 또는 H에 따른 강수민감도 변화양상을 살펴 보기 위해서는 구름전체에 대한 LWP 또는 구름두께, 구름기저의 구름입자 수농도, 구름기저의 강수율 자료가 필요하다. 이러한 자료는 항공관측으로 구할 수 있다. 이 때문에 강수민감도에 대한 현재까지의 연구는 소수의 관측자료(Terai et al., 2012; Mann et al., 2014; Jung et al., 2016)를 제외하고는 주로 수치 모델 연구 중심으로 또는 위성자료를 이용하여 이루어 졌다.

강수민감도 계산

실제 관측 또는 모델자료에서 S_0 를 계산하는 방법은 다음과 같다. S_0 를 계산하기 위해서는 우선, 구름

기저에서 관측한 구름입자 수농도(N_d)와 강수율(R , mm hr^{-1}) 자료가 필요하다. 또한 R , N_d 와 동일한 해상도로 수집한 H 또는 LWP자료가 필요하다. LWP 자료는 라디오미터를, H는 레이더를 이용하여 얻을 수 있다. 고정된 구름 거시물리 인자를 나타내는 요소로는 H를 사용하여 설명한다. 1초간격의 3시간 자료가 수집되었을 경우에 10,800개의 자료가 수집되며, 먼저 이 자료를 특정한 구름 두께별로 그룹화 한다. 이때 각 그룹별로 N_d 와 R자료 수가 비슷하게 할당이 되도록 구름두께 그룹을 정한다. 또는 자료들 사이의 자기상관계수가 없어지는 시간을 기준으로 그룹을 정할 수도 있다(Jung et al., 2016b).

관측된 구름 중 가장 큰 구름 두께가 500 m이고, 각 H의 간격이 100 m라고 가정하자. Figure 5a와 같이 $\log(N_d)$ 를 가로축으로, $-\log(R)$ 을 세로축으로 하여 각 H 간격에 해당하는 자료(N_d 와 R)의 기울기를 구한다. 이렇게 결정된 기울기는 선택된 H간격에 대한 S_0 에 해당한다. 이러한 과정을 모든 H간격에 대하여 반복하면 Fig. 5a-5e와 같이 각 H에 해당하는 S_0 가 구해진다. H에 따른 S_0 패턴(Fig. 5f)은 이런 방법으로 구한 각각의 S_0 를 해당 H에 대하여 나타낸 것이다. Figure 5에서 가로축 H는, 각각의 H 간격 내에 분포하는 평균 구름 두께에 해당한다.

강수민감도를 계산할 때 여러 가지 고려할 점이 있다. 식 (1)에서, 어떤 값을 N_d 로 사용할 것인지 혹은 R을 어떻게 정의할 것인지에 따라 S_0 패턴은 변하지 않을지라도 정량적인 값은 달라진다. 이와 같은 S_0 계산에서의 변수 의존성은 Duong et al. (2011)에 자세히 설명되어 있지만, 여기에서 중요한 몇 가지 변수에 대해서 언급한다. 우선 S_0 에 사용될 R를 정의할 때, 임계치를 어떤 값으로 결정 하나에 따라서 S_0 값이 달라진다. 예를 들어, 강수율 0.01 mm hr^{-1} 를 강수 하한 임계치로 사용할 경우에 시간당 0.01 mm 이상의 강수가 존재하는 구름을 대상으로 강수민감도 계산이 수행된다. 여기서 0.01 mm hr^{-1} 는 아주 약한 강수 혹은 강수가 없는 구름의 상태를 계산에 포함 시킴으로써, 에어로졸 영향이 강수 초기 또는 강수현상이 실제 관측되지 전의 효과를 포함한다. 결과적으로 S_0 변화 양상은 Fig. 1과 비슷하게 나타난다. 반면에 식 (1)에서 사용할 R의 임계치가 $R=0.1 \text{ mm hr}^{-1}$ 의 경우에 실제 시간당 0.1 mm 이상의 강수가 존재하는 구름만을 대상으로 계산하기 때문에 S_0 영역 중 세 번째 영역(LWP 증가에 따라 S_0 감소)쪽으로 가중

