

**기상청 기후예측모델 개선을 위한  
테스트베드 구축 및 활용 기술 개발**

**Testbed Construction and Development of its  
Utilization Technology for the KMA Climate  
Prediction Model**

**김가영, 김해정, 석수현, 신선희,  
이강진, 양유빈, 함수련, 전종안  
기후사업본부 예측기술과**

**2024.12.**

**아시아·태평양경제협력체 기후센터**

# Executive Summary

Considering the limited human and computing resources in the domestic modeling community, strengthening our modeling capacity and continuously operating the testbed within the joint collaboration system (K-R2O process) are imperative to enhance the effectiveness of the climate prediction system. This report aims to strengthen the Korean Meteorological Administration (KMA) Global Seasonal Forecast System version 6 (GloSea6) and includes three tasks: (i) the development of land-surface model improvement technology for KMA GloSea6, (ii) the evaluation of the possibility of applying the developed R&D technology to operations (testbed), and (iii) the framework of verification system that suggests guidance for the models' s improvement.

To improve the prediction skill of KMA GloSea6, a groundwater algorithm and river routing model in land surface processes were investigated and developed. To enhance the land surface model JULES within GloSea6, the JULES-GrUB system was developed by integrating the GrUB algorithm. The GrUB algorithm replaces the existing TOPMODEL-based groundwater runoff scheme, offering improved applicability in ungauged basins. Performance evaluations were conducted for seven major basins, including the Mississippi, Amazon, Yangtze, Mekong, Murray-Darling, Gobi, and Tibetan regions. Comparisons with FluxCom and GLEAM benchmark datasets demonstrated that the GrUB algorithm significantly enhanced prediction accuracy, particularly in latent heat flux and soil moisture. The study utilized data from 2008, 2009, and 2010, with initialization on March 1, focusing primarily on spring. While the results confirmed the effectiveness of the GrUB-based model, further evaluation through long-term simulations and experiments across various seasons is necessary. This research highlights the potential of the GloSea6 JULES-GrUB system in improving hydrological and energy component predictions, contributing to enhanced reliability in climate modeling.

The characteristics of the current river routing model were also investigated, and its weaknesses were identified. It was found that GloSea6 uses a relatively simple river routing model, and the simulated river storage is overestimated compared to observations. To simulate accurate river flow and air-land-sea interactions, it is most desirable to couple a sophisticated and realistic river routing model. As a simple method, attempts were made to reduce the amount of freshwater flowing into the ocean by increasing the resolution of the existing river routing model. The GloSea6-TRIP system, which replaces the existing 1-degree resolution with 0.5-degree and 0.125-degree resolution for TRIP, was newly constructed. As the resolution of the river routing model changed, the setting coefficients for meandering and river flow velocity were also optimized. The new system clearly reduces errors in river flow and discharge compared to the existing operational system. Simulations with the optimized high-resolution river routing model showed reduced errors in ocean circulation and

temperature, especially in the Pacific and Indian Oceans. These results are valuable for improving seasonal prediction due to more accurate air-sea interactions and for applied and policy research on water resources.

To more accurately predict the rapidly changing climate, it is essential to have a climate prediction model equipped with state-of-the-art technology. Proactive validation of cutting-edge technologies can help reduce potential risks in the operation of current climate prediction systems. The APEC Climate Center (APCC) is participating in the joint development of the KMA's GloSea6 as part of the testbed, which serves as a bridge for the rapid acceleration of forecast technologies to forecast operations. In this study, research-to-operation (R2O) processes for climate prediction technologies were established, fulfilling the testbed's role.

First, a structured joint development system with stages and elements suited to our country's circumstances was proposed. Key improvements in the joint development research environment were also suggested. On a small scale, these improvements establish a solid testbed foundation, and on a larger scale, they aim to activate joint development of KMA's climate prediction system. In particular, regarding the testbed, experimental standards (semi-operational forecast experiments), research processes (application of new technology → semi-operational experiments → evaluation → suggestions for operational applicability), and evaluation perspectives (scientific effect and technical efficiency) were established, structuring a system to fulfill the testbed's role. Additionally, a collaborative roadmap for model development reflecting the long-term demands of R2O was established through discussions based on the APCC-KMA-NIMS (National Institute of Meteorological Science) framework. The proposals made in this study were compiled into guidance documents and provided to NIMS, responsible for the forecast operation of the joint development of the climate prediction system. This systematic approach is expected to drive the growth of collaboration aimed at improving long-term forecasting in our country.

Second, by performing the role of a testbed, the feasibility of implementing new technologies in the operational forecast system was proposed. For developed prediction technologies from R&D to be applied to the operational forecast system, evaluation in an environment identical to the actual operational system is required. Therefore, the testbed evaluations were conducted under conditions identical to those of the operational system, assessing both scientific effectiveness and technical efficiency to determine operational stability. Technologies evaluated in this study included parameterization of sea ice, coupled initialization, and cumulus parameterization. In 2022 and 2023, the effects of parameters in sea ice were verified, and optimization strategies were proposed. Sensitivity experiments were conducted on parameters influencing winter temperatures in East Asia to verify their predictability. The correlation between Arctic sea ice and winter temperatures in East Asia was also improved. Operational efficiency and stability were confirmed, demonstrating the

technical feasibility of applying these technologies in actual operational forecasts

Additionally, the effects of coupled initialization were demonstrated. It was confirmed that coupled initialization improves climate factors influencing summer precipitation, and simulation performance related to winter tropical variability was also enhanced. From a technical perspective, stable integration was confirmed, and although the runtime may be slightly longer than that of the operational forecast, it was judged to be generally suitable for actual operations. In 2024, the effects of a newly developed convection scheme, the Unified Convection scheme (UNICON), on simulated East Asian summer monsoons, teleconnections, and extreme precipitation were analyzed. The advantages and disadvantages of UNICON were examined, and future development directions were proposed. Results from the testbed were shared with NIMS in the form of five technical reports. Notably, proposed technologies related to sea ice physics and coupled initialization were applied to the operational KMA GloSea6 in 2024.

The APCC's testbed serves as a bridge between model developers and operational institutions, accelerating the virtuous cycle of “fundamental technology development → feasibility evaluation → application to the operational system.” It is becoming a hub for domestic collaboration that promotes the practical application of research results on climate models. Through this study, APCC has established an environment capable of quasi-operational forecast experiments and has built expertise by accumulating years of research know-how using GloSea6. In other words, the APCC's testbed, with its comprehensive experimental environment and research capabilities, plays an irreplaceable role in the climate prediction modeling domain—one that no other entity can fulfill.

The verification framework, called CrEMA (Climate foRecast model Evaluation system by APCC), was developed to provide an objective assessment of the operational climate forecast system and diagnose structural problems and their causes within the model. CrEMA consists of two parts: skill assessment of various climate variables and diagnostics for major climate variability. The core of CrEMA is to construct metrics that effectively capture the multi-faceted characteristics of the climate system. The skill assessment metrics were designed to focus on quantitative measures of deterministic and probabilistic forecast skills through statistical scores. The diagnostic metrics were independently developed for each climate mode and variability, including the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Madden-Julian Oscillation (MJO), Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO), Arctic Oscillation (AO), Sea Ice Extent (SIC), and East Asian Summer/Winter Monsoon (EASM/EAWM)—key components of East Asian climate variability. These metrics diagnose the dynamical modes and physical interactions within the model's climate system. Through the CrEMA diagnostic metrics, the performance of Arctic, EAWM, and BSISO predictions in the KMA GloSea6 system was comprehensively diagnosed, and suggestions for model improvement were provided.



According to the CrEMA Arctic diagnosis, the GloSea6 generally captures the vertical structure of the stratospheric polar vortex weakened by increased Eurasian snow cover with reasonable accuracy. However, it underestimates the intensity of the stratospheric polar vortex, particularly the downward wave propagation in the lower mid-latitude troposphere during winter. This deficiency impacts the performance of Arctic Oscillation (AO) predictions, which are notably significant only for 1-month lead times, and reduces the skill in simulating teleconnection related to AO. On the other hand, GloSea6 accurately simulates the interannual and intraseasonal variability of Barents-Kara sea ice, demonstrating a significant improvement over GloSea5. However, the model underestimates the surface heat flux due to the reduction in sea ice and exhibits excessive stability in the lower Arctic troposphere. This stability hampers the development of Arctic warming associated with the decline of Barents-Kara sea ice, resulting in a shallow and weak warming structure that prevents upper-level wave propagation. Consequently, this limits the model's ability to simulate Arctic-Eurasian teleconnections. To improve GloSea6's Arctic performance, it is crucial to address the excessive stability in the lower Arctic atmosphere. Further improvements are also needed in the Arctic ocean-atmosphere and the troposphere-stratosphere interactions.

The East Asian monsoon, which significantly influences seasonal climate variability in East Asia, was also diagnosed. The diagnostic results of the East Asian winter monsoon show that the mean bias and the interannual variability of monsoon system components have improved, especially in the vertical temperature and geopotential height over East Asia. However, issues such as cold temperature biases and an overestimated East Asian trough still remain. The variability of the Siberian high, which is crucial for the East Asian winter monsoon, is also not adequately simulated. In tropical-mid-latitude teleconnections, delayed responses of East Asia to the Indian Ocean Dipole (IOD) have been reproduced with reduced mean bias in the tropical Indian Ocean. However, there is no significant change in the response to the ENSO. In Arctic-mid-latitude teleconnections, the responses of East Asia to the AO and Barents Oscillation (BO) have been reproduced adequately. The predictability of major modes of winter temperature variability over East Asia is not valid for more than two months, and the prediction of blocking patterns and intensity affecting cold surge frequency has slightly improved. Further improvements are needed in simulating the development and propagation of the Philippine Sea anticyclone and local atmosphere-sea interactions in the tropical western Pacific, which are crucial for Pacific-East Asia teleconnections.

GloSea6's representation of the BSISO exhibits significant improvements, particularly in northward propagation over the Indian Ocean region, attributed to reduced biases in convection and easterly wind shear. The model demonstrates enhanced simulation of key physical processes, including moisture advection and barotropic vorticity, leading to better predictions of BSISO northward propagation. Notably, the model better captures East Asian meteorological patterns associated with BSISO phases, especially in predicting warm events linked to BSISO1 Phase 7 and BSISO2 Phase 1, and wet events connected to BSISO1 Phase 4.

Nevertheless, limitations persist in the western Pacific region with persistent biases in outgoing longwave radiation (OLR) and zonal wind, significantly weakened intraseasonal variability beyond three-week lead times in both 30-60-day and 10-20-day modes, and limited representation of teleconnection impacts, particularly in simulating the barotropic structure associated with the Circumglobal Teleconnection (CGT) pattern. These findings suggest that while GloSea6 shows substantial improvement in BSISO simulation, further development should focus on convective activities in the western Pacific, maintenance of variability in predictions, and teleconnection processes.

## 국문 요약

국내 기후 모델링 커뮤니티에서의 한정적인 인적 및 컴퓨팅 자원을 고려할 때, 자체 모델링 역량 강화 및 공동 협력 시스템내 (K-R2O)에서의 지속적인 테스트베드 운영은 기후예측 시스템의 유효성을 강화하기 위한 필수적인 요소이다. 본 보고서는 기상청 기후예측 시스템의 예측력 강화를 목적으로 수행된 연구로 1.지면모델 개선 기술 개발, 2.개발된 R&D 기술의 현업 적용 가능성 평가 (Testbed), 3.기후예측 시스템의 개선 방향을 제시하는 모델 평가체계 구축에 대한 분석 결과를 제시한다.

기상청 기후예측모델 (GloSea6)의 예측 성능 향상을 위해 지면과정의 지하수모듈 및 하천 유출 과정의 특성을 파악하고 지면모델의 개선 기술을 개발하고자 하였다. 이를 위해 GloSea6의 지면모델 JULES에 지하수 모듈인 GrUB의 알고리즘을 통합하여 JULES-GrUB 시스템을 구축하였다. 토양수분과 같은 지면 상태는 지면과 대기 간 물리적 상호작용을 통해 물과 에너지 수지를 조절하며, 이는 기후 예측에서 중요한 역할을 수행한다. GrUB 알고리즘은 기존의 TOPMODEL 기반 기저유출 알고리즘을 대체하며, 미계측 유역에서도 안정적으로 적용할 수 있는 장점을 가지고 있다. 이를 통해 미시시피, 아마존, 양쯔강, 메콩강, 머레이-달링, 고비, 티벳 유역 등 7개 주요 유역에서 수문 성분과 에너지 성분에 대해 모델 성능을 평가하였다. FluxCom 및 GLEAM 기준 자료와의 비교 결과, GrUB 알고리즘은 기존 모델 대비 예측성을 전반적으로 개선하였으며, 특히 잠열 및 토양수분 예측에서 높은 정확도를 보였다. 본 연구는 2008년, 2009년, 2010년의 3월 1일 초기장을 기준으로 테스트를 수행하였으며, 결과는 봄철에 집중되었다. 향후 장기모의 및 다양한 계절별 실험을 통해 추가적인 성능 개선 효과를 평가할 필요가 있다. 본 연구에서는 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델을 활용한 수문학적·에너지학적 예측 개선 가능성을 제시하며, 기후 모델링의 신뢰성 향상에 기여할 것으로 기대된다.

또한, 지면과정의 개선을 위해 GloSea6의 하천 유출 모델 해상도를 1도에서 2배, 8배 높은 하천 보조자료가 사용되는 GloSea6를 새롭게 구축하였고, 이를 통해 모델의 오차에 어떠한 영향을 줄 수 있는지 살펴보았다. GloSea6는 상대적으로 간단한 하천 유출 모델을 사용하고 있으며, 모델내에서 모의되는 하천 유출량은 관측과 비교하였을 때 과대 모의하고 있음을 알 수 있다. 하나의 이유로 지역별 주요 하천을 표현하기에 너무 큰 현재 하천 유출 모델의 해상도를 들 수 있다. 정확한 하천 흐름을 모의하고 대기-지면-해양 상호작용의 개선을 가져오기 위해서는 정교하고 현실적인 하천 유출 모델을 접합하는 것이 가장 바람직하겠으나, 현재 현업에서 사용중인 GloSea6에 개선을 위해서 간단하고 직접적인 효과를 줄 수 있는 하천 유출 모델의 해상도를 높이는 방법을 통해 오차를 줄여보고자 하였다. 다양한 민감도 실험을 바탕으로 고해상도(0.5도) 하천유출모델이 적용된 GloSea6를 최적화하여 현업에 사용할 수 있는 기반을 마련하였다. 고해상도 하천유출모델이 적용된 GloSea6 실험의 결과는 기존 현업의 결과에 비해 유량 및 방출량의 오차를 줄이며, 특히 해양 흐름을 변화시켜 한반도 연안의 해수면 온도의 개선을 가져올 수 있다. 이러한 결과는 대기-해양 상호작용의 변화를 가져와 계절 예측 성능 향상을 가져올 수 있으며, 나아가 지역적 규모에서 수자원에 대한 응용 및 정책 연구에도 유용하게 사용될 수 있을 것이다.

급변하는 기후를 보다 정확하게 예측하기 위해서는 이를 반영할 수 있는 최신 기술이 적용된 기후예측모델의 보유가 필수적이다. 최신 기술의 선제적인 검증은 현업 기후예측시스템 운영에 있어 잠재적인 리스크를 줄일 수 있다. APCC는 예측 기술의 신속한 현업 가속화를 위한 징검다리 역할인 테스트베드의 역할로 기상청 기후예측시스템(GloSea6)의 공동개발에 참여하고 있다. 이 연구에서는 테스트베드 운영을 통해 기후예측 기술의 실용화(R2O) 체계를 정립하였다.

첫째, 작게는 테스트베드의 기반 체계 구축을 위해서 더 나아가서는 기상청 기후예측시스템 공동개발 활성화를 위해서 우리나라 실정에 맞는 단계와 요소로 공동개발 체계를 구조화할 것을 제안하고, 공동개발 연구 환경에서의 주요 개선 방안을 제안하였다. 특히 테스트베드와 관련해서는, 실험기준(대규모 준현업 예측실험), 운영기준(신규 기술 적용 - 대규모 실험 - 평가 - 현업가능성 제안), 평가기준(과학적 효과 및 기술적 능률)을 만들어 테스트베드의 역할 수행에 관한 체계도 정립하였다. 또한 APCC-기상청-국립기상과학원의 논의를 통해 장기 수요를 반영한 모델 개발 협력 로드맵을 수립하였다. 이 연구에서 제안한 내용들은 가이드선으로 제작되어 기상청 기후예측시스템 공동개발의 운영을 맡고 있는 국립기상과학원에 제공되었다. 이를 통해 기상청 기후예측시스템 공동개발이 체계적으로 운영되고 활성화되어 우리나라 장기예보 개선을 위한 협력의 성장 동력이 되길 기대한다.

둘째, 테스트베드 운영을 통해 신규 기술의 현업화 가능성을 제안하였다. 개발된 예측 기술들이 실제 현업에 적용되기 위해서는 현업과 동일한 환경에서의 평가가 필요하다. 따라서 테스트베드에서의 현업화 평가는 현업 환경과 동일한 조건에서 수행되었고 과학적 효과와 더불어 현업에서 안정적으로 운영될 수 있는지에 대한 기술적 능률도 확인하였다. 이 연구에서 평가된 기술은 해빙물리과정, 약결합 초기화, 규모적응 적운모수화이다. 2022년과 2023년 수행된 해빙물리과정 최적화 평가에서는 해빙물리과정 내 매개변수들의 효과를 검증하고 최적화 방안을 제안하였다. 동아시아 겨울철 기온에 영향을 주는 것으로 분석된 매개변수들의 민감도 실험을 수행하여 예측성을 검증하고 북극과 동아시아 겨울 기온의 상관관계 개선을 확인하였다. 또한, 현업 효율성과 안정성을 확인하여 기술적으로도 현업에 적용 가능함을 검토하였다. 약결합 초기화 기술에 대해서는 여름철 강수에 영향을 미치는 기후 인자들을 개선하는 효과가 있음을 확인했으며, 겨울철 열대 변동성과 관련된 현상의 모의 성능이 향상되는 효과가 있었다. 기술적인 측면에서는 안정적인 적분을 확인하였고 현업 소요 시간이 다소 길어질 수 있으나 총체적으로 현업 적용에 적절한 것으로 판단되었다. 2024년 수행된 규모적응 적운모수화 기술 평가에서는 동아시아 여름 몬순 모의 성능 및 원격상관, 극한강수에 대한 다각적 분석을 기반으로 향후 개발 방향을 제안하였다. 테스트베드 운영을 통해 도출된 결과들은 5종의 기술보고서로 현업 기관으로 공유되었다. 특히 해빙물리과정과 약결합 초기화 기술 제안 결과는 2024년 기상청 현업 시스템(GloSea6)에 적용되어 기상청 기후예측모델 개선에 실질적으로 활용되었다.

이렇듯 APCC 테스트베드는 기술 개발 주체와 현업 기관과의 가교 역할을 함으로써 “원천 기술 개발→현업화 평가→현업 적용을 통한 예측성 제고”의 선순환을 가속화하여 기후모델 연구 성과의 실용화를 촉진하는 국내 협력의 허브가 되고 있다. 이 과제를 통해 APCC는 대규모 준현업 예측 실험이 가능한 환경을 구축하였고 GloSea6를 이용한 다년간의 연구 노하우 축적으로 전문성을 갖추었다. 즉, APCC의 테스트베드는 실험 환경과 연구 역량을 두루 갖추었으므로

기후 예측 모델링 시장에서 그 어느 조직도 할 수 없는 대체 불가능한 역할을 수행 중이다.

기상청 기후예측 시스템 (GloSea6)의 객관적인 평가를 제공하고 모델 내의 구조적 문제와 원인을 진단하기 위해 APCC는 기후예측모델 평가·관리 시스템 (Climate foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하였다. CrEMA는 모델의 주요 변수들에 대한 성능평가와 주요 기후 변동성에 대한 진단평가로 구성된다. CrEMA의 핵심은 기후 시스템의 다면적 특성을 효과적으로 제공하는 평가 메트릭을 개발하는 것이다. 성능평가 메트릭은 단정/확률 예보 기술을 정량적으로 측정하기 위해 통계적 스코어들로 구성하였고, 다변수 통합평가를 적용하였다. 주요 기후 변동성에 대한 다각적 평가정보를 제공하기 위해 우리는 각 기후 인자에 대한 독립적인 진단 메트릭을 개발하였다. 이는 열대 계절&계절내 기후 변동성 (El Nino-Southern Oscillation (ENSO), Madden-Julian Oscillation (MJO), Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO)) 뿐만 아니라 북극 기후 변동성 (Arctic Oscillation (AO), Sea Ice Extent (SIC))의 진단 결과를 제시하며, 동아시아 기후 변동성을 대표하는 동아시아 여름&겨울 몬순 (East Asian Summer Monsoon (EASM), East Asian Winter Monsoon (EAWM))의 진단 결과 또한 포함한다. CrEMA 진단 메트릭을 통해 우리는 현업 기후예측모델인 GloSea6의 Arctic, EAWM, BSISO의 모의성능을 종합적으로 진단하였다. GloSea6의 구조적 문제를 파악하고, 프로세스 기반의 원인 분석을 통해 모델의 구조적 오차를 이해함으로써 GloSea6의 개선 방향을 제시하고자 하였다.

CrEMA Arctic 진단 결과, GloSea6는 유라시아의 적설 증가로 인해 약화되는 성층권 극소용돌이의 연직 구조를 대체적으로 잘 모의하지만, 성층권 극소용돌이의 강도를 과소모의하며, 특히 겨울철 중위도 하층 대류권의 하향 파동전파를 과소모의한다. 이러한 결함은 북극 진동 (AO) 예측 성능에 영향을 미치고 (특히 1개월 리드에서만 유의함) 원격상관 모의성능 또한 저하시킨다. 한편, GloSea6는 Barents-Kara 해빙의 경년 및 계절내 변동을 매우 잘 모의하며 GloSea5에 비해 상당히 개선된 결과를 나타낸다. 그러나 GloSea6는 해빙 감소로 인한 지표 열 플럭스를 과소모의하며, 북극 대류권 하부에서 과도한 안정층을 모의한다. 이러한 안정성은 바렌츠-카라 해빙 감소와 관련된 북극 온난화의 진행을 방해하여 얇고 약한 온난화 구조를 유도하며, 상층 파동 전파를 저지시킨다. 결과적으로 이는 북극-유라시아 원격상관 모의성능을 감소시킨다. GloSea6 Arctic 모의성능 개선하기 위해서는 북극 하층 대기의 과도한 안정성을 해결할 필요가 있으며, 북극 해양-대기 상호작용 및 대류권-성층권 상호작용의 개선이 필요한 것으로 판단된다.

동아시아 겨울 몬순 진단 결과, 몬순 시스템 요소의 평균과 변동성 모의 성능은 전반적으로 향상되었으며, 동아시아 대류권 전층 기온과 중상층 지위고도 평균편향 개선이 두드러진다. 그러나 기온의 한랭 편향과 기압골 과대모의 문제는 여전히 남아있으며, 동아시아 겨울 몬순에서 중요한 시베리아 고기압 강도 변화를 적절히 모의하지 못하는 것으로 진단된다. 열대-중위도 원격상관에서는 열대 인도양 평균편향 감소와 함께 쌍극진동에 대한 동아시아 반응 재현성이 개선되었으며, 엘니뇨/남방진동에 대한 반응은 유의한 예측성 변화가 나타나지 않는다. 북극-중위도 원격상관에서는 북극진동 또는 바렌츠진동에 대한 동아시아 반응 재현성이 개선되었다. 동아시아 겨울철 기온 변동성 주요 모드의 재현성은 2개월 이상의 예측성이 확보되지 않으며, 한파 발생에 영향을 미치는 블로킹의 패턴과 강도 예측성은 소폭 향상되었다. 열대-중위도 원

격상관에 영향을 미치는 필리핀해 고기압의 발달·이동과 열대 서태평양의 국지적 대기-해양 상호작용의 재현성은 추가적인 개선이 요구된다.

BSISO의 경우, GloSea6에서는 인도양 지역의 대류와 서풍 시어 편향이 감소하여 BSISO 북진 모의 성능이 크게 향상되었다. 수분 이류와 순압성 와도와 같은 주요 물리과정의 개선으로 동아시아 지역의 기온과 강수 예측성능이 일부 향상되었다. 특히 BSISO 위상에 따른 동아시아 중관 패턴이 개선되어, BSISO1 위상 7과 BSISO2 위상 1에 따른 고온 현상, BSISO1 위상 4와 관련된 강수 현상의 예측성이 향상되었다. 그러나 서태평양 지역의 OLR과 동서 바람 편향, 3주 이상 선행시간에서의 30-60일 및 10-20일 주기 계절내 변동성 약화, 대규모 원격상관 패턴과 관련된 순압성 구조의 제한적 모의 등의 문제점이 여전히 존재한다. 이러한 결과는 GloSea6가 BSISO 모의에서 상당한 개선을 보이나, 서태평양의 대류 과정, 긴 선행시간에서의 변동성 유지, 원격상관 개선을 위한 지위고도 예측성능 향상이 필요함을 시사한다.

# 목차

Executive Summary .....	i
국문 요약 .....	vi
목차 .....	x
표 차례 .....	xiii
그림 차례 .....	xiv
1. 서론 .....	1
2. 과제 구성 .....	4
2.1. 지면모델 개선 기술 개발 .....	4
2.1.1. 지하수 모듈 개선 .....	4
2.1.2. 하천 유출 모델 개선 .....	6
2.2. 테스트베드 구축 및 운영 .....	13
2.2.1. 테스트베드 기반체계 구축 .....	13
2.2.2. 테스트베드 운영 .....	15
2.3. 기후예측모델 통합 평가체계 정립 .....	18
2.3.1. 기후예측모델 평가·관리 시스템 (CrEMA) .....	18
2.3.2. CrEMA 성능·진단 메트릭 개발 .....	19
3. 지면모델 개선 기술 개발 .....	25
3.1. 지하수 모듈 개선 .....	25
3.1.1. 연구목표 .....	25
3.1.2. 연구방법 .....	26
3.1.3. 결과 및 토의 .....	37
3.2. 하천 유출 모델 개선 .....	41
4. 테스트베드 : 적운모수화 기술 검증 .....	62
4.1. 적용 기술 및 실험 설계 .....	62
4.2. 여름철 원격상관 .....	63
4.2.1. 전지구 원격상관 .....	63
4.2.2. 태평양-일본 패턴 .....	81
4.3. 동아시아 여름몬순 .....	87
4.3.1. 동아시아 몬순 평균장 .....	88



4.3.2. 동아시아 몬순 경년변동성 .....	95
4.3.3. 전구 및 동아시아 강수 모의 특성 .....	100
4.4. 동아시아 극한 강수 .....	106
4.4.1. 검증 방법 .....	106
4.4.2. 과학적 효과 검증 .....	106
4.5. 기술적 능력 .....	121
5. 기후예측모델 진단 평가체계 확장 .....	122
5.1. CrEMA Arctic 진단체계 .....	122
5.1.1. Arctic 진단 메트릭 구성 .....	122
5.1.2. 기후예측 및 재분석 자료 .....	123
5.1.3. GloSea6 Arctic 진단 .....	123
5.1.4. GloSea6 Arctic 스코어카드 및 개선안 제시 .....	142
5.2. 동아시아 겨울 몬순(EAWM) 진단체계 .....	144
5.2.1. EAWM 진단 메트릭 구성 .....	146
5.2.2. EAWM 평균편향 .....	149
5.2.3. EAWM 변동성 .....	154
5.2.4. EAWM 원격상관 .....	158
5.2.5. EAWM 프로세스 .....	164
5.2.6. EAWM 진단 결과 .....	171
5.2.7. 요약 및 토의 .....	172
5.3. BSISO 진단체계 .....	175
5.3.1. BSISO 진단 메트릭 자료 .....	175
5.3.2. BSISO 진단 메트릭 .....	176
5.3.3. BSISO 배경장 .....	177
5.3.4. BSISO 예측성능 .....	181
5.3.5. BSISO 프로세스 .....	188
5.3.6. BSISO 원격상관 .....	193
5.3.7. GloSea6 BSISO 성능 진단 .....	200
6. 요약 및 결론 .....	202
6.1. 지면모델 개선 기술 개발 .....	202
6.1.1. 지하수 모듈 개선 .....	202
6.1.2. 하천유출 모듈 개선 .....	203



6.2. 테스트베드 .....	205
6.3. 통합 평가체계 정립 .....	208
사사 .....	210
References .....	211
부록 A. JULES .....	226
부록 B. 규모적응 적운모수화 기술 적용 최적화 테스트 .....	232
부록 C. 규모적응 적운모수화 : 원격상관 .....	244
부록 D. 규모적응 적운모수화 : 동아시아 여름몬순 .....	256
부록 E. CrEMA Arctic 진단체계 .....	260
부록 F. CrEMA EAWM 진단체계 .....	265
부록 G. CrEMA BSISO 진단체계 .....	269

## 표 차례

Table 2.1. GloSea6 ENSO evaluation results using the CrEMA ENSO metrics. ....	22
Table 2.2. Summary and suggestions using the MJO diagnostics metrics of CrEMA. ....	23
Table 2.3. GloSea6 diagnostic results using the CrEMA EASM metrics. ....	24
Table 3.1. List of Parameters and Variables Used in GrUB. ....	27
Table 3.2. GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model) data (www.gleam.eu). ....	34
Table 3.3. Specifications of the FluxCom datasets. ....	35
Table 4.1. Experimental design to examine the effect of the convection scheme. ....	62
Table 4.2. Pattern correlation (R) and standardized deviation ratio ( $\sigma$ ) between observation and each simulation, and Taylor skill score (S) calculated by the two values. ....	95
Table 4.3. The same as Table 4.2, but for global climatology. ....	102
Table 5.1. Strong/weak snow years based on Nov SNOW index for 1993-2015. ....	127
Table 5.2. Description of Global Seasonal forecast system(GloSea) operated by Korea Meteorological Administration. ....	147
Table 5.3. Description of the C3S seasonal multi-system. ....	148
Table 5.4. Classified East Asian winter monsoon indices from previous studies. ....	154
Table 5.5. Historical Indian Ocean Dipole and El Nino/Southern Oscillation events highlighting in-phase concurrence year. ....	161
Table 5.6. Diagnostic results of the KMA climate prediction model's BSISO through the application of the CrEMA BSISO diagnostic system. ....	201

## 그림 차례

Figure 2.1. Proposed groundwater module. ....	5
Figure 2.2. Model configuration of GloSea6. ....	6
Figure 2.3. Schematic diagram of GloSea6 model component. ....	7
Figure 2.4. River direction and sequence data from various resolution for ancillary in GloSea6. 8	
Figure 2.5. River number data of ocean model resolution (0.25deg), OPER resolution (2.5deg), and Half resolution (0.5deg) for ancillary in GloSea6. ....	8
Figure 2.6. Code tree for TRIP modules in GloSea6. ....	10
Figure 2.7. Surface runoff (mm/mon) with various resolution for river model in GloSea6. ....	12
Figure 2.8. Suggestion to revitalize the joint development project in terms of the structure and research environment. ....	14
Figure 2.9. Guidelines on revitalizing the project for the jointly developing national climate model. ..	15
Figure 2.10. Concept of testbed for climate model(left) and Role of APCC as testbed(right). 17	
Figure 2.11. Suggestion to revitalize the joint development project in terms of the structure and research environment. ....	17
Figure 2.12. Schematic diagram exploring the structure and function of CrEMA. ....	18
Figure 2.13. Metrics table of GloSea6 in simulating climatological mean (1996–2015) precipitation (PREC), 2m air temperature (T2M), 500hPa geopotential height (Z500), 850hPa winds (UV850), and 200hPa winds (UV200) in the northern hemisphere in summer (JJA). ME (VME) is the error of the mean scalar or vector (multivariable) fields. cRMSD (cRMSVD) is the overall difference in scalar or vector (multivariable) anomaly fields between model and observation. CORR (cVSC) and SD (cRMSL) are the pattern similarity and amplitude of the anomaly fields for the individual variable (multivariable field). cMiss is the multivaiaable integrated skill score of the anomaly fields, which is calculated with SD (rms) values and cVSC. ....	20
Figure 2.14. Metrics scorecard for the anomaly fields over East Asia (EA) during 1997–2016. The green (red) colors indicate bettern (worse) model performance. ....	20
Figure 2.15. CrEMA ENSO diagnostic scorecard which shows relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for 1–4 month leads. The green (red) colors indicate bettern (worse) model performance. ....	21
Figure 2.16. MJO scorecard which represents relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for W1–4 consisted of 4 metrics corresponding prediction skill, basic characteristics, teleconnection, and processes. The green (red) colors show the improved (worse) model skill. ....	22
Figure 2.17. Synthesis results from climate forecast model diagnostic metrics evaluating improvement in prediction skill of East Asian summer monsoon. The green (red) colors indicate better (worse) model performance. ....	24

Figure 3.1. Analyzing GrUB source codes. ....	28
Figure 3.2. A part of GrUB R source code (Top) and its Fortran converted code (Bottom). ..	29
Figure 3.3. Structure of the JULES source code. ....	30
Figure 3.4. Schematic Diagram of Rose/Cylc Environment (GloSea6) Integrated with JULES-GrUB.	32
Figure 3.5. Selected major basins. ....	33
Figure 3.6. Examples of parameter development. Kdry (Left) and Kwet (Right). ....	36
Figure 3.7. Comparison of soil moisture. ....	39
Figure 3.8. Comparison of sensible heat fluxes. ....	40
Figure 3.9. Experimental design for simulations with various resolution of river routing model. ..	41
Figure 3.10. River storage (log10 kg/s) with various resolution for river routing model in GloSea6.	42
Figure 3.11. Surface runoff (mm/mon) biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	42
Figure 3.12. Surface salinity (psu) distribution, its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	43
Figure 3.13. Surface height(shading) and stress(vector) distribution from reanalysis (ORAS5, OBS) and OPER experiment, its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	44
Figure 3.14. Surface temperature (K) biases distribution for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	45
Figure 3.15. Surface mixed layer depth(shading) and ocean current(vector) distribution from reanalysis (ORAS5, OBS), its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	46
Figure 3.16. Surface height(shading) and ocean surface stress(vector) distribution from reanalysis (ORAS5, OBS), its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	47
Figure 3.17. Vertical temperature distribution from reanalysis (ORAS5, OBS), its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	48
Figure 3.18. Sea surface temperature biases distribution from OPER, and its difference between the Half and OPER experiments. ....	49
Figure 3.19. Experimental design for simulations with various river coefficients of Half experiment with high resolution river routing model. ....	50
Figure 3.20. Region-averaged discharge over Han River in Korean peninsula from each experiments and observation(GRDC). ....	51
Figure 3.21. Surface height(shading) and stress(vector) biases distribution for OPER, and its difference between the OPER and Half experiments with various coefficients. ..	52
Figure 3.22. Surface height(shading) and stress(vector) distribution for OBS, OPER, Half, and Half05_v experiments. ....	53
Figure 3.23. Sea surface temperature biases distribution for OPER, Half, and Half05_v experiments. ..	54
Figure 3.24. Vertical temperature biases distribution from OPER, and its difference between the OPER and Half experiments with various coefficients. ....	54

Figure 3.25. Averaged vertical temperature distribution over the eastern and western Pacific from OPER, Half, Half05, Half_v, and Half05_v experiments. ....	55
Figure 3.26. Averaged vertical temperature distribution over the eastern and western Indian Ocean from OPER, Half, Half05, Half_v, and Half05_v experiments. ....	56
Figure 3.27. Biases distribution of surface mixed layer depth(shading) and ocean current(vector) from OPER, and its difference between the Half, Half05_v and OPER experiments. ..	57
Figure 3.28. Biases distribution of surface salinity (psu) from OPER, and its difference between the Half, Half05_v and OPER experiments. ....	58
Figure 3.29. Experimental design for long-term simulations with optimized river coefficients of Half and Half05_v experiment for high resolution river routing model. ....	59
Figure 3.30. Biases distribution of 2m surface temperature (K) from OPER, and its difference between the Half, Half05_v and OPER experiments. ....	60
Figure 3.31. Various region averaged Anomaly Correlation Coefficients (ACC) for surface temperature, 500hPa geopotential height, total precipitation, and mean sea level pressure from OPER, Half, and Half05_v experiments. ....	61
Figure 4.1. (Top) Trend of 200-hPa geopotential height and 2-m temperature for boreal summer (June-July-August). Solid boxes indicate five regions where geopotential height has been significantly increased for the hindcast period from 1993 to 2016. (Bottom) Time series of the normalized JJA Z200 (solid line) and T2M (bar) anomaly averaged over five key regions. Correlation coefficient (r) between the Z200 and T2M anomaly over each region is shown at the upper-left corner of each panel. Green dashed horizontal line indicated the level of 0.5 standard deviation. ....	65
Figure 4.2. Same as in Figure 4.1. except for OPER. ....	66
Figure 4.3. Same as in Figure 4.1. except for CONV. ....	67
Figure 4.4. Same as in Figure 4.1. except for CONV_SNOW. ....	68
Figure 4.5. Temporal correlation of 200-hPa geopotential height for June, July, and August. ..	68
Figure 4.6. Correlation between 200-hPa geopotential height anomaly averaged over 35N-40N, 60E-70E and 200-hPa geopotential height anomaly in (top) the ERA5 reanalysis data and (bottom) ensemble mean of operation(OPER), CONV, and CONV_SNOW for June, July and August. ....	70
Figure 4.7. Same as in Figure 4.6. except for the average of 12 ensemble member correlations. ..	70
Figure 4.8. Distribution of correlation coefficients for the CGTI correlated against the other centres of action of the CGT, calculated using the 12 ensemble members. The box plots represent the upper and lower quartiles, and the whiskers extend to the minimum and maximum correlation. The black horizontal line represents the median value and the closed circle the observed correlation coefficient from ERA5. 5% significance levels ( $\pm 0.404$ ) are indicated by the orange dashed lines. ....	71
Figure 4.9. Distribution of correlation coefficients for the GCTI correlated against the other centres of action of the CGT, calculated using 12 ensemble members. The box	

plots represent the upper and lower quartiles, the black horizontal line represents the median value and the pink closed circle is the observed correlation coefficient from ERA5. 5% significance levels ( $\pm 0.404$ ) are indicated by the orange dashed line. ....72

Figure 4.10. Regressed monthly mean 200-hPa geopotential height against the (top) CGTI and (bottom) SAHI. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's t test. ....73

Figure 4.11. Regressed monthly mean 200-hPa meridional wind against the (top) CGTI and (bottom) SAHI in observation. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's t test. ....74

Figure 4.12. Same as in Figure 4.11 except for OPER using average of 12 ensemble members. ..74

Figure 4.13. Same as in Figure 4.11 except for CONV using average of 12 ensemble members. ..75

Figure 4.14. Same as in Figure 4.11 except for CONV\_SNOW using average of 12 ensemble members. ..75

Figure 4.15. Regressed monthly 200-hPa meridional winds onto the CGTI after removing the influence of the South Asian High. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence levels based on the Student's t test. ....76

Figure 4.16. Rossby wave source (shaded) and climatological 200 hPa zonal wind (black contour) for August. Black box indicates the location where CGT index is calculated. ....77

Figure 4.17. Mean divergence for August. ....78

Figure 4.18. Climatological precipitation (mm/day) for August. ....78

Figure 4.19. (Left) Distribution of the correlation coefficients between the CGT index and Indian summer monsoon index. The navy dots are observed correlation. The orange dashed line represents the 5% significance level. (Right) Scatter plot of the pattern correlation coefficients of the CGT pattern vs. temporal correlation coefficients of the CGTI and ISMI for August. Markers are ensemble members. The skyblue dashed line is observed temporal correlation between CGTI and ISMI. ....80

Figure 4.20. Same as in Figure 4.19. except for CGT index and South Asian High index. ....81

Figure 4.21. (Top) EOF1 pattern of the monthly mean 850-hPa relative vorticity over the western North Pacific (WNP). (Bottom) The corresponding normalized PC1 time series. ....82

Figure 4.22. Monthly mean OLR anomalies regressed on the normalized PJ index. Dots indicate the 95% confidence level of shading based on a two-sided Student's t test. ....83

Figure 4.23. Same as in Figure 4.22, but precipitation (shaded) and 850-hPa wind (arrow) anomalies. ....84

Figure 4.24. Same as in Figure 4.22, but SST (shaded) and 850-hPa wind (arrow) anomalies. 85

Figure 4.25. Same as in Figure 4.22, but OLR anomalies. ....86

Figure 4.26. The Asian-Pacific monsoon domain defined by Wang and LinHo (2002). Based on Wang and LinHo (2002), the Asian-Pacific monsoon is subdivided into three components: the Indian summer monsoon (ISM), the East Asian summer monsoon (EASM), and the western North Pacific summer monsoon (WNPSM). ....87

Figure 4.27. Climatological mean (upper row) for precipitation and 850-hPa zonal wind (a; mm/day and m/s; respectively), 500-hPa geopotential height (f; gpm), and 200-hPa zonal wind (k; m/s). The other rows show model bias for OPER, SNOW, CONV, and CONV_SNOW; respectively. ....	89
Figure 4.28. Time-latitude cross section of precipitation (mm/day) along 110°–140°E and the bias in each simulation. The thick vertical dashed lines represent May 25th. ....	90
Figure 4.29. Climatological 10-day-averaged precipitation (mm/day) for the period from June 1–5 to July 21–31 (a–f), and precipitation bias in each simulation (g–l for OPER; m–r for CONV), and difference of absolute bias between CONV and OPER (s–x). ....	91
Figure 4.30. Time-latitude cross section of temperature (shaded; K) and zonal wind (contour; m/s) bias along 100°–150°E. ....	92
Figure 4.31. Climatological bias of simulated temperature from OPER (left panel) and CONV (right panel). ....	93
Figure 4.32. Taylor diagram and Taylor skill score evaluating climatology of OPER (blue), SNOW (orange), CONV (red), CONV_SNOW (darkgreen) in East Asia (20°–50°N, 100°–150°E). ..	94
Figure 4.33. Standard deviation of climatological precipitation (mm/day). ....	95
Figure 4.34. (a) Defining variable and regions for WNPMI. (b) Time series of normalized WNPMI for ERA5 (gray bar) and each simulation (color lines). ....	96
Figure 4.35. Regressed precipitation (mm/day) and 850-hPa wind (m/s) on WNPMI. ....	97
Figure 4.36. The same as Figure 4.35, but for 500-hPa geopotential height (gpm). ....	98
Figure 4.37. Regressed sea level pressure (contour for ERA5 and shading for model simulations; Pa) on WNPMI (a–d) and the regressed values averaged over the blue box (10°–30°N, 120°–160°E) (e). ....	99
Figure 4.38. The same as Figure 4.35, but for sea surface temperature (or surface temperature for model simulation; upper panel; K), 200-hPa divergent wind and velocity potential (middle panel; m/s and $10^{-6}$ m <sup>2</sup> /s, respectively), and precipitation (lower panel; mm/day). For sea surface temperature, Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) was used (Reynolds et al. 2007). ....	100
Figure 4.39. Climatological precipitation (mm/day) (a), precipitation bias in each simulation (b–c), and difference of absolute bias between CONV and OPER. ....	101
Figure 4.40. The same as Figure 4.39, but for the region between 0°–180° and 0°–50°N. ....	101
Figure 4.41. The same as Figure 4.32, but for global climatology. ....	102
Figure 4.42. Temporal correlation coefficient of precipitation in OPER (a) and CONV (b). ..	103
Figure 4.43. Convective and large-scale precipitation (CP and LSP, respectively; mm/day) from OPER (a, b) and CONV (c, d). ....	104
Figure 4.44. Frequency of daily precipitation over East Asia for observation and model simulations. ....	105
Figure 4.45. Spatial distribution of precipitation frequency with precipitation amount larger than 18 mm/day. ....	105
Figure 4.46. Sample data construction for selecting extreme rainfall events. ....	106

Figure 4.47. Spatial characteristics of rainfall amount in the climatology(the upper panel) and extreme rainfall events(the middle panel), and the composite anomaly of extreme rainfall events(the lower panel) during June and July from 1997 to 2016. The gray box denotes the target area of East Asia( $31^{\circ}\sim 38^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ ). .....107

Figure 4.48. Composite anomalies of extreme rainfall related atmospheric environment such as geopotential height, mean sea level pressure, equivalent potential temperature at 850 hPa, divergence at 200 hPa, low level wind, integrated water vapor transport, and zonally averaged vertical structure(specific humidity, temperature, zonal wind and velocity). .....109

Figure 4.49. Time lagged composite evolution of anomalous mean sea level pressure, equivalent potential temperature, integrated water vapor transport and low level, geopotential height, and wave activity flux at 500hPa spanning 3 or 15 days before the extreme rainfall events. ....109

Figure 4.50. Same as in Figure 4.48, but for June in GloSea6 operational forecast. ....111

Figure 4.51. Same as in Figure 4.49, but for June in GloSea6 operational forecast. ....111

Figure 4.52. Same as in Figure 4.50, but for July. ....112

Figure 4.53. Same as in Figure 4.51, but for July. ....112

Figure 4.54. Comparison of model experiment with observation for the composite anomalies associated with extreme rainfall events in June. ....114

Figure 4.55. Same as in Figure 4.54, but for July. ....114

Figure 4.56. Time evolution of wave activity flux anomalies for extreme rainfall event in CONV experiment. ....115

Figure 4.57. Composite anomaly of equivalent potential temperature for extreme rainfall events other than only one case June, 19, 1997 in CONV experiment. ....116

Figure 4.58. Comparison of model composite to the observation for multiscale index in extreme rainfall events. ....117

Figure 4.59. Difference between OPER and CONV for precipitation, convective rainfall, outgoing longwave radiation, and latent heat flux. ....118

Figure 4.60. Vertical instability of temperature and relative humidity for OPER and CONV in extreme rainfall events over East Asia. ....119

Figure 4.61. Difference between OPER and CONV for the relative humidity at the low level in July. ....120

Figure 5.1. CrEMA Arctic diagnostic metrics including 4 categories and their components. ..122

Figure 5.2. Normalized time series of AO index from ERA5(black line), GloSea5(blue line) and GloSea6 (red line). ....124

Figure 5.3. TCC skill of AO index for Glosea5 and GloSea6, and their skill differences. ....124

Figure 5.4. AO pattern of observation and GloSea6 for 1-moth lead over the domain poleward of 20N during the period DJF 1993/1994–2015/2016. The hatched line indicates the statistical significance at the 95% confidence level using a 2-tailed Students’s test. 125

Figure 5.5. Vertical structure of the zonal mean geopotential, zonal wind, and temperature



	regressed on the AO index. The hatched line indicates the statistical significance at the 95% confidence level using a 2-tailed Students's test. ....	126
Figure 5.6.	(Left) Regression map between AO index and snow cover anomalies in November during the period DJF 1993/1994–2015/2016. (Right) Normalized time series of the observed AO index (red line), November Eurasian snow cover index (green line) and the first EOF PC of boreal winter (DJF) SAT anomalies over NH(>20N). ....	127
Figure 5.7.	Regression maps of 2m air temperature(T2M), sea level pressure(SLP), 200hPa -zonal wind(U200) and 100hPa geopotential height(Z100) anomalies in November and boreal winter (DJF) during 1993/1994–2015/2016 onto the snow cover index in November(Nov_SNOWI). The hatched area are the significant values above 95% confidence level. ....	128
Figure 5.8.	Same as Figure 5.7, except for GloSea6. ....	128
Figure 5.9.	Same as Figure 5.7, except for GloSea5. ....	129
Figure 5.10.	Latitude–Pressure cross section of composite differences in zonally averaged zonal wind (shaded), Eliassen–Palm (E–P) flux (vectors) and E–P flux divergence (contours) between high and low Nov_SNOWI in November and the subsequent winter (DJF). ..	130
Figure 5.11.	Time–pressure cross section of composite differences in the monthly mean area -averaged geopotential height anomalies in the region poleward of 65N between high and low Nov_SNOWI from September to the succeeding April. The hatched area are the significant values above 95% confidence level. ....	131
Figure 5.12.	Regression maps of seasonal and monthly 2m air temperature anomalies during boreal winter for 1993/1994–2015/2016 onto the AO index. The dotted areas are the significant values above 95% confidence level. ....	132
Figure 5.13.	Hovmoller diagrams of correlation coefficient between the AO index and 2m air temperature anomalies over 65N to 90N. ....	133
Figure 5.14.	(Left) Monthly mean and (right) the standard deviation of sea ice concentration anomalies averaged over Barents–Kara Sea (70–80N, 30–70E, BK–SIC). The black, blue and red line denote the reference and models from GloSea5 and GloSea6, respectively. ....	134
Figure 5.15.	(Right) Normalized time series of the observed and predicted BK–SIC anomalies. The black, blue and red lines denote ERA5, GloSea5 and GloSea6. ....	134
Figure 5.16.	The temporal correlation coefficients of BK–SIC and BK–T2M (ART1) index between two consecutive months. ....	135
Figure 5.17.	The spatial distributions of the temporal correlation coefficients (TCC) of the predicted DJF sea ice concentration (SIC) and 2m air temperature (T2M) from GloSea5 and GloSea6. ....	135
Figure 5.18.	TCC skills of SIC and T2M averaged over Barents–Kara (green area in left figures) for Glosea6, and their skill differences. ....	136
Figure 5.19.	Regression coefficients of (left) November sea ice concentration, (middle) DJF turbulent heat flux (the sum of sensible and latent heat flux) anomalies related to	

the Nov BK-SIC loss, and (right) DJF 2m air temperature anomalies related to the DJF ART1 index. Dotted areas are the significant values above 95% confidence level. ..137

Figure 5.20. Regression maps of (top) November and (bottom) DJF mean 850hPa air temperature (T) and geopotential height (Z) anomalies related to the November BK-SIC loss from (left) ERA5 and (right) GloSea6. (middle) Regression coefficients of 65–90N averaged T and Z anomalies related to the November BK-SIC loss. The range of BKS regions is marked by white lines. ....138

Figure 5.21. Regression maps of (left) November and (middle) DJF mean 250hPa geopotential height anomalies and wave activity, and (right) DJF mean 2m air temperature anomalies related to the November BK-SIC loss. The shaded areas and vectors in left and middle figures and dotted areas in right figure are the significant values above 95% confidence level. ....139

Figure 5.22. Regression maps of DJF sea level pressure and 850hPa wind (SLP&850Wind), 500hPa geopotential height (Z500), 200hPa zonal wind (U200), and 2m air temperature (T2M) anomalies from reference and GloSea6 for 1993/1994–2015/2016 onto the ART1 index. The dotted areas are the significant values above 90% confidence level. ....140

Figure 5.23. Regression maps of seasonal and monthly 2m air temperature (T2M, shaded), 500hPa geopotential height (contours, Z500), 200hPa zonal wind (U200, hatched) anomalies during boreal winter for the period of 1993/1994–2015/2016 onto the ART1 index. The figures are the significant values above 90% confidence level. ..141

Figure 5.24. Hovmoller diagrams of correlation coefficient between the ART1 index and 2m air temperature anomalies over 30N to 60N. ....141

Figure 5.25. (Top) Arctic Diagnostics scorecard which shows relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for 1–4 month leads. The green (red) colors indicate better (worse) model performance (Bottom) GloSea6 Arctic diagnostics table using the CrEMA Arctic metrics. ....143

Figure 5.26. Observed mean atmospheric circulations during summer and winter seasons. ...144

Figure 5.27. ENSO forcing on the East Asian winter monsoon during El Nino-like state. ....145

Figure 5.28. Diagnostic metric for East Asian winter monsoon. ....146

Figure 5.29. Components of East Asian winter monsoon system. ....149

Figure 5.30. Climatological winter mean of monsoon-related variables over East Asia. ....150

Figure 5.31. Climatological winter mean biases of monsoon-related variables over East Asia. ...150

Figure 5.32. Vertical temperature and geopotential height biases over East Asia during winter. ..151

Figure 5.33. Maximum location of the westerly jet stream over East Asia. ....151

Figure 5.34. Area-averaged mean biases of monsoon variables from operational climate forecast model. ....152

Figure 5.35. Difference of absolute mean biases over East Asia between GloSea5 and GloSea6 and area-averaged root mean squared error as function of lead time. ....152

Figure 5.36. Difference of global absolute mean biases between GloSea5 and GloSea6. ....153

Figure 5.37. Interannual variability of the East Asian winter monsoon system components. ....	155
Figure 5.38. Temporal correlation coefficients of East Asian winter monsoon indices between the observed and the individual model simulations. ....	155
Figure 5.39. Interannual predictability of the Siberian high and the Aleutian low according to the forecast lead time. ....	156
Figure 5.40. Intraseasonal variation in climatology(shading) and biases(contour) of 2m temperature averaged between 110~140°E. ....	157
Figure 5.41. Schematic of teleconnections interacting with East Asian monsoon. ....	158
Figure 5.42. Schematic of atmosphere–ocean circulation over western Pacific during El Nino mature phase. ....	158
Figure 5.43. Composite map of sea level pressure(contour) and 2m temperature(shading) anomalies in December for the positive phase of ENSO. ....	159
Figure 5.44. Composite anomalies of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean region during positive and negative IOD years. ....	160
Figure 5.45. Composite map of geopotential height at 850 hPa and 2m temperature(shading) anomalies in January for the positive phase of IOD. ....	160
Figure 5.46. Schematic of atmospheric circulation over Northern Hemisphere for positive and negative AO phases. ....	161
Figure 5.47. Regressed sea level pressure anomalies onto Arctic Oscillation and Barents Oscillation indices from ERA5 reanalysis. ....	162
Figure 5.48. Composite map of geopotential height at 500hPa(contour) and 2m temperature (shading) anomalies in winter season for the negative phase of AO. ....	162
Figure 5.49. Correlation coefficients between East Asian winter monsoon and multiple climate variability modes within climate forecast model. ....	163
Figure 5.50. Spatial patterns of the first and second EOF modes of the winter mean 2m temperature in the East Asian winter monsoon domain. ....	164
Figure 5.51. Sea surface temperature, sea level pressure, 500hPa geopotential height, and 200hPa zonal wind anomalies regressed onto northern temperature mode (PC1). ....	165
Figure 5.52. Sea surface temperature, sea level pressure, 500hPa geopotential height, and 200hPa zonal wind anomalies regressed onto southern temperature mode (PC2). ....	165
Figure 5.53. Correlation between 2m temperature over East Asia and geopotential height at 500hPa for 1993~2016 (ERA5). ....	166
Figure 5.54. Ural blocking and western Pacific teleconnection patterns as the first leading EOF obtained from the covariance/correlation matrix of the Z500 anomalies. ....	167
Figure 5.55. Linear correlation coefficients between 2m temperature and principal component of Ural Blocking (top) and Western Pacific teleconnection (bottom). ....	167
Figure 5.56. Schematic diagram of the air–sea interaction in the western Pacific. ....	168
Figure 5.57. Longitude–time diagram of the monthly mean sea level pressure(contour) and sea surface temperature(shading) anomalies averaged for the latitude between 10° and 20°N. ....	169

Figure 5.58. Seasonal standard deviation of Philippines Sea Anticyclone. ....169

Figure 5.59. Regressed 850hPa geopotential height(contours) and sea surface temperature(shading) anomalies (top) and precipitation(shading) and 850hPa wind(vectors) anomalies (bottom) onto Philippines anticyclone. ....170

Figure 5.60. Scatter plots and regression coefficients between sea surface temperature, 850hPa geopotential height, and precipitation during winter (DJF) over Philippines Sea. ..170

Figure 5.61. Synthesis results from climate forecast model diagnostic metrics evaluating improvement in prediction skill of East Asian winter monsoon. ....172

Figure 5.62. Annual cycle of mean bias of 2m temperature averaged over East Asia (20~50°N). 172

Figure 5.63. Climatological winter (DJF) mean bias of sea surface temperature over tropical Indian Ocean and maritime continent. ....173

Figure 5.64. Regressed 500hPa geopotential height anomalies onto Eurasia snow cover extent. ..173

Figure 5.65. BSISO diagnostics of CrEMA consisting of three categories and their components. ..176

Figure 5.66. Climatological mean OLR in (top) observations and models during May to October (MJJASO). Climatological mean biases in models and differences between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3. ....178

Figure 5.67. Climatological mean zonal wind shear (U200-U850) in (top) observation and models during May to October (MJJASO). Climatological mean biases in models and differences between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3. ....178

Figure 5.68. Boreal summer (MJJASO) 30-60-day filtered OLR standard deviation in (top) observation and the differences between models and observation and between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3. ....180

Figure 5.69. Boreal summer (MJJASO) 10-20-day filtered OLR standard deviation in (top) observation and the differences between models and observation and between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3. ....180

Figure 5.70. Zonal wavenumber-frequency power spectra of the boreal summer (May-October) OLR over the tropics in the observation and models for W1-4. Dashed line indicates the frequencies corresponding to 30 and 60 days. ....182

Figure 5.71. The BSISO eastward period in the observation and models for W1-4 calculated by wavenumbers 1-3 and frequencies corresponding to 30-60 days. ....183

Figure 5.72. The ratio of OLR eastward-propagating waves to westward-propagating waves (E/W) in the observation and models for W1-4. ....183

Figure 5.73. (a) Eastward propagation of BSISO in observation and models for 3-week lead (W3) as shown by the lead-lag regression of 30-60-day bandpass-filtered OLR anomalies averaged over Indian Ocean (IO), Maritime Continent (MC), and western Pacific (WP) during boreal summer (May-October) 1993-2016. (b) BSISO eastward propagation skills for W1-4 of OLR over IO, MC, and WNP. ....184

Figure 5.74. Meridional wavenumber-frequency power spectra of the boreal summer (May-October) OLR over the Indian Ocean in the observation and models for W1-4. Dashed line indicates the frequencies corresponding to 30 and 60 days. ....186

Figure 5.75. The BSISO northward period over the Indian Ocean in the observation and models for W1-4 calculated by wavenumbers 1-2 and frequencies corresponding to 30-60 days. ..186

Figure 5.76. The ratio of OLR northward-propagating waves to southward-propagating waves (N/S) over the Indian Ocean in the observation and models for W1-4. ....187

Figure 5.77. (a) Northward propagation of BSISO in observation and models for 3-week lead (W3) as shown by the lead-lag regression of 30-60-day bandpass-filtered OLR anomalies averaged over Indian Ocean (IO) and Western North Pacific (WNP) during boreal summer (May-October) 1993-2016. (b) BSISO northward propagation skills for W1-4 of OLR over IO and WNP. ....187

Figure 5.78. Northward propagation mechanisms of the BSISO and their quantifying methods. ..190

Figure 5.79. Meridional cross section of 30-60-day filtered OLR and northward propagation mechanism regression coefficients over (a) IO and (b) WNP in observation for lag -5, 0 and 5 days. Gray background shading highlights the region north of OLR anomalies where northward propagation mechanisms may influence future convective activity. ....190

Figure 5.80. Regression map of  $V'Qbar$  (shading) onto 30-60-day filtered OLR anomalies over (a) IO and (b) WNP for observation and models at lag -5 days. Negative OLR regression coefficients are shown with black contours (contour interval is 0.1 standardized units). ....191

Figure 5.81. Regression map of barotropic vorticity (shading) onto 30-60-day filtered OLR anomalies over (a) IO and (b) WNP for observation and models at lag 0 days. Negative OLR regression coefficients are shown with black contours (contour interval is 0.1 standardized units). ....191

Figure 5.82. Variance of MJJASO barotropic vorticity generation by (a) zonal shear ( $U_{gen}$ ) and (b) meridional shear ( $V_{gen}$ ) in the observation. ....192

Figure 5.83. Regression map of barotropic vorticity by zonal wind shear (shading) onto 30-60-day filtered OLR anomalies over (a) IO and (b) WNP for observation and models at lag 0 days. Negative OLR regression coefficients are shown with black contours (contour interval is 0.1 standardized units). ....192

Figure 5.84. 0-20-day lagged composite of East Asian T2M and PREC for each phase of (a) BSISO1 and (b) BSISO2. ....193

Figure 5.85. (a) Composite map of OLR (shading) and wind at 850hPa (vector) for phase 7 of BSISO1. (b) Occurrence frequency of phase 7 of BSISO1 during May to October. (c) 0-20-day lagged composite of East Asian T2M for phase 7 of BSISO1 in observation and models. ....195

Figure 5.86. 0-4-day mean composite map of (a) T2M and (b) 500hPa geopotential height (shading) and 200hPa geopotential height (contour) for phase 7 of BSISO1 in observation and models for W3. ....196

Figure 5.87. (a) Composite map of OLR (shading) and wind at 850hPa (vector) for phase 1 of BSISO2. (b) Occurrence frequency of phase 1 of BSISO2 during May to October. (c)

0–20–day lagged composite of East Asian T2M for phase 1 of BSISO2 in observation and models. ....	196
Figure 5.88. 0–4–day mean composite map of 200hPa geopotential height for phase 1 of BSISO2. ....	197
Figure 5.89. 0–4–day mean composite map of (a) T2M and (b) vertical geopotential height for phase 1 of BSISO2 in observation and models for W3. ....	197
Figure 5.90. (a) Composite map of OLR (shading) and wind at 850hPa (vector) for phase 4 of BSISO1. (b) Occurrence frequency of phase 4 of BSISO1 during May to October. (c) 0–20–day lagged composite of East Asian PREC for phase 4 of BSISO1 in observation and models. ....	198
Figure 5.91. 0–4–day mean composite map of (a) T2M, (b) 500hPa geopotential height (shading) and 200hPa geopotential height (contour), and (c) moisture flux convergence (shading) and moisture flux (vector) for phase 4 of BSISO1 in observation and models for W3. ....	199
Figure 5.92. BSISO scorecard that represents relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for W1–4 consisting of 4 metrics corresponding to background, prediction skill, teleconnection, and processes. Green (red) colors indicate improved (worse) model skills. ....	201
Figure C1. Composite of regressed 200–hPa geopotential height onto CGTI for (left) the four highest–skill members and (right) the four lowest–skill member in June. (Bottom) Bar chart of spatial correlation coefficients for composite of high–skill and low–skill. Yellow circle denotes the correlation coefficients using average of total ensemble members. ....	244
Figure C2. Same as in Figure C2 except for July. ....	245
Figure C3. Same as in Figure C1 except for August. ....	246
Figure C4. The highest (green) and lowest (yellow) member out of 12 members based on regressed 200–hPa geopotential height (Z) and precipitation (P) against CGTI. ....	247
Figure C5. Composite of regressed precipitation onto CGTI for (left) the four highest–skill members and (right) the four lowest–skill member in June. ....	248
Figure C6. Same as in Figure C5 except for July. ....	249
Figure C7. Same as in Figure C5 except for August. ....	250
Figure C8. Regressed monthly mean sea surface temperature against the CGTI. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student’s t test. ....	251
Figure C9. Regressed monthly mean 200–hPa geopotential height against the NINO 3.4 index. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student’s t test. ....	252
Figure C10. Regressed monthly mean precipitation against the NINO 3.4 index. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student’s t test. ....	253

Figure C11. Regressed monthly mean 200-hPa geopotential height against the Indian summer monsoon index. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's t test. ....254

Figure C12. Regressed monthly mean meridional wind against the East Asian summer monsoon index. East Asian summer monsoon index is calculated by the average of precipitation anomalies over 30°N-40°N, 125°E-145°E. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's t test. ....254

Figure C13. Same as in Figure C12 except for 200-hPa geopotential height. ....255

Figure D1. Topographic elevation (m) for model simulation. ....256

Figure D2. Climatological mean of 500-hPa geopotential height (gpm). ....256

Figure D3. The zero-contour of eddy geopotential height (solid lines; gpm), defined as the deviation of geopotential height from the regional average over 0°-40°N, 180°W-180°E (He et al., 2018). The dashed lines represent 5,860 and 5,870 gpm in ERA5, respectively. ....257

Figure D4. Climatological mean of 200-hPa zonal wind (m/s; shaded). The black and blue lines denote the westerly jet axis, defined as the latitude where the 200-hPa wind is strongest at each longitude (Lin and Lu, 2008), in ERA5 and model simulations, respectively. ....258

Figure D5. Time series of normalized monsoon indices for ERA5 (gray bar) and each simulation (color lines). Abbreviations are GUOI, Guo Index (Guo, 1983); EAMI, East Asian Monsoon Index (Wang et al., 2001); WYI, Webster and Yang Index (Webster and Yang, 1992); SAHI, South Asian High Index (Wei et al., 2015). ....259

# 1. 서론

최근 수 십년간 이례적인 기후 변화는 전 세계적으로 사회·경제·환경적 측면에 심각한 영향을 미치고 있으며, 특히 기후 변화로 인해 발생하는 자연 재해·재난의 빈도와 강도는 더욱 커지고 있다. 단기 기후 변동성과 극한 기후에 대한 예측정보에 기반한 정책결정 및 대응전략은 사회의 회복력을 강화할 수 있기에, 극한 기후에 대응할 수 있는 기후예측 정보의 정확성과 신뢰성은 더욱 중요해지고 있다. 따라서 기후예측 정보의 정확도 향상을 위한 기후예측모델의 지속적인 개선은 필수적인 연구분야라 할 수 있으며, APCC는 기상청 기후예측 시스템을 더욱 발전시키기 위해 기상청의 연구파트너로서 적극적으로 협력하고 있다.

전지구 기후 모형 (Global Climate Models; GCMs)은 계절내 예측에서 계절 예측에 이르기까지 기본적으로 사용되고 있는 필수적인 요소이다. 이에 전세계 현업 기관들 내에서 기후예측 모델은 중장기 예측 성능 향상을 목표로 끊임없이 발전해 오고 있다. 한국 기상청에서도 1999년부터 대기대순환 모형에 근거한 장기에보 생산 체계를 구축하고 역학적 방법에 의한 장기예측 자료를 생산하였다. 국립기상과학원에서는 2000년대에 들어서 기후예측모델을 구축, 역학적 방법에 의한 장기예측자료를 생산하였다. 최근 한국 기상청과 국립기상과학원은 계절규모에서 한영 공동 기후예측시스템을 정착하고 현업으로 이용하기 위해 영국 기상청과 협력해왔고, 그 결과 2010년부터 영국 기상청의 전지구 대기-해양-해빙 결합모형 (HadGEM3)을 기반으로 한 계절예측 시스템 Global Seasonal Forecasting System version 4 (GloSea4)를 도입하고 구축하였다. 또한, 기상청은 향상된 계절 예보를 위해 2014년부터 GloSea4에서 모델 물리 과정과 수평 분해능을 개선한 고해상도 기후모델인 GloSea5 (GloSea version 5)를 현업에 도입하였다. 또한 2022년부터 물리과정 일부가 개선된 GloSea6가 현업으로 사용되고 있다. 장기 예측정보의 향상을 위한 기후예측모델의 개발은 주로 학계를 중심으로 진행되고 있으며, 특히 계절내 예측성 향상을 위한 기술개발과 성분 모델간 결합초기화 기술개발 연구들이 R&D를 통해 수행되고 있다. APCC는 성분모델 중에서도 지면모델의 개선기술 개발을 위한 연구를 수행함에 따라 기후예측 모델 개발에 기여하고 있으며, 공동개발 협력 체계에서의 기관간 역할을 정립하고 테스트베드 역할을 본격적으로 수행하고 있다. 테스트베드에서는 개선기술의 과학적 성과 및 기술적 효능을 진단할 뿐만 아니라 현업 이식 이후 새로운 기후예측모델 전반의 품위를 검증할 일관되고 체계적인 기후예측모델 평가체계를 구축하고 있다. 기후예측모델 개발과 관련한 세가지 과업, 1.지면모델 개선기술 개발 2. 현업화 테스트베드 역할 이행 3. 기후예측모델 평가·관리 시스템 구축은 궁극적으로 GloSea6의 예측력 강화를 목적으로 하며, 지면모델 개발 기술력 확보 및 R2O 효율성 강화를 기대할 수 있을 것이다

지면에서 물의 이동은 증발산, 토양, 격자유출 및 하천유출 등의 과정으로 이루어지며, 이러한 물 순환 과정을 표현하기 위해 다양한 연구가 수행되어 왔다 (Dirmeyer and Shukla 1993; Van den Hoof et al. 2003; Harding et al. 2014). 태양복사에 의해 해양과 육지로부터 증발된 물과 수증기는 바람에 의해 전방향으로 수송되며, 구름 형태로 응결되어 강수로 다시 육지와 해양으로 순환된다. 육지에서의 강수는 일시적으로 눈이나 토양수분 형태로 저장되는 반면, 과도한 강수는 강, 호수, 하천 등으로 유출된 후 해양내 담수로 전달되게 된다. 이것이 전지구 물 순환을 표현되는 제일 큰 흐름이라 할 수 있다. 육지에서 해양으로 흐르는 물의 유출량은 대기



및 해양 순환을 변화시키는데 있어서 중요한 요소 중 하나이다. 특히, 하천 유출에 의한 담수는 해양의 염도를 직접적으로 변화시키며, 이는 물의 밀도, 혼합층을 바꾸어 해수면 온도를 변화시키는 것으로 잘 알려져 있다 (Zhang et al. 2011, Ham et al. 2012). 또한 해수면 온도 변화는 대기-해양 상호작용을 통해 대기 연직 구조 역시 영향을 주게 된다. 따라서 기후 예측 모델에서 하천 유출에 의한 담수의 흐름의 효과는 무시할 수 없을 만큼 중요하다고 할 수 있다. 현재 기상청에서 현업으로 사용되고 있는 기후 예측 모델인 GloSea6내에서 하천의 흐름은 Total Runoff Integrating Pathways (TRIP; Oki and Sud 1998)에 의해 계산된다. GloSea6내에서 TRIP은 지면 모델로부터 계산된 runoff를 입력자료로 가져오며, 각 격자에서의 하천 유출량을 계산하여 최종적으로 해양 모델로 방출량을 전달하고 있다. 최근에는 고해상도의 수문정보를 포함하는 다양한 하천 유출 모델이 개발되었지만, GloSea6에 포함된 TRIP은 다소 간단한 저류방정식으로 구성되어 고해상도의 자연 하천을 정확하게 묘사하기에는 한계가 있다. 좀 더 복잡하고 정교한 하천 유출 모델이 결합되는 것이 좋겠지만, 그 전에 TRIP으로 모의되는 GloSea6의 하천유출의 특성을 파악하고 그 해상도를 높여 지면 과정의 개선을 꾀하고자 한다. 또한 고해상도 하천유출이 계절예측모델 성능에 미치는 효과를 알아보고, 변화한 담수가 해양 순환에는 어떠한 영향을 줄 수 있는지 알아보하고자 한다.

국내 모델링 인프라 부족으로 학계에서 개발된 기술이 현업에 직접 적용되기에는 어려움이 있었다. 이에 현업에 운영중인 기후예측시스템 (GloSea6)은 학,연,관 공동개발 상호 협력하에 개발·개선되고 있다. 2019년 학,연,관 상호 협력 생태계를 구축하고 연구개발의 현업화 강화 전략을 수립하기 위해 “기상청 기후예측모델 공동개발체계”를 구축할 필요성이 인식되었으며, 2020년부터 APCC는 공동개발체계를 통한 테스트베드 역할을 수행하고, 슈퍼컴퓨터를 활용한 준현업 실험을 수행해 왔다. APCC에서는 기상청 기후예측모델의 개선을 위한 테스트베드 역할을 수행함으로써 제안된 기술의 현업 환경 수행성과 과학적 효과를 검증하여 학계와 현업 기관의 가교 역할을 하고 있다. 테스트베드의 준현업실험은 현업 환경과 동일한 조건에서 수행되는 만큼 과학적 효과와 더불어 현업에서 안정적으로 운영될 수 있는지에 대한 기술적 능력도 평가한다. 테스트베드를 통해 검증된 결과는 현업 기관으로 전달되어 현업에의 적용 여부를 판단하는 자료로 활용될 수 있다. 또한, 기술의 장담점을 파악하여 기술 개발 단계에서의 개선 방향을 제시할 수 있다.

공동개발체계에서 개발된 연구개발 성과는 일관되고 체계화된 검증체계를 통해 통합적으로 평가되어야 한다. 이에 APCC는 2022년부터 3년 계획으로 기후예측모델 평가·관리 시스템 (Climate foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하였으며, GloSea6의 품질을 객관적으로 제시하고 모델의 구조적 문제점과 원인 진단을 통해 모델 개선 방향을 제시하고자 하였다. 2022년 개발된 성능평가 파트는 단정/확률 예보의 일반적 평가지표들을 이용한 매트릭으로 구성되어 있으며, 다변수 통합평가라는 최신평가 방법론을 적용하여 기후예측모델의 구조적 오차 및 예측품질 개선 정보를 정량적으로 제공하도록 하였다. 주요 기후 변동성의 진단평가는 열대 계절&계절내 기후 변동성 (El Nino-Southern Oscillation (ENSO), Madden-Julian Oscillation (MJO), Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO)) 뿐만 아니라 북극 기후 변동성 (Arctic Oscillation (AO), Sea Ice Extent (SIC))의 진단 결과를 제시하며, 동아시아 기후 변동성을 대표하는 동아시아 여름&겨울 몬순 (East Asian Summer Monsoon (EASM), East Asian Winter Monsoon (EAWM))의 진단 결과 또한 포함한다. 주요 기후 변동성에 대한 다

각적 평가정보를 제공하기 위해 우리는 각각의 기후 인자에 대한 독립적인 진단메트릭을 개발하였다. 이를 위해 CMIP과 같은 기후모델들의 기후변동성을 평가하는 진단체계 (CLIVAR ENSO metrics (Planton et al., 2021), CLIVAR MJOWG diagnostics (Waliser et al., 2009))를 참고하였으며, 기후 예측정보에 적합한 평가 인자들로 재구성하였다. 진단 메트릭의 구조는 크게 세파트 1. Performance : 기후인자의 배경 기후와 지수 기반의 예측성능 및 기본 속성에 대한 모의 성능, 2. Process : 기후인자의 생성 및 진화와 관련된 내부 프로세스, 3. Teleconnection : 기후인자의 변동에 따른 원격상관 모의 성능으로 세분화하여 구성하였다. 본 연구에서는 CrEMA 평가체계를 소개하고 올해 개발된 Arctic, EAWM, BSISO 진단체계를 현업 기후예측모델에 적용한 진단 평가 결과를 소개하고자 하였다. CrEMA의 궁극적인 목적은 프로세스 기반의 원인 분석을 통해 모델의 구조적 오차를 이해하고 모델 개선 방향을 도출하는 것이라 할 것이다.

## 2. 과제 구성

### 2.1. 지면모델 개선 기술 개발

#### 2.1.1 지하수 모듈 개선

기후 예측 모델은 대기, 지면, 해양, 해빙의 성분 모델이 결합하여 구성되며, 이들 간의 상호작용을 통해 기후예측을 한다. 특히 지면 상태, 예를 들어 토양수분은 지면과 대기 사이에서 물과 에너지 교환의 매개체 역할을 하며 강수와 순복사량을 조절하는 중요한 기능을 수행한다. 이러한 물리적 상호작용은 계절 내 시간 규모에서 중요한 역할을 하며, 지면모델은 이를 정밀하게 재현하여 예측의 정확성을 높이는 데 기여한다. 토양수분은 계절 내 시간 규모에서 가장 중요한 예측 인자 중 하나로 알려져 있다 (Merryfield et al., 2020). 국내 연구에서는 자료 동화 기법을 활용하여 지면 초기 상태를 개선하고, 이를 통해 계절 내 시간 규모에서의 예측성을 향상시키는 데 주력해왔다. 지면 초기화의 개선은 어느 정도 예측성 향상을 보여주었으나, 물과 에너지 수지 조절 과정을 보다 정교하게 모의하는 작업 역시 중요하다. 물과 에너지 수지는 서로 복잡하게 얽혀 있어, 개선 시 두 과정을 면밀히 살펴며 균형을 유지하는 것이 필수적이다.

이와 관련하여 Yilmaz et al. (2014)의 연구는 중요한 선례를 제공한다. 이 연구는 Noah 지면모형에 농경지 관개 모듈을 추가하여 나일강 유역에 적용하였으며, 그 결과 잠열과 현열 예측성이 크게 향상되었다. 이를 통해 물과 에너지 수지 개선이 기후 예측에서 얼마나 중요한 역할을 하는지 확인할 수 있었다. 이 연구는 지면모형 개선이 에너지 성분뿐만 아니라 수문 성분 예측에도 중요한 영향을 미칠 수 있음을 시사한다. 이번 연구에서는 3개 지면모형의 결과를 종합적으로 분석한 결과, 에너지 성분보다는 수문 성분의 예측성이 상대적으로 떨어지는 경향을 보였다. 특히 건조 지역에서는 수문 성분 예측성이 현저히 낮고, 스펀업 기간도 다른 지역보다 길었다. 반면, 습윤 지역에서는 에너지 성분 예측성이 상대적으로 낮은 경향을 보였다. 이러한 경향은 지역별 환경 조건과 지면모형의 한계가 복합적으로 작용한 결과로 해석할 수 있다. 따라서 이러한 문제를 해결하기 위해 지역적 특성을 반영한 개선 방안이 필요하다.

GloSea6의 시간 규모와 연구 결과를 종합적으로 고려할 때, 한반도와 근접하고 기후적으로 밀접한 연관이 있는 양쯔강 유역에 초점을 맞추어 JULES 지면모형의 개선 방안을 제안하였다. 특히, 양쯔강 유역의 표층 및 근역층 토양수분 예측성을 높이기 위해 지하수 모듈의 개선이 중요하다. 지하수는 전구 규모의 수문 순환에서 핵심적인 역할을 하며, JULES 지면모형에서는 현재 TOPMODEL 기반의 기저유출 및 지하수위 모의를 통해 이를 처리하고 있다. 그러나 JULES의 현재 지하수 모듈은 몇 가지 한계를 가지고 있다. 첫째, 매개변수 보정이 필수적이기 때문에 미계측 지역에 적용하기 어렵다. 둘째, 이 모듈은 토양특성과 깊이 간의 높은 상관성을 가정하여 개발되었는데, 이는 비교적 복잡한 알고리즘임에도 불구하고 1~2개의 토양특성이나 매개변수에 지나치게 의존하게 만든다. 이러한 의존성은 매개변수 보정 없이 사용할 경우 예측성이 심각하게 떨어질 위험성을 내포한다. 따라서 JULES 지면모형의 개선을 위해 새로운 접근 방식이 필요하다.

이 연구에서는 이러한 문제를 해결하기 위해 GrUB 알고리즘 (Tashie et al., 2022)을 도입

할 것을 제안한다(Figure 2.1). GrUB는 매개변수 보정이 불필요하여 미세측 지역에서도 쉽게 적용할 수 있으며, 필수 자료가 간단하고, 모듈화가 잘 이루어져 있다. 또한, 계산 비용이 낮아 대규모 기후 모델링 환경에서도 효율적으로 활용할 수 있다. 이러한 특성은 기존의 JULES 지하수 모듈의 한계를 극복하고, 예측 성능을 크게 향상시킬 가능성을 제공한다. 결론적으로, JULES 지면모형의 지하수 모듈을 GrUB로 개선하는 것은 단순히 기저유출 계산의 정확도를 높이는 데 그치지 않고, 물과 에너지 수지 조절 과정을 정교하게 재현하는 데 기여할 것이다. 이는 한반도를 비롯한 주요 유역에서 기후 예측의 신뢰성을 높이는 데 중요한 역할을 할 것으로 기대된다. 장기적으로는 GrUB를 활용한 지면모형 개선이 다양한 환경에서 예측성과 적용성을 확대하는 데 기여할 수 있을 것이다.

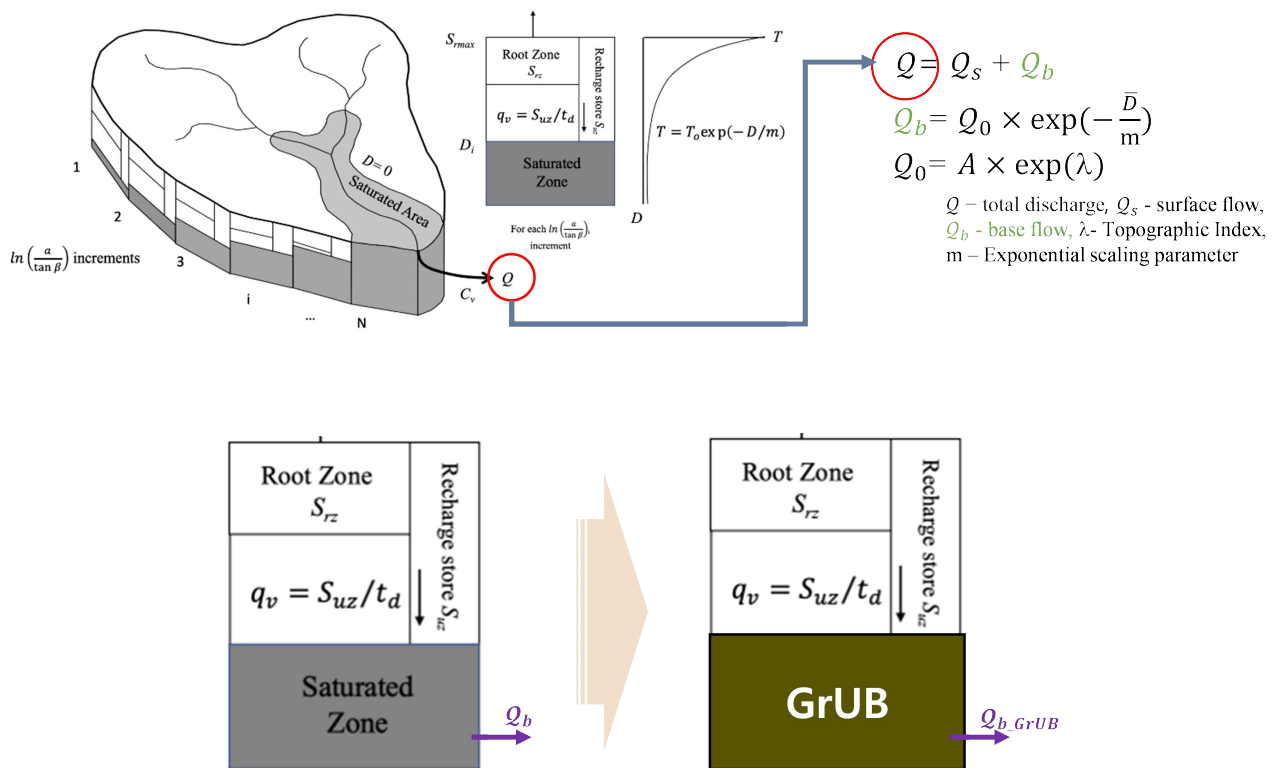


Figure 2.1. Proposed groundwater module.

### 2.1.2. 하천 유출 모델 개선

우리나라 기상청은 2010년 영국 기상청(Met Office)과 대기-해양 결합 모델을 이용한 계절 예측시스템의 공동구축 및 운영에 관한 협정을 체결하여 단기간 날씨부터 계절내 및 계절 예측, 기후 예측을 포함하는 포괄적인 계절예측시스템인 Global Seasonal Forecasting System (MacLachlan et al. 2015) 을 도입하였고, 현재 GloSea6를 현업 계절예측에 활용 중이다. 영국 기상청 기후 모델인 HadGEM3 (Hadley Centre Global Environment Model version 3) 에 기초하여 구축된 GloSea6는 Met Office의 Unified Model (UM) 대기 모델 (Global Atmosphere model; Walters et al., 2019) 과 Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO) (Madec, 2008) 해양모델, Los Alamos sea ice model (CICE) (Hunke and Lipscomb, 2010) 해빙 모델, Joint UK Land Environment Simulator (JULES) (Walters et al., 2019) 지면 모델로 구성되며, 지면-대기-해양 플럭스 교환을 위해 OASIS 커플러로 결합되어 있다 (Kim et al., 2018). GloSea5의 대기모델 수평격자 해상도는 N216으로 위도 0.56° 와 경도 0.83° 이며 (약 ~60km), 연직으로 85개의 층을 가지고 있다. 해양모델의 수평 및 수직 해상도는 각각 0.25° × 0.25° 와 75층이며, 대기-해양 플럭스는 3시간 간격으로 교환 된다 (Figure 2.2).

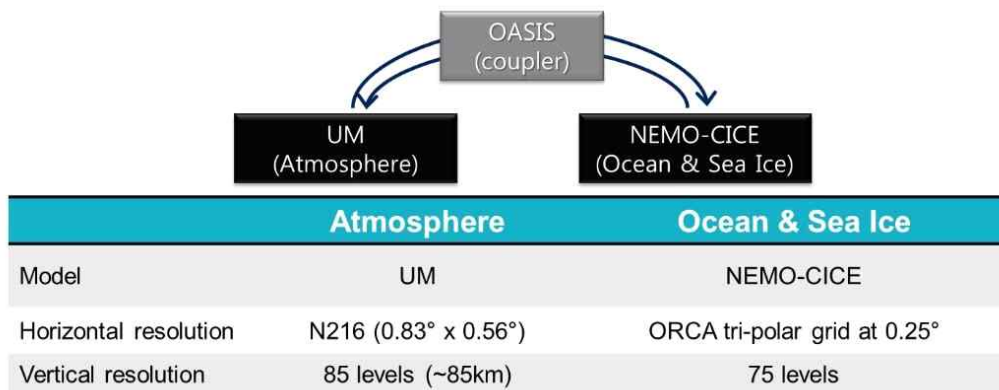


Figure 2.2. Model configuration of KMA GloSea6.

GloSea6 내에서 사용되는 하천유출모델인 TRIP은 하천자료의 정보교환과 제한된 유입, 유출량을 바탕으로 이러한 문제점을 해결하고자 개발되었다. TRIP은 Oki et al. (1998)에 의해 개발되었으며, 1°의 해상도로 구성되어 있다. 전지구 규모의 모형에서 하천의 흐름을 표현하는 것이 어떤 영향을 주는지 알아보기 위하여 제안되었다. TRIP 모델은 전구 영역에 걸쳐 각 격자와 주변 격자의 지형 정보를 활용하여 해당 격자에서 지표수의 방향을 설정하고 해당하는 유역을 계산하게 된다. 특히 각 격자에서 토양으로 유입되지 못하는 지표수가 하천을 통해 흐르게되며 최종적으로 해양과 만나는 하구까지 흘러가는 경로를 구현한다. 수평해상도의 하천의 흐름 정보를 고려하여 각 격자점에서의 유출량을 간단한 이류식으로 계산한다. 하천 채널은 물 흐름의 방향과 연속성의 데이터로 구성되며, 주요 강의 하류에 위치하는 하구에서 해양으로의 방출량을 계산한다.



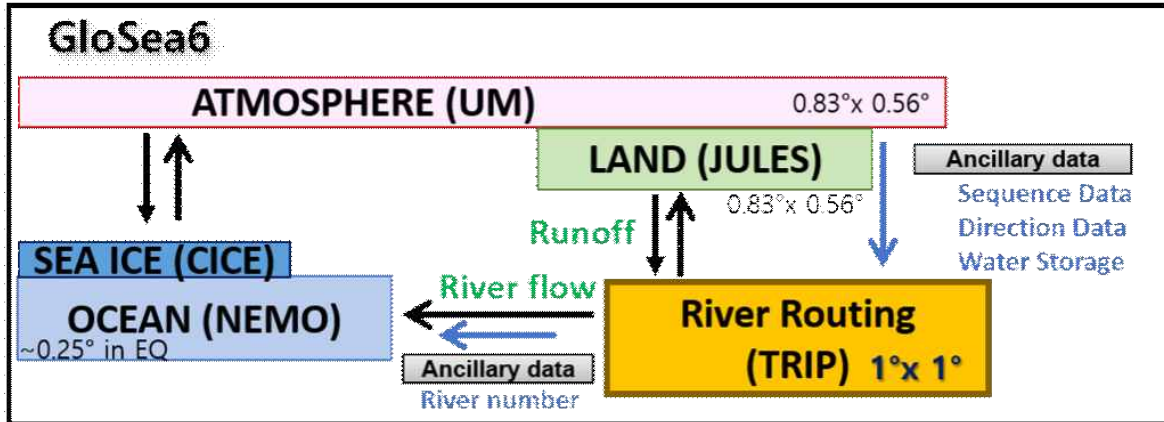


Figure 2.3. Schematic diagram of GloSea6 model component.

GloSea6 내 하천유출과정은 지면과정에서 계산되는 지표 격자유량을 입력변수로 사용하여 하천 채널 자료를 ancillary로 제공 받아 하천 흐름을 계산하는 방식으로 구성되어 있다 (Figure 2.3). 대기 및 지면 모델의 수평해상도는 약 0.8도인 반면 하천유출모델은 1도로 구성되어 있다. 또한 하천 방출값을 전달받는 해양모델의 해상도는 약 0.25도 정도이다. 전구적으로 주요 하천의 정보를 커버하기에는 부족하지 않지만, 지역적으로 세부적인 하천의 흐름을 모두 표현하기에는 한계가 있다. 특히 우리나라처럼 작은 지역에서는 이 해상도로 모의되는 수문정보로는 수자원 분야 및 재난·재해 등의 연구에 직접적으로 활용되기에는 어려운 측면이 있다. 따라서 여러 기관에서는 지면모델과 고해상도 하천유출모델의 결합으로 매우 고해상도의 수문정보를 산출하여 활용하고 있다. 하지만, 이러한 지역적 정보의 제공이외에도 하천유출은 해양모델로의 직접적인 영향으로 인해 대기-해양 상호작용에도 큰 영향을 미치는 것으로 알려져왔다.

공주대학교에서는 2018년 연구과제를 통해 TRIP 모델의 해상도를 향상시키기 위한 연구를 진행한 바 있다 (장은철 등, 2018). 이를 통해 강의 흐름을 표현할 수 있는 각 격자의 river direction 및 river sequence 정보를 구축하였다. River direction의 경우 각 격자에서 발생하는 유출량을 전달할 하위 격자의 방향을 정해주는 부분으로 해당 격자를 중심으로 주위의 8개 방향에 대한 정보를 가지고 있다. River sequence 정보는 특정 격자에 도달하는 상위 유역의 격자 개수를 의미하며, 해당 값이 주위 격자들보다 크게 나타나는 격자가 연결된 형태가 강을 의미한다. TRIP 모델을 최초 제안하고 개발한 동경대학교의 IIS (Institution of Industrial Sciences) 에서 1도와 0.5도에 대하여 river direction과 sequence에 해당하는 정보를 제공하고 있다. 공주대학교에서는 0.125도 정보를 산출하기 위하여 NTSG(Numerical Terradynamic Simulation Group)에서 제공하는 1도, 0.5도, 0.125도의 수평해상도에 해당하는 river sequence 자료를 계산하였다. GloSea6의 고해상도 하천유출 입력자료는 river direction, sequence, number, storage의 네 가지의 자료이다. 고해상도 하천유출 모델을 위해 우선 네 가지의 초기 보조자료가 GloSea6의 입력자료 포맷인 ancillary 형태로 변환되어야 한다. 기존의 netcdf 포맷을 GloSea6의 output 포맷인 pp파일로 변환하고, 최종적으로 pptoanc를 이용하여 ancillary 데이터로 변환하였다.

이러한 방식으로 구축된 보조자료는 해상도가 높아짐에 따라 더 현실적인 하천의 흐름을 나타내고 있다 (Figure. 2.4). 하천의 방향과 흐름을 나타내는 direction 및 sequence를 살펴보면 강의 흐름이 조금더 정교해 진 것을 확인할 수 있으며, 0.125도의 경우 한반도의 작은 강의 흐름까지도 표현하고 있는 것을 알 수 있다.

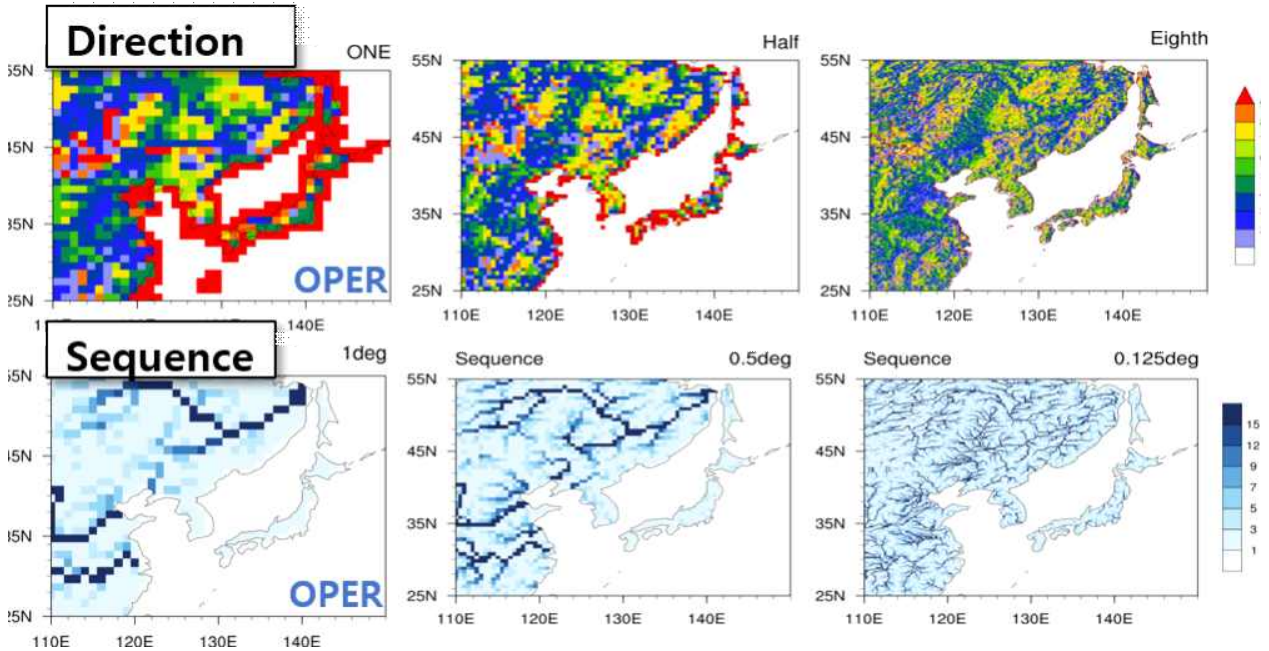


Figure 2.4. River direction and sequence data from various resolution for ancillary in GloSea6.

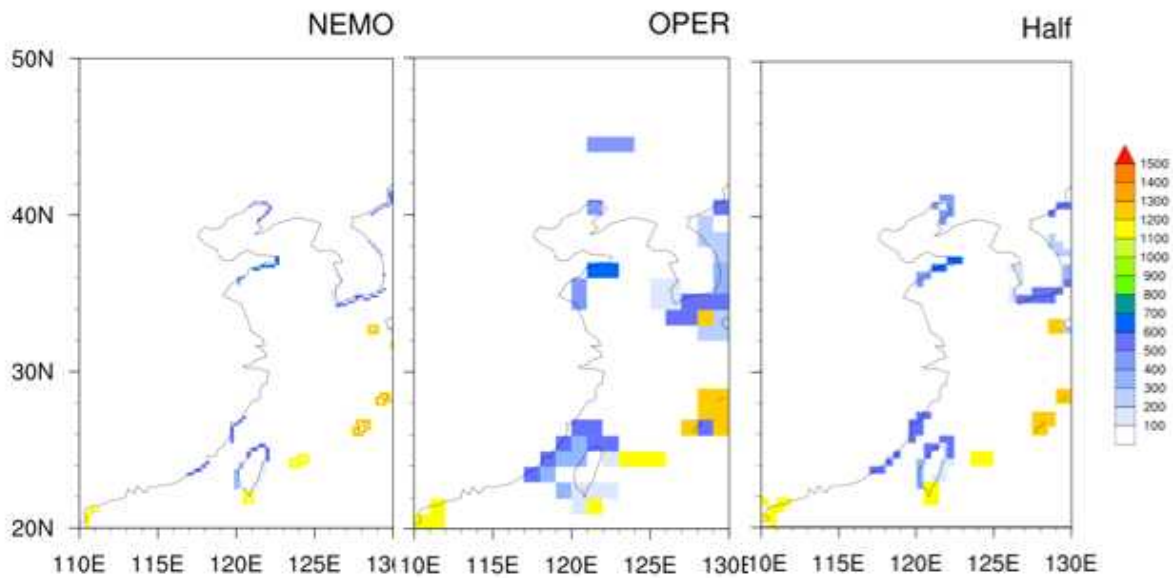


Figure 2.5. River number data of ocean model resolution (0.25deg), OPER resolution (2.5deg), and Half resolution (0.5deg) for ancillary in GloSea6.

Figure 2.5에 새롭게 구축된 river number의 분포도를 나타내었다. river number 데이터는 하천모델로부터 계산된 하천방출량이 해양모델로 전달되는 정보를 연결하는 하천 고유 번호를 나타낸다. 따라서 하천모델과 해양모델에 각각 정확한 하천고유번호가 할당되어야 하천 방출량이 제대로 해양으로 전달될 수 있다. 기존의 OPER 실험에 사용되던 river number는 하천 해상도가 2.5도로 되어있어 하천의 위치를 포함하는 광범위한 지역에 할당되어 결국 해양에 전달되는 담수의 위치가 해안이 아닌 더 넓은 지역으로 계산되었다. 새롭게 구축된 Half에서의 river number는 해양 모델에서 나타나는 하천정보와 더 일치하는 지역에서 정보가 전달될 수 있게 고안되었다. 이를 위해 기존의 해양모델에 사용되는 0.25도의 river number 데이터를 기반으로 다양한 외삽법을 사용하여 0.5도의 데이터로 만들어졌다.

고해상도의 보조자료를 적용하기 위해서는 ancillary 데이터의 교체 뿐만 아니라, GloSea6-TRIP내에 고정적으로 포함되어 있는 해상도 관련 부분들을 수정해야 한다. 이를 위해 TRIP을 구성하고 있는 모듈들의 구성도를 조사하였다 (Figure 2.6). GloSea6 내에서 TRIP 모델은 육상으로부터 발생하는 담수를 해양으로 전달하는 과정이다. 대기 모델에서 계산된 강수량으로부터 계산된 각 격자의 유출량은 강의 흐름을 따라 하구로 모이게 되고, 이 담수는 해양으로 전달되어 염분을 변경하게 된다. 이러한 해양의 변화는 대기-해양 상호 작용에 의해 다시 대기, 해빙 모델로 전달되게 된다. 실질적인 하천유출과 연관된 과정은 'ROUTDBL'에서 계산되며, 여기에는 하천유출의 초기화 및 변수/계수 설정, 단위변환, 유출량의 이류 등과 같은 과정이 포함된다. 또한 'PRE\_AREAVR'를 통해 대기모델과 하천모델간 격자 변환 및 면적 가중치 등이 계산된다.



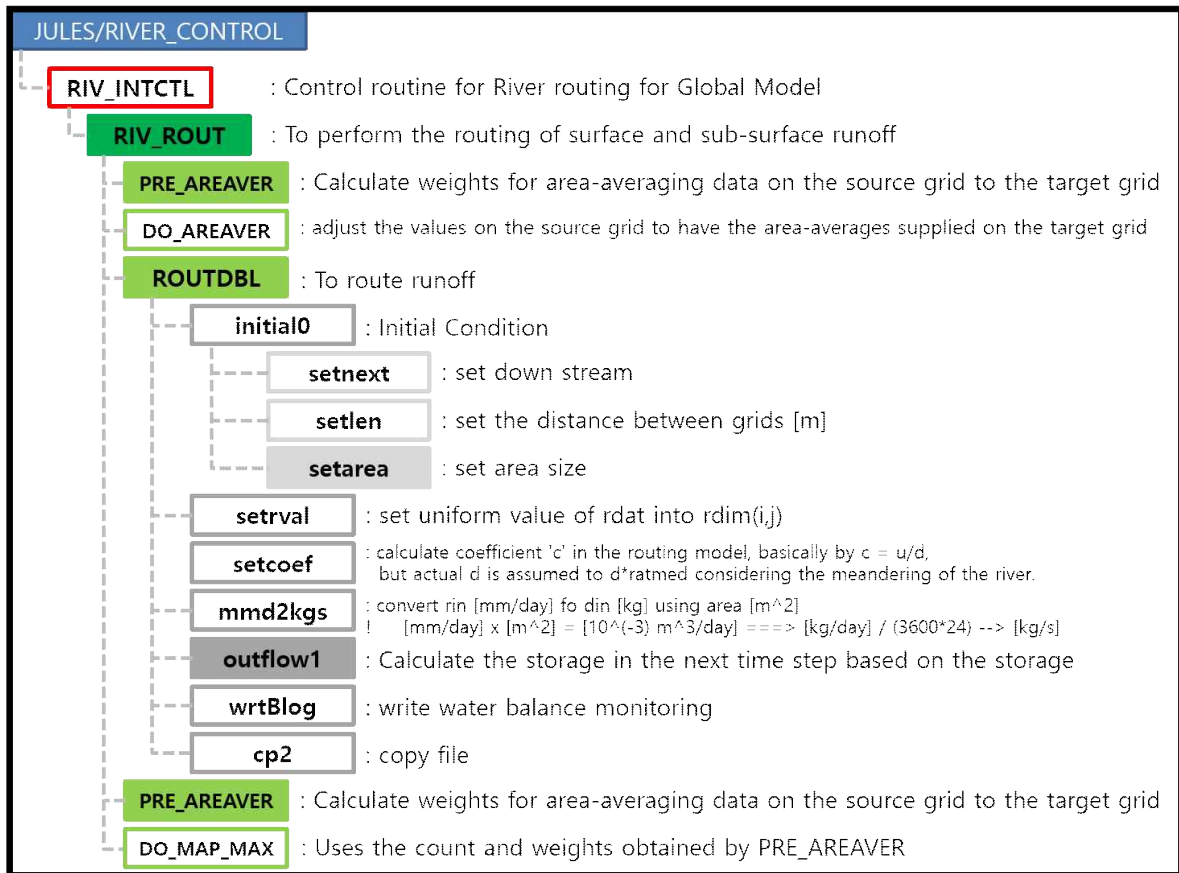


Figure 2.6. Code tree for TRIP modules in GloSea6.

하천모델의 해상도에 따라 변경되는 사항은 주로 하천 격자와 관련된 모듈이나 대기/해양 모델과 주고받는 모듈들이다. 그중에서 대표적으로 교체 혹은 수정된 모듈 몇 가지만 아래에 나타내었다. 하천 격자의 실제 위경도 정보는 모듈 ‘getlat0’ 및 ‘getlon0’ 에서 계산된다. 실제 위도 정보를 나타내는 ‘ry’ 변수를 계산하는 수식 내에서 병렬화 과정을 위한 변수 ‘j\_offset’ 을 포함하는 ‘j\_j\_offset’ 은 몇 번째의 위도인지를 뜻하며 전체 격자수 ‘180’ 의 정보로부터 위도 정보를 계산하고 있다. 따라서, 하천 격자의 해상도에 따른 전체 격자수를 namelist로부터 가져와서 ‘getlat0’ 및 ‘getlon0’ 로 전달해 줄 필요가 있다. 이를 위해 모델 내 namelist 정보를 가지고 있는 모듈 ‘riv\_rout-river1a-mod’ 에서부터 call되는 모든 모듈들의 I/O 과정 모두가 수정되었다. 하천 모델 격자의 면적은 유량 계산에 중요하게 작용한다. 기존의 코드는 각 격자마다 데이터 값을 읽어서 사용하는 방법이기 때문에 해상도가 변하면 사용할 수 없게 된다. 따라서 지구의 거리 및 위/경도 정보를 사용하여 면적 계산을 하는 방식의 새로운 코드를 개발하여 추가하였다. 이러한 코드를 ‘setarea’ 모듈내에 추가하였고 기존의 방식에서 주어지던 데이터의 값과 거의 유사하게 계산됨을 확인하였다. 이로써 데이터에 의존 하던 고정 해상도 모듈에서 해상도와 관계없이 위/경도 정보로 계산되는 격자 면적 계산 모듈이 새롭게 추가되어 어떤 해상도를 선택해도 동일한 모듈을 사용할 수 있게 되었다.

하천 모델내 실제 하천 격자를 계산하기 위한 재격자 과정이 존재한다. 병렬 과정이 포함되어있으며 위도가 북위 90도에서 남위 90도의 순서로 계산된다. Local 배열이 -90:90, 0:360이

고, 1도 간격이라 local 배열과 실제 위/경도와 동일하게 사용할 수 있다. 기존의 하천 모델이 1도 해상도이기 때문에 산술적으로 -91을 해주어 1번째 배열의 위도를 -90으로 설정하는 방식을 사용하고 있다. 또한 하천이 포함되는 격자를 나타내는 변수 'yut' 역시 배열의 값을 위도 값으로 동일하게 사용하고 있다. 따라서 해상도의 변경을 적용할 수 있도록 위도 정보인 'yut' 와 배열의 값을 분리하고, 정수 선언을 실수 선언으로 변경하여 새롭게 계산되게 수정하였다. 또한, 계산되는 위도 값 역시 namelist의 값을 가져오는 상위 모듈들로부터 전달받아 사용할 수 있게 구성하였다. 이를 위해 namelist를 포함하는 상위 모듈들로부터 재격자 모듈까지 입출력 부분이 수정되었다. 이를 통해 하천이 유출, 유입되는 격자점 값은 kg/s 단위에서 kg/m2/s의 단위로 변환되어 저장된다. 하천의 유출되는 값과 격자점 정보는 결합 과정을 통해 해양으로 최종 전달 된다. 이때 해양으로 전달되는 격자들은 하구 정보 및 river number 보조 자료의 값을 이용하게 된다.

GloSea6의 최종 출력변수를 저장하기 위해 사용되는 격자 정보 모듈에서도 1도 해상도의 격자 수인 180, 360의 값을 고정 값으로 계산하고 있는 과정이 존재한다. 이를 해상도 정보를 포함하기 위해 namelist의 정보를 불러들이는 방식으로 모듈을 수정하였으며, 이를 위해 격자 계산 모듈 및 상위 모듈들의 입출력 부분 역시 수정되었다. 'control/grids/nlsizes\_namelist' 로부터 namelist내의 하천 격자 정보인 'river\_rows', 'river\_row\_length' 를 'stwork', 'multi\_spatial', 'stash\_comp\_grid' 로 전달되게 구성되었다.

또한 최종 출력변수를 writing하는 과정에도 하천 격자의 정보가 고정으로 저장되어 있다. 이를 위해 하천 격자의 정보를 해상도에 따라 변화할 수 있게 수정될 필요가 있다. 현재 이 과정은 현업 디렉토리에 저장되어 있는 파일을 불러들여 사용하고 있기 때문에, 추후 옵션에 따라 변할 수 있게 추가 수정 작업이 필요하다. 지금까지 언급한 모듈과 파일들 이외에도 산재되어 있는 해상도 고정 값 및 변수들을 모두 해상도에 의존하는 값으로 변경하였으며, 이를 위해 현업과 동일한 버전의 모듈의 branch를 생성하여 수정 및 업로드 되었다.

고해상도 하천 유출 모델의 결과는 특히 유역 및 하구를 중심으로 많은 개선을 가져올 수 있음을 확인했다 (Figure 2.7). 또한 유역별 유출량의 개선은 나아가 지역적 규모에서 수자원에 대한 응용 및 정책 연구에도 유용하게 사용될 수 있을 것이다. 다만, 실험 결과에서도 확인했듯이 고해상도 하천 유출 모델의 결과는 유역에서의 방출량이 과도하게 줄어 하천 모델의 고해상도가 더 좋은 결과를 가져오기 위해서는 일부 최적화가 필요함을 알 수 있다. TRIP 하천 유출 모델의 경우, 서로 다른 유역에 동일한 모수를 처방하게 되며 이로 인해 각각 유역의 특성을 반영하기 힘든 특징이 있다. 또한 해상도가 높아짐에 따라 기존에 하나의 격자로 표현되던 강의 격자가 여러 개의 세부 격자로 쪼개져 표현되며 이로 인해 상대적으로 강의 길이가 길어지게 된다. 이 경우 실제 강의 길이가 모델 내에서 표현되지 못하기에 고려해 주었던 사행률은 점점 낮아지게 되며, 이러한 특성으로 오히려 강의 흐름이 달라질 수 있다. 기존의 모델에서 유속은 0.4m/s, 사행율은 1.4가 기본으로 설정되며, 이 값이 전구 영역에 동일하게 처방된다. 해상도에 맞게 유속 및 사행율이 조정될 필요가 있다. 이를 통해 고해상도 하천 유출 모델의 결과는 조금 더 현실적으로 개선될 여지가 있다. 과학원에서 2018년도에 진행되었던 연구 과제에서도 유속 및 사행율의 조정을 통해 JULES-TRIP의 하천 흐름이 개선됨을 확인한 적이 있다. 따라서 본 연구에서는 고해상도 하천유출모델의 최적화를 통해 해양으로 전달되는 담수

를 효과적으로 변화시키고 결과적으로 기후예측모델 예측 성능의 개선을 가져올 수 있는지 조사해 보고자 한다.

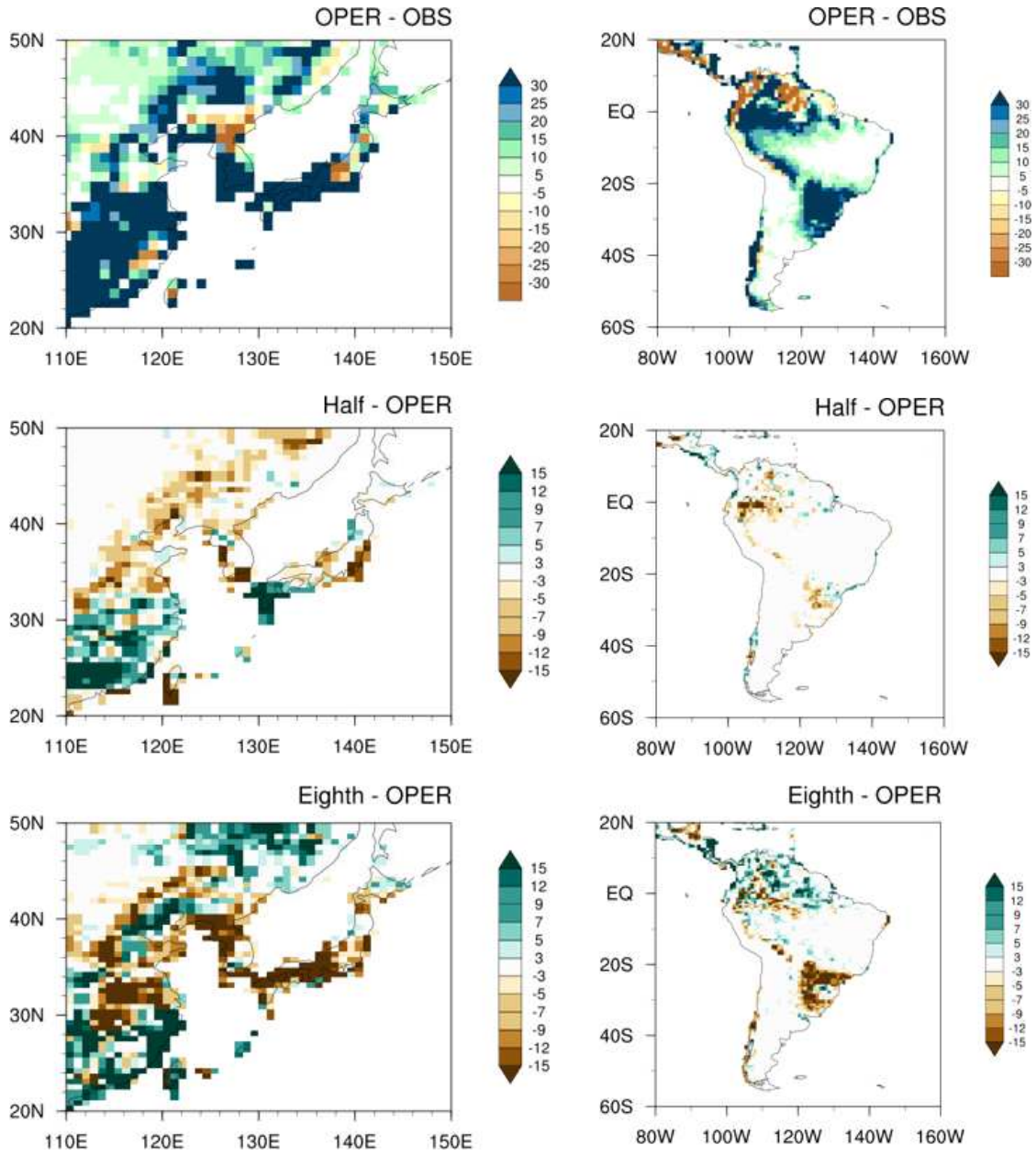


Figure 2.7. Surface runoff (mm/month) with various resolution for river model in GloSea6.

## 2.2. 테스트베드 구축 및 운영

### 2.2.1. 테스트베드 기반체계 구축

전 세계적으로 이상기후로 인한 자연재해·재난의 피해 규모가 커짐에 따라 사전에 이를 예측할 수 있는 기후예측 자료의 생산은 더욱 중요해지고 있다. 급변하는 기후를 보다 정확하게 예측하기 위해서는 이를 반영할 수 있는 최신 기술이 적용된 기후예측모델의 보유가 필수적이라 할 수 있다. 그러나, 국내 모델링 인프라 부족으로 학계에서 개발된 기술이 현업에 직접 적용되기에는 어려움이 있었다. 이에 우리나라 장기예보 지원을 위해 현업에 운영중인 기후 GloSea6는 학,연,관 공동개발 상호 협력하에 개발·개선되고 있다. 그 추진 전략 중 하나로 연구개발 현업 전환 (R2O)을 위한 테스트베드 역할이 대두되었고 APCC는 예측 기술의 신속한 현업 가속화를 위한 징검다리 역할인 테스트베드의 역할로 공동개발에 참여하고 있다.

이 연구에서는 작게는 테스트베드의 기반 체계 구축을 위해서 더 나아가서는 기상청 기후 예측시스템 공동개발 활성화를 위해서 우리나라 실정에 맞는 단계와 요소로 공동개발 체계를 구조화할 것을 제안하고, 공동개발 연구 환경에서의 주요 개선 방안을 제안하였다 (Figure 2.8). 첫째, 구조적 측면에서 4단계, 3요소 체계의 공동개발을 제안하였다. 4단계는 공동개발의 순차적 흐름을 고려하여 현업화 기획, 연구개발, 현업화 테스트베드, 현업화 실행을 의미하고 공동개발 활성화에 필요한 3요소로는 연구개발허브소통, 현업화평가, 개발프로토콜을 의미한다. 각 단계별 역할 범위와 현행 대비 개선점, 요소별 기능도 함께 제시하였다. 둘째, 환경적 측면에서 5가지 주요 개선점을 도출하였고 각각에 대한 개선 방안을 제안하였다. 연구개발협의체와 관련된 제도를 제정하고 정비함으로써 연구개발협의체의 기능을 활성화 해야 한다. 연구개발 전산 환경 개선을 위해 기상청 슈퍼컴퓨터에 대한 접근성을 개선하고 현업화 시급성을 고려한 자원 할당을 고려해야하며 커뮤니티 모델 개선이 필요하다. 모델 개발 기술 전수에 있어 공식적인 절차나 과업 내용 마련을 통해 현실적이고 원만한 전수가 이루어져야한다. 국내 기후모델링 역량 강화를 위해 관련 세미나, 사용자 교육을 강화하고 지원과 투자를 통해 기후모델 개발 관련 미래 인력을 양성해야 한다. 협력 커뮤니티 간 소통을 강화하려면 협업클라우드 사용을 활성화시켜야 한다. 또한 정기적인 워크숍이나 성과발표회를 개최를 통해 연구 성과의 공유 기회를 증대시켜야하며 이를 통해 자연스레 기상청 기후예측모델 공동개발 협력 활동에 대한 홍보를 이끌어 낼 수 있다. 이 연구에서 제안한 내용들은 가이드선으로 제작되어 기상청 기후예측시스템 공동개발의 운영을 맡고 있는 국립기상과학원에 제공되었다 (Figure 2.9). 궁극적으로 이 연구는 공동개발 체계에서의 주요 개선점들을 도출하고 개선 방안들을 제안함으로써 기상청 기후예측시스템 공동개발의 기능을 보다 공식화, 체계화, 문서화할 기반을 제공하였다. 이를 통해 기상청 기후예측시스템 공동개발이 체계적으로 운영되고 활성화되어 우리나라 장기예보 개선을 위한 협력의 성장 동력이 되길 기대한다.

# 구조 측면에서의 제안



- ### 📌 단계별 개선점 제안
- 1. 현업화 기획**
    - 연구개발협의체 정비
    - 연구개발사업 운영 개선
  - 2. 연구 개발**
    - 현업시스템 기반의 개발 실험과 검증에 대한 기준 활용
    - 정보 및 개발 결과 공유
  - 3. 현업화 테스트베드**
    - 실험과 현업후보군 선정 과정 등에 대한 기준 마련
    - 현실적인 문제 해소 노력
  - 4. 현업화 실행**
    - 현업화 평가 범위 논의
    - 환류 과정 보완
    - 기록 관리

### ☀️ 공동개발 환경 개선 방안 제안

- 1. 연구개발협의체 기능 활성화**
  - 연구개발협의체 관련 제도 제정 및 정비
- 2. 연구개발 전산 환경 개선**
  - 기상청 슈퍼컴퓨터 접근성 개선
  - 현업화 시급성을 고려한 자원 할당
  - 커뮤니티 모델 개선
- 3. 기술전수의 현실화**
  - 공식적인 절차나 과업 내용 마련
- 4. 국내 기후모델링 역량 강화**
  - 모델링 관련 세미나, 사용자 교육 강화
  - 기후모델 개발 관련 미래 인력 양성
- 5. 협력 커뮤니티 간 소통 강화**
  - glair 활성화
  - 정기적 워크숍, 성과발표회 개최
  - 연구 성과 공유 · 확산 · 홍보 강화

## 환경 측면에서의 제안

Figure 2.8. Suggestion to revitalize the joint development project in terms of the structure and research environment.

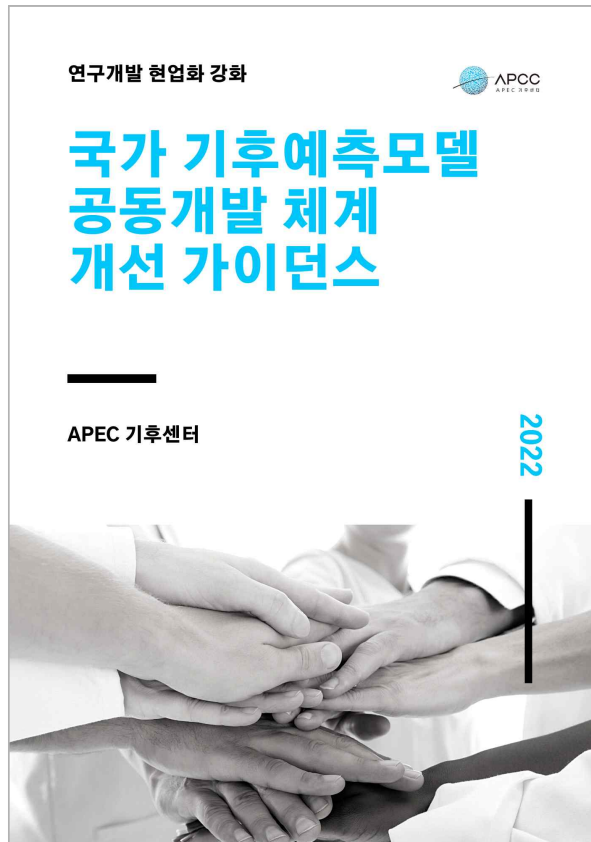


Figure 2.9. Guidelines on revitalizing the project for the jointly developing national climate model.

### 2.2.2. 테스트베드 운영

개발된 예측 기술들이 실제 현업에 적용되기 위해서는 현업과 동일한 환경에서의 평가가 필요하다. 따라서 테스트베드에서의 현업화 평가는 현업 환경과 동일한 조건에서 수행되었고 과학적 효과와 더불어 현업에서 안정적으로 운영될 수 있는지에 대한 기술적 능력도 확인한다. APCC는 대규모 준현업 예측 실험이 가능한 환경을 구축하였고 GloSea6를 이용한 다년간의 연구 노하우 축적으로 전문성이 확보되어 있다. 즉, APCC의 테스트베드는 실험 환경과 연구 역량을 두루 갖추었으므로 기후 예측 모델링 시장에서 그 어느 조직도 할 수 없는 대체 불가능한 역할을 수행 중이다 (Figure 2.10).

테스트베드를 통해 평가될 기술은 APCC-기상청-국립기상과학원의 논의를 통해 수립된 로드맵에 따라 결정된다. 2023년에 평가된 기술은 울산과학기술대학교에서 개발된 약결합 초기화 기술과 부산대학교에서 개발된 해빙물리과정에 의한 계절내 규모 기후예측기술로 학계에서 개발이 완료된 후 APCC로 전수되어 현업적용성이 평가되었다.

약결합 초기화 기술은 모델 초기장 간 불균형으로 인한 초기 오차 발생을 최소화하기 위한 대기-해양 결합초기화 기술로 여름철 강수에 영향을 미치는 기후 인자들을 개선하는 효과가 검증되었으며, 겨울철 열대 변동성과 관련된 현상의 모의 성능이 향상되는 효과가 있었다.



기술적인 측면에서는 약결합 초기화가 적용될 경우 현업 소요 시간과 안정성이 검토되었으며 현업 적용에 적절한 것으로 판단되었다. 해빙물리과정 최적화 평가에서는 해빙물리과정 내 매개변수들의 효과를 검증하고 최적화 방안을 제안하였다. 학계에서 수행된 연구 결과를 바탕으로 동아시아 겨울철 기온에 영향을 주는 것으로 분석된 매개변수들의 민감도 실험을 수행하여 예측성을 검증하고 북극과 동아시아 겨울 기온의 상관관계 개선을 확인하였다. 또한, 현업 효율성과 안정성을 평가하여 기술적 능력을 검토하였다. 테스트베드를 통해 도출된 결과들은 현업 기관으로 전달 (Figure 2.11)되었으며, 이 결과는 이후 현업화 의사 결정에 근거로 활용되었다.

테스트베드에서는 2020년부터 3년간 수행된 「해빙 물리 과정에 의한 계절내 규모 기후 예측 기술 개발」의 결과를 바탕으로 해빙 물리 과정 내 파라미터들의 효과를 분석하여 최적화 방안을 제시하고자 하였다. 2022년 수행된 visible snow albedo 민감도 실험을 확장하여 near-IR ice albedo의 증감 실험을 추가하였으며, 단일 파라미터의 민감도 분석뿐 아니라 다중 파라미터 조합의 예측성도 분석하였다. 단일 파라미터 실험 3세트와 다중 파라미터 2세트의 총 5세트 실험을 현업 hindcast와 동일한 기간인 1993년부터 2016년까지 24년 간의 여름과 겨울에 대해 이루어졌다. 민감도 실험 결과들은 현업과 유사한 오차장을 보여 기후값 자체에 큰 영향을 주지 않는 것을 확인하였다. 이는 추후 해당 기술이 현업에 적용될 때 중요한 요소로 기후값 자체가 크게 변하면 과거의 현업과 불연속성이 커지므로 기후장 자체의 변화는 크지 않아야 한다. 알베도의 영향을 직접적으로 받는 극 지역에서의 겨울철 해빙 면적 및 지표기온의 변화는 크지 않았는데, 일사량이 많지 않아 알베도 변화에 의한 직접적인 효과가 크지 않기 때문이라 생각된다. 극 지역의 해빙에 미치는 효과는 뚜렷하지 않았으나, 겨울철 중위도 기온에 영향을 주는 것으로 알려져 있는 극과 중위도의 원격상관의 모의 성능에는 개선이 나타났다. 현업 모델은 바렌츠-카라해의 기온과 유라시아 기온의 상관성을 전반적으로 잘 나타내고 있으나, 극 기온이 중위도 기온에 미치는 메커니즘을 재현하지는 못하는 것으로 나타났다. 북극과 중위도 기온의 인과성 분석을 위해 해빙이 대기순환을 유발하는 해와 대기가 유발하는 해로 분류하여 분석하였을 때 관측에서는 대기순환이 해빙 변화를 유발하는 해에서만 바렌츠-카라해와 유라시아 기온의 인과성이 나타나는 반면 현업 모델은 두 분류에서의 인과성 차이가 없었다. GloSea6가 전반적으로 대기순환이 해빙 변화를 유발하는 해를 과소모의하는 특징을 보이는데 얼음 알베도 증가를 통해 발생 빈도 뿐 아니라 북극-유라시아 원격상관의 인과성 또한 개선되는 것을 확인하였다.

이렇듯 APCC 테스트베드는 기술개발 주체와 현업 기관과의 가교 역할을 함으로써 “원천 기술 개발→현업화 평가→현업 적용을 통한 예측성 제고”의 선순환을 가속화하여 기후모델 연구 성과의 실용화를 촉진하는 국내 협력의 허브가 되고 있다. 연구개발과 현업 사이의 간극이 성공적으로 연결될 수 있도록 추후에도 APCC 테스트베드 운영에 유관 기관 및 학계의 전폭적인 지지와 적극적 참여를 기대한다.



Figure 2.10. Concept of testbed for climate model(left) and Role of APCC as testbed(right).



Figure 2.11. Suggestion to revitalize the joint development project in terms of the structure and research environment.



## 2.3. 기후예측모델 통합 평가체계 정립

### 2.3.1. 기후예측모델 평가·관리 시스템 (CrEMA)

APCC는 GloSea6의 품질을 객관적으로 제시하고, 모델의 구조적 문제점 및 원인을 진단하기 위한 기후예측모델 평가·관리 시스템 (Climate foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하고 있다. Figure 2.12는 CrEMA의 구조를 나타낸 것으로, 체계화된 평가 메트릭을 통해 기후예측모델의 통합적 평가정보를 제공하도록 설계되었다. CrEMA는 통계분석 기반의 성능평가를 통해 주요 변수들의 표준화된 검증 결과를 제시하고, 프로세스 기반의 기후 변동성 진단평가를 통해 모델이 가진 구조적 오차의 원인을 분석한다. 성능평가는 단정/확률 예보의 일반적 평가지표들로 메트릭을 구성하였고, 다변수 통합평가 (Zhang et al., 2021)라는 최신평가 방법론을 적용하여 기후예측모델의 평가정보를 정량적으로 제공하도록 하였다. 주요 기후 변동성의 진단평가는 열대 계절&계절내 기후 변동성 (El Nino-Southern Oscillation (ENSO), Madden-Julian Oscillation (MJO), Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO)) 뿐만 아니라 북극 기후 변동성 (Arctic Oscillation (AO), Sea Ice Extent (SIC))의 진단 결과를 제시하며, 동아시아 기후 변동성을 대표하는 동아시아 여름&겨울 몬순 (East Asian Summer Monsoon (EASM), East Asian Winter Monsoon (EAWM))의 진단 결과 또한 포함한다. 주요 기후 변동성에 대한 다각적 평가정보를 제공하기 위해 우리는 각각의 기후 인자에 대한 독립적인 진단메트릭을 개발하였다. 이를 위해 CMIP과 같은 기후모델들의 기후변동성을 평가하는 진단체계 (CLIVAR ENSO metrics (Planton et al., 2021), CLIVAR MJOWG diagnostics (Waliser et al., 2009))를 참고하였으며, 기후 예측정보에 적합한 평가 인자들로 재구성하였다. 진단 메트릭의 구조는 크게 세파트 1. Performance : 기후인자의 배경 기후와 지수 기반의 예측성능 및 기본 속성에 대한 모의 성능, 2. Process : 기후인자의 생성 및 진화와 관련된 내부 프로세스, 3. Teleconnection : 기후인자의 변동에 따른 원격상관 모의 성능으로 세분화하여 구성하였다.

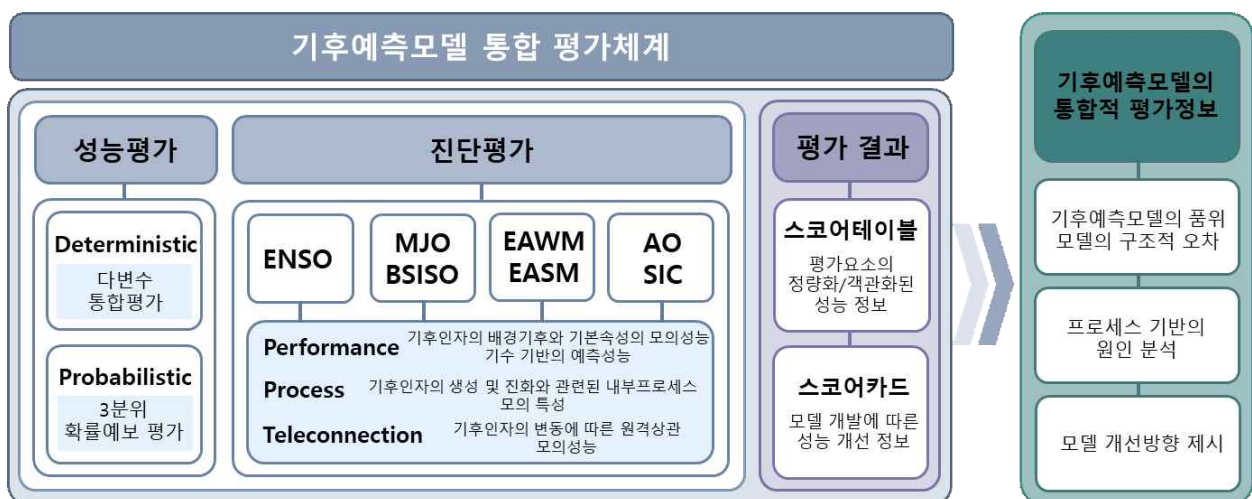


Figure 2.12. Schematic diagram exploring the structure and function of CrEMA.

### 2.3.2. CrEMA 성능·진단 메트릭 개발

CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project 6)의 RFMIP (Radiative Forcing Model Intercomparison Project), GMMIP (Global Monsoon Model Intercomparison Project)과 같은 모델 상호 비교 프로젝트들이 많아지면서 기후모델의 정량적 평가를 위한 접근 방식의 필요성이 고취되었다 (Meehl et al., 2014; Eyring et al., 2019). CrEMA의 핵심은 기후예측모델의 다면적 특성을 정량적으로 제공할 평가 메트릭을 어떻게 효과적으로 구성하느냐에 달려있다. 일반적으로 기후모델의 성능평가는 테일러 분석 방법 (Taylor et al., 2001)을 사용해 평가되며, 과거기후의 재현 능력을 제시한다. 이는 모델이 나타내는 스칼라 변수의 다면 특성을 요약하는 효율적인 방법이지만, 개별 변수에 대한 모델의 단편적인 성능만을 제시한다는 한계가 있다. 다양한 변수의 종합적인 성능평가를 위해 Xu et al. (2017)은 정규화된 다양한 스칼라 필드를 통합 벡터 필드로 그룹화하여 다중 필드 측면에서 모델의 성능을 평가하는 다변수 통합평가 (Multivariable Integrated Evaluation, MVIE) 방법을 제안하였다. 이후 Zhang et al. (2021)은 스칼라 필드와 벡터 필드를 혼합하여 평가할 수 있도록 MVIE 방법을 개선하고, 모델이 가진 다양한 측면의 상대적 중요도를 조정할 수 있는 정규화된 지수인 다변수 통합기술지수 (Multivariable Integrated Skill Score)를 개발하였다. CrEMA 성능평가 메트릭은 이러한 다변수 통합평가 (Zhang et al. 2021)를 적용하여 구성하였으며, 이를 통해 기후예측모델의 구조적 오차 및 예측품질 개선 정보를 정량적이고 종합적으로 제공하고자 하였다.

CrEMA 성능평가 결과는 크게 두 가지 형태, 스코어테이블과 스코어카드로 제공된다. 기후값 분석을 통해 모델의 구조적 오차 정보를 제시하고, 예측 정보의 편차값 분석을 통해 예측 품질의 개선 정보를 제시한다. Figure 2.13은 단정 예보의 스코어테이블을 나타낸 것으로, 주요 변수에 대한 통계적 다면 특성의 리드별 모의 성능을 정량적으로 보여준다. 여기서 개별 스코어는 밝은색일수록 높은 성능값을 나타내도록 표기하였으며, 변수/리드에 따른 상대적 성능 비교가 용이하도록 가시화하였다. GloSea6의 여름철 (JJA) 기후 재현 성능을 살펴본 결과, 다른 변수에 비해 강수의 재현 성능이 상대적으로 낮게 나타나며 모든 변수에서 리드에 따라 모의 성능이 감소하는 특징을 보인다. Figure 2.14는 스코어카드의 예시를 나타낸 것으로, 모델의 단정예보 개선정보를 제시한다. 스코어카드는 모델 개발에 따른 현업모델 대비 개선율 (%)로 표시되며, 4계절 (봄, 여름, 가을, 겨울)에 대한 개선율을 선행 시간별로 제시하였다. 각 통계값마다 예측 성능이 개선되는 의미의 부호가 다르므로, 모델의 구조적 오차가 개선 (증가)되는 것은 초록색 (붉은색) 계열로 표시하여 성능 비교가 용이하도록 가시화하였다. GloSea6의 동아시아 예측성능은 강수를 제외한 대부분의 변수들에서 4계절 예측성능이 향상되며, 특히 계절내 예측성능 (3주, 4주)이 향상됨을 확인할 수 있다.

