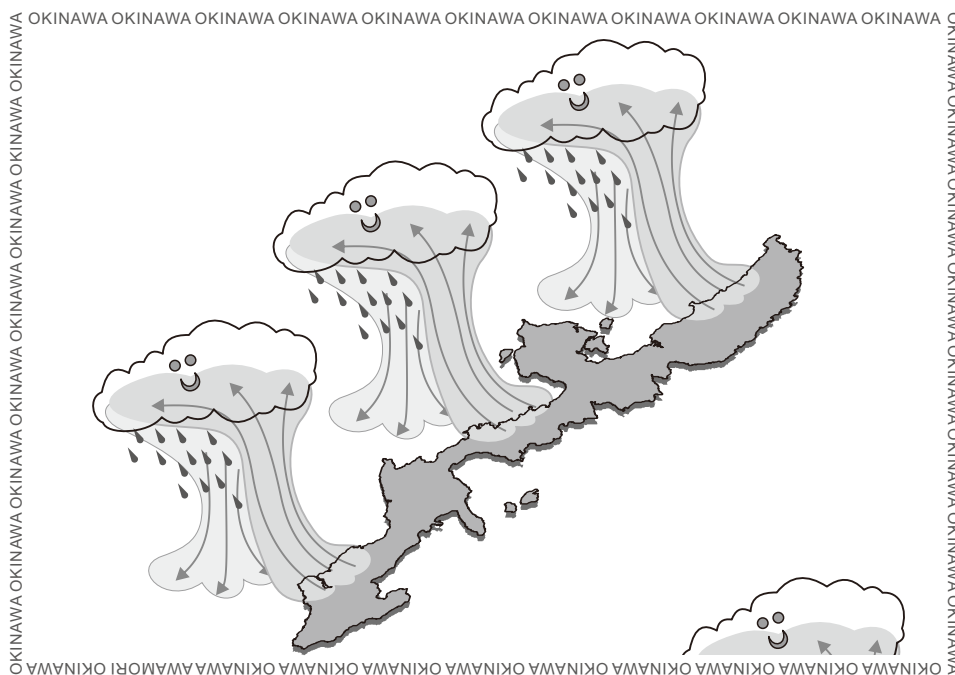


第17回

非静力学モデルに関する ワークショップ

講演予稿集



日時： 2015年12月1日(火)～2日(水)

会場： 那覇第一地方合同庁舎 共用大会議室

主催： 日本気象学会非静力学数値モデル研究連絡会、琉球大学

後援： 気象庁、日本気象学会沖縄支部

スーパーコンピュータ京を用いた NHM の高解像度実験

* 大泉伝 (海洋研究開発機構/気象研究所)、斉藤和雄 (気象研究所/海洋研究開発機構)、伊藤純至 (気象研究所)、Le DUC (海洋研究開発機構/気象研究所)

1. はじめに

近年、日本では局所的な豪雨による土砂災害が甚大な被害をもたらしている。例えば、伊豆大島では2013年10月16日未明の非常に強い雨により土石流が発生した。この豪雨の特徴は、4kmしか離れていない島の北部と中部の2箇所のアメダス地点での6時間雨量(16日0時から6時)が約260mmも異なっただ点である。伊豆大島のような狭い範囲(島の面積は約91km²)での局所的な豪雨を予測するためには、モデルを高解像度化することが重要である。そこで本研究では、伊豆大島の事例を対象に、(1)解像度、(2)乱流クロージャモデル、(3)計算領域の規模、の3点に着目し、豪雨の再現性に与える影響を検証した。

2. 実験条件

計算に用いるモデルは「京」に最適化したNHMである。対象事例は2013年10月の伊豆大島豪雨とし、16日06時(日本標準時刻)の前6、9、12時間で再現実験を行う。計算領域は大領域(1,600km×1,100m)と小領域(200km×200km)とする。水平解像度は5km、2km、500m、250mを用いる。地形データはGTOPO30から作成するデータ(GTOPO)と、国土地理院の数値地図50mメッシュから作成するデータ(KTOPO)から作成する。初期値と境界値は気象庁メソ解析(MA)を用いる。

表1に実験設定を示す。解像度5kmの実験では積雲対流パラメタリゼーションを用いた。2km以下の実験では雲物理過程のみを用いた。解像度2kmと500mの実験では、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino level3(MYNN3)とDeardorff(DD)を用いた。

小領域を対象とする実験では、小領域を直接計算する実験と、ネストを用いる実験を行った。

3. 結果

本稿では、解像度2km、500m、250m、予報時間9時間の結果の一部を紹介する。図1は伊豆大島付近の

雨が最も強かった時(16日01時から04時)の解析雨量と各実験の3時間雨量を示す。解析雨量では、降水帯は伊豆半島の南南西から房総半島にかけて伸びて、島は降水帯の中心付近に位置している。島の南側では150mm以上の雨域に覆われ、北側は200mm以上の強い雨域が覆った。

乱流クロージャモデルにMYNN3を用いた実験では、降水帯が解析雨量よりも北東側の伊豆大島と伊豆大島の間付近に現れた。DDを用いた実験では解析雨量と似た位置に降水帯が現れた。解像度を変えても結果は変わらず、乱流クロージャモデルが降水帯の位置に影響を与えていた。CM2kmMY3では、島の北部は70-150mmの雨域に覆われ、島の南部は70mm以下の雨域に覆われた。CM500mDDでは島の北側に100mm-240mmの強い雨域が現れて南側は70-100mmであった。CM250mDDでは、島の北側で120m-240mmの雨が現れ、南側は70-100mmであり。最も再現性が良かった。

図2は雨のピークであった03時のモデル最下層(標高20m)の気温と風の分布を示す。MYNNを用いた実験と、DDを用いた実験では気温の分布が異なった。図2(a1)に示すCM2kmMY3の気温の分布では、伊豆大島と伊豆半島の間の前線が位置した。上昇流の分布を示す図2(a2)では前線に沿って帯状の上昇流がはっきりと現れている。図2(b1)に示すCM500mDDでは島の南東に前線が位置し、図2(b2)では前線の位置に細かいセル状の上昇流が現れていた。本稿では紙面の都合上示していないが、DDを用いた実験の方が、MYNNを用いた実験よりも早い時刻からはっきりとした上昇流を形成した。CM2kmMY3とCM500mDDのどちらの実験でも、前線の南東で積乱雲が発達し、前線の北西側に雨が現れていた。

4. まとめ

乱流クロージャモデルによって、地表面付近の気温の分布が異なっていた。上昇流が前線に沿うような位置に発生し前線の南東側では積乱雲が発生し、前線の北西側に雨をもたらしていた。発表では、領域規模の違いによる影響や地形の影響についても議論する予定である。

響についても議論する予定である。

謝辞 本研究は理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです(課題番号: hp120282, hp130012, hp140220, hp150214)。

表 1 大領域の実験設定. KF は cloud microphysics with Kain-Fritsch scheme、CM は cloud microphysics である。

Experimental name	Grid spacing (m)	Time step (s)	Domain	Vertical level	Turbulence closure model	Cumulus parametrization	Initial and boundary condition
KF5kmMY3	5,000	24	321 × 221	50	MYNN3	CM with KF	MA
KF5kmMY25	5,000	24	321 × 221	50	MYNN25	CM with KF	MA
CM2kmMY3	2,000	10	800 × 550	60	MYNN3	CM	MA
CM2kmDD	2,000	10	800 × 550	60	DD	CM	MA
CM500mMY	500	2	3197 × 2197	85	MYNN3	CM	MA
CM500mDD	500	2	3197 × 2197	85	DD	CM	MA
CM250mDD	250	1	6393 × 4393	168	DD	CM	MA

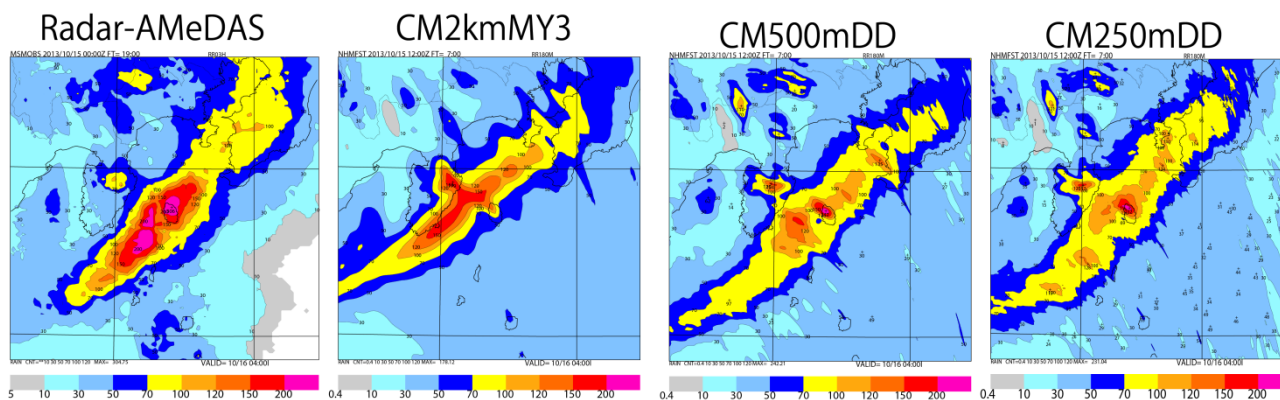


図 1 大領域を対象とした実験の 3 時間雨量 (16 日 4 時の前 3 時間)。スケールは雨量 (mm) を表す。

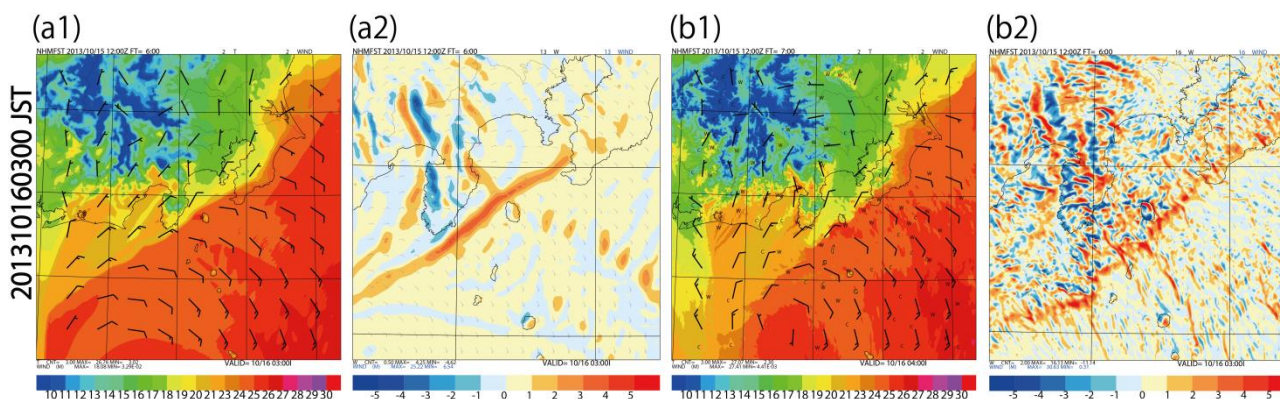


図 2 16 日 3 時の CM2kmMY3 の (a1) 地表面付近の気温の分布と風、(b2) 鉛直流、CM500mDD の (a1) 地表面付近の気温の分布と風、(b2) 鉛直流を示す。

京コンピューターによる台風全域ラージ・エディ・シミュレーション

*伊藤純至(気象研・東大大気海洋研)、大泉伝(海洋開発研究機構)、新野宏(東大大気海洋研)

1. はじめに

台風の被害域の調査では、局所的な突風による大きな被害がみられる(Wakimoto and Black 1994)。ドップラーレーダーによる観測(Wurman and Winslow 1998 等)によって、台風の高度 1km 以下の地表面付近の大気(台風境界層)中に、水平スケール 1km 程度のロール構造が観測され、局所的な突風との関連が示唆されている。台風の発達や維持に関わる力学の理解のため、理想的な環境場で、雲物理・放射等のプロセスを導入した 3 次元数値気象モデルによる研究は広く行われており、台風に伴う循環を適切に表現するためには台風全域をカバーする水平 2000 km 程度にわたる計算領域を確保する必要がある。しかし、そのような広領域の計算では、台風境界層でみられるようなロール構造の解像はこれまで困難であった。

一方、台風境界層を想定して、ある半径での局所的な直交座標系を用いた LES(Nakanishi and Niino 2011)では、観測で見られたようなロール構造が再現されてはいるが、このような LES では曲率の効果は表現できない。もし台風全体をカバーする計算領域で、ロール状構造を解像する計算が実現できれば、より現実的な台風境界層が再現でき、幅広いスケール間の相互作用や、既存の 1 次元境界層モデルの検証にも利用できる。

本研究では「京」スーパーコンピューターを利用した水平解像度 100m の気象庁非静力学モデル(JMA-NHM, Saito et al. 2006) による大規模計算で、台風全域の Large Eddy Simulation (LES)を実施した。

2. 手法

計算は 10° N の f 面上で、側面 2 重周期境界で行った。下面は海を仮定し、海面水温は一定値で固定する。計算領域サイズは水平 2000 km \times 2000 km \times 鉛直 24km とした。LES 実行時

の水平解像度は 100 m であり、格子数は 20000 \times 20000 \times 60、計算の時間ステップは 0.8 s である。京コンピューターでの計算資源の制約上、台風の発生から成熟に至る数日間にわたる LES の実行は困難であった。そこで予備ランとして、弱い初期渦を与えた初期値から水平解像度 2km(格子数は 1000 \times 1000 \times 60)として、120 時間積分した結果を内挿したものを、LES の初期値とした。

初期擾乱のサイズ (50km と 300km) と海面水温 (300 K と 303 K) の組み合わせが異なる 2 ケースの LES をそれぞれ 10 時間計算した。1 つは、120 時間後に中心気圧 950 hPa まで発達する Moderate tropical cyclone (MTC)、もう 1 つは 920 hPa まで発達する Strong tropical cyclone (STC) である(それぞれ図 1 の実線と破線)。

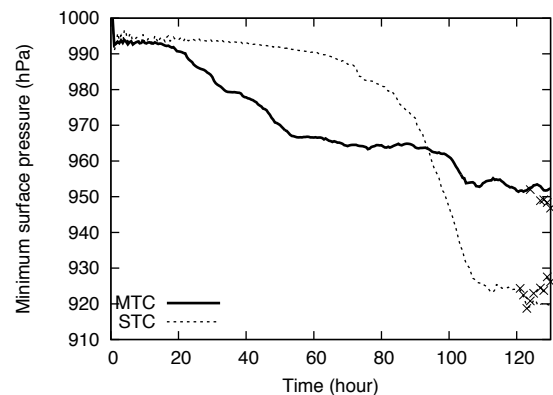


図 1 予備ラン(実線)と LES (十字) における最低気圧の時系列

3. 再現された台風の特徴

図 2 は、LES としての積分開始 10 時間後(予備ラン開始からは 130 時間後)の MTC の計算領域中心付近、水平 200 km \times 200 km の範囲の水物質(雲+雲氷+雨+雪+霰)混合比の 3 次元分布を示している。壁雲やレインバンド、上空の吹き出しなど、台風の特徴的な構造とともに、個々の積雲に相当する小スケールの微細構造が

みられる。図1は積分120時間以降の予備ランとLESの台風強度を比較している(積分開始120時間以後の実線と×印)。水平解像度を2kmから10kmへ向上させることによって、台風の強度は同程度(MTC)かやや弱くなった(STC)。

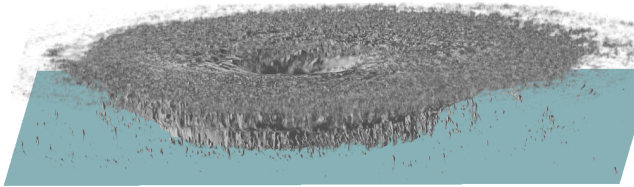


図2 計算領域中心付近の水物質混合比の3次元分布。LES開始10時間後のMTC。

LESの台風境界層内では、ロール構造が顕在化した。最大風速半径(約10km)より外側に見られるもの(タイプAロール、図3a、b)と、最大風速半径よりやや内側付近にのみみられるもの(タイプBロール、図3b)の2種類があった。それぞれの特徴を以下述べる。

4. タイプAロール

タイプAロールの走向は、台風の接線風向とほぼ平行で、水平間隔は1km程度であり、タイプAロールはNakanishi and Niino(2011)等で示唆された変曲点不安定によるものと考えられる。実際に台風境界層内の風速の鉛直分布には、動径風と接線風ともに変曲点が存在した。

5. タイプBロール

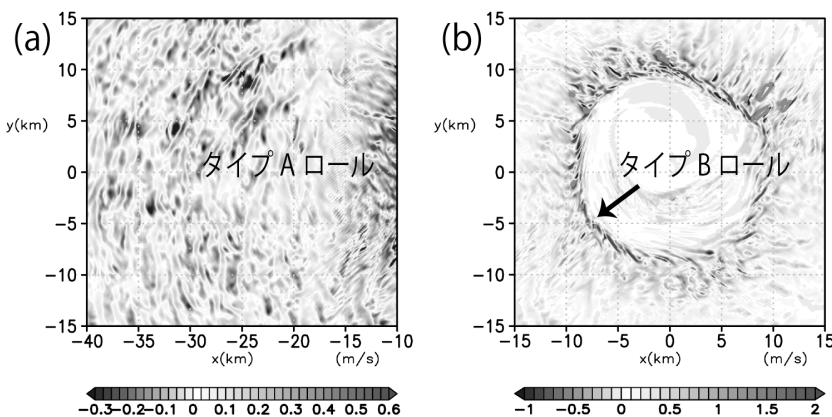


図3: 再現された台風境界層内、高さ27m水平断面での鉛直速度。(a) 最大風速半径より外側と(b)最大風速半径付近

タイプBロールの走向は、接線風向よりやや外向きであり、水平間隔は2km程度であった。生成機構はparallel instability(Lilly 1966)と考えられる。これは遠心力が非常に大きい場合のみ生じる不安定である。ロールの走向は水平シア不安定で想定される方向と直交するため、水平シア不安定ではない。実際に乱流運動エネルギー(TKE)のシア生成項は半径10km付近で局所的に負になっており(図4)、むしろ水平シアを強化するような運動量輸送を行っていた。

6. まとめ

台風全域LESを実施した。台風境界層に着目すると、2種類の異なるロール構造の存在が示唆された。タイプBロールは観測では見つからず、古典的なエクマン層の室内実験(Faller 1963)や安定性解析(Foster 2005)でのみ存在が予想されていたが、高解像度の数値モデルで再現された現実的な台風境界層においてもその存在が確認された。

謝辞

本論文の結果は、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られた(課題番号:hp120282)。本研究の実施にあたり、文部科学省のHPCI戦略プログラムの助成を受けた。

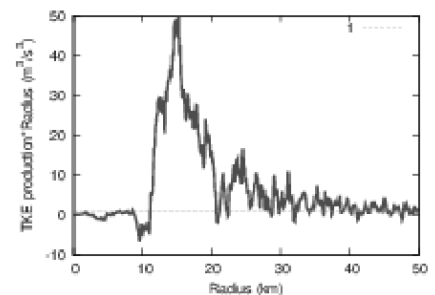


図4: 高さ423mにおいて、方位角方向に平均したTKEのシア生成項の動径分布

非常に強い台風に見られる二つの発達プロセス

*金田幸恵^{1),2)}・和田章義²⁾

¹⁾名古屋大学, ²⁾気象研究所

1. はじめに

近年、台風の進路予測は着実に向上しているものの、強度予測については依然として改善の余地が残されている。とりわけ、全球大気モデルによる強い台風の強度、強度・構造変化の予測に関して、いくつかの課題がある。積雲対流パラメタリゼーション(Murakami et al. 2012)や水平解像度の問題はそのような課題の1つである。Schenkel and Hart (2012)は、4種類の客観解析データを用いて台風の再現性を調査し、水平解像度0.50°-1.25°相当とした全球モデルに人工的な台風の初期渦を加えても、最大強度の再現性に関しては依然として過小評価傾向があったことを報告した。気象庁全球気候20kmモデル(AGCM20)に、新しく開発された積雲対流パラメタリゼーション(Yoshimura et al. 2015)を導入したMRI-AGCM3.2Sにより、Murakami et al. (2012)は台風の最大強度や各海域の総数、特に非常に強いカテゴリー5 (Saffir-Simpson スケール)の台風を含む気候学的特徴をベストトラック台風解析結果により近づけるよう再現することに成功した。一方でAGCM20には非常に強い台風に関して、その最低中心気圧(MCP)に到達する場所がより高緯度になるという北偏バイアスが見られることがわかっている(Kanada et al. 2013)。

台風強度及びその変化に密接にかかわる内部コア構造を数値モデルで再現するためには、水平解像度数キロメートル以下が必要と考えられている(e.g. Gentry and Lackmann, 2010)。本研究ではAGCM20の結果を水平解像度5kmの非静力学モデル(NHM5)にダウンスケールした実験を実施し、再現された台風強度や強度・構造変化をMRI-AGCM3.2sの結果と比較した。また結果の比較を通じて、非常に強い台風の発達プロセス及び各モデルの特徴について考察したい。

2. 手法

ここではAGCM20による3つのタイムスライス実験(1979~2003年)の結果を解析に用いた。AGCM20には、積雲対流パラメタリゼーションスキームとしてPrognostic Arakawa-Schubertスキームを用いているMRI-AGCM3.1、Yoshimura et al. (2015)のスキーム(以降YS)を用いているMRI-AGCM3.2を使用した。3つのタイムスライス実験はMRI-AGCM3.1による実験(以降AS実験)と初期値が異なるMRI-AGCM3.2による2つの実験(YS1, YS2実験)から構成される。

次にYS2の実験結果において、西部北太平洋域で再現された台風の中でMCPが900hPa以下もしくは最大風速70 m s⁻¹以上に達したものを非常に強い台風として50例抽出し、全てについてNHM5(Saito et al. 2007)によるダウンスケール実験を実施した。なお、すべての実験について、海面水温

(SST)を下部境界値として与えた。

台風観測・解析値として、Regional Specialized Meteorological Center Tokyo(RSMC)及びJTWCのベストトラックデータ(BT)を使用した。使用にあたって、RSMCのBTの10分平均風速を係数1.14により1分平均風速に換算した。さらにJTWCのBTでは最大1分平均風速をAtkinson and Holliday (1977)で中心気圧に変換した。本研究では最大1分平均風速33 m s⁻¹以上を台風と定義した。対象領域は100°E-180°E、0°-40°Nと設定した。

3. 結果

台風の総数はRSMC及びJTWCのBT(15.7-16.9)に対して、ASは4.1、YS1及び2は16.5-16.8であった。この結果は積雲対流パラメタリゼーションを入れ替えることにより総数が改善されたことを示す(表1)。特にC4以上の強い台風に関して、ASでは皆無であったのに対し、YSではJTWCとほぼ同数であった。

MCPの出現位置を図1に示す。非常に強い台風のMCPの大半は、2つのBTにおいては北緯25度以南に出現する特徴があるのに対し、YS1, YS2においては半数がそれ以上が北緯25度以北に現れていた。一方でYS2をダウンスケールしたNHM5実験では、この北偏バイアスは見られず、非常に強い台風のほぼすべてが北緯25度以南でMCPに達していた。大気モデルにより北偏バイアスが改善されたことは、YS2で見られた台風の北偏バイアスが台風による海面水温低下の効果が含まれていないことのみ起因した事象でないことを示唆する。

観測から非常に強い台風の大半は、生涯に一回は急発達を経験することが指摘されている(Kaplan and DeMaria 2003)。表2にBT及びAGCM20の最大強度及び強度変化特性を示す。本研究では24時間あたりの最大中心気圧低下42hPa以上をRapid intensification (RI)と定義する(Holliday and Thompson 1979)。表2からBTでは非常に強い台風の85%前後がそれ以上がRIを経験していた。NHM5もまた同程度の割合であった。一方でYS2ではRIを経験した台風は半数以下に留まる。

次に台風の発達速度により、YS2の非常に強い台風50例について、RIした台風(20例)をRITY、発達速度の小さかった台風(21例)をwoRITYとして2つのグループに分類した。この分類によりYS2の北偏バイアスにはwoRITYが大いに貢献していることが示された(表2)。

非常に強い台風の中心気圧と最大風速半径(RMW)の平均時系列を図2に示す。平均時系列は中心気圧が950hPaを下回った時刻から6時間遡った時刻をt=0hとして作成されたコンボジット図である。NHM5はt=18h付近までのRI定義に相当するRSMCの大きな発達速度をよく再現した。RMWの時系列から、本研究ではRIの期間を二つに分ける。P1期間はRMWの急激な縮小を伴う期間、P2期間はRMWの変化をそれほど伴わない

期間とする。NHM5におけるP1期間の風速増大は、角運動量保存則により90%程度説明できる。一方、P2期間のRIでは、RMWに大きな変動はなかったことから、別の発達過程により駆動されたと考えられる。NHM5ではP2期間後、RMWをさほど変化させず強度を維持するN期間、RMWを拡大しつつ衰退するD期間と続く。

YS2で再現されたRITYは、 $t=18$ h付近までJTWCの急速な発達をほぼ再現し、またこの期間はRMWの急速な縮小を伴うP1期間に該当する。一方woRITYについては、ゆるやかな発達速度で $t=60$ h以降まで発達し続け、P1期間の発達とは異なる。西部北太平洋域の台風は通常低緯度で発生し、発達しながら北上することから、このゆるやかな発達の持続傾向は最大強度到達緯度の北偏バイアスと整合する。RMWの時系列から、woRITYは、 $t=6$ h時点で既にRMWは小さく、 $t=60$ h付近までほとんど変化しない状況下で、台風はゆるやかに発達し続けていた。つまりwoRITYに分類された台風はNHM5のN期間の発達過程を持続しつつ非常に強い台風になり、より高緯度で到達したと考えられる。

4. まとめ

Regional Specialized Meteorological Center Tokyo(RSMC)及びJTWCのベストトラックデータから、非常に強い台風のほとんどが急発達を経て、北緯25度以南で最大強度に達するという気候学的特性を示した。気象庁全球気候20kmモデル(AGCM20)の気候ランでは、西部北太平洋域の台風、特にSaffir-Simpsonスケールでカテゴリー5に相当する非常に強い台風の最大強度到達緯度に北偏バイアスがあることが明らかになった。この北偏バイアスには発達速度がゆるやかな台風が寄与していた。水平解像度5kmの非静力学モデル(NHM5)によるダウンスケール実験では、この北偏バイアスは見られなかった。AGCM20とNHM5での強度変化と内部コア構造の観点から、最大風速半径の変化と強度変化の関係が両者で著しく異なっていた。

発表時には各強度変化期間の内部コア構造について、AGCM20とNHM5の結果を比較し、発達プロセスを考察する。時間があれば、環境場との関係についても報告したい。

謝辞: 本研究は、文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラム・テーマCの支援により実施された。またJSPS科研費基盤研究C26400466及び15K05292の助成を受けた。

表1 年平均台風数。C1~C5はそれぞれSaffir-Simpsonスケールのカテゴリーを示す。

Data ID	Convection scheme	C1	C2	C3	C4	C5	Total
RSMC	-	4.5	3.7	5.9	1.3	0.4	15.7
JTWC	-	4.9	3.3	2.5	3.7	2.5	16.9
YS1	Yoshimura	3.5	2.3	4.1	4.6	2.1	16.5
YS2	Yoshimura	3.9	2.1	4.4	4.6	1.8	16.8
AS	Arakawa-Schubert	2.7	1.1	0.4	0.0	0.0	4.1

引用文献

Atkinson and Holliday 1977: *Mon. Weather Rev.*, **105**, 421–427.
 Gentry and Lackmann 2010: *Mon. Weather Rev.*, **138**, 688–704.
 Kanada et al. 2013: *J. Clim.*, **26**, 9986–10005, 2013.
 Kaplan and DeMaria 2003: *Weather Forecasting*, **18**, 1093–1108.
 Mizuta et al. 2012: *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233–258.
 Murakami et al. 2012: *J. Clim.*, **25**, 3237–3260.
 Saito et al. 2007: *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271–304.
 Schenkel and Hart 2012: *J. Clim.*, **25**, 3453–3474.
 Yoshimura et al. 2015: *Mon. Weather Rev.*, **143**, 597–621.

表2 非常に強い台風の総数、RIした割合、平均MCP、MCP到達緯度、24時間あたりの最大中心気圧低下。

Data	Num	Ratio of RITY	MCP (hPa)	Lat (°)	mcp ₂₄	
RSMC	20	90%	894	16.5	-59	
JTWC	62	84%	891	16.9	-54	
AGCM20	RI	20	40	893	22.5	-53
	woRI	21	%	899	25.8	-36
NHM5	32	91%	885	19.4	-58	

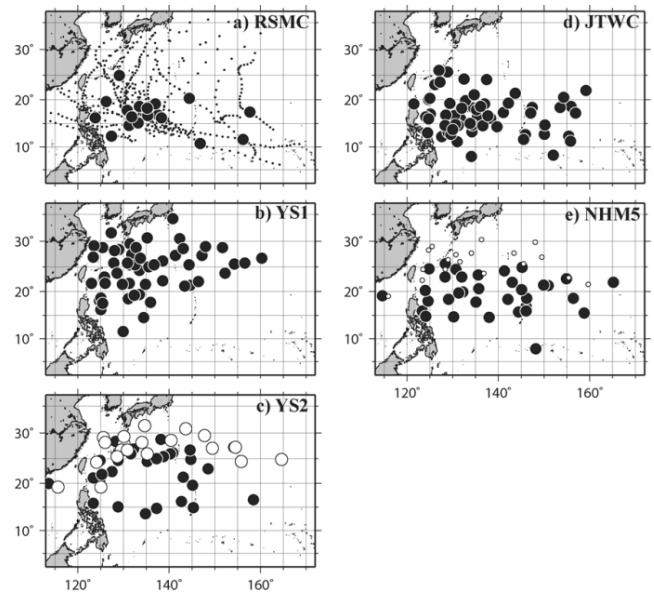


図1 MCPの出現位置。a) RSMC, b) YS1, c) YS2, d) JTWC, e) NHM5。e)の○はc)の○に該当し、NHM5で非常に強い台風に発達しなかったものを示す。

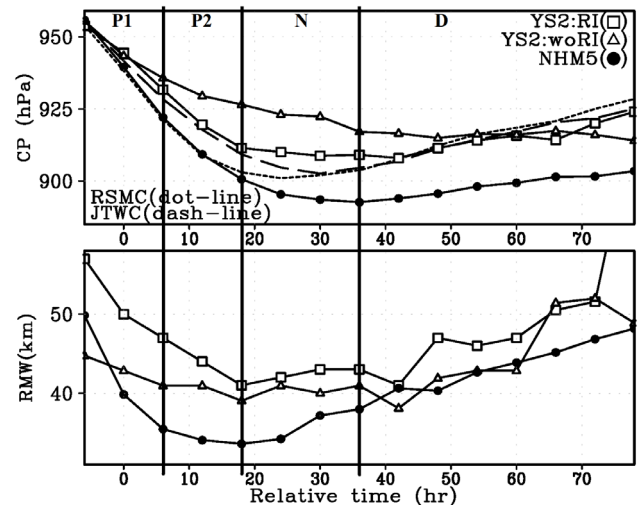


図2 中心気圧(CP)と最大風速半径(RMW)の時系列。すべて中心気圧が950hPaを下回った時刻から6時間遡った時刻を $t=0$ hとしてコンポジットした。

放射過程が台風強化に与える影響

* 加藤雅也¹・吉岡真由美¹・坪木和久¹・相木秀則²・伊藤耕介³

(¹ 名古屋大学宇宙地球環境研究所, ² 海洋研究開発機構, ³ 琉球大学理学部)

1. はじめに

台風の上空には巻雲が広がり、その水平スケールは数1000 km に及ぶ。このため、放射過程を適切に取り扱うことは台風の強度予測に非常に重要である。また、放射過程は計算負荷が大きいので、一般的には数10分に一度の頻度で計算を行う。そこで、本研究では放射過程にRRTM (Mlawer et. al, 1997) および MSTRN-X (Sekiguchi and Nakajima, 2008) を組み込んだ雲解像モデル CReSS を用いて、放射過程が台風の強度予測に与える影響について調べた。

2. 実験設定

対象とした事例は伊勢湾台風 (T5915) と 2009 年 14 号台風 (T0914) である。CReSS の水平格子間隔は T5915 に対して 2 km、T0914 に対して 0.04 度 (約 4 km) と 0.02 度 (約 2 km) で実施した。RRTM による放射計算を行う間隔を T5915 に対しては 10 分 (R10) と 30 分 (R30)、T0914 に対しては 5 分 (R05)、10 分 (R10)、15 分 (R15) とした。MSTRN-X による放射計算の間隔はいずれも 10 分 (MR10) とし、実施した。また、それぞれの事例に対して放射計算を行わない実験 (NORAD) も実施した。初期・境界条件には、T5915 に対しては JRA-55 を、T0914 に対しては GSM 及び mgdsst を用いた。

3. 結果

図 1 に T5915 実験における、中心気圧の時系列を示す。NORAD では、9 月 25 日 06UTC 以降、ベストトラックよりも 20 hPa 以上発達をしているのに対して、R10、R30 では、過発達傾向にはあるものの、その差は 10 hPa 未満に改善されている。NORAD と R10 や R30 とは雲氷の分布が大きく異なり、放射過程の計算を行うことにより、領域全体に雲氷が広がった (図 2)。このため、地表面での

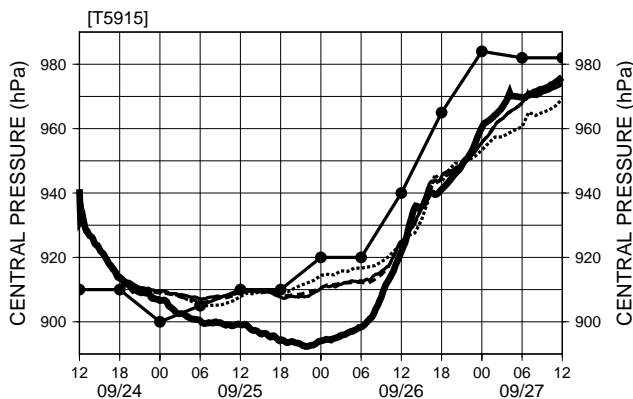


図 1 T5915 の中心気圧の時系列。黒丸を結んだ線はベストトラックを表す。太実線は NORAD、細実線と破線はそれぞれ R10、R30 の実験結果を表す。

正味の放射量が NORAD よりも少なくなり、台風周辺の SST が RAD よりもほぼ全領域で低くなった (図 3)。この SST の低下が NORAD と比較して台風の中心気圧が高くなった原因の 1 つと考えられる。図 4 上は 9 月 26 日 0UTC の T5915 の中心から 800 km までの接線平均された正味の加熱率の半径-高度断面図を示す。台風壁雲とそこから吹き出した上層雲の上部で負の加熱率、上層雲の下部と眼の上部で正の加熱率となっていた。眼の中・下層および壁雲領域外の下層で負の加熱率を示し、これらの領域で大気が安定化していた。中心気圧の時系列は放射過程に RRTM と MSTRN-X の間で計算期間前半でほぼ違いが見られなかったが、9 月 25 日 18UTC 以降約 5 hPa、MSTRN-X の方が中心気圧が高く推移した。放射加熱率を比較すると (図 4)、MSTRN-X の方が上層の正の加熱率の領域が広がっていた。また、眼上部の正の加熱率の領域が RRTM と比較して高い位置に分布していた。

T5915 において、最低中心気圧と最大地上風速は R10 と R30、そして MR10 の間でほぼ同じであった。放射過程を入れることにより、中心気圧約 15 hPa 上昇し、地上風速約 4m/s 弱くなった (表 1)。これに対して、T0914 では、水平格子間隔 0.04 度の実験で、最も中心気圧の高い R05 と最も低い R15 では約 10 hPa の差が見られた (表 2)。NORAD との比較では、最も発達した R15 と比較しても約 20 hPa 放射過程を入れることで弱くなった。MSTRN-X を用いて 10 分間隔で計算した結果 (MR10) は R15 と同程度の結果を示した。水平格子間隔を 0.02 度にした実験で

DIFFERENCE OF INTEGRATED CLOUD ICE (RAD-NORAD)
09 JST 26 SEP 1959

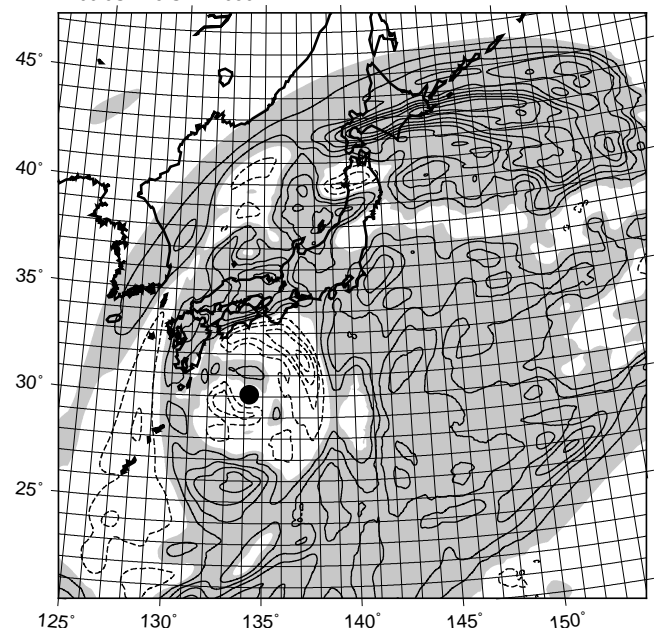


図 2 T5915 実験で、鉛直積算雲氷混合比の R10 と NORAD の差分。等値線は 0.05kg/m² 間隔。陰影は R10 の方が多いことを表す。図中黒丸は台風中心を表す。

表 1 T5915 の各実験における、最低中心気圧 (hPa) と最大地上風速 (m/s)。

	NORAD	R10	R30	MR10
最低気圧	891.6	907.1	905.9	904.8
最大風速	64.1	61.2	60.2	61.8

表 2 水平格子間隔 0.04 度の T0914 の各実験における、最低中心気圧 (hPa) と最大地上風速 (m/s)。

	NORAD	R05	R10	R15	MR10
最低気圧	912.9	940.5	941.4	932.9	931.3
最大風速	63.1	56.6	54.5	58.9	58.6

は、R10 から R15 の間に見られた差がやや小さくなった。このように、T0914 では、水平格子解像度や放射計算間隔依存性が見られた。T5915 でこのような依存性が見られなかったのは、上層の氷晶雲が非常に広範囲に広がっていたため、T0914 と比較して、水平的にほぼ様な放射特性を示したためと考えられる。

4. まとめ

放射過程が台風の強度予測に与える影響を調べるため、放射過程に RRTM と MSTRN-X を導入した CReSS を用いて、格子解像度および放射計算間隔依存性について調査を行った。T5915 では放射計算間隔にあまり依存性がなかったのに対して、T0914 では格子解像、放射計算間隔いずれにおいても、結果が異なった。今後、これらの要因及び適切な設定について明らかにしたい。

謝辞

本研究は、文科省の気候変動リスク情報創生プログラム・テーマ C の支援により実施された。また、実験は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施する「地球シミュレータ特別推進課題」を利用して行われた。

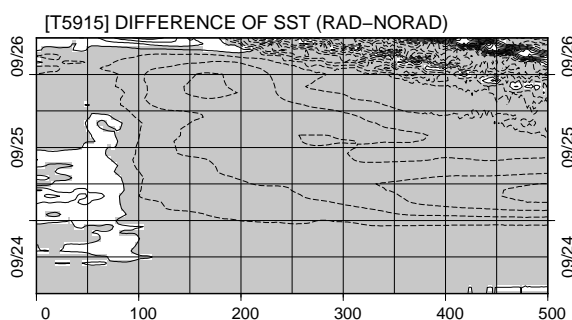


図 3 T5915 実験で、台風中心から 500km までの接線平均された、SST の R10 と NORAD の差分の時系列。等値線の間隔は 0.1。陰影は R10 の方が低いことを表す。

