Jour. Korean Earth Science Society, v. 32, no. 1, p. 33–45, February 2011 doi : 10.5467/JKESS.2011.32.1.33

TRMM 위성의 강수레이더에서 관측된 동아시아 여름 강수의 특성

서 은 경*

공주대학교 사범대학 지구과학교육과, 314-701, 충남 공주시 신관동 182

Characteristics of Summer Rainfall over East Asia as Observed by TRMM PR

Eun-Kyoung Seo*

Department of Earth Science Education, Kongju National University, Chungnam 314-701, Korea

Abstract: The characteristics and vertical structure of the rainfall are examined in terms of rain types using TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) PR (Precipitation Radar) data during the JJA period of 2002-2006 over three different regions; midlatitude region around the Korean Peninsula (EA1), subtropical East Asia (EA2), and tropical East Asia (EA3). The convective rain fraction in the EA1 region is 12.2%, which is smaller by 6% than those in the EA2 and EA3 regions. EA1 shows less frequent convective rain events, which are about 0.5 times as many as those in EA3. EA1 produces the mean convective rain rate of 10.4 mm/h that is about 40% larger than EA2 and EA3 while all regions have similar mean stratiform rain rate. The relationships between storm height and rain rate indicate that the rain rate is proportional to the storm height. Based on the vertical structure of radar reflectivity, EA1 produces deeper and stronger convective clouds with higher rain rate compared to the other regions. In EA3, radar reflectivity increases distinctly toward the land surface at altitude below 5 km, indicating more dominant coalescence-collision processes than the other regions. Furthermore, the bright band of stratiform rain clouds in EA3 is very distinct. In convective rain clouds, the first EOFs of radar reflectivity profiles are similar among the three regions, while the second EOFs are slightly different. The larger variability exists at upper layers for EA1 while it exits at lower levels for EA3.

Keywords: TRMM, PR, rain rate, radar reflectivity, East Asia

요 약: 이 연구는 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 위성의 강수레이더인 PR(Precipitation Radar)의 5년간 (2002-2006) 6-8월 동안의 산출물을 분석하여 한반도 주변 지역과 동아시아의 아열대 및 열대 지역의 강우와 강우구름 의 연직 구조 특성을 강우유형별로 분류하여 조사하였다. 한반도 주변 지역은 12.2%의 대류형 강우 비율로 다른 지역 과 비교하여 약 6% 작았으며, 단위면적당의 강우 발생 빈도는 특히 열대지역의 50% 정도였다. 또한 한반도 주변 지역 은 대류형에서 40% 더 강한 강우강도(10.4 mm/h)를 만들어내며, 층운형의 경우 세 지역 모두 비슷한 강우강도를 나타 냈다. 평균적으로 강우강도는 운정고도와 비례하는 관계를 보였다. 레이더 반사도의 연직 구조를 통해 한반도 주변의 대류운은 연직적으로 매우 발달한 구름으로 더 높은 강우강도와 연관되어 있었다. 특히 열대지역의 대류형 강우구름들 은 약 5 km의 고도 이하에서 지표에 접근함에 따라 수적들의 충돌병합에 의해 뚜렷한 레이더 반사도의 증가를 보였으며, 층운형 강우구름들은 더욱 뚜렷한 밝은 띠를 갖고 있었다. 한편 대류형에서 레이더 반사도의 첫 번째 경험직교함수 구조는 세 지역이 매우 비슷하지만, 두 번째 경험직교함수는 조금 다른 모습을 보였다. 한반도 주변 지역과 열대지역은 각각 상층과 하층에 큰 변동성을 보였다.

주요어: TRMM, PR, 강우강도, 레이더 반사도, 동아시아

^{*}Corresponding author: ekseo@kongju.ac.kr

Tel: +82-41-850-8293

Fax: +82-41-850-8299

34 서 은 경

서 론

기후 시스템에서 물 순환의 변화는 우리 생활에 직접적인 영향을 가져온다. 특히 강수는 일상생활에 직접적으로 영향을 주는 기상 요소 중의 하나이며, 다른 기상 요소와는 달리 시간과 공간적으로 매우 가변적이기 때문에 이에 대한 보다 정확한 정보를 얻는 것은 매우 중요한 일이다. 우리나라의 강수는 여름철에 연강수량의 40-60% 를 차지하고 있다(이승 호와 권원태, 2004). 최근 들어 우리나라 여름철 총 강수량이 매년 크게 변하며(허창회와 강인식, 1988), 그 증가가 2000년대에 들어서면서 뚜렷하다(신임철 외, 2007). 강수 일수는 줄고 강수량과 강우강도(rain rate)는 증대되며(Choi, 2002; 김찬수와 서명석, 2008), 이러한 강우강도의 변화는 전선, 지형성 강우, 대류 성 강우로부터의 달라진 상대적 기여도로부터 기인한 것으로 보고되고 있다(최영진과 문자연, 2000).

한편 우리나라의 여름철 강수량은 주로 장마기간에 집중되어 있는 것으로 인식되어 왔으나, 최근 들어 장마 이후 강수량이 집중호우나 태풍 등의 영향으로 증가하고 있다(이승호와 권원태, 2004). 여름철 한반 도와 그 주변에서 발생하는 강수계는 인적·물적 피 해를 가져오며, 그 중 증가하고 있는 집중호우 및 태 풍 등의 악기상이 사회 경제에 미치는 영향은 더욱 크다. 이러한 여름철 강수계는 대부분 중규모 대류계 (Mesoscale Convective System)의 현상과 밀접하게 관련되어 있으며, 이러한 중규모 대류계는 종관장에 서의 상층 단파 기압골, 서쪽으로부터의 높은 상당온 위를 갖는 혀 모양의 습윤지역, 북태평양 고기압 연 변에서의 하층 제트에 의한 남서쪽으로부터의 온난 습윤한 기류 유입과 동쪽으로부터의 한랭한 기단 유 입에 따른 대류 불안정과 밀접하게 관련되어 있는 것으로 연구된 바 있다(김형우, 1999; 김형우 외, 2000). 또한 일부의 호우 현상은 장마 전선 상에서 상층 기압골의 영향으로 발생하는 것으로 알려져 있 다(Lee et al., 1998).

