

AOGCM에 의해 모의된 동아시아지역의 강수 연변동성에 대한 불확실성 평가

신진호* · 이효신 · 김민지 · 권원태

국립기상연구소 기후연구과

(2009년 2월 6일 접수; 2010년 4월 14일 승인)

An Uncertainty Assessment for Annual Variability of Precipitation Simulated by AOGCMs Over East Asia

Jinho Shin*, Hyo-Shin Lee, Minji Kim and Won-Tae Kwon

Climate Research Laboratory, National Institute of Meteorological Research, KMA

(Manuscript received 2 February 2009; in final form 14 April 2010)

Abstract

An uncertainty assessment for precipitation datasets simulated by Atmosphere-Ocean Coupled General Circulation Model (AOGCM) is conducted to provide reliable climate scenario over East Asia. Most of results overestimate precipitation compared to the observational data (wet bias) in spring-fall-winter, while they underestimate precipitation (dry bias) in summer in East Asia. Higher spatial resolution model shows better performances in simulation of precipitation. To assess the uncertainty of spatiotemporal precipitation in East Asia, the cyclostationary empirical orthogonal function (CSEOF) analysis is applied. An annual cycle of precipitation obtained from the CSEOF analysis accounts for the biggest variability in its total variability. A comparison between annual cycles of observed and modeled precipitation anomalies shows distinct differences: 1) positive precipitation anomalies of the multi-model ensemble (MME) for 20 models (thereafter MME20) in summer locate toward the north compared to the observational data so that it cannot explain summer monsoon rainfalls across Korea and Japan. 2) The onset of summer monsoon in MME20 in Korean peninsula starts earlier than observed one. These differences show the uncertainty of modeled precipitation. Also the comparison provides the criteria of annual cycle and correlation between modeled and observational data which helps to select best models and generate a new MME, which is better than the MME20. The spatiotemporal deviation of precipitation is significantly associated with lower-level circulations. In particular, lower-level moisture transports from the warm pool of the western Pacific and corresponding moisture convergence significantly are strongly associated with summer rainfalls. These lower-level circulations physically consistent with precipitation give insight into description of the reason in the monsoon of East Asia why behaviors of individually modeled precipitation differ from that of observation.

Key words: uncertainty assessment, precipitation, annual cycle, moisture transport

1. 서 론

산업화 이후 온실가스의 배출로 인해 지구온난화가 계속되면서 전지구평균 기온은 지난 100년 (1906~

2005년)간 약 $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ 의 비율로 상승하였다. IPCC(International Panels on Climate Chang)는 향후 21세기 말에는 온실가스 배출 시나리오에 따라 전지구 평균기온이 $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ 가 상승할 것으로 전망하였다 (IPCC, 2007). 지역적으로는 북반구 고위도 육지에서 온난화가 더 크게 강화되어 동아시아 지역에서 기온상승이 더 클 것으로 전망하였다 (Dai *et al.*, 2001; Giorgi and Mearns, 2002). 이러한 기온상승은 증발산을 증가시켜 대기 중 수증기량의 변화를 일으키고, 극지방을 포함한 고위도의 빠른 기온증가는 남북기온경도를 감소시켜 대기 대

*Corresponding Author: Jinho Shin, Climate Research Laboratory, National Institute of Meteorological Research, Korea Meteorological Administration 45 Gisangcheong-gil, Dongjak-gu, Seoul, 156-720, Korea.
Phone: +82-2-6712-0317, fax: +82-2-834-5922
E-mail: jshin0@korea.kr

순환의 변화를 일으키며 결과적으로 강수량의 변동을 야기한다 (Lal and Harasawa, 2001). 동아시아에서 기온의 증가와 강수량의 변동은 그 평균값들의 증가뿐만 아니라 극한 기후 사상의 변화를 일으켜 미래 기후변화 전망을 어렵게 한다.

미래 기후변화를 전망하기 위해 대기해양결합 대순환모델 (coupled Atmosphere-Ocean Global Circulation Model; 이하 AOGCM)이 유용하게 사용되고 있다. AOGCM은 복사강제력의 변화에 따른 지구 기후시스템의 변화를 모의하여 기온과 강수량을 포함한 미래 기후 변화를 전망한다. 1970년대 이후 놀랄만한 슈퍼컴퓨터의 연산능력과 복잡한 대기-해양-육지의 지구 시스템을 기반을 둔 AOGCM은 급속도로 발전해왔다. 그러나 AOGCM은 각기 다른 비선형 역학과정 및 물리과정의 매개변수화 그리고 모델의 격자크기 차이 등으로 인하여 동일한 강제력하에서도 서로 다른 모의결과를 생산함으로써 AOGCM에 의한 미래 기후전망 결과들은 불확실성을 내포하게 된다. 다중모델앙상블 (Multiple-Model Ensemble, MME)은 이러한 불확실성을 줄이고자 제시된 기법중의 하나로 모델과 관측값과의 차이로부터 가중치를 산정하여 MME를 구성하거나 (Kitoh and Uchiyama, 2006) 모델의 하층 순환과 관측의 상호비교를 통해 여러 그룹으로 나누어 MME를 구성하는 등 다양한 방법이 적용되어 왔으며, 불확실성을 줄이고 모델이 가지는 편의에 대한 이해를 높이고자 하는 연구들은 지속되고 있다.

동아시아 지역 강수의 연주기를 살펴보면 여름 몬순과 관련된 강수가 가장 큰 부분을 차지한다. 그러나 대부분의 모델들은 동아시아 영역 가운데 한반도 일본을 포함하는 극동아시아에서 강수량을 과소 모의하며 특히 여름 몬순의 강도 및 계절성은 모델마다 모의성능에서 큰 차이를 보인다. 예를 들면, IPCC AR4 모델의 동아시아 여름 몬순 모의 능력을 검증하기 위한 연구 (Kripalani *et al.*, 2006)에서 대부분의 모델들은 관측과 유사한 강수의 연주기를 가지나 그 크기는 다양하게 나타나 동아시아 강수에 대한 모델의 불확실성이 크게 나타났다. 따라서, 미래 온실가스 배출 시나리오에 대한 동아시아 및 한반도 강수량 변동을 정량적으로 제시하기 위해서는 IPCC에서 제공되는 모델 강수의 연주기 특성 및 불확실성을 평가하고 그 원인을 분석해야 할 필요가 있다.

본 연구에서는 CSEOF 기법을 적용하여 MME를 구성하여 동아시아 지역의 강수의 불확실성을 평가하

였으며, 또한 강수 불확실성의 원인을 파악하기 위해 모의된 하층 수증기 수송 및 수렴의 연주기 변동성과 몬순 강우의 상관성을 이해하고자 하였다. 이 연구의 2절에서 자료와 분석 방법에 대해 상세히 설명하였다. 3절에서는 IPCC DDC에서 제공된 AOGCM의 강수량 모의 결과를 관측과 비교 분석하여 그 불확실성을 평가하였고 동아시아 강수 연주기와 하층 수증기 수송과 수렴의 연관성을 분석하였다. 마지막으로 제 4절에서는 결론을 제시하였다.

2. 자료 및 분석 방법

IPCC 4차 보고서에 참여한 AOGCM에 의해 모의된 강수의 통계적 특성 및 불확실성 평가를 수행하기 위해 강수 월평균 자료를 사용하였다. 또한, 강수량 변동에 영향을 미치는 하층 수증기 순환과 강수와의 관계를 살펴보기 위해 모델에서 모의된 850 hPa의 수평 바람장과 수증기량 (수분)의 월평균 자료를 사용하였다. 분석된 모델은 BCC_CM1(BCC), BCCR_BCM2(BCR), CCCMA_GCM3_1-T47(CCM), CCCMA_CGCM3_1-T63(CCH), CNRM_CM3(CNR), CSIRO_MK3(CSR), GFDL_CM2(GF0), GFDL_CM2_1(GF1), NASA_GISS-AOM(GA0), NASA_GISS-EH(GIH), NASA_GISS-ER(GIR), LASG_GFOALS-G1_0(IAP), INM_CM3(INM), IPSL_CM4(IPS), NIES_MICRO3_2_HI(MIH), NIES_MIRCO3_2_MED(MIM), CONS_ECHOG(MIU), MPIM_ECHAM5(MPI), MRI_CGCM2_3_2(MRI), NCAR_CCSM3(NCC), NCAR_PCM(NCP), UKMO_HADCM3(UKC), UKMO_HADGEM1(UKG)의 23개와 국립기상연구소에서 모의한 ECHO-G/S (MET)를 포함한 총 24개이다. AOGCM의 모델명, 약자, 국가, 수평해상도는 Table 1에 정리하였다. 수집된 자료들은 모델별로 다양한 해상도(resolution)를 가지고 있기 때문에 상호비교를 위해 경도와 위도를 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (144×73)로 등격자화가 되었다. 관측자료는 CMAP(Climat Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)의 월평균 강수 자료(Xie and Arkin, 1997)과 NCEP 재분석 자료의 월평균 850 hPa의 수평 바람장과 수분 자료이고 수평 바람장과 수분 자료를 이용하여 수증기 수송과 수렴을 계산하였다. 분석영역은 광역의 동아시아 지역 ($20^{\circ} \sim 50^{\circ}N$, $100^{\circ} \sim 150^{\circ}E$)과 보다 좁은 영역의 한반도 영역($33^{\circ} \sim 43^{\circ}N$, $122^{\circ} \sim 132^{\circ}E$)으로 구분하였고(Fig. 1), 분석기간은 1979~1999년의 21년이다.

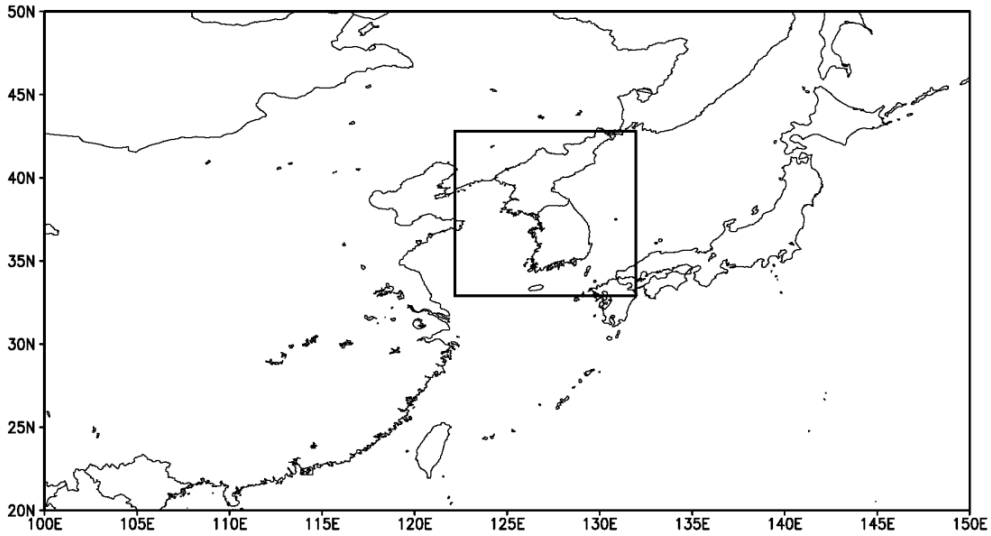


Fig. 1. East Asia (20°~50°N, 100°~150°E) and the Korean peninsula (33°~43°N, 122°~132°E) are the region of analysis in the study.

