# CloudSatと赤道大気レーダーで観測された スマトラ島山岳域における対流雲の鉛直流観測

\*植松 明久<sup>1</sup>・妻鹿 友昭<sup>2</sup>・山本 真之<sup>2</sup>・橋口 浩之<sup>2</sup> 下舞 豊志<sup>3</sup>・大野 裕一<sup>1</sup>・山中 大学<sup>4</sup>

<sup>1</sup>情報通信研究機構,<sup>2</sup>京都大学生存圏研究所, <sup>3</sup>島根大学総合理工学部,<sup>4</sup>海洋研究開発機構 地球環境観測研究センター

## 1. はじめに

CloudSat 衛星に搭載されている 94GHz 雲レーダー(CloudSat Cloud Profiling Radar; CloudSat CPR)は雲の鉛直分布やグローバル分布の観測を実施している(Stephens et al. 2002, Mace et al. 2007, Chung et al. 2008)。CloudSat CPR は雲粒に対して高い感度を有し、 地上設置型レーダーと異なり、下層の降雨粒子の減衰を受けることなく上部対流圏の雲を 観測することが可能である。一方地上設置型気象レーダーは高い時間・空間分解能を有し 降水の発達過程を把握することができる。雲内部の風速分布、特に鉛直流(W)は降水システ ムの発達過程に重要な役割を果たす(Houze 2004)。また、鉛直流は雲のタイプ、すなわち 層状雲と対流雲を識別する上で有用な情報である。赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)は晴天・降雨時に関わらず鉛直流を観測することが可能で、特に 降雨時においてもスペクトルを降水と背景大気に分離することにより対流雲の背景大気の 鉛直流を知ることができる(Wakasugi et al. 1986, Fukao 2007)。EAR と降水粒子を観測で きる地上設置型X バンドレーダーを組み合わせることにより、CloudSat CPR で観測される 対流雲や対流に伴う降水の発達過程を把握することが可能である。

現在、EarthCARE(Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer)衛星ミッションが欧州 宇宙機関(ESA)、宇宙航空研究開発機構(JAXA)及び情報通信研究機構(NICT)によって進めら れており、搭載される 94GHz 雲レーダーは CloudSat にはないドップラー速度観測機能が 搭載されている(Battric et al. 2004, Schutgens 2008)。ドップラー速度観測で得られる情報 を対流雲や降水の識別アルゴリズムに適用するためには、予め対流雲内部の鉛直流の性質 を知っておくことが重要である。

インドネシア海大陸は地球上で最も対流の活発な領域であり(Ramage 1968, Yamanaka et al. 2008)、なかでもスマトラ島は日周期変動に伴って生じる地形や海陸風の影響を受け た積雲対流が活発に生じている(Mori et al. 2004, Arakawa et al. 2006)。EAR やXバンドレ ーダー(0.2°S、100.32°E、標高 865m)が設置されているコトタバン(インドネシア西スマト ラ州)はスマトラ島西部の山岳地帯に位置し、地形性対流雲の観測に適した場所である。 CloudSat はスマトラ島の山岳地帯を 14 時(地方時)頃に 16 日周期で通過し、地形性対流雲 の発達初期段階における雲の断面構造のスナップショットを観測する機会がある。したが って、CloudSat 通過時に EAR やXバンドレーダーを用いて同時観測を行うことにより、 CloudSat CPR で得られた地形性対流雲内部の鉛直流や降水エコーの時間変化についての 情報が得られ、衛星で観測される対流雲の断面構造に対応した雲内部の鉛直流の性質を明 らかにすることができる。本研究では CloudSat CPR、EAR 及びXバンドレーダーを組み 合わせて、2007年4月19日に観測された対流雲内部の鉛直流変動を明らかにした。

# 2. 解析データ

CloudSat CPR は最小観測感度-30dBZ、積分距離 1.1km、鉛直分解能 500m(240m サン プリング)であり、直下方向にビームを向けて観測を行う(Stephens et al. 2002, Im et al. 2005)。CloudSat 標準データプロダクトとして提供されている 2B-GEOPROF のレーダー反 射因子(*Z<sub>CPR</sub>*)データを利用した。また地表面エコーなどの非気象エコーを取り除き雲エコー 領域を決めるために、雲マスクデータを併せて利用した。