따라서 중위도에 위치한 한반도 주변의 강수계는 여름철이라 할지라도 경압성 대기 및 종관 규모의 강제력이 존재하는 환경에서 자주 발생하기 때문에 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 위성의 주요 대상 지역인 열대 및 아열대의 강수계와는 사 뭇 다를 것으로 예상된다. 특히 TRMM의 TMI (TRMM Microwave Imager) 강우추정 알고리즘인 GPROF(Goddard PROFiling) 버전 6는 밝기온도 (brightness temperature)와 구름 사이의 관계성을 갖 는 GPROF 데이터베이스에 두 개의 중위도 저기압 수치모의 결과를 추가하여 사전 데이터베이스인 TMI 밝기온도-구름 데이터베이스를 다양화함으로써 중위 도에서의 강수량 추정을 향상시키고자 하였다(e.g., Olson et al., 2006; Stout and Kwiatkowski, 2004; Yuter et al., 2006).

TRMM 위성(Simpson et al., 1988)에 탑재된 관측 기기인 TMI와 PR(Precipitation Radar)은 각각 독립 적인 강수량을 제공하고 있어서 서로 간의 강수량을 비교하고 평가하는데 매우 유용하다(Kummerow et al., 1998). 특히 GPROF 알고리즘은 베이시언 정리 를 이용하여 관측된 TMI 밝기온도에 인접한 수치 모의된 밝기온도에 해당하는 강우강도(또는 대기수적 체)를 찾아 비중을 다르게 주어 강우강도를 추정한다 (Kummerow et al., 2001; Olson et al., 2006). 이때 사용되는 수치 모의된 밝기온도와 구름의 데이터베이 스를 GPROF의 사전 데이터베이스(a predefined model-database or a priori database)라 한다. 특히 TRMM TMI의 강우강도 추정이 이러한 사전 데이터 베이스에 의해 크게 영향을 받을 수 있음이 연구된 바 있다(Biggerstaff et al., 2006; Seo and Biggerstaff, 2006; Biggerstaff and Seo, 2010).

이러한 GPROF의 사전 데이터베이스의 확장에도 불구하고 전구 강수계의 지역적 변동성을 지원하기에 는 충분하지 않을 것으로 보인다. 더 나아가서는 GPROF 알고리즘에 기반을 둔 강수 추정은 한반도 주변 및 동아시아 지역의 강수 현상에 적합하지 않 을 수 있음을 예상할 수 있다. 그러므로 한반도 주변 강수계의 지역적 특성을 고려한 강수 추정의 개발이 시급히 요구된다. 이를 위해 선행적으로 동아시아 지 역에서의 강수구름 특성의 분석이 이루어져야 할 것 이다. 이러한 연구를 기반으로 GPROF의 사전 데이 터베이스를 좀 더 정교히 준비할 수 있을 것이며, 더 나아가서는 이를 바탕으로 한반도 주변 지역에서 위 성의 마이크로파로부터 보다 정확한 강수 관측을 제 공할 수 있을 것이다.

이 연구는 관측자료가 희박한 해상 강수계의 특성 을 장기간 파악하기 위하여 TRMM 위성에 탑재된 강수레이더인 PR(Iguchi and Meneghini, 1994) 자료 를 이용하여 한반도와 그 주변의 강수계의 특성을 조사하고자 한다. PR 은 다른 관측기기와는 달리 강 수구름의 상세한 연직 분포를 제공함에 있어서 매우 유용한 특성을 갖고 있다. 또한 한반도 주변에서 일 어나는 강수계의 특성을 더욱 잘 이해하기 위해서는 다른 지역의 특성을 이해하는 것이 필요하다. 따라서 이 연구는 특정 강수계 사례들을 연구하기 보다는 중위도에 위치한 한반도 주변 지역에서 발생한 여름 철 강수계의 평균적 특성을 이해하고자 한다. 더 나 아가서 동아시아의 아열대 및 열대 지역을 포함하여 각 지역의 강수계 특성을 강수구름과 관련된 변수들 을 중심으로 분석함으로써 한반도 주변 지역의 강수 계와 비교하고자 한다.

분석 자료 및 방법

분석 자료

TRMM 위성은 열대지역과 아열대지역인 35°S-35°N 영역을 관측하는 저궤도위성으로 약 400 km 상 공에서 약 250 km의 스캔폭을 가지고 저위도의 강우 를 관측하고 있다. 특히 이 위성에 탑재된 강수레이 더는 세계 최초로 우주에 올려진 기상레이더이다. PR은 Ku-밴드 레이더로 13.8 GHz의 주파수 대역을 사용하고 있다(Iguchi and Meneghini, 1994). 이것의 민감도는 약 17 dBZ이며, 이는 약 0.7 mm/h의 강우 강도에 해당한다(Iguchi and Meneghini, 1994). PR 의 수평분해능은 최하점(nadir)에서 수평 4.3 km, 연 직 250 m의 해상도를 가지며, 고도 20 km까지 관측 한다. 레이더 반사도는 Hitschfeld-Bordan과 지면 반 사 모두를 이용한 방법에 의해 수정되었다(Iguchi and Meneghini, 1994; Iguchi et al., 2000).

이 연구는 한반도와 그 주변 지역에서 2002년부터 2006년까지 여름철(6-8월)동안 발생하는 강수계의 특 성을 파악하기 위하여 Fig. 1과 같이 한반도를 포함 하는 지역인 EA1과 그 남쪽에 위치한 아열대지역으 로 EA2 지역을 선정하였다. 그 밖에 열대 지역인 EA3를 선정함으로써 한반도 강수계가 아열대와 열대 지역 강수계와 구체적으로 어떻게 다른지를 파악하고 자 하였다. 이를 위해 TRMM PR 산출물인 2A25 (corrected radar reflectivity)와 2A23(rain types) 자료 를 사용하였다. 여기서 사용된 연직 강우강도는 PR 알고리즘의 Z-R 관계식을 이용하여 계산된다(Iguchi and Meneghini, 1994; Iguchi et al., 2000). 이 연구 를 위해 지표에서의 강우강도를 2A25의 지표근처 강 우강도로 대신하여 사용하였다. 선정된 세 지역에서 PR-강우강도의 통계적 특성과 연직적 구름 특성을 비교하기 위해서 PR 2A23의 강 우유형 분류(대류형 또는 층운형)를 사용하였다. 2A25의 지표근처 강우강도가 있는 화소들만을 수집 하여 이들의 강우유형을 대류형 또는 층운형으로 분 류하였다. 단, 강우가 있는 화소들 중에 위의 두 유 형에 속하지 않는 경우도 있었지만 이들의 빈도수가 매우 작아 이 연구에는 포함시키지 않았다.