## Deterministic Skill Scoretable (GL)

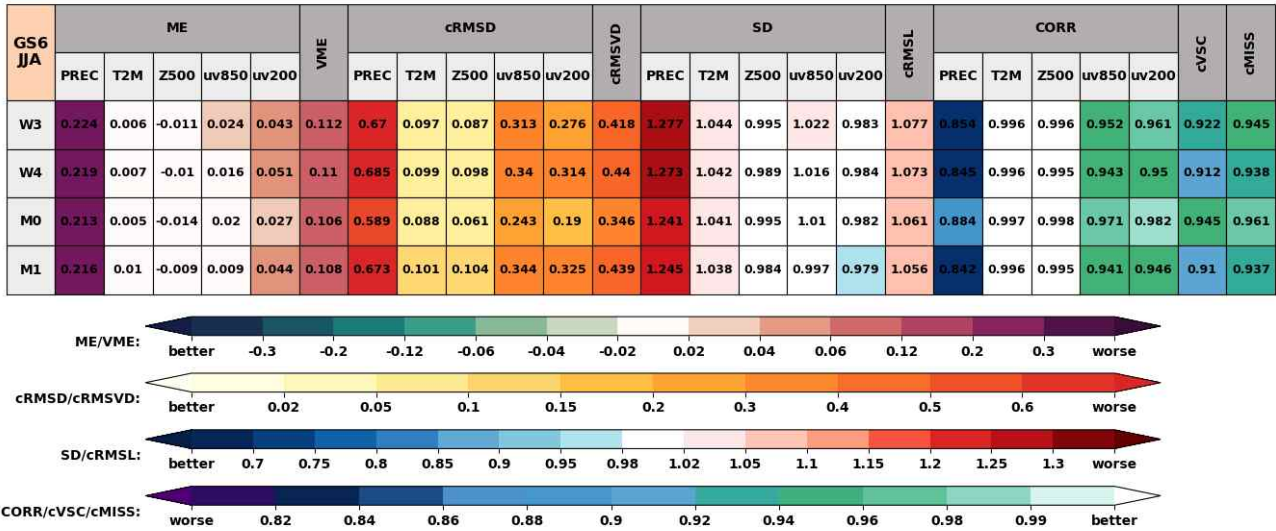


Figure 2.13. Metrics table of GloSea6 in simulating climatological mean (1996–2015) precipitation (PREC), 2m air temperature (T2M), 500hPa geopotential height (Z500), 850hPa winds (UV850), and 200hPa winds (UV200) in the northern hemisphere in summer (JJA). ME (VME) is the error of the mean scalar or vector (multivariable) fields. cRMSD (cRMSVD) is the overall difference in scalar or vector (multivariable) anomaly fields between model and observation. CORR (cVSC) and SD (cRMSL) are the pattern similarity and amplitude of the anomaly fields for the individual variable (multivariable field). cMiss is the multivariable integrated skill score of the anomaly fields, which is calculated with SD (rms) values and cVSC.

## Deterministic Skill Scorecard : Anomaly (EA)

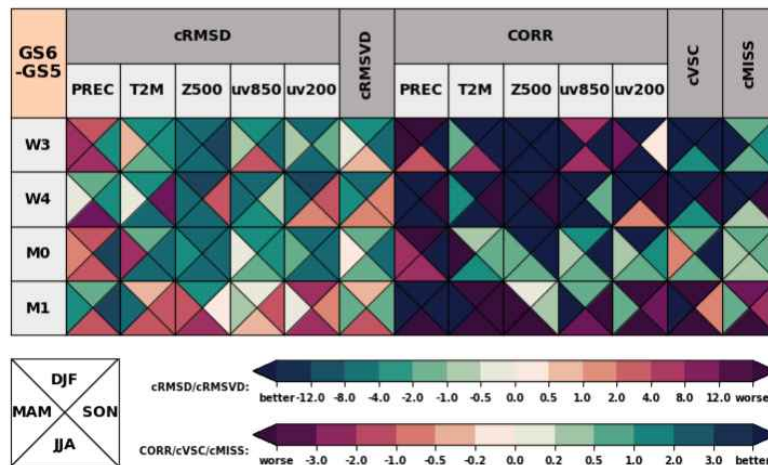


Figure 2.14. Metrics scorecard for the anomaly fields over East Asia (EA) during 1997–2016. The green (red) colors indicate better (worse) model performance.

CrEMA 진단체계는 2년에 걸쳐 개발되었다. 2023년 열대 주요 경년변동 모드인 ENSO와 열대 계절내 변동 모드인 MJO, 그리고 동아시아 여름철 경년변동 모드인 EASM의 진단 매트릭이 개발되었고, 2024년에 진단체계의 영역 및 계절을 확장하여 북극 기후 인자인 AO와 해빙(SIC), 북반구 여름철 계절내 변동 모드인 BSISO, 그리고 동아시아 겨울몬순의 진단매트릭이 개발되었다. 개발된 CrEMA 진단체계를 GloSea5와 GloSea6에 적용하여 GloSea6의 주요 기후변동성 모의성능을 진단하였으며, 모델의 취약점과 개선방향을 제시하였다. 2024년 개발된 CrEMA 진단 매트릭의 구성을 간략하게 설명하고 GloSea6의 진단 결과를 아래와 같이 요약하였다.

CrEMA ENSO 진단 매트릭은 ENSO 발생 지역에서의 기후 오차, Nino3.4 지수 기반의 예측 성능, ENSO의 기본속성, ENSO 발달 및 진화 과정과 관련된 주요 프로세스, 그리고 원격상관 모의성능으로 구성된다. CrEMA ENSO 매트릭을 통해 총 5개의 카테고리에서 29개의 진단요소가 분석되며, 정량화된 진단평가 결과의 시-공간적 정보를 제공해줄 약 총 67개의 다양한 보조 콘텐츠가 개발되었다. CrEMA 진단평가 결과는 스코어카드와 진단테이블의 형태로 제공되며, Figure 2.15와 Table 2.1은 CrEMA ENSO 진단 매트릭을 적용한 GloSea6의 ENSO 진단 결과를 나타낸 것이다. GloSea6의 ENSO 예측성능은 기준모델 (GloSea5)에 비해 전반적으로 개선됨을 확인할 수 있다. 적도 SST 평균 및 연변화 개선 및 Bjerknes 피드백의 개선으로 ENSO 편향이 개선되며, 이로 인해 ENSO 평균 예측성능이 개선된 것으로 판단된다. 반면, 라니냐 발달기간 동안 강한 Taux-SSH 결합 강도는 La Nina 예측성능을 감소시킨다. 엘리뇨 쇠퇴기간 급감하는 열유속은 El Nino의 위상을 빨리 종료시키고, 결국 ENSO duration의 모의성능 감소에 영향을 미친다. ENSO duration을 제외한 ENSO 기본 속성은 전반적으로 향상되며, 이는 원격상관 모의성능에 영향을 미친다. ENSO와 관련된 기온의 원격상관 패턴은 전구나 동아시아 지역에서 개선된 결과를 보이나, 강수 패턴의 모의성능은 더욱 감소한 결과를 나타낸다. 이는 GloSea6가 적도 dry bias와 강한 Double ITCZ를 모의하기 때문이며, 적도 강수의 구조적 오차가 개선된다면 ENSO 원격 상관에 따른 강수 영향장의 개선 또한 기대할 수 있을 것이다.

### ENSO Diagnostic Scorecard

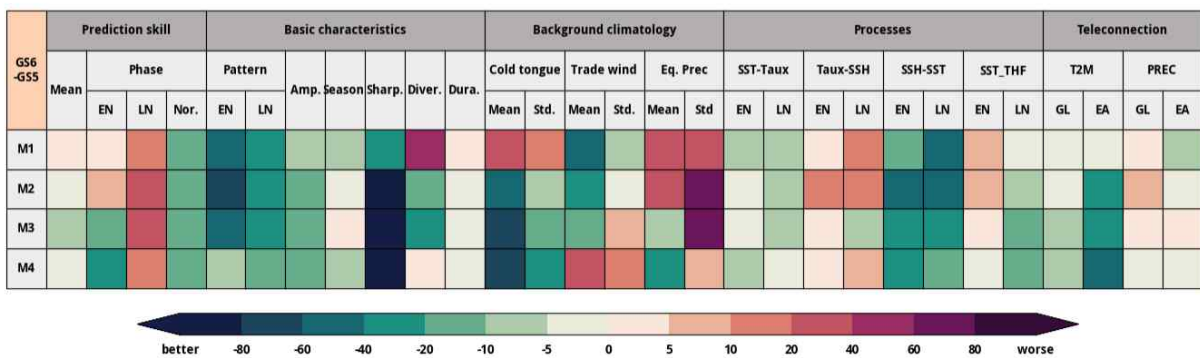


Figure 2.15. CrEMA ENSO diagnostic scorecard which shows relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for 1-4 month leads. The green (red) colors indicate better (worse) model performance.



Table 2.1. GloSea6 ENSO evaluation results using the CrEMA ENSO metrics.

기상청 기후예측모델 ENSO 진단 평가		
총평	ENSO의 전반적인 예측성능 및 기본속성 개선 지수 기반의 평균 예측성능 개선, 그러나 La Nina 예측성능 감소	
원인 분석	개선	적도 SST 평균 및 연변화 개선, Bjerknes 양의 피드백 개선 → ENSO 편향 개선 (강한 강도, 강한 계절성, 위상잠김 특성의 빠른 해제) → ENSO 평균 예측성능 개선
	감소	라니냐 발달기간 강한 Taux-SSH 결합 강도 → La Nina 예측성능 감소 → Duration 성능 감소 엘리뇨 쇠퇴기간 급감하는 열유속 → 긴 엘리뇨 쇠퇴기간 → Duration 성능 감소
개선방향	적도 dry bias와 강한 Double ITCZ 개선 필요 → ENSO 원격 상관에 따른 강수 영향 개선 기대	

계절내 시간규모에서 가장 중요한 예측인자 중 하나인 MJO는 열대지역에서 대규모 대류가 동진하는 현상으로 지역 기후 변동에 큰 영향을 미친다. 따라서 기후예측모델의 성능을 판단함에 있어 MJO 모의성능은 매우 중요한 지표 중 하나이다. CrEMA MJO 진단 메트릭은 MJO 지수 기반의 예측성능, MJO의 기본속성, MJO 발달 및 진화 과정과 관련된 주요 프로세스, 그리고 원격상관 모의성능으로 구성된다. CrEMA MJO 메트릭을 통해 총 4개의 카테고리에서 31개의 진단 요소가 분석되며, 정량화된 진단평가 결과의 시·공간적 정보를 제공해줄 약 총 87개의 보조 콘텐츠가 개발되었다. Figure 2.16와 Table 2.2는 CrEMA MJO 진단 메트릭을 적용한 GloSea6의 MJO 진단 결과를 나타낸 것으로, GloSea6의 MJO 예측성능은 GloSea5에 비해 전반적으로 개선되었다. 특히 MJO의 예측 장벽으로 알려진 해양성 대륙에서 동진 성능이 크게 향상되었고, 이는 해양성 대륙 동쪽 하층에서 수분 수렴이 개선되었기 때문으로 판단된다. 그러나 상층 대기의 모의 성능은 크게 두 가지 관점에서 감소하였다. 첫째로 MJO의 상층 발산구조의 모의성능 감소이고, 둘째로 태평양 아열대 제트가 다소 동쪽으로 확장된 점이다. 태평양 아열대 제트의 동쪽 확장은 원격상관에 영향을 미치고, 결과적으로 PNA 지역 또한 동쪽으로 이동시킨다. MJO 예측 성능 개선을 위해 향후 상층 대기의 모의 성능이 개선될 필요가 있다.

### MJO Diagnostic Scorecard

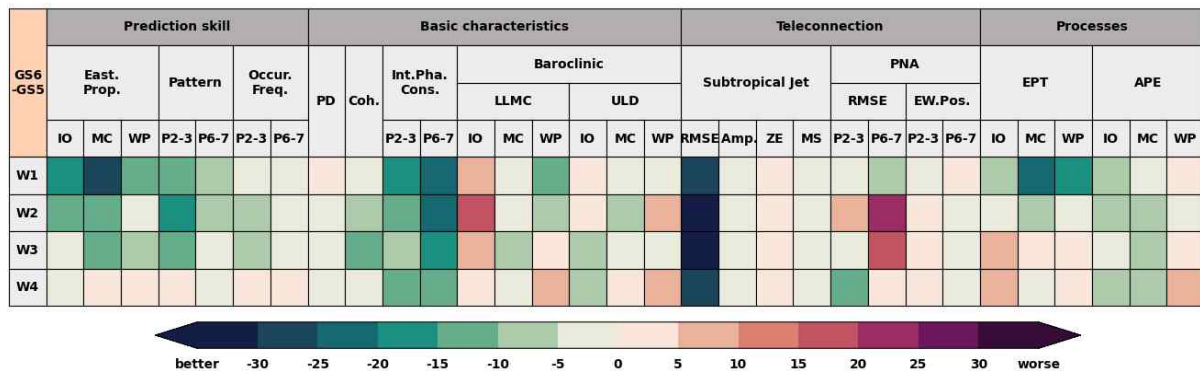


Figure 2.16. MJO scorecard which represents relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for W1-4 consisted of 4 metrics corresponding prediction skill, basic characteristics, teleconnection, and processes. The green (red) colors show the improved (worse) model skill.

Table 2.2. Summary and suggestions using the MJO diagnostics metrics of CrEMA.

기상청 기후예측모델 MJO 진단 평가	
총평	MJO의 전반적인 예측성능 개선 (MC) 동진 성능 개선 → MJO 예측장벽 개선, (IO) 상대적 성능 저하
원인분석	개선 (MC) 하층의 비습 dry bias 및 상당온위 cold bias 개선 → diabatic heating 개선 → 중·하층 구조 개선 → 동진성능 개선
	감소 (IO) 하층 수분수렴 성능 저하 아열대제트 동쪽 확장 → 원격상관(PNA 패턴)이 다소 동쪽으로 이동
개선방향	IO의 배경장(SST warm bias) 개선 필요 → 하층 수분수렴 및 동진성능 개선 기대 다소 동쪽 확장된 아열대 제트 개선 필요 → 원격상관 개선 기대

동아시아 여름몬순은 한반도 여름철 기후예측에 큰 영향을 미칠 뿐만 아니라 기후모델의 성능을 평가하는 중요 지표로 사용된다. CrEMA EASM 진단 메트릭은 몬순시스템을 구성하는 주요 기후 변수들의 오차 정보와 경년 변동성의 예측성능, 동아시아 몬순 시스템의 발달과 관련된 주요 프로세스, 그리고 원격상관 모의성능으로 구성된다. CrEMA EASM 메트릭을 통해 5개의 카테고리에서 21개의 진단요소가 분석되며, 정량화된 진단평가 결과의 시-공간적 정보를 제공하는 54개의 보조 콘텐츠가 개발되었다. Figure 2.17과 Table 2.3은 CrEMA EASM 진단 메트릭을 적용한 GloSea6 진단 결과를 나타낸 것이다. GloSea6는 북서태평양 해역의 온난 편향과 고기압/남풍을 과소모의 하며, 중층 기압골의 과소모의와 제트의 북편향을 개선한다. 동아시아로 북상하는 여름철 강수밴드의 과소모의가 다소 개선되지만, 북서태평양 고기압의 확장과 동아시아 제트는 여전히 과소모의 한다. EASM과 열대/아열대 기후모드 간 원격상관 중 엘니뇨 원격상관 예측성은 개선된 반면, 라니냐 원격상관과 인도양 원격상관 등은 추가적인 개선이 필요한 것으로 분석된다. 열대-중위도 원격상관에서 중요한 연결고리 역할을 하는 북서태평양 아열대 해역에서의 국지적 해양-대기 피드백은 관측에 비해 과대모의되는 것으로 분석되었다.

CrEMA 진단 메트릭을 통해 GloSea6의 ENSO, MJO, EASM의 모의성능을 종합적으로 진단하였다. GloSea6가 ENSO, MJO, EASM을 모의함에 있어 나타내는 구조적인 문제점을 파악하고, 프로세스 기반의 원인 분석을 통해 모델의 구조적 오차를 이해함으로써 GloSea6의 개선 방향을 제시하고자 하였다. 또한 CrEMA 진단체계의 영역 및 계절을 확장하여 기후예측모델의 평가 영역을 확대하고자 하였다. 2024년 북극 기후 인자인 AO와 해빙 (SIC), 북반구 여름철 계절 내 변동 모드인 BSISO, 그리고 동아시아 겨울몬순의 진단메트릭을 개발하였고 GloSea6의 진단평가 결과를 5장에 제시하였다. CrEMA 진단 메트릭은 향후 기후예측모델 개선 또는 개발에 따라 평가 모델과 기준 모델을 유연하게 변경하여 적용할 수 있으며, 추가적인 연구개발을 통해 개발된 진단 메트릭과 스코어카드의 고도화가 지속적으로 진행되어야 할 것이다.

## EASM Diagnostic Scorecard

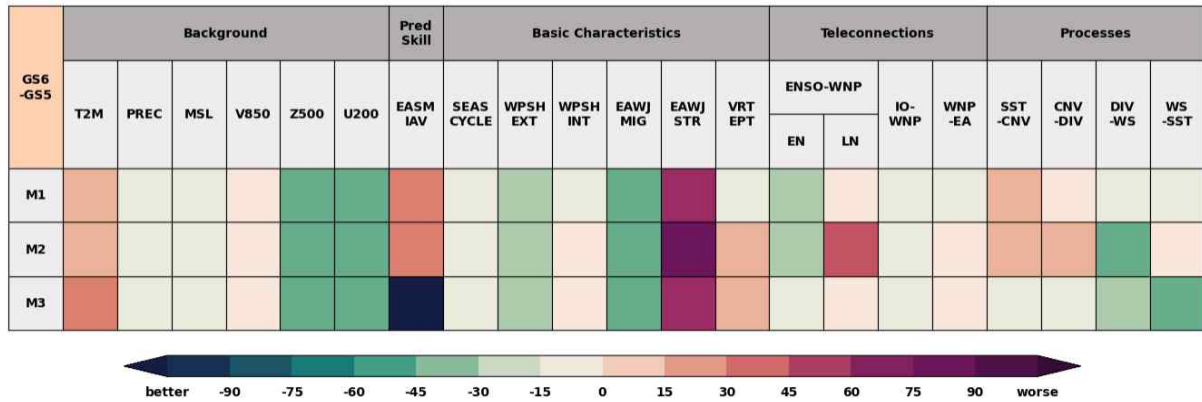


Figure 2.17. Synthesis results from climate forecast model diagnostic metrics evaluating improvement in prediction skill of East Asian summer monsoon. The green (red) colors indicate better (worse) model performance.

Table 2.3. GloSea6 diagnostic results using the CrEMA EASM metrics.

기상청 기후예측모델 EASM 진단 평가	
총평	동아시아 몬순 강수의 계절/경년 변동 예측성 부분 개선, 북서태평양 아열대 고기압 변동 예측성 개선, 동아시아 제트 변동 예측성 개선 필요
원인	개선: 동아시아 몬순 강수 과소모의 부분 개선, 대기 중·하층 순환 변수 평균편향 감소, 엘니뇨 지연 원격상관 예측성 개선, 인도양 지연 원격상관 예측성 부분(수온 반응) 개선
분석	감소: 동아시아 상층 기온 평균편향 증가 → 동아시아 상층 제트 예측성 감소, 북서태평양 아열대 해양-대기 상호작용 과대 모의 → 아열대-중위도 원격상관 미개선
개선방향	동아시아 상층 대기 온난 편향 및 제트 예측성 개선 필요, 라니냐 예측성 개선 필요 → 라니냐 지연 원격상관 예측성(중심위치) 개선 기대

### 3. 지면모델 개선 기술 개발

#### 3.1. 지하수 모듈 개선

##### 3.1.1. 연구목표

기존의 수문 모델은 지표와 지하수 시스템 내에서 물의 흐름을 모의하는 데 있어 많은 발전을 이루었지만, 여전히 몇 가지 중요한 한계를 가지고 있다. 특히, 기존 모델은 지하수의 흐름, 기저유출과 같은 복잡한 수문학적 과정을 정밀하게 반영하지 못하는 경우가 많았다. GrUB 모듈은 이러한 한계를 극복하고자 개발된 지하수 유출 모델로, 미계측 유역에서도 적용 가능한 유연성을 갖추고 있다. 이를 JULES 모델에 통합하여 GloSea6내 JULES-GrUB 통합 시스템을 구축함으로써 수문성분 및 에너지성분 예측성을 높여 GloSea6의 계절예측성 향상을 도모하고자 한다.

본 연구의 주요 목표는 다음과 같다:

- 1) GrUB 지하수 모듈의 JULES 모델 통합: Rose/Cylc 환경 GloSea6에서 미계측 유역에 적합하도록 JULES-GrUB 통합 시스템을 구축한다.
- 2) 모델의 성능 평가: 통합 모델의 성능을 대륙별 주요 유역 5개 유역(미시시피유역, 아마존 유역, 양쯔강유역, 메콩강유역, 머레이-달링유역)과 한반도 폭염 등 기후와 밀접한 관련이 있다고 알려져 있는 유역 (고비 및 티벳유역) 등 총 7개 유역에서 평가하여, 총 7개 유역에 대하여 GloSea6 통합시스템 테스트 수행한다.
- 3) 기존 모델과의 비교: 기존 JULES 모델과 통합된 JULES-GrUB 모델을 비교하여 통합의 효과를 검증하고, 기수문 및 에너지 성분(토양수분, 현열, 잠열)의 예측 성능을 분석을 통하여, 기저유출 모듈이 예측 성능에 미치는 영향을 평가한다.

이 연구는 기후예측에 있어 수문성분 및 에너지성분 예측성과 신뢰성을 크게 향상시킬 것으로 기대된다. GrUB 모듈의 도입으로 지하수 흐름의 예측 성능을 높임으로써, 다양한 기후 시나리오 하에서의 물 자원 관리를 개선하고자 한다. 또한, 본 연구는 아태기후센터(APCC)의 자체 지면모델 개발 역량을 확보 및 강화하여, 학문적 및 정책적 기여를 도모한다.



### 3.1.2. 연구방법

#### 3.1.2.1 초기 코드 개발 및 기술 리뷰

GrUB 지하수 모듈은 미계측 유역에서도 적용 가능한 유연성을 갖춘 지하수 유출 모델로, 초기에는 R 언어로 개발되었다. 이 모델의 주요 기능은 지하수의 흐름을 비선형적 방식으로 모의하여, 건조기와 습윤기 동안의 지하수 이동 특성을 반영하는 것이다. 주요 매개변수로는  $K_{dry}$  (건조기 동안의 유효 포화 수리 전도도)와  $K_{wet}$  (습윤기 동안의 유효 포화 수리 전도도)가 있으며, 이러한 매개변수는 지하수 이동의 속도와 방향을 결정짓는 중요한 요소이다.

GrUB 모듈에서 사용된 수식 [3.1] 은 지하수 유출을 모의하는 데 필요한 다양한 매개변수 간의 관계를 나타내며, 이들은 지형적, 기후적 특성을 반영한다. 예를 들어,  $S_{dry}$ 와  $S_{wet}$ 는 각각 건조 및 습윤기 동안의 유효 저장량을 나타내며, 이는 지하수 자원의 가용성을 결정하는 중요한 매개변수이다.

$$Q_{sb} = (10^{(\log_{10}K_0 + \frac{S}{f}m)}) \left( \frac{\frac{S}{f \cos i} + \frac{B}{2} \sin i}{\frac{B}{2} \cos i} \right) \left( \frac{N_0}{f} + H_{0,t-1}v + \frac{S_{dry}}{f}d \right) L \quad [3.1]$$

여기서,  $K_0$ ,  $m$ ,  $S_{dry}$ ,  $B$ ,  $f$ ,  $L$ ,  $i$  등 유역의 경험적 값과  $d$ 와  $v$ 의 보편적 추정치(universal estimates)가 있으며, 지면모델(이 연구에서는 JULES 지면모델)로부터  $N_0$ 를 구할 수 있다. 또한,  $S$ 와  $H_{0,t-1}$ 는 GrUB내의 반복법에 의해 구할 수 있다. 따라서, 대부분의 매개변수 및 변수의 값을 알 수 있거나 비교적 간단한 반복법에 의해 구할 수 있으므로, GrUB 지하수 모델은 미계측 유역에 적용이 용이하다. 위의 모든 매개변수의 정의는 다음 Table 3.1에 요약하여 제시하였다.

Table 3.1. List of Parameters and Variables Used in GrUB.

Parameter	Description	Derivation
$N_0$	Depth of recharge at the current time step	
$K_{dry}, K_{wet}$	Effective saturated hydraulic conductivity during historically dry and wet periods	Tashie et al. (2021)
$K_s, K_0$	Effective saturated hydraulic conductivity at a particular value of storage (S), with $K_0$ being K at $S = 0$	Tashie et al. (2021)
$m$	Recession constant (slope) relating S to $\log_{10}(K_s)$	Tashie et al. (2021)
$S_{dry}, S_{wet}$	Effective drainable storage during historically dry and wet periods	Tashie et al. (2021)
$S$	Storage per unit area in the hillslope aquifer	
$f$	Drainable porosity [-]	Set to 0.1
$i$	Slope of the impermeable layer underlying a hillslope aquifer (approximated as topographic slope)	USGS[2004]
$L$	Length of the stream network	USGS[2004]
$B$	Breadth of hillslope aquifer; note this term is often identified by the letter "L" (or "length") in hillslope hydraulics equations	USGS[2004]
$H_0$	Saturated aquifer thickness at the stream-hillslope interface	
$d$	Ratio for approximating the minimum $H_0$ in the absence of recharge	Set to 0.001
$v$	Parameter for approximating the effects of antecedent recharge on $H_0$	Set to 0.951

### 3.1.2.2 GrUB R 코드의 Fortran 변환 및 검증

R로 개발된 GrUB 모듈을 GloSea6 JULES 모델에 통합하기 위해 Fortran으로 변환하였다. Fortran은 과학적 계산에 최적화된 언어로, 대규모 수치 계산과 반복 연산에 유리하다. Fortran 변환 과정은 다음의 단계(① R 코드 분석, ② Fortran 코드 구현)로 이루어졌다:

첫째, 기존 R 코드의 수식과 매개변수를 철저히 분석하였다. 각 매개변수가 모델 내에서 어떠한 역할을 하는지 파악하고, Fortran으로의 변환 시 수식이 정확히 구현되도록 주의하였다. 예를 들어,  $K_{dry}$ 와  $K_{wet}$ 의 변화가  $H_0$  (포화된 지하수 층의 두께)에 미치는 영향을 수식적으로 구현하고, 이를 반복 연산을 통해 평가하였다. 기존 R 코드를 분석하는 내용은 Figure 3.1에

예시를 들었다.

```

5
7 # this is the GrUB module: Qsb = K * dh/dx * Ho * L
3 for(gg in 1:length(deep_rech)) {
3   accum_rech = min(accum_rech * param_v + max(deep_rech[gg] / (f), 0),
   depth) # update cummulative recharge term for calculating Ho
0   k_arb = as.numeric(k_fof_D( # update Ksat as a
   function of S
1     conmod_yint = conmod_yint,
1     conmod_slp = conmod_slp,
3     D_thickness = depth)
1   )
5
5   gw_out_iter = # Qsb
7     k_arb * # Ksat
3     ((sin_slp*B_half + depth/sin_slp) / (B_half*cos_slp) ) * # dh/dx
1     (min_depth + accum_rech) * # Ho
1     strm_crs_sxn # L
2
1   if(gw_out_iter > deep_store[gg]) {gw_out_iter = deep_store[gg]} #
1   for conservation of mass
2
1   new_deep_store = # S
1   deep_store[gg] +
1   deep_rech[gg] -
1   gw_out_iter
1   deep_store = c(deep_store, new_deep_store) # saving
2
2
2   values of S for future investigation
#   depth = new_deep_store / f # D = S / f
1
1   gw_out = c(gw_out, gw_out_iter) # saving values of
1   Qsb for future investigation
2 }
2

```

Figure 3.1. Analyzing GrUB source codes.

둘째, R 코드에서 구현된 모든 매개변수를 Fortran 코드로 전환하여 정확성을 유지하도록 하였다. Figure 3.2에서는 Fortran으로 변환된 코드와 R 코드 간의 비교를 시각적으로 나타내고 있다. 초기 테스트 결과, 두 코드의 출력이 일치함을 확인하였으며, 이는 변환의 정확성을 보장한다.

```

# this is the GrUB module: Qsb = X * dh/dx * No * L
for(gg in 1:length(deep_rech)) {
  accum_rech = min(accum_rech * param_v + max(deep_rech[gg] / (f), 0),
  depth) # update cumulative recharge term for calculating No
  k_arb = as.numeric(k_fof_D( # update ksat as a
  function of S
  conmod_yint = conmod_yint,
  conmod_slp = conmod_slp,
  D_thickness = depth)
  )

  gw_out_iter =
  k_arb *
  ((sin_slp*B_half + depth/sin_slp) / (B_half*cos_slp)) * # dh/dx
  (min_depth + accum_rech) * # No
  strm_crs_sxn # L

  if(gw_out_iter > deep_store[gg]) {gw_out_iter = deep_store[gg]} #
  for conservation of mass

  new_deep_store =
  deep_store[gg] +
  deep_rech[gg] -
  gw_out_iter # S
  deep_store = c(deep_store, new_deep_store) # saving
}

values of S for future investigation
depth = new_deep_store / f # D = S / f

gw_out = c(gw_out, gw_out_iter) # saving values of
Qsb for future investigation
)

```

```

do i=1, size(deep_rech)
  gw_out(i) = 0.0

  print *, "accum_rech, param_v, deep_rech(i), f, depth"
  print *, accum_rech, param_v, deep_rech(i), f, depth
  accum_rech = min(accum_rech * param_v + max(deep_rech(i) / f, 0.0), depth)

  print *, i, accum_rech

  call k_fof_D (depth, conmod_yint, conmod_slp, k_arb)

  print *, k_arb
  print *, i0 ** (conmod_yint + conmod_slp * depth)

  ! Qsb
  gw_out_iter = k_arb * ((sin_slp * B_half + depth / sin_slp) / (B_half*cos_slp)) * (min_depth + accum_rech) * strm_crs_sxn

  print *, conmod_yint, conmod_slp, depth
  print *, k_arb, gw_out_iter, sin_slp, B_half, B_half * cos_slp, ((sin_slp * B_half + depth / sin_slp) / (B_half * cos_slp))
  print *, sin_slp, B_half, (sin_slp * B_half + depth / sin_slp)
  print *, min_depth, param_d * D_dry, param_d, D_dry
  print *, min_depth, accum_rech, (min_depth + accum_rech), strm_crs_sxn

  if (gw_out_iter > deep_store(i)) then
    gw_out_iter = deep_store(i)
  end if

  new_deep_store = deep_store(i) + deep_rech(i) - gw_out_iter
  deep_store(i+1) = new_deep_store
  depth = new_deep_store / f

  gw_out(i) = gw_out_iter

end do

print *, gw_out
print *, deep_store

```

Figure 3.2. A part of GrUB R source code (Top) and its Fortran converted code (Bottom).

### 3.1.2.3 GloSea6 JULES-GrUB 통합 모델 구축

Rose/Cylc 환경에서 JULES 지면모델의 수문 성분 입출력 분석을 수행하기 위해, JULES 지면모델의 소스코드에 대한 상세한 분석을 실시하였다. 본 연구에서 활용된 JULES 지면모델은 GloSea6 현업 환경에서 사용 중인 버전인 5.6(vn5.6)을 기반으로 한다. JULES vn5.6의 소스코드 구조는 Figure 3.3에 제시되어 있으며, 이 모델은 총 55개의 디렉토리와 571개의 파일로 구성

되어 있다. 이러한 구조는 다양한 과학적 모듈과 데이터 처리를 포함하며, 모델 내에서 수문 성분의 입출력 과정을 이해하는 데 중요한 정보를 제공한다.

JULES vn5.6에서 수문 성분 중 지하수 모듈과 밀접하게 관련된 TOPMODEL 유출 옵션은 지하수 흐름 및 기저유출(baseflow) 계산을 다룬다. 이 옵션은 GloSea6 현업 환경에서 활성화될 경우, 기저유출 계산은 소스코드 구조의 tree에서 `./science/soil/calc_baseflow_jls_mod.F90` 파일 내에서 처리된다. 이 모듈은 지하수 흐름을 반영하여 지하수 유출 및 수문 순환 과정에 대한 보다 정밀한 모델링을 가능하게 한다. 소스코드의 분석을 통해 JULES vn5.6은 수문학적 및 에너지 성분과 관련된 다양한 계산 모듈을 포함하고 있음이 확인되었다. TOPMODEL 유출 옵션은 특히 지역적 지형 효과와 강수의 침투 및 지하수 흐름과 같은 물리적 과정을 반영하여, 모델이 기저유출을 정밀하게 계산할 수 있도록 설계되어 있다. 기저유출(baseflow)은 지표수 및 지하수 간의 상호작용을 이해하는 데 핵심적인 역할을 하며, 이는 지역 및 전 지구적 수문 순환 모델링의 정확성을 높이는 데 기여한다. JULES vn5.6의 소스코드 구조는 모듈화되어 있어, 특정 과학적 모듈의 역할과 기능을 명확히 이해할 수 있도록 설계되어 있다. 예를 들어, `./science/soil/calc_baseflow_jls_mod.F90` 파일은 지하수 유출과 관련된 핵심 알고리즘을 포함하고 있으며, 이 코드는 강수와 증발, 지하수 흐름 간의 관계를 수식적으로 정의하고 계산한다. 이러한 구조적 설계는 모델의 유연성과 확장성을 강화하며, 사용자가 특정 환경 조건에 맞추어 코드를 수정하거나 확장할 수 있는 기반을 제공한다.

또한, Rose/Cylc 환경은 JULES 모델의 실행 및 관리 효율성을 크게 향상시킨다. 이러한 환경은 복잡한 모델 시뮬레이션을 체계적으로 관리할 수 있도록 돕고, 모델 실행 중 발생하는 데이터의 입출력을 효율적으로 처리할 수 있는 도구를 제공한다. 이를 통해 모델 사용자는 다양한 실험 조건에서 수문 및 에너지 성분의 입출력을 효과적으로 분석할 수 있다. 결론적으로, JULES vn5.6의 소스코드와 TOPMODEL 유출 옵션의 분석은 모델의 지하수 모듈이 어떻게 구성되고 작동하는지를 이해하는 데 중요한 정보를 제공하였다. 이러한 분석은 모델의 활용성과 적용 가능성을 높이는 데 기여하며, GloSea6 현업 환경에서의 신뢰할 수 있는 수문 및 에너지 성분 분석을 지원하는 기반을 마련하였다. Figure 3.3는 이러한 구조적 세부 사항을 명확히 시각화하여, 연구자가 모델의 작동 원리를 쉽게 이해할 수 있도록 돕는다.

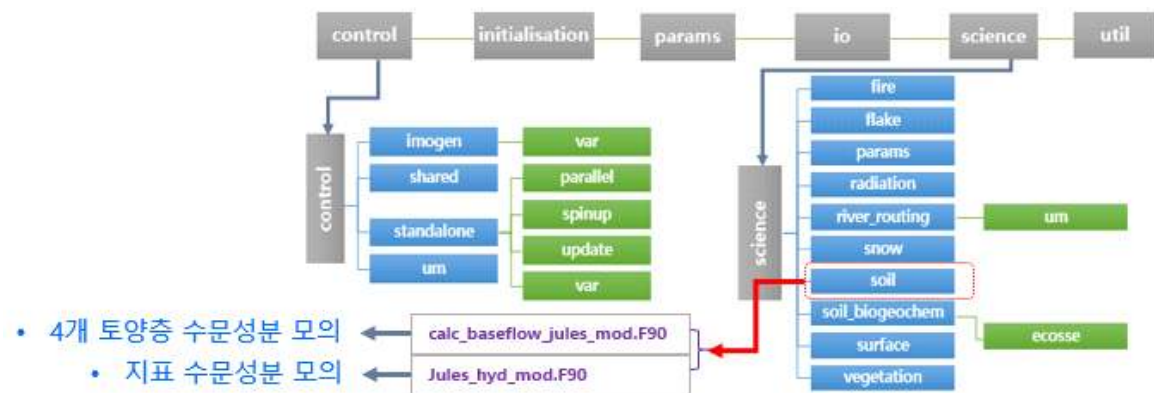


Figure 3.3. Structure of the JULES source code.

Figure 3.4.에 기존 JULES 지면모델에서 사용하던 기저유출(baseflow) 추정 알고리즘을 GrUB( $Q_{b\_GrUB}$ )로 대체하는 과정을 모식화하여 제시하였다. JULES 모델에서 총유출량(Q)은 지표 유출( $Q_s$ )과 기저유출( $Q_b$ )의 합으로 계산되며, 기저유출은 지표수 및 지하수 간의 상호작용을 모델링하는 데 중요한 요소이다. 기존의 JULES 알고리즘은 여러 환경 조건에서 널리 사용되고 있으나, 특정 조건에서의 기저유출 추정을 개선하기 위해 GrUB 알고리즘을 도입하였다. GrUB는 더 높은 정밀도를 제공하며, 다양한 기후 및 지형 조건에서 적용성을 증대시키기 위해 개발되었다. GrUB 알고리즘을 통합한 GloSea6 JULES 모델의 새로운 버전을 구성하기 위해, 소스코드 관리 시스템 내에서 별도의 브랜치(branch)인 vn11.5\_jules\_grub\_v1을 생성하였다. 이 브랜치는 기존 JULES 모델의 구조를 기반으로 하되, GrUB 알고리즘을 효과적으로 적용하기 위한 수정 사항이 반영되어 있다. 이를 통해 새로운 기저유출 추정 방식을 통합한 GloSea6 JULES-GrUB 모델을 구성할 수 있었다. 소스코드 내의 기저유출 계산 부분은 GrUB 알고리즘에 맞추어 업데이트되었다.

소스코드의 변경 후, fcm make 명령어를 사용하여 통합 모델을 컴파일하였다. 이 과정에서 JULES-GrUB 모델은 두 가지 주요 실행 파일을 생성하였다. 하나는 모델 적분에 사용되는 um-atmos.exe와 다른 하나는 초기 상태 데이터를 재구성하는 데 사용되는 um-recon.exe이다. 이 두 실행 파일은 모델 실행 및 초기화의 핵심 구성 요소로, GrUB 알고리즘을 통합한 새로운 모델의 성능 검증 및 실험에 필수적이다. 컴파일 결과물은 지정된 위치, 즉 `cylc-run/{suite-name}/share/fcm_make_um/build-atmos/bini/um-atmos.exe`에 저장되었다. 새로운 실행 파일을 사용하기 위해, Rose/Cylc 환경에서 설정 파일을 수정해야 한다. 구체적으로, `roses/{suite-name}/app/install_cold/opt/rose-app-link_existing_build.conf` 파일에서 심볼릭 링크를 생성하여, 미리 컴파일된 um-atmos.exe 파일을 모델 적분 과정에서 사용하도록 경로를 설정하였다. 이 단계는 모델이 GrUB 알고리즘을 통합한 실행 파일을 올바르게 인식하고 적분을 수행할 수 있도록 보장한다. 이를 통해 GloSea6 환경에서 JULES-GrUB 모델이 안정적으로 작동할 수 있는 기반을 마련하였다.

GrUB 알고리즘을 통합한 JULES 모델의 적분 수행은 GloSea6 시스템 내에서 모델이 다양한 환경 조건에 적응하고, 더 정밀한 기저유출 계산 결과를 제공할 수 있도록 설계되었다. 새로운 알고리즘의 적용은 기존 JULES 모델에서 한계로 지적되던 부분을 보완하며, 특히 기저유출 추정의 정확성을 높이는 데 기여한다. 이는 기후 모델링 및 수문학적 분석에서 더욱 신뢰할 수 있는 데이터를 제공하는 데 중점을 둔 결과이다. 결론적으로, 본 연구에서 수행한 GrUB 알고리즘 통합은 기존 JULES 모델의 성능을 크게 향상시키는 중요한 단계였다. 새로운 브랜치 생성, 컴파일, 심볼릭 링크 설정, 모델 적분 수행 등의 과정을 통해 GloSea6 JULES-GrUB 통합 모델을 성공적으로 구현하였다. 이러한 작업은 통합 모델의 적용 가능성을 확대하고, 향후 다양한 기후 시뮬레이션에서 그 유용성을 입증할 수 있는 토대를 마련하였다.



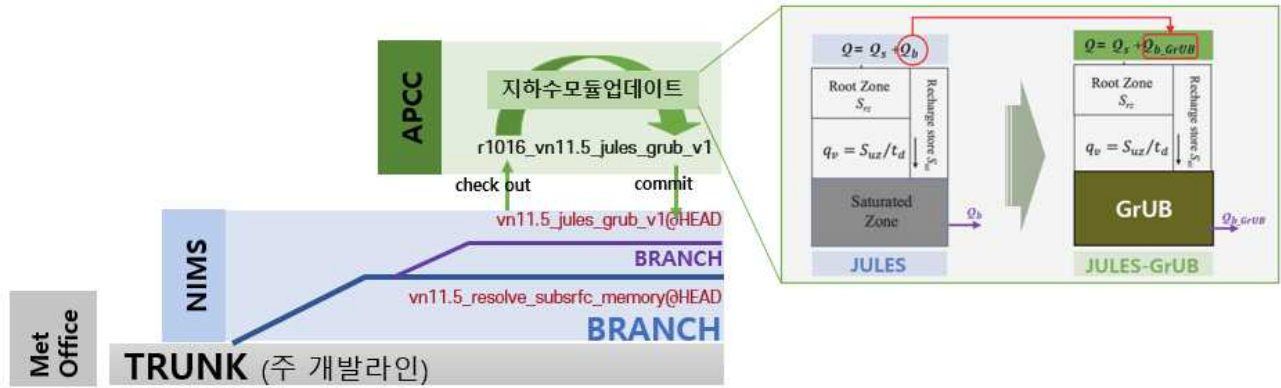


Figure 3.4. Schematic Diagram of Rose/Cylc Environment (GloSea6) Integrated with JULES-GrUB.

### 3.1.2.4 자료 수집

통합 모델의 성능을 보다 정밀하게 평가하기 위해 본 연구에서는 전 세계적으로 대표성을 지니는 주요 유역 7개를 선정하고, 각 유역에 대한 수문 및 에너지 성분 자료를 수집하여 분석에 활용하였다. 이들 유역은 지형적, 기후적 특성이 뚜렷이 다르며, 다양한 환경 조건에서 통합 모델의 적용 가능성과 신뢰성을 검증하는 데 적합하도록 선정되었다. 본 연구에서 선정한 주요 유역은 미시시피(MIS), 아마존(AMZ), 양쯔강(YAN), 메콩강(MEK), 머레이-달링(MDB), 고비(GOB), 그리고 티벳(TIB) 유역으로 구성된다. 이들 유역의 위치와 분포는 Figure 3.5에 상세히 제시되어 있다. 각 유역은 독특한 기후 및 지형 특성을 지니며, 이를 통해 모델이 다양한 환경 조건에서 얼마나 효과적으로 작동하는지 평가할 수 있다. 예를 들어, 미시시피 유역은 온대 기후 지역으로 농업 및 산업 활동이 활발한 지역적 특징을 가지며, 아마존 유역은 열대우림 지역으로 높은 강수량과 증발산율이 주요 특성이다. 양쯔강 유역은 아시아의 주요 강으로 계절적 강수와 홍수 리스크가 높으며, 메콩강 유역은 몬순 기후 영향 아래 있어 강수와 증발의 계절적 변동성이 크다. 머레이-달링 유역은 호주의 건조 및 반건조 지역으로, 물 부족 문제가 심각한 지역적 특성이 있다. 고비 유역은 건조한 사막 지역으로 극한의 기후 조건을 반영하며, 티벳 유역은 고원 지대로 독특한 지형적, 기후적 특성을 보인다.

이와 같은 다양한 유역의 선정은 단순히 모델의 성능을 검증하는 데 그치지 않고, 모델이 기후 및 지형의 변화에 따라 다르게 작동하는 방식을 분석하는 데 도움을 준다. 각 유역에서 수집된 수문 및 에너지 성분 자료는 모델의 입력값 및 검증 자료로 사용되었으며, 이를 통해 모델이 전 세계적으로 얼마나 보편적이고 신뢰성 있게 작동하는지 평가할 수 있었다. 또한, 선정된 유역은 기후 및 수문학적 변동성을 종합적으로 이해하는 데 중요한 역할을 한다. 예를 들어, 티벳 유역의 자료는 고도와 관련된 에너지 흐름 및 수문 과정의 변화를 연구하는 데 기여하며, 아마존 유역의 데이터는 열대우림 지역에서의 수문 및 에너지 상호작용을 이해하는 데 활용될 수 있다. 이러한 분석을 통해 본 연구는 모델이 다양한 지역에서 관측된 자료와 얼마나 잘 일치하는지 확인하고, 각 유역의 특성을 반영한 최적화를 도출하였다.

결론적으로, 본 연구에서 선정된 7개의 주요 유역은 기후 및 지형 조건이 상이한 다양한

환경에서 모델의 적용 가능성을 평가하고, 지역적 차이를 고려한 분석을 수행하는 데 매우 중요한 역할을 한다. 이를 통해 통합 모델의 보편성과 신뢰성을 강화하고, 실질적인 수문학적 및 에너지 성분 평가에 기여할 수 있었다.

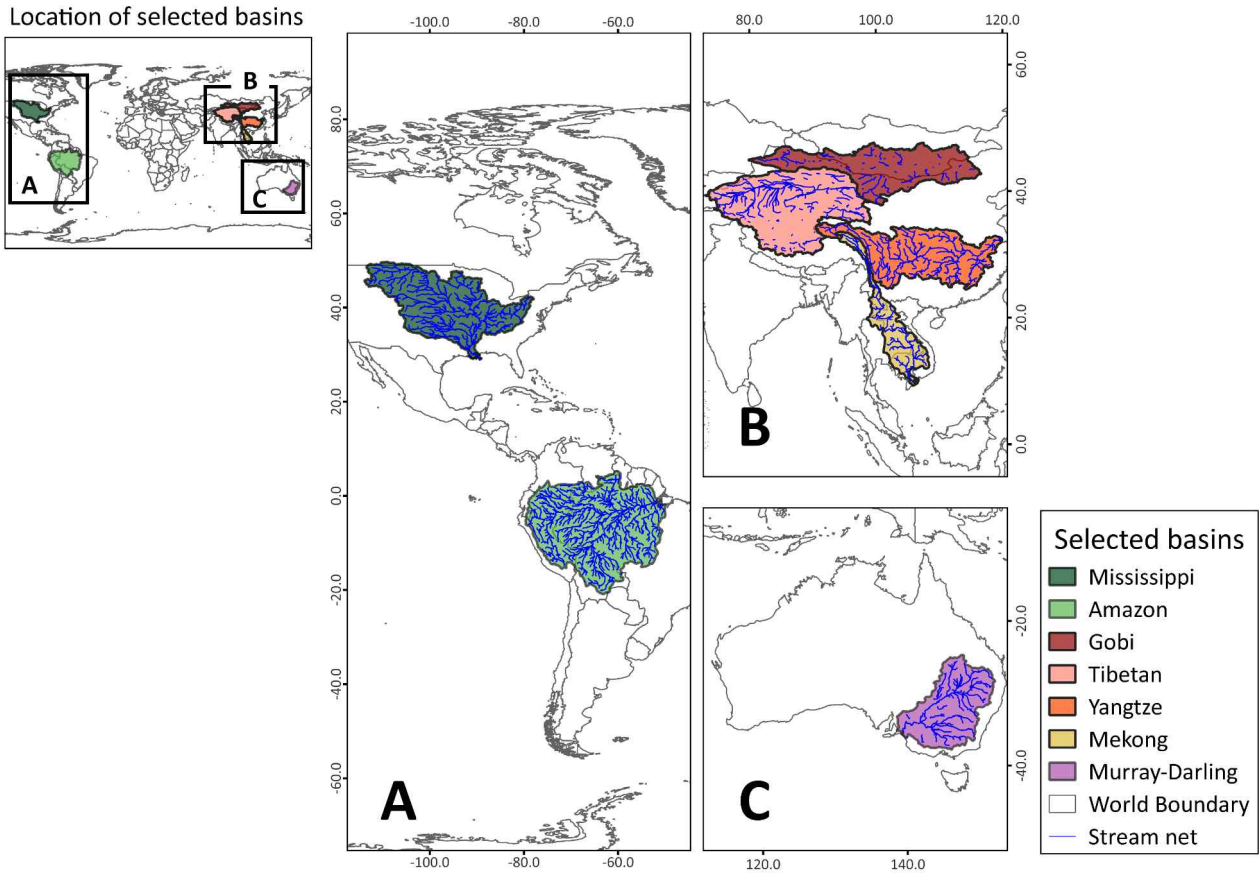


Figure 3.5. Selected major basins.

본 연구에서는 수문 성분 평가를 위해 GLEAM(Global Land Evaporation Amsterdam Model) 자료를 활용하였다. GLEAM 자료는 지면 증발산과 토양 수분 변화를 정밀하게 반영하는 주요 데이터로, 수문 순환의 동적 변화를 이해하고 모형 검증에 사용되는 신뢰할 수 있는 자료로 평가받고 있다. 본 연구의 Table 3.2에서는 이 자료의 공간적 분포 특성과 활용 가능성을 요약하여 제시하고 있다. GLEAM 자료는 표층 토양 수분과 근역층 토양 수분 변화를 추적할 수 있는 데이터로, 다양한 시간적 및 공간적 해상도로 제공된다. 구체적으로, 이 자료는 약  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 의 공간 해상도를 가지며, 일별 및 월별 데이터를 모두 포함하고 있어 연구자가 필요에 따라 다양한 분석 목적에 활용할 수 있다. 이처럼 세밀한 공간적, 시간적 해상도는 지역적 및 전 지구적 스케일에서 수문 성분 분석을 수행하는 데 매우 적합하다.

GLEAM 자료는 모형의 정확성을 평가하고, 통합 모델이 실제 조건과 얼마나 일치하는지를 검증하기 위해 사용되었다. 특히, 수문 순환에 대한 평가에서 표층 및 근역층 토양 수분의 변동성을 분석할 수 있는 도구로 활용되며, 이는 다양한 기후 조건에서 증발산과 토양 수분 변화



를 보다 심층적으로 이해하는 데 도움을 준다. 이 데이터는 단순히 지표 조건을 평가하는 데 그치지 않고, 전 지구적 환경 변화를 모니터링하고 미래 수문학적 시나리오를 예측하는 데 중요한 자료로 기여할 수 있다. 더불어, GLEAM 자료는 기존의 다른 관측 자료와 결합하여 분석할 때도 높은 유용성을 보인다. ERA-5와 ESA-CCI의 장점을 통합한 형태로 제공되기 때문에, 개별 데이터 간의 상호 비교 과정에서 발생할 수 있는 복잡성을 줄이고 데이터 처리의 간소화를 가능하게 한다. 이는 연구자가 분석에 집중할 수 있도록 도와주며, 수문 성분 평가의 정확성을 높이는 데 기여한다. 이처럼 GLEAM 자료는 단순히 수문 성분의 변동성을 분석하는 데 그치지 않고, 모델 검증과 미래 시뮬레이션의 근거 자료로 활용할 수 있는 다목적 데이터이다. 본 연구에서는 이를 적극 활용하여 수문 성분의 공간적, 시간적 변동을 분석하였으며, 연구 결과의 신뢰성을 높이는 데 큰 역할을 하였다. GLEAM 자료에 대한 자세한 내용은 Martens et al. (2017)을 참고하면 된다.

Table 3.2. GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model) data (www.gleam.eu).

Forcing variable	GLEAM v3.2a
Radiation	EAR5
Air Temperature	ERA5
Precipitation	MSWEP v2.2
Snow Water Equivalent	LOBSNOW L3Av2 & NSIDC v01
Vegetation Optical Depth	LPRM
Surface Soil Moisture	ESA-CCIv4.5
Vegetation fractions	MEaSURES VCF SKYR001

에너지 성분 평가를 위해 본 연구에서는 FluxCom 자료(Jung et al., 2019)를 활용하였다. 현열(Qh) 및 잠열(Qle) 등 에너지 수지 분석에 필요한 기준 자료로는 Max Planck Institute에서 제공받은 FluxCom 데이터를 사용하였다. FluxCom 자료는 Fluxnet에서 수집된 관측 데이터를 기반으로, 위성 관측 자료 및 기후 정보 등 다양한 자료를 결합하여 머신러닝 기법을 통해 재생산된 데이터셋이다. 이 자료는 기존의 측정 데이터가 가지는 공간적, 시간적 한계를 보완하며, 글로벌 에너지 플럭스 추정에 유용한 자료로 평가된다. 본 연구에서 사용된 현열(Qh)과 잠열(Qle)의 데이터는 Fluxnet 관측 자료를 기본으로 하여 기후 정보와 식생 데이터를 포함한 위성 자료를 결합하고, 이를 Random Forest (RF), Artificial Neural Network (ANN), 그리고 Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS)라는 세 가지 머신러닝 알고리즘을 활용하여 생산한 결과물이다. 이러한 과정은 머신러닝 기법의 특성을 반영하여 다양한 환경 변수 간의 비선형 관계를 효과적으로 모형화할 수 있도록 설계되었다. 보다 구체적으로, FluxCom 자료는 관측된 플럭스 데이터를 전지구적으로 확장하는 데 필수적인 도구로, 특히 공간적 상세도와 시간적 해상도를 강화하는 데 중요한 역할을 한다. Fluxnet 관측망의 자료가 국지적 특성을 반영

하고 있다면, FluxCom 데이터는 이를 기반으로 기후 및 환경 변동성을 포함하여 보다 보편적이고 확장 가능한 형태로 변환된 것이다. 이 과정에서 위성 기반의 원격 탐사 자료가 중요한 보조 자료로 활용되었으며, 이는 현장 관측 데이터의 지역적 한계를 보완하고, 전 지구적 수준에서 에너지 플럭스 추정을 가능하게 한다.

FluxCom 자료의 생성 및 활용과 관련된 세부 내용은 본 보고서의 Table 3.3에 요약되어 있으며, 데이터 처리 및 기법에 대한 더 깊은 설명은 Jung et al. (2019)에 상세히 기술되어 있다. 해당 문헌에서는 FluxCom의 구성 원리와 데이터 처리 과정, 그리고 각 머신러닝 기법의 역할에 대해 심층적으로 다루고 있다. 따라서 FluxCom 자료는 에너지 성분 분석 및 모델링 연구에서 신뢰할 수 있는 데이터 소스로 활용될 수 있으며, 본 연구에서 그 유용성을 입증하였다.

Table 3.3. Specifications of the FluxCom datasets.

Specifications	FluxCom
Spatial resolution	0.5°
Temporal resolution	daily
Time period	2001–2013
Machine learning method	3: RF, ANN, MARS
Climate input	CRUNCEPv8, WFDEI, GWSP3, CERES-GPCP
Number of flux observations for training	~200,000
Spatial features	PFT, Max of MSC(WAI <sub>U</sub> ), Mean of MSC(BAND 6), Max of MSC(fAPAR*Rg)
Spatial, seasonal features	Rpot, MSC(NDWI), MSC(LST <sub>Night</sub> ), MSC(EVI*Rg)
Spatial, seasonal, interannual features	Rg, Rain, Rh, Rg*IWA*MSC(NDVI)

Enhanced Vegetation Index (EVI), fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation (fAPAR), night time Land Surface Temperature (LST<sub>Night</sub>), Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), Normalized Difference Water Index (NDWI), Plant Functional Type (PFT), incoming global Radiation (Rg), top of atmosphere potential Radiation (Rpot), Index of Water Availability (IWA), Relative humidity (Rh), upper Water Availability Index WAI (WAI<sub>U</sub>), Mean Seasonal Cycle (MSC). Random forest (RF), Artificial Neural Network (ANN), Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS)

### 3.1.2.5. GloSea6 JULES-GrUB 통합모델 평가

본 연구에서는 Table 3.1에 제시된 각 매개변수를 체계적으로 구축하였다. 이 매개변수는 모델에서 기저유출 및 수문 성분 분석의 정확성을 높이기 위해 설계되었으며, 미국 지역에 대한 매개변수는 구체적으로 구축하여 활용하였다. 특히, Figure 3.4에서는 미국 지역에 대해 구축된 매개변수 중  $K_{dry}$ 와  $K_{wet}$ 의 공간적 분포를 시각화하여 제시하였다. 이를 통해 해당 매개변수들이 지역적 특성을 반영하고 있음을 확인할 수 있다. 미국 지역은 매개변수 구축이 완료된 사례로, 현지의 다양한 기후와 지형 조건을 고려하여 맞춤형으로 설정되었다. 이는 모델이 해당 지역에서 더욱 정밀한 결과를 제공할 수 있도록 돕는다.  $K_{dry}$ 와  $K_{wet}$ 은 건기와 습기 조건에서 각각의 수문학적 반응을 나타내는 주요 매개변수로, 지역적 조건에 따라 차별적으로 구축되었다. 이러한 매개변수는 수문학적 및 기저유출 모델링의 정확성을 높이는 데 중요한 역할을 한다.

반면, 미국 외의 지역에서는 아직 매개변수 구축이 이루어지지 않은 경우가 많아, 기본 값을 적용하였다. 기본 값은 일반적인 지형 및 기후 조건을 반영하도록 설계되어, 지역 특성을 고려한 맞춤형 매개변수에 비해 상대적으로 단순화된 형태로 구성된다. 이 접근법은 아직 상세한 자료가 없는 지역에서도 모델을 활용할 수 있도록 보장하지만, 향후 지역별 데이터를 활용한 매개변수 최적화가 필요하다. 미국 지역의 매개변수와 기본 값을 사용하는 지역 간의 차이는 모델 적용성 및 결과의 신뢰성에 영향을 미칠 수 있다. 특히, 미국 지역은  $K_{dry}$ 와  $K_{wet}$  값이 현지 조건을 반영하고 있어, 모델 결과의 해석과 적용에 있어 더 높은 정확도를 기대할 수 있다. 이는 본 연구의 모델링 결과가 지역적 특성을 반영한 맞춤형 매개변수의 중요성을 강조하는 데 기여한다. 향후 연구에서는 미국 외의 지역에 대해서도 상세한 매개변수를 구축하는 작업이 필요하다. 이를 통해 전 세계적으로 일관된 수준의 모델 성능을 확보할 수 있을 것이다. 본 연구에서 구축된 매개변수는 지역적 데이터의 활용 가능성과 맞춤형 설정의 중요성을 강조하며, Figure 3.6에 제시된 미국 지역의  $K_{dry}$ 와  $K_{wet}$  자료는 이러한 과정을 구체적으로 보여주는 사례로 활용될 수 있다. 결론적으로, 본 연구는 미국 지역에 대해 매개변수를 상세히 구축하고 이를 모델링에 반영하였으며, 미국 외 지역은 기본 값을 적용하여 모델의 전 지구적 활용 가능성을 유지하였다. 이는 매개변수 구축의 유연성과 지역별 최적화의 필요성을 동시에 반영한 접근이다.

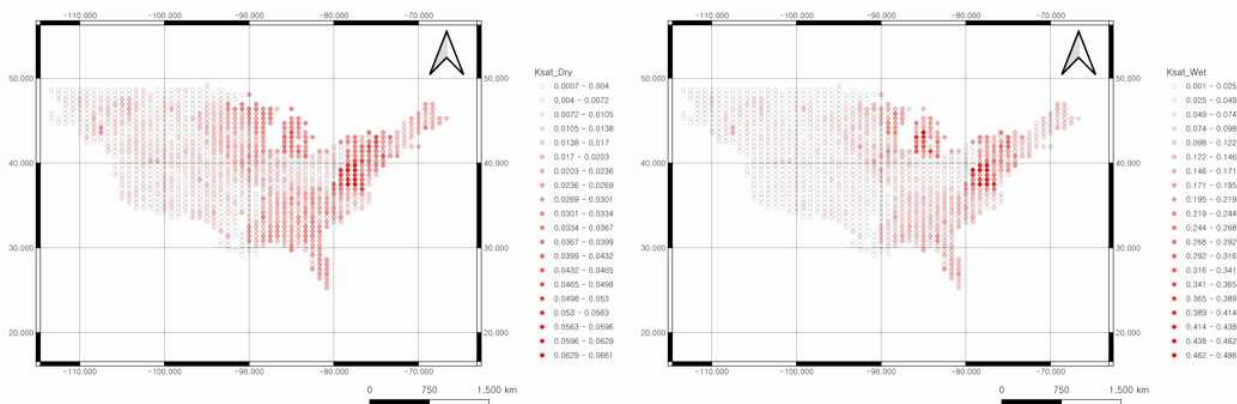


Figure 3.6. Examples of parameter development.  $K_{dry}$  (Left) and  $K_{wet}$  (Right).

본 연구에서는 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델의 성능 평가를 위해 kmt-ab407 suite를 기반으로 3개년(2008년, 2009년, 2010년) 동안의 데이터를 활용하여 모델을 구동하였다. 각 해의 초기장은 3월 1일로 설정하였으며, 동일 조건 하에서 3개의 ensemble member를 구성하여 모델의 불확실성을 반영하였다. 이러한 설정은 모델의 계절적 및 연도 간 변동성을 평가하고, 통합모델이 다양한 환경 조건에서 얼마나 신뢰할 수 있는 결과를 제공하는지를 검증하는 데 중점을 두었다. GloSea6 JULES-GrUB 모델은 GrUB 알고리즘을 통합하여 기저유출(baseflow)의 정확도를 개선하였으며, 이를 통해 수문학적 및 에너지 성분의 시뮬레이션 능력을 평가할 수 있었다. 각 ensemble member는 동일한 초기 조건에서 출발하였으나, 난수 기반의 초기화로 인해 서로 다른 궤적을 따르게 되며, 이는 모델 결과의 불확실성을 정량화하는 데 기여한다. 이러한 방식은 통합모델이 기후 변동성과 계절적 수문-에너지 상호작용을 잘 반영하는지 평가하는 데 적합하다.

모델 구동 결과는 기존 자료와의 비교를 통해 성능을 평가하였다. 수문 성분의 경우, GLEAM(Global Land Evaporation Amsterdam Model) 자료를 활용하여 모델이 증발산 및 토양 수분과 관련된 관측치를 얼마나 잘 재현하는지 분석하였다. GLEAM은 지표 증발산과 토양 수분의 동적 변화를 반영하는 고해상도 자료로, 수문학적 검증의 신뢰할 수 있는 기준 자료로 사용되었다. 모델 결과는 GLEAM 데이터와 비교하여 지표수 및 기저유출 성분의 공간적, 시간적 변동성을 평가하였다. 에너지 성분의 검증에는 FluxCom 자료를 기준으로 하였다. FluxCom은 Fluxnet 관측 데이터를 기반으로 위성 자료 및 기후 자료와 결합하여 머신러닝 기법으로 생성된 자료로, 현열(Qh)과 잠열(Qle) 등의 에너지 흐름을 정밀하게 반영한다. FluxCom 자료와의 비교를 통해 모델이 다양한 지역에서 에너지 성분을 얼마나 잘 모사하는지 분석하였으며, 특히 GrUB 알고리즘 도입 후 에너지 성분의 개선 효과를 확인하였다.

이 과정에서 수문 및 에너지 성분 모두에 대해 모델 결과와 기존 자료 간의 상관성, 편차, 평균 제곱근 오차(RMSE) 등을 평가 지표로 활용하였다. 평가 결과, GloSea6 JULES-GrUB 모델은 기저유출 추정과 에너지 성분 모사에서 기존 모델 대비 개선된 성능을 보여주었으며, 이는 GrUB 알고리즘이 모델의 정확성 향상에 기여했음을 입증한다. 결론적으로, 본 연구는 3개년 동안의 모델 구동 결과를 통해 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델의 성능을 평가하였으며, GLEAM 및 FluxCom 자료와의 비교를 통해 모델의 신뢰성을 확인하였다. 이러한 접근은 통합모델이 기후 및 수문-에너지 상호작용을 정확히 재현할 수 있는지 검증하고, 향후 적용 가능성을 확대하는 데 기여하였다.

### 3.1.3. 결과 및 토의

#### 3.1.3.1 수문성분 평가

Figure 3.7은 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델의 표층 토양수분 60일 동안 적분한 결과를 보여준다. 본 분석은 미시시피 유역을 대상으로 2008년, 2009년, 2010년 동안 GrUB 알고리즘을 적용한 모델과 기존 TOPMODEL을 적용한 결과를 비교하여 표층 토양수분의 예측 성능을 평가하였다. Figure 3.7은 시간 경과에 따른 표층 토양수분의 변화를 나타내며, 모델 결과는

GLEAM 기준 자료와 비교하여 검증하였다. 또한, 오른쪽 상단의 막대 그래프는 각 해의 RMSE(Root Mean Square Error)를 바탕으로 두 모델의 성능을 요약하여 제시한다. 2008년, 2009년, 2010년 각각의 그래프에서 표층 토양수분은 시간이 지남에 따라 감소하는 경향을 보인다. GrUB 알고리즘을 적용한 모델 결과(빨간색 선)는 기존 TOPMODEL 결과(파란색 선)와 비교했을 때 GLEAM 자료(녹색 점선)에 더 근접한 값을 나타내었다. 특히, GrUB 모델은 GLEAM 자료와의 RMSE 값이 더 낮게 나타나 예측 정확성이 개선되었음을 보여준다. 예를 들어, 2008년의 경우 RMSE 값은 GrUB 모델이 TOPMODEL보다 낮은 결과를 기록하였다. 2009년과 2010년에서도 유사한 경향이 확인되며, GrUB 모델이 일관되게 더 우수한 성능을 보였다.

RMSE 값을 비교한 상단의 막대 그래프는 세 해 동안 GrUB 알고리즘이 TOPMODEL에 비해 낮은 RMSE 값을 유지하였음을 명확히 보여준다. 이러한 결과는 GrUB 알고리즘이 표층 토양수분 추정에서 기존 TOPMODEL 알고리즘보다 더 높은 신뢰도를 제공한다는 점을 시사한다. 특히, 2009년의 경우 RMSE 값 차이가 가장 크게 나타나 GrUB 모델의 개선된 성능을 보여주는 대표적인 사례로 확인된다. 2008년부터 2010년까지 세 해 동안 GrUB 알고리즘은 안정적인 성능 향상을 보여주었다. 미시시피 유역은 다양한 기후적 특성과 강수 패턴을 가지는 지역으로, GrUB 모델이 이러한 환경에서도 높은 정확도를 유지한다는 점은 그 적용 가능성을 확장시키는 중요한 근거가 된다. 이는 모델이 계절적 변화뿐만 아니라 다양한 수문학적 조건에 잘 적응하고 있음을 보여준다. GLEAM 자료와의 비교 결과, GrUB 알고리즘은 실제 관측치를 더욱 잘 재현하는 것으로 나타났다. 이는 GrUB 알고리즘이 TOPMODEL 대비 수문학적 과정, 특히 기저 유출과 관련된 물리적 상호작용을 효과적으로 모사하고 있음을 나타낸다. 또한, GLEAM 자료와의 높은 상관성은 GrUB 알고리즘이 향후 다른 유역 및 기후 조건에서도 신뢰할 수 있는 모델링 도구로 활용될 가능성을 보여준다.

결론적으로, 60일 동안의 적분 결과는 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델이 기존 TOPMODEL 기반 모델보다 표층 토양수분 예측에서 더 우수한 성능을 제공함을 입증하였다. GrUB 알고리즘은 GLEAM 자료와의 높은 일치율을 보이며, RMSE 값이 일관되게 낮아졌다. 이러한 결과는 GrUB 알고리즘의 적용이 수문학적 모델링의 신뢰성과 정확성을 높이는 데 기여하며, 다양한 환경에서의 활용 가능성을 강화함을 시사한다.



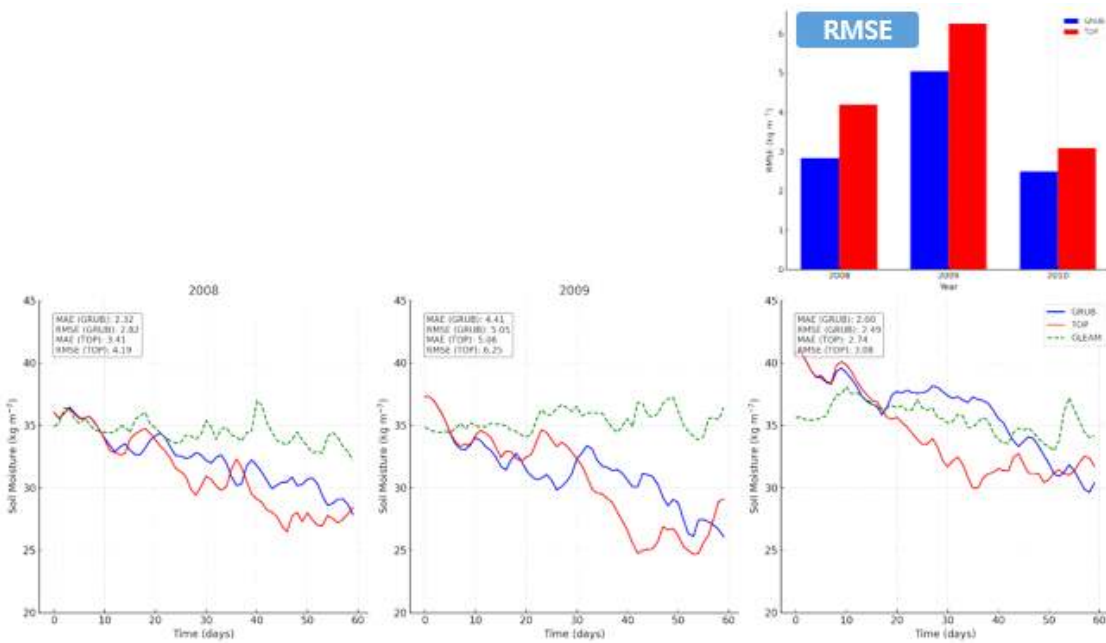


Figure 3.7. Comparison of soil moisture.

### 3.1.3.2 에너지성분 평가

Figure 3.8은 2008년, 2009년, 2010년 동안 미시시피 유역에서 잠열(latent heat) 흐름을 분석한 결과를 보여준다. 각 해에 대해 4월, 5월, 6월의 월별 평균 잠열 값을 시각화하고, GloSea6 JULES-GrUB 통합모델(빨간색)과 기존 TOPMODEL(파란색)의 결과를 비교하였다. 또한, FluxCom 기준 자료와의 차이를 강조하기 위해 GrUB-FluxCom 및 TOPMODEL-FluxCom 차이를 회색 막대로 표시하였다. Figure 3.8에 따르면, GrUB 모델(빨간색)이 TOPMODEL(파란색)보다 FluxCom 자료에 더 가까운 값을 보여, 전반적으로 잠열 예측 정확도가 개선되었음을 확인할 수 있다. 특히, 2008년과 2010년의 4월, 5월 기간 동안 GrUB 모델은 TOPMODEL보다 FluxCom 기준 자료와 더 작은 오차를 나타내며, 모델의 성능 개선이 두드러진다. 이는 GrUB 알고리즘이 수문 및 에너지 성분 간의 상호작용을 더 정교하게 모사하고 있음을 시사한다.

2009년의 경우에도 GrUB 모델은 TOPMODEL보다 FluxCom 기준 자료와 더 유사한 결과를 보여주며, 5월과 6월의 잠열 흐름에서 특히 큰 성능 차이를 나타냈다. TOPMODEL은 5월과 6월 동안 FluxCom 자료에 비해 다소 과대평가된 값을 보이는 반면, GrUB 모델은 FluxCom 기준 자료에 보다 근접한 값을 기록하였다. 이는 GrUB 알고리즘이 강수 및 증발 과정에서의 에너지 흐름을 더 효과적으로 처리하고 있음을 보여준다. 4월, 5월, 6월 세 달 동안의 FluxCom과의 오차(회색 막대) 분석 결과, GrUB 모델은 모든 해에 걸쳐 TOPMODEL보다 일관적으로 낮은 오차를 기록하였다. 특히 2008년과 2010년의 5월에서는 GrUB 모델의 FluxCom 기준 자료와의 차이가 거의 없을 정도로 정확한 결과를 보여준다. 이는 GrUB 알고리즘이 잠열과 관련된 복잡한 에너지 흐름을 더 잘 모사하고 있다는 점을 입증한다. 이와 같은 GrUB 알고리즘의 성능 향상은 미시시피 유역의 다양한 기후 및 환경 조건에서도 안정적인 결과를 보여주는 데 기여한다. 미시시피 유역은 계절적 강수 및 증발 변화가 뚜렷한 지역으로, 모델링이 어려운 지역 중 하나

로 꼽힌다. GrUB 알고리즘이 이러한 지역적 조건에서도 높은 성능을 유지한다는 점은 모델의 보편성과 신뢰성을 더욱 강화한다.

결론적으로, 잠열 분석 결과는 GrUB 알고리즘을 적용한 GloSea6 JULES 모델이 기존 TOPMODEL에 비해 에너지 성분 예측에서 더 우수한 성능을 제공함을 보여준다. GrUB 모델은 FluxCom 기준 자료와의 높은 일치율을 보이며, TOPMODEL에 비해 더 낮은 오차를 기록하였다. 이러한 결과는 GrUB 알고리즘이 잠열 흐름과 같은 에너지 성분에서 물리적 상호작용을 효과적으로 모사할 수 있는 잠재력을 가지고 있음을 입증하며, 다양한 환경에서의 활용 가능성을 확인시켜준다.

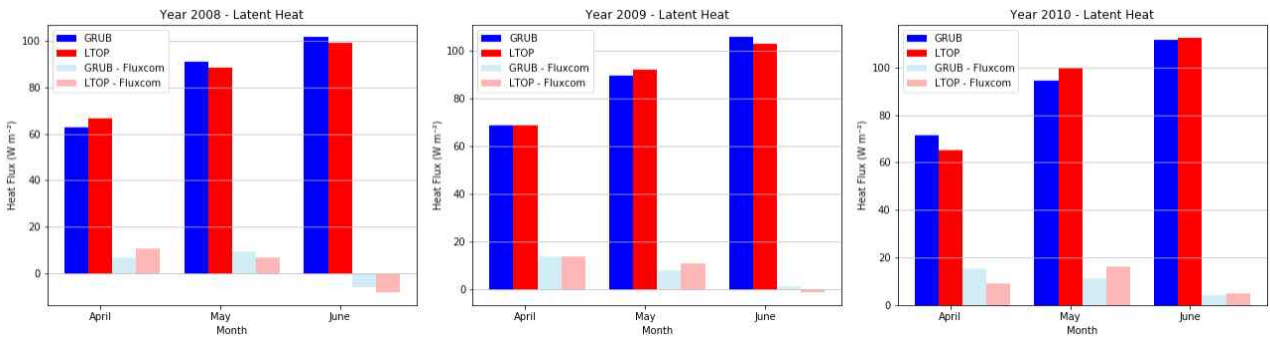


Figure 3.8. Comparison of sensible heat fluxes.

### 3.2. 하천 유출 모델 개선

GloSea6 내 하천유출과정은 지면과정에서 계산되는 지표 격자유량을 입력변수로 사용하여 하천 채널 자료를 ancillary로 제공받아 하천 흐름을 계산하는 방식으로 구성되어 있다 (Fig. 4). 대기 및 지면 모델의 수평해상도는 약 0.8도인 반면 하천유출모델은 1도로 구성되어 있다. 또한 하천 방출 값을 전달받는 해양모델의 해상도는 약 0.25도 정도이다. 전구적으로 주요 하천의 정보를 커버하기에는 부족하지 않지만, 지역적으로 세부적인 하천의 흐름을 모두 표현하기에는 한계가 있다. 특히 우리나라처럼 작은 지역에서는 이 해상도로 모의되는 수문정보로는 수자원 분야 및 재난·재해 등의 연구에 직접적으로 활용되기에는 어려운 측면이 있다. 따라서 여러 기관에서는 지면모델과 고해상도 하천유출모델의 결합으로 매우 고해상도의 수문정보를 산출하여 활용하고 있다. 하지만, 이러한 지역적 정보의 제공 이외에도 하천유출은 해양모델로의 직접적인 영향으로 인해 대기-해양 상호작용에도 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 왔다.

본 연구에서는 새롭게 구축된 0.5도, 0.125도 해상도의 river direction, sequence, storage 자료를 생산하고, 이를 이용하여 GloSea6-TRIP 모델을 구축하였다. 새롭게 구축된 고해상도 하천유출모델을 포함하는 GloSea6 모델을 1995-1998년 여름철 예측장에 대해 비교해보고자 한다. 초기장으로는 5월 1일, 9일, 17일, 25일의 값을 사용하였으며 앙상블은 각각 3개로 구성하였다. 즉, 해상도당 48case(4yr\*4initial\*3ens)로 각 1도(OPER), 0.5도(Half), 0.125도(Eighth)에 대해 수행되었다. 동아시아의 영향을 살펴보기 위해 호우가 뚜렷하게 나타났던 해를 포함한 1995-1998년을 타겟하여 실험을 구성하였다(Figure 3.9).

고해상도	OPER	HALF	EIGHTH
실험 기간	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-1998(4yr)	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-1998(4yr)	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-1998(4yr)
앙상블	3개	3개	3개
해상도	하천 1deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.	하천 0.5deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.	하천 0.125deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.
실험수	4ini*4yr*3ens=48case	4ini*4yr*3ens=48case	4ini*4yr*3ens=48case

Figure 3.9. Experimental design for simulations with various resolution of river routing model.

하천유출모델의 해상도에 따른 GloSea6의 하천 물용량의 여름철 평균값을 Figure 3.10에 나타내었다. OPER 실험 결과를 보면 유역의 위치에 따라 물용량이 분포하고 있으며 전반적으로 강의 흐름에 비해 넓은 지역에 큰 물용량을 보이고 있다. Half 실험에서는 OPER보다 줄어든 물용량의 결과를 볼 수 있으며, Eighth 실험의 결과는 과도하게 줄어든 물용량을 보이고 있다. Eighth 실험의 경우 대기 모델의 해상도에 비해 매우 높아진 하천모델로 인해 하천의 격자



수가 기존의 격자 수보다 과도하게 증가하였고, 하천의 흐름을 제대로 모의하지 못하고 있는 문제를 보이고 있다. 0.125도 해상도의 하천모형을 사용하기 위해서는 하천의 흐름을 비롯한 모델 내부의 처방이 더 필요할 것으로 판단된다.

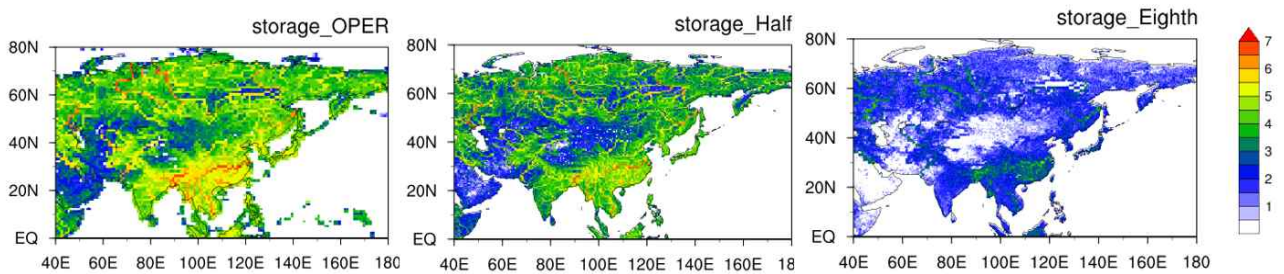


Figure 3.10. River storage ( $\log_{10}$  kg/s) with various resolution for river routing model in GloSea6.

OPER 및 Half 실험의 지표 유출량의 여름철 평균값을 Figure 3.11에 나타내었다. 하천 물 용량의 감소에 따라 지표 유출량도 Half 실험에서 OPER 실험에 비해 감소되어 나타난다. 특히 OPER에서 하천 유역에서 과도하게 표현되던 유출량 오차가 Half 실험에서 줄어들고 있어 고 해상도 하천유출모델의 긍정적 효과를 확인할 수 있다.

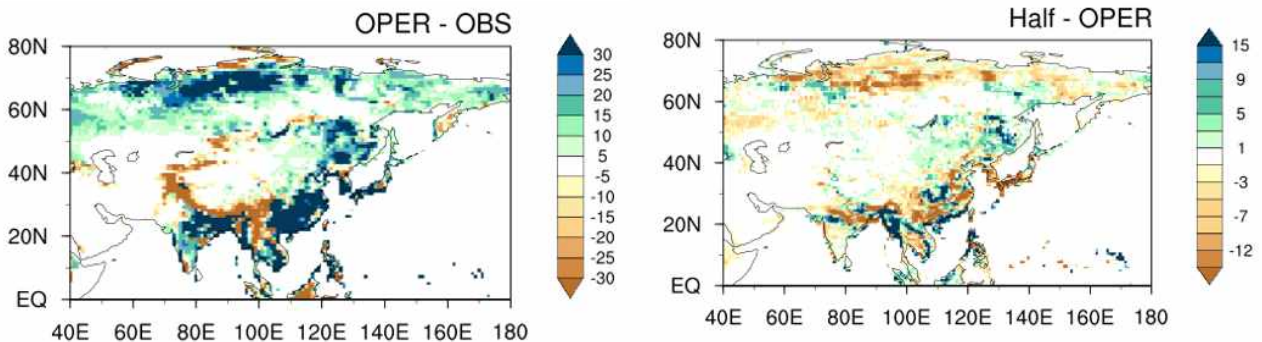


Figure 3.11. Surface runoff (mm/mon) biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

하천모형에서 계산되는 하천 유출량은 해양에서 담수로 유입되면서 해류의 흐름 및 연직 안정도를 바꾸는 역할을 할 수 있다. Figure 3.12에서 우리나라 근해에서의 해수 염분 분포를 관측 및 실험 간 차이로 나타내었다. 세계적으로 큰 유역 중 하나인 양쯔강을 비롯해 강의 하구에 위치하고 있는 서해에서 염도가 낮게 분포하고 있는 것을 관측에서 확인할 수 있다. OPER 실험에서 양쯔강 및 황하강 하구 유역으로 염분이 높게 나타나고 있음을 알 수 있으며,

우리나라 서해 연안, 일본 및 중국 남부 연안으로는 염분을 관측보다 더 낮게 모의하고 있어 과도하게 담수가 유입되는 것을 유추할 수 있다. Half 실험에서 담수가 줄어들어 따라 우리나라 및 일본 하구 유역에서의 염분 오차가 줄어들었음을 알 수 있다. 양쯔강 하구 아래쪽으로는 과대 모의하는 염분의 오차를 줄여주고 있지만, 양쯔강 하구 위쪽으로는 OPER에 비해 더 높은 염분을 보여 오차가 늘어나고 있음을 알 수 있다. 하천모델이 양쯔강의 유출량의 위치 및 용량을 제대로 모의하지 못하는 것은 댐을 포함한 자세한 하천 특징을 포함하지 않은 근본적인 원인도 있을 것이며, 간단한 유출모델을 사용하고 있는 한계일 수도 있으나, 정확한 이유 제시를 위해서는 지역적으로 자세한 분석이 더 필요할 것이다.

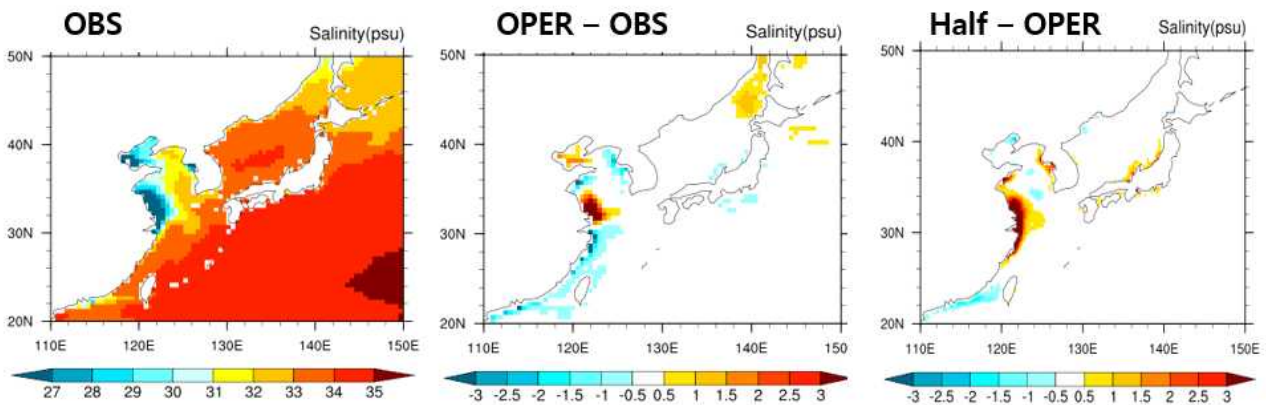


Figure 3.12. Surface salinity (psu) distribution, its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

하천방출량의 변화는 해수로의 담수 유입을 바꾸어 결과적으로 해수의 흐름의 변화를 가져올 수 있다. 특히 동아시아에서 양쯔강의 변화로 인한 해수의 변화는 많은 연구들을 통해 진행된 바 있다. 본 연구에서는 염분 변화가 동아시아 해류에 미치는 영향에 대해 살펴보고자 한다. 동아시아의 여름철 해류는 필리핀 근해의 북적도 해류에서 시작하는 한반도 및 일본 방향의 쿠로시오 해류가 지배적이며, 이 해류는 서해까지 도달하는 황해 난류와 일본 북쪽으로 전달되는 대마 난류로 나누어지면서 일본 남부를 지나 북서태평양으로 흐른다. 그와 더불어 오호츠크해에서 시작하는 연해주 한류가 북한 한류로 이어져 연안을 따라 동해까지 연결된다.

관측과 실험의 해수면고도 및 응력 분포도(Figure 3.13)를 살펴보면 해양 재분석자료에서 동아시아의 특징 해류의 분포에 따라 지표응력의 흐름이 나타나고 있음을 확인할 수 있다. 그러나, OPER에서의 결과를 살펴보면 오호츠크해 남쪽에서 연결되는 한류가 과도하게 모의되고 있으며, 일본 남쪽 해역에서 굽어지는 쿠로시오 해류의 방향이 제대로 모의되고 있지 않음을 알 수 있다. 특히 동해 및 남해, 대만 해역까지 연결되는 강한 북서방향의 오차가 두드러진다. 고해상도 하천모델이 포함된 Half 실험의 결과를 살펴보면, 이러한 동해 및 서해에서 나타나는 북서방향의 응력 오차를 일부 줄여주고 있다. 그 결과 남쪽에서 서해로 유입되는 해류의 방향이 더 관측과 가까워졌으며, 특히 오호츠크해 방향에서 동해 지역으로 유입되는 차가운 해류가

줄어드는 효과를 가져온다.

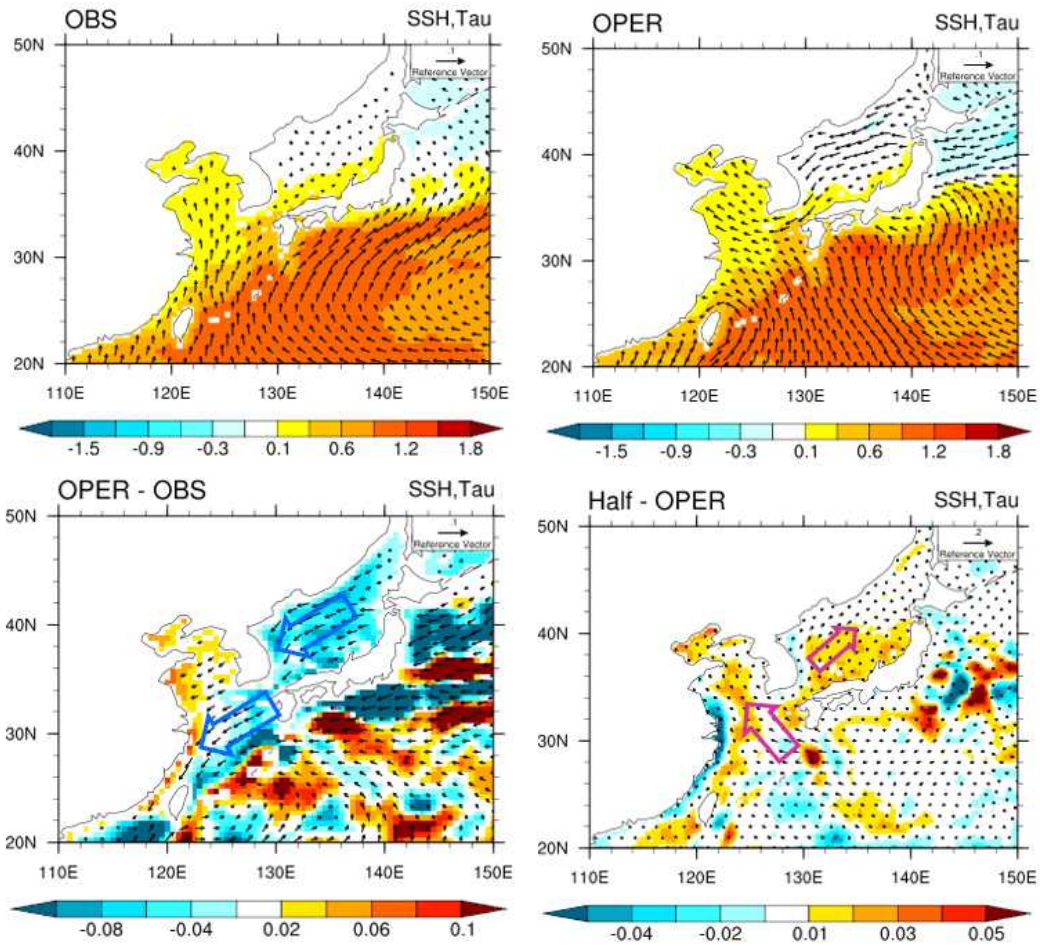


Figure 3.13. Surface height(shading) and stress(vector) distribution from reanalysis (ORAS5, OBS) and OPER experiment, its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

이러한 염도 변화에 의한 해류의 변화는 결과적으로 해수면 온도의 변화를 가져온다. Figure 3.14에 OPER 실험의 해수면 온도의 오차와 Half와 OPER 실험의 차이를 나타내었다. OPER 실험은 해류의 오차와 관련하여 동해와 서해 일부에서 낮은 해수면 온도를 보이며 대만에서 일본남부로 이어지는 해역에서 높은 해수면 온도를 보이고 있다. 반면, Half 실험의 결과에서 동해에서의 해수면 온도가 증가한 결과를 보이며 대만에서 서해로 이어지는 해역에서도 해수면 온도가 증가하였다. 비록 양쯔강에서의 낮은 염도 오차가 더 커졌지만, 한강 및 황하강에 등에서 높은 염도 오차가 줄어들어 남쪽으로부터 올라오는 황해난류의 유입을 도울 수 있는 조건이 만들어졌으며, 특히 오호츠크해 지역의 높은 염도 오차의 개선(not shown here)과 함께 연해주 한류의 개선이 동해에 차가운 해류 유입을 감소시켜 해수면 온도가 증가할 수 있었다고 분석된다.



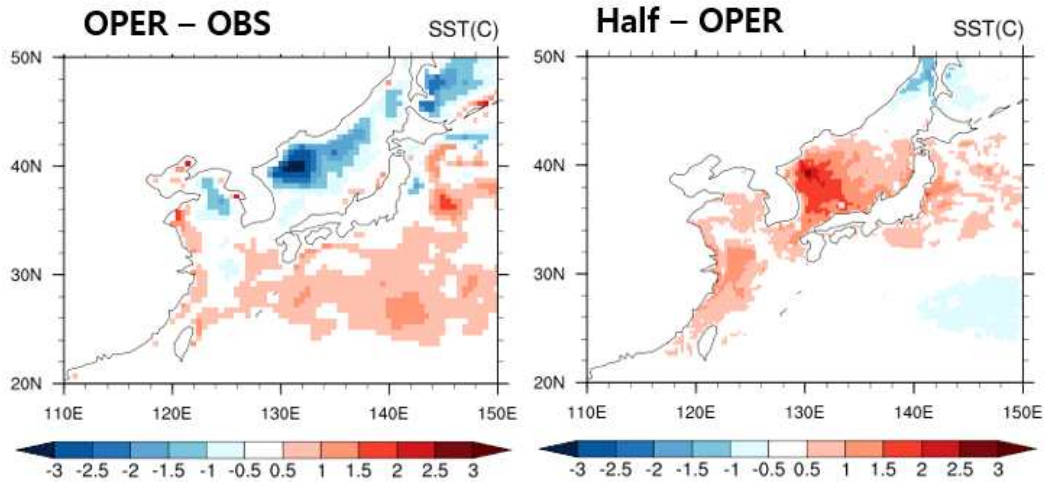


Figure 3.14. Surface temperature (K) biases distribution for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

한반도 연안에서의 해양 흐름의 변화가 적도 태평양 해양 순환과 어떠한 연관이 있는지 알아보기 위해 적도 태평양의 해양혼합층 깊이와 해류 흐름을 Figure 3.15에 나타내었다. 재분석자료를 살펴보면, 적도해류를 따라 해양 혼합층이 깊게 모의되고 있으며, 그에 따른 적도 반류 및 북적도해류를 따라 깊은 혼합층을 보이고 있다. OPER 실험의 결과를 관측과 비교해보면, 전체적으로 적도 반류가 강하게 모의되며, 남적도 및 북적도 해류는 약하게 모의되고 있음을 알 수 있다. 그에 따라 해양혼합층이 얇게 모의되고 있음을 알 수 있다. 북적도해류를 따라 나타나는 얇은 해양혼합층 오차는 영국기상청내 공유페이지(wiki)에서도 공유된 잘 알려진 오차 중 하나이며, 그 원인에 대해서는 밝혀지지 않았다. Half 실험의 결과를 살펴보면, OPER 실험과 비교하여 볼 때, 적도 반류는 약해지며 적도의 해양 혼합층은 얇아지는 것을 알 수 있다. 특히, 남적도 해류와 북적도 해류의 혼합층 깊이의 오차가 효과적으로 줄어드는 것을 확인할 수 있다.

해류의 변화를 더 자세히 살펴보기 위해 지표 응력의 분포를 Figure 3.16에 나타내었다. 재분석자료를 살펴보면, 적도지역에서 서쪽으로의 지표 바람응력이 나타나며 북태평양에서 고기압성 바람응력 순환이 나타난다. OPER 실험의 결과를 보면, 특히 북서태평양에서 바람응력의 오차가 뚜렷하게 보인다. 해양 대륙(Maritime Continent; MC) 지역에서 넘어오는 바람응력이 매우 강하게 모의되고 있으며, 북태평양 전반에 나타나는 고기압성 순환이 약하게 모의되고 있음을 알 수 있다. 그에 비해 Half 실험은 OPER에서 나타났던 고기압성 순환의 오차를 다소 완화시키고 있음을 알 수 있다. 다만, MC에서 북서태평양 방향으로 나타나는 바람응력의 오차는 개선하지 못한다.

• **Mixed layer depth & Current**

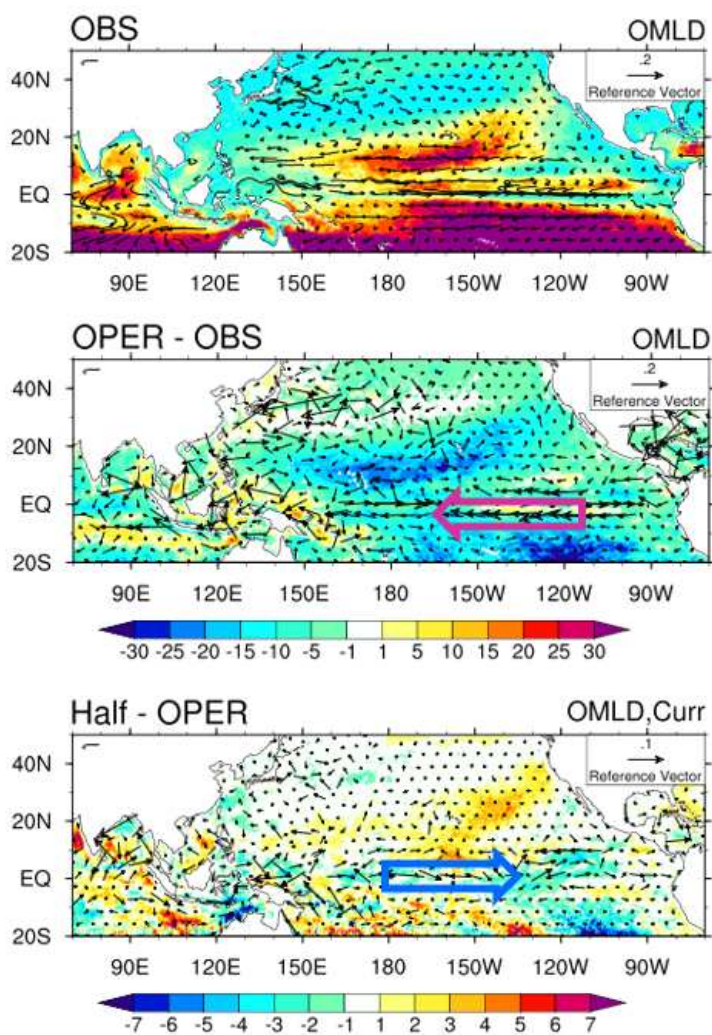


Figure 3.15. Surface mixed layer depth(shading) and ocean current(vector) distribution from reanalysis (ORAS5, OBS), its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

• **Surface Height & Stress**

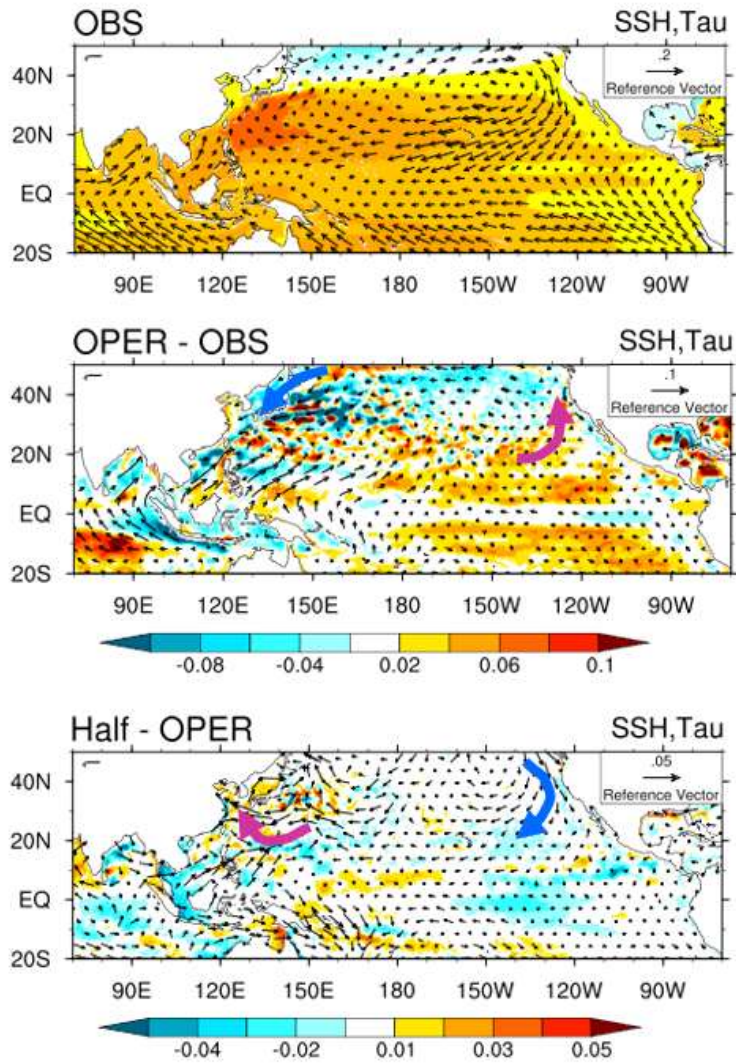


Figure 3.16. Surface height(shading) and ocean surface stress(vector) distribution from reanalysis (ORAS5, OBS), its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

해류와 바람응력은 연직 성층권 및 온도와도 크게 연관이 있다. Figure 3.17에 적도 연직 온도 분포도 및 오차, 실험간 차이를 나타내었다. 관측의 연직 온도 분포를 살펴보면 온난해수역(warm pool)인 서태평양에서 높은 온도, 무역풍과 연관한 용승과 연관한 동태평양 하층에서 낮은 온도의 분포로 잘 나타내고 있다. OPER 실험의 결과를 보면, 동/서태평양 모두에서 차가운 수온을 나타내고 있으며 중태평양 및 동태평양 상층에서 다소 높은 수온을 보이고 있다. Half 실험은 OPER 실험에 비해 적도태평양에서 오차를 다소 완화시키는 것을 볼 수 있다. 동/서태평양(중태평양)에서 약하지만 상승(하강)한 결과를 보인다. 하지만, 여전히 OPER에서 보이는 오차 패턴을 유지하고 있다.

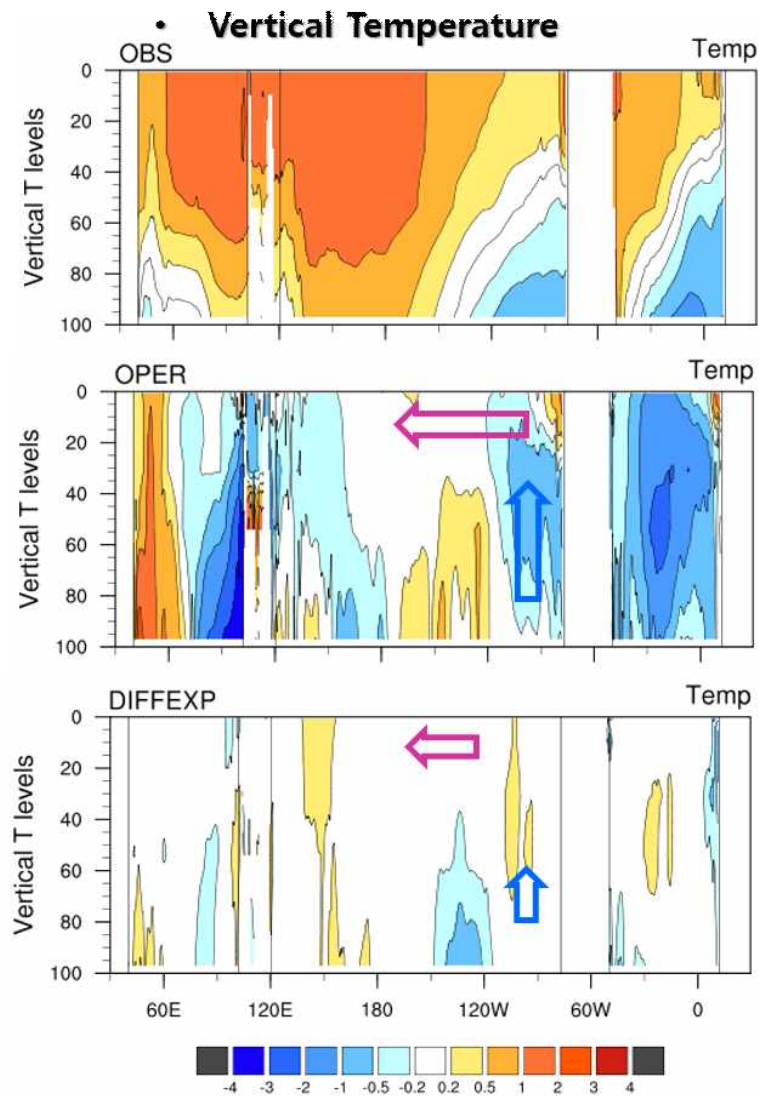


Figure 3.17. Vertical temperature distribution from reanalysis (ORAS5, OBS), its biases for OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.



OPER와 Half 두 실험의 해수면 온도 오차 분포도를 Figure 3.18에 나타내었다. 한반도 연안 해수면 온도에서 살펴본 바와 같이, OOPER 실험은 쿠릴해류와 함께 오호츠크해에서 동해까지 한랭오차를 보이고 있으며, 북태평양 해류 및 캘리포니아해류에 걸쳐 넓은 지역에 온난 오차를 보이고 있다. MC 지역에서도 약한 한랭오차를 확인할 수 있다. Half 실험은 OPER 실험과 비교할 때, 한반도 연안 및 쿠로시오 해류를 따라 온도가 증가하고 있으며, 알래스카해류 및 캘리포니아 해류를 따라 북적도 해류에 이르기까지 온도가 감소하여 오차가 줄어드는 것을 알 수 있다.

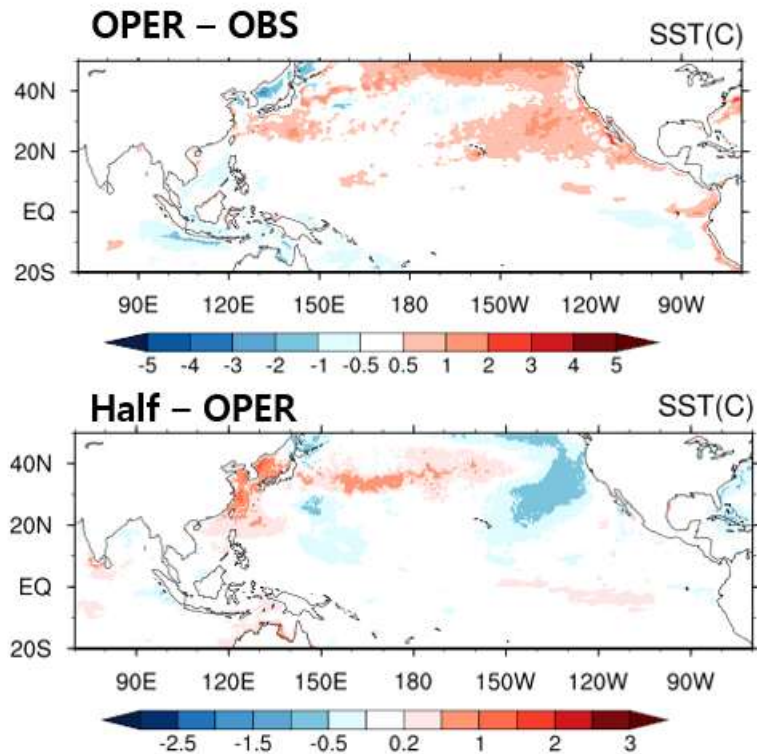


Figure 3.18. Sea surface temperature biases distribution from OPER, and its difference between the Half and OPER experiments.

지금까지 분석된 결과를 통해 기후예측모델내에서 고해상도 하천모델이 잘 작동하며 동아시아 지역의 염분, 해류 흐름 및 해수면 온도까지 영향을 주고 있음을 확인했다. TRIP 하천 유출 모델의 경우, 서로 다른 유역에 동일한 모수를 처방하게 되며 이로 인해 각각 유역의 특성을 반영하기 힘든 특징이 있다. 또한 해상도가 높아짐에 따라 기존에 하나의 격자로 표현되던 강의 격자가 여러 개의 세부 격자로 쪼개져 표현되며 이로 인해 상대적으로 강의 길이가 길어지게 된다. 이 경우 실제 강의 길이가 모델 내에서 표현되지 못하기에 고려해 주었던 사행률은 점점 낮아지게 되며, 이러한 특성으로 오히려 강의 흐름이 달라질 수 있다.

기존의 모델에서 유속은 0.4m/s, 사행율은 1.4가 기본으로 설정되며, 이 값이 전구 영역에 동일하게 처방된다. 해상도에 맞게 유속 및 사행율이 조정될 필요가 있다. 이를 통해 고해상도 하천 유출 모델의 결과는 조금 더 현실적으로 개선될 여지가 있다. 과학원에서 2018년도에 진행되었던 연구 과제에서도 유속 및 사행율의 조정을 통해 JULES-TRIP의 하천 흐름이 개선됨을 확인한 적이 있다. 따라서 본 연구에서는 Figure 3.19에서 제시한 것처럼 사행율 및 유속에 대한 계수를 다양하게 설정하여 실험을 진행하였고 0.5도 해상도에 맞는 하천 계수를 찾아보고자 하였다. 앞선 고해상도 하천유출모델을 구축한 것과 동일한 구성으로 고해상도 하천유출모델을 포함하는 GloSea6 모델을 1995-1998년 여름철 예측장에 대해 비교해보고자 한다. 초기장으로는 5월 1일, 9일, 17일, 25일의 값을 사용하였으며 앙상블은 각각 3개로 구성하였다.

HALF최적화	Meandering (1.4/0.7/0.525/0.24)	Velocity (0.5/0.4)
실험 기간	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-1998(4yr)	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-1998(4yr)
앙상블	3개	3개
해상도	하천 0.5deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.	하천 0.5deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.
실험수	4coeff.* 4ini*4yr*3ens=192case	2coeff.* 4ini*4yr*3ens=96case

Figure 3.19. Experimental design for simulations with various river coefficients of Half experiment with high resolution river routing model.

한강 유역에서 방출되는 담수의 양이 실제로 관측과 어느정도 차이가 나는지 살펴보기 위해 유역별 관측값을 제공하는 GRDC의 하천 방출량과 하천 유출 모델의 해상도에 따라 모의되는 하천 방출 값을 지역 평균하여 연도별로 비교하여 제시하였다 (Figure 3.20). 실험 결과에 따르면 OPER에서 설정한 1.4의 사행율보다 낮은 값을 사용할수록 해양으로 방출되는 유량이 줄어들었다. 다만, 유속의 경우 OPER에서 사용한 0.4보다 더 큰 값 (0.5)를 사용하였을 때 방출되는 유량의 차이는 유역마다 다르게 나타났다. 한강 유역의 경우, 실험 기간동안 고해상도 하천유출모델을 기본 설정 값으로 처방하였을 때 가장 관측과 유사하게 나타났다. 하지만, 다른 유역(미시시피, 콜롬비아, 예니세이 등)에서는 그 결과가 일관적이지 않게 나타났다.

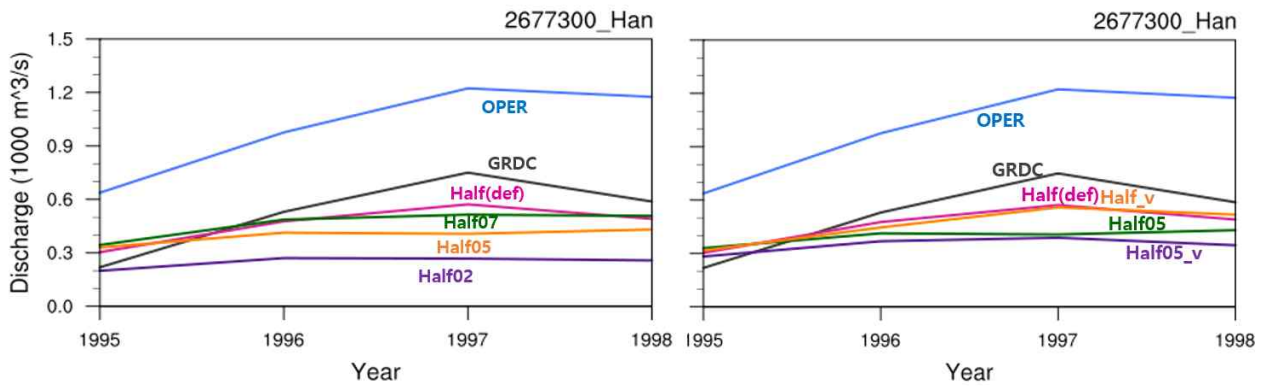


Figure 3.20. Region-averaged discharge over Han River in Korean peninsula from each experiments and observation(GRDC).

Figure 3.21에 나타난 해수면고도 및 응력 분포도를 살펴보면, OPER에서 오호츠크해 남쪽에서 연결되는 한류 오차 및 쿠로시오 해류에서 연결된 강한 북서 방향의 오차 등을 고해상도 하천모델이 포함된 Half 실험에서 다소 개선시키는 결과를 보여준다. 계수를 변화시킨 최적화를 위한 민감도 실험의 결과를 살펴보면, 해수면 고도는 굽어침 계수가 0.24 (Half02)일 때 지표 바람응력은 굽어침 계수가 0.525(Half05)일 때 그 오차를 가장 줄여준다.

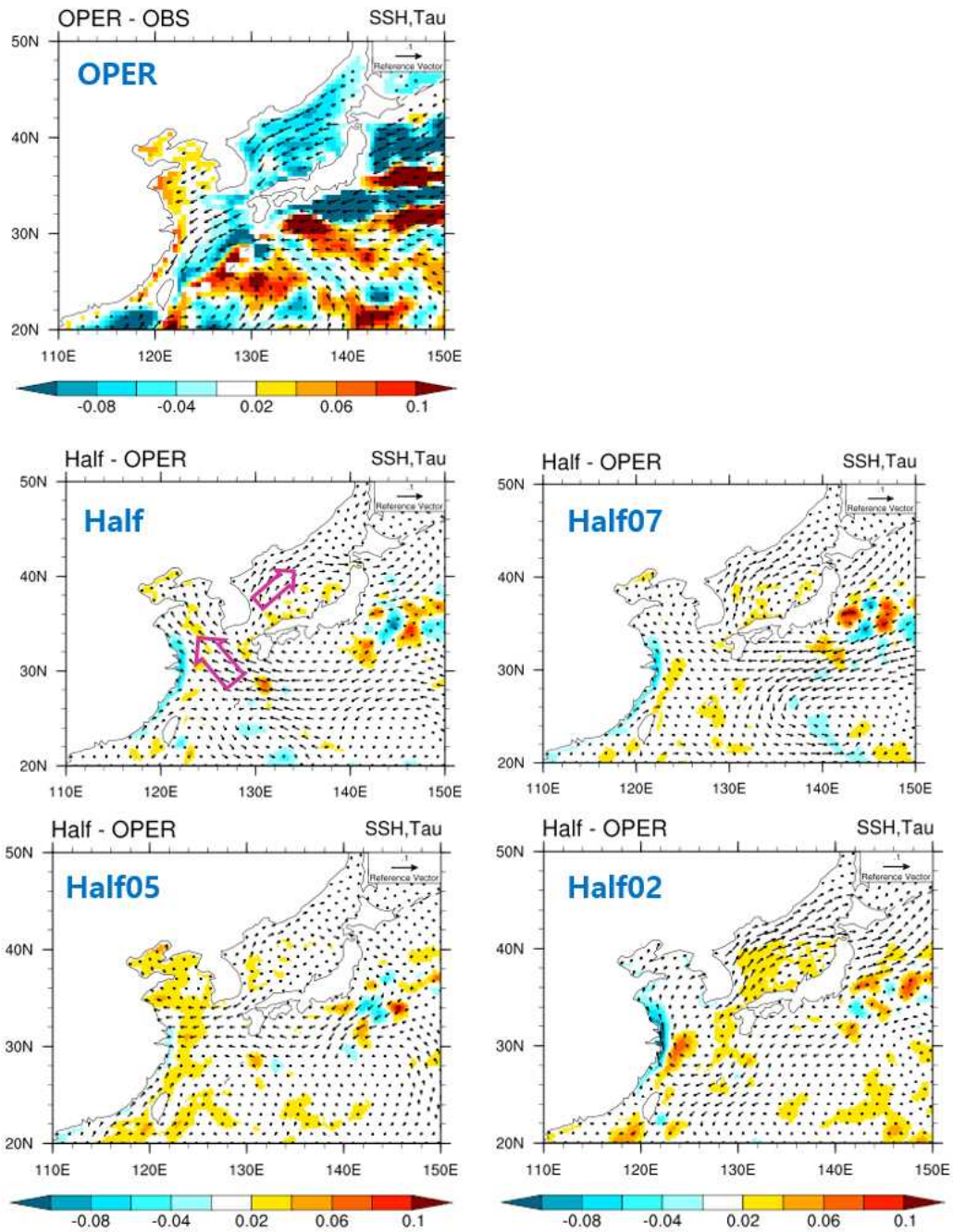


Figure 3.21. Surface height(shading) and stress(vector) biases distribution for OPER, and its difference between the OPER and Half experiments with various coefficients.



이러한 결과를 바탕으로 본 연구에서는 최적화의 결과 중 0.5도 해상도에 가장 적합하다고 제안 (Oki et al.1998; 공주대 용역결과 등)된 계수 ( $m=0.525$ ;  $v=0.5$ )를 적용한 Half05\_v 실험에 대해 기존 Half 실험과 비교하여 제안된 최적화 계수를 GloSea6에서도 적용될 수 있는지 확인해 보고자 한다.

Figure 3.22에 최적화 계수 ( $m=0.525$ ;  $v=0.5$ )를 적용한 Half05\_v 실험과 Half, OPER 실험의 결과를 비교하였다. OPER 실험에 비해 Half 두 실험에서 동해안에서의 응력의 오차가 크게 감소하며, Half 실험과 비교하였을 때 Half05\_v에서 응력 오차가 다소 감소하는 것을 알 수 있다. 여전히 서해에서의 응력의 오차는 여전히 남동 방향으로 강하게 모의되고 있음을 알 수 있다. 지표 바람응력의 변화는 해수면 온도에 크게 영향을 줄 수 있다. Figure 3.23에 해류의 변화에 따른 해수면 온도의 오차를 나타내었다. 동해의 응력 오차 감소에 따라 동해에서의 해수면 온도의 오차도 감소하는 것을 알 수 있다. 다만, 서해 남부 및 쿠로시오 해류를 따라 전반적으로 해수면 온도를 따뜻하게 모의하고 있다.

이러한 오차는 양쯔강을 비롯한 서해의 염분 분포에 여전히 큰 오차가 존재하는 것과 MC 지역에서 쿠로시오 해류까지 이르는 서태평양의 해류 및 응력의 오차와도 연관이 있을 것으로 생각된다. 그러나, 자세한 이유는 더 많은 해양 순환에 대한 분석을 통해 밝혀져야 할 것이다. 다만, 확실한 것은 GloSea6에 고해상도 하천유출모델의 적용으로 인해 한반도 동해상에서의 바람응력의 오차 개선을 가져올 수 있다는 점이다.

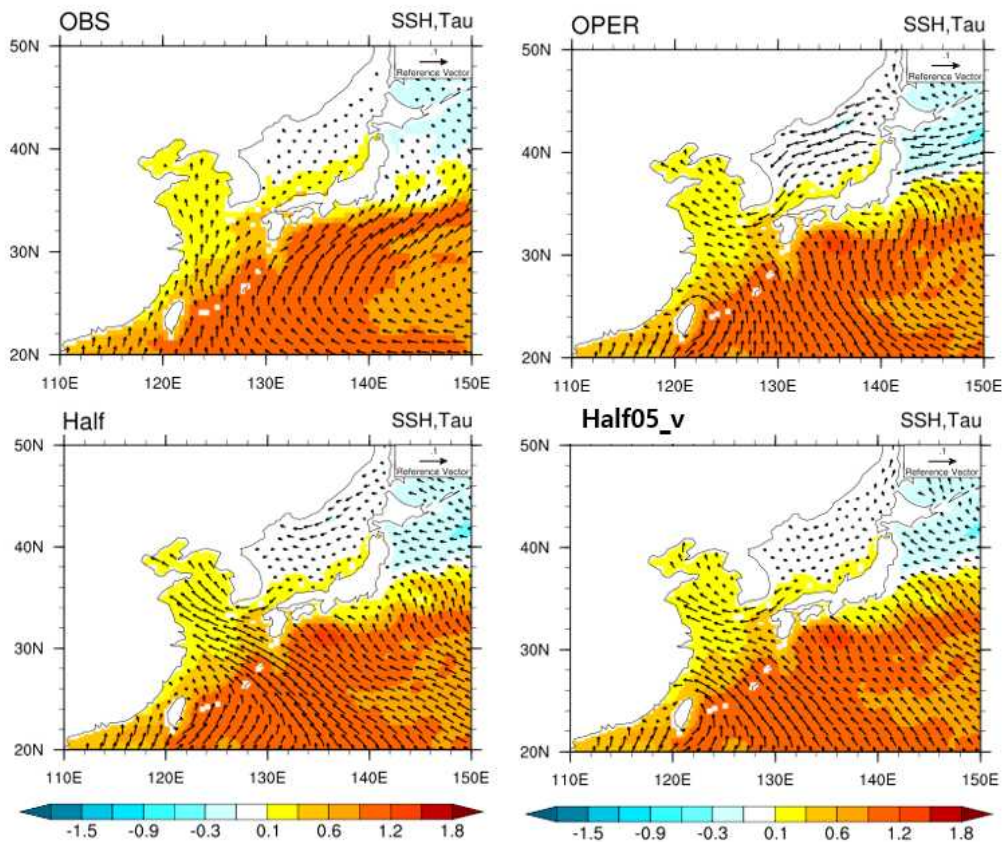


Figure 3.22. Surface height(shading) and stress(vector) distribution for OBS, OPER, Half, and Half05\_v experiments.

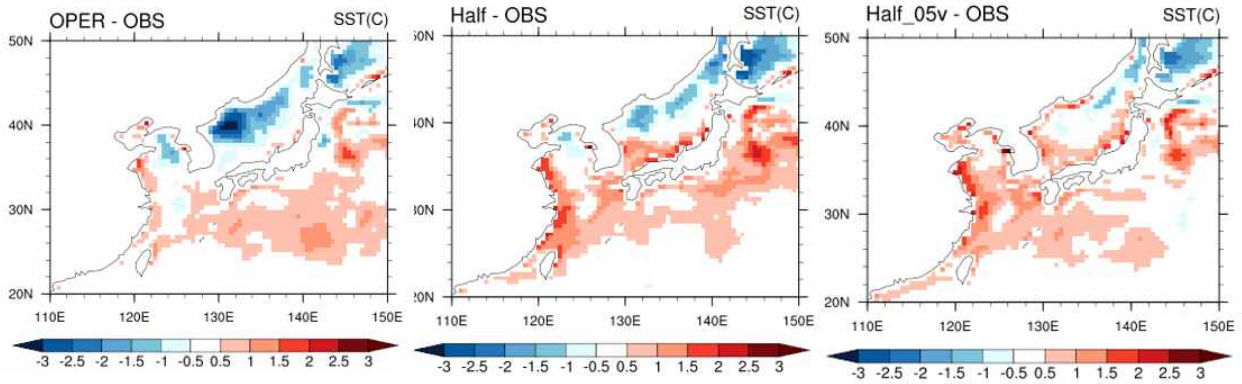


Figure 3.23. Sea surface temperature biases distribution for OPER, Half, and Half05\_v experiments.

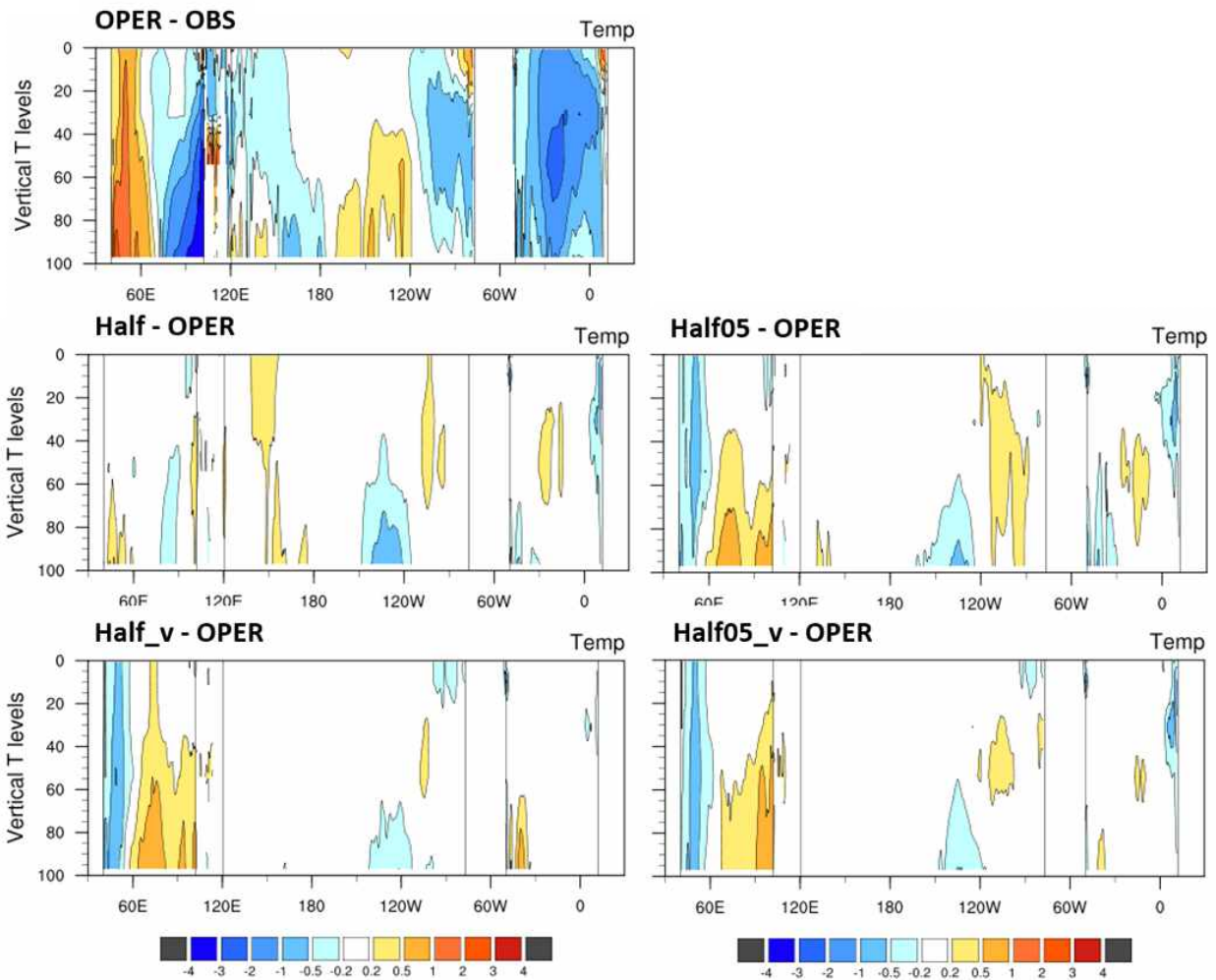


Figure 3.24. Vertical temperature biases distribution from OPER, and its difference between the OPER and Half experiments with various coefficients.

적도 태평양 연직 온도에는 최적화 계수가 어떠한 영향을 주는지 Figure 3.24에 나타내었다. 앞서 살펴봤듯이, Half 실험은 OPER에서 나타나던 적도 태평양 연직 온도 오차를 조금 줄여준다. 굵이침계수와 하천유속을 각각 수정한 실험 (Half05, Half\_v)과 모두 수정한 실험 (Half05\_v)은 적도 태평양의 온도 변화는 Half 실험과 유사하게 나타난다. 다만, 인도양의 연직 온도 오차를 Half 실험에 비해 효과적으로 줄여준다. 또한 유속을 변경한 실험은 서태평양의 온도는 OPER와 유사하게 나타나지만, 동태평양 해수면 근처의 양의 온도 오차를 약간 줄여주는 것을 알 수 있다.

Figure 3.25에 최적화 계수들을 적용한 실험 (Half05, Half\_v, Half05\_v)과 OPER, Half 실험의 동/서태평양의 연직 평균 온도 분포도를 나타내었다. 동태평양 지역에서의 연직 온도 분포는 모든 실험에서 비슷한 오차를 보인다. 서태평양 지역에서의 오차도 실험간 거의 유사하지만 Half 실험이 재분석자료의 연직 분포와 가장 유사한 결과를 보인다. 동/서인도양에서의 실험간 연직 평균 온도 분포를 Figure 3.26에 나타내었다. 태평양에서의 결과와 다르게, 인도양에서는 수온약층에서의 실험간 차이가 다소 나타나고 있으며, Half 실험보다 최적화 계수를 적용한 실험들이 재분석자료의 연직 분포와 더 유사하게 나타난다. 동인도양에서는 Half05, Half\_v, Half05\_v가 Half와 OPER에 비해 개선된 결과를 보이며, 서인도양에서는 Half\_v와 Half05\_v가 재분석자료와 가장 유사한 결과를 보인다. 특히, Half와 OPER 실험이 동/서인도양 모두에서 재분석자료와 가장 차이가 크게 나타나고 있다.

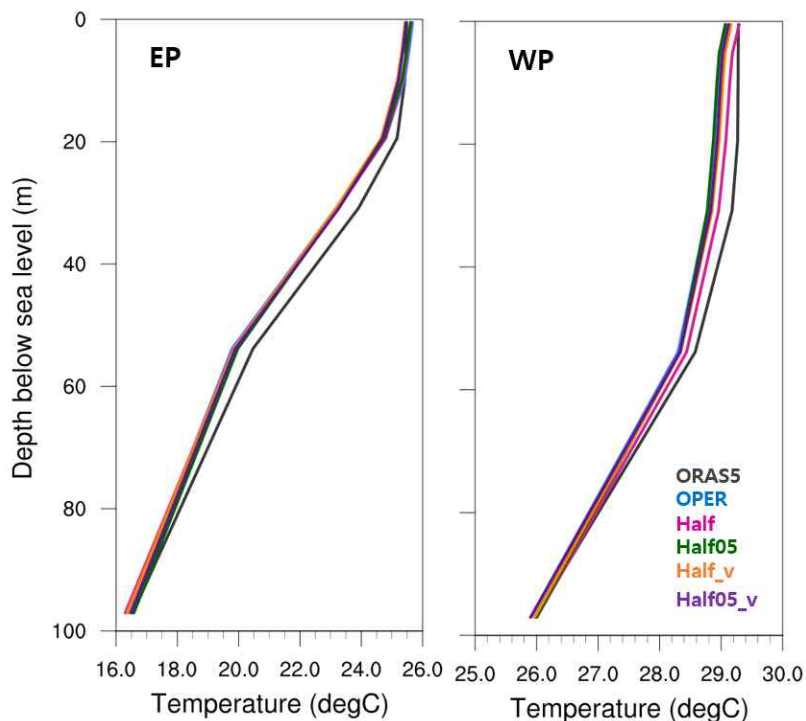


Figure 3.25. Averaged vertical temperature distribution over the eastern and western Pacific from OPER, Half, Half05, Half\_v, and Half05\_v experiments.



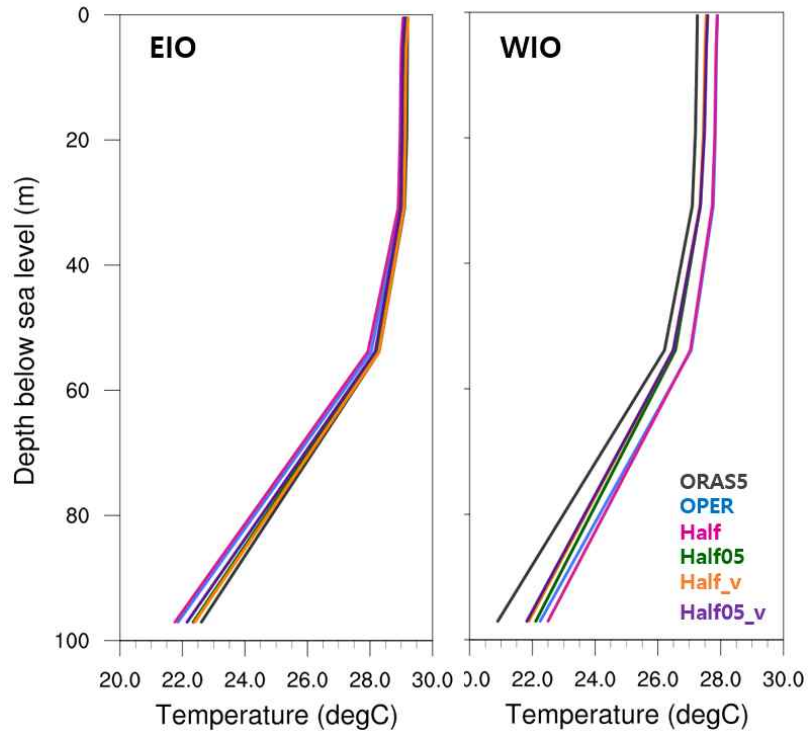


Figure 3.26. Averaged vertical temperature distribution over the eastern and western Indian Ocean from OPER, Half, Half05, Half\_v, and Half05\_v experiments.

Figure 3.27에서 태평양 및 인도양에서의 해류흐름 및 혼합층 깊이를 나타내었다. Half 실험에서 북태평양 해류를 따라 해양 혼합층의 개선을 보이지만, 남반구 및 인도양에서의 혼합층 깊이는 오차가 더 늘어나는 지역들이 눈에 띄게 보였다. 하지만 최적화 계수를 적용한 Half05\_v 실험 결과에서는 적도 남쪽과 특히 인도양에서의 혼합층 깊이가 개선될 수 있음을 확인할 수 있다.

Figure 3.28에 태평양 및 인도양에서의 해수면 염도의 오차 및 각 실험간의 차이를 나타내었다. OPER 실험은 MC 지역에서의 염분을 관측에 비해 높게 모의하며, 전반적으로 해양에서 낮은 염분을 보이고 있다. Half 실험은 연안에서의 염분을 변화시키고 있으며 특히 동태평양 연안과 한반도, 일본 연안에서의 오차를 줄이고 있다. 하지만, 양쯔강이나, 뱅갈만 등 처럼 오차를 더 증가시키는 지점도 존재한다. 같은 하천유출모델을 사용하며 해상도의 차이가 존재하기 때문에 극적인 염분 변화 및 개선이 일어나진 않는다. 그러나 해류 및 해수면 온도 등의 결과를 살펴보면, 연안에서의 염분 변화는 OPER를 대신하여 동아시아 여름 예측의 개선점을 가져오기엔 충분한 것으로 판단된다.

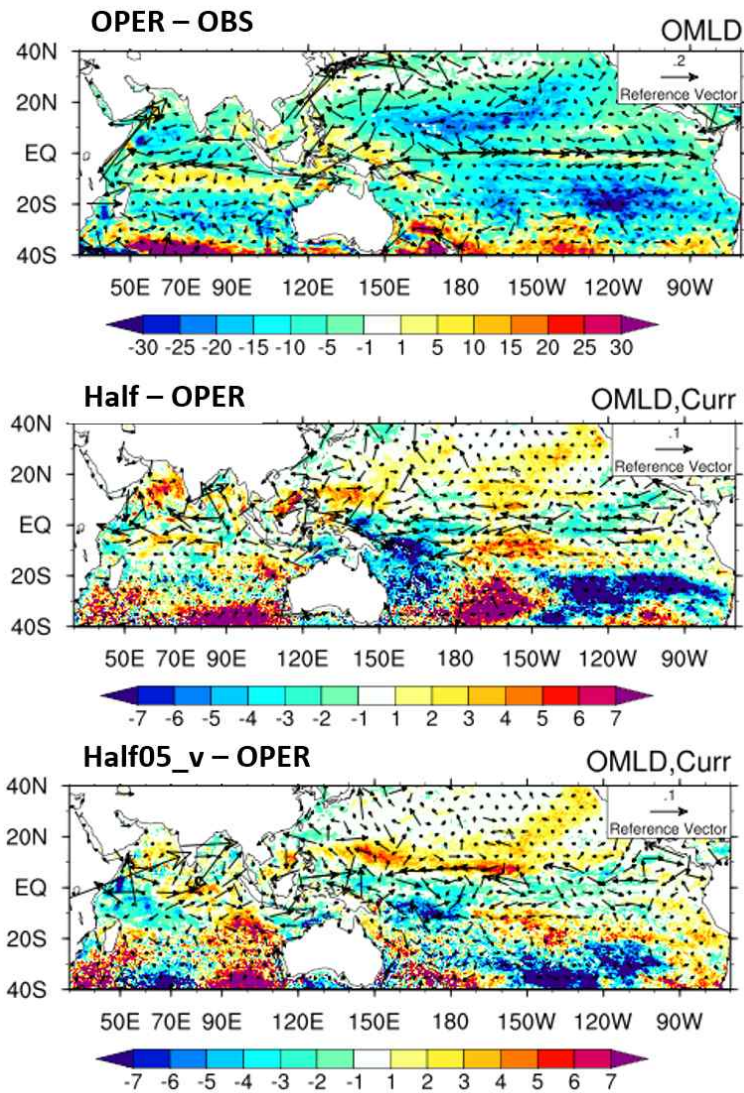


Figure 3.27. Biases distribution of surface mixed layer depth(shading) and ocean current(vector) from OPER, and its difference between the Half, Half05\_v and OPER experiments.

