

可視データを利用した晴天域の抽出 と雲域での晴天 T_{BB} 算出の試み

Extraction of Infrared Cloud-free Radiance from both Visible and Infrared Satellite Image Data

藤村弘志* 内山明博**

Hiroshi Fujimura* and Akihiro Uchiyama**

Abstract

This report describes one of the methods to derive a cloud free infrared radiance using both the visible and infrared data.

In the current operational procedure, the histogram analysis and the threshold method are used to extract the cloud free infrared radiance or brightness temperature (TBB) from the histogram data in the area 1° (latitude) \times 1° (longitude). This method cannot resolve a smaller structure than the dimension of $1^\circ \times 1^\circ$ area and the influence of the radiance from cloudy area on the observed radiance cannot be removed. In order to overcome these difficulties, the utilization of the visible channel data is to be advantageous because of the smaller spatial resolution of the visible channel (1.25km \times 1.25km at sub-satellite point) than that of the infrared channel (5km \times 5km). Using the visible data in the field of view of infrared channel, the cloud free area is more easily distinguished from cloudy and partially cloudy area. The relation between the cloud albedo in the visible region and the infrared emissivity of cloud enables us to derive the cloud free radiance from the partially cloudy area.

The relationship between the visible cloud albedo and the infrared cloud emissivity is parameterized on the basis of the solution on a simple 2-stream radiative transfer equation. There are, however, many problems to relate the radiance in the visible wave length to the infrared window radiance, and the empirical adjustments are required to apply our method to the analysis of the data observed by the GMS.

By our method, the cloud free infrared radiance can be extracted from the data in the field of either a fair weather cumuli or a cellular type clouds. In these cases, the current operational method cannot remove the influence of cloud radiance from the cloud contaminated radiance. Though the method shown in this report is restricted by its simplicity, it is still a very advantageous method to utilize both the visible and infrared data.

1. はじめに

現在、GMSのデータからの海面水温の算出は、赤外の1チャンネルのデータから晴天域を判別し、その領域の

衛星で観測された等価黒体温度（晴天 T_{BB} ）から大気の影響を除去すること（大気補正）により行われている。晴天 T_{BB} を抽出する方法はある大きさの領域の赤外データのヒストグラムを作成し（現在、衛星センサーの処理では 1° （緯度） \times 1° （経度）の領域、将来は $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ の領域になる予定）、そのヒストグラムの形状のチェックと適当な閾値を設定することによ

* 気象衛星センター管制課（現所属、科学技術庁）

** 気象衛星センターシステム管理課

り、晴天域を判別し、晴天 T_{BB} を抽出している。

この方法では、ヒストグラムを作成する領域以下のスケールの晴天 T_{BB} の変化はわからない。温度傾度の大きい領域での晴天域の判別は困難、下層の雲、特に赤外チャネルの分解能 (GMS の場合、衛星直下点で $5\text{ km} \times 5\text{ km}$) 以下の雲が分布している時、実際より低く計算されることがある等の問題がある。これらの問題を解決する手段として、赤外データより距離分解能の小さい可視データの利用の可能性が考えられる。

そこで、可視データを用いて晴天域を判別し、晴天 T_{BB} を抽出することを試みた。併せて、赤外面素内に雲が存在する領域についても、雲のアルベトと射出率の関係を用いて、可視データから赤外面素内の雲の射出率を求め、晴天 T_{BB} を計算することを試みた。

2. 可視データによる晴天域の識別

赤外チャネルの空間分解能は衛星直下点で $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ であるため、それ以下のスケールの雲が分布している時には雲を分離できない。

そのため、ある領域内でヒストグラムを作成し、雲の影響を除去しようとしても困難であり、晴天 T_{BB} の算出に誤差を生じる。その一例を Fig. 1 に示す。使用したデータは、1985年7月3日03ZのGMS-3のデータである。

それぞれ、図中に示した緯経度を中心として、 $67\text{ pixel} \times 23\text{ line}$ (赤外)、 $133\text{ pixel} \times 89\text{ line}$ (可視) の領域で、赤外は T_{BB} に変換し 1 K を、可視はアルベドに変換し 0.01 を単位として作成したヒストグラムである。この領域の大きさは、約 1° (緯度) $\times 1^\circ$ (経度) に相当する。赤外ヒストグラムを見ると、全て鋭いピークを持ち、晴天 T_{BB} の値としても良さそうであるが、 147° E から 149° E の間に約 1 K の差がある一方、可視のヒストグラムを見ると、 147° E 中心のヒストグラムは 149° E 中心のヒストグラムに比べ分散が大きく、微小な雲の影響が考えられる。 148° E は赤外、可視とも、中間の値、形状をしている。また、この期間の気象庁全国海況旬報を見ると、この領域の海面水温の温度傾度はほとんどないと考えられる。これらのことから、赤外ヒストグラムから晴天 T_{BB} を計算すると、 147° E の例では約 1 K 低く見積ることになる。

