

GMS-4 기상위성으로부터 강수량과 관측강수량과의 비교분석

서애숙 · 이미선 · 신도식 · 이희훈 · 김용상

1. 서론

GMS 위성으로부터 구름 영상 관측은 위성에 탑재된 VISSR(Visible Infrared Spin Scan Radiometer)센서의 적외채널과 가시채널에 의해 이루어진다. 적외채널로 부터 관측된 자료는 지표 및 구름의 온도추정이 가능하고 가시채널로 부터 관측된 자료는 반사도 추정이 가능하다. 일반적으로 적외영상에서는 강수를 포함한 발달한 구름일수록 운정온도가 낮게 나타나고 가시영상에서는 반사도가 높게 나타난다. 즉 위성으로부터 강수산출 연구는 위성영상에서 운정온도가 낮고 반사도가 높게 나타나는 구름일수록 많은 비를 동반한다는 일반적인 경험을 바탕으로 수행되어 왔다.

지금까지 연구된 결과로는 미국의 Scofield & Oliver(1977)는 GOES 위성의 적외 및 가시자료를 이용하여 대류운의 30분 또는 1 시간 동안의 강수산출 방법을 개발하였고 Griffith(1978)는 시간에 따라 변화하고 있는 강수구름을 위성영상에서 이 구름의 넓이와 우량계나 레이더 강수량과의 경험식을 유도하고 이 경험식을 적외자료의 운정온도로 재수정하여 강수량을 추정하는 방법을 개발하였다. 이 밖에도 많은 연구결과가 있으나 거의 모든 방법이 열대지방의 대류운을 대상으로 개발된 것이기 때문에 우리나라의 중위도 지역에 직접 응용하기는 다소 부적합하다.

따라서 본 연구에서는 우리나라 기상청에서 직접 수신한 GMS-4 위성의 적외 및 가시자료와 관측강수량로부터 강수확률을 계산하고 이들 두 자료간의 상관관계를 살펴보고자 한다.

기상청 기상연구소 원격탐사연구실

2. 자료 및 방법

가. 사례

본 연구에서는 저기압에 의해 중부지방에 집중호우를 발생시켰던 1990년 9월 10일(사례 1)과 1993년 7월 29일부터 태풍 로빈의 영향으로 영동 및 남부지방에 집중호우를 내린 사례(사례 2)를 사용하였다. 사례 1에 대해서는 적외자료는 00UTC부터 11UTC의 자료를, 가시자료는 00UTC부터 09UTC의 자료를 사용하였고, 사례 2에 대해서는 가시자료와 적외자료를 모두 사용할 수 있고 유용한 갯수의 강수량 자료가 있는 02UTC부터 04UTC의 자료를 사용하였다.

나. GMS 위성자료

위성자료는 GMS-4 기상위성으로부터 수신한 적외, 가시 영상자료를 휘도온도(TBB: Temperature of Black Body)와 반사도(ALB: Albedo) 자료로 환산하여 사용하였다.

휘도온도는 1시간 간격으로 수신한 GMS S-VISSR 자료의 적외(10.5 - 12.5 μm) 영상자료로부터 산출된다. 적외자료는 지표와 구름으로부터 발생하는 장파복사 에너지를 나타내므로 위성 센서 불테지로부터 8비트 256단계의 적외단계 자료를 얻고, 이를 흑체휘도 밝기, 공간휘도, 흑체 온도와 스캐너 온도 관계식을 이용하여 복사에너지로 계산된다. 계산된 복사에너지는 파장 및 적외 감지기의 스펙트럼 반응함수에 의해 256 단계의 휘도온도로 계산된다. Fig. 1(a)는 이와같은 관계를 보이는 것으로 GMS IR BRIGHTNESS COUNTS가 증가할수록 휘도온도가 낮아짐을 알 수 있다. 한편, 반사도 역시 S-VISSR 자료에 포함되는 가시(0.5 - 0.75 μm) 영상자료로부터 산출되며 6비트의 64단계의 강도로 표현된다. 기본적으로 가시자료는 태양광선의 반사로 부터 얻어지므로 주간에만 사용 가능하다. Fig. 1(b)는 GMS VIS COUNT와 반사도와의 관계를 나타낸 것으로 가시 COUNT가 증가할수록 반사도가 증가함을 볼 수 있다.

