

# MTSAT-1R 휘도온도를 이용한 낙뢰발생 특성 분석 및 예측

## Characteristics of Brightness Temperature from MTSAT-1R on Lightning Events and Prediction over South Korea

엄효식\*, 서명석, 이윤정

Hyo-Sik Eom\*, Myoung-Seok Suh, and Yun-Jeong Lee

공주대학교 대기과학과

sms416@kongju.ac.kr

### Abstract

This study investigates the characteristics of cloud top brightness temperature (CTBT) of WV and IR1 from MTSAT-1R when lightning strikes in South Korea. For temporal and spatial collocations, lightnings, occurred only within  $\pm 5$  minutes from the six minutes added official satellite observation time (e.g., not 0600 UTC but 0606 UTC, considering the real scan time over South Korea), were selected. And the CTBTs corresponding to lightning spots were determined using the nearest pixel within 5 km. The brightness temperature difference (BTD, defined as WV - IR1) between two channels is negatively large when no lightning occurs, whereas it increases up to positive values (sometimes, +5 K) and the largest frequency distributes around 225 K and 205 K in lightning cases. The probabilistic approach for lightning frequency forecast, presented by Machado et al. (2008) in Southern America, was applied over South Korea and new exponential equations, with high coefficients of determination around 0.98 to 0.99, were developed using two channels' BTDs when lightning strikes. Moreover, a case study on 10th June, 2006, the largest number of lightning occurred between 2002 and 2006, was made. The major finding is that lightning activity is closely related to the dramatic decreases in BT and the increases in BTD (esp., equal to or larger than 0 K). Lightning frequency increases exponentially when BTD increases up to 0 K. Therefore, lightning forecast skill will be improved when the integrated strategy (synoptic background and satellite-based CTBT and BTD) is applied. It is believed that this study contributes to the application of the Korean first geostationary satellite (COMS), scheduled to launch at the end of this year, to severe weather detections.

### 1. 개 요

낙뢰는 일반적으로 많은 양의 수증기가 포함된 불안정한 대기에서 강한 대류가 발생하여 운정온도가 적어도  $-20^{\circ}\text{C}$  이하로 하강할 때 발생한다. 즉, 낙뢰활동은 폭풍의 역학 및 미세물리과정과 밀접하게 관련되어 있기 때문에 대류형 강수현상의 분포 및 잠열 방출/이동의 제시요소가 될 수 있다 (Petersen and Rutledge, 1998). 대류활동과 관련된 잠열방출의 위치와 분포는 또한 국지순환의 강도와 패턴변화를 통해 대규모 대기 순환과 일기패턴에 영향을 줄 수가 있다.

이러한 이유로 최근에는 낙뢰 탐지를 위한 센서들이 개발되어 Tropical rainfall

measuring mission (TRMM), Defense meteorological satellite program (DMSP) 등과 같은 저궤도 위성에 탑재되어 운용중이다. 하지만 TRMM은 관측주기가 길뿐만 아니라 위성의 궤도가 저위도 지역에 국한되기 때문에 우리나라와 같은 중위도 지역에서는 활용에 한계가 있다. 따라서 정지궤도 기상위성과 같이 30분 이내의 짧은 시간단위로 관측이 가능한 위성자료를 이용하여 낙뢰 발생 가능성 예측 및 탐지가 가능하다면 우리나라와 같은 지역에서 유용하게 사용될 수 있을 것이다.

정지궤도 위성관측 자료에서 산출되는 휘도 온도를 이용하여 낙뢰 발생을 탐지하거나 예측 수준을 향상하기 위한 다방면의 연구가 활발히 이루어지고 있다. Molinie and

Jacobson (2003, 2004)은 적외 채널에서 산출된 운정 휘도온도 (Cloud top brightness temperature, hereafter CTBT)와 낙뢰 활동과의 관계를 분석하여 CTBT가 218K (-55°C) 이하일 때 온도가 낮아질수록 낙뢰 빈도 및 강도가 증가한다는 결과를 보였다. 한편, Grecu and Anagnostou (2000)은 강수량 추정 시에 낙뢰 자료를 사용하여 대류가 활발하지 않은 권운 지역을 제거하여 15% 오차 제공근 감소의 결과를 보였고 Kurino (1997)는 11  $\mu\text{m}$ 와 12  $\mu\text{m}$ 간의 휘도 온도 차이를 이용하여 강수가 없는 권운 (Cirrus)을 제거하였다.

깊은 대류가 발달할 때 대류운의 운정이 성층권 하부까지 침투하여 (Penetrating convection) 대류권과 성층권 하부의 다양한 화학적 작용 및 교류가 일어난다는 것에 착안하여 (Negri, 1982; Alder and Mack, 1986) 집중호우나 낙뢰 탐지를 위한 연구도 활발히 이루어졌다. 두 채널간의 휘도온도 차이 (WV - IR)를 global convective diagnostic (GCD)로 정의하고 (Mosher, 2001) 이를 초단기 깊은 대류 예측에 사용하거나 (Medaglia et al., 2005) 열대 및 아열대 해상에서 대류 활동을 탐지하는 연구가 수행되었다 (Martin et al., 2008). 또한 이 방법을 이용하여 대류나 낙뢰 탐지를 위한 연구도 활발히 이루어졌다 (Fritz and Laszlo, 1993; Reudenbach et al., 2001; Stevak et al., 2007). Machado et al. (2008)은 두 채널간의 휘도온도 차 (WV - IR)가 대류 활동이 왕성한 지역에서 0에 수렴하거나 때로는 양의 값을 갖는다는 것을 이용하여 낙뢰 빈도의 확률적 접근을 시도하였다.

