

山形県における冬季の降水域形成の数値実験*

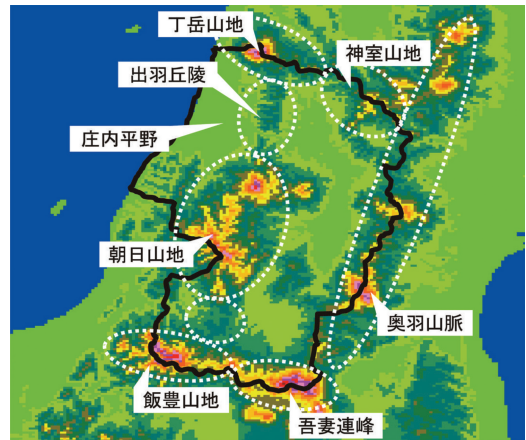
高野 哲夫**

1. はじめに

東北地方南部の日本海側に位置する山形県は、北に丁岳山地と神室山地、東に奥羽山脈、南に飯豊山地と吾妻連峰、そして県央には朝日山地が連なり、その地形は起伏に富んでいる(第1図)。また、冬季には「三八豪雪(昭和38年1月豪雪)」に象徴されるような厳しい豪雪に見舞われる。

山形県内の局地気象に関しては、庄内平野における「清川だし」が特に有名であり、これまでに多くの研究報告が行われてきた。竹花(1957)は、山脈の内側に寒気団が沈積して山頂を越えて溢れ出し、谷へ流れ下るおろしの形態に似たものであることを指摘した。竹内(1986)は地形によって引き起こされる山越え気流のメカニズムが関与していることを考察した。山岸・加藤(1996)や山岸(2002)は仙台での高層気象観測から、また佐々木ほか(2004)は現地での集中気象観測を行い、各々フルード数との関連性を考察した。また、石石ほか(2006)は奥羽山脈の東側に蓄積した冷気が日本海側に降下するおろし風であることを述べた。このように山形県内では、おろしのような山越え気流のメカニズムに伴って、清川だしを始めとする様々な局地的現象が形作られている。

本調査ノートでは、高野(2009)の数値モデルに加え、新たに比湿の輸送方程式および凝結・降水過程に関する簡単な仮定を導入し、季節風の強い場合と弱い場合における降水域形成の再現実験を試みた。



第1図 山形県内の主な山岳地形。

2. 比湿の輸送方程式と凝結・降水過程の計算

本研究では高野(2009)を基に、新たに比湿の輸送方程式(1)と凝結・降水過程を導入した。

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{u_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j}} = Q \quad (1)$$

ここで、 u_j 、 x_j は東西(x)、南北(y)および鉛直方向(z)の、各々速度成分と変位、 t は時間、 q は比湿、 Q は降水過程に伴う生成項を表す。変数の上にある“—”は空間フィルタリングを表す。

凝結・降水過程は河村(2005)に従って、大気中の水蒸気は氷点下でも常に水(過冷却状態)で在り続け、降水に伴う露点の変化および雲の発生に伴う流れへの影響、潜熱の放出も考慮しないことを仮定して、タイムステップ毎に次のような計算を行った。

まず飽和比湿 q_s に対し、 $q \geq q_s$ であれば自動的に凝結量 $q' = q - q_s$ を生じるものとする(高野2012)。さらにモデル係数(凝結量 q' の内、地上に落下する割

* The idealized numerical experiments of the precipitation in Yamagata prefecture in winter.

** Tetsuo TAKANO, 株式会社 SnowCast, takano@snowcast-web.com

© 2014 日本気象学会

合) α , タイムステップ間隔 Δt において $q' \alpha \Delta t$ が凝結後, 瞬時に直下の地上に落下するものとした. この落下に伴う大気中の比湿の減少が輸送方程式(1)の生成項 Q に相当する. この1タイムステップ当たりの落下分を地上降水量として順次積算していく(高野2013). その一方で, $q' (1 - \alpha \Delta t)$ は大気中に残り, 引き続き式(1)に従って輸送される. この時, 式(1)は生成項 Q を0として扱うため実質的には移流方程式として計算している. 本研究では, この降水量を無次元量として扱った.

また, 山岳地形は高野(2009)と同様に階段状のボックスとして表現した. 比湿に関してはボックス内外を区別せず, 特別の拘束は行わないものとした. 尚, 本モデルでは上記以外の物理過程は考慮していない.