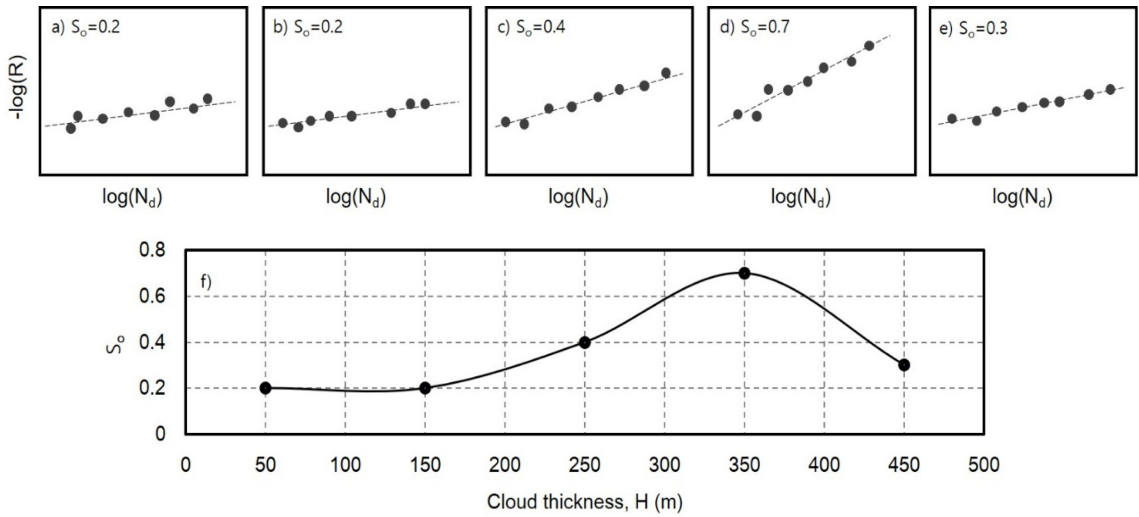


Fig. 5. Procedures for the calculation of the precipitation susceptibility (S_p).

치를 주는 결과를 갖게 한다(e.g., Fig. 2). 또한 R와 N_d 는 최초 강수민감도를 제안한 식에서는 구름 기저의 값을 사용하였으나, 이후 사용가능한 자료의 유효성(availability)에 따라서 구름 전체에 대해서 적분한 값 또는 지상의 값 등을 사용하기도 하였다(Soroosian et al., 2009; 2010; Mann et al., 2014; Terai et al., 2015). 위성자료를 이용할 경우에 N_d 대신 에어로졸 광학 깊이(Aerosol Optical Depth, AOD)나 에어로졸 지수같은 에어로졸을 대리할 수 있는 자료가 흔히 사용되었다(Soroosian et al, 2009). 또한 관측장비의 유효성에 따라서 LWP 또는 H를 고정된 구름물리특성을 나타내는 값으로 사용하였다. 구름 두께를 사용하는 경우, 구름 기저(cloud-base)와 구름꼭대기 높이(cloud-top)를 어떻게 정의 하느냐에 따라서 S_p 값이 달라지기도 한다(Jung et al., 2016b).

강수민감도 모델 표현

강수민감도는 2차 에어로졸 간접효과를 식으로 표현한 것에 해당한다. 구름모델에서 강수민감도는 식으로 모수화되지 않으며, 다만, 1차 에어로졸 간접효과 이후 후속과정으로 모델 내부의 구름강수과정에서 계산된다. 전지구기후모델(global climate model, GCM)에서 강수량에 대한 에어로졸 효과는 예측 기법(prognostic scheme)이나 경험적인 진단 기법(empirical diagnostic scheme)으로 표현된다. 기후모델에서 에어로졸이 강수에 미치는 영향은 LWP와 N_d 의 함수로

모수화된다(식 4).

$$R = LWP^\alpha N_d^\beta \tag{4}$$

여기서 LWP는 액체수함량, N_d 는 구름입자 수농도에 해당한다. 식 (4)에서, β 는 자동변환 매개변수(autoconversion parameter)이며, 전형적으로 0에서 2 사이의 고정값을 가정하며 2에 가까운 값이 주로 사용되고 있다(e.g., Rasch and Kristjansson, 1998; Khairoutdinov and Kogan, 2000; IPCC, 2013).

이 논문에서 고찰한 강수민감도 S_p (식1)는 자동전환과정($N_d^{-\beta}$ 에 비례)과 부착과정(N_d 에 둔감)으로 발생하는 강수기여를 포함한다. 따라서 부착과정이 강수율에 거의 기여하지 않는 경우, 식 (1)의 S_p 값은 식 (4)의 β 값에 상응한다.

강수현상이 있는 하층운에서 실제 관측한 β 값은 LWP가 고정된 상태에서 0.8-1.75로 보고된다(e.g., Comstock et al., 2004; Lu et al., 2009). 실제 관측으로부터 구한 β 값이 규모 분석으로 구한 이론적인 값 $\beta=2$ 보다 작은 이유는 실제 대기 중에서 발생하는 구름-에어로졸-강수 상호작용은 에어로졸 자체가 강수에 미치는 영향 이외에도, 대기의 열역학적인 변화, 기상요인에 의한 효과 등이 강수과정에 영향을 주기 때문이다(Stevens and Feingold, 2009).