한편, 관측 강수량 지점의 위성자료는 각 관측소의 위경도에 해당하는 화소(pixel)를 중심으로 10 x 10의 화소를 평균한 값을 취하였다.

다. 관측 강수량 자료

사례 1의 강수량 자료는 70개 관측소에서 관측한 약 800개 자료이며, 사례 2의 자료는 같은 시간에 195개 기상자동관측소(AWS: Automatic Weather Station)에서 관측한 강수량 값을 사용하였다.

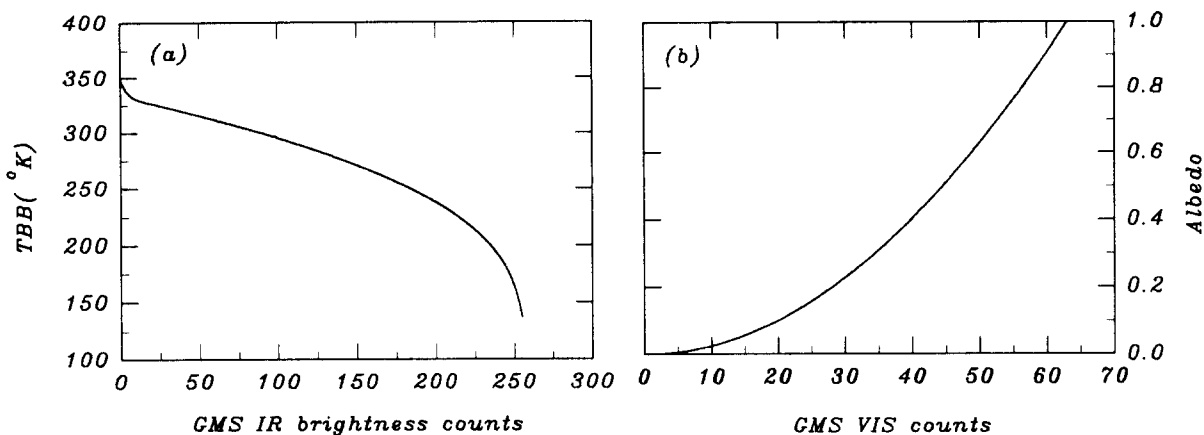


Fig. 1. Look-up table relating (a) GMS IR brightness counts to temperature, and (b) GMS VIS counts to albedo.

3. 비교고찰

가. 위성자료와 강수량과의 관계

강수지역의 공간적 분포와 위성영상 자료로부터 추출한 휘도온도와 반사도의 공간적 분포가 어느정도 일치하는지를 살펴보기 위해서 사례 1의 05UTC(Fig. 2)와 사례 2의 02UTC(Fig. 3)의 공간적인 분포를 살펴보았다. Fig. 2(a)는 강수량 분포를, (b)와 (c)는 각각 휘도온도와 반사도 분포이다. 휘도온도 분포를 관측강수량과 비교해보면, 약 -35°C 이하 구역이 강수가 있는 구역이고 특히 -50°C 이하의 구역은 많은 강수가 있음을 보여준다.

