

# 気象庁における全球アンサンブル予報システムの開発

氏家 将志・山口 春季・経田 正幸 (気象庁数値予報課)

## 1 はじめに

大気の運動はカオス的な振る舞いをする事が知られている。大気の状態を模倣する数値予報モデルでは、初期の微小な誤差やモデルの不確実性に伴う誤差が時間発展とともに指数関数的に増大し、次第に有益な情報が得られなくなる。アンサンブル予報は少しずつ異なる初期値・境界値や数値予報モデルによる、複数の予報の集合で大気の状態の確率密度関数を近似し、アンサンブル平均や確率分布など、単独予報よりも有益な情報を抽出する手法である。

気象庁においては中期から季節スケールの予測、具体的には週間天気予報、異常天候早期警戒情報・1か月予報、季節予報の支援資料として、それぞれの目的に応じたアンサンブル予報が利用されている。表 1.1 に週間アンサンブル予報、1か月アンサンブル予報の概要を示す。これらのアンサンブル予報では全球大気モデルを利用した、全球大気アンサンブル予報システムが運用されている。

本稿では、気象庁における全球大気アンサンブル予報システムの現状やその開発課題について、主に週間アンサンブル予報システムに関して述べる。

以下ではアンサンブル予報システムを EPS(Ensemble Prediction System) と略記する。

## 2 週間 EPS の精度の変遷

図 2.1 は、週間 EPS が運用開始された 2001 年 3 月以降の北半球月平均 500hPa 高度 216 時間 (9 日) 予報のアノマリー相関係数 (以下、ACC) の時系列である。アンサンブル予報では、予報スコアは単独予報のそれよりも上回ることが期待される。週間アンサンブル平均のスコアはコントロールラン (摂動のない単独予報) を常に上回っており、アンサンブル平均によって単独予報よりも有益なシグナルが抽出できていることを示している。精度の経年変化に注目すると、予報モデル・解析の改善や、初期摂動作成手法の改良とメンバー数の増強などによって、運用開始以降少しずつ精度向上しており近年ではアンサンブル平均の ACC が 0.6 に達した。ECMWF などでは、ACC が 0.6 に達する予報時間を予測可能性の指標の一つとして見て

表 1.1 週間 EPS と 1 か月 EPS の概要

	週間 EPS	1 か月 EPS
目的	週間天気予報支援	1 か月予報、異常天候早期警戒情報支援
モデル	GSM1011 <sup>注</sup>	
解像度	TL319L60	TL159L60
予報時間	216 時間	816 時間
頻度	毎日 12UTC	水曜、木曜 12UTC(1 か月) 日曜、月曜 12UTC(異常天候)
初期摂動	SV 法 (Buizza and Palmer 1995)	BGM 法 (Toth and Kalnay 1993)
メンバー数	51 (1 コントロールラン + 50 摂動ラン)	50 (2 コントロールラン + 48 摂動ラン)

注. 1 か月 EPS については積雲対流スキームのトリガーの閾値変更、水蒸気の短波放射吸収の改良、陸面過程の修正等、細かい変更がある

いる (Hollingsworth et al. 1980 など)。9 日予報の ACC が 0.6 に達したことで、今後の予報時間の延長や異常気象早期警戒情報向けアンサンブル予報<sup>1</sup>との統合も視野に入ってきている。

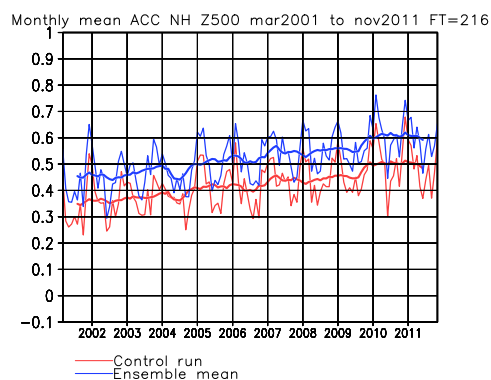


図 2.1 週間 EPS における、北半球 500hPa 高度、9 日予報のアンサンブル平均 (青実線) とコントロールラン (赤実線) の月平均アノマリー相関係数の推移。太線は 11ヶ月移動平均を表す。

