

気象衛星「ひまわり」データによる雲量分布*

小野田 仁**

1. まえがき

地球の熱収支を論ずる時、雲量のデータは大きな役割を占めている。

例えば、下層雲の存在は、地表から出てゆく輻射（長波放射）エネルギーに対しては、いわゆる温室効果によって、地表及びその付近の放射冷却を抑え、一方、地球外から入ってくるエネルギー、すなわち日射（短波放射）エネルギーに対しては、直接これをさえぎり、地表及びその付近の冷却効果を促すことはよく知られている。

このように熱収支推算にあたり、雲量データは重要な役割を果たすが、従来、雲量観測の実施は、主として陸上の気象観測所で行なわれ、広大な海洋、砂漠、密林、山岳、氷冠・凍土地帯ではほとんど実施されていない（海洋では若干の船舶によるデータが入手できる）。そして、こうした地球上のデータ空白地帯の存在が、熱収支論の発展をばむ一要因となっていたことも事実である。

静止気象衛星「ひまわり」は昭和52年7月に打上げられ、翌昭和53年4月から取得データによる雲量分布算出処理が実施されているが、これは上記のデータ不足を補うことが目的であり、当面、南北両半球にわたる海洋上の雲量データの抽出が実施されている。

本文は、この雲量分布算出の方法および算出データの特徴等について、概略的な説明を試みたものである。

2. 赤外データの利用と取得

「ひまわり」には VISSR（可視・赤外放射計：Visi-

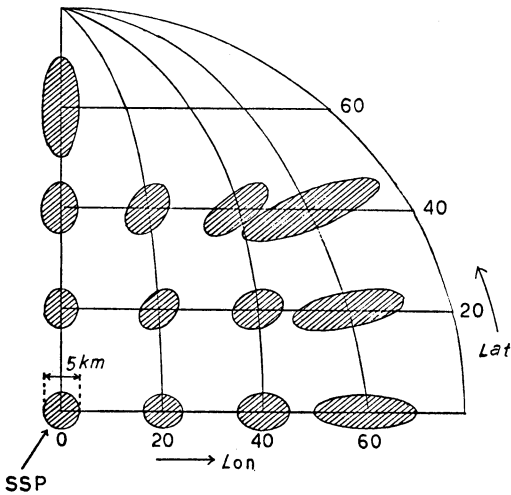
ble and Infrared Spin Scan Radiometer）が搭載されている。この VISSR は、いわば可視光と赤外光を利用した写真機であり、可視では昼間の雲分布、赤外では昼・夜間にわたる雲分布や地球表面の温度分布の情報取得が可能である。現在「雲量分布算出」は、これら情報のうち赤外データを利用して処理が行なわれている。

「ひまわり」は、赤道上空（東経140°）高度約35,800 km の静止軌道に打上げられているが、この高度からの VISSR の瞬時視野（画素、1回のシャッターチャンスでとらえ得る地球上の面積）は、衛星の直下点（赤道上、東経140°）で直径約5 km（可視の場合は約1.25 km）の円^{注1}に過ぎない。従って地球の円形像を捉えるためには、VISSR を高速で東西方向にまた南北方向に動かし、地球表面を連続走査撮像して取得された画素をつなぎ合わせる操作が必要となる。

実際の VISSR 観測では、この高速連続走査撮像は、衛星のスピン（100回転/分）を利用し1回の観測につき25分間（北極から始めて南極に至る）にわたって行なわれる。この間に取得された画素データ（可視：約1億3千万個、赤外：約1千7百万個）は、VISSR が地球を向いた時に超高速（約200万個/秒）で送られてくる。これら画素データは、まず、気象衛星通信所（埼玉県鳩山村）で受信され、画素の修正・配列替及び電子計算機処理に適当なスピードに落とすなどの処理が行なわれ、マイクロ回線によって気象衛星センター（東京都清瀬市）に送られてくる。同センターでは、これらのデータを用い、直ちにオンライン処理による地球画像（雲写真）の作成を行なうと同時に、データをバッチ処理用として磁気テープ（MT）に収録する。この MT は VISSR-MT と呼ばれ、これを用いて「雲量分布算出処理」が行なわれる。

* Cloud Distribution obtained by GMS data.

** Hitoshi Onoda, 気象衛星センター管制課(現 気象庁海上気象課).

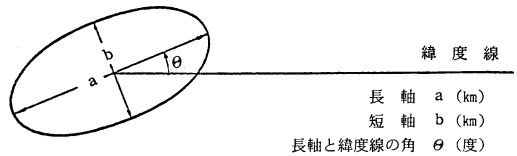


第1図 緯・経度によって変化する画素の型。
SSP: 衛星直下点 (Sub Satellite Point)
Lat: 緯度
Lon: 経度

第1表 緯度と経度の関数として表わした赤外チャンネルの地上分解能 (第1図における長円の型)。

		経 度			
		0°	20°	40°	60°
緯 度	0°	a 5.00	5.52	7.56	14.68
	b	5.00	5.08	5.08	5.48
	θ	0°	0°	0°	0°
緯 度	20°	a 5.52	6.08	8.32	16.24
	b	5.04	5.12	5.28	5.52
	θ	90°	43.5°	22.3°	1.12°
緯 度	40°	a 7.48	8.32	11.40	22.96
	b	5.20	5.24	5.40	5.60
	θ	90°	60.7°	37.6°	20.4°
緯 度	60°	a 14.68	16.24	23.02	56.24
	b	5.44	5.48	5.56	5.68
	θ	90°	67.3°	46°	26.6°

