

平成 20 年度 卒業論文

気象庁全球 面ガウス解析値を用いた
NICAM による週間予報実験

筑波大学 第一学群 自然学類
地球科学主専攻

200510424

森 和広

2009 年 1 月

目次

目次	i
Abstract	iii
表目次	v
図目次	vi
1 はじめに	1
2 目的	3
3 使用モデル	4
3.1 支配方程式	4
3.2 計算方法の概要	10
3.3 正 20 面体の分割化	10
3.4 時間積分法	12
3.5 本研究で用いた NICAM の物理過程や計算方法の設定	14
3.5.1 荒川・シューベルト積雲対流モデル	14
4 使用データ	18
4.1 気象庁全球 面ガウス解析値	18
4.2 全球数値予報モデル (JMA-GSM) による格子点データ (GPV)	20
5 解析方法	26
5.1 NICAM の初期値・解析用予報データ作成	27
5.1.1 初期値作成	27
5.2 予報精度の評価	28
5.2.1 RMSE	28
5.2.2 ME	28
5.3 予報限界時間	28
5.4 季節平均・全予報事例平均	29
5.5 予報誤差	29
6 結果	30
6.1 RMSE・ME	30
6.2 5 日予報に対する予報誤差図	33

6.3	予報事例ごとの結果	33
6.4	季節平均・全事例平均	37
7	考察	39
8	結論	43
	謝辞	45
	参考文献	46

Weekly Forecast Experiments of NICAM; using the Global Gaussian Analysis Data for Vertical Levels of Eta of the JMA

Kazuhiro MORI

Abstract

A new type of ultra-high resolution atmospheric global circulation model is developed by the Center for Climates System Research, University of Tokyo and Frontier Research Center for Global Change/Japan Agency for marine-Earth Science and Technology. The new model is designed to perform “ cloud resolving simulations ” by directly calculating deep convection and meso-scale circulations; which play a key role not only in the tropical circulations but also in the global circulations of the atmosphere. Since deep convection cores are only a few kms in its horizontal length, they have not directly been resolved by existing atmospheric general circulation models (AGCMs). In order to drastically enhance horizontal resolution, a new framework of the global atmospheric model is required; they adopted nonhydrostatic governing equations and icosahedral grids to the new model, and call it Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM).

In the present study, we present results from the unique 3.5-km mesh global experiments -with $O(10^9)$ computational nodes- created by using realistic topography and land/ocean surface thermal forcing (Satoh et al.,2008). The results show realistic behaviors of multi-scale convective systems in the tropics, which had not been previously captured by AGCMs.

The forecast skill for NICAM (horizontal grid interval-224 km [grid division level 5]) was investigated by Watanabe (2007) without cloud microphysical processes. The annual mean of the deterministic predictability of NICAM is 5.00 days, whereas the annual mean of the JMA-GSM is 6.75 days. It is thought that these results arose from errors of the initial data of NICAM. In Watanabe (2007), the forecast values at the initial time of the JMA-GSM dataset was used for NICAM. Therefore, in the present

study, we implemented the use of the global gaussian analysis data for vertical levels of eta (made by JMA) as the initial data of NICAM, and investigated the results of the forecast skill for NICAM (configurations for NICAM are the same as Watanabe (2007)). The results show that the annual mean of the deterministic predictability of NICAM is 7.70 days, whereas the annual mean of the JMA-GSM is over 8.00 days.

The results show the present forecasting skill of NICAM, where the physical process are still under development. However, it is proposed that the forecast skills for NICAM will achieve the same level as the JMA-GSM if the dataset suited best for NICAM is found. The study is written in the hope that the forecast skill of the new model in the next generation would be improved in the near future.

Key Words

NICAM, Nonhydrostatic model, Cloud resolving model, Icosahedral grids,
The global gaussian analysis data for vertical levels of eta
predictability

表 目 次

1	NICAM の支配方程式に用いられている記号	4
2	NICAM の支配方程式に用いられている記号	5
3	解像度”glevel-n”と水平格子間隔の関係	11
4	気象庁全球 面ガウス解析値について	19
5	JMA-GSM データについて	20
6	JMA-GSM の支配方程式に用いられている記号	21
7	予報事例の初期値	26
8	幾何学的 z 系 [m]	27
9	予報事例毎の 500hPa 高度場に対する RMSE の予報限界時間 [day] . .	31
10	予報事例毎の 500hPa 高度場に対する予報時間 8.00 日目の ME の値 [m]	31
11	季節平均・全予報事例平均した 500hPa 高度場に対する RMSE の予報 限界時間 [day]	32
12	季節平均・全予報事例平均した 500hPa 高度場に対する 8.00 日目の ME[m]	32

図 目 次

1	格子間隔 3.5km の OLR (外向き長波放射) [5 日目の 0:00 ~ 1:30 の 90 分平均]	47
2	2 °N-2 °S の平均降水量の Hovmöller diagrams (左 : 格子間隔 7km の 60 ~ 90 日 180 °W ~ 180 °E の全域図、右上 : 格子間隔 3.5km の 80 ~ 90 日 180 °W ~ 180 °W の部分域図、右下 : 格子間隔 7km の 64 ~ 67 日 40 °E ~ 80 °E の拡大図	47
3	2004/4/1 00UTC の NCAR/NCEP の再解析データを初期値とした 4/5 00UTC の OLR (格子間隔 : 3.5km)	48
4	速度ベクトル \mathbf{v} の 3 成分と直交基底 $\{\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3\}$ の定義	48
5	正 20 面体格子の生成法 (glevel-0(a), 1(b), 2(c), 3(d))	49
6	鉛直レベルとローレンツ格子における要素配置	49
7	時間積分方法	50
8	バネ力学を用いた格子点の修正したバネ結合	50
9	バネ力学によって修正した正 20 面体格子 (glevel-5)	51
10	6 角形の場合の水平コントロールボリュームと定点の配列	51
11	2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	53
12	2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	53
13	2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	54
14	2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	54
15	2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	55
16	2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	55

17	2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	57
18	2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	57
19	2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	58
20	2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	58
21	2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	59
22	2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	59
23	2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	61
24	2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	61
25	2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	62
26	2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	62
27	2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	63
28	2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	63
29	2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	65

30	2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細 い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	65
31	2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風 の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	66
32	2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日 予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	66
33	2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報 の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	67
34	2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報 の誤差図 JMA-GSM	67
35	2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予 報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	69
36	2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細 い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	69
37	2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風 の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	70
38	2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日 予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	70
39	2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報 の誤差図 (左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17))	71
40	2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報 の誤差図 (JMA-GSM)	71
41	2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予 報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	73
42	2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細 い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	73

43	2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	74
44	2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	74
45	2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	75
46	2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	75
47	2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	77
48	2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	77
49	2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	78
50	2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	78
51	2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	79
52	2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	79
53	2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	81
54	2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	81
55	2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	82

56	2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	82
57	2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	83
58	2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	83
59	2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	85
60	2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	85
61	2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	86
62	2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	86
63	2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	87
64	2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM	87
65	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図ー冬 (DJF) 太い実線:NICAM(IC=60), 細い実線:NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	89
66	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図ー夏 (JJA) 太い実線:NICAM(IC=60), 細い実線:NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	89
67	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図ー冬 (DJF) 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	90
68	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図ー夏 (JJA) 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM	90

69	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図－冬 (DJF) 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	91
70	季節平均した北半球 500hPa における気温の 5 日予報の誤差図－冬 (DJF) JMA-GSM	91
71	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図－夏 (JJA) 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	92
72	季節平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図－夏 (JJA) JMA-GSM	92
73	全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破 線 : JMA-GSM	93
74	全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の 時系列図 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破 線 : JMA-GSM	93
75	全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)	94
76	全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA- GSM	94

1 はじめに

近年、発達したコンピュータによって解像度 10km 以下での全球の数値計算が可能になった。しかし、従来の大気大循環モデル (AGCMs) では解像度 10km 以下に対応できなかった。解像度を上げることで静力学平衡が成り立たなくなる。また、従来の AGCMs では積雲パラメタリゼーションを用いているため、大気大循環で重要な熱帯の対流活動を直接分解していない。この影響は解像度を上げていくことによって大きくなっていく。計算方法に関しては、現在の AGCMs の大半は球面を表現するのにスペクトル法を用いている。しかしながら、水平解像度を上げていくことで、スペクトル変換がコンピュータの高パフォーマンスを必要とするため、非効率になる。問題点としては、ルシャンドル変換の計算量が膨大で、大量のデータ交換が必要になることである。

東京大学気候システム研究センター (CCSR) と地球環境フロンティア研究センター・海洋研究開発機構 (FPCGC/JAMSTEC) では、非静力学を用いた正 20 面体大気モデルの開発が進められた (Satoh et al. 2007, Satoh et al. 2005)。既存のモデルの弱点を克服するために、まず、非静力学を採用しつつ、質量保存・エネルギー保存を保証する新しい力学スキームの開発に着手した。また、極問題などを解決するために新しいグリッド方式の考案も進められた。こうして出来た、新しいモデルが NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model) である。

NICAM では水平解像度を上げるために、支配方程式に非静力学コアを採用した。また、スペクトル法の代わりに格子点法を採用した。

NICAM は積雲パラメタリゼーションを用いておらず、熱帯の対流を直接解像している。将来的には全球雲解像モデルとして温暖化に対する雲応答についてより信頼に足る結果を得られると期待されている。また、長期間計算することで気候シミュレーションとなることを目標としている。

Satoh et al. (2005) では、NICAM を用いた最初の雲解像シミュレーションとして地球シミュレータを用いて水平解像度 3.5km での水惑星実験を行った。図 1 は、5 日目の 0:00 ~ 1:30 の 90 分平均した水平格子間隔 3.5km の降水の分布図である。図 1 より、メソスケールであるクラウドクラスターやスーパークラウドクラスターが表現されており、また赤道に沿って ITCZ が伸びているのが分かる。また、図 2 は、2 °N-2 °S の平均降水量の Hovmöller diagrams である。図 2 の左の全体図より、ケルビン波が東進していることがわかる。また、右下の拡大図よりメソスケールのクラスターが西進していることがわかる。図 1 と図 2 から、この実験でのマルチスケールの雲の表現に成功していることが分かる。

渡辺 (2007) では、NICAM の予報精度を検証するために JMA-GSM の初期時刻に

おける予報値を NICAM の初期値として入力し、その予報値と JMA-GSM の予報値および解析との比較を行った。その結果、NICAMの方が予報精度が悪いことが明らかになった。原因の一つとして挙げられたのが、初期値作成時に生じる誤差である。JMA-GSM と NICAM とでは計算方法が違うために水平格子点の間隔が異なる。鉛直層に関して言えば、公開されている JMA-GSM データは p 系 17 層、NICAM は幾何学的 z 系 40 層と大きく異なるため、内挿して初期値作成する際に大きな誤差が生じてしまったと考えられている。また、NICAM の予報特性として高度場を実況よりも低く予報する傾向があり、中緯度から高緯度にかけての地域が予報精度が悪いという結論に至っている。

2 目的

本研究の目的は、渡辺 (2007) で指摘された初期値の影響による NICAM の予報誤差を検証するため、初期値に気象庁全球 面ガウス解析値を用いて、NICAM の予報誤差を検証することが目的である。また、渡辺 (2007) で指摘された NICAM の予報特性が正しいのかも検証していく。

解析方法としては、気象庁全球 面ガウス解析値を NICAM の予報値として入力し、その予報値と JMA-GSM の予報値および解析値との比較を行う。また、JMA-GSM の初期時刻における予報値を NICAM の初期値として入力した際の予報値との比較も行う。予報精度の評価には RMSE や ME (今回の場合はモデルのバイアス) を用いる。

3 使用モデル

この節では、M. Satoh et al. (2007), M. Satoh et al. (2005) を参照に、NICAM の物理過程、力学過程をまとめる。まず、NICAM で用いられている雲微物理過程を含む非静力学的な支配方程式について述べる。次に、計算方法の概要を述べた後、正 20 面体の分割方法、時間積分法についての詳細を述べていく。最後に、本研究で用いた NICAM の物理過程や計算方法の設定についてまとめる。

3.1 支配方程式

NICAM では、雲微物理過程の実装だけでなく、深い大気で、なおかつ地形に沿った方程式を用いている。方程式に用いられている記号は次の表 1 と表 2 で示す通りである。

表 1: NICAM の支配方程式に用いられている記号

r	: 地球の中心からの距離
r_0	: 地球の半径
$z = r - r_0$: 平均海水面からの高さ
t	: 時間
ϕ	: スカラー量
\mathbf{u}	: ベクトル量
z_T	: モデル領域の最頂点の高さ
z_S	: 地表面の高さ
ρ	: 湿潤空気的全密度
q_v	: 水蒸気の比湿

表 2: NICAM の支配方程式に用いられている記号

l_{max}, k_{max}	: 液体/固体の水の構成要素の全数
$q_{l,j}(j = 1, \dots, l_{max})$: 液体の水の j 番構成要素の比湿
$q_{i,k}(k = 1, \dots, k_{max})$: 固体の水の k 番構成要素の比湿
$q_l = \sum_{j=1}^{l_{max}} q_{l,j}$: 水の液体の相の比湿
$q_i = \sum_{k=1}^{k_{max}} q_{i,k}$: 水の固体の相の比湿
$q_w = q_v + q_l + q_i$: 水全体の比湿
$q_d = 1 - q_w$: 乾燥空気の比湿
s_n	: n 番構成要素の質量源の項
\mathbf{v}	: 速度ベクトル
w	: 鉛直速度
\mathbf{v}_h	: 水平速度ベクトル
p	: 気圧
T	: 気温
g	: 重力加速度
Ω	: 地球の角速度
\mathbf{f}	: 摩擦力
$\mathbf{a} = \nabla \cdot (\rho \mathbf{v} \otimes \mathbf{v})$: 運動方程式の移流項
$\mathbf{c} = 2\rho\Omega \times \mathbf{v}$: コリオリ力
L_v, L_f	: 蒸発/融解の潜熱
L_{v00}, L_{f00}	: 0K における蒸発/融解の潜熱
C_{pd}	: 乾燥空気の定圧比熱
C_{pv}	: 水蒸気の定圧比熱
C_l, C_i	: 液体/固体の水の比熱
R	: 気体定数
$C_v = q_d C_{vd} + q_v C_{vv} + q_l C_l + q_i C_i$: 全空気の定積比熱
$e_a = C_v T$: 内部エネルギーの顕熱部分
$h_a \equiv h - (q_v L_{v00} - q_i L_{f00})$: エンタルピーの顕熱部分
$\dot{\rho}$: 密度の摂動
\dot{p}	: 気圧の摂動

まず、特徴的な NICAM 独自の 2 つのメトリック記号を紹介する。深い大気を表現するための $\gamma \equiv \frac{r}{r_0}$ 、地形に沿った座標系にするための $G^{\frac{1}{2}} \equiv \left(\frac{\partial z}{\partial \xi}\right)_h$ である。ここでの 2 つのメトリック、鉛直座標系 ξ は次のように関係づけられている。

$$\gamma \nabla_h \phi = \nabla_{h0} \phi, \quad \gamma \nabla_h \cdot \mathbf{u} = \nabla_{h0} \cdot \mathbf{u} \quad (1)$$

$$\xi = \frac{z_T(z - z_S)}{z_T - z_S} \quad (2)$$

$$G^{\frac{1}{2}} \nabla_{h0} \phi = \tilde{\nabla}_{h0} (G^{\frac{1}{2}} \phi) + \frac{\partial}{\partial \xi} (\mathbf{G}^z G^{\frac{1}{2}} \phi) \quad (3)$$

$$G^{\frac{1}{2}} \nabla_{h0} \cdot \mathbf{u}_h = \tilde{\nabla}_{h0} \cdot (G^{\frac{1}{2}} \mathbf{u}_h) + \frac{\partial}{\partial \xi} (G^{\frac{1}{2}} \mathbf{u}_h \cdot \mathbf{G}^z) \quad (4)$$

$$G^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \quad (5)$$

そして、 $G^{\frac{1}{2}}$ 、 γ^2 を用いた NICAM 独自の物理変数を次に示す。

$$(R, P, \mathbf{V}_h, W, E_a, Q_n) = G^{\frac{1}{2}} \gamma^2 (\rho, \dot{\rho}, \rho \mathbf{v}_h, \rho w, \rho e_a, \rho q_n) \quad (6)$$

ここでの q_n の n は、雲微物理過程の実装のため、次のような水の状態による区分を表している。

$n = 1$:	水蒸気
$2 \leq n \leq j_{max} + 1$:	液体の水
$j_{max} + 2 \leq n \leq j_{max} + k_{max} + 1$:	固体の水 (氷)

NICAM の支配方程式系は、全密度における連続の式、水平・鉛直方向の運動方程式、内部エネルギーの顕熱部分における方程式、水の状態別における連続の式から成り立つ。

- 全密度における連続の式

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho w)}{\partial z} = - \sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{l,j} w_{l,j}^*)}{\partial z} - \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{i,k} w_{i,k}^*)}{\partial z} \quad (7)$$

- 水平方向の運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial (\rho \mathbf{v}_h)}{\partial t} + \mathbf{a}_h + \mathbf{c}_h = & -\nabla_h p + \mathbf{f}_h \\ & - \sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{l,j} w_{l,j}^* \mathbf{v}_h)}{\partial z} - \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{i,k} w_{i,k}^* \mathbf{v}_h)}{\partial z} \end{aligned} \quad (8)$$

- 鉛直方向の運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial (\rho w)}{\partial t} + a_z + c_z = & -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g + f_z \\ & - \sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{l,j} w_{l,j}^* w)}{\partial z} - \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{i,k} w_{i,k}^* w)}{\partial z} \end{aligned} \quad (9)$$

- 内部エネルギーの顕熱部分における方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial (\rho e_a)}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho \mathbf{v}_h h_a) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho w h_a)}{\partial z} \\ = \left(\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h p + w \frac{\partial p}{\partial z} \right) - \left[\sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{l,j} C_l T w_{l,j}^*)}{\partial z} + \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{i,k} C_i T w_{i,k}^*)}{\partial z} \right] \\ - \left(\sum_{j=1}^{j_{max}} \rho q_{l,j} g w_{l,j}^* + \sum_{k=1}^{k_{max}} \rho q_{i,k} g w_{i,k}^* \right) - (\mathbf{v}_h \cdot \mathbf{f}_h + w f_z) + q_{heat} - L_{v00} S_v + L_{f00} S_i \end{aligned} \quad (10)$$

- 水の状態別における連続の式

$$\frac{\partial (\rho q_d)}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_d \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_d w)}{\partial z} = S_d \quad (11)$$

$$\frac{\partial (\rho q_v)}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_v \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_v w)}{\partial z} = S_v \quad (12)$$

$$\frac{\partial (\rho q_{l,j})}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_{l,j} \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial [r^2 \rho q_{l,j} (w + w_{l,j}^*)]}{\partial z} = S_{l,j}, \quad for \ 1 \leq j \leq j_{max} \quad (13)$$

$$\frac{\partial(\rho q_{i,k})}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_{i,k} \mathbf{V}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial[r^2 \rho q_{i,k} (w + w_{i,k}^*)]}{\partial z} = S_{i,k}, \quad for \ 1 \leq k \leq k_{max} \quad (14)$$

そして、これらの式 (7)、(8)、(9)、(10) と (11) から (14) に要素 $G^{\frac{1}{2}}\gamma^2$ をかけ、また、式 (1) から式 (5) を用いて、次の地形に従った座標系で深い大気の支配方程式系を得る。

- 全密度における連続の式

$$\frac{\partial R}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) = G_R \quad (15)$$

- 水平方向の運動方程式

$$\frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \frac{P}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^z \frac{P}{\gamma} \right) = G_{V_h} \quad (16)$$

- 鉛直方向の運動方程式

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P}{G^{\frac{1}{2}}\gamma^2} \right) + Rg = G_W \quad (17)$$

- 内部エネルギーの顕熱部分における方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_a}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(h_a \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[h \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \\ - \left\{ \mathbf{V}_h \cdot \left[\tilde{\nabla}_{h0} \frac{P}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^z \frac{P}{\gamma} \right) \right] + w \left[\gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P}{G^{\frac{1}{2}}\gamma^2} \right) + Rg \right] \right\} \\ + Wg = G_{E_a} \end{aligned} \quad (18)$$

- 水の状態別における連続の式

$$\frac{\partial Q_n}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(q_n \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[q_n \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] = G_{Q_n} \quad (19)$$

ここでは、

$$\mathbf{G}^z \equiv \nabla_{h0} \xi = \frac{\tilde{\nabla}_{h0Z}}{G^{\frac{1}{2}}} \quad (20)$$

とする。

そして、この方程式系の右辺は次に示す。

$$G_R = - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (21)$$

$$G_{\mathbf{V}_h} = \tilde{\mathbf{F}}_h - \tilde{\mathbf{A}}_h - \tilde{\mathbf{C}}_h - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{V}_h \frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (22)$$

$$G_W = \tilde{F}_z - \tilde{A}_z - \tilde{C}_z - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(w \frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (23)$$

$$G_{E_a} = - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(C_n T \frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) - \sum_n W_n^* g - \left(\mathbf{V}_h \cdot \tilde{\mathbf{F}}_h + w \tilde{F}_z \right) - L_{v00} \tilde{S}_v - L_{f00} \tilde{S}_i + \tilde{Q}_{heat} \quad (24)$$

$$G_{Q_n} = \tilde{S}_n - \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (25)$$

ここでの W_n^* は降水の構成状態による質量フラックス、 $\tilde{\mathbf{A}}$ は運動量の移流ベクトル、 $\tilde{\mathbf{C}}$ はコリオリ力のベクトルを表している。定義は次に示す。NICAM では、図 4 に示すように地球を直交基底 $\{\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3\}$ で定めている。ここでの \mathbf{e}_3 は Ω と同じ方向で、速度の 3 成分は $(v_1, v_2, v_3) = \mathbf{v} \cdot (\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$ で表す。

$$W_n^* = G^{\frac{1}{2}} \gamma^2 \rho q_n w_n^* \quad (26)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{A}} \equiv & \left\{ \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(v_1 \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[v_1 \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} \mathbf{e}_1 \\ & + \left\{ \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(v_2 \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[v_2 \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} \mathbf{e}_2 \\ & + \left\{ \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(v_3 \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[v_3 \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} \mathbf{e}_3 \end{aligned} \quad (27)$$

$$\tilde{C} \equiv \rho G^{\frac{1}{2}} \gamma^2 (-2|\Omega|v_2 \mathbf{e}_1 + 2|\Omega|v_1 \mathbf{e}_2) \quad (28)$$

3.2 計算方法の概要

支配方程式を解くには、様々な方法があるが、NICAM では水平分割に正 20 面体格子法を用いている。図 5 は正 20 面体格子の生成法を示している。NICAM では、オリジナルの名称で、解像度を”glevel-0”(grid division level 0) と呼ぶ。各々の正三角形を 4 つの小さな正三角形に分割していくことで、解像度が 1 上がる。この作業を n 回繰り返すことにより、解像度が”glevel- n ”(grid division level n) となる。このときの格子点の全数は $N_g = 10(2^n)^2 + 2$ である。解像度”glevel- n ”と水平格子間隔の関係は次ページの表 3 で示す通りである。また、鉛直格子配置にはローレンツ格子を用いている(図 6)。水平方向では、コントロールボリュームの質量中心に全予報要素を同じ配列で定義している。一方の鉛直方向では、図 6 で示すように、整数レベルに R 、 V_h 、 E 、 Q_n 、半整数レベルに W と配列を定義している。

また、NICAM では支配方程式を積分するために、split-explicit 法を用いている。図 7 は時間積分法の概略図である。fast mode 項は時間間隔 Δ_T の small タイムステップ毎に求め、一方の slow mode 項はより大きい時間間隔 Δ_t の large タイムステップ毎に求めている。ここでの分割数は $N_s = \frac{\Delta_t}{\Delta_T}$ となる。small タイムステップ積分においては、horizontally explicit and vertically implicit 法 (HEVI 法) と flux division 法を基盤とした forward-backward 法を用いている。一方の large タイムステップ積分においては、2 次精度の Runge-Kutta 法 (図 7) を用いており、数値安定性のためのオプションとして 3 次精度の Runge-Kutta 法も考慮している。運動量の移流項と物理過程は large タイムステップ積分で求めている。

3.3 正 20 面体の分割化

NICAM では、NICAM では水平分割に正 20 面体格子法を用いている。この小節では NICAM で用いられている正 20 面体格子の詳細について述べる。

正 20 面体格子は recursive division 法により作られた。しかし、各々の三角形の面積が滑らかに分割されていなかったため、二次精度の分割に格子配列を修正する必要があった。そこで、図 8 で示すように、バネ力学を用いて格子点の配置を修正した。修正後、コントロールボリュームは 3 要素の質量中心を結合することで範囲を決定す

表 3: 解像度”glevel-n”と水平格子間隔の関係

解像度	水平格子間隔
glevel-5	224km
glevel-6	112km
glevel-7	56km
glevel-8	28km
glevel-9	14km
glevel-10	7km
glevel-11	3.5km

る。コントロールボリュームの形は、正 20 面体における最初の 5 角形以外は 6 角形となる。また、コントロールボリュームの質量中心に予報要素の定点を再配置した。図 9 は、glevel-5 における修正した正 20 面体格子である。

図 10 は定点と水平コントロールボリュームの概念図である。図 10 において、三角形 P_i の全頂点にベクトル \mathbf{u} が与えられたとき、コントロールボリューム Q_i の頂点のベクトル \mathbf{u} は次のように内挿される。

$$\mathbf{u}_h(Q_i) \cong \frac{s_0 \mathbf{u}_h(P_0) + s_1 \mathbf{u}_h(P_i) + s_2 \mathbf{u}_h(P_{1+mod(i,6)})}{s_0 + s_1 + s_2} \quad (29)$$

ここでの s_0 、 s_1 、 s_2 は、 $Q_i P_i P_{1+mod(i,6)}$ 、 $Q_i P_{1+mod(i,6)} P_0$ 、 $Q_i P_0 P_i$ の各々の面積である。コントロールボリュームが 5 角形の場合は 6 が 5 に置き換わる。また、ガウス理論から発散を計算すると、次になる。

$$\nabla_{h0} \cdot \mathbf{u}_h(P_0) \cong \frac{1}{a(P_0)} \sum_{i=1}^6 b_i \frac{\mathbf{u}_h(Q_i) + \mathbf{u}_h(Q_{1+mod(i,6)})}{2} \cdot \mathbf{n}_i \quad (30)$$

ここでの b_i は $Q_i Q_{1+mod(i,6)}$ の 2 点間の最短距離である弧の長さ、また、 \mathbf{n}_i は $Q_i Q_{1+mod(i,6)}$ の中点におけるこの弧の外向き単位垂直ベクトルを意味する。また、 $a(P_0)$ は点 P_0 と結合するコントロールボリュームの面積である。

3.4 時間積分法

この小節では、NICAM の時間積分法の詳細について述べる。

式 (15) から式 (18) において、左辺の項は伝播の速い波として考えられ、一方の右辺の項は遅い運動と考えられる。そこで、前者を fast mode 項、後者を slow mode 項とみなす。fast mode 項は時間間隔 Δ_T の small タイムステップ毎に求め、一方の slow mode 項はより大きい時間間隔 Δ_t の large タイムステップ毎に求めている。分割数 $N_s = \frac{\Delta_t}{\Delta_T}$ は通常 4 となる。

small タイムステップ積分においては、HEVI 法を基盤とした forward-backward 法を用いており、一方の large タイムステップ積分においては、Runge-Kutta 法 (2 次精度または 3 次精度) を用いている。図 (7) で示すように、 $t = t_A$ における、ある予報要素を設定する。ここで、slow mode tendency $S(t_A)$ を見積もることができる。fast mode tendency は small タイムステップ毎に随時更新していき、要素は $S(t_A)$ を用いて t_A から t_B まで積分される。このようにして $t = t_B$ における予報要素の値を得ることができる。そして、これらの値を用いて slow mode tendency $S(t_B)$ を得て、さらに $S(t_B)$ を用いて要素は t_A から t_C まで積分される。

また、small タイムステップ積分では flux division 法も用いているので、紹介する。予報要素 ϕ としたとき、ある large タイムステップにおける予報要素 ϕ^t 、そこからの偏差 $\phi^* (= \phi - \phi^t)$ とする。時間 t の周りでフラックスを膨張させることにより、式 (15) から式 (18) を一時的に離散化したものが次である。

$$\begin{aligned} \frac{R^{*T+\Delta T} - R^{*T}}{\Delta T} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T}}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T}}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W^{*T+\Delta T}}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \\ = - \left[\tilde{\nabla}_{h0} \cdot \frac{\mathbf{V}_h^t}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\mathbf{V}_h^t}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W^t}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] + G_R^t \quad (31) \end{aligned}$$

$$\frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T} - \mathbf{V}_h^{*T}}{\Delta T} + \tilde{\nabla}_{h0} \frac{P^{*T}}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^z \frac{P^{*T}}{\gamma} \right) = - \left[\tilde{\nabla}_{h0} \frac{P^t}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^z \frac{P^t}{\gamma} \right) \right] + G_{V_h}^t \quad (32)$$

$$\begin{aligned} \frac{W^{*T+\Delta T} - W^{*T}}{\Delta T} + \gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P^{*T+\Delta T}}{G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \right) + R^{*T+\Delta T} g = - \left[\gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P^t}{G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \right) + R^t g \right] + G_W^t \quad (33) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{E_a^{*T+\Delta T} - E_a^{*T}}{\Delta T} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(h_a^t \frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T}}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[h_a^t \left(\frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T}}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W^{*T+\Delta T}}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] + \tilde{g}^t W^{*T+\Delta T} \\
& = - \left[\tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(h_a^t \frac{\mathbf{V}_h^t}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[h_a^t \left(\frac{\mathbf{V}_h^t}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W^t}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right] \\
& \quad + \frac{\mathbf{V}_h^t}{\rho^t G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \cdot \left(\tilde{\nabla}_{h0} \frac{P^t}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^z \frac{P^t}{\gamma} \right) \right) - \tilde{g}^t W^t + G_{E_a}^t \quad (34)
\end{aligned}$$

