

GMS 5による雲データの解析

岡田 格 (科学技術振興事業団)、高村民雄 (千葉大)、
井上豊志郎 (気象研)、高薮縁 (環境研)

概要：雲の存在は放射収支の観点から気候を決定する一つの重要な要素である。本研究ではGMS-5の観測データを用いて、最終的には地表面放射収支の推定を目的として雲情報の解析をした。GMS-5の $11\mu\text{m}$ および $12\mu\text{m}$ のチャンネルを使って判別した雲の季節変動、時間変動を示す。既存の観測資料として一般的に利用されるISCCP(国際衛星雲気候計画)の解析においては、可視域と $11\mu\text{m}$ を利用して、巻雲の判別をしているが、それは昼間のみに限られる。しかし、 $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ のチャンネルを使うスプリットウィンドウでは夜間も利用が可能である。スプリットウィンドウによる巻雲の分離の結果、雲頂高度の推定に基づく雲種の判断に大きな影響を与えた。

1、はじめに

地表面の熱的状态を決めるのは地表面熱収支であり、放射収支はその主要な要素である。日射は大気を透過して地表に達し、地表面を加熱する。地表面は赤外放射、潜熱、および、顕熱の形で大気を加熱し、それらが大気循環の駆動力にもなっている。

大気放射過程において雲・エアロゾルは重要な役割を果たしている。地上での日射量推定のためには、特に雲の時間的な変動を含めた日変化の把握が必要である。本研究においては最終的に地上での日射量の推定を目的として、広域における雲の時間毎の変動を明らかにする。

雲量の気候学的な資料としてISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)が知られている。ISCCPにおいては3時間毎の雲量、光学的厚さなどの全球データを供給している。このデータにおける雲分類は基本的には赤外窓領域と可視域の二波長の解析による。本研究においては、スプリットウィンドウにより巻雲の判別を行い、その上で赤外窓領域における輝度温度でISCCPと同様に三層に分類する。氷晶雲である巻雲は放射過程において水雲とは異なる役割を持っているため、地球温暖化の解明の枠組みにおいて、この巻雲の雲量を広域において把握する事は重要な課題である。

2、データおよび解析方法

2-1、GMS 5について

GMS-5は赤外窓領域にIR1($10.5\mu\text{m}\sim 11.5\mu\text{m}$)および、IR2($10.5\mu\text{m}\sim 11.5\mu\text{m}$)二つのセンサーを持っている。観測頻度は毎時一回、東経140度上にある静止軌道から見える

範囲をスキャンしている。今回の解析には、東大生産技術研究所で受信され、高知大学の菊地博士が処理し配布したデータセットを用いる。期間は1996年1月1日00Zから同年12月31日23Zまで、範囲は南緯20度～北緯60度、東経80度～東経160度である。このデータは0.05度の緯度経度座標でその座標に最も近い画素の値が表されている。

2-2、雲判別について

ある輝度の画素が雲か否かの判断は、IR1データにおいて、別に準備した晴天時の基準値との比較をして3.0K以上低ければ雲であるということにしている。この晴天の基準値はGMS-5の別に準備した0.25度の緯度経度座標で表されるデータセットの時空間解析によって作成した。この方法は主にRossow and Garder(1993)の参照用基準データセットを作成する方法を基礎にしている。晴天時の基準値を作るために米国National Snow and Ice Data Centerの雪氷データセット、および、千葉大学・環境リモートセンシング研究センターの梶原博士が作成した全球土地被覆区分地図を用いている。

一旦、雲と判断した画素データは、最初にスプリットウィンドウによる巻雲の分類を経て、巻雲以外の部分については雲頂温度による分類をする。

巻雲の判断にはIR1(10.5 μm ～11.5 μm)の輝度温度からIR2(11.5 μm ～12.5 μm)の輝度温度を差し引いたものが1.5K以上の値を取る画素とした。この根拠は巻雲が氷晶から構成されているため透過率が上記二つのチャンネルで異なることである(Inoue, 1997等)。巻雲と分類された以外の画素データはその輝度温度によって、地上から上空に行くにしたがって、単調に気温が減少するという前提に立ち、上層、中層、および下層に分けられる。その境界はISCCPと同じ440hPaおよび680hPaとした。雲頂温度と比較するための気温はECMWFの客観解析データ(2.5度 \times 2.5度)を内挿して用いている。

