

50MHz 帯大気レーダーと偏光ライダーによる層状性降水内の 鉛直流・降水粒子落下速度・偏光解消度の同時観測

Measurement of vertical air velocity and hydrometeor characteristics in stratiform precipitation by 50-MHz wind profiler radar and 532-nm polarization lidar

山本 真之¹ 妻鹿 友昭¹ 柴田泰邦² 阿保 真² 橋口浩之¹ 山本衛¹ 山中大学^{3,4,5}
Masayuki K. YAMAMOTO¹ Tomoaki MEGA¹ Yasukuni SHIBATA² Makoto ABO²
Hiroyuki HASHIGUCHI¹ Mamoru YAMAMOTO¹ Manabu YAMANAKA^{3,4,5}

1 京都大学生存圏研究所

2 首都大学東京システムデザイン研究科

3 独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境変動領域

4 SATREPS-MCCOE Promotion Office

5 神戸大学理学研究科

1 Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University

2 Graduate School of System Design, Tokyo Metropolitan University

3 Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

4 SATREPS-MCCOE Promotion Office

5 Graduate School of Science, Kobe University

Abstract

50-MHz band wind profiler radars are only means to measure vertical air velocity (W) and reflectivity-weighted particle fall velocity (V_z) simultaneously. Linear depolarization ratio (δ) measured by a polarization lidar is useful to know phase and sphericity of hydrometeors. The 50-MHz band wind profiling radar named as the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) and the 532-nm polarization lidar installed at Sumatra, Indonesia (0.2°S, 100.32°E, 865 m MSL) measured stratiform precipitation on 8 and 16 December 2008. A case of weak stratiform rainfall on 8 December and that of active stratiform rainfall on 16 December 2008 showed a marked contrast in W , V_z , and δ .

1. はじめに

層状性降水内の雪片は落下しながら凝結・併合等により成長し、0°C高度に達すると融解して雨滴となる。層状性降水の上部に存在する上昇流は、昇華等を通じ雲水量や降水粒子サイズを増大させる主要な要因である。そのため、大気の鉛直風速(W)の高精度測定は層状性降水の理解に不可欠である。降水粒子の落下速度は、層状性降水の持続時間を

決定する重要な要因である。レーダーの鉛直方向ビームで観測される降水粒子散乱強度で重み付けされた降水粒子の落下速度(V_{z+air})は、 W と降水粒子散乱強度で重み付けされた背景大気に対する降水粒子の落下速度(V_z)の和である。そのため、背景大気に対する降水粒子落下速度の測定には、 W と V_{z+air} の測定値を同時に得る必要がある。

赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar;

EAR) [1]などの 50 MHz 帯大気レーダーは、3 GHz あるいはそれ以上の周波数を用いる気象レーダーと比較して周波数が低いため、大気乱流エコーと降水粒子エコーの感度が同程度である。そのため、50 MHz 帯大気レーダーは W と降水粒子を同時に観測できる唯一の測器である。また、偏光ライダーにより測定される偏光解消度 (δ) は、降水粒子の相 (氷晶・雨滴) や非球形性を判断する指標となる[2]。

2008 年 12 月に、インドネシア・スマトラ島の赤道大気観測所 (南緯 0.20°, 東経 100.32°)において、EAR と 532nm 偏光ライダーの同時観測キャンペーンである CLEAR2008 (Cloud observation campaign using Lidar and Equatorial Atmosphere Radar in 2008) が実施された。CLEAR2008 の実施期間中には、12 月 16 日の比較的強い層状性降水事例と 12 月 8 日の弱い層状性降水事例において偏光ライダーが融解層まで層状性降水を観測できた。本報告では 12 月 8 日と 16 日における観測事例の概要を報告する。観測結果のさらなる詳細は他文献[3]を参照されたい。

2. 観測データ

50 MHz 帯の大気レーダーである EAR の中心周波数は 47 MHz である。EAR は大気乱流が引き起こすレーダー波長の半分のスケール (EAR の場合は 3.2 m) の屈折率擾乱に伴う散乱エコー (大気乱流エコー) を受信する。大気乱流エコーは視線方向風速に対応するドップラーシフトを持つため、鉛直方向ビームで測定されたドップラーシフトから W を観測可能である。また、強い降水に対しては、降水粒子からのレイリー散乱エコーを受信することで、 V_{z+air} を測定可能である。 V_z は、 $V_z = V_{z+air} - W$ により得られる。

首都大学東京が赤道大気観測所において運用する多目的ライダー[4][5]において、対流圏下層及び中層観測用の偏光解消度観測チャネルが 2008 年に新たに受信された。本報告では、新たに設置された偏光解消度観測チャネルで測定された後方散乱強度 (P) と偏光解消度 (δ) の観測データを用いた。測定データの鉛直分解能は 30 m、時間分解能は 1 分である。