모의된 강수 불확실성을 분석하기 위해 강수의 관측과 모델간의 편의(bias)와 강수의 시공간적 변동을 분석하였다. 여기서, 편의는 시간과 공간(동아시아 또는 한반도 지역)에 대해 평균된 모델 강수에서 CMAP을 뺀 값으로 정의하였다. 강수의 시공간 변동을 분석하기 CSEOF(Cyclostationary Empirical Orthogonal Function) 기법을 적용하였다. 동아시아 지역에서 강수의 시공간 변동 중에서 일년을 주기로 여름철 몬순에 의한 홍수기와 겨울철 갈수기로 구분되는 연주기(annual cycle)를 분석하였다. 연주기 추출을 위해 사용된 CSEOF 분석은 분석변수(기후인자)를 공간패턴과 이 공간패턴의 시간적 변동으로 분리시켜 줌으로써 기후인자의 변동(계절성, 연주기, 경년 변동 등)을 분석하고 이해하는데 유용한 도구이다(Kim and North, 1997; Kim 1997; Lim *et al.*, 2002, Seo and Kim, 2003). 그 관계식은 다음과 같다.

$$P(r, t) = B_n(r, t) \times T_n(t) \quad (1)$$

여기서 $B_n(r, t)$ 는 CSEOF 패턴의 시공간의 변화를 나타내며 $T_n(t)$ 는 각 CSEOF 패턴에 해당되는 주성분 시계열을 나타낸다. 강수의 월 자료를 사용했기 때문에 동지 주기(nested period)를 12로 정하여 연주기를 추출하였다. 그 결과, 1월부터 12월까지의 12개의 공간 패턴과 그 패턴의 시간적 변동을 나타내는 주성분시계열

(Principal Component (PC) time series)을 가지는 모드가 전체 변동중에 큰 변동성을 설명하는 순서대로 분리된다. 이 연구에서 분석 기간 중 자료에 손상이 있는 BCC, GIR, NCC, NCP을 제외한 20개 모델의 강수 자료에 대해 CSEOF 기법을 적용하였다.

강수량의 연주기에 영향을 미치는 하층 수증기 순환과 강수와의 관계를 살펴보기 위해 850 hPa 수증기 수송과 수렴의 연주기를 분석하였다. 먼저 CSEOF 분석을 통해 850 hPa 수증기 수송과 수렴의 연주기를 추출하였다. 이후 다중선형 회귀방법을 이용하여 강수에 대해 수증기 수송 및 수렴을 각각 회귀시켰다. 다중선형 회귀식은 다음과 같이 표현되며, 오차 $\epsilon(t)$ 가 최소화 될 때 회귀계수를 계산한다.

$$PCP_n(t) = \sum_i^{10} a_{ni} \cdot PCW_i(t) + \epsilon(t) \quad (2)$$

여기서, $PCP_n(t)$ 는 강수 주성분 시계열의 n번째 모드, $PCW_i(t)$ 은 850 hPa 수증기 수송(또는 수증기 수렴) 시계열의 i번째 모드, a_{ni} 는 회귀계수이다. 구해진 회귀계수를 수증기 수송과 수렴의 공간 패턴에 곱해줌으로써 강수와 물리적으로 연관된 수증기 수송과 수렴의 새로운 공간패턴을 만들 수 있다. 강수의 CSEOF 분석에 사용된 20개 모델 중에서 자료에 손상이 있는 CSR, IAP, MIH, MIU, UKC는 제외되어 13개 모델값이 분석되었다.

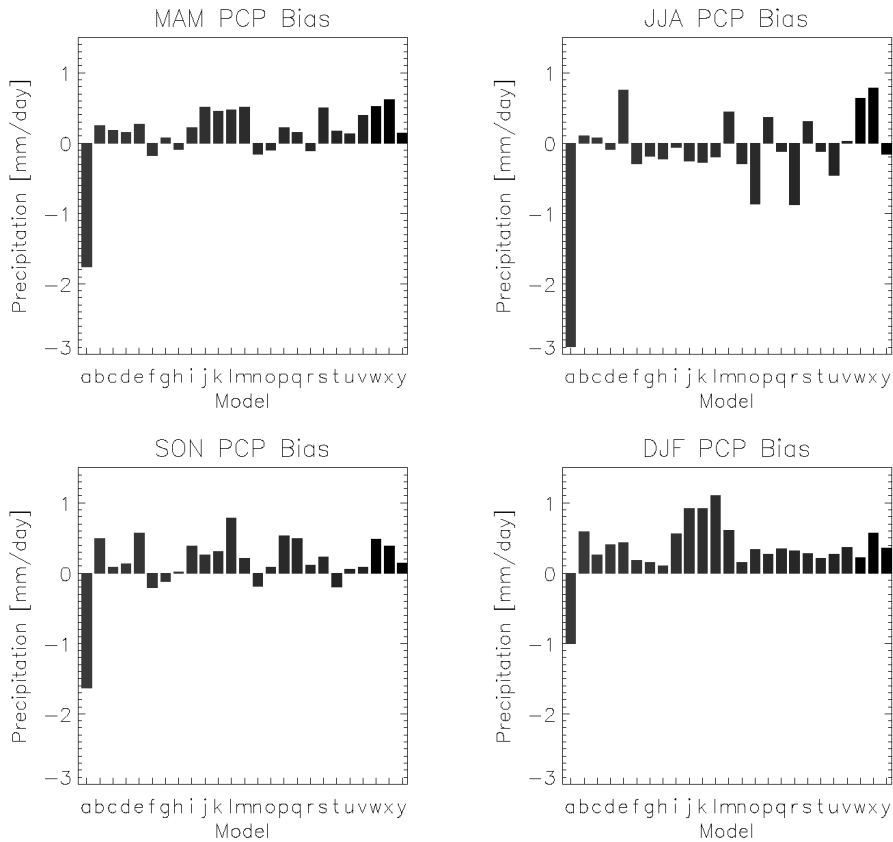


Fig. 2. Histograms of seasonal mean precipitation bias (unit: mm day⁻¹) for East Asia (20°~50°N, 100°~150°E).

3. 동아시아와 한반도 강수의 불확실성 평가

3.1 계절적 편익

Figure 2은 동아시아 지역에 대한 분석기간(1979-1999) 동안의 모델강수와 CMAP간의 계절별 편익을 나타낸다. 종축은 편익의 크기를 나타내고 횡축의 알파벳은 모델을 표시한다 (Table 1 참조). 여기서, 횡축의 y는 24개 모델들의 평균값이다. 대부분의 모델이 여름에는 과소모의(평균 편익 ~ -0.2 mmday⁻¹)하고 봄, 가을, 겨울에는 과다 모의하는 경향을 보였다. 특히, 겨울 편익은 BCC (a)를 제외하고 모든 모델이 강수를 과다 모의하였다 (24개 모델 평균 ~ 0.4 mmday⁻¹). 특히 여름철 강수는 다른 계절에 비해 모델간 편차가 커서 여름 몬순과 관련된 강수 모의에 있어 불확실성이 매우 큼을 알 수 있다. 또한 특정 모델은 모델간 불확실성을 크게 만드는데, 예를 들어 BCC를 포함한 경우에는 모델 강수의 계절별 표준편차가 0.47 (봄), 0.72

(여름), 0.46 (가을), 0.39 (겨울) mmday⁻¹이지만 BCC를 포함하지 않는 경우에는 0.24 (봄), 0.43 (여름), 0.26 (가을), 0.27 (겨울) mmday⁻¹로 줄어 들었다.

Figure 3은 한반도 지역에서의 계절별 편익을 나타낸다. 대부분의 모델들이 봄과 겨울에 양의 편익(봄철 평균편익 ~ 0.5 mmday⁻¹, 겨울철 평균 편익 ~ 0.9 mmday⁻¹)을 보여, 동아시아 지역과 같이 강수를 과다모의 하였다. 여름철의 경우에는 모든 모델이 강수를 과소모의 하는데, BCC (a)의 편익은 -6.0 mmday⁻¹로 오차가 가장 컸고, MIH (q)는 -1.2 mmday⁻¹로 편익이 가장 작았다. 여기서 MIH는 본 연구에서 분석한 모델 중에서 해상도가 가장 높은 모델(대기: 320×160, 해양: 320×320)로, 동아시아와 한반도 지역에 모두에서 강수모의 성능이 가장 우수하였다. 한반도 지역에 대한 여름철 강수의 평균 편익은 약 -2.5 mmday⁻¹로 동아시아 지역의 편익 (-0.2 mmday⁻¹)보다 10배 이상 크게 나타났다. 이러한 여름철 강수의 음의 편익은 모델들이 한반도 지역에 대해 여름 몬순 시스템과 관련된 강수밴드를 정

Table 1. List of climate models, their versions, simplified 3-letter abbreviations for each model.

ID	Model(agency: version)	Abb.	Country	Resolution	
				Atm.	Ocn.
a	BCC: CM1	BCC	China	128×96	128×96
b	BCCR: BCM2	BCR	Norway	128×64	360×180
c	CCCMA: CGCM3_1-T47	CCM	Canada	96×48	192×96
d	CCCMA: CGCM3_1-T63	CCH	Canada	128×64	256×192
e	CNRM: CM3	CNR	France	128×64	180×170
f	CSIRO: MK3	CSR	Australia	192×96	192×189
g	GFDL: CM2	GF0	USA	144×90	360×200
h	GFDL: CM2_1	GF1	USA	144×90	360×200
i	NASA: GISS-AOM	GAO	USA	90×60	90×60
j	NASA: GISS-EH	GIH	USA	72×46	360×180
k	NASA: GISS-ER	GIR	USA	72×46	72×46
l	LASG: GFOALS-G1_0	IAP	China	128×60	360×170
m	INM: CM3	INM	Russia	72×45	144×84
n	IPSL: CM4	IPS	France	96×72	180×170
o	MET: ECHO-G/S	MET	Germany/Korea	96×48	128×117
p	NIES: MIROC3_2_HI	MIH	Japan	320×160	320×320
q	NIES: MIROC3_2_MED	MIM	Japan	128×64	256×192
r	CONS: ECHO-G	MIU	Germany/Korea	96×48	128×117
s	MPIM: ECHAM5	MPI	Germany	192×96	360×180
t	MRI: CGCM2_3_2	MRI	Japan	128×64	144×111
u	NCAR: CCSM3	NCC	USA	256×128	320×395
v	NCAR: PCM	NCP	USA	128×64	360×180
w	UKMO: HADCM3	UKC	UK	96×73	288×144
x	UKMO: HADGEM1	UKG	UK	192×144	360×216

확히 모의하지 못하고 있음을 보여준다. 강수의 편이 분석을 통해 동아시아와 한반도에서 모델마다 서로 다른 계절적 특성을 가지고 있음을 알았다. 불확실성을 줄이기 위해 다른 모델에 비해 편의가 매우 큰 특정 모델의 강수량 자료를 배제하거나 그룹을 구성할 필요가 있다. 그래서, 동아시아와 한반도지역에서 여름철에 강수량이 집중되고 봄과 겨울철에 강수량이 적은 사이클을 가지는 강수의 특성을 살펴보았다.

