

4011 : 1093 (数値予報 ; 局地風)

1. ダイナミックダウンスケールの課題と展望

岩崎 俊樹*・沢田 雅洋*

1. はじめに

ダウンスケールとは、低解像度の気象情報が与えられたとき、詳細な気象を推定することを指す。総観場に対する数値予報の精度は大きく向上した。今後は、

気象災害の軽減を目指し、メソ現象の予測精度向上に対する期待が高まっている。地球温暖化問題においては、グローバルな気候変化から、地域の気候変化へと、社会の関心が移っている。気象予測でも温暖化情報でも、適切なダウンスケールにより詳細な情報作成が期待されている。

力学的なダウンスケール (ダイナミックダウンス

* 東北大学大学院理学研究科。

© 2010 日本気象学会

ケール)では、時間変化する側面境界条件の下で、その内部を領域数値モデルにより予報・診断する。狭い領域であれば、多重にネストを繰り返すことにより、超高解像度の数値積分も実行可能である。計算機の低廉化と数値モデルの標準化が進み、誰でも、研究対象に合わせた解像度の数値モデルを容易に利用できるようになった。高解像度モデルを用いて、複雑な地形効果や地表面状態を考慮した地域に特有な局地的現象の再現も行われている。身近な気象情報を直接予報・診断することにより、天気予報や防災はもとより、航空、大気汚染、エネルギー生産、農林水産業、観光、商業など幅広い産業利用が期待される。

ただし、ダイナミックダウンスケールも万能ではない。数値モデルの表現する世界は力学的に整合的だが、だからといって、予測や診断が正しいわけではない。与えた側面境界条件に誤差があれば、内部の大気状態は実際とはかけ離れた応答を示す。リアルに現象を再現するだけに、かえって誤差を見落とす危険も多い。もちろん、初期条件や数値モデルの不完全性に伴う誤差成長がそれに加わることは言うまでもない。ダイナミックダウンスケールを利用するには、限界を良くわきまえ、性能(不確実性)に応じた適切な利用法を心がける必要がある。

2. ターゲット(再現対象)の解像度依存性

数値モデルでは格子間隔をターゲットのサイズのおよそ10分の1程度にセットする必要がある。換言すれば、数値モデルは解像度によって表現できる現象(ターゲット)が異なる。

水平メッシュ間隔10km程度のモデルは、台風や梅雨前線上のメソ低気圧など、メソ α スケールの擾乱が、主たるターゲットである。ダウンスケール用の数値モデルとしては比較的解像度が低く、計算コストも安いので、長期積分やアンサンブル予報などに利用される。与えられた側面境界条件の下で長期積分を行い気候学的な情報を得るダウンスケールシステムを局地気候モデルと呼ぶことがある。温暖化研究に用いる全球気候モデルは概して解像度が低く、日本の気候に重要な梅雨前線や台風の再現は難しい。梅雨前線や台風の温暖化情報を得るために、しばしば、局地気候モデルが利用される。

水平メッシュ間隔1km程度のモデルは、雄大な深い積雲対流を解像することができる。深い積雲対流は大気運動の重要な駆動力である。低解像度モデルでは、

積雲対流の効果をパラメータ化により表現している。これまで30年もの間、さまざまなパラメータ化が提案されてきた。しかし、その性能はなお十分満足できるレベルとは言えない。「積雲対流のパラメタリゼーション」の呪縛から解放されるためには、メッシュサイズが1km程度の雲解像モデルを用いて複雑な雲物理過程を陽に表現することが望ましい。メッシュサイズが1km程度の数値モデルは、局地循環の大まかな特徴を捉える上でも有効である。後述するように、山岳波(共鳴風下波)も海陸風の前線の位置も、1kmメッシュならば、おおよそ表現できる。なお、水平メッシュサイズが10kmより小さい場合は、静力学平衡が成り立たない。このため、このような高解像度数値モデルには、非静力学の力学コアが必要である。

水平メッシュ間隔0.1km程度のモデルは、浅い対流も直接表現することが可能である。大気境界層内には、浅い対流が組織化され、水平ロール状対流(後述)や層積雲などが形成される。東北地方で関心が高いヤマセの層積雲も解像度により、数値モデルの表現が大きく変動する(Nagasawa *et al.* 2006)。低解像度モデルでは、浅い対流の組織化が陽に表現されないため、適切なパラメタリゼーションが必要である。雲は、気温や風などの地上気象要素に直接影響を与えるので、正確な予測・診断が求められる。陸上の大気境界層の構造は地表面状態にも大きく左右されるので、陸面水文過程の扱いも重要である。とくに、ヒートアイランドなどの都市気候の問題は、この解像度の数値モデルの重要な研究テーマである。

