

장기예보 개선을 위한 예측정보 활용기술 개발

**Development of technology to utilize forecast
information to improve long-range forecasts**

김가은, 김옥연, 문수연, 유진호, 임슬희, 정유림

기후사업본부 기후분석과

2024.12.

아시아·태평양경제협력체 기후센터

Executive Summary

APCC has contributed to the long-range forecast operated in KMA for the last several years since 2017. We have continuously improved technical affairs and decision making process necessary for long-range forecast. Over the last 3 years, we have tried to improve long-range forecast by combining both observed monitoring factors and its model predictability. The objective seasonal prediction includes the selection of monitoring factors and combination of those factors in the seasonal forecast models. Therefore, we choose various significant monitoring factors for the boreal winter temperature forecast.

To improve the information related to the ENSO in 3-month long range forecast, we investigated the performance of ENSO and its related monthly response in the seasonal forecast models. Although the performance of ENSO index was highly correlated with observation, monthly variation of ENSO related tropical precipitation and atmospheric circulation in East Asia had lower performance in models. The results of this study suggest that it is need to understanding the ENSO response in model as well as information from the other predictors to improve predictability in late winter.

This study investigated the impact of the Madden-Julian Oscillation (MJO) as a tropical oceanic climate driver for weekly winter temperature forecasts and proposed its application for 1-month outlooks. By analyzing the convective and tropical-midlatitude teleconnection responses of the MJO under ENSO mean background states, representative influence phases were identified. Through experiments using the Linear Baroclinic Model (LBM), we investigated the impact of mid-latitude wave propagation caused by tropical convection activities associated with the MJO. The experiment supports the influence of the MJO on the East Asian region analyzed from observation data. Additionally, the predictive performance of ECMWF model for ENSO-MJO influence phases was evaluated, leading to the development of practical guidelines for +3-week temperature forecasts.

In this study, we investigated the performance of North Pacific Oscillation (NPO) and its delayed impact for seasonal forecast models. Models reproduced the December NPO pattern and its one-month delayed impact processes as in observation. However, the predictability of NPO index had low performance except lead-0. Also, models simulated the stronger influence of ENSO than NPO, which was different from observation. It is positively correlated that the December NPO with January East Asia geopotential height, SST and temperature in Korea, and they had more tight tendency when NPO and ENSO has same phase. Models also simulated similar tendency when NPO and ENSO in model has same phase. We suggest that it could be useful in the January temperature forecast when models predict a strong NPO consistently with same phase of ENSO.

We focused on the Western Pacific (WP) pattern, a key atmospheric teleconnection influencing winter temperature over South Korea. Our analysis revealed that the December WP pattern consistently exhibits a strong correlation with South Korean temperature, whereas its influence on January and February temperatures has weakened since the 1990s. Models effectively reproduced the December WP pattern and its associated atmospheric mechanisms, including the northward shift of the upper-level jet, warm southerly wind anomalies, and a rise in air temperature during its positive phase. As the models better capture the interannual variability of the WP index than air temperature, the phase of the WP plays a crucial role in monitoring and predicting temperature variation. However, limitations remain in fully simulating the independent effect of the WP teleconnection without the influence of the ENSO. These findings highlight the significance of the December WP pattern for temperature forecasting and emphasize the need for improved models to better capture atmospheric teleconnection dynamics.

Snow cover in the Eurasian region in the fall (October) is a major factor in explaining winter temperature variability in East Asia. In early winter, radiative cooling caused by snow cover leads to the development of continental high pressure and a decrease in temperature, which is well reproduced in seasonal prediction models. On the other hand, in late winter, the relationship between snow cover-Arctic Oscillation-East Asia temperature has clear non-stationarity depending on the periods and model reproducibility for this relationship is also low. Therefore, in early winter, Eurasian snow cover can be used as a monitoring factor for predicting winter temperature, but development additional factors is necessary to improve predictability in late winter.

The autumnal Arctic sea ice and Eurasian snow cover have been considered as an major predictors for predicting winter temperature in South Korea. However, since these two factors share a common mechanism via the stratosphere, their effects may sometimes be double-counted in actual predictions. This study examined the individual and combined effects of these two predictors and evaluated how well these effects are represented in operational seasonal prediction model. The combined influence of the two predictors maintains a similar pattern throughout the winter months, with a particularly pronounced impacts on warm and cold anomalies over South Korea in January. The model simulates the atmospheric response to snow cover more effectively than to sea ice, and it shows higher predictability for the combined effect of the two predictors when sea ice in October is low, and snow cover in November is extensive over East Siberia.

국문 요약

APCC는 지난 수년에 걸쳐 기상청과의 협력시스템을 바탕으로 지원체계를 강화함으로써 현업 장기예보 정확도 향상을 위해 노력해 왔다. 022~2024년의 3년에 걸친 6단계 아태사업에서는 기존 APCC-기상청의 협력시스템을 바탕으로 하되, 장기예보에 있어 APCC만의 역할 영역을 더욱 확대할 필요가 있으며, 이를 위해서는 현업 장기예보 실무 예측기술을 개선하고, 앞서 개발된 기술 또는 개선된 기후정보(예측성이 좋은 정보)를 선별하고 가공하여 객관화된 예측정보를 생산할 수 있는 기반을 마련하고자 하였다. 이를 통해 다음과 같이 겨울철 예측을 위한 감시·예측 통합 정보 및 활용 가이드라인을 마련하였다.

겨울철 예측에서 중요한 인자인 ENSO와 관련된 정보의 활용성을 높이기 위해 겨울철 계절예측모델에서 ENSO와 관련된 반응의 월별 모의 특성을 분석하였다. 모델의 ENSO 모의 성능은 우수하지만 ENSO와 관련된 열대 강수와 대기 반응의 월별 변화는 제대로 모의하지 못하였다. ENSO 강제력이 전구 계절예측 예측성을 높이는데 많은 부분 기여하지만 겨울철 동아시아 월별 예측에서는 ENSO 영향이 과하게 모의되는 부분이 있다. 늦겨울 예측성을 높이기 위해 모델의 ENSO 반응에 대한 이해를 높이고 열대 해양 외의 다른 기후감시 정보를 통한 보완이 필요하다.

겨울철 주별 기온 예측을 위한 열대 해양 기후 인자로서 MJO의 영향을 규명하고 1개월 전방 활용 방안을 도출하였다. ENSO 평균 배경장 영향을 고려하여 MJO 대류 및 열대-중위도 원격상관 반응을 비교 분석하여 대표 영향 위상을 선별하였다. 선형경압모형(LBM) 실험을 통해 MJO에 의한 열대 대류의 중위도 파동 전파 영향을 살펴보았으며 관측 자료에서 분석된 MJO의 동아시아 지역 영향을 확인할 수 있었다. 이와 더불어, ECMWF 모델에서 ENSO-MJO 영향 위상에 대한 예측성능 진단을 통해 +3주 기온 예보를 위한 활용 가이드라인을 제시하였다.

겨울철 기온 예측을 위한 인자로서 제안된 중위도 북태평양에서 나타나는 대기 변동성인 북태평양진동(NPO)의 예측 특성과 NPO의 지연 영향 과정의 재현성을 계절예측모델에서 분석하였다. 모델에서 NPO 패턴은 대부분 잘 모의했으며 12월 NPO의 한 달 지연 영향 과정도 재현되었다. 그러나 모델은 NPO보다 ENSO 영향이 강하게 작용하는 것으로 모의해 관측과 차이가 있었다. 관측에서 NPO와 ENSO가 같은 위상으로 발생했을 때 NPO만 발생한 경우보다 동아시아 지위고도와 해수면 온도, 우리나라 기온의 경향성이 뚜렷했으며 모델에서도 NPO와 ENSO가 같은 위상으로 발생한 경우는 관측과 유사한 경향으로 모의했다. 그러나 모델의 NPO 지수 예측성은 lead-0 이후로는 높지 않은 한계가 있어 모델들이 강한 NPO를 일관되게 예측하는 경우 ENSO 위상과 같이 고려해 1월 기온 예측에 반영하기를 제안한다.

우리나라 겨울철 기온 변동성에 영향을 미치는 주요 대기 원격상관인 서태평양 패턴을 분석하고, 이를 예측인자로서의 활용 가능성을 평가하였다. 12월 서태평양 패턴은 우리나라 기온과 꾸준히 높은 양의 상관성을 보이는 반면, 1월과 2월에는 1990년대 이후 상관성이 약화되는 비정상성이 나타났다. 모델 기반의 분석에서도 12월 서태평양 패턴과 이와 관련된 대기 상하층

메커니즘이 효과적으로 재현되었으나, 엘니뇨 남방진동의 영향을 배제한 경우 서태평양 원격상관의 독립적인 영향을 충분히 재현하지 못하는 한계가 확인되었다. 서태평양 패턴의 양의 위상이 발생할 경우, 하층 알류산 저기압에 의한 동서 기압 차 감소로 따뜻한 남풍 편차가 유입되며, 상층에서는 제트기류의 북상이 북극 찬 공기 유입을 억제하는 주요 메커니즘이 나타났다. 모델의 12월 서태평양 패턴 지수는 관측에서 나타난 서태평양 패턴의 경년변동성을 잘 재현하고 있으므로, 12월 기온의 감시 및 예측 인자로 활용 가능할 것으로 기대된다. 본 연구 결과는 12월 서태평양 패턴의 원격상관이 우리나라 겨울 기온 변동성에 주요한 영향을 미치며 관측과 모델에서 모두 이를 잘 모의하고 있음을 보여준다. 따라서 12월 서태평양 패턴을 독립적인 감시 및 예측인자로 활용함으로써 우리나라 겨울철 기온의 장기예보 정확성을 향상시킬 수 있음을 시사하며, 대기 원격상관 메커니즘의 정교한 모의를 위한 모델 개선의 필요성을 강조한다.

가을철(10월) 유라시아 지역 눈덮임 또한 동아시아 겨울철 기온 변동성을 설명하는데 있어 주요한 인자이다. 초겨울에는 눈덮임에 의한 복사냉각에 의한 대륙고기압 발달 및 기온 하강을 유도하는데 이는 계절예측모델에서도 잘 재현된다. 반면, 늦겨울에는 눈덮임-북극진동-동아시아 기온의 관계에 있어 시기에 따라 비정상성이 뚜렷하며, 이 관계에 대한 모델 재현성도 낮다. 따라서 초겨울에는 유라시아 눈덮임이 겨울철 기온 예측을 위한 감시인자로 활용 가능하지만, 늦겨울 예측성 향상을 위해서는 추가 인자 개발이 필요하다.

겨울철 우리나라 기온 예측에 가을철 해빙과 눈덮임은 각각 주요한 예측인자로 활용된다. 그러나 두 인자는 성층권을 통로로 하는 같은 메커니즘을 공유하기 때문에 실제 예보에 그 영향이 이중으로 고려되는 경우가 생길 수 있다. 이 연구에서는 두 예측인자의 단일 및 결합 효과를 살펴보고 현업 계절 예측 모델에서 그 효과가 잘 구현되고 있는지 평가하였다. 두 예측인자의 결합 영향은 겨울철 월별로 비슷한 양상이 유지되는데, 특히 1월에 우리나라에 고온 및 저온 편차에 뚜렷한 영향을 주는 것을 확인하였다. 모델은 해빙 효과보다는 눈덮임 효과에 따른 겨울철 대기 반응을 비교적 잘 모의하고, 두 인자의 결합 효과에 대해서는 10월 해빙이 적고, 11월 눈덮임이 동시베리아에 많은 경우에 예측성이 높게 나타났다.

목차

| | |
|---|----|
| Executive Summary | II |
| 국문 요약 | IV |
| 목차 | VI |
| 표 차례 | IX |
| 그림 차례 | X |
| 1. 서론 | 1 |
| 2. 겨울철 우리나라 기온 장기예보 개선 | 4 |
| 2.1 APCC 장기예보 현황 | 4 |
| 2.2 APCC 장기예보 개선 방향 | 4 |
| 3. 열대 해양 | 7 |
| 3.1 El Niño-Southern Oscillation (ENSO) | 7 |
| 3.1.1 연구 배경 | 7 |
| 3.1.2 모델의 겨울철 ENSO 모의 성능 | 7 |
| 3.1.3 모델의 겨울철 ENSO와 관련된 반응 모의 특성 | 8 |
| 3.2 Madden-Julian Oscillation (MJO) | 13 |
| 3.2.1 자료 및 방법 | 13 |
| 3.2.2 ENSO-MJO 위상에 따른 기온 계절내 변동 | 18 |
| 3.2.3 ENSO 중립해 MJO 영향 | 20 |
| 3.2.4 라니냐해 MJO 영향 | 37 |
| 3.2.5 1개월 전망 활용성 평가 | 41 |
| 4. 북태평양 | 48 |
| 4.1 North Pacific Oscillation (NPO) | 48 |
| 4.1.1 연구 배경 | 48 |
| 4.1.2 자료 및 분석 방법 | 49 |

| | | |
|--------|-----------------------------------|-----|
| 4.1.3 | 모델의 북태평양진동 모의 | 50 |
| 4.1.4 | 모델의 12월 NPO의 한 달 지연 영향 재현 | 55 |
| 4.1.5 | NPO 지연 영향의 장기 변화 | 63 |
| 4.1.6 | NPO와 ENSO 활용 방안 | 68 |
| 4.2 | Western Pacific (WP) 패턴 | 73 |
| 4.2.1 | WP 패턴의 영향 | 73 |
| 4.2.2 | 자료 및 분석 방법 | 73 |
| 4.2.3 | WP 원격상관이 우리나라 겨울철 기온에 미치는 영향변화 | 74 |
| 4.2.4 | WP 원격상관의 모델 모의 특성 | 80 |
| 5. | 북극 및 유라시아 대륙 | 87 |
| 5.1 | 유라시아 눈덮임 | 87 |
| 5.1.1 | 유라시아 눈덮임 특성 | 87 |
| 5.1.2 | 10월 유라시아 눈덮임 속도 영향 | 89 |
| 5.1.3 | 10월 유라시아 눈덮임과 그 영향: 비정상성 | 93 |
| 5.1.4 | 10월 유라시아 눈덮임과 그 영향: 모델 재현성 | 100 |
| 5.2 | 눈덮임과 해빙의 결합효과 | 104 |
| 5.2.1 | 연구자료 및 방법 | 104 |
| 5.2.2 | 재분석 자료를 이용한 눈덮임과 해빙의 결합효과 | 107 |
| 5.2.3. | GloSea6 모델에서 눈덮임과 해빙의 결합효과 모의 특성 | 118 |
| 6. | 겨울철 우리나라 기온 장기예보를 위한 관측감시인자 활용 방안 | 129 |
| 7. | 국내 장기예보 전망 생산 지원 | 131 |
| 7.1. | APCC 3개월 전망 생산 | 131 |
| 7.2. | APCC 1개월 예측시스템 운영 및 개선 | 132 |
| 7.3. | WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 운영 | 136 |
| 8. | 요약 및 결론 | 138 |

사사141
References142

표 차례

| | |
|---|-----|
| Table 3.1 List of years categorized by ENSO type | 14 |
| Table 4.1. Description of model name and hindcast period used in this study. | 49 |
| Table 4.2. Evaluation of model performance skill for T2M and WP interannual variability between each model and reanalysis data in December during 1991/92–2010/11. | 86 |
| Table 5.1 Selected years for each case. | 107 |
| Table 5.2 Configuration of cases for composite analysis. | 107 |

그림 차례

| | |
|---|----|
| Figure 2.1. Current APCC 3-month long-range forecast which consist of seasonal prediction from APCC MME and observation-based monitoring factors. | 4 |
| Figure 2.2. Objective seasonal forecast process proposed by WMO. | 5 |
| Figure 2.3. Research construction for APCC long-range forecast improvement. | 6 |
| Figure 3.1 Scatter plots between the temporal correlation coefficient and normalized root mean square error (NRMSE) of the Niño3.4 index. | 8 |
| Figure 3.2 Correlation coefficient between observation and model responses (bar and circle), and relative difference between correlation coefficients (diamond and line). | 10 |
| Figure 3.3 Composites of the precipitation anomalies over the western Pacific (WP; 110-150° E, 5°S-15°N) and the central Pacific (CP; 160-210°E, 5°S-°N). | 11 |
| Figure 3.4 Correlation coefficient between (pink) Niño3.4 index and wave-train index, (yellow) wave-train index and 500hPa geopotential height over the Korean Peninsula, (blue) western north Pacific anticyclone and sea level pressure over the Korean Peninsula. | 12 |
| Figure 3.5 (Upper row) 500 hpa geopotential height (GPH) anomaly pattern of LBM steady state to the MJO phase 6 (left column) and phase 7 (right column) forcing. (lower rows) Composite maps of observed 500 hPa GPH anomaly pattern with different lag time (days) of each MJO phases. Day 2 means composite map of GPH 2 days after MJO reached respective phase. | 16 |
| Figure 3.6 Time series of spatial pattern correlation coefficient over East Asia and North Pacific (100-210°E, 20-60°N) between 500 hPa GPH from LBM state state and observation composite map with different lags (x-axis). | 17 |
| Figure 3.7 (Upper panel) Observed temperature anomaly of Korea during March 2024. (Lower panel) low level (850-700 hPa) atmospheric temperature simulated by LBM forced by MJO forcing derived from observed RMM indices. | 18 |
| Figure 3.8 Box-and-whisker plots showing intraseasonal temperature anomalies for each phase of ENSO and MJO. | 19 |
| Figure 3.9 Time series of 850hPa temperature over Korea (125-130°E, 30-40°N) from LBM simulation with different forcings. | 20 |
| Figure 3.10 Intraseasonal OLR anomalies associated with MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) for each ENSO type. | 21 |

| | |
|---|----|
| Figure 3.11 Sea surface temperature (shaded), 850 hPa specific humidity (contour), and 850 hPa wind (vector) anomalies for each ENSO type. | 22 |
| Figure 3.12. Weekly mean 300 hPa streamfunction anomalies associated with MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) for each ENSO type. | 23 |
| Figure 3.13 Same as Figure 3.12 but for MSLP and 850 hPa wind anomalies. | 24 |
| Figure 3.14 A sequence of 500 hPa geopotential height anomaly simulated by LBM forced by the thermal forcing derived from tropical rainfall anomalies composite in MJO phase-3 until day 5. | 25 |
| Figure 3.15 Same as Figure 3.14, but for MJO phase 6. | 26 |
| Figure 3.16 Intraseasonal anomalies of temperature (top), 300 hPa streamfunction (middle), mean sea level pressure and 850 hPa wind(bottom) at Week 4 after the occurrence of MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions. | 27 |
| Figure 3.17 Intraseasonal anomalies of outgoing longwave radiation (contour) and 300 hPa streamfunction (shading) at Day 0, Day +5, Day +10, Day +15, and Day +20 after the occurrence of MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions. | 29 |
| Figure 3.18 Longitude-time diagram of intraseasonal anomalies of 500 hPa geopotential height, averaged over 40-70°N, from Day -5 to Day +30 after the occurrence of MJO Phase 3 (left) and Phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions. | 30 |
| Figure 3.19 Phase diagrams showing the evolution of MJO Phase 3 (left) and Phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions at Day 0 (blue), Day +7 (green), Day +14 (yellow), and Day +21 (purple). | 31 |
| Figure 3.20 Spatial correlation coefficients of 300 hPa stream function (top) and mean sea level pressure (bottom) between MJO phase 3 (+Week2, +Week3, and +Week4) and phases 4, 5, and 6 for each ENSO phase. | 32 |
| Figure 3.21 Same as Figure 3.14 expect for the simulation forced by propagating MJO forcing from phase 3 to phase 8. | 33 |
| Figure 3.22 Same as Figure 3.15 expect for the simulation forced by propagating MJO forcing from phase 6 to phase 3. | 34 |
| Figure 3.23 Intraseasonal anomalies of 200 hPa geopotential height and 850 hPa wind at Week 4 for cases starting from MJO Phase 3(Phase 6) to Phase 6(Phase 3) during ENSO-neutral conditions. | 35 |
| Figure 3.24 Box-and-whisker plot of intraseasonal temperature anomalies for warm (left) and | |

| | |
|---|----|
| cold (right) cases during ENSO-neutral winters in South Korea. | 35 |
| Figure 3.25 Occurrence rates of warm events (left) and cold events (right) during winters under ENSO-neutral (orange), El Niño (gray), and La Niña (yellow) conditions. | 36 |
| Figure 3.26 Schematic summarizing MJO convection and teleconnection responses associated with warm (top) and cold (bottom) events during ENSO-neutral winters. | 37 |
| Figure 3.27 Intraseasonal anomalies of OLR associated with MJO Phase 5 during winter under ENSO-neutral conditions (solid line) and La Niña conditions (shaded). | 38 |
| Figure 3.28 Weekly mean 300 hPa streamfunction (left), MSLP and 850 hPa wind anomalies (right) associated with MJO phase 5 during La Niña conditions. | 38 |
| Figure 3.29 Steady state response of 500 hPa geopotential height anomaly from LBM simulation forced by MJO phase-5 with different basic states derived from ENSO neutral years (upper panel), El Niño years (middle panel), and La Nina years (lower panel). | 39 |
| Figure 3.30 Same as Figure 3.29, but for the simulation forced by forcing over Norther Indian ocean (left panels) and western North Pacific (right panels) | 40 |
| Figure 3.31 Cold event occurrence rates (%) during Week 1 of MJO Phase 5 for different ENSO phases. | 40 |
| Figure 3.32 Schematic summarizing MJO phase 5 convection and teleconnection responses associated with cold events during La Niña winters. | 41 |
| Figure 3.33 Verification of ECMWF hindcast MJO indices during winter (DJF) for different ENSO phases, showing (from top to bottom) Bivariate Correlation, RMSE, Phase Error, and Amplitude Error. | 42 |
| Figure 3.34 MJO index prediction skill based on initial MJO phases for different ENSO phases. | 43 |
| Figure 3.35 Schematic guidelines for the application of a 1-month forecast of ENSO-MJO phase impacts. | 44 |
| Figure 3.36 Bivariate Correlation, RMSE, Phase Error, and Amplitude Error of MJO indices for representative impact-phase cases during ENSO-neutral and La Niña winters. | 45 |
| Figure 3.37 MJO phase diagrams for representative impact-phase cases during ENSO-neutral and La Niña winters, based on ECMWF hindcast (yellow) and observations (blue) over 3-week forecast periods. | 46 |
| Figure 3.38 ECMWF +3-week forecasts for ENSO-neutral winters: Intraseasonal anomalies of 2 m temperature (top), 200 hPa streamfunction (middle), and MSLP with 850hPa wind (bottom) | |

| | |
|---|----|
| for single-phase (left) and combined-phase (right) associated with the warm case. | 47 |
| Figure 4.1. The spatial pattern and the corresponding principal component time series of the second EOF mode for the December sea level pressure anomalies during 1979–2021 (a and black line in c) and 1993–2015 (b and red line in c). | 50 |
| Figure 4.2. The spatial pattern of the second EOF mode for the DEC sea level pressure anomalies for models and observation. | 52 |
| Figure 4.3. The corresponding principal time series of the second EOF mode for the DEC sea level pressure anomalies for models and observation. | 53 |
| Figure 4.4. (a) (bar) Pattern correlation coefficients between the observation and model EOF2 and (dot) percentage of variance explained by the EOF2. (b) (bar) Mean squared skill score and (dot) time correlation coefficients between the observation and model EOF2. (c) Longitude of the southern center estimated from the EOF2. | 54 |
| Figure 4.5. Multiple regression of (upper panels) DEC precipitation and 850 hPa wind anomalies and (lower panels) JAN precipitation anomalies with respect to the DEC NPO index. | 57 |
| Figure 4.6. Multiple regression of DEC and JAN precipitation anomalies averaged over the 120–150°E, 0–15°N with respect to the DEC NPO index. | 58 |
| Figure 4.7. Multiple regression of DEC and JAN 500hPa geopotential height anomalies averaged over the 120–150°E, 30–50°N with respect to the DEC NPO index. | 58 |
| Figure 4.8. Difference between multiple regression of JAN and DEC precipitation anomalies averaged over the 120–150°E, 0–15°N with respect to the DEC NPO index and Niño3.4 index. | 59 |
| Figure 4.9. Multiple regression of JAN 500hPa geopotential height anomalies averaged over the 120–150°E, 30–50°N with respect to the DEC NPO index and Niño3.4 index. | 59 |
| Figure 4.10. Multiple regression of (upper panels) DEC latent heat flux and 200 hPa wind anomalies and (lower panels) JAN sea surface temperature anomalies with respect to the DEC NPO index. | 61 |
| Figure 4.11. (upper) Climatology of DEC 200 hPa U-wind averaged over the 130–180°E. (lower) Multiple regression of DEC 200 hPa U-wind anomalies averaged over the 130–180°E with respect to the DEC NPO index. | 62 |
| Figure 4.12. Multiple regression of DEC and JAN sea surface temperature anomalies averaged over the 120–150°E, 25–45°N with respect to the DEC NPO index. | 62 |

Figure 4.13. Multiple regression of JAN 2m temperature anomalies averaged over the 125–130 °E, 35–40°N with respect to the DEC (bar) NPO index and (dot) Niño3.4 index.63

Figure 4.14. Percentage of variance explained by EOF1 and EOF2 for the DEC sea level pressure anomalies.64

Figure 4.15 Moving regression of JAN 2m temperature anomalies averaged over the 125–130E, 35–40N with respect to the DEC NPO index.65

Figure 4.16. (line) Moving regression of DEC and JAN precipitation anomalies averaged over the 120–150°E, 0–15°N with respect to the DEC NPO index, and (bar) their difference between JAN and DEC.66

Figure 4.17. Moving regression of JAN sea surface temperature anomalies averaged over the 120–150°E, 25–45°N with respect to the DEC NPO index.66

Figure 4.18. Scatter plots between moving regression of JAN 2 m temperature anomalies (125–130°E, 35–40°N) with respect to DEC NPO index and (a) moving regression of JAN 500 hPa geopotential height anomalies (120–150°E, 30–50°N) with respect to JAN precipitation anomalies (120–150°E, 0–15°N), and (b) moving regression of JAN sea surface temperature anomalies (120–150°E, 25–45°N) with respect to DEC NPO index.67

Figure 4.19. (upper panel) JAN 500 hPa geopotential height, sea surface temperature, and 2 m temperature anomalies for El Niño without positive NPO, El Niño and positive NPO, and positive NPO without El Niño years. (lower panel) Same as upper panel, but for La Nina without negative NPO, La Nina and negative NPO, and negative NPO without La Nina year. 69

Figure 4.20. JAN (top) 500 hPa geopotential height, (middle) sea surface temperature, (bottom) 2 m temperature anomalies of model and observation for El Niño without positive NPO, El Niño and positive NPO, and positive NPO and El Niño years.70

Figure 4.21. Time correlation coefficient of (left) NPO index and (right) Niño3.4 index between observation and model lead-0 to 3.72

Figure 4.22. Hit rate of NPO event for model (a) lead-1 and (b) lead-0.72

Figure 4.23. Western Pacific (WP) pattern in December. Regression coefficient of geopotential height at 500 hPa (Z500) onto the WP index.74

Figure 4.24. Regression coefficients of (a) geopotential height at 500 hPa (Z500), (b) sea level pressure (SLP) and wind at 850 hPa (UV850), (c) zonal wind at 200 hPa (U200), and (d) 2 m air temperature (T2M) against the WP index during the period 1979–2023. Hatch and wind vectors denote values significant at the 95% confidence level. Black contour in (c)

| | |
|---|----|
| represents the climatology of U200. | 75 |
| Figure 4.25. Correlation coefficient between the WP index (x-axis) and T2M over South Korea (y-axis) during (a) 1979–2022, (b) 1991–2022, and (c) 2001–2022 from October to following April. | 75 |
| Figure 4.26. Sliding correlation coefficients between the WP index and 2 m air temperature (T2M) over South Korea in (a) December, (b) January, and (c) February using a 20-year window. | 76 |
| Figure 4.27. Correlation coefficients between the WP index and surface air temperature during (left) 1981–2000 and (right) 2001–2020 for (a,d) December, (b,e) January, and (c,f) February. | 77 |
| Figure 4.28. Regression coefficients of Z500 against the WP index during (left) 1981–2020 and (right) 2001–2020 for (a,d) December, (b,e) January, and (c,f) February. | 78 |
| Figure 4.29. Schematic diagram illustrating the impact of the WP teleconnection on surface air temperature over South Korea in December. | 79 |
| Figure 4.30. Composite mean of temperature under the in-phase condition of WP and AO during (a) December, (b) January, and (c) February for 1979–2023 (blue) and 2000–2023 (red). | 80 |
| Figure 4.31. Regression coefficients of Z500 (gpm) against the WP index. The black box indicates the East Asia region (20–70°N, 120–180°E). | 81 |
| Figure 4.32. Taylor diagram for the WP pattern in December (blue), January (red), and February (yellow) over East Asia (20–70°N, 120–180°E) for 15 hindcast models compared with ERA5 during 1991/92 to 2010/11. | 82 |
| Figure 4.33. Evaluation of model performance skill for the WP teleconneciton in each model. Correlation coefficient between the WP index and T2M over South Korea. | 83 |
| Figure 4.34. Regression coefficients of (a,e) geopotential height at 500hPa (Z500), (b,f) sea level pressure (SLP) and wind at 850 hPa (UV850), (c,g) zonal wind at 200 hPa (U200), and (d,h) 2 m air temperature (T2M) against the WP index based on the mean of (left) High-performance 4 models and (right) Low-performance 5 models. | 84 |
| Figure 4.35. Correlation coefficients between the WP index and T2M in December using lead 1-month (L1), L2, and L3. | 85 |
| Figure 5.1. Climatological distribution (contours) and interannual variability (shadings) of snow cover in Eurasian Continent in October–January for 42 years (1980–2022). | 87 |

Figure 5.2. Correlations (shadings) and regressions (contours) of snow cover in Eurasian continent with snow cover, short wave radiation (ssr), longwave radiation plus sensible heat flux plus latent heat flux (str+sshf+slhf) and 2 m temperature (t2m) in October for the 42 years (1980-2022).88

Figure 5.3. Correlations (shadings) and regressions (contours) of snow cover in Eurasian Continent with snow cover, short wave radiation (ssr), longwave radiation+sensible heat flux+latent heat flux(str+sshf+slhf) and 2 m temperature (t2m) in November for the 42 years (1980-2022).89

Figure 5.4. Regressed sea level pressure onto the SPIDX (without trend) in October.90

Figure 5.5. Regressed 2m temperature onto the SPIDX (without trend) in October.90

Figure 5.6. Regressed 20hPa zonal wind onto the SPIDX (without trend) in October.91

Figure 5.7. Regressed 500hPa geopotential height onto the SPIDX (without trend) in October. 91

Figure 5.8 Relationship between October snow cover extent (SCE) and boreal winter (DJF) AO for 1910 to 2014, with 21-year sliding correlation, represented by 20C Reanalysis in NOAA. 93

Figure 5.9 Regressed 200hPa zonal wind onto the snow cover extent in October.94

Figure 5.10. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1981~2023.95

Figure 5.11. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1981~2016.95

Figure 5.12. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1993~2016.95

Figure 5.13. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1993~2023.96

Figure 5.14. Regressed zonal mean vertical wave activity flux (WAFz) over 40-80N onto the October Eurasian snow cover extent during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively. 97

Figure 5.15. Regressed geopotential height over 60-90N onto the October Eurasian snow cover extent during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively.97

Figure 5.16. Regressed geopotential height in October onto the October Eurasian snow cover extent during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively.98

| | |
|---|-----|
| Figure 5.17. Regressed geopotential height in December onto the October Eurasian snow cover extent during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively. | 98 |
| Figure 5.18. Correlation of zonal mean vertical wave activity flux (WAFz) over 40-80N and negative Arctic Oscillation during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively. | 99 |
| Figure 5.19. Regressed temperature in October onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS5 and ECMWF, respectively. | 100 |
| Figure 5.20. Regressed zonal mean vertical wave activity flux (WAFz) over 40-80N onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS6 and ECMWF, respectively. | 101 |
| Figure 5.21. Regressed geopotential height onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS6 and ECMWF, respectively. | 102 |
| Figure 5.22. Correlation of Arctic Oscillation at 10hPa in December and Arctic Oscillation from October to March in ERA5, GS6 and ECMWF, respectively. | 102 |
| Figure 5.23. Regressed temperature onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS6 and ECMWF, respectively. | 103 |
| Figure 5.24 (upper) Leading EOF mode of 2 m temperature over Eurasia for DJF mean. (lower) Pressure-month cross section of polar cap height regressed to leading PC time series. | 104 |
| Figure 5.25 Proceeding snow cover pattern (October and November) regressed to PC1 time series. | 105 |
| Figure 5.26 Proceeding sea ice pattern (October and November) regressed to PC1 time series. | 106 |
| Figure 5.27 Time series of October sea ice concentration index (solid) and November snow cover dipole index (dash). | 106 |
| Figure 5.28 December composite patterns of 500 hPa geopotential height anomalies for six cases from ERA5 arranged in a 3x3 grid. | 110 |
| Figure 5.29 December composite patterns of 2 m temperature anomalies for six cases from ERA5 arranged in a 3x3 grid. | 111 |
| Figure 5.30 Same as in Figure 5.28, but for January. | 112 |
| Figure 5.31 Same as in Figure 5.29, but for January. | 113 |
| Figure 5.32 Same as in Figure 5.28, but for February. | 114 |
| Figure 5.33 Same as in Figure 5.29, but for February. | 115 |

| | |
|--|-----|
| Figure 5.34 Latitude–pressure cross section of composite differences in E–P flux (vector), E–P flux divergence (contour), and zonally averaged zonal wind (shade) from ERA5. | 117 |
| Figure 5.35 December composite patterns of 500 hPa geopotential height anomalies for six cases from GloSea6 arranged in a 3x3 grid. | 120 |
| Figure 5.36 December composite patterns of 2 m temperature anomalies for six cases from GloSea6 arranged in a 3x3 grid. | 121 |
| Figure 5.37 Same as in Figure 5.35, but for January. | 122 |
| Figure 5.38 Same as in Figure 5.36, but for January. | 123 |
| Figure 5.39 Same as in Figure 5.35, but for February | 124 |
| Figure 5.40 Same as in Figure 5.36, but for February. | 125 |
| Figure 5.41 Latitude–pressure cross section of composite differences in E–P flux (vector), E–P flux divergence (contour), and zonally averaged zonal wind (shade) from GloSea6. | 127 |
| Figure 5.42 Scatter plot of pattern correlation and NRMSE for each composite cases. | 128 |
| Figure 6.1. Various monitoring factors considered in the guideline for temperature forecast in boreal winter. | 129 |
| Figure 6.2. Guideline for monthly temperature forecast in boreal winter considering various monitoring factors and its model predictability. | 130 |
| Figure 7.1 Sample of APCC 3-month forecast contents for KMA. (upper) Summary and (lower) information from monitoring factors and seasonal forecast model. | 131 |
| Figure 7.2 Sample of APCC 1-month forecast content. | 133 |
| Figure 7.3 Sample of deep learning–based 1-month temperature probabilistic forecast. | 133 |
| Figure 7.4 Example of Sub–seasonal Prediction Results for the APCC 3-month forecast. | 134 |
| Figure 7.5 Weekly mean ACC over East Asia for (a) sea level pressure, (b) 500–hPa geopotential height, (c) temperature, and (d) precipitation. | 135 |
| Figure 7.6 Weekly mean HSS over South Korea for (a) temperature and (b) precipitation. | 135 |
| Figure 7.7 Characteristics of GPC data for WMOLC–LRFMME subseasonal prediction. | 137 |
| Figure 7.8 Sample of subseasonal forecasts from the WMO Lead Center for Long–Range Forecasts. | 137 |

1. 서론

APCC는 지난 수년에 걸쳐 기상청과의 협력을 통해 현업 장기예보 정확도 향상을 위한 노력을 기울여 왔다. 2022~2024년의 3년에 걸친 6단계 아태사업에서는 기존 APCC-기상청의 협력 시스템을 바탕으로 하되, 장기예보에 있어 APCC만의 역할 영역을 더욱 확대할 필요가 있으며, 이를 위해서는 현업 장기예보 실무 예측기술을 개선하고, 앞서 개발된 기술 또는 개선된 기후 정보(예측성이 좋은 정보)를 선별하고 가공하여 객관화된 예측정보를 생산할 수 있는 기반을 마련할 필요가 있다. 이는 장기예보 현업기관(기상청)과 장기예보 기술 등의 연구개발을 목표로 하는 여타 R&D 과제들과 차별화되는 것으로써, 지속적인 국내 장기예보 생산 및 실무 예측기술 개선과 활용을 통해 국내 장기예보를 개선하는데 더욱 기여하고자 하였다. 이를 위해 6 단계 연구를 통해 “겨울철 예측을 위한 감시·예측 통합 정보 및 활용 가이드라인”을 만들고자 했으며, 이를 위해 우리나라 겨울철 기온과 관련된 감시인자를 다음과 같이 종합적으로 살펴보았다.

겨울철 예측에서 가장 중요하게 고려되는 기후 감시 인자로 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation; ENSO)을 활용하고 있다. ENSO는 열대 태평양 해수면 온도에서 나타나는 경년변동으로 대기 원격 상관을 통해 우리나라에 영향을 주는 대표적인 강제력이다. ENSO가 우리나라 및 동아시아에 미치는 영향은 겨울철 안에서 월별로 차이가 있으며, 이에 대한 관측 및 모델의 예측 특성에 대해 이해하는 것은 예측성을 높이기 위해 필요하다. 따라서 이 연구에서는 계절예측모델에서 ENSO와 관련된 반응이 월별 규모에서 어떤 특성을 갖고 모의되는지 살펴보았다.

MJO는 주요 대류역의 위치에 따라 지역별 미치는 영향이 다르게 나타난다. 김가은 등(2023)은 열대 해양성 대륙 부근에서 나타나는 대규모 구름대가 일주일에 걸쳐 남동아시아부터 북동쪽으로 전파되는 파동 형태의 원격상관 패턴을 형성함에 따라 우리나라 기온 계절내 변동과의 관련성이 높음을 밝힌 바 있다. 특히 겨울철의 경우 열대지역에서 강한 변동성을 보여주는 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)이 평균 배경장을 변화시켜 MJO 대류뿐만 아니라 중위도 원격상관 강도 및 전파에도 상당한 영향을 줄 수 있으므로 두 개의 기후 인자들의 결합된 효과에 대한 이해가 필수적이다. 따라서, ENSO 위상에 따른 MJO 원격상관 반응을 조사하고 고온 또는 저온을 유발하는 영향 위상을 선별하여 1개월 전망에 활용할 수 있는 가이드라인을 제시하고자 한다.

열대지방 강수 변동이 유도하는 중위도 원격상관을 이해하고 예측하는데 다양한 복잡성을 가진 모델들을 활용하고 있다. 그 중에서 대기-해양의 복잡한 비선형적인 상호작용의 영향을 제한하는 단순한 모형을 이용한 연구들이 다수 이루어지고 있는데(e.g. Zheng and Chang 2019) 특히 열대 강제력과 배경장을 분리하여 강제력의 선형적인 효과를 살펴보는 연구들은 선형 로스비 파동전파 이론에 대한 연구가 활발했던 20세기 중후반은 물론 현재까지도 계속되고 있다. 과거 계절규모 변동성에 대한 연구들은 MJO에 관한 연구에서 계절내 변동성에 대한 연구로 확장되었고, 계절규모 변동성에 활용되었던 단순 모델들 역시 계절내 변동성의 이해를 위해 활용되고 있다. 이 가운데 Linear Baroclinic Model (이하 LBM)은 대서양 지역 경년변동성 연구를 위해 개발되어(Watanabe and Kimoto, 2000) 지속적으로 활용되고 있으며, 최근에도 MJO에 의

한 중위도 대기반응 연구에 활용되고 있다(Arcodia et al. 2020, Wang et al. 2020, Arcordia and Kirtman 2023). 본 연구에서는 배경장과 강제력의 영향을 분리하여 고려할 수 있는 선형모델의 장점을 살려 계절내 변동인 MJO teleconnection이 경년변동인 ENSO의 영향에 따라 어떻게 변화하는지를 살펴보고 관측에서 나타나는 MJO의 동아시아 영향이 선형모델에서 재현되는 지를 살펴, 관측자료 분석에 대한 근거를 강화하고자 한다.

겨울철 북반구에서 나타나는 북태평양진동(North Pacific Oscillation; NPO)은 북태평양 해면기압에서 나타나는 남북방향의 쌍극자 패턴으로 겨울철 동아시아 대기 순환에 영향을 미친다. 선행 연구에서는 NPO가 겨울철 우리나라 기온 변동성에 영향을 줄 수 있으며, NPO 영향이 한 달 지연되어 우리나라에 영향을 줄 수 있기에 예측 활용 가능성이 있음을 제시하였다(김선태 등, 2023). 이 연구에서는 선행 연구 결과를 바탕으로, 겨울철 예측에서 NPO의 활용성을 높이기 위해 계절예측모델에서 모의 되는 NPO 예측 특성을 분석하였다. 모델에서 모의하는 NPO와 관련된 영향 과정의 재현성을 분석해 모델의 모의 특성을 이해하고, 겨울철 예측에 활용하기 위한 방안을 마련하고자 한다.

북반구 겨울철 주요 대기 원격상관 중 하나인 서태평양 (Western Pacific, WP) 패턴은 동아시아 지역의 겨울철 기후변동성에 큰 영향을 미치는 요소로, 특히 우리나라 겨울철 기온 변동성에 중요한 역할을 한다. 그러나 기존 연구들은 주로 겨울철 평균 WP 패턴에 초점을 맞추어 분석됨에 따라, 계절내 변동성에 대한 이해는 제한적이었다. 본 연구는 12월~2월 겨울철 WP 패턴과 그에 따른 우리나라 겨울철 기온 변동성을 분석하고, 이를 바탕으로 WP 패턴의 장기예보에 활용방안을 마련하고자 한다. 특히, WP 원격상관의 비정상성을 분석하여 겨울철 계절내 WP 패턴의 변동성을 중점적으로 규명하고자 한다. 또한, 예측모델에서 WP 패턴 및 원격상관의 재현성을 평가함으로써 WP 패턴이 우리나라 겨울철 기온 변동성을 이해하는 데 있어 중요한 기후 인자임을 입증하고자 한다. 나아가, 본 연구는 장기예보 기술개발에 있어 WP 패턴의 활용 가능성을 강조하며, 이상 기온 현상의 사전 대비를 위한 기초 자료로 기여하는 것을 목표로 한다.

중위도 대륙의 중요 기후감시요소로서, 10월 유라시아 대륙 눈덮임을 겨울철 기온에 활용할 수 있는 방안에 대해 분석하였다. 먼저, 10월 유라시아 대륙 눈덮임 속도의 경우, 그 경향성(trend)를 제거하여 감시인자로 활용하여야 하며, 11월~12월의 초겨울에는 눈덮임 지표면 알베도에 의한 기온 변화를 비교적 잘 재현하기 때문에 눈덮임에 대한 반응으로 모델 재현성은 믿을 만 하다. 반면, 1월~2월의 늦겨울에는 지표면 heat flux에 따른 대기 중/상층 반응이 모델의 과거재현기간에는 잘 재현하지 못하는 경향이 있으므로, 이 경우 장기간의 관측기반 감시인자의 중요성이 커진다. 10월 유라시아 대륙 눈덮임 자체를 살펴보다도, 10월 눈덮임이 많을 때 국지적인 복사냉각에 의해 대륙고기압이 확장하고 이로 인해 지표기온이 냉각된다. 눈덮임에 의한 복사냉각으로 인해 heat flux 연직 전파가 강해져, 이는 북극 성층권에 도달한다. 이것이 극소용돌이를 약화시키게 되면, 북극의 차가운 에너지가 중위도로 전파되어 늦겨울 동아시아 기온이 냉각된다 (Cohen et al. 2007, 2014a). 이러한 익히 알려진 메커니즘이 현 기후 상태에서 적용가능한지, 또한 기후예측모델에서도 이를 잘 재현하는지 알아보았다.

가을철 해빙과 유라시아 눈덮임은 공통적으로 대류권에서 성층권으로 전파되는 로스비파

를 통해 극지방 성층권과 중위도 대류권 사이의 기압 패턴을 변화시켜 -(N)AO를 유발하고 동아시아, 북미 등에 저온 편차를 유도할 수 있다고 알려져 있다(Cohen et al, 2007; Furtado et al, 2016 Kim et al, 2014; Santolaria-Otín et al, 2020;). 현업 장기예보에서 해빙과 눈덮임을 각각 겨울철 우리나라 기온 예측에 있어 주요한 예측인자로(장기예보 가이드스, 2023) 활용하고는 있지만 같은 메커니즘을 공유하는 두 가지 예측인자를 각각 동시에 활용함으로써 실제 예보에 예측인자의 영향을 이중으로 고려하는 경우가 생길 수 있다. 이 연구에서는 가을철 해빙과 유라시아 눈덮임의 단일 및 결합 효과를 살펴보고 현업 계절 예측 모델인 GloSea6에서 그 효과가 잘 구현되고 있는지 평가하였다.

2. 겨울철 우리나라 기온 장기예보 개선

2.1 APCC 장기예보 현황

현재 3개월 예보를 위해서 모델 예측정보에 관측 감시인자를 더하는 식으로 예측 자료를 생산하고 있으며(Figure 2.1), 이때 사용되는 감시인자는 장기예보 가이드스에 담고 있다. 장기예보 가이드스에 매우 많은 정보를 담고 있음에도 불구하고, 이를 월별 예측에 활용하기에는 그 정보의 유의성이 불명확하며, 특히 관측기반의 감시인자를 모델 예측정보에 직접 활용하기에는 모델 특성에 대한 정보가 부족한게 현실이다. 따라서 이를 해결하기 위해서는 많은 정보의 선별과 보정이 필요하다. 이 연구에서는 장기예보 개선을 위해 감시인자의 변동성 및 영향에 대한 모델 재현성을 고려하여 모델 예측 정보를 선별하고 이를 보정하는 방안을 제시하고자 한다. 특히 현재 장기예보 체계를 고려하여 다음과 같은 질문을 도출하였다. 첫째, 모델 특성에 대해 얼마나 알고 있는가? 둘째, 감시인자 정보가 얼마나 얼마나 견고한가? 셋째, 정보를 선택할 때 그 기준은 명확한가? 넷째, 최종적으로 예보를 생산하는데 있어 예보관의 주관적 판단을 최소화할 수 있는가? 따라서 다음에서 설명할 장기예보 개선 방향은 이에 대한 답을 찾는 방향이 될 것이다.

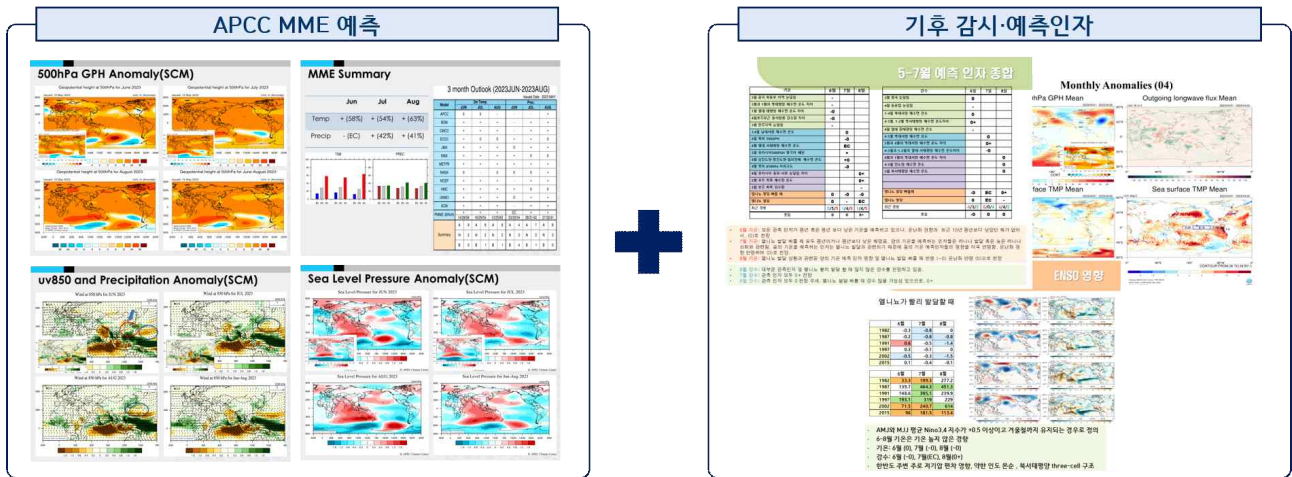


Figure 2.1. Current APCC 3-month long-range forecast which consist of seasonal prediction from APCC MME and observation-based monitoring factors.

2.2 APCC 장기예보 개선 방향

장기예보를 위해서는 예보를 생산하기 위한 자료생산 단계, 즉 “관측분석/기후모델 운영/장기예보 기술개발” 과 예보정보생산 단계, “예보관 종합분석/서비스, 홍보” 로 크게 나눌 수 있는데, APCC는 지난 수년간 이 두 단계를 연결하는 다리 역할을 해왔다. 따라서 장기예보 개선을 위해서는 자료생산단계 및 예보정보 생산 단계에서의 기술개발 및 개선이 필요하며, 이들의 연계를 통해 직접 실무에 적용하는 과정 또한 필요하다. 특히, 장기예보 생산을 위해서는

모델 예측정보가 필수적이며, 이를 실무에 활용하기 위한 장기에보 기술을 개선할 필요가 있다. 따라서 이 연구에서는 계절 및 계절내 장기에보 기술개선을 통한 정확도 향상과 함께, 그 간의 장기에보 경험 및 (기존 관측 및 모델 자료 기반의) 산재된 정보를 통합하여, 우리나라 장기에보 시 활용가능한 객관화된 예측정보 생산을 위한 기반을 마련하고자 하였다.

이 과제의 궁극적인 목표는 “traceable, reproducible and physically intuitive prediction” 이며(WMO, 2020), 이는 객관적인 계절예측을 위해 WMO에서 추구하는 바와 같다(Figure 2.2). 큰 틀에서는 현재 APCC 장기에보와 다르지 않은데, 특히 integral part의 모델 예측정보와 critical part의 관측 감시정보를 통합한다는 점에서 일맥상통한다. 객관예보를 위해서는 모델 예측성 자체를 이해하고, 우리나라 장기에보를 위한 최적의 모델을 선별하는 것이 필요하고, 이를 바탕으로 관측 감시정보를 선별, 통합하는 것이 필요하다. 종래에는 관측 및 모델기반의 정보를 통합하는 것이 필요할 것이다. 따라서 이 과제에서는 관측기반의 감시정보를 선별, 통합하고 이를 장기에보 모델에서 어떻게 재현하는지 살펴본 후, 통합할 수 있는 방안을 제시하였다. 3개월 장기에보를 개선할 수 있는 방안으로 1) 우리나라 장기에보에 유용한 정보를 선별 하기 위해 모델 정보의 신뢰도를 파악하고, 2) 겨울철 우리나라 주요 기후감시요소를 선별하고 그 활용성을 진단하였으며, 3) 겨울철 우리나라 주요 기후감시요소와 모델 정보의 결합 방안을 제시하였다. 이를 통해 신뢰도(예측성 및 유용성) 높은 모델 및 감시정보를 기반으로 한 장기에보 의사결정 방안을 제시하고, 연구결과를 직접 국내 장기에보 전망을 생산하는데 활용하였다 (Figure 2.3). 이러한 일련의 연구를 통해 첫째, 모델 특성에 대한 이해도를 높이고, 둘째, 견고한 감시인자 정보를 선별해서, 셋째, 명확한 기준을 가지고, 넷째, 예보관의 주관적 판단을 최소화할 수 있는 방향으로 결과를 도출하였다.

➤ WMO Guidance for Objective seasonal forecast

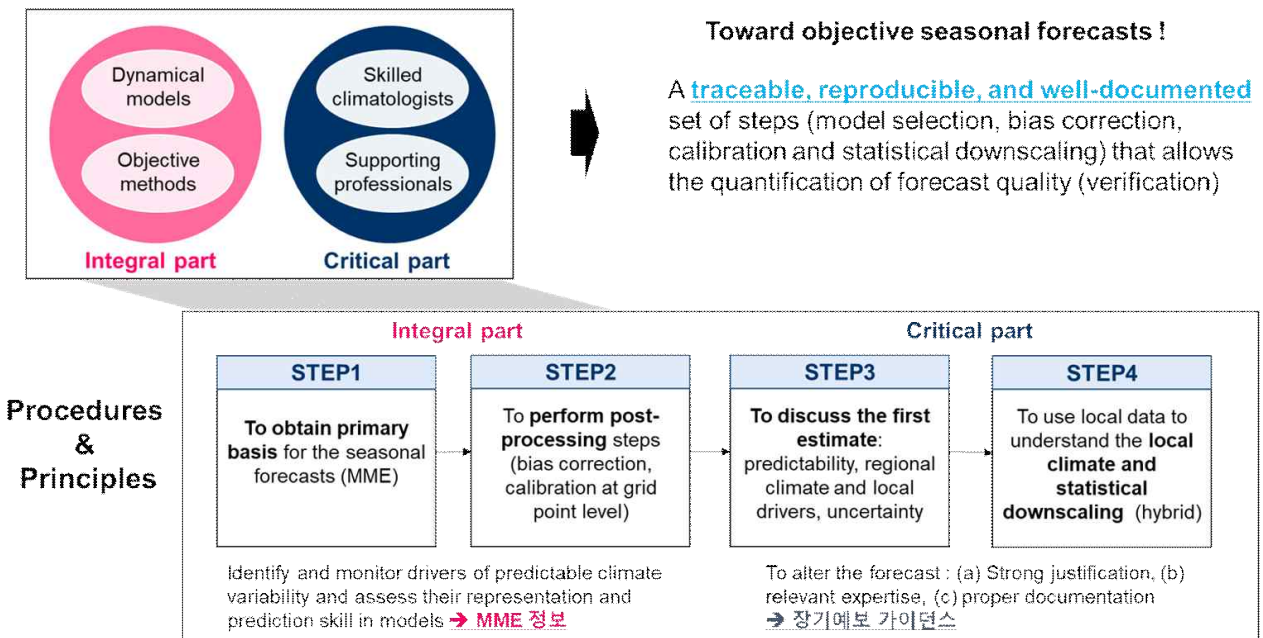


Figure 2.2. Objective seasonal forecast process proposed by WMO.

장기예보 개선방향



Figure 2.3. Research construction for APCC long-range forecast improvement.

3. 열대 해양

3.1 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

3.1.1 연구 배경

겨울철 우리나라를 포함한 동아시아 지역 예측에서 가장 중요하게 고려되는 강제력으로 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation; ENSO)을 들 수 있다. ENSO는 열대 태평양에서 발생하는 기후변동성이지만 그 영향은 전 지구적으로 크게 미치는 것으로 알려져 있으며 (Bjerknes, 1969; Horel and Wallace, 1981), ENSO와의 관련성은 지역 기후 예측에서 중요한 예측 인자로 활용되고 있다. 우리나라도 ENSO 변동성에 따라 영향을 받기 때문에 우리나라 기온 강수에 미치는 ENSO 영향을 평가한 선행 연구 결과들을 바탕으로 현업 장기예보에 ENSO 정보를 활용하고 있다.

장기예보 개선을 위해서는 다양한 관측의 감시 정보에 대한 이해도 필요하지만, 모델의 예측 특성에 대한 이해도를 높이는 것도 필요하다. ENSO 영향과 관련된 기존 연구는 대부분 3개월 평균한 계절 단위로 연구가 수행되어 1개월 단위의 월별 예측 정보 생산에 적용하기에는 어려움이 있었다. 따라서 ENSO 영향이 모델에서 월별로 어떠한 특성을 갖고 모의 되는지 이해할 필요가 있다.

이번 절에서는 6단계 사업의 1차년과 2차년도에 수행된 연구(김가은 등, 2022; 김가은 등, 2023) 중 모델에서 모의하는 ENSO 영향에 관한 내용을 요약하였다. 분석에 사용된 모델 자료는 APCC MME에 참여하는 10개 모델(수평 해상도 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)과 ECMWF 계절예측모델, 기상청 현업 계절예측모델 GloSea6 자료가 사용되었다.

3.1.2 모델의 겨울철 ENSO 모의 성능

겨울철 개별 모델의 ENSO 모의 성능을 Niño3.4 지수의 상관계수와 평균제곱근오차(Root mean square error; RMSE)로 살펴보았다(Figure 3.1). 상관계수는 2월에 한 개 모델을 제외한 모든 모델에서 12월, 1월, 2월 모두 0.9 이상의 매우 높은 양의 상관을 나타냈고, RMSE도 크지 않아 ENSO 지수의 예측성은 매우 높게 평가할 수 있다. ENSO와 관련된 열대 지역별 해수면 온도 변동에서는 모델에서 동태평양과 서태평양 해수면 온도는 관측보다 높게, 중태평양은 관측보다 다소 낮게 모의하는 경향이 있었고, 늦겨울이 될수록 서태평양과 중태평양 해수면 온도는 증가하고 동태평양은 감소하는 변화를 잘 모의하지 못했다. ENSO와 관련된 열대 태평양 강수는 180°E 동쪽은 관측보다 다소 약하게, 서쪽은 관측보다 강하게 모의했으며 최대 강수 중심이 관측보다 서쪽에서 나타나는 특징을 보였다. ENSO와 관련된 서태평양 음의 강수는 관측에서 12월에서 1월로 넘어가면서 약해지고 2월에 다시 증가하는 변화가 나타나지만, 모델은 이러한 강수의 월별 변화를 제대로 모의하지 못했다.

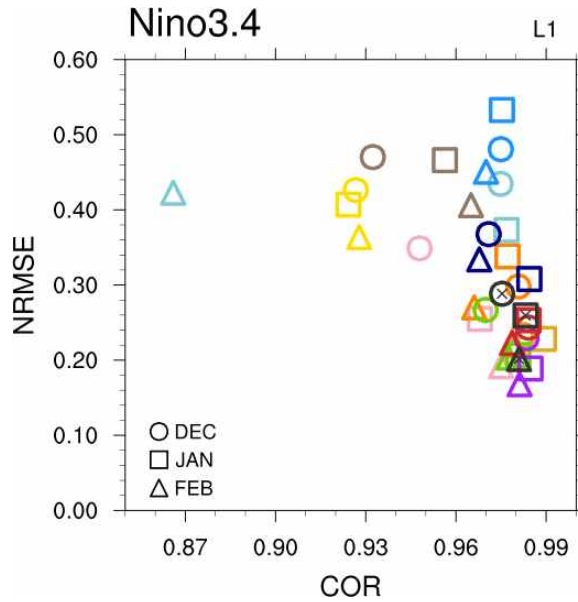


Figure 3.1 Scatter plots between the temporal correlation coefficient and normalized root mean square error (NRMSE) of the Niño3.4 index. (Figure 19 of 김가은 등, 2022)

3.1.3 모델의 겨울철 ENSO와 관련된 반응 모의 특성

겨울철 모델에서 모의하는 ENSO와 관련된 패턴의 유사성을 월별로 살펴보았다. Figure 3.2는 ENSO에 대한 반응으로 나타나는 적도 해수면 온도, 열대 강수, 북반구와 동아시아 500hPa 지위고도의 관측과의 상관계수와 상관계수들 사이의 상대적인 차이를 나타낸다. 12월부터 2월까지 적도 해수면 온도와 열대 강수 반응은 관측과의 상관성이 높게 나타났으며 두 반응의 상관계수 차이가 작아 모델이 해수면 온도와 강수 반응은 서로 비슷한 수준에서 잘 모의하는 것으로 볼 수 있다. 북반구 500hPa 지위고도 반응은 열대 강수와 비교해 상관성이 감소했으나 상대적인 차이가 크지 않았고 모델들 간의 차이도 크게 나타나지 않았다. 반면 동아시아 500hPa 지위고도 반응은 월별 차이가 크게 나타났다. 모델은 동아시아 500hPa 지위고도 반응을 12월은 높은 상관계수를 보이며 관측과 유사하게 모의했으나 1월과 2월에는 상관계수가 감소해 관측과 차이를 보였고, 개별 모델 간의 차이도 크게 나타났다.

겨울철 우리나라에 영향을 미치는 ENSO의 원격 상관 과정은 다음과 같다. 엘니뇨 최성기에 해수면 온도에 대한 반응으로 열대 중태평양에서는 대류활동이 강화되고 서태평양에서는 대류활동이 약화된다. 이러한 대류활동에 대한 대기 반응으로 대류활동이 약화된 지역의 북서쪽 하층에 고기압성 순환, 상층에 저기압성 순환이 유도된다. 상층의 저기압성 순환은 로스비파 전파에 의해 중위도에 고기압성 순환을 유도하고 이 고기압성 순환은 연직으로 순압구조를 가지게 되어 상층과 하층에 고기압성 순환이 나타나게 된다. 이렇게 유도된 고기압성 순환의 영향으로 우리나라는 평년보다 따뜻한 영향을 받게 된다. 그러나 우리나라 기온과 Niño3.4 지수의 상관계수를 월별로 구해보면 12월에만 유의한 양의 상관(0.31)을 보이고 1월과 2월은 유

의하지 않은 양의 상관(0.17, 0.15)을 보인다.

1월에 ENSO와의 상관성이 약해지는 이유를 선행 연구에서는 열대 강수와 관련된 원격상관 패턴의 변화 때문이라고 밝혔다(Son et al. 2014). Figure 3.3은 엘니뇨와 라니냐 해 서태평양과 중태평양 강수 합성장으로, 관측에서 서태평양 강수는 12월보다 1월에 약화 되지만 중태평양 강수는 변화가 크지 않았다. 선행 연구에서는 이러한 열대 강수의 월별 변화가 중위도 동아시아 지역에서 원격 상관 패턴의 월별 차이를 만들 수 있다고 밝혔다. 모델에서는 열대 강수의 월별 변화를 관측에서와 같이 모의하지 못하고 유사한 반응이 겨울철 내내 이어졌다. 모델은 서태평양 강수가 1월에 약해지고 2월에 다시 강해지는 변화를 모의하지 못했고 월별 강도 변화가 크지 않았다. 또한 서태평양 강수는 관측보다 약하게 모의하고 중태평양 강수는 관측보다 강하게 모의하는 경향을 보였는데, 이러한 차이가 1월과 2월 ENSO와 관련된 동아시아 지위 고도 반응의 차이에 영향을 주었다.