에어로졸 농도 변화에 따른 강수변화 양상은 Fig. 5와 같이 LWP 또는 H 영역에 따라서 달라진다. 식 (4)의 β 값은 주어진 LWP에서 에어로졸 농도와 강수

율의 관계에서 구한 값으로(Fig. 5a-5e 중 하나에 해당) LWP 또는 H 변화에 따른 S_0 의 변화양상(Fig. 5e)을 보여주지는 못한다.

토의 및 결론

어떤 지역에서 강수량 변화가 나타났을 경우에 그러한 변화가 에어로졸 농도 변화에 의한 것인지 혹은 저기압/전선 등과 동반하여 발생하는 기상 요인에 의한 변화인지를 구분하는 것은 쉽지 않다. 이 논문에서는 에어로졸 농도변화가 강수량 변화에 미치는 영향만을 보여줄 수 있는 강수민감도(S_0) 매트릭스에 대한 연구를 살펴보았다. 강수민감도 매트릭스는 구름의 거시물리 인자 즉 강수과정에 영향을 미치는 기상요인을 고정함으로써 강수변화에 미치는 기상학적인 영향을 최소화하였다. 본 연구에서는 현재까지의 강수민감도에 대한 연구 동향, 계산 방법 및 한계점, 그리고 강수민감도를 계산할 때 고려하여야 할 점에 대하여 살펴보았다.

강수민감도는 강수강도와 강수확률의 개념을 이용하여 세 가지 방식으로 정의되어졌다(Feingold and Siebert, 2009; Terai et al., 2012; Wang et al., 2012). 일반적으로 사용되는 강수민감도는 Feingold and Siebert (2009)에 의해 정의된 강수민감도($S_0 = -d\ln R/d\ln N_0$)이며, 이후 Terai et al. (2012)은 강수민감도(S_R)를 강수강도(S_I)와 강수영역(S_A)으로 나누어서 고려하였으며($S_R = S_I + S_A$), Wang et al. (2012)은 강수확률에 초점을 둔 강수민감도를 정의하였다($S_{pop} = -d\ln(POP)/d\ln(AT)$). Terai et al. (2012)의 강수민감도(S_R)에서 강수강도(S_I)는 Feingold and Siebert (2009)에 의해 정의된 강수민감도(S_0)와 유사한 개념이며, 강수영역(S_A)은 Wang et al. (2012)에 의해 정의된 강수민감도(S_{pop})와 유사한 개념이다. Tera et al. (2012)의 강수민감도 S_R 의 경우에 실제 강수가 측정 가능한 구름만을 대상으로 강수민감도를 계산함으로써($R > 0.1 \text{ mm hr}^{-1}$), 강수가 발생하지 않은 대기 상태에서 에어로졸 농도가 증가하여 강수가 억제되는 과정이 포함되지 않았으며, 이미 강수가 진행 중인 구름에서의 에어로졸농도 변화가 강수변화에 미치는 영향을 보여주었다. 강수확률에 초점을 둔 Wang et al. (2012)의 강수민감도(S_{pop})의 경우에 에어로졸 농도변화가 구름양의 변화에 미치는 영향을 표현한 것으로 실제 강수율의 변화를 표현하지는 않았다.

강수민감도는 강수변화에 미치는 에어로졸변화 만의 영향을 살펴보기 위하여 제안된 방법으로 방법 자체의 문제점은 없다고 볼 수 있다. 다만, 강수민감도 계산 시 고려할 점은 많다. 변수의 선택, 계산 방법에 따라 강수민감도의 정성적인 변화 양상이 바뀌지는 않지만 정량적인 값은 변할 수 있기 때문이다. 현재까지 연구된 강수민감도 분석결과에 따르면, 대기 중의 에어로졸 농도가 증가할 때 강수현상이 항상 억제되는 것은 아니다. 구름의 두께가 얇을 경우에 대기 중에 수분함량이 충분하지 않기 때문에 에어로졸 양은 강수변화에 아무런 영향을 미치지 않는다. 구름이 발달하여 강수현상이 이미 진행 중인 경우에 대기 중의 에어로졸 농도가 증가하면 대기중에는 이미 충분한 액체수함량이 존재하기 때문에 강수는 감소하지 않고 오히려 강수율이 증가한다. 구름의 두께가 보통인 영역에서는 대기 중의 에어로졸이 증가할수록 강수율이 감소하는 경향을 보인다. LWP에 따라 강수민감도가 다르게 나타나므로 현재 각 영역을 찾는 연구가 진행 중이다. 이러한 강수민감도 변화모습은 적은 또는 축적운과 같은 구름형태에 따라 달라지지 않으며, 다만 구름 속에서 우세한 미세물리 과정에 따라서 달라진다.