ここでは、

$$\tilde{g}^t = g - \frac{1}{\rho^t G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \left[\gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P^t}{G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \right) + R^t g \right] \quad (35)$$

式 (34) の気圧傾度力や浮力によって働く項、また、音速 $c_s^2 = \left(\frac{R_d}{C_v} h_a^t \right)$ の役割をもつ移流項のエンタルピーは large タイムステップで得られる。

まず、forward 法によって式 (32) を積分する。このように定義された $\mathbf{V}^{*T+\Delta T}$ を用いて、式 (31)、式 (33)、式 (34) を連立させて、 $R^{*T+\Delta T}$ と $P^{*T+\Delta T}$ を除いた $W^{*T+\Delta T}$ に関する一次の Helmholtz 方程式を得る。こうして、式 (34) を気圧に関する方程式に書き換えることができる。得られた式が次である。

$$\frac{P^{*T+\Delta T} - P^{*T}}{\Delta T} + \frac{R_d}{C_v} \frac{\partial}{\partial \xi} \left[h_a^t \left(\frac{W^{*T+\Delta T}}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] + \frac{R_d}{C_v} \tilde{g}^t W^{*T+\Delta T} = G_P \quad (36)$$

ここで、次の P^* と E_a^* の近似式が得られる。

$$E_a^* \approx \frac{C_v}{R_d} P^* \quad (37)$$

一次の Helmholtz 方程式を解くことによって、式 (31) から $R^{*T+\Delta T}$ を得る。式 (31) はフラックス形式なので、この方法で全積分は保存される。

内部エネルギー $E^{*T+\Delta T}$ の方程式においては、全エネルギーを保存するために conservative 法を用いる。全エネルギーの方程式は次のようにフラックス形式で書くことができる。

$$\begin{aligned} \frac{E_{tot}^{T+\Delta T} - E_{tot}^T}{\Delta T} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left[(h_a + \phi + k)^t \frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T}}{\gamma} \right] \\ + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[(h_a + \phi + k)^t \left(\frac{\mathbf{V}_h^{*T+\Delta T}}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^z + \frac{W^{*T+\Delta T}}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] = G_{E_a+K+\Phi}^t \quad (38) \end{aligned}$$

ここでは、 $E_{tot} = E_a + K + \Phi$ である。また、 $(K + \Phi)^{T+\Delta T}$ は与えられているので、 $E_a^{*T+\Delta T}$ は次より得られる。

$$E_a^{*T+\Delta T} = E_a^{T+\Delta T} - E_a^t = E_{tot}^{T+\Delta T} - (K + \Phi)^{T+\Delta T} - E_a^t \quad (39)$$

正確な one-dimensional conservative semi-Lagrangian 法を用いて離散化すると、全エネルギーは数値的に保存する。

3.5 本研究で用いた NICAM の物理過程や計算方法の設定

本研究では、CCSR 佐藤 正樹 准教授によるリアルタイム予報バージョンの NICAM を使用し、解像度は glevel-5 (水平格子間隔 224km) である。そのため、非静力学系の方程式は用いるが、雲微物理過程は実装しない。通常、雲微物理過程が実装されるのは、解像度 glevel-9 (水平格子間隔 14km) 以上を用いる場合である。そこで、積雲パラメタリゼーションに Arakawa-Schubert を用いた。また、地表面過程には Louis、境界層には Mellor-Yamada level2.0、放射過程の計算には Sekiguchi-Nakajima MSTRN-X を用いた。SST と陸地大気境界条件については JMA-GPV で代用した。そして、large タイムステップ積分には、3 次精度の Runge-Kutta 法を用いた。

3.5.1 荒川・シューベルト積雲対流モデル

個々の対流雲の水平スケールは 10km 以下であり、対流雲は組織化して集団を形成するが、そのスケールも通常格子点間隔以下なので、対流雲集団の効果をパラメタライズする必要がある。その際、巨大積乱雲の効果を取り入れ、深い層にわたって条件付不安定がある場合、それを解消するように気温と水蒸気を変化させる方式が、荒川・シューベルトの方式である。以下、横山 (1992) を参照に、荒川・シューベルト積雲対流モデルの詳細について述べる。

モデルの概要 積雲の集団を考える。個々の積雲の根は PBL にあり、PBL の空気が柱状に上昇して積雲を形成する。雲は周囲の空気を取り込み、マスフラックスを増大させつつ上昇し、浮力を失う高さですべてを周囲に放出して混合して上昇をやめる。取り込み率 λ が大きい雲は、周囲の空気とよく混合し、背の低い雲となる。 λ が小さい雲は背が高く、 $\lambda = 0$ は周囲からの気塊の取り込みが全くないという場合で、雲頂が最も高い雲に相当する。

モデルの格子間隔程度の領域で積雲の占める面積（正確には上昇域）は 1 より十分小さいと仮定する。したがって、雲の周囲の状態は領域平均の場合（一般場）とほぼ等しい。雲のある層では、積雲によって誘起される補償下降流によって昇温、乾燥化する。また、雲頂から下降される飽和した気塊の蒸発、混合によって周囲の場が冷却、湿潤化する。ここで、雲の内部での凝結熱の放出は、直接には一般場を暖めずに積雲というエンジンを駆動しているだけであることに注意する。また、積雲対流は直接には境界層の温度、湿度場を変えないが、境界層の厚さを変えることによって間接的に PBL に影響している。この積雲対流モデルでは、雲底でのマス・フラックスを決定することが中心的問題となる。

積雲マス・フラックスの決定 取り込み率が λ である積雲集団を、以後簡単のために、 λ 雲とよぶことにする。 λ 雲の積雲仕事関数を次のように定義する。

$$A(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D} \frac{g}{C_p \bar{T}(z)} \eta(Z, \lambda) [S_{VC}(Z, \lambda) - \bar{S}_V(Z)] dz \quad (40)$$

ここで、 Z_B は PBL 上端の高度、 $Z_D(\lambda)$ は λ 雲の雲頂高度、 S_{VC} は雲中の浮力エネルギー、 \bar{S}_V は一般場の浮力エネルギーである。また、 $\eta(Z, \lambda)$ は Z_B の高度で 1 と規格化された λ 雲の高度 z でのマスフラックスである。

$A(\lambda)$ は浮力を雲の厚さ全体にわたって積分したもので、単位マスフラックス当り、浮力によって作られる λ 雲の運動エネルギー生成量である。したがって、 $A(\lambda)$ は成層状態の潜在不安定を示すものである。 $A(\lambda) = 0$ は中立状態を表している。もし $A(\lambda) < 0$ であれば λ 雲は生じない。摩擦に打ち勝って積雲が存在するためには $A(\lambda) > 0$ でなければならない。 $A(\lambda)$ は成層状態が与えられれば計算可能な量である。

大規模な場の変化（3 次元的移流や放射・PBL での過程）によって $A(\lambda)$ は変化するし、また積雲による成層の安定化作用によっても変化する。

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{cloud} + \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{L.S.} \quad (41)$$

$$= \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{L.S.} \quad (42)$$

右辺第1項は積雲の物理量のみに依存し、第2項は周囲の大気にのみ依存する。ここで $m_B(\lambda')$ は、雲の PBL 上端でのマスフラックス、 $K(\lambda, \lambda')$ は雲の単位 m_B による $A(\lambda)$ の変化量で、 λ' と λ 雲の間の相互作用を表す。 λ' 雲があると、周囲の補償下降流により一般場は昇温・乾燥し、成層は安定化する。この成層安定化は、 λ 雲を抑制するように働くので、一般的には $K(\lambda, \lambda')$ は負の値をもつ。しかし、 λ' が大きい雲（背が低い雲）から λ が小さい雲（背が高い雲）への作用の場合には、低い雲の上端から放出される飽和した空気が周囲を冷湿にして、高い雲の不安定度を増加させる場合もある。このような時は、 $K(\lambda, \lambda')$ は小さな正の値をとる。逆に、高い雲から低い雲への作用は、いつも抑制的に働く。したがって、 $K(\lambda', \lambda) \neq K(\lambda, \lambda')$ であることに注意する。

積雲群が持続的に存在する場合、 $\left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{L.S.}$ は正であるが、積雲による項は負であり、差し引きほぼ0のバランスが成り立っていると考えることができる。そこで、準平衡の仮定 $\frac{dA}{dt} = 0$ を導入すると、この式は $m_B(\lambda)$ を決定する方程式となる。 $A(\lambda) > 0$ でも $\frac{dA(\lambda)}{dt} < 0$ なら、雲は生じないと考え、 $m_B(\lambda) = 0$ とする。

結局、 $m_B(\lambda)$ を決める式は、

$$m_B(\lambda) > 0 \text{ かつ } \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + \left(\frac{dA}{dt} \right)_{L.S.} = 0 \quad (43)$$

または

$$m_B(\lambda) = 0 \text{ かつ } \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + \left(\frac{dA}{dt} \right)_{L.S.} \leq 0 \quad (44)$$

となる。 $K(\lambda, \lambda')$ は、雲による $A(\lambda)$ の変化率なので、モデルでは $m_B(\lambda')$ があった場合の一般場の温度、水蒸気の変化を計算し、改めて $A(\lambda)$ を計算して、元の $A(\lambda)$ との差をとり、 $m_B(\lambda')$ でわって、 $K(\lambda, \lambda')$ を求めている。

$\frac{dA(\lambda)}{dt}_{L.S.}$ は積分以外の過程での $A(\lambda)$ の変化率であるので、モデルでは、 $\frac{(A * (\lambda) - A_o(\lambda))}{\Delta t}$ として計算できる。ここで、 Δt は積分パラメタリゼーションを行う時間間隔（60分）、 $A_o(\lambda)$ は1ステップ前の積雲パラメタリゼーションが終了した段階での $A(\lambda)$ 、 $A * (\lambda)$

は現ステップでの $A(\lambda)$ である。

結局、積雲対流モデルは1つの格子点の成層状態だけで計算できる事になる。したがって、一種の対流調節的な方法であるといえる。このように簡単化すると、大規模上昇流 ω や水平移流などを計算しないですみ、計算時間および記憶量の節約ができる。

モデルの不十分点 荒川・シューベルトの積雲対流モデルは、最も物理的なパラメタリゼーションと考えられるが、なお不十分な点がある。その最大の点は、雲量の問題である。雲量はゼロに近いとした仮定の上に理論は作られているが、実際には、全領域の1割以上を占める場合もあり、雲による放射の効果を考えるときは無視できない。400mb以上の高さに達する積雲の頂から放出された水分は絹雲となって広がると仮定し、その場合の雲量を1としているが、雲頂より低い層での雲量を積雲モデルから決めることはできない。

4 使用データ

本研究で用いた予報データは、気象庁全球 面ガウス解析値と日本気象庁の全球数値予報モデル (JMA-GSM) による格子点データ (GPV) である。以下はその詳細である。また、今回 NICAM に入力する 2 つの初期値を区別するために、以降、気象庁全球 面ガウス解析値を IC(Initial Condition)=60、JMA-GSM の初期時刻における予報値を IC=17 のように鉛直層数で区分して表記する場合がある。

4.1 気象庁全球 面ガウス解析値

2007 年 4 月に気象庁と日本気象学会の間で気象研究コンソーシアムが締結された。気象研究コンソーシアムとは、気象庁と日本気象学会は学会に所属する研究者が気象庁との共同研究を円滑に実施できるようにするための共同研究契約である。世界の気象学研究においては、観測データの同化やアンサンブル手法による予測可能性など、高度にシステム化された研究がおこなわれるようになってきた。また、研究成果の社会還元を目指して、気象データの提供者と利用者との共同研究も盛んになっている。日本の気象学が、このような世界の気象学研究をリードしていくためには、各研究機関と最先端の現業システムを持つ気象庁との連携が不可欠である。これまで各研究機関がそれぞれに進めてきた観測、データ解析、理論、数値モデル、データ同化、予測可能性、気象データ高度活用などの研究に、気象庁が持つ豊富なデータや現業で培われたさまざまな技術を組織的に組み合わせることにより、より具体的で大きな研究成果が期待される。その一環として気象庁からは現業の全球モデルのモデル面解析値が公開されている。

モデルは非常に高解像度で TL959L60 (水平方向は三角切断で波数 959 まで、鉛直 60 層) である。このような高解像度の解析値を我々は使うことができなかった。気象学の世界ではデータの配布形式として主に netCDF や grib 形式でしているが、気象庁では NuSDaS というファイルの形式を用いている。NuSDaS とは NWP Standard Dataset System の略で、数値予報格子点データ (GPV; grid point value) を格納するために作られたデータ形式である。

気象庁の数値予報ルーチンにおいては NuSDaS 形式および NuSDaS インターフェイスの利用が必須とされている。これはディレクトリも含めたデータ形式や入出力手段の標準化によって、次のような目標を達成するためである。

- ・データの読み書きの方法について調整する手間を簡便化する
- ・データ作成者によるメタデータ (データを利用するために必要となる付随的情報) の提供し忘れを防ぐ

- ・デコード, 可視化, エンコードなどのアプリケーションの共通化を図る

本研究では、気象研究コンソーシアムで気象庁より提供されている全球 面ガウス解析値を用いる。

表 4: 気象庁全球 面ガウス解析値について

モデル	全球スペクトルモデル
解像度	TL959L60
東西格子間隔	0.1875 °, 1920 個
南北格子間隔	ガウシアングリッド, 960 個
鉛直座標系	座標系
使用したデータの要素	水平風 u, v , 鉛直 p-速度 , ジオポテンシャル高度 Z , 気温 T , 比湿 q , 地表面気圧 p

4.2 全球数値予報モデル (JMA-GSM) による格子点データ (GPV)

表 5: JMA-GSM データについて

解像度	TL319L40 (日本付近 60km 格子)
水平格子系	等緯度経緯度系
鉛直座標系	気圧系
時間間隔	96 時間まで 6 時間間隔, 以降 168 時間まで 12 時間間隔, 以降 192 時間まで 24 時間間隔
水平格子間隔	2.5 ° × 2.5 ° 間隔
鉛直格子間隔	1000,925,850,700,600,500,400,300,250,200, 150,100,70,50,30,20,10hPa の 17 層
使用したデータの要素	ジオポテンシャル高度 (HGT)

以下は、室井ちあし (1997) を参照に JMA-GSM の詳細についてまとめた。

基礎方程式系

プリミティブ方程式 JMA-GSM の基礎方程式系は、球面座標系 (緯度 θ , 経度 λ , 気圧 p) で表された水平方向の運動方程式、熱力学第一法則の式、質量保存則、状態方程式、静力学平衡の式から成り立つ。

- 水平方向の運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin \theta v + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} = -\mathbf{V} \cdot \nabla u - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\tan \theta}{a} uv + F_u \quad (45)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega \sin \theta u + \frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} = -\mathbf{V} \cdot \nabla v - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\tan \theta}{a} uv + F_v \quad (46)$$

- 熱力学第一法則の式

$$\frac{\partial c_p T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla c_p T + \omega \frac{\partial c_p T}{\partial p} = \omega \alpha + Q \quad (47)$$

- 連続の式

$$\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial v \cos \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (48)$$

- 状態方程式

$$p\alpha = RT \quad (49)$$

- 静力学平衡の式

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\alpha \quad (50)$$

これらの方程式に用いられている記号は表 6 に示す。

表 6: JMA-GSM の支配方程式に用いられている記号

θ : 緯度	ω : 鉛直 p 速度
λ : 経度	F_u : 東西方向の摩擦
u : 東西方向の風速	F_v : 南北方向の摩擦
v : 南北方向の風速	Q : 非断熱加熱率
\mathbf{V} : 水平方向の風速	Ω : 地球の自転角速度 ($7.29 \times 10^{-5}[\text{rad/s}]$)
p : 気圧	a : 地球の半径 ($6.371 \times 10^6[\text{m}]$)
t : 時間	c_p : 定圧比熱 ($1004[\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}]$)
T : 気温	R : 乾燥気体の気体定数 ($287.04[\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}]$)
α : 比容	

鉛直座標系 JMA-GSM では、鉛直座標系にハイブリッド座標系 η を用いている。
鉛直座標系を決定する際に重要なこととして、次のようなことがあげられる。

1. なるべく鉛直内挿を行わない
2. 地形を正しく取り込む
3. 質量保存、エネルギー保存則を満足する
4. より少ない鉛直レベル数でより正しく表現できる

以上の全てを完全に満たすことは難しい。Kasahara (1974) ではプリミティブ方程式で用いられている様々な鉛直座標系についてレビューしている。

- z 座標系はシンプルであるが、 z 座標が用いられたモデルはない（非静力モデルでは頻繁に用いられる）。
- p 座標を用いると連続の式が p の診断方程式になり、鉛直運動が簡単に求められる。しかし、地形の境界条件を正確に取り込むことができない。
- σ 座標は p 座標を変形して、地形を座標の下端となるように設定したものである。地形は正しく取り込まれるが、運動方程式中の気圧傾度力と重力をバランスさせることが難しい。
- そこで、下層は σ 座標、上層は p 座標という η 座標系が考えられた（Simmons and Burridge, 1981）。これにより下層では地形をより正しく取り込み、上層では地形の険しいところでも気圧傾度のエラーを少なくすることに成功した。

この σ は

$$\sigma = (p - p_I) / \pi \quad (51)$$

但し

$$\pi = \begin{cases} p_S - p_I & p > p_I \\ p_I - p_T & p < p_I \end{cases} \quad (52)$$

で定義される。 p_S は地表面気圧、 p_T はモデルの上端の気圧、 p_I は最高の山の高さよ

りも高いある適当な気圧である。JMA-GSM では、 $p_T = 1mb$ 、 $p_I = 100mb$ と選んでいる。この座標系では地表面が $\sigma = 1$ 、上端が $\sigma = -1$ 、 $p = p_I$ が $\sigma = 0$ となる。気圧が p_I と p_T の間では π は一定なので普通の p 座標系と本質的に同じである。 $p = p_I$ のレベルより下の部分では等 σ 面は地形を反映するようになっている。

ここで、 z 座標系、 p 座標系、 σ 座標系の間の関係を示しておく。

$$\frac{\partial}{\partial z} = -\rho g \frac{\partial}{\partial p} = -\frac{\rho g \partial}{\pi \partial \sigma} \quad (53)$$

ガラーキン法 区間 $[a \leq x \leq b]$ で定義される関数 $u(x, t)$ を考える。非線形項と線形項を含む支配方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - c \frac{\partial u}{\partial x} \quad (54)$$

を解くことを考える。そして $u(x)$ を直交基底関数 $\phi(x)$ を用いて

$$u(x) = \sum_{j=1}^N u_j \phi_j(x) \quad (55)$$

と展開する。 u_j は j 番目の基底関数の係数である。これを支配方程式に代入する（ただし非線形項は除く。）と

$$\frac{\partial}{\partial t} \sum_{j=1}^N u_j \phi_j(x) + u \frac{\partial u}{\partial x} + c \frac{\partial}{\partial x} \sum_{j=1}^N u_j \phi_j(x) = 0 \quad (56)$$

ガラーキン法とは、この左辺（基底関数で展開した残差）と基底関数が直交している u が方程式の解であることを用いた方法である。すなわち

$$\int_a^b \left(\frac{\partial}{\partial t} \sum_{j=1}^N u_j \phi_j(x) + c \frac{\partial}{\partial x} \sum_{j=1}^N u_j \phi_j(x) + u \frac{\partial u}{\partial x} \right) \phi_i(x) dx = 0, \quad (i = 1, \dots, N) \quad (57)$$

が成立するような u を求める。

u_j は x の関数ではないからこの式は

$$\frac{\partial}{\partial t} \sum_{j=1}^N u_j \int_a^b \phi_j(x) \phi_i(x) dx + c \sum_{j=1}^N u_j \int_a^b \frac{\partial \phi_j(x)}{\partial x} \phi_i(x) dx = - \int_a^b u \frac{\partial u}{\partial x} \phi_i(x) dx \quad (58)$$

と書き換えられる。 $\phi(x)$ として直交関数を選んでいるから適当にスケーリングして

$$\int_a^b \phi_j(x) \phi_i(x) dx = \delta_{ij} \quad (59)$$

を用いれば左辺第一項の積分が求まる。

スペクトル法 基底関数として「グローバルな」関数を選ぶことをスペクトル法という。JMA-GSM では球面調和関数（東西方向には三角関数、南北方向にはルジャンドルの陪関数）が選ばれている。係数のことを波数、その世界のことを波数空間などという。

さらにスペクトル法では適当な関数を選ぶと

$$\int_a^b \frac{\partial \phi_j(x)}{\partial x} \phi_i(x) dx = a \delta_{ij} \quad (60)$$

とすることができる。これらを代入して

$$\frac{\partial}{\partial t} u_i + a c u_i = - \int_a^b u \frac{\partial u}{\partial x} \phi_i(x) dx, \quad (i = 1, \dots, N) \quad (61)$$

となり、線形項の空間微分がなくなって左辺は直交基底の係数だけの計算となる。時間微分については普通は適当な有限差分で近似する。右辺の非線形項については、基底関数を代入して展開してしまうと計算量が膨大になるので、代入せずに計算した値に基底関数をかけて積分するという手法を用いている。これを変換法という。

スペクトル法の最大の利点は、やはり空間微分を含まないことである。空間差分による誤差や非線形不安定のようなものもない。欠点としては、境界条件に対して柔軟でないことがあげられる。

鉛直差分 大気上端を $k = KMAX + \frac{1}{2}$ 、下端を $k = \frac{1}{2}$ とラベル付けし、 $k = \frac{1}{2}, 1, \frac{3}{2}, 2, \dots, KMAX, KMAX + \frac{1}{2}$ の η 面を考える。 k が整数のレベルをフルレベル、半整数のレベルをハーフレベルと呼ぶ。

また、予報変数（風速・温度・比湿）はフルレベルで定義され、鉛直フラックスな

どはハーフレベルで定義される (Lorenz Grid)。

5 解析方法

気象庁全球 面ガウス解析値を NICAM の初期値として入力し、その予報値と JMA-GSM の予報値および解析との比較を行った。また、JMA-GSM の初期時刻における予報値を NICAM の初期値として入力した際の予報値との比較も行った。予報精度の評価には定量的には RMSE（二乗平均平方根誤差）を用い、ME（平均誤差）も計算することでモデルバイアスの検証も行った。渡辺（2007）では解析対象要素は 500hPa 高度場だけに限られていたが、今回は 850hPa における気温や 500hPa における東西風も解析対象にしている。また、予報誤差図からは両モデルでの予報の季節性を解析した。また今回は気候要素によって値が左右されるアノマリー相関は解析に用いていない。

解析に用いた NICAM の解像度は Glevel-5 である。予報事例は以下の表に示す 9 事例である。今回、データの都合上、秋は予報事例に含まれていない。

表 7: 予報事例の初期値

2007 年 12 月 01 日 12z	2008 年 05 月 01 日 12z
2008 年 01 月 01 日 12z	2008 年 06 月 01 日 12z
2008 年 02 月 01 日 12z	2008 年 07 月 01 日 12z
2008 年 03 月 01 日 12z	2008 年 08 月 01 日 12z
2008 年 04 月 01 日 12z	

5.1 NICAMの初期値・解析用予報データ作成

5.1.1 初期値作成

本研究では、NICAMの初期値として、気象庁全球 面ガウス解析値と JMA-GSM の初期時刻における予報値の二つを用いている。NICAM の出力は、等緯度経度系 ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 間隔 Glevel-5)、幾何学的 z 系 40 層の GrADS 形式である。幾何学的 z 系の詳細は以下の表に示す。

まず、気象庁全球 面ガウス解析値 (鉛直 p 系 60 層) を NICAM の初期値として入力する際、一度鉛直 p 系 60 層に内挿する。そうして一度 p 系に内挿した値を、正 20 面体格子系でさらに地形に従った座標系 (幾何学的 z 系) 40 層に変換して、NICAM 用の初期値とした。

次に、JMA-GSM を NICAM の初期値として入力際には、等緯度経度系 ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 間隔) でさらに p 系 17 層である JMA-GSM の初期時刻における予報値を、幾何学的 z 系 40 層に変換して、NICAM 用の初期値とした。

表 8: 幾何学的 z 系 [m]

80.841	248.821	429.882	625.045
835.409	1062.158	1306.565	1570.008
1853.969	2160.047	2489.963	2845.575
3228.883	3642.044	4087.384	4567.409
5084.820	5642.530	6243.676	6891.642
7590.074	8342.904	9154.367	10029.030
10971.815	11988.028	13083.388	14264.058
15536.685	16908.430	18387.011	19980.750
21698.616	23550.278	25546.154	27697.477
30016.355	32515.835	35209.986	38113.969

5.2 予報精度の評価

5.2.1 RMSE

予報精度の評価に用いた RMSE とは、予報誤差を 2 乗しその総和を全面積で割った値（2 乗平均）の平方根である。以下に式を示す。RMSE は予報誤差の標準的な大きさを表し、値が 0 に近いほど正確で精度の高い予報と言える。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_f - x_a)_i^2 \cos\phi_i}{\sum_i^n \cos\phi_i}} \quad (62)$$

ここでの x_f は予報値、 x_a は実況値である。

5.2.2 ME

同じく予報精度の評価に用いた ME は、予報誤差の総和を全面積で割った値である。以下に式を示す。今回の ME は予報精度の評価というよりは渡辺 (2007) で指摘された、NICAM は予報時間が進むにつれて高度場を低く見積もる傾向があるというモデルバイアスを検証する目的である。

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (x_f - x_a)_i \cos\phi_i}{\sum_i^n \cos\phi_i} \quad (63)$$

RMSE と同様に、 x_f は予報値、 x_a は実況値である。

5.3 予報限界時間

北半球 500hPa 高度場に対する RMSE の結果から、NICAM と JMA-GSM の予報限界時間を求める。渡辺 (2007) では予報限界時間の定義を RMSE の値が 100m を超える時間としていたが、本研究では渡辺 (2007) の季節平均した AC (アノマリー相関) の結果を参考に定義をする。渡辺 (2007) では NICAM または JMA-GSM の予報値、また、実況値として JCDAS (JMA Climate Data Assimilations System)、さらに気候値として JRA-25 (Japanese Re-Analysis 25 years) の長期再解析データを用いて AC を計算した。一般的に AC の値が 0.6 以下となる時間が予報限界時間と言われて

いる。そこで本研究では渡辺 (2007) の季節平均した AC の結果を参考に、各季節での AC の値が 0.6 以下となる時間の RMSE の値を本研究での予報限界時間と定めた。夏は RMSE の値が 75m 以上となる時間、冬は RMSE の値が 115m 以上となる時間、春は RMSE の値が 105m 以上となる時間、全事例平均した場合は RMSE の値が 95m 以上となる時間が予報限界時間である。

5.4 季節平均・全予報事例平均

NICAM の予報の特徴を検証するために RMSE と ME の季節平均・年平均を計算した。季節の区分は一般的な 12・1・2 月が冬、6・7・8 月が夏である。秋は事例にないので秋と春での比較は行っていない。

5.5 予報誤差

渡辺 (2007) によると NICAM の予報限界はおよそ 5.00 日程度であった。そこで、渡辺 (2007) と同じように 5 日予報に対する予報誤差を計算した。予報誤差は、予報値から実況値を引いたものとした。つまり、5 日目の予報が実況とどれだけ差があるかを表している。

6 結果

6.1 RMSE・ME

本研究での予報事例は全部で9事例と少ないので、結果の図は予報事例ごとに載せている。RMSEに関しては500hPa高度場・850hPaにおける気温・500hPaにおける東西風を対象要素とし、MEに関しては500hPa高度場を対象要素としている。以下、対象要素をZ500,T850,U500と省略して記載することもある。また、渡辺(2007)の結果と比較するために、NICAMの初期値としてIC=17Lを入力した場合と、IC=60Lを入力した場合の図をそれぞれ載せている。予報事例の初期値は解析方法の表に示す通りである。図は、RMSE,MEともに黒の実線がNICAM(IC=60L)、黒の破線がNICAM(IC=17L)、赤の破線がJMA-GSMにおける予報を表している。ここでのJMA-GSMの予報は8日予報となっている。

まず、以下の表9～表12に全予報事例についてRMSEとMEの結果と季節平均・全予報事例平均した結果をまとめた。表に結果をまとめたのは北半球500hPa高度場に対する予報である。850hPaにおける気温と500hPaにおける東西風はRMSEについて予報限界時間の基準を定めにくいので表にはまとめていない。MEについてはNICAMのモデルバイアスを表しているが、RMSE同様、値が0に近ければ近いほどモデルバイアスが少なく、良い予報ができているといえる。MEの値は、JMA-GSMと比較するために予報時間8.00日後のMEの値を記している。MEの季節平均・全予報事例平均は、単純に0からどれだけ予報がずれているかを示すために、MEの値の絶対値をとって計算している。

表 9: 予報事例毎の 500hPa 高度場に対する RMSE の予報限界時間 [day]

初期値	RMSE		
	NICAM(IC=60)	NICAM(IC=17)	JMA-GSM
2007 年 12 月 01 日 12z	5.25	5.75	over8.00
2008 年 01 月 01 日 12z	7.75	7.75	over8.00
2008 年 02 月 01 日 12z	6.25	6.25	7.75
2008 年 03 月 01 日 12z	5.50	5.75	over8.00
2008 年 04 月 01 日 12z	6.25	6.25	over8.00
2008 年 05 月 01 日 12z	9.75	10.50	over8.00
2008 年 06 月 01 日 12z	5.50	5.50	7.50
2008 年 07 月 01 日 12z	6.25	6.00	over8.00
2008 年 08 月 01 日 12z	8.25	8.25	over8.00

表 10: 予報事例毎の 500hPa 高度場に対する予報時間 8.00 日目の ME の値 [m]