<sup>1</sup> 異常気象早期警戒情報では、7 日平均の気温を予測対象としている。一般に時間平均値はスナップショットの値よりも予測可能性が高い。

### 3 全球アンサンブル予報をめぐる最近の状況

各国の現業数値予報センターでアンサンブル予報の運用が始まった1990年代は主に初期摂動の作成が開発の中心であった。初期摂動の作成手法としてBGM法 (Breeding of Growing Mode, Toth and Kalnay 1993)、SV法 (Singular Vectors method, Buizza and Palmer 1995) が代表的であり、現在でもBGM法はNCEPで、SV法はECMWFで採用されている。これらの手法は誤差の成長する成分を選択的に抽出することに重点が置かれており、少ないメンバーで誤差の確率密度関数を近似できる点に利点がある。しかしながら、これらの手法は摂動の構造を知ることができるが、その振幅には任意性がある。

解析誤差を反映した初期摂動を作成する手法としてはデータ同化を利用する方法がある。特に、アンサンブル予報の結果で予報誤差共分散行列を近似し、データ同化を通じて解析誤差の分布を推定するアンサンブル・カルマンフィルター (Evensen 1994) やその実装法の一つである LETKF (Hunt et al. 2007) が近年盛んに研究されるようになってきている。この手法は高度なデータ同化手法としてだけでなく、アンサンブル予報の初期摂動作成手法としても注目されている。また、摂動を与えた観測を用いて複数のデータ同化を行い、解析誤差を推定するアンサンブルデータ同化 (EnDA, Isaksen et al. 2010) も2010年にECMWFのアンサンブル予報システムに導入され、データ同化とアンサンブル予報の繋がりが注目されるようになってきている。

数値予報モデルはアンサンブル予報の基幹部品であり、その精度向上が必要なのは言うまでもない。しかしながら、数値予報モデルは有限の時間・空間で離散化された世界であるため、自然を完全に記述することはできない。数値予報モデルの物理過程はさまざまな統計式・経験式でパラメタライズされており、決定論的に決まらない部分も含んでいる。このようなモデルの不確実性を考慮して予報のアンサンブルを構成する手法も近年注目されてきている。

以上の状況を模式図で表すと、図3.1のように示される。このようにアンサンブル予報システムは初期摂動の作成手法だけでなく、モデル・データ同化手法との繋がりが強くなってきており、数値予報システムとしての総合的な性能が問われるようになってきている。

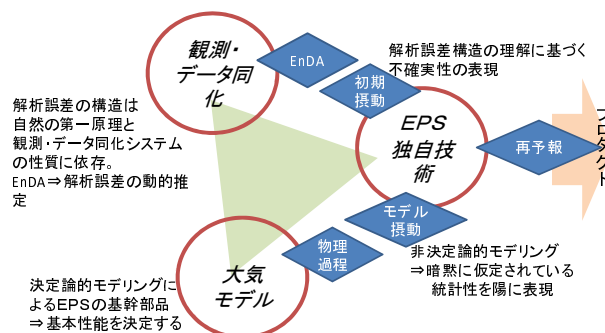


図 3.1 アンサンブル予報・データ同化・数値予報モデルの関係の模式図

### 4 気象庁の週間 EPS の課題

前述のような状況の中、週間 EPS の精度向上を目指して開発を行っているが、ここでは現在の週間 EPS における課題、特に初期摂動とモデル摂動に関する課題について述べる。

#### 4.1 初期摂動に関する課題

初期摂動に関しては、現在の週間 EPS は SV 法を採用している。SV 法は数値予報モデル (通常は非線形モデル) の接線形モデルとその随伴モデルをそれぞれ  $M$  と  $M^*$ 、予報変数をベクトル  $x$  とすると  $M^*Mx$  の固有値問題を解くことで、評価時間内に大きく成長する摂動を得る手法である。この手法は傾圧不安定などの中高緯度の不安定な擾乱に伴う誤差成長を少数のメンバーで表現するには効率が良い。その一方で、熱帯では力学的な不安定波動がなく、中高緯度ほど成長率の大きい摂動が得られないこと、モデル (特に湿潤過程) の非線形性が強く、SV から得た摂動が非線形モデルでは成長しにくい傾向があることから、誤差に対して、スプレッドが不足することが知られている。図 4.1 は 2011 年 9 月 20 日 12UTC 初期値の速度ポテンシャルの 24,48,72 時間予報のアンサンブル平均 (等値線) とスプレッド (陰影) を示している。24 時間予報では対流活動が活発な、北西太平洋を中心に大きなスプレッドが現れている。しかし、その後は摂動の成長は長続きせず、48 時間、72 時間と予報が進むにつれ、スプレッドは小さくなっている。図 4.2 は 1 か月予報について描画したものである。予報初期にスプレッドが拡大する