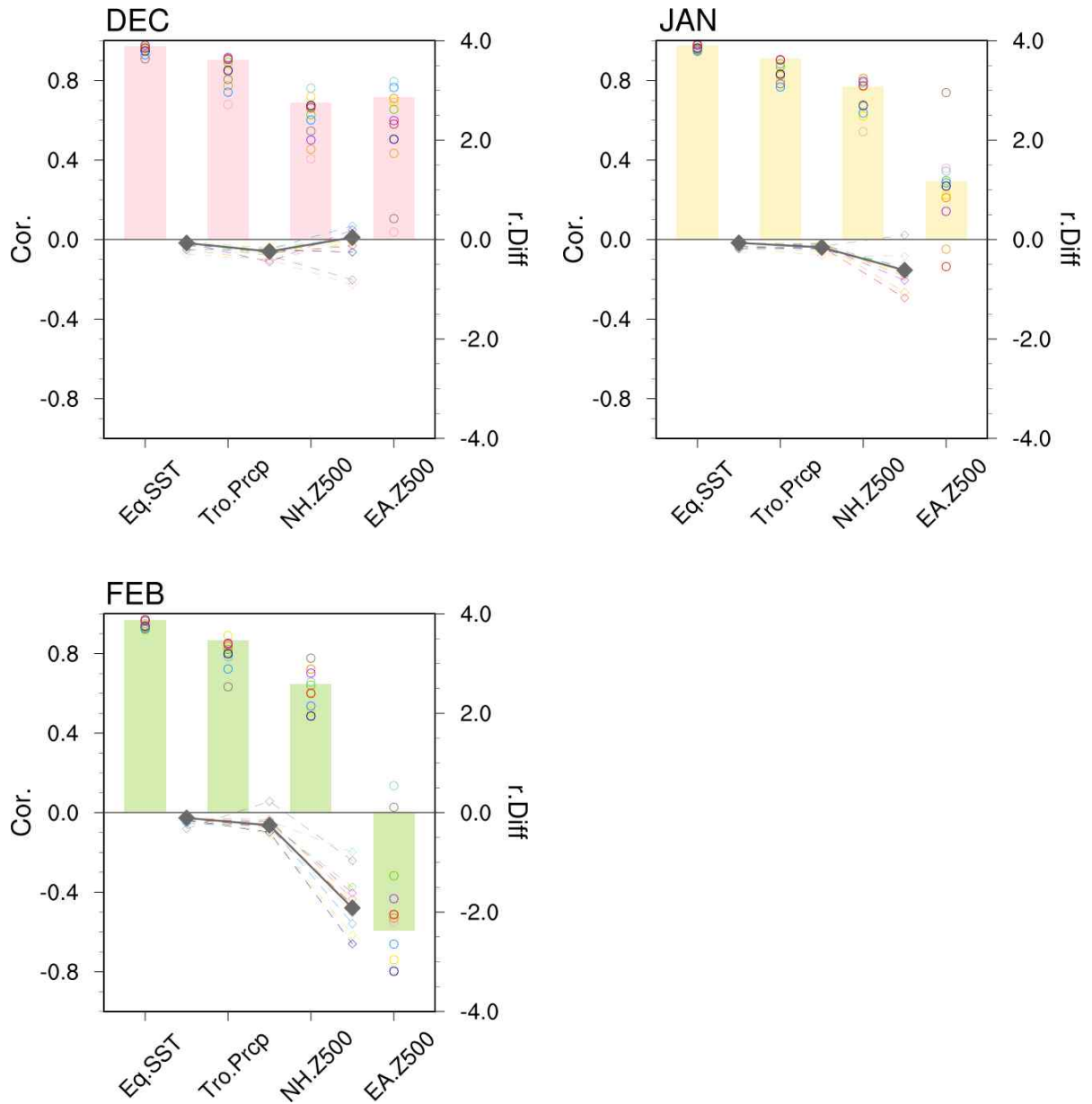


Figure 3.2 Correlation coefficient between observation and model responses (bar and circle), and relative difference between correlation coefficients (diamond and line). Eq.SST, Tro.Prcp, NH.Z500, and EA.Z500 indicate pattern correlation coefficient of equatorial SST anomalies (120–270°E, 5°S–5°N), tropical precipitation anomalies (100–270°E, 10°S–10°N), northern hemisphere 500 hPa geopotential height anomalies (0–360°E, 20–85°N), and east Asia 500hPa geopotential height anomalies (110–160°E, 20–50°N) regressed onto Niño3.4 index, respectively. Bar and gray diamond show MME results. (Figure 29 of 김가은 등, 2022)

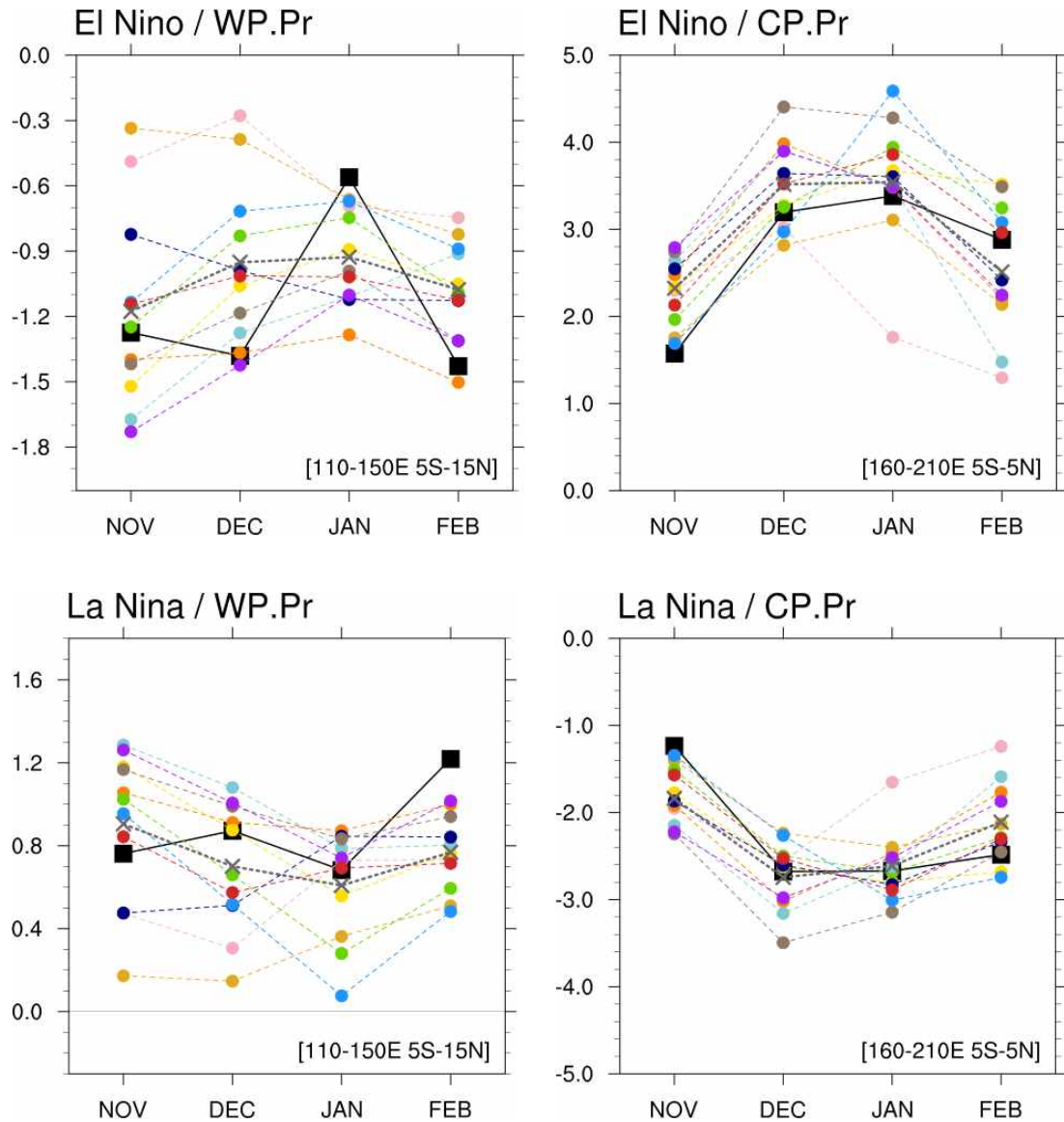


Figure 3.3 Composites of the precipitation anomalies over the western Pacific (WP; 110-150°E, 5°S-15°N) and the central Pacific (CP; 160-210°E, 5°S-5°N). Black solid line and gray dashed line show the observation and MME respectively. (Figure 31 of 김가은 등, 2022)

Figure 3.4는 ENSO, 상층 파동 지수, 우리나라 주변(120-150°E, 30-45°N) 기압계 간의 상관계수를 나타낸다. 파동 지수는 열대 대류활동 강제력으로 인해 유도되는 열대에서 중위도로 전파되는 로스비파 전파(wave train)를 상층 지위고도 편차의 차이(Z200(130-150°E, 30-45°N) - Z200(85-115°E, 25-30°N))로 나타냈다. 관측에서 ENSO와 파동 지수, 파동 지수와 우리나라 주변 500hPa 지위고도는 12월 높은 양의 상관계수를 나타내 우리나라 주변 고기압성 편차는 엘니뇨와 관련되어 나타나는 열대로부터의 파동 전파와 밀접하게 관련된 것으로 볼 수 있다. 그러나 1월에는 ENSO와 파동 지수의 상관성이 낮고 파동 지수와 우리나라 주변 지위고도의 관련성도 감소해 우리나라 주변 고기압성 편차와 엘니뇨에 의한 열대로부터의 파동 전파는 관련성이 낮다고 볼 수 있다. 2월은 ENSO와 파동 지수의 상관성은 1월보다 높지만, 파동 지수와

우리나라 주변 지위고도의 상관성은 높지 않았다. 따라서 관측에서 ENSO와 관련된 열대 강수가 열대에서 중위도로 파동 전파를 만들고 한반도 주변 고기압성 편차를 유도하는 과정은 12월에 가장 잘 나타나며 1월에는 열대 외의 다른 요인이 더 영향을 미치는 것으로 볼 수 있다.

모델에서는 관측보다 지수 간의 상관성이 높게 나타나고 월별 차이도 크지 않았다. 열대 강수를 지역별로 나누어 비교해 보면, 모델에서는 강수의 지역과 상관없이 ENSO와의 관련성이 겨울철 동안 계속 높았고 강수에 대한 대기 반응도 강수 지역에 따른 차이가 적고 서로 유사하게 열대에서 중위도로 전파되는 파동 패턴으로 모의해 관측과 차이가 있었다. 따라서 모델에서 ENSO와 관련된 반응은 12월에 가장 관측과 유사하게 모의하며 1월과 2월은 유사성이 낮았다.

모델은 전체 변동성 중 ENSO와 관련된 부분이 매우 큰 부분을 차지하며 관측에서 나타나는 월별 변동을 제대로 모의하지 못했다. ENSO에 의한 강제력은 계절 예측에서 모델의 예측성을 높이는데 매우 중요한 부분을 차지하지만, 겨울철 동아시아 계절안 예측에서는 ENSO의 영향이 관측에 비해 과하게 모의되기 때문에 예측성 향상을 위해서는 모델의 예측 특성을 파악하고 열대 해양의 영향 외에 유라시아 대륙에서의 대기 변동성 등 다른 정보를 통한 보완이 필요하다.

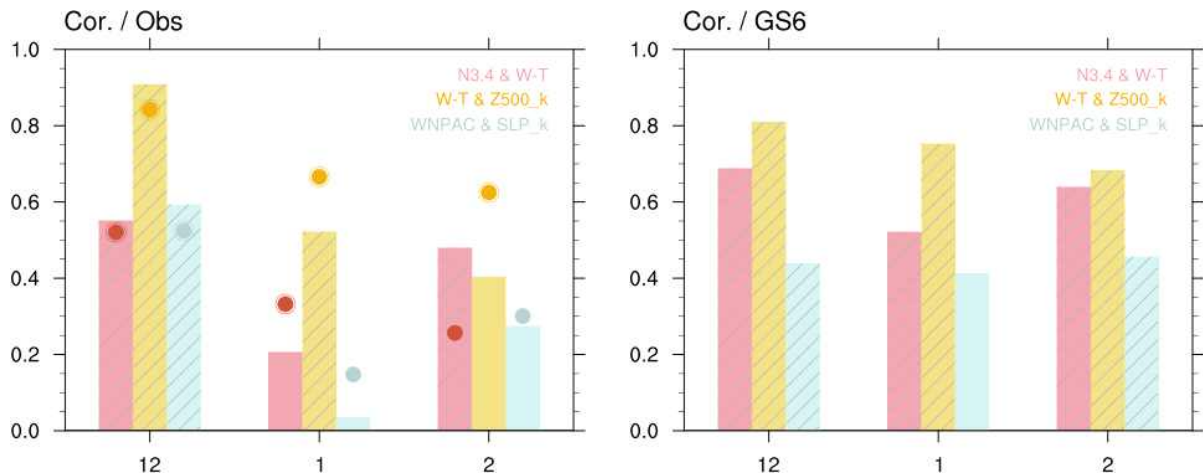


Figure 3.4 Correlation coefficient between (pink) Niño3.4 index and wave-train index, (yellow) wave-train index and 500hPa geopotential height over the Korean Peninsula, (blue) western north Pacific anticyclone and sea level pressure over the Korean Peninsula. Bar indicate coefficient during 1993/94-2015/16, and dot indicate coefficient during 1979/80-2021/22 period. Left panel is observation, and right panel is GloSea6 model. (Figure 3.17-18 of 김가은 등, 2023)

3.2 Madden-Julian Oscillation (MJO)

3.2.1 자료 및 방법

우리나라 기온의 경우 56개 지점에 대한 종관기상관측시스템(Automated Synoptic Observing System, ASOS) 관측소 자료를 사용하였으며 그 외 대기 및 해양 변수는 유럽중기예보센터(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)에서 제공하는 ERA5 재분석 자료가 사용되었다. 관측 분석 기간은 1991년부터 2020년까지 12월, 1월, 2월 겨울철로 정의하였다. 모든 변수들의 편차값은 Lanczos band-pass filter 방법으로 20~90일 시간 규모의 계절내 성분을 추출하여 구성된다.

한국기상청 정의에 따라 엘니뇨 감시구역(열대태평양 Niño3.4 지역: 5°S-5°N, 170-120°W)에서 3개월 이동평균 해수면 온도 편차가 0.5°C 이상(-0.5°C 이하) 5개월 이상 지속될 때 그 첫 달을 엘니뇨(라니냐)의 시작으로 보았으며, 그 결과 총 8개의 엘니뇨해(91/92, 94/95, 02/03, 04/05, 06/07, 09/10, 18/19, 19/20) 및 9개의 라니냐해(95/96, 98/99, 99/20, 07/08, 10/11, 11/12, 16/17, 17/18, 20/21)가 선정되었다. 일반화된 결과를 도출하기 위해 극단적인 엘니뇨해(97/98, 15/16)는 제외되었다.

MJO 지수 산출을 위한 재분석 자료는 미국해양대기청(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)의 상향장파복사 및 NCEP/NCAR(the National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) reanalysis 1의 200hPa 및 850hPa 동서바람을 사용하였다. 1개월 전망 활용성 평가를 위해 사용된 ECMWF 모델 자료는 2001년부터 2020년까지 12월, 1월, 2월이 포함되는 총 500개의 과거기후재현(hindcast) 자료이며 11개의 앙상블 평균된 결과이다. Lo and Hendon(2000) 및 Wheeler and Henson(2004)이 제안한 방법을 토대로 MJO 지수값을 산출하였으며 자세한 내용은 김가은 등(2023)에 기술되어있다.

본 연구에서 활용한 LBM은 University of Tokyo의 LBM website (ccsr.aori.u-tokyo.ac.jp/~lbm/sub/lbm/html)에서 제공하는 version 2.3이며 APCC HPC 환경에 맞추어 설치되었다. LBM을 활용하기 위해서 기본으로 제공되는 배경장은 NCEP reanalysis와 ERA40 자료가 제공되나 관측 분석자료와의 일관성을 위해 1991년부터 2020년까지의 ERA5 재분석자료의 해상도를 변경하여 활용하였다. 여러 가지 수평 및 수직해상도를 활용할 수 있는데, 동아시아 특히 한반도의 지리적 협소함과 모델 수행 속도 등을 고려하여 수평 해상도는 T42 (128x64, 약 2.8도 간격), 연직 해상도는 20층으로 설정하였으며 성층권 하부도 일부 포함하였다. ENSO 위상에 따른 배경장의 영향을 구분하기 위해 ENSO 중립, 엘니뇨, 라니냐의 3개 위상으로 구분한 연도별로 해당 연도의 7월부터 그 다음해 6월까지 월별 평균값을 합성하여 12개월치의 배경장을 구성하였고, 실험에 사용된 배경장은 DJF 평균장이다. 각 위상에 사용된 연도는 Table 3.1과 같다.

Table 3.1 List of years categorized by ENSO type

| 위상 | 연도 (엘니뇨 및 라니냐의 최성기가 나타나는 12월 기준) |
|-----|--|
| 중립 | 1992, 1993, 1996, 2000, 2001, 2003, 2005, 2008, 2012, 2013, 2014 |
| 엘니뇨 | 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009, 2015, 2018, 2019 |
| 라니냐 | 1995, 1998, 1999, 2007, 2010, 2011, 2016, 2017, 2020 |

LBM은 과거 Univ. of Tokyo의 전지구모델의 역학 코어를 활용한 것으로 강제력은 열역학 방정식(temperature equation)의 비단열 가열항으로 제공되는데, 열대 강수에 의한 비단열 가열항을 추정하는 방식은 건조 정적 에너지(dry static energy)를 이용해 산출한 apparent heat source 항(Yanai et al. 1973)을 이용하는 방법(Wang et al. 2020), 재분석 자료에서 제공되는 Thermal tendency를 이용하는 방법(Lee et al. 2024), 강수량으로부터 추정하는 방법(Arcodia et al. 2020) 등이 활용되고 있다. 본 연구에서는 계산의 편의성과 강수 자료를 이용하는 관측자료 분석과의 일관성을 위해 강수량 편차 자료를 이용해 수증기의 응결에 의한 잠열 방출에 따른 비단열 가열항을 산출하는 방법(Arcodia and Kirman 2023)을 활용하였다.

$$\dot{Q}'(x, y, t, p) = \left(\frac{L_v \rho g}{c_p p_s} \right) pr'(x, y, t) \eta(p) \quad [3.1]$$

위 식에서 좌변은 비단열 가열항, L_v ($=2.26 \times 10^6 \text{ J/kg}$)는 물의 비잠열(specific latent heat), ρ ($=1 \text{ kg/m}^3$)는 대기 밀도, g ($=9.8 \text{ m/s}^2$)는 중력가속도, c_p ($=4,186 \text{ J/K}$)와 p_s ($=101,325 \text{ pa}$)는 각각 열용량과 지면기압이다. 각 상수의 상세한 값은 실험 결과에 큰 영향을 미치지 않는다. 그리고 pr' 은 강수량 편차이며 η 는 미리 정해진 연직 프로파일로 지면과 최상층에서는 0, 대류권 중층에서 최댓값을 가지게 설정하였다.

열대지역 강수에 의해 생성된 중위도 파동은 그 자체로 중위도 지역에 강수 변동성을 초래할 수 있다. 단순화한 순압와도방정식은 아래와 같이 나타낼 수 있는데,

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = -\bar{V} \nabla \zeta' - \beta v' - fD' \quad [3.2]$$

중위도 지역은 f 값이 열대지방에 비해 크므로 중위도 지역의 강수에 의한 상층 발산(D')의 영향이 더 큰 파동 강제력으로 작용할 수 있다. 따라서 적도를 중심으로 이동하는 MJO의 영향을 비교적 순수하게 고려하기 위해 열대지역 강수는 남북위 15도까지 고려하되 남북위 20도 이상의 지역은 고려하지 않고 15도에서 20도까지는 거리에 따라 선형적으로 크기를 감소하도록 하여, 열대지역의 강수편차장이 만들어내는 영향만을 고려하도록 하였다. 강수편차장은 관측 분석에서 활용된 계절내 시간규모에 대해 필터된 값의 MJO 위상별 합성장을 활용하였다.

주어진 열대 강제력에 대해 LBM steady state는 시간 적분을 통해 산출하였으며 비교적 강한 수평 biharmonic diffusion(e-folding time 3 hour)과 damping(대기 하층에서는 0.5일, 중층에선 10일, 상층에선 1일)을 주었으며 적분 후 약 5-10일 정도에 도달한다. Figure 3.5는 LBM

의 재현성을 살펴보기 위해 MJO 위상6과 위상7 강제력에 대한 LBM steady state와 관측에서 해당 위상이 나타난 이후의 시간별 500hPa 지위고도 composite map을 비교한 그림이다. 이때 관측자료는 ERA5 자료에서 121일 running mean을 제거한 11월에서 3월까지의 자료를 composite한 자료이다. 각 그림 위상단의 값은 동아시아 및 북태평양 지역(100-210°E, 20-60°N)의 모델과 관측의 공간상관계수이다. LBM은 위상6 및 위상7 모두 북태평양에 저기압을, 극지방과 북아메리카 서북부에 고기압을 모의하고 있으며 위상6에 비해 위상7의 패턴이 전반적으로 동쪽으로 치우친 것을 확인할 수 있다. 위상6의 경우 동아시아 지역에도 저기압이 존재하여 저온을 초래할 것으로 예상할 수 있다. 관측의 경우, 위상6에서는 열대지방에 MJO가 위상6에 도달한다고 하더라도 모델에서 나타난 steady state의 패턴이 바로 나타나지는 않으며 약 4-6일이 지난 이후 유사한 형태를 갖추는 것을 확인할 수 있다. 이는 위상6에서 열대 강제력에 의해 중위도 파동이 형성되기까지 약 5일 정도의 시간이 소요됨을 의미한다. 반면 위상7의 경우는 초기에 바로 모델과 유사한 패턴이 나타나는데, 이는 위상 6과 위상 7의 열대지역 강수 패턴이 대체로 유사한 것과 관련이 있다. 즉, 관측에서 위상 7에 최초로 도달한 시점의 직전에는 대체로 위상6에 머무르고 있었을 것이므로 이미 위상 7에서 예상되는 북태평양 지역의 저기압이 형성되어 있을 가능성이 높다. 따라서 MJO 각 위상에 따른 중위도 파동 전파는 연속적으로 이어지는 이전 위상의 중위도 대기 반응에 따라 그 발현 속도가 달라진다고 볼 수 있다.

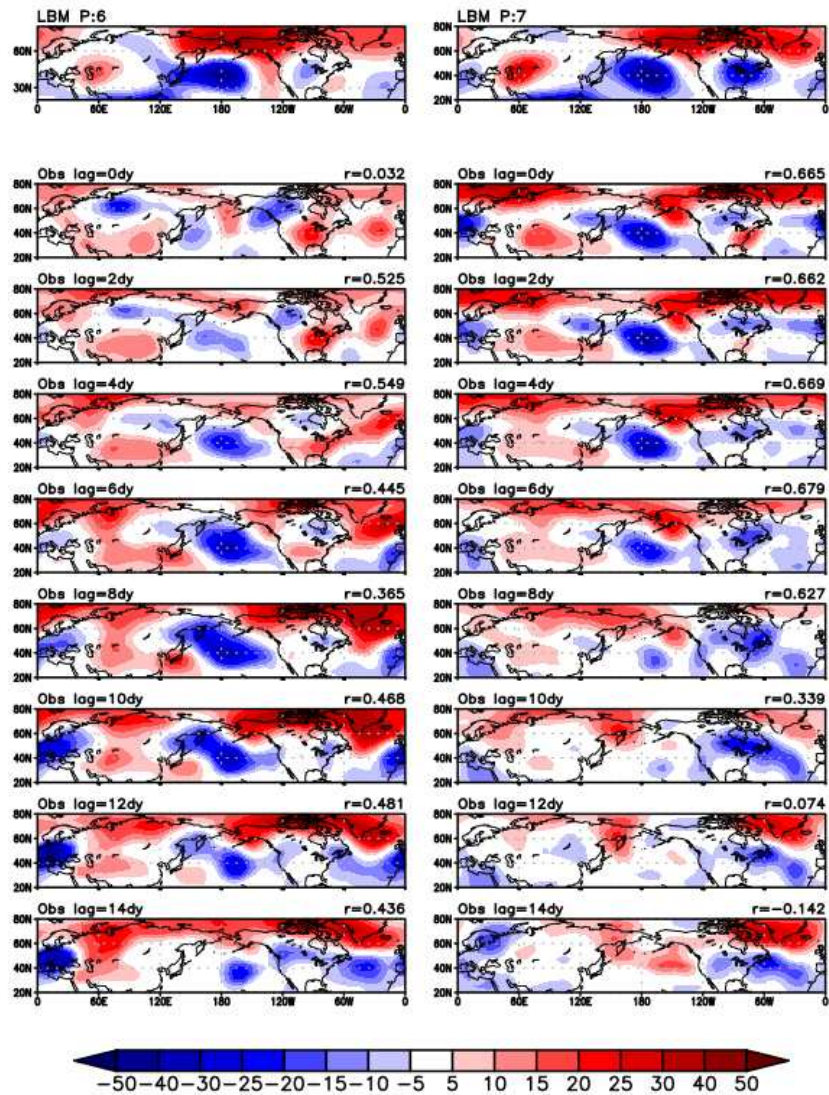


Figure 3.5 (Upper row) 500 hpa geopotential height (GPH) anomaly pattern of LBM steady state to the MJO phase 6 (left column) and phase 7 (right column) forcing. (lower rows) Composite maps of observed 500 hPa GPH anomaly pattern with different lag time (days) of each MJO phases. Day 2 means composite map of GPH 2 days after MJO reached respective phase.

Figure 3.6은 각 위상별로 LBM의 패턴과 관측의 패턴간 시간에 따른 공간상관계수를 나타낸 것으로 앞서 언급한 것처럼 위상 3과 위상7의 경우는 열대지방 MJO가 해당 위상에 도달한 직후부터 바로 steady state와 유사한 패턴을 보이나, 그 직전인 위상2, 위상6 그리고 위상 1과 4에서는 3-4일 정도 이후에 최대 공간상관계수 값을 보이는 것을 확인할 수 있다.

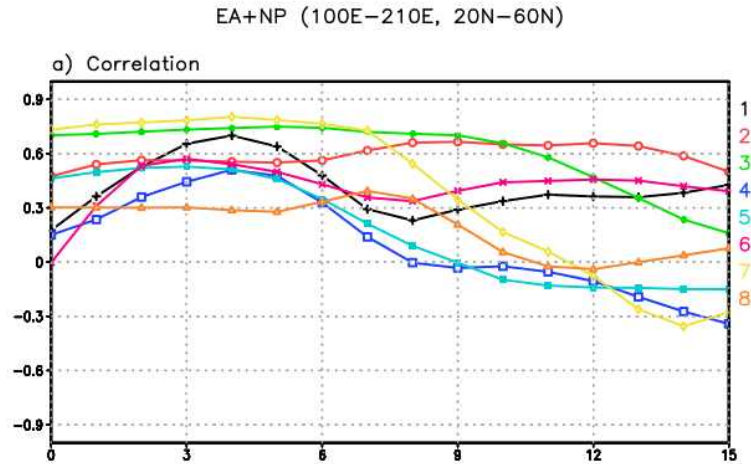


Figure 3.6 Time series of spatial pattern correlation coefficient over East Asia and North Pacific (100-210°E, 20-60°N) between 500 hPa GPH from LBM state state and observation composite map with different lags (x-axis). Different colors indicate different phase of MJO.

시간에 따라 이동하는 MJO의 영향을 모의하기 위해 고정된 강제력에 대한 steady state response를 도출하도록 되어있는 모델을 수정하여, 매일 변화하는 강제력에 대한 대기 반응을 도출할 수 있도록 하였다. 이를 MJO의 단일 위상에 대한 영향과 전파하는 MJO의 시간에 따른 영향을 별도로 고려할 수 있다. 2024년 3월 초부터 3월 중하순까지 강한 MJO가 위상 3번에서 8번까지 진행하였는데, 그 당시 전반적으로 높았던 한반도 기온이 주기적으로 낮아지는 현상이 발생했으며 이러한 계절내 기온 변동의 원인으로 MJO가 지목되었다. Figure 3.7은 한반도 지역 기온 변동(위)과 해당 시점 RMM index를 이용해 시간에 따라 변화하는 MJO 강제력을 처방한 LBM 결과의 한반도 지역 대기 하층 기온을 비교한 것이다. MJO가 위상 8로 넘어가는 3월 22일 이전의 경우에는 한반도 지역 관측 기온 변동 추세를 LBM이 유사하게 모의하는 것을 확인할 수 있어 이러한 기온 변동이 MJO에 의한 것일 수도 있음을 보임과 동시에 시간에 따른 강제력을 처방한 모델 수정 작업이 유효하였음을 보인다. 위와 같이 설정된 LBM을 이용해 관측에서 분석된 주요 사례에 대한 실험을 진행하였다.

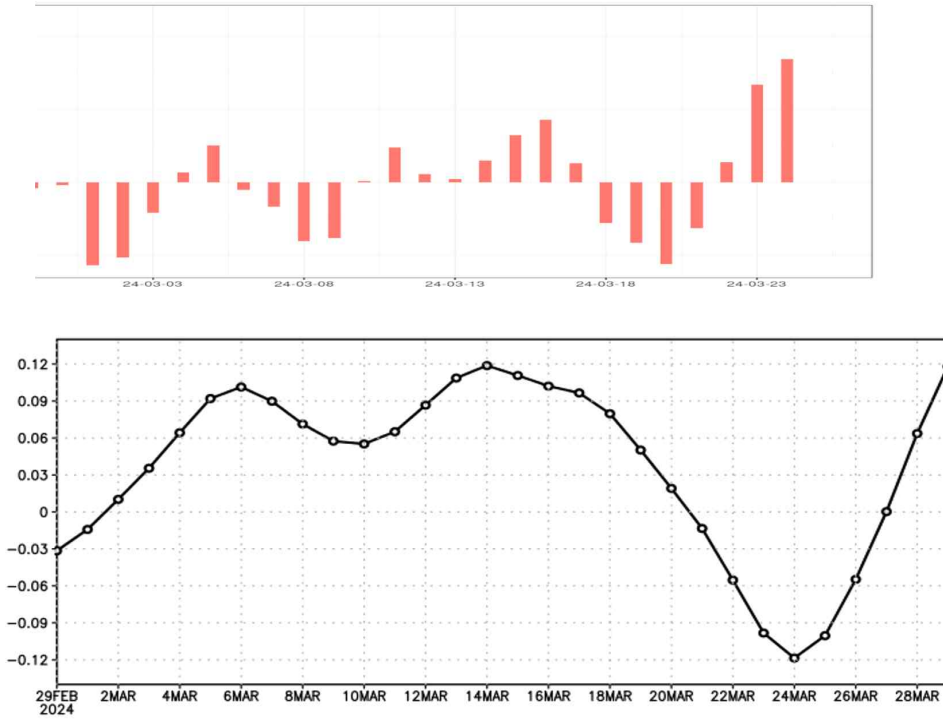


Figure 3.7 (Upper panel) Observed temperature anomaly of Korea during March 2024. (Lower panel) low level (850–700 hPa) atmospheric temperature simulated by LBM forced by MJO forcing derived from observed RMM indices.

3.2.2 ENSO-MJO 위상에 따른 기온 계절내 변동

열대 대류 강제력에 의해 생성된 로스비 파동은 중·고위도 지역까지 전파하는데 수일에 서 수주가 소요된다(Hoskins and Karoly, 1981). 동시상관 뿐만 아니라 시간이 지남에 따른 지연상관도 함께 살펴보고자 +1주에서 +4주까지 주별 원격상관 반응을 조사하였다. Figure 3.8은 ENSO 및 MJO 위상에 따른 우리나라 겨울철 기온 계절내 편차를 보여주며 왼쪽부터 MJO 발생 1주차, 2주차, 3주차, 4주차에 대한 주평균 결과이다. 보통 MJO 위상2-3 또는 위상6-7 발생 20일 후 동아시아 지역에 고온 또는 저온 편차가 유도되는 것으로 알려져 있는데(Seo et al., 2016; Kim et al., 2020) 우리나라의 경우 그 시그널이 뚜렷하지 않다(Figure 3.8a).

반면, ENSO의 mean state을 고려하는 경우 MJO 위상에 따라 차이가 확연히 나는데 특히 ENSO 중립해 위상3 및 위상6에 대한 기온 변동이 뚜렷한 것을 볼 수 있다. MJO 위상3 발생 1주차 저온 편차가 나타나고 3~4주차에 고온 편차가 나타나며 위상6의 경우 반대 양상이 나타나는 특징이 보인다. 위상4 발생 2~3주차에 나타나는 고온 경향은 위상3에 의한 시간 지연 반응과 관련 있을 것으로 유추된다. 라니냐해 MJO 위상3에 의한 기온 변동은 뚜렷하지 않는 반면 위상6 발생 1주차 저온 및 4주차 고온 경향이 나타나면서 중립해와 반대 시그널을 보인다. 또한, MJO 위상5와 관련된 +1주 저온 편차는 라니냐해에 훨씬 더 유의미한 반응으로 나타난

다. 엘니뇨 시기에는 MJO 위상8 발생 2주차 고온, 위상1 발생 3주차 저온 편차 발생 가능성이 높음을 확인할 수 있다.

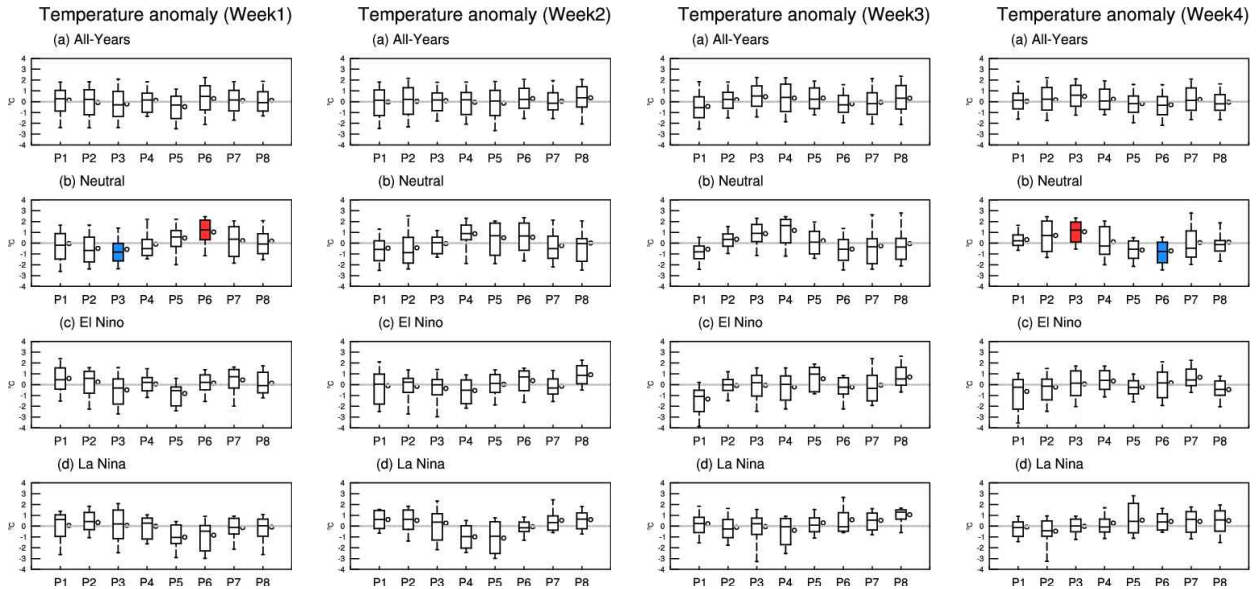


Figure 3.8 Box-and-whisker plots showing intraseasonal temperature anomalies for each phase of ENSO and MJO. The weekly means at 1 week, 2 weeks, 3 weeks, and 4 weeks after the occurrence of the MJO are shown from left to right.

본 연구에서는 우리나라 겨울철 주별 기온 변동에 영향을 주는 대표적인 ENSO-MJO 위상을 선별하기 위해 다음과 같은 기준을 제시한다. 첫째로, 한반도 전역에 유의미한 영향이 미치는지 판단하기 위해 95% 이상 신뢰수준에서 유의한 기온 편차값이 ASOS 전 지점에서 나타나는지를 살펴보았다. 두 번째로 전체 발생수의 70% 이상이 양 또는 음의 기온 계절내 편차를 나타내어 뚜렷한 계절내 변동을 보이는지 살펴보았다. 최종적으로 현업 예보에 직접적으로 활용하기 위해 3분위 값으로 정의된 기온 편차 확률값이 50% 이상일 때 설명 가능한 역학과정의 동반되는 경우를 선정하였다. 그 결과, ENSO 중립 겨울철 고온 및 저온, 라니냐 겨울철 저온 발생을 유도하는 MJO 영향 위상으로 위상3 및 위상6, 위상5가 선정되었다.

Figure 3.9에서 검정 실선은 한반도 지역(125-130°E, 33-38°N)에서 MJO 위상3(좌측 그림) 및 위상6(우측 그림) 강제력이 850hPa 기온에 미치는 영향에 대한 LBM 실험 결과를 보여준다. Figure 3.9a를 살펴보면, MJO 위상3 발생 직후부터 음의 기온 편차를 보이고 +7일 최저값을 나타내며 +3주부터 양의 기온 편차로 전환된다. 위상3과 관련된 강제력을 인도양 강수 강화(IO)와 서태평양 강수 약화(WP)로 나누어 독립적인 지역별 효과를 살펴보면, 서태평양 강수 약화(파란 실선)보다 인도양 강수 강화(빨간 실선)에 의한 영향이 큰 것을 알 수 있다. 또한, 5일에 한 번 위상전이가 이루어진다고 가정하고 위상3에서부터 시작해서 +3~4주 위상6~7로 동진하는 경우(Move) 발생 초기에 매우 강한 저온 편차 반응이 나타나고 +4주 고온 편차가 되는 것을

확인할 수 있다. 또한, 위상3 강제력에 의해 발생 초기에 나타나는 저온 편차의 강도가 4주차 고온 편차보다 훨씬 강하게 나타나는 특징을 보인다. 이와 반대로 MJO 위상6 강제력 효과를 살펴보면(Figure 3.9b), 발생 직후부터 양의 기온 편차를 보이고 +10일 최대값을 가지며 +3주부터 음의 기온 편차가 나타난다. +1주 고온 편차는 인도양 강수 약화(IO)에 의한 것으로 유추되며 서태평양 강수 강화(WP)에 의해서는 오히려 저온 편차가 나타난다. 3~4주차 저온 편차는 위상6과 관련된 인도양 강수 약화 및 서태평양 강수 강화가 모두 기여하는 것으로 확인된다. 반면, 위상6에서부터 시작해서 +3~4주 위상1-2에 위치하는 경우 발생 초기부터 시간이 지나감에 따라 고온 편차가 더 강화되는 모습을 볼 수 있는데 위상1-2는 저온 편차와 상관관계가 매우 낮은 대기순환 패턴이며 위상6에 의한 저온 시그널을 약화시키는 역할을 하는 것으로 유추된다.

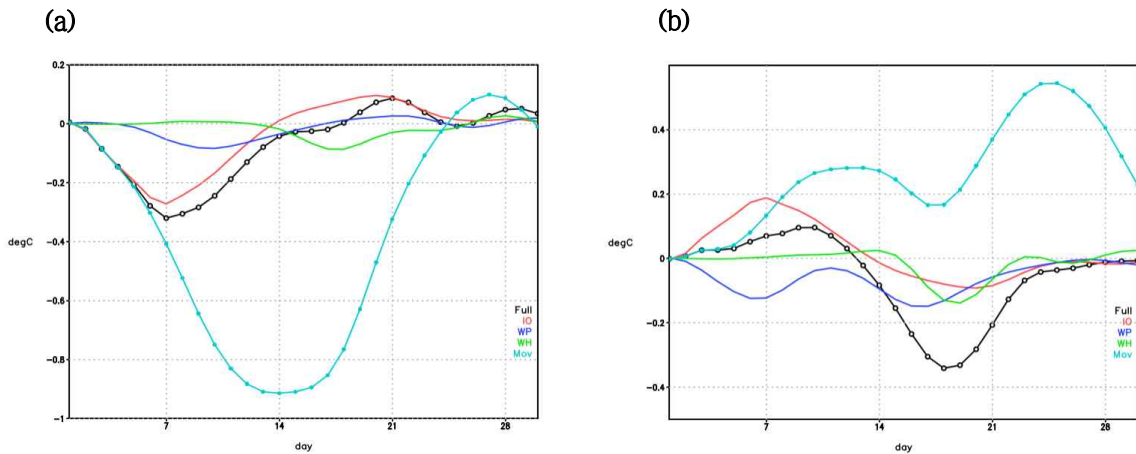


Figure 3.9 Time series of 850hPa temperature over Korea (125-130°E, 30-40°N) from LBM simulation with different forcings. Black line corresponds to the simulation forced by the thermal forcing derived from tropical rainfall anomalies composite in MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) until day 5. After day 5, forcing is turned off. Red, blue and green lines are those from similar simulation but with forcing only over the Indian ocean (IO), western Pacific (WP), and other region (WH). Light blue line corresponds to the simulation of propagating MJO forcing.

3.2.3 ENSO 중립해 MJO 영향

Figure 3.10은 MJO 위상3 및 위상6 시기에 ENSO 위상별 OLR 계절내 편차 합성장 분포를 보여준다. ENSO에 의한 평균 배경장 차이가 MJO 대류 구조를 변화시키는데 ENSO 중립해 인도양 및 서태평양에서 다이폴 형태의 대류 구조가 두드러지게 나타나는 반면 엘니뇨해는 좀더 동서 방향으로 라니냐해는 남북 방향으로 확장되는 모습이다. Moon et al.(2011)은 엘니뇨 및 라니냐 시기에 MJO의 대류 활동이 각각 동서 방향 및 남북 방향으로 더 뚜렷한 변동성을 보임을 제시한 바 있다. ENSO 위상별 해수면 온도, 850hPa 비습 및 바람 편차에 대한 평균 배경장 분포를 살펴보면(Figure 3.11), 해수면 온도 및 바람 변화에 따른 수증기 증가가 엘니뇨해

에는 열대 동중앙 태평양 중심으로, 라니냐해에는 벵골만~필리핀해 및 남인도양 부근을 중심으로 나타나는 것을 확인 할 수 있다.

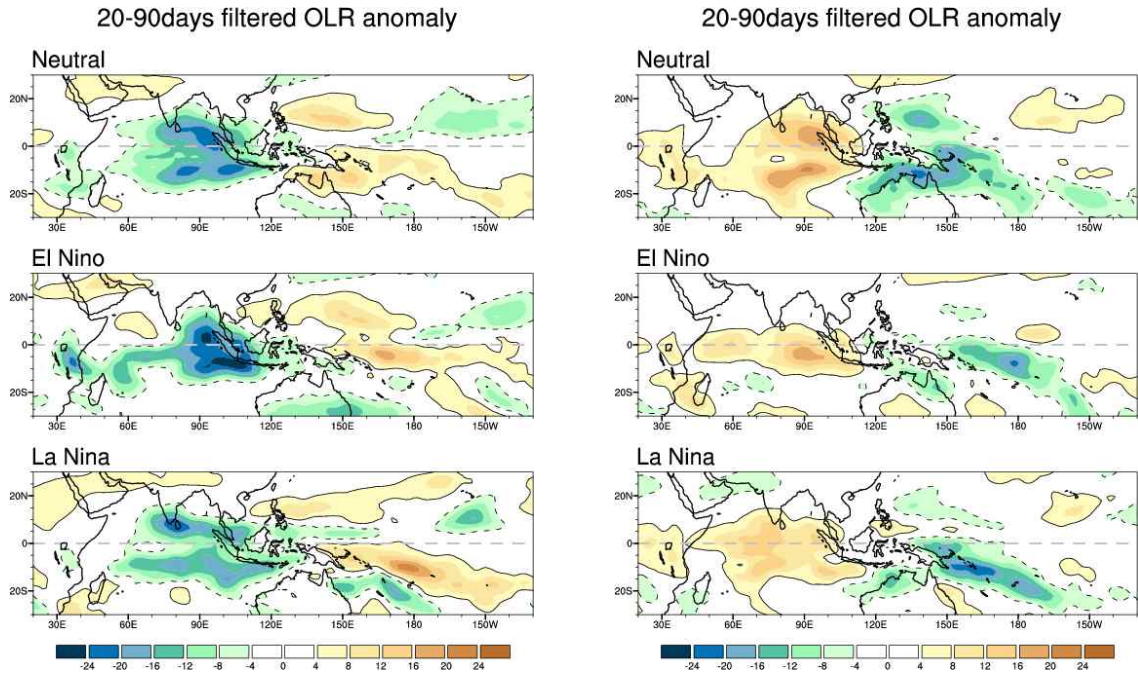


Figure 3.10 Intraseasonal OLR anomalies associated with MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) for each ENSO type.

SST(shaded) & Q850(cont.) & 850Wind anomaly

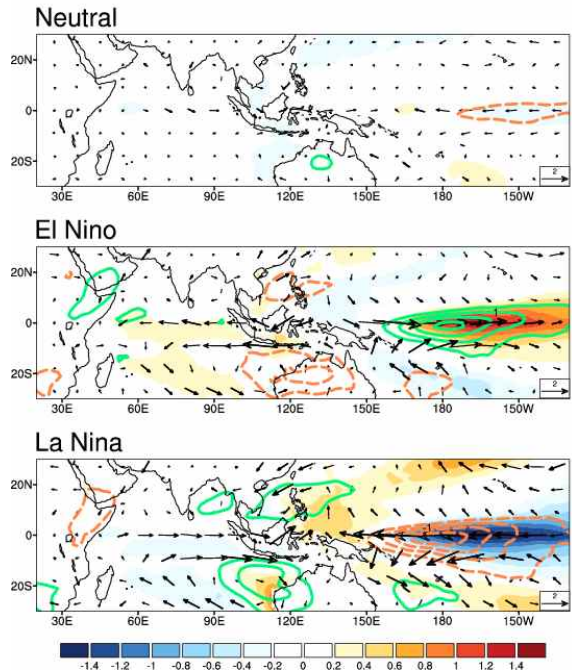


Figure 3.11 Sea surface temperature (shaded), 850 hPa specific humidity (contour), and 850 hPa wind (vector) anomalies for each ENSO type.

MJO 대류 강도 및 위치가 변함에 따라 중위도 원격상관 반응도 다르게 나타날 수 있다. ENSO 중립해 MJO 위상3 시기에 동인도양 대류가 발달하여 로스비 파동 반응에 의해 대류 서쪽인 남아시아 부근으로 상층 고기압성 순환이 유도되고 북동쪽으로 파동 전파에 의해 우리나라 부근 저기압성 순환이 강화되는 모습이 나타난다(Figure 3.12). 또한 하층 대기에서 우리나라 북서쪽으로 고기압성 순환이, 남동쪽에 저기압성 순환이 강화되면서 북동풍 바람 편차가 지배적이다(Figure 3.13). 따라서 MJO 위상3 발생 1주차 우리나라 부근 상층골 발달과 북풍에 의한 한기가 기온을 낮추는데 기여하는 것으로 판단된다. 이러한 상하층 기압 패턴은 실선으로 보여지는 총 편차장에서도 유사하게 나타남에 따라 MJO에 의한 계절내 변동성이 전체 변동성에 상당한 영향을 미칠 수 있음을 시사한다. 반면, 엘니뇨해 MJO 대류는 동인도양 중심에 중립에 비해 동쪽으로 치우쳐 발달함에 따라 상층 고기압성 순환도 동쪽인 인도차이나반도 부근에 유도되고 저기압성 흐름 역시 중립에 비해 동쪽에 위치함에 따라 저온 경향이 중립에 비해 약하게 나타난다. 라니냐해의 경우 MJO 대류 및 관련 대기순환이 중립에 비해 북서쪽에 위치하는 것으로 보인다. 인도 대륙을 중심으로 동서방향보다 남북방향으로 강화된 고기압성 순환이 발생하고 북동쪽으로 파동 전파가 약하게 나타난다. 일반적으로 로스비파의 동서방향 크기가 클수록 북쪽으로 작을수록 동쪽으로 전파되는 경향과 일치하는 모습이다. 하층 대기 또한 서저동고형 기압패턴으로 오히려 대륙고기압을 약화시키는데 기여하면서 뚜렷한 기온 변동은 없는 것으로 나타난다.

ENSO 중립해 MJO 위상6의 대류 분포를 살펴보면 위상3과 반대로 동인도양 대류가 약화

되고 서태평양 대류가 강화되는 패턴이 나타난다(Figure 3.10). 300hPa 상층 대기에서 남아시아 지역 저기압성 순환 및 우리나라 부근 고기압성 순환이 강화되는 모습을 확인할 수 있다(Figure 3.12). 우리나라 북서쪽에 음의 해면기압 편차가 남동쪽에 양의 해면기압 편차가 위치하면서 그 경계에 위치하는 우리나라 부근으로 남서풍 바람 편차가 존재한다(Figure 3.13). 위상3 원격상관 반응과 다르게 대륙고기압을 약화시킬 수 있는 호조건이 형성된다. 위상6 대류에 의해 우리나라에 중심을 둔 고기압성 순환과 남쪽에서부터 들어오는 온난이류가 유도되고 우리나라 주변의 기온을 높이는데 기여하는 것으로 보인다. 엘니뇨해의 경우 우리나라 부근 고기압성 순환 편차가 좀 더 남동쪽에 치우치면서 고온 경향이 약해지고, 라니냐해 시기에는 우리나라 부근으로 나타나는 약한 저기압성 순환 편차와 함께 시베리아 고기압 및 알류산 저기압의 강화 패턴이 유도되면서 오히려 기온이 낮아지는 효과를 보여준다.

MJO 위상3 강제력에 의한 원격상관 대기 반응을 LBM 실험을 통해 확인해 보았다(Figure 3.14). 발생 3일 후부터 대략 일주일 동안 우리나라에 저기압성 순환 편차가 위치하고 있다. 위상3 강제력에 대해서 지역별 영향을 나누어 살펴보면, 인도양 강수 강화에 의한 영향이 지배적인 반면 서태평양 강수 약화에 의한 반응은 상대적으로 약하게 나타난다. 마찬가지로 위상6 강제력 실험 결과로부터 인도양 강수 억제 및 서태평양 강수 강화에 의해 발생 첫째주에 우리나라 부근 고기압성 순환 편차가 유도되는 것을 확인할 수 있다(Figure 3.15).

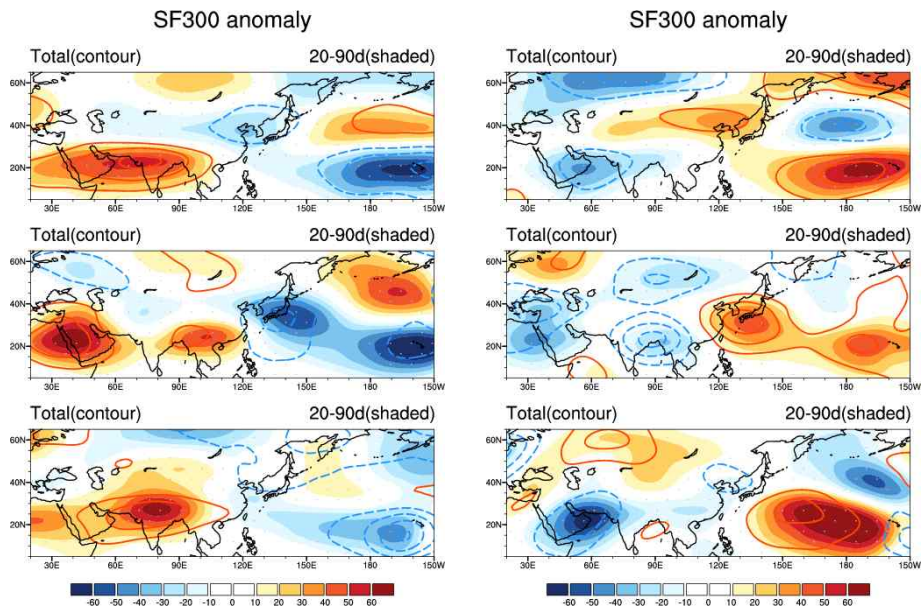


Figure 3.12. Weekly mean 300 hPa streamfunction anomalies associated with MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) for each ENSO type. Intraseasonal anomalies are shown as shaded, and total anomalies are represented by contours.

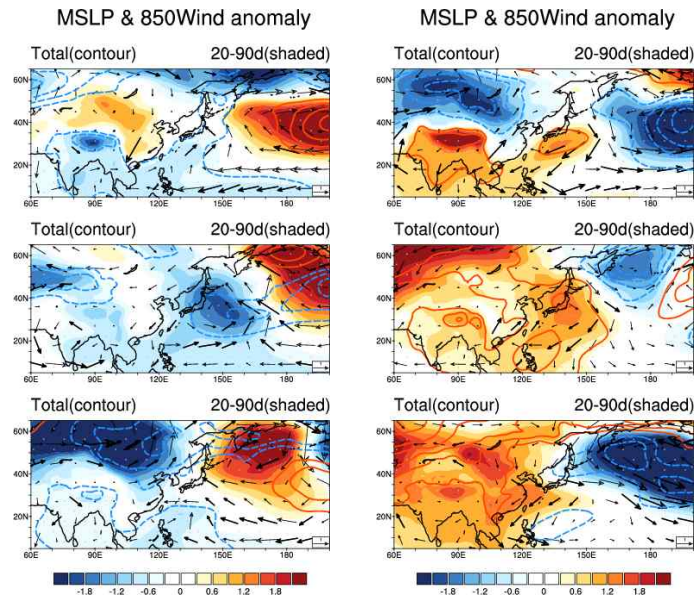


Figure 3.13 Same as Figure 3.12 but for MSLP and 850 hPa wind anomalies.

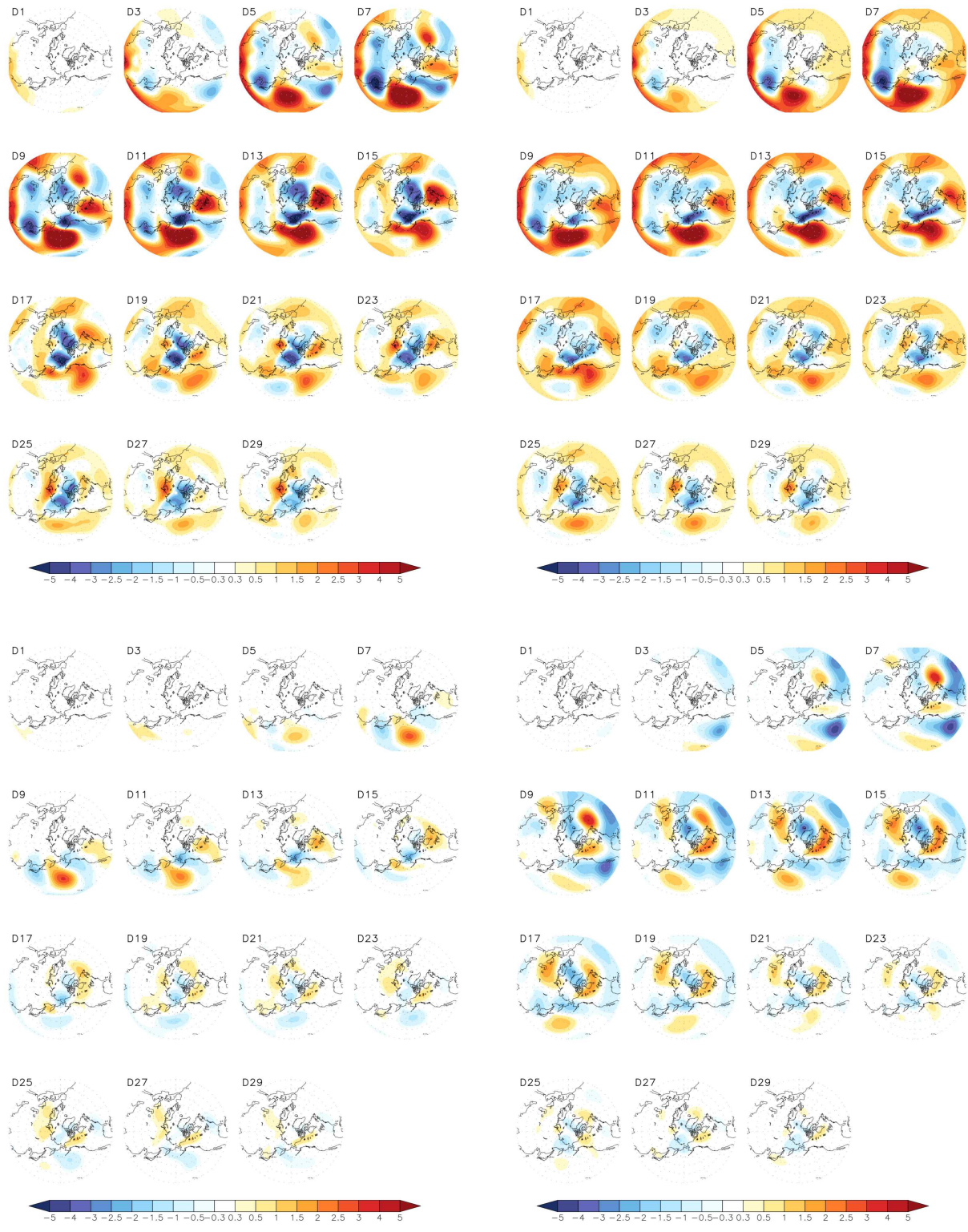


Figure 3.14 A sequence of 500 hPa geopotential height anomaly simulated by LBM forced by the thermal forcing derived from tropical rainfall anomalies composite in MJO phase-3 until day 5. After day 5, forcing is turned off. The top-right, bottom-left, and bottom-right panels show similar simulations but with forcing limited to the Indian Ocean (IO), the western Pacific (WP), and other regions (WH), respectively.

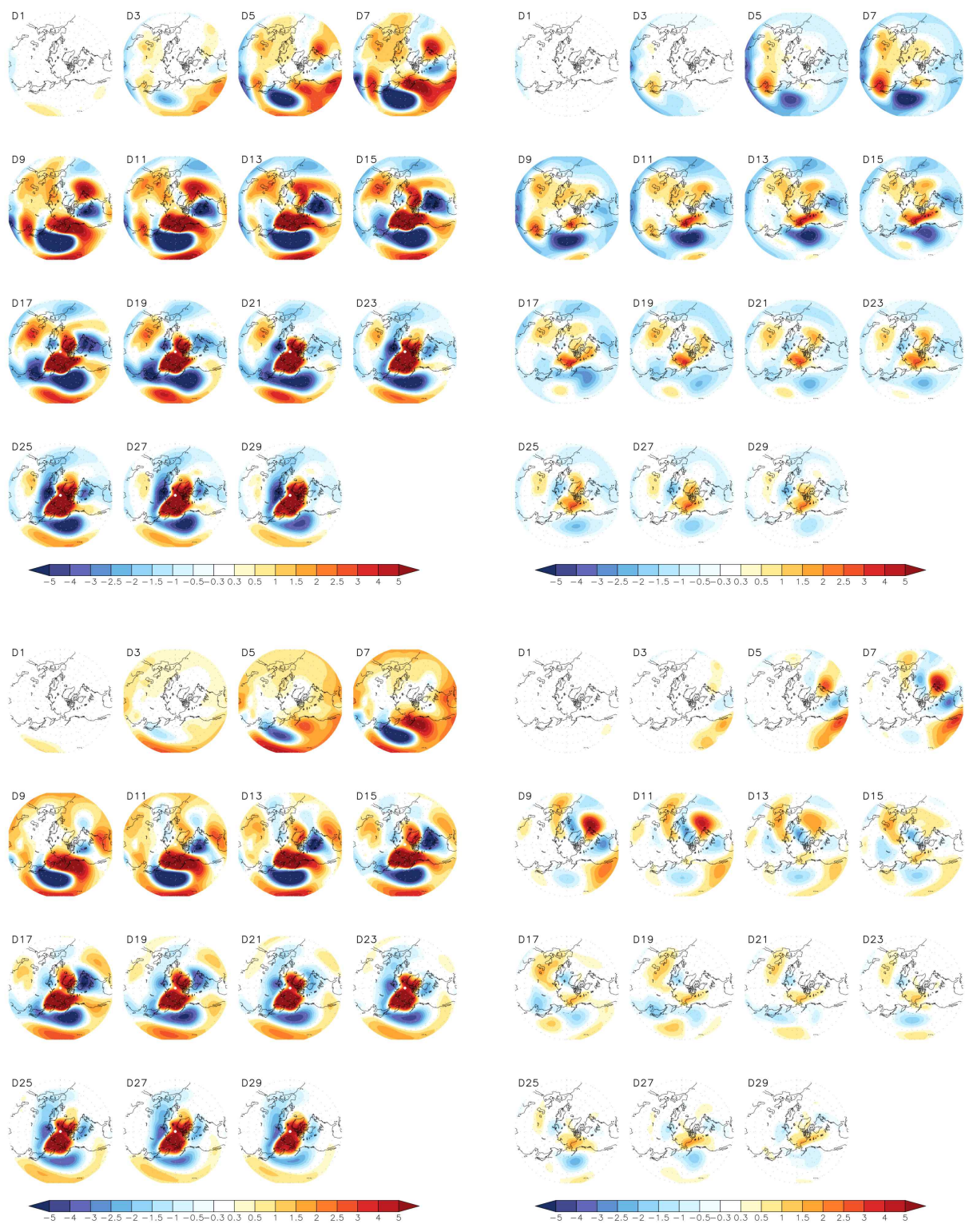


Figure 3.15 Same as Figure 3.14, but for MJO phase 6.

