

Development and assessment of optimal methods for regional prediction with bias correction

양유빈

Development and assessment of optimal methods for regional prediction with bias correction

양유빈

발간사

계절 예보는 국가 정책을 결정하는 데 있어 중요한 정보로서 고해상도의 신뢰도 높은 계절 예측 정보의 중요성은 보다 높아지고 있습니다. 현재 세계 여러 현업 기관에서 전지구 모형을 이용하여 계절 예측 정보를 생산하고 있지만 기후연구는 물론 수자원, 농업과 같은 응용연구에서 필요로 하는 지역적 특성이 고려된 예측 정보가 부족하며, 악기상과 같은 기상 이변에 대한 예측력은 높지 않은 것으로 알려져 있습니다.

컴퓨팅 소스의 발달로 모형의 적분 시간이 단축되고 있음에도 불구하고 지역 기후모형을 이용한 계절예측정보의 생산은 시간 대비 예측성을 담보하기 힘들다는 이유로 잘 이루어지지 않고 있습니다. 대부분의 기관에서 과거 자료를 바탕으로 찾아낸 경험식을 이용한 통계적 기법을 통해 예측자료를 생산하고 있으나 통계모형을 통한 예측 역시 역학모형의 예측력이 담보되어야 할 것입니다.

따라서 이 연구에서는 시간적/공간적으로 고해상도를 가지는 동아시아 예측 자료의 신뢰도를 높이기 위해 오차보정기법을 개발하고 이를 지역기후모형에 적용하여 그 효과를 검증하였습니다. 이를 위해 기존의 오차보정기법은 물론 새로운 기법을 개발, 상호 비교를 통해 최선의 결과를 내는 기법을 찾고자 하였습니다.

이 연구를 통해 역학적 규모축소법을 이용한 예측자료의 신뢰도를 높일 수 있을 뿐만 아니라 추후 통계적 규모축소법까지 함께 적용하여 예측성을 더욱 높일 수 있을 것입니다. 또한, 이렇게 생산된 자료는 APCC 내에서는 물론

기후자료를 이용한 다양한 응용연구에 이용될 수 있을 것입니다.

끝으로 본 연구의 수행을 위해 애쓰신 양유빈 박사와 임창묵 연구원에게 감사드립니다.

2016년 1월
APEC 기후센터
소장 정진승

ABSTRACT

Improved dynamical downscaling methods with a general circulation model (GCM) bias corrections are developed and assessed over East Asia. A set of regional climate simulations is performed with the Global/Regional Integrated Model system (GRIMs) embedded in the Climate Forecast System (CFS) seasonal prediction data for 2005 winter. Four bias correction methods are considered: 1) ensemble average, 2) anomaly nesting, 3) anomaly nesting with standard deviation, and 4) ensemble anomaly nesting. The analysis reveals that the simulation with ensemble anomaly nesting method improves the downscaled climate in both seasonal mean and extreme events relative to the simulations with original CFS data without bias correction.

This dynamically downscaled forecast is compared with the CFS produced by global forecast model in weak, normal, and strong winter monsoon year. Results from the comparison suggest that the RCM add value in seasonal prediction application, but the improvements largely depend on location, forecast lead time, variables, and skill metrics used for evaluation. Generally, more improvements are found in simulated surface temperature for the shorter lead time. These results allow us to be cautiously optimistic about the model's ability in the forecast of important climatological features as well as extreme events of temperature in East Asia.

목 차

1. INTRODUCTION	1
2. DATA AND METHODOLOGY	5
2.1 Global/Regional Integrated Model System (GRIMs)	5
2.2 Bias correction methods	5
2.3 Experimental Design	8
3. RESEARCH RESULTS	13
3.1 Impact of bias correction methods on simulated climate	13
3.1.1 Seasonal mean	13
3.1.2 Intra-seasonal variation	21
3.2 Evaluation of regional forecast with GCM bias correction	55
4. SUMMARY AND DISCUSSION	66

▮ REFERENCE----- 69

▮ APPENDIX----- 75

1. INTRODUCTION

계절 예보는 국가의 정책을 결정하는데 있어 중요한 정보이며 자원 관리나 계획에 있어 고해상도의 신뢰도 높은 계절 예측 정보의 중요성이 높아지고 있다. 극한 현상을 포함한 기후 아노말리를 한 달 혹은 한 시즌 미리 예측할 수 있다면 제한된 자원을 할당하고 준비하는데 있어 시간을 매우 효율적으로 쓸 수 있을 것이다 (Hurrell et al. 2009). 최근 수십 년 동안 이루어진 관측 자료의 발달, 자료 동화 및 모델 예측 시스템의 개선 등은 결합 대순환 모델의 예측성 향상에 기여하였으며, 경년변동성, 엘니뇨와 같은 중요한 변동성 등에 대한 예측력 향상에 의해 대규모의 계절 변동을 예측하는 것이 어느 정도 가능해졌다(Saha et al. 2006). 그러나, 전지구 모형은 일반적으로 기후나 수자원 응용연구에서 필요한 지역기후의 특성이나 기상 이변과 같은 현상을 모의하는 능력은 부족한 것으로 알려져 있다 (Gutowski et al., 1997; Wood et al., 2002; Zhu et al., 2004). 또한, 강수, 지표 온도의 지역적인 상세값의 모의와 같은 부분에서의 예측성은 여전히 개선되어야 할 부분이다. 이것은 지역적 기후 특성을 특성화하는 데 중요한 역할을 하는 지형과 같은 지역 강제력을 표현하기에는 GCM의 공간 해상도가 낮기 때문이다. 이런 제한을 해결하기 위해, 지역 기후 모델 (Regional Climate Models; RCMs)이 전지구 기후 모델 (대순환) 또는 재분석 자료를 기반으로 높은 공간 해상도의 기후 시뮬레이션을 생산하는 "역학적 다운스케일링"의 도구로 사용되어왔다 (Leung et al., 1999; Leung and Qian 2005; Roads et al., 2003; Castro et al., 2005; Liang et al., 2007; De Sales and Xue 2011).

최근 지역기후모형을 이용하여 고해상도의 계절 예측 정보를 생산하고 계절별, 지역별로 그 성능을 검증하는 연구들이 진행되고 있다. Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects (PRUDENCE) (Christensen et al. 2007)와 Ensembles-based predictions of climate changes and their impact (ENSEMBLES) (Hewitt, 2008; Weisheimer et al. 2009)와 같은 공동연구들은 다양한 전지구 모형과 다양한 지역 기후 모형을 이용하여 유럽의 기후 변화 시나리오를 다운스케일링 하는 기법을 개발하였고, 미국은 North American Regional Climate Change Assessment Project (NARCCAP) (Mearns et al. 2009)를 통해 북아메리카에 대한 지역 기후 시나리오의 불확실성을 검증하였다. 최근에는

MultiRCM Ensemble Downscaling (MRED) project에서 미국 지역에 대해 7개의 지역 기후 모형을 이용한계절 예측 정보를 생산하고 역학적 다운스케일링의 효용성을 검증하였으며 (Arritt 2010; Yoon et al. 2012), Castro et al. (2012)에서는 Weather Research and Forecasting (WRF) 모형을 이용하여 여름 계절 예측 정보를 생산하여 초여름의 온도 예측성이 높아지는 결과를 보였다.

현재 APCC의 계절 예측 정보는 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 해상도로 전구 및 동아시아 지역에 대해 예측자료를 제공하고 있으나, 수자원 및 농업과 같은 응용연구에 사용하기에는 지역적 특성을 잘 반영하지 못하는 저해상도 자료이고, 특히 한반도를 포함한 동아시아 지역은 유라시아 대륙의 남동쪽에 위치하여 스케일 간의 상호작용이 복잡하게 일어나는 지역으로 저해상도의 전구모형의 예측성이 낮은 지역이므로 지역에 특화된 예측 정보 제공이 필요하다.

지역 기후 모형의 불확실성을 야기하는 요인은 크게 두 가지로 나눌 수 있다 (그림 1). 첫번째는 지역 기후 모형 자체가 가지고 있는 systematic error로 지배방정식이나 물리과정의 불완전성으로 인해 발생하게 된다. 이로 인한 오차를 최소화 하기 위해서는 물리 과정의 개선 등이 필요하다. 두번째 원인은 경계조건으로 제공되는 전지구 모형의 오차로부터 발생한다. 지역 기후 모형은 경계조건으로부터 대규모 순환에 대한 정보를 입력조건으로 중규모 이하의 기후정보를 생산하게 되므로 입력조건이 가지고 있는 오차는 지역 규모 모형의 결과에 영향을 미칠 수 있다. 지역기후모형을 이용한 계절예측정보 생산을 위해서는 전지구 모형의 계절예측자료를 경계조건으로 사용하게 되므로, 재분석 자료를 경계조건으로 처방하는 경우와 달리 전지구모형 자체가 가지고 있는 에러가 입력자료를 통해 지역 기후 모형에 투영되어 지역 기후 모형의 결과에는 지역 기후 모형이 가지고 있는 systematic error 뿐 아니라 전지구 모형의 systematic error도 영향을 주게 된다.

경계조건으로부터 유발되는 오차를 줄여 지역 기후 모형 결과의 정확도를 향상시키기 위해 여러 오차 보정 기법이 개발되고 사용되어왔다. Holland et al. (2010)은 NCEP – National Centerfor Atmospheric Research (NCAR) 재분석 자료를 이용해 GCM의 하루 주기 변동성과 대규모 및 경년변동성을 유지하는 오차 보정 기법을 개발하여 허리케인 모의 실험에 적용하였다. 그 결과 오차 보정 기법이 비현실적으로

높은 wind shear를 줄여주어 좀 더 현실적인 열대 저기압 발생빈도를 예측할 수 있었다. Jin et al. (2011)에서는 GCM과 재분석 자료와의 통계적 상관관계를 이용하여 GCM의 기후값 오차를 제거한 후 미서부 지역의 강수 모의에 있어 개선된 결과를 얻을 수 있었다. 또한, Xu and Yang (2012)는 기후변화 시나리오 생산에 오차 보정 기법을 적용하여 기후값 뿐 아니라 극한 기후 모의에 있어서도 개선된 결과를 얻을 수 있음을 보였다.

이러한 연구들은 각기 다른 경계 조건에 각각의 기법을 적용하여 여러 오차 보정 기법의 효과를 직접적으로 비교할 수 없었으나, 이 연구에서는 단일 모형에서 같은 경계 조건에 여러 오차 보정 기법을 적용함으로써 기존 연구에서 쓰였던 오차 보정 기법들의 비교 뿐 아니라 새로운 기법과의 비교를 통해 지역기후모형을 이용한 고해상도 예측 자료의 정확성을 높이고자 하였다. 또한 생산된 예측 자료를 재분석 자료 또는 전지구 예측자료와 비교 검증함으로써 지역적 상세 예측 자료로 활용될만한 신뢰도를 가지는지를 조사하였다.

2장에서는 실험에 사용된 오차 보정 기법과 지역기후모형, 실험 방법을 설명하였다. 3장에서는 오차 보정 기법의 효과를 비교하고, 최적의 효과를 내는 방법을 다양한 해에 적용하여 그 결과를 검증하였다. 4장에서는 결과를 요약하고 이 연구의 활용방안을 제안하였다.

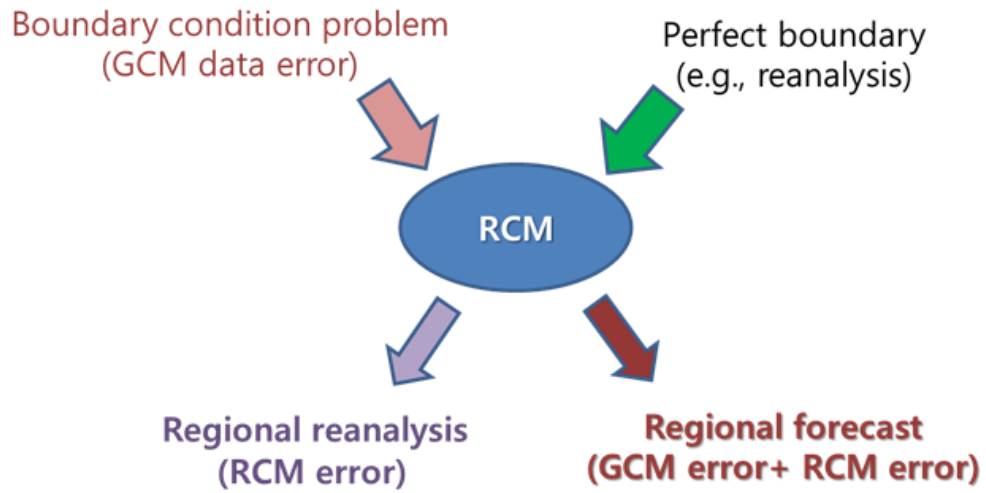


Figure 1 Two sources of systematic error in a regional climate model integration.

2. DATA AND METHODOLOGY

2.1 Global/Regional Integrated Model System (GRIMs)

이 연구에 사용된 모형은 Global/Regional Integrated Model System (GRIMs; Hong et al. 2013)으로 전구 모형과 지역 기후 모형이 한 시스템에 들어있는 multi-scale 모형으로, 지역기후모형(Regional Model Program; RMP)은 Hong and Leetmaa (1999)에 의하여 그 열개가 확립된 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Regional Spectral Model (RSM; Juang et al. 1997)에서 발전된 모형이다. GRIMs-RMP는 전구분광모형과 같은 역학 및 물리과정을 가지고 있어서 자원을 절약할 수 있으며 측면 경계 문제가 감소되는 장점을 가지고 있다 (Juang et al. 1997). 또한 spectral 계산에 있어서 perturbation method (spectral filter)를사용함으로써 경계자료의 large-scale 패턴은 유지하면서고분해능 자료를 생산할 수 있다. 이러한 지역기후 수치모의는 역학적 down-scaling을 하는 방법으로 통계적 방법으로는 얻을 수 없는 large-scale 현상에 미치는 중규모의 비선형 과정을 표현할 수 있으며, 같은 컴퓨팅 자원으로 원하는 지역의 고해상도 정보를 제공할 수 있다. GRIMs-RMP의 물리과정은 동아시아 지역에 대해 이미 검증된 바 있으며 (Yhang and Hong 2008a, Yhang and Hong 2008b), 지역기후 시나리오 생산(Lee et al. 2013), 집중호우와 같은 극한 기후값의 모의(Lee and Hong 2013)에서도 그 성능이 검증되었다.

2.2 Bias correction methods

이 연구에서 고려된 오차보정기법은 다음의 네가지 방법이다.

1) Ensemble average

$$GCM^*_E = \frac{1}{N_M} \sum_{i=1}^{N_M} GCM_i \quad (1a)$$

$$RCM^*_E = \frac{1}{N_M} \sum_{i=1}^{N_M} RCM_i \quad (1b)$$

E: ensemble average, *i*: ensemble #, *N_M*: total# of ensemble members

위 식에서 E 는 앙상블 평균, i 는 single member, GCM^* 와 RCM^* 은 오차 보정된 GCM 데이터를 의미한다. 앙상블 평균 오차 보정 기법은 GCM 데이터의 앙상블 멤버들 (GCM_i)을 평균하여 전구모형의 앙상블 평균으로 새로운 RCM 의 GCM 데이터 (GCM^*_E)를 만들고 이를 초기조건과 경계조건으로 사용함으로써 전구 예측장의 single member가 가지고 있는 오차를 줄이는 방법이다 (식1a). 같은 기법을 RCM 의 경계조건에 적용하였을 때와 RCM 결과에 적용하였을 때의 효과를 비교하기 위해 식1b와 같은 방법이 RCM 결과에 적용되었다. 오차 보정 기법이 적용되지 않은 GCM 데이터를 경계조건으로 처방하여 RCM 의 앙상블 멤버들 (RCM_i)을 생성한 후 그 멤버들을 평균하여 앙상블 평균된 RCM 예측장 (RCM^*_E)을 계산하였다.

2) Anomaly nesting

$$GCM_i^* = \overline{Reanalysis} + (GCM_i - \overline{GCM_i}) \quad (2a)$$

$\overline{Reanalysis}$: Climatology of reanalysis, \overline{GCM} : Hindcast of GCM fcast

$$RCM_i^* = \overline{RCM_{rean}} + (RCM_{gcm} - \overline{RCM_{gcm}}) \quad (2b)$$

$\overline{RCM_{rean}}$: Climatology of RCM forced by reanalysis,

$\overline{RCM_{gcm}}$: Hindcast of RCM fcast forced by GCM fcast

두번째 방법은 선행 연구들에서 가장 널리 쓰인 방법으로, 재분석 자료의 기후값 ($\overline{Reanalysis}$)에 GCM single member의 아노말리 ($GCM_i - \overline{GCM_i}$)를 얹어주어 GCM forecast가 가지고 있는 mean 값의 오차를 보정해주는 방법이다 (식2a). 식2a 위 식에서 overbar는 각각 재분석 자료와 GCM 데이터의 기후값을 의미하는 것이며, i 는 GCM 예측자료의 앙상블 멤버 중 특정 single member를 지칭하는 것으로 anomaly nesting 오차 보정 기법은 식(1)의 앙상블 평균 오차 보정 기법과 달리 단일 member에 적용되었다. Misra and Kanamitsu (2004)는 이 방법을 AGCM에 적용하여 남아메리카 지역에 대한 실험을 수행하였으며, 3-30일과 30-40일의 시간규모를 가지는 여름 몬순 강수가 개선되는 결과를 보였다. 첫번째 방법과 마찬가지로 anomaly nesting 기법 역시 오차 보정 기법이 적용되지 않은 GCM 으로부터 생산된 RCM 결과에 적용되었다 (식2b). 재분석 자료의 기후값 대신 재분석 자료를 경계조건

으로 처방한 RCM 결과의 기후값 ($\overline{RCM_{rean}}$)을 사용하였고 단일 멤버의 GCM 데이터를 경계조건으로 사용한 RCM 결과의 hindcast (RCM_{gcm})로 아노말리 ($RCM_{gcm} - \overline{RCM_{gcm}}$)를 구하였다.

3) Anomaly nesting with standard deviation

$$GCM_i^* = \overline{Reanalysis} + (GCM_i - \overline{GCM_i}) \frac{\sigma_{Reanalysis}}{\sigma_{GCM_i}} \quad (3)$$

$\sigma_{Reanalysis}$: standard deviation of reanalysis, σ_{GCM} : standard deviation of GCM

세번째 방법은 (2)의 방법과 동일한 개념으로 식 (3)의 표현들은 식(2)와 동일하다. (2)의 방법이 GCM의 기후값을 재분석 자료의 기후값으로 대체함으로써 mean state의 보정은 효과적으로 이루어지는 반면, GCM의 variation에는 영향을 주지 못하므로, GCM의 아노말리에 재분석자료 ($\sigma_{Reanalysis}$)와 GCM forecast (σ_{GCM_i})의 표준편차 비로 가중치를 두어 mean 값의 보정과 variation의 보정을 함께 하고자 하였다. 이 방법은 Xu and Yang (2012)에서 사용된 오차 보정 기법에서 착안한 방법이며, Xu and Yang (2012)에서는 유사한 개념의 오차 보정 기법을 기후 변화 시나리오 생산에 적용하여 개선된 결과를 얻었다. 이 방법은 (2)의 방법과 마찬가지로 anomaly nesting with standard deviation 오차 보정 기법 역시 GCM의 단일 member에 적용되었다.

4) Ensemble anomaly nesting

$$GCM_E^* = \overline{Reanalysis} + (GCM_E - \overline{GCM_E}) \quad (4)$$

Ensemble anomaly nesting 기법은 두번째 오차 보정 기법과 동일한 개념의 방법이지만, GCM single member의 아노말리 값 대신 앙상블 평균의 아노말리 ($GCM_E - \overline{GCM_E}$)를 사용하였다. 이를 통해 anomaly nesting 오차 보정 기법의 개념에 앙상블 평균 오차 보정 기법을 동시에 적용하여 특정 single member가 가지는 오차를 최소화 함과 동시에 mean state의 보정을 함께 하고자 하였다.

2.3 Experimental Design

GRIMs-RMP를 통해 2005년 겨울에 대한 동아시아 지역 기후를 생산하였다. 2005년은 2014년 연구에서 수행되었던 25년 (1983년-2007년) 간의 실험 중 매우 강한 겨울 몬순이거나 약한 몬순인 해를 제외하고 최근 동아시아 겨울 기후를 대표할 수 있는 사례이다. 또한, 2005년에는 서로 다른 특징을 가진 한파가 세차례 발생하여 계절 내 규모에서의 고해상도 자료의 예측성을 평가하기에 적절한 해이므로 본 연구에서는 여러 가지 오차 보정 기법을 같은 사례에 적용하여 그 영향을 비교하고자 하였다. 초기 및 경계조건으로는 재분석 자료와 전지구 모형의 계절예측 자료 두 종류의 데이터가 사용되었다. 재분석 자료로는 GRIMs의 전신인 RSM과 유사한 역학 및 물리과정을 가지고 있는 NCEP/Department of Energy (DOE) Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) Reanalysis II (R2; Kanamitsu et al. 2002) 자료를 이용하여 경계조건의 변환 과정에서 발생할 수 있는 문제점을 최소화하고, 모형 자체의 오차를 분석할 수 있게 하였다. 계절 예측실험에 사용된 초기 및 경계조건은 NCEP Climate Forecast System (CFS) 으로 2004년부터 NCEP에서 계절 예측 현업으로 사용되고 있는 대기-해양 결합모형에서 생산된 데이터이다. 2011년 3월 이후 version 2로 업그레이드 되었으나, 이 연구에서는 초기 버전의 CFS 데이터를 사용하였다 (Saha et al. 2006). CFS는 대기모형으로 Global Forecast System (GFS; Moorthi et al. 2001), 해양 모형으로 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) Modular Ocean Model (MOM3; Pacanowski and Griffies 1998), 지면 모형으로 two-layer land surface model (Mahrt and Pan 1984)를 사용하고 있다. 대기 초기조건은 R2, 해양 초기조건은 NCEP Global Ocean Data Assimilation (GODAS; Behringer et al. 1998)로부터 제공받는다. 지역기후모형을 통한 계절예측 자료를 생산하기 위해 11월 11일-15일, 11월 21일-25일, 11월 29일-12월 3일의 초기조건을 가진 15개의 앙상블 멤버를 재생산 하였으며, 이 연구에서는 11월 21일 초기조건을 자료를 이용하였다. 오차보정기법을 적용하지 않은 두 데이터를 경계조건으로 사용한 실험을 각각 RCM_R2, RCM_CFS라 하였다 (Table 1a). 2.2에서 제시한 오차보정기법을 RCM의 입력자료로 들어가는 CFS에 적용한 실험들을 각각 RCM_CFS_ESB (식1a), RCM_CFS_AN (식2a), RCM_CFS_AN_std (식3), RCM_CFS_ESB_AN (식4)이라 하고, 오차보정기법이 적용되지 않은 CFS가 처방된 RCM의 결과에 같은 방법을

적용한 실험들을 각각 RCM_ESB (식1b), RCM_AN (식2b)이라 하였다 (Table 1b).

실험 영역은 그림 1과 같이 겨울철의 대규모 순환을 고려하여 우리나라, 일본, 중국, 인도를 포함한 아시아 전역을 포함하였으며, 수평해상도는 약 30 km이다. 사용된 물리 과정은 Table2과 같으며, GRIMs package version 3.1은 전구 및 지역 모의 실험에서 여러 차례 테스트 되어 동아시아에 적절하다고 판단된 물리과정들이다 (Yhang and Hong 2008a; Yhang and Hong 2008b).

강수와 지표온도의 검증에는 육지에 대해서는 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 의 해상도를 가진 Asian Precipitation - Hightly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation (APHRODITE; Yasutomi et al. 2011) 자료와 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 해상도의 전지구 해양/육지 강수 자료인 NOAA NCEP CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP; Xie and Arkin 1997)가 이용되었고, 대규모 순환장 분석에는 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 R2 재분석 자료가 사용되었다.

Table 1 Experimental design.

a) Reference Experiments (without bias correction)

Initial & boundary condition	Experiment
NCEP/DOE reanalysis NCEP CFSv1	RCM_R2 RCM_CFS

b) Experiments with bias corrections

Bias correction methods	Application to RCM input	Application to RCM output
Ensemble average	RCM_CFS_ESB	RCM_ESB
Anomaly nesting	RCM_CFS_AN	RCM_AN
Anomaly nesting with standard deviation	RCM_CFS_AN_std	
Ensemble anomaly nesting	RCM_CFS_ESB_AN	

Table 2 GRIMs physics package V3.1.

