

第II部門

地デジ放送波と GNSS を用いた積乱雲における大気中層水蒸気が降水増幅に与える影響解析

京都大学工学部地球工学科 学生会員 ○村瀬 公崇
 京都大学防災研究所 正会員 中北 英一
 情報通信研究機構 非会員 花土 弘

京都大学防災研究所 正会員 山口 弘誠
 情報通信研究機構 非会員 川村 誠治

1. 研究背景と目的

近年、短時間に急成長するゲリラ豪雨や広範に数時間以上滞在する線状降水帯による甚大な被害が増加しており、その発生・発達メカニズムのさらなる解明が求められている。2017年九州北部豪雨事例などにおいては、大気中層付近の水蒸気量の多い、いわゆる「水蒸気が深い」状態が確認されており、3次元的な水蒸気量と降水増幅の一般化が期待されている。Holloway and Neelin(2009)¹⁾によると、粗視化すると地表面付近の水蒸気だけでなく大気中上層の水蒸気が降雨強度に対し大きな影響を与えることも指摘されている。さて、水蒸気観測に関して、既往技術であるラジオゾンデやGNSS可降水量に加えて、地デジや水蒸気ライダー、マイクロ波放射計といった新しい技術開発が進められ、水蒸気をより細かく観測することが可能となってきた。そこで本研究では、積乱雲スケールにおいて、大気中層の水蒸気が降水増幅に与える影響とそのメカニズムの解明を目的として、モデルと観測の両面から解析を行う。

2. 解析手法

2019年7月23日の20:05~20:40に東京都東部で発達した積乱雲群を解析対象とする。

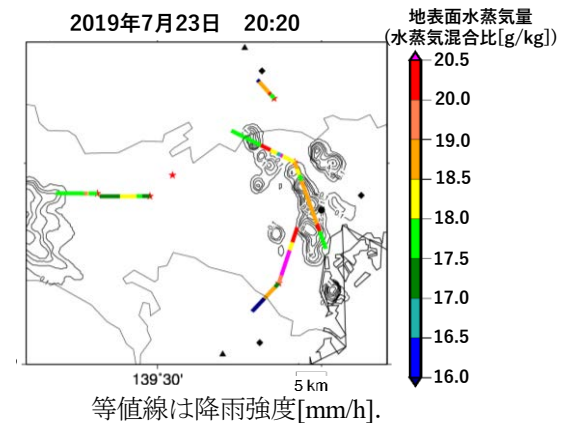
2.1 数値気象モデルを用いた解析

雲解像モデル CReSS による再現計算結果から、積乱雲周辺の水蒸気とその降水増幅に与える影響を評価する。大気の初期・境界値として気象庁 MSM、海水面として気象庁 NEAR-GOOS を用い、2019年7月23日18:00から9時間の時間積分を行った。

2.2 水蒸気観測を用いた解析

可降水量については GNSS 可降水量を、また、地表面付近の水蒸気量を地デジ放送波による観測（以下、地デジ水蒸気）²⁾を用いて解析する。図1に地デジ水蒸気の観測例を示す。電波塔と設置した受信機を結ぶライン上において、直達波とビルなどからの反射波の差分をとることで、受信機とそのビル間の経路上における水蒸気量を算出することができる。空間分解能は反射体の位置環
 Kimitaka MURASE, Kosei YAMAGUCHI, Hiroshi HANADO, Seiji KAWAMURA, Eiichi NAKAKITA
 murase.kimitaka.36n@st.kyoto-u.ac.jp

境に依存し、この例では平均約1kmである。



3. 解析の結果と考察

3.1 数値気象モデル解析の結果と考察

積乱雲周辺の水蒸気の鉛直プロファイルの特徴を把握する。図2(a)は積乱雲周辺の水蒸気鉛直プロファイルの周辺からの偏差であり、積乱雲の発達段階において、積乱雲周辺の高度2km付近の水蒸気量とその周辺の水蒸気量よりも顕著に多くなっていることが確認できる。また、図2(b)は高度2km付近における積乱雲の移動速度に対する相対的な水平方向の水蒸気フラックスであり、前面の水蒸気が積乱雲に取り込まれている様子を確認できることから、高度2km付近の水蒸気が積乱雲の発達に対し、大きな影響を与えていることが示された。これは、積乱雲によってエントレイメントされた空気が湿潤である場合に、発達を抑制しないことと一致する。次に、統計的に高度2km付近の水蒸気的重要性を確認する。図3は可降水量について分類し、平均操作した比湿の鉛直プロファイルである。高度2kmの水蒸気は可降水量が高い場合に値域が広く分布していることから、降雨が発生し得る状態下で降雨の発達に関係していることが示唆される。すなわち統計的にも高度2km付近の水蒸気的重要性が確認された。しかし、観測によって高度2km付近の水蒸気量のみをピンポイントに捉えることは非常に困難である。そこで、高度2km付近の水蒸気量を表現する新たな指標として、高度1km以上の

水蒸気鉛直積算量（以下、可降水量(>高度 1km)）という指標を提案する。図 4 は降雨強度で分類し、可降水量もしくは可降水量(>高度 1km)について平均操作したグラフである。降雨強度が増大するに伴って可降水量および可降水量(>高度 1km)の値は共に大きくなっている。しかし、標準偏差に着目すると可降水量(>高度 1km)の標準偏差の方が小さく、可降水量(>高度 1km)の方がより降雨強度の識別が可能であることが示唆される。