この例からも、下層雲、特に微小な雲が存在する場合に、可視データを利用して晴天域判別することは有効であることがわかる。

可視データから晴天域を識別するためには、大気・海

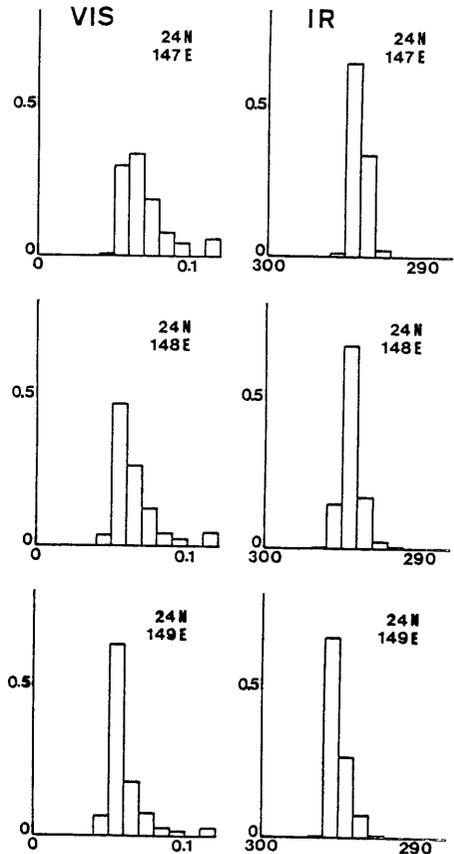


Fig. 1 Histogram of visible and IR channel. Data from GMS-3 03 Z 3 July 1985.

Each area consists of (133 pixels, 89 lines : VIS) and (67 pixels, 23 lines : IR) and the location is given in the upper right of the frame.

洋系の晴天アルベドを知る必要がある。ここでは、大気・海洋系の晴天アルベドを閾値として晴天域を判別する。また、赤外の画素内に雲がある場合にも、雲域のアルベドから赤外での射出率を推定することによって晴天 T_{BB} を抽出することが可能である。

2.1 大気・海洋系の晴天アルベド

大気・海洋系の晴天アルベドは 2-stream 近似に基づく近似式を使って計算した。大気中の散乱媒体としては、空気分子 (Rayleigh 散乱) のみを考慮し、Stephens (1978) によって雲からの反射をパラメタライズするために使われている式を使って大気による散乱を評価した。

海面からの反射は、後述する方法で評価し、大気と海面の多重反射も 2-stream 近似の反射率を使って評価した。ただし、Stephensの式も 2-stream 近似による評価も GMS のデータを定量的に扱うには簡単すぎるので、経験的に調節して Fig. 2 で示された値を使用した。Fig. 2 の縦軸には、GMS の観測値と直接比較するためアルベドに太陽天頂角の余弦をかけてある。これは、GMS の観測値からその時の太陽天頂角に対するアルベドを求める時に等方的に反射されていると仮定したことに相当する。

大気のレイリー散乱に対する光学的厚さには、

$$\tau = 0.00888 \lambda^{-4.15+0.2\lambda} \quad (2.1)$$

λ : 波長 (μm)

で近似される。さらに簡単化のため、

$$\tau = 0.00888 \lambda^{-4.05} \quad (2.1)'$$

とした。この波長域では、オゾンの吸収、エアロゾルによる散乱、吸収が存在するがここでは考慮していない。

海面のアルベドを求めるため、海面の傾きがガウス分布をするモデル (Cox and Munk, 1954) を用いた。この時、海面の平均の傾きは 0 で、水平面からの傾きが φ の時の確率は

$$P(\varphi) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\zeta^2 / (2\sigma^2)} \quad (2.2)$$

$$\zeta = \tan \varphi$$

σ : 海面の傾きの平均 2 乗偏差

となる。 σ は海面風の関数になり、 $\sigma = 0.1$ の時、1 ~ 2 m/s、 $\sigma = 0.2$ の時、約 7 m/s、 $\sigma = 0.3$ の時、約 17 m/s である。

一方、直達光に対する平らな水面のアルベドはフレネルの式に従い、

$$A(\theta_i) = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2(\theta_i - \theta_t)}{\sin^2(\theta_i + \theta_t)} + \frac{\tan^2(\theta_i - \theta_t)}{\tan^2(\theta_i + \theta_t)} \right] \quad (2.3)$$

$$m = \frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_t}$$

θ_i : 入射角, θ_t : 屈折角, m : 屈折率

となる。ここでは、入射角に対して求めた結果 (会田, 1982 を参照) を用い、水面の状態が (2.2) 式の分布に従い、各部分で (2.3) 式が成り立つとして、直達光に対するアルベド A_s 及び散乱光に対するアルベド A_b を求めた。

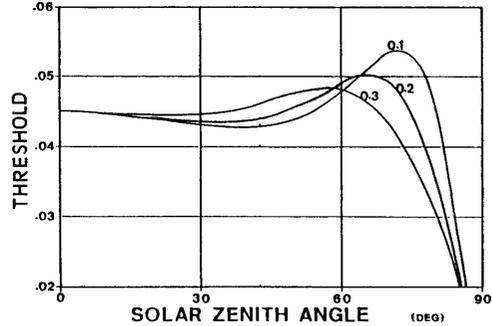


Fig. 2 Threshold value for distinction of cloud free area using the GMS visible data.