3.2 CSEOF 분석 결과

3.2.1 연주기의 공간패턴 비교

동아시아 지역에 대해 CSEOF 분석을 통해 얻은 CMAP 자료의 첫번째 모드는 전체 변동성의 60.6%를 설명하면서 동아시아 지역 강수의 연주기 특성을 그대로 보여준다. Figure 4는 CMAP의 첫번째 모드의 강수 아노말리 변동을 보여준다. 원편 그림은 1~6월의 CSEOF

패턴이고 오른편은 7~12월까지 CSEOF 패턴으로 서로 반대 부호를 가지나 공간 패턴은 매우 유사하다. 1-3월은 음의 아노말리 (평균보다 더 적은 강수를 나타냄)가 동아시아의 전 영역에서 우세하다. 3월이 되면 양의 강수 아노말리 (평균보다 더 많은 강수를 나타냄)의 시그널이 중국 장강과 일본열도 이남의 북태평양에서 밴드형태로 발생한다. 4-5월이 되면 음의 아노말리는 빠르게 쇠퇴하고 양의 아노말리는 강해지면서 동쪽 방향으로 장출한다(Fig. 4c-e). 6월이 되면 양의 아노말리는 일본 규슈에 그 중심을 두면서 한반도의 남쪽까지 북상한다. 이 아노말리는 더욱 북상하여 7-8월에는 한반도 중북부지역에 그 중심이 위치하여 발달한다 (Fig. 4g, h). 여기서 흥미로운 사실은 6~8월 양의 아노말리 중심의 이동 경로는 6월에 일본 규슈지방, 7~8월에 한반도의 중부지방에 위치하는 것이다. 이는 지형적인 효과에 의한 강제 상승이 강수밴드 발달에 도움이 되기 때문이라 추측된다. 9월 이후 양의 아노말리는

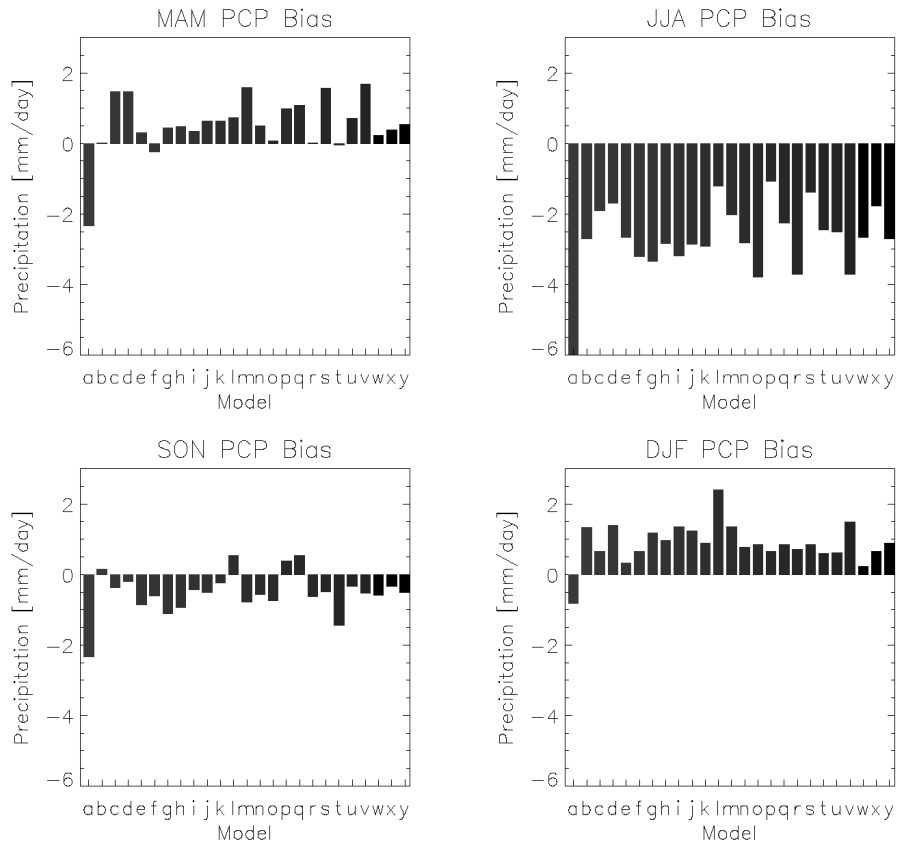


Fig. 3. Same as Fig. 2, but for the Korean Peninsula ($33^{\circ}\sim 43^{\circ}\text{N}$, $122^{\circ}\sim 132^{\circ}\text{E}$).

동쪽으로 이동하여 동아시아 영역 밖으로 사라지면서 몬순과 관련된 강수는 소멸한다. 이런 양의 강수 아노말리의 월별 변화는 동아시아의 메이유(중국)-바이유(일본)-장마(한국)밴드의 발달, 북상 및 소멸로 인한 강수량의 변동을 잘 설명한다.

IPCC 4차 보고서에 참여한 20개 모델에 대해서도 CSEOF 분석을 수행하여 각 모델의 모드 별 CSEOF 패턴과 주성분 시계열을 얻었다. 모델 강수의 첫번째 모드인 연주기는 총 변동의 51% (MIU(r))에서 76% (GAO(i))까지 설명한다. CMAP과 모델 강수량의 연주기를 상호 비교하기 위해 20개 모델의 첫번째 모드의 CSEOF 패턴을 앙상블 평균 (MME20)하였으며, 아노말리의 시공간 변동을 Figure 5에 보였다. CMAP의 연주기에서는 1-3월까지 음의 아노말리가 동아시아 전 영역에서 우세한 반면, MME20에서는 양의 아노말리가 북태평양과 동해에서부터 한반도까지 나타난다. 또한 관측에서는 3월에 양의 아노말리가 티벳 고원의 동쪽에서부터 시작되나 대부분의 모델 강수는 이

러한 특성을 찾아볼 수 없다. 4월이 되면서 양의 아노말리가 중국 장강과 남동해안에 중심을 두고 발달하며 한반도까지 영향을 미친다(Fig. 5d). 6월이 되면 동해에 위치한 음의 아노말리가 썩기형태로 한반도를 넘어 황해까지 세력을 확장하면서 중국내륙에 위치한 양의 아노말리는 중국 남서쪽으로 물러나고 발해만 이북에 양의 아노말리가 성장한다(Fig. 5f). 발해만 이북에 양의 아노말리는 7월과 8월에 더욱 발달하여 한반도 남부까지 그 세력을 확장한다 (Fig. 5g, h). CMAP과 MME20의 강수밴드 연주기 패턴의 가장 큰 차이는 MME20의 여름철 양의 강수 아노말리 밴드가 우리나라 중부지방 이북쪽에 발달하면서 한반도의 8월 최대 강수를 모사하지 못한다는 점이다.

3.2.2 공간 평균된 연주기의 시계열 비교

개별 모델의 연주기 특성을 살펴보기 위해, 동아시아와 한반도에 대해 각각 공간적으로 평균하여 시계열을 구성한 후 CMAP의 시계열과 비교하였다(Figure

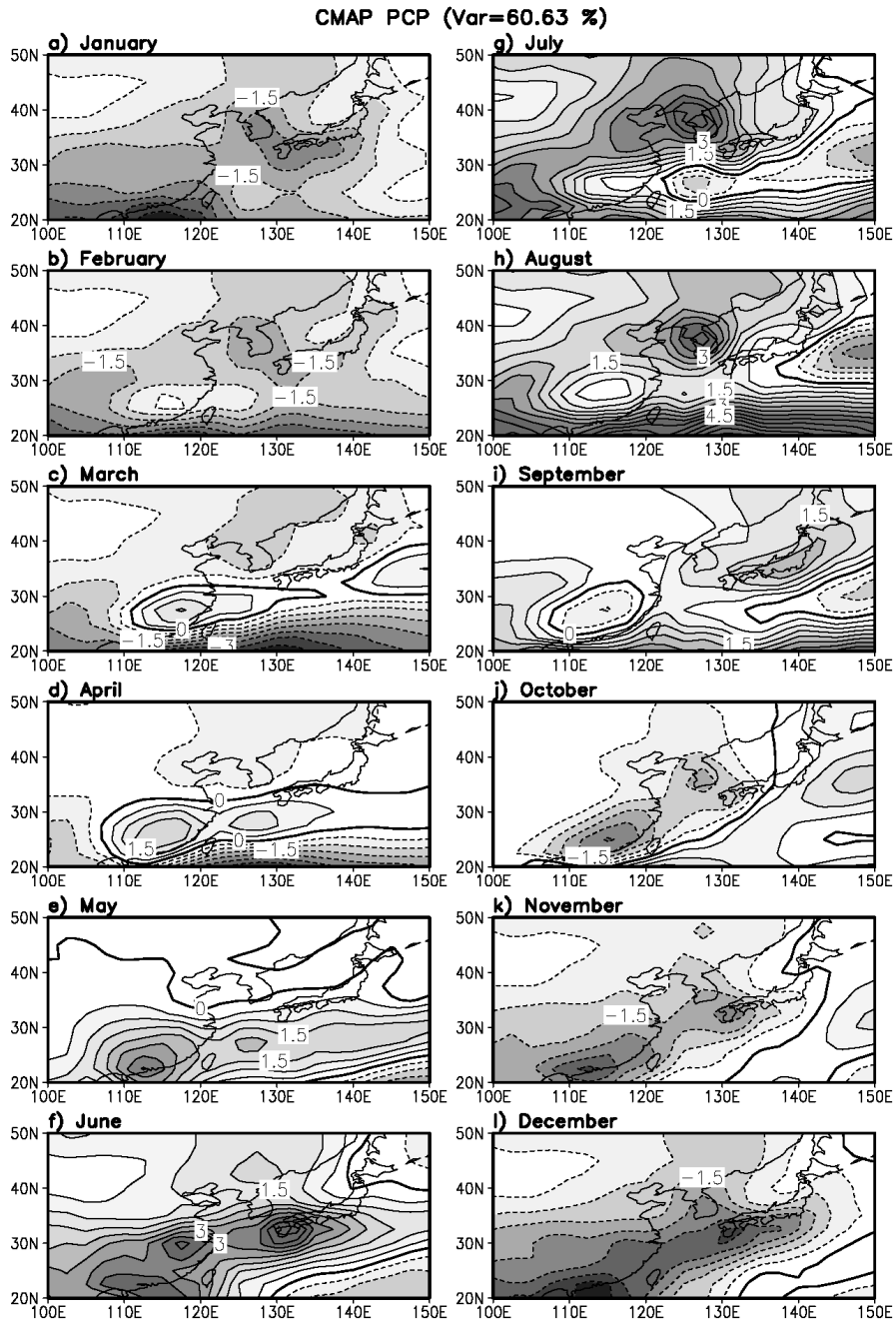


Fig. 4. The annual cycle (1st mode) of the CMAP precipitation anomaly over East Asia. The unit of the contour lines is mm day⁻¹; positive values greater than 0.5 are shaded and negative values less than -0.5 are shaded.

6). CMAP의 연주기 시계열에서 음(양)에서 양(음)으로의 전환은 4~5월(9~10)월에 이루어지고, 양의 최대값은 8월(1.8 mmday⁻¹), 음의 최대값은 1월(-1.3 mmday⁻¹)에 나타나며 진폭은 2.1 mmday⁻¹이다. 이런 관측 연주

기에 비교해서 모델의 연주기를 아노말리 상(phase)의 전환시기와 진폭을 기준으로 4개의 그룹으로 나눌 수 있다.