3. 平均的な降水量分布の再現実験

平均的な降水量分布の再現として, 1981~2010年の厳冬期(1~2月)の平均的なモデル大気場を構築し, 理想実験を試みた. 以下に詳細を述べる.

3.1 数値モデルの概要

今回の解析対象は北緯 $37.5000^\circ \sim 39.3333^\circ$, 東経 $139.0000^\circ \sim 141.0000^\circ$ の範囲, 水平方向のサイズは東西160 km×南北220 km, 鉛直方向のサイズは4000 mの3次元空間を想定した.

数値モデル地形は国土地理院・数値地図1 kmメッシュを基に作成した. 解析対象の1 kmメッシュ標高(東西160×南北220メッシュ)を取り出し, 東西2×南北2メッシュ毎に標高の平均値を求め, 2 km×2 kmメッシュ標高の数値モデル地形を作成した. また, 数値積分におけるタイムステップ間隔は約1.67秒(後述の代表速さ $U_0 = 12$ m/sの場合), 積分時間は約12時間と各々設定した.

3.2 初期条件と境界条件

レイノルズ数 Re とフルード数 Fr は, 代表速さ $U_0 = 12$ m/s, 下層の厚さ $H_0 = 1400$ m, 基準温位 $\theta_0 = 275$ K, 温位差 $\Delta\theta = 7$ K, 重力加速度 g , 空気動粘度 ν から,

$$Re = \frac{U_0 H_0}{\nu} \quad (2)$$

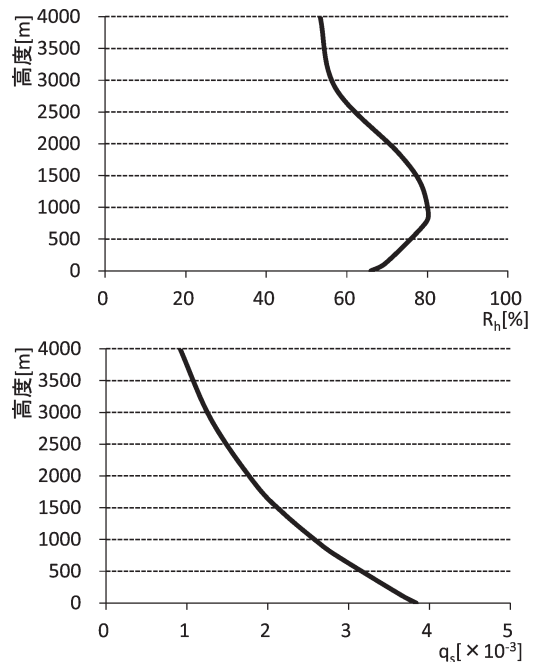
$$Fr = \frac{U_0}{\sqrt{H_0 g \Delta\theta / \theta_0}} \quad (3)$$

として求め ($Re = 1.3 \times 10^9$, $Fr = 0.7$), 積分期間中は一定であると仮定した.

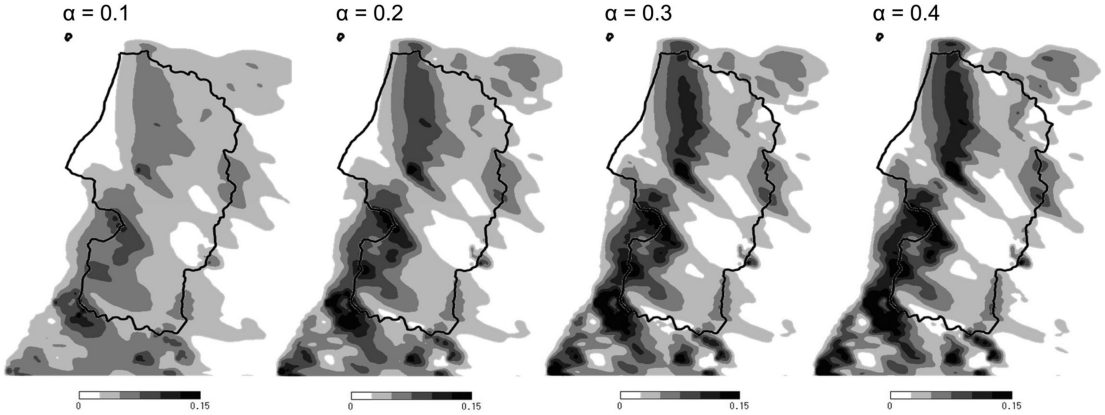
各パラメータは高層気象観測(秋田, 1981~2010年の各1~2月, 09時および21時観測)を基に検討した. 代表速さ U_0 は850 hPa面の風速の平均値, 下層の厚さ H_0 は850 hPa面のジオポテンシャル高度の平均値を各々考慮した. 下層の温位 θ_0 は $p = 1000, 925, 900, 850$ hPaの各等圧面における温位の平均値, 上層の温位 $\theta_0 + \Delta\theta$ は $p = 850, 800, 700, 600$ hPaの各等圧面における温位の平均値を各々考慮した.