본 연구에서는 MTSAT-1R 수증기 (WV), 적외 1채널 (IR1)에서 추정된 휘도 온도를 사용하여 낙뢰 발생 유무에 따른 특성을 분석하고, 두 채널간의 휘도온도 차이를 이용하여 위성자료를 이용한 낙뢰 예보의 확률적 접근을 시도하였다. 또한 대표적인 낙뢰 사례에 대해 위성 휘도 온도를 분석하여 남한 지역에서 위성의 단기예측 가능성을 평가해보았다.

## 2. 자료 및 연구방법

본 연구에서 사용된 자료는 기상청에서 제공되는 전국 24개 지점의 낙뢰 관측 자료와 MTSAT-1R 위성의 IR1, WV 자료이다. 기상청에서 2001년 도입되어 운영 중인 신 낙뢰관측 시스템에서 관측된 낙뢰는, 관측 효율이 90% 이상 (정은실 외, 2002)으로 알려진 위도 33~39° N, 경도 124~130° E 범위 내의 자료만을 사용하였다. MTSAT-1R 위성은 2005년 2월 26일 발사되어 동경 140°에 위치하는 현업용 정지궤도 위성이다. 연구에 사용된 기간은 2006년 6~9월의 하계기간 동안 남한지역 및 인근 도서해안 지역에서 낙뢰가 발생한 시간으로 한정하였으며 5개의 채널 중 대기의 창 영역인 적외 1 채널 (IR1, 10.3~11.3  $\mu\text{m}$ )과 수증기 채널 (WV, 6.5~7.0  $\mu\text{m}$ )을 이용하였다.

낙뢰 자료와 위성 자료와의 시·공간적 일치를 위하여 다음의 방법을 사용하였다. 첫째, 시간적으로는 MTSAT-1R 위성이 남한 지역을 스캔하는 시간을 고려하여 위성 관측시간 대비 +6분을 기준으로  $\pm 5$ 분 이내에 발생한 낙뢰에 대하여 해당 시간의 낙뢰 자료로 이용하였다. 둘째, 공간적으로는 위성 화소의 중심을 기준으로 반경 5 km 이내에 위치하는 낙뢰에 대해서만 해당 화소에 해당하는 낙뢰로 결정하였다. 이러한 시·공간적 일치 기준은 선행 연구 (Machado et al., 2008)의  $\pm 7.5$ 분, 반경 10 km 이내의 기준보다 더욱 엄격한 것으로, 위성의 해상도 (직하점 기준 4 km)와 위성 화소의 낙뢰 현상 대표성을 고려한 것이다.

연구 방법으로는 2006년 하계기간 동안에 낙뢰 발생 유무에 따른 채널별 휘도 온도의 특성과 상호관계를 산점도와 히스토그램으로 분석하였다. 또한 2006년 6월 10일의 사례에 대하여 휘도온도와 낙뢰 빈도와의 상호관계를 분석하고 종관적 배경을 살펴보았다. 종관 배경장 분석에 사용된 자료는 6시간 간격으로 제공되며 1° X 1°의 해상도를 가지는 National Centers for Environmental

Prediction (NCEP) Final (FNL) 자료이다 (Available online at <http://dss.ucar.edu/>).

위성자료를 이용하여 낙뢰 활동을 확률적으로 예측하기 위하여 Machado et al., (2008)에 의해 제시된 다중채널간의 휘도온도차 (WV - IR1) 알고리즘을 이용하였다. 남한 지역에서 발생한 낙뢰 사례에 대해 WV - IR1의 차이가 -20~+10 °C의 범위에서 1 °C 간격으로 낙뢰발생 확률을 산출하였으며 이 때 사용한 알고리즘은 식 (1)과 같다.

$$P_i(\geq j) = \frac{LGT(i, j)}{LGT(i, j) + NO(i)} \quad (1)$$

$i$ 는 수증기 채널과 적외 1 채널의 휘도 온도 차이이며,  $j$ 는 적어도  $j$ 번 이상의 낙뢰가 발생함을 의미한다. 따라서  $P_i(\geq j)$ 는 두 채널간의 휘도온도 차이가  $i$ 일 때 낙뢰가 적어도  $j$ 번 이상 발생할 확률을 뜻한다. (1)식 우변의  $LGT(i, j)$ 는 휘도온도 차이가  $i$ 일 때  $j$ 번 이상 낙뢰가 발생한 빈도이며,  $NO(i)$ 는 휘도온도 차이가  $i$ 일 때 낙뢰가 발생하지 않은 빈도를 나타낸다.