The threshold values are calculated using 2-stream approximation as a function of solar zenith angle and sea surface roughness. And the threshold values are multiplied by the empirical coefficient (= 0.8) for fitting the observed value.

従って、水面の多重反射等は無視した。また、海水の濃度 (屈折率)、海水中の粒子の散乱等は考慮していない。

2.2 可視データによる晴天域の識別

赤外面素内の可視データの値と、2.1節で計算された大気・海洋系の晴天アルベドを比較することによって赤外面素内が晴れているか雲があるか識別することができる。すなわち、Fig. 2 の値を閾値に赤外面素内のすべての可視画素のデータの値が、閾値以下のときの赤外面素内に雲が含まれていないとみなす。

晴天の海域の観測値でもバラツキがあると GMS の可視データは絶対較正を行っていないので、計算した晴天アルベドを閾値の調整と GMS の値に合わせるために経験的に調整して計算したアルベドに 0.8 をかけた。

実際の晴天域の識別のときは、簡単化のため赤外の視野角が矩形であるとして、赤外面素内の 4×6 個の可視画素について調べた (矩形の角のデータは実際には赤外面素内には含まれていない)。

晴天域の判別は、赤外の一面素づつ行ってもよいし、赤外の数画素にわたって可視データから判別してもよい。

3. 可視データを利用した晴天 T_{ab} の算出

赤外面素内に雲が在るとき、赤外の観測放射は、

$$I = \epsilon_c \cdot B_c + (1 - \epsilon_c) \cdot B_s \quad (3-1)$$

と表わせる。ここで ϵ_e は雲域の有効射出率、 B_s は晴天域の放射、 B_c は雲が黒体としたときに観測される放射である。赤外の画素の大きさより小さい可視のデータを使って赤外の画素内の ϵ_e を推定することによって B_c 、 B_s の値を推定する。

3.1 雲域のアルベドと射出率の関係

実際に存在する雲は、種々雑多なものがあり、簡単にモデル化して扱うことはできない。

水平方向に一樣なモデルと黒体の雲が等間隔で並んでいるモデルを考えて雲による可視域のアルベドと赤外域の射出率の関係をパラメタライズした。前者は、層雲形の雲に対するもので、Stephensの雲の放射特性に対するパラメタライズを利用した。後者は、画素内に積雲形の雲が点在するような時で、Harshvardhan and Weinman (1982) のモデルを利用した。実際の雲は、これらのモデルの中間的なものであろう。

雲の可視域でのアルベドと赤外域での射出率の関係については、Stephens (1978) が鉛直雲水量 (liquid water path) をパラメータとして、パラメタライズしている。Stephensの方法は、Carrier, et al. (1967) がまとめた8つの雲のモデルを用いている。これによると、赤外の上向き有効射出率 ϵ は

$$\epsilon = 1 - \exp(-a_0 \cdot w) \quad (3.2)$$

W : 鉛直雲水量 (g/m²)

$$a_0 = 0.13$$

である。ただし、この有効射出率は赤外の広い波長域に対する値であり、GMSで観測する窓領域 (10.5~12.5 μm) では、係数 a_0 はもう少し小さくなる。そのため、経験的に適当な係数 (c) をかけ、また拡散因子1.66で割って、

$$a'_0 = ca_0 / 1.66$$

という値を使用した。ここでは、 $c=0.5$ を用いた。

可視領域 ($0.3 \leq \lambda \leq 0.75 \mu m$) では、光学的厚さ τ は

$$\log_{10} \tau = 0.2633 + 1.7095 \ln(\log_{10} W) \quad (3.3)$$

その時、散乱反射率 R_e 、透過率 T_r は、

$$R_e(\mu) = \frac{\beta(\mu)\tau/\mu}{1 + \beta(\mu)\tau/\mu}$$

$$\mu = \cos \theta \quad (\theta : \text{太陽天頂角})$$

$$T_r(\mu) = 1 - R_e(\mu) \quad (3.4)$$

ここで、 $\beta(\mu)$ は入射角 θ の時の後方散乱の割合であ

り、Stephensにより、種々の入射方向光学的厚さに対して、前記の8つの雲モデルを用いて決定されている。

(3.3) 式は、地表の反射がない場合であるが、地表のアルベドを A_s とすると、

$$R'_e = R_e + A_s \cdot T_r / (1 - A_s \cdot R_e)$$

$$T'_r = T_r / (1 - A_s \cdot R_e) \quad (3.4)'$$

となる。

(3.2), (3.3), (3.4)' 式から、雲のアルベドと射出率の関係が求まる。すなわち、 R'_e から R_e 、 R_e から可視域の光学的厚さ τ 、 τ から鉛直雲水量 W 、 W から射出率 ϵ を推定できる。実際の計算のときには、赤外の画素内の各可視データの観測値 R' に対して射出率 ϵ を求め、それを赤外面素内で平均した値を使った。