지금까지 논의한 바와 같이, 현재까지 강수민감도 변화 양상에 대한 정량적인 모습은 충분히 정의되어 있다. 그러나 각각의 영역이 나타나는 LWP 또는 H에 대한 구체적인 값에 대한 연구는 진행되지 않은 상태이다. 다시 말해 실질적으로 어떤 지역, 영역, 계절에서 강수억제를 일으키는 구름의 두께가 어떤 값인지 등에 대한 결과는 없는 실정이다. 따라서 우리나라의 경우, 한반도에서 발생하는 에어로졸 및 구름 분포(예: 구름 두께, LWP)에 대한 조사가 선행되어야 하며, 이러한 선행관측 및 자료 정립화 이후, 강수억제 및 강수촉진 상태에 대한 조사, 분석이 이루어져야 할 것이다. 이것은 한반도에서 발생하는 구름 및 에어로졸 특성에 대한 기초 연구조사 뿐만 아니라 인공증우 실험에 필요한 기초자료로도 사용가능하게 된다. 미세먼지에 대한 관심이 높아지는 오늘날 기상학적인 요인이 강수에 미치는 영향을 배제하고, 순수하게 에어로졸 효과에 의한 강수변화를 보고자 하는 연구에서는 이러한 강수민감도 매트릭스를 사용함으로써 정확한 에어로졸-구름-강수 효과 평가가 가능할 것으로 기대된다. 이러한 강수민감도 계산을 위해서는 구름입자 수농도, 강수율, LWP 또는 구름 두

계를 관측할 수 있는 관측 장비의 확보 역시 필요할 것으로 보인다.

사 사

본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 심사위원분들께 깊은 감사를 드립니다. 이 연구는 기상청 기상레이더센터 R&D 연구개발사업 “범부처 융합 이종편파레이더 활용 기술개발(WRC-2013-A-1)”의 지원으로 수행되었습니다.