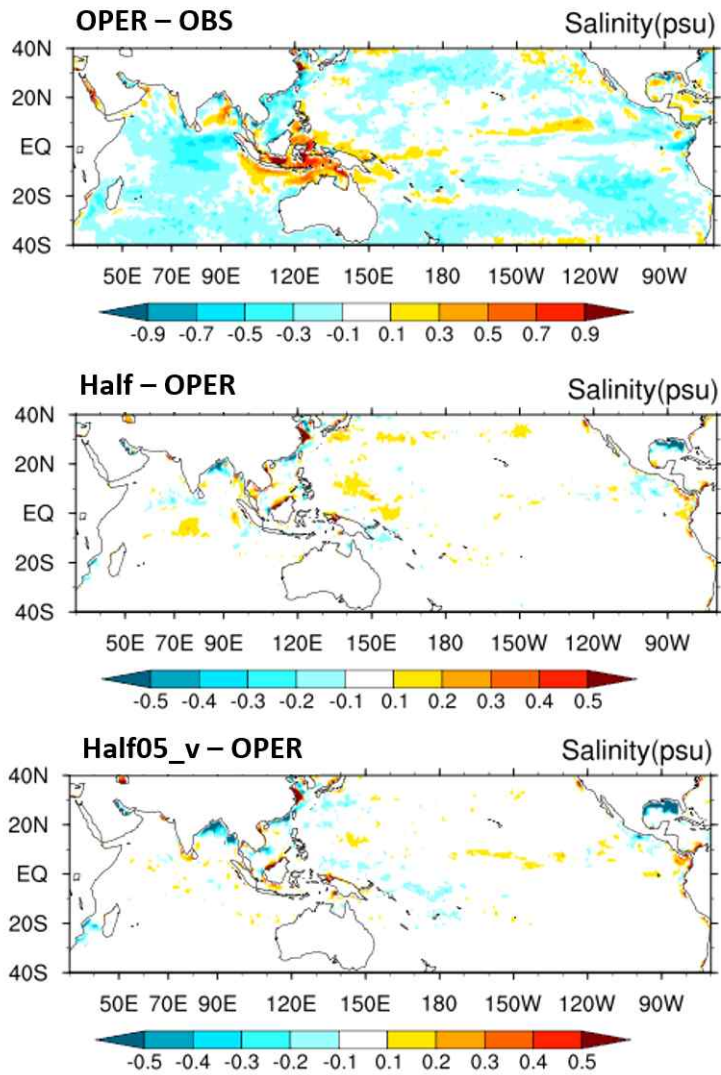


Figure 3.28. Biases distribution of surface salinity (psu) from OPER, and its difference between the Half, Half05\_v and OPER experiments.

따라서, 본 연구에서는 다양한 민감도 실험들의 결과들을 바탕으로 고해상도(0.5도) 하천유출모델을 적용한 Glosea6 시스템을 사용할 경우 굽이침 계수를 0.525, 유속을 1.5로 수정하여 적용할 것을 제안한다. 이를 통해 인도양의 해수면 흐름 및 연직 해양 분포 및 태평양에서의 해류 흐름을 비롯해 한반도 근해의 해수면 온도까지 개선된 결과를 기대할 수 있다. 하지만, 이 결과는 1995-1998년의 여름철 예측을 토대로 이루어 졌으며, 일반적인 결론을 위해 좀 더 장기 실험이 필요하다고 판단된다. 따라서, 본 연구에서는 고해상도 하천유출모델을 적용한 Half 실험 및 최적화 계수를 적용한 Half05\_v에 대해 1995-2006년(12년)에 대한 여름철 계절예측 결과를 위한 민감도 실험을 수행했다 (Figure 3.29).

HALF장기런	HALF ( $m=1.4/v=0.4$ )	HALF05_v ( $m=0.525/v=0.5$ )
실험 기간	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-2006(12yr)	5월출발(1,9,17,25일) 144days 1995-2006(12yr)
양상블	3개	3개
해상도	하천 0.5deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.	하천 0.5deg 대기 N216: ~60km 해양 ORCA025: ~25km in eq.
실험수	4ini*12yr*3ens=144case	4ini*12yr*3ens=144case

Figure 3.29. Experimental design for long-term simulations with optimized river coefficients of Half and Half05\_v experiment for high resolution river routing model.

앞서 살펴봤던 고해상도 하천유출모델로 인한 해양흐름의 변화는 12년동안의 여름 예측 결과와 4년동안의 여름 예측 결과와 크게 차이 나지 않지만 다소 시그널이 약화된 결과를 보였다 (not shown here). 따라서 본 연구에서는 추가적으로 대기에 대한 반응만 더 살펴보기로 한다. 대기 변수는 hindcast 전기간 (1993-2016; 24년)에 대한 기후값을 제거한 anomaly로 분석되었다. Figure 3.30에서 OPER 실험의 2m 지표 온도 오차 분포 및 고해상도 하천유출모델을 적용한 실험들과 OPER 실험의 차이를 나타내었다. OPER 실험은 아시아대륙에서 한반도, 태평양에 걸쳐 한랭 오차가 나타난다. 북아메리카 대륙 및 북동 태평양 지역에서 다이폴 형태의 오차도 특징적이다. Half 실험에서는 최적화 민감도 실험에서도 나타났듯이 한반도 동해를 중심으로 OPER 실험에 비해 높은 온도를 모의하고 있으며, 북아메리카에서 보이는 오차도 줄여주는 것으로 보인다. Half05\_v 실험은 Half 실험과 거의 유사한 패턴을 보이고 있으나 일본 남쪽으로 쿠로시오 해류 근처의 온난 오차를 줄이고 있다.



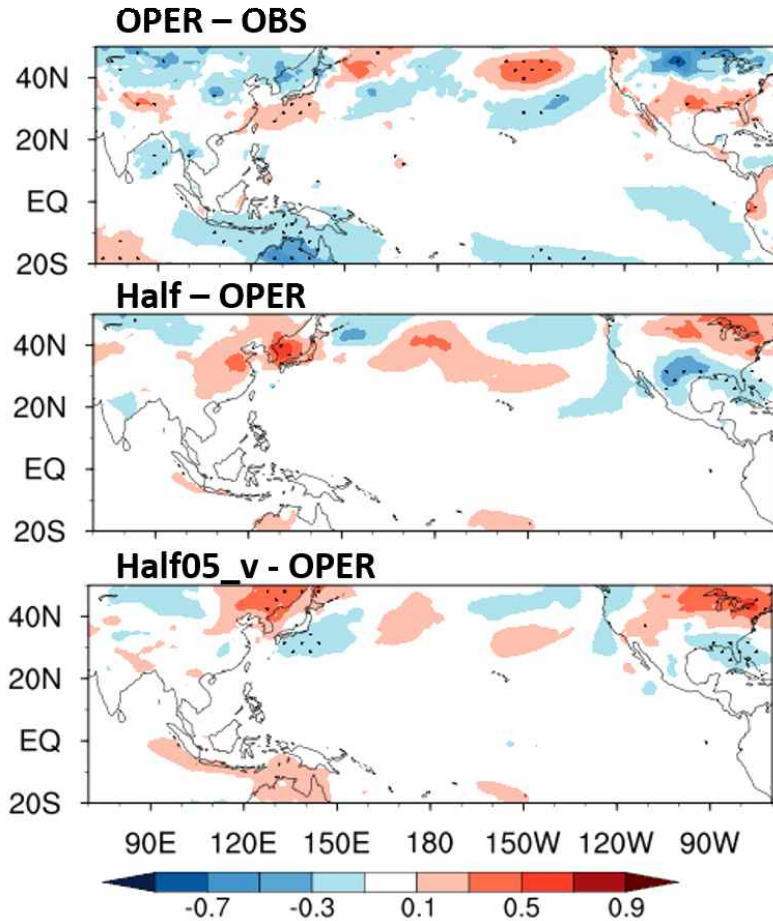


Figure 3.30. Biases distribution of 2m surface temperature (K) from OPER, and its difference between the Half, Half05\_v and OPER experiments.

마지막으로, Half 실험의 전반적인 대기 변수의 모의 성능의 변화를 살펴보기 위해 Half 및 Half05\_v 실험의 12년 여름 예측 성능을 ACC로 계산하여 지역별로 나타내었다 (Figure 3.31). 전구적으로 두 실험의 ACC는 OPER 실험에 비해 비슷하거나 조금 높게 나타나는 것을 알 수 있다. 특히, 북반구 중, 고위도의 기온 및 지위고도, 지표기압 등 하천모델의 효과가 높아지는 것을 확인할 수 있다. 반면, 적도 지역에서의 500hPa 지위고도의 경우 OPER에 비해 고해상도 하천모델을 포함한 두 실험의 ACC가 조금 낮아지는 결과를 보인다. 고해상도 하천모델이 모든 변수, 모든 지역에 대해 개선 결과를 보이지는 않지만, OPER 실험에 비해 강의 흐름을 비롯한 해류의 흐름, 나아가 대기 변수의 모의 성능에도 긍정적 효과를 보이고 있음을 알 수 있다. 결론적으로, 본 연구의 결과를 바탕으로 고해상도 하천유출모델 (0.5도)이 동아시아 여름철 모의 성능 개선을 가져올 수 있음을 알 수 있다. 다만, 이 결과는 개발을 위해 동아시아 지역의 호우가 뚜렷했던 4년의 모의 결과의 평균 (ACC는 12년 결과 평균)을 바탕으로 이루어졌기 때문에, 명확한 적절성 평가를 위해 Hindcast 전 기간 및 다양한 계절에 대해 분석이 더 이루어질 필요가 있다.

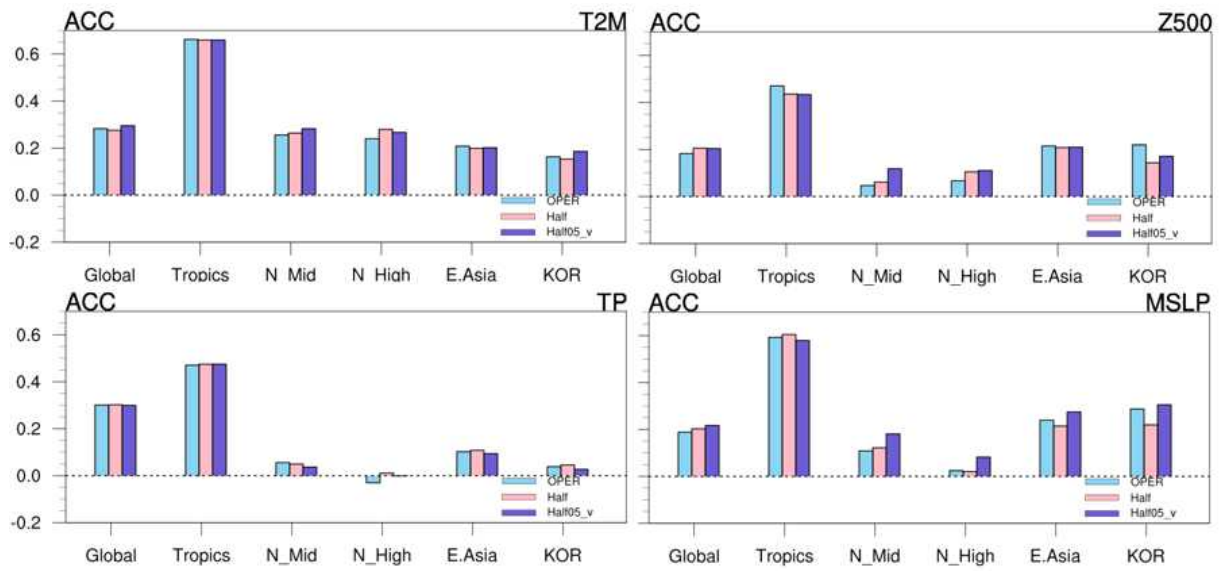


Figure 3.31. Various region averaged Anomaly Correlation Coefficients (ACC) for surface temperature, 500hPa geopotential height, total precipitation, and mean sea level pressure from OPER, Half, and Half05\_v experiments.

## 4. 테스트베드 : 규모적응 적운모수화 기술 검증

### 4.1. 적용 기술 및 실험 설계

이 연구에서는 2020년부터 3년간 수행된 「GloSea 기후예측시스템으로의 통합적응모수화 적용」 과제(박성수, 2023) 결과를 통해 개발된 기술을 이전 받아 준현업 환경에 적용하여 평가하였다. 통합적응모수화(Unified CONvection scheme; UNICON)는 얇은 대류와 깊은 대류 과정(scheme)을 대체하며 대류 배출(detrainment) 과정을 개선한 새로운 통합 대류 과정이다 (Park, 2014a, b). 이 적운모수화 과정은 건조-습윤, 강제-자유, 얇은-깊은 대류를 단일 프레임 워크 내에서 일관되고 통합된 방식으로 모의하며, 진단적 대류 상승류 및 하강류, 그리고 예단 적 냉각 풀에 의해 유도된 아격자 규모의 중규모 흐름들 간의 복잡한 상호 작용을 모의한다. CAM5 모델에 적용했을 때 메이든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation; MJO), 강수의 일변화, 열대 저기압 모의를 개선한 결과를 얻은 바 있다. 이 연구에서는 과학원과의 기술명 통일을 위해 통합적응모수화 대신 규모적응 적운모수화라고 칭하기로 한다.

규모적응 적운모수화 기법(UNICON)은 조직화된 중규모 흐름이 격자 내 규모 대류에 미치는 영향을 명시적으로 모의하며, 준평형 가정에 의존하지 않고 얇은 대류와 깊은 대류를 단일 체계에서 통합된 방식으로 계산하는 모수화 기법이다(박성수 2023). 국립기상과학원과의 논의를 통해 해당 기술을 2024년 테스트베드 적용 기술로 선정하였으며, 현업 기상청 기후예측모델의 kmt-ab407 hindcast suite을 기준으로 실험을 수행하였다. 23년도에 수행되었던 해빙 물리 과정 개선을 위한 테스트베드 결과 또한 추가적으로 고려하여 병합 실험을 수행하였다. 실험은 Hindcast 기간인 1993-2016년에 대해 5월을 시작으로 하는 4개의 초기장(1, 9, 17, 25일)을 이용하여 144일까지 적분하였으며, 앙상블 멤버는 총 3개다. 실험의 이름은 OPER, SNOW, CONV, CONV\_SNOW로 명명하였으며, 각각 현업 기후예측모델, 눈 알베도 10% 감소 실험, UNICON 적용 실험, UNICON과 눈 알베도 10% 감소 병합 적용 실험을 의미한다 (Table 4.1). 현업과 규모적응 적운모수화 적용 실험들의 예측력 비교를 위해 ERA5 재분석 자료(Herbach et al., 2020) 과 GPCP 강수자료(Adler et al., 2017, 2018)를 사용하였다.

Table 4.1. Experimental design to examine the effect of the convection scheme.

실험명	적용 기술
CONV	규모적응 적운모수화
CONV_SNOW	규모적응 적운모수화+해빙물리파라미터(snow albedo 10% 감소)
OPER	현업 hindcast



## 4.2. 여름철 원격상관

지난 수십년 동안 계절 예측 향상을 위한 기후 모델 개발과 개선이 있었으나 북반구 여름철 계절에 대한 예측성은 여전히 매우 제한적이다 (Jeong et al., 2017; Alessandri et al., 2018). 특히 우리나라를 포함한 아시아 몬순 지역 여름철 강수 및 지표 기온 예측은 기후 과학의 주요한 도전 과제로 남아있다. Ding et al. (2011)은 겨울철에 비해 약하지만 여름철 북반구 중위도 전체 순환에 영향을 미치는 두 개의 고유한 열대-중위도 원격상관 패턴을 제시하였다. 첫 번째는 북반구 중위도에서 전체적으로 나타나는 파동 형태로 전지구 원격상관(circumglobal teleconnection; CGT) 패턴이라 부른다. 일반적으로 ENSO가 시작되는 여름철에 발현되는 경향이 강하며 인도 몬순, 아프리카 몬순, 혹은 인도네시아-적도 서태평양 지역 대류 활동 변동성과 큰 관계가 있다. CGT는 일반적으로 북반구 전체를 이동하는 약 5~7개 파수의 로스비파로 구성되어 있다. 두 번째는 북서태평양에서 시작되어 아시아를 거쳐 북미까지 이르는 북서태평양-북미(Western Pacific-North America; WPNA) 패턴으로 주로 ENSO가 소멸되는 여름철에 잘 발현되며 북서태평양 지역 대류 활동 변동성과 큰 연관성이 있다. 전체 패턴 중 북서태평양에서 아시아로 이어지는 파동은 이미 1987년 Nitta에 의해 밝혀졌으며 태평양-일본 패턴(Pacific-Japan pattern; P-J pattern)으로 불리기도 한다(Nitta, 1987). 이미 Ding et al. (2011) 이전 연구들에서 유럽에서부터 아시아 지역으로 전달되는 파동을 ‘실크로드(silk road)’ 패턴(Enomoto et al., 2003), 아시아에서 북미까지 연결되는 파동을 ‘도쿄-시카고 특급(Tokyo-Chicago express)’ 패턴(Lau et al., 2004) 으로 명명한 바 있다. 두 원격상관 패턴 혹은 모드는 계절내 시간 규모부터 계절 시간 규모에 이르기까지 북반구 중위도 기후 변동성뿐만 아니라 폭염 · 집중 호우를 포함하는 극한 날씨 발생 빈도에 큰 영향을 미친다(e.g., Ding and Wang, 2007; Lee et al., 2011, 2013, 2017a; Horton et al., 2015; Hsu et al., 2017). 따라서 이 연구에서는 적운모수화 과정의 변경을 통해 여름철 동아시아 기후에 영향을 미치는 두 원격상관 현상에 대한 예측 성능을 평가하였다.

### 4.2.1. 전지구 원격상관

전지구 원격상관 (circumglobal teleconnection; CGT)은 북반구 중위도에서 전체적으로 나타나는 파동 형태로 북반구 전체를 이동하는 약 5~7개 파수의 로스비파로 구성되는 현상이다. 일반적으로 ENSO가 시작되는 여름철에 발현되는 경향이 강하며 인도 몬순, 아프리카 몬순, 혹은 인도네시아-적도 서태평양 지역의 대류 활동 변동성과 큰 연관성이 있는 것으로 알려져 있다(이준이, 2018).

#### 4.2.1.1. 북반구 기후 변동 추세

전지구 원격상관을 살펴보기에 앞서 hindcast 기간 동안 북반구 여름철 기후의 장기 변화 추세를 먼저 살펴보았다. Figure 4.1은 관측에서 나타나는 1993년부터 2016년 동안 여름철 Z200과 지표온도의 장기 추세를 나타낸 것이다. 북반구 중위도에서 지표 기온과 지위고도의

상승 경향이 다른 지역에 비해 더 크게 나타나며, 중위도 내에서도 지역적으로 차이가 있다는 것을 알 수 있다. 특히, 북반구 중위도에서 파수 5개의 로스비파 형태로 다섯 지역을 중심으로 지표 기온과 지위고도가 증가하는 것을 볼 수 있다. Horton et al. (2015)는 1979년에서 2014년 동안 500hPa 지위고도 추세 분석을 통해 이와 같은 로스비파 형태의 지위고도 증가 및 고기압성 순환의 강화 추세가 최근 해당 지역의 폭염 증가와 관련 있음을 제시한 바 있으며, 2017년과 2018년 우리나라 지역 폭염 발생 시 한반도를 중심으로 북서쪽과 북동쪽에 각각 위치한 두 고기압 순환이 오랫동안 정체하는 경향을 볼 수 있었는데 그 형태가 Figure 4.1에서 보인 것과 유사한 형태로 나타났었다. 따라서, 이러한 현상이 우리나라에 미치는 영향에 대한 연구와 더불어 모델의 예측성을 검증하는 연구가 필요할 것으로 보인다. Figure 4.1의 시계열들은 온도와 지위고도가 현저하게 상승한 다섯 지역에 대한 공간평균과 정규화를 거친 Z200과 지표온도의 편차 시계열을 나타낸 것이다. 1993년부터 2016년까지 시간에 따라 각 지역에서 상승 경향을 보이고 있으며, Z200과 지표기온은 강한 양의 상관성을 보임을 알 수 있다. 또한, R4 지역을 제외한 모든 지역에서 2000년대 중반을 기점으로 지표 기온과 지위고도 편차 값이 음에서 양의 방향으로 전이된 특성을 보이고 있다.

Figure 4.2, Figure 4.3 및 Figure 4.4는 현업과 CONV, CONV\_SNOW에서 나타나는 Z200과 지표 기온의 추세를 나타낸 것으로, 북반구 전반에서 지위고도와 지표기온이 상승하는 경향은 관측과 동일하게 나타나고 있으나 지역적인 상승 추세가 뚜렷하게 나타나지 않았다. 그러나, R3를 제외하면 지위고도와 지표기온의 강한 양의 상관성을 잘 모의하였다. OPER와 CONV, CONV\_SNOW를 비교했을 때 OPER는 관측과의 상관계수가 0.6 이상인 반면 규모적응 적운모수화 기술을 적용한 경우 관측과의 상관계수는 다소 감소하는 것으로 나타났다.

Z200 아노말리 편차의 시간 상관계수 분석을 통해 모델의 예측성을 살펴보았을 때 리드타임이 길어질수록 예측력이 감소하고 특히 중위도에서의 예측력이 급격하게 감소하는 것을 확인할 수 있다(Figure 4.5). 또한, 온난화 추세가 강하게 나타나는 지역 부근에서의 예측력이 감소가 뚜렷하게 나타난다.

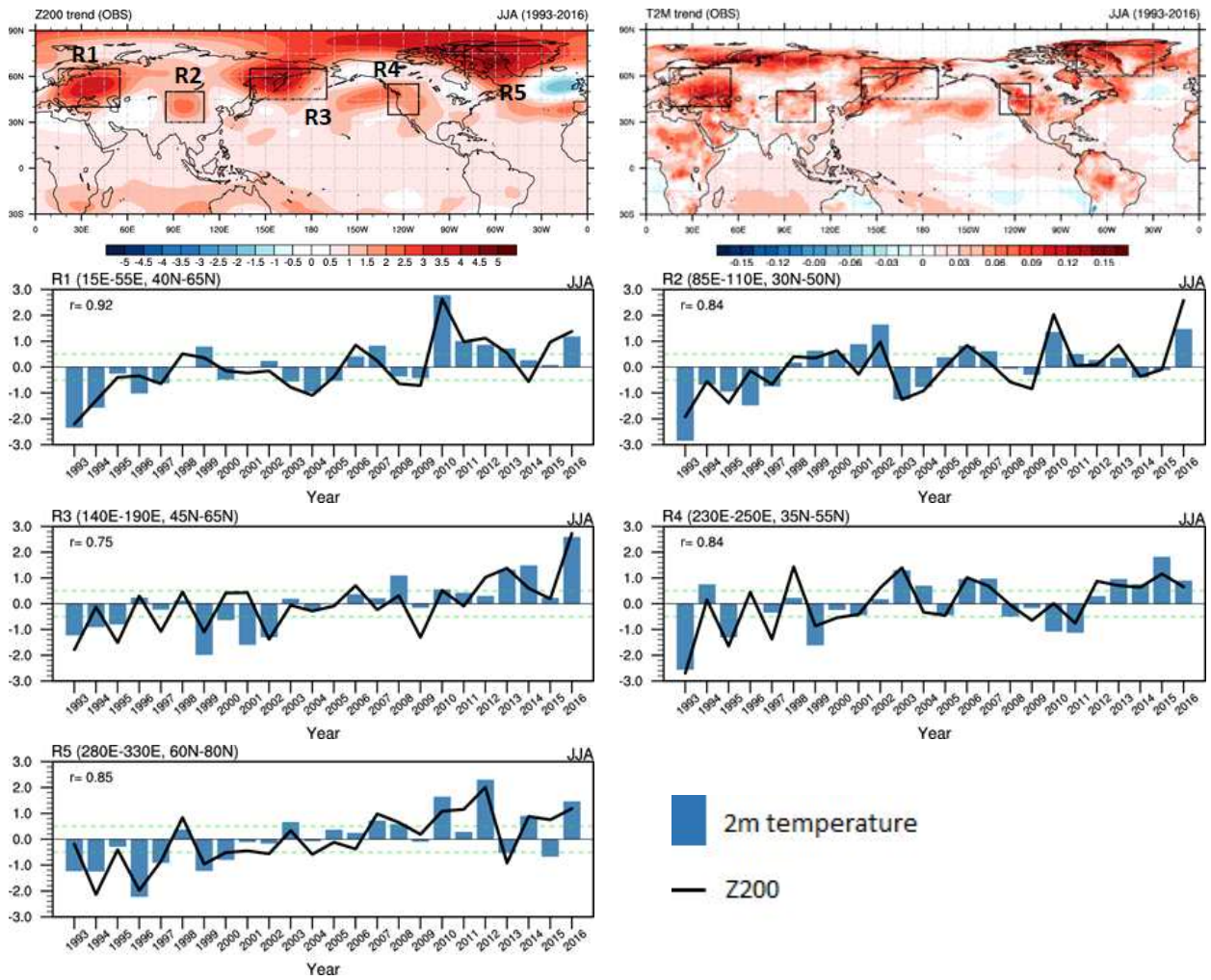


Figure 4.1. (Top) Trend of 200-hPa geopotential height and 2-m temperature for boreal summer (June-July-August). Solid boxes indicate five regions where geopotential height has been significantly increased for the hindcast period from 1993 to 2016. (Bottom) Time series of the normalized JJA Z200 (solid line) and T2M (bar) anomaly averaged over five key regions. Correlation coefficient ( $r$ ) between the Z200 and T2M anomaly over each region is shown at the upper-left corner of each panel. Green dashed horizontal line indicated the level of 0.5 standard deviation.

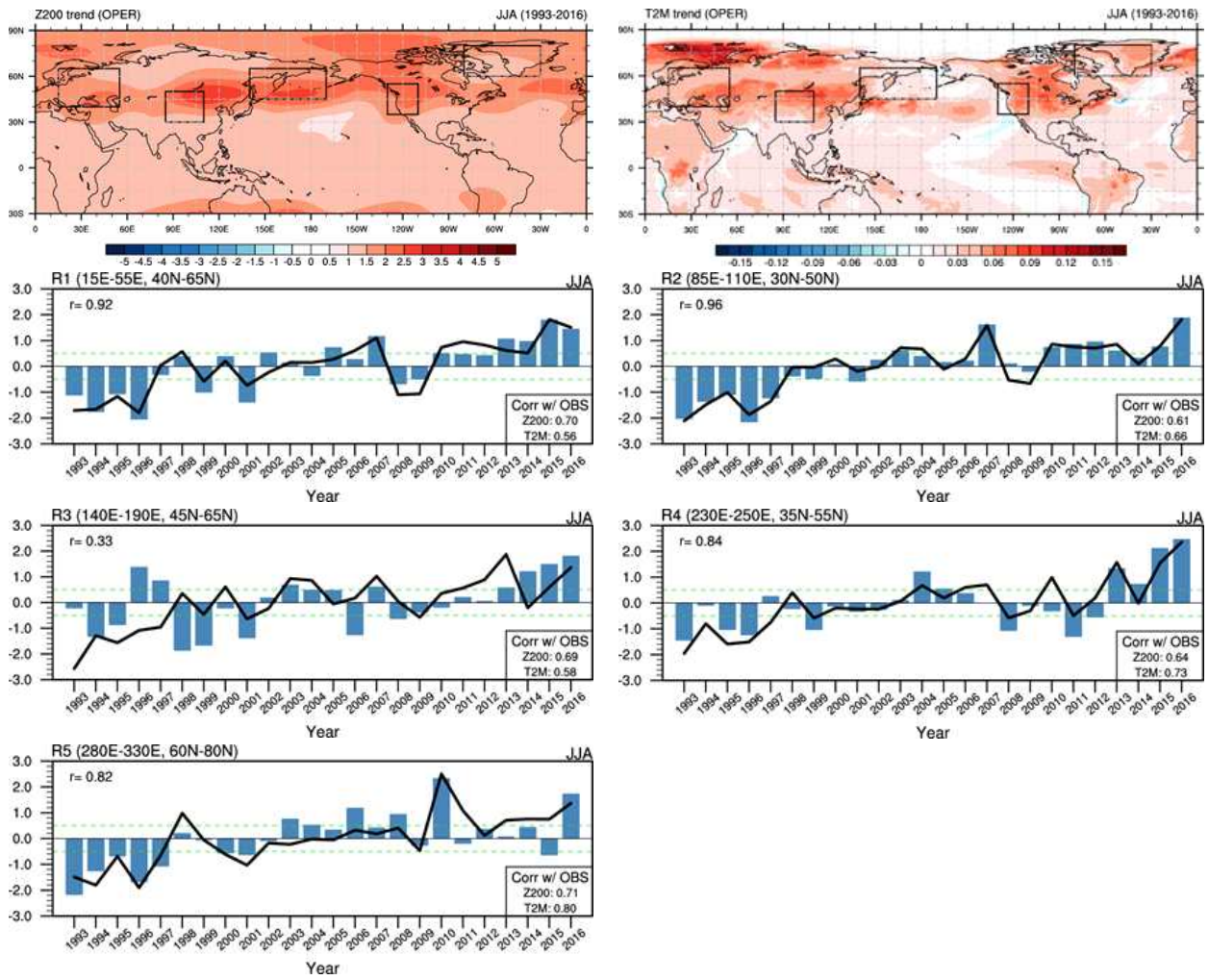


Figure 4.2. Same as in Figure 4.1. except for OPER.



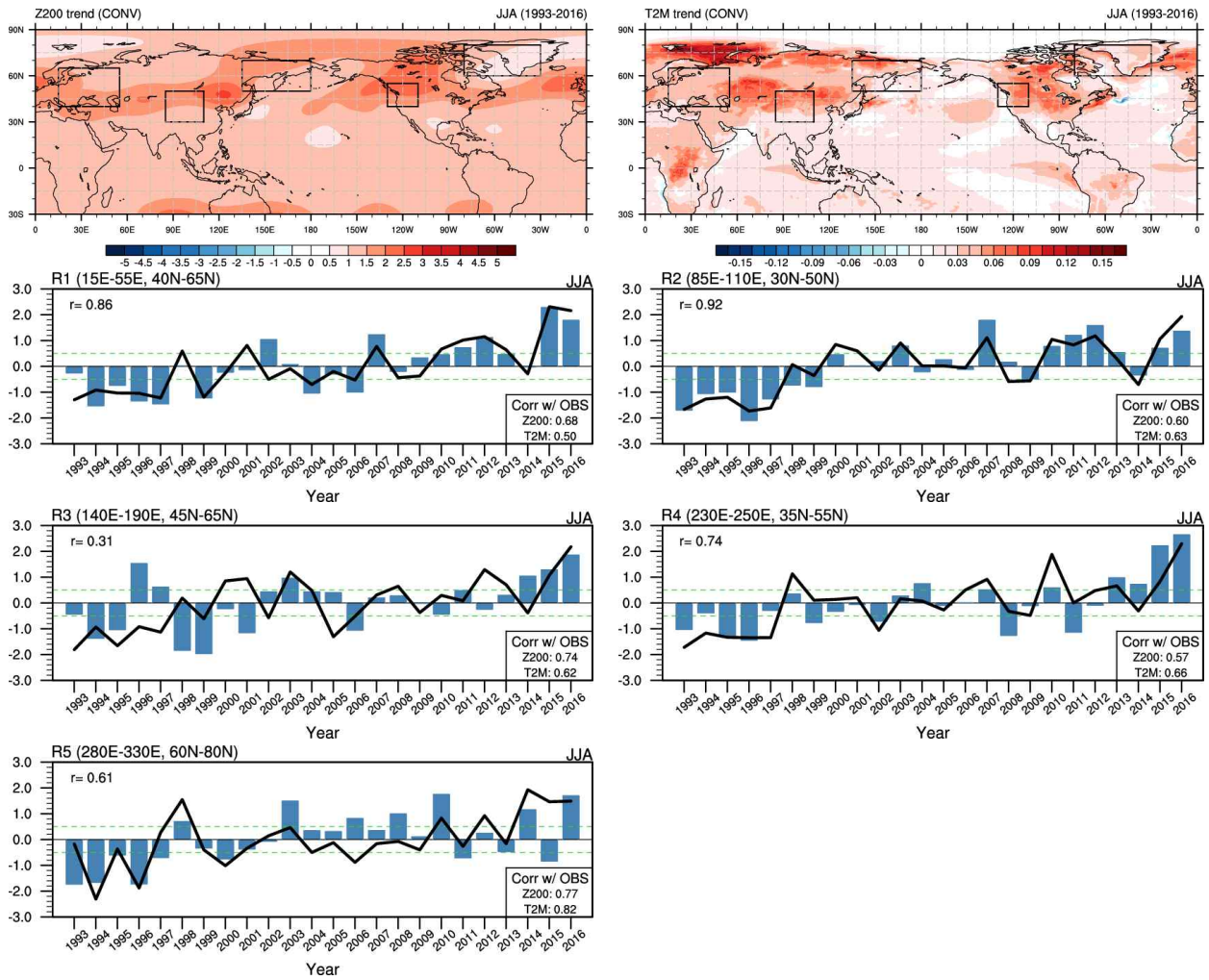


Figure 4.3. Same as in Figure 4.1. except for CONV.

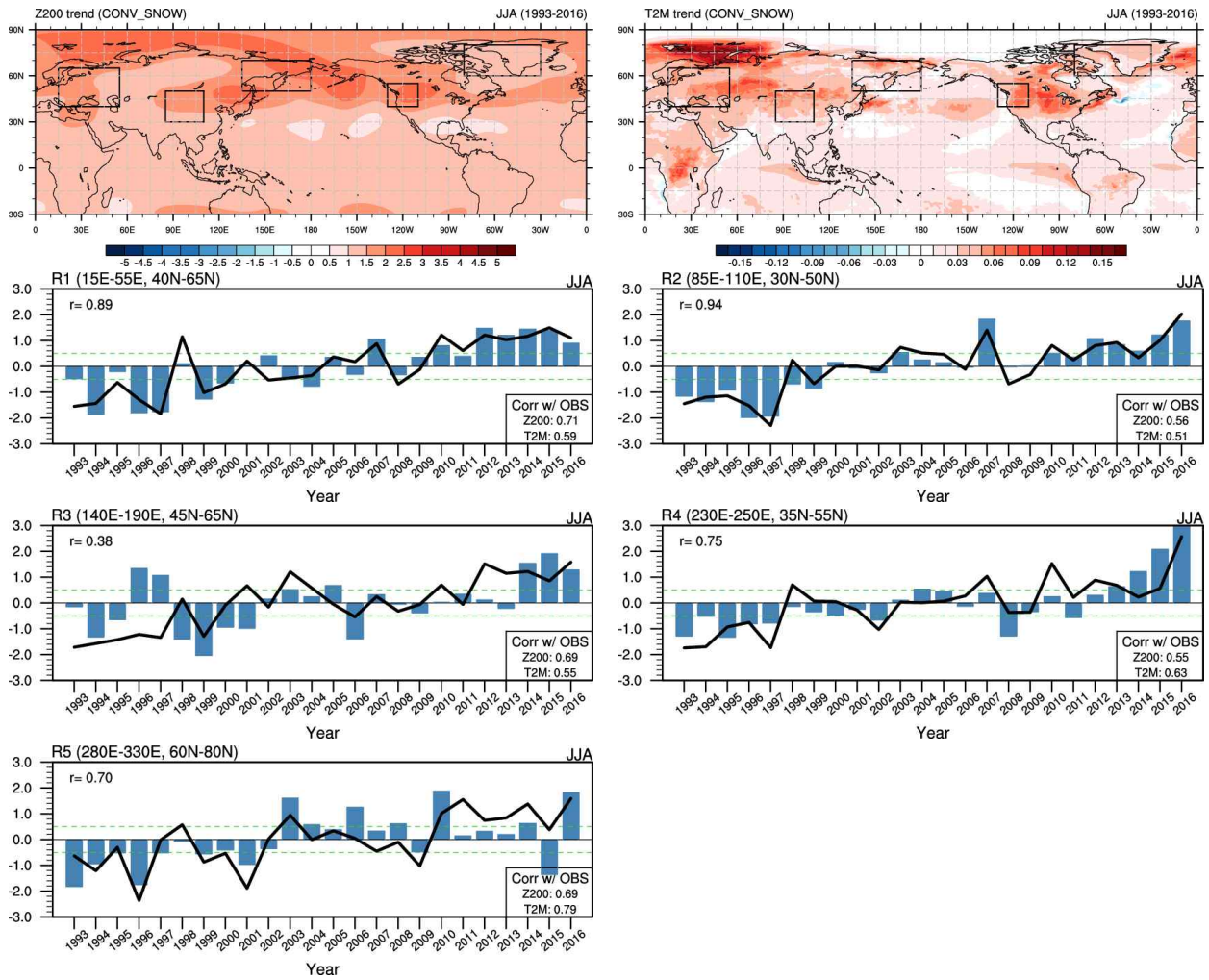


Figure 4.4. Same as in Figure 4.1. except for CONV\_SNOW.

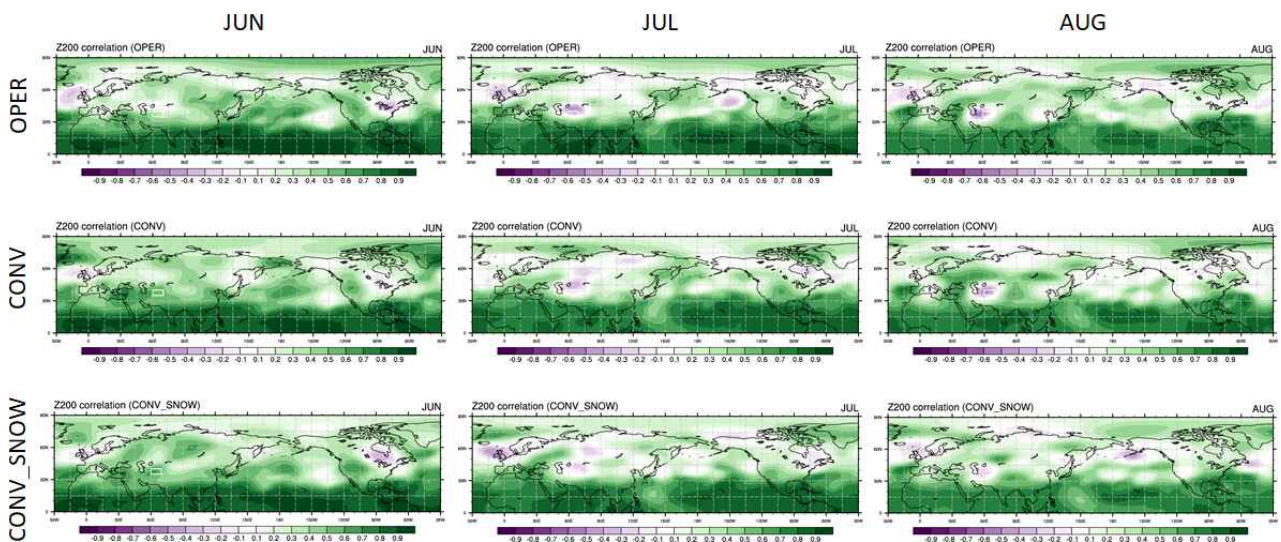


Figure 4.5. Temporal correlation of 200-hPa geopotential height for June, July, and August.

#### 4.2.1.2. 패턴 모의 성능

이 연구에서는 Ding and Wang (2005)에 따라 전지구 원격상관 지수(circumglobal teleconnection index; CGTI)를 35N-40N, 60E-70E 지역의 200hPa 지위고도 편차의 평균으로 정의하였다. . 모델 결과를 분석할 때 일반적으로 사용하는 기법이 앙상블 평균을 사용하는 것이다. 그러나, 앙상블 평균을 사용하면 노이즈가 감소하고, 총 변동성에 비해 강제된 변동성의 기여도가 증가하게 된다. Figure 4.6은 각 실험들의 앙상블 평균으로 구한 전지구 원격상관 패턴으로, 앙상블 평균을 사용해서 CGT 패턴을 구할 경우 이러한 이유로 파동 형태가 아닌 밴드 형태의 패턴이 나타날 수 있음을 보여준다. 이러한 현상을 피하고 관측치의 노이즈를 강제된 변동성으로 오인하지 않기 위해 관측치와 과거예측(hindcast)의 개별 앙상블을 비교할 필요가 있다(Beverley et al. 2019). 따라서, 이 연구에서는 12개 개별 앙상블을 관측과 비교한 후 그 평균을 구하는 방법으로 분석을 진행하였다.

Figure 4.7는 12개 앙상블 멤버 각각의 CGTI 지수와 Z200 편차의 상관계수를 구한 것으로 앙상블 평균을 사용할 때보다 파동의 형태가 뚜렷하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 관측의 패턴을 월별로 살펴보면 7월은 6월과 8월에 비해 파동의 형태가 뚜렷하지 않으며, 신뢰도 또한 낮아 CGT의 영향이 상대적으로 낮아 보인다. 또한, 리드타임이 짧은 6월에는 현업을 비롯한 모든 실험들이 0.6 이상의 높은 상관성을 보여 특별한 개선점이 보이지 않았다. 반면, 8월에는 관측에서 파동 형태가 뚜렷하며 6개의 코어가 나타난다. 그러나, OPER에서는 동경 150도 동쪽으로의 전파가 매우 약하게 모의되었다. CONV와 CONV\_SNOW에서는 북태평양에 위치한 코어를 OPER보다 잘 모의하지만 신뢰도가 낮고, 파동 형태가 뚜렷하게 모의되지 못하였다.

앙상블 평균을 사용했을 때와 12개 개별 멤버들을 사용했을 때 CGT 패턴의 모의 성능을 비교해 보았다(Figure 4.8). 월별 상자의 크기는 12개 앙상블 멤버들의 공간 상관계수의 25 백분위~75 백분위를 나타내며, 막힌 도트는 12개 앙상블 멤버들의 CGT 패턴 평균장의 공간 상관계수를 나타낸다. 별 모양은 앙상블 평균을 사용했을 때 공간 상관계수이다. 현업을 비롯한 두 실험들이 6월에 상관계수가 가장 높고, 앙상블 평균을 사용했을 때와 개별 앙상블의 패턴 평균장을 사용했을 때의 모의 성능 차이가 가장 작게 나타난다. 또한, 실험들 간의 예측 성능 차이가 크지 않았다. 7월에는 앙상블 멤버들 사이의 모의 성능 차가 가장 크게 나타나 예측 불확실성이 가장 컸으나 관측에서 CGT 패턴이 뚜렷하게 나타나지 않았던 점을 고려할 때 GCT의 영향이 크지 않을 것이라 생각된다. 8월에는 6월에 비해 상관계수는 낮아지지만 7월보다 예측 불확실성이 낮고 실험들 간의 모의 성능이 상이하게 나타나고 있다.



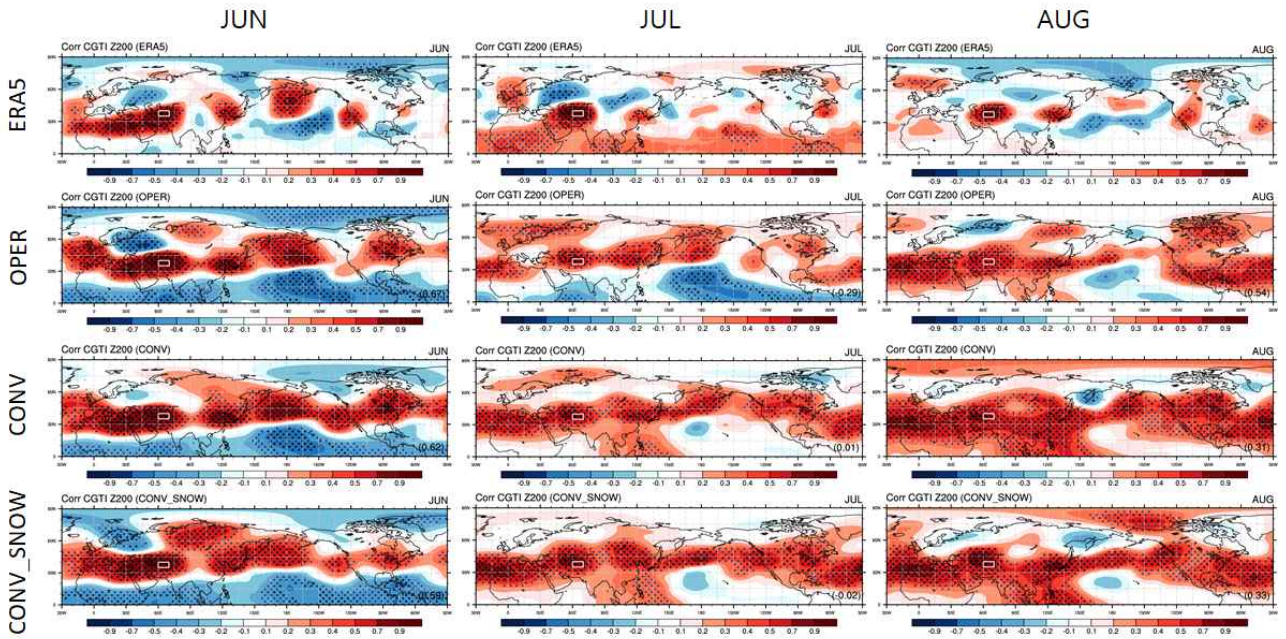


Figure 4.6. Correlation between 200-hPa geopotential height anomaly averaged over 35N-40N, 60E-70E and 200-hPa geopotential height anomaly in (top) the ERA5 reanalysis data and (bottom) ensemble mean of operation(OPER), CONV, and CONV\_SNOW for June, July and August.

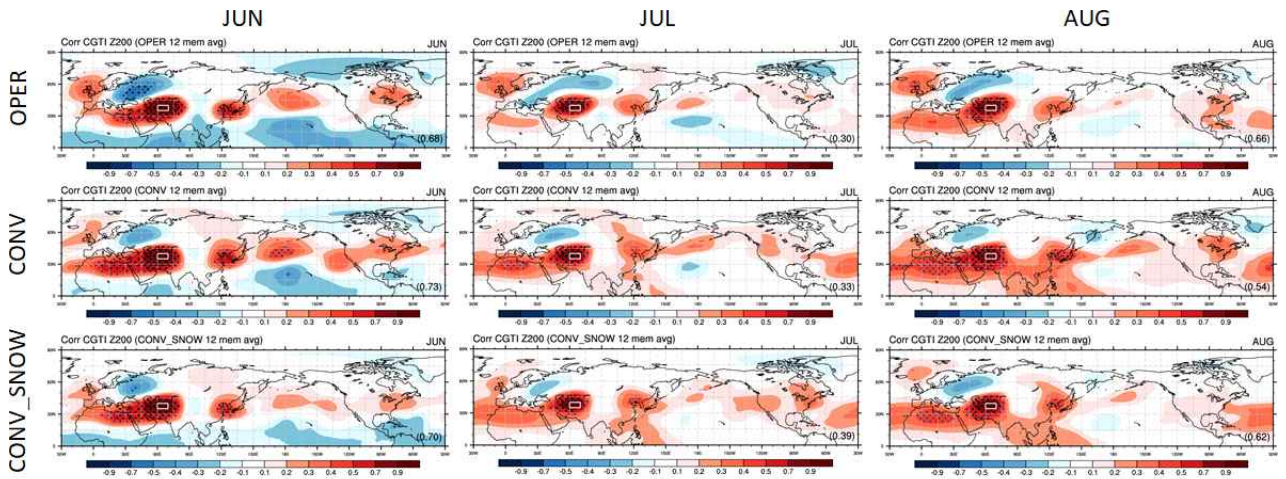


Figure 4.7. Same as in Figure 4.6. except for the average of 12 ensemble member correlations.

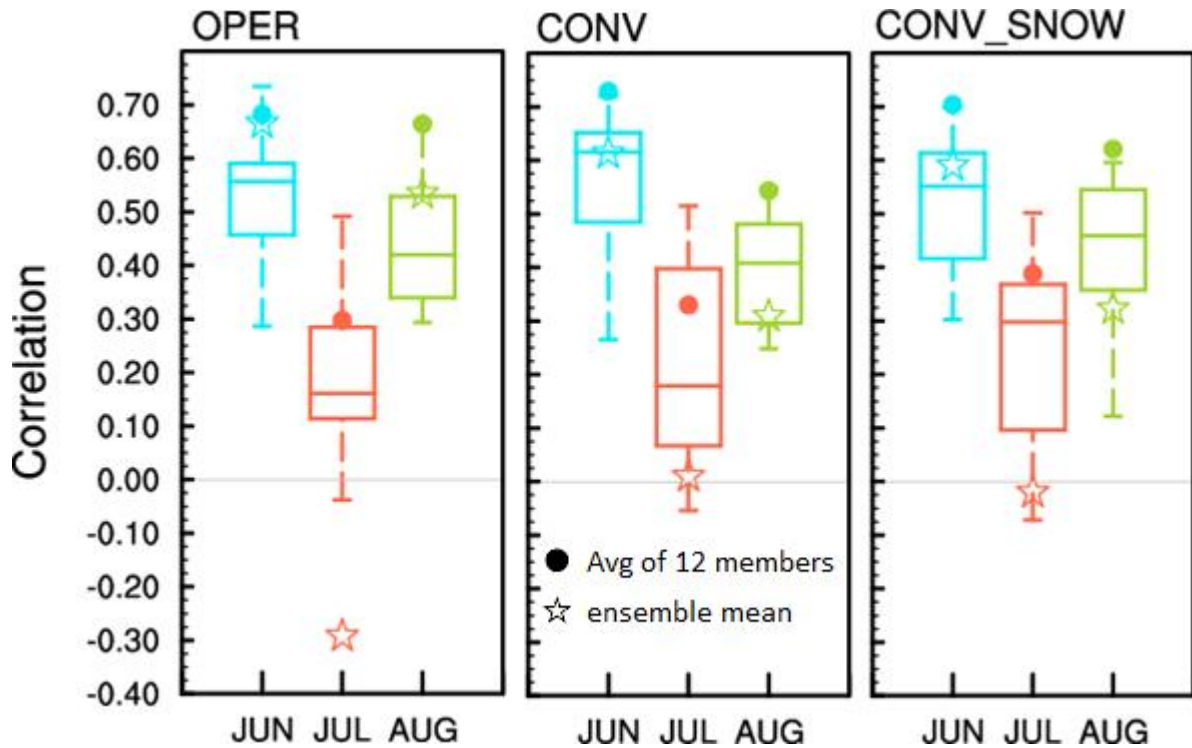
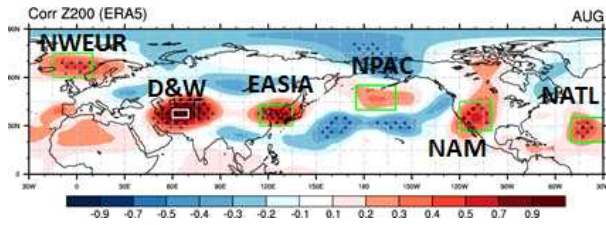


Figure 4.8. Distribution of correlation coefficients for the CGTI correlated against the other centres of action of the CGT, calculated using the 12 ensemble members. The box plots represent the upper and lower quartiles, and the whiskers extend to the minimum and maximum correlation. The black horizontal line represents the median value and the closed circle the observed correlation coefficient from ERA5. 5% significance levels ( $\pm 0.404$ ) are indicated by the orange dashed lines.

과동이 뚜렷하게 나타나는 8월을 기준으로 전지구 원격상관과 관련된 중심지역들 간의 상관값 분포를 살펴보았다. (Figure 4.9). 예상대로 CGTI와의 상관성은 이 지역에서 멀어질수록 감소하였다. 현업의 경우 CGTI가 계산된 지역과 가장 가까운 EASIA 지역에서의 상관성은 전반적으로 잘 모의되었으며, 관측에서 나타난 상관계수가 세 달 모두에서 25번째와 75번째 백분위수 사이에 위치하였다. CONV와 CONV\_SNOW도 CGTI와 EASIA 지역의 상관성을 가장 잘 모의하였으나, OPER에 비해 개선된 예측성을 보이지는 못하였다. 현업을 비롯한 GloSea6 결과들은 CGTI와 다른 중심들 간의 관계는 상대적으로 잘 모의하지 못하는 것으로 보인다.





Centers of action	Domain
Northwest Europe (NWEUR)	15W-10E, 60N-75N
East Asia (EASIA)	115E-135E, 30N-43N
North Pacific (NPAC)	165E-200E, 40N-60N
North America (NAM)	227E-255E, 27N-45N
North Atlantic (NATL)	310E-330E, 20N-35N

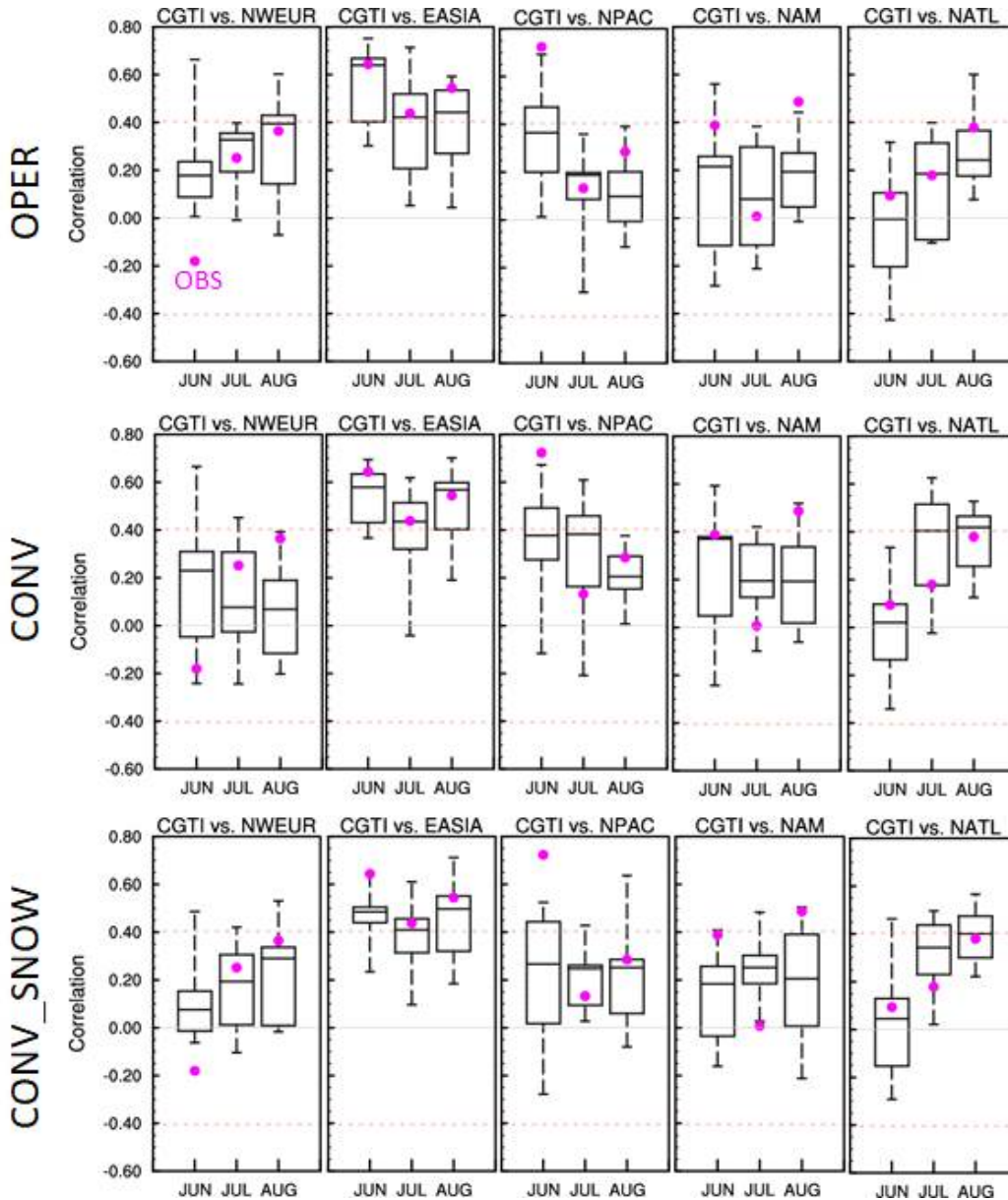


Figure 4.9. Distribution of correlation coefficients for the GCTI correlated against the other centres of action of the CGT, calculated using 12 ensemble members. The box plots represent the upper and lower quartiles, the black horizontal line represents the median value and the pink closed circle is the observed correlation coefficient from ERA5. 5% significance levels ( $\pm 0.404$ ) are indicated by the orange dashed line.

남아시아 고기압은 북반구 여름 동안 남아시아 고원 상부 대기에서 형성되는 강하고 안정적인 반사이클로성 시스템으로 인도와 동아시아 여름 몬순 시스템의 중요한 구성 요소이다 (Krishnamurti and Bhalme, 1976; Yeh and Gao, 1979). 1960년대와 1970년대에는 남아시아 고기압의 동서방향 진동 특성이 여러 연구에서 밝혀졌으며 (Mason and Anderson 1963; Tao and Zhu 1964; Krishnamurti et al. 1973), 동서방향 이동 뿐 아니라 남북방향의 움직임에 대해서도 연구된 바 있다(He et al. 2006; Huang and Qian 2004; Wei et al. 2012). Wei et al. (2015)는 남아시아 고기압의 연간 변동이 인도와 동아시아 여름 몬순에 의해 복합적으로 영향을 받으며, 주로 북쪽에서 남동쪽으로 수평 이동 형태를 보인다고 하였다. Wei et al. (2017)에서는 남아시아 고기압이 남동쪽으로 이동할 때 아시아 서풍 제트가 남동쪽으로 이동하며, 티벳 고원 북서쪽과 동아시아에 각각 cyclone이 형성되고, 티벳 고원 남동쪽에서 anticyclone이 발생한다고 하였다. 이러한 cyclone 및 anticyclone 시스템은 높은 고도에서 중앙 아시아의 발산과 북중국에서의 수렴을 유발하여 중앙아시아와 북중국 간 여름 강수량의 반대 위상을 초래할 수 있다. 전지구 원격상관과 남아시아 고기압은 모두 유라시아 대륙 상부 대기권(troposphere)에 위치하며 아시아 여름 몬순과 밀접하게 관련되어 있다. 따라서, 이 연구에서는 남아시아 고기압과 전지구 원격상관의 연관성을 살펴보기 위해 남아시아 고기압 지수(South Asian High index; SAHI)를  $20^{\circ}$  - $27.5^{\circ}$  E,  $85^{\circ}$  - $115^{\circ}$  E 지역과  $27.5^{\circ}$  - $35^{\circ}$  E,  $50^{\circ}$  - $80^{\circ}$  E 지역의 200-hPa 지위고도 평균의 차이로 정의하였다(Wei et al., 2015). 남아시아 고기압 지수는 남아시아 고기압의 남동-북서 이동을 나타내는 지수로, 이 지수가 양일 때 남아시아 고기압은 남동쪽으로 치우쳐진 것을 의미하며, 반대로 음일 때는 고기압이 북서쪽에 위치함을 의미한다. Wei et al. (2015)은 경년변동성 측면에서 볼 때 남동-북서의 움직임은 남아시아 고기압의 주요 특징임을 밝힌 바 있고, 이는 인도와 동아시아 몬순 강수에서 방출되는 잠열과 밀접하게 연결되어 있음을 보였다.

Figure 4.10은 전지구 원격상관 지수와 남아시아 고기압 지수에 대해 회귀된 200hPa 지위 고도를 나타낸다. 위에서 살펴본 바와 같이 중심지역들은 중앙아시아, 동아시아, 북태평양, 북서아메리카에 각각 위치하며, 두 지수에 대한 회귀장이 매우 높은 유사성을 보이는 것을 알 수 있다. 관측에서 나타난 월별 두 회귀장의 공간 상관계수는  $-0.97$ ,  $-0.72$ ,  $-0.84$ 로 나타났다.

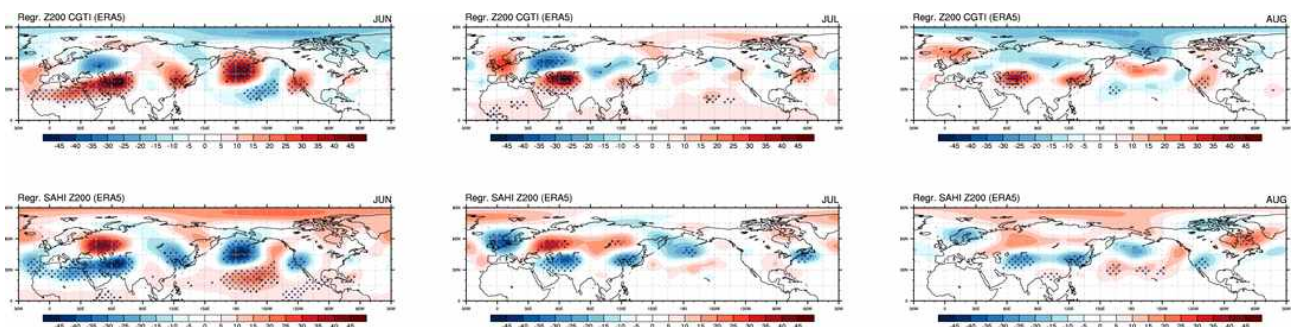


Figure 4.10. Regressed monthly mean 200-hPa geopotential height against the (top) CGTI and (bottom) SAHI. Stippling indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's *t* test.



Liu et al. (2002)는 남북방향의 바람은 서풍 제트 기류의 남북 이동으로부터 상대적으로 독립적이기 때문에 동서로 분포된 원격상관 파동을 더 잘 설명할 수 있다고 제안하였다. 두 지수에 대해 각각 회귀된 200-hPa 남북풍의 패턴을 보면(Figure 4.11), 지위고도 회귀장(Figure 4.10)보다 명확한 파동 형태를 나타내며 두 지수에 대한 남북풍 회귀장의 공간상관계수는 월별로  $-0.97$ ,  $-0.88$ ,  $-0.87$ 로 나타났다.

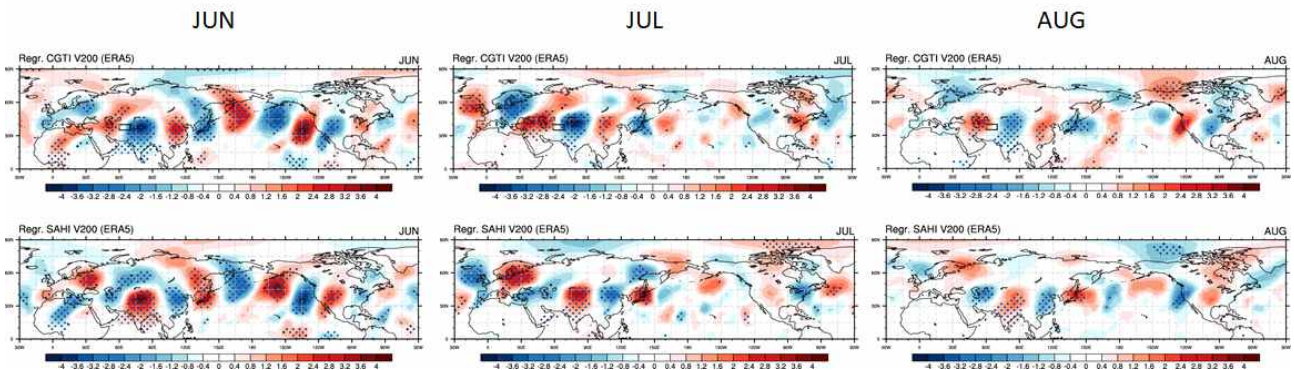


Figure 4.11. Regressed monthly mean 200-hPa meridional wind against the (top) CGTI and (bottom) SAHI in observation. Stippling indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's  $t$  test.

현업 및 두 실험에서의 전지구 원격상관 지수 및 남아시아 고기압 지수에 대한 남북풍 회귀장도 살펴보았다. 현업에서도 관측과 마찬가지로 전지구 원격상관 지수에 대한 회귀장과 남아시아 고기압 지수에 대한 회귀장이 반대 패턴을 보이고 있으나, 현업은 관측에 비해 동쪽에서의 전파 형태가 현저히 약하게 나타나는 것을 알 수 있다(Figure 4.12). 특히 선행시간이 길어질수록 동쪽에서의 파동이 매우 약해진다.

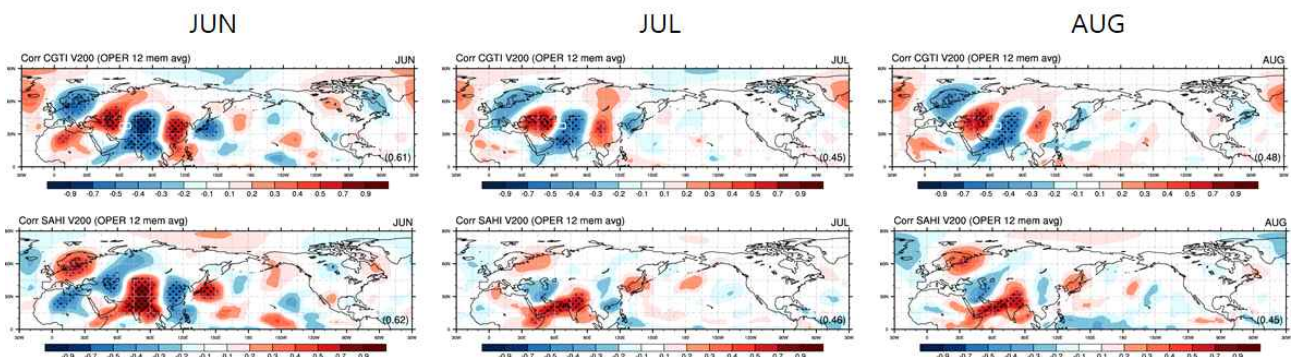


Figure 4.12. Same as in Figure 4.11 except for OPER using average of 12 ensemble members.

CONV와 CONV\_SNOW에서도 관측에서 나타나는 오차들은 그대로 나타나는 것을 확인할 수 있다(Figures. 4.13, 4.14). 다만 CONV는 6월의 동쪽으로 전파되는 파동의 모습을 좀 더 뚜렷하게 모의하기는 하나 신뢰도가 낮았다.

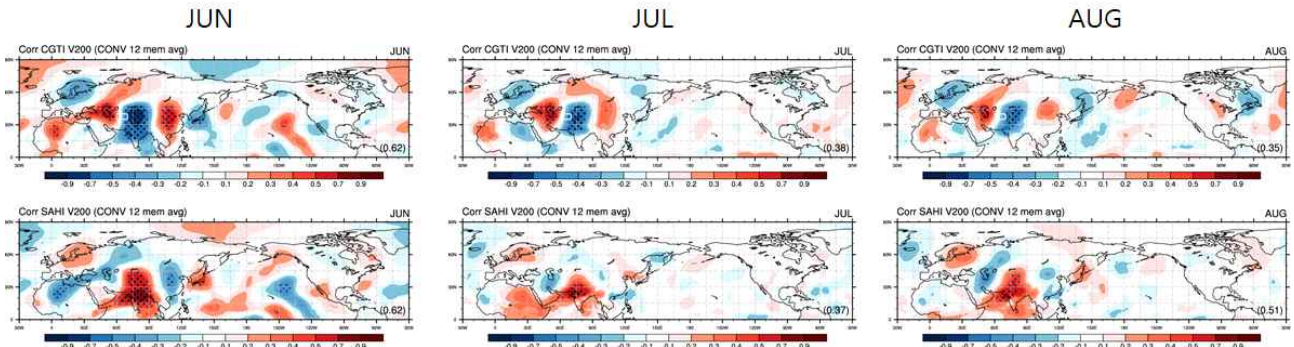


Figure 4.13. Same as in Figure 4.11 except for CONV using average of 12 ensemble members.

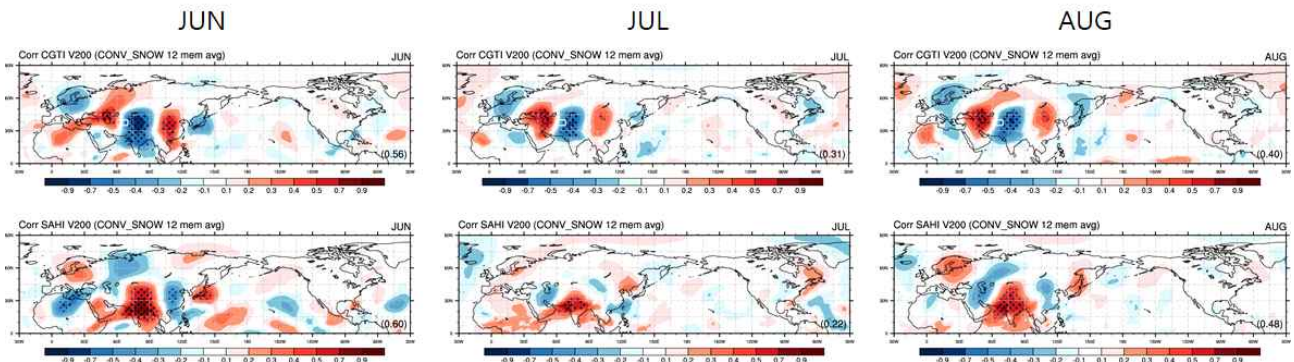


Figure 4.14. Same as in Figure 4.11 except for CONV\_SNOW using average of 12 ensemble members.

남아시아 고기압이 전지구 원격상관의 전파에 주는 영향을 살펴보기 위해 부분 상관 분석 (partial correlation) 방법을 사용하였다. 남아시아 고기압이 전지구 원격상관에 미치는 선형적 영향을 제거했을 때 전지구 원격상관에 대해 회귀된 200-hPa 남북풍은 전반적으로 약해지지만 유라시아 대륙에 비해 동아시아에서 북아메리카에서의 변화가 상대적으로 크게 나타나는 것을 알 수 있다(Figure 4.15). 동경 90도보다 동쪽에서의 파동이 크게 약화되었으며, 하류 쪽에서의 중심은 거의 나타나지 않았다. 현업에서도 역시 남아시아 고기압의 선형적 영향을 제거하면 전지구 원격상관에 대한 남북풍 회귀장이 전반적으로 약해지는 것으로 나타났다. 그러나, 동쪽에서의 전파가 상대적으로 더 약해지는 특징은 보이지 않았다. CONV와 CONV\_SNOW에서는 관측에서 설명되는 매커니즘과의 매우 다른 모습이 나타나는데, 강도가 약해지지 않고 오히려 상관성이 강하게 나타나는 형태를 보였다. 이는 규모적응 적운모수화를 적용함으로써 관측에서



작동하는 매커니즘과는 다른 매커니즘이 발생하는 것으로 추측된다. 위 분석들을 종합해 볼 때 규모적용 모수화의 적용으로 전지구 원격상관과 관련된 패턴 모의 성능에서는 뚜렷한 개선점을 찾을 수 없었다.

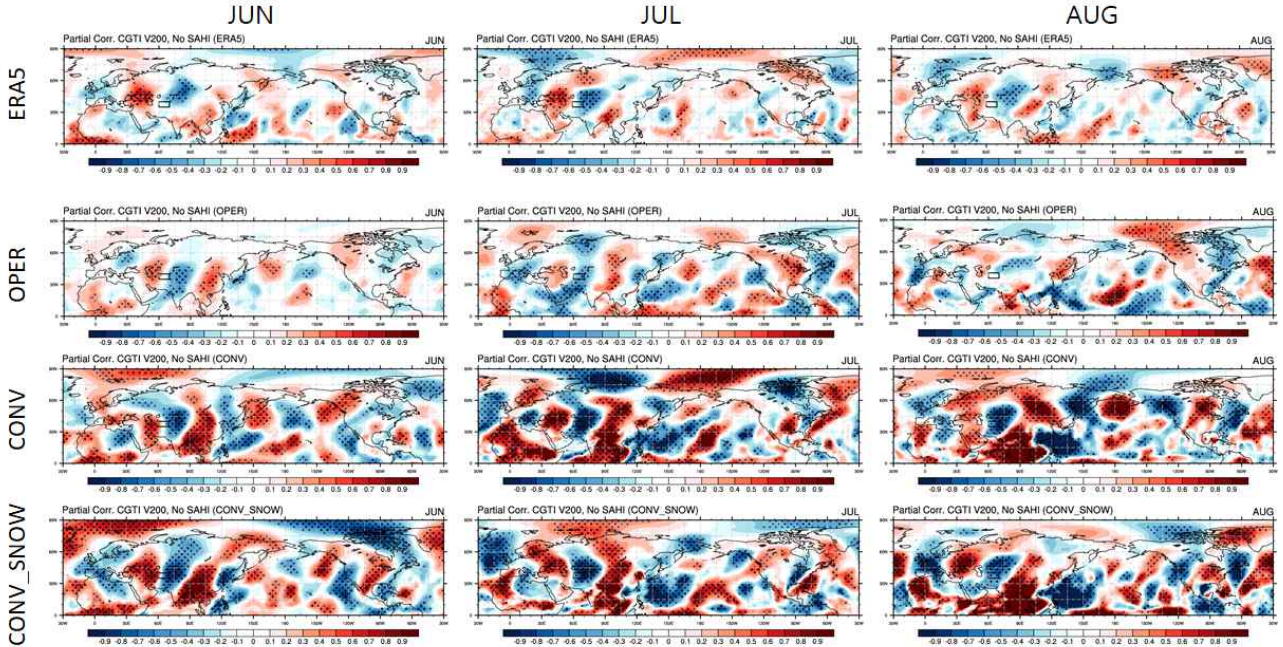


Figure 4.15. Regressed monthly 200-hPa meridional winds onto the CGTI after removing the influence of the South Asian High. Stippling indicates statistical significance exceeding the 95% confidence levels based on the Student's  $t$  test.

#### 4.2.1.3. 전지구 원격상관 모의에 영향을 주는 요소

##### 4.2.1.3.1. 로스비 파동 전파

모델이 전지구 원격상관을 모의하는 데에 있어 발생하는 오류에는 여러 가지 원인이 있을 수 있다. 강제하는 방식에서 오류가 발생할 수 있으며, 모델 내에서의 파동 전파와 관련된 오류가 있을 가능성도 있다. 로스비 파동의 전파는 전지구 원격상관 매커니즘에서 중요한 부분을 차지하므로 모델과 관측간의 로스비 파동 전파 특성 차이, 특히 로스비 파동 원천(source) 혹은 제트 편향과 관련된 오류는 전지구 원격상관 모의에 큰 오류를 초래할 수 있다(Beverley et al., 2019; Yu et al. 2024).

로스비 파동 원천(Rossby wave source)은 발산 흐름에 의해 로스비 파동이 강제되는 과정을 나타내며, Eq. [4.1]과 같이 표현할 수 있다.

$$RWS = -\zeta D - V_x \cdot \nabla \zeta \quad [4.1]$$

여기서  $\zeta$ 는 절대 와도(absolute vorticity)이며,  $D$ 는 수평 발산,  $V_x$ 는 바람의 발산 파트를 나타내며, RWS는 200 hPa 바람으로 계산되었다. Figure 4.16은 파동열이 가장 강하게 나타났던 8월의 로스비 파동 원천을 보여준다. 우선 주목할 점은 40N, 60E에 위치한 양의 RWS 중심이다. 이 중심은 지중해 상공의 원천과 함께 주요 파동 원천 중 하나인데(Enomoto et al. 2003), 모델에서는 이 중심이 ERA5에 비해 더 강하게 나타나며, 더 북쪽에 위치하고 있다. 이는 모델의 제트류가 ERA5에 비해 더 북쪽으로 이동한 것과 관련이 있는 것으로 보인다.

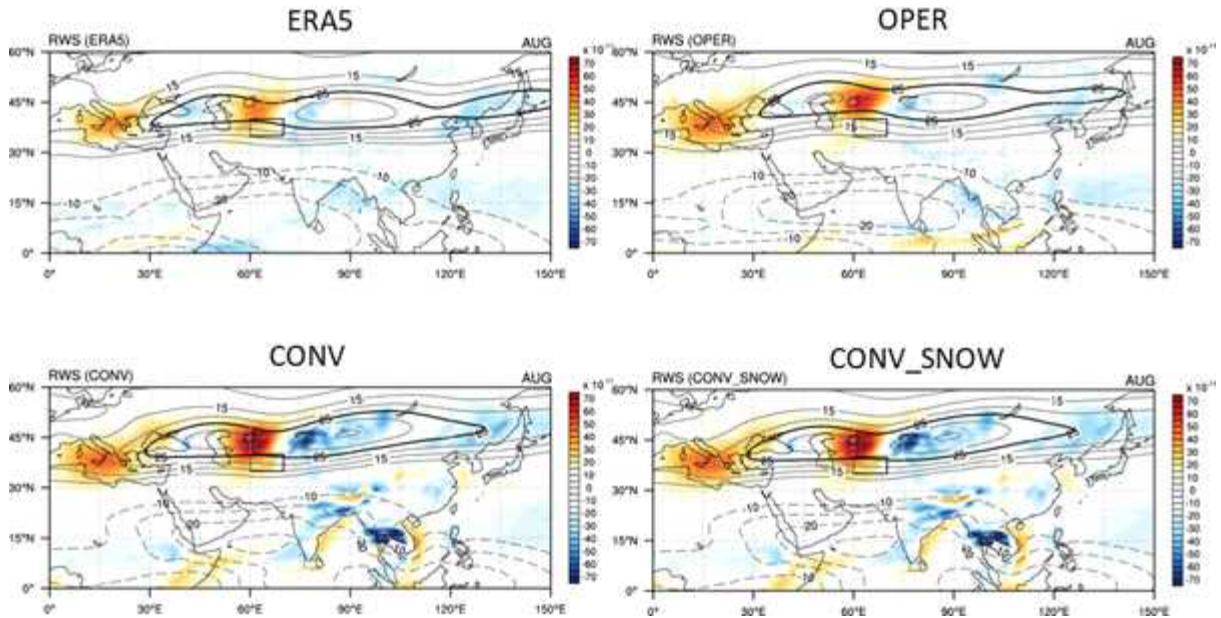


Figure 4.16. Rossby wave source (shaded) and climatological 200 hPa zonal wind (black contour) for August. Black box indicates the location where CGT index is calculated.

Figure 4.17은 RWS 계산에서 가장 큰 영향을 미치는 수평 발산( $D$ )을 나타낸 것이다. RWS 중심과 동일한 위치에 음의 발산(수렴)이 위치하고 있으며, 모델은 ERA5에 비해 더 북쪽에, 더 큰 값을 모의하고 있다. 이 수렴 중심은 Zagro mountain chain의 존재로 인해 이 지역에 국한된 것으로 알려져 있다(Rodwell and Hoskins, 1996). 발산 에러는 벵골만에서 크게 나타나는데, 이 지역에서 모델의 발산은 관측에 비해 동쪽으로 치우쳐 나타난다. 이러한 에러는 CONV와 CONV\_SNOW에서 더욱 크게 나타나며, 이 두 실험에서는 OPER에서 나타나지 않은 인도에서의 발산을 매우 강하게 모의하였다. 이러한 발산 오류는 해당 지역에서 모델이 과도한 강수를 모의한 것과 관련이 있다.

Figure 4.18는 1993년부터 2016년의 강수 기후값으로 OPER와 비교했을 때 CONV와 CONV\_SNOW가 인도와 동남아시아 강수를 과다모의하는 것을 확인할 수 있다. 이 지역에서 강한 강수는 서중아시아 북서쪽 상층에 비정상적으로 강한 고기압을 생성하고 이후 로스비 파동의 분산을 통해 파동 경로를 따라 연속적인 셀을 유발할 수 있다(Ding and Wang, 2005). CONV와 CONV\_SNOW에서 나타난 과도한 강수로 인해 해당 지역에 강한 발산이 나타났으며



이로 인한 고기압의 위치 혹은 강도 모의에 오차가 발생하여 CGT 모의에 영향을 미쳤을 수 있다.

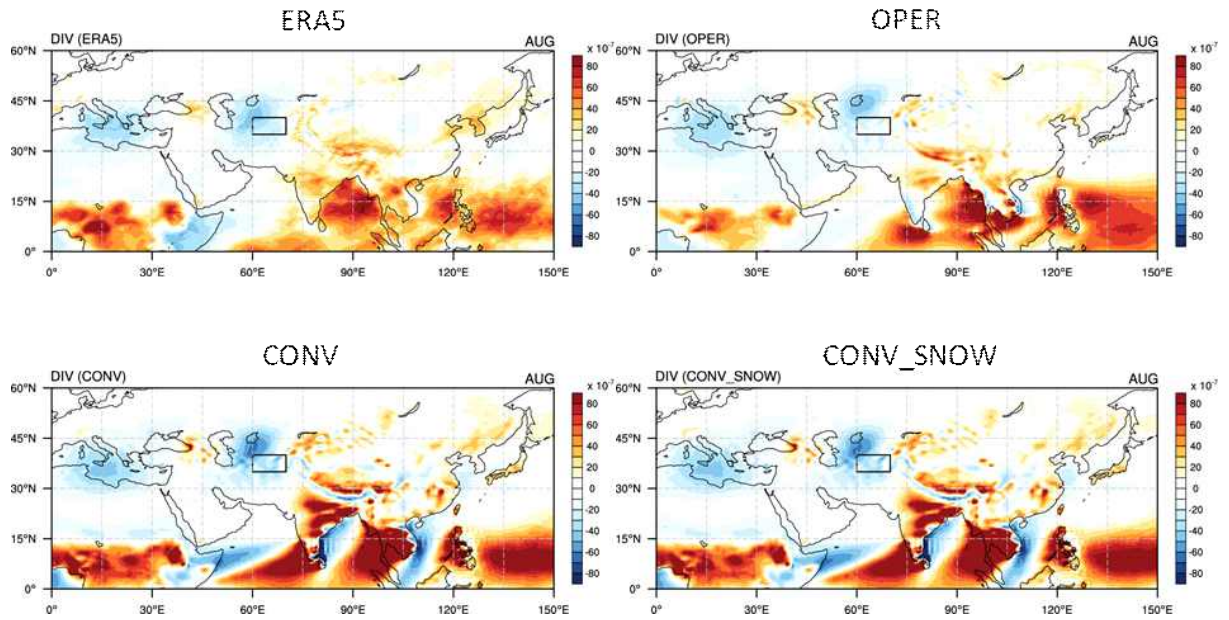


Figure 4.17. Mean divergence for August.

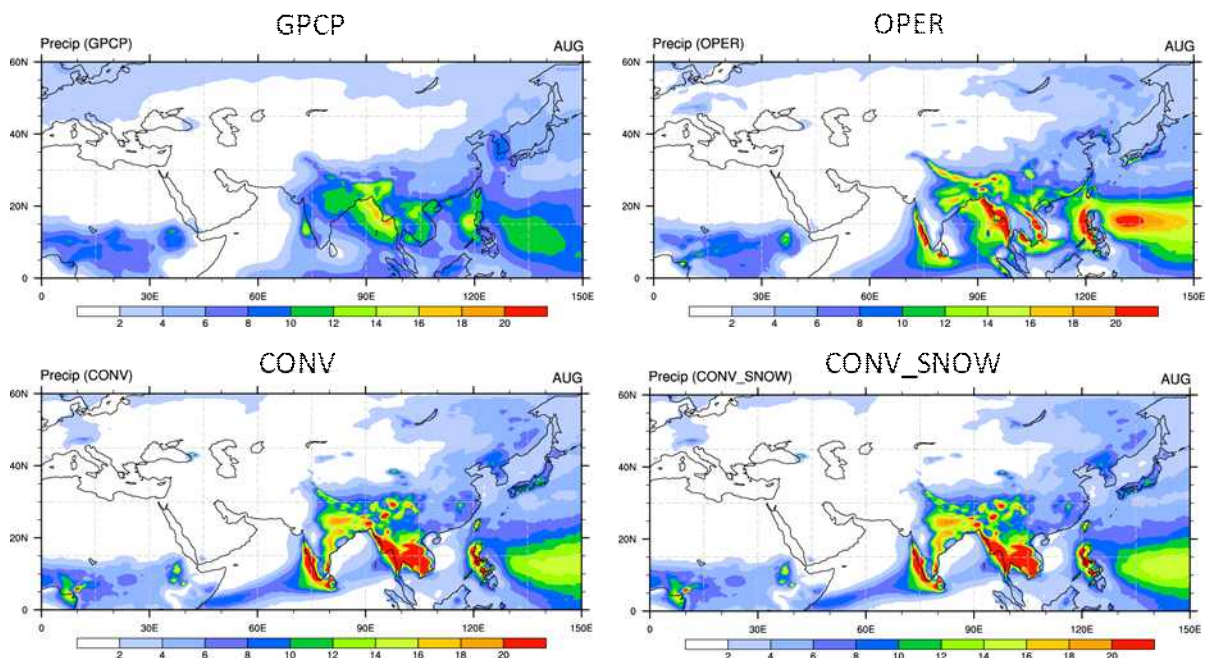


Figure 4.18. Climatological precipitation (mm/day) for August.

#### 4.2.1.3.2. 인도 여름 몬순과의 상관성

선행 연구들은 전지구 원격상관과 인도 여름 몬순간의 양의 피드백 메커니즘을 밝힌 바 있다. 전지구 원격상관은 로스비파 가이드를 통해 인도 북서쪽의 대기 불안정을 강화하여 이례적인 인도 몬순 강수를 유발하며, 반대로 과도한 인도 강수는 많은 잠열을 방출하여 파열(wave train)이 전파될 수 있게 한다(Ding and Wang, 2005, 2007; Ding et al., 2011). Ding and Wang (2007)은 인도 여름 몬순이 전지구 원격상관의 유지에 중요한 역할을 한다는 가설을 제시하였다. 북부 인도 몬순 지역에서의 대류는 중앙아시아 고기압에 의해 촉발되며, 이는 북서유럽의 제트 유출 지역에서 서중앙아시아로 전파되는 로스비파에 의해 생성된다. 이 대류와 관련된 비단열 가열은 다시 로스비파 반응을 유발하여 서중앙아시아 고기압을 강화하고, 이러한 파동이 서풍 제트라는 파동 가이드를 따라 전파되면서 하류의 순환을 더욱 증폭시킨다(Liu and Wang, 2013). 관측에 따르면 인도 몬순 지역의 강수와 전지구 원격상관 지수 사이에는 인도 여름 몬순과 연관된 적도 외부의 비단열 가열에 대한 Gill-type 반응의 결과로 인해 양의 상관성이 존재하는 것으로 알려져 있다(Gill, 1980; Ding and Wang, 2005). 따라서 모델이 이들 지역간의 관계를 제대로 재현하지 못한다면 전지구 원격상관 예측성에 영향을 미칠 것이다.

인도 몬순 강수 편차와 전지구 원격상관의 관계를 살펴보기 위해  $20^{\circ}\text{N}$ - $35^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{E}$ - $85^{\circ}\text{E}$  지역의 강수 편차를 인도 여름 몬순 지수(Indian summer monsoon index; ISMI)로 정의하고 현업과 각 실험들의 12개 앙상블 멤버에서의 상관성을 살펴보았다(Figure 4.19). 관측에서는 월에 관계없이 전지구 원격상관 지수와 인도 여름 몬순 지수가 0.6 이상의 높은 상관성을 보이는데 반해 OPER에서는 6월을 제외한 7월과 8월에는 대부분의 앙상블 멤버가 관측만큼 강한 상관성을 모의하지 못하였다. CONV와 CONV\_SNOW는 6월에도 예측성이 가장 좋은 멤버를 제외하고 전지구 원격상관과 인도 여름 몬순 지수의 상관성을 모의하지 못하였으며, 7월과 8월에는 예측성이 더욱 감소하였다.

인도 여름 몬순 지수와의 상관성을 잘 모의하는 멤버가 전지구 원격상관 패턴을 잘 모의하는지 살펴보기 위해 현업과 단일/병합기술 적용 실험의 멤버들이 나타내는 전지구 원격상관 지수-인도 여름 몬순 지수 상관성(Y축)과 전지구 원격상관 패턴의 공간 상관성(X축)의 관계를 살펴보았다. 전지구 원격상관 지수와 인도 여름 몬순 지수의 상관성과 전지구 원격상관 패턴 모의 성능의 상관성은 0.47로 전지구 원격상관과 인도 여름 몬순의 상관성을 잘 나타내는 멤버가 전지구 원격상관 패턴을 잘 모의한다는 것을 알 수 있다.

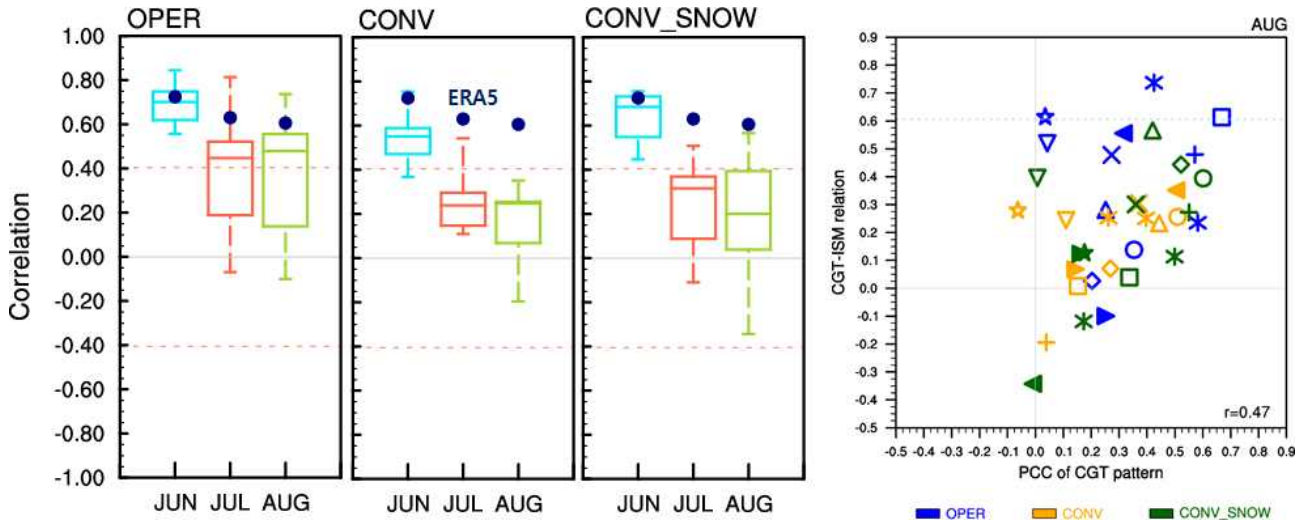


Figure 4.19. (Left) Distribution of the correlation coefficients between the CGT index and Indian summer monsoon index. The navy dots are observed correlation. The orange dashed line represents the 5% significance level. (Right) Scatter plot of the pattern correlation coefficients of the CGT pattern vs. temporal correlation coefficients of the CGTI and ISMI for August. Markers are ensemble members. The skyblue dashed line is observed temporal correlation between CGTI and ISMI.

#### 4.2.1.3.2. 남아시아 고기압과의 상관성

앞 장에서 기술한 바와 같이 남아시아 고기압은 전지구 원격상관의 전파, 특히 동경 90° E 이상의 전파에 영향을 준다고 알려져 있다. 남아시아 고기압과 전지구 원격상관의 상관성이 잘 재현되고 있는지 살펴보기 위해 남아시아 고기압 지수 (South Asian High index; SAHI) 를 20° N-27.5° N, 86° E-115° E 지역과 27.5° N-35° N, 50° E-80° E 지역의 200hPa 지위 고도 편차로 정의하여 현업과 각 실험들의 12개 앙상블 멤버에서의 상관성을 살펴보았다 (Figure 4.20). 관측에서는 월에 관계없이 CGTI와 SAHI가 -0.8 이상의 높은 음의 상관성을 보이며, OPER는 CONV, CONV\_SNOW에 비해 음의 상관성을 잘 모의하는 것을 알 수 있다.

남아시아 고기압과의 상관성을 잘 모의하는 멤버가 동경 90E 이상의 동쪽 전파를 잘 모의하는지 살펴보기 위해 현업과 단일/병합기술 적용 실험의 멤버들이 나타내는 CGTI-SAHI 상관성(Y축)과 전지구 원격상관 패턴의 공간 상관성 (X축)의 관계를 살펴보았다. 이 분석에서는 90° E 보다 동쪽에서의 전파에 중점을 둔 예측성을 살펴보기 위해 북반구 전체가 아니라 90E-330E, 20N-60N 지역에서의 공간 상관성을 구해보았다. GloSea6가 전반적으로 전지구 원격상관의 동쪽 전파를 잘 모의하지 못하는 계통적 오차가 있으나, 전지구 원격상관 지수와 남아시아 고기압 지수의 음의 상관성을 나타내는 멤버가 동쪽 전파를 상대적으로 잘 모의하는 것을 확인할 수 있다.



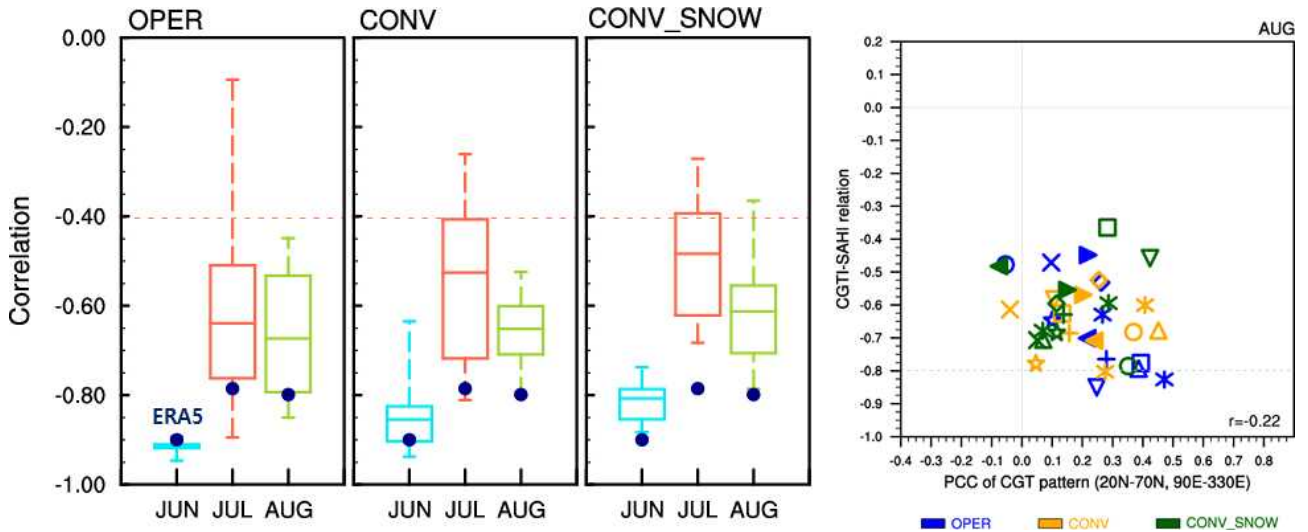


Figure 4.20. Same as in Figure 4.19. except for CGT index and South Asian High index.

#### 4.2.2. 태평양-일본 패턴

태평양-일본 패턴 (Pacific-Japan pattern)은 북서태평양에서 시작되어 아시아를 거쳐 북미까지 이르는 북서태평양-북미 (Western Pacific-North America; WPNA) 패턴 중 북서태평양에서 아시아로 이어지는 파동이다. 주로 ENSO가 소멸되는 여름철에 잘 발현되며 북서태평양 지역 대류 활동 변동성과 큰 연관성이 있다.

##### 4.2.2.1. 패턴 모의 성능

태평양-일본 패턴은 100° E-160° E, 0-60° N 지역에서의 850-hPa 와도의 EOF 첫 번째 모드로 정의하였다. 관측은 남북 방향의 파동 전파를 보이고 있으며, 월별로 13%~19%의 변동성을 설명하고 있다 (Figure 4.21). 그에 비해 현업에서는 첫 번째 모드가 30%~40%의 변동성을 설명하고 있으며, 이는 CONV와 CONV\_SNOW에서도 유사하게 나타났다. 월별로 현업의 모의 패턴을 살펴보면 6월의 경우 적도에서부터 중위도로 전파되는 패턴이 가장 명확하게 나타나지만 관측에서 보여지는 남중국에서 우리나라로 이어지는 중위도 패턴이 우리나라까지 올라오지 못하고 있다. 7월에는 중위도 패턴이 더 명확하게 나타나고 있으나, 8월에는 중위도 패턴이 거의 보이지 않았다. CONV와 CONV\_SNOW의 경우 6월의 패턴은 현업과 유사하였으나 7월에는 중위도 패턴을 거의 나타내지 못했으며, 열대 태평양의 양의 패턴 또한 현업에 비해 동쪽으로 치우치게 모의하였다. 8월에도 열대 태평양의 패턴이 동쪽으로 치우쳐 있으며, 중위도 패턴은 모의하지 못하였다.

EOF1의 PC 시계열을 살펴보면, 현업을 포함한 두 실험들의 PC1 시계열은 관측의 변동성을 잘 모의하고 있으며, 관측과의 상관계수 또한 0.5 이상으로 높게 나타났다. 본 연구에서는 Normalized PC1을 태평양-일본 지수 (PJI)라고 정의하고 이 지수와 다른 변수들과의 원격상관을 살펴보았다.

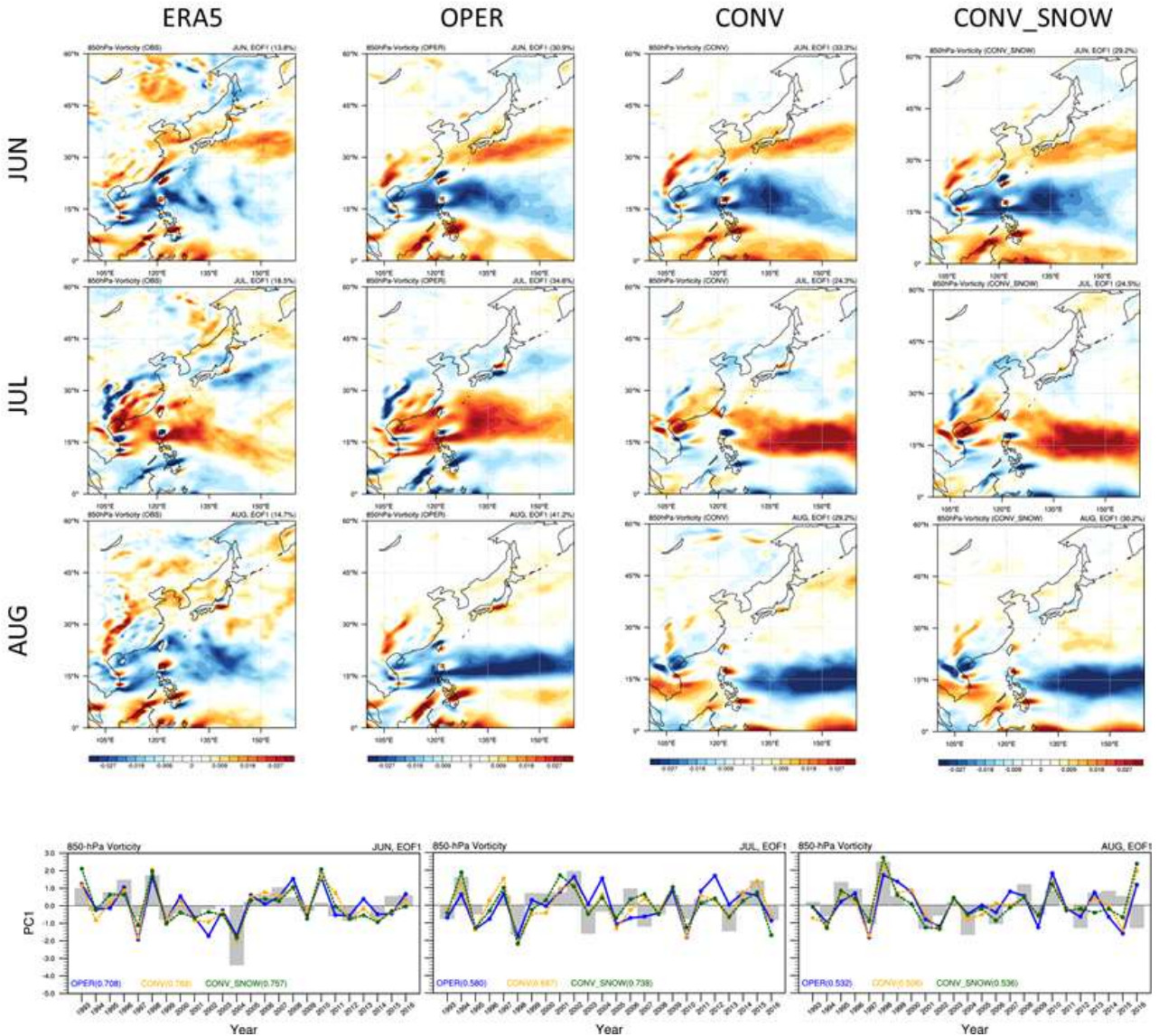


Figure 4.21. (Top) EOF1 pattern of the monthly mean 850-hPa relative vorticity over the western North Pacific (WNP). (Bottom) The corresponding normalized PC1 time series.

#### 4.2.2.2. 원격 상관

태평양-일본 지수와 OLR, 강수의 상관성을 살펴보았다. OLR과 강수 회귀장은 동서로뻗은 2개 혹은 3개의 코어가 남북 방향으로 위치하고 있는 모습을 보인다 (Figure 4.22, 4.23). GloSea6 실험들은 전반적으로 코어의 크기를 약하게 모의하는 경향이 있으며, 이런 특징은 다른 기후모델에서도 나타나는 특징이라고 알려져 있다 (Gong et al., 2018). 6월에 현업은 북서태평양에 자리잡은 양의 코어 위치를 비교적 잘 모의하였다. CONV와 CONV\_SNOW의 경우 양의 코어를 어느 정도 모의하기는 하나 필리핀 서쪽까지 뻗지 못하고 동쪽으로 치우치는 모습을 보였다. 또한, 관측에서 나타나는 일본 북쪽의 약한 양의 코어를 나타내지 못하였다. 7월에는 6월, 8월과는 반대의 패턴이 나타나며 북서태평양의 음의 코어가 6월에 비해 좀 더 북쪽으로 위치하면서 중국-한반도-일본에 위치는 양의 상관성이 좀 더 뚜렷해지는 경향을 보였다.



현업에서는 관측과 유사한 경향을 보이기는 하나 남중국에서의 음의 상관성을 매우 약하게 모의하였고, 중위도의 양의 상관성 또한 관측에 비해 약하게 나타내고 있다. CONV와 CONV\_SNOW에서는 음의 코어가 매우 동쪽으로 위치하면서 필리핀을 지나는 북서태평양 밴드를 모의하지 못했으며, 남북으로 전파되는 파동의 형태가 무너지는 형태를 보였다. 관측은 8월에 6월과 유사한 형태의 tripole 형태를 보이며, 중위도에 위치하는 음의 OLR이 6월에 비해 좀더 북쪽에 나타났다. 현업에서는 북서태평양의 양의 코어가 관측에 비해 확장하지 못했으며, 중위도 대류 또한 남쪽으로 치우쳐 나타났다. CONV와 CONV\_SNOW에서는 양의 코어가 더 동쪽으로 나타나며 적도부터 30N까지 음의 상관성이 우세하게 나타난다.

이러한 OLR에 대한 회귀장 특징은 강수에도 반영되어 나타나고 있으며, 현업에 비해 통합적운모수화 기술을 적용한 두 실험에서 개선점이 뚜렷하게 나타나지 않는 것을 확인할 수 있다.

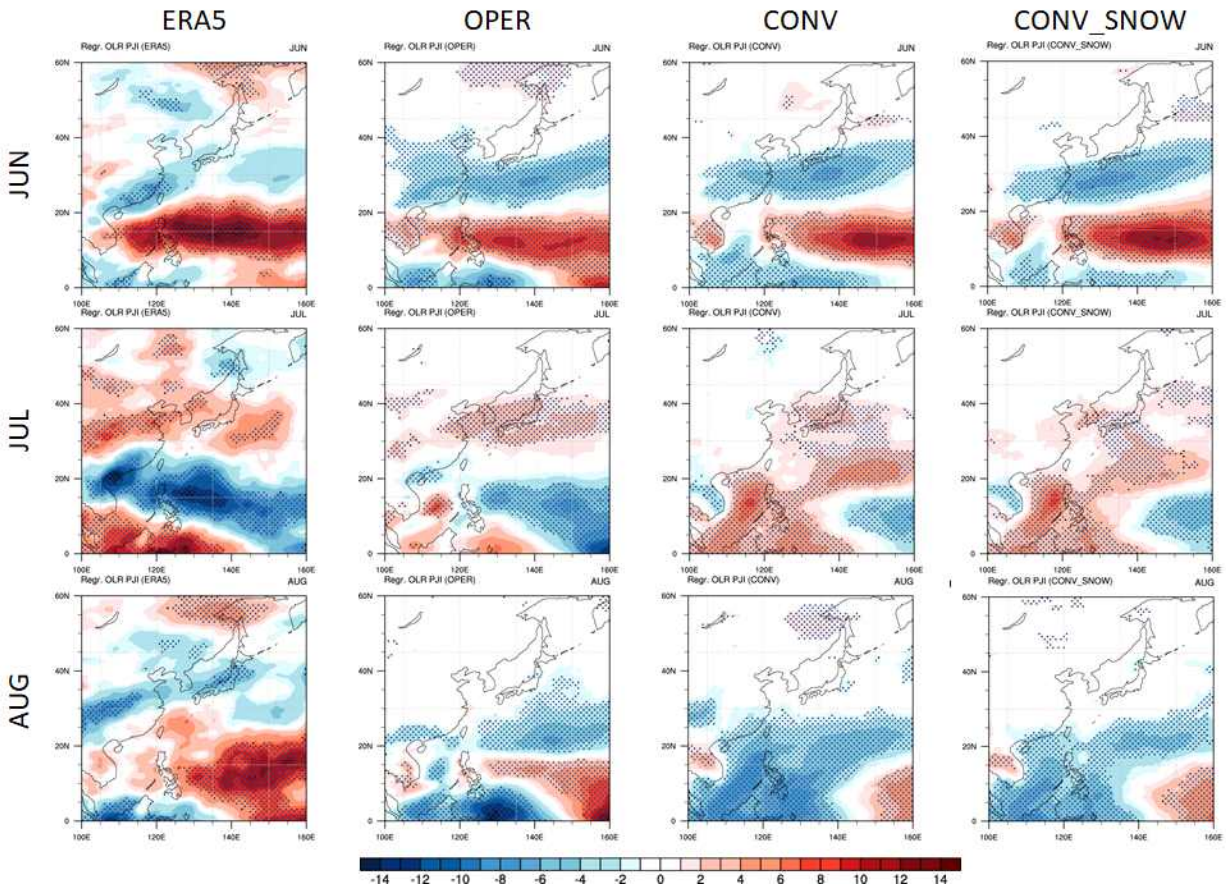


Figure 4.22. Monthly mean OLR anomalies regressed onth the normalized PJ index. Dots indicate the 95% confidence level of shading based on a two-sided Student's *t* test.

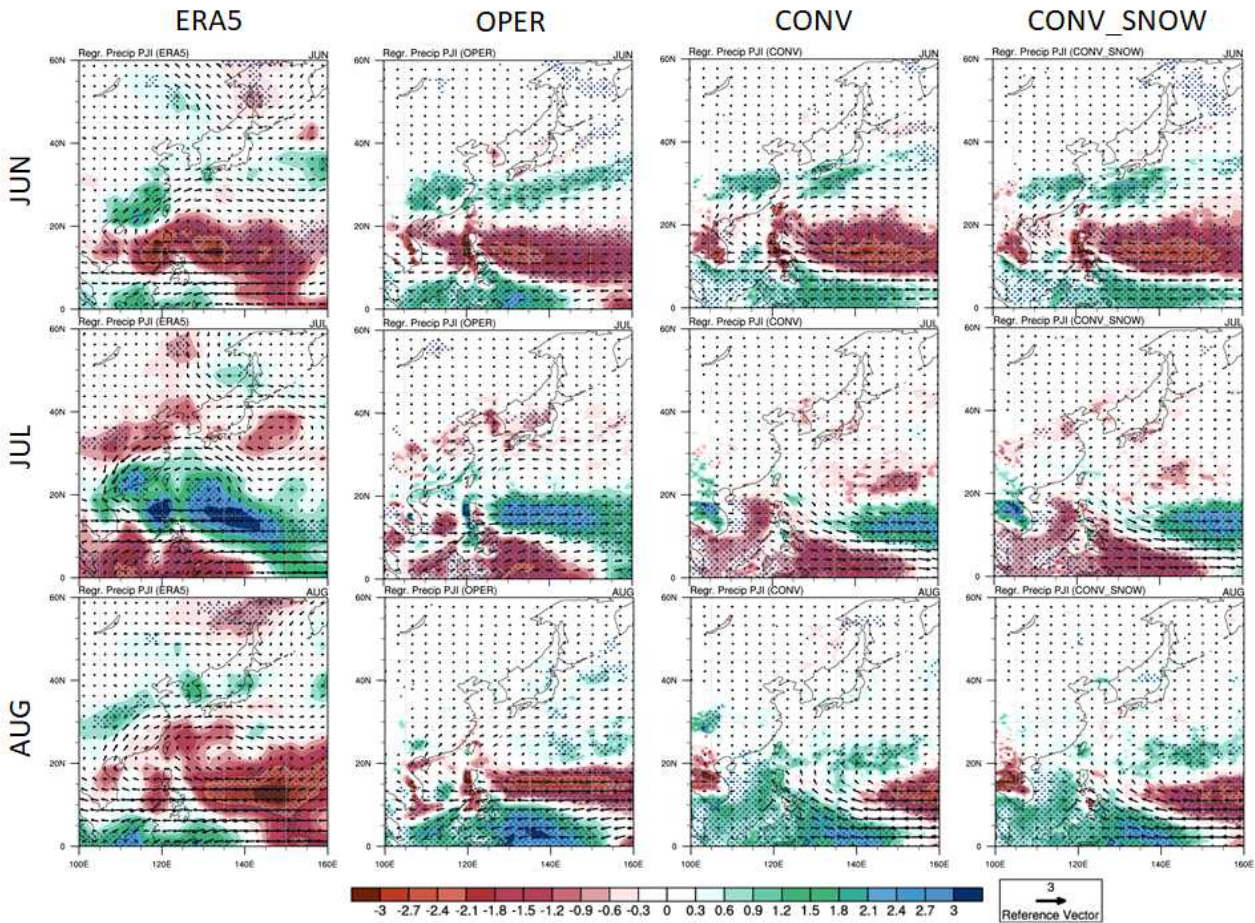


Figure 4.23. Same as in Figure 4.22, but precipitation (shaded) and 850-hPa wind (arrow) anomalies.

관측을 이용한 분석에 따르면 북서태평양의 대류 현상이 태평양-일본 패턴 형성의 트리거로 작용하는 것은 열대 해수면 온도 아노말리에 의해 유도되는 것이다 (Kosada and Nakamura 2006; Chen and Zhou 2014). 그러나, 해수면 온도 강제력에 대한 대기 반응은 모델마다 다르기 때문에 해수면 온도 아노말리와 태평양-일본 패턴의 반응 사이에 일정한 관계가 존재하는지는 불확실하다. 그러므로 모델에서 관측과 유사한 반응이 나타나는지를 살펴보았다.

태평양-일본 지수에 대한 해수면 온도와 850hPa 바람의 회귀장을 살펴보면 관측에서는 태평양-일본 패턴이 양의 위상을 가지는 6월에는 열대 인도양에서 양의 SST가 나타난다 (Figure 4.24). 열대 인도양의 양의 SST로 유도된 이례적인 가열 (heating)에 대한 대기 켈빈파 (Kelvin wave) 반응으로 인해 북서태평양에서는 대류가 억제되며 anticyclonic vorticity가 생성된다 (Yang et al. 2007; Xie et al. 2009, 2016; Chowdary et al. 2011). 반면, 적도 태평양에서는 음의 해수면 온도가 나타나게 된다. 7월에는 이러한 패턴이 6월과 반대로 나타나고, 8월은 6월과 유사하지만, 인도양의 양의 값이 약해지고 중태평양에서 강한 음의 값이 나타난다.



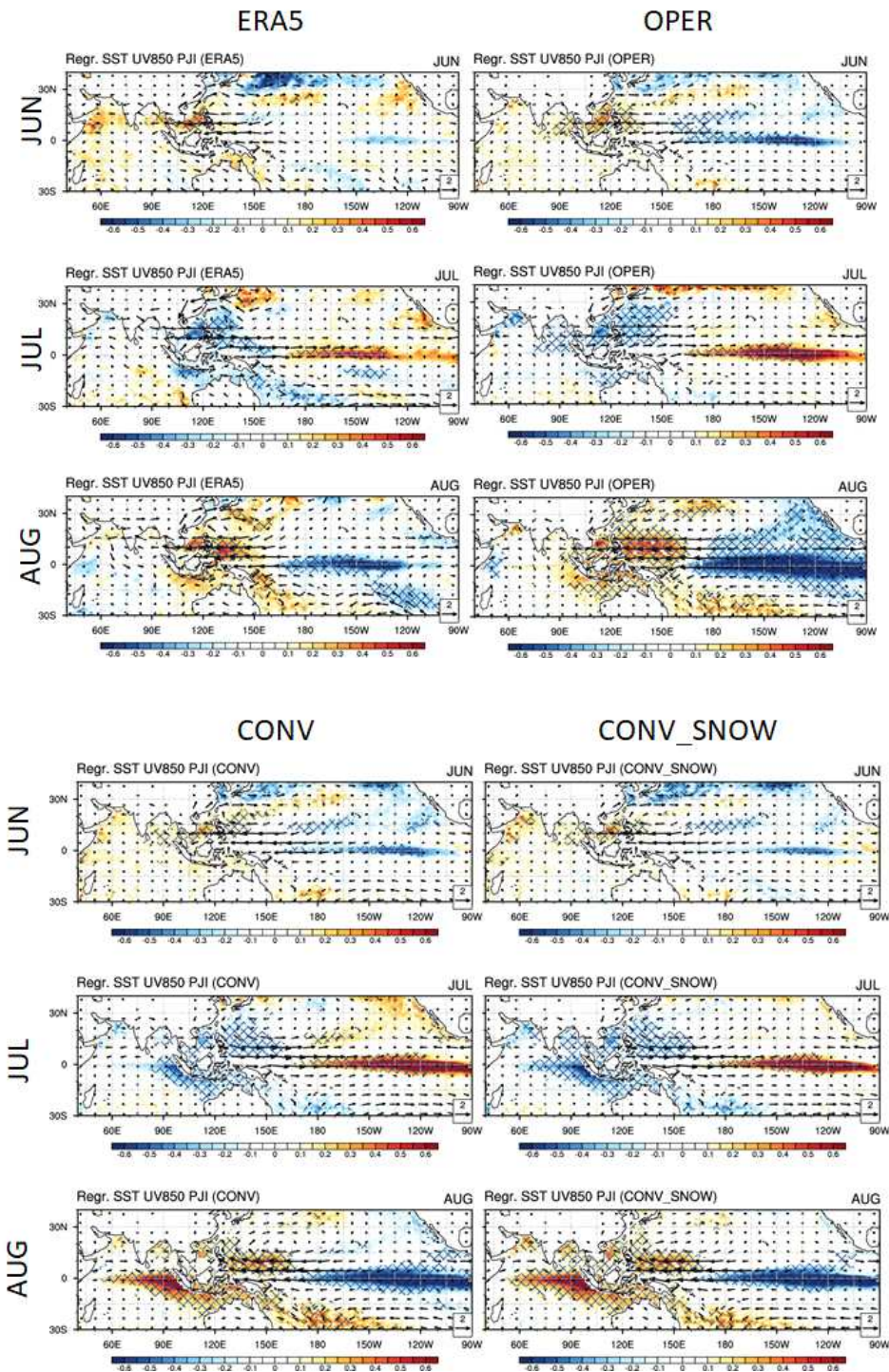


Figure 4.24. Same as in Figure 4.22, but SST (shaded) and 850-hPa wind (arrow) anomalies.

OPER를 비롯한 두 실험들은 6월에 나타나는 인도양에서의 양의 값을 약하게 모의하는 반면, 태평양의 음의 값은 더 강하게 모의하는 경향을 보였다. 열대 인도양에서의 약한 SST 상관성은 모델이 인도양에서 capacitor 역할을 강하게 하지 못한다는 것을 의미한다 (Xie et al. 2009) 6월에는 OPER가 CONV, CONV\_SNOW에 비해 태평양의 음의 값을 강하게 모의하였으나,



7월에는 CONV와 CONV\_SNOW가 태평양의 양의 값을 OPER에 비해 강하게 모의하였다. 8월에 OPER는 태평양에서의 음의 값을 매우 강하게 모의하는 반면, CONV와 CONV\_SNOW는 적도 인도양의 양을 값을 매우 강하게 모의하여 각기 다른 오차를 보였다.

태평양-일본 지수에 대한 OLR의 월별 회귀장을 살펴보았다 (Figure 4.25). Figure 4.24에서 6월에 나타난 중부 태평양의 냉각은 워커 순환 (Walker circulation)의 상승 기류 구역을 서쪽으로 이동시켜 150E 부근의 대류를 감소시키고 Maritime Continent와 동인도양의 대류를 증가시킨다. 이 지역의 감소된 대류는 로스비파 방출에 통해 북서태평양의 anticyclonic vorticity를 더 강화하게 된다 (Wang et al. 2013; Xiang et al. 2013). 이러한 특징은 6월에는 모델에서도 잘 나타나고 있다. 그러나, CONV와 CONV\_SNOW에서는 인도양의 대류를 OPER에 비해 약하게 모의하였다. 따라서, 인도양이 태평양의 대류와 순환에 미치는 영향이 약하게 모의되었을 수 있다.

위 결과들은 열대 인도양에서의 해수면 온도 아노말리 패턴이 북서태평양에서의 이례적인 대류 발달에 역할을 하며, 따라서 모델에서 관측된 태평양-일본 패턴의 모의 성능에 영향을 미친다는 것을 나타낸다. 또한, 규모적응 적운모수화의 적용으로 인해 적도 태평양의 대류 활동이 감소하고 이로 인한 태평양-일본 패턴의 중위도 코어를 과소모의하는 결과를 초래하였다.

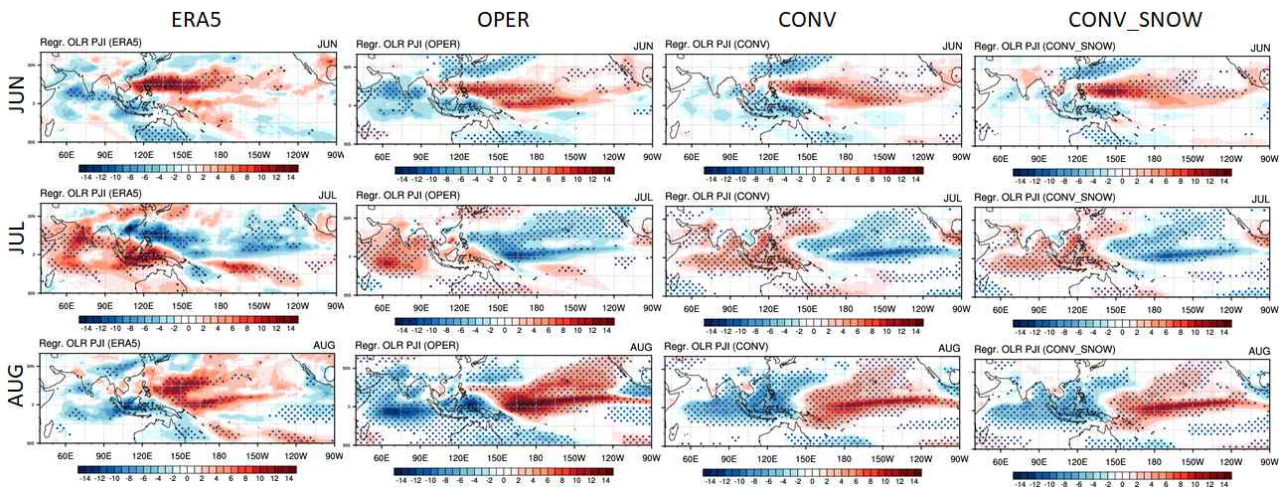


Figure 4.25. Same as in Figure 4.22, but OLR anomalies.

### 4.3. 동아시아 여름몬순

몬순은 전통적인 관점에서 계절에 따라 바람의 방향이 바뀌는 현상을 일컬으며 현대에 와서는 이에 대한 정의가 정교하게 정립되었다 (Ramage, 1971; Wang and LinHo, 2002; Wang and Ding, 2008). 아시아 몬순 시스템의 한 구성 요소로, 정의에 따라 구체적인 영역은 차이는 있긴 하지만, 우리나라를 포함하여 바람 및 강수 등의 계절적 변화가 큰 동아시아 또한 주요 몬순 영역으로 여겨진다 (Figure 4.26).

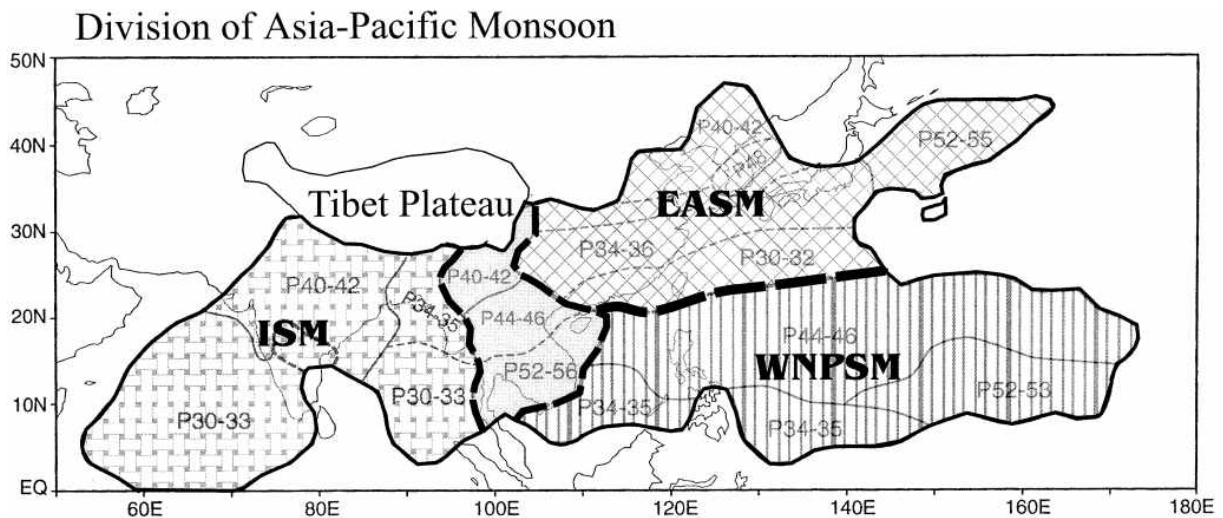


Figure 4.26. The Asian-Pacific monsoon domain defined by Wang and LinHo (2002). Based on Wang and LinHo (2002), the Asian-Pacific monsoon is subdivided into three components: the Indian summer monsoon (ISM), the East Asian summer monsoon (EASM), and the western North Pacific summer monsoon (WNPSM).

동아시아 여름 몬순은 사회·경제적으로 지대한 영향을 미치기 때문에 신뢰도 높은 예측 정보가 필수적이거나, 그 중요성에도 불구하고 기후예측모델의 몬순 예측 성능은 아직까지 높지 않고 모델 간의 편차도 큰 편이다 (Ham et al., 2021; Kim et al., 2012; Kim and Lim, 2023). 이러한 기후예측모델의 성능은 이전부터 다양한 관점에서 평가가 이루어져 왔는데, 적운모수화 기법에 따른 영향 분석도 이에 해당한다. 적운 대류는 열, 수분, 운동량의 연직 수송을 통해 대기 순환에 영향을 주고, 대기 순환은 다시 강제력으로 작용하여 적운 대류 과정을 조절하며, 수치 모델 내에서도 다양한 기후 현상 (예, MJO, ENSO)을 모의하는 데 중요한 요소이기 때문이다 (Zhang, 1993; Wu et al., 2007). 마찬가지로, 동아시아 여름 몬순 또한 적운모수화 기법에 따라 그 양상이 달라질 수 있어 이에 대한 검증 및 평가가 꾸준히 수행되었다 (Kang and Hong, 2008; Lee et al., 2008; Chen et al., 2010). 그중에서도 이 연구는 2024년 테스트베드 검증 기술인 UNICON의 적용에 따른 기상청 기후예측시스템의 동아시아 여름 몬순 모의 성능을 분석하였으며, 크게 동아시아 여름 몬순의 평균장과 경년변동성 모의 결과를 중심으로 모델의 예측성을 평가하였다. 실험은 앞선 “기술적용 및 실험 설계”에서 설명한 바와 같이 크게 네

가지의 실험 (OPER, SNOW, CONV, CONV\_SNOW)으로 구성되어 있다. 경우에 따라 OPER와 SNOW 간 그리고 CONV와 CONV\_SNOW 간의 결과가 유사하여 그에 대한 해석 또한 큰 차이가 없을 때는 OPER와 CONV의 결과를 중심으로 내용을 기술했다. 분석 기간은 관측 및 네 개의 실험에 대해 공통적으로 1997-2016년이며, 모든 실험은 5월의 4개 (1, 9, 17, 25일) 초기장과 앙상블 멤버 3개에 대한 예측장을 평균하여 사용했다. 또한 일 자료를 사용한 경우를 제외하고는 모두 여름 계절(6, 7, 8월) 평균에 대한 결과를 제시했다. 현업 Hindcast 기간 (1993-2016)에 맞추어 1993년부터 실험 자료를 생산하였으나, 1997년부터 사용할 수 있는  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  GPCP 자료에 분석 기간을 맞추었다.

#### 4.3.1. 동아시아 몬순 평균장

Figure 4.27는 동아시아 영역 [ $20^{\circ}$ - $50^{\circ}$ N,  $100^{\circ}$ - $150^{\circ}$ E]에서 관측 및 각 실험의 편차장(강수와 850-hPa 바람, 왼쪽 패널; 500-hPa 지위고도, 중간 패널; 200-hPa 동서 바람, 오른쪽 패널)을 나타낸다. 관측에 해당하는 맨 위의 행부터 살펴보면, 동아시아 영역은 사선으로 길게 뻗은 강수밴드를 중심으로 많은 비가 내리고 강한 남풍 (또는 남서풍)이 불어 들어오고 있다(Figure 4.27a). 이러한 남풍은 북태평양 고기압을 따라 발달하며 (Figure 4.27f), 저위도의 열과 수분을 동아시아에 전달함으로써 몬순 강수 발달에 필수적인 역할을 한다 (Ninomiya and Kobayashi, 1999; Seo et al., 2013). 제트기류 또한 동아시아 상공을 지나면서 (Figure 4.27k) 이차 순환에 의한 상승 운동을 유도하는 등 (Horinouch, 2014; 우성호 등, 2017) 하층 순환과 결합하여 몬순에 있어 중요한 요소다. 아래의 네 행은 각 실험 (순서대로 OPER, SNOW, CONV, CONV\_SNOW)에서의 편차장에 대한 그림이다. OPER에서는 동아시아 몬순 강수대를 중심으로 건조 편차가 나타나며 강수대를 따라 북동풍 편차가 (남서풍이 약하게) 나타난다 (Figure 4.27b). 이는 OPER가 북태평양 고기압 가장자리에서의 기압경도력을 약하게 모의함을 의미하는 한편, 북태평양 영역의 강수는 과다하게 모의하고 있다. 지위고도의 경우는 만주를 중심으로 하는 과다모의와 필리핀해를 중심으로 하는 과소모의가 나타나 대략  $30^{\circ}$ N를 기준으로 쌍극자 형태의 편차를 보인다고 할 수 있다 (Figure 4.27g). 제트기류는 우리나라 상공을 중심으로 약하게 모의되고 있으며 앞선 쌍극자 형태의 지위고도 편차를 통해서도 제트의 약화를 유추할 수 있다(Figure 4.27i). SNOW에서는 OPER에 비해 필리핀해에서의 지위고도 편차가 약간 줄어든 것을 제외하고는 뚜렷한 차이는 보이지 않는다 (Figure 4.27h). CONV는 몬순 강수대를 중심으로 발생하는 OPER의 편차가 지역적으로 더 강해지는 특성을 보인다 (Figure 4.27d). 일본에서 습윤 편차가 더욱 강해지기도 하는데, 이는 산악에 의한 지형 효과로 추정된다 (Figure D1). 바람장은 중국 남동부 지역으로 들어가는 바람의 편차가 줄어들면서 개선이 있으나 황해에서는 남북 바람의 편차가 커졌다. 북태평양에서의 지위고도는 일부 개선되는 반면에 고위도 전반에서 지위고도가 크게 증가하고 있으며, 지위고도의 편차와 더불어 비현실적인 동아시아 제트기류가 모의된다 (Figure 4.27i, n; Figure D2-D4). 특히 우리나라 부근에서는 약 10 m/s 이상의 큰 편차가 나타났다. OPER와 SNOW의 비교에서 그랬던 것처럼, CONV와 CONV\_SNOW의 평균장 간 차이가 뚜렷하게 두드러지지 않는 않았다. Figure 4.2의 결과를 종합적으로 살펴보면, OPER에서 확인되었던 평균장의 편차는 CONV에서 전반적으로 더욱 심해지는 모습이다.



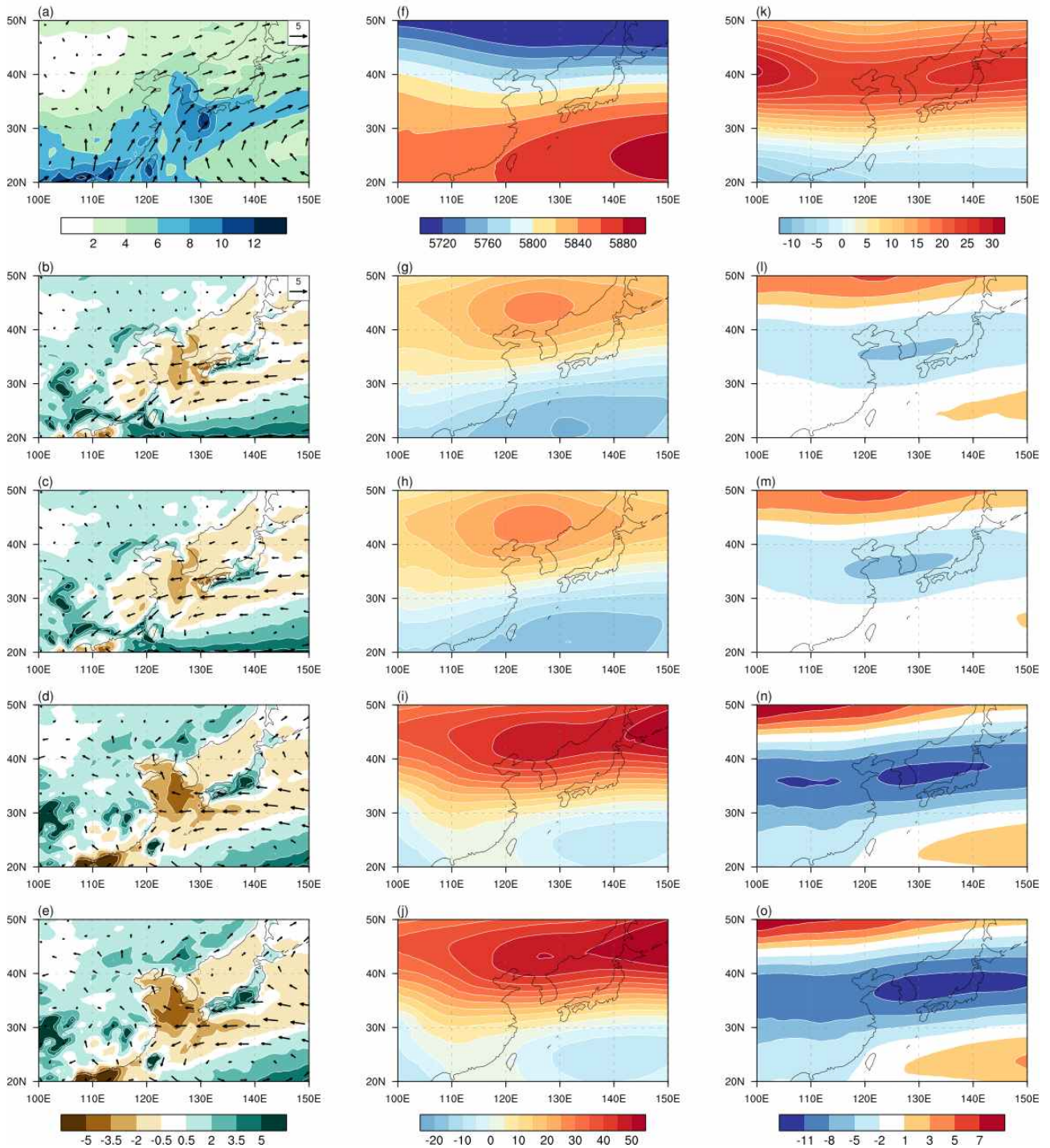


Figure 4.27. Climatological mean (upper row) for precipitation and 850-hPa zonal wind (a; mm/day and m/s; respectively), 500-hPa geopotential height (f; gpm), and 200-hPa zonal wind (k; m/s). The other rows show model bias for OPER, SNOW, CONV, and CONV\_SNOW; respectively.