初期値	ME		
	NICAM(IC=60)	NICAM(IC=17)	JMA-GSM
2007 年 12 月 01 日 12z	-34.4	-23.8	5.1
2008 年 01 月 01 日 12z	-25.5	-22.7	-9.2
2008 年 02 月 01 日 12z	-30.4	-23.6	-14.7
2008 年 03 月 01 日 12z	-19.0	-10.8	-2.7
2008 年 04 月 01 日 12z	-3.7	0.3	-6.3
2008 年 05 月 01 日 12z	19.4	21.6	-5.3
2008 年 06 月 01 日 12z	7.8	12.8	-0.7
2008 年 07 月 01 日 12z	8.70	16.2	1.9
2008 年 08 月 01 日 12z	1.9	11.5	-0.7

表 11: 季節平均・全予報事例平均した 500hPa 高度場に対する RMSE の予報限界時間
[day]

	RMSE		
季節	NICAM(IC=60)	NICAM(IC=17)	JMA-GSM
冬 (DJF)	6.00	6.25	over8.00
春 (MAM)	6.70	7.00	over8.00
夏 (JJA)	6.25	6.25	over8.00
ALL	5.75	6.00	over8.00

表 12: 季節平均・全予報事例平均した 500hPa 高度場に対する 8.00 日目の ME[m]

	ME		
季節	NICAM(IC=60)	NICAM(IC=17)	JMA-GSM
冬 (DJF)	30.0	23.4	9.7
春 (MAM)	14.0	11.0	4.8
夏 (JJA)	6.2	13.5	1.1
ALL	50.2	47.9	15.5

6.2 5日予報に対する予報誤差図

渡辺 (2007) によると、NICAM の予報限界時間はおよそ 5 日である。そこで、渡辺 (2007) と同様にして 5 日予報に対する 500hPa 高度場の予報誤差図を作成して、NICAM の予報特性を検証する。NICAM に入力する初期値による違いも検証するために、誤差図は 1 事例につき 3 つ載せている。対象要素は 500hPa 高度場である。

各予報事例毎の結果の最後に載せているのが、2007 年 12 月 01 日 12z から 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報に対する誤差図である。予報事例の初期値は解析方法に示す通りである。誤差図は、左上が NICAM (IC=60L)、右上が NICAM (IC=17L)、下の図が JMA-GSM における予報である。色が濃くなるほど正の誤差が大きくなっていることを表している。コンター間隔は 40m である。値は予報値から実況値を引いたものであるから、例えば正の誤差の場合は実況よりも 500hPa 高度場を高く予報していることを表している。

6.3 予報事例ごとの結果

今回は予報事例が全部で 9 例と少ないので、1 つの予報事例について RMSE・ME・予報誤差図の結果をまとめていくことにする。

< 初期値 : 2007 年 12 月 01 日 12z >

・ RMSE

図 11、図 12、図 13 を見ると、Z500,T850,U500 すべての要素で初期値に IC=60L を入力したときの方が IC=17L よりも予報精度が悪い結果となった。図 11 を見ると、JMA-GSM の予報限界時間が 8.00 日以上に対して NICAM は両方とも約 5.50 日と短い。また、NICAM は初期値の段階ですでに 30m の誤差が生じてしまっている。IC=60L を用いても初期値問題が解決できていないのが分かる。

・ ME

図 14 を見ると NICAM は予報が進むにつれてどんどん低く予報してしまっている。また、ME から IC=60L 方が IC=17L よりも予報精度が悪いことがわかる。IC=60L の方は 14 日後の値が -50m 近くにもなっている。JMA-GSM は少し高めに予報しているが、NICAM に比べれば値は小さい。

・ 予報誤差図

図 15 から、NICAM は極から高緯度にかけて正の誤差が集中して見られる。低緯度から中緯度にかけては負の誤差が見られる。全体ではモデルバイアスはマイナスだ

から負の領域の方が多い。JMA-GSM は誤差がほとんど極周辺にしかなく、正負のバランスが良い。初期値の違いによる誤差図の差はほとんど見られない。予報誤差図からも NICAM と JMA-GSM の予報精度の違いがわかる。

< 初期値 2008 年 01 月 01 日 12z >

・ RMSE

2007 年 12 月 01 日 12z に比べると予報限界時間が延びている。JMA-GSM にはやはり及ばないが、RMSE の時系列の傾きは NICAM と JMA-GSM でほとんど差がない。初期値の段階での誤差が RMSE の差になってしまっている。この事例でも NICAM に入力する初期値の違いによる予報精度の向上は見られない。

・ ME

2007 年 12 月 01 日 12z とほとんど同じような結果になっている。RMSE では傾きは同じくらいであったが、ME の時系列の傾きは両モデルで全く違う。初期の段階での ME の値は IC=17L よりも IC=60L の方が大きい

・ 予報誤差図

2007 年 12 月 01 日 12z のような極での正の誤差は見られない。蛇行する傾圧不安定波動に対応して、NICAM では同じ地域に正負の誤差があることが分かった。NICAM に入力する初期値の違いによる誤差図の差は見られない。

< 初期値 2008 年 02 月 01 日 12z >

・ RMSE

NICAM は両初期値ともに予報限界時間は 6.25 日となった。この事例の場合も RMSE の時系列の傾きは両モデルでほとんど同じである。初期値の段階での誤差が両モデルの予報限界時間の差になっている。予報時間 7.00 日目以降で NICAM の 2 つの値に差が出ているが、予報限界を超えた後なので無視してもよい差である。

・ ME

12 月・1 月と同じような結果になっている。IC=17L よりも IC=60L の方が予報が進むにつれて予報精度が悪くなっている。ただ、この事例では JMA-GSM も予報時間 8.00 日後には -14.7m 低く予報しており、全事例の中で最も ME の値が大きくなっている。

・ 予報誤差図

NICAM では日本付近で大きな正の誤差が見られる。1 月と同様に、蛇行する傾圧不安定波動に対応して同じような領域で誤差が生じている。

< 初期値 2008 年 03 月 01 日 12z >

- ・ RMSE

JMA-GSM の予報限界時間が 8.00 日以上に対して、NICAM は両初期値で予報限界時間が約 5.50 日と短い。この事例では NICAM の方が RMSE の時系列の傾きが大きい。初期値の違いによる差もあまり見られないが初期値の段階では IC=60L の方が値は大きくなっている。

- ・ ME

基本的には 12 月・1 月・2 月と同じような結果になっているが、14.00 日後の値が -50m 付近まで達していた 12 月などに比べれば少しバイアスが小さくなっている。それでも高度場を低く予報する傾向は変わっていない。

- ・ 予報誤差図

傾圧不安定波動に対応して、正負の誤差の範囲が交互にあらわれている。

< 初期値 2008 年 04 月 01 日 12z >

- ・ RMSE

JMA-GSM に比べて NICAM の予報限界時間は短い、RMSE の時系列の傾きは同じくらいである。この事例でも初期値の段階での誤差は IC=60 の方が大きいことが分かる。図 37 からは、U500 に関しては NICAM は予報精度が悪いことが分かる。

- ・ ME

この事例から ME の結果が変わっているのが分かる。高度場を低く予報する傾向は見られなくなっている。予報時間 8.00 日目のモデルバイアスだけを見ると JMA-GSM よりも NICAM の 2 つの結果の方が良い値を出している。

- ・ 予報誤差図

NICAM では高緯度から中緯度にかけて正の誤差の領域が広がっている。冬に比べて正の誤差の領域が増えている。JMA-GSM は誤差がある領域がとても少なく、良い予報ができていると言える。

< 初期値 2008 年 05 月 01 日 12z >

- ・ RMSE

この事例では、NICAM の予報限界時間が延びている。JMA-GSM と比べても、初期値の段階で NICAM は劣っているが、予報 8.00 日目にはほとんど同じ値になっている。初期値の違いによる NICAM での結果は、IC=60L よりも IC=17L の方が若干予報精度がよい。T850 に関しても、日変化が最後まで見れるようになっている。

- ・ ME

渡辺 (2007) で指摘された高度場を低く予報する傾向は全く見られなくなり、むしろ高度場を高く予報している。逆に JMA-GSM は高度場を若干ではあるが低く予報

している。

- ・ 予報誤差図

NICAM では両初期値ともに、中緯度に正の誤差の領域が広がっている。12月～3月にかけてみられていた負の領域はあまり見られない。この結果からも全体としては高度場を高く予報している傾向が見られる。

< 初期値 2008 年 06 月 01 日 12z >

- ・ RMSE

この事例では RMSE の値の増加が大きく、予報限界時間も短い。しかし、RMSE の時系列の傾きは NICAM と JMA-GSM でほとんど同じである。

- ・ ME

NICAM では高度場を高く予報している。NICAM での初期値による違いを見ると、この事例では IC=60L の方が良い予報ができていると言える。JMA-GSM は予報時間が進んでもほとんど値は 0 である。

- ・ 予報誤差図

高度場を高く予報しているために、全体的に正の誤差の範囲が高緯度から中緯度にかけて広く広がっている。JMA-GSM は高緯度に少し誤差のある領域があるだけで、ほかの領域にはほとんど誤差のある領域がない。

< 初期値 2008 年 07 月 01 日 12z >

- ・ RMSE

夏は予報限界時間が他の季節よりも RMSE の値が小さいために、RMSE の値が小さくても予報限界時間はそれほど長くない。初期値の段階での RMSE の値が NICAM では 20m～25m 程度あるので、それが最後まで両モデルの差になっている。

- ・ ME

5月・6月と同様に高度場を高く予報する傾向は見られるが、14.00 日後の値は IC=60L で 8.70m でなかなか良い予報ができていると言える。この事例でも ME だけを見れば IC=60L の方が IC=17L よりも予報精度が良いと言える。

- ・ 予報誤差図

NICAM では極周辺に大きな正の誤差の領域が広がっている。それにくらべて負の誤差の範囲はとても少ない。JMA-GSM では NICAM のような大きな正の誤差の領域は見られない。

< 初期値 2008 年 08 月 01 日 12z >

- ・ RMSE

RMSE の値の増加が小さいため、一見予報限界時間は長いように見える。特に NICAM の RMSE の値の増加は小さく、初期値の段階での誤差がなければ JMA-GSM と同程度の予報ができていると言える。

- ・ ME

7月とほとんど同じような結果になっている。この事例でも高度場を高く予報している。また、この事例でも ME だけを見れば IC=60Lの方が IC=17L よりも予報精度が良いと言える。

- ・ 予報誤差図

NICAM の方は全事例の中でも誤差のある領域が少ない。正負のバランスも良く、今回の事例の中では良い予報ができていると言える。

6.4 季節平均・全事例平均

図 65～図 76 は、RMSE・ME・予報誤差図の各予報要素の季節平均・全事例平均である。RMSE の結果、JMA-GSM よりも NICAM の方が予報精度が悪いことがわかった。これは渡辺 (2007) の結果とほぼ同様な結果である。しかし、渡辺 (2007) での NICAM の予報限界は約 5.00 日であるから、それに比べると予報精度は向上しているように見える。NICAM の初期値による値の違いは微妙に見られるが、ほとんど見られない。ほとんど同じ値か、IC=17L を初期値として入力した方がむしろ予報精度がよい日さえ見られる。また、初期値の段階での RMSE・ME の値を見ると、IC=60L の方が値が大きくなってしまっている事例が多く見られた。結果、NICAM の初期値として IC=17L の代わりに IC=60L を用いても NICAM の予報精度が向上したとは言えないことが分かった。また、各事例結果では触れていないが、T850,U500 の RMSE の結果を見ると、NICAM の方がかなり予報精度が悪いことが分かった。Z500 の予報では RMSE の時系列の傾きは JMA-GSM と同じくらいであったが、特に U500 に対する予報では予報誤差の増加が早いのが分かる。

ME に関してみると、JMA-GSM はほとんど全ての予報事例において予報時間が進んでも 0 に近い値が出ているのに対して、NICAM は 0 に近い値の部分もあるが JMA-GSM に比べるとばらつきがあるのが分かる。RMSE の結果と同様に、ME の結果からも NICAM の方が予報精度が悪いことが分かる。表 10 を見ると、NICAM の方が JMA-GSM よりも ME の値が小さい事例も見られるが、全体的にみると NICAM の方が劣っている。初期値の違いにいる NICAM の値に関しては、基本的に冬は IC=17L

の方が良い予報ができているが、逆に夏はIC=60Lの方が良い予報ができています。渡辺 (2007) で指摘された NICAM は高度場を低く予報する傾向があることに関しては、特に NICAM は冬の高度場を予報時間が進むにつれて低く予報する傾向があるのが分かった。しかし、夏を見ると高度場を高く見積もる傾向があるのが分かる。NICAM に比べると、JMA-GSM は季節によっての傾向は見られなかった。

最後に、予報誤差図を見ると、NICAM は冬にはほとんどの領域で負の誤差の領域が広がっているのが分かる。しかし、夏には負の誤差の領域はあまり見られず、正の誤差が目立つ。この結果からも、冬には 500hPa 高度場を低く予報し、夏には高く予報するという NICAM の予報特性が見える。全予報事例平均を見ると、NICAM の 2 つの結果と JMA-GSM では差があまり見られないが、JMA-GSM は NICAM とは違い、季節による予報特性がない。

7 考察

NICAM と JMA-GSM の予報精度を検証した結果、全 9 事例の平均予報限界時間が NICAM (初期値に IC=60L) で 5.75 日、NICAM (初期値に IC=17L) で 6.00 日、JMA-GSM で 8.00 日以上となり NICAM の方が予報精度が悪いことが分かった。この結果は渡辺 (2007) と同様の結果である。しかし、渡辺 (2007) の結果より NICAM の予報精度が向上している。それは NICAM の放射過程での日付の誤入を改善できたからであろう。本研究の目的であった 2 つの初期値による NICAM の予報精度の改善においては、NICAM の初期値に JMA-GSM の初期時刻における予報値よりも精度のよい気象庁全球 面ガウス解析値を用いても、NICAM の予報精度の向上は見られず、むしろ予報精度が若干ではあるが悪いことが分かった。また、渡辺 (2007) で指摘された初期値問題も気象庁全球 面ガウス解析値では改善できなかったといえる。北半球 500hPa 高度場の予報に対する RMSE の時系列図を見ると、渡辺 (2007) 同様、初期値の段階ですでに NICAM には 20 ~ 30m の誤差が生じてしまっている。JMA-GSM と NICAM では RMSE の時系列の傾きは同じくらいではあるが、初期時刻の段階で既に誤差がある NICAM は予報限界時間で JMA-GSM に追いつくことはできなかった。初期値の段階での誤差がなければ、NICAM も JMA-GSM と同じくらいの予報精度であったらと予想することができる。つまり、初期値問題を改善できなかったことが、今回の結果につながった大きな原因だと考えられる。

では、なぜ初期値問題が改善されなかったのかを考察する。そもそも、渡辺 (2007) で生じた初期値問題について、一番の原因とされていたのが鉛直層数の違いである。渡辺 (2007) で NICAM の初期値として用いられた JMA-GSM の初期時刻における予報値は、鉛直 p 系 17 層であり、それに対して NICAM は鉛直幾何学的 z 系 40 層という独自の形態をもっている。17 層と 40 層ではデータ数が異なりすぎるため、足りない層分のデータを内挿して初期値を作成した。この過程の中で、大きな誤差が生じたというものである。そこで今回、初期値問題を改善するために、新しく NICAM に入力した初期値が気象庁全球 面ガウス解析値である。このデータは鉛直 系 60 層、水平解像度 20 km であり、鉛直層に関しては特に IC=17L よりもかなり精度は良いものである。渡辺 (2007) の結果の原因が単純に、NICAM と初期値として使用するデータの鉛直層数の違いだけならば初期値問題は解決されるはずであった。しかし、結果を見ると原因は鉛直層数だけではないことが分かる。渡辺 (2007) の考察で、鉛直層数の違いの他に内挿過程の問題も指摘されていた。NICAM と JMA-GSM データでは水平格子点が一致していないために、内挿してデータを作成した際に誤差が生じたというものである。今回はその効果の方が強く初期の誤差につながっていると考えられる。というのも、新しく初期値として用いた気象庁全球 面ガウス解析値は鉛直 系

60 層であるが、NICAM の初期値として内挿するまでに、一度鉛直 p 系 60 層に内挿して、さらに NICAM に合わせるために鉛直 z 系 40 層に内挿している。この 2 回の内挿過程の際に大きな誤差が生じてしまったのではないかと考えられる。

次に、2 つの初期値に関する考察である。今回、鉛直層数を増やしても NICAM の予報精度は向上しなかった。また、NICAM の 2 つの初期値での予報限界時間は若干 IC=17L の方が良かったが、ほとんど同じであった。IC=60L に関しては 2 回も内挿しているにも関わらず、1 回の内挿過程で済んでいる IC=17L と同レベルのパフォーマンスができていることは評価できるものだと思う。もし、IC=60L の内挿過程が 1 回で済んでいたら、JMA-GSM データよりも予報精度は良かったかもしれない。このことから、鉛直層数が予報精度に全く関係なかったかということ、そうではないと思われる。

次に、NICAM の予報精度に関する季節的特性を考察していく。今回、NICAM の予報限界時間にはあまり季節による特徴は現れなかった。本研究ではデータの都合上、秋の予報事例がないので考察は冬 (DJF) と夏 (JJA) に行う。まず、結果をみると予報限界時間に関しては、冬 (DJF) は NICAM(IC=60L):6.00 日、NICAM(IC=17L):6.25 日、夏 (JJA) は NICAM(IC=60L):6.25 日、NICAM(IC=17L):6.25 日であった。JMA-GSM に関しては季節に関係なく全予報事例で予報限界時間が 8.00 日以上であった。NICAM の予報限界時間に関しては、夏と冬でも同じくらいの予報限界時間となり、渡辺 (2007) の結果での夏よりも冬の方が予報精度が良いという特徴は見られなかった。RMSE の値を見ると夏よりも冬の方が値の増加の割合が大きく、一見冬の方が予報精度が悪いように見えるが、本研究では予報限界時間の定義が季節毎で異なるために予報限界時間は同程度になっている。渡辺 (2007) と結果が多少異なるのはこのためかもしれない。

予報限界時間には季節性は現れなかったが、ME には季節性が明確に現れた。冬では予報が進むにつれて高度場を低く予報する傾向が見られ、逆に夏には高度場を高く予報する傾向が見られた。特に冬では夏よりも平均誤差が大きいのが分かる。JMA-GSM に関しては ME の結果からみると、JMA-GSM も冬の予報の方が若干精度が悪いことがわかるが NICAM ほどの季節性は特に見つからない。そこで NICAM にこれほど季節性が現れる原因を冬と夏に分けて考察していく。また、なぜ NICAM にこれほどのモデルバイアスが発生するのかについても考察する。

< 冬 (DJF) >

冬は、NICAM において ME に関して NICAM は冬は高度場を低く予報する傾向が

あった。今回、図には載せていないが、気温や東西風の ME はほとんど誤差がないので冬の高度場を低く予報することは NICAM の特徴とすることができ、その特徴が夏よりも RMSE の値の増加の割合を大きくしている原因と考えられる。基本的に、予報に与える誤差影響の比率として、力学作用よりも熱応答の作用が大きい。しかし、冬は一般的に、熱応答の作用よりも力学過程の方が強く働く。そのため一般に冬は予報精度が良いといわれている。しかし、今回の結果ではそのようにはならなかった。その原因は冬は傾圧不安定が卓越するために NICAM の glevel-5 では物理過程に不十分な点があり、表現するのが困難であったと考えられる。そのために予報誤差図を見ても蛇行する偏西風の領域で誤差が集中している。

< 夏 (JJA) >

夏は、冬よりも RMSE の値の増加の割合がそれほど大きくなかった。NICAM はもともと熱帯の対流を分解する目的で作られたため、夏の予報は得意なのかもしれない。しかし、本研究で用いた NICAM は glevel-5 であり、雲微物理過程を実装していない。夏は冬とは違い、一般的に力学作用よりも熱応答の作用の方が強く予報精度に影響を与える。本研究に用いた NICAM の設定では熱応答に関して仮過程を多様しており、不十分な点が多かったはずである。それでも予報精度がよかったのは、熱応答による誤差が冬の傾圧不安定による誤差よりも、顕著に現れなかったからであろう。予報誤差図を見ても冬に比べて誤差がある領域が少ないことがわかる。

< ME (平均誤差) >

今回、NICAM には JMA-GSM には見られないモデルバイアスが顕著に見られた。その原因について考察する。本研究で用いた NICAM の設定はリアルタイム予報バージョンであり、SST と陸地大気境界条件については JMA-GPV で代用している。初期値と同時刻の JMA-GPV の最下層のデータを NICAM に張り付けて予報をすることで、本来、冬には陸地よりも暖かいはずの SST だが、通常よりも低い SST で計算を行ったために今回このようなモデルバイアスが現れたと考えられる。夏の場合は冬とは逆の考えで説明できる。一週間程度の予報では結果に現れないだろうと思っていたがモデルバイアスを調べたことで、代用していることが NICAM の予報に大きく影響していることが分かった。今後改善しなければならない点である。

今回、NICAM の予報精度は JMA-GSM に比べると RMSE・ME・予報誤差図の結果すべてにおいて劣っていた。その原因は先ほど述べた初期値問題が大きく関係していることは間違いがないが、もう一つの原因として、やはり NICAM の解像度の低さも挙げられる。本研究に用いた NICAM は glevel-5 であり、水平解像度は 224km であ

る。対する JMA-GSM は水平解像度 60km である。解像度の影響はそこまで大きくないかもしれないが少なからず影響しているはずである。水平解像度を上げた NICAM でしっかりチューニングすれば RMSE での予報限界時間が長くなるかはわからないが、少なくとも ME（モデルバイアス）は改善されるであろう。

8 結論

本研究では、NICAM の予報と観測・他の全球予報モデルと比較することで、現時点での NICAM の予報精度を評価した。また、渡辺 (2007) で指摘された初期値による NICAM の予報誤差を検証するために渡辺 (2007) で使用された JMA-GSM の初期時刻における予報値よりも精度のよい気象庁全球 面ガウス解析値を NICAM の初期値として入力し、予報精度を検証した。

具体的には、JMA-GSM の初期時刻における予報値を NICAM の初期値として入力したものと、気象庁全球 面ガウス解析値を NICAM の初期値として入力したものの 2 つの場合の予報値と、JMA-GSM の予報値および解析値との比較を行った。予報精度の評価には定量的には RMSE を用い、さらに NICAM の予報特性を検証するために ME (平均誤差) を計算し、5 日予報に対する予報誤差図も用いた。使用した NICAM の解像度は glevel-5 (水平解像度 224km) であり、雲微物理過程は実装していない。予報事例は、2007 年 12 月 01 日 12z ~ 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした 14 日予報で事例数は 9 である。

結果、全 9 予報事例の平均予報限界時間が NICAM(IC=60L) で 5.75 日、NICAM(IC=17L) で 6.00 日、JMA-GSM で 8.00 日以上となり NICAM の方が予報精度が悪いことが分かった。また、初期値問題を改善するために JMA-GSM の初期時刻における予報値よりも精度のよい気象庁全球 面ガウス解析値を NICAM の初期値として入力しても予報精度は向上せず、初期値問題も改善さなかった。まず、NICAM の方が予報精度が悪かった一番の原因はやはり初期値問題である。NICAM とデータの鉛直層数の問題というよりは鉛直系を NICAM に合わせるために行う内挿の際に大きな誤差が生じてしまっていると考えられる。また、そもそもの NICAM の水平解像度の低さも原因の一つだと考えられる。しかし、渡辺 (2007) に比べれば NICAM の予報限界時間は向上していた。これは NICAM の放射過程での日付の誤入を改善できたからであろう。次に、初期値を変えても NICAM の予報精度が向上しなかった原因は、IC=60L を NICAM の初期値として入力するまでに 2 回の内挿過程を経なければならないからである。しかし、IC=60L では 2 回も内挿過程を経ているにもかかわらず、2 つの初期値での結果がほとんど同じだった事を考えると、IC=60L を NICAM の初期値として入力した方が IC=17L を NICAM の初期値として入力するよりも予報精度がよいと言えるのかもしれない。仮に、IC=60L を用いた場合の内挿が 1 回で済めば NICAM の予報精度は上がるかもしれない。季節による特性を見ると、予報限界時間には季節性は見られなかったが、モデルバイアスには NICAM は冬に高度場を低く予報し、夏には高度場を高く予報するという季節性が見られた。これは NICAM の設定に問題があるからであり、冬での平均誤差が夏よりも大きかったのは傾圧不安定波による誤差が大きく

影響したからだと考えられる。その証拠として予報誤差図をみると冬には蛇行する偏西風に対応して誤差がある領域が広がっているのが分かる。逆に夏の平均誤差が冬よりも小さいのは冬の傾圧不安定波による誤差よりも夏の熱応答による誤差が現われなかったからだと考えられる。このことはNICAMの水平解像度を上げて、しっかりとしたNICAMのチューニングを行えば改善されることかもしれない。

NICAMの予報特性として渡辺(2007)で指摘された中緯度から高緯度にかけて予報精度が悪いという特徴は傾圧不安定が卓越する冬には見られたが、夏にはあまり見られない特徴だった。

今後の課題は、次のようなことが挙げられる。まず、本研究では予報事例が少ないので、今回見つかった2つの初期値での特徴は偶然なのかもしれない。より多くの事例を用いてさらに信頼に足る結果を出していくべきである。また、今回予報精度の検証に用いたのがRMSE・ME・予報誤差図で少ない。AC(アノマリー相関)など、もっと多くの検証要素を足すべきである。さらに、NICAMは気候モデルとなることを目標としているが、本研究では予報時間が14日と短い。そして解像度も低い。今後はより高解像度で出来れば雲微物理過程を実装しつつ、長期予報での解析を行っていくべきである。そのためにはモデルバイアスをなくすために、まずはNICAMのチューニングをしっかりと行うことが最重要である。

今後は今回改善できなかった初期値問題を解決することでNICAM用初期値を確立し、より信頼に足る気候モデルになっていくことを期待したい。

謝辞

本研究を進めるにあたって、指導教員である筑波大学計算科学研究センター 田中 博 教授には、卒論のテーマの設定、研究手法、などについて適切な御指導を賜り、心から感謝しております。

また、同大学生命環境科学研究科 寺崎 康児 氏、近藤 圭一 氏、加藤 真悟 氏、山崎 真吾 氏、池田 正樹 氏、大橋 正宏 氏、藤原 冬樹 氏、渋谷 亮治 氏、同大学環境科学研究科 瀬田 繭美 氏には研究手法、プログラミングなどに関して多数の御助言を頂き、誠にありがとうございました。

さらに、同大学生命環境科学研究科 木村 富士男 教授、林 陽生 教授、上野 健一 准教授、植田 宏昭 講師、日下 博幸 講師には、方針発表、中間発表、最終発表およびポスター発表の場で、貴重なご意見を頂き、ありがとうございました。

最後に、共に卒論作業を進めた筑波大学地球科学主専攻気候学・気象学分野の4年生の皆様には、時に良き相談相手となって頂きました。

本論文は以上の皆様の御協力により完成させることができました。心より感謝の意を表します。

尚、本研究で用いた主な図は、The GMT System (Wessel and Smith, 1991) にて作図しました。

参考文献

- [1] Satoh,M., T.Matsuno, H.Tomita, H.Miura, T.Nasuno, S.Iga, 2007: Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM) for global cloud resolving simulations. Journal of Computational Physics, 227(2007) 3486-3514.
- [2] Masaki.Satoh, Hirofumi Tomita, Hiroaki Miura, Shinichi Iga and Tomoe Nasuno, 2005: Development of a global cloud resolving model -a multi-scale structure of tropical convections- Journal of the Earth Simulator, Volume3, Sep2005, 11-19.
- [3] 渡辺 美南子, 2007: 筑波大学 自然科学類 2007 年度卒業論文：次世代大気大循環モデル NICAM の予報精度に関する解析的研究, pp115
- [4] 室井 ちあし, 1997: 数値予報モデルの力学過程. 地球流体電脳倶楽部 (<http://www.gfd-dennou.org/arch/comptech/nwp-dyn/dynamic.pdf>)

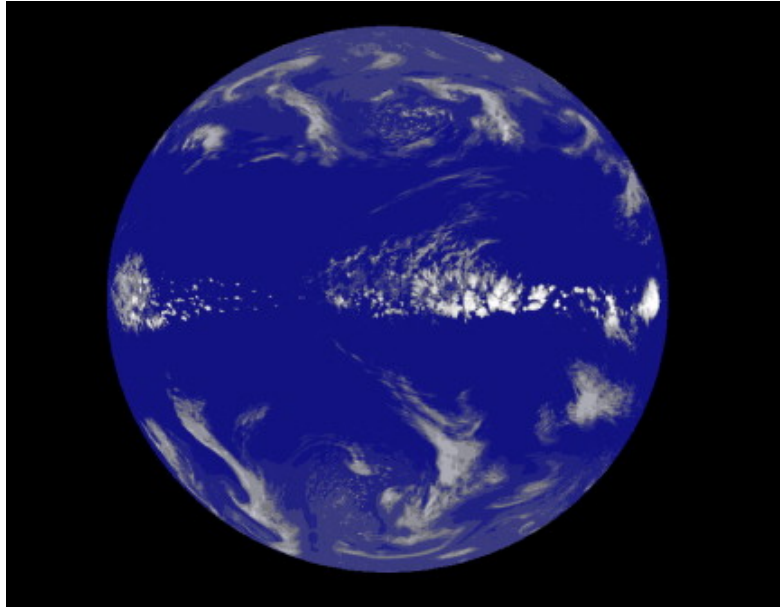


図 1: 格子間隔 3.5km の OLR (外向き長波放射) [5 日目の 0:00 ~ 1:30 の 90 分平均]

