

3. 気候・地球環境研究におけるエアロゾル-雲-降水過程の役割

村上 正 隆*

1. はじめに

エアロゾルが雲に与える影響は、雲の放射特性や降水雲を介したエネルギー・水循環の変調を通して気候に大きなインパクトを持ち、気候変動予測における大きな不確実性を与える要因のひとつとして広く認識されている。二酸化炭素 (CO₂) の増加に伴うグローバルな温暖化が進行する一方で、CO₂の温室効果だけでは説明できない領域的・局所的な気候変動や異常気象等が顕在化しつつある。このような傾向が大気中のエアロゾルにより引き起こされている可能性も指摘され、世界的な関心を集めている。

エアロゾルの直接効果・間接効果は、非断熱加熱の鉛直プロファイルやその強さを変調し、全球的・領域的な大気の循環を変化させる可能性がある。これまで気候モデルでは、エアロゾルの大気循環に及ぼす影響は主にエアロゾルの直接効果の観点から調べられてきた。近年は、エアロゾル粒子が雲核・氷晶核として働き、雲粒・氷晶の数濃度や粒径を変調させ、雲の放射特性に影響を与えるエアロゾルの第1種間接効果や、雲・降水粒子の成長過程や力学・熱力学構造を変調させ雲システムの降水効率・空間的分布・寿命に作用するエアロゾルの第2種間接効果の観点からも調べられるようになってきた。

水滴からなる下層雲だけでなく、水滴・氷粒子からなる深い対流雲もエアロゾルによって強く影響を受けることが徐々に明らかになり始めた。さらに大気汚染の影響を受ける対流雲では、氷晶を含む雲粒子の成長が著しく抑えられるために、対流が活発化する可能性が指摘されている (Rosenfeld *et al.* 2008; Rosenfeld 2000)。

現在用いられている気候モデルの多くでは背の低い層雲にのみエアロゾルの間接効果が取り入れられており、対流雲では考慮されていない。巻雲に対する氷晶核として働くエアロゾルの効果を取り入れたモデルもあるが、多くのモデルでは雲核として働くエアロゾルの効果に限定している。最近、雲核の効果を取り入れた積雲パラメタリゼーションも登場しつつあるが (Song and Zhang 2011)、大部分はエアロゾルの間接効果を考慮していない。

エアロゾル粒子が及ぼす雲への影響は、雲粒と氷晶粒子が混在する中・上層雲では非常に複雑で、その定量的なモデル化はほとんどなされていない。

エアロゾルの間接効果の他にも、定量的理解が不十分なために気候変動予測に大きな不確実性をもたらす雲物理素過程が幾つか存在する。

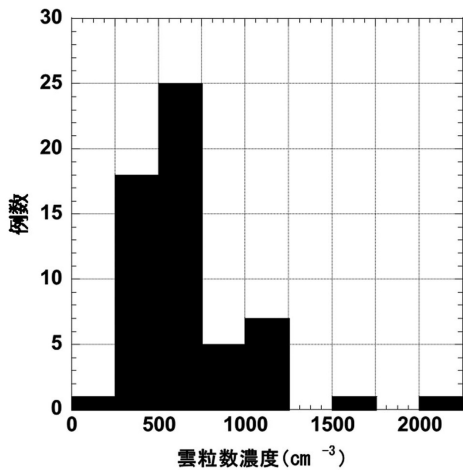
本稿では、気候変動予測にも重要と考えられるエアロゾルの間接効果に関する課題とその解決に向けた取り組み、エアロゾルの間接効果以外の雲物理素過程に関する課題とその取り組みを、気象研究所の研究も交えて紹介する。

