

## 温帯及び熱帯低気圧に関する成長モードの比較

### Comparison of Growing Modes for Extratropical and Tropical Disturbances

中下 早織<sup>(1)</sup>・榎本 剛

Saori NAKASHITA<sup>(1)</sup> and Takeshi ENOMOTO

(1) 京都大学大学院 理学研究科

(1) Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

#### Synopsis

We constructed a regional ensemble prediction system using the NCEP regional spectral model (RSM) to investigate forecast uncertainty of disturbances around Japan. The breeding method is applied to the generation of ensemble perturbations in NCEP RSM. Using this system, ensemble forecast experiments were conducted for a case in late August 2022, when a synoptic extratropical cyclone and a tropical cyclone existed simultaneously around Japan, to demonstrate the ability to identify the characteristic growing modes for each disturbance. The uncertainty of the tropical cyclone in terms of kinetic energy is found to be large near the center. Although all members underestimate the strength of the tropical cyclone, its growing modes yield a meridional spread of tracks. On the other hand, the specific humidity has a large variance around a dry air mass entering the extratropical cyclone. The perturbations in moisture are found to affect the development of the cyclone by modulating water vapor flux from the tropical cyclone and the lower tropospheric stability below the dry air mass through the ensemble sensitivity analysis.

**キーワード** : 領域アンサンブル, 成長モード, アンサンブル感度解析

**Keywords** : Regional ensemble, Growing modes, Ensemble sensitivity analysis

#### 1. はじめに

台風や温帯低気圧などの擾乱の発生・発達メカニズムに対する予測可能性を明らかにするには、決定論予報に加えて擾乱の不確実性を捉えることができるアンサンブル予報実験を行うことが重要である。アンサンブル予報の初期値は、アンサンブルメンバー同士が十分にばらつくだけでなく、その中に予報誤差の発達しやすい方向が含まれるように摂動を与える必要がある (Toth and Kalnay 1993)。そのため現業数値予報センターの全球アンサンブルでは、線形時間発展において最大成長する摂動を求める特異ベ

クトル法 (Buizza and Palmer 1995) や、解析誤差の推定を与えるアンサンブル同化システムを利用してアンサンブル初期値が作成されている。

メソスケールの擾乱の詳細な構造を捉えるためには、全球モデルより高解像度の領域モデルでシミュレーションを行うことが望ましい。領域でのアンサンブル予報実験は全球アンサンブルからのダウンスケーリングで行うことが最も簡単であるが、全球アンサンブルの初期値は全球モデルに即した誤差の発達方向を捉えるように作成されているため、必ずしも領域モデルの解像度や特性に合った成長構造を捉えているとは限らない。例えば Saito et al. (2011) では、気象庁非静力学領域モデルを用いたアンサン

ブル予報実験において、全球アンサンブルのダウンスケーリングと領域モデルに合わせた複数の初期値作成方法を比較し、領域モデルに合わせて初期値を作成することで全球ダウンスケーリングよりもスプレッドの増加率が向上することを報告している。

本研究では、日本付近で発達する擾乱の不確実性を捉えるために、米国国立環境予測センター (NCEP) で開発された領域大気モデル (Juang and Kanamitsu 1994; Juang 2000) と、成長モード育成法 (Toth and Kalnay 1993; Toth and Kalnay 1997) による初期摂動作成手法を利用した領域アンサンブル予報システムを開発した。本報告では、開発した予報システムの概要を記述するとともに、このシステムを利用して行った 2022 年 8 月末の事例に対するアンサンブルシミュレーションの結果を示す。この事例では、発達した温帯低気圧と熱帯低気圧が同時期に日本周辺に存在していた。アンサンブルシミュレーションの結果から、それぞれの擾乱に対する成長構造について考察する。

## 2. アンサンブル予報システムの概要

### 2.1 予報モデル

本研究で用いる NCEP 領域スペクトルモデル (Regional Spectral Model, RSM) は、全球モデルまたは比較的粗い解像度の領域モデルの予報を基本場として、基本場からのずれの時間発展を計算する摂動法に基づく。また、摂動の時間発展を二重フーリエ級数を基底とするスペクトル空間で計算することで、高い実効解像度を持つことが特徴である。シグマ座標系の非圧縮プリミティブ方程式を支配方程式とする静水圧版 (Juang and Kanamitsu 1994) と、時間発展する静水圧平衡シグマ面を鉛直座標に取り、完全圧縮プリミティブ方程式系に基づく非静水圧版 (Juang 2000) がある。本報告では Juang (2000) の記法に則り、前者を RSM、後者を MSM (Mesoscale Spectral Model) と呼ぶ。大気の前報変数は地表気圧、仮温度、東西・南北風速、比湿、オゾン数密度、雲水量であり、非静水圧版ではフルレベルの気圧、非静水圧仮温度、鉛直速度が加わる。計算安定性のために、4 次の水平拡散、時間フィルタ (Asselin 1972)、セミアンプリシット調節 (Ikawa 1988)、陰的な水平境界の緩和 (Tatsumi 1986; Juang et al. 1997) を用いている。

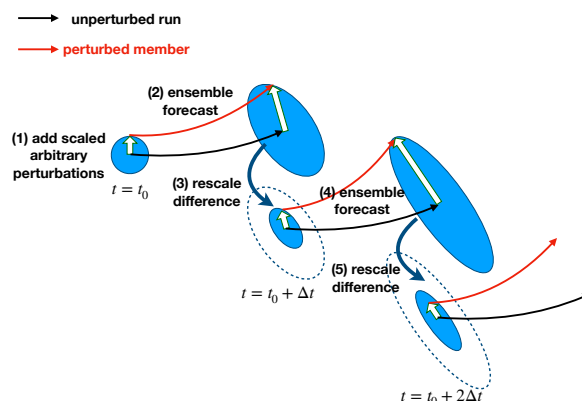


Fig. 1: Schematic diagram of the breeding method

モデルの物理過程は静水圧版と非静水圧版で同じものを用いる (Juang et al. 1997)。物理過程には短波放射 (Chou and Suarez 1999)・長波放射 (Mlawer et al. 1997)、Noah 陸面モデル (Ek et al. 2003)、惑星境界層 (Hong and Pan 1996)、積雲対流 (Pan and Wu 1995; Hong and Pan 1998)、浅い対流 (Tiedtke 1983)、雲微物理 (Ferrier et al. 2002)、地形性重力波抵抗 (Kim and Arakawa 1995) が含まれる。

RSM はハワイやアラスカの現業数値予報モデルとして運用されていた他、領域の気候シミュレーションに利用されている (Nguyen et al. 2019)。また、水同位体モデルと組み合わせた IsoRSM (Yoshimura et al. 2010) が水蒸気起源の追跡に用いられている。

本研究では、一番外側の計算領域の初期値及び基本場に、NCEP の全球モデル GFS の 3 時間おきの予報値を用いる。また下部境界条件である海面水温も全球予報と同じものを用いる。GFS の予報値については、直近 10 日間のデータは NOMADS (<https://nomads.ncep.noaa.gov/>) から、それより過去のデータは NCAR RDA (NCEP 2015) から取得できる。

### 2.2 アンサンブル初期摂動

成長モード育成法は、摂動なし予報と摂動を与えた予報の差から最も発達した方向 (成長ベクトル) を取り出す手法である。成長ベクトルは有限時間における最大発達率を持つ局所リアプノフベクトル (Trevisan and Legnani 1995) の非線形への拡張であり、誤差の成長は早いですがすぐに飽和する対流ではなく、大きな誤差飽和水準を持つ傾圧不安定に関連する成長構造を選択的に取り出すことができる。かつて NCEP (Toth and Kalnay 1993; Toth and Kalnay 1997) と気象庁 (Kyouda 2002; 経田 2006) の全球アンサ

ンブル予報システムの初期摂動を作成するために用いられていた。領域アンサンブルへの適用例として Saito et al. (2011) は、気象庁の非静力学モデルでの成長モード育成法によるアンサンブル予報において、全球アンサンブルのダウンスケーリングよりも強雨の予報精度が向上したことを報告している。

成長モード育成法の手順を以下に示す (Figure 1)。

1. 摂動なし予報の初期値  $\mathbf{x}_0$  (GFS のダウンスケーリング) に、任意の摂動  $\delta\mathbf{x}_0$  をあらかじめ定めた大きさ  $L$  に規格化して加え、別の初期値  $\mathbf{x}'_0 = \mathbf{x}_0 + \alpha\delta\mathbf{x}_0$  を作成する。ここで  $\alpha = (L/\|\delta\mathbf{x}_0\|)^{1/2}$  は規格化係数を表し、 $\|\mathbf{x}\|$  は摂動の大きさを測る指標 (ノルム) を表す。
2. 摂動なしの場合と摂動を与えた場合をそれぞれ  $\Delta t$  時間発展させる。

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_0(t=t_0) &\rightarrow \mathbf{x}(t=t_0+\Delta t) \\ \mathbf{x}'_0(t=t_0) &\rightarrow \mathbf{x}'(t=t_0+\Delta t)\end{aligned}$$

3. 時間発展後の 2 つの場の差を取り、次の時刻の摂動なし予報の初期値に再び規格化して加える。

$$\begin{aligned}\delta\mathbf{x} &= \mathbf{x}'(t_0+\Delta t) - \mathbf{x}(t_0+\Delta t) \\ \mathbf{x}'_0(t_0+\Delta t) &= \mathbf{x}_0(t_0+\Delta t) + \alpha\delta\mathbf{x} \\ \alpha &= (L/\|\delta\mathbf{x}\|)^{1/2}\end{aligned}$$

4. 2 と 3 を繰り返す。

本研究では、 $\Delta t$  を 6 時間とし、ノルムは全エネルギー (Ehrendorfer et al. 1999)

$$\|\mathbf{x}\| = \frac{1}{2D} \int_{\sigma_b}^{\sigma_t} \int_D [u'^2 + v'^2 + \frac{c_p}{T_r} T'^2 + R_d T_r \left( \frac{p'_s}{p_r} \right)^2 + \varepsilon \frac{L_h^2}{c_p T_r} q'^2] dD d\sigma \quad (1)$$