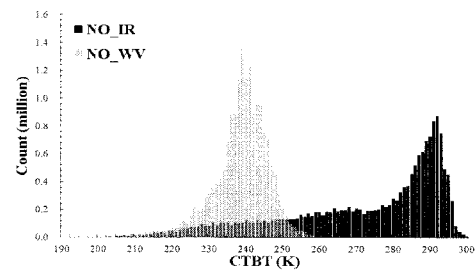
### 3. 연구 결과

#### 가. 낙뢰발생 유무에 따른 채널별 휘도온도 분석

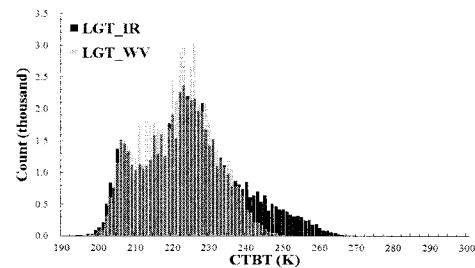
Fig. 1은 낙뢰가 발생한 시간의 위성 자료 중에서 화소를 중심으로 인접한 ( $\pm 5$ 분, 반경 5 km 이내) 낙뢰의 발생 유무에 따른 수증기 채널과 적외 1 채널의 휘도온도 차이의 분포를 나타낸 것이다. 낙뢰가 발생하지 않은 경우 적외 1 채널의 휘도온도는 290~295K 부근에 가장 많은 분포를 보이며 높은 온도쪽으로 편이된 상태를 보인다. 수증기 채널의 휘도온도는 240K을 중심으로 가우시안 분포를 따르고 있다. 두 채널간 휘도온도 분포의 범위 및 차이가 큰 이유는 낙뢰가 발생하지 않은 대부분의 경우 대류가 발생하지 않거나 얇은 대류 (shallow convection)이기 때문에 적외 채널의 휘도온도가 수증기 채널에 비해 상당히 높기 때문이다. 낙뢰가 발생한 경우 깊은 대류 (deep

convection)가 일어나 운정이 대류권 상부나 대류권계면까지 발달한다. 따라서 운정으로 부터 적외 채널에 도달하는 에너지 (radiance)가 적고 수증기 채널의 경우 대류권 상부의 두꺼운 구름 (thick cloud) 하부에서 올라오는 복사 에너지를 대부분 흡수하고 다시 그 고도의 온도에 해당하는 적외 복사 에너지를 방출하기 때문에 온도가 낮게 나타난다 (Schmetz et al., 1997). 본 사례에서는 적외 채널과 수증기 채널 모두에서 225 K (-48 °C) 부근과 205 K (-68 °C) 부근에서 두 번의 최대 빈도가 나타났다.

(a) CTBT conditional on no lightning



(b) CTBT conditional on lightning



(c) CTBT differences (WV - IR1)

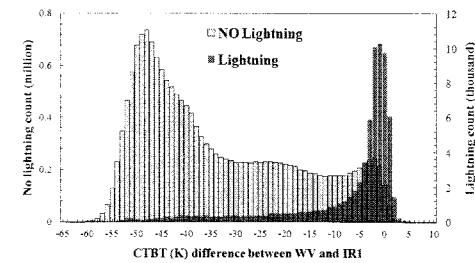


Fig. 1. The distributions of (a) CTBT on no lightning, (b) CTBT on lightning, and (c) CTBT differences (WV - IR1) derived from IR1 and WV channels.

낙뢰가 발생한 경우 깊은 대류의 결과 휘도 온도 차이가 음의 값에서 0으로 수렴할 수록 그 빈도가 지수 함수적으로 늘어났으

나 최대가 된 후 그 빈도가 급격히 감소하였다 (Fig. 1. (c)). 낙뢰가 발생하지 않은 경우는 일반적으로 수증기 채널의 휘도온도가 적외 1채널의 휘도온도보다 상당히 낮게 나타났다. 이것은 수증기 채널의 최대 가중치가 대류권 중상층에 (약 540 hPa, Santurette and Georgiev, 2005) 있기 때문이다.

나. 다중채널 휘도온도차를 이용한 낙뢰빈도의 확률 분석

2006년 하계기간 동안 (6~9월) 구름 대기 간 낙뢰가 발생한 경우에 대하여 수증기 채널과 적외 1 채널과의 휘도온도 차이에 식 (1)을 적용하여 낙뢰 빈도를 확률적으로 분석하였다 (Fig. 2). 휘도온도 차이가 증가할수록 (음의 값에서 0으로 수렴할수록) 낙뢰의 발생확률은 지수 함수적으로 증가함을 알 수 있다. 예를 들어 휘도온도 차이가 +3 K인 경우에 낙뢰가 ±5분 이내에 5 km 반경 이내에서 발생할 확률은 각각 26.7% (1번 이상), 23.8% (2번 이상), 20.6% (4번 이상), 16.6% (8번 이상), 그리고 12.7% (16번 이상)이다.

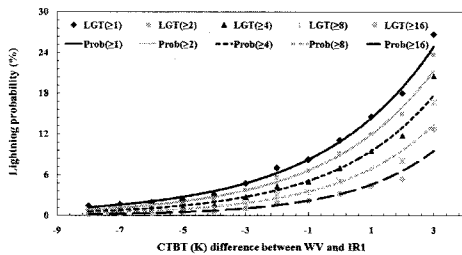


Fig. 2. Frequency and adjusted exponential curves of cloud-to-ground discharge as a function of the WV-IR1 CTBT differences for the probability of having at least one, two, four, eight, and sixteen cloud-to-ground discharges in 10-minute intervals.

식 (2)는 두 채널간의 휘도온도 차이가 -8K~+3K범위에서 낙뢰빈도의 확률 분포를 지수함수에 적합시킨 것이다.  $i$ 는 휘도온도 차이를 의미하며,  $R^2$  값은 0.98~0.99로 나타

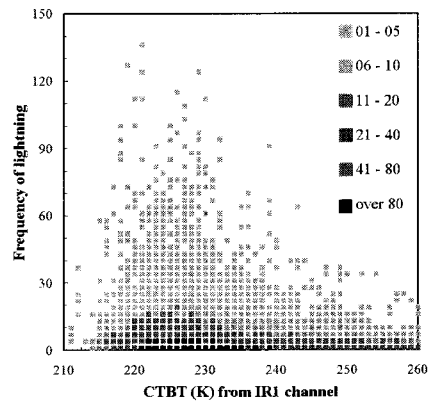
나 지수함수 곡선의 적합도가 아주 높은 것으로 나타났다.

