

をも表す土壌水分の導出が重要な課題となっている。

- 広域の土壌水分（と積雪深）を求める手法としては、
1. 鉛直一次元の陸面水文過程モデルに地上気温・水蒸気圧・風速・降水・下向き短波/長波放射量の観測値を大気の陸面に対する外力として与え、時間積分を行う。
 2. 観測された地上気温と水蒸気圧の日変化を与えるように土壌水分を調整する。
 3. 陸面水文過程モデルを含む数値予報モデルによる4次元データ同化を行う過程で、土壌水分を求める。
 4. 観測された地上気温から可能蒸発散量を求め、さらに観測の降水量と流出量から、流域の土壌水分

を推定する。

などがある。それぞれの手法には一長一短がある。例えば、第3の大気の4次元データ同化の副産物として土壌水分を求める手法は、同化するべき土壌水分観測値のない現状では、モデルの気候ドリフトの悪影響をまともに受ける。つまり、土壌水分について予報-予報サイクルとなり、一方的な乾燥化または湿潤化が起こる可能性がある。

このことから、土壌水分を導出するためには、土壌水分そのものや植生分布、大気側からの外力（下向き短波放射など）に関して、衛星によるリモートセンシングが欠かせない。今後の、陸面水文過程の広域観測の発展が切に望まれるところである。

102:202:5013 (雲量; 雲頂温度; 雲水量; 粒径分布)

3. 雲の衛星リモートセンシング*

早坂 忠裕**

1. はじめに

人工衛星の歴史と共に、雲に関する衛星リモートセンシングも既に30年以上にわたって研究、開発が行われてきた。雲は地球の気候変動において大きな役割を果たしているにもかかわらず、時空間変動が大きいために、地上からの限られた目視観測、ゾンデ観測、あるいは航空機を用いた観測ではそのグローバルな挙動を解明することは極めて困難である。その点、衛星リモートセンシングの登場は、まさに画期的な出来事であったといえる。衛星からの雲のリモートセンシングとは、換言すれば、雲量、雲頂温度（高度）や雲水量というような様々な雲パラメーターをいかに定量的に評価するかということである。ここでは、簡単なレビューを行なうと共に、最近の研究の状況を中心に、将来の展望も含めて述べることにする。

2. 地球の気候と雲パラメーター

気候変動における雲の役割という観点から、衛星リ

モートセンシングに期待される雲パラメーターとしては、例えば第1表に示すように雲量、雲頂の気圧（すなわち高度）、雲頂温度、光学的厚さ、鉛直積算雲水量、アルビード等が挙げられる (Rossow and Schiffer, 1991)。この表は ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) におけるレベルC2データのリストであるが、最近はこれらのパラメーターに加えて、雲粒有効半径、雲粒が水か氷かの違い、さらには雲の幾何学的厚さもリモートセンシングによって推定することが可能になりつつある。

現在、地球の約50%を覆っている雲は、よく知られているように太陽放射を反射することによって地球を冷却する効果（アルビード効果）と、地表面からの赤外放射を吸収し、地球を加熱する効果（温室効果）の両面を合わせ持つ。これら二つの正味の効果としては、アルビード効果の方が優っており、結果的に雲が存在することによって地球は冷却されていると考えられている (Ramanathan *et al.*, 1989)。しかしながら、それでは、雲量の変化に伴って地球の温度がどのように変化するのか、また、地球の温度に伴って雲がどのように変化するのか、というような極めて重要な問題に対して、我々はどの程度理解しているかといえ、ま

* Satellite remote sensing of clouds.