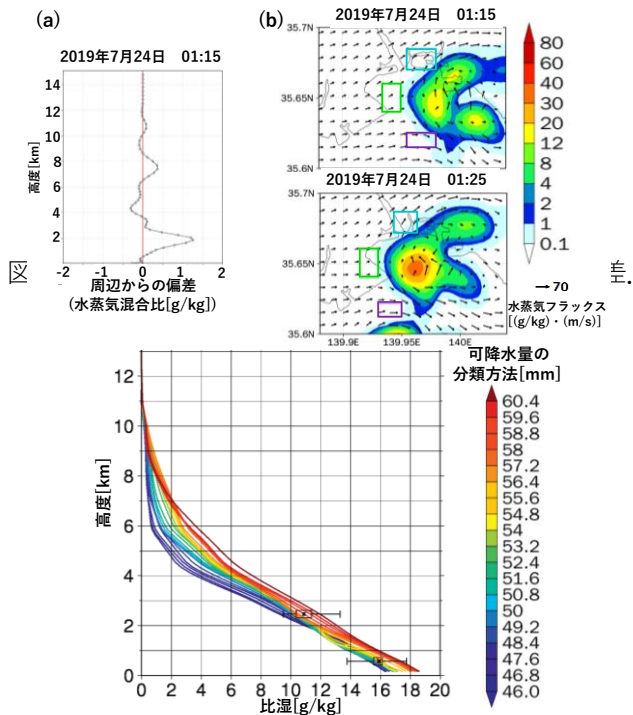


図 3 可降水量で分類した平均比湿鉛直プロファイル。

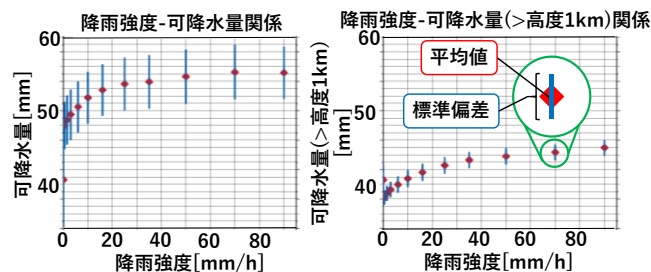


図 4 降雨強度で分類し、平均操作した水蒸気積算量。

3.2 観測の解析の結果と考察

観測において、可降水量(>高度 1km)を推定する手法として、GNSS 可降水量と地デジ水蒸気を用いる。まず、地デジ水蒸気によって観測された地表面付近の水蒸気量が高度 1km までの水蒸気量を代表すると仮定し、高度 0~1km の水蒸気鉛直積算量を推定した。推定に際し、同日の MSM を用いて時間・空間平均した高度 0~1km の水蒸気減率を適用し、地デジ水蒸気の地表面データから高度 1km までの水蒸気量を算出した。さらに、推定

した高度 1km 以下の水蒸気鉛直積算量を GNSS 可降水量から減じることで、可降水量(>高度 1km)を推定した。

さて、可降水量および可降水量(>高度 1km)の時間変化を調べたところ、積乱雲の発達段階においていずれの値もモデル再現計算と大きく異なり、減少傾向であった。この原因は GNSS 可降水量そのものが減少していたためであり、ここではモデル結果と傾向を近づけるための補正を施した結果を図 5 に示す。観測では、発達段階である 20:15 ごろから急激に増大する様子が確認でき、その直後に 40mm/h 以上の強雨が発生した。一方、モデルでは単調増加しておりこのような傾向はみられなかった。また、可降水量(>高度 1km)の変化が想定より顕著ではなかった。この理由として、対象スケールに対して観測の解像度が不十分であったことが挙げられる。今後、線状降水帯などよりスケールの大きい現象もしくは観測の解像度を高くした解析を検討する。

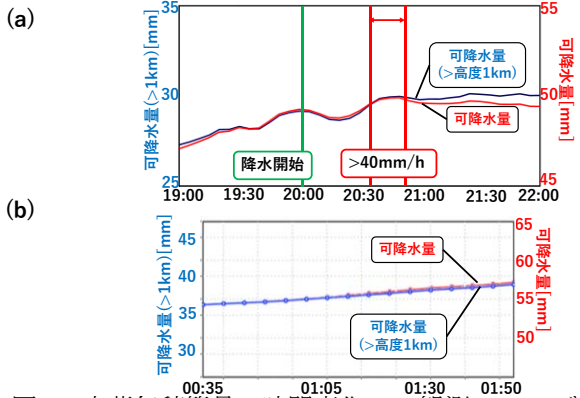


図 5 水蒸気積算量の時間変化。(a)観測、(b)モデル

4. まとめ

高度 2km 付近の水蒸気が積乱雲の発達に大きな影響があることを確認した。また、高度 2km 付近の水蒸気量の重要性和観測機器の現状から高度 1km 以上の水蒸気鉛直積算量という新たな指標を提案した。モデル解析の結果から可降水量(>高度 1km)の変化がより顕著になることを想定したが、本研究では観測においてそのような傾向は確認できなかった。対象スケールに対し観測の解像度が不十分であったことが考えられるため、線状降水帯など比較的大きな現象の解析を今後の課題とする。

参考文献

- 1)Holloway, C. E., and J. D. Neelin (2009): Moisture Vertical Structure, Column Water Vapor, and Tropical Deep Convection, *J. Atmos. Sci.*, **66** (6), 1665-1683.
- 2)Kawamura et al. (2017): Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, **52**, 367-377.