注)



悪くなることを意味している。

東京は、北緯約36°、東経約140° (衛星直下点のほぼ真北) に位置している。第1表によれば、東京付近の分解能は、長軸約7 km、短軸約5 km であり、直下点分解能と比べ余り落ちていないことがわかる。これに対し、地球円形画像の縁辺領域では、分解能が数倍以上に達し著しくデータの精度が落ちることがわかる。

雲量の算出範囲は、北緯50°～南緯49°、東経90°～西経171°の各緯・経度線に囲まれた範囲 (海面水温の算出範囲と同じ) であり、この範囲外のデータは全て精度不良として計算対象から除外されている。

4. 大気補正

衛星「ひまわり」と地球の間には大気が存在している。大気は多くの気体の混合物であり、これら気体の多くが電磁波を吸収する性質を持っている。すなわち、地球表面から放出される電磁波を衛星で観測する場合、電磁波がセンサー (「ひまわり」の場合は VISSR) に達す

地球上の全ての物体は、それぞれの表面温度に対応した熱エネルギーを電磁波として放出 (熱放射) している。従って、この電磁波を測定すれば、それぞれの物体の表面温度を知ることができる。この放出される電磁波の波長領域は赤外光の領域 (3～25マイクロン) にあり、この性質を利用したものが赤外写真機である。すなわち、赤外画像に映し出された物体の明暗は、そのまま表面温度の情報である。この明暗の尺度に「輝度」という言葉が使われるが、VISSR の赤外データの場合、輝度は0～225の階調に分けられ、それぞれの階調に応じた温度 (観測輝度温度) が定められている。

3. 分解能と計算領域

前述のように、赤外面素の面積は衛星の直下点で直径約5 km の円形^{注1)}となるが、これを別な表現で「分解能は5 km である」という。この画素の面積は、被測点が衛星直下点 (仰角90°) から離れ、被測点からの衛星に対する仰角が減少するにつれて少しずつ増加し、衛星直下点で円形であった画素は次第に変形して長円形となる。この現象は、地球表面が静止衛星に対して凸の球面であることから起り、この関係は緯度・経度の関数として表現され、これを図と表で示したものが第1図及び第1表である。このように、画素面積が増すことを「分解能が落ちる」というが、これはすなわちデータの精度が

るまでに、どれ程の吸収性気体の中を通過してきたかを知ることが必要となる。

「ひまわり」の VISSR で用いられている赤外の波長領域は、赤外光領域 (3~25ミクロン) の中でも比較的大気の透過性が良い10.5~12.5ミクロンの波長領域で、いわゆる「大気の窓」と呼ばれる領域であるが、やはり水蒸気や炭酸ガスなどの影響を受ける。「ひまわり」によって得られる地球表面の赤外温度データは、これら大気中の気体による吸収分を差引いた値であり、高精度のデータを得るためには、この吸収分の補正を行なう必要があり、これを「大気補正」と呼んでいる。

大気における炭酸ガスの分布はほぼ一様であり、またその影響も水蒸気と比べかなり小さいため、補正上の問題はあまりない。しかし、水蒸気の影響は大きく、その分布も季節、地域、気団などによって非常に大きく変動する。従って、データの抽出計算に当っては、あらかじめ、計算当日の水蒸気の分布状況を掴んでおくことが理想となる。

しかし現在のところ、上記のようなキメの細かい水蒸気量分布データの取得は困難であり、現在 VISSR データの抽出に用いられている「水蒸気量分布データ」は、主として過去の高層観測データをもとに、月別に統計作成 (緯・経度5°メッシュごと)されたもので、データの空白領域 (海洋や山岳地帯など)についてはかなりの推算が加えられている。

この「水蒸気量分布データ」の改良については、衛星による観測値と地球上の実測値との比較などによって少しずつ進められているが、最近では、軌道衛星による「鉛直分布観測」(含水蒸気量観測)のデータ集積に期待が寄せられている。

大気補正を行なうに当って、上記以外に考慮すべき現象としては、

(1)「大気の散乱」:大気中の気体分子やエアロゾルの存在によって電磁波が散乱し、大気の透過性を弱める (吸収性を強める)現象。

(2)「大気の再射出」:外部から入ってくる電磁波を吸収した気体が、再び外部に向って電磁波を放出する現象。

(3)「太陽反射」:雲や地球表面等に入射した太陽の放射エネルギーの一部が、上方に反射される現象。

等があるが、いずれも VISSR でとらえる電磁波の全体量の中では、その影響は非常に小さいものと考えられ無視されている。特に、(3)の「太陽反射」の影響は、

3.5~4.0ミクロンの波長領域では非常に強く、昼間の温度測定を不可能にする程であるが、幸いにして VISSR で使用している波長領域は、前述のように「大気の窓」領域 (10.5~12.5ミクロン)であるためほとんどこの影響を受けない。