を用いる。  $u'$ ,  $v'$ ,  $T'$ ,  $p'_s$ ,  $q'$  はそれぞれ東西風速、南北風速、気温、地表気圧、比湿の摂動量を示し、角括弧内の第 1, 2 項が運動エネルギー、第 3, 4 項がポテンシャルエネルギー、第 5 項が潜熱を表す。  $c_p = 1005.7 \text{ J/kg/K}$  は定圧比熱、 $R_d = 287.04 \text{ J/kg/K}$  は乾燥気体定数、 $L_h = 2.5104 \times 10^6 \text{ J/kg}$  は潜熱比熱、 $\sigma = p/p_s$  は鉛直座標である。各種パラメータはそれぞれ、 $D$  がノルムを評価する領域、 $\sigma_t$ ,  $\sigma_b$  が上下端、 $T_r$ ,  $p_r$  が参照気温と参照気圧、 $\varepsilon$  が潜熱項の寄与を示す。本研究では  $\varepsilon = 0$ 、すなわちノルムは乾燥全エネルギーとする。成長モード育成法は最も外側の計算領域 (D1) に適用し、 $D$  は一つ内側の計算領域 (D2)

とする。それ以外のパラメータは Saito et al. (2011) に則り、 $\sigma_t \sim 0.5$ ,  $\sigma_b = 0$ ,  $T_r = 300 \text{ K}$ ,  $p_r = 800 \text{ hPa}$  とする。

スケーリングした摂動は、予報変数の大気要素に加え、陸面の予報値には摂動を加えない。摂動を加えた後の初期値において、比湿が過飽和または負になる格子点と雲水量が負になる格子点では調節を行う。また、複数のメンバーの摂動を同時に生成する場合には、それぞれの摂動間で直交化を行い、摂動の線形独立性を維持する。

後述する事例研究は 8 月末であるため、本研究において成長モード育成法の初期サイクルで与える摂動は、2020, 2021 年の 8, 9 月から 2 つの日付を無作為に抽出し、その 2 つの日付を初期時刻とする GFS の 12 時間予報値の差から作成した。また、スケーリングの大きさは  $L = 3.0 \text{ J/kg/m}^2$  としている。これは 2020–2022 年の 8, 9 月の GFS 初期値に対して平均からの偏差のノルムを計算し、その統計平均 (およそ  $30 \text{ J/kg/m}^2$ ) の 10 % として設定した。この統計平均に対するスケーリングの水準は他の適用例と同等である。なお、現在気象庁や欧州中期予報センターで用いられている特異ベクトルの構造がノルムに依存する (Palmer et al. 1996) のに対して、成長ベクトルの構造はノルムには依存しないがスケーリングの大きさに依存することが知られている (Toth and Kalnay 1997)。

## 2.3 境界摂動

領域アンサンブルは、水平境界条件を外部のモデルから得るため、全てのアンサンブルメンバーが同じ境界条件を用いると境界付近のアンサンブルスプレッドが過小になってしまう。そのため、初期値だけでなく水平境界にも摂動を与えることが重要となる (Torn et al. 2006; Saito et al. 2012; Ouaraini et al. 2015)。全球アンサンブル予報を境界条件に用いるのが簡便であるが、高解像度の全球アンサンブルは入手しづらく、またアンサンブルメンバー数に制約が生じるため望ましくない。本研究では、Necker et al. (2020), Honda (2023) の手法を参考に RSM のネスティング手法に合わせた変更を加え、以下のようにして境界摂動を生成する。

1. メンバーごとに異なる初期時刻の組 ( $t_1^i$ ,  $t_2^i$ ) を 2020, 2021 年の 8, 9 月から無作為に選択し、そ

の 2 つの日付を初期時刻とする GFS 予報値の差を取って摂動  $\delta \mathbf{x}_{bp}$  を作成する.

$$\delta \mathbf{x}_{bp}^i(t_0 + n\Delta t_b) = \mathbf{x}_{GFS}^i(t_1^i + n\Delta t_b) - \mathbf{x}_{GFS}^i(t_2^i + n\Delta t_b) \quad (2)$$

ここで  $i$  はアンサンブルメンバー,  $\mathbf{x}_{GFS}$  は GFS の予報値,  $\Delta t_b$  は基本場を与える時間間隔 (本研究では 3 時間) を表し, シミュレーションに使う全ての時間ステップ  $n$  に対して行う.

2. 摂動のアンサンブル平均を引いてバイアスを取り除く.

$$\delta \mathbf{x}_{bp}^i := \delta \mathbf{x}_{bp}^i - \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta \mathbf{x}_{bp}^j \quad (3)$$

3. 摂動が水平境界から離れるに従い 0 に近づくような空間フィルタ  $f$  と, 摂動の大きさを調整するスケーリング係数  $\alpha_{bp}$  をかける.

$$\delta \mathbf{x}_{bp}^i := \alpha_{bp} f \delta \mathbf{x}_{bp}^i \quad (4)$$

4. 元の基本場  $\mathbf{x}_b$  に摂動を加える. 摂動を滑らかに変化させるために, 予報開始から  $n$  時間後の基本場には GFS の  $n$  時間予報から作成した摂動を加える.

$$\mathbf{x}_b^i(t_0 + n\Delta t_b) = \mathbf{x}_b(t_0 + n\Delta t_b) + \delta \mathbf{x}_{bp}^i(t_0 + n\Delta t_b) \quad (5)$$

手順 3 の空間フィルタは, RSM が領域内部まで基本場を必要とするため, 内部で過剰なアンサンブルスプレッドが生じるのを防ぐために作用させる. フィルタは RSM の水平境界緩和の関数 (Juang and Kanamitsu 1994) を参考にして, 以下のように設定する.

$$f(i, j) = [\max(|i - i_0|/I, |j - j_0|/J)]^p \quad (6)$$

$i, j$  はそれぞれ東西・南北方向の格子点,  $i_0, j_0$  はそれぞれ計算領域の東西中心と南北中心の格子点,  $I, J$  はそれぞれ東西格子点数の半分と南北格子点数の半分を表す.  $p$  は任意の奇数で, Juang and Kanamitsu (1994) に倣い  $p = 15$  としている. またスケーリング係数は  $\alpha_{bp} = 0.3$  としている (Honda 2023).

## 2.4 アンサンブル感度解析

アンサンブル感度解析は, 任意の検証時刻に任意の検証領域で最も発達する摂動をアンサンブル摂動の線型結合で求める解析手法であり, 極端事例の発生要因の解析や最適な観測位置の決定に応

用されている. 本研究ではアンサンブル特異ベクトル感度解析 (Ensemble Singular Vector Sensitivity Analysis, EnSVSA; Enomoto et al. 2015, Nakashita and Enomoto 2021) を本システムで得られるアンサンブルに適用する. EnSVSA では, アンサンブル摂動で構成される共分散行列の固有値分解または摂動行列の特異値分解によって, 成長率の大きい摂動を与えるアンサンブルの線型結合係数を求める.

$$\mathbf{Z}^T \mathbf{G} \mathbf{Z} \mathbf{P} = \mathbf{\Lambda} \mathbf{P} \quad \text{or} \quad (7)$$

$$\mathbf{Z}' \mathbf{P} = \mathbf{\Sigma} \mathbf{P}, \quad \mathbf{Z}' = \mathbf{G}^{1/2} \mathbf{Z} \quad (8)$$

$\mathbf{Z} = [\mathbf{z}_1, \dots, \mathbf{z}_m] \in \mathbb{R}^{N_v \times m}$  は検証時刻において, 検証領域に含まれる  $N_v$  個の要素のみを取り出した  $m$  メンバーのアンサンブル摂動  $\mathbf{z}_i$  を列ベクトルとする行列である.  $\mathbf{G} \in \mathbb{R}^{N_v \times N_v}$  は摂動の大きさを定義するノルム行列であり, 本研究では成長モード育成法と同様に全エネルギー (1) をノルムとして用いるため,  $\mathbf{G}$  の要素はエネルギーの各項の係数と領域積分および鉛直積分の重みを合わせた, 摂動量にかかる係数となる.  $\mathbf{\Lambda} = \text{diag}[\lambda_1, \dots, \lambda_s] \in \mathbb{R}^{s \times s}$  ( $s = \min\{N_v, m\}$ ) は固有値を並べた対角行列,  $\mathbf{\Sigma} \in \mathbb{R}^{N_v \times s}$  は特異値を並べた対角行列であり,  $\mathbf{\Sigma} = \text{diag}[\lambda_1^{1/2}, \dots, \lambda_s^{1/2}, 0, \dots, 0]$  ( $m < N_v$ ) または  $\mathbf{\Sigma} = \text{diag}[\lambda_1^{1/2}, \dots, \lambda_s^{1/2}]$  ( $m \geq N_v$ ) である. 固有値 (特異値) の大きさが対応する固有ベクトル (特異ベクトル) を線型結合係数とする摂動の成長率の大きさを表す. 摂動の線型発展を仮定すると, 特定の固有値に対応する固有ベクトルを用いて初期時刻から検証時刻までの摂動の線型結合を求めることで, 初期摂動の時間発展を近似することができる. EnSVSA の詳細な導出とその適用法は Enomoto et al. (2015) または Nakashita and Enomoto (2021) の Supplementary material を参照されたい.