季節風は, 流入口に相当する西側境界面と北側境界面から風速 U_0 の一様流を与えた. 風向は850 hPa面の合成風の風向の平均値を考慮し 280° の方角(西~西北西の季節風)とした.

相対湿度 R_h , 飽和比湿 q_s の鉛直プロファイルも上記の高層気象観測の平均プロファイルを基に構築した(第2図). 比湿 q は, 西側境界面上 ($x = 0$) の各格子点には次式(4)で与える一方, その他は一律ゼロに



第2図 相対湿度, 飽和比湿の鉛直プロファイル. 上段: 相対湿度 R_h , 下段: 飽和比湿 q_s . 高層気象観測(秋田, 1981~2010年の各1~2月, 09時および21時観測)を基に作成.



第3図 数値解析の結果（平均場）. 左から順に $\alpha=0.1, 0.2, 0.3, 0.4$ (降水量のレベルは無次元量として表記).

クリアした。これは水蒸気が全て西側境界面からのみ流入することを想定したものである。

$$q(y, z)|_{x=0} = q_s(z) \times \frac{R_n}{100} \quad (4)$$

比湿の境界条件は、流入口に相当する西側境界面では初期条件で固定し、その他は全て開放境界条件（勾配ゼロ条件）とした。その他の境界条件は、高野(2009)の理想実験と同様である。

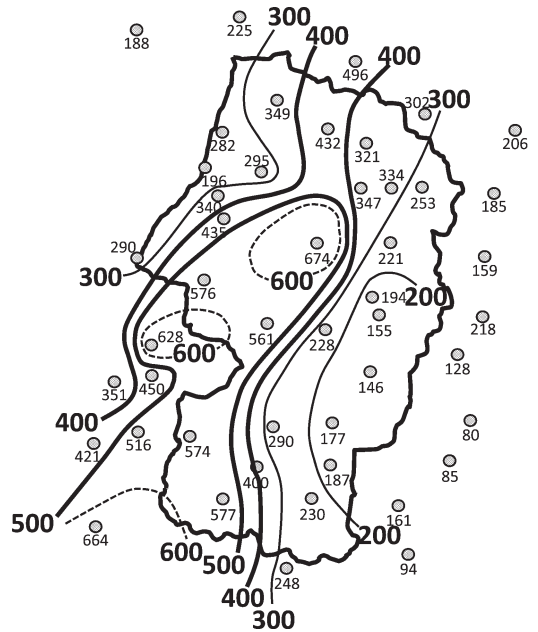
3.3 計算結果

第3図には数値計算の結果を示した。この計算では降水のモデル係数 α について、試験的に $\alpha=0.1, 0.2, 0.3, 0.4$ の4つの条件を与えた。 α の値が小さい場合は、降水域は比較的広く少なく分布する一方、 α の値が大きくなるにつれて極大域付近の狭い範囲に多く集中しやすい傾向が見られた。

降水域の分布は、出羽丘陵や朝日山地、さらに飯豊山地を中心とした山岳付近に広がり、山岳地形に沿って極大域が現れている。降水域は海上から内陸に進入しようとするが、これらの山岳地形によって進入を妨げられる様子が解析されている。

第4図には比較のため、1981~2010年の各1~2月の2ヶ月間の平均降水量 (mm) の分布を示した。400 mm 以上の領域は出羽丘陵や朝日山地、さらに飯豊山地を中心に広がり、特に500 mm 以上の極大域は朝日山地から飯豊山地付近にかけて広がっている。また、これらの山岳より内陸側では降水量が少なくなっている。

第3図と第4図の比較から、降水量の極大域の位置



第4図 降水量の平均分布 (1981~2010年, 1~2月). アメダス観測値を基に等値線のマニュアル解析により作成. 100 mm 毎に山形県内を通る等値線を描画.