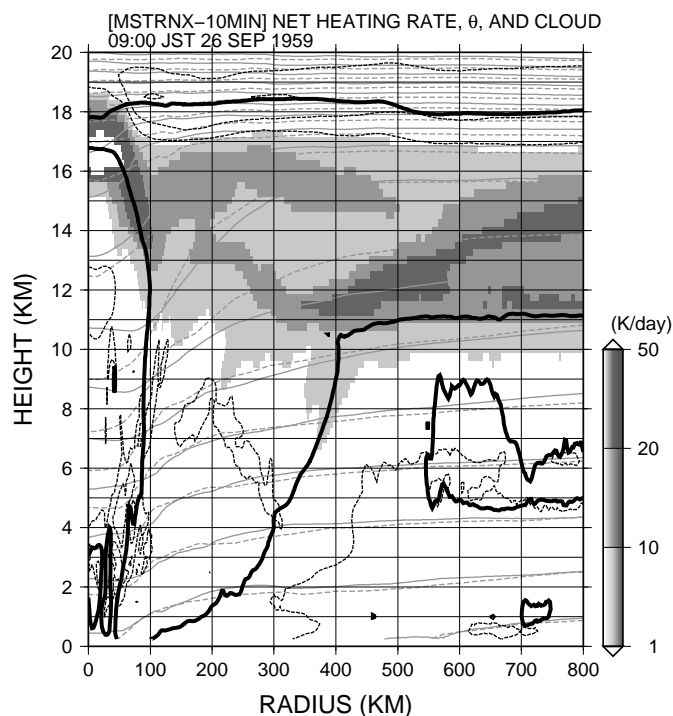
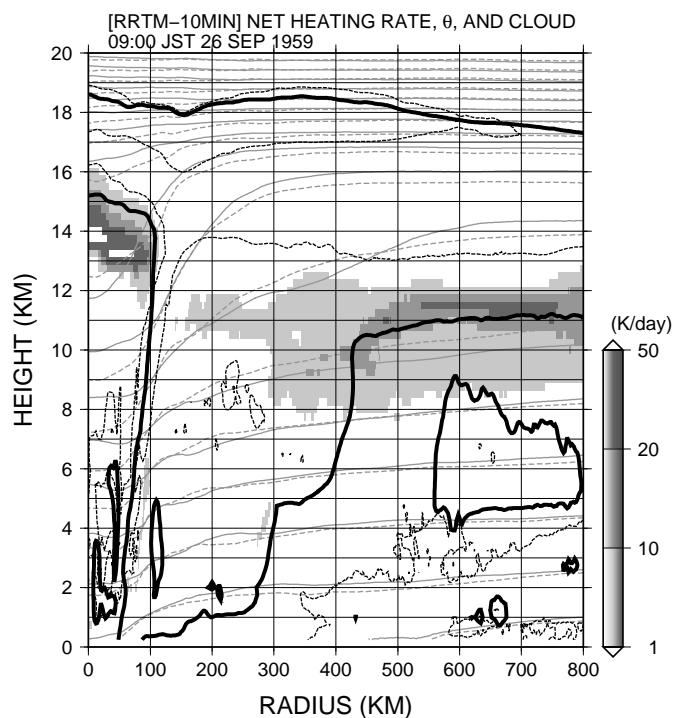


図 4 T5915 実験で、台風中心から 800km までの接線平均された、正味の放射加熱率。陰影は正の加熱率を、黒破線は負の加熱率を表す (それぞれ 1, 10, 20, 50 K/day)。灰線は温位を表し、実線は放射あり、破線は放射なしの結果を示す。また、黒太線は雲の輪郭を示す。上の図は放射過程に RRTM を、下の図は放射過程に MSTRN-X を用いた結果を表している。

台風の進路に対する非対称構造の役割

—台風 Fengshen (2008) の事例解析—

山田 広幸 (琉大理)、那須野 智江、城岡 竜一 (JAMSTEC)、
柳瀬 亘、佐藤 正樹 (東大 AORI)

1. はじめに

台風の予報の中でも、進路予報は最も重要な要素と考えられる。なぜなら、これが外れると他の予報（強度、雨量、高潮の予報）が意味をなさなくなるからである。進路予報は、数値モデルの進化や同化される観測データの増大により、過去 30 年の間に精度が着実に向上しているが、顕著な北進バイアスにより進路予報が大きく外れる事例が今でも存在する (Yamaguchi et al. 2012)。北西太平洋では、フィリピンの東海上にて北進バイアスがしばしばみられる。本研究の対象である 2008 年台風 6 号 (Fengshen) も、5 日予報で 1,500km もの誤差を示す顕著な北進バイアスの一例である (図 1)。この事例において進路の大外しは、気象庁全球モデル(GSM)だけでなく、JTWC を含む世界各国の予報モデルでも共通して見られている。フィリピンでは 1,300 名を超える死傷者が出たこともあり、JTWC の年間報告 (Cooper and Falvey 2008) では「この非現実的な予報の原因を、予報モデルを扱う研究者が早急に究明する必要がある」との主張が示されている。しかし、現時点ではこの原因の解明に至ったという報告

を聞いていない。

我々は全球雲解像モデル NICAM (水平分解能 3.5km) を用いてこの台風の発生から消滅に至るまでのシミュレーションを行い、現実に近い進路の再現することに成功した (図 1 の丸印、計算開始 120 時間後の誤差が 277km)。本研究ではこのシミュレーション結果を、気象庁 GSM (水平解像度 20km) の予報結果と比較することで、北進バイアスの原因を明らかにすることを目指す。一般的に、台風の進路は周囲を取り巻く風の流れ (指向流) で決まり、これにコリオリ因子の南北差による西向きベータ効果が加わることが知られている。これに加え、台風の鉛直流分布に波数 1 の非軸対称成分が含まれる場合は、渦度のストレッチングの効果により中心から偏在した場所で渦度が増大し、その結果として台風本体が指向流からずれた方向に動くことが予想される。このため本研究ではモデルで再現された台風の非対称構造に着目し、進路に与える影響について、渦度方程式を用いて診断した。

2. Fengshen の非軸対称構造の特徴

図 2 は衛星による雲分布と、マイクロ波放射計から推定された海上降雨強度分布を表す。台風の中核に対し、南西象限に背の高い雲と強い降水強度が偏在しているのが特徴で、この台風が波数 1 の顕著な非対称構造を持っていることを表す。次章に述べるように、850-200hPa 間の鉛直シアは、南西方向に約 12 m s^{-1} の大きさを持っており、活発な対流活動はダウンシア側に集中していた。この鉛直シアと非対称構造は、台風の発生から消滅までの間に定常的にみられた。

NICAM と GSM の比較は、再現された台風の中心位置がほぼ同じで、進行方向が異なった 6 月 20

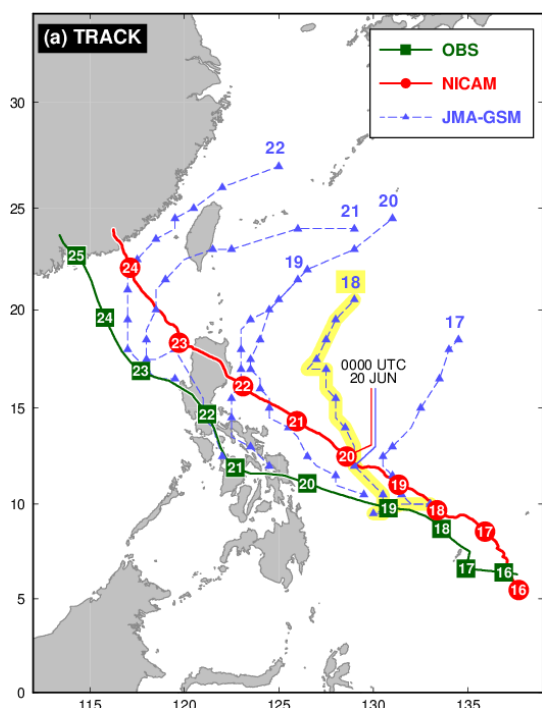


図 1 2008 年台風 6 号 (Fengshen) の気象庁ベストトラックにおける進路 (四角)、3.5km 分解能の NICAM で再現された進路 (丸)、気象庁全球モデル (GSM) による予報進路 (三角)。

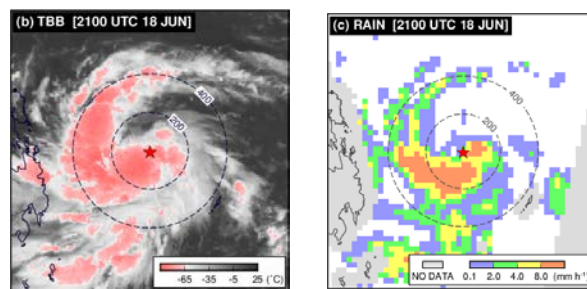


図 2 (左) MTSAT-1R による赤外雲頂輝度温度分布と、(右) DMSP SSM/I F17 衛星のマイクロ波放射計から推定された降雨分布。観測の時刻はどちらも 6 月 18 日 2100 UTC。

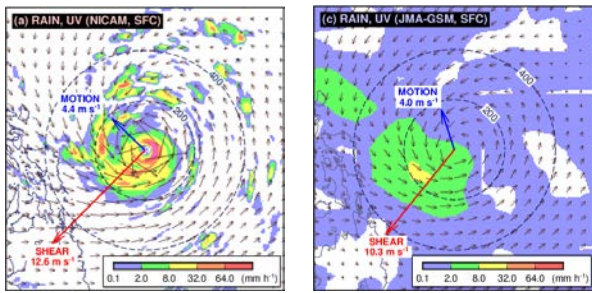


図3 (左)NICAM と(右)GSM で再現された海上降水強度の分布。赤い矢印は 850-200hPa 間の鉛直シアアのベクトル、青い矢印は進路を表す。破線の円は、台風中心からの距離を表す。

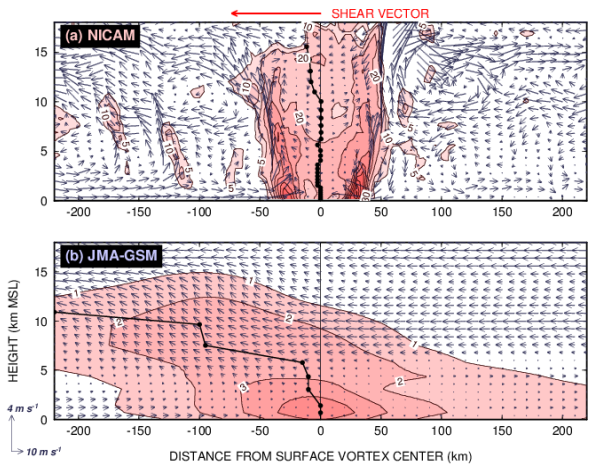


図4 シアアベクトルに平行な方向の、相対渦度 (10^{-4} s^{-1}) の鉛直断面。上が NICAM、下が GSM。

日 0000UTC (図1、GSMは6月18日1200UTCから36時間後)の計算結果を用いて行われた。海上における降水分布(図3)によると、どちらのモデルでも降水域がダウンシア側に偏在し、顕著な非対称構造が再現されている。ただし降水強度の値は両者で大きく異なり、上空の上昇流の強さはNICAMの方がGSMの約10倍も大きかった。この違いは渦の鉛直構造にも関係していた。シアベクトルに平行する方向における、相対渦度の鉛直断面(図4)では、NICAMの渦がほぼ直立しているのに対し、GSMの渦はダウンシア側に著しく傾斜している。GSMにおける渦中心のずれは、地上から高度10kmまでの間で100kmに達する。このような上空渦の分離は、他の初期時刻におけるGSMの予報でも同様に見られた。

3. 渦度収支解析

進路の違いをもたらす原因を調べるため、渦度方程式を用いた収支解析を行った。図5は渦度の時間傾向($\partial\zeta/\partial t$)と、卓越項である水平移流とストレッチングの分布を表す。モデル間で共通するのは、進路の方向(矢印)に時間変化の極大があり、それが北偏する水平移流の極大と、西偏する引き伸ばしの極大との重ね合わせによりもたらされている点である。異なるのは、水平移流に対する引き伸ばしの強さで、

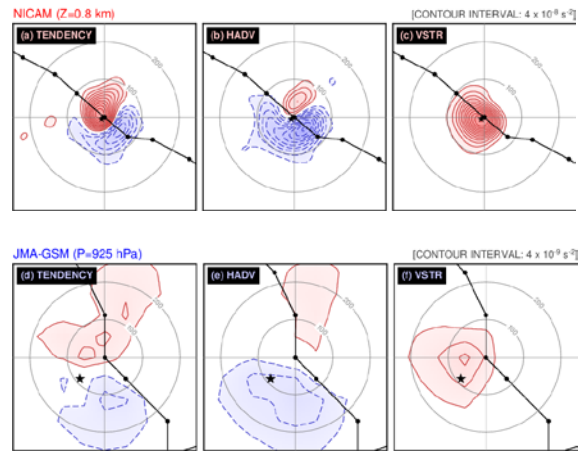


図5 渦度の時間傾向(左)、水平移流(中央)、引き伸ばし(右)の水平分布。上段がNICAM、下段がGSMの結果。正值(正渦度の増加に寄与)を実線で示す。統治線の間隔は、NICAMが $4 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 、GSMがその10分の1である。

GSMではほぼ同等なのに対し、NICAMでは引き伸ばしが圧倒的に大きい。このことは、Fengshenの北西進が、指向流よりも卓越する、西側に偏在した下層収束によってもたらされていたことを示し、非対称構造の正確な再現性が予報進路に影響したことを示唆する。偏在するストレッチング極大の位置は、上空の渦の中心(図5の星印)と、上空の渦度の鉛直移流項の極大とよく対応していた。このことは、低気圧の中心が下層と上層とでずれることによって、静水圧バランスの調整によって上昇流がダウンシア側に偏在することと整合的である。

4. まとめ

台風Fengshen(2008)について、顕著な北進バイアスを示した気象庁GSMと、現実的な北西進を再現したNICAMのシミュレーション結果を比較したところ、鉛直構造の傾斜について両モデルで大きな違いがみられた。この違いは鉛直流の強さと対応していたことから、強い鉛直シアアのもとで発達する台風の進路予報には、鉛直流(つまり強度)の再現が必要であると考えられる。台風予報には静力学全球モデルが用いられているが、将来的には対流活動による鉛直流の再現性が高い、雲解像非静力学モデルの利用が望まれる。

参考文献

- Cooper, G. A., and R. J. Falvey, 2008: Annual tropical cyclone report. *US Naval Maritime Forecast Center/Joint Typhoon Warning Center Pearl Harbor, Hawaii*.
- Yamaguchi, M., T. Nakazawa, and K. Aonashi, 2012: Tropical cyclone track forecasts using JMA model with ECMWF and JMA initial conditions, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09801, doi:10.1029/2012GL051473.

JMANHM を利用したハイブリッド低気圧の理想化実験

柳瀬 亘 (東京大学・大気海洋研究所)

1. 研究の背景

全球大気モデルの格子データに低気圧のトラッキング手法を適用すると、低気圧の気候学的な分布を求めることができる。さらに、Cyclone Phase Space (CPS; Hart 2003) という手法を利用すると、総観スケールの低気圧を客観的に分類することもできる。CPS では熱帯低気圧 (熱低) は深い暖気核構造、温帯低気圧 (温低) は深い寒気核構造、および、熱低と温低の中間的な性質を持つハイブリッド低気圧は下層暖気核・上層寒気核の構造を持つ低気圧として分類される。

Yanase et al. (2014) では、JRA-25 再解析データに Hodges (1994,1995,1999) のトラッキング手法を用いて低気圧を検出し、CPS により熱低・温低・ハイブリッド低気圧の気候学的分布を求めた (図 1)。南半球では低気圧の分布は比較的に東西一様であり (図 1a)、夏季 (12~2月) には熱帯域で熱低、温帯域で温低が活発である一方で、その中間の亜熱帯域では低気圧は比較的に不活発である。また、北半球では海洋の西側で低気圧が活発であり (図 1b)、秋季 (9~11月) には熱低や温低に加え、ハイブリッド低気圧も亜熱帯域で多く見られる。ハイブリッド低気圧は西部北大西洋で最も顕著であるが、日本周辺を含む西部北太平洋でもその発達を確認できる。

ハイブリッド低気圧の実態を把握することは、低気圧の気候学的分布を解釈する上で、また、低気圧のメカニズムを包括的に理解する上で重要である。ハイブリッド低気圧の一種である亜熱帯低気圧の雲パターンを図 2 に示す。亜熱帯低気圧の形状は事例によって異なるが、図 2 の事例では中心部に熱低のような積雲対流の集中域が存在する一方で、全体としては北東から東にかけて雲が多い非軸対称構造をしている。発達メカニズムとしては、熱低が凝結熱によってエネルギーを生成し、温低が環境場の水平温度勾配からエネルギーを引き出しているのに対し、ハイブリッド低気圧では両方のエネルギー源を利用していると考えられる。

複数のメカニズムで発達し複雑な構造を持つハイブリッド低気圧は、熱低の CISK・WISHE のように軸対称構造を仮定したり、温低の傾圧不安定のように波型の構造を仮定したりして、単純化した理論を構築することが困難である。このように現実的で多様な低気圧を理論的研究の延長で理解するためには、非静力学モデルを利用した理想化実験が有効なアプローチとなる。各海域での環境場を非静力学モデルで一様な初期値として与え、その中で低気圧の発達の有無や特徴の違いを検証することで、低気圧の発達と環境場との関係を明らかにすることができる。

Yanase and Niino (2015) では夏季の南半球の環境場を比較する理想化実験を行ない、熱帯の環境場では熱低が発達、温帯の環境場では温低が発達、亜熱帯の環境場では低気圧が発達できないことを再現した。さらに、環境場の要素を部分的に入れ替える感度実験を行ない、亜熱帯は熱帯よりも気温が低く鉛直シアが強いことで熱低が発達しにくく、また、温帯よりもコリオリパラメー

タが小さく鉛直シアが弱いことで温低も発達しにくいことを明らかにした。

本研究では、理想化実験のアプローチを利用して、図 2 のようなハイブリッド低気圧をどこまで再現できるか、というテーマに取り組んでいる。手始めに西部北大西洋の環境場を与えた理想化実験を行なったので、今回はその速報を紹介する。

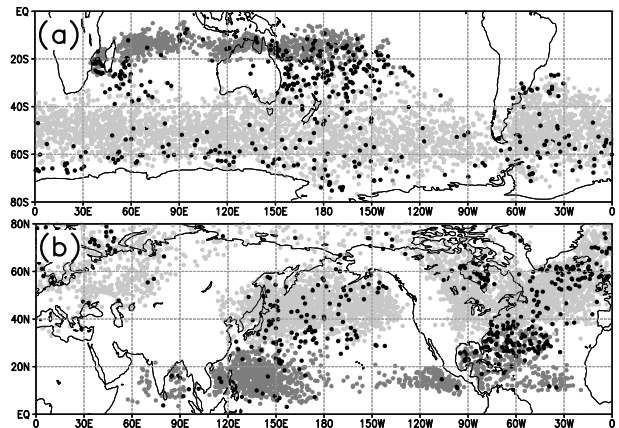


図 1: 1981 年 12 月 ~ 2011 年 11 月の JRA-25 再解析データを利用して得られた熱低 (濃灰丸)・温低 (薄灰丸)・ハイブリッド低気圧 (黒丸) の発達の気候学的分布。(a) 南半球の夏季 (6~8 月)。(b) 北半球の秋季 (9~11 月)。Yanase et al. (2014) の図を白黒にして転載。

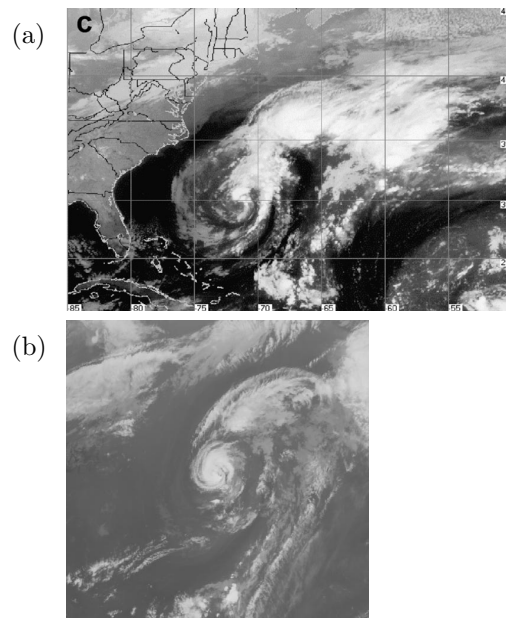


図 2: 亜熱帯低気圧の雲パターン。(a) 2000 年 10 月 16 日 12UTC の西部北大西洋の亜熱帯低気圧。Guishard et al. (2009) より転載。(b) 1989 年 9 月 12 日 03UTC の西部北太平洋の亜熱帯低気圧。藤田 (1995) で報告された事例の雲画像をデジタル台風のサイトより取得。

2. 実験設定

理想化実験には気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) の rel-03-03 版を利用する。チャンネル型 (東西周期・南北壁) の実験を行なえるように境界条件のコードを修正し、また、長時間積分で環境場を維持するために東西平均値を初期の値に緩和するスキーム (東西波数 0 のスペクトルナッジングに相当する) を組み込んでいる。計算領域は東西 6000km、南北 4000km、鉛直 24.52km であり、格子間隔は水平方向には 10km で一様、鉛直方向には最下層 40m、最上層 1360m で可変とする。湿潤過程には、雲水・雲氷・雨・雪・霰の混合比を予報する雲微物理スキームと、Kain-Fritsch の積雲対流スキームを用いる。放射過程は考慮しない。下部境界は海面とし、摩擦と顕熱・潜熱の供給を考慮する。

ハイブリッド低気圧が頻繁に観測される秋季の北大西洋の環境場として、 310°E , 35°N を中心に $20^{\circ}\times 10^{\circ}$ で領域平均した東西風・温位・相対湿度の鉛直分布と海面水温を用いる。コリオリパラメータは 35°N の値で一定の f 面近似を考える。基本場の分布は水平一様に与えると解釈がしやすいが、実験設定の都合上、南北方向には必要最低限の変化を与えている。温位場はまず水平一様に気候値の鉛直分布を与えた後、東西風の鉛直シアとの温度風バランスを満たすように南北勾配を加える。相対湿度場は水平一様に気候値の鉛直分布を与えるため、温位の南北勾配に応じて水蒸気の混合比は南北方向に変化する。東西風の場合は水平一様に与えると、温度風バランスによって領域の端で温位が非現実的に大きな値になってしまう。これを避けるため、領域中心から南北に 1000km まではほぼ一様に気候値の鉛直分布を与えるが、1000km より先は東西風を hyperbolic tangent 型の関数で減らしていき、南北境界のある 2000km で東西風が 0 に近づくような分布を与える。海面水温は最下層大気の温度との差が一定になるように与え、温度風バランスに応じた南北勾配を持つ。海面水温が領域の端で高くなり過ぎないように、領域中心から 1500km 以内の最下層気温の値を上限として設ける。

初期場には低気圧の発達のトリガーとなる軸対称の渦を領域の中心に与える。渦は半径 100km で接線風速 10ms^{-1} を持ち、振幅は高度とともに減少し高度 10km で 0ms^{-1} とする。積分時間は 800 時間とする。

3. 結果

海面更正気圧偏差の最小値の時間発展を図 3 に示す。低気圧は 400hr までは緩やかに発達するが、450~600hr に急速に深まる。400~700hr の雲パターン (鉛直積算した凝結水) と海面更正気圧の東西偏差を図 4 に示す。400hr には温低のようなコマ状の雲パターンを伴う大きなスケールの低気圧が形成しているが、500hr 以降には大きな低気圧の西側の部分に熱低のような小さなスケールの低気圧が発達する。図 2 の衛星画像と比較すると、全体として北東から東にかけて雲が多い非軸対称構造をしていることや、中心部に雲域が集中していることなど、定性的に似ている特徴が見られる。擾乱場の有効位置エネルギーの収支を解析すると (図 5)、凝結熱による生成と基本場の有効位置エネルギーからの変換という 2 つのエネルギー源によって発達していることが確認された。これらの特徴は熱低とも温低とも異なり、ハイブリッド低気圧をある程度再現できていると考えられるが、詳細は解析中である。

謝辞

JMA-NHM における東西周期・南北壁の境界条件の組み込みには、気象研究所の林修吾さん・横田祥さんのご協力を頂きました。

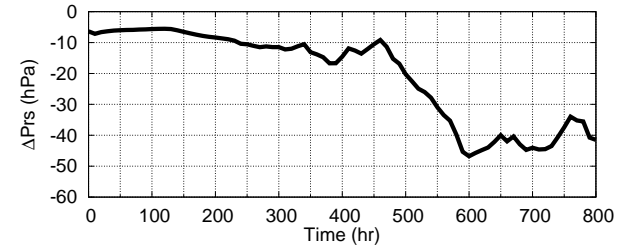


図 3: 低気圧中心の気圧偏差 (東西平均からの差) の時間発展。

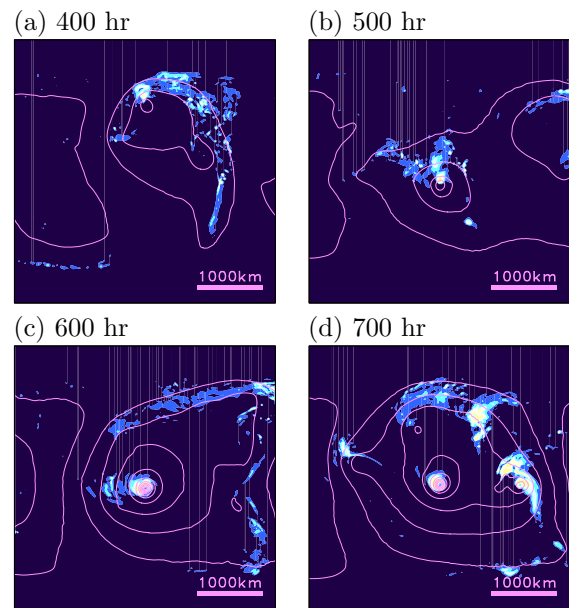


図 4: 鉛直積算した凝結水 (シェード) と海面更正気圧の東西偏差 (コンター間隔 5hPa)。 (a)400hr, (b)500hr, (c)600hr, (d)700hr。

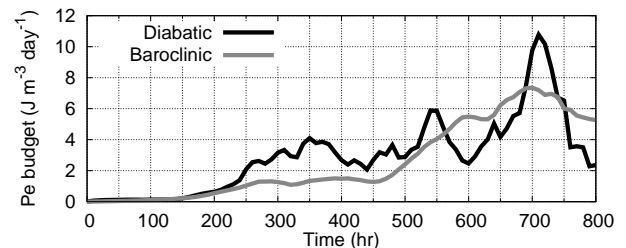


図 5: 有効位置エネルギー収支の時間発展。凝結熱による生成 (黒線) と東西平均場の有効位置エネルギーからの変換 (灰線)。

参考文献

- Yanase, W., H. Niino, K. Hodges and N. Kitabatake (2014): Parameter spaces of environmental fields responsible for cyclone development from tropics to extratropics. *J. Clim.*, 27, 652-671.
- Yanase, W. and H. Niino (2015): Idealized numerical experiments on cyclone development in the tropical, subtropical, and extratropical environments. *J. Atmos. Sci.*, 72, 3699-3714.

平成 26 年 8 月 20 日広島での大雨をもたらした 線状降水帯の再現性と発生要因

加藤輝之（気象研予報）

1. はじめに

平成 26 年 8 月 20 日の広島での大雨では、長さ 100km 以上、幅 20~30km の線状降水帯が形成・停滞することで、04 時までの 3 時間最大降水量（P3max、解析雨量による）が 238mm に達した（図 2 a）。本研究では、線状降水帯の再現性だけでなく、線状降水帯を作り出す降水システムの構造の違いに対する数値モデルの水平分解能依存性を調べ、また初期値が違うことで大雨をもたらした線状降水帯の再現を左右した原因について調査することで、線状降水帯の発生要因を考察した。

2. 数値モデルと実験設定

数値モデルとして気象庁非静力学モデル（NHM）を用い、水平分解能 5km、2km、1km、500m、250m による大雨の再現性の違いを調べた。計算領域は 250mNHM を除き、水平方向 1000km×800km（図 1）とし、鉛直には 50 層（モデルトップ：21.9km）で実行した。初期値は大雨をもたらした線状降水帯発生 6 時間前の前日 19 日 18 時とし、初期値・境界値とも気象庁局地解析（水平分解能 5km、3 次元変分法による毎時解析）から作成した。250mNHM は水平方向のみ 412km×330km（図 1 の四角内）の領域に限定し、境界値は 2kmNHM の予報値から作成した。また 2kmNHM を用いて、初期値（19 日 19 時、20 時、21 時、22 時）による再現性の違いを調べた。降水過程としては氷相のみ 2 モーメントのバルクスキームを用い、5kmNHM のみ Kain-Fritsch の対流パラメタリゼーションを併用した。境界層スキームとしては Mellor-Yamada Nakanishi-Niino レベル 3 を用いた。地形は全て GTOPO30 から作成し、水平分解能 1km 以下ではほぼ同じとした。

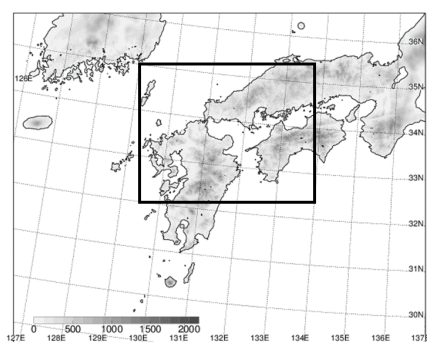


図 1 500mNHM を除く計算領域と 2kmNHM の地形。図中の四角は 500mNHM の計算領域を示す

3. 水平分解能による再現性の違い

5kmNHM（図 2 b）では広島付近に P3max が 30mm 程度の降水を予測しているものの、線状の降水域は予測できておらず、この値からは大雨を予測することはできない。2kmNHM（図 2 c）では線状降水帯だけでなく、その位置・分布に加えて P3max も解析雨量に近い値を見事に予測できている。P3max の値や大まかな降水量分布は水平分解能を細かくしてもほとんど変わりはないが、詳細な降水量分布をみると、高分解能ほど降水の開始位置が南西に移動し

て実況に近づき、100mm 以上領域の広がりや 150mm 以上の位置も的確に予測できている。この違いは線状降水帯を構成している降水システムが積乱雲→積乱雲群→線状降水帯という階層構造（気象研究所報道発表資料, 2014）を持ち、その構造が再現できているかによる。2kmNHM では個々の積乱雲（降水セル）の水平スケールが気象レーダによる観測よりもかなり大きく、積乱雲群の再現が不十分であった一方、250mNHM では観測と非常に近い構造が再現できていた（図略）。

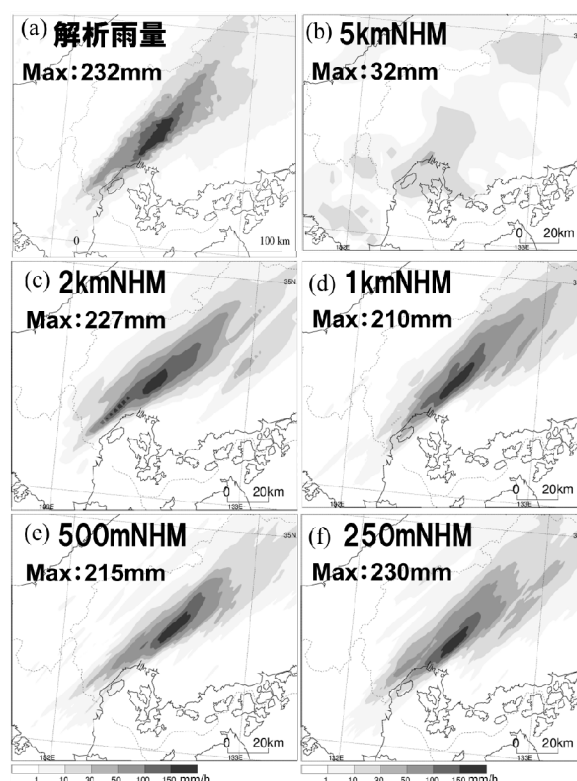


図 2 (a) 2014 年 8 月 20 日 01 時~04 時の解析雨量 3 時間積算降水量分布 (mm) と同期の 19 日 18 時初期値の (b) 5kmNHM、(c) 2kmNHM、(d) 1kmNHM、(e) 500mNHM と (f) 250mNHM による予測結果。

4. 初期値による再現性の違いの要因

2kmNHM の初期値を 19 日 19 時、20 時、21 時（図 3 a-c）にすると、P3max が 120~130mm と解析雨量（図 2 a）や 18 時初期値（図 2 c）に比べて半分程度になった。逆に 19 時と 20 時初期値では、50mm 以上の領域がかなり広がっている。22 時初期値（図 3 d）では、広島市付近の P3max は 10mm 以下になっている。

初期値による再現性の違いを大雨の源である下層水蒸気の流入量分布から議論する。18 時初期値の 2kmNHM（図 4 a）では豊後水道を通して大量の水蒸気の流れがあり、広島市付近では $300 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上になっている。このような大量の水蒸気の流入により、線状降水帯が形成されて大雨に繋がった。19 時初期値（図 4 b）でも同様の水蒸気の流れが見られ、 $250 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域は広いぐらいである。

すなわち、ほぼ同量の水蒸気が山口県西部から広島県内に流入していたが、18 時初期値の予測では降水域を集中させ、一方 19 時初期値では降水域が広がったために P3max が少なくなった。21 時初期値以降の 2kmNHM の予測では、水蒸気の流入量が減少した (図略)。これにより降水域が狭まり、降水量も少なくなった (図 3c-d)。この初期値による再現性の違いは 1kmNHM (図略) でも同様に見られ、高分解能化で改善されることはなかった。

19 時初期値の 2kmNHM で降水域が広がった要因、すなわち線状降水帯が停滞できなかった原因を下層風、下層の相対湿度と気温分布から考察する。線状降水帯形成 2 時間後の 20 日 02 時の下層相対湿度分布をみると、18 時初期値の 2kmNHM (図 5a) ではほぼ線状降水帯の走向と同じ向きにやや乾燥した空気が南西から流入している。一方、19 時初期値の 2kmNHM (図 5c) ではやや乾燥した空気が強い西寄りの風で線状降水帯の発生位置 (南西端) 付近に流入している。その結果、03 時の下層気温の分布をみると、発生位置付近 (図 5d の○の部分) ではかなり気温が低下している。この気温低下にともなう冷気プールにより、積乱雲の発生位置が西側にずれ、線状降水帯が停滞できずに、東側に移動して降水域が広がった (図 3a)。そのような気温低下は 18 時初期値のものには見られない (図 5b)。

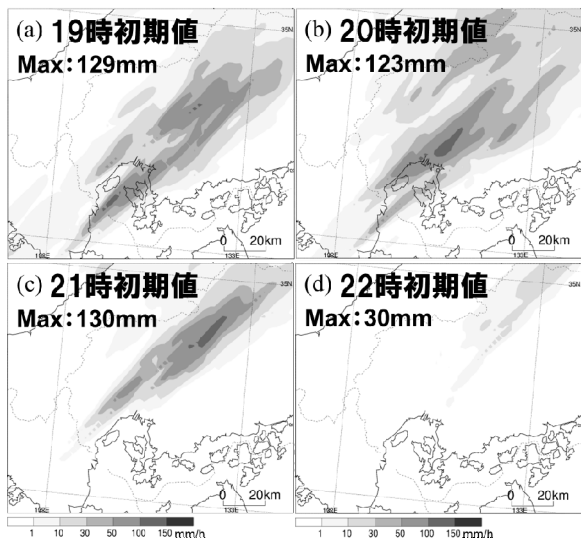


図 3 図 2(c)と同じ、ただし 19 日 (a) 19 時初期値、(b) 20 時初期値、(c) 21 時初期値と (d) 22 時初期値。

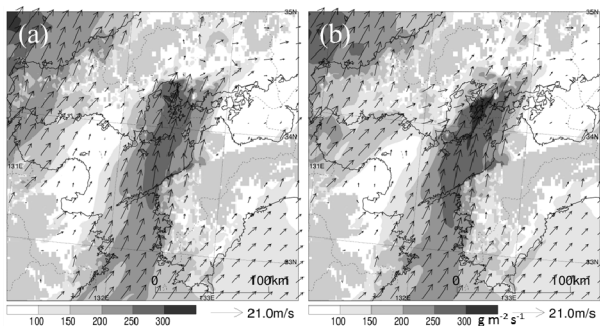


図 4 2kmNHM による 20 日 03 時の高度 500m の水蒸気フラックス量分布 ($\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$)。 (a) 19 日 18 時初期値と (b) 19 時初期値。ベクトルは同高度の水平風、ベクトルの表示されていない灰色領域はモデルの地表面下。

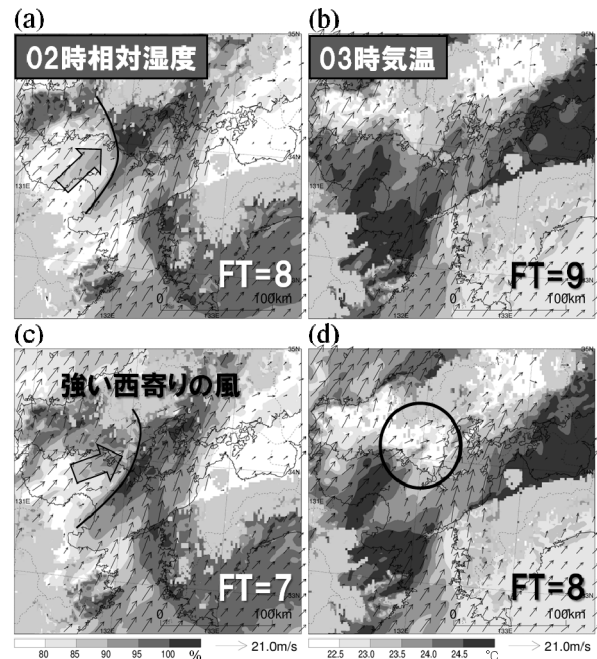


図 5 (a) 2014 年 8 月 19 日 18 時初期値の 2kmNHM による 20 日 02 時の高度 500m の相対湿度分布 (%) と (b) 20 日 03 時の高度 500m の気温分布 ($^{\circ}\text{C}$)、(c)・(d) (a)・(b)と同じ、ただし 19 日 19 時初期値。

5. 降水の蒸発と地形の影響

図 5d の線状降水帯の発生位置 (南西端) 付近での気温低下をもたらした要因として、まず降水の蒸発が考えられる。このことを確かめるために、20 時初期値の 2kmNHM において 20 日 01 時 (FT=6) 以降、降水の蒸発を抑制した感度実験を行った。結果は抑制しない場合 (CNTL) と同様に線状降水帯は停滞せず、東側に移動した。気温低下は CNTL の 1°C 以上/2 時間のように顕著ではなかったが、 0.5°C 程度下がって冷気プールが形成された。この低下はやや乾燥した空気が流入して、持ち上げ凝結高度まで上昇したために生じた断熱冷却である。

線状降水帯の発生位置付近には高度 500m 程度の地形があり、この地形が線状降水帯を組織化する積乱雲を発生させたことが考えられる。このことをその付近の地形を除去した感度実験から確かめた。地形を除去することで、降水の発生位置が地形を残した位置まで北上した。また P3max が 150mm 以上の領域付近にも高度 500m 程度の地形があり、この地形が降水を強めたことが考えられたが、この部分の地形を除去した感度実験を行っても、降水分布にほとんど変化はなかった。

以上のことから、線状降水帯の発生要因としては、流入する下層の水蒸気量や暖気移流をともなう鉛直シアに加えて、大雨をもたらす暖湿気塊の流れだけでなく周辺の下層風の条件も必要であることが示唆される。また積乱雲発生に関しては、地形の効果が重要であることがわかった。

参考文献

気象研究所報道発表資料, 2014: 平成 26 年 8 月 20 日の広島市での大雨の発生要因～線状降水帯の停滞と豊後水道での水蒸気の蓄積～, http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/Press_140820hiroshima_heavyrainfall.pdf.