Figure 4.28은 5일 이동 평균 강수 자료를  $110^{\circ}$ - $140^{\circ}$ E에 대해 평균한 시간-위도 단면도로, 5월 중순의 남중국해를 시작으로 서서히 북진하는 몬순 강수대의 특성 (Wang and LinHo, 2002; Ding and Chan, 2005)을 볼 수 있는 그림이다. 참고로 실험 구성상 모델 자료는 5월 25일부터 사용이 가능하기에 단면도에 공백이 존재한다. 추가로 OPER와 SNOW끼리, CONV와 CONV\_SNOW끼리 결과가 유사하여 OPER와 CONV의 그림만을 나타냈다. OPER는 강수대의 이동 시기 및 북진 특성을 모의하기는 하지만 강도는 약한 것이 특징이다 (Figure 4.28b, d). 저위도 영역에서는 6월 중순부터 지속적으로 강수가 과다한데, 이를 통해 Figure 4.27b에서 살펴본 남중국해와 필리핀해 강수 편차는 계절 전반에 걸쳐 나타나는 것임을 확인할 수 있다. 8월은 북서태평양 영역을 제외하고는 중위도에서의 편차가 크게 두드러지지 않는다. CONV에서는 강수대의 건조 편차가 여전히 존재하는 것에 더해 OPER보다 더 크고 지속적이다 (Figure 4.28 c, e). 또한 보다 북쪽인 한반도를 포함하는 위도대에서는 지속적인 습윤 편차가 6월에 나타난다. 전반적으로, CONV에서는 OPER 대비 강수대를 포함하는 위도 이상에서는 편차가 커지는 모습을 보이거나 북서태평양에서의 편차는 7월을 기점으로 대체로 완화되는 모습을 띠고 있다.

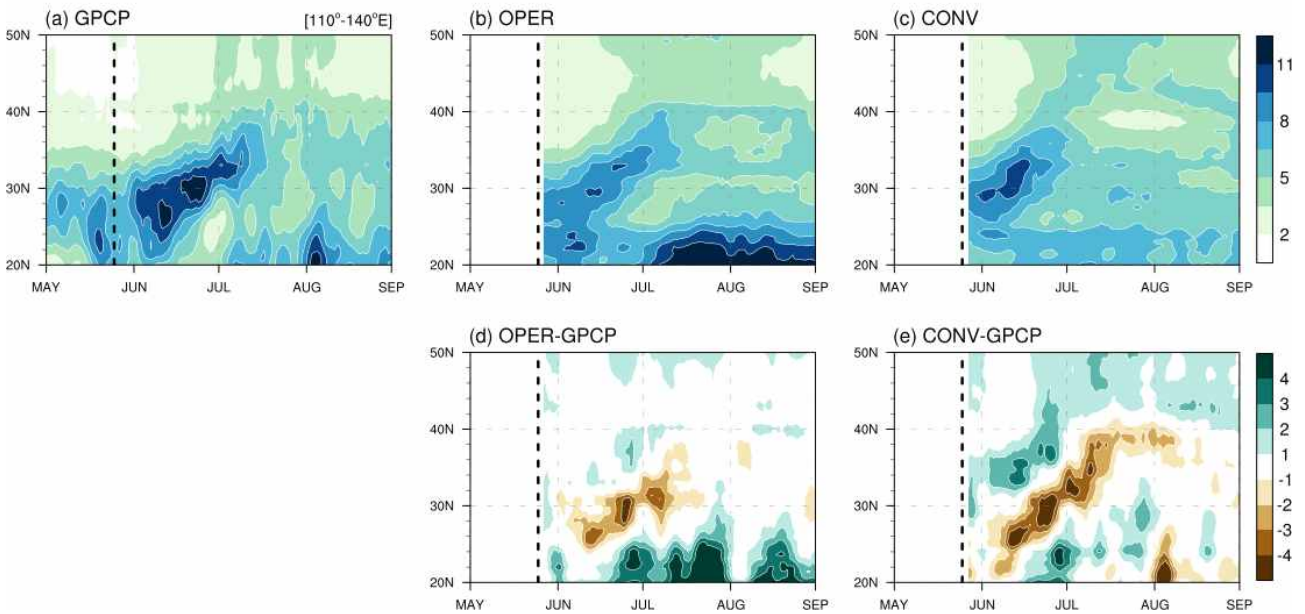


Figure 4.28. Time-latitude cross section of precipitation (mm/day) along  $110^{\circ}$ - $140^{\circ}$ E and the bias in each simulation. The thick vertical dashed lines represent May 25th.

이러한 결과는 10일 단위로 그려진 공간 강수 분포와 연결 지어 해석할 수도 있다 (Figure 4.29). 10일 단위 강수 공간 분포에서 재차 확인할 수 있는 점은 앞의 그림에서 본 것처럼 강수대가 시간이 지남에 따라 서서히 북진한다는 것과 관측의 강수 코어가 위치하는 곳에서 모델의 건조 편차가 있고 이것은 OPER보다 CONV에서 더욱 심해진다는 것이다. 관측에서의 실제 강수대가 위치한 북쪽에서 CONV의 습윤 편차가 뚜렷하게 나타나는 점—강수대가 한반도로



서서히 올라오고 있는 6월은 중국~한국~일본에 걸쳐, 강수대가 한반도를 덮은 7월에는 만주 부근에서 습윤 편차가 존재 등—또한 확인할 수 있다. 편차의 절댓값 차이로 보아도 (Figure 4.4의 오른쪽 패널, 음(양)의 값을 편차가 개선(악화)된 것으로 봄) 강수 코어를 비롯하여 CONV의 동아시아 몬순 강수 모의 성능의 개선이 뚜렷하지 않은 것으로 여겨지며, 8월에서도 이러한 양상은 대체로 유사했다 (나타내지 않음).

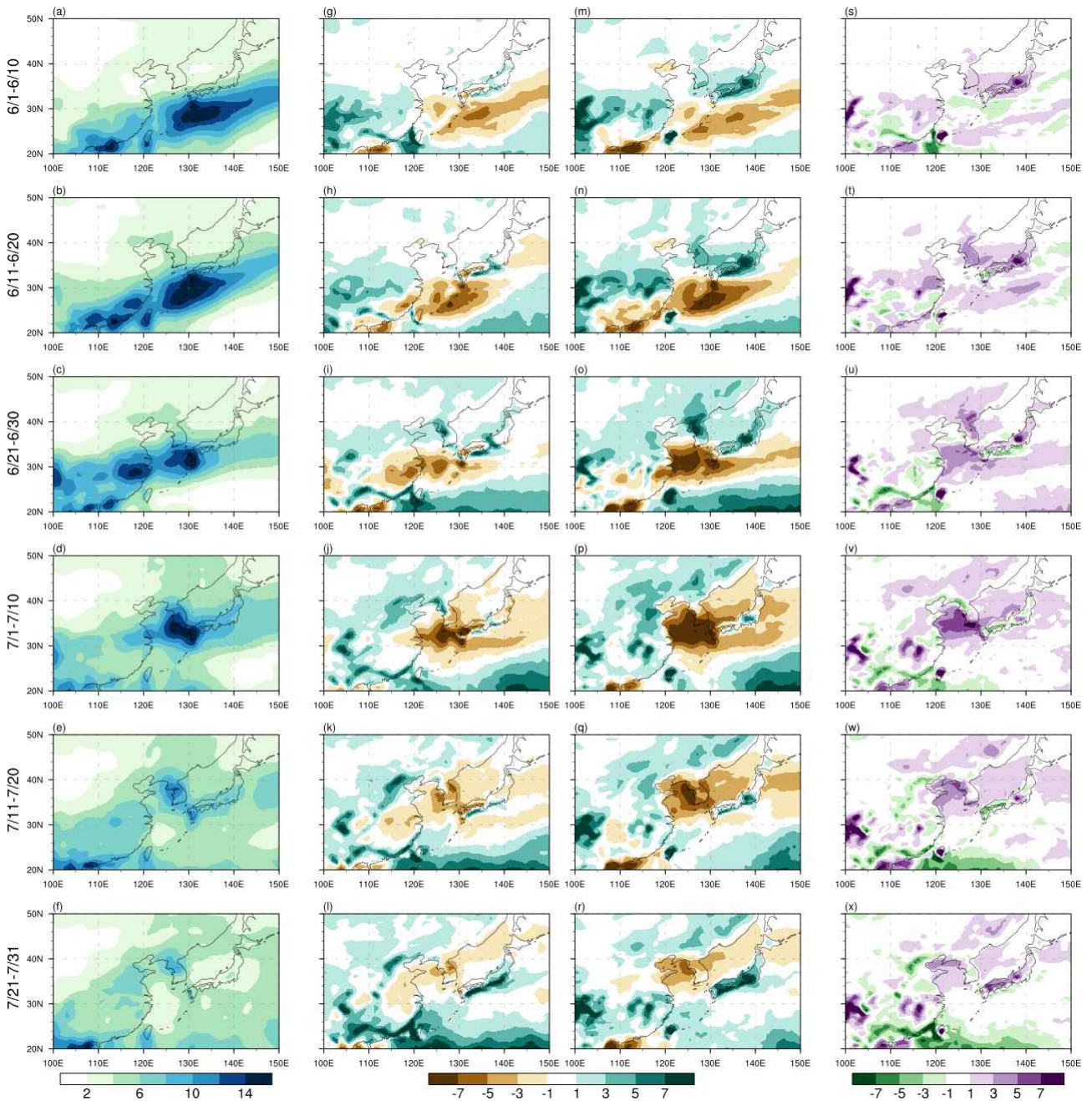


Figure 4.29. Climatological 10-day-averaged precipitation (mm/day) for the period from June 1–5 to July 21–31 (a–f), and precipitation bias in each simulation (g–l for OPER; m–r for CONV), and difference of absolute bias between CONV and OPER (s–x).

Figure 4.30는 실험별 1000-100 hPa 층(1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 200, 100 hPa; 10개의 층)에 대한 기온과 동서 바람을 동아시아 영역의 경도 (100°-150°E)에 대해 평균한 위도-고도 단면도로, OPER와 CONV의 편차장만을 나타냈다. OPER는 동아시아 영역에서 전반적으로 온난 편차를 보이고 중위도에서 동서 바람을 약하게 모의하고 있다. CONV에서도 이러한 편차는 개선되지 않은 것으로 보이는데, 특히 고위도에서의 온난 편차는 100 hPa를 제외한 전층에서 더욱 심해진다. 그에 따라 남북 방향의 온도 경도는 크게 줄어 200-hPa 바람의 약화 (Figure 4.27n과 연결됨)와 함께 동서 바람의 음의 편차가 동아시아 영역 전층에 걸쳐 나타나고 있다.

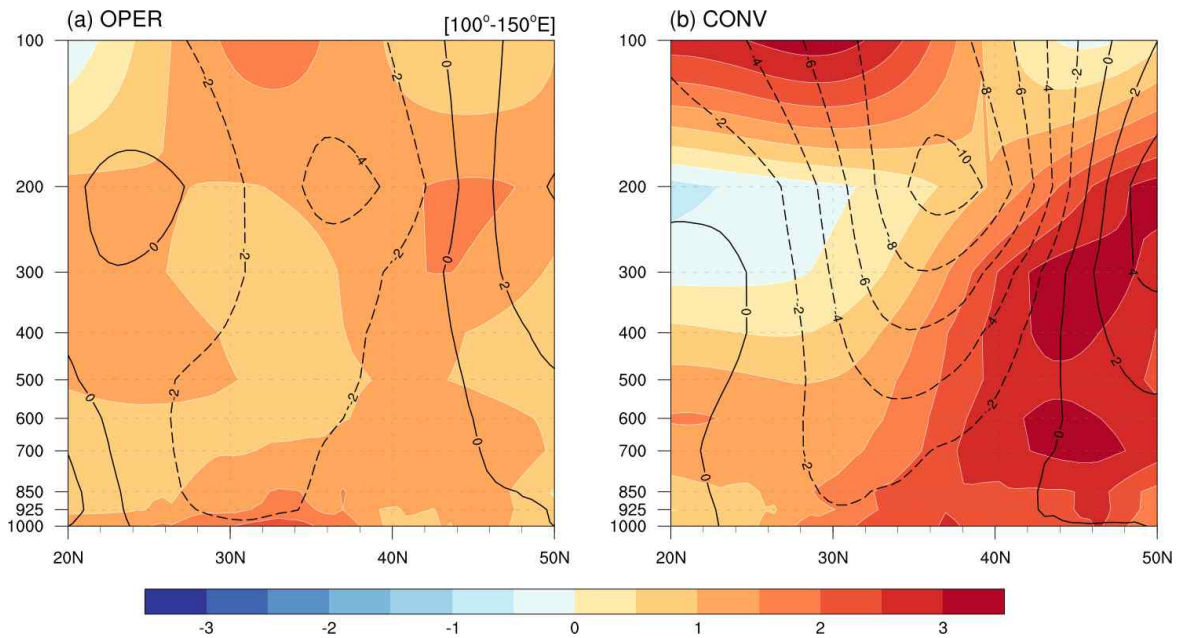


Figure 4.30. Time-latitude cross section of temperature (shaded; K) and zonal wind (contour; m/s) bias along 100°-150°E.

주목할 점은 CONV에서의 수평 그리고 연직으로 분포한 온난 편차가 비단 유라시아에만 국한된 것이 아니라 북미 대륙까지도 확장되어 나타난다는 점이다 (Figure 4.31). 예를 들어, OPER의 경우에도 850-hPa에서의 강한 편차가 두 대륙의 상공에 위치하기는 하지만, CONV에서는 해당 편차가 더 심해짐과 더불어 북반구 전역에 온난 편차가 지배적이다. 500-hPa과 200-hPa에서는 850-hPa의 경우처럼 온난 편차가 북반구 전역에 분포하지는 않았으나, 유라시아 대륙과 북미 대륙에서는 중위도를 중심으로 여전히 강한 편차가 나타나고 있다 (Figure 4.31b, d). 이러한 패턴은 전층에 대해서 대체로 유사했다 (나타내지 않음). 또한 기온 및 바람의 모의 성능은 여름뿐만 아니라 겨울철 예측에서도 중요한 변수이기 때문에 (Jhun and Lee, 2004; Tian and Fan, 2020; Yang et al., 2002), 동아시아 여름을 비롯하여 분석 영역 및 계절 실험의 확장 등 기술의 다면적 평가가 필요할 것으로 여겨진다.



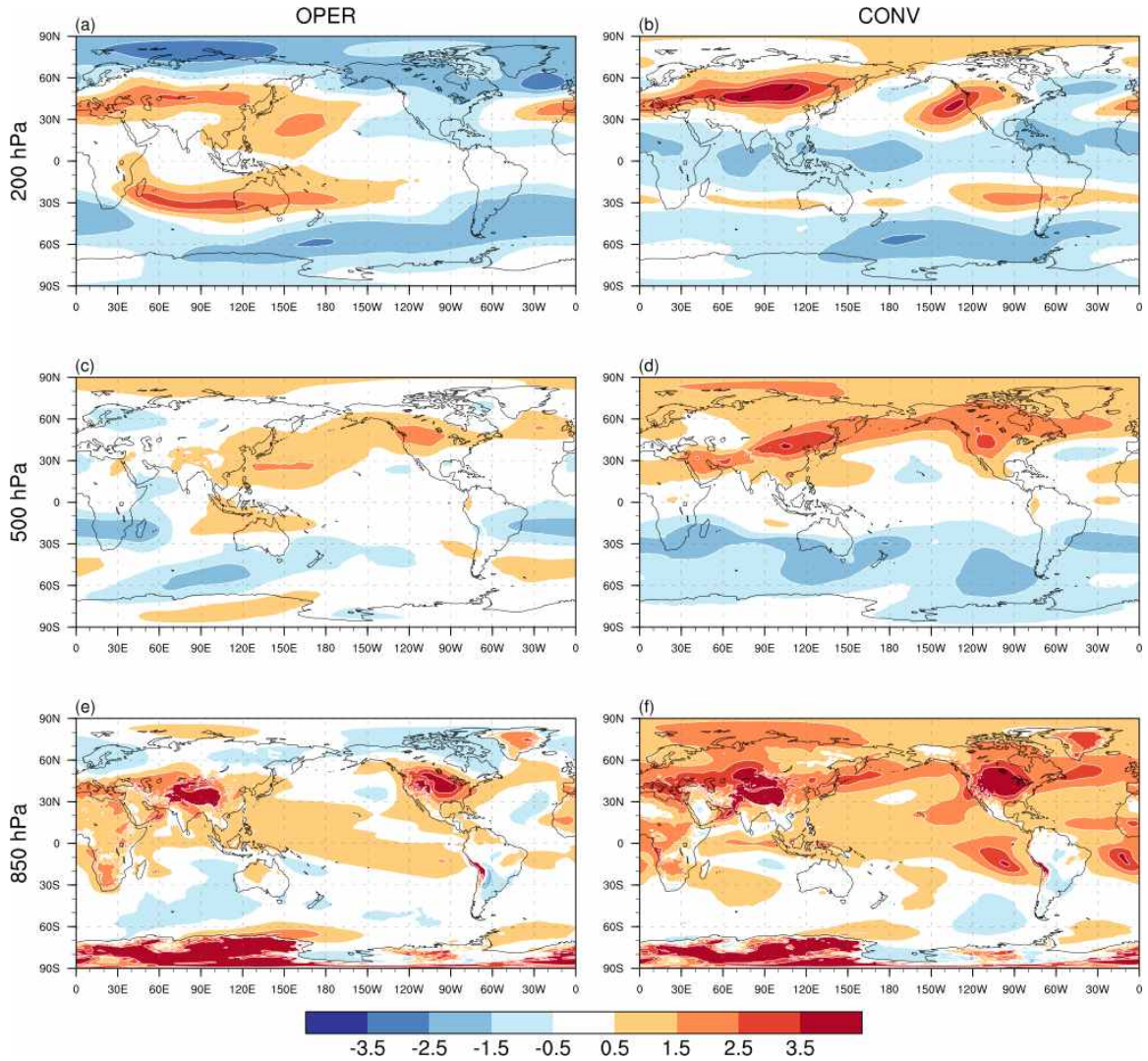


Figure 4.31. Climatological bias of simulated temperature from OPER (left panel) and CONV (right panel).

Figure 4.32는 앞의 Figure 4.27에서 살펴보았던 주요 변수(강수, 850-hPa 바람, 500-hPa 지위고도, 200-hPa 동서 바람)에 대한 Taylor diagram과 Taylor skill score을 나타낸다 (Taylor, 2001). Taylor diagram은 기준 자료 (관측)와 모델 평균장 간의 패턴 상관계수( $R$ ) 및 표준편차의 비( $\sigma$ )를 사분원의 좌표평면 위에 나타낸 것으로, 두 값이 1에 가까울수록—즉, 좌표평면 위의 점이 REF에 가까이 위치할수록 관측과 모델 평균장이 유사하다고 할 수 있다. Taylor skill score ( $S$ )는  $R$ 과  $\sigma$ 를 통해 두 평균장의 유사성을 정량적으로 표현한 것으로 Eq. [4.2]과 같다.

$$S = \frac{4(1+R)}{1+R_0} \left( \sigma + \frac{1}{\sigma} \right)^{-2}, \quad R_0 = 1 \quad [4.2]$$

$S$ 가 클수록 자료 간의 유사성이 크다고 할 수 있으며,  $R$ 과  $\sigma$ 가 모두 1인 경우에  $S$ 는 최댓값 1을 가진다. 변수별로 각 실험에서의  $R$ ,  $\sigma$ ,  $S$ 는 Table 4.2에 함께 나타내었다(소수점 둘째 자리까지 표시함). OPER와 SNOW 간, CONV와 CONV\_SNOW 간에는  $R$ ,  $\sigma$ ,  $S$ 가 거의 같은데, 이는 앞서 평균장의 편차에서 살펴본 것처럼(Figure 4.27) 눈 알베도의 감소는 UNICON의 적용 여부와 관계없이 동아시아 여름철의 평균장 모의 성능에는 큰 영향을 주지 않았다는 것을 의미한다.  $S$  기준으로는 OPER (SNOW) 대비 CONV (CONV\_SNOW)에서 강수, 500-hPa 지위 고도, 200-hPa 동서 바람에 대해 모의 성능 저하가 나타났고 850-hPa 바람장에 대해서는 모의 성능 개선이 있었다. 단, 변수별로 나타나는 지역적 편차가 다르기 때문에 평가 영역에 따라 Taylor diagram 및 Taylor skill score에 기반한 결과 및 해석은 달라질 수 있음에 유의해야 한다 (김지영 등, 2021).

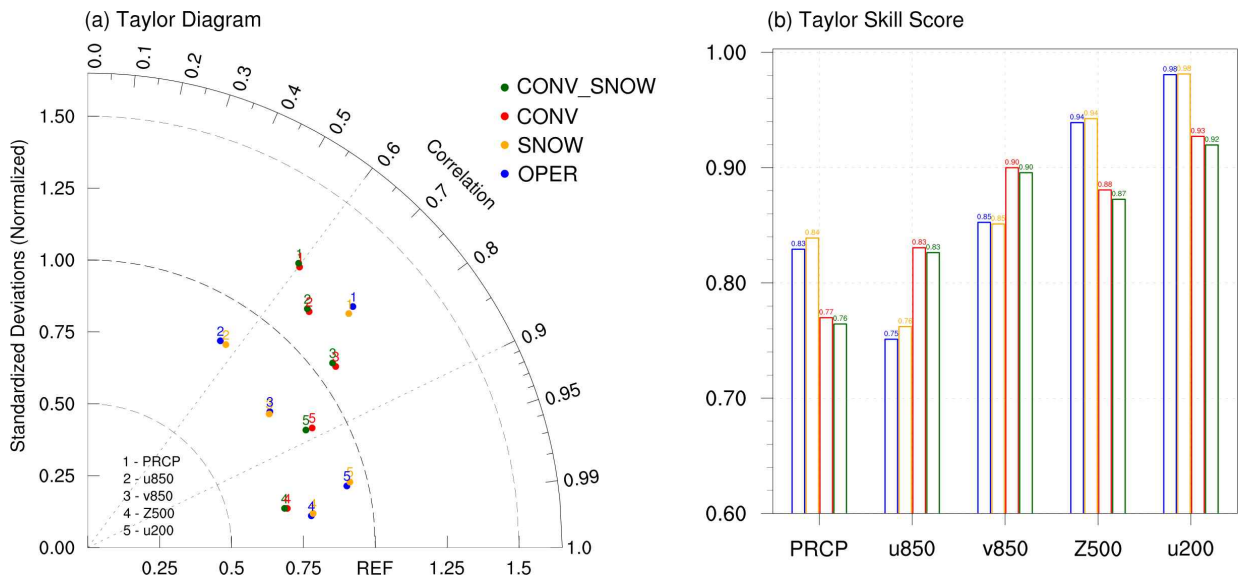


Figure 4.32. Taylor diagram and Taylor skill score evaluating climatology of OPER (blue), SNOW (orange), CONV (red), CONV\_SNOW (darkgreen) in East Asia (20°–50°N, 100°–150°E).

Table 4.2. Pattern correlation ( $R$ ) and standardized deviation ratio ( $\sigma$ ) between observation and each simulation, and Taylor skill score ( $S$ ) calculated by the two values.

Variable	Simulation	$R$	$\sigma$	$S$
PRCP	OPER	0.74	1.25	0.83
	SNOW	0.74	1.22	0.84
	CONV	0.60	1.22	0.77
	CONV_SNOW	0.60	1.23	0.76
u850	OPER	0.54	0.85	0.75
	SNOW	0.56	0.85	0.76
	CONV	0.68	1.13	0.83
	CONV_SNOW	0.68	1.13	0.83
v850	OPER	0.80	0.79	0.85
	SNOW	0.81	0.78	0.85
	CONV	0.81	1.07	0.90
	CONV_SNOW	0.80	1.07	0.90
Z500	OPER	0.99	0.79	0.94
	SNOW	0.99	0.79	0.94
	CONV	0.98	0.71	0.88
	CONV_SNOW	0.98	0.70	0.87
u200	OPER	0.97	0.93	0.98
	SNOW	0.97	0.94	0.98
	CONV	0.88	0.88	0.93
	CONV_SNOW	0.88	0.86	0.92

#### 4.3.2. 동아시아 몬순 경년변동성

동아시아 여름 몬순은 경년변동성이 큰 시스템으로 매해 그 양상이 달라질 수 있다. Figure 4.33은 동아시아 여름 평균 강수의 표준편차를 나타내는데, 강수량이 많은 지역 (Figure 4.27)에서 표준편차 또한 높다. 이것은 평균적으로 강수가 많은 지역이 강수의 변동성도 크다는 의미이다.

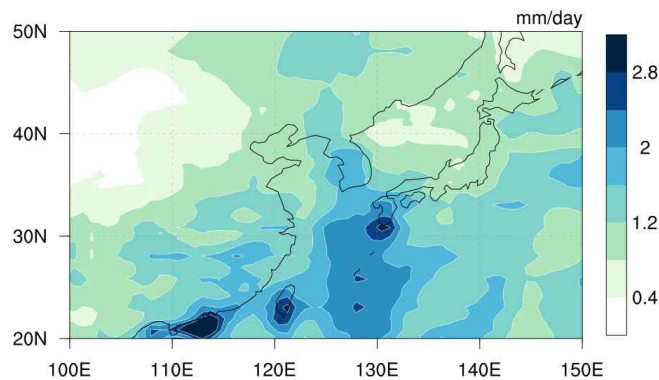


Figure 4.33. Standard deviation of climatological precipitation (mm/day).



이 연구에서는 몬순의 경년변동성 모의 성능을 분석하기 위해 Wang and Fan (1999)에서 제시한 몬순 지수—WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index)를 활용하였다. WNPMI는 Figure 4.34a의 두 영역 [ $5^{\circ}$ – $15^{\circ}$ N,  $90^{\circ}$ – $130^{\circ}$ E;  $22.5^{\circ}$ – $32.5^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ – $140^{\circ}$ E]에서 850-hPa 동서 바람의 차( $u_1-u_2$ )로 정의되며 필리핀해/남중국해에서의 대류활동 및 몬순의 변동성을 반영한다. 해당 영역에서의 대류활동은 동아시아 몬순과 음의 상관관계를 가짐에 따라 WNPMI는 동아시아 몬순 지수로도 활용이 된다(Kwon et al., 2005; Ha et al., 2018). 이 지수는 Wang et al. (2008)에서 평가한 25가지 지수 중 가장 우수한 성능을 보였으며, 기상청 기후예측모델에서 동아시아 강수 및 순환의 변동성을 나타내기 위해 유용한 지수로도 검증되었다(이소정 등, 2020). 지수 활용에 앞서 각 실험에서 계산한 WNPMI는 ERA5에서 구한 것과 각각 0.87, 0.91, 0.72, 0.82의 높은 상관관계 ( $p < 0.01$ )를 가짐을 확인하였다 (Figure 4.31b). 이는 이소정 등 (2020)에서 검증한 나머지 네 개의 몬순 지수에 대한 예측성과 비교하여도 유사하거나 높은 수준이다 (Figure D5).

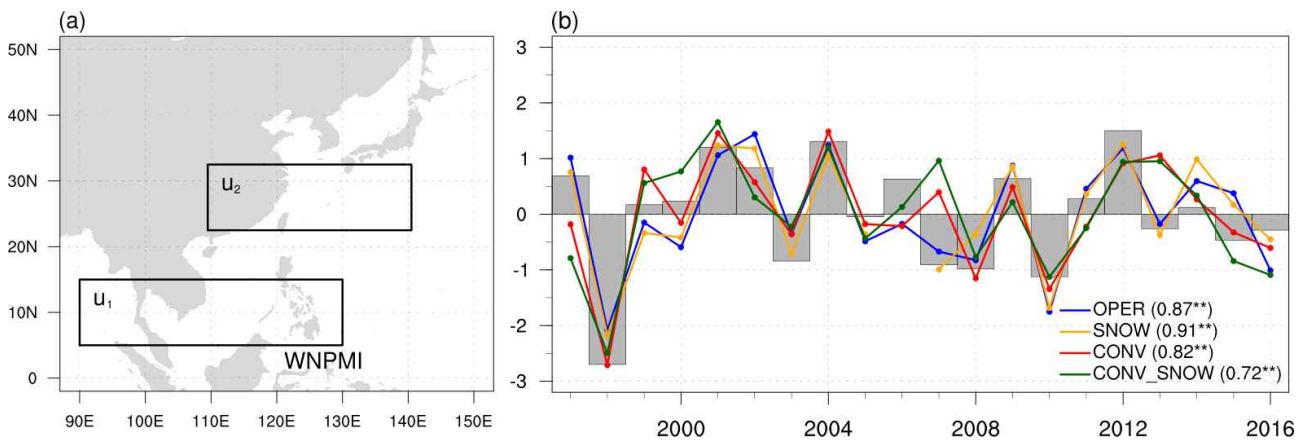


Figure 4.34. (a) Defining variable and regions for WNPMI. (b) Time series of normalized WNPMI for ERA5 (gray bar) and each simulation (color lines).

먼저 강수와 850-hPa 바람장을 WNPMI에 대해 회귀분석을 수행했으며 (Figure 4.35), 앞으로 제시하는 분석은 편의상 관측과 각 모델에서 계산한 WNPMI 지수에 -1을 곱하여 수행된 것이다. 관측을 기준으로 북서태평양에서의 고기압성 순환이 있고 그 가장자리를 따라 중국~한국~일본에 걸쳐 발달하는 강수대를 볼 수 있다 (Figure 4.35a). 또한 그 중심의 아래에는 북서태평양의 건조역도 나타나고 있다. 이러한 패턴은 동아시아 여름 몬순과 연관된 주요한 변동 패턴으로 (Lee et al., 2005), 실험에서도 적절히 모의되는 것으로 보인다 (Figure 4.35b-e). 관측과 실험의 명확한 차이도 존재하는데, 북서태평양에서의 고기압성 순환 북동쪽에 일본을 중심으로 하는 저기압성 순환—태평양-일본 패턴 (Pacific-Japan (PJ) pattern; Nitta, 1987)과 유사한 형태의 순환이 관측에서는 뚜렷하게 나타나는데 반해 실험에서는 (거의) 나타나지 않는다. 이는 동아시아의 계절 예측 성능을 저하시키는 요인이 될 수 있다. 해당 저기압성 순환이 충분히 재현되지 않는 것은 기상청 기후예측모델에서만뿐 아니라 다른 모델들에서도 대체로 그러한 것으로 보인다 (Kosaka et al., 2012; Yu et al., 2023). 또한 실험에서는 공통적으로 일본 큐슈 남쪽 해상에서 관측에 비해 강수 영역이 넓게 나타나고 있다. 이러한 관측과 실험의 차이는 이전의 연구에서도 나타난 결과이다 (이소정 등, 2020; 김지영 등, 2021). CONV (CONV\_SNOW)를

관측과 비교해보면, 남중국해에서 대륙으로 들어가는 남풍이 상대적으로 약하게 모의된다는 점, 북서태평양에서의 건조 편차와 일본의 동쪽 북태평양 지역에서의 습윤 편차가 과소모의 된다는 점 등을 꼽을 수 있다. 참고로 관측과 OPER, SNOW, CONV, CONV\_SNOW 간 강수 회귀 분석장 [28°-40°N, 100°-145°E]의 패턴 상관계수는 각각 0.43, 0.26, 0.32, 0.18로 OPER에서 가장 높았으며, 해당 영역은 몬순 지수와 강수의 상관성을 분석하기 위해 정의한 영역으로 선행 연구를 참고한 것이다 (Yun et al. 2014).

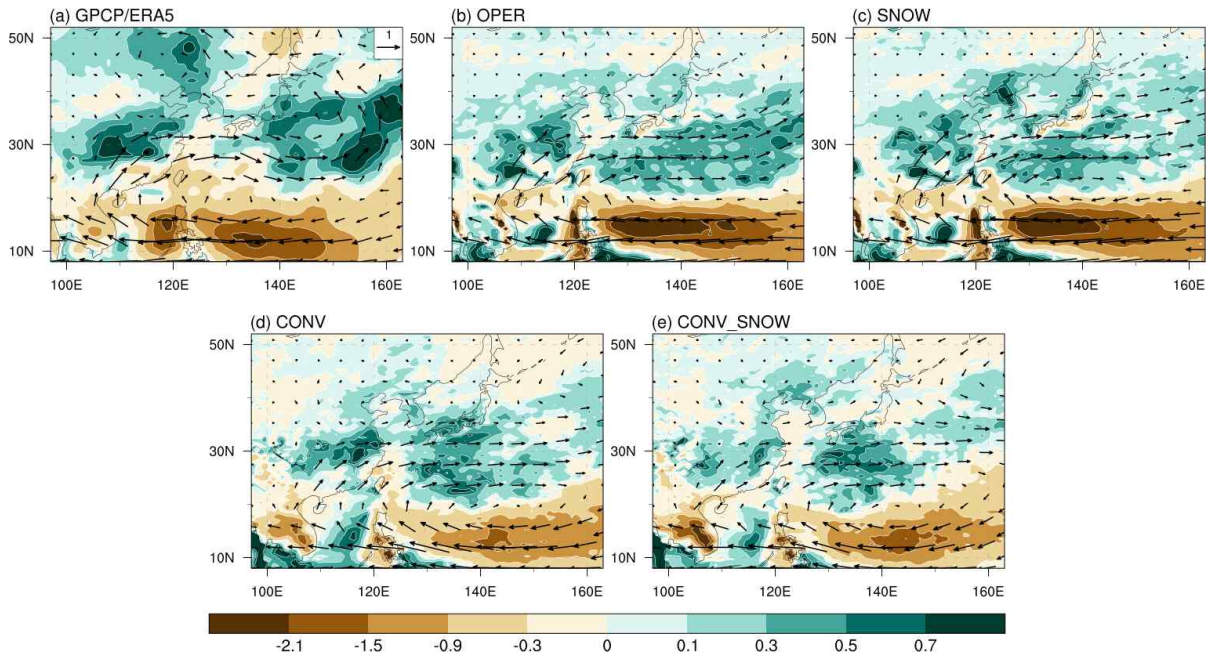


Figure 4.35. Regressed precipitation (mm/day) and 850-hPa wind (m/s) on WNPMI.

Figure 4.36은 WNPMI에 대해 500-hPa 지위고도장을 회귀분석한 것이다. ERA5에서 나타난 북서태평양 지역의 강한 지위고도 변동은 몬순 지수가 커질 때 고기압 편차가 커짐을 의미하며, 분석 기간은 다르지만 사전 연구에서 보인 결과와 여전히 유사하다 (예, Kwon et al., 2005). 실험에서도 고기압 편차의 발달이 모의는 되나 위치가 상대적으로 동쪽으로 치우쳐져 있는데, 이는 앞선 850-hPa 바람장의 회귀분석 결과에서도 유추할 수 있는 부분이다. 추가적으로 CONV (CONV\_SNOW)에서는 OPER (SNOW)보다 고기압 변동성의 크기를 상대적으로 약하게 모의하고 있다. 이러한 과소모의가 CONV (CONV\_SNOW)의 북서태평양 지역 강수 변동성을 약하게 모의하는 데에도 다소 기여하고 있는 것으로 보인다 (Figure 4.35d-e).

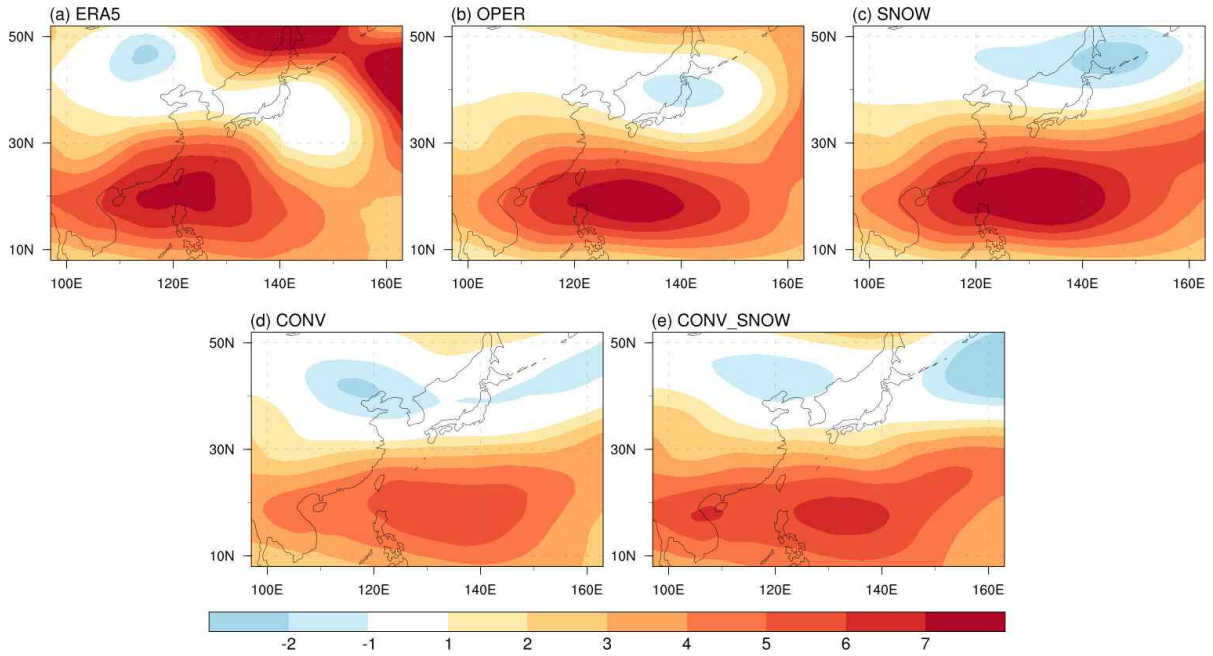


Figure 4.36. The same as Figure 4.35, but for 500-hPa geopotential height (gpm).

다음으로 WNPMI에 대한 해면기압의 회귀분석장을 Figure 4.37에 나타냈다. 500-hPa 지위 고도 회귀분석장 (Figure 4.36)에서 확인한 바와 같이, 해면기압 편차도 관측과 실험 모두에서 북서태평양 지역에서 양의 값으로 나타나고 있지만 실험에서는 편차의 중심이 동쪽으로 편향되어 있다. Figure 4.37a-d의 파란 상자 영역 [10°-30°N, 120°-160°E]에 대해 WNPMI에 따른 해면기압의 편차를 평균하여 비교한 결과 (Figure 4.37e), ERA5보다 OPER (SNOW)는 높고 CONV (CONV\_SNOW)는 낮았다. 이것은 북서태평양에서의 고기압 변동성을 정량적으로 표현한 것이라 할 수 있다. 참고로 평균이 이루어진 영역 ([10°-30°N, 120°-160°E])은 북서태평양에서 해면기압 편차의 최대가 나타나는 지점을 포함하는 영역이다 (Paek et al., 2015). 그러나 이러한 역학 변수에서의 차이가, 앞서 기술한 것처럼 관측과 실험 간의 강수 상관계수가 실험별로 차이가 나기는 하지만, 몬순 지수에 대한 동아시아 몬순 강수의 변동 패턴 전반을 크게 바꾸기보다는 다소 국지적으로 영향을 주는 것으로 여겨진다.



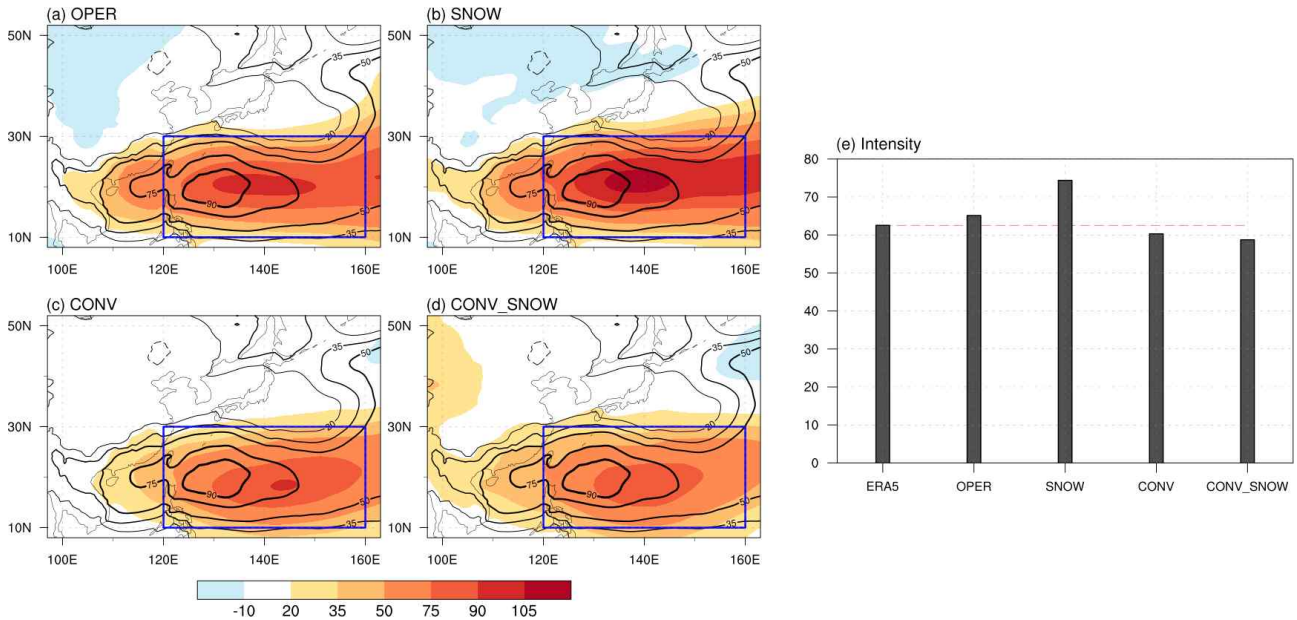


Figure 4.37. Regressed sea level pressure (contour for ERA5 and shading for model simulations; Pa) on WNPMI (a-d) and the regressed values averaged over the blue box (10°-30°N, 120°-160°E) (e).

그럼에도 불구하고 북서태평양의 고기압 변동성 및 변동 원인을 분석하는 것은 문헌 예측성에 있어 여전히 중요하다 (Kim and Lim, 2023; Yu et al., 2023). 북서태평양 고기압 변동성은 열대 강제력에 의해 나타날 수 있음을 바탕으로 해수면 온도 (또는 표면 온도), 200-hPa 발산장과 속도 포텐셜, 강수를 WNPMI에 대해 회귀분석을 하였다 (Figure 4.38; 실험은 OPER와 CONV만을 나타냄). 적도 동태평양에는 차갑고 서태평양에는 따뜻한 해수가 나타나는 LaNina-like state가 관측에서 보이는데, 이러한 상태는 해양-대기 상호작용을 통해 워커 순환과 해양성 대류에서의 대류를 강하게 만든다 (Figure 4.38의 왼쪽 패널). 위와 같은 일련의 과정은 국지 해들리 순환으로 이어져 북서태평양에서의 고기압의 변동성에 영향을 미친다 (Sui et al., 2007; Park et al., 2010). 실험에서도 문헌과 연관된 해양-대기 상태 및 상호작용 (LaNina-like state, 워커 순환 및 서태평양 강수 증가 등)을 어느 정도 모의하고는 있으나 구체적인 강도 등에 있어서는 차이가 있다. 예를 들어, OPER에서는 (해수면 온도와 표면 온도를 직접적으로 비교할 수는 없지만) 관측 대비 해양에서의 변동이 더 크고 대기와 강수의 반응도 강한 것으로 보인다. 반면 CONV는 관측과 OPER보다 적도 동태평양에서의 냉각이 두드러지지 않고 대기 및 강수 반응 또한 상대적으로 약하다. 이는 국지 해들리 순환의 약화와 더불어 북서태평양에서의 고기압이 CONV에서 상대적으로 억제되는 이유가 될 수 있다 (Figure 4.36d). 추가적으로, 인도양의 가열은 대기를 통해 북서태평양 고기압의 변동성에 영향을 줄 수 있는 것으로 알려져 있는데 (Xie et al., 2009), 이 관점에서도 해당 반응이 CONV에서 보다 약하게 나타남을 인도양과 북서태평양의 강수 쌍극자 패턴을 비교하여 추측할 수 있다. 이러한 해석은 SNOW와 CONV\_SNOW에 대해서도 마찬가지다 (나타내지 않음).

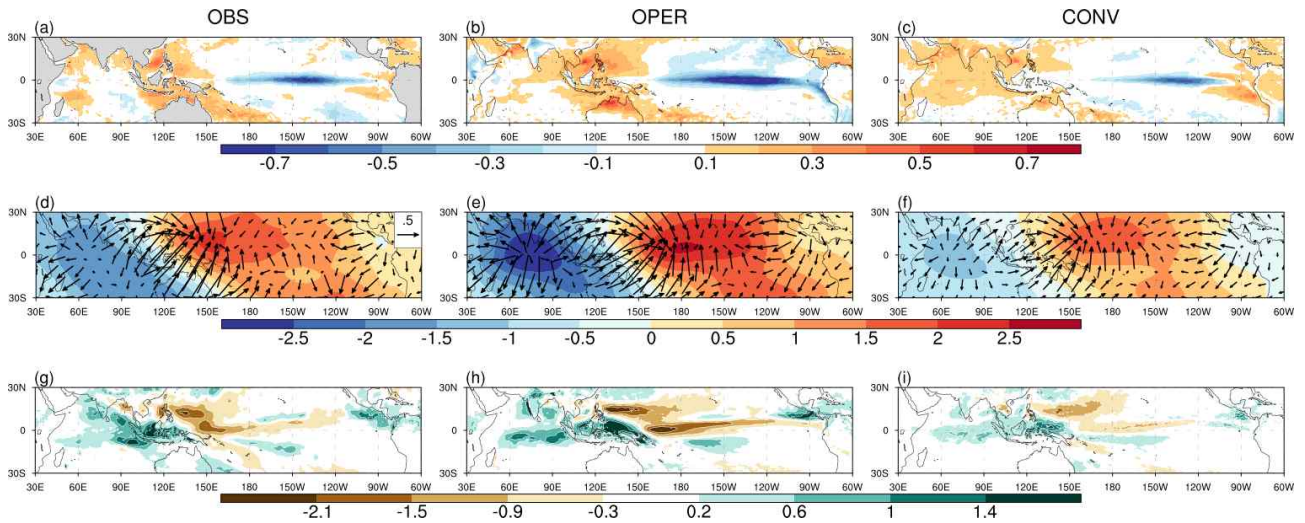


Figure 4.38. The same as Figure 4.35, but for sea surface temperature (or surface temperature for model simulation; upper panel; K), 200-hPa divergent wind and velocity potential (middle panel; m/s and  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ , respectively), and precipitation (lower panel; mm/day). For sea surface temperature, Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) was used (Reynolds et al. 2007).

동아시아 여름 몬순의 경년변동성 및 그와 연관된 강제력의 영향은 분석의 시·공간적 규모나 분석 기간에 따라서 달라질 수 있으며, 열대 해양과 함께 중위도의 영향도 받기 때문에 (Hong and Lu, 2016; Kim et al., 2022; Lee et al., 2005) 보다 다양한 측면에서 모델의 성능이 평가될 필요가 있다. 예를 들어 Son and Seo (2022)는 티벳 고원 풍상측에서의 제트기류 속력에 따라 동아시아 강수 밴드의 상대적인 위치가 달라질 수 있음을 보였다. 제트기류가 티벳 고원을 지나면서 공기 기둥이 압축되면 소용돌이도 보존 법칙에 따라 지형에 의한 순압 로스비파가 유도된다. 로스비파는 티벳 고원의 풍하측 (즉, 동아시아 영역)에 골과 마루 형태의 지위 고도 편차와 남풍을 유도하여 몬순 강수를 발달시킬 수 있는데, 풍상측에서의 제트기류가 강할수록 파동 반응에 의한 동-서 방향의 기압 경도가 동쪽으로 이동하여 몬순 강수의 발달 위치 또한 함께 움직인다는 것이다. 이러한 제트기류와 티벳 고원의 상호작용은 계절내-계절/경년변동성 시간 규모에서 동아시아 몬순 강수에 영향을 주는 중위도 역학의 예시가 될 수 있다.

### 4.3.3. 전구 및 동아시아 강수 모의 특성

동아시아 여름 몬순의 모의 성능에 이어, CONV의 전구 및 동아시아의 강수 모의 특성을 부가적으로 살펴보았다. Figure 4.39는 GPCP 강수와 각 실험에서 GPCP와의 편차, 그리고 편차의 절댓값 차이를 나타내며, 편차의 절댓값 차이 (Figure 4.39d)의 경우 음(양)의 값을 편차가 개선(악화)된 것으로 본다. OPER에서는 주로 아시아-태평양 지역에서 강수의 편차가 크게 나타난다 (Figure 4.39b). CONV에서도 마찬가지로 아시아-태평양 지역에서의 강수 편차가 다른 지역에 비해 뚜렷한데 (Figure 4.39c), 이러한 결과는—초기장, 검증 자료 및 기간 등의 차이에도 불구하고—박성수 (2023)에서 보인 것과 굉장히 유사하다 (박성수 (2023)의 그림 12 참조).



CONV를 OPER와 비교하여 살펴보면 인도 남부, 벵골만, 인도차이나반도, 동인도양 등에서 편차가 강해졌고, 북서태평양, 남태평양수렴대 등에서는 편차가 줄어들었다 (Figure 4.39d). 각 그림 오른쪽 위의 값은 전구 강수 평균장에 대한 평균, RMSE, PCC이다. OPER는 CONV보다 전구에 대해 강수 (2.71, 2.54)를 더 많이 모의하기는 하지만 RMSE (1.62, 1.87)와 PCC (0.85, 0.78) 측면에서는 더 높은 성능을 보였다. 아시아-태평양 몬순 영역을 포함하는 범위에 대해서도 이러한 차이 (mean: 5.99 vs. 5.69; RMSE: 3.97 vs. 4.47; PCC: 0.72 vs. 0.61)의 경향은 유사했다 (Figure 4.40a-c). OPER 대비 CONV에서의 아시아-태평양 지역의 강수 편차는 북서태평양 지역을 제외하고는 대체로 증가했다고 볼 수 있는데 (Figure 4.15d), 해당 내용은 동아시아 몬순 모의 성능을 살펴봄으로써 일부 확인한 바 있다 (Figure 4.27). 동아시아 여름 몬순이 또 다른 아시아 몬순의 하위 시스템인 북서태평양과 인도 몬순의 영향을 직접적으로 받는다는 점에서 (Ha et al., 2018; Kwon et al., 2005; Wang and LinHo 2002), 이에 대한 개선 또한 필요할 것으로 보인다.

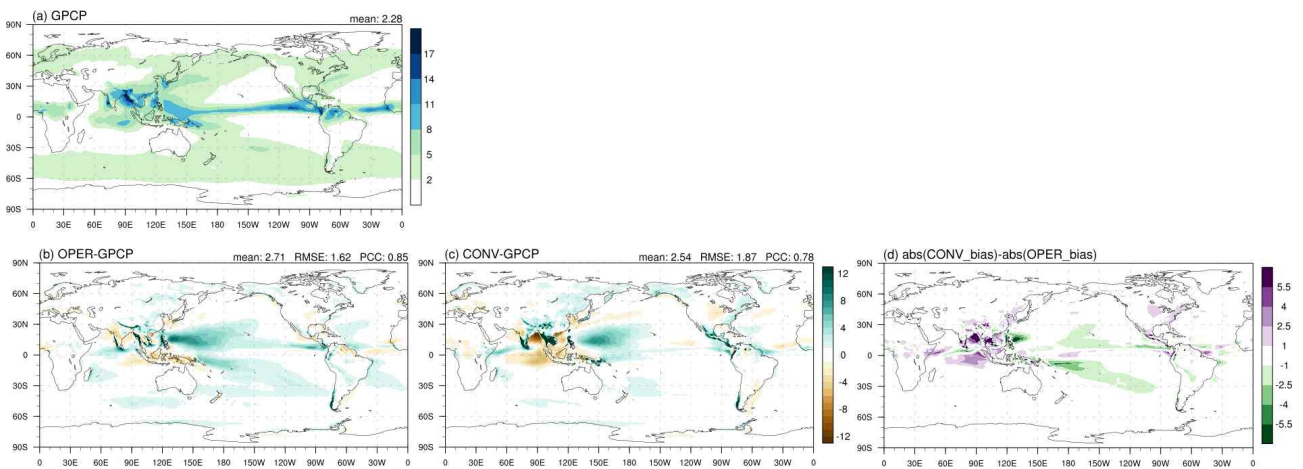


Figure 4.39. Climatological precipitation (mm/day) (a), precipitation bias in each simulation (b-c), and difference of absolute bias between CONV and OPER.

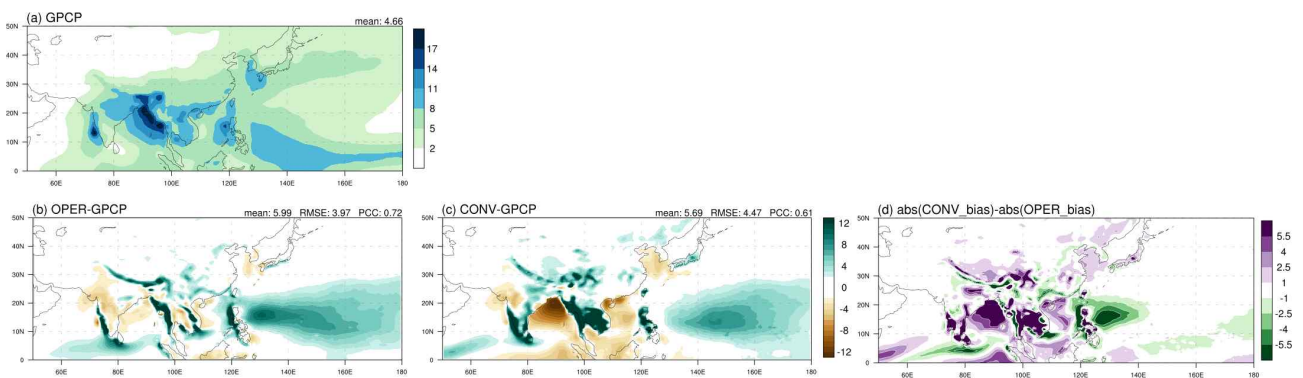


Figure 4.40. The same as Figure 4.39, but for the region between 0°-180° and 0°-50°N.

Figure 4.41은 강수를 포함하여 주요 대기 변수에 대한 OPER와 CONV의 Taylor diagram과 Taylor skill score를 나타낸다. Taylor diagram과 Taylor skill score에 대한 설명은 앞서 기술하였기에 생략하였고, 변수별로 OPER와 CONV에서의  $R$ ,  $\sigma$ ,  $S$ 는 Table 4.3에 함께 나타내었다 (소수점 둘째 자리까지 표시함). 두 실험 간 상관계수의 크고 작음은 변수별로 다르지만, CONV에서의 표준편차 비는 OPER와 같거나 OPER보다 크고 모두 1 이상이라는 특징이 있다. 이것은 CONV의 전구 평균장에서 격자별 값들의 편차가 OPER보다 작지 않으며 관측보다는 같거나 크다는 것이다.  $S$ 를 기준으로는 실험마다 변수별 모의 성능의 우위는 달랐으나, 전구 강수 평균장의 경우에는 동아시아 평균장과 마찬가지로 OPER가 CONV의 우위에 있었다. 강수와 200-hPa 남북 바람을 제외하고 나머지 변수들에 대해서는 모두 0.01 정도의 근소한 차이가 났다.

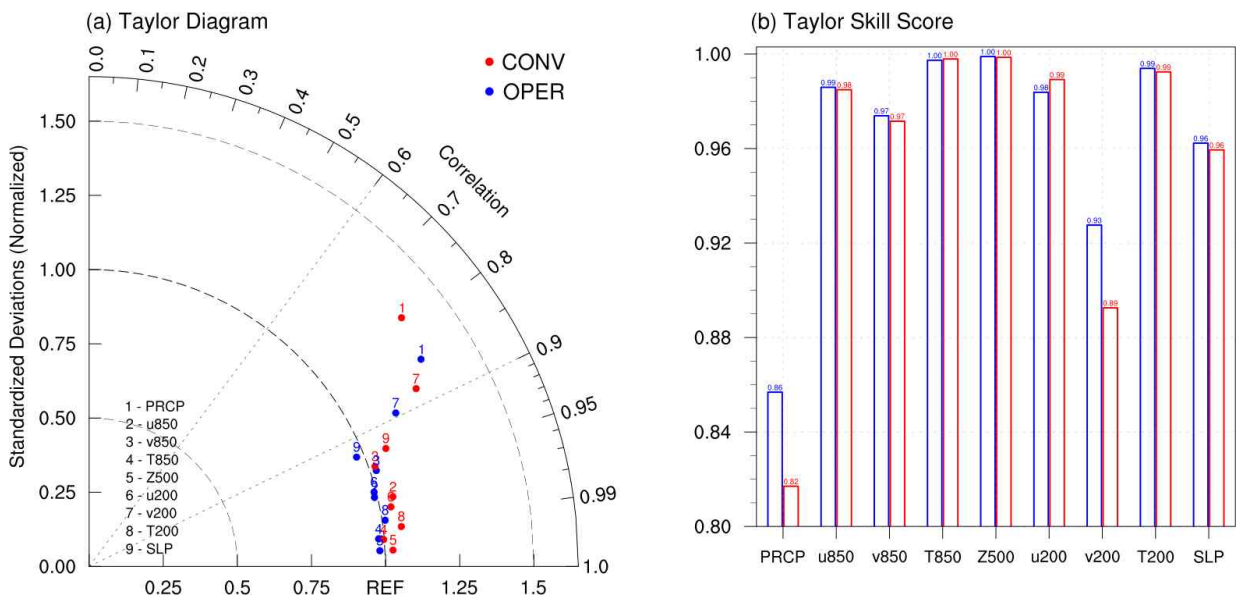


Figure 4.41. The same as Figure 4.32, but for global climatology.

Table 4.3. The same as Table 4.2, but for global climatology.

	$R$		$\sigma$		$S$	
	OPER	CONV	OPER	CONV	OPER	CONV
PRCP	0.85	0.78	1.32	1.35	0.86	0.82
u850	0.97	0.97	0.99	1.05	0.99	0.98
v850	0.95	0.94	1.02	1.02	0.97	0.97
T850	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00	1.00
Z500	1.00	1.00	0.98	1.03	1.00	1.00
u200	0.97	0.98	0.99	1.04	0.98	0.99
v200	0.89	0.88	1.16	1.26	0.93	0.89
T200	0.99	0.99	1.01	1.06	0.99	0.99
SLP	0.93	0.93	0.97	1.08	0.96	0.96

다음으로는 OPER와 CONV의 강수 예측 성능을 시간 상관계수 (Temporal correlation coefficient, TCC)를 통해 살펴보았다 (Figure 4.42; 60°S-60°N만 표시). OPER부터 살펴보면, 여름철 강수의 예측성은 열대 태평양에서 0.5 이상의 TCC를 보이며 높게, 동아시아 몬순 밴드가 위치하는 중국~한국~일본 등을 포함하여 중위도 지역에서는 대체로 낮게 나타났다. 그림의 TCC 패턴 결과는 기상청 기후예측모델의 버전 및 예측장 구성은 서로 다르지만 임소민 등 (2018)에서 보인 것과 여전히 유사했으며, 다른 모델에서도 대체로 그러하여 비단 기상청 기후 예측모델에서만 나타나는 특성은 아닌 것으로 보인다 (Kim and Lim, 2023; Krishna et al., 2018). 이러한 해석은 CONV에서도 마찬가지로, 0.8 이상의 TCC 값이 OPER에서는 동태평양에서 날짜변경선 너머까지 이어지는 반면 CONV에서는 동태평양에 한정되는 등 CONV는 열대에서의 성능이 다소 감소했다.

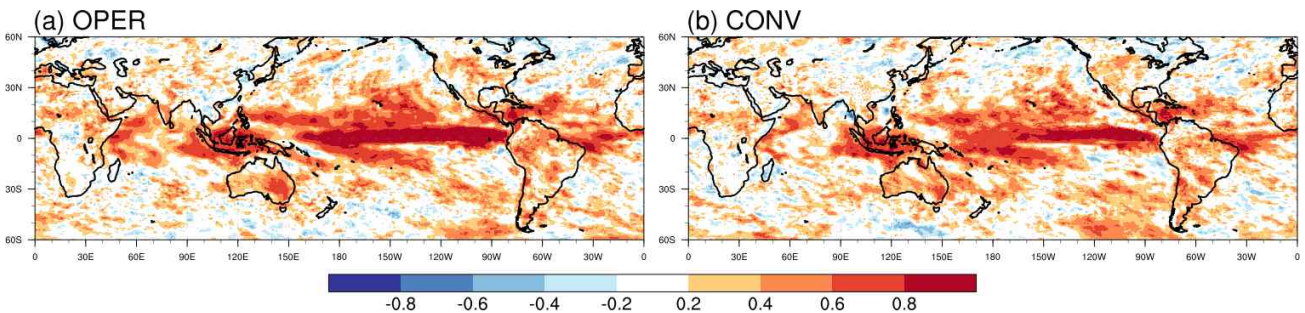


Figure 4.42. Temporal correlation coefficient of precipitation in OPER (a) and CONV (b).

적운모수화 기법 적용에 따른 물리 과정의 변화로 대류성-대규모 강수와 같은 강수 유형 또한 달라질 수 있다(Tost et al. 2006). Figure 4.43은 동아시아 영역에 대해 OPER와 CONV에서의 대류성-대규모 강수 평균장을 나타낸다. 그림에서 나타난 바와 같이, OPER는 대부분의 강수가 대류성 강수로 구성되어 있으며 저위도로 갈수록 그 비율이 대체로 높아진다. CONV는 OPER 대비 대규모 강수가 증가하며 (0.68 vs. 2.12), 동해-오호츠크해 영역에서는 전체 강수 (대류성 강수와 대규모 강수의 합)에 대해 대규모 강수의 비율이 90% 이상을 차지한다. 전체 강수량을 1로 보았을 때 대류성과 대규모 강수의 비율은 OPER는 0.88:0.12인데 반해, CONV는 0.60:0.40으로 그 구성에 차이가 있다. CONV에서의 대규모 강수 증가는 약한 적운의 발달로 인해 대기불안정이 완전히 해소되지 못했기 때문으로 여겨진다(박성수 2023).

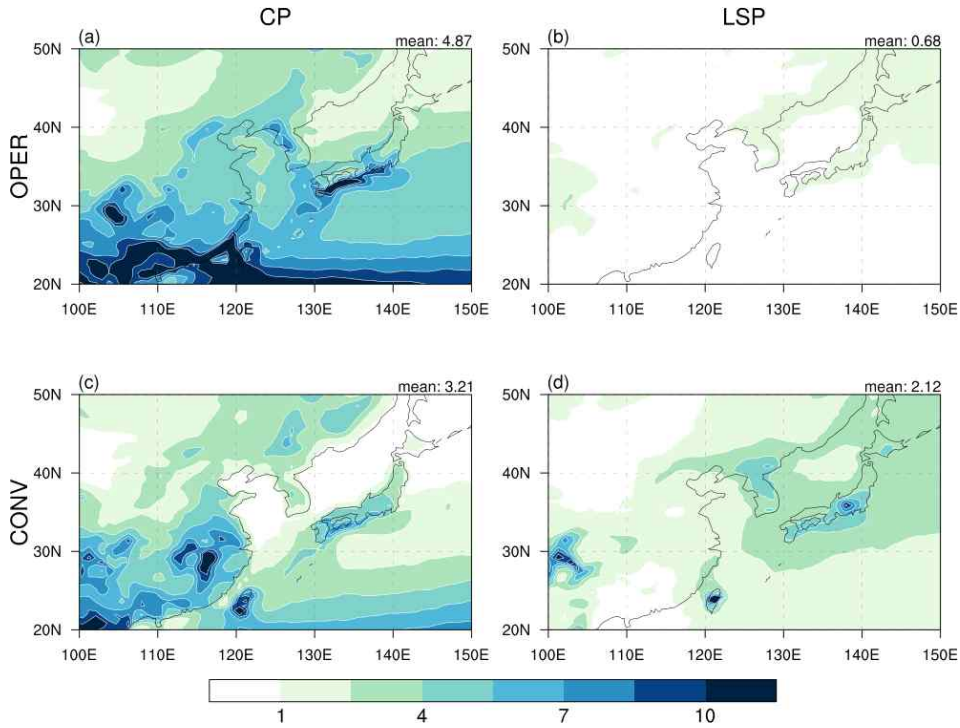


Figure 4.43. Convective and large-scale precipitation (CP and LSP, respectively; mm/day) from OPER (a, b) and CONV (c, d).

Figure 4.44는 GPCP, OPER, CONV에서의 동아시아 영역 [20°-50°N, 100°-150°E] 강수량별 빈도를 나타낸 그림으로, 분석 기간 전체에 대한 격자 강수 일자료 (1,840일에 해당; 92일×20년)를 1 mm/day 간격으로 범주화하여 사용했다. 예를 들어 강수가 0.3 mm/day인 경우는 0-1 mm/day 강수 범위에 포함시켰다. 관측과 실험 모두 대부분의 구간에서 강수가 증가할수록 그에 대한 발생 빈도는 줄어드나 자료별 구체적인 양상은 같지 않다. 첫 번째 강수 구간인 0-1 mm/day 구간에서는 GPCP가 50% 이상의 비율을 보이지만, 모델에서는 10%대의 비율을 보여 현저히 차이가 났다. 두 번째 강수 구간인 1-2 mm/day 구간부터는 모델이 관측의 발생 비율을 넘어섰다. 이후 OPER는 17-18 mm/day 구간, CONV는 15-16 mm/day 구간까지 GPCP보다 발생 빈도가 높았다가 다시 줄어들었으며, 29-30 mm/day 구간부터는 CONV가 OPER보다 큰 빈도값을 보이기도 했다.



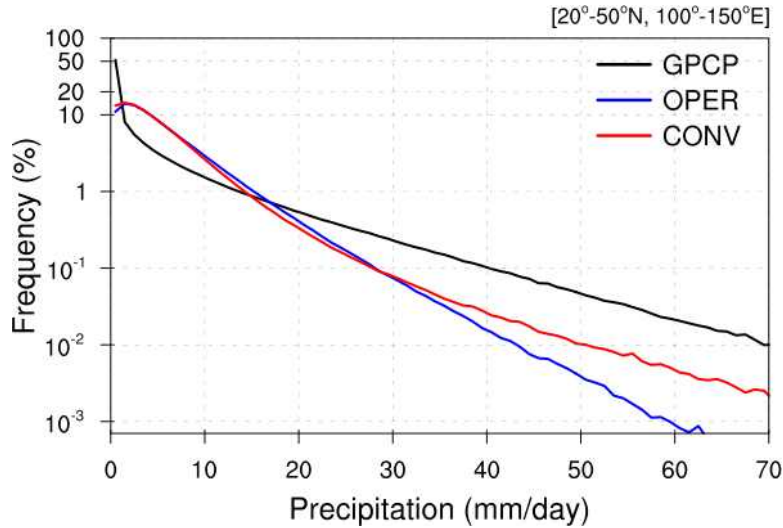


Figure 4.44. Frequency of daily precipitation over East Asia for observation and model simulations.

Figure 4.45은 일정 강수를 넘는 경우의 비율을 공간 분포로 나타낸 것이다. 기준은 18 mm/day로서 앞서 기술한 격자 강수 일자료를 통해 계산한 표준편차의 약 2배에 해당하는 값이다. GPCP의 강수 빈도는 몬순 강수대가 위치한 영역에서 높는데, 이러한 패턴은 Figure 4.27 a의 강수 평균장과 Figure 4.33의 강수 표준편차장의 패턴과도 유사하다. 그러나 OPER와 CONV는 몬순 강수대를 중심으로 나타나는 높은 빈도의 패턴을 모의하지 못하는데, 이는 모델이 해당 영역에서의 강수를 적게 모의하기 때문임을 강수 편차장 (Figure 4.27b, d)을 통해 유추할 수 있다. 그러나 오히려 GPCP보다 실험에서 더 높은 빈도로 발생하는 강수가 그리드 단위 또는 국지적으로 발생하기도 하는데, 이 또한 모델이 강수를 과다 모의하는 영역 (예를 들어 대만, 일본 등)과 일치한다.

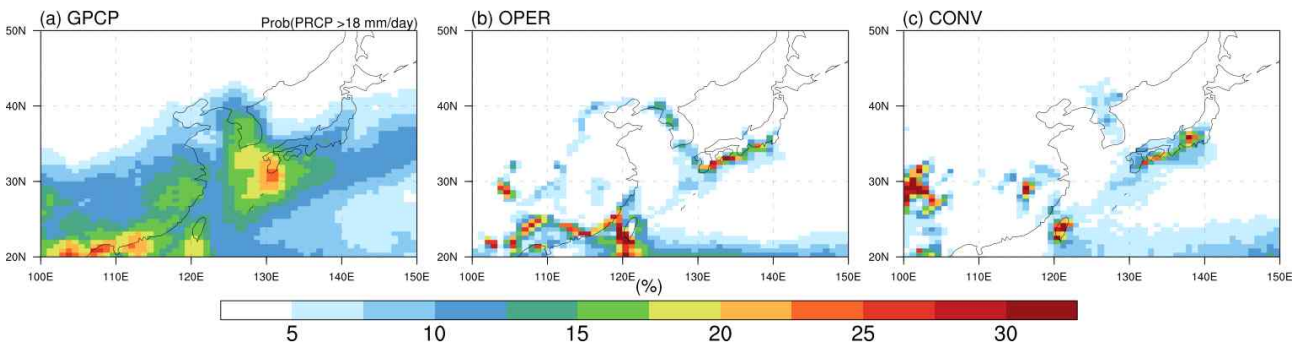


Figure 4.45. Spatial distribution of precipitation frequency with precipitation amount larger than 18 mm/day.

## 4.4. 동아시아 극한 강수

### 4.4.1. 검증 방법

극한강수 예측에 대한 규모적응 적운모수화와 통합실험의 효과를 살펴보기 위해 본 연구에서 집중한 계절은 우리나라에 강수가 집중되는 시기인 6월과 7월이다. 먼저 극한강수 사례를 선정하고 그 때의 평균장이 기후학적인 6월과 7월의 평균 상태와 어떻게 다른지 확인하였다. 이후 관측에서의 극한강수 특성이 모델 예측에서도 잘 모의되는지 확인하였고, 현업에 비해 적용된 기술이 극한강수 예측에 있어서 어떠한 효과를 나타내는지 검증하였다.

#### 4.4.1.1. 극한강수 정의

극한강수일은 동아시아 지역 일강수량의 90퍼센타일을 초과하는 날로 정의하였으며 타겟으로 둔 시기는 6월과 7월이다. 모델은 4개 초기장을 둔 5월의 과거재현실험을 사용하였고 1997년부터 2016년까지 20년의 기간을 사용하여 6월, 7월 모두 총 2400개 이상의 샘플 사이즈를 구성하였다(Figure 4.46). 극한 사상인 만큼 샘플의 크기를 늘리기 위하여 리드별로 평균하기보다는 각 시작일의 결과를 모두 사용하였다. 따라서 6월은 리드 8~61일까지, 7월은 리드 38~ 92일까지의 자료를 사용하였다. 극한강수일 정의에서 사용된 동아시아 지역은 [31° ~38° N, 120° ~140° E] 으로 Figure 4.47에서 표시된 회색 영역이다. 관측에서 선택된 극한강수일은 6월은 66일, 7월은 71일이다.

달짜 시작일	29	30	31	6/ 1	2	3	4	5	6	..	..	26	27	28	29	30	7/ 1	2	3	4	5	..	..	28	29	30	31	8/ 1	2
5/1				L32	L33	L34	L35	L36	L37	...	...	L58	L58	L59	L60	L61	L62	L63	L64	L65	L66	...	...	L89	L90	L91	L92	L93	L94
5/9				L24	L25	L26	L27	L28	L29	...	...	L49	L50	L51	L52	L53	L54	L55	L56	L57	L58	...	...	L81	L82	L83	L84	L85	L86
5/17				L16	L17	L18	L19	L20	L21	...	...	L41	L42	L43	L44	L45	L46	L47	L48	L49	L50	...	...	L73	L74	L75	L76	L77	L78
5/25				L8	L9	L10	L11	L12	L13	...	...	L33	L34	L35	L36	L37	L38	L39	L40	L41	L42	...	...	L65	L66	L67	L68	L69	L70

**Daily JUN (M1)** 6/1~6/30 , 20yr x 4ini x 30 days = 2400

**Daily JUL (M2)** 7/1~7/31 , 20yr x 4 ini x 31 days = 2480

Figure 4.46. Sample data construction for selecting extreme rainfall events.

### 4.4.2. 과학적 효과 검증

#### 4.4.2.1. 동아시아 여름철 극한강수 발생/기작에 대한 관측 특성 분석

Figure 4.47은 월별 평균 강수량과 극한강수 발생시 강수량, 그리고 그 둘의 차이를 보여준다. 6월과 7월 모두 극한 강수가 발생했을 때 대상 영역(회색 상자 표시)에서의 양의 강수 아노말리가 뚜렷하고 그 아래 남중국해는 음의 아노말리가 나타났다. 6월과 7월의 강수 아노말리 패턴이 유사하나 6월은 7월에 비해 우리나라 남쪽 그리고 중국 남동부로의 확장이 특징적

이고, 7월의 극한강수는 6월보다 좀 더 북쪽까지 발생하고 서태평양 지역에 양의 강수 아노말리가 나타나는 것이 특징적이다.

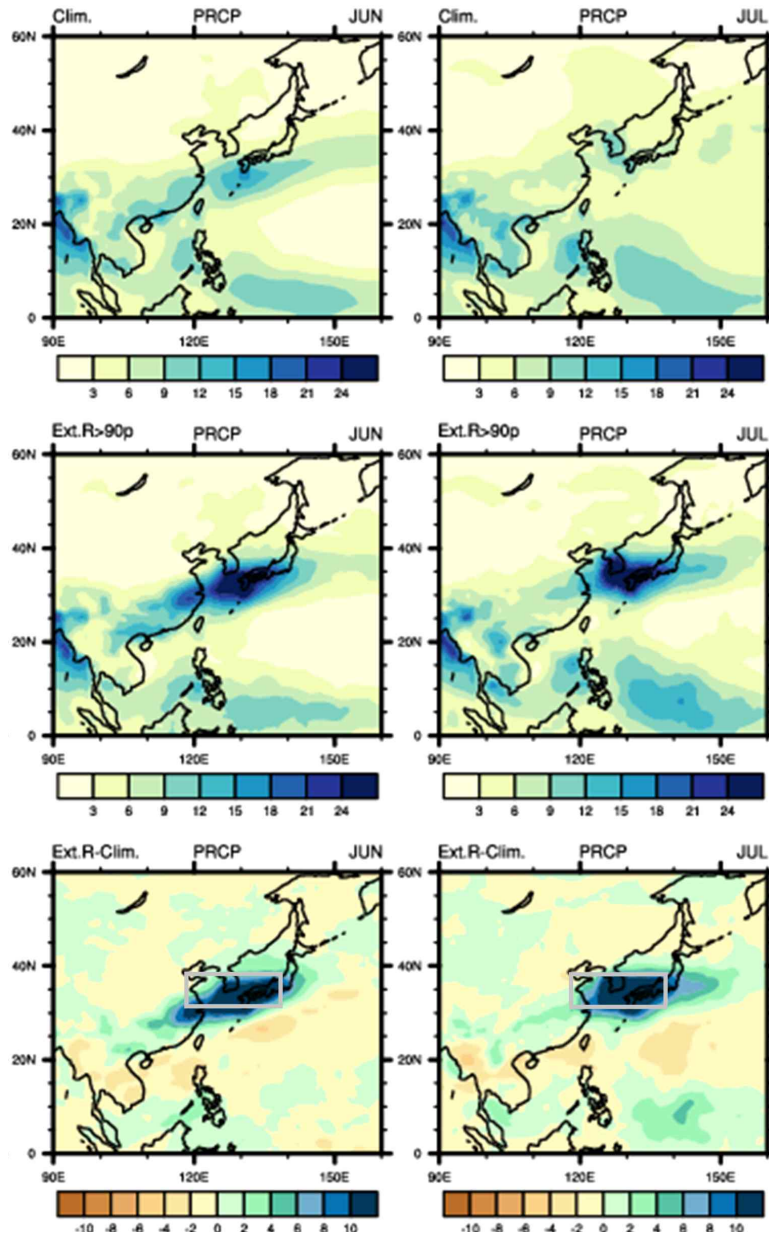


Figure 4.47. Spatial characteristics of rainfall amount in the climatology(the upper panel) and extreme rainfall events(the middle panel), and the composite anomaly of extreme rainfall events(the lower panel) during June and July from 1997 to 2016. The gray box denotes the target area of East Asia( $31^{\circ}$  ~ $38^{\circ}$  N,  $120^{\circ}$  ~ $140^{\circ}$  E).

극한강수 발생 시 대기순환장 (Figure 4.48)을 살펴보면 6월과 7월 모두 평년대비 북태평양 고기압이 강화되고 중국 내륙과 서해상에 위치한 저기압과 우리나라를 향해 확장한 북태평양 고기압 사이에서 기압경도가 강화되면서 발생한 하층제트로 인해 우리나라로 많은 양의 수증기가 공급되고 있다. 그리고 강한 연직 상승 기류와 우리나라 상공에 상층 제트기류의 발산구역이 위치하여 대류권 상층까지 구름대를 발달시키기 좋은 조건이다. 6월과 7월의 차이점은 6월에는 동아시아 지역에 대기 하층에 따뜻한 성질의 공기괴와 많은 수증기가 특징적이라면 7월에는 북쪽의 찬 공기괴와 남쪽의 따뜻한 공기괴의 대조가 특징적이고 이러한 차고 건조한 북쪽과 따뜻하고 습한 남쪽대기의 만남이 상층에서부터 하층까지 전층에 걸쳐 나타나는 것이 특징적이다.

김과 함 (2009)에 따르면 호우를 유발하는 주요 요소로 이루어지는 많은 수증기량, 강한 연직 상승류, 정적 불안정도를 제시한다. 본 연구에서는 6월은 이루어지는 따뜻하고 많은 수증기량, 7월은 정체전선 강화로 인한 불안정도가 극한강수 발생 주요 기작이라고 보여진다.

극한강수 발생 기작을 확인하기 위해 극한강수가 발생하기 전 시간에 따른 대기 순환장의 흐름을 살펴보았다.

먼저 6월에는 극한강수 발생 이틀전부터 형성되는 중국 내륙의 저기압성 아노말리와 연관이 있는 것으로 나타났다. 티벳고원 오른쪽 풍하측에 저기압성 흐름이 생기고 시간이 지날수록 점차 깊어지는 모습을 보인다. 상당온위에서 알 수 있듯이 이 저기압성 아노말리는 또한 온난 다습한 특성을 가지고 극한강수 발생 이틀 전부터 시간의 흐름에 따라 점차 우리나라로 이동하고 있다. 이 저기압성 아노말리의 이류에 따라 남서풍을 타고 많은 수증기 수송도 함께 유입되고 있어 우리나라 하층 대기는 고온다습한 상태에 놓이게 된다.

극한강수 발생 2주 전부터의 대기 상층의 발달 상황 (Figure 4.49)를 살펴보면 유라시아 블로킹(검은 상자)이 시간이 지남에 따라 점차 강화되면서 동쪽과 남동쪽으로 로스비파 에너지가 전파되고 있다. 이 파동 전파로 우리나라 북서쪽에 저기압성 아노말리가 자리잡고 북태평양 고기압이 발달하게 된다. 우리나라 북서쪽의 저기압성 아노말리에 의해 유도된 상층의 차고 건조한 공기는 고온 다습한 하층 공기와 만나 호우 발생에 호조건을 더하게 된다 (Xu et al., 2023; Chen et al., 2021).

7월의 대기 하층을 살펴보면 사흘 전부터 꾸준히 우리나라를 중심으로 남고-북저의 기압 패턴이 유지되고 있다. 남쪽의 고기압성 아노말리는 북태평양 고기압의 확장으로 보여지는데 이 고기압성 순환의 가장자리를 따라 평소보다 강화된 하층제트가 나타난다. 그에 수반된 아열대 지역에서의 충분한 수증기가 우리나라로 공급되며 우리나라 북쪽에 정체된 찬 공기와 만나 호우를 유발하는 모습이다. 이렇게 우리나라 인근에 나타난 남고-북저의 기압 패턴은 상층에서도 2주 전부터 유지되어 왔다. Pacific-Japan (PJ) 지수를 통해 분석해 본 결과 이 북태평양 고기압의 정체 현상은 음의 PJ 패턴이 평소보다 강화된 결과로 보인다.



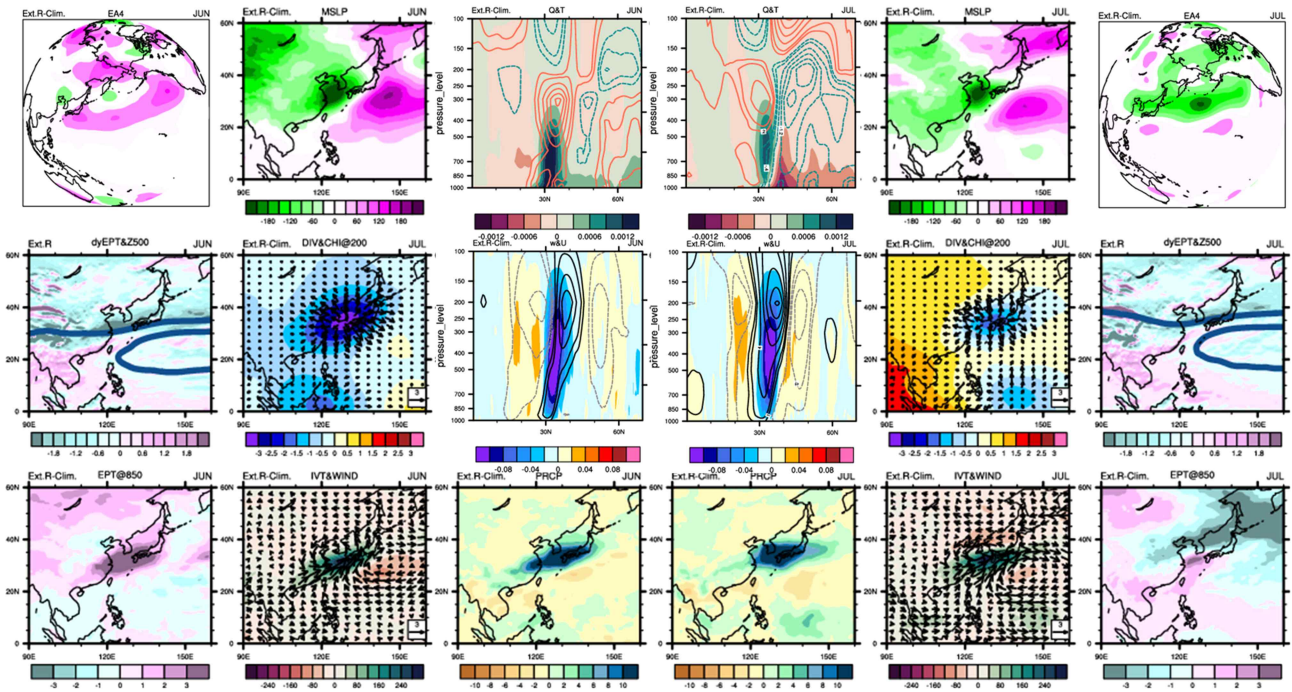


Figure 4.48. Composite anomalies of extreme rainfall related atmospheric environment such as geopotential height, mean sea level pressure, equivalent potential temperature at 850 hPa, divergence at 200 hPa, low level wind, integrated water vapor transport, and zonally averaged vertical structure (specific humidity, temperature, zonal wind and velocity).

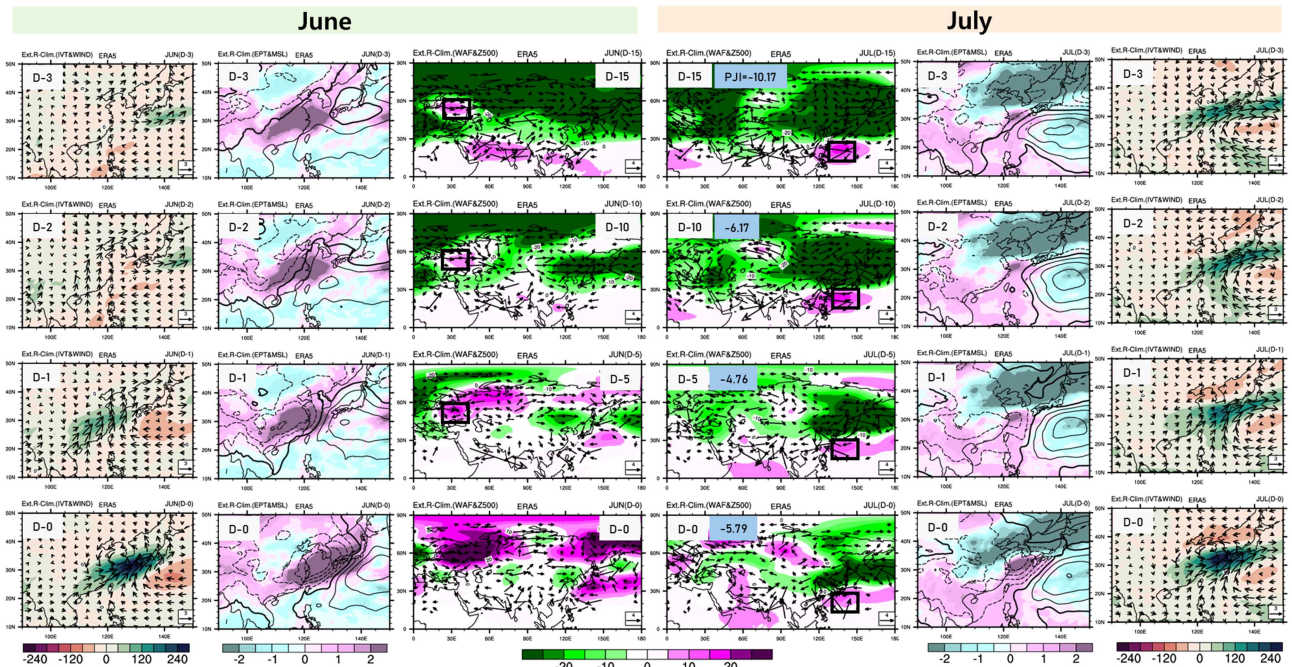


Figure 4.49. Time lagged composite evolution of anomalous mean sea level pressure, equivalent potential temperature, integrated water vapor transport and low level, geopotential height, and wave activity flux at 500hPa spanning 3 or 15 days before the extreme rainfall events.

#### 4.4.2.2. 동아시아 여름철 극한강수 발생/기작에 대한 GloSea6 현업 모의 특성 분석

다음은 GloSea6 현업 예측에서 모의한 여름철 극한강수 발생과 기작에 대한 분석이다.

먼저 6월의 극한강수 현업 예보는 관측에 비해 상대적으로 지역적이고 약한 강수 패턴을 보이고 있지만 호우를 발생시키는 호조건은 관측과 상당히 유사하다 (Figure 4.50). 북태평양 고기압의 확장에 따라 남북 기압경도가 강화되고 그로 인해 강한 하층제트가 발생하여 많은 양의 수증기가 우리나라로 공급되는 호조건을 현업 예보도 잘 모의하고 있다. 또한 우리나라 인근에서 하층에 따뜻하고 습한 공기괴가 자리잡은 온난 이류의 특징, 상공에 상층 제트기류의 발산구역이 위치하여 대류권 상층까지 구름대가 발달하는 특징도 잘 모의한다.

현업 예측은 6월의 극한강수 발생 기작인 유라시아 블로킹 발달에 따른 북태평양 고기압 발달과 만주 지역 종관저기압의 특징뿐만 아니라 하층에서 나타나는 저기압성 아노말리 이동에 따른 온난 다습한 공기 이류도 잘 모의한다 (Figure 4.51).

현업 예측의 7월 극한강수 역시 상대적으로 지역적인 강수 패턴을 보이고 있지만 호우 발생 호조건은 관측과 유사하다 (Figure 4.52). 좁고 강한 정체전선 형성, 상층제트에 의한 발산역 강화로 우리나라 인근에 대류성 구름대가 급격히 발달하기 좋은 조건도 현업 예측은 잘 모의하고 있다. 그러나 그 강도가 관측에 비해서는 상대적으로 약하게 모의되고 있다. 또한 음의 PJ 패턴 강화에 따른 북태평양 고기압 정체도 상당히 잘 모의되고 있다 (Figure 4.53). 사흘 전부터 지속되는 하층에서의 정체전선 강화의 특징도 잘 모의하지만 동풍의 강화로 아열대 지역에서부터 북쪽으로 공급되는 양의 수증기는 관측만큼 모의하지 못하는데 이 때문에 현업에서의 극한강수가 과소모의 되는 것으로 보인다.



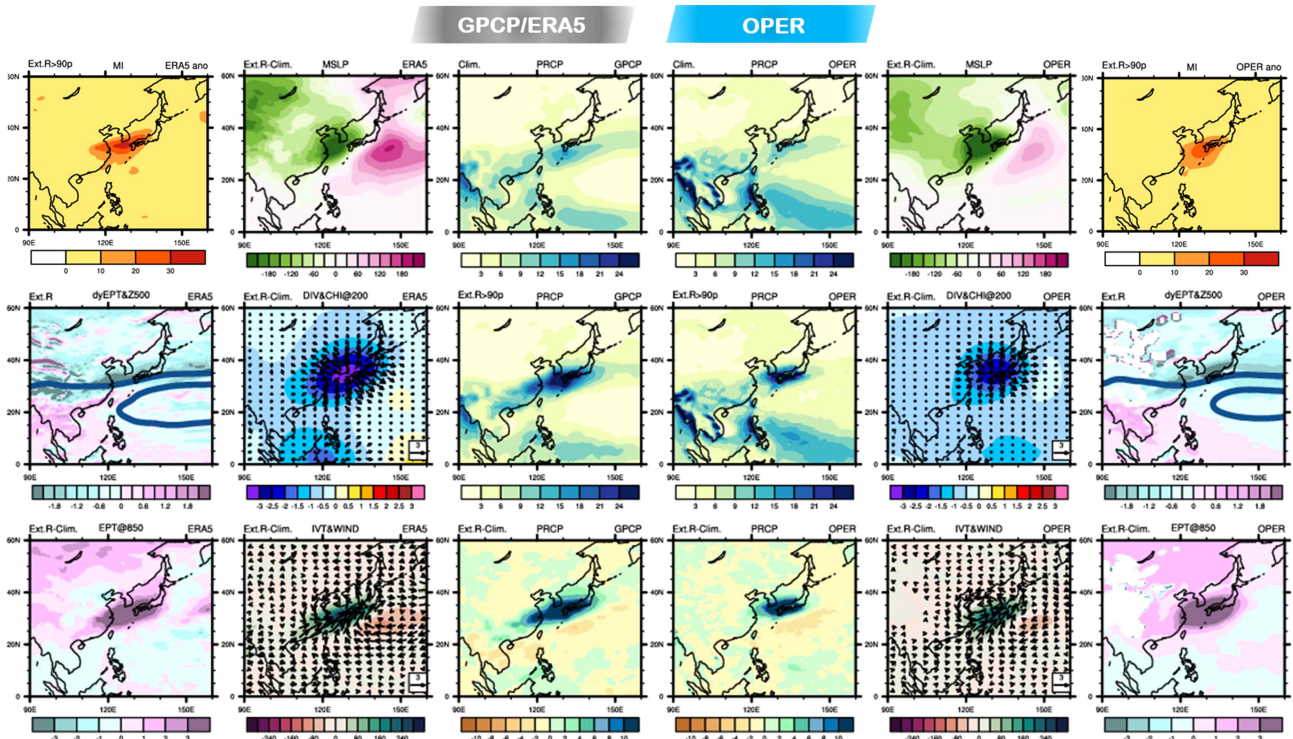


Figure 4.50. Same as in Figure 4.48, but for June in GloSea6 operational forecast.

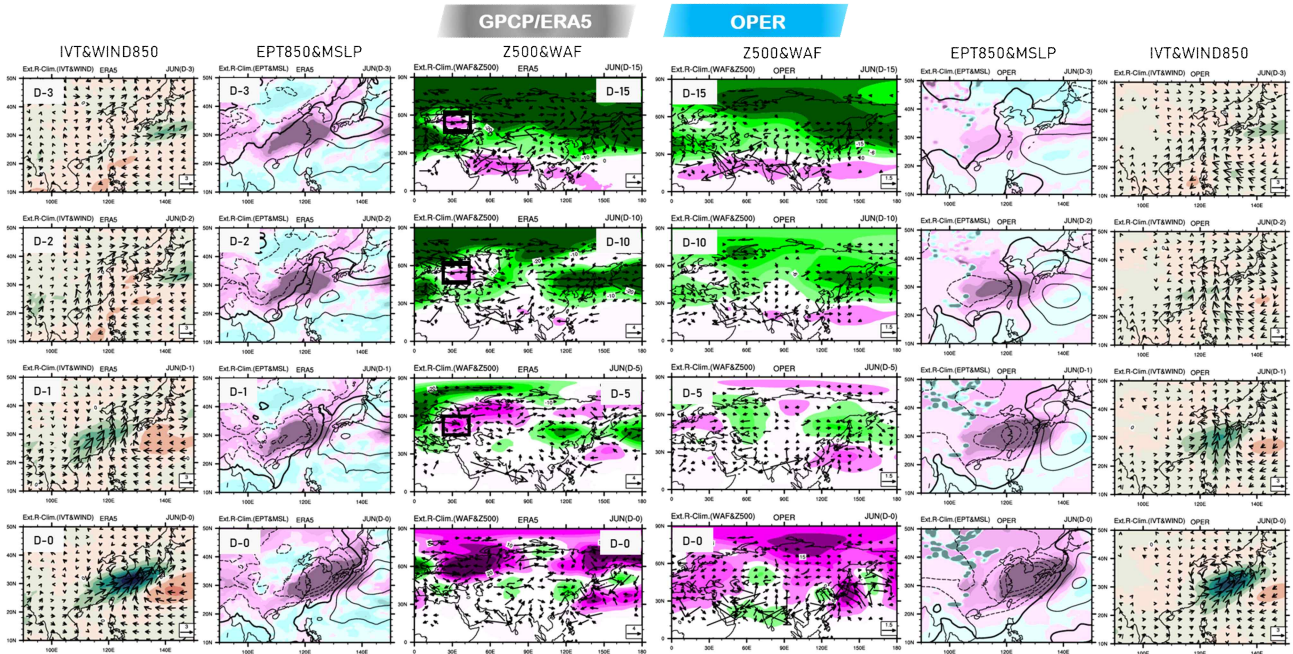


Figure 4.51. Same as in Figure 4.49, but for June in GloSea6 operational forecast.



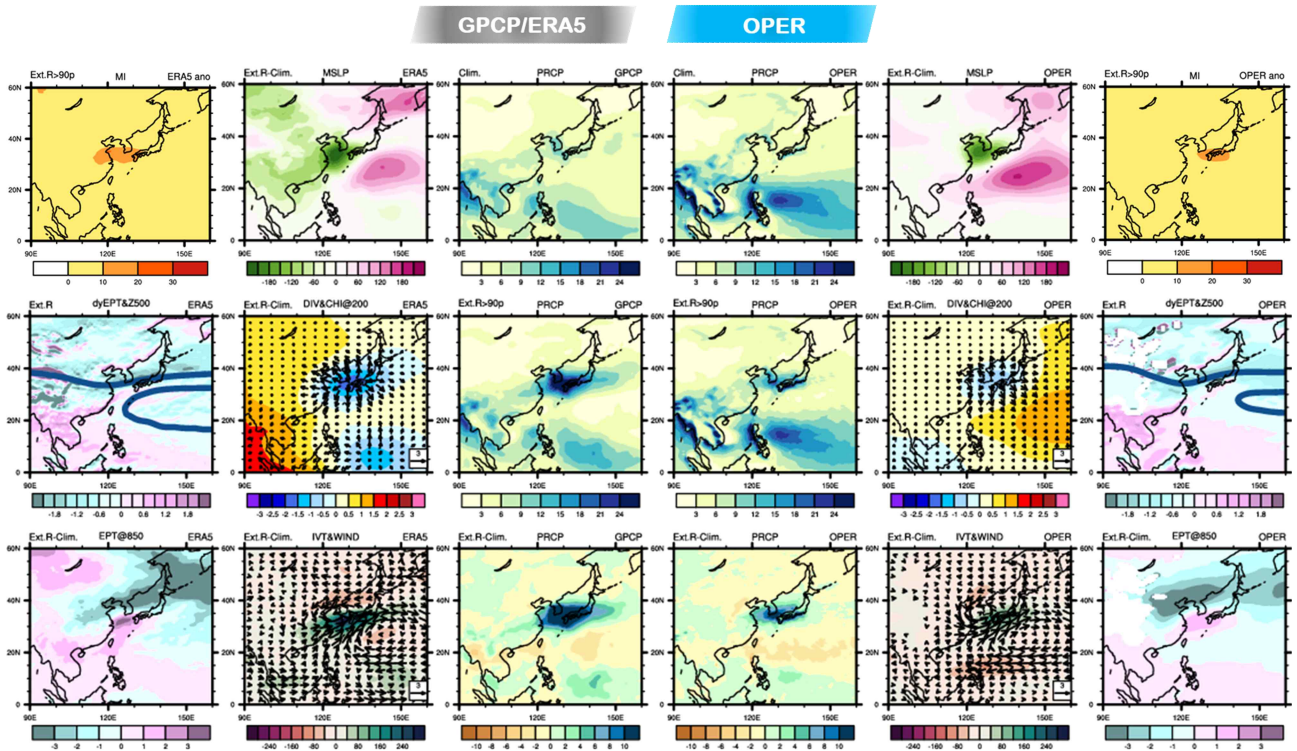


Figure 4.52. Same as in Figure 4.50, but for July.

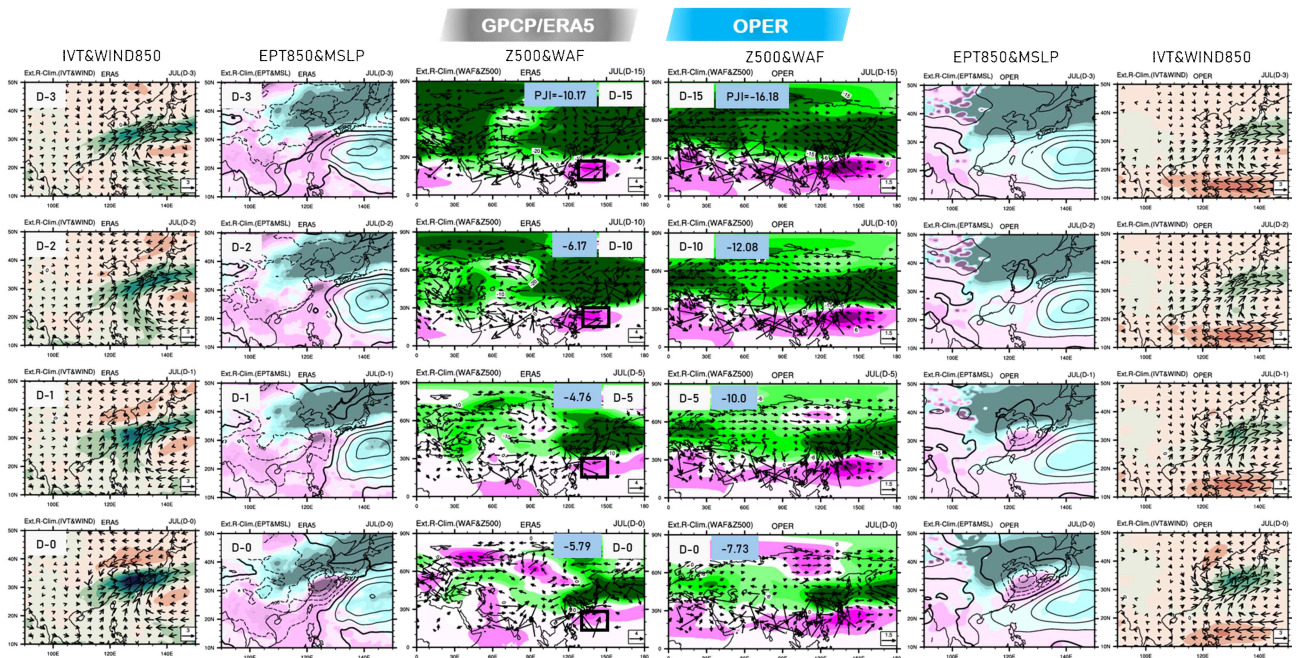


Figure 4.53. Same as in Figure 4.51, but for July.



#### 4.4.2.3. 동아시아 여름철 극한강수 발생/기작에 대한 GloSea6 단일/통합실험 모의 특성 분석

다음은 R&D 성과를 기반으로 수행된 실험들에 대한 극한강수 예측 능력 평가이다. 대체로 눈알베도 감소 실험은 현업과 비교했을 때 동아시아 여름철 극한강수 발생에 있어서 미미한 영향을 미쳤고 규모적응 적운모수화 기술은 현업에서 상당히 벗어난 결과를 보였다. 영향력이 큰 기술인 만큼 규모적응 적운모수화 기술이 적용된 실험들 간에는 대체로 유사한 결과를 나타냈다. 따라서 OPER와 SNOW의 결과가 유사하고, CONV와 CONV\_SNOW의 결과가 유사하므로 이후 결과들은 관측, 현업, 규모적응 적운모수화 실험, 세 가지 결과만을 제시하고자 한다.

CONV 실험 (Figure 4.54)의 6월 극한강수 예측은 현업이 그랬던 것처럼 관측처럼 넓은 강수역을 모의하지 못하고 있다. 대체로 극한강수가 발생할 수 있는 호조건을 모의하고 있지만 6월보다는 7월의 극한강수 특징과 더 유사하다. 이러한 모습은 극한강수 발생 2주 전부터의 중층 기압장과 wave activity flux의 발달 모습 (Figure 4.56)에서도 확인할 수 있는데 6월 7월 모두 우리나라 인근에선 남고-북저형의 기압 패턴이 나타난다.

7월 극한강수를 예측한 CONV 실험의 결과 (Figure 4.55)는 7월의 고유 특성을 대체로 잘 나타내지만 강수의 강도, 강수역의 크기를 관측에 비해 상당히 작게 모의하고 현업보다도 건조하게 모의한다. 리드타임이 길어짐에 따라 상대적으로 6월보다는 7월의 특징을 더 모의하기 힘든 것으로 보인다.

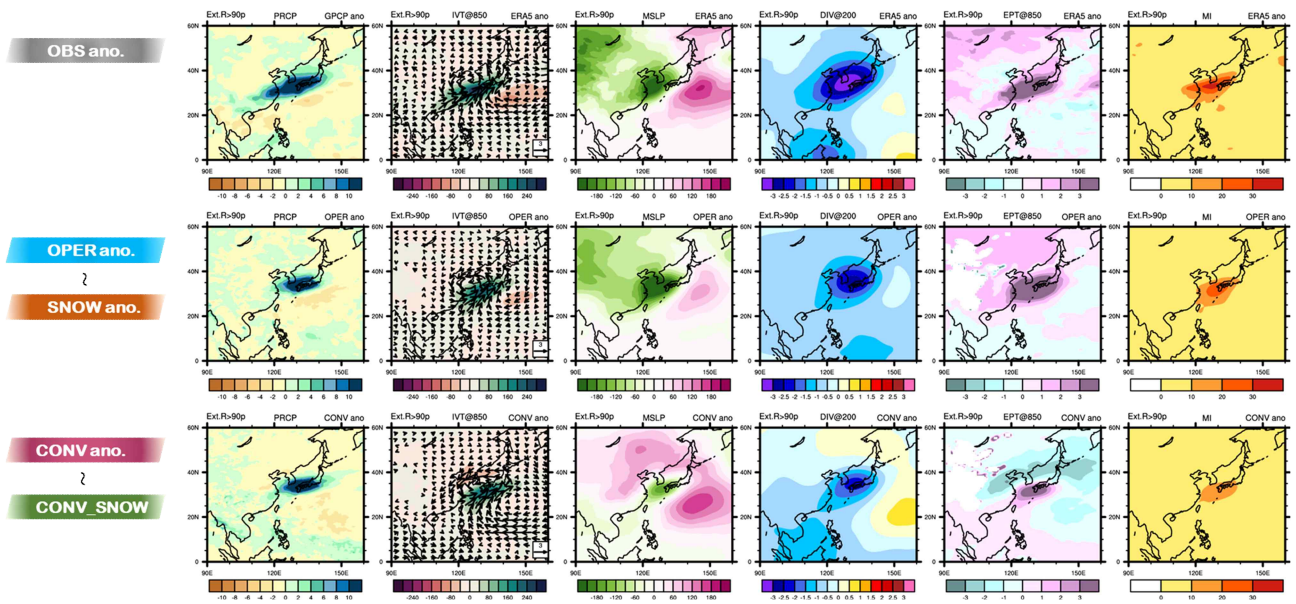


Figure 4.54. Comparison of model experiment with observation for the composite anomalies associated with extreme rainfall events in June.

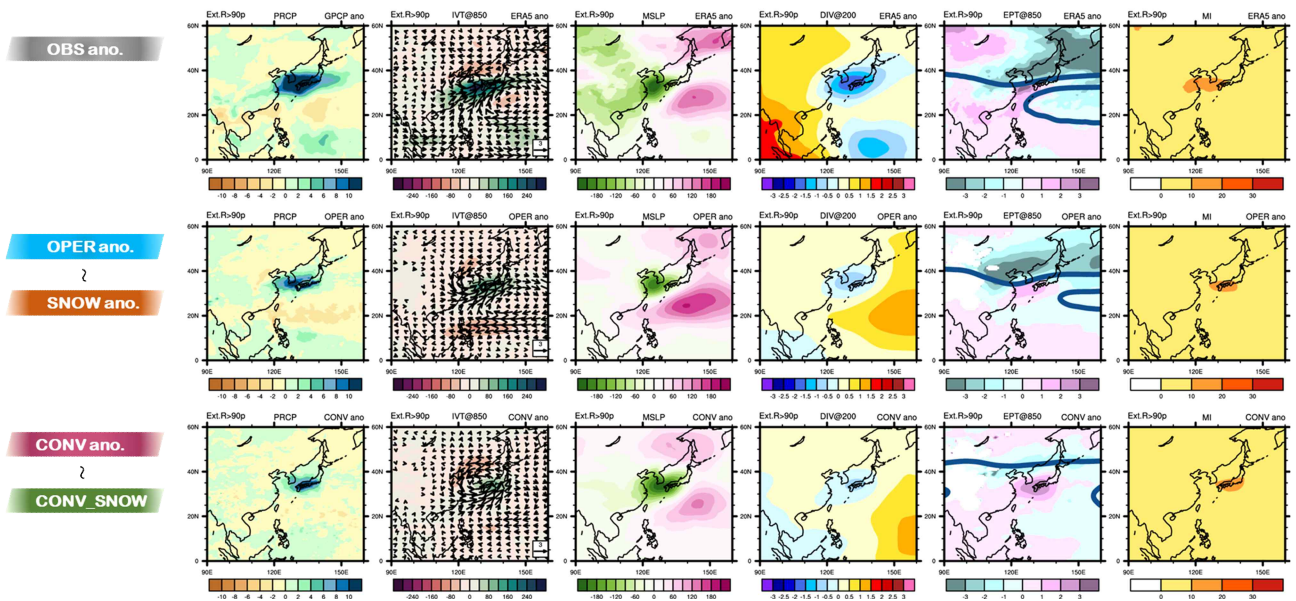


Figure 4.55. Same as in Figure 4.54, but for July.



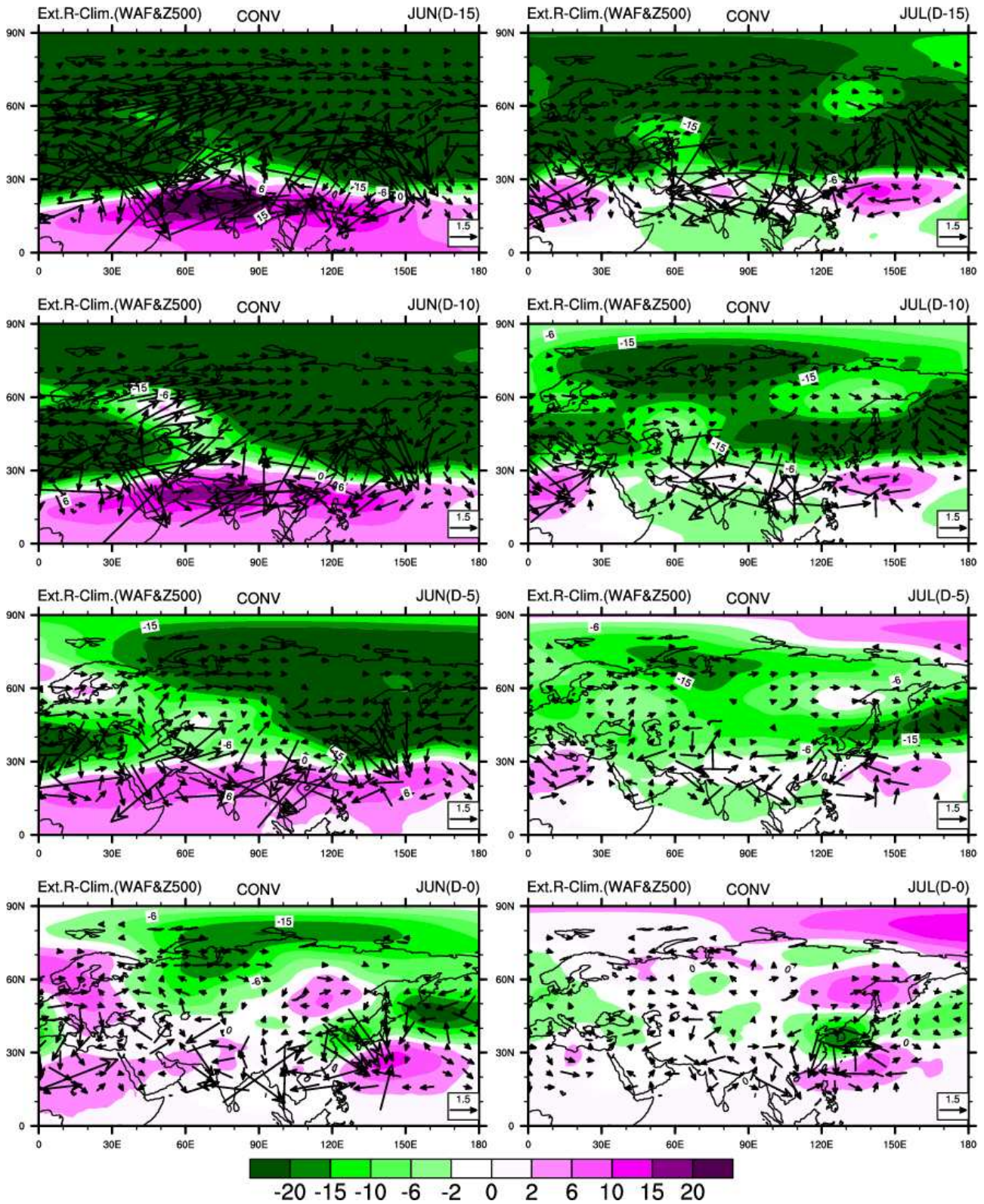


Figure 4.56. Time evolution of wave activity flux anomalies for extreme rainfall event in CONV experiment.

#### 4.4.2.4. 동아시아 여름철 극한 강수 모의에 대한 개선/미개선 주요 원인 진단

강수량 및 강수 분포 비교에서 규모적응 적운모수화 기술은 극한 강수량을 과소모의하는 현업의 단점을 강화시키는 것으로 나타났다. 또한 규모적응 적운모수화 실험은 7월의 극한강수 특성을 6월 예측에서 모의하는 경향이 있다. 그 원인에 대한 이유를 살펴보았다.

먼저 규모적응 적운모수화 실험에서 선별된 개별 호우 사례들을 각각 확인함으로써 월별 호우 특성이 잘 분류되고 있는지 진단하고자 하였다. 관측에서는 몇몇 특정 사례가 전체 평균에 영향을 주는 것이 아니라, 각각의 사례가 해당 월의 특징을 잘 나타내고 있는 것으로 보아 6월과 7월의 호우 특징이 잘 진단되었음을 먼저 확인하였다. 현업 예측 역시 6월의 호우 특성이 사례 중 89.7%에서 나타내고 있어 모델이 기본적으로 관측의 호우 특징을 잘 모의하는 것으로 판단된다. 반면 규모적응 적운모수화 예측에서는 6월의 호우 특성인 이동성 저기압에 의한 온난한 수증기 다량 이류의 모습을 사례 중 74.5%만이 나타내고 나머지 26.5%는 전선성 호우 특징을 보여 관측과 현업에 비해 기본적으로 중규모 저기압 영향을 낮게 모의하였다. 특히 전선성 호우의 특징을 가장 강하게 보이는 특정한 사례를 제외한 뒤 합성장 분석을 다시 수행한 결과 관측에서 나타난 6월의 호우 특성에 가깝게 모의하는 것을 확인하였다(Figure 4.57). 즉, 규모적응 적운모수화 기술은 현업에 비해 남쪽 북태평양 고기압 강화-북쪽 저기압성 순환 강화의 남북 기압 대비 구조가 좀 더 빈번히 나타남과 더불어 그 강도를 강하게 모의해서 전체적으로 전선성 호우의 특성을 나타내는 것으로 판단된다.

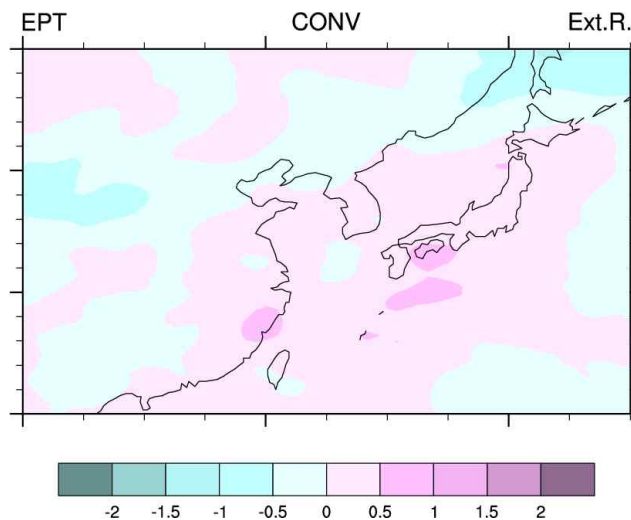


Figure 4.57. Composite anomaly of equivalent potential temperature for extreme rainfall events other than only one case June, 19, 1997 in CONV experiment.

Figure 4.58은 multiscale index (MI, Park et al., 2023) 진단을 통한 고주파/저주파 수증기 수송의 기여도 분석의 결과를 보여준다. 6월 극한강수 발생에 대한 저기압성 아노말리를 따라 이류되는 따뜻하고 많은 수증기량은 중국 내륙으로부터 우리나라로 이동하는 중규모 저기압으



로 해석할 수 있다. 이것은 극한강수에 대한 고주파 수증기 수송의 기여도를 나타낸 MI 분석을 통해서 알 수 있었는데 관측에서는 6월 극한강수 발생 시 고주파 수증기 수송의 비율이 30%를 넘어선 반면 7월 극한강수 발생에서는 그 기여도가 10%에 그쳤다. 이는 7월보다는 6월의 극한강수 발생에 좀 더 고주파 변동이 기여했다는 것을 의미한다. 현업 예측에서도 6월 극한강수 시의 MI는 관측보다 작지만 20% 이상의 기여도를 보였으나 정체전선 강화의 영향을 받는 7월 극한강수에서는 고주파 수증기 수송 비율이 훨씬 낮았다. 그러나 적운모수화에서는 6월 7월 모두 고주파 수증기 수송의 기여도가 낮아 6월의 호우 특징인 중규모 저기압 영향이 모의되지 못하는 것으로 판단된다.

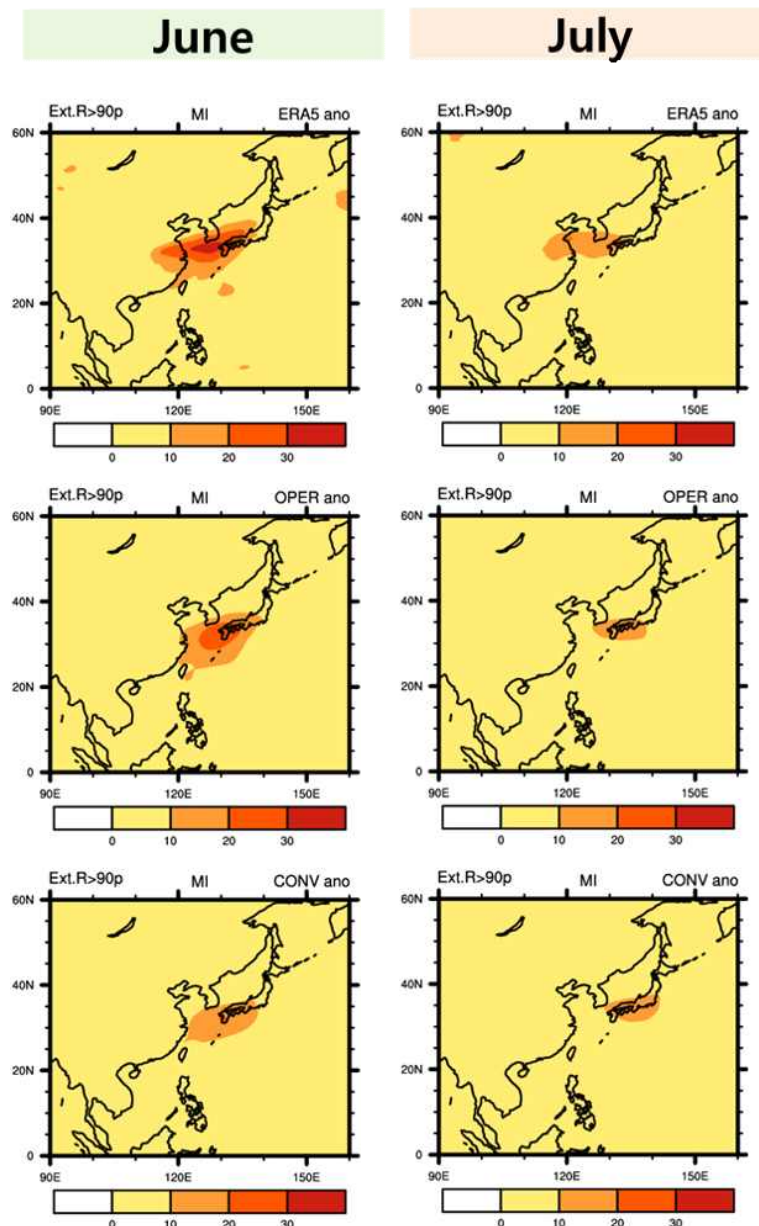


Figure 4.58. Comparison of model composite to the observation for multiscale index in extreme rainfall events.

선행연구에 따르면 (김정현, 2016) 중규모 저기압이 발달에 있어 티벳 고원 동쪽 풍하측에서의 기압골 발달과 잠열 효과의 상호작용이 중요한 역할을 한다고 밝혔다. 또한 지표 잠열은 층적운이 적운으로 발달하는데 중요한 추진 요인이 된다고 알려져 있다 (Zheng et al., 2021). 따라서 규모적응 적운모수화 기술이 적용되었을 때 잠열에 어떠한 변화가 있는지 확인할 필요가 있다.

Figure 4.59에서는 대류성 강수와 잠열에 대한 규모적응 적운모수화 실험의 현업과의 차이를 볼 수 있다. 규모적응 적운모수화는 현업에 비해 강수를 과소모의하는데 이는 대류성 강수의 과소모의에서 기인하였다. 대체로 잠열도 과소모의하는 것으로 나타났는데 잠열이 적다보니 적운으로 발달이 잘 이루어지지 않아 대류 활동과 대류 강수가 과소모의된다고 판단된다. 약한 대류발달 문제는 2022년 개발단에서도 확인을 하였는데 불안정 해소에 의한 층운형 강수가 강해지고 따라서 적운 발달이 약하다고 밝힌 바 있다.

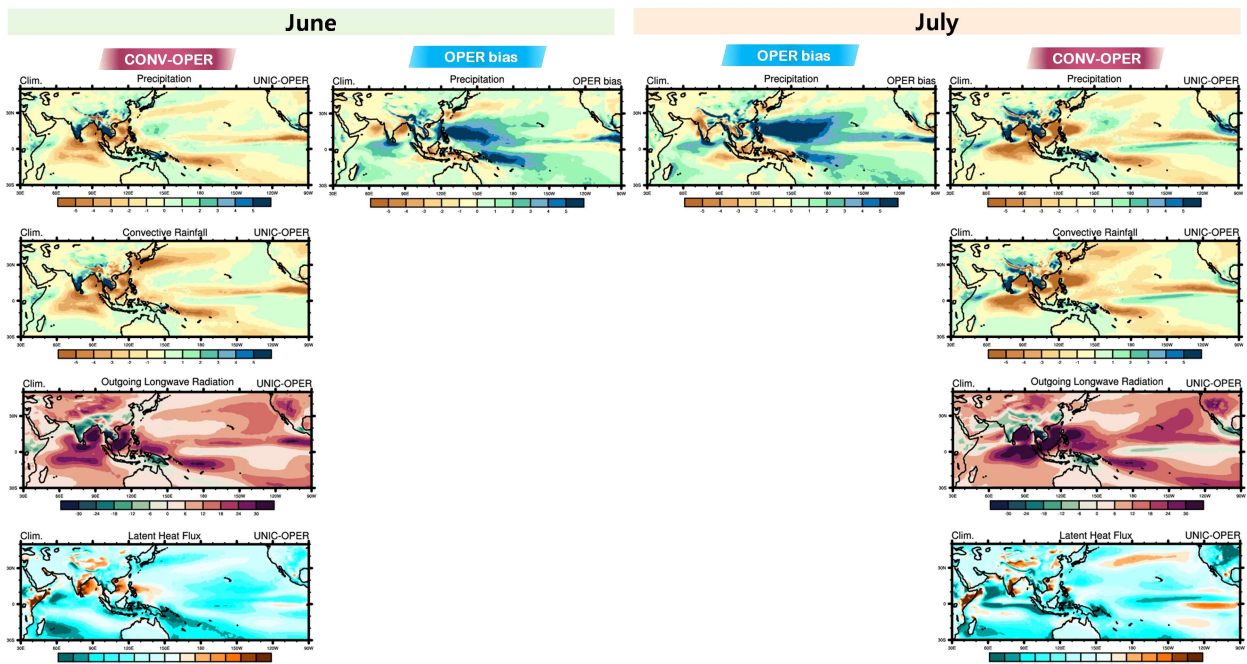


Figure 4.59. Difference between OPER and CONV for precipitation, convective rainfall, outgoing longwave radiation, and latent heat flux.

적운은 하층 대기의 큰 기온 감률로 인해 대류가 발생한다. 또한 대류성 강수는 습윤 불안정층에서 발생하는 적운 대류 현상으로 인하여 내리는 비이다. 따라서 규모적응 적운모수화 기술이 대류를 약화시키는데 있어 기온감률과 습윤불안정의 영향을 살펴보았다 (Figure 4.60).

6월과 7월 모두 기온감률에 있어서는 현업과 규모적응 적운모수화 예측에서 큰 차이가 나타나지 않았다. 그러나 상대습도의 연직 차이는 크게 나타났는데 현업에 비해 규모적응 적운모수화 기술의 습윤불안정이 현저히 작았다. 따라서 규모적응 적운모수화 기술은 기온감률보다는 습윤불안정에 대한 모의를 약화시켜 대류를 약화시키고 강수 감소를 야기한다고 판단된다.

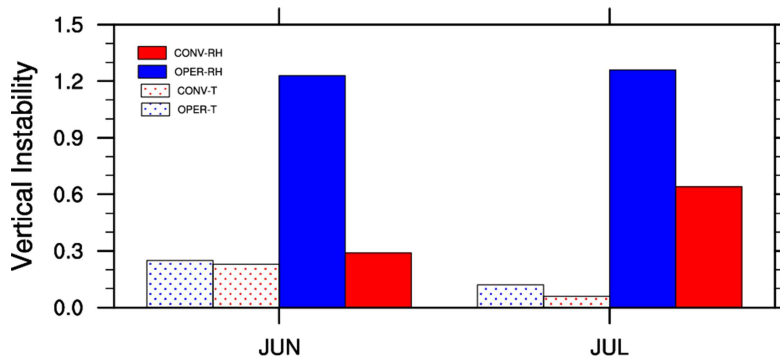


Figure 4.60. Vertical instability of temperature and relative humidity for OPER and CONV in extreme rainfall events over East Asia.

또한 2022년 기상청에서 발간한 장마백서에 따르면 우리나라 여름철 호우는 운정고도가 높은 한랭형 호우구름보다 운정고도 8km 미만인 상대적으로 낮은 온난형 구조의 호우 빈도가 높다. 온난형 구조의 호우는 낮은 불안정도 조건일지라도 습윤한 환경에서 대기 하층에서의 빗방울의 충돌-병합 과정을 통해 집중호우로 발달할 수 있다 (Song et al., 2017). 또한 온난형 구조의 호우 구름은 냉기풀 (cold pool)에 의한 지속적인 수증기 공급이 가능하므로 오랜 시간 강수 현상이 유지될 수 있다 (기상청, 2013). 따라서 습윤한 환경에서 잘 발달된 하층 유입 기류가 극한강우 발생에 중요한 역할을 하므로 규모적응 적운모수화 기술이 충분히 습윤한 하층 기류를 만들어내는지 확인할 필요가 있다.

규모적응 적운모수화 실험과 현업실험의 하층 상대습도 차이를 계산한 결과 (Figure 4.61) 규모적응 적운모수화 기술은 대기 하층 전반에 걸쳐 현업에 비해 상대습도를 낮게 모의하는 것으로 나타났다. 이러한 건조한 특성은 유입되는 기류의 습윤도 측면 뿐만 아니라 냉기풀에 의한 강수 지속 측면에서도 온난형 구조의 호우가 발생하기 어려운 조건임을 말해준다. 2024년에 전수된 규모적응 적운모수화 기술은 대류 강수에 지속적인 수증기를 공급하는 냉기풀에서의 총수분 섭동 (qt (total water) perturbation)이 강한 음수값으로 나타나 적운 발달을 방해하는 요인이 되어 0으로 설정되어 있다. 적운 발달을 저해하지 않으면서 구름 내 물리량이 제대로 계산될 수 있도록 냉기풀의 총수분 섭동 부분이 개선될 필요가 있다.

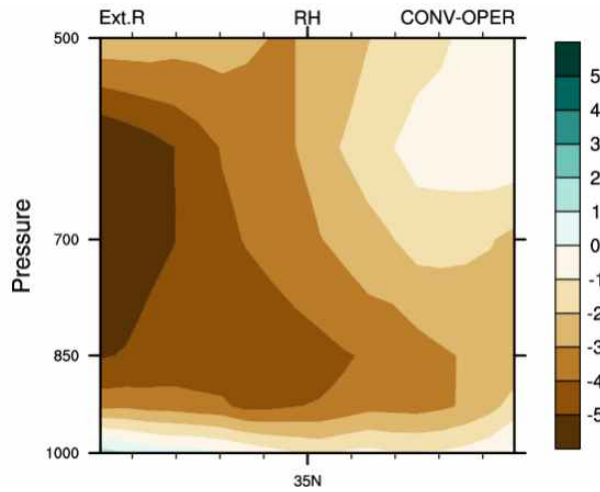


Figure 4.61. Difference between OPER and CONV for the relative humidity at the low level in July.

#### 4.4.2.5. 결론

동아시아 여름철 극한강수는 6월과 7월 그 발생 기작이 서로다른데 이러한 특징을 현업은 잘 모의한다. 그러나 규모적응 모수화 방안은 현업에 비해 강수량을 과소모의하거나 구름 발달을 약화시킨다. 이러한 모의 능력 저하의 원인은 대기 하층의상대습도와 잠열이 현저히 낮아서 연직 습윤불안정이 과소모의되어 대류가 강하게 발달하지 못하는데 있다.



## 4.5. 기술적 능력

규모적용 적운모수화 기술은 현재 현업 스윗인 kmt-ab407 운영체계에 구축이 되었다. GloSea6-UNICON 시스템 구축에 관한 기술적인 자세한 내용은 아태기후센터에서 내부적으로 작성한 GloSea6-UNICON 매뉴얼에 잘 기술되어 있으며 본 연구에서는 구동 소요시간과 현업안정성에 대해서만 다루고자 한다.

### 4.5.1. 소요 시간

본 연구를 위해 2024년에 수행된 실험은 CONV 실험과 CONV\_SNOW 실험이다. 총 576개 케이스의 기후재현실험이 수행되었고 모든 케이스는 144일씩 적분하였다. 현업과 동일한 환경에서의 테스트를 위해 국가기상슈퍼컴퓨터 5호기 최종분을 활용하였다. 적분에 시간이 많이 소요되는 GloSea6-UNICON 시스템의 특성을 고려하여 개발단에서는 결합모델 적분 [[COUPLED]] 시 1976개의 코어를 사용하게끔 시스템을 구축하였다. UNICON 스윗에서 운동량, 물리량이 처리되는 매 timestep 마다 내부 변수 초기화에 많은 시간이 소요되어 현업에 비해 좀 더 긴 시간이 필요하였다. 예를 들면 특정 한 해의 5월 1일 출발의 3개 앙상블, 144일 리드타임 런을 수행 할 시 작게는 50시간에서 많게는 100시간 이상의 시간이 소요되어 시스템 효율화가 요구된다.

### 4.5.2. 현업안정성

약 600여개 케이스의 적분을 수행하는 동안 모델 불안정으로 인한 blow-up 현상은 없었으므로 계절-계절내 예측에 있어서 현재 GloSea6-UNICON 시스템은 현업 운영에 안정성을 가지고 있다고 판단된다. 추후 약한 구름 발달 문제 해결을 위한 추가 개선 연구에서도 모델 내에서 복잡한 물리·역학과정이 안정적으로 균형을 맞출 수 있도록 세심한 검토가 필요하다.

## 5. 기후예측모델 진단평가체계 확장

### 5.1. CrEMA Arctic 진단체계

#### 5.1.1. Arctic 진단 메트릭 구성

북극의 경우, 여름철보다 겨울철에 지표 온도 및 해빙의 변화 폭이 상대적으로 크게 나타나며, 북극 기후 시스템의 변화는 원격 상관을 기반으로 중위도 기후 변동에 유의미한 영향을 미친다. 겨울철 북극-중위도 원격상관 메커니즘을 이해하기 위한 다양한 연구들이 진행되었으며, 이러한 상호작용 및 물리적 기작에 대한 이해를 기반으로 준계절-계절 시간 규모에서의 예측 연구가 진행되고 있다 (Handorf et al., 2015; Jeong et al., 2013; Kim et al., 2014; Vavrus 2018; Kug et al., 2015). 북극-중위도 원격상관에 대한 명확한 이해는 극지역 뿐만 아니라 중위도 예측성 향상에 큰 도움이 될 수 있으며, 이를 위해 예측성을 정확히 진단하고 평가할 수 있는 메트릭 개발은 필수적인 것이다. 따라서 겨울철 북극-중위도 원격상관을 기반으로 모델의 예측성 및 구조적 오차를 평가하는 Arctic 진단 메트릭이 개발되었다.

Figure 5.1은 CrEMA Arctic 진단 메트릭의 구성을 나타낸다. 총 4개의 카테고리에서 23개의 평가요소가 계산되며, 정량화된 진단평가 결과의 시-공간적 정보를 제공해줄 다양한 보조 콘텐츠 또한 분석된다. 모든 자료는 detrend 하여 사용하였고, 평균 제곱근 오차 (Root Mean Squared Error; RMSE)를 활용하여 메트릭을 정의하였다. 본 연구에서는 기상청 현업 기후예측시스템인 GloSea6의 예측 자료와 재분석 자료를 사용하였으며, CrEMA Arctic 진단 메트릭을 통해 북극-중위도 원격 상관을 나타내는 GloSea6의 Arctic 진단 결과를 제공하고자 하였다.

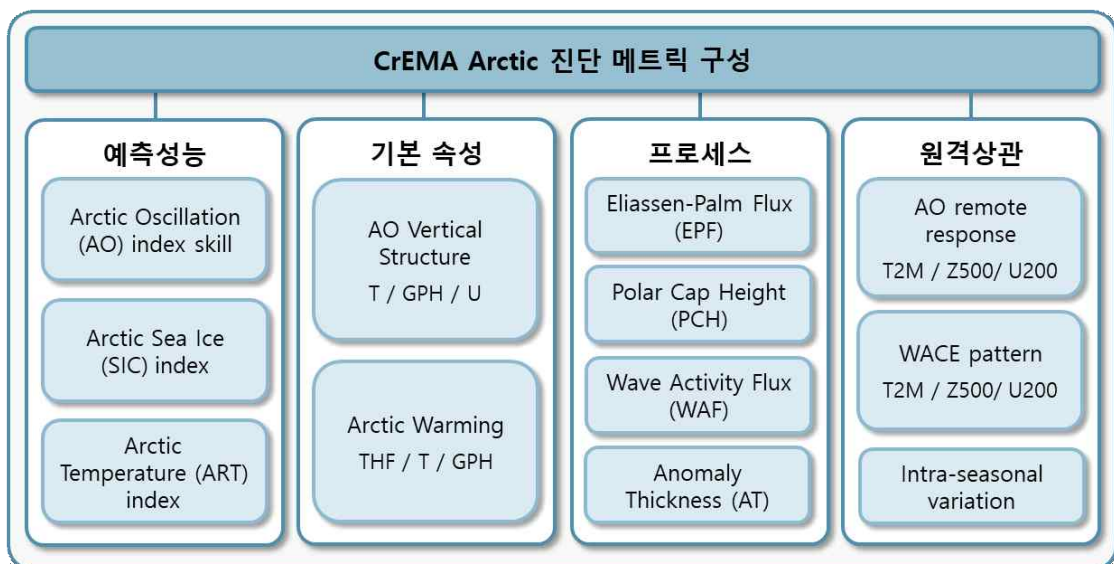


Figure 5.1. CrEMA Arctic diagnostic metrics including 4 categories and their components.