그룹 A는 CMAP 시계열(검은 실선으로 표시)의 상

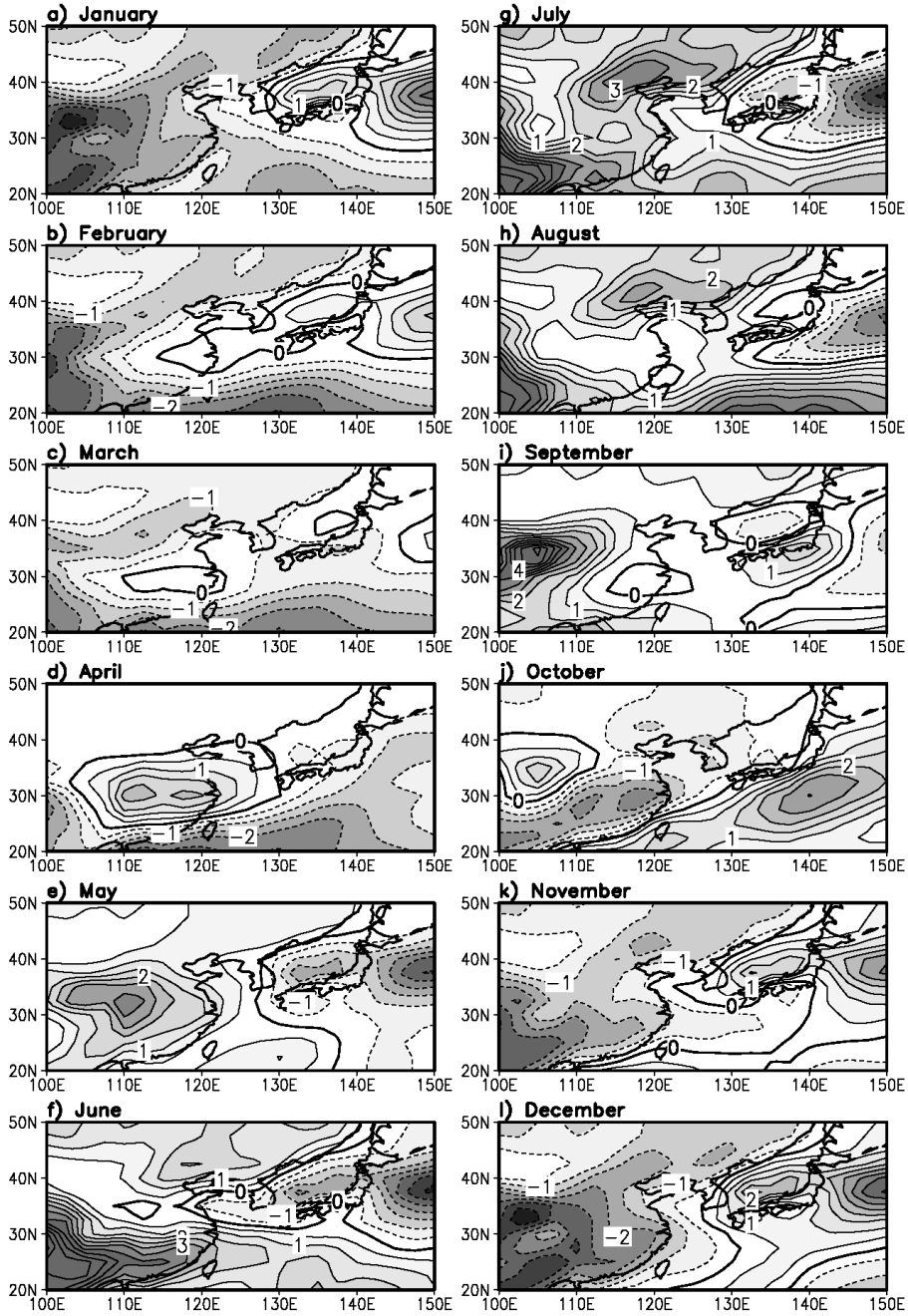


Fig. 5. Same as Figure 4, but for MME20 precipitation anomaly.

전환 시기 및 최대치가 나타나는 시기와 크기가 매우 유사한 그룹으로 UKG(빨간 실선)가 이에 속한다. UKG는 해상도가 높은 모델(대기: 192×144, 해양: 360×216)로 CMAP 시계열과 동일하게 상의 전환시기는 4~5월과 9~10월에 이루어지며 양(음)의 최대값이 나

타나는 시기와 크기는 8월에 2.0 mmday⁻¹(1월에 1.2 mmday⁻¹)이다. 두 시계열간 RMSE(root mean square error)는 1.49이다. 그룹 B는 상전환의 시기는 CMAP과 비슷하지만, 양의 아노말리 최대치가 나타나는 시기가 7월로 CMAP보다 1개월 빠른 모델그룹으로 BCR

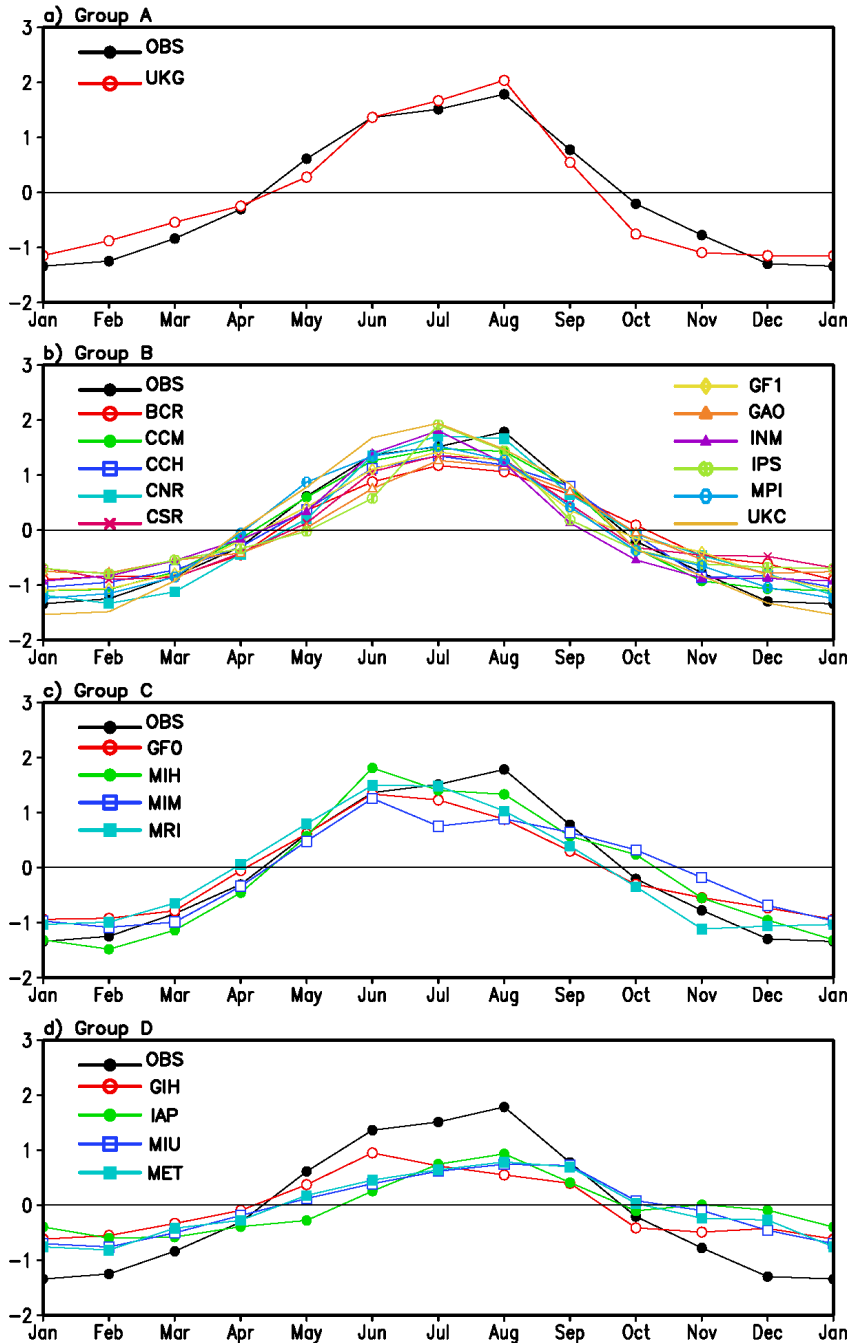


Fig. 6. Time series of the area-averaged observational and modeled precipitation anomalies from the annual cycle (1st mode) over East Asia (20°~50°N, 100°~150°E). All variables are normalized. The abscissa indicates the month from January to the following January, and ordinate the amplitude of the anomaly (mm day⁻¹). The name is an abbreviation of a model.

(1.23), CCM(1.24), CCH(1.18), CNR(0.99), CSR(1.13), GF1(1.28), GAO(1.63), INM(1.71), IPS(1.34), MPI(1.49), UKC(1.06) 등 13개 모델이 속한다(괄호안의 숫자는

RMSE임). 그룹 C는 CMAP에 비해 양의 아노말리 최대치가 6월에 나타나는 모델그룹으로 GF0(1.52), MIH(0.64), MIM(0.75), MRI(1.46)가 이 그룹에 속한다. D

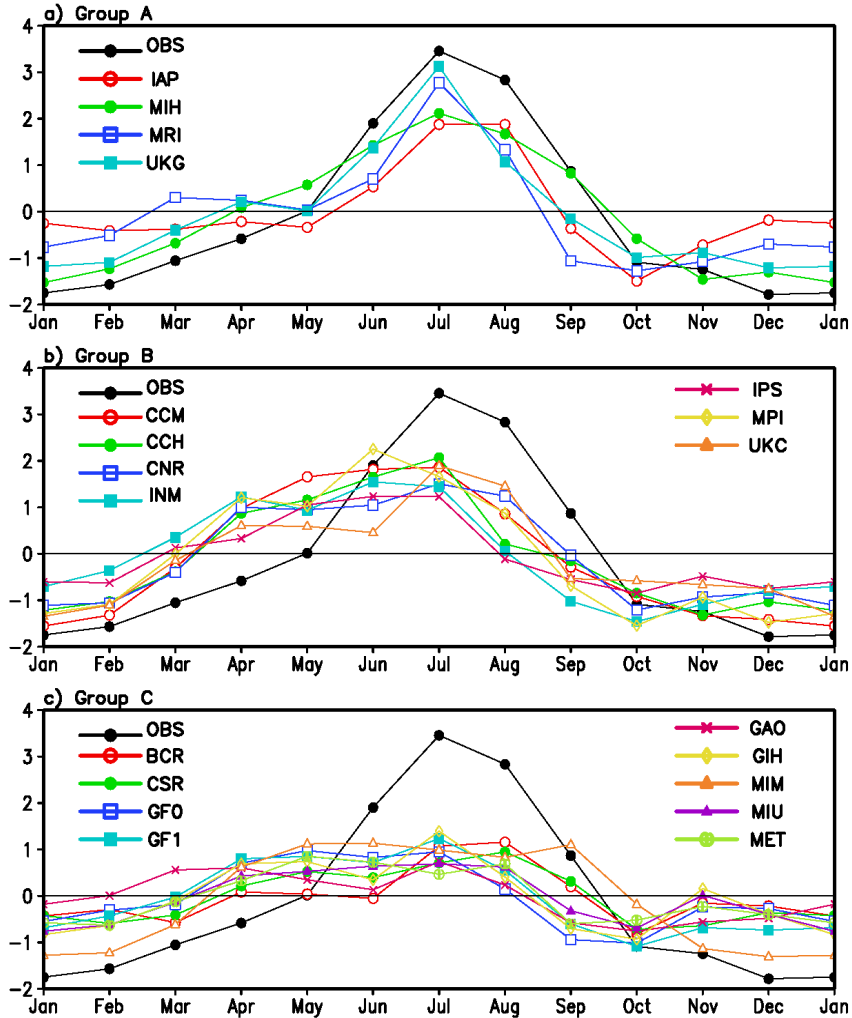


Fig. 7. Same as Figure 6, but for over the Korean peninsula (33°~43°N, 122°~132°E).

