

静止気象衛星MTSAT-2, Fengyun-2Eを用いた 雲粒有効半径算出手法の開発

Retrieval of the Effective Particle Radius of Optically Thick Water Clouds from MTSAT-2 and Fengyun-2E Geostationary Satellite Data

遠藤寛也・馬偉強・石川裕彦

Hiroya ENDO, Weiqiang MA and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

This study develops an algorithm to retrieve the effective particle radius of thick water clouds from geostationary meteorological satellites, Multi-functional Transport Satellite-2 (MTSAT-2) and Fengyun-2E (FY-2E). At first, the retrieval developed for Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) boarded on the NOAA sun-synchronous platforms is adapted to MTSAT-2 and FY-2E data to estimate the cloud effective radius. As a result, conflicting estimate values are showed between MTSAT-2 and FY-2E. Then, some changes and improvements are made to the original method to establish accurate algorithm. A good correlation is confirmed between the effective radius derived from MTSAT-2 and those from FY-2E after carefully considering response functions of each imager and scattering properties of clouds. The validity of this procedure is confirmed by comparing the results from MODerate resolution Imaging Spectrometer (MODIS) observations. Geostationary satellites enable high temporal resolution and global scale observations of the effective radius compared to the conventional sun-synchronous orbital satellite observations.

キーワード: 雲粒有効半径, 衛星リモートセンシング, 大気汚染, 温暖化

Keywords: Cloud-effective-radius, Satellite Remote Sensing, Air Pollution, Global Warming

1. はじめに

大気中に浮遊する微小粒子は一般にエアロゾル粒子と呼ばれ、硫酸塩・黒色炭素(すす)・有機炭素・土壌粒子(ダスト)・海塩粒子などが代表的な物質として挙げられる。エアロゾル粒子は大気汚染の原因物質となるばかりでなく、大気中で光を吸収・散乱し、また雲凝結核や氷晶核として作用することにより地球の放射収支や雲・降水システムに対して複雑な影響を及ぼすため気候学的にも大変注目されている。IPCC(2007)においても、エアロゾルと雲の相互作用に支配される間接効果が放射強制力を見積もる上で最も不確実性が大きいとされている。

アジア地域の水資源や気象災害に大きく関わるアジアモンスーンの強弱にも、エアロゾルの間接影響が大きく関わっている。Ramanathan et al. (2005) は、大気大循環モデル(GCM)のシミュレーション結果にもとづき、エアロゾルが増加すると太陽光を遮断する日傘効果により地表面が冷却され大気成層が安定側に振れ、インド半島やインド洋北部からの水蒸気の蒸発量が減少、その結果、南アジア地域のモンスーン循環が弱くなると唱えた。一方、Lau et al. (2006) やLau and Kim (2006) は、ダストや黒色炭素などの光吸収性エアロゾルがインド北部やチベット高原の山脈斜面上空で増加するとエアロゾルの大気加熱の効果によってチベット高原南側斜面では上昇

流が形成されやすくなり、同時に北側の大陸と南側の海上の間の温度勾配が増加するため、南北方向のモンスーン循環が強化される。その結果、下層での水蒸気の流入量が多くなり降水量が増加すると指摘している。

このような諸説の妥当性を検証していくためには、まずエアロゾルの分布を広域かつ連続的に知る必要がある。広い範囲にわたり均質なエアロゾル情報を得る手法として、奥・石川(2008), Oku et al. (2010) は、静止気象衛星MTSAT-1Rの観測データから雲粒粒径を算出する手法を開発した。エアロゾルは雲が生成される際の種（雲核）となるため、エアロゾル数が多い（少ない）と生成される雲粒子の数が増加（減少）し、結果個々の雲粒の大きさは小さく（大きく）なる。このことから、雲粒粒径が小さい場所は、相対的にエアロゾル数が多い領域と判断される。

広域アジアの雲粒粒径分布を算出するために、MTSATについて開発したOku et al. の方法を、シンガポール上空に位置する中国の静止気象衛星風雲2E号（Fengyun-2E, 以下FY-2E）に適用したところ、MTSATとFY-2Eの算出結果の間に系統的な誤差が生じた。そこで、アルゴリズムの改善を行い、両方の衛星からの算出結果がシームレスに接続できるようにした。

2. 算出原理

様々な粒径で構成されている雲粒の平均的な大きさを定量的に評価するため、雲粒有効半径という物理量が利用される。雲粒有効半径 r_e は、

$$r_e = \frac{\int \pi^3 n(r) dr}{\int \pi^2 n(r) dr} \quad (1)$$

で定義され、 r は雲粒半径、 $n(r)$ は半径 r の雲粒の数濃度である。Nakajima and King (1990) は、光学的に厚い水雲の場合、雲粒有効半径は $3.7 \mu\text{m}$ 帯雲反射率から求めうることを示した。Kaufman and Nakajima (1993) はこの理論をNOAA/AVHRR に応用し、光学的に厚い雲について、衛星搭載 $3.7 \mu\text{m}$ 帯センサーから雲粒有効半径を算出した。奥・石川(2008)やOku et al. (2010) はこの手法をMTSAT-1Rで取得される $3.7 \mu\text{m}$ 帯のデータに適用した。算出過程は次の3ステップから成る：

STEP 1: 光学的に厚い水雲の抽出

STEP 2: $3.7 \mu\text{m}$ 帯の反射率の算出

STEP 3: 反射率を雲粒有効半径に変換

2.1 光学的に厚い水雲の抽出

光学的に厚い雲を弁別する方法は、Choi et al. (2007, 2009) の方法を用いた。使用するのは、各静止気象衛星のIR1 チャンネルとVIS チャンネルである。晴れた日の方がIR1 輝度温度は大きくVIS アルベドは小さくなるという性質を利用して、晴天時におけるIR1 輝度温度・VIS アルベド分布を月ごと、各時間ごと(00UTC, 01UTC, 02UTC...) に推定する。具体的には、1 か月のうち少なくとも1 日は晴れるだろうという仮定のもと、各ピクセルごとにIR1 輝度温度の月内最大値およびVIS アルベドの月内最小値を求め、それらの値を晴天時の値として記録する。2012 年6 月の02UTC について推定した例をFig. 1に示す。

このようにして得られた晴天時のIR1($11 \mu\text{m}$ 帯) 輝度温度 T_{IR1}^{clear} 、可視のアルベド L_{VIS}^{clear} を基準として、毎時の観測値が、

$$\begin{cases} T_{IR1}^{clear} - T_{IR1} > 12[K] \\ L_{VIS} - L_{VIS}^{clear} > 6[\%] \end{cases}$$

を満たすピクセルについて、光学的に厚い雲と判定する。さらに、Choi et al. (2009)がMTSAT-1Rについて得た条件を適用して、IR1とIR3 ($7.6 \mu\text{m}$) が、

$$T_{IR1} \geq 268[K] \text{ or } T_{IR3} \geq 239[K] \quad (2)$$

のとき水雲と判定する。

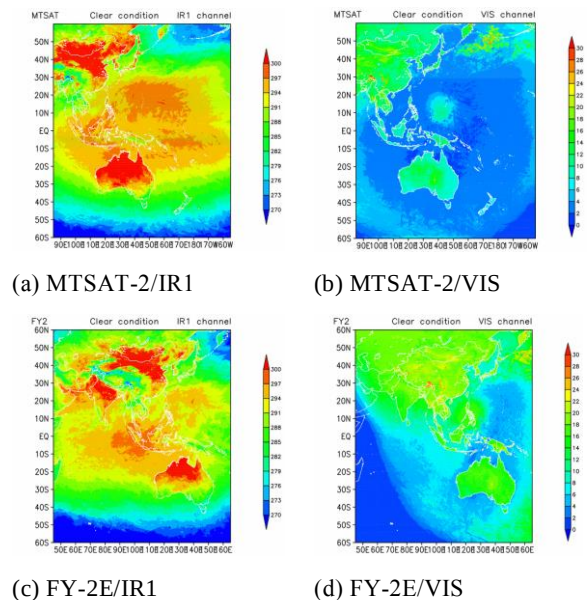


Fig.1 Brightness temperature of IR1($11 \mu\text{m}$) and the Albedo of visible channel for cloudless pixel composed for June 2012, 02UTC.

2.2 3.7 μm 帯の反射率の算出

中間赤外3.7 μm 帯は大気による吸収が弱い窓領域にあり、衛星観測においては大気の影響をあまり受けずに地球からの放射を測定することが可能な波長帯である。その点では、幅広く利用されている11 μm 帯や12 μm 帯と似た性質を持つが、11 μm 帯や12 μm 帯とは異なる3.7 μm 帯の大きな特徴は、地球放射と太陽放射の両方の成分を含むことである。すなわち、衛星の3.7 μm 帯チャンネルは、日中は太陽光の反射と地表面や雲などの物体からの放射の両方を観測する。一方で、夜間は地表面や雲などの物体からの放射のみを観測する。つまり3.7 μm 帯チャンネルは赤外面像と可視画像の両方の特徴を持ち合わせている。

2.1節の方法で抽出した水雲を対象として、雲上端における3.7 μm 帯太陽光反射率を推定する。3.7 μm 帯チャンネルは太陽放射と地球放射の両方の成分を含むため、太陽光反射率を算出するためには地球放射成分を除去する。ここでは、Kaufman and Nakajima (1993), Rosenfeld and Lensky(1998)がNOAA/AVHRRについて開発しOku *et al.*(2010)がMTSAT-1Rに適用した方法を用いる。