5. 雲量分布算出の方法

雲量分布の算出は、「海面水温抽出」と併行して自動処理される。現在、長期予報の一資料として、半月及び月平均雲量分布図が作成されているが、これらの図を作成するために、まず日平均雲量が求められる。

5.1. 日平均雲量の算出

5.1.1. ヒストグラムの利用

「海面水温算出」の際、1日6時間ごとに得られた4本の VISSR-MT の赤外データにより、緯・経度1°メッシュ (一計算単位領域)ごとのヒストグラム (縦軸がデータ数、横軸が温度階級の度数分布図)が作られ、日平均の水温抽出が行なわれるが、雲量の日平均値の抽出もこのヒストグラムを用いて行なわれる。

「海面水温算出」と異なる点は、海面水温ではヒストグラムの高温部のデータが抽出対象となったが、「雲量算出」では逆に低温部のデータが目されることである。すなわち、「一般に海面水温の方が雲の温度 (正確には雲頂温度)よりも高い」という事実が利用されるわけである。

第2図はヒストグラムの一例である。図は2本の点線によって三つのデータ群に分けられている。 F_S が海面データ群、 F_L が下層雲データ群、 F_H が上層雲データ群である。この層別によって、1計算単位領域の全雲量は、

$$S_T = \frac{F_H + F_L}{F_H + F_L + F_S} \times 10$$

上層雲量 S_H は、

$$S_H = \frac{F_H}{F_H + F_L + F_S} \times 10$$

下層雲量 S_L は、

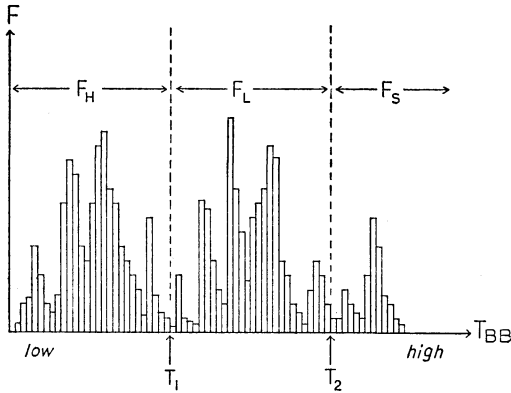
$$S_L = \frac{F_L}{F_H + F_L + F_S} \times 10$$

となる。

ところで、上記のような層別を行なうためには、各データ群の境界の値 T_1 、 T_2 をあらかじめ決めて置く (各計算単位領域ごとに) ことが必要となる。

5.1.2. 閾値の決定

T_1 、 T_2 のように、各データ群の区分けの基準となる



第2図 ヒストグラム例.

- F : 度数
 T_{BB} : 観測輝度温度
 F_H : 上層雲データ群
 F_L : 下層雲データ群
 F_S : 海面データ群
 T_1 : 400 mb 高度の閾値 ($^{\circ}\text{C}$)
 T_2 : 下層雲と海面を識別するための閾値 ($^{\circ}\text{C}$)

値を閾値(いきち)と呼ぶ。

この閾値の決定は雲量分布算出処理に先だって行なわれ、その決定には、前旬に計算された「旬平均海面データ」や「鉛直温度分布データ」および「水蒸気量分布データ」等が参照され、大気補正が加えられた T_1 , T_2 の値が計算され設定される。

上記の「鉛直温度分布データ」は、「水蒸気量分布データ」と同様に、過去の高層観測データをもとに月別に統計作成(内容は緯・経度 5° メッシュごとの温度・露点温度・高度値の鉛直分布)されたもので一種の気候値である。従って、これによるデータが観測時の実況と合わないケースも多々考えられ、こうした場合への対応として「気団指定による利用法」が実施されている。この方法は、あらかじめ準備された「鉛直温度分布データ」を月別に使用するだけでなく、毎日の天気図から気団解析を行ない、実況に近い「鉛直温度分布データ」を採用する方法である。例えば、観測時が3月であっても、ある領域の大気の状態が2月に近いと思われる時は、「3月のデータ」の中に、その領域のデータとして「2月のデータ」を部分指定してはめ込みを行ない、全く新しい「鉛直温度分布データ」を作成してこれを使用することなどである。この「気団指定」は毎日 00 Z と 12 Z に実施されている。

T_1 の値には、現在 400 mb 高度の温度が設定されて

いる。すなわち、400 mb 高度以上の雲を上層雲、未満の雲を下層雲とする層別が行なわれているが、この閾値については、必要に応じてより多くの層の値を設定することが可能である。

