

降雪数値実験による 北陸地方の降雪予測に関する研究

Study of predicting snowfall intensity in Hokuriku region with a meteorological numerical simulation model.

熊倉俊郎¹・早川典生²

Toshiro KUMAKURA, Norio HAYAKAWA

¹正会員 工修 長岡技術科学大学助手 環境・建設系 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

²フェロー Ph.D 長岡技術科学大学 環境・建設系 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

The amount of snowcover accumulation in Hokuriku region is not well known over mountainous area because observing frequency and a number of observatory in the mountainous area are not enough to obtain necessary data. We attempt to simulate for predicting the snowfall intensity over the whole area with a meteorological numerical simulation model. We found that the simulated snowfall intensity underestimates the observed intensity although the horizontal patterns of snowfall area and cloud-generating area are simulated well. We also found that realistic values of the roughness length and the albedo at the ground surface play important roles to obtain the accurate horizontal distribution of snowfall under a winter monsoon at Hokuriku region.

Key Words : *snowfall intensity, meteorological numerical simulation*

1. はじめに

積雪は、山岳域での大規模雪崩、道路への雪崩、春先の河川流量の増大などの災害の原因となる一方で、人間活動のための水資源を供給するという役割も担っている。積雪の測定は、特定地点での各種積雪観測や、リモートセンシング技術を用いた積雪域の判定、積雪深の予測などが行われてきた。積雪は本来広域に積もり、その総水量が災害や水資源問題に最も直接に関連する量である。しかし、雪の多い山岳域での地上広域観測は不可能であり、衛星リモートセンシングでも、悪天下の冬季観測は困難であり、天候に左右されないマイクロ波の衛星観測でも十分な精度で積雪深を導出するのは困難である。積雪深や積雪水量の直接測定が困難であれば、広域、長期の降雪観測が重要となる。日本海沿岸域での気象数値実験や降雪メカニズムの研究は既に幾つか行われている。気象レーダを用いた降雪現象の検討なども古くから行われており、数値実験も、Saito *et al.*¹⁾ による、雲物理過程の検証を行う短期実験もなされている。これらの研究は山岳域の斜面や、海洋域で実施されたものが多く、平野部を含めた地域全体に関する検討は少ない。気象数値実験の場合は降雪、積雪予測が可能であり、観測値と合わせて考えれば災害管理や水管理、気候研究等に役立つと考えられる。そ

こでここでは、気象数値モデルを用いた総観スケールでの数値実験の予測精度について、地上観測データやレーダ観測データに基づき検証、考察した。

2. 手法とデータ

(1) 気象数値モデル

本研究では、気象庁 NHM (気象庁非静力モデル)²⁾を用いた。完全圧縮系の非静力学平衡近似モデルで、水平には、ランベルト正積方位図法に投影された、マップファクターを適用した等距離グリッド点を持つ。鉛直座標系は、地表面からの高さを用いた Z^* 座標系で、地表面近傍で気層が薄く、高さに従って厚くなるように取られ、38 グリッド点を持つ。また、水平解像度は、2, 5, 10 km について実験した。モデルの計算領域は図-1に示すように境界に山岳域がかからないように選択した。地中グリッドは数点取られ、地温が予測されている。雲物理過程は、気象庁で現業用を目的に作成された、水物質の混合比のみを予測する、霰と雹を区別しない3クラスのバルクモデルを用いた。また、湿潤対流調節や大規模凝結は使用していない。そのため、水平解像度 10 km の実験では、降雪雲の擾乱のスケールが数 km 以下であることを考えると、グリッド内で1種類の雲が存在すると仮定している雲物理過程のみで

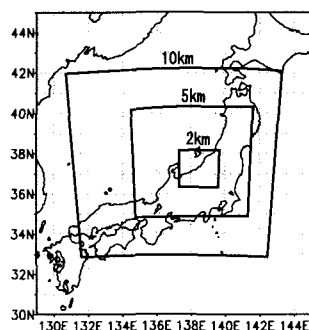


図-1 数値実験領域。縦軸、横軸は経度、緯度である。

は若干無理がある可能性がある。さらに、NHM では、陸面の物理過程がまだ開発途中であり、陸面パラメータは草地を基本とした一定値で、かつ、積雪による陸面の変化も組み込まれていない。

