

ンプリング誤差が大きく平均降雨量観測には不十分である。このため TRMM による降雨観測の基本は nadir 付近はレーダ、放射計による観測を行い、その結果をレーダよりも広い走査幅を持つ放射計のデータに適用して、放射計データのみの領域の降雨強度推定精度を向上させる。さらに、それを SSM/I また GMS に広げていくことも必要になる。

TRMM 搭載降雨レーダによる降雨強度推定は、地上降雨レーダと同様にいわゆる Z-R 関係を用いて受信電力を降雨強度に換算する手法である。しかし、降雨強度が大きくなると使用周波数が 14 GHz と高いため降雨減衰が大きくなるため、降雨減衰補正が必要となる。降雨減衰補正は降雨減衰が小さい時には精度の良い補正が可能であるが、大きいときには補正量の誤差が大きくなりそのままでは適用が難しい。この場合には、地・海面からの散乱強度を使う手法が考えられている。雨域内では地・海面からのエコーは降雨減衰を受けた量が返ってくる。降雨減衰量は実エコー強度を無降雨時のエコー強度と比較することにより見積れる。総降雨減衰量が与えられれば、大きな降雨減衰に対しても降雨減衰補正が適用できるようになる。

TRMM の第一目標は 500 km×500 km の 1 か月降雨量の測定である。平均降雨量を求めるには単に観測値を積分したのではサンプリング誤差がかなり入ってくると予想されている。このためある一定の降雨強度以上の領域の積分面積と平均降雨量の相関が大きいことを利用した threshold 法が提案されている。

推定降雨の誤差はスナップショットの誤差と平均降雨量の誤差とに分かれる。スナップショットの誤差は地上降雨レーダ観測と同様に雨滴粒径分布の変動等によりかなりの誤差があると考えられる。それに加え、衛星からの降雨観測では水平分解能がかなり悪いために、フットプリント内の降雨の非一様性による誤差も

生じる。

## 5. グランドトルース

衛星からの地球観測では衛星データからの推定値を検証、検定するためにグランドトルースが必要である。TRMM では熱帯域にいくつかのグランドトルース地点が予定されている。日本の AMeDAS データも期待されている。また、つくば域において複数レーダによる降雨観測実験も予備実験段階ながら 1993 年秋に行われた。航空機搭載降雨レーダによる観測も TRMM シミュレータとして、海上降雨観測として、また次世代宇宙機用降雨レーダ開発のための基礎実験として重要である。航空機に関しては各種の観測機器を搭載できかつ、高高度、長距離を飛行でき、世界とまでは言わなくともアジアの各地で総合観測ができるような十分に大きな航空機への期待が大きい。米国では TRMM のためのグランドトルース実験を本腰を入れて計画しており、日本においても GEWEX/GAME に絡めたようなグランドトルース実験が必要であろう。

## 6. おわりに

宇宙からの雨観測について、特に降雨レーダによる観測について述べた。衛星による観測は地球規模で一律な質のデータを提供できる大きな利点がある。特に、海上降雨はデータの信頼性が低く、TRMM への期待は大きい。その一方、時間的連続性また詳細観測には不十分な点がある。TRMM においても、その空間分解能からはメソ γ スケールの現象の構造観測は難しいと思われる。また日周変化についてもサンプリング頻度から 1 か月程度では十分に日周変化は出せないと思われる。特徴を生かし、またその限界を把握しての利用が期待される。

1052 : 5012 : 5013 (雨滴粒径分布 ; 降雨日周期)

# 6. 「雨の衛星リモートセンシング」に対するコメント\*

沖 大 幹\*\*

## 1. はじめに

雨や雪などの降水は多様な大気現象の最終成果物で

あり大気科学過程を診断する重要な観測指標である一方、地球表面での水循環過程を駆動する重要な外力で

あり、その変動が人間社会に与える影響も極めて大きい。従って雨の観測が科学的にも社会的にも重要であることは言うまでもなく、地上観測の基本原則が極めて単純（穴の空いていない容器で水を受けて単位時間あたりの貯留量を計るだけ）であることもあって、古くから世界中で観測が行われてきている。