## 3. 対象事例

本研究で対象とする 2022 年 8 月末には, 28 日に南海上で発生した台風 11 号 (Hinnamnor) が急発達しながら紀伊半島沖を西進していた. 一方東シナ海北部ではインド洋から流入する暖湿流の前面で温帯低気圧が発達し, 朝鮮半島を跨いで日本海を進んだ (Fig. 2). この温帯低気圧は 31 日から 9 月 1 日にかけて北日本を中心に多量の降水をもたらした. Hinnamnor はその南西側で 30 日に発生した熱帯擾乱と相互に反時計回りに回転しながらさらに発達し,

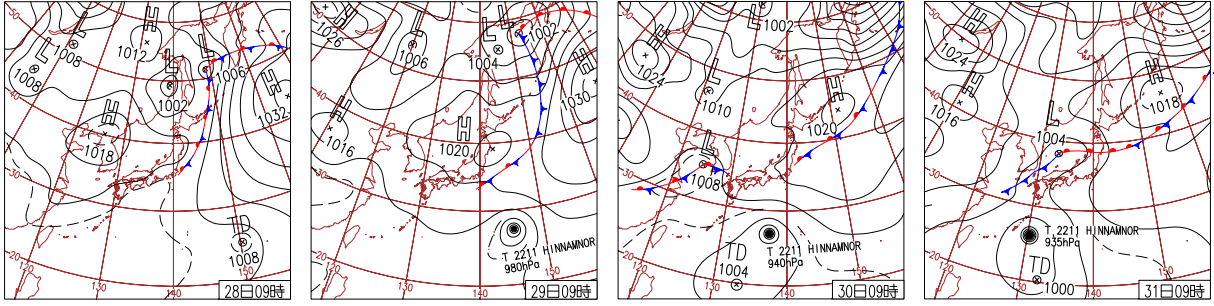


Fig. 2: Surface daily weather charts by Japan Meteorological Agency from 0000 UTC, 28 to 0000 UTC, 31 August 2022.

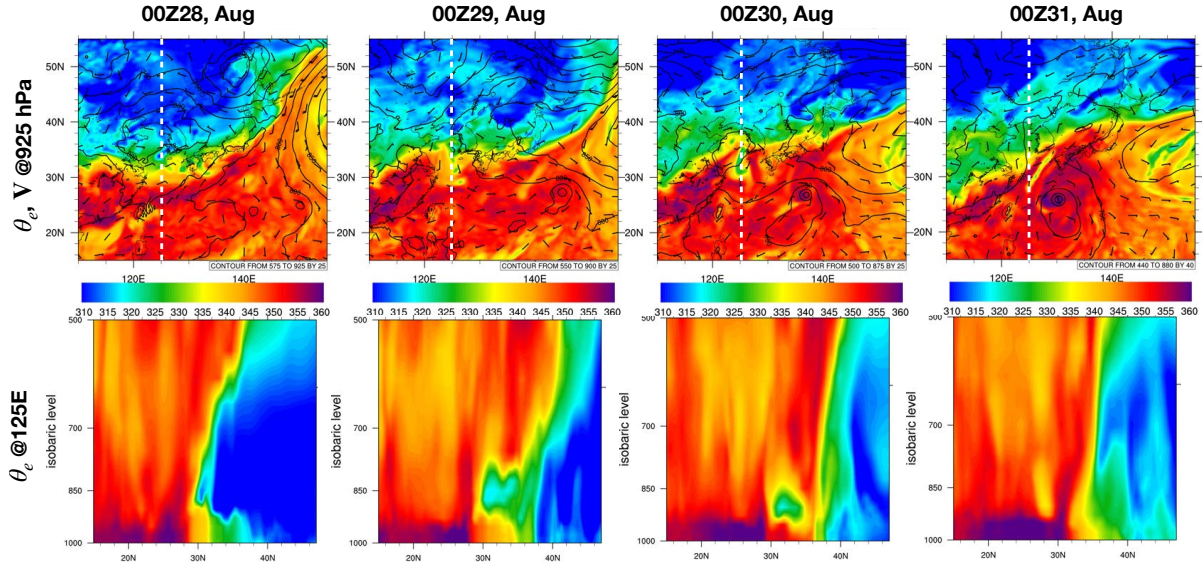


Fig. 3: Time development of equivalent potential temperature at 950 hPa (top row) and its cross section at 125 E (bottom row) from 0000 UTC, 28 to 0000 UTC, 31 August 2022. Figures are plotted using ERA5 (Hersbach et al. 2023). Wind barbs and contours in the top figures are indicated horizontal winds and geopotential height, respectively. The locations of the cross section are also shown in top figures by white dashed lines.

920 hPa という非常に強い勢力を保ちながら沖縄諸島に到達した。南側の熱帯擾乱を取り込んでからは移動速度が減少し、直下の海面水温を下げることで弱体化したが、その後北向きに転向して東シナ海に入ってから再び発達し、東シナ海北部で発生した別の温帯低気圧と結びついて日本列島全体に長引く影響をもたらした (Wang et al. 2023)。

温帯低気圧が発生した東シナ海北部では、大陸由来の低相当温位空気に対して南西側と南東側からそれぞれ高相当温位の空気が流入したことで、下層にフィラメント状の乾燥空気塊が存在していた。この乾燥空気塊は温帯低気圧の移動に伴い北側の低相当温位空気から切り離され、Hinnamnor に取り込まれた (Fig. 3)。

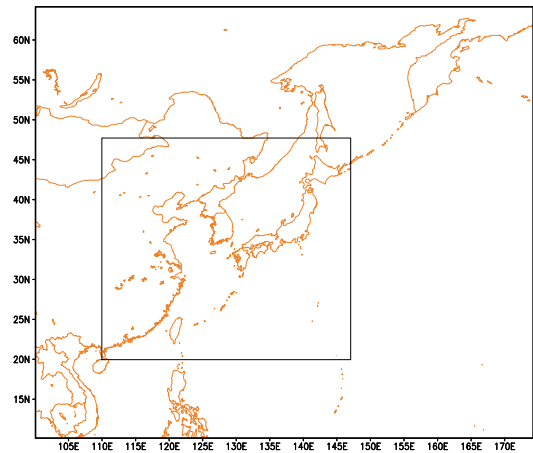


Fig. 4: Computational domains of ensemble simulation. A black box is the inner domain (D2).

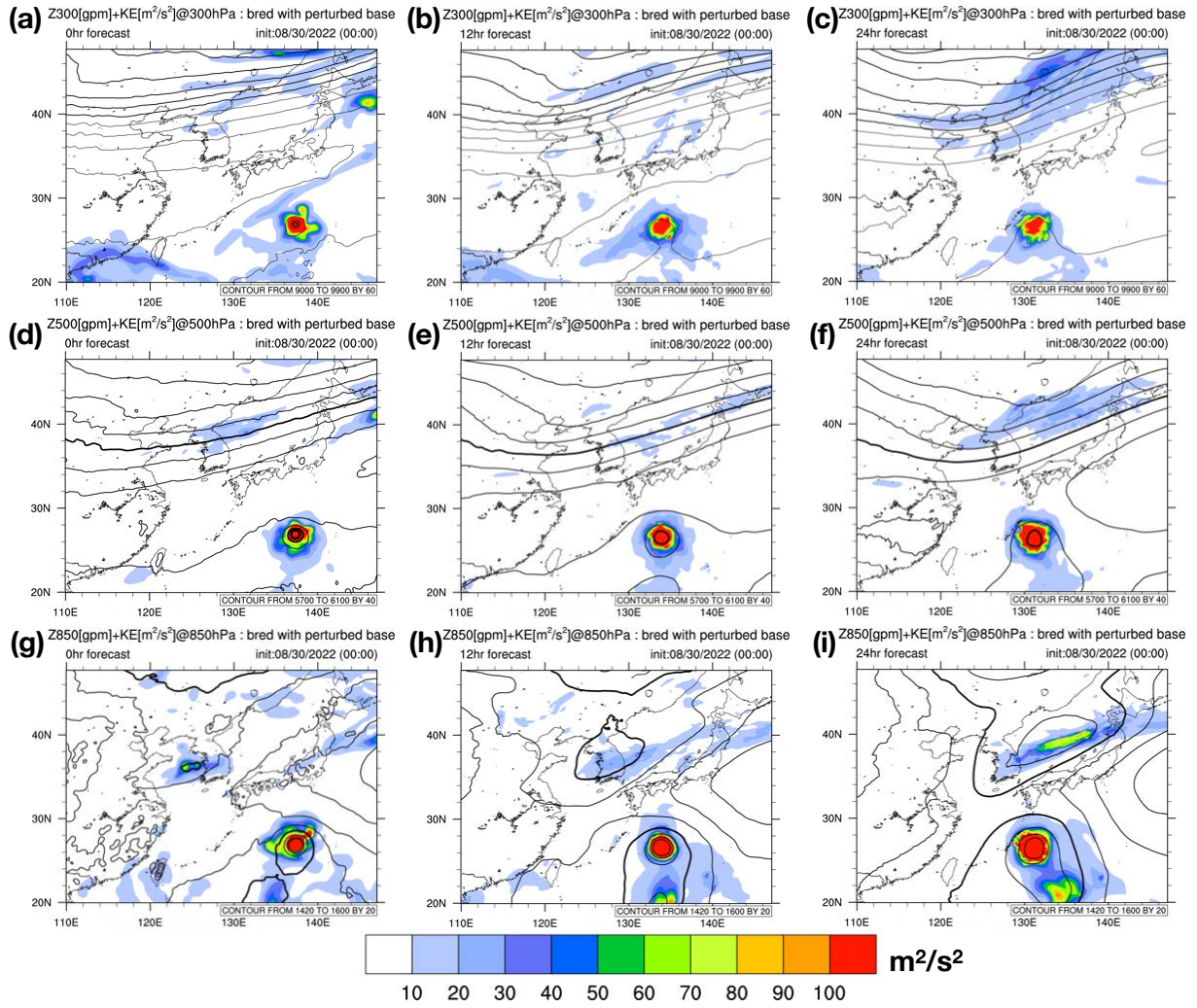


Fig. 5: Kinetic energy ensemble spread ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ , color) and ensemble mean geopotential height (gpm, contour) at (a–c) 300, (d–f) 500 and (g–i) 850 hPa from initial date to 24 forecast hours per 12 h.