** Tadahiro Hayasaka, 東北大学理学部.

© 1995 日本気象学会

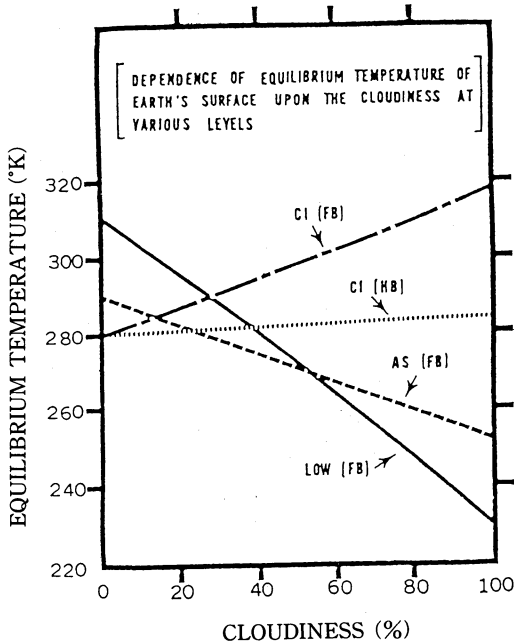
第1表 ISCCP C2 データにおいて作成されるデータセットの内容
(Rossow and Schiffer, 1991).

Global, monthly average information provided at eight times of day and over all times of day
Cloud amount information
Monthly average cloud amount
Monthly frequency of cloud occurrence
Monthly average IR-cloud amount
Monthly average marginal cloud amount
Average total cloud properties
PC, cloud top pressure
Average spatial and temporal variations of PC
TC, cloud top temperature
Average spatial and temporal variations of TC
TAU, cloud optical thickness
Average spatial and temporal variations of TAU
PATH, cloud water path
Average spatial and temporal variations of ALB
Average properties (amount, PC, TC, TAU) for cloud types
Low cloud (IR-only)
Middle cloud (IR-only)
High cloud (IR-only)
Cumulus cloud
Stratus cloud
Alto-cumulus, alto-stratus cloud
Nimbostratus cloud
Cirrus cloud
Cirro-cumulus, cirro-stratus cloud
Deep convective cloud
Average surface properties
TS, surface temperature
Average temporal variations of TS
RS, surface visible reflectance
Snow/ice cover fraction
Average atmospheric properties
PS, surface pressure
TS, surface temperature
T5, temperature at 500 mb
PT, tropopause pressure
TT, tropopause temperature
St, stratospheric temperature
PW, column water amount
O3, column ozone amount

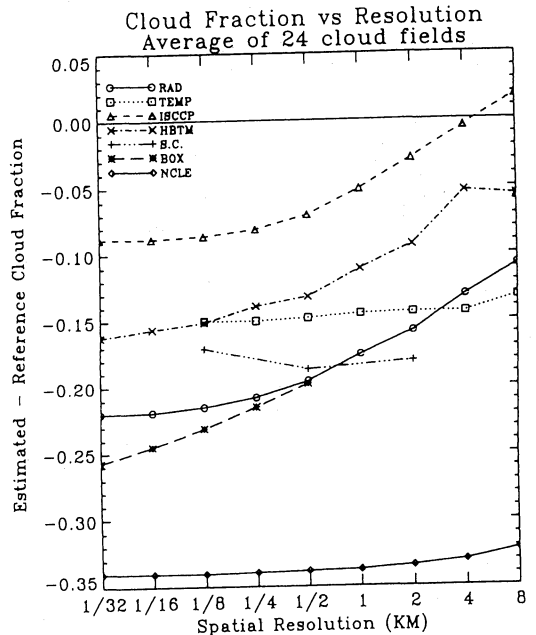
だまだ不十分と言わざるを得ない。

第1図は放射対流平衡モデルを用いて計算された結果であるが、雲はその種類によって、雲量が同じだけ増加(減少)したとしても、地表面の温度に対する影響のしかたはかなり異なることを示している(Manabe and Wetherald, 1967)。この図においては、4種類の簡単な雲のモデル、すなわち、低層雲(LOW)、高層雲(AS)、そして、赤外域における射出率の異なる2種類の巻雲(CI)を用いているが、これらの雲の特性の違いは、換言すれば、先ほど述べた雲頂温度や光

学的厚さ、雲水量、アルビードの違いということになる。しかしながら、現実には、様々な種類の雲のパラメーターの分布と変動を、グローバルスケールで、しかも十分な精度で定量的に把握するまでには至っていない。従って、第1表に示されているように、どのような特性の雲がいつ、何処にどのくらい存在し、それが時間と共にどのように変化しているのかということ を明らかにすることが衛星観測に課せられた最重要課題といえる。



第1図 放射対流平衡モデルによる、雲量と地表面温度の関係に関する計算結果 (Manabe and Wetherald, 1967).