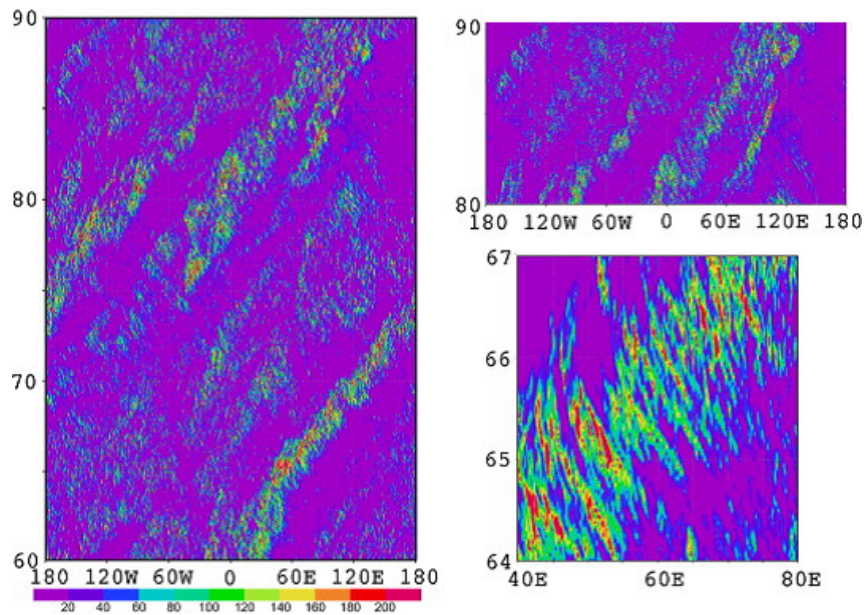


図 2: 2 °N-2 °S の平均降水量の Hovmöller diagrams (左 : 格子間隔 7km の 60 ~ 90 日 180 °W ~ 180 °E の全域図、右上 : 格子間隔 3.5km の 80 ~ 90 日 180 °W ~ 180 °W の部分域図、右下 : 格子間隔 7km の 64 ~ 67 日 40 °E ~ 80 °E の拡大図

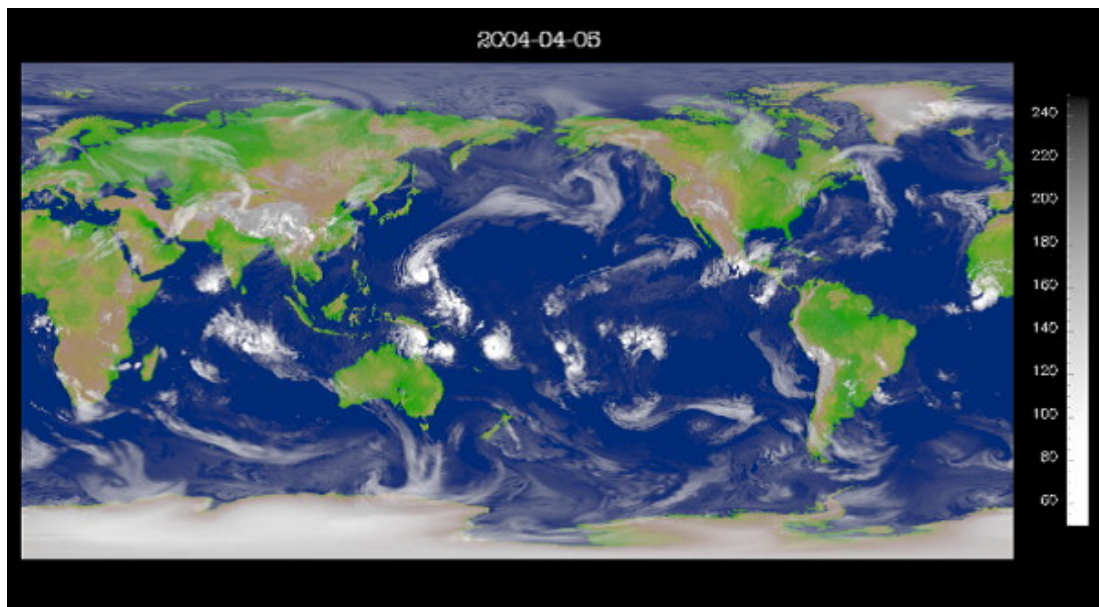


図 3: 2004/4/1 00UTC の NCAR/NCEP の再解析データを初期値とした 4/5 00UTC の OLR (格子間隔 : 3.5km)

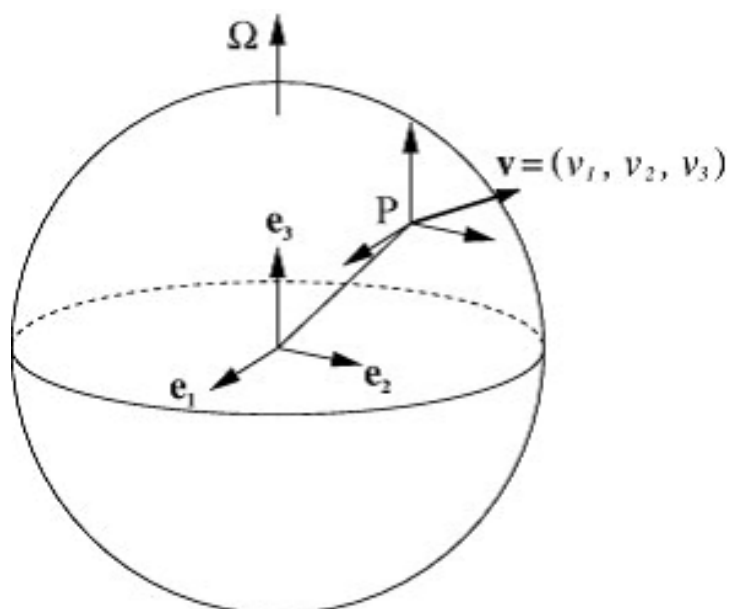


図 4: 速度ベクトル \mathbf{v} の 3 成分と直交基底 $\{\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3\}$ の定義

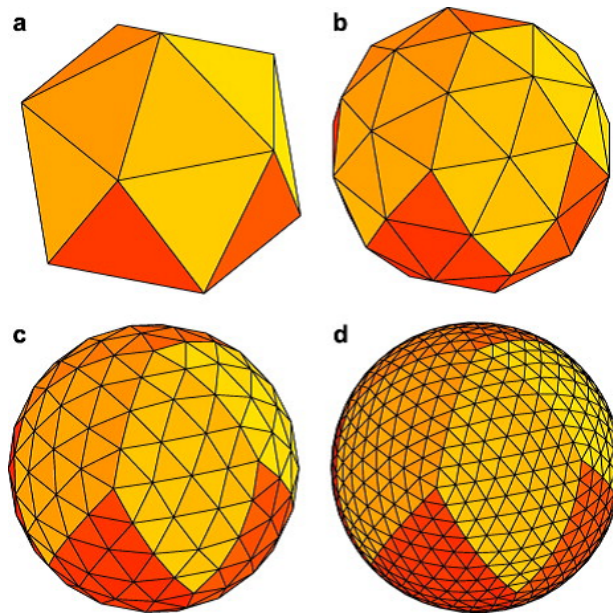


図 5: 正 20 面体格子の生成法 (glevel-0(a), 1(b), 2(c), 3(d))

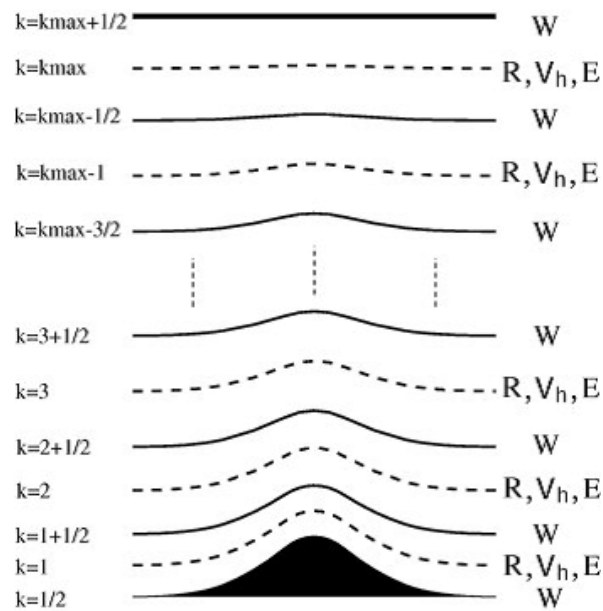


図 6: 鉛直レベルとローレンツ格子における要素配置

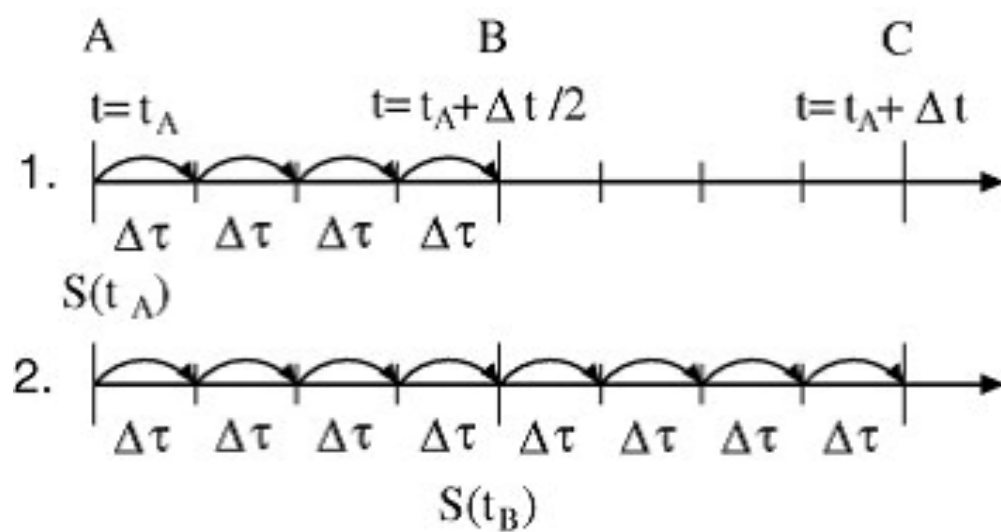


図 7: 時間積分方法

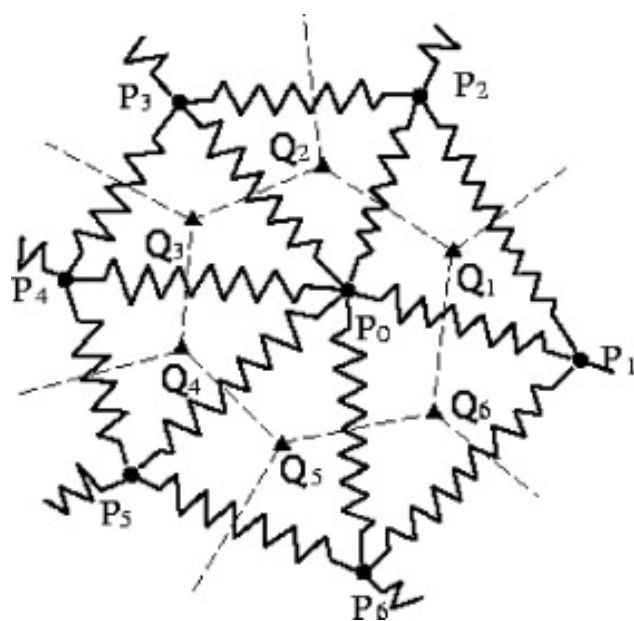


図 8: バネ力学を用いた格子点の修正したバネ結合

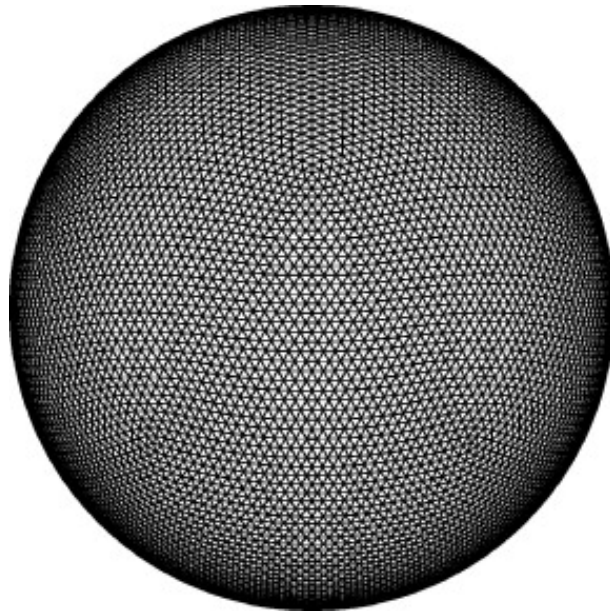


図 9: バネ力学によって修正した正 20 面体格子 (glevel-5)

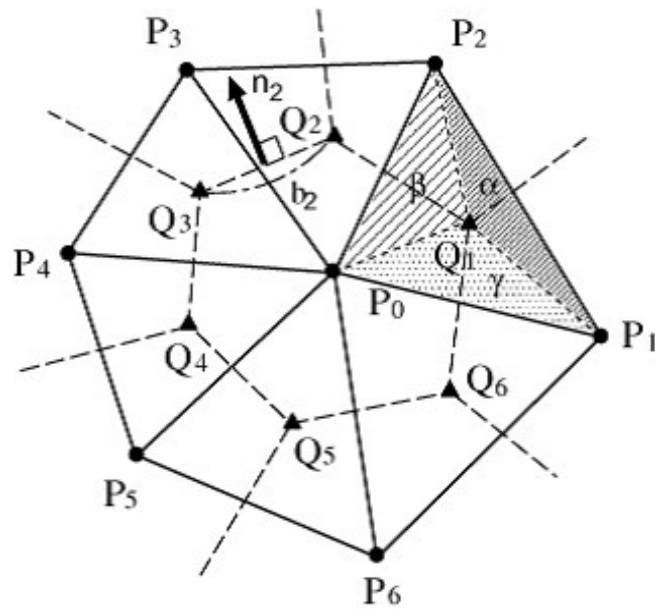


図 10: 6 角形の場合の水平コントロールボリュームと定点の配列

初期値:2007年12月01日12z

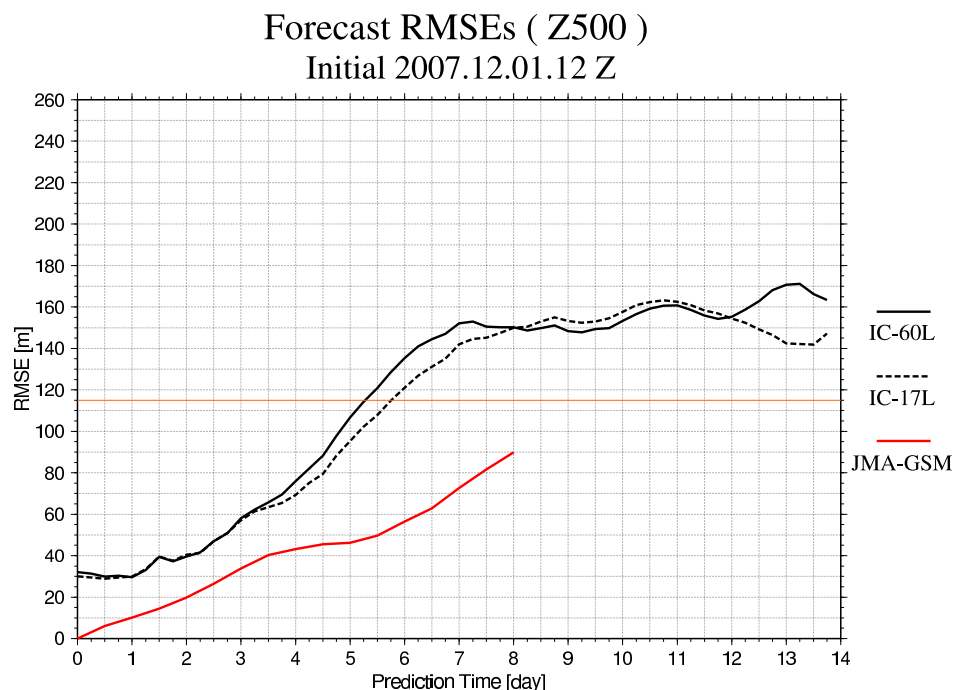


図 11: 2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

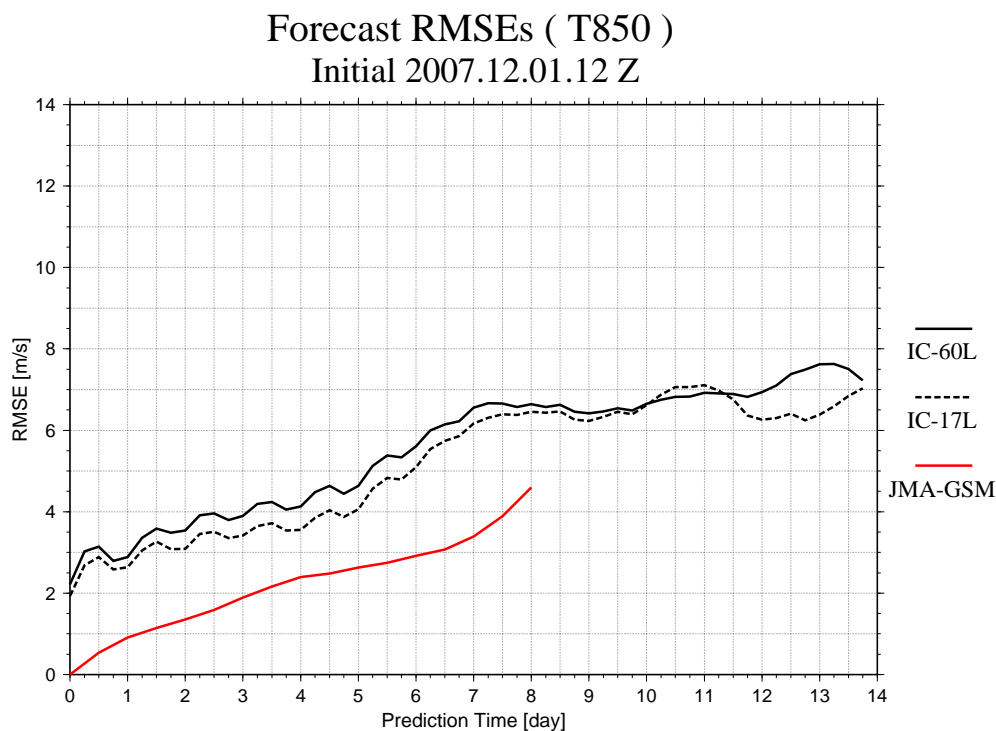


図 12: 2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

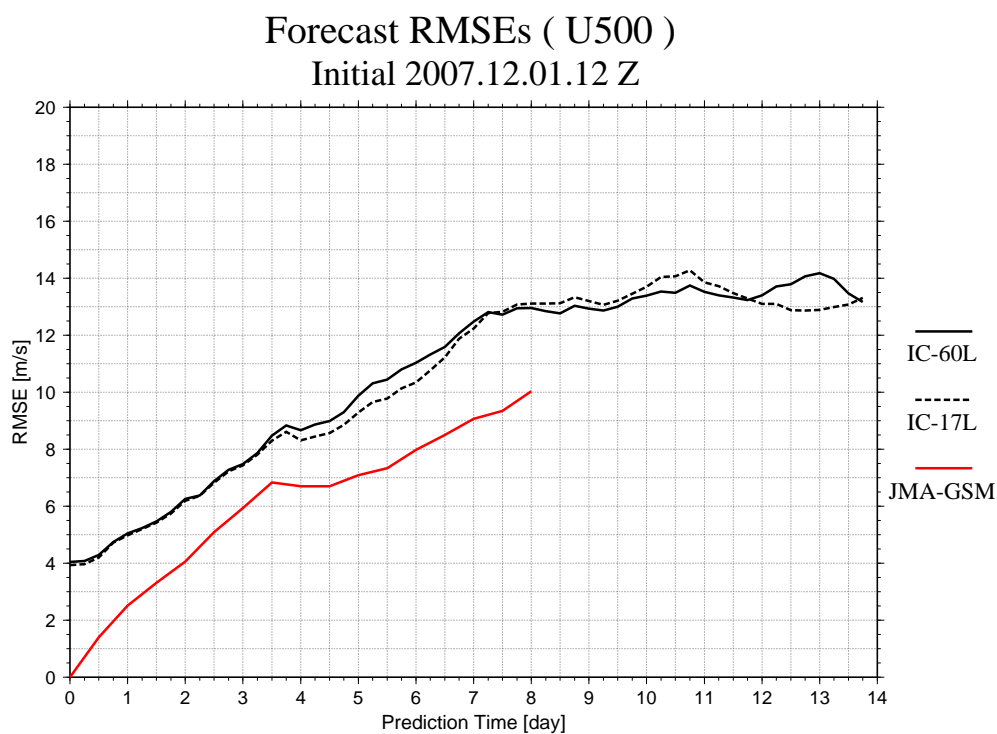


図 13: 2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

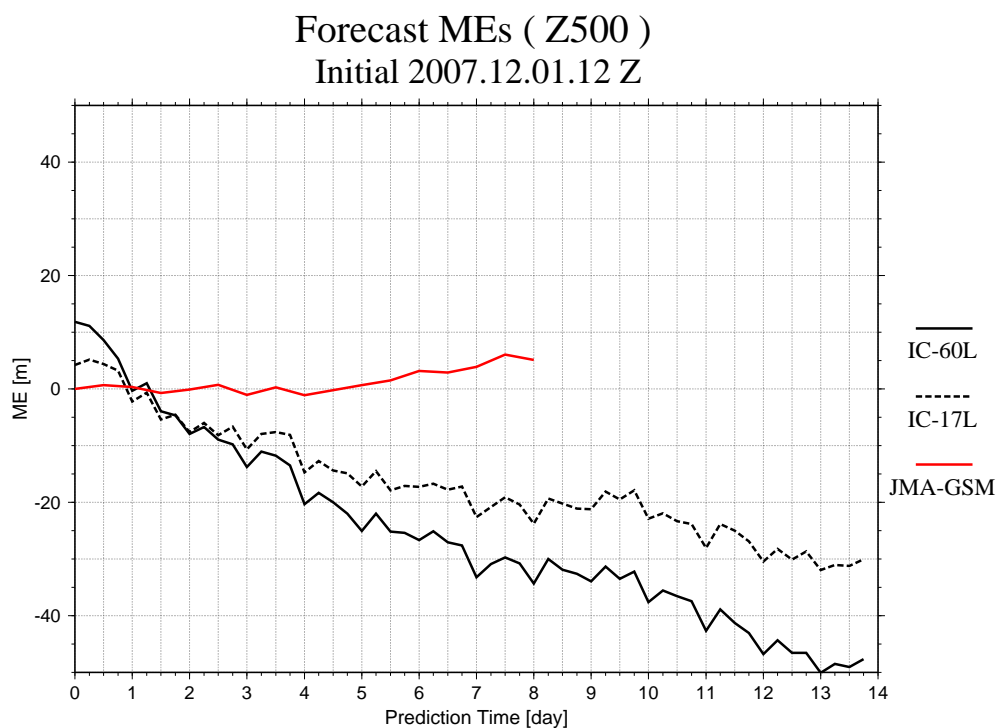


図 14: 2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2007120112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