그룹은 아노말리의 진폭이 CMAP 보다 절반 정도 작은 모델들로 GIH(1.40), IAP(1.26), MIU(1.33), MET(1.35)가 여기에 속한다. 요약해보면 그룹 B와 C는 CMAP과 강수 아노말리의 변동 크기(진폭)를 비슷하게 모의하지만 양의 아노말리의 최대치가 나타나는 시기가 CMAP의 8월에 비해 1~2개월이 빠른 모델들로 동아시아 지역에서 강수밴드를 관측보다 이른 시기에 활성화시키는 특징을 가진다.

한반도영역에 대해 평균된 CMAP 연주기의 시계열은 양의 아노말리가 지배하는 시기(5~9월, 5개월)가 음의 우세한 시기(1~4월과 10~12월, 7개월)보다 짧지만, 양의 아노말리의 최대치 (3.5 mmday⁻¹)는 음의 최대치보다 약 1.77 mmday⁻¹가 더 크다(Fig. 7). 이것은

한반도 지역에서는 강수가 몬순 시스템과 관련되어 지속 기간이 짧고 그 강도가 매우 크기 때문이다. 따라서, 한반도에 대해서는 여름철 동안 양의 아노말리의 지속 기간과 강도에 따라 다음 3개의 그룹으로 나눌 수 있다. CMAP의 연주기 시계열과 유사한 모양과 크기를 가지는 모델들로 IAP (1.77), MIH (0.87), MRI (1.65), UKG (0.88)를 포함하는 그룹 A이다(괄호안의 수치는 RMSE임). 그룹 A중 UKG가 CMAP과 가장 유사한 시계열의 모양(아노말리의 상의 전환시기, 지속기간 및 크기)이 유사했다. UKG는 동아시아에 대해서도 CMAP가 가장 비슷한 시계열을 가진 모델이었다. 그룹 B는 CMAP의 시계열에 비해 양의 아노말리의 크기가 작고 음에서 양으로의 아노말리 전환이 일찍 시

작되는 모델들의 집합으로 CCM (1.67), CCH (1.73), CNR (1.58), INM (2.28), IPS (2.24), MPI (1.80), UKC (1.47)가 속한다. 그룹 C는 CMAP 연주기보다 진폭이 작거나 혹은 한 개 이상의 양의 아노말리가 나타나는 BCR (2.08), CSR (2.12), GFO (2.38), GF1 (2.07), GAO (2.51), GIH (2.20), MIM (1.83), MIU (2.32), MET (2.37)이 해당된다. 동아시아와 한반도에서 공간 평균된 모델 강수량의 아노말리를 비교해 보면, 동아시아에서는 대부분의 모델들이 아노말리의 최대가 CMAP에 비해 이른 시기에 나타나지만 진폭은 일부를 제외하고 유사하였다. 반면, 한반도 지역에 대해서는 대부분의 모델이 아노말리의 크기와 시기 모두 잘 모의하지 못하였다. 즉, 대부분의 모델이 관측과 달리 여름 몬순 시스템을 한반도까지 북상시키지 못하거나 그 중심이 만주지역에 치우쳐져 있어서 한반도의 7-8월 최대 강수시기와 강도를 모의하지 못한 것으로 판단된다.

3.2.3 연주기에 대한 다중모델앙상블

동아시아와 한반도 영역에서 모델이 모의한 강수의 시공간적 연주기 특성은 관측과 비교하여 상의 전환, 최대치의 발생시기와 크기에서 차이를 보이며 모델의 강수 불확실성을 보였다. 이러한 불확실성을 감소시키고자 개별 AOGCM의 기후민감도의 차이와 내부변동성에 기인한 모델오차의 영향을 줄이는 방법으로 다중 모델앙상블기법을 이용하는 방법이 많이 이용되고 있다. 지금까지는 여러 모델의 모의결과를 단순 평균하는 방법을 많이 사용하였으나 최근에는 통계적 기법을 적용하여 모델 별로 가중치를 달리하는 방식의 다중 모델앙상블 기법이 이용되고 있다. 이 연구에서는 앞서 그룹화한 결과를 바탕으로 한반도에 대한 강수 모의가 우수한 모델을 선정하여 다중모델앙상블을 구성하였다.

CMAP의 연주기 최대값이 나타나는 시기와 크기, 상전환 시기 등이 매우 일치하는 두 개의 모델, MIH와 UKG의 연주기를 선택하여 앙상블 한 결과를 관측과 비교하였다. 20개 모델의 연주기를 모두 앙상블 평균한 결과(MME20)와 MIH와 UKG의 두 연주기를 평균한 결과(MME2)를 CMAP의 연주기와의 차이를 구하였다(Fig. 8). Figure 8에는 강수의 양의 아노말리가 제주도와 일본 규슈지방에 걸쳐 시작되는 4월에서 우리나라에서 빠져나가는 9월까지 앙상블 결과와 관측과의 차이를 보여준다. 4월에 앙상블 결과를 살펴보면 중국 남동에서 한반도에 걸쳐 양의 강수 아노말리가 관측보다 일찍 시작되고 있다(Fig. 8a, b). 5월에는 황하

와 양자강 사이에서 관측보다 강수를 많이 모의하고, 동중국 해안에서 일본열도 이남의 북태평양까지는 관측보다 강수를 적게 모의하고 있다(Fig. 8c, d). 6월이 되면, MME20은 관측에서 양의 강수 아노말리 중심이 위치했던 일본 규슈지역에서 강수를 과소 모의한다. MME2는 MME20에 비해 한반도 지역에서는 관측과 유사하게 모의하고 일본열도에서는 관측보다 다소 많은 강수를 모의한다. 하지만, 28°N 이남에서 더 많은 양의 강수 아노말리를 모의한다(Fig. 8e, f). 한반도에서 양의 아노말리가 최대가 되는 7월이면 한반도에서 MME2가 관측과 유사한 아노말리 크기를 가지면서 CMAP과의 차이가 MME20에 비해 절반 정도로 줄어들었다(Fig. 8g, h). 8월에도 한반도에서 MME20은 관측보다 3 mmday^{-1} 를 적게 모의하는 반면, MME2에서는 2 mmday^{-1} 정도의 편차로 CMAP과의 차이가 줄었다(Fig. 8i, j). 양의 아노말리가 쇠퇴하는 9월에도, 한반도에서 MME20에 비해 MME2의 차이가 작지만 여전히 관측에 비해 과소 모의하고 있다(Fig. 8k, l).

Figure 8 맨 아래의 시계열 그림은 앞서 설명한 앙상블 결과(MME20과 MME2)와 CMAP과의 차이를 각각 동아시아와 한반도 지역에 대해 공간평균한 값으로 왼쪽 그림은 MME20에서 CMAP를 뺀 값(원과 실선으로 된 시계열)이고 오른쪽 그림은 MME2에서 CMAP 값을 뺀 결과(삼각형과 파선으로 된 시계열)를 보여준다. 공간평균한 결과에서도 동아시아와 한반도 지역 모두 MME20 보다 MME2가 CMAP의 월변동성과 크기를 잘 모의하고 있다. 한반도 지역에서 CMAP과 MME2의 차이는 CMAP과 MME20의 차이보다 1/3정도로 줄어들었다. MME20과 관측간의 차이에 대한 RMSE 값은 동아시아에서 0.45, 한반도에서 1.75 이고, MME2와 관측간의 RMSE 값은 동아시아에서 0.39, 한반도에서 0.75로 MME2의 모의성능이 동아시아와 한반도에서 우수함을 재확인할 수 있었다. 이를 통해 CSEOF 기법을 이용한 관측과 모델강수의 연주기 추출과 그 비교를 통한 모델선정 및 앙상블 구성법이 기존의 단순평균 앙상블 기법보다 모델강수의 불확실성을 낮추는데 보다 효율적임을 알 수 있다.

3.3 연주기에서 강수의 하중 수증기 순환의 상관관계

모델 강수량의 불확실성과 모델간 편차를 유발하는 원인을 이해하기 위해 동아시아 지역의 강수와 저층 수증기 순환의 연주기간의 연관성을 살펴 보았다. 이

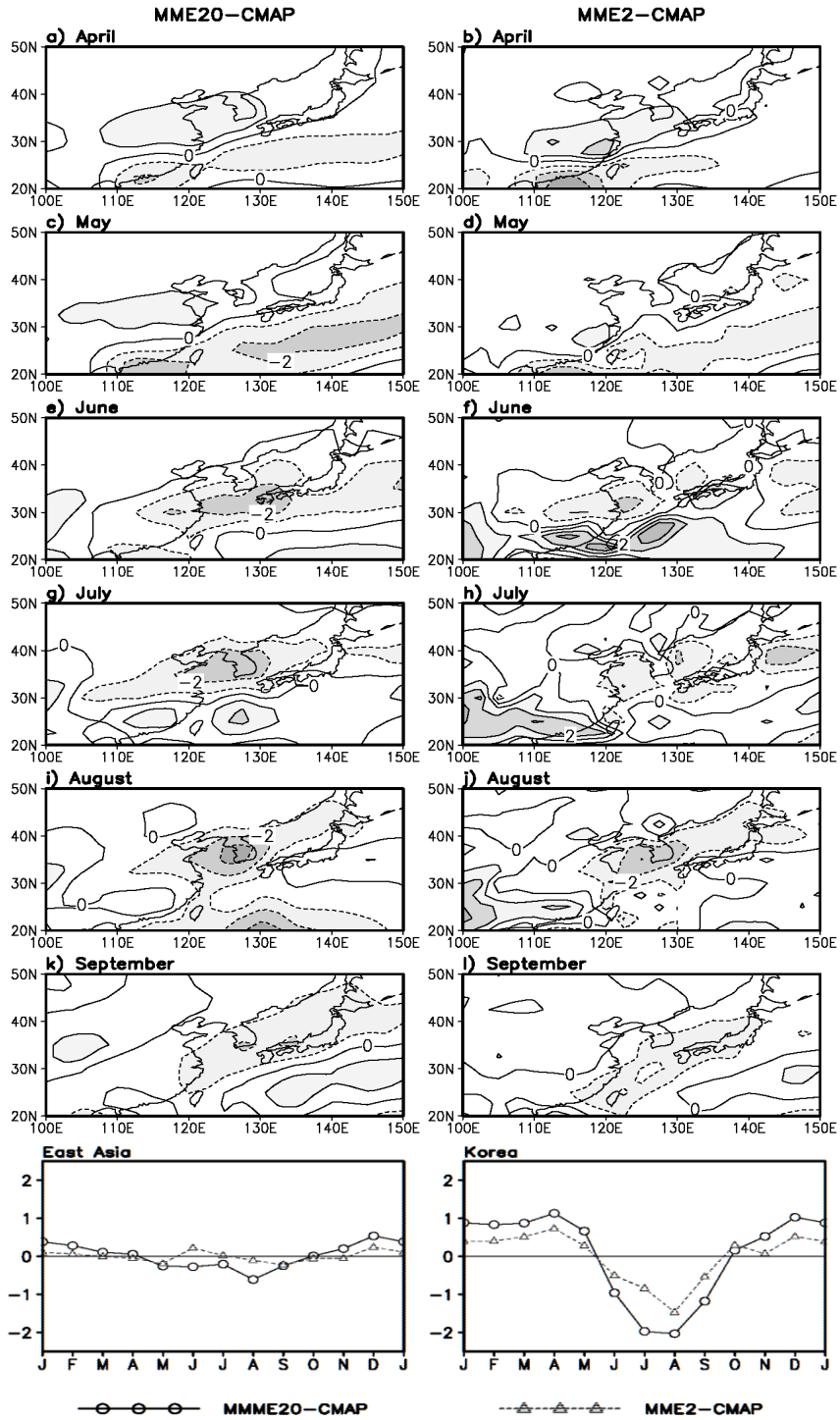


Fig. 8. The differences between multiple-model ensemble and CMAP precipitation anomalies from April to September over East Asia. MME20 indicates the ensemble mean for 20 models and MME2 for MIH and UKG. The interval of contour lines is 2 mm day^{-1} . Time series at the bottom are differences between MMEs and CMAP averaged over East Asia and the Korean peninsula regions.