EAR は周波数 47MHz(波長 6.38m)の大気レーダーである(Fukao et al. 2003)。鉛直流(W) と水平風プロファイルは 90 秒間隔で取得(データサンプリング 82 秒、データ保存 8 秒)し、 鉛直分解能は 150m である。さらに、EAR サイト周辺の降水雲の分布を調べるため、X バ ンドレーダーのレーダー反射因子(*Z*<sub>X</sub>)データを利用した。X バンドレーダーは周波数 9.74GHz (波長 3.08cm)で、EAR サイト内に設置されている。距離分解能は 500m で、距離 10km における感度は 6.1dBZ である。PPI(Plan Position Indicator)モードの 8 つの仰角(0.9° ~29.6°)による観測を 7 分間隔で行った。本解析では低層の降水を把握するために仰角 6.1° のデータを、対流性や層状性の降雨の判別を行うために仰角 29.6°のデータを用いた。

また、積雲活動の水平分布を調べるため、MTSAT-1RのIR1 チャネル(波長 10.3~11.3µm) の *T<sub>BB</sub>* データを利用した。*T<sub>BB</sub>* から雲の高度を見積もるため、CloudSat 標準データプロダク トの一つである ECMWF-AUX データを取得し、CloudSat 軌道に沿った温度の高度断面デ ータを利用して *T<sub>BB</sub>*を雲高度に変換した。

#### 3. 解析結果

まず、*T<sub>BB</sub>*データを用いてスマトラ島山岳地帯の雲分布の1時間毎の変化を調べた。図1(a) に地形図を、図1(b)-(d)に2007年4月19日12:50(地方時、以下同じ)、13:50、14:50にお ける*T<sub>BB</sub>*の水平分布を示す。12:50には、*T<sub>BB</sub>*が230K以下の雲は山岳地帯では観測されなか った。CloudSat がEAR サイト付近を通過した14:03の13分前にあたる13:50では、*T<sub>BB</sub>* が230K以下の雲が山岳地帯に沿って発達し始めた。特に、EAR サイトのすぐ東隣りに*T<sub>BB</sub>* が220K以下の高い雲システムがあった。14:50には、雲システムはさらに発達し、山岳地 帯の雲列の*T<sub>BB</sub>* はさらに低下するとともに230K以下の領域はさらに拡大した。しかし、 13:50に EAR サイトのすぐ東隣りにあった雲システムは存在せず、消滅したか、もしくは 移動したと考えられる。過去の研究おいてはスマトラ島山岳地帯の日周期変動における対 流性降雨は13:00頃に開始し、降雨がピークに達するのが16:00-17:00頃とされている(Mori et al. 2004)。 CloudSat は EAR サイトの 4.0km 東側の最近傍点を 14:02:57 に通過した(軌道を図 1(c) に示す)。図 1(e)に CPR で 14:02:27-14:03:25 に観測された *Z<sub>CPR</sub>*を示す。図 1(e)を見ると、 5dBZ を上回る降水エコーが上部対流圏に達していた。降水システムに伴うエコーは 1.3°S-0.7°S、0.4°S-0.1°N、0.2°N-0.5°N に 3 ヶ所存在していた。特に、EAR サイトの近傍 にあたる 0.4°S-0.1°N においては 5dBZ 以上のエコーが高度 11km 付近まで存在し、最大で 14.6km(0.26°S)の高度まで伸びていた。また、降水システムに加えて、-5dBZ を下回る弱 いエコーが高度 10km 以上に存在しており、巻雲が存在したと考えられる。0.2°N-0.5°N で は、下層に降水雲、上層に巻雲が存在する 2 層構造を持った雲が観測された。