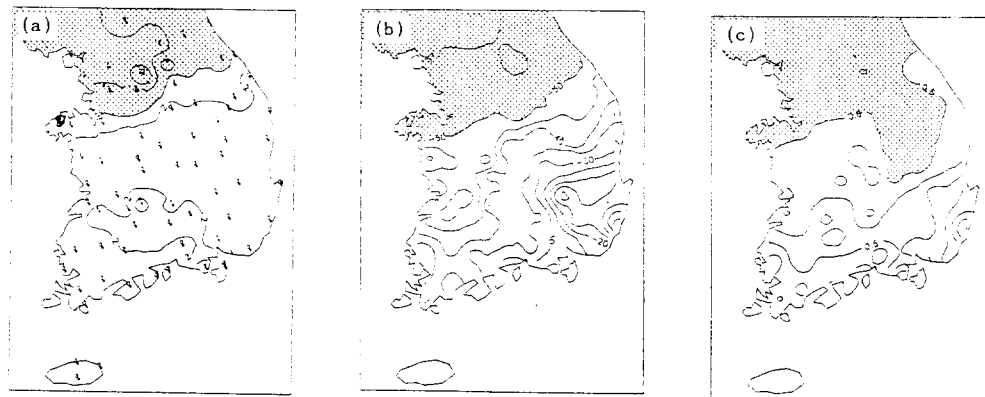


Fig. 2. Distribution of (a) observed precipitation, (b) TBB($^{\circ}\text{C}$) from GMS IR data, and (c) albedo from GMS VIS data on 05UTC 10 Sep., 1990.

또한 반사도 분포는 대체적으로 0.5 이상이 강수가 존재할 구역이고, 0.6 이상은 강수가 많은 구역임을 보여준다. 특히 휘도온도와 반사도 모두 -50°C 이하, 0.6 이상인 구역은 5mm/hr 이상의 강수역과 일치하고 있다. 그러나 서울지역의 20mm/hr 이상의 집중호우는 격자점의 위성자료를 평활화했기 때문에 국지적인 특징을 나타낼 수는 없었다.

한편, Fig. 3은 태풍의 영향으로 발생한 강수의 경우로써 휘도온도 분포가 -30°C 이하의 대체적으로 1mm/hr 이상, -35°C 이하의 2mm/hr 이상의 강수분포와 유사하고, 반사도의 경우는 0.55 이상이 2mm/hr 이상의 구역과 유사함을 볼 수 있다. 특히 휘도온도의 분포가 Fig. 2와 비교해서 그리 높지 않은 것으로 보아 태풍의 간접적인 영향으로 발생한 중하층운으로부터 발생한 강수임을 알 수 있다. 그러므로 휘도온도와 반사도의 공간적인 분포도는 대략적인 강수 구역을 나타낼 수 있는 것으로 보인다.

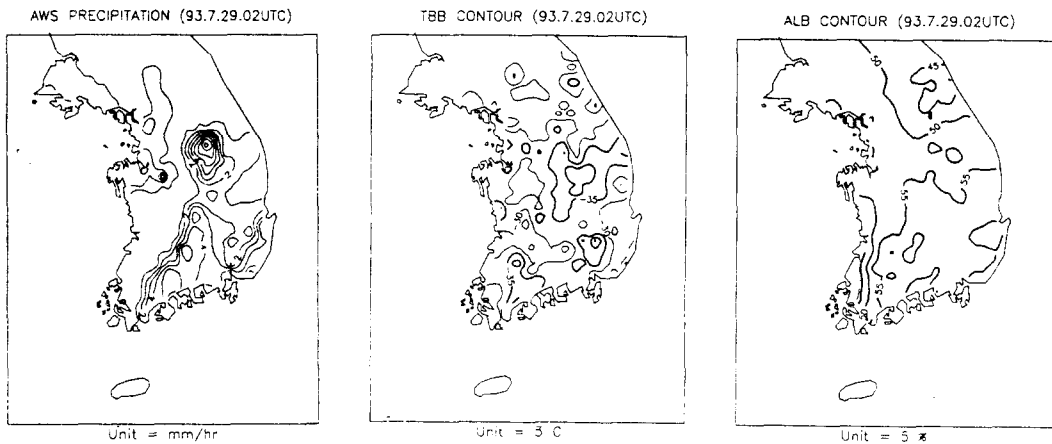


Fig. 3. The same as Fig. 2 except for on 02UTC 29 Jul., 1993.