雲がとぎれている場合には、別の扱いが必要になる。そこで、次に黒体の雲 (射出率=1) で、画素内の雲量が増える場合のアルベドと有効射出率の関係を考える。

雲の分布としては、直方体の雲が等間隔で並んでいるモデルを考えた (Fig. 3)。ここで個々の雲は黒体で等温、可視でも一樣であるとした。この時、雲量 N は

$$N = (S/(S+d))^2 \quad (3.5)$$

S : 雲のサイズ、 d : 雲の間隔

となる。独立した1つの雲がある時、赤外の上向き放射は、雲のサイズと高さの比を $a (=z/S)$ とすると、側面からの放射があるため、上面だけの放射に比べ、 $(1 + 2a)$ 倍になる。

すなわち、赤外上向き放射に対する有効雲量は $N_e = N \cdot (1 + 2a)$ となる。しかし、Fig. 3のように、雲が並んでいる場合には、隣接する雲によって側面からの放射が遮られる。そのため、このような場合の上向き放射に対する有効雲量として、次の式のように経験的に求められている。(Harshvardhan and Weinman, 1982)

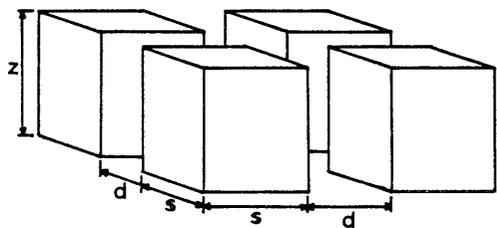


Fig. 3 A converting model from actual cloud fraction to effective cloud fraction. The cloud are assumed to be located in an even array.

$$N_e = N \cdot \frac{1+2a(1+0.15N)}{1+2aN \cdot (1+0.15N)} \quad (3.6)$$

同様のモデルの雲に対して、可視の有効雲量 N_v は入射角 θ に対して照射される面積になり、

$$N_v = N \cdot (1+a \sin \theta) \quad (a \sin \theta \leq \frac{1}{\sqrt{N}} - 1)$$

$$= \sqrt{N} \quad (a \sin \theta > \frac{1}{\sqrt{N}} - 1) \quad (3.7)$$

(3.5), (3.6) 式から、雲量 N をパラメーターとして、可視・赤外の有効雲量の関係が求められる。

実際の計算の時には、とぎれた雲のモデルは層状雲のモデルで有効射出率がある値 ε' (計算のときには0.9とした) 以下に対して、次のように適用して有効雲量 (この場合、有効射出率に等しい) を推定した。まず ε' に対する層状雲モデルの雲の反射率 R' を (3.2), (3.3), (3.4) より求める。その反射率 R' を持った雲が雲量を変えることによって観測アルベド (R'') が変化すると、次の式によって、可視の有効雲量 N_v を求める。

$$R'' = N_v \cdot R' + (1 - N_v) \cdot (\text{晴天アルベド}) \quad (3.8)$$

ここで R'' は、GMS の観測値から計算し、晴天アルベドは、2.1節の方法で計算した値である。 N_v が求まれば、

(3.6), (3.7) 式より赤外の有効雲量、すなわちこの場合は有効射出率が求められる。

ここで求めた2つの雲のモデルは極端な2つの場合であったが、実際の雲では、2つのモデルの間にあると考えられる。

3.2 雲域での晴天 T_{ob} の算出方法

赤外の観測放射輝度 I は、(3.1) 式のように表わせる。ここで、前述した関係から、 ε_{ei} が同時に観測された可視データから求められるとすると、観測値 I に対して、未知なものは B_s と B_c である。いくつかの画素を含む領域内で、 B_s , B_c とともに一定であると仮定すると、領域内の各画素で

$$I_i = \varepsilon_{ei} B_c + (1 - \varepsilon_{ei}) B_s \quad (i=1, \dots, n) \quad (3.9)$$

が成り立つ。(n : 領域内の画素数)