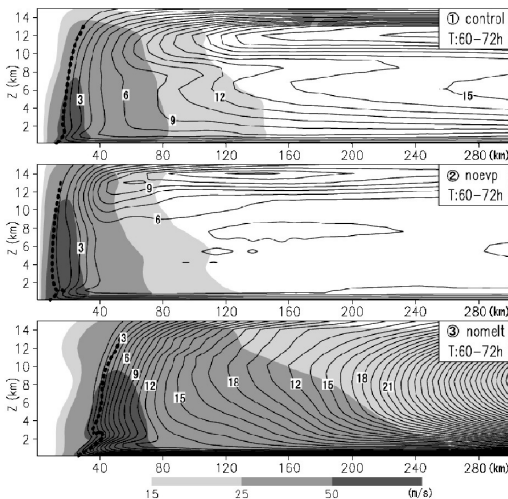
ここで、我々の研究から、メッシュサイズが1km程度の数値モデルの有効性を示す実験を紹介する。

2.1 台風構造の雲物理過程依存性

すでに述べたように、ダイナミックダウンスケールでもっとも期待される目標の一つは、詳細な雲物理過程を陽に表現する雲解像モデルにより、「積雲対流パラメタリゼーション」を除去することである。ここで、台風の組織化についての理想化実験を紹介する。熱帯海洋上を想定し、湿潤不安定な静止大気に置いた軸対称の弱い渦が発達する様子を調べた。特に、雲物理過程のインパクトを調べるため、①標準実験(全雲物理過程を考慮した実験)、②雨滴からの蒸発熱を除いた実験、③雪氷からの融解・昇華熱を除いた実験を行った(Sawada and Iwasaki 2007)。

台風の発達には、②蒸発を除いた場合がもっとも早く、ついで③融解・昇華を除いた場合が早い。蒸発も

融解も成層を安定化し、台風の組織化を阻害することが分かる。ただし、蒸発を除くと、はじめは急に発達するが、12時間程度で平衡状態に達してしまい、以後はほとんどサイズも大きくなる。これに対して、標準モデルでは急発達後の成熟期においてもサイズが徐々に大きくなり、やがてその運動エネルギー総量は②蒸発を除いた実験より大きくなった。第1図は軸対称渦の接線風速（陰影）と質量流線関数（等値線）を示したものである。強風半径は③融解・昇華を除いた場合に最も大きくなり、②蒸発を除いた場合に最も小さくなる。融解・昇華冷却は台風を小さくする効果があるのに対して、蒸発冷却は台風を大きくする効果がある。蒸発冷却と融解冷却で台風サイズに対して、全く逆の効果が起きるのは何故だろうか？それはレインバンドの形成が原因であった。蒸発冷却はダウンドラフトを引き起こし、冷気プールの形成を通してレインバンドを発達させる。この結果、台風の壁雲の外側で凝結加熱が増加し、壁雲から外側でも2次循環が強化され、効率的に角運動量を輸送しサイズが大きくなる。これに対して、融解・昇華冷却は、レインバンドの形成にはほとんど影響せず、単純に壁雲の外側で対流圏中・下層を冷却する。この領域で、成層が安定化し対流（すなわち凝結加熱）を抑制するため、2次循

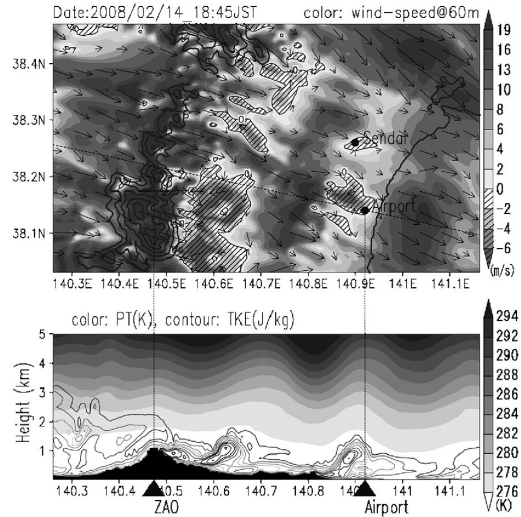


第1図 発達した台風の2次循環の構造。①標準実験、②雨滴からの蒸発を除いた実験、③雪氷からの融解・昇華を除いた実験の12時間平均した質量流線関数を表す。等値線の間隔は $1.0 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ 。陰影は軸平均した接線風速を表す。