光学的厚さ $\tau \geq 10$ の十分に厚い雲を想定しFig. 2に示す放射伝達過程を考える。このとき、3.7 μm 帯チャンネルの放射輝度 $L_{3.7}$ と11 μm 帯チャンネルの放射輝度 L_{11} は、3.7 μm 帯雲反射率 $\rho_{3.7}$ を用いて、

$$L_{3.7} = t_{3.7}^0 \left(\frac{F_0 \mu_0}{\pi} \right) \rho_{3.7} + t'_{3.7} B_{3.7}(T)(1 - \rho_{3.7}) \quad (3)$$

$$L_{11} = t'_{11} B_{11}(T) \quad (4)$$

ここで、 $t_{3.7}^0$ は3.7 μm 帯太陽放射の大気中の透過率、 $t'_{3.7}$ および t'_{11} はそれぞれ3.7 μm 帯と11 μm 帯の地球放射上向き透過率、 F_0 は大気上端における3.7 μm 帯太陽放射照度、 μ_0 は太陽天頂角 θ_0 の余弦、 T は雲頂温度である。ここではWRC (World Radiation Center) で公開されている太陽放射照度のテーブルをもとに、3.7 μm 帯太陽放射照度として $F_0 = 11.5 [W/m^2/\mu\text{m}]$ を使用する。 $B_\lambda(T)$ は温度 T ・波長 λ のプランク関数から導かれる黒体放射輝度である。式(3)の第1項が3.7 μm 帯の太陽放射（可視）成分、第2項は3.7 μm 帯地球放射（赤外）成分を表している。これらの式を3.7 μm 帯雲反射率 $\rho_{3.7}$ と雲頂温度 T について解くと、

$$\rho_{3.7} = \frac{L_{3.7} - t'_{3.7} B_{3.7}(T)}{t_{3.7}^0 (F_0 \mu_0 / \pi) - t'_{3.7} B_{3.7}(T)} \quad (5a)$$

$$T = B_{11}^{-1} \left(\frac{L_{11}}{t'_{11}} \right) \quad (5b)$$

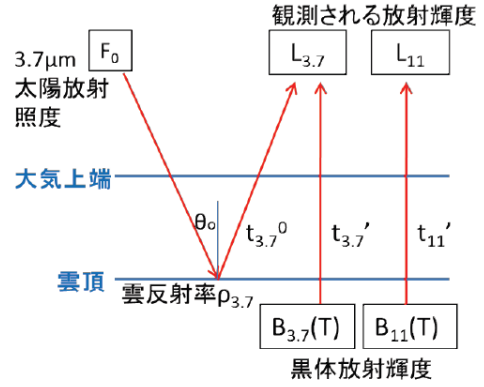


Fig. 2 Schematic illustration of Eqs. (3) and (4).

となる。さらに雲頂温度 T を11 μm 帯の輝度温度 T_{11} で近似し、これを用いて3.7 μm の放射輝度を、 $L_{3.7} = B_{3.7}(T_{3.7})$ で算出すれば、次式で表現される。

$$\rho_{3.7} = \frac{B_{3.7}(T_{3.7}) - t'_{3.7} B_{3.7}(T_{11})}{t_{3.7}^0 (F_0 \mu_0 / \pi) - t'_{3.7} B_{3.7}(T_{11})} \quad (6)$$

ここで、透過率 $t_{3.7}^0$, $t'_{3.7}$, t'_{11} は、雲上端より上空の可降水量に依存する透過率で、Kaufman and Nakajima (1993) は、雲より上空の可降水量の推定には不確実性が大きいと、 $t_{3.7}^0 = 0.75$ (可降水量換算で7 mm 相当)、 $t'_{3.7} = t'_{11} = 1.0$ を仮定して用いている。

2.3 雲粒有効半径の算出

Kaufman and Nakajima (1993) は光学的厚さ $\tau \geq 8$ の厚い雲を対象として、3.75 μm 雲反射率 $\rho_{3.7}$ と雲粒有効半径 r_e の関係を示す経験的近似式(7)を放射伝達モデルから導出した。この式により、反射率を有効半径に変換する。

$$\ln(\rho_{3.7}) = -0.6846 - 0.08243r_e - 0.00749r_e^2 + 0.00033r_e^3 \quad (7)$$

奥・石川(2008), Oku *et al.* (2010) がMTSAT-1Rデータに適用した上記の解析手法を、2012年6月一ヶ月間のMTSAT-2 とFY-2Eデータに適用し算出結果の妥当性を調べた。両衛星からの観測位置が重なる0°N-50°N, 100°E-150°Eの範囲を比較領域とし、MTSAT-2 は毎時00 分頃からの半球観測をFY-2E は毎時00 分頃からの全球観測を用いて観測時刻のずれを最小限とし、同等の算出結果が得られるか検証した。その結果、両者の対応は必ずしも良くなく、

- ・ 時刻によって差の大きさが異なる、
- ・ 陸面上で差が大きい
- ・ MTSAT-2の算出結果の方がFY-2Eに較べて5 μm ほど小さめである

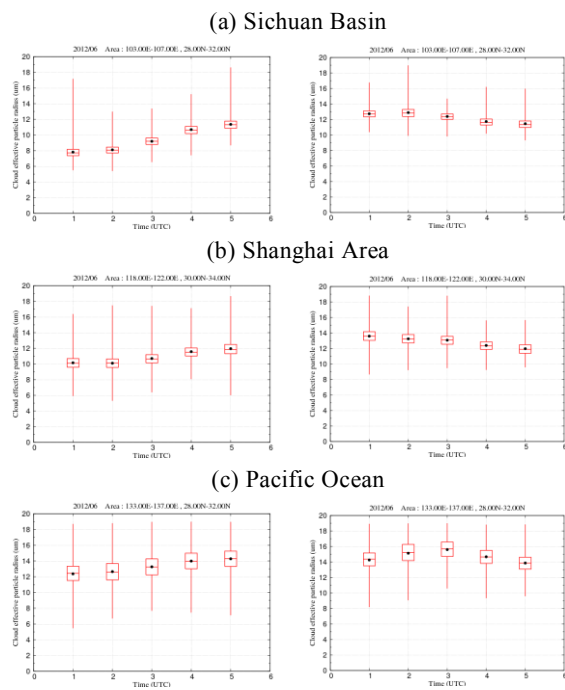


Fig. 3 Diurnal change of Cloud-effective-radius estimated in different regions for June 2012. The abscissa is UTC and the ordinate is Cloud effective radius [μm]. Each box plot represents the maximum, 75 percentile, median, 25 percentile and the minimum. The average is shown by dot. The left-hand panels are for MTSAT-2 and the right-hand for FY-2E.

等, 系統的な差が認められた. 例として, Fig. 3 には, 四川盆地 (28°N - 32°N , 103°E - 107°E), 上海周辺 (30°N - 34°N , 118°E - 122°E), 太平洋 (28°N - 32°N , 133°E - 137°E) の雲粒有効半径月平均値の時間変化を箱ひげ図で示す. MTSAT-2 で観測される雲粒有効半径からは01UTC 頃小さく05UTC 頃にかけて大きくなる日内変化が確認でき, 一方でFY-2E で観測される雲粒有効半径からは01-03UTC 頃大きく05UTC にかけて小さくなる日内変化が確認できることが分か

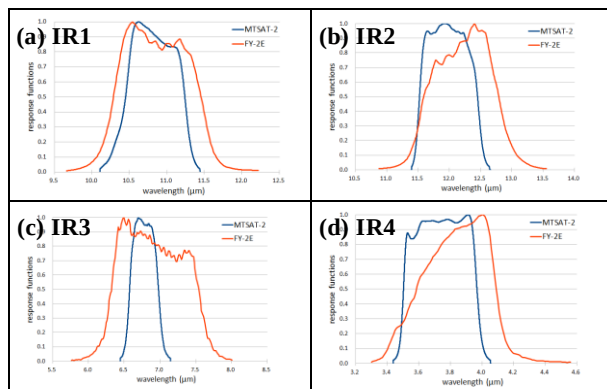


Fig. 4 The IR sensor response functions for MTSAT-2(Blue) and FY-2E(orange)

った. すなわち, 両衛星で観測される雲粒有効半径の日内変化傾向が全く逆になってしまう.

3. 雲粒有効半径算出手法の改良

$3.7\mu\text{m}$ 帯雲反射率の算出手法および, $3.7\mu\text{m}$ 帯雲反射率から雲粒有効半径への変換アルゴリズムについて, 原理に立ち返り精査して以下の改良を行った.

3.1 雲反射率の算出手法の改良

(1) 放射伝達モデルRstar6b に基づく透過率と太陽放射照度の推定

式(6)では, Kaufman and Nakajima (1993) に基づき, 簡易的に雲上端より上空の放射の透過率に固定値を与えた. しかし, より正確には透過率は大気組成(おもに水蒸気量)や光路長に依存して変化する. そこで, まず近似値の妥当性について検証する. また, 大気上端における太陽放射照度の入力値として $3.7\mu\text{m}$ の波長における値, $F_0 = 11.5 [W/m^2/\mu\text{m}]$, を使用したが, 実際に衛星で観測されるのは単一スペクトルではなく, Fig. 4に示すようなセンサー固有の応答関数に対応する有限の幅を持つ波長域からの寄与であるため, センサー応答関数を考慮した太陽放射照度を設定する.

放射伝達モデルRstar6bを用いてこれらの計算を行った. Rstar6bは, Nakajima and Tanaka (1986, 1988)の理論に基づき構築されたモデルで, 太陽入射角や散乱角, 衛星の応答関数, 地表面タイプ, 雲・エアロゾル粒子の種類や濃度などのパラメータについて自由に設定でき, それらのパラメータをもとに各層での放射フラックスや放射輝度などの物理量を計算することが可能である. Rstar6b では, 7 種類の気体 (H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO , CH_4 , O_2) による気体吸収過程も考慮されている. ただし, 衛星解析で重要となる N_2 の気体吸収については考慮されていない. Rstar6b の特徴として, 雲やエアロゾルに関する設定のオプションが多い点が挙げられる. 例えば, 雲・エアロゾルの光学的厚さや粒径分布, 高度, 混合状態を比較的自由かつ高度に設定できる.