図 1(e)に、13:50 における T<sub>BB</sub>から推定した雲頂高度を併せて示す。T<sub>BB</sub>から推定した雲 高度はどの部分においてもエコー頂高度よりも低くなっているが、これは T<sub>BB</sub>から得られる 雲高度が完全な黒体ではないからである(Sherwood 2004)。例えば、0.4S°-0.1°N に存在す る降水システムでは、CPR のエコーが高度 10km まで存在していた一方、T<sub>BB</sub>から計算した 雲高度は CPR のエコー頂高度よりも 1km くらい低くなっていた。2 層構造の雲が観測され ている 0.2°N-0.5°N では、T<sub>BB</sub>で計算した雲頂高度は 6-8km で、下層の降水雲システムの高 度にたまたま近くなっているが、上層に巻雲があり、上層の巻雲か下層の降水雲のどちら が T<sub>BB</sub>に反映されているかを判断することはできない。このように、CPR は T<sub>BB</sub>では判断で きないような複雑な降水システムの鉛直構造を観測できることが示された。

次に、降水の水平分布と時間変化を調べるため、X バンドレーダーで観測された Zxの解 析を行った。13:02 には、Z<sub>x</sub>が 30dBZ 以上の降水雲が EAR サイトの 10-30km 北東に存在 していた(図には示していない)。Zxが 30dBZ 以上の領域は時間とともに広がり、14:00 頃には EAR サイト周辺を覆うようになった。 図2にXバンドレーダーで 13:50-14:54 に観 測された Z<sub>X</sub>の分布を示す。但し図 2(a)-(d)は仰角 6.1°、図 2(e)-(h)は仰角 29.6°である。図 1(c)に示したように、13:50 には EAR サイトのすぐ東側に T<sub>BB</sub>が 220K 以下となっている領 域があり、高い雲が存在していたことを示している。図 2(a)に示すように、13:50 には、EAR サイト周辺では、Z<sub>x</sub>が 50dBZ を上回るようなバンド状の降水エコーが北西から南東へ伸び ていた。バンド状のエコーはゆっくりと西向きに進んで EAR サイトを覆い、14:10 には EAR をまたぐ形でバンド状エコーが存在していた(図 2(b))。14:30 にも引き続き強い降水エコー が存在していた(図 2(c))が、14:30 を過ぎると 50dBZ を上回る強い降水エコーは消え、14:50 には降水エコーのほとんどは 50dBZ を下回っていた(図 2(d))。仰角 29.6°では、13:54(図 2(e)) や 14:14(図 2(f))、14:34(図 2(g))においてはバンド状の強い降水エコーが存在した一方、は っきりとしたブライトバンドはみられなかった。その後 14:54 になると層状性降雨の指標 となるブライトバンドが高度 4.5km に出現した(図 2(h))。また、ブライトバンドより低い高 度において、Zxが 50dBZ 以上になっている領域がほぼ消えていることが分かった。14:50 における *T<sub>BE</sub>(*図 1(d))によると EAR サイトのすぐ東側の高い雲が消滅し、この高い雲の消滅 と降水システムの消滅が対応していた。このように、14:30 を境に降雨タイプが対流性から 層状性へ変化していた。EAR で観測されたエコー強度の時間変化を見ると、エコー強度は

14:30を境に大きく低下しており、対流活動が14:30以降低下していったことが分かった。

CPR(94GHz)で観測された Z<sub>CPR</sub>の値と、X バンドレーダー(9.74GHz)で観測された Z<sub>X</sub>の 値は大きく異なっているが、これは 94GHz ではミー散乱の効果が大きくなり、かつ下層の 降水粒子に対する減衰が大きく影響するためと考えられる(Sassen et al. 2005)。

