Journal of the Korean Society of Remote Sensing, Vol. 11, No.1, 1995

NOAA/AVHRR 적외 SPLIT WINDOW 자료를 이용한 운형과 하층수증기 분석

이미선[1], 이희훈[2], 서애숙[1]
[1]기상연구소 원격탐사연구실, [2]기상청 관측관 위성담당

Analysis of Cloud Types and Low-Level Water Vapor Using Infrared Split-Window Data of NOAA/AVHRR

Mi-Seon Lee[1], Hee-Hoon Lee[2], Ae-Sook Suh[1]
[1]Remote Sensing Research Laboratory, MRI, [2]Forecast Bureau, KMA

Abstract

The values of brightness temperature difference (BTD) between 11μm and 12μm infrared channels may reflect amounts of low-level water vapor and cloud types due to the different absorptivity for water vapor between two channels.

A simple method of classifying cloud types at night was proposed. Two-dimensional histograms of brightness temperature of the 11μm channel and the BTD between the split window data over subareas around characteristic clouds such as Cb(cumulonimbus), Ci(cirrus), and Sc(stratocumulus) was constructed. Cb, Ci and Sc can be classified by selecting appropriate thresholds in the two-dimensional histograms. And we can see amounts of low-level water vapor in clear area as well as cloud types in cloudy area in the BTD image. The map of cloud types and low-level water vapor generated by this method was compared with 850hPa and 1000hPa relative humidity(%) of numerical analysis data and nephanalysis chart. The comparisons showed reasonable agreement.

1995년 5월 11일 접수 ; 1995년 6월 14일 수리.

I. 서 론

지구 기후에 있어서 구름의 영향은 매우 중요하다. 구름은 대기 상층에서의 복사수지 뿐만 아니라 지구 복사수지 및 대기를 통과하는 에너지 분포에도 영향을 미친다. 그러나 이같은 구름의 역할은 아직도 잘 이해되지 않고 있다(Cess *et. al.*, 1990). 구름에 관한 연구는 많은 경우에 위성자료를 이용하고 있으며, 특히 관측자료가 없는 지역에서의 운형분류, 구름의 구조, 운량등은 지구와 대기 및 해양의 관련 시스템, 열대지역의 대류활동 및 강수추정 분야에서 매우 중요하게 다루어지고 있다.

위성자료를 이용한 운형구분은 초기에는 주로 가시자료를 이용하였으나, NIMBUS-2 이후에는 MRIR(Medium Resolution Infrared Radiometer)과 같은 다중 스펙트럼 방법, 특히 가시 및 적외 자료를 이용하는 이중 스펙트럼 방법에 관한 연구가 많이 이루어졌다. 그러나 이 경우에 가시자료는 태양 천정각에 대한 보정이 이루어져야 하며, 야간에는 사용할 수 없는 단점이 있다(Inoue, 1987b).

한편, 수증기 채널(6.4μm) 자료는 상층 대류권에서 수증기에 의한 강한 흡수 때문에 해석상에 모호성이 존재하고, 하층운을 찾는데는 적합치 않지만(Shenk *et. al*, 1976), 운형구분에 자주 사용되었다. Lo and Johnson(1971)은 Nimbus-2/MRIR의 10μm~11μm와 6.4μm~6.9μm 자료를 이용하여 구름 패턴을 구분하였으며, Shenk *et. al*(1976)은 Nimbus-3/MRIR의 0.2μm 파장대, 6.5 μm 파장대, 10μm 및 20μm 파장대를 이용하는 운형 결정 배열을 개발하였다. 또한, Desbois *et. al*(1982)는 운형구분을 위해 METEOSAT의 3 파장대(0.4um, 10.5μm, 5.7μm)를 이용하는 역학적 클러스터 방법을 개발하였다.

이와같은 노력에도 불구하고, 기상청을 비롯한 많은 현업기관에서는 분석자가 적외·가시 자료를 종합하여 주관적 해석방법으로 운형을 분류한 다음 구름 분석도(nephanalysis)를 작성하고 있다. 그러나 이 경우 야간에는 가시자료가 존재하지 않기 때문에 상층운과 층운 사이에 있는 구름이 중층의 고층운으로 잘못 규명될 수 있고, 하층운을 판별하기 어렵다. 한편, 야간에 하층운 및 상층운을 판별하기 위해서 Bryan *et. al*(1994)은 AVHRR과 HIRS-2 자료를 이용한 MRMR(multispectral, multiresolution) 방법을 개발하였다. 그러나 이 방법은 야간에 해양에서 반투명하게 덮혀 있는 상층운을 구분하는데는 효과적이었으나, 대기복사 모델과 같은 복잡한 절차가 필요하므로, 현업에서 사용하기는 어려운 것으로 사려된다.

그러므로 본 연구는 가시자료가 없는 야간에 경험적으로 결정할 수 밖에 없는 운형을 보다 객관적으로 구분하기 위하여 NOAA/AVHRR 적외 Split Window 채널 자료를 이용하였다. Split Window 영상은 기존의 적외영상을 보완하여 운형을 구분할 수 있을 뿐만 아니라 구름이 희박한 영역에서는 하층의 수증기 분포도 감지할 수 있을 것으로 사려된다. 특히 1995년 6월에 발사된 GMS-5의 신채널과 관련하여 일본에서는 Split Window 영상을 야간의 하층운, 상층운 구분 및 태풍감시 등에 이용하고자 하는 연구를 수행한 바 있다(德野 正己·藤田 由紀夫, 1994).