$$\begin{aligned}
 P_i(\geq 1) &= 10.8 \times \exp(0.28 \times i), R^2 = 0.99 \\
 P_i(\geq 2) &= 8.9 \times \exp(0.29 \times i), R^2 = 0.99 \\
 P_i(\geq 4) &= 6.9 \times \exp(0.31 \times i), R^2 = 0.99 \\
 P_i(\geq 8) &= 4.8 \times \exp(0.33 \times i), R^2 = 0.98 \\
 P_i(\geq 16) &= 3.2 \times \exp(0.37 \times i), R^2 = 0.98
 \end{aligned} \quad (2)$$

다. 사례연구 (2006. 06. 10)

2006년 6월 10일 오후 중반부터 야간 늦게까지 남한 내륙지역에 영향을 준 사례는 동서방향의 폭이 좁은 한랭전선에 깊은 대류 (deep convection)가 발달하여 동서 방향의 휘도온도 분포 및 낙뢰 활동을 분석하기 용이한 경우이다.

(a) IR1 CTBT vs. lightning frequency



(b) WV CTBT vs. lightning frequency

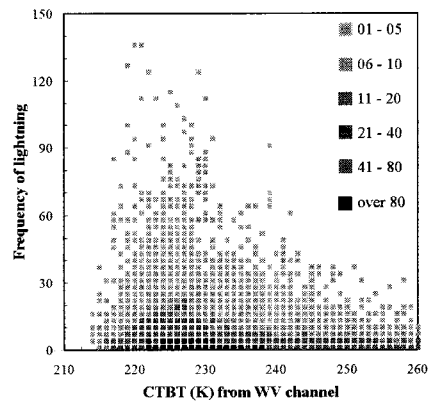


Fig. 3. Scatter plots of lightning frequency according to CTBTs derived from (a) IR1 and (b) WV channel on 10th June, 2006.

Fig. 3은 6월 10일 실제 한반도 영역 관측 시간(공식 관측 시간 + 6분) 기준  $\pm 5$ 분 5 km 반경 이내에 낙뢰가 관측된 화소에 대하여 적외 1 및 수증기 채널의 휘도온도와 낙뢰 활동의 빈도의 관계를 나타낸 산점도이다. 사례의 경우 비교적 좁은 범위에 걸쳐 뇌우를 동반한 깊은 대류가 일어나 적외 1 채널의 경우와 수증기 채널의 휘도온도 분포 특성이 거의 비슷한 형태로 나타났다.

일반적으로 220 K 부근까지 휘도온도가 감소할수록 낙뢰빈도가 증가하는 형태를 보이며, 낙뢰 활동이 10회 미만인 경우에 220~240K 범위에서 빈도가 높게 나타났다 (검은색). 낙뢰 활동이 비교적 30회 미만으로 적은 경우에는 215~260 K까지 넓은 범위에 휘도온도가 발생하였다. 그러나, 휘도온도 분포가 220~230 K 범위에서는 빈도수는 적지만 140회 정도까지 발생하여 온도가 낮을수록 더 많은 낙뢰 빈도가 발생할 가능성이 높다는 것을 알 수 있다.

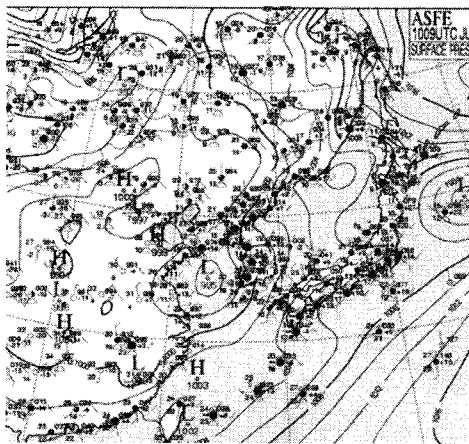
Fig. 4에서 2006년 6월 10일 중국 남부해안, 동지나해 및 일본 남쪽 해상에 동서방향의 광범위한 수렴대가 위치한 가운데, 기압능이 일본 본주지방부터 동해상으로 위치하여 옹진반도 서쪽 해상에 중심을 둔 절리 저기압의 동진이 저지 (blocking)된 종관 상태를 보였다. 따라서 한반도는 서해상의 저기압 전면에서 지상부터 상층까지 남서기류가 계속적으로 유입되었으며, 오전 중에는 충남 일부 지방 및 경기북부 지방을 중심으로 중규모 대류 시스템 (MCS)에 동반된 강수 및 뇌전 현상을 보였다. 오후 중반 이후 서해 해상에서 남북 방향으로 강하게 형성된 한랭전선에 동반된 뇌우가 남한 지역을 통과하여 야간까지 영향을 주었다. 10일 15시 (KST) 이후 자정까지 447개 AWS에서 관측된 9시간 누적 강수량 분포에서 태안반도를 중심으로 50~80 mm의 누적 강수량을 기록하였고 경기 및 충청 호남 지역에 20~50 mm 강수량이 관측되었다.