環は弱まり、台風は小さくなる。このように雲物理過程は台風の発達や構造に大きな影響を及ぼす。特に、台風のサイズは環境場との相互作用を通じて進路にも影響するので重要である。

2.2 蔵王おろし（山岳波）

冬型の季節風が強まると、蔵王の風下にはおろしのため大変複雑な風が吹き、仙台空港における航空機の離着陸の障害となる。2008年2月14日の蔵王おろしのシミュレーション結果を示す。この日は典型的な冬型の気圧配置で、強い偏西風が吹いていた。第2図上は地上風である。西北西の風の強弱が蔵王連峰とほぼ平行に現れ、東風も見られる。低層に複雑なウィンドシアがあることが分かる。点線に沿った断面図を第2図下に示す。等温位面は大きく上下し、山岳（蔵王）より下流に波長20km程度の山岳による停滞性波動が見える。鉛直シアのある偏西風が山岳に当たってできる共鳴山岳波（風下波）である。山岳波が上部対流圏などで振幅が非常に大きくなると、巡航する航空機が突然激しい下降気流に巻き込まれることがある。地上風の強弱も、上空の山岳波の構造を反映したものである



第2図 500mの水平格子を用いた、2008年2月14日の蔵王おろしの再現実験。上図：ベクトルは高度60mの風向風速、濃淡は風速の西北西成分の水平分布（ハッチは負値）を示す。等値線は地形（海岸線と600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600 m）、点線は下図の鉛直断面の位置を示す。下図：濃淡は温位を、等値線は乱流運動エネルギーの鉛直断面を示す。

ことが分かる。等値線は乱流運動エネルギーを表している。乱流運動エネルギーの分布も山岳波の構造に影響されている。乱流エネルギーは乱気流や突風の指標として利用することも期待される。ただし、実利用のためには、精度検証が必要である。

第3図は西北西—東南東鉛直流の大中層の流れにほぼ沿う鉛直流の断面図である。このケースの場合、3 km メッシュモデル結果は、1.5 km メッシュモデルの結果と大きく異なり、山岳波を表現するには、解像度が不足していることを示唆する。他方、1.5 km メッシュモデルは、0.5 km メッシュモデルより、鉛直流は若干弱いものの、ほぼ同じ構造を示している。格子間隔 1 km 程度がこの場合の山岳波を表現するための必要条件のようである。

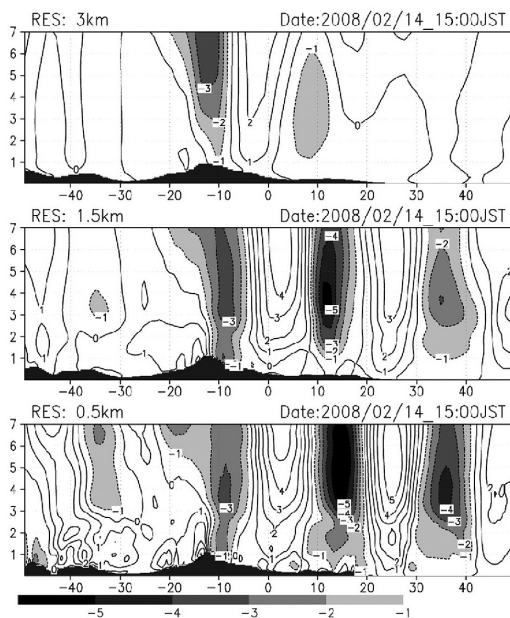
3. ダウンスケールの予測誤差と予測可能性

ダイナミックダウンスケールの大きな応用分野は予報の詳細化である。ここで領域モデルの予測誤差について考える。

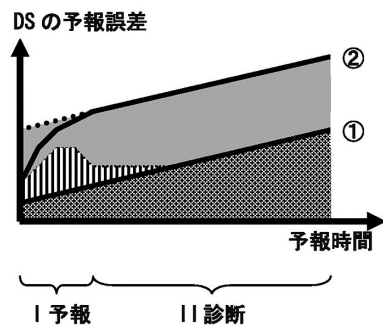
領域モデルの予測可能性は、初期条件と側面境界条件の両方を考慮する必要がある。通常、全球モデルの