또한, MJO 위상3 및 위상6 대류에 의해 생성된 로스비 파동으로부터 지연된 영향이 4주차에 우리나라 부근에서 유의미하게 나타난다. Figure 3.16은 ENSO 중립 겨울철 MJO 위상3(좌측 그림) 및 위상6(우측 그림)과 관련된 대류 발생 4주차에 보여지는 우리나라 부근의 기온, 300hPa 유선함수, 해면기압 및 850hPa 바람 편차 패턴을 보여준다. 위상3 발생 4주차에 동중국과 우리나라 주변으로 기온이 높아지는 것을 볼 수 있는데 우랄지역 부근에서 상층 저기압성 순환이 강화되고 우리나라 중심으로 고기압성 순환 강화가 뚜렷하게 나타난다. 하층에서 북서쪽에 저기압성 순환 편차가, 남동쪽에 고기압성 순환 편차가 존재하고 그 사이로 남서풍 바람 편차가 발생하면서 온난 이류를 유도하는 것을 볼 수 있다. 이러한 20~90일 주기의 계절내 변동 패턴은 총 편차장에서도 유사하게 나타난다. 반면, 위상6 발생 4주차 상하층 기압 패턴은 위상3에 의한 원격상관 반응과 완전히 반대로 나타난다. 우랄지역에서부터 우리나라 부근까지 상층 대기에서 고기압성 순환 및 저기압성 순환 편차가 이어져 나타나고 하층 대기에서 북서쪽 고기압성 순환 및 남동쪽 저기압성 순환 편차가 위치하면서 우리나라 부근 북동풍 계열 바람 편차가 존재하는 모습이다. 위상6의 4주차 원격상관 반응 및 기온 편차 강도는 위상3 관련 반응보다 매우 약하게 나타나면서 불확실성이 존재한다.

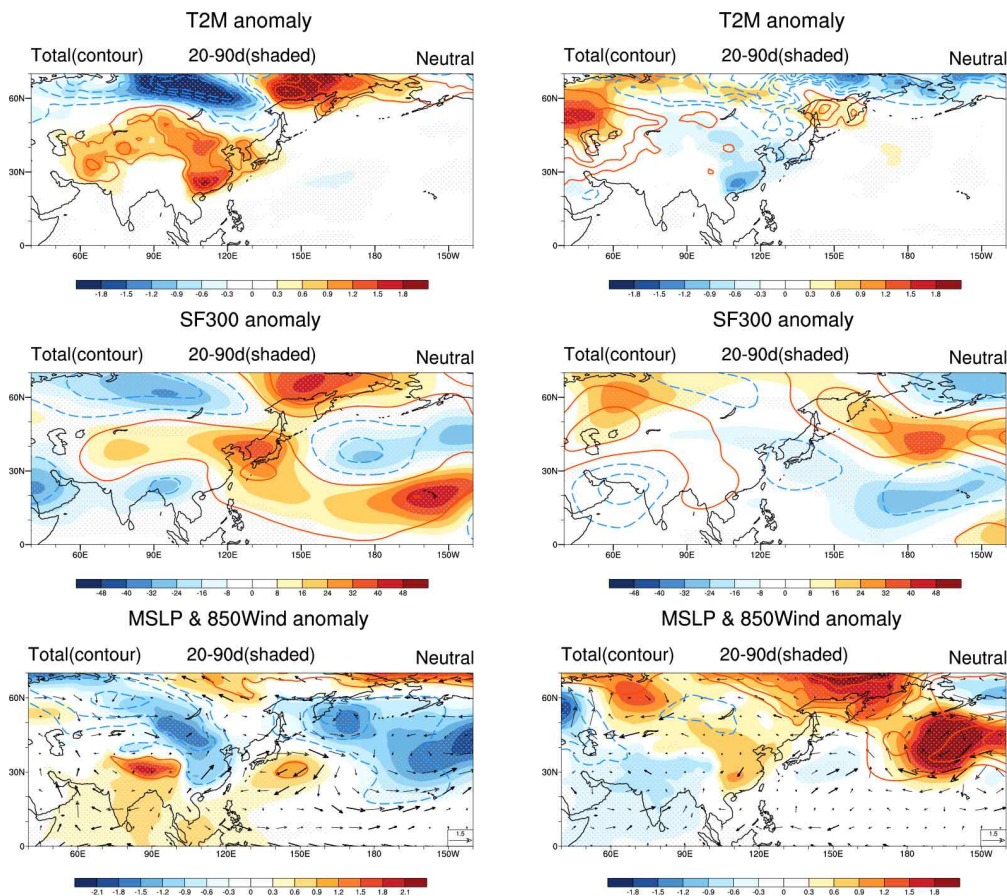


Figure 3.16 Intraseasonal anomalies of temperature (top), 300 hPa streamfunction (middle), mean sea level pressure and 850 hPa wind(bottom) at Week 4 after the occurrence of MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions.

ENSO 중립 겨울철 MJO 위상3(위상6) 발생 4주차 우리나라 상층 고기압성(저기압성) 순환의 발생 메커니즘을 파악하기 위해 발생 시작일부터 5일, 10일, 15일, 20일 이후까지 시간지연 반응을 살펴보았다(Figure 3.17). 위상3 강제력에 의해 남아시아 부근으로 고기압성 순환이, 중앙태평양에서는 저기압성 순환이 강화되는 모습이다. 인도양 대류에 의해 북동쪽으로 전파되는 로스비 파동이 발현되고 약 일주일 후 북태평양 고기압~알래스카 저기압~북미동부 고기압 순환 편차가 위치하면서 음의 PNA와 유사한 패턴이 나타나며, 약 15일 후 우랄산맥 부근 저기압성 순환이, 20일 후 우리나라 고기압성 순환이 유도되는 모습을 확인할 수 있다. 순압 로스비 파동 이론에 기초하여 MJO 대류에 의해 발생하는 로스비 파동의 전파 패턴을 추정하는 연구에서 MJO 위상2~3 인도양 대류 강제력으로부터 짧은 동서 파수가 만들어내는 패턴은 동유럽까지 전파됨을 밝힌 바 있다(Seo et al., 2016).

이와 반대로 위상6과 관련된 인도양 대류 억제와 서태평양 대류 강화는 남아시아 저기압성 순환 및 중앙태평양 고기압성 순환을 형성한다. 북동쪽으로 전파되는 로스비파는 북태평양에서 북미와 유럽을 지나 발생 15일 후 우랄산맥 부근 고기압성 순환과 20일 이후 우리나라 저기압성 순환을 강화시키는 패턴으로 나타난다. Kim et al.(2020)은 위상6-7일 때 서태평양에서 강화된 강수 강제력이 북동쪽으로 전파되는 로스비 파동에 의해 약 10일 이후 동유럽까지 지연된 원격상관 반응이 나타날 수 있음을 제시한 바 있다. 또한, MJO 위상 2-3(위상6-7) 발생 10~15일 후 양(음)의 NAO가 발생한다는 연구가 있다(Cassou, 2008). 그럼에도 불구하고, MJO 대류에 의한 북동쪽으로의 로스비 파동 전파 과정 중에 원격상관 시그널을 상쇄시킬 수 있는 기후 변동성(NAO, AO 등)들이 존재하기 때문에 불확실성 역시 고려해야 한다.

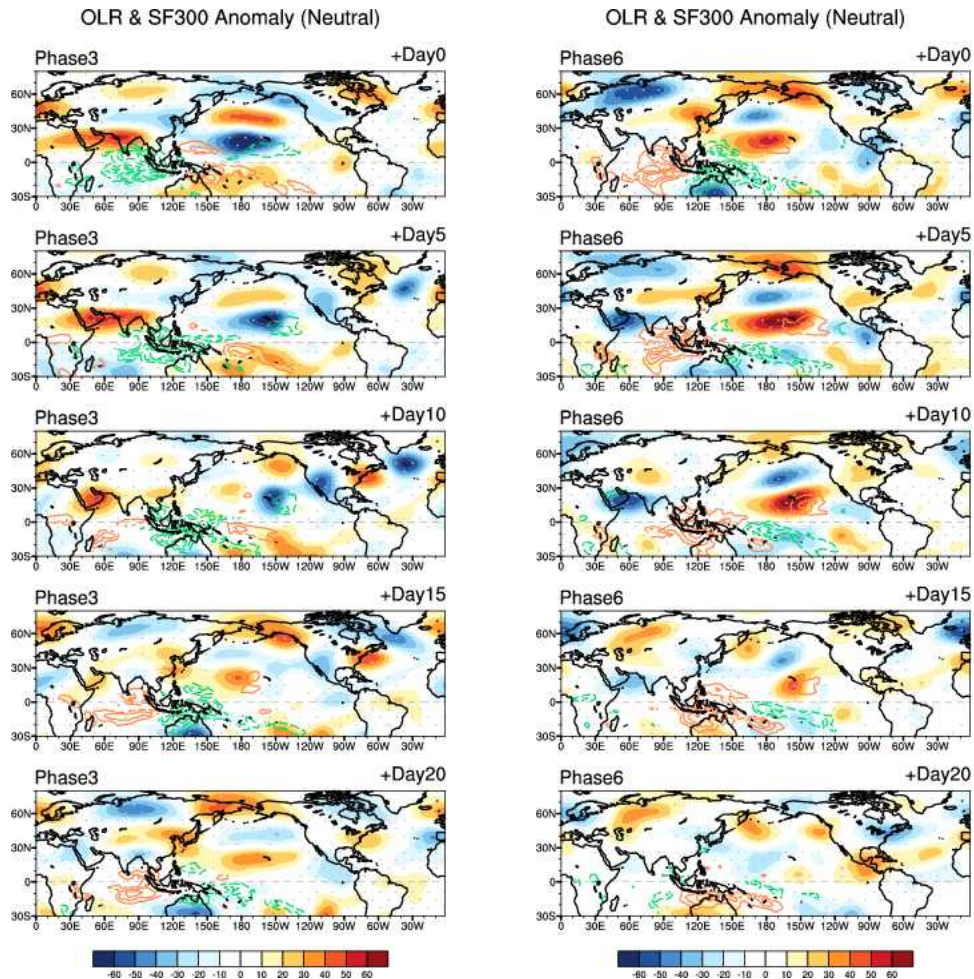


Figure 3.17 Intraseasonal anomalies of outgoing longwave radiation (contour) and 300 hPa streamfunction (shading) at Day 0, Day +5, Day +10, Day +15, and Day +20 after the occurrence of MJO phase 3 (left) and phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions.

겨울철 MJO 위상3 및 위상6과 관련된 북동쪽으로 전파되는 파동 특성이 ENSO 중립 시기에 더 뚜렷하게 나타나는지 살펴보기 위해 ENSO 위상별 40°N~70°N 남북평균된 경도-시간에 대한 500hPa 지위고도 편차 패턴을 비교해 보았다(Figure 3.18). ENSO 중립 시기에는 북태평양에서부터 거의 일정한 속도로 동쪽 방향으로 파동 전파가 이루어지면서 20일 이후 우리나라 부근 고기압성 순환 편차가 나타나는데 비해 엘니뇨 시기에는 상대적으로 전파 속도가 빠르고 일찍 종료되는 경향이 있고, 라니냐 시기에는 조직화되지 않은 형태로 동쪽에서의 파동 전파가 뚜렷하지 않은 것을 볼 수 있다. 위상6 대류로부터 발생하는 동쪽에서의 파동 전파 패턴은 엘니뇨 및 라니냐 시기보다 중립 시기에 더 뚜렷하긴 하나 우리나라 부근 음의 500hPa 지위고도 편차는 매우 약하게 나타난다.

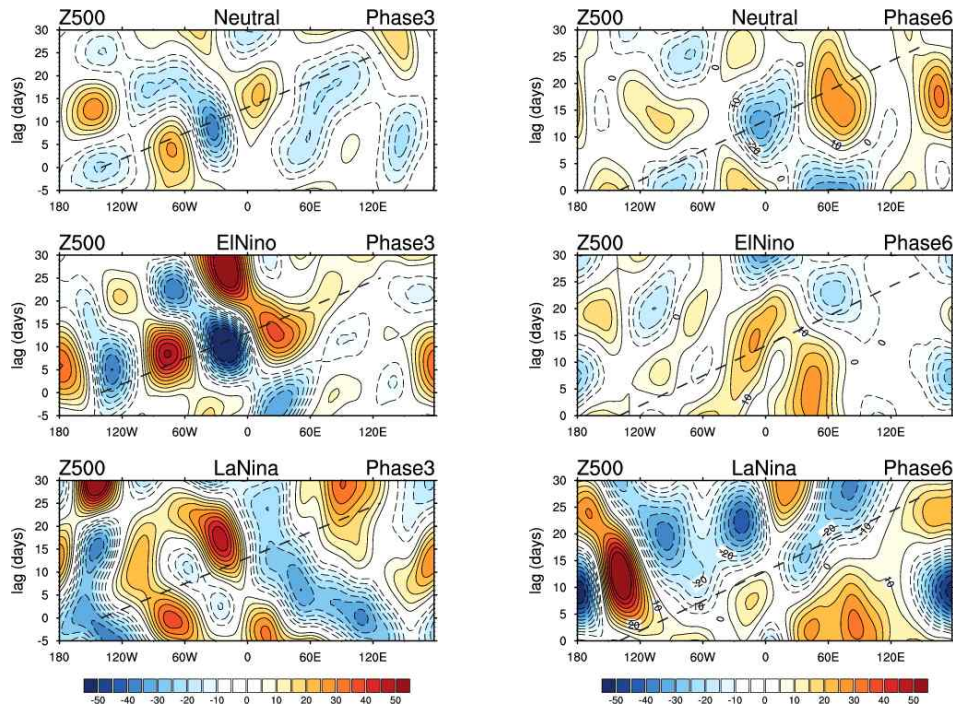


Figure 3.18 Longitude-time diagram of intraseasonal anomalies of 500 hPa geopotential height, averaged over 40-70°N, from Day -5 to Day +30 after the occurrence of MJO Phase 3 (left) and Phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions.

추가적으로 ENSO 중립 겨울철 MJO 위상3 및 위상6과 관련된 파동 전파 특성이 LBM 모델에서도 잘 재현되는지 살펴보았다(Figure 3.14, Figure 3.15). ENSO 중립 시기에 위상3(위상6) 강수 강제력을 5일까지 지속시킨 후 종료하면 북동쪽으로 free wave 전파가 생성되고 1주차는 steady response로 우리나라 저기압성 순환(고기압성 순환) 편차가 나타나고 2주차 대서양 지역에서 파동이 강화되며 3주차 유라시아 대륙까지 전파되어 4주차에 1주차와 반대의 패턴이 형성되는 것을 확인하였다. 지역별 강제력을 나누어 살펴보면, 위상3에 의해 생성되는 북태평양 고기압성 순환 편차와 이후 유럽으로 전파되는 파동 형성의 대부분은 인도양 강제력과 관련된 것으로 보이나 서태평양 강제력도 일부 기여하는 것으로 판단된다. 반면, 인도양~서태평양 지역을 제외한 나머지 서반구 지역의 강제력에 의해서는 발생 15일 이후부터 약하게 저기압성 순환 편차가 위치한다. 위상6에 의해 생성되는 2주차 양의 PNA 유사 패턴은 인도양 강수 약화 및 서태평양 강수 강화 강제력 실험 모두 동일하게 나타나고 특히 서태평양 강수에 의한 반응이 뚜렷하게 보여진다. 또한, 약 발생 17일 이후부터 인도양, 서태평양, 서반구 강제력 실험 모두 우리나라 부근에 저기압성 순환 편차가 유도되는 것을 확인할 수 있다.

MJO 대류는 약 20일에서 90일 주기로 동쪽으로 이동하면서 시간이 지남에 따라 다른 위상의 영향도 동시에 받을 수 있다. Figure 3.19는 ENSO 중립 겨울철 위상3 및 위상6 발생 이후 MJO 대류의 전과 과정을 살펴보기 위해 발생 시작일부터 7일, 14일, 21일 이후의 위상을 파랑, 초록, 노랑, 보라색의 점들로 표현한 것이다. ENSO 중립 시기에 전형적인 MJO phase speed를 보이며 위상3에서부터 위상4, 위상5로 이동하면서 대류의 동진하는 특성이 뚜렷하게 나타나고 3주 후 대부분 위상6에 위치하는 경향을 보인다. 반면, 위상6의 경우 위상7, 위상8로 이동해 대류가 소멸되고 21일 이후에 위상1에서부터 다시 발달하는 모습으로 나타난다. 이는 위상3(위상6) 대류가 발생하고 시간이 지남에 따라 위상4(위상7), 위상5(위상8), 위상6(위상1)에 의한 direct response도 함께 고려되어야 함을 의미한다.

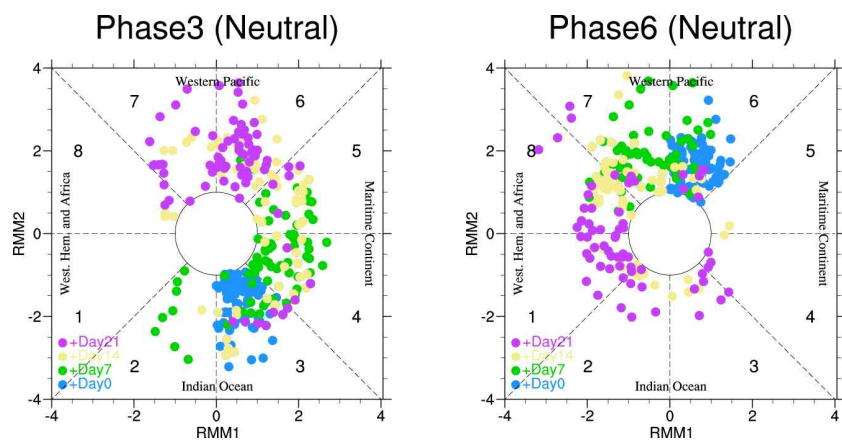


Figure 3.19 Phase diagrams showing the evolution of MJO Phase 3 (left) and Phase 6 (right) during ENSO-neutral conditions at Day 0 (blue), Day +7 (green), Day +14 (yellow), and Day +21 (purple).

따라서 MJO 대류가 동진하는 동안 다른 위상들이 미치는 영향을 살펴보기 위해 위상3 및 위상6과 다른 위상들 간 주별 원격상관 패턴일치도를 조사해 보았다. Figure 3.20은 ENSO 중립, 엘니뇨, 라니냐 겨울철 위상3 발생 2주, 3주, 4주에 대해 위상4 발생 1주, 2주, 3주, 위상5 발생 1주, 2주, 위상6 발생 1주일 때 300hPa 유선함수와 MSLP 편차의 공간패턴상관계수를 나타낸 결과이다. 예를 들어, MJO의 평균적인 위상전이 속도에 기반하여 위상3 발생 2주에 위상4, 3주에 위상5, 4주에 위상6이 발생한다는 단순 선형적인 대류 전과 과정을 고려한 결과이다. 엘니뇨 및 라니냐 시기에 비해 중립 시기에 위상3 발생 후 +4주까지 지연된 상층 기압 패턴이 위상4, 위상5, 위상6에 의한 원격상관 패턴과 0.7 이상의 상관계수를 보이며 지속적으로 유지되는 경향을 보인다. 마찬가지로 하층 기압 패턴에서도 시간에 따른 원격상관 반응이 거의 유사하게 나타난다. 특히, 위상4 발생 3주, 위상5 발생 2주, 위상6 발생 1주에 의한 원격상관 반응도 위상3 발생 4주와 거의 유사한 패턴으로 우리나라 부근 고기압성 순환을 형성하며 고온 발생에 호조건이 된다. 반면, 위상6 강제력으로부터 시작된 주별 원격상관 패턴은 위상7, 위상8, 위상1 관련 패턴과 낮은 상관계수를 보인다(not shown). 위상7, 위상8, 위상1 대류 강제력으로부터 우리나라 남동쪽 저기압 순환 및 북동쪽 고기압성 순환을 강화시키면서 남동풍 계열 바

람 편차가 우세함에 따라 저온 시그널을 상쇄시키는 패턴으로 나타난다. 이는 위상6 강제력에 의한 북동쪽 파동 전파 패턴의 강도가 위상3 강제력보다 약한 원인 중 하나로 추정된다.

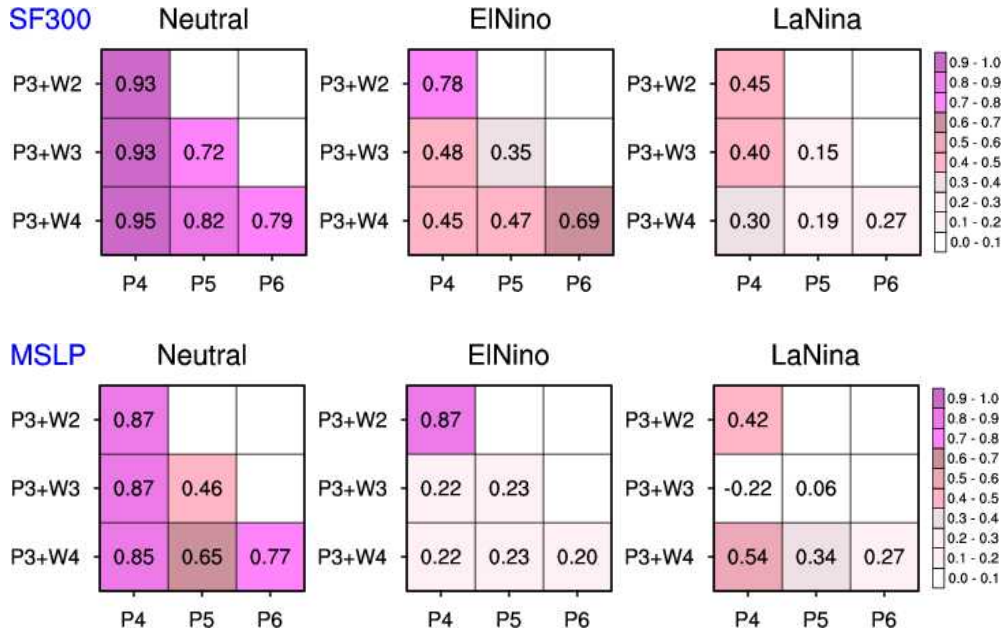


Figure 3.20 Spatial correlation coefficients of 300 hPa stream function (top) and mean sea level pressure (bottom) between MJO phase 3 (+Week2, +Week3, and +Week4) and phases 4, 5, and 6 for each ENSO phase.

동진하는 MJO의 전파 특성을 고려하여 설계한 LBM 강제력 실험에서도 관측과 동일한 결과가 나타나는지 살펴보고자 한다. Figure 3.21(Figure 3.22)은 MJO가 위상3(위상6)에서 시작해서 5일 이후 위상4(위상7), 10일 이후 위상5(위상8), 15일 이후 위상6(위상1), 20일 이후 위상7(위상2), 25일 이후 위상8(위상3)로 진행되는 경우 500hPa 지위고도 계절내 편차를 2일 간격으로 보여주고 있다. 위상3의 경우 4주차 위상6-7에 의한 direct response로써 양의 지위고도 편차 효과가 더해져 우리나라 부근으로 상층 고기압성 순환 편차가 유도된다. 반면, 위상6의 경우 4주차 저기압성 순환 편차가 아닌 고기압성 순환의 가장자리에 위치해 있는데, 이는 3-4주차 처방되는 강제력에 의한 반응이 위상6의 지체된 반응을 약화시키는 역할을 하는 것으로 유추된다. LBM 실험의 steady response로부터 우리나라 부근 고기압성 순환 강화가 가장 두드러지게 나타나는 주요 위상은 위상8 및 위상1이다. LBM 실험은 5일에 한 번 위상 전이가 발생하는 것으로 보았기 때문에 위상3 강제력의 효과는 4주 후반부터 5주에 걸쳐 나타날 수 있음을 유의해야 한다.

P3(D1-5)-P4(D6-10)-P5(D11-15)-P6(D16-20)-P7(D21-25)-P8(D26-30)

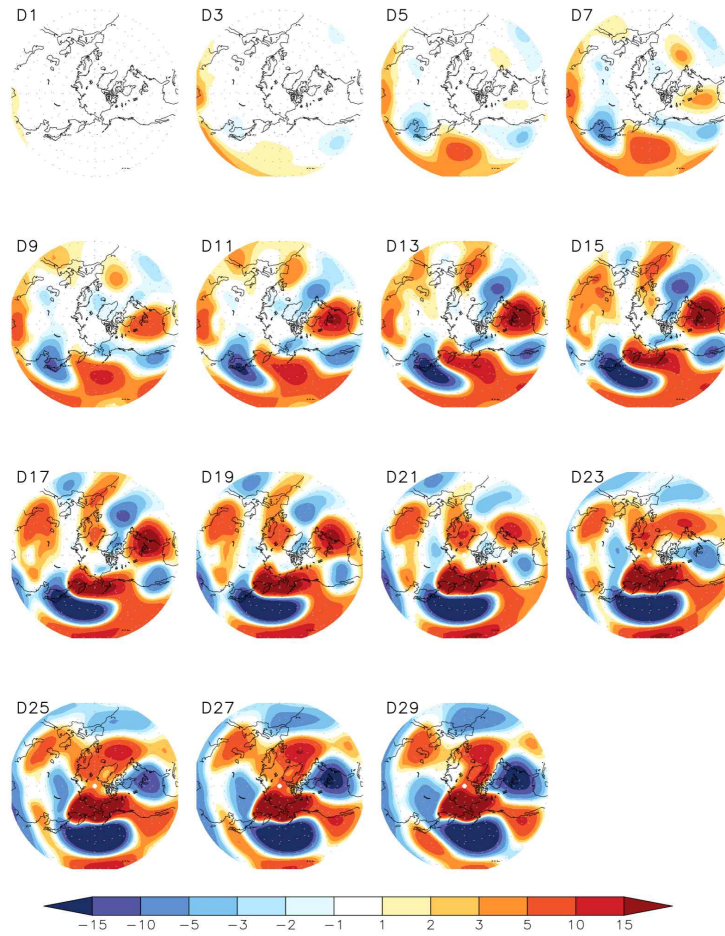


Figure 3.21 Same as Figure 3.14 expect for the simulation forced by propagating MJO forcing from phase 3 to phase 8. Duration of each phase is set to be 5 days.

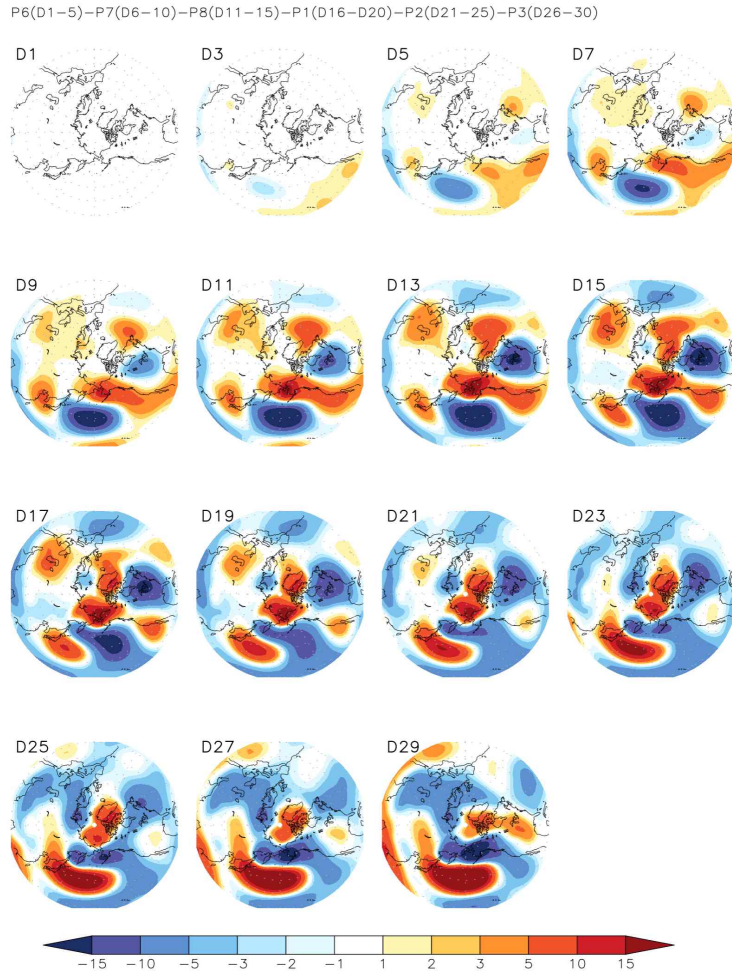


Figure 3.22 Same as Figure 3.15 expect for the simulation forced by propagating MJO forcing from phase 6 to phase 3. Duration of each phase is set to be 5 days.

이처럼 MJO 대류는 한 곳에 정체되지 않고 지속적으로 이동한다는 특성을 고려하는 것이 필수적이며, 지금까지 결과들을 토대로 우리나라 고온 및 저온 편차와 연관성이 있는 두 개의 위상에 의한 결합된 영향을 살펴보고자 한다. Figure 3.23은 위상3 대류 발생 4주차 위상6 대류가 강하게 발달하는 경우(좌) 및 위상6 대류 발생 4주차 위상3 대류가 강하게 발달하는 경우(우)에 대해 200hPa 지위고도 및 850hPa 바람 계절내 편차를 나타낸 것이다. 전자의 경우 남아시아 저기압성 순환에 의해 북동쪽으로 넘어오는 파동과 북서쪽 우랄 지역에서부터 이어지는 파동의 결합 효과로 우리나라 부근으로 고기압성 순환이 강화되며 남풍 계열의 하층 바람이 우세한 반면 후자의 경우 반대 양상을 보인다.

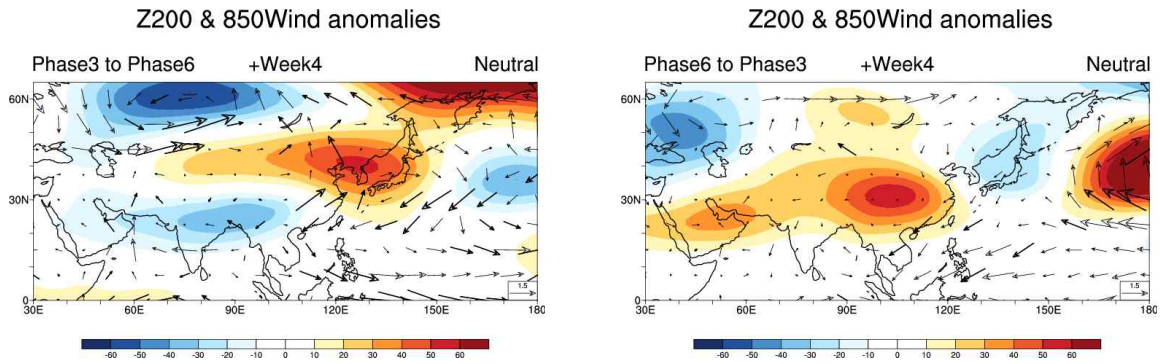


Figure 3.23 Intraseasonal anomalies of 200 hPa geopotential height and 850 hPa wind at Week 4 for cases starting from MJO Phase 3(Phase 6) to Phase 6(Phase 3) during ENSO-neutral conditions.

ENSO 중립해 고온 및 저온 발생과 관련 있는 MJO 위상에 대해 단일 효과와 결합 효과를 나눠서 살펴보았다. Figure 3.24의 좌측 그림은 위상3 발생 4주차(P3 +W4), 위상3 발생 4주차 위상6에 위치하는 경우(P3 to P6), 위상3 발생 4주차 위상6에 위치하지 않는 경우(P3 not to P6), 위상6 발생 1주차(P6 +W1)에 대한 케이스별 기온 계절내 변동을 보여준다. 상자 수염 그림에서 아래부터 기온 계절내 편차값의 10번째, 25번째, 50번째, 75번째, 90번째 분위수를 나타내고 검정색 동그라미는 평균값을 의미한다. 위상3 및 위상6에 의한 단일위상 효과로 인해 고온 편차가 유도되는 것은 물론 위상3에서 위상6으로 동진하는 경우 결합효과에 의해 모든 케이스가 양의 기온 편차를 보여주는 것을 확인할 수 있다. 위상3에서 위상6으로 동진하지 않는 경우 가장 낮은 확률을 보여준다. Figure 3.24의 우측 그림은 위상6 발생 4주차(P6 +W4), 위상6 발생 4주차 위상3에 위치하는 경우(P6 to P3), 위상6 발생 4주차 위상3에 위치하지 않는 경우(P6 not to P3), 위상3 발생 1주차(P3 +W1)에 대한 케이스별 기온 계절내 변동을 보여준다. 모든 케이스에서 대다수가 음의 기온 편차를 나타내며 특히 위상6에서 위상3으로 이동하는 경우 양의 기온 편차 발생수가 상대적으로 적다.

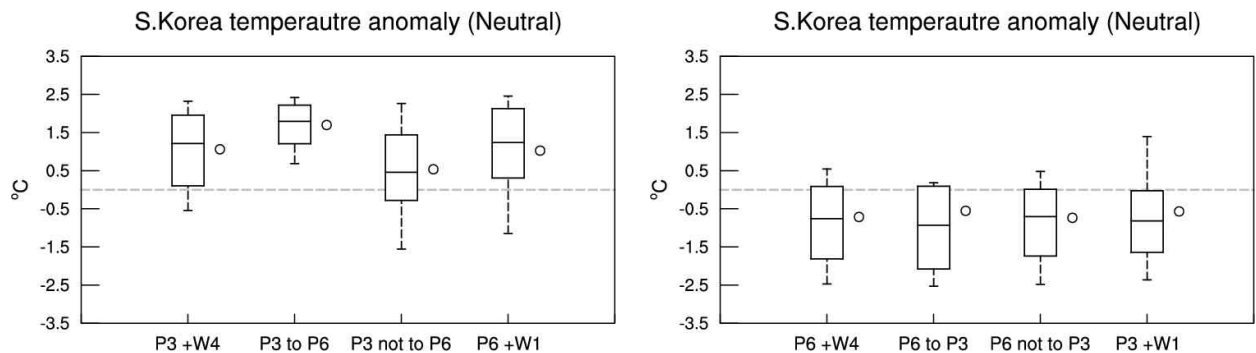


Figure 3.24 Box-and-whisker plot of intraseasonal temperature anomalies for warm (left) and cold (right) cases during ENSO-neutral winters in South Korea.

현재 1개월 전망 현업 예보에서 활용되고 있는 관측 기온 확률값을 토대로 우리나라 고온 또는 저온 발생 적중률을 살펴보고자 한다. Figure 3.25는 ENSO 중립 시기 고온 또는 저온 발생과 관련있는 위상에 대해 총 발생수 대비 고온 또는 저온 발생수의 비를 %로 나타낸 결과이다. 전반적으로 엘니뇨 및 라니냐 시기에 비해 중립 시기에 평년 대비 고온 발생할 확률이 높았고 특히 위상3에서 위상6으로 동진하는 경우 고온 발생률이 69%까지 높아지는 것을 확인하였다. 위상3 발생 4주차 및 위상6 발생 1주차 또한 각각 55%, 49%로 다른 케이스에 비해 높은 확률을 보여준다. 저온 발생 관련 사례들의 경우, ENSO 중립 시기에 훨씬 더 높은 확률로 저온 발생 가능성을 보여주지만 위상3 및 위상6의 단일 효과에 의해서는 50% 미만의 발생률을 나타낸다. 반면, 위상6에서 시작해서 4주차 다시 위상3으로 빠르게 이동하는 경우 53%로 저온 발생률이 증가하는 것을 볼 수 있다. 그러나 실제 발생수는 13회 중 7회로 매우 적다.

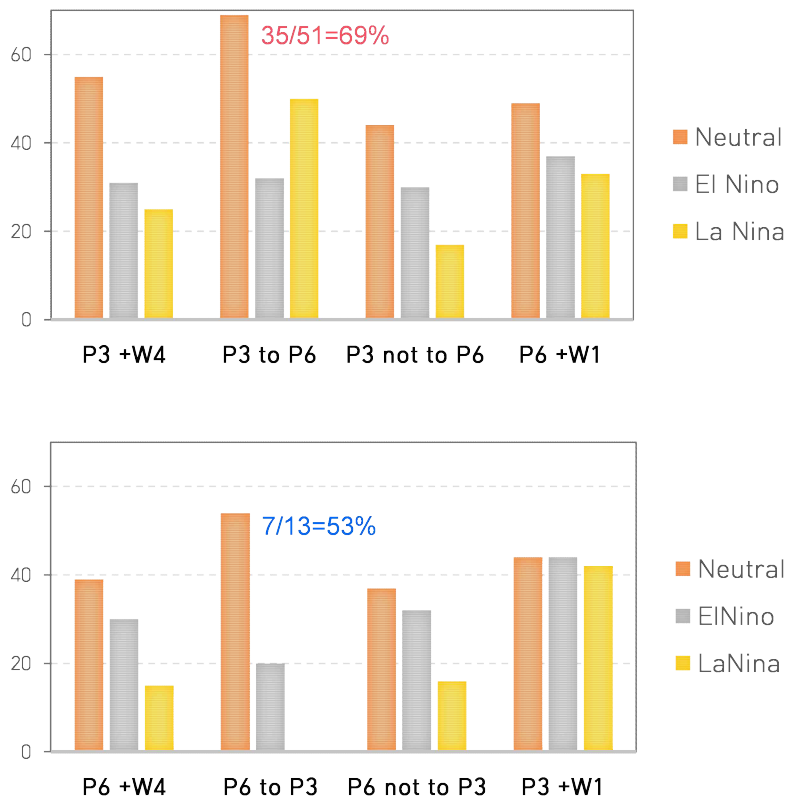


Figure 3.25 Occurrence rates of warm events (left) and cold events (right) during winters under ENSO-neutral (orange), El Niño (gray), and La Niña (yellow) conditions.

ENSO 중립해 겨울철 우리나라 고온 및 저온 발생을 유도하는 주요 MJO 위상과 관련 대류 및 상하층 원격상관 대기 반응에 대한 모식도를 Figure 3.26에 요약해서 나타내 보았다. 고온 사례의 경우 위상3 대류에 의한 시간 지연 반응으로 4주차에 나타나는 효과와 4주차에 위상6 대류에 의해 동시상관 반응으로 나타나는 효과가 결합되어 우리나라 부근 고기압성 순환

을 유도하고 남풍 계열 바람이 유도되는 모습을 표현하고 있다. 저온 사례의 경우 위상6 대류에 의한 시간지연 반응으로 4주차에 나타나는 효과와 4주차에 위상3 대류에 의해 동시상관 반응으로 나타나는 효과가 결합되어 우리나라 부근 저기압성 순환 및 북풍 계열 바람을 형성한다.

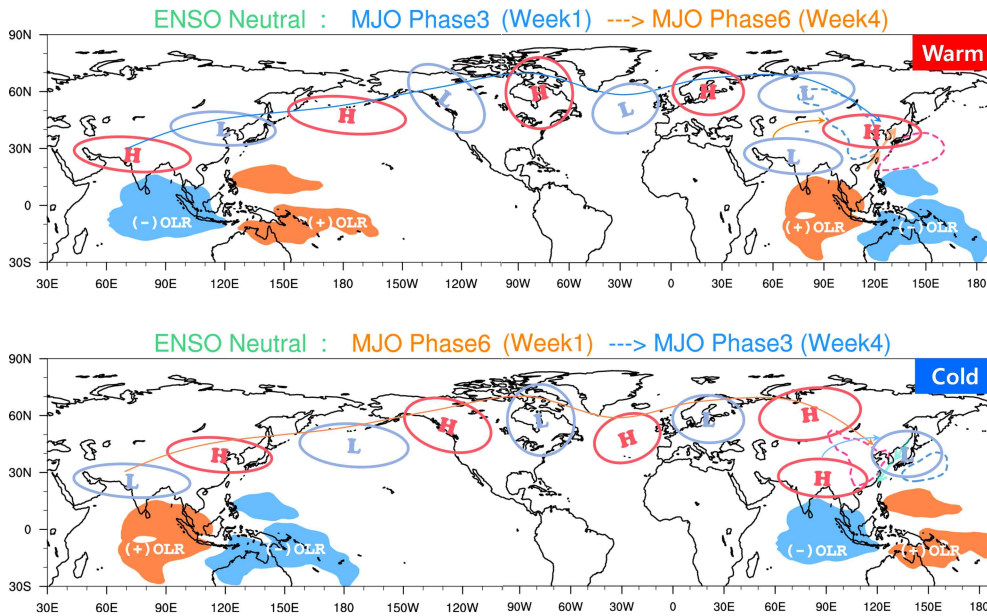


Figure 3.26 Schematic summarizing MJO convection and teleconnection responses associated with warm (top) and cold (bottom) events during ENSO-neutral winters.

3.2.4 라니냐해 MJO 영향

라니냐해 겨울철 MJO 위상5 대류와 관련하여 유의미한 기온 변동이 나타난다. 위상5의 경우 MJO 대류 중심은 해양성 대륙 부근으로 위치하고 지리적으로 forcing center가 우리나라에 좀 더 가까운 시기이다. ENSO 평균 배경장을 고려하지 않은 경우에도 위상5 대류에 의해서 우리나라 저온 발생 확률이 높다(김가은 등 2023). 보통 겨울철에 MJO 대류가 해양성 대륙을 지나가고 ENSO 또한 절정기이기 때문에 ENSO 위상에 따라 다르게 나타나는 위상5 대류의 영향도 중요하게 살펴봐야 한다. ENSO 동서방향 바람에 의해 해양성 대륙 부근에서 수분 및 연직 시어 배경장이 변하고 MJO 대류 패턴이 다르게 나타난다(Liu et al., 2020).

Figure 3.27은 겨울철 적도 열대 지역에서 MJO 위상5와 관련된 대류의 계절내 변동을 보여준다. ENSO 중립 시기(실선)에 비해 라니냐 시기(음영) 인도양~해양성대륙~서태평양 부근 대류 패턴이 북서쪽으로 치우쳐 발달하는 모습이다. 특히, 벵갈만과 인도차이나반도 부근으로 대류 강화가 뚜렷하게 나타난다. 엘니뇨 시기에 해양성 대륙 북쪽의 필리핀해 부근으로 생성되는 하층 고기압성 순환이 건조한 환경을 조성하여 MJO 대류 변동성을 약화시켜 남북방향으로 비

대칭 구조를 나타내는 반면 라니냐 시기에 해양성 대륙의 북쪽으로 습윤한 상태가 되고 대기가 불안정해지며 대류계를 발달시키면서 대칭적 구조를 보인다는 연구 결과가 있다(Liu et al., 2020).

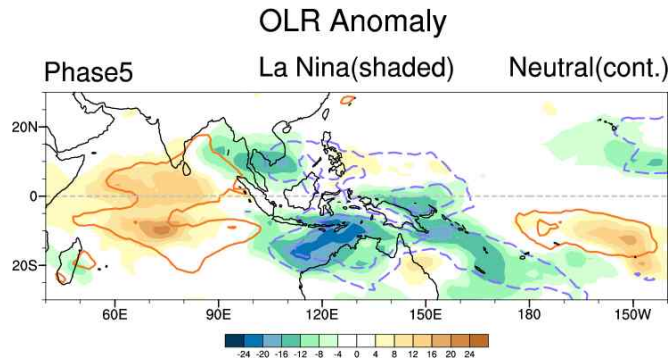


Figure 3.27 Intraseasonal anomalies of OLR associated with MJO Phase 5 during winter under ENSO-neutral conditions (solid line) and La Niña conditions (shaded).

라니냐해 위상5와 관련된 대류로부터 forcing center가 바뀌면서 원격상관 반응의 위치도 다르게 나타난다. Figure 3.28은 라니냐 겨울철 MJO 위상5 발생 1주차 평균된 300hPa 유선함수, 해면기압 및 850hPa 바람의 계절내 편차(음영)와 총 편차(실선)을 보여준다. 위상5 대류에 의해 경압성 로스비 파동이 발현되고 300hPa 상층 대기에서 남중국 부근으로 고기압성 순환, 우리나라 부근 저기압성 순환, 북동시베리아 부근 고기압성 순환이 차례대로 유도되는 것을 볼 수 있다. 또한, 하층 대기에서 우리나라를 중심으로 서쪽으로 고기압성 순환 및 동쪽으로 저기압성 순환이 발생하면서 뚜렷한 해면기압의 동서 패턴 차이와 함께 북풍 계열 바람 편차가 지배적이다. 즉, 우리나라 부근 상층골의 발달과 북쪽에서부터 유입되는 한기의 영향이 보여진다.

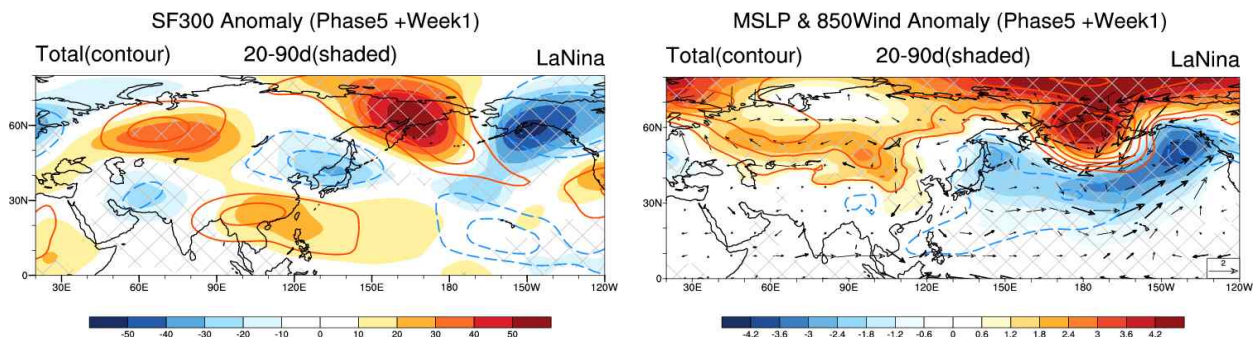


Figure 3.28 Weekly mean 300 hPa streamfunction (left), MSLP and 850 hPa wind anomalies (right) associated with MJO phase 5 during La Niña conditions. Intraseasonal anomalies are shown as shaded, and total anomalies are represented by contours.

이러한 원격상관 반응은 LBM 실험 결과에서도 확인할 수 있다. Figure 3.29는 ENSO 중립, 엘니뇨, 라니냐 겨울철 MJO 위상5 강제력의 steady response로 500hPa 지위고도 편차 패턴을 보여준다. 라니냐해 우리나라 부근 상층에 저기압성 순환 편차가 위치하고 있는 반면 중립 및 엘니뇨해 우리나라 서쪽에 고기압성 순환 동쪽으로 저기압성 순환 편차가 나타난다. 위상5 대류의 지역별 영향을 나누어 살펴보면(Figure 3.30), 벵골만 부근 대류뿐만 아니라 해양성 대류와 근접한 서태평양 대류 강제력의 효과가 모두 저기압성 순환을 생성하는데 기여하고 있음을 확인할 수 있다. 다만, 라니냐 시기에 상대적으로 위상5 강수 강제력의 크기가 작기 때문에 원격상관 반응의 강도도 비교적 약하게 나타난다.

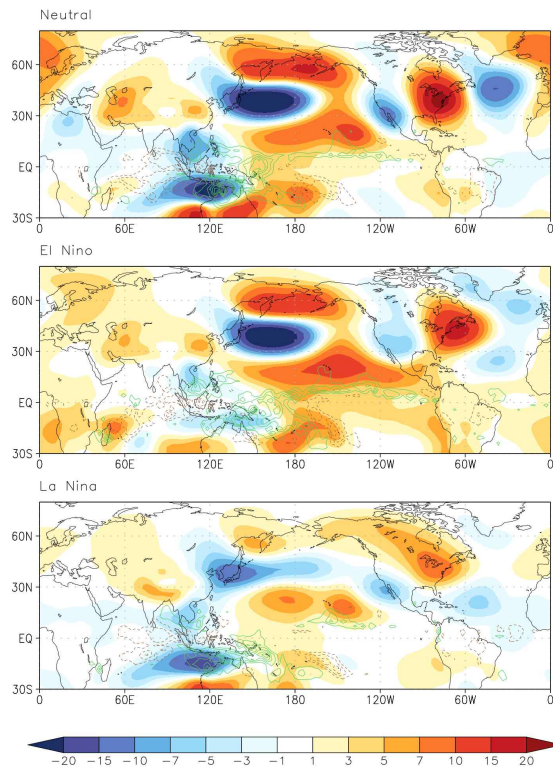


Figure 3.29 Steady state response of 500 hPa geopotential height anomaly from LBM simulation forced by MJO phase-5 with different basic states derived from ENSO neutral years (upper panel), El Niño years (middle panel), and La Nina years (lower panel).

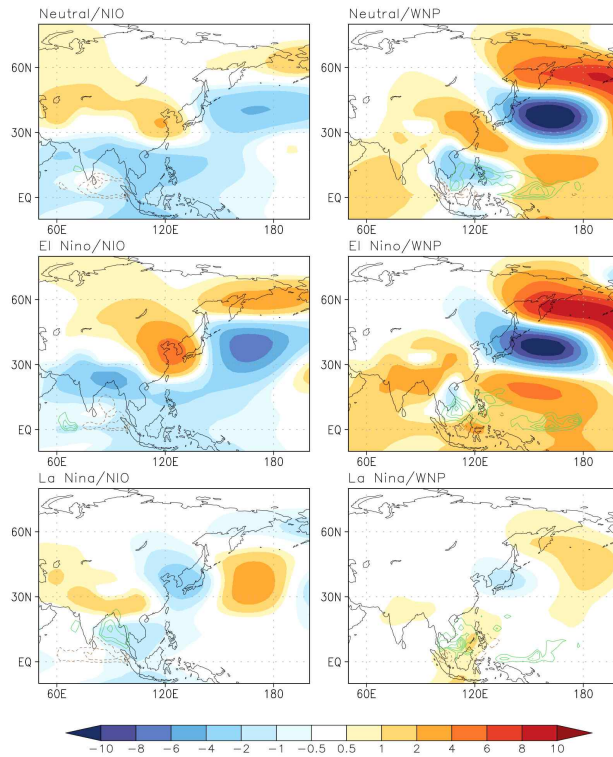


Figure 3.30 Same as Figure 3.29, but for the simulation forced by forcing over Northern Indian ocean (left panels) and western North Pacific (right panels)

위상5 대류에 의해 평년 대비 기온이 낮은 경우들이 실제로 얼마나 관측되는지 알아보기 위해 위상5 총 발생수 대비 저온 발생수에 대한 비율(%)을 ENSO 위상별로 비교해 보았다 (Figure 3.31). ENSO 중립해 총 62회 중 16회 발생함에 따라 약 26%의 가장 낮은 발생률을 보였고, 라니냐해 63회 중 39회 저온이 나타나면서 62%의 가장 높은 발생률을 기록하였다.

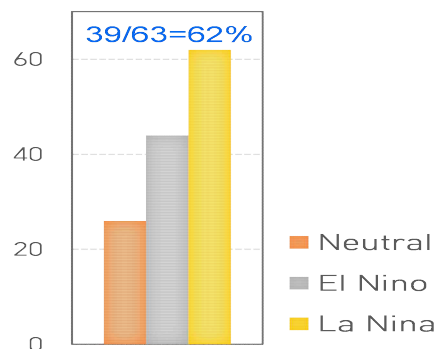


Figure 3.31 Cold event occurrence rates (%) during Week 1 of MJO Phase 5 for different ENSO phases.

라니냐 겨울철 MJO 위상5 대류에 의한 우리나라 저온 발생 모식도를 Figure 3.32에 나타내 보았다. 모식도에서 음영은 위상5 발생 1주차 대류 편차를 나타내며 (-)OLR은 대류 강화, (+)OLR은 대류 약화를 의미한다. 상층 기압 편차는 실선으로 하층 기압 편차는 점선으로 나타내었으면 하층 바람 편차는 화살표로 표기하였다. 라니냐해 MJO 위상5 대류는 평소보다 북서쪽으로 치우쳐 위치하면서 벵골만부터 인도차이나반도 부근으로 상층 고기압성 순환을 유도하고 이는 우리나라에 저기압성 순환의 강화를 이끌어낸다. 이와 더불어 하층 대기에서는 북서쪽 시베리아 지역에서 강화되는 고기압성 순환 편차의 가장자리를 따라 북서풍 바람이 우리나라 부근 냉각을 유도하는 것으로 나타난다.

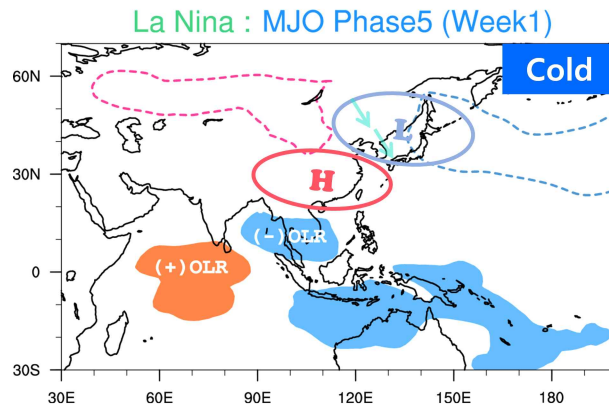


Figure 3.32 Schematic summarizing MJO phase 5 convection and teleconnection responses associated with cold events during La Niña winters.

3.2.5 1개월 전망 활용성 평가

관측자료 및 LBM 실험을 토대로 겨울철 MJO 대류에 의한 열대-중위도 원격상관 반응으로 우리나라 기온 변동을 초래할 수 있음이 규명되었다. 특히, ENSO 중립 시기와 라니냐 시기에 특정 MJO 위상과 우리나라 기온의 상관관계가 높음을 확인하였다. 따라서 ENSO 위상에 따른 MJO 위상 및 강도 정보가 1개월 전망을 위한 예측인자로 활용 가능한지 검토해 보고자 한다. 현재 1개월 전망에서 활용 중인 ECMWF 모델의 2001년부터 2020년까지 겨울철(DJF) 과거 기후재현(hindcast) 앙상블 평균 자료를 기반으로 평가해 보았다.

Figure 3.33은 ENSO 영향을 고려하지 않은 “All-Years” 와 ENSO 중립, 엘니뇨, 라니냐 시기에 대한 MJO 예측지수 검증 결과를 보여준다. 관측과 예측의 상관계수의 경우 예측 초기에 1에 가까운 높은 상관성을 보이다가 4주 이후에 0.5 이하로 낮아지는 것을 확인할 수 있다. 상관계수 0.5를 기준으로 지수 예측스킬은 엘니뇨 시기에 31일로 가장 높고 중립 29일, 라니냐 27일 순으로 나타난다. ENSO 위상과 무관하게 모든 케이스에서 선행시간 3주(22일)까지 상관계수 0.6 이상을 기록하며 +3주 MJO 지수 정보 활용 가능성이 높을 것으로 보인다. ECMWF 모델에서 MJO 지수의 phase error 결과를 살펴보면, +3주 엘니뇨 시기에는 다소 빠른 위상전

이 속도를 보이는 반면 중립 시기에는 다소 느리게 이동하는 경향이 있다. 또한 선행시간이 길어질수록 MJO의 강도를 약하게 모의하는 특성도 존재한다.

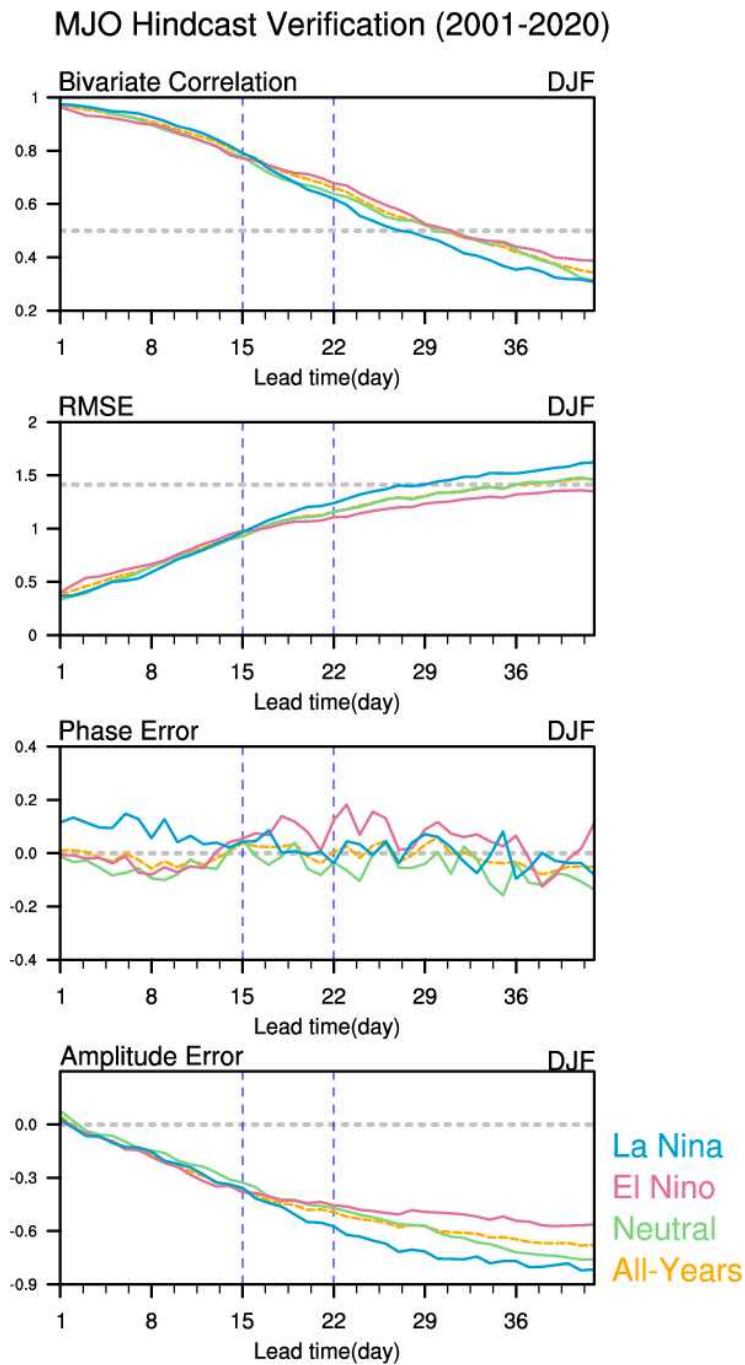


Figure 3.33 Verification of ECMWF hindcast MJO indices during winter (DJF) for different ENSO phases, showing (from top to bottom) Bivariate Correlation, RMSE, Phase Error, and Amplitude Error.

초기 MJO 대류 중심의 위치에 따라 예측 성능의 차이가 존재하기 때문에 ENSO 중립, 엘니뇨, 라니냐 겨울철에 MJO 초기 위상에 따른 지수 예측 성능을 비교해 보았다. Figure 3.34는 상관관계수(BCC) 0.5 이상을 기준으로 Prediction skill을 구한 것이다. 라니냐해 위상3에서 시작하는 경우를 제외한 모든 위상에서 +3주 예측 활용이 가능할 것으로 판단된다. ENSO 중립 겨울철 인도양(위상2-3)에서 시작하는 경우 예측성이 높은 반면 열대 서태평양(위상6-8)에서 시작하는 경우 낮은 편이다. 엘니뇨 겨울철은 인도양(위상2-3)에서 시작하는 경우 예측성이 가장 우수하고 해양성 대륙(위상4-5)에서 시작하는 경우 다소 낮은 예측성을 보인다. 라니냐해는 해양성 대륙부터 열대 서태평양(위상4-6)에서 시작하는 경우 높은 예측성을 보이는 반면 인도양(위상2-3)에서 시작하는 경우 가장 낮은 예측 스킬을 가진다.

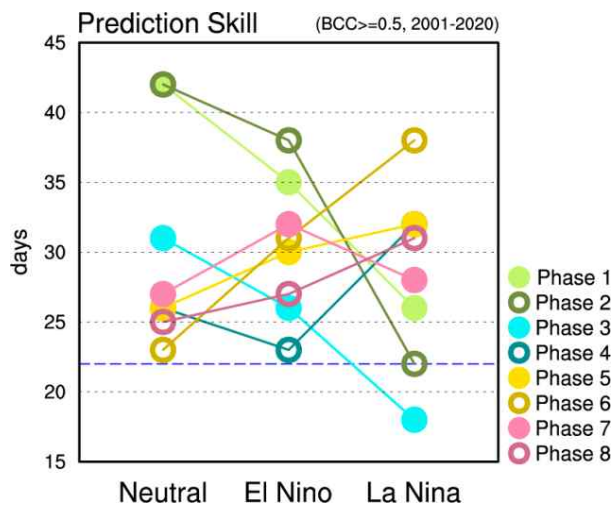


Figure 3.34 MJO index prediction skill based on initial MJO phases for different ENSO phases.

1개월 전망 활용 가능성을 파악하기 위해 관측을 토대로 선정된 우리나라 기온에 영향을 주는 대표적인 ENSO-MJO 위상들의 예측 성능 진단이 필수적이다. +3주 예보 활용을 위한 ENSO-MJO 감시 및 예측 정보를 Figure 3.35에 간략히 요약해 보았다. ENSO 중립 시기 MJO 감시 지수로부터 +3주 위상6이 강하게 발달할 것으로 예측하는 경우(단일위상) 또는 +0주 위상 3이 강하게 발달하고 +3주 위상6으로 진행한다고 예측하는 경우(결합위상) 우리나라 부근 고기압성 순환 강화 및 고온의 가능성을 생각해 볼 수 있다. 이와 반대로 ENSO 중립 겨울철 +3주 위상3으로 강하게 발달하는 경우(단일위상) 또는 +0주 MJO 위상6이 관측되고 +3주 위상3으로 예측되는 경우(결합위상) 또는 라니냐 겨울철 +3주 MJO 위상5에서 강하게 발달할 것으로 예측되는 경우(단일위상)에는 우리나라 부근 저기압성 순환이 강화되고 저온 발생 가능성을 고려해 볼 수 있다.

| Neutral | | | |
|---------|-----|-----|---------|
| 감시 | +1주 | +2주 | F1(+3주) |
| 위상3 | | | 위상6 |
| 위상6 | | | 위상3 |
| La Nina | | | |
| | | | 위상5 |

Figure 3.35 Schematic guidelines for the application of a 1-month forecast of ENSO-MJO phase impacts.