第2図 衛星データの空間分解能の違いによる雲量評価の誤差 (Wielicki and Parker, 1992).

3. 雲の衛星リモートセンシングの現状

3.1 雲量

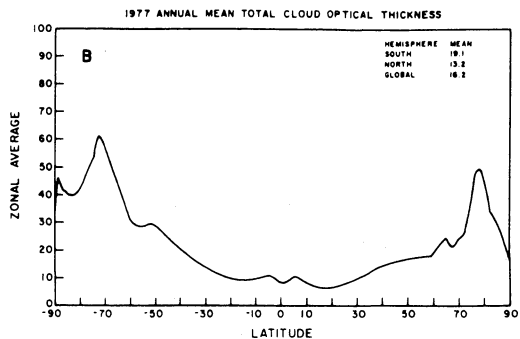
雲量は地球の放射収支との関係で、衛星観測の初期からその定量的な評価が試みられてきた (例えば, Young, 1967). また, 2節で述べた ISCCP においても最重要項目の一つであることに違いはないが, ISCCP が始まっておよそ10年になるのにもかかわらず, いまだに地球の正確な雲量は良く分かっていない. 一応, 現在までに得られた結果からは, 地球のグローバルな雲量は50%を少し上回る値で, 北半球よりは南半球の方が若干大きめになっている (Rossow and Laci, 1990). しかしながら, 衛星観測が行なわれる以前に, すでに地上からの目視観測のデータをもとにまとめられた結果と比べてもあまり大差なく, 結局どちらが正しいのかということさえ判断し兼ねる状況にある. また, この10年間で雲量が増加したのか減少したのかも良く分かっていない.

雲量の推定方法には様々な考案がなされているが, 赤外および可視データによるしきい値法あるいはそれらの組み合わせが一般的である. すなわち, 赤外においては, ある一定の輝度温度よりも低いものを雲と判別し, 可視についてはある一定の反射率よりも値の大き

なものを雲と判別する. ところが, 実際のデータ解析においては, 地表面の温度やアルビドが一定でないことや, 衛星のセンサーの空間分解能の制約等, 依然として, 雲の判別には不確定要素が多く残されている (Rossow, 1989). 例えば, Wielicki and Parker (1992) によると, 第2図に示すように様々な衛星データに固有のアルゴリズムをランドサットのデータに適用して, 空間分解能を変えて雲量を評価すると, 特に細かい空間分解能の場合には20%も雲量を過少評価する可能性があることが報告されている.

3.2 雲頂温度および高度

様々な雲パラメーターの中で, 雲頂温度は比較的良好に求められている. それは, 雲の赤外域における射出率は雲水量が少し大きくなるとすぐに飽和して1に近くなるので, 光学的に薄い巻雲や衛星センサーの視野よりも小さい積雲等の場合を除けば, 雲頂温度は容易に推定できる. その場合, 問題となるのは雲頂上に存在する水蒸気量, また, 光学的に薄い雲が厚い雲にオーバーラップしている場合などである. 現在用いられている気象衛星 (GMS, NOAA など) の赤外センサーは主に窓領域に感度を持つが, 熱帯などにおいては水蒸気の連続吸収帯が影響してくるので, 雲頂上の水蒸気も無視できない.