#### 4. アンサンブルシミュレーション

ここでは、台風と温帯低気圧発生時の乾燥空気塊が顕著であった2022年8月30日0000 UTCを初期時刻とした24時間のアンサンブルシミュレーションを行う。計算領域はメルカトル図法によって定める。本研究ではD1として水平解像度27 km、格子点数 $217 \times 217$  (100.1 E–174.3 E, 10.13 N–64.16 N)の領域をとり、D2として水平解像度9 km、格子点数 $325 \times 289$  (110.0 E–147.1 E, 19.96 N–47.72 N)の領域をとり (Fig. 4), D1は静水圧版 (RSM), D2は非静水圧版 (MSM) で計算する。第2.2.2.3節で述べた手法で、D1において30日0000 UTCまでに20メンバーを生成する。成長サイクルの初期時刻は2022年8月26日0000 UTCとし、16サイクル行う。初期にランダムに与えた摂動は、最初は減衰す

るが、4サイクル目以降は単調増加するようになる (図略)。30日0000 UTCからは摂動の符号を変えることで40メンバーを生成し、24時間のシミュレーションを行う。D2ではD1の40メンバーのシミュレーション結果を基本場とする。以降では、D2でのシミュレーションに対する解析を示す。

Fig. 5, 6にそれぞれ運動エネルギーと水蒸気のアンサンブルスプレッドの推移を示す。運動エネルギーは初期時刻から24時間後まで一貫して、Hinnamnorrに対応した位置に下層から上層まで極大を示している (Fig. 5)。また下層 (Fig. 5g) ではHinnamnorrの南側の熱帯擾乱に対しても極大を示しており、時間が進むにつれて大きくなっている (Fig. 5g–i)。計算領域北側では、初期時刻に形成時の温帯低気圧 (124 E, 36 N) に対応したスプレッドが下層で見られる (Fig. 5g)。このスプレッドは時間とともに西南

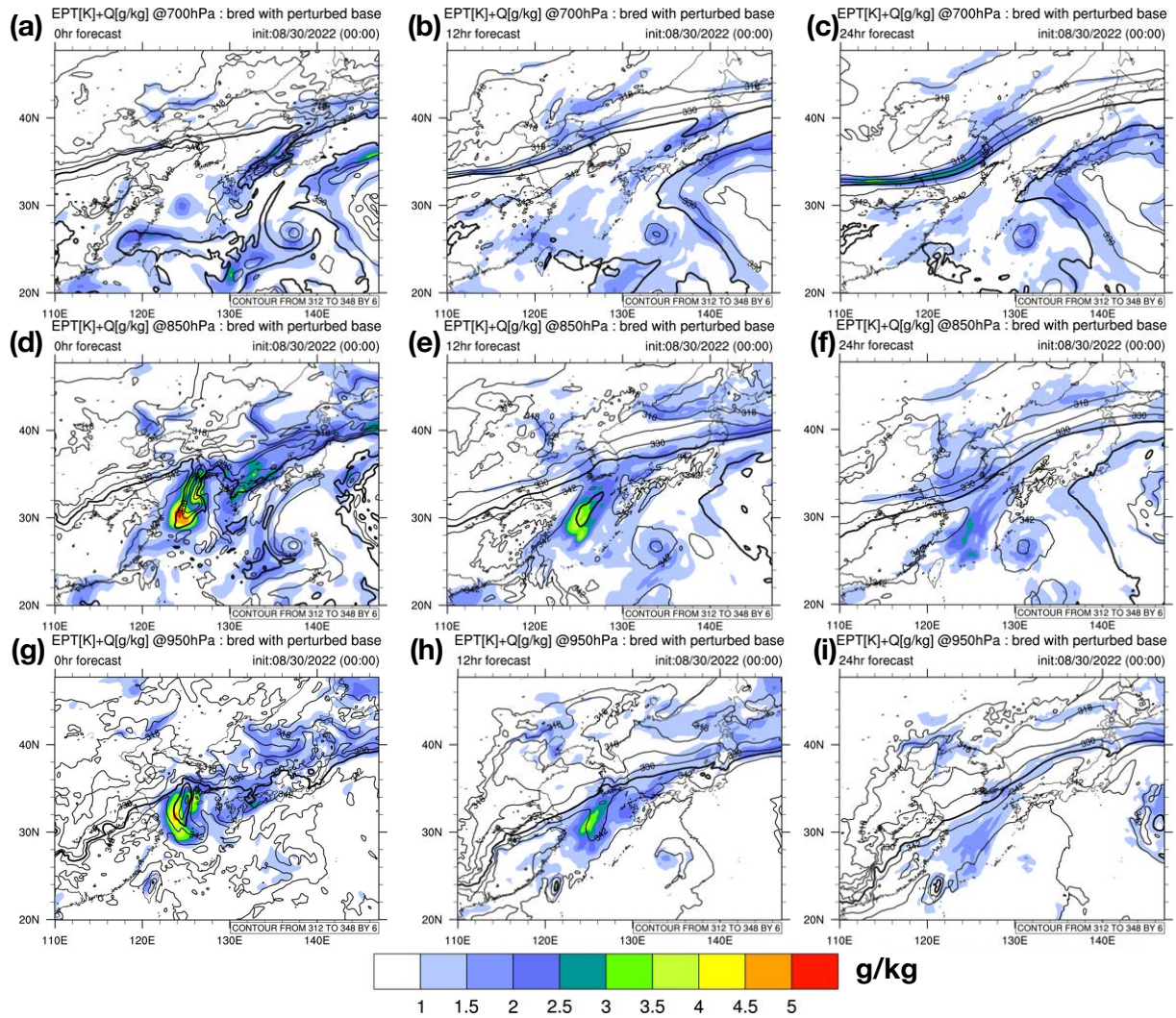


Fig. 6: Same as Fig. 5, but for specific humidity spread (g/kg, color) and ensemble mean equivalent potential temperature (K, contour) at (a–c) 700, (d–f) 850 and (g–i) 950 hPa.

西–東北東に伸びた形状をとり (Fig. 5i), メンバーごとに温帯低気圧の東進速度が異なることを示唆している。下層と比較して中上層の北部はスプレッドが小さいが、東経 132 度・北緯 45 度付近の弱いトラフの前面にスプレッドの大きい領域が位置しており (Fig. 5c), 傾圧不安定による低気圧の発達を示唆している。

水蒸気では、東シナ海の乾燥空気塊 (122–126 E, 28–36 N 付近, Fig. 3) に対応したスプレッドが初期時刻の境界層内から対流圏下層にかけて顕著に見られる (Fig. 6d, g)。また 850 hPa (Fig. 6d) では (130 E, 33 N) 付近に南西から北東に伸びるスプレッドも見られ、台風に伴う東寄りの流れから分岐して、太平洋側から日本海に流れ込む水蒸気流入に対応している。乾燥空気塊に対応するスプレッドは、空気塊が切離して

Hinnamnor に取り込まれるに従い減少する (Fig. 6d–f, g–i)。これは乾燥空気塊が海洋からの潜熱供給によって変質し、周辺の大気と同化していく過程を示唆していると考えられる。一方で対流圏中層から下層にかけて、温帯低気圧から南西に伸びる寒冷前線に対応したスプレッドが発達していく様子がわかる (Fig. 6a–c)。

## 5. 熱帯低気圧に関する成長モード

Fig. 7 にアンサンブルシミュレーションによる Hinnamnor の強度と進路を示す。摂動なしのシミュレーション (赤) は初期時刻から台風強度を過小評価しており、その後の強化も再現できていない。アンサンブルメンバーの中には摂動なしよりも強い台風を初期に再現しているメンバーもいるが、その後

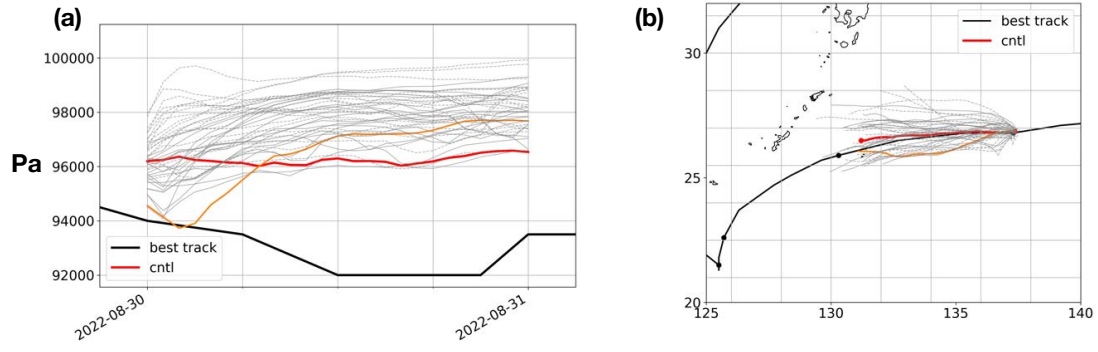


Fig. 7: Ensemble simulated (a) central mean sea-level pressures (Pa) and (b) tracks of Hinnamnorr. A black thick line shows the Japan Meteorological Agency best track data. A red thick line, an orange line and gray lines show an unperturbed simulation, the member with the strongest typhoon and ensemble members, respectively. Markers in (b) indicate the locations at 0000 UTC of each day.