大気の初期条件と境界条件は、NCEP (National Centers for Environmental Prediction) による GDAS (Global Data Assimilation System) の解析データを用いた。以下、このデータを簡単に GDAS と称する。GDAS は 6 時間毎 (00Z,06Z,12Z,18Z) のデータで、水平解像度は緯度、経度両方向とも 1.0 度である。これらのデータから気温、風速、湿度、気圧に相当する力学量を作成し、初期値、側面境界値とした。モデルの底面境界条件は、標高に関しては USGS (United States Geological Survey) が編集した 30 秒グリッドの地形データ (GTOPO30) を用いた。NHM をセルフネスティングする場合は、内側モデルの境界で不安定を起こさないように、最外縁から 10 グリッド内部まで外側モデルの平滑化された標高値により補正を施した。海面温度は、CDC (Climate Diagnostic Center) による SST の週平均値と GDAS の 6 時間値を併用して、6 時間値を作って適用した。GDAS の海面水温と CDC のものとは、日本海中部から北部にかけて 1℃程度の差異があったが、12℃ (能登半島根元辺り) を共通点として、CDC の経度方向の温度傾度を用いて SST を作成した。

モデルの計算期間は、海岸沿の平野部に雪が観測される里雪型を含む時とし、2001 年 1 月 26 日 00Z から 29 日 00Z までとした。最初の 1 日は計算安定のための予備実験期間と考え、27 日 00Z から 29 日 00Z までの 1 時間毎の出力を解析に用いた。この期間の総観規模の概況は、26 日から 27 日にかけて低気圧が北陸域を通過し、降水が発生しており、その後、冬の北東季節風が強まって、里雪型の降水が発生している。それ以降は山雪型となった。27,28 日の 2 日間平均の海面更正気圧分布を 図-2 に示した。

数値実験は、モデルの種類と水平解像度毎に幾つかの実験を行った。その一覧を表-1 に示した。以後、数値実験の区別はこの表の実験名を用いる。N で始まる実

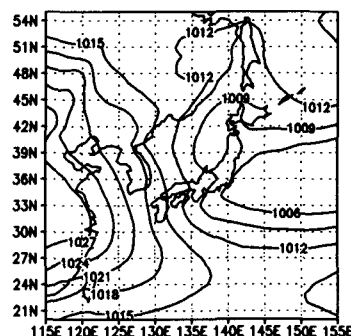


図-2 2001 年 1 月 27,28 日の 2 日平均海面更正気圧。

表-1 数値実験の種類と実験名。Z₀ は陸面粗度、A は陸面アルベドを表す。

実験名	初期、境界条件	ΔX	Z ₀	A
N10g	GDAS+CDC	10 km	0.1 m	0.2
N05n	N10g	5 km	0.1 m	0.2
N02n	N05n	2 km	0.1 m	0.2
Z10g	GDAS+CDC	10 km	4.0 m	0.5
Z05n	Z10g	5 km	4.0 m	0.5

験はコントロール実験で、Z は陸面境界パラメータを変更した実験である。水平解像度 10 km の実験は GDAS を初期、境界条件とした実験で、水平解像度 5 km の実験は、10 km の実験結果からオフラインセルフネスティングして実施した。2 km は 5 km の実験結果から同様に実施した。

降水量の水平分布の比較のために、気象庁によるレーダアメダス解析雨量データを用いた。このデータは、気象庁が設置している全国を覆うレーダ観測網の観測結果を AMeDAS (Automated Data Acquisition System) 観測値で降水強度値を修正したものである。水平解像度は約 5 km である。以下、このデータを RA データと称する。気象庁の AMeDAS 観測点の設置位置等を 図-3 に示した。ここでは、降雪量を問題としているため、RA 観測結果は、以下の点で数値実験結果の比較対象として問題がある可能性がある。1) 主に雨滴を対象としたレーダ観測を行っていることと、2) AMeDAS 観測値には固体降水の捕捉率補正が必要と考えられることである。1) に関しては、少なくとも地上では、各 AMeDAS 観測点の観測結果とほぼ同等の時系列挙動、絶対値を示していることから、数時間平均を施せば利用可能であると考えられる。2) に関しては、AMeDAS 観測点の降水量計は風よけ無しの温水量雨量計である。固体降水である雪は、風速により降水量計に捕捉されにくいと、この種の降水量計の測定値に対しては風速による捕捉率補正を施す必要がある。AMeDAS 観測点で用いられている RT-3 型と呼ばれる降水量計に対しても、横山ら³⁾により捕捉率の計測が行われている。その結果を参照すると、雪に対しては風速が 2 m/s の