이러한 영향 위상에 대한 정보를 +3주 예보에 활용하기 위해서는 +3주 MJO 위상 및 강도의 예측성을 파악하는 것이 중요하다. 따라서, ENSO 중립 시기 고온 및 저온 발생과 관련된 위상과 라니냐 시기 저온 발생과 관련된 위상에 대해 각각 BCC, RMSE, Phase error, Amplitude error를 비교해 보았다 (Figure 3.36). ENSO 중립 시기 MJO prediction skill은 +3주 위상6(위상3)으로 발달할 것으로 예측되는 경우 29일(24일), +0주 위상3(위상6)에서 +3주 위상6(위상3)으로 이동하는 경우 34일(22일)로 선행 3주까지 안정적인 예측성을 보인다. 그러나 위상6에서 위상3으로 이동하는 사례수는 3개로 매우 적기 때문에 예측 초반에 급격하게 상관계수가 낮아졌다 다시 높아지는 노이즈가 발생함을 유의해야 한다. 반면, 라니냐해 +3주 MJO 위상5로 발달하는 경우 29일의 예측스킬을 보여준다. 전반적으로 ENSO 중립 우리나라 고온 편차를 유도하는 MJO 영향 위상들이나 라니냐 저온 편차를 유도하는 MJO 영향 위상은 이동속도는 과대모의, 강도는 과소 모의하는 경향들이 나타난다. 반면, ENSO 중립 우리나라 저온 편차와 관련있는 MJO 영향 위상들의 경우 다소 느리게 이동하면서 약해지는 모의 특성을 보여준다.

MJO Hindcast Verification (2001-2020)

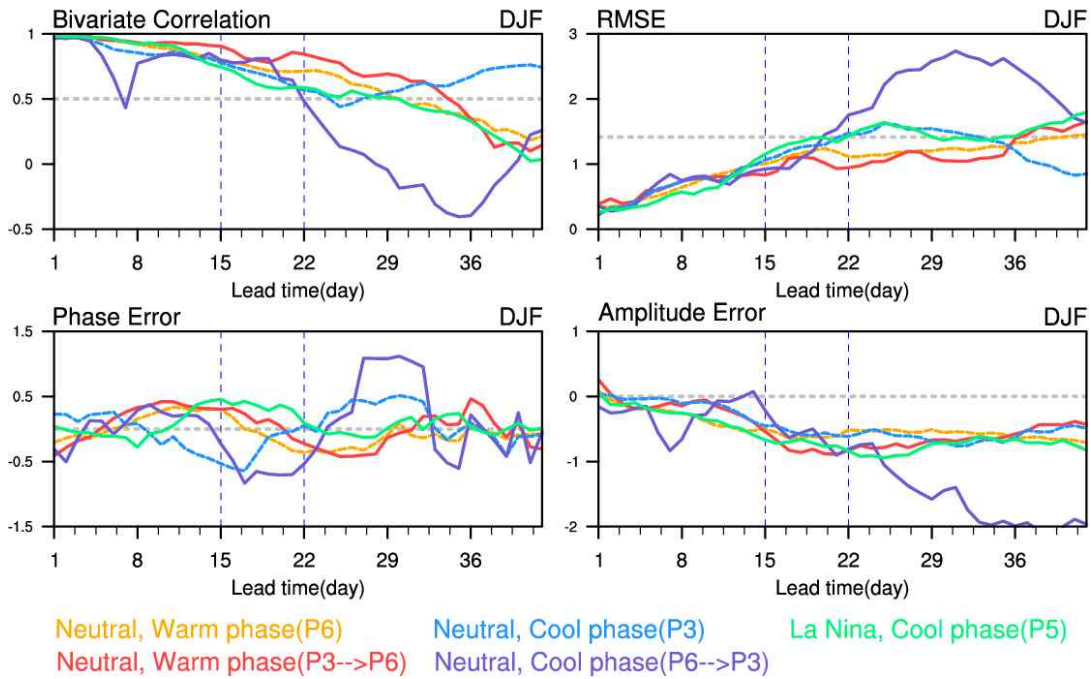


Figure 3.36 Bivariate Correlation, RMSE, Phase Error, and Amplitude Error of MJO indices for representative impact-phase cases during ENSO-neutral and La Niña winters.

Figure 3.37은 ENSO-MJO 영향 위상 케이스별 MJO 위상 및 강도에 대해 ECMWF 예측(노랑)값과 관측(파랑)값을 비교해서 보여준다. ENSO 중립 겨울철 +3주 MJO 위상6에 위치하는 경우 대한 위상 및 강도 적중률은 총 39회 중 24회로 약 61%이다. 반면, 위상3에서 시작해서 위상6으로 동진하는 경우의 예측성을 살펴보면, +3주 위상6으로 예측하는 경우가 총 11회 중 7회로 63%의 위상 적중률을 보이고, 1.0 이상의 강한 강도로 예측되는 경우는 9회로 약 81%의 강도 적중률을 나타낸다. ENSO 중립 MJO 위상3에 대한 +3주 위상 적중률은 17회 중 10회로 약 58%, 강도 적중률은 14회를 기록하며 82%로 나타나고, 위상6에서 시작해서 위상3에 위치하는 경우 총 3회 중 위상은 2회, 강도는 1회로 각각 66%, 33%의 적중률을 보여준다. 또한, 라니냐 겨울철 +3주 위상5가 발생하는 경우 총 22회 중 위상은 13회, 강도는 9회로 각각 59%, 40%의 적중률을 확인할 수 있다.

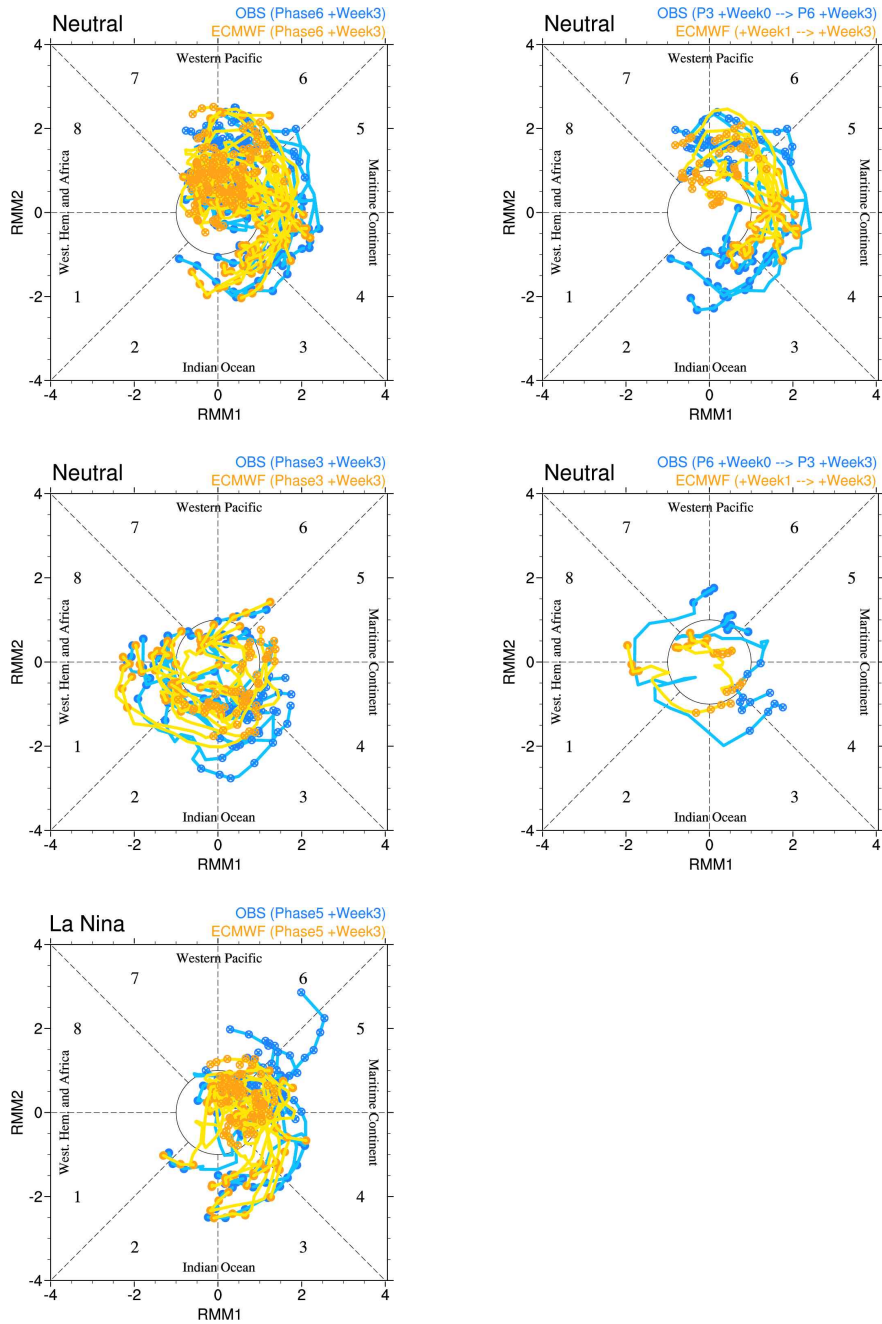


Figure 3.37 MJO phase diagrams for representative impact-phase cases during ENSO-neutral and La Niña winters, based on ECMWF hindcast (yellow) and observations (blue) over 3-week forecast periods.

추가적으로, ECMWF 모델에서 모의되는 ENSO-MJO 영향 위상 사례별 원격상관 및 기온 변동을 살펴보았다. ENSO 중립 겨울철 고온 발생과 관련된 영향 위상을 예로 들어보고자 한다. Figure 3.38은 +3주 MJO 위상6일 때(좌) 및 +0주 위상3에서 +3주 위상6으로 동진할 때(우) 기온(상), 200hPa 유선함수(중상), 해면기압 및 850hPa 바람(하)의 계절내 편차 패턴을 보여준다. 두 사례 모두 관측과 유사하게 남아시아 부근 저기압성 순환은 형성되지만 북동쪽으로 이

어지는 고기압성 순환 편차는 우리나라 부근으로 유도되지 않고 오히려 북쪽에 동서로 길게 늘어난 형태를 띤다. 또한, 하층 대기에서 서쪽 저기압성 순환 편차의 부재로 동서 방향으로 뚜렷한 기압경도가 형성되지 않음에 따라 우리나라 부근에 남풍계열 바람 편차가 강화되지 않고 약하지만 저온 편차 영향을 받는 것으로 예측된다. 이처럼 ECMWF 모델에서 ENSO-MJO 원 격상관 및 기온의 재현성이 낮아 공간 패턴으로부터 직접적인 MJO의 영향을 해석하기에 제약이 크다. 비록 ENSO-MJO 영향위상 사례수가 적음에도 불구하고 +3주 MJO 위상에 대해 50% 이상의 적중률을 보이고 있으므로 지수 기반 예측정보가 현업 예보에 유효할 것으로 기대된다.

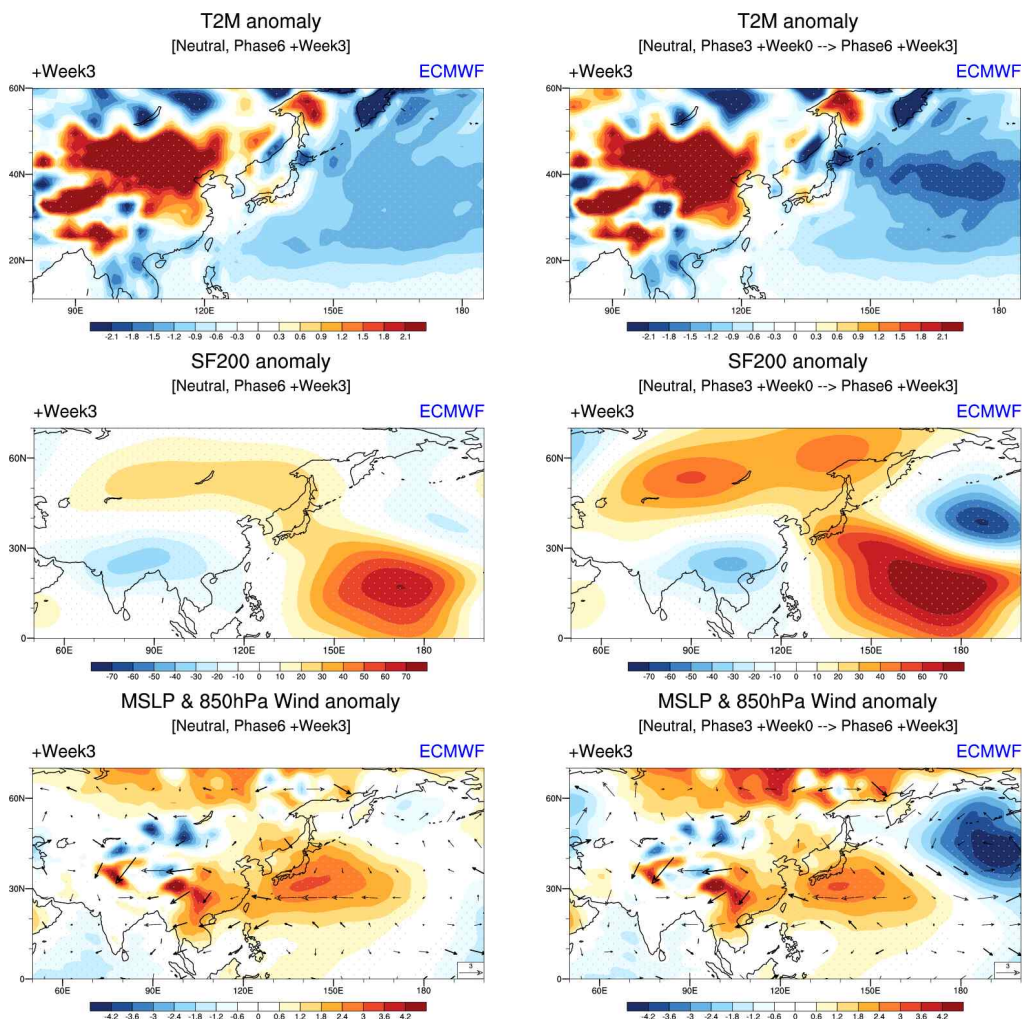


Figure 3.38 ECMWF +3-week forecasts for ENSO-neutral winters: Intraseasonal anomalies of 2 m temperature (top), 200 hPa streamfunction (middle), and MSLP with 850hPa wind (bottom) for single-phase (left) and combined-phase (right) associated with the warm case.

4. 북태평양

4.1 North Pacific Oscillation (NPO)

4.1.1 연구 배경

겨울철 우리나라에 영향을 미치는 동아시아의 대기 순환은 열대 해양으로부터의 영향뿐만 아니라 중위도의 변동성에 의해서도 영향을 받는다. 북태평양진동(North Pacific Oscillation; NPO)은 중위도 북태평양에서 나타나는 쌍극자 패턴으로, 남북 방향으로 해면기압의 부호가 서로 반대로 나타나는 패턴이다. 북쪽 고위도의 해면기압은 동시베리아에서 캐나다까지 이어지며 남쪽 중위도의 해면기압은 북태평양에서 동서 방향의 타원형 패턴으로 나타난다(Rogers, 1981; Wallace and Gutzler, 1981; Linkin and Nigam, 2008). NPO의 쌍극 중 남쪽 패턴은 중위도 북태평양에 고기압성(저기압성) 순환을 유도하기 때문에, 남쪽 패턴의 서쪽에 위치한 우리나라는 고기압성(저기압성) 순환에 의한 남풍(북풍) 편차 영향을 받아 기온 상승(하강) 영향을 받을 수 있다.

지난 APCC 연구 과제에서는 중위도 북태평양에서 나타나는 대기 변동성인 NPO가 우리나라에 영향을 미치는 과정을 분석해 12월 NPO가 한 달 지연되어 1월에 영향을 주는 과정을 제시하였다(김선태 등, 2023). 선행 연구에서 제시된 12월 NPO가 1월에 지연 영향을 주는 과정은 다음과 같다. 첫 번째는 열대-아열대 지역 강수를 통한 원격 상관 반응이다. 12월 중위도 북태평양에 NPO와 관련된 고기압성 순환이 위치하면, 고기압성 순환의 남서쪽에서 아열대 북서태평양 지역으로 북동풍 편차가 불게 된다. 이 북동풍 편차에 의해 북쪽의 건조한 공기가 유입되어 1월 아열대 북서태평양 지역에 음의 강수 편차가 유도된다. 아열대 북서태평양 지역의 음의 강수 편차에 대한 반응으로 북서쪽 하층에 고기압성 편차와 상층에 저기압성 편차가 유도되고, 상층에서 로스비 파동 전파로 우리나라와 일본 주변에 고기압성 편차가 유도된다. 이 고기압성 편차에 의한 남풍 편차 영향으로 우리나라는 기온이 상승할 수 있게 된다. 두 번째는 바람-증발-해수면 온도 피드백을 통한 영향으로 첫 번째 과정보다는 지역적인 반응으로 볼 수 있다. 12월 NPO와 관련된 중위도 북태평양에 고기압성 순환이 위치하면 고기압성 순환의 남쪽은 동풍 편차의 영향을 받게 되는데, 이 지역을 지나는 중위도 제트(서풍)는 동풍 편차의 영향으로 총 풍속이 약화 된다. 바람 풍속이 약화 되면 바람-증발-해수면 온도 피드백에 의해 풍속이 감소한 지역에서 증발이 감소하고 그에 따라 해수면 온도 상승을 일으킬 수 있다. 피드백 과정에 의해 우리나라 주변 해수면 온도가 상승하면 1월 기온 상승에 유리한 조건이 될 수 있다.

관측 자료로부터 분석된 감시 예측 인자의 예측 활용성을 높이기 위해서는 해당 인자와 관련된 모델 모의 특성에 대한 이해도 필요하다. 따라서 이 연구에서는 겨울철 예측을 위해 제시된 12월 NPO의 한 달 지연 영향 과정이 계절예측모델에서 모의 되는 특성을 분석하였고, 겨울철 예측에서 활용하는 방안을 마련하고자 하였다.

4.1.2 자료 및 분석 방법

분석에 사용한 모델 자료는 APCC MME에 참여하는 모델과 Copernicus Climate Change Service (C3S)에서 제공하는 계절예측모델을 사용하였다. 모델의 수평 해상도는 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 이며, 2022/23년 겨울철 hindcast를 기준으로 사용 가능한 모델 중 11개 모델 자료를 사용하였다. 모델 자료의 분석 기간은 hindcast 공통 기간인 1993/94년부터 2015/16년까지 총 23년 기간의 12월과 1월이다. 사용한 모델에 대한 정보를 Table 4.1에 정리해 나타내었다. 이후 결과 그림에서는 모델을 번호로 표기하였다. 모델 자료는 12월에 나타난 NPO가 1월에 영향을 주는 과정을 분석하기 위해 11월에 예측한 12월(Lead-1)과 1월(Lead-2)를 중심으로 분석하였고, NPO 지수 예측에는 12월에 예측한 12월(Lead-0) 자료도 사용되었다.

Table 4.1. Description of model name and hindcast period used in this study.

| | Institute | Model | Ensemble size | Hindcast period |
|----|-----------|--------------|---------------|-----------------|
| 1 | BOM | ACCESS-S2 | 27 | 1981-2018 |
| 2 | CWB | TCWB1Tv1.1 | 30 | 1982-2019 |
| 3 | JMA | MRI-CPS3 | 10 | 1991-2020 |
| 4 | KMA | GloSea6GC3.2 | 28 | 1993-2016 |
| 5 | METFR | SYS8 | 25 | 1993-2016 |
| 6 | NASA | GOES-S2S-2.1 | 4 | 1981-2016 |
| 7 | UKMO | GloSea6 | 28 | 1993-2016 |
| 8 | CMCC | SPS3.5 | 40 | 1993-2016 |
| 9 | ECCC | GEM5-NEMO | 10 | 1993-2020 |
| 10 | DWD | GCFS2.1 | 30 | 1993-2019 |
| 11 | ECMWF | SEAS5 | 25 | 1981-2016 |

관측 재분석 자료로 대기 변수는 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)에서 제공하는 reanalysis 5 (ERA5) 자료를 사용하였다. 해수면 온도(Sea surface temperature; SST)는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)에서 제공하는 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) V5 자료를 사용하였고, 강수 자료는 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) version 2.3 자료와 ERA5를 사용하였다. 이후 편의상 재분석 자료를 관측 자료로 표기하였다. 모델과의 비교를 위해 관측 자료도 모델 자료와 동일한 기간에 대해 분석하였고, 선행 연구와의 비교를 위해 1979/80-2021/22년 기간에 대해서도 분석하였다(OBS+로 표기). NPO의 장기 변화와 관련된 분석에는 ERA5 1941-2022년 자료를 사용하였다.

자료 분석 방법으로는 합성장 분석, 상관분석, 회귀분석, 경험적 직교함수(Empirical

Orthogonal Function; EOF) 등의 통계분석 방법이 사용되었다. 모델의 예측성은 PCC (Pattern Correlation Coefficient), TCC (Time Correlation Coefficient), MSSS (Mean Squared Skill Score), Hit rate로 평가했다. 합성장 분석에서 사용한 양/음의 NPO 해는 정규화한 NPO 지수에서 ± 0.7 을 기준으로 구분하였다. 엘니뇨와 라니냐 해는 Niño3.4 지수에서 ± 0.5 를 기준으로 구분하였다.

4.1.3 모델의 북태평양진동 모의

NPO를 정의하는 방법은 다양한데, 이 연구에서는 북태평양(110-240°E, 20-70°N) 영역에 대한 해면기압 편차의 EOF 두 번째 모드로 정의하였다. 모델에서 모의 되는 NPO 특징을 살펴보기 전에 먼저 관측에서 분석 기간 차이에 따른 NPO를 비교해 보았다. 선행 연구에서와 마찬가지로 가용한 관측 자료의 기간(1979-2021년)과 모델의 hindcast 기간(1993-2015년)에 대해 각각 해면기압 편차에 EOF를 적용하고 비교하였다(Figure 4.1). 두 기간의 12월 NPO 패턴과 시계열은 매우 유사했으며 패턴의 상관계수는 0.97, 시계열의 상관계수는 0.99로 매우 높게 나타나 기간의 길이에 따른 차이는 없었다. 또한 선형 추세를 제거한 경우와 제거하지 않은 경우에도 차이는 매우 미미해 선형 추세의 영향 또한 없는 것으로 볼 수 있다. 다만, NPO 패턴에서 모델 hindcast 기간의 패턴은 남쪽 고기압성 순환의 중심이 전체 기간에 비해 약간 서쪽으로 치우친 차이는 있었다. 따라서 NPO 패턴과 시계열을 정의하는데 기간에 따른 차이는 크지 않아 고려하지 않아도 될 것으로 보았다.

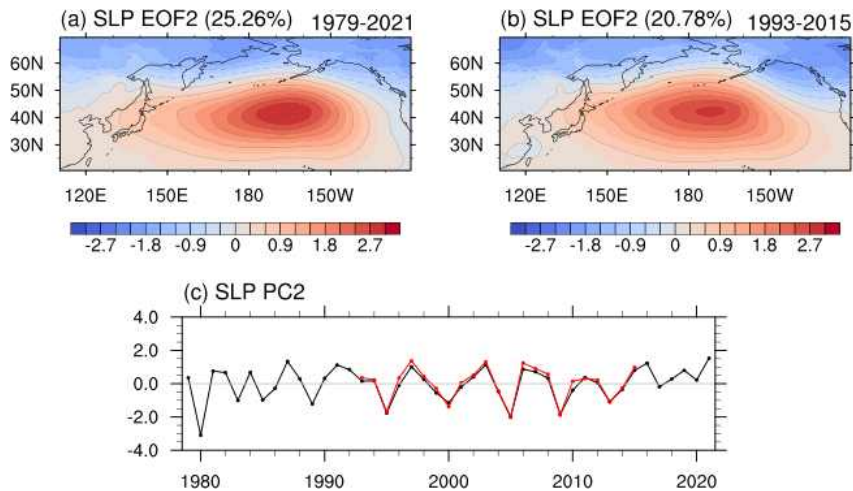


Figure 4.1. The spatial pattern and the corresponding principal component time series of the second EOF mode for the December sea level pressure anomalies during 1979-2021 (a and black line in c) and 1993-2015 (b and red line in c).

다음으로 모델에서 모의하는 NPO 특징을 살펴보았다. Figure 4.2와 4.3은 11개 모델과 관측 자료에서 12월 해면기압 편차의 EOF 두 번째 모드와 주성분(Principal Component; PC) 시계

열을 나타낸다. 관측에서는 중위도 북태평양 넓은 지역에 양의 편차가 위치하고 그 북쪽으로 반대 부호인 음의 편차가 위치한 쌍극 패턴이 나타난다. 모델들도 관측과 패턴이 완벽하게 일치하지는 않지만, 남쪽 중위도에 양의 편차와 북쪽 고위도에 음의 편차로 쌍극 패턴이 나타났다. 하지만 몇몇 모델은 북쪽 음의 편차가 북아메리카 쪽으로 치우친 기울어진 쌍극 패턴을 나타냈다. 관측 패턴과 모델 패턴의 유사성을 PCC (Pattern Correlation Coefficient)로 살펴봤을 때 한 개 모델을 제외하고 모두 0.7 이상의 높은 상관성을 보였다. 관측에서 두 번째 모드는 12월 북태평양 해면기압 전체 변동성 중 약 20%를 차지했는데, 모델에서도 20%를 전후로 관측과 크게 차이 나지 않는 약 13~30%의 변동성을 차지했다(Figure 4.4a).

모델의 NPO는 관측보다 동쪽으로 치우친 경향이 있었는데, 양의 편차 중심이 관측에서는 약 185°E에 위치했으나 M5와 M6 모델은 관측보다 서쪽에, M9 모델은 관측과 유사하게, 나머지 모델들은 관측보다 동쪽에 위치하였다(Figure 4.4c). 해면기압 편차의 EOF 첫 번째 모드는 알류산 저기압 패턴인데, 관측에서는 북태평양 알류산 열도 북쪽을 중심으로 강한 음의 편차가 위치한 패턴으로 전체 변동성 중 약 45%를 차지했다. 모델들의 첫 번째 모드는 알류산 열도 주변에 강한 음의 편차가 위치했으나 중심이 알류산 열도 남동쪽에 위치하고 북서-남동 방향으로 기울어진 패턴이며, 전체 변동성 중 차지하는 비율이 한 모델을 제외하고 모두 관측보다 높았다. 모델은 12월 북태평양 해면기압 변동성을 관측보다 동쪽에서 더 강하게 모의하는 특징을 공통으로 갖고 있었으며 몇몇 모델들은 두 번째 모드에서도 이러한 특징이 반영되어 나타난 것으로 보인다.

NPO 지수는 두 번째 EOF 모드의 주성분 시계열을 사용했고, 지수의 예측성은 TCC와 MSSS로 평가했다. MSSS는 예측값의 오차 특성을 종합적으로 파악할 수 있는 지표로 1에 가까울수록 예측성이 높음을 의미하며 변동성의 위상과 함께 크기에 대한 예측성을 평가하기 위해 함께 살펴보았다(Figure 4.4b). 모델들과 관측 NPO 지수의 TCC는 0.6 이하로 높지 않았고 0.4 이상의 유의한 값은 네 모델에서만 나타났다. MSSS는 한 모델을 제외하고 나머지 모델은 음수로 나타났다. TCC가 작은 모델들은 MSSS도 큰 음의 값을 나타내 위상의 예측성도 낮고 지수 변동성의 크기 또한 잘 예측하지 못했다. TCC가 비교적 높았던 네 모델의 MSSS는 0에 가깝거나 0보다 약간 큰 값으로 나타났다. NPO 지수의 예측성이 가장 좋은 모델은 M6 모델로 이 모델은 패턴의 유사성 또한 높게 모의한 모델이었다. 따라서 모델에서 모의하고 있는 NPO는 북태평양 중위도와 고위도의 쌍극 패턴은 대부분 모의하나 관측보다 동쪽에서 변동성을 크게 모의하는 경향이 있고, NPO 지수는 대다수 모델에서 예측성이 낮게 나타났다.

SLP EOF2 / DEC (L1)

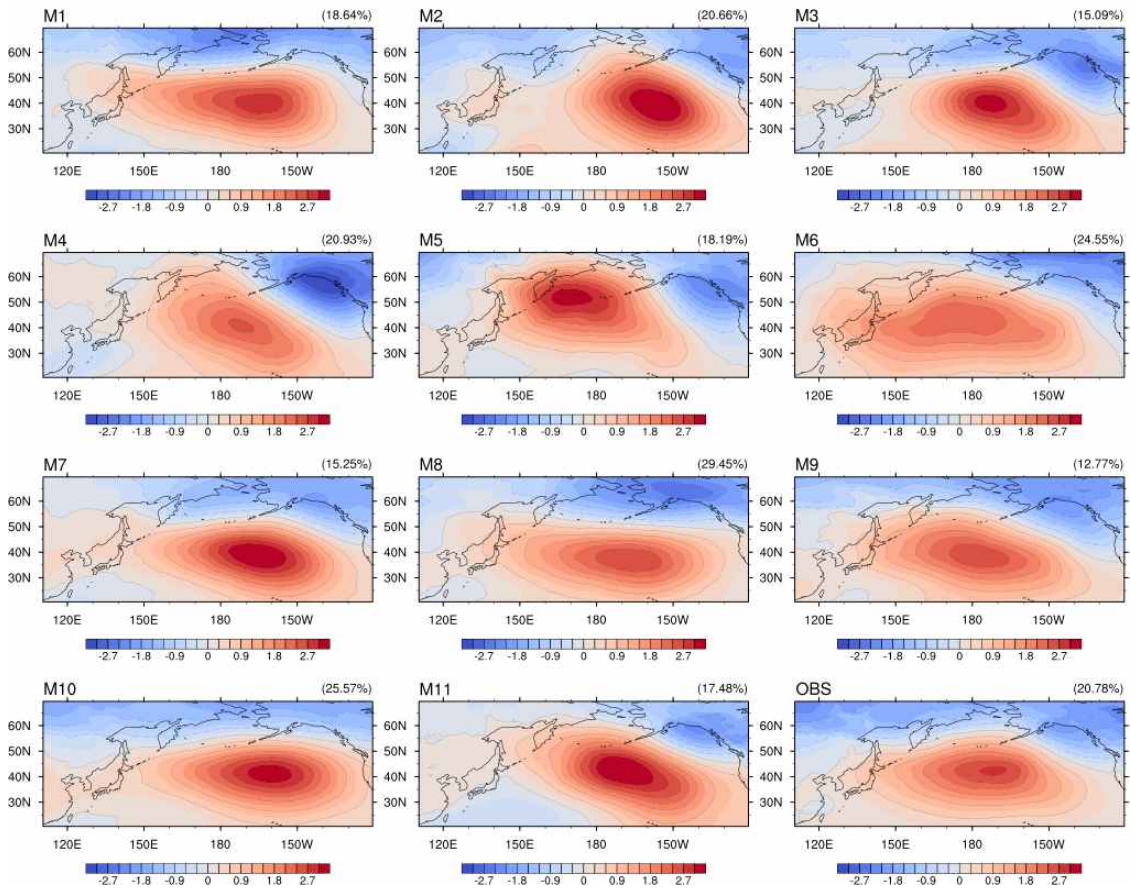


Figure 4.2. The spatial pattern of the second EOF mode for the DEC sea level pressure anomalies for models and observation.

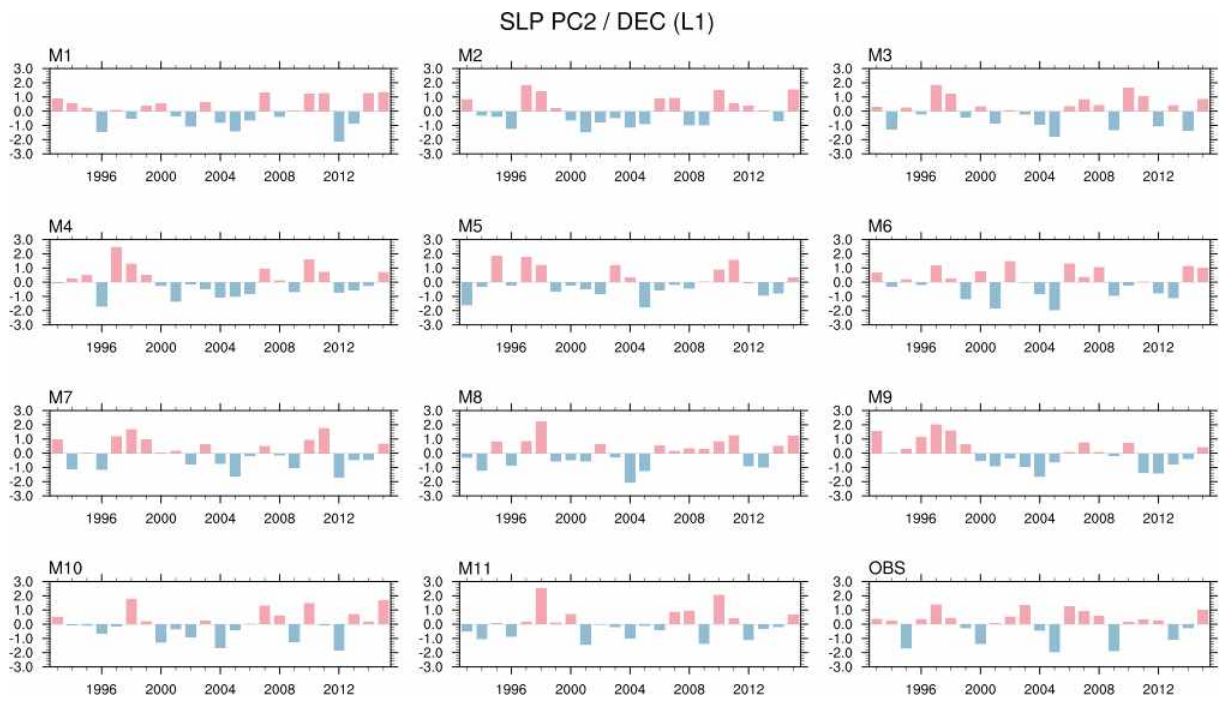


Figure 4.3. The corresponding principal time series of the second EOF mode for the DEC sea level pressure anomalies for models and observation.

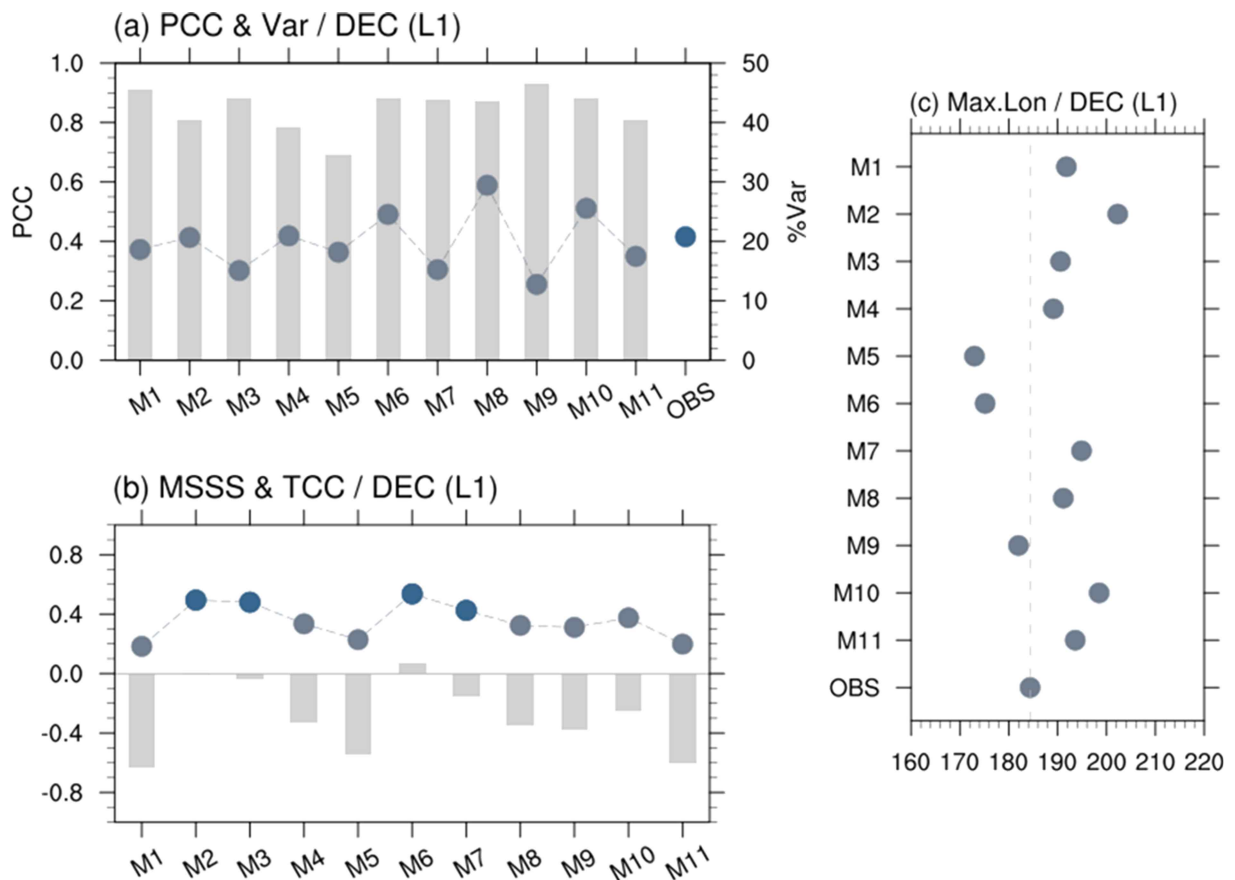


Figure 4.4. (a) (bar) Pattern correlation coefficients between the observation and model EOF2 and (dot) percentage of variance explained by the EOF2. (b) (bar) Mean squared skill score and (dot) time correlation coefficients between the observation and model EOF2. (c) Longitude of the southern center estimated from the EOF2.

4.1.4 모델의 12월 NPO의 한 달 지연 영향 재현

12월 NPO가 한 달 지연되어 1월에 영향을 미치는 과정을 선행 연구에서 제시한 두 과정으로 나누어 모델에서의 재현성을 분석하였다. NPO와 관련된 반응과 ENSO와 관련된 반응을 분리해 보기 위해 NPO 지수와 Niño3.4 지수에 대한 다중회귀분석을 수행하였고, NPO와 관련된 회귀계수를 살펴보았다.

먼저 열대-아열대 지역 강수를 통한 원격 상관 반응의 모델 재현성을 살펴보았다. Figure 4.5는 각 모델과 관측에서의 12월 NPO 지수와 관련된 12월 강수와 850hPa 바람, 1월 강수를 나타낸 그림이다. 12월 NPO와 관련된 12월 하층 순환장은 모델에서 중위도 북태평양에서 고기압성 순환으로 나타났다. 그러나 고기압성 순환의 서쪽 가장자리는 모델마다 다르게 나타나 우리나라와 일본 주변에서는 남풍 계열 바람 편차의 영향이 나타나지 않는 모델들도 있었다. 고기압성 순환의 남서쪽에서 아열대 북서태평양 지역으로 향하는 북동풍 편차 또한 대다수 모델에서 제대로 모의 되지 못하였다. 모델에서 12월 NPO와 관련된 강수 반응은 아열대 북서태평양 음의 편차와 열대 중태평양 양의 편차로 12월과 1월에 유사하게 나타났다. 관측에서의 12월 강수는 적도 북쪽 아열대 지역에서 나타났으나 모델은 적도부터 아열대 지역까지 더 넓은 지역에서 강수 반응이 나타났고 관측보다 조직화 된 패턴으로 나타났으며 음의 강수 편차가 관측보다 더 동쪽에서 강하게 나타나는 특징을 공통으로 보였다. 이는 NPO와 관련된 순환장에서 고기압성 순환의 남동쪽 지역에서 적도 쪽으로 불어오는 북동풍 편차가 모델에서는 관측보다 더 강하고 유의하게 모의하는 특징과 관련된 것으로 보인다. 관측에서의 1월 강수는 12월에 비해 음의 강수 지역이 더 넓고 세기도 강하게 나타났으나 모델은 12월과 거의 유사한 분포로 나타났다.

Figure 4.6은 아열대 북서태평양 지역(120-150°E, 0-15°N)에서 평균한 12월 NPO와 관련된 12월과 1월 강수 편차를 나타낸 그림이다. 관측에서는 12월 NPO와 관련된 강수가 12월과 1월 모두 음의 편차로 나타났고 1월에 음의 편차가 더 강화되는 것으로 나타났다. 모델에서도 한 모델(M2)을 제외하면 음의 강수 편차로 나타났고, 두 모델(M5, M10)을 제외한 나머지 모델들은 12월에 비해 1월에 음의 강수 편차가 강화되었다. Figure 4.7은 12월 NPO와 관련된 우리나라 주변 동아시아 지역(120-150°E, 30-50°N)에서 평균한 12월과 1월 500hPa 지위고도 편차를 나타낸다. 관측과 모델에서 12월 NPO와 관련된 동아시아 지위고도는 12월과 1월에 모두 양의 편차로 나타났다. 1월의 양의 편차는 12월보다 감소는 했으나 여전히 양의 편차로 나타나 12월 NPO의 영향이 모델에서도 한 달 뒤인 1월까지 지속됨을 확인할 수 있었다.

모델에서 12월 NPO와 관련된 아열대 강수를 통한 원격 상관 반응 과정을 살펴보고, 모델에서도 이 과정이 재현되는 것을 보았다. 그러나 모델에서 관측과 차이가 나는 부분이 있었다. Figure 4.8은 12월 NPO, Niño3.4 지수와 관련된 아열대 북서태평양 강수의 1월과 12월의 차이를 나타낸 그림이다. 아열대 북서태평양 강수는 NPO, Niño3.4 지수와 음의 관련성이 있으며 1월과 12월의 차이가 음이면 1월 음의 강수가 더 강함을 의미한다. 관측에서 NPO와 관련된 북서태평양 강수 차이는 음수로, NPO와 관련된 강수가 12월보다 1월에 음의 편차가 더 강해졌음을 나타낸다. 반면 Niño3.4 지수와 관련된 강수의 차이는 양수로, ENSO와 관련된 강수가 NPO와 반대로 12월보다 1월에 음의 편차가 약해졌고, 크기 또한 NPO와 관련된 강수 차이보다

작았다. 따라서 1월에 엘니뇨에 의해서는 북서태평양 음의 강수 편차가 12월보다 약화되지만, 12월에 양의 NPO가 있으면 북서태평양 음의 강수 편차를 1월에 더 강화시켜 1월에도 고기압성 순환이 지속되도록 영향을 줄 수 있다. Figure 4.9는 NPO, Niño3.4 지수와 관련된 1월 동아시아 지역 500hPa 지위고도를 나타내는데, NPO와 관련된 지위고도는 양의 편차로 나타났다. 강수와 다르게 지위고도는 기간에 따라 양의 편차 차이가 컸는데 1979-2021년 기간(OBS+)에 비해 모델 hindcast 기간(OBS) 안에서는 양의 편차가 약했다. 이와 관련된 내용은 다음 절에서 다루었다. NPO 지수와 관련된 아열대 북서태평양 강수의 차이는 모델에서도 1월과 12월의 강수 차이가 대부분 음수로 나타나 1월에 음의 강수가 다소 강화되는 것으로 보이나 관측에 비해 차이가 작았다. 또한 모델은 ENSO와 관련된 1월과 12월의 강수 차이가 관측과는 반대로 음수로 나타나 ENSO에 의해서도 1월에 음의 강수 편차가 더 강해지는 것으로 나타났다. 모델은 NPO, Niño3.4 지수와 관련된 1월 지위고도가 양의 편차로 나타났으며 반 이상의 모델에서 NPO보다 Niño3.4 지수와 관련된 양의 편차가 더 크게 나타났다. 따라서 모델에서는 12월 NPO 뿐만 아니라 ENSO에 의해서도 북서태평양 음의 강수 편차가 1월에 강화되면서 1월에도 고기압성 순환이 지속될 수 있도록 모의하며, NPO에 의한 1월 음의 강수 강화보다 ENSO에 의한 음의 강수 강화가 더 크게 나타나 ENSO의 영향을 강하게 모의하는 경향이 있었다.

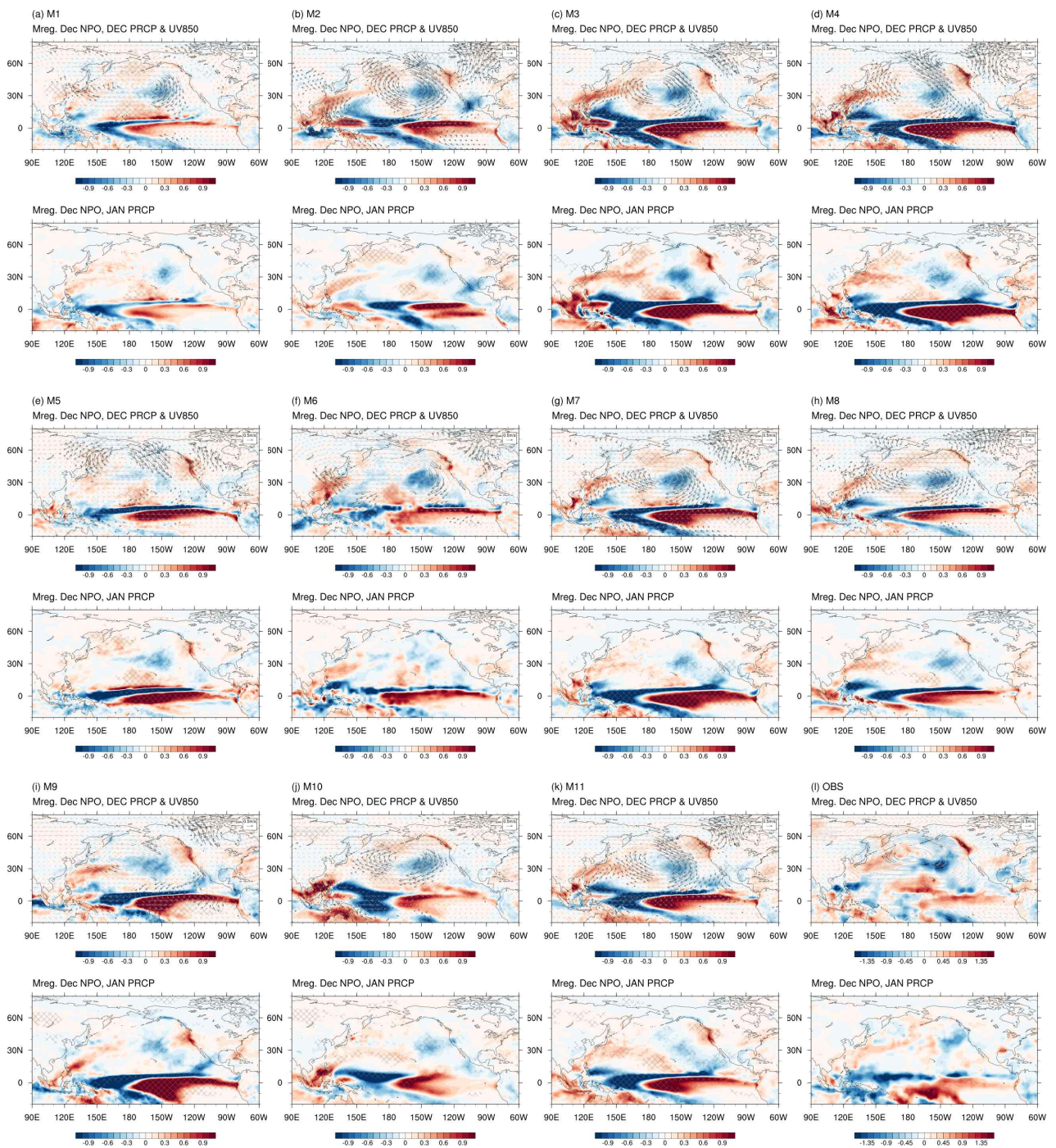


Figure 4.5. Multiple regression of (upper panels) DEC precipitation and 850 hPa wind anomalies and (lower panels) JAN precipitation anomalies with respect to the DEC NPO index.

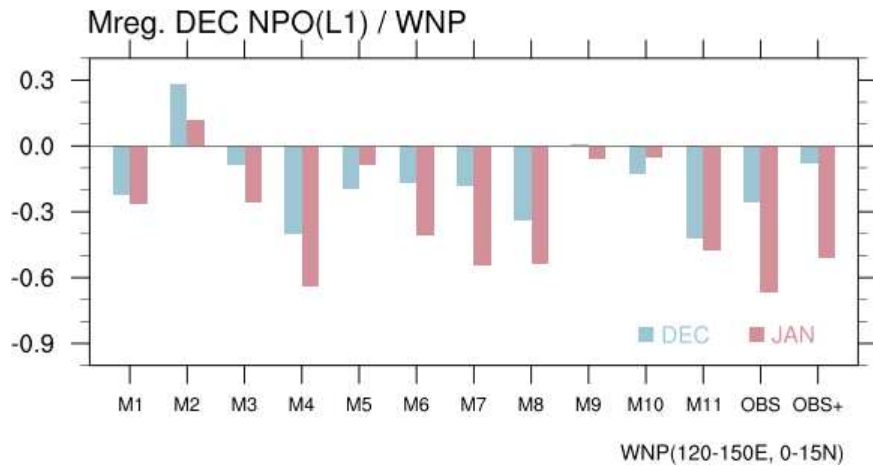


Figure 4.6. Multiple regression of DEC and JAN precipitation anomalies averaged over the 120-150°E, 0-15°N with respect to the DEC NPO index.

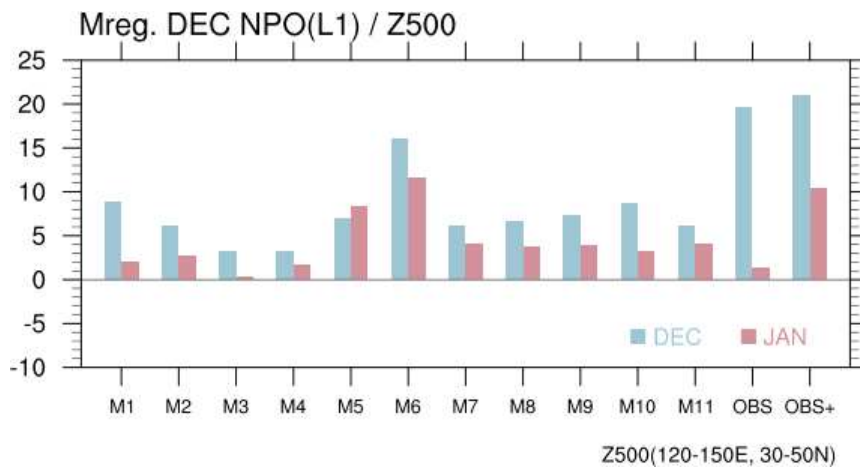


Figure 4.7. Multiple regression of DEC and JAN 500hPa geopotential height anomalies averaged over the 120-150°E, 30-50°N with respect to the DEC NPO index.

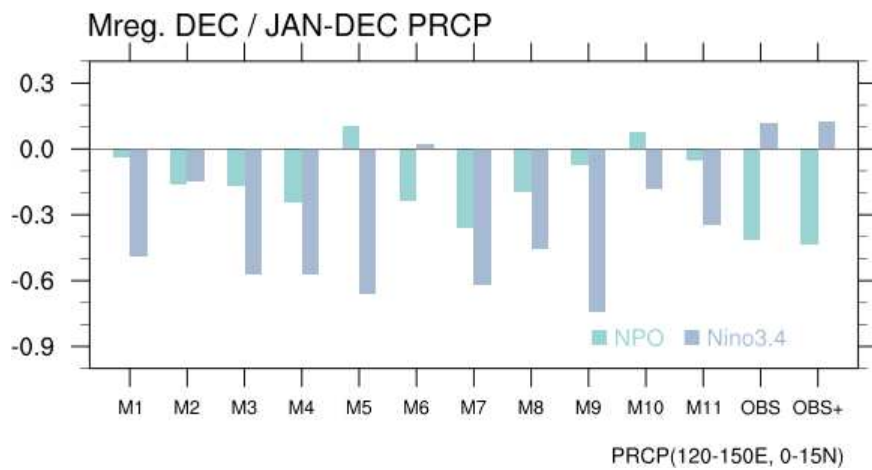


Figure 4.8. Difference between multiple regression of JAN and DEC precipitation anomalies averaged over the 120-150°E, 0-15°N with respect to the DEC NPO index and Niño3.4 index.

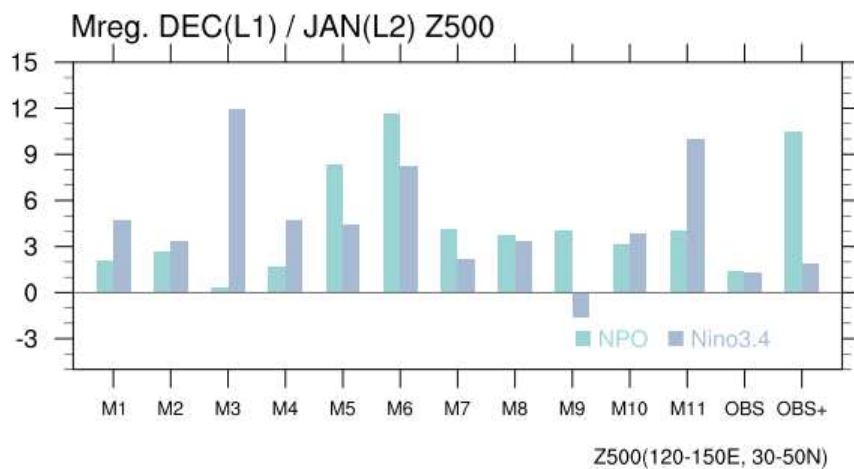


Figure 4.9. Multiple regression of JAN 500hPa geopotential height anomalies averaged over the 120-150°E, 30-50°N with respect to the DEC NPO index and Niño3.4 index.

두 번째 과정으로 바람-증발-해수면 온도 피드백 과정의 모델 재현성을 살펴보았다. Figure 4.10은 각 모델과 관측에서의 12월 NPO 지수와 관련된 12월 지표 잠열 방출(증발)과 200hPa 바람, 1월 해수면 온도를 나타낸 그림으로 모델의 12월 NPO와 관련된 두 번째 과정을 나타낸다. 잠열은 변수가 제공되는 4개 모델에 대해서만 나타내었다.

모델에서 12월 NPO와 관련된 12월 상층 순환장은 하층과 마찬가지로 중위도 북태평양에서 고기압성 순환으로 나타났으며, 고기압성 순환 남쪽 지역의 동풍 편차는 하층보다 더 서쪽까지 이어져 우리나라와 일본 남쪽까지 이어져 나타났다. Figure 4.11은 북서태평양 영역(130-180°E)에서 평균한 200hPa U-wind의 12월 기후값과 12월 NPO에 대한 반응을 나타낸다. 북서태평양에서 200hPa U-wind의 기후값은 아열대에서 북쪽으로 올라갈수록 점차 증가해 약 35°N 부근에서 가장 강한 세기를 나타내고 다시 감소한다. 모델에서도 관측과 매우 유사한 분포를 보였고 가장 강한 세기가 나타난 위도 또한 관측과 일치했으며 바람의 세기 또한 유사하게 모의해 모델의 중위도 제트(서풍)에 대한 기후값 모의는 우수한 것으로 나타났다. 12월 NPO에 대한 반응은 모든 모델이 중위도에서 음의 편차, 즉 동풍 편차로 모의하였다. 모델들의 바람 반응은 관측에 비해 강도는 약했으나 중위도 제트가 위치한 지역에서 동풍 편차로 나타나 모델에서도 관측과 마찬가지로 제트 세기가 약화 되는 것으로 나타났다. 다만 제트의 기후값은 관측과 비슷한 세기로 모의하지만, 동풍 편차의 세기는 관측의 절반 정도여서 NPO와 관련된 총 풍속 감소는 관측보다 약하게 모의했다.

12월 NPO와 관련된 지표 잠열은 모델에서도 우리나라와 일본 동쪽으로 음의 편차로 나타나 지표 해수면에서 대기로 방출되는 잠열이 감소하는 것으로 나타났다. 그러나 모델은 음의 편차가 관측보다 약하고 한반도 남서쪽 해양 일부 지역에서 약한 양의 편차가 나타나는 차이는 있었다. 모델의 약한 잠열 방출은 약한 동풍 편차와도 일치하는 부분이다.

12월 NPO와 관련된 1월 해수면 온도는 모델에서도 우리나라 주변과 일본 동쪽 해상에서 양의 편차로 나타나 관측과 유사했다. 모델은 필리핀해와 남중국해 양의 편차가 관측보다 강하고 유의하게 나타나는 차이가 있었다. Figure 4.12는 우리나라 주변 동아시아 지역(120-150°E, 25-45°N)에서 평균한 12월 NPO와 관련된 12월과 1월 해수면 온도를 나타낸다. 관측에서와 마찬가지로 모델에서도 12월 NPO와 관련된 동아시아 주변 지역 해수면 온도 편차는 12월과 1월 모두 양의 편차로 나타났으며 모델 대부분이 관측에서와 마찬가지로 1월 해수면 온도 편차 반응을 12월보다 강하게 모의했다.

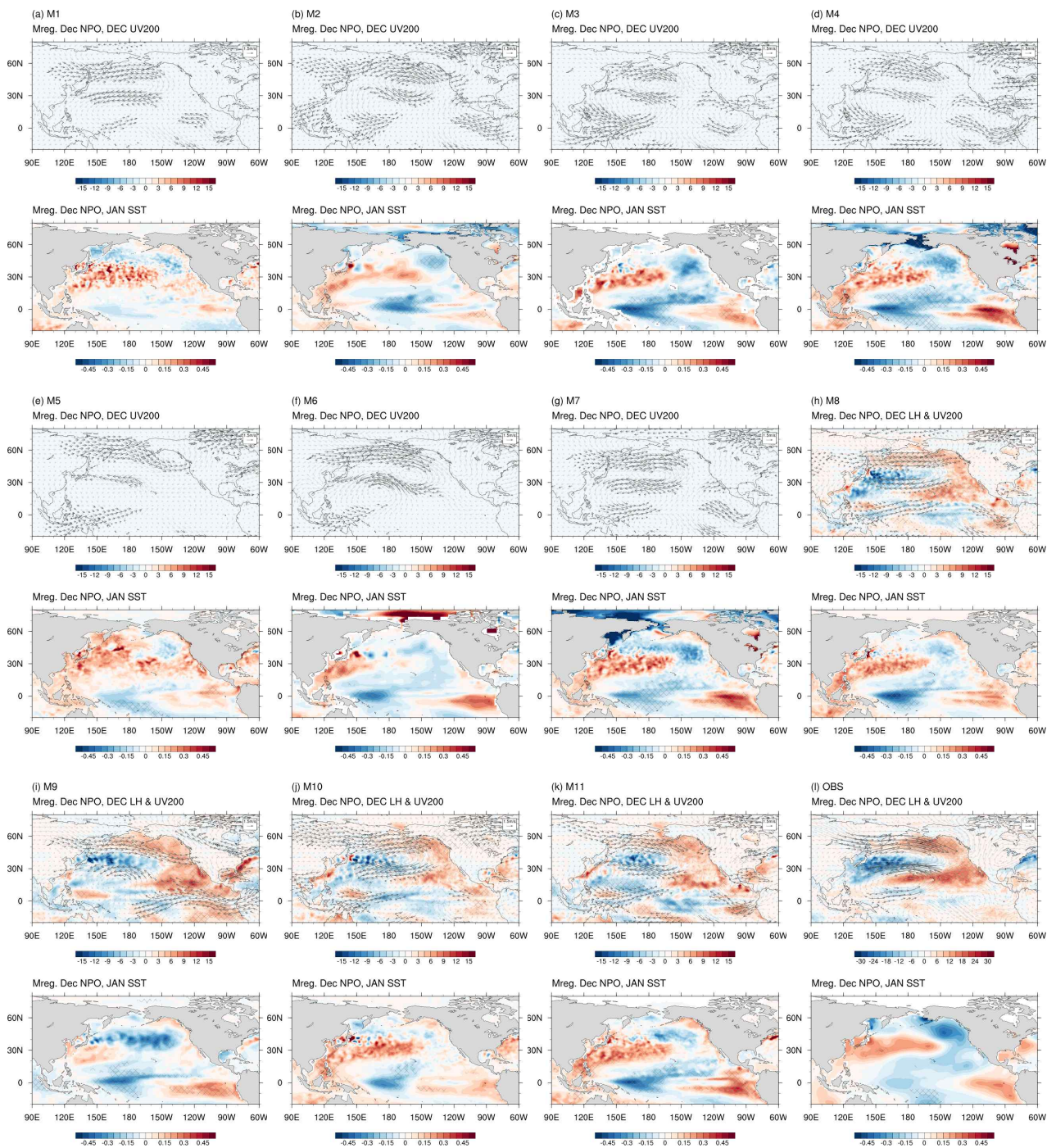


Figure 4.10. Multiple regression of (upper panels) DEC latent heat flux and 200 hPa wind anomalies and (lower panels) JAN sea surface temperature anomalies with respect to the DEC NPO index.