林修吾（気象研究所）

1. はじめに

2014年6月24日14時半頃に東京都調布市・三鷹市付近において、激しい降雹および落雷が観測された。防災科研による調査（出世，2015）や新聞報道等によると、直径3cm以上の雹が地表に落下し、場所によっては深さ30cm以上の雹が降り積もった（ただし直接降った分以外に、地表を流れてきた分も含まれている）。この激しい降雹をもたらした積乱雲について、レーダ観測によるその構造の解析および数値モデルによる再現実験を行い、降雹をもたらされた原因および数値モデルによる再現性を調査した。

2. データと解析方法

用いた観測データは、国交省MPレーダ（おもに新横浜）、気象庁のレーダアメダス解析雨量、ゾンデ、アメダス、LIDENデータを使用した。MPレーダは5分ごとにボリュームスキャンしており、その偏波パラメータデータを使用した。

モデルによる再現実験には気象庁非静力学モデル（NHM, Saito et al. 2006）を用いた。初期条件は2014年6月24日12JSTの気象庁メソ解析（水平解像度5km）とし、境界条件は同じくメソ解析を3時間毎に与えた。モデルの水平解像度は500m、鉛直は高度21kmまでに60層、予報時間は6時間、雲物理は氷2-moment、積雲パラメタリゼーションはなし、とした。

3. 観測された積乱雲

2014年6月24日の関東地方は梅雨前線のすぐ北側に位置しており、上空には寒気を伴った気圧の谷があり、大気の状態は不安定であった（東京管区气象台，2014）。ただしアメダスによると日照はあまりなく地上の最高気温は25℃前後で、日射による不安定の強化はなかった。降水発生前の関東南部は駿河湾からの南風と鹿島灘からの東風で弱い収束域となっていた（図略）09JSTのつくばの高層観測によると0℃高度は3.5km、-10℃高度は5.5kmであった。

降雹をもたらした積乱雲は、13:30JSTに高度

2km面に最初のレーダエコーが出現し、約60分後の14:30～15:00JSTに地上で激しい降雹をもたらした。図1; p b 1にこの時間帯を含む13JST～16JSTのレーダアメダス解析雨量の3時間積算雨量を示す。図中の赤丸で囲んだ領域が、調布市・三鷹市付近で降雹をもたらした積乱雲による降水域である。3時間で約80mmの降水があったと推定される。同時刻の関東南部ではこの降雹をもたらした積乱雲以外にも複数の発達した積乱雲が存在しており、積乱雲が発生しやすい状況だったことがわかる。

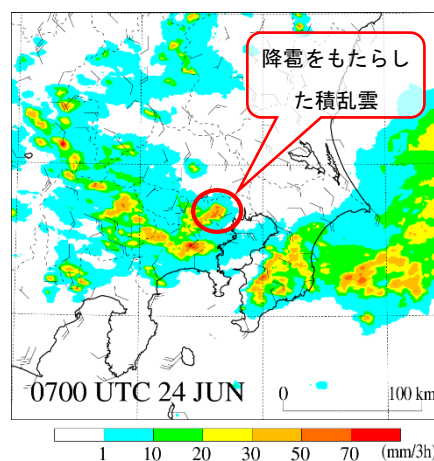


図1. 2014年6月24日の13JST～16JSTのレーダアメダス解析雨量による3時間積算降水量

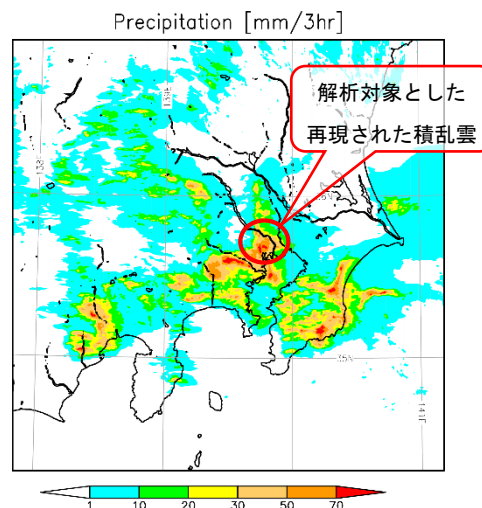


図2. NHMにより再現された図1と同時刻の3時間積算降水量

図3にはMPレーダによる偏波パラメータKdpより算出したあられ領域の体積(Doviak and Zrnic 2006)の高度時間変化を示した。1345JST頃から高度5~6km付近(約-10℃高度)に大きなあられ体積が見られ、1400JST頃には高度4~7kmに広がり、1420JST頃から下方へ伸びていく様子が見られた。このあられ領域の下降はおそらく地上の降雹に対応していると考えられる。また上空のあられ体積が拡大してから10~15分後(1415JST頃)から雷活動が活発化し、1430JST頃には激しい雷活動がもたらされた(図略)。これは一般的な雷発生メカニズム(あられ生成から電荷蓄積がはじまり、大量の雹の生成にともない活発な雷活動がもたらされる)と整合的である。

4. モデルによる再現実験

図2にNHMにより再現された13JST~16JSTの3時間積算降水量を示す。図1の解析雨量と比べると降水量のピークが大きく、降水範囲もやや広い。時系列で積乱雲の生成・発達を確認したところ、残念ながら降雹をもたらした積乱雲と厳密に一致する積乱雲は再現できていなかった。ここでは、再現された中で観測された積乱雲の最も近傍で発達した積乱雲(図2で赤丸で囲んだ領域)を解析対象とした。この積乱雲は東京都のやや北側で発生し、ゆっくり南下しつつ東京都の東部で最も発達した。

図4には、図3同様にモデルのGraupel体積(高度別に3g/m³以上の領域を積算)の高度時間変化を示した。図3と直接比較出来る物理量ではないが、図3同様に1345JST頃から高度6km付近であられ体積が増加し、その後鉛直方向に広がりながら増加していく傾向が見られた。しかし、鉛直方向への広がり観測より小さく、0℃高度下方への進展は全く見られなかった。これはモデル内の霰は、地表にまで達するような巨大な雹を表現することが難しいため、この再現実験では降雹を直接表現することは出来なかった。

図5には積乱雲内で高度別に上昇流が10m/sを超える領域を積算したものを示す。あられ体積と異なり高度10km付近まで上昇流域は広がっており、観測のあられ分布と似ている。前述の通り降雹の直接の表現は難しいが、上昇流域が再現されていれば、観測と比較を行うことで降雹につながる情報を提供できる可能性がある。

GRAUPEEL volume from Kdp 2014/06/24 13:30-15:30 JST

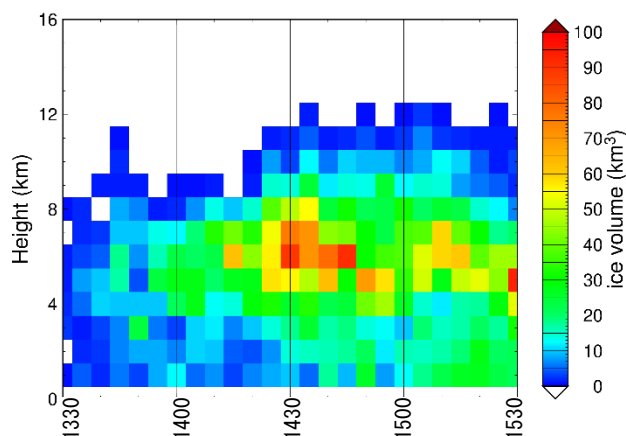


図3. MPレーダ観測による対象積乱雲内の1330~1530JSTのあられ体積(Kdpから判定した霰グリッドを高度別に積算)の高度時間変

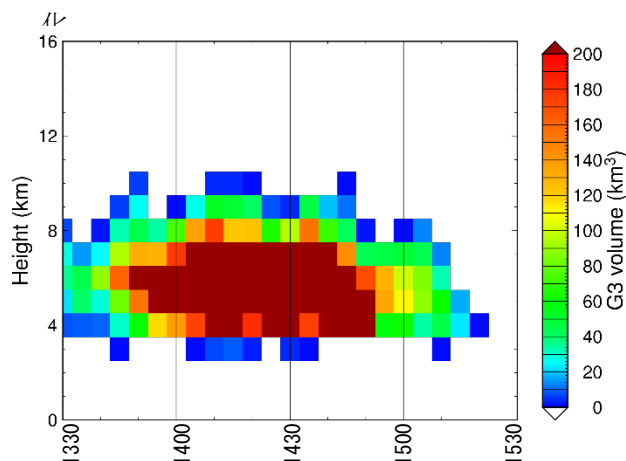


図4. NHMによる対象積乱雲内の1330~1530JSTのあられ体積(高度別にQgが3g/m³以上の領域を積算)の高度時間変化

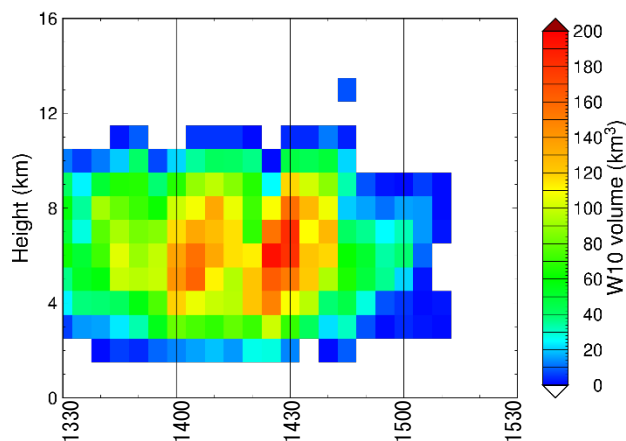


図5. NHMによる対象積乱雲内の1330~1530JSTの上昇流体積(高度別にWが10m/s以上の領域を積算)の高度時間変化

冬季、山形県庄内平野における強風の解析

佐々木ありな(京大院理)、竹見哲也(京大防災研)、古田泰子・宮島亜希子(株式会社NTTドコモ)

1. はじめに

日本海に面した山形県庄内平野では、冬季に強風事象が多く観測されている。建物や農作物への被害といった災害が生じることもあり、強風の詳細な発生機構を知ることが必要である。

強風の出現特性は、局地的な地形にも影響される。庄内平野は一見すると平坦な平野部ではあるが、地面の起伏や粗度の違いに応じた風速分布が得られるとの報告もある[1]。したがって、強風の発生機構を知るためには、強風の詳細な空間分布の性状を把握する必要がある。

近年、NTTドコモの環境センサーネットワークは、全国で細密な気象データを提供するものとして、そのデータ(以下、NTTドコモデータとする)の活用が期待される。本ネットワークにより細密な観測データを得ることができ、瞬間的な風速の変化が捉えられると期待される。

本研究では、NTTドコモデータを用いて風の空間分布について調べた。さらにWRFモデルを用いて高解像度の数値シミュレーションを行うことで突風発生時の環境について調べた。

2. 地上気象観測

庄内平野にはアメダス観測地点が4か所に設置されている。そのうち、酒田測候所は特別気象観測所に指定されており、1分毎に平均風速・風向・最大瞬間風速のデータを得ることができる。はじめに酒田測候所の観測データを解析し、庄内平野での突風の実態について調べた。

対象期間は2012年11~12月と2013年1~3・11~12月である。Wakimoto[2];小林[3]を参考に以下のピーク風速 W_c を突風と定義した。

$$W_c \geq 8m/s \quad (1)$$

$$W_c \geq W_{+ave} + 4m/s \text{ and } W_c \geq W_{-ave} + 4m/s \quad (2)$$

$$W_c \geq 1.25W_+ \text{ and } W_c \geq 1.25W_{-ave} \quad (3)$$

$$W_{+ave} \leq 1.5W_{-ave} \quad (4)$$

ただし、 $W_{-ave}(W_{+ave})$ は前(後)6分間の毎分最大瞬間風速の平均値とした。期間中422事例を抽出した。最大瞬間風速25m/sを超えるような強い風が観測された事例も多数あり、その多くが西北西の風であった。また突風率は一般的に1.5~2の範囲にあることが知られているものの、抽出された事例では3を超えるような突風率が観測されることもあった。

平野部での風の実態を知るために、NTTドコモデータを利用した。使用したデータは風向・風速デ

ータ(10秒値・10分値)および最大瞬間風速データ(10秒値・10分値)である。用いた観測地点は14箇所であり、庄内平野および周辺の山間部に位置している。NTTドコモデータの観測地点は、地上2~4mの地点に配置されているため、近郊のアメダス地点と比較すると風速が弱く観測される傾向があった。そのため平均風速と最大瞬間風速のそれぞれの時系列データから酒田測候所とNTTドコモ観測地点との間で相関係数を求めることにより風の変動を比較した。

平均風速については酒田測候所に近い観測地点では相関係数が大きかった。一方、山中にある観測地点では相関係数が小さかった。図1は、2013年2月の平均風速を対象として、酒田測候所での観測データと山中にあるNTTドコモ観測地点でのデータを比較したものである。両時系列データの相関係数は0.17である。

次に、最大瞬間風速のデータにより酒田測候所とNTTドコモ観測地点との相関性を調べた。図2は、最大瞬間風速について図1と同様に時系列データを示す。最大瞬間風速の相関係数は0.72と大きいことが分かった。このような高い相関性は、他の地点でも同様に見られた。このことより、最大瞬間風速は山中にある観測地点でも平均風速の場合と比較すると強い相関があることが分かる。

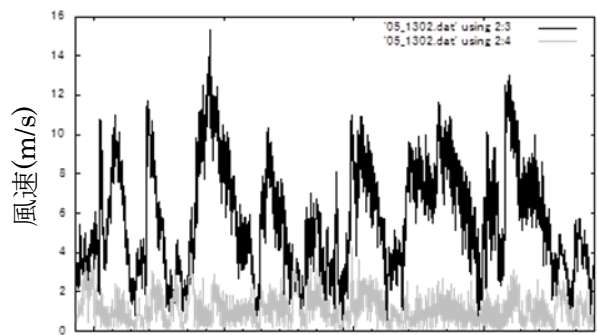


図1 酒田測候所(黒色)およびNTTドコモ山間部地点(灰色)での平均風速の比較

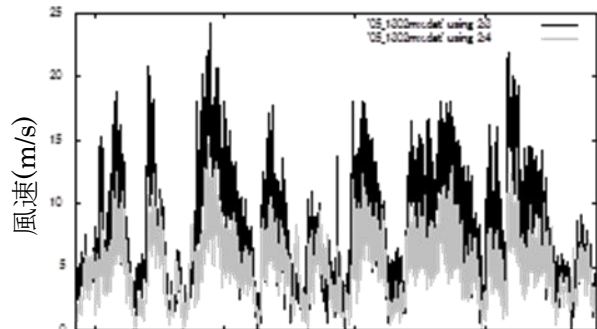


図2 図1と同様、ただし最大瞬間風速の比較

3. WRF を用いた再現実験

本研究で用いた領域気象モデルは、米国国立大気研究センター(NCAR)を中心に開発が進められている WRF モデル ARW バージョン 3.6.1 である。初期値・境界値は NCEP Final Analysis を用いた。計算領域は、日本列島をカバーするように親領域(1305km×1485km、水平格子幅 $\Delta=15$ km)をとり、4重ネスティングで計算領域を細密化する。第2領域は 465km 四方($\Delta=3$ km)、第3領域は 150km×159km($\Delta=1$ km)、第4領域は解析対象領域である庄内平野周辺地域とその周辺の山間部 44km×54km($\Delta=200$ m)とした。計算領域上端高度は 50hPa、鉛直格子点数は 53 として下層の格子点を多く設定している。

期間中、Wakimoto[2];小林[3]によって抽出された突風のうち最も強い風が観測された 2012 年 12 月 6 日について、シミュレーションを行い、突風発生の原因について調べた。この日、酒田測候所では 8:37 に 30.2m/s の突風が観測されている。気象モデルの特徴から突風のような瞬間的な風速をとらえることは困難であるが、気象擾乱や地形の構造などに対応した変動は表現されていると考えられる。

モデルでの再現実験の結果、同日 11:00~12:00 にかけて温度差 3°C 程度の微細規模の前線通過が確認できた。第3領域での 11:30 の出力結果を図3に示す。また、この前線の通過に伴う風速と風向の変化について図4に示す。前線の通過に伴い、風速と風向の急変が起こっていた。気象モデルによるシミュレーションには誤差が避けられないことから、実際の時刻に起こった変動を正確に再現することは難しいが、突風の一つの原因として微細規模の前線が挙げられると考えられる。

4. まとめ

基準地点で用いた酒田測候所での観測結果から、

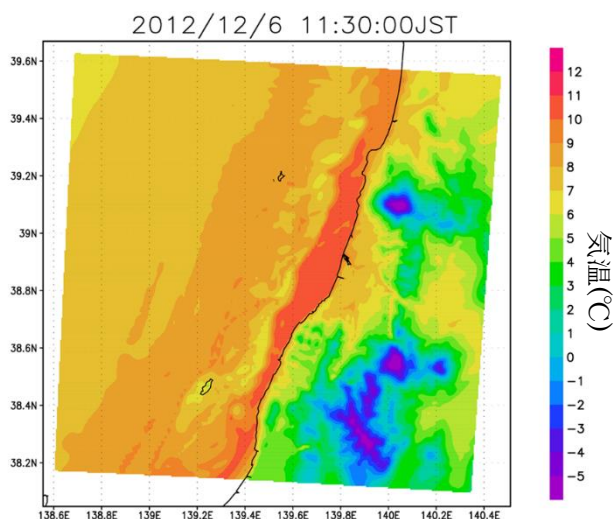


図3 地上2mでの気温の空間分布(第3領域)。

最大瞬間風速 25m/s を超えるような風が吹くこと・主に西北西の風であること・3 を超えるような突風率が発生しうることが確認された。

NTT ドコモデータによると、地形や土地利用の影響を反映して平均風速の酒田測候所との相関係数は特に山間部で小さくなったと考えられる。一方で最大瞬間風速の相関係数は、平均風速の相関係数と比較して大きく多くの地点で突風を捕捉できているのではないかと考えられる。

WRF を用いて 2012 年 12 月 6 日の事例について再現実験を行った結果、微細規模の前線の通過が見られ、突風の原因の一つであると考えられる。庄内平野で発生する突風については微細規模渦による強風の解析も行われている[4][5]。今後はより多くの事例を解析することによって、発生原因とその環境場の特性について調べる。

参考文献

- [1]竹見哲也, 辰己賢一, 石川裕彦. "高分解能領域気象モデルによる気象擾乱に伴う風速の極値の解析" 風工学シンポジウム論文集 21.0 (2010): 19-24.
- [2]Wakimoto, Roger M. "Forecasting dry microburst activity over the high plains." *Monthly Weather Review* 113.7 (1985): 1131-1143.
- [3]小林文明, 白岩馨, 上野洋介. "降雪雲に伴う突風の統計的特徴: 北陸沿岸における観測." 天気 55.8 (2008): 651-660.
- [4]楠研一, 今井俊昭, 保野聡裕, 竹見哲也. "小型ドップラー気象レーダーによる鉄道安全運行のための突風探知システムの基礎的研究, 平成 21 年度研究成果報告書, 鉄道運輸機構, 127pp.
- [5] 竹見哲也, 他. "メソ気象擾乱に伴う地上近傍の強風変動に関する高解像度気象モデル解析." 風工学シンポジウム論文集 20.0 (2008): 5-5.

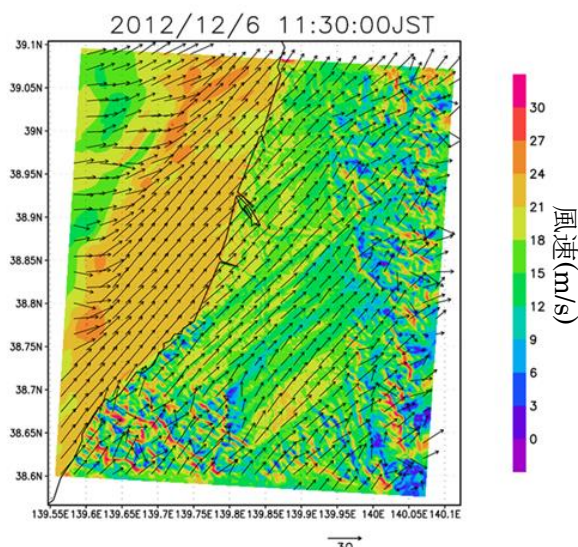


図4 地上10mでの風速の空間分布(第4領域)。

寒気流出に係わるメソスケール現象

福井真、一川孝平¹、田ノ下潤一²、岩崎俊樹* (東北大学大学院・理学研究科)

1. はじめに

我々は寒気質量とその流出について、特定の等温位面を閾値とする新しい解析手法を開発し、大気大循環の見地から寒気質量分布やその流出経路を調べている¹⁾。この解析は、メソスケール現象にも適用可能であり、とくに寒気流量と地形との関係を明瞭に示すことが期待される。

本研究では、日本を巡る気候学的な寒気流出経路と2つのメソ現象の事例について、特定温位面以下の寒気質量とその流出の解析結果を報告する。

2. 特定温位を閾値とする寒気流出解析

局所的な寒気質量の保存は次のように表される。

$$\frac{\partial}{\partial t} DP = -\nabla \cdot \mathbf{H} + G(\theta_T) \quad (1)$$

ここで、各変数は以下のように定義する。

$$DP \equiv \int_{p(\theta_T)}^p \kappa \theta_T \quad (2)$$

$$\mathbf{H} \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp \quad (3)$$

$$G(\theta_T) \equiv \frac{\partial p}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} \bigg|_{\theta_T} \quad (4)$$

DP は局所的な (各地点における) 寒気質量で、地表面気圧と特定温位面上の気圧との差として定義される。 \mathbf{H} は、地表面から特定温位面まで積分した寒気質量水平フラックスである。 $G(\theta_T)$ は、非断熱冷却・加熱に伴う寒気の生成・消滅である。簡便のため、質量は気圧を単位とする。

3. 日本列島を巡る気候学的な寒気流出経路

北半球には東アジアと北アメリカの2つの大きな寒気流がある。日本は東アジア寒気流の出口に当たる。大陸からの主な出口は、ウラジオストク付近、朝鮮半島の根元 (元山付近) および渤海湾である。日本列島の主たる通過点は、津軽海峡、阿賀野川、関ヶ原、関門海峡、東シナ海等である。

図1は、関東甲信地域を中心に、気候学的な寒気流出経路を示す。1:秋田空港出張所、2:盛岡地方気象台

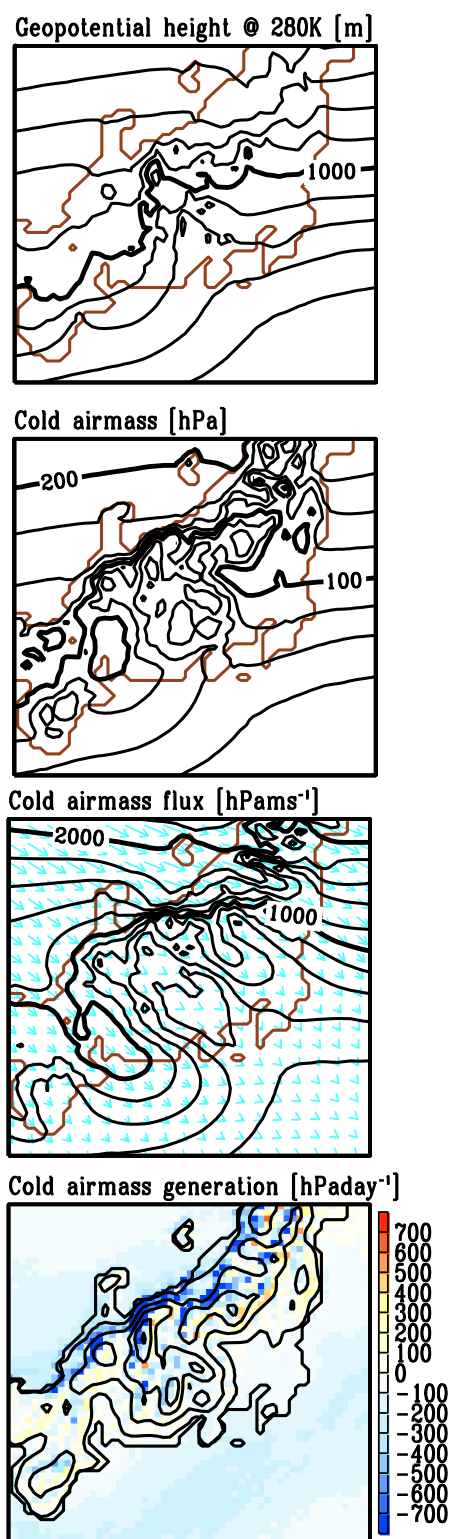


図1. 閾値を温位 280K とした場合の寒気上より、280K 面の高度、寒気質量、寒気質量フラックス、寒気質量の生成・消滅。(12, 1, 2 月平均)

気質量フラックスを描画したものである。この地域は、上信越の山脈及び中部山岳の影響を強く受ける。特に、相模湾付近は山の陰に当たり、寒気の流入が最も少ない地域である。関東平野の主たる流入口は三国峠経由であるが、それほど多くはない。関ヶ原は、日本海からの寒気の通り道であり、愛知方面から静岡の方に大きく回り込む。

4. 関東地方の寒冷前線通過時のシア形成

2009年3月23日に成田空港でマクドネル・ダグラス MD-11F 貨物機が着陸事故を起こした。このときの気象状況を JMA-NHM を用い 4 km、1.5 km、500m メッシュにダウンスケールし、寒気流を解析した。

関東では午前 0 時ごろ寒冷前線が通過した。しかし、上信越の山岳による寒気のダム効果のため、実際の寒気流入は遅れ、重力流が空港周辺に到着したのは、午前 7 時頃である。碓氷峠と三国峠を越えた寒気が前橋付近で合流し、関東平野を南東方向に吹きぬけた。このとき、風速の極大は高度 500m 付近にあり、下層ジェットが形成されている。他方、阿賀野川をさかのぼった寒気が、福島県を南下し、丁度成田付近で、三国峠越えの寒気と合流している。特に 2 つの流れの合流点付近では、500m あたりまで、乱流エネルギーが大きい領域があり、2 つの寒気流の水平シアの影響が示唆される。

5. 2014 年 2 月 14 日～15 日、関東甲信での大雪

2014 年 2 月 14 日から 15 日にかけて関東甲信地方では、南岸低気圧による未曾有の大雪に見舞われた。この事例について、JMA/MRI-NHM を用いて数値実験を行い、寒気質量・寒気流解析を行った。

数値実験は MSM 初期値を初期値境界値とし、2 km メッシュまでダウンスケールした。南西諸島方面で発生した低気圧が、15 日の昼ごろに関東地方の南岸を発達しながら通過し、関東甲信地域に大雪を降らせた。太平洋沿岸から東日本に北東寒気流が入り、奥羽山脈に張り付くようにその東側を

南下した。流入した寒気は、奥羽山脈の東側と関東を取り囲む山地（日光連山・上越・信越・奥秩父・丹沢）の内側に寒気ドームを形成した。他方、南東風により輸送されてきた水蒸気が、その寒気の上に乗せられ、断熱冷却を起こして多量の降雪を引き起こした。

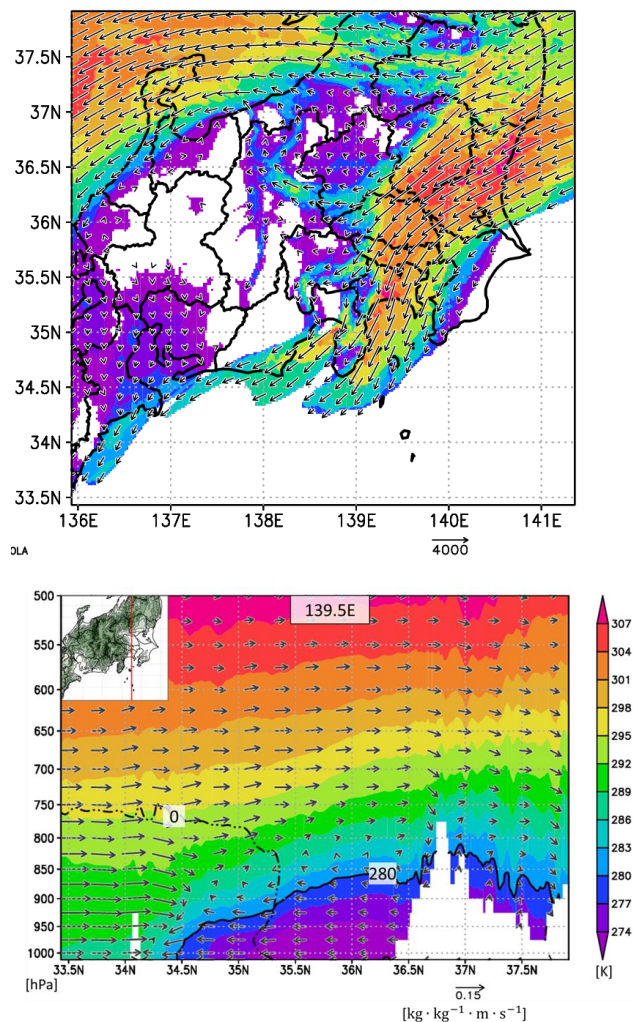


図 2. 上：JMA/MRI-NHM で再現した水平寒気質量フラックスの分布。(2 月 14 日 23JST)。下：温位と水蒸気フラックスの東経 139.5 度における南北・鉛直成分 ($\text{kg kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$) の南北断面図。2 点鎖線は 0°C の温度線を示す。(2 月 15 日 00JST)

参考文献

1) Iwasaki et al., J. Atmos. Sci., 2014, 71, 2230-2243, DOI: 10.1175/JAS-D-13-058.1.

改良した陸面モデルによる地表面フラックスの検証とモデルの改良

草開 浩 (気象庁数値予報課)

1 はじめに

陸面過程のパラメタリゼーションや地表面の非一様性を適切に表現することは、下部境界条件として大気モデル与える地表面フラックスの精度向上につながり、混合層の発達や、時としてメソスケールモデルの主なターゲットである対流活動の発生要因にもなりうる。文科省創生プログラム・テーマ C-ii-b の領域気候グループでは、非静力学領域気候モデル (NHRCM) を用いた領域気候研究を行っている。NHRCM の陸面過程には、MSM・LFM で導入している平板モデル (以降、SLAB; 原 (2008)) に比べてより詳細な過程を扱うことができる MRI/JMA-SiB (MJ-SiB; 大泉・三浦 (2008)) を実装している。気象庁数値予報課においても、MJ-SiB をさらに発展させた陸面モデル eSiB (extended SiB) を開発し、より現実的な地表面フラックスの算出による大気予測再現性の向上、地上気象要素の予測精度向上を目指し改良を進めている。これまでに、eSiB の積雪モデルが持つ融雪期の積雪深誤差を積雪アルベド計算方法の改良により軽減できたことを示した (草開, 2013)。

現在、eSiB を MSM に導入することを目指して、大気モデルと結合して予測実験と検証を進めている。今回は、結合したモデルでの予測実験でわかったいくつかの問題に対するモデルの改良について報告する。

2 陸面モデルの改良

eSiB を大気モデルと結合して予測実験を数事例行った結果、予報時間の経過とともに下層風速の増大、比湿の減少といった誤差の拡大が見られた。これらについて、下層風速については運動量フラックス、比湿については潜熱フラックスの変化が原因であると推測し、誤差拡大を軽減する目的で、以降で説明する変更を施した。

2.1 運動量フラックスの改善に向けた変更

運動量フラックスは接地境界層の安定度や地表面粗度、参照高度の風速に応じて変化する。粗度について SLAB と eSiB を比較すると、eSiB のほうが全体的に 1 m 近く小さい (図略)。eSiB では格子内非一様性を表現するためにタイル法 (格子内をいくつかのカテゴリに分割してそれぞれで熱収支を計算する) を採用しており、モデル 1 格子の粗度は各タイルの粗度とその被覆率に依存する。これまでの eSiB では、植生の被覆率と粗度は Dorman and Sellers (1989) で作成された $1^\circ \times 1^\circ$ 解像度のデータを SiB の植生区分ごとに統計した値を用いており、MSM の解像度 (5 km) に適した値であるとは言えない。そこで、まず、植生被覆率は Broxton et al. (2014) で Terra 衛星 MODIS 観測データを元に作成された 1km 解像度の植生被覆率データをモデル格子に合わせて平均・内挿することにより作成した。この変更により、植生被覆率が全体的に増加し、粗度の小さい裸地タイルの被覆率が減るため、格子平均粗度が大きくなった。また、植生タイルの粗度については次の通りとした。一般に粗度は地表面構造物の高さや間隔に依存することが知られている。eSiB では植生キャノピーの高さ (h_{cnp}) を植生区分ごとに与えており、これを用いて Brutsaert (1982) で提案されている $z_{0m,v} = 0.136h_{cnp}(z_{0m,v}$: 植生タイルの粗度) という関係式を採用した。これにより、樹高が高い植生区分における粗度が従来の値よりも増加した。

2.2 潜熱フラックスの改善に向けた変更

潜熱フラックスは植生からの蒸散や裸地面からの蒸発の寄与が大きく、いずれも土壌水分量に強く依存している。これまで、土壌水分観測がある地点における eSiB の土壌水分予測結果を検証したところ、観測に比べて土壌水分減少の時定数が短いことがわかった。これは土壌内の水分移動が早すぎることに起因していた。eSiB における土壌内の水分移動は Darcy 則に基づく拡散モデルを用いている。透水係数の診断には Clapp and Hornberger (1978) の関係式を用いているが、van Genuchten (1980) で提案されている関係式の方が乾燥時の値が小さく、こちらを採用することにした。また、植生からの蒸散量を左右するパラメータの一つとして植生区分ごとに設定している植生根の長さを、Dorman and Sellers (1989) から Zeng (2001) に変更した。この変更により根の長さが長くなり、より深層の土壌水分を利用して蒸散を計算することができるようになった。

3 改良したモデルの検証

eSiB 単体での予測と大気モデルと結合した際の大気予測両方について検証を行った。

3.1 陸面単体検証 (オフライン実験)

eSiB 単体での精度を検証するため、オフラインモデル (大気モデルと結合せずに、入力となる大気強制力をオフラインで与えるモデル) を用いた。検証には FLUXNET プロジェクト (Baldocchi, 2001) のフラックス観測データを用いた。改良前の eSiB による実験を LAND-A、改良後の実験を LAND-B と呼ぶ。図 1 は FLUXNET プロジェクトの観測地点 Sylvania Wilderness の 7 月におけるフラックス観測と LAND-A、LAND-B のフラックス予測結果を比較したものである。LAND-B は LAND-A に比べて日中の摩擦速度が増加しており、やや過大ではあるものの運動量フラックスの増加は意図通りである。また、潜熱フラックスについても、LAND-B の方が大きく、観測によく合っている。顕熱フラックスについては LAND-A も LAND-B も過大であり、今後改善の余地があるが、今回の改良でわずかに減少した。ボーエン比 (潜熱フラックスに対する顕熱フラックスの比) で見ると、LAND-A は潜熱フラックスが過小であるためボーエン比を過大評価しているが、LAND-B では潜熱フラックスが増え、大幅に観測に近づいた。

3.2 大気モデルとの結合実験

2014 年の夏季 20 事例について大気モデルとの結合実験を行った。大気モデルには、結合における計算安定性の理由から、MSM への導入を目指し開発を行っている次世代非静力学モデル asuca (気象庁予報部, 2014) を用いた。基準実験として陸面モデルに SLAB を用いたものを CNTL、改良前 eSiB を用いたものを TEST-A、改良後 eSiB を用いたものを TEST-B とする。対ゾンデ観測で検証を行った結果 (図略)、TEST-B では TEST-A で見えていた下層風速の増大、下層比湿の減少は軽減され、前項と整合した結果が得られた。一方で、CNTL に対しては比湿や気温の要素でまだ大気下層の誤差が大きく、さらなる改善の余地がある。

3.3 SLAB と eSiB の予測比較 (夏季高温事例)

ここでは、夏季猛暑において、SLAB に比べて eSiB のほうが地上気象要素の予測が適切であった事例を述べる。MSM では夏季猛暑における日中の高温予測においてピーク値が過小となる傾向があり、これは潜熱フラッ

クスが過大であることが指摘されてきた(原, 2008)。図 2 は 2015 年 8 月 4 日におけるアメダス熊谷地点における各実験の予測時系列とアメダス観測を比較したものである。この日、熊谷では最高気温 37.5 °C を記録した。CNTL では地上気温予測は観測に比べて低く、逆に露点温度は高いことから顕熱フラックスが過小、潜熱フラックスが過大であることが推測できる。SLAB では潜熱フラックスのバルク係数に表層土壌水分に比例した蒸発効率をかけることにより、乾燥時の蒸発を抑制している。ここで、原(2008)の感度実験と同様に、土壌水分予測値に設けている下限値を下げた実験(CNTL-B)を行うと、確かに潜熱フラックスが減少し地上気温は上昇するが、逆に露点温度は大幅に減少して観測値から離れてしまう。CNTL 土壌水分量を飽和度に換算すると約 27% で、同日 09 時における熊谷周辺の ASCAT 土壌水分飽和度*1 は 35% であり、予測値はむしろやや少ないことがわかる。このことから、潜熱フラックスの過剰は SLAB が予測した土壌水分量が過大ということではなく、陸面モデルの蒸発プロセスに要因があると推測する。一方、eSiB では植生キャノピーの熱・水収支(キャノピー内部の乱流輸送や放射収支、葉面からの蒸散、など)を考慮してフラックスを計算している。植生キャノピーは土壌などに比べて熱容量が小さいので温度が上昇しやすく、実際、地表面温位は CNTL に比べて 10K 以上高く予想している。地表面温度が高くなると地表面比湿が増え潜熱フラックスが増大する方向に向かうが、eSiB では大気条件や葉面積、深層土壌水分など様々な要素によって植生からの蒸散量をコントロールしている(気孔抵抗)。そのため、CNTL に比べて eSiB のほうが潜熱フラックスを 100 W/m² 近く抑制している。結果として、eSiB の予測では、地上気温は観測値近くまで上昇し、露点温度の上昇も抑えられている。この例における改善は陸面過程を SLAB から eSiB へ高度化することのメリットの一つと考える。

謝辞

本研究の一部について、文科省の気候変動リスク情報創生プログラム・テーマ C の支援をいただいた。

参考文献

- Baldocchi, D. D., 2001: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82(11)**, 2415–2433.
 Broxton, P. D., X. Zeng, W. Scheftic, and P.A. Troch, 2014: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 1996–2004.
 Brutsaert, W., 1982: *Environmental Fluid Mechanics*, Springer Netherlands, 302pp.
 Clapp, R. B. and G. M. Hornberger, 1978: *Water Resour. Res.*, **14**, 601–604.
 Dorman, J. L. and P. J. Sellers, 1989: *J. Appl. Meteor.*, **28**, 833–855.
 van Genuchten, M. T., 1980: *Soil Sci. Soc. America J.*, **44**, 892–898.
 Zeng, X., 2001: *J. Hydrometeorol.*, **2**, 525–530.
 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 187–192.
 気象庁予報部, 2014: 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部.
 草間浩, 2013: 第 15 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 37–38.
 原旅人, 2008: 数値予報課報告・別冊 54 号, 166–186.