### 5.1.2. 기후예측 및 재분석 자료

CrEMA Arctic 진단 매트릭을 구성하기 위해 국립기상과학원에서 생산한 GloSea5와 GloSea6 과거재현 (Hindcast) 자료의 월평균 자료를 사용하였다. KMA GloSea5/6 Hindcast 자료는 매달 4회 고정된 날짜 (1일, 9일, 17일, 25일)에 7 (4)개 앙상블 멤버의 7개월 적분 자료로 제공되고 있다. 기후예측모델 Arctic 진단평가를 위해 1993년부터 2016년까지 총 24년간의 자료가 사용되었으며, 선행시간 4달까지의 예측 자료가 분석되었다. 수평 해상도는  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  로 내삽하였고 분석된 모든 자료는 detrend 하여 사용하였다. 사용된 변수는 9개의 대기 변수 자료 (기온 (T2M), 해면기압 (SLP), 잠열플럭스 (LH), 현열플럭스 (SH), 지위고도 (Z), 기온 (T), 동서바람 (U), 남북바람 (V), 눈덮임 (SCE))와 2개의 해양 변수 자료 (해빙면적 (SIC), 해수온 온도 (SST))가 사용되었다.

예측 성능 검증을 위한 reference 자료로 ECMWF의 재분석 자료인 ERA5를 사용하였으며, 해수면 온도 (SST)와 해빙면적 (SIC)은 각각 Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST; Reynolds et al. 2007)와 HadISST sea ice (Rayner et al., 2003)를 사용하였다. ERA5의 공간 해상도는  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  로 중위도 기준 약 30km 격자 간격을 가지고 있고 다른 자료들 역시 제각각의 해상도를 가지고 있으나, 모델과의 비교를 위하여 모델과 동일한 격자인  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  로 내삽한 후 타겟 월에 대한 4개월 리드 자료를 만들어 사용하였다.

### 5.1.3. GloSea6 Arctic 진단

북반구 원격상관 평가에 활용되는 대표적인 예측 인자를 선정하여 북극 기후의 기본적인 예측성 및 모델의 구조적 오차를 평가하고자 하였다. 먼저 북반구 겨울철 대기 패턴에 직접적인 영향을 주는 북극 진동 (Arctic Oscillation, AO; He et al., 2017; He and Wang, 2016; Kim and Son, 2016; Mori et al., 2014; Park et al., 2011; Thompson and Wallace, 1998; Zuo et al., 2015)의 모의 성능이 평가되었다. AO는 북반구 겨울철 기온 변동의 첫 번째 EOF 모드와 0.85의 높은 상관을 나타내며, 첫 번째 기온 변동성의 약 72%를 설명한다. AO 지수는 북위 (20-90N) 1000hPa 지위고도 아노말리의 첫 번째 EOF 모드로 정의되며, 재분석자료의 AO 패턴을 모델 지위고도 아노말리에 투영하여 모델의 AO 지수를 산정하였다. 산출된 AO 모드의 패턴 상관계수 또는 주성분 시계열 상관계수를 활용하여 지수화하였으며, AO와 관련된 대기 구조의 시·공간적 모의성능을 평가하였다.

Figure 5.2와 Figure 5.3은 AO 지수의 시계열과 리드별 성능을 나타낸 것으로, GloSea6는 겨울철 (DJF) AO 지수의 성능이 0.45로 GloSea5에 비해 37% 낮은 성능을 보이며, 겨울철 전월에 걸쳐 감소한 결과를 보인다. 또한 AO의 뚜렷한 경년변동성을 1개월 리드에서는 어느정도 모의하지만, 리드가 증가함에 따라 성능이 급격히 감소한다.

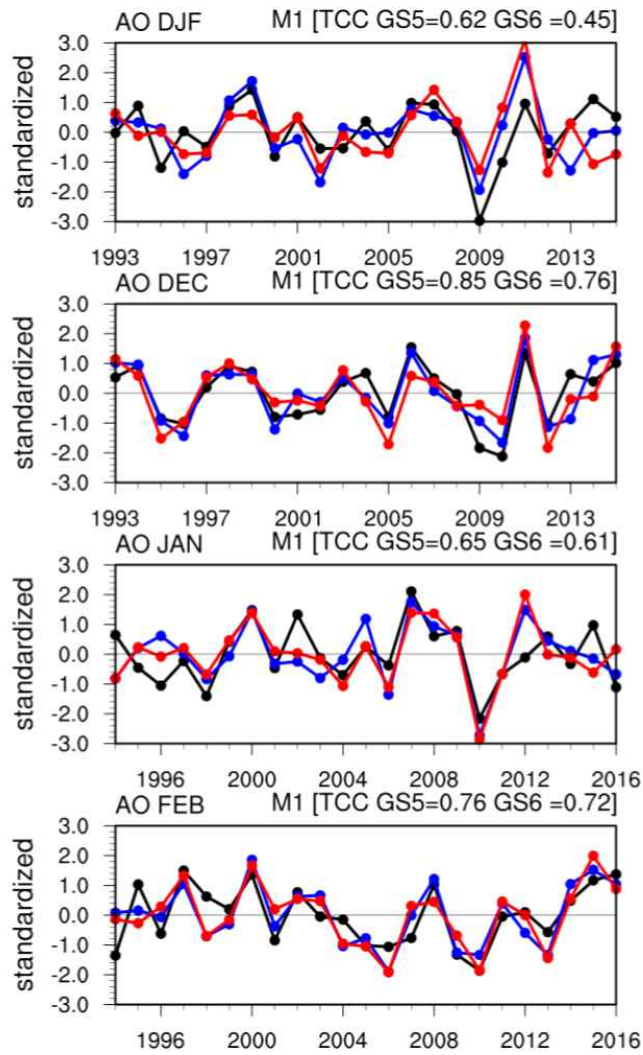


Figure 5.2. Normalized time series of AO index from ERA5(black line), GloSea5(blue line) and GloSea6 (red line).

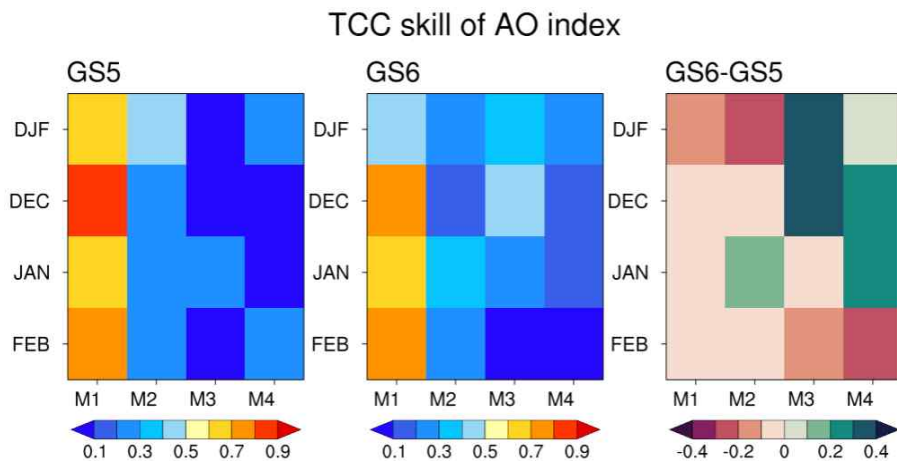


Figure 5.3. TCC skill of AO index for GloSea5 and GloSea6, and their skill differences.



Figure 5.4와 Figure 5.5는 AO와 관련된 대기 순환장의 수평/연직 구조를 나타낸 것으로, 겨울철 AO는 북극(중위도)을 중심으로 고기압(저기압) 패턴이 동서로 대칭적으로 나타나며, 연직으로 지표에서 성층권 하부까지 barotropic한 구조를 보인다. 지위고도의 경우 북위 60N 부근에서 편차의 부호가 바뀌는 반면, 동서 바람장은 그보다 아래 40N 부근에서 편차 부호가 바뀌고 북극 편서풍의 편차가 북극으로 tilt된 연직 구조를 나타낸다. GloSea6는 AO의 기압장 및 바람장의 연직 구조와 수평 패턴을 상당히 잘 모의하지만, 중심 코어가 태평양에 위치하며 강도를 다소 약하게 모의하는 특징이 있다. 기온의 경우, Polar cap에서의 음의 기온 편차가 대류권 중부에서 성층권 하부(500hPa~10hPa)에 두드러지게 나타나며 중위도 하층대기에 온난 편차를 나타낸다. GloSea6는 북극지역 Polar cap의 음의 편차 구조는 잘 모의하지만 중위도 대기의 연직구조를 모의하는 데는 여전히 한계를 보이며, 지표기온의 양의 편차를 유라시아 북쪽에 매우 협소하고 약하게 모의하는 특징을 나타낸다.

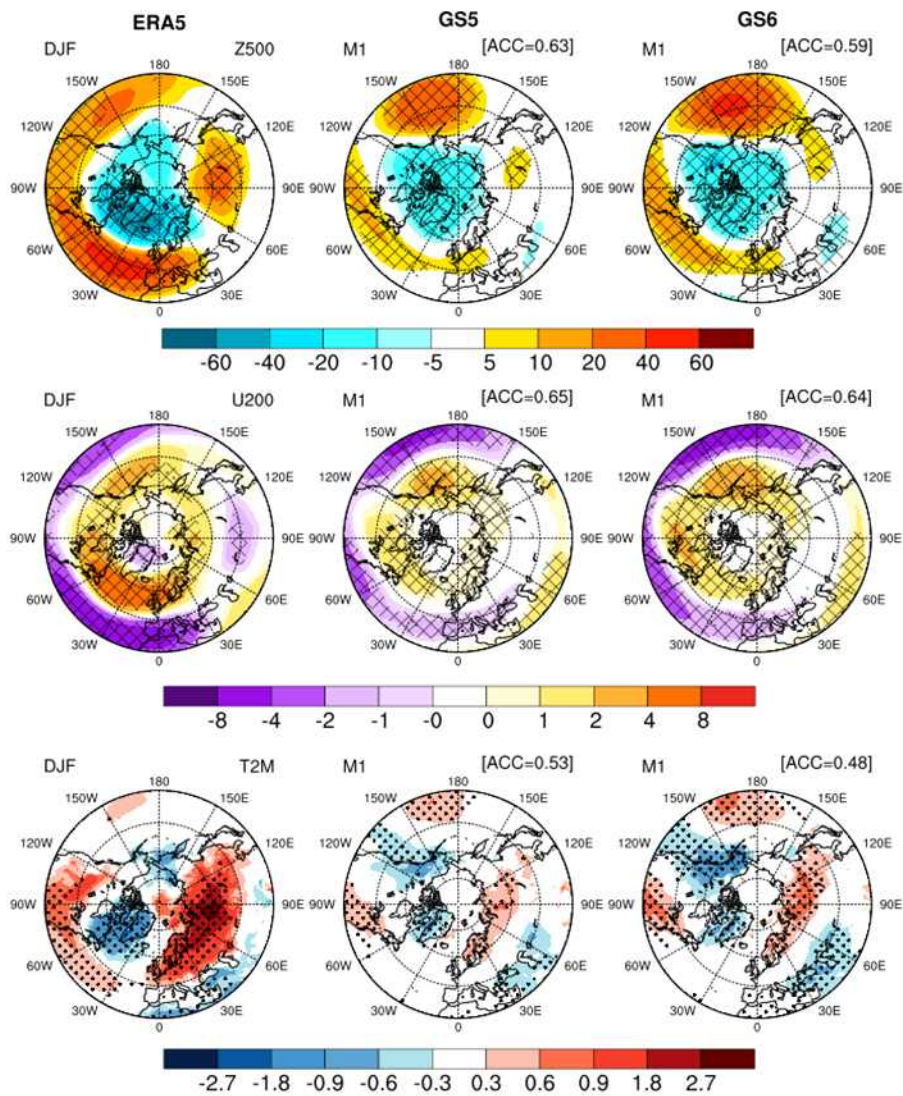


Figure 5.4. AO pattern of observation and GloSea6 for 1-month lead over the domain poleward of 20N during the period DJF 1993/1994-2015/2016. The hatched line indicates the statistical significance at the 95% confidence level using a 2-tailed Student's t test.

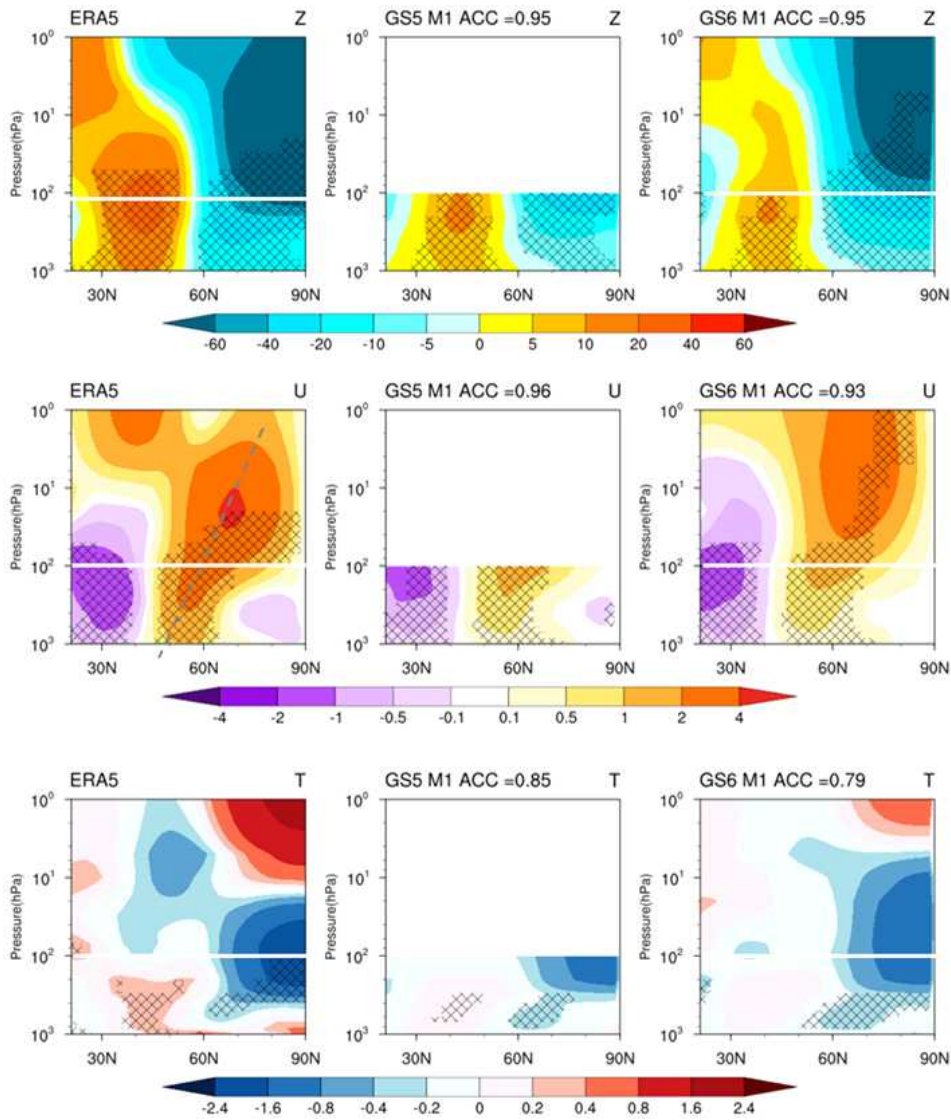


Figure 5.5. Vertical structure of the zonal mean geopotential, zonal wind, and temperature regressed on the AO index. The hatched line indicates the statistical significance at the 95% confidence level using a 2-tailed Students' s test.

AO 변동과 관련된 물리적 프로세스를 이해하기 위해, 눈덮임, 해빙, SST와 같은 다양한 boundary forcing 변수들과의 관계를 분석하였다. Figure 5.6은 AO 지수에 회귀된 11월 눈덮임 편차의 공간적 패턴을 나타낸 것으로, 중위도 유라시아 지역에 걸쳐 뚜렷한 dipole pattern의 상관을 나타낸다. 이는 Han and Sun (2018)의 결과와 상응하는 것으로, 이를 통해 우리는 11월 유라시아 눈덮임 지수를 식 [5.1]과 같이 정의하였다.

$$Nov.SNOWI = SCA[43 - 53N, 80 - 120E] - SCA[45 - 55N, 30 - 70N] \quad [5.1]$$

11월 유라시아 눈덮임 지수 (Nov\_SNOWI)와 AO는 -0.76의 높은 음의 상관을 가지며, 북반구 (>20N) 겨울철 기온 변동의 첫 번째 EOF 모드와 -0.85의 높은 상관을 가짐을 확인할 수 있다.

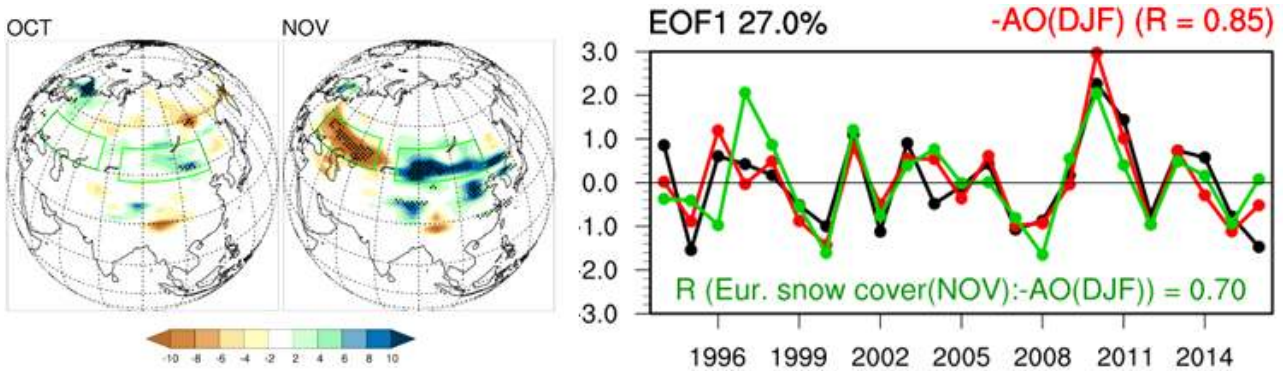


Figure 5.6. (Left) Regression map between AO index and snow cover anomalies in November during the period DJF 1993/1994-2015/2016. (Right) Normalized time series of the observed AO index (red line), November Eurasian snow cover index (green line) and the first EOF PC of boreal winter (DJF) SAT anomalies over NH(>20N).

Table 5.1. Strong/weak snow years based on Nov SNOW index for 1993-2015.

Type	Selected years
Nov_SNOWI >0.75σ	1997,1998,2001,2004,2010 (#5)
Nov_SNOWI <-0.75σ	1996, 2000,2002,2007,2008,2012,2015 (#7)

Figure 5.7은 11월 유라시아 눈덮임 강도에 따른 대기 순환장의 변화를 나타낸 것으로, 11월 유라시아 눈덮임 변화가 겨울철 극지역 및 유라시아 지역 기후에 미치는 물리적 과정을 설명한다. 11월 유라시아 눈덮임 증가에 따라 지표 온도는 뚜렷한 쌍극자 구조가 야기되며, 대륙 전체에 발달한 고기압성 흐름을 따라 북극 지역으로 따뜻한 공기가 유입된다. 극으로 수송된 따뜻한 공기는 북극 성층권 대기의 기압 패턴을 교란시키며, 겨울철 약화된 극소용돌이와 극제트를 야기시킨다. 이듬해 겨울철 북극을 중심으로 뚜렷한 고기압 편차가 나타나며, 음의 AO와 유사한 패턴을 확인할 수 있다. GloSea6는 11월 유라시아 눈덮임 변동에 따른 대기 순환장의 전반적인 패턴을 상당히 잘 모의하나 (Figure 5.9), 관측대비 약한 강도를 나타내며 1개월 리드 이후 모의 성능이 급격히 감소한다. GloSea5와는 매우 유사한 패턴을 나타내며 11월 유라시아 눈덮임 증가에 따른 늦가을 대기순환의 반응 강도가 다소 개선됨을 확인할 수 있다.



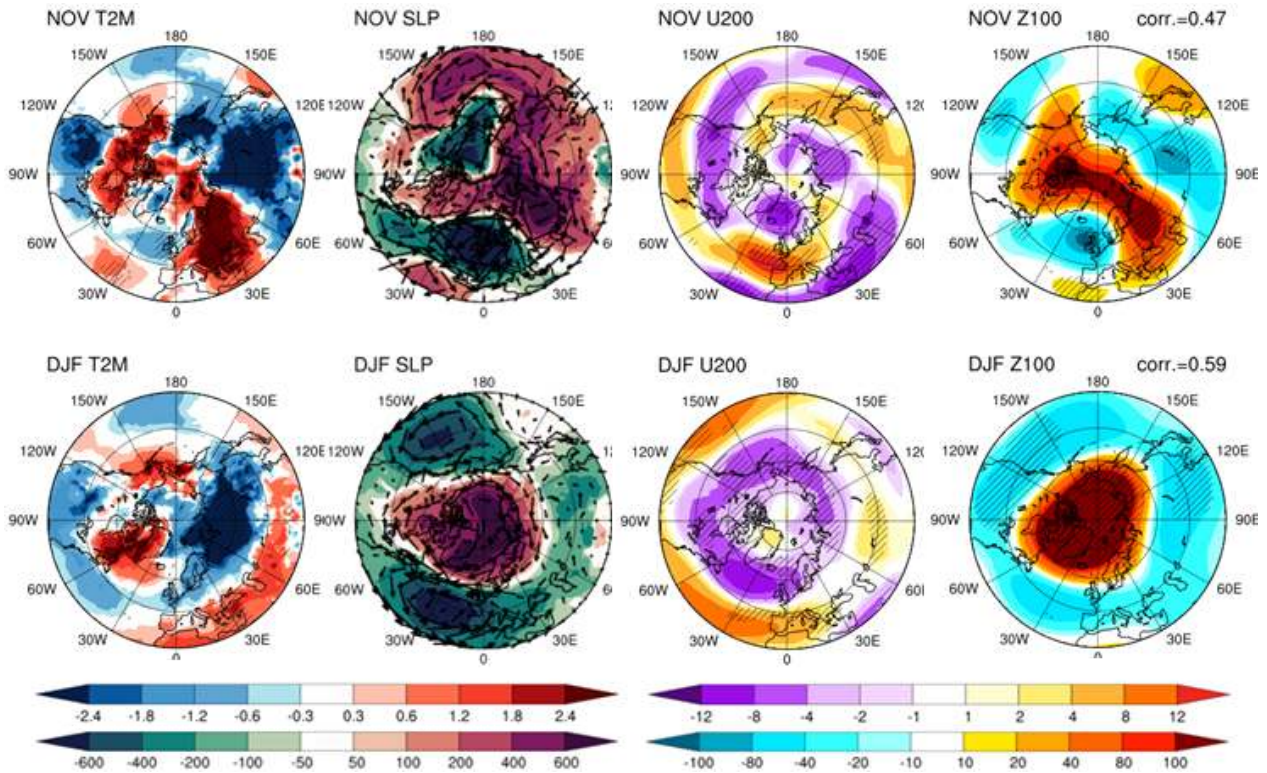


Figure 5.7. Regression maps of 2m air temperature(T2M), sea level pressure(SLP), 200hPa-zonal wind(U200) and 100hPa geopotential height(Z100) anomalies in November and boreal winter (DJF) during 1993/1994-2015/2016 onto the snow cover index in November(Nov\_SNOW). The hatched area are the significant values above 95% confidence level.

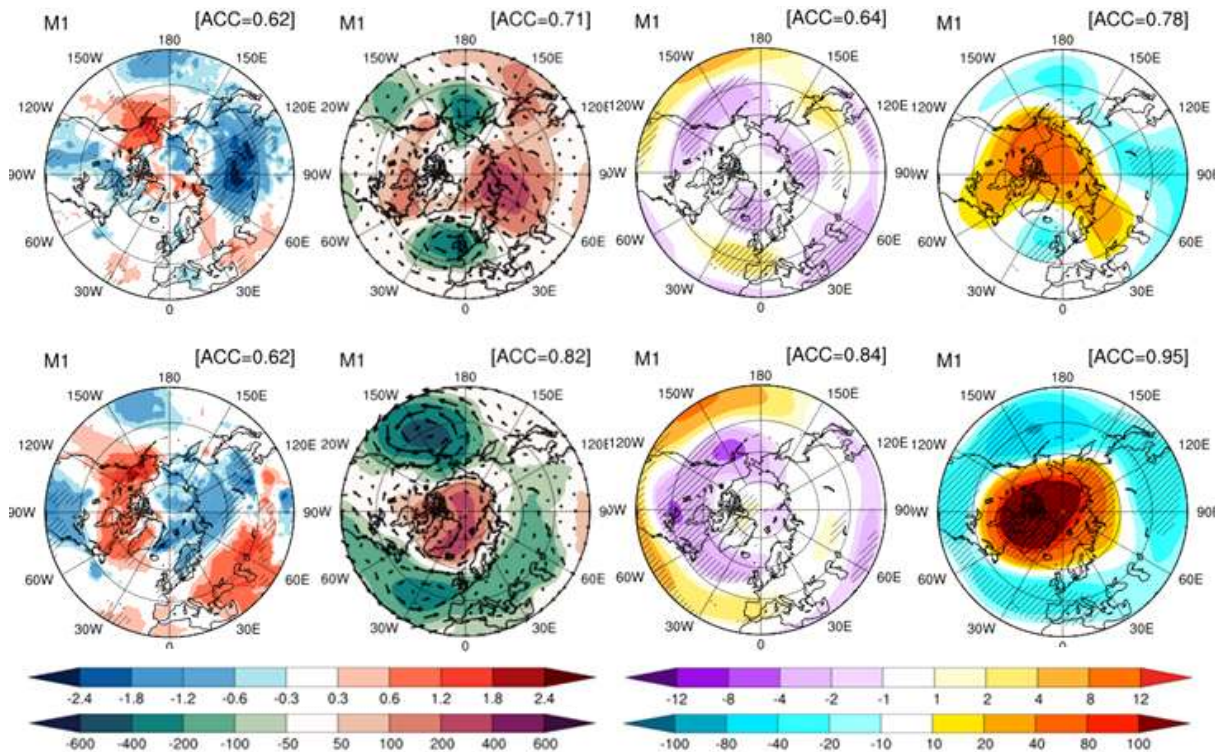


Figure 5.8. Same as Figure 5.7, except for GloSea6.



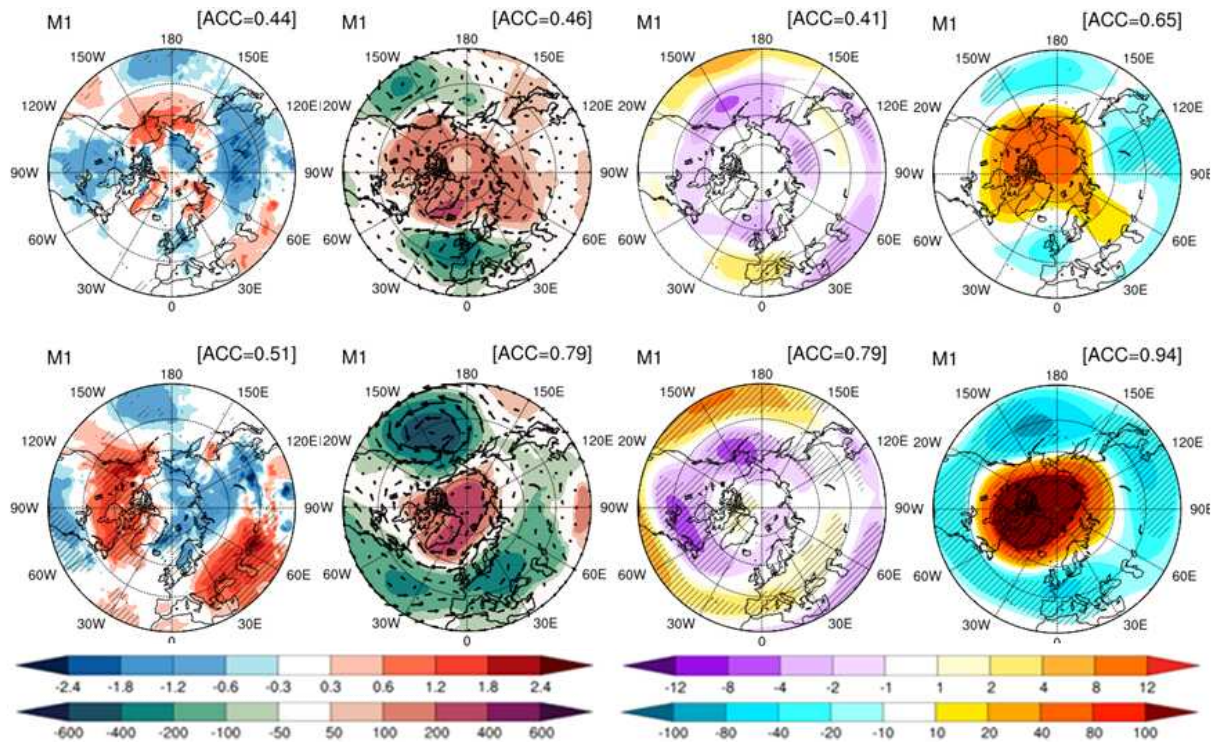


Figure 5.9. Same as Figure 5.7, except for GloSea5.

많은 선행 연구들은 가을철 유라시아 눈덮임 증가가 겨울철 유라시아 북부의 한냉 편차를 유도하는 중요한 선행 인자임을 제시하였으며 (Cohen et al., 2014; Han and Sun, 2018; Park et al., 2020), 늦가을 유라시아 눈덮임과 성층권으로의 상향 강제력 사이의 물리적 프로세스를 대류권-성층권 상호작용을 통해 설명하였다. GloSea6가 11월 유라시아 눈덮임 변동에 따른 겨울철 순환장의 반응을 상당히 약하게 모의하는 원인을 파악하기 위해, 대류권과 성층권 사이 파동 전파 과정을 나타내는 E-P 플럭스 (Andrews, 1987) 분석이 수행되었다.

Figure 5.10은 11월 유라시아 눈덮임 강도에 따라 분류된 특정해를 토대로 (Table 5.1), 11월과 겨울철 (DJF)에 대한 동서 평균 바람, E-P 플럭스와 발산장의 합성도를 나타낸 것이다. 11월 유라시아 눈덮임이 강해지면 상향 E-P 플럭스 편차가 60N 부근 중위도 대류권 중·하층에서 두드러지게 나타나며, E-P 플럭스 편차의 강한 수렴이 60N 부근 대류권 중·상층과 성층권에서 나타난다. 또한 음의 동서 바람 편차가 성층권 하부를 중심으로 나타나는데, 이는 극제트 뿐만 아니라 극소용돌이의 약화를 의미한다. Figure 5.6의 11월 상층 기압 반응장에서 고기압 편차가 동유럽과 퀴엘리자베스 제도를 중심으로 발달하여 성층권 하부 극소용돌이가 약화되는 결과와 일치하는 것이다. 이듬해 겨울철 (DJF) 동안, 하향 E-P 플럭스 편차가 70N 부근 대류권 중·하층에서 나타나며, 북방향 E-P 플럭스 편차가 중위도 (55N 부근) 대류권 중·상층에서 두드러지게 나타난다. 북방향 E-P 플럭스 편차의 증가는 극방향 운동량 플럭스의 감소를 나타내며, 이는 극지역 서풍을 감소시키는 역할을 한다. 또한 중위도 (50-60N) 대류권 E-P 플럭스의 수렴은 풍속의 감속을 야기시킨다. 서풍의 감속은 고위도 성층권에서 지표로 발생하여 아래로 전파되는 성층권 극소용돌이를 의미한다. 이는 Figure 5.7에서 확인한 북극 전체를 지배하는 양의 편차를 가진 성층권 극소용돌이 패턴과 일치하는 결과이다. 11월 눈덮임 지수와 극소

용돌이 지수 (PVI)와의 상관계수는 11월과 겨울철에 각각 0.47와 0.59로 겨울철에 더 높게 나타남을 확인할 수 있다. 한편, 겨울철 대류권 아래로 전파되는 약화된 성층권 신호는 지표에서 음의 AO와 매우 유사한 구조를 형성하며, 이는 유라시아 겨울철 기온에 영향을 미친다. 이는 Han and Sun (2018)의 결과와 상응하는 것으로 늦가을 유라시아 눈덮임 변동이 야기하는 대류권-성층권 사이의 파동 전파 과정을 잘 설명한다.

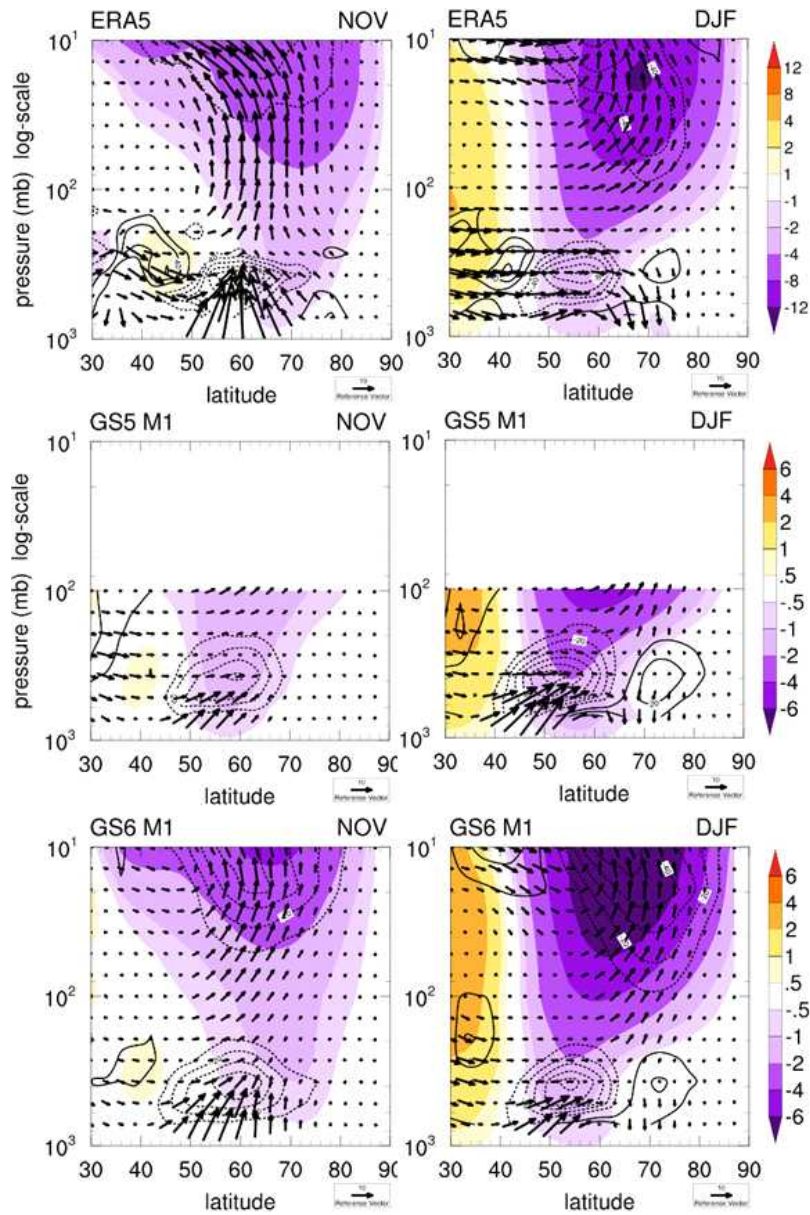


Figure 5.10. Latitude-Pressure cross section of composite differences in zonally averaged zonal wind (shaded), Eliassen-Palm (E-P) flux (vectors) and E-P flux divergence (contours) between high and low Nov\_SNOWI in November and the subsequent winter (DJF).



GloSea6는 유라시아 눈덮임 지수와 관련된 남북-연직 파동 전파의 전이를 대체적으로 잘 모의하지만, 중위도 대류권에서의 E-P 플럭스와 발산장의 강도를 약하게 모의하며 이로 인한 서풍의 감소 또한 약하게 모의한다. 11월 대류권 하층에 비해 성층권 하층에서의 상향 E-P 플럭스를 상대적으로 약하게 모의하는 반면, 겨울철에는 대류권 중·하층 하향 E-P 플럭스와 북방향 E-P 플럭스 편차 강도를 매우 약하게 모의한다. 이는 가을철 눈덮임 증가로 인한 약화된 성층권 극소용돌이 강도 뿐만 아니라 성층권 시그널이 대류권으로 전달되는 영향 또한 약하게 모의하는 결과를 가져온다. GloSea5와 비교해서 GloSea6는 11월 대류권 하층 상향 E-P 플럭스 강도가 개선되며 이는 앞서 11월 대기 순환장 개선과 상응하는 결과이다.

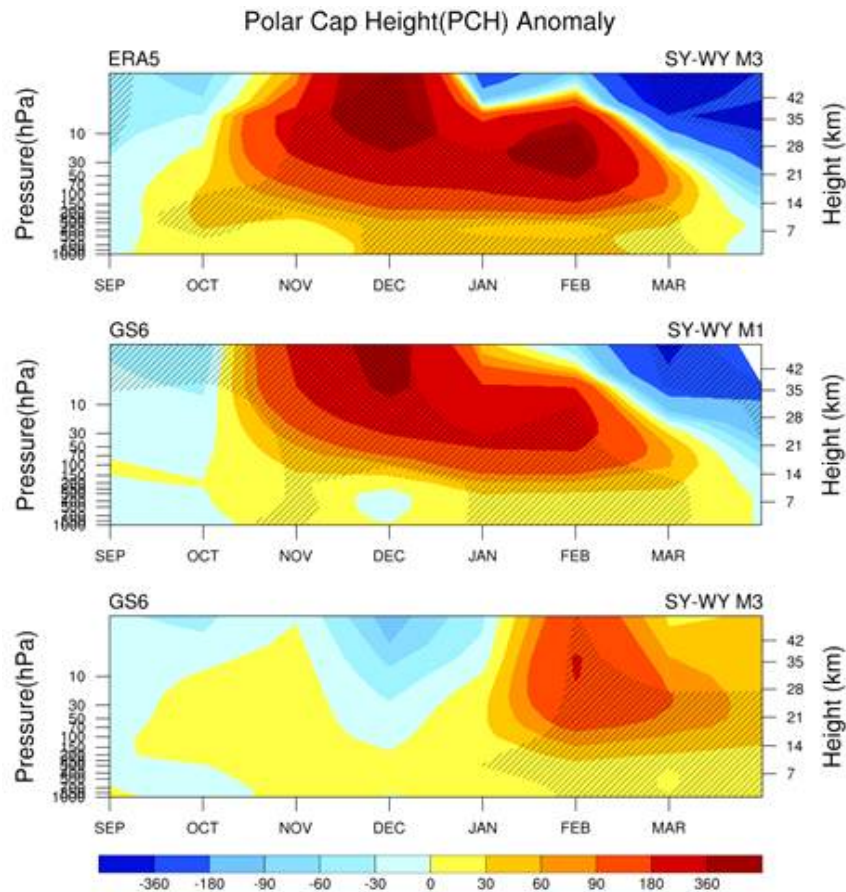


Figure 5.11. Time–pressure cross section of composite differences in the monthly mean area-averaged geopotential height anomalies in the region poleward of 65N between high and low Nov\_SNOWI from September to the succeeding April. The hatched area are the significant values above 95% confidence level.

11월 유라시아 눈덮임 지수와 관련된 성층권 극소용돌이 구조의 변화를 살펴보기 위해, 65N의 극지방 면적 평균된 지위고도 편차 (Polar Cap Height, PCH)의 합성장을 분석하였다

(Figure 5.11). 늦가을 몽골지역과 동유럽에서 발생하는 적설로 인해 성층권 극소용돌이는 늦가을부터 겨울까지 약한 상태가 유지된다. 특히 겨울동안 극소용돌이는 11월 유라시아 눈덮임 편차에 더 강한 반응을 보이며, 약화된 성층권 극소용돌이의 영향은 대류권 아래로 전파되어 음의 AO와 유사한 지표 반응을 유도한다. 약해진 극소용돌이의 시그널은 늦가을에 시작하여 겨울철 동안 지속되며, 이는 가을철 눈덮임 편차와 겨울철 유라시아 대륙의 한냉 편차를 연결시키는 중요한 메모리로 작용한다. GloSea6는 11월 유라시아 강설로 인한 겨울동안 약해진 성층권 극소용돌이의 연직구조를 대체적으로 잘 모의하지만, 성층권 극소용돌이의 시그널이 성층권 상부와 특히 대류권 하층에서 관측에 비해 약하게 모의하며, 이러한 구조는 1개월 리드에서만 유의하게 나타난다. 이는 Figure 5.3에서의 AO 예측성능이 1개월 리드에서만 유의하게 나타나는 결과와 상응하는 것으로, 이는 모델에서 약한 대류권-성층권 상호작용을 개선하기 위한 노력이 필요함을 제시한다.

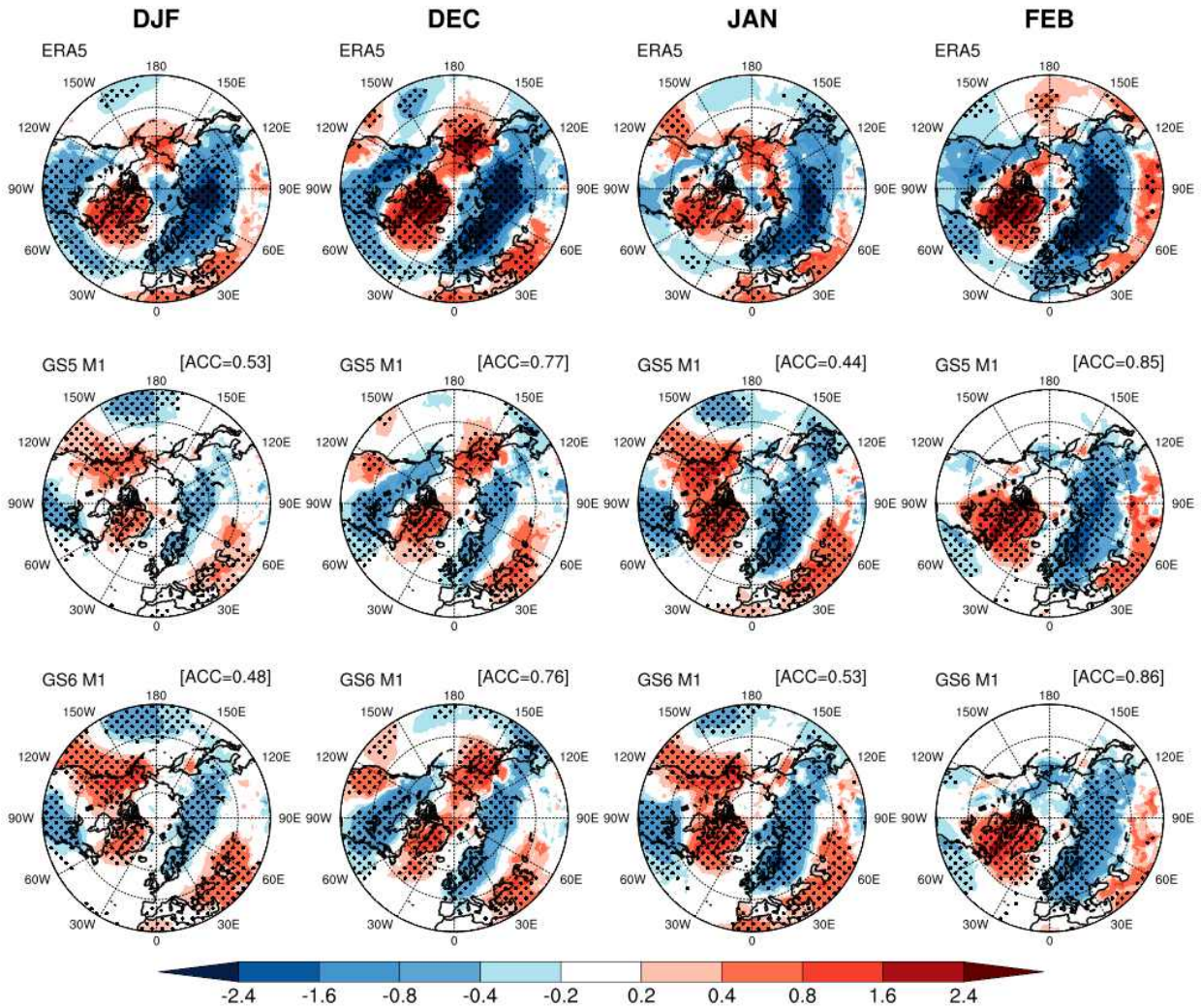


Figure 5.12. Regression maps of seasonal and monthly 2m air temperature anomalies during boreal winter for 1993/1994–2015/2016 onto the AO index. The dotted areas are the significant values above 95% confidence level.



늦가을 유라시아 대륙에서의 눈덮임에 의한 지표 강제력이 성층권 극소용돌이를 약화시키고, 약해진 성층권 시그널이 겨울철 대류권 하층으로 전달되는 물리적 프로세스는 극-중위도 원격 상관을 통한 중위도 기후에의 영향을 설명한다. Figure 5.12과 Figure 5.13는 AO와 관련된 지표 기온의 겨울철 계절 및 계절내 변동을 나타낸 것이다. 음의 AO는 유라시아 대륙의 중북부 전체와 북미 북동부에 뚜렷한 음의 기온 편차를 야기시키며, 이러한 음의 기온 편차는 1월에 상대적으로 약해지지만 겨울철 내내 지속됨을 확인할 수 있다. GloSea6는 AO와 관련된 지표 기온 변동을 유라시아 북부와 북미 동부 일부 지역으로 협소하게 모의하는 특징이 있으며, 강도 또한 약하게 모의한다. 이러한 기온 편차의 분포는 GloSea5와 매우 유사한 패턴을 보이며, 2월 기온 편차 강도를 더욱 약하게 모의하는 경향을 보인다.

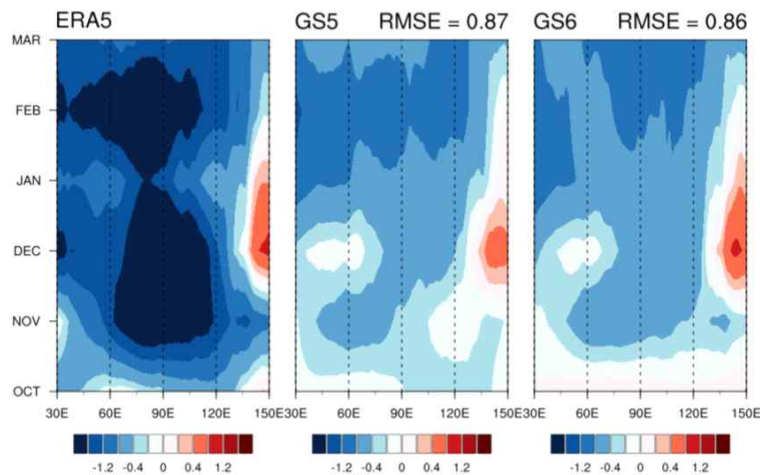


Figure 5.13. Hovmoller diagrams of correlation coefficient between the AO index and 2m air temperature anomalies over 65N to 90N.

겨울철 북극 기후 변화를 야기시키는 또 다른 주요 기후 인자로 해빙의 변화를 들 수 있다. 최근 북극 해빙은 급격히 변화하고 있으며, 이에 대한 반응으로 중위도에 전례 없는 기후가 기록되고 있다. 북극 해빙의 변화가 가장 크게 일어나는 지역 중 하나인 바렌츠-카라 해역의 해빙 특성을 살펴보고, 해빙 감소로 인한 겨울철 유라시아 대기 반응을 이해하고 모델의 예측성 및 오차의 원인을 제시하고자 하였다.

Figure 5.14와 Figure 5.15는 바렌츠-카라해 영역 (70-80N, 30-70E) 평균된 해빙의 계절내 변동과 경년 변동을 나타낸 것이다. 바렌츠-카라 해빙은 10월부터 급격하게 성장하기 시작하며, 겨울철 동안 점진적으로 증가한다. 계절내 변동폭은 11월에 가장 크게 나타나며, 겨울 동안 큰 변동폭이 유지되는 특징이 있다. GloSea6는 이러한 해빙의 성장과 계절내 변동을 상당히 잘 모의하지만, 리드가 증가함에 따라 해빙의 양과 변동폭을 과소 모의하는 경향이 있다. 또한 겨울철 해빙은 뚜렷한 경년 변동을 나타내며, 계절-월간/월-월간 경년변동 특성이 겨울 동안 매우 유사하게 나타난다 (Figure 5.16). GloSea6은 겨울철 계절내 해빙 변동을 상당히 잘 모의하며, 변화된 해빙의 계절내 경년변동 속성 또한 잘 모의한다 (그림 없음).

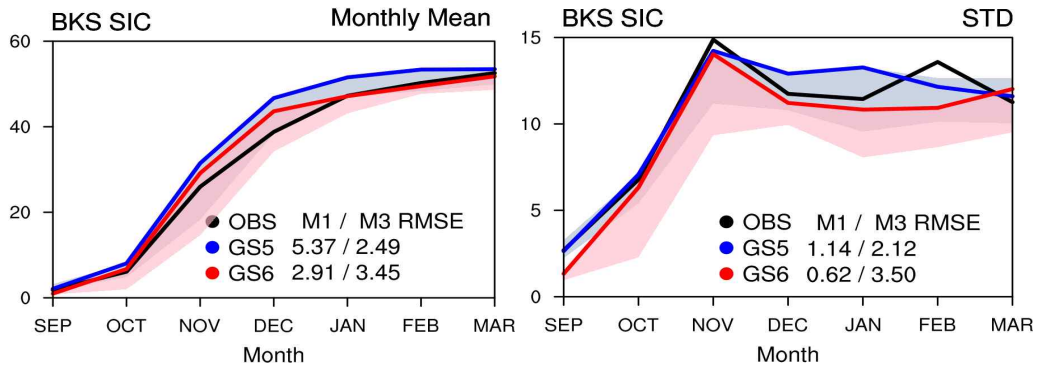


Figure 5.14. (Left) Monthly mean and (right) the standard deviation of sea ice concentration anomalies averaged over Barents-Kara Sea (70–80N, 30–70E, BK-SIC). The black, blue and red line denote the reference and models from GloSea5 and GloSea6, respectively.

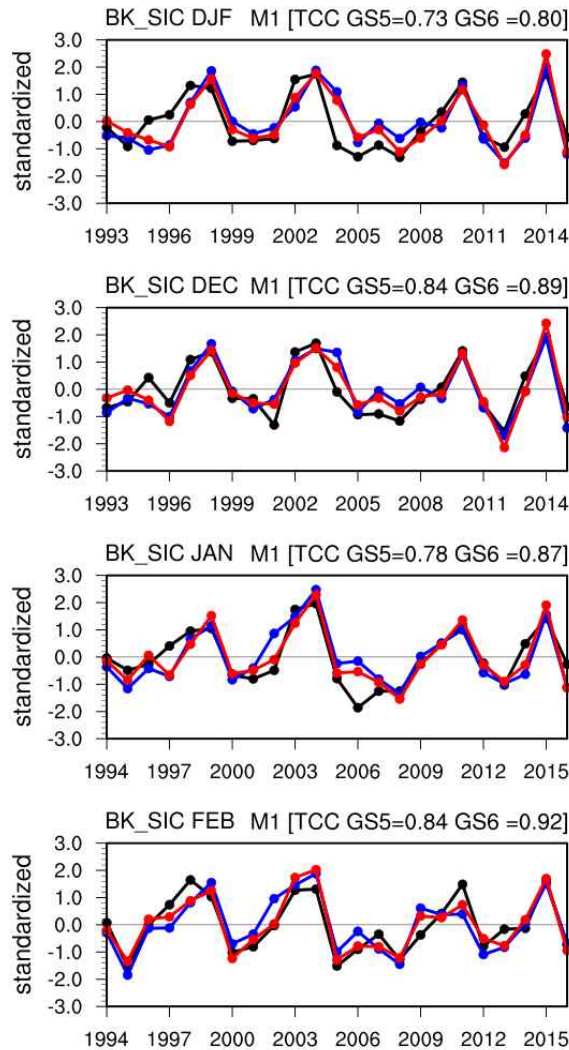


Figure 5.15. (Right) Normalized time series of the observed and predicted BK-SIC anomalies. The black, blue and red lines denote ERA5, GloSea5 and GloSea6.

SIC_BK	DJF	DEC	JAN	FEB
DJF	1	0.93	0.97	0.93
DEC		1	0.88	0.76
JAN			1	0.85
FEB				1

ART1	DJF	DEC	JAN	FEB
DJF	1	0.85	0.90	0.90
DEC		1	0.69	0.64
JAN			1	0.69
FEB				1

Figure 5.16. The temporal correlation coefficients of BK-SIC and BK-T2M (ART1) index between two consecutive months.

Figure 5.17과 Figure 5.18은 GloSea6 북극 해빙과 기온의 예측성능을 나타낸 것으로, 북극 해 다른 지역에 비해 바렌츠-카라해에서의 예측성능이 상당히 높음을 확인할 수 있다. 해빙의 경우, 1개월 리드에서 11월부터 겨울철 동안 0.8 이상의 높은 예측성능을 나타내며, 4개월 리드 까지 0.5 이상의 유의한 예측성능을 나타낸다. 이는 GloSea6에서 상당히 개선된 결과로 북극 지역 기후 모의에 있어 호전적인 결과라 할 수 있다. 바렌츠-카라 기온 역시 GloSea5에 비해 개선된 결과를 나타내지만, 해빙보다 다소 낮은 성능을 나타낸다. 이는 GloSea6가 해빙 변화에 따른 지표 열플럭스 반응을 과소 모의하고, 이에 따른 지표 기온의 반응을 과소 모의하기 때문이다. 이와 관련하여 GloSea6는 북극의 하층 대기를 한랭하게 모의하여 기온 역전층을 과도하게 모의하는 경향이 있다 (그림 없음). 이는 북극 해빙 감소로 인한 지표 강제력이 상층 대기로 전달되는 프로세스를 제한함으로써 북극-중위도 원격상관에 영향을 미칠 수 있다.

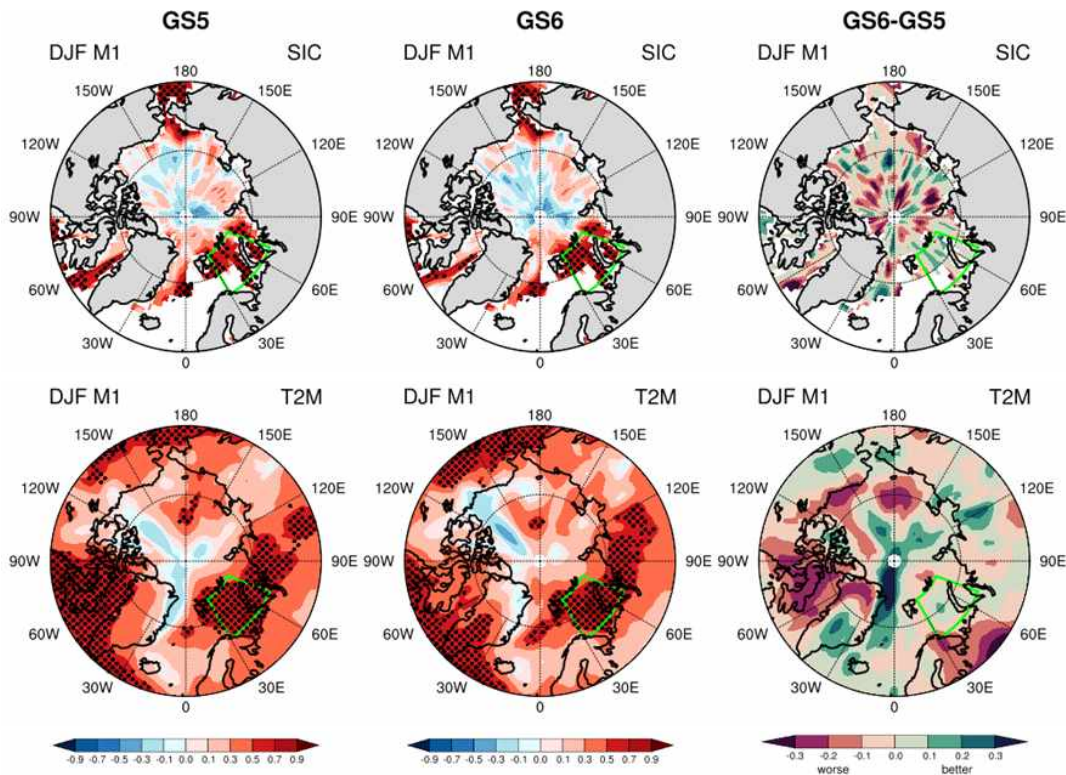


Figure 5.17. The spatial distributions of the temporal correlation coefficients (TCC) of the predicted DJF sea ice concentration (SIC) and 2m air temperature (T2M) from GloSea5 and GloSea6.

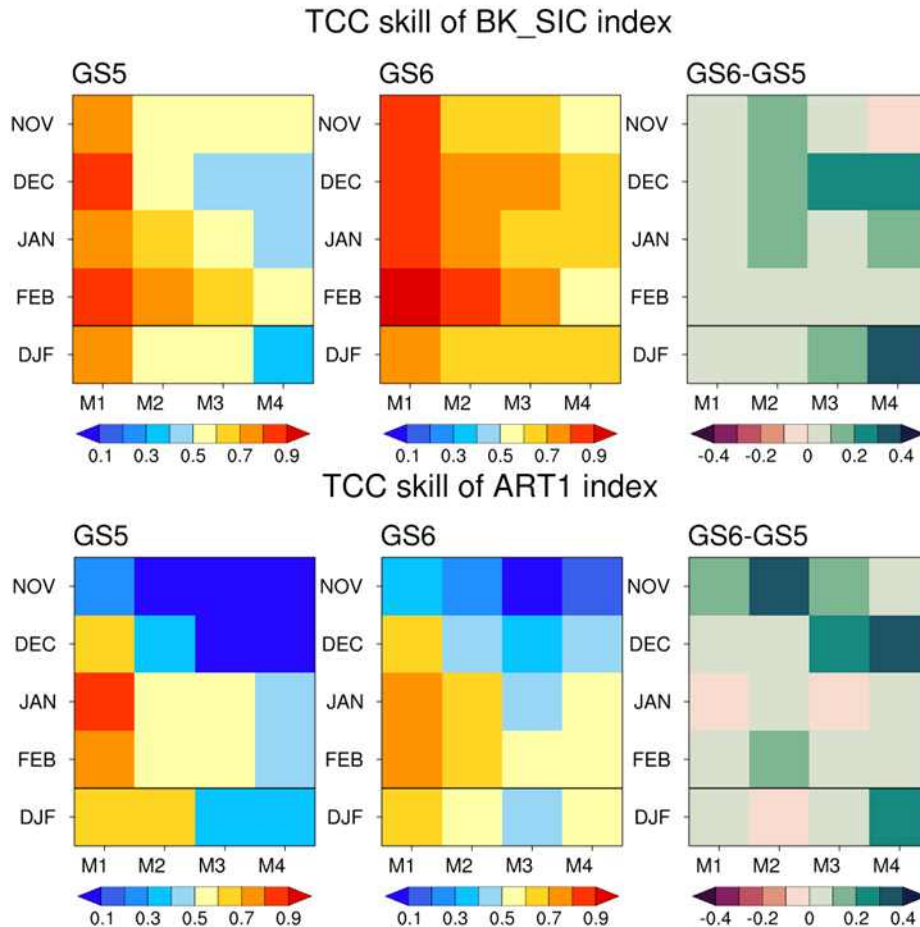


Figure 5.18. TCC skills of SIC and T2M averaged over Barents-Kara (green area in left figures) for GloSea6, and their skill differences.

바렌츠-카라 해빙 감소는 원격상관을 기반으로 유라시아 대륙의 기온 변동에 큰 영향을 미친다. 북극 해빙 감소가 유라시아 대륙의 극한 기온 발생에 미치는 물리적 프로세스를 이해하기 위해, 11월 바렌츠-카라 해빙 (NOV BK-SIC) 감소에 따른 대기 반응의 지연-동시 상관 특성을 살펴보았다 (Figure 5.19). 11월 바렌츠-카라 해빙 감소는 겨울철 지표 플럭스와 뚜렷한 양의 상관을 나타내는데, 이는 해빙이 감소함에 따라 해양에서 대기로 열이 전달됨을 의미한다. 비록 북극 대기 온도가 비정상적으로 따뜻하더라도 해빙이 녹은 해수 온도보다는 훨씬 차갑기 때문에 대기로 더 많이 열이 방출되는 것이다 (Screen and Simmonds 2010). 이러한 겨울철 기온 (ART1) 상승은 바렌츠-카라 해역을 중심으로 북극 지표 기온 상승에 기여하며, 하층 대류권 층후를 증가시켜 온도의 남북 경도를 감소시키고 결과적으로 대류권 상층 풍속을 감소시키는 역할을 하게 된다 (Francis et al. 2009; Overland and Wang 2010; Jaiser et al. 2012, King et al., 2016). GloSea6는 늦가을 (11월) 바렌츠-카라 해빙 감소에 따른 겨울철 북극지역 지표 반응의 관계를 잘 모의하지만, 해양-대기 상호작용을 과소모의하며 이는 바렌츠-카라 해역을 중심으로 발생하는 지역 기후의 연직 기온 분포에 영향을 주게 된다.



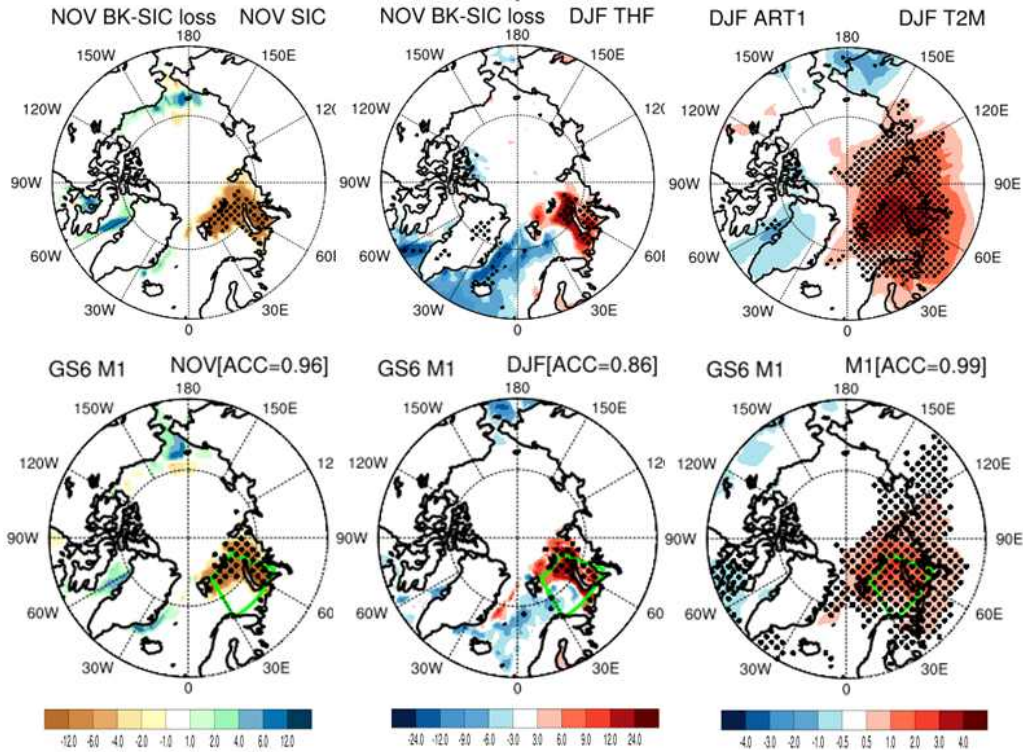


Figure 5.19. Regression coefficients of (left) November sea ice concentration, (middle) DJF turbulent heat flux (the sum of sensible and latent heat flux) anomalies related to the Nov BK-SIC loss, and (right) DJF 2m air temperature anomalies related to the DJF ART1 index. Dotted areas are the significant values above 95% confidence level.

Figure 5.20은 11월 바렌츠-카라 해빙 감소에 따른 기온과 지위고도의 수평·연직 분포를 나타낸 것이다. 늦가을 (11월) 바렌츠-카라 해역의 해빙 손실과 함께 하층 대기에 뚜렷한 쌍극자 기압 패턴이 나타나며, 해빙 손실로 인한 겨울철 이상 난류 열 플럭스에 의해 구동되는 정상 로스비파는 대류권 경로를 통해 시베리아 고기압의 증폭을 유도하는 열할을 한다 (Honda et al., 2009). 이와 관련하여 겨울철 시베리아 고기압이 강화되며, 시베리아 고기압의 동쪽 가장자리를 따른 북풍 유입이 유라시아의 기온 변동을 야기시킨다. 이러한 대기의 수평 구조는 대류권 상층까지 순압 구조를 형성하며, 바렌츠-카라 해역을 중심으로 warming이 깊게 발달하고 겨울철동안 유지되는 것을 확인할 수 있다. GloSea6는 늦가을 바렌츠-카라 해빙 감소로 야기되는 대류권 중층 대기의 수평 기온/기압 편차 강도를 거의 모의하지 못한다. 이는 바렌츠-카라 해역을 중심으로 발달하는 대기 warming의 구조를 아주 얇고 약하게 모의하기 때문이며, 이는 결과적으로 북극-유라시아 원격상관 패턴의 모의 성능에 영향을 미친다 (Li et al., 2023).

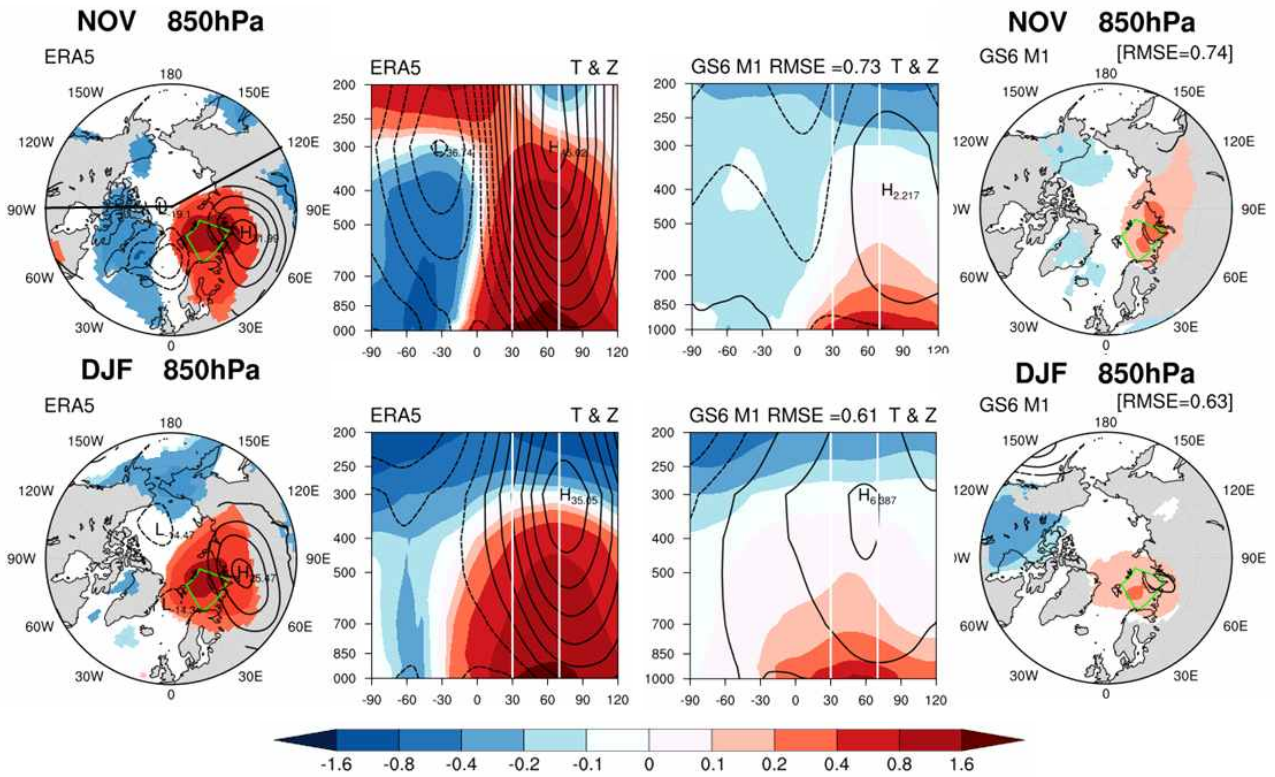


Figure 5.20. Regression maps of (top) November and (bottom) DJF mean 850hPa air temperature (T) and geopotential height (Z) anomalies related to the November BK-SIC loss from (left) ERA5 and (right) GloSea6. (middle) Regression coefficients of 65–90N averaged T and Z anomalies related to the November BK-SIC loss. The range of BKS regions is marked by white lines.

바렌츠-카라해 온난화는 잘 정의된 상층 순환 패턴을 동반한다. Figure 5.21은 11월 바렌츠-카라해빙 변동에 따른 250hPa Wave activity flux (Takaya Nakamura, 2001)와 지위고도 편차를 나타낸 것으로, 상층 파동 전파의 특성을 제시하고자 하였다. 상층 파동 전파는 11월에 뚜렷하게 나타나며, 북대서양 서부에서 시작되는 대규모 라스비 파동 패턴이 래브라도해, 바렌츠-카라해를 지나 유라시아로 도달하게 된다. 특히 파동 패턴과 관련된 상부 지위고도 편차는 해수면 온도 편차 패턴과 일치하며, 서북대서양 지역의 따뜻한 해수면 온도는 원격 연결에서 중요한 역할을 하는 것으로 보인다 (Ok et al., 2017). 겨울철 상층 파동 전파는 유라시아 대륙에서 유의하게 나타나며, 따뜻한 북극-차가운 유라시아 (Warm Arctic-cold Eurasian, WACE) 패턴을 유도한다. GloSea6는 이러한 상층 파동 전파를 전혀 모의하지 못하며, 11월 바렌츠-카라해빙 감소에 따른 중위도 대륙에서의 한냉 편차를 매우 약하게 모의한다. 과도하게 안정하게 모의되는 북극 중하층 대기는 바렌츠-카라해 온난화의 발달을 저지할 뿐만 아니라 지표 강제력이 상층 대기로 전달되는 것을 제한한다.

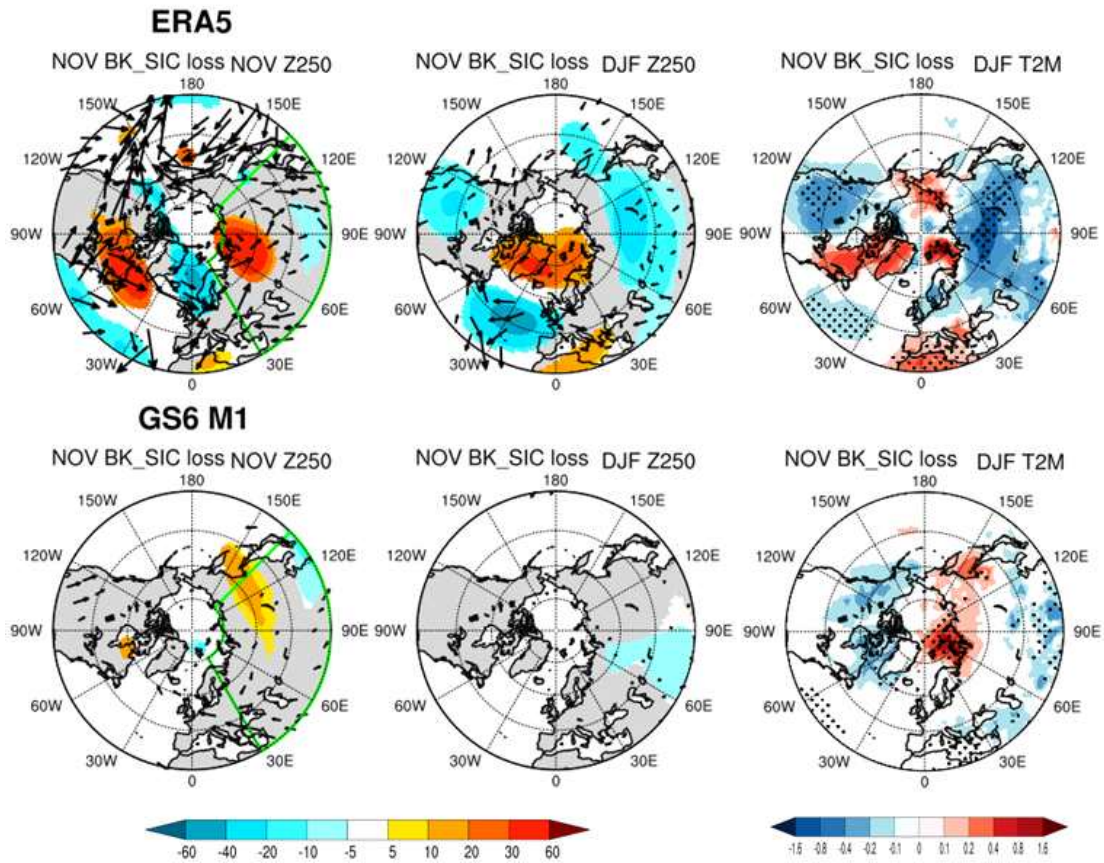


Figure 5.21. Regression maps of (left) November and (middle) DJF mean 250hPa geopotential height anomalies and wave activity, and (right) DJF mean 2m air temperature anomalies related to the November BK-SIC loss. The shaded areas and vectors in left and middle figures and dotted areas in right figure are the significant values above 95% confidence level.

바렌츠-카라 해빙 감소와 관련된 북극-중위도 원격상관 패턴의 모의성능을 살펴보았다. Figure 5.22는 바렌츠-카라 지표 기온 (ART1) 상승에 따른 대기 순환장의 변화를 나타낸 것으로, 겨울철 ART1 기온 상승이 중위도 기후 변동에 미치는 영향을 제시한다. 바렌츠-카라해 기온 상승은 북극을 중심으로 저기압, 유라시아 대륙에 고기압을 발달시키며, 강화된 시베리아 고기압을 따라 유라시아 및 동아시아 지역으로 차가운 공기를 유입시킨다. 이에 하층 대기에 Warm Arctic-Cold Eurasian 패턴이 생성되며, 상층 대기에 우랄 블라킹 발달과 약화된 극제트가 동반된다. GloSea6는 바렌츠-카라 해빙 감소에 따른 대기 순환장의 특징적인 반응을 전반적으로 잘 모의하나, 관측대비 약한 강도를 나타내며 1개월 리드 이후 우랄 산맥을 중심으로 발달하는 고기압성 편차와 상층 극제트의 약화를 모의하지 못한다. GloSea6의 겨울철 WACE 패턴 모의 성능은 GloSea5 대비 개선된 결과를 나타내지만, 이는 계절내 특성이 고려되지 않은 평균된 결과로 과대 평가된 것으로 판단된다.



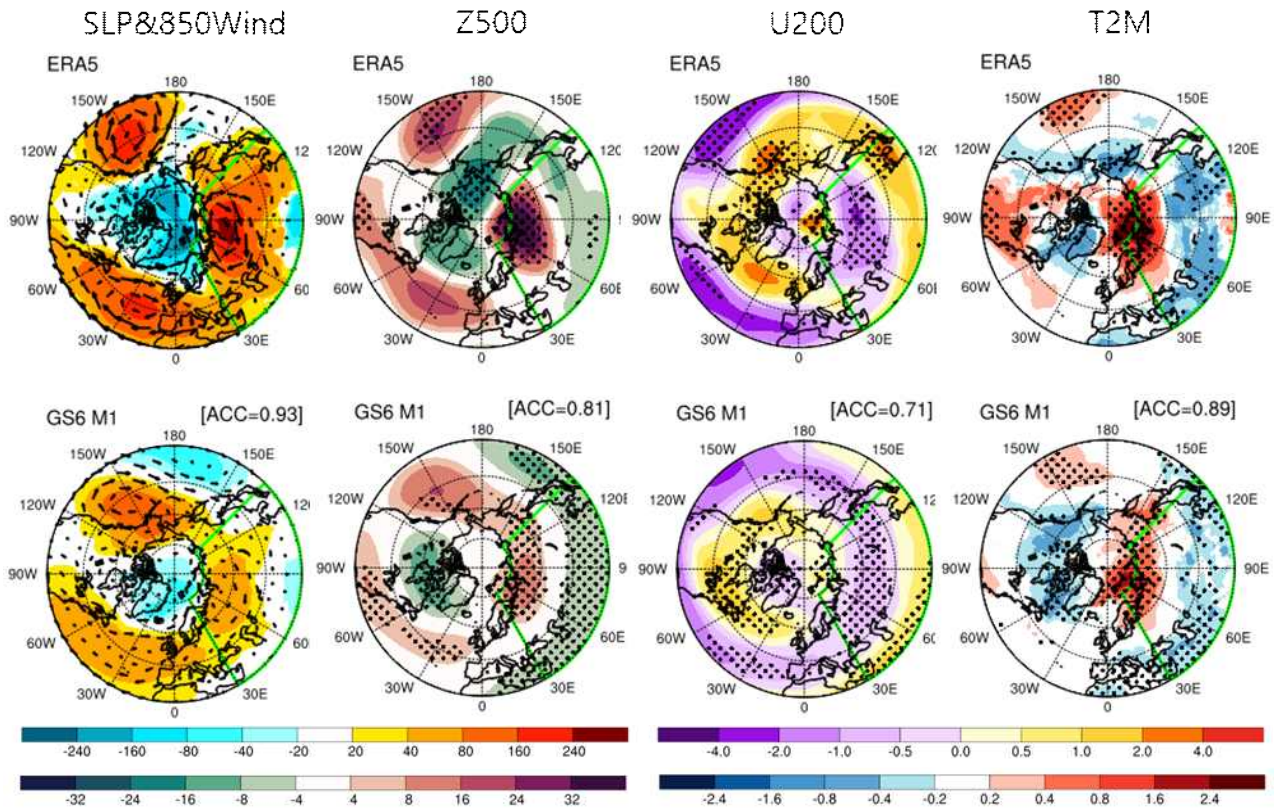


Figure 5.22. Regression maps of DJF sea level pressure and 850hPa wind (SLP&850Wind), 500hPa geopotential height (Z500), 200hPa zonal wind (U200), and 2m air temperature (T2M) anomalies from reference and GloSea6 for 1993/1994-2015/2016 onto the ART1 index. The dotted areas are the significant values above 90% confidence level.

Figure 5.23와 Figure 5.24는 바렌츠-카라 온난화와 관련된 북극-중위도 원격상관 패턴의 계절내 특징을 나타낸 것이다. ART1 상승에 따른 유라시아 한냉 편차는 12월에 약하게 나타나며, 1월과 2월에 강화되는데 중앙 유라시아에서 동아시아로 한냉 편차가 이동하는 계절내 특징을 보인다. GloSea6는 이러한 한냉 편차의 계절내 변동을 모의하지 못하며, 2월에 발생하는 동아시아 지역의 한냉 편차를 유라시아 전역으로 과대 모의하는 특징이 있다. GloSea6는 GloSea5에 비해 더 편중된 계절내 반응을 나타내며, WACE 모의성능이 더 감소된다. Figure 5.24는 ART1 온난화와 관련된 유라시아 지표 기온 (30-60N)의 회귀계수를 위도-계절내 분포로 나타낸 것이다. ART1와 유라시아 기온의 상관관계는 겨울철동안 뚜렷한 음의 상관관계가 나타나는데, 늦가을에 시작하여 11월에 강화되고 12월에 약화되었다가 1월과 2월에 강화되는 계절내 특징을 보인다. GloSea6는 관측대비 약한 강도의 음의 편차를 모의하며, 특히 2월에 편중된 음의 편차가 유라시아 전지역에 걸쳐 나타나는 특징이 있다.



### Regression of T2m & Z500 & U200 against ART1 (M1)

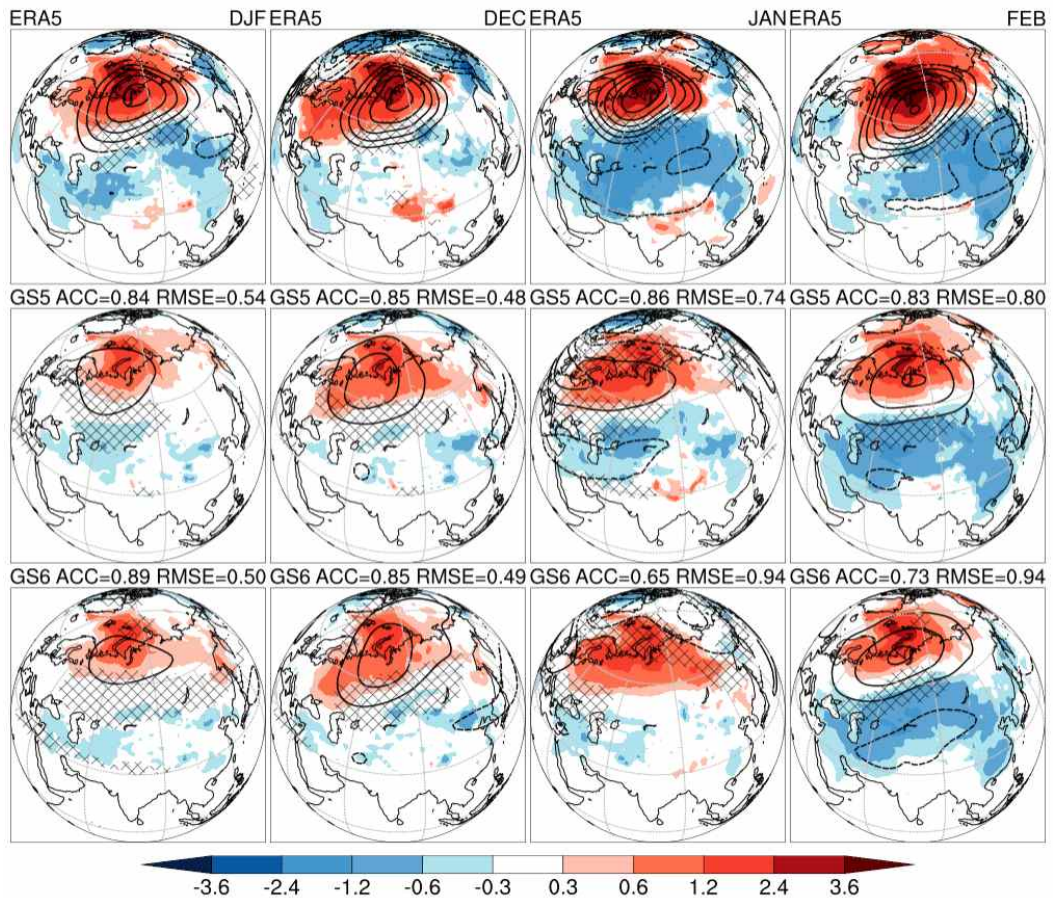


Figure 5.23. Regression maps of seasonal and monthly 2m air temperature (T2M, shaded), 500hPa geopotential height (contours, Z500), 200hPa zonal wind (U200, hatched) anomalies during boreal winter for the period of 1993/1994–2015/2016 onto the ART1 index. The figures are the significant values above 90% confidence level.

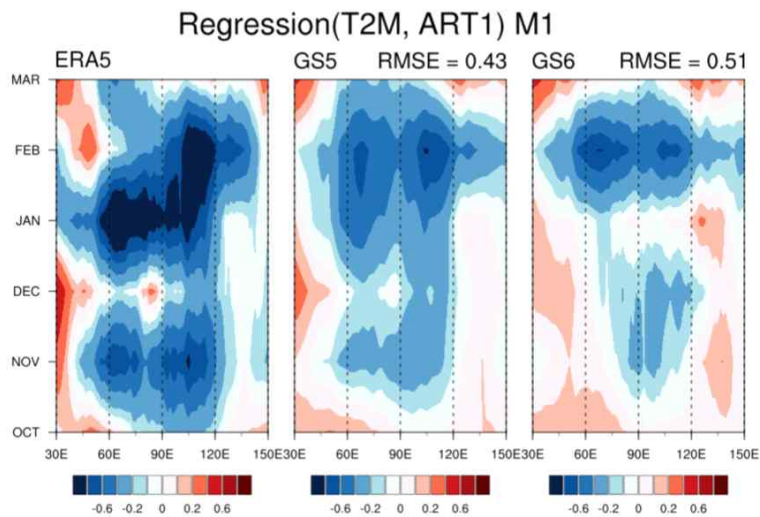


Figure 5.24. Hovmoller diagrams of correlation coefficient between the ART1 index and 2m air temperature anomalies over 30N to 60N.

#### 5.1.4. GloSea6 Arctic 스코어카드 및 개선안 제시

앞서 살펴본 Arctic 진단평가 항목들 중 필수 요소들을 선정하여 정량화/객관화된 메트릭 값으로 정의하고 스코어카드를 구성하였다. Figure 5.25은 CrEMA Arctic 진단 메트릭을 적용한 GloSea6의 Arctic 진단 결과인 스코어카드를 나타낸 것으로, GloSea5 (기준모델) 대비 성능 향상 여부를 제시한다. 스코어카드의 초록색 (붉은색) 계열은 성능 개선 (감소)를 의미하고 색이 진할수록 절대적인 양이 커짐을 나타낸다. 북반구 원격상관 평가에 활용되는 대표적인 예측인자인 북극 진동 (Arctic Oscillation, AO)과 북극 해빙 (Sea Ice)에 대한 기본적인 예측성능 및 모델의 구조적 오차를 제시하였으며, 북극 기후 변동에 따른 겨울철 유라시아 대기 반응의 주요 프로세스를 기반으로 북극-중위도 원격상관 모의성능을 진단하고 개선방향을 제시하고자 하였다.

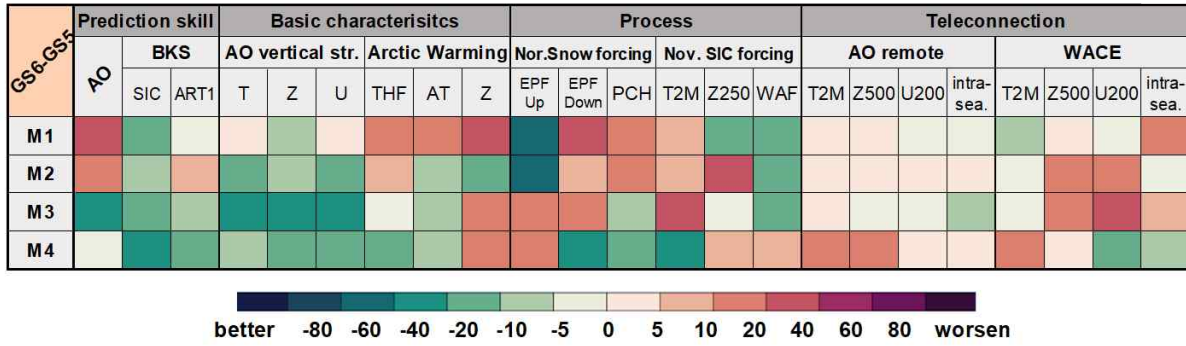
늦가을 유라시아 눈덮임과 관련된 겨울철 AO 발달의 물리적 프로세스를 기반으로 GloSea6의 AO 모의성능이 평가되었다. 11월 유라시아 눈덮임 증가는 성층권 극소용돌이를 약화시키고, 약해진 성층권 시그널은 겨울철 대류권 하층으로 전달되어 유라시아 대륙에 뚜렷한 음의 기온 편차를 발생시킨다. GloSea6는 유라시아 눈덮임 증가로 인해 약해진 겨울철 성층권 극소용돌이의 연직 구조를 대체적으로 잘 모의하지만, 성층권 극소용돌이의 시그널을 과소 모의하며 특히 겨울철 중위도 대류권 하층에서의 하향 파동 전파를 과소 모의한다. AO 발달과 관련된 북극 대기의 연직 구조 (Polar Cap Height)는 1개월 리드에서만 유의하며, 이는 AO 예측 (1개월 리드에서만 유의함) 뿐만 아니라 원격상관 모의성능을 감소시킨다.

해빙 감소에 따른 북극-중위도 원격상관 모의성능 평가를 위해, 바렌츠-카라 해빙 감소와 관련된 북극 지역 대기 변화와 상층 파동 전파가 유라시아 기온 변동에 미치는 영향을 분석하였다. GloSea6는 바렌츠-카라 해빙의 경년변동 및 계절내 변동을 매우 잘 모의하며 GloSea5에 비해 상당히 개선된 결과를 나타낸다. 그러나 GloSea6는 해빙 감소에 따른 지표 열플럭스를 과소 모의하며, 북극 지역 대류권 하층을 과도하게 안정적으로 모의한다. 이는 바렌츠-카라 해빙 감소에 따른 온난화 구조의 발달을 제한시켜 아주 얇고 약한 온난화 구조를 유도하며, 상층 파동 전파 발생을 저지시킨다. 이는 결국 북극-유라시아 원격상관 모의성능을 감소시킨다.

북극-중위도 원격상관 모의성능 개선을 위해서는 지표 강제력으로 작용하는 주요 변수 (예, 눈덮임, 해빙)들이 야기시키는 물리적 프로세스의 모의성능이 개선되어야 할 것이다. 향후 GloSea6의 모델 개발을 통해 다음과 같은 모델 개선의 노력이 필요한 것으로 판단된다.

1. 북극 대기 하층의 역전층 개선 (북극 온난화 과소모의, 상층 파동 전파 과소모의)
2. 해양-대기 상호작용 개선 (지표 플럭스 과소모의)
3. 대류권-성층권 상호작용 개선 (연직 파동 전파 과소모의)

## Arctic Diagnostics Scorecard



CrEMA Arctic 진단체계에 따른 GloSea6 Arctic 진단 결과	
총평	북극-중위도(유라시아) 원격상관과 관련된 겨울철 북극 주요 기후 인자 AO, SIC 분석 AO 예측성능 감소, SIC 예측성능 개선 대류권-성층권 상호작용 (극소용돌이 약화 및 겨울철 하향 열플럭스 과소모의, 지표 열플럭스 및 Arctic Warming 과소모의로 북극-중위도 원격상관 과소모의
원인분석	개선      AO 연직구조 모의성능 개선 / 바렌츠 카라 해빙 예측성능 개선  감소      (AO) 11월 유라시아 눈덮임 증가에 따른 극소용돌이 약화 및 겨울철 하향 열플럭스 과소모의 → AO 지수 성능 감소, 원격상관 모의성능 감소 (SIC) 11월 해빙감소에 따른 겨울철 지표 열플럭스 과소모의, Arctic Warming 과소모의 (낮고 약하게 발달) → 원격상관 (WACE) 모의성능 감소
개선방향	북극 대기 하층 안정도 개선, 해양-대기 상호작용 개선, 대류권-성층권 상호작용 개선

Figure 5.25. (Top) Arctic Diagnostics scorecard which shows relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for 1-4 month leads. The green (red) colors indicate better (worse) model performance (Bottom) GloSea6 Arctic diagnostics table using the CrEMA Arctic metrics.



## 5.2. 동아시아 겨울 몬순(EAWM) 진단체계

아시아 몬순 지역 중 동아시아 몬순 지역은 가장 넓은 대륙(유라시아)과 해양(태평양)의 경계에 위치하며, 열대 지역과 고위도·극 지역의 원격상관 영향을 모두 받는 복잡한 지역이다. 여름철에는 해양(북서태평양)에 고기압, 대륙에 저기압이 위치하며, 겨울철에는 대륙(시베리아)에 고기압, 해양(알류산열도)에 저기압이 위치한다.

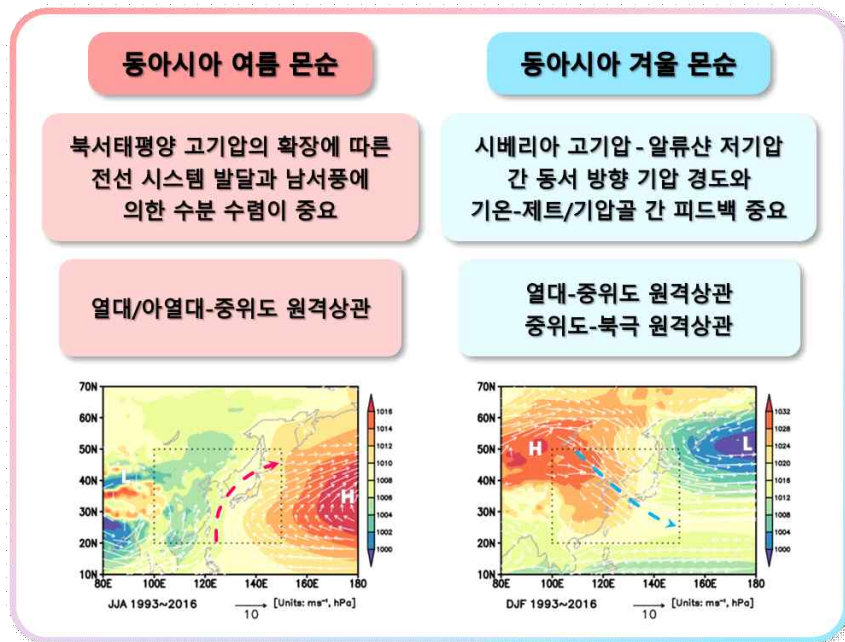


Figure 5.26. Observed mean atmospheric circulations during summer and winter seasons.

동아시아 계절 기후의 특징으로는 여름철에 북서태평양 고기압의 남서쪽으로부터 남풍 계열 바람과 열대 지역의 수분과 강수가 유입되며, 겨울철에는 시베리아 고기압의 남동쪽을 중심으로 북풍 계열의 바람과 함께 고위도 지역의 한랭한 공기가 유입된다. 이러한 계절적 대기 순환 특성으로 인해 여름철에는 북서태평양 고기압과 관련된 강수 발달이 중요하고, 겨울철에는 시베리아 고기압과 관련된 기온 변동이 중요하다 (Figure 5.26). 동아시아 겨울 몬순과 관련된 북풍은 동아시아 대륙으로 차고 건조한 환경을 가져오며, 동아시아 겨울 몬순이 강할 때 한파와 강설이 발생할 수 있다. 이는 한국, 일본, 중국 등 동아시아 국가에 사회·경제적으로 심각한 피해를 야기할 수 있다.



동아시아 겨울 몬순은 대륙권 하층의 시베리아 고기압, 중층의 동아시아 기압골, 상층의 동아시아 제트로 구성된다. 동아시아 겨울 몬순에 영향을 미치는 인자 중 시베리아 고기압은 동아시아 겨울 몬순의 강도를 결정하는 중요한 역할을 한다. 겨울철 유라시아 대륙의 눈덮임에 의해 유도되는 강한 복사 냉각으로 한랭한 시베리아 고기압이 몽고 북부에 형성된다.(Jeong et al., 2011) 시베리아 고기압의 동쪽을 따라 강한 북서풍이 남하하여 일본 남쪽 부근에서 북서태평양 아열대 해역과 동아시아 동부 해안으로 나누어진다. 한랭 건조한 북서풍은 동아시아 지역에 한파와 폭설을 가져온다. 시베리아 고기압의 발달과 함께 동아시아 제트는 강화되며, 제트 최대 위치를 기준으로 북쪽과 남쪽의 동서 방향 바람은 약화된다. 이로 인해 동아시아 지역에 저기압성 와도 편차가 강화되고, 동아시아 기압골이 발달하면서 한파가 발생한다.(Jhun and Lee, 2004) 이러한 방식으로 동아시아 겨울 몬순은 아시아 지역과 원격지의 겨울철 기후에 강한 영향을 미칠 수 있다.

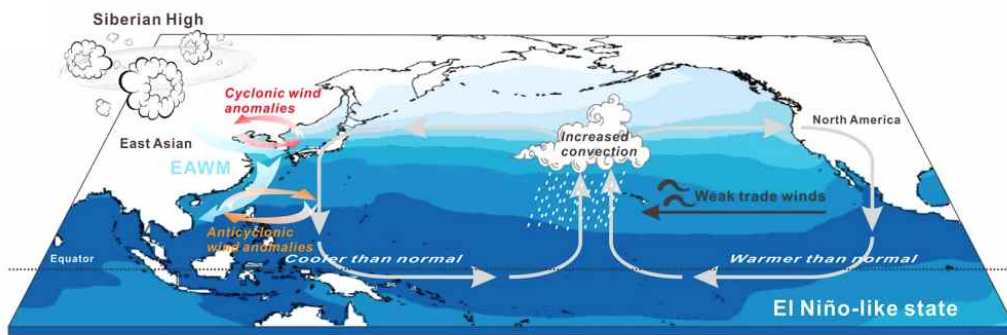


Figure 5.27. ENSO forcing on the East Asian winter monsoon during El Niño-like state (Zhao et al., 2019).

동아시아 몬순의 고유한 특성과 중요성에도 불구하고 최신 기후예측모델들은 여전히 동아시아 몬순을 적절히 모의하지 못하고 있으며, 동아시아 몬순 예측성을 종합적으로 진단하는 연구 또한 부족한 실정이다. 선행 연구에서 보고된 기후모델의 동아시아 겨울 몬순 예측의 주요 문제점으로는 겨울철 강수 과대모의, 기압골 편향, 해면기압 경도 편향 등이 있다(Li et al., 2020).

### 5.2.1. EAWM 진단 메트릭 구성

동아시아 겨울 몬순 진단에 관한 이전의 연구들은 주로 다양한 몬순 지수의 예측성에 초점을 맞추고 있으며, 평균편향과 함께 동아시아 겨울 몬순 강도에 따른 주요 변수의 예측성을 통해 기후예측모델의 동아시아 겨울 몬순 예측성을 진단하고자 하였다. 이 연구에서는 동아시아 겨울 몬순에 관한 선행 연구를 바탕으로 평균 상태와 변동성뿐만 아니라 원격상관, 프로세스 모의 성능을 종합적으로 진단하는 메트릭을 개발하였다 (Figure 5.28).

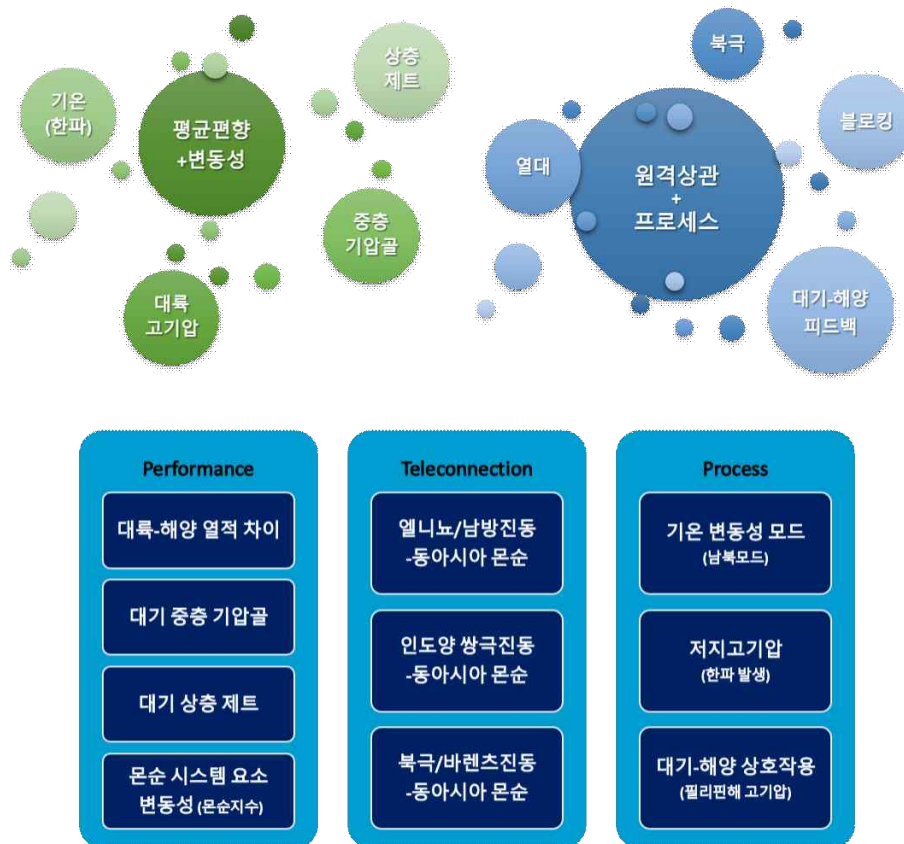


Figure 5.28. Diagnostic metric for East Asian winter monsoon.

기본특성 파트에서는 동아시아 겨울 몬순 시스템 요소를 지표 기온, 하층 기압, 중층 기압골, 상층 제트의 입체적 구조로 이해하고, 각 요소를 대표하는 변수와 지수를 통해 평균편향과 경년 변동 예측성을 진단하였다. 원격상관 파트에서는 동아시아 계절 기후가 열대-중위도, 중위도-북극 원격상관의 영향을 받는 점을 고려하여 선행 연구를 바탕으로 열대 기후 변동성 모드(엘니뇨/남방진동, 인도양 쌍극진동)와 극 기후 변동성 모드(북극진동, 바렌츠 진동)의 원격상관 재현성을 진단하였다. 프로세스 파트에서는 동아시아 겨울철 기온 변동성에 영향을 미치는 기온 남북모드와 블로킹 재현성을 진단과 함께 열대-중위도 기후 원격상관에 영향을 미치는 서태평양 해역에서의 국지적 대기-해양 상호작용 모의 성능을 진단하였다.

개발된 메트릭과 GloSea5/6 과거재현(hindcast) 자료를 바탕으로 동아시아 겨울 몬순 예측성을 진단하였다. 카테고리 내 포함된 개별 진단 요소들의 진단 결과는 개별 기후예측모델 버전에 대하여 다양한 통계값으로 산출되며, 복수의 기후예측모델 버전에서 계산되는 통계값 차를 점수화하여 예측성 변화를 분석하였다. 개별 진단 요소의 역학적 중요성과 변별력 등을 종합적으로 판단하여 스코어카드에 포함되는 필수 진단 요소를 선정하였으며, 선정된 진단 요소의 결과는 통계값 유형별로 점수화하여 스코어카드 형태로 표출하였다.

Table 5.2. Description of Global Seasonal forecast system (GloSea) operated by Korea Meteorological Administration.

		GloSea5-GC2		GloSea6-GC3.2		
Model Config	Atmosphere	GA6.0	UM8.6	GA7.2	UM11.5	
	Land	GL6.0	JULES4.7	GO6.0	JULES5.6	
	Sea-ice	GSI6.0	NEMO3.4	GSI8.1	NEMO3.6	
	Ocean	GO5.0	CICE4.1	GL7.0	CICE5.1.2	
Resolution	Atmosphere	N216(60km) L85				
	Ocean	ORCA025(0.25) L75		eORCA025(0.25) L75		
Initials	FCST	Period	2018/6~2022/1		2021/11~	
		Atmosphere	KMA NWP analysis			
		Land	JRA55-JULES		ERA5-JULES	
		Ocean/Sea-ice	UKMO NEMOVAR		KMA NEMOVAR	
	HCST	Period	1991~2016		1993~2016	
		Atmosphere	ERA-interim reanalysis		ERA5 reanalysis	
		Land	JRA55-JULES		ERA5-JULES	
		Ocean/Sea-ice	UKMO NEMOVAR			
Ensembles	FCST	Initialization	Every day			
		60-days Run	7-days lagged (4 SKEB2)		7-days lagged (8 SKEB2)	
		6-months Run	21-days lagged (2 SKEB2)		21-days lagged (4 SKEB2)	
	HCST	Initialization	Every month (1,9,17,25th)			
		60-days Run	Closest 2 date (3 SKEB2)		Closest 2 date (7 SKEB2)	
		6-months Run	Closest 4 date (3 SKEB2)		Closest 4 date (7 SKEB2)	

기후예측모델 진단에는 재분석 자료가 사용되었다. 대기 변수는 ERA5(ECMWF Reanalysis v5) 월평균 자료가 사용되었으며, 해양 변수는 OISST(Optimum Interpolation SST v2.1) 월평균 자료가 사용되었다. 분석기간은 기상청 기후예측모델의 과거재현 자료가 가용한 1993~2016년으로 편차 계산에는 각 자료의 24년 평균값을 사용하였으며, 모든 자료는 정규 격자계로 재격자하였다. 본 연구에서는 현업 운영 중인 GloSea6의 예측성 진단 결과를 이전 버전인 GloSea5의 결과와 비교하고, 개별적으로 진단된 통계값을 유형별로 점수화하여 스코어카드 형태로 가시화하였다. 이를 통해 현업 기후예측모델의 문제점을 도출하고 개선 방향을 제시함으로써 기후예측모델 개선에 관한 현업 의사결정을 지원하고자 하였다.

동아시아 겨울 몬순 진단 메트릭 구성 과정에서 추가적으로 유럽중기예보센터(European Center for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) 기후변화서비스(Copernicus Climate Change Service; C3S)에서 제공하는 현업 기후예측모델의 과거재현(1993~2016년) 자료를 수집하여 분석하였다. 이 과정은 기후예측모델의 공통적 특성을 파악하고, 선행 연구에서 중요하게 다루어진 역학들이 기후예측모델의 진단 요소로서 적절한지 가늠하기 위해 중요하다.

Table 5.3. Description of the C3S seasonal multi-system (adopted from ECMWF Confluence Wiki).

Status	Time range (forecasts and hindcasts)	Hindcast initial conditions	Hindcasts ensemble size	Hindcast period	Hindcast production schedule	Resolution of atmospheric model	Resolution of ocean model
ECMWF (ecmf)	215 days	1st of month	25	1981-2016	fixed	T <sub>CO</sub> 319/L91 Dynamics: T <sub>CO</sub> 319 cubic octahedral grid Physics: O320 Gaussian grid (36 km) 91 levels in vertical, to 0.01hPa (80km)	0.25° ORCA grid 75 levels in vertical
UKMO (egrr)	215 days	1st, 9th, 17th, 25th of month	7 members/start time	1993-2016	on-the-fly <sup>(1)</sup>	N216/L85 0.83° x 0.56° (~ 60km in mid-latitudes) 85 levels in vertical, to 85km	0.25° ORCA grid 75 levels in vertical
Météo-France <sup>(3)</sup> (lfpw)	7 calendar months	last and penultimate Thursday of previous month 1st of month	12 members each 1 member	1993-2018	fixed	TL359/L137 (0.5°) 137 levels in vertical, to 0.01hPa	0.25° ORCA grid 75 levels in vertical
DWD (edzw)	6 calendar months	1st of month	30 members	1993-2019	fixed	T127 (~100 km) 95 levels in vertical, to 0.01hPa	0.4° TP04 grid 40 levels in vertical
CMCC (cmcc)	6 calendar months	1st of month	40 members	1993-2016	fixed	approx. 0.5° lat-long 46 levels in vertical, to 0.2hPa	0.25° ORCA grid 50 levels in vertical
NCEP (kwbc)	215 days	every 5 days <sup>(5)</sup> members initialised every 6 hours (at 0h, 6h, 12h and 18h UTC)	4 members/start date	1993-2016	fixed	T128/L64 (~ 1°) 64 levels in vertical, to 0.02hPa	0.25° (equator) to 0.5° 40 levels in vertical
JMA (rjtd)	215 days	2 start dates lagged by 15 days <sup>(6)</sup>	5 members/start date	1993-2016	fixed	TL319 (approx. 55km) 100 levels in vertical, to 0.01hPa	0.25° tripolar grid 60 levels in vertical
ECCC (cwao) <sup>(3)(7)(8)</sup> CanESM5.1p1bc (component of CanSIPSv3.0)	214 days	last day of previous month and 5th to last day of previous month	10 members each	1980-2023	fixed	T63 (~2.8° lat-long) 49 levels in vertical, to 1hPa	1° ORCA grid 45 levels in vertical
ECCC (cwao) <sup>(3)(7)(8)</sup> GEMS.2-NEMO (component of CanSIPSv3.0)	214 days	last day of previous month and 5th to last day of previous month	10 members each	1980-2023	fixed	~1.1° lat-long (~110 km) 85 levels in vertical, to 0.1hPa	1° ORCA grid 50 levels in vertical

C3S에 자료를 제공하고 있는 기관은 유럽중기예보센터(ECMWF), 영국 기상청(Met Office), 프랑스 기상청(Meteo France), 독일 기상청(Deutscher Wetterdienst; DWD), 이탈리아 유럽-지중해 기후변화센터(Euro-Mediterranean Center on Climate Change; CMCC), 미국 환경예측센터(National Centers for Environmental Prediction; NCEP), 일본 기상청(Japan Meteorological Agency; JMA), 캐나다 기상청(Environment and Climate Change Canada; ECCC) 등 8개 기관이다. C3S에서는 과거재현 자료를 경·위도 1° 간격의 수평 해상도로 표준화하여 제공하고 있다.



### 5.2.2. EAWM 평균편향

동아시아 겨울 몬순의 평균 순환 특성으로는 한랭한 시베리아 고기압, 온난한 알류산 저기압, 하층 북동풍, 중층 기압골, 상층 제트 등이 있으며, 이들 순환 시스템과 동아시아 겨울 몬순은 상호 관련되어 있다. (Wang et al., 2010) 시베리아 고기압과 알류산 저기압으로부터 발생하는 북서 계절풍의 강화는 한랭 이류를 유도하고 남북방향 기온 경도를 강화시킨다. 동아시아 연안의 중층 기압골의 강화는 시베리아 고기압과 준지균적으로 연관되어 있으며, 계절풍이 강할수록 극 제트는 강화된다. 시베리아 고기압의 중심은 80~120°E, 40~60°N에 위치하며, 기압능은 남중국해 북부까지 확장한다. 시베리아 고기압, 알류산 저기압과 관련된 계절풍은 극 지역의 찬 공기를 동아시아 지역으로 가져오며, 남북방향 기온 경도는 기압골에 영향을 미치는 제트 기류의 위치와도 밀접하게 관련되어 있다.

평균편향/변동성 파트에서는 동아시아 겨울 몬순 시스템을 기온, 기압경도, 하층 계절풍, 중층 기압골, 상층 제트 등 요소들의 입체적 구조로 이해하고 (Figure 5.29), 각 구성요소의 평균과 변동성에서 나타나는 오차를 진단하였다. 기후예측모델 과거재현 자료에서 나타나는 겨울 몬순 관련 변수의 평균기후 상태를 검증하였으며, 진단 변수들은 동아시아 겨울 몬순 시스템 요소의 특성을 반영하고 있다. 진단 대상인 동아시아 지역은 경도 100~150°E, 위도 20~50°N 영역으로 정의하였으며, 기온, 강수, 해면기압, 바람, 지위고도 변수에 대하여 수평 또는 연직으로 계산된 통계값을 산출하였다.

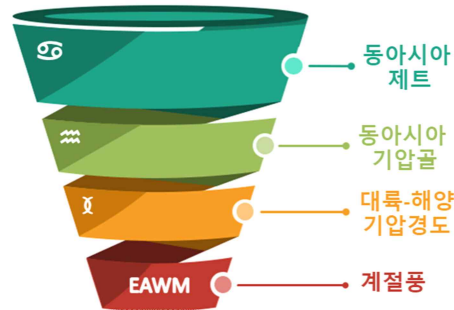


Figure 5.29. Components of East Asian winter monsoon system.

재분석 자료에서 동아시아 겨울철 평균기후 상태를 살펴보면 몽골을 중심으로 대륙 고기압이, 알류산 열도를 중심으로 해양 저기압이 위치하고 있으며, 두 기압 시스템의 경계를 따라 북풍 계열의 바람이 나타난다. 상층 제트는 일본 남부 해상에서 최대가 나타나며, 일본 열도를 따라 중층 기압골 축이 위치한다 (Figure 5.30).

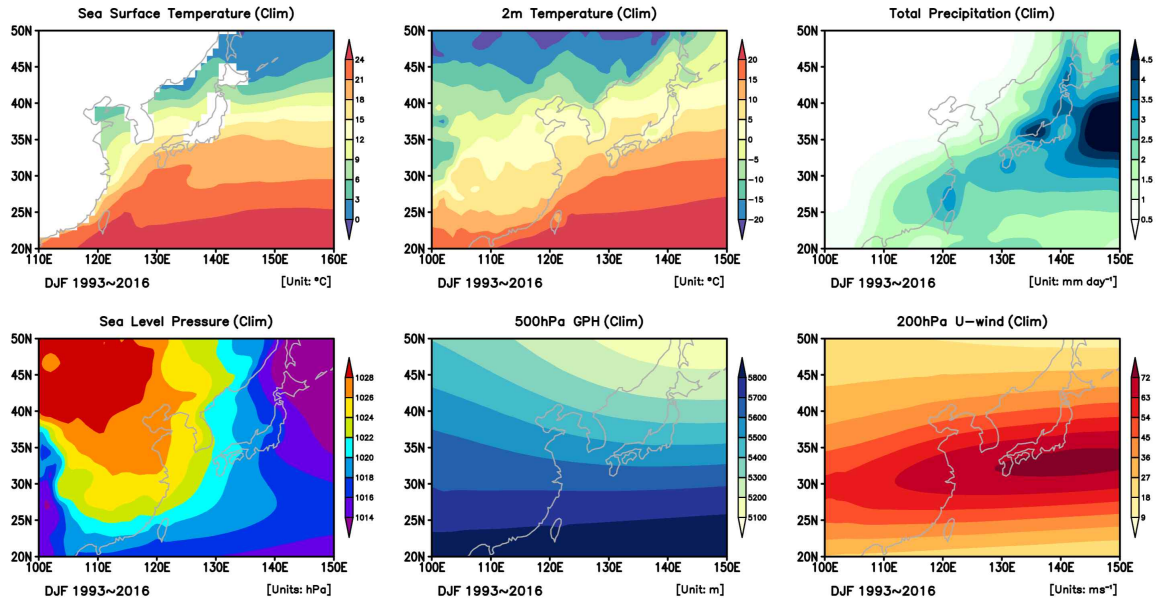


Figure 5.30. Climatological winter mean of monsoon-related variables over East Asia.

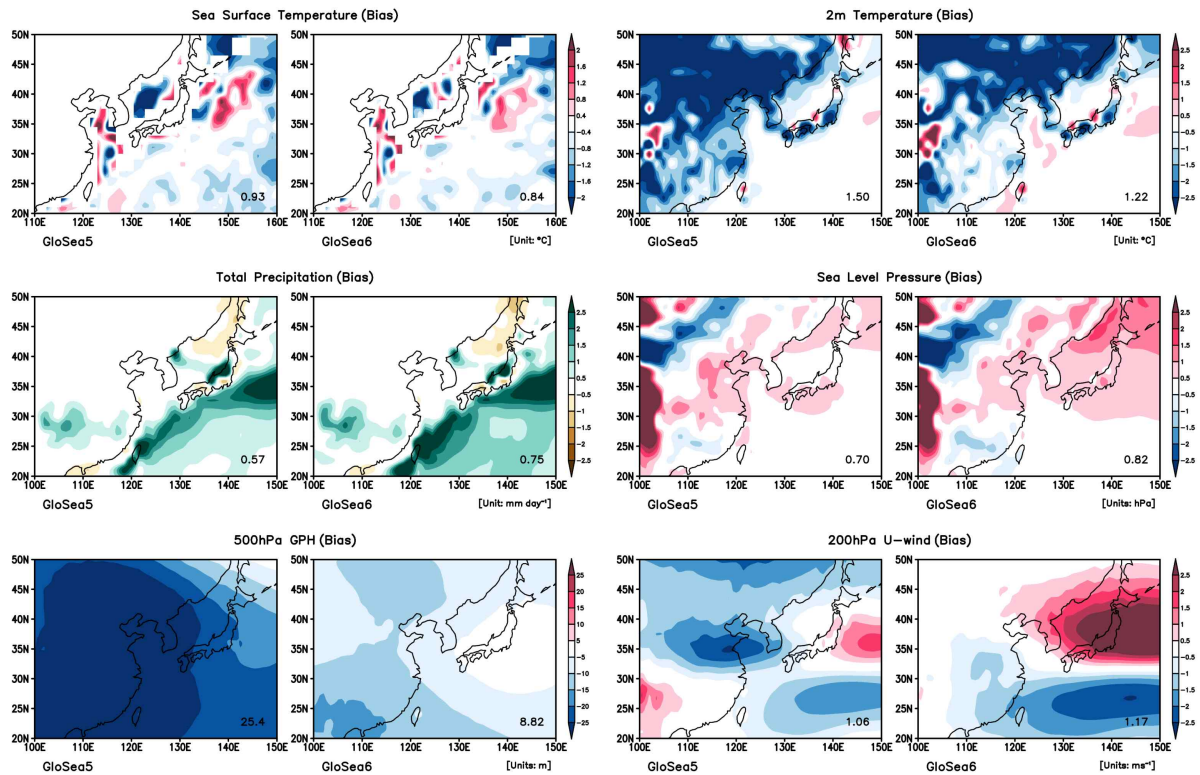


Figure 5.31. Climatological winter mean biases of monsoon-related variables over East Asia.

재분석 자료를 기준으로 기후예측모델의 평균편향을 살펴보면, 북반구 기온의 한랭 편향은 중국 남동부 대륙을 중심으로 다소 감소하였으나, 해양의 온난 편향은 선행시간 증가에 따라 증가하고 북서태평양 해역의 강수 과대모의는 개선되지 않았다. 기압골 과대모의는 상당히 감소하였으며, 제트 강도의 편향은 개선되지 않았다(Figure 5.31). 대류권 전층의 기온 편향과 중상층 지위고도 편향 개선이 두드러진다(Figure 5.32).

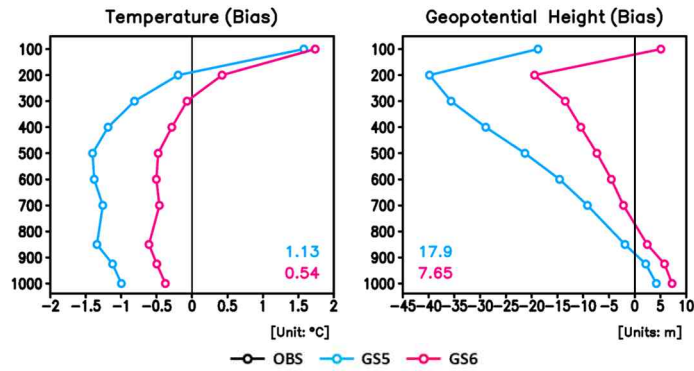


Figure 5.32. Vertical temperature and geopotential height biases over East Asia during winter.

추가적으로 기상청 기후예측모델에서 나타나는 동아시아 제트축의 위치를 살펴보면, 여름철에 제트축의 위치가 재분석에 비해 북쪽으로 편향되어 있었던 것과 달리 겨울철에는 남쪽으로 편향되어 있으며, GloSea6에서 겨울철 동아시아 제트축 위치의 편향은 모든 경도 범위에서 GloSea5에 비해 감소한 것으로 분석된다(Figure 5.33).

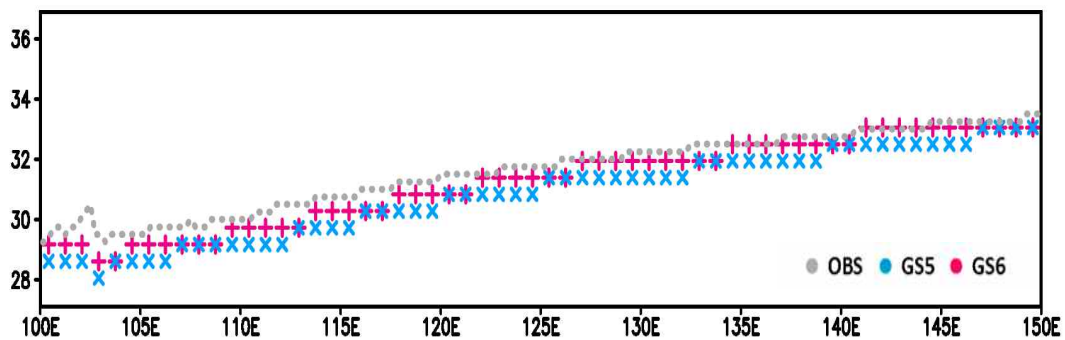


Figure 5.33. Maximum location of the westerly jet stream over East Asia.

코페르니쿠스 기후변화 서비스(C3S) 계절 예측에 참여하는 주요 현업 기후예측모델 8종과 한국 기상청 기후예측모델의 동아시아 겨울 몬순 변수의 평균편향을 비교하였다(Figure 5.34). 세로축 값은 동아시아 지역에 대하여 변수별로 공간 평균된 평균편향을 나타내며, 양의 값은 과대모의, 음의 값은 과소모의, 0에 가까울수록 계통오차가 작음을 의미한다. 변수마다 평균편향의 오차 범위가 다르게 나타나기 때문에 비교를 위해 변수별로 개별 모델들의 분산으로 표준화하였다. GloSea6의 평균편향은 지상기온, 지위고도 변수를 제외하고 대체로 C3S 다중모형 8종의 평균 예측성에 가깝거나 상회하는 예측성을 나타내고 있다. 기상청 기후예측모델 버전 간 예측성을 비교하여 살펴보면 지상기온과 지위고도 변수의 계통오차는 이전 버전에 비해 상당히 개선되었음에도 불구하고 여전히 추가적인 개선이 필요한 것으로 생각된다.

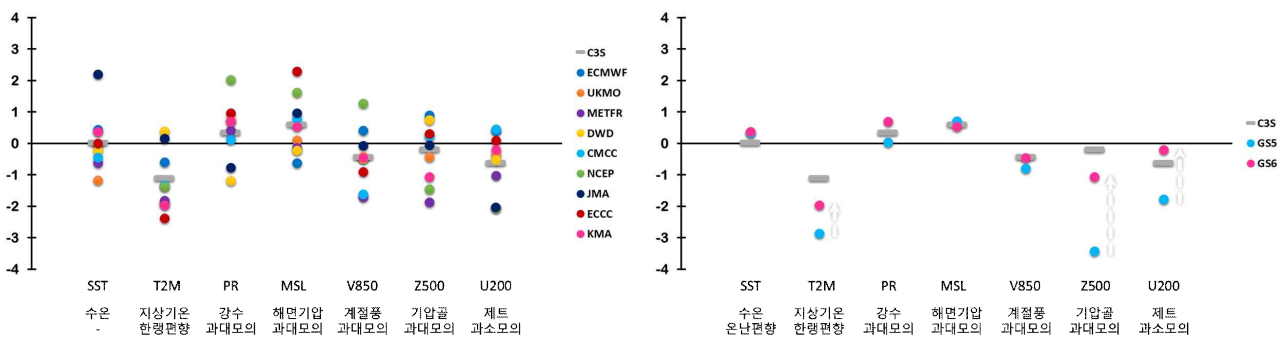


Figure 5.34. Area-averaged mean biases of monsoon variables from operational climate forecast model.

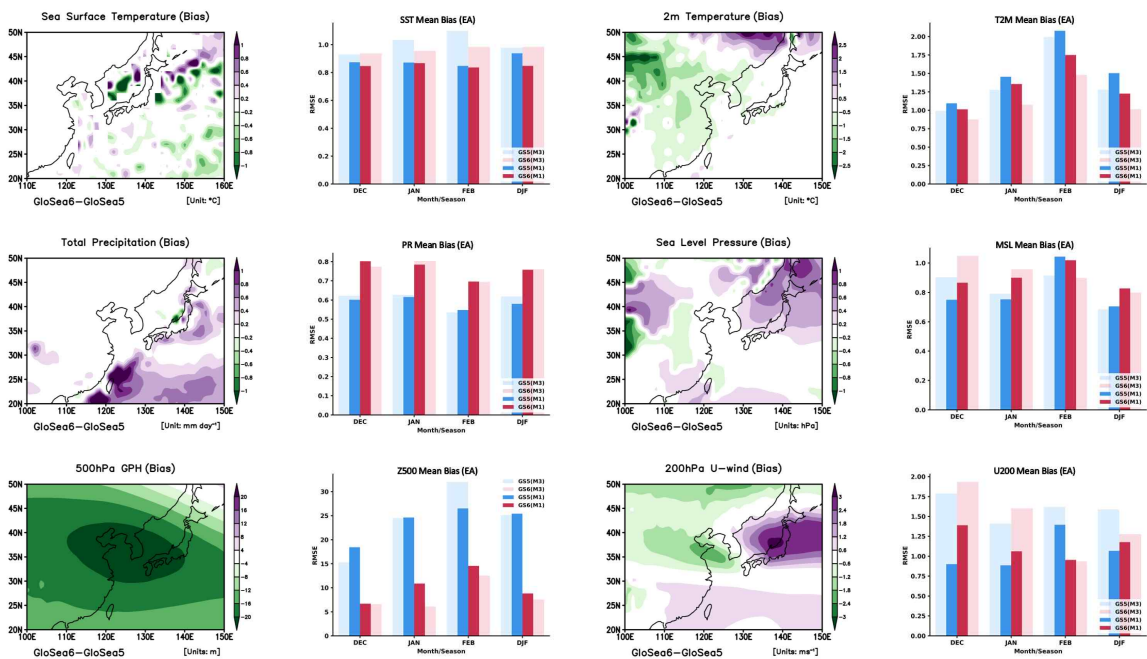


Figure 5.35. Difference of absolute mean biases over East Asia between GloSea5 and GloSea6 and area-averaged root mean squared error as function of lead time.



GloSea5/6에서 나타나는 절대오차 차를 통해 겨울철 전지구 평균편향 변화를 살펴보면 열대 인도양, 열대 동태평양, 남극해 주변의 수온 오차가 감소하였으며, 북반구 기온은 45°N 이북 지역의 오차가 증가하였다. 해면기압은 베링해를 중심으로 오차가 감소하였으며, 중층 지위고도는 북반구 중위도 지역과 열대 지역을 중심으로 오차가 크게 감소하였다. 강수는 평균 강수량이 집중되는 열대 수렴대(Intertropical Convergence Zone, ITCZ), 남태평양 수렴대(South Pacific Convergence Zone, SPCZ), 동남아시아(Maritime Continent)를 중심으로 오차가 증가하였다 (Figure 5.36).

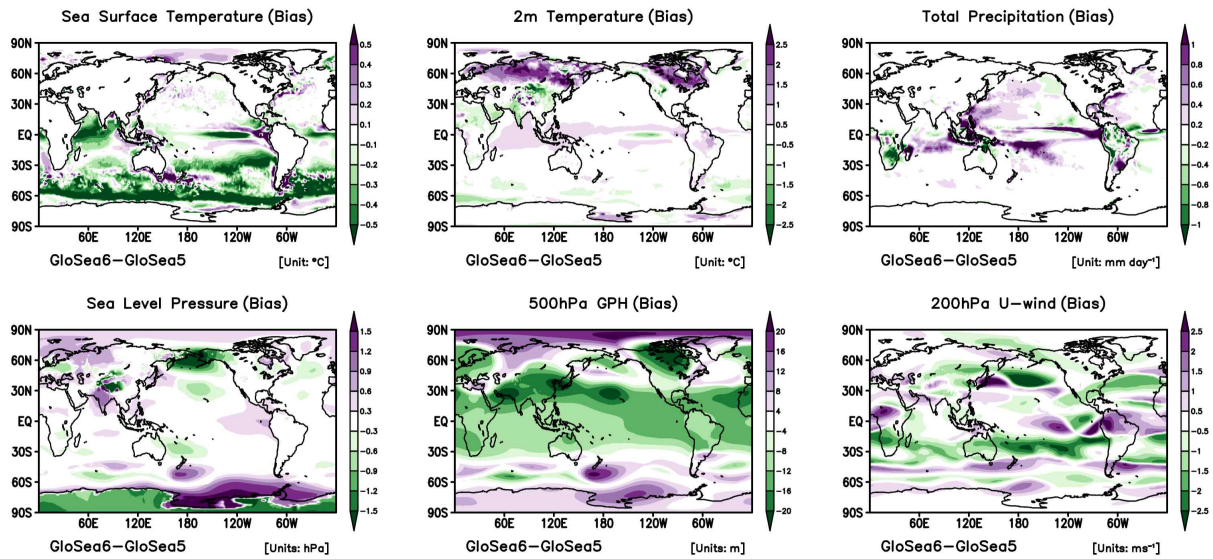


Figure 5.36. Difference of global absolute mean biases between GloSea5 and GloSea6.

### 5.2.3. EAWM 변동성

Wang and Chen (2010), Cheung and Zhou (2016), Shin and Moon (2018) 등은 선행 연구에서 제안된 동아시아 겨울 몬순 지수를 기압경도, 계절풍, 기압골, 제트 등 4개의 카테고리로 분류하였으며 (Table 5.4), 각 카테고리는 동아시아 겨울 몬순 시스템 요소를 대표한다. 지수들은 유형별 특성에 따라 공간적으로 다양하게 분포한다.

Table 5.4. Classified East Asian winter monsoon indices from previous studies (Cheung and Zhou, 2016).

Type	Index	Definition	Publication
EAWMI1	XJ65	MSLP over (30°–40°N, 100°–120°E) minus MSLP over (30°–40°N, 130°–140°E)	Xu and Ji (1965)
EAWMI1	G94	Sum of MSLP over 10°–60°N at 110°E minus sum of MSLP over 10°–60°N at 160°E	Guo (1994)
EAWMI1	S96	Sum of MSLP anomaly over 20°–50°N at 110°E minus sum of MSLP anomaly over 20°–50°N at 160°E	Shi (1996)
EAWMI1	G01	MSLP over 40°–60°N and 70°–120°E	Gong et al. [2001]
EAWMI1	WW02	Sum of MSLP anomaly over 20°–70°N at 110°E minus sum of MSLP anomaly over 20°–70°N at 160°E	Wu and Wang (2002)
EAWMI1	CL04	MSLP over (30°–55°N, 100°–120°E) minus MSLP over (30°–55°N, 150°–170°E)	Chan and Li (2004)
EAWMI1	W09	Sum of MSLP anomaly over 40°–70°N at 110°E minus sum of MSLP anomaly over 40°–70°N at 160°E	Wang et al. (2009b)
EAWMI2	J97	$V_{1000}$ over (10°–30°N, 115°–130°E)	Ji et al. (1997)
EAWMI2	LC99	$V_{1000}$ over (7.5°–20°N, 107.5°–120°E)	Lu and Chan (1999)
EAWMI2	CS99a	$V_{1000}$ over (15°–30°N, 115°–130°E)	Chen and Sun (1999)
EAWMI2	C00	$V$ at 10 m over (10°–25°N, 110°–130°E) and (25°–40°N, 120°–140°E)	Chen et al. (2000)
EAWMI2	H00	$-V$ at 10 m over (15°–40°N, 115°–130°E)	Hu et al. (2000)
EAWMI2	Y02	$U_{850}$ over (15°–30°N, 115°–130°E)	Yang et al. (2002)
EAWMI3	SL97	$Z_{500}$ over (35°–40°N, 110°–130°E)	Sun and Li (1997)
EAWMI3	CS99b	$Z_{500}$ anomaly over (30°–45°N, 125°–145°E)	Cui and Sun (1999)
EAWMI4	JL04	$U_{300}$ over (27.5°–37.5°N, 110°–170°E) minus $U_{300}$ over (50°–60°N, 80°–140°E)	Jhun and Lee (2004)
EAWMI4	LY10	$(2 \times U1 - [U2 + U3])/2$ , where: $U1 = U_{200}$ over (30°–35°N, 90°–160°E); $U2 = U_{200}$ over (50°–60°N, 70°–140°E); $U3 = U_{200}$ over (30°–35°N, 90°–160°E).	Li and Yang (2010)
EAWMI*	WC14	$(2 \times \text{MSLP} - [\text{MSLP2} + \text{MSLP3}])/2$ , where: $\text{MSLP1} = \text{MSLP anomaly over } (40^\circ\text{--}60^\circ\text{N}, 70^\circ\text{--}120^\circ\text{E});$ $\text{MSLP2} = \text{MSLP anomaly over } (30^\circ\text{--}50^\circ\text{N}, 140^\circ\text{E--}170^\circ\text{W});$ $\text{MSLP3} = \text{MSLP anomaly over } (20^\circ\text{S--}10^\circ\text{N}, 110^\circ\text{--}160^\circ\text{E}).$	Wang and Chen (2014a)
EAWMI*	H15	$(4.9659 \times \text{MSLP}_{H15} + 5.0341 \times Z_{H15})/10$ , where: $\text{MSLP}_{H15} = 0.5 \times (\text{MSLP1} + \text{MSLP2})$ and $Z_{H15} = 0.5 \times (Z1 - Z2)$ , in which: $\text{MSLP1} = \text{MSLP anomaly over } (45^\circ\text{--}65^\circ\text{N}, 70^\circ\text{--}130^\circ\text{E});$ $\text{MSLP2} = 0.5 \times \text{MSLP anomaly over } (25^\circ\text{--}45^\circ\text{N}, 110^\circ\text{--}120^\circ\text{E});$ $Z1 = Z_{500}$ anomaly over (60°–72.5°N, 70°–110°E); $Z2 = Z_{500}$ anomaly over (30°–42.5°N, 80°–120°E).	Hu et al. (2015)

동아시아 겨울 몬순은 이 지역 기후에 직접적으로 영향을 미치는 가장 중요한 순환 시스템으로 겨울 몬순 지수의 정의는 몬순 연구 주제 중 하나이다. 이들 지수는 대륙-해양 기압 차, 영역 평균된 하층 계절풍, 상층 제트, 기압골 등 겨울 몬순 순환 요소의 강도로 정의된다. 첫 번째 카테고리는 하층 계절풍으로 이 카테고리 내 지수들은 동아시아 지역의 남북방향 바람을 평균하여 계산된다. 이 지수들은 동아시아 해안을 따르는 동아시아 겨울 몬순 하층 바람의 중요성과 열대 지역에 미치는 영향을 강조한다. 두 번째 카테고리에서는 동아시아 대륙권 상층 바람 시어가 사용된다. 이 지수는 동아시아 겨울 몬순 변동과 관련된 대륙권 상층 제트의 특징을 반영한다. 세 번째 카테고리는 동서 기압경도 지수라 불리며 동아시아 지역과 북서태평양 해역 간 해면 기압 차로 계산된다. 정의에는 대륙-해양 열적 차이가 동아시아 계절풍 강도를 결정할 수 있다는 의미를 포함하고 있다. 네 번째 카테고리는 동아시아 기압골 지수로 분류되며, 동아시아 중층

기압골을 동아시아 겨울 몬순의 지표로 간주하고 그 강도를 지수로 정의한다.