Physical parameterization	V3.1
Deep convection	Park and Hong (2007), Byun and Hong (2007)
Shallow convection	Hong et al. (2012)
Cloud microphysics	Hong et al. (1998)
Longwave radiation	Chou et al. (1999)
Shortwave radiation	Chou and Lee (2005), Chou and Suarez (1999)
Cloudiness	Ham et al. (2009), Hong et al. (1998)
Vertical diffusion	Hong et al. (2006), Noh et al. (2003)
Stable boundary layer	Hong (2010)
Orographic gravity wave drag	Hong et al. (2008), Kim and Arakawa (1995)
Convective gravity wave drag	Jeon et al. (2010), Chun and Baik (1998)
Land surface layer	Yhang and Hong (2008a), Ek et al. (2003)
Ocean surface layer	Kim and Hong (2010)
Ozone chemistry	Prognostic

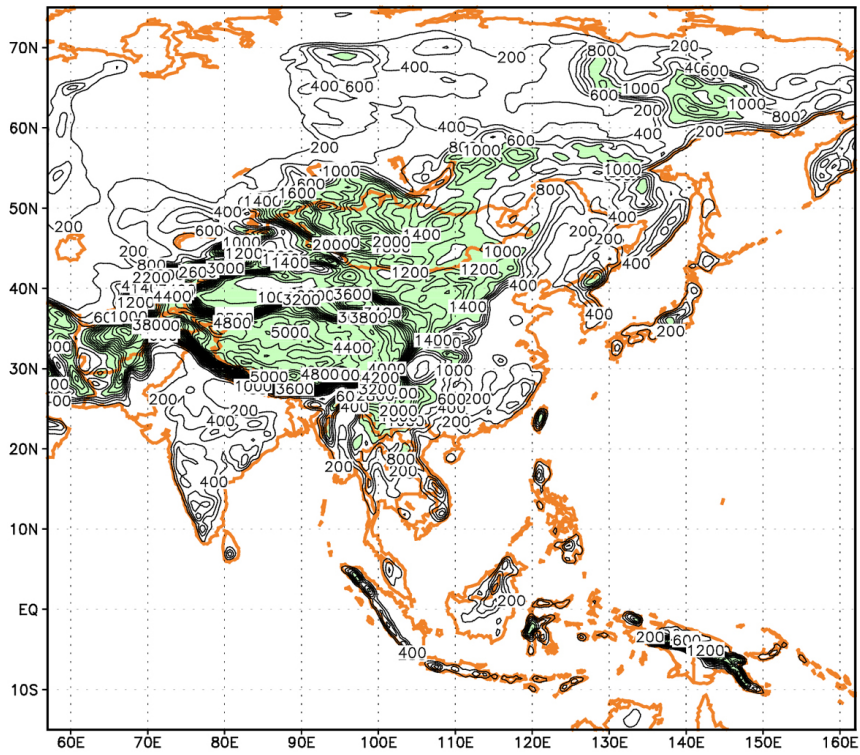


Figure 2 Regional model domain with terrain heights

3. RESEARCH RESULTS

오차 보정 기법의 효과를 살펴보기에 앞서 모형 자체가 가지고 있는 계통적 오차를 살펴보기 위해 재분석 자료를 경계조건으로 처방한 RCM_R2 실험의 기후값과 관측 기후값과의 차이를 계절 평균값으로 살펴보았다 (그림 3). 모형은 시베리아 고기압에서 불어나오는 북서풍을 약하게 모의하며 (그림 3a), 상층의 기압을 전반적으로 약하게 (그림 3b), 상층 제트를 강하게 모의하는 경향을 보인다 (그림 3c). 또한, 동아시아 지역 육지의 지표 온도는 낮게 모의하는 반면 Maritime Continent의 온도는 다소 높게 모의한다 (그림 3d). 겨울철 북반구에서 강수밴드가 위치하는 지역의 강수는 과다모의하지만, 남반구의 강수는 과소모의하는 특징을 보이는 것으로 나타났다 (그림 3e). 이러한 모형의 계통적 오차를 감안하여 오차 보정 기법의 효과를 살펴보하고자 한다.

3.1 Impact of bias correction methods on simulated climate

3.1.1 Seasonal mean

이번 장에서는 오차 보정 기법의 영향을 살펴보기 위해 각 실험 결과들을 재분석 자료를 경계조건으로 사용한 RCM_R2 실험과 비교하였다. 각 실험들을 관측 자료와 직접 비교하지 않고 재분석 자료를 처방한 실험과 비교함으로써 지역기후모형 자체의 systematic error들을 제거하여 경계조건에서 기인하는 에러들만을 비교하고자 하였다. 그림 1에서 RCM_R2 실험은 재분석 자료를 처방하였으므로 모형 자체의 에러들만이 남아있다고 가정할 수 있고, CFS 데이터를 경계조건으로 사용한 나머지 실험들은 모형 자체의 에러들 뿐 아니라 경계조건으로부터 기인하는 에러들도 섞여 있으므로 RCM_R2와의 비교를 통해 모형 자체의 에러와 경계조건으로부터의 에러를 분리할 수 있다. 이렇게 비교된 결과를 통해 가장 적합한 오차 보정 기법을 선정하고, 다음 장에서 관측 자료와의 비교를 통해 그 효과를 검증하고자 하였다.

그림 4-그림 6는 2005년 겨울철에 대한 3개월 평균된 순환장을 나타낸 것으로 RCM_R2 실험은 겨울철 순환의 특징을 잘 나타내고 있다. 몽골 지역에 시베리아 고

기압이 자리잡고 있고 대륙의 동쪽에 알류시안 저기압이 위치하여 서고동저 형태의 패턴을 보여주고 있으며, 고기압에서 불어나오는 북서풍과 저기압의 가장자리에서의 저기압성 회전이 나타나고 있다 (그림 4a). 경계조건으로 CFS 데이터를 사용한 실험들은 전반적으로 시베리아 고기압의 강도를 약하게 모의하며, 티벳 고기압은 강하게 모의하는 경향을 보인다 (그림 4b-4h). 티벳 고기압을 강하게 모의하는 경향은 지역 기후 모형이 가지고 있는 계통적 오차라 볼 수도 있으나 (그림 3a 참고), 재분석 자료와의 해상도 차이로 인해 나타나는 현상일 수도 있다. 보정하지 않은 CFS가 경계조건으로 처방된 RCM_CFS 실험에서는 음의 bias가 필리핀해까지 나타나고 있고, 티벳 고원에서의 기압은 RCM_R2에 비해 높게 나타나고 있다 (그림 4b). 이러한 패턴은 앙상블 기법을 적용한 RCM_CFS_ESB과 RCM_ESB에서 유사하게 나타나고 있으나 RCM_CFS 실험보다는 negative bias는 약하게, positive bias는 강하게 나타난다 (그림 4c, 4g). Anomaly nesting 기법이 적용된 네 실험 (RCM_CFS_AN, RCM_CFS_ESB_AN, RCM_CFS_AN_std, RCM_AN)은 모두 음의 오차와 양의 오차가 줄어드는 효과를 보였고 지표바람의 오차도 개선되는 것으로 나타난다 (그림 4d, 4e, 4f, 4h).

상층 지위고도의 경우 러시아 상공의 고기압을 중심으로 남서쪽으로 기압골이 위치하고 있다 (그림 5a). RCM_CFS 실험은 북위 20도와 40도 사이의 지위고도를 높게 모의하는 반면 남쪽과 북쪽의 지위고도는 낮게 모의하는 특징을 보인다 (그림 5b). 중위도에 나타나는 양의 bias는 실험에 따라 위치와 강도는 달라지지만 bias correction이 적용된 실험에서도 대부분 나타나고 있다. 앙상블 기법이 적용된 실험 (RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_ESB_AN, RCM_ESB)에서는 positive bias의 강도가 낮아지는 효과가 나타나고 있다 (그림 5c, 5e, 5g). 특히 RCM_CFS_ESB_AN 실험은 양의 오차는 물론 음의 오차 역시 확연히 줄어드는 결과는 보인다 (그림 5e). Anomaly nesting 기법이 적용된 실험 (RCM_CFS_AN, RCM_CFS_AN_std, RCM_AN)들은 양의 오차가 나타나는 위치가 서쪽으로 약간 이동되었으며, RCM_CFS 실험과 유사한 강도의 오차를 나타내고 있다 반면, 도메인 남쪽에 크게 나타나던 음의 오차들은 줄어드는 것으로 보인다 (그림 5d, 5f, 5h).

겨울철 동아시아의 상층 바람장은 한반도 남쪽에 상층 제트의 중심이 위치하는 형태를 보인다 (그림 6a). CFS를 경계조건으로 처방한 실험들은 bias correction을 적용하였음에도 제트의 강도를 약하게 예측하였다 (그림 6b-6h). 하지만, anomaly

nesting 방법으로 CFS를 보정한 실험에서는 음의 오차가 나타나는 지역이 줄어드는 효과를 보였으며 (그림 6d, 6f, 6h), RCM_ESB 실험은 도메인 북쪽에 위치한 양의 오차가 감소하였고 (그림 6c), 특히 RCM_ESB_AN에서는 양의 오차와 음의 오차가 모두 보정되는 결과를 보인다 (그림 6e).

그림 7은 RCM_R2와 나머지 실험들 사이의 root mean square (RMS)의 차이를 고도별로 실험 전체 영역에 대해 평균하여 나타낸 것이다. 지위고도와 동서방향의 바람의 경우 오차 보정 기법들을 적용하면 모든 고도에서 그 효과가 나타나는 것을 알 수 있다 (그림 7a, 7d). 온도는 앙상블 보정기법이 적용된 세 실험 (RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_ESB_AN, RCM_ESB)이 보정을 적용하지 않은 RCM_CFS 실험과 유사한 vertical profile 형태를 보이며, 지역기후모형의 결과를 앙상블 평균했을 때 (RCM_ESB) RCM_R2와 가장 유사한 값을 보이는 것으로 나타났다 (그림 7b). 또한, CFS에 보정기법을 적용한 실험들보다 RCM의 모의 결과에 보정기법을 적용한 실험들(RCM_ESB, RCM_AN)이 오차값을 더 줄여주는 결과를 보인다. 상대습도의 경우에도 앙상블 기법만이 적용된 두 실험 (RCM_CFS_ESB, RCM_ESB)은 RCM_CFS와 유사한 수직분포를 보이며, 하층을 제외하면 보정효과가 뚜렷히 보이지 않는다 (그림 7c). Anomaly nesting 기법이 들어간 보정 방법은 850hPa 이상의 레벨에서 보정 효과가 크게 나타난다. 반면 남북방향의 바람은 350hPa보다 하층에서의 오차 보정 효과가 확연히 보이는 것을 알 수 있다 (그림 7e).

겨울철 3개월에 대한 평균장에서의 오차보정기법의 효과를 살펴보았을 때 같은 방법을 경계조건인 CFS 데이터에 적용하는 것과 RCM의 결과에 적용하는 것은 크게 차이를 보이지 않았다. 또한, anomaly nesting 기법이 적용된 실험들의 경우에는 경계조건으로 사용된 CFS 자료 중 하나의 멤버만을 사용하기 때문에 선택된 멤버가 가지고 있는 오차가 보정기법의 적용 후에도 어느 정도 유지되는 특징을 보였다. 따라서 전반적으로 겨울철 3개월에 대한 평균장에서의 오차보정기법의 효과는 앙상블 기법을 적용하였을 때 더 뚜렷한 개선점이 나타나는 결과를 얻을 수 있었다.

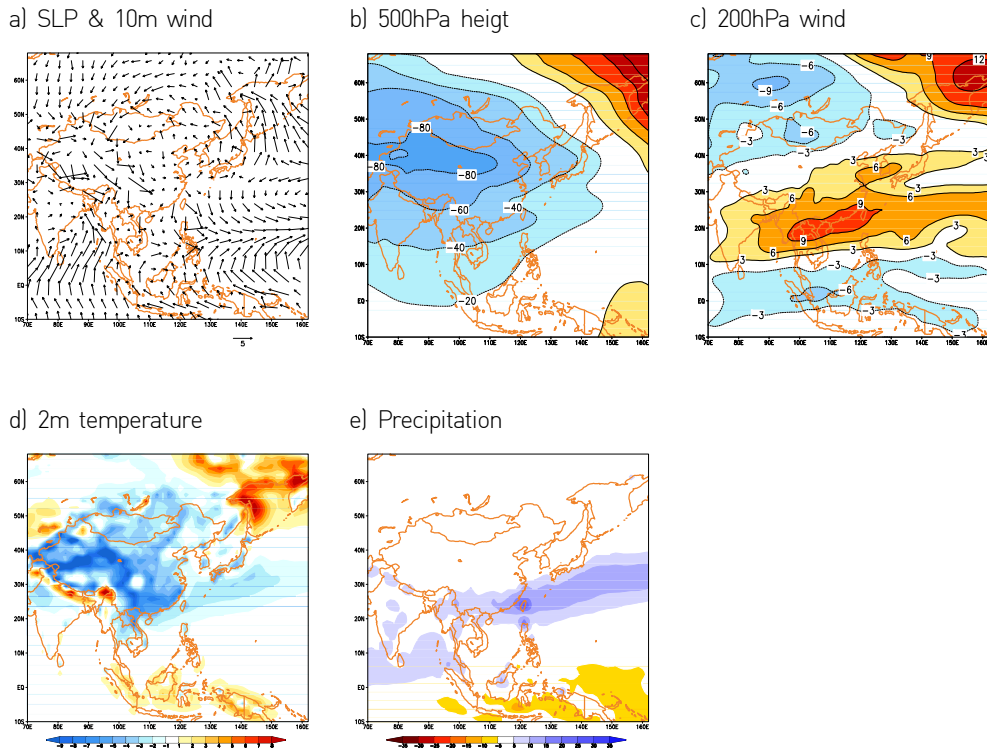


Figure 3 DJF mean difference between RCM_R2 and reanalysis data (RCM_R2-R2) for (a) sea level pressure (hPa, shaded) and 10m wind (m/s, vector), (b) 500-hPa height (m), (c) 200-hPa wind (m/s), (d) 2m temperature (K), and (e) precipitation (mm/day). Precipitation difference are calculated from GPCP observation.

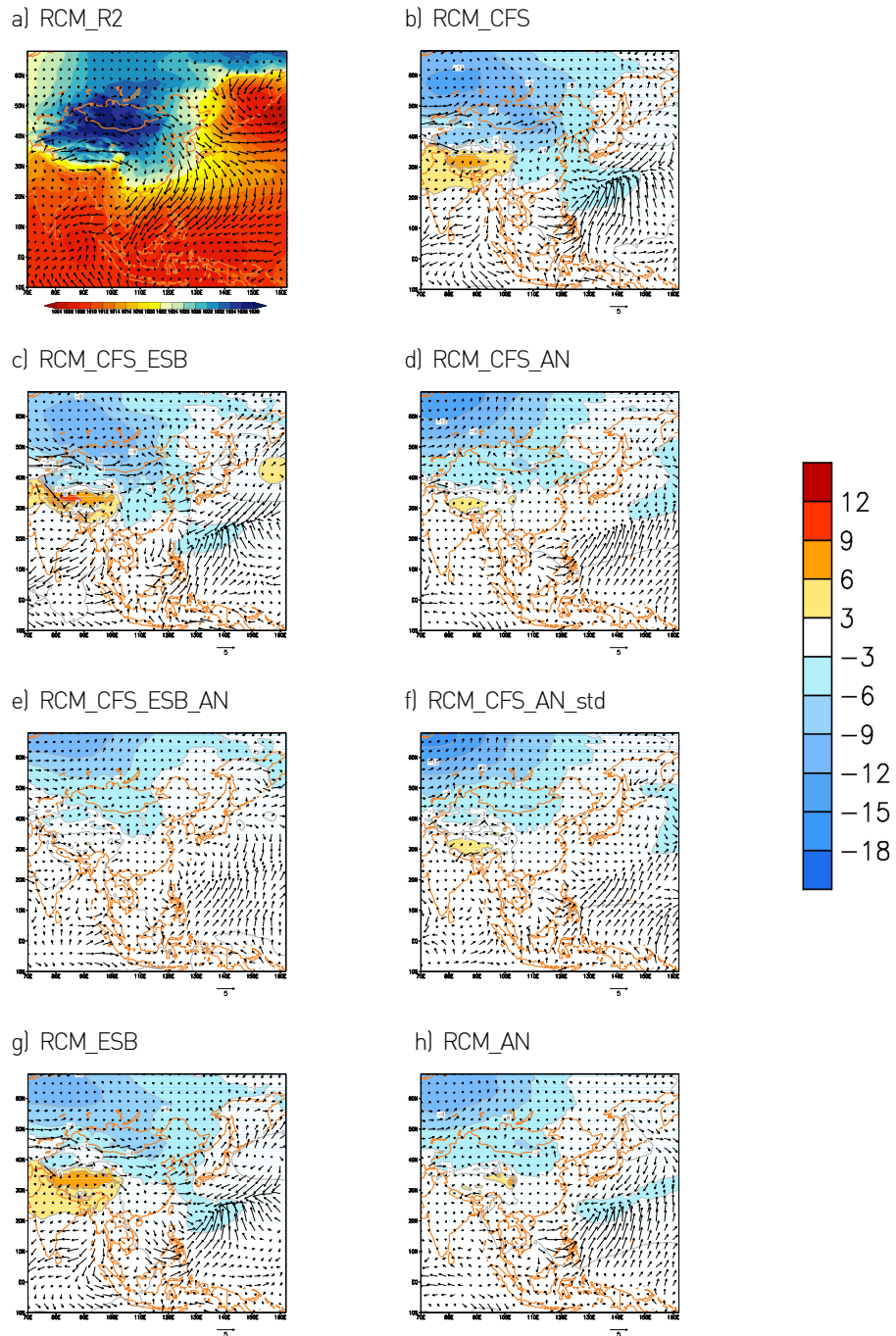
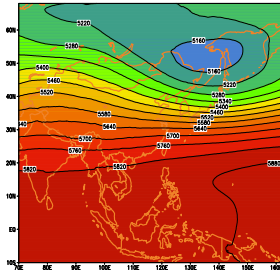
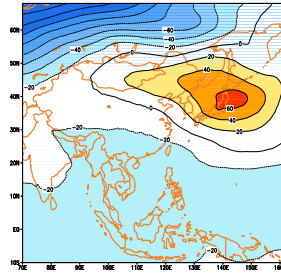


Figure 4 DJF mean 10m wind (m/s, vector) and sea level pressure (hPa, shaded) from (a) the RCM_R2. Difference between the RCM_R2 and the (b) RCM_CFS, (c) RCM_CFS_ESB, (d) RCM_CFS_AN, (e) RCM_CFS_AN_std, (f) RCM_CFS_ESB_AN, (g) RCM_ESB, and (h) RCM_AN.

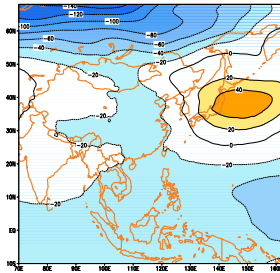
a) RCM_R2



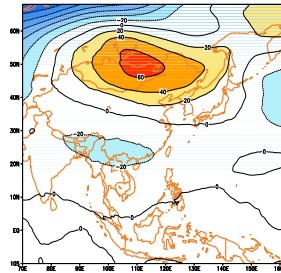
b) RCM_CFS



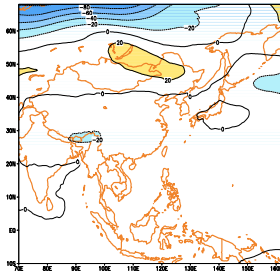
c) RCM_CFS_ESB



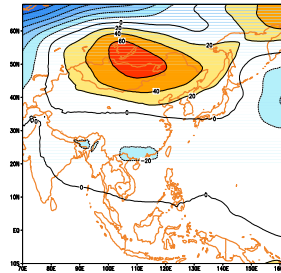
d) RCM_CFS_AN



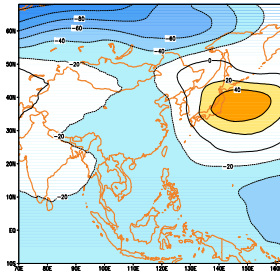
e) RCM_CFS_ESB_AN



f) RCM_CFS_AN_std



g) RCM_ESB



h) RCM_AN

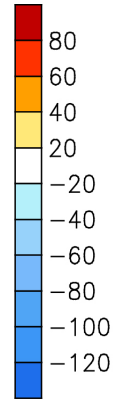
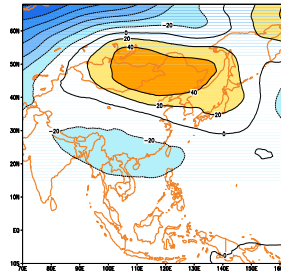


Figure 5 Same as in Fig. 4. except for 500-hPa height (m).

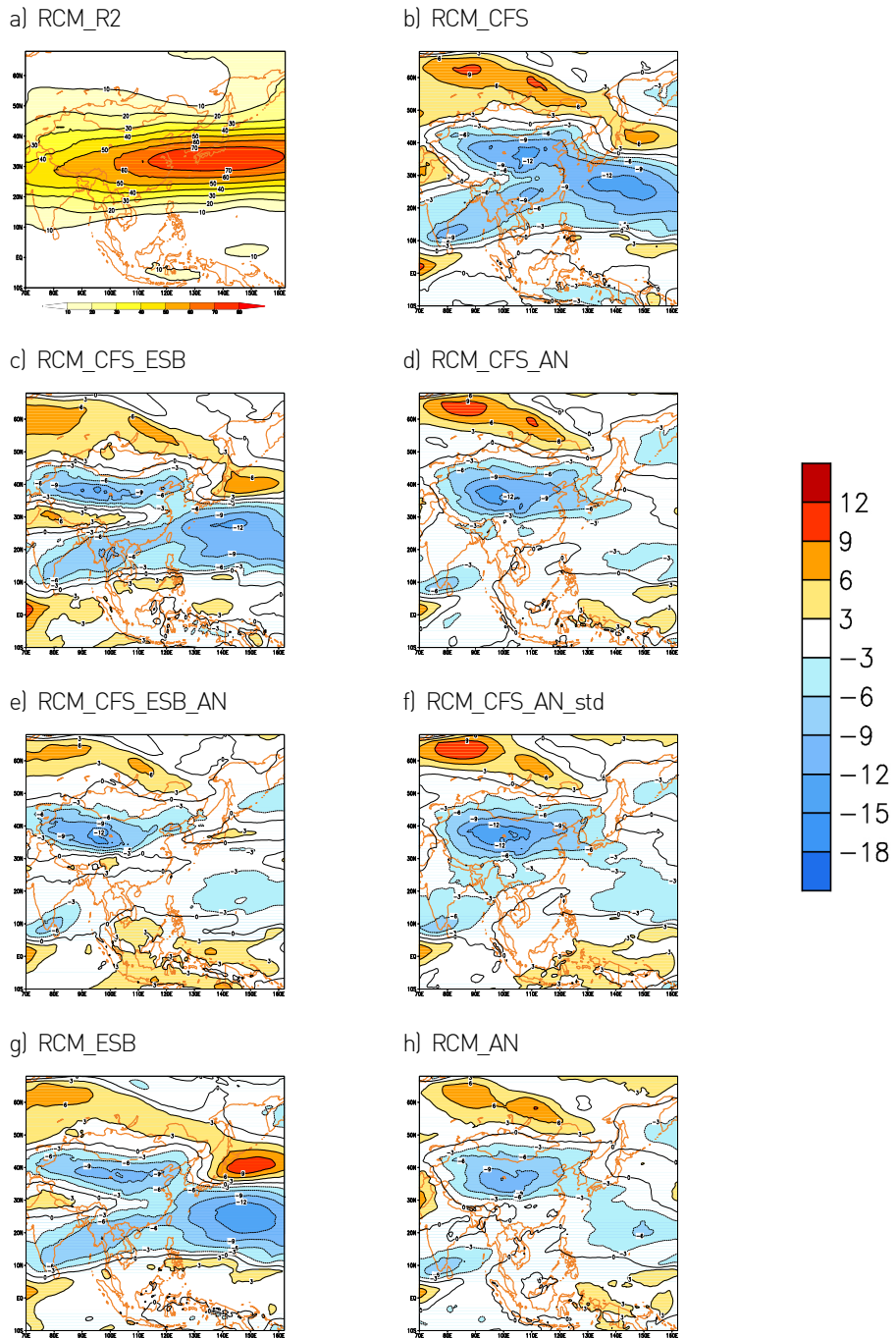


Figure 6 Same as in Fig. 4. except for 200-hPa wind (m/s).

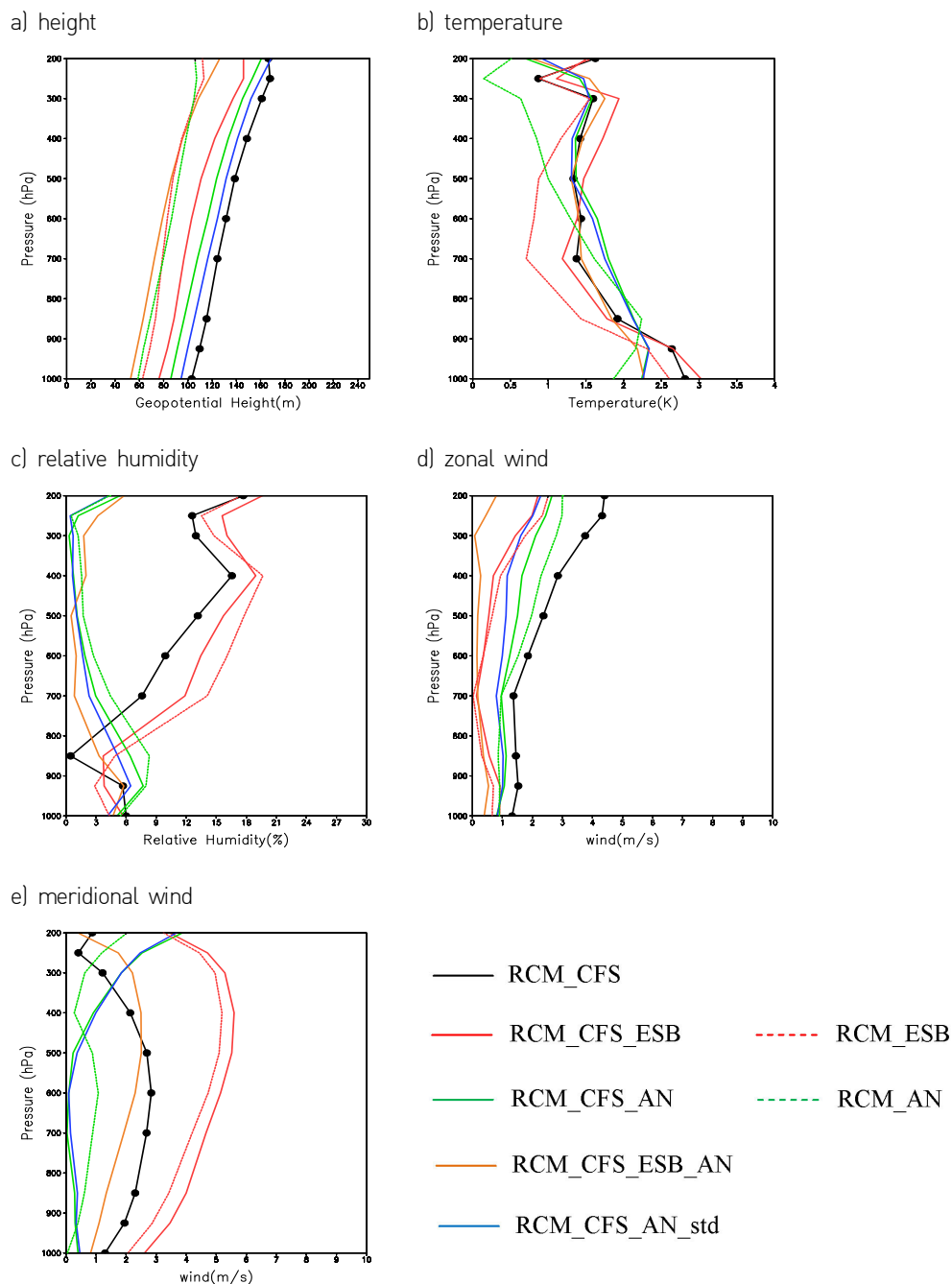


Figure 7 Root mean square difference of (a) height, (b) temperature, (c) relative humidity, (d) zonal wind, and (e) meridional wind.