분석 방법

강수구름의 연직 층간의 관계성을 알아보기 위해 레이더 반사도의 연직 프로파일에 대해서 경험적 직 교 함수(Empirical Orthogonal Function; EOF) 분석 을 수행하였다(e.g., Seo et al., 2010). 대기수적체의 연직분포는 운물리적 및 역학적으로 지배되기 때문에 대기수적체를 반영하는 각 층의 레이더 반사도는 연 직상에서 독립적으로 변하지 않는다. 따라서 이들은 층들간에 서로 연결되어 있다. 이러한 다중 층간의 상관관계를 나타내는 것이 EOF 이다. Z는 *i*번째 자 료 지점의 연직 레이더 프로파일의 편차(anomaly)이 다. 이 편차는 EOF들을 이용하여 다음과 같이 표현 할 수 있다.

$$\boldsymbol{Z}_{i} = \Sigma_{i}^{N} (\boldsymbol{a}_{i,i} \hat{\boldsymbol{e}}_{i}) \tag{1}$$

여기서 $\hat{e}_i \vdash j$ 번째 EOF, $a_{i,j} \vdash i$ 번째 자료의 j번째 EOF의 진폭이며, N은 연직 층의 수(또는 EOF의 수) 이다. 강수계의 연직 구조에서 이들 EOF에 대한 연 직적 상관관계의 구조 특성에 대해서 자세히 설명할 것이다.

지역 강수계의 강우강도 특성

이 절에서는 각 지역 강수계의 PR 강우강도를 강 우유형별로 조사하였으며, 이를 통해 각 지역의 강수 계 특성을 분석하였다.

강수구름의 발생 빈도

각 지역에서 5년간의 6-8월 동안 PR이 관측한 강 수구름의 발생 수를 각 강우유형별로 조사하였다. 여 기서의 강수구름 발생 수는 PR의 화소 크기 면적(약 4.3 km×4.3 km) 상에 강우가 있는 경우(강우강도>0 mm/h)를 의미한다(Table 1). Fig. 1에 있는 세 개의 선택 영역 각각은 서로 다른 위·경도 면적을 가지고

Table 1. The number of PR rain pixels occurred over the selected box area for each rain type for five year summers

	Convective	Stratiform	All rain pixels
EA1	206716	1484981	1691697
EA2	361493	1582096	1943589
EA3	667174	2938962	3606136



Fig. 1. Map of three selected regions used in this study including the midlatitude region including the Korea Peninsula (EA1), subtropical east Asia (EA2) and tropical east Asia (EA3).

있기 때문에 100 km×100 km 면적 당 발생한 강수구 름 수로 변환하였다(Table 2). 한편 고려해야 할 요소 는 TRMM 위성의 방문빈도 수이다. Fig. 2에 TRMM PR의 방문 수를 위도로 나타내었다. TRMM 위성이 중위도로 감에 따라 그 방문 수가 급속히 증가함을 보이고 있다. 각 지역에 방문하는 방문빈도 수를 EA3 지역의 방문빈도 수에 대한 비율로 Table 3에 나타내었다. 따라서 EA3의 값은 1이 되며, EA1과 EA2의 위성 방문빈도 수는 EA3보다 각각 2.36배와 1.34배 많음을 알 수 있다. 따라서 이러한 위성 방문 빈도 수를 고려하여 등면적인 100 km×100 km에서 발생하는 강수구름 수로 환산하였다(Table 4). 이는 모든 기준을 균등하게 조정한 후 단위 면적당 5년간 6-8월 동안 발생한 강수구름 수를 나타낸 것으로, 강 수구름의 수 밀도라 할 수 있다. 예상할 수 있듯이 EA1 지역의 대류형 강수구름은 EA2와 EA3와 비교 하여 각각 0.86배와 0.48배의 밀도를 나타냈다. 이 연구에서 선정한 EA3 지역은 해수면 온도가 다른

Table 2. The number of PR rain pixels occurred over the 100 km×100 km area for each rain type for five year summers

-			
	Convective	Stratiform	All rainy pixels
EA1	1942.0	13950.7	15892.7
EA2	1289.2	5642.1	6931.3
EA3	1701.2	7494.1	9195.3



Fig. 2. The number of TRMM satellite visits as a function of latitude.

Table 3. Ratio of the number of TRMM satellite visits for each region to that of EA3

Visit number	EA1	EA2	EA3
	2.36	1.34	1

Table 4. The number of PR rain pixels occurred over the 100 km x 100 km area for each rain type for five year summers after considering satellite visit frequency. The numbers in parentheses denote the number fraction of rain pixels in % for each rain type

	convective	stratiform	all rainy pixels
EA1	822.9 (12.2%)	5911.3 (87.8%)	6734.2
EA2	962.1 (18.6%)	4210.5 (81.4%)	5172.6
EA3	1701.2 (18.5%)	7494.1 (81.5%)	9195.3

지역보다 더 높은 지역(warm pool)으로, 약 28°C 이 상이다(Shea et al., 1990). 이 곳의 하층은 지속적으 로 대류 불안정성을 갖고 있는 곳으로 대류성 강수 구름이 발생하기 좋은 환경이다. 따라서 이 곳은 고 립된 적운이 많이 발생한다(Johnson et al., 1999). 또 한 높은 해수면 온도로부터 상승하는 경계층의 공기 는 높은 상당온위를 갖게 되어 보다 운집된 대류운 을 형성하기에도 좋다(Emanual et al., 1994; Kingsmill and Houze, 1999). 따라서 EA3는 운집된 대류운들이 다른 지역보다 큰 규모로 성장하기에 용이한 지역이 다. 한편 이 지역은 코리올리효과가 작은 곳이어서 비교적 약한 중규모 대류 와도(Mesoscale Convective Vorticity)를 갖기 때문에 작은 로스비 반경에 제한을 받지 않게 된다(Cotton et al., 1989). 관측에 의하면 이 지역(warm pool)은 중위도 지역과 비교하여 중규 모 대류계가 보다 큰 규모를 갖는다(Houze, 2004). 한편 아열대지역인 EA2는 한반도 주변 지역보다 약 1.2배 더 많은 대류형 강수구름을 만들어내고 있다.

충운형의 강수구름 발생 빈도 측면에서 EA1은 EA2 및 EA3와 비교하여 1.4배와 0.8배의 밀도를 보 였다, 따라서, EA1의 대류형 강수구름의 발생 빈도 에 비해 층운형 강수구름의 발생 빈도가 다른 지역 과 비교하여 상대적으로 크기 때문에 전체 강수구름 수의 밀도 측면에서 여름철 한반도 주변 지역은 아 열대지역만큼 많은 강수구름을 생산하는 왕성한 지역 임을 알 수 있다.