카테고리별 대표적 몬순 지수의 예측성 분석 결과 전반적으로 동아시아 겨울 몬순 시스템 요소의 경년변동 예측성은 하층 바람과 중층 지위고도 변수 기반의 몬순 지수에서 높은 예측성을 보이며, 전반적으로 GloSea5에 비해 GloSea6의 예측성이 향상된 것으로 진단된다 (Figure 5.37). 시베리아 고기압과 알류산 저기압 간 기압 차로 계산되는 기압경도 지수(Guo, 1994)는 다른 지수에 비해 상대적으로 낮은 예측성을 보인다 (Figure 5.38).

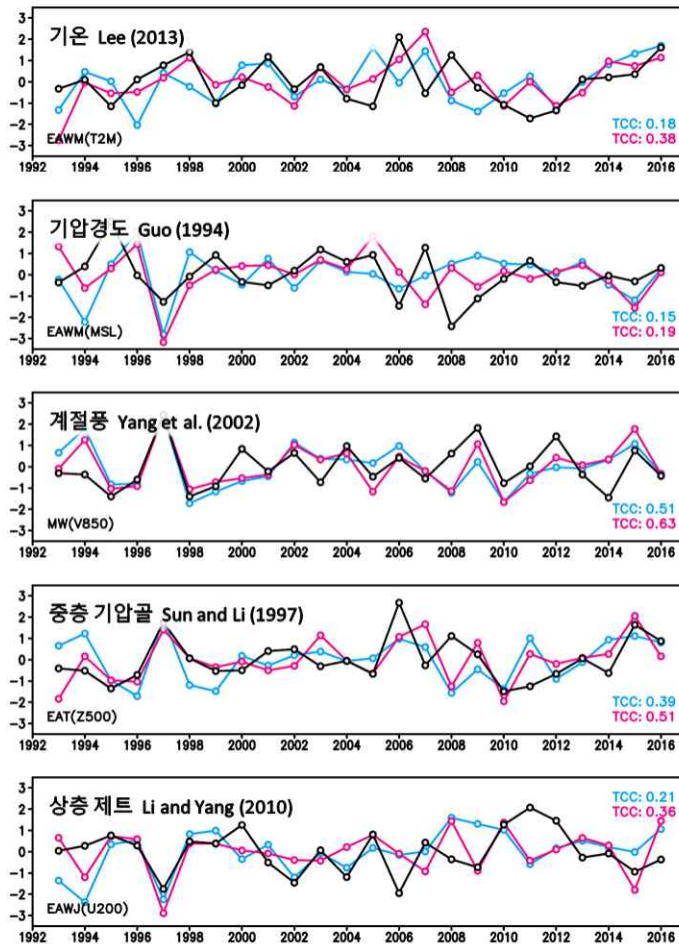


Figure 5.37. Interannual variability of the East Asian winter monsoon system components.



Figure 5.38. Temporal correlation coefficients of East Asian winter monsoon indices between the observed and the individual model simulations.

동아시아 겨울 몬순의 가장 중요한 특성인 시베리아 고기압은 지구상에서 해면기압이 가장 높으며, 가을철에 발달하여 봄철에 소멸하는 뚜렷한 연주기를 가진다. 시베리아 고기압의 강도는 동아시아 겨울 몬순 강도를 대표하는 지수로 사용되고 있으며, 시베리아 고기압은 아시아 북부 지역(시베리아, 몽골, 중국 북부, 일본, 한국 등)의 한파뿐만 아니라 열대 지역의 한파와도 밀접하게 관련된다. 시베리아 고기압의 예측성은 모든 위도 지역에서 동아시아 겨울 몬순의 계절 예측을 위해 중요하며, 이를 기후예측모델에서 진단하는 것 또한 필수적이다.

기후예측모델이 개별 기압 시스템의 변동을 적절히 모의하는지 진단하기 위해 시베리아 고기압(Gong et al., 2001)과 알류산 저기압(Wang and He, 2012)의 변동성 중심 영역 평균된 지수를 살펴보면, 기상청 기후예측모델의 알류산 저기압 강도 예측성은 매우 높지만 시베리아 고기압 강도 예측성은 현저하게 낮은 것으로 나타난다(Figure 5.39). 알류산 저기압 강도 예측성은 선행 시간 증가에 따라 안정적인 범위에서 예측성 변화를 보이는 것과 달리, 시베리아 고기압 강도 예측성은 선행시간에 따라 큰 폭의 예측성 저하를 보인다.

엘니뇨(라니냐) 발생 시 알류산 저기압의 순환이 강화(약화)되는 것으로 알려져 있으며, 알류산 저기압의 높은 예측성 또한 엘니뇨/남방진동 또는 열대-중위도 원격상관에서 기인하는 것으로 생각된다. 알류산 저기압과 달리 시베리아 고기압은 엘니뇨/남방진동과 유의미한 관련성이 없으며, 시베리아 고기압 변동성에 관한 대부분의 선행 연구들은 북대서양진동·북극진동과의 관계에 집중하고 있다. 기후예측모델의 북극-중위도 원격상관 재현성 개선을 통해 시베리아 고기압 예측성 향상을 기대해볼 수 있을 것으로 생각된다.

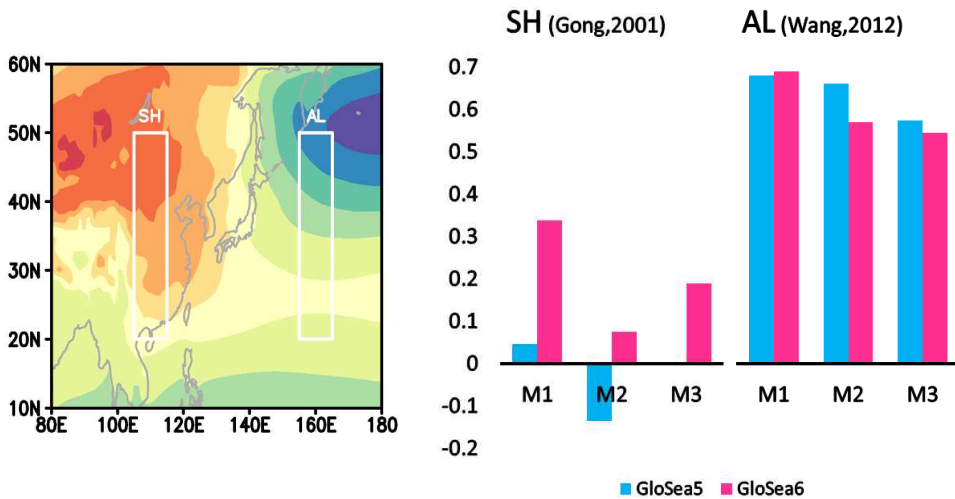


Figure 5.39. Interannual predictability of the Siberian high and the Aleutian low according to the forecast lead time.



연주기(annual cycle)는 복사, 역학, 열적 프로세스를 포함하고 있으므로 기본적인 연주기 특성 재현성은 기후예측모델 예측성 평가에 중요한 지표를 제공한다. 동아시아 겨울 몬순의 시작, 발달, 종료는 여름 몬순과 마찬가지로 중요한 측면이며, 동아시아 지역(110~140°E) 경도 평균된 지상기온의 발달로 나타낼 수 있다. 동아시아 지상기온의 연주기는 동아시아 겨울 몬순의 시작과 종료를 진단하는 대상으로 고려된다(Li et al., 2020). 관측에서 동아시아 겨울 몬순은 기온이 하강하는 초겨울에 시작되고 기온이 최저에 이르는 중반에 성숙되며, 기온이 상승하는 늦겨울에 종료된다.

재분석과 기후예측모델에서 동아시아 지역 경도 평균된 기온의 차를 통해 겨울철 기온의 계절내 변동을 살펴보면, 늦겨울에 해당하는 2월을 중심으로 지상기온의 한랭 편향이 강하게 나타난다(Figure 5.40). 기상청 기후예측모델은 동아시아 겨울 몬순의 종료 시기를 적절히 모의하지 못하고 있으며, GloSea6에서 늦겨울~초봄에 나타나는 한랭 편향은 많이 개선되었으나 여전히 동아시아 겨울 몬순 종료 시기는 지연되어 나타나고 있다.

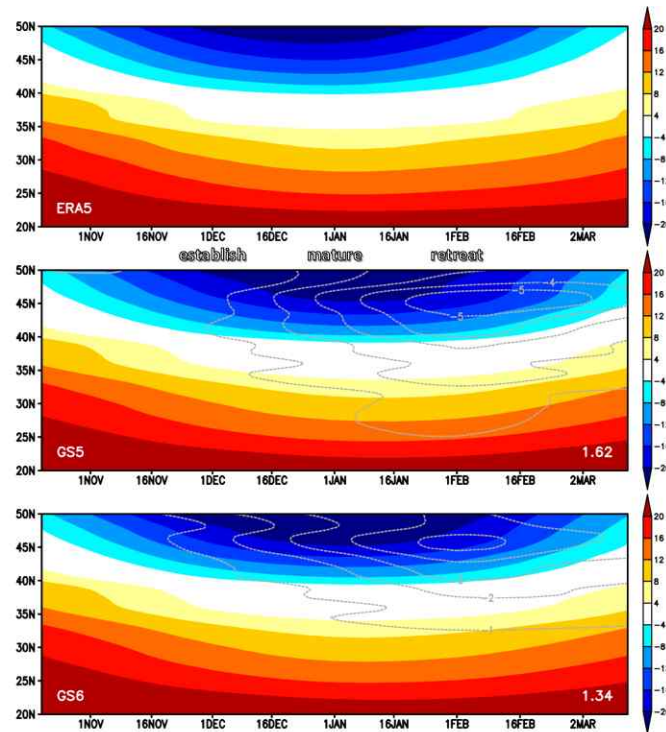


Figure 5.40. Intraseasonal variation in climatology (shading) and biases (contour) of 2m temperature averaged between 110~140° E.

### 5.2.4. EAWM 원격상관

동아시아 겨울 몬순은 열대-중위도 원격상관과 북극-중위도 원격상관의 영향을 모두 받는 복잡한 지역이다. 선행 연구들을 바탕으로 동아시아 겨울 몬순에 영향을 미치는 원격상관을 열대 대양에서 기인하는 엘니뇨/남방진동, 인도양 쌍극진동과 고위도/북극 해양에서 기인하는 북극 진동, 바렌츠 진동 등 4가지로 정리하였다. 이 연구에서는 개별 원격상관 인자에 대하여 확장된 동아시아 지역의 대기-해양 반응 재현성을 진단하였다.

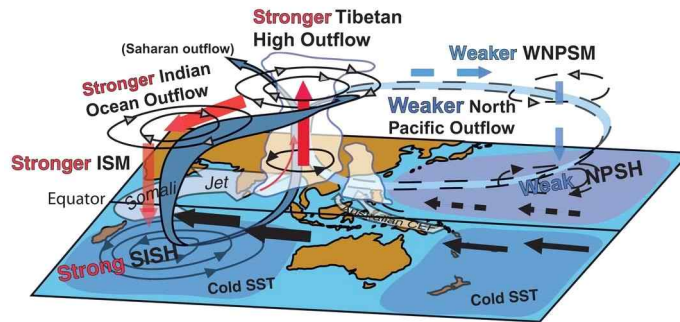


Figure 5.41. Schematic of teleconnections interacting with East Asian monsoon. Reprinted from Beck et al. (2018).

#### 5.2.4.1. 열대-중위도 원격상관

열대 태평양 감시에 사용되는 지표들은 영역 평균된 해수면 온도 편차를 바탕으로 계산된다. 일반적으로 편차는 30년 평균 기간에 대한 상대적인 값으로 계산되며, Nino3.4 지수는 ONI(Ocean Nino index)와 함께 엘니뇨와 라니냐를 정의하는 가장 일반적인 지표로 사용된다. Nino3.4 지수는 날짜 변경선으로부터 남미 해안에 이르는 적도 태평양(170°W~120°W, 5°S~5°N) 평균된 해수면 온도 편차에 해당한다. 이 연구에서는 겨울철(12~2월) 평균된 Nino3.4 해수면 온도 편차가  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 를 초과할 때 엘니뇨와 라니냐로 정의하였으며, 정의된 엘니뇨/남방진동 위상에 따른 겨울철 북서태평양-동아시아 대기 반응의 모의 성능을 진단하였다.

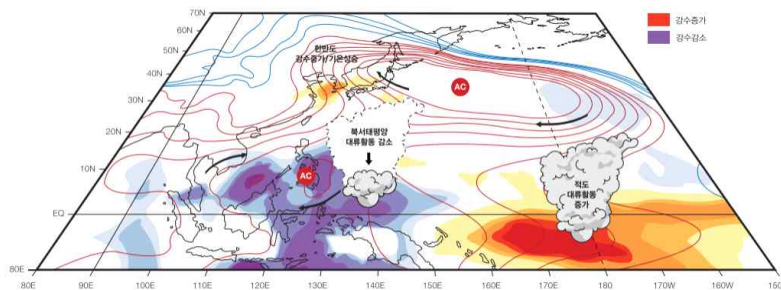


Figure 5.42. Schematic of atmosphere-ocean circulation over western Pacific during El Niño mature phase (El Niño White Paper, 2016).

기상청에서 발간된 엘니뇨 백서에 따르면 엘니뇨가 최대로 발달하는 이른 겨울철에는 한반도 동쪽 쿠로시오 해역에 고기압성 순환이 발달하고 한반도에 남풍 기류가 유입되면서 온도 상승과 강수 증가에 기여하는 것으로 알려져 있다 (Figure 5.42). 엘니뇨 해 12월에는 평년보다 기온이 높고 강수가 많은 경향이 있는 것으로 알려져 있으나 1, 2월의 기후 편차는 엘니뇨/남방진동과 상관성이 낮고, 계절 내 시간규모에서 동아시아 기후에 미치는 영향은 월별로 다르게 나타난다.

쿠로시오 고기압은 열대 서태평양의 대류 활동 감소에 따른 원격상관 패턴으로 설명할 수 있는데, 기상청 기후예측모델은 엘니뇨 해 겨울철 열대 서태평양과 쿠로시오 해역의 고기압 편차와 한반도 주변 온난 편차를 적절히 모의하고 있다. 조금 더 자세히 살펴보면, 열대 서태평양의 고기압은 재분석에 비해 과대모의, 쿠로시오 고기압은 과소모의하고 있는데 GloSea6에서 부분적으로 개선되었다. 엘니뇨 해 겨울철 한반도 주변의 온난한 기온 편차 또한 재분석에 비해 강하게 모의되고 있으며, GloSea6에서 동중국해를 중심으로 개선되었다 (Figure 5.43).

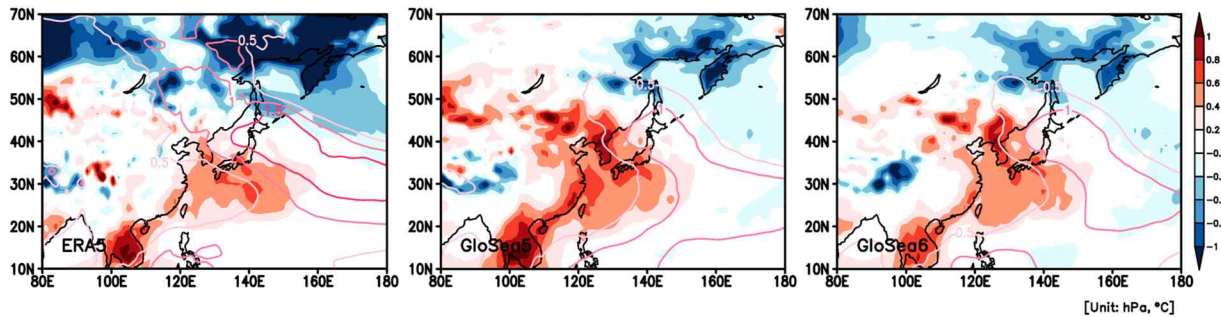


Figure 5.43. Composite map of sea level pressure (contour) and 2m temperature (shading) anomalies in December for the positive phase of ENSO.

인도양 쌍극모드는 서인도양과 동인도양의 해수면 온도 차로 정의된다. 가을철 열대 서인도양에서 발달하는 양의 해수면 온도 편차는 겨울철 동쪽으로 확장하여 인도양 넓은 영역에서 양의 해수면 온도 편차를 가지며 (Figure 5.44), 이는 강수를 유발하여 열대 인도양에 저기압, 동아시아 지역에 고기압 편차를 발달시킨다. 가을철 서인도양의 해수면 온도가 상승하면 1, 2월에 동아시아 지역 상·하층에 고기압 편차가 나타나고, 강한 서인도양의 수온 가열이 동반되면 엘니뇨가 동아시아 지역에 미치는 영향이 1, 2월까지도 유지될 수 있다. 기상청 장기예보 가이드스에 따르면 1월 북서인도양의 강한 상층 고기압은 로스비파를 통해 동아시아 지역에 전파되고, 이는 2월까지도 지속되는 것으로 알려져 있다.

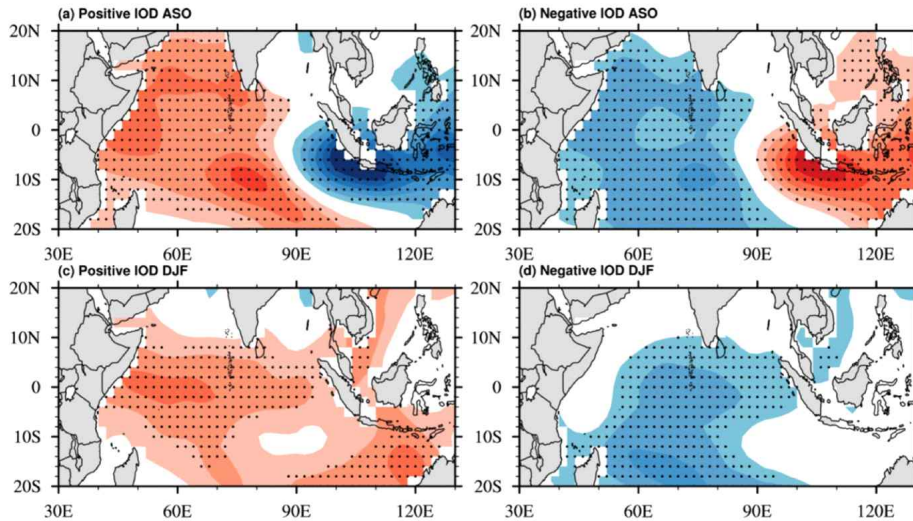


Figure 5.44. Composite anomalies of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean region during positive and negative IOD years (adopted from Kim et al., 2021).

GloSea6 에서 나타나는 가을철 양의 위상 인도양 쌍극진동에 대한 겨울철 동아시아의 지연된 반응을 살펴보면, 재분석에서 나타나는 동아시아 지역 하층의 고기압 편차의 패턴과 중심을 적절히 모의하지 못하고 있다. GloSea6에서는 겨울철 열대 인도양 수온의 평균편향 개선과 함께 남중국해~동중국해 연안을 따라 원격상관 재현성이 일부 개선되었다 (Figure 5.45).

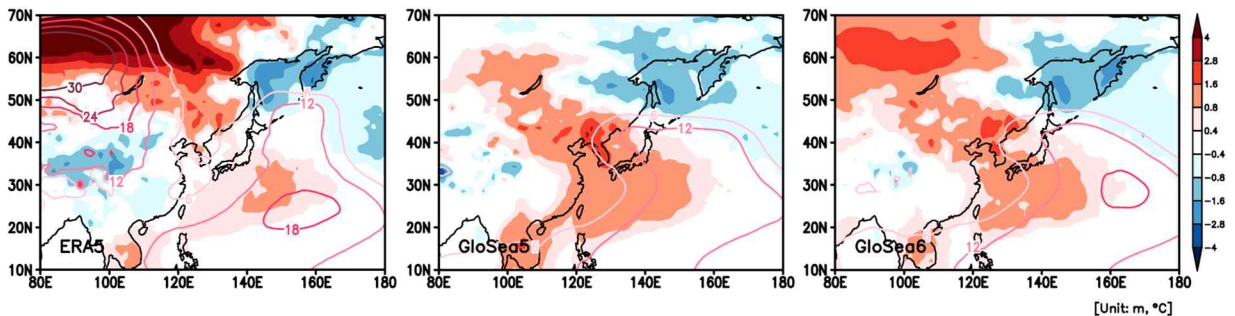


Figure 5.45. Composite map of geopotential height at 850 hPa and 2m temperature (shading) anomalies in January for the positive phase of IOD.

과거재현 자료 기간 동안 인도양 쌍극진동 사상은 대체로 동일 위상의 엘니뇨/남방진동 사상 발생과 동반되는 것으로 분석되며, 이는 두 기후지수 기반의 합성도 및 회귀분석 결과에서 유사한 공간 분포를 보이는 결과로 나타난다. Ham et al. (2017)에 의하면 가을철 인도양 쌍극진동과 겨울철 엘니뇨/남방진동의 결합 강도는 2010년 이후 약화되고 있으며, 본 연구의 결과에서도 이러한 변화를 부분적으로 확인할 수 있다(그림 미포함).



Table 5.5. Historical Indian Ocean Dipole and El Nino/Southern Oscillation events highlighting in-phase concurrence year.

<b>Pos IOD (5)</b>	<b>Neg IOD (5)</b>
<b>1994, 1997, 2006, 2012, 2015</b>	<b>1996, 1998, 2001, 2005, 2010</b>
<b>Warm ENSO (8)</b>	<b>Cold ENSO (9)</b>
<b>1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015</b>	<b>1995, 1998, 1999, 2000, 2005, 2007, 2008, 2010, 2011</b>

#### 5.2.4.2. 북극-중위도 원격상관

Tompson and Wallace (1998)은 북반구 해면기압 편차에 경험적 직교함수를 적용하여, 북극과 중위도에 반대의 기압 편차를 가지는 북극진동을 찾아냈다. 북극진동은 북대서양진동과 많은 측면에서 유사하지만, 동서방향으로 보다 대칭적인 구조를 가지며 북태평양에 중심을 가진다는 점에서 구별된다. 겨울철 북극진동은 시베리아 고기압, 제트, 블로킹 발생빈도, 로스비파 활동 등에 영향을 통해 동아시아 겨울 몬순, 기온, 한파, 강수 등의 동아시아 겨울철 기후와 동시적으로 관련된다 (Figure 5.46).

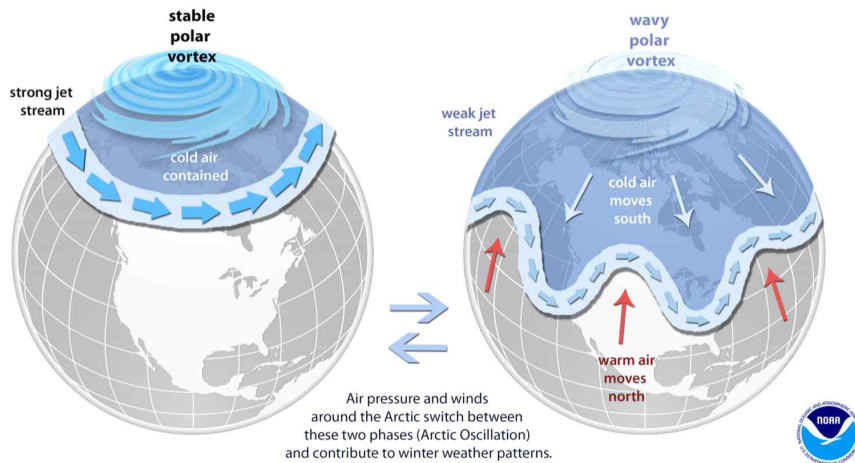


Figure 5.46. Schematic of atmospheric circulation over Northern Hemisphere for positive and negative AO phases (NOAA).

그러나 극 기후 상태 변화와 북극진동 간 관계는 장기적으로 견고하지 않으며, 바렌츠진동이라는 또 다른 기후 변동성 모드와도 유사성을 가진다. 바렌츠해는 극 기후 시스템에서 중요한 지역으로 주목되어 왔으며, 북대서양과 북극 간 남북방향 열 교환은 극 기후 자연 변동성에서 중요한 역할을 한다는 점에서 바렌츠진동이 재조명되고 있다(Chen et al., 2013). 북극진동은 겨울철 북반구(20°N~) 1000hPa 지위고도의 첫 번째 경험적 직교함수 모드로 정의되며, 바렌츠진동은

북대서양 및 북극 섹터(90°W~90°E, 30°N~) 해면기압의 두 번째 경험적 직교함수 모드로 정의된다 (Figure 5.47).

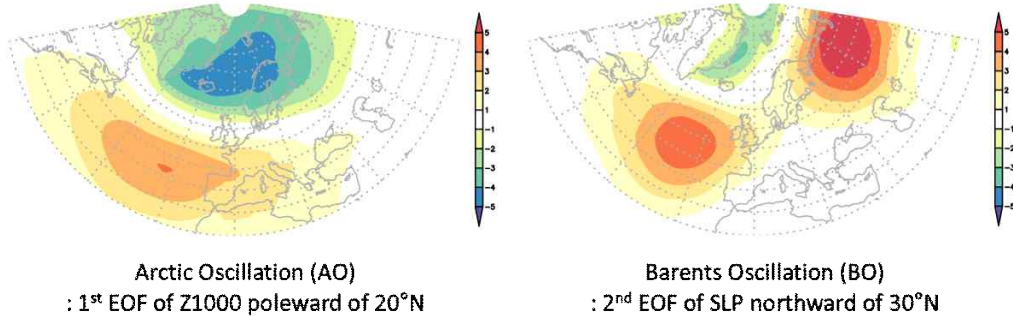


Figure 5.47. Regressed sea level pressure anomalies onto Arctic Oscillation and Barents Oscillation indices from ERA5 reanalysis.

GloSea6에서 나타나는 북극진동 위상별 유라시아 및 동아시아 기후 편차 반응을 살펴보면, 다른 원격 강제력에 대한 반응과 마찬가지로 재분석에 비해 약하게 모의하고 있다. 강한 동아시아 겨울 몬순을 유도하는 음의 북극진동 합성도 분석 결과, 중층 기압골의 강화와 한랭한 지상기온을 약하게 모의하고 있으며 중심위치는 재분석의 결과와 차이가 있다 (Figure 5.48). GloSea5에 비해 GloSea6에서 반응의 강도는 보다 약화된 것으로 분석되며, 바렌츠진동에 의한 원격상관 재현성도 북극진동의 결과와 유사하다 (그림 미포함).

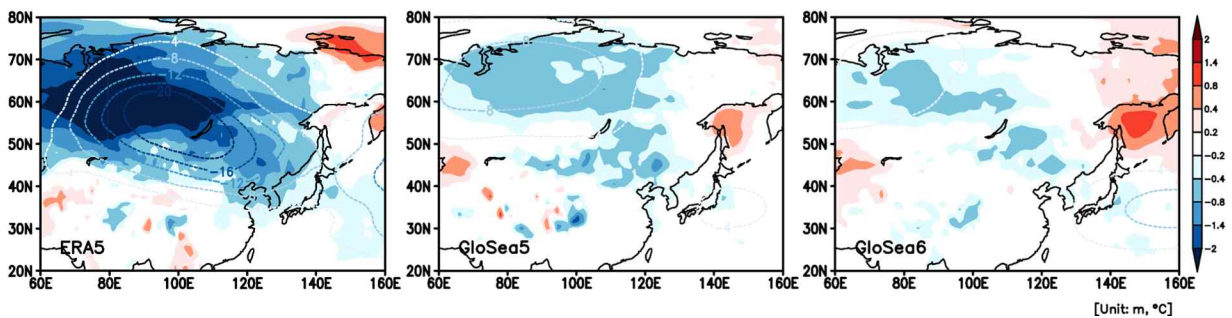


Figure 5.48. Composite map of geopotential height at 500hPa (contour) and 2m temperature (shading) anomalies in winter season for the negative phase of AO.

지금까지 관측된 기후지수를 바탕으로 합성도 또는 회귀분석을 통해 재분석에서 규명된 패턴에 대한 기후예측모델의 원격상관 재현성을 분석하였다. 원격상관 진단에는 관측된 지수를 사용하는 방법과 모델에서 계산된 지수를 사용하는 방법의 두 가지 접근이 가능하다. 전자는 고해상도 재분석 자료에 대한 모델 결과 검증은 가능하게 하며, 과거 상태에 대한 정확한 재현을 통해 원격상관에 대한 이해를 높일 수 있다. 후자는 기후예측모델 내부 역학 분석을 통해 특정

모델에 의해 예측된 패턴과 다른 모델에 의해 예측된 패턴을 비교할 수 있다. 이는 기후예측모델의 내부 역학과 잠재 예측성을 이해하는 데 도움이 되지만, 실제를 정확히 표현하지 못하고 결과가 모델마다 달라 분석에 불확실성을 야기할 수 있다. 이 연구에서는 모델에서 계산된 지수를 활용하여 개별 모델 내에서 기후지수 간 결합강도를 추가 분석함으로써 두 가지 접근 방법을 적절한 진단 요소에 모두 적용하였다.

Figure 5.49와 같이 주요 기후지수로 대표되는 열대-중위도 원격상관과 중위도-북극 원격상관은 기후예측모델 내에서 관측과 다르게 모의되고 있다. 동아시아 겨울 몬순과 엘니뇨/남방진동, 인도양쌍극진동 간 상관관계는 기후예측모델 내에서 관측에 비해 강하게 모의되고 있으며, GloSea6에서 의존도가 더욱 강해졌다. 또한 동아시아 겨울 몬순과 북극진동 간 상관관계는 기후예측모델 내에서 관측에 비해 강하게 모의되고, 동아시아 겨울 몬순과 바렌츠진동 간 상관관계는 관측에 비해 약하게 모의되나, GloSea6에서 관측에 가깝게 개선되었다. 기상청 기후예측모델에서 열대 대양의 영향이 과대모의되는 부분은 심층적인 진단과 개선이 요구된다.

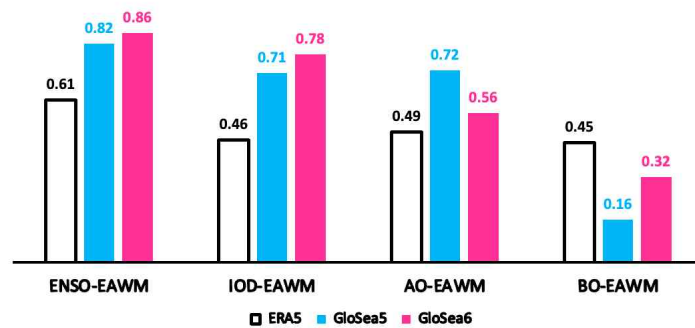


Figure 5.49. Correlation coefficients between East Asian winter monsoon and multiple climate variability modes within climate forecast model.

## 5.2.5. EAWM 프로세스

### 5.2.5.1. 북부/남부모드

지상기온 변동성은 동아시아 겨울 몬순 변동성의 중요한 지표이다. 동아시아 지상기온은 두 가지 뚜렷한 경험적 직교함수 모드인 북부모드(northern temperature mode, NTM)와 남부모드(southern temperature mode, STM)에 의해 지배되며, 이들은 북쪽과 북서쪽으로부터 동아시아로 유입되는 한랭한 공기의 경로를 다르게 한다. Wang et al. (2010)에 따르면, 북부모드는 동아시아 기압골이 서쪽으로 이동하고 중앙 시베리아 지상기압을 강화시켜 북쪽(중앙 시베리아)으로부터 한랭한 공기가 유입되면서 동아시아 북부 지역에 추운 겨울이 나타난다. 반면, 남부모드는 동아시아 기압골이 강화되며 몽골 지상기압이 강화되어 북서쪽(서몽골)으로부터 한랭한 공기가 유입되면서 40°N 이북 지역에 추운 겨울이 나타난다. 북부모드와 남부모드는 동아시아 겨울철 기온 변동성의 70% 이상을 설명할 수 있으며, 기후예측모델의 남북모드 및 관련 순환 예측성은 중요한 진단 대상이다.

GloSea6의 동아시아 겨울철 기온 주성분 패턴 예측성을 살펴보면, 북부모드의 상관계수(pattern correlation coefficient, PCC)는 0.77에서 0.85, 남부모드는 0.75에서 0.83으로 향상되었다. 시계열 예측성을 살펴보면, 북부모드의 상관계수(temporal correlation coefficient, TCC)는 0.48에서 0.51, 남부모드는 0.36에서 0.41로 다소 향상되었다. 그러나 재분석에서 남북모드가 겨울철 기온 전체 변동성의 70% 이상을 설명하는 것과 달리 모델에서의 분산은 50% 수준에 머무르고 있다(Figure 5.50). 앞서 원격상관 진단에서 문제로 지적된 기후예측모델 내 엘니뇨/남방진동에 대한 높은 의존도와 마찬가지로 기온 변동성 모드에서도 엘니뇨와 관련된 하위모드가 높은 분산을 차지하고 있어 개선이 요구된다.

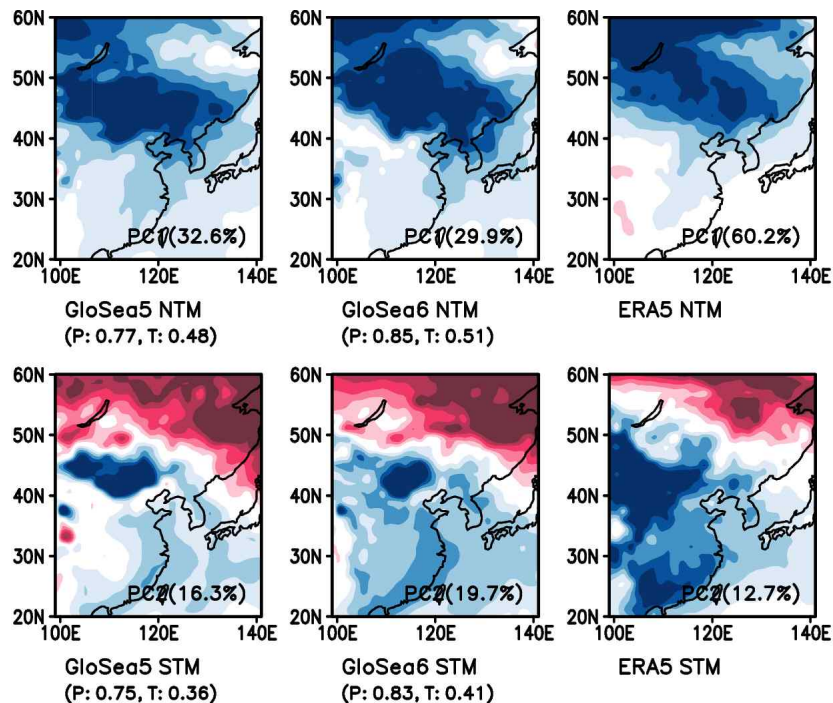


Figure 5.50. Spatial patterns of the first and second EOF modes of the winter mean 2m temperature in the East Asian winter monsoon domain.



북부모드와 남부모드는 서로 다른 순환 구조를 보인다. Figure 5.51과 Figure 5.52은 재분석에서 동아시아 겨울철 기온 상위모드에 회귀된 순환 편차를 보여준다. 북부모드는 중앙/서시베리아에 위치하는 한랭 기온 편차가 유라시아 전역을 덮고 있다. 양의 해면기압 편차가 유럽 북부에 나타나며, 우랄 산맥을 따라 나타나는 기압능과 중국 북동부로부터 남동쪽으로 확장하는 기압능이 나타난다. 양의 해면기압 편차의 위치는 시베리아 고기압의 북서쪽 이동을 나타낸다. 중층에서는 음의 지위고도 편차가 바이칼호 부근에 위치하며, 상층에서는 동아시아 주변에서 200hPa 동서방향 바람이 양의 편차를 나타낸다.

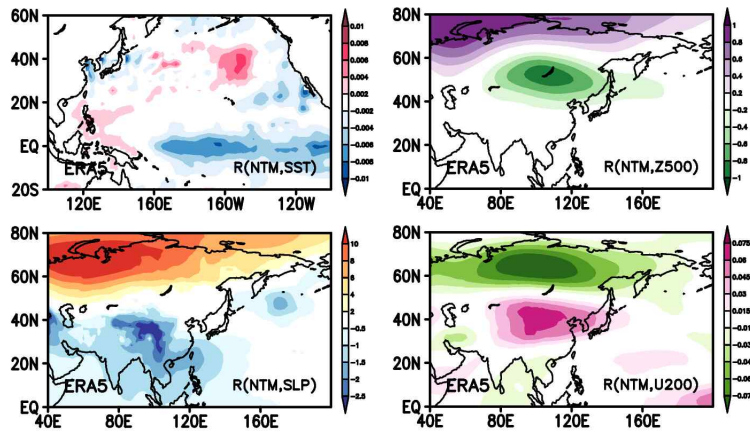


Figure 5.51. Sea surface temperature, sea level pressure, 500hPa geopotential height, and 200hPa zonal wind anomalies regressed onto northern temperature mode (PC1).

남부모드와 관련된 지상기온 편차로는 유라시아 북부에 온난 기온 편차, 몽골에 한랭 기온 편차의 쌍극 패턴이 나타난다. 기압능은 티벳 고원 동쪽 몽골부터 중국 남동부에 이르며, 북서경로를 통해 한랭한 공기가 남하한다. 중층에서는 동아시아 기압골이 강화되며, 일본 주변에서 음의 지위고도(500hPa) 편차가 나타난다. 상층에서는 양의 동서방향 바람(200hPa) 편차가 유라시아에서 북태평양까지 30~40°N 위도대를 따라 나타난다.

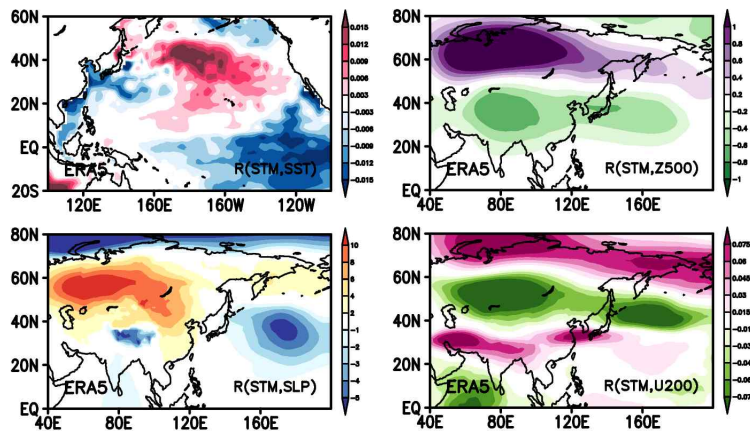


Figure 5.52. Sea surface temperature, sea level pressure, 500hPa geopotential height, and 200hPa zonal wind anomalies regressed onto southern temperature mode (PC2).

선행 연구에 의하면 시베리아 남부의 눈덮임 증가가 시베리아 고기압, 알류산 저기압, 동아시아 제트를 강화시켜 대류권 하층에 한랭한 공기 축적을 촉진하는 것으로 알려져 있으며, 시베리아 남부의 태양 복사속을 감소시킬 수 있는 눈덮임 강제력을 적절히 모의하는 것이 북부 모드 재현에 중요한 요소 중 하나이다. 남부모드의 변동성은 두가지 기원을 가지는 것으로 알려져 있는데, 시베리아 북동부의 눈덮임 감소가 국지적 온난 편차, 500hPa에서의 양의 기압 편차, 동아시아 남부의 강한 몬순을 유도할 수 있으며, 엘니뇨/남방진동 원격 강제력(필리핀해 고기압), 열대-중위도 상호작용, 국지적 대기-해양 피드백 또한 중요한 역할을 한다. 따라서 관련된 물리적 과정을 얼마나 잘 모의하는지가 남부모드 모의에서 중요하다(Li et al., 2020). 겨울철 기온 남북 모드 모의 성능은 각 모드와 관련된 요소들을 적절히 모의함으로써 개선될 수 있다.

### 5.2.5.2. 블로킹

동아시아 지역에서 전형적인 한파 발생은 우랄-시베리아 지역과 북태평양 해역의 저지 고기압으로 구성되는 지위고도 패턴으로 특징지어진다. 동아시아 겨울 몬순 지역의 지상기온 변동은 두 가지 기온 모드와 관련되어 있으며, 동아시아 겨울 몬순 지역의 북부와 남부에서 지상기온의 경년 변화는 다르게 나타난다. 우랄 블로킹(Ural blocking, UB) 패턴 지수는 북부모드와 높은 상관관계를 가지며, 서태평양 원격상관(Western Pacific teleconnection, WP) 패턴 지수는 남부 모드와 높은 상관관계를 가진다.

동아시아 겨울 몬순 지역의 지상기온과 관련된 대규모 순환 특성은 동아시아 겨울 몬순 지역 평균된 지상기온과 500hPa 지위고도 간 상관분석을 통해 나타낼 수 있다. 동아시아 겨울 몬순 지역 지상기온의 경년 변동은 중위도 지역에 걸쳐 상/하류 신호를 가지고 원격상관되어 있다(Figure 5.53). 동아시아 대륙 상류에서는 유럽 대륙과 지중해 부근의 하나의 저기압, 우랄 산맥 부근의 고기압, 서시베리아에 또 다른 저기압을 가지는 3극 패턴이 나타난다. 이는 우랄 블로킹 패턴과 유사하다(Cheung et al., 2012). 동아시아 대륙 하류에서는 북서태평양에 쌍극 패턴이 나타나며, 이는 서태평양 원격상관 패턴과 유사하다(Wallace and Gutzler, 1981). 우랄 블로킹과 서태평양 원격상관 패턴은 동아시아 겨울 몬순 지역 지상기온 변동성의 상당 부분을 설명한다.

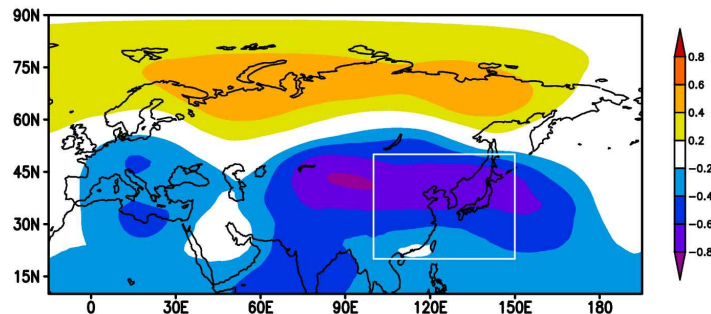


Figure 5.53. Correlation between 2m temperature over East Asia and geopotential height at 500hPa for 1993-2016 (ERA5).

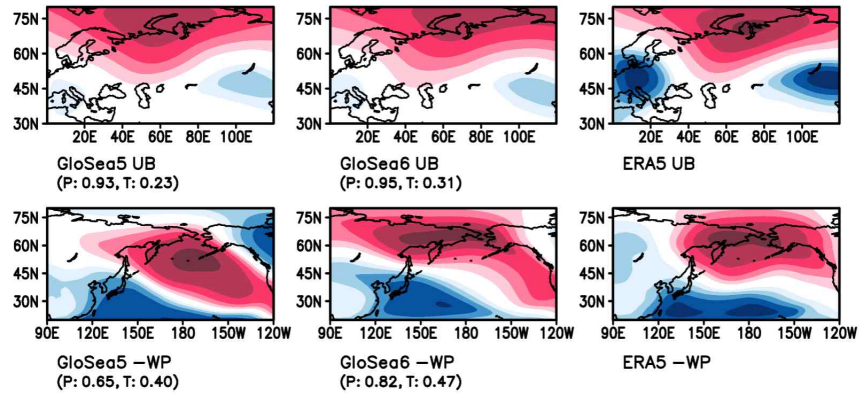


Figure 5.54. Ural blocking and western Pacific teleconnection patterns as the first leading EOF obtained from the covariance/correlation matrix of the Z500 anomalies.

중층 지위고도 편차 패턴은 반전된 오메가 패턴과 유사하며, 동아시아 겨울 몬순 지역의 낮은 기온은 높은 블로킹 발생 빈도와 관련 있음을 의미한다. 동아시아 겨울 몬순 지역 평균된 지상기온은 우랄과 서태평양 섹터의 블로킹 발생 빈도와 높은 상관관계를 가진다. 우랄 블로킹 지수는 중위도 아시아 지역 지상기온과 유의한 음의 상관관계를 가지며, 서태평양 지수는 동아시아와 동남아시아 연안 지역 지상기온과 유의한 음의 상관관계를 가진다. 우랄 블로킹 지수는 40°N 이북 지역의 지상기온과, 서태평양 지수는 40°N 이남 지역의 지상기온과 밀접하게 관련되어 있다 (Figure 5.55).

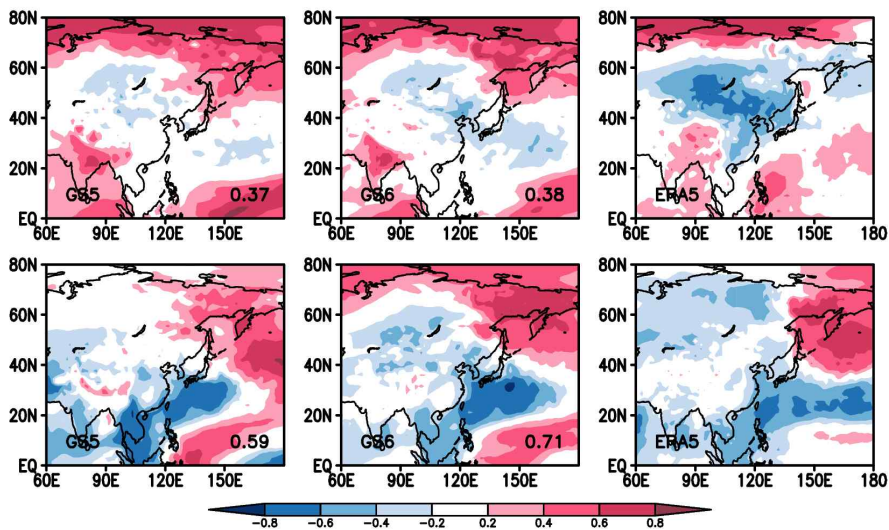


Figure 5.55. Linear correlation coefficients between 2m temperature and principal component of Ural Blocking (top) and Western Pacific teleconnection (bottom).

### 5.2.5.3. 대기-해양 피드백

Wang et al. (2000)은 엘니뇨의 영향을 동아시아로 전달하는 순환 시스템으로 필리핀해에 위치한 고기압을 지목했다. 필리핀해 고기압은 엘니뇨 성숙기부터 다음 해 여름철까지 지속되며 이른 여름철 서태평양 아열대 고기압을 강화시킨다. 대기 운동의 카오스적 특성과 소멸하는 엘니뇨 원격 강제력에도 불구하고 필리핀해 고기압을 가을철부터 다음 해 봄철까지 유지시키는 메커니즘은 필리핀해 고기압 동쪽에서 대기의 하강하는 로스비파와 한랭한 수온 편차 간 양의 열역학 피드백이다. 이 양의 피드백은 북동 계절풍이나 무역풍이 존재할 때 작동하게 된다. 필리핀해 고기압의 동쪽에서 증가된 풍속이 해양 표면을 냉각시키고, 이는 과도한 증발과 유입을 유도한다. 냉각은 대류를 억제하고 대기 중 잠열을 감소시키며, 이는 하강하는 로스비파를 활성화시켜 소멸하는 고기압을 다시 강화시킨다.

대기-해양 상호작용이 대기 편차를 유지/강화시키는 과정에서 고기압과 해수면 온도 냉각 간 양의 피드백이 중요한 역할을 한다. 필리핀해에서 평균 바람은 북동 무역풍이 우세하며, 고기압의 동쪽에서 풍속, 증발, 냉각이 강화된다. 바람에 의해 유도된 해수면 온도 변화는 고기압 전면의 혼합층 냉각을 촉진시킨다. 고기압 동쪽의 음의 해수면 온도 편차는 로스비파를 활성화시켜 고기압을 강화시킨다. 따라서 서태평양에서의 고기압성 바람과 해수면 온도 간 양의 피드백은 서태평양 바람과 해수면 온도 편차를 발달 유지시키는데 중요한 역할을 한다 (Figure 5.56).

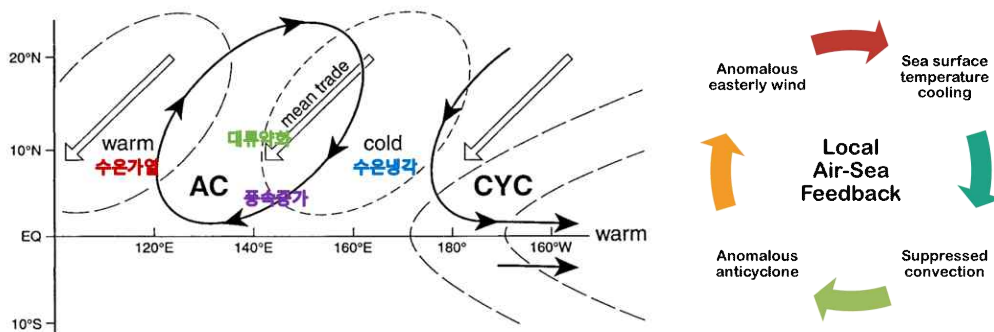


Figure 5.56. Schematic diagram of the air-sea interaction in the western Pacific (Edited from Wang et al., 2000).

엘니뇨 발달 해 필리핀해 고기압의 발생 시기를 살펴보면 가을철 동아시아 여름 몬순 종료에 따라 필리핀해의 해면기압은 상승하여 음의 편차에서 양의 편차로 전환된다. 필리핀해 고기압의 형성은 북서태평양 몬순 기압골의 빠른 약화 또는 계절 전이를 의미한다. Figure 5.57는 엘니뇨가 발달하는 여름철부터 다음 해 여름철까지 위도(10~20°N) 평균된 월별 해면기압과 수온 편차의 변화를 나타낸다. 9월에 양의 해면기압 편차가 남아시아를 가로질러 나타나기 시작하며, 10월에 필리핀 부근에서 해면기압 편차는 1hPa에 이른다. 기압의 상승은 국지적인 현상이 아니며, 남중국해 몬순의 대규모 계절적 변화와 관련되어 있다.



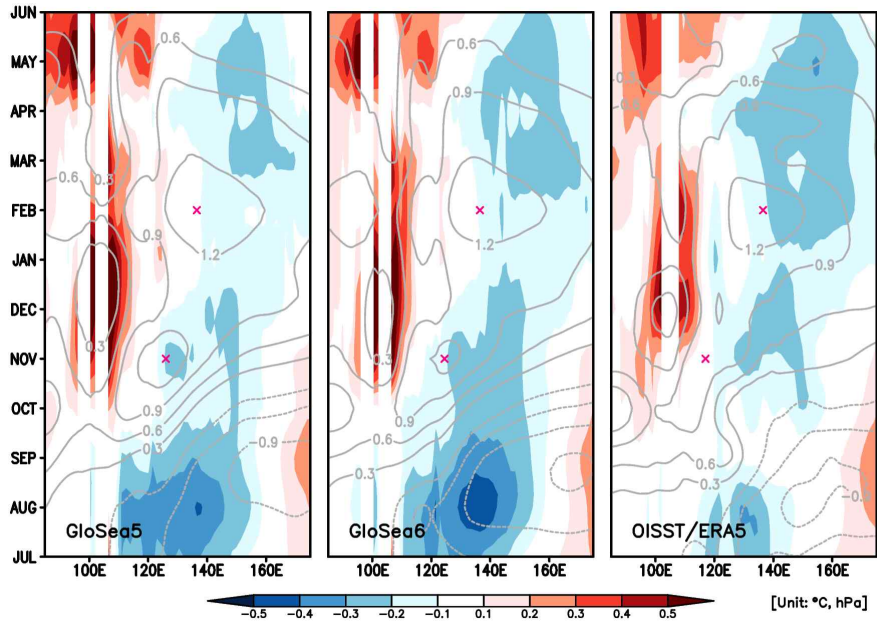


Figure 5.57. Longitude-time diagram of the monthly mean sea level pressure (contour) and sea surface temperature (shading) anomalies averaged for the latitude between 10° and 20° N.

재분석에서 필리핀해 고기압의 중심은 10월 117°E에서 다음해 2월 137°E까지 약 5°/월의 속도로 동쪽으로 이동한다. 고기압 중심의 동쪽 이동은 필리핀해 고기압 동쪽의 음의 수온 편차 및 서쪽의 양의 수온 편차를 동반한다. Wang et al. (2000)에서 제안된 필리핀해 고기압과 수온 간 관련성에 따라 해면기압과 수온 편차는 일관된 방식으로 동쪽으로 확장하며, 이는 대기-해양 결합을 나타낸다. 기상청 기후예측모델에서는 가을철의 고기압 동쪽의 음의 수온 편차를 과대 모의하면서 고기압 중심이 재분석에 비해 동쪽에 위치하고, 겨울철에는 음의 수온 편차를 과소 모의하면서 중심이 서쪽에 위치한다. 결과적으로 엘니뇨가 발달하는 두 계절 동안 필리핀해 고기압 중심의 이동 거리와 속도를 재분석에 비해 과소모의한다.

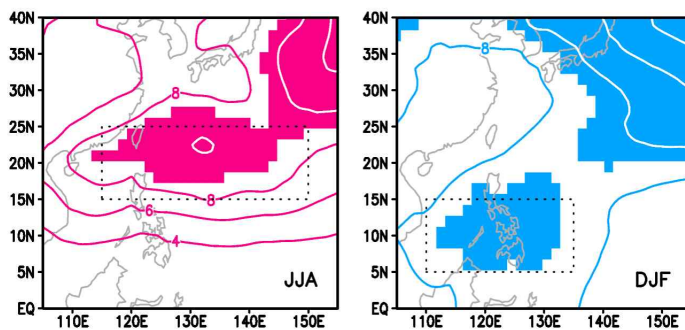


Figure 5.58. Seasonal standard deviation of Philippines Sea Anticyclone.

태평양-동아시아 원격상관에서 중요한 필리핀해의 대기-해양 상호작용을 진단하기 위해 Wang et al. (2000)에서 설명된 필리핀해 고기압 동쪽에서의 양의 피드백(풍속 증가 - 증발 냉각 증가 - 해수면 온도 냉각 - 대류 약화 - 고기압 강화) 과정을 해양-대기 또는 대기-대기 변수 간 결합강도로 진단하고, 재분석 결과와 비교하여 과대·과소모의되는 부분이 있는지 진단하였다. 필리핀해 고기압의 변동성 중심은 계절별로 다르게 나타나는데 겨울철에는 필리핀 주변 열대 지역에 위치하고 여름철에는 대만 동쪽 아열대 해역에 위치한다 (Figure 5.58). 계절적 차이를 고려하여 겨울철 필리핀해 고기압 지수를 정의하고, 회귀된 대기해양 변수의 편차를 통해 피드백 과정을 진단하였다.

Figure 5.59는 서태평양 아열대 고기압 지수에 회귀된 지위고도(등치선)와 수온(채색) 편차와 회귀된 강수(채색)와 바람(벡터) 편차를 나타낸다. 기후예측모델에서는 고기압 동쪽에서 증가하는 풍속을 비교적 적절하게 모의하고 있으나, 이에 따른 수온 냉각 반응을 재분석 결과에 비해 약하게 모의하고 있다. 이와 달리 고기압 강화와 수온 냉각에 따른 대류 억제는 재분석 결과에 비해 강하게 모의하고 있다. 양의 피드백 세부과정을 살펴보면, 약한 수온 반응과 마찬가지로 해수면 온도-대류 과정이 적절하게 모의되지 못하고 있다 (Figure 5.60).

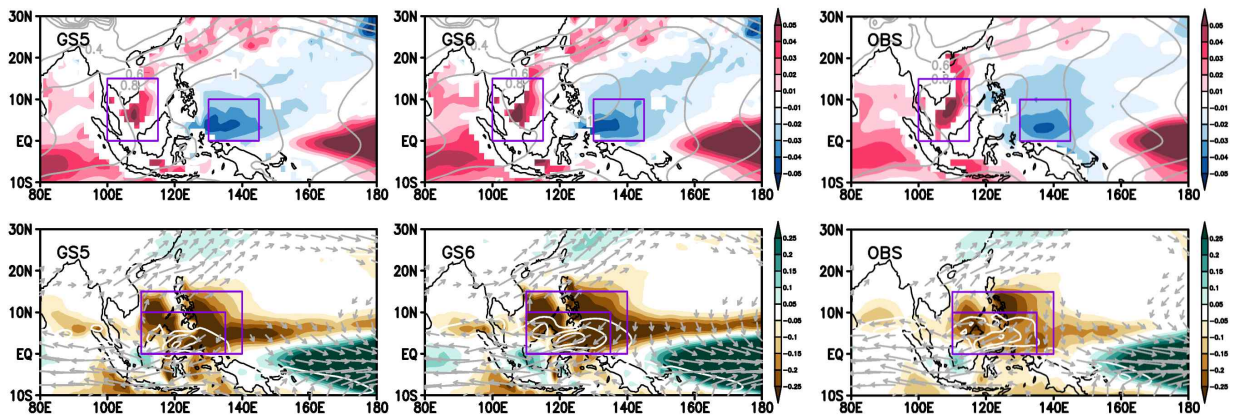


Figure 5.59. Regressed 850hPa geopotential height (contours) and sea surface temperature (shading) anomalies (top) and precipitation (shading) and 850hPa wind (vectors) anomalies (bottom) onto Philippines anticyclone.

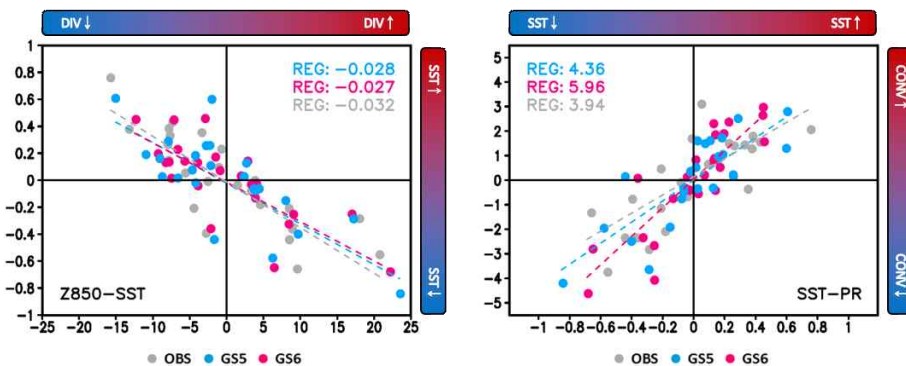


Figure 5.60. Scatter plots and regression coefficients between sea surface temperature, 850hPa geopotential height, and precipitation during winter (DJF) over Philippines Sea.

## 5.2.6. EAWM 진단 결과

동아시아 겨울 몬순 진단 결과들은 개발된 개별 소스코드로부터 1~3개월 선행시간에 대하여 반복 순환 계산되어 바이너리(CSV) 형식의 파일로 저장되며, 산출된 통계값을 바탕으로 스코어카드 작성을 위한 메트릭 값을 계산하였다. 메트릭 값은 다음과 같이 3가지 유형으로 구분할 수 있다.

**Metric value (Type A1):  $(GS6-GS5)/GS5X100$**

→ RMSE, Negative value (less error) means better skill

**Metric value (Type A2):  $(GS6-GS5)/GS5X100$**

→ COR(TCC/PCC), Positive value (higher correlation) means better skill

**Metric value (Type B):  $| (GS6-OBS)/OBSX100 | - | (GS5-OBS)/OBSX100 |$**

→ REG, Negative value (less error rate) means better skill

첫 번째 유형은 모델과 관측 간 차이로 정의되는 평균제곱근오차(Root mean square error, RMSE) 유형으로 하위 버전 모델 오차에 대한 상위 버전과 하위 버전 모델 간 오차 차이로 계산되며, 음의 메트릭 값은 오차의 감소, 예측성의 향상을 의미한다. 모델 평가와 선별 적용을 위해 양의 값으로 메트릭을 정의하는 것이 유용하다. 이 경우 0 값은 모델이 기준(재분석) 값을 완벽하게 모의함을 의미하고, 값의 증가는 오차의 증가를 의미한다. 두 번째 유형은 모델과 관측 간 유사성을 의미하는 상관계수 유형으로 하위 버전 모델 재현성에 대한 상위 버전과 하위 버전 모델 간 재현성 차이로 계산되며, 양의 메트릭 값은 재현성의 증가, 예측성의 향상을 의미한다. 세 번째 유형은 모델 내에서 인자 간 관계성을 나타내는 회귀계수 유형으로 상위 버전의 관측 대비 오차비와 하위 버전의 관측 대비 오차비 간 차이로 계산된다. 요약하면, 음의 메트릭 값은 오차비 감소, 예측성 향상을 의미한다.

계산된 다수의 메트릭 값 테이블을 바탕으로 역학적 중요성과 변별력을 고려하여 필수 진단 요소를 선정하고 스코어카드를 설계 및 작성하였다. 스코어카드에서 초록색 계열 채색은 예측성 증가, 황색 계열 채색은 예측성 감소를 의미한다. 개별 진단 결과가 유형별로 다양한 부호, 크기, 비율을 가지는 것과 관계 없이 개선을 관점에서 계산된 메트릭 값과 채색된 스코어카드를 통해 하위 버전 GloSea5 대비 상위 버전 GloSea6의 예측성 변화율을 객관적으로 파악할 수 있다. 또한 선행 연구를 통해 밝혀진 역학적 관련성을 바탕으로 개별 진단 요소 예측성 간 인과관계를 추론할 수 있으며, 일련의 진단 결과를 통해 현업 기후예측모델의 추가적인 개선 방향을 제시할 수 있다. 뿐만 아니라 개발된 다른 기후 변동성 모드 진단 결과와도 연계하여 다양한 시공간 규모에 대하여 기후예측모델을 종합적으로 진단할 수 있다.

### 5.2.7. 요약 및 토의

동아시아 겨울 몬순 진단을 위해 예측성, 원격상관, 프로세스 등 3개의 카테고리 구성된 매트릭을 기반으로 GloSea5/6 간 개별 요소의 진단 결과(통계값) 차를 점수화하였으며 Figure 5.61과 같은 스코어카드의 형태로 가시화하였다. 동아시아 겨울 몬순 시스템 요소의 평균과 변동성에 초점을 맞춘 예측성 파트에서는 기온과 지위고도의 계통오차 개선이 두드러지며, 각 요소의 경년 변동(몬순지수) 예측성 또한 전반적으로 향상되었다. 지상기온 평균편향의 연주기를 살펴보면 1월을 중심으로 한랭 편향이 개선되었으나 겨울철 평균 관점에서 여전히 한랭 편향이 남아있다 (Figure 5.62). 동아시아 지역 상층 동서방향 바람의 평균편향은 개선되지 않았으나, GloSea5에서 재분석에 비해 남쪽에 위치하는 중심위치 편향이 GloSea6에서 다소 개선되면서 경년 변동 예측성에 기여한 것으로 생각된다.

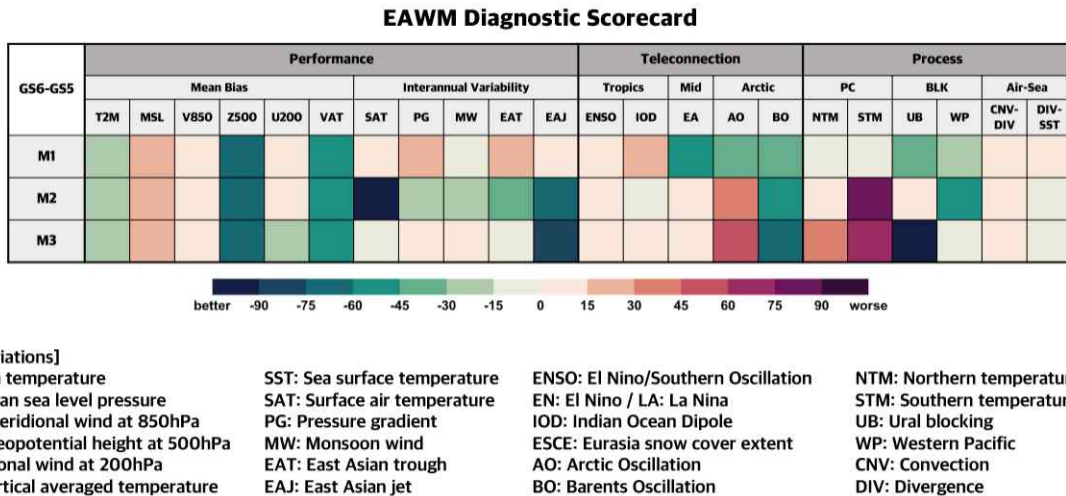


Figure 5.61. Synthesis results from climate forecast model diagnostic metrics evaluating improvement in prediction skill of East Asian winter monsoon.

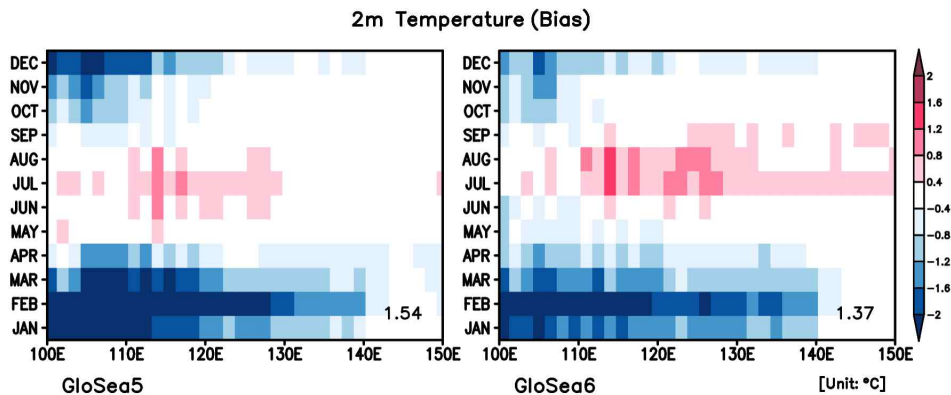


Figure 5.62. Annual cycle of mean bias of 2m temperature averaged over East Asia (20~50° N).



원격상관 파트에서는 열대-중위도 동시 원격상관, 중위도-북극 지연/동시 원격상관, 몬순-중위도 반응 등으로 나누어 진단하였다. 열대 대양 기반의 원격 강제력에 포함되는 엘니뇨/남방진동, 인도양 쌍극진동에 대한 중위도 반응의 재현성은 통계값 기준으로 높은 예측성에 도달하여 버전 간 유의미한 차이를 보이지 않으며, 겨울철 열대 인도양에서의 계통오차 감소 부분이 인도양 원격상관 재현성 향상에 부분적으로 기여한 것으로 보인다 (Figure 5.63).

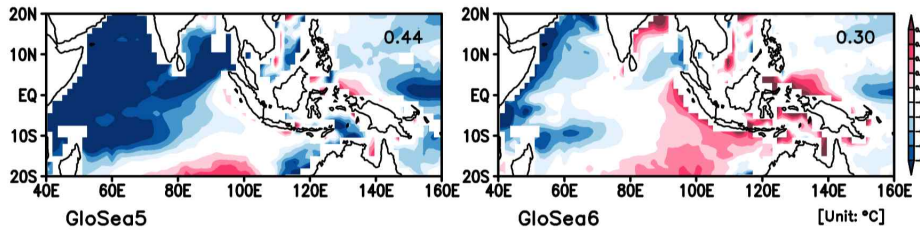


Figure 5.63. Climatological winter (DJF) mean bias of sea surface temperature over tropical Indian Ocean and maritime continent.

기후예측모델에서 중위도-북극 원격상관은 가을철 유라시아 눈덮임, 북극진동, 바렌츠진동 등 알려진 중요한 강제력에 대한 동시/지연 반응 강도는 여전히 약하게 나타나지만, 패턴 예측성이 상당히 개선되었다 (Figure 5.64). 동아시아 겨울철 기온 변동성 모드는 1개월 이상 예측성이 확보되지 않으며, 기후예측모델에서 상위모드의 분산 또한 재분석에 비해 매우 낮다. 기온의 남북 모드가 시베리아 눈덮임, 서태평양 대기-해양 피드백과 연관되어 있어 기후예측모델 내 관련 프로세스의 재현성 개선을 통해 주성분 모의 성능 또한 개선될 수 있을 것으로 생각된다.

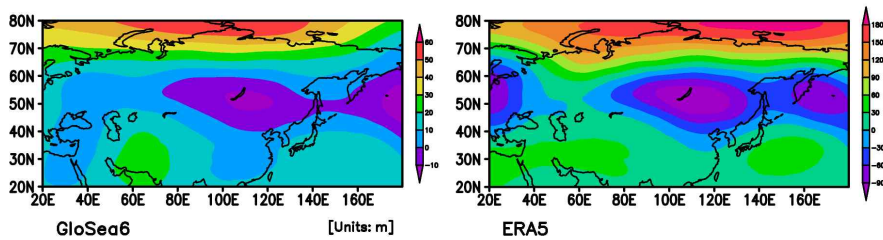


Figure 5.64. Regressed 500hPa geopotential height anomalies onto Eurasia snow cover extent.

한파 발생과 관련된 블로킹 예측성은 다소 개선된 것으로 진단되며, 위도 간(열대-중위도) 원격상관에서 중요한 연결고리 역할을 하는 열대 서태평양의 국지적 대기-해양 상호작용은 적절히 모의하지 못하는 것으로 분석된다. 열대 대양의 프로세스 모의 성능 개선은 위도 간 원격상관 예측성 개선을 위해 필수적인 부분이다.

현재 연구개발된 진단평가 메트릭은 실험군을 GloSea6, 대조군을 GloSea5로 설정하였으나,

향후 기후예측모델의 개발에 따라 평가 모델과 기준 모델을 유연하게 변경하여 적용할 수 있다. 또한 공동개발체계(연구 ⇄ 현업) 내 수요 발생 시 추가적인 연구개발을 통해 표준 규격의 기후예측모델 연속 자료뿐만 아니라 비표준 규격의 불연속 자료에도 적용 가능하도록 활용 범위를 확장할 수 있다. 현업화 의사결정 도구에서의 실제 적용 및 활용을 위해 개발된 진단 매트릭과 스코어카드의 고도화가 요구된다.

### 5.3. BSISO 진단체계

계절내-계절(Subseasonal-to-Seasonal, S2S) 시간규모의 기후 예측은 날씨 예보와 계절 예보 사이의 중요한 연결고리를 제공한다. 이 시간규모는 2주에서 2개월 정도로, 대기 초기조건에 직접적인 영향이 약화되고 해양의 영향이 완전히 발달하지 않은 예측의 사각지대에 해당된다(Vitart et al., 2017). 그러나 이 기간의 예측성능 향상은 극한기상 현상의 조기 정보와 같은 사회경제적으로 중요한 응용 분야에 직접적인 영향을 미치기 때문에 그 중요성이 더 부각되고 있다. 여름철 계절내 진동(Boreal Summer Intraseasonal Oscillation, BSISO)은 S2S 시간규모의 주요 변동성 중 하나이다. 특히 BSISO는 겨울철 MJO와 달리 뚜렷한 북진 특성을 보이며(Lee et al., 2013), 이로 인해 아시아 몬순 시스템을 비롯하여 동아시아 지역의 폭염, 집중호우 등 극한기상 현상과 밀접한 관련이 있다(Moon et al., 2013). BSISO의 북진을 유도하는 메커니즘은 여러 연구를 통해 규명되어 왔으며, 대기-해양 상호작용(Fu et al., 2003), 연직 바람 시어에 의한 와도 발생(Jiang et al., 2004), 수분의 남북 수송(Hsu and Weng, 2001) 등이 주요 메커니즘으로 제시되었다. 최근에는 이러한 메커니즘들의 상대적 중요성을 정량적으로 평가하려는 시도가 이루어지고 있다(DeMott et al., 2013). 본 연구에서는 GloSea5 대비 GloSea6의 BSISO 모의 성능을 체계적으로 비교 평가하고자 한다. 구체적으로 BSISO 북진 메커니즘의 재현성을 분석하고, BSISO가 동아시아에 미치는 영향의 예측 성능을 평가하며, 이를 통해 GloSea6의 개선점과 한계점을 파악하고자 한다. 이러한 종합적인 진단은 향후 기후예측시스템의 추가 개선을 위한 중요한 기초자료가 될 것으로 기대된다.

#### 5.3.1. BSISO 진단 메트릭 자료

BSISO (Boreal Summer Intraseasonal Oscillation) 진단을 위해 국립기상과학원의 GloSea5 (GS5)와 GloSea6 (GS6)의 hindcast 자료를 S2S prediction project database (Vitart et al., 2017)를 통해 제공받았다. 모델 자료는 매월 4회(1일, 9일, 17일, 25일) 4개 앙상블 멤버로 60일간 제공된다. 수평해상도는  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  로 내삽하였고, 선행시간 1주부터 4주까지의 예측자료를 활용하여 BSISO를 진단하였다. 연직으로는 7개 고도(200, 300, 500, 700, 850, 925, 1000hPa)가 사용되었으며, 분석기간은 1993-2016년 여름철(5-10월, MJJASO)이다.

모형의 예측성을 평가하기 위해 ECMWF의 일별 Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalysis (ERA5; Hersbach et al. 2020) 재분석자료를 비교 자료로 사용하였다. 분석에 사용된 변수는 500hPa 지위고도(Z500), 200hPa 바람(U200, V200), 850hPa 바람(U850, V850), 850hPa 비습(q850)과 연직 동서바람(U), 남북바람(V), 연직바람(W), 온도(T), 비습(q), 지위고도(Z)이다. 대류 활동 분석을 위해 NOAA interpolated 상향 장파 복사(Outgoing Longwave Radiation, OLR)의 일 평균 자료를 함께 사용하였다(Liebmann and Smith, 1996). 모든 관측자료는 모델과 동일한  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  격자로 내삽한 후 주별 평균값을 산출하여 분석하였다.

### 5.3.2. BSISO 진단 메트릭

계절내-계절(Subseasonal-to-Seasonal, S2S) 예측은 2주-2개월 시간규모를 가지며, 대기 초기 영향을 받기에는 길고 해양의 영향을 받기에는 짧아 선행 예측이 어려운 영역이다. 그러나 S2S 시간규모에서 발생하는 대기 현상이 사회·경제적으로 중요한 영향을 미치기 때문에, 최근 10년간 이를 이해하고 예측 정확도를 향상시키기 위한 연구들이 진행되어 왔다(예: S2S project, SubC project 등). 이 시간규모에서 적도 계절내 진동(Intraseasonal Oscillation, ISO)은 원격 상관을 통해 아시아 몬순 지역뿐만 아니라 전지구에 영향을 미치는 주요 선행인자로 알려져 있어 이에 대한 이해가 특히 중요하다(Moon et al., 2013).

ISO는 계절에 따라 서로 다른 전파 특성을 보인다. 겨울철 ISO는 매든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation, MJO)으로 대표되며 주로 적도를 따라 동쪽으로 이동하는 반면, 여름철 ISO는 여름 계절내 진동(Boreal Summer Intraseasonal Oscillation, BSISO)으로 알려져 있으며 인도 몬순 지역에서는 북진/북동진, 북서태평양-동아시아 지역에서는 북진/북서진하는 특성을 보인다. 이러한 특성으로 인해 BSISO는 MJO보다 아시아 몬순 지역에 더 직접적인 영향을 미칠 수 있다.

아시아·태평양경제협력체 기후센터(APEC Climate Center, APCC)는 2022년부터 기후예측 모델 통합평가 시스템(Climate foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하고 있다. CrEMA는 모델의 기본 성능을 파악하는 성능평가와 프로세스 기반 주요 기후모드의 예측성을 평가하는 진단평가로 구분된다. 기상청 기후예측모델의 S2S 시간규모 진단의 일환으로, 2023년에는 겨울철 MJO의 진단평가를, 2024년에는 이를 확장하여 BSISO의 진단평가를 수행하였다. BSISO 진단평가 메트릭은 세 가지 카테고리로 구성된다: 1) BSISO 활동 지역에서의 기후값과 계절내 변동성을 파악하는 배경장 및 동진/북진 예측성능을 평가하는 Performance 카테고리, 2) 동아시아 기온/강수에 미치는 영향을 파악하는 Teleconnection 카테고리, 3) BSISO의 북진과 관련된 Process 카테고리이다(Figure 5.65). 본 연구에서는 이 메트릭을 GloSea6와 GloSea5에 적용하여 현 현업모델의 취약점을 분석하고 개선 방향을 제시하고자 한다.

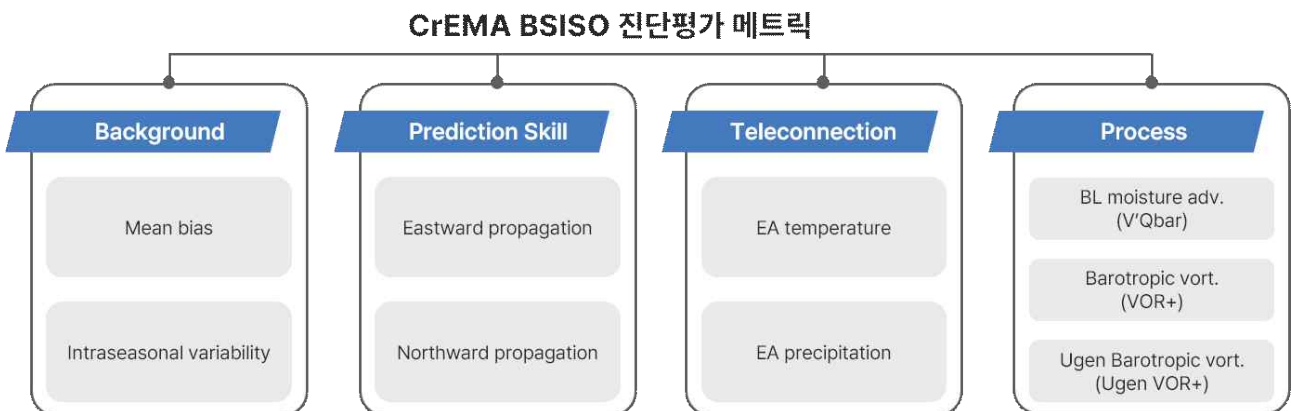


Figure 5.65. BSISO diagnostics of CrEMA consisting of three categories and their components.



### 5.3.3. BSISO 배경장

#### 5.3.3.1. 여름철 기후장 및 평균 편향

BSISO 활동 영역( $10^{\circ}$  S- $40^{\circ}$  N,  $40^{\circ}$  - $160^{\circ}$  E)에서 기후예측모델이 여름철 대류 현상을 얼마나 잘 모의하는지 파악하기 위해 OLR 기후값의 재현성을 평가하였다(Figure 5.66). 관측자료에서는 적도부터 아시아 몬순 지역까지 BSISO 활동과 관련된 활발한 대류 활동이 나타난다. 모델은 대체로 대류 활동 지역을 잘 포착하고 있으나, 그 강도에서 관측과 차이를 보이며 이러한 차이는 선행시간이 길어질수록 증가한다. 지역별 특성을 살펴보면, GloSea5는 인도양과 서태평양에서는 대류를 과다 모의하고 육지에서는 과소 모의하는 특징을 보인다. GloSea6에서는 인도양의 대류 과다 모의는 개선되었으나, 육지에서의 대류 과소 모의가 더욱 심화되는 경향이 있다. 특히 티벳 고원 주변에서 대류 모의 성능이 감소하였으며, 해양성 대륙( $100^{\circ}$  - $120^{\circ}$  E)과 필리핀 해 주변( $120^{\circ}$  - $140^{\circ}$  E)에서도 대류 모의 특성의 차이가 확인된다. GloSea5에서 GloSea6로의 개선은 인도양의 대류 과다 모의를 효과적으로 감소시켰으나, 육지에서의 과소 모의는 오히려 심화되어 이에 대한 추가 개선이 필요하다.

BSISO의 주요 특징인 대류의 북진 현상과 관련하여, 동풍 시어(easterly wind shear)의 기후값과 모델의 재현성을 평가하였다(Figure 5.67). ERA5 관측자료에서는 인도양에서 서태평양 일부까지 뚜렷한 동풍 시어가 나타난다. 이러한 동풍 시어는 대류 북쪽에서 순압성 와도를 발생시켜 하층 비습을 증가시킴으로써 대류의 북진을 유도하는 중요한 역할을 한다(Jiang et al., 2004). 모델의 동풍 시어 모의 성능을 살펴보면, GloSea5는 인도양 지역에서 뚜렷한 서풍 시어 편향(westerly shear bias)을 보인다. 이러한 편향은 선행시간이 증가할수록 크게 심화되어, W3에서는 W1보다 더 강한 서풍 시어 편향이 나타난다. GloSea6에서는 인도양의 서풍 시어 편향이 GloSea5에 비해 현저히 감소하였으며, 이러한 개선은 W3에서도 유지된다. 공간적 특성을 살펴보면, 모델의 편향은 인도양에서 가장 두드러지게 나타나며 서태평양으로 갈수록 점차 감소하는 경향을 보인다. 특히 인도양 지역에서 나타나는 서풍 시어 편향의 감소는 GloSea6에서 BSISO 북진 모의 성능이 개선되었을 가능성을 시사한다. 예측 선행시간에 따른 변화를 보면, W1에서 W3으로 갈수록 서풍 시어 편향이 전반적으로 강화되는 특징을 보인다. 이는 모델이 동풍 시어를 정확하게 유지하는 데 어려움이 있음을 나타낸다. 그러나 GloSea6는 GloSea5에 비해 편향 증가가 상대적으로 적어, 예측 성능이 전반적으로 향상되었음을 확인할 수 있다. 이러한 결과는 GloSea6에서 BSISO의 북진 메커니즘과 관련된 중요한 개선이 이루어졌음을 시사한다. 그러나 여전히 존재하는 서풍 시어 편향과 선행시간에 따른 편향 증가는 추가 개선이 필요한 부분으로 판단된다.

### Mean Bias: OLR

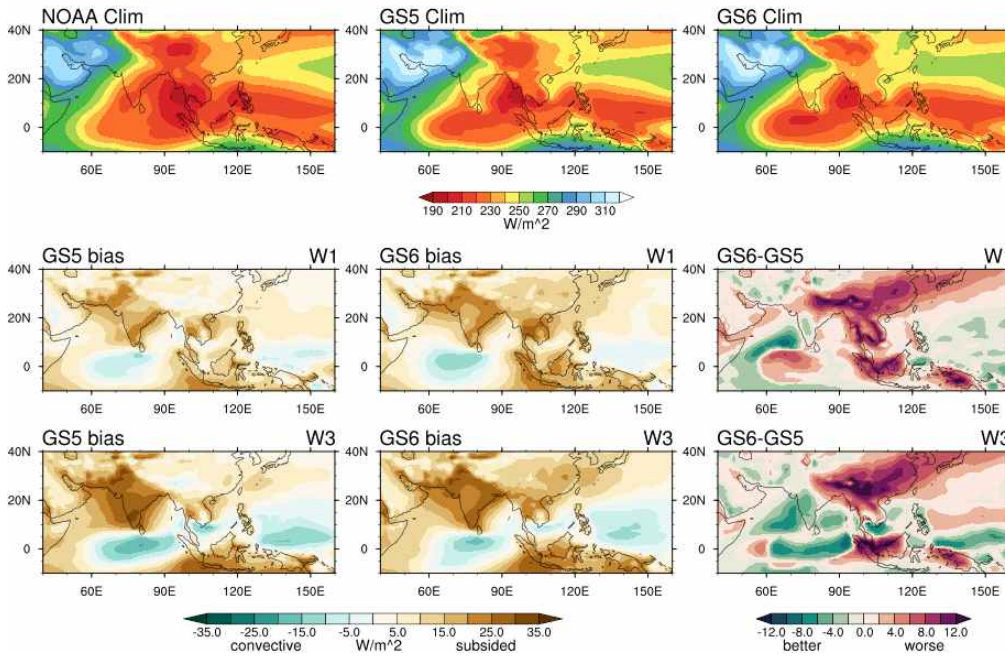


Figure 5.66. Climatological mean OLR in (top) observations and models during May to October (MJJASO). Climatological mean biases in models and differences between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3.

### Mean Bias: U shear

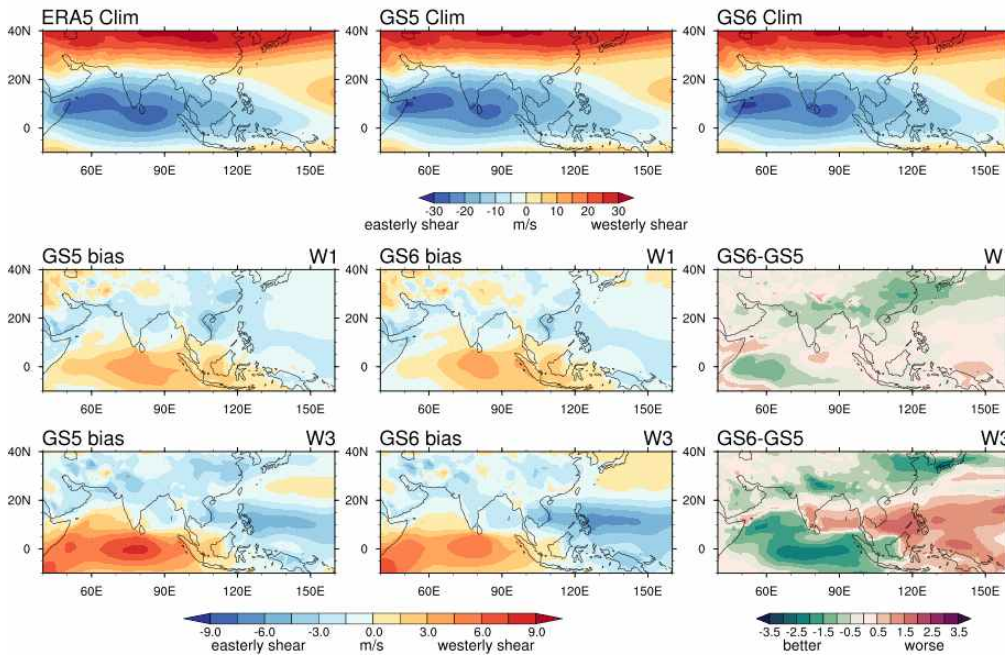


Figure 5.67. Climatological mean zonal wind shear (U200–U850) in (top) observation and models during May to October (MJJASO). Climatological mean biases in models and differences between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3.

### 5.3.3.2. 여름철 계절내 변동성

BSISO는 30-60일 주기로 북진/북동진하는 BSISO1 모드와 10-20일 주기로 북진/북서진하는 BSISO2 모드로 구분된다(Lee et al., 2013). 이에 따라 OLR의 여름철 계절내 변동성을 두 주기로 나누어 분석하였다.

먼저 여름철 30-60일 주기의 OLR 변동성을 살펴보았다(Figure 5.68). NOAA 관측자료에서는 적도에서부터 20° N까지의 영역에서 큰 변동성이 나타나며, 특히 인도양과 서태평양 지역에서 강한 변동성이 관측된다. 이는 BSISO1 모드의 주요 활동 영역과 일치한다. 모델의 변동성 모의 특성을 살펴보면, W1에서 GloSea5와 GloSea6 모두 관측보다 강한 변동성을 보인다. GloSea6는 GloSea5에 비해 이러한 과대 변동성이 다소 완화되었으나, 여전히 관측보다 큰 값을 보인다. 공간적으로는 인도양과 서태평양 지역에서 이러한 특징이 두드러지게 나타난다. W3으로 선행시간이 증가하면, 두 모델 모두 변동성이 전반적으로 약화되는 특징을 보인다. 특히 GloSea6에서는 이러한 변동성 약화가 더욱 뚜렷하며, 대부분의 영역에서 관측보다 현저히 낮은 변동성을 나타낸다.

BSISO2 모드와 관련된 여름철 10-20일 주기 OLR 변동성의 모의 특성을 평가하였다(Figure 5.69). NOAA 관측자료에서는 30-60일 주기와 비교하여 변동성의 중심이 더 북쪽에 위치하며, 특히 20° N 부근에서 강한 변동성이 나타난다. W1에서 GloSea5는 관측과 비교하여 대부분의 영역에서 과대 변동성을 보인다. GloSea6도 유사한 과대 모의 경향을 보이나, GloSea5와의 차이를 보면 전반적으로 변동성이 감소한 것을 확인할 수 있다. 특히 해양성 대륙과 서태평양 지역에서 이러한 특징이 두드러진다. W3에서는 두 모델 모두 변동성이 현저히 약화되는 특징을 보인다. GloSea5의 경우 변동성의 약화가 뚜렷하며, GloSea6에서는 이러한 경향이 더욱 강화되어 대부분의 영역에서 관측보다 매우 약한 변동성을 나타낸다. 이는 이 선행시간에서 BSISO2 모드의 활동이 충분히 모의되지 못함을 의미한다. 공간적으로는 인도양, 해양성 대륙, 서태평양을 포함하는 BSISO 영역에서 변동성의 약화가 나타나며, 특히 북위 20도 부근에서 이러한 특징이 두드러진다.

종합하면, 두 주기 모두에서 유사한 문제점이 발견된다. W1 예측의 과대 변동성이 GloSea6에서 일부 개선되었으나 여전히 관측보다 강하고, S2S 예측의 주요 관심 선행시간인 3주 예측에서 변동성이 지나치게 약화되며 이러한 문제점이 GloSea6에서 더욱 심화되었다.



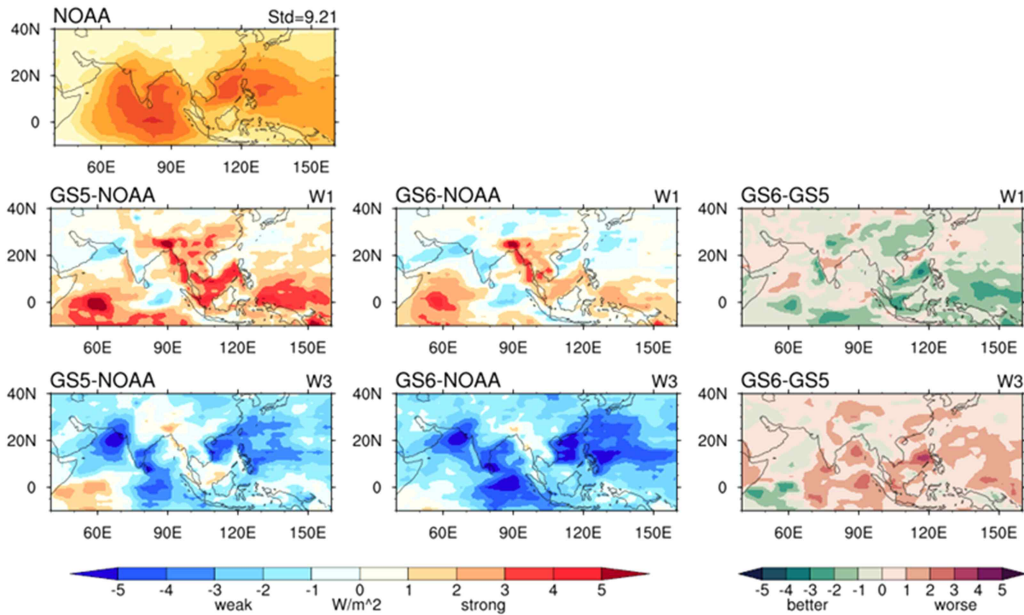


Figure 5.68. Boreal summer (MJJASO) 30-60-day filtered OLR standard deviation in (top) observation and the differences between models and observation and between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3.

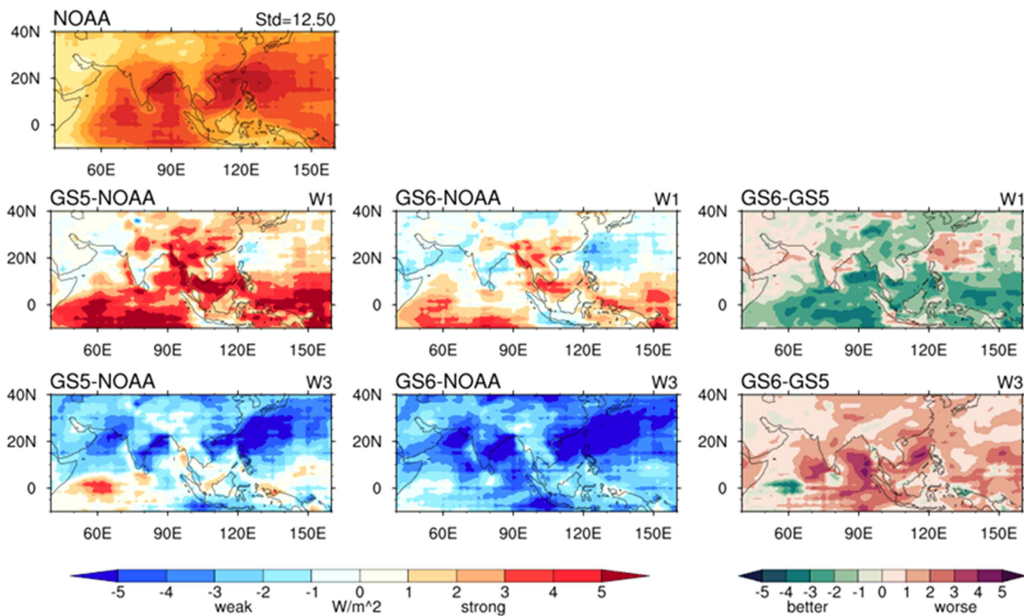


Figure 5.69. Boreal summer (MJJASO) 10-20-day filtered OLR standard deviation in (top) observation and the differences between models and observation and between GloSea6 and GloSea5 for (middle) W1 and (bottom) W3.



### 5.3.4. BSISO 예측 성능

#### 5.3.4.1. 동진 주기 및 성능

적도 OLR의 동서 파수-주파수 파워 스펙트럼(zonal wavenumber-frequency power spectrum) 분석을 통해 BSISO의 시공간적 특성과 모델의 모의 성능을 평가하였다(Figure 5.70). 분석 영역은 적도 지역(10° S-10° N)이다. 관측 자료에서는 30-60일 주기와 동서 파수 1-3 영역에서 뚜렷한 스펙트럼 최대값이 나타난다. 이는 BSISO의 전형적인 동진 특성을 반영하는 것으로, 이 영역을 BSISO 동진 영역으로 정의할 수 있다. GloSea5의 경우, W1에서는 관측과 유사한 영역에서 최대 스펙트럼을 보이며, BSISO의 주요 시공간 규모를 비교적 잘 포착한다. 그러나 선행시간이 증가함에 따라(W2-W4) 스펙트럼 강도가 점차 약화되는 특징을 보인다. 특히 3-4주 예측에서는 BSISO 동진 영역에서의 스펙트럼 강도가 현저히 감소한다. GloSea6도 유사한 특성을 보이나, 선행시간 증가에 따른 스펙트럼 강도의 약화가 더욱 뚜렷하다. 1주 예측에서는 GloSea5와 마찬가지로 BSISO 동진 영역에서 강한 스펙트럼 값을 보이지만, 2주 이후부터는 급격한 강도 감소가 나타난다. 4주 예측에서는 BSISO 동진 신호가 거의 사라지는 수준까지 약화된다.

BSISO의 동진 특성을 정량적으로 평가하기 위해 30-60일 주기와 동서 파수 1-3 영역에서의 주기를 분석하였다(Figure 5.71). BSISO의 동진 주기는 동진 영역에서의 파워에 대해 가중평균된 주기(1/frequency)의 합을 30-60일 주기 파워의 합으로 나누어 계산된다. NOAA 관측자료에서는 40.2일의 동진 주기가 나타난다. 모델의 동진 주기 모의 특성을 선행시간별로 살펴보면, GloSea5와 GloSea6 모두 38.9일에서 40.4일 사이의 주기를 보여 전반적으로 관측과 유사한 범위 내에서 모의하고 있다. 그러나 두 모델 모두 선행시간이 증가할수록 동진 주기가 점차 짧아지는 특징이 나타난다. GloSea5는 짧은 선행시간(W1-2)에서 GloSea6보다 관측에 더 가까운 주기를 보인다. 반면 긴 선행시간(W3-4)에서는 GloSea6가 GloSea5보다 관측과 더 유사한 주기를 모의한다. 특히 W4에서 GloSea5는 39일 이하로 주기가 현저히 짧아지는 반면, GloSea6는 약 39.3일의 주기를 유지하여 상대적으로 더 나은 성능을 보인다.

BSISO의 서진 대비 동진 파워의 비율(Eastward/Westward ratio, E/W ratio)을 분석하였다(Figure 5.72). 이는 30-60일 주기 영역에서 서진 파워 합 대비 동진 파워 합의 비율로 계산되었으며, Lin et al.(2006)과 Ahn et al.(2017)이 제시한 방법을 따랐다. NOAA 관측자료에서는 E/W ratio가 약 2.0으로 나타나, BSISO에서 동진 성분이 서진 성분보다 두 배 정도 강하게 나타남을 확인할 수 있다. 이는 BSISO의 전형적인 동진 특성을 잘 반영하는 결과이다. 모델의 E/W ratio 모의 특성을 살펴보면, 두 모델 모두 선행 1주에서는 관측과 유사한 약 2.1의 비율을 보여 동진 우세 특성을 잘 포착한다. 그러나 선행시간이 증가함에 따라 E/W ratio가 점차 감소하는 경향이 나타난다. GloSea5는 선행시간 증가에 따라 E/W ratio가 급격히 감소하여 선행 4주에서는 약 1.3까지 떨어진다. 반면, GloSea6는 이러한 감소 경향이 완화되어 나타나며, 특히 선행 3주에서 GloSea5보다 뚜렷하게 높은 E/W ratio를 유지한다.

BSISO의 동진 특성을 평가하기 위해 인도양(Indian Ocean, IO), 해양성 대륙(Maritime Continent, MC), 서태평양(western Pacific, WP) 지역에서의 OLR 동진 패턴을 시간-지연 회귀분석하였다(Figure 5.73). 관측자료에서는 인도양에서 발생한 대류 신호가 동진하다가 해양성 대

륙(약  $120^{\circ}$  E)에서 일시적으로 약화되고, 이후 서태평양에서 다시 강화되는 패턴이 나타난다. 특히 해양성 대륙에서 관찰되는 동진 패턴의 불연속점은 겨울철 MJO에서 잘 알려진 '해양성 대륙 예측 장벽' 현상이 여름철 BSISO에서도 존재함을 시사한다. 모델의 동진 특성을 살펴보면, GloSea5와 GloSea6 모두 해양성 대륙에서 OLR 신호가 관측보다 더 약화되는 공통적인 특징을 보인다. 그러나 GloSea6는 GloSea5와 비교하여 전반적인 동진 패턴의 강도가 관측과 더 유사하게 나타나며, 특히 해양성 대륙에서의 신호 약화 문제가 일부 개선되었다. 선행시간에 따른 동진 예측성 분석 결과, 두 모델 모두 선행시간이 증가할수록 예측성이 저하되는 특징을 보인다. 지역별로는 인도양에서 가장 높은 예측성을 보이고, 해양성 대륙에서 상대적으로 급격한 예측성 저하가 나타나며, 서태평양에서 가장 낮은 예측성을 보인다. GloSea6는 GloSea5와 비교하여 전반적으로 더 나은 동진 예측성을 보이며, 특히 해양성 대륙에서의 성능 향상이 두드러진다.

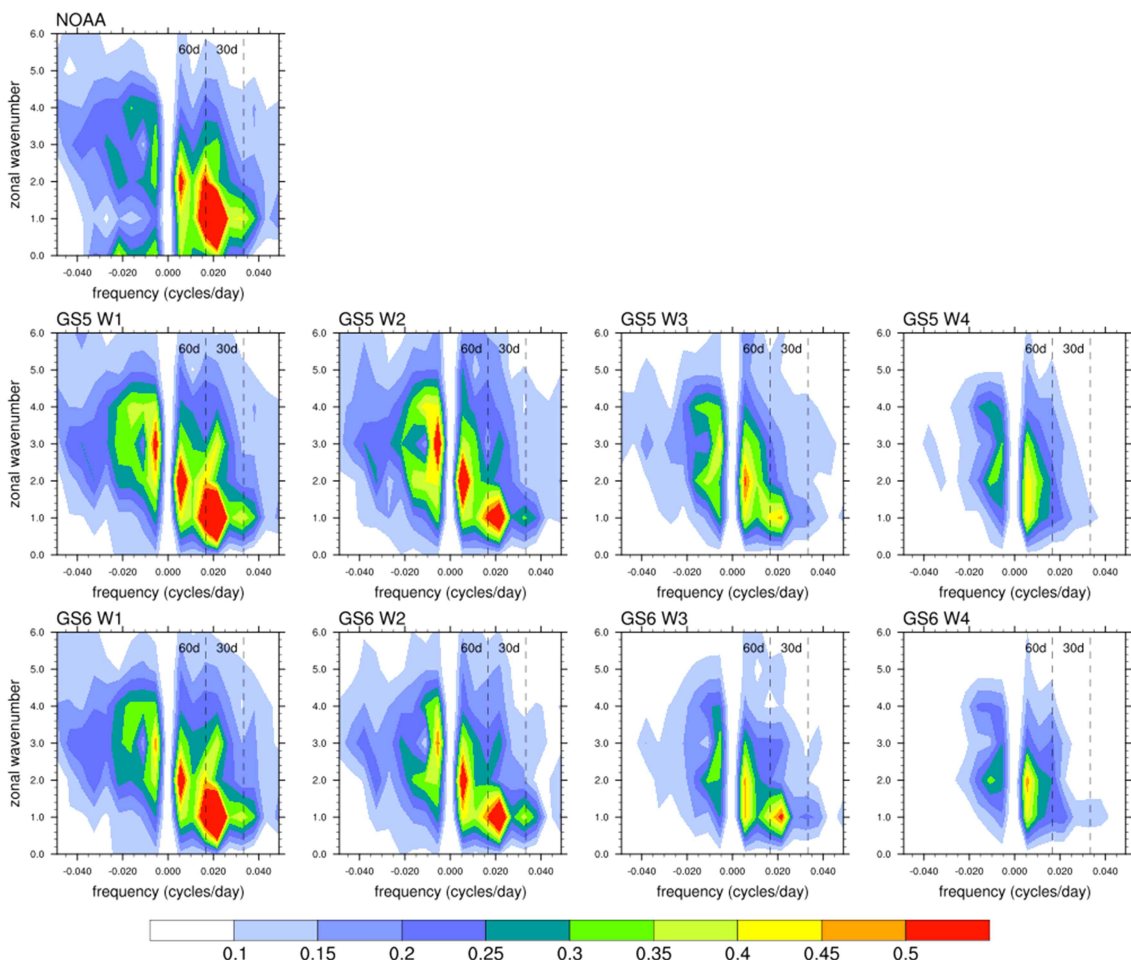


Figure 5.70. Zonal wavenumber–frequency power spectra of the boreal summer (May–October) OLR over the tropics in the observation and models for W1–4. Dashed line indicates the frequencies corresponding to 30 and 60 days.

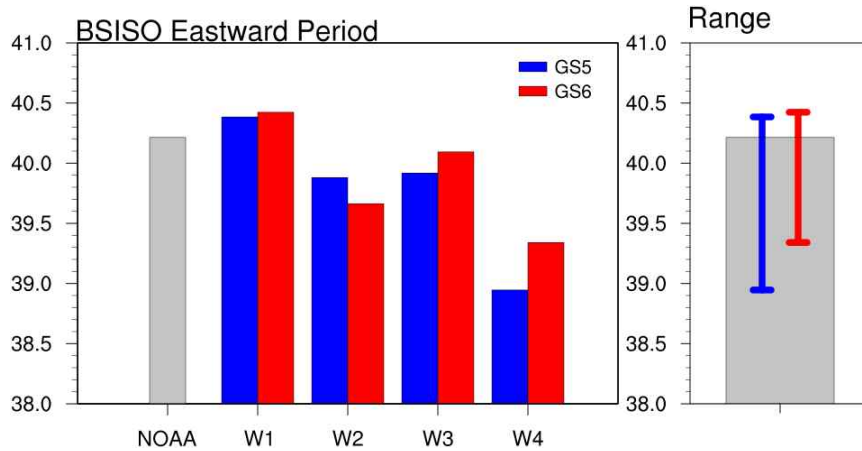


Figure 5.71. The BSIISO eastward period in the observation and models for W1-4 calculated by wavenumbers 1-3 and frequencies corresponding to 30-60 days.

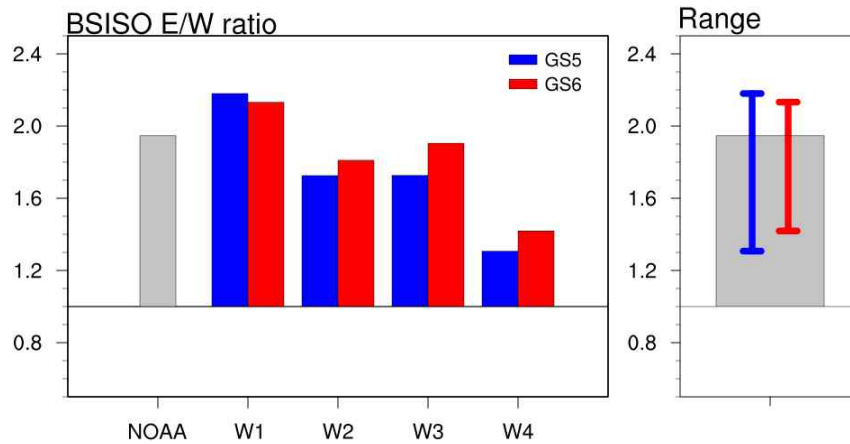


Figure 5.72. The ratio of OLR eastward-propagating waves to westward-propagating waves (E/W) in the observation and models for W1-4.

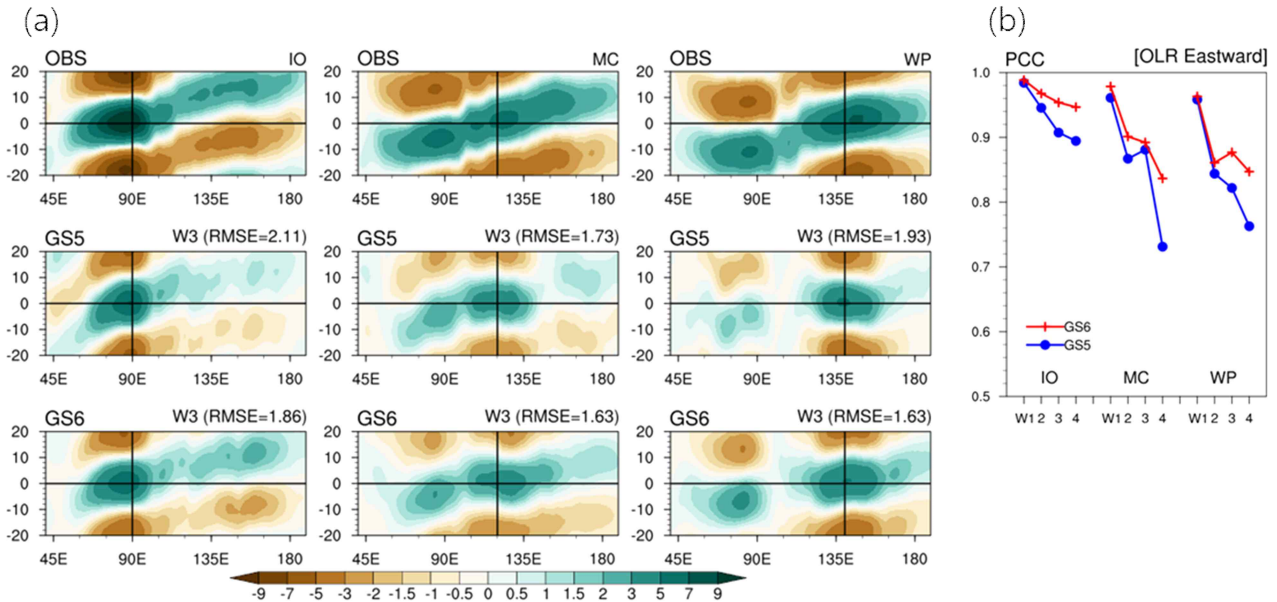


Figure 5.73. (a) Eastward propagation of BSISO in observation and models for 3-week lead (W3) as shown by the lead-lag regression of 30-60-day bandpass-filtered OLR anomalies averaged over Indian Ocean (IO), Maritime Continent (MC), and western Pacific (WP) during boreal summer (May-October) 1993-2016. (b) BSISO eastward propagation skills for W1-4 of OLR over IO, MC, and WNP.

#### 5.3.4.2. 북진 주기 및 성능

BSISO의 대표적 특징인 대류의 북진 현상에 대한 모델의 모의 성능을 평가하기 위해 인도양(80° -100° E, 15° S-30° N) OLR의 남북 파수-주파수 파워 스펙트럼(meridional wavenumber-frequency power spectrum) 구조를 분석하였다(Figure 5.74). 관측자료에서는 BSISO OLR 파워의 최대값이 30-60일 주기와 남북 파수 1-2 영역에서 나타난다. 북진 영역에서 강한 파워가 관찰되는 것은 여름철 아시아 몬순 지역에서 BSISO 대류가 적도에서 발생하여 북쪽으로 전파되는 특성을 잘 반영한다. 다만 남진 영역에서도 다소 강한 파워가 나타나는데, 이는 대류 활동이 북쪽에서 적도로 되돌아오는 과정이 존재함을 의미한다(Kemball-Cook and Wang, 2001). 모델의 북진 모의 특성을 살펴보면, GloSea5와 GloSea6 모두 W1-2에서는 관측과 유사한 영역에서 스펙트럼 최대값을 보이며, 30-60일 주기 영역에서 북진 패턴을 적절히 모의하나, 파워의 강도는 관측보다 다소 강하게 모의되는 특징을 보인다. 그러나 W3-4으로 갈수록 두 모델 모두 스펙트럼 강도가 점차 약화되며, 특히 30-60일 주기 영역에서 북진 신호가 현저히 감소한다. 주목할 만한 점은 GloSea6에서 이러한 북진 신호의 약화가 GloSea5보다 더 급격하게 나타난다는 것이다.

BSISO 북진 주기를 Figure 5.75에 제시하였다. NOAA 관측자료에서는 37.9일의 북진 주기가 나타나며, 모델은 38.1일에서 39.7일 사이의 주기를 보여 전반적으로 관측과 유사한 범위 내에서 모의하고 있다. 모델의 북진 주기 모의 특성은 앞서 분석한 동진 주기와는 반대되는 경향이 나타난다. 동진 주기는 선행시간에 증가할수록 짧아졌던 반면, 북진 주기는 선행시간이 증가할수록 점차 길어지는 특징을 보인다. 이는 3-4주 예측에서 북진 속도가 관측보다 느려짐을



의미한다. 모델 간 비교에서는 전반적으로 GloSea6가 GloSea5보다 관측과 더 유사한 주기를 모의한다. 특히 선행시간이 길어져도 GloSea6는 관측과 가까운 주기를 비교적 잘 유지하는 것으로 나타났다. 이는 GloSea6에서 BSISO의 북진 특성 모의가 GloSea5보다 개선되었음을 시사한다.

Figure 5.76은 BSISO의 남진 대비 북진 파워의 비율(Northward/Southward ratio, N/S ratio)을 보여준다. NOAA 관측자료에서는 N/S ratio가 1.45로 나타나 북진 성분이 남진 성분보다 약 1.5배 강하게 나타남을 확인할 수 있다. 이는 BSISO의 전형적인 북진 우세 특성을 잘 반영하는 결과이다. 모델의 N/S ratio 모의 특성을 살펴보면, 두 모델 모두 관측보다는 낮은 값을 보이거나 최소 1.19 이상을 유지하며 북진 성분의 우세를 잘 포착하고 있다. 그러나 선행시간이 증가함에 따라 N/S ratio가 점차 감소하는 경향이 나타나며, 이는 북진 우세 특성이 점차 약화됨을 의미한다. GloSea5는 선행시간 증가에 따라 N/S ratio가 급격히 감소하는 반면, GloSea6에서는 이러한 감소 경향이 다소 완화된 채 나타난다.

BSISO의 북진 주기와 N/S ratio에서 나타난 GloSea6의 개선 사항을 바탕으로, OLR의 북진 성능을 인도양과 북서태평양 지역에서의 북진 예측성이 향상되었는지를 시간-지연 회귀분석을 통해 상세히 분석하였다(Figure 5.77). 관측자료에서는 적도에서 발생한 대류 신호가 북쪽으로 전파되며, 인도양과 북서태평양에서 모두 뚜렷한 북진 패턴이 관찰된다. 특히 약 20° N까지 강한 대류 신호가 유지되는 것이 특징이다. 모델의 북진 전파 특성을 살펴보면, GloSea5는 인도양과 북서태평양 모두에서 우수한 북진 예측성능을 보이나, 선행시간이 증가할수록 예측성능이 저하되는 경향이 있다. 반면 GloSea6는 두 지역 모두에서 북진 성능이 향상되었으며, 특히 인도양에서는 선행시간에 따른 예측성능 저하가 크게 개선되었다. 지역별 특성을 보면, 두 모델 모두 인도양에서 더 높은 예측성을 보이며 북서태평양에서는 상대적으로 낮은 예측성을 나타낸다. GloSea6의 경우 인도양에서 선행시간 증가에 따른 성능 향상이 두드러지며, 북서태평양에서도 전반적인 예측성이 향상되었다.

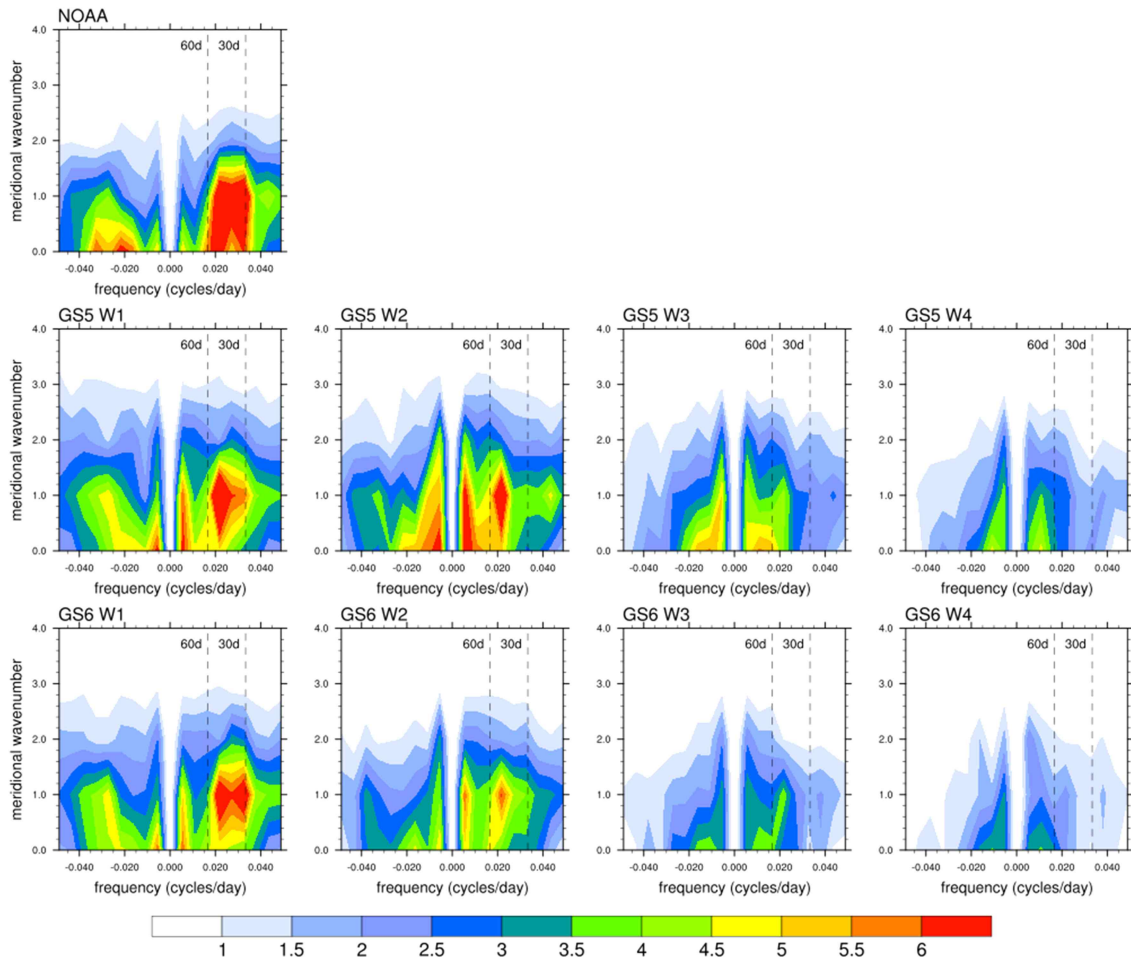


Figure 5.74. Meridional wavenumber–frequency power spectra of the boreal summer (May–October) OLR over the Indian Ocean in the observation and models for W1–4. Dashed line indicates the frequencies corresponding to 30 and 60 days.

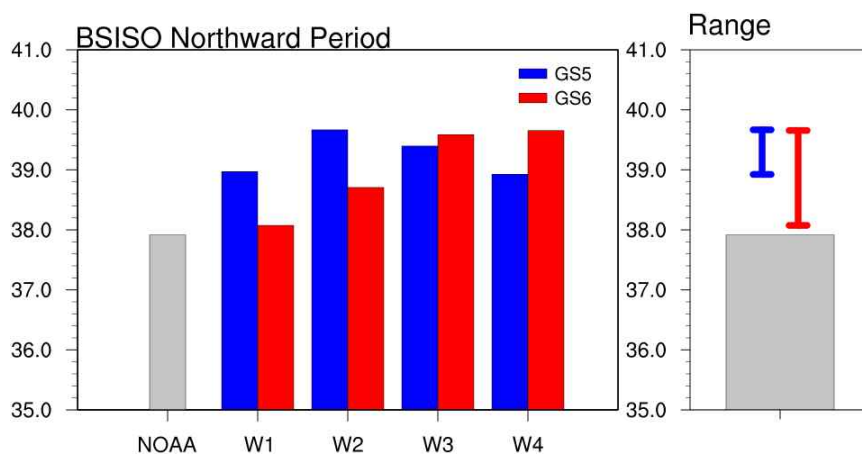


Figure 5.75. The BSISO northward period over the Indian Ocean in the observation and models for W1–4 calculated by wavenumbers 1–2 and frequencies corresponding to 30–60 days.

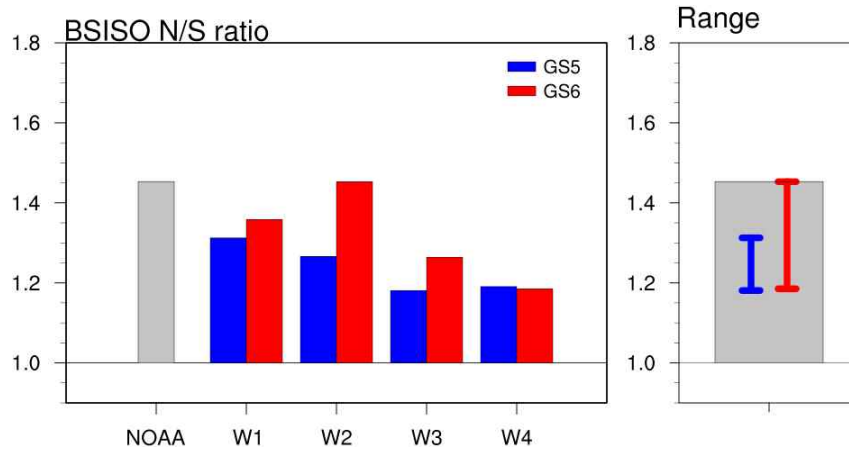


Figure 5.76. The ratio of OLR northward-propagating waves to southward-propagating waves (N/S) over the Indian Ocean in the observation and models for W1-4.

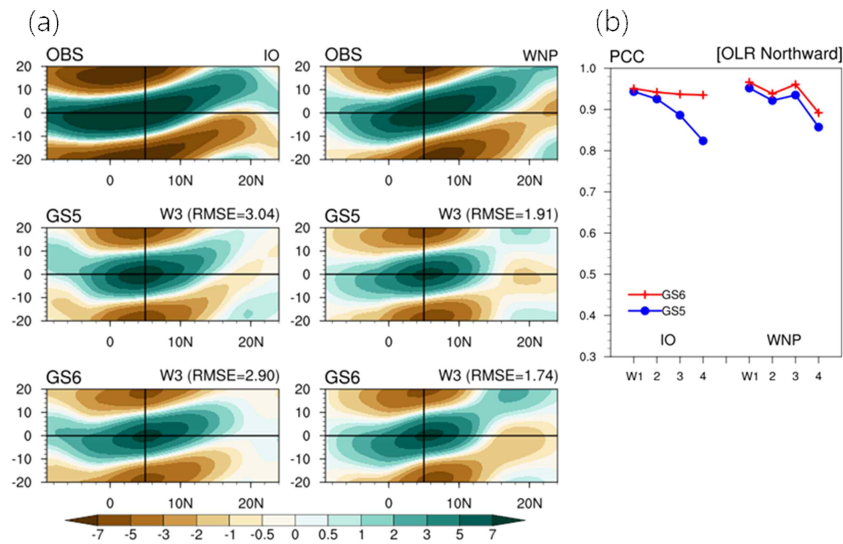


Figure 5.77. (a) Northward propagation of BSISO in observation and models for 3-week lead (W3) as shown by the lead-lag regression of 30–60-day bandpass-filtered OLR anomalies averaged over Indian Ocean (IO) and Western North Pacific (WNP) during boreal summer (May–October) 1993–2016. (b) BSISO northward propagation skills for W1–4 of OLR over IO and WNP.

### 5.3.5. BSISO 프로세스

BSISO의 복진을 유도하는 메커니즘은 주로 대기-해양 상호작용, 연직 바람 시어(vertical wind shear)에 의한 와도(vorticity) 발생, 수분의 남북 수송 등으로 알려져 있다(Hsu and Weng, 2001; Kemball-Cook and Weare, 2001; Fu et al., 2003; Fu and Wang, 2004; Zheng et al., 2004; Katsumata et al., 2011). 본 연구에서는 DeMott et al.(2013)이 제안한 방법을 통해 다양한 BSISO 복진 메커니즘의 상대적 중요도를 살펴보고 이러한 메커니즘이 기후예측모델에서 재현되는지 평가하고자 하였다. BSISO 복진의 주요 메커니즘은 SST 아노말리에 의한 하층 불안정, 하층 수분 이류, SST 경도(gradient)에 의한 하층 수렴, 순압성 와도(barotropic vorticity)에 의한 하층 수렴이 제시되었다(Figure 5.78). 이들 메커니즘의 상대적 중요성을 평가하기 위해서는 관측값과 모델 간 변동성 크기 차이, 메커니즘별 크기 및 단위 차이, 일부 메커니즘에서의 결합 효과 등을 고려해야 한다. 이러한 문제를 해결하기 위해 모든 메커니즘을 표준화고, 인도양과 북서태평양에 대해 표준화된 OLR에 회귀 분석을 수행하였으며, 모든 계수를 음이 OLR 표준편차로 스케일링 하였다. 지역적 유의성은 Oort and Yienger(1996)의 방법에 따라 회귀 계수 0.1 이상을 two-tailed 95% 신뢰구간에서 유의한 것으로 간주하였다.

인도양과 북서태평양 영역에서 BSISO 복진과 관련된 주요 메커니즘들의 시공간적 특성을 평가하기 위해 시간-지연 회귀 분석을 수행하였다(Figure 5.79). 이를 통해 각 메커니즘의 상대적 기여도를 정량적으로 평가하였다. 분석 결과, 대류 활동의 발달 단계에 따라 서로 다른 메커니즘이 지배적인 역할을 하는 것으로 나타났다. 대류 발생 5일 전(lag -5)에는 남북 에디에 의한 평균 수분 이류( $V'Qbar$ )가 주도적인 역할을 하며, 이는 OLR 음의 아노말리 북쪽에서 특히 뚜렷하게 관찰된다. 대류 발생 시점(lag 0)에서는 순압성 와도와 수분 이류의 조합이 지배적이다. 대류 발생 5일 후(lag 5)에는 순압성 와도와 수분 이류의 영향이 지속되나, 그 강도는 점차 약화되는 경향을 보인다. 이는 인도양과 북서태평양에서 비슷한 양상을 보인다. 이러한 분석 결과는 BSISO 복진이 시간에 따른 여러 메커니즘의 순차적인 작용으로 이루어지며, 특히 수분 이류와 순압성 와도가 핵심적인 역할을 함을 보여준다. 이 결과는 DeMott et al.(2013)의 연구 결과와 일치하며, BSISO 예측 성능 향상을 위해서는 이들 주요 메커니즘의 정확한 모의가 필수적임을 시사한다.

BSISO 복진의 주요 메커니즘 중 하나인 대류 발생 5일 전(lag -5)의 남북 에디에 의한 평균 수분 이류( $V'Qbar$ )에 대한 특성을 분석하였다(Figure 5.80). 관측자료에서는 인도양의  $90^{\circ}$  E 부근과 북서태평양의  $120^{\circ}$  - $150^{\circ}$  E에서 강한 수분 이류가 나타난다. 특히 뱅갈만과 필리핀 해 주변에서 뚜렷한 수분 수송이 관찰되며, OLR 음의 아노말리 북쪽에서 이러한 특징이 두드러진다. 이는 대류 활동의 복진을 유도하는 전조 현상으로 해석된다. 모델의 수분 이류 모의 특성을 살펴보면, GloSea5는 인도양에서 높은 상관성(PCC=0.77)을 보이나 북서태평양에서는 다소 낮은 성능(PCC=0.66)을 나타낸다. 반면 GloSea6는 인도양에서는 GloSea5보다 다소 낮은 상관성(PCC=0.74)을 보이지만, 북서태평양에서는 개선된 모의 성능(PCC=0.70)을 보인다. 이러한 결과는 두 모델이 BSISO 복진과 관련된 수분 이류 메커니즘을 전반적으로 잘 모의하고 있음을 보여준다.

BSISO 복진의 또 다른 주요 메커니즘인 대류 발생 시점(lag 0)에서의 순압성 와도 특성을



분석하였다(Figure 5.81). 관측자료에서는 인도양의 90° E 부근과 북서태평양의 120° -150° E 사이에서 뚜렷한 순압성 와도 신호가 나타난다. OLR 음의 아노말리와 순압성 와도의 공간적 분포가 잘 일치하며, 특히 벵갈만과 필리핀 해 주변에서 강한 상관성을 보인다. 모델의 순압성 와도 모의 특성을 살펴보면, GloSea5는 인도양에서 높은 상관성(PCC=0.80)을 보이고 북서태평양에서는 상대적으로 더 높은 성능(PCC=0.92)을 나타낸다. GloSea6는 두 지역 모두에서 GloSea5보다 개선된 모의 성능을 보이며, 특히 인도양에서 0.92, 북서태평양에서 0.93의 매우 높은 상관성을 나타낸다. 이는 BSISO 복진 메커니즘 중 순압성 와도 과정의 개선이 이루어졌음을 시사한다.

BSISO 복진과 관련된 순압성 와도 생성 과정을 분석하기 위해, 관측자료에서 동서 시어(Ugen)과 남북 시어(Vgen)에 의한 와도 생성의 변동성을 평가하였다(Figure 5.82). 동서 시어에 의한 와도 생성은 인도양에서 북서태평양에 이르는 광범위한 지역(60° -120° E)에서 강한 변동성을 보인다. 특히 적도 부근에서 가장 강한 변동성이 나타나며, 이러한 변동성은 북위 20도까지 상당한 강도로 유지된다. 반면, 남북 시어에 의한 와도 생성은 동서 시어에 비해 전반적으로 약한 변동성을 보인다. 변동성은 주로 남위 10도 이하와 적도 부근에서 제한적으로 나타나며, 북반구 중위도로 갈수록 급격히 감소하는 특징을 보인다. 이러한 결과는 BSISO 복진과 관련된 순압성 와도 생성에 있어 동서 시어가 남북 시어보다 더 지배적인 역할을 함을 명확히 보여준다.

Figure 5.83은 BSISO 복진과 관련된 동서 시어에 의한 순압성 와도 생성을 평가하기 위해, 대류 발생 시점(lag 0)에서 인도양과 북서태평양 영역에 대한 회귀 분석을 보여준다. 관측자료에서는 OLR 음의 아노말리 주변으로 뚜렷한 동서 시어 와도 패턴이 나타난다. 인도양에서는 90° E 부근에서, 북서태평양에서는 120° -150° E 사이에서 특징적인 와도 생성 구조가 관찰된다. 특히 벵갈만과 필리핀 해 주변에서 이러한 패턴이 두드러진다. 모델의 동서 시어 와도 생성 모의 특성을 살펴보면, GloSea5는 인도양에서 상대적으로 낮은 상관성(PCC=0.53)을 보이나 북서태평양에서는 더 높은 성능(PCC=0.67)을 나타낸다. 반면 GloSea6는 인도양에서 GloSea5보다 향상된 모의 성능(PCC=0.60)을 보이나, 북서태평양에서는 다소 낮은 성능(PCC=0.57)을 보인다. 동서 시어에 의한 와도 생성 과정은 동서 시어의 평균장( $\overline{u_T}$ )과 밀접하게 관련되어 있다. 앞선 분석에서 GloSea6의 동서 시어 평균장의 개선이 특히 인도양에서 이루어짐을 확인하였다. 따라서 GloSea6에서 인도양 동서 시어 평균장 개선에 따라 동서 시어에 의한 와도 생성 과정이 개선되어 순압성 와도 모의 성능이 향상되고, BSISO 복진 성능이 향상되었음을 알 수 있다.

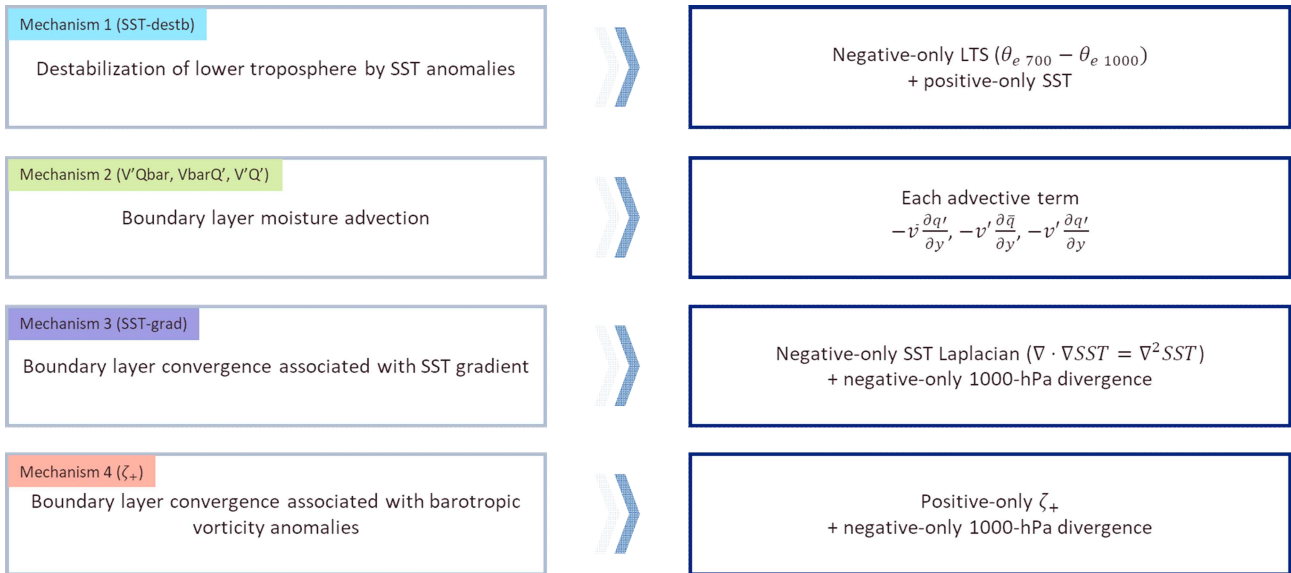


Figure 5.78. Northward propagation mechanisms of the BSISO and their quantifying methods.

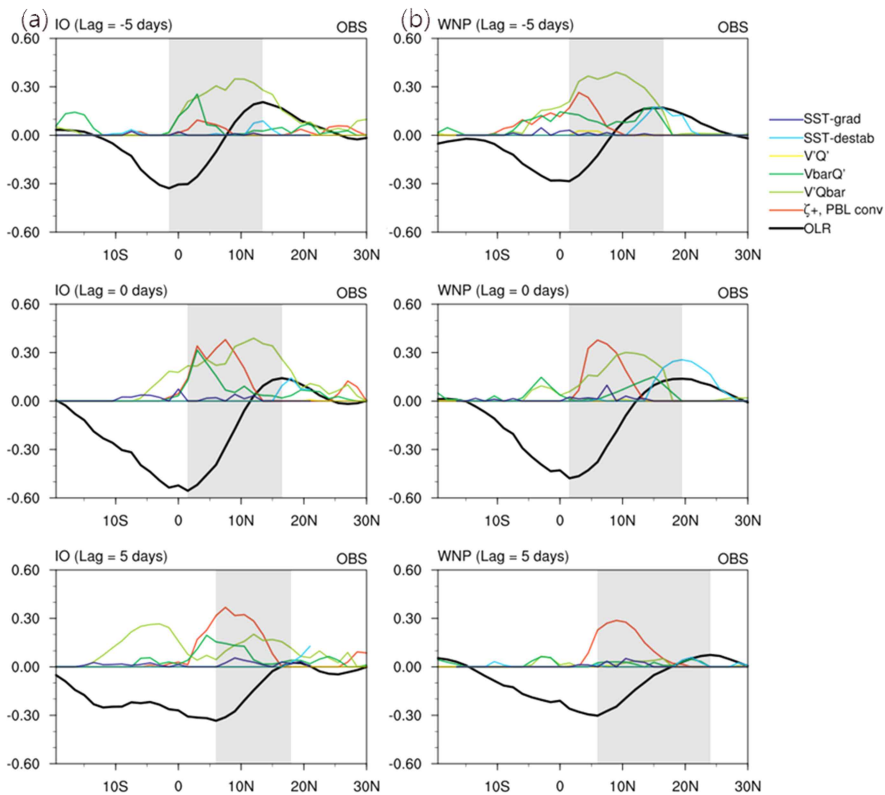


Figure 5.79. Meridional cross section of 30–60-day filtered OLR and northward propagation mechanism regression coefficients over (a) IO and (b) WNP in observation for lag –5, 0 and 5 days. Gray background shading highlights the region north of OLR anomalies where northward propagation mechanisms may influence future convective activity.