この n 個の方程式から、最小2乗法により B_s , B_c を決定し、 B_s から晴天 T_{ob} を計算することができる。

この方法では、特に雲の放射 B_c を一定と仮定すること、各画素内の有効射出率 ε_{ei} の違いに対して、観測値

I_i の差を直接計算することなどから、観測値の誤差、雲の放射の偏差が直接誤差に影響し、誤差を増大させる恐れがある。そのためもう一つの方法として、気象衛星センターの TOVS 処理の中の晴天放射決定で用いられている最適推定の方法を考えた。(青木, 中島, 1983)

この方法では、(3.8) 式を

$$I_i = B_s + \varepsilon_{ei}(B_c - B_s) \quad (i=1, \dots, n) \quad (3.10)$$

と変形し、未知量を B_s と $\varepsilon_{ei}(B_c - B_s)$ に分離し、それぞれに適当な初期値と誤差の範囲を設定する。すなわち、未知量 X を、

$$X = (X_1, X_2, \dots, X_{n+1})$$

$$= (B_s, \varepsilon_{e1}(B_c - B_s), \dots, \varepsilon_{en}(B_c - B_s))$$

とおき、 X に対する初期推定値を X^0 、観測誤差、初期推定誤差の共分散マトリックスを S_{OB} , S_X とすると、 X の最適な推定値は、

$$X = S_X K^t (K S_X K^t + S_{OB})^{-1} (I - K X_0) + X^0 \quad (3.11)$$

$$I = (I_1 \dots I_n), \quad K = \begin{pmatrix} 1 & \varepsilon_{e1} & 0 & \dots & 0 \\ 1 & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{pmatrix}, \quad I = KX$$

K^t : K の配置行列

で与えられた。

X^0 については、 $1^\circ \times 1^\circ$ の領域で、有効射出率 = 0.05 以下の画素の観測値の平均を B_s の、有効射出率 = 0.95 以上の画素の観測値の平均を B_c の初期値としてそれぞれ与え、 X^0 を決定する。 $1^\circ \times 1^\circ$ の領域内で B_s , B_c の初期値が求められない時は、前述した最小2乗法によって求められた B_s , B_c の値を初期値とした。また、 n 個の画素の中でも有効射出率 = 0.05 以下の画素があれば、その値を B_s の初期値として、有効射出率 = 0.95 以上の画素があれば、その値を B_c の初期値として与えた。

S_{OB} については、

$$S_{OB} = \begin{pmatrix} \sigma_{OB}^2 & & 0 \\ & \ddots & \\ 0 & & \sigma_{OB}^2 \end{pmatrix}_n$$

$\sigma_{OB} : 0.5K$ (観測の約1レベルに相当) の誤差として与えた。

S_X については、

$$S_X = \begin{pmatrix} \sigma_s^2 & & 0 \\ & \sigma_1^2 & \\ & & \ddots \\ 0 & & & \sigma_n^2 \end{pmatrix}_{n+1}$$

σ_s : 2Kの誤差

σ_i : 初期値 $(B_c - B_s) \times 0.1 + 8K$ の誤差として与え

た。

このような最適解としての晴天放射の値は、誤差を(3.9)式の右辺2項に対して大きく、すなわち、誤差を主として2項目に帰することにより、変動は小さくすることができる。

4. 実行結果

可視データによる晴天域の判別は2節で述べたように海面の晴天アルベトを閾値として行う。また、雲のモデルとしては、有効射出率が0.9以下の時は雲の雲量によって有効射出率が変化し、有効射出率が0.9以上の時は雲量が1で鉛直雲水量によって有効射出率が変化すると仮定した。前者の雲量と有効雲量の関係については、(3.6), (3.7)の関係が成り立つとし、後者のアルベトと射出率の関係は(3.2), (3.3), (3.4)'式が成り立つと仮定した。

実行時に用いた各式におけるパラメータは次の通りである。

$\sigma = 0.2$ (海面の傾きの平均2乗偏差)

$a_0 = 0.039$ (パラメタリゼーション(3.1)式の係数)

$a = 2.0$ (雲形のパラメータ, 雲の高さ/サイズ)

この時のアルベトと T_{BB} の関係の一例を Fig. 4 に示す。この例では、晴天 $T_{BB} = 288^\circ K$, 雲域の $T_{BB} = 265^\circ K$, 太陽天頂角 30° とした。また、縦軸の値は前述したようにアルベトの値に $\mu = \cos \theta$ (θ : 太陽天頂角) をかけてある。

Fig. 4の中で、破線は雲が広がっている(雲量=1)時のアルベトと T_{BB} の関係を示す。

一方、3.2節で記述した方法を用いて晴天 T_{BB} を求めた領域は赤外2ライン×6ピクセル(12画素, 約 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ に相当)である。

晴天域の判別も同じ領域で行った。

用いたデータは、1985年10月1日03Z, 06Z, 2日00Z, 03Z, 06Zと1985年11月2日00Z, 03Z, 06Z, 3日00Z, 03Zの観測データで、範囲はそれぞれ、 $45^\circ N \sim 35^\circ N$, $130^\circ E \sim 140^\circ E$ と $40^\circ N \sim 30^\circ N$, $130^\circ E \sim 140^\circ E$ である。いずれも、弱い寒波の吹き出しがあり、主として積雲形の雲が分布している。