이와같은 효과는 Fig. 4의 휘도온도와 반사도 및 관측 강수량을 3차원 표현에서도 잘 알수 있는데 즉 휘도온도는 낮고, 반사도는 높은 구역에서 강수량이 많이 나타나고 있다. 위성자료로부터 강수량을 정량적으로 어느정도 유추할 수 있는지를 살펴보기 위해서 위성자료에 대응하는 관측강수량의 산포도를 사례 2에서 사용한 모든 자료에 대해서 표현해 보았다. Fig. 5에서 보면 휘도온도(Fig. 5(a))의 경우는 -20°C 에서부터 -50°C 에 강수량이 분포하고 있으나 두 자료의 상관관계는 매우 낮음을 볼 수 있다. 특히 휘도온도의 일정한 값에 대해서 강수량은 많은 무강수 지점을 포함해 매우 변동적임을 보여주고 있다. 한편 반사도(Fig. 5(b))의 경우는 휘도온도의 분포보다는 산포도가 좁게 나타남으로써 보다 나은 상관관계를 보이고는 있으나 이 자료 역시 반사도가 높은 자역에 대해서도 많은 무강수 지역을 포함하고 있음을 보여준다.

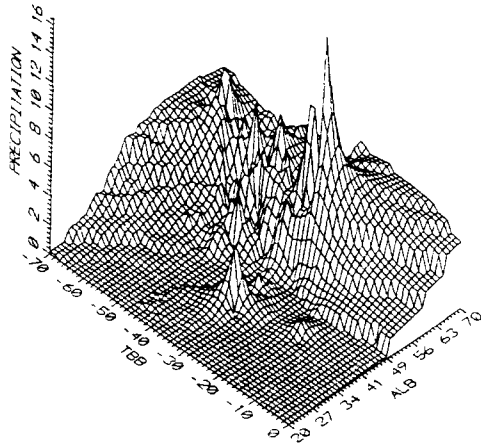


Fig. 4. 3-D diagram of TBB(°C), ALB and observed precipitation on 02UTC 29 Jul., 1993.

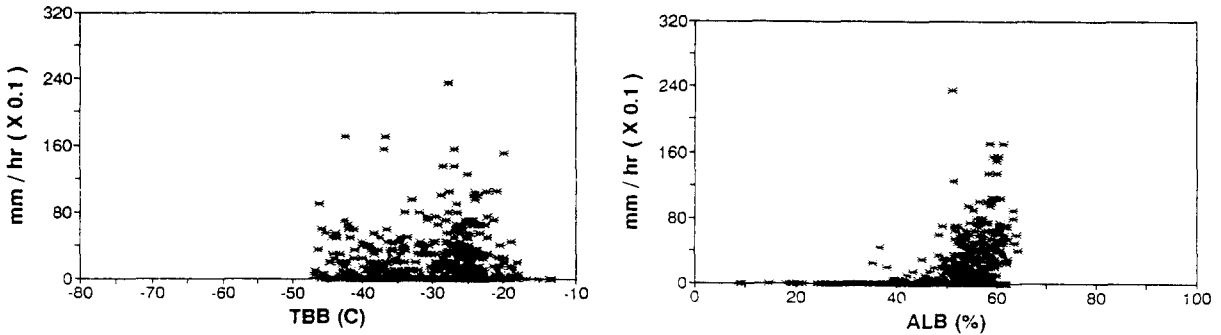


Fig. 5. The scatter diagram between (a) TBB(°C) and observed precipitation, and (b) albedo and observed precipitation on 29 Jul., 1993.

그럼에도 불구하고 Kazuyasu *et. al.* (1980)에 의하면 위성자료로부터 통계적으로 산출한 평균강수량은 매우 유용하게 사용될 수 있음을 지적하였다. Fig. 6은 사례 2에서 사용한 자료에 대해 통계적으로 산출한 휘도온도와 반사도에 따른 평균 강수량을 나타내고 있다. 반사도의 경우는 반사도가 높아질수록 평균 강수량은 증가하고 있으나 휘도온도의 경우는 휘도온도가 낮아진다고 해서 반드시 평균강수량이 높아지고 있지는 않다. 이와같은 분석은 보다 많은 자료와 사례에 대해 분석한다면 보다 신뢰성 있는 자료가 되리라 생각된다.