対流雲内部における上昇流の様子を調べるため、EAR で観測された Wの解析を行った。 図3に 14:00-14:27 及び 14:50-15:00 に EAR で観測された W を示す。50dBZ 以上の強い降 雨エコーを EAR サイトの北東側で X バンドレーダーにより観測した 14:00-14:09(図 3(a)) では主に対流圏の下層においてのみ強い上昇流が存在していた。上昇流は時折 4m/s を上回 っており、2m/s を上回る上昇流は高度 6km 以下のみ存在していた。また、高度 6km 以下 では標準偏差(1σ)範囲内の鉛直流はほとんどが上向きになっていた。降水域が西向きに動 き、EAR 上空を覆った 14:10 以降においては、6-11km の高度の上昇流が増加していた(図 3(b)-(c))。14:09-14:18 には、下層から高度 11km に到るまで 2m/s を上回る上昇流が頻繁に 観測され、高度 9-11km では時折 4m/s を上回っていた(図 3(b))。14:18 以降は高度 5km 以 下において上昇流は小さくなり、14:18-14:27 においては、2m/s を上回る上昇流は高度 6.5-11kmのみに存在していた (図3(c))。2m/sを上回るような上昇流は14:30以降に消滅し、 層状性降雨(図 2(h))が観測された 14:50-15:00 において上昇流はほとんど観測されず、EAR サイトにおいて積雲活動は終息したと考えられる(図 3(d))。このように、2m/s 以上の上昇 流が出現した時刻は、前述の X バンドレーダーの強い降雨エコーの出現とよく対応してい た。以上のように、対流雲内部の鉛直流を高時間分解能(90 秒毎)および高い高度分解能 (150m)で観測することができた。2m/s を上回る上昇流が断続的に観測され、上昇流は 90 秒の時間スケールで激しく変化していることが分かった。このことから、EarthCARE CPR で対流雲のドップラー速度を観測した場合、鉛直速度に大きなばらつきがあることを念頭 に入れる必要がある。

CPR で観測された 5dBZ 以上の強いエコーがおおむね高度 11km まで達していたことは 前で述べたが、5dBZ を上回るエコーは、上昇流が存在した高度 11km 以下のみならず、下 降流の存在する高度 11-14.6km にも存在していた(図 1(e))。 $Z_{CPR}$ が 5dBZ を上回っている強 いエコーは 0.16°S では高度 13.3km に達しており、0.26°S では高度 14.6km まで達してい た(図 1(e))。CloudSat が通過した 14:00-14:09 における W は高度 11km 以上では下降流に なっていた(図 2(a))。このように、高度 11km を上回る深い対流活動が局所的に点在してい たと考えられ、対流雲に伴う強い CPR のエコー高度は EAR で観測された上昇流の上端 (11km)と一致しない。一方、EAR 付近(0.2°S)では高度 11km を境に上層では CPR のエコー が弱くなっており、層状性の様相を示していた。 $T_{BB}$ の分布を見ると、EAR サイトの 17km 東側において、 $T_{BB}$ が 214.7K、高度に換算して 13.0km になるような高い雲が 13:50 に存在 していた(図 1(c))。EAR 付近(0.2°S)の層状雲は、EAR サイトの東側にある高い対流雲の内 部にある上昇流によって 11km よりも高い高度まで達した雲粒が東風に流されて EAR サイ トまで来ていたと考えられる。

## 4. まとめ

CloudSat CPR や EAR、X バンドレーダーを用いて、2007 年 4 月 19 日午後にスマトラ 島西部の山岳地帯に発生した地形性対流雲の鉛直流特性を調べた。CPR は、地上設置型レ ーダーでは感度の制約や下層降水粒子による減衰により観測が難しい、高度 11~14.6km に 達する対流雲の上部を観測することができた。地上設置型 X バンドレーダーでは 50dBZ を 上回る降雨エコーを観測した。また、EAR は高時間分解能(90 秒毎)および高い高度分解能 (150m)で対流雲内の鉛直流を観測することができた。このように、地上設置型レーダーを 組み合わせることにより、CPR で観測した対流性降水雲の詳細を把握することができた。 EAR では 2m/s を上回る上昇流を観測し、観測された上昇流の大きさは 90 秒という短い時 間スケールで激しく変化していることが分かった。これは、EarthCARE CPR で対流雲のド ップラー速度を観測した場合、鉛直速度に大きなばらつきがあることを念頭に入れる必要 性を示している。

過去の研究ではインドネシア海洋大陸における積雲対流は日周期変動のみならず、季節 内変動などの大きなスケールの変動によっても影響されている(Yamanaka et al. 2008)。今 後観測事例が増えていくに従い、スマトラ島山岳域における対流雲の統計的な特徴につい ても着目する予定である。