上記の解析を0.5度 \times 0.5度の範囲の区画(100画素を含む)で行い、その範囲で雲量を定義する。

3、分類結果とその評価

3-1、スプリットウィンドウの効果

図1は巻雲の分離をしてから、残りの雲を上層、中層および下層に分類した結果(今回の方法)と、巻雲の分離無しに上層、中層および下層に分類した結果を示す。上層雲量においては二つの結果の間であまり差はないが、中層雲量、および、下層雲量においては低緯度帯を中心に大きな違いが見られる。中層雲についていえば、インド洋～東南アジアの島諸域において違いが大きい。四川盆地にかかる雲は関係なく残っている。下層雲は太平洋～豪州大陸での違いが大きい。インド洋の南緯20度付近にある雲域は巻雲とは関係なく残っている。巻雲は高さから云えば、上層雲に区分されるが、光学的厚さが比較的薄い

ので地表面あるいは下にある雲の頂部からの放射のため暖かく見えている。

3-2、季節変化

図2に雲量の季節変化を示す。1月の上層雲が高緯度で多く見える。日本海での雲の発達
は事実であるが、大陸上の雲はエラーであると思われる。同じく1月の中層雲は中緯度～
高緯度の海洋を中心に、また下層雲は低緯度の特定の部分に分布している。上層雲は中層
雲・下層雲を隠し、また、中層雲は下層雲を隠すので、そのことを考慮して図を見ると、
下層雲が多く分布している北緯20度、南緯20度付近は上層雲・中層雲は分布していな
い。したがって、これらの中層雲・下層雲は必ずしも現実と一致はしない。上層雲に注目
すると、当然ではあるが北半球夏のモンスーンに伴う対流の活発化が7月の雲分布によく
あらわれている。

上層雲の分布においては、ITCZ がはっきりと見える。また、春と秋の極前線が顕著であ
る。中層雲の分布においては、特に四川盆地の定常的な雲が顕著である。下層雲において
は豪州大陸縁部やアジア大陸縁部に沿った分布が見られるが、これは海陸境界付近で特有
のエラーである。

3-3、日変化

特定の領域について雲量の空間平均をとって、その日変化を明らかにした。海洋、乾燥地
帯、半乾燥地帯、および、植生地帯を代表する部分を切り出して、雲量を面積平均した。
例として、植生地帯としての華北平原（Hua-Bei plane）（32N-37N, 114E-117E）の変動
を説明する。

図2に華北平原での雲量の日変化を示す。まず1月であるが、04Z つまり現地で正午前後
に上層雲が少なくなっている。それに応じて中層雲が増加しているが、上層雲の減少以上
の中層雲の増加によってこの時間帯は全体としての雲量が一日のうちで最大である。4月
は中層雲の代わりに下層雲が増えるが1月と同じ傾向にある。なお、14Z 付近の急な変動
はこの時間帯のデータが少ないことを考慮すると自然現象ではないと思われる。7月は巻
雲が多くなり、また、各層の雲の日変化は小さい。10月には01Z～05Z で大きな変動が
あるが、02Z, 03Z, 04Z では利用できるデータが限られたため結果が不安定になっていると
思われる。