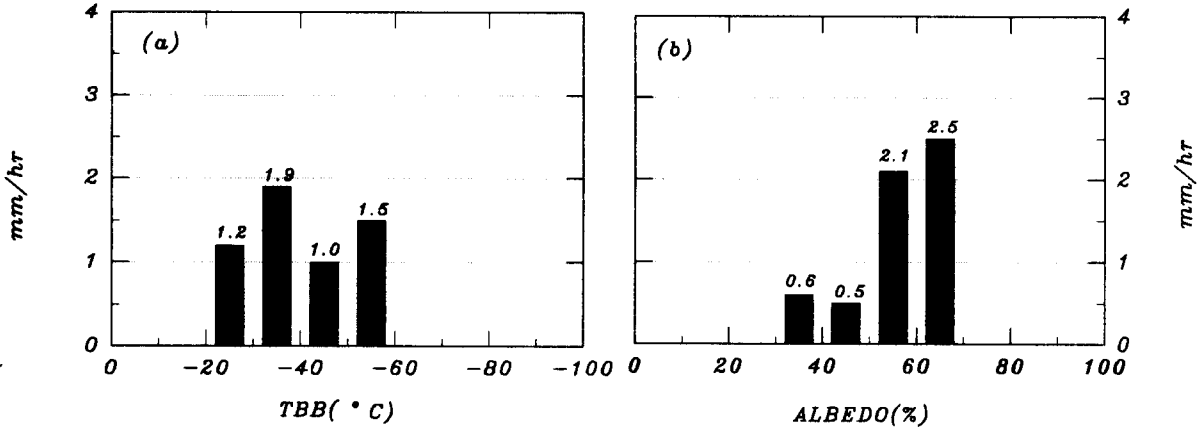


Fig. 6. Average precipitation corresponding to (a) TBB(°C), and (b) albedo threshold.

나. 강수량

위성자료와 관측 강수량과의 관계를 살펴본 결과, 각 위성자료의 경계값에 분포하는 관측강수량의 분포는 매우 변동적임을 알 수 있었다. 그러므로 GMS 위성자료 경계값에 의한 강수량 산출은 보충자료(예: 레이더 자료, 관측강수량)에 의한 보정이 없는 한 어떤 일정한 값으로 나타내기 보다는 확률적인 값으로 표현할 수 밖에 없다. Fig. 7은 사례 2에 대해 관측 강수량에 관계없이 5°C 간격의 휘도온도와 0.5°C 간격의 반사도에 따른 관측강수량의 빈도 분포를 나타낸 것이다.

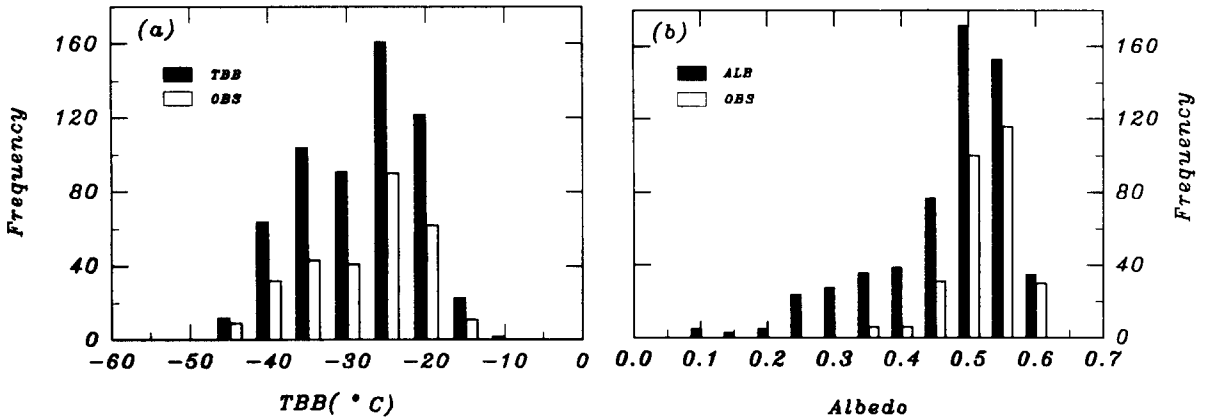


Fig. 7. Histogram of observed precipitation frequency (a) for TBB(°C) level, and (b) for albedo on 29. Jul., 1993.