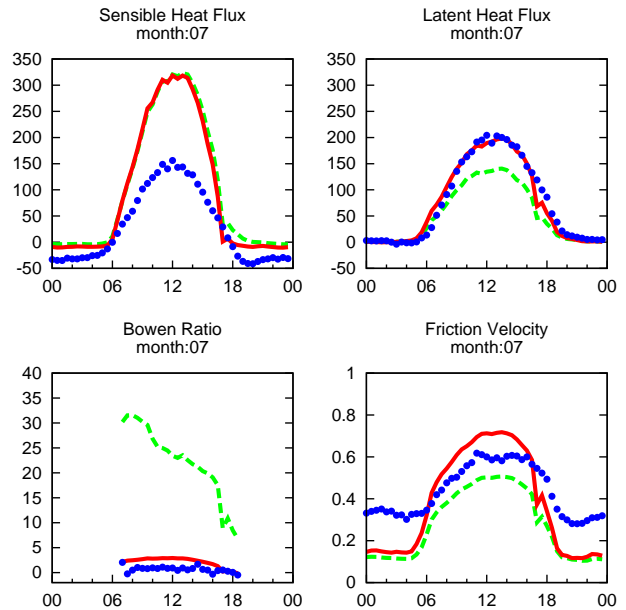


図 1 FLUXNET プロジェクトの観測地点 Sylvania Wilderness での LAND-A と LAND-B のフラックス予測比較。破線が LAND-A、実線が LAND-B、点線が観測データを表す。左上は顕熱フラックス、右上は潜熱フラックス、左下はボーエン比、右下は摩擦速度。2002 年から 2005 年の 7 月について現地時刻別に平均した。

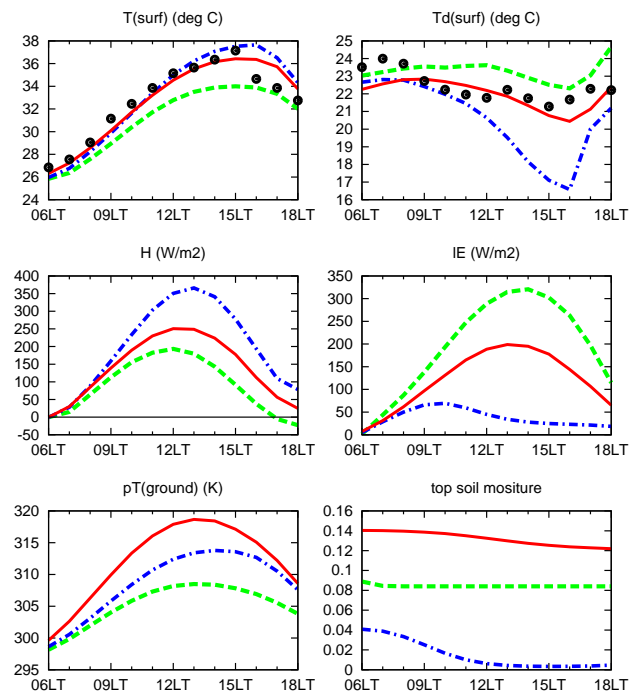


図 2 アメダス熊谷地点における CNTL, CNTL-B, TEST-B の地上物理量・フラックス予測の時系列(時刻は JST)。初期時刻は 2015 年 8 月 3 日 03UTC。上段左から地上気温、露点温度、中段左から顕熱フラックス、潜熱フラックス、下段左から地表面温位、表層土壌体積含水率を表す。破線が CNTL、一点鎖線が CNTL-B、実線が TEST-B、点鎖線が観測データ(地上気温、露点温度)を表す。

*1 <http://navigator.eumetsat.int/discovery/Start/DirectSearch/DetailResult.do?f%28r0%29=E0:EUM:DAT:METOP:SOM012>

重合格子法により地形表現を行う気象モデルへの雲微物理過程の実装

*武村 一史, 重 尚一, 石岡 圭一 (京都大学大学院理学研究科)

1. はじめに

近年、計算機の発達に伴い気象モデルの高解像度化が進み急峻・複雑な地形が解像可能となった。従来の地形準拠座標系による地形表現ではそのような急峻・複雑な地形では格子が大きく歪み誤差が生じることが指摘されている。Satomura (1989)では地形に沿って数値的に生成した直交性が高く歪みの少ない格子 (一般座標系) を用いることで急峻地形の誤差の改善に成功している。しかし、一般座標系は崖のように斜度が急激に変化する地形では適切な格子の生成が困難であった。

我々はこれまでに、そのような複雑地形の表現を目的に重合格子法を用いた非静力学モデルを開発し、一般座標系では表現できない複雑地形の表現に成功した(Takemura et al. 2015)。しかし、重合格子法では物理過程の導入に問題が生じることが懸念される。本発表では重合格子法を採用した非静力学モデルへの雲微物理過程の導入可能性を検討する。

2. 重合格子法

重合格子法とは複数の格子を用いて計算領域を表現する手法であり、複雑境界があった場合に計算領域全体を表現する格子に加え、地形近傍を表現する格子を補助的に用いて複雑地形の表現を可能にする (図 1)。工学分野では飛行機やエンジンなどの複雑形状を表現するために用いられる手法であり、地球科学分野では Yin-Yang 格子(Kageyama and

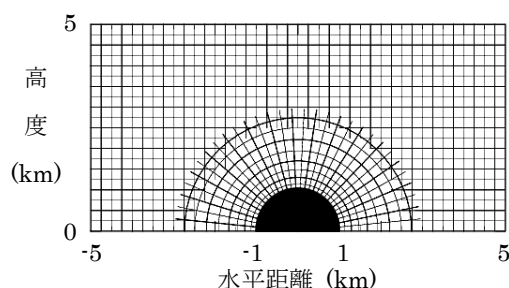


図 1: 山岳近傍の格子図。山岳近傍を表現する格子と領域全体を表現する格子との複数の格子を用いる。

Sato 2004)のように全球を均一な格子で表現をするために全球モデルにて用いられている。各格子間の情報交換は境界で変数を互いに補間することで行われる。例えば、格子 1 の境界値 (図 2. 黒四角) は周囲の格子 2 の値 (図 2. 白丸) から補間し、同様に格子 2 の境界値 (図 2. 黒丸) は周囲の格子 1 の値 (図 2. 白四角) から補間する。大気は鉛直方向に成層しているため、鉛直に補間すると誤差が大きくなると考えられる。そのため、非静力学モデルに導入するにあたり大気の成層性を考慮し、熱力学変数を基本場と擾乱成分に分け擾乱成分のみの補間を行っている。

3. 雲微物理過程の実装

雲微物理過程には簡単のために Kessler スキーム (Kessler 1969)を採用した。Kessler スキームでは水物質の混合比 q_a ($a = v: \text{vapor}, c: \text{cloud}, r: \text{rain}$)は移流項 $adv.$ 、各種変換項 $conv.$ 、雨滴の落下項 $fall$ により計算される。

$$\frac{\partial q_a}{\partial t} = adv. + conv. + fall$$

本モデルでは従来とは異なり座標系がデカルト座標系 x^i から数値的に生成された座標系 ξ^i へと座標変換されている。そのため、移流項 $adv.$ と雨滴の落下項 $fall$ には座標変換を施している。座標変換後の各項

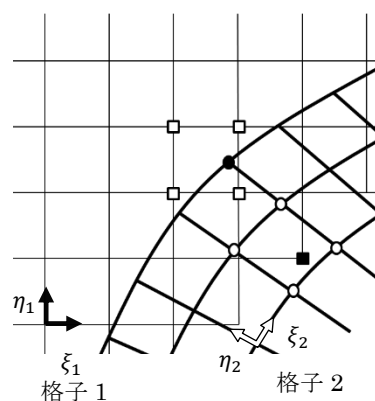


図 2: 重合格子法による格子間の補間の概念図。細実線、太実線は格子 1, 2 の各座標線を示す。黒四角は格子 1 の境界値、黒丸は格子 2 の境界値であり、白四角は黒丸の補間に用いる格子 1 の値、白丸は黒四角の補間に用いる格子 2 の値である。

はデカルト座標系 x^i での風速の速度成分 U^i 及び雨滴の終端落下速度 U_r を用いた表記から数値的に生成された座標系 ξ^i 上の風速の反変成分 u^i 、雨滴の終端落下速度の反変成分 u_r^i を用いた表記へと次式のように変換される。なお各種変換項 $conv.$ には座標変換が必要な項は含まれない。

$$adv. = -U^i \frac{\partial q_a}{\partial x^i} = -u^i \frac{\partial q_a}{\partial \xi^i}$$

$$fall = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho q_r U_r}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho q_r u_r^i}{\partial \xi^i}$$

また、重合格子法における実装では格子間の相互作用が必要である。これには、その他の変数と同様に各格子の境界条件として水物質の各混合比 q_a を補間することにより行っている。Kesslerスキームの各項は境界条件として各変数の補間を行った後に計算される。

3. その他モデル概要

本モデルは運動方程式、連続の式、熱力学の式、状態方程式を支配方程式としている。方程式系は完全圧縮方程式系を用い、移流形式である。変数配置は格子の中心にスカラー値を格子の角に速度を配置している。格子間の補間は双線形補間を用いて行う。

4. 半円型山岳における雲微物理過程の検証実験

高さ 1000m の半円型山岳を越える一様流の設定のもとで雲微物理過程の検証実験を行った。初期条件として水平風速 10m/s、浮力振動数 $0.015s^{-1}$ 、相対湿度 95%を与えて 20 分間の時間積分を行った。格子間隔は水平、鉛直ともに 200m とし、重合格子法、一般座標系の各手法で計算し比較を行った。重合格子法の計算には図 2 のように山岳近傍では数値的に生成した格子、その他の領域はデカルト座標系を用いた。図 3 はそれぞれの手法による計算結果である。どちらの手法においても山岳風上側の地形性上昇流による地形性雲及び山岳下流の山岳波による雲を再現している。重合格子法による結果は一般座標系による結果と概ね一致した結果を得ることに成功した。

5. まとめ

複雑地形を表現可能な重合格子法を用いた非静力学モデルへ雲微物理過程を導入した。湿潤大気を用

いた検証実験の結果、重合格子法を採用した場合でも従来の雲微物理過程を導入することが可能であることが示された。

参考文献

- Kageyama, A. and T. Sato, 2004: "Yin-Yang grid": An overset grid in spherical geometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, Q09005.
- Kessler, E. 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteor. Monogr.*, **10**, 88pp.
- Satomura, T., 1989: Compressible flow simulations on numerically generated grids. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 473-482.
- Takemura, K., K. Ishioka and S. Shige, 2015: Development of a non-hydrostatic atmospheric model using the Chimera grid method for a steep terrain. *Atmos. Sci. Lett.*, accepted

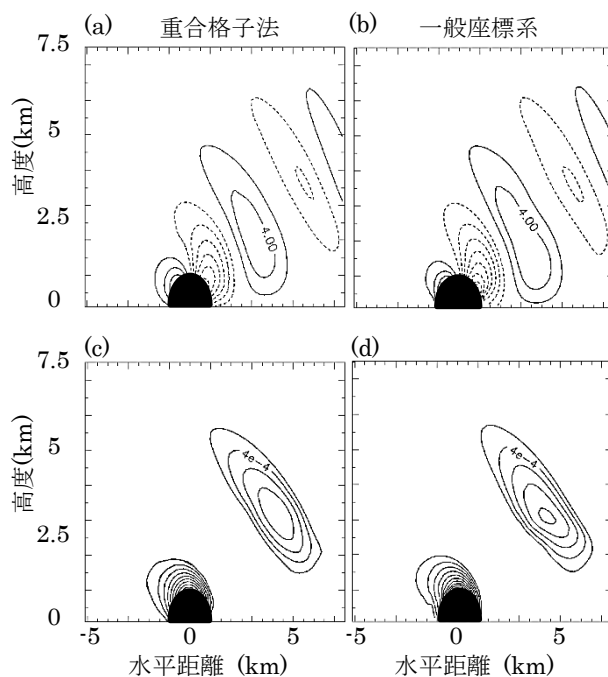


図 3 重合格子法と一般座標系による計算結果 (初期条件から 20 分後)。陰影部は山岳を表す。(a) 重合格子法による鉛直風速[m/s] (b) 一般座標系による鉛直風速鉛直風速[m/s]。等値線の間隔は 1m/s。点線は負の値を示す。(c) 重合格子法による雲水の混合比[kg/kg] (d) 一般座標系による雲水の混合比[kg/kg]。等値線の間隔は 0.05kg/kg。

移流方向を考慮した FCT の改良

西澤誠也, 富田浩文 (理研 AICS)

1. はじめに

空間微分を有限差分近似する際、数値スキームの数値分散性により数値的な振動が生じ、トレーサーの混合比などの負値をとらない物理量に負値が現れることがある。このような非物理的な負値が生じないように、気象モデルでは非負を保証する移流スキームが用いられている。非負保証のためによく用いられているスキームの一つとして、Flux Corrected Transport (FCT) スキーム (Boris and Book 1973, Zalesak 1979) が挙げられる。FCT では、高精度の移流スキームと、モノトーンを保証する低精度の移流スキームを組み合わせることで、数値的に新たな極大値極小値を生み出さないようにフラックスを調整する。したがって、元の値に負値がなければ、(浮動小数点の打ち切り誤差を考えなければ) 時間発展後にも負値が生じることはない。

しかしながら、2次元以上の場合、FCT を用いても数値的な振動が生じることがある。これは、フラックスを調整する際、移流と垂直な方向の情報も用いていることによる。水物質などのアクティブトレーサーにこのような振動が生じると、熱力学変数を通じて力学変数にも数値振動が生じ、計算の安定性が悪くなる。

そこで、本研究では、このような数値振動を抑制するため、FCT においてフラックスの制限値を計算する際に、移流方向を考慮するように改良を行った。そして、数値実験により、その数値振動の抑制効果の検

証を行った。

2. 移流方向を考慮した FCT

従来の手法では、フラックスの制約を、隣接するすべての格子の値から決めていた。したがって、移流方向のみならず、それと垂直な方向の情報が使われることになる。これにより、フラックスの制限が緩和され、移流方向の極大値や極小値を超える値が許容される場合がある。したがって、制限を与える情報を移流方向に限定するようにした (Fig. 1)。

3. 数値実験

オリジナルおよび移流方向を考慮した FCT を用いて 2次元パッシブスカラー移流

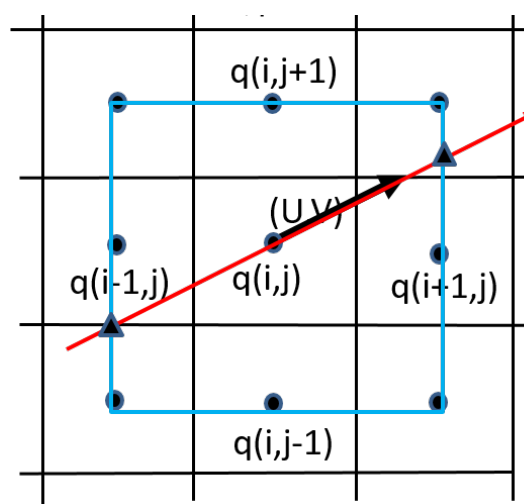


Figure 1. FCT において、フラックスの制限値を与えるデータのイメージ図。赤線は移流方向を示しており、その方向の三角印で示された位置の値で制限値を与える。

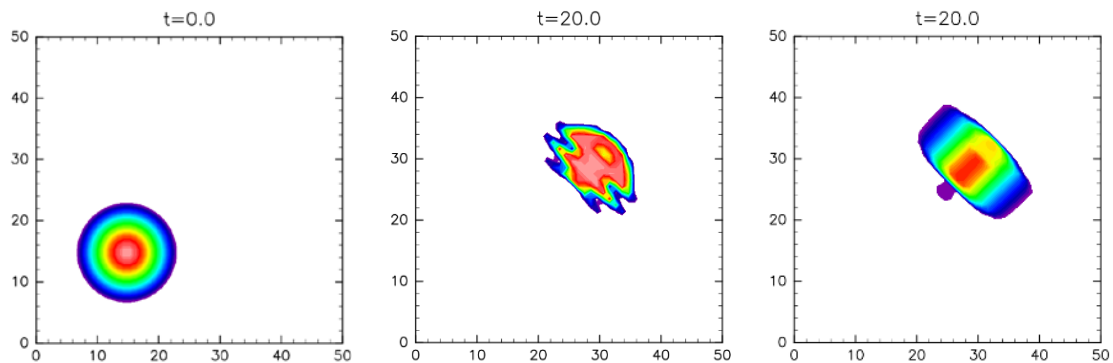


Figure 2. 2次元パッシブスカラー移流実験における、トレーサーの(左)初期値、および $t=20$ s における(中)オリジナル FCT を用いた結果と(右)移流方向を考慮した FCT を用いた結果。45度の向きに $\sqrt{2}/2$ m/s の一様な風を与えている。

実験を行った。初期にコサイン2乗型のなめらかな分布のトレーサーを置き、右斜め45度に $\sqrt{2}/2$ m/s の一様な風速を与えた。空間微分スキームは、高次スキームとして4次の中央差分スキームを、低次スキームとして一次風上差分スキームを用いた。時間積分スキームにはオイラー法を用いた。格子間隔は1 mとし、 Δt は0.5 sとした。なお、数値拡散項は与えていない。

Figure 2は、パッシブスカラーの初期値および時間発展後の分布である。オリジナルのFCTでは移流方向に数値的な振動が生じていることが確認出来る。一方、移流方向を考慮したFCTではそのような振動を抑制できていることが分かる。

また、このスキームを3次元大気モデル(SCALE-LES; Nishizawa et al. 2015, Sato et al. 2015)に実装し、現実大気実験を行った。オリジナルのFCTと比べて、数値的安定性が向上し、トレーサー移流の

計算に用いる時間ステップ幅を2倍程度大きくとることができることが分かった。

今後の課題

移流方向を考慮したことで数値的な振動を抑えることが出来たが、制限がきつくなったことにより、拡散性が強くなってしまっている。また、移流方向が強調される人工的な分布になっている。今後よりよい制限値の与え方がないか調べる必要がある。

参考文献

- Boris, J. P., and D. L. Book, 1973: J. Comput. Phys., 11, 38–69.
 Nishizawa, S., et al., 2015: Geosci. Model Dev., 8, 3393–3419.
 Sato, Y., et al., 2015: PEPS, 2, 23.
 Zalesak, S. T., 1979: J. Comput. Phys., 31, 335–362.

複数の次世代非静力学全球モデルを用いた高解像度台風予測実験

和田章義¹、沢田雅洋¹、吉村裕正¹、中野満寿男²、那須野智江²、大西領²、瀧上弘光³、川原慎太郎²、佐々木亘²、入口武史¹、山口宗彦¹、川合秀明¹、新藤永樹¹、竹内義明¹
 (1:気象研究所、2:海洋研究開発機構、3: NEC 情報システムズ)

1. はじめに

台風進路・強度予測の精度向上は、自然災害による被害軽減を実現する上で、常に社会から要請される課題である。この社会的要請に貢献することを目標として、平成 27 年度地球シミュレータ特別推進課題にて、台風進路・強度予測改善のための次世代全球大気モデルを用いた台風予測研究を実施することとなった。本課題では次節に記す、複数の水平解像度 7km 相当の非静力学全球モデルによる台風 5 日予測実験結果の相互比較を通じて、台風予測改善に向けたモデル改良に関する知見を得ることを目的の 1 つとしている。計画は現在 2 期目を迎えており、1 期目(2015 年 6-9 月)は日本に接近する台風として 2013 年 9-10 月の台風、2 期目(2015 年 10 月-2016 年 1 月)は台風のライフサイクルをターゲットとしている。更に 2 期目においては各モデルの物理過程の改善を図るための感度実験を実施する計画である。ここでは主に第 1 期に得られた成果について、その概要を紹介する。

2. 実験概要

地球シミュレータ(ES)において、3つの次世代全球高解像度(水平解像度約 7km)非静力学全球モデルと気象庁現業モデルと同等の仕様を持つモデル(水平解像度約 20km の静力学モデル)を用いて、2013 年 9-10 月にかけて日本に接近・上陸した台風 52 事例の 5 日予測実験を実施し、複数の高解像度モデルによる台風予測信頼性向上の評価を実施した。3つの全球非静力学モデルとは気象研究所が開発した DFS、海洋研究開発機構(JAMSTEC)と東京大学が開発した NICAM、JAMSTEC が開発した MSSG である。2013 年 9-10 月期の台風事例を含む、52 の初期時刻について台風 5 日予測実験を上記 4 つのモデルにより実施した。各モデルの仕様については表 1 に示す。表 1 に示されない陸面の初期値などについては、各モデルで動作実績のあるものを使用している。NICAM のみ海面における熱収支による海面水温の変動を考慮した大気海洋結合モデルである。

表 1 モデルの仕様

	DFS	GSM	MSSG	NICAM
格子力学フレーム	リデュースド等緯度格子 二重フリーエ級数を基底とする非静力学スペクトルモデル	リデュースドガウス格子 球面調和関数を基底とする静力学スペクトルモデル	有限差分法 陰陽	有限体積法 正二十面体
雲物理	Smith(1990)	Smith(1990)	Onishi&Takahashi (2012)	Tomita (2008)
積雲対流 大気境界層	Randall&Pan (1993) MY2(Mellor&Yamada,1974,1982)	Randall&Pan (1993) MY2 (Mellor&Yamada,1974,1982)	- MYNN2.5 (Nakanishi&Niino, 2004,2006,2009)	- MYNN2 (Nakanishi&Niino, 2004,2006,2009)
放射	Yabu (2013)	Yabu(2013)	MSTRN-X (Sekiguchi&Nakajima, 2008)	MSTRN-X (Sekiguchi&Nakajima, 2008)
陸面・海面	SiB (JMA,2013)	SiB(JMA,2013)	バケツモデル (3 次元海洋)	MATSIRO (Takata et al. 2003) 海面熱収支
接地境界層	Louis(1982) Miller (1989, 海・不安定)	Louis(1982) Miller (1989, 海・不安定)	Zhang&Anthes(1982)	Louis(1982)

3. 結果

ここでは台風 18, 22, 23, 24, 26, 28 号の台風 5 日強度予報結果について統計解析を実施した。各台風の経路を図 1 に示す。また 6 時間毎に計算された 65 初期値(NICAM は 45 初期値)の気象庁ベストトラックからの中心気圧差の平均値及び標準偏差の時系列を示す(図 2)。値が 0 に近いほど、予測された中心気圧が気象庁ベストトラック解析値と整合しており、正(負)の場合は中心気圧の予測値が高(低)いことを表している。

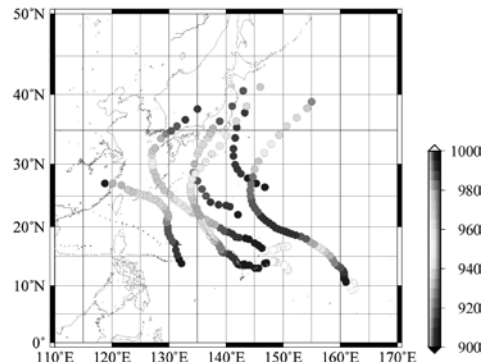


図 1 実験対象となった台風。統計処理した事例については大きな円内に陰影でベストトラック中心気圧(hPa)を示した。

図2より、初期値水平解像度7kmの全球モデルは3つとも、20kmGSMと比べて台風の発達の再現性に優れていた。GSMは予測1日後に既に台風の強度を十分に再現できず、以降弱めに予測する特徴をもっていたのに対し、高解像度モデルはより台風をより強めに予測していた。DFSについてはGSMとは逆に台風強度を気象庁ベストトラック解析値と比較して、より強めに予測する特徴があった。特にDFSとGSMは表1よりほぼ同じモデル仕様であることから、図2に示された結果は、水平解像度の高解像度化により、台風強度予測が改善されることを示唆する。

次に台風進路予測に関して、6時間毎に計算された気象庁ベストトラック中心位置からの差を図3に示す。図3の標準偏差については、横軸に経度、縦軸に緯度の標準偏差を記している。図3から、どのモデルにおいても台風進路予測に関しては南西方向へのバイアスをもっていたことが明らかとなった。この南西方向のバイアスはモデルの水平解像度に関係ないことが図2より示された。ただし、本結果は図1に示す2013年9-10月の台風事例及び大気環境場に特有の結果である可能性があるため、台風事例数を増やし、この南西バイアスの成因を調査する必要がある。

4. 今後の予定

本プロジェクト第2期(2015年10月~2016年1月)では台風事例及びターゲットとする台風のフェーズを増やすとともに、物理過程のパラメータ変更及び入れ替えによる台風予測へのインパクト実験、MSSGにおいては大気海洋結合モデルによる台風予測実験を計画・実施している。感度実験を含む実験結果の解析を通じて台風予測精度向上に貢献する知見を得ると同時に、熱帯域における対流のふるまいや、進路予測に影響を与える太平洋高気圧や中緯度ジェット等の高解像度化による再現性の違いなど、数値モデルに内在する特徴や台風の進路・強度変化を特徴付ける大気環境場の変動に着目した研究を実施することも検討している。

参考文献

Japan Meteorological Agency, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO technical progress report on the global data-processing and forecasting system and numerical weather

prediction, 188p. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline-2013-nwp/index.htm>

- Louis, J. F., M. Tiedtke, and J. F. Geleyn (1982), A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF. *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, Reading, United Kingdom, ECMWF, 59–79.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1974), A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- Miller, M. J., Palmer, T. N. and R. Swinbank (1989), Parameterization and influence of subgridscale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Meteor. Atmos. Phys.*, **40**, 84–109.
- Nakanishi, M. and H. Niino (2004), An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. *Bound.-Layer Meteor.*, **112**, 1–31.
- Nakanishi, M. and H. Niino (2006), An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, **119**, 397–407.
- Nakanishi, M. and H. Niino (2009), Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.
- Onishi, R. and K. Takahashi (2012), A warm-bin–cold-bulk hybrid cloud microphysical model. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1474–1497. doi: 10.1175/JAS-D-11-0166.1
- Randall, D. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. The representation of cumulus convection in numerical models, *AMS Meteorological Monograph Series*, **46**, 137–144.
- Sekiguchi M and T. Nakajima (2008), A k-distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model. *J. Quant Spectrosc Radiat Transfer*, **109**, 2779–2793
- Smith, R. N. B. (1990), A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435–460.
- Takata K, S. Emori, T. Watanabe, (2003), Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, **38**, 209–222.
- Tomita, H. (2008), New microphysical schemes with five and six categories by diagnostic generation of cloud ice. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **86A**, 121–142. doi: 10.2151/jmsj.86A.121
- Yabu, S. (2013), Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. **43**, 4.07–4.08.
- Zhang D. and R. A. Anthes (1982), A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 Data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594–1609.

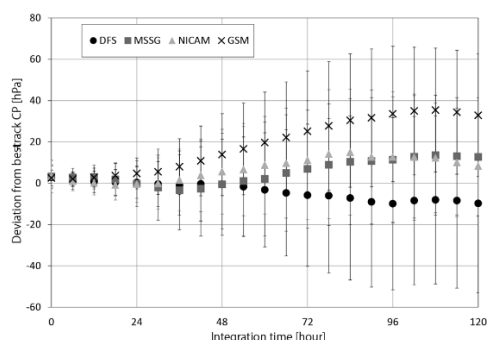


図2 2013年の6つの台風に関する65初期値(NICAMは45初期値)の台風強度予測結果から計算された気象庁ベストトラックからの中心気圧差の平均値及び標準偏差のモデル毎の時系列。

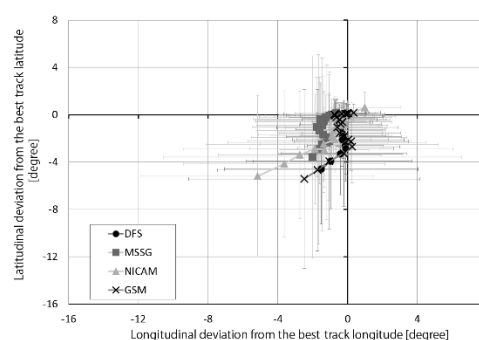


図3 2013年の6つの台風に関する65初期値(NICAMは45初期値)の台風進路予測結果から計算された気象庁ベストトラックからの中心位置差の平均及び標準偏差のモデル毎の時系列。

謝辞：本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施する「地球シミュレータ特別推進課題」を利用して行われました。またJSPS科研費基盤研究C(15K05292)の助成を受けました。

NICAM の MJO 対流域に内包される赤道波の解析

*宮川知己 (東大大気海洋研), 菊池一佳 (ハワイ大), NICAM チーム

1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (MJO) は熱帯の季節内時間スケールにおいて大きな振幅を持ち、中高緯度にも影響を及ぼす。全球雲解像モデル NICAM は MJO の再現性に優れていることから、将来的に 2 週間～数ヶ月程度の中期予報の精度向上に貢献すると期待されている。一方で、NICAM で MJO の東進が表現される理由については未だはっきりとした説明ができていない。本研究では、MJO 対流域に内包される赤道波を精度良く表現することが MJO の東進を表現するために必要かどうかを調べることを目的とした解析を行った。

2. 手法・データ

CINDY2011/DYNAMO (Yoneyama et al. 2013) の MJO 事例 (図 1) に Kikuchi (2014) の combined-Fourier-wavelet transform (CFWT) を適用して、対流域に内包される赤道波の時空間スペクトル分布を調べた。赤道波の解析でよく用いられる Wheeler and Kiladis (1999) と良く似た時空間スペクトル図を得られるが、CFWT は長期のデータを必要としないという特長があり、NICAM のように長期間の積分が気軽に実施できないモデルの解析においてメリットがある。CFWT 解析は南北 15 度平均の OLR に対して行った。用いた NICAM のデータは、2011 年 11 月 17 日 00Z 初期値の 1 ヶ月実験で、解像度は

14km, 7km, 3.5km の 3 種類を用いた。14km 実験は Miyakawa et al. (2014) のデータ、7km, 3.5km は解像度を変更して同様の設定で実施した追加実験のデータである。比較として CFWT を適用する観測データには NOAA-OLR を用いた。

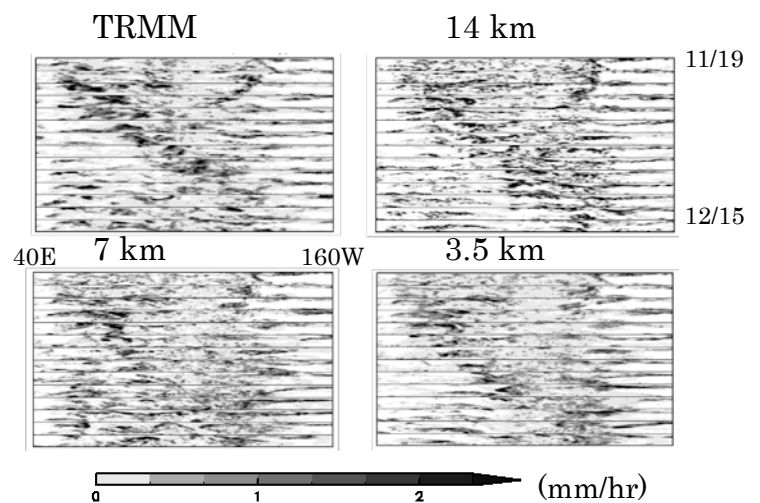


図 1. CINDY2011 で観測された MJO に伴う降水の経度時間断面。

3. 結果

NICAM では観測と比べて Kelvin 波成分が不明瞭であった (図 2)。図 2 の結果は必ずしも MJO の対流活発域の状況を反映しているとは限らないため、図 2 の枠 A で示した領域についてシグナルの再構成を行った (図 3)。その結果、観測では MJO 対流活発域内に明瞭な Kelvin 波成分が捉えられたのに対して、NICAM ではいずれの解像度においても Kelvin 波成分の振幅は観測よりも小さかった。一方、東進速度

が遅かった 7 km 実験でシグナルがやや強かった枠 B の領域の西進成分の再構成を行ったところ、MJO の東進が途切れる部分に大きな振幅が見られた (図省略)。この西進成分の実体は赤道域を西進する渦状の擾乱であり、その西進成分と重なって西進する潜熱フラックスの正のアノマリが存在していた。

4. 考察

NICAM で MJO の東進が観測とよく一致する場合であっても、MJO の対流活発域に内包される湿潤ケルビン波が観測に近い振幅で再現されていない場合があることがわかった。このことは、1) NICAM の MJO は間違っただメカニズムで東進している、または 2) MJO の東進メカニズムの本質が波の細かい相互作用ではなく、大規模場と対流域との熱・放射バランスにある

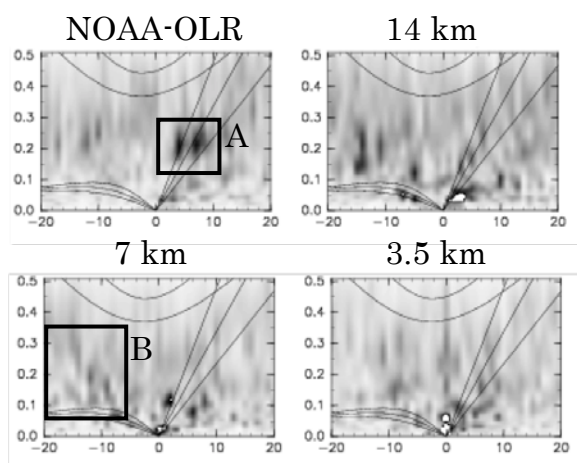


図 2. 解析期間中の衛星観測と NICAM の OLR に CFWT を適用した結果の時空間スペクトル強度分布。

ためそれを実現するために選択される波・擾乱には自由度がある、のどちらかであることを示唆している。

枠 B に対応する西進渦擾乱に関しては、潜熱フラックスの正の強化を伴うことから、大規模場に影響を与えて対流域に働きかけてしまう可能性がある。なんらかの理由でモデルにおいてこの西進渦擾乱が現実よりも強くでてしまえば、大規模場と対流域との熱・放射バランスに現実とのズレが生じて東進速度も変わってしまうかもしれない。現在のところ、なぜ 7 km で西進渦擾乱の振幅が強くなっているのかはわかっていない。

謝辞

本研究の結果は、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られた (課題番号:hp130010)。CFWT 解析は科研費 15K17757 のもとで実施している。

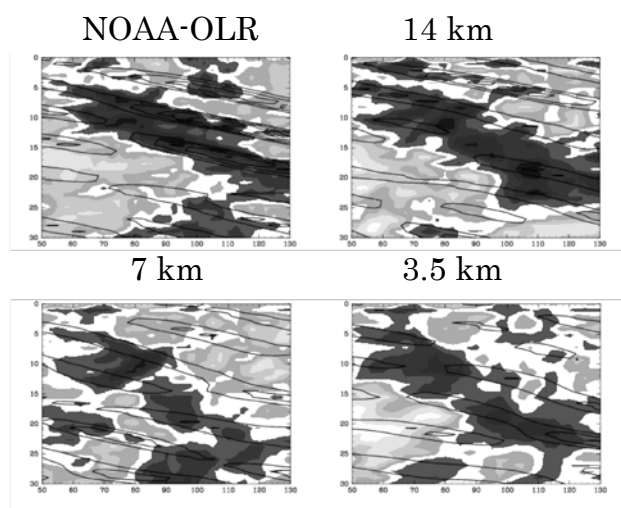


図 3. OLR のホフメラーに図 2 の枠 A に対応するシグナルを再構成して重ねた図。

全球非静力学モデルによる BSISO と北西太平洋域の台風発生数の将来変化

*中野満寿男¹・山田洋平¹・那須野智江¹・菊地一佳²・佐藤正樹^{3,1}・杉正人⁴

1:海洋研究開発機構、2:ハワイ大学 IPRC、3:東大 AORI、4:気象研

1. はじめに

地球温暖化に伴い、台風の発生数は減少すると考えられている (IPCC 2013)。この将来変化をもたらす要因はまだ理解が十分とはいえない。

季節内変動によって熱帯低気圧活動が変調されることが知られている。北西太平洋域においては北半球季節内変動 (BSISO) の位相 5-8 において台風発生が多い (Yoshida et al. 2014)。本研究では、地球温暖化に伴う BSISO と台風発生数の関係の将来変化を調査する。

2. モデルと実験設定

本研究では全球非静力学モデル NICAM (Satoh et al. 2014) による現在気候実験 (Kodama et al. 2015) と将来気候実験の結果を解析する。それぞれ 1979-2008 年、2075-2104 年の 30 年間のデータを用いる。温室効果ガス濃度は SRES A1B シナリオに従う。モデルの水平解像度は 14km、鉛直層数は 38 であり、モデルトップは 36.7 km である。雲微物理過程は NSW6 (Tomita 2008) を用い、対流パラメタリゼーションは用いていない。スラブ海洋モデルを結合しており、現在気候実験では HadISST (Rayner et al. 2003) に、将来気候実験では CMIP3 のマルチモデルアンサンブルから求めた SST の気候差分とトレンドを、HadISST の気候平均と年々変動成分に加えたもの (Mizuta et al. 2008) に緩和時間 7 日でナッジングする。

3. 解析手法

3-1 台風の抽出

台風のトラッキングは Sugi et al. (2002) と同様の手法で行う。台風抽出の閾値は以下のものを用いた。

- ・ 10m 風速 $\geq 17.5 \text{ m/s}$
- ・ 850hPa 渦度 $\geq 1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$
- ・ 300, 500, 700hPa の温度偏差の和 $\geq 2 \text{ K}$
- ・ 850hPa の風速 $\geq 300 \text{ hPa}$ の風速
- ・ 持続時間 ≥ 36 時間

比較のため、観測値として IBTrACS (Knapp et al. 2010) を用いた。

3-2 BSISO の定義

BSISO の定義は Kikuchi et al. (2002) に従う。1980-2009 年の 30°S-30°N における NOAA

interpolated OLR (Liebmann and Smith 1996) に 25-90 日周期のバンドパスフィルターをかけ、6-8 月と 12-2 月、それぞれの期間について平均を引いた上で、day-10, -5, 0 で結合し EEOF の第一モードと第二モードを求める。それぞれの期間で求めた EEOF1, 2 の対を BSISO モード、マッデンジュリアン振動 (MJO) モードとする。それぞれのモードから計算される時間関数 PC1, PC2 で張られる位相空間において、いずれかの季節内変動モードについての大きさが 1 以上の場合、その季節内変動が活発で有り、どちらも 1 以上の場合大きい方の季節内変動を選択する。NICAM で計算された OLR についても、観測から求めた BSISO, MJO モードを用いて PC1, 2 を求める。この際、モデルは季節内変動の振幅が小さいバイアスがあったため、BSISO, MJO それぞれについて現在気候実験と観測における平均振幅の比を用いてバイアス補正をおこなった。この補正に用いる係数は BSISO, MJO それぞれ 0.52 と 0.48 である。本研究では、いずれの季節内変動も不活発であった日を不活発日、BSISO が活発だった日を BSISO 日、MJO が活発だった日を MJO 日と呼ぶ。

3. 結果

表 1 に不活発日と BSISO 日、MJO 日における台風発生数を示す。観測では、不活発日と BSISO 日に 50%弱にあたる、ほぼ同数の台風が発生している。現在気候実験は、全発生数だけでなく、不活発日と BSISO 日に 50%弱に当たる、ほぼ同数の台風が発生することをよく再現した。将来気候実験では全体の発生数が減る一方で、不活発日の発生数が増加することがわかった。従来、台風発生の予測可能性が季節内変動の予測可能性によっていることが指摘されている (たとえば Nakano et al. 2015) ことを鑑みると、これらの結果は、地球温暖化の進行に伴い台風発生の予測がより困難になることが示唆される。

表 1 それぞれの季節内変動日における台風発生数（上段）と割合（下段）

	不活発	BSISO	MJO	合計
観測	11.5	12.4	1.6	25.5
	45.3%	48.6%	6.2%	100.0%
現在 気候	12.0	10.9	2.3	25.2
	47.7%	43.2%	9.1%	100.0%
将来 気候	13.3	7.3	1.9	22.5
	58.9%	32.5%	8.6%	100.0%

図 1 は各位相毎の BSISO 日数を示す。現在気候実験は位相 2, 3 でやや過大評価しているものの、観測された BSISO 日数をよく再現している(図 1)。将来気候実験では位相 1 を除いて BSISO 日数が減少する。各位相における BSISO 日当たりの台風発生数（発生率）は観測では位相 5-8 で大きく、位相 1-4 では小さい(図 2)。現在気候実験はこれらの傾向をよく再現している。現在気候実験と将来気候実験とで、台風発生率はほとんど変化が見られないことから、将来気候において BSISO 日が減少することが、BSISO に伴う台風発生数の減少につながるということがわかった。

