

## GMS-5 のデータから作成した雲データ

岡田 格 (科学技術振興事業団・CREST)・河本和明 (東大・CCSR)・井上豊志郎 (気象研)  
・田丸英樹・高村民雄 (千葉大学・環境リモートセンシング研究センター)・高藪 縁 (環境研)

### 1. はじめに

地表面の熱的状態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。その放射収支を見積る過程で雲量は与える影響が大きい。本研究において気象庁のGMSのデータを用いる理由はそのデータが毎時得られ、同時に広い領域の状態を知ることができるからである。一方、欠点として、測定する波長帯の数が少ない、データの値の精度が粗い、現状では画像の地理的な位置合わせが最小画素の単位では不可能などの点が上げられる。しかしながら、日変化を詳しく知るにはGMSが唯一の手段である。ここでは、GMS-5による雲量データの作成とその結果・問題点について報告する。

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時間毎の雲情報を統計として、月平均の2.5度格子データで供給している。また、必要に応じて最小単位である30km等間隔画素の瞬間値から月平均の2.5度格子の統計値に至るまでの幾つかの処理段階でデータを供給することも可能で、データは毎年集積されている。

本研究において作成するデータのISCCPと異なる主な特徴は、時間毎の変動を表現することである。このことは、本研究の延長上にある放射収支見積のことを考慮すると、重要な相違点となる。なぜなら、特に短波放射入射量は時間毎の変動量が大きく、時空間的にばらつきの大きい雲量との積による変動項を考慮すると3時間毎データの内挿では、毎時のデータとは必ずしも同じ値にならない可能性がある。したがって、特に広域の平均でなく、ある地点に対する日射量推定を考える場合は時間毎の見積が必要である。

### 2. データおよび解析方法

GMS-5の画像は、東大生産技術研究所で受信され、高知大学の菊地教授が処理したものを用いる。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。これを0.5度×0.5度の区画で囲まれる100画素の中で巻雲、上層雲(雲頂が440hPaより上層)、中層雲、および、下層雲(雲頂が680hPaより下層)の雲量を定義し、各々の層の代表画素(輝度温度の序列において中間に位置するもの)での雲頂温度、光学的厚さを記録する。また、その区画内での空間自己相関を出し、層雲性か積雲性の雲かを判断する資料とする。巻雲の判断にはIR1データ(10.5 $\mu$ m~11.5 $\mu$ m)の輝度温度からIR2データ(11.5 $\mu$ m~12.5 $\mu$ m)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。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×2.5度)を内挿して用いている。水雲の光学的厚さは雲粒の直径を10 $\mu$ mに仮定し、地表面反射率を考慮して雲頂での反射率にあうように決めている。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2.5K以上高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)の晴

上記の過程で作成した毎時の雲量、雲頂温度、光学的厚さ、空間自己相関は地表面日射量推定のための中間データとして記録し、CD-ROM 等で配布可能なように準備を進めている。本報告では雲量の状況を報告する。ただし、この雲量は上記のデータと同一のものではなく予備調査の結果である。0.25度の緯度経度座標において一ヶ月間の雲画素の存在確率を示すものであり、また、雲判別の閾値は Rossow and Garder(1993)と同じであり、陸地では 6.5K、海面では 2.0K となっている。また、NCEP/NCAR の再解析データの月平均値での 400hPa および 700hPa 高度を上層、中層、下層の境界としている。

### 3. 結果

#### ・季節変化

図1に全雲量の季節変化を示す。熱帯太平洋にある ITCZ の南北移動、年間を通して見える四川盆地の雲、日本海の冬の吹き出しに伴う雲などを始めとして、実際の現象を現しているのがわかる。また、大陸性高気圧に覆われた冬と加熱が著しい夏のアジア大陸の顕著な違いが目立つ。さらに、この1996年は海南島から大陸にかけての領域で雲量が少ないことがわかる。

図は示さないが高度区分した結果は次の通りである。上層雲の分布においては、ITCZ はよりはっきりと見える。また、梅雨時には大陸から日本列島にかけて延びる雲バンド、および、春と秋の極前線も顕著である。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。下層雲の分布においては、大陸海洋間の差が目立ち、大陸の形が浮き上がるように見えている。これは陸域で雲判別の閾値を厳しく、海域で閾値を緩くするためであり、ISCCP の結果でも確認されている。