3. 観測結果

2008 年 12 月 16 日に地表への降水を伴う比較的強い層状性降水の事例 (以下、事例 A) が得られた。12 月 16 日の 20 時 14 分から 21 時 41 分の期間で平均した W , V_z , P , δ の高度プロファイルを図 1 に示す。この観測期間においては、地表の雨量計において 2 mm h^{-1} を超える継続的な降雨が

観測された。また、2008 年 12 月 8 日には、地表に到達しない弱い層状性降雨の事例 (以下、事例 B) が観測された。12 月 8 日の 3 時 30 分から 4 時 50 分の期間で平均した W , V_z , P , δ の高度プロファイルを図 2 に示す。以下、図 1 と図 2 を比較しながら観測結果を述べる。

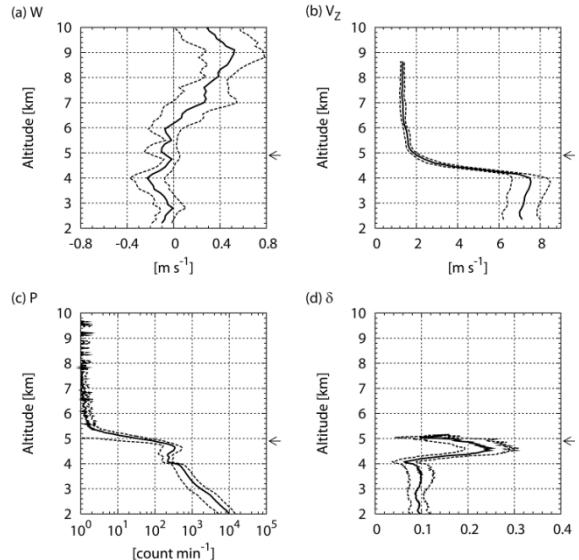


Fig.1 : Altitude profile of (a) W , (b) V_z , (c) P , and (d) δ averaged from 2014 to 2141 LST on 16 December 2008. Positive W values indicate that wind velocity is upward, and positive V_z values indicate that hydrometeors fall toward the ground. Arrows at the right of each panel show the altitude of 0°C estimated by the radiosonde soundings. The thick curves show the average values, and the dotted curves on the both sides of the averaged values show disturbance determined by the standard deviation. In panel (c), some parts of dotted curve on the left are missing because the standard deviation value was greater than the average value.

事例 A における W (図 1a) において、高度 6.0 km 以上では 0.2 m s^{-1} 以上の上昇流が卓越する。また、高度 6.0 km 以下で下降流が卓越している。事例 B においても高度約 6.0 km 以上では上昇流が観測されているが、その振幅は 0.1 m s^{-1} 以下と小さい (図 2a)。

事例 A における V_z は高度 4.9 km を境に高度の低下とともに大きく増大し、高度 4.0 km で約 7.5 m s^{-1} となる (図 1b)。ラジオゾンデ (気球) 観測から見積もった 0°C 高度は約 4.9 km であった。高度 4.0-4.9 km における V_z の増大は雪片の融解に伴う落下速度増大により発生するため、層状性降水の特徴である融解層の存在を示している。事例 A において、 V_z の高度変化から見積もられ

る融解層の厚さは 900 m である。事例 Bにおいても、 V_z は高度 4.9 km を境に高度の低下とともに大きく増大し、高度 4.6 km において 3.7 m s^{-1} となる（図 2b）。そのため、事例 B における融解層の厚さは 300 m と見積られる。雨滴粒径分布として Marshall-Palmer 分布を仮定することで、融解層直下における雨滴のサイズを見積った。事例 A における融解層直下（高度 3.9 km）の V_z の観測値 (7.6 m s^{-1}) から見積もった雨滴粒径分布の中央値 (D_0) は 1.1 mm であった。また、事例 B における融解層直下（高度 4.5 km）の V_z の観測値 (3.7 m s^{-1}) から見積もった D_0 は 0.4 mm であった。事例 A におけるより大きな D_0 は、事例 A における融解層の厚さが事例 B より大きい事実と整合する。