아시아 영역의 수증기 영상 (Fig. 4. (c))에서 저기압성 순환의 중심이 서해상에 위치한 가운데 화중 화남 지방까지 맑고 건조한

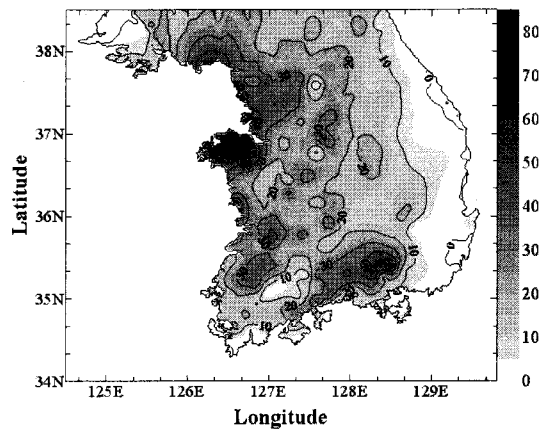
영역이 나타나고 있으므로 절리 저기압 후면의 북서기류에 의해 차고 건조한 기단이 화중 화남지방으로 남하하고 있음을 알 수 있다. 또한 온난 습윤한 북태평양 기단과 차고 건조한 대륙성 기단의 경계 및 수렴역이 장마전선을 형성하여 대만 및 일본 남쪽에 위치하고 있고, 한대 제트가 방패형 권운 (Cirrus shield) 형태의 수렴역의 북쪽 1~2° 정도에 위치한 것을 확인 할 수 있다. 한편, 절리저기압 전면에 위치한 한반도 남서해상으로 강한 남서기류에 동반된 수증기가 공급되는 상태가 나타나고 있다. Fig. 4. (c)-(f)에서 남한 서부해안을 중심으로 남북 방향으로 강한 전선성 뇌우밴드 구름이 나타나고 있는데, 강한 상승기류가 뇌우 구름의 운정을 성층권 하부까지 상승시켜 (overshooting) 발달한 Enhanced-V 형태를 보이고 있다 (McCann, 1983; Brunner et al., 2007). 또한 동쪽의 기압능 때문에 이 밴드는 폭이 좁고 강원 지방으로는 모두 형태의 구름이 나타나고 있다.

300 hPa과 500 hPa에서 (Fig. 5(a)-(b)) 상층의 절리된 저기압 중심이 산둥반도와 옹진반도 사이의 서해상에 위치하고 있으며, 동해상의 기압능과 서해상의 절리저기압 사이에 위치한 남한 지역은 상층 발산 및 하층 수렴에 의해 지상 저기압이 발달할 수 있는 조건을 갖추고 있다. 또한 제트 북쪽에 위치한 남부지역은 제트의 속도발산에 의한 상층 발산 및 남북간의 속도 차에 의한 저기압성 와도가 발생하는 지역에 위치한다. 700 및 850 hPa에서도 (Fig. 5. (c)-(d)) 절리된 저기압 중심이 서해 중부 해상에 위치한 가운데 한랭핵 (cold core) 및 온도골 (thermal trough)이 서해 해상으로 깊게 발달하였다. 또한 강한 온도능 (thermal ridge)이 남서해상에 위치하고 있어 서부 해안을 중심으로 동서간의 온도경도가 크고 경압불안정이 심하게 나타나고 있다. 850 hPa에서 서해안으로 풍속 및 풍향의 급변 (북서 → 남서)이 나타나고 있어 이 부근으로 한랭전선이 위치한 것을 확인할 수 있다.

(a) SFC



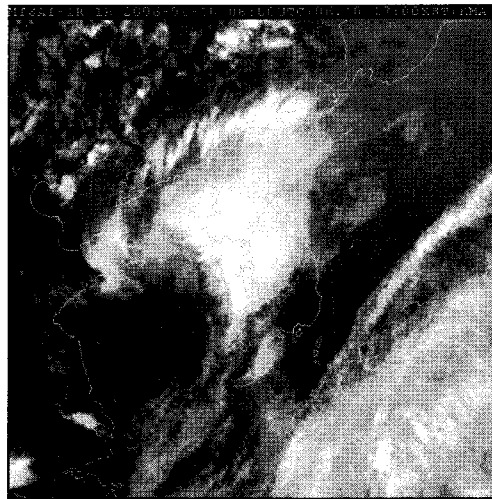
(b) Rainfall (mm)



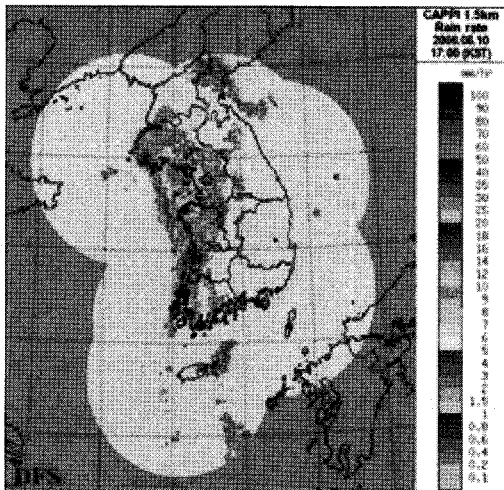
(c) WV image



(d) IR image



(e) Radar image



(f) Lightning image

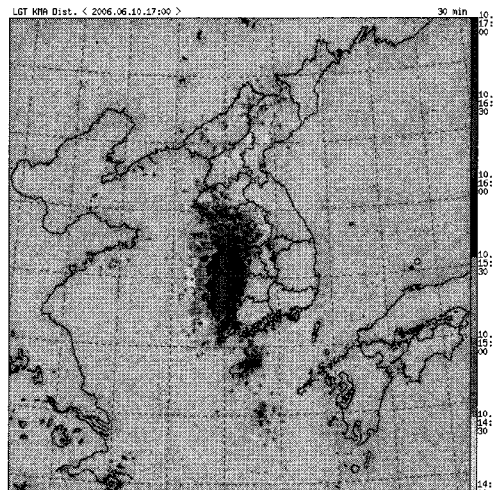
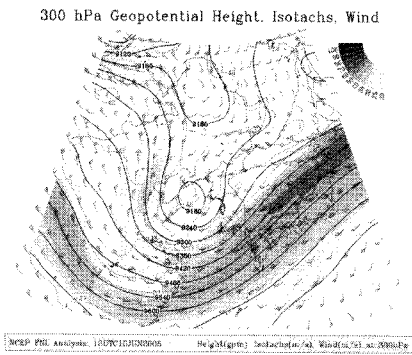
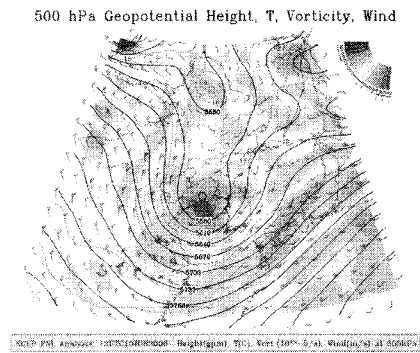