や走向に関して両者の特徴は概ね一致している。

4. 具体的な事例の再現実験

次に、本モデルを用いて季節風の弱い（低フルード数）の場合と季節風の強い（高フルード数）の場合の事例解析を行った。以下の実験では、上記3.3の $\alpha =$

0.3の条件において、風向(角度)および風速(フルード数)のみを変化させた。ここで、 α の値は上記3.3で用いた0.1~0.4の中間の値を用いたものである。

4.1 低フルード数の場合 (2013年2月10日)

第5図aに2013年2月10日の1 km メッシュ解析雨量図を示す。この図は同日10時から21時までの計12件の1 km メッシュ解析雨量GPV(毎正時に観測される前1時間降水量[mm/h])を積算した12時間降水量(09~21時)を表示している。降水域は概ね、出羽丘陵や朝日山地、さらに飯豊山地と言った山岳地形よりも沿岸側を中心に分布しており、特に庄内平野付近に極大域が解析されている(図中A)。

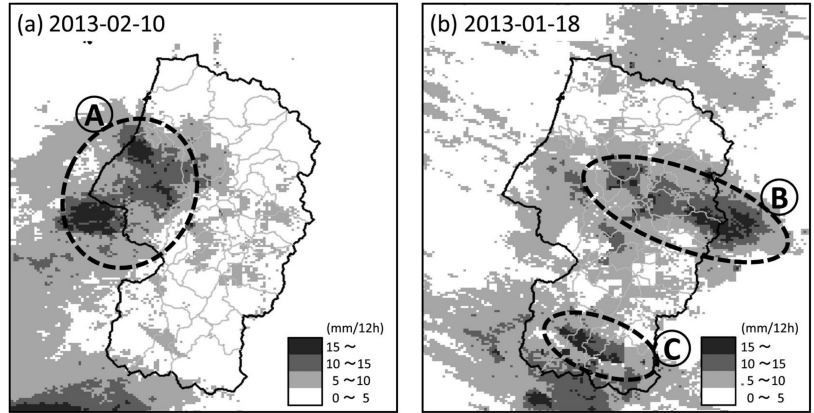
同日の高層気象観測(秋田)を基に、 $U_0 = 9 \text{ m/s}$ 、 $H_0 = 1410 \text{ m}$ 、 $\theta_0 = 272 \text{ K}$ 、 $\Delta\theta = 5 \text{ K}$ を設定し、風向 285° 、 $Fr = 0.6$ の条件で計算を行った。

計算の結果を第6図aに示す。降水量の極大域は概ね、出羽丘陵や朝日山地、さらに飯豊山地と言った山岳地形よりも海側を中心に分布しており(図中A')、この特徴は第5図aと概ね一致している。

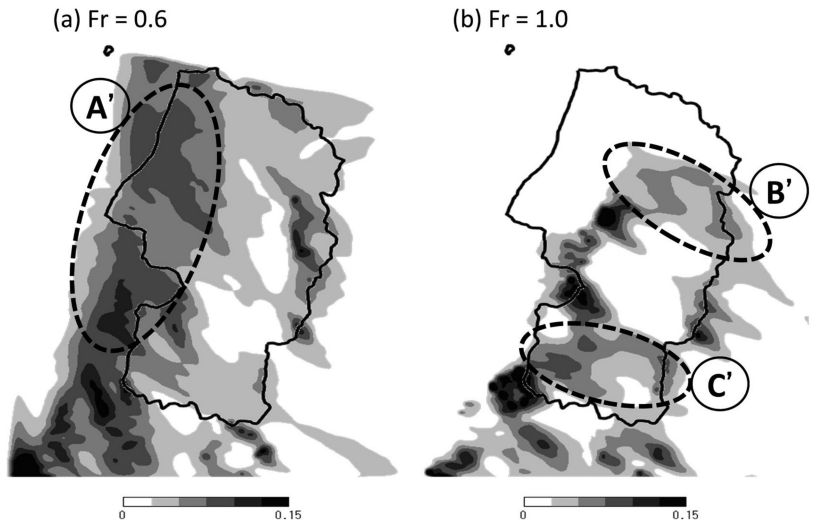
4.2 高フルード数の場合 (2013年1月18日)

第5図bに2013年1月18日の1 km メッシュ解析雨量図を示す。降水域は朝日山地の北側から東北東側にかけて(図中B)、および南側の飯豊山地から吾妻連峰付近にかけて(図中C)、各々帯状に広がり、内陸側で極大域が解析されている。

同日の高層気象観測(秋田)を基に、 $U_0 = 14 \text{ m/s}$ 、



第5図 1 km メッシュ解析雨量図(フルード数の比較)。(a)2013年2月10日、(b)2013年1月18日の09~21時の12時間降水量。1 km メッシュ解析雨量GPVより作成。