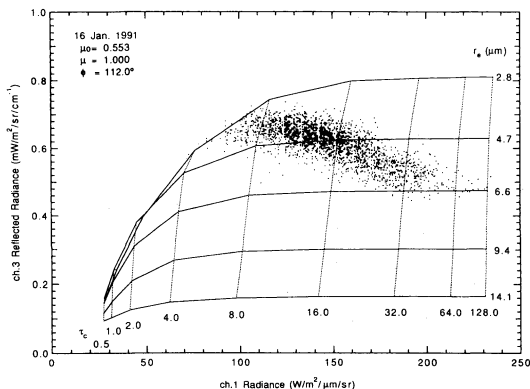


第3図 太陽放射の反射率より求められた年平均の雲の光学的厚さの緯度分布 (Rossow and Lacis, 1990).

雲頂高度(気圧)は、一般には観測された雲頂温度をある気温減率を持つ大気モデルにあてはめて求めることが多い。この場合にはいかに観測現場の大気モデルを精度良く作るかということが問題になってくる。また、一方では、酸素の吸収帯の波長域(0.76 mmのAバンド)における太陽放射の反射強度を利用する方法もある(例えば Wu, 1985)。すなわち、大気中の酸素の濃度分布は予め良く分かっているの、もし雲が鏡面のように光を反射すると、太陽の方向の大気上端から雲頂までと雲頂から衛星の方向の大気上端までに通過する光の行路長を、吸収帯を利用することにより求めることができ、従って雲頂高度を求めることができる。いくつかのシミュレーションや航空機観測は行なわれているようであるが、まだ実用には至っていないと思われる。この方法の場合には、実際の雲による反射が鏡面のようなのではなく、光が雲中を通過する効果をいかに評価するかということが問題となる。

3.3 光学的厚さおよびアルビード

可視域においては、雲粒(水)はほとんど光を吸収しないので、雲の反射光強度は粒径にほとんど依存することなく、光学的厚さによって決定づけられる。従って、可視域における衛星データの解析から雲の光学的厚さを求めることができる。これに関しては、原理的にはかなり前から分かっていたことではあるが、衛星から観測される放射輝度を正確にしかも速く計算することは、最近、特にここ10年のハードウェア、ソフトウェア両面の進歩があつてはじめて実用化したといえる。また、極域においては雪表面のアルビードが大きく、かつ赤外域の放射温度も低いので雲を判別することが難しく、従って雲量の推定と共に光学的厚さも推定誤差が大きいと考えられる。実際、第3図に示すよ



第4図 NOAA/AVHRR ch1とch3の雲による反射光放射強度と雲の光学的厚さおよび雲粒有効半径の関係。

うに太陽放射に対する雲の反射率から求めた結果(Rossow and Lacis, 1990)によると、緯度が南北60度までの範囲の雲の光学的厚さ(波長0.64 μm)の平均値は13.1程度であるが、極域においてはその値が30~40と見積られており、これは北極で行なわれている航空機観測の結果等と比べてもかなり過大評価になっている(Herman and Curry, 1984)。また、最近のNOAA-9, 10/AVHRRのデータに基づく解析では南北40度までに分布する水雲(従って低い雲)の光学的厚さは7.0と報告されている(Han *et al.*, 1994)。

このような光学的厚さは、アルビードを決定づける重要なパラメーターである。従って、衛星観測から得られる光学的厚さをもとに雲のアルビードを計算し、雲量や地表面アルビードを合わせて解析することにより、地球のグローバルアルビードを計算することができる。そして、その結果をERBE等の観測と比較することによって、求めた雲の光学的厚さの値をチェックすることができる。その結果は、上で引用した Rossow and Lacis (1990)によると、先ほど述べた13.1という光学的厚さの値は地球のグローバルアルビードを説明する上では矛盾しない(極域では誤差が大きいと述べたが、もともと雪表面が雲とあまり違わない放射特性を持っているために、雲の取扱いが多少誤差を含んでも放射に対する効果としてはそれほど影響しないということである)。

3.4 雲粒有効半径と雲水量

前節で述べたように、可視域においては雲粒はほとんど光を吸収しないので、雲粒粒径分布にあまり依存しないで反射光強度の測定から雲の光学的厚さを推定できる。一方、近赤外域においては雲粒は光を吸収す