Fig. 4. Severe frontal thunderstorm event over South Korea on 10th June, 2006. (a) surface analysis chart at 09 UTC, (b) accumulated 9-h rainfall (mm) valid at 15 UTC, (c) water vapor image, (d) IR image, (e) radar image, and (f) lightning image.

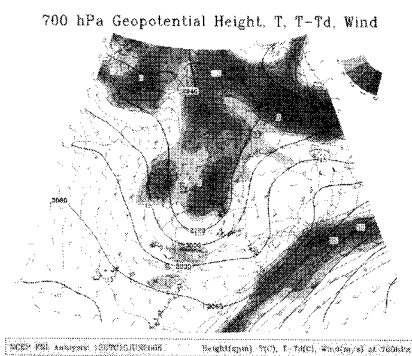
(a) **GPH, Isotachs, Wind at 300 hPa**



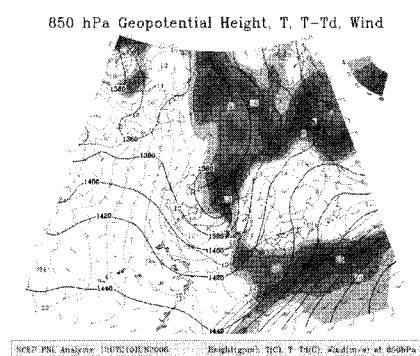
(b) **GPH, T, Vor., Wind at 500hPa**



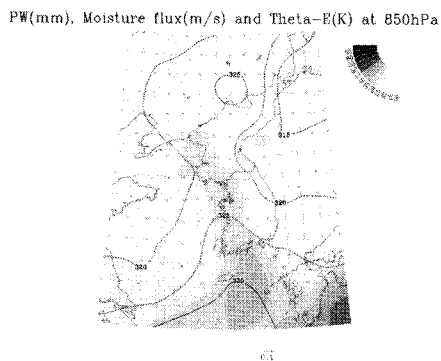
(c) **GPH, T, DD, Wind at 700 hPa**



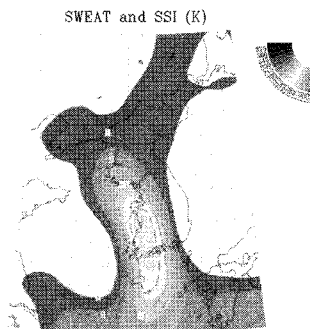
(d) **GPH, T, DD, Wind at 850 hPa**



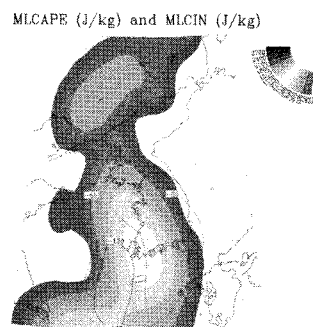
(e) **PW, Moisture flux,  $\Theta_e$  at 850 hPa**



(f) **SWEAT (shades), SSI (contour)**



(g) **CAPE (shades), CIN (contour)**



(h) **LCL (shades), TTI (contour)**

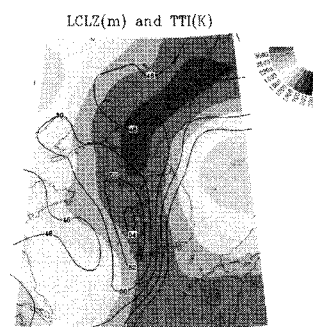


Fig. 5. Synoptic analysis fields from (a) 300 hPa to (d) 850 hPa, and environmental parameters distributions at 12 UTC 10th June, 2006.

가장수량 및 850 hPa의 상당온위 분포에서 (Fig. 5. (e)) 한반도 서부쪽으로 각각 25~35 mm의 가장수량 능 (PW ridge) 및 320~330K 정도의 상당온위 능 ( $\theta_e$  ridge)이 나타나며, 이는 6월 21시의 평균적인 가장수량 수준 (광주 21시, Eom et al., 2008)이나 상당온위는 6월 초임에도 불구하고 남부지역까지 아열대 기단의 성질이 나타났다고 볼 수 있다. 또한 서부지역을 중심으로 수증기의 수렴 및 수증기속 (moisture flux)이 주변지역에 비해 크게 나타나고 있다. SWEAT는 충남 및 호남 지역으로 225~250 정도의 분포를 보였고 (Slight severe) SSI는 -2 이하의 분포를 보여 매우 불안정한 상태로 나타났다. CAPE는 남서내륙 지방을 중심으로 500~700 J kg<sup>-1</sup> 정도의 값이 나타났으며 CIN도 이 지역에서 크게 나타났다. TTI는 군산 앞 바다 지역에서 54로 최대가 나타났으며 LCL은 700m 이내로 매우 낮게 나타났다. 일련의 안정도 지수와 대기환경 변수의 분포로부터 남한 서부지역으로 좁은 지역에 걸쳐 불안정한 상태가 남북방향으로 나타났음을 알 수 있다.