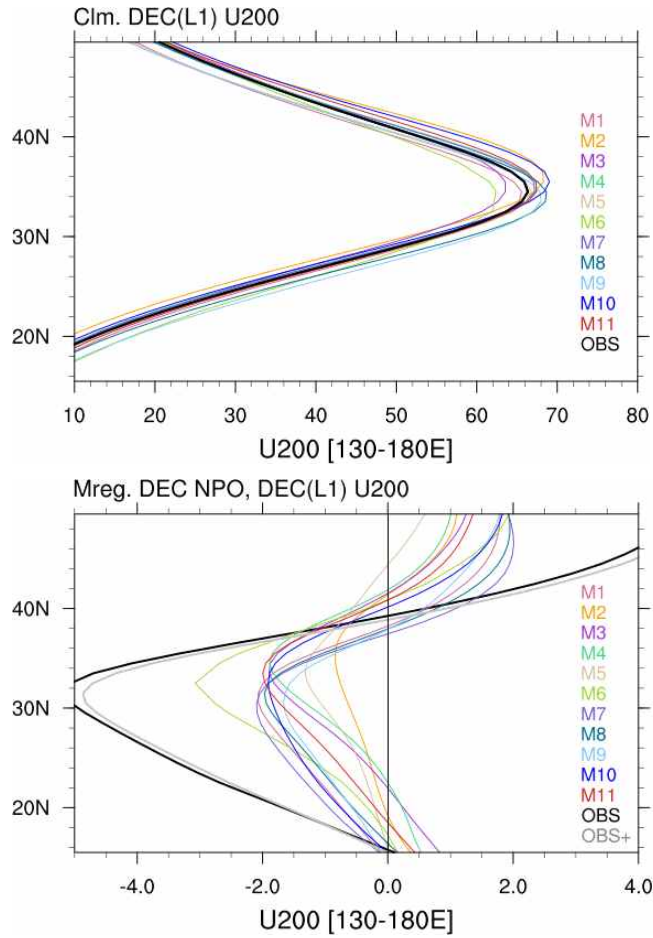


Figure 4.11. (upper) Climatology of DEC 200 hPa U-wind averaged over the 130–180°E. (lower) Multiple regression of DEC 200 hPa U-wind anomalies averaged over the 130–180°E with respect to the DEC NPO index.

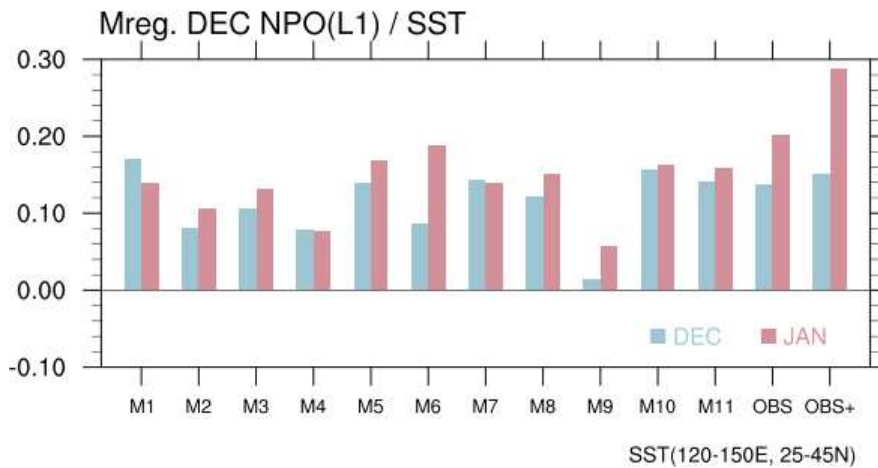


Figure 4.12. Multiple regression of DEC and JAN sea surface temperature anomalies averaged over the 120–150°E, 25–45°N with respect to the DEC NPO index.

Figure 4.13은 12월 NPO, Niño3.4 지수와 관련된 1월 우리나라 영역(125-130°E, 35-40°N)에서 평균한 기온 편차를 나타낸다. 두 모델(M3, M4)을 제외한 9개 모델에서 12월 NPO와 관련된 1월 우리나라 기온은 양의 편차로 나타나 12월 양/음의 NPO와 1월 우리나라 고/저온의 관계를 모델에서도 모의하는 것으로 나타났다. M3, M4 모델은 다른 모델들 보다 1월의 고기압성순환이 동쪽에 위치하면서 기온의 유의한 영향이 나타나지 않은 것으로 보인다. 그런데 12월 NPO와 관련된 1월 우리나라 기온은 관측에서 기간에 따라 차이가 있었는데, 43년 기간(1979/80-2021/22, OBS+)에서는 강한 양의 편차로 나타났으나 모델 hindcast 기간(1993/94-2015/16, OBS)에서는 양의 편차가 감소하였다. Niño3.4와 관련된 기온은 차이가 거의 없는 것과 비교 하면 상당한 차이가 있었다. 이와 관련해서는 다음 절에서 살펴보았다.

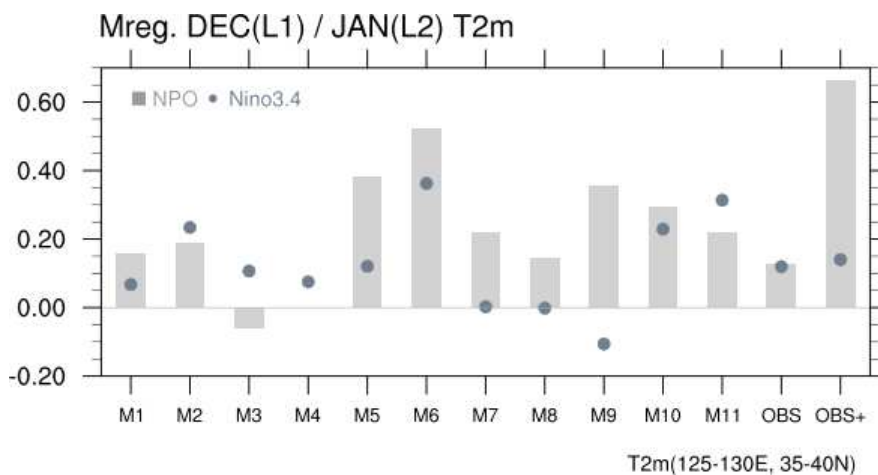


Figure 4.13. Multiple regression of JAN 2m temperature anomalies averaged over the 125-130°E, 35-40°N with respect to the DEC (bar) NPO index and (dot) Niño3.4 index.

4.1.5 NPO 지연 영향의 장기 변화

앞서 12월 NPO와 관련된 1월 우리나라 기온은 43년의 긴 기간에서는 강한 양의 관련성이 있지만 모델 hindcast 기간(23년)에서는 관련성이 감소해 기간에 따라 차이가 있었다. 이러한 차이는 500hPa 지위고도에서도 나타났다. 12월 NPO와 관련된 1월 동아시아 지위고도는 기온과 마찬가지로 모델 hindcast 기간에서는 43년 기간보다 반응이 작게 나타났다 (Figure 4.7). 해수면 온도 반응은 모델 hindcast 기간에서 감소했으나 여전히 강한 양의 편차로 나타났다 (Figure 4.12). 반면 아열대 북서태평양 지역 강수는 기간별 차이가 상대적으로 적었고 오히려 모델 hindcast 기간에서 다소 크게 나타났다 (Figure 4.6). 앞서 두 기간에서 각각 정의한 NPO 패턴과 시계열에서는 차이가 거의 없었고 (Figure 4.1), 12월 NPO와 관련된 12월 동아시아 지위고도는 분석 기간에 따라 큰 차이가 없어 NPO의 동시 상관 영향은 기간에 따라 차이가 없었다. 따라서 기간 변화에 따른 NPO 자체의 변화보다 지연 영향 과정에서 차이가 발생한 것으로 볼 수 있겠다.

12월 NPO의 지연 영향이 장기적으로 변화가 있었는지를 보기 위해 ERA5의 1941년부터 2022년까지의 자료를 사용해 장기 변화를 살펴보았다. NPO는 앞서 사용한 모델 hindcast와 동일한 23년 윈도우 기간에 대해 1941년부터 2년씩 이동하며 북태평양 해면기압 편차에 EOF를 적용해 구하였다. Figure 4.14는 12월 해면기압 전체 변동성 중 첫 번째와 두 번째 모드가 차지하는 비율의 시간에 따른 변화를 나타낸다. 첫 번째 모드는 전체 변동성 중 약 35~45% 정도를 차지했으며 최근 비율이 다소 증가했다. 두 번째 모드는 전체 변동성 중 약 20~35% 정도를 차지했으며 대략 1960~90년대에 비율이 증가했다가 이후 감소했다. 두 번째 모드의 비율이 높았던 기간 중 1971~1993~1977~1999 기간에는 남북 방향 다이폴 패턴이 첫 번째 모드에서 나타나 첫 번째 모드를 NPO로 정의해 사용하였다.

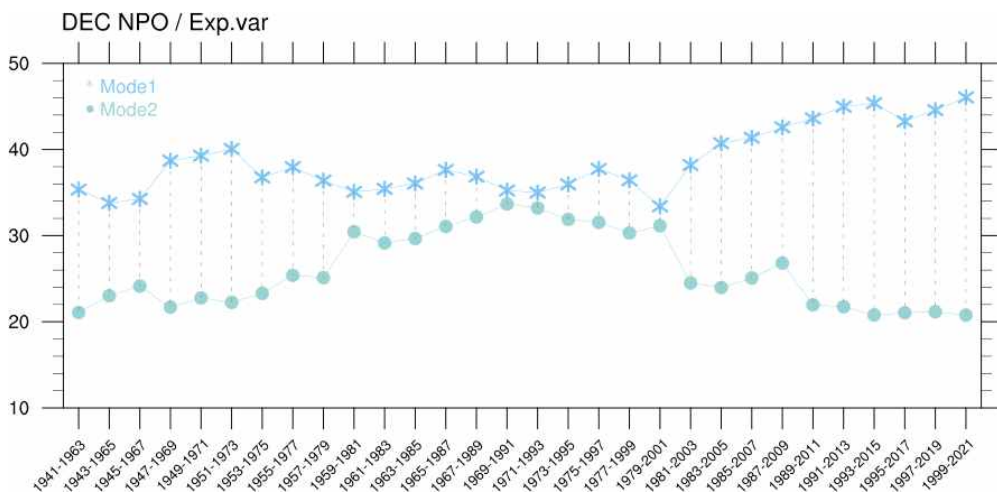


Figure 4.14. Percentage of variance explained by EOF1 and EOF2 for the DEC sea level pressure anomalies.

Figure 4.15는 23년 윈도우 기간에 대한 NPO 지수와 같은 기간의 1월 우리나라 기온 간의 회귀분석을 1941년부터 2년씩 이동하여 구한 시계열로 12월 NPO와 1월 우리나라 기온 관계의 시간에 따른 변화를 나타낸다. 12월 NPO와 1월 기온은 양의 관련성이 있으며, 1960년대 이전 관련성이 낮았다가 1960~90년대 증가해 유의한 양의 관련성을 나타냈으나 이후 다시 감소하는 변화를 보였다. EOF 두 번째 모드의 비중이 증가한 시기와 12월 NPO와 1월 기온의 관련성이 높은 시기는 유사하게 나타났다. 선행 연구(Sung et al. 2019)에서는 겨울철 (DJF 평균) NPO와 북아메리카 동부 기온의 상관성이 높은 기간에 (1948~1969년, 1995~2014년) NPO 북쪽 폴의 위치가 동쪽으로 치우쳤으며 이때 동아시아 지역 기온은 북아메리카와 반대로 상관성이 낮음을 보였다. 반대로 NPO 북쪽 폴의 위치가 서쪽으로 치우친 기간에 (1979~1994년) NPO와 동아시아 기온은 양의 상관을 나타냈고 북아메리카 동부는 상관성이 낮았다. NPO 위치가 12월 NPO와 1월 기온 관계 변화와 연관되어 있는지 살펴보기 위해, 23년 윈도우 기간으로 시기를 이동하며 얻은 NPO 패턴에서 남쪽 폴의 중심 위치 변화를 살펴보았다. NPO 위치는 시간에 따라 약간의 이동이 있었으나 약 180~200°E 사이 위치했으며, 12월 NPO와 1월 기온 관계와 NPO 중심 위치 간에는 유의미한 관련성을 찾기 어려웠다. 따라서 NPO의 지연 영향에서는 NPO 패

턴의 위치는 영향을 미치지 못한 것으로 볼 수 있다.

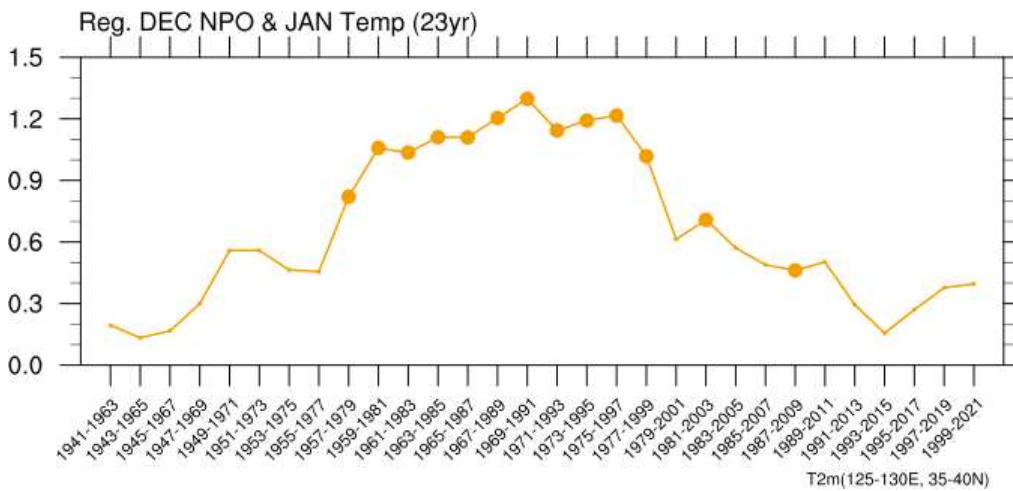


Figure 4.15 Moving regression of JAN 2m temperature anomalies averaged over the 125-130E, 35-40N with respect to the DEC NPO index.

Figure 4.16은 12월 NPO와 관련된 아열대 북서태평양 지역(120-150°E, 0-15°N)에서 평균한 12월과 1월 강수 편차 관계의 시간에 따른 변화를 나타낸 그림이다. NPO와 관련된 강수는 전 기간 음의 관련성을 나타냈지만 시기에 따라 변화는 있었고 12월보다 1월에 변화가 크게 나타났는데, 1월의 경우 과거 약한 음의 관련성을 보였다가 1970-2010년대 강화되었고 이후 최근 기간에 다시 감소했다. 1월과 12월의 차이는 1970년대 이후로 음의 값이 증가했으며 최근 기간까지 비슷한 수준으로 유지되었다. Figure 4.17은 강수와 마찬가지로 우리나라 주변 동아시아 지역(120-150°E, 25-45°N)에서 평균한 12월 NPO와 관련된 1월 해수면 온도의 변화를 나타낸 그림이다. 12월 NPO와 관련된 1월 해수면 온도는 전 기간 양의 관련성을 나타냈으며 1960년대 이후로 유의한 관계가 유지되었다.

12월 NPO가 한 달 지연되어 영향을 미치는 두 과정 중 NPO와 1월 우리나라 기온 관계 변화와 더 관련 깊은 과정은 무엇인지 살펴보았다. Figure 4.18a는 23년 윈도우 기간에 대해 이동회귀분석으로 구한 12월 NPO에 대한 1월 기온의 시계열과, 1월 아열대 북서태평양 강수에 대한 동아시아 500hPa 지위고도 시계열의 산포도를 나타낸다. 두 시계열은 음의 상관관계 (-0.62)를 나타내 NPO와 기온의 관련성이 높았던 시기에는 강수와 지위고도 관련성도 높았던 것으로 나타났다. 이동회귀분석으로 계산한 12월 NPO에 대한 1월 기온의 시계열은, 12월 NPO에 대한 1월 동아시아 500hPa 지위고도 시계열과는 매우 높은 관련성이 있고 (상관계수 0.95), 12월 NPO에 대한 1월 북서태평양 강수 시계열과는 관련성이 낮기 때문에 (상관계수 -0.25), 12월 NPO와 1월 기온 관계 변화는 NPO와 강수의 관계 변화보다 강수와 지위고도의 관계 변화와 관련 깊은 것으로 볼 수 있다. 반면, 12월 NPO에 대한 1월 기온의 시계열과 12월 NPO에 대한 1월 우리나라 주변 해수면 온도 시계열은 관련성이 낮았으며(Figure 4.18b, 상관계수 0.34) NPO와 기온의 관련성이 높지 않았던 시기에도 NPO와 해수면 온도 관련성은 높게 나타났다.

따라서 NPO의 해수면 온도를 통한 지연 영향보다 아열대 서태평양 강수를 통해 동아시아 고기압성 편차를 유도하는 지연 영향 과정의 변화가 12월 NPO와 1월 기온 관계 변화와 관련된 것으로 볼 수 있다.

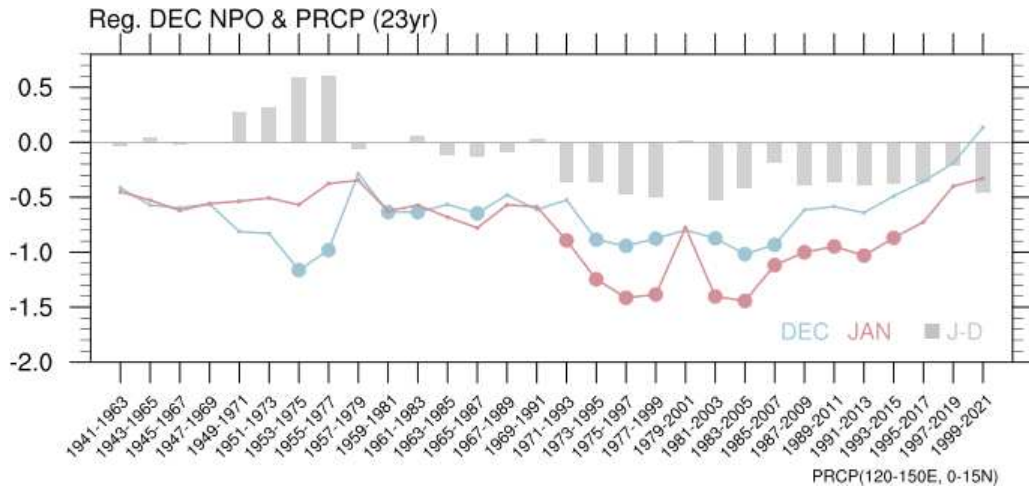


Figure 4.16. (line) Moving regression of DEC and JAN precipitation anomalies averaged over the 120-150°E, 0-15°N with respect to the DEC NPO index, and (bar) their difference between JAN and DEC.

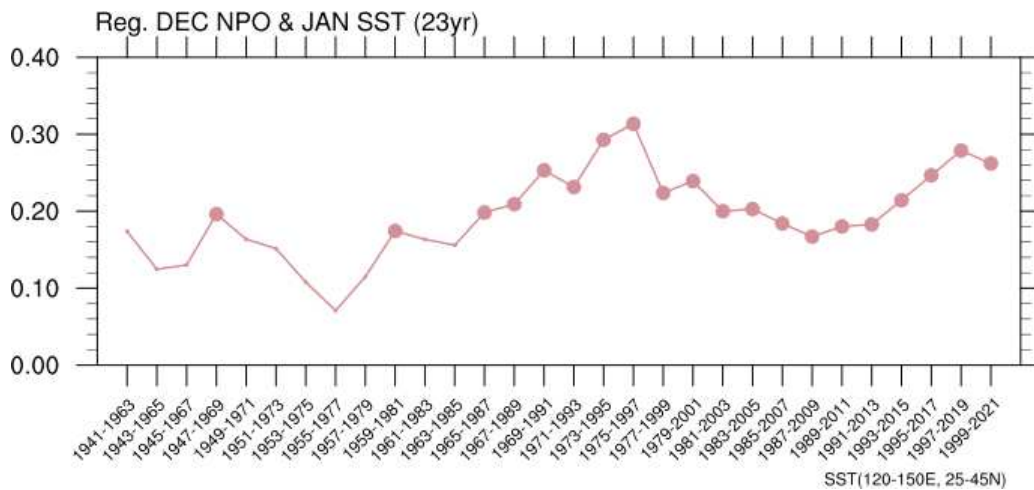


Figure 4.17. Moving regression of JAN sea surface temperature anomalies averaged over the 120-150°E, 25-45°N with respect to the DEC NPO index.

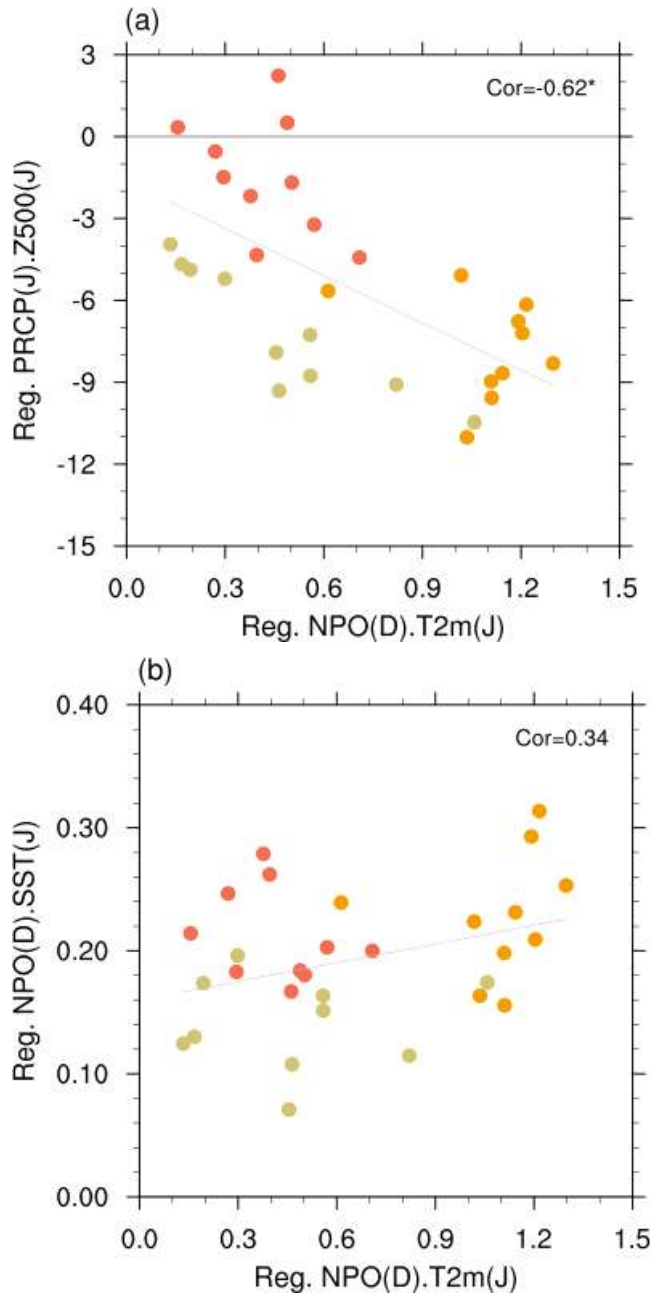


Figure 4.18. Scatter plots between moving regression of JAN 2 m temperature anomalies (125–130°E, 35–40°N) with respect to DEC NPO index and (a) moving regression of JAN 500 hPa geopotential height anomalies (120–150°E, 30–50°N) with respect to JAN precipitation anomalies (120–150°E, 0–15°N), and (b) moving regression of JAN sea surface temperature anomalies (120–150°E, 25–45°N) with respect to DEC NPO index. Olive green, orange, and coral dots indicate regression coefficients during 1941–1981, 1961–2001, and 1981–2021, respectively.

4.1.6 NPO와 ENSO 활용 방안

12월 NPO와 1월 우리나라 기온 간에 양의 관련성이 있으며 모델에서도 NPO 지연 영향 과정과 1월 기온과의 관련성이 모의가 되었다. 이러한 관계를 예측에 활용하기 위해 NPO 위상에 따른 경향을 살펴보았다. Figure 4.19는 NPO와 ENSO 위상에 따라 분류한 해들의 동아시아 지역 500hPa 지위고도(120-150°E, 30-50°N)와 해수면 온도(120-150°E, 25-45°N), 우리나라 기온(125-130°E, 35-40°N) 편차의 분포와 해당 해들의 합성장을 나타낸다. NPO는 지수의 ± 0.7 표준편차, ENSO는 Niño3.4 지수의 ± 0.5 를 기준으로 양/음의 해를 구분하였다. ENSO 영향을 배제하고도 NPO의 지연 영향이 있지만, NPO의 아열대 북서태평양 강수를 통한 지연 영향 과정이 ENSO에 의한 영향 과정과 유사하기 때문에 ENSO 위상도 같이 고려하였다.

12월에 NPO 없이 엘니뇨 또는 라니냐만 발생했던 1월에 지위고도와 해수면 온도, 기온은 한쪽으로 몰리지 않고 고르게 분포되어 특별한 경향을 찾을 수 없었다. 이는 기존에 알려진 ENSO 영향이 1월에 약화된다는 것과 같은 결과이다. 반면 12월에 NPO만 발생했던 1월에는 양/음의 NPO 해에 동아시아 고/저기압성 편차, 높/낮은 해수면 온도, 높/낮은 우리나라 기온 경향으로 NPO와 같은 부호로 나타나는 경향이 있었으며, 양의 NPO 보다 음의 NPO 해의 경향성이 높았다. 앞선 결과에서 모델 hindcast 기간(1993/94-2015/2016년)에서 12월 NPO와 1월 기온의 관련성이 감소했는데, 합성장에서도 마찬가지로 모델과 동일한 기간 안에서는 43년 기간에 비해 경향성이 감소하였다. 12월 NPO와 ENSO가 같은 위상으로 함께 발생했던 1월에는 경향성이 더 높아졌는데, 특히 우리나라 주변 해수면 온도는 ENSO, NPO와 모두 같은 부호로 나타났다. NPO와 ENSO가 같은 위상인 경우에도 NPO만 발생했을 때와 마찬가지로 양의 위상보다 음의 위상에서 1월 동아시아 지위고도와 해수면 온도, 우리나라 기온의 경향성이 더 높게 나타났다. 또한 NPO와 ENSO가 같은 위상으로 발생했던 경우에는 모델 hindcast 기간에 대한 합성장에서도 지위고도와 해수면 온도, 기온 또한 같은 부호로 나타나는 경향이 유지되었다.

모델에서도 12월 NPO와 ENSO 위상에 따라 1월 동아시아 지위고도와 해수면 온도, 우리나라 기온 분포를 살펴보았다 (Figure 4.20). 모델에서 라니냐와 음의 NPO가 함께 발생하는 경우는 매우 드물었기 때문에 엘니뇨와 양의 NPO에 대한 분포만 살펴보았다. 모델에서도 12월 엘니뇨와 양의 NPO가 같이 발생한 경우, 1월 동아시아 고기압성 편차와 높은 해수면 온도, 우리나라 기온 높은 경향으로 나타났다. 일부 모델은 엘니뇨만 발생한 경우에도 고기압성 편차와 높은 기온을 모의하는 경향을 보이기도 했으나, 평균적으로 엘니뇨나 양의 NPO만 발생한 경우보다 동시에 발생한 경우, 지위고도와 해수면 온도, 기온을 높게 모의하는 경향이 있었다.

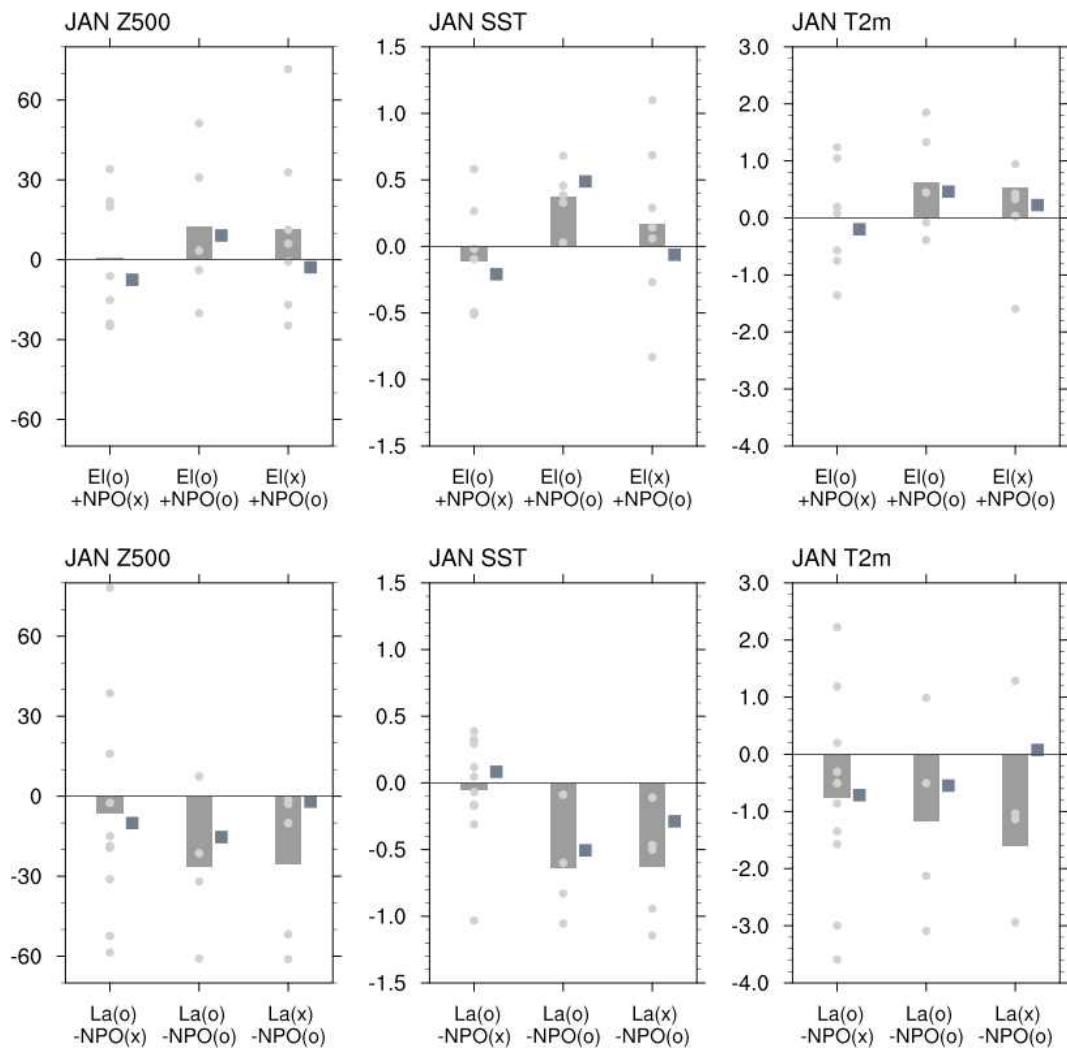


Figure 4.19. (upper panel) JAN 500 hPa geopotential height, sea surface temperature, and 2 m temperature anomalies for El Niño without positive NPO, El Niño and positive NPO, and positive NPO without El Niño years. (lower panel) Same as upper panel, but for La Nina without negative NPO, La Nina and negative NPO, and negative NPO without La Nina year. Light gray dots are each event year. Bar and square are average of dots. Bar is average for 1979/80-2021/22 period, and square is average for 1993/94-2015/16 period.

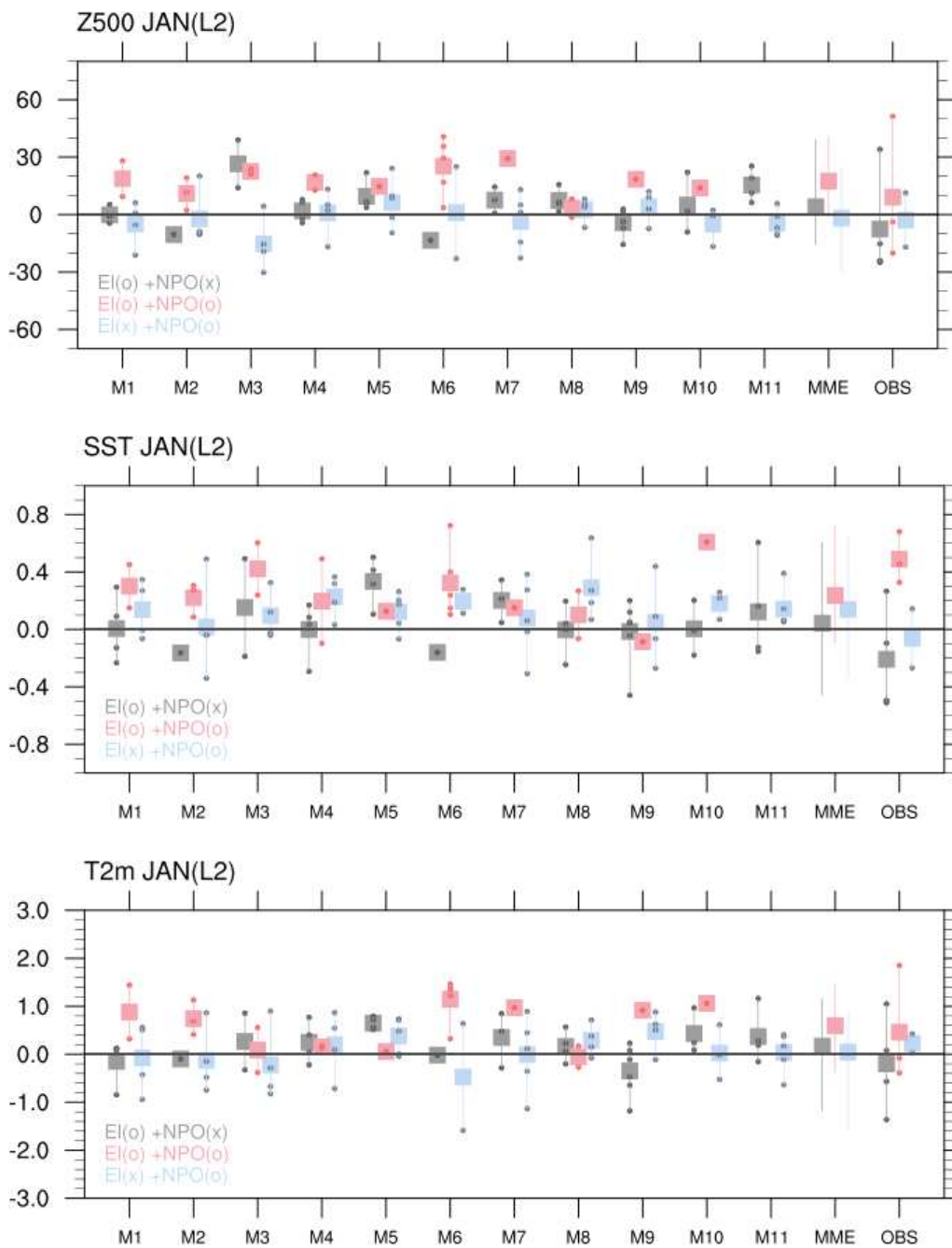


Figure 4.20. JAN (top) 500 hPa geopotential height, (middle) sea surface temperature, (bottom) 2 m temperature anomalies of model and observation for El Niño without positive NPO, El Niño and positive NPO, and positive NPO and El Niño years.

Figure 4.21은 12월 NPO 지수와 Niño3.4 지수의 관측과 모델의 상관계수를 나타낸 그림으로 두 지수의 리드(lead) 별 예측성을 나타낸다. Niño3.4 지수의 상관계수는 모든 모델에서 매우 높았다. 예측 시간이 길어질수록 상관계수가 감소하기는 했으나 lead-3에서도 여전히 0.9 이상으로 매우 높은 예측성을 나타냈다. 반면 NPO 지수는 Niño3.4 지수에 비해 예측성이 낮았다. NPO는 해면기압에서 나타나는 대기의 변동성으로 해양에 비해 메모리가 짧기 때문에 NPO 지수의 낮은 예측성은 예상할 수 있는 결과였다. NPO 지수의 상관계수는 lead-0에서 가장 높은 모델이 0.67로 비교적 높게 나타났다. lead-1에서는 가장 높은 모델이 0.54로 lead-0보다 감소했고 11개 모델 중 4개 모델만 통계적으로 유의한 값을 나타냈다. lead-0에서 lead-1로 선행 시간이 길어지면서 상관계수가 크게 감소하고 이후로는 선행시간에 대해 상관계수가 선형적으로 감소하지는 않았다.

Figure 4.22는 모델 NPO 지수의 lead-1과 lead-0에 대한 적중률(Hit rate)을 나타낸 그림으로, 적중률은 관측에서 발생한 이벤트 수에 대한 모델에서 맞춘 이벤트 수의 비율을 나타낸다. lead-1에서 양의 NPO에 대한 적중률은 4개 모델에서 0.6 이상이며 나머지 모델은 그보다 낮았다. 음의 NPO에 대한 적중률은 한 모델만(M6) 0.6이고 나머지 모델들은 그보다 작았으며 양의 NPO 적중률과 같거나 작았다. M6 모델이 양/음의 NPO를 고르게 잘 맞추었는데 이 모델은 NPO의 자연 영향 과정 또한 관측과 가장 유사하게 모의하는 모델이다. M11 모델은 적중률이 가장 낮았는데 NPO와 ENSO의 음의 상관성이 강한 모델로 ENSO 영향을 강하게 모의하는 모델이다. lead-0에서는 음의 NPO 적중률이 0.8(M8, M9), 0.6(M10, M11)으로 상당히 높았으며 양의 NPO 적중률은 낮았다.

1월 예측에서 NPO의 자연 영향을 활용하려면 12월 NPO 상태에 대한 정보가 필요한데, 예측을 생산하는 12월 중순 시점에서는 12월 NPO 현황 자료를 얻기는 어렵기 때문에 모델 예측 자료를 활용해야 한다. 그러나 NPO에 대한 예측성이 lead-1에서도 높지 않아 활용에 한계가 있다. lead-0는 매월 1일에 초기화한 그달의 예측값으로 C3S에서 매월 10일경 예측 자료를 배포하고 있기에 현업 예측에서의 활용도 고려해 볼 수 있다. 또한 lead-0에서 예측성이 비교적 높았기 때문에 lead-0에서 예측한 NPO 지수는 활용해 볼 수 있다.

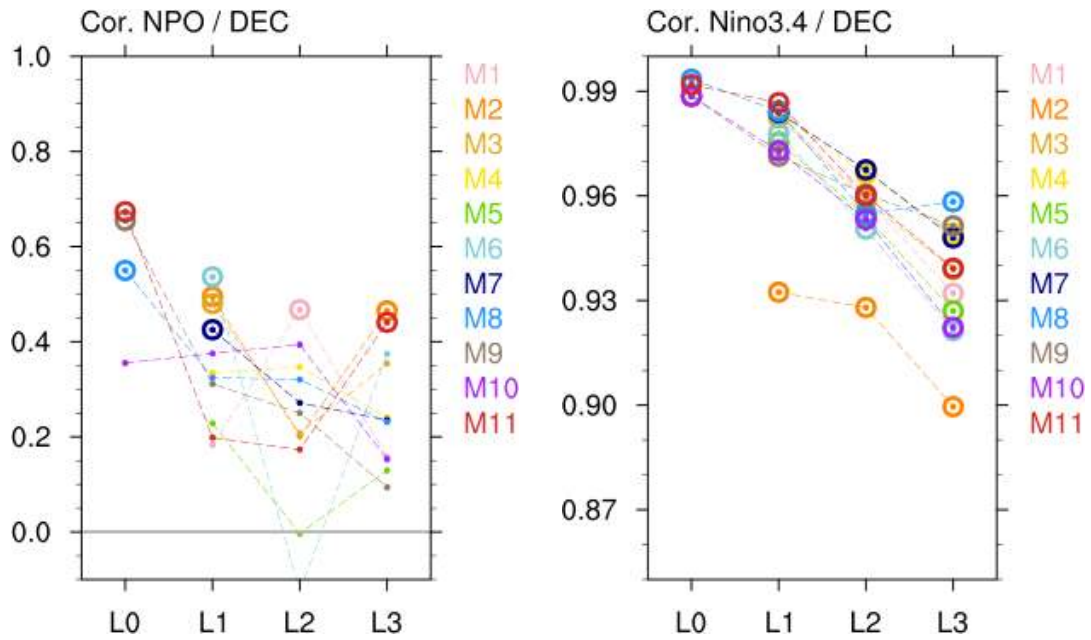


Figure 4.21. Time correlation coefficient of (left) NPO index and (right) Niño3.4 index between observation and model lead-0 to 3.

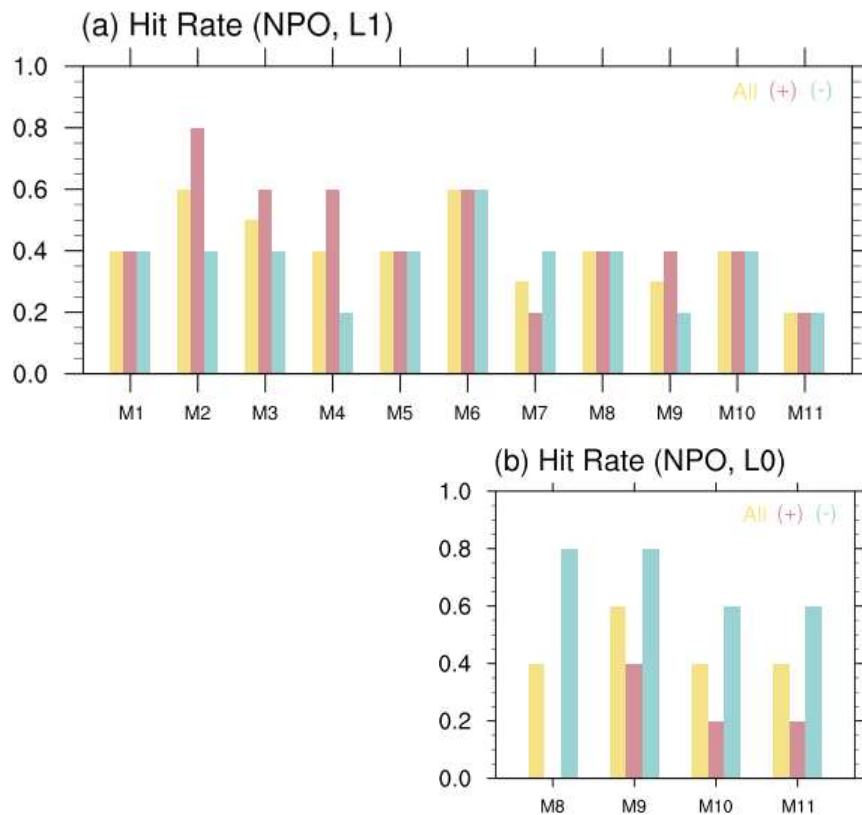


Figure 4.22. Hit rate of NPO event for model (a) lead-1 and (b) lead-0.

4.2 Western Pacific (WP) 패턴

4.2.1 WP 패턴의 영향

서태평양(Western Pacific; WP) 패턴은 중층 대기에서 캄차카반도와 북태평양에 걸쳐 형성되는 남북 지위고도 쌍극자 구조를 의미한다(Wallace and Gutzler, 1981). 이는 겨울철 북반구 기후 변동성에 주요한 영향을 미치는 대표적인 원격상관 패턴 중 하나로, 특히 우리나라 겨울철 기온 변동성에 중요한 역할을 하는 대기 원격상관이다(Aru et al., 2020; Kim et al., 2022). WP 패턴의 양의 위상은 캄차카반도에서 음의 지위고도 편차와 북태평양에서 양의 지위고도 편차를 특징으로 하며, 대기 상하층 구조에 영향을 미쳐 우리나라 겨울철 기온 상승을 유도한다. 반대로, WP 패턴의 음의 위상은 이와 상반된 기작을 통해 우리나라 겨울철 기온 하강을 초래하는 것으로 알려져 있다(Lim and Kim, 2013).

그러나 대부분의 선행 연구는 겨울철 평균 WP 패턴과 기온의 상관성을 중심으로 이루어져 계절내 변동성에 대한 이해는 상대적으로 부족하다. 또한, 북극 진동(Arctic Oscillation; AO) 및 ENSO와 한반도 지표 기온 변동성의 관계에서 장기변동성이 존재함을 선행 연구에서 제시된 바 있다(Choi et al., 2019). 따라서 WP 패턴이 한반도 지표기온에 미치는 영향에서 변화가 나타나는지 분석할 필요가 있다.

4.2.2 자료 및 분석 방법

WP 패턴 모의 및 관련 메커니즘 분석을 위해서 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)에서 제공하는 Reanalysis 5 (ERA5) 자료 (Hersbach et al., 2020)를 활용하였다. 우리나라 기온 관측 자료는 104개 지점의 Automated Surface Observing System (ASOS) 일평균 자료를 사용하였다. 분석 기간은 1979년부터 2023년까지 총 45년이며, 12월, 1월, 2월의 계절내 기후를 분석하여 겨울철 예측정보 활용기술을 개발에 초점을 맞추었다.

모델 자료 분석에는 기상청 현업 계절예측에 사용되고 있는 Global Seasonal forecasting system version 6 (GloSea6) 모델을 포함하여 APCC MME에 참여하는 총 15개의 모델을 이용하였다. 각 모델의 앙상블 평균을 사용하였으며, 과거 재현자료(hindcast, 1991/92년~2010/11년)를 사용하였다. 주된 분석에는 1개월 선행 예측 자료(lead 1-month, L1)가 사용되었다.

WP 패턴 인덱스는 Wallace and Gutzler (1981)에서 제안된 WP 쌍극 지점의 지위고도 차이를 기반으로 식 [4.1]을 통해 산출하였다.

$$WP = -\frac{1}{2} \times [z_{500}^*(60N, 155E) - z_{500}^*(30N, 155E)] \quad [4.1]$$

여기서 z_{500}^* 는 500hPa 지위고도 장에서의 월 편차를 의미한다. 이때, WP 인덱스가 양의 값을 갖는 경우, 캄차카반도에서 음의 지위고도 편차가 나타나고 북태평양에 양의 지위고도 편차가 형성되는 양의 WP 패턴을 의미한다 (Figure 4.23).

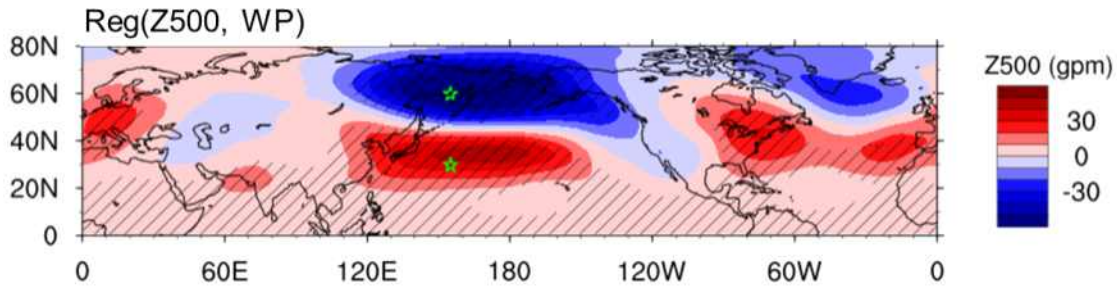


Figure 4.23. Western Pacific (WP) pattern in December. Regression coefficient of geopotential height at 500 hPa (Z500) onto the WP index. Hatch represents the statistically significant at the 95% confidence level. Green stars indicate the two points used to define the WP index.

4.2.3 WP 원격상관이 우리나라 겨울철 기온에 미치는 영향변화

WP 패턴은 겨울철 중층 대기에서 나타나는 주요 기후 변동 패턴으로, 대기 상층과 하층에 복합적인 영향을 미쳐 우리나라 겨울철 기온 변화에 중요한 역할을 한다. 본 연구에서는 WP 패턴이 유발하는 대기 상하층 반응을 분석하기 위해 겨울철 월별 회귀분석을 수행하였다. 특히, 12월에 WP 패턴의 양의 위상이 발생하는 경우, 북태평양 지역에서 대기 하층에 고기압성 순환이 발달한다 (Figure 4.24). 이는, 우리나라 겨울철 기온에 영향을 미치는 알류산 저기압을 약화시키며, 결과적으로 시베리아 고기압과 알류산 저기압 간의 동서 기압차이를 감소시킨다. 이에 따라 우리나라로 유입되는 하층 남풍 편차가 강화되면서 기온이 유의미하게 상승(+0.6 3°C) 하였음을 확인하였다. 대기 상층에서는 WP 패턴의 양의 위상이 나타남에 따라 상층 제트 기류가 평년보다 북쪽으로 이동하며, 동아시아 상층 기압골이 약화된다. 이로 인해 극지방에서 유입되는 찬 공기의 이류가 약화된다. 즉, 양의 위상을 갖는 WP 패턴이 나타나는 경우, 대기 상하층의 복합적인 영향으로 12월 우리나라 기온이 평년보다 상승한다. 반대로 WP 패턴의 음의 위상에서는 이와 상반되는 기작이 작용하여 기온이 평년보다 하강하는 것으로 나타났다.

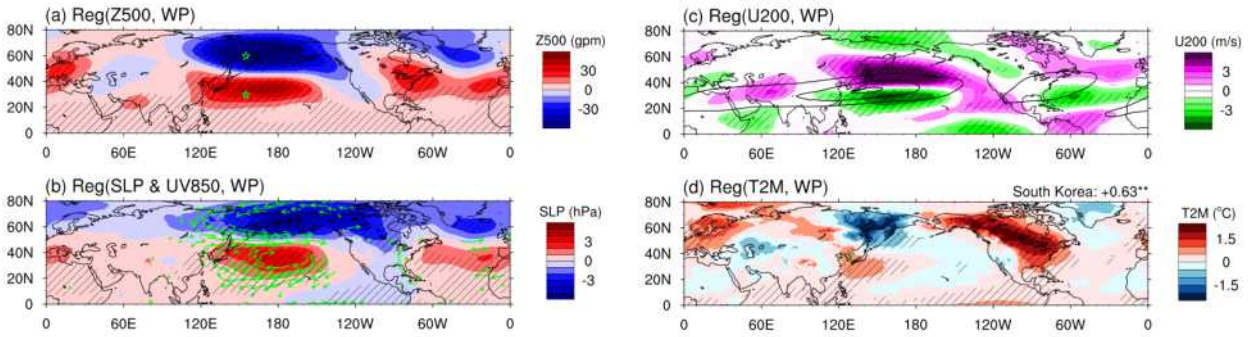


Figure 4.24. Regression coefficients of (a) geopotential height at 500 hPa (Z500), (b) sea level pressure (SLP) and wind at 850 hPa (UV850), (c) zonal wind at 200 hPa (U200), and (d) 2 m air temperature (T2M) against the WP index during the period 1979–2023. Hatch and wind vectors denote values significant at the 95% confidence level. Black contour in (c) represents the climatology of U200. The regression coefficient of T2M over South Korea (34–38.5°N, 126–130°E) is shown in the top-right corner of (d), with the significant at the 95% confidence level.

WP 패턴과 우리나라 겨울철 기온 간 상관성의 강도는 월별로 차이를 보였으며, 분석 기간에 따라서 차이가 있음을 확인하였다(Figure 4.25). 1979–2022년 기간 동안, 10월부터 1월까지 WP와 기온 간의 상관성이 95% 이상의 유의 수준으로 나타났다. 또한, WP 원격상관의 영향이 1개월 후까지도 우리나라 기온에까지 유의미한 영향을 미쳤다. 그러나 최근 30년 및 20년간의 분석에서는 12월의 동시상관과 11월의 WP의 1개월 지연 영향이 유의미한 것으로 확인되었다. 이는 WP 원격상관에서 비정상성(non-stationary)이 나타나고 있음을 시사한다.

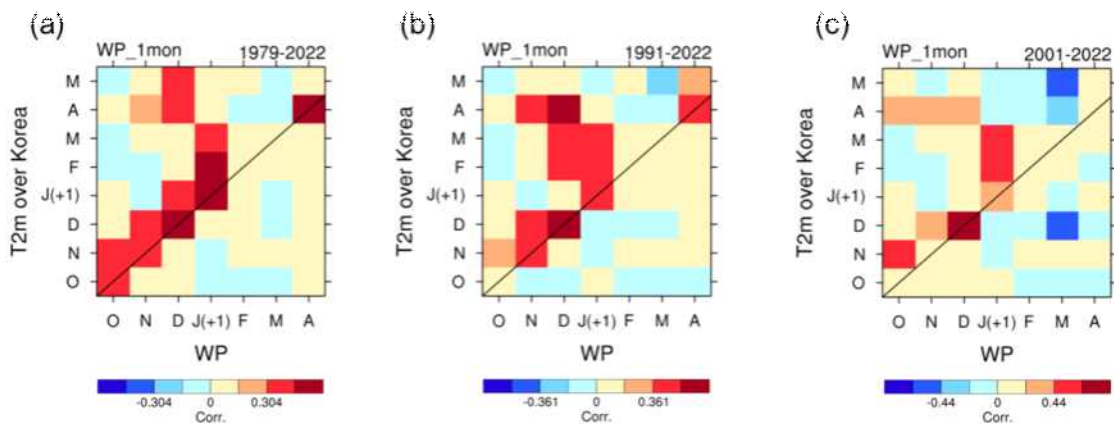


Figure 4.25. Correlation coefficient between the WP index (x-axis) and T2M over South Korea (y-axis) during (a) 1979–2022, (b) 1991–2022, and (c) 2001–2022 from October to following April. Shading intervals represent the statistically significant at the 90%, 95%, and 99% confidence levels.

WP 원격상관의 비정상성을 구체적으로 평가하기 위해 1979년부터 2023년까지 20년씩 구분하여 WP와 우리나라 기온 간의 상관관계를 분석하였다 (Figure 4.26). 그 결과, 12월에는 1990년대부터 최근 20년(2004-2023)까지 WP 패턴이 우리나라 기온에 유의미한 영향을 미치는 것으로 나타났다. 반면, 1월과 2월은 1980년대에 WP 패턴과 기온 간의 상관성이 유의했으나, 시간이 지남에 따라 그 상관성이 점차 약화되었다. 이는 WP 패턴이 12월 우리나라 기온의 감시 및 예측 인자로 활용될 수 있음을 시사한다. 또한, WP 원격상관이 ENSO의 영향을 배제한 상태에서의 유의성을 확인하기 위해 추가 분석을 진행한 결과, 12월 WP 원격상관은 ENSO의 영향과 무관하게 유의미한 영향을 나타내는 것으로 나타났다.

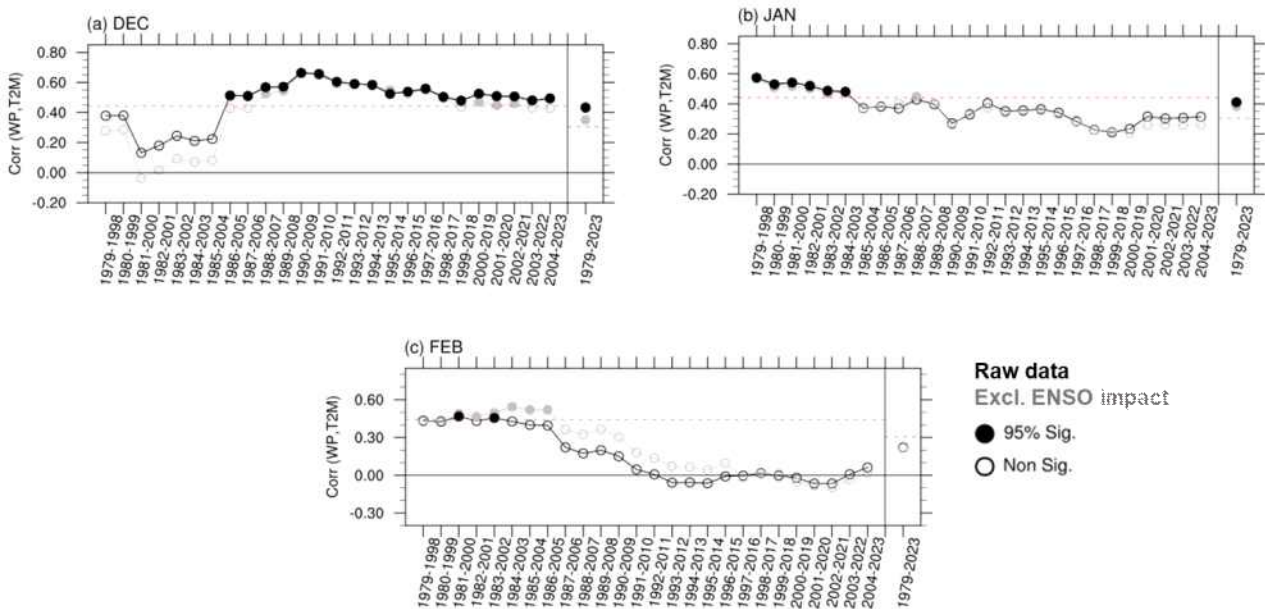


Figure 4.26. Sliding correlation coefficients between the WP index and 2 m air temperature (T2M) over South Korea in (a) December, (b) January, and (c) February using a 20-year window. The rightmost value shows the correlation coefficient for the entire period (1979-2023). Open and closed circles indicate values insignificant and significant at the 95% confidence level (pink dashed line), respectively. Black and gray lines indicate cases with and without the influence of ENSO, respectively.

관측 자료를 활용하여 과거(1981-2000)와 최근(2001-2020)의 두 기간 동안 WP 인덱스와 우리나라 ASOS 지점별 지표 기온 간의 상관관계를 추가로 분석하였다(Figure 4.27). 재분석자료 (Figure 4.26)와 마찬가지로 12월에는 과거와 현재 모두 WP 원격상관이 우리나라 전반에 걸쳐 유의미한 영향을 미치고 있음을 확인하였다. 반면, 1월의 경우 과거 20년 동안에는 95% 이상의 유의 수준으로 높은 상관성을 보였으나, 최근 20년 동안에는 부산 부근의 일부 지점을 제외하고는 유의미한 관계가 나타나지 않았다. 2월에는 WP 패턴의 영향이 거의 미치지 않는 시기로, 상관계수가 0.04로 약화 됨을 확인하였다. 이러한 결과는 WP 원격상관의 비정상성이 관측 자료와 재분석자료에서 모두 일관되게 나타남을 보여주며, 이를 예측정보에 활용할 수 있는 가능성을 제시한다.

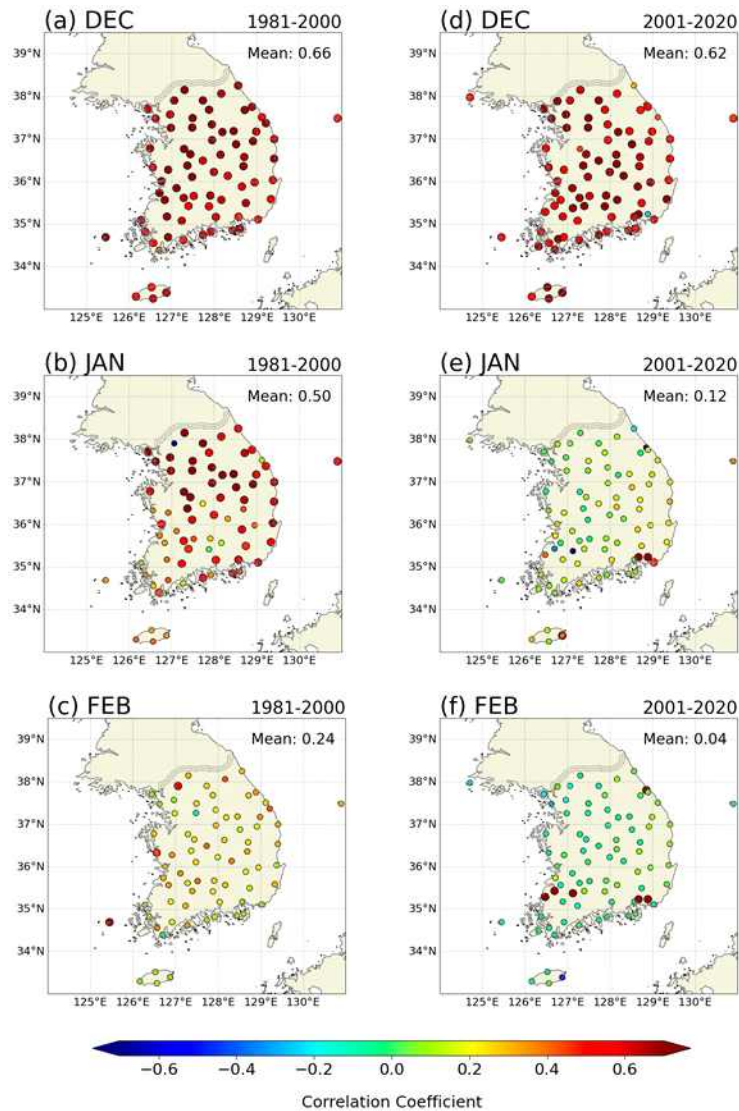


Figure 4.27. Correlation coefficients between the WP index and surface air temperature during (left) 1981-2000 and (right) 2001-2020 for (a,d) December, (b,e) January, and (c,f) February. Mean value of correlation coefficient is shown in the top-right corner of each panel.

WP 원격상관의 비정상성 원인을 규명하기 위해 WP 인덱스를 기준으로 20년 단위의 회귀 분석을 실시한 결과, WP 패턴이 동아시아 내륙까지 충분히 확장될수록 우리나라 겨울철 기온에 유의한 영향을 미친다는 사실을 밝혔다(Figure 4.28). 특히 12월에는 WP 패턴의 영향으로 북태평양 고기압이 최근 중국 내륙까지 양의 지위고도 편차를 유도하는 특징을 보였다. 또한, 상층 동서 바람도 중국 내륙에서 평년보다 북쪽으로 이동함에 따라 우리나라로 남풍의 유입이 강화되며 기온 상승을 초래하였다. 이는 WP 패턴에 따른 양의 지위고도 편차가 120E 서쪽의 동아시아 내륙까지 확장되는 것이 12월 WP 원격상관이 지속적으로 나타나는 주요 요인임을

의미한다(Figure 4.26a). 반면, 1월에는 지위고도에 큰 변화가 없으며 오히려 WP에 의한 북태평양 고기압이 수축되는 경향이 나타났다. 2월에는 캄차카반도의 음의 지위고도 편차가 30°N 남쪽으로 확장됨에 따라 WP 패턴이 우리나라 기온에 미치는 영향이 약화된다. 이러한 결과는 WP 원격상관의 비정상성과 월별 차이를 이해함으로써 겨울철 대기 원격상관에 대한 이해를 증진하고 장기예보의 개선에 기여할 수 있음을 보여준다.