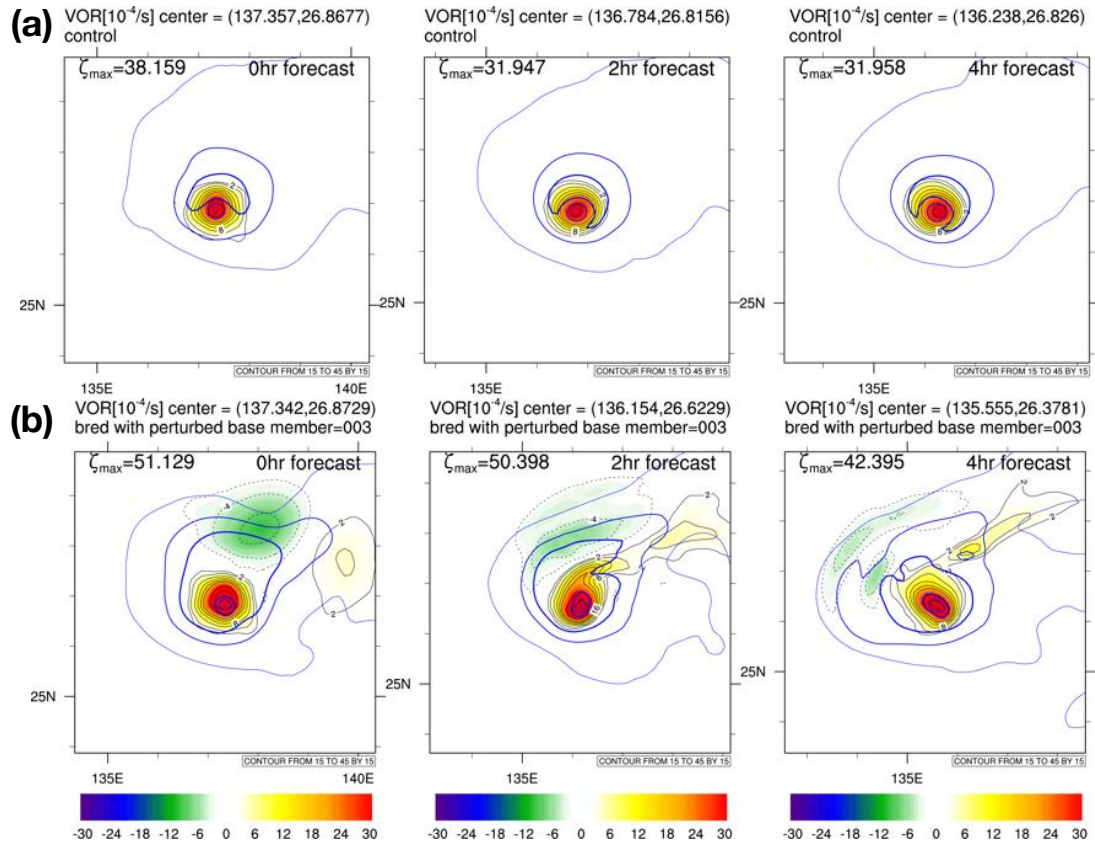


Fig. 8: Relative vorticity ( $10^{-4}/s$ ) at 850 hPa with the maximum values at upper left corners per two hours for (a) the unperturbed simulation and (b) the member with the strongest typhoon. Blue contours indicate wind speed from 15 to 45 m/s by 15 m/s. The regions 3 degrees from a typhoon center are shown.

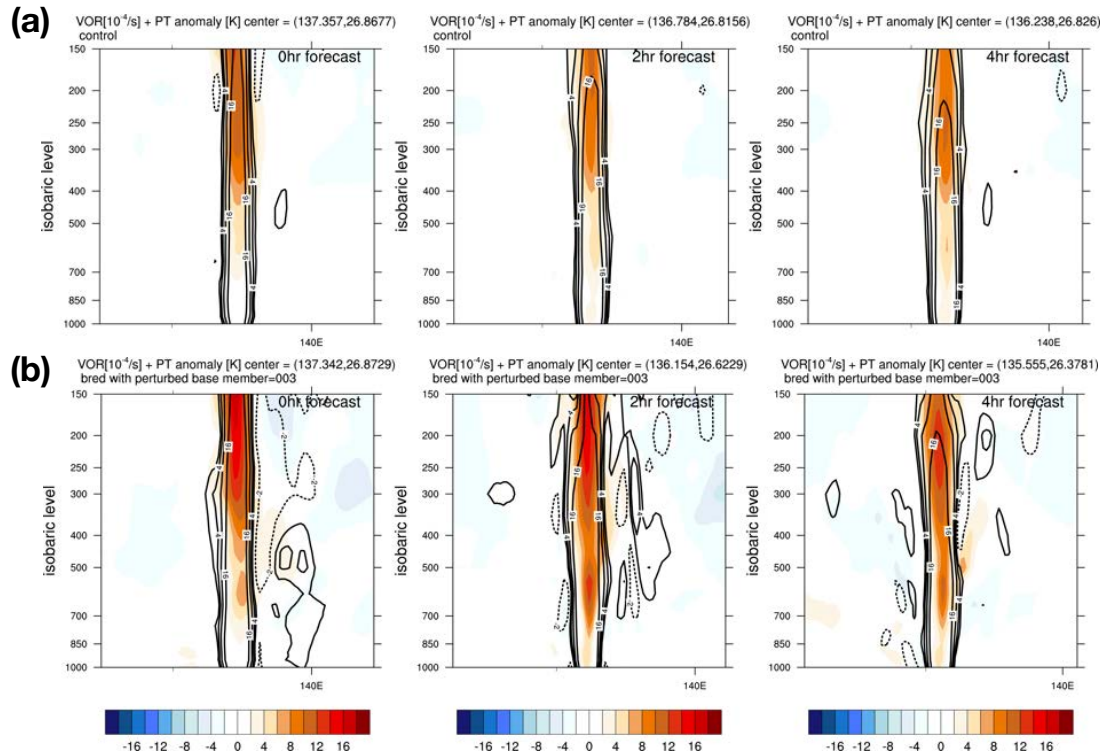


Fig. 9: Same as Fig. 8, but for zonal cross sections of relative vorticity ( $10^{-4}/s$ , contour) and potential temperature anomaly from the zonal mean (K, color) at the typhoon center for (a) the unperturbed simulation and (b) the member with the strongest typhoon.

強度を維持できず、シミュレーションの最後には大半のメンバーが摂動なしのシミュレーションよりも台風強度を過小評価している。進路を見ると、摂動なしのシミュレーションは実況に近く、わずかに進行速度が遅い。アンサンブルメンバーは南北方向にばらついており、進路の不確実性を捉えている。

最も強い台風を再現していたメンバー（Fig. 7 にオレンジで示す）と摂動なしのシミュレーションの台風の発達を比較する（Fig. 8, 9）。摂動なしのシミュレーションでは、台風中心に対して軸対称に正の渦度が分布し、進行方向（西）の右側に風速の極大域を持つ典型的な台風の構造をとっている（Fig. 8a）。また暖気核は 200 hPa 付近にピークを持っている（Fig. 9a）。予報時間が進んでも軸対称構造は保たれているが、最大渦度が徐々に小さくなり（ $3.8159 \rightarrow 3.1958 \times 10^{-3} s^{-1}$ ）、また暖気核のピーク高度が下がっていく（ $200 \rightarrow 250$  hPa）。最も強い台風を再現していたメンバーでは、初期時刻に摂動なしの台風中心付近に正の渦度が与えられ、暖気核の温度も約 5 度上がったことで、初期の台風が強化されている（Fig. 8b, Fig. 9b）。一方、台風中心の正の渦

度摂動の周辺には負の渦度摂動も存在し、時間経過とともに台風を構成する渦度は反時計回りに回転しながらこの負の渦度摂動を取り込んで、軸対称構造が崩れていく（Fig. 8b）。軸対称でなくなったことにより、暖気核は温度が下がるとともに 600 hPa 付近と 250 hPa 付近に分裂する（Fig. 9b）。他のメンバーも同様に、初期に台風中心付近に正負の渦度摂動を持ち、時間経過とともに軸対称構造が崩れていく。またいくつかのメンバーでは正負の渦度摂動が台風中心を挟んだ位置に現れ、台風の軸対称風に対して傾いた構造をとる。これは順圧の軸対称渦に対して計算された特異ベクトルの発達後の形状に類似しており（Scheck et al. 2014）、成長ベクトルが発達してきた方向を指しているのと整合している。成長ベクトルはあくまで最大発達率を持っていた方向を示すため、本研究で特定された成長ベクトルはその後の台風の発達を示すものではなかったと考えられる。

摂動なしのシミュレーションで台風強度が保たれなかった要因として、海面からの熱供給が十分でなかった可能性が挙げられる。Hinnamnorr の経路下の海面水温は  $30^{\circ}C$  近い高温であり、海面からの熱供

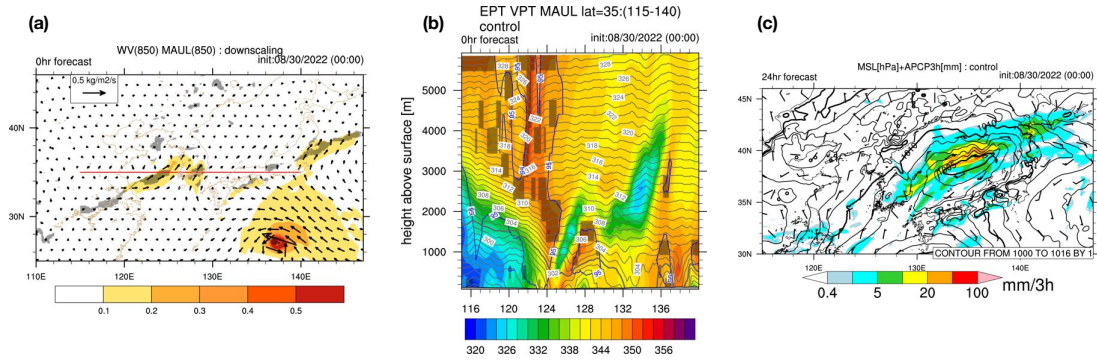


Fig. 10: The unperturbed simulation in terms of (a) initial water vapor flux ( $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ , vectors), its magnitude ( $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ , color) and moist absolutely unstable layer (MAUL) (shade) at 850 hPa, (b) initial zonal cross section at 35 N (a red line in (a)) of equivalent (color) or virtual (gray) potential temperature, relative humidity of 95 % (blue) and MAUL (shade), and (c) 24 forecast hours of mean sea-level pressure (hPa, contour) and 3-hour accumulated precipitation (mm, color).