휘도온도의 분포(Fig. 7(a))는 $-25^{\circ}\text{C} \sim -30^{\circ}\text{C}$ 사이에 가장 많은 빈도수를 보이고 관측강수 역시 이 구역에서 가장 많은 빈도를 보인다. 한편, 반사도의 경우는 $0.5 \sim 0.6$ 사이에 반사도와 관측강수의 빈도수가 모두 가장 많게 나타났다. 이를 근거로 해서 전체 격자수에 대한 강수 관측 격자수의 비인 강수 확률로 나타내면 Fig. 8과 같다. 휘도온도(Fig. 8(a))의 경우 강수 확률은 $-45^{\circ}\text{C} \sim -50^{\circ}\text{C}$ 의 강수확률이 75%로 가장 높게 나타났으나 휘도온도가 낮아진다고 해서 반드시 강수확률이 감소하는 경향이 있지는 않다. 그러나 반사도(Fig. 8(b))의 경우는 반사도가 높아질수록 강수확률이 높아지는 경향을 보이고 있다.

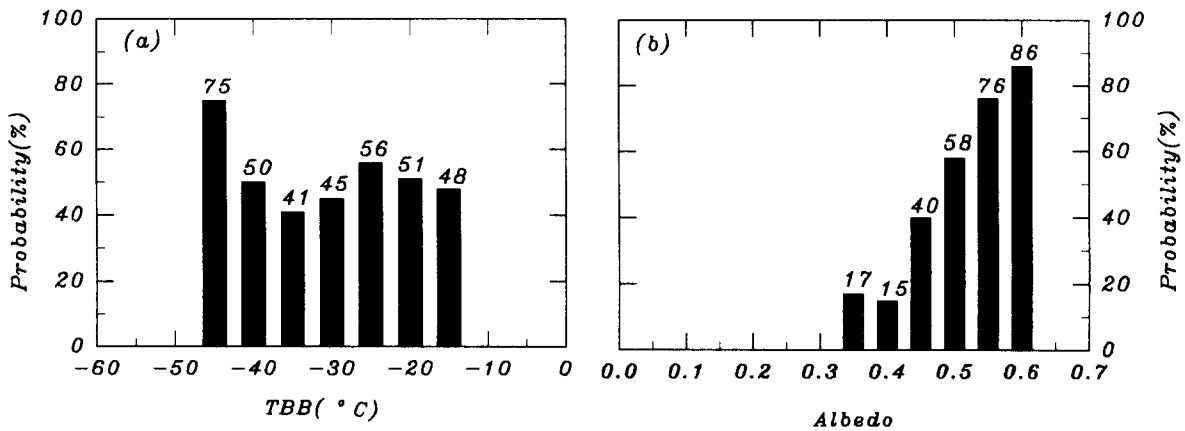


Fig. 8. Precipitation probability corresponding to (a) TBB($^{\circ}\text{C}$), and (b) albedo threshold on 29 Jul., 1993.

그러나 이때의 강수확률은 0.1 mm/hr 이상의 모든 강수를 표현한 것이므로 강수의 정량적인 강수확률 분포를 보이기에는 부적합한 것으로 위성자료의 경계치 범위 내에서 경계치 이상의 관측강수가 어느정도 일치하는지를 나타내는 일치율을 계산하여 강수확률을 표현하고자 한다. 일치율은 다음과 같다.

$$\text{일치율} = \frac{N}{MS} \times 100 (\%)$$

여기서 MS는 위성자료의 휘도온도 또는 반사도의 경계치 범위내에 포함되는 지점수(무강수역 포함)를 나타내며, N은 관측강수 구역(예를 들어, $0 >$ 또는 $6 \leq \text{mm/hr}$)과 위성자료의 경계범위에 공통되는 격자점 수를 나타낸다.