しかしながら、そうした地上観測には大きく二つの問題点がある。ひとつの問題点は雨量計そのものの観測精度が必ずしも充分でない点である。これについては日本では近年あまり精力的な研究はなされていない様であるけれども、ヨーロッパでは WMO や IAHS のもと、各国気象局標準雨量計の風洞実験や降雪観測精度向上に対する二重柵の効果などが熱心に調べられている。Sevruk (1993) は主に風の影響による観測誤差について考察しているけれども、Legates が作成した全球降水量デジタルデータではその他に雨量計の濡れと蒸発なども考慮して補正されているため、従来の推定値よりも全球平均で10%程度多い値が得られている (Legates, 1989)。とはいっても、 $1,000 \text{ mm year}^{-1}$  が  $100 \text{ mm year}^{-1}$  増えるだけのことなので、定量的な観測に興味がない場合には無視できる値であると思われることもあるかも知れない。だが、大気中の二酸化炭素増加による気候変化にともなう降水量の増加がやはり全球年平均で10%程度と推定されていることに照らして考えれば、こうした観測手法・精度の研究は大変重要である。また、リモートセンシングによる降水観測手法の精度が向上するに連れて地上検証データの精度も厳しく問われるようになることが予想され、そういう意味でも精度の良いランドトゥールズデータの取得は今後の課題である。

もうひとつは地上雨量計の空間代表性である。降水は地形の影響を顕著に受けるため気温など他の気象要素に比べて空間的な変動が極めて激しい。例えば日本の月降水量と月平均気温とを比べると気温が日本全国ほぼ同様の季節変化を示すのに対して降水量は地域・地点ごとに全く異なっている (沖, 1994)。世界的に見ても非常に密な気象観測網である AMeDAS において降水観測のみの地点が全体の3分の1以上を占めているのもこうした特徴を反映しているのだろう。だが、平均的には約  $300 \text{ km}^2$  あたりに1地点というこの

AMeDAS でも捉えられない小さな規模での降水量の不均一性（集中豪雨など）もあるし、全世界では陸上の数千平方 km に1点しか観測はなく、海洋上は島嶼を除けばほぼ皆無であって地上観測データのみから広域の降水量分布を知ることは容易ではない。したがって、広域を瞬時に観測できるリモートセンシングの降水観測への利用は必然であると言って良いだろう。以下では雨のリモートセンシングについて今後の衛星からの観測を念頭におきながらいくつかのコメントをする。

## 2. 雨の定量的なリモートセンシング

リモートセンシングの特徴のひとつに、状態量は測定しやすいが運動量などのフラックス量は測定が難しいことが上げられよう。複数の画像から状態量の時間変化を求めてもそれだけではフラックス量に結び付かないことが多い。雨も大気から地表面への水のフラックスであり、雨そのものを遠隔測定することは難しい。通常は大気中に浮遊する降雨粒子の濃度を測定し、落下速度を介して降雨強度を推定する。

また、リモートセンシングでは比較的大きな領域を瞬時に観測する。対象領域が一様であれば問題はないが、実際には測定対象は観測領域内で変動していて、それらの積分値が観測される。測定対象と受信信号との関係が線形であれば測定対象の平均値に対応する信号が受信されることになるが、そうでない場合には測定対象の観測領域内における分布を逆推定もしくは仮定することが必要になる。

雨の定量的なリモートセンシングの場合には、雨が様々な大きさの降雨粒子を含んでおり、それが時と場所によって変化することがこれにあたる。粒径が異なるとリモートセンサに対する信号強度が異なるし、落下速度も異なる。これらを Ulbrich (1983) に習ってまとめたのが第1表である。表には各物理量が雨滴直径の（ほぼ）何乗に比例するかを示し、わかりやすくするため雨滴が8つに分裂した場合それぞれの物理量が何倍に観測されるかも併記した。同じ量（体積）の水が大気中に浮遊していても、その直径が半分になると落下速度が小さくなるため降水強度は40%程度弱くなり、降雨レーダで観測される散乱強度は10%近くにまで落ちてしまう（10 dB 下がる）ことがわかる。したがって降雨のリモートセンシングにおいては、粒径に対して非線形に積分された情報から粒径分布を逆推定し、さらに落下速度を用いて降水強度に変換すると

\* Comment on "Rain measurement from space".