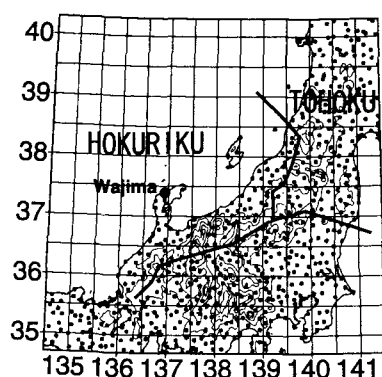


図-3 AMeDAS 雨量観測点の位置。小点が AMeDAS 観測点を表す。大きな点は高層気象観測点の輪島を示した。等値線は標高の概略を示す。

とき捕捉率が 0.6 程度となり、陸面上の観測結果に対しては、約 2 倍程度の過小評価の可能性があると考えれば良い。他にも、吹雪の場合の降雪未捕捉などの観測誤差も考えられるが、ここでは、考慮しない。さらに、雲の水平分布を把握するために、静止気象衛星 GMS5 の近赤外バンド IR1 のデータを用いた。高知大学にアーカイブされたデータを同所に保管されたキャリブレーションデータを基に黒体放射温度 T_{BB} に変換したものをを用いた。雲域の把握には可視バンドの方が比較しやすいが、比較期間に夜が含まれることを考え、赤外バンドを使用した。また、大気鉛直分布を検証するために、気象庁の行っている気象ゾンデによる高層気象観測結果を利用した。

3. 結果と考察

(1) 水平分布の比較

低気圧通過時の 27 日全日と、冬型の気圧配置に入っすぐ降雪が発生した 28 日の 00Z から 12Z までの平均時間降水量の数値実験 N05n の結果を図-4(a),(b)に、RA 観測結果を図-4(c),(d)に示した。(b),(d)の比較では、山岳域に向かって降水量が多くなるという典型的な冬型の降水の特長は現われているものの、全体的に降水量がかなり少なく見積もられている。(a),(c)では、一部の降水域のずれ、若干の数値計算結果の小ささが見られるが、28 日前半日の過小評価程ではなく、数値実験、観測ともにほぼ同量の降水量となっている。

よって、総観規模の擾乱に伴う降水についてはある程度それらしい絶対値が得られるが、冬季季節風下での降水量により大きな問題があることを示している。原因として考えられるのは、雲、降水の生成に関わることと、与えられた境界条件の問題であろう。前者では、27 日の結果が良いことを考えれば、層状雲よりも対流雲の生成に関して問題がありそうに思え、(a) 対流雲からの降水が的確に表現されていない可能性、(b) 対流雲の

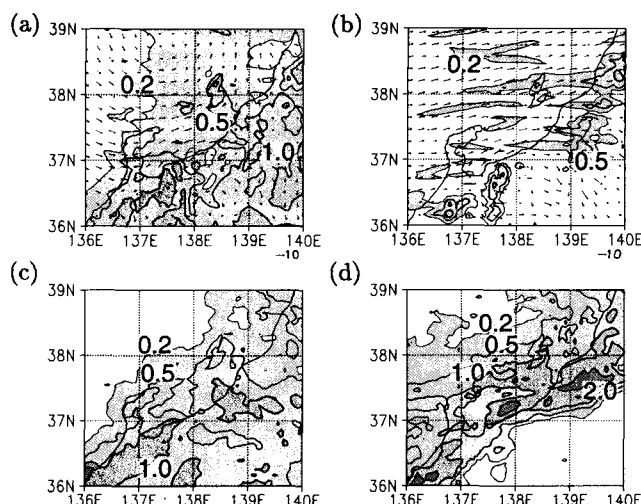


図-4 (a),(c) は 27 日全日、(b),(d) は 28 日 00Z から 12Z までの平均時間降水量 (mm/hour)。(a),(b) は N05n の数値実験結果で、(c),(d) は RA 観測結果。等値線は 0.2, 0.5, 1.0, 2.0 毎に引き、0.2 から 1.0 以上にかけて徐々に濃い影を付けた。(a),(b) には $Z^* = 20$ (m) の平均風速を描いた。