II. 자 료

1. 적외 Split Window 자료의 특성

극궤도위성(NOAA)에 탑재된 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)은 총 5개의 채널로 구성되어 있고, 이 중 3개는 야간에 사용할 수 있는 적외채널(채널 3, 4, 5)이다. 채널 4, 5는 파장역이 10.5μm~12.5μm 로 이른바 대기의 창 영역에 해당하는 채널로써 대기중의 물질에 의한 흡수가 작아 약간의 감쇄만을 받는다(Fig. 1). 그러나 수증기에 의한 흡수는 약간 달라서 채널 4(10.3μm~11.3μm)보다는 채널 5(11.5μm~12.5μm)에서 수증기에 의한 감쇄를 더 크게 받는다. Fig. 2는 채널 4와 채널 5의 고도에 따른 가중함수를 나타내는 것으로 양 채널은 하층에서 민감하게 반응한다. 그러므로 Fig. 1과 Fig. 2를 통해 두 채널의 휘도온도차(BTD: Brightness Temperature Difference)를 이용하면 하층의 수증기 분포 및 구름에 관한 정보를 제공하는 새로운 자료 또는 영상을 만들 수 있음을 알 수 있다.

Fig. 3은 운형 및 하층의 수증기 분포에 따라 두 채널에서의 휘도온도가 어떻게 나타나는 가를 모식화한 것이다. 여기서, 가는 실선은 채널 4의 휘도온도를 나타내고, 굵은 실선은 채널 5의 휘도온도를 나타낸다. 이 때 중·상층에는 수증기에 의한 감쇄가 없는 것으로 가정하였다. 그림에서 볼 수 있듯이 BTD 값은 구름이 있는 지역과 없는 지역으로 나누어 해석할 수 있다. 구름이 있는 지역에서 BTD 값이 작은 곳은 두꺼운 권운이나 적난운 등의 두꺼운 구름과 하층운으로 해석할 수 있고, BTD 값이 큰 곳은 얇은 권운을 나타낸다. 한편, 구름이 없는 지역에서는 BTD 값으로부터 하층의 수증기 분포를 정성적으로 알 수 있는데, BTD 값이 작은 곳은 하층 수증기량이 적은 지역으로, 큰 곳은 하층 수증기량이 많은 지역으로 해석할 수 있다.

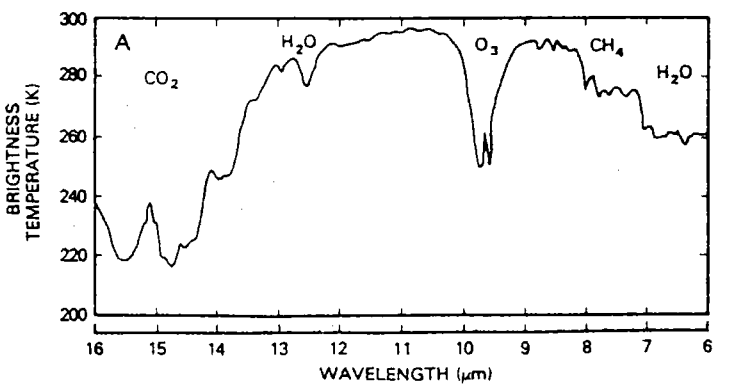


Figure 1. Brightness temperature corresponding to wavelength(μm).

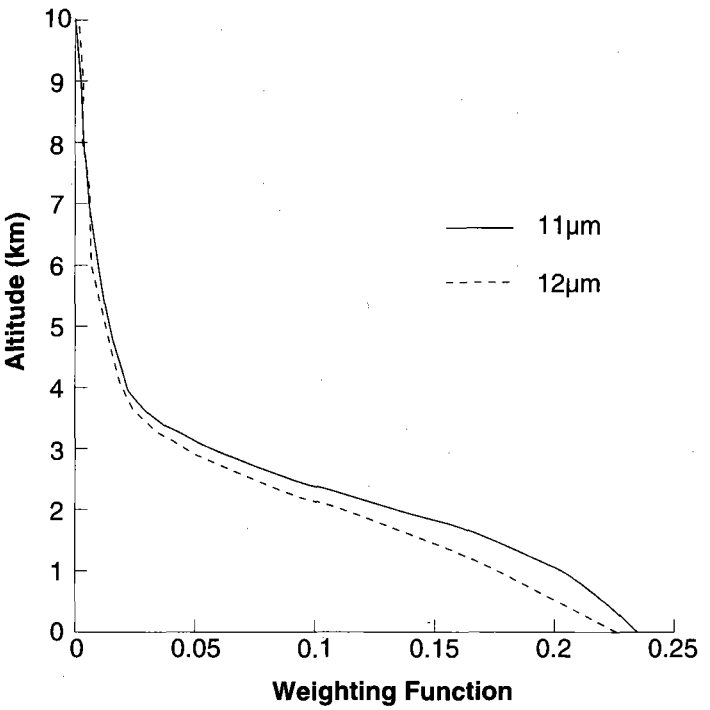


Figure 2. Weighting functions of 11μm and 12μm channels with altitude(km).

2. BTD 자료 및 보정

본 연구에서 사용한 자료는 중심 (37°N, 127°E)에서 반경 2500km의 극 평사도법으로 제작된 자료로 전체 영상의 크기는 가로·세로 각각 1024 픽셀로 구성되어 있다. 그러므로 AVHRR 자료는 본래 직하점에서 약 1.1km의 분해능을 제공하지만, 본 연구에서 사용한 자료의 분해능은 약 4~5km이다.

BTD 자료와 영상은 수신된 채널별 Count 값을 환산표를 이용해 휘도온도로 변환하여 만들 수 있다. 여기서 환산표는 수신 시간에 해당하는 각각의 환산표를 기상청의 위성분석시스템(METDAS)로부터 얻었다. 각 채널 별 휘도온도의 차를 구하면 BTD 자료 또는 영상이 제작된다.