下層雲と海面とを識別するための閾値 T_2 の値は、当初、

$$\text{海面水温値(前旬平均)} - 5^{\circ}\text{C} \quad (\text{注1})$$

が設定されたが、現在では、

$$T_{1000} \text{ (1000 mb 面高度の気温)} - 5^{\circ}\text{C} \quad (\text{注2})$$

が用いられている。すなわち、最低高度の下層雲(雲頂)の温度は、1,000 mb 面高度の気温よりも 5°C 低いものとみなされている。この 5°C の値は、過去の統計や気温通減率などから総観的に定められたもので、海面に這うように存在するより低高度の霧や層雲などの識別(海面水温との)は困難な場合が多い。従って、よりメソ的な雲量解析が要求される場合には、季節や海域などによって、よりキメの細かい閾値の設定が必要となる。ただし、現在この方面の実測データはきわめて少ない。

5.1.3. 陸上雲量の除外

陸上の雲量を抽出計算する場合、まず問題となるのは陸上における T_2 (陸地表面と下層雲を識別するための閾値)の値である。海洋上と同様に、一応この T_2 の値として、

$$\text{陸地表面温度} - 5^{\circ}\text{C}$$

$$T_{1000} - 5^{\circ}\text{C}$$

の二通りの設定が考えられる。

しかし、海面水温の変化量と比べて、陸地表面温度の日変化量は非常に大きい。すなわち、海面水温の日変化量は、海域や季節、あるいはその日の気象条件などによって若干の差がみられるが、ほぼ $0.2^{\circ}\text{C} \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 以内に納まる程度である(旬間の変化量も小さい)。これに対し、陸地表面温度の日変化量ははるかに大きく、その量は 10°C のオーダーであって、地域・条件によっては 50°C 以上にも達することが知られている。すなわち、1計算単位領域の1日の T_2 の値を、海洋上と同様に、1個の「気候値」によって表現することには大きな無理があるということである。従って、陸上の雲量算出のためには、その処理時間帯によって、また地域によって、各計算単位領域ごとに複数個の T_2 値を準備しなければならないが、現在、こうしたキメ細かなデータはほとんど得られていない。

また、陸上に自生または栽培される植物相の違いによ

第2表 半旬表

1月	1					2					3					4					5					6									
2月	7					8					9					10					11					12									
3月	13					14					15					16					17					18									
4月	19					20					21					22					23					24									
5月	25					26					27					28					29					30									
6月	31					32					33					34					35					36									
7月	37					38					39					40					41					42									
8月	43					44					45					46					47					48					49				
9月	50					51					52					53					54					55									
10月	56					57					58					59					60					61									
11月	62					63					64					65					66					67									
12月	68					69					70					71					72					73									

注) 各月欄とも上段が半旬番号, 下段が期日(月/日)を示す。各月は6半旬をもって月統計を行なう(ただし8月は7半旬で実施)。閏年は第12半旬が6日間となる。

って、電磁波の射出率が変化することも知られており、この現象への対応も今後の問題となっている。

上記の理由によって、現在、陸上雲量については、高精度のデータ取得が困難な状況にあり、全て抽出対象から除外されている。陸上部として計算から除外される計算単位領域の数は、約2,400個である。

6. 雲量分布図の作成と利用

陸上部のデータを除き、抽出された海洋上の日平均雲量データ(約7,600個)は、5日ごとに累積・平均(各計算単位領域ごとに)され、「半旬平均雲量分布図(全、上層, 下層雲量の3図)」がXYプロッターによって自動作画される。さらに、半旬平均のデータは月ごとに累積平均され、半旬平均図と同様な形式で「月平均雲量分布図」が作画される。

第3図は、自動作画された「半旬平均雲量分布図」の一例で、第2表は、雲量統計の基準となる「半旬表」である。

「半旬表」の特徴は、毎年1月1日から5日ごとに番

号が付されて年間73半旬が定められていること、普通月は6半旬で月統計が行なわれるが8月のみは7半旬となること、閏年には2月の最終半旬(第12半旬)が6日間となることなどである。