それぞれの晴天 T_{BB} の図を Fig. 5 と Fig. 6 に示す。これらの図は前記のデータを用い、可視画像で晴天域と判別された領域の観測 T_{BB} と有効射出率0.1以下の領域で最適化の方法を用いて計算された晴天 T_{BB} を各期間で平均

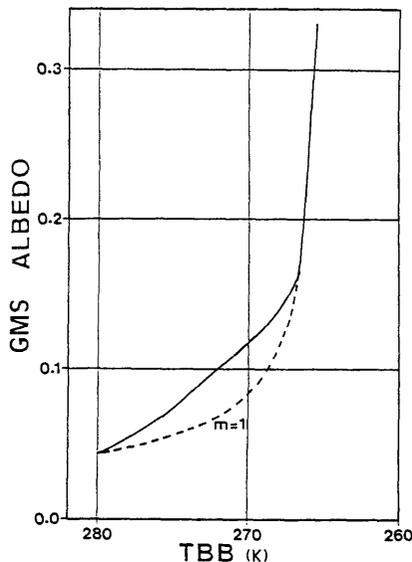


Fig. 4 Bispectral curves of visible observed data versus brightness temperature for surface temperature $T_s = 280^\circ K$, cloud temperature $T_c = 265^\circ K$, solar zenith angle $\theta = 30^\circ$. The solid line is for broken cloud layer, when effective emissivity $\epsilon \leq 0.9$. The dashed line is for unbroken cloud layer with variable optical depth.

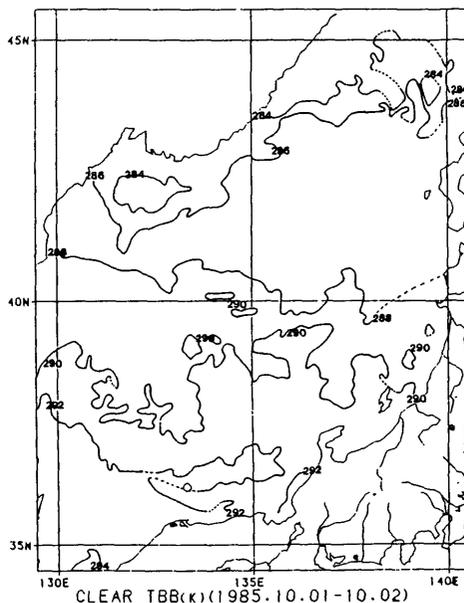


Fig. 5 Clear sky brightness temperature contour map obtained by averaging from 03Z, Oct. 01, to 06Z, Oct. 02, 1985 in daytime.

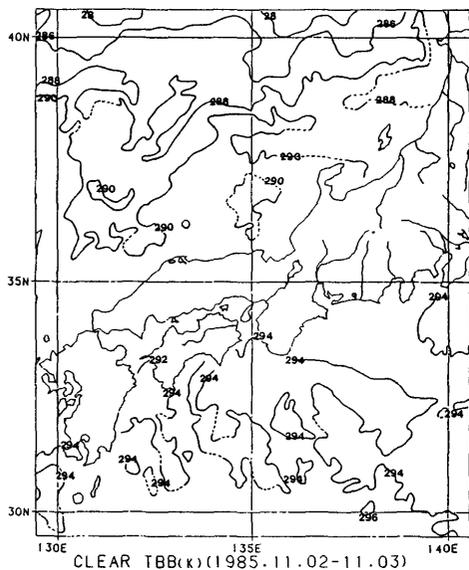


Fig. 6 Same as Fig. 6 except from 00Z, Nov. 02 to 03Z, Nov. 03, 1985.

したものである。比較のため、同期間の気象庁海況旬報をそれぞれ Fig. 7 と Fig. 8 に示す。

また、最適化の方法、最小2乗法を用いて得られた雲域での晴天 T_{BB} の誤差はそれぞれ Fig. 9, Fig. 10 のようになる。この偏差と平均2乗誤差は、Fig. 5, Fig. 6 に示した晴天 T_{BB} の値を基準として、有効射出率毎に3つの観測について求めた。

5. 考察

可視を利用して判別した晴天 T_{BB} と海況旬報平均海面水温を比較すると、平均期間が異なるのと、大気補正が行われていないので細かい比較はできないが、 $2^{\circ} \sim 4^{\circ} \text{K}$ の差で（すなわち、大気補正量を $2^{\circ} \sim 4^{\circ} \text{K}$ とすれば）ある程度一致している。しかし、日本海沿岸、太平洋の部分で晴天 T_{BB} が入りこんでいる部分があり、旬報との一致もあまり良くない（少し晴天 T_{BB} が低い）。この領域は雲が多く、晴天 T_{BB} の算出数が少ない部分である。海域の晴天アルベド値を直接閾値として用いているため、その誤差が直接晴天域の判別に影響し、雲が多いときには誤差が生じやすい。前述したように、それぞれの晴天 T_{BB} の図は2日間の昼間のデータを利用しているため、雲がある所では、太陽天頂角の大きい時間帯の誤差により、晴天 T_{BB} の分布が不明瞭になっている。