ことはないが、成長率は大きくない。また、週間 EPS と 1 か月 EPS でスプレッドの大きさが異なる理由は、SV 法と BGM 法の違いだけではない。前述のように SV 法および BGM 法には初期摂動の大きさに任意性があることも一因である。初期摂動の振幅は本来、解析誤差程度の大きさになることが望ましい。しかし、現在の週間 EPS・1 か月 EPS の摂動の大きさが解析誤差程度であるかどうかは定かではない。熱帯大気摂動の理解や、モデルの不確実性、境界値の不確実性と合わせて初期摂動の改良に取り組む必要がある。

LETKF は 4 次元変分法と並ぶ高度なデータ同化手法であり、解析誤差を反映した初期摂動作成手法でもあるため、数値予報課でも開発を進めている。データ同化システムとしての実験、検証は Miyoshi et al. (2010)、太田 (2011) など報告されている。LETKF のアンサンブル予報としての検証結果を図 4.3 に示す。ここでは低解像度 (TL159) の全球モデル、週間 EPS 相当の設定との比較を行っている。熱帯では、現システム相当のものよりも良好な結果が得られているが、北半球で摂動の成長が小さく、誤差とスプレッドの関係が適切でない。また、誤差も現システム相当のものよりも悪化している。これらの原因としてはモデル自身のバイアスや、局所化スケールが最適でないこと、有限のメンバーで誤差共分散を近似することに伴うサンプリング誤差の問題などが指摘されている (太田 2011)。また、データ同化システムとしての課題もあり、解析値や決定論予報の精度向上と併せて開発を進めていく必要がある。

#### 4.2 モデル摂動に関する課題

初期値アンサンブル予報は数値予報モデルが完全で、数値予報モデルに起因する予報誤差を含まないことを前提としている。しかしながら、実際の数値予報モデルは誤差が含まれており、数値予報モデルの不確実性をアンサンブル予報に取り入れることも必要である。

気象庁では 2010 年の 12 月にモデルアンサンブル手法のひとつである、確率物理過程強制法を週間アンサンブル予報システムに導入した。この手法では、数値予報の物理過程の時間変化率に摂動を与え、物理過程に内在する不確実性を表現する。予報変数  $\phi$  の変化率を  $F(\phi)$ 、そのうち、物理過程による変化率を、 $P(\phi)$  とする。確率物理過程強制法では  $P(\phi)$  に平均がゼロの乱数 (波数空間上で定義)  $\alpha(\lambda, \theta, t)$  を掛けたものを摂動として加える。ここで、 $\lambda, \theta, t$  はそれぞれ、経度、緯度、時間を

表す。

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F(\phi) + \alpha(\lambda, \theta, t)P(\phi) \quad (4.1)$$

気象庁の週間アンサンブル予報システムに導入されている確率物理過程強制法では大気境界層・重力波抵抗・放射・積雲対流による、風・気温・水蒸気の時間変化率に摂動を与えている。 $\alpha$  は -0.7 から 0.7 の値を取る。また、成層圏には摂動を与えていない。図 4.4(a) は、熱帯 850hPa 気温の予報時間ごとのスプレッドの確率物理過程強制法の有無による違いを示している。期間は 2007 年 8 月である。12 時間予報以降で、確率物理過程強制法の導入により、スプレッドが増大している。(b),(c) はスプレッドと誤差の関係を示したものである。確率物理過程強制法の導入によって、スプレッドが増大し、実況の捕捉率が高くなったため、アンサンブル平均の誤差も減少した。RMSE とスプレッドの比が 1 に近づき、両者の関係がより適正になっている。また、ROC (Receiver Operating Characteristic) 面積などの確率予報スコアでも、熱帯に正のインパクトをもたらしていた (図略)。このように、確率物理過程強制法は熱帯についてインパクトがあり、決定論的検証、確率検証いずれの精度向上にも寄与した。