4、今後の課題

巻雲を分類する条件は低緯度の海洋上の雲画像を見て主観的に決めたが、陸上、あるいは
高緯度でもそれが適当かどうかという問題は残っている。

また、巻雲以外の雲の高度については、Bergman and Salby(1996)において指摘されてい

るように陸上では気温鉛直分布が昼夜で異なるために下層の雲量が大きく影響を受ける。なぜなら、昼間は通減率が大きく、夜間は小さいので、680 hPa より下側の下層として認識される部分の層厚が昼間は厚く、夜間は薄くなる。また、晴天参照値は水蒸気吸収・放射を含んだ輝度温度であるので、現実の地表面温度よりいくらか低い場合が多い。それらの原因により、たとえ晴天時の輝度温度であっても、それが客観解析データの 680hPa 気温より低くなり、下層雲量が無しになる可能性がある。このことは分布図の深夜の状態や図3における日変化の1月および4月のケースに顕れている。この日変化依存性を改善するには、より正しく地表面温度を知ること、および、閾値を日変化させる必要があるが、十分納得のいく形の閾値の設定には至らなかったため今回は固定閾値を用いた。それぞれの季節・場所での地表面状態に応じて気温鉛直分布は変わるので、ある目標地点を決めて、その時刻・場所において最大の効果があげられるように閾値を設定すれば改善は可能であると考えられる。モンゴルなどの、地表面状態が比較的一様で、現地の気象データを入手することができる領域に的を絞った解析が次の段階として必要とされる。

上層雲の部分雲がセンサーの視野内で平均化されて、結果としては中層雲、あるいは、下層雲の輝度温度になっている可能性も避けられない。このことは、現実より中層雲および下層雲が増加するという結果を生む。一方、上層雲による中層雲、および、下層雲の掩蔽は中層雲および下層雲の減少をさせる。

衛星から見た雲量はこれらの過程を含んでいるので地上からの検証をしなくてはならないが、地上観測値は逆方向から見た結果であるので、相互補完が必要である。

参考文献

- Bergman, J.W. and M.L. Salby, 1996: Diurnal variations of cloud cover and their relationship to climatological conditions. *J. Climate*, 9, 2802-2820.
- Inoue, T. 1997: Day-to-night cloudiness change of cloud type inferred from split window measurements aboard NOAA polar-orbiting satellites. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 75, No.1, 59-66.
- Rossow, W.B. and L.C. Garder, 1993: Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *J. Climate*, 6, 2341-2340.

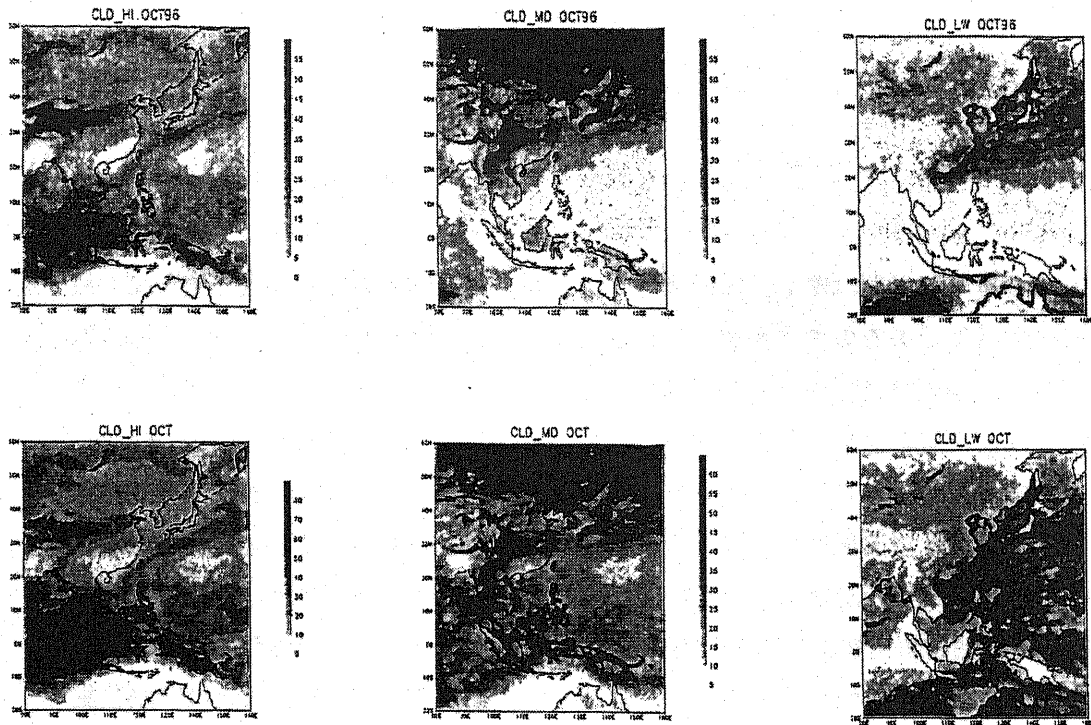


図1. スプリットウィンドウによる巻雲除去が上層雲・中層雲・下層雲分類に与える影響
 上段は巻雲と判断したものを除いた後に雲頂温度で雲分類をした1996年10月の例
 (左より、上層、中層、下層)、下段は雲頂温度のみで分類した例である。図右にある凡
 例の単位は%であり、その雲が占める画素数の割合を示す。