\*\* Taikan Oki, 東京大学生産技術研究所.

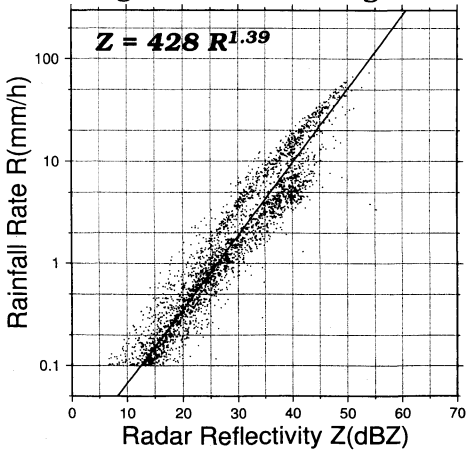
第1表 雨滴の大きさと降雨のリモートセンシング.

物理量	直径の $n$ 乗	分裂すると
雨滴等価直径	1.0	0.5×8個
光学的断面積	2.0	2.0倍
体積	3.0	1.0倍
降水強度	≈ 3.7	0.616倍
減衰	≈ 4.0	0.5倍
Reyleigh 散乱	≈ 6.0	0.125倍

第2表 パラメータ同定手法の違いによる降水量の推定誤差. 総降水量比が1.0に近い方が良い.

同定手法	総降水量比	
	共通 $B, \beta$	降雨別 $B, \beta$
対数線形回帰	0.473	0.703
層別平均値法	0.528	0.771
重みつき線形回帰	0.576	0.825
非線形回帰	0.796	1.027

Morning Z-R from Kuching RSD Obs.



第1図 Malaysia, Kuching における雨滴粒径分布観測から求めたレーダ反射因子と降水強度との関係.

いう解析が原理的には必要となる.

実際には降雨レーダの場合 Marshall and Palmer (1948) が雨滴の粒径分布は降水強度のみを用いて経験的に指数関数で近似できることを示し, 降水強度とレーダ反射因子とはわずかに2つのパラメーターで結びつけられている. また, 減衰を利用したミリ波による観測では第1表を見てもわかる通りその粒径依存性は降水強度と似ており, 結果として雨滴粒径分布変動が観測精度に及ぼす影響は少ないため, 減衰量と降水強度とは線形関係でも近似できる.

しかしながら, それらの近似式のパラメータはやはり普遍的なものではなく, 降雨の種類などに依存することが知られている. 第1図は, マレーシアの Kuching で観測した雨滴粒径分布に基づいて (午前中のデータに対して) 算定したレーダ反射因子 ( $Z$ ) と降水強度 ( $R$ ) との関係である. 最適直線  $Z = 428 R^{1.39}$  を参考に示すが, 異なった直線関係にある二つのグループがその上側と下側に存在する様に見えることがわか

るだろう. Thiele *et al.* (1993) は対流雲の通過に伴ってこの  $Z$ - $R$  関係が急激に変化し, 対流性降水部分と層状性降水部分とで異なった二本の直線関係が存在することを示している.

一方, 第2表は日本で実運用されている降雨レーダの  $Z$  を地上雨量計の  $R$  に合わせたものである (虫明, 沖, 1993). 適用する最小自乗法によっても降雨量再現精度は異なるが, 降雨ごとにパラメーターを同定した場合と, 全9降雨に対して共通なパラメーターを同定した場合の差も顕著である. すなわち, 全降雨一定のパラメータを用いた降雨量への換算ではあまり良い観測精度は期待できないことになる. 今後複数のセンサから得られる情報などを用いて適切な換算パラメータを決定する手法の開発・改良が望まれる.