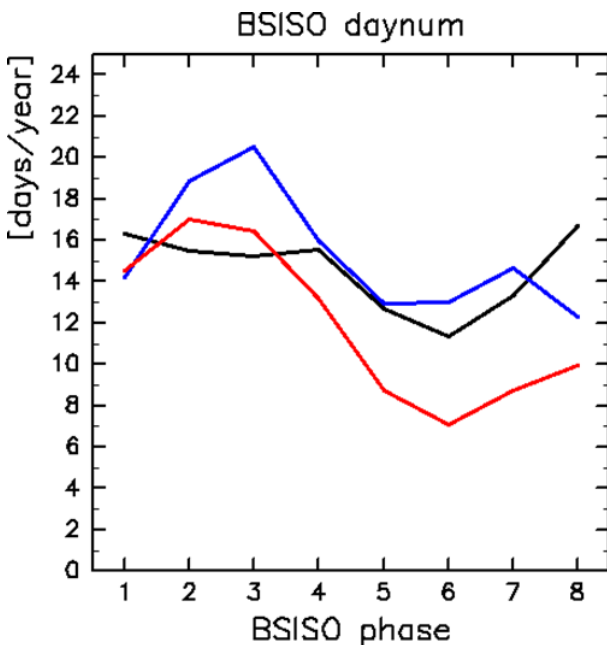


図 1 各位相毎の BSISO 日数。観測（黒線）、現在気候実験（青線）、将来気候実験（赤線）をそれぞれ示す。

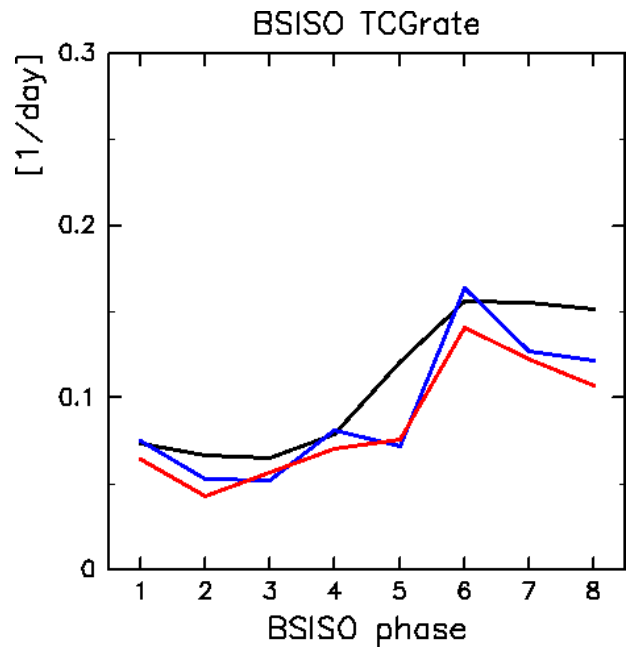


図 2 各位相毎の BSISO 日あたりの台風発生数。観測（黒線）、現在気候実験（青線）、将来気候実験（赤線）をそれぞれ示す。

参考文献

- Kikuchi et al., 2011, *Clim. Dyn.*, **38**, doi:10.1007/s00382-011-1159-1
- Knapp et al. 2010, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 91, 363-376, doi:10.1175/2009BAMS2755.1
- Kodama et al. 2015, *J. Meteor. Soc. Jpn.* **93**, 393-424, doi:10.2151/jmsj.2015-024
- Liebmann and Smith, 1996, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Mizuta et al., 2008, *Tech. Rep.* **56**, pp. 28, Meteorol. Res. Inst. doi:10.11483/mritechrepo.56
- Rayner et al., 2003, *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670
- Nakano et al. 2015, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 565-571, doi:10.1002/2014gl062479
- Satoh et al. 2014, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **1**, 18, doi:10.1186/s40645-014-0018-1.
- Sugi et al. 2002, *J. Meteor. Soc. Jpn.* **80**, 249-272.
- Yoshida et al. 2014, *SOLA*, **10**, 15-18, doi:10.2151/sola.2014-004.
- Tomita 2008, *J. Meteor. Soc. Jpn.* **86A**, 121-142, doi:10.2151/jmsj.86A.121

謝辞：本研究は HPCI 戦略プログラム分野 3 「地球規模の気候・環境変動予測に関する研究」（課題番号：hp120279, hp130010, hp140219）のもと、理研 AICS のスーパーコンピュータ「京」を用いて行った。

NICAM-LETKF における衛星輝度温度及び降水量同化

寺崎康児¹、小槻 峻司¹、三好建正¹

¹: 理化学研究所 計算科学研究機構

1、NICAM-LETKF の開発

正二十面体全球非静力学モデル NICAM の開発が、東京大学、JAMSTEC、及び理化学研究所で進められている。数値予報を行う上で、データ同化の適用は必要不可欠である。Terasaki et al. (2015, SOLA) は、NICAM に局所アンサンブル変換カルマンフィルタ LETKF を適用し、従来型観測データ NCEP PREPBUFR を同化して、1ヶ月間安定して動作することを確認した。従来型観測では、海上及び南半球では観測データが少ないため解析精度が悪くなる。本研究では、更なる解析精度の向上のために、改良型マイクロ波探査計 (AMSU-A) 及び衛星全球降水マップ (GSMaP) の同化を行った。

2、衛星輝度温度の同化

衛星輝度温度を同化するためには、新たに観測演算子を作る必要がある。本研究では、放射伝達モデル RTTOV version 11 (Radiative Transfer Model for TOVS) を用いて観測演算子の開発を行った。

衛星観測データはバイアスを持つことが知られており、同化に際して適切に補正する必要がある。本研究では、大気場に応じて生じる airmass バイアスとスキャン位置によるバイアスをそれぞれ見積もり、バイアス補正を行った。

同化に用いた観測データは以下からダウンロードした

(<http://rda.ucar.edu/datasets/ds735.0/>)。

	NOAA15	NOAA16	NOAA18	NOAA19
Ch6	0.5	0.5	0.5	0.5

Ch7	0.5	×	0.5	0.5
Ch8	0.5	×	0.5	×

表 1: 本研究で同化した AMSU-A のチャンネル。表中の数字は観測誤差を表し (単位は K)、×は同化していないことを表す。

表 1 は 15 個ある AMSU-A のチャンネルのうち実際に同化したチャンネルを表す。本実験では、対流圏に感度を持つチャンネル 6 から 8 のみを同化し、観測誤差は全てのチャンネルで 0.5K とした。

図 1 は、従来型観測及び AMSU-A を同化した実験における気温の ERA-Interim に対する二乗平均平方根偏差 (RMSD) の時系列を示す。同化サイクルを開始して 3 週間くらいはバイアス補正のスピナップのため、AMSU-A を同化することで解析精度が悪化している。しかしその後はバイアスが適切に補正され、解析精度が向上することを確認した。

3、降水量同化

降水量の同化はその非ガウス性によって難しいことが知られている。Lien et al (2015) では降水量をガウス変換することで降水量を適切に同化する手法を開発し、解析精度が向上することを確認した。本研究では、この手法を NICAM-LETKF に適用し同化サイクル実験を行った。図 2 は従来型観測及び GSMaP 降水量を同化した実験と従来型観測のみを同化した実験の気温の RMSD の差を表す。北半球及び熱帯域では明らかな精度向上は見られなかったが、従来型観測データの少ない南半球で著しい精

度向上が見られた。

4. まとめ

本研究では、Terasaki et al. (2015)で開発された NICAM-LETKF システムに新たな観測演算子を開発し、改良型マイクロ波探査計 AMSU-A と衛星全球降水マップ GSMaP の同化を行い解析精度が向上することが確認した。

謝辞 本研究の一部は JAXA PMM RA 共同研究の成果です。

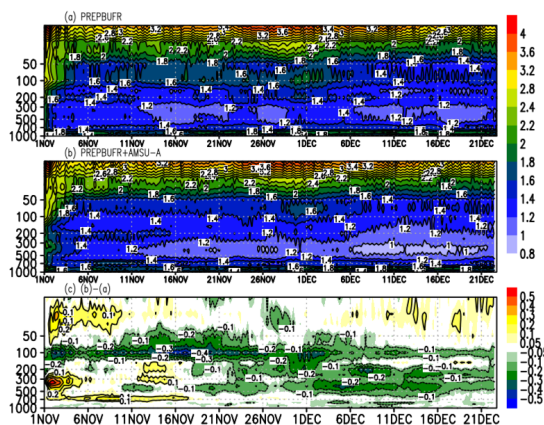


図1：2011年11月1日00Zから12月24日18Zまでの(a)PREPBUFRのみを同化した場合と、(b)PREPBUFRとAMSU-Aを同化した場合の気温の解析誤差の全球平均。(c)は(b)と(a)の差で寒色系はAMSU-Aを同化することで解析精度が向上することを意味する(単位はK)。

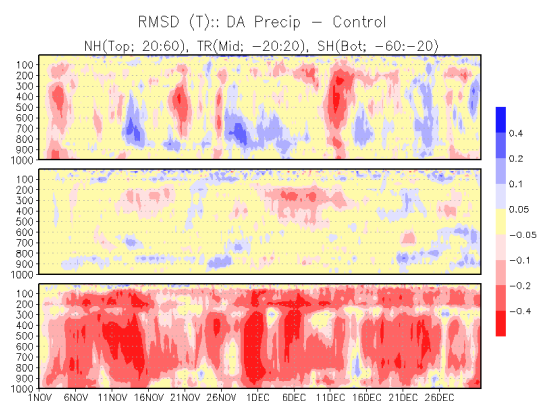


図2：2011年11月1日00Zから12月31日18Zまでの従来型観測のみを同化した場合とそれに加えてGSMaP降水量を同化した場合のRMSDの差。(a)北半球(北緯20度から北緯60度)、(b)熱帯(南緯20度から北緯20度)、(c)南半球(南緯60から南緯20度)。

参考文献

1. Terasaki, K., M. Sawada, and T. Miyoshi, 2015: Local Ensemble Transform Kalman Filter Experiments with the Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model NICAM. SOLA, 11, 23-26. doi:10.2151/sola.2015-006
2. Lien, G.-Y., T. Miyoshi, and E. Kalnay, 2015: Assimilation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis with a low-resolution NCEP Global Forecasting System. Mon. Wea. Rev., in press.

4次元 NHM-LETKF による局地的豪雨の予測精度と計算時間の比較

*前島 康光¹, 国井 勝^{2,1}, 三好 建正¹

(1. 理研・計算科学研究機構, 2. 気象研究所)

1. はじめに

理化学研究所と気象庁気象研究所では、局所アンサンブル変換カルマンフィルタLETKFを気象庁非静力学モデルNHMに導入したNHM-LETKFを共同で開発してきた。水平解像度1kmのNHM-LETKFを用いて、大阪大学に設置されているフェーズドアレィ気象レーダー(PAWR)と、理化学研究所と明星電気(株)が共同で展開している簡易型地上気象観測装置“POTEKA II”に相当する観測データを1分サイクルで同化する観測システムシミュレーション実験(OSSE)を行い、局地的豪雨における高頻度・高密度観測データ同化が良いインパクトを与えることを示してきた(Maejima et al. 2015)。

このような高解像度の数値モデルを用いて、高頻度・高密度な観測データを同化するためには、大規模な並列計算機が不可欠である。しかしながら、並列計算機はある確率で故障が発生することが考えられる。リアルタイムでの天気予報を想定した場合、もし1分毎のデータ同化サイクルの最中に計算機が故障したとすると、故障する前に遡って再度1分毎の計算をしていたのでは実時間に追いつくことが出来ず、リアルタイム予報システムとして機能しなくなってしまふ。そこで、計算が一時的に停止した際に、復旧後一気に実時間に追いつくようなフェールセーフワークフローを検討するために、複数時刻の観測を1回のLETKF計算で扱う4次元LETKFをNHM-LETKFに構築した。

一般にデータ同化の計算回数を減らせば、それだけ計算時間を短縮させることができるが、LETKFは原理的には線形モデルに基づくため、ウィンドウが長くなるほどモデルの非線形性の影響を受ける。本研究では、4次元NHM-LETKFを用いて様々な時間の同化ウィンドウを取った実験を行い、計算時間と降水量の予測精度の比較を行った。

なお、本予稿は、現在投稿準備中の論文(Maejima et al. 2015)の内容の一部である。本予稿の図は、投稿時に論文に掲載予定のものを引用しており、各図のcaptionにその旨明記している。

2. OSSE の設定概要

(1) Nature run の設定と観測データの作成

Maejima et al. (2015)と同様に、2008年7月28日に神戸市周辺で発生した局地的豪雨事例を対象とする。

Seko et al. (2009)による5km解像度のアンサンブル予報の結果を初期値・境界値として4重にネストし、最終的に神戸市周辺を水平解像度100mにまでダウンスケールした予測計算を実行した(表1)。

水平解像度100mのシミュレーション結果から、PAWR、POTEKA IIに相当する1分毎の観測データを作成した。測器のスペックを考慮して、表2に示した標準偏差の正規乱数を観測誤差として与えた。

表1: Nature run の設定 (Maejima et al. 2015 より引用)

Horizontal resolution	5km	1km	300m	100m
Initial time	0000 UTC	0100 UTC	0130 UTC	0200 UTC
Integrate time	9hours	5hours	3hours	2hours
Grid points	201×201	301×301	641×641	1201×1201
Vertical levels	50			
Cumulus parameterization	Kan-Fritsch (Kan and Fritsch, 1990, 1993)	None		
Cloud micro physics	6-category single moment but double moments for only cloud ice (Ikawa and Saito (1991))			
Subgrid turbulence scheme	Improved Mellor-Yamada Level-3 (Nakanishi and Niino, 2006, 2009)		Deardorff (Deardorff 1973)	

表2: 同化する観測量と観測誤差標準偏差

観測要素	観測誤差
反射強度 (PAWR)	10% (最小2dBZ)
動径風 (PAWR)	3m/s
気温 (POTEKA II)	1K
水平風速 (POTEKA II)	50% (最小2m/s)
相対湿度 (POTEKA II)	10%
気圧 (POTEKA II)	1hPa

(2) データ同化実験の設定

2008年7月28日0230UTCから1分サイクルで同化実験を行う。途中、0245UTCに計算機に異常が生じて停止し、0300UTCに復旧した場合を想定し、この15分間の観測データを取り込む方法を検討した。

図1に各実験設定をまとめた。(a)は、計算機が停止しなかった場合と同様に1分サイクルで計算を行う。(b)~(d)では、4次元LETKFを適用し、計算機が停止した15分間をそれぞれ、3分間、5分間、15

分間の同化ウィンドウをとって、(b)5回、(c)3回、(d)1回のデータ同化計算で扱う。(e)は、計算機が停止した15分間のデータを捨て、0300UTCの観測データのみを1回同化する。(f)では、計算機が停止して以降の観測データをすべて捨ててデータ同化せず、0245UTCを初期時刻とした45分の予報を行う。

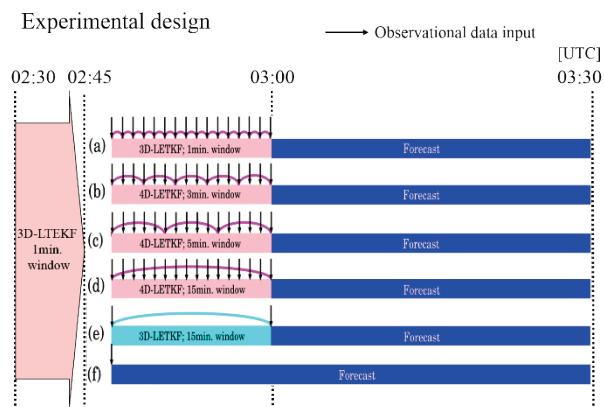


図1: NHM-LETKFの実験設定。矢印は観測データの入力タイミング、桃色・水色の円弧はデータ同化ウィンドウをそれぞれ表す。(Maejima et al.2015 より引用)

LETKFの計算には東京大学FX10を160ノード、20個のアンサンブル予報の計算には480ノードをそれぞれ使用した。NHM-LETKFの水平解像度は1km、鉛直層数は50、アンサンブルメンバー数は20とした。

3. 結果

0245~0300UTCの各計算に要した時間を図2に示す。同化に使った観測データ量は同じ大きさであるにも関わらず、(a)から(d)で約3.46倍の違いが出ている。特に(a)と(b)の間に約1.94倍の差があり、4次元LETKFの適用によって計算時間を大きく短縮することが可能であり、計算機トラブル時における予報時間の回復に有効であることがわかる。

続いて、0300~0330UTCまでの地上積算降水量を図3に示す。データ同化なしの場合(f)は、1mm程度の弱い地上降水しか表現できなかったが、1分毎に同化した場合(a)では、降水分布こそ違う点が見られるものの、Nature runにあるように25mm以上の強い降水が表現された。(b)~(e)に示したように同化サイクルを長くしていくと、しだいに降水量が減少して同化なしの場合(f)に近づいているが、特に(b)と(c)の間に大きな降水量の違いが見られる。この結果から、同化ウィンドウが3分と5分の間に線形性の壁が存在している可能性が示唆される。

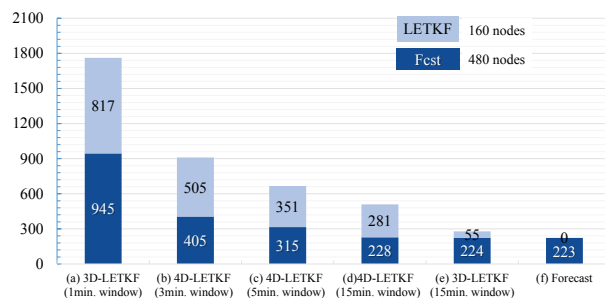


図2: 0245~0300UTCの計算時間。赤い棒はLETKF、青い棒はアンサンブル予報に要した時間[秒]をそれぞれ示す。(Maejima et al.2015 より引用)

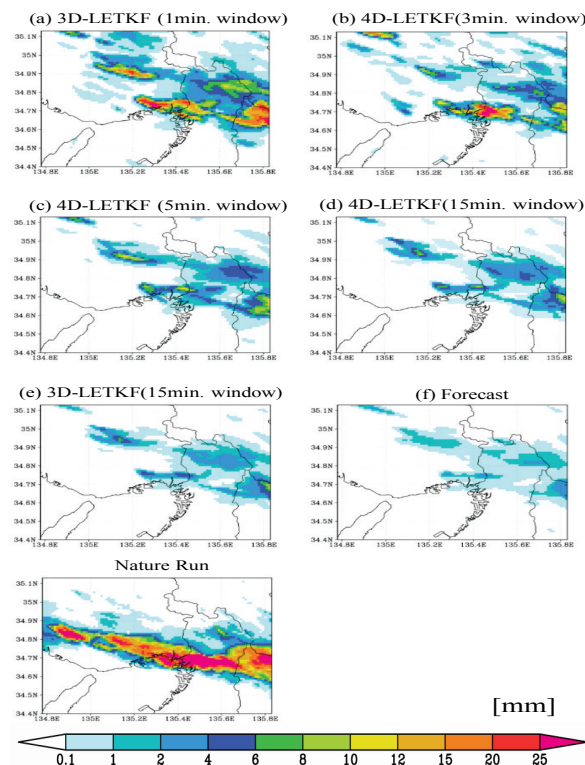


図3: 0300~0330UTCの地上積算降水量[mm]。(Maejima et al.2015 より引用)

4. まとめ

4次元NHM-LETKFを用いて同化ウィンドウを長く取ると、計算時間が短縮される一方、降水量は弱く表現された。そのなかでも、(a)と(b)では計算時間を半分にしつつ、神戸市周辺の強い降水を比較的良く表現しており、フェールセーフのワークフローとして検討の余地があると言える。

謝辞

本研究は、「ゲリラ豪雨予測を可能にする次世代ビッグデータ同化アプリケーションのEBDコデザイン」(研究代表者:松岡聡)の一環として行われた。

極端現象予測の観点から見たデータ同化手法比較

伊藤耕介 (琉球大学), 国井勝・川畑拓矢・斉藤和雄 (気象研究所), Le duc (海洋研究開発機構)

1. はじめに

4次元変分法 (4DVar) を用いたデータ同化では, 背景誤差共分散行列 B —実用上はその平方根行列 $B^{1/2}$ —を事前に設定する必要がある. 解析インクリメントは, イノベーションとモデルによる摂動の時間発展だけでなく, 背景誤差共分散行列 B にも依存するため, この設定は数値予報にとって重要である.

伝統的には, 異なる予報時間の出力の差を複数事例で集め, それを統計処理した B を適用する NMC 法が使われる (本研究では, 従来型の NMC 法のみに基づく 4D-Var システムを 4D-Var-Bnmc と呼ぶ). しかし, こうして得られる B_{NMC} には, 過去事例の気候値的な共分散しか反映させることができない. 近年では, 図 1 に示すように, アンサンブルカルマンフィルター (EnKF) サイクルを通じて得られた状態変数のアンサンブルをもとに B_{ens} を構成し, それを 4DVar に与えるという Hybrid EnKF-4DVar によって, 4D-Var-Bnmc や EnKF よりも良い成績が得られることが報告されている (Buehner et al. 2010). とりわけ, 台風や集中豪雨などの顕著現象を扱う場合には, 気候値的な情報しか持たない背景誤差共分散は望ましくないと考えられる. 本発表では, Hybrid 法の概要を説明し, 気象庁非静力学モデル (NHM) を時間推進演算子とする気象庁非静力学メソ 4次元変分法 (JNoVA) に, 局所化を適用した Hybrid 化と Neighboring ensemble approach を適用した Hybrid 化を実装した結果を紹介する.

2. Hybrid EnKF-4DVar

EnKF におけるメンバー数を m , 状態変数ベクトルのアンサンブル平均からの偏差を $\sqrt{m-1}$ で規格化したものを $x'_i (i = 1, 2, \dots, m)$ と表し,

$$X = [x'_1, x'_2, \dots, x'_m]^T, \quad (1)$$

とする. EnKF の結果に基づき背景誤差共分散行列 B_{ens} を構成する場合, 局所化を行うかどうかで定式化が異なるが, もし, 局所化をしないのであれば, $B_{ens} = XX^T$ であるから, $B_{ens}^{1/2} = X$ となる. 一方で, 局所化を施す場合には, $B_{ens} = (XX^T) \circ S$ (S は局所化を表す行列; \circ はシュア積) であり, 以下の $B_{ens}^{1/2}$ を使うことができる (Wang et al., 2007).

$$B_{ens}^{1/2} = \left[\text{diag}(x'_1) S^{1/2}, \text{diag}(x'_2) S^{1/2}, \dots, \text{diag}(x'_m) S^{1/2} \right]. \quad (2)$$

これにより, 評価関数の最小化問題を解くことができる. 局所化を施す場合には問題のサイズが大きくなるため, 数値

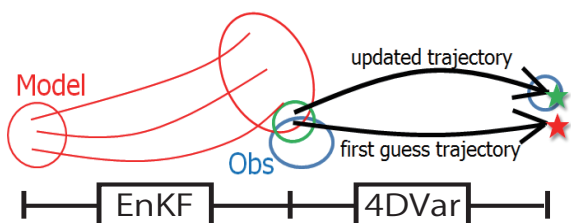


図 1 Hybrid EnKF-4DVar の概念図.

的な負荷も大きくなる.

また, $B = \alpha B_{NMC} + (1 - \alpha) B_{ens}$ (α は 1 より小さな定数) のように, B_{NMC} と B_{ens} を混合して背景誤差共分散を構成する場合, 解析インクリメント δx は,

$$\delta x = \sqrt{\alpha} \delta x_{NMC} + (1 - \sqrt{\alpha}) \delta x_{ens}, \quad (3)$$

のように, B_{NMC} に基づく寄与分と B_{ens} に基づく寄与分に分配される.

本研究では, B_{ens} として, 局所化を適用したものと Neighboring ensemble approach を適用したものを, 両方を構築している. 次節以降で示す Hybrid EnKF-4DVar の結果は, NHM ベースの EnKF (51 メンバー) の解析値を基に構成した B_{ens} である (Kunii, 2013). 本研究では, 局所化を用いた Hybrid システム, 3×3 の Neighboring ensemble approach において構成された背景誤差共分散行列をそれぞれ B_{ensL} と B_{ensN} と呼び, これらの背景誤差共分散を用いて解析インクリメントを生成する Hybrid システムをそれぞれ 4D-Var-BenkfL, 4D-Var-BenkfN と呼ぶことにする. また, 比較のため, 1 点観測同化実験においては局所化も Neighboring ensemble approach も適用しない 4D-Var (4D-Var-BenkfO と呼ぶ) についても示す. 本研究では, Hybrid システムにおける NMC 法との混合を重み $\alpha = 0.2$ として実施している.

3. 1 点観測実験

JNoVA への実装のテストとして, 2011 年台風第 15 号の海面中心気圧を 1hPa 高める疑似観測同化実験を実施した. 図 2 に同化ウィンドウの初期時刻から 3 時間後における観測値を同化した場合に得られた同化ウィンドウ初期時刻における 500hPa 面の温位の第一推定値とインクリメントを示す. 図 2a は第一推定値を示しており, 暖気核はおおよそ半径 200km 程度のサイズを持っていることが分かる. ところが, 図 2d で示すように 4D-Var-Bnmc では, 台風サイズよりもはるかに大きなスケールで修正がかけられていることが分かる. 4D-Var-BenkfO では, 台風の中心付近の暖気核の修正に対応した温位のインクリメントが取り出されているものの, 観測地点から離れた地点における修正も目立

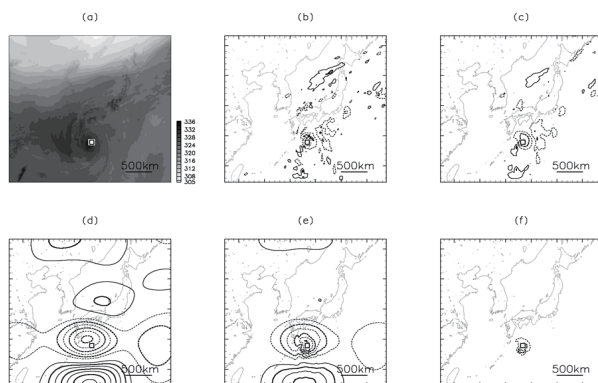


図 2 2011 年台風第 15 号の海面中心気圧を 1hPa 高める疑似観測を与えた場合の 500hPa 面温位の (a) 第一推定値, 及び, (b-f) 解析インクリメント. (b)4D-Var-BenkfO, (c)4D-Var-BenkfN, (d)4D-Var-Bnmc, (e)4D-Var-BenkfL, (f)(e)のうち B_{ensL} に関する部分のみ.

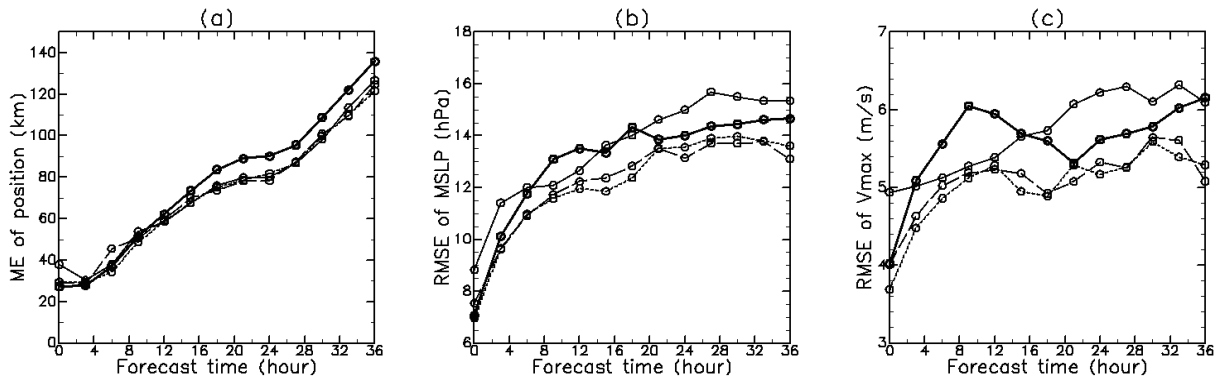


図3 台風予報誤差の比較。(a) 進路予報誤差 (b) 中心気圧予報誤差 (c) 最大風速予報誤差。横軸は予報時間 (hour) を表している。太実線は 4D-Var-Bnmc を初期値とするもの、実線は LETKF を初期値とするもの、破線は 4D-Var-BenkfL を初期値とするもの、点線は 4D-Var-BenkfN を初期値とするものである。

つ(図2b)。これらの修正の一部は、アンサンブルメンバー数が少ないことによって生じたノイズであると考えられる。4D-Var-BenkfN においては、このような観測地点から離れた修正が抑制されているが、依然として台風中心から離れたところでも修正がかかっている(図2c)。4D-Var-BenkfL における温位のインクリメントは、一見すると、4D-Var-Bnmc のインクリメントに似ているが(図2e)、 B_{ens} の寄与分は、台風中心の近傍で暖気核に対応したスケールとなっており、観測点から十分離れた地点では修正がかかっていない(図2f)。

同化ウィンドウの最終時刻(3時間後)においては、これらの結果は互いに似たものとなるが、4D-Var-Bnmc を用いた解析インクリメントは相対的に広いスケールを持っていたほか、台風の中心から少し離れた地点に、非バランスに伴うとみられる重力波が生じていた(図は省略)。また、LETKF に基づく解析インクリメントも比較したところ、鉛直方向への局所化適用のため、解析時刻において対流圏上層での修正はかかっていなかった。

4. 実データ同化実験

4つのデータ同化システム 4D-Var-Bnmc, LETKF, 4D-Var-BenkfL, 4D-Var-BenkfN により生成された結果をもとに、これらを初期値とする 36 時間予測を行った。対象は、2011-2012 年に日本に接近・上陸した台風のうち強いものから順に 4 つ (Roke(2011), Bolaven(2012), Samba(2012), Jelawat(2012)) であり、合計 62 回の予測実験結果を得た。ここでは、RSMC Tokyo のベストトラックを真値として、そこからの差を誤差とみなしている。

比較の結果、4D-Var-BenmfL と 4D-Var-BenmfN を初期値の生成に用いた場合、台風の進路予報・強度予報誤差とも、4D-Var-Bnmc に比べて小さくなっていた。LETKF を初期値の生成に用いた場合、台風の進路予報に関しては 4D-Var-Bnmc よりも誤差が小さかったが、強度予報に関しては、改善が見られなかった。対応のある 2 群比較によって、4D-Var-Bnmc に対する改善を統計的に検証したところ、一般的に、4D-Var-Bnmc 以外の手法によって進路予報の誤差が小さくなること、及び、4D-Var-BenmfL と 4D-Var-BenmfN において強度予報誤差が小さくなることは有意水準 90% で統計的に有意であった。

進路予報に関して、台風を中心とする $600\text{km} \times 600\text{km}$ の矩形領域で $850\text{-}300\text{hPa}$ の平均風を台風の指向流として定義し、計算したところ、LETKF, 4D-Var-BenmfL, 4D-Var-

BenmfN の三者を初期値とする予報結果ではこれらの指向流が類似していることが分かった。一方で、LETKF によって生成された解析時刻の台風はサイズが大きく強度が弱くなっていたほか、4D-Var-Bnmc では計算開始後に台風のサイズが大きくなり、台風強度に負バイアスが生じていることが分かった。LETKF によって台風が大きく・弱く再現されるのは、異なる中心位置をもつ台風のアンサンブル平均を解析値の生成に利用しているためであり、4D-Var-Bnmc で台風サイズが大きいのは、より空間スケールの広いモードを抽出しているためであると考えられる。

このほか、新潟・福島豪雨(2011)、九州北部豪雨(2012)、近畿豪雨(2012)に対しても、これらの4つの同化システムを適用し、予報実験を行ったが、それぞれの実験ごとに良し悪しがあるものの、総じてみると、LETKF による弱い雨の予報精度が若干悪いほかは、手法間での優位性は特に見られないという結果になった。

5. まとめ

先端的なデータ同化手法である 4 つのデータ同化システム 4D-Var-Bnmc, LETKF, 4D-Var-BenkfL, 4D-Var-BenkfN を比較し、その特徴を調べるとともに、顕著現象の決定論的予測精度という観点から比較を行った。4D-Var-Bnmc は概して大規模スケールの特徴を図る傾向にあり、他の手法に比べて台風の進路・強度予報の精度はあまり良くなかった。また、LETKF は台風の進路予報に関しては精度が hybrid 法と同等程度に良かったものの、アンサンブル平均を解析値として利用するため、非常に強い台風の強度を再現できず、台風のサイズも大きくなりがちであった。

謝辞

本研究の結果の一部は、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです(課題番号:hp120282)。また、文部科学省の HPCI 戦略プログラムの助成を受けています。

参考文献

- [1] Buehner et al., 2010: *MWR*, **138**, 1567–1586.
- [2] Kunii, 2013: *WAF*, **29**, 1093–1105.
- [3] Wang et al., 2007: *MWR*, **135**, 222–227.

従来型観測のみを用いた日本域領域再解析システムの開発

*福井真^{1,2}・岩崎俊樹¹・瀬古弘²・斉藤和雄²・国井勝²

(1. 東北大学大学院理学研究科、2. 気象研究所)

1. はじめに

NCEP/NCAR による試み (Kalnay et al., 1996) を皮切りに、世界の主要な現業センターによって、長期間の均質な大気場のデータセット作成を目的とした全球再解析が実施されてきた。しかし、これらの全球再解析では、最新のものでも水平解像度が数十キロ程度であり、局地循環や現実的な降水強度を再現するには粗すぎる。この水平解像度の問題を解決するために、特定領域のみを領域モデルを用いて高解像度化する力学的ダウンスケールが一般的に行われている。力学的ダウンスケールは、物理的整合性のある高解像度な均質データを作成可能である。しかし、側面境界による束縛のみでは領域内部の場を拘束しきれず、総観場の再現性が、側面境界として与える低解像度データと比べて劣ることがある。そこで、側面境界による束縛に加え、領域内部の観測を同化することで、高解像度でありながらも、同化をしない力学的ダウンスケールより再現性の高い領域再解析の実施可能性を考える。また、できるだけ長期的均質性を担保するためには、JRA-55C (Kobayashi et al., 2014) のように長期間入手可能な従来型観測のみを同化することが望ましい。本発表では、従来型観測のみを同化することで、どの程度の精度の領域再解析データセットを与えうるかについて調べた結果について報告する。

2. 実験設定

水平解像度 25km の NHM-LETKF を用いた同化実験を行った。これは、Kunii (2014) で用いられた NHM-LETKF を基にしたものである。対象領域は、図 1 の通りで、鉛直に 50 層 (モデルトップ: 22801m) とした。アンサンブルメンバー数は 10 とした。各メンバーの初期値としては、JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) からランダム抽出した年の 8 月 1 日 12UTC の場を与えた。側面境界値には JRA-55 を用い、摂動は与えない。同化する観測データは、気象庁の品質管理済みである CDA の中から、JRA-55C に採用されている従来型観測 (SYNOP、SHIP、BUOY、TEMP、PILOT、Wind Profiler、TC Bogus) のみを用いた。同化ウィンドウは 6 時間とし、共分散膨張率は一律 1.5 を与え、水平局所化スケールは 200km、鉛直局所化スケールは $0.2 \ln p$ とした。また、同化を行わない力学的ダウンスケール実験として、NHM-LETKF の予報部分で用いたものと同じ設定の NHM を用いた実験 (DS) と、長期力学的ダウンスケールを

行う際によく用いられているスペクトル境界結合 (SBC: Yasunaga et al., 2005) を DS の設定に加えた実験 (DS-SBC) を行った。

実験期間は、2014 年 8 月 1 日 12UTC から 9 月 1 日 00UTC とする。尚、最初の 5 日分はスピンアップ期間として、平均値を求める期間には含まない。検証データには、衛星やレーダ、航空機などによる観測も含めて同化されている気象庁の現業メソ解析 (MA) を用いる。検証領域は、図 1 の太線で囲われた領域とした。

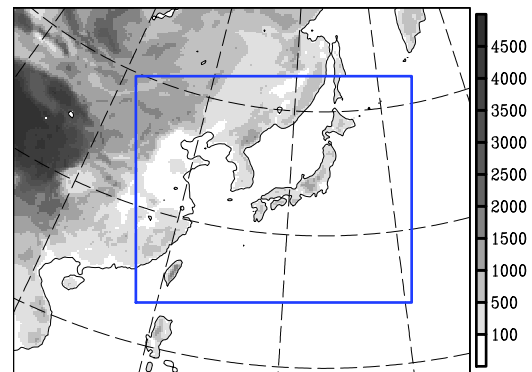


図 1: 計算領域。陰影がモデル地形の標高。青実線で囲われた領域が検証領域。

3. 結果

図 2 は、海面更正気圧の、MA に対する、NHM-LETKF による予報-解析サイクル及び同化を行わない力学的ダウンスケールの根二乗平均誤差 (RMSE) を示したものである。DS では、気圧パターンが MA とずれてしまい、RMSE が期間平均で 3.2hPa と大きくなっている。とりわけ、8 月 6 日から 12 日にかけて RMSE が大きくなっているが、これは検証領域を台風 11 号が通過した時期にあたり、DS においてこの台風の位置の再現に失敗しているためである。DS-SBC では、DS のように RMSE が極端に大きくなる期間はなく、RMSE は、DS よりも小さくなっているが、期間平均は 1.8hPa であり、側面境界の JRA-55 よりも大きくなっている。一方、従来型観測のみの同化を行った場合、解析、6 時間予報のアンサンブル平均共に、初期数日のスピンアップ期間を除けば、期間を通じて RMSE は DS-SBC よりも小さくなくなり、側面境界に用いた JRA-55 と同程度となっている。NHM-LETKF の RMSE は、解析で 0.8hPa、6 時間予報でも 1.1hPa である。6 時間予報のスプレッ

ドは0.8hPaであり、側面境界摂動を与えなかったが、検証領域内部において摂動を成長させ、予報の不確実性をある程度は表せることができているものと考えられる。特に、スプレッドは観測の少ない熱帯域で非常に大きくなっているが、このような地域では、観測による束縛が弱く不確実性の大きな領域であることが、スプレッドの大きさに表れているものと考えられる。ただし、観測による修正が十分効かない中で、解析の際に共分散膨張を過剰に働かせすぎ、不自然に摂動を大きくさせていることも考えられ、共分散膨張の方法も含めて検討が必要な可能性がある。図3は、500hPa面のジオポテンシャル高度のRMSEである。従来型観測は地上に比べ高層観測は時空間的に疎らになってしまうため、上空ほど観測による修正が弱くなる。そのため、JRA-55よりも精度悪化するものの、依然として、DS-SBCに対しては同程度から改善され、DSに対しては大きく改善となった。

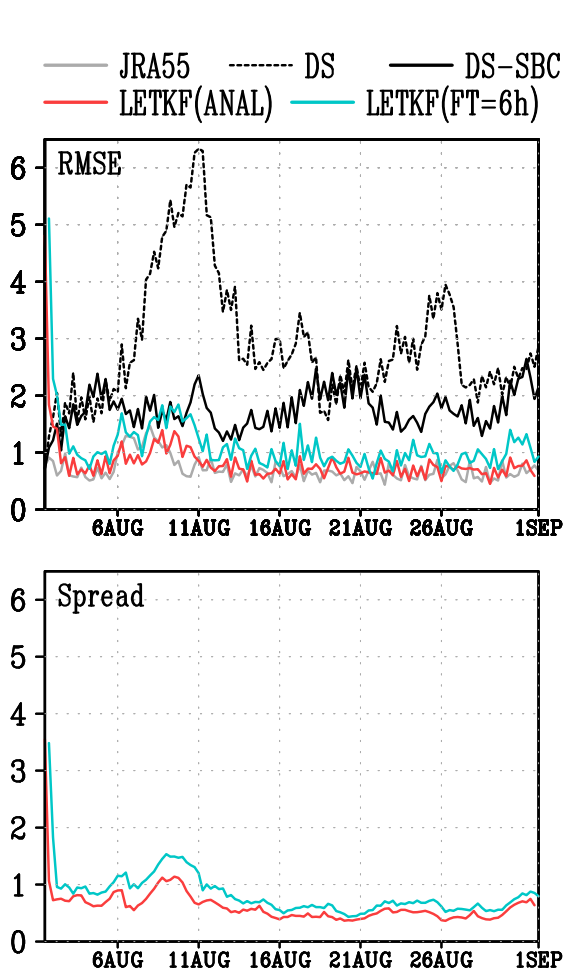


図2: MAに対する海面更正気圧のRMSE（上図）とスプレッド（下図）[hPa]。灰色線がJRA-55、破線がDS、黒線がDS-SBC、赤線がNHM-LETKFの解析、青線が6時間予報のアンサンブル平均。