このモデルを用いてまず, 透過率 $t_{3.7}^0$, $t'_{3.7}$, t'_{11} および太陽放射照度 F_0 の値の妥当性について評価するシミュレーションを行った. Table 1 に計算設定と結果を示す.

Table 1 Parameters used in radiative transfer simulation by Rstar6b (Experiments 1 through 4)

EXP. ID	1	2	3	4
Sensor	MTSAT-2 IR1	FY-2E IR1	MTSAT-2 IR4	FY-2E IR4
Solar zenith angle		0°		
Satellite zenith angle		0°		
Sensor response function	MTSAT-2 IR1	FY-2E IR1	MTSAT-2 IR4	FY-2E IR4
Type of earth’s surface		Lambert surface (Flux albedo = 0.2)		
Vertical descretization		45 layers from the surface to 100km ASL		
Atmospheric model		US Standard atmosphere		
Cloud		Cloud of optical thickness 10 for 0.7 μ m between 3 km and 5 km		
Particle size distribution		Volume lognormal size distribution (Mode radius: 8 μ m, variance: 1.5)		
Results [W/m²]				
Downward Direct at the top of atmosphere	—	—	11.99	11.11
Upward at the top of atmosphere	13.53	13.47	2.183	2.029
Downward Direct at the top of cloud	—	—	11.68	10.66
Upward at the top of cloud	13.56	13.53	2.251	2.096

今回の実験（実験ID: 1～4）では、太陽および衛星が天頂に位置していることを想定し、モデル大気として米国標準大気を採用した。また、可視域で光学的厚さが10の厚い雲を高度3km から5km に配置した。そして各層での放射フラックスを計算した。大気上端のフラックスと雲上端のフラックスの比をとることで透過率 $t_{3.7}^0$, $t'_{3.7}$, t'_{11} を、また大気上端における下向き直達フラックスから太陽放射照度 F_0 を推定した。MTSAT-2とFY-2Eの透過率は、それぞれ

$$t_{3.7, \text{MTSAT}}^0 = t'_{3.7, \text{MTSAT}} \cong 0.97,$$

$$t'_{11, \text{MTSAT}} \cong 0.998,$$

$$t_{3.7, \text{FY}}^0 = t'_{3.7, \text{FY}} \cong 0.96,$$

$$t'_{11, \text{FY}} \cong 0.996$$

となり、 $t' = 1$ という近似はおおむね妥当であることが分かる。一方、 $t_{3.7}^0 = 0.75$ という近似は過小評価で

ある。また本論文では詳しく示さないが、太陽天頂角が大きくなり光路長が長くなると3.7 μm帯の透過率が減少する傾向がRstar6bによるモデル実験から確認された。よって3.7 μm帯の透過率については、この影響も加味し、評価対象地点での太陽天頂角 θ_{solar} と衛星天頂角 $\theta_{\text{satellite}}$ を用いて次式で表現する。

$$t_{3.7, \text{MTSAT}}^0 = 0.97^{\left(\frac{1}{\cos \theta_{\text{solar}}} + \frac{1}{\cos \theta_{\text{satellite}}}\right)} \quad (8a)$$

$$t_{3.7, \text{FY}}^0 = 0.96^{\left(\frac{1}{\cos \theta_{\text{solar}}} + \frac{1}{\cos \theta_{\text{satellite}}}\right)} \quad (8b)$$

$$t'_{3.7, \text{MTSAT}} = 0.97^{\frac{1}{\cos \theta_{\text{satellite}}}} \quad (8c)$$

$$t'_{3.7, \text{FY}} = 0.96^{\frac{1}{\cos \theta_{\text{satellite}}}} \quad (8d)$$

大気上端における下向き直達フラックスに関しては、センサーの応答関数を考慮して計算された値は、

$$F_{0, \text{MTSAT}} \cong 11.99 [\text{Wm}^{-2}], \quad F_{0, \text{FY2}} \cong 11.11 [\text{Wm}^{-2}] \text{ となり、こ}$$

れまで用いていた値 11.5 [Wm⁻²] と比較して、5%近い差があることがわかる。これが両衛星間のパイアスの原因となっていると考えられるため、今後はシミュレーションで得られた値を用いることにした。

(2) センサープランク関数の導入

プランク関数は、スペクトル（分光）放射輝度と輝度温度の関係を記述する公式である。MTSAT-2 やFY-2E のように広いスペクトル幅を持つセンサーで観測された放射輝度を輝度温度に変換する、もしくはその逆の変換を行う場合は、以下の関係式

$$R = \int_{\Delta\lambda} \phi_{\lambda} B_{\lambda}(T) d\lambda / \int_{\Delta\lambda} \phi_{\lambda} d\lambda \quad (9)$$

を解かなければならない。ここで、 R は放射輝度、 λ は波長、 ϕ_{λ} はセンサーの応答関数、 $B_{\lambda}(T)$ はプランク関数、 T は輝度温度である。しかしながら、衛星観測において毎回この積分計算を厳密に解くのは、計算時間の観点から非効率である。そこでセンサーの応答関数を考慮した上で、衛星で観測される放射輝度と輝度温度を近似的に変換することが可能なセンサープランク関数 $B^*(T)$ が、センサー毎に用意されている。センサープランク関数では、プランク関数に現れる温度 T を $(a_1 + a_2 T)$ に置き換え、 a_1 , a_2 にセンサー固有の値を与えることにより、対象ピクセルの輝度温度とセンサーの観測する放射輝度を、

Table 2 Constants for Sensor-Planck Function

Sensor	Wave number ν (cm ⁻¹)	Constants	
		a_1	a_2
FY-2E_IR1	923.0511	0.3609	0.9981
FY-2E_IR2	820.0376	0.2661	0.9986
FY-2E_IR3	1436.5964	1.3981	0.9883
FY-2E_IR4	2568.2084	2.9366	0.9815
MTSAT-2_IR1	926.4627	0.3597581	0.9987568
MTSAT-2_IR2	835.6672	0.2195110	0.9991676
MTSAT-2_IR3	1476.6898	0.3645235	0.9991492
MTSAT-2_IR4	2684.1181	2.4635230	0.9967825

$$B^*(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp\{hc/\lambda k(a_1 + a_2 T)\} - 1]} \quad (10a)$$

又は波数($\nu = 1/\lambda$)を用いて

$$B^*(T) = \frac{2hc^2\nu^3}{\exp\{h\nu/k(a_1 + a_2 T)\} - 1} \quad (10b)$$

で表現する．ここで、 T は輝度温度、 λ は中心波長、 h はプランク定数、 k はボルツマン定数、 c は光速である．Table 2に、MTSAT-2とFY-2Eの各センサーの中心波数と補正係数を示す．

(3) 改良結果

上記の結果を総合して、 $3.7\mu m$ 帯雲反射率の算出式を以下のように修正した．

$$\rho_{3.7} = \frac{B^*(T_{IR4}) - t'_{3.7}(\theta_{satellite})B^*(T_{IR1})}{t'_{3.7}(\theta_{solar}, \theta_{satellite})(F_0\mu_0/\pi) - t'_{3.7}(\theta_{satellite})B^*(T_{IR1})} \quad (11)$$

ここで、 $t'_{3.7}(\theta_{solar}, \theta_{satellite})$ 、 $t'_{3.7}(\theta_{satellite})$ は式(8)で与えられる衛星天頂角や太陽天頂角に依存する光路長の違いを考慮した $3.7\mu m$ 帯透過率、 F_0 はセンサーの応答関数を考慮したセンサーごとの太陽放射照度、 $B^*(T)$ は(10)式のセンサープランク関数から導かれる放射輝度である．

(11)式を用いて雲粒有効半径を再計算し、Fig. 3に対応する箱ひげ図を作成した (Fig. 5)．センサー毎の応答関数の違いや、光路長の違いを考慮したにも拘わらず、依然としてMTSAT-2で観測される雲粒有効半径は01UTC頃小さく05UTC頃にかけて大きくなる日内変化を示し、FY-2Eで観測される雲粒有効半径は01-03UTC頃大きく05UTC頃にかけて小さくなる日内変化を示した．今回の改良では、全体的なバイアスは小さくなっているが、両衛星間の雲粒有効半径の日内変化特性は異なって算出されている．

3.2 反射率から雲粒有効半径への変換アルゴリズムの改良

時刻によるMTSAT-2とFY-2Eの雲粒有効半径算出結果の差を詳しく見ると、03-04UTCの観測時に両者が最も良く一致することがわかる．この時間帯

は、太陽が115-135°Eの上空、すなわちMTSAT-2とFY-2Eの静止経度のほぼ中間に位置し、解析対象領域からみた太陽天頂角が平均的に最も小さくなる時間帯であることがわかる．また、太陽と地球とMTSAT-2のなす角と太陽と地球とFY-2Eのなす角がほぼ等しくなる時間帯でもある．このことから、太陽天頂角が大きくなるとき、もしくは太陽と地球と衛星のなす角がMTSAT-2とFY-2Eとで大きく異なる時に、雲粒有効半径の算出結果に差異が生じている可能性が推測される．すなわち、太陽天頂角や衛星天頂角、太陽光の散乱角などが雲粒有効半径を決定する上で重要なパラメータとなっている可能性が示唆される．