Fig. 6은 위도 36° N에서 동서방향으로 휘도온도의 분포를 시간에 따라 나타낸 Hovmoller Diagram이다. 15시 경에는 서해안 및 인접한 충남 내륙 지역으로 비교적 좁은 폭의 구름대가 위치하였고, 이 시스템은 동진하여 야간 늦게 동해안 지역까지 이동한 모습이다. 시스템이 내륙지역으로 이동함에 따라 채널별 휘도온도는 증가하였지만 20시까지 220 K 이하의 휘도온도가 나타났고, 두 채널간의 휘도온도 차이도 -3 K 이상으로 나타나 깊은 대류가 일어났음을 알 수 있다. 또한 안정온도가 낮고 두 채널간의 휘도온도 차가 -3 K보다 크게 나타나는 곳에서 낙뢰 활동도 활발히 일어났다. 특히 휘도온도 차가 0 K 이상으로 나타난 15~17 KST에서는 최대 300회 이상의 낙뢰가 발생하였고, 이를 이용하여 안정온도가 낮고 다중 채널간의 휘도온도 차이가 0에 수렴하거나 양의 값을 가지는 경우 호우의 가능성

(Kurino, 1997) 및 극심한 낙뢰의 가능성이 있음을 알 수 있다.

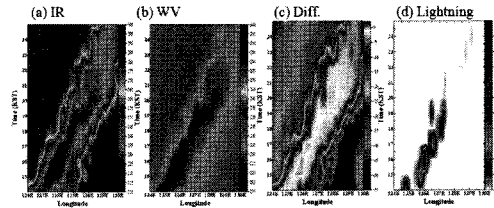


Fig. 6. Hovmoller Diagram of CTBTs derived from (a) IR and (b) WV channels, (c) the difference (WV - IR1), and (d) lightning frequency at 36°N on 10th June, 2006.

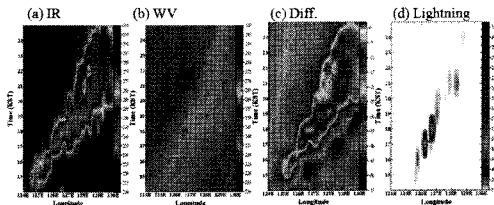


Fig. 7. Same as in Fig. 3. 3. 7 but for at 35°N.

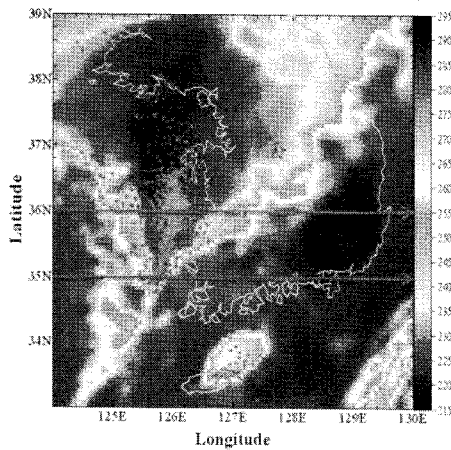
Fig. 7은 같은 방법으로 위도 35° N에서의 휘도온도 및 낙뢰활동의 Hovmoller Diagram이다. 36° N에서 보다 안정온도가 비교적 높게 나타났으며, 시스템이 야간 내륙으로 이동하면서 동서방향의 구름의 폭이 증가하였지만 두 채널간의 휘도온도 차이가 -10K 내외로 커서 깊은 대류가 아닌 것을 알 수 있다. 두 채널간의 휘도온도가 0에 수렴하는 곳에서 낙뢰 활동이 산발적으로 강하게 나타났다.

Fig. 8. (a)는 6월 10일 0700 UTC의 적외선 1 채널의 휘도온도 분포 및 실제의 한반도 스캔 시간 (0706 UTC) ±5분 이내에 관측된 낙뢰를 나타낸 분포이다. 영남지역을 제외한 남한 전역 및 서해상으로 한랭전선에 동반된 뇌우 구름이 분포하고 있고, 경기만부터 흑산도 부근까지 남북방향으로 220 K 이하의 가장 낮은 안정온도가 나타나고 있다. 낙뢰 발생은 충남 앞바다부터 흑산도 지역까지 가장 활발하게 나타나고 있으며 경기만 및 웅진반도, 충북내륙, 제주 일부지역에 산발적으로 나타나고 있다.



#### 4. 요약

(a) CTBTs distribution with lightning



(b) W-E cross section

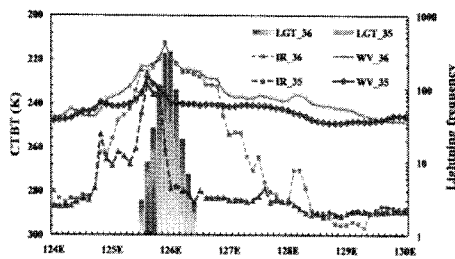


Fig. 8. (a) The distribution of CTBTs derived from IR1 with lightning and (b) W-E cross sectional view of CTBTs derived from IR1 and WV at 35°N and 36°N at 0700 UTC 10th June, 2006.