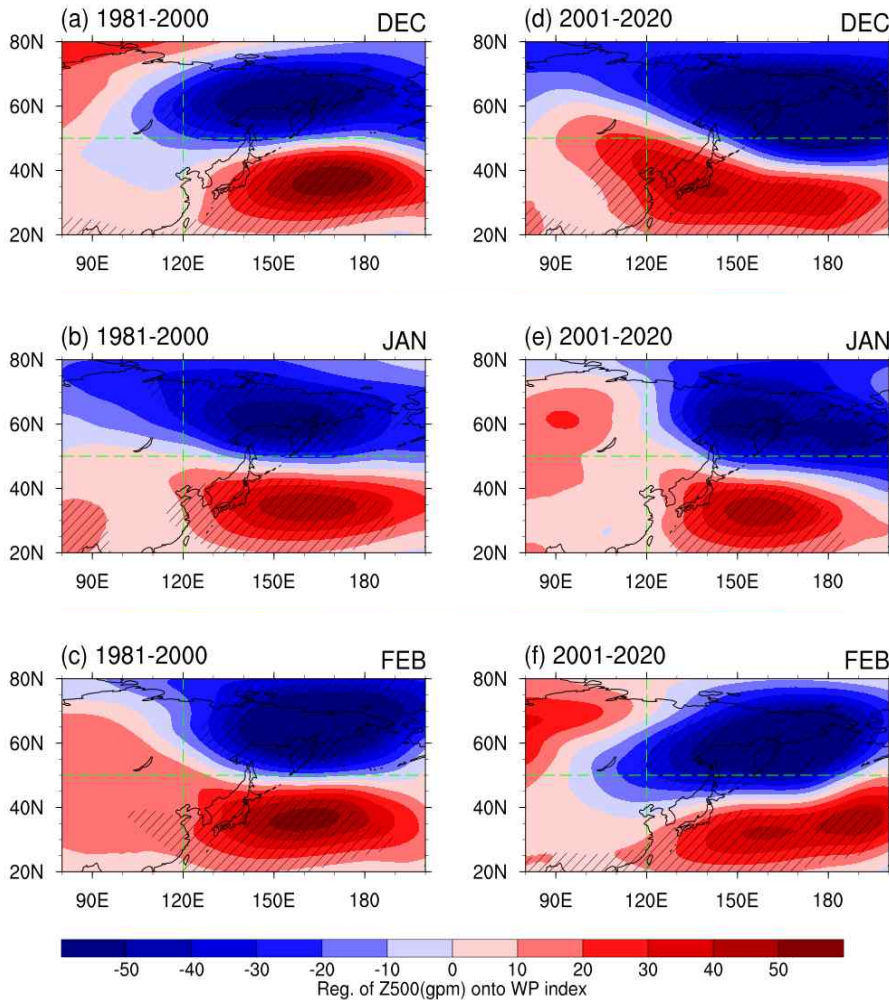


Figure 4.28. Regression coefficients of Z500 against the WP index during (left) 1981-2020 and (right) 2001-2020 for (a,d) December, (b,e) January, and (c,f) February. Hatch denote values significant at the 95% confidence level. Green dashed line indicate the reference line at 120E and 50N.

WP 패턴이 우리나라 겨울철 기온에 미치는 영향을 요약하면 Figure 4.29와 같이 나타낼 수 있다. WP 원격상관은 12월에 강하게 나타나며, 이를 활용한 기후 감시 및 예측정보 개발 가능성을 보여준다. WP 패턴의 양(음)의 위상 발생 시, 대기 하층에서 알류산 저기압의 약화

(강화)와 동서 기압차의 감소(증가)가 나타나 우리나라로 남서(북)풍 편차가 강화된다. 동시에 대기 상층에서는 제트기류가 평년보다 북상(남하)하고 동아시아 기압골이 약화(강화)되어 찬 공기 유입이 약화(강화)된다. 이와 같은 대기 상하층의 복합적인 변화는 12월 우리나라 기온의 상승(하강)을 유도한다.

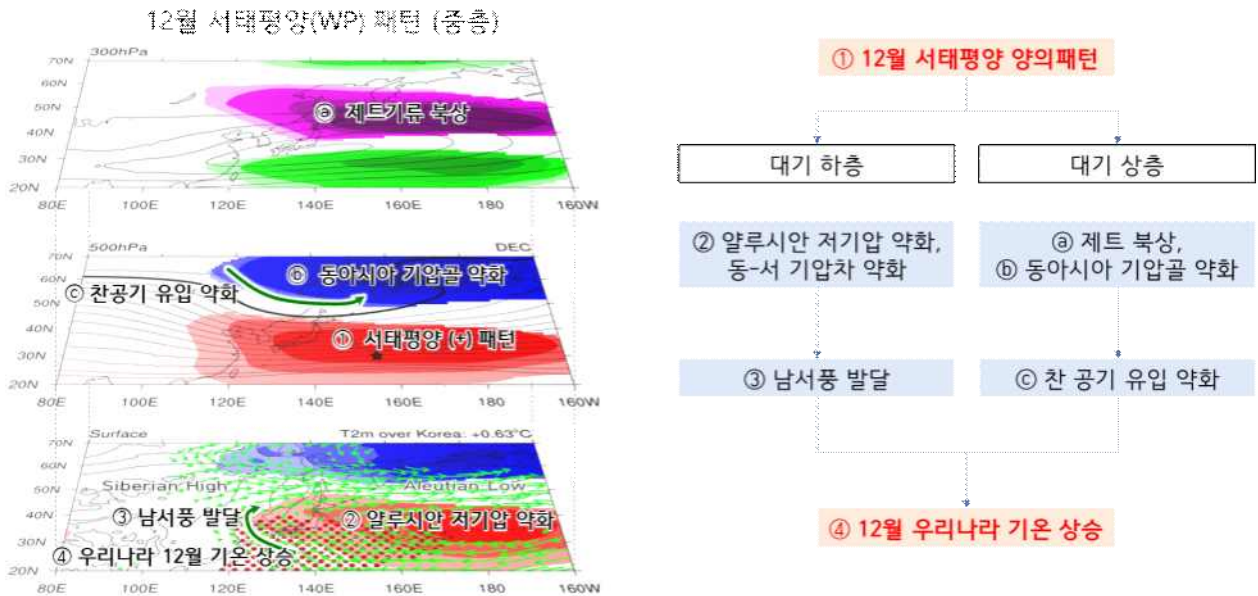


Figure 4.29. Schematic diagram illustrating the impact of the WP teleconnection on surface air temperature over South Korea in December.

WP 패턴과 다른 기후변동성의 복합영향을 다룬 연구도 있다. 예를 들어, WP와 Eastern Atlantic/West Russia의 복합적 영향을 통해 겨울철 기온 변화를 설명한 연구(Oh et al., 2017)와, AO와의 복합영향을 논의한 연구(Park et al., 2016)가 이에 해당한다. 본 연구에서는 WP 원격상관이 우리나라 기온에 미치는 영향을 넘어, 월별 AO와의 복합영향을 추가로 분석하였다 (Figure 4.30). WP와 AO가 같은 위상을 가질 경우, 뚜렷한 복합적 영향이 나타났다. 12월에 WP와 AO가 모두 양의 위상을 갖는 경우 우리나라 기온은 평년보다 1σ 이상 증가하였다. 반대로 두 변동성이 음의 위상을 가질 경우, 기온 하강 편차가 뚜렷하게 관찰되었으며 이는 분석 기간 동안 일관되게 관찰되었다.

1월에는 WP 원격상관의 영향이 최근 약화되었음에도 불구하고 AO와의 복합영향은 유의미하게 나타났다. 반면, 2월에는 WP와 AO 모두 우리나라 기온에 뚜렷한 경향성을 보이지 않았고, 복합영향 또한 일관되지 않았다. 이러한 결과는 WP 패턴과 함께 AO와의 복합 영향을 고려할 경우, 12월과 1월 이상기온 현상에 대한 보다 정교한 정보를 제공할 수 있음을 시사한다. WP 패턴을 활용한 12월 기온 예측뿐만 아니라 12월과 1월의 WP-AO 복합영향은 예측정보 활용기술 개발에 유용할 것으로 기대된다.

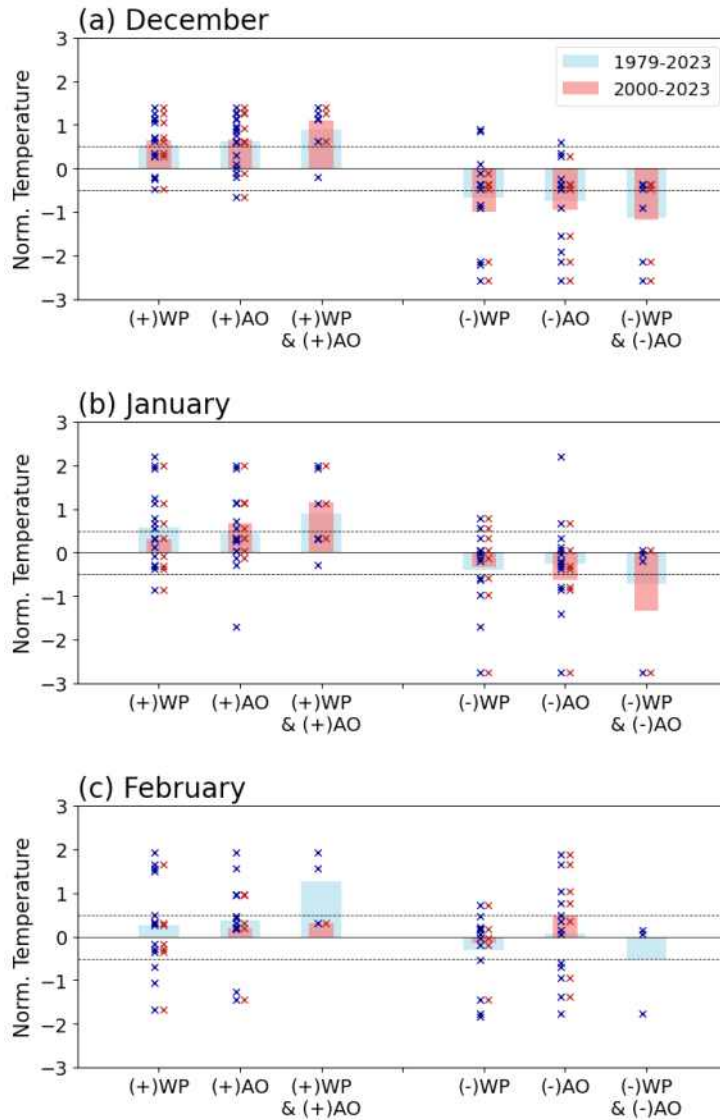


Figure 4.30. Composite mean of temperature under the in-phase condition of WP and AO during (a) December, (b) January, and (c) February for 1979-2023 (blue) and 2000-2023 (red).

4.2.4 WP 원격상관의 모델 모의 특성

모델에서 WP 원격상관 재현성을 살펴보기 전에, 각 모델의 hindcast를 기반으로 WP 패턴의 모의능력을 평가하였다. WP 패턴은 500hPa 지위고도에서 WP 인덱스를 기준으로 회귀분석을 통해 정의된다. 재분석자료와 모델 간 12월 WP 패턴의 Pattern Correlation Coefficient (PCC)를 계산한 결과, 대부분의 모델에서 0.9 이상의 높은 상관성을 보였다(Figure 4.31). 재분석자료에 비해 WP 패턴의 강도가 약하게 모의되는 경향이 있는데, 이는 모델의 앙상블 평균값을 사용하여 분석했기 때문으로 판단된다. Taylor diagram을 통해 월별로 WP 패턴의 모의능력을 평가한 결과, 12월과 1월은 WP 패턴을 잘 재현(PCC > 0.9)하는 것으로 나타났으며, 2월 역시 통계적으로 유의미한 WP 패턴을 모의하였다(Figure 4.32). 12월 WP 원격상관은 관측에서도

우리나라 기온에 지속적이고 유의미한 영향을 미치기 때문에, 모델의 12월 WP 패턴 활용방안을 중심으로 분석하였다.

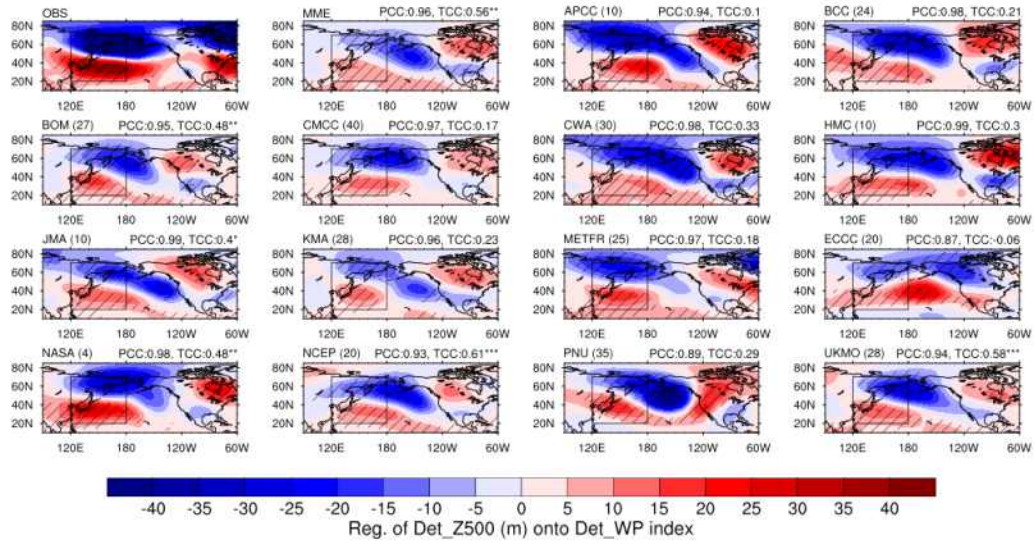


Figure 4.31. Regression coefficients of Z500 (gpm) against the WP index. The black box indicates the East Asia region (20–70°N, 120–180°E). Pattern correlation coefficient (PCC) and temporal correlation coefficient (TCC) are shown in the top-right corner.

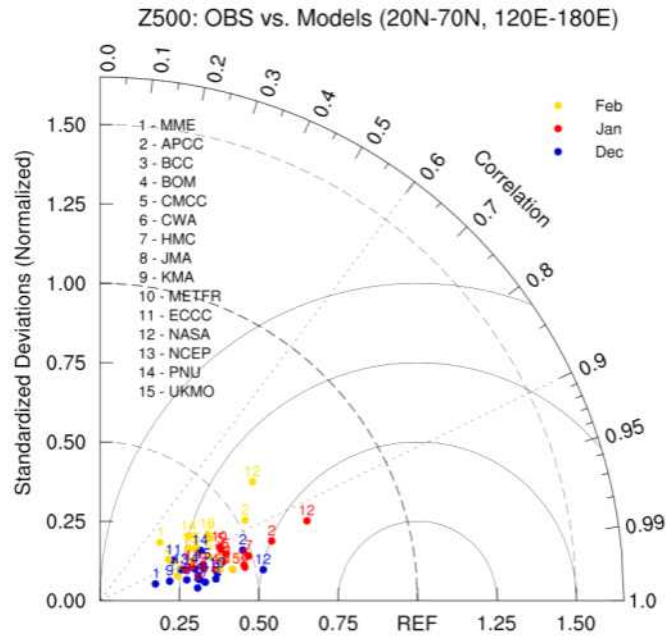


Figure 4.32. Taylor diagram for the WP pattern in December (blue), January (red), and February (yellow) over East Asia (20-70°N, 120-180°E) for 15 hindcast models compared with ERA5 during 1991/92 to 2010/11.

모델에서 WP 패턴이 우리나라 기온에 미치는 영향의 재현성을 평가한 결과는 Figure 4.33에 제시되어 있다. 모델은 WP 패턴(Figure 31) 뿐만 아니라 WP 원격상관이 우리나라 기온에 미치는 영향(Figure 4.33)도 상당히 잘 재현하였다, CWA, BOM, METFR, 그리고 APCC에서 제공하는 모델은 95% 유의수준 이상의 높은 원격상관을 보였다. 반면, ECC, JMA, CMCC, NCEP, HMC에서 제공하는 모델은 상관성이 0.2 이하로, WP 원격상관이 기온에 미치는 영향이 재현하지 못한 것으로 평가되었다.

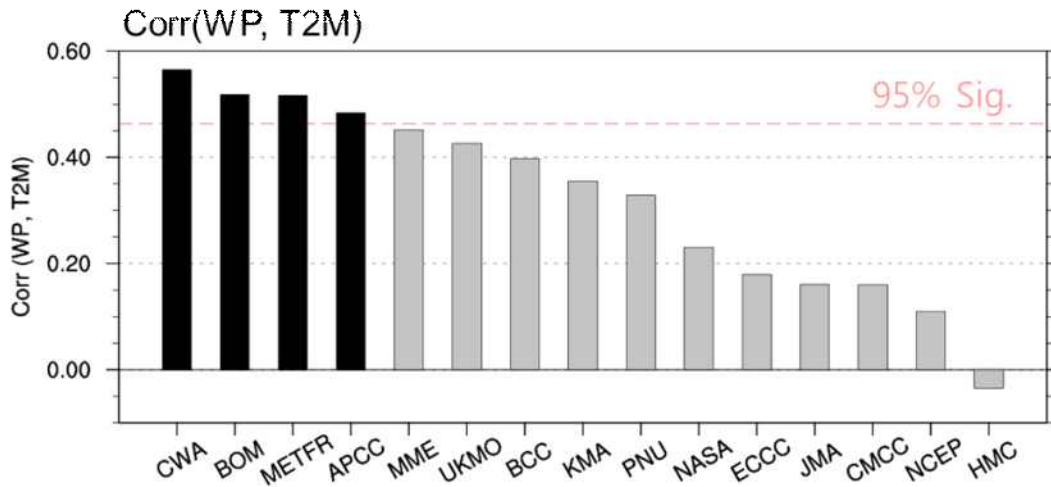


Figure 4.33. Evaluation of model performance skill for the WP teleconnection in each model. Correlation coefficient between the WP index and T2M over South Korea. Black bars denote statistically significant correlations at the 95% confidence level.

모델 재현성의 차이를 구체적으로 파악하기 위해, WP 원격상관의 재현성이 높은 모델 그룹 (High performance 4 models ensemble mean; H4MME)과 낮은 모델 그룹 (Low performance 5 models ensemble mean; L5MME)으로 구분하여 메커니즘을 분석하였다. 두 모델 그룹 모두 WP 패턴의 모의는 유사하게 나타났으나, 상층 원격상관에서 차이가 뚜렷하게 구분되었다 (Figure 4.34). H4MME에서는 WP 패턴이 상층 제트기류를 북상시켜 동아시아 전반에 영향을 미쳤다. 반면, L5MME에서는 제트기류의 북상이 북태평양에서 뚜렷하게 나타났으며, 동아시아 내륙으로 확장되지 않았다.

대기 하층에서는 H4MME에서 우리나라 주변 고기압 편차와 남풍 유입이 뚜렷하게 나타난 반면, L5MME에서는 WP 양의 원격상관에 따른 남풍 유입이 관찰되지 않았다. 이는 WP에 의해 발생하는 고기압성 편차가 동아시아 내륙까지 발달해야 WP 원격상관이 뚜렷하게 나타남을 의미한다. H4MME의 경우, 동아시아 내륙까지 확장된 WP 패턴이 상층 제트의 북상 및 하층의 남풍 유입을 유도하여 우리나라 기온을 +0.39°C 상승시키는 반면, L5MME는 WP 패턴이 북서태평양에 국한되어 기온 변화에 거의 영향을 미치지 못했다(+0.1°C).

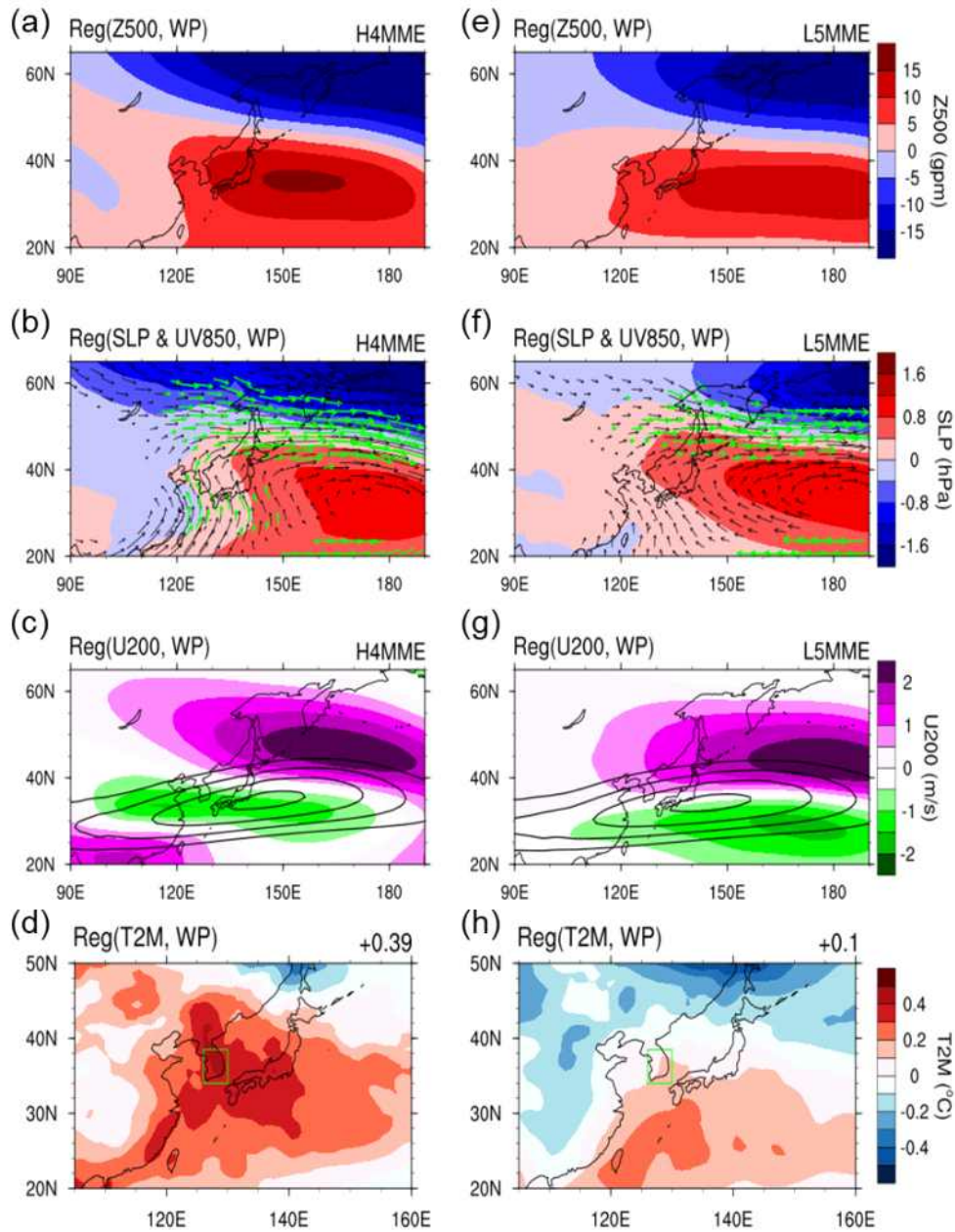


Figure 4.34. Regression coefficients of (a,e) geopotential height at 500hPa (Z500), (b,f) sea level pressure (SLP) and wind at 850 hPa (UV850), (c,g) zonal wind at 200 hPa (U200), and (d,h) 2 m air temperature (T2M) against the WP index based on the mean of (left) High-performance 4 models and (right) Low-performance 5 models. Hatch and wind vector denote values significant at the 95% confidence level. Black contour in (c,g) represents the climatology of U200. The regression coefficients of T2M over South Korea (34-38.5°N, 126-130°E) are shown in the top-right corners of (d,h).

전체 모델 MME를 비롯하여 H4MME, L5MME, 그리고 개별 모델들의 예측생산 시점에 따른 WP 패턴 원격상관 영향을 분석한 결과는 Figure 4.35에 제시되었다. 예측생산 시점이 2개월 전까지는(L2) H4MME에서 기온과 WP 사이에 상관성이 0.6 이상으로 가장 높았다. 그러나, 예측생산 시점이 L3를 넘어가면서 전체 모델을 포함한 MME가 더 높은 상관성을 보였다. MME는 예측생산시점에 관계없이 모두 90% 이상의 유의수준을 만족하였지만, 이는 모델 내 WP 메커니즘에 기반한 결과로 실제 예측을 위해서는 관측값과 비교하여 살펴볼 필요가 있다.

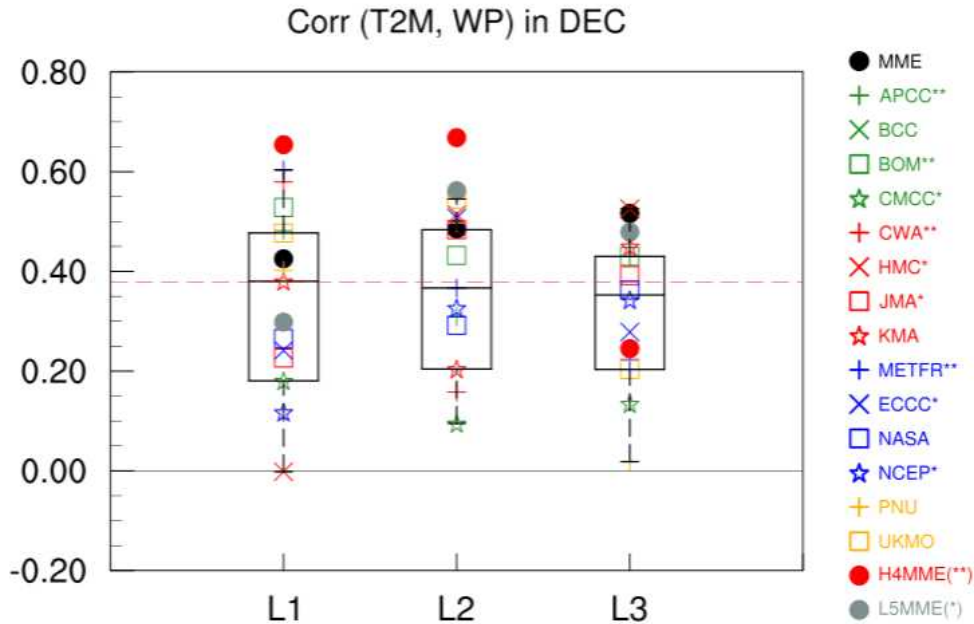


Figure 4.35. Correlation coefficients between the WP index and T2M in December using lead 1-month (L1), L2, and L3.

재분석자료에서 도출한 우리나라 기온과 WP 인덱스의 경년변동성을 바탕으로 모델의 기온과 WP 재현성을 평가하여 Table 4.2에 제시하였다. 1개월 전 예측생산 시점을 기준으로 모델의 기온과 WP의 재현성을 평가한 결과, WP 인덱스의 중요성이 재확인되었다. CMCC, CWA, 그리고 JMA 기관의 모델은 20년간 hindcast 자료에서 유의미한 상관성을 보였다. WP 패턴의 경우, MME, BOM, JMA, NASA, NCEP, 그리고 UKMO를 포함한 총 6개의 모델이 재분석자료와 유사한 재현성을 보였다. 이는 기온의 경년변동성에 추가로 WP 인덱스를 참고한다면 겨울철 기온 예측의 장기예보에 기여할 수 있음을 시사한다.

Table 4.2. Evaluation of model performance skill for T2M and WP interannual variability between each model and reanalysis data in December during 1991/92-2010/11. Boldface indicates statistically significant values at the 95% confidence level.

| Models (L1) | T2M | WP |
|-------------------|-------------|-------------|
| MME | 0.27 | 0.56 |
| APCC_SCPOPS | 0.03 | 0.10 |
| BCC_CSM1.1M | 0.24 | 0.21 |
| BOM_ACCESS-S2 | 0.06 | 0.48 |
| CMCC_SPS3.5 | 0.46 | 0.17 |
| CWA_TCWA1Tv1.1 | 0.40 | 0.34 |
| HMC_SL-AV | 0.36 | 0.30 |
| JMA_MRI-CPS3 | 0.50 | 0.40 |
| KMA_GLOSEA6GC3.2 | 0.10 | 0.23 |
| METFR_SY8 | 0.14 | 0.18 |
| ECCC_CANSIPSv2.1 | -0.03 | -0.06 |
| NASA_GEOS-S2S-2.1 | 0.04 | 0.48 |
| NCEP_CFSv2 | 0.15 | 0.61 |
| PNU_PNU_CGCMv2.0 | 0.24 | 0.29 |
| UKMO_GLOSEA6 | 0.20 | 0.57 |

실제 우리나라 기온은 WP뿐만 아니라 ENSO, AO 등의 기후변동성과 기후 변화로 인한 전 지구 평균 기온 상승 등 다양한 요인이 복합적으로 결합되어 나타난다. 따라서, 모델의 WP 인덱스만을 이용한 기온 감시 및 예측에는 한계가 있다. 특히, 모델에서 12월 WP 패턴을 전반적으로 잘 모의하고 있지만, 이는 ENSO의 영향을 배제하고서는 설명이 어렵다. 반면, 관측에서는 ENSO의 영향을 제외하더라도 WP 원격상관이 유의미한 영향을 미쳤음을 보여준다. 이는 추후 모델에서 대기 원격상관 메커니즘을 개선할 필요가 있음을 시사한다. WP 패턴과 WP 원격상관에 따른 우리나라 기온의 변화를 이해함으로써, 우리나라 겨울철 기온의 장기예보와 모델 개선에 기여할 수 있을 것으로 기대된다.

5. 북극 및 유라시아 대륙

5.1 유라시아 눈덮임

5.1.1 유라시아 눈덮임 특성

유라시아 눈덮임을 정의하기 위해 NOAA Climate Data Record (CDR)의 북반구 눈덮임 자료를 사용하였다 (<https://ncei.noaa.gov/data/snow-cover-extent/access:https://climate.rutgers.edu/snowcover/docs.php?target=datareq>, Robinson et al. 2012). 이 자료는 1966년 10월부터 현재까지 주(weekly)단위의 북반구 눈덮임 자료를 제공한다. 먼저 겨울철 기온 예보를 위해 관측기반 감시인자로 사용되는 유라시아 대륙의 눈덮임의 기후학적 특성에 대해 알아보았다. Figure 5.1은 10월부터 이듬해 1월까지 유라시아 대륙 눈덮임의 42년(1980~2021) 평균값 및 연변동성을 나타낸다. 10월은 유라시아 대륙 북부부터 눈이 덮이기 시작해서 11월~1월로 갈수록 점차 유라시아 대륙 남쪽까지 눈이 덮이기 시작한다. 이러한 기후학적 특성과 마찬가지로, 10월은 유라시아 대륙 북부의 연변동성이 큰 반면, 11월부터 1월까지는 유라시아 대륙 남부의 연변동성이 커진다. 따라서 11월 발표하는 겨울철 기온 예보를 위해 10월 눈덮임 자료를 활용하기 위해서는 겨울철 유라시아 대륙 눈덮임 특성을 잘 반영하는 지역을 선정하는 것이 필요하다.

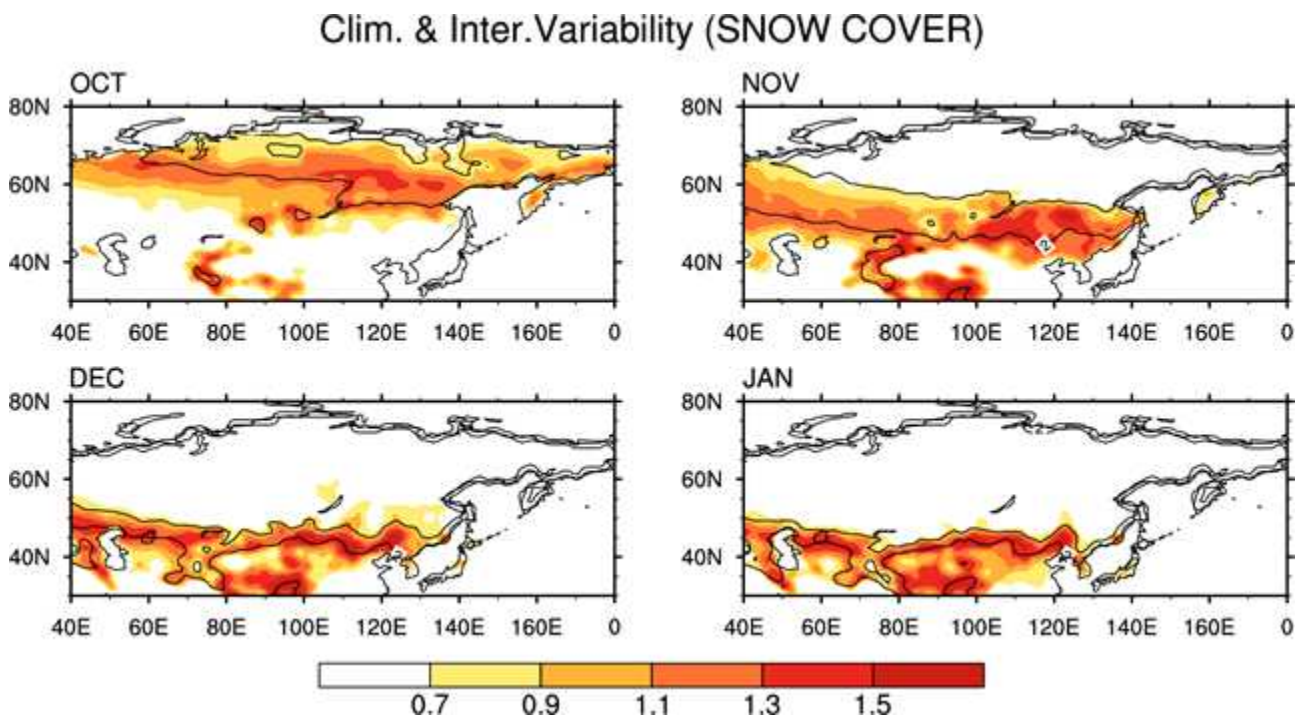


Figure 5.1. Climatological distribution (contours) and interannual variability (shadings) of snow cover in Eurasian Continent in October-January for 42 years (1980-2022).

유라시아 지역 눈덮임이 증가하면 눈덮임에 의한 알베도 증가로 하층 대기가 차가워지고 대륙고기압 발달을 유도한다. 즉, 눈덮임에 의한 알베도 증가는 하층 대기의 heat flux와 관련 있으므로, Figure 5.2에서는 10월 유라시아 대륙의 눈덮임과 하층 대기의 heat flux 및 지표온도와의 관계를 살펴보았다. 앞서 설명한 바와 같이, 10월 유라시아 대륙의 눈덮임은 유라시아 대륙 북중부 지역의 눈덮임과 밀접하게 관련된다. 유라시아 대륙의 눈덮임이 증가하면 눈덮임에 의한 알베도 증가로 상방향(upward)의 단파복사에너지가 증가하고, 반대로 상방향의 장파복사에너지와 현열플럭스, 잠열플럭스는 감소하는 것을 알 수 있다. 특히, 10월 유라시아 대륙의 눈덮임은 유라시아 대륙 동쪽 및 남서쪽의 열플럭스와 밀접한 관계가 있는 것을 알 수 있다. 그리고 증가하는 상향 단파복사에너지와 감소하는 장파복사에너지, 현열플럭스, 잠열플럭스는 지표면 온도를 낮추게 된다(Figure 5.2). 또한, 유라시아 눈덮임과 열플럭스, 지표면 온도와의 관계는 11월에도 유지되며(Figure 5.3), 이는 겨울철 내내 유지된다. 특히 주목할 만한 점은 10월 눈덮임과 11월 북극 지표기온과의 상관성이 10월의 그것보다 더 높아진다는 점이다. 북극의 기온 변동은 우리나라를 포함한 동아시아 지역 기온 변동과 관련 있는 것으로 알려져 있으므로, 10월 유라시아 대륙 눈덮임은 우리나라를 포함한 동아시아 지역 겨울철 기온 예보를 위한 감시인자로 활용할 수 있을 것이다.

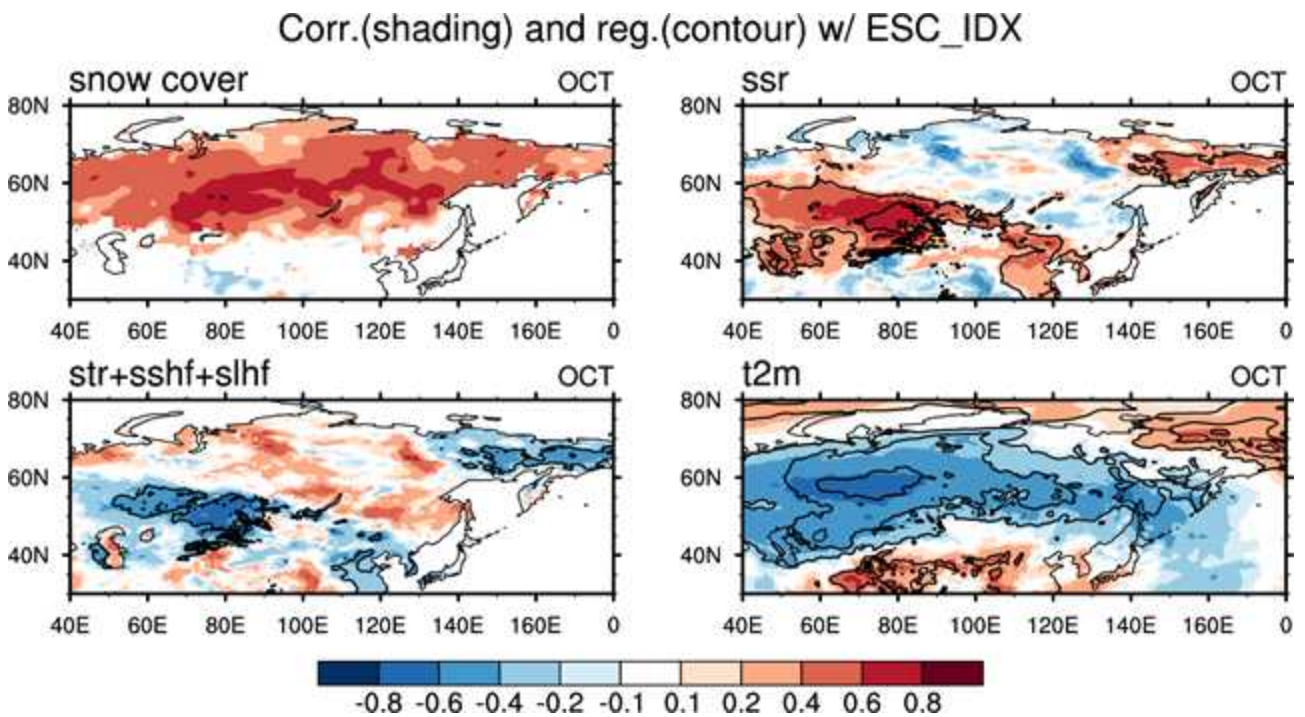


Figure 5.2. Correlations (shadings) and regressions (contours) of snow cover in Eurasian continent with snow cover, short wave radiation (ssr), longwave radiation plus sensible heat flux plus latent heat flux (str+sshf+slhf) and 2 m temperature (t2m) in October for the 42 years (1980-2022).

Corr.(shading) and reg.(contour) w/ ESC_IDX

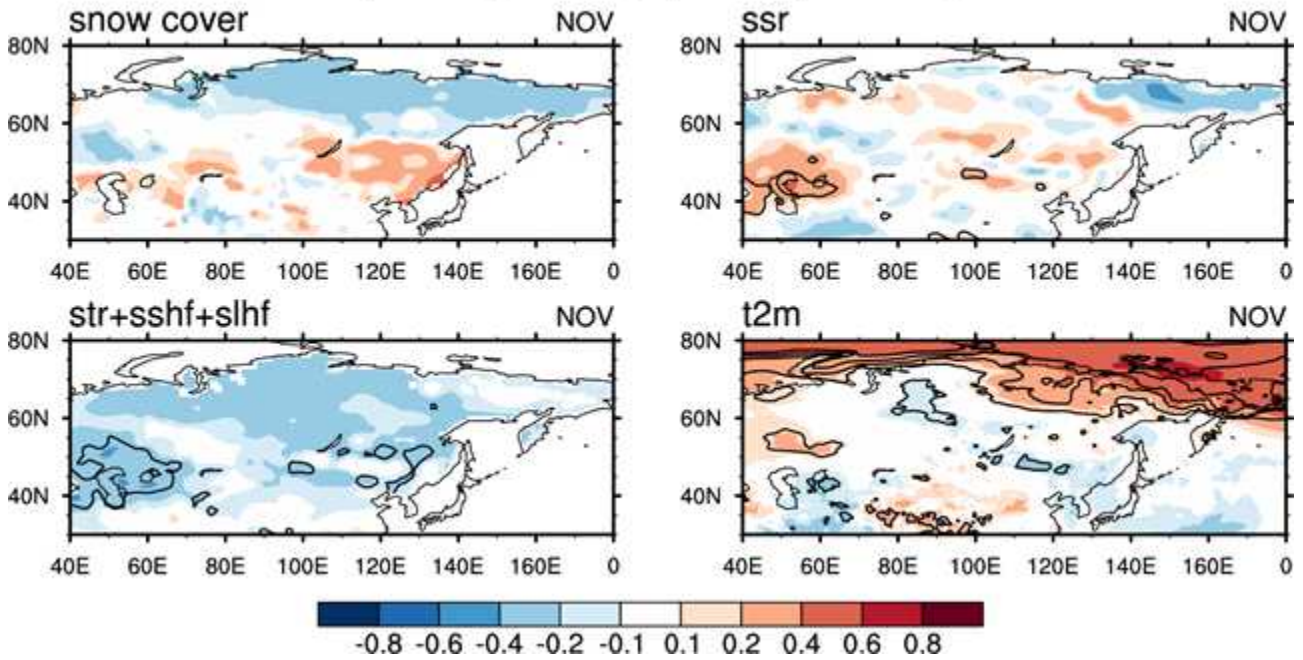


Figure 5.3. Correlations (shadings) and regressions (contours) of snow cover in Eurasian Continent with snow cover, short wave radiation (ssr), longwave radiation+sensible heat flux+latent heat flux(str+sshf+slhf) and 2 m temperature (t2m) in November for the 42 years (1980-2022).

5.1.2 10월 유라시아 눈덮임 속도 영향

김가은 등(2023)에서 설명한 바와 같이, 10월 눈덮임 속도의 경우 대륙권에서는 눈덮임 알베도에 의한 대기 하층의 기온 하강을 유도하고, 나아가 행성파의 연직전파로 인한 대륙권-성층권 상호작용에 의해 극 소용돌이(polar vortex)가 약화하여 중위도 대기 하층의 기온 하강을 유도한다. 이에 10월 눈덮임 속도의 강한 경향성(trend)이 대륙권 및 성층권의 물리 역학적 메커니즘에 영향을 미친다. 기상청 장기예보 가이드스(2021)에 10월 유라시아 눈덮임 속도의 영향에 대해 다루고 있기에, 김가은 등(2023)에서의 관련된 결과를 요약하면 다음과 같다.

경향성을 제외한 10월 눈덮임 속도(SPIDX)가 대기 반응에 미치는 영향을 열적 관점(thermal perspective)에서 살펴보기 위해 눈덮임 속도가 해면기압(sea level pressure; Figure 5.4)과 지표기온에 미치는 영향을 살펴보았다 (2 m temperature, Figure 5.5). 눈덮임 속도의 경향성을 포함할 경우, 해면기압의 음의 편차를 다소 약하게 모의하는 것을 볼 수 있다. 특히 이러한 경향은 11월~12월에 걸친 초겨울에 뚜렷하게 나타나며, 이후 1월~2월의 늦겨울에는 눈덮임 알베도에 의한 해면기압의 음의 편차가 나타나지 않는 것을 알 수 있다. 이는 유라시아 대륙의 10월 눈덮임 속도가 증가할 경우, 11월~12월에 걸친 초겨울의 눈덮임도 증가하게 되며, 이는 11월~12월의 복사 냉각에 영향을 준다. 다만, 눈덮임 알베도의 메모리가 짧기 때문에 이러한 효과는 초겨울에 국한되어 나타난다 (Cohen and Entekhabi, 1999; Gong et al. 2004).

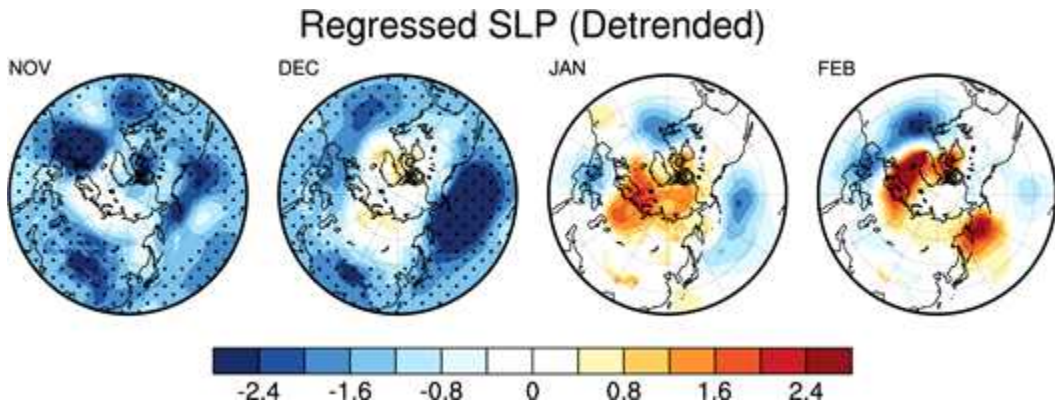


Figure 5.4. Regressed sea level pressure onto the SPIDX (without trend) in October. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

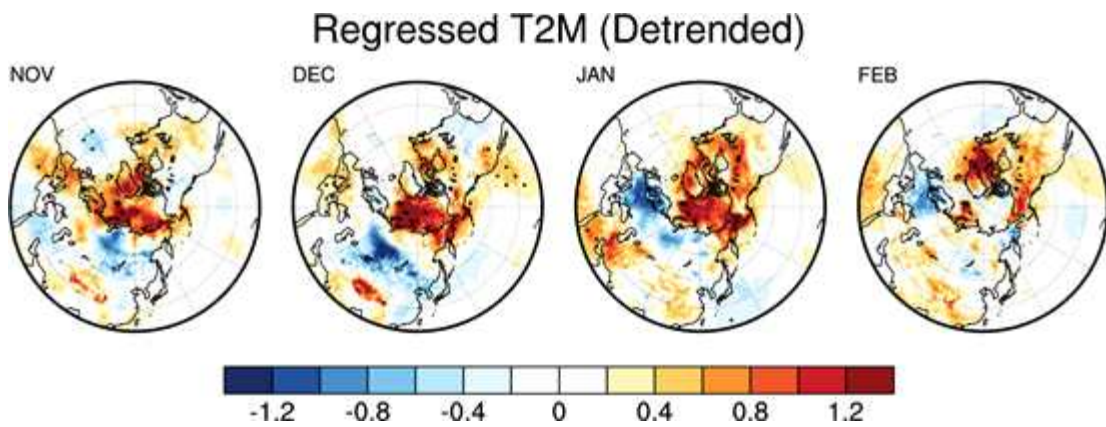


Figure 5.5. Regressed 2m temperature onto the SPIDX (without trend) in October. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

경향성을 제외한 10월 눈덮임 속도(SPIDX)가 성층권 20hPa 동서바람(zonal wind)과 500hPa 지위고도(geopotential height)에 회귀에 얻은 결과를 Figure 5.6와 Figure 5.7에 나타냈다. 이 두 그림으로부터 10월 눈덮임 속도의 경향성이 대기 반응에 미치는 영향을 역학적 관점(dynamical perspective)에 나타냈다. 성층권을 포함한 대기 상층은 대기 하층의 반응과 비교해 눈덮임 속도에 의한 변화가 더욱 크게 나타난다. 10월 눈덮임 속도에 의해 500hPa 지위고도에서 대기 하층(해면기압)과 barotropic한 관계를 보이며, 특히 북태평양에서 강한 음의 편차를 보인다. 눈덮임에 의한 알베도 증가로 연직방향으로의 heat flux가 강해지고 이것이 stationary Rossby wave를 타고 연직방향으로 전파되기 때문이다. 특히 이러한 경향은 11월~12월에 뚜렷하게 나타난다. 이로 인해 11월~12월에 성층권 20hPa의 동서바람도 약화되는 것을 알 수 있다. 이러한 눈덮임에 의한 대기 반응이 늦겨울이 되면 달라지는데, 성층권 20hPa의 동서바람이 더욱 약화되고, 때문에 대류권으로의 flux 남하로 인해 1월~2월 극지역의 500hPa 지위고도가 양의 편차

를 보이게 되며 중위도에는 음의 편차를 보인다. 이는 가을철(10월) 유라시아 눈덮임 속도가 빠를수록 겨울철 음(negative)의 AO(Arctic Oscillation)-like 패턴이 강화되는 것과 관련된다.

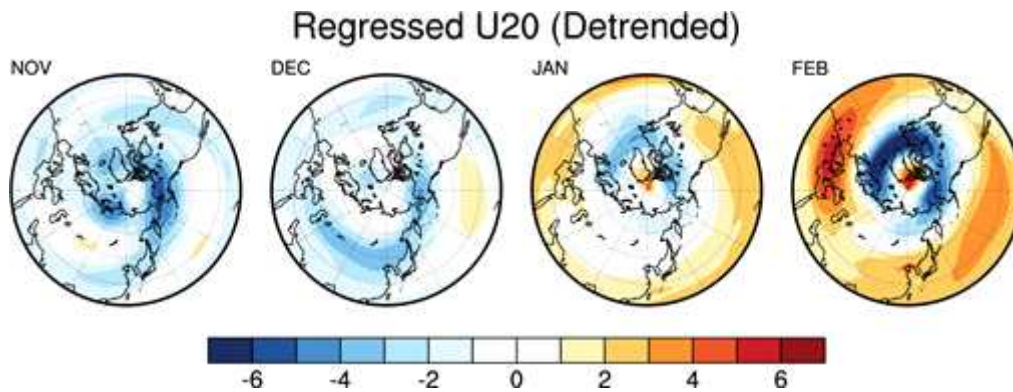


Figure 5.6. Regressed 20hPa zonal wind onto the SPIDX (without trend) in October. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

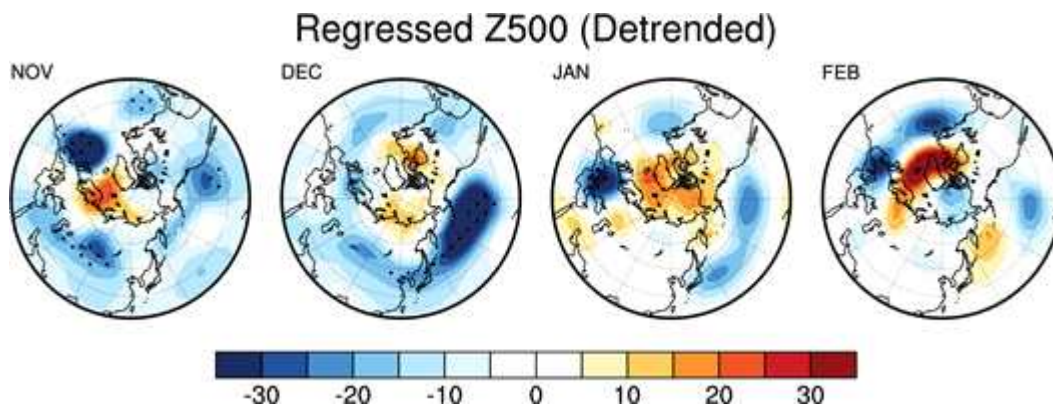


Figure 5.7. Regressed 500hPa geopotential height onto the SPIDX (without trend) in October. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

10월 유라시아 눈덮임의 경향성을 제거하고 난 후, 눈덮임 속도가 임계치 이상으로 빨랐던 해와 느렸던 해의 합성장을 비교해보면, 경향성을 제외한 눈덮임 속도가 임계치 이상으로 빠를 때는 늦겨울 성층권 동서바람의 약화를 유도한다 (not shown). 또한, 10월 눈덮임 속도가 빠를수록, 11월 초겨울 유라시아 대륙 및 북태평양, 유라시아 대륙(유럽대륙) 서쪽 등의 음의 지위고도 편차가 강해지는 것을 알 수 있으며, 이러한 경향은 12월까지 유지된다. 이러한 경향은 1월에 들면서 극지역의 강한 양의 지위고도 편차로 바뀌게 되고, 중위도 지역의 음의 편차를 유도한다. 2월에는 지위고도 편차의 강도가 약해지고, 극지역에 약하게 음의 편차가 나타나지만, 전반적인 패턴은 1월과 유사하다. 10월 눈덮임 속도가 빠를수록, 11월~12월 유라시아 대륙 및 중위도 전체에 걸쳐 음의 지위고도 편차가 강한 것을 알 수 있고, 12월에는 북극지역으로부터

음의 편차 대신 약한 양의 편차가 나타나며, 중위도는 여전히 강한 음의 편차가 나타난다. 이는 500hPa 지위고도장과 함께 barotropic한 패턴의 대기 반응이다. 이러한 경향은 1월~2월의 늦겨울에는 많이 달라진다. 북극지역으로부터의 강한 고기압성 편차가 나타나며, 이는 중위도까지 확장된다 (특히 1월). 이는 대륙고기압 확장과 관련이 있다. 2월에는 대륙고기압 확장은 나타나지 않고, 유라시아 대륙의 기압 편차가 약하게 나타난다. 또한, 10월 눈덮임 속도가 빠를 때 초겨울 유라시아 대륙의 기온 하강이 뚜렷하고, 이러한 경향이 늦겨울(특히 1월)에 뚜렷하게 나타남을 알 수 있다. 2월에도 1월에 비해 강도가 약하지만 유라시아 대륙 기온 하강이 나타난다. 이로써, 겨울철 기온 예측을 위한 감시인자로써 10월 유라시아 대륙 눈덮임 속도를 사용할 경우, 그 경향성을 제거하고 예보에 활용해야 함을 알 수 있다.

김가은 등(2023)에 따르면, 계절예측모델의 과거재현기간(1993~2016)에 대해서 관측에서조차 눈덮임에 의한 대기 반응을 나타내는 열적, 열학적 관계가 잘 나타나지 않는다. 이것은 겨울철 기온 예측을 위한 관측감시인자로 유라시아 대륙 눈덮임 속도를 사용할 때는 강한 경향성을 제외해야 할 뿐 아니라, 시기에 따라 달리 적용되어야 함을 의미한다. 기상청 현업모델 예측정보를 예보에 활용할 때, 11월~12월의 초겨울에는 눈덮임 알베도에 따른 지역적 대기 반응이 약하게 모의되는 경향이 있으므로, 초겨울 기온 예측을 위해 10월 눈덮임속도 관측인자를 반영하되, 모델예측보다 다소 cold 하게 보정을 하면 예보에 도움이 될 것이다. 반면, 1월~2월의 늦겨울에는 과거재현기간 대류권-성층권 상호작용과 관련된 대기 중/상층 반응이 뚜렷이 나타나지 않는다. 따라서 예측입장에서는 늦겨울 기온 예측을 할 때 눈덮임에 의한 늦겨울 모델 기온 반응을 해석하는데 유의해야 하며, 오히려 장기간의 눈덮임속도 관측인자의 중요성이 커진다는 것을 의미한다. 또한 모델링 입장에서는 과거재현기간에 따라 기존 물리-역학적 메커니즘 해석에 유의해야하며 이에 대한 추가 연구가 필요할 것이다.

과거재현기간에 대해 관측에서조차 눈덮임에 의한 대기 반응을 나타내는 열적, 역학적 관계가 잘 나타나지 않는 이유를 여러 측면에서 살펴볼 수 있을 것이다. 여러 요인이 있겠으나, 1) 눈덮임과 관계되지 않은 대기의 노이즈(noise) 영향 또는 2) 또 다른 지표면의 강제력(forcing) 등을 대표적으로 들 수 있다. 선행 연구에 따르면 유라시아 대륙 눈덮임의 동서방향의 차이가 대류권-성층권의 상호작용에 영향을 주고, 이로 인해 유라시아 대륙 겨울철 기온에 영향을 미친다 (Luo and Wang, 2019; Han and Sun, 2018).

5.1.3 10월 유라시아 눈덮임과 그 영향: 비정상성

가을철 유라시아 눈덮임은 극전선제트(polar front jet)의 동쪽편향과 음의 NAO/AO 패턴 등을 유도한다고 알려져 있다 (Cohen and Sato, 2003; Cohen et al. 2002; Foster et al. 1983). 하지만 관측 기간에 따라 위의 메커니즘이 비정상성(non-stationary)으로 나타난다는 선행연구가 있으며 (Peings et al. 2013), 5.1.2절에서 살펴본 바도 이와 같다. 따라서 관측기간에 따른 눈덮임과 북극진동의 비정상성에 대해 먼저 살펴보았다.

Figure 5.8과 같이 10월 유라시아 대륙 눈덮임과 겨울철 AO의 상관관계는 시기에 따라 다르게 나타난다. 1980년대 초반부터 1980년대 말까지는 익히 알려진 눈덮임과 음의 AO 관계가 매우 뚜렷하지만, 그 외 기간에서는 그 관계가 약하거나 오히려 반대의 관계를 보인다. 특히, 1990년대 말부터 최근까지 음의 관계가 더욱 약화되어, 오히려 양의 관계를 보임을 알 수 있다. 눈덮임에 의한 성층권 동서바람장에서도 이러한 비정상성의 관계는 뚜렷하게 보인다 (Figure 5.9). 1980~2014년에는 눈덮임이 많을수록 동서바람장이 약해지는 기존 잘 알려진 관계가 뚜렷하지만, 그 외 기간에서는 이러한 관계가 잘 나타나지 않는다. 특히 1920~2014년의 장기간에 걸친 관계에서는 뚜렷한 관계가 전혀 보이지 않아, 계절예측에 있어 눈덮임 인자를 활용할 때, 비정상성을 고려할 필요가 있다. 비정상성의 특징으로부터 눈덮임과 북극진동의 관계는 역학적으로 stationary하게 나타나지 않아, 역학적인 관계라기 보다는 과거 데이터에 따른 확률론적인 관계 또는 물리적으로 나타나는 관계임을 뜻한다.

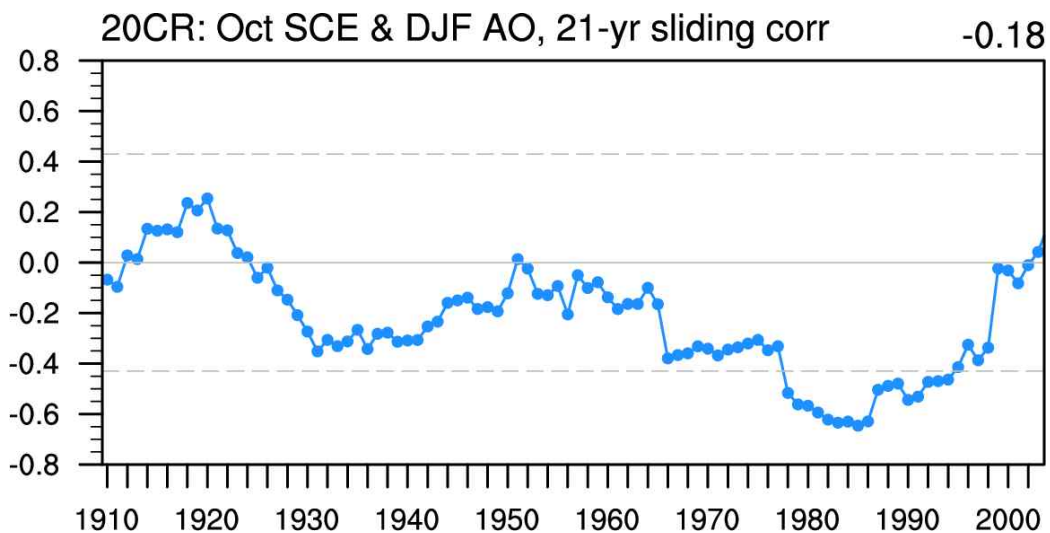


Figure 5.8 Relationship between October snow cover extent (SCE) and boreal winter (DJF) AO for 1910 to 2014, with 21-year sliding correlation, represented by 20C Reanalysis in NOAA.

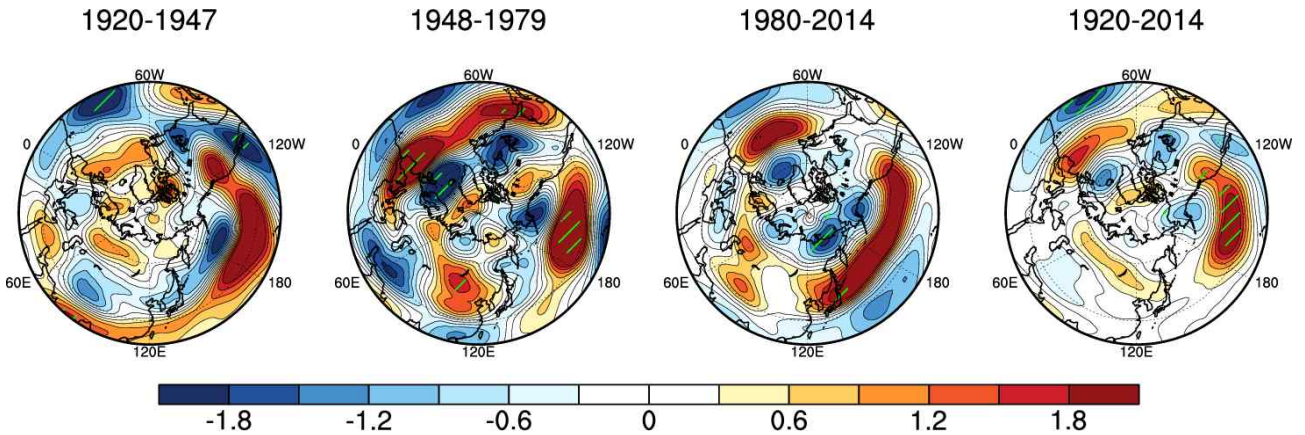


Figure 5.9 Regressed 200hPa zonal wind onto the snow cover extent in October. From left to the right, the small set of periods in 20C reanalysis in NOAA.