形成が的確に表現されていない可能性、の 2 つが考えられる。(a) は、浮遊体から落下体への変換であるオートコンバージョンに関わるものである。既に NHM では、雲水から雨水、雲氷から雪へのオートコンバージョンの閾値を小さめに設定しており、十分な量が降水や雪に変化していると考えられるため、ここでは問題としない。(b) については、GMS 観測との比較を行ってみる。図-5 に N05n の浮遊水量 (大気中に含まれる雲水、雲氷、雨、雪、霰の合計を指す) の水平分布 (a) と GMS IR1 による T_{BB} の水平分布 (b) を示した。双方とも、28 日 00Z から 12Z までの平均値を表したが、正時観測のスナップショットデータを基に時間毎に集計しているため、連続的な平均値ではない。直接的には関連しない量だが、雲水の多い場所は雲頂高度が高いと仮定すると、パターンの比較はできる。山岳域は除いて考えると、数値実験での浮遊水の出現パターンは観測に近いものの、非常に分散的で組織化されていないことがわかる。モデル自体の扱い方、という点では、雲物理バルクモデルは比較的小さな水平スケールで使用する事が求められるため、モデルが十分働くと考えられる水平解像度 2 km の実験を実施してみた。結果は、図-6 に示した。28 日 00Z から 12Z までの平均値で、濃淡は降水量、等値線は浮遊水量を表す。N05n の実験結果と比較して、地形の表現が細くなった分の違いと雲発生スケールが細くなっているという違いは現われているものの、傾向としてはほとんど変わらない結果となっている。実際には降雪対流雲の構造は非常に微細な構造を含むことが知られており、数値計算では表現できる現象の大きさはグリッドサイズ

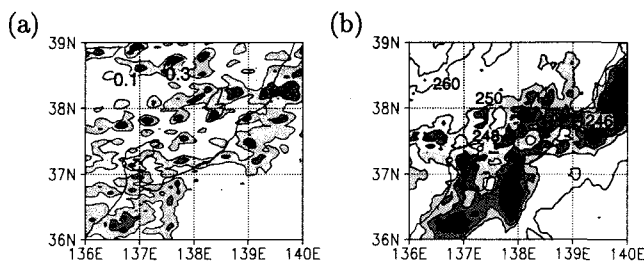


図-5 (a) N05n の浮遊水量 (kg/m^2) と (b) GMS IR1 による T_{BB} (K) の 28 日 00Z から 12Z までの平均水平分布。(a) は 0.1, 0.3, 0.5 に等値線、0.1 から 0.5 以上にかけて徐々に濃い影を、(b) は 246, 248, 250, 260 に等値線、246 以下から 250 以下にかけて徐々に薄い影をつけた。

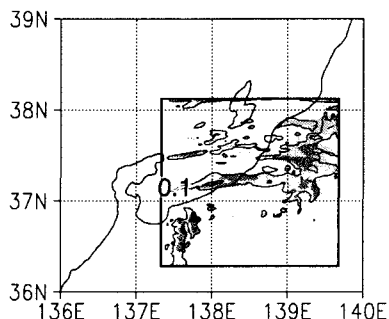


図-6 28 日 00Z から 12Z までの N02n の降水量時間平均値 (mm/hour) と浮遊水量 (kg/m^2) の水平分布。降水量は 0.2, 0.5, 1 以上に徐々に濃い影をつけて表し、浮遊水量は 0.1 に等値線を引いた。黒い枠は計算領域である。

の数倍であることを考えると、2 km のグリッドサイズは不十分かもしれない。しかしながら、これ以上の解像度の実験は、各過程のパラメータの調整が必要と考えられるため、今回は実施しなかった。