한편, 각 채널 별 휘도온도를 계산할 때 반드시 다음의 비선형 보정이 이루어져야 한다. NOAA/AVHRR의 적외 채널은 AVHRR이 위성에서 우주와 warm target을 볼때 얻어진 자료를 가지고 비행중에 교정된다. 이것은 선형 교정 방정식의 2 계수를 결정한다. 그러나 채널 3은 InSb 감지기를 사용하기 때문에 물체에 대한 반응은 선형적이나, 채널 4와 5는 HgCdTe 감지기

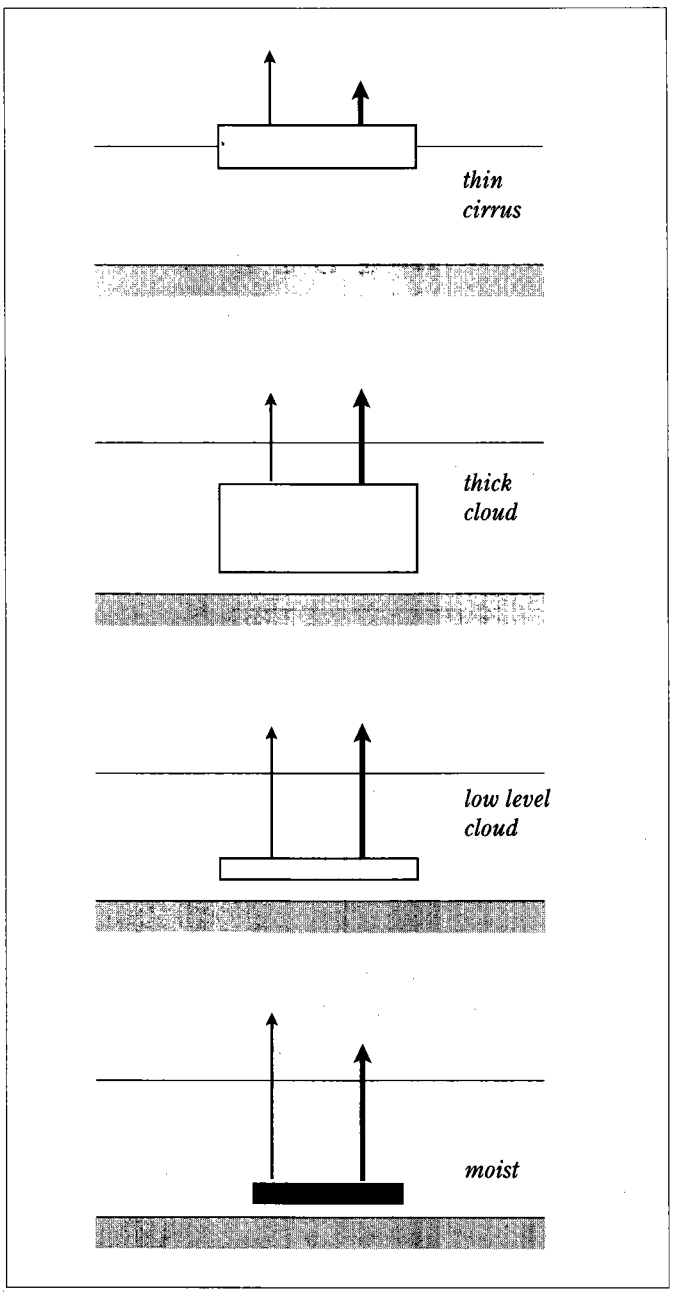


Figure 3. The interpretation of BTD values on imagery. Thin and bold lines represent brightness temperature from 11μm and 12μm, respectively. Long arrow indicates high brightness temperature

를 사용하기 때문에 반응이 비선형적이므로 보정을 해야 한다. 만약 이것이 고려되지 않는다면, 비선형성은 유추된 scene 온도에서 2℃ 정도의 큰 오차를 유발시킨다(Weinreb, 1990).

본 연구에서는 미국 NESDID(National Environment Satellite, Data, and Information Service)에서 제공하는 보정값을 내삽하여 환산된 휘도온도에 더함으로써 보정을 하였다(Walter, 1988).

III. 운형분류

본 연구에서 운형분류를 위해 사용한 방법은 역치(Threshold) 방법이다. 이 방법은 채널 4로부터 얻은 휘도온도(BT: Brightness Temperature, 이하 BT라 함)와 BTD로부터 가장 적합한 역치값을 찾는 것이다. Fig. 4는 본 연구에서 사용한 알고리즘을 보인다. 첫번째 단계는 Nephanalysis를 이용하여 영상에서 뚜렷이 구분할 수 있는 적난운(Cb), 권운(Ci), 층적운(Sc)의 subarea를 선택하는 것이다. 선택한 사례는 94년 8월 8일 11:01UTC, 9일 07:42UTC, 그리고 31