#### ・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。その領域は、半乾燥地帯としてモンゴル（国でなく、内モンゴルおよび外モンゴルを含む領域）（38N-43N, 100E-110E）、植生地帯として華北平原（Hua-Bei plane）（32N-37N, 114E-117E）、乾燥地帯としてオーストラリアの砂漠（18S-23S, 130E-140E）、そして、海洋として北西太平洋（35N-40N, 150E-160E）を選んだ。

図2にモンゴルでの雲量の日変化を示す。横軸の時刻は世界時であるが、真ん中が現地時刻の正午になるよう合わせてある。縦軸は曇りと判断された画素の割合である。全雲量の日変動は季節を通じて午後に最大を示している。日中は下層雲量が多くなっているように見える。これは地表面温度の上昇に伴い気温鉛直勾配が大きくなることで、下層内での雲の検出の機会を増やしていることが原因である可能性もある。7月に上層の雲量が夕方に極大を持つが、日中の加熱による積雲の発達をよく表している。10月、1月には雲量が少ないが、これは大陸性高気圧が発達する時期である事実とよく合っている。

図3に華北平原での雲量の日変化を示す。この領域は7月には各層、および合計の雲量の日変化がとても小さく、他の季節とは異なっているのが特徴である。4Zに各層で急な変化をしているように見えるが、この時刻に使用可能な画像が少なかった。他の季節では下層雲量はモンゴルと同様に昼間の最大が見られる。一方、1月には日の出後に最小を示す中層雲量の変化が特徴的であり全体の雲量変化を決めている。4月には早朝に最小を示す上層雲量の変化が特徴的である。10月にも午前中に最小、午後に最大という傾向が見られる。ただし、2Z、3Z、4Zおよび12Zには使用できる画像の枚数が限定されたため結果が不安定であるので、1Zと5Zの間の変動は無視している。

図には示さないが北西太平洋の場合は、年間を通して日変化はほとんどなく一定である。4月にのみ午前中の上層雲量の減少が観察される。また、オーストラリアの砂漠は特に1月は大き

1 Zと5 Zの間の変動は無視している。

図には示さないが北西太平洋の場合は、年間を通して日変化はほとんどなく一定である。4月にのみ午前中の上層雲量の減少が観察される。また、オーストラリアの砂漠は特に1月は大きな日変化を持つ下層雲量に全雲量が支配されている。上層、中層雲量の夜間の計30%から日中の10%への減少も下層雲量の変動を強調しているように見える。7月は1日を通して、全雲量も10%以下になる。

図4に4領域での晴天輝度温度の日変化を示す。横軸はそれぞれの図が真ん中が現地時刻の正午であり、縦軸は輝度温度である。モンゴルでは午後の明瞭な最大および深夜から早朝にかけての時刻が特定できない最小を示す。最大でも約300Kとあまり高くないが、完全な乾燥地でなく夏には背の低い草が生えることから、説明は可能である。華北平原では、雲量と同様に7月の日変動だけが小さいという特徴を示している。この領域は植生が豊かであり、また、7月は降水量が多いために、地表面温度の変化が現れにくいことが原因と考えられる。北西太平洋では、海洋上なので当然ではあるが、ほぼ一定の値を示している。細かい変動はサンプルの少ない時刻の不安定性に起因している。オーストラリアの砂漠は日の出前後に最小、午後には最大となり、振幅は大きいという特徴を顕著に表している。このように晴天輝度温度は日射による加熱が地表面状態によってどう違うかということをよく表している。

#### ・方法上の問題点

海上ではあまり問題とならないが、Bergman and Salby(1996)においても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、700 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を含んだ輝度温度であるので、現実の地表面温度より低い。それらの原因により、検出可能な最下層の温度が中層に入り込み、下層雲量が無しになる可能性がある。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。

#### 4. まとめ

1996年のGMS-5データを元に毎時の雲データ、および、晴天時の輝度温度データを作成した。モンゴル、華北平原、北西太平洋、および、オーストラリアの砂漠について、これらの日変動を調べた結果、その場所・季節の気候特性をよく表していることがわかる。