강우유형별 분포

PR의 강우유형의 상대적 분포 비율을 살펴보면, 한반도 주변 지역에서 대류형 강우 발생 비율은 12.2%로 다른 지역보다 약 6% 정도 작다(Table 4). 일반적으로 중위도 저기압의 강수는 층운형이 대부분 이지만, 일부의 강한 강수 밴드는 대류운의 특성을 갖고 있으며 중위도 뇌우 현상은 주로 대류형이다 (Houze, 1981). 따라서 중위도 지역에서도 여름철 동 안 빈번한 대류성 강수 현상이 발생할 수 있음을 의 미한다.

반면에 층운형 강우의 발생 비율은 87.8%로 다른 지역보다 6% 정도 크다. 또한 열대지역도 약 82%의 층운형 비율을 갖는다. 열대지역은 경압성 저기압이 발생하지 않기 때문에 이러한 층운형 강수가 일어나 지 않으며 대류형 강수가 지배적인 것으로 생각할 수 있다(e.g., Houze, 1997). 그러나 열대지역에서 자 주 발달하는 적란운 중에서 쇠퇴기의 대류운들은 연 직 속도가 약해진 환경에서 강수 대기수적체들이 낙 하하면서 수증기 확산에 의해 그 크기가 성장한다. 즉, 전방의 대류운으로부터 후방의 층운형 강수 유역 으로 이류해 간 대기수적체(특히, 빙정들)들은 층운형 강수구름의 발달을 가져 온다(Biggerstaff and Houze, 1991, 1993). 이러한 지역의 레이더 에코는 층운형으 로 새롭게 발달하는 모습을 가지고 있으며 대류운에 인접해 있다(Houze, 2004). 이와 같이 열대지역도 층 운형의 강수가 빈번히 발생할 수 있는 환경이다.

한편 한반도 주변 지역이 더 높은 층운형 비율을 갖는 것은 다음과 같이 설명할 수 있을 것이다. 중위

도에서는 선형에 가까운 종관적 강제력(e.g., 전선 등) 이 존재하여 스콜선(squall line)과 같은 조직화된 중 규모 대류계의 발생이 상대적으로 많다. 이러한 조직 화된 중규모 대류계는 수평 규모 면에서 대류운 뒷 편으로 넓은 층운형의 발달을 더불어 가져오며, 시간 규모 면에서 수 시간 이상 지속됨에 따라 층운형의 비율을 높게 가져왔을 것으로 사료된다(e.g., Zipser 1982; Maddox et al., 1982). 또한 경압성 대기 환경 인 중위도 지역에서 종관 규모의 강제력 현상들(e.g., 중위도 저기압 통과에 따른 전선, 장마 전선, 상층의 기압골 통과 등)이 갖는 넓은 지역에서의 약한 상승 운동은 층운형 강수구름 발달을 더욱 도왔을 것으로 보인다. 이러한 층운형 강수구름들의 일부는 대류성 형 강수구름과 상관 없이 중위도에서 빈번히 발생한 다. 반면에 열대지역은 운집형의 대류운도 발생하지 만 고립형의 소규모 키작은 대류성 강수구름이 빈번 히 발생하기 때문에 상대적으로 층운형의 비율이 작 은 것으로 사료된다(Johnson et al., 1999).

강우강도의 분포

PR의 연직 레이더 반사도 분포로부터 지표에 가장 근접한 레이더 반사도 값을 통해 추정된 강우강도의 빈도 분포와 누적 빈도 분포를 살펴보았다(Fig. 3). 층운형 강우강도의 빈도 분포는 세 지역에서 매우 비슷한 반면, 대류형은 매우 다른 분포를 보인다. 한 편 EA2와 EA3 지역의 대류형 강우강도의 빈도 분 포는 서로 매우 유사하다. 특히, EA2와 EA3에서 수 mm/h 보다 작은 강우강도가 더욱 빈번히 발생함으로 써 EA1과 비교하여 누적 분포에서 약 20% 정도의 차이를 보인다. 따라서 한반도 주변 지역은 다른 지 역보다 강한 강우강도가 더욱 빈번히 발생함을 나타 내고 있다. 특히 강우강도가 가장 큰 10%에 속하는 평균 강우강도는 EA1, EA2와 EA3에서 각각 41.0, 33.1, 30.7 mm/h 이다. 따라서 가장 강한 대류형 강 수구름 10%만을 고려하면 한반도 주변 지역이 다른 지역보다 평균적으로 30% 강한 강우강도를 만들어내 고 있다.

Table 5는 PR로부터 추정된 강우강도의 평균값을 각 강우유형별 및 모든 강우유형에 대해 나타낸다. 대류형 강우유형에서 PR 화소의 평균 강우강도는 세 지역이 시간당 약 7.1-10.4 mm/h의 강도를 보인다. 특히 한반도 근처에서 일어나는 대류형 강수 현상이 열대지역보다 평균적으로 약 40% 더 강한 강우강도



Fig. 3. (a, c) Relative frequency and (b, d) cumulative frequency of rain rate (mm/h) for (a,b) convective and (c,d) stratiform rain. Solid, dotted and dashed lines denote EA1, EA2 and EA3, respectively.

를 만들어낸다. 이는 열대지역에서 빈번히 발생하는 일반 뇌우(airmass thunderstorm)에 의한 강수 현상과 비교하여 한반도 근처의 강수 현상은 주로 종관적 강제력이 동반된 상황에서 연직으로 더욱 깊게 발달 한 적란운 또는 조직화된 중규모 대류계로부터 강한 강우강도를 만들어 내는 것으로 보인다. 또한 중위도 는 연직 바람 쉬어가 큰 환경이기 때문에 이러한 곳 에서 발달하는 대류운은 열대지역과 비교하여 상대적 으로 강한 대류운일 가능성이 많다(e.g., LeMone and Zipser, 1980; Zipser and LeMone, 1980; May and Rajopadhyaya, 1999; Xu and Randall, 1999). 더욱이 Johnson et al.(1999)에 의하면 열대 지역에서의 무역 역전층(~2 km)과 0°C 부근에 위치하는 안정층으로 인해 대다수의 구름의 높이가 5-6 km 아래에 존재한