#### 謝辞

本研究は京都大学生存圏研究所赤道大気観測所共同利用研究(2007-E18, 2008-E05)、 EarthCARE ミッション及び HARIMAU(Hydrometeorological Array for Isv-Monsoon AUtomonitoring)プロジェクトにより実施された。MTSAT-1R の *T<sub>BB</sub>* データは高知大学で配 布されているデータを利用した。CloudSat のデータは CloudSat Data Processing Center で配布されているデータを利用した。

## 参考文献

- Arakawa, O., and A. Kitoh, 2006: Rainfall diurnal variation over the Indonesian maritime continent simulated by 20 km-mesh GCM. *SOLA*, **1**, 109-112.
- Battrick, B. ed., 2004: *EarthCARE Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer.* **ESA SP-1279 (1)**, ESA Publications Division, Noordwijk, The Netherlands.
- Chung, E., B. Sohn, and J. Schmetz, 2008: CloudSat shedding new light on high-reaching tropical deep convection observed with Meteosat. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02814, doi:10.1029/2007GL032516.
- Fukao, S., 2007: Recent advances in atmospheric radar study. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85B**, 215-239.
- Fukao, S., and Coauthors, 2003: Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description

and first results. Radio Sci., 38, 1053, doi:10.1029/2002RS002767.

- Houze, R. A., Jr., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.
- Im, E., C. Wu, and S. L. Durden, 2005: Cloud profiling radar for the CloudSat mission. *IEEE A&E Systems Magazine*, **20**, 15-18.
- Mace, G. G., R. Marchand, Q. Zhang, and G. Stephens, 2007: Global hydrometeor occurrence as observed by CloudSat: Initial observations from summer 2006. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09808, doi:10.1029/2006GL029017.
- Mori, S., and Coauthors, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021-2039.
- Ramage, C. S., 1968: Role of a tropical "maritime continent" in the atmospheric circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 365-370.
- Sassen, K., J. R. Campbell, J. Zhu, P. Kollias, M. Shupe, C. Williams, 2005: Lidar and triple-wavelength Doppler radar measurements of the melting layer: A revised model for dark- and brightband phenomena. *J. Appl. Meteor.*, 44, 301-312.
- Schutgens, N. A. J., 2008: Simulated Doppler radar observations of inhomogeneous clouds: Application to the EarthCARE space mission. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **25**, 26-42.
- Sherwood, S. C., J.-H. Chae, P. Minnis, and M. McGill, 2004: Underestimation of deep convective cloud tops by thermal imagery. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11102, doi:10.1029/2004GL019699.
- Stephens, G. L., and Coauthors, 2002: The CloudSat mission and the A-train. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1990.
- Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, and S. Kato, 1986: A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 623-629.
- Yamanaka, M. D., and Coauthors, 2008: HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *J. Disaster Res.*, **3**, 78-88.



図 1: (a) EAR サイト周辺の標高。CloudSat の軌道を点線で示す。EAR サイトを×印で示す。(b) 2007 年 4 月 19 日 12:50、(c) 13:50、(d) 14:50 に MTSAT-1R で観測された *T<sub>BB</sub>*の分布。(e) 14:02 ~14:03 に CloudSat で観測された *Z<sub>CPR</sub>*。*T<sub>BB</sub>*から計算した雲高度を実線で示す。



図 2: X バンドレーダーの仰角 6.1°(a-d)、29.6°(e-h)で観測された Z<sub>x</sub>。(a)13:50、(b) 14:10、 (c)14:30、(d)14:50、(e)13:54、(f)14:14、(d)14:34、(h)14:54。縦軸の数字はレンジ(km)、 横軸の数字は標高(km)を示す。



図 3: EAR で観測された W の高度プロファイル。(a)14:00-14:09、(b)14:09-14:18、 (c)14:18-14:27、(d)14:50-15:00。上向きの速度を正にとる。エラーバーは標準偏差(±1 の)を示す。