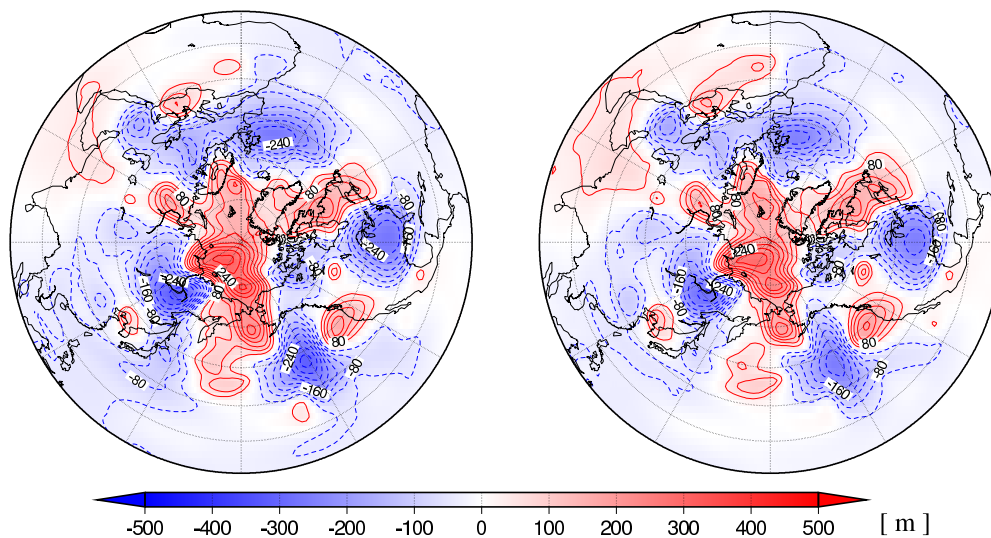


図 15: 2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2007.12.01.12 Z

JMA-GSM

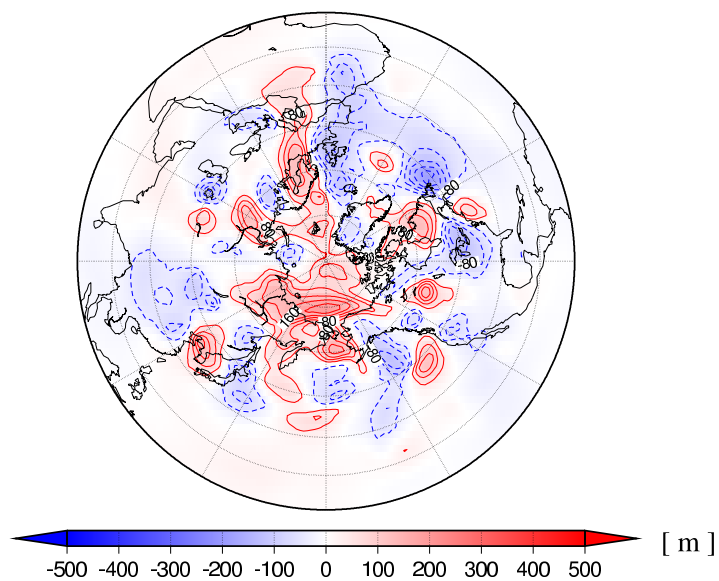


図 16: 2007 年 12 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年01月01日 12z

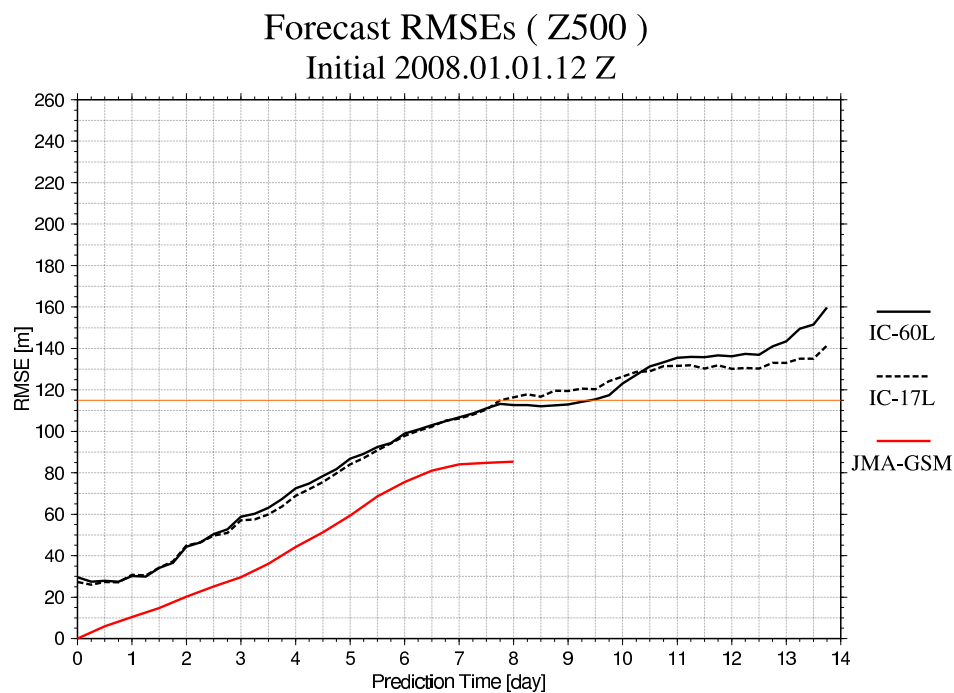


図 17: 2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

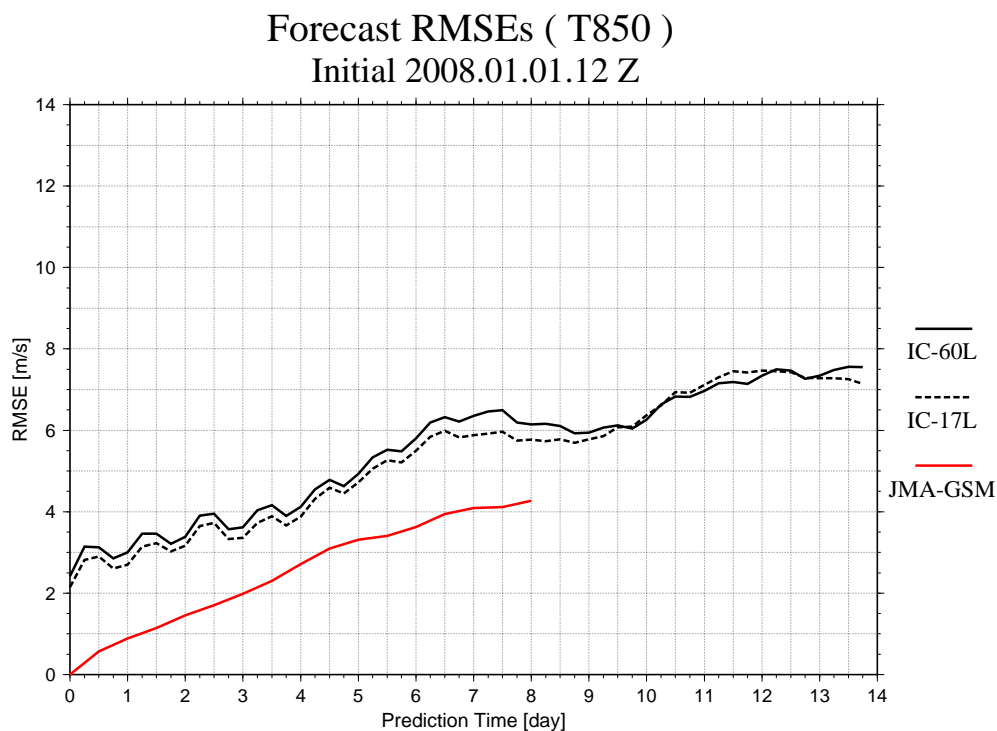


図 18: 2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

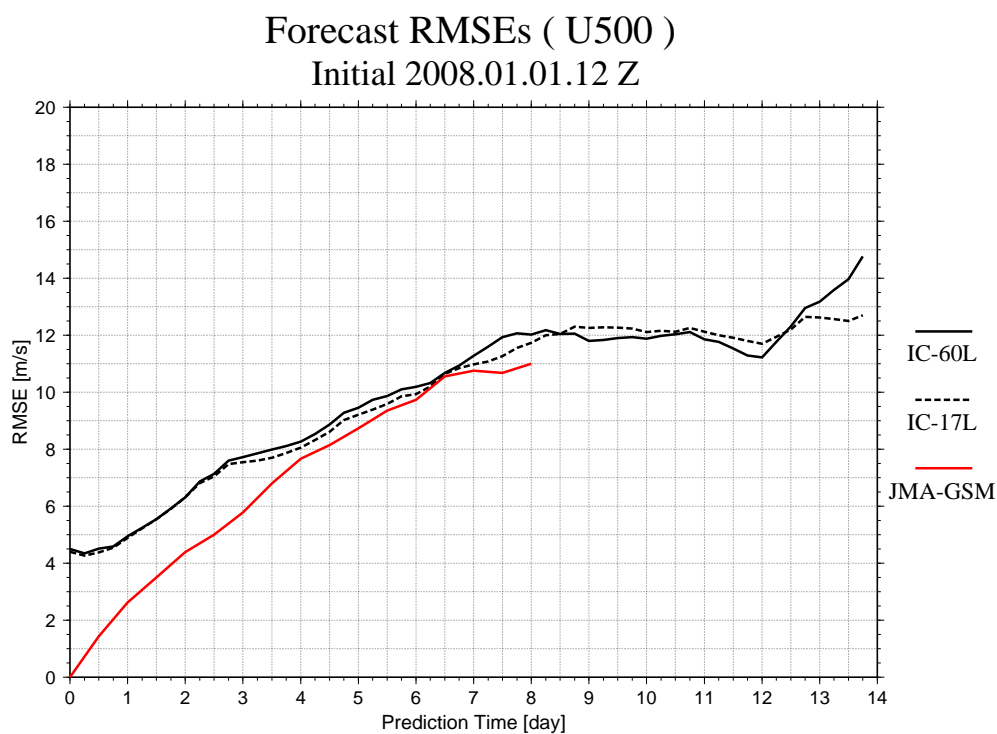


図 19: 2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

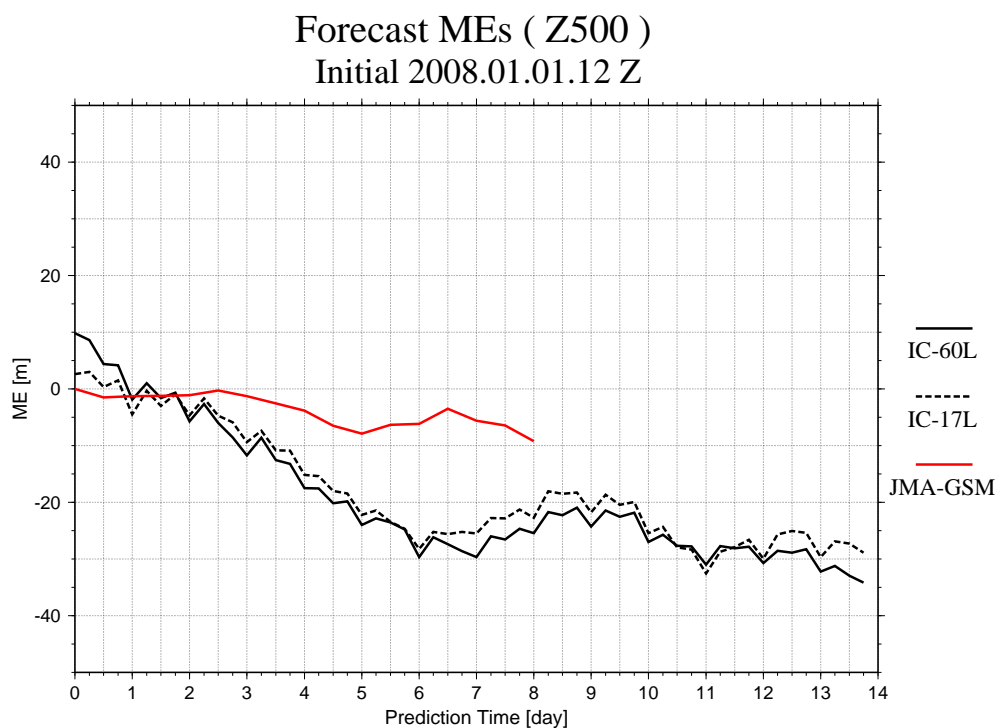


図 20: 2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 200810112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

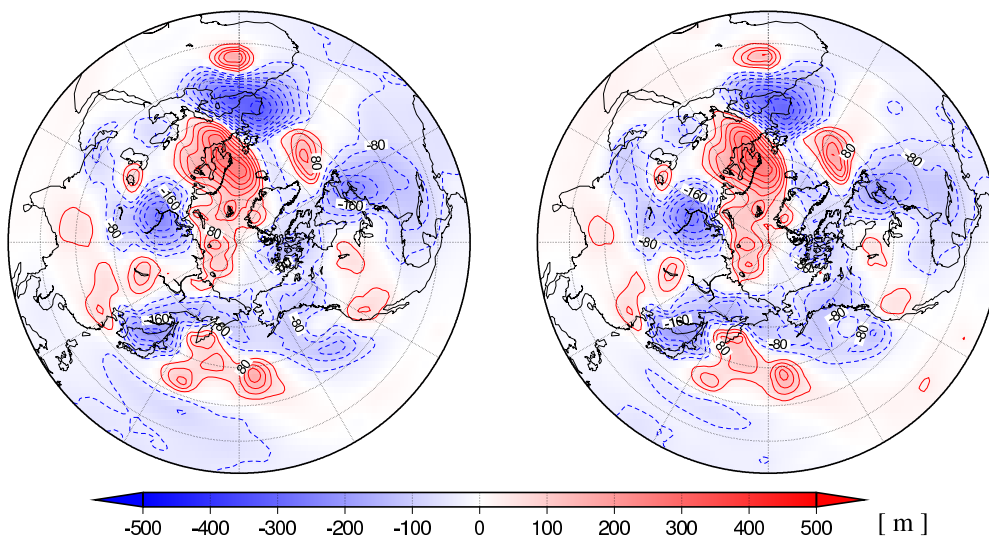


図 21: 2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.01.01.12 Z

JMA-GSM

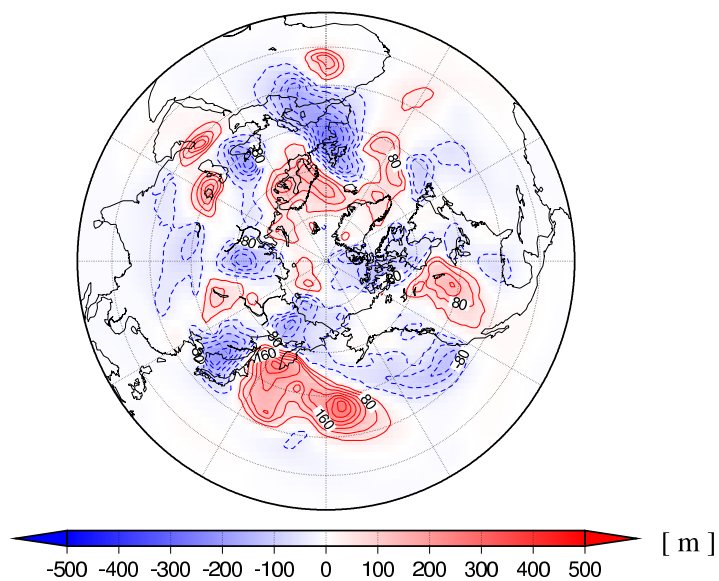


図 22: 2008 年 01 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年02月01日 12z

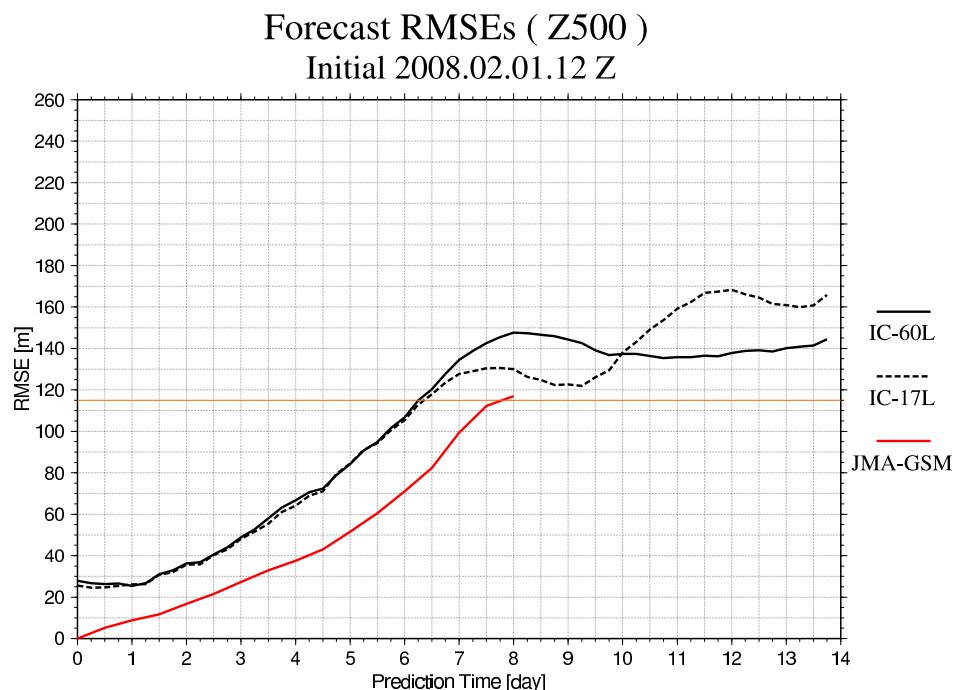


図 23: 2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

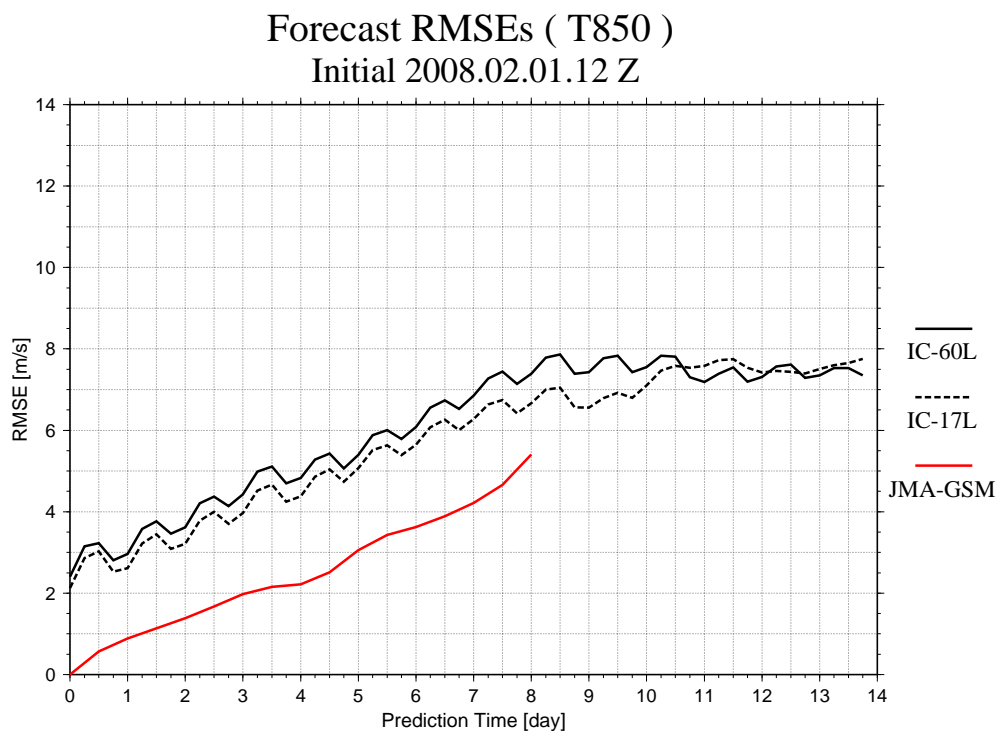


図 24: 2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

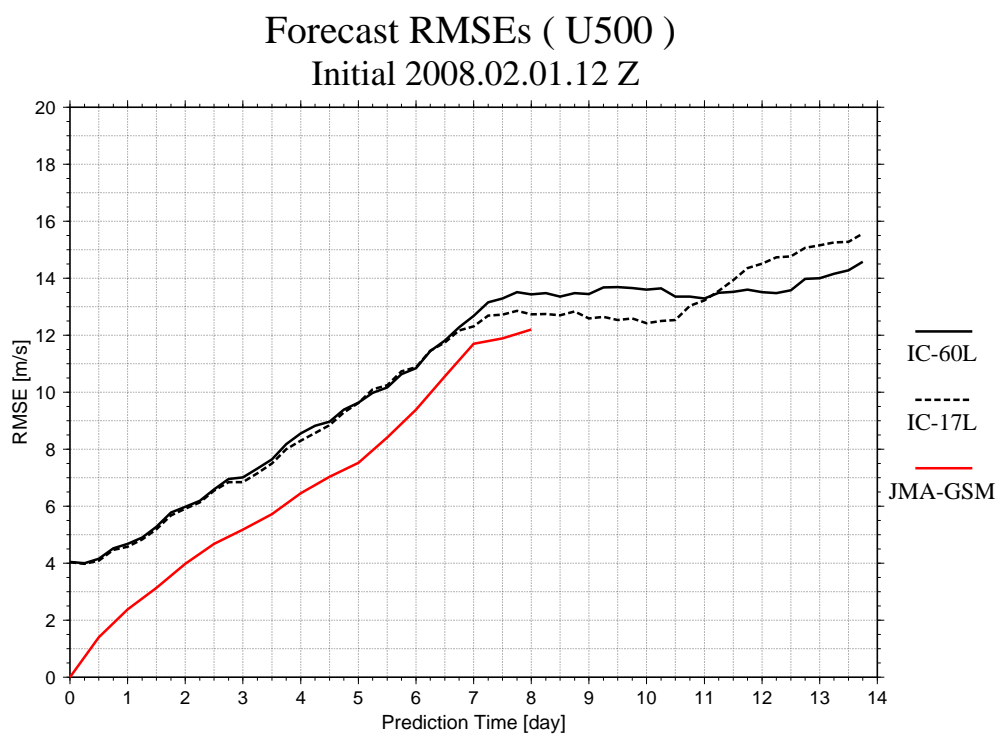


図 25: 2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

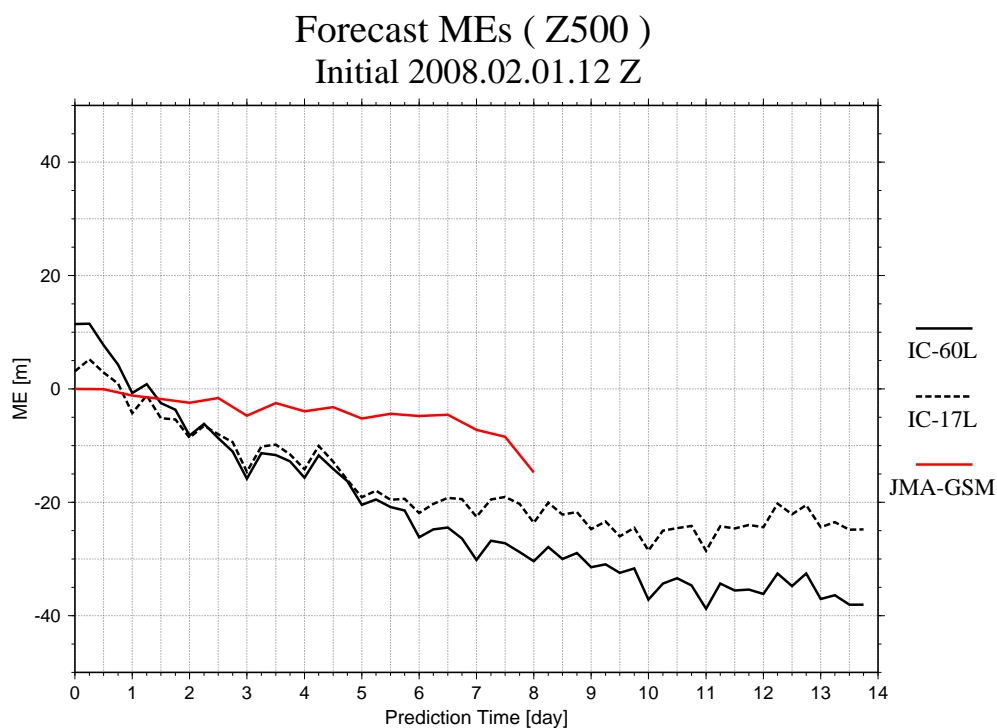


図 26: 2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008020112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

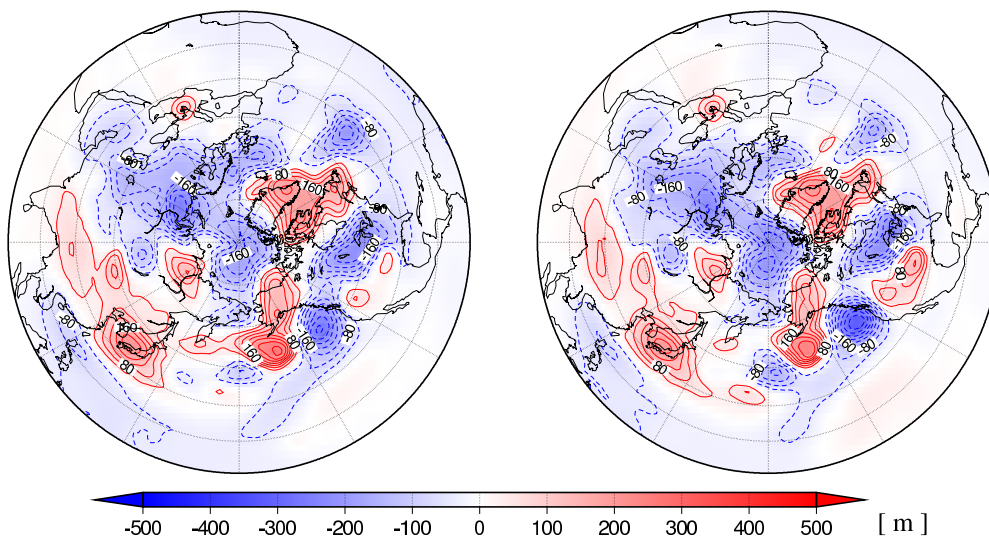


図 27: 2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左: NICAM(IC=60), 右: NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.02.01.12 Z

JMA-GSM

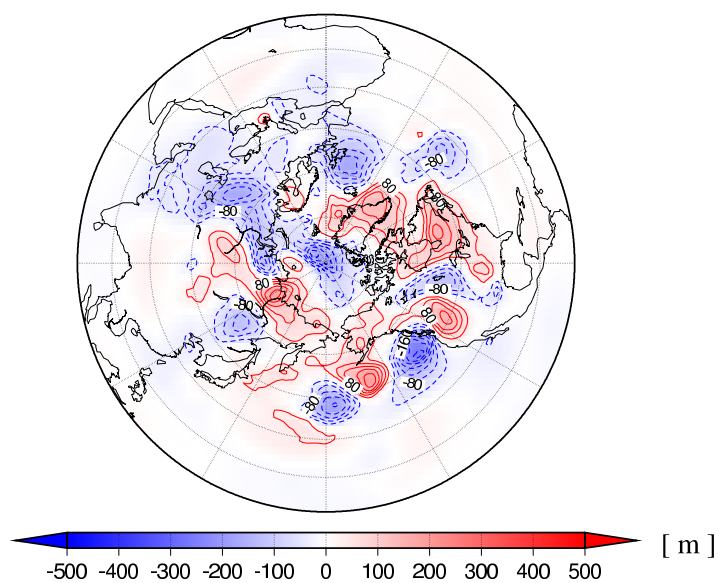


図 28: 2008 年 02 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年03月01日 12z

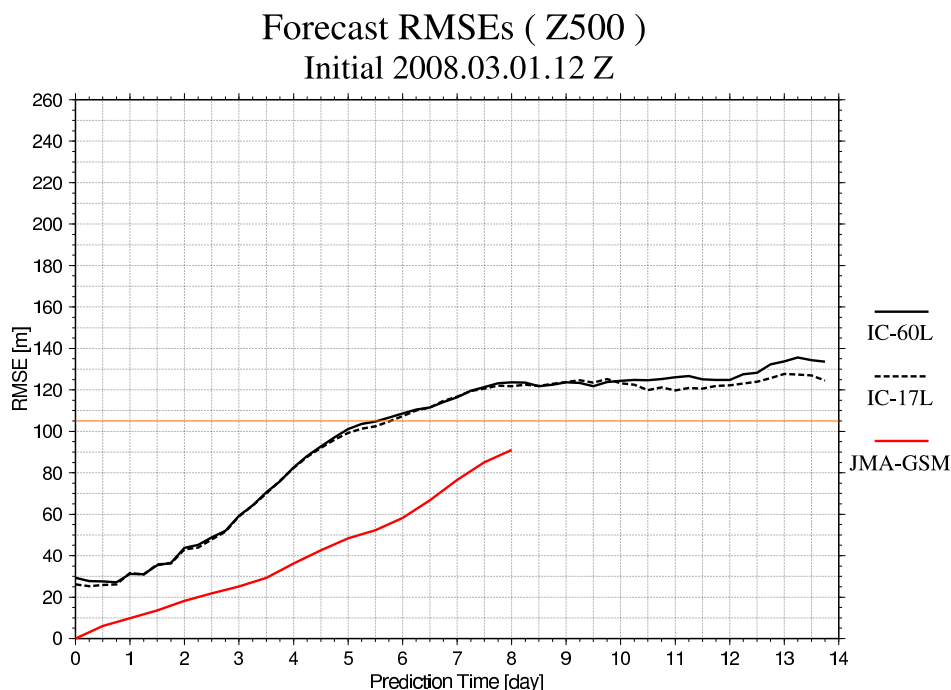


図 29: 2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

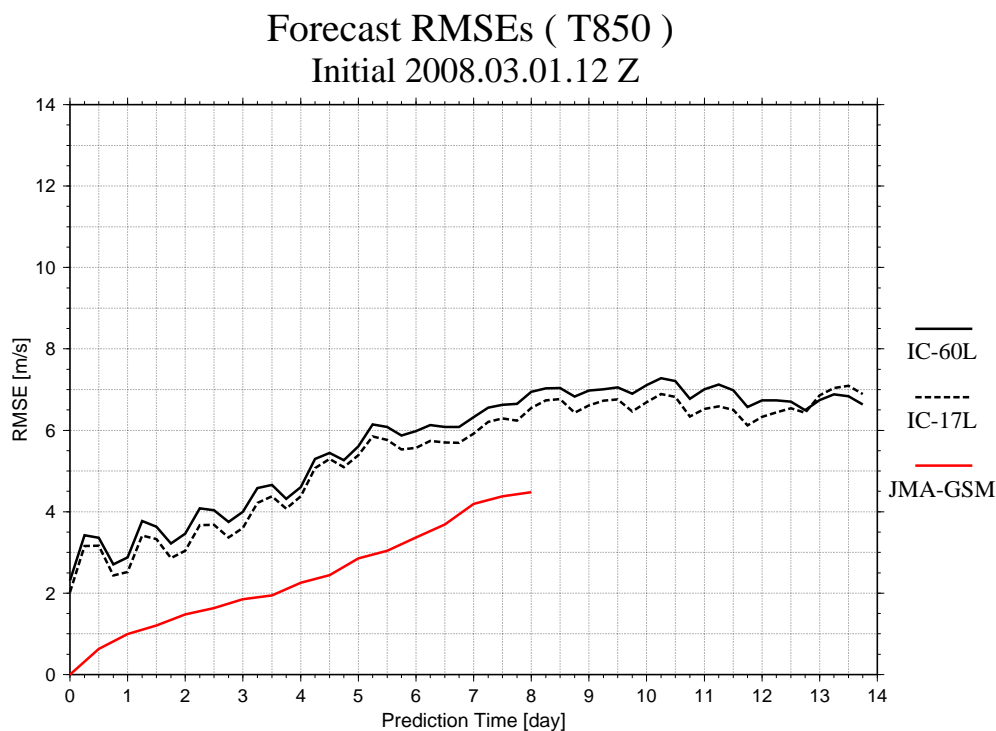


図 30: 2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

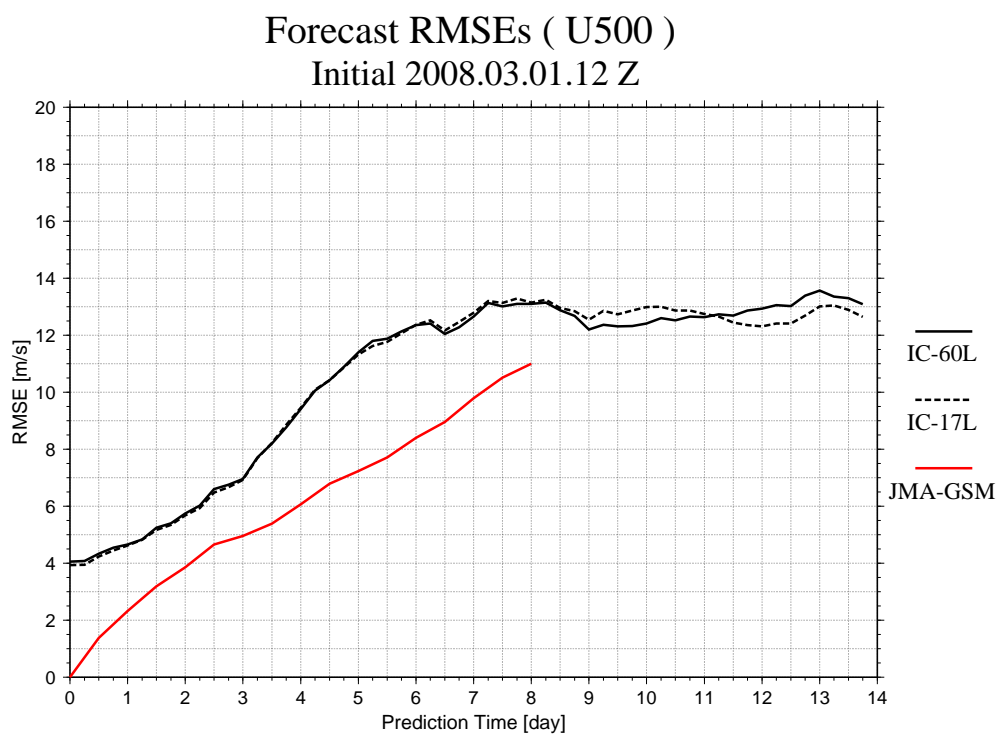


図 31: 2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

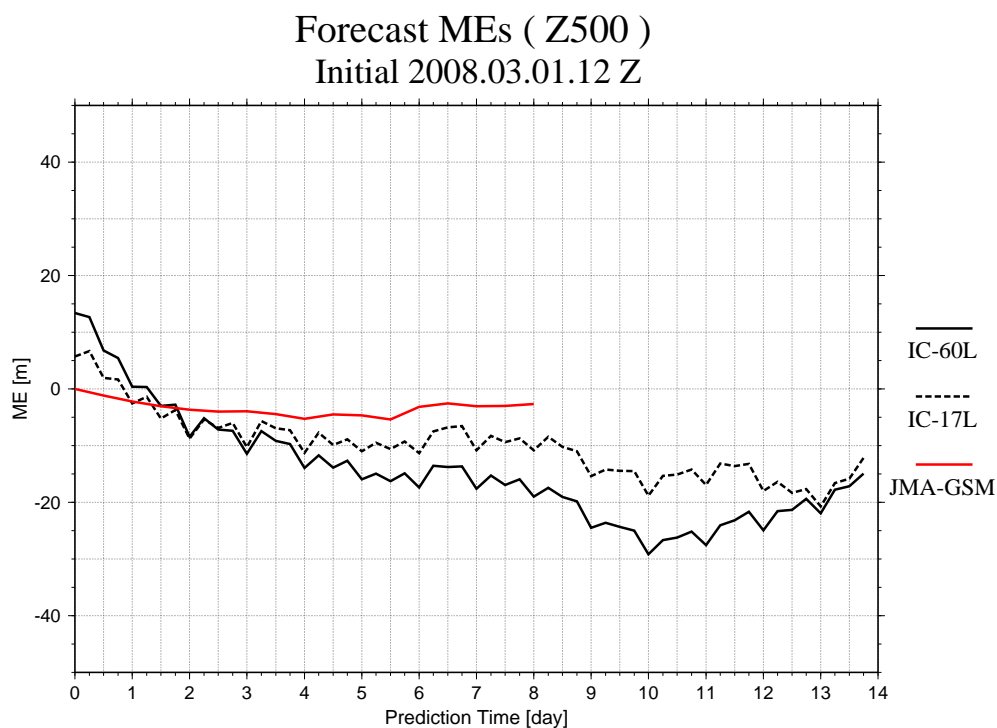


図 32: 2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008030112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