3.1.2 Intra-seasonal variation

3.1.2.1 Temperature

계절 규모보다 짧은 시간 규모를 가지는 현상에 대해 오차보정기법의 효과를 살펴 보기 위해 겨울철 동아시아에 큰 영향을 미치는 한파에 대해 살펴보았다. 한파는 하루나 이틀 사이에 기온이 급속하게 감소하는 현상을 말하며, 그 정의는 지역에 따라 다르다. 동아시아 지역에서 발생하는 한파는 시베리아 고기압의 강화와 그 이후 발생하는 갑작스러운 표층 기온의 하강으로 발생된다 (Zhang et al. 1997). Park et al. (2008)에서는 Zhang et al. (1997)과 Jeong and Ho (2005)의 방법론을 바탕으로 한 파의 발생을 다음과 같이 정의하였다. 시베리아 고기압의 강도가 겨울철 아노말리의 평균적인 변동성 (표준편차)의 1배보다 클 때, 3일 연속된 관측자료의 평균 일별 기온의 하강이 겨울철 기후값의 표준편차의 1.5배보다 크게 나타나야 한다. 또한 반드시 추운 날이어야 하므로 일평균 온도가 겨울철 평균 기온 이하여야 한다. 그와 같은 정의에 의해 2005년 겨울철에는 2005년 12월 2일, 2006년 1월 3일, 2006년 2월 1일에 세번의 한파가 발생하였다 (Park et al. 2008). 동아시아 한파는 군집 방법에 의해 일반적으로 파동과 블로킹 형태로 분류되며, 2005년 12월과 1월에 발생한 한파는 각각 블로킹 형태와 파동 형태의 한파로 나눌 수 있다. 따라서 이번 절에서는 12월과 1월에 각각 다른 메커니즘으로 인해 발생한 이벤트에 대해 오차보정기법의 효과를 살펴보고자 한다.

그림 8은 2005년 겨울철 동아시아 지역의 일평균 온도와 기후값을 나타낸 것으로, 12월, 1월, 2월의 세번의 한파 발생을 보여준다 (그림 8a). 12월에 발생한 한파는 12월 2일 발생되어 약 1달 정도 추운 날씨가 지속되었다. 보통의 한파가 5일-14일 정도 지속되는 것이 비해 (Zhang et al. 1997) 2005년 12월 초에 발생한 한파는 매우 이례적인 경우였으며, 12월 말 평년 기온으로 회복된 후 1월 초에 다시 한파가 발생하여 약 일주일간 추운 날씨가 나타났다. CFS 데이터는 12월과 1월의 한파 발생을 나타내지 못하며, 전반적으로 기후값에 비해 높은 온도를 모의하고 있다 (그림 8c). 보정하지 않은 CFS 데이터를 경계조건으로 한 실험은 CFS에서 모의하지 못했던 12월의 한파를 나타내고 있으나, 1월과 2월의 기온을 높게 모의하는 경향을 보인다 (그림 8d). RCM_CFS_ESB과 RCM_CFS_ESB_AN은 매우 유사한 온도 변화 추이를 보이며 변동

성이 크지 않다 (그림 8e, 8g). RCM_CFS_AN과 RCM_CFS_AN_std 실험의 경우 12월에는 CFS와 유사한 시계열을 보이지만, 1월과 2월에는 variation이 감소하였다 (그림 8f, 8h). 아노말리의 관점에서는 CFS와 유사한 분포를 보이지만 CFS보다 낮은 온도값을 모의함으로써 CFS에 비해 관측에 가까운 값을 보이고 있다. RCM 결과를 앙상블 평균한 RCM_ESB 실험은 다른 실험에 비해 variation이 매우 낮아져 한파와 같은 극한값을 모의하지 못하고 있으며 (그림 8i), anomaly nesting 기법을 RCM 결과에 적용한 RCM_AN 실험은 RCM_CFS_AN과 마찬가지로 값 자체의 변화는 있으나 그 변동성은 CFS와 매우 유사한 것으로 나타났다 (그림 8j).

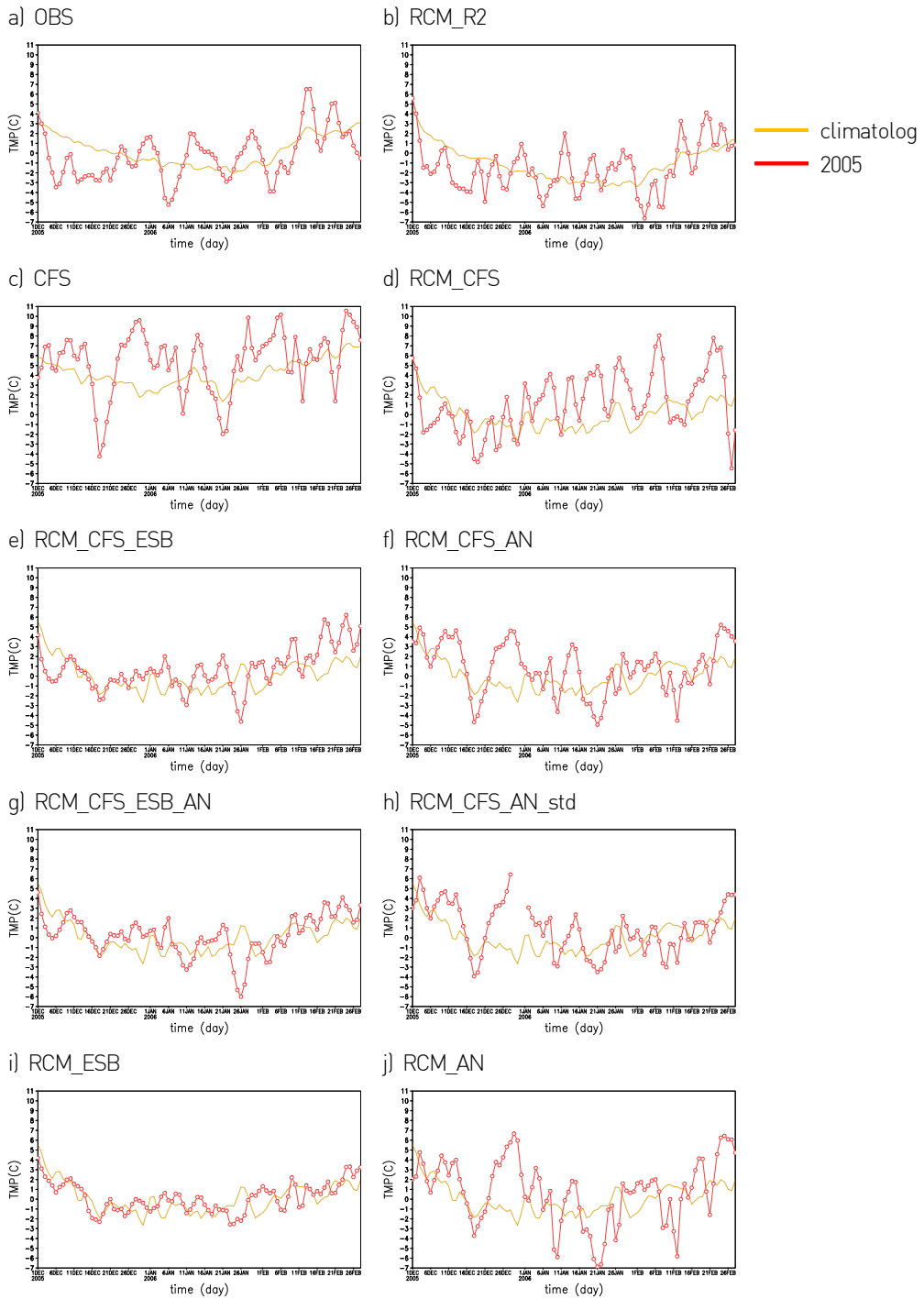


Figure 8 Time series of daily mean 2-m temperature [°C; red line) and its climatology (°C; yellow line) over East Asia (110-130E, 20-50N) during 2005/06 winter.

그림 9은 12월 한파 발생일인 12월 2일을 기준으로 발생 하루 전과 하루 후의 300hPa에서의 지위고도의 아노말리를 나타낸 것이다. 한파 발생 하루 전인 12월 1일 오호츠크해 부근에서 강한 양의 아노말리가 형성되어 있는 것을 볼 수 있다 (그림 9a). 이 양의 아노말리는 12월 1일부터 3일까지 남서쪽으로 이동하며, 이는 극지역에서 생성되어 고위도에서 천천히 내려오는 아노말리 패턴을 연상시킨다 (Branstator 1987; Kushnir 1987; Lau and Nath 1999). 대류권 상층에서의 강한 양의 아노말리와 중위도의 음의 아노말리는 남북방향으로의 쌍극자 패턴을 형성하고 있다. 전지구 모형의 예측장은 이러한 남북방향의 쌍극자 패턴을 모의하지 못하고 있으며, 재분석 자료에서 양의 아노말리가 나타나는 지역보다 동쪽에 중심을 두고 있으나 남서쪽으로의 이동은 나타나지 않는다 (그림 9c). RCM_CFS 실험은 CFS의 아노말리 패턴과 매우 유사한 분포를 보여준다 (그림 9d). 반면 RCM_CFS_ESB 실험은 재분석 자료에서 나타나는 쌍극자 패턴이 확연하게 나타나며, 양의 아노말리 값의 차이는 있지만 남서쪽으로 이동하는 모습을 모의하였다 (그림 9e). RCM_CFS_AN과 RCM_CFS_AN_std의 경우 북쪽에 위치한 양의 아노말리 값이 약하고 한반도와 그 북쪽 지역에 음의 아노말리가 자리하여 쌍극자 패턴을 형성하지 못하고 있다 (그림 9f, 9h). CFS의 앙상블의 아노말리 값으로 보정된 경계조건을 사용한 실험은 중위도의 음의 아노말리를 약하게 모의하지만, 재분석 자료에서와 유사한 위치에 양의 아노말리를 나타내고 있다 (그림 9g). RCM simulation 후 그 결과값에 보정기법을 적용했을 때 (RCM_ESB, RCM_AN) 같은 기법을 RCM simulation 전 경계조건에 적용한 실험들 (RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_AN)과 유사한 결과를 보인다 (그림 9i, 9j). 다만, RCM_ESB 실험은 RCM_CFS_ESB의 결과만큼 양의 아노말리가 강하지 않고 남서진하는 모습이 뚜렷하지 않다.

극에서부터 양의 아노말리가 생성되어 남서쪽으로 이동하는 대류권 상층에서의 순환장과 더불어 시베리아 고기압도 남서쪽으로 확장되는 것을 확인할 수 있다 (그림 10a). 한파가 발생하기 전 러시아 북쪽에 위치하고 있던 양의 아노말리가 한파가 발생하면서 남서진하여 한파 발생 후에는 중앙 시베리아까지 확장되었다. CFS는 중국과 러시아 전역에 음의 아노말리를 보이고 있으며 (그림 10c), 이러한 패턴은 RCM_CFS, RCM_CFS_AN, RCM_CFS_AN_std에서도 유사하게 나타나고 있다 (그림 10d, 10f, 10h). 앙상블 기법이 적용된 RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_ESB_AN에서는

양의 아노말리 중심이 뚜렷하지는 않지만 극지역에서 남서쪽으로 확장되는 모습을 모의하고 있다 (그림 10e, 10g). RCM_ESB, RCM_AN의 경우 RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_AN과 유사한 패턴을 보인다 (그림 10i, 10j).

상층과 하층 순환장의 수직적인 구조를 살펴보기 위해 위도에 따른 지위고도의 수직적 분포를 살펴보았다 (그림 11). 그림 11a는 앞서 살펴보았던 강한 양의 아노말리가 한파의 발생에 따라 천천히 남쪽으로 이동하는 모습을 보여준다. 또한 상층 블로킹의 강한 순압대기 구조를 나타내고 있다. 북위 50도 이상에서의 강한 양의 아노말리는 지면에서 고기압성 순환을 야기하여 시베리아 고기압이 동아시아로 확장될 수 있게 한다. Takaya and Nakamura (2005)에 따르면 수직적으로 강한 coupling으로 하층의 찬 공기 이류가 야기되고 이로 인해 지면의 고기압성 순환이 확장된다고 하였다. CFS 데이터에서는 상층 블로킹이나 강한 아노말리가 나타나지 않는다 (그림 11c). 이를 경계조건으로 사용한 RCM_CFS 실험에서도 마찬가지로 음의 아노말리가 북위 60도까지 넓게 위치하고 있으며, 지면에서의 고기압성 순환을 발생시킬 수 있는 강한 양의 아노말리를 모의하지 못하고 있다 (그림 11d). 반면, RCM_CFS_ESB과 RCM_CFS_ESB_AN 실험에서는 블로킹의 순압대기 형태가 뚜렷하게 나타나며, 한파의 발생 직전에서부터 후까지 유지되고 있다 (그림 11e, 11g). RCM_CFS_AN의 경우 북위 20-40도 지역에 음의 아노말리가 위치하고 있으나 성층권에서는 양의 아노말리가 재분석 자료보다 더 남쪽까지 침투되어 동아시아로 찬 공기를 유입해 줄 블로킹이 형성되지 못하고 있다 (그림 11f). Anomaly nesting에 표준편차로 가중치를 두어 경계조건을 보정해준 RCM_CFS_AN_std 실험에서도 마찬가지로 음의 아노말리가 중위도에 넓게 퍼져 있으며, 한파 발생 후에는 북위 20-40도 지역에는 양의 아노말리가 나타난다 (그림 11h). RCM_ESB와 RCM_AN의 경우 각각 RCM_CFS_ESB과 RCM_CFS_AN과 유사한 패턴을 보이고 있으나 그 값들이 작아서 약한 시그널을 보인다 (그림 11i, 11j).

그림 12은 12월 중 가장 낮은 온도를 기록한 12월 6-7일의 지표 온도 아노말리를 나타낸 것이다. 2005년 12월 6-7일에 러시아를 제외한 대부분의 지역에서 기후값보다 낮은 온도를 보였으며 몽골 지역에서 가장 큰 음의 값을 보이는 것을 알 수 있다 (그림 12a). 반면 CFS는 몽골지역에서 가장 높은 값의 양의 아노말리를 나타내었으며, 몽골에서부터 한반도까지 남서쪽으로 양의 시그널을 예측하였다 (그림 12c).

RCM은 한반도에 음의 아노말리와 러시아에 양의 아노말리를 모의함으로써 CFS보다 개선된 결과를 보여준다 (그림 12d). 그러나, 몽골 지역의 강한 양의 아노말리는 여전히 남아있는 것을 알 수 있다. 앙상블 기법을 적용한 실험은 중위도에서 나타나던 양의 시그널과 러시아 지역의 음의 시그널을 효과적으로 보정해 주고 있다 (그림 12e, 12g, 12i). 그러나, 몽골 지역의 양의 아노말리는 강도가 약해지지만 보정기법을 적용한 후에도 여전히 일부가 남아있는 것으로 보인다. Anomaly nesting 기법을 적용한 경우 몽골지역에서의 강한 양의 아노말리가 나타나며, RCM_CFS_AN_std 실험을 제외한 두 실험에서는 중국에서의 양의 아노말리는 보정되는 결과를 나타내고 있다 (그림 12f, 12h, 12j).

2005년 12월에 발생한 한파는 상층의 블로킹이 형성되어 시베리아 고기압이 남쪽으로 확장함으로써 발생되었으며, CFS는 이러한 순환장을 예측하지 못하였다. anomaly nesting 기법을 기반으로 한 오차보정 기법을 적용하였을 때 CFS에서 나타나는 양의 오차를 감소시키는 효과는 나타났지만 순환장 자체의 변화는 크지 않았다. 반면, 앙상블 평균 기법을 기반으로 한 오차보정 기법을 적용하면 2005년 12월에 한파를 발생시킨 순환장과 유사한 수직구조와 평면장을 보이게 되며 이로 인해 온도 아노말리에서도 보정 효과가 뚜렷하게 나타나게 된다.

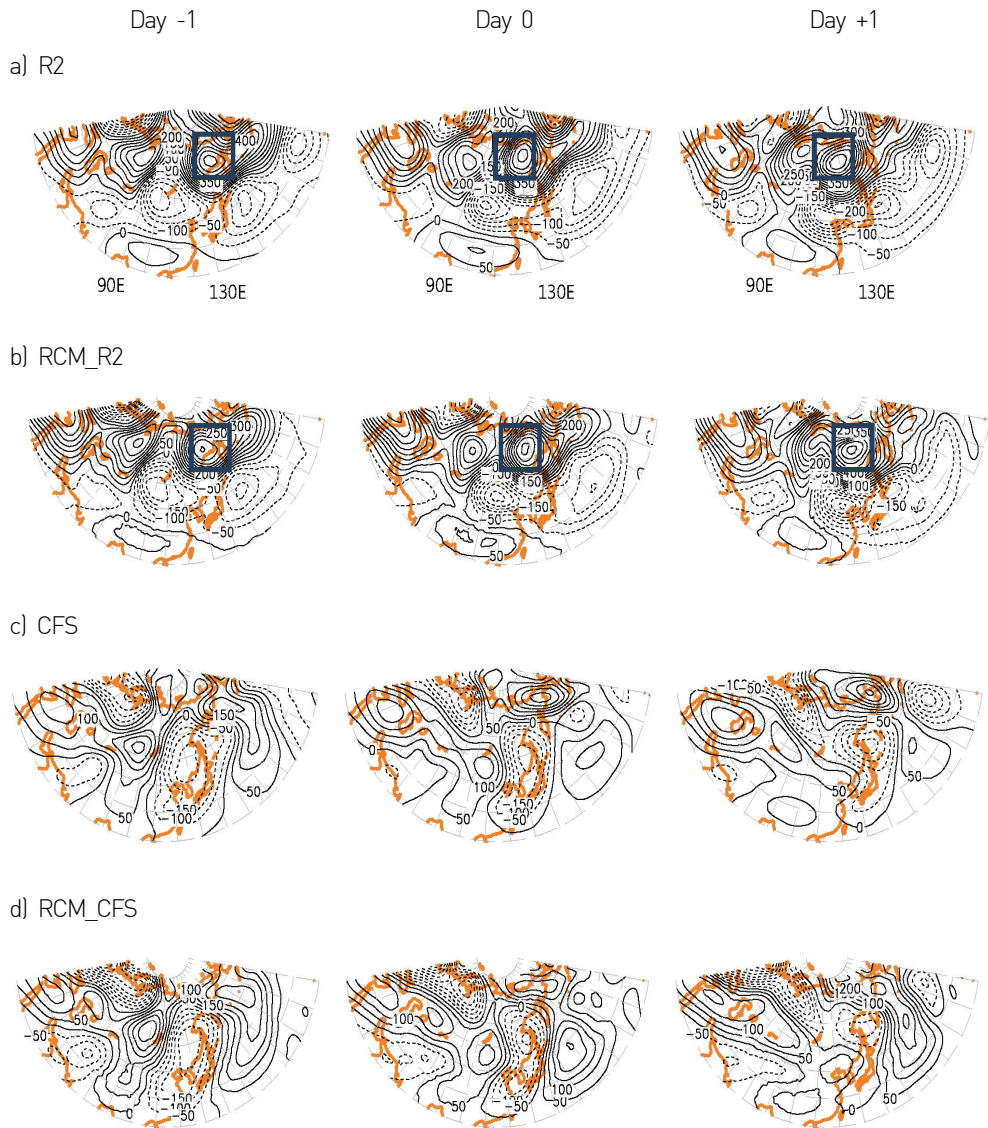
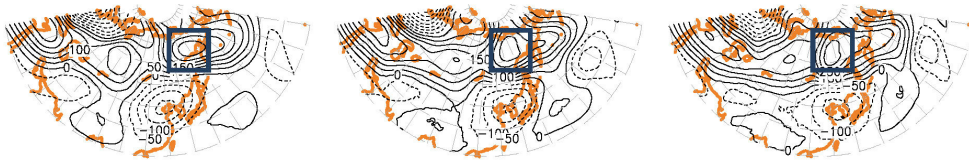
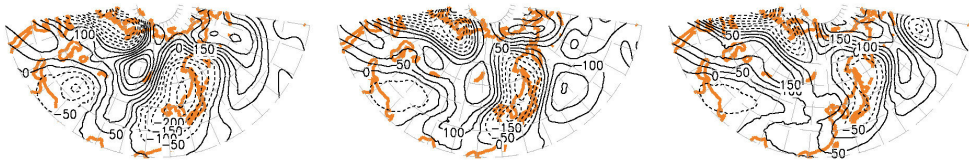


Figure 9 Geopotential height anomaly (m) at 300 hPa for (a) NCEP/DOE reanalysis, (b) RCM_R2, (c) NCEP CFS, (d) RCM_CFS, (e) RCM_CFS_ESB, (f) RCM_CFS_AN, (g) RCM_CFS_ESB_AN, (h) RCM_CFS_AN_std, (i) RCM_ESB, and (j) RCM_AN experiment during day -1 to day +1 relative to the cold surge occurrence on 2 December 2005. Solid and dashed lines represent positive and negative values, respectively. Boxes indicate the centers of positive height anomaly at 300 hPa level. Contour intervals are 50 m.

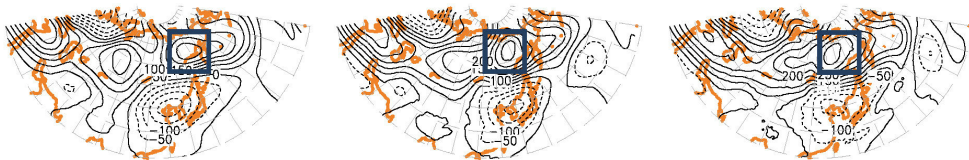
e) RCM_CFS_ESB



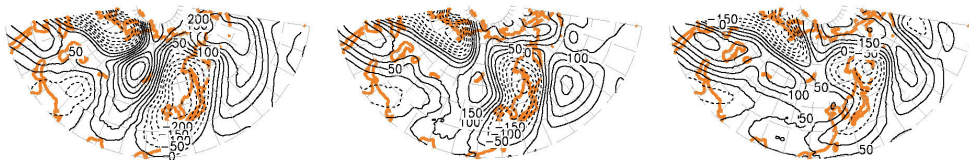
f) RCM_CFS_AN



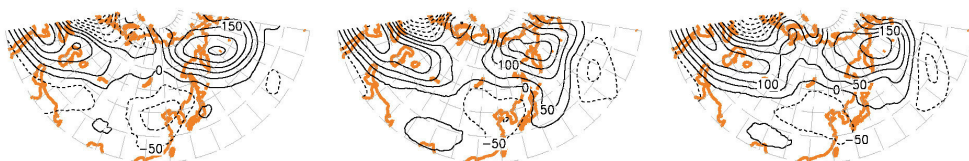
g) RCM_CFS_ESB_AN



h) RCM_CFS_AN_std



i) RCM_ESB



j) RCM_AN

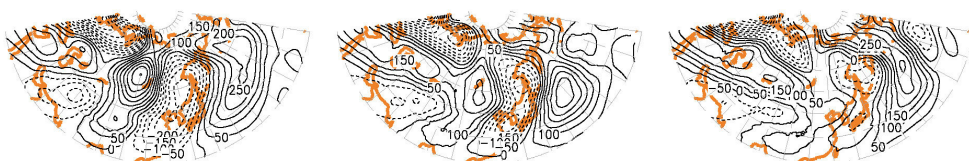


Figure 9 (continued)

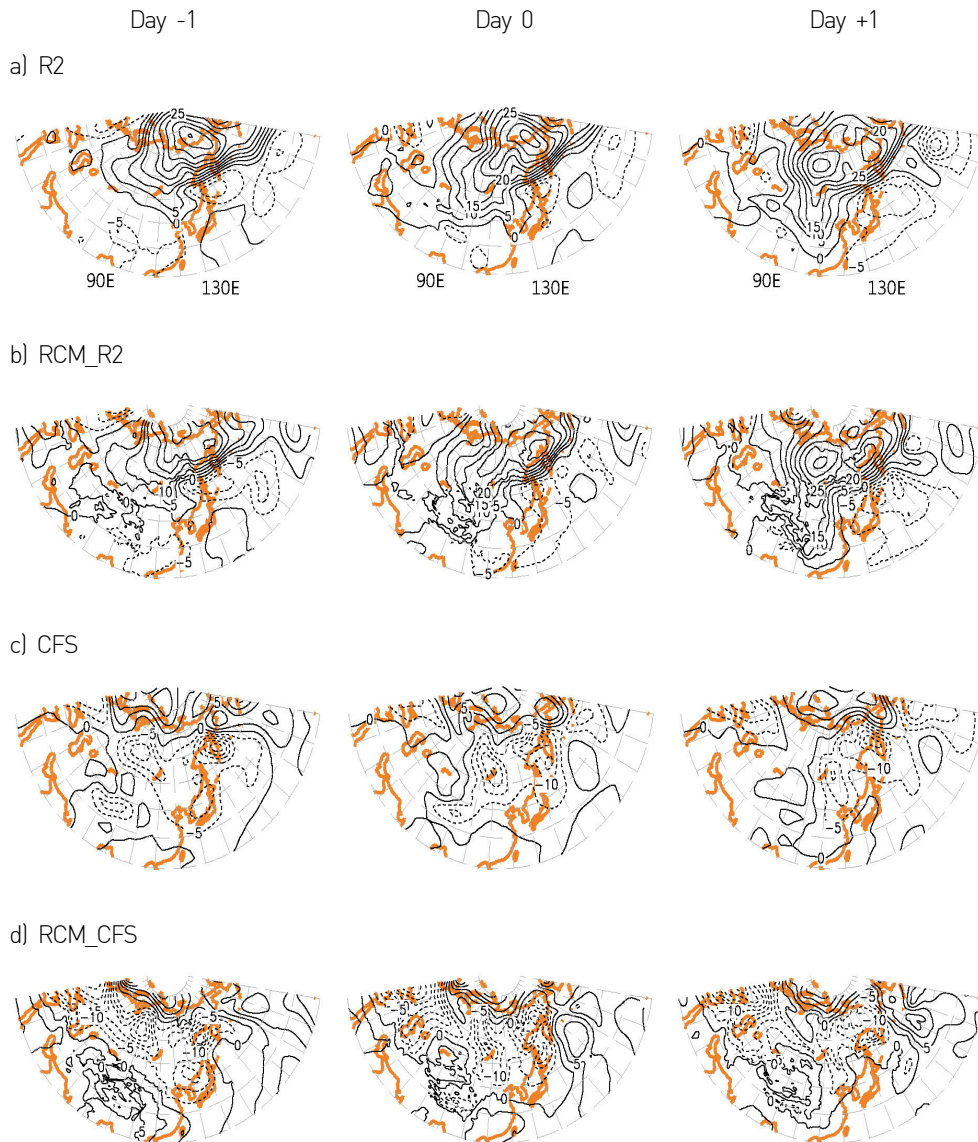
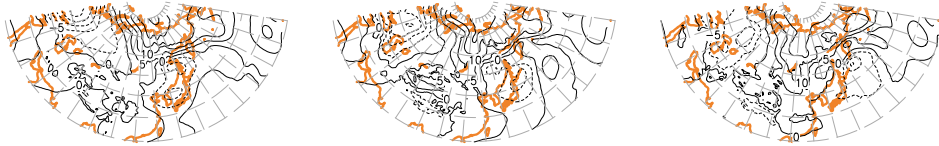
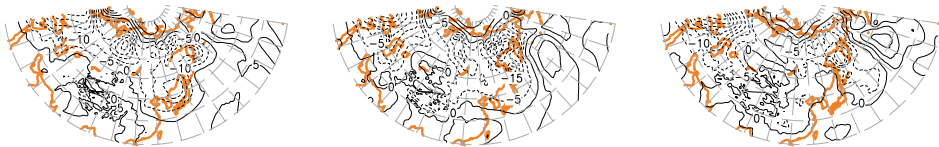


Figure 10 Same as in Fig. 9 except for sea level pressure anomaly (hPa). Contour intervals are 5 hPa.