事例 A と事例 B の双方において、 V_z の観測上限高度（事例 A : 8.4 km、事例 B : 7.4 km）から 0°C 高度である 4.9 km において、 V_z は高度の低下とともに増大する。上昇流が存在する高度 6.0 km 以上では加熱を伴う昇華（depositional growth）等が雪片のサイズを成長させることで、 V_z を増加させたと考えられる。事例 A においては高度 6.2 km から融解層直上（高度 5.1 km）において V_z は 1.4 m s^{-1} から 1.8 m s^{-1} に増大していた。高度 4.9-6.0 km では雲粒補足成長（riming growth）に伴う上昇流がないため、この高度範囲では併合成長（aggregation）が雪片のサイズ増大に寄与したと考えられる。高度 4.9-6.0 km の気温範囲 ($-6\text{~}0^\circ\text{C}$) は、併合成長が最も卓越する気温範囲である条件である $-5\text{~}+1^\circ\text{C}$ とほぼ一致する[6]。一方、事例 B においては高度 6.0 km から融解層直上（高度 5.1 km）の間に V_z は 1.2 m s^{-1} から 1.3 m s^{-1} にしか増大しない。併合成長には 2 次元あるいは 3 次元方向に成長した雪片の成長が必要であり[7]、2 次元的あるいは 3 次元的な雪片の成長は気温が $-16\text{~}-10^\circ\text{C}$ の範囲（本研究では高度 6.7-7.7 km の範囲）で選択的に発生する[8]。事例 A における高度 6.7-7.7 km の数 10 cm s^{-1} の上昇流は、事例 A における雪片の 2 次元的あるいは 3 次元的成長を促進することで高度 4.9-6.0 km における雪片の併合成長に寄与したことが示唆される。

事例 A において雨滴によるレーザー光の減衰のため P 及び δ は高度 5.0 km 以上における測定データが十分得られていない。しかし、高度 4.0-4.4 km における P の極小（図 1c）は融解層におけるライダーダークバンド[9]の存在を示している。また、高度 4.0-4.9 km における δ の増大（図 1d）は、雪片への雨滴の付着による δ の増大[10]と解釈できる。事例 B においても、融解層が存在す

る高度 4.6-4.9 km において P の極小と δ の増大が観測されている（図 2c 及び d）。事例 A での融解層内における δ の最大値は 0.2 以上となり事例 B より大きい。この測定結果は、併合成長等により事例 A における雪片の非球形性が増大したことと示唆している。

レーザー光は鉛直方向を指向しているため鏡面反射が卓越することを考慮すると、球形に近い形状を持つ雨滴の δ は 0 に近いことが期待される。事例 B において高度 4.5 km 以下に存在する雨滴の δ は 0.01 程度である（図 2c）。しかし、事例 A において、高度 4.0 km 以下に存在する雨滴の δ は 0.08-0.10 である（図 1c）。事例 A と事例 B では、融解層直下（高度 3.9 km）における D_0 の推定値が大きな差異を持つ（それぞれ 1.1 mm と 0.4 mm）ため、事例 A においては粒径の大きな雨滴による多重散乱が δ の増大を発生させたことが示唆される。また、事例 A において融解層の下端である高度 4.0 km において δ は極小を持つ。これは、融解中の雪片が融解の最終段階において分裂し球形に近い形状となった[11][12]ことを示唆している。融解層最下端における δ の極小は、本観測により初めて捉えられた。

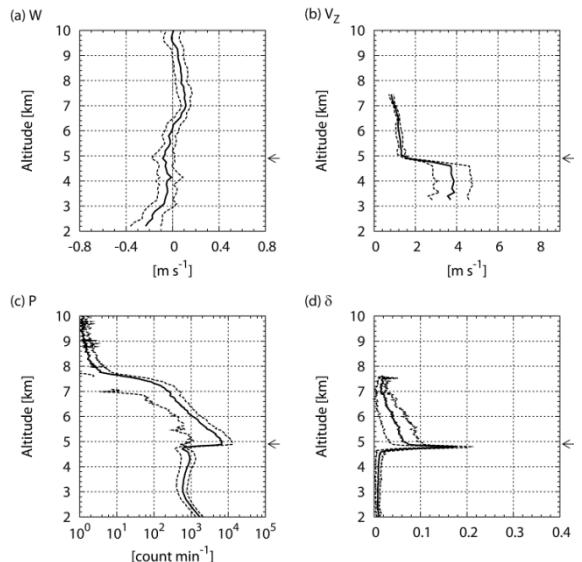


Fig.2 : Same as Fig. 1 except that the values are calculated from 0330 to 0450 LST on 8 December 2008.

4.まとめ

50MHz 帯大気レーダーは、鉛直風速（W）と降水粒子散乱強度で重み付けされた背景大気に對する降水粒子の落下速度（ V_z ）の同時観測が可能な唯一の観測機器である。また、偏光ライダーにより測定される偏光消度（ δ ）は、降水粒子の相（氷晶・水滴）や非球形性を判断する指

標となる。50 MHz 帯大気レーダーである EAR と 532 nm 偏光ライダーの同時観測キャンペーンである CLEAR2008 の実施期間中において、2008 年 12 月 16 日の比較的強い層状性降水(事例 A)と同年 12 月 8 日の弱い層状性降水(事例 B)が観測された。本研究では、事例 A 及び事例 B における W , V_z , 偏光ライダーの後方散乱強度(P), δ の測定結果の比較を行うとともに、事例 A 及び B における測定結果の差異を生じた成因につき考察した。