동서방향으로 낙뢰 발생 빈도가 높고 및 휘도온도 낮게 나타나는 위도 36° N와 35° N에서 적외 채널과 수증기 채널의 휘도 온도와 낙뢰활동의 동서 단면도를 분석하였다 (Fig. 8. (b)). 위도 36° N에는 군산 앞 바다 지역 (126° E)을 중심으로 가장 낮은 210 K 정도의 휘도 온도 (IR 1, WV)가 나타났으며 이 때 낙뢰 빈도도 310 ~ 330번으로 가장 높게 나타났다. 특히 운정 온도가 감소하고 수증기 채널과 적외 채널과의 휘도 온도 차이가 0에 수렴함에 따라 낙뢰 빈도가 지수함수적으로 증가하였다. 경도 126° E를 중심으로 경도  $\pm 1^\circ$  지역에서 적외 1 채널 휘도온도 차이가 35 ~ 37 K으로 나타나 극심한 차이를 보였다. 상대적으로 낙뢰 활동이 적었던 위도 35° N 지역에서는 경도 125.6° E를 중심으로 230K 정도의 휘도온도가 나타났으며 낙뢰 활동은 10 ~ 15회로 나타났다.

낙뢰 발생에 따른 휘도온도 특성을 분석하기 위하여 MTSAT-IR 수증기와 적외 1채널에서 추정된 휘도 온도를 사용하여 낙뢰 발생 유무에 따른 휘도온도 특성을 분석하였다. 비(非) 낙뢰시 두 채널간의 휘도온도 차이가 큰 반면, 낙뢰가 발생했을 때 두 채널의 휘도온도가 225 K과 205 K 부근에서 2번의 최대 극대가 나타나며 휘도온도 차이가 0에 수렴하였다. 또한 낙뢰가 발생할 시에 두 채널간의 휘도온도 차이를 이용하여 Machado et al., (2008)이 남미지역에 제시한 확률적인 낙뢰빈도 예보법이 남한지역에도 적용 가능함을 보였다.

낙뢰 발생 시에 나타나는 위성 휘도온도의 분포를 및 특성을 이용하여 최근 5년 (2002-2006)간 낙뢰활동이 가장 왕성했던 2006년 06월 10일의 사례에 적용한 결과, 기본적인 종관장 분석 자료 및 다중 채널 (수증기, 적외)간의 휘도온도 및 그 차이를 종합적으로 활용할 때 낙뢰 예측성의 향상 가능성을 확인하였다. 이러한 위성 자료를 이용한 낙뢰 분석은 MTSAT-IR과 유사하고 2009년 말에 발사 예정인 통신해양기상 위성 (COMS)의 악기상 활용성을 증대시키는데 도움이 될 것이다.

#### 5. 참고문헌

- 정은실, 이종호, 김병선, 권두순, 2002: 기상청 신 낙뢰관측시스템의 특성 및 자료 활용방안. *대기*, 12(3), 580-583.
- Adler, R. F., R. A. Mack, 1986: Thunderstorm cloud top dynamics as inferred from satellite observations and a cloud top parcel model. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1945-1960.
- Brunner, J. C., S. A. Ackerman, and A. S. Bachmeier, 2007: A quantitative analysis of the enhanced-v feature in relation to severe weather. *Wea. Forecasting*, 22,

- 853-870.
- Eom, H.-S., M.-S. Suh, J.-C. Ha, Y.-H. Lee, H.-S. Lee, 2008: Climatology of stability indices and environmental parameters derived from rawinsonde data over South Korea. *APIAS*, **44**(3), 269-286.
- Fritz, S., and I. Laszlo, 1993: Detection of water vapor in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *J. Geophys. Res.*, **98**(D12), 22959-22967.
- Greco, M., and E. N. Anagnostou, 2000: Assessment of the use of lightning information in satellite infrared rainfall estimation. *J. Hydrol.*, **1**, 211-221.
- Kurino, T., 1997: A satellite infrared technique for estimating "Deep/Shallow" precipitation. *Adv. Space Res.*, **19**(3), 511-514.
- Machado, L. A. T., W. F. F. Lima, O. Pinto, and C. A. Morales, 2008: Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application. *Atmos. Res.*, doi:10.1016/j.atmosres.2008.10.003.
- Martin, D. W., R. A. Kohrs, F. R. Mosher, C. M. Medaglia, and C. Adamo, 2008: Over-ocean validation of the global convective diagnostic, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 525-543.
- McCann, D. W., 1983: The enhanced-V: A satellite observable severe storm signature. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 887-894.
- Medaglia, C. M., C. Adamo, M. Formenton, and F. Piccolo, 2005: Nowcasting of convective cells over Italian Peninsula. *Advances in Geosciences*, **2**, 173-176.
- Molienie, G., and A. R. Jacobson, 2003: Statistic study of CG lightning and cloud-top-temperature correspondances over the contiguous United States. Proc. EGS-AGU-EUG Joint Assembly [Available online at <http://www.cosis.net/abstracts/EAE03/14472/EAE03-J-14472.pdf>].
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 2004: Cloud-to-ground lightning and cloud top brightness temperature over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, **109**, D13106, doi:10.1029/2003JD003593.
- Negri, A. J., 1982: Cloud-top structure of tornado storms on 10 April 1979 from rapid scan and stereo satellite observations. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **63**(10), 1151-1159.
- Petersen, W. A., and S. A. Rutledge, 1998: On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *J. Geophys. Res.*, **103**(D12), 14025-14040.
- Reudenbach, C., G. Heinemann, E. Heuel, J. Bendix, and M. Winiger, 2001: Investigation of summertime convective rainfall in Western Europe based on a synergy of remote sensing data and numerical models. *Meteor. Atmos. Phys.*, **76**, 23-41.
- Santurette, P., and C. G. Georgiev, 2005: *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*. Academic Press, 17pp.
- Schmetz, J., A. Tjemkes, M. Gube, and L. V. D. Berg, 1997: Monitoring deep convection and convective overshooting with Meteosat. *Adv. Space Res.*, **19**(3), 433-441.
- Setvak, M., R. M. Rabin, and P. K. Wang, 2007: Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery. *Atmos. Res.*, **83**, 505-518.