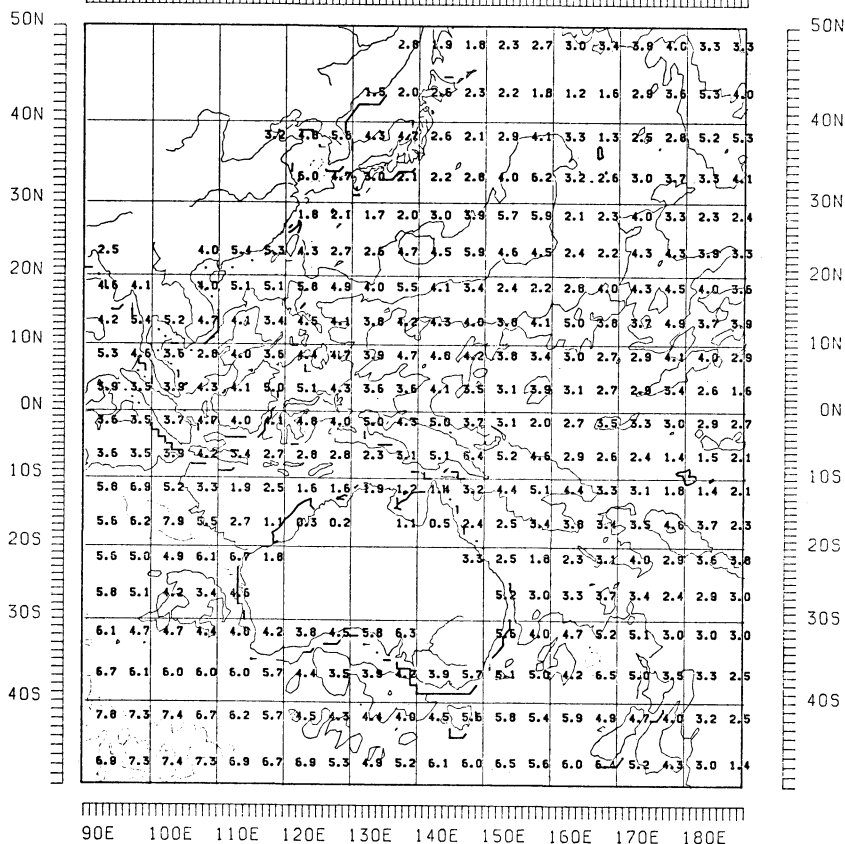
「雲量分布図」を利用する時、特に注意すべきことは、衛星による観測が従来の地上観測とは形式が異なることである。すなわち従来の形式は、地上から雲を見上げて観測を行なうが、衛星による観測は、宇宙空間から地球上の雲を見おろす形となる。従って、衛星による観測では、上層雲の下に下層雲が存在している場合、この下層雲の抽出は不可能であって本来の雲量に加算されない。また、上層雲が電磁波(大気の窓領域)に対して透過性である場合も、本来の上層雲量は求められない。さらに、閾値(T_2)が総観的に定められているため、低高度の霧や層雲の識別に問題が残されている。「分布図の利用」に当たっては、このような従来データとの質の差に留意すべきである。

THE 5-DAY MEAN CLOUD AMOUNT FROM THE GMS
LOW CLOUD AMOUNT

JAPAN METEOROLOGICAL SATELLITE CENTER

FROM JULY 15 TO JULY 19, 1978

90E 100E 110E 120E 130E 140E 150E 160E 170E 180E



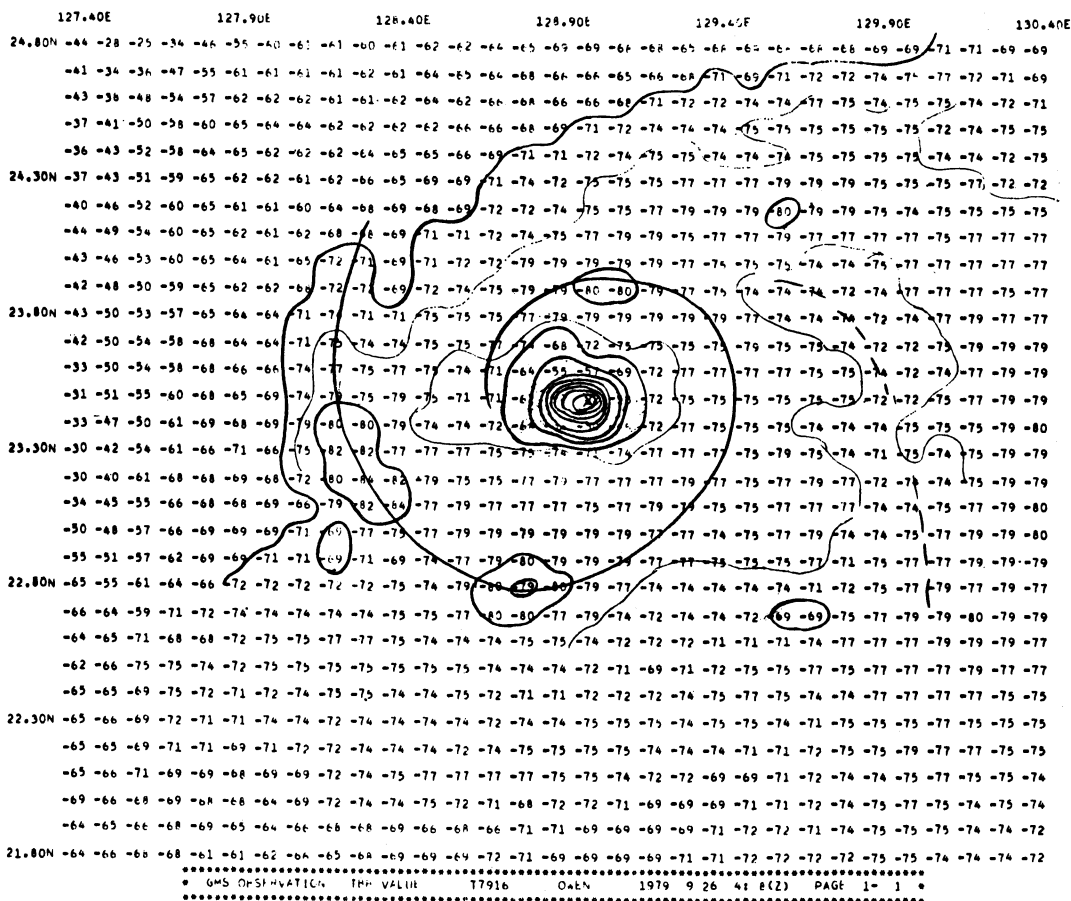
第3図 半旬平均雲量分布図(下層雲量)[昭和53年7月15日~7月19日(第40半旬)].
図中には、緯・経度5°メッシュ領域ごとの平均雲量がプロットされている。等値線のレベルは7.5, 3.5及び0.5であるが、等値線は1°メッシュ領域の平均雲量値によって自動作画されるので、図中の数値(5°メッシュ領域平均)とは必ずしも適合しないことに注意すべきである。なお、0.5の等値線は、該当域がないため本図には引かれていない。