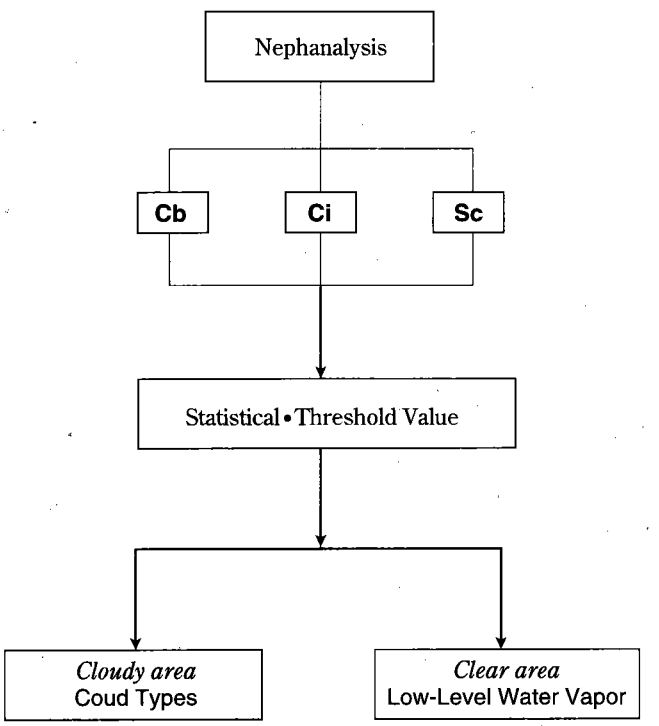
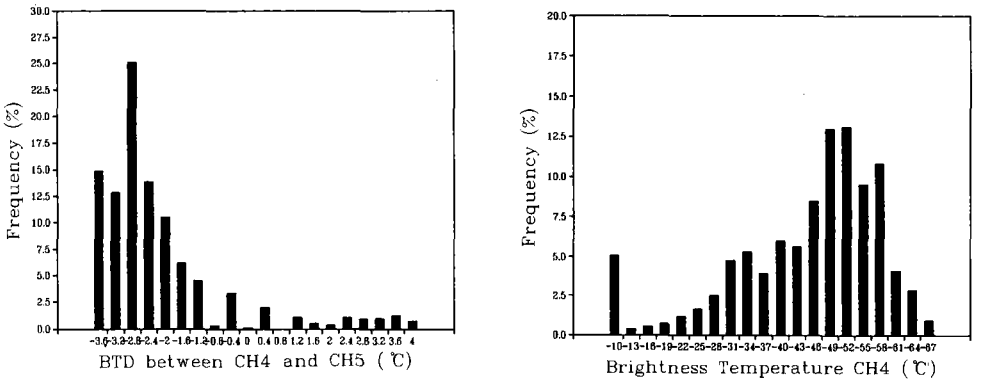
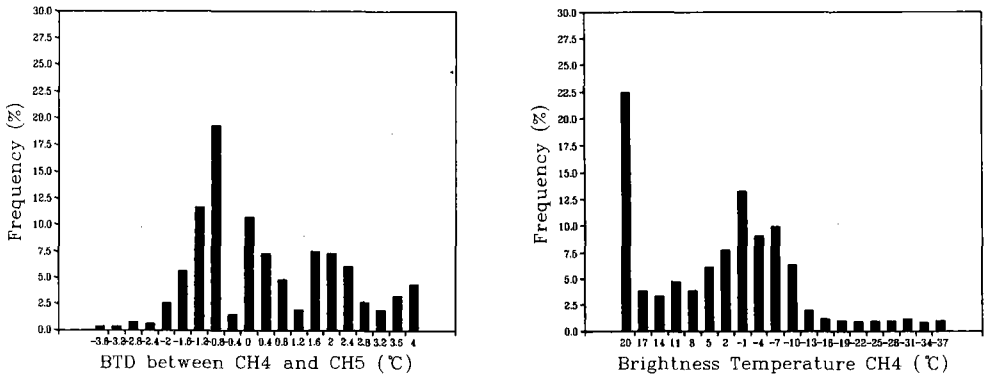


Figure 4. Algorithm using NOAA/AVHRR infrared split window to analyze cloud type and low-level water vapor.

(a) Cb



(b) Sc



(c) Ci

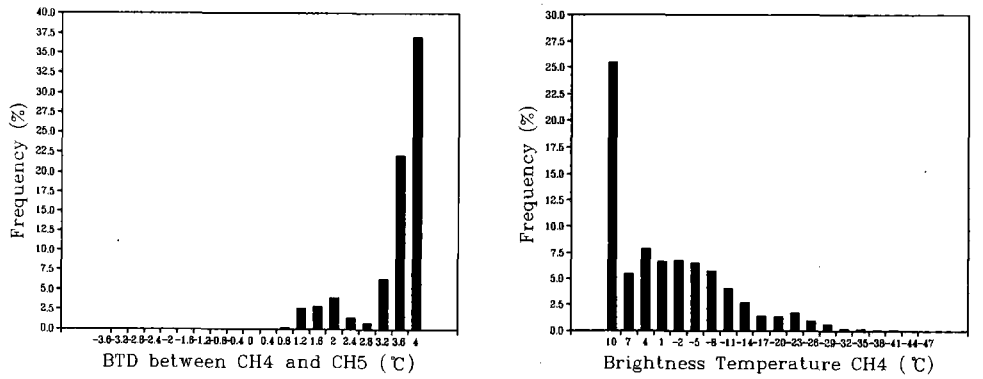


Figure 5. The histogram using BT in CH4 and BTD between CH4 and CH5 for (a) Cumulo-nimbus, (b) Strato-cumulus, and (c) Cirrus.

일의 11:04UTC로써, 이들 사례에서 각 운형별로 5개의 subarea를 추출하였다. 이를 이용하여 이차원 히스토램을 작성하고, 여기에서 역치 값을 선택한다. 선택한 역치값을 이용하여 구름있는 지역에서는 운형분류를, 맑은 구역에서는 하층의 수증기 분포를 산출할 수 있다.

Fig. 5는 역치 값을 선택하기 위한 일차원 히스토그램을 나타낸다. 윗 그림은 본 연구에서 사용한 BTD에 대한 빈도 분포(%)를 나타내고, 아래 그림은 채널 4의 BT 분포에 대한 빈도분포(%)를 나타낸다. 여기서 역치 선택 기준은 의미 수준 5% 이상으로 하였다. 먼저 Cb의 경우(Fig. 5a)는 BTD가 -1.5℃ 미만이고, BT가 -30℃ 미만으로 나타났다. Sc의 경우(Fig. 5b)는 BTD가 -1.5℃~2℃이고, BT가 -10℃ 이상으로 나타났다. 여기에서 20℃ 이상의 BT 분포, 3.5 이