給は Hinnamnor の強化に大きく寄与したと考えられる。MSM のシミュレーションでは、親モデルである GFS と同じ海面水温を境界条件として用いており、この海面水温は Hinnamnor の経路下で解析値よりも最大で 1 度程度低かった。しかし海面水温を解析値で置き換えた実験でも Hinnamnor の強度を再現することはできなかった (図略)。また GFS による 30 日 0000 UTC からの予測では、MSM によるシミュレーションよりも実況に近い強度を持つ台風が再現されている。これらのことから、境界条件や初期条件以外の MSM の傾向に台風強度の過小評価の原因が含まれていると考えられる。この原因の調査は今後の課題である。

## 6. 温帯低気圧に関する成長モード

第 3 章で述べたように、30 日 0000 UTC に東シナ海北部で発生した温帯低気圧の位置にはフィラメント状の乾燥空気塊が存在し、空気塊周辺で水蒸気のスプレッドが極大を示していた (Fig. 6d)。Fig. 10a, b に温帯低気圧周辺での摂動なしシミュレーションの環境場を示す。ここでは以下で定義した湿潤絶対不安定層 (Moist Absolutely Unstable Layer, MAUL; Bryan and Fritsch 2000) を不安定層の指標としている。

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0 \text{ and } \text{RH} > 95 \% \quad (9)$$

対流圏下層 (850 hPa) では乾燥空気塊を挟むように南西と南から水蒸気が流入し、相当温位の鉛直勾配を逆転させることで不安定層を形成していた (Fig. 10b)。西側の水蒸気流入はインド洋起源であり、東側の水

蒸気は熱帯低気圧の北側に伴われる東寄りの風が九州付近で方向を変えて流れ込んでいる (Fig. 10a)。この不安定層の解消が温帯低気圧のエネルギー源となり、24 時間後には日本海の中央で多量の降水を伴う発達した低気圧が予測されている (Fig. 10c)。

本研究では温帯低気圧の発達と周辺的环境場の関係をより明確に示すために、24 時間予報におけるアンサンブル平均の温帯低気圧中心 (131 E–137 E, 37 N–40 N) を検証対象として、アンサンブル感度解析を行った。ここでは第 1 モード (寄与率 24.1 %) と第 2 モード (寄与率 16.1 %) に焦点を当てて、摂動の構造とその時間発展を調べる。

Fig. 11 に第 1 モードのエネルギーの時間発展を、Fig. 12 に第 1 モードに回帰した摂動の時間発展を示す。検証領域での全エネルギーは検証時刻の約 3 時間前から急激に増大し、下層にピークをとる (Fig. 11a)。全エネルギーの要素別に分布を見ると、初期時刻には西日本上空を南西–北東走向に伸びる潜熱が支配的である (Fig. 11e)。これは 850 hPa の相当温位 (Fig. 12d) に最も顕著に現れており、西日本上空に流入する水蒸気に対応している。また乾燥空気塊の南北にも潜熱が大きい領域が存在し (Fig. 11e)、相当温位摂動の分布から乾燥空気塊の切離を表していると考えられる。検証時刻には運動エネルギーが支配的となり (Fig. 11b)、検証領域の中心を通過して西南西から東北東に伸びた構造を取っている。これは Fig. 12c に示す海面気圧の双極構造に対応している。潜熱は検証領域を挟んで北西と南東にピークを持ち (Fig. 11f)、低気圧の位置の変化によって相

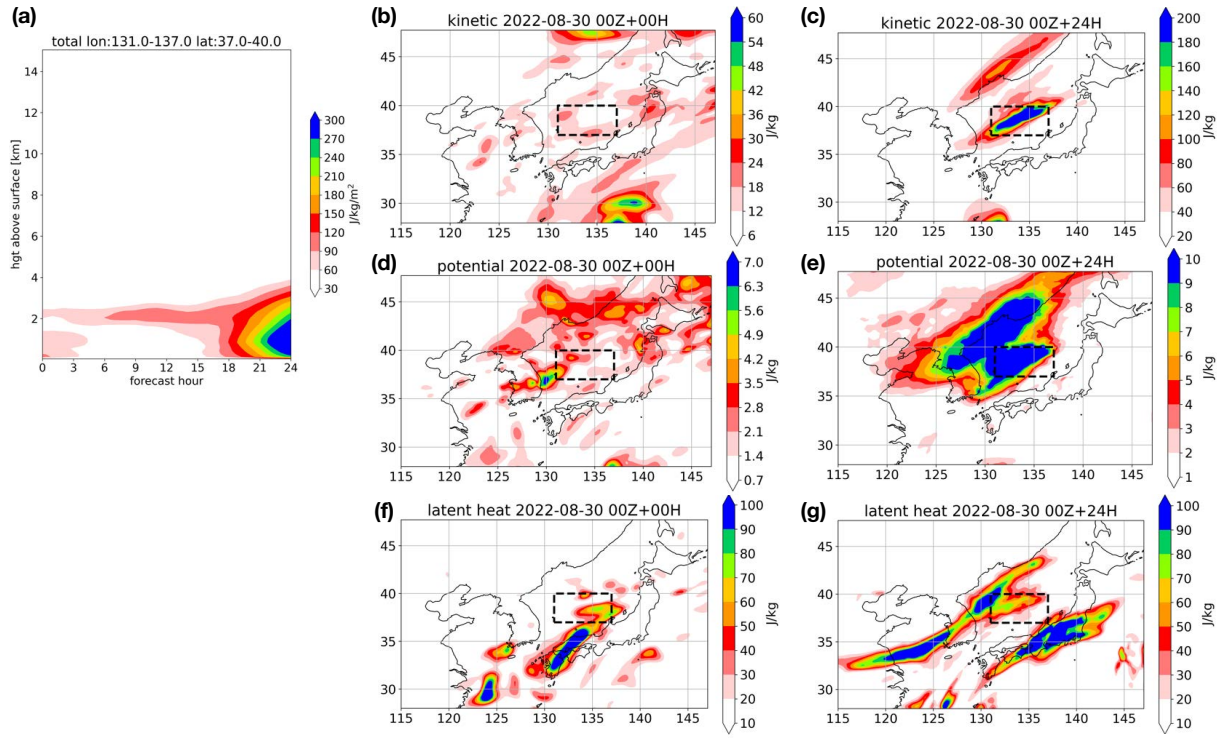


Fig. 11: The first mode of EnSVSA. (a) The time development of total energy profile of the perturbation in the verification region (black dashed boxes in (b–g)). The initial and valid time distributions of (b, c) kinetic energy, (d, e) potential energy and (f, g) latent heat.

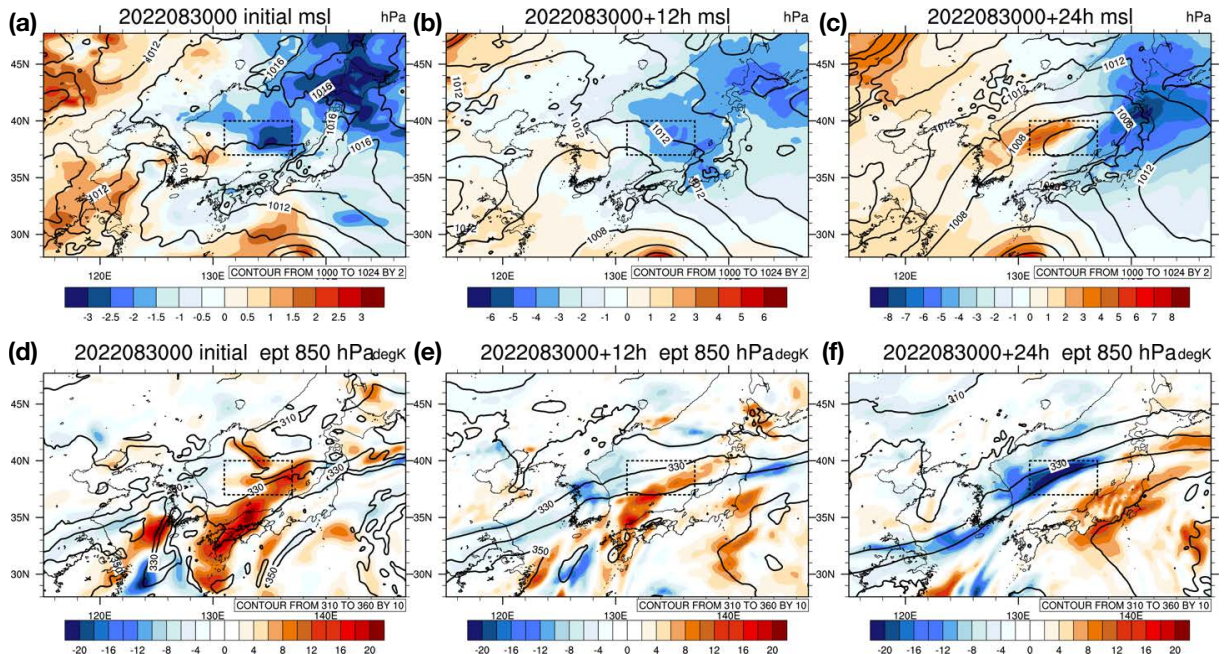


Fig. 12: The 12 hourly regressed perturbations of the first mode in terms of (a–c) mean sea-level pressure and (d–f) equivalent potential temperature at 850 hPa. Black contours show the reference state of ensemble mean.

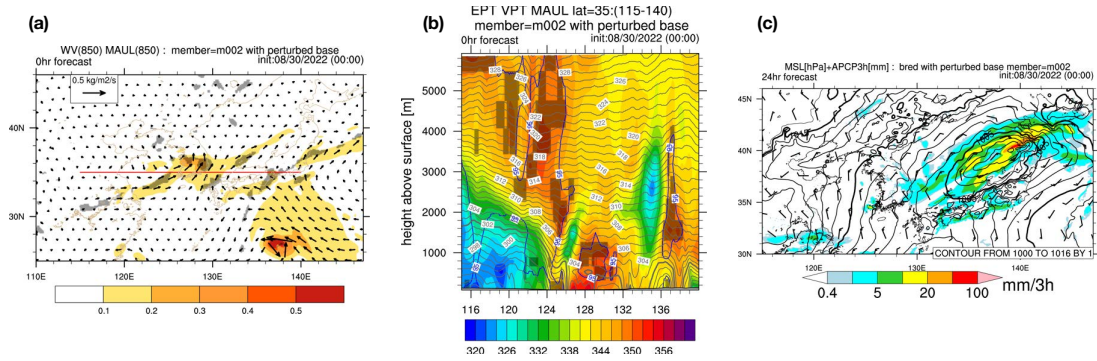


Fig. 13: Same as Fig. 10, but for the member with the largest contribution to the first mode.