2. エアロゾルの間接効果

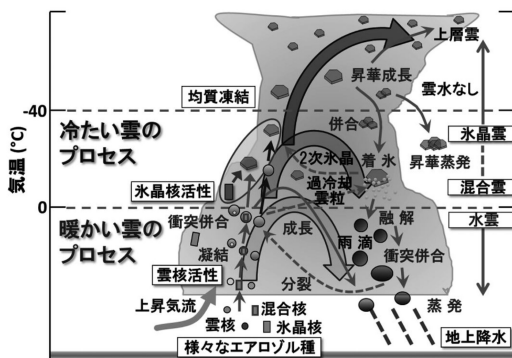
日本周辺で観測される雲粒数濃度は200~2,000個 cm⁻³であるが (第1図)、全球的には数十~数千個 cm⁻³と2桁以上の変動幅がある。清浄な海洋性気団の中で形成される雲粒数濃度の低い雲は、降水開始のタイミングも早く降水効率も高い。一方、大気汚染物質を含む大陸性気団の中で形成される雲は雲粒数濃度が高いため、降水開始のタイミングも遅く降水効率も低い。深い対流雲の場合、一般的に、0°C以上の下層では暖かい雨の過程が、0°C以下の中・上層では冷たい雨の過程 (氷晶過程) が卓越すると考えられているが、雲粒数濃度が大きく変動する場合は暖かい雨と冷

* 気象研究所, mamuraka@mri-jma.go.jp

© 2015 日本気象学会



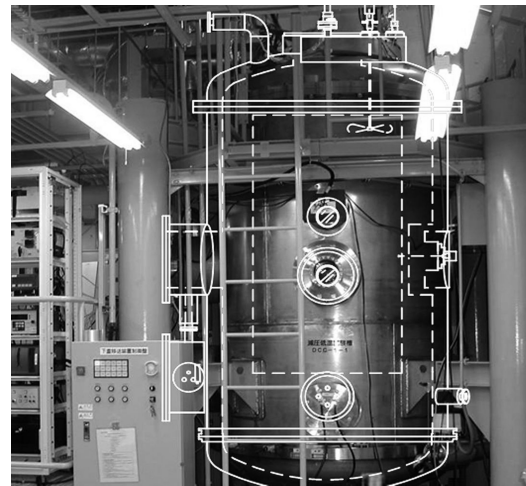
第1図 越後山脈上空における雲粒数濃度の出現頻度分布 (1997～2002年度冬季集中観測期間)。



第2図 雲核・氷晶核として働くエアロゾルと雲・降水過程の関係を示した概念図。

たい雨の過程の相対的寄与率が変化し、エネルギー・水物質の鉛直方向への再配分にも大きな変調をきたす可能性がある。(第2図)。

エアロゾル(雲核)から活性化する雲粒数濃度とその粒径分布は上昇流の影響も受けるが、第一義的にはエアロゾルの数濃度とその物理化学特性に依存する。バックグラウンドエアロゾルに人為起源のエアロゾルが付加されたからと言って、必ずしも活性化する雲粒数濃度が増加するとは限らない。比較的粒径の大きなエアロゾルが付加される場合には、雲粒数濃度が減少し降水効率が向上することもある(増雨効果を狙った吸湿性粒子シーディングの原理である)。最近、種々のエアロゾルの物理化学特性とその雲核能(雲核とし



第3図 雲生成チェンバー。気圧制御・断熱用の外チェンバーと温度制御用の内チェンバーから成る二重構造で、内チェンバー内が実験空間。減圧による断熱冷却率に一致するように内チェンバーの壁温を制御し、実験空間内で断熱膨張(雲生成)を再現する装置。

て働く能力、水過飽和度の関数)に関する研究が盛んに行われるようになってきた。雲核として働くエアロゾルの物理化学特性と初期雲粒径分布に関する研究は、室内実験(雲生成チェンバー実験(第3図)、Tajiri *et al.* 2013)や数値実験から進められている。しかし、自然大気中のエアロゾルは、様々な物理化学作用を経て存在し、粒子の外部・内部混合状態によっても雲粒発生は変調を受ける。黄砂等の土壤鉱物粒子が、代表的な氷晶核とされてきたが、ある程度の水過飽和度の下では、ダスト粒子が雲核としても働くことが示されており(Yamashita *et al.* 2011)、雲粒発生過程に関しても解明すべき点が残されている。一般気象要素や雲の微物理量の他に雲核・氷晶核も含めたエアロゾルの物理化学特性に関する航空機観測を実施し、エアロゾルの間接効果の実態を把握し、数値シミュレーションの結果を検証していく必要がある(第4図)。