境界条件の問題に関しては、(c) 大気場、海面温度が的確に境界から与えられていない可能性、(d) 現状の NHM では十分に考慮されていない、陸面過程が的確でない可能性、等が考えられる。すると、GDAS と CDC のデータで 1°C も評価が異なっていた海面水温の不十分性がまず考えられる。冬季季節風下での水蒸気蒸発量は、日本海上での潜熱 E 、顕熱 S の和の平均値 $E+S$ が $200 \text{ W}/\text{m}^2$ 以上と言われており、本数値実験では、能登半島北端から佐渡にかけての海域で、28 日の前半では約 $150 \text{ W}/\text{m}^2$ 、28 日後半では約 $230 \text{ W}/\text{m}^2$ であった。比較的小さい値であるが、観測される量の範囲内には入っていると思われる。

以上から、陸面の境界条件、大気の側面境界条件、が検討の対象として残る。以下、それらについて検討する。

(2) 陸面パラメータ

新潟県沖で発生する雪雲に関しては、古くから観測されており、近年でもレーダを用いた集中観測なども行われ、発生機構の研究も多く為されている。Tsuboki *et al.* ⁴⁾等により、日本海沿岸沿いでは、雪雲発生期

に陸から海への背の低い低温の陸風が現われ、それが雪雲発生に大きく関わっていることが明らかにされている。本研究で選択した実験期間中には、吉崎らによるレーダ集中観測が実施されており、その観測結果から、28 日にも頻繁に陸風が観測されていることがわかった (<http://stellar.lowtem.hokudai.ac.jp/Nigata/>)。図-4(b)を見ると、地形性と思われる北寄りの風が飛騨山脈北部沖に見られるが、降水域は新潟平野より南になびくように現われているだけで、図-4(d)に見られるような海浜から平野部にかけての大規模な降水域が現われていないのがわかる。実際に降水域の時間推移を見ると、海洋域 (日本海または沿岸域) で発生した降水域がそのまま陸域に上陸することが多く、海洋上での雲の形成は重要である可能性がある。先に述べた陸風の高さは約 2000 m 以下であるとの報告があるが、NHM の場合、その高度までは 10 層の大気層が定義されており、鉛直解像度の不足が問題とはならない。よって、まずは陸面パラメータの影響を調べることにする。

NHM の陸面過程では、粗度、アルベド、その他、土壌の物理パラメータを境界条件として与えることができる。過去の気象庁の NHM 実験では、陸面情報は RSM 等の別モデルの結果を与えるなどしており、本実験のように陸面が雪で覆われる状況は再現できない。ここでは、簡易的に、現在与えている表面粗度の一定値 0.1 m を、雪で被覆された森林、あるいは雪の落ちた森林等を考慮して、灌木程度の値 4.0 m に変更し、さらに、草が被った土壌を想定したアルベド値 0.2 を積雪を考慮したアルベド値 0.5 を与え直してその影響を考察することとした。粗度に関しては、本比較期間、比較領域の AMeDAS 観測点の平均風速は約 $2.7 \text{ m}/\text{s}$ で、それらの観測高さは平均で約 7.6 m 程度であるから、中立を仮定した風速の鉛直分布の対数則を用いると観測値が 7.6 m で $2.7 \text{ m}/\text{s}$ であれば、 $Z^* = 20 \text{ m}$ では、粗度が 0.1 m から 1 m 程度であれば $3 \text{ m}/\text{s}$ から $4 \text{ m}/\text{s}$ 程度でなければならず、数値実験結果の $Z^* = 20 \text{ m}$ の平均値 $7.7 \text{ m}/\text{s}$ は、強すぎると考えられる。よって、粗度値の修正は妥当なものと考えられる。アルベドについては、雪面アルベドは 0.7 から 0.9 程度であるが、森林の上に積もった雪は程無く落下するし、その他、地上物の影響、土壌の露出等を考慮して、0.5 程度と見積もった。この 2 値を変更した実験が Z10g, Z05n である。なお、海洋については、Kondo (1975) による海面粗度の算出式により求められているため、変更されていない。