ところで、これまでは雲粒による太陽光の反射は等方的であるという近似にしたがい、 $3.7\mu m$ 帯雲反射率から雲粒有効半径に変換する過程では、太陽天頂角や衛星天頂角、太陽光の散乱角などの評価地点による違いを完全に無視してきた．そのため、すべての観測点（ピクセル）で同じ $3.7\mu m$ 帯雲反射率-雲粒有効半径変換式 [式(7)] を使用してきた．しかし、改めて考えてみると、雲粒による反射（ミー散乱）を等方散乱で近似することの妥当性は限定的である事に思い至る．

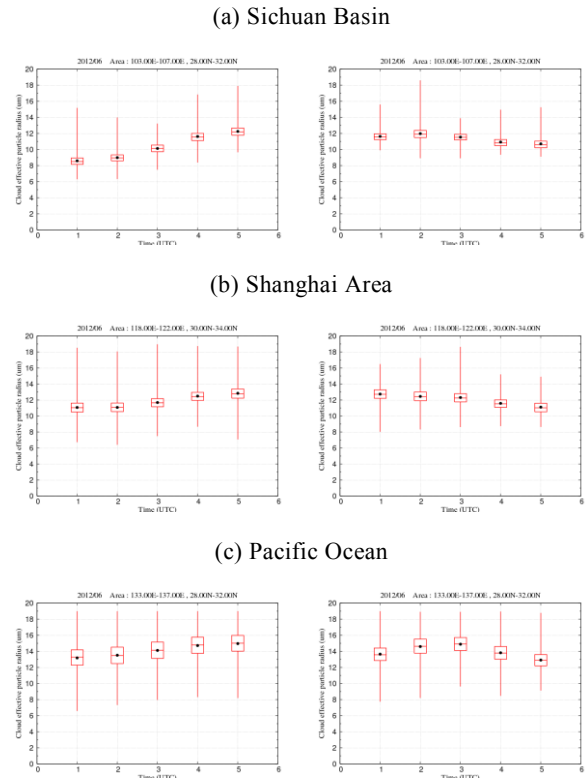


Fig. 5: Same as Fig. 3 but after the algorithm modification described in section 3.1.

Table 3 Parameters used in radiative transfer simulation by Rstar6b (Experiments 5 through 8)

EXP. ID	5	6	7	8
Sensor	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4
Sun	include		exclude	
Solar zenith angle	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 (deg)			—
Satellite zenith angle	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 (deg)			
Solar scattering angle	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 160, 170, 180 (deg)			
Sensor response function	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4
Type of earth's surface	Lambert surface (Flux albedo = 0.2)			
Vertical discretization	45 layers from the surface to 100km ASL			
Atmospheric model	US Standard atmosphere			
Cloud	Cloud of optical thickness 10 for $0.7 \mu m$ between 3 km and 5 km			
Particle size distribution	Volume lognormal size distribution			
Output	Radiation flux and brightness temperature for various directions			

そこで、 $3.7 \mu m$ 帯雲反射率から雲粒有効半径に変換する過程で、太陽天頂角や衛星天頂角、太陽光の散乱角などの違いを考慮すること、すなわち太陽-評価地点-衛星のなす角による雲粒の散乱特性の違いを考慮し、手法の改良を行う。

(1) 放射伝達計算による雲反射率_雲粒有効半径変換テーブルの作成

雲粒による太陽光の散乱特性の違いを考慮した場合、雲粒有効半径の算出結果にはどのような影響が出るのかを調べるため、再び放射伝達モデルRstar6bを使用して放射伝達計算を行った。実験設定をTable 3 に示す。基本的な環境設定はTable 1 の実験と同じだが今回の実験（実験ID: 5~8）では、太陽天頂角、衛星天頂角、及び太陽光散乱角（太陽-評価地点-衛星のなす角）を、それぞれ 10° 刻みで変化させ実験を行った。また、 $3.7 \mu m$ 帯雲反射率と雲粒有効半径の関係を調べるため、雲の粒径分布も変化させた実験を行った。この実験では、Nakajima et al. (1991) で提唱された Volume lognormal size distribution

$$v(r) = \frac{dV}{d \ln r} = C \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(r/R_m)}{\ln S} \right)^2 \right\}$$

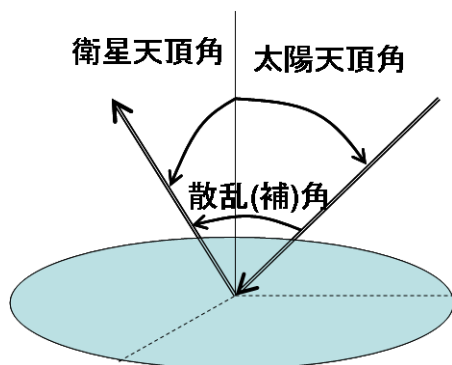
を使用する。ここで、 r は雲粒粒径、 R_m はモード半

径、 S は分散である。 C は定数で本研究では $C=1$ とする。式中で、モード半径を $1 \mu m$ 刻みで変化させた20ケースの粒径分布に関して、実験を行った。雲粒の粒径分布の設定に関する詳細をTable 4に示す。

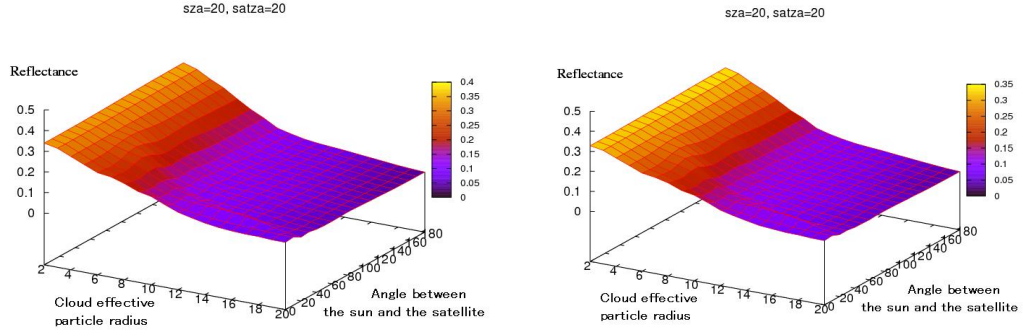
この実験設定により、太陽天頂角8ケース、衛星天頂角10ケース、太陽光散乱角19ケースの全部で1520ケースの組み合わせについて、 $3.7 \mu m$ 帯雲反射率_雲粒有効半径変換テーブルを作成した。変換テーブルの一部をFig. 7に示す。

Table 4 Parameters for size distribution

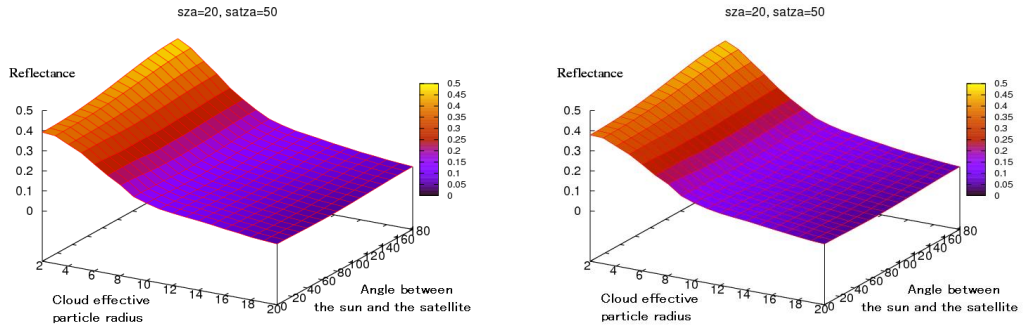
ID	Mode radius R_m	Minimum R_{min}	Maximum R_{mx}	Variance S
a	1.0	0.5	1.5	1.400
b	2.0	1.5	2.5	1.200
c	3.0	2.5	3.5	1.150
d	4.0	3.5	4.5	1.100
e	5.0	4.5	5.5	1.080
f	6.0	5.5	6.5	1.070
g	7.0	6.5	7.5	1.060
h	8.0	7.5	8.5	1.050
i	9.0	8.5	9.5	1.040
j	10.0	9.5	10.5	1.037
k	11.0	10.5	11.5	1.033
l	12.0	11.5	12.5	1.030
m	13.0	12.5	13.5	1.027
n	14.0	13.5	14.5	1.025
o	15.0	14.5	15.5	1.023
p	16.0	15.5	16.5	1.022
q	17.0	16.5	17.5	1.021
r	18.0	17.5	18.5	1.020
s	19.0	18.5	19.5	1.019
t	20.0	19.5	20.5	1.018

**Fig. 6** Geometry of the process

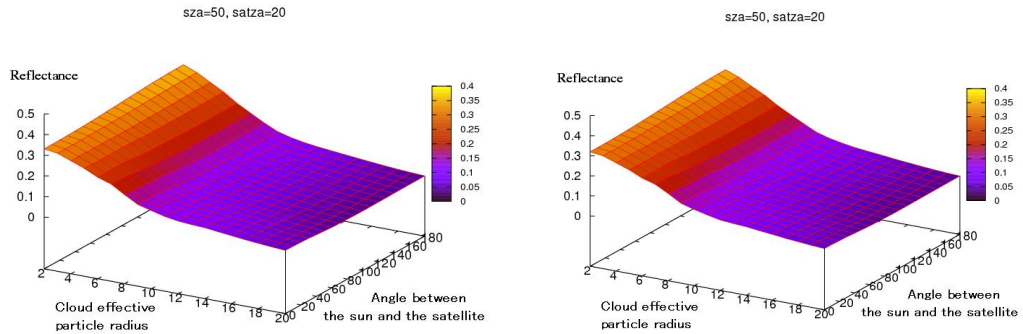
(a) Solar zenith angle= 20° , Satellite zenith angle= 20°



(b) Solar zenith angle= 20° , Satellite zenith angle= 50°



(c) Solar zenith angle= 50° , Satellite zenith angle= 20°



(d) Solar zenith angle= 50° , Satellite zenith angle= 50°

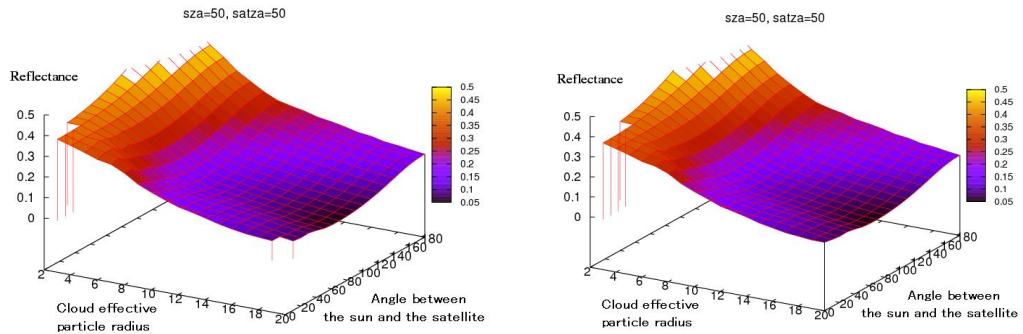


Fig. 7 Examples of reflectance-effective radius conversion table. The left-hand panels are for MTSAT-2 and the right-hand for FY-2E.