一方、雲内の氷晶(雪粒子)の数濃度は一般的に雲頂温度の関数で、低温になるほど氷晶数濃度は増加する傾向にある。しかし、日本周辺に出現する雲を見ても、同じ雲頂温度の下でも氷晶数濃度に1～2桁の変動があることはよく知られている(第5図)。これは氷晶核として働くエアロゾルの多寡によると考えられ

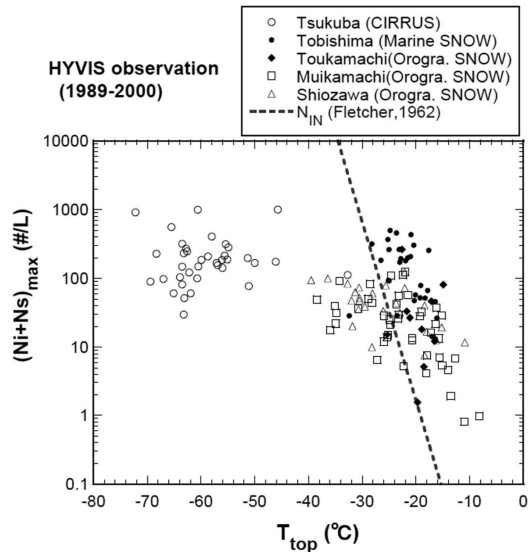
ているが、種々のエアロゾルの物理化学特性と氷晶核能（氷晶核として働く能力、温度・過飽和度の関数）の関係はよく調べられていない。エアロゾルの一部分は大気中層（気温-5°Cから-38°Cの高度範囲）で氷晶核として働き（不均質氷晶核形成）、0°C高度より上方に輸送される水物質を冷たい雨の過程で降水に変換する。不均質核形成で生成される氷晶数濃度が大きく変化する場合、冷たい雨の過程で降水に変換する水物質と-38°C以下で均質凍結核形成により生成され高濃度の微小氷晶として大気中層に輸送される水物質の割合が変化し、エネルギー・水物質の再配分にも変調をきたす可能性がある（第2図）。したがって、全球モデルあるいは領域モデルで使用する積雲パラメタリゼーションでもエアロゾルの間接効果を考慮する必要がある。

地球上どこに行っても十分な数の雲核が存在するので、相対湿度100%を超える余剰水蒸気は直ちに雲核上に凝結して雲粒となる。従って、自然大気中に高水過飽和域は殆ど存在しない。しかし、氷晶核は雲核に比べ通常5~6桁も低数濃度であるため、高水過飽和域は比較的広く頻繁に存在する。何らかの原因で十分な濃度の氷晶核が与えられると雲の分布や内部構造が劇的に変化し、エアロゾルの第一間接効果に大きな変調をもたらす可能性を秘めている。