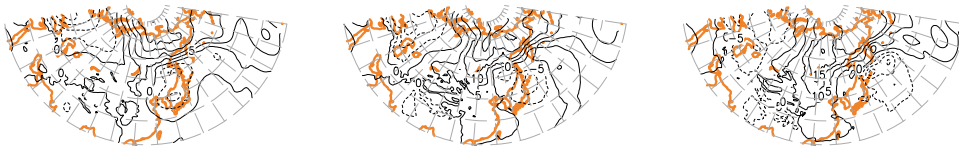
e) RCM_CFS_ESB



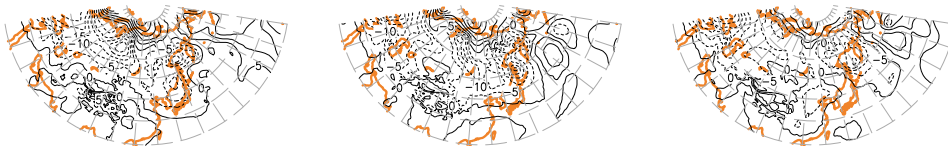
f) RCM_CFS_AN



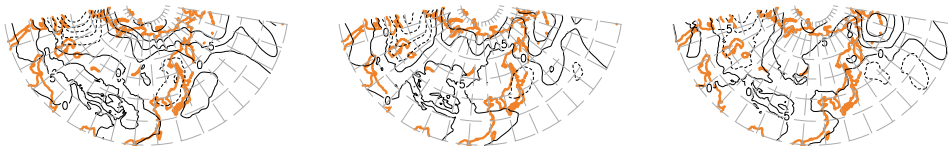
g) RCM_CFS_ESB_AN



h) RCM_CFS_AN_std



i) RCM_ESB



j) RCM_AN

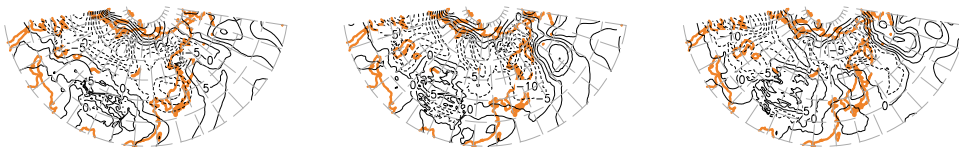


Figure 10 (continued)

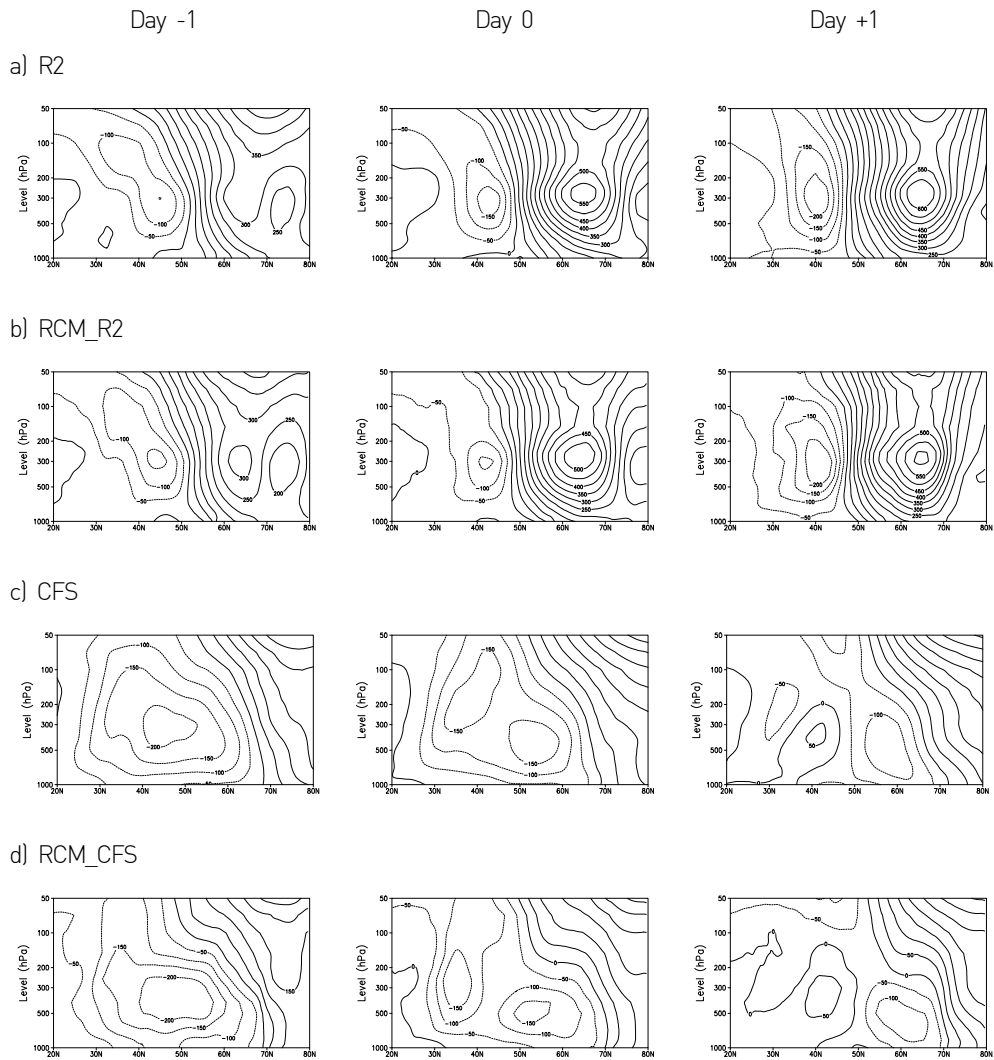
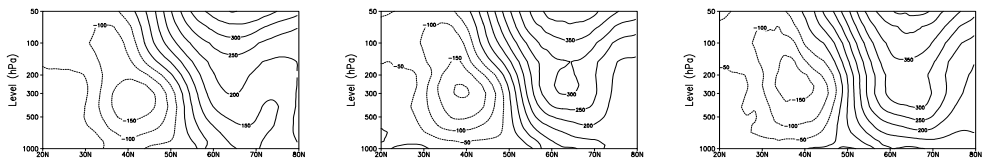
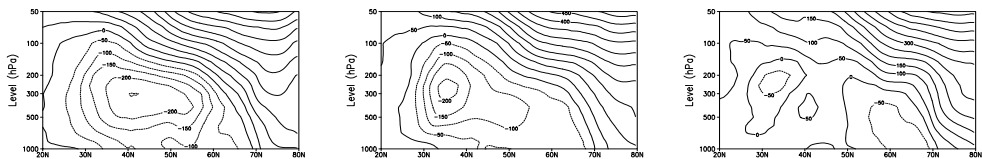


Figure 11 Latitude-vertical cross-section of geopotential height anomaly (m) averaged over 120E–140E for (a) R2 reanalysis, (b) RCM_R2 experiment, (c) CFS, (d) RCM_CFS, (e) RCM_CFS_ESB, (f) RCM_CFS_AN, (g) RCM_CFS_ESB_AN, (h) RCM_CFS_AN_std, (i) RCM_ESB, and (j) RCM_AN experiment. Contour intervals are 50 m.

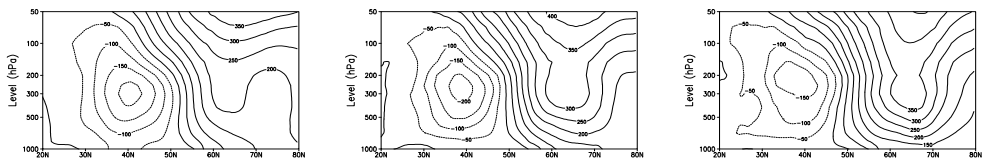
e) RCM_CFS_ESB



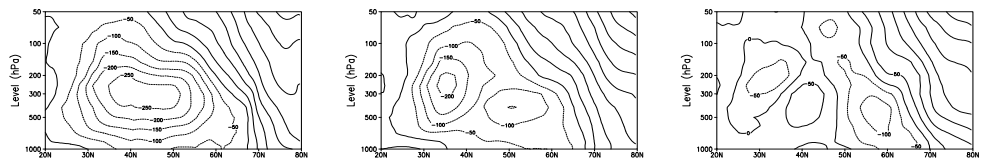
f) RCM_CFS_AN



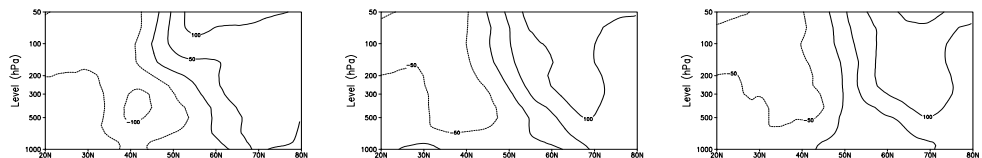
g) RCM_CFS_ESB_AN



h) RCM_CFS_AN_std



i) RCM_ESB



j) RCM_AN

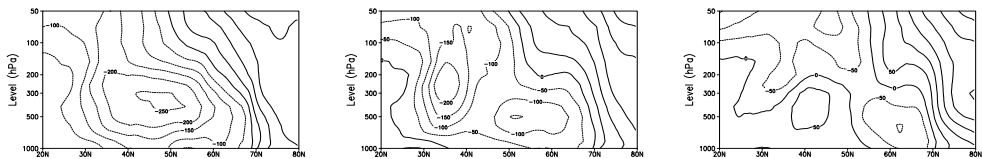


Figure 11 (continued)

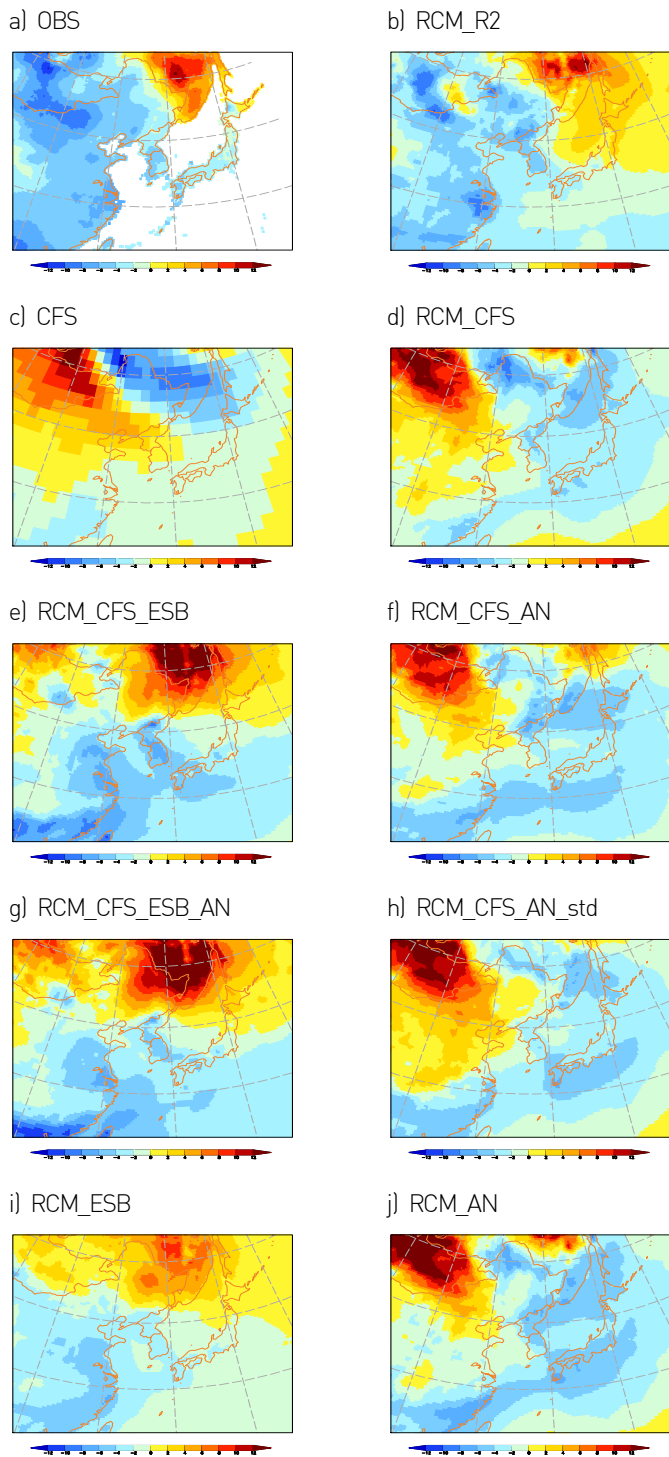


Figure 12 Temperature anomaly (K) during 6 – 7 Dec 2005.

2005년 겨울 두번째로 발생한 한파는 1월 3일부터 약 일주일간 지속되었으며, 첫 번째 발생했던 한파와 다른 wave-train으로 인한 한파였다 (Park et al. 2008). 그림 13는 12월 한파 발생일인 1월 3일을 기준으로 발생 4일 전부터 발생 2일 후까지의 300hPa에서의 지위고도 아노말리를 나타낸 것이다. 한파 발생 하루 4일 전인 12월 30일부터 발생 2일 후인 2006년 1월 5일까지 북서-남동 방향으로 서유라시아에서 동아시아로 양의 아노말리와 음의 아노말리가 교차되어 wave-train 형태가 나타나는 것을 볼 수 있다 (그림 13a). CFS를 포함한 지역기후모형의 예측장에서는 이러한 wave-train 형태의 파동을 모의하지 못하고 있다 (그림 13c-13j). 한파 발생일의 순환장을 살펴보면 대부분의 실험들이 동-서 방향의 파동 형태를 나타내는 것을 알 수 있다. 이는 경계조건에서 나타난 오차가 여전히 남아있는 것으로 보이며, 1월 3일 발생한 한파에 대해서는 오차보정기법의 효과가 크지 않은 것으로 생각된다. RCM_CFS_AN_std 실험의 경우 상층 바람이 비정상적으로 크게 모의되어 모형이 blow-up 하는 현상이 발생하여 Day -4와 Day -2의 예측결과를 얻을 수 없었다.

그림 14a는 상층에서의 wave-train 형태의 파동을 따라 시베리아 고기압이 우랄 산맥 근처에서부터 동아시아로 확장되는 모습을 보여준다. CFS데이터를 경계조건으로 사용한 실험은 고기압의 확장을 보여주지 못하고 있다 (그림 14c-14j). RCM_CFS, RCM_CFS_AN, RCM_AN 실험은 한파 발생 4일전 시베리아 부근에서 양의 아노말리를 모의하고 있으나, 강도가 충분히 강하지 못하여 빠르게 남동쪽으로 밀려간 후 상쇄되는 모습을 보인다 (그림 14d, 14f, 14j). 앙상블 기법을 적용한 실험들은 뚜렷한 시그널을 모의하지 못하고 기후값과 비슷한 강도의 기압계를 보임으로써 시베리아 고기압의 강화를 예측하지 못하였다 (그림 14e, 14g, 14i).

상층의 wave-train으로부터의 야기되는 한파 발생의 메커니즘을 잘 모의하는지 살펴보기 위해 경도에 따른 지위고도의 수직 구조를 살펴보았다 (그림 15). 한파가 발생하기 4일전 대기는 경도 30-50도에 양의 아노말리와 50-70도에 음의 아노말리가 위치하여 wave-train 형태를 보이며, 순압대기의 구조를 나타내고 있다 (그림 15a). 그러나 점차 남동진 하면서 wave-train의 형태가 서쪽으로 기울게 되고, 경압적 구조로 변하는 모습을 보인다. 동시에 지표 가까이에서는 양의 아노말리가 동쪽으로 확장되며 시베리아 고기압의 성장을 보여준다. 이러한 모습은 한파가 발생하기 전에 나타나는 전형적인 전조 증상이다 (Zhang et al. 1997; Chen, 2002; Jeong et al. 2006).

전형적인 한파의 발생은 상층에서 기압골과 기압능이 반복되는 파동 형태가 나타나고 이 파동이 동아시아의 해안 지역까지 남동진하면서 기압골과 능이 깊어지며 북서풍에 의해 차가운 공기가 남쪽으로 내려오면서 시작된다. 이와 동시에 시베리아 고기압이 상층의 wave-train을 따라 확장되고 이로 인해 북서풍은 더욱 강해진다. 고기압의 확장과 북서풍의 강화가 서로 상호 작용을 하여 찬공기의 이류를 더욱 강하게 만들어 한파가 발생하게 된다 (Lau and Lau, 1984; Zhang et al. 1997; Chen 2002).

CFS는 파동 형태의 아노말리를 모의하고 있지만, 양과 음의 아노말리 위치를 재분석 자료에 비해 더 동쪽으로 나타내고 있다 (그림 15c). 지역기후모형의 결과들에서는 wave-train의 형태를 찾아보기 힘들다 (그림 15d-15j). RCM_CFS_ESB 실험은 Day -4에 순압대기의 형태를 모의하지 못하지만, 양의 아노말리의 위치를 재분석 자료와 유사하게 나타내며 그 구조가 Day 0까지 유지되는 모습을 보인다 (그림 15e). 이로 인해 기압골이 충분히 깊어지지 못하여 찬공기가 남하하지 못하여 1월 초의 한파 발생을 예측하지 못한 것이라 생각된다. RCM_CFS_AN과 RCM_CFS_AN_std, RCM_AN 실험의 경우 동경 30-80도 사이에서 재분석 자료와 반대 패턴을 보이며 (그림 15f, 15h, 15j), RCM_CFS_ESB_AN은 지표 근처를 제외하고 전반적으로 양의 아노말리를 (그림 15g), RCM_ESB은 Day -4부터 Day 0까지 성층권 아래 레벨에서 양의 아노말리를 나타내고 있다 (그림 15i).

대규모 순환장에서의 오차보정기법의 효과가 크지 않았으므로 지표 온도의 예측 결과 또한 CFS에서 나타난 에러가 반영되어 관측과 달리 동아시아 전역에서 기후값보다 높은 온도를 보이고 있다 (그림 16). 다만, 앙상블 기법이 적용된 실험들에서는 CFS가 높은 오차를 나타낸 북위 40도 이상의 양의 아노말리를 완화시키는 결과를 보이고 있으며 (그림 16e, 16g, 16i), RCM_CFS_AN은 중국지역의 온도를 관측과 유사하게 모의하였다 (그림 16f).

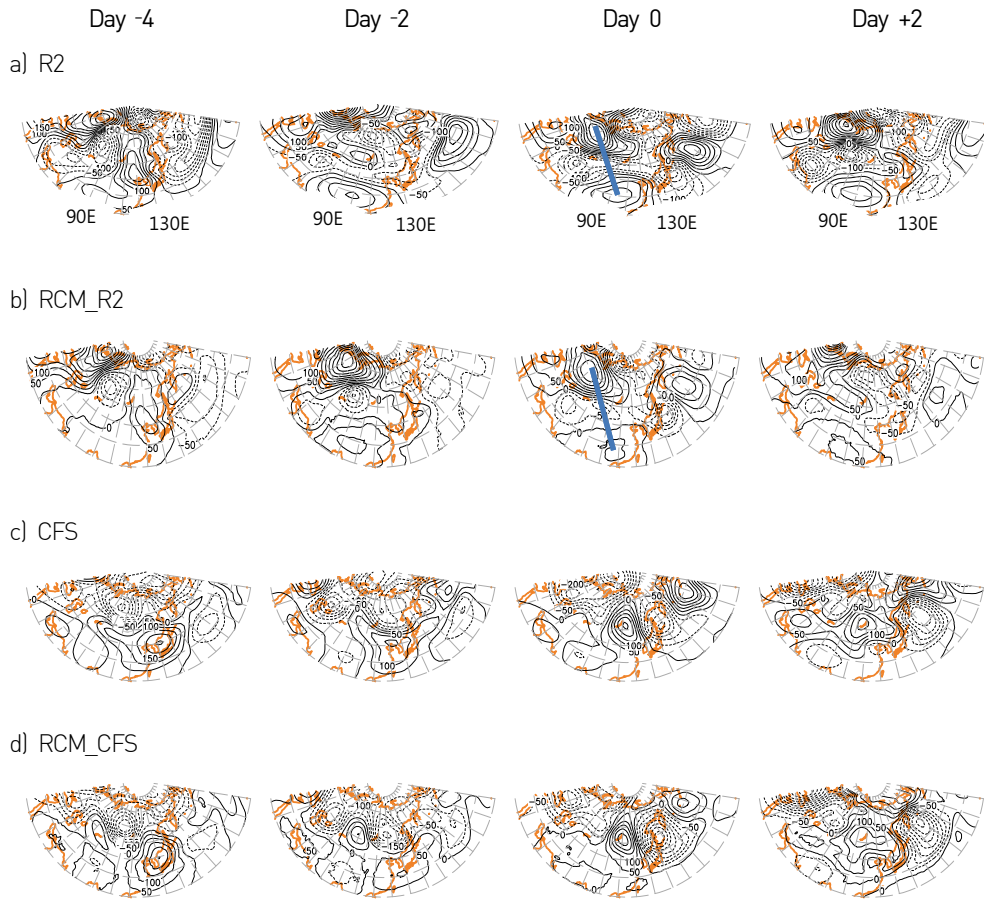
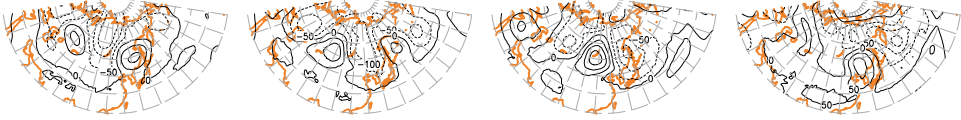
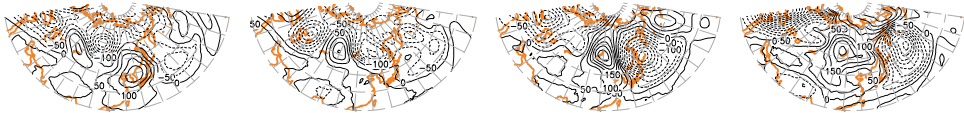


Figure 13 Geopotential height anomaly (m) at 300 hPa for (a) NCEP/DOE reanalysis, (b) RCM_R2 experiment, (c) NCEP CFS, (d) RCM_CFS, (e) RCM_CFS_ESB, (f) RCM_CFS_AN, (g) RCM_CFS_ESB_AN, (h) RCM_CFS_AN_std, (i) RCM_ESB, and (j) RCM_AN experiment during day -4 to day +2 relative to the cold surge occurrence on 3 January 2006. Contour intervals are 50 m.