(2) 改良結果

新たな変換テーブルを用いて計算した雲粒有効半径を用いて、Fig. 3, Fig. 5に相当する図を作成した結果がFig. 8である。ミー散乱の非等方性を考慮した変換テーブルを用いることで、MTSAT-2 で観測される雲粒有効半径の日内変化とFY-2E で観測される雲粒有効半径の日内変化が似た傾向を示すようになったことが分かる。手法改良前に見られ、特にMTSAT-2で顕著だった雲粒有効半径の大きな日内変化はほとんど見られなくなり、両衛星間でより整合的な雲粒有効半径を算出できることが明らかとなった。

3節では、反射率の算出方法の改良と粒径算出方法の改良について述べた。本節を終る前に、これらの改良を行う前後で、両衛星の算出結果がどのように改善されたかを散布図で示しておく。東経100度から150度、赤道から北緯50度までの広い領域で両衛星から算出した粒径分布を時刻毎にプロットした散布図をFig. 9に示した。左の列が改良前、右の列が改良後である。いずれの時刻に於いても改良後は一対一に対応する関係が得られ、改良前に見られるような時刻と共に変動するバイアスは解消されている。しかし、相関係数は改良前の方がやや大きめである。

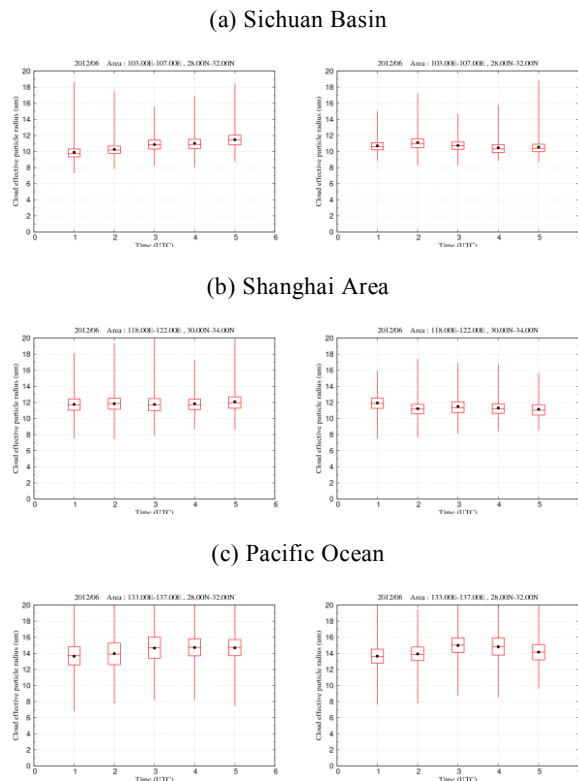


Fig. 8 Same as Figs. 3 and 5, but using new conversion table considering anisotropy of Mie scattering.

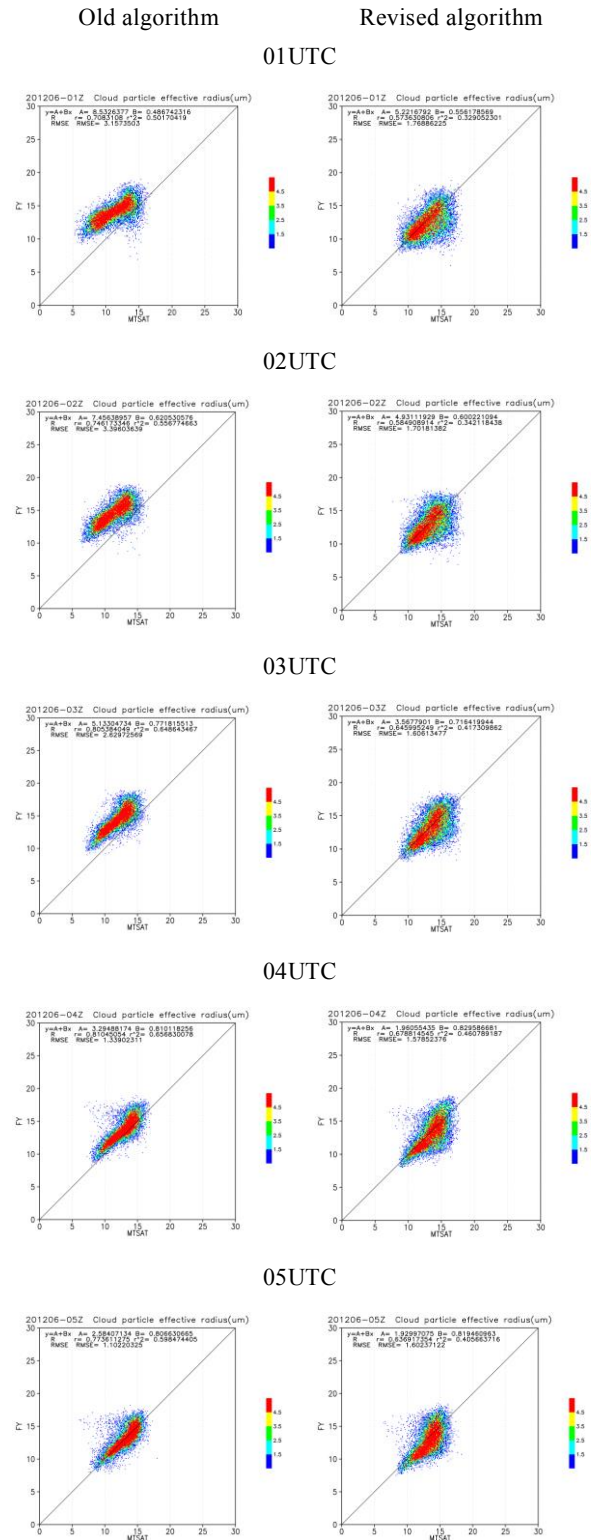


Fig. 9 Comparison of scatter diagrams of FY-2E derived and MTSAT-2 derived cloud particle radius before(left) and after(right) the improvement.

4. MODIS雲プロダクトとの比較

雲粒有効半径については、極軌道衛星Terraに搭載された、MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) のプロダクトとして公開されている。本節では、MTSAT-2及びFY-2Eからの算出結果をMODISのそれと比較する。静止衛星側センサーの空間分解能を考慮して、MODISの観測ピクセルと静止衛星の観測ピクセルの緯度経度座標の空間誤差が、 0.04° 以内 (MTSAT-2) 及び 0.05° 以内(FY-2E), 及び観測時刻の誤差が60秒以内の観測データを抽出し、値を比較した。

Table 5及びFig. 10にMTSAT-2とTerra/MODISの比較例を示す。両衛星の間にはおおむね良い相関関係が認められる。しかし、(a) や(m) のようにMTSAT-2の方がやや過大評価になるケース、(d) のようにMTSAT-2の方がやや過小評価になるケースも確認できる。(a), (m) は北半球中高緯度、(d) は南半球中緯度の地点における比較であることから、MTSAT-2 では夏半球側で雲粒有効半径がやや大きめに、冬半球側で雲粒有効半径がやや小さめに算出される可能性が考えられる。また、Terra/MODIS では有効半径が $20\mu m$ を超える雲粒が多く観測されている。一般に有効半径が $20\mu m$ を超える水雲は少ないので、これらはTerra/MODIS では氷雲と判定されたピクセルを、MTSAT-2では水雲と判断して有効半径を算出した結果と思われる。このような点が散布図の右端の領域にプロットされている。

Table 6とFig. 11 にはFY-2EとTerra/MODISの比較例を示す。FY-2Eでも両衛星の間にはおおむね良い相関関係が認められる。しかし、やはり(b)のようにFY-2Eの方がやや過大評価になるケースや、(f), (j) のようにFY-2Eの方がやや過小評価になるケースも確認できる。(b) は北半球中高緯度の比較ケース、(f), (j) は南半球中緯度が比較対象地域であり、MTSAT-2 と同様に夏半球側で雲粒有効半径がやや大きめに、冬半球側で雲粒有効半径がやや小さめに算出される可能性が疑われる。しかし、(a) や (g) のように南北半球中高緯度でも相関が良いケースもあり、過大評価や過小評価を生じる原因を特定することは難しい。ただし、著しく相関の良くないケースが見られるのは、太陽天頂角が大きくなる夏半球の高緯度や冬半球の中高緯度であることから、太陽天頂角が大きくなる地域での雲粒有効半径算出値の信頼度は低くなっている可能性が示唆される。また、FY-2E とTerra/MODIS との比較でも散布図の右端にプロットされる点が多く見られたが、これは氷雲の混入が原因と思われる。