7. 雲量データの即時利用

7.1. 数値予報への利用

現在、長期予報への利用から半旬平均と月平均の2種

類の雲量分布図が作られ、このために、まず1日6時間おきの4回の観測データ(VISSR-MT 4本)を累積して日平均雲量が計算されている。



第4図(a) T_{BB} 分布図解析例 (台風眼が明瞭な場合) [昭和54年台風16号, 9月26日, 04時08分 (Z) 観測]. 図中の数値は観測輝度温度 ($^{\circ}\text{C}$) である. \times 印が台風中心でその温度は $+2^{\circ}\text{C}$ であるが, 周辺の温度は $-60^{\circ}\text{C}\sim-80^{\circ}\text{C}$ に達していることに注意. 図の左端及び上端には, 緯・経度が 5° おきに目盛られている.

しかし, 現実の衛星による観測では, 1回の観測 (VISSR-MT 1本) で全球的な雲量分布の把握が可能である. すなわち, 雲量データの即時的な利用が可能である.

最近, このデータの即時利用の面が注目され, 開発が進められていたが, 昭和54年10月1日から, つぎのデータが1日2回 (00Zと12Z) 即時にアデス (気象資料自動編集継装置) を通して気象庁に伝送されるようになった.

伝送データの内容は, 緯・経度 1° メッシュごとの

- 400 mb以上の雲量
- 400 mb~500 mb の雲量
- 500 mb~600 mb の雲量

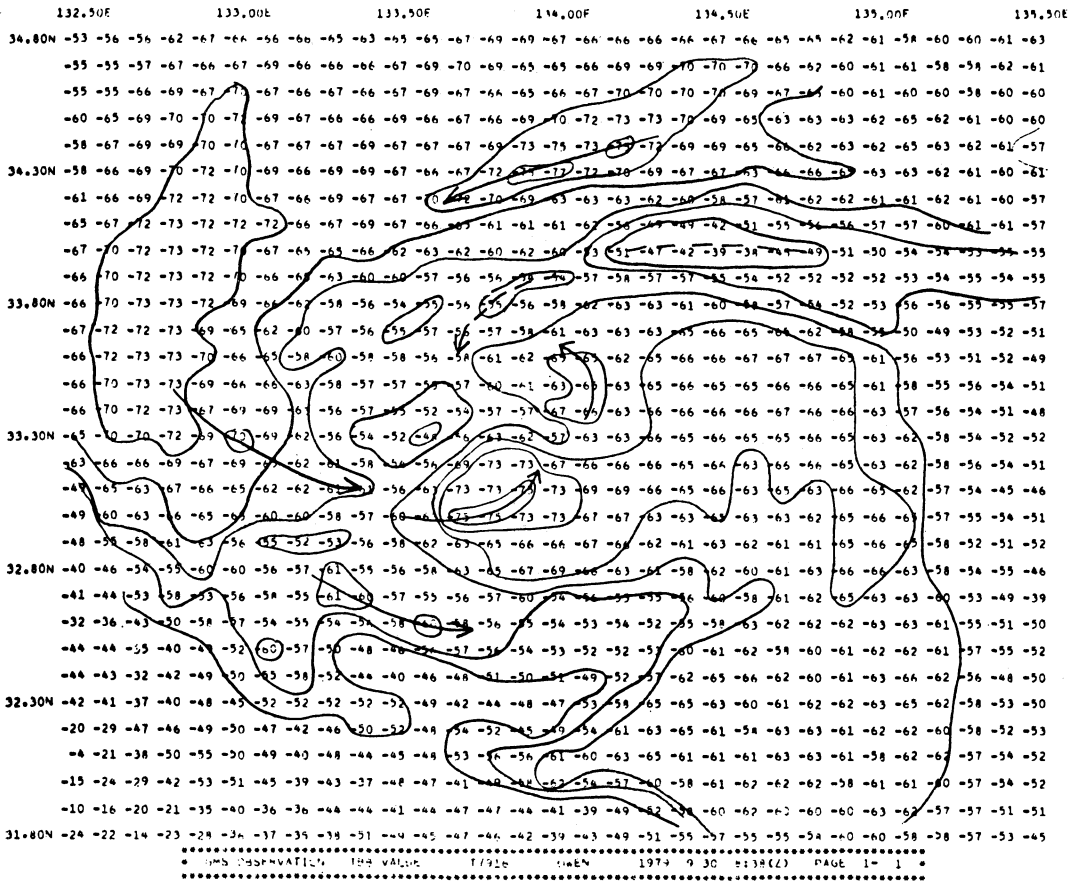
600 mb~700 mb の雲量

700 mb 以下の雲量

などで, これらのデータは数値予報への入力として用いられ, その予報 (じょう乱発達予想, 雨量予報, 航空関連の悪天予想など) への貢献度が期待されている.