3. 降雨の日周期

衛星からのリモートセンシングを特徴づけるのはその間欠性である. 静止気象衛星でも1時間に一瞬しか観測できない太陽同期した極軌道衛星では昼と夜に一瞬ずつだけである. 降雨は積算される量であり, 少なくとも小さな空間スケールでは時間的変動も激しいことが知られている. したがってこうした時空間的に連続でない衛星リモートセンシング情報から降雨量を推定する際には, その不連続性に起因する誤差もセンサの観測原理に起因する誤差と同様に重要な検討課題である.

広域長期間の平均をとることによってランダムなサンプリング誤差は減少すると考えられるが, バイアス誤差は残ってしまう. 例えば太陽同期の極軌道衛星では観測時刻がほぼ固定されてしまうため, 日周期が顕著な場合大きなバイアス誤差が生じる可能性がある. マレー半島内陸部の降水日周期季節変化を示したのが第2図である (Oki and Musiak, 1994). 夕刻に降水が集中しており, 正規化した第3図を見ればわかる通りそのピークは各月の平均的な時間降水量に比べて200%も大きい. すなわち, このピーク時のみを観測し

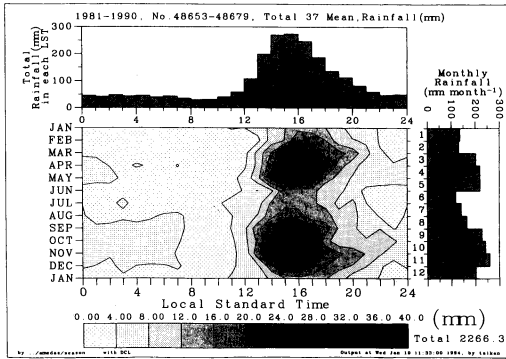
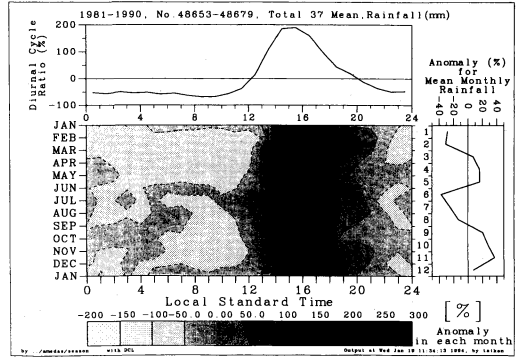
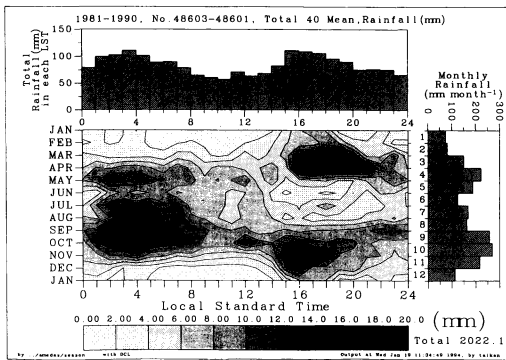


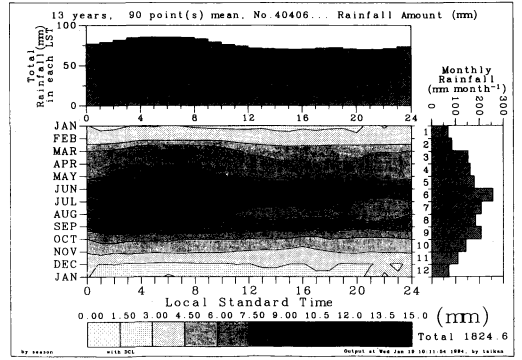
図2図 マレー半島内陸部の降水日周期季節変化.



第3図 第2図を各月の平均値で正規化した図.



第4図 マレー半島西岸部の降水日周期季節変化.



第5図 日本における平均的な朝雨型の降水日周期季節変化.