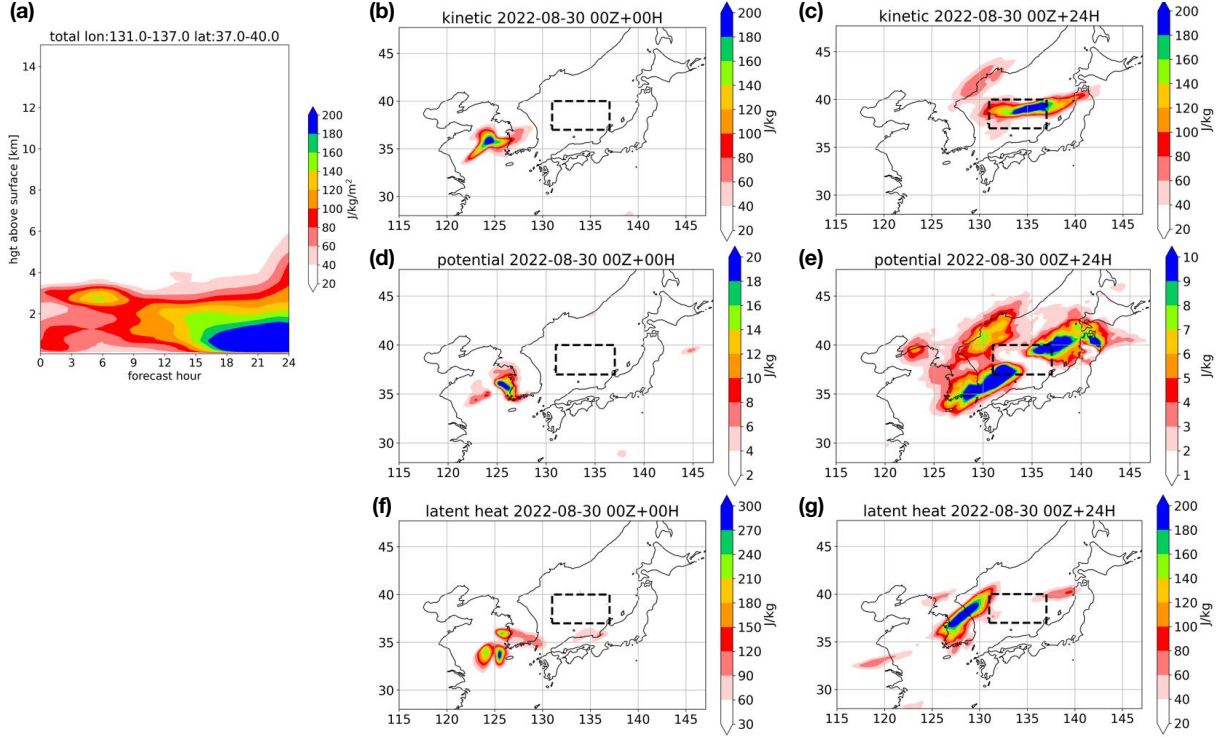


Fig. 14: Same as Fig. 11, but for the second mode.

当温位分布が変化することに対応している。ポテンシャルエネルギーは検証時刻に広くピークを取るが (Fig. 11d)、全エネルギーに対する寄与は最大でも 3% 程度と小さい。

Fig. 13 に、第 1 モードへの寄与が最も大きいメンバーの初期の環境場と 24 時間後の低気圧を示す。このメンバーでは乾燥空気塊の切離が摂動なしシミュレーションよりも早く、東西からの水蒸気フラックスが朝鮮半島上で交わってより東西に伸びた不安定層を形成している (Fig. 13a, b)。これにより温帯低気圧は乾燥空気塊の東西の不安定を効率的にエネルギーに変換することができ、摂動なしシミュレーションよりも早く東に移動して発達している (Fig. 13c)。

したがって、第 1 モードは乾燥空気塊の切離と温帯低気圧の発達の間接的な関係を表していると考えられる。

次に、Fig. 14 に第 2 モードのエネルギーの時間発展を、Fig. 15 に第 2 モードに回帰した摂動の時間発展を示す。第 2 モードも第 1 モードと同様に下層に全エネルギーのピークを持つが、第 1 モードよりも前からやや緩慢な変化をしている (Fig. 14a)。初期時刻には全てのエネルギー要素が温帯低気圧の発生位置付近にピークをとり (Fig. 14b, d, f)、初期の低気圧の東西方向のずれと乾燥空気塊の位置ずれ及びその両側の水蒸気流入の大きさに対応している (Fig. 15a, d)。検証時刻には第 1 モード同様に運動エネルギーが支配的で、海面気圧の双極構造と対応し

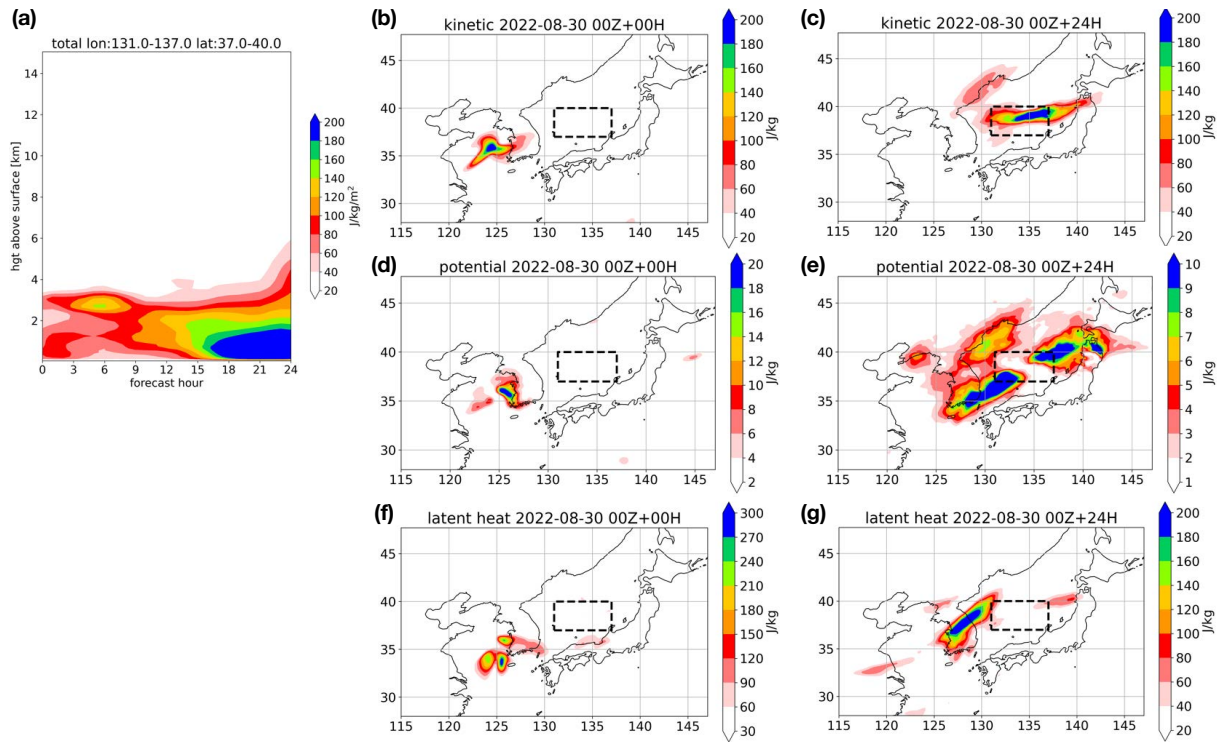


Fig. 15: Same as Fig. 12, but for the second mode.

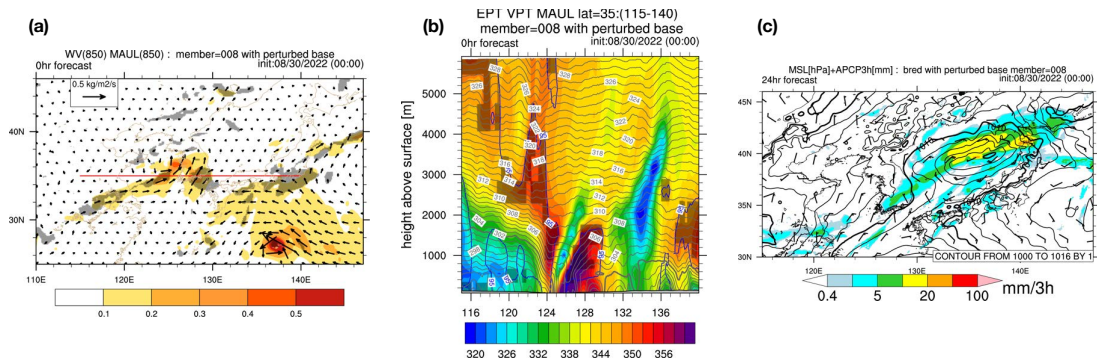


Fig. 16: Same as Fig. 10 and Fig. 13, but for the member with the largest contribution to the second mode.

た東西方向の分布を示している (Fig. 14c, Fig. 15c). ポテンシャルエネルギーと潜熱も低気圧の位置のずれに対応したピークを取る (Fig. 14e, g).