また、モデルアンサンブルの高度化の手法として、モデルの解像度程度のスケールの運動エネルギーの過剰散逸を補償することを狙った確率的運動エネルギー後方散乱法 (Stochastic Kinetic Energy Backscatter method, 以下 SKEB, Shutts 2005) は、英国気象局や ECMWF の EPS での使用実績もあり、有力な手法の一つとして注目されている。この手法では、数値予報モデルの運動エネルギーの消散量の一部を流線関数への強制 (つまり過度方程式に強制項を加えることに相当する) として確率的に戻しており、その強制の大きさは数値予報モデルのエネルギー消散量に基づいて決められている。実際、Shutts 2005 では、スキームの導入前に IFS (Integrated Forecast System, ECMWF の全球解析予報システム) の数値粘性、物理過程による運動エネルギーの消散量について、詳細に調査されている。SKEB 導入の検討の前段階として、気象庁の全球モデルについてもエネルギー収支を調べた結果を示す。図 4.5 は気象庁の全球モデ

<sup>2</sup> 現象の予報出現確率に閾値を設定し、予報の「現象あり」「現象なし」を判定する。閾値を変えていき、横軸に誤検出率 (実況が「現象なし」であったときに予報が外れた割合)、縦軸に捕捉率 (「現象あり」であったときに予報が的中した割合) をプロットしたものを ROC 曲線と呼ぶ。ROC 面積は ROC 曲線によって囲まれる面積で面積が大きいほど、価値のある予報となる。詳細は Wilks (2006)などを参照。

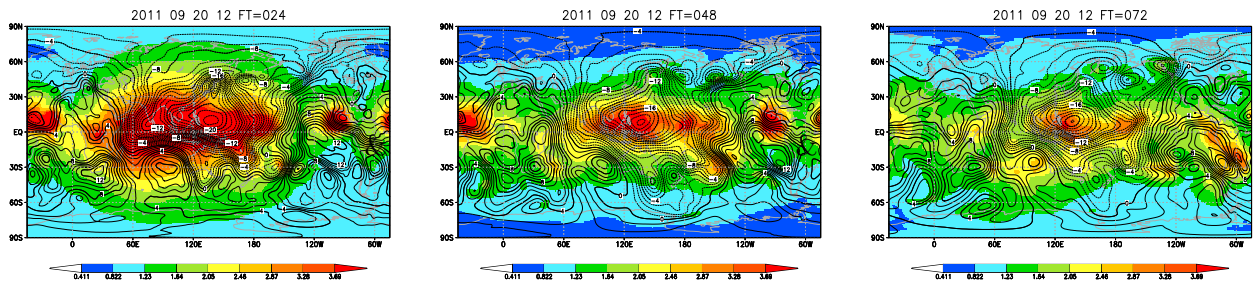


図 4.1 2011 年 9 月 19 日 12UTC 初期値の週間アンサンブル予報における、200hPa 流線関数のアンサンブル平均 (等値線)、とスプレッド陰影。単位は  $10^6 m^2/s$ 。