References

- Albrecht, B. A., 1981, Parameterization of trade-cumulus cloud amounts. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 97-105.
- Comstock, K. K., Wood, R., Yuter, S. E., and Bretherton, C. S., 2004, Receptivity and rain rate in and below drizzling stratocumulus. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 2891-2918.
- Duong, H.T., Sorooshian, A., and Feingold, G., 2011, Investigating potential biases in observed and modeled metrics of aerosol-cloud precipitation interactions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 4027-4037, doi:10.5194/acp-11-4027-2011.
- Feingold, G. and Siebert, H., 2009, Clouds in the perturbed climate system: Their relationship to energy balance, atmospheric dynamics, and precipitation. In Heintzenberg, J. and Charlson, R. J. (eds.), *The MIT Press*, Cambridge, Massachusetts, London, England, 597 p.
- Feingold, G., McComiskey, A., Rosenfeld, D., and Sorooshian, A., 2013, On the relationship between cloud contact time and precipitation susceptibility to aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 118, 10544-10554.
- Gottelman, A., Morrison, H., Terai, C.R., and Wood, R., 2013, Microphysical process rates and global aerosol-cloud interactions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 9855-9867, doi:10.5194/acp-13-98552013.
- Johnson, B.T., Shine, K.P., and Forster, P.M., 2004, The semidirect aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599), 1407-1422. <https://doi.org/10.1256/qj.03.61>.
- Jiang, H., Feingold, G., and Sorooshian, A., 2010, Effect of aerosol on the susceptibility and efficiency of precipitation in trade cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 3525-3540.
- Jung, E., Albrecht, B.A., Feingold, G., Jonsson, H.H., Chuang, P., and Donaher, S.L., 2016a, Aerosols, clouds, and precipitation in the North Atlantic trades observed during the Barbados aerosol cloud experiment-Part 1: Distributions and variability. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 8643-8666, doi:10.5194/acp-16-8643-2016.
- Jung, E., Albrecht, B.A., Sorooshian, A., Zuidema, P., and Jonsson, H.H., 2016b, Precipitation susceptibility in marine stratocumulus and shallow cumulus from airborne measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 11395-11413, doi:10.5194/acp-16-11395-2016, 2016b.
- Khairoutdinov, M. and Kogan, Y., 2000, A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Monthly Weather Review*, 128, 229-243.
- Lee, S.S., Kim, B.-G., Li, Z., Choi, Y.-S., Jung, C.-H., Um, J., Mok, J., and Seo, K.-H., 2018, Aerosol as a potential factor to control the increasing torrential rain events in urban areas over the last decades. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 12531-12550, <https://doi.org/10.5194/acp-18-12531-2018>.
- Lu, M. -L., Sorooshian, A., Jonsson, H. H., Feingold, G., Flagan, R. C., and Seinfeld, J. H., 2009, Marine stratocumulus aerosol-cloud relationships in the MASE-II experiment: Precipitation susceptibility in eastern Pacific marine stratocumulus. *Journal of Geophysical Research*, 114, D24203, doi:10.1029/2009JD012774.
- Mann, J.A.L., Chiu, J.C., Hogan, R.J., O'Connor, E.J., L'Ecuyer, T.S., Stein, T.H.M., and Jefferson, A., 2014, Aerosol impacts on drizzle properties in warm clouds from ARM Mobile Facility maritime and continental deployments. *Journal of Geophysical Research*, 119, 4136-4148, doi:10.1002/2013JD021339.
- Rasch, P. J. and Kristjansson, J. E., 1998, A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *Journal of Climate*, 11, 1587-1614.
- Rauber, R.M., Ochs III, H.T., Di Girolamo, L., Göke, S., Snodgrass, E., Stevens, B., Knight, C., Jensen, J.B., Lenschow, D.H., Rilling, R.A., Rogers, D.C., Stith, J.L., Albrecht, B.A., Zuidema, P., Blyth, A.M., Fairall, C.W., Brewer, W.A., Tucker, S., Lasher-Trapp, S.G., Mayol-Bracero, O.L., Vali, G., Geerts, B., Anderson, J.R., Baker, B.A., Lawson, R.P., Bandy, A.R., Thornton, D.C., Burnet, E., Brenguier, J.-L., Gomes, L., Brown, P.R.A., Chuang, P., Cotton, W.R., Gerber, H., Heikes, B.G., Hudson, J.G., Kollias, P., Krueger, S.K., Nuijens, L., O'Sullivan, D.W., Siebesma, A.P., and Twohy, C.H., 2007, Rain in shallow cumulus over the ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 1912-1928.
- Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G.B., Dowd, C.D.O., Kulmala, M., Fuzzi, S., Meinrat, O., Andreae, M.O., 2008, Flood or drought: how do aerosols affect

- precipitation? *Science*, 321, 1309-1313.
- Sorooshian, A., Feingold, G., Lebock, M.D., Jiang, H., and Stephens, G., 2009, On the precipitation susceptibility of clouds to aerosol perturbations. *Geophysical Research Letter*, 36, L13803, doi:10.1029/2009GL038993.
- Sorooshian, A., Feingold, G., Lebock, M.D., Jiang, H., and Stephens, G., 2010, Deconstructing the precipitation susceptibility construct: improving methodology for aerosol cloud-precipitation studies. *Journal of Geophysical Research*, 115, D17201, doi:10.1029/2009JD013426.
- Stevens, B. and Feingold, G., 2009, Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, 461, 607-613.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P. M., 2013, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): The Physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1585 p.
- Terai, C.R., Wood, R., Leon, D.C., and Zuidema, P., 2012, Does precipitation susceptibility vary with increasing cloud thickness in marine stratocumulus? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 4567-4583, doi:10.5194/acp-12-4567-2012.
- Terai, C.R., Wood, R., and Kubar, T.L., 2015, Satellite estimates of precipitation susceptibility in low-level marine stratiform clouds. *Journal of Geophysical Research*, 120, 8878-8889.
- Twomey, S.A., 1959, The nuclei of natural cloud formation. Part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Pure and Applied Geophysics*, 43, 243-249.
- Wang, M., Ghan, S., Liu, X., L'Ecuyer, T.S., Zhang, K., Morrison, H.M., Ovchinnikov, R.E., Marchand, R., Chand, D., Qian, Y., and Penner, J.E., 2012, Constraining cloud lifetime effects of aerosols using A-Train satellite observations. *Geophysical Research Letter*, 39, L15709, doi:10.1029/2012GL052204.
- Wood, R., Kubar, T. L., and Hartmann, D. L., 2009, Understanding the importance of microphysics and macrophysics for warm rain in marine low clouds. Part II: Heuristic models of rain formation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66, 2973-2990, doi:10.1175/2009JAS3072.1.

Manuscript received: February 12, 2019

Revised manuscript received: March 22, 2019

Manuscript accepted: April 23, 2019