た場合には本来の3倍の降水量を推定してしまうことになり、逆に朝10時のみの観測では真値の半分以下の推定値となってしまうことがわかる。また、この日周期には降水強度と降水回数との両者の日変化が同程度に寄与しているため、瞬間的な降水強度もしくは降水回数のどちらか一方だけを観測して総降水量を推測することも難しい。

この様に熱帯では特に降雨の日周期が顕著であるので、熱帯降雨観測計画 (TRMM) では太陽非同期の軌道が選ばれている。これによって日周期に起因するバイアス誤差が除去されるばかりでなく、長期間の観測によっても海洋上も含めた全球熱帯・亜熱帯の降雨日周期が観測されることも期待される。第2図に示した様な夕刻のピークは太陽の放射加熱による対流性降水が原因であると単純に理解されているが、第4図の様な明け方から朝にかけてピークを持つような雨の成因については、根本的な原因が放射冷却であるにせよ、そのメカニズムは明らかではない。Oki and Musiak

(1994) は地上観測データの比較から、大規模風系 (この場合はモンスーン) と地域的な海陸風とが下層の収束を起こして朝雨をもたらすという説明 (Houze *et al.*, 1981; Johnson and Prieznitz, 1981) を支持しているが、衛星データに基づく解析 (Murakami, 1983) などを見ると朝雨型の日周期を持つ海洋の影響を受けて海岸が朝雨になっているのかもしれないし、陸地がなくても海洋上で朝雨になるという GCM による数値実験 (Randall *et al.*, 1991) もある。日本の場合にも朝雨型の観測点が海岸部に存在し、第5図からわかる通り、特に梅雨期に朝雨が顕著である。これは海陸風だけでなく Gray and Jacobson (1977) が提案しているように雲域と晴天域との放射冷却強度の違いによる収束発散が引き金になっているのかも知れない。いずれにせよ今後のさらなる研究調査が必要であり、地上観測データの充実とともに、TRMM の様な衛星による広域降水量の高精度測定が期待される。

参 考 文 献

- Gray, W. M. and J. R. W. Jacobson, 1977 : Diurnal variation of deep cumulus convection, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171-1188.
- Houze, R. A., Jr, S. G. Geotis, F. D. Marks and A. K. West, Jr., 1981 : Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part I : Structure and time variation of the clouds and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1595-1614.
- Johnson, R. H. and D. L. Priegnitz, 1981 : Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part II : Effects on large-scale fields, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1615-1628.
- Legates, D. R., 1989 : A high-resolution climatology of gage-corrected, global precipitation, in *Proc. Inter. Workshop on Precipitation Measurement*, 519-526, St. Moritz, Switzerland, WMO/IAHS/ETH.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Murakami, M., 1983 : Analysis of the Deep Convective Activity Over the Western Pacific and Southeast Asia, Part I : Diurnal Variation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 60-76.
- 虫明功臣, 沖大幹, 1993 : レーダ定数の同定, *河川情報研究*, **1**, 19-26.
- Oki, T. and K. Musiaka, 1994 : Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1445-1463.
- 沖大幹, 1995 : 気候・気象から見た国土の特徴, *日本土木史*, in printing, 土木学会.
- Randall, D. A., Harshvardhan and D. A. Dazlich, 1991 : Diurnal variability of the hydrological cycle in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 40-62.
- Sevruk, B., 1993 : Spatial and temporal inhomogeneity of global precipitation data, in *Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation*, 15-19, Bratislava, Slovakia.
- Thiele, O. W., D. A. Short and J. C. Wilkerson, 1993 : Ocean rainfall observation, in *Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation*, 23-29, Bratislava, Slovakia.
- Ulbrich, C. W., 1983 : Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution, *J. Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.

---

第7回 IGBP/GAIM 研究会のお知らせ

日 時 : 1995年5月17日(水) 13:30開会

会 場 : 東京管区気象台会議室  
(大手町 気象庁8階)

参加費 : 無料

招待講演 :

1. 末田達彦 (名古屋大・農・林学)  
「大気CO<sub>2</sub>倍増時の地球温暖化にともなう全球植生変化の予測」
2. 増田耕一 (都立大・理・地理)  
「世界の植生分布を規定する気候要因に関するレビュー」

上記の日程で第7回のGAIM研究会を開きます。上記招待講演と共に一般講演も行う予定です。詳細については、大会会場掲示参照。

世話人 : 及川武久 (筑波大・生物科学)  
木田秀次 (京大・理)