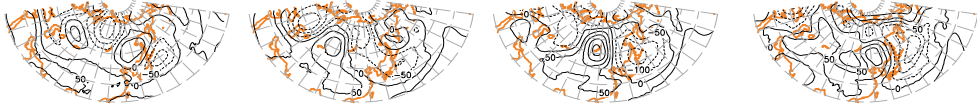
e) RCM_CFS_ESB



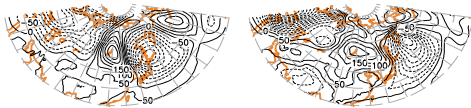
f) RCM_CFS_AN



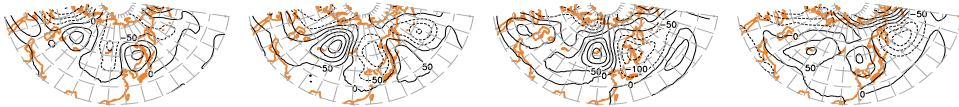
g) RCM_CFS_ESB_AN



h) RCM_CFS_AN_std



i) RCM_ESB



j) RCM_AN

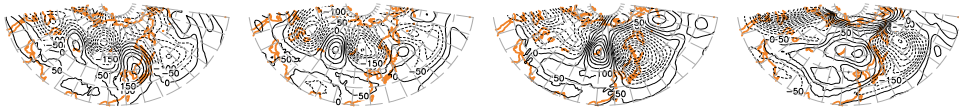


Figure 13 (continued)

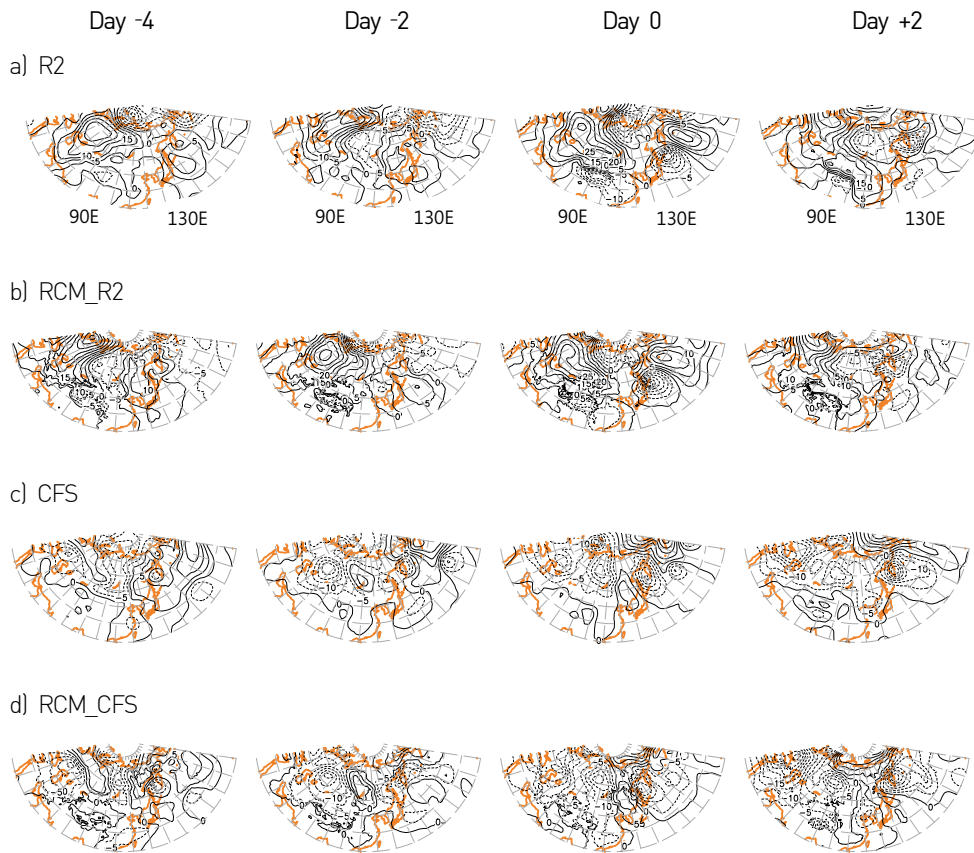
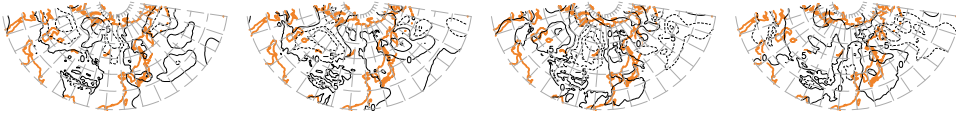
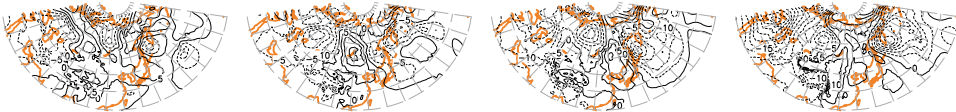


Figure 14 Same as in Fig. 13 except for sea level pressure anomaly (hPa). Contour intervals are 5 hPa.

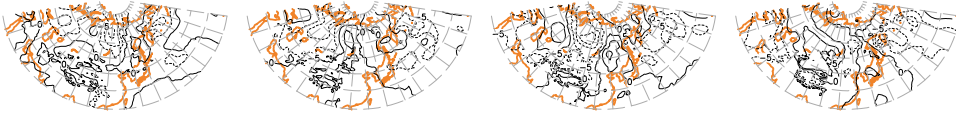
e) RCM_CFS_ESB



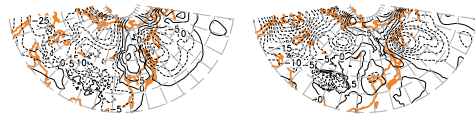
f) RCM_CFS_AN



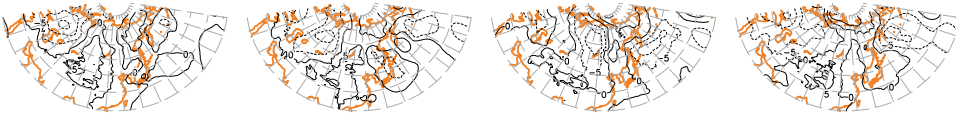
g) RCM_CFS_ESB_AN



h) RCM_CFS_AN_std



i) RCM_ESB



j) RCM_AN

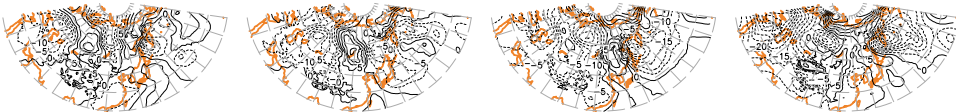


Figure 14 (continued)

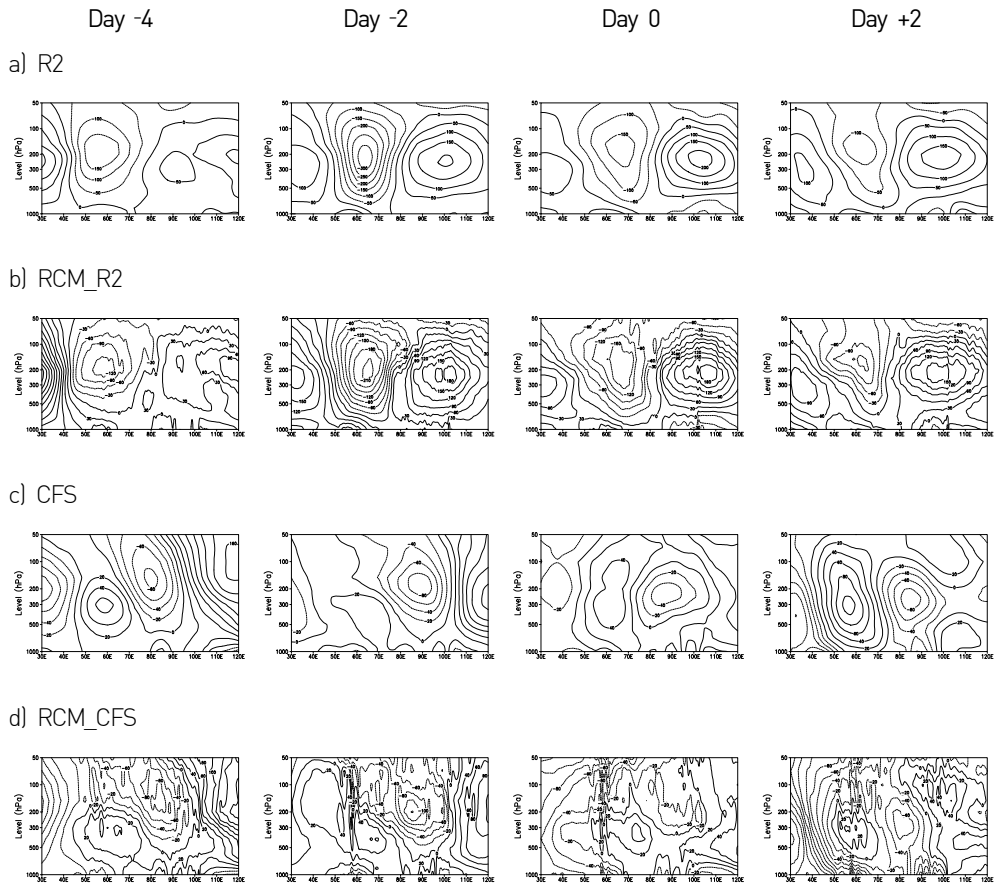
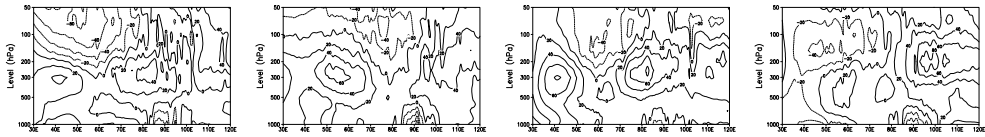
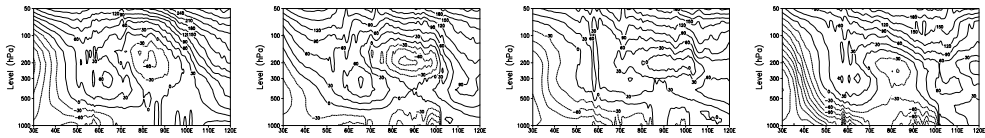


Figure 15 Longitude-vertical cross-section of geopotential height anomaly (m) along 30N for (a) R2 reanalysis, (b) RCM_R2 experiment, (c) CFS, (d) RCM_CFS, (e) RCM_CFS_ESB, (f) RCM_CFS_AN, (g) RCM_CFS_ESB_AN, (h) RCM_CFS_AN_std, (i) RCM_ESB, and (j) RCM_AN experiment. Contour intervals are 30 m.

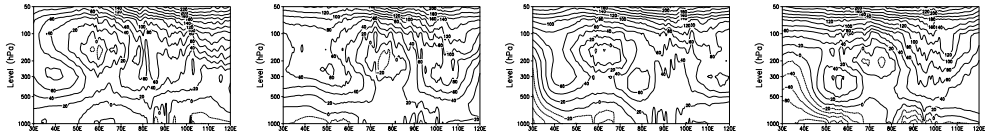
e) RCM_CFS_ESB



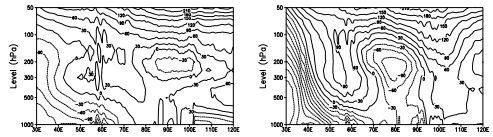
f) RCM_CFS_AN



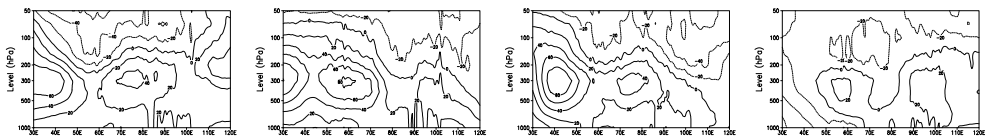
g) RCM_CFS_ESB_AN



h) RCM_CFS_AN_std



i) RCM_ESB



j) RCM_AN

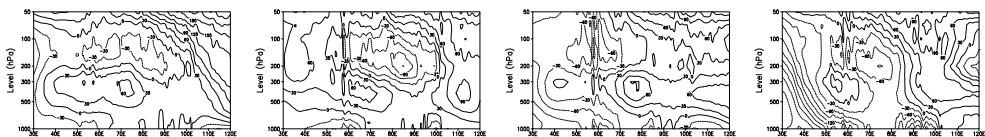


Figure 15 (continued)

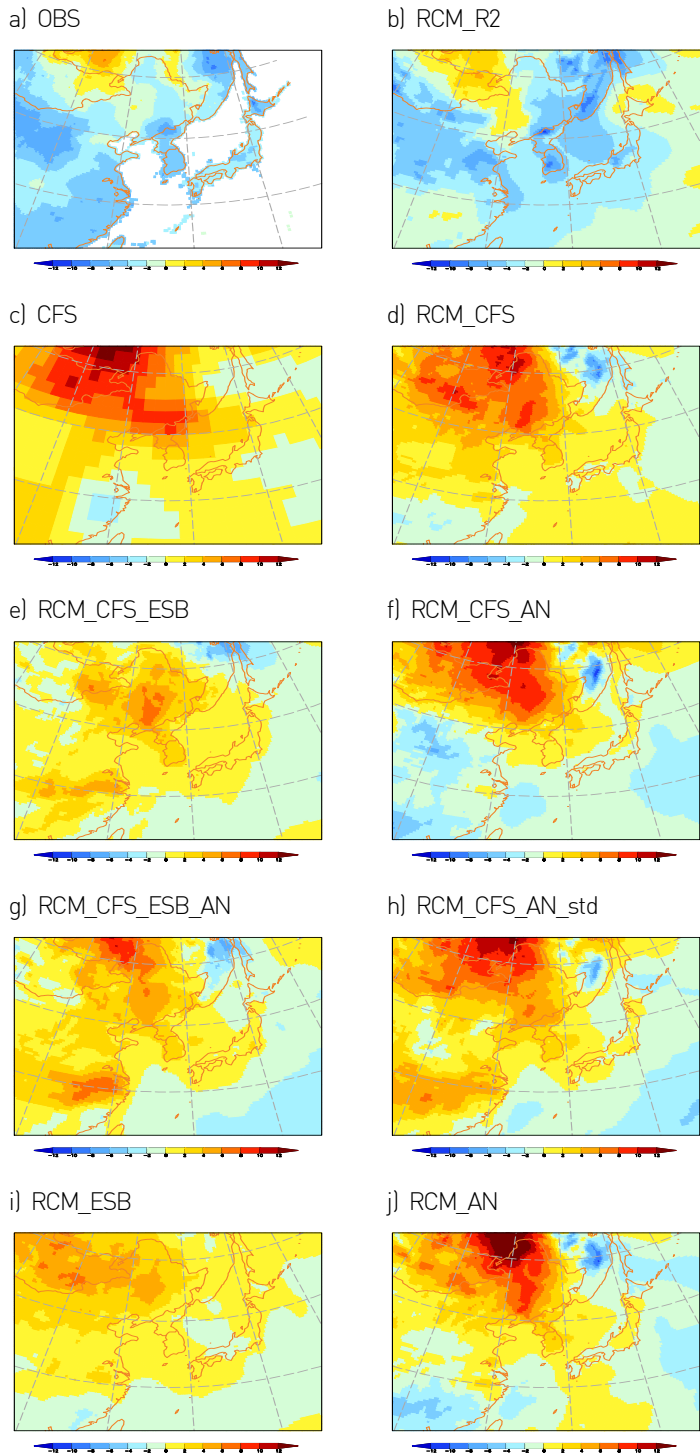


Figure 16 Same as in Fig. 12 except for during 5 – 7 January 2006.

그림 17은 각 월별과 겨울철 전체에 대해 관측과 각 실험들의 일평균 기온의 시간적 상관관계의 분포를 나타낸 것이다. CFS는 12월과 2월에 육지에서의 온도 변화에 대한 예측성 매우 낮은 것으로 보인다 (그림 17b). 반면 1월에는 남동 중국과 한반도 북쪽에서 0.4 이상의 상관계수를 나타내었다. 보정하지 않은 CFS를 경계조건으로 처방한 RCM_CFS 실험은 CFS와 유사한 분포를 보이나 12월, 1월에 남동 중국에서의 예측성이 높아지는 등 좀 더 개선된 결과를 보인다 (그림 17c). CFS와 RCM_CFS가 12월, 2월의 낮은 상관계수를 보이고 1월에 상대적으로 높은 값을 보였던 반면, 앙상블 기법이 적용된 실험들은 12월과 2월에 높은 예측성을, 1월에 매우 낮은 예측성을 나타내었다 (그림 17d, 17f). 12월에는 중국과 러시아 해안 지역에 0.6 이상의 상관계수를 보였고, 2월에는 북위 35도 이상에서 한반도와 일본, 중국 지역에서 높은 예측성을 가지는 것으로 나타났다. RCM_CFS_AN과 RCM_CFS_AN_std 실험은 RCM_CFS와 마찬가지로 12월과 2월의 상관계수가 낮고, 1월이 상대적으로 높은 상관관계를 보인다 (그림 17e, 17g). RCM의 결과에 보정기법이 적용된 RCM_ESB과 RCM_AN 실험은 전반적으로 같은 기법이 전처리 과정으로 적용된 실험과 유사한 상관계수 분포를 보이지만 (그림 17h, 17i), RCM_CFS_ESB과 RCM_CFS_ESB_AN 실험들이 1월에 매우 낮은 상관성을 보인 반면 RCM_ESB은 1월에도 중국지역에 0.4 이상의 상관계수를 모의하였다 (그림 17h).

한파 발생일 뿐 아니라 겨울 전체에 대한 온도 분포를 살펴보기 위해 동아시아 지역의 일최저기온을 확률분포함수로 나타내었다 (그림 18). 2005년 겨울 동아시아 지역에는 영하 7도-영하 4도 (265~269K)의 온도가 가장 빈번하게 나타났다. 지역기후모형은 RCM_R2에 비해 확률분포함수를 약간 오른쪽으로 치우치게 표현하여 전반적으로 높은 온도를 예측함을 알 수 있다. 가장 높은 확률을 보이는 구간의 온도는 RCM_CFS_ESB 실험이 가장 유사하게 모의하고 있으며, RCM_CFS, RCM_CFS_ESB_AN, RCM_CFS_AN, RCM_CFS_AN_std 실험은 좀 더 높은 확률을 보이고 있다. RCM_EBS, RCM_AN은 영하 4도-영하 1도 (269~273K) 사이의 온도가 가장 높은 확률로 나타난다고 예측하였다.

2005년 겨울 한파 중 서로 다른 기작에 의해 발생한 두 케이스에 대해 오차보정기법의 효과를 살펴보았다. 두 경우 모두 어떤 한가지 보정기법이 모든 면에서 좋은 결과를 보여주지는 못하였다. 6개의 실험을 크게 앙상블 기법과 anomaly nesting 기법을 기반으로 한 두 종류의 실험군으로 분류하였을 때, 2005년 12월에 발생한 한파에 대해서는 앙상블 기법이 적용된 실험들이 상층의 블로킹을 더 잘 모의하여 지상에서의 온도 분포

역시 개선되는 효과를 뚜렷하게 나타냈으나, 2006년 1월 발생한 한파의 경우에는 모든 실험들이 상층의 파동을 나타내지 못하였다. 월별 상관계수를 살펴보았을 때 앙상블 기법이 적용된 실험군들은 12월과 2월의 지표기온 변동성을 잘 모의한 반면, anomaly nesting 기법이 적용된 실험들은 1월에 상대적으로 높은 상관계수를 보였다.

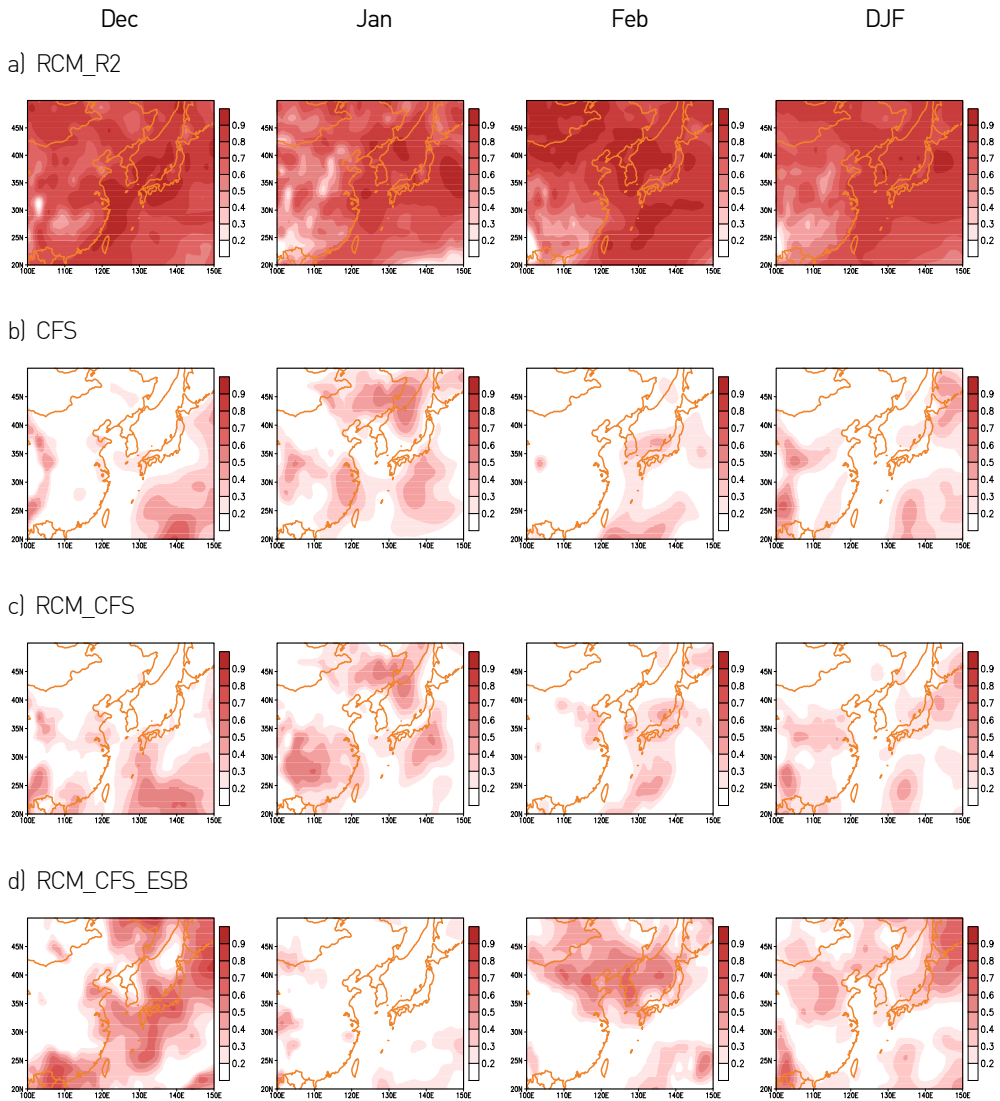
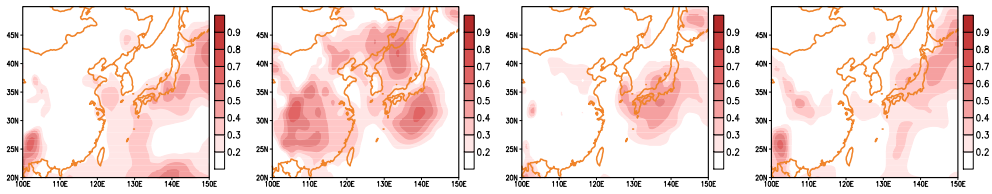
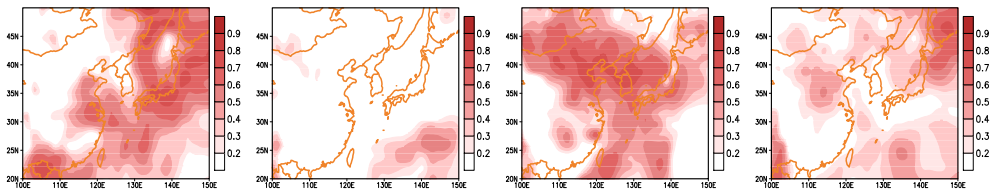


Figure 17 Temporal correlation of 2-m temperature between R2 and the (a) RCM_R2 experiment, (b) CFS, (c) RCM_CFS, (d) RCM_CFS_ESB, (e) RCM_CFS_AN, (f) RCM_CFS_ESB_AN, (g) eRCM_CFS_AN_std, (h) RCM_ESB, and (i) RCM_AN experiment.

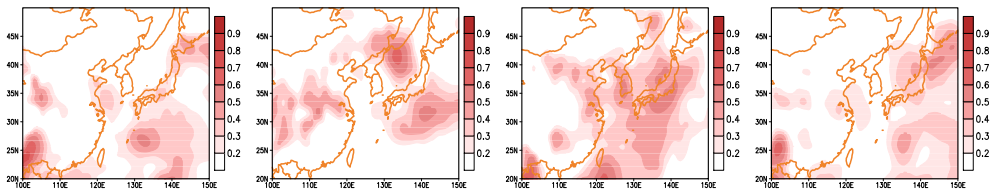
e) RCM_CFS_AN



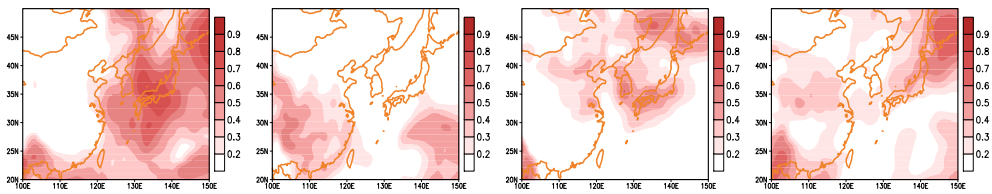
f) RCM_CFS_ESB_AN



g) RCM_CFS_AN_std



h) RCM_ESB



i) RCM_AN

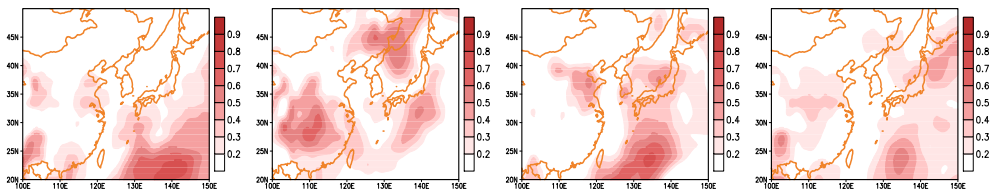


Figure 17 (continued)

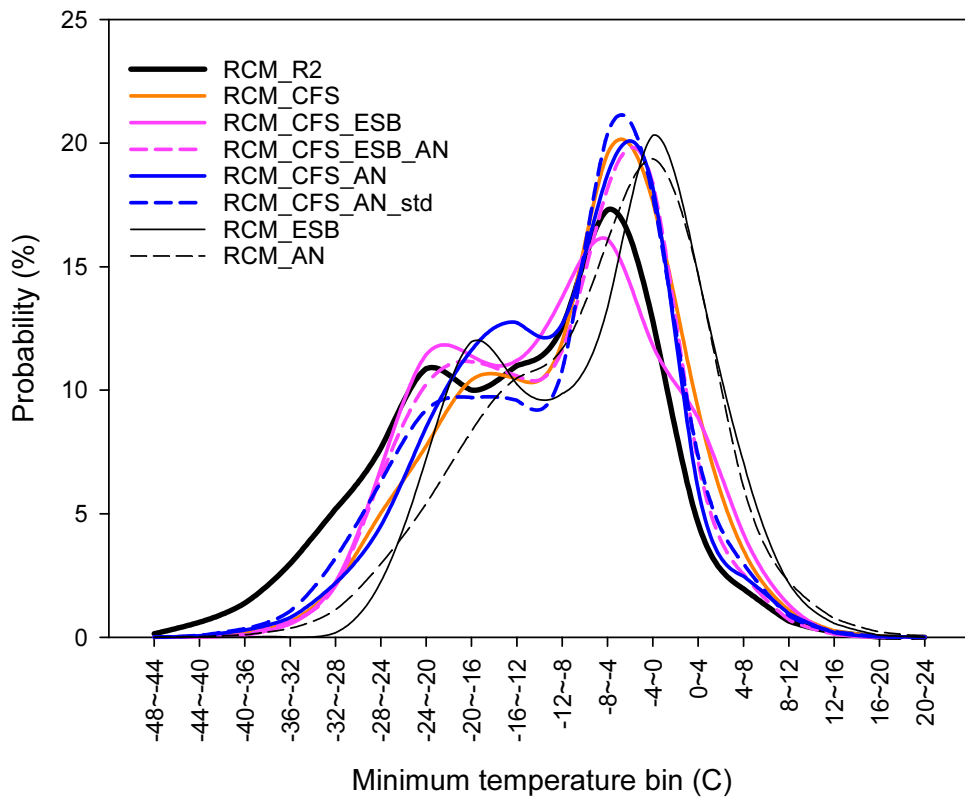


Figure 18 Probability density distribution for daily minimum temperature over East Asia.