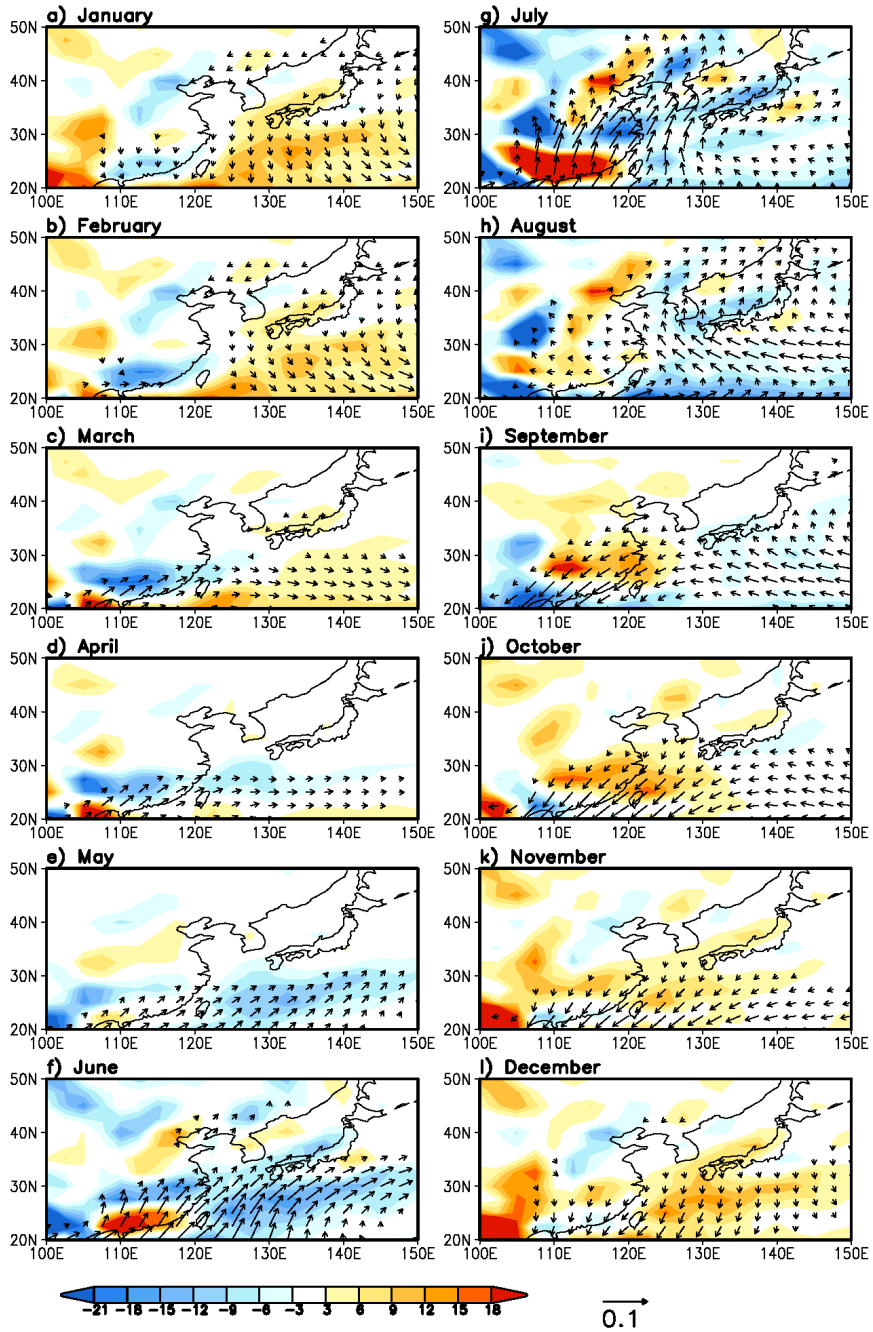


Fig. 9. The annual cycle of the moisture transport by the 850 hPa wind anomalies and corresponding moisture convergence field. The arrow scale ($\times 10^{-9}$) is denoted below figures and values lower than 1×10^{-11} are excluded. The shading indicates the convergence of moisture less than $-3 \times 10^9 \text{ kg}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ s}$ and the shading the divergence of moisture greater than $3 \times 10^9 \text{ kg}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ s}$.

를 위해 먼저 CMAP 강수와 CMAP과 연관된 850 hPa 수증기 수송과 수렴의 연주기 패턴을 비교 분석하였다 (Fig. 9). 관측에서는 3월이 되면, 850 hPa 남서풍은 적

도 서태평양의 온수역의 수증기를 고위도로 수송(벡터로 표시)하며 이와 동시에 30°N 이남의 중국 남동해안에서 수증기의 수렴대(음영으로 표현)가 형성된다

(Fig. 9c). 4~5월 동안, 850 hPa의 남서풍이 북태평양 고기압의 가장자리를 따라서 강하게 불기 시작하고 중국 남동부해안에 중심을 둔 저층 수증기 수렴대는 일본의 열도를 따라 북태평양까지 확장한다(Fig. 9d, e). 이 시기에 강수의 양의 아노말리 밴드와 수렴 아노말리 밴드의 발생 지역, 북동진하는 이동방향 및 시기 등이 매우 일치한다(Fig. 4c-e와 9c-e). 6~7월 동안 남서풍에 의해 수증기가 북쪽으로 수송되는 것이 강화되어 수증기 수렴지역도 점차 북상하게 된다(Fig. 9f, g). 8월에 수증기를 고위도로 수송하던 남서기류는 남동기류로 바뀌면서 고위도로의 수증기 수송은 약해지고 한반도 부근에서 수렴대는 쇠퇴된다(Fig. 9h). 9월 이후에는 수증기의 수렴은 발산으로 바뀌면서 양의 강수 아노말리는 한반도의 동쪽으로 물러나기 시작한다(Fig. 9j-l). 이러한 일련의 과정들은 동아시아 지역에서 관측의 수증기 수송과 수렴대의 시작, 발달, 쇠퇴 등이 관측 강수 아노말리 밴드의 그것과 매우 밀접하게 연관되어 있음을 보여준다.

다음으로 모델에서의 강수와 수증기 수송 및 수렴에 대해서도 살펴보았다. 하층 바람과 수증기장이 분석된 모델은 BCR, CCM, CCH, CNR, GF0, GF1, GOA, GIH, INM, IPS, MET, MIM, MPI, MRI, UKG의 15개이다. 15개 모델을 효율적으로 살펴보기 위해 위도-시간 단면도에서 강수와 수증기 수렴밴드의 북동진을 살펴보았다. Figure 10는 CMAP과 15개 모델의 강수와 850 hPa 수증기 수렴을 경도 122°~132°E에 대해 평균하여 위도와 시간의 축으로 나타낸 것이다. 강수 아노말리는 명암의 농도로, 수증기 수렴은 등치선으로 표현하였다. 세로축은 위도 20°N에서 50°N까지, 가로축은 1월에서 그 다음해 1월을 나타낸다. 관측결과를 살펴보면 3~8월까지 22°N 이북으로 수증기 수렴 아노말리가 북동진하는 동안, CMAP의 강수 아노말리도 북동진 한다(Fig. 10a). 몬순시스템의 절정기인 7~8월에 위도 33~43°N에서 양의 강수 아노말리가 형성되지만 몬순시스템에 수증기를 공급하는 수분수렴의 아노말리 중심은 위도 약 35°N과 42°N에 나뉘어 자리잡는다. 한반도(최남단, 최북단의 경계는 긴 파선으로 표시함) 이남에서 몬순 시스템이 북동진하는 4~6월 동안 하층 수분수렴은 이 몬순시스템에 충분한 수증기를 공급한다. 7~8월에 한반도에서 양의 강수 아노말리가 제일 발달하는 동안, 황해와 발해만을 따라 수송된 수증기 수렴의 아노말리가 한반도와 중국의 접경 이북으로 수증기 공급을 강화한다. 남쪽의 강한 수렴대와 북쪽

의 약한 수렴대 사이에 양의 강수 아노말리가 존재한다는 점은 다소 흥미롭다.

대부분의 모델에서 수증기 수렴과 강수 아노말리의 발생위도와 시기가 대체로 일치함으로써 두 변수 사이의 열역학적 관계가 잘 모의되고 있으나 수증기 수렴의 북상 방향, 시기, 강도는 모델마다 조금씩 다르게 나타났다. 모든 모델들이 한반도 영역(녹색 파선으로 표시된 위도)에서 3월부터 수증기 수렴 아노말리가 모의되는데, 이것은 한반도 지역에 양의 강수 아노말리가 빨리 시작되는 것과 직접적으로 관련이 있다. 모델 BCR (9), CNR (9), GF0 (9), GF1 (9), GOA (10), GIH (9), INM (9), IPS (9), MET (9), MIM (10), MPI (9), UKC (9)은 9월까지 수증기 수렴 아노말리가 한반도에 해당되는 위도대에 발생하였다(괄호 안의 숫자는 양의 강수 아노말리 최대값이 나타나는 월을 표시함). 관측보다 이른 시기에 양의 강수 아노말리를 모의하는 CCM, CCH, GF1, IPS, MET, MPI 등은 수증기 수렴보다 더 북쪽에 양의 강수 아노말리가 나타났다.

한반도 영역에 대해 공간평균한 850 hPa 수증기 수렴과 강수의 연주시의 시계열을 상호 비교하였다(Fig. 11). 열린 원으로 표시된 시계열은 강수 아노말리의 연주기이고 닫힌 원의 시계열은 수증기 수렴의 아노말리의 연주기를 나타낸다. 왼쪽의 세로축에는 강수 아노말리, 오른쪽 세로축에는 수증기 수렴의 아노말리의 크기를 나타냈는데 눈금의 크기가 다름에 주의하라. 횡축은 1월부터 그 다음 1월을 표시한다. 관측에서 강수와 수증기 수렴의 아노말리는 높은 양의 상관관계(0.91)를 가진다. 5월이 되면서 한반도 영역에서는 강수 아노말리와 수증기 수렴 아노말리가 동시에 양의 값을 가지기 시작한다. 양의 아노말리가 지속되는 동안 수증기 수송에 의한 수렴은 충분한 수증기를 이 지역에 공급하는 역할을 한다. 8월이 되면 남서풍에서 남동풍으로 바람이 바뀌면서 수증기 수송이 감소하고 이후 9-10월에는 양의 강수 아노말리는 음으로 바뀐다. 수증기 수렴의 연주기 시계열은 강수 시계열에 비해 음양이 대칭되는 곡선에 더 가까운 모양을 보인다. 이것은 다양한 요인에 의해 영향을 받는 강수에 비해 수증기의 수송과 관련된 수렴은 일년주기의 저층순환에 의해 영향을 받기 때문이라 판단된다. 또한, 여름철의 수렴은 겨울의 발산보다 그 크기가 다소 크며, 7월에 최대값을 나타냄으로써 여름 몬순시스템에서 수증기의 공급원 역할을 한다.