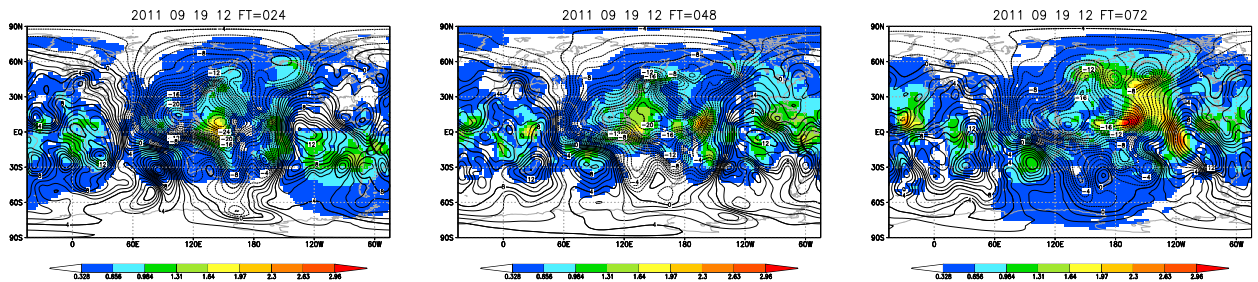


図 4.2 4.1 と同じ。ただし、2011 年 9 月 19 日 12UTC 初期値の 1 か月予報アンサンブルについて

ルの全球平均運動エネルギー収支の時系列を示している。運動エネルギーの生成は位置エネルギーから変換されるものが主で、消散は物理過程によるものであり、この 2 項が支配的であることが分かる。また、物理過程の中でも、境界層過程による消散が支配的であった (図略)。全球モデルでは、特定の波数にエネルギーがたまるのを防ぐため、水平方向に 4 次の線形拡散を施している。数値拡散によるエネルギー消散は  $0.2W/m^2$  弱と、物理過程による消散よりは小さいが、系統的にエネルギーを消散させている。実際の運動エネルギーの変化量と、エネルギー変換の各項の和との残差をセミラグランジュ法に伴うエネルギーの消散とみなす<sup>3</sup>と、約  $0.2W/m^2$  のエネルギーを系統的に消散している。数値拡散と合わせると、数値計算に伴うエネルギー消散は約  $0.4W/m^2$  程度と見積もられる。一方 Shutts (2005) では IFS における、数値的な運動エネルギー消散量は  $1.2W/m^2$  と見積もっており、これは気象庁の全球モデルよりもかなり大きい。このことは、エネルギーの大きさやその収支がモデルによって異なっていることを示唆している。このように数値予報モデルの特性はモデル間で異なるため、モデルアンサンブルの高度化のためには、数値予報モデルの特性を良く把握しておくことも重要であると考えられる。

<sup>3</sup> 数値誤差がなるべく少なくなるように、モデル内で直接エネルギー収支を計算しているが、残差には数値誤差がまだ残っている可能性もある。

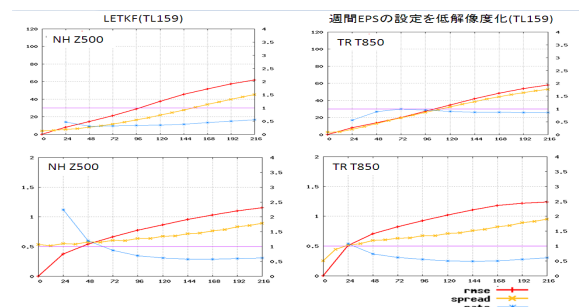


図 4.3 (上) 北半球 (20N-90N)500hPa 高度 (m) と (下) 熱帯 (20S-20N)850hPa 気温 (K) の RMSE (赤実線)、スプレッド (青実線) とその比 (青実線)。解像度は TL159L60, 期間は 2009 年 8 月。左: LETKF、右: 週間 EPS の設定を低解像度化したもの。

## 5 まとめ

週間 EPS は運用開始以降、着実に精度向上を遂げてきた。アンサンブル予報システムが高度化されるにつれ、データ同化手法や数値予報モデルそのものとの関連も強くなっていき、数値予報システム全体の性能を問われるようになってきている。今後も、データ同化や予報モデルの改善と一体となって、EPS の精度向上に努める必要がある。

また、初期摂動に関しては、特に熱帯の初期摂動に関して改善すべき課題が多い。熱帯大気に対する理解に加え、予報誤差における初期値誤差、モデル誤差、境界値誤差に関する理解を進める必

要がある。

アンサンブル予報の精度向上のためには、モデル自身の精度を向上させることが必要である。モデル誤差の要因の分析やそれら結果を実際の開発にうまくフィードバックできるような取り組みが今後さらに必要になってくると考える。

#### 参考文献

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10 143–10 162.
- Hollingsworth, A., K. Arpe, M. Tiedtke, M. Capaldo, and H. Savijarvi, 1980: The performance of a medium-range forecast model in winter -Impact of physical parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1736–1773.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112–126.
- Isaksen, L., M. Bonavita, R. Buizza, M. Fisher, J. Haseler, M. Leutbecher, and Laure Raynaud, 2010: Ensemble of data assimilations at ECMWF. *ECMWF Tech Memo*, **636**.
- Miyoshi, T., Y. Sato, and T. Kadowaki, 2010: Ensemble Kalman filter and 4D-Var intercomparison with the Japanese operational global analysis and prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2846–2866.
- 太田洋一郎, 2011: GSM-LETKF. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 130–37.
- Shutts, G., 2005: kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3079–3102.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- Wilks, D. S., 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Second Edition. *International Geophysical Series vol.91*, 295–298.