3.1.2.2 Precipitation

이번 절에서는 오차보정기법이 강수 예측에 미치는 영향을 살펴보기 위해 겨울철 강수가 많은 Maritime Continent 지역을 살펴보았다. 겨울 동안 대류활동으로 인해 보르네오와 말레이 반도, 수마트라를 비롯한 인도네시아 여러 섬들에서 많은 양의 강수가 발생한다. 이 지역에서 발생된 잠열은 Maritime continent 지역의 열원을 형성하게 되고, 이 열원은 전지구적-지역적 규모의 순환에 있어 중요한 역할을 한다 (Chang et al. 2005).

그림 19은 2005년 겨울철 Maritime Continent 지역의 일평균 강수량과 기후값을 나타낸 것이다. 12월은 기후값보다 많은 양의 강수가 발생하였고, 1월과 2월에는 월 평균으로 봤을 때 기후값과 비슷한 양의 강수가 발생하였다 (그림 19a). CFS는 관측에 비해 대체로 많은 양의 강수를 모의하며, 변동성이 적은 것으로 나타난다 (그림 19b). RCM_CFS은 최대값이 나타나는 날은 다르지만 2005년 12월의 많은 강수량을 잘 나타내고 있다 (그림 19c). 보정기법이 적용된 5개의 실험들은 각기 다른 강수 시계열을 보였다. RCM_CFS_ESB 실험은 2005년 겨울철 강수를 대체적으로 과대모의한 반면 (그림 19d), Anomaly nesting이 적용된 RCM_CFS_AN 실험은 2005년 12월 20일 경을 제외하고 대부분의 일평균 강수를 과소모의하였다 (그림 19e). RCM_CFS_ESB_AN과 RCM_CFS_AN_std은 lead time이 짧을 때, 즉 12월 초의 강수는 각각 RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_AN과 유사한 변동성을 보이지만 lead time이 길어질수록 각각의 특징을 보인다 (그림 19f, 19g). RCM 결과들을 앙상블 멤버로 하여 앙상블 평균된 RCM_ESB의 강수는 뚜렷한 변동성이 없고 기후값과 유사한 트렌드를 보인다 (그림 19h). 이는 모든 멤버 값들을 평균함으로써 extreme 값이 사라지는 앙상블 기법의 특징이라 할 수 있다.

강수의 아노말리 분포는 12월에서 2월까지 유사하게 나타난다 (그림 20a). 북위 5도를 중심으로 북쪽에 위치한 말레이 반도와 보르네오 섬 북쪽, 필리핀, 그리고 솔라웨시에서는 양의 아노말리가, 그보다 남쪽인 자바섬과 보르네오 섬 남쪽, 그리고 뉴기니아에는 음의 아노말리가 분포하고 있다. 이러한 특징은 강도의 차이는 있지만 1월, 2월에도 유사하게 나타난다. CFS는 관측과 매우 다른 분포를 보인다 (그림 20b). 12월 강수는 남서-북동 방향으로 양의 아노말리가 넓게 나타나고, 말레이 반도 주변

과 자바섬, 뉴기니아에는 음의 아노말리가 나타난다. 1월에는 이와 반대로 북서-남동 방향의 음의 아노말리 분포가 나타나며, 2월에는 적도 아래쪽과 필리핀 지역에 많은 강수를 보이고 있다. 이는 저해상도의 GCM이 Maritime continent의 지역적 특징인 작은 섬들과 육지-해양간의 비열 차이를 모의하지 못하기 때문이라 판단된다. 지역기 후모형의 결과는 관측과는 차이를 보이고 있으나, 고해상도 예측 결과를 특징을 잘 보여준다 (그림 20c-20h). RCM_CFS, RCM_CFS_ESB, RCM_CFS_AN 실험은 관측에서 나타난 베트남의 양의 아노말리를 모의하지 못하지만 (그림 20c-20e), 다른 지역에 비해 말레이 반도에서의 강수 변동성을 잘 나타내고 있으며 (그림 20c-20e), 이러한 특징은 12월에 가장 두드러지게 나타난다. 보르네오 섬의 강수는 lead-time에 관계없이 대부분의 실험이 과다모의 하는 특징을 보이는 반면, 술라웨시 섬의 강수는 과소모의 하는 특징을 보인다. 또한, 보정기법에 상관없이 lead-time이 길어질수록 강수 변동성에 대한 예측성은 감소하는 경향이 나타난다 (그림 21b-21g).

대규모 순환장과 달리 강수에 대한 오차보정기법의 영향은 각각의 실험에서 각기 다르게 나타났다. 이는 강수가 모델 내에서 예단되어 나오는 변수이므로 non-linear 효과가 크게 나타나기 때문이라 생각된다. 강수의 예측성 향상에 가장 적합한 한가지의 오차보정기법을 선정하기가 어려웠으므로, 3.1.1장과 3.1.2.1장의 결과를 바탕으로 ensemble anomaly nesting 기법을 가장 적합한 오차보정기법으로 선정하고 3.2장에서 그 효과를 검증하였다.

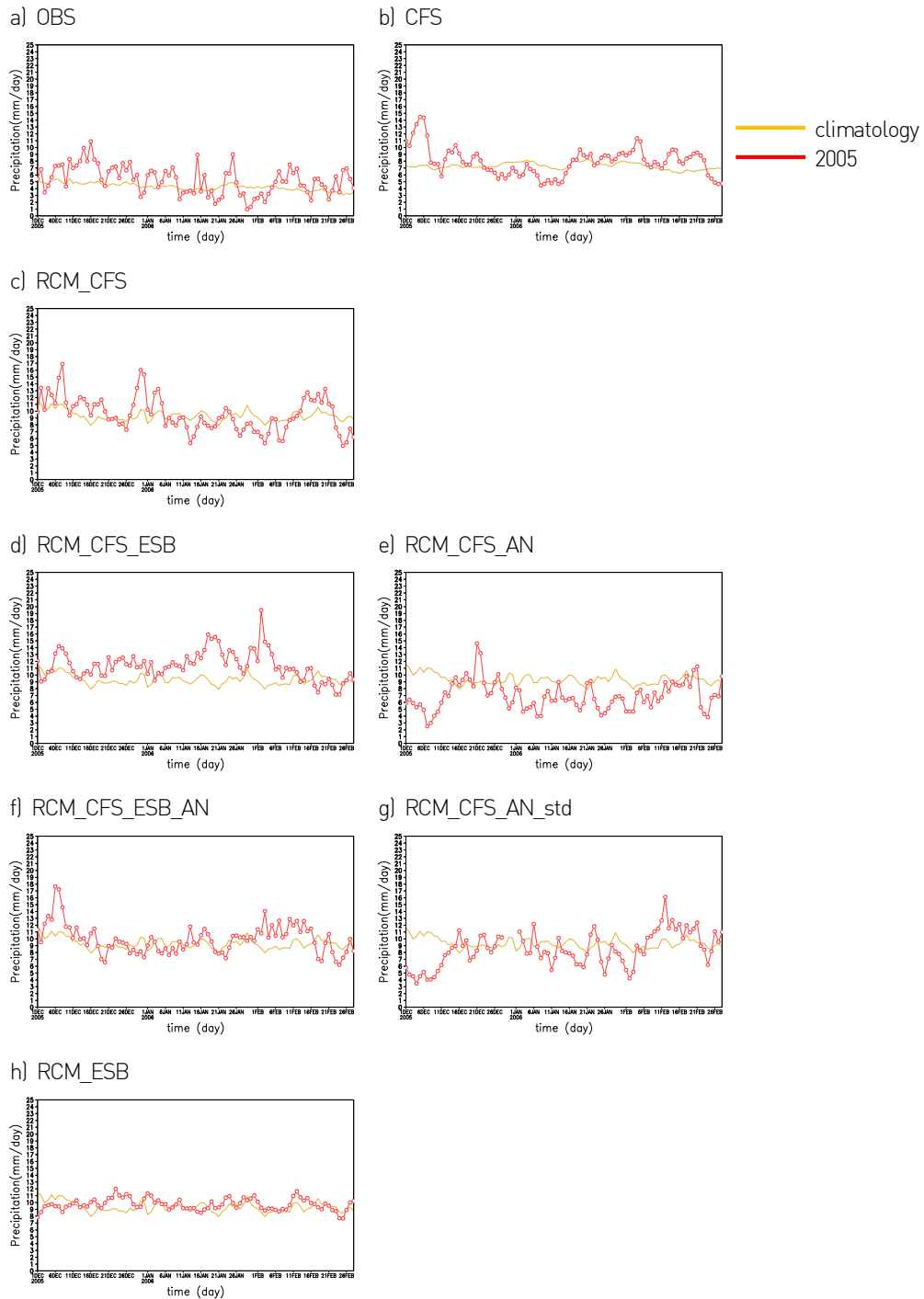


Figure 19 Time series of daily mean precipitation (mm/day; red line) and its climatology (mm/day; yellow line) over the Maritime Continent (90-140E, 10S-20N) during 2005/06 winter.

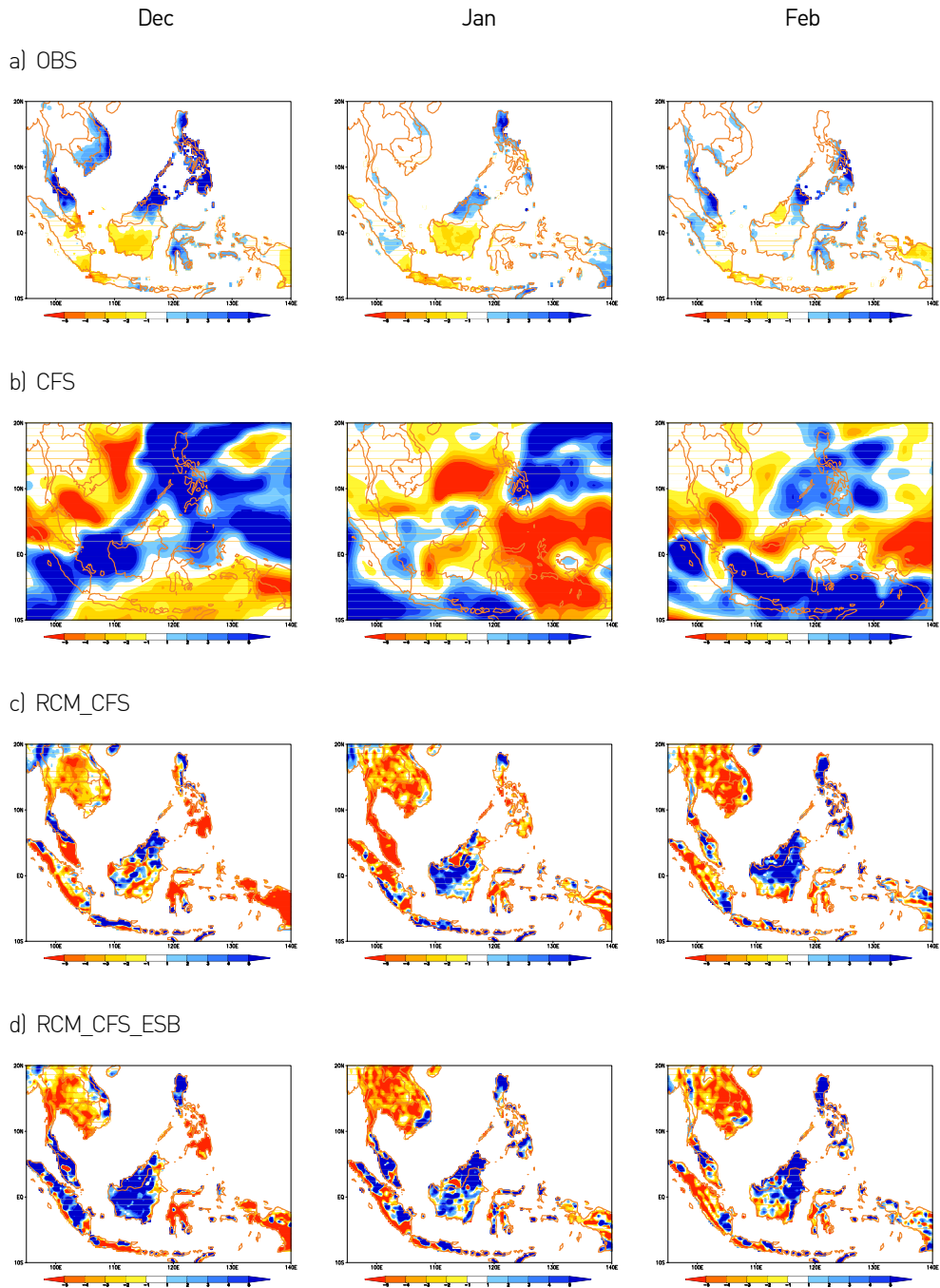
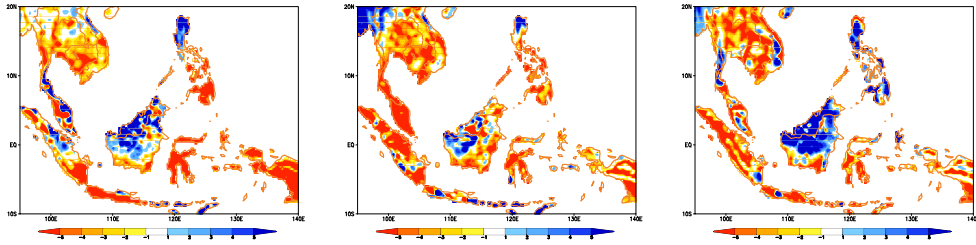
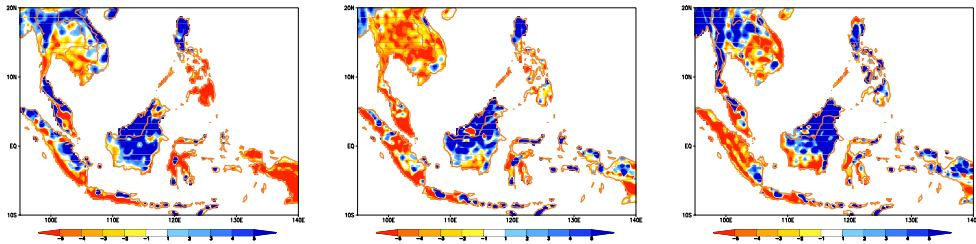


Figure 20 Precipitation anomaly of (a) observation, (b) CFS, (c) RCM_CFS, (d) RCM_CFS_ESB, (e) RCM_CFS_AN, (f) RCM_CFS_ESB_AN, (g) RCM_CFS_AN_std, and (h) RCM_ESB experiment.

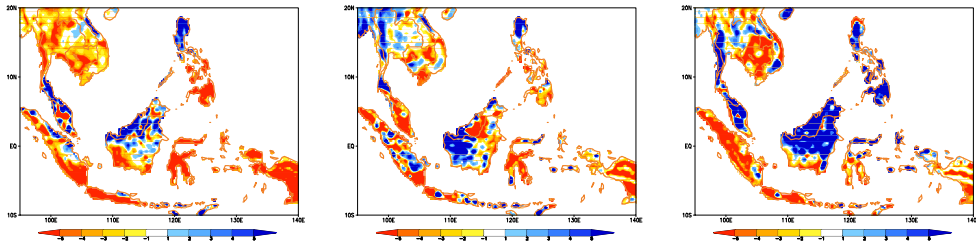
e) RCM_CFS_AN



f) RCM_CFS_ESB_AN



g) RCM_CFS_AN_std



h) RCM_ESB

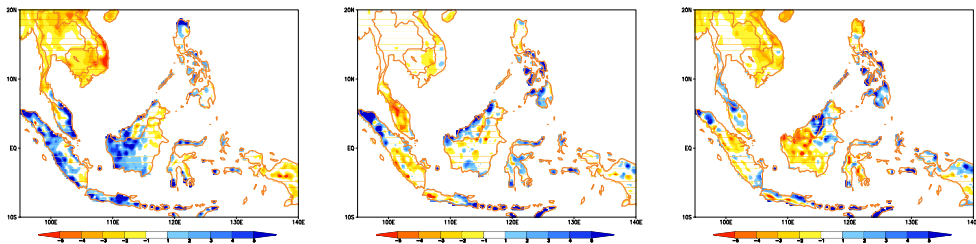


Figure 20 (Continued)

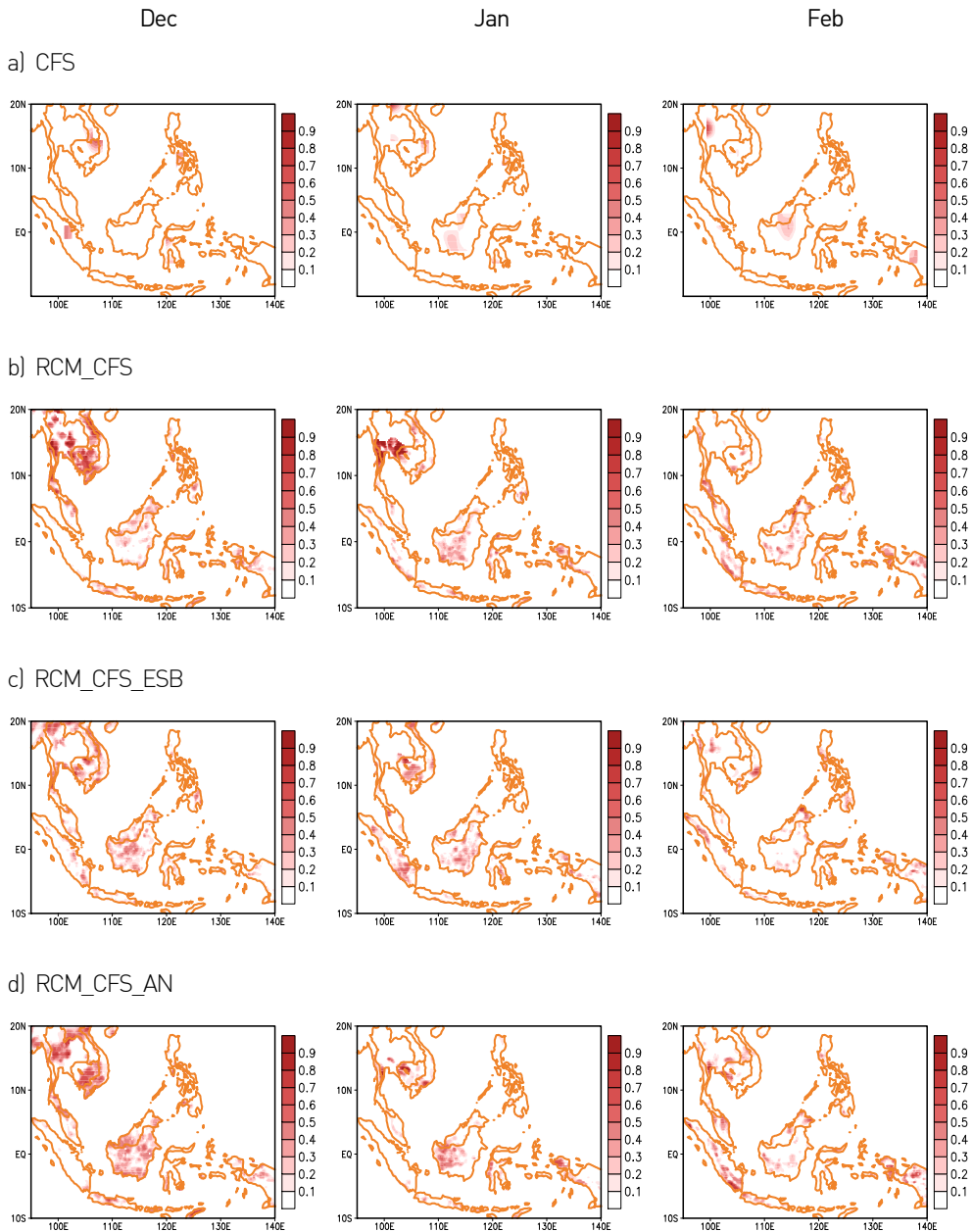
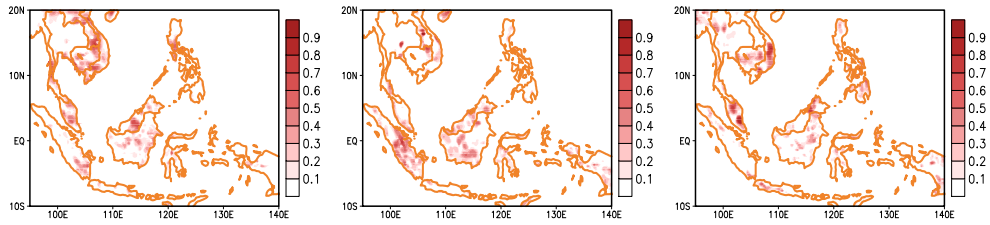
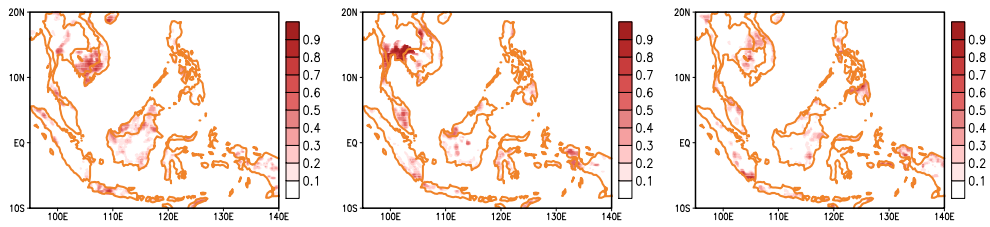


Figure 21 Temporal correlation of precipitation between observation and the (a) CFS, (b) RCM_CFS, (c) RCM_CFS_ESB, (d) RCM_CFS_AN, (e) RCM_CFS_ESB_AN, (f) RCM_CFS_AN_std, and (g) RCM_ESB experiment.

e) RCM_CFS_ESB_AN



f) RCM_CFS_AN_std



g) RCM_ESB

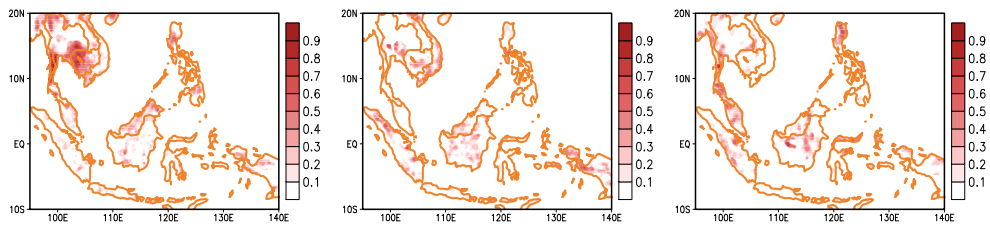


Figure 21 (Continued).

3.2 Evaluation of regional forecast with GCM bias correction

이번 장에서는 3.1에서 4가지 오차보정기법의 영향을 비교하여 가장 적합한 방법으로 선정된 ensemble anomaly nesting 기법을 다양한 케이스에 대해 적용하여 그 효과를 검증하고자 하였다. Li and Yang (2010)에서 제시한 동아시아 겨울몬순 지수를 계산하여 몬순이 약한 해와 강한 해, 보통인 해에 해당되는 한 해씩을 선택하여 오차보정기법이 적용된 경계조건으로부터 생산된 지역기후모형의 결과와 전지구모형의 결과를 관측과 비교함으로써 added-value를 조사하였다. 선택된 해는 1993년 (normal), 1998년 (strong), 2002년 (weak)이고, 각각의 해에 대해 3.1.2에서와 유사한 분석이 이루어졌다.

그림 22-그림 27은 각 해에 대한 동아시아 지역의 온도 시계열과 각 지점에서의 온도 변화를 관측과 얼마나 유사하게 모의하는지를 계산한 상관계수를 나타낸 것이다. 검증에 사용된 관측자료는 aphrodite 관측자료와 NCEP/DOE reanalysis II이며, aphrodite 자료가 지역기후모형과 유사한 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 의 해상도를 가지고 있는 반면 지면에서의 관측값만이 가용하므로 이를 보완하기 위해 CFS와 같은 해상도인 NCEP/DOE 재분석 자료를 같이 비교하였다. 관측과 재분석 자료의 경우 25년 평균된 기후값과의 비교를 통해 아노말리를 나타내었고, CFS는 기후값과 동일한 25년 hindcast를, RCM은 ensemble anomaly nesting이 적용된 10년의 hindcast를 사용하여 아노말리를 구하였다.

