

# 多次元ビン法モデルによる雪雲のシミュレーション

\*三隅良平（防災科研）・橋本明弘・村上正隆・折笠成宏・斎藤篤思・田尻拓也・山下克也（気象研）  
久芳奈遠美（JAMSTEC）・J.-P.Chen（台湾大学）

## 1. はじめに

雲物理過程を数値モデルで適切に表現することは、豪雨・豪雪の予測、水循環過程の理解、および雲が気候変化に及ぼす影響を理解する上で極めて重要である。特に氷相の雲においては、晶癖やライミング度の異なる様々な氷晶が共存するため、その精密なモデル化が非常に困難である。

数値モデルにおける氷相の雲の表現には、いくつかの方法がある。代表的なものは、氷粒子を雲氷、雪、霰、雹などにカテゴリー分けし、それぞれの総量を別々の予報変数として計算するもので、一般にバルク・モデリングと呼ばれる。このうち混合比のみを予報するものを1モーメント・バルク法（e.g. Lin et al., 1983; Rutledge and Hobbs, 1984）、混合比と数濃度を予報するものを2モーメント・バルク法と呼んでいる（e.g. Murakami 1990; Ikawa and Saito 1991; Ferrier 1994）。この方式では、カテゴリーの中間的な性質をもつ粒子の存在が考慮されていないため、成長に従ってカテゴリー間を粒子が「ジャンプ」する。

最近、氷粒子のカテゴリー分けを行わず、バルク密度や落下速度が氷晶、雪片、霰の間で連続的に変化するバルク・モデルが提案されている。Morrison and Grabowski (2008) が提案するモデルは、氷粒子の混合比を「昇華成長による部分」と「雲粒捕捉による部分」に分けて予報し、その比率に応じて「雪」から「霰」への遷移が連続的に表現される。ただし通常のバルク法と同様に、粒径分布関数の仮定が必要となる。

粒径分布関数を仮定しない雲物理モデルは、ビン法モデルと呼ばれる。ビン法では個々の粒径ビンに対して混合比や粒径分布を予報する。液相の雲においては、雲粒の質量や形はその粒径にほぼ依存するため、かなり正確なモデリングが可能である。一方氷相の雲に対しては、バルク密度や形態の異なる氷晶について、バルク法と同様のカテゴリー分けを行うのが一般的である（Takahashi 1976; Khain et al. 2004; Reisin et al. 1996）。

氷粒子のカテゴリー分けを行わず、かつ粒径分布を仮定しないビン法モデルも開発されている。Hashino and Tripoli (2007) のモデルでは、様々な粒子特性（PPV）が粒子質量の関数で予報され、その連続的な変化が表現可能である。また Chen and Lamb (1994b) のモデルは、氷のPPVが粒子質量のみならず、アスペクト比（c軸長とa軸長の比）および溶質質量（付着した雲粒の量と関係する）の関数として表現される、「3次元」のビンモデルである。彼らの方法では、粒径分布関数の仮定が不要であるのみならず、氷粒子の形体が連続的に変動するため、より多様な氷晶の成長が表現可能である。

本研究では Chen and Lamb (1994) のモデルに改良を加え、質量、アスペクト比、溶質質量および体積4つの次元をもつ多次元ビン法モデルを構築する。質量と体積が独立に変動することにより、氷粒子のバルク密度の変化を連続的に表現することが可能となる。ここでは、改良された多次元ビン法モデルをパーセルモデルに搭載し、孤立した対流性雪雲の発達期におけるシミュレーションを行う。シミュレーションの結果を Murakami et

al. (1994) のビデオゾンデ観測の結果と比較し、このモデルのパフォーマンスを評価する。

## 2. 数値モデル

雲物理モデルは Chen & Lamb (1994) を改良した4次元ビン法モデルである。氷粒子の形状は回転橍円体を仮定し、氷粒子の質量、体積、アスペクト比、溶質質量が独立変数として変動する（図1）。空間0次元を仮定し、エントレインメントのないパーセルとして上昇させて雲粒子の挙動を調べる。初期条件を 0.5 °C、1000 hPa、相対湿度 50 % とし、未飽和領域では 1 m/s、飽和域では周囲との温度差を 1 K として浮力による加速度を加えて上昇させた。雲核として働くエアロゾルは硫酸アンモニウムのみを仮定し、海洋性の粒径分布を与えている。