7.2. T_{BB} 分布図解析 (台風中心位置解析)

これまでの説明で述べたように, 雲量の判定は赤外データから得られる観測輝度温度 (T_{BB}) に基づいている. 現在, ルーチン的に出されている雲量分布図は, 中・長期の気象・気候解析にとって重要な資料となっているが, 中規模現象の調査には, 雲量分布よりもむしろ T_{BB} 分布 (雲分布) そのものの方が利用効率が高い. ここでは, T_{BB} 分布図を介して得られる台風時の雲分布解



第4図(b) T_{BB} 分布図解析例 (台風眼が不明瞭な場合) [昭和54年台風16号, 9月30日, 08時38分(Z)観測]. 高温・低温域が混在して, 等温線はかなり複雑なパターンを示す. 寒気のスパイラル(実線)及び暖気のスパイラル(点線)からみて台風中心は, N 33.3°, E 133.8° 付近にあると思われるが定かではない.

析^{7),9)}について述べる.

現在気象衛星センターでは, 台風臨時作業に含まれる VISSR 観測終了直後に, VISSR-MT を用いて台風中心を含む小領域の指定切出しを行ない, その領域内の T_{BB} をデジタルデータとしてラインプリンターで出力(緯・経度1°メッシュ)し, 等値線解析を行なっている.

一般に, 台風は発達した雲バンドに取巻かれているが, 中心付近は低い雲に覆われるかまたは雲が切れていることが多い. すなわち, 台風の雲バンド領域は低温であるが, 中心部はより高温傾向にあるということである. この傾向は, 台風の眼の形が明瞭な時ほど顕著であって, こうした場合, 等値線解析で高温域を抽出し, 中

心位置を求めることはきわめて容易である.

現在, T_{BB} 分布図の出力は, VISSR 観測終了後5分以内に終了しており, 従って, 眼が明瞭な場合の中心位置の決定は, VISSR 観測終了後10~15分程度で可能となっている. 第4図(a)は, 台風眼が明瞭な場合の解析例である.

しかし, 眼が不明瞭な場合の T_{BB} 分布図解析は簡単ではない. この場合は, 台風中心をめぐる雲バンドのスパイラル性が利用されるが, 場合によっては不明に終る場合も多い. この点, 今後のデータ集積と調査・研究が必要である. 第4図(b)は, 眼形不明瞭な場合の解析例である.

なお, 昼間においては, 可視データによってアルベ-

分布図が出力されている。この場合、アルベードの高い領域が雲域であり、アルベード分布も雲分布を求め手掛りとなるが、夜間には得られないうらみがある。

T_{BB} 分布図は、台風以外にも集中豪雨・前線・低気圧など多くの気象現象解明に多用されることが期待されており、すでに若干の調査・研究^{10),12)}がなされている。

8. 可視データによる雲量算出

初期の衛星には、可視放射計のみが搭載された関係で、雲量に関する調査も、歴史的にはまず可視データの利用から始められた。

しかしこの調査は、次の二つの理由のために難行した。一つは、撮影時刻の太陽の位置や衛星仰角の差によって、同様な対象物を撮影しても、その得られる可視データ（輝度）に非常に大きな差があるということである。他の一つは、雲に入射する太陽エネルギーの反射率の変化などを含む「雲の光学的特性」がほとんど不明であるということである。

上記二つの理由と、また、可視では夜間のデータが全く得られない理由もあって、衛星に赤外放射計が搭載されるようになってからは、次第に赤外データ利用に焦点が移されるようになった。

「ひまわり」データによる雲量分布算出も、現在では赤外データ利用のみに限られており、可視データ利用については未だ調査段階にある。

諸外国における可視データの利用努力はその後も続けられているが、上記二つの問題点は依然として解決されておらず、最近の米国における可視データ利用の重点は、雲量抽出よりもむしろ降水量との関連¹¹⁾などに移行している。

9. あとがき

衛星データ利用による雲量分布算出は、各国で調査的あるいは研究的に実施されているが、現在、これを業務化ルーチン業務として実施しているのは我国のみである。従って、我国の本業務の運用及び成果は、世界各国関係者の注視の中にあるわけである。

しかし、本業務の発足は昭和53年4月からであり、現在までに1年半を経過したに過ぎない。まだまだ多くの問題点を抱えており、未開発の面も多く残されている。これらの問題点については、本文の中でも若干触れてきたが、その中でも大きな項目をあげるとつぎのとおりである。