Table 5 Comparison of MTSAT-2 and Terra/MODIS

Time	Area	R	RMSE	Fig.
0603_00UTC	35-60N, 140-175E	0.59	3.04	a
0619_00UTC	35-60N, 140-170E	0.65	3.26	b
0616_00UTC	20S-5N, 150-164E	0.20	5.39	c
0602_01UTC	45-10S, 110-140E	0.68	4.41	d
0618_01UTC	45-0S, 110-140E	0.70	4.31	e
0606_01UTC	53-60N, 135-170E	0.53	3.05	f
0609_01UTC	50-60N, 125-170E	0.53	2.91	-
0625_01UTC	51-60N, 125-165E	0.66	2.33	-
0605_02UTC	5S-40N, 110-145E	0.45	5.01	g
0608_02UTC	40S-40N, 110-135E	0.60	4.17	h
0621_02UTC	5S-40N, 110-145E	0.46	4.67	-
0624_02UTC	30S-40N, 105-135E	0.58	4.48	i
0611_03UTC	25-55N, 105-135E	0.51	3.67	j
0614_03UTC	25-55N, 95-130E	0.51	3.84	k
0627_03UTC	25-55N, 105-135E	0.63	2.68	l
0630_03UTC	25-55N, 95-130E	0.52	4.41	-
0601_04UTC	42-60N, 90-130E	0.40	4.59	m
0604_04UTC	40-60N, 85-120E	0.37	5.28	n
0617_04UTC	44-60N, 90-130E	0.49	4.27	o
0620_04UTC	42-60N, 85-120E	0.51	4.66	-
0626_05UTC	53-60N, 85-115E	0.60	3.23	-

Table 6 Comparison of FY-2E and Terra/MODIS

Time	Area	R	RMSE	Fig.
0609_00UTC	42-22S, 135-160E	0.69	3.66	a
0606_01UTC	42-60N, 130-165E	0.70	3.59	b
0622_01UTC	46-58N, 130-165E	0.53	2.21	-
0615_01UTC	30S-10N, 125-150E	0.68	4.93	c
0605_02UTC	10S-35N, 115-140E	0.54	5.30	d
0621_02UTC	5S-35N, 115-140E	0.24	5.95	e
0604_03UTC	40-26S, 90-115E	0.47	9.55	-
0620_03UTC	40-22S, 90-115E	0.67	7.24	f
0611_03UTC	20-50N, 100-130E	0.64	4.00	g
0627_03UTC	20-50N, 100-135E	0.64	3.28	h
0601_04UTC	38-58N, 90-125E	0.60	5.02	i
0617_04UTC	40-60N, 85-125E	0.47	5.70	-
0610_04UTC	40-0S, 75-105E	0.73	4.57	j
0626_04UTC	35-0S, 75-105E	0.55	6.53	-
0607_05UTC	48-60N, 70-120E	0.71	2.53	k
0616_05UTC	15S-30N, 65-95E	0.62	6.81	l
0606_06UTC	5-40N, 62-84E	0.60	7.94	m
0622_06UTC	10-40N, 55-85E	0.57	7.94	-
0615_06UTC	46-28S, 45-70E	0.68	7.27	-
0629_06UTC	57-60N, 95-105E	0.78	1.31	-
0605_07UTC	45-20S, 44-56E	0.78	2.48	n
0621_07UTC	40-15S, 44-56E	0.46	6.35	-
0612_07UTC	30-50N, 45-75E	0.64	6.92	o
0628_07UTC	25-50N, 45-75E	0.60	10.06	-

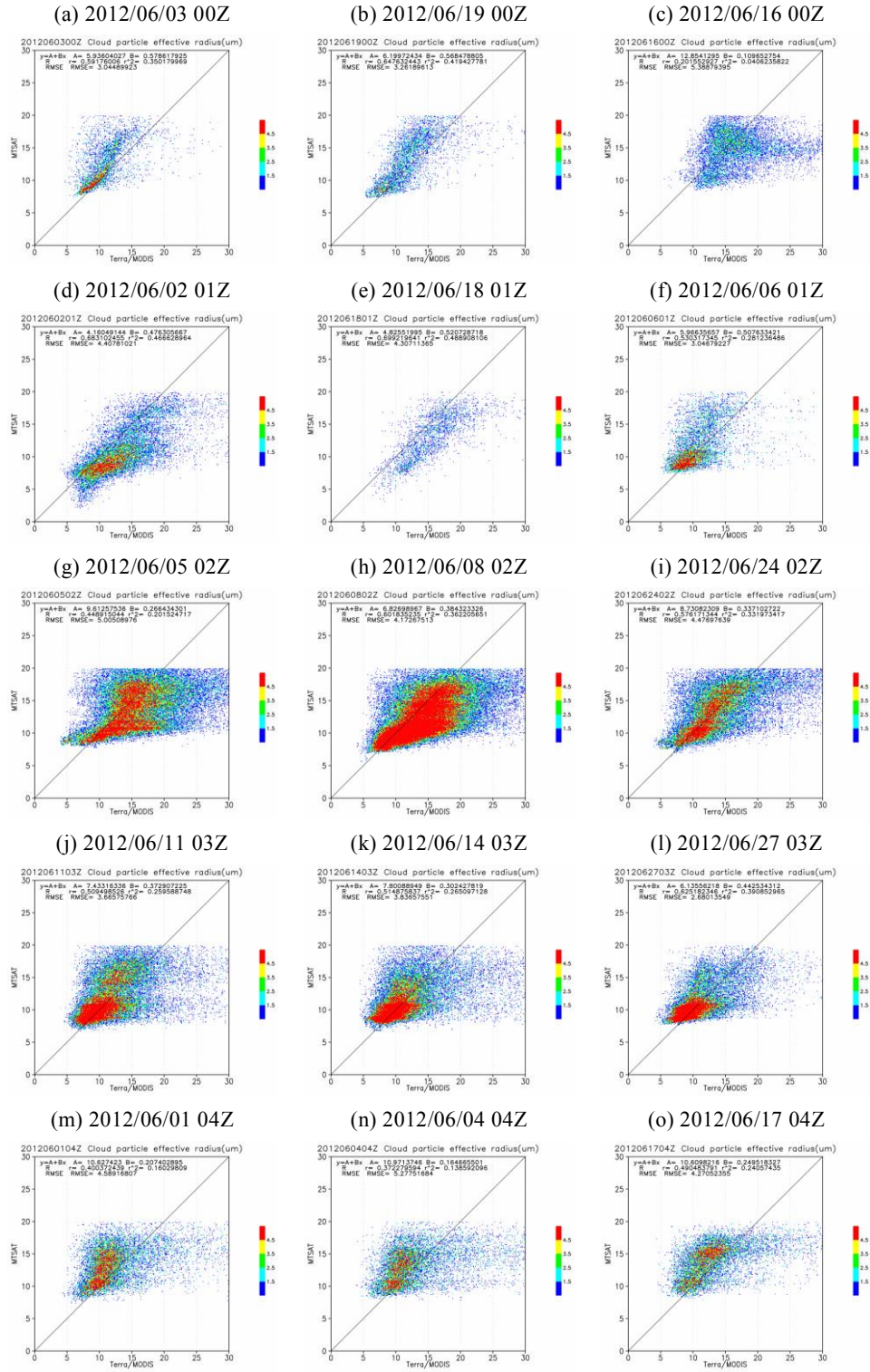


Fig.10 Scatter diagram of MTSAT-2 derived Cloud effective radius (ordinate) and the cloud-effective radius found in Terra/MODIS products (abscissa). Typical cases in June 2012.