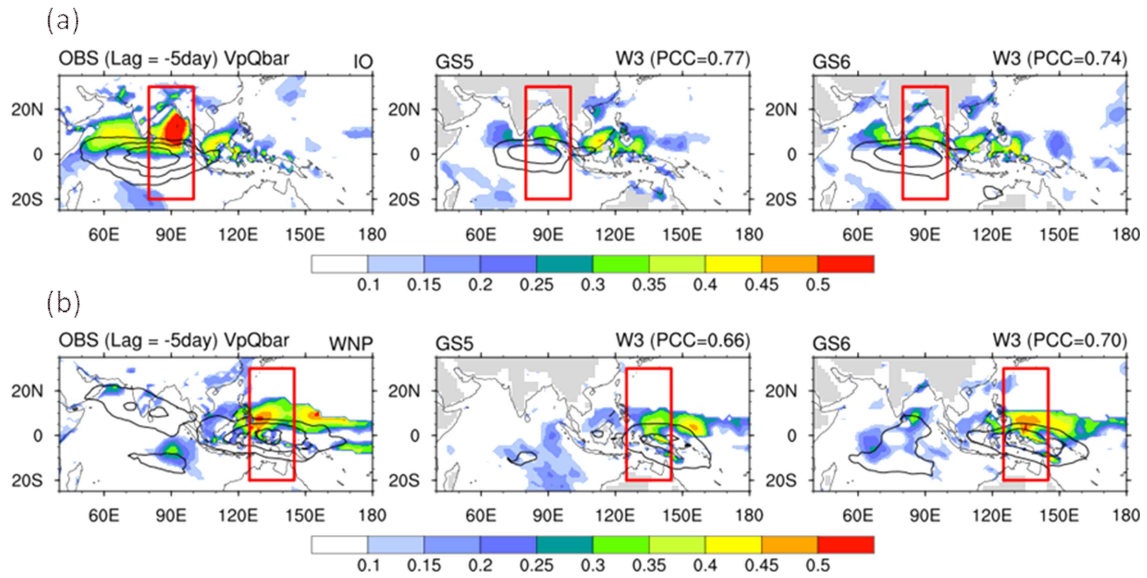


Figure 5.80. Regression map of  $V'Qbar$  (shading) onto 30–60-day filtered OLR anomalies over (a) IO and (b) WNP for observation and models at lag  $-5$  days. Negative OLR regression coefficients are shown with black contours (contour interval is 0.1 standardized units).

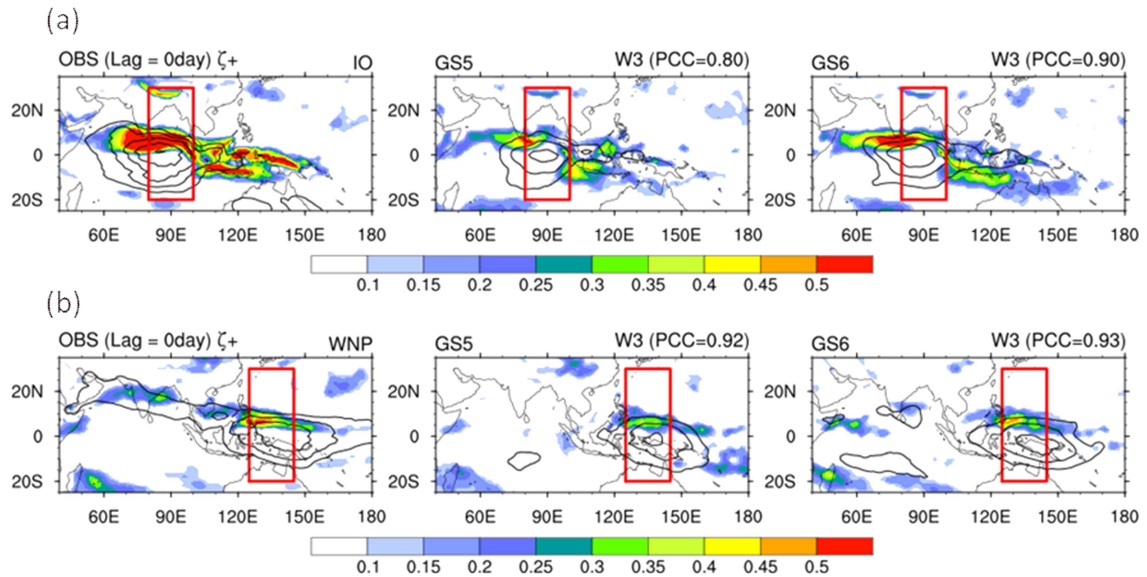


Figure 5.81. Regression map of barotropic vorticity (shading) onto 30–60-day filtered OLR anomalies over (a) IO and (b) WNP for observation and models at lag 0 days. Negative OLR regression coefficients are shown with black contours (contour interval is 0.1 standardized units).

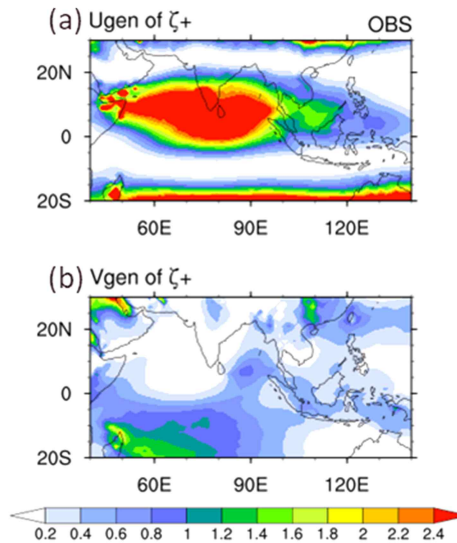


Figure 5.82. Variance of MJJASO barotropic vorticity generation by (a) zonal shear (Ugen) and (b) meridional shear (Vgen) in the observation.

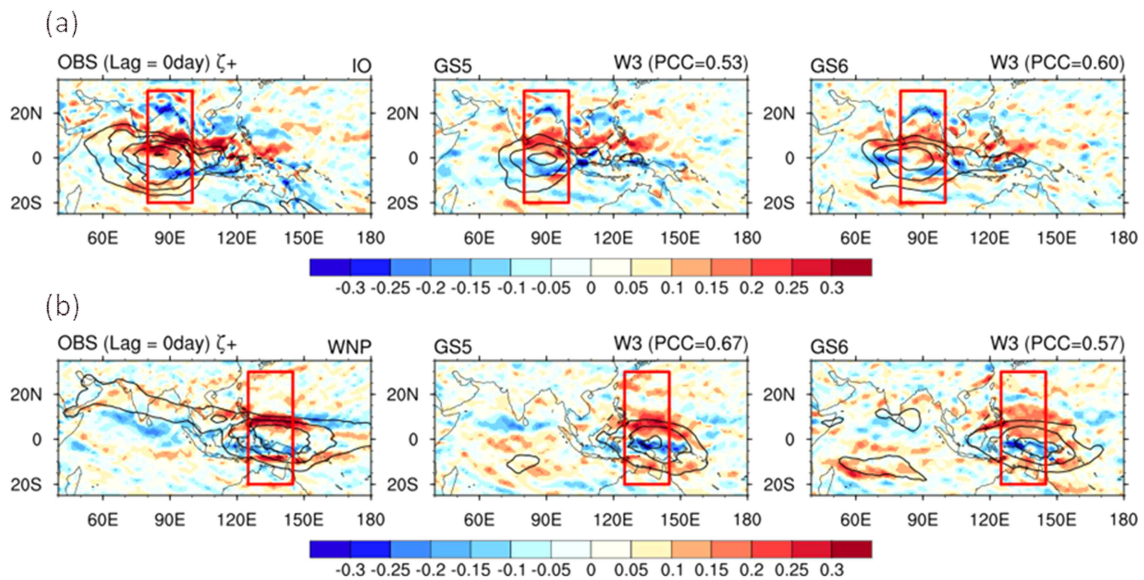


Figure 5.83. Regression map of barotropic vorticity by zonal wind shear (shading) onto 30-60-day filtered OLR anomalies over (a) IO and (b) WNP for observation and models at lag 0 days. Negative OLR regression coefficients are shown with black contours (contour interval is 0.1 standardized units).



### 5.3.6. BSISO 원격 상관

#### 5.3.6.1. BSISO 위상에 따른 동아시아 기온 및 강수 영향

BSISO가 동아시아 지역(115° -150° E, 30° -50° N)의 기온과 강수에 미치는 영향을 평가하기 위해 BSISO1과 BSISO2의 각 위상에 따른 0-20일 지연 합성장 분석을 수행하였다(Figure 5.84). 이를 통해 두 모드가 동아시아에 미치는 영향의 차이를 정량적으로 제시하고자 하였다. BSISO1은 30-60일 주기의 변동성을 가지며, 위상에 따른 특징적인 변화를 보인다. 기온의 경우, P6-P8 위상에서 뚜렷한 양의 아노말리가 나타나고, 위상이 진행됨에 따라 P1-P3에서는 음의 아노말리로 전환된다. 이러한 변화는 약 5-10일의 시간지연을 두고 발생하는 것이 특징이다. 강수는 P3-P4에서 강한 양의 아노말리가, P7-P8에서는 음의 아노말리가 두드러지며, 기온 변화에 비해 더 즉각적인 반응을 보인다. 반면, BSISO2는 10-20일의 더 짧은 주기 변동성을 보인다. 기온은 P1-P2에서 강한 양의 아노말리가 발생하고 P4-P6에서는 뚜렷한 음의 아노말리가 나타난다. 강수의 경우 P2-P3에서 증가가 뚜렷하며, P6-P7에서는 감소 경향이 나타난다. BSISO2에서는 기온과 강수의 위상 관계가 비교적 명확하게 나타나는 것이 특징이다.

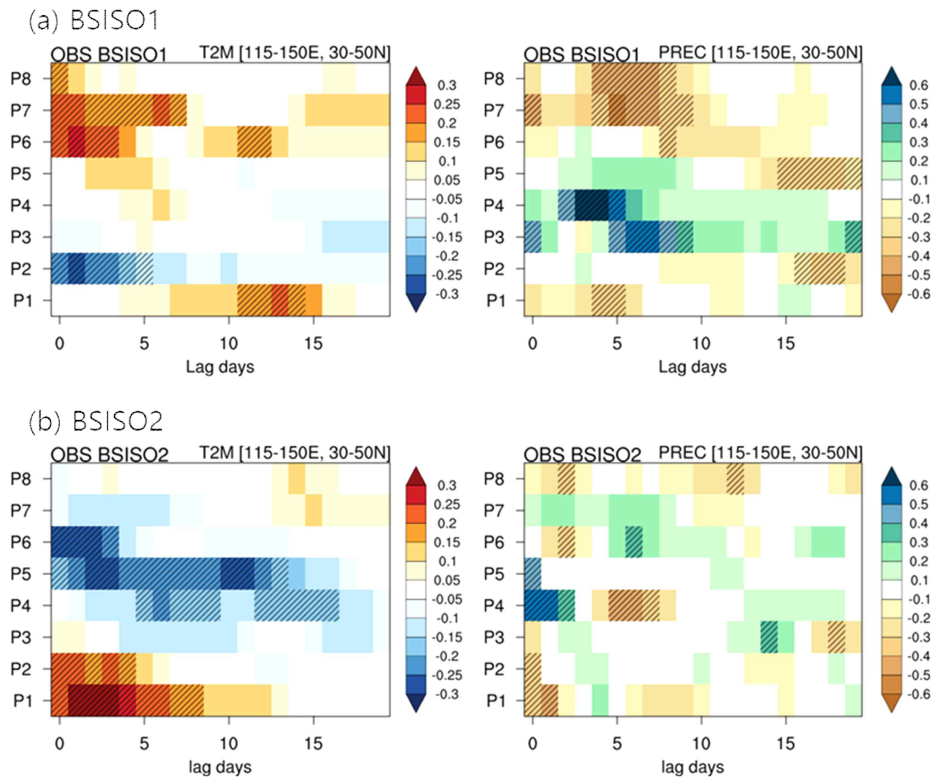


Figure 5.84. 0-20-day lagged composite of East Asian T2M and PREC for each phase of (a) BSISO1 and (b) BSISO2.

#### 5.3.6.2. 동아시아 고온 관련 BSISO 위상

BSISO1 P7이 동아시아 기온에 미치는 영향을 평가하고자 OLR 및 850hPa의 바람장,

BSISO1 P7의 월별 발생 빈도, 그리고 관측 및 모델에서 나타나는 기온의 시간지연 합성장을 분석하였다(Figure 5.85). BSISO1 P7은 인도양에서 대류 억제, 서태평양에서 대류 강화가 뚜렷하게 나타난다. 850hPa 바람장에서는 북서태평양 대류 강화와 관련된 저기압성 순환이 관찰되며, 이러한 순환 패턴이 동아시아 지역의 기온 변화를 유도하는 것으로 판단된다. BSISO1 P7는 7월에 약 23%로 가장 빈번하게 발생하며, 6월과 8월에도 비교적 높은 발생 빈도를 보인다. 반면 5월과 10월에는 상대적으로 낮은 빈도를 나타내어, 주로 여름철 중반에 집중되는 특징을 보인다. 관측과 모델의 시간지연 합성장 분석 결과, 관측에서는 0-10일에 뚜렷한 양의 기온 아노말리가 나타나며, 특히 발생 5일 후 정도에 가장 강한 신호가 관찰된다. 모델의 경우, GloSea5와 GloSea6 모두 1주 예측에서는 이러한 특징을 잘 모의하나, 선행시간이 증가할수록 예측 성능이 점차 저하되는 모습을 보인다. 다만 GloSea6가 GloSea5에 비해 전반적으로 더 나은 예측 성능을 보이는 것이 특징이다.

BSISO1 P7이 동아시아 지역 종관 기상장에 미치는 영향을 평가하기 위해 기온과 대기 순환장(500hPa, 200hPa 지위고도)의 0-4일 지연 평균 합성장을 분석하였다(Figure 5.86). 분석은 관측과 모델의 3주 예측 결과를 비교하여 수행되었다. 관측에서는 동아시아 영역에서 뚜렷한 양의 기온 아노말리가 나타나며, 특히 한반도와 일본 지역을 중심으로 강한 온난 아노말리가 관찰된다. 대기 순환장에서는 500hPa와 200hPa 모두 남중국해 대류에 의한 저기압성 아노말리와 동아시아 영역에 뚜렷한 고기압성 아노말리가 나타나며, 이는 양의 Pacific-Japan 패턴과 관련있는 것으로 판단된다. 모델의 종관장 모의 특성을 살펴보면, GloSea5는 지상 기온 패턴에서 높은 상관성(PCC=0.77)을 보이나 대기 순환장에서는 상대적으로 낮은 예측 성능(PCC=0.64)을 나타낸다. GloSea6는 지상 기온의 공간 분포를 GloSea5와 유사한 수준(PCC=0.76)으로 모의하면서, 대기 순환장의 모의 성능은 다소 개선된 모습(PCC=0.68)을 보인다.

두 번째로 동아시아에 고온을 유도하는 위상인 BSISO2 P1에 대한 특징을 살펴보았다(Figure 5.87) BSISO2 P1은 인도양에서 주요 대류 활동이 위치한다. 이 위상은 7월에 약 25%로 가장 높은 발생 빈도를 나타내며, 6월과 8월에도 비교적 고른 발생 빈도를 보인다. 반면 5월과 10월에는 상대적으로 낮은 빈도를 나타내어, 주로 여름철 중반에 집중되는 특징을 보인다. 관측과 모델의 시간지연 합성장 분석 결과, 관측에서는 발생 0-5일 이후에 매우 뚜렷한 양의 기온 아노말리가 나타나며, 이는 BSISO1보다 더 즉각적이고 강한 반응이다. 모델의 경우, GloSea5와 GloSea6 모두 1주 예측에서는 이러한 특징을 잘 모의하나, 선행시간이 증가할수록 예측 성능이 BSISO1보다 더 빠르게 저하되는 특징을 보인다. 다만, GloSea6가 GloSea5에 비해 긴 선행시간에서 다소 나은 성능을 보인다.

BSISO2 P1이 유도하는 전지구 원격 상관 패턴을 평가하기 위해 200hPa 지위고도장의 0-4일 지연 평균 합성장을 분석하였다(Figure 5.88). 관측에서 나타나는 200hPa 지위고도장은 중위도를 따라 뚜렷한 파동 패턴을 보인다. 서유럽에서 시작하여 중앙아시아, 동아시아, 북태평양을 거쳐 북미와 북대서양에 이르기까지 양과 음의 아노말리가 교대로 나타나며, 특히 동아시아 영역에서는 강한 양의 아노말리가 위치한다. 이는 CGT(Circumglobal Teleconnection)의 전형적인 특징을 보여준다. CGT에 의해 동아시아에 발달하는 고기압성 순환은 순압성(barotropic) 구조를 보이며 상층에서 더 강하게 나타난다(Ding and Wang, 2005).

BSISO2 P1에 따른 대기 연직 구조와 기온 아노말리의 특성을 평가하기 위해 관측과 모델의 3주 예측 자료를 분석하였다(Figure 5.89). 분석에는 기온과 연직 지위고도장의 0-4일 평균 합성장이 사용되었다. 관측자료에서는 동아시아 영역에서 뚜렷한 양의 기온 아노말리가 나타나며, 특히 한반도와 일본 지역을 중심으로 강한 온난 아노말리가 관찰된다. 아열대 지역에서는 상대적으로 약한 기온 변동이 나타난다. 연직 구조의 특성을 보면, 약 40° N을 중심으로 상층까지 이어지는 강한 양의 지위고도 아노말리가 관찰된다. 이 아노말리는 북쪽으로 기울어진 구조를 보이며, 하층에서 상층까지 일관된 순압성 구조가 특징적이다. 이러한 연직 구조는 앞서 언급한 CGT에 의해 발생하는 것으로, 기온 상승과 밀접한 관련이 있다. 모델의 모의 성능을 살펴보면, GloSea5는 기온 패턴을 전반적으로 관측과 유사하게 모의하나(PCC=0.45), 연직 구조에서는 관측보다 약한 강도를 보인다. GloSea6는 GloSea5보다 더 낮은 예측성능을 보이며(PCC=0.20), 특히 연직 구조의 모의에서 큰 차이를 나타낸다. 모델들은 동아시아의 순압 구조의 고기압성 순환과 그에 따른 기온 변동을 적절히 모의하는데 한계를 보이며, 이는 향후 모델 개선에 중점적으로 고려해야 할 사항으로 판단된다.

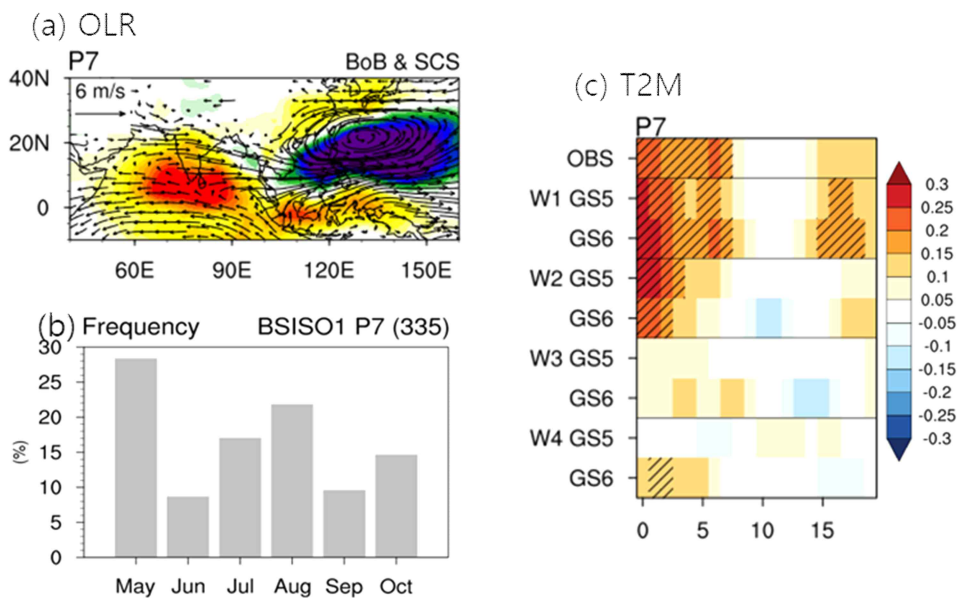


Figure 5.85. (a) Composite map of OLR (shading) and wind at 850hPa (vector) for phase 7 of BSISO1. (b) Occurrence frequency of phase 7 of BSISO1 during May to October. (c) 0-20-day lagged composite of East Asian T2M for phase 7 of BSISO1 in observation and models.

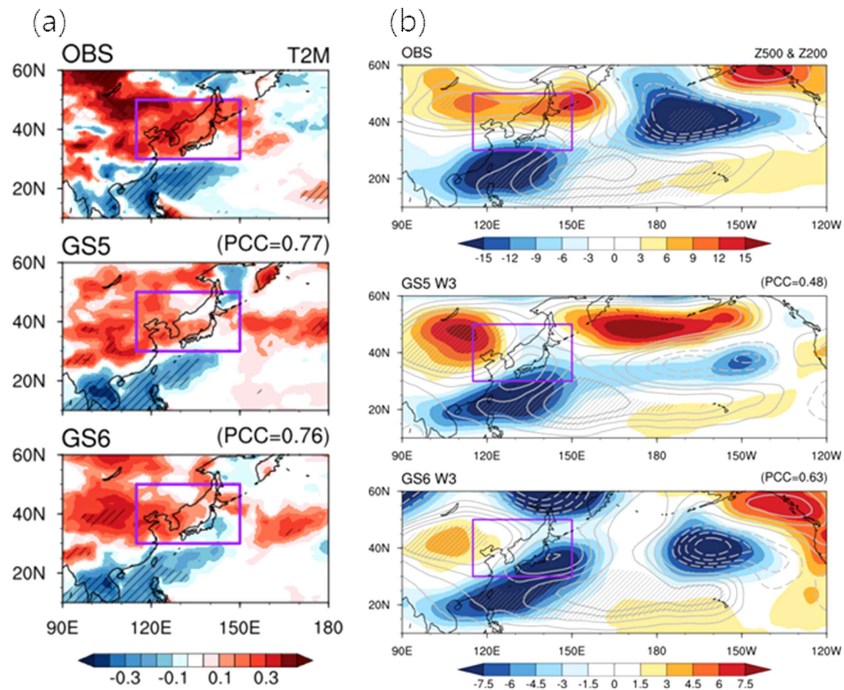


Figure 5.86. 0-4-day mean composite map of (a) T2M and (b) 500hPa geopotential height (shading) and 200hPa geopotential height (contour) for phase 7 of BSISO1 in observation and models for W3.

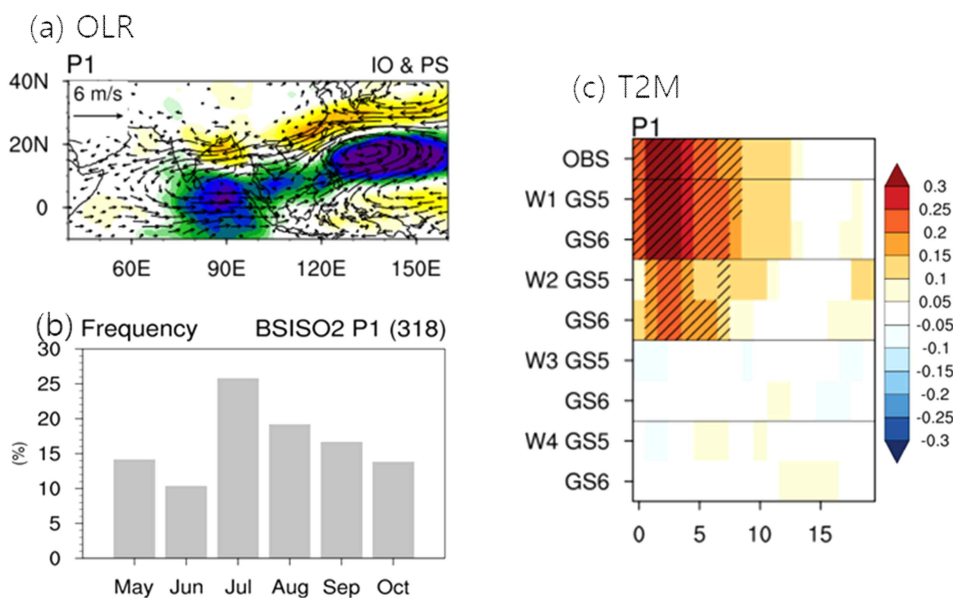


Figure 5.87. (a) Composite map of OLR (shading) and wind at 850hPa (vector) for phase 1 of BSISO2. (b) Occurrence frequency of phase 1 of BSISO2 during May to October. (c) 0-20-day lagged composite of East Asian T2M for phase 1 of BSISO2 in observation and models.



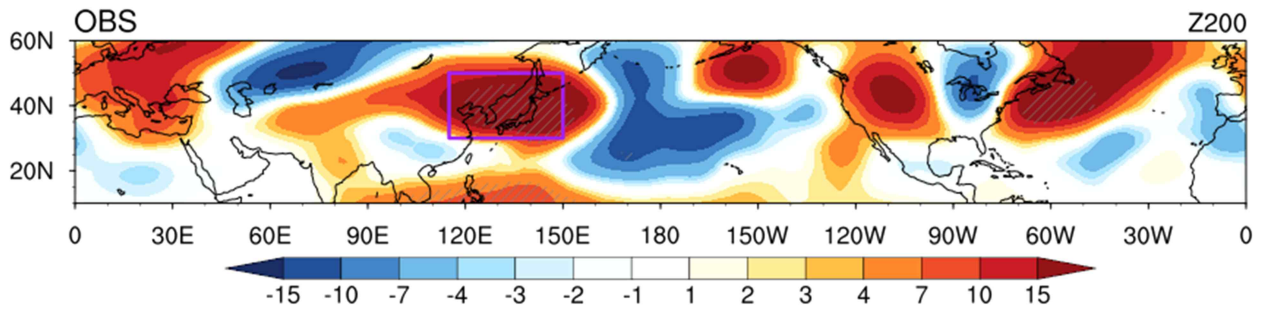


Figure 5.88. 0-4-day mean composite map of 200hPa geopotential height for phase 1 of BSISO2.

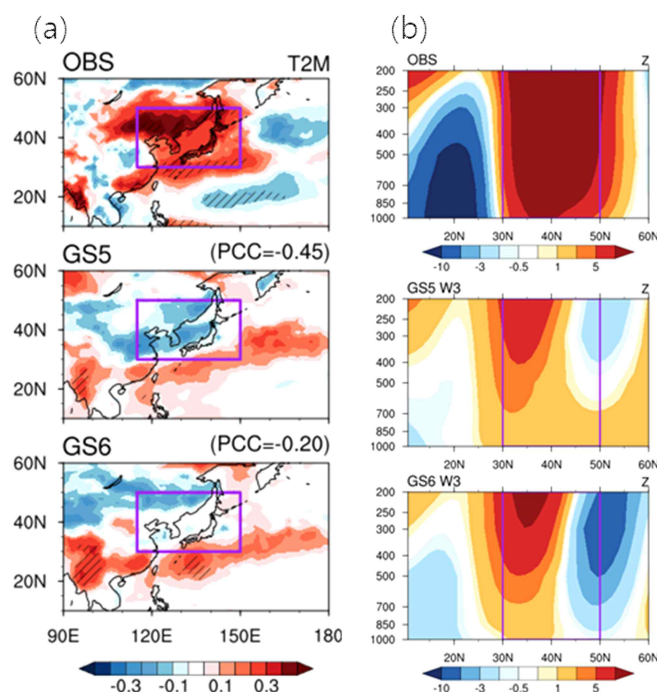


Figure 5.89. 0-4-day mean composite map of (a) T2M and (b) vertical geopotential height for phase 1 of BSISO2 in observation and models for W3.

### 5.3.6.3. 동아시아 호우 관련 BSISO 위상

동아시아에 호우를 유발하는 위상으로 BSISO1 P4를 선정하였다(Figure 5.90). BSISO1 P4는 인도와 해양성 대륙 지역에서 강한 대류활동이 위치하고, 동아시아 지역에도 대류 활동이 나타난다. 850hPa 바람장에서는 동아시아 지역으로 습윤한 바람이 유입되는 것을 확인할 수 있다. BSISO1 P4는 6월에 약 20%로 가장 높은 발생 빈도를 나타내며, 5월과 8-10월에는 상대적으로 낮은 빈도를 나타낸다. 이는 BSISO1 P4가 주로 초여름에 집중되는 특징을 가짐을 의미한다. 관측에서는 0-5일에 뚜렷한 양의 강수 아노말리가 나타나며, 특히 발생 초반 5일 동안 가장 강한

강수 신호가 관찰된다. 모델의 경우, GloSea5와 GloSea6 모두 1주 예측에서는 이러한 특징을 잘 모의하나, 선행시간이 증가할수록 예측 성능이 점차 저하되는 모습을 보인다. 다만 GloSea6가 GloSea5에 비해 전반적으로 더 나은 강수 예측 성능을 보이는 것이 특징이다.

BSISO1 P4일 때 동아시아 지역의 대기 순환과 수분 수송에 미치는 영향을 평가하기 위해 관측과 모델의 3주 예측을 분석하였다(Figure 5.91). 분석에는 강수, 지위고도장, 수분속 수렴과 수분수송의 0-4일 평균 합성장이 사용되었다. 관측자료에서 대류권 중층(500hPa)과 상층(200hPa)에서는 동아시아 영역에 고기압성 순환이 발달하며, 이는 북태평양 고기압의 확장과 관련되어 있다. 대기 순환과 수분 수송의 특성을 살펴보면, 북태평양 고기압의 확장에 따라 강한 남서류가 형성되고, 이를 통해 동아시아 지역으로 많은 수분이 유입된다. 모델의 예측 성능 평가 결과, GloSea5는 대기 순환과 수분 수송 패턴을 전반적으로 잘 모의하며(PCC=0.74), 4주까지 동아시아 강수를 비교적 잘 예측한다. GloSea6는 GloSea5보다 향상된 성능(PCC=0.80)을 보이며, 특히 북진 성능과 북태평양 고기압 확장에 따른 수분 유입을 더 정확하게 모의함에 따라 동아시아 강수 예측 성능이 향상된 것으로 판단된다.

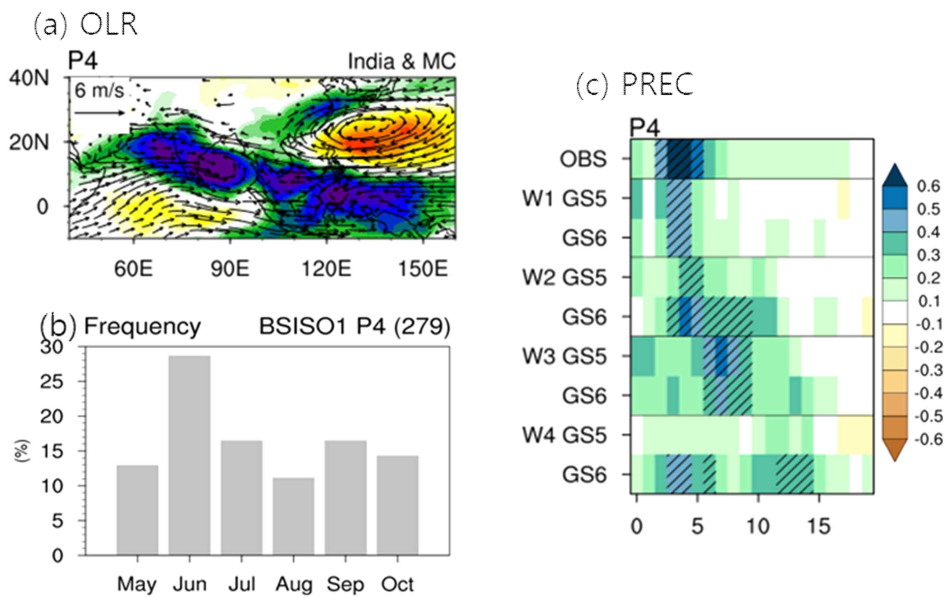


Figure 5.90. (a) Composite map of OLR (shading) and wind at 850hPa (vector) for phase 4 of BSISO1. (b) Occurrence frequency of phase 4 of BSISO1 during May to October. (c) 0-20-day lagged composite of East Asian PREC for phase 4 of BSISO1 in observation and models.

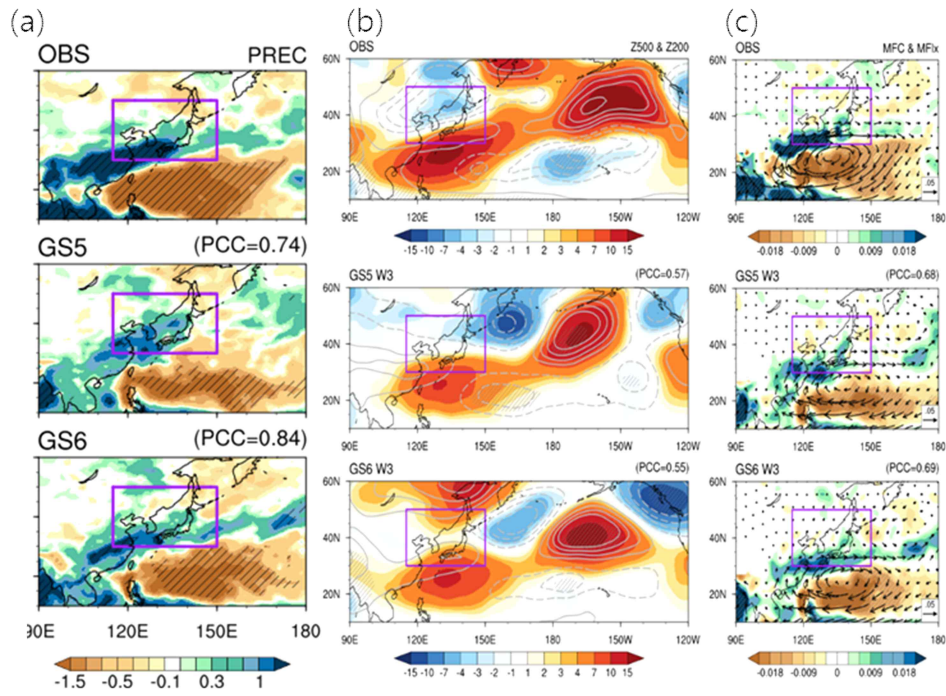


Figure 5.91. 0–4-day mean composite map of (a) T2M, (b) 500hPa geopotential height (shading) and 200hPa geopotential height (contour), and (c) moisture flux convergence (shading) and moisture flux (vector) for phase 4 of BSISO1 in observation and models for W3.

### 5.3.7. GloSea6 BSISO 성능 진단

앞서 제시한 매트릭스 요소들 중 BSISO 진단에 필수적인 요소들을 선정하여 개선된 모델에서 BSISO 성능이 향상되었는지를 나타내기 위한 스코어카드를 구성하여 Figure 5.92에 나타내었다. BSISO 스코어카드에는 배경장, 예측 성능, 원격상관, 프로세스의 4개 카테고리의 핵심 평가 지표들이 선행 1주부터 4주까지에 대해 표출되었다. 모든 매트릭스 요소들은 기준모델(또는 관측) 대비 오차 개선율로 표출하였고, 아래 수식을 통해 정량화되었다. 스코어카드에서 초록색 계열은 GloSea6의 성능 향상, 붉은색 계열은 성능 저하를 나타내며, 색상 진하기는 해당 지표의 절대적 개선 정도를 반영한다.

$$\frac{RMSE_{GS6} - RMSE_{GS5}}{RMSE_{GS5}} \times 100$$

$$Ratio = \frac{|Model - OBS|}{OBS} \times 100 \text{ 계산 후,}$$

$$Ratio_{GS6} - Ratio_{GS5}$$

Table 5.6에 CrEMA 진단 체계를 통한 GloSea6의 BSISO 모의 성능을 평가하여 나타냈다. 진단 결과, BSISO 복진 과정의 모의성능이 향상되어 인도양과 서태평양 지역의 복진 성능이 개선되었으며, 이로 인해 동아시아 기온과 강수 영향의 예측성능도 일부 개선되었다. 특히 인도양 지역에서는 OLR과 연직 시어 편향이 감소하면서 순압성 와도에 따른 복진 성능이 향상되었다. 이러한 개선은 BSISO 복진이 동아시아 기온과 강수에 미치는 직접적 영향의 예측성능 향상으로 이어졌다. 그러나 모델은 여전히 몇 가지 한계점을 보이고 있다. 서태평양의 OLR과 동서 바람 평균장에서 편향이 남아있으며, 전 지역에서 계절내 변동성이 관측보다 약하게 모의되는 특징을 보인다. 또한 원격상관에 의한 동아시아 고기압이 강수 모의에 미치는 영향도 여전히 한계가 있는 것으로 나타났다. 이러한 한계점을 개선하기 위해서는 여름철 계절내 변동성 과정에 대한 지속적인 개선이 필요하며, BSISO의 원격영향 예측을 위한 역학과정의 예측성능 향상이 필요할 것으로 판단된다. 종합하면, GloSea6에서 BSISO와 관련된 주요 물리과정의 모의 성능이 전반적으로 향상되었으나, 일부 과정에서는 여전히 개선이 필요한 것으로 확인되었다. 이는 향후 모델 개발에서 중점적으로 고려해야 할 사항으로 판단된다.



## BSISO Diagnostics Scorecard

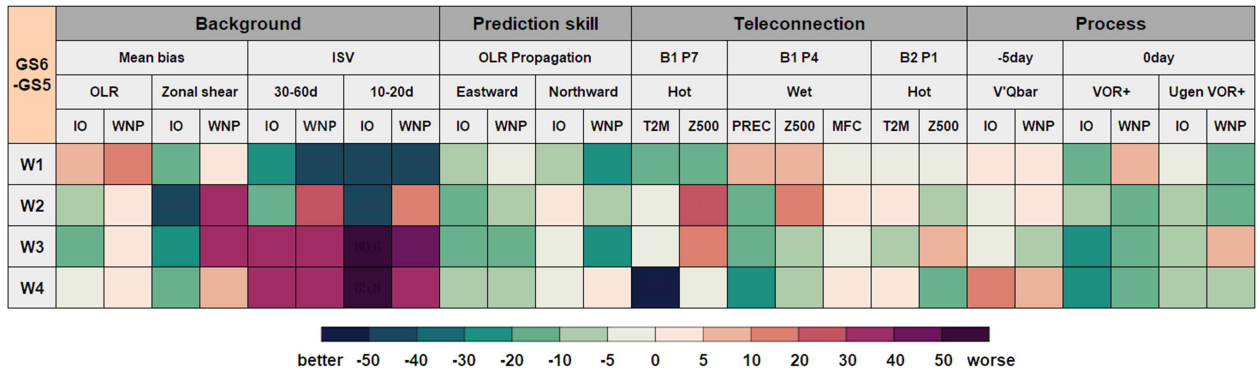


Figure 5.92. BSISO scorecard that represents relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for W1-4 consisting of 4 metrics corresponding to background, prediction skill, teleconnection, and processes. Green (red) colors indicate improved (worse) model skills.

Table 5.6. Diagnostic results of the GloSea6's BSISO through the application of the CrEMA BSISO diagnostic system.

CrEMA BSISO 진단체계에 따른 GloSea6 BSISO 진단 결과	
총평	여름철(MJJASO) 계절내 변동성 과소모의 BSISO복진 프로세스 모의성능 향상에 따른 IO 및 WNP 복진 성능 개선 BSISO 복진 성능 개선에 따른 동아시아 기온 및 강수 영향 일부 개선 BSISO remote impact에 의한 기온 영향 모의 한계
개선	(IO) OLR 평균 대류활동 개선 및 westerly shear bias 감소 → barotropic vorticity 성능 개선 → 복진 성능 향상 (WNP) barotropic vorticity 성능 개선 → 복진 성능 향상
원인 분석	⇒ BSISO 복진의 직접 영향을 받는 동아시아 기온/강수 예측성능 개선
저하	(Mean bias) WNP의 OLR, zonal wind 평균장과소 모의 (ISV) 전 지역 여름철 계절내 변동성 약화 (Teleconnection) 원격 대류활동이 유도하는 동아시아 고기압이 과소 모의됨에 따라 동아시아 고온 모의 한계
개선방향	여름철 계절내 변동성 과소 모의 개선 필요 BSISO remote impact 예측을 위한 여름철 지위고도 예측성능 개선 필요

## 6. 요약 및 결론

### 6.1. 지면모델 개선 기술 개발

#### 6.1.1. 지하수 모듈 개선

토양수분과 같은 지면 상태는 지면과 대기 간의 물리적 상호작용을 통해 물과 에너지 수지를 조절하는 중요한 역할을 수행한다. 이러한 과정은 물의 증발, 침투, 유출과 같은 수문학적 순환뿐 아니라, 에너지의 흡수와 방출을 조절하여 대기와 지면 사이의 열 교환에도 영향을 미친다. 지면모델은 이러한 복잡한 상호작용을 물리적으로 재현하여 기후 모델링 및 예측에 활용되며, 특히 토양수분과 같은 변수가 수문 순환과 에너지 흐름에 미치는 영향을 모사하는 데 중점을 둔다. 본 연구에서는 이러한 조절 과정을 보다 정밀하게 반영하기 위해 GloSea6의 지면모델 개선 작업을 수행하였다. Rose/Cylc 환경을 기반으로 한 GloSea6에서, 기존의 JULES 모델에 GrUB 알고리즘을 통합하여 JULES-GrUB 시스템을 구축하였다. 특히, 관측 데이터가 부족한 미계측 구역에서도 모델의 적용 가능성을 높이기 위해 GrUB 모듈을 도입하고 수정하여 통합하였다. 이를 통해 총 7개의 주요 구역(미시시피, 아마존, 양쯔강, 메콩강, 머레이-달링, 고비, 티벳)에 대해 모델 성능을 테스트하였으며, 수문 성분과 에너지 성분에 대해 GLEAM 및 FluxCom 기준 자료와의 비교·분석을 통해 평가를 수행하였다. 이 과정은 모델이 다양한 구역과 환경 조건에서 얼마나 신뢰할 수 있는 예측 결과를 제공하는지 검증하는 데 중점을 두었다.

GloSea6 JULES 모델의 기저유출 알고리즘을 기존의 TOPMODEL에서 GrUB(Qb\_GrUB)로 대체함으로써 지하수 흐름 및 기저유출 계산의 정확도를 향상시켰다. GrUB 알고리즘은 기존의 방법보다 더 정교한 수문학적 물리 과정을 반영하며, 이를 통해 미계측 구역에서도 안정적인 예측 결과를 제공할 수 있도록 설계되었다. 미시시피 구역에서의 결과는 GrUB 알고리즘이 기존 모델 대비 수문 및 에너지 성분의 예측성을 전반적으로 개선했음을 보여주었다. 잠열 및 토양수분 예측에서 FluxCom 및 GLEAM 기준 자료와 더 높은 일치율을 보여, 모델 성능 개선 효과를 입증하였다. GloSea6 JULES-GrUB 통합모델은 수문 순환과 에너지 교환에 대한 이해를 바탕으로, 지면모델 JULES의 지하수 모듈을 개선하였다. 이는 아시아태평양경제협력체 기후센터(APCC)의 자체 지면모델 개발 역량을 강화하는 데 기여하였다. 특히, 미시시피 구역을 비롯한 주요 구역에서 모델의 예측 성능이 개선된 결과는 GloSea6 시스템이 다양한 환경에서 더욱 신뢰성 높은 수문 및 에너지 성분 결과를 제공할 수 있음을 시사한다. 이는 향후 기후 모델링 및 예측 정확도를 높이는 데 중요한 토대를 마련한다.

본 연구는 2008년, 2009년, 2010년의 3월 1일 초기값으로 구성된 3개년 기간의 데이터를 중심으로 테스트를 수행하였다. 이로 인해 결과는 봄철에 집중되어 있으며, 장기적인 모의 결과를 평가하거나 여름철, 가을철, 겨울철과 같은 다른 계절에서의 성능은 검증하지 못하였다. 따라서, 향후 연구에서는 장기모의와 다양한 계절별 실험을 통해 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델의 추가적인 성능 개선 효과를 평가할 필요가 있다. 이를 통해 모델의 보편성을 높이고, 전지구적 기후 예측에서 더욱 신뢰할 수 있는 결과를 제공할 수 있을 것으로 기대된다.

결론적으로, 본 연구는 GloSea6 JULES-GrUB 통합모델을 구축하고, 이를 통해 수문 성분과

에너지 성분의 예측성을 성공적으로 개선하였다. 특히, GrUB 알고리즘의 도입은 기존 JULES 모델의 한계를 보완하며, 미계측 유역에서도 효과적으로 작동할 수 있는 모델링 프레임워크를 제시하였다. 그러나 제한된 실험 기간과 계절의 한계를 극복하기 위한 추가적인 연구가 필요하며, 이는 GloSea6 JULES-GrUB 모델의 성능을 보다 종합적으로 평가하고 개선하는 데 중요한 방향성을 제시할 것이다.

### 6.1.2. 하천유출 모듈 개선

GloSea6 내에서 TRIP은 지면모델로부터 계산된 격자유량을 입력자료로 가져오며, 각 격자에서의 하천 유출량을 계산하여 최종적으로 해양모델로 방출량을 전달하고 있다. 최근에는 고해상도의 수문정보를 포함하는 다양한 하천유출모델이 개발되었지만, GloSea6에 포함된 TRIP은 다소 간단한 저류방정식으로 구성되어 고해상도의 자연하천을 정확하게 묘사하기에는 한계가 있다. 좀 더 복잡하고 정교한 하천유출모델이 결합되는 것이 좋겠지만, 그 전에 TRIP으로 모의되는 GloSea6의 하천유출의 특성을 파악하고 현실적인 개선 방안에 대해 논의해보고자 하였다. 결과를 살펴보면, GloSea6는 상대적으로 간단한 하천유출모델을 사용하고 있으며, 모델내에서 모의되는 하천유출량은 과대모의하고 있음을 알 수 있다. 다양한 이유가 있을 수 있지만, 하나의 이유로 다소 성긴 해상도를 들 수 있다. 특히 한반도 지역의 주요 하천을 표현하기에 현재 하천유출모델의 해상도는 너무 크다고 할 수 있다. 간단한 하천의 흐름만을 모의하고 있기 때문에 성긴 해상도는 실제에 비해 과도하게 담수의 유출을 가져오게 되고, 이는 해양 혼합층에 영향을 주어 결국 한반도 주변 지역에서 양의 해수면 온도 오차에 기여하게 된다. 보다 정확한 하천 흐름을 모의하고 대기-지면-해양 상호작용의 개선을 가져오기 위해서는 정교하고 현실적인 하천유출모델을 접합하는 것이 가장 바람직하겠으나, 현재 현업에서 사용중인 GloSea6에 개선을 위해서 간단하고 직접적인 효과를 줄 수 있는 방법으로 하천유출모델의 해상도를 높여 해양으로 유출되는 담수의 양을 줄이는 것을 제안할 수 있다. 따라서 본 연구에서는 TRIP의 해상도를 기존의 1도에서 0.5도, 0.125도로 높여 하천의 흐름을 보다 현실적으로 모의해 보고자 한다.

한강 유역에서 방출되는 담수의 양이 실제로 관측과 어느정도 차이가 나는지 살펴보기 위해 유역별 관측값을 제공하는 GRDC의 하천 방출량과 하천 유출 모델의 해상도에 따라 모의되는 하천 방출 값을 지역 평균하여 비교하였다. 실제 한강이 포함되는 유역의 면적 및 모델 내 한강이 포함되는 격자를 산정하여 면적에 대한 효과를 평균하여 두 값을 비교해 본 결과, GloSea6의 OPER는 대부분의 연도에서 방출되는 값을 과대 모의하고 있다. 실제 GloSea6에 포함되어 있는 하천 유출 모델 TRIP은 매우 간단한 하천의 흐름만을 계산하고 있어 세세한 지역에서 하천 흐름을 모의하기에는 한계가 있다. 여기에 낮은 해상도는 실제 한반도의 대부분 지역에서 한강의 흐름을 포함하게 되며, 그 격자 내에 해당하는 하천의 유량을 해양까지 전달하게 된다. 따라서 격자 내 하천이 흐르지 않는 곳이 존재하여도 모델 내에서는 격자 전체에 하천이 흐르는 것으로 계산되어 실제 하천 유역의 유역 평균 유량을 계산할 경우 과도하게 모의될 수 밖에 없다. 이에 비해 하천 유출 모델의 해상도를 높인 Half 실험의 결과는 OPER의 실험에 비해 관측과 유사한 값을 보이고 있다. 다만 Eighth 실험의 결과는 방출량이 과도하게 줄

어 사용하기 위해서는 최적화를 비롯한 다른 개선 방법이 필요함을 알 수 있다.

하천모델에서 계산되는 하천 유출량은 해양에서 담수로 유입되면서 해류의 흐름 및 연직 안정도를 바꾸는 역할을 할 수 있다. OPER 실험에서 양쯔강 및 황하강 하구 유역으로 염분이 높게 나타나지만, Half 실험에서 담수가 줄어들어 따라 우리나라 및 일본 하구 유역에서의 염분 오차가 줄어들었음을 알 수 있다. 양쯔강 하구 아래쪽으로는 과대 모의하는 염분의 오차를 줄여주고 있지만, 양쯔강 하구 위쪽으로는 OPER에 비해 더 높은 염분을 보여 오차가 늘어나고 있음을 알 수 있다. 하천모델이 양쯔강의 유출량의 위치 및 용량을 제대로 모의하지 못하는 것은 댐을 포함한 자세한 하천 특징을 포함하지 않은 근본적인 원인도 있을 것이며, 간단한 유출모델을 사용하고 있는 한계일 수도 있으나, 정확한 이유 제시를 위해서는 지역적으로 자세한 분석이 더 필요할 것이다.

이러한 염도 변화에 의한 해류의 변화는 결과적으로 해수면 온도의 변화를 가져온다. OPER 실험은 해류의 오차와 연관하여 동해와 서해 일부에서 낮은 해수면 온도를 보이며 대만에서 일본남부로 이어지는 해역에서 높은 해수면 온도를 보이고 있다. 반면, Half 실험의 결과에서 동해에서의 해수면 온도가 증가한 결과를 보이며 대만에서 서해로 이어지는 해역에서도 해수면 온도가 증가하였다. 비록 양쯔강에서의 낮은 염도 오차가 더 커졌지만, 한강 및 황하강에 등에서 높은 염도 오차가 줄어들어 남쪽으로부터 올라오는 황해난류의 유입을 도울 수 있는 조건이 만들어졌으며, 특히 오후츠크해 지역의 높은 염도 오차의 개선과 함께 연해주 한류의 개선이 동해에 차가운 해류 유입을 감소시켜 해수면 온도가 증가할 수 있었다고 분석된다. 또한, 굽이침계수 및 하천 유속에 대한 민감도 실험을 통해 최적화가 인도양 및 서태평양 지역에서의 해양 연직 온도의 개선을 가져올 수 있음을 확인했다.

본 연구에서는 고해상도 하천유출모델을 적용한 GloSea6를 새롭게 구축하였으며, 최적화 민감도 실험을 통해 적절한 설정 방법을 제안하였다. 고해상도 하천모델이 모든 변수, 모든 지역에 대해 개선 결과를 보이지는 않지만, OPER 실험에 비해 강의 흐름을 비롯한 해류의 흐름, 나아가 대기 변수의 모의 성능에도 긍정적 효과를 보이고 있음을 알 수 있다. 결론적으로, 본 연구의 결과를 바탕으로 고해상도 하천유출모델(0.5도)이 동아시아 여름철 모의 성능 개선을 가져올 수 있음을 알 수 있다. 다만, 이 결과는 개발을 위해 동아시아 지역의 호우가 뚜렷했던 4년의 모의 결과의 평균(ACC는 12년 결과 평균)을 바탕으로 이루어졌기 때문에, 명확한 적절성 평가를 위해 Hindcast 전 기간 및 다양한 계절에 대해 분석이 더 이루어질 필요가 있다. 또한 유역별 유출량의 개선은 나아가 지역적 규모에서 수자원에 대한 응용 및 정책 연구에도 유용하게 사용될 수 있을 것이다.



## 6.2. 테스트베드

24년 테스트베드 검증 기술인 규모적응 적운모수화 기법 UNICON을 기상청 기후예측모델(GloSea6)에 접합하여 과거 기후 예측장을 생산하고 동아시아 여름 몬순에 대한 모의 성능을 평가하였다. UNICON을 적용함에 따라 GloSea6 대비 동아시아 여름 몬순의 평균장 및 경년변동성 모의 결과에 적지 않은 변화가 있었으나, 이것이 모델의 개선으로 이어졌다고 보기는 어려웠다. 몬순 평균장의 경우는 기존의 현업 모델이 보이던 편차와 비교하여 대체로 뚜렷한 개선이 없거나 보다 커졌다. 특히, 동아시아 여름 몬순 강수대가 위치한 영역에서 강수의 지역적 편차가 증폭되었다. 몬순 경년변동성 모의 성능은 몬순 지수를 통해 평가되었는데, 평균장과 마찬가지로 동아시아 영역에서의 뚜렷한 개선은 보이지 않았다. 오히려 UNICON을 적용할 시에는 북서태평양 영역에서의 고기압 변동성이 관측 대비 약했는데, 이는 열대 해양으로부터의 해양-대기 상호작용이 적절하게 모의되지 못하였기 때문으로 보인다.

전지구 원격상관은 북반구에서 관측되는 기상 패턴에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 전지구 원격상관과 관련된 파동의 변동은 동아시아를 비롯한 여러 지역에서 온도 및 강수 편차를 일으키는 주요 원인이다. 따라서, 전지구 원격상관을 정확하게 예측하는 것은 동아시아 여름철 예보의 정확성을 향상시키기 위해 매우 중요하다. 이 연구에서는 규모적응 적운모수화를 적용함으로써 동아시아 원격상관의 모의 성능에 어떠한 영향을 미치는지를 분석하였다. 현업은 8월의 전지구 원격상관 패턴을 약하게 모의하였고, 중심이 나타나는 지역 중 북태평양, 북아메리카, 북서유럽에서의 상관성을 낮게 모의하였다. 이는 규모적응 적운모수화를 적용했을 때 다소 개선되는 현상을 보였으나 신뢰도가 높지 않았다. 전지구 원격상관과 남아시아 고기압과 관련된 파동은 매우 유사한 공간 분포를 보이며 관측에서 나타난 이러한 특징은 현업을 비롯한 규모적응 적운모수화 실험에서도 잘 나타났다. 그러나, 남아시아 고기압의 영향을 제거했을 때 관측에서 90° E 동쪽으로의 파동이 약화되는 반면 현업에서는 전반적인 파동 형태가 약화되는 모습을 보였고, 규모적응 적운모수화를 적용한 실험에서는 파동의 형태 자체가 달라지는 형태를 보여 규모적응 적운모수화를 적용함으로써 남아시아 고기압을 통한 매커니즘이 작동되지 않음을 확인할 수 있었다. 이러한 오차들이 발생하는 원인을 살펴보기 위해 전지구 원격상관의 생성과 유지에 중요한 역할을 할 수 있는 요소들을 살펴보았다.

먼저 로스비파 원천을 살펴보았을 때 로스비파 원천 중심이 관측보다 더 강하게 나타났으며 북쪽으로 위치하고 있었다. 이러한 오류는 주로 발산의 오류와 관련이 있으며, 벵골만과 동남아시아에서의 과다모의된 강수와 연관이 있었다. 또한 전지구 원격상관 지수를 계산하는 지역 부근에서 제트류가 관측에 비해 북쪽으로 위치하였으며, 이는 수렴 중심과 로스비파 원천의 위치에 부분적으로 영향을 미칠 수 있다. 이러한 오차는 현업보다 규모적응 적운모수화를 적용했을 때 더 크게 나타났다. 로스비 파동에 영향을 줄 수 있는 인도 몬순 강수와와의 상관성 또한 살펴보았는데, 현업에 비해 두 실험들에서 인도 몬순 강수와 전지구 원격상관 지수의 양의 상관성이 약하게 모의되었다. 선행 연구는 남아시아 고기압의 수평적 변동이 인도 및 동아시아 몬순 강수에서 방출된 응결 잠열에 의해 동시에 영향을 받는다고 밝힌 바 있다. 남아시아 고기압과 전지구 원격상관의 상관성을 살펴보았을 때 현업과 규모적응 모수화 적용 실험들은 관측만큼 강한 음의 상관성을 나타내지 못하였다. 이는 인도 몬순과 동아시아 몬순 강수의 기여를 제대로 반영하지 못하는 것을 의미하고, 따라서 전지구 원격상관의 동쪽 전파를 약하게 모의하

는 결과를 보였다.

전지구 원격상관과 더불어 여름철 동아시아에 영향을 주는 원격상관 현상인 태평양-일본 패턴에 대한 예측성능의 검증도 이루어졌다. 관측에서 태평양-일본 패턴은 동서로 길게 뻗은 반사이클론, 사이클론, 반사이클론 소용돌이 편차로 구성된 남북 파동 패턴으로 특징지어진다. 모델은 남북 삼극(tripole) 구조를 재현하지만, 관측보다 강도가 약하고 특히 동아시아의 코어를 잘 모의하지 못하였다. 규모적응 적운모수화를 적용한 실험에서는 동아시아 코어를 현업보다 더 약하게 모의하였으며, 선행시간이 길어질수록 북서태평양의 코어를 동쪽으로 치우치게 모의하였다. 태평양-일본 패턴의 구조와 관련된 OLR, 강수 패턴 또한 선행시간이 길어질수록 동쪽으로 편향되어 나타나 관측과 다른 모습을 보였다. 이러한 오차들은 규모적응 적운모수화의 적용으로 인해 대류가 약해지면서 발생한 것이라 생각된다.

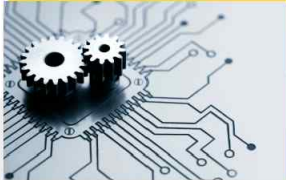
동아시아 여름철 극한강수는 6월과 7월 그 발생 기작이 서로다른데 이러한 특징을 현업은 잘 모의한다. 그러나 규모적응 모수화 방안은 현업에 비해 강수량을 과소모의하거나 구름 발달을 약화시킨다. 이러한 모의 능력 저하의 원인은 대기 하층의상대습도와 잠열이 현저히 낮아서 연직 습윤불안정이 과소모의되어 대류가 강하게 발달하지 못하는데 있다.

### 6.2.1. 과학적 효과 및 기술적 능력

**과학적 효과**

- 건조 몬순 밴드, 고위도 온난 편차 및 제트 약화 등 몬순 특성 전반에 대한 개선 효과 미미
- 인도 몬순 과다모의로 인한 Rossby wave source 오차 발생 및 전지구 원격상관 영향 인자들과의 상관성 과소 모의
- 북서태평양 대류 과소모의로 인한 Pacific-Japan pattern 모의 성능 저하
- 수증기 과소모의로 인한 약한 연직 습윤불안정 모의로 대류가 강하게 발달하지 못해 여름철 극한 강수 과소모의





**기술적 능력**

- 현업 안정성 확인
- 현업 대비 다소 긴 runtime 소요

## 6.2.2. 제안



- 수증기 과소모의로 인한 약한 구름 발달 문제 해결을 위해 냉기풀 이류에 의한 총수분량 섭동 과정 개선 제안
- 구름 조직화 개선을 위해 GloSea6의 vertical resolution에 적합한 적운모수화 파라미터 민감도 분석 제안
- 적분 시간 단축을 위해 불필요한 진단변수 계산 과정 제거 제안

**제안**



### 6.3. 통합 평가체계 정립

CrEMA는 앙상블 예측자료를 시간규모에 맞게 처리하는 기후예측 전문 평가 시스템으로 앙상블 예측자료 전처리-성능 및 진단 평가-통합 평가정보 표출까지 평가활동 전체를 포함하며, 과거재현자료 (Hindcast)를 이용하여 예측 선행시간에 따른 평가정보를 제공한다. 체계화된 성능 진단 메트릭을 통해 분석된 결과는 각 평가요소를 정량화하여 객관화된 평가정보 (스코어테이블)와 모델 개발에 따른 성능 개선정보 (스코어카드)로 제공되며, 이를 통해 우리는 GloSea6의 예측 수준과 개선 방향을 제시하고자 하였다. CrEMA의 핵심은 기후예측모델의 다면적 특성을 효과적으로 제공할 진단 메트릭의 개발에 있으며, 2년에 걸쳐 CrEMA 진단 체계를 개발하였다. 2023년에 열대 주요 경년변동 모드인 ENSO와 열대 계절내 변동 모드인 MJO, 그리고 동아시아 여름철 경년변동 모드인 EASM의 진단 메트릭을 개발하였고, GloSea6가 모의하는 ENSO, MJO 그리고 EASM의 다면적 특성 분석을 통해 CrEMA의 활용방안을 제시하였다. 2024년 CrEMA 진단 체계의 영역 및 계절을 확장하여 북극 기후 인자인 AO와 해빙 (SIC), 북반구 여름철 계절내 변동 모드인 BSISO, 그리고 동아시아 겨울몬순의 진단메트릭이 개발하였으며, 이를 통해 GloSea6의 Arctic, EAWM, BSISO의 모의성능을 종합적으로 진단하고 모델 개선방향을 제시하였다.

CrEMA Arctic 진단 메트릭은 북극지역 대표 기후 인자인 북극진동 (AO)와 북극 해빙 (SIC)의 예측성능 뿐만 아니라 북극-중위도 원격상관을 야기하는 가을철 지표 강제력 (유라시아 눈덮임, 북극 해빙)의 물리적 프로세스를 진단하도록 구성하였고, 이를 통해 GloSea6 북극 기후 모의성능의 개선 방향을 제시하고자 하였다. 11월 유라시아 눈덮임 증가는 성층권 극소용돌이를 약화시키고, 약해진 성층권 시그널은 겨울철 대류권 하층으로 전달되어 유라시아 대륙에 뚜렷한 음의 기온 편차 (AO 패턴)을 발생시킨다. GloSea6는 유라시아 눈덮임 증가로 인해 약해진 성층권 극소용돌이의 연직 구조를 대체적으로 잘 모의하지만, 성층권 극소용돌이의 시그널을 과소모의하며 특히 겨울철 중위도 대류권 하층에서의 하향 파동전파를 과소모의한다. 이는 AO 예측 (1개월 리드에서만 유의함) 뿐 아니라 AO의 원격상관 모의성능을 감소시킨다. 해빙 감소에 따른 북극 지역 대기 변화와 상층 파동 전파가 유라시아 기온 변동에 미치는 영향 또한 분석되었다. GloSea6는 바렌츠-카라 해빙의 경년변동 및 계절내 변동을 매우 잘 모의하며 GloSea5에 비해 상당히 개선된 결과를 보였다. 그러나 GloSea6는 해빙 감소에 따른 지표 열플럭스를 과소모의하며, 북극 지역 대류권 하층을 매우 안정하게 모의한다. 이는 바렌츠-카라 해빙 감소에 따른 북극지역 온난화의 발달을 제한시켜 아주 얇고 약한 온난화 구조를 유도하며, 상층 파동 전파 발생을 저지시킨다. 이는 결국 북극-유라시아 원격상관 모의성능을 감소시킨다. 향후 GloSea6 Arctic 모의성능 개선을 위해 북극 대기 하층에서의 과도한 안정층을 개선할 필요가 있으며, 북극 해양-대기 상호작용 및 대륙권-성층권 상호작용의 개선이 필요한 것으로 판단된다.

중위도 기후에 영향을 미치는 동아시아 겨울 몬순 시스템은 기압경도, 계절풍, 기압골, 제트의 구성으로 이해할 수 있다. 기상청 기후예측모델에서 동아시아 지역 대류권 기온의 한랭 편향과 중상층 지위고도의 과소모의는 GloSea6에서 상당히 개선되었으나, 해면기압, 하층 바람, 지위고도는 여전히 과대모의되고 있다. 몬순 지수로 대표되는 시스템 요소의 경년 변동성은 전반적으로 예측성이 향상되었다. 대륙 고기압 강도의 모의 성능, 동아시아 겨울 몬순의 늦은 종료, 동아시아 제트 중심의 남쪽 편향 부분은 추가적인 개선이 요구된다. 열대-중위도 원격상관에서는 열대 인도양 수온 편향 개선과 함께 쌍극진동에 대한 동아시아 지연 반응 재현성이 다소 향



상되었으며, 엘니뇨/남방진동에 대한 동아시아 반응 재현성은 유의한 변화가 나타나지 않았다. 북극-중위도 원격상관에서는 북극진동 또는 바렌츠진동에 대한 유라시아~동아시아 반응 재현성이 유의한 수준에서 향상되었다. 기상청 기후예측모델에서 원격상관 패턴 예측성이 향상되었지만 그 강도는 재분석에 비해 약하게 모의되고 있다. 태평양-동아시아 원격상관에서 중요한 필리핀해 고기압의 발달·이동과 관련된 대기-해양 상호작용은 강도, 중심위치 등 이론적으로 알려진 특성들을 적절히 모의하지 못하고 있다. 겨울철 기온 변동성의 주성분인 남북모드의 패턴과 강도 변화는 기후예측모델에서 부분적으로 개선되었으나 2개월 이상의 예측성이 확보되지 않으며, 상위모드의 분산이 재분석에 비해 과소모의되고 엘니뇨/남방진동과 관련된 하위모드의 분산이 과대모의되는 문제점은 중점적으로 개선되어야 할 부분이다. 한파 발생과 관련된 우랄 블로킹과 서태평양 쌍극모드의 패턴과 강도 예측성은 소폭 향상되었다.

마지막으로 CrEMA BSISO 진단 메트릭을 적용하여 BSISO 모의 성능을 진단하고 개선 정도를 정량적으로 평가하였다. GloSea6의 주요 개선 사항은 다음과 같다. 첫째, 인도양 지역의 대류 과다 모의와 서풍 시어 편향이 크게 감소하여 BSISO의 북진 모의 성능이 향상되었다. 둘째, 순압성 와도와 수분 이류 과정의 개선으로 인해 북진 메커니즘의 재현성이 높아졌다. 특히 대류 발생 전 수분 이류와 대류 발생 시점의 순압성 와도 모의가 크게 향상되었다. 셋째, 이러한 물리과정의 개선은 동아시아 지역의 기온과 강수 예측성능 향상으로 이어졌다. BSISO 위상에 따른 동아시아 기온과 강수의 시간지연 반응이 관측과 더 유사하게 모의되었으며, 특히 BSISO1 P7과 BSISO2 P1에 따른 고온 현상, BSISO1 P4에 따른 강수 현상의 예측성이 향상되었다. 그러나 여전히 해결해야 할 과제들이 존재한다. 첫째, 서태평양 영역에서 OLR과 동서 바람 평균장의 편향이 여전히 남아있다. 둘째, 3주 이상의 선행시간에서는 30-60일 주기와 10-20일 주기 모두에서 계절내 변동성이 관측보다 현저히 약하게 모의된다. 셋째, BSISO와 관련된 원격상관이 동아시아에 미치는 영향의 모의가 제한적이다. 특히 CGT와 관련된 순압성 구조의 재현과 그에 따른 기온 변동의 모의 성능 향상이 필요하다. 이러한 결과는 GloSea6에서 BSISO의 주요 물리과정이 전반적으로 개선되었으나, 여전히 추가적인 발전이 필요함을 보여준다. 향후 모델 개발에서는 서태평양 지역의 대류 과정, 장기 예측에서의 변동성 유지, 그리고 원격상관 과정의 개선에 중점을 두어야 할 것으로 판단된다.

진단 평가 메트릭은 기존 시스템을 GloSea5, 진단 대상 시스템을 GloSea6로 설정하고 개발하였으나, 향후 기후예측모델 개선 또는 개발에 따라 평가 모델과 기준 모델을 유연하게 변경하여 적용할 수 있다. 또한 현업화 의사결정 도구에의 적용 및 활용을 위해 추가적인 연구개발을 통해 개발된 진단 메트릭과 스코어카드의 고도화가 요구된다.

## 사사

이 연구는 APEC기후센터의 지원을 통해 수행되었으며, 기상청 슈퍼컴퓨터를 사용하여 얻은 결과입니다. 국립기상과학원 및 국가기상슈퍼컴퓨터센터, 서울대학교 박성수 교수님 연구진의 협조에 감사드립니다.

## References

- 기상청, 2016: 엘니뇨 백서. 279 pp.
- 기상청, 2022: 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스. 324 pp.
- 기상청, 예보국, 2013: 손에 잡히는 예보기술(제 23호)-중규모 대류계의 이해와 활용(1).
- 김상욱, 김혜라, 송강현, 손석우, 임유나, 강현석, 현유경, 2018: GloSea5 모형의 계절내-계절(S2S) 예측성 검증: Part 1. 북반구 중위도 지위고도. *한국기상학회 대기*, **28**, 233-245, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2018.28.3.233>.
- 김영철, 함숙정, 2009: 대류성 불안정 지수를 이용한 집중호우 예측. *한국항공운항학회지*, **17**, 17-23, I410-ECN-0102-2012-350-000354152.
- 김정현, 2016: 2005년 7월 8일 티벳 고원 동쪽에서 발생한 중규모 저기압의 형성과 발달. 연세대학교 석사학위논문, 46 pp.
- 김지영, 현유경, 이조한, 신범철, 2021: Global Coupled (GC) 모델 개선에 따른 동아시아 여름 몬순 모의성능 평가. *한국기상학회 대기*, **31**, 563-576, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2021.31.5.563>.
- 김혜리, 이조한, 현유경, 황승언, 2021: 기상청 기후예측시스템(GloSea6) - Part 1: 운영 체계 및 개선 사항. *한국기상학회 대기*, **31**, 341-359, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2021.31.3.341>.
- 박성수, 2023: GloSea 기후예측시스템으로의 통합적운모수화 적용. KMI2020-01113.
- 서경환, 손준혁, 이준이, 2011: 장마의 재조명. *한국기상학회 대기* **21**, 109-121, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2011.21.1.109>.
- 우성호, 임소영, 권민호, 김동준, 2017: 2000년대 초반 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화 특성. *한국기상학회 대기*, **27**, 345-358, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2017.27.3.345>.
- 이소정, 현유경, 이상민, 황승언, 이조한, 부경운, 2020: 기상청 기후예측시스템(GloSea5)의 여름철 동아시아 몬순 지수 예측 성능 평가. *한국기상학회 대기*, **30**, 293-309, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2020.30.3.293>.
- 이준이, 2018: 1990년대 중·후반을 전후한 북반구 여름철 열대-중위도 원격상관의 장기 변화. *한국기상학회 대기*, **28**, 325-336, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2018.28.3.325>.
- 임소민, 현유경, 강현석, 예상욱, 2018: GloSea5의 과거기후 모의자료에서 나타난 El Niño와 관련된 동아시아 강수 및 기온 예측성능. *한국기상학회 대기*, **28**, 37-51, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2018.28.1.037>.

- 장은철 등, 2018: 장기에측시스템 기반 물순환 과정 진단과 개선 1. 기상청 국립기상과학원 연구용역과제 ‘수문기상정보 산출 및 활용기술 개발’ 연구보고서.
- Adler, R., and Coauthors, 2018: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Analysis (New Version 2.3) and a Review of 2017 Global Precipitation. *Atmosphere*, **9**, 138, <https://doi.org/10.3390/atmos9040138>.
- Adler, R., J.-J. Wang, M. Sapiano, G. Huffman, D. Bolvin, E. Nelkin, and NOAA CDR program, 2017: Global precipitation climatology project (GPCP) climate data record (CDR), version 1.3 (daily). NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5RX998Z>.
- Ahn, M.-S., Kim, D., Kang, D., Lee, J., Sperber, K. R., Glecker, P. J., Jiang, X., Ham, Y.-G., and Kim, H., 2020: MJO propagation across the Maritime Continent: Are CMIP6 models better than CMIP5 models? *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087250. <https://doi.org/10.1029/2020GL087250>.
- Alessandri, A., M. D. Felice, F. Catalano, J.-Y. Lee, B. Wang, D. Y. Lee, J.-H. Yoo, and A. Weisheimer, 2018: Grand European and Asian-Pacific multi-model seasonal forecasts: maximization of skill and of potential economical value to end-users. *Climate Dyn.*, **50**, 2719–2738, doi:10.1007/s00382-017-3766-y.
- Andrews, D. G., 1987: On the interpretation of the Eliassen-Palm flux divergence. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, <https://doi.org/10.1002/qj.49711347518>.
- Beck, J. W., W. Zhou, C. Li, Z. Wu, L. White, F. Xian, X. Kong, and Z. An, 2018: A 550,000-year record of East Asian monsoon rainfall from <sup>10</sup>Be in loess. *Science*, **360**, 877–881.
- Beverley, J., S. J. Woolnough, L. H. Baker, S. J. Johnson, and A. Weisheimer, 2019: The northern hemisphere circumglobal teleconnection in a seasonal forecast model and its relationship to European summer forecast skill. *Climate Dyn.*, **52**, 3759–3771, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4371-4>.
- Boo, K.-O., G. Martin, A. Sellar, C. Senior, and Y.-H. Byun, 2011: Evaluating the East Asian monsoon simulation in climate models. *J. Geophys. Res.*, **116**, D01109, doi:10.1029/2010JD014737.
- Chen, H., T. Zhou, R. B. Neale, X. Wu, and G. J. Zhang, 2010: Performance of the new NCAR CAM3.5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme. *J. Climate*, **23**, 3657–3675, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3022.1>.
- Chen, H. W., Q. Zhang, H. Kornich, and D. Chen, 2013: A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2856–2861,



doi:10.1002/grl.50551.

- Chen, X., and T. Zhou, 2014: Relative role of tropical SST forcing in the 1990s periodicity change of the Pacific–Japan pattern interannual variability. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 13043–13066, <https://doi.org/10.1002/2014JD022064>.
- Chen, X., A. Dai, Z. Wen, and Y. Song, 2021: Contributions of Arctic sea-ice loss and East Siberian atmospheric blocking to 2020 record-breaking Meiyu-Baiu rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, <https://doi.org/10.1029/2021GL092748>.
- Cheung, H. H. N., and W. Zhou, 2016: Simple metrics for representing East Asian winter monsoon variability: Urals blocking and western Pacific teleconnection patterns. *Adv. Atmos. Sci.*, **33**, 695–705, doi:10.1007/s00376-015-5204-6.
- Cheung, H. N., W. Zhou, H. Y. Mok, and M. C. Wu, 2012: Relationship between Ural–Siberian blocking and the East Asian winter monsoon in relation to the Arctic oscillation and the El Niño–southern oscillation. *J. Climate*, **25**, 4242–4257, doi:10.1175/JCLI-D-11-00225.1.
- Chiang, J. C. H., W. Kong, C. H. Wu, and D. S. Battisti, 2020: Origins of East Asian summer monsoon seasonality. *J. Climate*, **33**, 7945–7965, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0888.1>.
- Chowdary, J. S., S.-P. Xie, J.-J. Luo, J. Hafner, S. Behera, Y. Masumoto, and T. Yamagata, 2011: Predictability of Northwest Pacific climate during summer and the role of the tropical Indian Ocean. *Climate Dyn.*, **36**, 607–621, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0686-5>.
- Cohen, J., and Coauthors, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosci.*, **7**, 627–637. <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>.
- DeMott, C. A., Stan, C., and Randall, D. A., 2013: Northward propagation mechanisms of the boreal summer intraseasonal oscillation in the ERA-Interim and SP-CCSM. *J. Climate*, **26**, 1973–1992. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00191.1>.
- Ding, Q., and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483–3505, <https://doi.org/10.1175/JCLI3473.1>.
- , and —, 2007: Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave train and the Indian monsoon. *J. Climate*, **20**, 3751–3767, <https://doi.org/10.1175/JCLI4221.1>.
- , —, J. M. Wallace, and G. Branstator, 2011: Tropical–extratropical teleconnections in boreal summer: Observed interannual variability. *J. Climate*, **24**, 1878–1896, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3621.1>.
- Ding, Y., and J. C. L. Chan, 2005: The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteor. Atmos. Phys.*, **89**, 117–142, <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0125-z>.

- Dirmeyer P. A., and J. Shukla, 1993: Observational and modeling studies of the influence of soil moisture anomalies on atmospheric circulation (Review). *In J. Shukla, Ed., Prediction of interannual climate variations, NATO ASI Series, vol 6, Springer*, 1-23, [https://doi.org/10.1007/978-3-642-76960-3\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-76960-3_1).
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Eyring, V. et al., 2019: Taking climate model evaluation to the next level. *Nat. Climate Change*, **9**, 102-110, <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0355-y>.
- Francis J. A., W. Chan, D. J. Leathers et al., 2009: Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, <https://doi.org/10.1029/2009GL037274>.
- Fu, X., and B. Wang, 2004: Differences of boreal summer intraseasonal oscillations simulated in an atmosphere-ocean coupled model and an atmosphere-only model. *J. Climate*, **17**, 1263-1271.
- Fu, X., B. Wang, T. Li, and J. P. McCreary, 2003: Coupling between northward-propagating, intraseasonal oscillations and sea surface temperature in the Indian Ocean. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1733-1753.
- Gill, A., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Gong, H., L. Wang, W. Chen, R. Wu, G. Juang, and D. Nath, 2018: Diversity of the Pacific-Japan pattern among CMIP5 models: Role of SST anomalies and atmospheric mean flow. *J. Climate*, **31**, 6857-6877, <https://doi.org/10.1175/JCLI-17-0541.1>.
- Guo, Q. Y., 1983: The summer monsoon index in East Asia and its variation (in Chinese). *Acta Geogr. Sin.*, **38**, 208-217.
- Ha, K. J., Y. W. Seo, J. Y. Lee, R. H. Kripalani, and K. S. Yun, 2018: Linkages between the South and East Asian summer monsoons: a review and revisit. *Climate Dyn.*, **51**, 4207-4227, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3773-z>.
- Ham, S., S.-Y. Hong, Y. Noh, S.-I. An, Y.-H. Byun, H.-S. Kang, J. Lee, and W.-T. Kwon, 2012: Effects of freshwater runoff on a tropical pacific climate in the HadGEM2. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **48**, 457-463, doi:10.1007/s13143-012-0041-3.
- Ham, Y. G., J. G. Kim, J. G. Lee, T. Li, M. I. Lee, S. W. Son, and Y. K. Hyun, 2021: The origin of systematic forecast errors of extreme 2020 East Asian Summer Monsoon rainfall in GloSea5. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, e2021GL094179, <https://doi.org/10.1029/2021GL094179>.

- Ham, Y.-G., J.-Y. Choi, and J.-S. Kug, 2017: The weakening of the ENSO-Indian Ocean Dipole (IOD) coupling strength in recent decades. *Clim. Dyn.*, **49**, 249-261, doi:10.1007/s00382-016-3339-5.
- Han, S., and J. Sun, 2018: Impacts of autumnal Eurasian snow cover on predominant modes of boreal winter surface air temperature over Eurasia. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **123**, <https://doi.org/10.1029/2018JD028443>.
- Handorf, D., R. Jaiser, K. Dethloff, A. Rinke, and J. Cohen, 2015: Impacts of Arctic sea ice and continental snow cover changes on atmospheric winter teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, <https://doi.org/10.1002/2015GL063203>.
- Harding, R. J., G. P. Weedon, H. A. J. van Lanen, and D. B. Clark, 2014: The future for global water assessment. *J. Hydrology*, **518**, 186-193, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.014.
- He, C., A. Lin, D. Gu, C. Li, B. Zheng, B. Wu, and T. Zhou, 2018: Using eddy geopotential height to measure the western North Pacific subtropical high in a warming climate. *Theor. Appl. Climatol.*, **131**, 681-691, <https://doi.org/10.1007/s00704-016-2001-9>.
- He, J., M. Wen, L. Wang, and H. Xu, 2006: Characteristics of the onset of the Asian Summer Monsoon and the importance of Asian-Australian "land bridge" . *Adv. Atmos. Sci.*, **23**, 951-963, <https://doi.org/10.1007/s00376-006-0951-z>.
- He, S. P., Y. Q. Gao, F. Li, H. Y. Wang, and Y. C. He, 2017: Impact of Arctic oscillation on the East Asian climate: A review. *Earth Sci. Rev.*, **164**, 48-62, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.014>.
- He, S. P., and H. J. Wang, 2016: Linkage between the East Asian January temperature extremes and the preceding Arctic oscillation. *Int. J. Climatol.*, **36**, 1026-1032. <https://doi.org/10.1002/joc.4399>.
- Hersbach, H., and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999-2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hong, X. W., and R. Y. Lu, 2016: The meridional displacement of the summer Asian jet, Silk Road Pattern, and tropical SST anomalies. *J. Climate*, **29**, 3753-3766, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0541.1>.
- Horinouchi T., 2014: Influence of upper tropospheric disturbances on the synoptic variability of precipitation and moisture transport over summertime East Asia and the Northwestern Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*. **92**, 519-541, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2014-602>.
- Horton, D. E., N. C. Johnson, D. Singh, D. L. Swain, B. Rajaratnam, and N. S. Diffenbaugh, 2015: Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature

trends. *Nature*, **522**, 465–469.

- Hsu, H.-H., and Weng, C.-H, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western north pacific during the boreal summer: Structure and mechanism. *J. Climate*, **14**, 3834–3850. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3834:NPOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3834:NPOTIO>2.0.CO;2).
- Hsu, P.-C., J.-Y. Lee, K.-J. Ha, and C.-H. Tsou, 2017: Influences of boreal summer intraseasonal oscillation on heat waves in Monsoon Asia. *J. Climate*, **30**, 7191–7211, doi:10.1175/JCLI-D-16-0505.1.
- Hunke, E. C., and W. H. Lipscomb, 2010: CICE: The Los Alamos sea ice model documentation and software user' s manual, version 4.1. Los Alamos National Laboratory, LA-CC-06-012, 76 pp.
- Jaiser, R., K. Dethloff, D. Handorf et al., 2012: Impact of sea ice cover changes on the northern hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus*, **64A**, 11595, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.11595>.
- Jeong, J.-H., H. W. Linderholm, S.-H. Woo, C. Folland, B.-M. Kim, S.-J. Kim, D. Chen, 2013: Impact of snow initialization on sub-seasonal foecasts of surface air temperature for the cold season. *J. Climate*, **26**, 1956–1972, <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00159.1>.
- Jeong, J.-H., T. Ou, H. W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent recovery of the Siberian High intensity. *J. Geophys. Res.*, **116**, D23102, doi:10.1029/2011JD015904.
- Jeong, J.-H., and Coauthors, 2017: The status and prospect of seasonal climate prediction of climate over Korea and East Asia: A review. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **53**, 149–173, doi:10.1007/s13143-017-0008-5.
- Jhun, J-G., and E-J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711–726, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0711:ANEAWM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0711:ANEAWM>2.0.CO;2).
- Jiang, X., Li, T., and Wang, B, 2004: Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **17**, 1022–1039.
- Jung, M., and Coauthors, 2019: The FLUXCOM ensemble of global land-atmosphere energy fluxes. *Sci. data*, **6**, 74, <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0076-8>.
- Kang, H-S., and S-Y. Hong, 2008: Sensitivity of the simulated East Asian summer monsoon climatology to four convective parameterization schemes. *J. Geophys. Res.*, **113**, D15119, <https://doi.org/10.1029/2007JD009692>.
- Katsumata, M., Ciesielski, P.E. and Johnson, R.H, 2011: Evaluation of budget analyses during



MISMO. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 241–254.

Kemball-Cook, S. R., and Weare, B. C., 2001: The onset of convection in the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **14**, 780–793.

Kemball-Cook, S. R., and B. Wang, 2001: Equatorial waves and air-sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **14**, 2923–2942, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2923:EWAASI>2.0.CO;2.

Kim, B. M., S. W. Son, S. K. Min, J. H. Jeong, S. J. Kim, X. Zhang, T. Shim, J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Commun.*, **5**, 4646. <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>.

Kim, H. M., P. J. Webster, J. A. Curry, and V. E. Toma, 2012: Asian summer monsoon prediction in ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective seasonal forecasts. *Climate Dyn.*, **39**, 2975–2991, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1470-5>.

Kim, J.-S., S.-K. Yoon, S.-M. Oh, and H. Chen, 2021: Seasonal Precipitation Variability and Non-Stationarity Based on the Evolution Pattern of the Indian Ocean Dipole over East Asia Region. *Remote Sens.*, **13**, 1806, doi:10.3390/rs13091806.

Kim, K. Y. and S. W. Son, 2016: Physical characteristics of Eurasian winter temperature variability. *Environ. Res. Lett.*, **11**, 044009, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044009>.

Kim, O. Y., and C. M. Lim, 2023: Predictability of the Western North Pacific Subtropical High and Associated East Asian Monsoon Rainfall in APCC Multi-Models. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **128**, e2023JD038476, <https://doi.org/10.1029/2023JD038476>.

Kim, S., J. H. Park, and J. S. Kug, 2022: Tropical origins of the record-breaking 2020 summer rainfall extremes in East Asia. *Sci. Rep.*, **12**, 5366, <https://doi.org/10.1038/s41598-022-09297-4>.

King, M. P., M. Hell, N. Keenlyside, 2016: Investigation of the atmospheric mechanisms related to the autumn sea ice and winter circulation link in the Northern Hemisphere. *Climate Dyn.*, **46**, 1185–1195, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2639-5>.

Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific–Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009–2030, <https://doi.org/10.1256/qj.05.204>.

Kosaka, Y., J. S. Chowdary, S. P. Xie, Y. M. Min, and J. Y. Lee, 2012: Limitations of seasonal predictability for summer climate over East Asia and the northwestern Pacific. *J. Climate*, **25**, 7574–7589, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00009.1>.

Krishna, R. P. M., S. A. Rao, A. Srivastava, H. P. Kottu, M. Pradhan, P. Pillai, R. A. Dandi,

- and C. T. Sabeerali, 2019: Impact of convective parameterization on the seasonal prediction skill of Indian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **53**, 6227–6243, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04921-y>.
- Krishnamurti, T. N., and H. N. Bhalme, 1976: Oscillations of a monsoon system. Part I. Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937–1954, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<1937:OOAMSP.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<1937:OOAMSP.2.0.CO;2).
- , S. M. Daggupati, J. Fein, M. Kanamitsu, and J. D. Lee, 1973: Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during northern summer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **54**, 1234–1250, <https://doi.org/10.1175/1520-0477-54.12.1234>.
- Kug, J. S., J. H. Jeong, Y. S. Jang, B. M. Kim, C. K. Folland, S. K. Min, S. W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nat. Geosci.*, **8**, 759–762. <https://doi.org/10.1038/NGEO2517>.
- Kwon, M., J. G. Jhun, and K. J. Ha, 2007: Decadal change in East Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21706, <https://doi.org/10.1029/2007GL031977>.
- Lau, K. M., J.-Y. Lee, K.-M. Kim, and I.-S. Kang, 2004: The North Pacific as a regulator of summertime climate over Eurasia and North America. *J. Climate*, **17**, 819–833.
- Lee, D. Y., C.-Y. Tam, and C.-K. Park, 2008: Effects of multicumulus convective ensemble on East Asian summer monsoon rainfall simulation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D24111, <https://doi.org/10.1029/2008JD009847>.
- Lee, E. J., J. G. Jhun, and C. K. Park, 2005: Remote connection of the northeast Asian summer rainfall revealed by a newly defined monsoon index. *J. Climate*, **18**, 4381–4393, <https://doi.org/10.1175/JCLI3545.1>.
- Lee, J.-Y., Wang, B., Wheeler, M. C., Fu, X., Waliser, D. E., and Kang, I.-S, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Climate Dyn.*, **40**, 493–509, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1544-4>.
- Lee, J.-Y., B. Wang, Q. Ding, K.-J. Ha, J.-B. Ahn, A. Kumar, B. Stern, and O. Alves, 2011: How predictable is the Northern Hemisphere summer upper-tropospheric circulation? *Climate Dyn.*, **37**, 1189–1203, [doi:10.1007/s00382-010-0909-9](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0909-9).
- Li, J., B. Wang, and Y.-M. Yang, 2020: Diagnostic Metrics for Evaluating Model Simulations of the East Asian Monsoon. *J. Climate*, **19**, 1777–1801.
- Lin, Z., and R. Lu, 2008: Abrupt northward jump of the East Asian upper-tropospheric jet stream in mid-summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 857–866, <https://doi.org/10.2151/jmsj.86.857>.

- Lin, J.-L., and Coauthors, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate*, **19**, 2665–2690.
- Liu, F, and B. Wang, 2013: Mechanisms of global teleconnections associated with the Asian summer monsoon: an intermediate model analysis. *J. Climate*, **26**, 1791–1806.
- MacLachlan, C., A. Arribas K. A. Peterson A. Maidens D. Fereday A. A. Scaife M. Gordon M. Vellinga A. Williams R. E. Comer J. Camp P. Xavier and G. Madec, 2015: Global seasonal forecast system version 5 (GloSea5): a high-resolution seasonal forecast system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 1072–1084, <https://doi.org/10.1002/qj.2396>.
- Martens, B., and Coauthors, 2017: GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 1903–1925.
- Mason, R. B., and C. E. Anderson, 1963: The development and decay of the 100-mb summertime anticyclone over southern Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 3–12, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091,0003:TDADOT.2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091,0003:TDADOT.2.3.CO;2).
- Meehl, G. A., Moss, R., Taylor, K. E., Eyring, V., Stouffer, R. J., Bony, S., and Stevens, B. 2014: Climate Model Intercomparisons: Preparing for the Next Phase. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **95**, 77–78, <https://doi.org/10.1002/2014EO090001>.
- Merryfield, W.J., and Coauthors, 2020: Current and emerging developments in subseasonal to decadal prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **101**, E869–E896.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nat. Geosci.*, **7**, 869–873, <https://doi.org/10.1038/nego2277>.
- Moon, J.-Y., Wang, B., Ha, K.-J., and Lee, J.-Y, 2013: Teleconnections associated with Northern Hemisphere summer monsoon intraseasonal oscillation. *Climate Dyn.*, **40**, 2761–2774.
- Ninomiya, K., and C. Kobayashi, 1999: Precipitation and moisture balance of the Asian summer monsoon in 1991. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 77–99, [https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1\\_77](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1_77).
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- Ok, J., M.-K. Sung, K. Sato, Y.-K. Lim, S.-J. Kim, E.-H. Baek, J.-H. Jeong, and B.-M. Kim, 2017: How does the SST variability over the western North Atlantic Ocean control Arctic warming over the Barents-Kara Seas? *Environ. Res. Lett.*, **12**, 034021. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa5f3b>.
- Oki, T. and Y. C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global

- river channel network. *Earth Interact.*, **2**, 1-36.
- Overland, J. E., M. Wang, 2010: Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus*, **62A**, 1-9 <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x>.
- Oort AH and Yienger JJ., 1996: Observed interannual variability in the Hadley Circulation and its connection to ENSO. *J. Climate*, **9**, 2751-2767.
- Paek, H., J. Y. Yu, J. W. Hwu, M. M. Lu, and T. Gao, 2015: A source of AGCM bias in simulating the western Pacific subtropical high: Different sensitivities to the two types of ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 2348-2362, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00401.1>.
- Park, C., S.-W. Son, and B. Guan, 2023: Multiscale nature of atmospheric rivers. *Geophys. Res. Lett.*, **50**, e2023GL102784. <https://doi.org/10.1029/2023GL102784>.
- Park, J. Y., J. G. Jhun, S. Y. Yim, and W. M. Kim, 2010: Decadal changes in two types of the western North Pacific subtropical high in boreal summer associated with Asian summer monsoon/El Niño-Southern Oscillation connections. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **115**, D21129, <https://doi.org/10.1029/2009JD013642>.
- Park, H.-L., K.-H. Seo, B.-M. Kim, J.-Y. Kim, and S.-Y. S. Wang, 2020: Dominant wintertime surface air temperature modes in the Northern Hemisphere extratropics. *Climate Dyn.*, **56**, 687-698, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05478-x>.
- Park, S., 2014a: A unified convection scheme (UNICON). Part I: Formulation. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3902-3930.
- Park, S., 2014b: A unified convection scheme (UNICON). Part II: Simulation. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3931-3973.
- Park, T.-W., C.-H. Ho, and S. Yang, 2011: Relationship between the Arctic oscillation and cold surges over East Asia. *J. Climate*, **24**, 68-83, <https://doi.org/10.1175/2010jcli3529.1>.
- Planton, Y. Y., and Coauthors, 2021: Evaluating El Nino in climate models with the CLIVAR 2020 ENSO metrics package. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **102**, E193-E217. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-00337.1>.
- Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorology*. Academic Press, 296 pp.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>.



- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>.
- Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins, 1996: Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1385–1404. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253408>.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010: Increasing fall–winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16707, <https://doi.org/10.1029/2010GL044136>.
- Seo, K. H., J. Ok, J. H. Son, and D. H. Cha, 2013: Assessing future changes in the East Asian summer monsoon using CMIP5 coupled models. *J. Climate*, **26**, 7662–7675, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00694.1>.
- Seo, K. H., J. H. Son, J. Y. Lee, and H.-S. Park, 2015: Northern East Asian monsoon precipitation revealed by air mass variability and its prediction. *J. Climate*, **28**, 6221–6233, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00526.1>.
- Son, J. H., and K. H. Seo, 2022: East Asian summer monsoon precipitation response to variations in upstream westerly wind. *Climate Dyn.*, **59**, 77–84, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06117-9>.
- Song, H.-J., B.-J. Sohn, S.-Y. Hong, and T. Hashino, 2017: Idealized numerical experiments on the microphysical evolution of warm-type heavy rainfall. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 1685–1699, doi:10.1002/2016JD02563.
- Sui, C. H., P. H. Chung, and T. Li, 2007: Interannual and interdecadal variability of the summertime western North Pacific subtropical high. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L11701, <https://doi.org/10.1029/2006GL029204>.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2).
- Tao, S. Y., and F. K. Zhu, 1964: The 100 mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the west Pacific subtropical anticyclone over the Far East (in Chinese). *Acta Meteor. Sin.*, **34**, 385–396.
- Tashie, A., Pavelsky, T., and Emanuel, R. E. 2020: Spatial and temporal patterns in baseflow recession in the continental United States. *Water Resour. Res.*, **56**, e2019WR026425, <https://doi.org/10.1029/2019WR026425>.
- Tashie, A., Pavelsky, T., and Kumar, M. 2022: A calibration-free groundwater module for

- improving predictions of low flows. *Water Resour. Res.*, **58**, e2021WR030800.
- Tashie, A., Pavelsky, T., Band, L. E., & Topp, S. 2021: Watershed-scale effective hydraulic properties of the continental United States. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **13**, e2020MS002440. <https://doi.org/10.1029/2020MS002440>.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192, <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>.
- Thompson, D. W. J and J. M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300, <https://doi.org/10.1029/98GL00950>.
- Tian, B. Q., and K. Fan, 2020: Different prediction skill for the East Asian winter monsoon in the early and late winter season. *Climate Dyn.*, **54**, 1523–1538, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05068-6>.
- Tost, H., P. Jöckel, and J. Lelieveld, 2006: Influence of different convection parameterisations in a GCM. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 5475–5493, <https://doi.org/10.5194/acp-6-5475-2006>.
- United States Geological Survey [USGS]. 2004: National hydrography dataset [map]. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Van den Hoof, C., P. L. Vidale, A. Verhoef, and C. Vincke, 2013: Improved evaporative flux partitioning and carbon flux in the land surface model JULES: Impact on the simulation of land surface processes in temperature Europe. *Agric. Forest Meteorol.*, **181**, 108–124. doi:10.1016/j.agrformet.2013.07.011.
- Vavrus, S. J., 2018: The influence of Arctic amplification on mid-latitude weather and climate. *Curr. Climate Change Rep.*, **4**, 238–249, <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0105-2>.
- Vitart, F., and Coauthors, 2017: The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 163–173, <https://doi.org/10.1175/bams-d-16-0017.1>.
- Waliser, D., and Coauthors, 2009: MJO Simulation Diagnostics. *J. Climate*, **22**, 3006–3030.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Walters, D. N., and Coauthors, 2019: The Met Office Unified Model Global Atmosphere 7.0/7.1 and JULES Global Land 7.0 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 1909–1963.
- Wang, B., and Q. Ding, 2008: Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn. Atmos. Oceans*, **44**, 165–183, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002>.
- Wang, B., and Q. Zhang, 2002: Pacific–East Asian Teleconnection. Part II: How the Philippine

- Sea anomalous anticyclone is established during El Nino Development. *J. Climate*, **15**, 3252–3265.
- Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386–398, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2).
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629–638, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0629:COSASM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0629:COSASM>2.0.CO;2).
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asian Climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wang, B., Z. Wu, C.-P. Chang, J. Liu, J. Li, and T. Zhou, 2010: Another look at interannual –to–interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes. *J. Climate*, **23**, 1495–1512.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C. P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J. Climate*, **21**, 4449–4463, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2183.1>.
- Wang, B. Xiang, and J.-Y. Lee, 2013: Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 2718–2722, <https://doi.org/10.1073/pnas.1214626110>.
- Wang, Y., B. Wang, and J.-H. Oh, 2001: Impact of the preceding El Niño on the East Asian summer atmosphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 575–588, <https://doi.org/10.2151/jmsj.79.575>.
- Webster, P. J., and Yang S., 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877–926, <https://doi.org/10.1002/qj.49711850705>.
- Wei, W., R. Zhang, and M. Wen, 2012: Meridional variation of South Asian high and its relationship with the summer precipitation over China (in Chinese). *J. Appl. Meteor. Sci.*, **23**, 650–659.
- , —, —, B.-J. Kim, and J.-C. Nam, 2015: Interannual variation of the South Asian high and its relation with Indian and East Asian summer monsoon rainfall. *J. Climate*, **28**, 2623–2634, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00454.1>.
- Wu, X., L. Deng, X. Song, G. Vettoretti, W. R. Peltier, and G. J. Zhang, 2007: Impact of a modified convective scheme on the Madden–Julian Oscillation and El Niño–Southern Oscillation in a coupled climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L16823, <https://doi.org/10.1029/2007GL030637>.
- Xie, S.-P., K. M. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian

- Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730–747, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2544.1>.
- , Y. Kosaka, Y. Du, K. Hu, J. S. Chowdary, and G. Huang, 2016: Indo-western Pacific Ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. *Adv. Atmos. Sci.*, **33**, 411–432, <https://doi.org/10.1007/s00376-015-5192-6>.
- Xiang, B., B. Wang, W. Yu, and S. Xu, 2013: How can anomalous western North Pacific subtropical high intensify in late summer? *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2349–2354, <https://doi.org/10.1002/grl.50431>.
- Xu, Z., Han, Y., and Fu, C. 2017: Multivariable integrated evaluation of model performance with the vector field evaluation diagram, *Geosci. Model Dev.*, **10**, 3805–3820, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3805-2017>.
- Xu, Z., X.-Q. Yang, L. Tao, Lingfeng, and L. Sun, 2023: Impact of anomalous Eurasian blocking activities on the East Asian Meiyu rainfall. *Climate Dyn.*, **61**, 1–20, [10.1007/s00382-023-06735-5](https://doi.org/10.1007/s00382-023-06735-5).
- Yang, J., Q. Liu, S.-P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708, <https://doi.org/10.1029/2006GL028571>.
- Yang, S., K.-M. Lau, and K.-M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J. Climate*, **15**, 306–325, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0306:VOTEAJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0306:VOTEAJ>2.0.CO;2).
- Yeh, D., and Y. Gao, 1979: *Meteorology of the Tibetan Plateau (in Chinese)*. Science Publication Agency, 278 pp.
- Yilmaz, T.M., Anderson, M.C., Zaitchik, B., Hain, C.R., Crow, W.T., Ozdogan, M., Chun, J.A., and Evands, J., 2014: Comparison of prognostic and diagnostic surface flux modeling approaches over the Nile River basin. *Water Resour. Res.*, **50**, 386–408.
- Yu, H., T. Zhou, and L. He, 2024: Indian summer monsoon precipitation dominates the reproduction of Circumglobal teleconnection pattern: A comparison of CMIP5 and CMIP6 models. *J. Climate*, **37**, 5009–5023, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0644.1>.
- Yu, T., W. Chen, H. Gong, J. Feng, and S. Chen, 2023: Comparisons between CMIP5 and CMIP6 models in simulations of the climatology and interannual variability of the East Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **60**, 2183–2198, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06408-9>.
- Yun, K. S., J. Y. Lee, and K. J. Ha, 2014: Recent intensification of the South and East Asian



- monsoon contrast associated with an increase in the zonal tropical SST gradient. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **119**, 8104–8116, <https://doi.org/10.1002/2014JD021692>.
- Zhang, G-J., 1994: Effects of cumulus convection on the simulated monsoon circulation in a general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2022–2038, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<2022:EOCCOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<2022:EOCCOT>2.0.CO;2).
- Zhang, L., L. Wu, and J. Zhang, 2011: Coupled ocean-atmosphere responses to recent freshwater flux changes over the Kuroshio–Oyashio extension region. *J. Climate*, **24**, 1507–1524.
- Zhang, M.-Z., Z. Xu, Y. Han, and W. Guo, 2021: An improved multivariable integrated evaluation method and tool(MVIETool) v1.0 for multimodel intercomparison. *Geosci. Model Dev.*, **14**, 3079–3094, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-3079-2021>.
- Zheng, Y., D. E. Waliser, W. F. Stern, and C. Jones, 2004: The role of coupled sea surface temperatures in the simulation of the tropical intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **17**, 4109–4134.
- Zheng, Y., H. Zhang, and Z. Li, Z., 2021: Role of surface latent heat flux in shallow cloud transitions: A mechanism-denial LES study. *J. Atmos. Sci.*, **78**, 2709–2723. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0381.1>.
- Zuo, J. Q., H.-L. Ren and W. J. Li, 2015: Contrasting impacts of the Arctic oscillation on surface air temperature anomalies in southern China between early and middle-to-late winter. *J. Climate*, **28**, 4015–4026, <https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00687.1>.

# 부록 A. JULES

## A1. calc\_baseflow\_jules\_mod.pdf

```

1  ! *****COPYRIGHT*****
2  ! (C) Crown copyright Met Office. All rights reserved.
3  ! For further details please refer to the file COPYRIGHT.txt
4  ! which you should have received as part of this distribution.
5  ! *****COPYRIGHT*****
6  ! SUBROUTINE calc_baseflow_jules
7
8  ! Description:
9  ! Calculate subsurface runoff (aka baseflow).
10
11 ! Called from hydrof
12 ! Not called directly from the UM repo (but via surf_couple_extra and hydrof)
13
14 MODULE calc_baseflow_jules_mod
15 CHARACTER (LEN=*) PARAMETER, PRIVATE :: ModuleName='CALC_BASEFLOW_JULES_MOD'
16
17 CONTAINS
18
19 SUBROUTINE calc_baseflow_jules( soil_pts, soil_index, npnts, nhyd,
20                               zdepth, kar,
21                               b, fexp, ti_swan, zw, sthf,
22                               top_crit, qbase, qbase_1, qbase_max )
23
24 USE jules_hydrology_mod, ONLY:
25   ti_max, tv_max, l_baseflow_corr
26
27 USE jules_soil_mod, ONLY:
28   l_vg_soil
29
30 USE parkindl, ONLY: jprb, jpin
31 USE yoshino, ONLY: lbrd, dr_book
32 USE jules_print_mgr, ONLY:
33   jules_message,
34   jules_print
35
36 IMPLICIT NONE
37
38 !-----
39 ! Scalar arguments with INTENT(IN)
40
41 INTEGER, INTENT(IN) ::
42   npnts,
43   ! Number of gridpoints.
44   nhyd,
45   ! Number of soil moisture levels.
46   soil_pts,
47   ! Number of soil points.
48
49 !-----
50 ! Array arguments with INTENT(IN)
51
52 INTEGER, INTENT(IN) ::
53   soil_index(npnts) ! Array of soil points.
54
55 REAL, INTENT(IN) ::
56   b(npnts,nhyd),
57   ! Clapp-Hornberger exponent.
58   fexp(npnts),
59   ! Decay factor in Sat. Conductivity in deep LSM/TOPMODEL layer.
60   ti_swan(npnts),
61   ! Mean topographic index.
62   zw(npnts),
63   ! Water table depth (m).
64   kar(npnts,nhyd)
65   ! Saturated hydraulic conductivity for each layer (kg/m/s).
66
67 !-----
68 ! Array arguments with INTENT(OUTPUT)
69
70 REAL, INTENT(OUTPUT) ::
71   sthf(npnts,nhyd),
72   ! Frozen soil moisture content of each layer
73   qbase_max(npnts)
74
75   ! Max possible base flow (kg/m/s).
76
77 !-----
78 ! Array arguments with INTENT(OUT):
79
80 REAL, INTENT(OUT) ::
81   qbase(npnts),
82   ! Total base flow (kg/m/s).
83   qbase_1(npnts,nhyd+1),
84   ! Base flow from each layer (kg/m/s).
85   top_crit(npnts)
86   ! Critical topographic index required to calc surface saturation frac.
87
88 !-----
89 ! Local scalars:
90
91 INTEGER ::
92   i, j,
93   ! Loop counters.
94   n,
95   ! Tile loop counter.
96
97 ! Variables to limit printout
98 INTEGER :: fail_count
99 INTEGER, PARAMETER :: max_print = 10
100
101 !-----
102 ! Local arrays:
103
104 REAL ::
105   bracket(npnts,nhyd+1),
106   ! work: 1-(1-S*(b+1))^(1/(b+1))
107   karf(npnts,nhyd+1),
108   ! Function of sat. hydraulic conductivity,
109   ! frozen soil and swan topographic index.
110   ! For JULES-GUIS
111   qbase_max(npnts),
112   ! Max possible base flow (kg/m/s).
113   qbase_max_1(npnts,nhyd+1),
114   ! Max possible base flow from each level (kg/m/s).
115   zdepth(0:nhyd),
116   ! Lower soil layer boundary depth (m).
117   qbase_min(npnts),
118   ! Residual base flow at tv_max (kg/m/s).
119
120 !-----
121 ! INTRINSIC (KIND=ypin), PARAMETER :: shock_in = 0
122 ! INTRINSIC (KIND=ypin), PARAMETER :: shock_out = 1
123 ! REAL (KIND=jprb) :: shock_handle
124
125 CHARACTER (LEN=*) PARAMETER :: RoutineName='CALC_BASEFLOW_JULES'
126
127 IF (lbook) CALL dr_book(ModuleName//'/'//RoutineName,shock_in,shock_handle)
128
129 !-----
130 ! Initialise print counter.
131
132 fail_count = 0
133
134 !-----
135 ! Initialise TOP_CRIT to maximum value.
136 ! Initialise baseflow components to zero.
137
138 ! In the following OMP region, max_print is a parameter
139 ! OMP PARALLEL
140 ! OMP DEFAULT(SHARED)
141 ! OMP PRIVATE(i,n)
142 ! OMP DO SCHEDULE(STATIC)
143 DO j = 1,soil_pts
144   i = soil_index(j)
145
146   ! OMP END CRITICAL (failcount)
147   ! OMP END PARALLEL
148
149   ! Calculate base flow between maximum allowed water table depth and
150   ! "infinity":
151   !-----
152   ! Calculate a layer-dependent variable which is dependent on
153   ! effective saturated conductivity.
154   !-----
155   ! OMP DO
156   DO n = 1, nhyd
157     IF ( sthf(i,n) < 1.0 ) THEN
158       bracket(i,n) = ( 1 - S*(b+1) ) ^ ( 1/(b+1) )
159       karf(i,n) = ( 1.0 - ( 1.0 - sthf(i,n) ) ** ( b(i,n) + 1.0 ) )
160     ELSE
161       karf(i,n) = 0.5 * ( kar(i,n-1) + kar(i,n) )
162     END IF
163
164     ! ( 1.0 - sthf(i,n) ) ** 0.5
165     + ( 1.0 - bracket(i,n) ) * ( 1.0 - bracket(i,n) )
166     * EXP(-ti_swan(i))
167
168     ELSE
169       karf(i,n) = 0.0
170     END IF
171
172     ! OMP DO
173
174     ! OMP IF
175     IF ( sthf(i,nhyd) < 1.0 ) THEN
176       ! OMP calculated in the last step of the previous loop
177       karf(i,nhyd+1) = ( karf(i,nhyd) / fexp(i) )
178       + ( 1.0 - sthf(i,nhyd) ) ** 0.5
179       + ( 1.0 - bracket(i,nhyd) )
180       + ( 1.0 - bracket(i,nhyd) )
181       * EXP(-ti_swan(i))
182     ELSE
183       karf(i,nhyd+1) = 0.0
184     END IF
185
186     ! OMP ELSE
187     ! OMP IF
188     ! OMP DO
189     ! OMP IF
190     IF ( sthf(i,n) < 1.0 ) THEN
191       karf(i,n) = 0.5 * ( kar(i,n-1) + kar(i,n) )
192       + ( 1.0 - sthf(i,n) ) ** ( 2.0 * b(i,n) + 3.0 )
193       * EXP(-ti_swan(i))
194     ELSE
195       karf(i,n) = 0.0
196     END IF
197
198     ! OMP IF
199     IF ( sthf(i,nhyd) < 1.0 ) THEN
200       karf(i,nhyd+1) = karf(i,nhyd) / fexp(i)
201       + ( 1.0 - sthf(i,nhyd) ) ** ( 2.0 * b(i,nhyd) + 3.0 )
202       * EXP(-ti_swan(i))
203     ELSE
204       karf(i,nhyd+1) = 0.0
205     END IF
206
207     ! OMP IF
208     ! OMP IF
209     IF ( EXP(-fexp(i) * ( zw_max - zdepth(nhyd) ) ) > 0.05 ) THEN
210       fail_count = fail_count + 1
211       IF ( fail_count <= max_print ) THEN
212         WRITE(jules_message,'(A)') 'CS_1: maximum water table depth is too small!'
213         CALL jules_print('calc_baseflow_jules',jules_message)
214         WRITE(jules_message,'(A)') 'at soil point ', i, fexp(i), zw_max, zdepth(nhyd)
215         CALL jules_print('calc_baseflow_jules',jules_message)
216         WRITE(jules_message,'(A)') 'EXP(-fexp(i) * ( zw_max - zdepth(nhyd) ) )'
217         CALL jules_print('calc_baseflow_jules',jules_message)
218         WRITE(jules_message,'(A)') 'try tv_max' // LOG(0.05) / fexp(i) + zdepth(nhyd)
219         CALL jules_print('calc_baseflow_jules',jules_message)
220
221       ! OMP END DO
222       ! OMP END IF
223       ! OMP END IF
224       ! OMP END IF
225
226       ! Calculate total possible and actual base flow:
227       !-----
228       DO n = 1, nhyd+1
229         qbase_1(i,n) = MAX( 0.0, qbase_1(i,n) )
230         qbase(i) = qbase(i) + qbase_1(i,n)
231         qbase_max(i) = qbase_max(i) + qbase_max_1(i,n)
232       END DO
233
234       !-----
235       ! Calculate critical topographic index.
236       !-----
237       IF ( qbase(i) > qbase_max(i) ) qbase(i) = qbase_max(i)
238
239       ! Check that QBASE_MAX(I)/QBASE(I) will not underflow.
240       IF ( qbase_max(i) > EPSILON(qbase_max(i)) .AND.
241           qbase(i) > qbase_max(i) * ( EPSILON(qbase(i)) ) ) THEN
242         top_crit(i) = LOG( qbase_max(i) / qbase(i) )
243       END IF
244
245       ! OMP END DO
246       ! OMP END DO
247       ! OMP END PARALLEL
248
249       ! OMP IF ( fail_count > max_print ) THEN
250         WRITE(jules_message,'(A)') 'CS_1: QBASE_MAX point-by-point warnings terminated.'
251         CALL jules_print('calc_baseflow_jules',jules_message)
252         WRITE(jules_message,'(A)') 'CS_1: Total pts with the QBASE too small = ', fail_count
253         CALL jules_print('calc_baseflow_jules',jules_message)
254       END IF
255
256       ! OMP IF (lbook) CALL dr_book(ModuleName//'/'//RoutineName,shock_out,shock_handle)
257
258   END DO
259
260 RETURN
261 END SUBROUTINE calc_baseflow_jules
262 END MODULE calc_baseflow_jules_mod

```





```

293 fch4_well_npp_soil(land_pts,nsocit),
294 ! Scaled methane flux (npp substrate) (kg C/m2/s).
295 fch4_well_resp_soil(land_pts,nsocit)
296 ! Scaled methane flux (soil respiration substrate) (kg C/m2/s).
297
298 ! Additional variables for MOSES II
299 INTEGER, INTENT(IN) ::
300 surf_pts(nsocit),
301 ! Number of tile points.
302 surf_index(land_pts,socit)
303 ! Index of tile points.
304
305 REAL, INTENT(IN) ::
306 infil_surf(land_pts,nsocit)
307 ! Maximum surface infiltration
308 melt_surf(land_pts,nsocit),
309 ! Snowmelt on tiles (kg/m2/s).
310 tile_frac(land_pts,nsocit),
311 ! Tile fractions.
312 ! Declare variable for inland basin outflow
313 inlandout_atm_qb(land_pts)
314 ! IN TRIP INLAND BASIN OUTFLOW FOR LAND POINTS ONLY,kg/m2/s/mm.
315
316 LOGICAL, INTENT(IN) ::
317 i_inland
318 ! True if re-routing inland basin flow to soil moisture.
319
320 -----
321 ! Local scalars:
322 -----
323 INTEGER ::
324 i, j,
325 n,
326 ! Counter for soil level.
327 m,
328 ! Counter for soil tile.
329 errorstatus
330
331 -----
332 ! Local arrays:
333 -----
334 REAL ::
335 dcmo_dt_soil(land_pts,nsocit),
336 ! Rate of change of soil moisture due to water falling onto the
337 ! surface after surface runoff (kg/m2/s).
338 kar_soil(land_pts,nsocit,0:sm_levels),
339 ! Saturated hydraulic conductivity in layer (kg/m2/s).
340 qbase_unfr_soil(land_pts,nsocit),
341 ! Base flow in unfrozen soil (kg/m2/s).
342 qbase_1_unfr_soil(land_pts,nsocit,sm_levels+1),
343 ! As qbase_1 but for unfrozen soil (kg/m2/s).
344 top_crit_soil(land_pts,nsocit),
345 ! Critical TI when SW <= 0.0
346 dumtop_crit_soil(land_pts,nsocit),
347 ! Dummy for top_crit_soil
348 dumathf_soil(land_pts,nsocit,sm_levels),
349 ! Dummy Frozen soil moisture content of each layer as a fraction of
350 ! saturation (always set to 0).
351 zdepth(0:sm_levels),
352 ! Lower soil layer boundary depth (m).
353 soil_d_soil(land_pts,nsocit),
354 ! Soil temperature in the top metre
355 zw_inund_soil(land_pts,nsocit),
356 ! Water table depth used
357 wtot_soil(land_pts,nsocit),
358 ! Ratio of unfrozen to total soil moisture at SW.
359 dumwtot_soil(land_pts,nsocit),
360 ! Dummy of wtotot - always set to 1.0.
361 surf_roff_soil(land_pts,nsocit),
362 ! Soil-tiled contributions to surface runoff.
363 sub_surf_roff_soil(land_pts,nsocit),
364 ! Soil-tiled contributions to surface runoff
365 qbase_max_soil(land_pts)

```

```

439 END DO
440 END DO
441 END IF
442
443 ! Initialise w_flux variables that are used in irrigation code
444 w_flux_soil(:, :, :) = 0.0
445 w_flux_irr_soil(:, :, :) = 0.0 ! to prevent random values reported over areas
446 ! that are not included as soil points (i.e. ice points)
447
448 -----
449 ! Set up variables required for IGR scheme:
450 -----
451 zdepth(:) = 0.0
452
453 DO n = 1, sm_levels
454   zdepth(n) = zdepth(n-1) + dzsoil(n)
455 END DO
456
457 -----
458 ! Calculate throughfall and surface runoff, and update the canopy water
459 ! content
460 -----
461 CALL surf_hyd(land_pts, nsocit, surf_pts, surf_index,
462 catch_surf, ecan_surf, tile_frac, infil_surf, con_rain_land,
463 lg_rain_land, con_rainfrac_land, lg_rainfrac_land,
464 melt_surf, snow_melt, timewatp,
465 canopy_surf, canopy_qb, dcmo_dt_soil,
466 i_top, l_pdm, sm_levels, soil_pts, soil_index,
467 surf_roff_qb, tot_rfall_qb,
468 dun_roff_soil, feat_soil, smvcat_soil, sthu_soil,
469 sthf_soil, surf_roff_soil)
470
471 -----
472 ! Specify the reduction of hydraulic conductivity with depth.
473 ! Initialise base flow to zero.
474 -----
475
476 ! Read Grub Data
477 open(unit=333, file='/h3/home/apcc/jachun/_data/grub_data.txt', status='old',
478 action='read')
479 do k=1, 432+324
480   read(333, *) jj, ii, d1, d2, d3, d4, d5, d6, d7, d8
481   sv(jj, ii) = d1
482   kd(jj, ii) = d2
483   kv(jj, ii) = d3
484   cba(jj, ii) = d4
485   cba(jj, ii) = d5
486   cas(jj, ii) = d6
487   cas(jj, ii) = d7
488   cas(jj, ii) = d8
489 end do
490 close(333)
491
492 call random_number(mrand)
493 mrand = mrand * 10000000
494 !write(filename, '(I10)') int(mrand)
495
496 open(unit=222,
497 file=trim('/h3/home/apcc/jachun/cycle-run/ab407-testgrub/loq/'//adjust1(filename)//'.t
498 xt')
499
500 !write (222, *) 'nsocit, sm_levels, soil_pts, soil_index, t_j_length, t_i_length,
501 lat_j, lon_i, lat_of_land_pts, lon_of_land_pts'
502 DO m = 1, nsocit
503   DO n = 0, sm_levels
504     !CDIR NOCEP
505     DO j = 1, soil_pts
506       i = soil_index(j)
507       kar_soil(i, m, n) = karsoe_soil(i, m, n)
508       ! lat_j = 0
509       ! lon_i = 0
510       ! ldx = 1
511       ! CALL calc_index(idx, lat_j, lon_i)

```

```

366 qbase_max_unfr_soil(land_pts)
367 ! For JULIES-GRUB
368
369 REAL, PARAMETER :: to_kg_conversion = 1.0e+9
370 ! multiplier for converting to kgC for wetland CH4 and INOGEN
371
372 ! Variables required for irrigation code
373 REAL ::
374 w_flux_irr_soil(land_pts,nsocit,0:sm_levels),
375 ! The fluxes of water between layers in irrigated fraction (kg/m2/s).
376 w_flux_nir_soil(land_pts,nsocit,0:sm_levels),
377 ! The fluxes of water between layers in non-irrigated fraction (kg/m2/s).
378 smcl_irr_soil(land_pts,nsocit,sm_levels),
379 ! Total soil moisture contents of each layer in irrigated
380 ! fraction (kg/m2).
381 smcl_nir_soil(land_pts,nsocit,sm_levels),
382 ! Total soil moisture contents of each layer in non-irrigated
383 ! fraction (kg/m2).
384 sthu_nir_soil(land_pts,nsocit,sm_levels),
385 ! Unfrozen soil moisture content of each layer as a fraction of
386 ! saturation in irrigated fraction.
387 sat_nir_soil(land_pts,nsocit,sm_levels),
388 ! Extraction of water from each soil layer in non-irrigated fraction
389 ! (kg/m2/s).
390 smclsat_soil(land_pts,nsocit,sm_levels),
391 ! The saturation moisture content of each layer (kg/m2).
392 smclsw_soil(land_pts,nsocit),
393 ! moisture content in deep layer (kg/m2).
394 smclatw_soil(land_pts,nsocit)
395 ! moisture content in deep layer (kg/m2).
396
397 LOGICAL :: i_triffid
398 INTEGER :: asteps_since_triffid
399
400 INTEGER (KIND=jpia), PARAMETER :: shock_in = 0
401 INTEGER (KIND=jpia), PARAMETER :: shock_out = 1
402 REAL (KIND=jspb) :: shock_handle
403
404 CHARACTER (LEN=*) , PARAMETER :: RoutineName='HYDROL'
405
406 !Random
407 integer :: nnn=12, clock, iiii
408 integer, dimension(:), allocatable :: iseed
409 character(LEN=1024) :: filename
410 real :: mrand
411
412 !Grub data
413 REAL :: d1, d2, d3, d4, d5, d6, d7, d8
414 INTEGER :: jj, ii, kk
415 REAL :: sv(432, 432), kv(324, 432), kd(324, 432), kw(324, 432)
416 REAL :: cba(324, 432), cba(324, 432), cas(324, 432), cas(324, 432)
417
418 !Random
419 allocate(iseed(nnn))
420 call random_seed(size = nnn)
421 call system_clock(COUNT=clock)
422 iseed = clock + 37 * [(iii, iiii=0, nnn-1)]
423 call random_seed(SUR = iseed)
424 ! End of Random
425
426 ! End of header
427 IF (lback) CALL dz_hook(ModuleName//'/RoutineName,shock_in,shock_handle)
428
429 ! Calculate soil carbon for use in the wetland CH4 scheme only
430 ! (only used if single-pool C model is used):
431 IF (soil_hgc_model == soil_model_1pool) THEN
432   DO m = 1, nsocit
433     DO j = 1, soil_pts
434       i = soil_index(j)
435       ca_ch4_soil(i, m) = 0.0
436       DO n = 1, dim_calayer
437         ca_ch4_soil(i, m) = ca_ch4_soil(i, m) + ca_pool_soil(i, m, n)
438       END DO
439     END DO

```

```

508 ! write(222, *) m, n, j, i, t_j_length, t_i_length, lat_j, lon_i,
509 latitude_of_land_pts(lon_i, lat_j), Longitude_of_land_pts(lon_i, lat_j)
510 END DO
511 END DO
512
513 !close(222)
514
515 DO m = 1, nsocit
516   DO n = 1, sm_levels
517     !CDIR NOCEP
518     DO j = 1, soil_pts
519       smclsat_soil(soil_index(j), m, n) = rho_water * dzsoil(n) *
520       smvcat_soil(soil_index(j), m, n)
521       qbase_1_unfr_soil(soil_index(j), m, n) = 0.0
522       REAL :: dumathf_soil(soil_index(j), m, n) = 0.0
523       dumathf_soil(soil_index(j), m, n) = 0.0
524     END DO
525   END DO
526 END DO
527
528 DO m = 1, nsocit
529   DO i = 1, land_pts
530     qbase_zw_soil(i, m) = 0.0
531     qbase_zv_soil(i, m) = 0.0
532     wtot_soil(i, m) = 0.0
533     dcmo_dt_soil(i, m) = 0.0
534     qbase_unfr_soil(i, m) = 0.0
535     dumwtot_soil(i, m) = 0.0
536     zw_inund_soil(i, m) = 0.0
537   END DO
538 END DO
539
540 IF (i_top) THEN
541   IF (lcell_pts /= 0) THEN
542     DO m = 1, nsocit
543       CALL calc_baseflow_jules(
544         soil_pts, soil_index, land_pts, sm_levels,
545         zdepth, kar_soil(:, m, :),
546         becp_soil(:, m, :), fexp_soil(:, m, :), ti_mean_soil(:, m, :),
547         sthf_soil(:, m, :),
548         dumtop_crit_soil(:, m), qbase_soil(:, m), qbase_1_soil(:, m, :),
549         qbase_max_soil(:))
550     END DO
551
552     IF (l_wetland_unfrozen) THEN
553       DO m = 1, nsocit
554         CALL calc_zw_inund(land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index, zdepth, &
555         becp_soil(:, m, :), sthu_soil(:, m, :), smclsat_soil(:, m, :),
556         smclsw_soil(:, m, :), sthu_soil(:, m, :), sthu_soil(:, m, :),
557         zw_soil(:, m, :), zw_inund_soil(:, m), wtot_soil(:, m))
558       ! Now call again to get the unfrozen equivalents to calculate feat and
559       ! fsw
560       CALL calc_baseflow_jules(
561         soil_pts, soil_index, land_pts, sm_levels,
562         zdepth, kar_soil(:, m, :),
563         becp_soil(:, m, :), fexp_soil(:, m, :), ti_mean_soil(:, m, :),
564         zw_inund_soil(:, m), dumathf_soil(:, m, :),
565         top_crit_soil(:, m), qbase_unfr_soil(:, m),
566         qbase_1_unfr_soil(:, m, :), qbase_max_unfr_soil(:))
567     END DO
568   ELSE
569     top_crit_soil(:, :) = dumtop_crit_soil(:, :)
570   END IF
571 END IF
572
573 IF (i_inland) THEN
574   DO i = 1, land_pts
575     ! Add inland basin outflow to change in soil moisture store.
576   END DO

```



```

580 ! Note for soil tiling- this is only used by the riv_incrct_la, which is
581 ! not compatible with nsoilt = 1
582 demc_dt_soil(i,l) = demc_dt_soil(i,l) + inlandout_atm_gb(i)
583 END DO
584
585 END IF
586
587 ! Update the layer soil moisture contents and calculate the
588 ! gravitational drainage.
589
590 IF (soil_pts /= 0) THEN
591
592   IF (!irrig_dmd) THEN
593
594     ! If !irrig_dmd = TRUE, call soil_hyd separately for irrigated and
595     ! non-irrigated fraction
596     ! afterwards, call soil_hyd ONLY to update water table/drainage with
597     ! gridbox total w_flux_soil, smcl_soil
598
599     ! Split into irrigated / non-irrigated fraction.
600     DO m = 1, nsoilt
601       DO j = 1, soil_pts
602         i = soil_index(j)
603         smclast_soil(i,m,n) = rho_water * dzsoil(n) * smvcat_soil(i,m,n)
604
605         ! hndrr - gridbox sthu_soil is assumed to be combination of
606         ! sthu_soil of non-irrigated fraction and sthu_irr_soil, i.e.
607         ! sthu_soil = frac_irr_soil*sthu_irr_soil + (1-frac_irr_soil)
608         ! sthu_soil
609         IF (frac_irr_soil(i,m) < 1.0) THEN
610           sthu_soil(i,m,n) = (sthu_soil(i,m,n) * frac_irr_soil(i,m)
611             + sthu_irr_soil(i,m,n) * (1.0 - frac_irr_soil(i,m)))
612           ext_nir_soil(i,m,n) = (ext_soil(i,m,n) - frac_irr_soil(i,m)
613             * ext_irr_soil(i,m,n))
614           ELSE
615             sthu_soil(i,m,n) = sthu_soil(i,m,n)
616             ext_nir_soil(i,m,n) = ext_soil(i,m,n)
617           END IF
618
619           smcl_irr_soil(i,m,n) = smcl_soil(i,m,n)
620           + (sthu_irr_soil(i,m,n) * sthu_soil(i,m,n))
621           smcl_nir_soil(i,m,n) = smcl_soil(i,m,n)
622           + (sthu_nir_soil(i,m,n) * sthu_soil(i,m,n))
623         END DO
624       END DO
625
626       DO m = 1, nsoilt
627         ! Call soil_hyd for non-irrigated fraction.
628         CALL soil_hyd (
629           land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index, hexp_soil(i,m,:), dzsoil,
630           ext_nir_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), kas_soil(i,m,:),
631           smcl_soil(i,m,:), timestep, smvcat_soil(i,m,:),
632           smcl_nir_soil(i,m,:), sthu_nir_soil(i,m,:), w_flux_nir_soil(i,m,:),
633           sthrw_soil(i,m), sdepth, qbase_1_soil(i,m,:), i_top,
634           i_soil_sat_down, smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
635           smclast_soil(i,m,:))
636
637         !call calc_grub(nsoilt, land_pts, soil_pts, sm_levels, soil_index,
638         nabyd,
639           qbase_max_soil(i), w_flux_nir_soil(i,m,:),
640           qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:))
641
642         ! Next call soil_hyd for irrigated fraction.

```

```

722 smvcat_soil(i,m,:), sub_surf_coff_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:),
723 surf_coff_gb,
724 w_flux_soil(i,m,:), atf_sub_surf_coff, sv_soil(i,m,:),
725 sthrw_soil(i,m), qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:),
726 drain_soil(i,m), i_top, smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
727 smclast_soil(i,m,:))
728
729 ! For a single soil tile, simply copy across to the output variable
730 sub_surf_coff_gb(i) = sub_surf_coff_soil(i,m)
731 ELSE
732
733 ! Initialize output variable
734 sub_surf_coff_gb(i) = 0.0
735 DO m = 1, nsoilt
736   CALL soil_hyd_wt (
737     land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index,
738     hexp_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:), timestep,
739     smvcat_soil(i,m,:), sub_surf_coff_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:),
740     surf_coff_soil(i,m),
741     w_flux_soil(i,m,:), atf_sub_surf_coff, sv_soil(i,m,:),
742     sthrw_soil(i,m), qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:),
743     drain_soil(i,m), i_top, smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
744     smclast_soil(i,m,:))
745
746 ! For multiple soil tiles, add up the contributions, allowing for frac
747 sub_surf_coff_gb(i) = sub_surf_coff_gb(i)
748 + (tile_frac(m) * sub_surf_coff_soil(i,m))
749 END DO
750
751 IF (!irrig_dmd == 1)
752   ! If !irrig_dmd
753
754   DO m = 1, nsoilt
755     CALL soil_hyd (
756       land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index, hexp_soil(i,m,:), dzsoil,
757       ext_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), kas_soil(i,m,:),
758       smcl_soil(i,m,:), timestep, smvcat_soil(i,m,:),
759       smcl_soil(i,m,:), sthu_soil(i,m,:), w_flux_soil(i,m,:),
760       sthrw_soil(i,m), sdepth, qbase_1_soil(i,m,:), i_top,
761       smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
762       smclast_soil(i,m,:))
763
764     CALL calc_grub (nsoilt, land_pts, soil_pts, sm_levels, soil_index,
765       nabyd, qbase_max_soil(i), top_crit_soil(i,m), w_flux_soil(i,m,:),
766       qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:), sv, sw, kd, kw, cbe, cbe,
767       csw, csl)
768
769     write(222, *) "LOG: call calc_grub end"
770   END DO
771
772   write(222, *) "LOG: do, endo, nsoilt"
773
774   IF (nsoilt == 1) THEN
775     ! To maintain bit-comparability, we need to call with the gb version of
776     ! froundoff.
777     write(222, *) "LOG: To maintain bit-comparability"
778     m = 1
779     CALL soil_hyd_wt (
780       land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index,
781       hexp_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:), timestep,
782       smvcat_soil(i,m,:), sub_surf_coff_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:),
783       surf_coff_gb,
784       w_flux_soil(i,m,:), atf_sub_surf_coff, sv_soil(i,m,:),
785       sthrw_soil(i,m), qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:),
786       drain_soil(i,m), i_top, smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
787       smclast_soil(i,m,:))
788
789     ! For a single soil tile, simply copy across to the output variable.
790     sub_surf_coff_gb(i) = sub_surf_coff_soil(i,m)
791     write(222, *) "LOG: called sub_surf_coff_gb"
792   ELSE
793
794     ! Initialize output variable
795     sub_surf_coff_gb(i) = 0.0
796     DO m = 1, nsoilt

```

```

602 CALL soil_hyd (
603   land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index, hexp_soil(i,m,:), dzsoil,
604   ext_irr_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), kas_soil(i,m,:),
605   smcl_soil(i,m,:), timestep, smvcat_soil(i,m,:),
606   smcl_irr_soil(i,m,:), sthu_irr_soil(i,m,:), w_flux_irr_soil(i,m,:),
607   sthrw_irr_soil(i,m), sdepth, qbase_1_soil(i,m,:), i_top,
608   i_soil_sat_down, smclsw_irr_soil(i,m), smclstrw_irr_soil(i,m),
609   smclast_soil(i,m,:))
610
611 !call calc_grub(nsoilt, land_pts, soil_pts, sm_levels, soil_index,
612 nabyd,
613   qbase_max_soil(i), w_flux_nir_soil(i,m,:),
614   qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:))
615
616 END DO
617
618 ! Re-calculate total grid box soil moisture.
619 ! hndrr - perhaps this could be done more efficiently with WHERE
620 DO m = 1, nsoilt
621   DO j = 1, soil_pts
622     i = soil_index(j)
623
624     ! Ensure sensible values if irrigation fraction is very small:
625     IF (frac_irr_soil(i,m) <= EPSILON(1.0)) THEN
626       w_flux_irr_soil(i,m,n) = 0.0
627       w_flux_nir_soil(i,m,n) = w_flux_soil(i,m,n)
628       IF (n >= 1) THEN
629         sthu_irr_soil(i,m,n) = sthu_nir_soil(i,m,n)
630         smcl_irr_soil(i,m,n) = smcl_nir_soil(i,m,n)
631         sthu_soil(i,m,n) = sthu_nir_soil(i,m,n)
632       END IF
633     ELSE
634       w_flux_soil(i,m,n) = frac_irr_soil(i,m)
635       + w_flux_irr_soil(i,m,n)
636       + (1.0 - frac_irr_soil(i,m))
637       * w_flux_nir_soil(i,m,n)
638
639       IF (n >= 1) THEN
640         smcl_soil(i,m,n) = frac_irr_soil(i,m) * smcl_irr_soil(i,m,n)
641         + (1.0 - frac_irr_soil(i,m))
642         * smcl_nir_soil(i,m,n)
643         sthu_soil(i,m,n) = frac_irr_soil(i,m) * sthu_irr_soil(i,m,n)
644         + (1.0 - frac_irr_soil(i,m))
645         * sthu_nir_soil(i,m,n)
646       END IF
647     END IF
648
649     ! END DO ! soil points
650   END DO ! layers
651
652 ! Jump: For consistency, e.g. land_pts, sm_levels etc
653 ! call calc_grub(nsoilt, land_pts, soil_pts, sm_levels, soil_index,
654 nabyd,
655   qbase_max_soil(i), top_crit_soil(i,m), w_flux_soil(i,m,:),
656   qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:))
657
658 END DO ! tiles
659
660 DO m = 1, nsoilt
661   CALL soil_hyd_update(land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index, dzsoil,
662     ext_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), kas_soil(i,m,:),
663     smcl_soil(i,m,:), timestep, smvcat_soil(i,m,:),
664     sthrw_soil(i,m), smclsw_soil(i,m,:),
665     smclstrw_soil(i,m,:))
666 END DO
667
668 IF (nsoilt == 1) THEN
669   ! To maintain bit-comparability, we need to call with the gb version of
670   ! froundoff.
671   write(222, *) "LOG: end if !irrig_dmd"
672
673   CALL soil_hyd_wt (
674     land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index,
675     hexp_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:), timestep,
676     smvcat_soil(i,m,:), sub_surf_coff_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:),
677     surf_coff_gb,
678     w_flux_soil(i,m,:), atf_sub_surf_coff, sv_soil(i,m,:),
679     sthrw_soil(i,m), qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:),
680     drain_soil(i,m), i_top, smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
681     smclast_soil(i,m,:))
682
683   ! For multiple soil tiles, add up the contributions, allowing for frac
684   sub_surf_coff_gb(i) = sub_surf_coff_gb(i)
685   + (tile_frac(m) * sub_surf_coff_soil(i,m))
686 END DO
687
688 IF (nsoilt == 1)
689   write(222, *) "LOG: end if !irrig_dmd"
690
691 END IF !irrig_dmd
692
693 ! Calculate surface saturation and wetland fractions:
694 IF (!top) THEN
695   DO m = 1, nsoilt
696     DO i = 1, land_pts
697       feat_soil(i,m) = 0.0
698       fwtl_soil(i,m) = 0.0
699
700       ! Zero soil porosity over land low:
701       IF (smvcat_soil(i,m,sm_levels) <= 0.0) THEN
702         sv_soil(i,m) = sv_max
703       END IF
704     END DO
705
706     write(222, *) "LOG: i_top, end do m, n"
707
708     DO j = 1, soil_pts
709       i = soil_index(j)
710       qbase_sv_soil(i,m) = qbase_1_soil(i,m,sm_levels+1)
711
712       ! Now use fit for feat_soil and fwtl:
713       IF (!wetland_unfrozen) THEN
714         feat_soil(i,m) = wtotr_soil(i,m) * feat_soil(i,m)
715         + EXP(-c_feat_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
716         fwtl_soil(i,m) = wtotr_soil(i,m) * fwtl_soil(i,m)
717         + EXP(-c_fwtl_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
718       ELSE
719         feat_soil(i,m) = a_feat_soil(i,m)
720         + EXP(-c_feat_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
721         fwtl_soil(i,m) = a_fwtl_soil(i,m)
722         + EXP(-c_fwtl_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
723       END IF
724
725       IF (top_crit_soil(i,m) >= ti_max) THEN
726         feat_soil(i,m) = 0.0
727         fwtl_soil(i,m) = 0.0
728       END IF
729
730       write(222, *) "LOG: feat_soil and", j, i
731     END DO
732   END DO
733
734   IF !top
735     ! write(222, *) "LOG: END IF ! i_top"
736   ELSE ! soil pts
737
738     !-----
739     ! If required by STASH flag and there are no soil points,
740     ! set sub-surface runoff to zero.