모델의 수증기 수렴과 강수 아노말리는 관측과 같

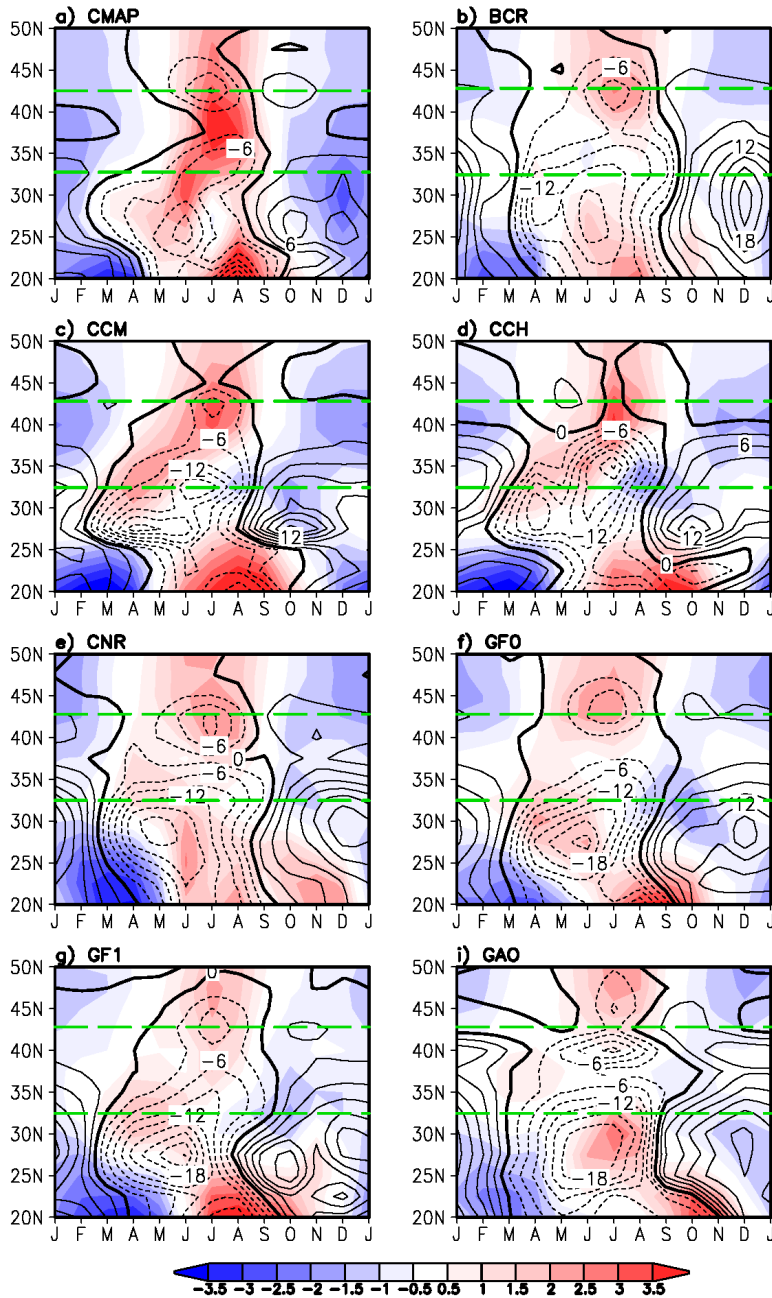


Fig. 10. The latitude-time cross section of observed or simulated precipitation (shaded) and moisture convergence (contour) anomalies regressed onto precipitation. All quantities are averaged between 120° and 130°E near the Korean peninsula. The unit of the contour lines is $1 \times 10^9 \text{ kg}^{-1} \text{ kg}^1 \text{ s}$; positive values of precipitation are shaded and negative values are shaded with the interval of 0.5 mm day^{-1} .

이 모두 양의 상관관을 가지며, 시간 지체(time lag)는 고려하지 않을 때(lag=zero) 모델별로 0.55~0.96의 상관 계수값을 가진다. 대부분의 모델에서 강수 아노말리의

변동크기와 수증기 수렴은 비례한다. 그러나 수증기 수렴 정도에 대한 강수 아노말리를 살펴보면 관측에 비해 모델의 강수효율이 상대적으로 매우 낮다. 양의

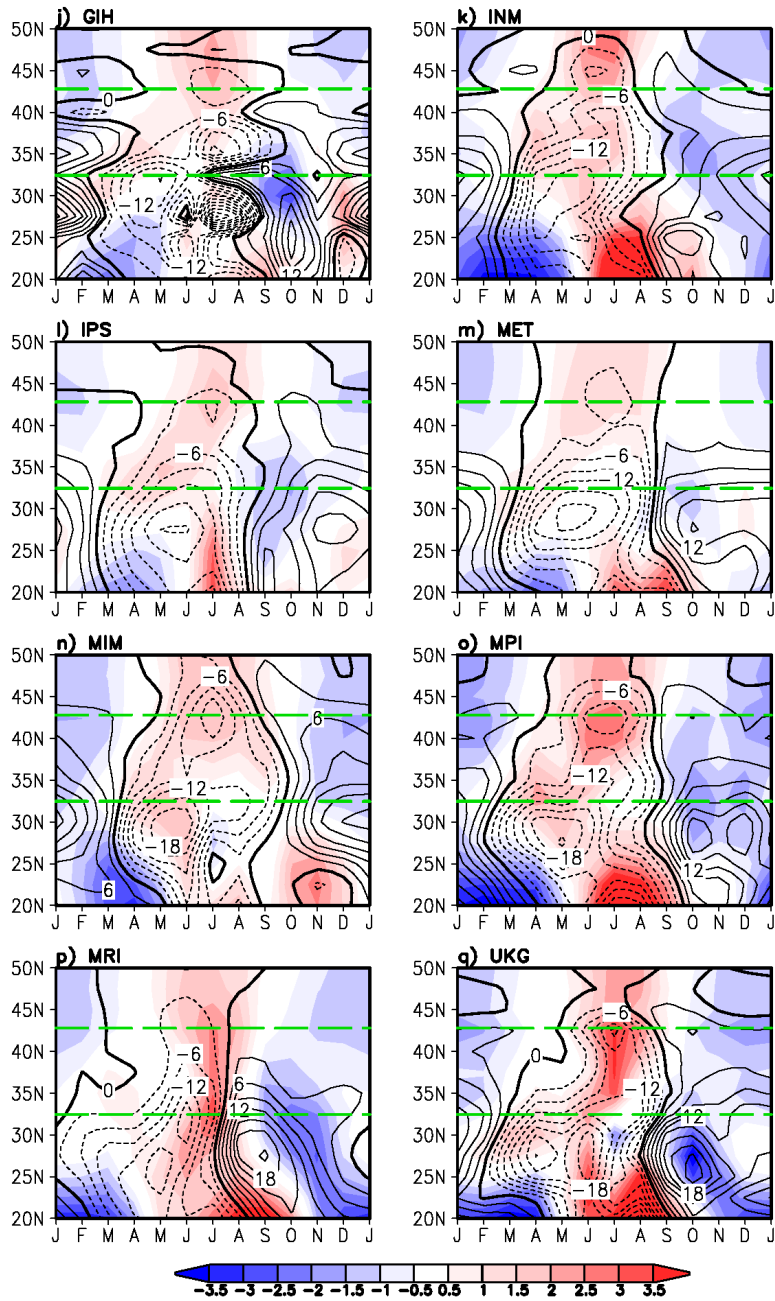


Fig. 10. Continued.

강수 아노말리와 수증기 수렴은 6~8월의 여름철에 존재하나 모델에서는 3월부터 9월까지 관측보다 긴 기간 동안 지속되는 경향을 보인다. 즉, 대부분의 모델에서 관측에 비해 양의 강수 아노말리가 시작되는 시기가 2~3개월 정도 빠르다. BCR, CCH, CNR, MIM, MPI,

MRI, UKG 모델은 수증기 수렴과 강수 연주기에서 음(양)에서 양(음)으로 상 전환과 변화시기가 일치하였다. 나머지 모델은 강수의 상 변화가 수증기 수렴보다 더 일찍 시작하였다. 이러한, 강수와 수증기 수렴 아노말리의 상전환 시기의 차이는 강수의 불확실성을 일으

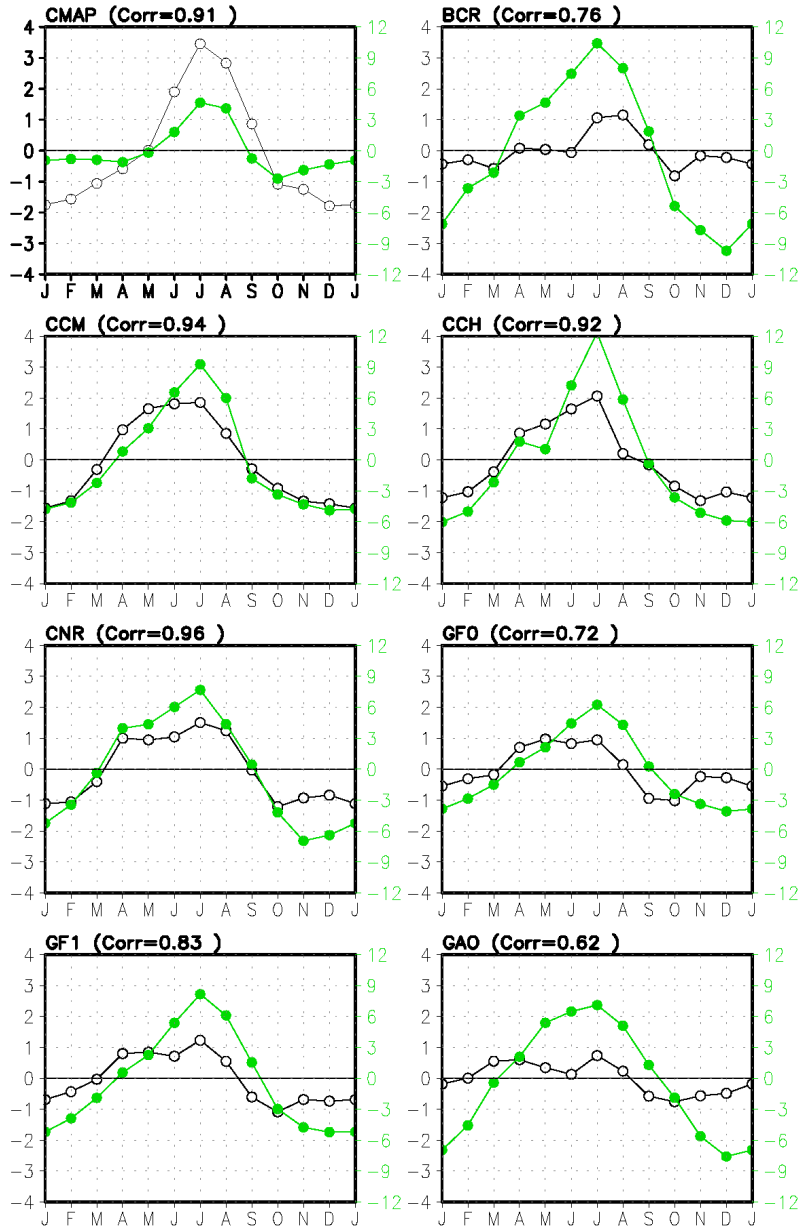


Fig. 11. The time series of the area-averaged precipitation and moisture convergence of 850 hPa anomalies, and simulated precipitation and moisture convergence of 850hPa anomalies from the annual cycle(1st) mode over the Korean peninsula regions (33°~43°N, 122°~132°E). The abscissa indicates the month from January to the following January, and ordinate the amplitude of the anomaly ($1 \times 10^{-9} \text{ kg}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ s}$). The name and number are an abbreviation of an observational or model, and a correlation between the annual cycle of precipitation and moisture convergence, respectively.