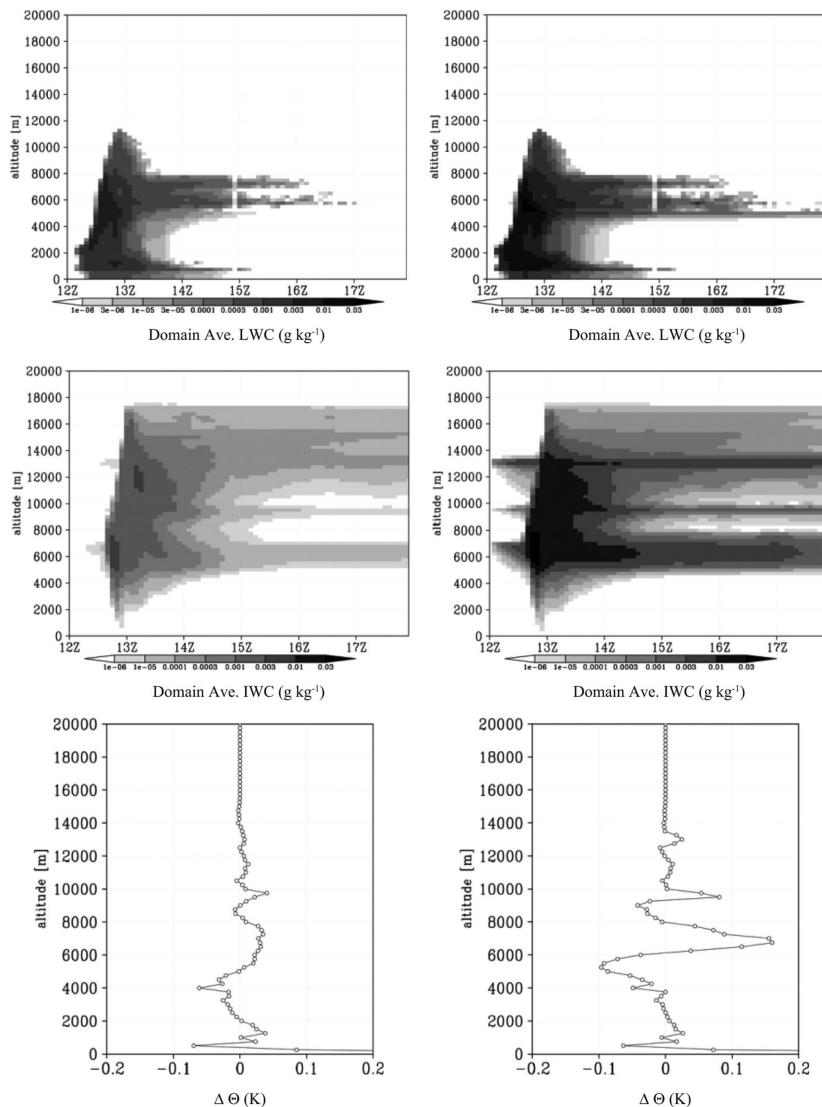
雲核・氷晶核として働くエアロゾルの多寡により雲・降水系の変調を通してエネルギー・水循環に及ぼす影響に関して、3次元非静力学モデルを用いた理想化実験の結果でその可能性を示すことにする。モデルの水平と鉛直解像度はそれぞれ1kmと0.25km、カバーする領域は水平130km四方、鉛直方向に30kmで、側面は周期境界条件とした。南半球低緯度における1月の大気成層を仮定して、モデルの中心付近で発達する積乱雲に及ぼす雲核・氷晶核の影響を調べた。標準的な雲核（雲粒）数濃度として300個 cm^{-3} 、氷晶核（氷晶）数濃度として-20°Cで数個 L^{-1} に対して、清浄な大気を仮定してそれぞれ0.1倍とした場合と汚染大気を仮定してそれぞれ10倍とした場合の領域平均液体雲・降水粒子（雲水+雨水）の混合比の時間高度断面、領域平均固体雲・降水粒子（雲水+雪+霰）の混合比の時間高度断面、及び6時間後の領域平均の温位偏差の鉛直分布を示す（第6図）。ここに示した雲・降水粒子の混合比の鉛直分布や温位偏差の鉛直分布に加えて、雲粒子の平均粒径・地上降水量・雲量等にも大きな影響を及ぼす可能性が示唆された（図省略）。



第4図 エアロゾル・雲・降水観測用航空機に搭載される測定装置。氷晶核計は気象研究所で開発 (Saito *et al.* 2011)。



第5図 種々の雲の中で雲粒子ゾンデ (HYVIS) によって観測された雲頂温度と雲内最大氷晶数濃度の関係。○印はつくばで観測した巻雲、●印は山形県飛鳥で観測した日本海降雪雲、◆□△印は新潟県で観測した山岳性降雪雲、破線は氷晶核数濃度の温度依存性に関するFletcherの経験式を示す。