アンサンブル予報の分散（スプレッド）は時間とともに増大するが、領域モデルのスプレッドは、最初のうちは増加するものの、しばらくすると側面境界条件が計算領域全体に影響し、スプレッドは減少して内部の状態はユニークに決まる傾向がある（Miyoshi and Aranami 2006）。換言すれば、領域モデルが実質行っていることは、予報期間が短い場合は初期値問題（予測問題）を解くことであるのに対して、予報期間が長くなると側面境界値問題（診断問題）を解くことに近い。従来の領域予報はどちらかといえば、予報が側面境界条件に影響されにくい、初期値問題の時間帯のみを扱っていた。この場合の領域モデルの予報誤差は、全球モデル同様、初期誤差の時間発展の結果と考えることができる。他方、メソ現象であっても外部強制モードなどの場合は、予測可能期間が長い。その場合の予測可能性は、初期誤差の時間発展よりも側面境界を与える親モデルの予測可能性に支配される。

第4図は、メソ現象に対するダイナミックダウンスケール（以下ではDSと略記）の予報誤差の時間発展を、模式的に描いたものである。（ここで、誤差は現象とその評価法によって大きく異なることを念頭に入れる必要がある）太い実線②は、観測データに基づき正確な初期条件を与えた場合の予報誤差の時間発展を示す。DSの誤差はDSに使用したモデルに起因する



第3図 2008年2月14日の蔵王おろしの再現実験。上から3 km, 1.5 km, 0.5 km 格子を用いて再現された鉛直流を表す（単位は m s^{-1} ）。陰影は下降流。



第4図 DSの予報誤差発展の概念図。①大規模場（側面境界）に起因する予報誤差。②詳細な観測を初期条件とするDSの予報誤差。ここで、②-①がDSモデルに起因する誤差である。縦線はDSにおける初期誤差の発展を表す。特に、DSにおいて、期間Iは予報誤差が卓越し、期間IIは診断誤差が卓越する。詳細な観測を実施しない場合は、DSの予報開始当初の誤差は点線で表され、すべての時間帯で診断誤差となる。

誤差 (②-①) と側面境界条件に起因する誤差 (①) とに分けられる。DS の初期誤差は、力学的不安定などにより時間とともに成長する(縦縞)が、一定時間(I) が経過した後は、側面境界の影響で、むしろ減衰する。DS モデルの不完全性に起因する誤差も最初は成長するが、側面境界が与えられているので、一定値(診断誤差)に収束する。ここで、診断誤差とは、完全境界値(全く誤差のない境界値)が与えられたとき、DS モデル自身の不完全性により発生する誤差と定義する。低解像度気象情報を単純内挿して初期条件を決める場合は、DS の誤差は、最初から診断誤差となる。DS を用いて予測する場合には、低解像度モデルの予測値を側面境界条件に使用するので、低解像度モデルの誤差②が DS の予測誤差に付加される。結局、DS の誤差成長は、予報開始直後には初期誤差と DS モデルの不完全性誤差の成長に支配されるが、一定時間を経過した後は、側面境界値の誤差(低解像度モデルの予報誤差)成長に支配される。

4. 観測による検証

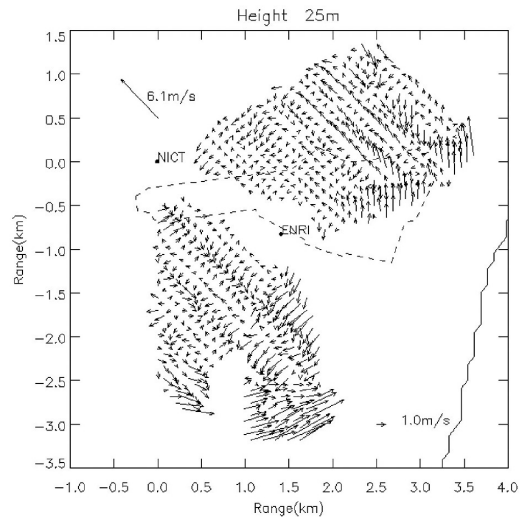
数値モデルを改良するために、観測による精度検証が大変重要である。

高解像度モデルの検証には、地上気象観測が有効である。地上気象は、地表面状態や地形効果の影響を強く受けるので、低解像度モデルの検証にあまり向いていないが、細かな境界条件を表現できる高解像度モデルでは、地上観測も十分検証に利用できる。ただし、地上観測データだけでは、大気の循環構造を検証するには不十分である。