 Table 5. Mean TMI rain rate(mm/h) for each rain type over the three regions

	Convective	Stratiform	All rainy pixels
EA1	10.4	1.7	2.8
EA2	7.2	1.9	2.9
EA3	7.1	1.5	2.5

다. 그 중에서도 GATE(Global atmospheric research program Atlantic Tropical Experiment)와 TOGA-COARE(Tropical Ocean Global Atmospheric Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment)의 관측을 통해 MIT(Massachusetts Institute of Technology) 레 이더가 관측한 고도에 따른 구름 수의 분포는 고도 2 km 내외에 많은 구름이 존재함을 보여준다. 따라서 이러한 얕은 대류운을 통해서 내리는 강우강도는 연 직적으로 매우 발달한 적란운보다는 낮은 강우강도를 가질 것으로 사료된다. 다음 절에서 대류운의 운정고 도와 강우강도의 관계를 보임으로써 이러한 유추에 대한 뒷받침을 제공할 것이다. 그 밖에 층운형의 강 우강도는 한반도 주변 지역이 다른 지역과 비슷함을 보인다.

강수계의 연직 구조

TRMM 강수레이더는 강수구름의 자세한 연직 구 조를 제공하기 때문에 강수구름의 구조를 통해 강수 계를 이해하는데 매우 중요한 도구이다. 이러한 연직 의 레이더 반사도 자료 및 산출물을 통해 각 지역의



Fig. 4. (a, c) Relative frequency and (b, d) cumulative frequency of storm cloud top height (km) for (a,b) convective and (c,d) stratiform rain. Solid, dotted and dashed lines denote EA1, EA2 and EA3, respectively.

강수계의 특성을 조사하였다.

운정고도의 빈도 분포

PR의 산출물인 2A23의 강수구름의 운정고도를 이 용하여 세 지역에서의 운정고도의 상대 빈도와 누적 빈도를 살펴보았다(Fig. 4). 세 지역의 대류형 강수구 름의 상대 빈도 분포는 Johnson et al.(1999)에서 발 견한 세 개 모드(trimodal)의 형태와 매우 유사하다 (e.g., Johnson et al., 1999). Fig. 4a의 첫 번째 최대 빈도 봉우리는 약 2 km에 있으며, 두 번째 봉우리는 약 6 km에 있다. 운정고도가 4 km 이하의 강수구름 들에 대해서 EA2와 EA3는 약 35%, EA1은 약 22% 정도를 차지한다. 6 km 이하는 각각 70%와 55%를 차지한다. 따라서 한반도 주변 지역이 운정고도가 6 km 이상 연직으로 높게 발달한 구름을 약 15% 더 많이 생산하고 있음을 알 수 있다. 이는 한반도 주변 에서 발달하는 대류운의 강우강도가 다른 지역보다 더 높을 수 있음을 시사한다. 반면 층운형에 대한 운 정고도는 세 지역이 매우 유사한 분포를 나타낸다.

한편 강수구름의 운정고도에 따른 강우강도의 빈도

분포를 분석하였다(Fig. 5). 평균적으로 운정고도가 낮은 곳에서 강우강도가 낮으며, 운정고도가 높아짐 에 따라 강우강도는 좀 더 다양한 범위를 나타내고 있다. 대류형에서 운정고도가 2 km 근처의 강수구름 에 제일 많은 빈도를 나타내며, 특히 EA2와 EA3는 이 고도에서 많은 강수구름을 발생시킨다. 또한 EA1 의 운정고도가 중 . 상층인 경우에 다른 지역보다 높 은 강우강도와 관련되어 있음을 나타낸다. 반면 층운 형의 강수구름은 세 지역이 매우 비슷한 관계를 보 여준다.

레이더 반사도의 연직 분포

고도별 레이더 반사도의 빈도 분포인 CFADs (Contoured Frequency by Altitude Diagrams; Yuter and Houze, 1995)를 각 강우유형별로 나타내었다 (Fig. 6). 대류형을 먼저 살펴보면 한반도 근처 지역 이 다른 지역보다 연직적으로 더욱 발달한 강수구름 을 형성하며, 연직적으로 강한 레이더 반사도를 갖고, 주어진 한 층에서의 반사도가 더 넓은 범위에 분포하고 있다. 반면에 주어진 층에서 EA3의 강수구름





Fig. 5. Relative frequency of occurrences as a function of radar reflectivity and storm height for (a-c) convective and (d-f) stratiform rain type.



Fig. 6. CFADs of radar reflectivity profiles for (a-c) convective and (d-f) stratiform. Solid, dotted and dashed lines denote EA1, EA2 and EA3, respectively.



TRMM 위성의 강수레이더에서 관측된 동아시아 여름 강수의 특성 41

Fig. 7. (a,c) First and (b,d) second EOFs of radar reflectivity profiles for convective and stratiform rain. Numbers inside panels denote eigenvalues in percent for EA1 (solid line), EA2 (dotted line) and EA3 (dashed line).

들의 분포는 좀 더 좁은 영역에 집중되어 있다. 즉, 연직적 구조 측면에서 볼 때 EA1이 다른 지역보다 다양한 강수구름을 만드는 것으로 보인다. 이러한 발 견은 중국의 중위도 육지 지역이 열대 해상보다 좀 더 넓은 범위의 레이더 반사도를 보인 결과와 유사 하다(Yunfei et al., 2003). 반면 다른 지역과는 달리 EA3는 20 dBZ와 2-3 km 근처에 높은 빈도를 보인다. 즉, 연직적으로 매우 낮은 구름들을 많이 만들어내고 있다. 이러한 현상은 특히 대류형 강수에서 뚜렷이 나타난다. 이것은 Johnson et al.(1999)이 언급한 열 대지역에서 빈번하게 발생하는 운정고도가 2-3 km인 낮은 적운형 구름의 영향이다. 한편 층운형의 강수구 름들은 세 지역이 서로 비슷한 CFADs를 나타내지만, 열대지역이 더 뚜렷한 밝은 띠(bright band)를 보이고 있다.