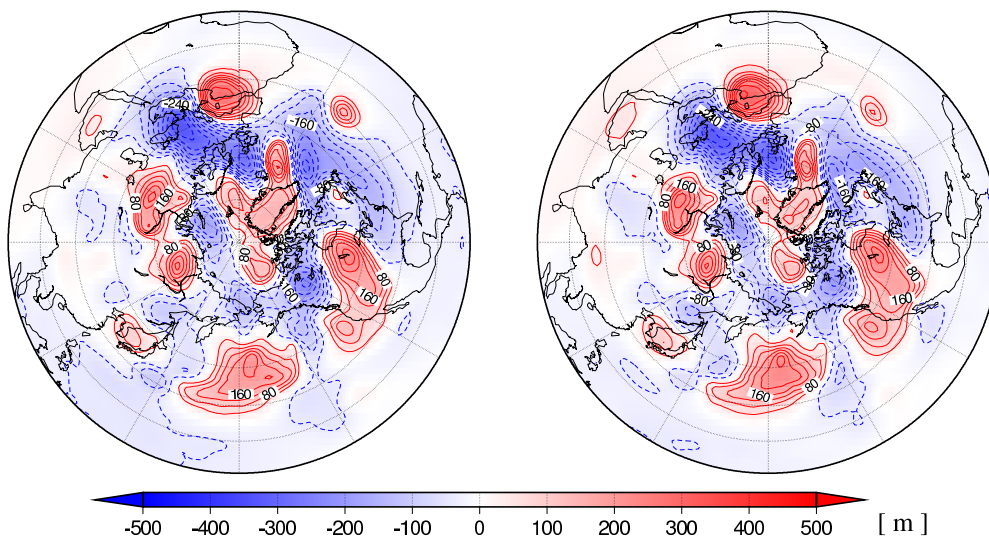


図 33: 2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.03.01.12 Z

JMA-GSM

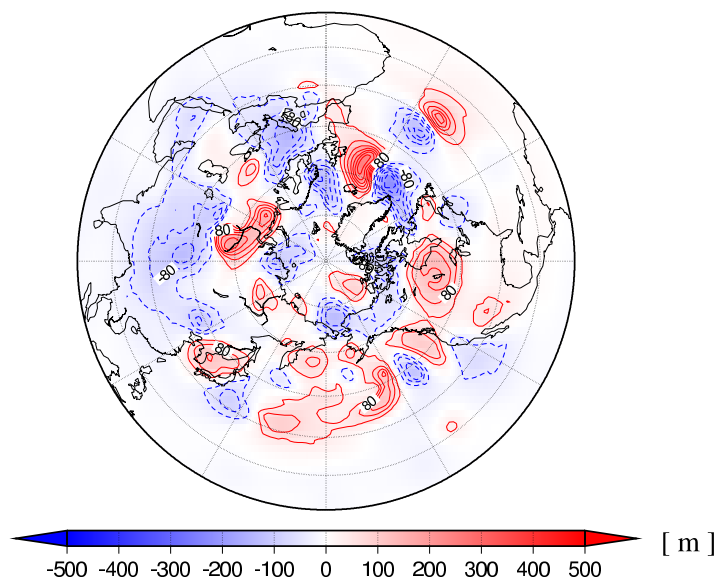


図 34: 2008 年 03 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年04月01日 12z

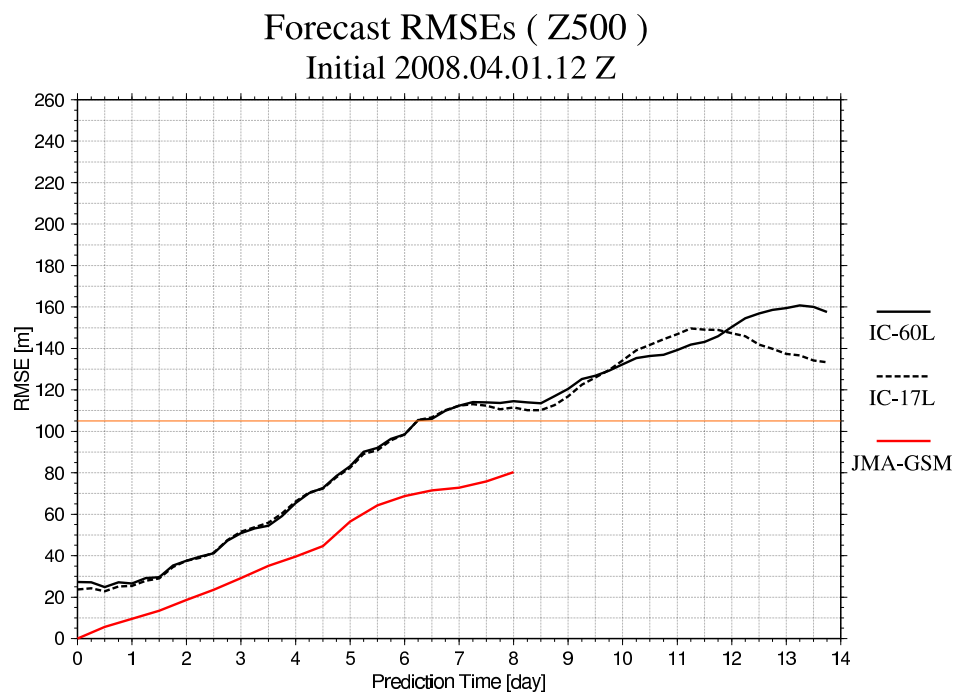


図 35: 2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

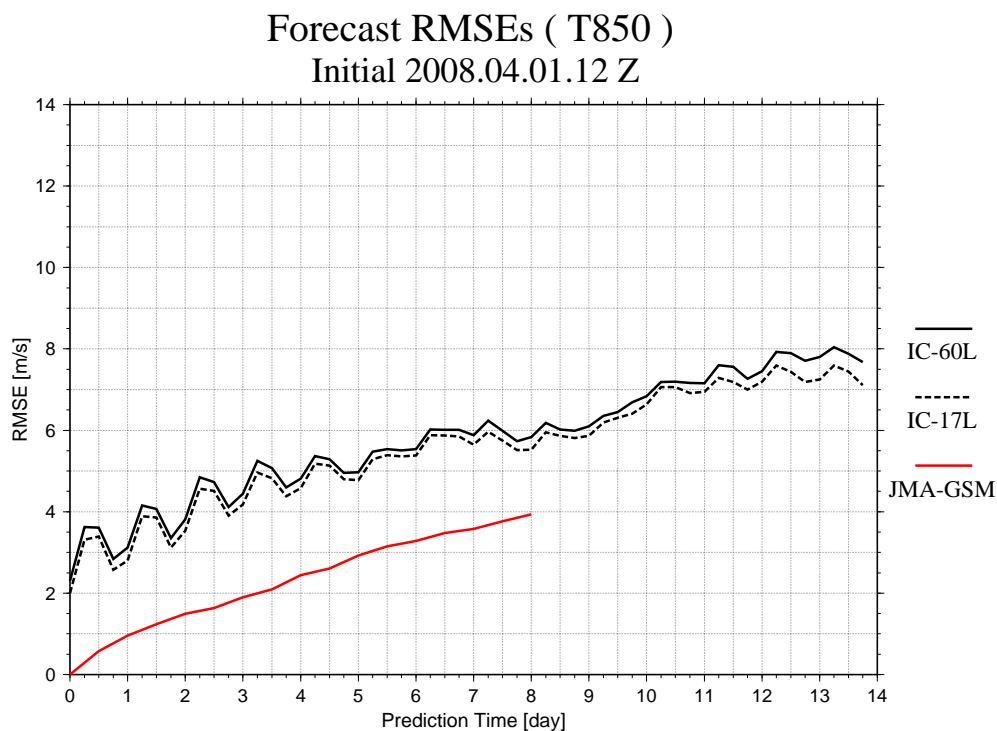


図 36: 2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

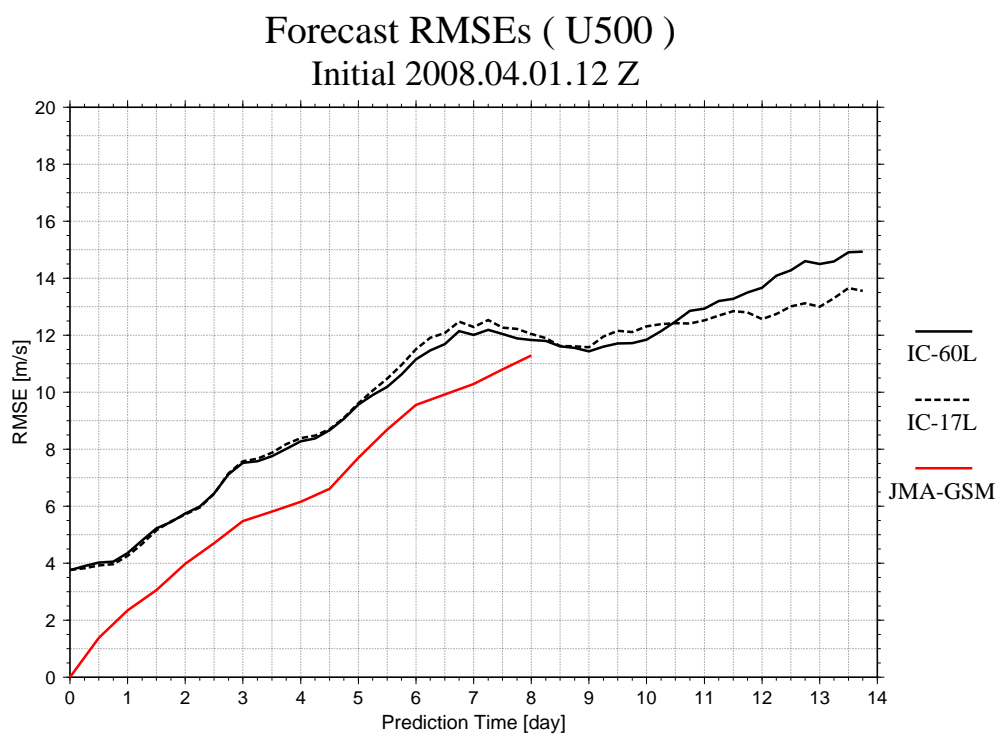


図 37: 2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

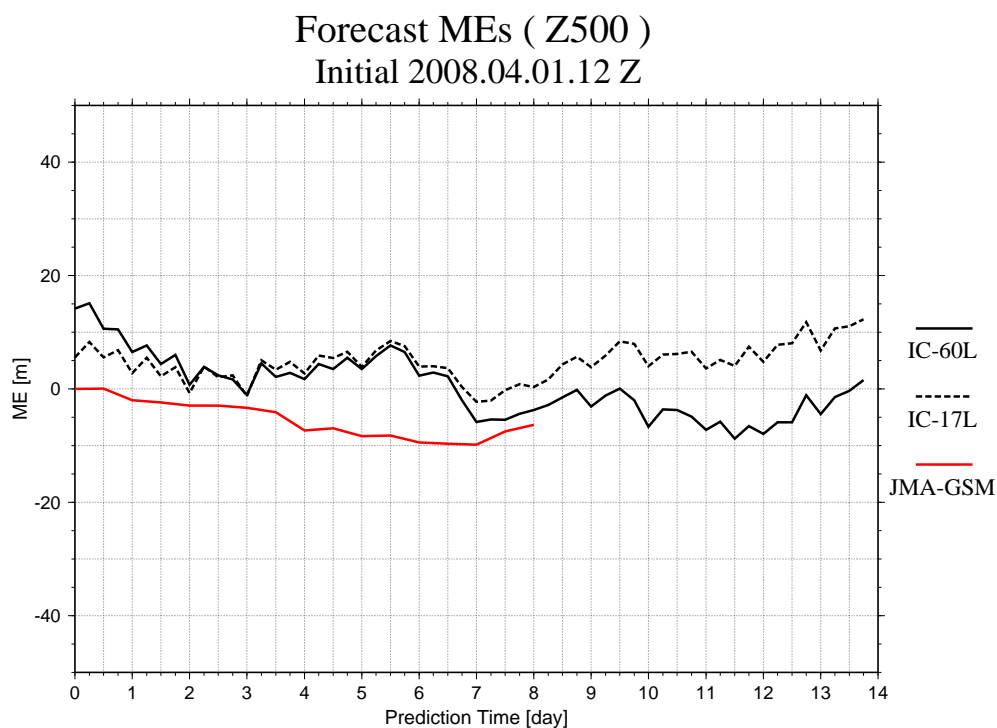


図 38: 2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008040112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

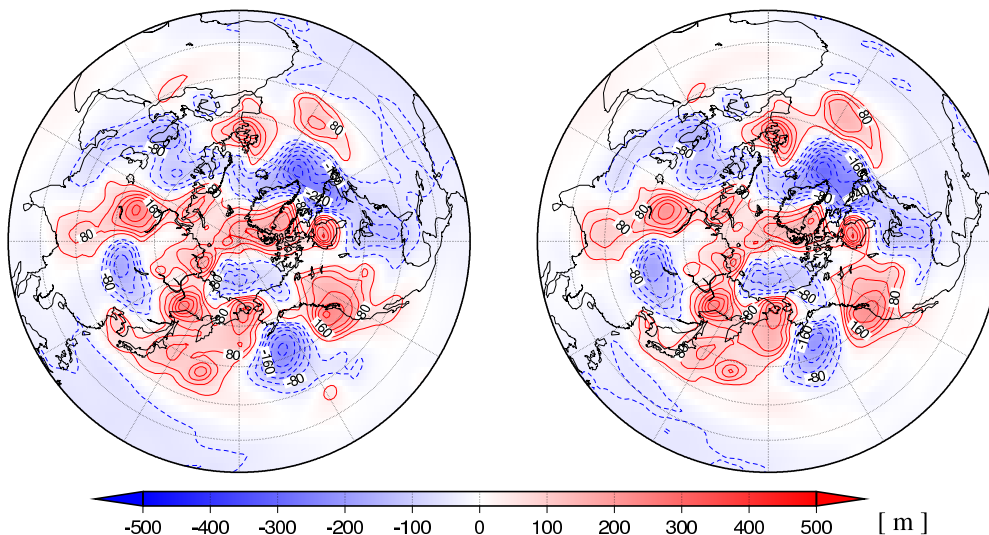


図 39: 2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 (左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17))

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.04.01.12 Z

JMA-GSM

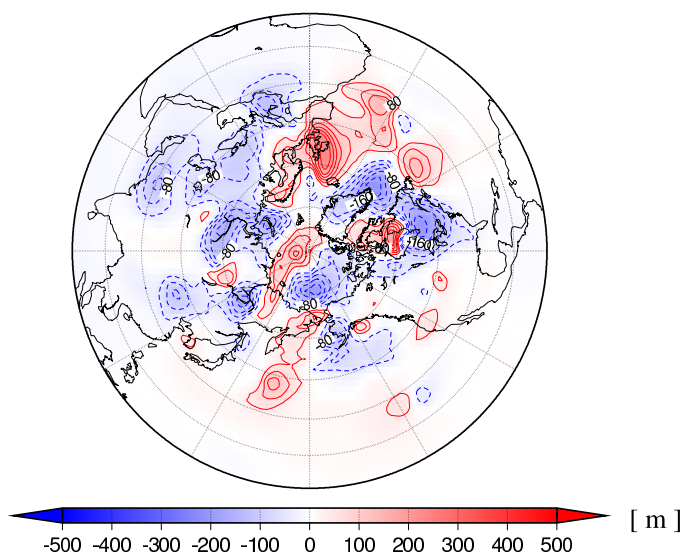


図 40: 2008 年 04 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 (JMA-GSM)

初期値:2008年05月01日 12z

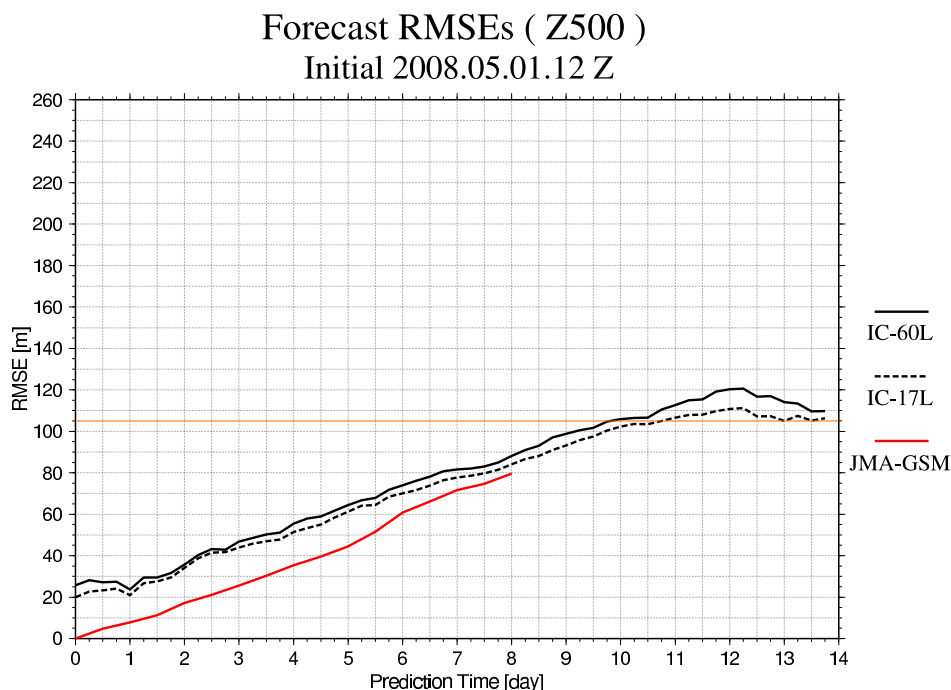


図 41: 2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

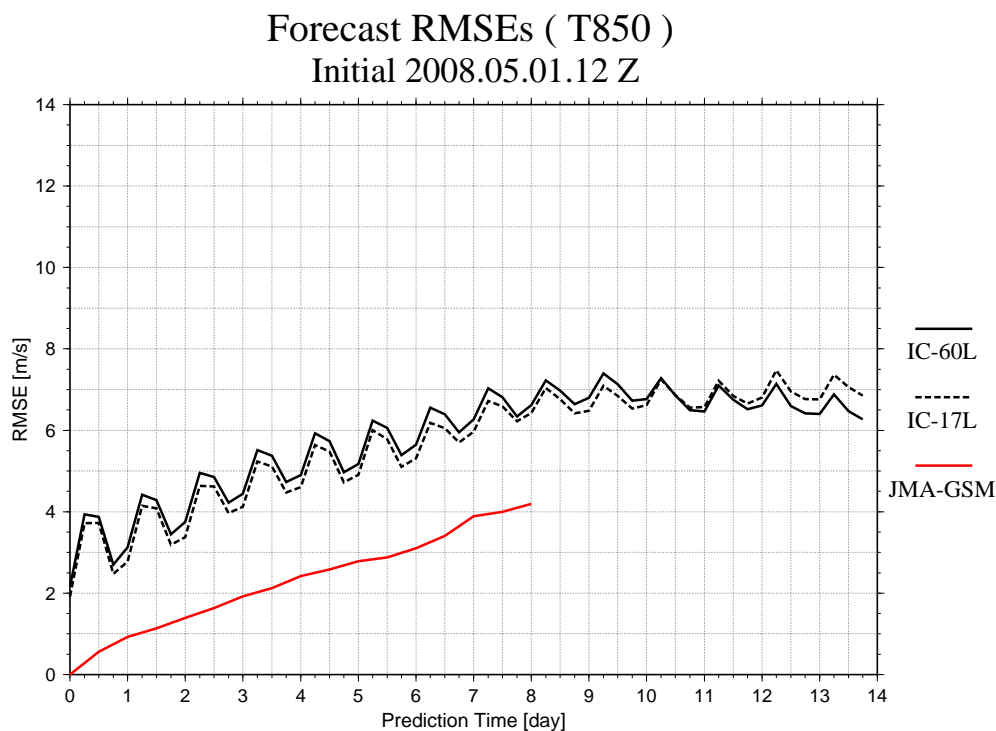


図 42: 2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

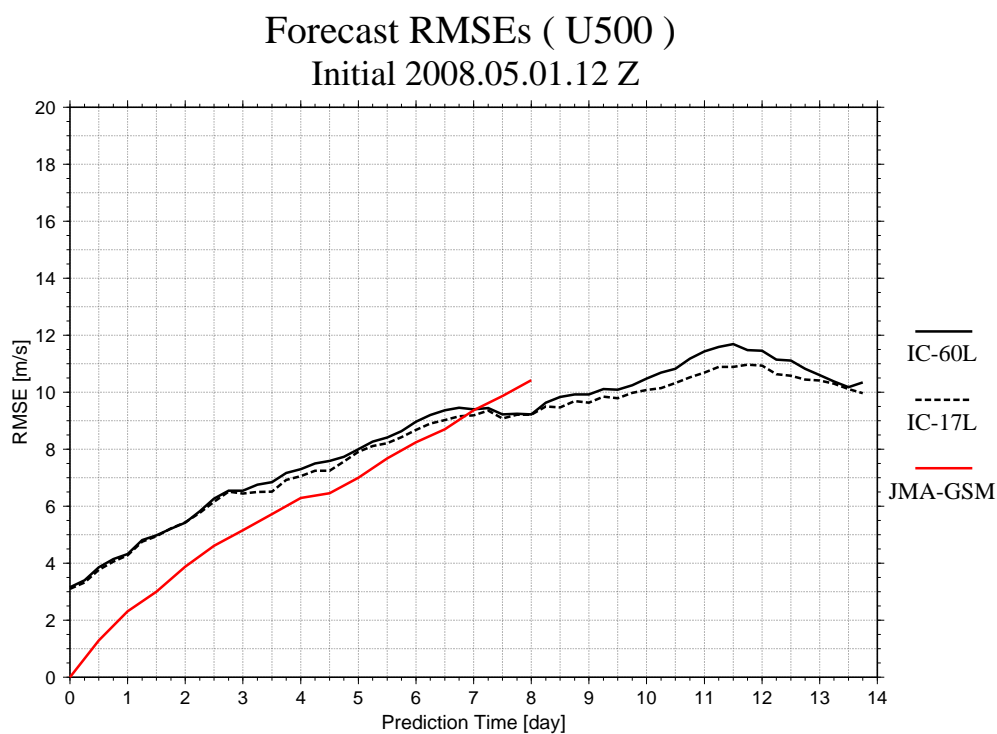


図 43: 2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

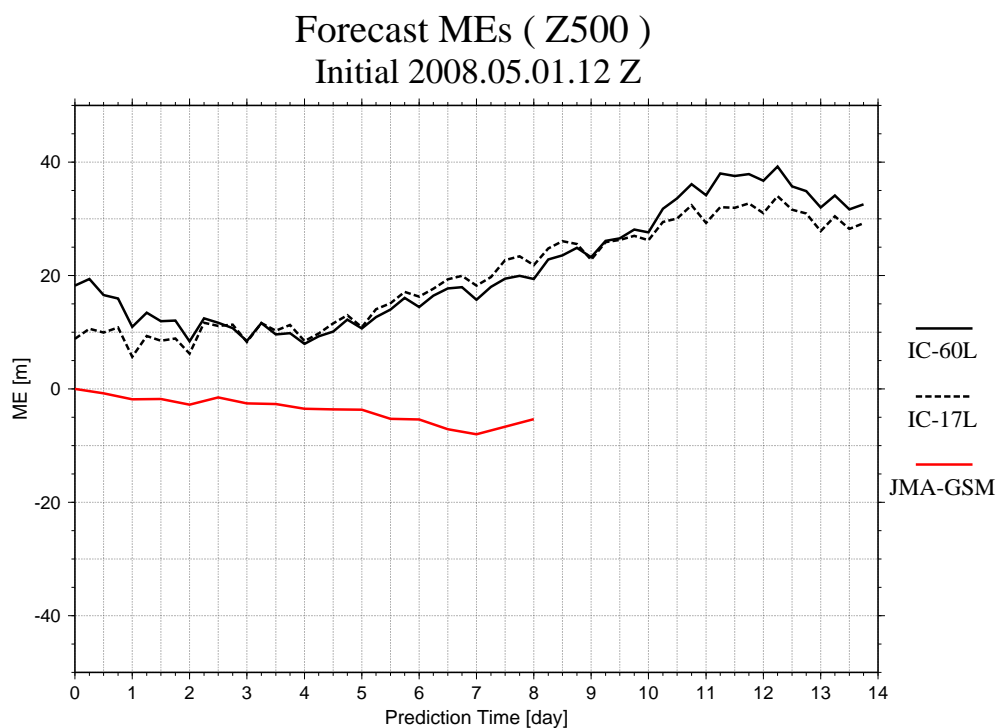


図 44: 2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008050112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