1993년 12월은 평년에 비해 낮은 기온을 기록하였고, 1월과 2월은 대체로 따뜻하였다. 재분석 자료와 관측은 값은 다르지만 이와 같은 특징을 잘 나타내고 있으며, 매우 유사한 온도 변동 추이를 보이고 있다 (그림 22a, 22b). 반면, CFS는 12월 초 5일 정도 양의 아노말리를 보인 것을 제외하고 1993년 겨울 동안 대체로 음의 아노말리를 나타내었다 (그림 22c). 오차보정기법이 적용된 RCM의 예측 결과 역시 CFS에서 나타나는 특징을 따라가는 경향이 있지만, 음의 아노말리 크기가 CFS에 비해 현저히 줄어들었으며, 관측과 재분석 자료에서 나타나던 12월 초의 낮은 기온을 모의하고 있다 (그림 22d). lead time이 짧은 12월에 CFS에 비해 예측성이 높아지는 것은 12월 한달 동안 각 지점에서의 시간적 상관관계에서 매우 뚜렷하게 나타난다. CFS가 남중국에서 평균 0.3 정도의 상관계수를 가지는 반면, RCM은 한반도와 일본을 포함

한 동아시아 전역에서 0.5 이상의 높은 상관계수를 보인다 (그림 23a, 23b). 그러나 1월에는 관측과 매우 다른 값을 보여 상관관계가 거의 없는 것으로 나타나며, 2월에는 중국 남쪽의 해안지역과 러시아 등 일부 지역에서의 예측성이 높아진다.

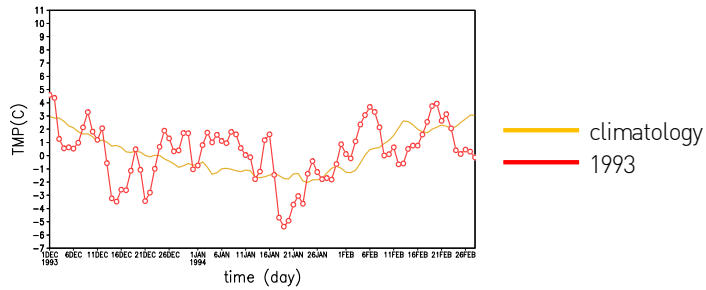
1998년 겨울은 1993년과 달리 12월 초 일주일 정도를 제외하면 12월 내내 기후값보다 높은 기온이 나타난 해였고, 1월 중순 열흘 정도 음의 아노말리를 보인 후 다시 따뜻한 겨울이 지속된 것으로 나타난다 (그림 24a, 24b). CFS가 예측한 기온은 12월 한달 동안 음의 아노말리를 보이며, 1월의 기온은 변동폭이 크고, 2월 초 양의 아노말리가 나타난 후 중순 이후에는 낮은 기온을 나타내고 있다 (그림 24c). 반면, 지역기후모형은 1993년 겨울을 대체로 따뜻한 겨울로 예보하여 CFS에 비해 관측과 가까운 경향을 보였으며, 12월 초 관측에서 보였던 음의 아노말리는 잘 나타내고 있으나, 1월 중순 경 기록되었던 낮은 기온은 예측하지 못하였다. 월별 상관계수의 분포에서도 역시 CFS에 비해 RCM의 예측성이 높다는 것을 알 수 있다 (그림 25). CFS는 12월에 중국의 일부 지역에서 0.5 이상의 상관계수를 보이지만, 1월과 2월에는 동아시아 대부분에서 관측과의 상관성이 매우 약한 것으로 나타난다. RCM의 경우에는 1월에 예측성이 매우 낮지만, 12월과 2월에는 일부 지역의 제외하고 전구 예측자료보다 정확도가 높아지는 것을 보여주고 있다.

동아시아 겨울 몬순이 약했던 2002년 겨울의 기온은 양의 아노말리와 음의 아노말리가 번갈아 나타나는 시소 형태의 시계열을 보이고 있다 (그림 26a, 26b). 전구 모형은 2003년 1월 중순까지는 대체로 양의 아노말리를, 1월 중순부터 2월까지 음의 아노말리를 나타낸다 (그림 26c). 지역기후모형은 관측이나 전구 모형에 비해 변동성이 크지 않음에도 불구하고 12월 초 관측과 재분석 자료에서 나타나는 큰 폭의 기온 감소와 12월 말부터 1월 초까지 지속된 한파를 모의하고 있다 (그림 26d). 그러나 1월과 2월의 동아시아 평균 기온의 변화는 관측과 다른 분포를 보인다. 이러한 특징은 월별 상관계수 분석에서도 나타나며, 12월의 상관계수가 가장 높고, 1월에 가장 낮은 예측성을 보였다 (그림 27a, 27b).

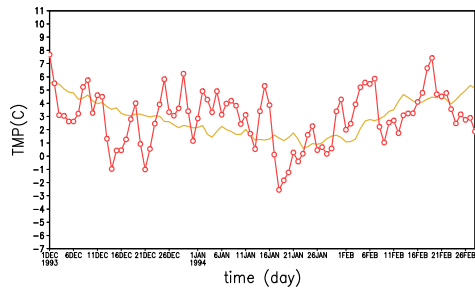
서로 다른 특징을 보인 세 해의 겨울에 대해 관측값과 모형의 예측값을 비교했을 때 다음과 공통적인 특징이 나타났다. lead time이 짧은 12월에 대해 온도값의 예측성은 CFS에 비해 명확히 개선되며 고해상도 예측 자료의 효용성을 뚜렷하게 보여주

고 있다. 그러나, 1월의 예측성이 현저히 감소되는 문제점을 보였다. 또한, 지역기후 모형의 예측값은 관측에 비해 변동성이 낮은 특징을 보였다. 따라서 한파와 같은 극한 기후를 정의함에 있어 기준이 되는 값을 다르게 정할 필요가 있다고 판단된다. 예측 두번째 달인 1월에는 예측성이 현저히 감소하는 반면, lead time이 더 길어지는 2월의 예측성은 1월에 비해 높아지는 원인에 대해서는 다음 장의 토론 부분에서 다시 살펴보기로 하였다.

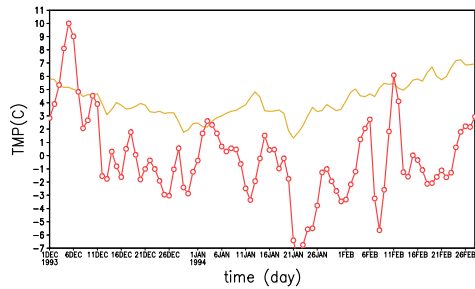
a) OBS



b) R2



c) CFS



d) RCM

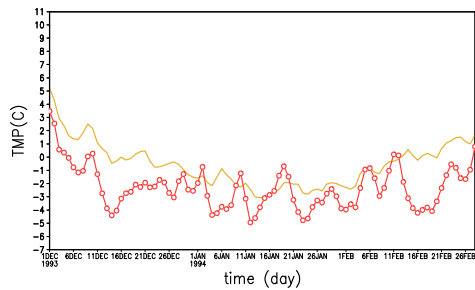
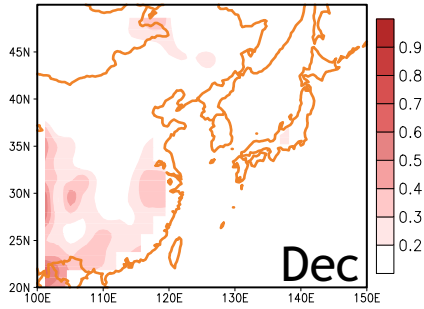


Figure 22 Time series of daily mean 2-m temperature [°C; red line] and its climatology [°C; yellow line] over the East Asia (110-130E, 20-50N) during 1993/94 winter.

a) CFS



b) RCM

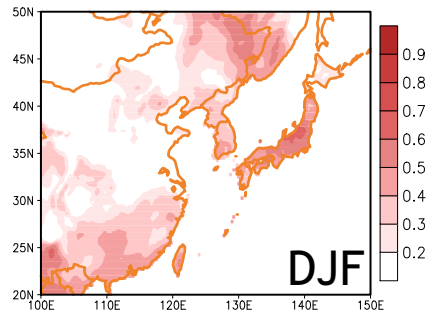
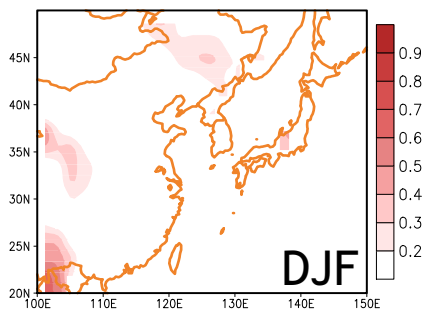
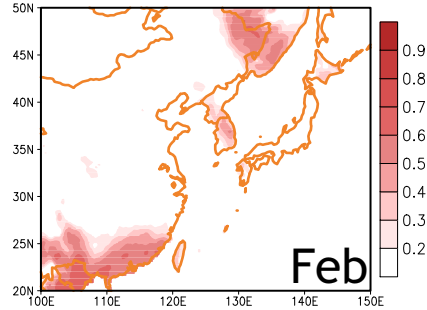
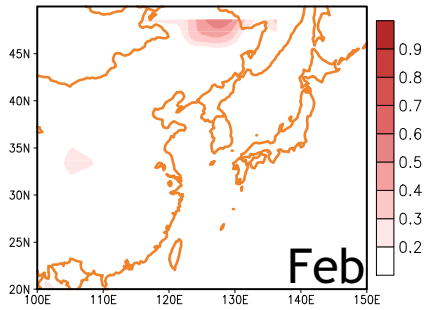
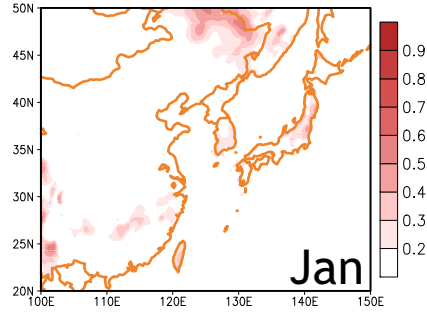
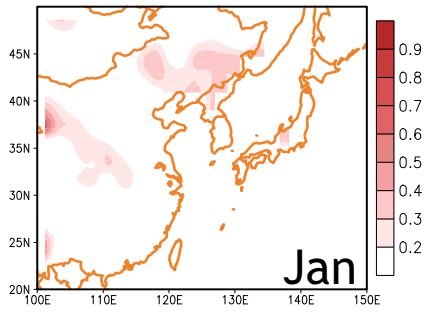
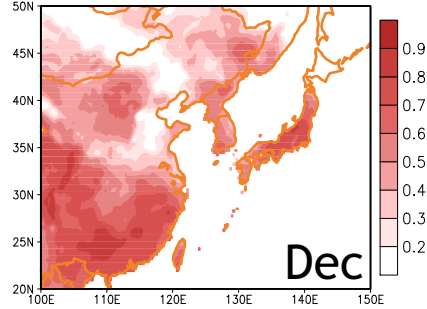
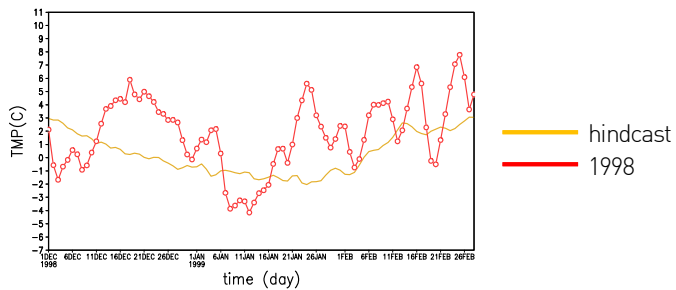
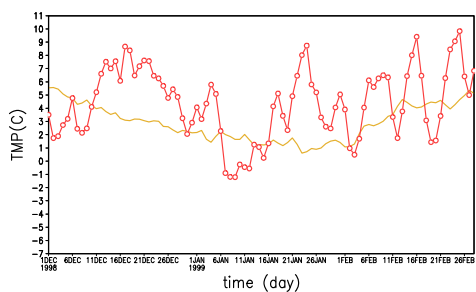


Figure 23 Temporal correlation of 2-m temperature anomaly between observation (aphrodite) and the (a) CFS, and (b) RCM for 1993/94 winter.

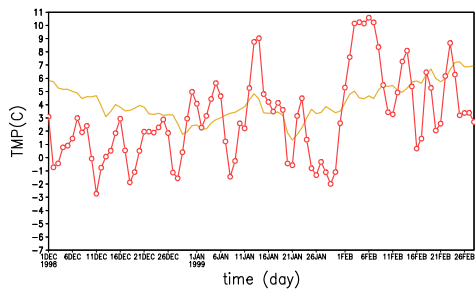
a) OBS



b) R2



c) CFS



d) RCM

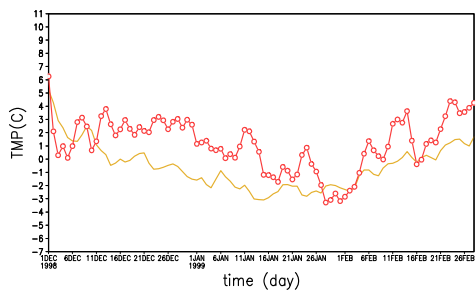
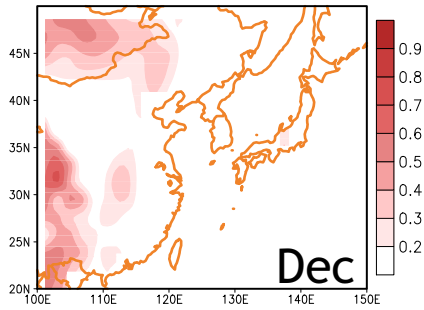


Figure 24 Same as in Fig. 22 except for 1998/99 winter.

a) CFS



b) RCM

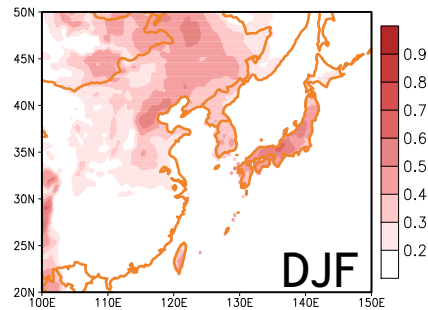
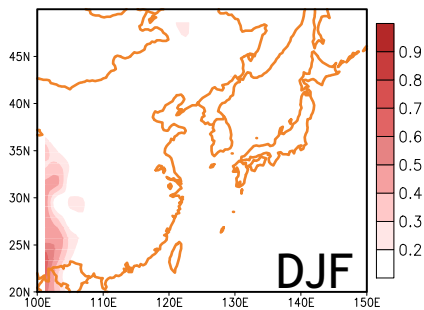
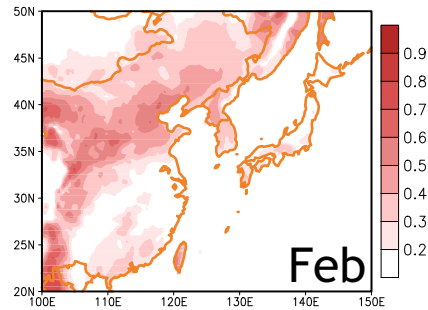
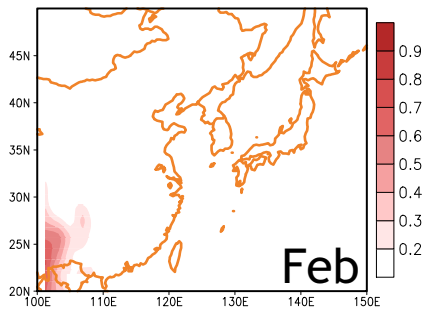
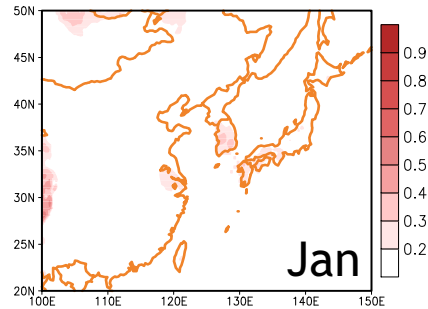
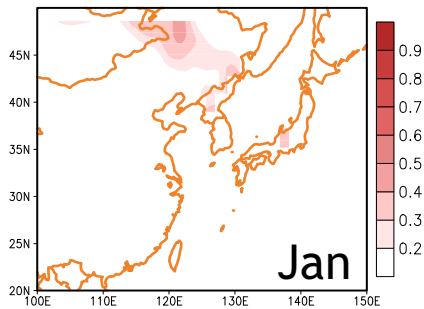
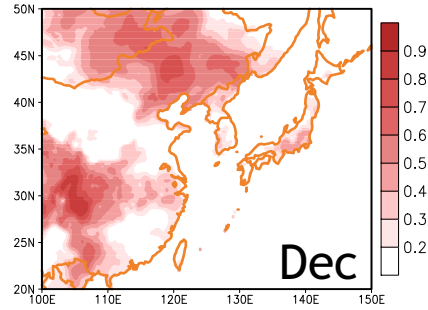
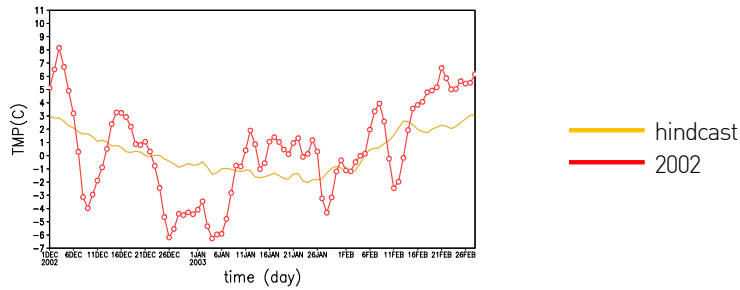
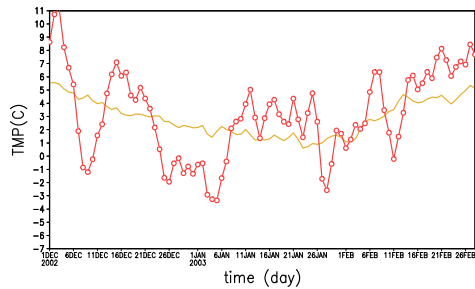


Figure 25 Same as in Fig. 23 except for 1998/99 winter.

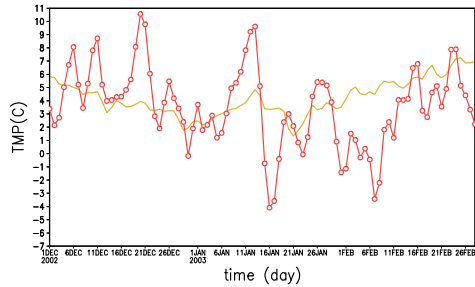
a) OBS



b) R2



c) CFS



d) RCM

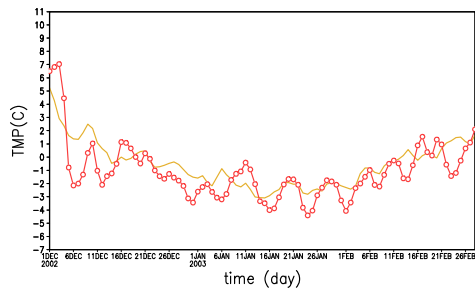
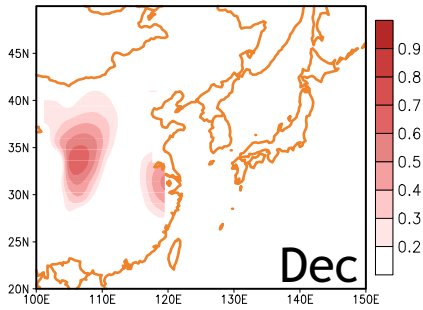


Figure 26 Same as in Fig. 22 except for 2002/03 winter.

a) CFS



b) RCM

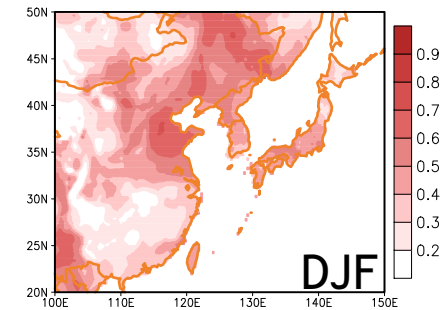
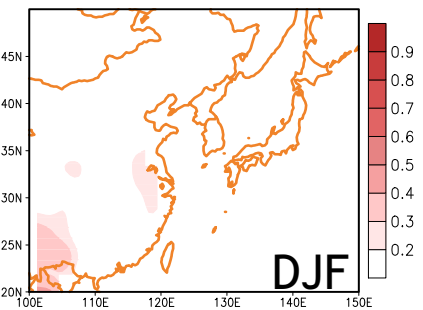
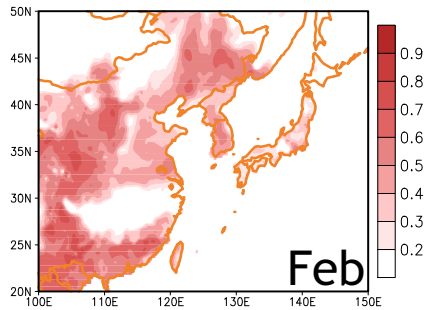
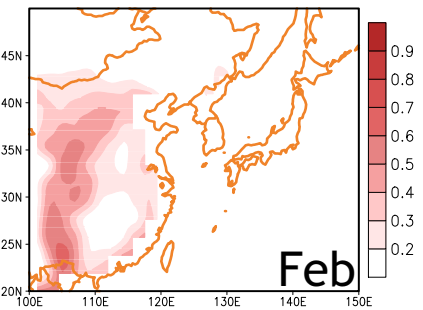
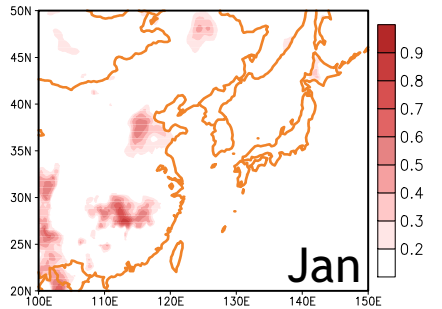
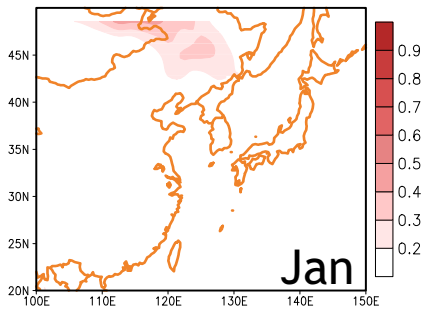
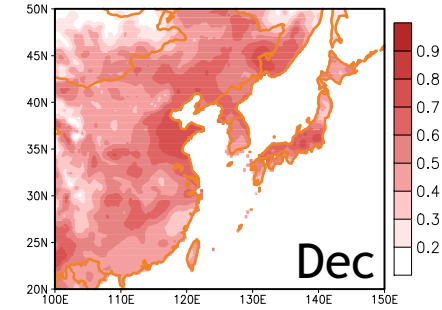


Figure 27 Same as in Fig. 23 except for 2002/03 winter.

지역기후모형의 강수 예측성을 평가하기 위해 Maritime continent 지역의 강수 아노말리의 상관계수를 살펴보았다 (그림 28). 대부분의 지역에서 강수 아노말리의 상관계수는 0.4를 넘지 못하며, 이는 몬순의 강도나 lead-time에 무관한 것으로 생각된다. Maritime continent 지역의 기후는 크게는 대류 활동에 의해 결정되며, 대류 활동은 엘니뇨의 영향을 받는다 (McBride et al. 2003; Hendon, 2003). 지역적으로는 육지-해양 사이에서 발생하는 순환에 의해 육지에서의 강수 사이클이 결정된다 (Oliphant et al. 2001). 또한, 열대저기압이 주기적으로 통과하는 지역이며, 계절 내 규모의 Madden Julian Oscillation (MJO)의 영향으로 island scale의 대류 활동이 야기되기도 한다 (Chang et al. 2005). 이처럼 동아시아 지역과는 다른 물리적 메커니즘이 지배하는 지역이므로 동아시아 지역에 적합한 물리과정을 가진 지역기후모형으로 Maritime Continent 지역의 강수를 적절히 모의하기에 한계를 가지고 있는 것이라 판단되며, 이 지역의 강수 예측성을 높이기 위해서는 지역적 특성을 고려한 물리과정의 선택이 필요할 것이라 생각된다.

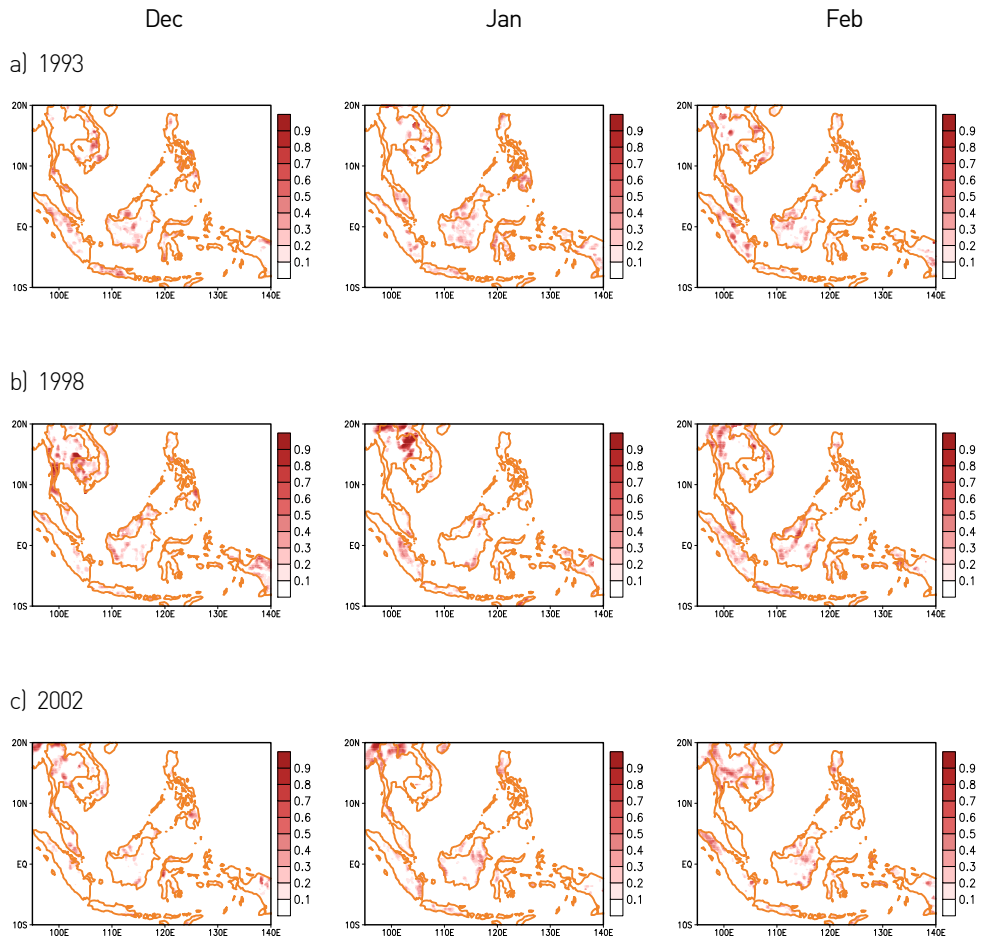


Figure 28 Temporal correlation of precipitation anomaly between observation (aphrodite) and the RCM prediction for (a) 1993/94, (b) 1998/99, and (c) 2002/03 winter.