각 강우유형에 따른 평균적 연직 반사도 프로파일 들의 평균을 살펴보았다. 평균적으로 대류형으로 분 류된 구름들이 비대류형인 층운형 구름들보다 각 층 에서 약 10 dBZ 만큼 더 강한 레이더 반사도를 가진 다(Figs. 6c and 6f). EA2와 EA3의 대류형 강수구름 들은 지표에 접근함에 따라 레이더 반사도가 증가하

고 있다, 이러한 현상은 특히 EA3에서 더욱 뚜렷하 다. 이는 우적 입자들이 하층으로 낙하함에 따라 충 돌병합 과정이 더욱 활발히 진행되면서 강우 입자들 의 크기가 커졌음을 시사한다(Srivastava, 1967, 1971; Hu, 1995). 반면에 EA1 지역에서는 이러한 현 상이 뚜렷이 나타나지 않는다. 이는 중위도에 위치한 한반도 주변 지역에는 하층에서 충돌병합에 의한 우 적 입자 크기의 증가도 있겠지만 강수대(rainshaft)에 서 증발하는 현상도 큰 것으로 사료된다(e.g., Hu, 1995). 즉, 중위도는 아열대와 열대 지역보다는 주변 대기의 상대습도가 작은 환경이어서 이러한 주변 공 기가 강수대로 유입될 때 우적들의 증발이 상대적으 로 많았을 것이다. 한편 한반도 주변 해상은 에어로 졸 수가 열대 지역의 해상보다 5배 정도 많기 때문 에(이한아와 염성수, 2010) 풍부한 응결핵에 의한 구 름 입자가 풍부하여 강수 입자들의 평균적 크기가 작아 구름 입자들이 더욱 빨리 증발하기 쉬운 환경 일 수 있다. 또 다른 가능성은 EA1에서 발생하는 대 류운은 열대 지역보다 연직으로 더욱 발달한 적란운 이 상대적으로 많기 때문에(Fig. 4a), 빙정으로 낙하 하는 대기수적체가 많아 우적들의 충돌병합 현상이

열대 지역보다는 적을 것으로 사료된다.

세 지역에서 레이더의 연직 프로파일 구조와 그 크기를 비교하면, EA1의 반사도가 모든 높이에서 전 체적으로 크며, 지표 근처는 대류형에서 약 3 dBZ 정도 크다(Fig. 6c). 이것은 TMI와 PR의 평균 강우 강도가 EA1에서 가장 컸던 것과 일치한다. 상층에서 도 EA3와 비교하여 EA1에서 반사도가 훨씬 강하며 연직으로 높게 발달한 구름 구조를 보인다. 이는 한 반도 근처 지역에서 연직으로 깊게 발달한 대류성 구름이 만들어지고 있음을 보여준다. 따라서 이러한 연직 구조는 강우강도의 분포에서 설명한 내용을 뒷 받침하고 있다.

층운형 강수구름들은 대류형과는 달리 세 지역이 비슷한 연직 구조를 보이고 있다(Fig. 6f). 약 5 km 고도 근처에 밝은 띠가 존재하며, 이 밝은 띠의 고도 가 EA2와 EA3에서 EA1보다 조금 더 높으며 더욱 뚜렷하다. 열대지역의 연직 상승 속도는 중위도에 비 하여 비교적 낮은 것으로 알려져 있다(e.g., LeMone and Zipser, 1980). 따라서 이들 지역들에서 형성된 빙정 입자들은 싸락눈(graupel)과 우박(hail) 형태라기 보다는 주로 밀도가 낮은 눈(snow aggregates)일 가 능성이 크다. 즉, 빙정들의 크기가 크며 밀도가 작아 빙점에 이르면서 녹기 시작하여 레이더 반사도를 크 게 하였을 것이다. 반면 층운형이라 할지라도 EA1에 는 대류운으로부터 유입된 밀도가 큰 싸락눈과 같은 빙정 입자들이 많아서 이러한 밝은 띠가 뚜렷이 나 타나지 않을 것이다. 한편 입자 크기와도 관계가 있 지만 일반적으로 대류운의 상승 및 하강속도가 열대 지역보다 중위도 지역에서 강하기 때문에(e.g., LeMon and Zipser, 1980), EA3와 EA2에서의 느린 하강 속도는 강수 입자들의 낙하속도를 느리게 하여 보다 뚜렷한 밝은 띠를 형성하기에 좋은 환경을 가 진 것으로 사료된다.

레이더 반사도의 연직 프로파일의 EOFs

각 지역의 강수구름에 대한 레이더 반사도의 EOF 구조의 특징을 살펴보면, 첫 번째 EOF는 각 강우유 형에 있는 전체 변동성을 약 85%, 두 번째 EOF는 약 10%를 설명한다(Fig. 7). 따라서 두 개의 중요 EOFs는 레이더 반사도의 연직분포에 있는 전체 분산 의 약 95% 정도를 설명할 수 있다. 첫 번째 EOF는 연직적으로 약 8 km까지 양의 진폭(또는 음의 진폭) 을 나타내는 구조를 나타낸다. 이는 하층부터 중·상

층까지 연직적으로 잘 발달된 비구름이 전체 변동성 의 약 90%를 이끌고 있음을 의미한다. 두 번째 EOF 는 하층에 양의 진폭, 중·상층에 음의 진폭을 가지고 있다. 또는 이와 반대의 구조도 가능하다. 이는 하층 과 중·상층의 구름 형성이 서로 음의 상관관계가 있 음을 나타내는 것으로 중·상층의 구름이 발달할 때 하층은 그와 반대의 현상이거나 중·상층의 구름이 약할 때 하층의 구름은 발달하는 구조임을 의미한다. 특히 대류형 강수에 대해서 전자의 경우는 특히 소 멸단계의 대류운으로 상층운만 남고 하층의 수적입자 들은 대부분 지면으로 떨어진 구름일 가능성이 있다 (Biggerstaff and Houze, 1989). 후자는 연직적으로 얕은 적운이거나(e.g., Johnson et al., 1999) 또는 발 달 단계의 대류운으로 아직 상부의 빙정이 많이 형 성되지 않은 구름일 것이다(Biggerstaff and Houze, 1989).