Cloudiness/1996/HUA-BEI

(32N114E-37N117E)

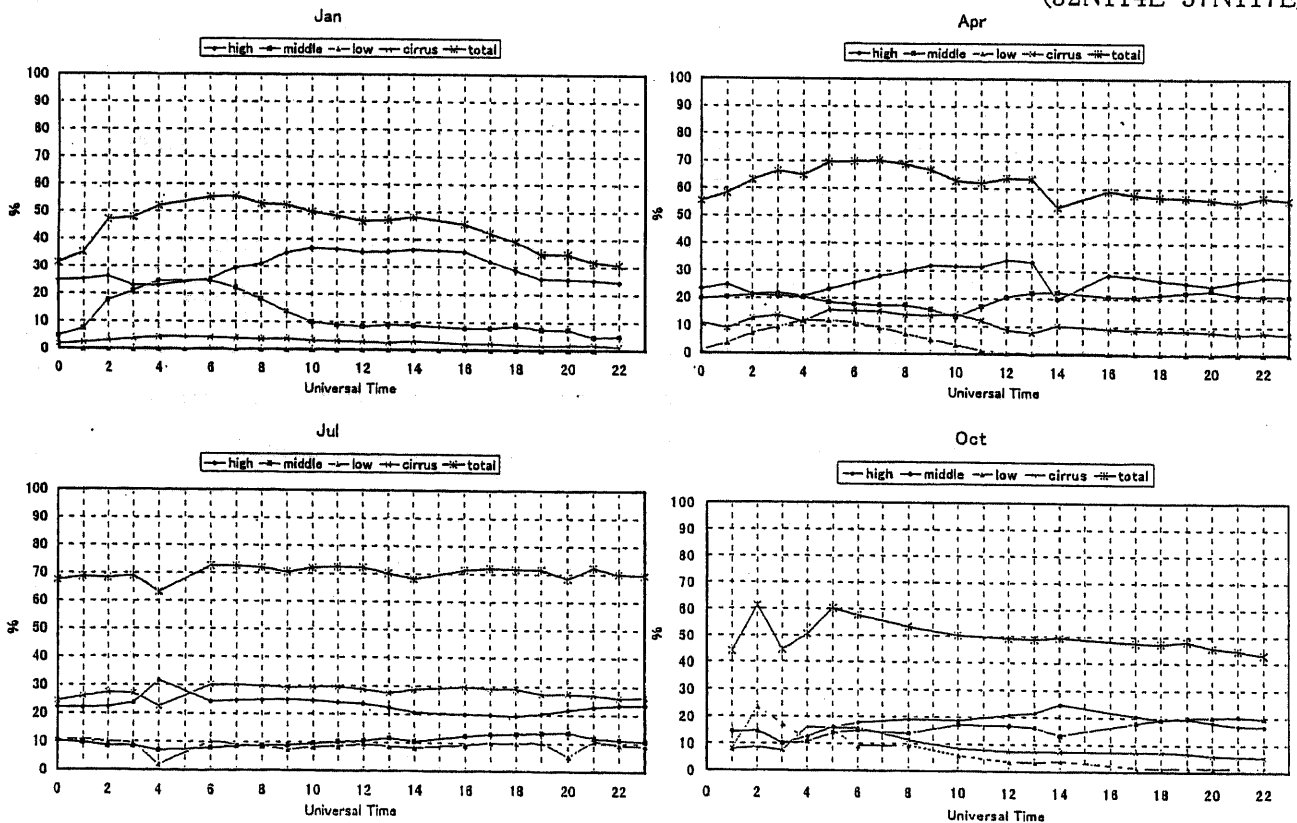


図3. 雲の日変化 (華北平原)