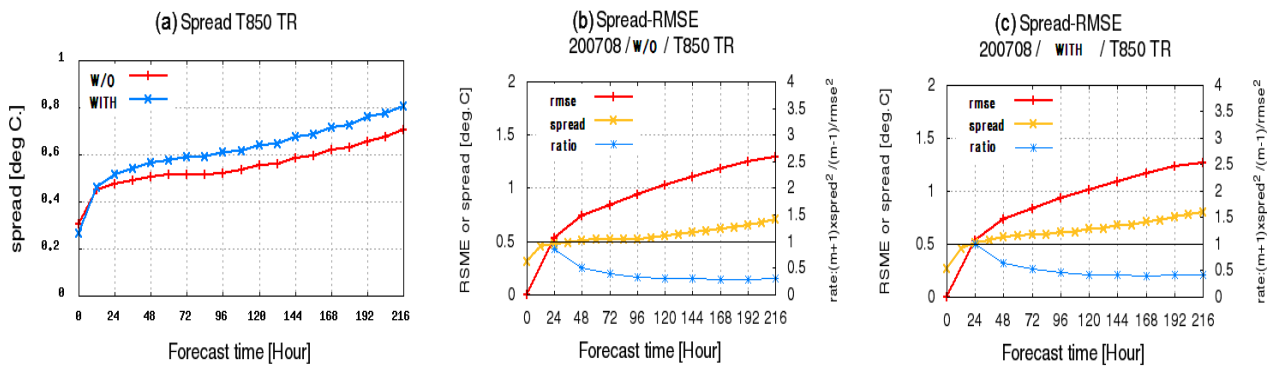


図 4.4 (a) 熱帯 (20S-20N)850hPa 気温のブレッドの比較。WITH,W/O はそれぞれ、確率物理強制法あり/なしを表す。統計期間は 2007 年 8 月である。(b) 確率物理強制法を導入した場合における、予報時間ごとのブレッド (黄色線), RMSE (赤線) とその比 (青線)。(c) (b) と同じ。ただし、確率物理強制法がない場合。

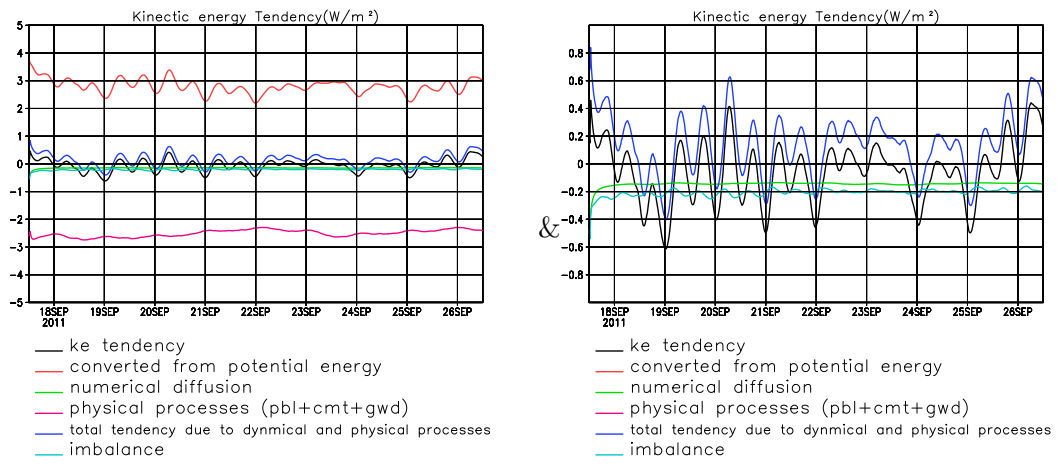


図 4.5 2011 年 9 月 17 日 12UTC 初期値の全球平均運動エネルギーの変化率の時系列。黒:実際の変化量、赤:位置エネルギーからの変換量、桃色:物理過程 (境界層、積雲対流、重力波抵抗) による消散、緑:数値拡散による消散、青:エネルギー収支の式から見積もられる変換量 (= 赤 + 桃色 + 緑)、水色:黒線と青線の残差。右図は縦軸のレンジを  $-1W/m^2$  から  $1W/m^2$  の範囲に拡大したもの