```

```

794 CALL soil_hyd_wt (
795   land_pts, sm_levels, soil_pts, soil_index,
796   hexp_soil(i,m,:), demc_dt_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:), timestep,
797   smvcat_soil(i,m,:), sub_surf_coff_soil(i,m), smcl_soil(i,m,:),
798   surf_coff_soil(i,m),
799   w_flux_soil(i,m,:), atf_sub_surf_coff, sv_soil(i,m,:),
800   sthrw_soil(i,m), qbase_soil(i,m), qbase_1_soil(i,m,:),
801   drain_soil(i,m), i_top, smclsw_soil(i,m), smclstrw_soil(i,m),
802   smclast_soil(i,m,:))
803
804 ! For multiple soil tiles, add up the contributions, allowing for frac
805 sub_surf_coff_gb(i) = sub_surf_coff_gb(i)
806 + (tile_frac(m) * sub_surf_coff_soil(i,m))
807 END DO
808
809 IF (nsoilt == 1)
810   write(222, *) "LOG: end if !irrig_dmd"
811
812 END IF !irrig_dmd
813
814 ! Calculate surface saturation and wetland fractions:
815 IF (!top) THEN
816   DO m = 1, nsoilt
817     DO i = 1, land_pts
818       feat_soil(i,m) = 0.0
819       fwtl_soil(i,m) = 0.0
820
821       ! Zero soil porosity over land low:
822       IF (smvcat_soil(i,m,sm_levels) <= 0.0) THEN
823         sv_soil(i,m) = sv_max
824       END IF
825     END DO
826
827     write(222, *) "LOG: i_top, end do m, n"
828
829     DO j = 1, soil_pts
830       i = soil_index(j)
831       qbase_sv_soil(i,m) = qbase_1_soil(i,m,sm_levels+1)
832
833       ! Now use fit for feat_soil and fwtl:
834       IF (!wetland_unfrozen) THEN
835         feat_soil(i,m) = wtotr_soil(i,m) * feat_soil(i,m)
836         + EXP(-c_feat_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
837         fwtl_soil(i,m) = wtotr_soil(i,m) * fwtl_soil(i,m)
838         + EXP(-c_fwtl_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
839       ELSE
840         feat_soil(i,m) = a_feat_soil(i,m)
841         + EXP(-c_feat_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
842         fwtl_soil(i,m) = a_fwtl_soil(i,m)
843         + EXP(-c_fwtl_soil(i,m) * top_crit_soil(i,m))
844       END IF
845
846       IF (top_crit_soil(i,m) >= ti_max) THEN
847         feat_soil(i,m) = 0.0
848         fwtl_soil(i,m) = 0.0
849       END IF
850
851       write(222, *) "LOG: feat_soil and", j, i
852     END DO
853   END DO
854
855   IF !top
856     ! write(222, *) "LOG: END IF ! i_top"
857   ELSE ! soil pts
858
859     !-----
860     ! If required by STASH flag and there are no soil points,
861     ! set sub-surface runoff to zero.

```

```

887 !-----
888 IF (surf_suff_reff) THEN
889   DO i = 1,land_pts
890     sub_surf_reff_gb(i) = 0.0
891   END DO
892 END IF
893
894 END IF ! soil_pts
895
896 !write(222, *) "LOG: UPDATE THE SOIL TEMPERATURES AND THE FROZEN MOISTURE"
897
898 !-----
899 ! Update the soil temperatures and the frozen moisture fractions
900 !-----
901 ! "NOTICE REGARDING SOIL TILING"
902 !
903 ! The following section facilitates the use of soil tiling. As implemented,
904 ! there are two soil tiling options:
905 !
906 ! nsoilt == 1
907 ! Operate as with a single soil tile, functionally identical to JULES upto
908 ! at least v04.7 (Oct 2016)
909 ! This means that a soil variable being passed 'up' to the surface is
910 ! broadcast to the surf variable (with weighting by frac if required)
911
912 ! nsoilt > 1
913 ! Operate with nsoilt = nsurf, with a direct mapping between them
914 ! This means that a soil variable being passed 'up' to the surface is simply
915 ! copied into the surf variable
916
917 ! This will need to be refactored for other tiling approaches. This note
918 ! will be replicated elsewhere in the code as required
919
920 ! These comments apply until "END NOTICE REGARDING SOIL TILING"
921 !-----
922 IF (soil_pts /= 0) THEN
923   ! When using soil tiling, we can use the surface tiled version of
924   ! surf_ht_flux_id, snow_soil_hfr. The 1d version is a gridbox mean
925   ! calculated in snow and passed through.
926   IF (nsoilt == 1) THEN
927     n = n
928     CALL soil_hbc (
929       land_pts, an_levels, nsurf, soil_pts, soil_index,
930       surf_pts, surf_index, nansw_suff,
931       hcap_soil(:,m,:), dssoil, tile_frac, hcap_soil(:,m,:),
932       hcon_soil(:,m,:),
933       aschh_soil(:,m,:), surf_ht_flux_id, timestep, smvcat_soil(:,m,:),
934       w_flux_soil(:,m,:), sthu_irr_soil(:,m,:), smcl_soil(:,m,:),
935       snowdepth_suff, sthu_soil(:,m,:), sths_soil(:,m,:),
936       t_soil_soil(:,m,:))
937   ELSE
938     ! Surface and soil tiles map directly on to each other.
939     DO m = 1, nsoilt
940       CALL soil_hbc (
941         land_pts, an_levels, nsurf, soil_pts, soil_index,
942         surf_pts, surf_index, nansw_suff,
943         hcap_soil(:,m,:), dssoil, tile_frac, hcap_soil(:,m,:),
944         hcon_soil(:,m,:),
945         aschh_soil(:,m,:), surf_ht_flux_id, timestep, smvcat_soil(:,m,:),
946         w_flux_soil(:,m,:), sthu_irr_soil(:,m,:), smcl_soil(:,m,:),
947         snowdepth_suff, sthu_soil(:,m,:), sths_soil(:,m,:),
948         t_soil_soil(:,m,:))
949     END DO
950   END IF
951
952 !write(222, *) "END NOTICE REGARDING SOIL TILING"
953
954 !-----
955 ! "END NOTICE REGARDING SOIL TILING"
956
957 !-----

```

```

1013
1014 IF (soil_bgc_model == soil_model_roths .AND. l_layeredc) THEN
1015 !-----
1016 !accumulate soil temperature for layered soil carbon and nitrogen
1017 !-----
1018 DO m = 1, nsoilt
1019   IF (asteps_since_trifid == 1) THEN
1020     t_soil_soil_acc(:,m,:) = 0.0
1021   END IF
1022   DO j = 1, soil_pts
1023     i = soil_index(j)
1024     t_soil_soil_acc(i,m,:) = t_soil_soil_acc(i,m,:) + t_soil_soil(i,m,:)
1025   END DO
1026 END DO
1027
1028 !write(222, *) "LOG: accumulate soil temperature for layered soil carbon and nitrogen"
1029
1030 !-----
1031 ! Calculate Nitrogen Leaching
1032 !-----
1033 IF (soil_bgc_model == soil_model_roths .AND. l_nitrogen) THEN
1034   errorstatus = 101
1035   CALL erreport("check hydrol_1la", errorstatus,
1036     "nsoilt>1 and l_nitrogen = n_leach not currently coded")
1037   END IF
1038   CALL n_leach(land_pts, timestep, smcl_soil, w_flux_soil,
1039     sub_surf_reff_gb, qbase_1_soil, asteps_since_trifid)
1040 END IF
1041
1042 !write(222, *) "LOG: CALCULATE NITROGEN LEACHING"
1043
1044 !-----
1045 IF (lbook) CALL dr_hook(ModuleName//'//RoutineName,check_out,check_handle)
1046
1047 !write(222, *) "END SUBROUTINE hydrol"
1048
1049
1050
1051 RETURN
1052 END SUBROUTINE hydrol
1053
1054 ! For JULES-GtES
1055 subroutine calc_req_line(x, y, a, b)
1056 implicit none
1057
1058 integer, parameter :: SP = kind(1.0)
1059 integer(SP), parameter :: DP = selected_real_kind(2 * precision(1.0_SP))
1060
1061 real(DP), intent(in) :: x(1), y(1)
1062 real(DP), intent(out) :: a, b
1063 integer(SP) :: size_x, size_y, i
1064 real(DP) :: sum_x, sum_y, sum_xx, sum_xy
1065
1066 size_x = size(x)
1067 size_y = size(y)
1068 if (size_x == 0 .or. size_y == 0) then
1069   stop
1070 end if
1071 if (size_x /= size_y) then
1072   stop
1073 end if
1074
1075 sum_x = sum(x)
1076 sum_y = sum(y)
1077 sum_xx = sum(x * x)
1078 sum_xy = sum(x * y)
1079 a = (sum_xx + sum_y - sum_xy * sum_x) /
1080   & / (size_x * sum_xx + sum_x * sum_x)
1081 b = (size_x * sum_xy - sum_x * sum_y) /
1082   & / (size_x * sum_xx + sum_x * sum_x)
1083
1084 end subroutine calc_req_line
1085

```

```

940 !-----
941 ! Update the sub-surface temperatures for land ice.
942 !-----
943 IF (lice_pts /= 0) THEN
944   IF (.NOT. l_elev_land_ice) THEN
945     DO m = 1, nsoilt
946       CALL ice_hbc (land_pts, an_levels, lice_pts, lice_index, dssoil,
947         surf_ht_flux_id, timestep,
948         t_soil_soil(:,m,:))
949     END DO
950   ELSE
951     CALL elev_hbc (land_pts, lice_pts, lice_index, nsurf,
952       dssoil_elev, snow_soil_hfr, timestep,
953       tsurf_elev_sufft)
954   END IF
955
956 !write(222, *) "END UPDATE THE SUB-SURFACE TEMPERATURES FOR LAND ICE"
957
958 !-----
959 ! Diagnose the available soil moisture in a layer at the surface.
960 !-----
961 DO m = 1, nsoilt
962   CALL soilrc (land_pts, an_levels, soil_pts, soil_index,
963     dssoil, sthu_soil(:,m,:), smvcat_soil(:,m,:),
964     smvcat_soil(:,m,:), smc_soil(:,m,:))
965 END DO
966
967 !write(222, *) "END DIAGNOSE THE AVAILABLE SOIL MOISTURE IN A LAYER AT THE SURFACE"
968
969 !-----
970 ! Calculate mean soil temperature and scaled CH4 flux:
971 !-----
972 DO m = 1, nsoilt
973   DO i = 1, land_pts
974     fch4_wet_soil(i,m) = 0.0
975     fch4_wet_cs_soil(i,m) = 0.0
976     fch4_wet_ppp_soil(i,m) = 0.0
977     fch4_wet_reaps_soil(i,m) = 0.0
978   END DO
979   IF (l_top .AND. soil_pts /= 0) THEN
980     SELECT CASE (soil_bgc_model)
981     CASE (soil_model_ipool, soil_model_roths)
982       IF (l_ch4_layered) THEN
983         ! This variable is not used with layered CH4 calc.
984         tsoil_d_soil(:,m) = 0.0
985       ELSE
986         CALL soilrc (land_pts, an_levels, soil_pts, soil_index,
987           dssoil, t_soil_soil(:,m,:), tsoil_d_soil(:,m))
988       END IF
989     CALL ch4_wet (land_pts, soil_pts, dim_cat, soil_index, an_levels,
990       tsoil_d_soil(:,m,:), ca_ch4_soil(:,m),
991       t_soil_soil(:,m,:), cs_soil_soil(:,m,:),
992       reaps_soil(:,m,:), mpp_soil(:,m), fswet_soil(:,m),
993       fch4_wet_soil(i,m), fch4_wet_cs_soil(i,m),
994       fch4_wet_ppp_soil(i,m), fch4_wet_reaps_soil(i,m),
995       timestep, l_ch4_layered)
996   #if defined(OM_JULES)
997     IF (l_isogen) THEN
998       DO i = 1, land_pts
999         ! fch4_wet_acc_soil in kg/m2 and fch4_wet_soil in 10e9kg/m2/s
1000         fch4_wet_acc_soil(i,m) = fch4_wet_acc_soil(i,m) +
1001           (fch4_wet_soil(i,m) * CO2_conversion * timestep_len)
1002       END DO
1003     END IF
1004   #endif
1005   END DO
1006
1007 !endif
1008 END SELECT
1009 END IF
1010
1011 !write(222, *) "LOG: Calculate mean soil temperature and scaled CH4 flux"
1012

```

```

1086 subroutine k_fof_D (D_thickness, cmod_yint, cmod_slp, k_fof)
1087 real, intent(in) :: D_thickness, cmod_yint, cmod_slp
1088 real, intent(out) :: k_fof
1089
1090 k_fof = 10 ** (cmod_yint + cmod_slp * D_thickness)
1091 end subroutine k_fof_D
1092
1093 !Jong: replace land_pts by npnts
1094
1095 subroutine calc_grub(npnts, npnts, soil_pts, nhyd, soil_index,
1096   qbase_max, top_crit, w_flux, qbase, qbase_1,
1097   sd, sw, sd, sw, cba, cba, csa, csa)
1098
1099 USE un_latin_mod, ONLY: latitude_of_land_pts => latitude,
1100   longitude_of_land_pts => longitude
1101
1102
1103
1104 INTEGER, INTENT(IN) ::
1105   npnts,
1106   ! Number of gridpoints.
1107   soil_pts,
1108   ! Number of soil points.
1109   nhyd,
1110   ! Number of soil moisture levels.
1111   nsoilt,
1112   soil_index(npnts)
1113   ! Array of soil points.
1114
1115 REAL, INTENT(INOUT) ::
1116   w_flux(npnts, 0:nhyd),
1117   ! Fluxes of water between layers (kg/m2/s).
1118   qbase_1(npnts, nhyd+1),
1119   ! Base flow from each level (kg/m2/s).
1120   qbase(npnts),
1121   ! Base flow (kg/m2/s).
1122   top_crit(npnts),
1123   ! Jump: Critical TI when DW <= 0.0
1124   qbase_max(npnts)
1125
1126 REAL, INTENT(IN) ::
1127   sd(324, 432), sw(324, 432), kd(324, 432), kw(324, 432),
1128   cba(324, 432), csa(324, 432), csa(324, 432), csl(324, 432)
1129
1130 integer :: i, m, n, j
1131
1132 integer, parameter :: SP = kind(1.0)
1133 integer(SP), parameter :: DP = selected_real_kind(2 * precision(1.0_SP))
1134
1135 real(DP) :: x(2), y(2), a, b
1136
1137 real :: c = 0.1
1138 real :: l_acciar = 1.3
1139
1140 real :: l_wip, sin_slp, cos_slp
1141 real :: K_dr, K_wet
1142 real :: huc_cat_basin_area
1143
1144 real :: k_arb
1145 real :: min_depth
1146
1147 real :: new_deep_store
1148 real :: deep_store
1149 real :: deep_rech
1150 real :: gw_dut
1151 real :: s0
1152 real :: tmp_qbase_1
1153 real :: tmp_qbase
1154 real :: tmp_top_crit
1155
1156 integer :: lat_3, lon_1, idx, jj, ii
1157 real :: lat, lon
1158

```



```

1159 ! qbase_1_soil(land_pts,nsoil,sm_levels+1),
1160 ! Base flow from each level (kg/m2/s)
1161 !calc_grub(land_pts, sm_levels, qbase_1_soil, n0(:, :), : )
1162 ! w_flux_soil(land_pts, nsoil, Cran_levels),
1163 ! Fluxes of water between layers (kg/m2/s).
1164 ! qbase_1_soil(land_pts, nsoil, sm_levels+1)
1165 ! ! Base flow from each level (kg/m2/s).
1166
1167
1168 !open (unit=201, file='h3/home/apoc/jacobun/tmp_soil_data.txt', status='old',
1169 !action='write')
1170 !open (unit=201, file='tmp_soil_data.txt', status='old', action='write')
1171
1172 !DO j = 1, soil_pts
1173 ! i = soil_index(j)
1174 !
1175 ! write(*, *) j, i
1176 !END DO
1177 !
1178 !close(201)
1179 !STOP
1180
1181 !DO j = 1, soil_pts
1182 ! i = soil_index(j)
1183
1184 ! lat_j = 0
1185 ! lon_j = 0
1186 ! idx = i
1187 !CALL calc_index(idx, lat_j, lon_j)
1188 ! lat = latitude_of_land_pts(lon_j, lat_j)
1189 ! lon = longitude_of_land_pts(lon_j, lat_j)
1190
1191 ! compute latitude index from latitude for Gnomon-Julius system
1192 !write(*, *) x, int((x / 0.833333333333) + 0.0001)
1193
1194 !lon = 126.784
1195 !i = int((lon / 0.833333333333) + 0.0001) + 1
1196
1197 !lat = 32.36
1198 !j = int((lat-89.72222222222222)/0.5555555555) + 1
1199
1200 !DO n0 = qbase_1(i, nhyd+1)
1201
1202 !write(*, *) "LOG(calc_grub): soil_pts, soil_index, qbase_1(i, nhyd+1)", j, i, n0
1203
1204 !deep_rech = w_flux(i, nhyd)
1205
1206 !Storage_Dry Storage_Wet Keat_Dry Keat_Wet CAT_BASIN_AREA CAT_BASIN_SLOPE
1207 !CAT_STREAM_SLOPE CAT_STREAM_LENGTH
1208
1209 !huc_storage_dry = sd(j, i)
1210 !huc_storage_wet = sw(j, i)
1211 !huc_keat_dry = kd(j, i)
1212 !huc_keat_wet = kw(j, i)
1213 !huc_cat_basin_slope = cbs(j, i)
1214 ! huc_cat_basin_area = cba(j, i)
1215 !huc_cat_basin_area = cba(j, i)
1216
1217 !D_dry = huc_storage_dry / f
1218 !D_wet = huc_storage_wet / f
1219 !K_dry = huc_keat_dry * (60*60*24) + 10
1220 !K_wet = huc_keat_wet * (60*60*24) + 10
1221 !W0 = huc_cat_stream_length + 1000000 * l_scalar
1222 !s_slp = atan(huc_cat_basin_slope / 100)
1223 !A = max(huc_cat_basin_area * 1000000.0 ** 2, 1000000.0 ** 2)
1224
1225 !B = (A / (2 * W0))
1226 !sin_slp = sin(s_slp)
1227 !cos_slp = cos(s_slp)
1228 !sin_crs_sxn = W0 * 2 / A
1229 !B_half = B / 2

```

```

1230
1231 param_v = 0.86
1232 param_d = 0.001
1233 min_depth = param_d * D_dry
1234
1235 !write(*, *) "LOG(calc_grub): 1"
1236
1237 x = (/ D_dry, D_wet /)
1238 y = (/ log10(K_dry), log10(K_wet) /)
1239 call calc_reg_line(x, y, a, b)
1240 comnod_yint = a
1241 comnod_slp = b
1242
1243 !deep_reach = (/ 10.0, 20.0 /)
1244 !deep_store = D_dry * f
1245 !depth = 0_dry
1246 !accum_rech = 0
1247 !k_arb = 0.0
1248
1249 ! do i=1, size(dep_rech)
1250 ! i = 1
1251 !gw_out = 0.0
1252
1253 !accum_rech = min(accum_rech + param_v + max(deep_rech / f, 0.0), depth)
1254
1255 !write(*, *) "LOG(calc_grub): call k_for_D"
1256 !call k_for_D (depth, comnod_yint, comnod_slp, k_arb)
1257
1258 !gw_out_iter = k_arb * ((sin_slp * B_half + depth / sin_slp) / (B_half*cos_slp)) *
1259 ! (min_depth + accum_rech) * strc_crs_sxn
1260
1261 !if (gw_out_iter > deep_store) then
1262 ! gw_out_iter = deep_store
1263 !end if
1264
1265 !new_deep_store = deep_store * deep_rech = gw_out_iter
1266 !deep_store(i+1) = new_deep_store
1267 !depth = new_deep_store / f
1268
1269 !gw_out = gw_out_iter
1270
1271 !tmp_qbase_1 = qbase_1(i, nhyd+1)
1272
1273 ! update
1274 !write(*, *) "LOG(calc_grub): update"
1275 !qbase_1(i, nhyd+1) = gw_out
1276 !tmp_qbase = qbase_1
1277 !qbase(i) = tmp_qbase - (tmp_qbase_1 - gw_out)
1278 !write(*, *) "LOG(calc_grub): update qbase(i), tmp_qbase_1, gw_out, qbase_max(i)",
1279 !qbase(i), tmp_qbase_1, gw_out, qbase_max(i)
1280
1281 !IF (qbase(i) > qbase_max(i)) qbase(i) = qbase_max(i)
1282
1283 ! Check that QBASE_MAX(I)/QBASE(I) will not underflow.
1284 !IF ( qbase_max(i) > EPSILON(qbase_max(i)) .AND.
1285 ! qbase(i) > qbase_max(i) * (EPSILON(qbase(i))) ) THEN
1286
1287 !top_crit(i) = LOG (qbase_max(i) / qbase(i) )
1288
1289 !tmp_top_crit = LOG (qbase_max(i) / qbase(i) )
1290 !top_crit(i) = tmp_top_crit
1291 !END IF
1292 !write(*, *) "LOG(calc_grub): end top_crit"
1293 !END DO
1294
1295 !write(*, *) "LOG(calc_grub): end subroutine"
1296
1297 ! update qbase_max, top_crit
1298 !DO j=1, soil_pts
1299 ! i = soil_index(j)
1300 ! DO n=1, nhyd+1

```

```

1301 ! ! qbase_1(i, n) = qbase_1(i, n)
1302 ! ! qbase(i) = qbase(i) + qbase_1(i, n)
1303 ! ! i do not update qbase_max
1304 ! !END DO n
1305
1306 ! top_crit(i) = LOG (qbase_max(i) / qbase(i) )
1307 !END DO
1308
1309 !END SUBROUTINE calc_grub
1310
1311 !SUBROUTINE calc_index(idx, j, i)
1312
1313 ! t_i_length is column length
1314 ! t_j_length is row length
1315
1316 !USE theta_field_sizes, ONLY: t_i_length, t_j_length
1317
1318 !INTEGER, INTENT(IN) :: idx
1319 !INTEGER, INTENT(OUT) :: j, i
1320
1321 !idx = (j - 1) * t_i_length + i
1322
1323 !i = mod(idx, t_i_length)
1324 !j = (idx - i) / t_i_length + 1
1325
1326
1327 !END SUBROUTINE
1328
1329
1330 !END MODULE hydro1_mod
1331
1332
1333

```

## 부록 B. 규모적응 적운모수화 기술 적용 최적화 테스트

2024.02.06.

Q1. 최적의 셋팅 찾기, 한 해 소요시간?

[ HCST-UNICON240206 ]

General	Suite	
Suite	First cycle date	19940501T00
	Final cycle date	19940504T00
	Keep the input data	false
	Suite type	oper    para    research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36
	Scitools package	scitools/prod-os1-3
	Make Builds	false
	Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'
	Num model retries	0
Computational Resources	Seasonal Hindcasts	
Seasonal	Run hindcast	true
Hindcasts	Num hest members	3
	Num hest steps	4
	Hcst section run length	36
	Hcst re-initialisation period	18
	Hcst number of failed member reruns	1
	Hindcast Control File	'w\${ROSE_DATA}/hcst_control
	Perturb initial conditions	true
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration	
env	DEBUG	--debug
	GS_HCST_START_DATE	19940501
	GS_YEAR_LIST	1994
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt
	HCST_END	-e 19940525
	MAX_DAYS	-r 7
	MEMBERS	-m 3
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021

➔ 한 스텝 약 10시간 30분 소요 (05:21~16:07)



[ HCST-UNICON240206-ncdf ]

↓ MERGE\_DIR 자동으로 생성

- ① suite.rc에서 MERGE\_DIR 만드는 부분 [[ PROCESS ]] 밑으로 옮김
- ② rose-suite.conf  
TIME\_FILTER\_NCDF\_PRE\_REBUILD = false 로 설정 변경
- ③ existing\_ocean\_prebuild = 경로설정
- ④ rose edit를 사용해서 정확한 날짜 설정

General	Suite	
Suite	First cycle date	19930501T00
	Final cycle date	19930512T00
	Keep the input data	false
	Suite type	oper    para    research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36
	Scitools package	scitools/prod-os1-3
	Make Builds	false
	Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'
	Num model retries	0
Computational Resources	Seasonal Hindcasts	
Seasonal	Run hindcast	true
Hindcasts	Num hest members	3
	Num hest steps	4
	Hcst section run length	36
	Hcst re-initialisation period	18
	Hcst number of failed member reruns	1
	Hindcast Control File	'w\${ROSE_DATA}/hcst_control
	Perturb initial conditions	true
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration	
env	DEBUG	--debug
	GS_HCST_START_DATE	19930501
	GS_YEAR_LIST	1993
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt
	HCST_END	-e 19930525
	MAX_DAYS	-r 7
	MEMBERS	-m 3
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021
<p>➔ 한 스텝 10시간 30분 소요 (09:43~20:32)</p> <p>➔ ③ existing_ocean_prebuild = 공란이 맞음.</p>		

2024.02.07.

Q1. 1년 4개월 출발을 돌리기 위한 셋팅 찾기, 소요시간?

[ HCST-UNICON240207-3cycle ]

General		Suite	
Suite	First cycle date	19940501T00	
	Final cycle date	19940504T00	
	Keep the input data	false	
	Suite type	oper	para research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36	
	Scitools package	scitools/prod-os1-3	
	Make Builds	false	
	Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'	
	Num model retries	0	
Computational Resources		Seasonal Hindcasts	
Seasonal Hindcasts	Run hindcast	true	
	Num hest members	3	
	Num hest steps	4	
	Hcst section run length	36	
	Hcst re-initialisation period	18	
	Hcst number of failed member reruns	1	
	Hindcast Control File	'w\${ROSE_DATA}/hcst_control	
	Perturb initial conditions	true	
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)	
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration		
env	DEBUG	--debug	
	GS_HCST_START_DATE	19940501	
	GS_YEAR_LIST	1994	
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt	
	HCST_END	-e 19940525	
	MAX_DAYS	-r 7	
	MEMBERS	-m 3	
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}	
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021	
<p>➔ 2/7 06:04~ : coupled 시작, s01~s04 각각 10시간 50분 소요</p> <p>➔ gshc_model_m1_s01~s04, m2_s01~s04, m3_s01~s04 셋팅 됨 m은 앙상블, s는 리드타임 스텝</p> <p>➔ 5/1 사이클만 런하고 종료</p>			

[ HCST-UNICON240207-timemv ]

↓ time mv를 time cp로 바꿈. MERGE\_DIR에 자료가 쌓이지 않기 때문에 설정 변경  
 ① [[ POST\_MODEL ]]  
 time cp -vf \${pp\_file\_list} \${MODEL\_OUTPUT\_DIR} 로 변경

General		Suite	
Suite	First cycle date	20000501T00	
	Final cycle date	20000504T00	
	Keep the input data	false	
	Suite type	oper	para research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36	
	Scitools package	scitools/prod-os1-3	
	Make Builds	false	
	Extract Host	‘\$ROSE_ORIG_HOST’	
	Num model retries	0	
Computational Resources		Seasonal Hindcasts	
Seasonal Hindcasts	Run hindcast	true	
	Num hcast members	3	
	Num hcast steps	2	
	Hcast section run length	2	
	Hcast re-initialisation period	1	
	Hcast number of failed member reruns	1	
	Hindcast Control File	‘W\${ROSE_DATA}/hcast_control	
	Perturb initial conditions	true	
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)	
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration		
env	DEBUG	--debug	
	GS_HCST_START_DATE	20000501	
	GS_YEAR_LIST	2000	
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcast_control_file.txt	
	HCST_END	-e 20000525	
	MAX_DAYS	-r 7	
	MEMBERS	-m 1	
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}	
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021	
→ gshc_model_m1_s01~s02 셋팅 됨 m은 앙상블, s는 리드타임 스텝 →			

2024.02.08.

Q1. openMP 설정하지 않은 테스트, 소요시간 다른가?

[ HCST-UNICON240208-noMP ]

↓ openMP 부분 모두 block 처리 ① suite.rc 수정 ② rose-suite.conf 수정 ③ app/coupled/file/add_resolutin~.py 삭제		
General	Suite	
Suite	First cycle date	19970501T00
	Final cycle date	19970504T00
	Keep the input data	false
	Suite type	oper   para   research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36
	Scitools package	scitools/prod-os1-3
	Make Builds	false
	Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'
	Num model retries	0
Computational Resources	Seasonal Hindcasts	
Seasonal Hindcasts	Run hindcast	true
	Num hcst members	3
	Num hcst steps	4
	Hcst section run length	36
	Hcst re-initialisation period	18
	Hcst number of failed member reruns	1
	Hindcast Control File	'W\${ROSE_DATA}/hcst_control'
	Perturb initial conditions	true
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration	
env	DEBUG	--debug
	GS_HCST_START_DATE	19970501
	GS_YEAR_LIST	1997
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt
	HCST_END	-e 19970525
	MAX_DAYS	-r 7
	MEMBERS	-m 3
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021
→ 2/8 08:58~ : coupled 시작, s01~s04 각 각 10시간 50분 소요 → gshc_model_m1_s01, gshc_model_m3_s01 : STOP!! coupled 시작 4분 후 → gshc_model_m2_s01만 성공 → 5/1 사이클만 런하고 종료		



2024.02.13.-14.

Q1. 한 해 set 완벽하게 돌려보자.

Q2. 1, 9, 17, 25로 자연스럽게 넘어가는 cycle 설정

[ HCST-UNICON240213-2001 ]

General		Suite	
Suite		First cycle date	20010501T00
		Final cycle date	20010512T00
		Keep the input data	false
		Suite type	oper   para   research
		um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36
		Scitools package	scitools/prod-os1-3
		Make Builds	false
		Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'
		Num model retries	0
Computational Resources		Seasonal Hindcasts	
Seasonal Hindcasts		Run hindcast	true
		Num hest members	3
		Num hest steps	4
		Hcst section run length	36
		Hcst re-initialisation period	18
		Hcst number of failed member reruns	1
		Hindcast Control File	'W\${ROSE_DATA}/hcst_control
		Perturb initial conditions	true
		GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)
glosea_init_cntl_file		Environment variable configuration	
env		DEBUG	--debug
		GS_HCST_START_DATE	20010501
		GS_YEAR_LIST	2001
		HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt
		HCST_END	-e 20010525
		MAX_DAYS	-r 7
		MEMBERS	-m 3
		MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}
		!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021

➔ 2/13 01:06~ : coupled 시작

[ HCST-UNICON240213-simple2002 ]

General		Suite		
Suite	First cycle date	20020501T00		
	Final cycle date	20020512T00		
	Keep the input data	false		
	Suite type	oper	para	research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36		
	Scitools package	scitools/prod-os1-3		
	Make Builds	false		
	Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'		
	Num model retries	0		
Computational Resources		Seasonal Hindcasts		
Seasonal Hindcasts	Run hindcast	true		
	Num hcast members	3		
	Num hcast steps	1		
	Hcast section run length	36		
	Hcast re-initialisation period	18		
	Hcast number of failed member reruns	1		
	Hindcast Control File	'W\${ROSE_DATA}/hcast_control		
	Perturb initial conditions	true		
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)		
glosea_init_cntl_file		Environment variable configuration		
env	DEBUG	--debug		
	GS_HCST_START_DATE	20020501		
	GS_YEAR_LIST	2002		
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcast_control_file.txt		
	HCST_END	-e 20020525		
	MAX_DAYS	-r 7		
	MEMBERS	-m 3		
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}		
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021		
<p>➔ 2/13 01:46~ : coupled 시작            [[PROCESS]]에서 error, prodh_rs_sfc_apm~ 파일 없어서.            20020501은 apm 생성, 20020509 는 apm 생성 안됨.            apm만드는 코드 : src/control/top_level/ppctl_init_climate_mean.F90            [[ncdf]] Rebuilding NEMO output            코드 : share/fcm_make_glosea/build/bin/glosea/processing/netcdf.py</p>				

[ HCST-UNICON240213-mini2003 ]

General		Suite	
Suite	First cycle date	20030501T00	
	Final cycle date	20030504T00	
	Keep the input data	false	
	Suite type	oper	para research
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36	
	Scitools package	scitools/prod-os1-3	
	Make Builds	false	
	Extract Host	‘\$ROSE_ORIG_HOST’	
	Num model retries	0	
Computational Resources		Seasonal Hindcasts	
Seasonal	Run hindcast	true	
Hindcasts	Num hcst members	3	
	Num hcst steps	1	
	Hcst section run length	2	
	Hcst re-initialisation period	1	
	Hcst number of failed member reruns	1	
	Hindcast Control File	‘W\${ROSE_DATA}/hc	
	Perturb initial conditions	true	
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)	
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration		
env	DEBUG	--debug	
	GS_HCST_START_DATE	20030501	
	GS_YEAR_LIST	2003	
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt	
	HCST_END	-e 20030525	
	MAX_DAYS	-r 7	
	MEMBERS	-m 3	
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}	
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021	
<p>➔ 5/1에서 사이클이 넘어가지 않고 종료 (gshc_model_m3_s01)</p> <p>➔ gshc_model_m1_s01, gshc_model_m2_s01 : STOP  (job.err) mpiexe detected that one or more processes exited with non-zero status, thus causing the job to be terminated.</p>			

[ HCST-UNICON240213-mini2004 ]

General		Suite																			
Suite	First cycle date	20040501T00																			
	Final cycle date	20040512T00																			
	Keep the input data	false																			
	Suite type	oper	para research																		
	um_tools module to load	mule/vn11.5/intel/py36																			
	Scitools package	scitools/prod-os1-3																			
	Make Builds	false																			
	Extract Host	'\$ROSE_ORIG_HOST'																			
	Num model retries	0																			
Computational Resources		Seasonal Hindcasts																			
Seasonal	Run hindcast	true																			
Hindcasts	Num hcst members	3																			
	Num hcst steps	1																			
	Hcst section run length	2																			
	Hcst re-initialisation period	1																			
	Hcst number of failed member reruns	1																			
	Hindcast Control File	'W\${ROSE_DATA}/hcst_control																			
	Perturb initial conditions	true																			
	GSHC NetCDF queue steps	(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)																			
glosea_init_cntl_file		Environment variable configuration																			
env	DEBUG	--debug																			
	GS_HCST_START_DATE	20040501																			
	GS_YEAR_LIST	2004																			
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt																			
	HCST_END	-e 20040525																			
	MAX_DAYS	-r 7																			
	MEMBERS	-m 3																			
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}																			
	!YEAR_OFFSET	--year-offset 2021																			
<p>➔ 5/1에서 5/2로 사이클이 넘어감.                      4개 출발(1, 9, 17, 25) x 3개 멤버(Num hcst members) = 12 로 설정해야하나?</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>사이클 이름</th> <th>가져오는 초기장</th> <th>Output 경로</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>① 20040501T0000Z</td> <td>20040501</td> <td>/dss/~ /2024/HCST/20040501</td> </tr> <tr> <td>② 20040502T0000Z</td> <td>20040509</td> <td>/dss/~ /2024/HCST/20040509</td> </tr> <tr> <td>③ 20040503T0000Z</td> <td>20040517</td> <td>/dss/~ /2024/HCST/20040517</td> </tr> <tr> <td>④ 20040504T0000Z</td> <td>20040525</td> <td>/dss/~ /2024/HCST/20040525</td> </tr> <tr> <td>⑤ 20040505T0000Z</td> <td colspan="2">[gshc_init_control_file]에서 STOP! The control file has no further members to process</td> </tr> </tbody> </table>				사이클 이름	가져오는 초기장	Output 경로	① 20040501T0000Z	20040501	/dss/~ /2024/HCST/20040501	② 20040502T0000Z	20040509	/dss/~ /2024/HCST/20040509	③ 20040503T0000Z	20040517	/dss/~ /2024/HCST/20040517	④ 20040504T0000Z	20040525	/dss/~ /2024/HCST/20040525	⑤ 20040505T0000Z	[gshc_init_control_file]에서 STOP! The control file has no further members to process	
사이클 이름	가져오는 초기장	Output 경로																			
① 20040501T0000Z	20040501	/dss/~ /2024/HCST/20040501																			
② 20040502T0000Z	20040509	/dss/~ /2024/HCST/20040509																			
③ 20040503T0000Z	20040517	/dss/~ /2024/HCST/20040517																			
④ 20040504T0000Z	20040525	/dss/~ /2024/HCST/20040525																			
⑤ 20040505T0000Z	[gshc_init_control_file]에서 STOP! The control file has no further members to process																				
<p>[make_hcst_merge_dir] 에서는 사이클 이름대로 폴더 생성                      [[PROCESS]] PROD_DATE 실제 output 경로 폴더 20040509가 만들어짐.                      suite-runtime-gshc.rc에서 PROD_DATE 및 폴더 생성 설정됨.</p>																					



2024.02.15.

## Q1. NEMO output 생성과 rebuild 과정 찾기

```
[[ coupled ]] cplhco_*.nc 노드별로 생성
[[ ncdf ]] rebuilt 된 cplhco_*.nc 생성
    "rebuild_nemo_files-INFO-List of files to be rebuilt"
    /h3/home/~/.work/~/.gshc_model_m1_s01/cplhco.1d.~*.nc 필요
[[ process ]] prodh_rs_sfc_old_*.nc 로 변환됨 (prep_nc_data에서)
```

### [ iodef-HCST-UNICON240214 ]

- ↓ suite.rc에서 iodef-foam.xml 불러오는 부분 수정
- ① unicon에서 불러오는 iodef-foam.xml 에다가  
현업 iodef-foam.xml 의 NEMO output file def 추가 (장기적분 연구용으로 삭제 한 듯)
  - 원래 hcst 에서는 gs\_etc 기본 xml 사용  
: file definition 만 있음
  - unicon에서는 연구개발용 /nimr/hwangso/~/.gs\_etc/iodef-foam.xml 사용  
: file definition 없고 unicon 변수 definition 이 있음.
  - ② ~/vn11.5\_apcc\_orgadv\_seg/gs\_etc/iodef-foam.xml 로 저장 해놓음
  - ③ suite.rc에서 iodef-foam.xml 경로 수정
  - ④ 이는 [[ install\_cold ]] 에서 모델이 런이 되는 곳으로 복사됨

General	Suite	
Suite	First cycle date	20050501T00
	Final cycle date	20050512T00
Computational Resources	Seasonal Hindcasts	
Seasonal	Run hindcast	true
Hindcasts	Num hcst members	3
	Num hcst steps	1
	Hcst section run length	2
	Hcst re-initialisation period	1
	Hcst number of failed member reruns	1
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration	
env	DEBUG	--debug
	GS_HCST_START_DATE	20050501
	GS_YEAR_LIST	2005
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt
	HCST_END	-e 20050525
	MAX_DAYS	-r 7
	MEMBERS	-m 3
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}

➔ 2/15 [[ coupled ]] 05:34~06:13, 40분 소요 (평소 20분 소요)  
 [[ ncdf ]] 06:14~06:34, 20분 소요 (평소 약 5분)  
 /share/fcm\_make\_glosea/~/.GsScr\_ProcessNemoData.py에서 timeout=120

2024.02.15.-16.

Q1. 그렇다면 해양 산출자료 생성 시 총 소요시간 측정

[ wOCN-HCST-UNICON240215 ]

↓ 36일 1스텝만 해보자.

General	Suite	
Suite	First cycle date	20060501T00
	Final cycle date	20060512T00
Computational Resources	Seasonal Hindcasts	
Seasonal Hindcasts	Run hindcast	true
	Num hest members	3
	Num hest steps	1
	Hcst section run length	36
	Hcst re-initialisation period	18
	Hcst number of failed member reruns	1
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration	
env	DEBUG	--debug
	GS_HCST_START_DATE	20060501
	GS_YEAR_LIST	2006
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcast_control_file.txt
	HCST_END	-e 20060525
	MAX_DAYS	-r 7
	MEMBERS	-m 3
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}

→ 2/15 [[ coupled ]] 07:04~17:45, 10시간 40분 소요  
 [[ post ]] 17:45~17:46, 금새  
 [[ ncdif ]] 2/16 00:30~03:41, 3시간 11분 소요

총 14시간 소요, 4스텝 시 56 시간 소요 예상

→ 사용자가 많아서 노드가 부족할 때는 런이 끊김.

2024.02.19.

Q1. 그렇다면 해양 산출자료 생성 시 총 소요시간 측정

[ time-HCST-UNICON240219 ]

- ① timeout=120으로 수정된 GsScr\_ProcessNemoData.py를  
~/vn11.5\_apcc\_orgadv\_seg/gc\_etc/GsScr\_ProcessNemoData.py 로 저장 해놓음
- ② suite.rc에서 [[install cold]]에서 아래 경로로 copy 하게 수정  
/share/fcm\_make\_glosea/~ /GsScr\_ProcessNemoData.py

General	Suite	
Suite	First cycle date	20070501T00
	Final cycle date	20070504T00
Computational Resources	Seasonal Hindcasts	
Seasonal Hindcasts	Run hindcast	true
	Num hcst members	3
	Num hcst steps	1
	Hcst section run length	2
	Hcst re-initialisation period	1
	Hcst number of failed member reruns	1
glosea_init_cntl_file	Environment variable configuration	
env	DEBUG	--debug
	GS_HCST_START_DATE	20070501
	GS_YEAR_LIST	2007
	HCST_CNTL_FILE	\${ROSE_DATA}/hcst_control_file.txt
	HCST_END	-e 20070525
	MAX_DAYS	-r 7
	MEMBERS	-m 3
	MEMBERS_PER_CYCLE	\${N_MEMS_PER_CYCLE}

➔ /share/fcm\_make\_glosea/~ /GsScr\_ProcessNemoData.py에서 timeout 잘 반영 됨

## 부록 C. 규모적응 적운모수화 : 원격상관

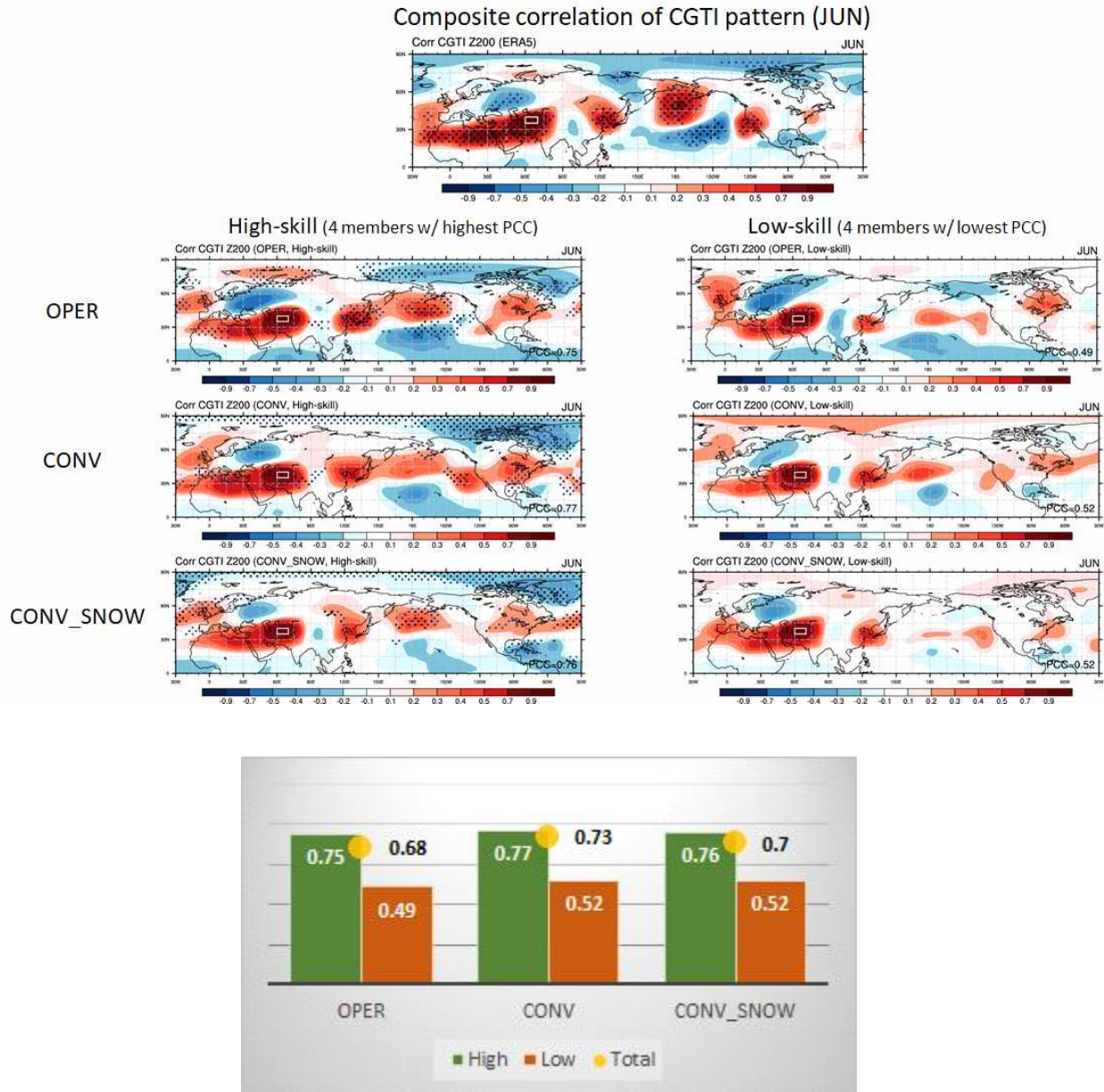


Figure C1. Composite of regressed 200-hPa geopotential height onto CGTI for (left) the four highest-skill members and (right) the four lowest-skill member in June. (Bottom) Bar chart of spatial correlation coefficients for composite of high-skill and low-skill. Yellow circle denotes the correlation coefficients using average of total ensemble members.



### Composite correlation of CGTI pattern (JUL)

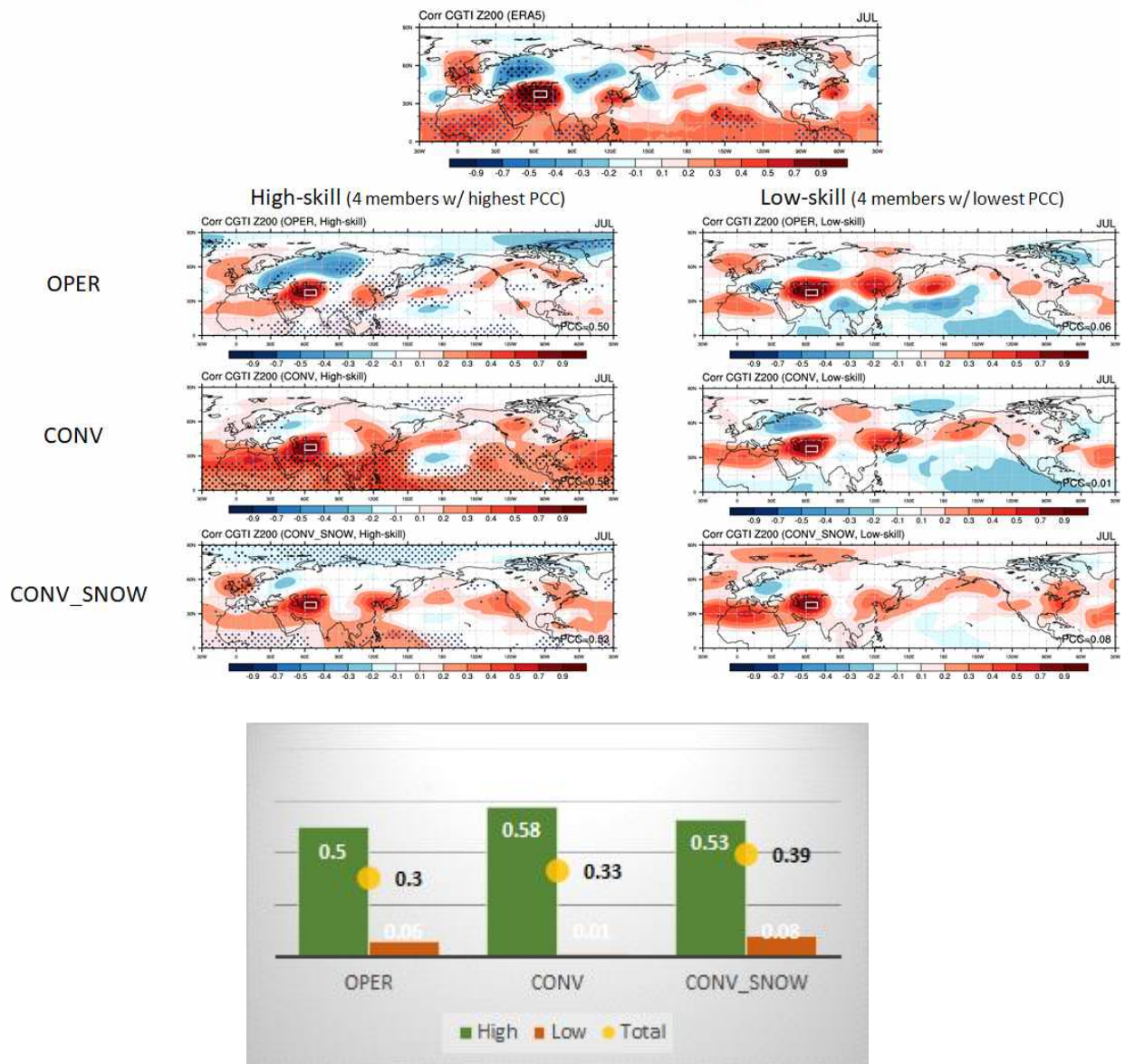


Figure C2. Same as in Figure C2 except for July.

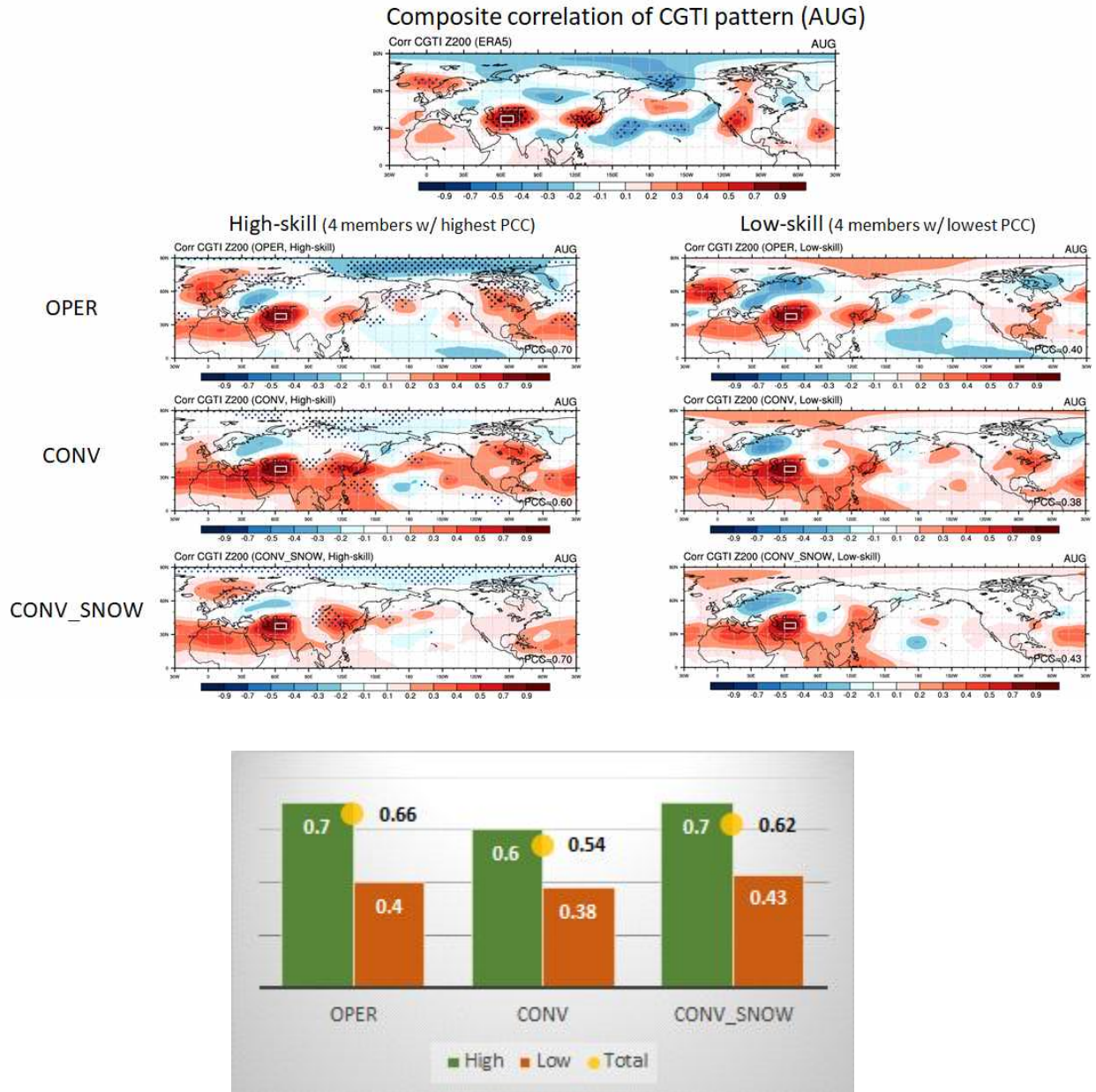


Figure C3. Same as in Figure C1 except for August.

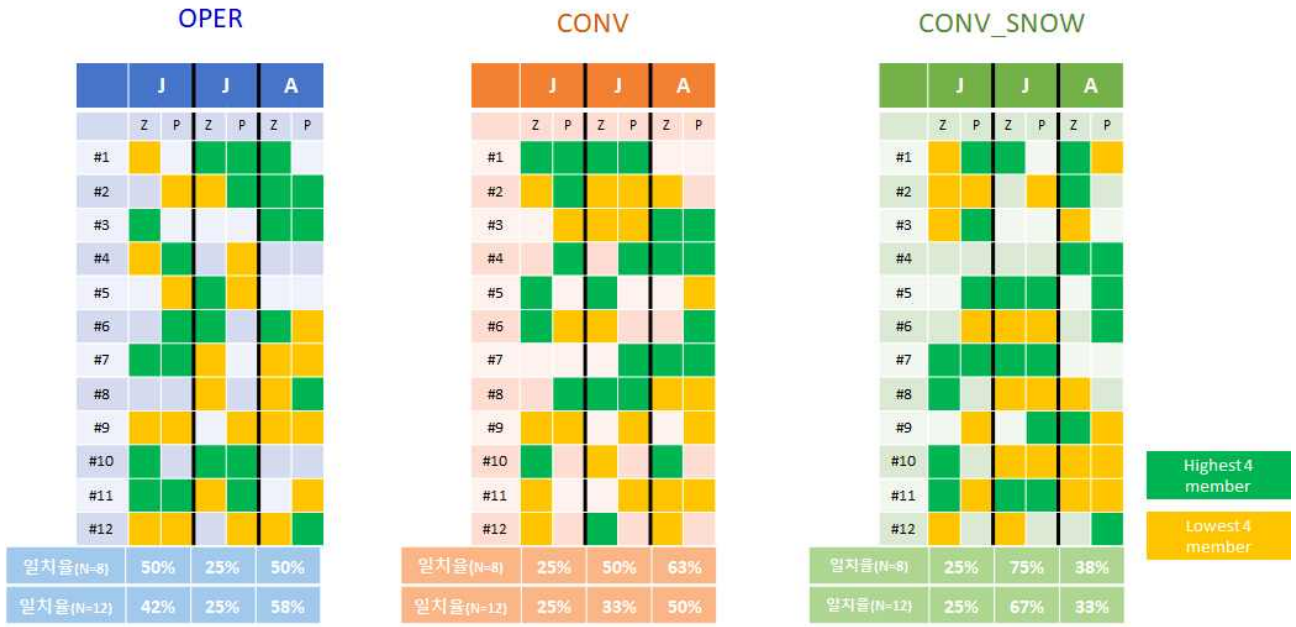


Figure C4. The highest (green) and lowest (yellow) member out of 12 members based on regressed 200-hPa geopotential height (Z) and precipitation (P) against CGTI.



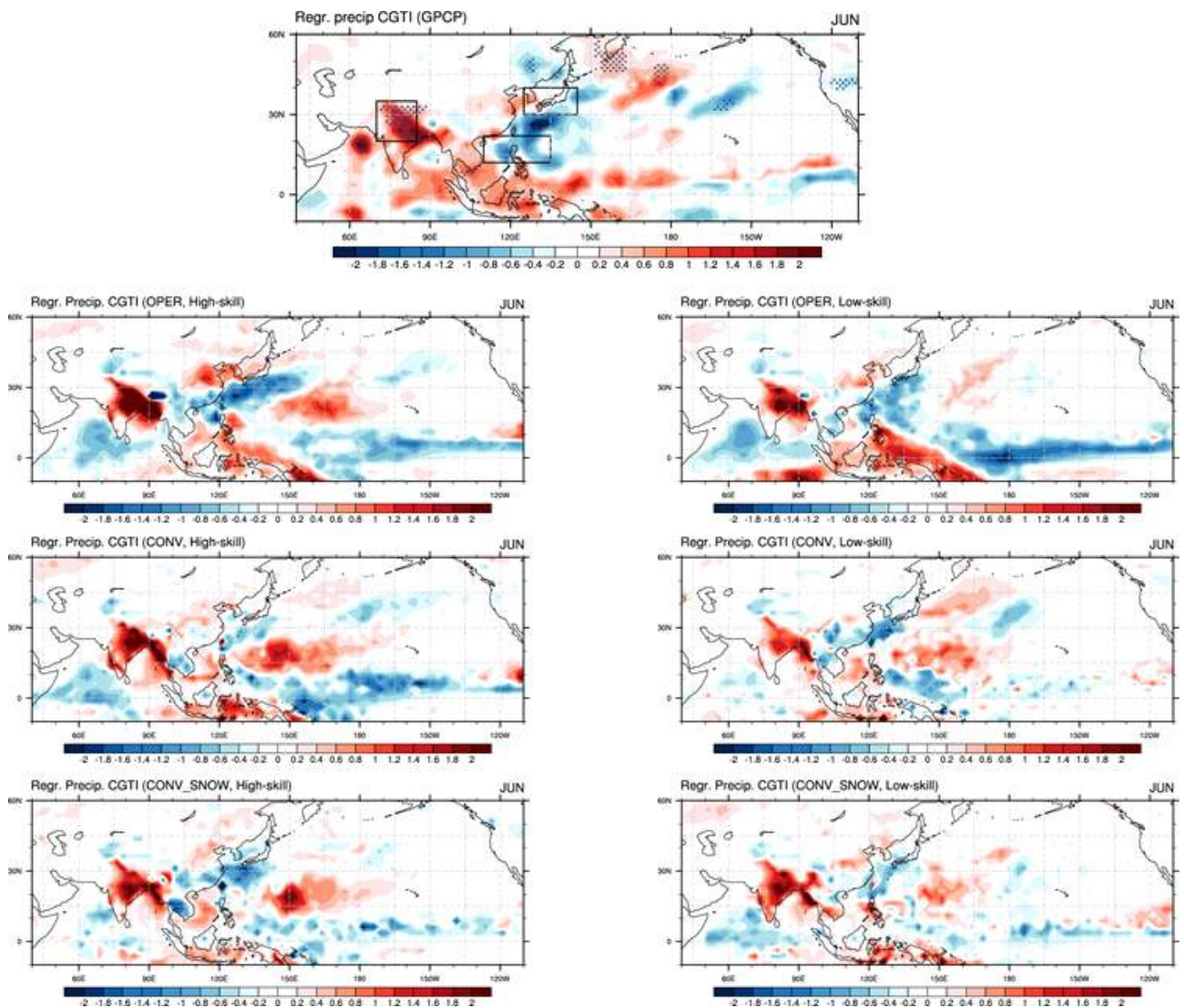


Figure C5. Composite of regressed precipitation onto CGTI for (left) the four highest-skill members and (right) the four lowest-skill member in June.



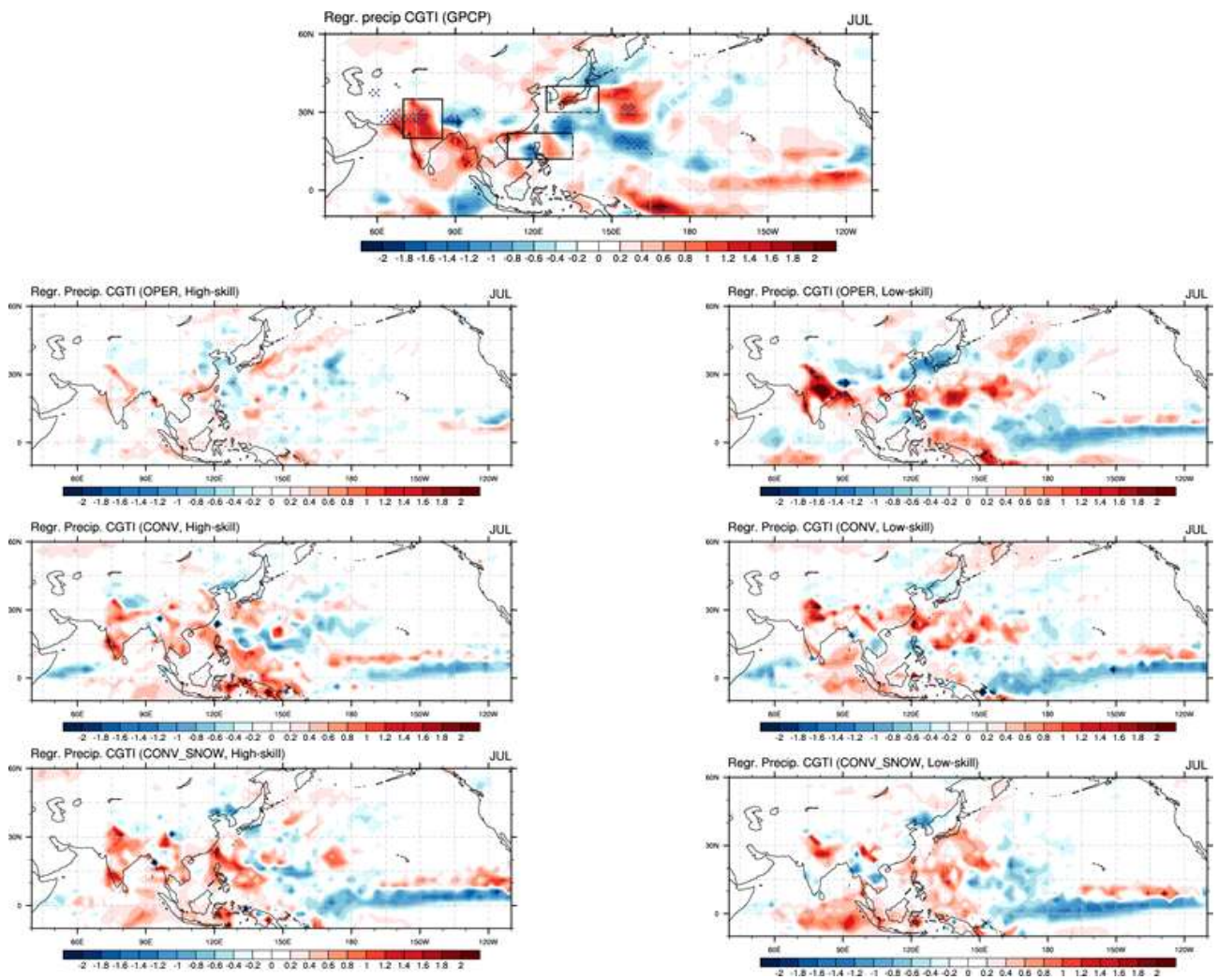


Figure C6. Same as in Figure C5 except for July.

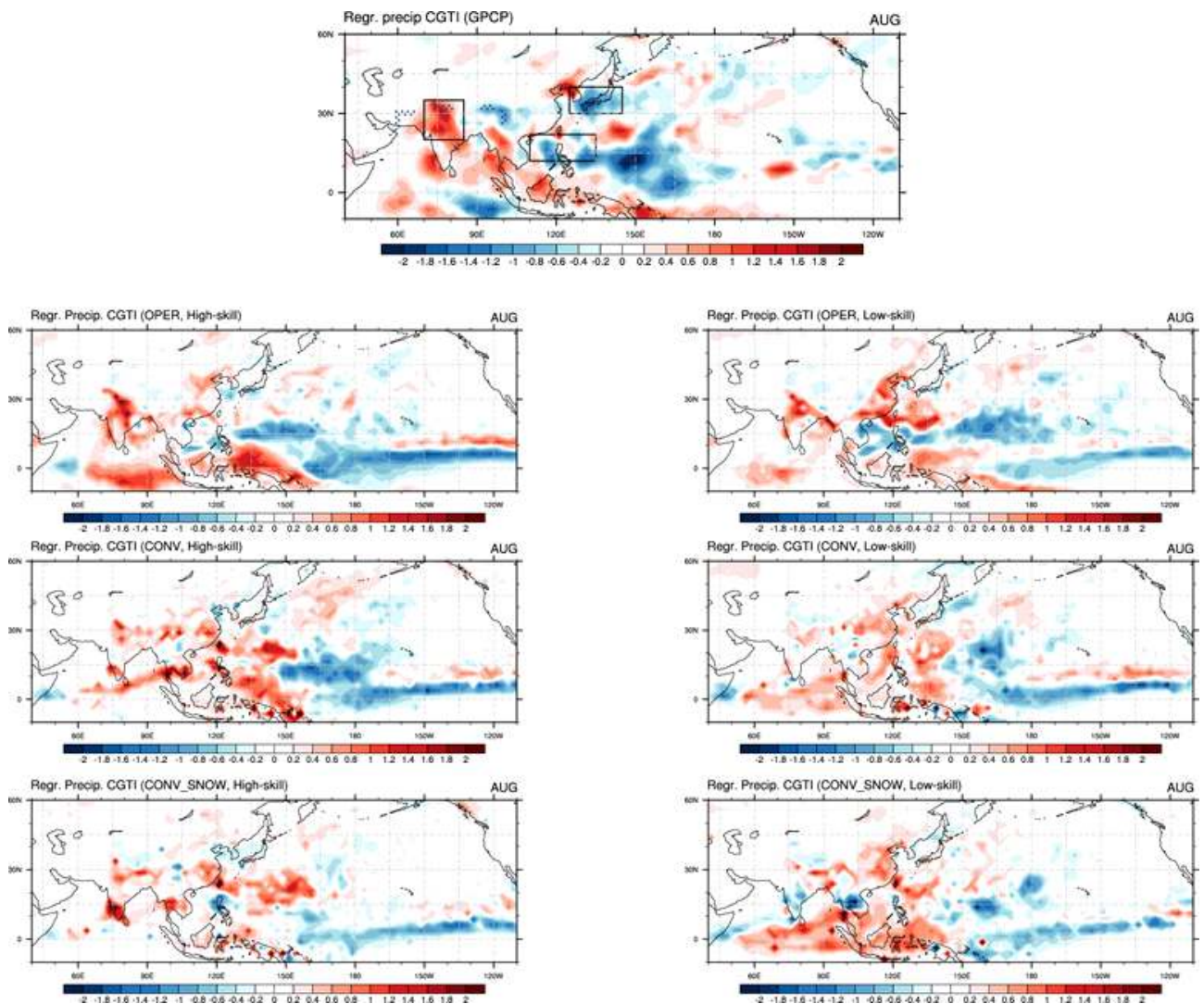


Figure C7. Same as in Figure C5 except for August.

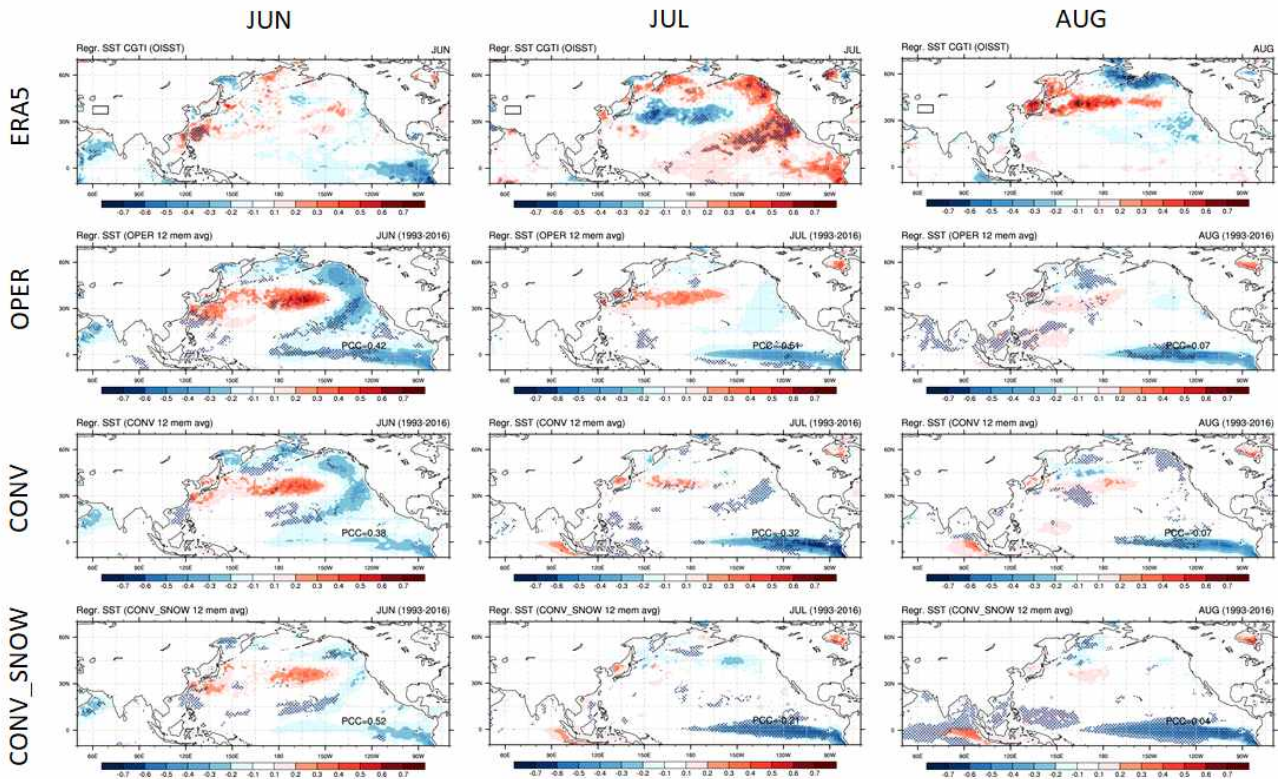


Figure C8. Regressed monthly mean sea surface temperature against the CGTI. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's *t* test.



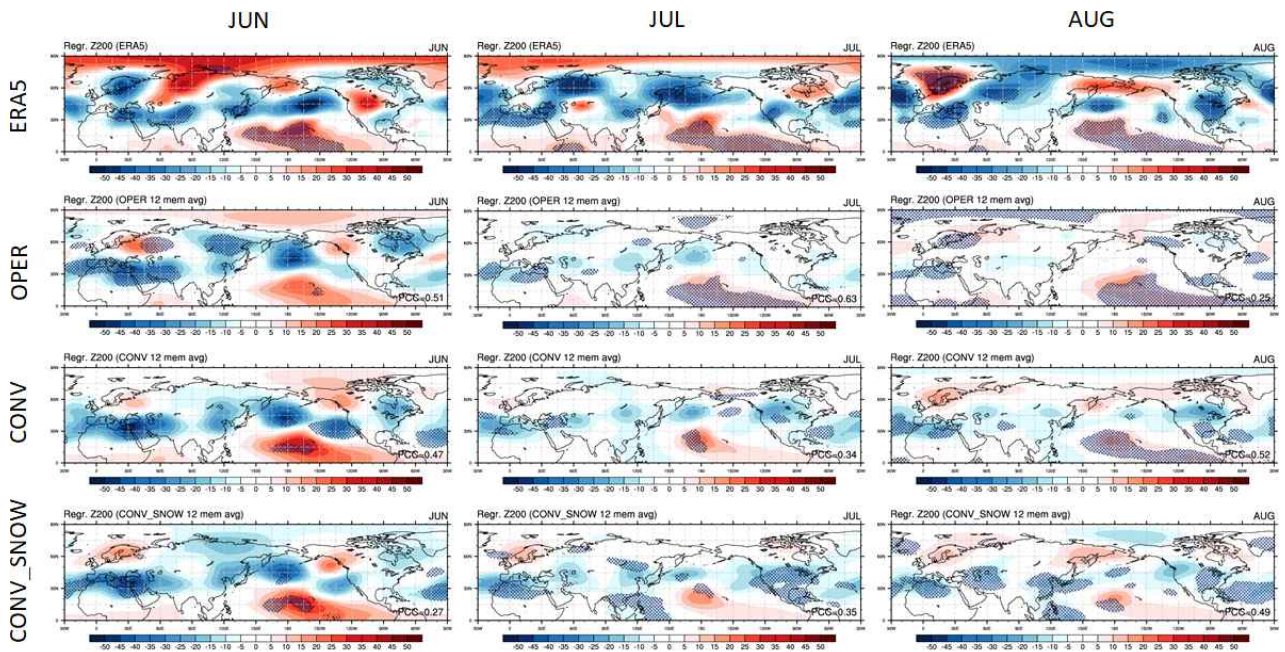


Figure C9. Regressed monthly mean 200-hPa geopotential height against the NINO 3.4 index. Stippling indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's  $t$  test.



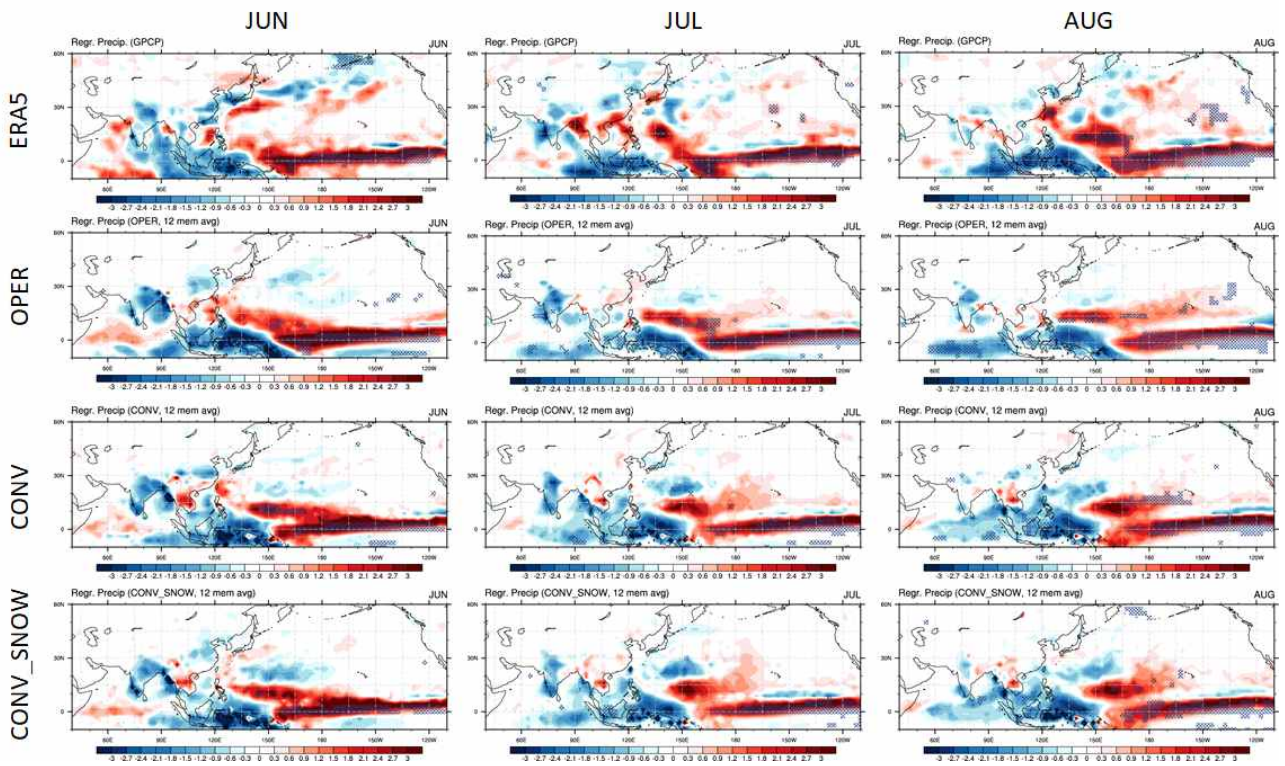


Figure C10. Regressed monthly mean precipitation against the NINO 3.4 index. Stipping indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's *t* test.

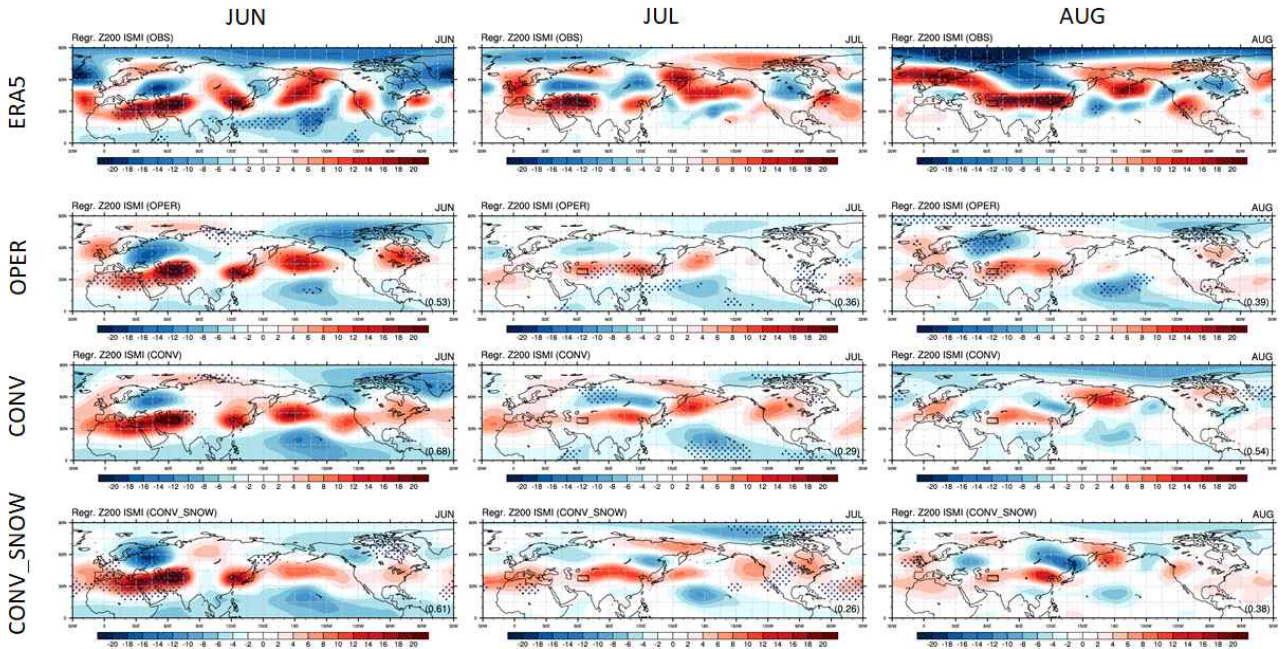


Figure C11. Regressed monthly mean 200-hPa geopotential height against the Indian summer monsoon index. Stippling indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's  $t$  test.

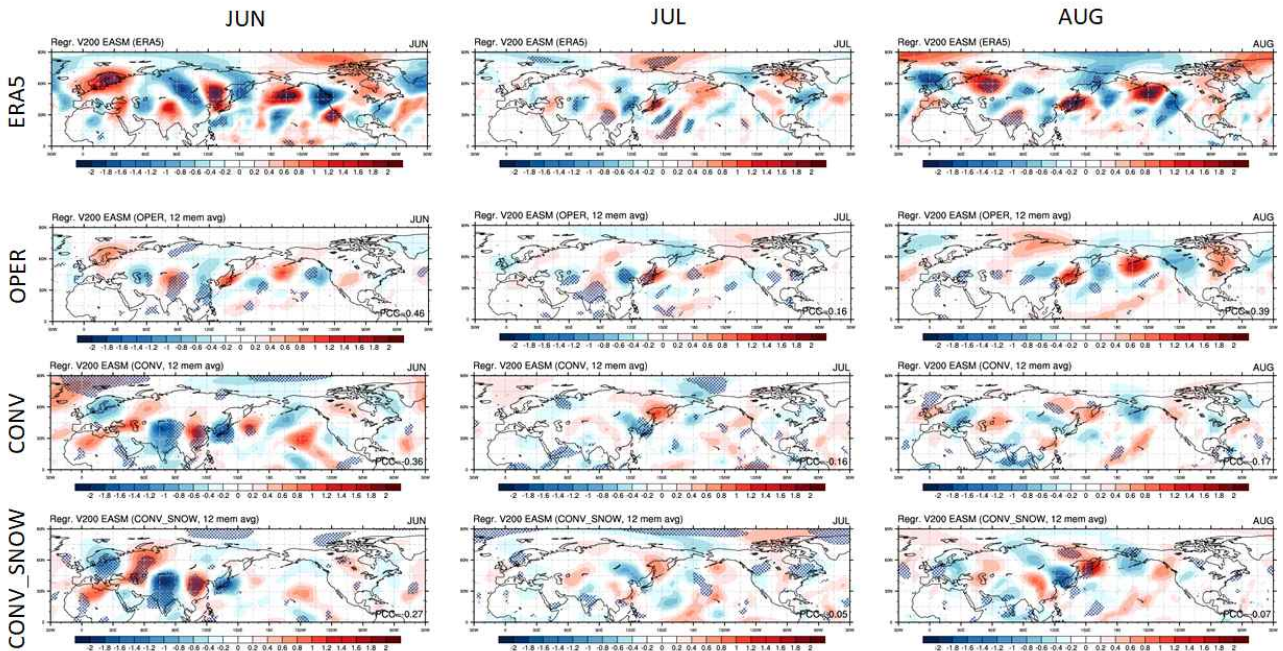


Figure C12. Regressed monthly mean meridional wind against the East Asian summer monsoon index. East Asian summer monsoon index is calculated by the average of precipitation anomalies over  $30^{\circ}$  N- $40^{\circ}$  N,  $125^{\circ}$  E- $145^{\circ}$  E. Stippling indicates statistical significance exceeding the 95% confidence level based on the Student's  $t$  test.



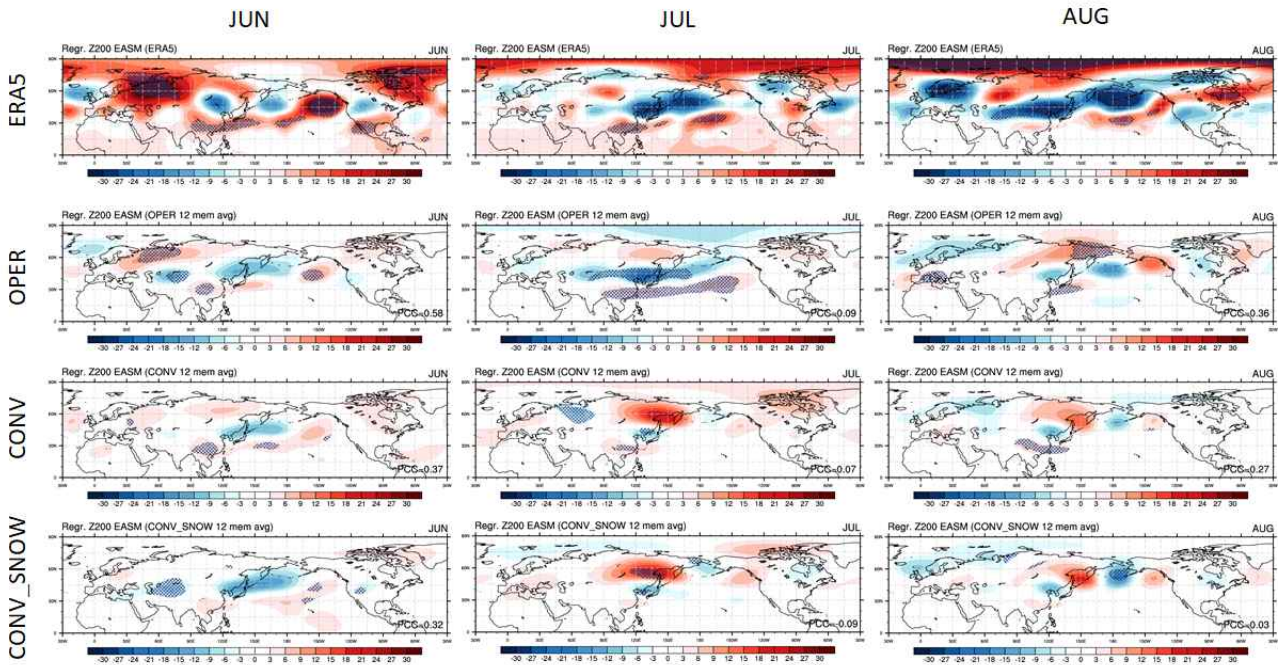


Figure C13. Same as in Figure C12 except for 200-hPa geopotential height.

## 부록 D. 규모적응 적운모수화 : 동아시아 여름몬순

### 1. 기상청 기후예측모델의 Height 자료

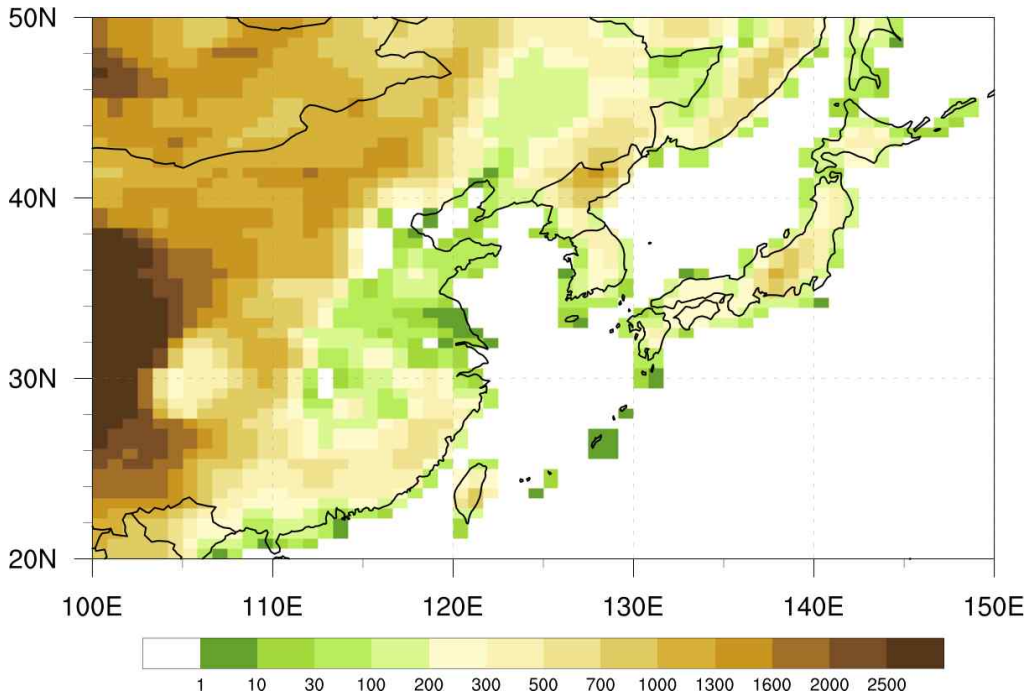


Figure D1. Topographic elevation (m) for model simulation.

### 2. 북태평양 고기압의 가장자리

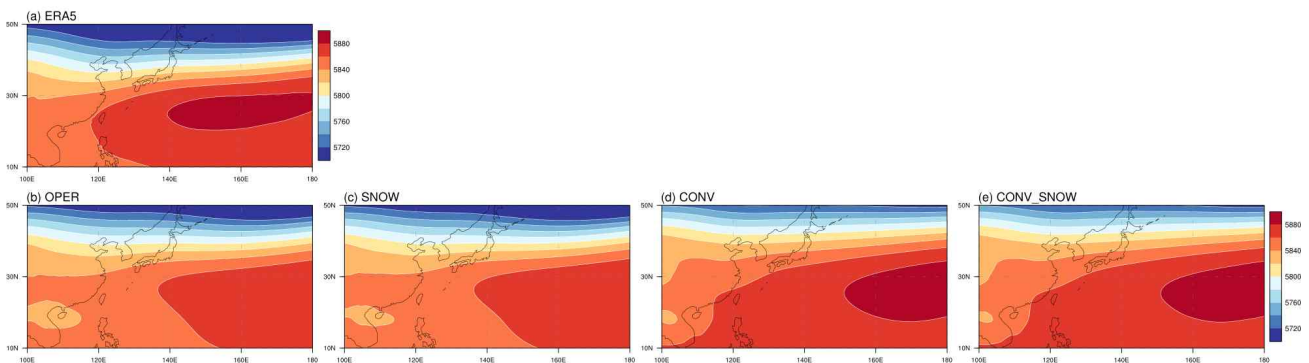


Figure D2. Climatological mean of 500-hPa geopotential height (gpm).

북태평양 고기압은 동아시아 여름 몬순의 발달과 강도 등의 특성에 영향을 미치는 중요한 요소이다. 다양한 연구에서 북태평양 고기압의 움직임을 파악하기 위해 대략 5,820-5,880 gpm 범위의 특정 지위고도 값을 활용하고 있다(서경환 등, 2011). 그러나 Figure D2에서 보는 것처럼 모델에서는 계통 오차 등으로 인해 지위고도의 절대적인 수치가 제대로 모의되지 않기에 북태평양 고기압 모의 성능을 관측과의 직접적인 비교를 통해 판단하기에는 다소 어려움이 있다.



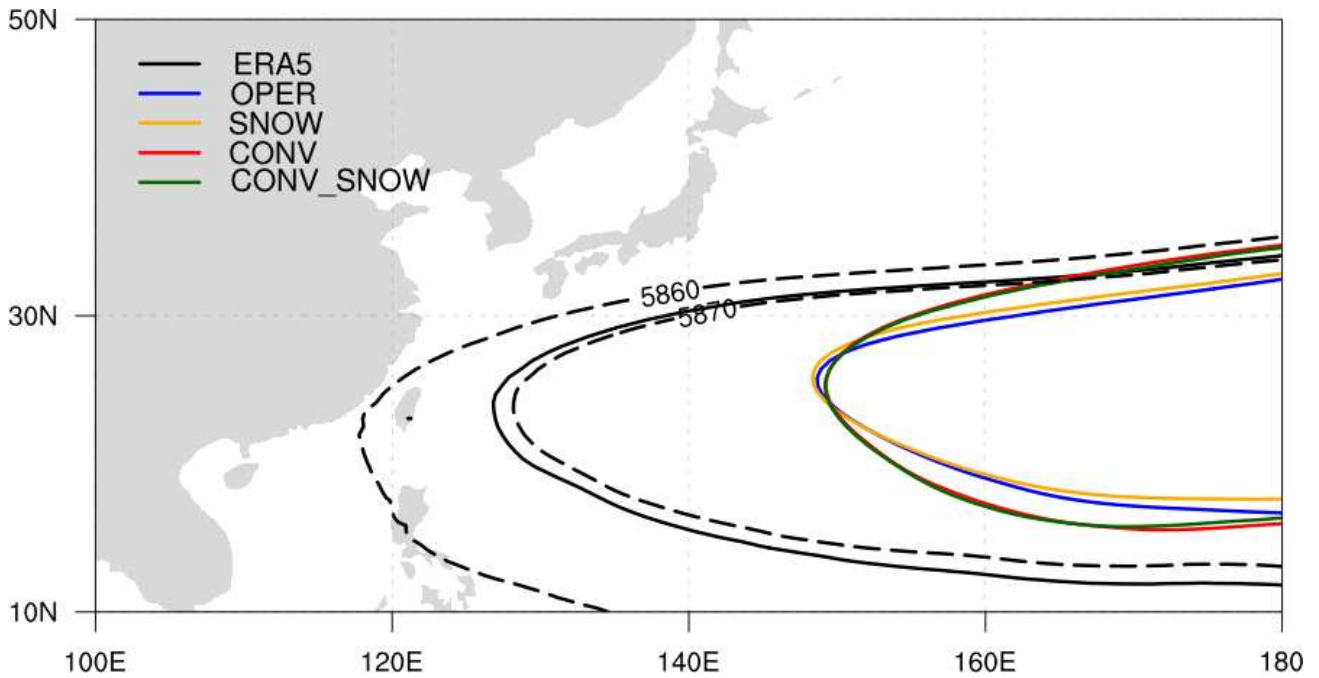


Figure D3. The zero-contour of eddy geopotential height (solid lines; gpm), defined as the deviation of geopotential height from the regional average over  $0^{\circ}$ – $40^{\circ}$  N,  $180^{\circ}$  W– $180^{\circ}$  E (He et al., 2018). The dashed lines represent 5,860 and 5,870 gpm in ERA5, respectively.

이러한 한계를 보완하기 위해 He et al. (2018)에서 정의한 방법을 활용하여 북태평양 고기압의 가장자리를 나타내보았다(Figure D3). He et al. (2018)에서는 북태평양 고기압의 가장자리를 500-hPa 에디 지위고도가 0이 되는 지점으로 정의했고, 에디 지위고도는 지위고도 값에서  $[0^{\circ}$ – $40^{\circ}$  N,  $180^{\circ}$  W– $180^{\circ}$  E] 영역 지위고도 평균을 뺀 것이다. 참고로 ERA5 기준으로 에디 지위고도가 0이 되는 지점은 5,860 gpm과 5,870 gpm의 선 사이에 위치했다. 두 그림에서 보는 것처럼 CONV (CONV\_SNOW)는 OPER (SNOW)에서 나타나지 않는 5,880 gpm 영역이 나타나는 등 전반적으로 높은 지위고도를 모의하고 있었지만(Figure D2), He et al. (2018)에서 정의한 방법으로 살펴보았을 때는 실험 모두 북태평양 고기압이 ERA5만큼은 서쪽으로 진출하지 못했고 실험 간에 큰 차이가 나타나지 않았다.

### 3. ERA5와 각 실험에서의 제트기류 축의 위치

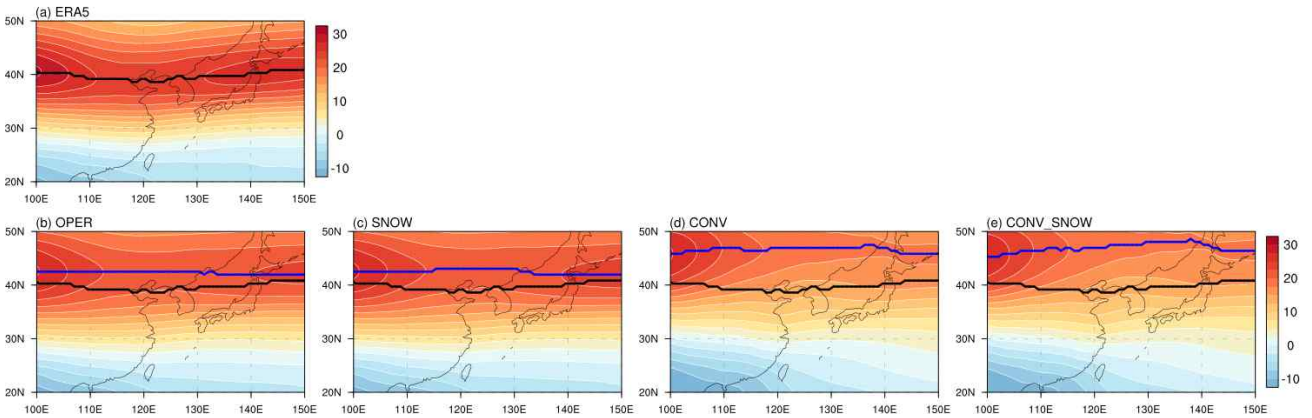


Figure D4. Climatological mean of 200-hPa zonal wind (m/s; shaded). The black and blue lines denote the westerly jet axis, defined as the latitude where the 200-hPa wind is strongest at each longitude (Lin and Lu, 2008), in ERA5 and model simulations, respectively.

제트기류의 위치와 세기는 계절-계절내를 포함하여 다양한 시간 규모에서 동아시아 몬순의 특성(시작 및 종료, 강도, 위치 등)을 결정하는 주요한 요소이다(Chiang et al., 2020; Son and Seo, 2022). Figure D4는 ERA5 및 각 실험에서의 200-hPa 동서 바람의 분포(색)와 제트기류의 축(선)을 나타낸다. 검은 선은 ERA5에서, 파란 선은 각 실험에서의 제트기류의 축이다. 제트기류의 축은 Lin and Lu (2008)을 참고하여 해당 경도에서 200-hPa 동서 바람의 크기가 가장 큰 지점(위도)으로 정의하였다. 제트의 축은 ERA5에서 평균 39.8°N였고, 각 실험에서는 ERA5 대비 평균 2.5°, 2.7°, 6.8°, 7.2°(OPER, SNOW, CONV, CONV\_SNOW 순이며 이하 동일) 북쪽으로 편향되어 있었다. 경도별로 제트의 축 차이는 1.1°-3.9°, 1.1°-4.4°, 5.0°-8.3°, 4.4°-8.9°였다. 6, 7, 8월 각각에 대해서는 평균적으로 6월은 0.8°, 0.7°, 1.6°, 1.8°; 7월은 2.7°, 2.6°, 8.5°, 8.5°; 8월은 3.8°, 3.8°, 4.9°, 5.2°이었다(그림 나타내지 않음).

#### 4. ERA5와 각 실험에서의 몬순 지수 예측성

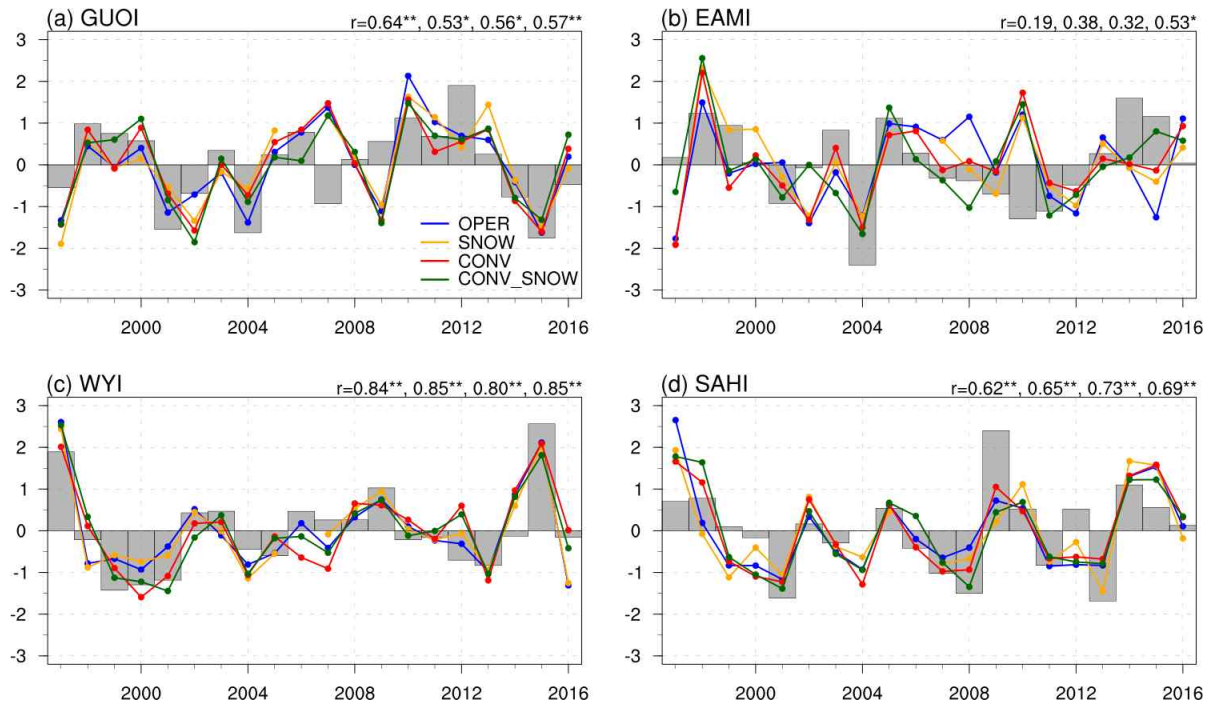


Figure D5. Time series of normalized monsoon indices for ERA5 (gray bar) and each simulation (color lines). Abbreviations are GUOI, Guo Index (Guo, 1983); EAMI, East Asian Monsoon Index (Wang et al., 2001); WYI, Webster and Yang Index (Webster and Yang, 1992); SAHI, South Asian High Index (Wei et al., 2015).

다섯 가지 몬순 지수(WNPMI, GUOI, EAMI, WYI, SAHI)에서 WNPMI를 제외한 몬순 지수의 모의 성능은 Figure D5와 같다. 그림 오른쪽 위의 값은 ERA5와 실험에서 계산한 몬순 지수 간의 상관계수다(순서대로 OPER, SNOW, CONV, CONV\_SNOW). 해당 지수는 Wang et al. (2008)에서 구분한 다섯 가지의 몬순 지수 유형—취어 와도, 동서 열적 차이, 남서 몬순, 남북 열적 차이, 남중국해 몬순—을 바탕으로 이소정 등(2020)에서 기상청 기후예측모델을 활용하여 평가한 지수들이다. 각 몬순 지수의 모의 성능은 실험별로 우위가 달랐지만 공통적으로 EAMI를 제외하고 0.01 또는 0.05 수준에서 유의한 상관관계가 있었다. WNPMI가 관측 그리고 기상청 기후예측모델 기반 동아시아 몬순 강수의 계절예측성 분석을 위해 유용하게 쓰일 수 있음을 바탕으로 본 연구에서도 활용하였으나, 해당 지수를 포함하여 몬순 지수 자체의 한계가 존재하기에 보다 지역적인 강수 변동 특성은 그에 맞는 시·공간 규모(예, 계절내 등)를 고려하여 살펴볼 필요가 있음에 유의해야 한다(Seo et al., 2015; Wang et al., 2008).

## 부록 E. CrEMA Arctic 진단체계

### ● 소스코드 코드명 및 In/Out 경로

		소스코드 경로/ 코드명	데이터 및 그림 경로		
자료 전처리	관측 자료 처리 - <b>year</b> : 1993/94~2015/16 - <b>month</b> : JAN,FEB,MAR,APR,MAY,JUN,JUL,AUG,SEP,OCT,NOV,DEC - <b>type</b> : total, ano - <b>OVar</b> : ERA5, HadISST_SIC, NCEI_SCE	/home/ssh222/ARCTIC/00.mkdata/OBS_lev	/ifs_c/CrEMA/data/Mon/PRE/OBS/ERA5/		
		00.ERA5_regrid_monthly.ncl - <b>Var</b> : Z, U, V, T	IN	/ifs/apccdb/Observation/Reanalysis/ECMWF/Monthly/pressure/ <b>Var</b> _ <b>year</b> .nc	
			OUT	./ <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _ano_h1993to2015.nc	
		01.ERA5_regrid_season.ncl - <b>Var</b> : Z, U, V, T	IN	./ <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _ <b>type</b> _h1993to2015.nc	
			OUT	./ <b>Var</b> / <b>Var</b> _DJF_ <b>type</b> _h1993to2015.nc	
		/home/ssh222/ARCTIC/00.mkdata/OBS_sfc/monthly	/ifs_c/CrEMA/data/		
		01-1.obs_era5_monthly.ncl - <b>Var</b> : T2M,Z500,Z1000,SLP,U850,V850,U200,V200,LHF,SHF	IN	./OBS/ERA5/era5_ <b>Var</b> _monthly_19932021.nc	
			OUT	./MON/PRE/OBS/ERA5/ <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _ano_h1993to2015.nc ./MON/PRE/OBS/ERA5/ <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _clim_h1993to2015.nc ./MON/PRE/OBS/ERA5/ <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _total_h1993to2015.nc	
		01-2.obs_gpcp_oisst_monthly.ncl - <b>Var</b> : PREC, SST - <b>OVar</b> : GPCP, OISST	IN	./OBS/ <b>OVar</b> /Daily_NoLeap/ <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>year</b> .nc	
			OUT	./MON/PRE/OBS/ <b>OVar</b> / <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _ano_h1993to2015.nc ./MON/PRE/OBS/ <b>OVar</b> / <b>Var</b> / <b>Var</b> _ <b>month</b> _clim_h1993to2015.nc	
		01-3.obs_HadISST_SIC_monthly.ncl - <b>Var</b> : SIC	IN	./OBS/HadISST_SIC/HadISST_ice.nc	
			OUT	./MON/PRE/OBS/HadISST_SIC/ <b>Var</b> _ <b>month</b> _ano_h1993to2015.nc ./MON/PRE/OBS/HadISST_SIC/ <b>Var</b> _ <b>month</b> _clim_h1993to2015.nc	
		01-4.obs_snowcover_NCEI_monthly.ncl - <b>Var</b> : SCE	IN	./OBS/NCEI_SCE/nhsce_v01r01_196610_202403.nc	
			OUT	./MON/PRE/OBS/NCEI_SCE/ <b>Var</b> _ <b>month</b> _ano_h1993to2015.nc ./MON/PRE/OBS/NCEI_SCE/ <b>Var</b> _ <b>month</b> _clim_h1993to2015.nc	



	01-5.obs_era5_thf_monthly.ncl - <b>\${Var}</b> : LHF, SHF	IN	./OBS/ERA5/era5_ <b>\${Var}</b> _monthly_19932021.nc	
		OUT	./MON/PRE/OBS/ERA5/THF/THF_ <b>\${month}</b> _ano_h1993to2015.nc ./MON/PRE/OBS/ERA5/THF/THF_ <b>\${month}</b> _clim_h1993to2015.nc	
	02.mk_obs_season.ncl - <b>\${Var}</b> :T2M,Z500,Z1000,SLP,U850,V850,U200,V200,LHF,SHF,THF,SIC,SC	IN	./MON/PRE/OBS/ <b>\${OVar}</b> / <b>\${Var}</b> _** <b>\${month}</b> _** <b>\${type}</b> _h1993to2015.nc	
		OUT	./Mon/PRE/OBS/ERA5/ <b>\${OVar}</b> / <b>\${Var}</b> _DJF_ <b>\${type}</b> _h1993to2015.nc	
<b>예측 자료 처리</b> - <b>\${mod}</b> : GS5,GS6 - <b>\${omod}</b> : gs5,gs6 - <b>\${year}</b> : 1993/94~2015/16 - <b>\${IniDate}</b> =\${Mon}\${Day} \${Mon}: 01~12 \${Day}: 01,09,17,25 - <b>\${Ens}</b> : if GS5) 001,021,041 if GS6) 001~007 - <b>\${lead}</b> : m1, m2, m3, m4, m5, m6, m7 - <b>\${month}</b> : JAN,FEB,MAR,APR, MAY,JUN,JUL,AUG, SEP,OCT,NOV, DEC - <b>\${Var}</b> : T2M,	/home/ssh222/ARCTIC/00.mkdata/GS_lev		/ifs_c/CrEMA/data/MON/PRE/KJLEE/	
	01.mkdata_regrid_eachlead.ncl - <b>\${Var}</b> : T, Z, U, V	IN	./ifs_c/kjee/nimr/ <b>\${omod}</b> /let/ <b>\${lead}</b> /prodh_op_afc_apm_1993_2016.nc	
		OUT	./ <b>\${mod}</b> / <b>\${lead}</b> / <b>\${Var}</b> _regrid_total_h1993to2015.nc	
	02.mkdata_eachmonth.ncl - <b>\${Var}</b> : T, Z, U, V	IN	./ <b>\${mod}</b> / <b>\${lead}</b> / <b>\${Var}</b> _regrid_total_h1993to2015.nc	
		OUT	./ <b>\${mod}</b> / <b>\${lead}</b> / <b>\${Var}</b> _regrid_ <b>\${month}</b> _total_h1993to2015.nc ./ <b>\${mod}</b> / <b>\${lead}</b> / <b>\${Var}</b> _regrid_ <b>\${month}</b> _ano_h1993to2015.nc	
	03.mkdata.season.ncl - <b>\${Var}</b> : T, Z, U, V    - <b>\${type}</b> : total, ano	IN	./ <b>\${mod}</b> / <b>\${lead}</b> / <b>\${Var}</b> _regrid_ <b>\${month}</b> _** <b>\${type}</b> _h1993to2015.nc	
		OUT	./ <b>\${mod}</b> / <b>\${lead}</b> / <b>\${Var}</b> _regrid_DJF_ <b>\${type}</b> _h1993to2015.nc	
	/home/ssh222/ARCTIC/00.mkdata/GS_sfc		/ifs_c/CrEMA/data/MON/	
	01-1.atm_total_kma.ncl	IN	./RAW_2NC/ <b>\${mod}</b> / <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> / <b>\${mod}</b> _apm_ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> _** <b>\${Ens}</b> .nc	
		OUT	./PRE/ <b>\${mod}</b> /TOTAL/ <b>\${Var}</b> / <b>\${Var}</b> _total_1993-2016_ <b>\${IniDate}</b> .nc	
	01-2.onm_total_kma.ncl - <b>\${Var}</b> : sst,tothf	IN	./RAW/KMA/ <b>\${mod}</b> /onm/ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> /prodh_op_sfc_onm_19_ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> _** <b>\${Ens}</b> . <b>\${Var}</b> _pack.nc (if GS5) ./RAW/KMA/ <b>\${mod}</b> /onm/ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> /prodh_op_sfc_onm_21_ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> _** <b>\${Ens}</b> . <b>\${Var}</b> .nc (if GS6)	
		OUT	./PRE/ <b>\${mod}</b> /TOTAL/ <b>\${Var}</b> / <b>\${Var}</b> _total_1993-2016_ <b>\${IniDate}</b> .nc	
01-3.ice_total_kma.ncl - <b>\${Var}</b> : aice	IN	./RAW/KMA/ <b>\${mod}</b> /icm/ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> /prodh_op_sfc_icm_19_ <b>\${year}</b> / <b>\${IniDate}</b> _** <b>\${Ens}</b> . <b>\${Var}</b> _pack.nc (if GS5)		

	500,Z1000,SLP,U8 50,V850,U200,V200, LHF,SHF			<code>./RAW/KMA/\${mod}/icm/\${year}\${IniDate}/prodh_op_sfc_icm_21(22)_\${year}\${IniDate}_\${Ens}.\${Var}.nc</code> (if GS6)
			OUT	<code>./PRE/\${mod}/TOTAL/\${Var}/\${Var}_total_1993-2016_\${IniDate}.nc</code>
		02-1.mkdata_init9315_to_6monlead.ncl - <code>\${month}</code> : SEP,OCT,NOV,DEC,JAN,FEB,MAR	IN	<code>./PRE/\${mod}/TOTAL/\${Var}/\${Var}_total_1993-2016_\${IniDate}.nc</code>
			OUT	<code>./PRE/\${mod}/6month/\${Var}/\${mod}_\${Var}_\${month}_ano_h1993to2015.nc</code> <code>./PRE/\${mod}/6month/\${Var}/\${mod}_\${Var}_\${month}_clim_h1993to2015.nc</code>
		02-2.mkdata_init9315_to_DJF_4monlead.ncl - <code>\${Var}</code> : 2M,Z500,Z1000,SLP,U850,V850,U200,V200,LHF,SHF, THF,SIC,SCE	IN	<code>./PRE/\${mod}/TOTAL/\${Var}/\${Var}_total_1993-2016_\${IniDate}.nc</code>
		OUT	<code>./PRE/\${mod}/6month/\${Var}/\${mod}_\${Var}_DJF_ano_h1993to2015.nc</code> <code>./PRE/\${mod}/6month/\${Var}/\${mod}_\${Var}_DJF_clim_h1993to2015.nc</code>	
Arctic 진단 메트릭	배경장 오차 01.background - <code>\${Var}</code> : T2M,Z500,Z1000, SIC - <code>\${lead}</code> : M1,....,M4 - <code>\${region}</code> : BKS,CBS - <code>\${domain}</code> : NH,EuR,NAm - <code>\${month}</code> : DJF,DEC,JAN,FEB - <code>\${mod}</code> :GS5, GS6,GS6-GS5	<code>/home/ssh222/ARCTIC/01.background</code>		<code>/ifs_c/CrEMA/ARCTIC_FIG/performance/</code>
		01.Spatial/	01.Spatial_ANN_GL+DF_M1vsM3.ncl	<code>./Spatial/RMSE/\${Var}/M1vsM3/Spatial_RMSE_\${month}_\${Var}_M1vsM3.png</code>
			02.Polar_ANN_GL+DF_M1vsM3_SIC.ncl	<code>./Spatial/RMSE/\${Var}/M1vsM3/Spatial_RMSE_\${month}_SIC_M1vsM3_polar.png</code>
			03.Spatial_TCC_GL+DF_M1vsM3.ncl	<code>./Spatial/TCC/\${Var}/M1vsM3/Spatial_TCC_\${month}_\${Var}_M1vsM3.png</code>
			04.Polar_TCC_GL+DF_M1vsM3_SIC.ncl	<code>./Spatial/TCC/\${Var}/M1vsM3/Spatial_TCC_\${month}_SIC_M1vsM3_polar.png</code>
			05.Spatial_Polar_TCC_Vars_month.ncl	<code>./Spatial/TCC/\${Var}/Spatial_TCC_\${Var}_\${lead}.png</code>
		02.XYplot/	01.Bias_lat_time_lead.ncl	<code>./Bias_Lat_time/\${Var}_Bias_lat_season_M1vsM3.png</code>
			02.SIC_Seasonalcycle_mean.ncl	<code>./Annual_cycle/\${region}_ANN_\${Var}_GS5vsGS6_M1vsM3.png</code>
			03.SIC_Seasonalcycle_std.ncl	<code>./Annual_cycle/\${region}_STD_\${Var}_GS5vsGS6_M1vsM3.png</code>
		03.Table/	01.Table_TCC_avgVars_month_lead.ncl	<code>./Table_Skill/\${Var}/\${Var}_Table_avg\${Var}_TCCskill_\${region}.png</code> <code>./Table_Skill/\${Var}/\${Var}_Table_avg\${Var}_TCCskill_\${domain}.png</code>
			02.Table_avgTCC_Vars_month_lead.ncl	<code>./Table_Skill/\${Var}/\${Var}_Table_avg\${Var}_\${domain}.png</code>
			<code>./add_table_months.ncl</code>	

<b>예측 성능</b> <b>02.prediction_skill</b> - <b>lead</b> : M1,...,M4 - <b>mod</b> : GS5,GS6 - <b>month</b> : DJF,DEC,JAN,FEB	<b>/home/ssh222/ARCTIC/02.prediction_skill</b>		<b>/ifs_c/CrEMA/ARCTIC_FIG/prediction_skill/</b>
	<b>01.mk_index/</b>	01.AO_index.ncl	<b>/ifs_c/CrEMA/ARTIC_FIG/outdata/index/AO/AO_index_{{mod}}_{{month}}_{{lead}}_h1993to2015.nc</b>
		02.mk_index.ncl - <b>index</b> :ART1,ART2,BKS,CBS,SCE	<b>/ifs_c/CrEMA/ARTIC_FIG/outdata/index/{{index}}/{{index}}_index_{{mod}}_{{month}}_{{lead}}_h1993to2015.nc</b>
	<b>02.index_IAV</b>	01.index_timeseries_IAV.ncl	<b>./Time_series/{{Var}}/{{Var}}_timeseries_{{lead}}.png</b>
		02.index_corr_print.ncl	<b>./Time_series/{{Var}}/{{Var}}_Table_corr.png</b>
	<b>03.Table/</b>	01.Table_TCC_index_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill/index/{{Var}}/Table_TCC_{{Var}}_index_NtoDJF.png</b>
		02.Table_RMSE_index_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill/index/{{Var}}/Table_RMSE_{{Var}}_index_NtoDJF.png</b>
<b>기본 특성</b> <b>03.basic</b> - <b>lead</b> :M1,...,M4 - <b>domain</b> : AO,ART1,ART2 - <b>Var</b> : T2M,Z500,SLP,U200,Z100	<b>/home/ssh222/ARCTIC/03.basic</b>		<b>/ifs_c/CrEMA/ARCTIC_FIG/basic/</b>
	<b>01.Spatial_Reg/</b>	01.Spatial_regression_Vars_L.ncl	<b>./Spatial_Reg/{{domain}}/{{Var}}/{{domain}}_Spatial_Reg_{{Var}}_{{lead}}_L.png</b>
		02.Spatial_regression_Vars_P.ncl	<b>./Spatial_Reg/{{domain}}/{{Var}}/{{domain}}_Spatial_Reg_{{Var}}_{{lead}}_P.png</b>
		03.Spatial_regression_SLPwind.ncl	<b>./Spatial_Reg/{{domain}}/SLPwind850/{{domain}}_Spatial_Reg_SLPwind850_{{lead}}.png</b>
		04.SIC_Spatial_local_T2MandZ1000_month.ncl	<b>./Spatial_Reg/{{domain}}/TandZ/{{domain}}_Spatial_Reg_local_T2MandZ1000_{{lead}}_L.png</b>
	<b>02.Vertical_structure/</b>	01.AO_Vertical_regression.ncl	<b>./AO_Vertical/{{Var}}_AO_vertical_regression_{{lead}}.png</b>
		02.ART_Vertical_regression.ncl	<b>./ART1_Vertical/TandZ_ART1_vertical_regression_{{month}}_{{lead}}.png</b>
		03.ART_Spatial_local_TandZ_month.ncl	<b>./Spatial_Reg/{{domain}}/TandZ/{{domain}}_Spatial_Reg_local_TandZ_{{level}}hPa_{{lead}}_L.png</b>
	<b>03.Table_PCC_Vars/</b>	01.Table_ACC_Reg_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill_PCC/{{domain}}/Table_PCC_{{domain}}_{{Var}}.png</b>
		02.Table_RMSE_Reg_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill_PCC/{{domain}}/Table_RMSE_{{domain}}_{{Var}}.png</b>
		03.Table_ACC_Vertical_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill_PCC/{{domain}}_Vertical/Table_PCC_{{domain}}_Vertical_{{Var}}.png</b>
		04.Table_RMSE_Vertical_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill_PCC/{{domain}}_Vertical/Table_RMSE_{{domain}}_Vertical_{{Var}}.png</b>

<b>원격 상관</b> <b>04.teleconnection</b> - <b>Var</b> : SST,T2M,PREC - <b>mod</b> :GS5,GS6 - <b>lead</b> :M1,...,M4	<b>/home/ssh222/ARCTIC/04.teleconnection</b>		<b>/ifs_c/CrEMA/ARCTIC_FIG/teleconnection/</b>	
	<b>01.Composite/</b>	01.AO_Spatial_Vars_compostie.ncl	<b>./Composite/AO/Var/AO_Compostie_Var_lead.png</b>	
		02.HOV_AO_simultaneous_lon_month.ncl	<b>./HOV/AO/HOV_T2M_Sim_AO_lead.png</b>	
	<b>02.WACE/</b>	01.ART1_Spatial_Vars_compostie.ncl	<b>./WACE/Var/ART1_WACE_Var_lead.png</b>	
		02.WACE_regression_sattelite_month.ncl	<b>./Spatial_Reg/ART1/T2MandZ500/T2MandZ500_WACE_satellite_lead.png</b>	
		03.HOV_WACE_lon_month.ncl	<b>./HOV/ART1/HOV_WACE_lead.png</b>	
		04.Table_ACC_Vars_month_lead.ncl	<b>./Table_Skill_PCC/ART1/Table_PCC_domain_Var.png</b>	
<b>내부 과정</b> <b>05.process/01.AO</b> - <b>mod</b> : ERA5,GS5,GS6 - <b>lead</b> :M1,...,M4 - <b>month</b> : NOV,DJF - <b>Var</b> :T2M,Z500, U200,Z100 ----- <b>05.process/02.SIC</b> - <b>lead</b> :M1,...,M4 - <b>Var</b> : SIC,THF,T2M,SST - <b>domain</b> : ART1,BK_SIC	<b>/home/ssh222/ARCTIC/05.process</b>		<b>/ifs_c/CrEMA/ARCTIC_FIG/process/</b>	
	<b>01.Composite_SCE/</b>	01.NorSCE_Composite_Vars_NOV_DJF.ncl	<b>./AO/Snow_cover/Composite_Var_SCE_NOV_DJF_lead.png</b>	
		02.NorSCE_Composite_SLPwind_NOV_DJF.ncl	<b>./AO/Snow_cover/Composite_SLPwind850_SCE_NOV_DJF_lead.png</b>	
	<b>02.EPFlux/</b>	01.epflux_clim_mon.ncl	<b>./AO/EPFlux/Clim/EPFlux_clim_mod_month_lead.png</b>	
		02.epflux_composite_mon.ncl	<b>./AO/EPFlux/Composite/EPFlux_composite_mod_month_lead.png</b>	
	<b>03.PCH/</b>	01.PCH_SCE_composite.ncl	<b>./AO/PCH_SCE/Composite/PCH_SCE_composite_lead.png</b>	
	<b>04.SIC_local_response/</b>	01.Sim_BKSIC_local_response_polar.ncl	<b>./SIC/Local_response/Var/Var_Spatial_response_to_Sim_domain_polar_lead.png</b>	
		02.NOV_BKSIC_local_response_polar.ncl	<b>./SIC/Local_response/Var/Var_Spatial_response_to_NOV_domain_polar_lead.png</b>	
	<b>05.WAF/</b> - <b>Var</b> : Z,T,U,V	01.mk.WaveActivity.Flux.mon.ncl	<b>/ifs_c/CrEMA/data/MON/PRE/mod/6month/WAF/lead/TN2001-WAF.nc</b>	
		02.Sim_BKSIC_regression_WAF_hor_polar.ncl	<b>./SIC/WAF/Sim_domain_Spatial_Reg_WAF250_lead.png</b>	
03.Nov_BKSIC_regression_WAF_hor_polar.ncl		<b>./SIC/WAF/NOV_domain_Spatial_Reg_WAF250_lead.png</b>		



## 부록 F. CrEMA EAWM 진단체계

대분류	중분류	소분류	산출자료
전처리 [13]	모형자료 변환/추출/ 재구성 [8]	glosea5_conv2nc.csh glosea6_conv2nc.csh conv2nc.tcl ensmean.gs let.gs seltimestep.gs merge.gs sys2loc.gs	GS5(원시) prodh_op_sfc_apm_19_19910101_001.pp ~ prodh_op_sfc_apm_19_20161225_041.pp prodh_op_sfc_onm_19_19910101_001.sst_pack.nc ~ prodh_op_sfc_onm_19_20161225_041.sst_pack.nc 26yrx12mox4dy(초기조건)x3mem=3,744 (1.5TB) GS6(원시) prodh_op_sfc_apm_22_19930101_001.pp ~ prodh_op_sfc_apm_21_20161225_007.pp prodh_op_sfc_onm_22_19930101_001.sst.nc ~ prodh_op_sfc_onm_21_20161225_007.sst.nc 24yrx12mox4dy(초기조건)x7mem=8,064 (4.5TB) <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin: 5px 0;">                         변환(표준) → 앙상블평균 → 지연앙상블 → 선행시간(M1~7 추출) → 병합                     </div> GS5(처리) M1~7/prodh_op_sfc_apm_1993_2016.nc M1~7/prodh_op_sfc_onm_1993_2016_sst.nc GS6(처리) M1~7/prodh_op_sfc_apm_1993_2016.nc M1~7/prodh_op_sfc_onm_1993_2016_sst.nc
	모형/재분석 자료 추출/재격자 [5]	regrid.gs selmon.gs seasmean.gs settaxis.gs settaxis2.gs	mmm.prodh_op_sfc_apm_1993_2016_240x121.nc mmm.prodh_op_sfc_onm_1993_2016_sst_240x121.nc mmm.reanalysis-era5-single-levels-monthly-means.240x121.nc mmm.reanalysis-era5-pressure-levels-monthly-means.240x121.nc mmm.pr.mon.mean.240x121.nc mmm.sst.mnmean.240x121.nc ※ mmm : son, djf, dec, jan. feb

예측성 [22]	예측성 (평균편향) [11]	clim.gs clim_ls.gs abias.gs bias.gs bias_glb.gs barplot.py dbias.gs vbias.gs crs_clim.gs crs_bias.gs maxlat.gs	(png) fig_clim_var_djf (png) fig_clim_var_djf_r (png) fig_abias_t2m_djf_m*_rmse (csv) abias.t2m.mon.mean.m* (png) fig_abias_t200_djf_m*_rmse (csv) abias.t200.mon.mean.m* (png) fig_bias_var_djf_rmse_m* (csv) bias.var.mon.mean.m* (png) fig_bias_glb_var_djf_rmse_m* (png) fig_barplot_var_rmse (png) fig_dbias_var_djf_rmse_m* ※ var : sst, t2m, pr, v850, z500, u300, u200 (png) fig_vbias_temp_djf_m*_rmse (csv) vbias.temp.mon.mean.m* (png) fig_vbias_z_djf_m*_rmse (csv) vbias.z.mon.mean.m* (png) fig_crs_clim_t2m_GS*/ERA5_rmse* (png) fig_crs_bias_t2m_GS*_rmse_m* (csv) crs.t2m.mon.mean.m* (png) fig_maxloc_u200_djf_m*
	예측성 (변동성) [11]	idx_chen2000.gs idx_gong2001.gs idx_guo1994.gs idx_jhun2004.gs idx_lee2013.gs idx_li2010.gs idx_shi1996.gs idx_sun1997.gs idx_wang2012.gs idx_wang2014.gs idx_yang2002.gs	(png) fig_idx_msl_djf_C00_m* (csv) idx.msl.C00.mon.mean.m* (png) fig_idx_msl_djf_G01_m* (csv) idx.msl.G01.mon.mean.m* (png) fig_idx_msl_djf_G94_m* (csv) idx.msl.G94.mon.mean.m* (png) fig_idx_u300_djf_J04_m* (csv) idx.u300.J04.mon.mean.m* (png) fig_idx_t2m_djf_L13_m* (csv) idx.t2m.L13.mon.mean.m* (png) fig_idx_u200_djf_L10_m* (csv) idx.u200.L10.mon.mean.m* (png) fig_idx_msl_djf_S96_m* (csv) idx.msl.S96.mon.mean.m* (png) fig_idx_z500_djf_S97_m* (csv) idx.z500.S97.mon.mean.m* (png) fig_idx_msl_djf_W12_m* (csv) idx.msl.W12.mon.mean.m* (png) fig_idx_msl_djf_W14_m* (csv) idx.msl.W14.mon.mean.m* (png) fig_idx_v850_djf_Y02_m* (csv) idx.v850.Y02.mon.mean.m*

원격상관 [12]	열대-중위도 원격상관 [4]	comp_enso.gs comp_iod.gs reg_enso.gs reg_iod.gs	(png) fig_comp_enso+/-_var_djf_m* (csv) comp.enso+/-_var.mon.mean.m* (png) fig_comp_iod+/-_var_djf_m* (csv) comp.iod+/-_var.mon.mean.m* (png) fig_reg_enso_var_djf_m* (csv) reg.enso.var.mon.mean.m* (png) fig_reg_iod_var_djf_m* (csv) reg.iod.var.mon.mean.m* * var : t2m, msl, z850, z500, u200
	동아시아 몬순-중위도 [2]	comp_eawm.gs reg_eawm.gs	(png) fig_comp_eawm+/-_var_djf_m* (csv) comp.eawm+/-_var.mon.mean.m* (png) fig_reg_eawm_var_djf_m* (csv) reg.eawm.var.mon.mean.m* * var : t2m, msl, z850, z500, u200
	중위도-북극 원격상관 [6]	comp_ao.gs comp_bo.gs comp_esce.gs reg_ao.gs reg_bo.gs reg_esce.gs	(png) fig_comp_ao+/-_var_djf_m* (csv) comp.a+/-_var.mon.mean.m* (png) fig_comp_bo+/-_var_djf_m* (csv) comp.bo+/-_var.mon.mean.m* (png) fig_comp_esce+/-_var_djf_m* (csv) comp.esce+/-_var.mon.mean.m* (png) fig_reg_ao_var_djf_m* (csv) reg.ao.var.mon.mean.m* (png) fig_reg_bo_var_djf_m* (csv) reg.bo.var.mon.mean.m* (png) fig_reg_esce_var_djf_m* (csv) reg.esce.var.mon.mean.m** * var : t2m, msl, z850, z500, u200
프로세스 [18]	주성분 분석 [8]	eof_t2m.f eof_z500_ub.f eof_z500_wp.f pca_t2m.gs pca_z500.gs ts_z500.gs pcor_t2m.gs pcor_z500.gs	(png) fig_eofpc_t2m_djf_1993-2016_pcc_tcc.png (png) fig_eofpc_z500_djf_1993-2016_pcc_tcc.png (png) fig_eofpc_ts_djf_ub_z500_m* (png) fig_eofpc_ts_djf_wp_z500_m* (csv) cor.ntm.t2m.mon.mean.m* (csv) cor.stm.t2m.mon.mean.m* (csv) cor.ub.z500.mon.mean.m* (csv) cor.wp.z500.mon.mean.m* (png) fig_reg_eofpc_t2m_var_pc*_m* * var : t2m, msl, z500 (png) fig_cor_eofpc_z500_t2m_ub_m*

		(png) fig_cor_eofpc_z500_t2m_wp_m*
대기-해양 상호작용 [10]	reg_wnpsh.gs reg_wnpsh2.gs scat_wp_sst_pr.gs scat_wp_pr_z850.gs scat_wp_z850_ws.gs scat_wp_ws_sst.gs scat_wp_z850_sst.gs scat_wp_ws_pr.gs anc_enso+/- .gs hovdiag.gs	(png) fig_reg_wnpsh_sst_z850_djf_m* (png) fig_reg_wnpsh_precip_uv850_djf_m* (png) fig_scat_wp_pr_z850_reg_m* (csv) scat.wp.pr.z850.mon.mean.m* (png) fig_scat_wp_sst_pr_reg_m* (csv) scat.wp.sst.pr.mon.mean.m* (png) fig_scat_wp_ws_pr_reg_m* (csv) scat.wp.ws.pr.mon.mean.m* (png) fig_scat_wp_ws_sst_reg_m* (csv) scat.wp.ws.sst.mon.mean.m* (png) fig_scat_wp_z850_sst_reg_m* (csv) scat.wp.z850.sst.mon.mean.m* (png) fig_scat_wp_z850_ws_reg_m* (csv) scat.wp.z850.ws.mon.mean.m* (png) fig_hov_sst_msl_enso+_m*



## 부록 G. CrEMA BSISO 진단체계