るために、反射光強度が粒径分布に依存することになる。たとえば、第4図に示すように、NOAA/AVHRRのch1 (0.64 μm) とch3 (3.7 μm) の反射光強度は、それぞれ光学的厚さと雲粒有効半径に強く依存していることが分かる (Hayasaka *et al.*, 1994)。図中には冬季南西諸島海域の実際のデータのデータもプロットされているが、この図から、雲の光学的厚さの増加と共に雲粒有効半径も大きくなっていることが分かる。このようにして光学的厚さ τ と有効半径 r_e が求まると、近似式

$$r_e = 3W/2\tau$$

を用いて鉛直積算雲水量 W を求めることができる (Stephens, 1978)。

この方法は理論計算と比較することによって結果を得ているので、その適用範囲が層状の水雲に限られており、また、太陽放射を利用していることから、昼間しか解析できない。さらに雲が光学的に厚い場合には、雲の下層の情報が得られにくいという問題もあるが、今後の雲の衛星リモートセンシングにおいて、極めて有効な手段となり得ると考えられる。

雲水量に関しては、最近はマイクロ波センサーによる観測も進められているが、可視、赤外のセンサーに比べて空間分解能がほぼ一桁劣ることや、特に陸上の雲に関しては地表面の種類や状態によって射出率がかなり変化し、それらが雲水量の推定に大きく影響するので、まだ精度は十分とはいえない。しかしながら、マイクロ波によるリモートセンシングは雪やあられ、雨などに関しては可視や赤外のセンサーに比べてはるかに大きな可能性を持っており、今後の発展が期待される。

4. 雲の衛星リモートセンシングの今後

前節までに現在行なわれている雲の衛星リモートセンシングの概略を述べたが、以上の雲パラメータの他に、重要なパラメータとして、氷雲と水雲の判別、また、氷雲の雲粒有効半径の推定や特に赤外域における巻雲等光学的に薄い雲の射出率の推定などが挙げられる。これらに関しては、多波長、高空間分解能の可視赤外センサーがさらに発展するものと期待されるほか、マイクロ波センサーもより高周波を用いることにより空間分解能の向上が図られるものと思われる。また、今のところ、雲の鉛直構造に関しては衛星からの受動型リモートセンシングでは限界があり、多層構造や雲底高度に関してほとんど情報を得ることができ

ない。しかしながら、現在、ミリ波レーダーやライダーを衛星に搭載することにより雲の鉛直構造を解明しようとする試みが進められており、今後の発展に期待したい。

5. むすび

はじめにも述べたように、雲を初めとする大気 of 衛星リモートセンシングは極めて定量的な問題であり、従って、その精度をより良いものにするためには、同じデータについても異なる解析手法を用いて解析、比較を行ったり、また、同じ領域、同じ日時について異なる衛星のデータを用いて解析を行なうことが重要である。さらに、衛星からのリモートセンシングではセンサーの検定常数の問題や、空間分解能による誤差等がどうしても付随するので、航空機観測等による検証実験がどうしても不可欠であることを最後に付け加えておきたい。

参考文献

- Han, Q., W. B. Rossow and A. A. Lacis, 1994 : Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data, *J. Climate*, **7**, 465-497.
- Hayasaka, T., M. Kuji, T. Nakajima and M. Tanaka, 1994 : Satellite remote sensing and air-truth validation of cloud liquid water path and droplet effective radius, *Proceedings of 8th Conference on Atmospheric Radiation*, 23-28 January 1994, Nashville, Tennessee, USA, 421-422.
- Manabe, S. and Wetherald, 1967 : Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad and D. Hartmann, 1989 : Cloud radiative forcing and climate : Results from the Earth Radiation Budget Experiment, *Science*, **243**, 57-63.
- Rossow, W. B., 1989 : Measuring cloud properties from space : A review, *J. Climate*, **2**, 201-213.
- Rossow, W. B. and A. A. Lacis, 1990 : Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part II : Cloud properties and radiative effects, *J. Climate*, **3**, 1204-1253.
- Rossow, W. B. and R. A. Schiffer, 1991 : ISCCP cloud data products, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2-20.
- Stephens, G. L., 1978 : Radiation profiles in extended

water clouds. II : Parameterization schemes, J. Atmos. Sci., 35, 2123-2132.
 Wielicki, B. A. and L. Parker, 1992 : On the determination of cloud cover from satellite sensors : The effect of sensor spatial resolution, J. Geophys. Res., 97, 12799-12823.

