Dual Localization 法における局所化パラメータ敏感性の調査

近藤圭一(筑波大/理研)・三好建正(理研・計算科学)・田中博(筑波大・CCS)

1. はじめに

データ同化は,数値モデルと観測を高度に 融合させることで,より精緻な初期値・解析値を 得る手法であり,数値予報モデルの予報精度 に大きく影響を与える. 大気の流れを考慮した 高度なデータ同化手法にアンサンブルカルマ ンフィルタ (Evensen 1994) があり, さまざまな 研究が行われている.なかでも局所アンサンブ ル変換カルマンフィルタ (LETKF; Hunt et al. 2007) は、LEKF (Ott et al. 2004) に ETKF (Bishop et al. 2001) のアルゴリズムを適用し, 並列計算効率が高く,様々な数値予報モデル に適用されている.局所化を施す際には、一般 的には Gaspari and Cohn (1999) のガウス関数 を近似した局所化関数が用いられ,局所化のス ケールは1標準偏差で与えられる. Miyoshi et al. (2007) では T159/L48 の全球モデルに 500 km の局所化スケール, Miyoshi et al. (2010) で はT319/L40の全球モデルに400kmの局所化 スケールを適用した. 領域モデルでは, Zhang et al. (2009) において,水平解像度 40.5 km, 13.5 km, 4.5 kmのWRF にそれぞれ 340 km, 120 km, 40-km の局所化スケールを適用してい る. さらに Yussouf and Stensrud (2010) では、 水平解像度が1 km のモデルを使用しており, 局所化スケールはおよそ 1.1 km である. このよ うにモデル解像度が高くなるにつれ、局所化ス ケールを小さくせざるをえず遠方の観測を同化 できないため、大スケールの誤差を修正できな い恐れがある.

この局所化問題に対処するため, Miyoshi and Kondo (2013), Kondo et al. (2013)では, 異

なる 2 つの局所化スケールを同時に用いること でマルチスケール構造を考慮する新手法: Dual-Localization 法を考案した.そこで本研究 では, Miyoshi and Kondo (2013), Kondo et al. (2013) に基づき, Dual-Localization 法につい て詳しく述べるとともに,その効果および局所化 パラメータ敏感性について調査を行った.

2. Dual-Localization 法

Dual Localization 法では、観測による修正量 である解析インクリメントを、高波数成分と低波 数成分に分けて解析を行う.高波数成分につ いては、高解像度の摂動をそのまま用い、小さ な局所化スケールを適用して、近傍の小スケー ルの現象を詳細に捕捉する.低波数成分につ いては、アンサンブル予報摂動を平滑化し、サ ンプリング誤差を低減することで、より大きな局



-0.20 -0.15 -0.10 -0.05 -0.01 0.00 0.01 0.05 0.10 0.15 0.20

図 1 星印においてゾンデ観測を同化した場合 のモデル4層目Uにおける解析インクリメント. 摂動の解像度はT30、局所化スケールは500 km.



図2 星印においてゾンデ観測を同化した場合の モデル4層目Uにおける解析インクリメント. 摂動の解像度はT21、局所化スケールは1000 km.



図3 図2と同様であるが、局所化スケールが 500 km.

所化スケールを適用し、観測の影響範囲を広 げる.両者を考慮することで、広範囲の観測を 同化しつつ、同時に観測近傍の詳細な共分散 構造を維持することが可能となる.具体的には 以下の通りである.

図1は、小さい局所化スケール(500 km)を 用いて、高波数成分を含むすべての波数から 求まる解析インクリメントであり、観測近傍の詳 細な構造をとらえている.図2は図1と同様で あるが、解像度T30から高波数成分を取り除き



-0.20 -0.15 -0.10 -0.05 -0.01 0.00 0.01 0.05 0.10 0.15 0.20

図4 図2から図3を引いたもの.



-0.20 -0.15 -0.10 -0.05 -0.01 0.00 0.01 0.05 0.10 0.15 0.20

図 5 Dual-Localization 法によるインクリメント.

T21 に平滑化したアンサンブル予報摂動に,局 所化スケール1000 kmを適用して求めた解析イ ンクリメントである. 摂動を平滑化しているため 詳細な構造を把握できていないが,摂動の平 滑化によりサンプリング誤差が抑えられているた め,観測の影響範囲を図 1 より大きくとることが 可能である. ここで両者の平均をとると,図 1 の 詳細な構造と図 2 の広い観測の影響範囲のイ ンクリメントが半分になってしまう. そこで,図 2 から観測近傍の除法を抜き取ることを考える. 図 3 は図 2 と同様に平滑化したアンサンブル予 報摂動から求めたインクリメントであるが,局所 化スケールが 500 km である.図2から図3を 引くことで,図4を求める.最後に図1と図4を 合算することで,詳細なインクリメントの構造を 残したまま,遠くの観測の情報を同化可能とな る(図5).