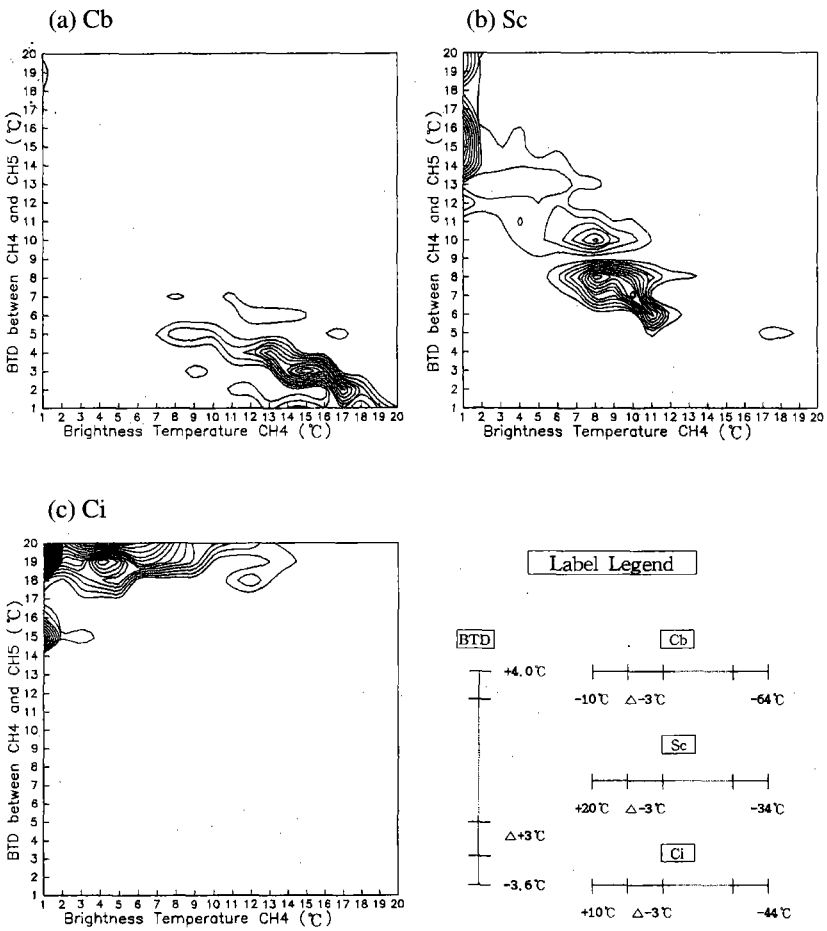


Figure 6. The same as Fig. 5 except for bi-dimensional histogram.

상의 BTD 분포는 subarea 영역을 추출할 때 포함된 오차로 생각된다. 특히 하층운 픽셀 주위에는 맑은 구역 픽셀을 포함하는 경우가 많다. Ci의 경우(Fig. 5c)는 BTD가 2℃ 이상이고, BT가 -10℃ 이상으로 나타났다. 그러나 권운의 경우 BT 분포에 대한 역치온도 값은 선택하지 않았다. 왜냐하면, 얇은 권운의 경우 조밀하지 않은 구름의 특성상 일정한 subarea를 선택한 경우에 권운 사이사이의 픽셀이 선택된다. 그러므로 상층운에 대한 BT의 역치는 지표온도로 대신한다. 여기서 지표온도는 구름이 끼어있지 않은 영역에서의 채널 4의 휘도온도이다. 본 연구에서 사용한 자료는 대기의 창영역에 해당되므로 구름에 의한 오염(contamination)이 발생하지 않는다면 휘도온도 분포는 지표온도로 간주할 수 있다.

한편, Fig. 6은 운형 별 휘도온도와 BTD에 따른 이차원 히스토그램을 보인다. 마찬가지로 의미수준 5% 이상인 경우에 대해 빈도분포를 등치선으로 표현하였다. 여기서도 threshold 분포영역을 뚜렷하게 볼 수 있다. 등치선 분포영역이 좁고, 조밀하게 분포할수록 구분이 더 잘 되는 구간이라고 할 수 있다. 상층운의 경우(Fig. 6c)는 BT보다는 BTD가 더 특징적인 파라미터로 작용하고 있음을 알 수 있고, 적운의 경우(Fig. 6a)는 BTD가 -1.5℃ 이하, BT가 -30℃ 이하가 역치역이다. 또한 하층운의 경우는 최대 영역이 두 곳에서 나타나는 bi-mode 분포를 보인다. 그러므로 이차원 히스토그램 분포를 통해서 하층운의 경우가 역치 값을 가장 결정하기 어렵고, 상층운의 경우는 BT보다는 BTD를 이용하는 것이 더 확실하게 운형을 구분할 가능성이 있음

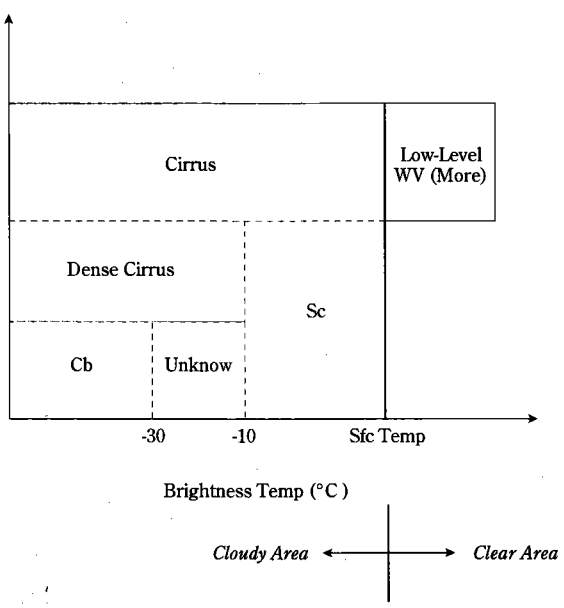


Figure 7. Schematic two-dimensional diagram for cloud type classification and low-level water vapor analysis.

을 알 수 있다. Cb의 경우는 BTD와 BT가 모두 중요하게 작용하고 있다.