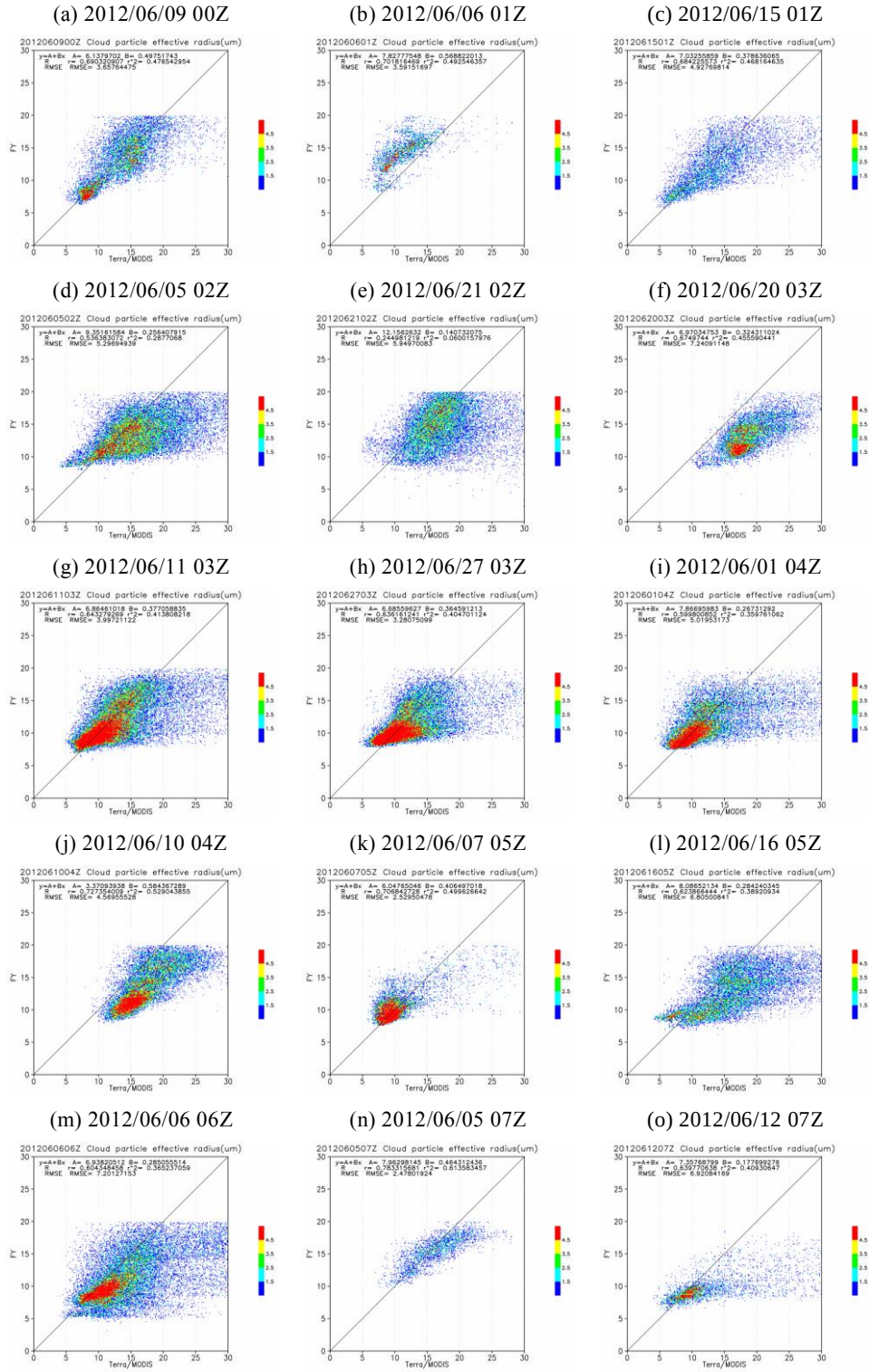


Fig. 11 Scatter diagram of FY-2E derived Cloud effective radius (ordinate) and the cloud-effective radius found in Terra/MODIS products (abscissa). Typical cases in June 2012.

5. 南アジア地域における雲粒有効半径の算出

Fig. 12に2012 年1 月から11 月までの各月ごとの雲粒有効半径のコンポジット分布図を示す. ここでは, 各ピクセルで算出された雲粒有効半径の値を月ごとに積算し, 算出された日数で割ることで平均

値を計算している. 平均値の代表性の参考として, 雲粒有効半径の算出日数 (解析に適当な雲が検出された日数) を並べて示す. ただし, 1 月上旬および4 月下旬から5 月中旬, 11 月上旬は観測データ欠測などの都合上, 雲粒有効半径の算出を行っていないため結果の解釈に注意が必要である.

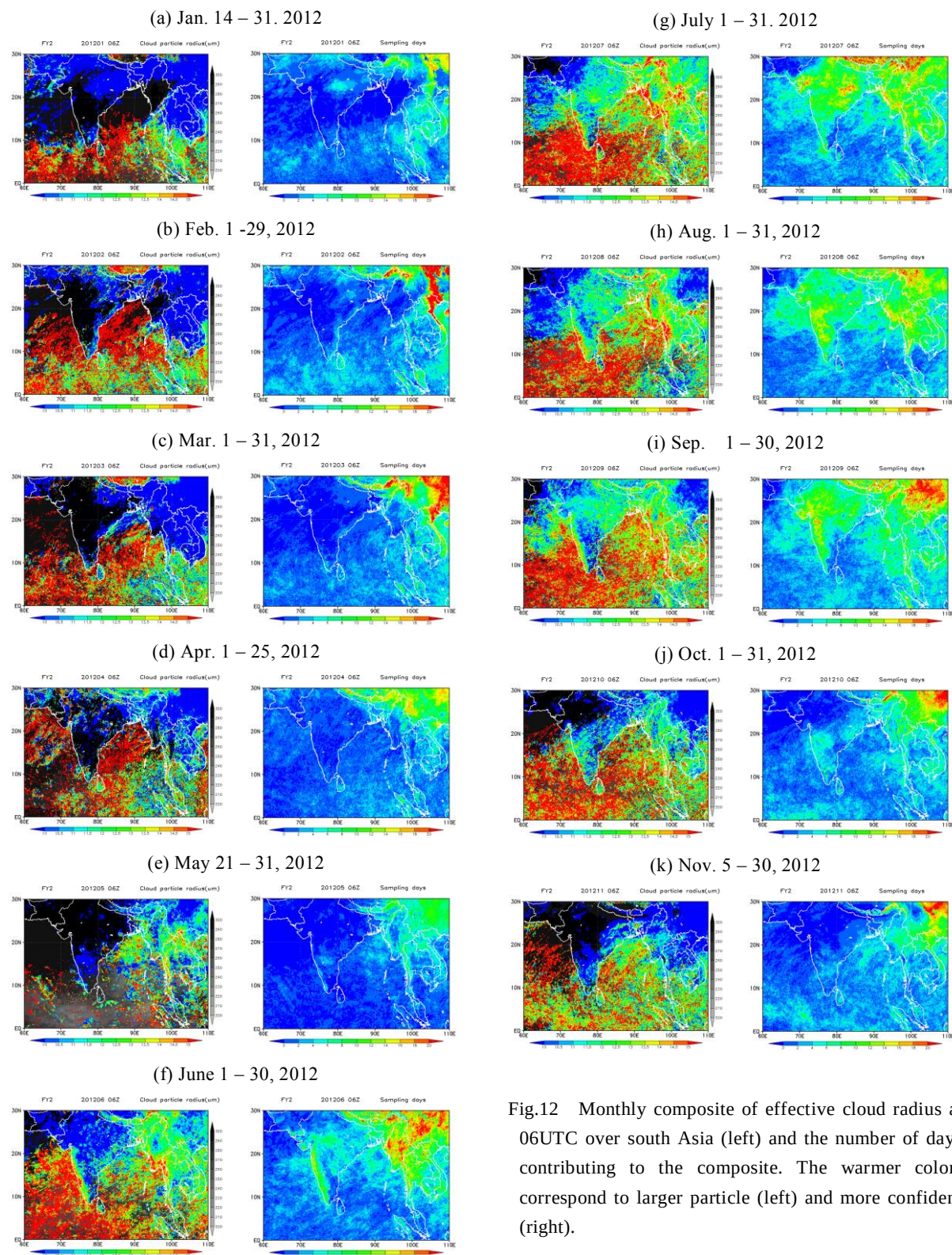


Fig.12 Monthly composite of effective cloud radius at 06UTC over south Asia (left) and the number of days contributing to the composite. The warmer colors correspond to larger particle (left) and more confident (right).

Fig. 12 から雲粒有効半径の空間変化や季節変化をはっきりと確認できる．例えば，先行研究で一般に指摘されているように海上では雲粒有効半径が大きく，陸上では雲粒有効半径が小さくなる傾向が見られる．また，特に陸上で雲粒有効半径の季節変化が明瞭に確認できる．夏季のアジアモンスーンの進行に伴い，5 月頃インドシナ半島付近で，6 月頃にはインドの西ガーツ山脈付近で，7 月頃にはインド半島内陸部で雲粒有効半径が大きくなり，夏季アジアモンスーンの終息とともに10 月から11 月頃に雲粒有効半径は再び小さくなる．一方海上では，北緯10度より北のアラビア海やベンガル湾で雲粒有効半径の季節変化が大きくなっている．特にアラビア海北部では7 月から9 月にかけて雲粒有効半径が他の季節に比べて明らかに小さくなることが確認できた．アラビア海やベンガル湾で雲粒有効半径が小さくなる領域は，雲粒有効半径の算出日数が大きい，すなわち本手法の解析対象である光学的に厚い水雲が頻繁に出現する領域に対応している．

先行研究で一般に指摘されているように，海陸での雲粒有効半径のコントラストは海上よりも陸上でエアロゾル量が多いことに起因すると考えられる．また，陸上では，雲粒有効半径が大きくなる領域・季節が降水量の多い領域・季節におおむね対応することから，水蒸気移流の多い地域で雲粒有効半径が大きくなりやすいことが推測される．アラビア海北部で夏季に雲粒有効半径が小さくなる原因として，夏季の南西季節風が強くなることによってアラビア半島やソマリア半島から放出されたダスト等のエアロゾル粒子がアラビア海北部まで輸送され，雲の特性を変質させている可能性が考えられる．しかし，以上の仮説を実証する明らかな証拠は得られていない．仮に，アラビア海北部で夏季に雲粒有効半径が小さくなる原因がエアロゾル量の増加によるものであるとすれば，夏季に光学的に厚い水雲の出現頻度が高くなるのはエアロゾルの間接効果の影響を反映して雲の寿命が長くなっているからではないとも考えられる．