第6図 清浄大気中(左列)と汚染大気中(右列)に生成した積乱雲による領域平均液体雲・降水粒子(雲水+雨水)の混合比の時間高度断面(上段), 領域平均固体雲・降水粒子(雲氷+雪+霰)の混合比の時間高度断面(中段), 及び6時間後の領域平均の温位偏差の鉛直分布(下段)。

このようなエアロゾルの間接効果をモデルのなかで適切に取り扱うためには, 室内実験・航空機観測・数値シミュレーションを有機的に結合し, エアロゾル粒子の物理化学特性と雲核・氷晶核としての活性化特性の関係解明, および, 雲核・氷晶核活性化スペクトルの変化に対応する雲の微物理構造の変化と降水過程への影響解明と, そのモデル化を進めていく必要がある。

2015年4月

3. その他の雲物理過程

これまで雲物理過程の中でも核形成過程に焦点を当てたエアロゾルの間接効果に関する研究の現状について述べてきた。ここでは, それ以外の定量的不確実性を抱えた雲物理素過程に関する課題とその解決に向けた取り組みを紹介する。

暖かい雨の過程で, 不確実性が大きい素過程は衝突併合・分裂過程である。分裂過程は雨滴粒径がある程度大きくならないと顕在化しないので, 衝突併合過程を見てみる。観測される雲粒粒径分布の分布幅が理論的に推定されるものより広がっているという幾つかの観測事実を説明するために, しばしば雲粒間の捕捉率(衝突併合率)に対する乱流の効果が数値シミュレーションの結果に基づき考慮されてきた(Grabowski and Wang 2013)。しかし, これを実験的に検証するのが困難であるため, 多くのモデルでは乱流効果を考慮した捕捉率は採用されていない。雲核として働くエアロゾルの物理化学特性(粒径分布や吸湿度)や雲粒・雨滴粒径分布に関する航空機観測データと数値

シミュレーションの比較を通してモデルで使用している捕捉率(衝突併合スキーム)の妥当性を検証していく必要がある。

これまででは, 初期雲粒粒径分布は雲底から取り込まれる大気エアロゾルの雲核能によって決まることを前提に話を進めてきたが, その前提が成り立たない場合も比較的高い頻度で見られるので注意が必要である。広域をカバーする層状性の雲システムの場合は, 雲核

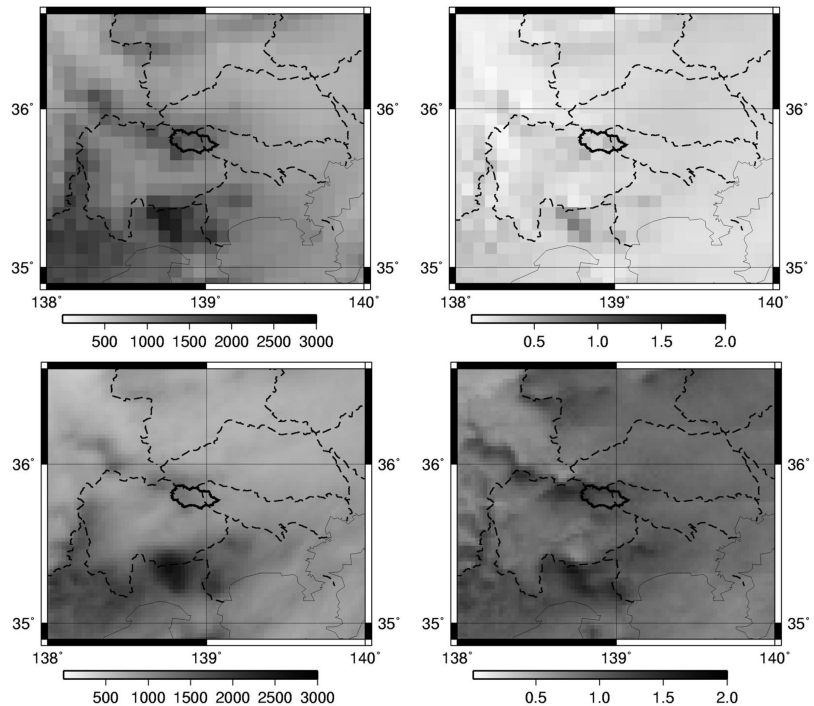
として働くエアロゾルが雲システムの内部に長時間滞留するため、雲過程処理（雲核の活性化・凝結成長・衝突併合成長・落下・蒸発の繰り返し）により雲核数濃度が減少し降水効率が向上することも観測されている。