이상의 결과를 정리하면 Fig. 7과 같다. 유사한 역치값을 사용한 Inoue(1985)와는 달리 본 연구에서는 구름이 있는 영역과 없는 영역으로 나누어 하층의 수증기 분포까지도 포함한 특징이 있다.

보다 다양한 운형분류를 위해서 역학적 클러스터(danamic cluster) 방법을 적용할 수 있지만, 현업사용에서는 계산시간이 많이 소요되므로(Debois *et. al*, 1982), 많은 연구가 통계적·역치 방법을 통해 이루어지고 있다. Inoue(1985)는 역치방법이 효과와 정확도 측면에서 좋은 결과를 가짐을 증명하였다. 한편 본 연구 방법은 FOV(Field of View) 내에 있는 구름에 의해 영향을 받기는 하지만 고해상도 자료 $(4km)^2$를 사용함으로써 이런 영향을 최소화시킬 수 있었다(Coakley and Bretherton, 1982).

IV. 결 과

1. 운형구분

Fig. 8은 1994년 8월 8일 11:01UTC 사례적용 결과를 보인다. Fig. 8a의 BT 분포를 보면 본 사례의 경우 15℃를 지표온도로 선택할 수 있다는 것을 알 수 있다. 이 구역은 일기도와 위성영상을 통해 비교했을 때도 맑은 구역으로 구분되었다. Fig. 8b는 이차원 히스토그램의 역치 값을 이용한 운형과 하층의 수증기 분포를 보인다. 위성영상을 이용한 구름 분석도와 비교해보면 (보이지 않았음) 그림의 색인에서 보이는 index 1과 2는 Cb로 표시될 수 있다. 2보다는 1이 더 강한 Cb이다. index 3은 unknown cloud 또는 semi-transparent cloud 로 해석할 수 있다. 또한 index 4는 하층운으로 해석할 수 있는데 특히 Sc로 표시된 구역은 일기도에서 하층운 전문이 보고된 지역이다. 하층운은 맑은 구역에서 어두운 영상(큰 index)으로 둘러싸인 밝은 영상(보다 작은 index)으로부터 찾을 수 있다(德野 正己·藤田 由紀夫, 1994). 한편 구름역에서 아주 큰 값의 BTD는 Ci로 해석할 수 있다.

2. 하층 수증기

적외영상 및 BT 영상으로부터 맑은 구역으로 보이는 지역에 대해 본 연구 결과는 수증기 유입 또는 하층 수증기량의 많고 적음을 보일 수 있다. Fig. 8b에서 D 구역은 건조구역을, M 구역은 상대적인 습윤 구역을 보인다. 특히 K 영역은 태풍 진입로에 놓여 있는 습윤구역으로 습기의 이류를 나타낸다고 할 수 있다. 그러므로 한랭전선 좌측의 습윤구역(M)과 온난전선 오른쪽의 약간 건조한 지역은 향후 저기압 동향의 추정을 가능하게 한다. 또한 태풍 DOUG 전면에 습윤역(K)은 태풍의 진로를 예측하는데 도움을 줄 수도 있다. 한편, 이 시기의 한반도는 맑으

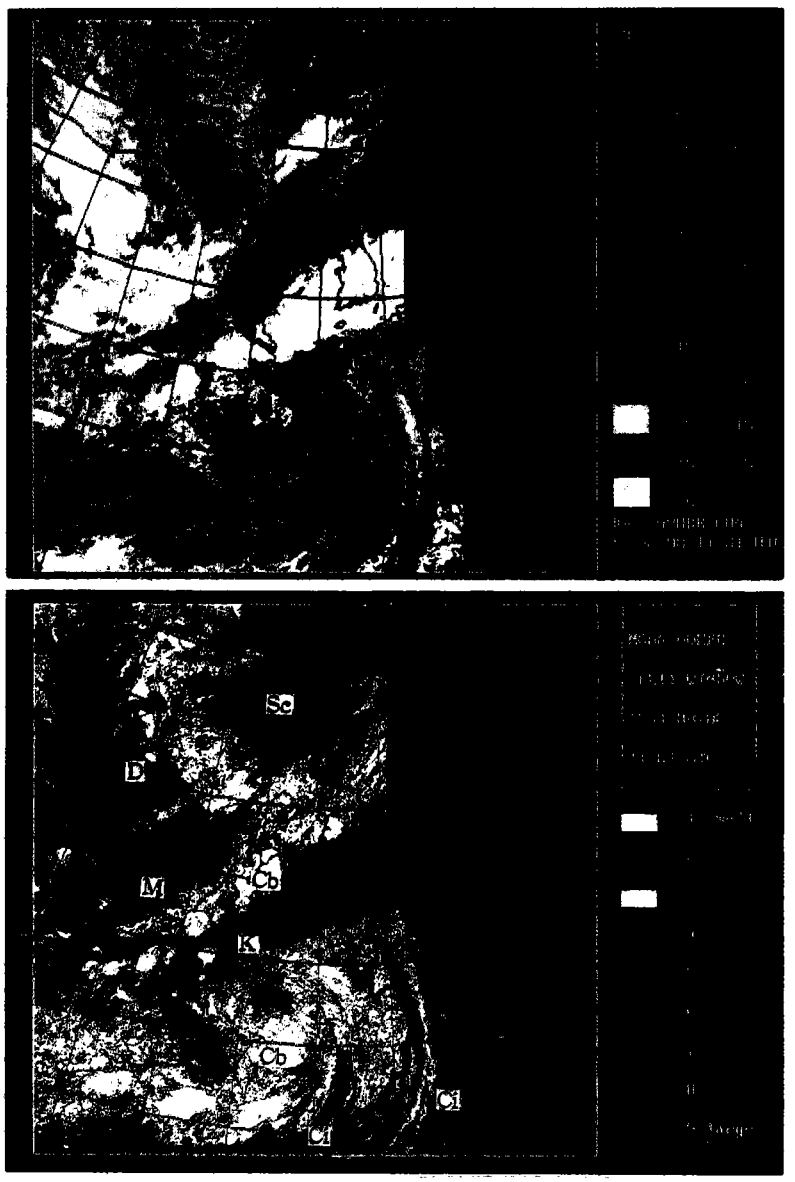


Figure 8. The distribution of (a) BT in CH4 , and (b) cloud type and low-level water vapor with threshold decided by this study at 11:04UTC on Aug. 8, 1994.