Table 1은 각각 위성의 휘도온도 분포와 반사도에 의한 강수확률을 산출하기 위해서 계산한 양적 대응표이다. Table 1(a)와 (b)는 각각 사례 1의 840개 자료를 이용한 휘도온도와 관측강

Table 1. Frequency distribution corresponding to (a) TBB(°C) and observed precipitation threshold, and (b) albedo and observed precipitation threshold on 10 Sep., 1990.

(a)

강수량 (mm/hr)	T B B (°C)						
	~0	0~10	10~20	20~30	30~40	40~50	50~60
21 ~						5	6
18 ~ 21						3	1
15 ~ 18					1	2	3
12 ~ 15		1		1	3	8	5
9 ~ 12		1		1	3	9	12
6 ~ 9			1	1	6	10	21
3 ~ 6		9	2	1	9	30	28
0 ~ 3	5		14	20	39	76	48
무강수	48	68	79	100	91	56	7

(b)

강수량 (mm/hr)	A L B						
	~0.1	0.1~0.2	0.2~0.3	0.3~0.4	0.4~0.5	0.5~0.6	0.6~0.7
21 ~					3	2	1
18 ~ 21					1	1	
15 ~ 18					2		1
12 ~ 15					4	2	3
9 ~ 12				1		6	7
6 ~ 9				2	5	7	12
3 ~ 6				5	4	13	13
0 ~ 3	5	27	33	23	25	44	27
무강수	6	18	58	60	62	49	9

수량과의 관계, 가시자료가 사용 가능한 주간의 540 자료를 이용한 반사도와 관측강수량과의 관계를 보인 것이다. 이미 지적한 바와 같이 각 위성자료의 경계값에 따른 관측강수량의 분포는 매우 변동적임을 보여준다. 즉 휘도온도가 -50°C 이하로 낮은 경우에 시간당 강수량은 21mm/hr 이상의 집중호우도 있지만 무강수 지점 역시 7지점이나 된다. 반사도의 경우도 마찬가지로 결과를 보인다. 이와같은 대응표를 이용해서 위성자료와 관측강수량 사이의 일치율을 계산하기 위한 N 및 MS의 갯수는 Table 2와 같고, 이와같은 일치율을 이용해서 계산한 강수확률은 Fig. 9

Table 2. The same as Table 1 except for values of N and MS.

(a)

TBB (°C)	< -50	-50~-40	-40~-30	-30~-20	-20 >
강수량	Ms = 131	Ms = 199	Ms = 152	Ms = 124	Ms = 228
0 <	N = 124	N = 143	N = 61	N = 24	N = 33
6 ≤	N = 48	N = 37	N = 13	N = 3	N = 3

(b)

ALB	> 0.6	0.5~0.6	0.4~0.5	0.3~0.4	< 0.3
강수량	Ms = 37	Ms = 124	Ms = 106	Ms = 111	Ms = 147
0 <	N = 64	N = 75	N = 44	N = 31	N = 65
6 ≤	N = 24	N = 18	N = 15	N = 3	N = 0