3. 実験設定

本研究では,T30/L7 の簡易的な大循環モ デル SPEEDY (Molteni 2003)を用いた完 全モデル実験を行う.予報変数は,東西風 U (m/s),南北風 V (m/s),気温 T (K),比湿 Q (kg/kg),地上気圧 Ps (hPa)である.観測分布 はラジオゾンデ観測網(図 6)で,観測はす べての変数で6時間毎に同化し,同化期間は 1982年1月1日から1983年2月1日(1年 1ヶ月)である.従来の局所化手法による実験 を CTRL, Dual-Localization 法による実験 を DLOC とする.

4. 結果

図 7 は, 異なる 2 つの局所化スケールを変 化させたときの解析 RMSE を表し, 赤色は DLOC が CTRL より RMSE が小さいこと を示している. 2 つの局所化スケールを適切 に選ぶことで, DLOC はすべての変数におい て CTRL より解析精度が高いことが確認で きる. この 2 つの局所化スケールの選択の幅 は, ともに 400 km 程度の幅を持っているた



図6 ラジオゾンデ観測を模した観測分布.

め,数値モデルを変更した場合であっても局 所化スケールの組合せの詳細なチューニン グはそれほど必要ないことを示している. 以下では,2つの局所化スケールを全変数に ついて良好な結果である 600 km (高波数成 分)と900 km (低波数成分)に固定する.

図8は、CTRLとDLOCの解析 RMSE時 系列であるが、実験期間中盤以降はDLOC の解析 RMSE が小さい.特にQではCTRL に対して大幅に解析誤差が小さいことが確 認できる.さらに改善率(図9)では、観測 の少ない南半球及び海洋を中心にモデル全 層にわたって改善率が高く、20%に達する領 域もある.他の変数では、海洋のみならず観



図 7 局所化スケールを 100km 毎に変化させた ときの解析 RMSE. 赤色は CTRL に対して DLOC の方が RMSE が小さいことを表す. (a) モデル 4 層目(~500 hPa) のU (m s⁻¹), (b) モデル 2 層目 (~850 hPa)の T (K), (c) モデル最下層 (~925 hPa)の Q (g/kg), (d) Ps (hPa).

測の多い陸地でも大幅な改善が見られる (図略).



図 8 CTRL 及び DLOC の解析 RMSE 時系列. 黒線が CTRL、赤線は DLOC. (a) モデル 4 層目 (~500 hPa) の U (m s⁻¹, (b) モデル 2 層目 (~ 850 hPa) T (K).



図9 解析 RMSE1 年平均における DLOC の CTRL に対する改善率(%). 上図はモデル 4 層目の U、 下図は U の鉛直分布.赤色が改善、青色は改悪. 灰色は誤差改善が不確かな領域を表す.

5. まとめ

Dual-Localization 法は、異なる 2 つの局 所化スケールを用いて、高波数成分と低波数 成分に分けて解析を行う手法である.本研究 では、2 つの局所化スケールの組合せの違い による敏感性及び Dual-Localization 法の効 果について調査を行った.その結果 Dual-Localization 法により解析誤差は大幅に改 善し、局所化スケールの組合せはそれぞれ 400 km 程度の幅を持って CTRL に対して 良好な結果を示すことが確認された.これに より数値モデルを変更した場合であっても、 本研究のような詳細なチューニングの必要 性は薄いと考えられる.今後はより現実的な 数値モデルと実際の観測を用いた調査を行 う予定である.

References

- Bishop, C. H., B. J. Etherton, and S. J. Majumdar, 2001: Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: Theoretical aspects, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 420-436.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasigeostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99C5**, 10143-10162.
- Gaspari, G., and S. E. Cohn, 1999: Construction of correlation functions in two and three dimensions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 723–757.
- Hunt, B. R., E. Kostelich, and I. Syzunogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*,

230, 112-126.

- Ott, E., and Coauthors, 2004: A local ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Tellus*, **56A**, 415–428.
- Kondo, K., T. Miyoshi and H. L. Tanaka: Parameter sensitivities of the duallocalization approach in the local ensemble transform Kalman filter. *SOLA*, **9**, 174–178.
- Miyoshi, T. and K. Kondo, 2013: A multiscale localization approach to an ensemble Kalman filter, *SOLA*, **9**, 170-173.
- Miyoshi, T., S. Yamane, and T. Enomoto, 2007: Localizing the error covariance by physical distances within a local ensemble transform Kalman filter (LETKF). *SOLA*, **3**, 89-92.
- Miyoshi T., Yoshiaki Sato, and Takashi Kadowaki, 2010: Ensemble Kalman filter and 4D-Var intercomparison with the japanese operational global analysis and prediction system, *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2846-2866.
- Molteni, F., 2003: Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments. *Clim. Dyn.*, **20**, 175-191.
- Yussouf, N. and D. J. Stensrud, 2010:
 Impact of phased-array radar
 observations over a short assimilation
 period: Observing system simulation
 experiments using an ensemble Kalman
 filter. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 517–538.
- Zhang, F., Y. Weng, J. A. Sippel, Z. Meng, and C. H. Bishop, 2009: Cloud-Resolving hurricane Initialization and

prediction through assimilation of doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2105-2125.