눈덮임과 북극진동의 관계에 대해 비정상성의 특징을 살펴보기 위해, 1980~2023년까지의 관측 전기간과 1980년부터 2016년까지, 그리고 기후예측모델의 과거재현기간(1993~2016)의 기간에 대해 눈덮임과 북극진동의 관계를 살펴보고자 한다. 먼저, Figure 5.10~5.12는 각 기간의 눈덮임에 대한 기온 반응을 나타낸다. 그리고 과거재현기간과 최근까지의 경향(1993~2023)을 함께 비교하기 위해 Figure 5.13도 함께 비교했다.

기간에 따라 가을철 눈덮임에 의한 동아시아 기온 반응이 다르게 나타나는 것이 뚜렷하며, 이러한 영향의 차이는 특히 늦겨울 더욱 뚜렷하다. 가을철 유라시아 대륙 눈덮임과 늦겨울 대류권-성층권 상호작용에 의한 늦겨울 음의 AO-like 패턴, 그리고 동아시아 기온이 하강하는 패턴은 1980년대가 포함되었을 때 뚜렷함을 알 수 있다. 즉, 10월 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때, 복사 냉각효과에 의해 북극 성층권의 동서바람장 약화를 유도하고, 이로 인해 음의 AO-like 패턴이 나타나는 것은 관측 전기간 뚜렷하며, 1981~2016년 기간에도 비슷하게 나타난다. 그러나 과거재현기간(1993~2016)과 최근까지의 경향(1993~2023)을 비교했을 때, 초겨울 복사 냉각에 의한 효과는 유사하게 나타나지만, 늦겨울에는 대류권-성층권 상호작용을 설명하지 못한다. 시베리아 북부 및 동아시아 북부는 기온이 하강하지만, 오히려 동아시아 기온이 상승하는 패턴을 보인다. 이로부터 기간에 따라 유라시아 대륙의 눈덮임과 북극진동, 그리고 중위도 대기패턴에 미치는 영향이 기간에 따라 달리 나타나며, 최근에는 눈덮임과 음의 북극진동의 관계가 약화됨을 알 수 있다.

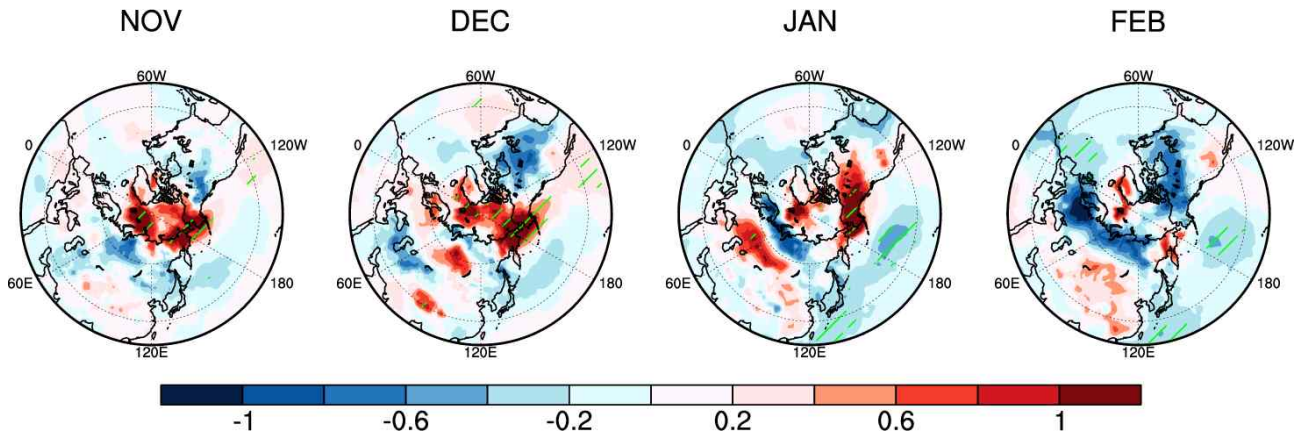


Figure 5.10. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1981~2023. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

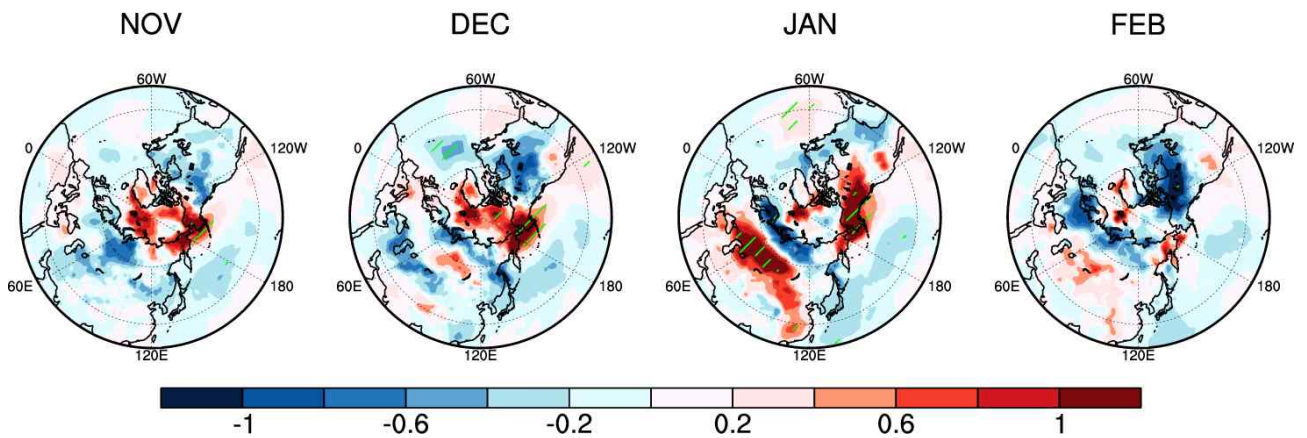


Figure 5.11. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1981~2016. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

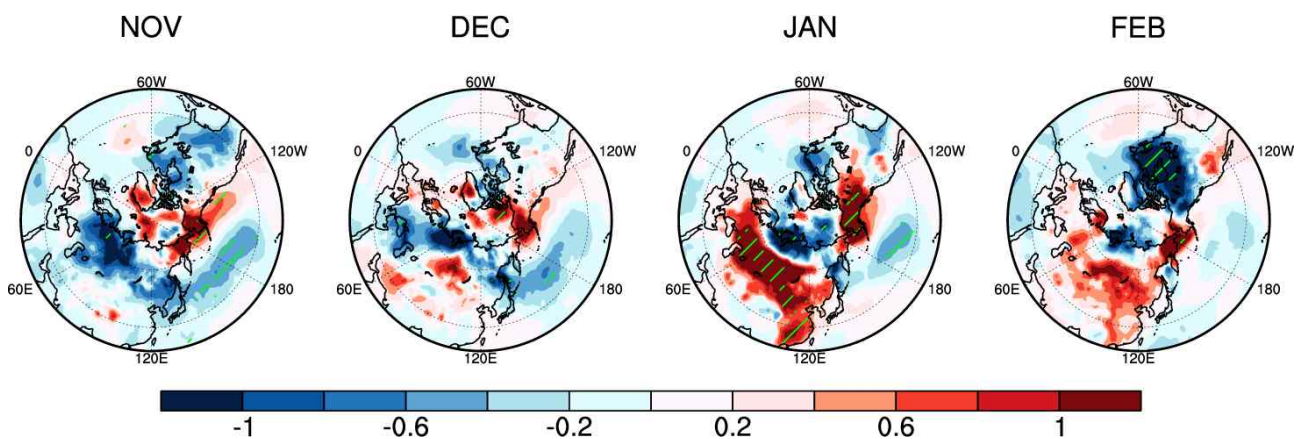


Figure 5.12. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1993~2016. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

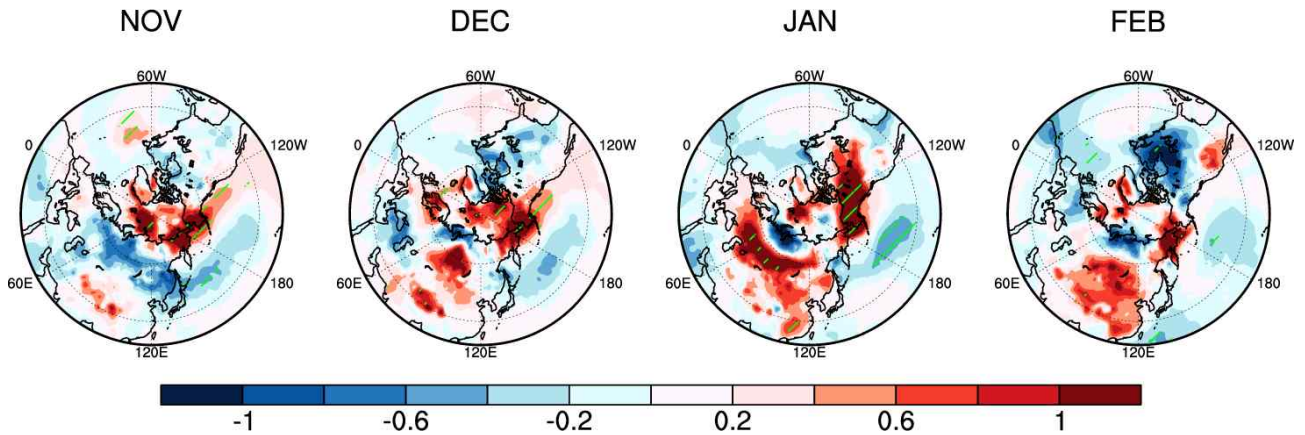


Figure 5.13. Regressed 2 m temperature onto the snow cover extent in October during 1993~2023. From left to the right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

10월 유라시아 대륙 눈덮임에 의한 연직 행성파(stationary Rossby wave) 전파는 북극 성층권의 패턴을 변화시키는데 중요하다(Cohen et al. 2002, 2003, 2014a). 따라서 Figure 5.14에서는 눈덮임에 의한 위도 40~80°N에서의 연직방향 에너지 플럭스를 시간에 따라 비교해 보았다. 10월 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때, 11월 대기권 상층권 및 성층권에서의 상향 에너지 플럭스가 강한 것을 알 수 있다. 익히 알려진 바와 같이, 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때 대기 상층 및 성층권으로의 에너지 전파가 강하다. 이러한 패턴은 시기와 관계없이 유사하게 나타난다. 특히, 기후예측모델의 과거재현기간(1993~2016) 및 최근까지의 기간(1993~2023)에서 눈덮임에 의한 연직에너지플럭스 전파가 더욱 강하게 나타난다. 따라서 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때, 북극 성층권의 대기 패턴이 유의미하게 변화하며, 강도에 다소 차이가 있더라도, 시간에 관계없이 이 관계는 유지된다.

Figure 5.15는 10월 눈덮임에 의한 polar cap 지역에서의 지위고도의 반응을 나타낸다. 1981~2016에서는 10월 눈덮임이 많을 때, 10~11월까지 대기 하층에서의 양의 지위고도가 뚜렷하며, 이러한 지위고도 패턴은 전기간에 걸쳐 대기 상하층 모두에서 나타난다. 하지만, 이러한 양의 지위고도 편차는 계절예측모델의 과거재현기간에서는 나타나지 않는다. 10월 눈덮임이 많을 때, 11월 양의 지위고도는 유사하지만, 12월~1월 대기 하층에서는 오히려 음의 지위고도 편차가 나타나며, 이러한 패턴은 최근기간에서도 유사하게 나타난다. 즉, 10월 눈덮임에 의한 초겨울 대기 하층의 패턴이 기존의 알려진 메커니즘과는 크게 달라짐을 알 수 있다. 따라서 10월 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때, 10월에는 유라시아 대륙의 차가운 대기하층을 유도하며 따라서 이른 대륙고기압 발달과 연관되어 있다(Figure 5.16). 그러나 늦겨울에는 이러한 패턴이 달라져, 대륙고기압 발달을 유도하지 않고, 오히려 북태평양에서 강한 음의 지위고도 편차를 유도한다(Figure 5.17).

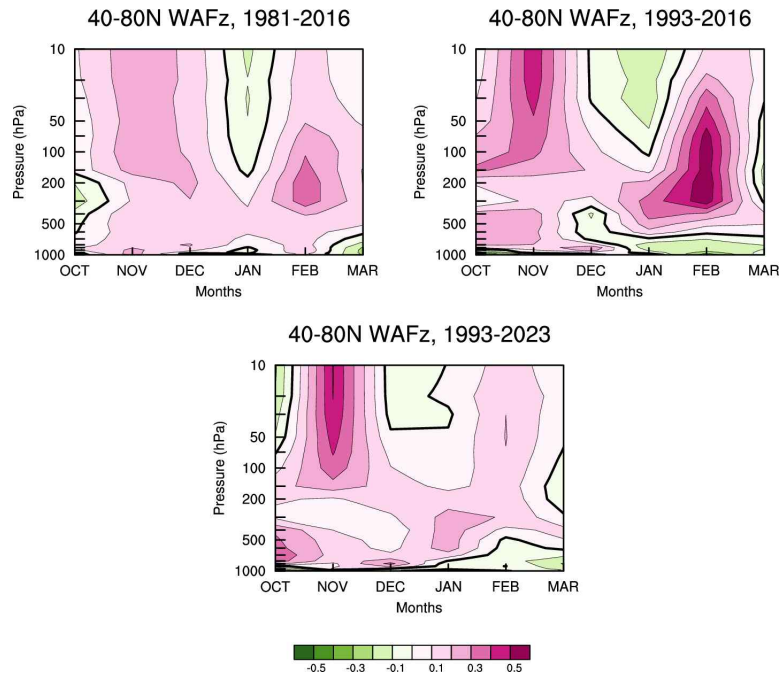


Figure 5.14. Regressed zonal mean vertical wave activity flux (WAFz) over 40–80N onto the October Eurasian snow cover extent during 1981–2016, 1993–2016 and 1993–2023, respectively.

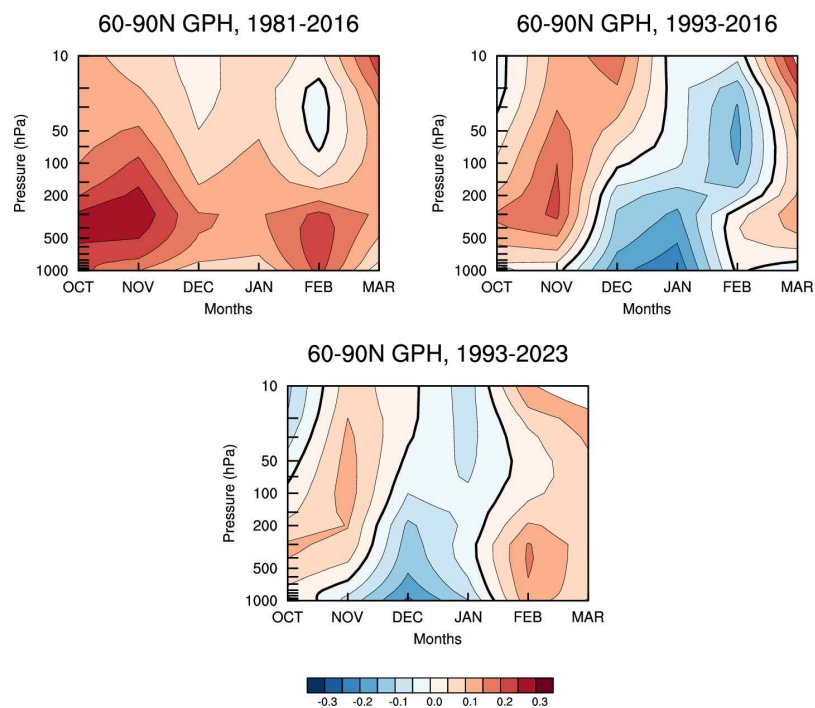


Figure 5.15. Regressed geopotential height over 60–90N onto the October Eurasian snow cover extent during 1981–2016, 1993–2016 and 1993–2023, respectively.

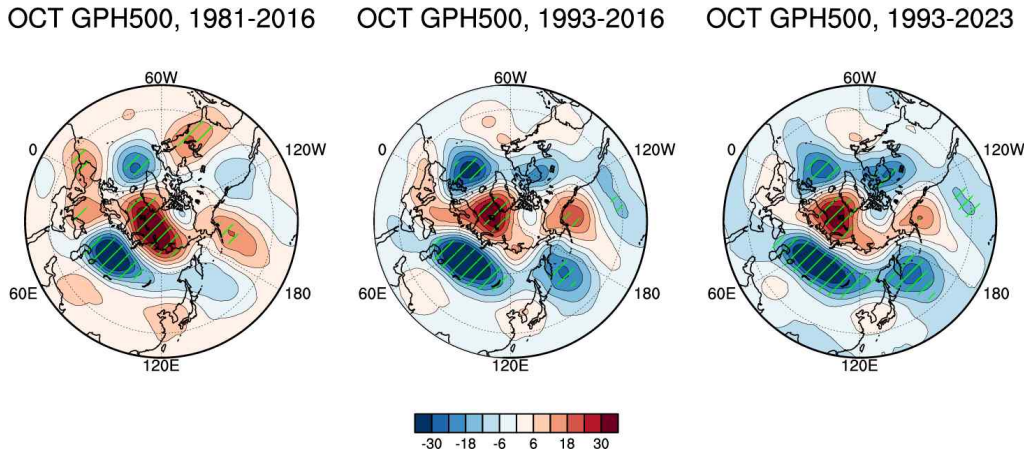


Figure 5.16. Regressed geopotential height in October onto the October Eurasian snow cover extent during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively.

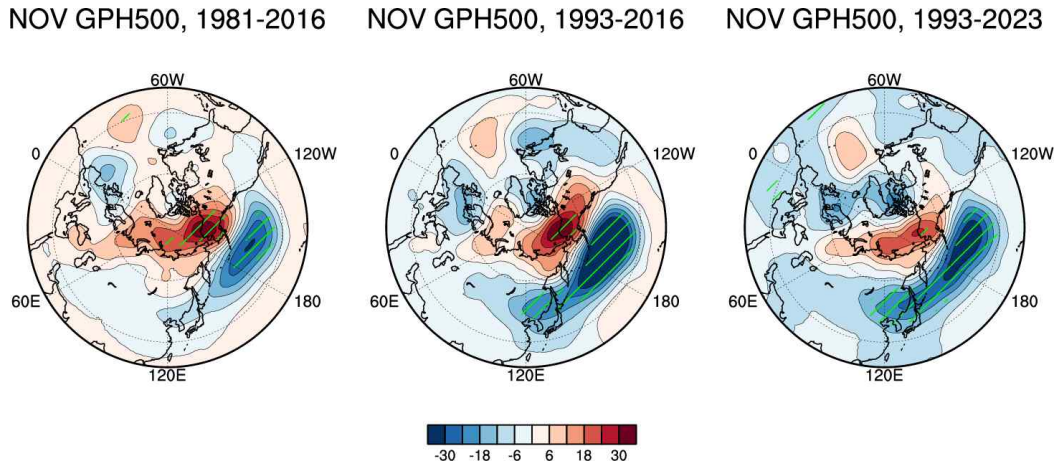


Figure 5.17. Regressed geopotential height in December onto the October Eurasian snow cover extent during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively.

10월 유라시아 눈덮임이 증가할 때, 11월 대기 상층 및 성층권에서의 연직에너지전파가 강해지며, 이는 시기에 관계없이 나타남을 알 수 있었다. 성층권까지 전파된 행성과 에너지는 겨울철 성층권의 극소용돌이를 약화시키며, 결과적으로 대류권에는 음의 AO-like 패턴을 유도하게 된다. 이는 곧 동아시아 상층 기압골 강화와 연관되며, 하층 북풍 바람 편차 강화로 기온은 하강하게 된다. 이를 살펴보기 위해 대기 상층 및 하층의 AO 패턴이 얼마나 관련되어 있는지 살펴보았다(Figure 5.18). 1981~2016년에는 11월 강한 행성과에너지가 1월 대기 하층의 음의 AO와 음의 관계가 약하게 나타나는데, 1993~2016 및 1993-2023에는 이러한 음의 관계가 더욱 뚜렷하게 나타난다. 이로부터 계절예측모델의 과거재현기간에는 고위도 대기 상층의 연직전파 에너지와 대기 하층에서의 AO 패턴사이의 자연상관관계가 더욱 낮아졌음을 의미한다.

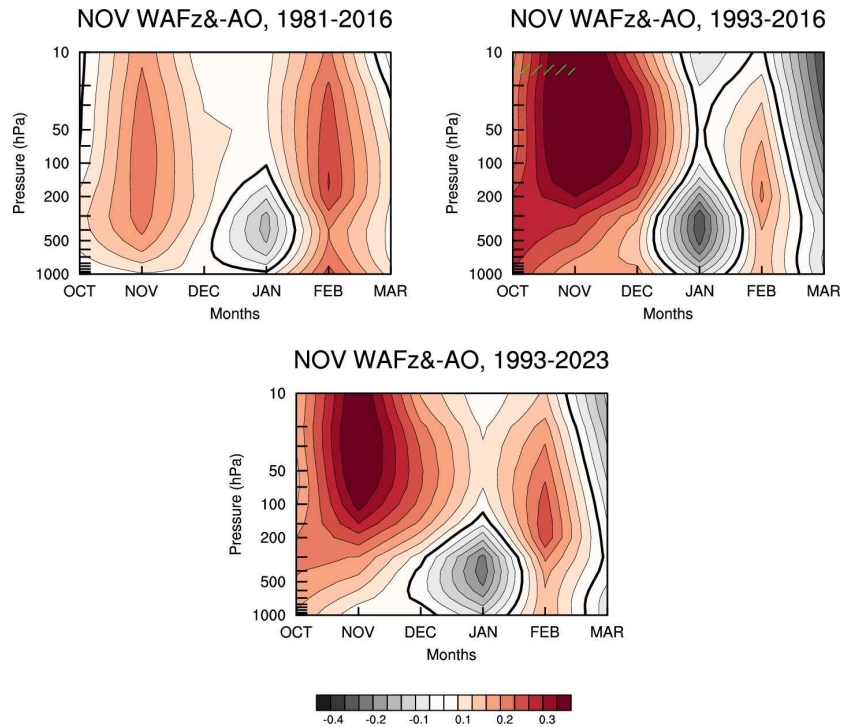


Figure 5.18. Correlation of zonal mean vertical wave activity flux (WAFz) over 40-80N and negative Arctic Oscillation during 1981-2016, 1993-2016 and 1993-2023, respectively.

결론적으로 과거재현기간에 대해서는 눈덮임에 의한 대기 반응을 나타내는 열적, 역학적 관계가 잘 나타나지 않는다는 것을 의미한다. 이것은 겨울철 기온 예측을 위한 관측감시인자로 유라시아 대륙 눈덮임을 사용할 때는 시기에 따라 다르게 적용되어야 하며, 특히 최근기간에는 그 영향이 뚜렷하지 않다. 10월 눈덮임이 많아지면, 북극 성층권으로의 행성과 에너지 전파가 강화되고 이것이 북극 성층권의 대기 패턴의 변화를 유도해 polar cap 지역의 양의 지위고도를 유도하더라도, 늦겨울 대기하층으로의 에너지 전파가 약해져 중위도 지역으로의 대기 패턴 반응이 달라졌다. 즉, 성층권과 대류권의 대기 패턴의 관계가 약화되어, 10월 눈덮임에 의한 북극 성층권의 음의 AO-like 패턴이 강화되었더라도, 중위도로의 에너지 전파가 약화되어, 늦겨울 대기패턴에서의 반응이 달라졌음을 의미한다.

5.1.4 10월 유라시아 눈덮임과 그 영향: 모델 재현성

10월 유라시아 눈덮임이 이어지는 겨울 기온 예측에 미치는 영향을 살펴보기 위해, 먼저 모델내에서 유라시아 눈덮임을 잘 재현하는지 살펴보았다(not shown). 공간적인 분포 및 시간적 변동성을 비교했을 때, 관측 유라시아 대륙 눈덮임의 변동성을 GloSea6 (이하 GS6) 및 ECMWF 모델에서 모두 잘 재현하였다. 년변동성에 대한 관측과의 상관관계가 0.8~0.9로써 통계적으로도 유의한 변동성을 모의하였다.

10월 눈덮임에 의한 10월 대기 기온 패턴을 Figure 5.19 나타냈는데, 10월 중위도 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때, 중위도 대기 하층의 기온이 하강하고, 이로 인해 대기 하층에서 중위도와 고위도 사이의 기온 차이가 줄어든다. 이러한 대기 패턴으로 인해 10월 눈덮임이 많을 때, 대기 상층으로의 행성과 전파가 더욱 강해진다. 이러한 패턴은 GS6 및 ECMWF 모두에서 관측과 유사하게 나타났다(Figure 5.20). 유라시아 대륙 눈덮임이 많을 때, 연직으로의 행성과 전파는 관측에서 매우 강하게 나타났으며, 모델에서는 그 강도 및 시간에 있어 오차가 나타났다. 특히 GS6 모델의 경우, 10월 눈덮임이 많을 때, 11월 대기 상층에서의 연직 행성과 전파가 모의된 반면, ECMWF는 10월 눈덮임에 의한 연직 전파가 다소 지연되어 12월에 나타났다. 눈덮임에 의한 연직 에너지 전파 강도는 관측과 비교해 다소 약했으며, 이는 모델 간 차이가 크지 않았다.

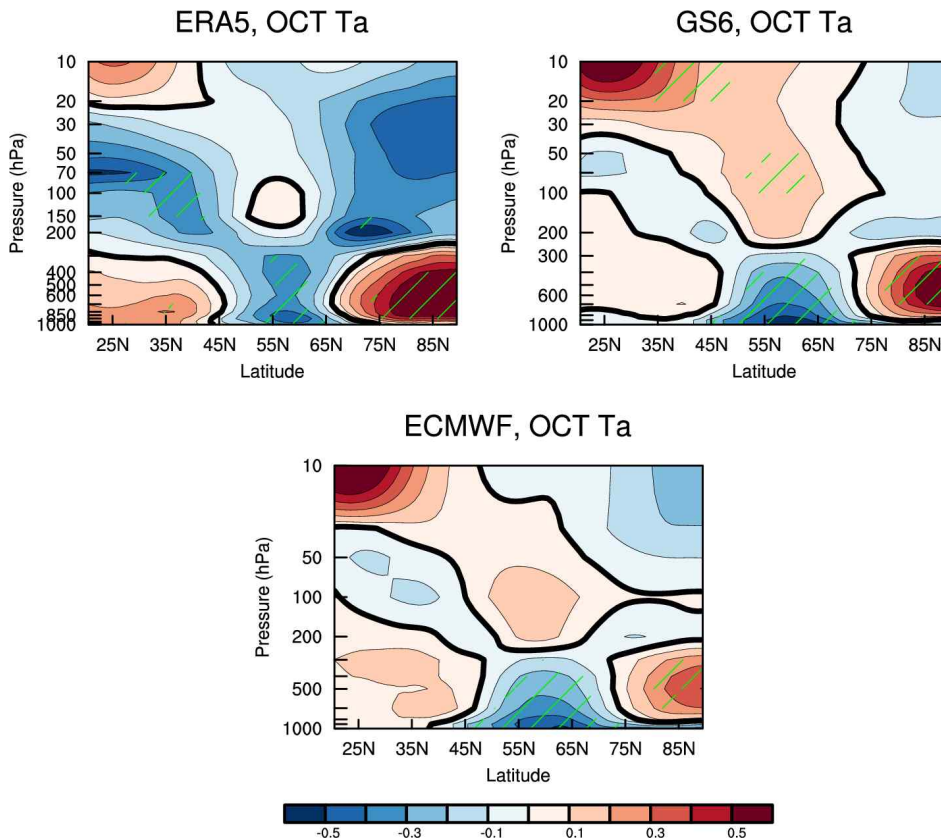


Figure 5.19. Regressed temperature in October onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS5 and ECMWF, respectively.

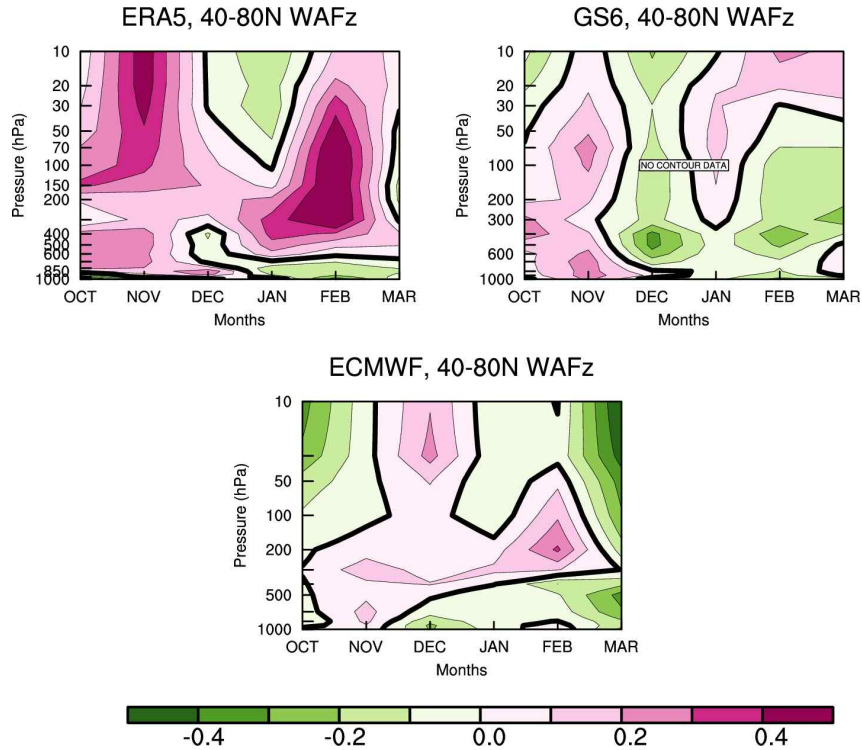


Figure 5.20. Regressed zonal mean vertical wave activity flux (WAFz) over 40–80N onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS6 and ECMWF, respectively.

Figure 5.21에서 10월 유라시아 눈덮임에 의한 10월~2월까지의 지위고도 반응을 비교하였다. 관측에서는 10월 눈덮임이 많을 때 고위도 지역 대기 상, 하층에서의 양의 지위고도를 유도하고, 12월에는 극지역 대기 상층에서 양의 지위고도가 나타난다(음의 AO-like 패턴). 이러한 패턴이 1~2월에 들면서 다시 음의 지위고도 반응을 보인다. GS6에서는 10월 눈덮임이 많을 때, 관측과는 달리 양의 AO-like 패턴이 보이는데, 이는 연직전파 에너지가 성층권의 대기 패턴을 유도할 수 있을 만큼 크지 않기 때문으로 보인다. 반면, ECMWF는 연직전파 에너지가 약함에도 불구하고, 성층권에서의 음의 AO-like 패턴을 유도한다. 대신 관측과는 달리, 이러한 음의 AO-like 패턴이 겨울철 내내 유사하게 유지된다.

10월 유라시아 눈덮임 자체는 모델에서도 관측과 유사하게 모의되지만, 이로 인한 대기 반응은 시기에 따라 달리 나타난다. 관측에서는 10월 눈덮임이 많을 때 초겨울 음의 AO-like 패턴이 유도되지만, 대류권과 성층권의 coupling이 약화되면서 겨울철 기온이 하강하지 않는다(Figure 5.22). 반면, GS6에서는 10월 눈덮임이 많을 때, 연직전파 에너지가 약해, 양의 AO-like 패턴이 유도되고, 강한 성층권-대류권의 coupling으로 인해 중위도 지역의 기온 반응이 크지 않다(Figure 5.23). ECMWF에서는 10월 눈덮임에 의해 관측과 유사하게 음의 AO-like 반응이 나타나지만(Figure 5.21), 성층권과 대류권의 강한 coupling으로 인해 동아시아 지역의 기온이 하강한다.

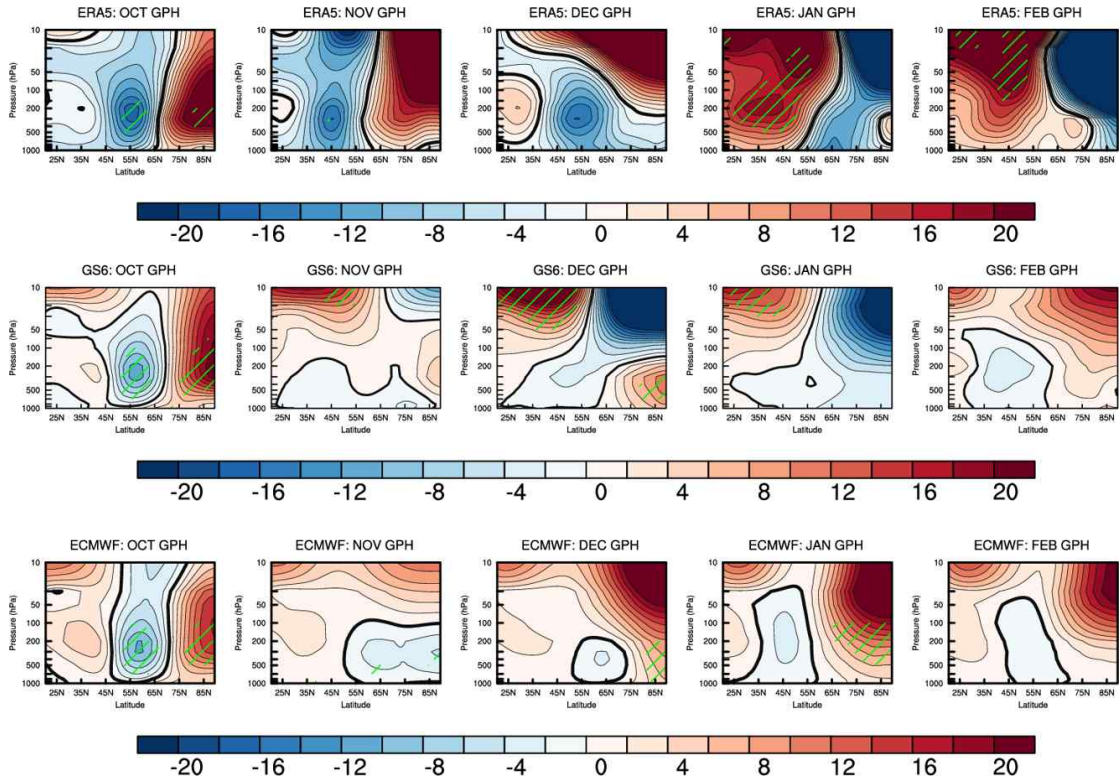


Figure 5.21. Regressed geopotential height onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS6 and ECMWF, respectively. From left to right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

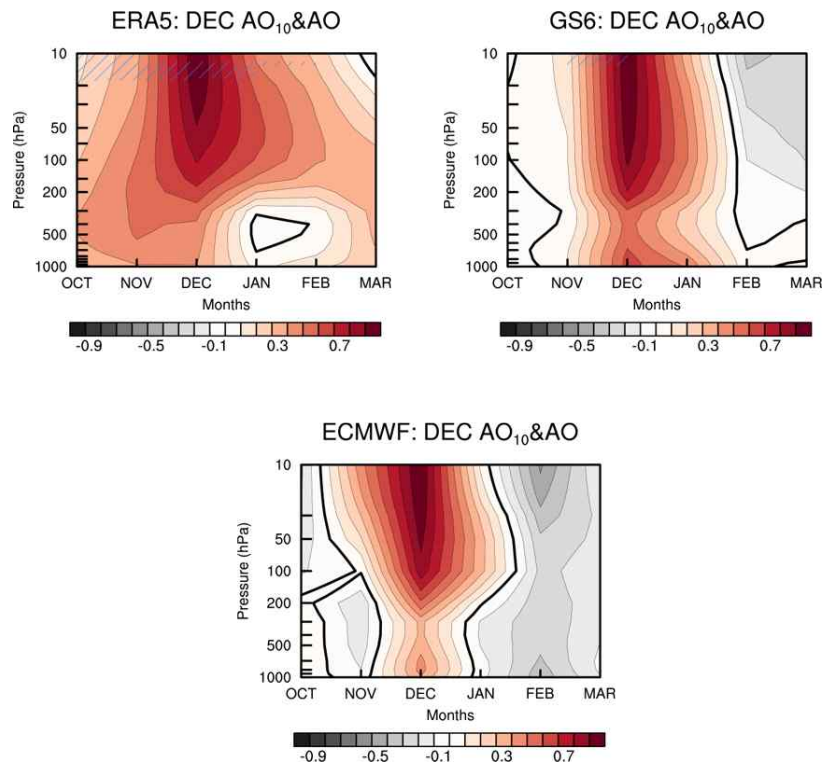


Figure 5.22. Correlation of Arctic Oscillation at 10hPa in December and Arctic Oscillation from October to March in ERA5, GS6 and ECMWF, respectively.

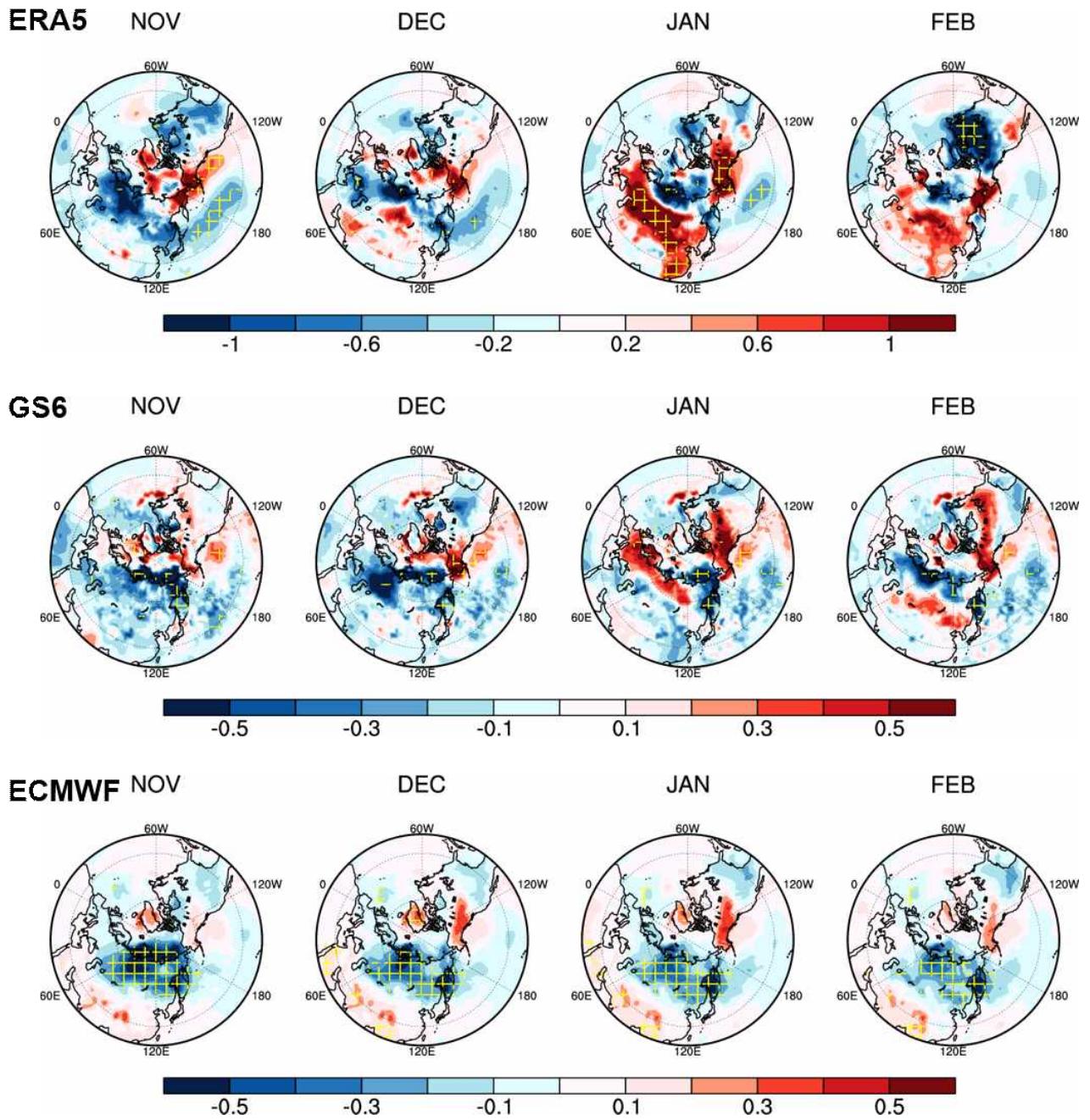


Figure 5.23. Regressed temperature onto the October Eurasian snow cover extent ERA5, GS6 and ECMWF, respectively. From left to right, November, December in the same year, and January and February in the next year.

5.2 눈덮임과 해빙의 결합효과

5.2.1 연구자료 및 방법

월별 해빙 자료는 National Snow and Ice Data Center (NSIDC)의 Sea Ice Index, version 3 (Fetterer et al. 2017; <https://noaadata.apps.nsidc.org/NOAA/G02135/north/monthly/geotiff/>)를 사용하였고, 눈덮임 자료는 NOAA-Rutgers University Global Snow Laboratory의 weekly Northern Hemisphere continental snow cover (Robinson and Estilow 2021; 5.1절과 같은 자료)를 사용하였다. 대기순환 패턴 분석을 위한 재분석 자료는 ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) (Hersbach et al. 2020)를 사용하였다. 자료의 기간은 모델의 hindcast와 비교하기 위해 1993년 12월부터 2017년 2월까지를 이용하였다. 해빙과 눈덮임은 분석 기간에 대해 선형추세를 제거하여 표준화한 인덱스를 만들고, 그 값의 ± 0.5 를 기준으로 하였다.

먼저 유라시아 겨울철 기온 변동성에 영향을 미치는 가을철 해빙과 눈덮임 패턴이 어떠한지 살펴보았다. 겨울철 평균 2m 기온에 대한 EOF 분석을 통해 유라시아 대륙의 전반적인 변동성 패턴을 살펴보았고, 선행연구를 통해 알려진 바와 같이 두 예측인자가 성층권을 통로로 하여 기온 변동성에 영향을 준다는 점을 고려해 첫 번째 모드가 관련이 있다고 판단하였다 (Figure 5.24).

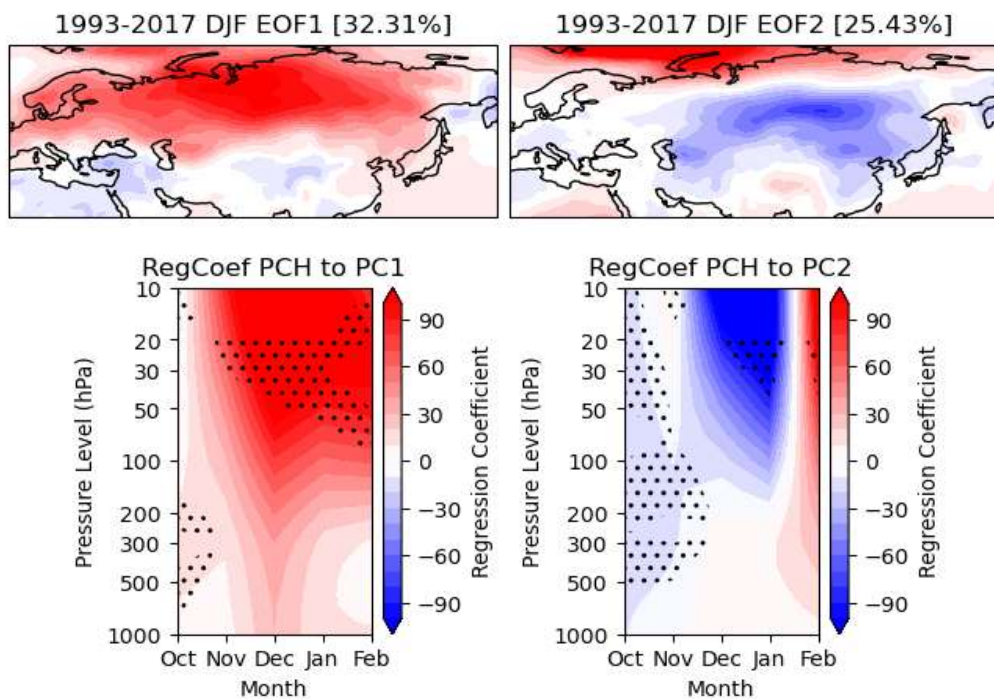


Figure 5.24 (upper) Leading EOF mode of 2 m temperature over Eurasia for DJF mean. (lower) Pressure-month cross section of polar cap height regressed to leading PC time series.

이어서 선행하는 해빙과 눈덮임을 PC1 시계열에 회귀분석 하여 기온의 주요 변동 모드와 연관된 패턴을 추출하였다. Figure 5.25는 눈덮임의 회귀패턴을 나타낸다. 10월 눈덮임은 겨울철 기온 변동성과 뚜렷한 상관성이 보이지 않지만, 11월 눈덮임은 유라시아 대륙의 동쪽과 서쪽에서 각각 뚜렷한 양의 상관성과 음의 상관성을 확인할 수 있다. 이어서 Figure 5.26은 해빙의 회귀패턴을 나타낸다. 해빙은 10월 바렌츠-카라해에서 겨울철 기온 변동성과 뚜렷한 양의 상관성이 나타나고, 11월에는 나타나지 않는다.

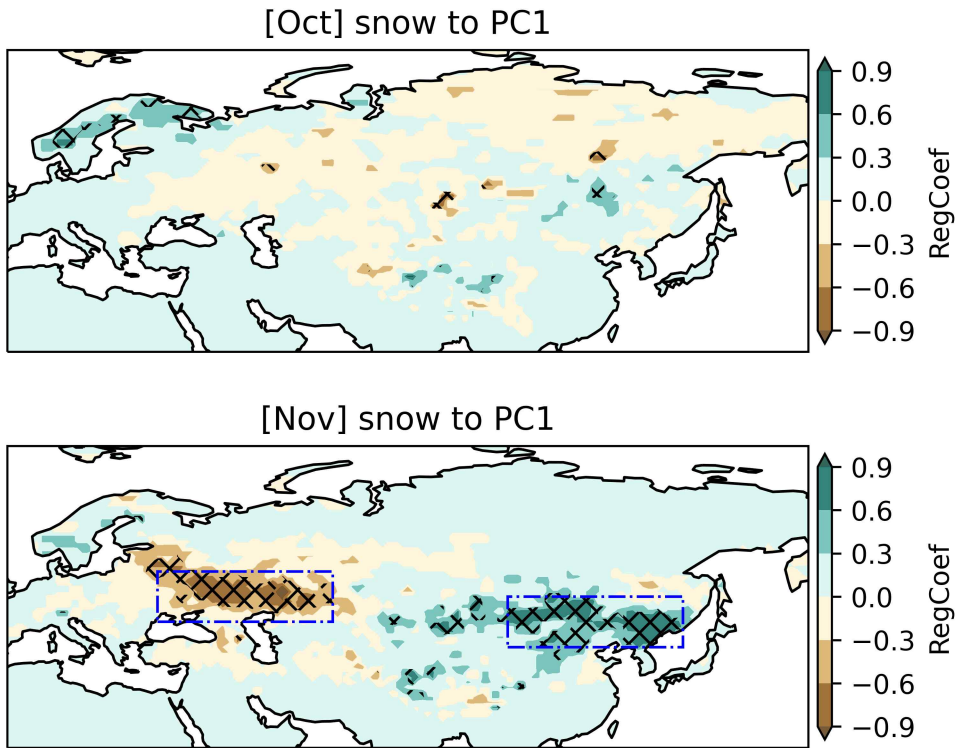


Figure 5.25 Proceeding snow cover pattern (October and November) regressed to PC1 time series.

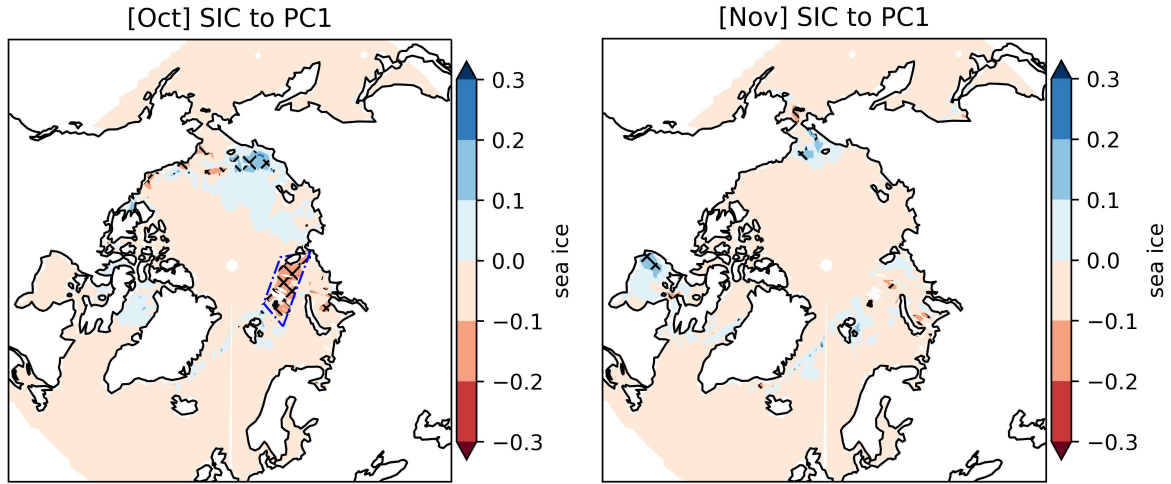


Figure 5.26 Proceeding sea ice pattern (October and November) regressed to PC1 time series.

이렇게 겨울철 기온 변동성과 상관성이 높은 해빙과 눈덮임 지역을 확인하고, 이 지역에 대해 공간 평균한 시계열 인덱스를 산출하여 이어지는 분석에 사용하였다(Figure 5.27). 해빙 지수를 산출한 영역은 10월의 바렌츠-카라해 북부(77-82°N, 40-100°E)이다. 눈덮임 지수는 11월 유라시아 동쪽(40-50°N, 100-135°E), 유라시아 서쪽(45-55°N, 30-65°E)의 영역을 각각 공간 평균하고 표준화한 다음 유라시아 동쪽에서 서쪽을 빼는 것으로 하였다. 지수가 임계값을 넘는 경우에 대해 snow positive (snow_p), snow negative (snow_n), ice positive (ice_p), ice negative (ice_n)으로 구분하여 해당하는 연도를 추출하고(Table 5.1), 결합모드를 구성하였다(Table 5.2). 11월 눈덮임이 유라시아의 서쪽보다 동쪽에 많고 10월 바렌츠-카라해의 해빙이 적을 때는 SPIN (Snow Positive Ice Negative), 11월 눈덮임이 유라시아 동쪽보다 서쪽에 많고 10월 바렌츠-카라해의 해빙이 많을 때는 SNIP (Snow Negative Ice Positive)로 정의하였다. 마찬가지로 SNIN (Snow Negative Ice Negative), SPIP (Snow Positive Ice Positive)도 정의할 수 있다.

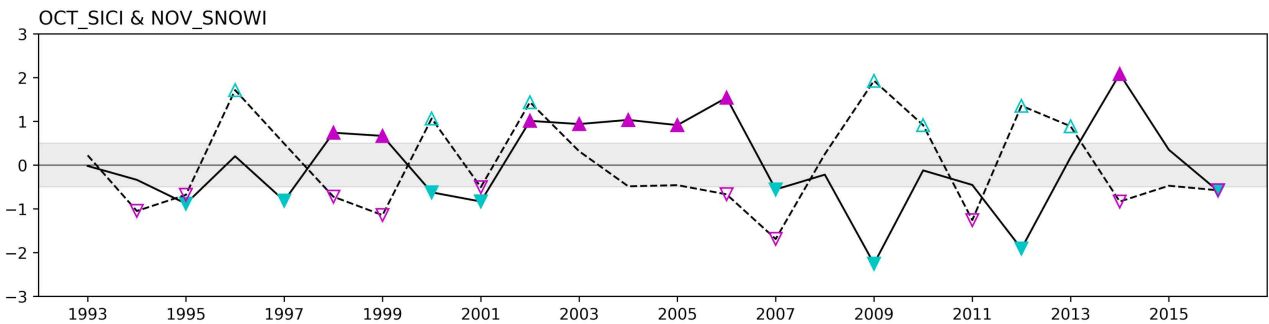


Figure 5.27 Time series of October sea ice concentration index (solid) and November snow cover dipole index (dash). Filled triangles represent positive (negative) sea ice events and empty triangles represent positive (negative) snow cover dipole events. Magenta (cyan) color indicates it may affect to warmer (cooler) condition in East Asia.

Table 5.1 Selected years for each case.

| case | year | # |
|--------|--|----|
| snow_p | 1996, 2000, 2002, 2009, 2010, 2012, 2013 | 7 |
| snow_n | 1994, 1995, 1998, 1999, 2001, 2006, 2007, 2011, 2014, 2016 | 10 |
| ice_p | 1998, 1999, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2014 | 8 |
| ice_n | 1995, 1997, 2000, 2001, 2007, 2009, 2012, 2016 | 8 |

Table 5.2 Configuration of cases for composite analysis.

| | OCT_SICI>0.5 | OCT_SICK<-0.5 |
|----------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| NOV_SNOWI>0.5 | Snow Positive Ice Positive (SPIP) | Snow Positive Ice Negative (SPIN) |
| NOV_SNOWI<-0.5 | Snow Negative Ice Positive (SNIP) | Snow Negative Ice Negative (SNIN) |

해빙과 눈덮임의 결합 효과에 대한 현업 계절 예측 모델의 겨울철 월별 예측 특성을 알아보기 위해 GloSea6 모델의 hindcast를 활용하였다. 12월은 11월 1일, 11월 9일, 11월 17일에 초기화된 자료를 평균하여 사용하였고, 1월과 2월도 그 전달 1일, 9일, 17일에 초기화된 자료를 평균하여 사용하였다. 12월과 2월은 1993년부터 2016년까지, 1월은 1994년부터 2017년까지의 자료를 사용하였다.

5.2.2 재분석 자료를 이용한 눈덮임과 해빙의 결합효과

재분석 자료를 통해 가을철 해빙과 눈덮임의 단일 및 결합효과에 대해 살펴보기 위해 10월 해빙 지수와 11월 눈덮임 지수에 따라 겨울철 월별 대기순환장을 합성분석하였다. 결합모드 중 SPIP와 SNIN는 사례의 수가 너무 적거나 합성패턴에서 우리나라와 뚜렷한 상관관계가 나타나지 않아 생략하였다.

Figure 5.28에 단일 및 결합모드에 대한 12월 500hPa 지위고도의 합성장을 제시하였다. Figure 5.28b와 Figure 5.28e는 각각 10월 해빙이 많고(ice_p) 적을 때(ice_n) 12월 지위고도 합성장을 나타내고 Figure 5.28c와 Figure 5.28d는 11월 눈덮임이 유라시아 서쪽보다 동쪽에서 적고(snow_n) 많을 때(snow_p) 12월 지위고도 합성장을 나타낸다. Figure 5.28a와 Figure 5.28f는 결합모드에 따른 12월 지위고도 합성장을 나타내는데, Figure 5.28a는 11월 눈덮임이 유라시아 동쪽보다 서쪽에 많고(snow_n) 10월 해빙이 많은(ice_p) SNIP 모드를, Figure 5.28f는 11월 눈덮임이 유라시아 서쪽보다 동쪽에 많고(snow_p) 10월 해빙이 적은(ice_n) SPIN 모드를 나타낸다. 같은 방법으로 12월 2m 기온에 대한 합성장을 Figure 5.29에 제시하였다.

먼저 Figure 5.28b를 보면, 10월 해빙이 많은 경우(ice_p) 12월 북유럽-동시베리아-러시아 극동 지역에 음-양-음의 지위고도 편차 패턴이 나타난다. 11월 눈덮임이 시베리아 동쪽보다 서쪽에 많은(snow_n) Figure 5.28c에도 비슷한 패턴이 나타나고, 이 경우에는 양의 지위고도 중심

이 Figure 5.28b의 경우보다 남쪽으로 치우치는 특징이 있다. 이 두 가지 경우의 결합모드인 SNIP(Figure 5.28a)에서는 북유럽에서 음의 지위고도 편차가 강하게 나타나고, 유라시아 대륙의 중위도 지역에 양의 지위고도 편차가 뚜렷하게 나타난다. 하층에서도 Figure 5.29b와 c에서 동시베리아에 고온 편차가 나타나고 결합모드인 Figure 5.29a에서 동시베리아의 고온 편차가 더 뚜렷하게 나타남을 볼 수 있다.

Figure 5.28e는 10월 해빙이 적을 때(ice_n) 12월 지위고도 합성장을 나타낸다. Figure 5.28b와 반대로 북유럽 지역에 양의 지위고도 편차가 뚜렷하고 동시베리아에 음의 지위고도 편차가 나타난다. 11월 눈덮임이 시베리아 서쪽보다 동쪽에 많을 때(snow_p) 경우에는 북극해 지역에서 강한 양의 지위고도 편차와 함께 동시베리아-동북아 지역으로 강한 음의 지위고도 편차가 유의하게 나타난다(Figure 5.28d). 결합모드인 SPIN(Figure 5.28f)은 두 인자의 영향이 중첩되며 Figure 5.28d와 매우 유사한 패턴을 확인할 수 있다. 12월 2m 기온 합성장에서는 10월 해빙이 적을 때(ice_n) 우랄지역을 중심으로 저온 편차가 유의하게 나타나고(Figure 5.29e), 11월 눈덮임이 시베리아 서쪽보다 동쪽에 많을 때(snow_p) 북유럽과 동시베리아 지역을 중심으로 저온 편차가, 러시아 극동지역으로 고온 편차가 뚜렷하게 나타난다(Figure 5.29d). 결합모드에서는 바렌츠해를 중심으로 한 고온 편차가 유의하지는 않지만, 단일 모드 보다 뚜렷하게 나타나는 것을 볼 수 있고, 북유럽과 동시베리아 지역에서 저온 편차, 러시아 극동지역에서 고온 편차의 강도가 강해짐을 볼 수 있다(Figure 5.29f).

Figure 5.30과 Figure 5.31은 1월의 500hPa 지위고도의 합성장과 2m 기온 합성장이다. 10월 해빙이 많을 때(snow_p)는 북유럽 지역으로 음의 지위고도 편차, 만주와 베링해 지역으로 양의 지위고도 편차가 나타난다(Figure 5.30b). 이때, 우리나라 부근에서도 양의 지위고도 편차가 유의하게 나타나는 것을 알 수 있다. 그러나 기온 합성장에서는 유라시아 대륙에 전반적으로 양의 기온편차가 나타나기는 하지만 유의하지 않다(Figure 5.31b). 11월 눈덮임이 시베리아 동쪽보다 서쪽에 많을 때(snow_n)는 동시베리아해에서 강한 음의 지위고도 편차와 중위도 유라시아 대륙을 가로지르며 양의 지위고도 편차가 나타난다(Figure 5.30c). 이 경우의 기온 합성장을 보면 동북아 지역으로 약하지만 양의 기온편차가 유의하게 나타나는 것을 알 수 있다(Figure 5.31c). 결합모드인 SNIP에서도 만주부터 북태평양까지 양의 지위고도 편차가 뚜렷하게 나타나고 북유럽과 동시베리아해에서 음의 지위고도 편차가 뚜렷하게 나타난다(Figure 5.30a). 기온 합성장에서도 유라시아 대륙의 대부분 지역에서 양의 기온편차가 나타나는 것을 볼 수 있고, 우리나라 부근에서도 유의한 양의 기온편차가 나타난다(Figure 5.31a).

반대로 10월 해빙이 적을 때(ice_n)는 북유럽에 뚜렷한 양의 지위고도 편차, 동시베리아에서 음의 지위고도 편차가 나타나고, 우리나라 남쪽 해상으로 유의하지는 않지만, 양의 지위고도 편차가 나타난다(Figure 5.30e). 기온의 합성장에서는 바렌츠-카라해와 북유럽 북부 지역에서 고온 편차가 일부 유의하게 나타났고, 유라시아 대륙에서는 저온 편차가 우세하나 유의하지 않다(Figure 5.31e). 11월 눈덮임이 시베리아 서쪽보다 동쪽에 많을 때(snow_p)는 우랄지역과 북태평양, 서유럽에서 음의 지위고도 편차, 노르웨이해와 동시베리아지역, 지중해 동쪽에서 양의 지위고도 편차가 나타났다(Figure 5.30d). 기온의 합성장에서는 지중해 주변에서 고온 편차가, 유라시아 북부에서 동북아로 이어지는 저온 편차가 유의하게 나타났다(Figure 5.31d). 결합모드인 SPIN에서는 대서양에 양의 (N)AO 패턴이 뚜렷하고, 동시베리아와 북태평양에 저기압성

편차가 나타나는 것을 볼 수 있다(Figure 5.30f). 비슷하게 기온의 합성장에서도 바렌츠-카라해 부근으로 고온 편차가, 유라시아 대륙의 북부에서 동북아로 이어지는 저온 편차가 유의하게 나타나는 것을 볼 수 있다(Figure 5.31f).