Fig. 16 に、第 2 モードへの寄与が最も大きいメンバーの初期の環境場と 24 時間後の低気圧を示す。このメンバーでは、南西からの水蒸気フラックスと初期の台風北側の水蒸気フラックスがともに強化されることで、乾燥空気塊の東西に流入する水蒸気量が増加し (Fig. 16a)、特に東側の MAUL がより下層まで拡大している (Fig. 16b)。これにより温帯低気圧の発達が始まり、24 時間後の降水域が摂動なしシミュレーションよりも東に伸びている (Fig. 16c)。したがって、第 2 モードは台風からの水蒸気フラッ

クスが温帯低気圧の発達に及ぼす影響を表していると考えられる。

## 7. まとめ

本研究では日本付近で発達する様々な種類の擾乱の成長モードを特定するために、NCEP で開発された領域大気スペクトルモデル RSM と成長モード育成法を組み合わせたアンサンブル予報システムを開発した。このシステムを用いて、熱帯低気圧と温帯低気圧が日本付近に同時期に発達していた 2022 年 8 月 30 日の事例のアンサンブルシミュレーションを行い、それぞれの擾乱に対応する成長モードについて考察を行った。

アンサンブルシミュレーションは熱帯低気圧と温帯低気圧それぞれに対応した運動エネルギーのばらつきを捉えていた。また、温帯低気圧の位置に存在していたフィラメント状の乾燥空気塊にもばらつきを示しており、温帯低気圧とこの乾燥空気塊の関係を示唆していた。熱帯低気圧に関しては、摂動なしのシミュレーションは強度を過小評価しており、アンサンブルメンバーも初期に強化するメンバーは存在するが、強度を保ったメンバーは見られなかった。台風近傍の構造を見ると、初期に強化するメンバーでは最初の3時間以内に軸対称構造が崩れることで強度が保持できないことがわかった。これは成長モード育成法がすでに成長してきた構造を捉えるため、その後の台風の発達には必ずしも適した摂動ではないことに起因すると考えられる。また、摂動なしを含む全てのメンバーで台風強度を過小評価していることはRSMおよびMSM自体の傾向に原因があると考えられるため、今後の調査が必要である。一方で熱帯低気圧進路は、実況に近い摂動なしのシミュレーションの周りで南北にメンバーがばらついており、進路の不確実性を捉えていた。

温帯低気圧の発達と乾燥空気塊の関係を調べるために、アンサンブルシミュレーションの結果に対して感度解析を行なった。感度解析で得られた第1モードと第2モードはどちらも対流圏下層にエネルギーのピークをとっており、温帯低気圧の位置の変化に対応する摂動に感度を示していた。どちらのモードも初期時刻には潜熱の、検証時刻には運動エネルギーが支配的であり、潜熱が運動エネルギーに変換されて温帯低気圧の発達につながっていることが示唆される。第1モードは乾燥空気塊の切離に伴ってその東西に流入する水蒸気フラックスが繋がり、温帯低気圧が継続的に発達できる環境場を形成することが低気圧の発達に影響を及ぼすことを示していた。一方で第2モードは台風からの水蒸気フラックスの増加が乾燥空気塊の東側の水蒸気流入量を増やすことで、間接的に温帯低気圧の発達に寄与することを示していた。

これらの結果から、本研究で開発したアンサンブル予測システムは、熱帯低気圧強度の予測に関してはモデル自体の検証を要するが、熱帯低気圧と温帯低気圧それぞれに関する成長モードを捉えられていることが示された。今後は空間スケールの異なる擾乱を含む事例に適用してシステムの完成度を高める。

## 謝辞

NCEP RSM は Hann-Ming Henry Juang 博士から提供していただきました。台風進路の検証には、気象庁ベストトラックデータを用いました。本研究はJSPS 科研費 22KJ1966, 19H05698, 19H05605, 21K03662 の助成を受けました。

## 参考文献

- 経田正幸, (2006): 週間アンサンブル予報, 平成 18 年度数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, pp. 23–33.
- Asselin, R. (1972): Frequency filter for time integrations. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 100, No. 6, pp. 487–490.
- Bryan, G. H. and Fritsch, J. M. (2000): Moist absolute instability: The sixth static stability state. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 81, No. 6, pp. 1207–1230.
- Buizza, R. and Palmer, T. N. (1995): The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, No. 9, pp. 1434–1456.
- Chou, M.-D. and Suarez, M. J. (1999): A solar radiation parameterization for atmospheric studies. Technical report series on global modeling and data assimilation, Vol. 15, NASA Goddard Space Flight Center, 51pp.
- Ehrendorfer, M., Errico, R. M. and Raeder, K. D. (1999): Singular-Vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 56, No. 11, pp. 1627–1648.
- Ek, M. B., Mitchell, K. R., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G. and Tarpley, J. D. (2003): Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, No. D22, 8851.
- Enomoto, T., Yamane, S. and Ohfuchi, W. (2015): Simple sensitivity analysis using ensemble forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 93, No. 2, pp. 199–213.
- Ferrier, B. S., Jin, Y., Lin, Y., Black, T., Rogers, E. and DiMego, G. (2002): Implementation of a new

- grid-scale cloud and precipitation microphysics in the NCEP Eta model. Preprints, 19th Conf. on Weather Analysis and Forecasting/15th Conf. on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 10.1.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J.-N. (2023): ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.bd0915c6. Accessed 25 Aug 2023.
- Honda, T. (2023): Development of a polar mesocyclone and associated environmental characteristics during the heavy snowfall event in Sapporo, Japan, in early February 2022. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 128, No. 12, e2022JD037774.
- Hong, S.-Y. and Pan, H.-L. (1996): Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 124, No. 10, pp. 2322–2339.
- Hong, S.-Y. and Pan, H.-L. (1998): Convective trigger function for a mass-flux cumulus parameterization scheme. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, No. 10, pp. 2599–2620.
- Ikawa, M. (1988): Comparison of some schemes for nonhydrostatic models with orography. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 66, No. 5, pp. 753–776.
- Juang, H.-M. H. and Kanamitsu, M. (1994): The NMC nested regional spectral model, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 122, No. 1, pp. 3–26.
- Juang, H.-M. H., Hong, S.-Y. and Kanamitsu, M. (1997): The NCEP regional spectral model: An update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 78, No. 10, pp. 2125–2144.
- Juang, H.-M. H., (2000): The NCEP mesoscale spectral model; a revised version of the nonhydrostatic regional spectral model, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, No. 7, pp. 2329–2362.
- Kim, Y.-G. and Arakawa, A. (1995): Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, No. 11, pp. 1875–1902.
- Kyouda, M., (2002): The ensemble prediction system for medium-range weather forecasting at JMA. Research activities in atmospheric and oceanic modelling, No. 32, WMO/TD-No. 1105.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. and Clough, S. A. (1997): RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, pp. 16663–16682.
- Nakashita, S. and Enomoto, T. (2021): Factors for an abrupt increase in track forecast error of Typhoon Hagibis (2019). *SOLA*, Vol. 17A, pp. 33–37.
- National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. (2015), updated daily: NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. DOI:10.5065/D65D8PWK. Accessed 25 Aug 2023.
- Necker, T., Geiss, S., Weissmann, M., Ruiz, J., Miyoshi, T., and Lien, G.-Y. (2020): A convective-scale 1,000-member ensemble simulation and potential applications. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 146, No. 728, pp. 1423–1442.
- Nguyen, T. V., Mai, K. V., Nguyen, P. N. B., Juang, H.-M. H. and Nguyen, D. V. (2019): Evaluation of summer monsoon climate predictions over the Indochina Peninsula using regional spectral model. *Wea. Clim. Extremes*, Vol. 23, 100195.
- Ouaraini, R. E., Berre, L., Fischer, C. and Sayouty, E. H. (2015): Sensitivity of regional ensemble data assimilation spread to perturbations of lateral boundary conditions. *Tellus*, Vol. 67, No. 1, 28502.
- Palmer, T. N., Gelaro, R., Barkmeijer, J. and Buizza, R. (1998): Singular vectors, metrics, and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, No. 4, 633–653.
- Pan, H.-L. and Wu, W.-S. (1995): Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC medium-range forecast model. NMC office note 409, 40pp.
- Saito, K., Hara, M., Kunii, M., Seko, H. and Yam-

- aguchi, M. (2011): Comparison of initial perturbation methods for the mesoscale ensemble prediction system of the Meteorological Research Institute for the WWRP Beijing 2008 Olympics Research and Development Project (B08RDP). *Tellus*, Vol. 63, No. 3, pp. 445–467.
- Saito, K., Seko, H., Kunii, M. and Miyoshi, T. (2012): Effect of lateral boundary perturbations on the breeding method and the local ensemble transform Kalman filter for mesoscale ensemble prediction. *Tellus*, Vol. 64, No. 1, 11594.
- Scheck, L., Jones, S. C. and Heuveline, V. (2014): Singular vectors for barotropic, hurricane-like vortices in horizontal shear: structure and perturbation growth mechanisms. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 71, No. 3, pp. 1002–1020.
- Tatsumi, Y. (1986): A spectral limited-area model with time-dependent lateral boundary conditions and its application to a multi-level primitive equation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 64, No. 5, pp. 637–664.
- Tiedtke, M. (1983): The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. *Workshop on Convection in Large-Scale Model*, Shinfield Park, Reading, ECMWF, pp. 297–316.
- Torn, R. D., Hakim, G. J. and Snyder, C. (2006): Boundary conditions for limited-area ensemble Kalman filters. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 134, No. 9, pp. 2490–2502.
- Toth, Z. and Kalnay, E. (1993): Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 74, No. 12, pp. 2317–2330.
- Toth, Z. and Kalnay, E. (1997): Ensemble Forecasting at NCEP and the Breeding Method. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, No. 12, pp. 1434–1456.
- Trenvisan, A. and Roberto, L. (1995): Transient error growth and local predictability: a study in the Lorenz system. *Tellus*, Vol. 47, No. 1, pp. 103–117.
- Yoshimura, K., Kanamitsu, M. and Dettinger, M. (2010): Regional downscaling for stable water isotopes: A case study of an atmospheric river event. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 115, No. D18, 114.
- Wang, Q., Zhao, D., Duan, Y., Guan, S., Dong, L., Xu, H. and Wang, H. (2023): Super typhoon Hinnamnor (2022) with a record-breaking lifespan over the Western North Pacific. *Adv. Atmos. Sci.*, Vol. 40, pp. 1–9.

(論文受理日: 2023 年 8 月 31 日)