Wu, M.-L., 1985 : Remote sensing of cloud top pressure using reflected solar radiation in the oxygen A-band, J. Clim. Appl. Meteor., 24, 539-546.
 Young, M., 1967 : Variability in estimating total cloud cover from satellite pictures, J. Appl. Meteor., 6, 573-579.

202 : 5013 (水雲；雲の衛星リモートセンシング)

4. 「雲の衛星リモートセンシング」に対するコメント*

上田 博**

1. はじめに

雲に関する衛星リモートセンシングの有効性が確かめられつつある。特に、可視・赤外センサーによる、雲領域、雲頂高度、雲水量等の評価方法における進歩は早坂会員の講演の通りである。しかし、水雲と氷雲の判別及び氷雲の諸量の評価方法については解決しなければならない問題が多い。そこで、レーダーデータと衛星データとを比較した雪雲の解析例2つを紹介し、「衛星リモートセンシングにおいて氷雲をどのように扱うべきか」について早坂会員へ質問し、コメントとしたい。

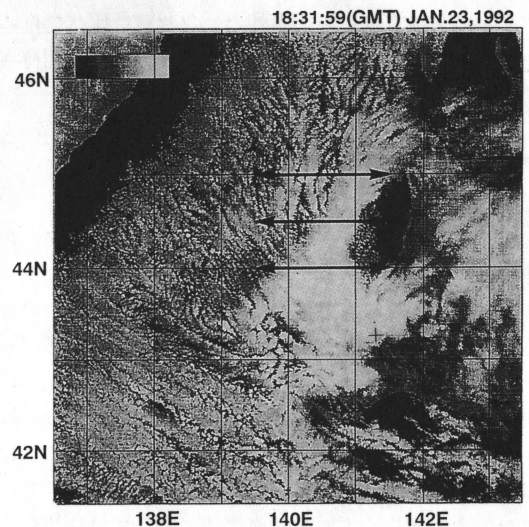
2. 北海道西岸の帯状雲

1992年1月に石狩湾で行われた雪雲の集中観測(菊地, 1993)期間中に観測された、北海道西岸の帯状雲の例を第1図に示す。NOAA/AVHRRのチャンネル4 (~11 μs)の輝度温度分布をみると、北北東から南南西にのびる帯状雲が石狩湾付近で南東に走向を変え石狩湾から石狩平野に進入している。この雲の上陸部分には多量の降雪がもたらされた。第1図上に示した3本の線上のチャンネル4の輝度温度(T_{B4})とチャンネル4と5の輝度温度差(ΔT_B)を第2図に示す。帯状雲の湾曲部(44.0°N)の輝度温度は西側の245 Kから東側の230 Kと一般風の風下ほど低く、雲頂が高くなっている。 T_{B4} が小さな部分で ΔT_B が0Kに近

く雲頂付近の光学的厚さが厚くなっていると考えられる。レーダーエコーが見られる部分は帯状雲の中央から東側にみられる。44.5°Nでは、帯状雲の幅は狭くなるがほぼ同じ特徴がみられる。45.0°Nでは輝度温度も高く、筋状雲との差が明瞭でなくなる。以上の特徴が雪雲の何を反映しているのかを確かめる必要がある。

3. 西太平洋赤道域の雲

1992年11月から1993年1月にJ-COARE(住他, 1992)の一環として行われた、パプアニューギニア、



第1図 1992年1月23日18時32分のNOAA/AVHRRの T_{B4} 画像。+印石狩湾新港の位置を示す。

* Comment on "Satellite remote sensing of clouds".

** Hiroshi Uyeda, 北海道大学理学部.

© 1995 日本気象学会