ここで取り上げた2例は主として積雲形の雲がある場

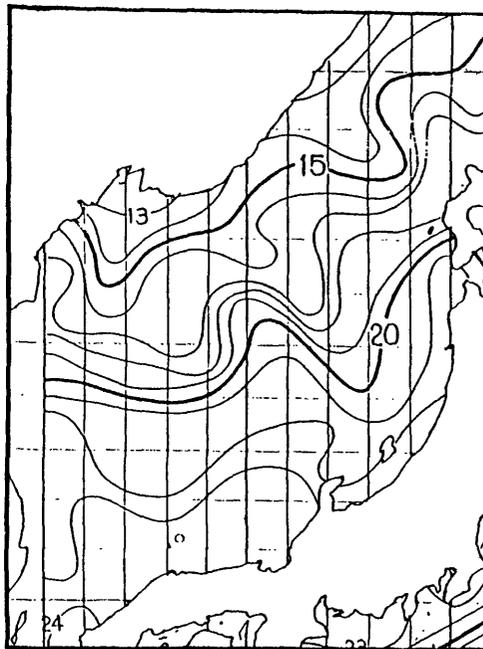


Fig. 7 JMA 10-day sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) from Oct. 1 to 10, 1985.

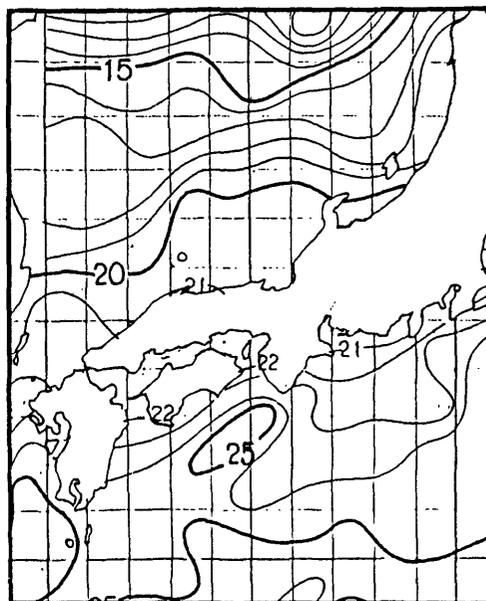


Fig. 8 Same as Fig. 7 except from Nov. 1 to Nov. 10, 1985.

合であったが、絹雲のような薄い雲が分布している場合には、より大きな誤差を生じる可能性がある。そのような場合は赤外も併用した（例えば、隣り合った画素の温度傾度の利用）晴天域の判別が必要であろう。

海域の晴天アルベドを求めるモデルは、大気中のエアロゾルの影響、海中の粒子の散乱、海面の多重反射などを考慮しておらず、これらの影響による誤差は太陽高度が低い（太陽天頂角が大きい）ほど大きいと考えられる。観測方向（衛星天頂角と方位角）も考慮に入れたより詳細な海域の晴天アルベド設定が必要である。

雲域で晴天 T_{BB} を算出した結果を見ると、最適化の方法では（Fig. 9）、偏差は1℃以内になっているが、有効射出率とは無関係に平均2乗誤差が1°～2°K存在する。これは初期推定値の設定方法、基準となる晴天 T_{BB} の値に問題があると考えられる。特に雲の多い所で、初期推定値の設定が悪いと温度傾度の大きい時、雲に影響され、温度傾度が表現されなくなる。

一方、最小2乗法による方法では（Fig. 10）、平均2乗誤差は有効射出率が大きい（雲が多い又は厚い）ほど大きくなっており、晴天 T_{BB} の推定が雲が多いほど困難で

あることを示している。また、誤差の傾向を見ると有効射出率0.6の所を中心に低く、雲の影響を過小に見積っている。従って、 T_{BB} とアルベドの関係はより雲量1の時の関係に近づいた関係（Fig. 4の例で破線の方向に近づいた）になっていると考えられる。ここで考えたアルベドと T_{BB} （射出率）の関係は、雲の不均一性、隣り合った雲の放射、散乱による影響も考慮されていない。また、可視の画素内が雲で満されていない場合についての効果も考慮していない。

ここで我々がやったことは、適当なアルベドと T_{BB} の関係を与えて、可視と赤外データを用いて晴天 T_{BB} を算出する試みを示したにすぎない。雲のモデルの様々な問題については、いわゆる有限雲の放射、散乱の研究を通じて、角度依存性を含め、多くの結果が発表されている。