W と V_z の同時測定結果から、事例 A における高度 6.0 km 以上の数 10 cm s^{-1} に達する上昇流が雪片の 2 次元的・3 次元的な成長を促進することで、高度 6.0 km から 0°C 高度 (4.9 km) における降水粒子の併合成長に寄与したことを示唆した。また、 V_z の測定結果から雨滴粒径分布の中央値(D_0)を見積ることで、事例 A におけるより大きなサイズの雨滴が多重散乱を引き起こすことにより、 δ が 0.08-0.10 に増大することを指摘した。さらに、事例 A で見られた融解層最下端における δ の極小が、融解中の雪片が融解の最終段階において分裂し球形に近い形状となつたために発生した可能性を指摘した。

層状性降水における力学的过程と雲物理過程の理解のためには、さらに事例を増やした解析のみならず、航空機や気球観測を用いたその場(in-situ)の降水粒子測定や、in-situ あるいはリモートセンシングによる粒径分布の観測が必要である。本報告は 2 例の層状性降水の事例解析に留まるものの、降水過程の解明における 50 MHz 帯大気レーダー観測の有用性を示せたと考えている。また、50 MHz 帯大気レーダーによる W と V_z の測定が偏光ライダーで測定される P と δ の解釈に有用な情報を与えることも示した。

観測結果のさらなる詳細は他文献[3]を参照されたい。

謝辞

本研究の一部は、科研費若手研究 B (課題番号 19740293) 及び基盤研究 B (課題番号 23340142) の助成を受けた。また、文部科学省海洋開発及地球科学技術調査研究促進費・地球観測システム構築推進プラン・アジアモンスーン地域水循環・気候変動観測研究プロジェクト (課題名: インド洋又はインドネシア陸・海域における研究観測ネットワークの構築)、及び科学技術振興機構・国際協力機構地球規模課題対応国際科学技術協力 (課題名: 短期気候変動起源地域における海陸観測網最適化と高精度

降雨予測) の助成を受けた。また、京都大学生存圏研究所による生存圏科学萌芽研究の助成を受けた。

文 献

- [1] Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, vol.38, no.3, 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- [2] Sassen, K., The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol.72, no.12, pp.1848-1866, doi:10.1175/1520-0477(1991)072<1848:TPLTFC>2.0.CO;2, 1991.
- [3] Mega, T., M. K. Yamamoto, M. Abo, Y. Shibata, H. Hashiguchi, N. Nishi, T. Shimomai, Y. Shibagaki, M. Yamamoto, M. D. Yamanaka, S. Fukao, and Timbul Manik, First simultaneous measurement of vertical air velocity, particle fall velocity, and hydrometeor sphericity in stratiform precipitation: Results from 47-MHz wind profiling radar and 532-nm polarization lidar observations, *Radio Sci.*, vol.47, RS3002, doi:10.1029/2011RS004823, 2012.
- [4] 阿保真, 長澤親生, 柴田泰邦, 赤道域に設置した多目的ライダーシステム, 日本リモートセンシング学会誌, vol.26, no.1, pp.45-51, 2006 年 1 月.
- [5] Yamamoto, M. K., M. Abo, T. Kishi, N. Nishi, T. H. Seto, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, and S. Fukao, Vertical air motion in midlevel shallow-layer clouds observed by 47-MHz wind profiler and 532-nm Mie lidar: Initial results, *Radio Sci.*, vol.44, RS4014, doi:10.1029/2008RS004017, 2009.
- [6] Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, Collision of snow crystals with snow crystals, in *Microphysics of clouds and precipitation*, pp.607-610, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1997.
- [7] Rauber, R. M., Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains of northern Colorado, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, vol.26, no.4, pp.488-524, doi:10.1175/1520-0450(1987)026<0488:COCIAP>2.0.CO;2, 1987.
- [8] Houze, R. A., Jr., Nimbostratus, in *Cloud dynamics*, pp.86, Academic, San Diego, Calif, 1993.
- [9] Sassen, K., and T. Chen, The lidar dark band: An oddity of the radar bright band analogy, *Geophys. Res. Lett.*, vol.22, no.24, pp.3505-3508, doi:10.1029/95GL03367, 1995.
- [10] Sassen, K., Laser depolarisation ‘bright band’ from melting snowflakes, *Nature*, vol.255, 316-318, doi:10.1038/255316a0, 1975.
- [11] Knight, C. A., Observations of the morphology of melting snow, *J. Atmos. Sci.*, vol.36, no.6, pp.1123-1130, 1979.
- [12] Fujiyoshi, Y., Melting snowflakes, *J. Atmos. Sci.*, vol.43, no.3, pp.307-311, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0307:MS>2.0.C O;2, 1986.