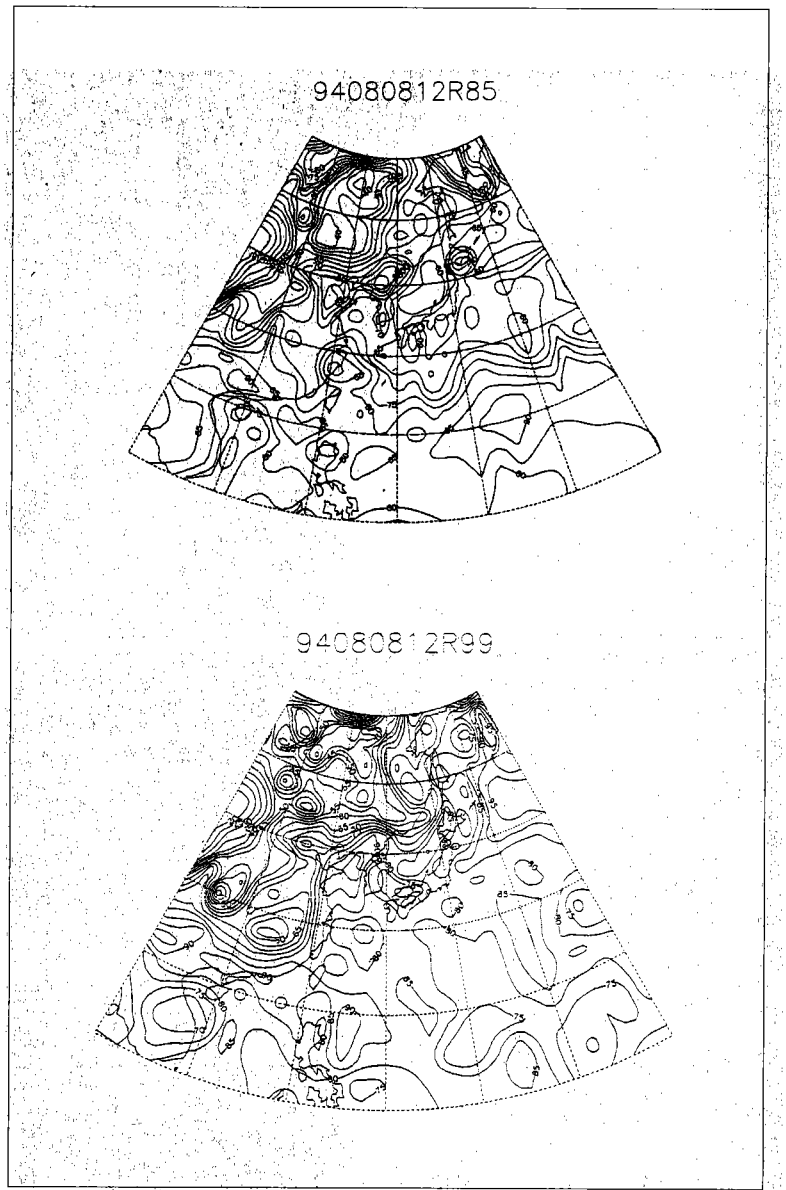


Figure 9. The distribution of 850hPa and 1000hPa relative humidity(%) of numerical analysis data at 12UTC on Aug. 8, 1994.

면서도 하층 습기는 많다는 것을 알 수 있다.

본 연구에서 분석한 정성적인 하층의 수증기 분포를 확증하기 위해서 수치분석된 하층의 상대습도(%)와 비교하였다. Fig. 9는 850hPa 및 1000hPa의 상대습도를 보인다. 한반도에 걸쳐 있는 습윤역(M)과 전선 좌측의 습윤역은 잘 일치하고 있으며 태풍 전면에서도 상대적으로 높은 습도 분포를 보이고 있다.

그러므로 NOAA/AVHRR 자료로부터 얻을 수 있는 BTD 영상을 이용하면 야간에 구분할 수 없는 하층운 및 상층운을 구분할 수 있는 가능성이 있으며, 하층의 습윤역의 감시 및 태풍 이동 추정에 필요한 하층의 기류 순환장 추정도 가능할 수 있다. 그러나 BTD 영상을 해석할 때 적외 영상으로부터 구름이 있는 지역과 없는 지역을 미리 파악하는 것이 필요하며, 구름이 있는 영역에 대해서 두꺼운 구름과 하층운에 대해 수치적으로 휘도온도차가 모두 작기 때문에 같은 영상의 밝기로 나타날 수 있다. 그러므로 이 경우에도 적외영상의 도움이나 해석자의 경험이 필요하다.

V. 결론 및 제언

본 연구는 NOAA/AVHRR Split Window 자료를 이용하여 매우 특징적인 구름 3가지를 구분할 수 있는 가능성에 대해서 살펴보았다. 운형 구분을 위해 사용한 역치 방법은 다음과 같다. 첫번째 단계는 Nephanalysis를 이용하여 영상에서 뚜렷이 구분할 수 있는 적난운(Cb), 권운(Ci), 층적운(Sc)의 subarea를 선택한다. 그 다음은 추출된 운형별 subarea에 대해 통계적으로 이차원 히스토램을 산출하고, 여기에서 역치 값을 선택한다. 선택된 역치값을 이용하여 구름있는 지역에서는 운형분류를, 구름이 없는 맑은 구역에서는 하층의 수증기 분포를 산출할 수 있다.