1月、4月、7月、10月における巻雲、上層雲、中層雲、下層雲の毎時刻の変化を示す。

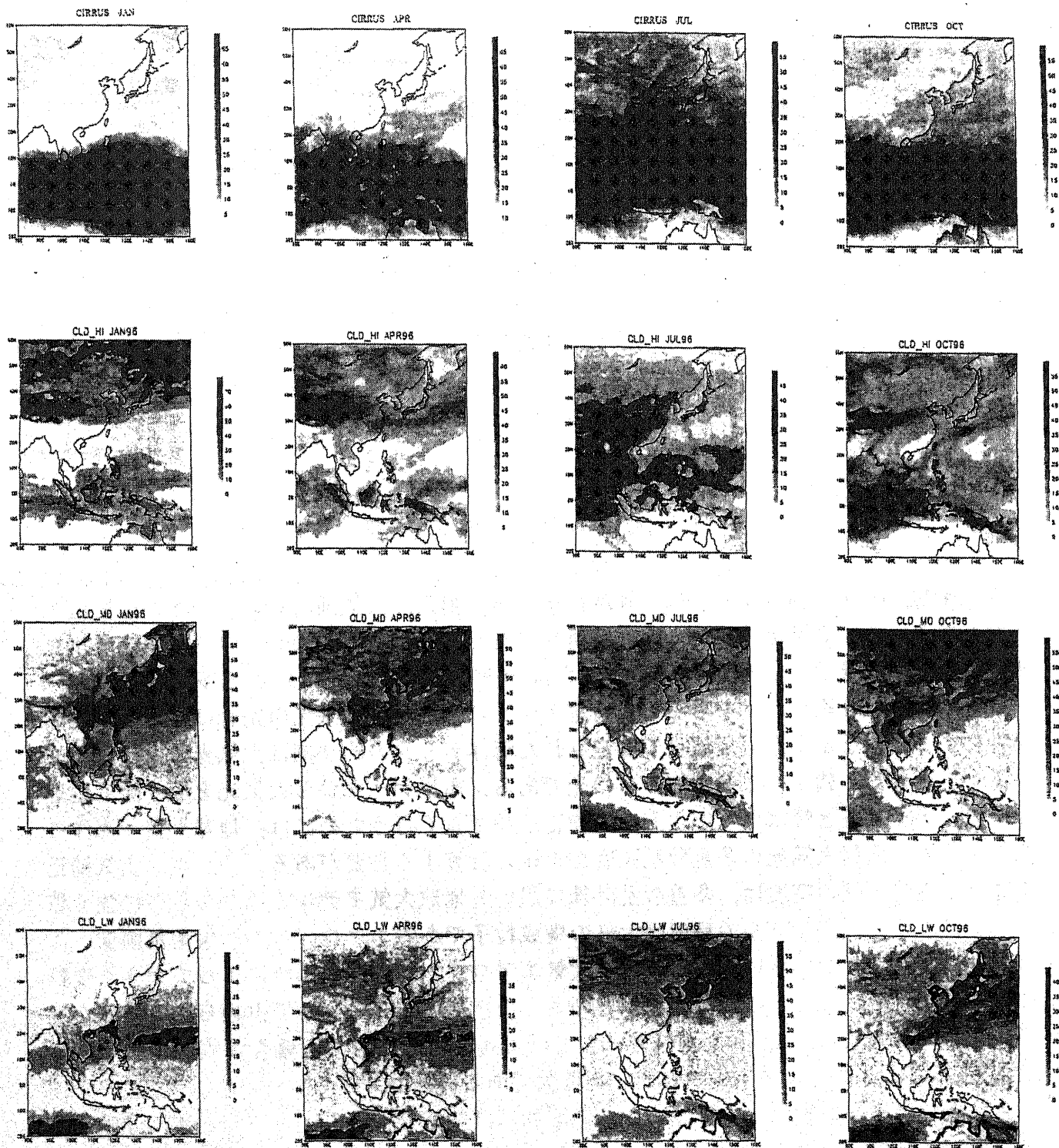


図2. 判別した雲の季節変化

上段より、巻雲、上層雲、中層雲、下層雲、また、左より、1月、4月、7月、10月の雲分布を示す。図右にある凡例の単位は%であり、その雲が占める画素数の割合を示す。