第6図 数値解析の結果(フルード数の比較)。(a) $Fr = 0.6$ 、(b) $Fr = 1.0$ (降水量のレベルは無次元量として表記)。

$H_0 = 1380 \text{ m}$ 、 $\theta_0 = 270 \text{ K}$ 、 $\Delta\theta = 4 \text{ K}$ を設定し、風向 300° 、 $Fr = 1.0$ の条件で計算を行った。

計算の結果を第6図bに示す。降水量の極大域は朝日山地沿いに広がる他、その北東(図中B')および南東(図中C')に位置する内陸側にも進入しており、この特徴は第5図bと良く一致している。

4.3 まとめと考察

第5図および第6図から、季節風が弱い(フルード数が低い)場合は、出羽丘陵や朝日山地、飯豊山地よりも沿岸側を中心に広がることが確認された。一方、

季節風が強い（フルード数が高い）場合は、朝日山地付近に広がる他、その南北にも各々迂回するように、さらに内陸側へと進入していく傾向が確認された。

フルード数が低い場合、季節風は朝日山地および、その南北に連なるより標高の低い丘陵地帯さえも乗り越えることが出来ず、沿岸側を中心に降水域を形成する。その一方で、フルード数が高い場合は、朝日山地の南北に連なる丘陵地帯を乗り越え、降水域はさらに内陸側へと進入するものと考えられる。

今回構築された数値モデルは、実際の大気の大規模な条件に比べて大幅に単純化・理想化されたものであるが、地形の影響に伴う降水域形成の特徴を再現することができた。

5. 今後の課題と展望

本モデルの数値計算スキームは未だ発展途上であり検討すべき課題は多い。一例を挙げると、上端境界面および流入側境界面において、現在適用している固定条件の代わりにレーリーダンピングの適用を検討する余地がある。

今回は高野（2009）と同様に、上端境界面および流入側境界面に固定条件を適用したため、各境界付近で内部重力波の反射ノイズによる影響が現れた。

そこで、これらの境界条件にレーリーダンピングを適用することにより、反射ノイズを抑制しながら外部環境の条件を反映できることが期待される。

謝辞

研究や教育を本務としない環境にあつて本研究を進めるに当たり、株式会社 SnowCast 代表取締役・杉浦 聡気象予報士より、多くの御支援を頂きました。また、本調査ノートの投稿・改稿に際しては、担当編集委員の茂木耕作博士より丁寧なアドバイスを頂きました。

地上および高層気象観測データ、1 km メッシュ解析雨量 GPV は、気象庁・（一財）気象業務支援センターより公開および提供されたデータを使用しました。本研究の数値モデル地形の構築および第 1 図の作成には国土地理院の数値地図 1 km メッシュを使用しました。

以上、各関係者の皆様に心より感謝を申し上げます。

参考文献

- 河村哲也, 2005: 流れのシミュレーションの応用! (コンピュータ環境科学ライブラリー④). 山海堂, 123-124.
- 力石國男, 蓬田安弘, 石田祐宣, 2006: 山形県庄内平野の強風「清川だし」の発生機構について. 第19回風工学シンポジウム論文集, 19-24.
- 佐々木華織, 菅野洋光, 横山克至, 松島 大, 森山真久, 深堀協子, 余 偉明, 2004: “清川ダシ” 吹走時に観測された強風域および風の鉛直構造の特徴. 天気, 51, 881-894.
- 高野哲夫, 2009: 3次元熱流体数値モデルの独自開発—山形県置賜地方の冬季局地風への適用—. 天気, 56, 471-476.
- 高野哲夫, 2012: 新潟県内における冬の季節風と降雪をもたらす雲域形成の関係. 日本気象学会2012年度春季大会講演予稿集, P152.
- 高野哲夫, 2013: 新潟県内における冬の季節風とフルード数, 降水域形成の関係. 日本気象学会2013年度春季大会講演予稿集, P308.
- 竹花峰夫, 1957: 地形風について (清川ダシと広戸風). 天気, 4, 223-224.
- 竹内衛夫, 1986: 山形県庄内平野中部の局地風について. 天気, 33, 219-231.
- 山岸米二郎, 2002: 気象予報のための風の基礎知識. オーム社, 50-56, 178-182.
- 山岸米二郎, 加藤 廣, 1996: 山形県北部の局地強風の発生機構の考察. 気象庁研究時報, 48, 3-13.