図-7 に、N05n と Z05n の降水量の比を示した。それぞれの 28 日 00Z から 12Z までの平均時間降水量 (mm/hour) を P_r^n , P_r^z とすれば、 $\log(P_r^z/P_r^n)$ を描いた。濃い影で塗られた領域が能登半島から佐渡ヶ島南

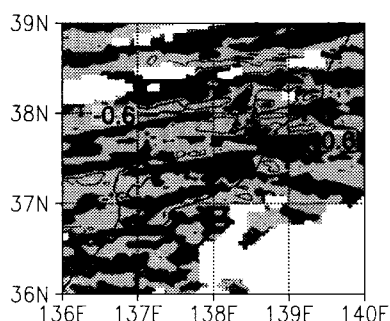


図-7 28日 00Z から 12Z までの N05n の降水量 P_r^N と Z05n の降水量 P_r^Z の比を $\log(P_r^Z/P_r^N)$ として描いた。0 より大きい部分に濃い影をつけ、小さい部分に薄い影をつけた。抜けた部分は降水量の少ない領域である。-0.6, 0.6 に等値線を描いた。 $10^{0.6}$ は約 4 である。

部にわたって広がっており、一方で、佐渡ヶ島から北の部分で N05n が大きいという結果になっている。図-4(b),(d) の比較から、Z05n は観測の降水量分布に近づく傾向を示していることがわかる。

ここで行った数値実験の陸域の影響としてまず考えられるのが、陸面の温度低下と共に陸面近傍の下向き運動量フラックス増大に伴う大気の運動の減少であろう。ここで、陸面、かつ、標高 200 m 以下で、新潟平野近傍(東経 138.5 度から 139.5 度、北緯 37.2 度から 38.1 度)のグリッド点を全て選び、28 日 00Z から 12Z までの平均鉛直分布を導出して比較した。結果を図-8 に示す。左から、気温(N05n)、気温差(Z05n-N05n)、風速(N05n)、風速差(Z05n-N05n)、鉛直速度(N05n)、鉛直速度比(Z05n/N05n)、鉛直水蒸気フラックス比(Z05n/N05n)、浮遊水量(N05n)、浮遊水量差(Z05n-N05n)である。それぞれの単位は図中に示した。縦軸は Z^* である。加えて、同領域、同時刻で、降水量の計算値の比を調べると、N05n に比べて、約 9 %、Z05n の方が多く計算されていた。陸面近傍の気温では、 $Z^* = 20$ m で平均 0.8 °C 程度 Z05n が低く、大気の密度も最大で約 0.4 % 程度大きくなっている。さらに、Z05n では、風速は 2.5 m/s 程弱くなった。 $Z^* = 300$ m 近傍でほぼ同じ風速となり、その上空は 5000 m まで Z05n が強く、平均して 0.1 m/s 強くなっている。それに伴い、上昇流は、 $Z^* = 500$ m 近傍で N05n が 8 cm 程度なのに対して 1 割程強くなっている。鉛直水蒸気フラックスは、 $Z^* = 200$ m から 1500 m にわたって増加し、 $Z^* = 500$ m で最大 8 % 程度増加している。浮遊水量は $Z^* = 1200$ m から 2700 m までの高度で増加している。側面からの水蒸気流入に関しては、北緯 37 度から 39 度にあたる本州域の海岸線を通過する水蒸気量を求めたところ、N05n では 48.4 kg/m/s、Z05n では、48.3 kg/m/s と、ほとんど同じ程度で、むしろ Z05n の方が若干小さい。能登半島から佐渡ヶ島