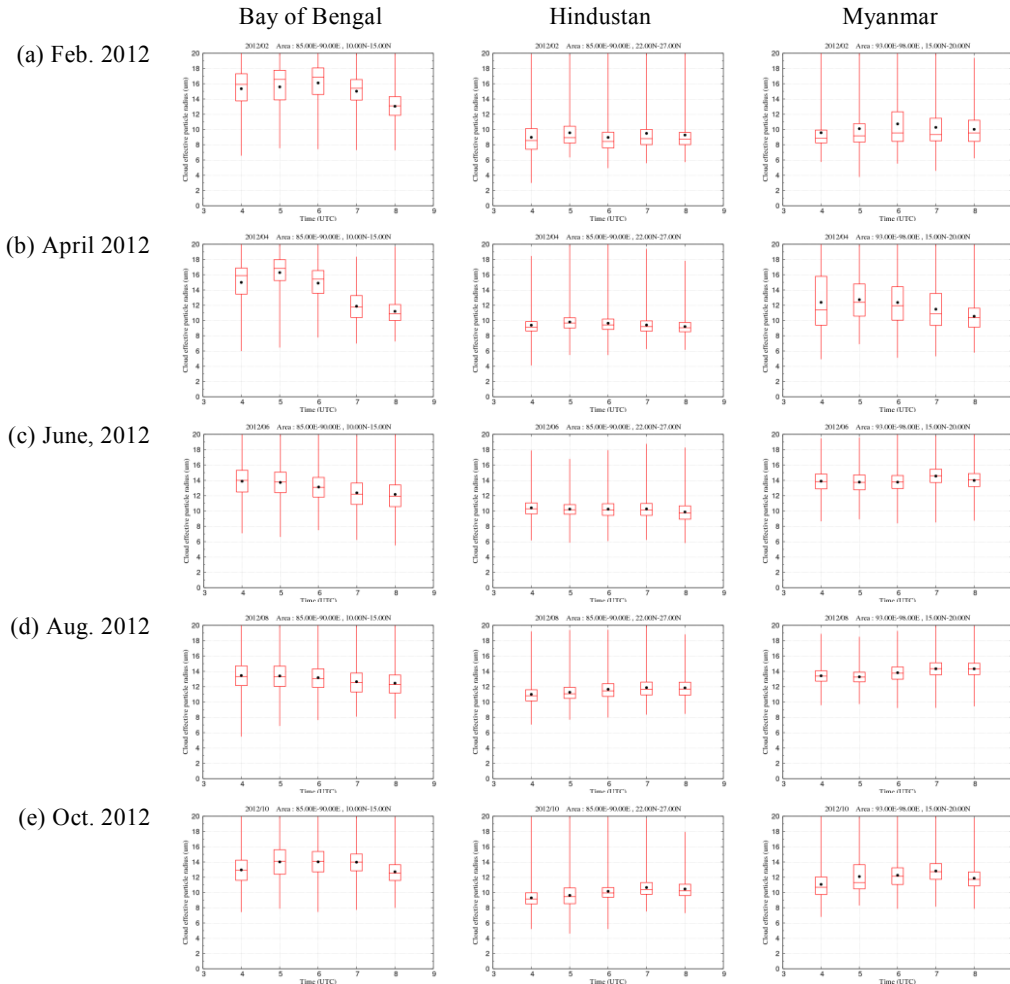


Fig. 13 Diurnal variation of effective cloud radius and the seasonal dependence at some selected regions, Bay of Bengal (left), Hindustan (middle) and Myanmar (right). The box plots are same as in Figs. 3, 5 and 8. The plots are based on the composite in Fig. 12.

Fig. 13 はベンガル湾 (10°N-15°N, 85°E-90°E) ・ ヒンドスタン平原 (22°N-27°N, 85°E-90°E) ・ ミャンマー (15°N-20°N, 93°E-98°E) の雲粒有効半径月平均値の時間変化を示す箱ひげ図である。本研究の手法では太陽光の雲上端における反射光を利用して雲粒有効半径を推定するため、昼間の雲粒有効半径しか算出することができない。したがって、Fig. 13 は昼間にあたる04UTC から08UTC の雲粒有効半径時間変化を示している。Fig. 13 より、全てのケースに共通する日内変化の顕著な特徴は確認できなかった。月平均値で見た場合、少なくとも日中に関しては雲粒有効半径の日内変化は小さいと推測される。

しかしながら、Fig. 13 の2012 年4 月ベンガル湾の事例では、例外的に05UTC 頃大きく08UTC にかけて小さくなる顕著な日内変化が確認された。この2012 年4 月のケースに着目し、なぜこのような日内変化が観測されるのかについて考察を行う。Fig. 14 にFY-2E から算出した2012 年4 月 (04~07UTC) の雲粒有効半径の分布を示す。図中の黒丸で囲った部分は雲粒有効半径の値が周囲よりも異常に小さくなっていることが確認できる。このような領域は、海洋上で特に顕著に見られ、時間の経過とともに東から西に移動する。黒丸領域は、実は衛星直下点 (0°, 105°E) と太陽直下点のほぼ中間に位置し、サングリント領域にほぼ対応する。サングリントとは、水面上で太陽からの入射光が観測機器 (衛星) の方向にほぼ鏡面反射されることによって、その水面が観測機器から非常に明るく見える現象である。つまり、Fig. 14 の黒丸で囲った領域はサングリントの影響を受けて3.7 μm 帯雲反射率を過大評価し、結果的に雲粒有効半径を過小評価している可能性が高い。Fig. 13 の2012 年4 月ベンガル湾の事例では、07UTC から08UTC にかけてベンガル湾がサングリント領域に含まれており、雲粒有効半径の顕著な日内変化は、サングリントの影響による推定エラーと思われる。

以上より、本研究で開発した手法を用いて低緯度海洋上で雲粒有効半径を算出する際には、サングリントの影響を受けていないか慎重に確認する必要があると考えられる。一方、サングリントは海洋上で生じる現象のため陸上での雲粒有効半径算出にあたってはその影響は小さいものと思われる。

6 結語

本研究では、静止気象衛星MTSAT-2 およびFY-2Eを用いて雲粒有効半径を算出する手法を新たに開発し、その手法を2012 年の南アジア地域に適用して雲粒有効半径の観測を行い、時間空間変化の特徴を調

べた。

以前にMTSAT-1R用に開発した手法をMTSAT-2及びFY-2Eに適用したところ、安定した結果が得られなかったため、放射伝達コード(Rstar6b)を用いたシミュレーション計算を援用して、より厳密な算出方法を構築した。改良の要点は、センサーの応答関数を反映した太陽入射量の利用、透過率を太陽天頂角及び衛星天頂角の関数として扱う、反射率を雲粒有効半径に変換する際に、これまで用いていた簡便な3次式に替え、太陽天頂角、衛星天頂角、散乱角の3つを変数とし、ミー散乱の方向特性を考慮した変換テーブルを作成したことである。

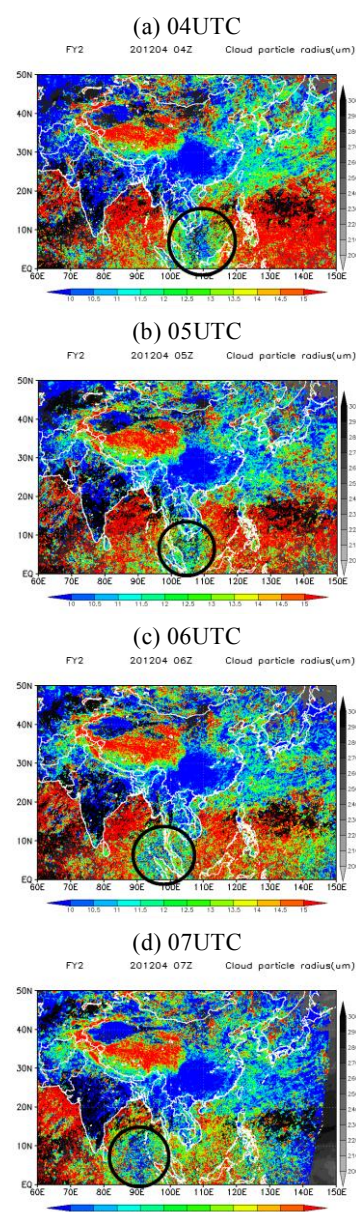


Fig. 14 Effective cloud radius retrieved from FY-2E geostationary satellite. Monthly composites for April 2012 for different UTC. The black circle denotes the area of unrealistically low values.

新しい手法をFY-2Eデータに適用して, 南アジア地域の雲粒有効半径に関する予備的知見を得た.

参考文献

- 奥 勇一郎・石川裕彦, (2008): MTSAT-1R 中間赤外データをを用いた雲反射率・雲粒有効半径の算出, 京都大学防災研究所年報, 51B, 409-416.
- Choi Y.-S., C.-H. Ho, M.-H. Ahn, and Y.-M. Kim, (2007): An exploratory study of cloud remote sensing capabilities of the Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS) Imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 28, 4715-4732.
- Choi Y.-S., and C.-H. Ho, (2009): Validation of cloud property retrievals from MTSAT-1R imagery using MODIS observations. *International Journal of Remote Sensing*, 30, 5935-5958.
- IPCC, (2007): *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.
- Kaufman Y. J., and T. Nakajima, (1993): Effect of Amazon smoke on cloud micro-physics and albedo — analysis from Satellite Imagery. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 729-744.
- Lau K.-M., and K.-M. Kim, (2006): Observational relationships between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21810.
- Lau, K.-M., M.-K. Kim, and K.-M. Kim, (2006): Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. *Clim. Dyn.*, 26, 855-864.
- Nakajima T., M. D. King, (1990): Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1878-1893.
- Nakajima T., and M. Tanaka, (1986): Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 35, 13-21.
- Nakajima T., and M. Tanaka, (1988): Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 40, 51-69.
- Nakajima T., M. D. King, J. D. Spinhirne, and L. F. Radke, (1991): Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine stratocumulus observations. *J. Atmos. Sci.*, 48, 728-751.
- Oku Y., M. Kajino, and H. Ishikawa, (2010): Estimation of the cloud effective particle radius using MTSAT-1R data. *International Journal of Remote Sensing*, 31, 5439-5447.
- Ramanathan V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L. Buja, J. T. Kiehl, W. M. Washington, Q. Fu, D. R. Sikka, and M. Wild, (2005): Atmospheric brown clouds: Impact on South Asian climate and hydrologic cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 102, 5326-5333.
- Rosenfeld D., and I. M. Lensky, (1998): Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2457-2476.

(論文受理日 : 2013年6月7日)