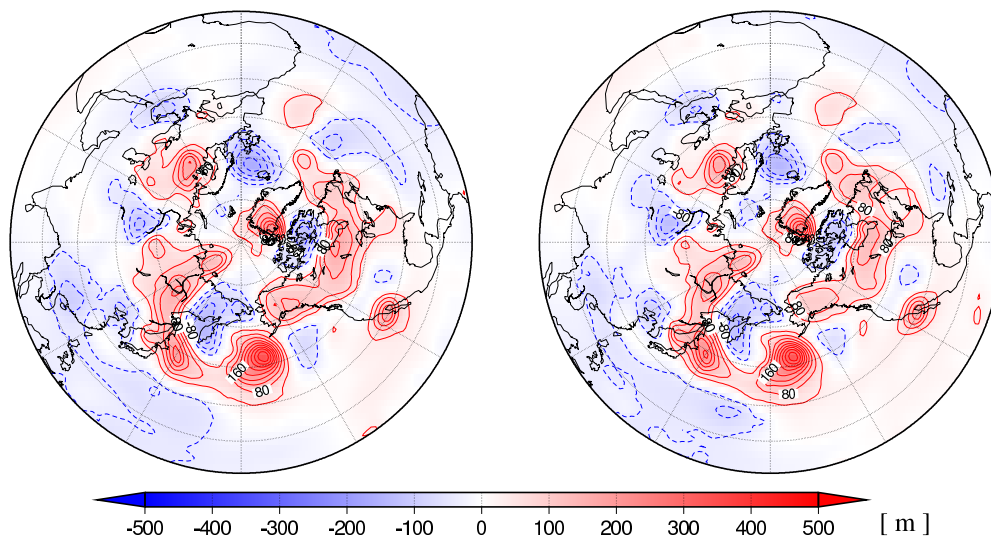


図 45: 2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.05.01.12 Z

JMA-GSM

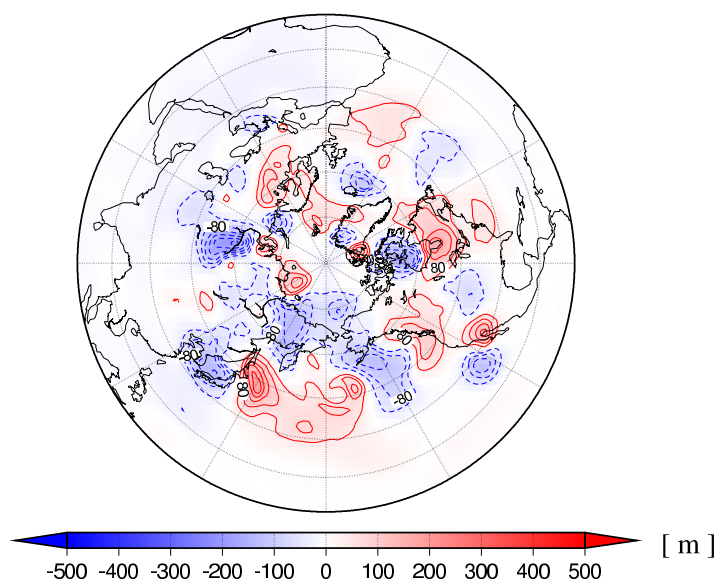


図 46: 2008 年 05 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年06月01日 12z

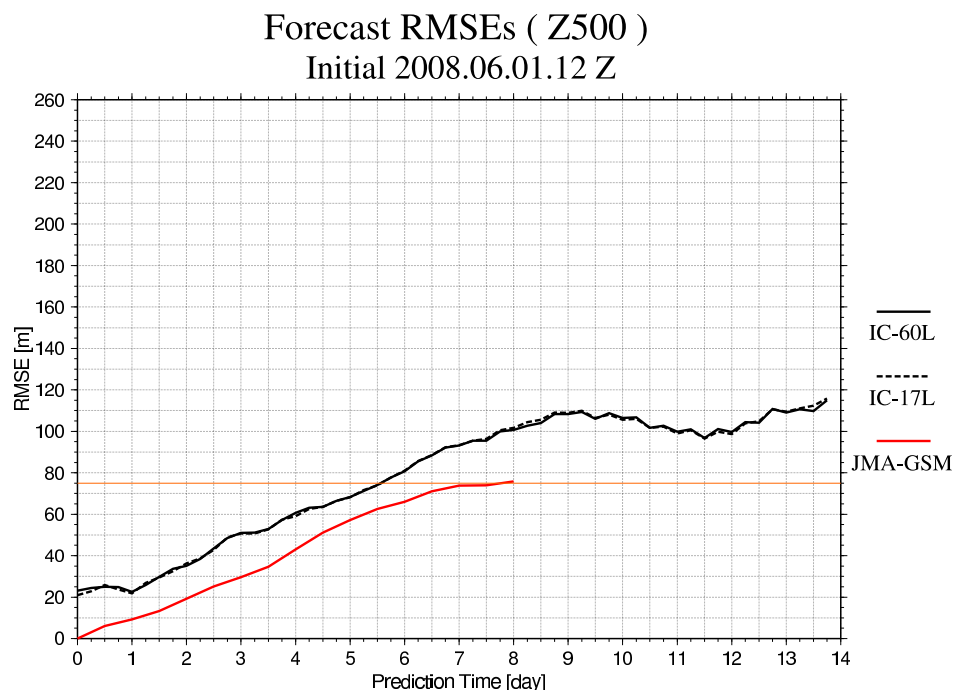


図 47: 2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

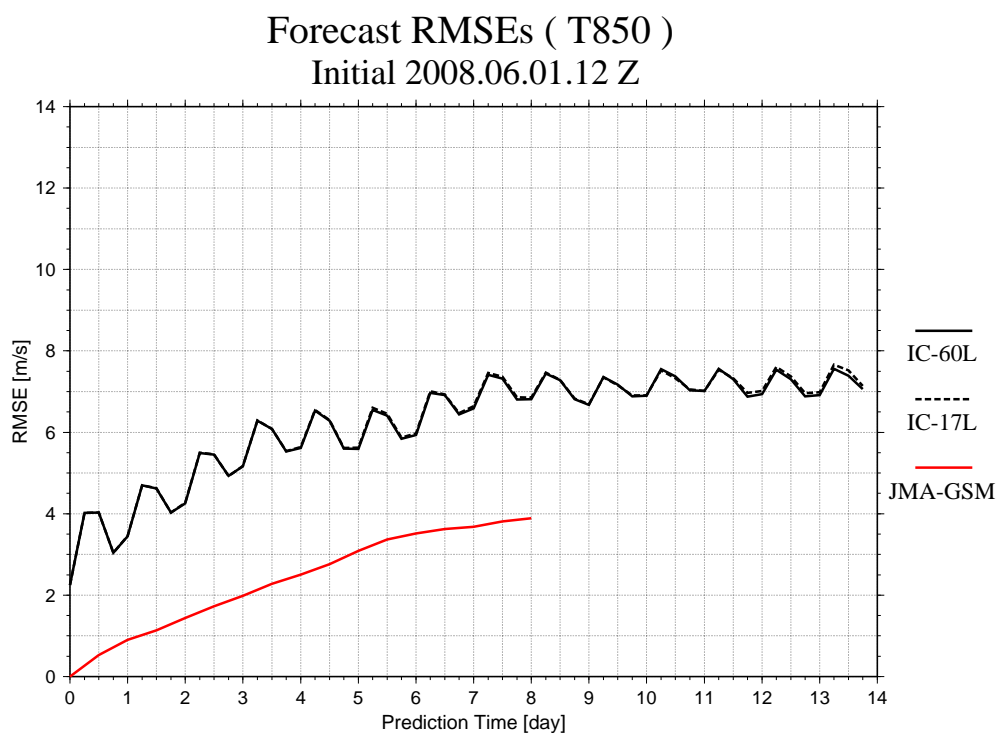


図 48: 2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

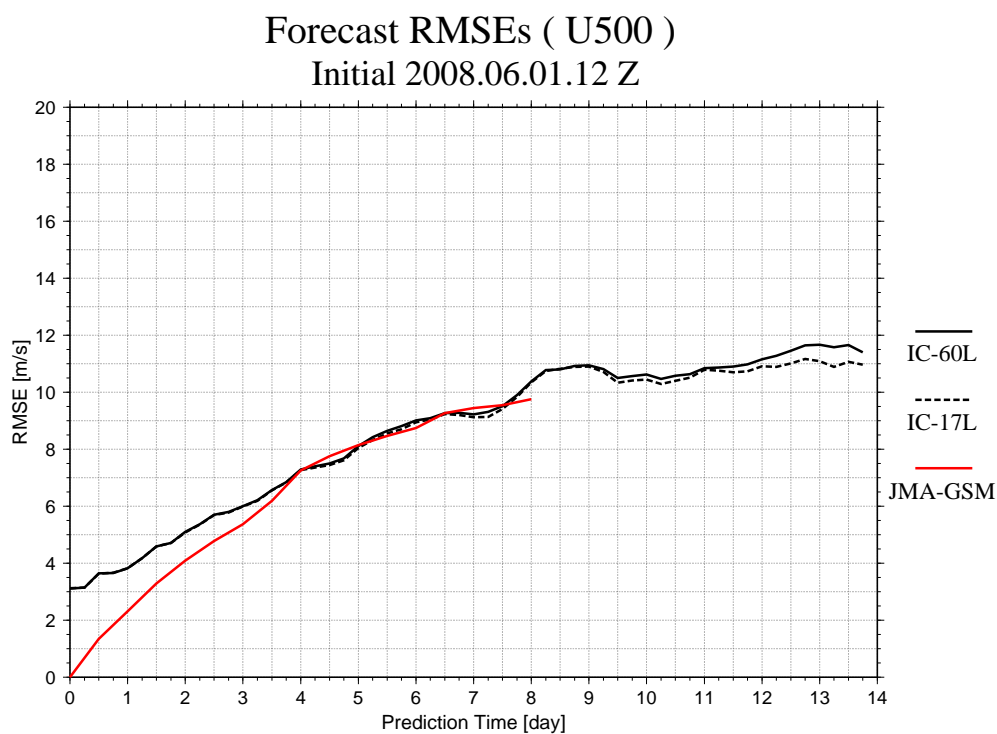


図 49: 2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

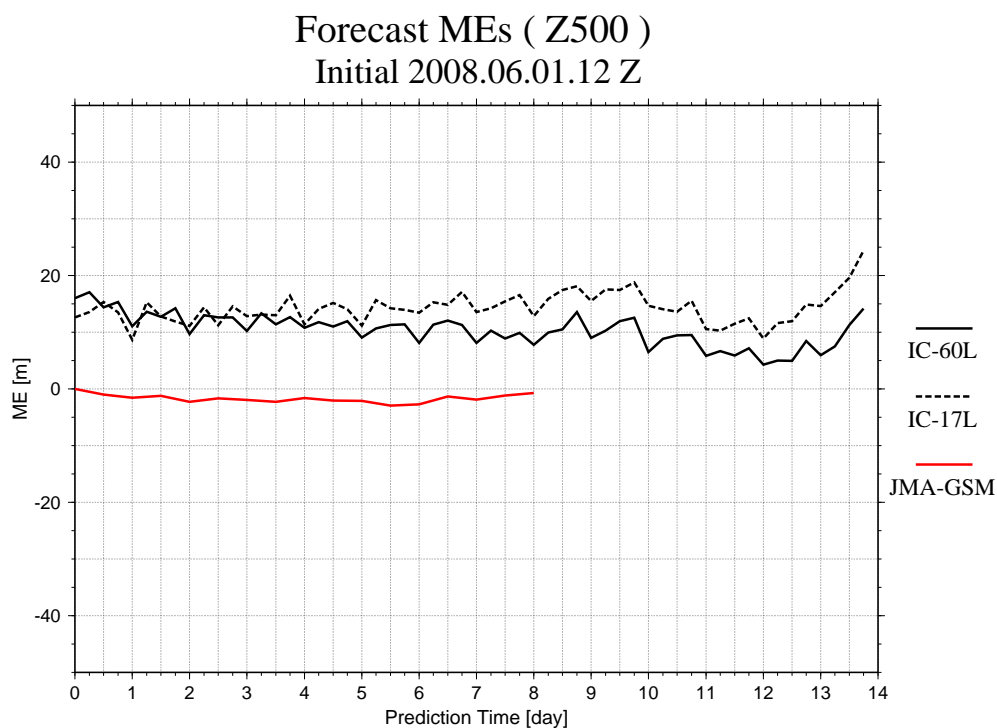


図 50: 2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008060112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

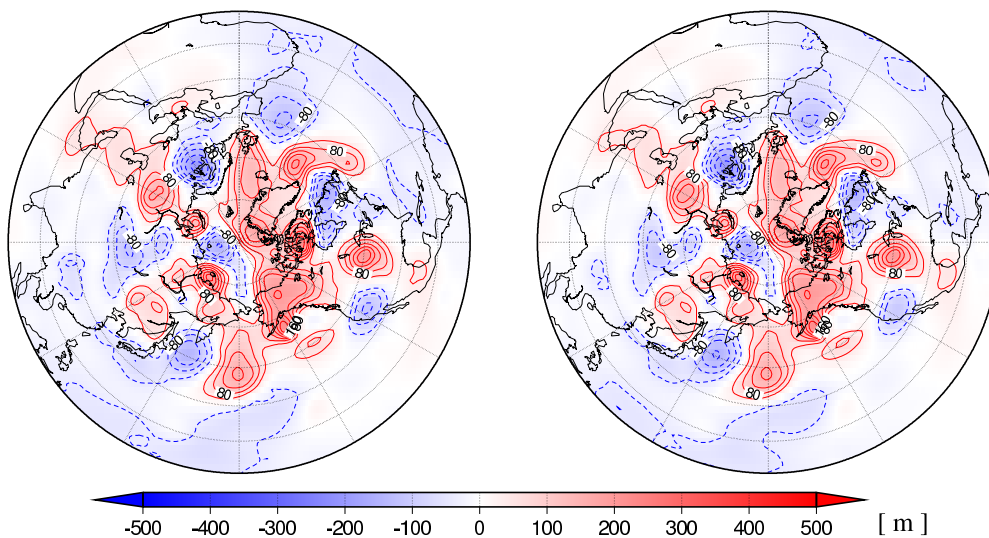


図 51: 2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左: NICAM(IC=60), 右: NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.06.01.12 Z

JMA-GSM

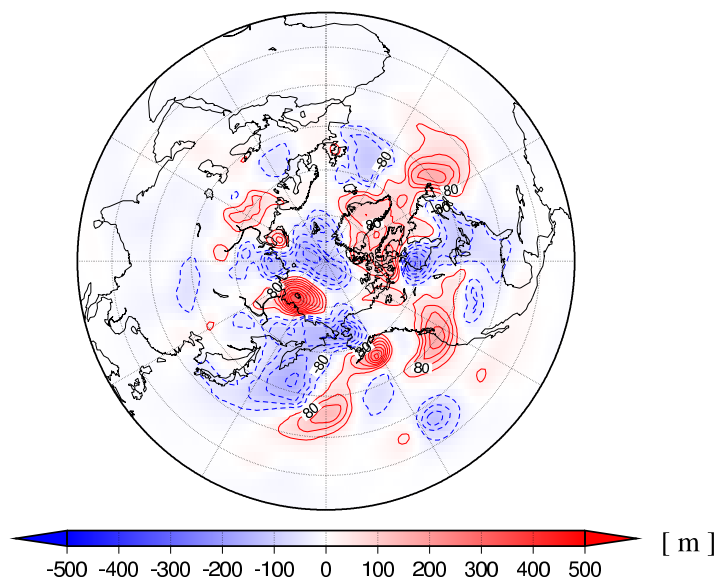


図 52: 2008 年 06 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年07月01日 12z

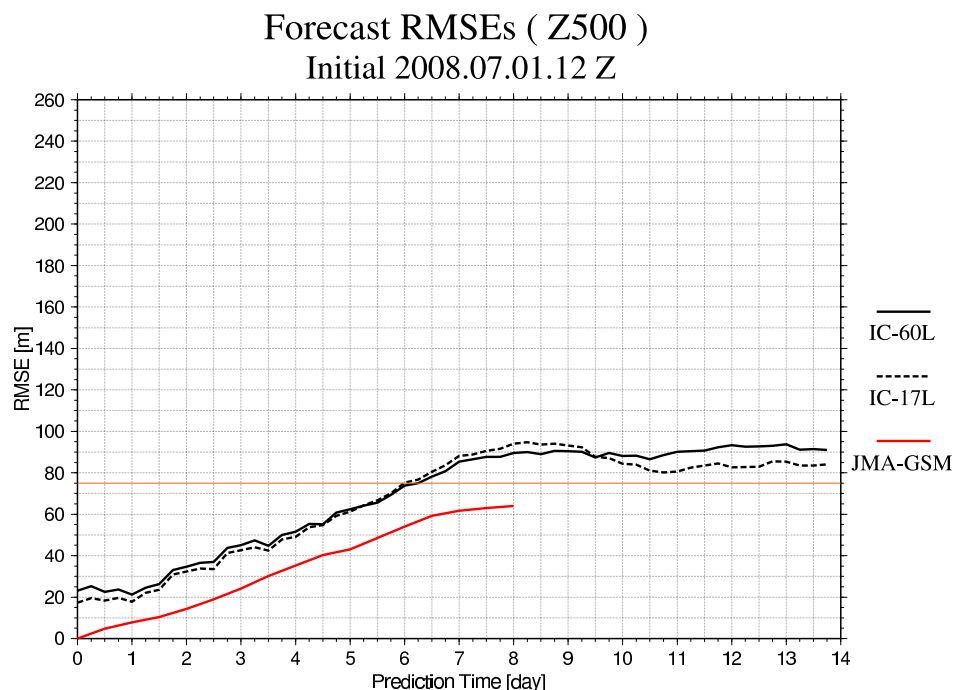


図 53: 2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

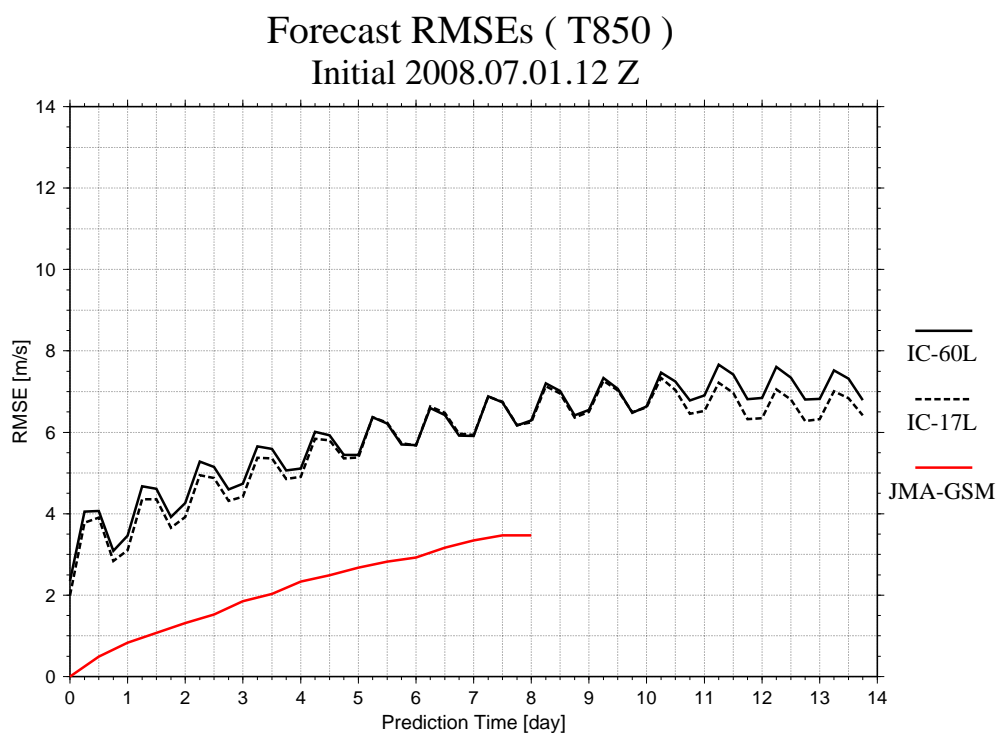


図 54: 2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

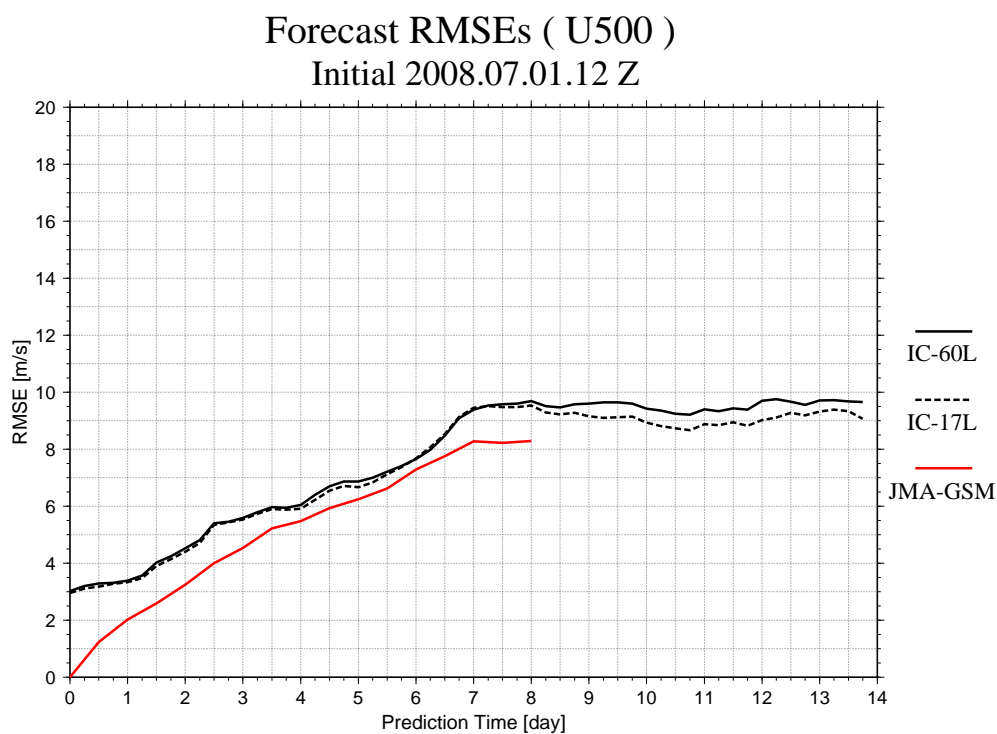


図 55: 2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM

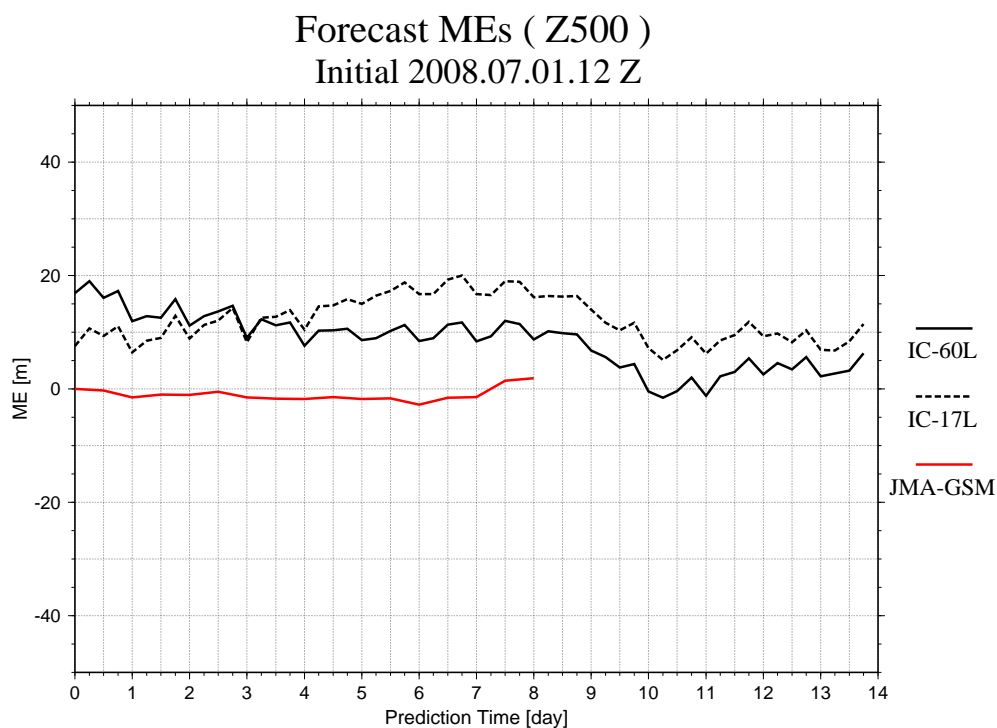


図 56: 2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008070112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

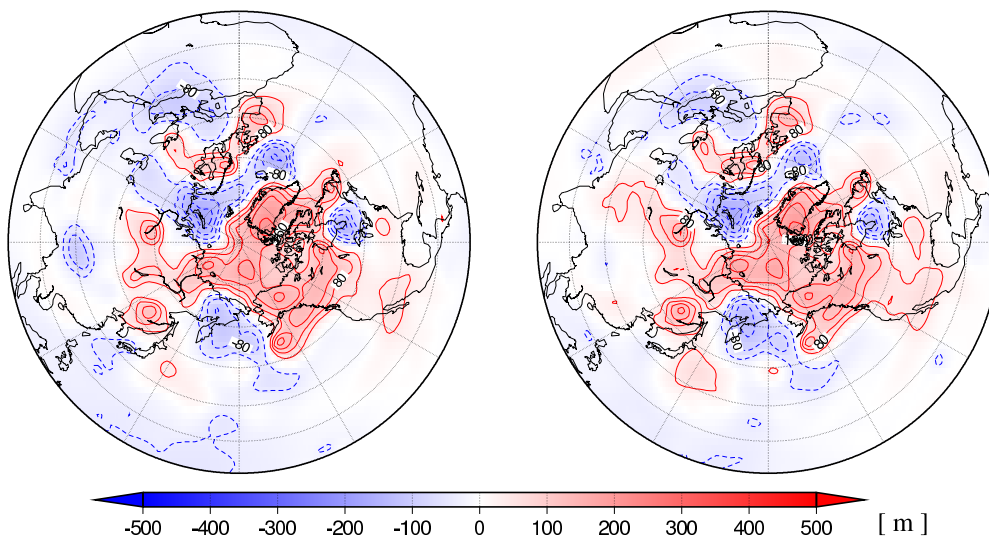


図 57: 2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.07.01.12 Z

JMA-GSM

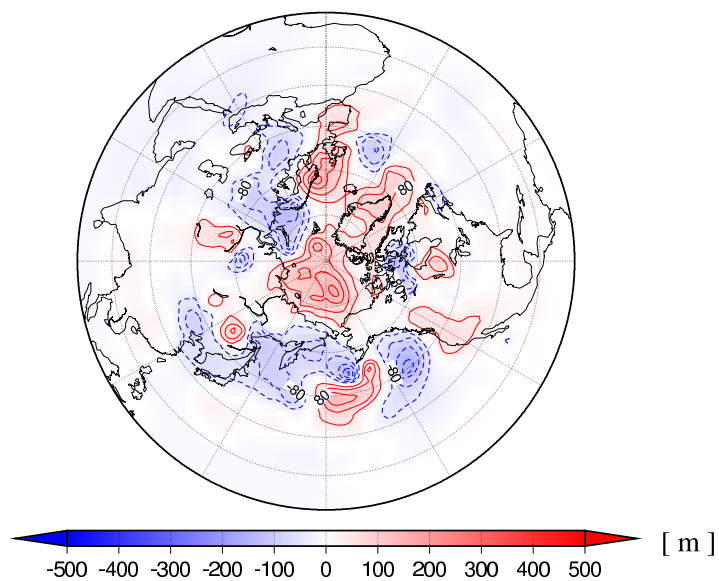


図 58: 2008 年 07 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

初期値:2008年08月01日 12z

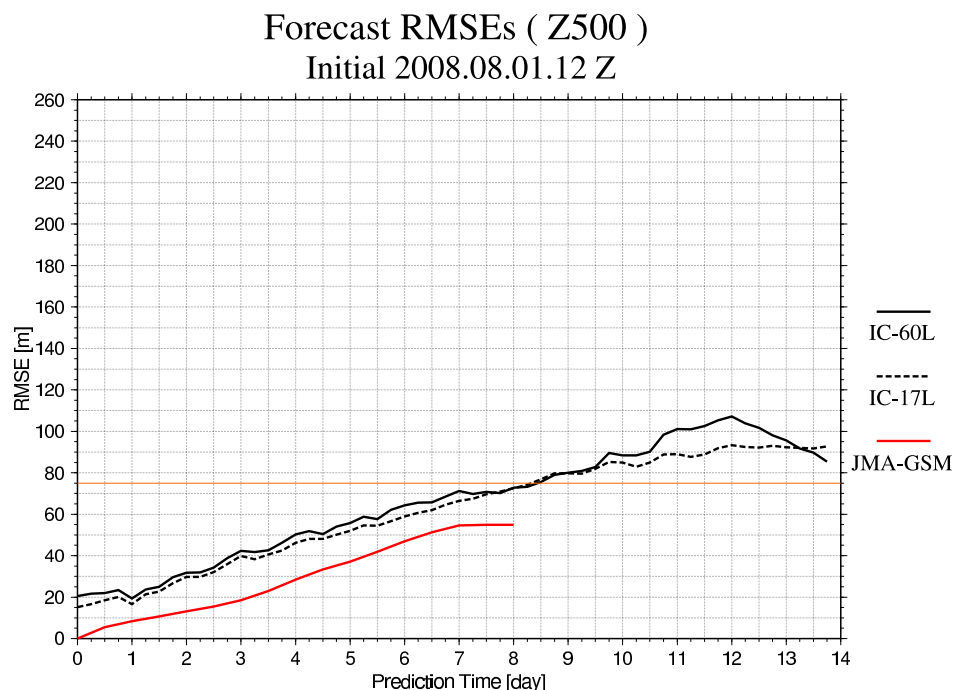


図 59: 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

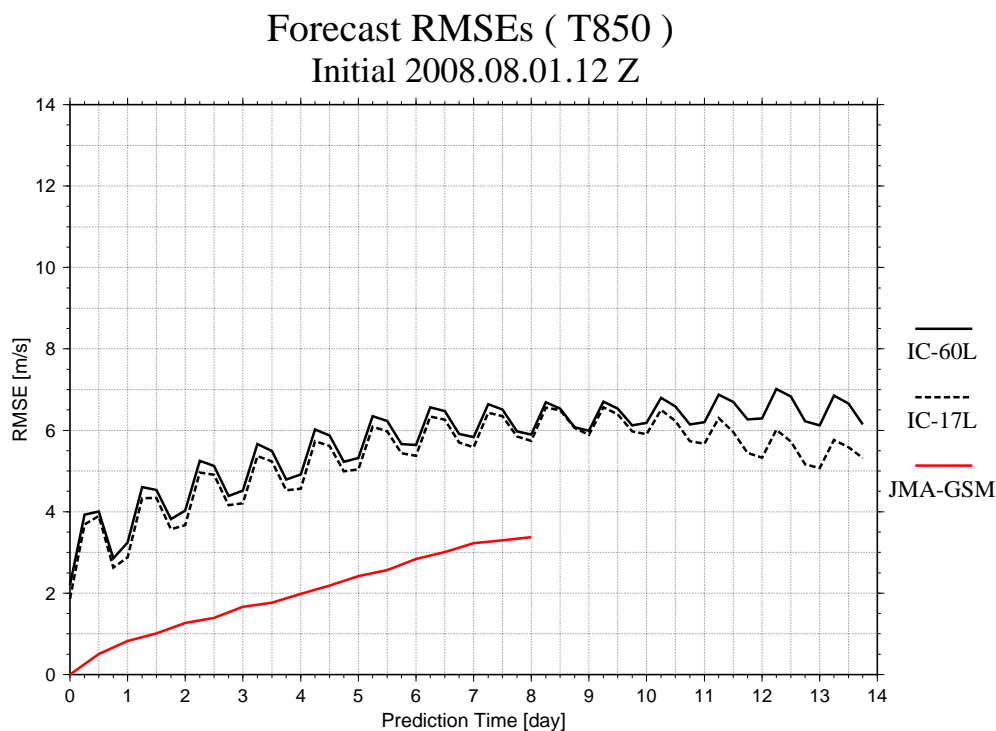


図 60: 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 850hPa における気温の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

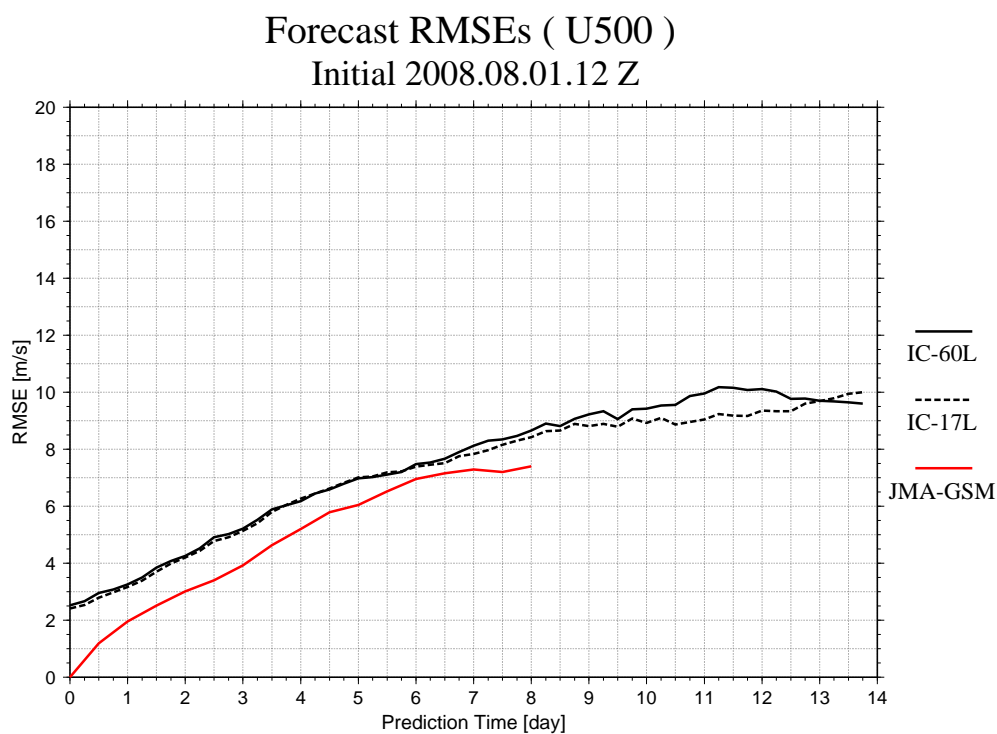


図 61: 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa における東西風の 14 日予報に対する RMSE の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