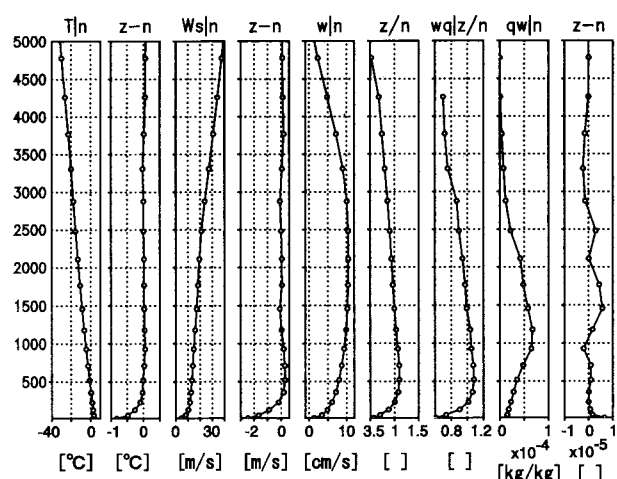


図-8 左から、気温(N05n)、気温差(Z05n-N05n)、風速(N05n)、風速差(Z05n-N05n)、鉛直速度(N05n)、鉛直速度比(Z05n/N05n)、鉛直水蒸気フラックス比(Z05n/N05n)、浮遊水量(N05n)、浮遊水量差(Z05n-N05n)である。単位は図の下に示した。縦軸は Z^* 高度である。

にかけての海域での可降水量の平均値は、両実験ともにほとんど等しく、1 % の違いもなかった。陸域に形成された頑丈な接地境界層に、流入した大気が増え、あるいは北側に逃げ、乗上げた分が垂直に水蒸気を運び、浮遊水を増やしたと考えられる。よって、Z05n の方が陸面で若干降水量が多く観測されたことは、側面から流入してきた大気の陸上での挙動に因るところが大きいことがわかった。

海洋域については、図-7 では、能登半島、本州、佐渡ヶ島で囲まれる領域でも降水量の増加が見られている。浮遊水量の鉛直積分量に関しては、同所で Z05n は N05n の 1.5 倍あることも確認した。28 日 00Z から 12Z にかけての Z05n と N05n の自由大気の上端近傍 $Z^* = 360$ m の南北方向の風速差を図-9 に示す。最も目立つ点は、飛騨山脈北部を北側に回り込む気塊による移流が活発化している点で、同所の気温も、N05n に比べて Z05n の方が低温である。これは、 $Z^* = 20$ m から $Z^* = 500$ m にかけていずれの層でも顕著であり、これらの冷気塊が能登半島東部で N05n より収束を作り出し、上層への鉛直流を活発化させている。これは、富山湾から能登半島にかけての地域で報告されている上昇域に当てはまり、それが適切に強化された(GMS でも RA でも雲、及び降水が確認される)という意味で、正しい結果に近づいたと考えられる。

(3) 側面境界条件

次に、側面境界条件が適切かどうかを検討する。本実験では NCEP の GDAS を用いたが、これらは全球数値モデルを用いた 4 次元同化の結果であるため、本研究のスケールでは、空間解像度が十分ではない可能性

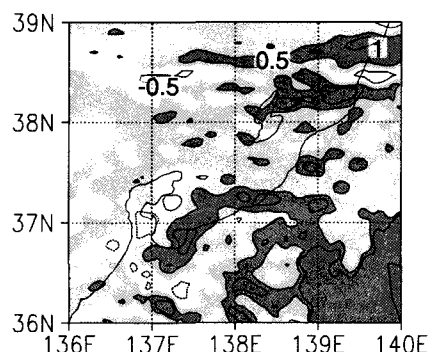


図-9 28日 00Z から 12Z にかけての Z05n と N05n の $Z^* = 360$ m での南北風速差 (m/s)。0 から 0.5、0.5 以上に薄い影と濃い影を付けた。等値線間隔は 0.5 で、0 を基準に描いた。

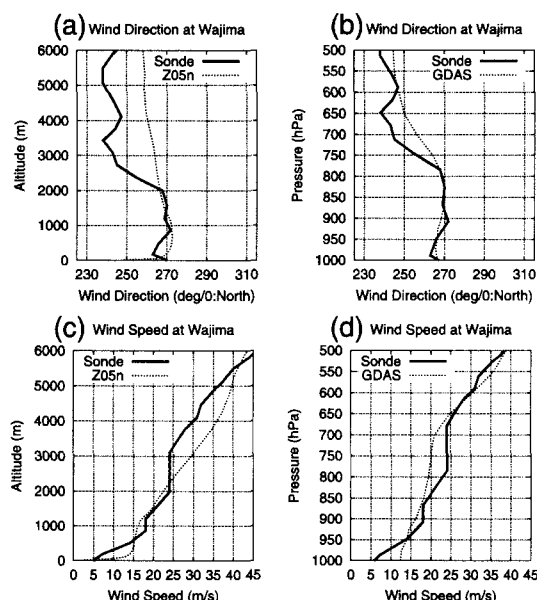


図-10 28日 12Z の輪島の高層気象観測と Z05n, GDAS の風速鉛直分布の比較。(a),(b) が風向、(c),(d) が風速の比較である。(a),(c) は高層気象観測と Z05n の比較で、(b),(d) は GDAS との比較である。それぞれの単位は図中に示した。