4. まとめ

2014年8月を対象として、従来型観測のみを水平解像度25kmのNHM-LETKFを用いて同化し、その有効性について調べた。長期の力学的ダウンスケールでは、総観場自体が崩れて誤差が大きくなってしまっていたが、従来型観測のみを同化することで、場の再現を大きく改善し、地上付近を中心にRMSEで側面境界として用いたJRA-55と同程度の精度を持っていることがわかった。今回は、水平解像度25kmと局地循環や現実的な降水強度を再現するには依然として粗い。今後は、水平解像度5km程度での同化実験を行い、環境場に加え、局地循環や降水強度の再現性について調べる予定である。

謝辞

本研究は、文部科学省のHPCI戦略プログラムの助成を受けたものである。

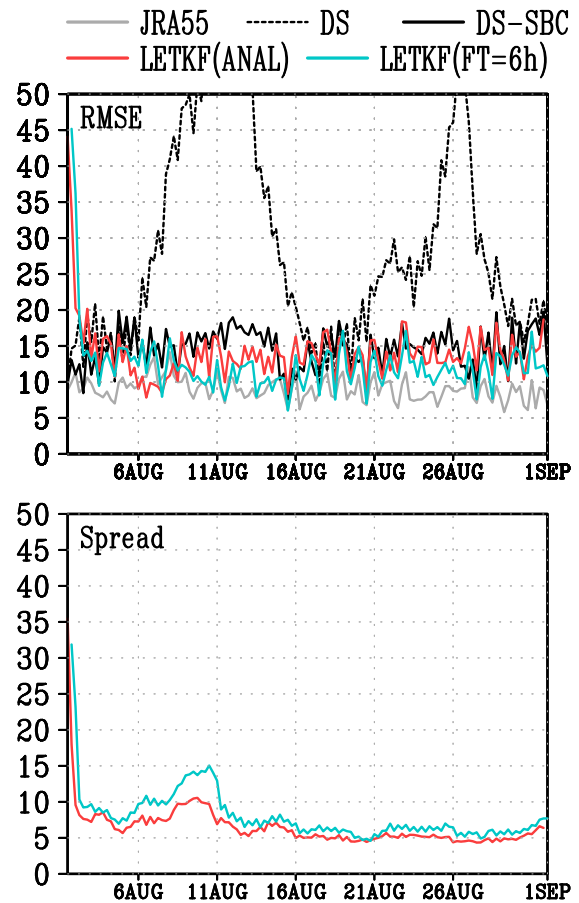


図3: MAに対する500hPa面ジオポテンシャル高度のRMSE（上図）とスプレッド（下図）[gpm]。灰色線がJRA-55、破線がDS、黒線がDS-SBC、赤線がNHM-LETKFの解析、青線が6時間予報のアンサンブル平均。

幾田 泰醇

気象庁予報部数値予報課/気象研究所予報研究部
ikuta@met.kishou.go.jp

1 はじめに

現業数値予報モデルの初期値は、様々な観測データを同化することによって作成されている。最近、フェイズドアレイレーダーや静止気象衛星ひまわり 8 号など空間的に高密度であり時間方向にも高頻度な観測データの利活用に関する研究が注目されている。そのような観測データの情報を十分に活かし、モデルの初期値の精度向上へと繋げるためにはデータ同化システムの分解能向上が重要となるが、それにもまして、観測データを同化する時間分解能を向上させる必要がある。しかし、高密度かつ高頻度な観測データの利用には、膨大なデータの処理コストや観測誤差の推定等の解決すべき課題が多くあり簡単では無い。更に、データ同化システムにおける観測データの処理部分を高頻度・高分解能観測に適したものに刷新する必要がある。また、高頻度に観測データを同化したとしても、統計的に求めた背景誤差共分散を用いている従来の 4 次元変分法 (4DVAR) では、その効果を活かしきれない可能性も考えられる。今回は、まず高頻度観測同化の予備調査として、高頻度解析を効率的に行える仕組みを備え、背景状態の流れ依存性を考慮したデータ同化システムを構築し、高時間分解能をもつ観測を同化する効果を確認した。

2 asuca データ同化システム

気象庁では、非静力学モデル asuca[1] を基にした変分法データ同化システム (asuca-Var[2]) の開発を進めている。asuca-Var は、その設計理念から予報モデル asuca と統合的な開発を進めており、3 次元変分法 (3DVAR)、4DVAR やアンサンブルを用いたハイブリッドデータ同化を統合したシステムである。この asuca-Var は、2015 年 1 月に気象庁の現業局地モデル (LFM) に asuca が導入されると同時に、LFM の初期値を作成する局地解析へ導入された。局地解析は、3DVAR と一時間予報を組み合わせた解析サイクルで構成されたデータ同化システムである。局地解析への asuca-Var の導入により、地上物理量予測の精度向上や、降水予測の立ち上がりの遅れの解消など予測精度の改善が得られている [3]。

将来的には、メソモデル (MSM) の初期値作成手法として、asuca を基にしたアンサンブル予報と 4DVAR のハイブリッドデータ同化手法を現業メソ数値予報システムへ導入することを計画している。また、asuca-Var は、時間積分中に観測シミュレーションを行う仕組みを採っており、時間積分間隔の分解能で観測データを効率的に同化する事ができる。

3 高頻度観測同化のメリット

現在の現業メソ数値予報システムでは、解析時刻を正時にとり、その 3 時間前から解析時刻までをデータ同化期間としている。そして状態推定点は、データ同化期間の最初で定義している。観測データは、このデータ同化期間内の毎正時に正時の観測として同化されている。つまり、位置を時々刻々と変化させながら非正時に観測している航空機や極軌道衛星等のデータは、実際の観測時刻と異なる時刻に同化されていることになる。これは、現状のデータ同化システムが予報モデルとは別システムで開発されたため、観測の品質管理等に必要なモデル予測値を一旦ファイルに出力する必要があるからである。

実際に観測が行われた時刻で同化すると、随伴モデルにより勾配が伝播する時空間距離を正しく求める事になり、状態推定点に到達した勾配の誤差が縮小することを意味する。しかし、4DVAR の場合、勾配が正しい軌跡を辿ったとしても、状態推定点における解析インクリメントは、背景状態の流れに依存しない統計的な背景誤差共分散に基づいて計算される。そして、実用上、データ同化期間として設定できる時間の長さは限られているため、解析インクリメントへの流れ依存性の反映は、限定的なものになる。それに対して、ハイブリッドデータ同化のように、アンサンブル予報から求めた流れに依存する背景誤差共分散を併用する手法ならば、正しく時間を遡ってきた勾配の情報をより有効に活用できる。そして、その結果、より真値に近い解析値を求めることができる。と考えられる。

4 高頻度観測利用に向けた予備調査

前述のとおり現業の同化システムで利用している観測データは、観測時刻が非正時であっても正時の観測データとして同化している。asuca-Var では、そのような非正時観測の同化を効率的に行うことができる。そこで、asuca-Var を用いて、現業的に同化している観測の一部を正しい観測時刻で同化した場合のインパクトの調査を行った。インパクトの特徴を把握するうえで、高頻度に観測しているが空間的に間引かれ、近接する観測時刻同士の誤差相関が無視できる観測が便利である。予備調査では、そのような観測の一つである航空機観測に着目した。同化した観測は、大気追跡風 (AMV) の風、全球航法衛星システム (GNSS) の可降水量、ゾンデ (SONDE) の気温・風・相対湿度、航空機 (AVI) の気温・風、ウィンドプロファイラ (WPR) の風、ドップラーレーダー (DOP) のドップラー速度、レーダー反射強度 (REF) から推定

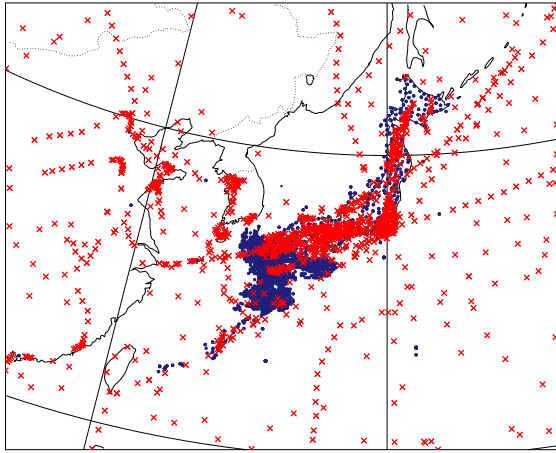


図 1: 青丸印は全観測の中で正時に観測されたデータの位置を表し、赤バツ印は全観測中で正時以外に観測されたデータの位置を表す。

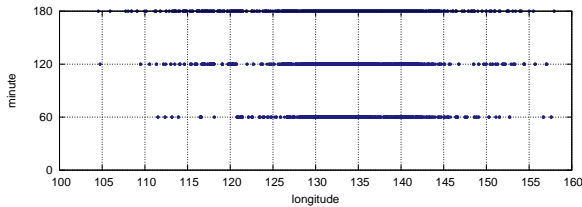


図 2: 正時に同化する場合の、観測の同化時刻と位置。

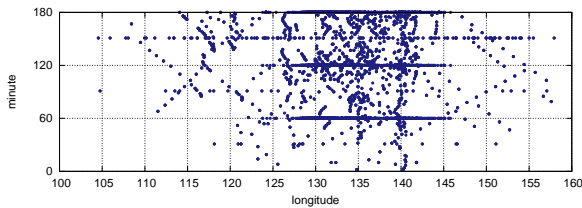


図 3: 観測時刻に同化する場合の、観測の同化時刻と位置。

した相対湿度である。なお、MSM の初期値作成には、その他、衛星輝度温度や地上・海上観測等を利用しているが、ここでは、簡単のため利用していない。さらに、後方伝播した勾配の影響を明確にするためデータ同化期間最初の観測も除外している。以下では、CNTL は観測を正時に同化した実験を表すものとし、TEST は観測を観測時刻で同化した実験を表すものとする。

図 1 は、同化に用いた観測分布を示したものである。正時に同化された観測は、主に陸上に分布している。海上に分布している観測は AMV と AVI が多く、そのほとんどが非正時観測である。図 2 と図 3 は、それぞれ CNTL と TEST で同化利用した観測の経度方向と時間方向の散布図である。多くの正時以外の観測データが、各観測時刻で同化されている事がわかる。

実験で用いた 4DVAR の接線形・随伴モデルは、水蒸気移流を含む力学過程のみであり物理過程を含まない簡略版である。ハイブリッドデータ同化システム (HYB4D) で利用したアンサンブル摂動は、LETKF で作成し、そのメンバー数は 20 である。データ同化期間は現業メソ

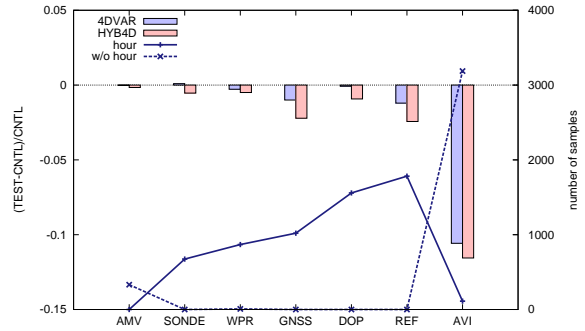


図 4: 棒グラフは、観測毎の誤差ノルムの変化率 (TEST-CNTL)/CNTL を表す。また、折れ実線は正時の観測データ数を表し、折れ破線は正時以外の観測データ数を表す。

解析と同じく 3 時間とした。また、統計的背景誤差共分散への重みとアンサンブルから求めた背景誤差共分散への重みは、両者とも 0.5 に設定した。4DVAR と HYB4D のそれぞれで TEST 実験と CNTL 実験を行い、TEST と CNTL を比較した。図 4 の棒グラフは、観測種別毎の観測と解析値の間の誤差ノルムの変化率を示しており、折れ線グラフは、正時の観測数と非正時の観測数を示している。誤差ノルムの変化率は、同化手法や観測の同化時刻を変えた影響を調査するものであり、独立変数による検証ではないため解析値の正しさを示すものではない。

図 4 から非正時データが最も多い観測は AVI であることがわかる。4DVAR と HYB4D の両者で、この AVI の誤差の縮小率が最も大きく、非正時同化の効果が大きいことが分かる。加えて、HYB4D では、4DVAR と比較して、非正時観測だけでなく正時観測の誤差ノルムも縮小しており、動的に与えた背景誤差共分散の影響によって、より一層、観測と解析値との整合性が改善していることが分かる。

5 講演に向けて

現在、高頻度観測を同化利用するための予備調査を進めている。非正時の観測を正時の観測として同化する単純化は観測のもつ情報の損失をもたらす、特に、時間方向の分解能の高い観測では、その度合いが大きくなる傾向があった。また、HYB4D では、高頻度観測の情報の損失の影響が他の観測のインパクトに波及する傾向も見られる。講演では開発の現状と併せて、空間的にも高密度なレーダー観測等の同化利用を目的とした調査結果を紹介したい。

参考文献

- [1] 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151pp.
- [2] 幾田泰醇, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91-97.
- [3] 幾田泰醇, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-8.

NHM-LETKF による台風予測研究

和田章義、国井 勝(気象研究所)

1.はじめに

台風強度推定精度の向上及び台風予測精度向上に向けた大気初期値の改善を図る上で、気象庁非静力学モデル(NHM)及びアンサンブルカルマンフィルターを用いた大気データ同化システム(NHM-LETKF: Kunii 2014)により、台風 0813 号(Sinlaku)の予測可能性に関する調査を実施している(和田&国井 2014)。最近の活動として、気象研究所計算機システムの更新(FUJITSU PRIMEHPC FX100& CX2550M1)に伴い、本システムの移植を行い、動作試験を行った。

Sinlaku は T-PARC, TCS-08, DOTSTAR といったプロジェクト観測期間中、ターゲット台風としてドロップゾンデ観測が実施された(中澤, 2013)ことから、他の台風に比べて現場観測が充実しており、事例研究として適切と考えられる。本事例及びデータ同化に関する先行研究として、海面水温場に摂動を与えることにより、台風 0813 号(Sinlaku)の予報が改善されることが示されている(Kunii and Miyoshi 2012)。

本研究では NHM 部分に非静力学大気波浪海洋結合モデル(Wada et al. 2010)を導入し、大気海洋結合システムを構築し、解析を実施することにより、大気海洋結合モデルで計算された海面水温変動及び摂動が台風解析へ与える効果を明らかにすることを目標とする。ここでは大気海洋結合 NHM-LETKF の概要と計算事例について紹介する。

2.NHM-LETKF システムと実験設定

NHM-LETKF 実験は 2008 年 9 月 1 日 1200UTC から 19 日 1800UTC の期間、6 時間サイクル、50 メンバーで実施した。解析及び予報モデルの水平解像度は 15km である。コントロール実験は気象研究所北太平洋海洋データ同化システム(水平解像度 0.5°、以下 MOVE: Usui et al. 2006)の日別解析値を海面水温として用いる。4 サイクルに 1 回、海面水温の値が置き換わる。結合実験は大気波浪結合モデルを予報モデルとして用いた実験と大気波浪海洋結合モデルを用いた実験を実施した。それぞれ予報時においては結合モデルとして計算し、次の予報の際はコントロール実験と同じ海面水温初期値を用いている。

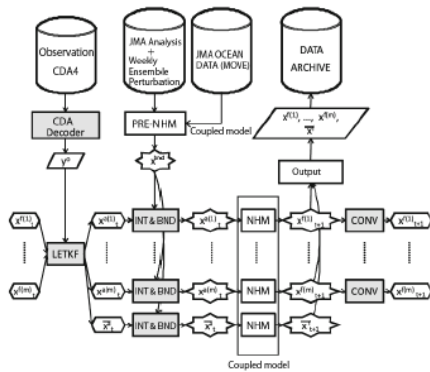


図 1 本研究で用いた NHM-LETKF の概略図。

3.結果

台風 Sinlaku の発達期における NHM-LETKF による中心気圧の解析結果及び気象庁ベストトラック解析を図 2 に示す。予報部分に大気モデルのみ(図 2 a)、大気波浪海洋結合モデル(図 2 b)及び大気波浪海洋結合モデル(図 2 c)を適用した計算結果について比較した結果、中心気圧の変化率に違いは見られるものの、中心気圧に大きな違いは見られない。この結果は Wada and Kunii(2015)と異なる。この理由は、海洋結合モデルにおいて海面熱収支の式を解く際、これまでは海面の層の厚さを 1m 程度としており、これは海洋混合層の厚さと比較して非常に薄かったことから、潜熱放出による海面水温低下が過度に大きくなり、これにより台風の中心気圧は高くなった。この層の厚さを 5m と設定したことにより、海面水温が低下しにくくなり、それによる中心気圧の上昇も抑制された。また予報部分はたかだか 6 時間程度の計算であり、海面水温変動は比較的小さい。この 2 つの要因により、実験間で最低中心気圧の差は明瞭でなくなった(図 2)。

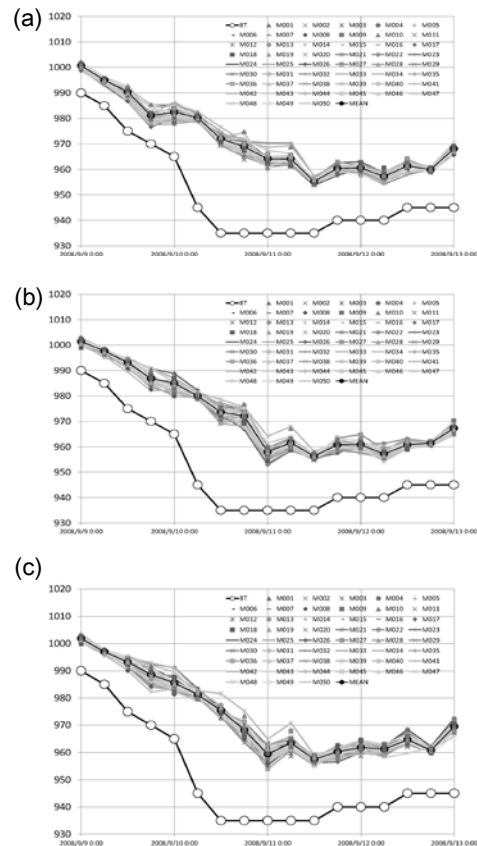


図 2 2008 年 9 月 9-13 日の期間における台風 Sinlaku の気象庁ベストトラック中心気圧の時間変化と NHM-LETKF により解析された各メンバー及びメンバー平均中心気圧の時間変化。(a)は大気モデルのみ、(b)は大気波浪海洋結合モデル、(c)は大気波浪海洋結合モデルを予報計算に使用した。

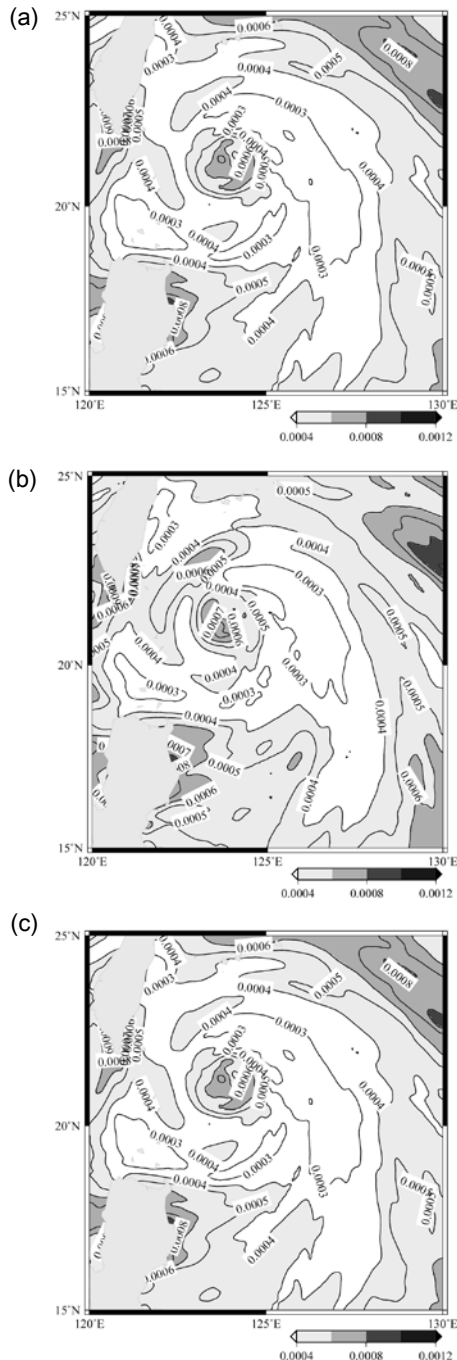


図3 2008年9月11日0000UTCにおける20-1480m間で重み付け平均した気圧のスプレッドの分布。(a)は大気モデルのみ、(b)は大気波浪海洋結合モデル、(c)は大気波浪海洋結合モデルを予報計算に使用した。

次に波浪モデル結合の効果を考える。波浪モデル結合により、中心気圧の変化率に違いがわずかながら生じた(図2a,b)。図3で示した大気境界層における重み付け平均を施した気圧のスプレッドの分布から、波浪モデルの結合により、スパイラル上に分布したスプレッド分布の台風の中心域付近への巻き込みが、より強調されていた。このことは地表面摩擦の違いに伴う動径方向におけるインフローの強化により、中心気圧が深まる強化プロセスが働いたことを示唆するものと考えられる。このようなスプレッドの分布は気圧のみに見られ、水平・鉛直風、水蒸気比湿、気温の重み

付け平均を施したスプレッドの分布には見られなかった。むしろ台風域にスプレッドが大きい場所は集中していた(図示せず)。

4. 今後の予定

今回の実験は、予報計算された海面水温や波浪の情報を次の解析に引き継いでいないことから、海面水温予報値を引き継ぐよう、システムを変更して実験を行う計画である。注意しなければいけないこととして、海洋モデルにおける海面水温のバイアスにより計算が破綻することから、海面における熱収支及び大気モデルから海洋モデルに引き継ぐ風応力のチューニング等、モデル予報部における水平解像度に依存する問題について、慎重に取り扱う必要がある。

予報部分に用いた海洋層モデル内の海面水温日変化スキームにおいて、日中に日射を吸収する層厚を薄く設定していたため、海面水温は過度に上昇した。また水平解像度が比較的粗いことから海上風が過少評価となり、結果として混合が弱く、海面水温は冷えにくくなっていた。これら2つの要因により海面水温正バイアスが生じ、結果として図2b,c間の中心気圧差が小さくなった可能性がある。海洋層モデルの2つの問題を改善することにより、海面水温のバイアスは改善されていることを、本稿執筆時に確認した。つまり風応力が弱いことで、乱流混合は弱く、海面は冷却されず、そのため日射による海面水温の上昇を抑えることができなかったためにバイアスが生じたのであった。同様の問題により、国井(2015)はリチャードソン数の閾値を変更したと考えられる。

将来、海面水温を制御変数としたシステムを構築し、現場・衛星海面水温観測データを同化することにより、台風解析を実施し、海面水温が台風解析に与える影響について調査することを検討している。

参考文献

- Kunii, M. (2014). Mesoscale data assimilation for a local severe rainfall event with the NHM-LETKF system. *Weather and Forecasting*, (2013). <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-13-00032.1>.
- Kunii, M. and Miyoshi, T. (2012). Including uncertainties of sea surface temperature in an ensemble Kalman filter: a case study of Typhoon Sinlaku (2008). *Weather and forecasting*, 27(6), 1586-1597.
- 国井勝, 伊藤耕介, 和田章義(2015), 領域大気海洋結合モデルを用いたアンサンブルカルマンフィルタの構築(第2報), 2015年度気象学会秋季大会, D153, 163.
- Usui, N., Ishizaki, S., Fujii, Y., Tsujino, H., Yasuda, T. and Kamachi, M. (2006). Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Advances in Space Research*, 37(4), 806-822.
- Wada, A., Kohno, N. and Kawai, Y. (2010). Impact of wave-ocean interaction on Typhoon Hai-Tang in 2005. *SOLA*, 6A, 13-16.
- 和田章義, 国井勝 (2014). NHM-LETKFを用いた台風0813号(Sinlaku)の予測可能性. 2014年度春季大会講演予稿集 P328, 304.
- 謝辞: 本研究はJSPS 科研費若手研究 B(26800247)及び基盤研究 C(15K05292)の助成を受けました。

二重偏波レーダーデータ同化観測演算子の開発

川畑 拓矢¹, Hans-Stefan Bauer², Thomas Schwitalla², Volker Wulfmeyer², 足立 アホロ¹

1: 気象研究所, 2: University of Hohenheim

1. はじめに

近年、従来型の単偏波レーダーに代わり、二重偏波レーダーが米国、フランス、ドイツ、日本などで現業利用されるようになってきた。これによって精度の高い降水強度を推定でき、ひいてはデータ同化を通じて降水予報にインパクトを与えることが期待される。ただし、二重偏波レーダーが観測する多様なパラメーターから降水強度を推定する方式もまた多く存在しており、本研究では、データ同化の観点からどの方式が最も望ましいか、評価を行った。

用いたモデルは WRF (水平解像度 1 km)、観測データはドイツ気象局の現業レーダーで、2014年8月14日に発生したイベントについて、統計調査を行った。

2. 観測演算子

本稿では 5 種類の観測演算子について検討する。まず、モデル内の雨水を偏波パラメーターに変換するタイプを 2 種類、観測された偏波パラメーターを雨水混合比に変換するタイプを 3 種類である。なお、用いた雲物理過程は 2 モーメントで Morrison et al. (2009) によって開発されたものである。

まず前者のタイプについては、Brandes et al. (2002) による雨滴半径と雨滴の扁平率に関する関係式を用い、ここから T-matrix による散乱計算 (Mishchenko 2000) を行って偏波パラメーターを算出する方法 (TMX) と、事前に散乱強度を偏波パラメーターとの関係をフィッティングによって指数関数で表しておく方法 (FIT; Zhang et al. 2001) の 2 種類を開発した。

後者については、Bringi and Chandrasekar (2001) に従い、反射因子 (Z_h) と反射因子差 (Z_{DR}) を用いる方式 (Z_ZD)、比偏波間位相差 (K_{DP}) を用いる方式 (KD)、 Z_{DR} と K_{DP} を用いる方式 (ZD_KD) の 3 種類を実装した。

3. 結果

第 1 表に観測 (OBS)、TMX、FIT および OBS と TMX、OBS と FIT のそれぞれの差の平均値 (AVG) と標準偏差 (STD) を示す。 Z_h においては、OBS と FIT が近く、TMX は過大評価、 Z_{DR} においては OBS と TMX が近く、FIT は若干過小評価、 K_{DP} においては OBS がモデルと異なっ

ているということが分かる。

偏波パラメーターの強度別確率密度 (第 1 図) から、 Z_h においては、OBS と FIT が近い頻度分布を示し、TMX は弱い強度では過小評価、強い強度において過大評価となっていることが分かる (第 1 図 a)。 Z_{DR} においては OBS と FIT が良い相関を見せている (第 1 図 b)。 K_{DP} は第 1 表と同様、OBS のみが TMX、FIT と異なった分布を示している (第 1 図 c)。以上を総合すると、FIT の方が TMX よりも精度良く変換を行っていると言える。

この結果を踏まえ、FIT を用いてモデル予報値を偏波パラメーターに変換し、これを Z_ZD、KD、ZD_KD を用いて雨水量に再変換し、FIT による変換を TRUE として比較した (第 2 表)。その結果、平均、標準偏差とも KD が最も TRUE に近く、3 つの中では最も精度が良いことが分かる。

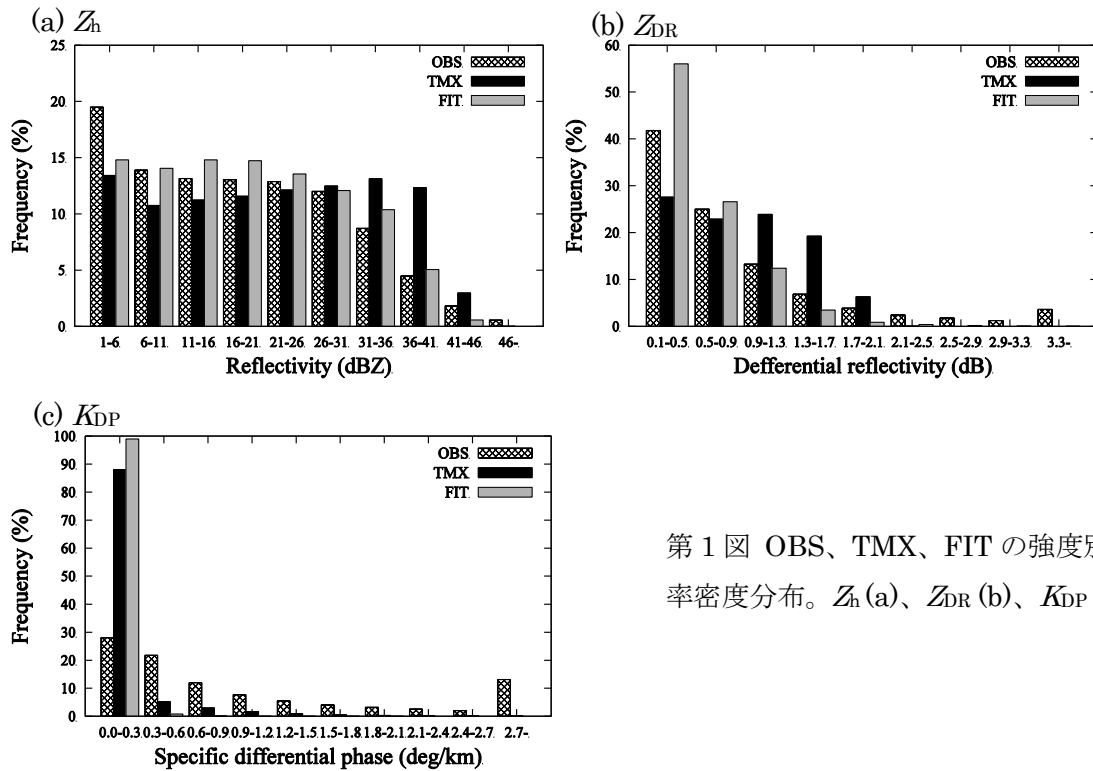
さてこれら 2 タイプの観測演算子 (モデルから観測量に変換あるいは観測データをモデル変数に変換) を直接比較することは、それらの単位が異なることから大変難しい。ここでは、補足する事例数 (グリッド数) がほぼ同じになるように閾値を設定して Equitable Threat Score (ETS) を計算した (第 2 図)。結果、降水強度の小さい閾値においては、すべての演算子がほぼ同等の性能を示し、大きい領域においては、モデルを観測量に変換する TMX と FIT がそれ以外に比べて性能が良いことが分かる。

4. 今後

これまでこれらの演算子のうち、性能の良い FIT と KD についてアジョイント演算子を開発し、WRF DA へ実装した。第 2 図の ETS そのものの値は小さく、WRF による予報そのものの精度が低いと言える。従って、データ同化を行い、予報精度を高めた後に、FIT と KD についての最終的な評価を行う予定である。

第 1 表 平均値 (AVG) と標準偏差 (STD)。TMX-OBS、FIT-OBS はそれぞれ TMX、FIT-OBS と観測の差。

	Z_h (dBZ)		Z_{DR} (dB)		K_{DP} ($^{\circ} \text{ km}^{-1}$)	
	AVG	STD	AVG	STD	AVG	STD
OBS	18.99	11.10	0.93	1.05	1.31	1.54
TMX	22.53	11.67	0.90	0.51	0.55	0.49
FIT	19.23	10.37	0.55	0.41	0.25	0.18
TMX - OBS	3.51	15.45	0.04	1.00	-0.66	1.61
FIT - OBS	-0.10	14.68	-0.30	0.99	-0.91	1.47

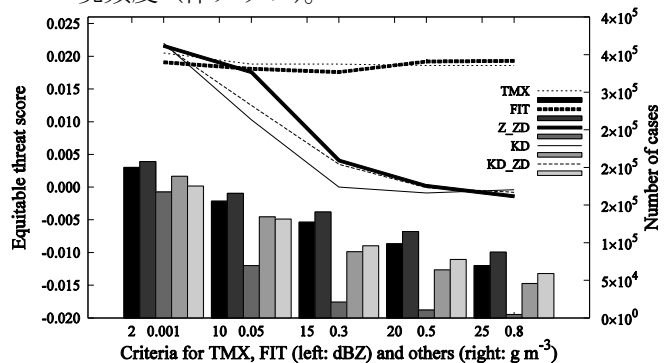


第 1 図 OBS、TMX、FIT の強度別確率密度分布。 Z_h (a)、 Z_{DR} (b)、 K_{DP} (c)。

第 2 表 平均値 (AVG) と標準偏差 (STD)。

	AVG	STD	Difference with TRUE	
			AVG	STD
TRUE	0.075	0.12	—	—
Z_ZD	0.11	0.18	0.033	0.07
KD	0.067	0.12	-0.006	0.03
KD_ZD	0.12	0.22	0.044	0.10

第 2 図 Z_h の ETS (折れ線) と閾値別出現頻度 (棒グラフ)。



謝辞

本研究の一部は文部科学省 HPCI 戦略プログラムより支援を受けた。

航空機 MODE-S データと水蒸気ライダーを用いた 同化実験の狙いと初期的な実験結果

瀬古 弘、酒井 哲（気象研究所）、吉原 貴之、瀬之口 敦（電子航法研究所）

1. はじめに

夏季の関東平野に発生する局地的大雨の発生や降水量の予報精度を向上させるためには、下層の湿った気流の収束を実況に近づけることが有効である。そのために、これまでで水平風分布が得られるドップラーライダーや小型の昆虫による非降水エコー、水蒸気量が得られる GNSS 可降水量などのデータ同化手法の開発が行われてきた。下層の水蒸気量や水平風の他に、水平風や気温、水蒸気量の鉛直プロファイルも、降水系の気流構造や大気的不安定度の修正を通して、局地的大雨の寿命や降水量に影響を与えるため、同化データとして重要である。本報告では、水平風や気温、水蒸気量の鉛直プロファイルデータとして、「航空機 MODE-S データ」と「水蒸気ライダーによる水蒸気量データ」を取り上げ、それらの同化実験の初期的な結果を報告する。

2. 航空機 MODE-S データの同化実験

(i) 航空機 MODE-S データ

新型の航空管制用レーダ（SSR）を用いると、航空機に個別質問を送ることにより、個々の航空機の機体の位置・高度の他に、真経路角、対地速度、真対気速度、機首磁方位やマッハ数等の情報を得ることができ、これらから水平風や気温を求めることができる。これらは高頻度（調布にある電子航法研究所では 10 秒毎）に得られることから、離着陸する多数の航空機からのデータは、高頻度な水平風・気温の鉛直分布データになる。

本報告では、実際に電子航法研究所に設置された SSR で観測されたデータについて、第一推定値と呼ばれる同化前の予報値との比較や局所アンサンブル変換カルマンフィルター（LETKF）で得られた同化実験の初期的な結果を示す。

(ii) 実際に観測された航空機 MODE-S データ

同化実験の対象として、関東平野南部に局地的大雨が発生した 2011 年 8 月 26 日を選択した。気温や水平風の値は、重富ほか（2013）の手法を用いて推定した。26 日 9-21 時に観測されたデータの位置を図 1 に示す。上層は広い範囲にデータが広がっているが、下層では成田空港や羽田空港の周辺に集中していることが分かる。

(iii) 航空機 MODE-S データのデータ同化実験

MODE-S データを、8 月 26 日 9 時から 21 時までの第一推定値と比較した。LETKF の格子間隔は 15 km、メンバー数は 28 である。比較すると、気温には大きなバイアスがあるが（今後、原因調査を継続する）、水平風については、D 値（観測値-モデルの値）のヒストグラム（図 2）で示すようにバイアスも小さく、正規分布に近い分布

をしている。

この水平風の鉛直プロファイルデータを LETKF に適用する。データ数が多いため、正時 5 分前の全高度のデータを 9 時から 15 時まで 1 時間毎に同化した（図 3）。同化すると、関東地方に東からの吹き込む気流によって収束が強まり、関東～近畿地方の降水が増加して、降水分布が実況により近づいた（図 4）。

3. 水蒸気ライダーの同化実験

気象研究所で開発している水蒸気ライダーで観測された 2014 年 8 月 20 日の水蒸気量の鉛直プロファイルを示す（図 5）。高度 1km までの水蒸気量が連続的に得られている（夜間の方がより上層まで観測できるが、局地的大雨への適用を想定し、日中の事例を選択した）。下層で湿った気流が流入するインフロー側の水蒸気量の鉛直分布が正確に観測できれば、局地的大雨への水蒸気の供給量がより正確になること、GNSS 可降水量と同時に同化することにより、ライダーの観測範囲よりも上層の水蒸気量の情報として利用できることから、降水予報の改善が期待できる。

格子間隔 15km の LETKF を用いたデータ同化の初期的な結果では、修正量は大きくないが、関東地方付近で、水蒸気量の他に、温度や水平風も修正されていることが分かった（図省略）。

4. まとめ

航空機 MODE-S データを用いた実験では、第一推定値との比較から、気温にはバイアスがあるものの、水平風はバイアスが小さいこと、水平風を用いた初期的な同化実験では、降水分布が改善されており、インパクトがあることがわかった。航空機 MODE-S データは、時間高分解能が極めて高く、有効な実況監視・同化データになると期待できる。水蒸気ライダーについても、引き続き同化手法の開発を行う。

参考文献

重富他, “SSR モード S 監視データを用いた気象予報データの評価解析”, 第 51 回飛行機シンポジウム講演集, JSASS-2013-5158, 2013 年 11 月。

謝辞

本研究の一部は、社会システム改革と研究開発の一体的推進「気候変動に伴う極端気象に強い都市創り」、および HPCI 戦略プログラム分野 3「防災・減災に資する地球変動予測」（課題 ID: hp120282, hp130012, hp140220）より支援を受けました。ライダーデータは科研費「局地的大雨予測のための可搬性に優れた次世代型水蒸気ライダーの開発（26282115）」の助成を受けました。