#### 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.
- 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.

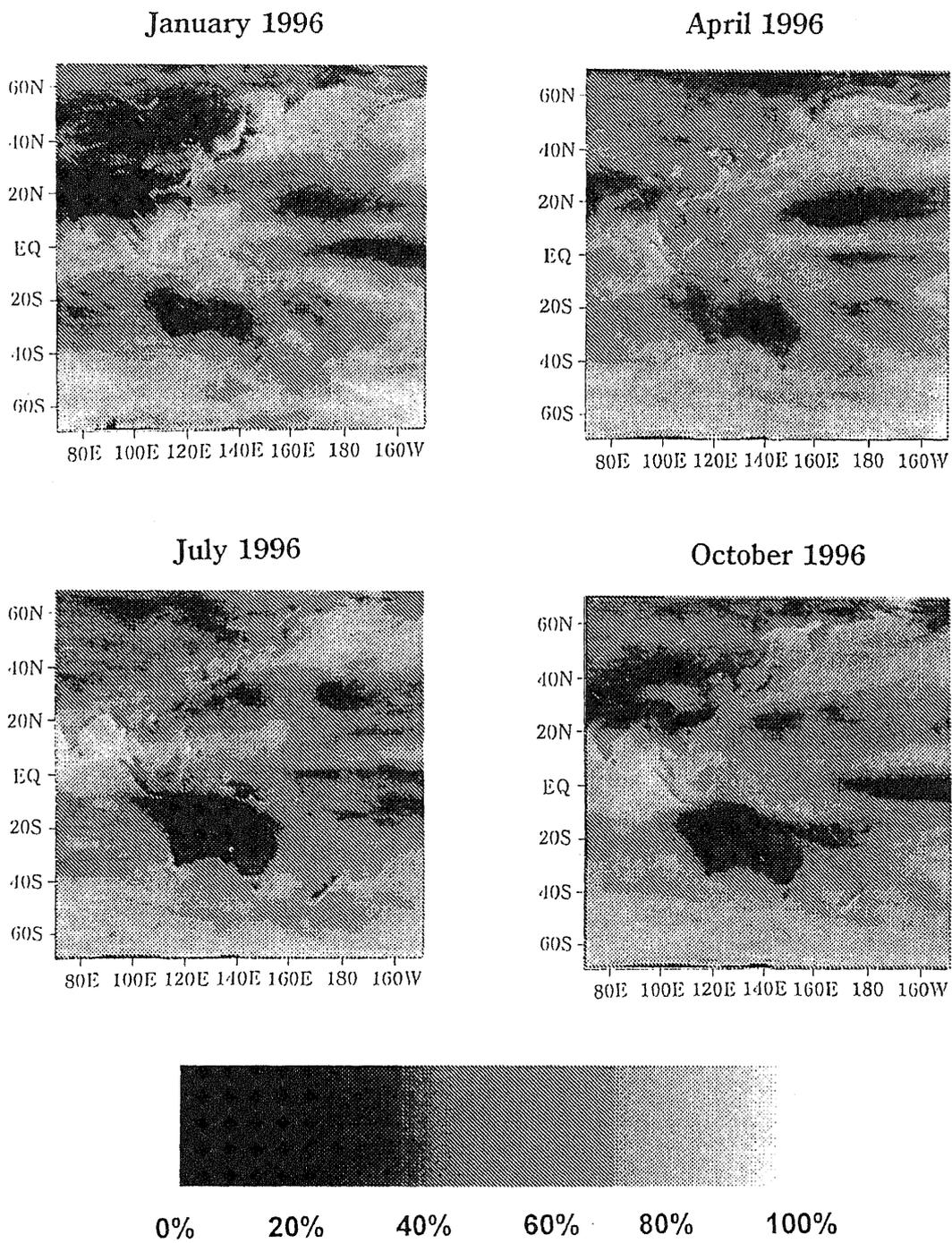


図1 雲量分布  
各画素における一ヶ月当たりの雲部分の存在確率を示す。