한편 세 지역에서 대류형의 첫 번째 EOF 구조는 서로 매우 비슷한 모습을 보이지만, 두 번째 EOF에 서는 조금 다른 모습을 보인다. EA1에서의 EOF가 좀 더 상층까지 큰 진폭을 가진다. 이는 상층까지 구 름이 발달했으며 이들의 변동성이 다른 지역보다 큼 을 의미한다. 한편 열대지역은 상충보다 하층에서 더 큰 변동성이 있음을 나타내고 있다. 층운형 강우의 첫 번째 EOF 구조는 특히 열대지역을 포함한 모든 지역에서 5km 고도 근처에 큰 변동성을 나타낸다. 관측 기온 자료로부터의 0°C 고도와 밝은 띠의 고도 비교를 통해 밝은 띠의 90%는 0℃ 고도로부터 하부 0-600 m 사이에서 발생하며, 평균적으로 300 m 아래 에서 일어나는 것으로 알려져 있다(Thurai et al., 2003). 또한 이 두 고도의 차이는 계절과 위도의 함 수로 특히 위도가 높을수록 둘 사이의 차이가 좀 더 크다(Thurai et al., 2003). 6-8월 동안 0°C 고도는 보 통 5-5.5 km 근처에 있기 때문에 5 km 근처에 나타 나는 큰 변동성은 밝은 띠에 의해 주도된 것으로 보 인다. 두 번째 EOF 구조는 대류형의 것과 매우 유사 한 특징을 보인다.

결 론

TRMM 위성의 강수레이더인 PR의 산출물인 지표 근처의 강우강도와 레이더 반사도의 연직 프로파일을 분석하여 한반도 주변 지역을 비롯하여 열대 및 아 열대 동아시아 지역들의 6-8월의 강수 특성 및 구름 의 연직 구조 특성을 강우유형별로 분류하여 조사하 였다. 한반도 주변 지역은 열대지역과 아열대지역보 다 대류형 강수구름의 발생이 약 6% 작았으며, 층운 형 강수구름의 발생은 6% 정도 많았다. 이는 중위도 지역의 전선과 같은 종관 규모의 강제력을 가진 환 경이 층운형의 발달에 도움을 주었기 때문인 것으로 사료된다. 단위 면적당 발생하는 대류형 강수구름 수 를 살펴보면 한반도 주변 지역이 아열대와 열대 지 역과 비교하여 각각 0.86배와 0.48배의 밀도를 나타 냈다. 한편 강우강도의 측면에서 한반도 주변 지역이 다른 지역보다 평균적으로 대류형에서 40% 더 강한 강우강도(10.4 mm/h)를 만들어내는 반면 층운형은 세 지역이 서로 비슷한 강우강도를 나타냈다. 또한 강수 구름의 연직 구조를 레이더 반사도를 이용하여 비교 할 때 한반도 주변 지역의 대류형 강수구름이 하층 과 중·상층에서 각각 약 3 dBZ와 5 dBZ 정도 큰 값 을 보였다. 따라서 한반도 주변 지역에서의 대류운은 연직적으로 더욱 발달한 강한 강수구름임을 나타낸 다. PR의 운정고도를 통하여 한반도 주변 지역에서 발생하는 대류운은 구름의 높이가 더 높았으며, 이는 좀 더 강한 강우강도를 만드는 강수 현상과 관련되 어 있었다.

특히 열대지역의 대류형 강수구름들은 지표에 접근 함에 따라 레이더 반사도가 뚜렷이 증가하고 있음을 보인다. 이는 우적 입자들이 하층으로 낙하함에 따라 충돌병합 과정에 의해 성장하고 있음을 뚜렷이 보여 준다(Srivastava, 1967, 1971; Hu, 1995). 또한 열대지 역의 층운형은 레이더 반사도에서 더욱 뚜렷한 밝은 띠를 갖고 있었다. 한반도 주변 지역에는 층운형이라 할지라도 대류운으로부터 유입된 밀도가 큰 싸락눈과 같은 빙정 입자들이 상대적으로 많아 이러한 밝은 띠를 형성하기 어려운 환경인 것으로 사료된다.

한편 세 지역에서 대류형의 첫 번째 EOF 구조는 서로 매우 비슷한 모습을 보이지만 두 번째 EOF에 서는 조금 다른 모습을 보인다. 한반도 주변 지역의 EOF가 좀 더 상층까지 작은 진폭을 갖고 있었다. 이 는 높은 곳까지 구름이 발달했으며 이들의 변동성이 컸음을 나타낸다. 한편 열대 지역은 상층보다 하층에 더 큰 변동성이 있음을 보인다. 층운형 강우의 첫 번 째 EOF 구조는 특히 열대지역을 포함한 모든 지역 의 5 km 고도 근처에 큰 변동성을 나타낸다. 이는 밝은 띠에 의해 주도된 것으로 보인다.

감사의 글

이 연구에서 사용한 TRMM 자료는 NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center에서 제공되어졌습니다. 이 연구는 기 상지진기술개발 사업단(CATER 2009-2108)의 지원으 로 수행되었습니다.

참고문헌

- 김찬수, 서명석, 2008, 우리나라에서 최근(1976-2005)강수 의 변화시점. 한국기상학회지, 18, 111-120.
- 김형우, 1999, 도플러 레이다 자료를 이용한 집중호우의 중 규모대류계 분석. 서울대학교 이학석사학위논문, 101 p.
- 김형우, 이동규, 김영철, 2000, 도플러 레이다를 이용한 중 규모 대류계의 집중호우 분석. 한국기상학회 2000 가을 학술대회 초록논문집, 118-122.
- 신임철, 김태룡, 이은정, 김은숙, 김은희, 배선희, 박연옥, 2007, 8월 및 여름철 강수량의 장기변화 경향. 한국기상 학회 2007가을 학술대회 초록논문집, 484-485.
- 이승호, 권원태, 2004, 한국의 여름철 강수량 변동 -순별 강수량을 중심으로-. 대한지리학회지, 39, 819-985.
- 이한아, 염성수, 2010, 구름모형에서의 현실적인 핵화과정 모수화를 위한 에어러솔 분포 적용 실험. 한국기상학회 2010 가을 학술대회 초록논문집, 420-421.
- 최영진, 문자연, 2000, 한국의 여름철 일 강우강도 변화 경 향. 한국기상학회 2000 가을 학술대회 초록논문집, 339-341.
- 허창회, 강인식, 1988, 한국지역 강수의 변동성에 관한 연 구. 한국기상학회지, 24, 38-48.
- Biggerstaff, M.I. and Houze, R.A.Jr., 1989, Use of dual-Doppler radar analyses in a composite study of a midlatitude squall line observed during PRE-STORM. Preprints, 24th Conference on Radar Meteorology, Tallahassee, American Meteorological Society, 455-458.
- Biggerstaff, M.I. and Houze, R.A.Jr., 1991, Kinematic and precipitation structure of the 10-11 June 1985 squall line. Monthly Weather Review, 119, 3034-3065.
- Biggerstaff, M.I. and Houze, R.A.Jr., 1993, Kinematics and microphysics of the transition zone of the 10-11 June 1985 squall line. Journal of Atmospheric Sciences, 50, 3091-3110.
- Biggerstaff, M.I., Seo, E.K., Hristova-Veleva, S., and Kim, K.-Y., 2006, Impact of cloud model microphysics on passive microwave retrievals of cloud properties. Part I: Model comparison using EOF analyses. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47, 930-954.
- Biggerstaff, M.I. and Seo, E.K., 2010, An EOF-Based Comparison and evaluation of simulated passive micro-

wave signatures to observations over tropical oceans. Journal of Geophysical Research, 115, doi:10.1029/2009JD013029.