4. SUMMARY AND DISCUSSION

본 연구에서는 지역 기후 모형을 이용해 동아시아 계절 예측 자료를 생산하고 예측성을 높이기 위한 방법으로 오차 보정 기법을 개발하여 적용하였다. 오차 보정 기법의 개발을 위해 2005년 겨울에 대해 약 30km의 해상도를 가진 예측 자료를 생산하여 그 결과를 재분석 자료를 경계조건으로 사용한 모형 결과를 비교하였다. 이러한 비교를 통해 오차 보정 기법의 영향을 보다 명확하게 분석하고자 하였으며, 이 분석을 통해 가장 적합한 오차 보정 기법을 선택하였다. 선택된 보정 기법은 다양한 케이스에 적용되어 검증되었으며, 이를 통해 지역 기후 모형을 이용한 고해상도 계절 예측자료의 효용성을 타진하고, 보다 신뢰성 있는 예측 자료를 제공할 수 있는 기반 기술을 구축하고자 하였다.

예측성을 향상시키기 위해 4가지의 오차 보정 기법이 고려되었고, 경계조건으로 제공되는 전지구 모형의 single member를 이용하는 방법과 앙상블된 값을 사용하는 방법 등을 다양하게 적용해 보았다. 그리고 같은 기법을 지역 기후 모형의 전처리 및 후처리 과정에 각각 적용하여 오차 보정 기법의 적용 시점에 따른 효과 또한 비교하였다. 이러한 결과들을 계절 평균과 계절 내 변동의 관점에서 분석하였을 때 single member만을 사용한 기법은 전지구 모형이 보인 오차가 크게 개선되지 않았으며, 앙상블 평균된 값을 사용한 기법이 개선 효과가 크게 나타났다. 같은 기법을 적용 시점을 달리하여 실험한 결과에서는 지역 기후 모형의 전처리 과정 혹은 후처리 과정에 적용되는지에 따라 큰 차이를 보이지 않았다. 다만, 앙상블 기법을 후처리 과정에서 지역 기후 모형의 결과에 적용할 경우 변동성이 매우 낮아지는 문제점을 보였다. 적용 시점에 따른 차이가 크지 않았으므로 상대적으로 많은 실험이 필요한 후처리 과정에서보다는 전처리 과정에서 경계조건에 보정 기법이 적용되는 것이 보다 효율적이라 생각된다.

고해상도 예측 자료의 효용성을 고려하여 동아시아 겨울 몬순이 약한 해와 강한 해, 일반적인 해에 대해 일변동성 관점에서의 기온과 강수에 대한 검증이 이루어졌다. 전지구 모형의 예측 결과와 비교했을 때, 몬순의 강약 정도와 관계없이 모든 해에서 동일하게 지표 온도의 예측성이 향상되었다. 특히 lead-time이 짧은 12월의 지표 기온의 예측성은 크게 높아졌고, 1월 지표 온도는 모든 해에서 예측성이 매우 낮아

CFS와 유사한 정도의 예측성을 보였다. 강수의 경우 겨울철 많은 비가 내리는 Maritime Continent 지역을 중심으로 검증이 이루어졌으나, 개선점을 찾기 힘들었다. 이는 한반도와 중국, 일본을 중심으로 한 동아시아 지역에 적합한 물리과정의 선택으로 인해 대류활동으로 강수가 발생하는 이 지역의 특성을 충분히 표현하지 못했기 때문이라 생각된다.

온도의 예측성이 lead time에 따라 점차 감소하지 않고 12월에 비해 1월의 예측성이 확연히 떨어지고, 2월에 다시 회복되는 현상이 공통적으로 나타나는 원인을 살펴보기 위해 추가 실험을 수행하였다. 추가 실험은 RCM_CFS_ESB_AN과 같은 경계조건을 사용하여 지역 기후 모형의 적분 시작 시간을 11월 21일 아닌 1월 1일로 하여 lead time이 짧을 때도 1월의 예측성이 여전히 낮은지를 살펴보고자 하였다. Lead time이 줄어들었음에도 1월의 예측성은 11월 21일 시작 실험과 유사하며, 2월의 상관 계수 역시 기존의 실험과 유사하게 나타난다 (Fig. A1, Fig. 17 참고). 이는 1월의 낮은 예측성이 lead time이 길어짐에 따른 지역 기후 모형의 계통적 오차 누적으로 인한 것이라 보기는 어렵다는 것을 의미한다. 그러나, 지역 기후 모형은 초기화나 자료 동화의 과정이 없으므로 적분 시간이 길어짐에 따라 모형의 불확실성에 의한 오차가 누적되어 drift가 나타날 확률을 배제할 수 없다. 또 다른 가능성으로는 CFS 자체의 오차가 누적되어 지역 기후 모형의 결과에 주는 영향을 생각할 수 있다. 오차 보정 기법이 적용되기 전 원본 데이터의 RMSE는 1월에 비해 12월과 2월에 높은 값을 보이고, 따라서 오차 보정 기법의 효과는 12월과 2월에 상대적으로 크게 나타날 수 있다 (Fig. A2). 이러한 한계가 존재하므로 현존하는 지역 기후 모형으로 lead time이 1달 이상인 1월의 한파를 예측하는 것은 그 한계를 넘어서는 것일 수 있다. 그러므로 실험 기간을 줄여 lead time이 길어지지 않게 하여 예측성을 유지하는 방법을 고려해 볼 수 있다.

이 연구는 제한된 계산 노드와 제한된 시간의 제약으로 최적의 오차 보정 기법을 찾는 과정이 오직 한 케이스에 대해 이루어졌다. 지역 기후 모형이 경계조건에 민감하고 지역에 따라 최적의 결과를 내는 물리과정의 조합이 다르므로 다른 케이스와 다른 지역, 혹은 어떤 경계조건을 사용하느냐에 따라 오차 보정 기법의 효과는 달라질 수 있다. 따라서 향후 경계조건으로 APCC SCoPS 모형의 결과를 사용하게 되면 이 연구와 동일한 결론을 얻지 못할 수도 있다. 그러나, 이러한 시도는 현재의 전구 모형

과 지역 기후 모형의 예측 성능으로 보다 정확한 고해상도의 예측 데이터를 얻기 위한 의미 있는 시도라 할 수 있을 것이다.

컴퓨팅 소스의 발달이 이루어지고 있음에도 불구하고 지역기후모형을 이용한 계절 예측정보의 생산은 시간 대비 예측성을 담보하기 힘들다는 이유로 잘 이루어지지 않고 있다. 고해상도 예측정보의 필요성은 점점 증가하고 있지만, 대부분의 기관에서 통계적 기법을 통해 예측자료를 생산한다. 그러나, 통계모형을 통한 예측 역시 역학 모형의 예측력이 담보되어야만 하므로 고해상도 지역기후모형과 통계모형의 개발은 같이 이루어져야 하겠다.

신뢰할 수 있는 계절예보 자료를 잘 활용하면 국가, 산업, 기업의 경제에서 많은 혜택을 얻을 수 있다. 그러나, 수자원, 농업 등 기후자료를 이용한 응용연구에 이용될 수 있는 공간적, 시간적 고해상도의 전구 자료를 구하는 것은 여전히 용이하지 않다. 현재 APCC에서는 앙상블 기법을 이용한 신뢰도 높은 계절예측자료를 제공하고 있지만 이는 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 공간 해상도와 월평균의 시간 해상도를 가진 자료이다. 올해 연구를 바탕으로 역학 모형에서의 예측성 향상과 함께 통계 기법의 개발을 도모한다면, 고해상도 예측자료의 예측성을 보다 더 높일 수 있을 것이다.

REFERENCE

- Arritt, R. W., 2010: Ensemble downscaling of winter seasonal forecasts: The MRED project, Abstract A23F-03 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.
- Behringer, D. W., M. Ji, and A. Leetmaa, 1998: An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part I: The Ocean Data Assimilation System, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1013-1021, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<1013:AICMFE>2.0. CO;2.
- Byun, Y.-H., and S.-Y. Hong, 2007: Improvements in the subgrid-scale representation of moist convection in a cumulus parameterization scheme: The single-column test and its impact on seasonal prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 2135-2154.
- Castro, C. L., R. A. Pielke, and G. Leoncini, 2005: Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), *J. Geophys. Res.*, 110, D05108, doi:10.1029/2004JD004721.
- Castro, L. Christopher, H.-I. Chang, F. Dominguez, C. Carrillo, J.-K. Schemm, and H.-M. H. Juang, 2012: Can a Regional Climate Model Improve the Ability to Forecast the North American Monsoon? *J. Climate*, 25, 8212-8237.
- Chang, C.-P., P. A. Harr, and H.-J. Chen, 2005: Synoptic disturbances over the Equatorial South China Sea and western Maritime Continent during Boreal winter. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 489-503.
- Chen, T.-C., 2002: A North Pacific shirt-sleeve train during the extreme phases of ENSO. *J. Climate*, 15, 2359-2376.
- Chou, M.-D., and K.-T. Lee, 2005: A parameterization of the effective layer emission for infrared radiation calculations. *J. Atmos. Sci.*, 62, 531-541.
- _____, and M. J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization for atmospheric studies. Vol. 15, NASA/TM-1999-104606, 38 pp.
- Christensen, J. H., T. R. Carter, M. Rummukainen, and G. Amanatidis, 2007: Evaluating the performance and utility of regional climate models: The PRUDENCE project, *Clim. Change*, 81, 1-6, doi:10.1007/s10584-006-9211-6.
- Chun, H.-Y., and J.-J. Baik, 1998: Momentum flux by thermally induced internal gravity waves and its approximation for large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3299-3310.
- De Sales, F., and Y. Xue, 2011: Assessing the dynamic-downscaling ability over South

- America using the intensity-scale verification technique, *Int. J. Climatol.*, 31, 1205–1221, doi:10.1002/joc.2139.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, 108, 8851.
- Gutowski, W. J., Y. B. Chen, and Z. Otlles, 1997: Atmospheric water vapor transport in NCEP-NCAR reanalyses: Comparison with river discharge in the central United States, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 1957–1969.
- Ham, S., S.-Y. Hong, Y.-H. Byun, and J. Kim, 2009: Effects of precipitation physics algorithms on a simulated climate in a general circulation model. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 71, 1924–1934.
- Hendon, H. H., 2003: Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air-sea interaction. *J. Climate*, 16, 1775–1790.
- Hewitt, C. D., 2008: The impact on human health of climate and climate change: Research in the ENSEMBLES project from seasonal to centennial timescales, *Seasonal Forecasts Clim. Change Human Health Health Clim.*, 30, 5–11.
- Holland, G. J., J. Done, C. Bruyere, C. Cooper, and A. Suzuki, 2010: Model investigations of the effects of climate variability and change on future Gulf of Mexico tropical cyclone activity. *Proc. Offshore Technology Conf.*, Houston, TX, ASCE, OTC 20690. [Available online at http://www.netl.doe.gov/kmd/RPSEA_Project_Outreach/07121-DW1801_OTC-20690-MS.pdf]
- Hong, S.-Y., H. Park, H.-B. Cheong, J.-E. E. Kim, M.-S. Koo, J. Jang, S. Ham, S.-O., Hwang, B.-K. Park, E.-C. Chang, and H. Li, 2013: The Global/Regional Integrated Model System (GRIMs). *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 49, 219–243.
- _____, and E.-C. Chang, 2012: Spectral nudging sensitivity experiments in a regional climate model. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 48, 345–355.
- _____, J. Jang, H. H. Shin, and J. Lee, 2012: An explicitly-coupled shallow convection parameterization with planetary boundary processes. Preprints, The 12th WRF Workshop, Boulder, CO, NCAR.
- _____, 2010: A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 1481–1496.
- _____, J. Choi, E.-C. Chang, H. Park, and Y.-J. Kim, 2008: Lower-tropospheric enhancement of gravity wave drag in a global spectral atmospheric forecast model.

- Wea. Forecasting, 23, 523-531.
- _____, Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318-2341.
- _____, and A. Leetmaa, 1999: An Evaluation of the NCEP RSM for Regional Climate Modeling. *J. Climate*, 12, 592-609.
- _____, H.-M. H. Juang, and Q. Zhao, 1998: Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2621-2639.
- Hurrell, J., G. A. Meehl, D. Bader, T. L. Delworth, B. Kirtman, and B. Wielicki, 2009: A unified modeling approach to climate system prediction, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 1819-1832, doi:10.1175/2009BAMS2752.1.
- Jeon, J.-H., S.-Y. Hong, H.-Y. Chun, and I.-S. Song, 2010: Test of a convectively forced gravity wave drag parameterization in a general circulation model. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 46, 1-10.
- Jeong, J.-H. and C.-H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over East Asia in association with Arctic Oscillation. *Geophys Res Lett* 32:L14704. doi:10.1029/2005GL023024.
- _____, B.-M. Kim, C.-H. Ho, D. Chen, and G.-H. Lim, 2006: Stratospheric origin of cold surge occurrence in east Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14710, doi: 10.1029/2006GL026607.
- Jin, J. M., S. Y. Wang, and R. R. Gillies, 2011: An improved dynamical downscaling for the western United States. *Climate Change: Research and Technology for Adaptation and Mitigation*, J. Blanco and H. Kheradmand, Eds., InTech, 23-38.
- Junag, H.-M. H., S.-Y. Hong, and M. Kanamitsu, 1997: The NCEP Regional Spectral Model: An update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2125-2143.
- Kanamaru, H., and M. Kanamitsu, 2007: Scale-selective bias correction in a downscaling of global analysis using a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 334-350.
- Kanamitsu, M., K. Yoshimura, Y.-B. Yhang, and S.-Y. Hong, 2010: Errors of interannual variability and trend in dynamical downscaling of reanalysis. *J. Geophys. Res.*, 115, D17115, doi:10.1029/2009JD013511.
- _____, and H. Kanamaru, 2007: 57-Year California Reanalysis Downscaling at 10km (CaRD10) Part 1. System Detail and Validation with Observations. *J. Climate*, 20, 5527-5552.
- _____, and Coauthors, 2002: NCEP dynamical seasonal forecast system 2000. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1019-1037.

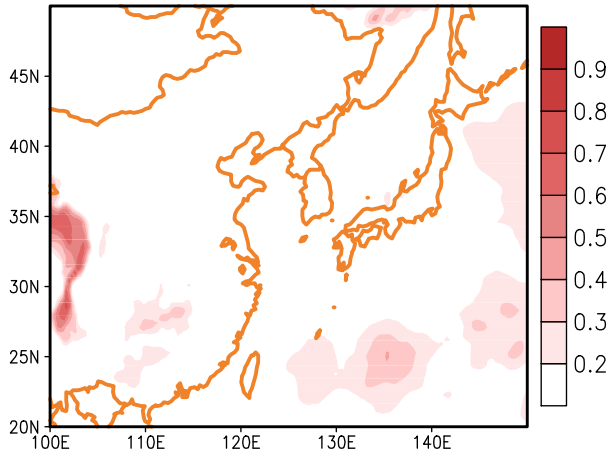
- Kim, E.-J., and S.-Y. Hong, 2010: Impact of air-sea interaction on East Asian summer monsoon climate in WRF. *J. Geophys. Res.*, 115, D19118.
- Kim, Y.-J., and A. Arakawa, 1995: Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1875-1902.
- Lau, N.-C. and K.-M. Lau, 1984: The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over east Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1309-1327.
- Lee, J.-W., and S.-Y. Hong, 2013: Potential for added value to downscaled climate extremes over Korea by increased resolution of a regional climate model. *Theor. Appl. Climatol.*, DOI 10.1007/s00704-013-1034-6.
- Leung, L. R., and Y. Qian, 2005: Downscaling extended weather forecasts for hydrologic prediction, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, 332-333.
- Leung, L. R., A. F. Hamlet, D. P. Lettenmaier, and A. Kumar, 1999: Simulations of the ENSO hydroclimate signals in the Pacific Northwest Columbia River basin, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 2313-2329, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<2313:SOTEHS>2.0.CO;2.
- Li, Y., and S. Yang, 2010: A dynamical index for the east Asian winter monsoon, *J. Climate*, 23, 4255-4262.
- Liang, X.-Z., M. Xu, K. E. Kunkel, G. A. Grell, and J. S. Kain, 2007: Regional climate model simulation of U.S.-Mexico summer precipitation using the optimal ensemble of two cumulus parameterizations, *J. Climate*, 20, 5201-5207, doi:10.1175/JCLI4306.1.
- Mahrt, L., and H. Pan, 1984: A 2-layer model of soil hydrology, *Boundary Layer Meteorol.*, 29, 1-20, doi:10.1007/BF00119116.
- McBride, J. L., M. R. Haylock, and N. Nicholls, 2003: Relationship between the Maritime Continent Heat Source and the El Niño-Southern Oscillation Phenomenon. *J. Climate*, 16, 2905-2914.
- Mearns, L. O., W. J. Gutowski, R. Jones, L.-Y. Leung, S. McGinnis, A. M. B. Nunes, and Y. Qian, 2009: A regional climate change assessment program for North America, *Eos Trans. AGU*, 90(36), 311, doi:10.1029/2009EO360002.
- Misra, V., and M. Kanamitsu, 2004: Anomaly nesting: A methodology to downscale seasonal climate simulations from AGCMs. *J. Climate*, 17, 3249-3262.
- Moorthi, S., H.-L. Pan, and P. Caplan, 2001: Changes to the 2001 NCEP operational MRW/AVN global analysis/forecast system, 14 pp., Natl. Weather Serv., Silver Spring, Md.
- Noh, Y., W. G. Cheon, S. Y. Hong, and S. Raasch, 2003: Improvement of the profile model

- for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Bound.-Layer Meteor.*, 107, 401-427.
- Oliphant, A. J., A. P. Sturman, and N. J. Tapper, 2001: The evolution and structure of a tropical island sea/land-breeze system, northern Australia. *Meteorol. Atmos. Phys.* 78, 45-59.
- Pacanowski, R. C., and S. M. Griffies, 1998: MOM3 manual, Geophys. Fluid Dyn. Lab., NOAA, Princeton, N. J.
- Park, H., and S.-Y. Hong, 2007: An evaluation of a mass-flux cumulus parameterization scheme in the KMA global forecast system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 151-169.
- Park, T.-W., J.-H. Jeong, C.-H. Ho, and S.-J. Kim, 2008: Characteristics of atmospheric circulation associated with cold surge occurrences in East Asia: A case study during 2005/06 winter. *Advanced in Atmospheric science*, 25, 791-804.
- Roads, J., S. C. Chen, and M. Kanamitsu, 2003: U.S. regional climate simulations and seasonal forecasts, *J. Geophys. Res.*, 108, 8606, doi:10.1029/2002JD002232.
- Saha, S., et al., 2006: The NCEP Climate Forecast System, *J. Climate*, 19, 3483-3517, doi:10.1175/JCLI3812.1.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J Atmos Sci* 62[12]:4423-4440.
- von Storch, H., H. Langenberg, and F. Feser, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3664-3673.
- Waldron, K. M., J. Paegle, and J. D. Horel, 1996: Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited-area model to outer model options. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 529-547.
- Wang, L, and W. Chen, 2014: An intensity index for the east Asian winter monsoon, *J. Climate*, 27, 2361-2374.
- Weisheimer, A., F. J. Doblas-Reyes, T. N. Palmer, A. Alessandri, A. Arribas, M. Deque, N. Keenlyside, M. MacVean, A. Navarra, and P. Rogel, 2009: ENSEMBLES: A new multi-model ensemble for seasonal-to-annual predictions-Skill and progress beyond DEMETER in forecasting tropical Pacific SSTs, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L21711, doi:10.1029/2009GL040896.
- Wood, A. W., E. P. Maurer, A. Kumar, and D. P. Lettenmaier, 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States, *J. Geophys. Res.*, 107, 4429, doi:10.1029/2001JD000659.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on

- guage observations, satellite estimates, and numerical model output. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.
- Xu, Z., and Z.-L. Yang, 2012: An improved dynamical downscaling method with GCM bias corrections and its validation with 30 years of climate simulations. *J. Climate*, 25, 6271-6286.
- Yasutomi, N., A. Hamada and A. Yatagai, 2011: Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation. *Global Environmental Research*, V15N2, pp.165-172.
- Yhang, Y.-B., and S.-Y. Hong, 2011: A study on large-scale nudging effects in regional climate model simulation. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 47, 235-243.
- _____, and _____, 2008a: Improved physical processes in a regional climate model and their impact on the simulated summer monsoon circulations over East Asia. *J. Climate*, 21, 963-979.
- _____, and _____, 2008b: A simulated climatology of the East Asian summer monsoon using a regional spectral model. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 44, 325-339.
- Yoon, J.-H., L. R. Leung, and J. Correia Jr., 2012: Comparison of dynamically and statistically downscaled seasonal climate forecasts for the cold season over the United States. *J. Geophys. Res.*, 117, D21109, doi:10.1029/2012JD017650.
- Zhang, Y., K. R. Speber, and J. S. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of east Asian winter monsoon: result from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2605-2619.
- Zhu, C. M., D. W. Pierce, T. P. Barnett, A. W. Wood, and D. P. Lettenmaier, 2004: Evaluation of hydrologically relevant PCM climate variables and large-scale variability over the continental US, *Clim. Change*, 62, 45-74, doi:10.1023/B:CLIM.0000013677.37040.28.

APPENDIX

a)



b)

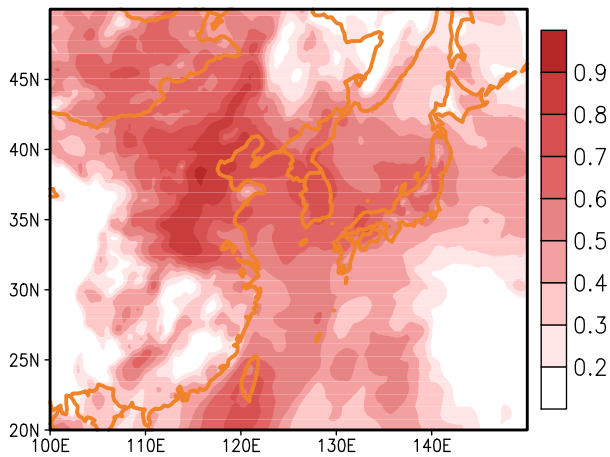


Figure A1 Temporal correlation of 2-m temperature anomaly between reanalysis and RCM (initiated from 1 Jan 2006) for (a) Jan 2006 and (b) Feb 2006.

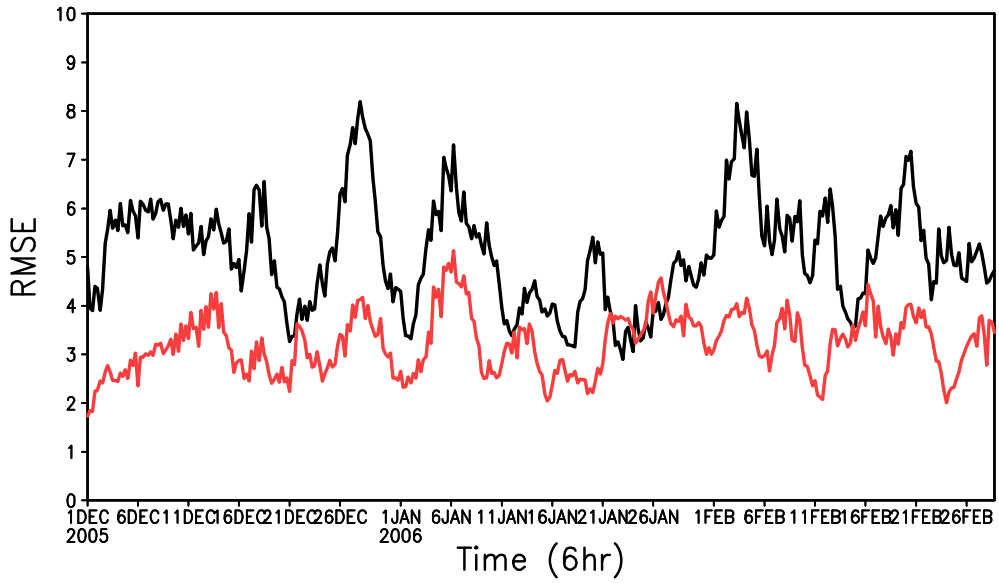


Figure A2 Time series of 1000hPa temperature RMSE. Black line is the original CFS data (without bias correction), and red line is the bias corrected CFS data.

연구보고서 2015-03

Development and assessment of optimal methods for regional prediction with bias correction

양유빈



APEC Climate Center

12 Centum 7-ro, Haeundae-gu, Busan 48058, Republic of Korea

Tel: +82-51-745-3900 Fax: +82-51-745-3949

www.apcc21.org



ISBN 979-11-5698-093-3