昇華凝結・雲粒捕捉・水粒子間の衝突併合による成長を通して氷晶から雪・霰・雹の降水粒子に成長する過程にも、その定量的評価が不十分で気候変動予測に大きなインパクトを持つ部分もある。例えば、氷晶から雪への変換速度が速すぎると上層雲量の過小評価、遅すぎると過大評価につながり、第一種間接効果を通して気候変動予測に変調をもたらすことになる。我々がこれまで使用してきた非静力学モデルは氷晶から雪への変換速度を過大評価していることが明らかとなってきた (Ohtake *et al.* 2014)。

今後、気候・地球環境研究においても全球非静力学モデルを用いた気候シミュレーションや領域非静力学モデルを用いたダウンスケーリングが行われてくると思われるが、水平解像度 5 km 程度までは積雲パラメタリゼーションを併用するのが一般的である。積雲パラメタリゼーションを併用した現行の非静力学モデルでは、雲水量を極端に過小評価したり地形性降水を過大評価することが知られており (第 7 図)、雲の微物理特性を適切に表現するためには積雲パラメタリゼーションの時間スケールの適切な取り扱いが必要となる。積雲パラメタリゼーションを併用しない、水平解像度 1 km の非静力学モデルでも、山岳域における雲水量の過小評価や降雪量の過大評価傾向が知られており (第 8 図)、改善が待たれるところである。

4. まとめ

雲核・氷晶核として働くエアロゾル粒子の物理化学



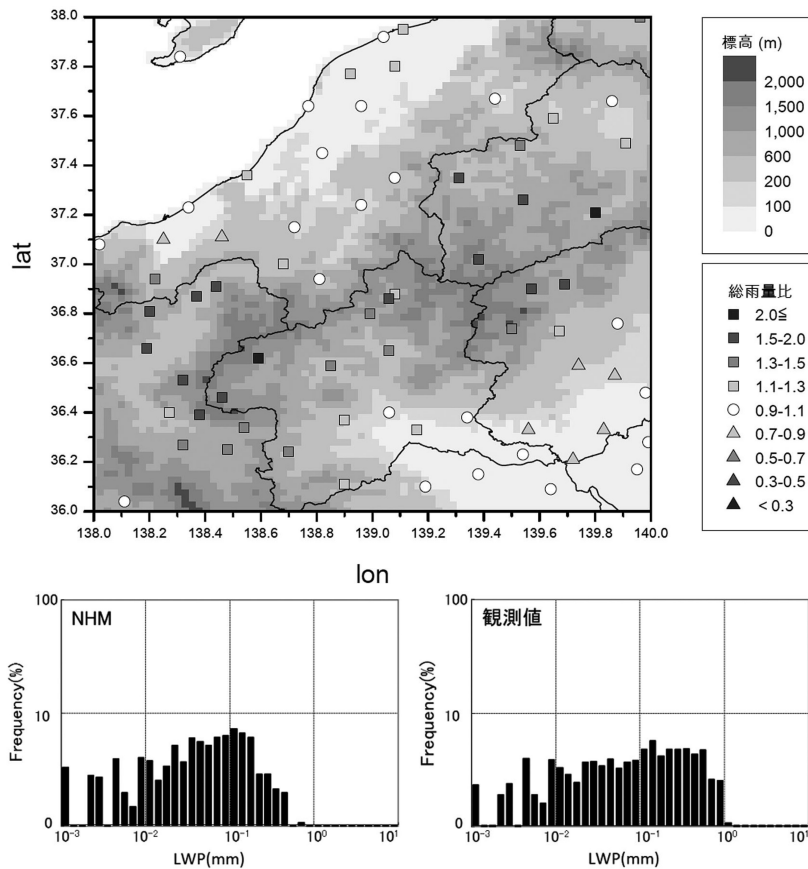
第 7 図 積雲パラメタリゼーションを併用した 5 km-NHM (上段) と併用しない 1 km-NHM (下段) で計算された小河内ダム周辺の 2010 年の積算地上降水量 (mm; 左列) と鉛直積算雲水量 (LWP) の平均値 (mm; 右列)。