BTD와 BT를 사용하는 이차원 히스토그램에서 분석된 역치값은 각각 다음과 같다. Cb의 경우는 BTD가 -1.5℃ 미만, BT가 -30℃ 미만으로 나타났다. Sc의 경우는 BTD가 -1.5℃~2℃이고, BT가 -10℃ 이상으로 나타났다. Ci의 경우는 BTD가 2℃ 이상이고, BT는 지표면 온도 이하를 선택하였다. 또한 히스토그램 분포를 통해서 하층운의 경우가 역치 값을 가장 결정하기 어렵고, 상층운의 경우는 BT보다는 BTD가 더 확실한 운형구분 파라미터라는 것을 알 수 있었다. Cb의 경우는 BTD와 BT가 모두 중요하게 작용하였다.

1994년 8월 8일 11:01UTC 사례적용 결과를 통해 본 연구에서 사용한 방법은 야간에 특징적인 구름인 Cb, Ci, Sc 구분에는 상당한 효과가 있음을 알 수 있었다. 특히 가시자료가 존재하지 않는 야간의 경우에도 하층운을 찾을 수 있는 가능성이 있었으며, 맑은 구역에 대해서는 수증기 유입 또는 하층 수증기량의 많고 적음을 보여 줄 수 있었다. 특히 전선 후면의 습윤구역(M)과 태풍 전면의 습윤역(K)는 향후 저기압의 동향 뿐만 아니라 태풍의 진로를 예측하는데 도움을 줄 수 있다(德野 正己 · 藤田 由紀夫, 1994).

그러나 본 연구에서는 다음과 같은 사항이 개선 · 보완되어야 할 것으로 분석되었다. 첫째,

BTD는 물리적으로 음수값을 가질 수 없다. 그러나 본 연구에 따르면 구름역에서 특히 조밀하고 두꺼운 구름일수록 더욱 확실한 음수값을 가졌다. 이는 중·상층에서 수증기에 의한 흡수가 없다고 가정한 전제 조건의 오류 또는 구름 내부의 물리적 성질을 고려하지 않은 접근 방법에 기인한 것으로 보인다. 한편, Inoue(1987a)는 BTD 계산시 약 1% 이상의 음수가 존재하는데 이것은 적절한 비선형 보정 방법이 존재하지 않기 때문임을 지적하였다. 두번째, 본 연구는 역치값을 선택하기 위해 8월달 자료를 이용하였기 때문에 여름이 아닌 다른 계절에는 본 연구의 역치값을 사용하기 어렵고, 보다 객관적인 역치 값을 제공하기 위해서는 많은 사례를 이용한 nephanaysis 분석이 이루어져야 한다. 세째, 본 연구에서는 구름역과 구름이 없는 맑은 구역을 선택하기 위해 AVHRR 채널 4의 휘도온도를 지표면 온도로 사용하였는데, 정확한 계산을 위해서는 투과율등을 계산할 수 있는 보다 정교한 알고리즘이 필요하다. 마지막으로, unknown cloud 및 다양한 구름을 구분하기 위해서는 다른변수, 예를 들면 cloud emissivity등의 변수가 포함되어야 할 것으로 생각된다. 한편, NOAA/AVHRR 적외 Split Window 자료를 이용한 하층 수증기를 정량적으로 분석하기 위해서는 궁극적으로 대기의 가강수량이 계산되어야 한다. 본 연구에서 제공하는 하층의 수증기 분포는 단지 정성적인 분포만을 제공하고 있을 뿐이다.

이와같은 많은 문제가 있음에도 불구하고, BTD 영상 또는 본 연구의 방법은 야간 운형 구분시에 도움을 줄 수 있으며, 특히 GMS-5에서 제공하는 Split Window 자료를 이용하여 다양한 연구를 할 수 있을 것으로 생각한다.

참 고 문 헌

德野 正己·藤田 由紀夫, 1994: 『ひまねり 5 호』に 搭載される 新センサー に ついて. 氣象, 94(3), 日本氣象協會, p4-p8.

Bryan, A. B., F. A. Robert, A. W. Bruce, M. Partrick and T. Si-chee, 1994: Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data. *J. Geophys. Res.*, 99, 5499-5514.

Cess, R. D., et.al., 1990: Intercomparison and interpretatioon of climate feedback processes in 19 atmospheric global circulation models, *J. Geophys. Res.*, 95, 16601-16615.

Coakley, J. A. Jr., and F. P. Bretherton, 1982: Cloud cover from high resolution scanner data: Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, 87, 4917-4932.

Debois, M., G. Seze, and G. Szejwach, 1982: Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery: Application to high-level clouds. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 401-412.

Inoue, T., 1985: On the temperature and effective emmissivity determination of semitrasparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10-μm window region. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 63, 88-99.

Inoue, T., 1987: An instantaneous delineation of convetive rainfall areas using split-window data

of NOAA-7 AVHRR. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 65, 469-480.

Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA 7 split window measurements. *J. Meteorol. Sco. Jpn.*, 92, 3991-4000.

Lo, R. C., and D. R. Johnson, 1971: An investigation of cloud distribution from satellite infrared radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 599-605.

Shenk, W. E., and R. J. Holub, and R. A. Neff, 1976: A multispectral cloud type identification method using Nimbus 3 MRIR measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 284-291.

Walter, G. P., 1988: Data extraction and calibration of TIROSN-N/NOAA radiometers. NOAA Tech. Memo. NESS 107, 58pp.

Weinreb, M. P., G. Hamilton, and S. Brown, 1990: Nonlinearity corrections in calibration of advanced high resolution radiometer infrared channels. *J. Geophys. Res.*, 95, 7381-7388.