- (1) 大気補正における「気候学的水蒸気量」の使用
- (2) 雲の高度計算における「気候学的鉛直分布値」の使用
- (3) 陸上雲量の算出
 - (1) と (2) については、極軌道衛星データ集積と高層観測実測値との比較を実施することによって、大きな改善が期待されている。(3) については、前記の陸地表面温度の日変化の問題及び植生による電磁波の射出率の変化の問題の外に、凍土上では接地逆転層が日中までも持続する問題なども含まれており、これら大きな問題の解決調査が必要であるため、(1) と (2) のあとの問題としてしばらくの間残されそうである

(注1)

衛星直下点における実際の瞬時視野（画素）は、1辺が約 5 km の正方形である。しかし、この正方形の画素が直下点を離れるにつれて、次第に変形して面積を増してゆく状態を数式で表現することは、かなり複雑で正確な表現が困難である。従って、ここでは円として表現している

(注2)

$$T_2 = \text{海面水温} - 5^\circ\text{C}$$

は、米国(NESS: National Environmental Satellite Service) で用いられた方式で、当初我国でもこの方式が採用されたが、試験運用の間に、「ひまわり」により得られる海面水温値の個々のデータの安定性について若干問題があることがわかり、本運用開始（昭和53年4月）後は、

$$T_2 = T_{1000} - 5^\circ\text{C}$$

が暫定的に用いられている。 T_{1000} は 1,000 mb 面高度の気温で「鉛直温度分布データ」から抽出される。

文 献

- 1) 気象庁気象衛星課, 1979: 静止気象衛星計画, 気象衛星研修資料.
- 2) 小野田仁, 1979: 静止気象衛星「ひまわり」の話, 船と海上気象, 23, No. 1.
- 3) 阿部勝宏, 小野田仁, 1979: 雲量分布, GMS システム総合報告, 気象衛星センター技術報告, 特別号, II-2.
- 4) Rao, P.K., 1970: Estimating cloud amount and height from satellite infrared radiation data, NESG, 54.
- 5) Lo, R.C., and D.R. Johnson, 1971: An investigation of cloud distribution from satellite infrared radiation data, Mon. Wea. Rev., 99,

- 599-605.
- 6) Koffler, R., A.G. Decotiis, and P.K. Rao, 1973: A procedure for estimating cloud amount and height from satellite infrared radiation data.
- 7) 島田健司, 橋本昇三, 1979: 静止衛星ひまわりの赤外デジタルデータによる台風中心の推定について, 気象学会予稿集.
- 8) Paul, A. D. *et al.*, 1974: Infrared emissivities and upper-tropospheric cloud motions, SRI Project ERU-2014, Stanford Research Institute, 7-10.
- 9) 中村健次, 杉本清秋, 1979: VISSR 輝度分布の出力プログラムとその利用について, 測候時報(続刊).
- 10) 原田知幸 他, 1979: 静止気象衛星ひまわりによる1979年4月の紀伊半島沖冷水塊について, 気象学会予稿集.
- 11) Griffith, C.G. *et al.*, 1978: Rain Estimation from Geosynchronous Satellite Imagery-Visible and Infrared Studies, J. of Appl. Met., 17, No. 8.
- 12) 村松照男, 1979: GMS, レーダ, アメダスシステムによるスコールラインとたつ巻の解析—1978. 2.28, 東京のたつ巻に関連して—, 天気, 26, 399-411.



塩谷正雄 著

強風の性質

——構造物の耐風設計に関連して——

開発社, 1979, A 5 版, 193頁, 2,500円

近年の技術の進歩に伴って構造物の規模が大きくなり、非常に丈の高いものが作られるようになって来た。そのため構造物の設計に際して考慮しなければならない自然力として、風力の重要性が次第に増大し、ある場合には地震力以上に支配的になる場合さえ生じるようになって来た。このような事情を反映して風工学 (Wind Engineering) と呼ばれる分野が近年次第に確立されようとしている。そして、そのような事情を反映して関連した本が近年相次いで出版された。それらは、岡内他著、耐風構造 (丸善, 1977)、石崎著、耐風構造 (朝倉, 1977) および本書である。前二者は主に構造学の立場から書かれており、気象学に関連した内容は少なく、強風の性質に関する記述は本書が最も充実している。

本書の著者は、鉄道技術研究所および日大、生産工学部において一貫して気象学と工学の境界領域において気

象学的立場から仕事を進めてきた中心的研究者であり、本書はその研究成果の要約編とも言えるものである。従って、著者が行って来た研究に関連した分野に重点が置かれており、風の鉛直分布、強風の乱流、ガストファクター (突風率: 最大瞬間風速と平均風速の比で、平均風速から最大瞬間風速を推測するのに用いられる)、風と地形、最大風速の推定などの内容について専門的な解説がなされており、強風の性質に関する研究の現在の最先端の知識が要領よく説明されている。風の力学的性質、風の計測法、風の観測値の解析法などに紙面を充分割く余裕がなかったと思われる点もあるので、これで風についてすべてのことを基本から勉強しようとする人々にとっては不満足な点があるが、日本語で書かれた世界の先端的研究を紹介した本としては立派である。引用文献には一般の気象学の研究者には入手困難なものが多く、入手方法などの説明があった方が良いでしょうにも思われるが、比較的正確に引用されているので問題は少ないであろう。

(光田 寧)