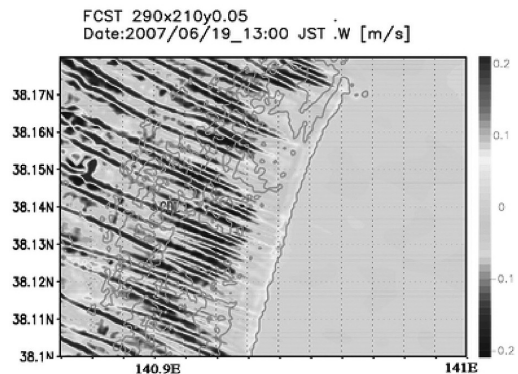
局地循環の3次元構造を観測する測器として、ドップラーレーダーやドップラーライダーが、注目されている。降水システムの観測では、ドップラーレーダーが有効である。既に、現業システムが全国に展開されている。他方、晴天時の観測には、ドップラーライダーが注目される。観測範囲はそれほど広くはないが、指向性の高いレーザー光を使用するので、空間解像度はきわめて高い(Ishii *et al.* 2007; Iwai *et al.* 2008)。

東北大学では、情報通信研究機構および電子航法研究所と協力し、仙台空港において、夏の海風と冬の蔵王おろしのデュアルドップラーライダー観測を実施した。ここでは海風について超高解像度数値モデルとの比較(田村一卓による)を紹介する。第5図は、二つのライダー観測データから算出した高度25mのベク

トル風の分布である。観測では一般風の走行に沿って線状の収束・発散が見える。風の鉛直分布より、高さ200m程度の海風と平行な水平ロール状対流であることが分かった。第6図は、水平50mメッシュの数値モデルによるシミュレーション結果である。陸上で、一般風の走向に沿う水平ロール状対流が観測されている。しかしながら、一般風の風向が若干ずれていること、ロールの水平間隔が実際よりやや小さいことなど



第5図 デュアルドップラー観測から求めた高度25mにおける水平ベクトル風偏差分布。2007年6月19日13:05JST. 左上に領域平均風を示す。仙台空港(点線)周辺で、右下に海岸線が見える。



第6図 水平格子間隔50mのMRI/JMA-NHMによって再現された鉛直流。2007年6月19日13:00JST.

の問題点が指摘される。また、再現されたロールの間隔には、モデルの解像度依存性が見られ、現象を正しく再現する能力を持っているとは言えない。水平ロール状対流の正確な再現のための要件を明らかにし、改良を図る必要がある。このように、ドップラーライダー観測は、DSモデルに格好な検証データを提供する。

5. おわりに

計算機の性能向上、モデルの標準化と共有化、数値情報の流通など、ダイナミックダウンスケールを手軽に実行できる環境は整ってきた。メソスケール現象の強力な研究手法となっている。

ダイナミックダウンスケールは万能ではない。数値モデルの結果なので現象は力学的に整合的である。しかし、それは、現実を精度よく再現することとは別である。側面境界の誤差は、ダウンスケールの結果に反映される。予報においては境界を与える親モデルの予測精度が、ダウンスケールの予測可能性に影響する。

また、側面境界の扱いは複雑でしばしばノイズの発生源となる。もちろん、乱流の扱いなど高解像度モデル自身も決して完全ではなく、予報・診断誤差の原因となる。精密化に向けた不断の努力が必要である。検証に使える観測データが限られており、新しい観測システムの開発が期待される。

時代の最先端は全球非静力学の大統一モデルである。ダウンスケーリング法の弱点であるスケール間相互作用を正しく表現することが出来る。今後の数値モデル開発の王道である。ただ、計算量は膨大で超大型計算機が必要であり、手軽に実行するというわけには行かない。今後、ダウンスケールと全球大統一の両面

で相補いながら非静力学数値モデル開発を進めることになる。

なお、本研究ではMRI/JMAの非静力学数値モデル(Saito *et al.* 2007)を利用した。継続的にサポートしていただいた関係者・関係機関に謝意を表したい。

参考文献

- Ishii, S. *et al.*, 2007: Temporal evolution and spatial structure of the local easterly wind "Kiyokawa-Dashi" in Japan Part I: Coherent Doppler lidar observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 797-813.
- Iwai, H. *et al.*, 2008: Dual-Doppler lidar observation of horizontal convective rolls and near-surface streaks. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14808, doi: 10.1029/2008GL034571.
- Miyoshi, T. and K. Aranami, 2006: Applying a four-dimensional local ensemble transform Kalman filter (4D-LETKF) to the JMA nonhydrostatic model (NHM). *SOLA*, **2**, 128-131.
- Nagasawa, R., T. Iwasaki, S. Asano, K. Saito and H. Okamoto, 2006: Resolution dependence of nonhydrostatic models in simulating the formation and evolution of low-level clouds during a "Yamase" event. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 969-987.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271-304.
- Sawada, S. and T. Iwasaki, 2007: Impacts of ice phase processes on tropical cyclone development. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 479-494.