키는 요인중의 하나로 이해할 수 있다. 그 외 수증기 수렴대의 북상 경로와 강도의 차이, 모델내 강수모수화의 차이, 모델의 수평 해상도에 따라 실제와 다르게 표현될 수 밖에 없는 해륙분포와 지형고도 등의 차이가

앞서 언급한 수증기 수렴에 대한 강수효율의 차이를 유발하여 강수의 불확실성을 야기시키는 요인으로 이해 될 수 있다.

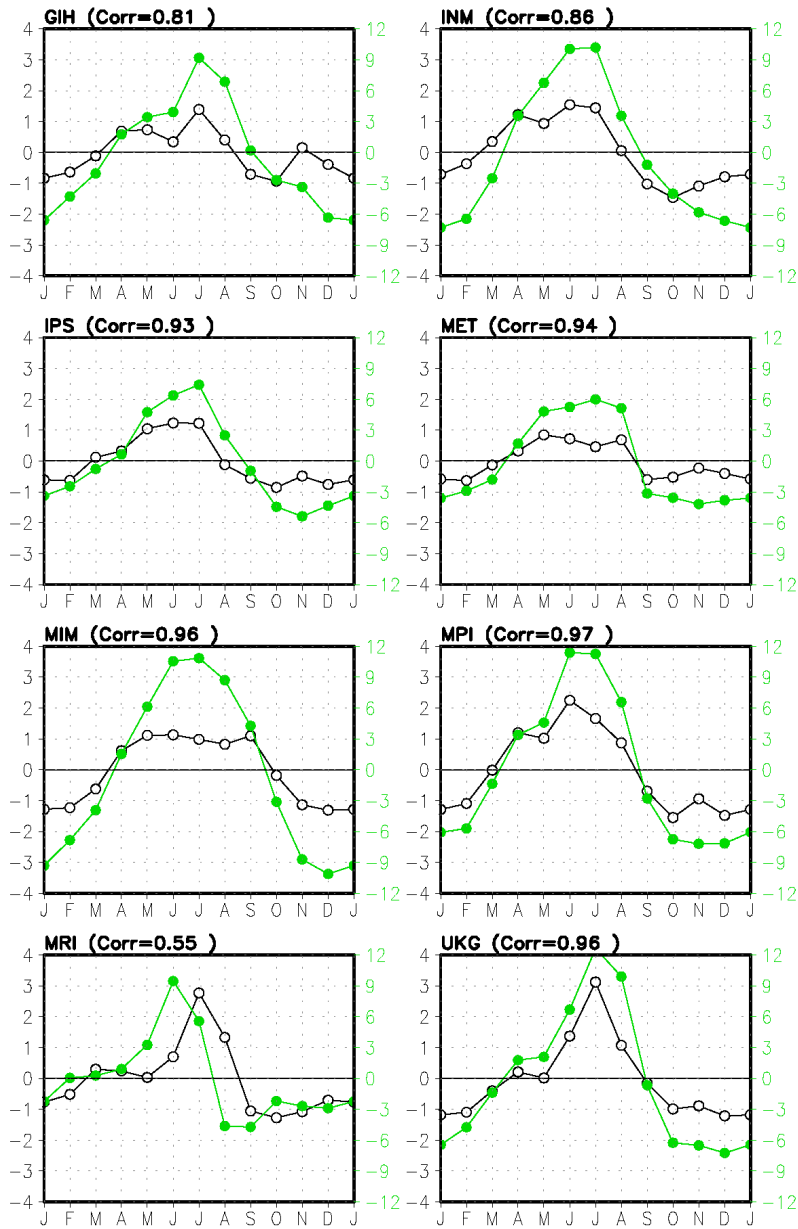


Fig. 11. Continued.

4. 결론

IPCC AR4에 참여한 AOGCM을 이용하여 동아시아 지역에서의 강수 불확실성을 분석하였다. 대부분의 모델들이 관측자료인 CMAP보다 더 많은 강수를 모의하였다. 계절적으로는 여름을 제외한 모든 계절에 양의 편의가 나타났고 특히 겨울철에 관측보다 강수를

많이 모의하는 양의 편의가 가장 크게 나타났다. 계절별로 살펴볼 때 모델간 편차는 여름철에 가장 커서 동아시아 지역에서 여름철 모델강수의 불확실성이 큰 것으로 나타났다. 한편, 20개 모델의 강수 평균장을 관측과 비교해본 결과, 모델의 몬순 시스템이 한반도 이북까지 북상하지 못함으로써 강수가 중국 장강 유역에서는 많게, 산둥반도에서는 작게 모의되었고, 계절적으

로는 한반도 지역에서는 봄과 겨울에 양의 편의를, 여름과 가을철에 음의 편의를 가졌다. 한반도 영역에서도 여름철 강수의 모델간 편차가 가장 컸으며 불확실성도 가장 컸다. 대체로 해상도가 높은 모델이 CMAP과 유사한 몬순시스템의 연주기 형태(북동진 경로와 강도)를 모의했고 해상도의 증가에 따라 그 모의 품위가 대체적으로 비례하여 향상되었다.

CSEOF 분석을 통해 관측과 모델의 강수 자료를 모드별로 추출하고 모드 중에서 가장 큰 변동성을 설명하는 연주기를 분석하였다. 동아시아에서 모델들이 모의한 강수량의 연주기는 관측에서 보이는 몬순 시스템에 따른 강수 밴드의 발생, 이동경로 및 강도를 대체로 잘 보여 주었다. 즉, 대부분 모델의 연주기는 관측과 유사하게 4월에 음에서 양으로, 10월에 다시 양에서 음으로의 전환되었으며 8월에 최대를 나타낸다. 하지만, 일부 모델은 관측보다 빠른 6~7월에 양의 아노말리 최대치를 나타내거나 그 변동폭이 작았다.

또한, 불확실성을 줄여 신뢰성이 있는 기후자료를 제공하기 위해 기존의 공간평균의 상관계수와 표준편차를 이용한 Taylor diagram 분석과는 달리 CSEOF 분석을 통한 강수량 연주기 시계열의 모의특성을 바탕으로 하는 앙상블기법을 제시하였다. 연주기 모의 성능은 대체로 수평격자가 고해상도인 모델들이 우수한 경향이 있었다. 앙상블 결과의 비교를 위해 20개 모델의 연주기를 단순 평균한 MME20과 연주기의 모의 성능이 우수한 2개 모델의 평균인 MME2를 구성하였다. 관측과 비교한 결과 MME2가 여름철(6~8월) 강수 밴드의 북상경로와 강도 모의, 강수밴드의 연주기 진행이 우수하였다. 또한 선행연구(Kripalani *et al.*, 2006)의 단순 월평균한 시계열간의 비교결과보다도 우수하였다. 따라서 앙상블을 구성하는 방법으로 CSEOF를 적용하여 강수의 변동성 중에서 다른 모드를 제거하고 연주기를 추출하여 그 시계열을 비교하는 방법이 유효한 것으로 사료된다.

모델 강수량의 불확실성과 모델간 편차를 유발하는 원인을 규명하기 위해 강수밴드에 큰 영향을 미치는 850 hPa 저층 수증기 수송과 수렴의 연주기를 분석하였다. CSEOF 분석과 선형회귀방법을 이용하여 강수와 850 hPa 수증기 수송과 수렴분석을 수행하여 여름 몬순과 관련된 강수 밴드의 이동과 활성이 수증기 수송 및 수렴과 밀접하게 연관되어 있음을 밝혔다. 관측 자료의 분석에서 한반도 지역에 대한 강수의 상전환은 수증기 수렴의 상전환과 일치하였다. 모델에서는 대체

로 강수의 상전환이 수증기 수렴보다 앞서지만, 두 변수의 아노말리의 최대치가 발생하는 시기는 일치했다. 하지만, 강수와 수증기 수렴의 변동 폭은 비례하지 않았다. 즉, 관측보다 모델의 수증기 수렴이 2배 정도 크에도 불구하고 모의된 강수량은 관측에 비해 작았다. 또한, 더 큰 수증기 수렴을 모의하는 모델이 더 많은 강수를 모의하지는 않았다. 이것은 모델내 해륙분포와 지형고도의 표현의 차이, 강수과정의 모수화 과정에서 수증기 수렴에 대한 강수의 민감도의 정도가 모델마다 다를 수 있어, 수증기의 공급과 수렴의 변동이 직접적으로 강수의 증감으로 이어지는 수증기-강수 효율성이 다르기 때문이라 사료된다.

IPCC AR4에 참여한 모델들이 산출한 기후시나리오 자료의 불확실성을 제시한 연구 결과는 많이 있어 왔지만, 본 연구에서는 불확실성이 큰 강수에 대해 통계적 방법을 이용하여 연주기를 추출하고 관측과 비교하는 연구를 시도하였다. 앞서 설명했듯이 모델 별로 모의된 강수 기후 시그널을 모드 별로 구분하고 그 중에서 가장 큰 변동성을 설명하는 연주기의 시공간적 특성을 파악하고 관측 강수의 연주기와의 차이의 원인을 밝히기 위해 여러 변수 중에서 저층 850 hPa의 수증기 수송 및 수렴과 관련지어 설명하였다. 모델의 연주기에 나타난 강수밴드의 고위도로의 북상 방향과 시기를 결정짓는 저층 수증기 수송과 수렴에 따라 한반도와 같은 좁은 지역에서의 강수량은 모델마다 크게 다르게 모의된다. 이런 좁은 지역에서 고해상도의 모델은 편의를 이용한 불확실성 분석에서 강수의 품위가 우수했을 뿐 아니라 CSEOF 분석을 이용한 강수의 연주기 비교를 통한 모의 품위 성능에서도 저해상도보다 우수하였다. 따라서, 컴퓨터계산 능력의 향상의 추세에 따라 저해상도의 모델에서 고해상도의 모델로 GCM을 운영하여 기후자료를 생산할 필요성이 대두된다.

감사의 글

본 연구는 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비지원(1-9-3)에 의해 수행되었습니다.

참고문헌

Dai, A., G.A. Meehl, W.M. Washington, T.M.L. Wigley and

- J.M. Arblaster, 2001: Ensemble simulation of twenty-first century climate changes: Business-as-usual versus CO2 stabilization. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 2377-2388.
- Giorgi, F., and L. O. Mearns, 2002: Calculation of Average, Uncertainty Range, and Reliability of Regional Climate Changes from AOGCM Simulations via the "Reliability Ensemble Averaging"(REA) Method. *J. Climate*, **15**, 1141-1158.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: *The Physical Scientific Basis, Working group I contribution to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Summary for Policymakers*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996pp.
- Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2006: Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 247-258.
- Kim, K.-Y., and G. R. North, 1997: EOFs of harmonizable cyclostationary processes, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2416-2427.
- _____, 1997: Statistical Interpolation Using Cyclostationary EOFs. *J. Climate*. **10**, 2931-2942.
- Kripalani, R.H., J.H. OH, and H.S. Chaudhari, 2006: Response of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO2: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Theo. Appl. Climato.*, **87**, 1-28.
- Lal, M., and H. Harasawa, 2001: Future Climate Change Scenarios for Asia as Inferred from Selected Coupled Atmosphere-ocean Global Climate Models, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 219-227.
- Lim, Y.K., K.Y. Kim and H.S. Lee, 2002: Temporal and Spatial Evolution of the Asian Summer Monsoon in the Seasonal Cycle of Synoptic Fields. *J. Climate*, **15**. 3630-3644.
- Seo, K.-H., and K.-Y. Kim, 2003: Propagation and Initiation Mechanisms of the Madden-Julian Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4384-4405.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Ame Meteo. Soc.*, **78**, 2539-2558.