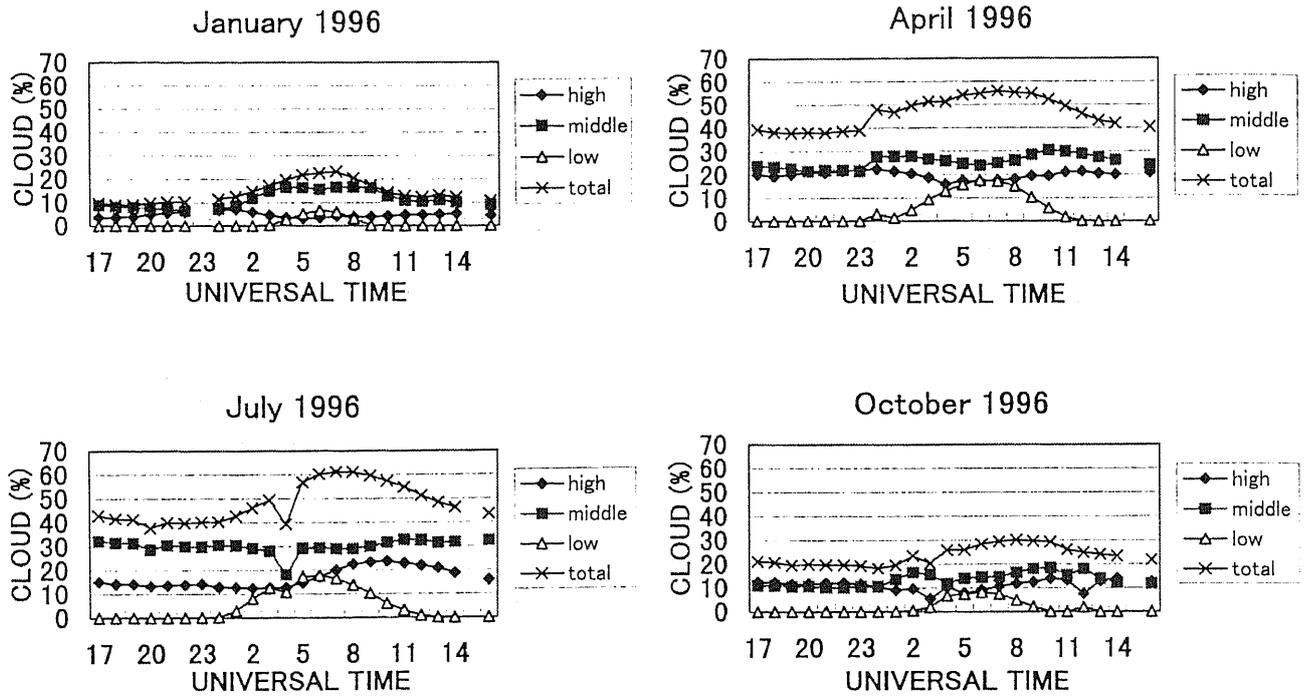


図2 モンゴルにおける雲量の日変化

38N-43N, 100E-110E の領域における雲量の日変化を示す。時刻の表記は世界時であるが、横軸の中心は現地での正午である。

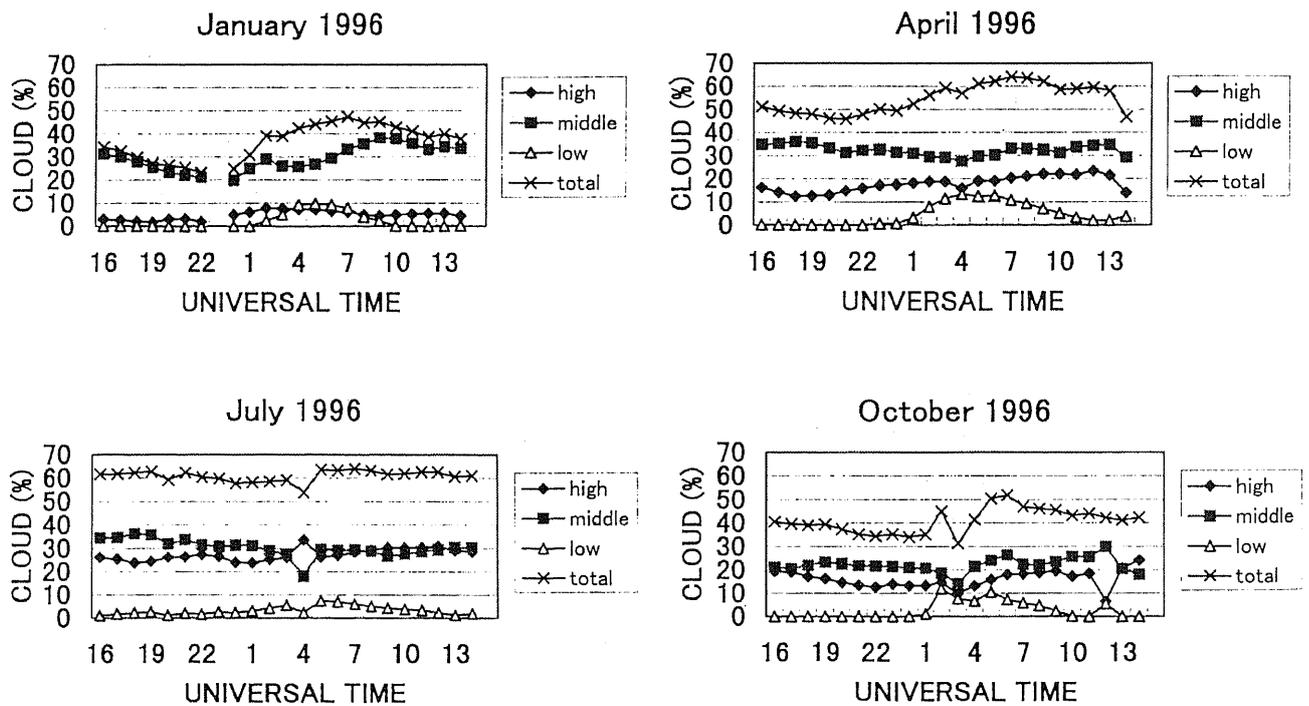


図3 華北平原における雲量の日変化