特性およびその空間分布により、雲の微物理構造は決定され、混合雲内の水粒子/氷粒子の割合は劇的に変化し、気候変動に大きなインパクトを持つ。しかしながら、雲核・氷晶核そのものに未解明の部分が多く、雲過程への影響研究は空白域となっている。気候モデルや雲解像メソモデルでこの効果を適切に取扱うには、以下の取組が必須である。

- (1) エアロゾル粒子の物理化学特性と雲核・氷晶核としての活性化特性の関係解明
- (2) 雲核能・氷晶核能に応じた発生初期の雲粒粒径分布および雲粒・氷晶数濃度の定式化
- (3) 上記の効果と各種雲物理素過程との相互作用の結果生じる雲の微物理構造の変化と降水過程への影響を解明するため、エアロゾル-雲-降水過程を統一的に取扱う雲解像モデル (非静力学モデル) の開発

気候モデルが雲物理過程を十分解像できない場合には、雲解像モデルの結果に基づくパラメタリゼーションが必要となる。

エアロゾル-雲-降水過程を統一的に取扱うモデルの



第8図 越後山脈周辺における1冬季間(2007年1月~2008年3月)の降水量の1 km-NHMによる計算値と固体降水粒子に対する雨量計の捕捉率を補正後の実測値の比(上段), 越後山脈風上側における1冬季間のLWP出現頻度の1 km-NHMによる計算値(左下図)とマイクロ波放射計による実測値(右下図)。(小池ほか 2015)

開発・改良には、素過程を理論的・実験的に解明・定式化し、モデルに組み込むBottom-up的なアプローチと、シミュレーションと観測の比較・検証結果に基づきモデルを改良するTop-down的なアプローチを組み合わせる研究を実施していく必要がある。

参考文献

Grabowski, W. W. and L.-P. Wang, 2013: Growth of cloud droplets in a turbulent environment. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 45, 293-324.
小池克征, 村上正隆, 橋本明弘, 田尻拓也, 2015: 冬季地

上観測データを用いたNHM検証. 気象研究ノート, (231), (印刷中).

Ohtake, H., M. Murakami, N. Orikasa, A. Hashimoto, A. Saito and T. Kato, 2014: Statistical validation of a cloud resolving model using aircraft observations of orographic snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, 92, 287-304.

Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287, 1793-1796.

Rosenfeld, D. *et al.*, 2008: Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 321, 1309-1313.

Saito, A., M. Murakami, and T. Tanaka, 2011: Automated continuous-flow thermal-diffusion-chamber type ice nucleus counter. *SOLA*, 7, 29-32.

Song, X. and G. J. Zhang, 2011: Microphysics parameterization for convective clouds in a global climate model: Description and single-column model tests. *J. Geophys. Res.*, 116, D02201, doi:10.1029/2010JD014833.

Tajiri, T., K. Yamashita, M. Murakami, A. Saito, K. Kusunoki, N. Orikasa and L. Lilie, 2013: A novel adiabatic-expansion-type cloud simulation chamber. *J. Meteor. Soc. Japan*, 91, 687-704.

Yamashita, K., M. Murakami, A. Hashimoto and T. Tajiri, 2011: CCN ability of Asian mineral dust particles and their effects on cloud droplet formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89, 581-587.