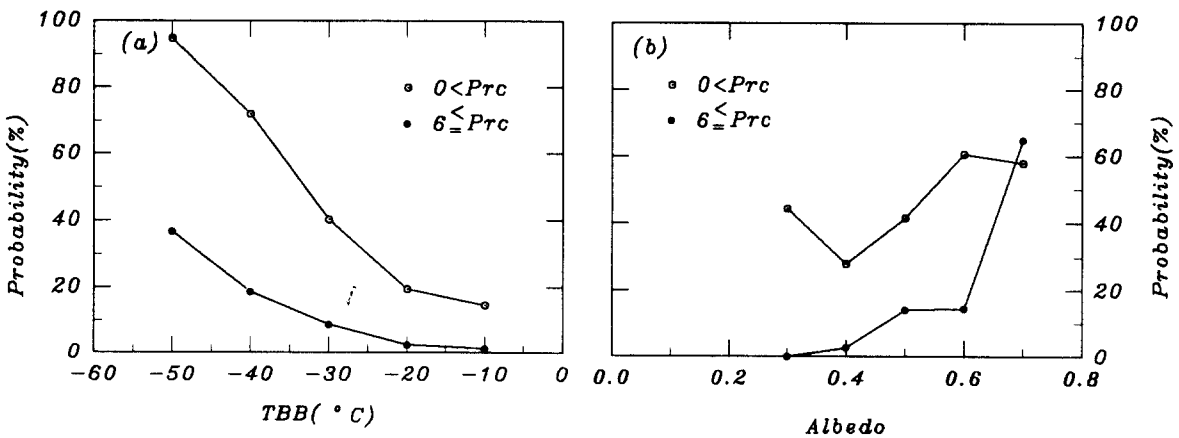


Fig. 9. The same as Fig. 8 except for on 10 Sep., 1990.

와 같다. 휘도온도가 -50°C 이하일 때 강수가 있을 확률은 거의 95%에 달하고 6mm/hr 이상의 강수가 있을 확률은 36.6%이다. 또한 반사도가 0.5 이상이면 강수가 있을 확률은 약 60%이고 6mm/hr 이상의 강수는 0.6 이상일때 65%에 이른다. 그러므로 강수의 유무만을 고려할 때는 휘도온도(-50°C 이하) 분포가 유용하고, 보다 심한 강수는 반사도(0.6 이상)를 이용하는 것이 유용함을 알 수 있다. 특히 반사도가 0.3 이하이거나 휘도온도가 -20°C 이하 일때는 많은 강수가 없는 것으로 보인다. 이와같은 분포는 여러 사례를 통한 통계적 분포를 분석하면 보다 합리적인 분포를 얻을 수 있을 것으로 보인다.

사례 1에 대해 위성자료의 경계치 범위 내에서 경계치 이상의 관측강수가 어느정도 일치하는지를 나타내기 위해서 일치율을 이용한 양적 대응표를 분석한 결과 휘도온도가 -50°C 이하일 때 강수가 있을 확률은 거의 95%에 달하고 6mm/hr 이상의 강수가 있을 확률은 약 36.6% 정도임을 알 수 있었다. 또한 반사도가 0.5 이상일때 강수가 있을 확률은 약 60%이고 6mm/hr 이상의 강수는 0.6 이상일때 65%에 달하였다. 그러므로 강수의 유무만을 고려할 때는 휘도온도(-50°C 이하) 분포가 유용하고, 보다 많은 강수는 반사도(0.6 이상)을 이용하는 것이 유용함을 알 수 있다. 특히 반사도가 0.3 이하이거나 휘도온도가 -20°C 이하 일때는 강수가 없는 것으로 보인다.

위성으로 강수의 정량적인 산출을 위해서는 좀더 많은 사례를 통해 위성자료의 특성과 상관관계에 관한 연구가 이루어질 때 보다 합리적인 강수 확률분포등을 얻을 수 있을 것으로 보이며 특히 구름 종류에 따른 강수를 구분하여 통계적인 분석을 할 필요가 있는 것으로 사료된다.

5. 참고문헌

- Atlas, D., and O.W. Thiele, 1982: Precipitation measurements from space. Workshop Report, 5.1-5.9
- Barret, E.C., 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 322-327.
- Barret, E.C., 1973: Forecasting daily rainfall from satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 215-222.
- Follansbee, W.A., 1973: Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs. NOAA Tech. Memo. NESS 44, National Environmental Satellite Service, NOAA, Washington, D.C., 39pp.
- Griffith, C.G., W.L.Woodly, P.G.Grube, D.W. Martin, J.Stout, D.N.Sickdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1153-1171.
- Kazuyasu, K, N. Sinobu, and I, Motooki, 1980: An intercomparison of GMS image data and AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System) rainfall data. Meteorological Satellite Center Technical Note, No.2, 43-59
- Lethbrige, M., 1967: Precipitation probability and satellite radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 487-490.
- Martin, D., and W. Scherer, 1973: Review of satellite rainfall estimation methods. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **54**, 661-674.
- Scofield, R.A., and V.J. Oliver, 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery, NOAA Tech. Memo. NESS **86**, 47pp.