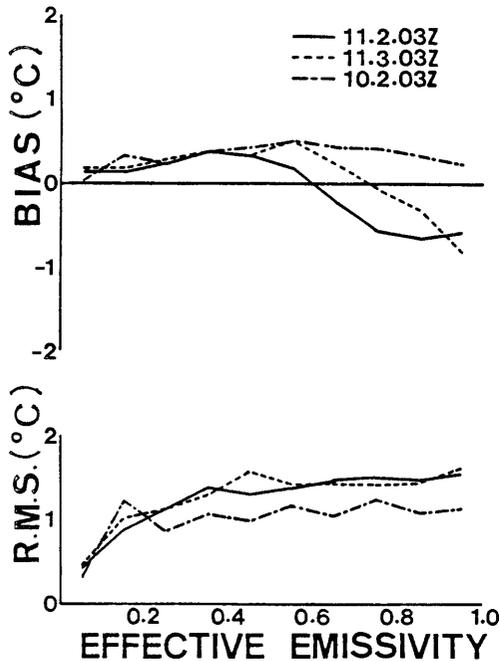


Fig. 9 Bias (upper) and root mean square of clear TBB calculated by optimum method.

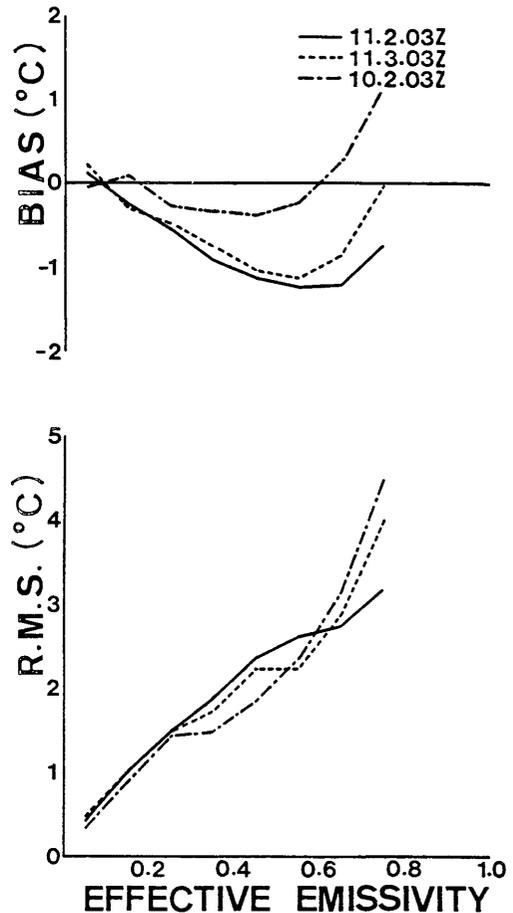


Fig. 10 Same as Fig. 9 except by least squares best fit method.

これらの結果をモデル化することは簡単ではないだろうが、始めに記述したように赤外だけでは晴天域の判別に誤差を生じる可能性があり、特に微小な雲が点在しているような時には赤外の1チャンネルのデータだけでは晴天 T_{BB} は、かならず雲の影響をうけることになる。

簡単なモデルでも晴天域の判別、晴天 T_{BB} の抽出に、可視と赤外の両方を利用することは有効である。

References

Stephens, G. L., 1978: Radiation Profiles in Extended Water Cloud. I: Theory, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2111-2122

Stephens, G. L., 1978: Radiation Profiles in Extended Water Cloud. II: Parameterization Schemes *J. Atmos. Sci.*, 35, 2123-2132

会田勝, 1982: 大気と放射過程, 東京堂出版, 280pp.

Harshvardhan and Weinman, J. A., 1982: Infrared Radiative Transfer Through a Regular Array of

Cuboidal Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 39, 431-439

Aida, M., 1977: Reflection of Solar Radiation from an Array of Cumuli, *J. Met. Soc. Japan*, 55, 174-181

Carrier, L. W., Cate, G. A. and von Essen, K. J., 1967: The Backscattering and Extinction of Visible and IR Radiation by Selected Major Cloud Models, *Appl. Opt.*, 6, 1209-1216

Cox, C. and Munk, W., 1954: Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter, *J. Opt. Soc. Am.*, 44, 838-580

Saunders, P. M., 1967: Shadowing on the Ocean and the Existence of the Horizon, *J. Geophys. Res.*, 72, 4643-4649

岸保勘三郎, 田中正之, 時岡達志, 1981: 大気科学講座 4 大気の大循環, 東京大学出版会, 256pp.

青木忠生, 中島忍, 1983: 鉛直温度, 水蒸気, 海面温度, 雲頂高度等の計算, 気象衛星センター技術報告特別号 TOVS データ処理システムの解説, 67-104