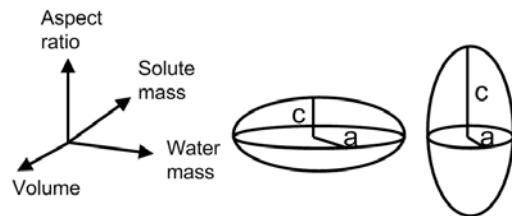


図1. 5つのビン・コンポーネントと、モデルで仮定されている氷粒子の形状。

## 3. 形成された氷晶の特性

上昇するパーセルにおいて、雲底付近（高度 1.35 km）から雲頂（高度 2.5 km）まで過冷却水滴と氷晶が共存する（図2）。過冷却水滴は 20 μm 附近に個数のピークをもち、その粒径分布は Murakami et al. (1994) のビデオゾンデ観測によるものと整合的であった（図省略）。雲底付近（高度 1.35 km）では、95 μm 附近に個数のピークをもつ板状の氷晶が卓越している。これは昇華・凝結・凍結核形成によって発生した氷晶が、板状結晶の温度領域で昇華成長したものである。一方雲頂付近（高度 2.5km）では雲粒凍結に起源をもつ氷晶が形成され、30 μm 附近に第2の個数のピークを形成した。ただし先に形成された板状結晶の方が粒径がはるかに大きく、降水の開始には昇華・凝結・凍結核から成長する板状氷晶がより重要なようである。

## 4. 霰エンブリオについて

対流性降雪雲からはしばしば、直径数ミリの霰が降ることが知られている。モデルで形成された氷晶について、ライミングによる成長率と昇華成長率を比較することにより、霰エンブリオとして働き得る氷晶を検討した（図省略）。その結果形状が等方的な氷晶が霰エンブリオとしてより有効に働くこと、またこれらの氷晶では、ライミングによって粒子自体の温度が上昇し、昇華成長が抑制されていることがわかった。

## 5. まとめ

- 1) 上昇するパーセルの雲水量および過冷却雲粒の数濃度および粒径分布は、ビデオゾンデ観測をよく整合した。
- 2) 発達期の対流性雪雲に卓越する雪結晶の型は板状結晶で、観測と整合している。計算結果は板状結晶の

- ほとんどが氷晶核（昇華・凍結-凝結核）に起源をもち、これらが対流性雪雲の中で最も早く成長し、凍結雲粒起源の氷晶の成長はやや遅れることを示唆した。
- 3) 霧エンブリオとして有効に働くのは、等方的な氷晶であり、これらはライミングによる氷粒子の加熱によって部分的な融解が起こり、昇華成長が抑制される。一方板状結晶は発達期の間、昇華成長を続ける。