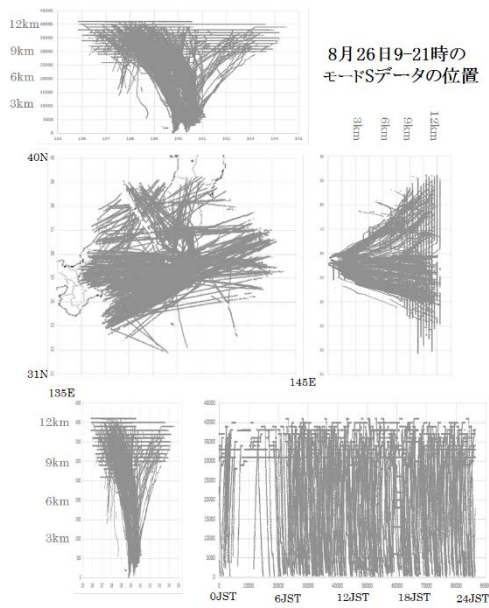


図1 2011年8月26日9-21時の航空機MODE-Sデータデータの位置。

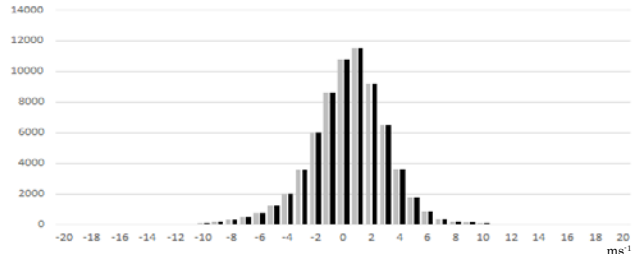


図2 2011年8月26日9-21時の航空機MODE-Sデータの水平風と第一推定値との差のヒストグラム (灰色：東西風、黒色：南北風)。

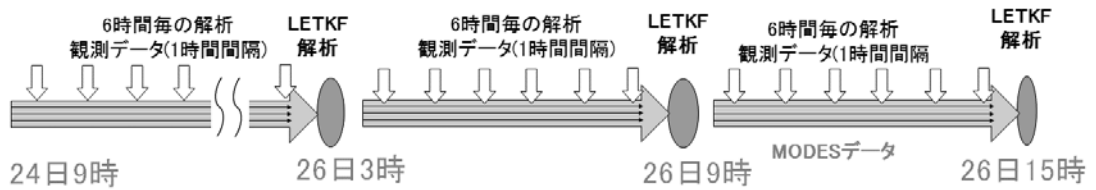


図3 LETKFによる同化実験の模式図。

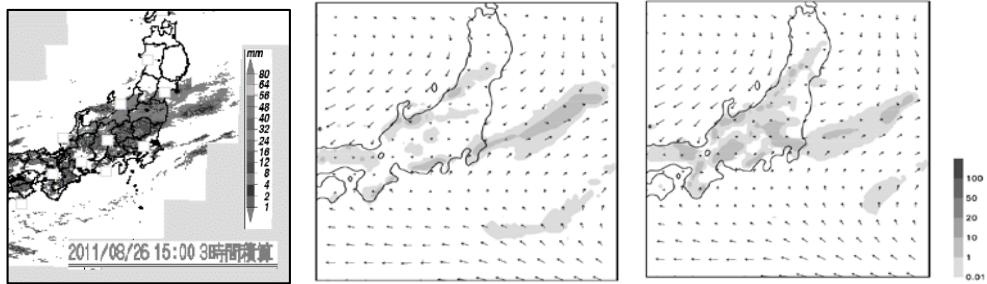


図4 LETKFによる同化実験の初期的な結果。(左)観測された降水分布、(中央)航空機MODE-Sデータの同化なしと(右)ありの降水分布。

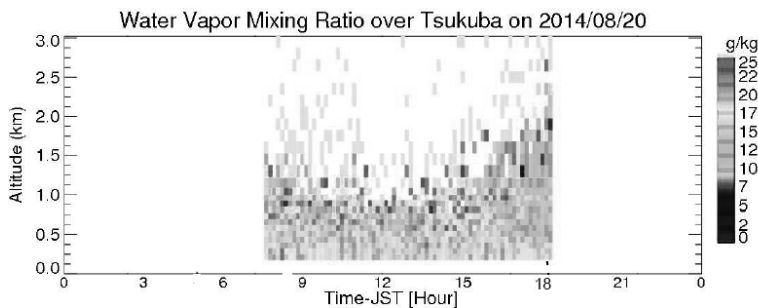


図5 気象研究所の水蒸気ライダーで観測された2014年8月20日の水蒸気の鉛直プロファイル。日中の観測のため高度1kmまでの水蒸気量が得られている。

準リアルタイム数値天気予報実験から学ぶこと

Guo-Yuan Lien・三好建正* (理研計算科学)

要旨

NCEPの現業数値天気予報で使われている観測データ PREPBUFR がほぼリアルタイムで取得できる。これを使い、準リアルタイムで非静力学領域モデル SCALE と LETKF によるデータ同化サイクル及び 5 日予報を実行し始めた。これにより、SCALE-LETKF の安定性や精度について日常的な検証が可能となった。このような研究が可能となり、米国 NOAA で取り組まれている研究と現業の相乗効果、Operation to Research (R2O), Research to Operation (O2R)が、日本でも重要になるだろう。

準リアルタイム数値天気予報システム

NCEPの全球予報システム GFS で使われている観測データ PREPBUFR は、気象庁では速報解析のための観測データに相当し、解析対象時刻の約 3 時間 20 分後にインターネット上に配信される。PREPBUFR には衛星輝度温度データ以外のデータが含まれる。また、全球客観解析システム GDAS で使われている観測データ PREPBUFR は、気象庁では全球サイクル解析のための観測データに相当し、観測データの入電をなるべく長く待つてより多くのデータを含む。このデータは、解析対象時刻の約 6 時間 40 分後にインターネット上に配信される。このように、PREPBUFR は誰でも制限なくインターネットからほぼリアルタイムで取得できる。

理化学研究所計算科学研究機構では、複合系気候科学研究チーム（富田浩文チームリーダー）が主体となって、メソ数値天気予報モデル SCALE を開発しており、著者らはこれに局所アンサンブル変換カルマンフィルタ LETKF を適用した。図 1 に示す領域を解像度 18 km に設定し、GDAS の PREPBUFR データを使って、50 メンバーの LETKF による 6 時間毎のデータ同化サイクルを準リアルタイムに実行、これを初期値

とした 5 日予報実験を日々実行している。解析対象時刻からおよそ 10 時間後に、5 日後までの予報がリアルタイムでモニタできる。2015 年 5 月 7 日より始めて、既に半年が経過した。

研究において、日々リアルタイムで予報計算を実施することの意義は大きい。研究者が日々自分で作っているモデルやデータ同化システムからの予報を見ることができ、研究の過程でモデルやデータ同化システムを改良することが、実際に予報になって現れるため、研究のモチベーションが上がるだろう。また、日々実行することで、様々な事例を見ることになるほか、システムの安定性を知ることにもできる。

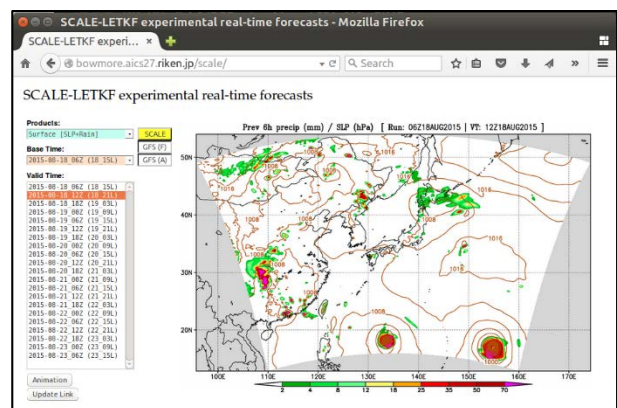


図 1 準リアルタイム数値天気予報システムのモニタ画面の例。理化学研究所のインターネットからのみ参照可能。

研究と現業の連携の重要性

このような研究は、日本では気象庁以外ではなかなか進められてこなかった。アメリカでは、研究者がリアルタイムにハリケーンの進路や強度の予報を行い、インターネット上で配信することも珍しくない。その背景として、NOAA が進めている研究と現業の相乗効果、Operation to Research (R2O), Research to Operation (O2R)の取り組みがあるだろう。現業システム（ソースコードを含む）や、現業のデータに研究者が簡単にアクセスできるようにする（O2R）とともに、研究コミュニティから現業に役立つ成果が得られれば、その知見をいち早く現業に反映させる（R2O）ことを目指した取り組みである。現業センターがすべてインハウスで研究開発を進めてきたのが従来の方法だとすれば、R2O, O2R の取り組みは、現業システムの研究開発を研究コミュニティに広げ、幅広く知の集約を目指す取り組みである。

著者らが実施している準リアルタイムの数値天気予報システムも、現状としてアメリカから取得する PREPBUFR データがあって初めて可能である。日本の公共研究機関で行う研究として、日本の気象庁のデータを使えばと思わなくもない。世界中の従来型観測データは、GTS により現業センター間で元々同じデータが共有されているはずだが、数値天気予報システムで使われるまでにデータの間引きや品質管理などでそのデータ形態は変わる。著者の三好は以前気象庁に勤めていた際、PREPBUFR に相当する数値天気予報の観測データである CDA データを扱っていたが、それと比べて、PREPBUFR はゾンデデータの鉛直間引きを行っていないなど、大きく異なる特徴を持つ。

研究コミュニティは、新たな知見を見出すための研究に取り組んでおり、その成果が現業に素早く活かされることで、研究の

効用はより大きくなる。現業のシステムやデータを使って研究することで、その知見はより直接的に素早く現業システムに反映できるだろう。これはアメリカが進めている R2O, O2R の考え方である。

日本でもこれまで気象庁のモデル貸与やデータ提供が進められてきているが、PREPBUFR に相当する CDA データなどにも幅を広げていくことが望まれる。また、アメリカのように制限なくモデルやデータの提供が行われることについても、オープンデータなど急速に変わっていく時代の流れに合わせた新たな議論が必要かもしれない。

積雲対流の予測可能性に関する 100m メッシュのブリーディング実験

大塚成徳・三好建正(理研計算科学)

1. はじめに

近年、計算機の高速化によって水平 100m 程度の解像度での領域大気モデル計算が容易になってきた。また、フェーズドアレイ気象レーダのような観測技術の高度化により、水平 100m、時間間隔 30 秒程度の高い時空間密度を持った観測が可能になってきた。これらを組み合わせることにより、水平解像度 100m 程度の積雲対流スケールでのデータ同化が可能になりつつある。一方で、既存の対流スケールでの予測可能性研究は数 km 程度の解像度で行われている(例えば Leoncini et al. 2010; Melhauser and Zhang 2012; Keil et al. 2014)。100m スケールでの予測可能性は新しい問題であり、100m 解像度、30 秒毎の観測データによって積雲対流がどのように予測できるかは自明ではない。このスケールでの予測可能性の理解は高解像度数値天気予報の設計に本質的な役割を果たす。本研究では水平解像度 100m、30 秒サイクルのブリーディングサイクル実験を行い、対流スケールでの予測可能性を調べる。

2. 実験設定

本研究では領域大気モデル WRF V3.6 を使用した。水平解像度は 62.5km, 12.5km, 2.5km, 500m, 100m の 1-way 多重ネストとした。雲微物理に single-moment 6-class スキーム、境界層に MYNN Level3 スキーム、放射は RRTM 及び Dudhia スキームを用いた。実験設定を表 1 に示す。62.5km 解像度の計算開始時刻は 2013 年 7 月 13 日 09 JST (00 UTC) とした。本実験では 15 JST 前後に京阪神地区で観測された局地的豪雨を対象に、モデルで再現された積雲対流周辺の誤差成長を調べる。

コントロール実験として、NCEP FNL を初期値・境界値として 62.5 km 解像度の計算を行い、そこから 5 重ネストで 100m 解像度までダウンスケールする。ブリーディング実験では、解像度 100m のコントロール実験の場に擾乱を加えて時間積分を行い、一定時間毎に擾乱の再規格化を行う。

3. 結果

コントロール実験では、昼前より中国山地東部を起点として線状降水帯が発達し、その後南東進して 12-14 JST に京阪神地区で時間 100mm 程度の強雨が再現されている。

100m 解像度実験の温位場に水平波長 1~2 km のランダムな位相の擾乱を加えて実験を行った。実験初期は擾乱の振幅が減少するが、実験開始後 2 分以降、擾乱の指数関数的成長が見られた。成長速度は 4 分と 14 分に不連続に低下しており、その途中の期間はおよそ一定の成長率であった。

30 秒毎に擾乱の再規格化を行うブリーディング実験を行ったところ、発達中の積雲のコアを取り巻くようなリング型のフィラメント状の摂動(ブレッドベクトル)が得られた。再規格化の時間間隔を 1 分、5 分と変えたところ、細かな違いはあるものの、似た形状の摂動が得られた。この 3 つの実験では、擾乱の振幅は同じ成長率のレジームの範囲内に収まっていた。

次に、規格化の際のノルムの大きさを 3 倍して 30 秒毎に規格化する実験を行った。これは最初の実験より成長率の低いレジームに対応する。その結果、積雲コアの位置に、フィラメントではなく、その中を塗りつぶした形状の擾乱構造が得られた。抽出する擾乱の振幅を変えることにより、擾乱の成長率や空間構造に違いが出たと考えられる。

本発表ではブレッドベクトルの解像度依存性についても議論する予定である。

表 1: 主な実験設定。

dx (km)	dt (s)	格子数	積雲
62.5	180	41 x 41 x 30	KF
12.5	60	101 x 101 x 30	KF
2.5	15	201 x 201 x 88	無し
0.5	0.5	751 x 351 x 88	無し
0.1	0.05	1001 x 601 x 175	無し

参考文献：

- Keil, C., F. Heinlein, and G. C. Craig, 2014: The convective adjustment time-scale as indicator of predictability of convective precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 480–490.
- Leoncini, G., R. S. Plant, S. L. Gray, and P. A. Clark, 2010: Perturbation growth at the convective scale for CSIP IOP18. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 653–670.
- Melhauser, C. and F. Zhang, 2012: Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at the mesoscale. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 3350–3371.

水平格子間隔 5km の asuca から見えてきた問題とその解決

松林 健吾、原 旅人、荒波 恒平、河野 耕平、伊藤 享洋、倉橋 永、石田 純一
(気象庁予報部数値予報課)

1 はじめに

気象庁では 2007 年に次世代非静力学モデル asuca の開発を始め、2015 年 1 月に水平格子間隔 2km の現業モデル(局地モデル:LFM)の予報モデルを従来の JMA-NHM(Saito et al., 2006) から asuca へと変更した(Aranami et al., 2015)。現在は、水平格子間隔 5km の現業モデル(メソモデル:MSM)への asuca 導入を目指して開発を進めているが、その中で様々な問題が顕在化してきた。ここでは、これらの問題について紹介する。

2 asuca の概要

asuca は、

- 近年の数値流体計算の知見を元にした手法を用いることによる計算安定性と精度の向上
- 近年の計算機に最適化した設計
- 開発の効率化

を目指して開発を進めたものであり、力学フレームとして有限体積法による空間離散化、RK3 による時間積分、風上 3 次差分と flux limiter による移流スキームを採用している。また、スカラ計算機に最適化した設計を行うことで、従来の JMA-NHM に対しておよそ 70% 以下の計算機資源で LFM を実行することが可能となっている。さらに、物理過程を asuca とは独立にライブラリ化することで各物理過程単体での開発・テストがしやすいように設計しており、開発の効率化につながっている。

3 5kmMSM としての asuca の開発

前述の通り、これまで水平格子間隔 2km のモデルとして asuca を開発してきたが、現在は 5km 格子間隔モデルへ拡張するために開発を進めている。低解像度モデルから高解像度化を進めていくというプロセスが一般的であるのに対し、現在我々が取り組んでいる開発はその逆に当たる。その開発過程においては、高解像度モデルでは格子平均値で表現できていた現象を、低解像度モデルではパラメタリゼーションによって評価する必要がある。

3.1 物理過程の解像度依存性

ある予報変数 ϕ 、風速 w の格子平均値を $\bar{\phi}$ 、 \bar{w} とすると、格子平均のフラックスは $\bar{w}\phi = \bar{w}\bar{\phi} + f'_\phi$ で表される。一般的に $f'_\phi (= \overline{w'\phi'})$ は 0 ではなく、格子平均値で表現できない輸送、すなわちサブグリッドスケールの輸送を表す。この f'_ϕ を求めることがパラメタリゼーションに相当し、解像度に応じて評価すべき f'_ϕ は変わってくる。このため、低解像度化を行う際にはただ高解像度モデルと同じ物理過程を用いて水平格子間隔だけを変えるのではなく、解像度に応じた物理過程を考える必要がある。

例えば、水平格子間隔 $\Delta x = 2\text{km}$ 程度以下の高解像度モデルでは、格子平均の鉛直流 \bar{w} で対流による鉛直輸送を表現できる、すなわち $f'_\phi \simeq 0$ であるとして、積雲対流パラメタリゼーションを使用しない場合が多い。しかし、 $\Delta x = 5\text{km}$ 程度以上の低解像度モデルでは対となる上昇流と下降流がどちらも 1 格子の中に入ってしまうため、格子平均の鉛直流が非常に小さくなる。つまり、 $\bar{w} \simeq 0$ となるため、熱・水蒸気の鉛直輸送が格子平均値では計算されない。このため、低解像度モデルでは鉛直輸送による f'_ϕ を見積るために積雲対流パラメタリゼーションを用いることが必須となっており、その影響は非常に大きい。

3.2 これまでに分かった問題と改良

これまで 5km 格子間隔の asuca を開発してきた中で、物理過程の解像度依存性を考慮した開発として以下のような調査・改良を行ってきた。

- 積雲対流スキームの基礎特性調査(1次元テストを活用)
- 格子内の物理量の非一様性を考慮した雲物理過程

また、次のように Δx や積分時間間隔が大きくなったことで顕在化した問題もある。

- 雲物理過程の計算安定性の問題
- 一般座標系の離散化における問題

ここでは、これらの中で、積雲対流スキームの特性調査及びそこから見えてきた問題と、 Δx が大きくなることで顕在化した一般座標系の離散化における問題について取り上げる。

4 積雲対流スキームの 1次元テストを活用した基礎調査

前述の通り、 $\Delta x = 5\text{km}$ のモデルでは積雲対流パラメタリゼーションは重要な役割を担う。このため、現在 MSM で使われている積雲対流スキーム(Kain Fritsch スキーム; Kain and Fritsch (1990)) について 1次元テストなどを用いて調査を行なっている。その中で様々な問題が明らかになった。

例えば、Kain Fritsch スキーム内で計算する積雲の上昇流が強く(場合によっては 20m/s 以上)、その結果、現実大気における積雲の雲頂に比べてサブグリッドスケールの積雲の雲頂が明らかに高すぎる(同 18km 以上)、といったことが分かった(図 1)。これは、サブグリッドスケールの積雲におけるエントレインメントにより上昇流が弱められる効果などが適切でないことを示唆するものである。

さらに、熱帯アマゾンを想定した鉛直 1次元モデルによる理想実験(TRMM-LBA; Grabowski et al. (2006))の結果から、浅い対流から深い対流への遷移が不自然で

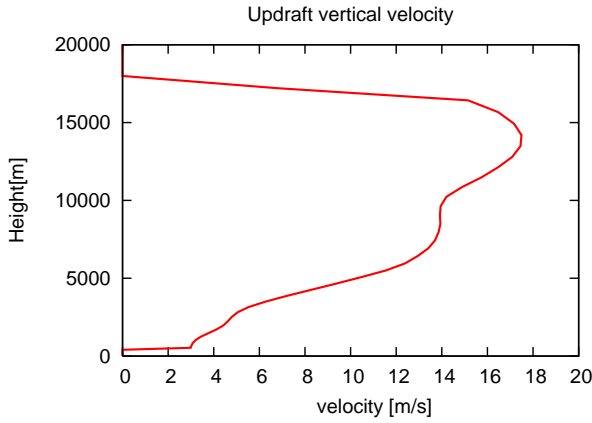


図1 MSMの積雲対流スキームにより計算されるサブグリッドスケールの積雲の上昇流の鉛直プロファイル(赤線)。LNBは約13500mであるのに対し、雲頂が18km程度まで達している。

あることなどが分かり(図2)、対流の強さを決める手法が浅い対流と深い対流で異なることに問題があることが分かった。

また、これまでMSMでは山の風上斜面や海岸に沿った降水を予想し続けるということが問題となっていたが、1次元テストを元に得られた知見から、海上から不安定な成層の空気が流入する場合に、海上では積雲対流スキームが働かず、山の風上斜面や海岸に到達した途端に積雲対流スキームにより蓄積されたCAPEが開放されていることが原因であると判明した。これは、サブグリッドスケールの対流が生じるかどうかを診断するトリガーという仕組みに問題があると考えられる。

このように、1次元テストを用いた調査を行うことで、個々の物理過程の性質や問題点が明らかになってきており、それぞれの物理過程の相互作用に対する理解も深まっている。

発表では1次元テストを元にした調査やその結果を紹介し、そこから得られた問題点について議論を行う。

5 メトリックの離散化における問題

asucaでは一般座標系を採用しており、気圧傾度力は次のように表される。

$$\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i} \frac{\partial}{\partial \hat{x}^n} p \quad (1)$$

p は気圧を表し、 $\partial \hat{x}^n / \partial x^i$ は実空間 x^i と計算空間 \hat{x}^n の変換を行うメトリックというファクター、 J は計算空間と実空間のセル体積比に当たる。ここで、運動量の保存性を高めるために、

$$\frac{\partial}{\partial \hat{x}^n} \left(\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i} \right) = 0 \quad (2)$$

という関係を用いて、式(1)を

$$\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i} \frac{\partial}{\partial \hat{x}^n} p = \frac{\partial}{\partial \hat{x}^n} \left(\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i} p \right) \quad (3)$$

としてフラックス形式にし、離散化を行っている。

しかし、離散化したモデル内の $\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i}$ が、

$$\left[\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^1}{\partial x^i} \right]_{i-\frac{1}{2}}^{i+\frac{1}{2}} + \left[\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^2}{\partial x^i} \right]_{j-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} + \left[\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^3}{\partial x^i} \right]_{k-\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} = 0 \quad (4)$$

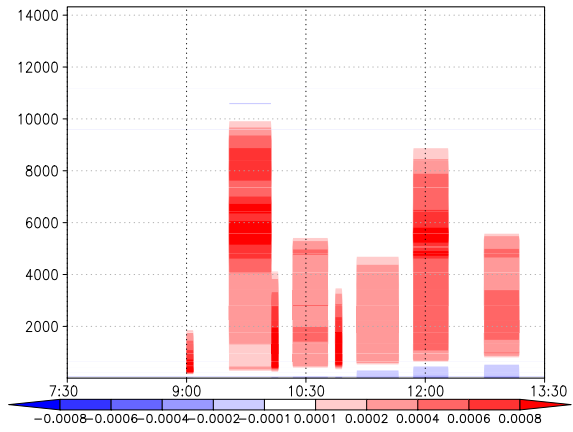


図2 TRMM-LBAによるMSMの積雲対流スキームによる温位時間変化率。縦軸は高度、横軸はローカルタイムを表す。雲頂が高度4000mより低い浅い対流と、高度4000mより高い深い対流で時間変化率が大きく異なることが分かる。

すなわち、式(2)の関係を満たしておらず、気圧傾度力の計算に誤差が生じていることが判明した。格子間隔が大きいかほど J は大きくなるため、メトリックの差分誤差は大きくなる。このため、2km格子間隔でモデルを開発していた際には誤差が比較的小さく、また予報時間が短いために問題が顕在化しなかったが、5km格子間隔にした際に高度場の誤差が非常に大きくなる(12時間予報の500hPaの高度場で-30m~30mの誤差)という形で顕在化した。

式(4)を満たすように $\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i}$ を離散化すればよいのであるが、曲がった実座標系に対して $\frac{1}{J} \frac{\partial \hat{x}^n}{\partial x^i}$ をどのように離散化すべきかは、まだはっきり分かっていない。このため、式(3)によらず式(1)のまま離散化することで気圧傾度力におけるメトリックの誤差が生じないようにしている。

しかし、式(1)はフラックス形式になっていないため、運動量が保存しない。運動量の保存性を高めるため、式(2)を満たすメトリックを作成するためにはどのように離散化すればよいか、現在調査を行っている。

参考文献

- Aranami, K., T. Hara, Y. Ikuta, K. Kawano, K. Matsubayashi, H. Kusabiraki, T. Ito, T. Egawa, K. Yamashita, Y. Ota, Y. Ishikawa, T. Fujita, and J. Ishida, 2015: A new operational regional model for convection-permitting numerical weather prediction at JMA. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling.*, **5**, 5–6.
- Grabowski et al., 2006: Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 317–344.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298.

局地的短時間強雨に対する気象庁高解像度降水ナウキャストの予測精度検証

加藤亮平, 清水慎吾, 下瀬健一, 前坂剛, 岩波越 (防災科学技術研究所), 中垣壽 (日本気象協会)

1. はじめに

「ゲリラ豪雨」とも呼ばれる短時間の局地的豪雨は都市型水害等をもたらすため、その予測手法の開発及び予測精度の検証は重要である。防災科学技術研究所では戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) の一環としてこのような局地的短時間豪雨に対する予測手法の開発を行っている。

降水の短時間予測手法は以下の3種類に大別される。1つ目はレーダーによる雨域等の時間外挿をベースとしたナウキャスト法、2つ目は数値モデルによる予測法であり、これら2つの手法の長所を活かしたブレンド手法が3つ目である。このブレンド手法はある時刻までナウキャスト法で予測し、時間が経つにつれ、数値モデルによる予測に置き換えることにより、予測精度を向上させる手法である。このブレンド手法において、どのタイミングで、どのくらいの割合でナウキャスト法と数値モデルによる予測結果をブレンドすればよいかが1つの研究課題となっている。このブレンドする際の重みは、ナウキャスト法と数値予測法それぞれの予測精度を基に決めるのが望ましい。したがって、局地的短時間豪雨に対するブレンドシステムの開発にあたっては、ナウキャストと数値モデルによる予測の精度が予測時間の増加とともにどのように変化するかを事前に検証しておく必要がある。

本研究では、ブレンドシステムとして採用するナウキャストデータの候補である気象庁高解像度降水ナウキャスト (木川, 2014) を用いて、局地的短時間強雨に対する予測精度の検証を行う。

2. データと事例の抽出

2014年8月に公開された気象庁の高解像度降水ナウキャストデータを用い予測精度の検証を行う。データの予測期間は60分で時間間隔は5分である。このデータには全国をカバーする気象庁のCバンドレーダーに加え、水平分解能が高く偏波情報も加味された国交省XバンドMPレーダー (以後X-MP) のデータも活用されている。水平格子間隔は30分までの予測に対して250m, 35分から60分までは1kmである。この高解像度降水ナウキャストは、単純な時間外挿ではなく、積乱雲の生成や衰退過程も予測する。

事例抽出の対象期間は局地的短時間強雨の頻度の高い暖候期とし、2014年8月8日から9月30日までの54日間とした。なお、データが公開されたのは2014年8月5日であるが、8月7日まで品質の良くないデータが混じっていたため、8月8日を解析開始日とした。

事例の抽出においては、気象庁解析雨量の前1時間積算雨量 (P1h) を利用した。事例の抽出における強雨の条件として、P1hが50mm以上とした。この値は、都心の下水処理能力の限界の目安である。したがって、本研究は都市型水害を引き起こす可能性のある非常に激しい降雨事例に焦点を当てている。次に、局地的なメソスケール (2-20 km) の事例を選択する目的で、

P1h \geq 50 mmの領域を取り囲む、P1h \geq 30 mmの閉曲面の水平スケールが10 km以下 (面積が100 km²以下) の事例を抽出した。さらに、強雨が数時間持続する集中豪雨のような事例を除くため、3時間積算雨量が150 mm以上、もしくは24時間積算雨量が200 mm以上の事例を除いた。

事例抽出の対象領域はX-MPのカバー率のよい関東・中部・近畿において、X-MPの定量観測範囲内 (図1の半径60 km円内) とした。この領域において、P1h \geq 50 mmをもたらした積乱雲群が、そのライフサイクルの大部分において、X-MPの定量観測範囲内に存在するように、X-MPの定量観測範囲の端で抽出された事例を除いた。以上の条件により、局地的短時間強雨が23事例抽出された。

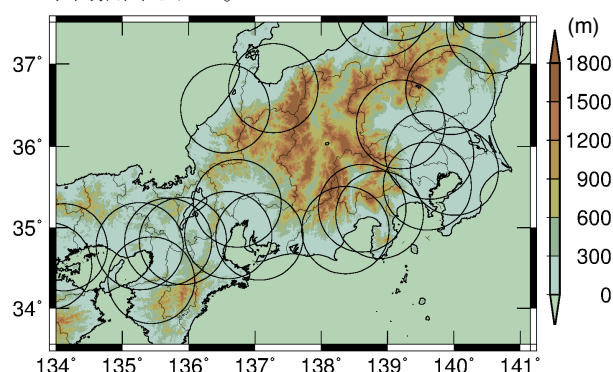


図1 関東・中部・近畿の地図。事例抽出の対象領域はX-MPの定量観測範囲内 (半径60 km円内) である。色調は標高を示す。

3. 予測精度の検証手法

予測精度の検証において、真値を高解像度降水ナウキャストの初期値 (解析値) の降水強度とし、各予測時刻の降水強度の予測値と5分毎に比較した。予測精度検証の指標として、CSI (Critical Success Index), POD (Probability Of Detection), FAR (False Alarm Ratio) を用いた。

評価領域は、ある事例に対してP1hが最大値を記録した地点をおよその中心とする緯度・経度が1° \times 1°の領域とした。この程度の広さの領域を設定することにより、今回の事例ではP1h \geq 50 mmの降水をもたらした積乱雲群のライフサイクルを概ね含むことができた。一方で、P1h \geq 50 mmの降水をもたらした積乱雲群以外の積乱雲群が緯度・経度1° \times 1°の評価領域に存在する場合、これらの予測精度も評価されることになる。しかしながら、P1h \geq 50 mmの局地的短時間強雨が発生した周辺における強雨の予測精度を検証するという目的においては、本評価領域の設定は妥当であると考えられる。

評価期間は、P1h \geq 50 mmをもたらした積乱雲群が生成し消滅するまでとし、そのうちこれらの積乱雲群が緯度・経度1° \times 1°の評価領域内に存在する期間を解析期間とした。この評価期間は事例により異なり、2時間から5時間40分となった。評価期間を決定するための、積乱雲群の検出における降水強度の閾値として、積乱雲群のトレーサビリティが高い20 mm h⁻¹を採

用した。この値は、Z-R 関係からレーダー反射強度に換算すると 43.8 dBZ に相当し、過去の積乱雲群の追跡アルゴリズムの検証で用いられた閾値の値 (44 dBZ, Kyznarova and Novak, 2009) と同程度である。また、40 dBZ の閾値を用いると、積乱雲群を高い精度で追跡可能であることも報告されている (Shimizu and Uyeda, 2012)。

4. 結果

図2に局地的短時間強雨23事例に対して、予測時間毎に平均したCSIと予測時間の関係を様々な降水強度の閾値に対して示す。スコア計算における降水強度の閾値が大きいほど、すなわちより強い雨ほど、どの予測時間に対しても予測精度が低くなることわかる。

図3に局地的強雨23事例に対して平均した予測精度 (CSI, POD, FAR) と予測時間の関係を2つの降水強度の閾値に対して示す。まず、50 mm h⁻¹以上の非常に激しい降水域に対する精度に着目する (図3a)。5分後の予測のスコアは、CSI=0.33, POD=0.53, FAR=0.53であり、5分後ですでに精度は高くない。20分後には、CSI=0.10, POD=0.17, FAR=0.80となり、予測精度が短時間で急激に低下していることがわかる。次に、20 mm h⁻¹以上の強雨に着目する (図3b)。5分後のスコアは、CSI=0.50, POD=0.67, FAR=0.35であり、50 mm h⁻¹以上の非常に激しい降水域のスコアに比べると予測精度は高いものの、十分でない。30分後には、CSI=0.14, POD=0.23, FAR=0.73となり、50 mm h⁻¹の閾値の場合と同じく、予測精度は短時間で急激に低下していた。

5. まとめと今後の課題

1時間積算雨量が50 mm以上の非常に激しい降水をもたらした局地的短時間強雨23事例に対して、気象庁高解像度降水ナウキャストの予測精度を検証した。20 mm h⁻¹以上の強雨域の予測精度は数10分の短時間で急激に低下することが示された。したがって、このような局地的短時間強雨に対して、ブレンディング手法を用いて予測精度を上げるには、数10分先の予測精度がよい数値モデルの結果をブレンドする必要がある。現在、防災科学技術研究所ではこのような数値モデルの開発も進めており、本精度評価の結果を基にブレンディングモデルの開発を進める予定である。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人: JST) によって実施された。

参考文献

- Kyznarova, H. and P. Novak. (2009): CELLTRACK - Convective cell tracking algorithm and its use for deriving life cycle characteristics. *Atmos. Res.*, **93**, 317-327.
- Shimizu, S. and H. Uyeda. (2012): Algorithm for the identification and tracking of convective cells based on constant and adaptive threshold methods using a new cell-merging and -splitting scheme. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 869-889.
- 木川 誠一郎 (2014): 高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について, *気象庁測候時報*, **81**, 55-76.

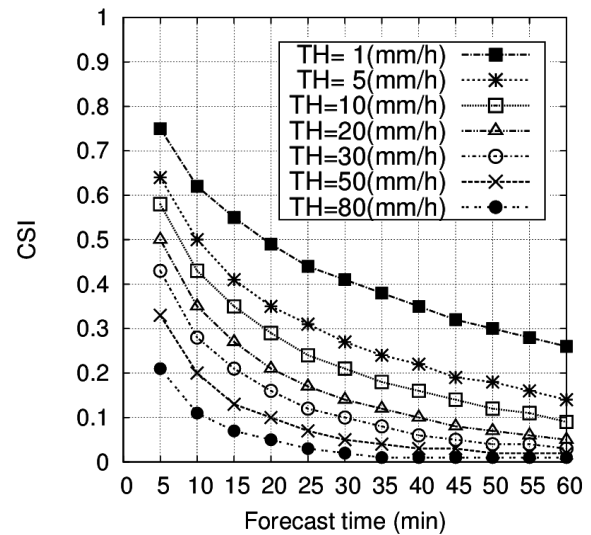


図2 局地的短時間強雨23事例に対して平均したCSIと予測時間の関係。THはCSI計算における降水強度の閾値 (mm h⁻¹) を示す。

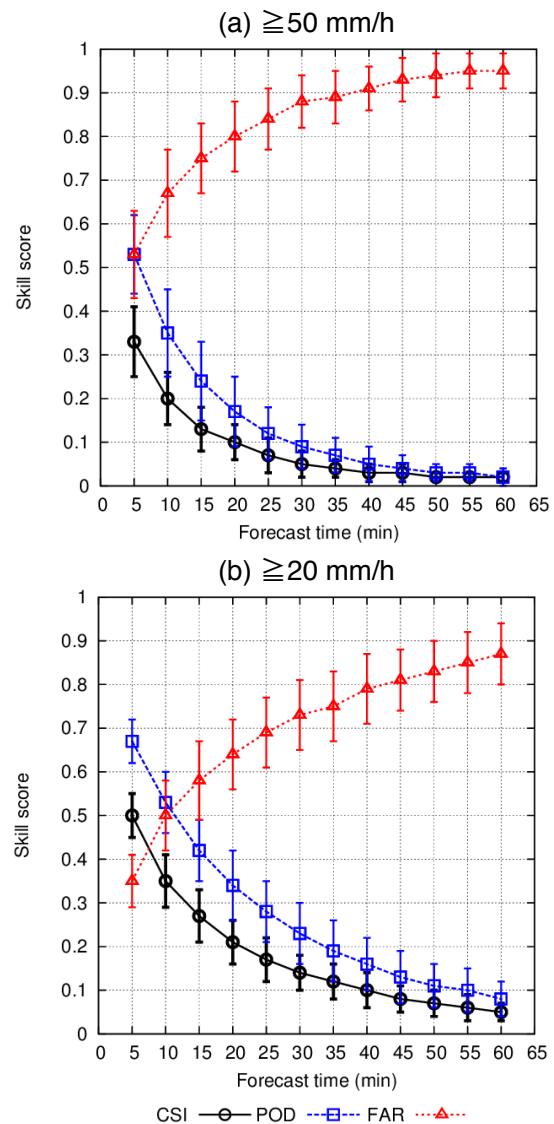


図3 局地的短時間強雨23事例に対して平均した予測精度 (CSI, POD, FAR) と予測時間の関係。降水強度の閾値は (a) 50 mm h⁻¹, (b) 20 mm h⁻¹ である。エラーバーは標準偏差を示す。

多次元ビン法NHMによる氷粒子の表現

*橋本明弘(気象研究所)・三隅良平(防災科学技術研究所)・村上正隆(気象研究所)

1. はじめに

大気中に生じる雲や降水を構成する液体・固体の水粒子は、その化学成分・粒径・形状等の物理化学特性に応じて多様な振る舞いをするため雲・降水現象それ自体や、大気へのフィードバックについての理解を難しくしている。これを克服するための手法として、雲・降水粒子の多様さを表現できる多次元ビン法微物理モデルを気象庁非静力学モデルに導入し、2次元大気を仮定して行った予備実験の結果を報告する。

2. 数値モデル

国内で共同開発された多次元ビン法微物理モデルは、水滴・氷粒子それぞれについて水質量・吸湿性・非吸湿性物質の各質量を、氷粒子についてはさらに粒子のアスペクト比と体積を用いてビン空間を構成する(図1 a)。ビン空間の次元は、水滴については3次元、氷粒子については5次元である。氷粒子の形状は回転楕円体を仮定しており、アスペクト比に応じて円筒型～円盤型等の表現が可能である(図1b)。さらに、質量と体積から粒子密度の診断が可能である(Misumi *et al.* 2010)。この微物理モデルを、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)に導入した。

3. 数値実験

計算領域は水平 80 km、鉛直 10 km の 2 次元空間とし、空間解像度は水平 1 km、鉛直 100-460 m とした。

計算開始時のモデル大気最下層に、周囲との温度差 5 °C の暖気塊を与え、対流を励起した(図 2a, b)。水滴の状態を細分化して表すためのパラメータを純水質量とその他 2 種類の化学成分とし、それぞれに 64, 3, 3 個のビンを与えて、全部で 576 (64×3×3) のビンからなる 3 次元ビン空間を構成した。氷粒子については、さらに、粒子のアスペクト比と体積にそれぞれ 8 個のビンを与え、全部で 36864 (64×3×3×8×8) 個のビンからなる 5 次元ビン空間を構成した。

4. 結果

図 2c, d は、水粒子の融解直径-高度平面における、計算開始後 13 分 20 秒の混合比分布である。数 10 μm の雲粒から数 mm 大の水滴が形成され、一部は地上に落下していた(図 2c)。高度約 3 km より上空では、数 10 μm の雲粒から数 mm の氷粒子が分布していた。図 3 は、高度 6.25km における氷粒子の物理的特性を表している。氷粒子の融解直径とアスペクト比(板状の場合は 1 より小さい、柱状の場合は 1 より大きい)を用いて表した 2 次元スペクトル(図 3a)を見ると、氷粒子の直径は数 μm ~ 数 mm の範囲、アスペクト比は概して 10⁻¹ ~ 10¹ のオーダーであった。その範囲の中でも、比較的、1 未満に偏重する傾向が認められ、この高度の温度(約 -22°C)で卓越する板状の晶癖と整合的であった。氷粒子の融解直径と密度を用いて表した 2 次元スペクトル(図 3b)を見ると、密度は 10 ~ 数 100 kg m⁻³ の範囲にお

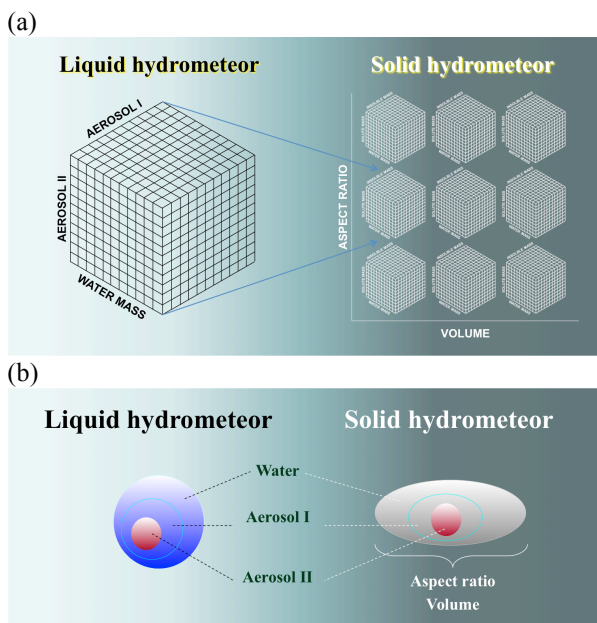


図 1 多次元ビン法雲微物理モデルの (a) ビン空間、(b) 粒子形状の模式図。

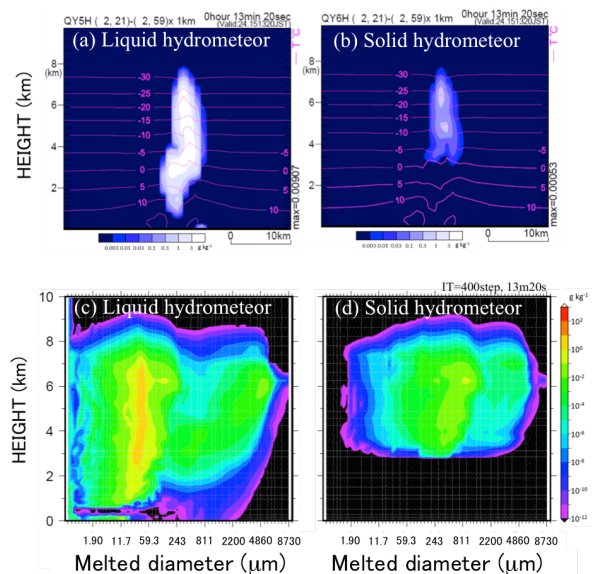


図 2 計算開始後から 13 分 20 秒の (a) 水滴と (b) 氷粒子の混合比分布. (c), (d) 水粒子の融解直径-高度平面における混合比分布。

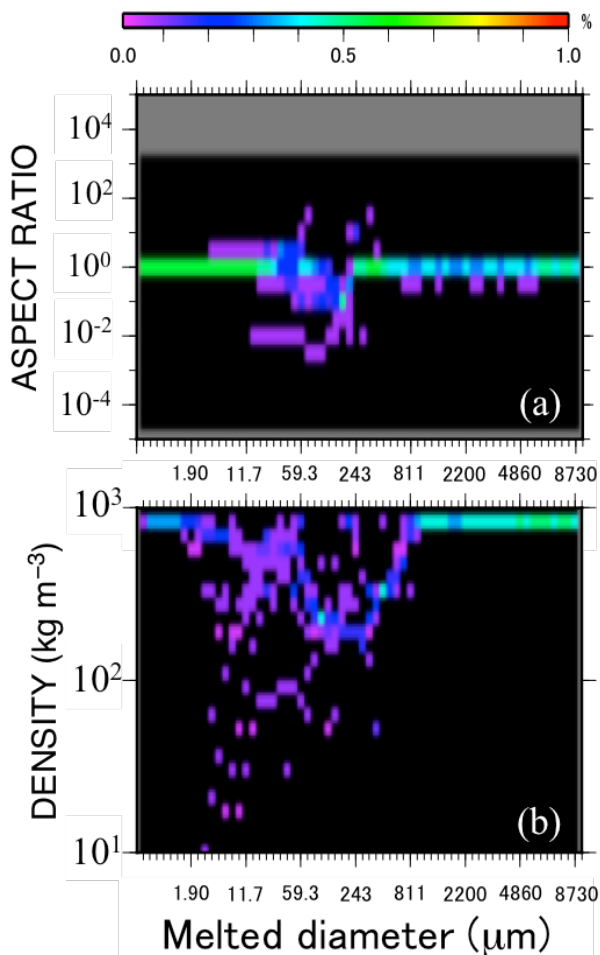


図3 計算開始後から13分20秒、高度6.25 km(気温約-22℃)における氷粒子の (a) 融解直径とアスペクト比、および、(b) 融解直径と密度の二次元スペクトル。

たっていた。密度が 100 kg m^{-3} 前後で融解直径が数 $10 \mu\text{m}$ の粒子は氷晶、融解直径数 $100 \mu\text{m}$ 程度の粒子は密度に応じて雪片や雲粒付き結晶と見なせる。密度数 100 kg m^{-3} で融解直径 $1\text{-}2 \text{ mm}$ は霰粒子、密度 900 kg m^{-3} 程度で融解直径数 mm は雹粒子と見なせる。これらの特徴は、自然の大気中に存在する氷粒子の多様性をよく再現していた。今後、より現実的な条件下で実験を行う必要がある。

謝辞

本研究の一部は文部科学省HPCI戦略プログラム(課題番号: hp120282)の助成を受けた。

参考文献

Misumi, R., A. Hashimoto, M. Murakami, N. Kuba, N. Orikasa, A. Saito, T. Tajiri, K. Yamashita, and J.-P. Chen (2010): Microphysical structure of a developing convective snow cloud simulated by an improved version of the multi-dimensional bin model. *Atmos. Sci. Lett.*, **11**,186-191.doi:10.1002/asl.268.