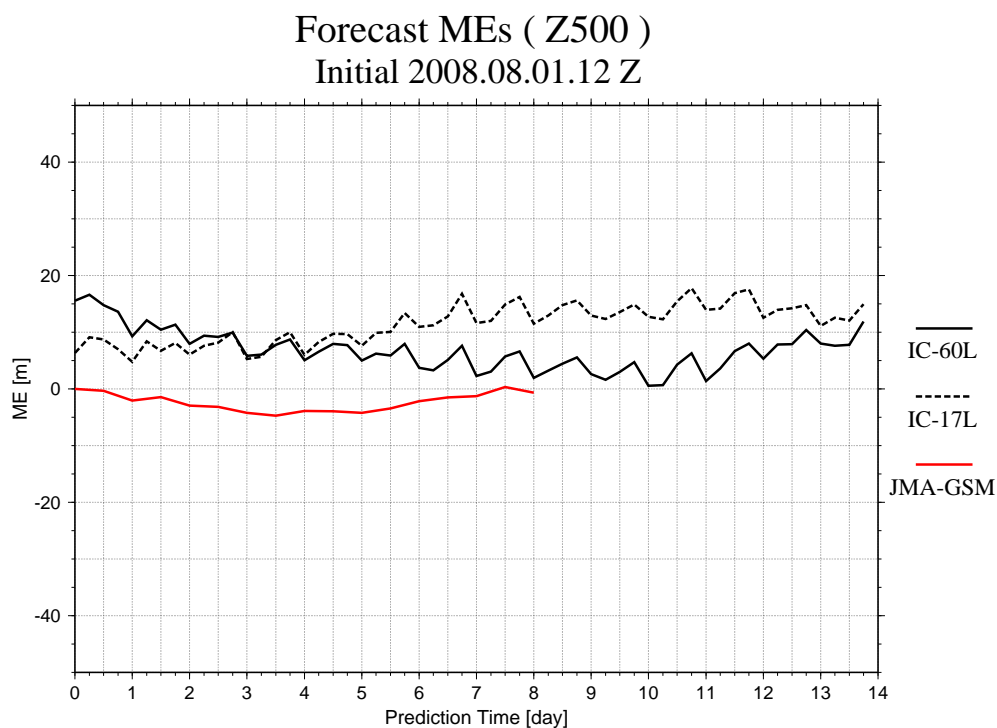


図 62: 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図 (太い実線: NICAM(IC=60), 細い実線: NICAM(IC=17), 破線: JMA-GSM)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008080112 Z

init : IC = 60L

init : IC = 17L

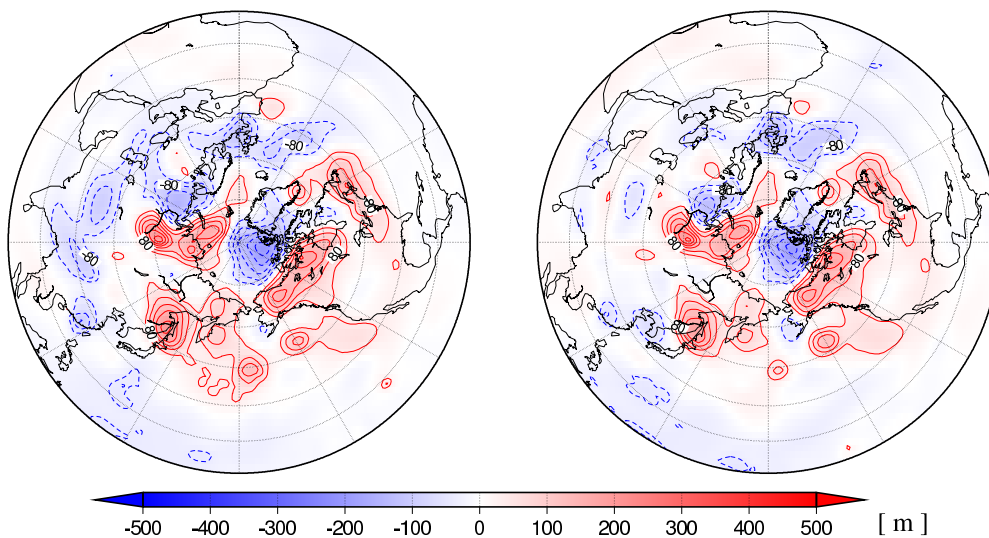


図 63: 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

Init = 2008.08.01.12 Z

JMA-GSM

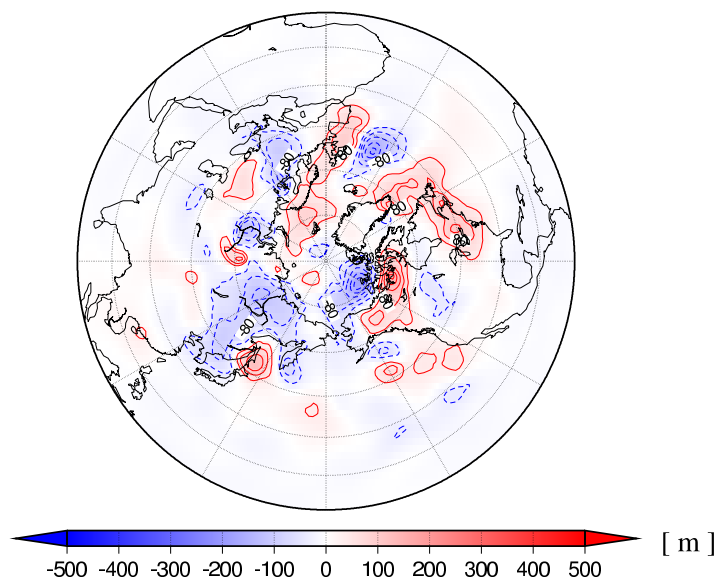


図 64: 2008 年 08 月 01 日 12z を初期値とした北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差

図 JMA-GSM

季節平均・全予報事例平均

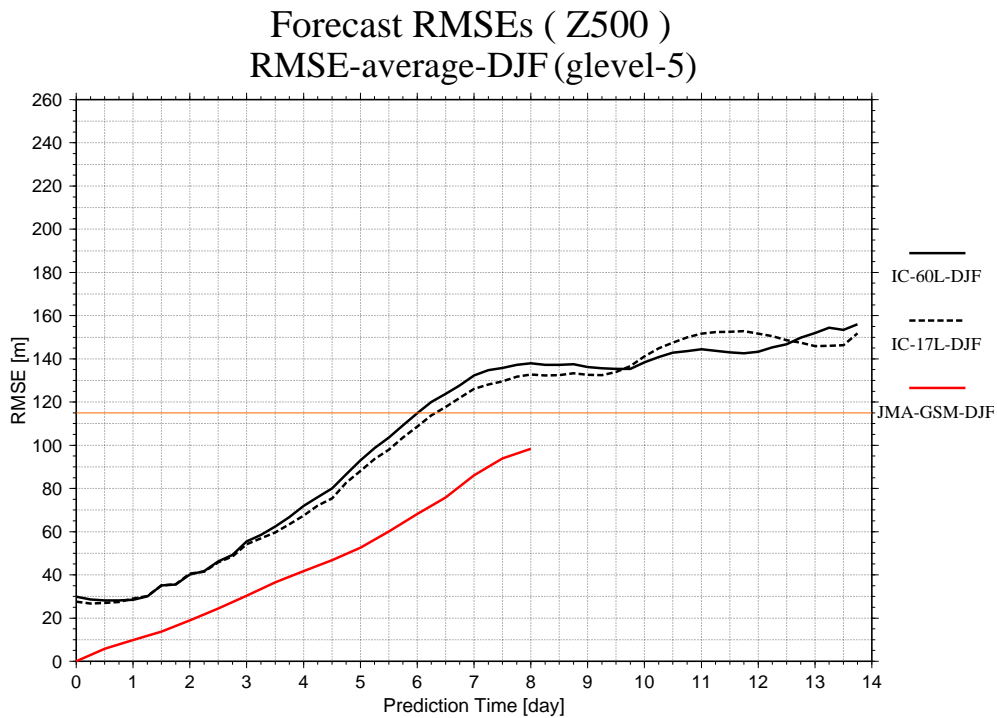


図 65: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図ー冬 (DJF) 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

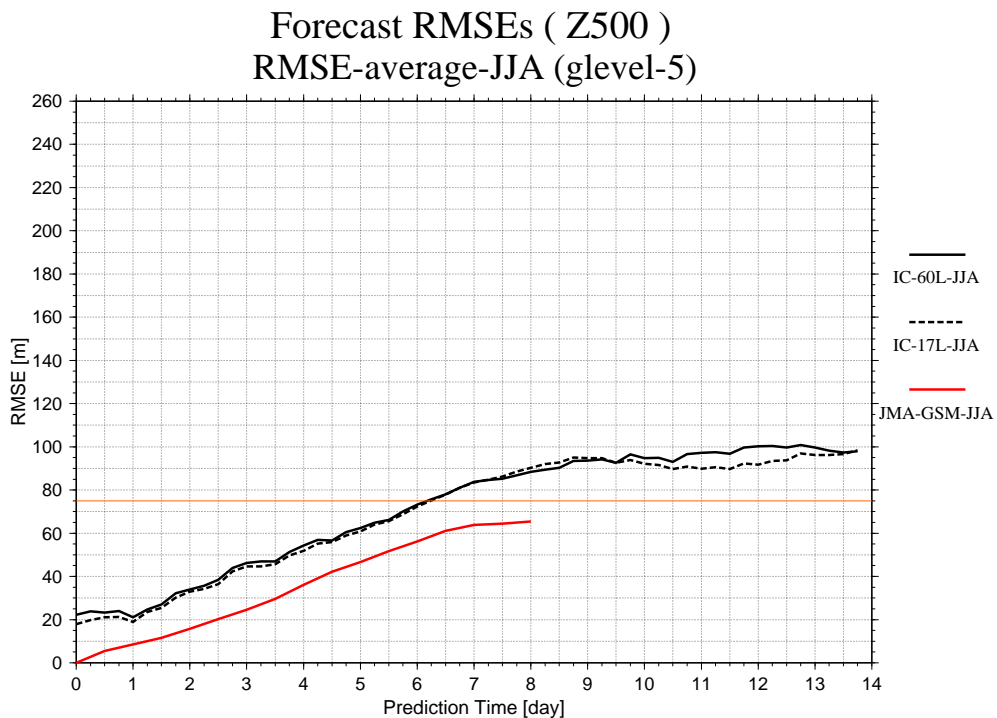


図 66: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列図ー夏 (JJA) 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

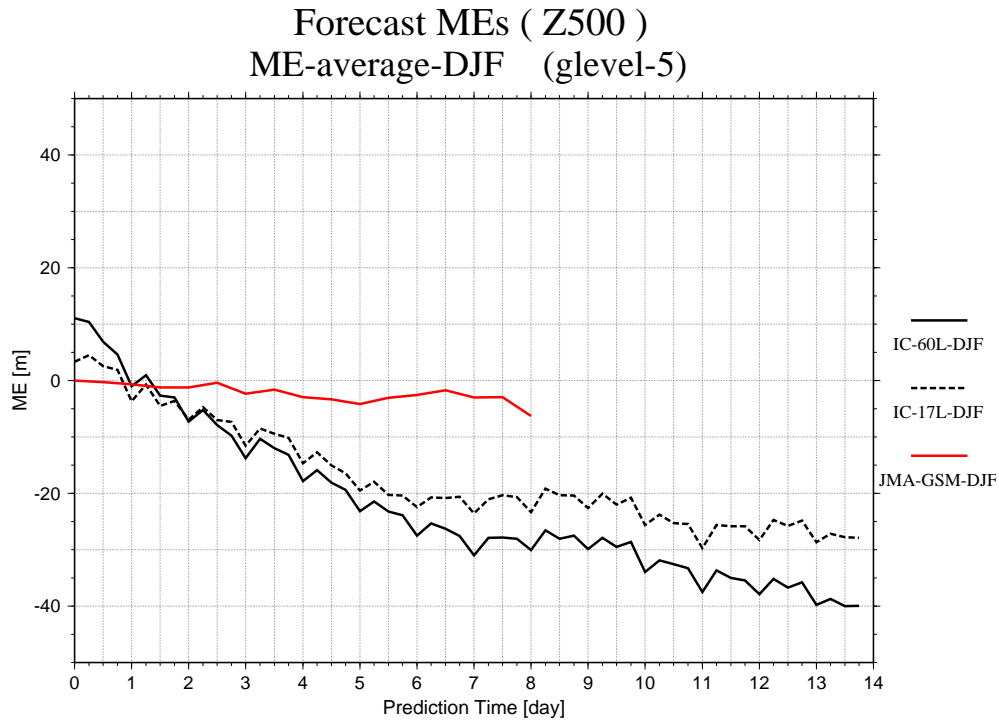


図 67: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図－冬 (DJF) 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

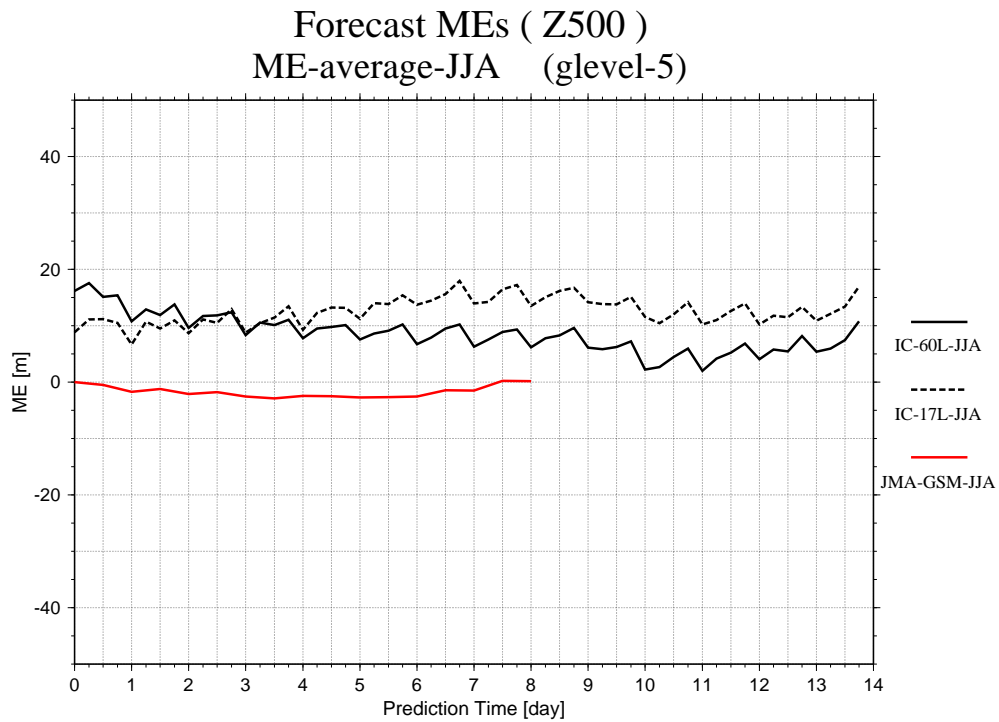


図 68: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列図－夏 (JJA) 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

5-day prediction error at 500hPa Height

fcst_er_average-DJF

init : IC = 60L

init : IC = 17L

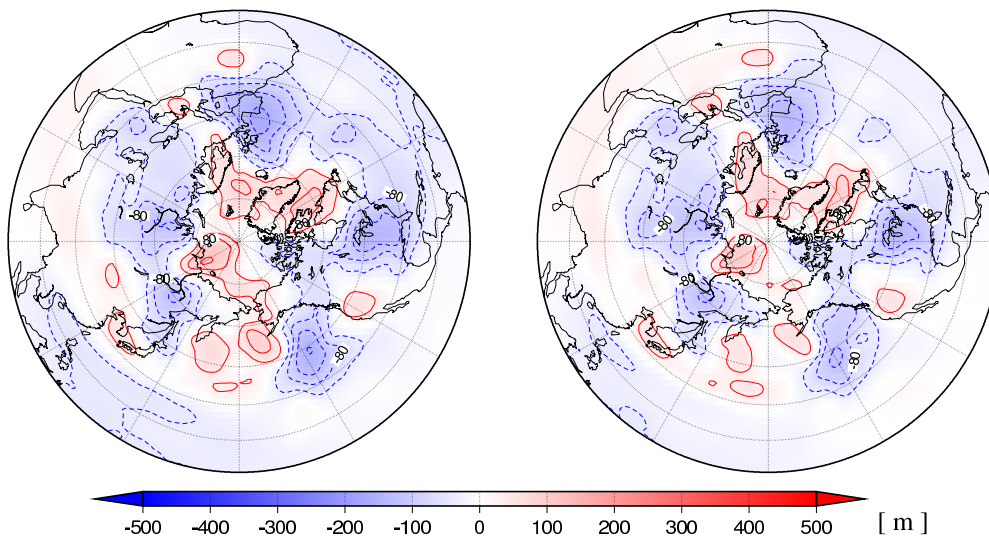


図 69: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図ー冬 (DJF)
左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

fcst_er_average_DJF

JMA-GSM

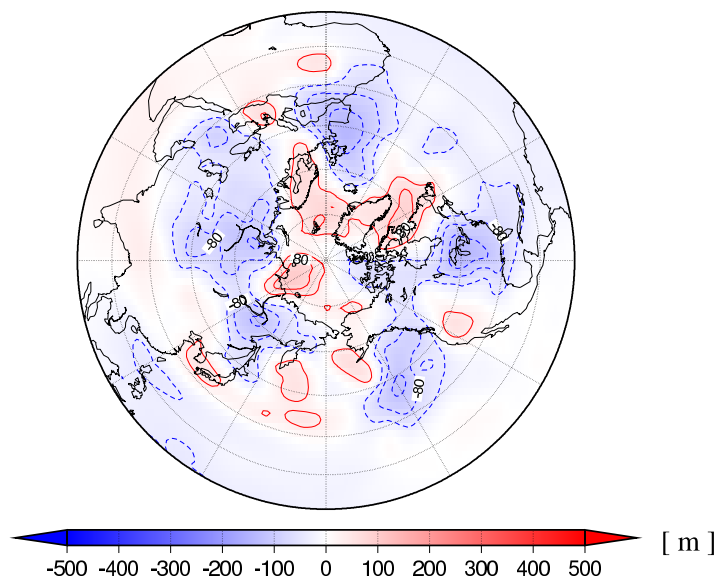


図 70: 季節平均した北半球 500hPa における気温の 5 日予報の誤差図ー冬 (DJF)
JMA-GSM

5-day prediction error at 500hPa Height

fcst_er_average-JJA

init : IC = 60L

init : IC = 17L

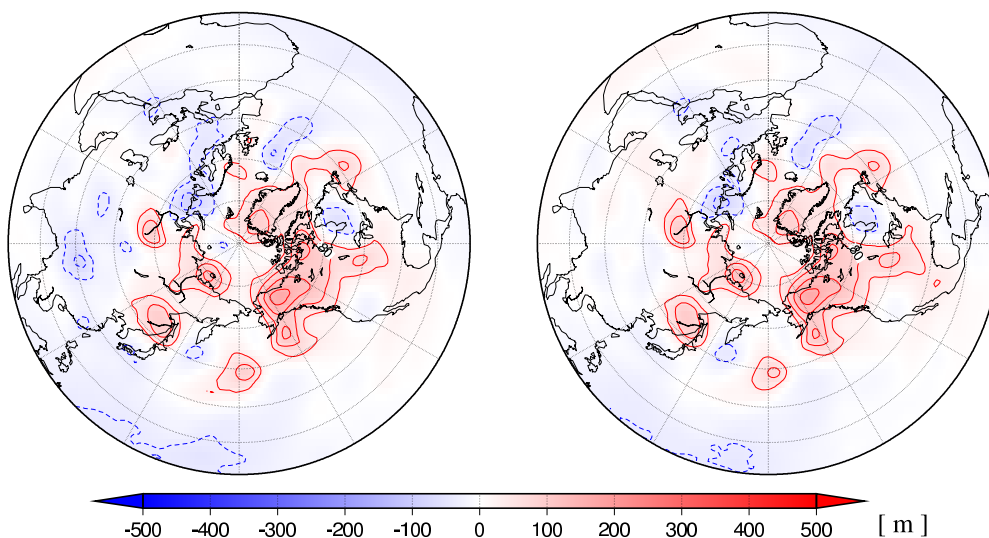


図 71: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図ー夏 (JJA)
左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

fcst_er_average_JJA

JMA-GSM

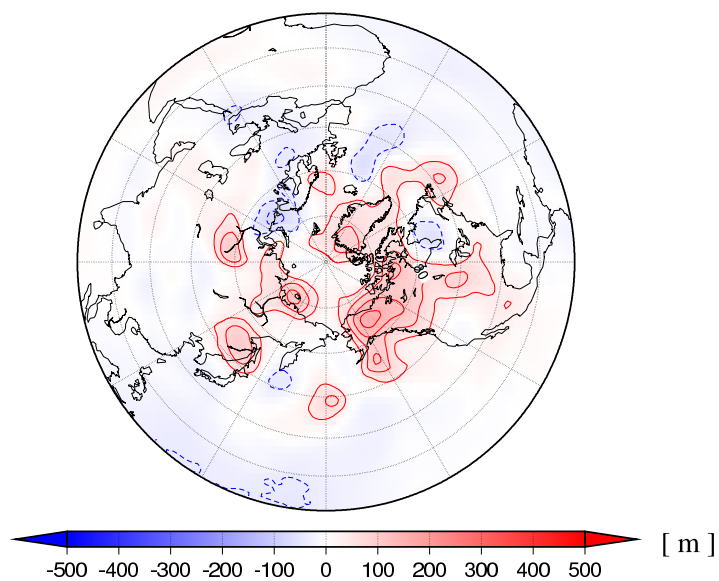


図 72: 季節平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図ー夏 (JJA) JMA-GSM

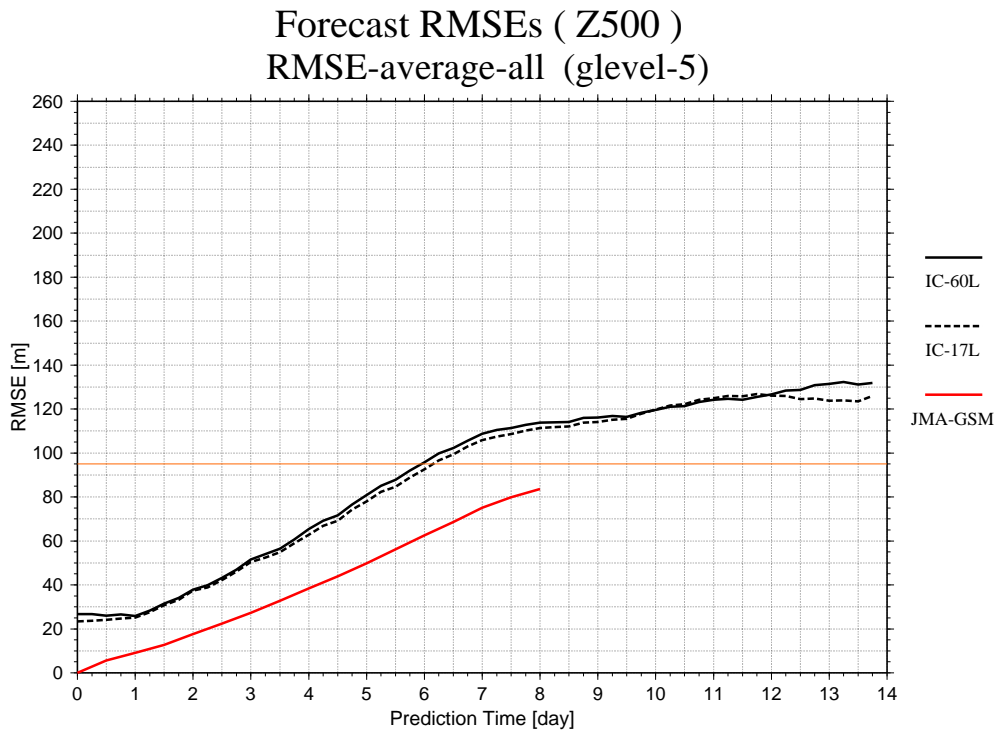


図 73: 全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する RMSE の時系列
列図 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

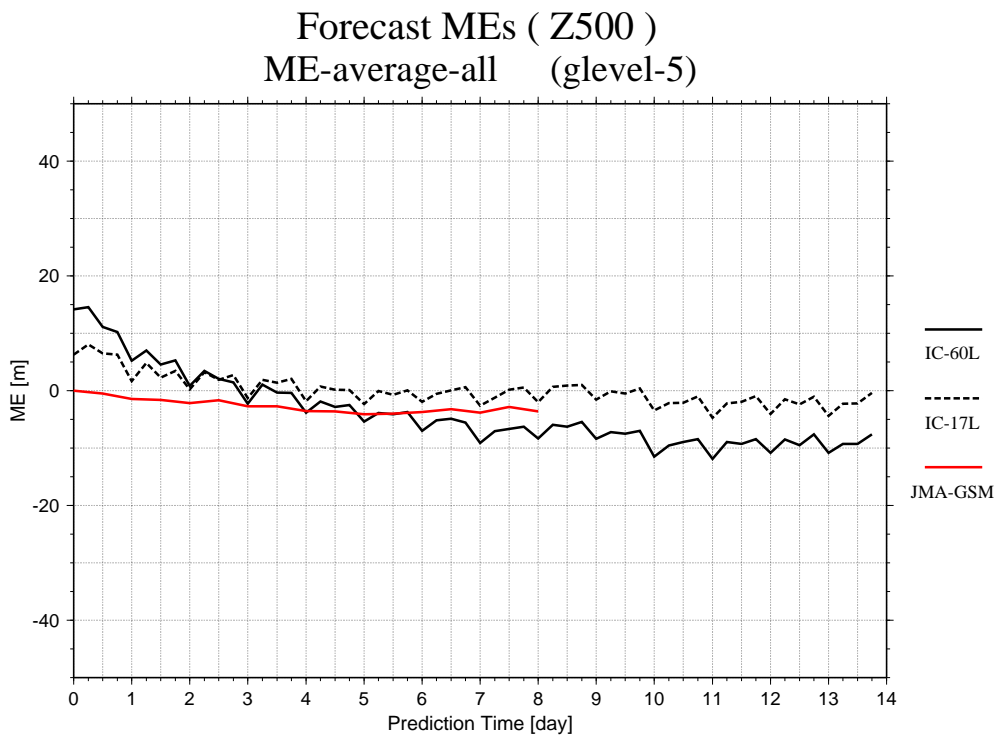


図 74: 全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 14 日予報に対する ME の時系列
列図 太い実線 : NICAM(IC=60), 細い実線 : NICAM(IC=17), 破線 : JMA-GSM

5-day prediction error at 500hPa Height

fcst_er_average-all

init : IC = 60L

init : IC = 17L

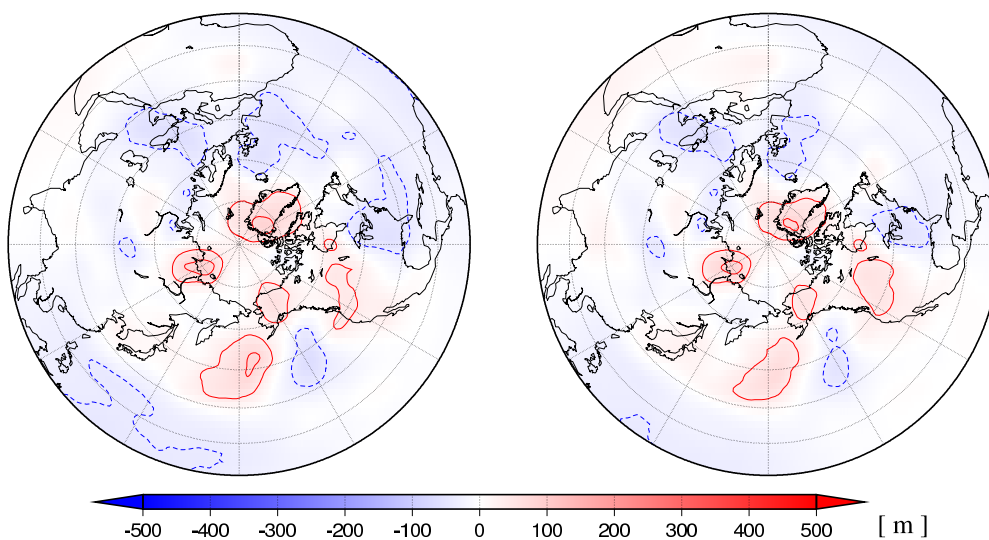


図 75: 全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図
左:NICAM(IC=60), 右:NICAM(IC=17)

5-day prediction error at 500hPa Height

fcst_er_average_all

JMA-GSM

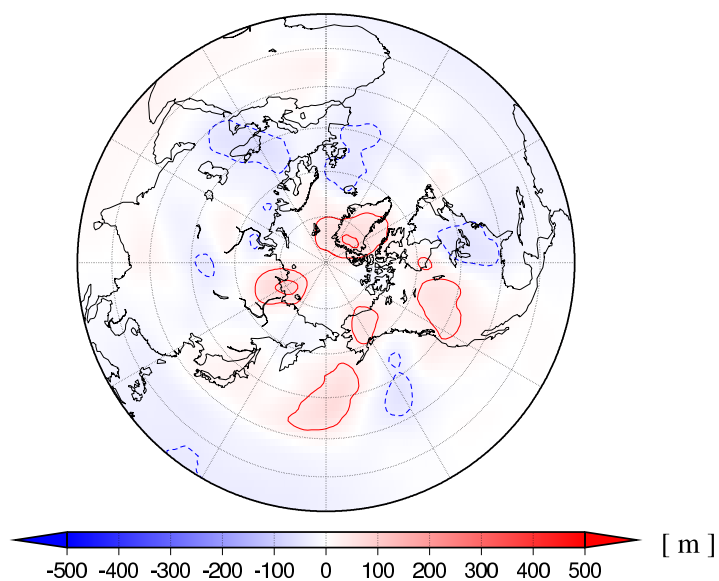


図 76: 全予報事例平均した北半球 500hPa 高度場の 5 日予報の誤差図 JMA-GSM