現在、モデルを多層化して降雪粒子の落下の過程を表現できるように改良している。講演ではその結果にも言及したい。

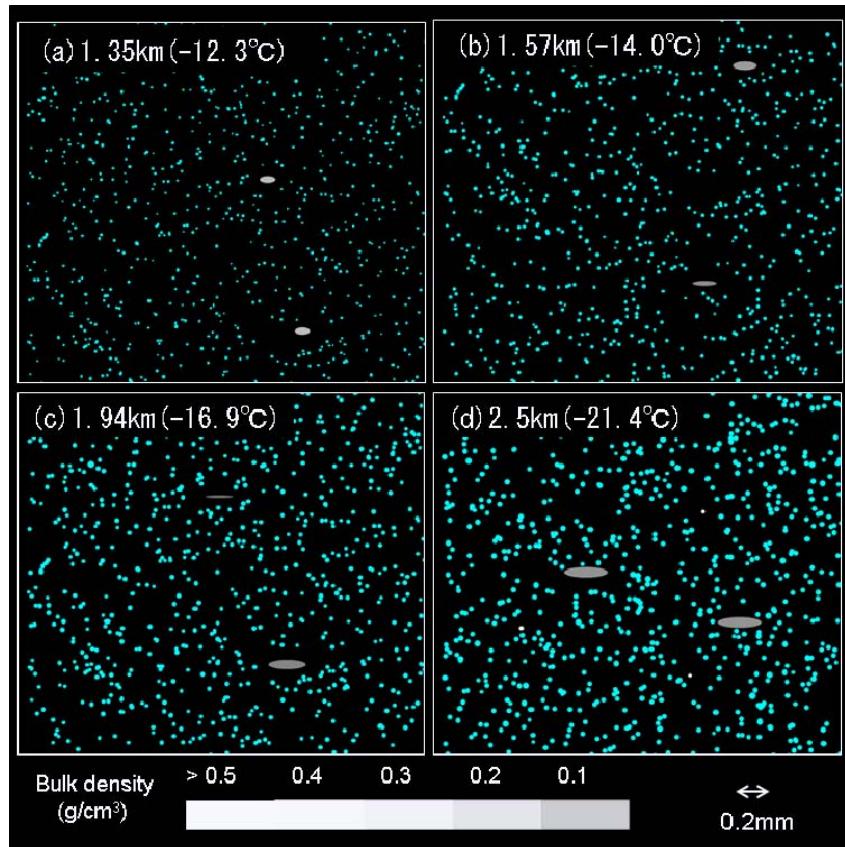


図2. 数値モデルで計算された雪雲内部の雲粒子の描画。水色は過冷却の雲粒、白～灰色は氷粒子を表し、その個数が濃淡がバルク密度を、形が粒子の形状を表している（扁平な楕円体を横長の楕円で示している）。

#### 参考文献

- Chen, J.-P. and D. Lamb (1994): Simulation of Cloud Microphysical and Chemical Processes Using a Multicomponent Framework. Part I: Description of the Microphysical Model. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2613–2630.
- Ferrier, B. S. (1994): A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part I: Description. *J. Atmos. Sci.*, 51, 249–280.
- Hashino, T. and G. J. Tripoli (2007): The Spectral Ice Habit Prediction System (SHIPS). Part I: Model Description and Simulation of the Vapor Deposition Process. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2210–2237.
- Ikawa, M and K. Saito (1991): Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Tech. Rep. MRI*, 28, 238 pp.
- Khain, A., A. Pokrovsky, M. Pinsky, A. Seifert and V. Phillips (2004): Simulation of Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Clouds Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model Description and Possible Applications. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2963–2982.
- Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville (1983): Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 22, 1065–1092.
- Morrison, H. and W. W. Grabowski (2008): A Novel Approach for Representing Ice Microphysics in Models: Description and Tests Using a Kinematic Framework. *J. Atmos. Sci.*, 65, 1528–1548.
- Murakami, M. (1990): Numerical Modeling of Dynamical and Microphysical Evolution of an Isolated Convective Cloud: The 19 July 1981 CCOPE Cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 107–128.
- Murakami, M., T. Matsuo, H. Mizuno and Y. Yamada (1994): Mesoscale and Microscale Structures of Snow Clouds over the Sea of Japan Part I: Evolution of Microphysical Structures in Short-lived Convective Snow Clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 671–694.
- Reisin, T., Z. Levin and S. Tzivion (1996): Rain Production in Convective Clouds as Simulated in an Axisymmetric Model with Detailed Microphysics. Part I: Description of the Model. *J. Atmos. Sci.*, 53, 497–519.
- Rutledge, S. A. and P. V. Hobbs (1984): The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XIII: A Diagnostic Modelling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2949–2972.
- Takahashi, T. (1976): Hail in an Axisymmetric Cloud Model, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1579–1601.