があるため、研究領域内に含まれる輪島での 28 日 12Z の高層気象観測と比較する。その結果が図-10 である。(a),(c) が高層気象観測と Z05n の比較、(b), (d) が高層気象観測と GDAS の比較である。GDAS のデータは、輪島の位置に合わせて水平方向に重み付けして平均した。GDAS は、概ね良い鉛直分布をしており、700 hPa 以上の気圧レベルで風速分布が若干異なる。一方、Z05n では、2000 m 以下の高度では良い鉛直分布が見られたが、それ以上の高度で高層気象観測と幾分異なっている。北陸沿岸で励起される上昇流は主として低層での収束により起きることを考慮すれば、数値実験結果の 2000 m 以下の確からしい振舞いは十分現象を表現できると考えられるが、それより背の伸びた積乱雲の挙動は現実と異なる可能性が考えられる。

4. 結論

非静力モデルを用いて、北陸冬季の降雪期について、数値実験を行い、その予測性について考察した。2001 年 1 月 27 日から 28 日にかけての数値実験結果をレーダアメダス解析雨量や GMS 衛星の赤外面像と比較することにより次のことがわかった。1) 降水量は総観規模の現象である低気圧通過時にはほぼ正確な降水量が推定されたが、冬季季節風による降水では過小評価となった。2) 大気に浮遊している液水の生成箇所、通過場所等は、概して良く推定されたが、全体的に数値計算では散漫な分布となり、特に海洋上に少ない結果となった。3) 陸面粗度 Z_0 と陸面アルベド A を考察に基づいて、 $Z_0 = 0.1$, $A = 0.2$ から、それぞれ 4.0, 0.5 に変更した結果、平野部では降水量が増し、海洋上では雲の生成が 1.5 倍になり、降水量増加が見られた。平野部の降水増加は側面から流入した大気が、陸面近傍の動きの遅い接地境界層に乗り上げる効果により増したと考えられ、海洋上の雲、降水の増加は富山平野近傍から飛騨山脈を北回りする気流が強化され、富山湾から能登半島、佐渡ヶ島に囲まれる地域の収束を強化したためと考えられる。4) 空間解像度の粗い側面境界条件を与えても、2000 m 以下の大気では現実に近い風向風速の鉛直分布を再現できた。

以上から、降雪予測の数値実験は定性的には現実に近い降水量分布を導くことができたが、絶対値にまだ問題があり、今後の更なる検討が必要である。

謝辞： 本研究は、科学技術振興事業団による戦略的創造研究推進事業 (CREST) の援助を受けた。気象庁からは非静力モデル NHM を利用させていただいた。開発に携わった多くの方々に謝意を表す。また、高知大学の菊地時夫博士には、GMS5 の画像データを使用させていただいた。ここに謝意を表す。また、防災科学研究所長岡雪氷防災研究所の中井専人博士には有用な助言を多数いただいた。ここに謝意を表す。

参考文献

- 1) Saito K. and M. Murakami: Sensitivity Experiment on the Orographic Snowfall over the Mountainous Region of Northern Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.74, pp.797-813, 1996.
- 2) 気象庁予報部数値予報課: 気象庁非静力学モデル, 数値予報課報告・別冊 49 号, 2003.
- 3) 横山宏太郎、大野宏之、小南靖弘、井上聡、川方: 冬期における降水量計の捕捉特性, 雪氷, 65 巻, pp.303-316, 2003.
- 4) Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama: Structure of a Land Breeze and Snowfall Enhancement at the Leading Edge, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.67, pp.757-770, 1989.

(2003. 9. 30 受付)