- Choi, Y., 2002, Trends in daily precipitation events and their extremes in the southern region of Korea. Korea Society of Environmental Impact Assessment, 11, 189-203.
- Cotton, W.R., Lin, M.-S., McAnelly, R.L., and Tremback, C.J., 1989, A composite model of mesoscale convective complexes. Monthly Weather Review, 117, 765-783.
- Emanuel, K.A., Neelin, J.D., and Bretherton, C.S., 1994, On large-scale circulations in convecting atmospheres. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 120, 1111-1143.
- Houze, R.A.Jr., 1981, Structures of atmospheric precipitation Systems: A global survey. Radio Science, 16, 671-689.
- Houze, R.A.Jr., 1997, Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? Bulletin of American Meteorological Society, 78, 2179-2196.
- Houze, R.A.Jr., 2004, Mesoscale convective systems. Reviews of Geophysics, 42, RG4003, 2004RG000150.
- Hu, Z., 1995, The role of raindrop coalescence and breakup in rainfall modeling. Atmospheric Research, 37, 343-359.
- Iguchi, T. and Meneghini, R., 1994, Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne of spaceborne radar data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 11, 1507-1516.
- Iguchi, T., Kozu, T., Meneghini, R., Awaka, J., and Okamoto, K., 2000, Rain-profiling algorithm for the TRMM Precipitation Radar. Journal of Applied Meteorology, 39, 2038-2052.
- Johnson, R.H., Rickenbach, T., Rutledge, S.A., Ciesielski, P., and Schubert, W., 1999, Trimodal characteristics of tropical convection. Journal of Climate, 12, 2397-2418.
- Kingsmill, D.E. and Houze, R.A.Jr., 1999, Thermodynamic characteristics of air flowing into and out of precipitating convection over the west Pacific warm pool. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 125, 1209-1229.
- Kummerow, C.D., Barnes, W., Kozo, T., Shiute, J., and Simpson, J., 1998, The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 15, 809-817.
- Kummerow, C.D., Hong, Y., Olson, W.S., Yang, S., Adler, R.F., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.B., and Wilheit, T.T., 2001, The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. Journal of Applied Meteorology, 40, 1801-1820.

- LeMone, M.A. and Zipser, E.J., 1980, Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part I: Diameter, intensity and mass flux. Journal of Atmospheric Sciences, 37, 2444-2457.
- Lee, D.-K., Kim, H.-R., and Hong, S.-Y., 1998, Heavy rainfall over Korea during 1980-1990. Journal of Atmospheric Sciences, 1, 32-50.
- Maddox, R.A., Rodgers, D.M., and Howard, K.M., 1982, Mesoscale convective complexes over the United States in 1981: Annual summary. Monthly Weather Review, 110, 1501-1514.
- May, P.T. and Rajopadhyaya, D.K., 1999, Vertical velocity characteristics of deep convection over Darwin, Australia. Monthly Weather Review, 127, 1056-1071.
- Olson, W.S., Kummerow, C.D., Yang, S., Petty, G.W., Tao, W.K., Bell, T.L., Braun, S.A., Wang, Y., Lang, S.E., Johnson, D.E., and Chiu, C., 2006, Precipitation and latent heating distributions from satellite passive microwave radiometry. Part I: Method and uncertainties. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 702-720.
- Seo, E.K. and Biggerstaff, M.I., 2006, Impact of cloud model microphysics on passive microwave retrievals of cloud properties. Part II: Uncertainty in rain, hydrometeor structure and latent heating retrievals. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47, 955-972.
- Seo, E.K., Liu, G, Suh, M.-S., and Sohn, B.J., 2010, The varying response of microwave signatures to different types of overland rainfall found over the Korean peninsula. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 27, 785-792.
- Shea, D., Trenberth, K., and Reynolds, R., 1990, A global monthly sea surface temperature climatology. NCAR technical note (NCAR/TN-345+STR), Boulder, Colorado, USA, 167 p.
- Simpson, J., Alder, R.F., and North, G.R., 1988, A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. Bulletin of American Meteorological Society, 69, 278-295.
- Srivastava, R.C., 1967, On the role of coalescence between raindrops in shaping their size distribution. Journal of Atmospheric Sciences, 24, 287-291.
- Srivastava, R.C., 1971, Size distribution of raindrops generated by their breakup and coalescence. Journal of Atmospheric Sciences, 28, 410-415.
- Stout, J. and Kwiatkowski, J., 2004, Selected analyses of TRMM instantaneous rainfall data. 2004 Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 914-917.
- Thurai, M., Deguchi, E., Iguchi, T., and Okamoto, K., 2003, Freezing height distribution in the tropics. International Journal of Satellite Communications and Networking, 21, 533-545.

- Xu, K.-M. and Randall, D.A., 1999, Updraft and downdraft statistics of simulated tropical and midlatitude cumulus convection. Journal of the Atmospheric Sciences, 58, 1630-1649.
- Yunfei, F., Yihua, L., Liu, G., and Qiang, W., 2003, Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. Advances in Atmospheric Sciences, 20, 511-529.
- Yuter, S.E. and Houze, R.A.Jr., 1995, Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III: Vertical mass transport, mass divergence, and synthesis. Monthly Weather Review, 123, 1964-1983.

Yuter, S.E., Miller, M., Stout, J., Wood, R., Kwiatkowski,

J., Horn, D., and Spooner, C., 2006, Remaining challenges in satellite precipitation estimation for the Tropical Rainfall Measuring Mission. 4th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona, Spain.

- Zipser, E.J. and LeMone, M.A., 1980, Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part II: Synthesis and model core structure. Journal of Atmospheric Sciences, 37, 2458-2469.
- Zipser, E.J., 1982, Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve veryshort-range forecasts. In Browning, K. (ed.), Nowcasting, Academic Press, USA, 191-204.

2010년 12월 5일 접수 2010년 12월 30일 수정원고 접수 2011년 1월 21일 채택