固定アンビル温度仮説の上層雲サイズへの依存性

*野田 暁¹, 清木達也¹, 佐藤正樹^{2,1}, 山田洋平¹

¹海洋研究開発機構, ²東大大気海洋研究所

1. はじめに

Hartmann and Larson (2002)は上層雲の温暖化応答の制約の1つとして固定アンビル温度(Fixed Anvil Temperature)仮説を提唱した。すなわち雲頂気温の変化は小さいためにOLRの変化に重要ではない。FAT仮説によれば地表面気温の増加に依らず熱帯上層雲の雲頂温度はほぼ一定に保たれる。このため温暖化大気においても地球大気は上層雲に伴う赤外放射(OLR)量の増加は大きく抑制されることになる。しかし、どの程度の雲頂気温変化を”小さい”と見做すことが出来るのかは曖昧にされてきた。実際、CMIP3の結果では上層雲の雲頂気温はわずかに上昇しており、少なからずOLRの変化に寄与している。本研究では全球非静力学モデル(NICAM)を用いてOLRの変化が起こる要因を定量的に評価することでFAT仮説の適応可能性について調べる。

2. 数値実験と雲サイズの定義

用いたモデルはNICAMである。全球ではほぼ均一な7km格子を用いて現在気候と将来気候実験を行った。現在気候実験の時間積分は2004年6月1日から1年間行った。将来気候実験はCMIP3のA1Bシナリオ実験による海面温度上昇量を上乘せして与えた。そして2004年5月1日のNCEP解析値を初期場として1ヵ月間スピニアップし、6月1日から1年間積分した結果を比較した。CO₂濃度を全球一様に2倍にした。6時間毎に出力したデータを低緯度域(30°S–30°N)について解析した。詳細な実験設定はNoda et al. (2014)を参照して欲しい。OLRが210W m⁻²以下の領域を上層雲域とした。

3. OLRの診断

どの要素がOLRの変化に寄与しているのか調べるために、まずOLR, F , を

$$\begin{aligned} F &\cong \sigma \varepsilon T_{CT}^4 + F_{CB} \\ &\cong \sigma \varepsilon T_{CT}^4 + (1 - \varepsilon) F^{CLR} \end{aligned} \quad (1)$$

で診断する。ここで、 F_{CB} と F^{CLR} (W m⁻²)はそれぞれ上層雲の雲底高度からの上向き長波放射と晴天大気を仮定した上向き長波放射、 $\sigma (= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4})$ はステファンボルツマン定数である。雲の上向き射出率 ε は

$$\varepsilon = 1 - \exp(-a\tau), \quad (2)$$

で与える。ここで、 $a = 0.79$, τ は雲の光学的厚さである。 F の温暖化応答 ΔF は式1を用いて、

$$\begin{aligned}\Delta \bar{F}^{(i)} &\cong \left(\frac{\partial F}{\partial \varepsilon} \right)_{T_{CT}, F^{CLR}} \Delta \varepsilon^{-(i)} + \left(\frac{\partial F}{\partial T_{CT}} \right)_{\varepsilon, F^{CLR}} \Delta T_{CT}^{-(i)} + \left(\frac{\partial F}{\partial F^{CLR}} \right)_{\varepsilon, T_{CT}} \Delta F^{CLR(i)} \\ &\equiv F_{\varepsilon} \Delta \varepsilon^{-(i)} + F_T \Delta T_{CT}^{-(i)} + F_F \Delta F^{CLR(i)},\end{aligned}\quad (4)$$

ここで、

$$F_{\varepsilon} = \sigma \left(\overline{T_{CT}^{-(i)}} \right)^4 - \overline{F^{CLR(i)}}, \quad (5)$$

$$F_T = 4\varepsilon^{-(i)} \sigma \left(\overline{T_{CT}^{-(i)}} \right)^3, \quad (6)$$

$$F_F = 1 - \varepsilon^{-(i)}. \quad (7)$$

であり、オーバーバーと (i) は i 番目の雲域の平均値を意味する。OLRの診断式(式4)を用いることで ε 、 T_{CT} 、 F^{CLR} の変化のOLRの変化への寄与を定量的に評価出来る。

4. 結果

図1は式4の各項を上層雲半径(r)の関数で示している。各項の寄与の大きさを比較するとOLRは $r > 50\text{km}$ では $1.0\text{--}3.5\text{W m}^{-2}$ 程度変化している。3つの項のOLRの変化の寄与は雲のサイズに依存して変化している。雲射出率の変化は $r=90\text{km}$ 付近でもっとも大きい。 T_{CT} の変化の寄与は雲半径とともに増加する。そして、 $r > 340\text{km}$ では T_{CT} の寄与は ε の寄与とほぼ同程度となる。対照的に、 F^{CLR} の寄与は非常に小さく、OLRを減少させるように寄与している。従って、FAT仮説が成り立つか否かはどのサイズの雲の出現頻度が高いかに大きく依存することになるが、雲の出現頻度は小さいサイズほど指数関数的に大きくなるため(Inoue et al. 2008; Noda et al. 2014)、 T_{CT} の変化の寄与は2次的であり、むしろ ε の変化の寄与が重要となる。以上より、FAT仮説は有用であることがわかる。

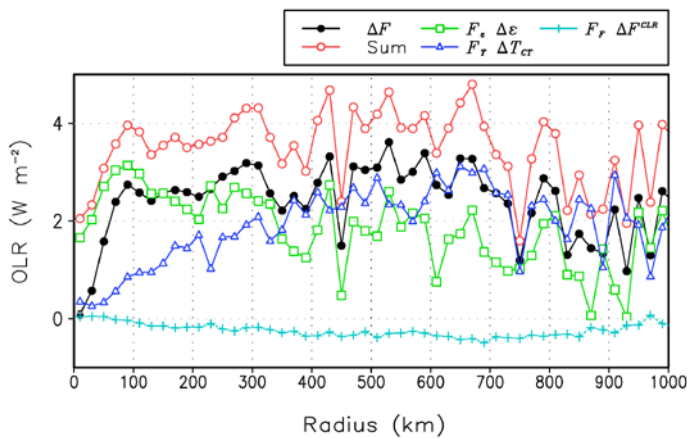


図1 温暖化によるOLR変化の収支解析(式4)。雲半径(横軸)のビンサイズは20km。

参考文献

- Hartmann and Larson (2002), GRL, 29.
Inoue et al. (2008), JMSJ, 86A, 1-15.
Noda et al. (2014), JCLI, 27, 7753-7768.

謝辞

この研究は文部科学省推進事業であるリスク情報創生プログラムと戦略分野3の補助を受けて行われた。数値実験とデータ処理はスーパーコンピュータ京と地球シミュレータを用いて行われた。

GCMによる巻雲のシミュレーション

*清木 達也¹、小玉 知央¹、佐藤 正樹^{1,2}、端野典平³、萩原雄一朗³、岡本創³

1. 海洋研究開発機構、2. 東京大学 大気海洋研究所 3. 九州大学 応用力学研究所

1. はじめに

巻雲のシミュレーションはモデルの鉛直解像度に強く依存する事が考えられる。CALIPSO と CloudSat の衛星観測データが利用可能になって以来、全球の巻雲の鉛直構造の解析が進められてきた。Haladay and Stephens (2009)の解析によると、熱帯域の巻雲は幾何学的厚さ 1.6km 程度、光学的厚さは 0.1 以下と非常に薄い事が分かった。一方で、IPCC-AR5 参加 GCM のほとんどが鉛直層数 20~40 層程度であり、圏界面付近は 1000mを越えるものが多い。この為、GCM では巻雲の鉛直構造を表現する事が困難であり、巻雲の雲放射効果および、関連した雲フィードバックのシミュレーションに大きなバイアスが生じている事が予期される(e.g., Li et al., 2012; 2013)。本研究では、非静力 GCM である NICAM(Satoh et al., 2014)を用いた高解像実験を行い、巻雲分布の鉛直解像度依存性を調査した。本研究結果は雑誌 GRL に Seiki et al. (2015)としてまとめられている。

2. 実験設定

本研究では Hashino et al. (2013)の実験設定を基に、水平解像度 Δz 、鉛直解像度 Δx 、雲微物理の設定を変更した。NICAM を用いた標準的な実験設定では大気上端を高度 40000mとし、鉛直層数を 40 層とっている。 Δz は高度と共に線形に増加するよう設定されており、大気境界層内では 100m 前後と細かい値を取るが、圏界面付近(高度 16km 程度)では $\Delta z \sim 1350m$ と非常に粗くなっている。そこで、本研究では高度 20000m 以下の鉛直解像度を最大で 400m、200m、100m に固定する実験を行った(それぞれ鉛直層数は 74, 128, 236 層)。水平解像度は 28km, 14km の二通りで実験を行い、鉛直解像度依存性の妥当性をチェックした。雲微物理モデルには 2 モーメントバルク法モデル NDW6(Seiki and Nakajima, 2014; Seiki et al., 2014)を用い、サブグリッドの雲モデリングは用いていない(積雲パラメタリゼーションや水蒸気・温度のサブグリッド PDF など)。計算事例は 2008 年 6 月 15 日 00:00UTC を計算初期値とした 10 日間とし、後半 5 日間を解析に用いた。衛星データとモデルの比較には Joint-Simulator (Hashino et al., 2013)を使った。

3. 計算結果

巻雲の雲物理特性・光学特性を表現するには少なくとも 400mの鉛直解像度が必要である事が

分かった。鉛直解像度が 1000m程度の場合、薄い雲氷が圏界面付近に長くとどまり、熱帯から亜熱帯にかけて強い正の雲放射強制力を示すことが分かった。鉛直解像度を 400m, 200m, 100m と細かくするにつれて、巻雲の雲量は半分程度になり、雲頂高度は下がり、巻雲の層厚は薄くなり、結果として雲放射強制力が小さくなった(30S-30N 平均値で約 $7Wm^{-2}$)。NICAM の標準実験において亜熱帯に見られた OLR の負バイアスは鉛直解像度を高める事で解消され、CERES 衛星観測データに近づいた。

雲氷量、雲氷有効半径の鉛直分布を CALIPSO、CloudSat 衛星のリトリーバルデータ(Hagihara et al., 2010; Okamoto et al., 2010; Yoshida et al., 2010)と比較したところ、標準実験は雲氷量(IWC)・雲氷有効半径(REI)ともに過小評価している事が分かった(図1左)。そして、鉛直解像度を高めるにつれ、シミュレーション結果は衛星データに近づいた。

鉛直解像度が粗い場合、雲頂付近の放射冷却が著しく小さい値を取る事が分かった(図1右)。鉛直解像度を高める事によって雲放射相互作用が強まり、巻雲の成長が強まる事が指摘された。

上記結果の鉛直解像度依存性は $\Delta z=400m$ でほぼ収束しており、GCM の鉛直解像度には少なくとも $\Delta z=400m$ が必要である事を結論付ける。計算コストは鉛直層数にほぼ比例する為、他の GCM にとっても鉛直 74 層は受け入れ可能であると考えられる。

4. 謝辞

本研究は気候変動リスク情報創生プログラムの支援によって行われています。共著者の一部は文部科学省科学研究費助成事業基盤研究 A (25247078) の助成を受けました。シミュレーションには地球シミュレータを用いました。

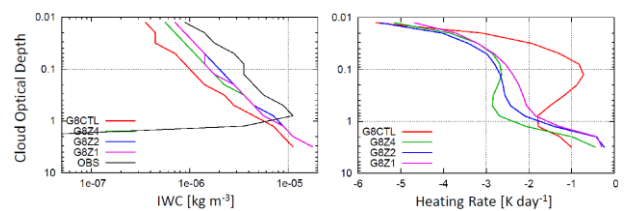


図1. IWC [$kg m^{-3}$] (左) および巻雲内の放射加熱率 [$K day^{-1}$] (右) の鉛直分布。2008 年 6 月 20 日から 25 日までの熱帯平均値。黒線が観測(左図のみ)で色線が各数値実験の結果。

ビン法雲微物理モデルの結果を使った 暖かい雨のバルク法モデルの改良

*中村晃三¹、藤吉康志²、坪木和久^{1,3}、久芳奈遠美⁴

1:海洋研究開発機構、2:北大低温研、3:名大地球水循環、4:東大大気海洋研

1. はじめに

境界層上部にできる雲は、放射過程を通じて気候に大きな影響を与えるため、その生成・消滅過程を適切にモデル化することは、気候学的研究の上で大変重要な問題である。特に、雲から雨への変換、雲の寿命、雲の放射特性などが重要なポイントであるが、それらの過程、特性には、雲粒径分布が大きく影響するため、その過程を正確に再現することが求められている。大規模モデルをはじめ多くのモデルで使われているバルクモデルでは、例えば、水粒を落下を無視できる雲粒と、落下を考慮する雨粒に分けて表現するが、雲粒から雨粒への変換速度などは、粒径分布を仮定した実験式などから得られた経験式を使っており、その不確実性が重大な問題となっている。

雲粒から雨粒への変換などをうまく表現する方法としてよく使われているのが、ビンモデルである。ビンモデルでは凝結した水粒を、その大きさによってビンと呼ばれるいくつかのグループに分け、それぞれのビンに含まれる水粒の混合比、数密度などを予測変数とし、その変数の時間変化によって、雲粒から雨粒への変換などを表わす。この過程には、バルク法で使われるような経験式は含まれておらず、より正確な再現が可能だと考えられている。

しかし、ビンモデルでも、さまざまな過程に経験的な式が含まれており、それらの違いによって異なった結果が得られる。これまで、海洋研究開発機構(JAMSTEC) シームレス環境予測研究分野(DSEP)では、坪木らが開発してきたCReSSに、久芳・藤吉が開発したビン法モデル(以下、KFモデル。詳しくは、Kuba and Fujiyoshi 2006を参照)を組み込み、大西洋の貿易風帯で行われたRICO(Rain in Cumulus over the Ocean Experiment 2004-2005)で観測された積雲の再現実験を行ってきた。

その結果、観測や他モデルの結果と比較して、雲内の平均雲粒数密度が高さとともに大きく減少するという結果が得られた。その原因を調べるために、KiD(KiDについては謝辞を参照してください)と呼ばれる設定を使って、Tel-Aviv universityのビンモデル(TAUモデル)などと比較し、エアロゾルの活性化=初期雲粒粒径分布の決定方法に問題があることが分かった。そこで、初期雲粒粒径分布の決定法に修正を加えた結果について報告する。

なお、本来のKFモデルでは隣り合ったビンの質量比が $\sqrt{2}$ の70のビンを使ったが、ここでは、TAUに合わせて、隣り合ったビンの質量比が2の34のビンを使った結果を示す。

2. モデルと数値実験の設定、結果

RICOの貿易風帯積雲のシミュレーションのための設定などは、<http://projects.knmi.nl/rico/>を参照していただきたい。

暖かい雨のビンモデルには、以下の3つの過程が含まれる。それは、

- ① 凝結核の活性化による初期雲粒生成、
 - ② 凝結成長、
 - ③ 落下、衝突併合成長、および、分裂、
- である。今回、新しくしたのは、①過飽和になった時の雲粒初期分布の決定方法で、その詳細は以下のとおりである。(記号の意味は後述)

1. $q_c(K) < q_{c_{cr}} \vee (S(K) > 1.01 \wedge n_c(K) < n_{c_{cr}})$ の場合
 - (a) $n_c(K) > n_{c_{cr}}$ の場合
 - i. $q_c(K-1) < q_{c_{cr}} \wedge n_c(K-1) < n_{c_{cr}}$ 流入途中での活性化分を計算
 - ii. 他 何もしない
 - (b) $n_c(K) < n_{c_{cr}}$ の場合
 - i. $\Delta q_v > q_{c_{cr}}$ この場での活性化(Δq_v)を計算
 - ii. 他 何もしない
2. $q_c(K) > q_{c_{cr}} \wedge q_c(K-1) > q_{c_{cr}}$ の場合
 - (a) $n_c(K-1) > n_{c_{cr}}$ 何もしない
 - (b) $n_c(K-1) < n_{c_{cr}}$ 流入途中での活性化分を計算

ここで、 q_c は、雲水混合比、 n_c は、雲水数密度、 S は相対湿度、 K は鉛直方向の格子番号、 $q_{c_{cr}}$ と $n_{c_{cr}}$ は雲水混合比と雲水数密度の臨界値で、雲水混合比と雲水数密度がそれ以上の値であったら、十分な雲粒があり、その成長のため活性化は起こらないと考える値である。今回は、 $q_{c_{cr}} = 2.0 \times 10^{-5} [\text{g/kg}]$ 、 $n_{c_{cr}} = 20 [\text{cm}^{-3}]$ を使った。また、 Δq_v は、過飽和分の水蒸気混合比である。

ここで、活性化を計算する場合は、観測されたエアロゾル分布をパーセルモデルに入れ、様々な上昇流によって得られる活性化する凝結核の数を求め、上昇流速の関数として全雲粒数密度を与え、 Γ 分布によって各ビンに分配することにした。ここで、 $\Delta q_v > q_{c_{cr}}$ になるまで活性化を考えないのは、その程度の凝結水量がないと十分な意味のある Γ 分布が作れないからである。なお、流入途中での活性化とは、同様にして得られる分布を流入体積の割合分だけ加えることである。

この方法と前の方法での結果を比較したものが図1と図2である。図2右に示されたように、新しい方法を使った場合、これまでのように雲粒数密度が高さとともに極端に減少する傾向は見られなくなった。雲頂高度がやや高くなっていて、他のモデルに比べても高いので、

これが新しい雲微物理過程によるものかどうか、確認中である。

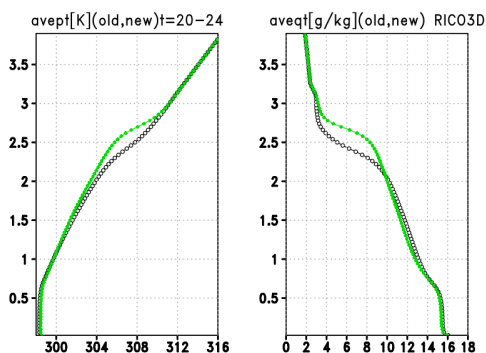


図1 水平平均した温位 [K] と全水混合比 [g/kg] の鉛直分布。20時から24時までの時間平均値。緑(白黒では灰色)が新しい方法の結果。

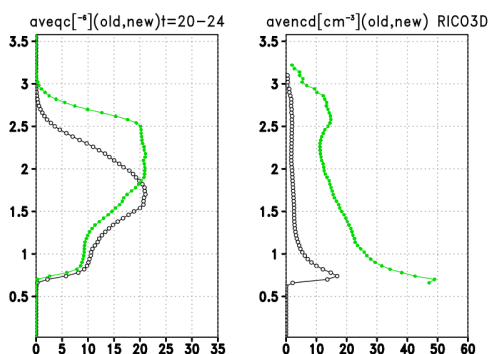


図2 水平平均した雲水混合比と、雲格子でのみ平均した雲粒子数密度の鉛直分布。20時から24時までの時間平均値。但し、雲格子は、雲水混合比が0.01g/kg以上の格子として定義している。色は図1と同じ。

3. KiD を使って得られた各プロセスの影響

KF モデルの影響を詳しく調べるために、KiD を使って、TAU モデルと比較した結果を示す。

KiD は、単純な流れ場を与え、雲微物理過程モデルをいろいろと入れ替えることで、雲微物理過程モデルの特徴を調べることができるものだが、ここでは、RICO の再現実験で得られるような実際的な流れ場での影響を調べた。そのため、CReSS を2次元で RICO の設定で動かし、その流れ場を全ステップで保存し、それを読み込みながら、いろいろな雲微物理過程モデルで動かすことができるようにした。ここでは、久芳・藤吉モデル (KF) と Tel-Aviv university モデル (TAU) の2つのビンモデルを比較する。全体の比較だけでは分かりにくいので、それぞれのモデルを、①凝結核の活性化による初期雲粒生成、②凝結成長、③落下、衝突併合成長、および、分裂、の3つの部分に分け、それぞれの過程をどちらのモデルでも選択できるようにした。

図3のそれぞれの列のなかでの赤と緑の差を見ると、左列で差が大きいことがわかる。これは、①にKFとTAUのどちらを使うかということが結果に大きな影響を与えることを示している。エアロゾルの活性化、つまり、初期雲粒粒径分布の決定は、初期だけでなく、その後の雨への発達にも関係する重要、かつ、難しい問題である。過飽和度の関数として活性化する凝結核の数を決

める Twomey の式などがよく使われるが、このときの過飽和度は通常の雲解像モデルで扱われる 100 m、数秒程度の解像度では不十分であると考えられており、その欠点を回避するための方法もいくつか提案されている。

KF モデルでは、パーセルモデルによる数値実験から作られたパラメタリゼーションを使って活性化する凝結核数(雲粒子数密度)を求めているが、他のケースへ拡張する場合など、いちいちパーセルモデルを使わずに済む方法を考案する必要があり、今後の検討課題である。

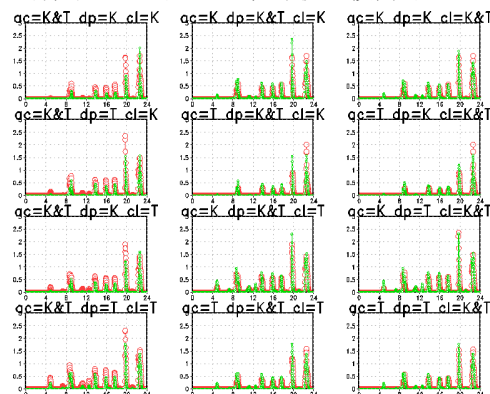


図3 3つの過程を久芳・藤吉 (KF) モデルと Tel-Aviv university (TAU) モデルのどちらかを選択できるようにした場合の地表降水の時間変化。左列は①としてKF(赤、白黒では大きな丸)とTAU(緑、白黒では小さな丸)を使い、他の②と③の過程は、上から順に、KF-KF、TAU-KF、KF-TAU、TAU-TAU を使った結果を示す。中列は②がKF(赤)とTAU(緑)で、①と③は、左列と同じ順番に変えた結果、右列は③がKF(赤)とTAU(緑)で、①と②は、左列と同じ順番に変えた結果である。

4. バルクモデルの改良

ビンモデルの結果をバルクモデルの改良に使うために、ビンモデルの結果を、適当なビンで雲と雨に分け、バルクモデルでの各プロセス(凝結成長、autoconversion、衝突併合、蒸発)に相当する過程を調べ、それぞれの過程を表現するのに、何の物理量を用いるのがもとももらしいかを調べてきた。物理量の候補としては、これまで、過飽和度、雲水混合比、雲粒子数密度、雨水混合比、雨水数密度などを使っていたが、最近のバルクモデルでは、乱流強度も使うような複雑な表現も使われるようになってきている。今回のビンモデルでは、衝突係数に乱流の効果が入っていないが、今後、そのようなビンモデルも使う可能性があるため、それらも候補に入れられるように修正していく予定である。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省 HPCI 戦略プログラム(課題番号: hp130012, hp140220, hp150214)の助成を受けた。

KiD は、Kinematic Driver for microphysics inter-comparison の略称で、運動学的場(力学場)は外的に与え、雲微物理過程だけを様々なサブルーチンで置き換える環境で、英国 MetOffice の Shipway によって提案され、雲微物理過程研究者が自由に使えるように提供されたものである。ここに感謝の意を記す。なお、詳しい設定は、<http://appconv.metoffice.com/microphysics/index.shtml> を参照していただきたい。

相変化が下層雲の雲セルの間隔に与える影響

宮本 佳明¹, 野田 暁², 佐藤 陽祐¹, 西澤 誠也¹, 八代 尚¹, 梶川 義幸¹, 吉田 龍二¹, 山浦 剛¹, 富田 浩文^{1,2}

1: 理化学研究所計算科学研究機構, 2: 海洋研究開発機構

1 背景

東部太平洋など大陸の西岸では境界層上部に下層雲（層積雲・積雲）が恒常的に存在する。下層雲は、寿命の長さや地球表面を覆う面積の広さから地球の放射収支に大きな影響を与える。下層雲が存在する流れ場は、広く弱い上昇流域で雲が存在する close セルと狭く強い上昇流域で雲が存在する open セルの二つに分けられる。そのため、下層雲域において雲が占める面積は各雲セル間の距離に大きく依存するとされており（Sato et al. 2015a、以下 S15）、被覆面積を求める上でも、雲セル間の距離を決めるメカニズムを理解することが重要である。

実際に、海面水温が高くなるにつれセルの間隔が広がるのが観測されている。海面温度の増加は海面の潜熱・顕熱フラックスを増加させ、活発な凝結を促す。すると雲粒は雨粒まで成長して落下し、それに伴う下降流が地表付近に発散場を形成する。この発散流が隣のセルのと衝突することで新たなセルを作り出すという機構が働くと考えられており、水滴が落下すること（降水の存在）が重要となる。

雨粒形成のタイミングは、海面フラックス以外にも雲の凝結核となるエアロゾルの数濃度にも大きく依存する。エアロゾルが少ない環境場では、同じ過飽和度で考えると、大きい水滴が形成される。一方でエアロゾルが多い環境場では、一粒あたりの水蒸気量が少なくなり形成する水滴は小さい。初期から粒径が大きい場合、すぐに雨粒大に成長して落下する。通常、沿岸域の方がエアロゾルが多いため、沖合に行くと共に個数が減っていき、降雨が生じてセルの間隔が広がると解釈される（Wang and Feingold 2009）。

一方で、下層雲が存在する境界層の流れ場は3次元の Rayleigh-Bénard 対流場と類似している。この点から、セルの間隔は Rayleigh 数（海面水温と自由大気との温度差や境界層深さなどの関数）に依存し、卓越する波数が Ra 数と共に増加すると推察できる。即ち、低い温度差の方が低い波数の（間隔が広い）構造が出現しやすいが、観測結果と逆の傾向である。一方で、相変化（上昇流域での加速）を加味するとセルの間隔は広がる（Tritton and Zarraga 1967）。

下層雲は水物質の相変化に感度が高いことが分かっており、雲セルによる熱輸送を考えるとセル間の間隔も相変化に影響されることが考えられる（詳細は後述）。そこで本研究では、相変化と下層雲の間隔との関係を明らかにすることを目的とする。

2 実験設定

本研究では S15 による SCALE-LES (Nishizawa et al. 2015, Sato et al. 2015b) を用いた広領域の下層雲の数値実験結果を解析する。計算領域は x, y, z 方向にそれぞれ 784, 28.8, 1.7 km、格子幅は水平 50 m、鉛直 5 m である。 x 方向に 5 m s^{-1} の背景風を与えており、上流（下流）側に 247（241）km の Buffer 領域を設けてある。Sub-grid scale の乱流による拡散過

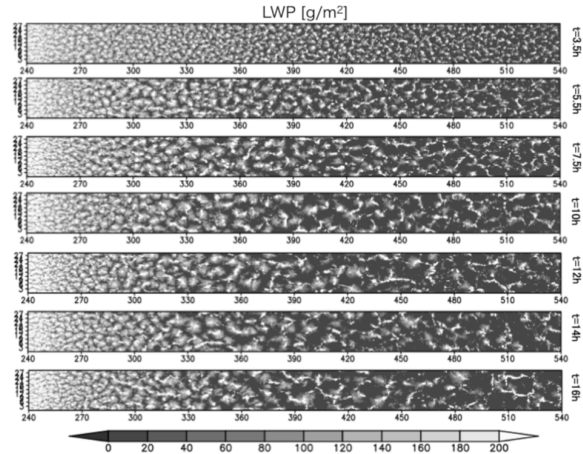


図 1: 数値実験中の各時刻における Liquid Water Path (LWP) の水平分布図。S15 の図 1 を引用。図に向かって左（右）側が上（下）流側に相当する。

程は標準 Smagorinsky モデルを非等方格子用に改善したモデル (Scotti et al. 1993)、雲物理過程は 5 種の混合比と数濃度を解く Seiki and Nakajima (2014) のダブルモーメントスキーム、長波放射による冷却過程は DYCOMS-II RF01 (Stevens et al. 2005) の放射スキームにより解いた。全ての予報変数式に初期値に戻すニュートン冷却項を加えており、時定数は水平方向に 300 s、鉛直方向に 10 s とした。摩擦速度を 0.25 m s^{-1} で、潜熱（顕熱）フラックスを上流端で $93 (16) \text{ W m}^{-2}$ 、下流端で $200 (40) \text{ W m}^{-2}$ という値で、領域内では両端の値を線形内挿した固定値を与えた。過飽和度 1% で活性化する CCN の数を N_{CCN} として、 $N_{CCN} = 250 \exp(-7.0433 \times 10^{-3} x) \text{ cm}^{-3}$ という関数で与えた。全ての予報変数に対して、大規模沈降流を $1.33 \times 10^{-6} \text{ z m s}^{-1}$ という固定値で鉛直移流項に加えた。コリオリ力は考慮しなかった。初期条件として、温位及び水蒸気・液水混合比は DYCOMS-IIRF02 (Ackerman et al. 2009) の値を水平一様に与えた。また境界層内 ($z \leq 795 \text{ m}$) で温位・水蒸気混合比にそれぞれ $0.1 \text{ K} \cdot 2.5 \times 10^{-6} \text{ kg kg}^{-1}$ のランダム摂動を与えた。以上の条件で 16 時間の時間積分を行った。さらに詳しい設定は S15 を参照されたい。

3 雲セルの抽出条件

S15 の結果では雲セルが存在し、これらは open セルの構造をしているため、雲の部分で強く狭い上昇流が存在することが示唆される。そこで Miyamoto et al. (2013, 2015) の深い対流の抽出方法を基に、鉛直流速と雲水・雨水混合比を用いた雲セル抽出方法を構築した。まず高度 500 m の鉛直速度に対して水平方向に 1-2-1 平均を 100 回行う。次に周囲の格子点との水平勾配を計算して極大点を選出し、その格子点での凝結物（雲水と雨水の和）質量の鉛直積算値が 2 g よりも大きければ、雲セルとして特定する。

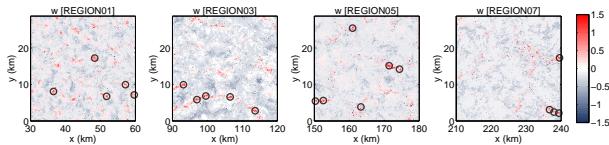


図2: REGION1, 3, 5, 7における鉛直速度の水平分布図。黒丸印は本解析手法で抽出した雲セル中心の位置である。解析時刻は積分開始14時間後である。

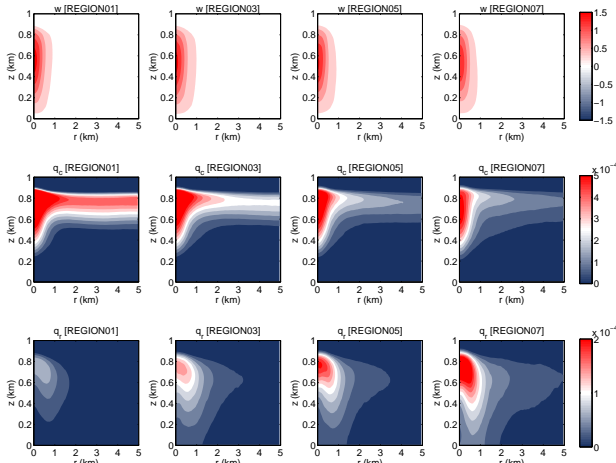


図3: 図2と同じREGIONにおける抽出した全ての雲セルの鉛直速度(上段)・雲水混合比(中段)・雨水混合比(下段)の合成図。横軸は雲セル中心からの距離(半径)、縦軸は高度を示す。

4 結果と考察

図1はS15で得られたLiquid Water Path (LWP)の水平分布図である。積分5.5時間後では、計算領域ほとんどの領域で空間スケールが小さく間隔が狭い雲が存在している。時間が経つにつれて下流側で雲が大きくなり、間隔も広がる。一方で上流側は常に小さい雲が多数存在している。このLWPの分布は、しばしば観測される下層雲の分布と整合的である。

S15は雲セルが存在する流れ場を解析してopenセル的であることを示した。観測から、沿岸域(上流域に相当)でcloseセル構造を伴い、より沖側(下流側)でopenセル構造が存在し、流れ方向にセルの間隔が広がることが分かっている。S15の結果は後者の流れ構造と整合的である。本研究ではS15と同様にBuffer領域を除く296kmを等間隔に8つのREGIONに分け、各REGIONごとの結果を比較した。S15は雲の被覆面積の時間変化から、積分開始10時間後には準定常的になっていたことを示しており、本研究では解析時刻として計算期間最後の2時間を対象とした。

まず今回構築した手法の妥当性を確認するため、図2に4つのREGIONでの鉛直流速と特定された雲セルの位置を示す。上流側ほど鉛直流速の細かなピークが多く見られ、下流側ではその間隔が広がっており、LWP(図1)と整合的である。抽出した雲セルの位置は上昇流の極大と良く一致しており、今回の手法により鉛直流速極大を抽出できることが分かった。

次に図3に4つのREGIONにおいて抽出された全ての雲セルで平均した鉛直速度・雲水混合比・雨水混合比の半径-高度断面図を示す。各変数の分布から、

定性的に雲セルの構造を良く表現できていることが分かる。具体的には、鉛直流速・混合比全てでセル中心で極大を持ち、半径と共に減衰する。雲水は境界層上端付近($z \approx 800$ m)に広がっており、雲セルは典型的に半径数百mの水平スケールを持つことが示唆される。雨水は中心から数km外側に極大を持つ。

鉛直速度はREGIONごとの違いが小さい一方、雲水は外側で顕著に異なり、下流側ほど混合比が小さい。逆に雨水混合比は下流側ほど外側が大きく、特にREGION03以降は半径数kmで地上まで到達している。上流側では流れ構造はopenセル的であるが、広い領域を雲が覆っており、LWPではcloseセル的に見ると考えられる。下流側では上昇流域と雨を伴う下降流域が近接しており、積雲的な構造になっている。

それでは、なぜ下流側ほど雲セルの間隔が広がるのだろうか?ここでは、既存のものに加えて新たに以下のメカニズムを提案する。Rayleigh-Bénard対流との類似を基に、各雲セルは下層と上層の温度差を解消するために働くと考え、一つの雲セルが運ぶ熱量に注目する。例えば同じ不安定度するとき(同じ熱量を運ぶ必要があるとき)、一つのセルが運べる熱量が多いほど少ないセルで賄え、セル間隔は広いと考えられる。相変化を伴う際には、凝結が上層の雲層で起きるため、正味の上向き熱輸送が存在し熱輸送の効率が高い。さらに降雨に伴い下層に運ばれた水が蒸発すると、下層を冷却するためより効率的に熱を運ぶように働く。もし降水が無く、凝結時と同様に全て上層で蒸発したとすると、相変化による熱輸送は0となる。つまり降水による蒸発域の変化は、熱輸送を活発化して雲セル間隔を広げるように働くと考えられる。

5 まとめと今度

本研究では、境界層内に現れる雲セルの間隔を決める上で相変化が重要と考え、それを検証することを目的とする。下層雲に関する大規模理想実験結果から雲セルを抽出することに成功したため、今後は雲セル単体が運ぶ熱量に注目して解析を行う。

参考文献

- Ackerman, A. S., et al., 2009: Mon. Wea. Rev., 137, 1083–1110.
- Miyamoto, Y., et al., 2013: Geophys. Res. Lett., 40, 4922–4926.
- Miyamoto, Y., et al., 2015: Atmos. Sci. Lett., 16, 305–309.
- Nishizawa, S., et al., 2015: Geosci. Model Dev., 8, 3393–3419.
- Sato, Y., et al., 2015a: SOLA, 11, 75–79.
- Sato, Y., et al., 2015b: PEPS, 2, 23.
- Scotti, A., C. Meneveau, and D. K. Lilly, 1993: Phys. Fluids, 5, 2306–2308.
- Seiki, T., and T. Nakajima, 2014: J. Atmos. Sci., 71, 833–853.
- Stevens, B., et al., 2005: Mon. Wea. Rev., 133, 1443–1462.
- Tritton D. J., and M. N. Zarraga, 1967: J. Fluid Mech., 30, 21–31.
- Wang, H. and G. Feingold, 2009: J. Atmos. Sci. 66, 3237–3256.