32N-37N, 114E-117E の領域における雲量の変化を示す。時刻の表記は世界時であるが、横軸の中心は現地での正午である。

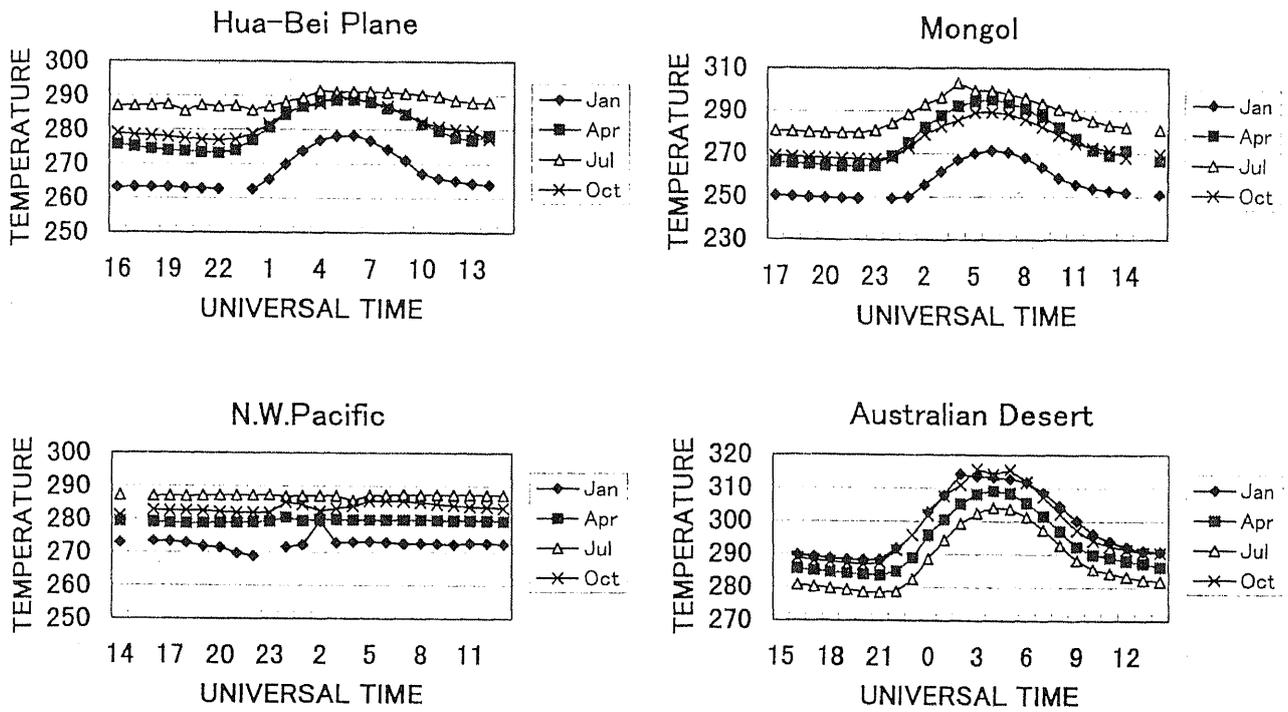


図4 晴天輝度温度の日変化

華北平原、モンゴル、北西太平洋、および、オーストラリア大陸の砂漠における晴天時の輝度温度を示す。それぞれの時間軸の中心は現地での正午である。