Figure 5.32과 Figure 5.33은 2월의 500hPa 지위고도의 합성장과 2m 기온 합성장이다. 10월 해빙이 많을 때(ice_p)는 카스피해의 서쪽에서 음의 지위고도 편차만이 유의하게 나타난다. 카스피해 동쪽, 노르웨이해, 동시베리아에서 양의 지위고도 편차, 바렌츠-카라해와 북태평양에 음의 지위고도 편차가 나타나지만 유의하지 않다(Figure 5.32b). 기온의 합성장도 지위고도 합 성장과 비슷하게 카스피해 서쪽에서 저온 편차, 카스피해 동쪽에서 고온 편차가 나타났다(Figure 5.33b). 11월 눈덮임이 유라시아 동쪽보다 서쪽에 많을 때(snow_n)는 2월에 동시베리아 지역에 양의 지위고도 편차, 북유럽을 포함한 북극해와 우리나라 주변 북서 태평양에 음의 지위고도 편차가 뚜렷하다(Figure 5.32c). 이때 기온의 합성장에서는 유라시아 대륙 북부에 전반적으로 고온 편차가 뚜렷하고, 우리나라 남쪽 해상에서 저온 편차가 유의하다(Figure 5.33c). 결합모드인 SNIP에서는 북유럽과 지중해, 북서 태평양 지역으로 음의 지위고도 편차, 중부 유라시아 대륙과 동시베리아해에 양의 지위고도 편차가 나타났고(Figure 5.32a), 중위도 유라시아 대륙의 중부에 고온 편차가 유의하게 나타났다(Figure 5.33a).

10월 해빙이 적을 때(ice_n) 2월 지위고도 패턴을 살펴보면 유라시아 대륙 북부와 남부로 각각 양의 지위고도 편차와 음의 지위고도 편차가 우세하게 나타나는데, 통계적으로 유의하지는 않다(Figure 5.32e). 기온의 합성장에서도 동시베리아 지역에서의 저온편차만 유의하게 나타남을 알 수 있다(Figure 5.33e). 11월 눈덮임이 유라시아 서쪽보다 동쪽에 많을 때(snow_p)는 노르웨이해와 우리나라 부근으로 양의 지위고도 편차가 뚜렷하고, 동시베리아에 음의 지위고도 편차가 뚜렷하다(Figure 5.32d). 기온의 합성장에서도 동시베리아 지역으로 저온 편차가 뚜렷하고 우리나라 남쪽 먼바다에 일부 고온 편차가 유의한 지역이 있다(Figure 5.33d). 두 인자의 결합모드인 SPIN에서는 우리나라 북쪽과 남쪽으로 각각 음의 지위고도 편차와 양의 지위고도 편차가 뚜렷하게 나타나고, 북극해에 강한 양의 지위고도 편차와 함께 대서양에서는 음의 (N)AO, 우랄지역으로 양의 지위고도 편차가 나타남을 볼 수 있다(Figure 5.32f). 이때 기온의 합성장에서는 동시베리아에서 동북아까지 저온 편차, 지중해 동쪽과 우리나라 남쪽으로 고온 편차가 유의하게 나타났다(Figure 5.33f).

SPIN 결합모드에서는(Figure 5.28~33f) 대서양에서 음의 (N)AO와 동시베리아 지역에 음의 지위고도 편차가 겨울철 내내 지속되는 특징이 있다. 동시베리아에서 동북아까지 저온 편차가 겨울철 내내 지속되며, 특히 1월에 우리나라에 저온 편차가 유의하게 나타난다. 반면에 SNIP 결합모드에서는(Figure 5.28~33a) 대서양에서 양의 (N)AO가 겨울철 내내 지속되지만, 동유라시아에서 월별 지위고도 합성패턴이 다르게 나타나는 것을 볼 수 있다. 서유라시아의 내륙지역에서는 고온 편차가 겨울철 내내 유의하게 지속되지만, 동유라시아에는 그 영향이 제한적이다. 하지만 1월 우리나라에 고온 편차는 유도하는 패턴은 유의하다.

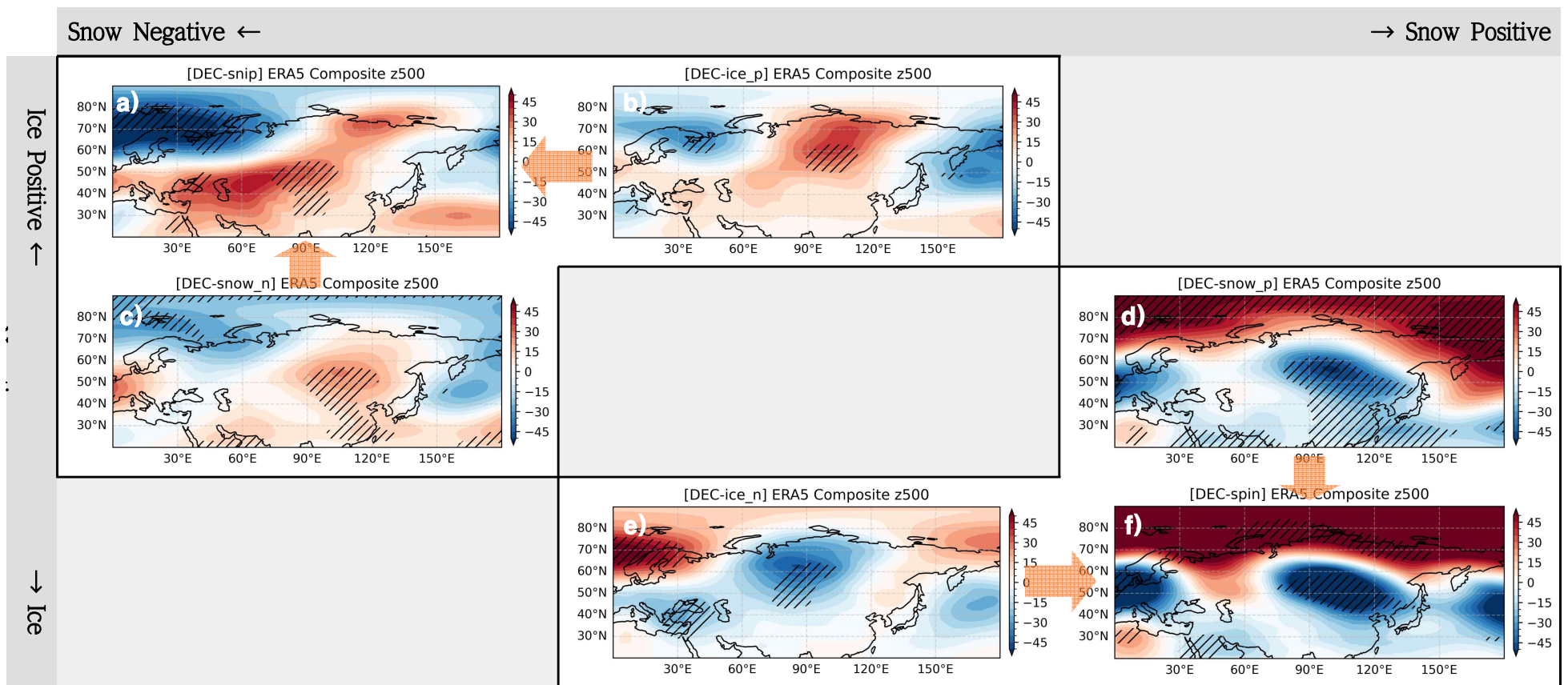


Figure 5.28 December composite patterns of 500 hPa geopotential height anomalies for six cases from ERA5 arranged in a 3x3 grid. Each panel represents the anomaly pattern for a specific case, highlighting the spatial variability across the cases.

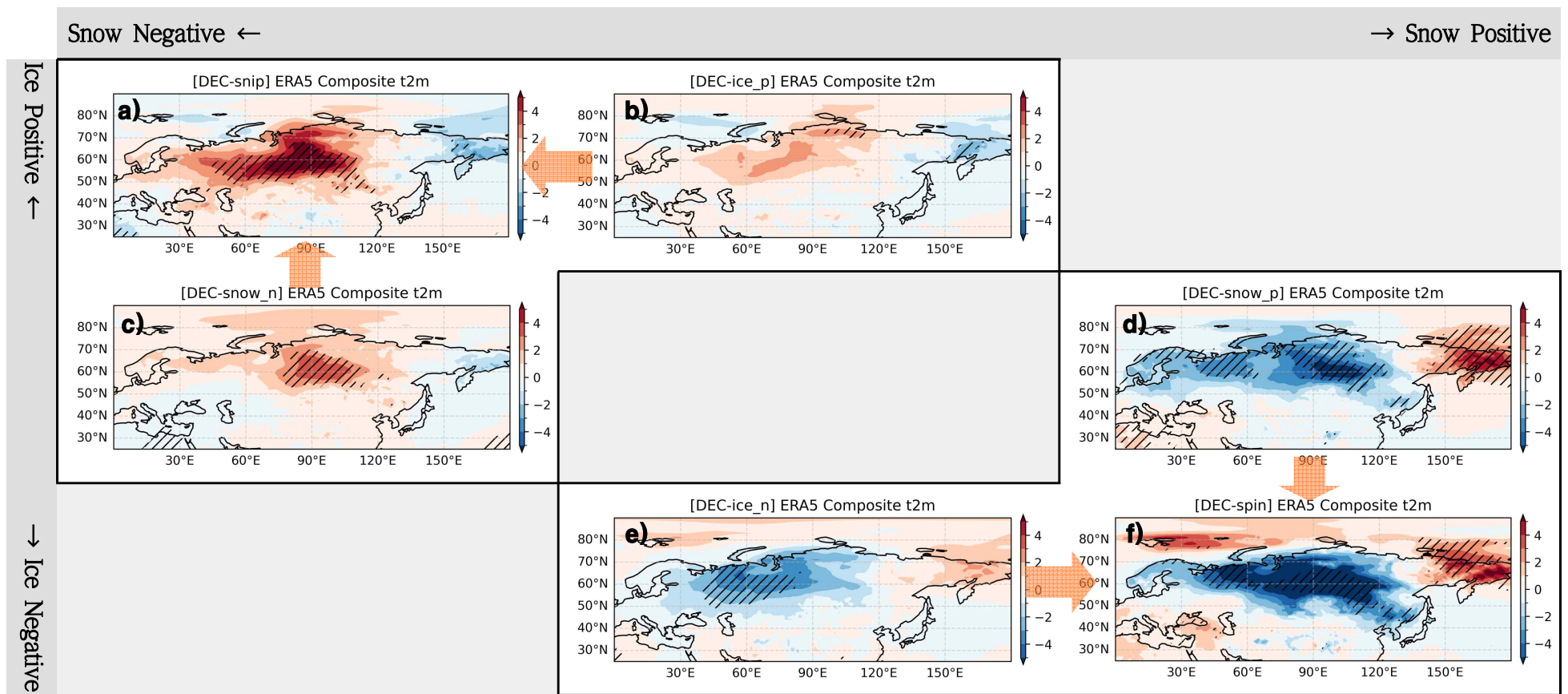


Figure 5.29 December composite patterns of 2 m temperature anomalies for six cases from ERA5 arranged in a 3x3 grid. Each panel represents the anomaly pattern for a specific case, highlighting the spatial variability across the cases.

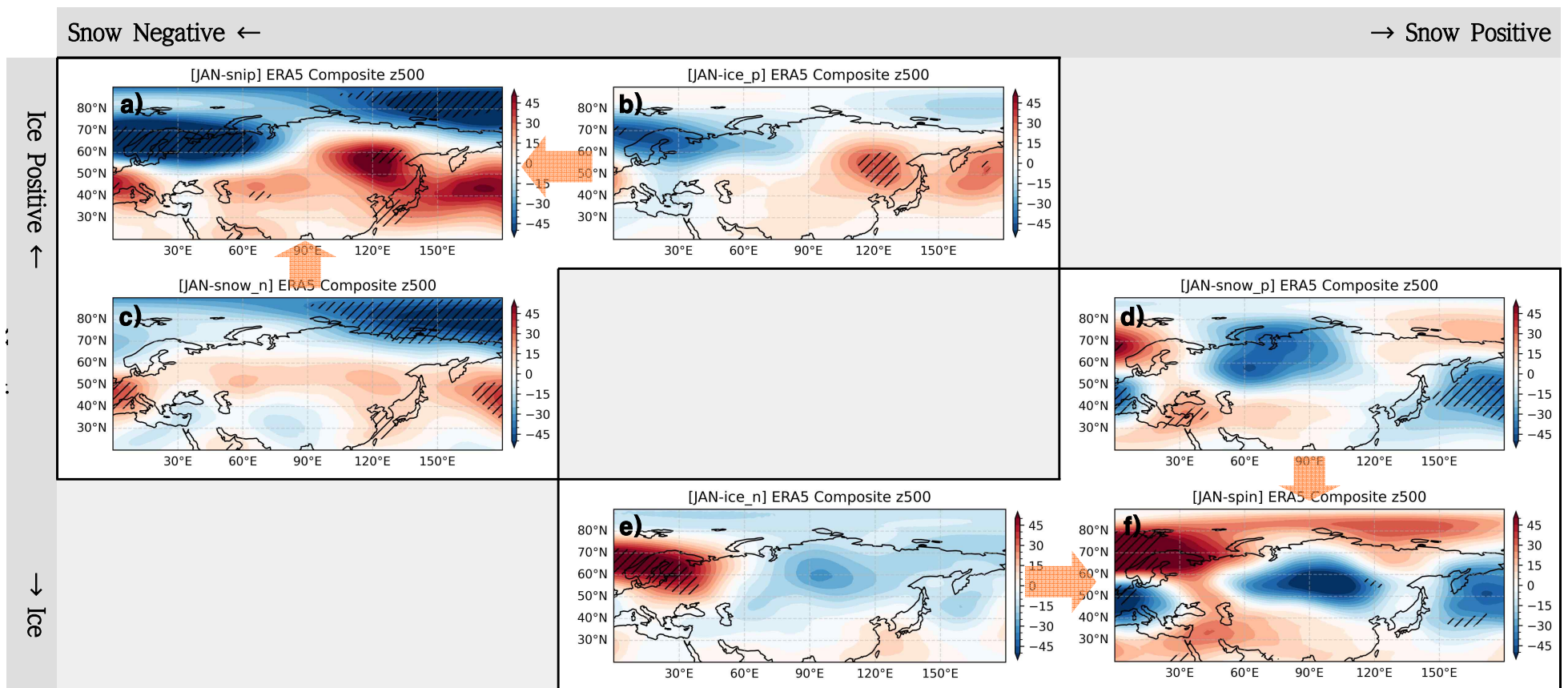


Figure 5.30 Same as in Figure 5.28, but for January.

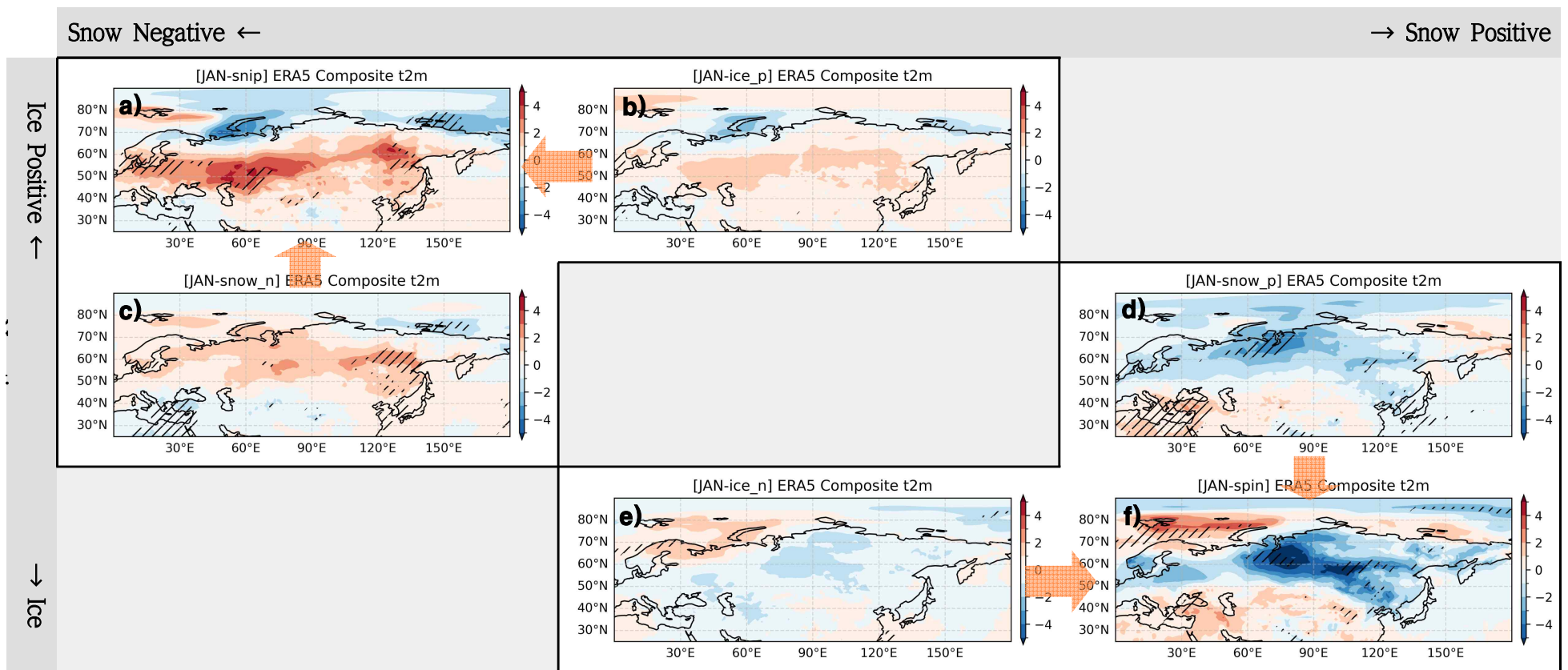


Figure 5.31 Same as in Figure 5.29, but for January.

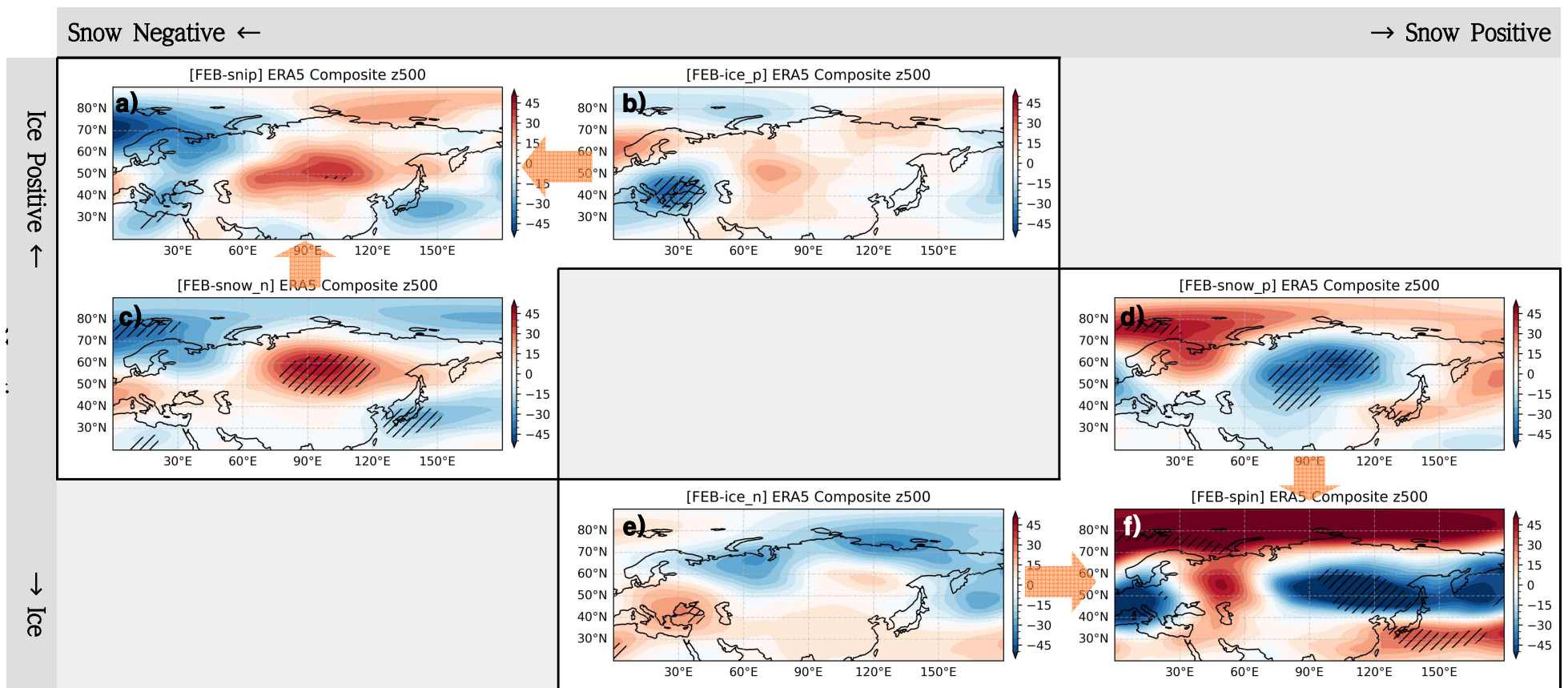


Figure 5.32 Same as in Figure 5.28, but for February.

Snow Negative ←

→ Snow Positive

Ice Positive ↑

↓ Ice

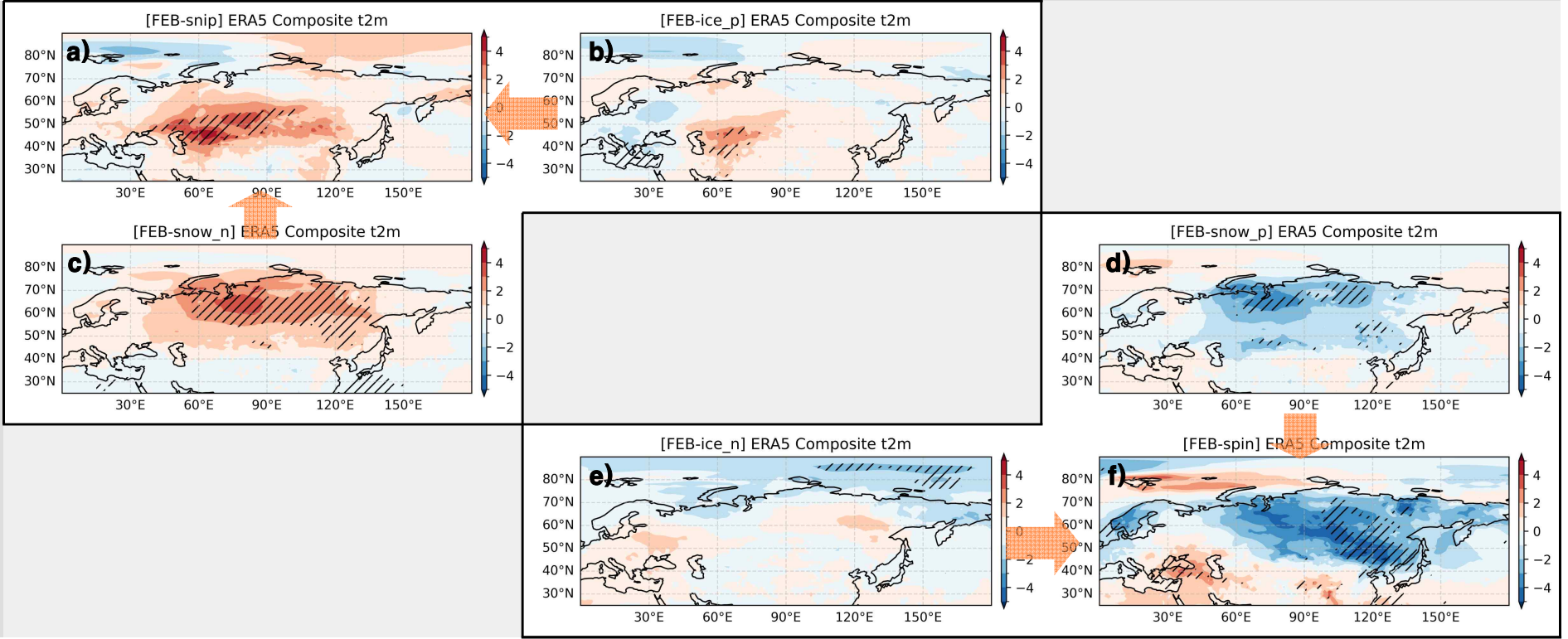


Figure 5.33 Same as in Figure 5.29, but for February.

유라시아 대륙의 눈덮임과 북극 해빙은 서로 연관되어 있는데, 줄어든 북극 해빙은 대기경계층의 수분량을 증가시키고, 그로 인해 동시베리아로 수분속의 유입이 증가하며 눈덮임이 증가한다(Cohen et al. 2014a; Wegmann et al. 2015). 가을철 눈덮임 증가와 해빙의 감소는 지역적으로 대류권의 대기순환 패턴을 변화시켜 행성파가 성층권으로 전파되게 하고, 성층권에서 수평 바람을 약화하거나 그 방향을 역전시킴으로써 극소용돌이의 약화와 성층권 온난화를 유발할 수 있다고 알려져 있다(Saito et al. 2001; Cohen et al. 2007; Orsolini et al. 2016; Nakamura et al. 2015; 2016).

두 인자와 관련된 성층권과 대류권의 상호작용을 살펴보기 위해 E-P flux와 수평 평균한 수평 바람 합성장의 차이를 Figure 5.34에 제시하였다. 공통된 반응을 나타내는 인자의 상태를 강조하기 위해 해빙이 적을 때와 많을 때의 차이(ice_n - ice_p), 눈덮임이 유라시아 동쪽에 많을 때와 서쪽에 많을 때의 차이(snow_p - snow_n), 그리고 결합모드의 차이(SPIN - SNIP)를 나타내었다. 모든 패널에서 공통적으로 12월부터 1월 사이에 40-60°N 사이 약 300hPa 높이에서 E-P flux의 수렴이 강해져 수평 바람의 약화가 뚜렷하게 나타나고, 2월에는 성층권에서 수평 바람의 약화가 뚜렷하게 나타나는 것을 볼 수 있다. 이는 극 제트 및 극소용돌이의 약화, 극지방에서 고기압성 순환 및 음의 AO로 이어지며 유라시아에 저온 편차를 유발하게 된다. 또 해빙과 눈덮임의 영향이 중첩되어 결합모드에서 더 그 영향이 증폭됨을 알 수 있다.

해빙과 눈덮임은 서로 연관되어 있고, 그들의 상호작용이 각각을 따로 고려했을 때 나타나는 영향을 증폭시킬 수 있음이 선행연구를 통해 밝혀진 바 있다(Cohen et al. 2014b; Gaustineau et al. 2017). 이 연구에서도 두 예측인자의 결합모드에서 각각 예측인자들의 영향이 중첩되는 모습을 확인할 수 있어 선행연구의 일관성을 뒷받침한다.

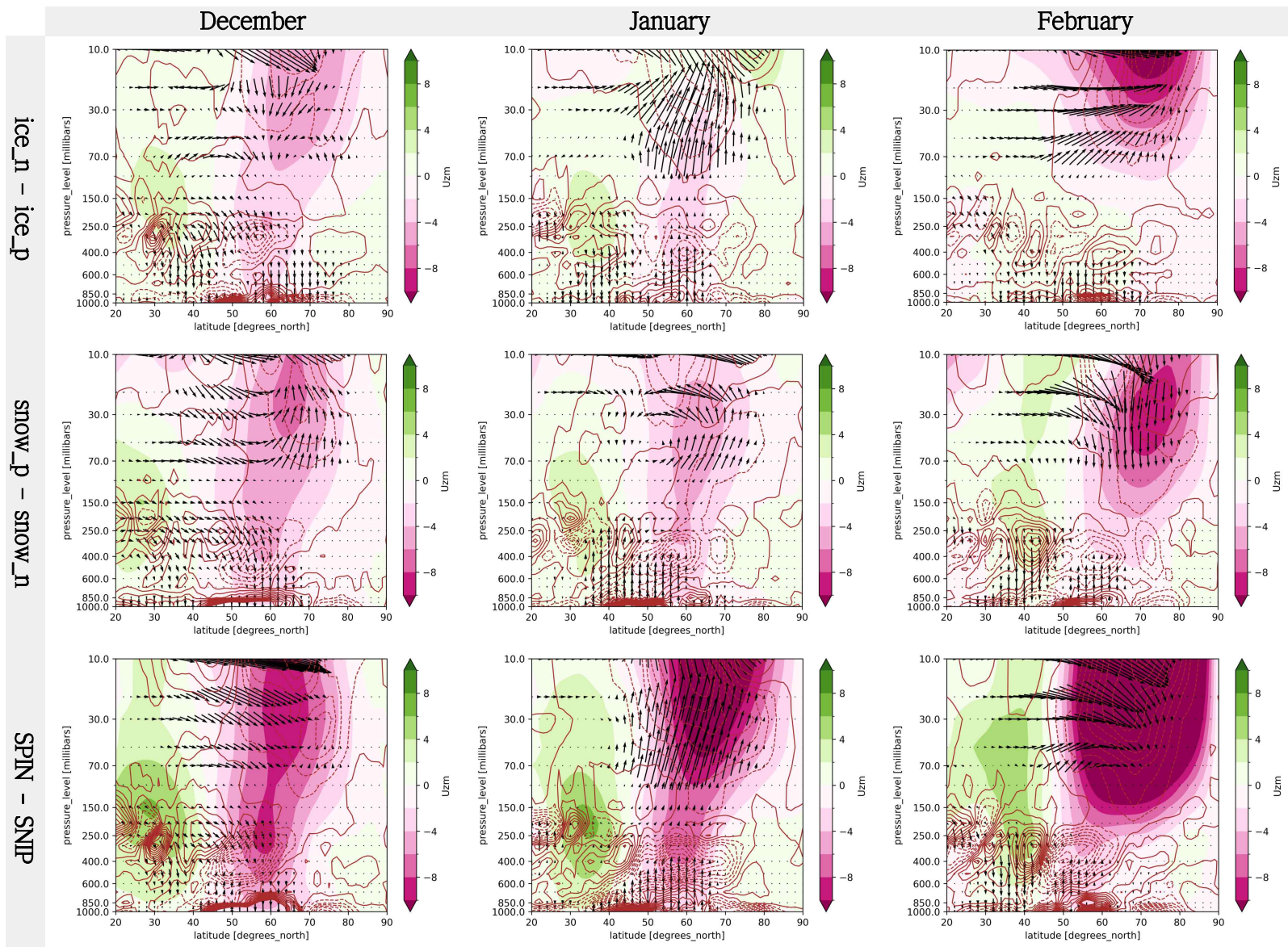


Figure 5.34 Latitude–pressure cross section of composite differences in E–P flux (vector), E–P flux divergence (contour), and zonally averaged zonal wind (shade) from ERA5.

5.2.3. GloSea6 모델에서 눈덮임과 해빙의 결합효과 모의 특성

다음으로 현업 계절 예측 모델에서도 재분석 자료에서 나타나는 특징들이 잘 모의 되고 있는지 살펴보았다. 예측인자 모드에 따른 모델의 예측 결과를 앞서 나타낸 그림들과 같은 방식으로 제시하였다.

Figure 5.35와 5.36은 GloSea6 모델의 단일 및 결합모드에 대한 12월 500hPa 지위고도와 2m 기온의 합성장이다. 10월 바렌츠-카라해 해빙이 많은 경우(ice_p) 모델은 12월 노르웨이해와 북유럽을 중심으로 양의 지위고도 편차를 유의하게 나타낸다(Figure 5.35b). 이때 기온의 합성장에서는 바렌츠-카라해 부근에 저온 편차를 뚜렷하게 모의하고 유라시아 대륙에서는 유의한 영향을 나타내지 않는다(Figures 5.36b). 11월 눈덮임이 유라시아 서쪽에 많은 경우(snow_n) 모델은 유라시아 동쪽으로 양의 지위고도 편차와 함께 하층에서 고온 편차를 유의하게 나타낸다(Figure 5.35-36c). SNIP 결합모드에서는 동북아와 유럽지역에 양의 지위고도 패턴을 유의하게 나타내고, 베링해를 중심으로 음의 지위고도 편차를 나타낸다(Figure 5.35a). 하층에서는 바렌츠-카라해와 카스피해, 러시아 극동지역에 저온 편차가 유의하게 모의 됨을 알 수 있다(Figure 5.36a).

10월 바렌츠-카라해 해빙이 적은 경우(ice_n) 모델에서는 동시베리아 지역을 중심으로 양의 지위고도 편차가 나타나고, 유럽과 북태평양에서 음의 지위고도 편차가 나타나지만 유의하지는 않다(Figure 5.35e). 하층에서는 바렌츠-카라해와 카스피해 부근에서 고온 편차가 나타나며 다른 지역에서는 영향 패턴이 유의하지 않음을 볼 수 있다(Figure 5.36e). 11월 눈덮임이 유라시아 동쪽에 많은 경우(snow_p) 모델에서는 500hPa 유라시아 전역에 걸쳐 음-양-음-양의 파동 전파 패턴이 나타나고, 하층에서는 흑해를 중심으로 고온 편차, 동시베리아 지역으로 저온 편차가 유의하게 나타난다(Figure 5.35-36d). 결합모드인 SPIN에서는 유라시아를 가로지르는 파동 전파 패턴과 함께 북태평양에서 음의 지위고도 편차가 나타나고, 동유럽과 바렌츠-카라해 북부에 고온 편차, 그리고 동시베리아에 저온 편차가 나타남을 볼 수 있다(Figure 5.35-36f).

1월에 대한 합성패턴을 Figure 5.37-38에 제시하였다. 10월 바렌츠-카라해 해빙이 많은 경우(ice_p) 모델은 바렌츠-카라해를 중심으로 양의 지위고도 편차와 몽골 부근에 음의 지위고도 편차를 나타낸다(Figure 5.37b). 기온의 합성장에서는 바렌츠-카라해의 유의한 저온 편차를 모의하지만, 그 밖의 지역에 대해서는 반응이 뚜렷하게 모의 되지 않는다(Figure 5.38b). 11월 눈덮임이 유라시아 대륙의 서쪽에 많은 경우(snow_p) 모델은 북극해에 음의 지위고도 편차, 유럽과 만주, 북태평양에 양의 지위고도 편차를 모의하고, 동북아 지역에 고온 편차를 유의하게 모의한다(Figure 5.37-38c).

10월 바렌츠-카라해 해빙이 적은 경우(ice_p) 1월의 모델 합성장에서는 우랄지역으로 음의 지위고도 편차와 아프리카 북부에 양의 지위고도 편차를 유의하게 나타낸다. 같은 지역에서 기온 편차도 유사하게 나타나는 것을 볼 수 있다. 또, 우리나라 부근으로 양의 지위고도 편차를 모의하기는 하지만 통계적으로 유의하지는 않으며, 기온에서도 뚜렷한 경향성이 보이지 않는다(Figure 5.37-38e). 11월 눈덮임이 유라시아 대륙의 동쪽에 많은 경우(snow_p) 1월의 모델 합성장에서는 유럽 북부와 우리나라 부근으로 음의 지위고도 편차가 유의하게 나타나고, 지중해 남부와 동부 지역에서 양의 지위고도 편차가 유의하게 나타나는 것을 볼 수 있고, 같은 지역에서

기온 편차도 유사한 패턴으로 나타난다(Figure 5.37-38d). SNIP 결합모드에서 모델은 대서양에 -(N)AO 패턴과 함께 아프리카 북부에 양의 지위고도 편차, 동시베리아 북부에서 남쪽으로 우리나라를 지나 북태평양까지 음의 지위고도 편차, 동시베리아해와 척치해에 양의 지위고도 편차를 나타낸다. 기온의 합성장에서는 바렌츠-카라해와 지중해, 카스피해에 고온 편차, 시베리아 북부와 동북아 지역으로 저온 편차를 모의하는 것을 볼 수 있다(Figure 5.37-38f).

마지막으로 모델의 2월 합성장을 Figure 5.39-40에 제시하였다. 모델의 2월 지위고도 합성장에서는 해빙에 의한 영향은 뚜렷하게 나타나지 않았다. 베링해 부근으로 해빙이 많을 때(ice_p) 양의 지위고도 편차, 해빙이 적을 때(ice_n) 음의 지위고도 편차만이 통계적으로 유의한 것으로 나타났다(Figure 5.39b, e). 2m 기온 합성장에서도 모델은 베링해 부근 기온편차를 유의하게 나타냈고, 대부분의 유라시아 지역에 해빙이 많을 때(ice_p)는 고온 편차, 해빙이 적을 때(ice_n)는 저온 편차를 모의하였다(Figure 5.40b, e). 눈덮임의 영향은 해빙보다 비교적 뚜렷하게 나타나는 것을 볼 수 있는데, 눈덮임이 유라시아 대륙의 동쪽에 많은 경우(snow_p) 북유럽지역에 양의 지위고도 편차, 동북아 지역에 음의 지위고도 편차가 나타났고, 그 반대의 경우(snow_n) 반대되는 패턴이 나타남을 볼 수 있다(Figures 5.39c, d). 기온의 합성장도 이와 유사하게 눈덮임이 유라시아 대륙의 동쪽에 많은 경우(snow_p) 중위도 유라시아에 저온 편차가, 그 반대의 경우 고온 편차가 나타남을 볼 수 있다(Figure 5.40c, d). SNIP 결합모드에서는 고위도 지역에 강한 음의 지위고도 편차, 동북아와 북태평양, 유럽에 양의 지위고도 편차를 모의하고, 유라시아 대륙 대부분 지역에서 고온 편차를 지배적으로 모의한다 (Figures 5.39-40a). 반대되는 결합모드인 SPIN에서는 그 반대되는 패턴이 뚜렷하게 나타나고, 바렌츠-카라해 고온 편차를 강하게 모의하는 특징이 있다(Figure 5.39-40f).

모델 합성장을 재분석과 비교해 봤을 때, 모델은 해빙에 의한 대기순환장의 지연반응 패턴을 잘 모의하지 못하는 특징이 있었다. 재분석 자료와 비교해 모델은 바렌츠-카라해에서 해빙에 의한 12월 2m 기온편차를 과대 모의하는 경향이 있고, 대서양에서 지위고도 패턴이 재분석과 반대로 나타나거나, center-of-act를 찾아내지 못하기도 했다(Figure 5.28-33b, e와 5.35-40b, e 비교). 반면에, 눈덮임에 대한 반응은 모델이 재분석과 비교적 비슷하게 모의하는 모습을 볼 수 있었다(Figure 5.28-33c, d와 5.35-40c, d 비교).

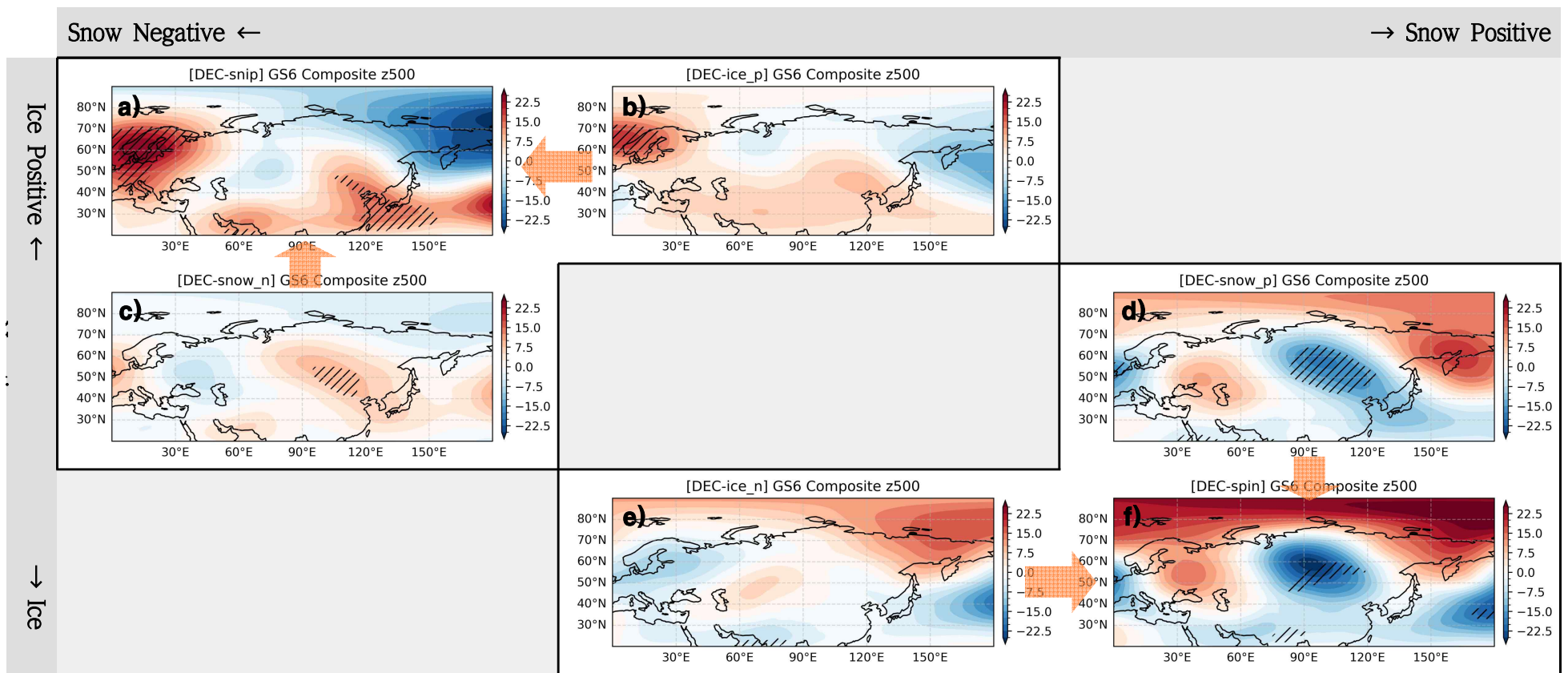


Figure 5.35 December composite patterns of 500 hPa geopotential height anomalies for six cases from GloSea6 arranged in a 3x3 grid. Each panel represents the anomaly pattern for a specific case, highlighting the spatial variability across the cases.

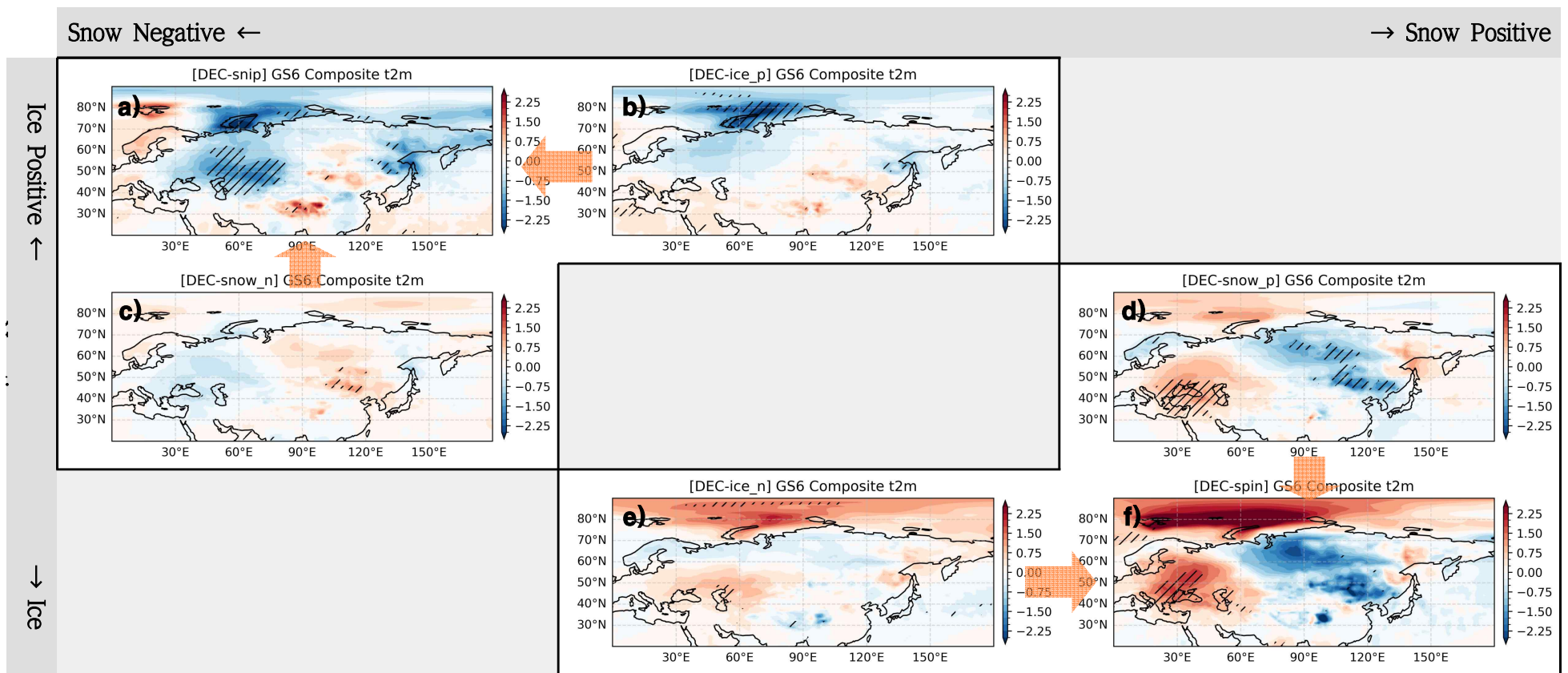


Figure 5.36 December composite patterns of 2 m temperature anomalies for six cases from GloSea6 arranged in a 3x3 grid. Each panel represents the anomaly pattern for a specific case, highlighting the spatial variability across the cases.

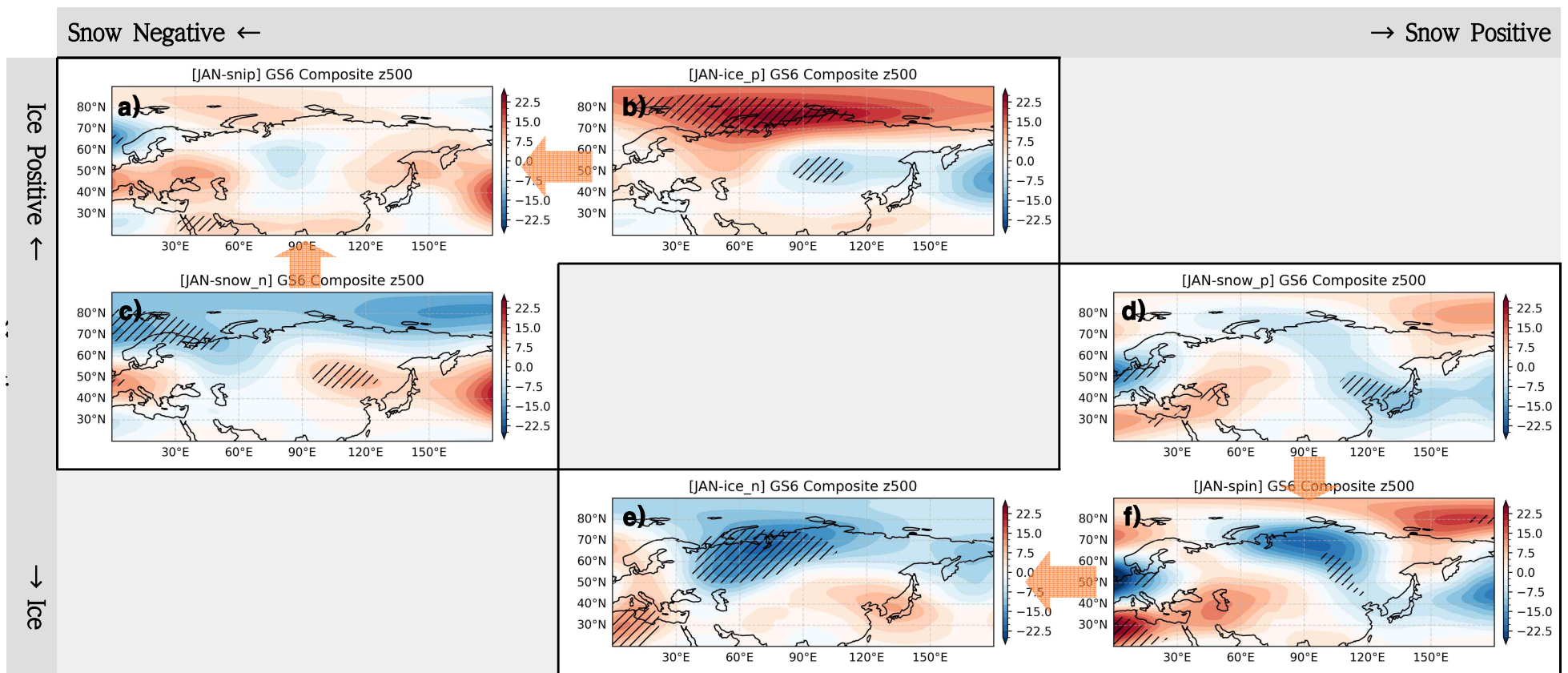


Figure 5.37 Same as in Figure 5.35, but for January.

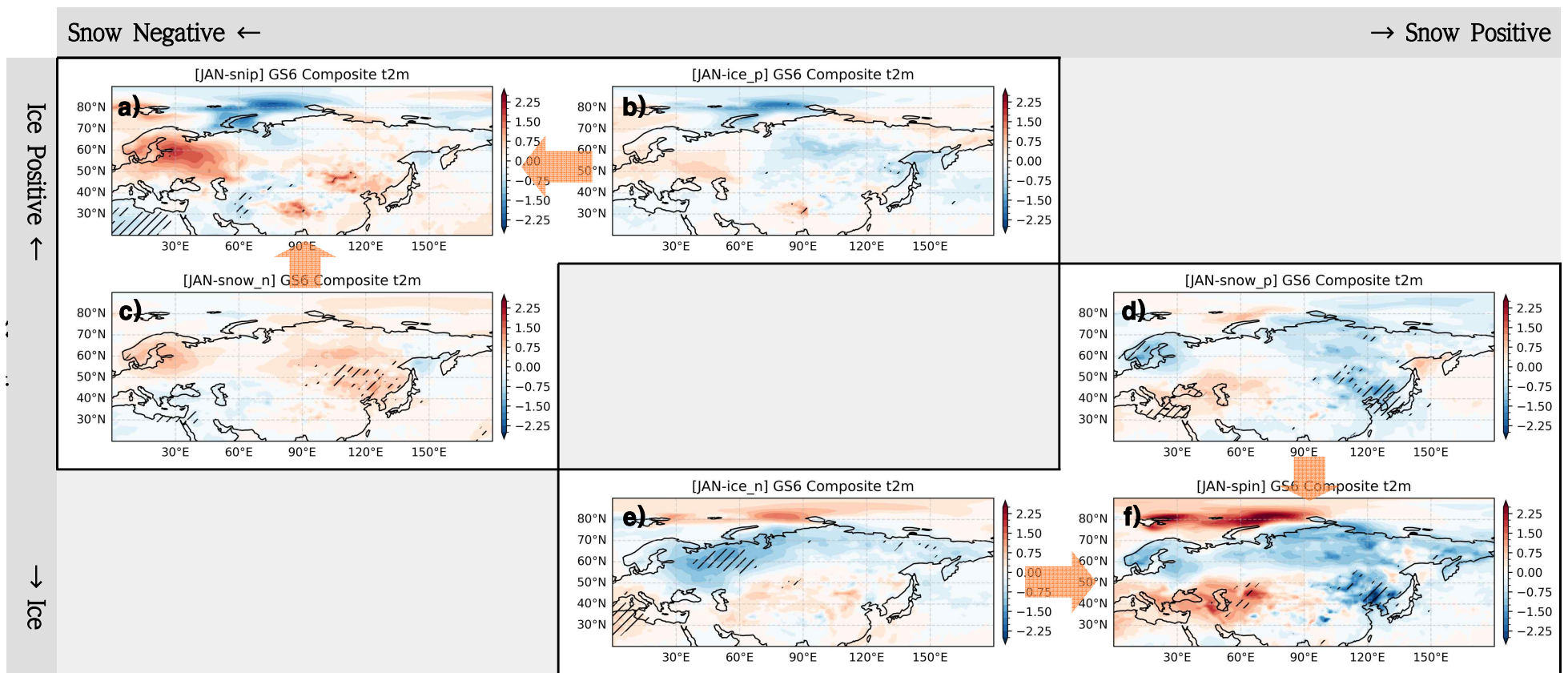


Figure 5.38 Same as in Figure 5.36, but for January.

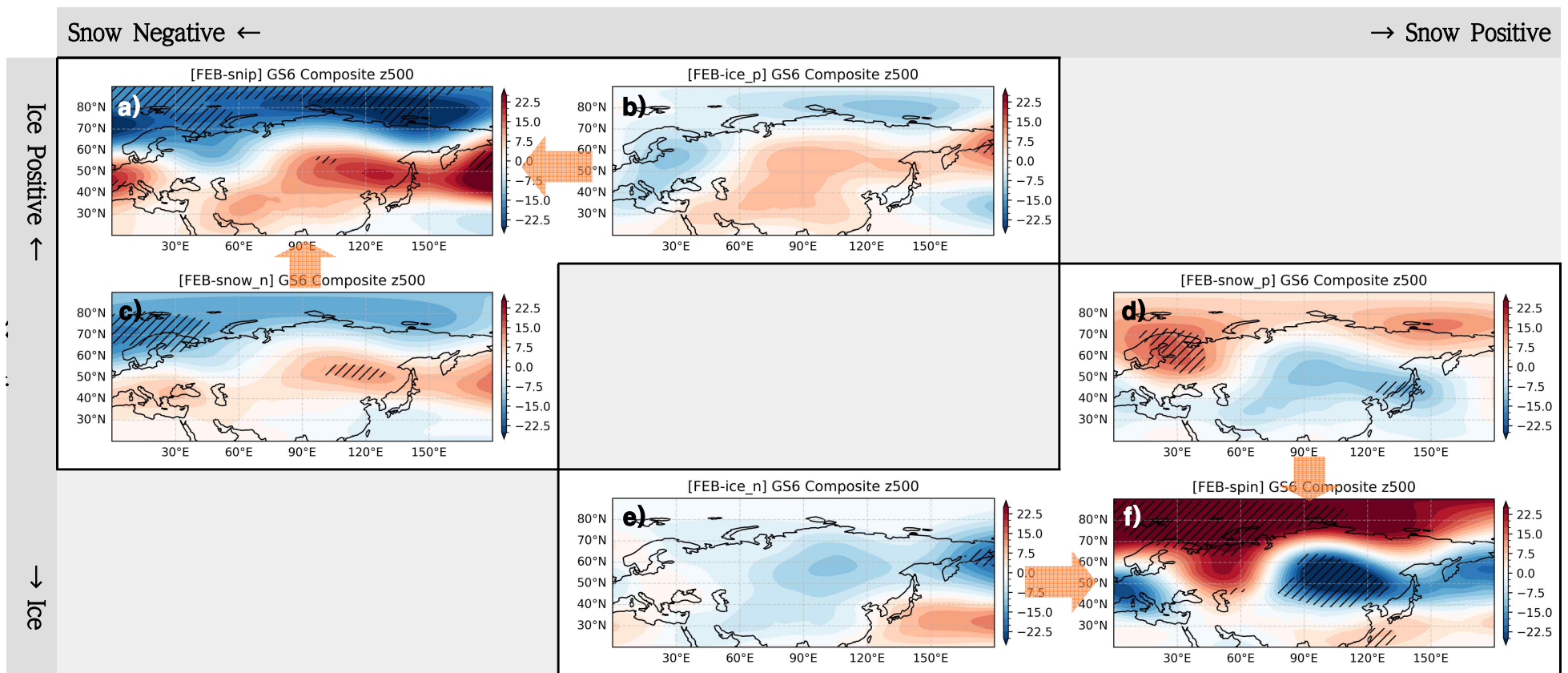


Figure 5.39 Same as in Figure 5.35, but for February

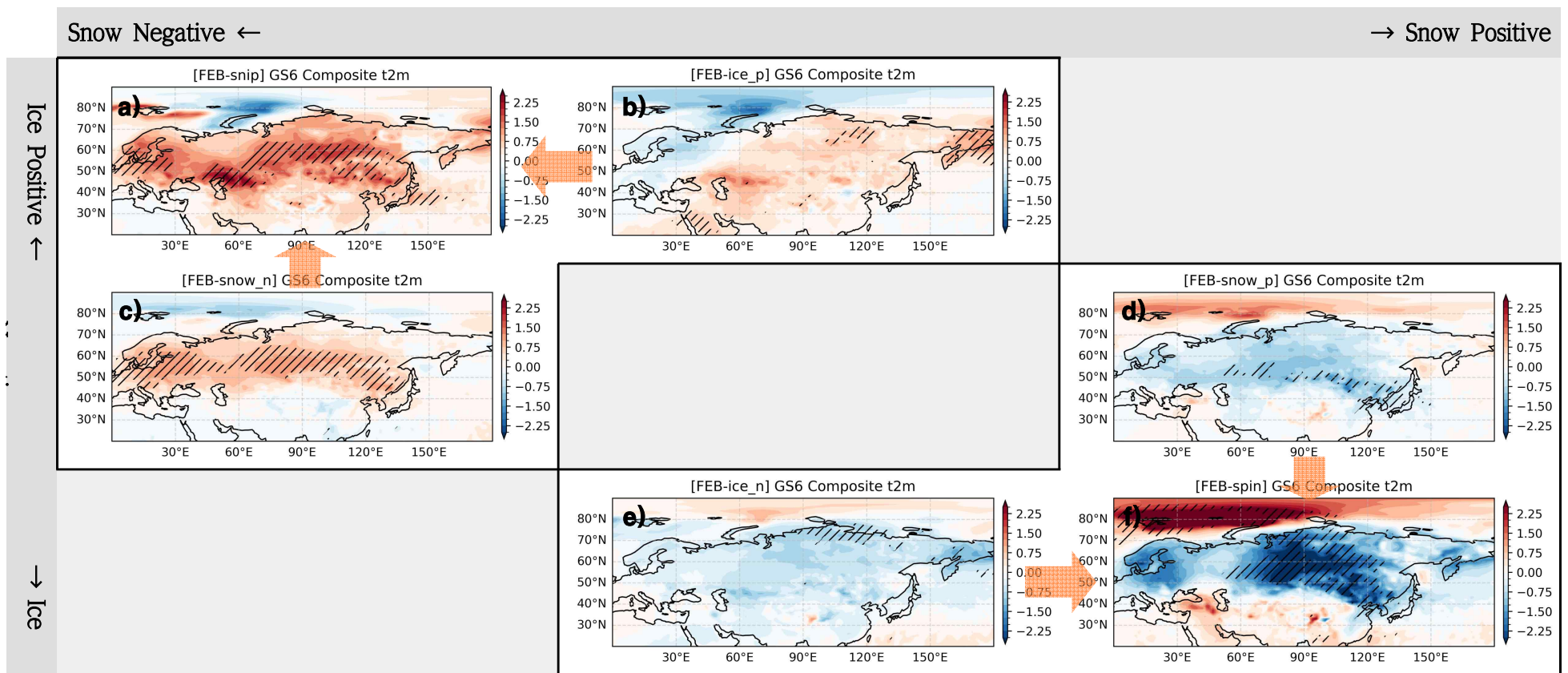


Figure 3.1. Figure 5.40 Same as in Figure 5.36, but for February.

Figure 5.41에 모델의 E-P flux와 수평 평균한 수평 바람 합성장의 차이를 제시하였다. 12월 합성장의 차이에서는 대류권부터 성층권까지 수평 바람의 약화가 잘 모의 되는 것으로 보인다. 반면 1월 합성장 차이를 나타낸 그림에서는 해빙이 많을 때 수평 바람이 더 강하게 나타나는 것으로 모의 되었고(Figure 5.41b), SPIN에서도 같은 패턴이 나타난다(Figure 5.41h). 2월 합성장의 차이에서는 해빙이 적을 때(Figure 5.2.18c)와 SPIN 결합모드(Figure 5.41i)에서 성층권의 수평 바람 약화가 잘 나타나지만 눈덮임과 관련한 패턴의 차이에서는 뚜렷하지 않다(Figure 5.41f).

모델에서 나타나는 모드별 합성패턴의 차이를 재분석 자료의 결과와 비교해 보면, 모델은 해빙과 관련된 패턴에서 E-P flux의 수렴이 뚜렷하게 나타나지 않으며, 특히 1월에는 성층권에서 오히려 해빙이 많을 때 수평 바람이 약화하여 재분석 결과와 반대되는 패턴이 나타남을 알 수 있다(Figure 5.41과 5.34을 비교). 이로 인해 결합모드의 차이에서도 성층권 수평 바람 패턴이 재분석 결과와 반대로 나타난다(Figure 5.41h). 눈덮임과 관련한 패턴에서는 2월 성층권 수평 바람 패턴이 관측과 다소 차이가 있었다(Figure 5.41f). 그 밖에 다른 패턴에서 모델은 재분석과 비교해 강도는 약하지만 비슷한 패턴을 모의할 수 있음을 알 수 있다.

Figure 5.35~40의 공간영역에 대한 모델의 예측 성능을 평가하여 Figure 5.42에 제시하였다. 앞서 설명한 바와 같이 눈덮임 모드 보다 해빙 모드에 대한 대기순환장 공간 패턴 예측 성능이 상대적으로 낮은 것을 알 수 있다. 특히 10월 해빙이 많을 때(ice_p) 나타나는 자연 대기순환장 패턴에 대해 대체로 예측 성능이 낮으므로 SNIP 결합모드일 때는 예측 성능이 단일 모드 예측 성능의 각각의 중간 수준이거나 더 낮고, SPIN 결합모드일 때는 예측 성능이 단일 모드 예측 성능보다 높았다. 그림으로 제시하지는 않았지만, SPIN 결합모드의 예측 성능은 모델의 월별 평균 예측 성능보다 높았고, SNIP일 때에는 높거나 낮은 경우가 모두 나타났다. 또한 리드타임에 따라 예측 성능의 변화를 살펴보았을 때, SPIN 결합모드는 lead-2에서도 예측 성능이 유의하게 나타났지만, SNIP 결합모드는 lead-2에서는 예측성이 현저히 낮아짐을 알 수 있었다.

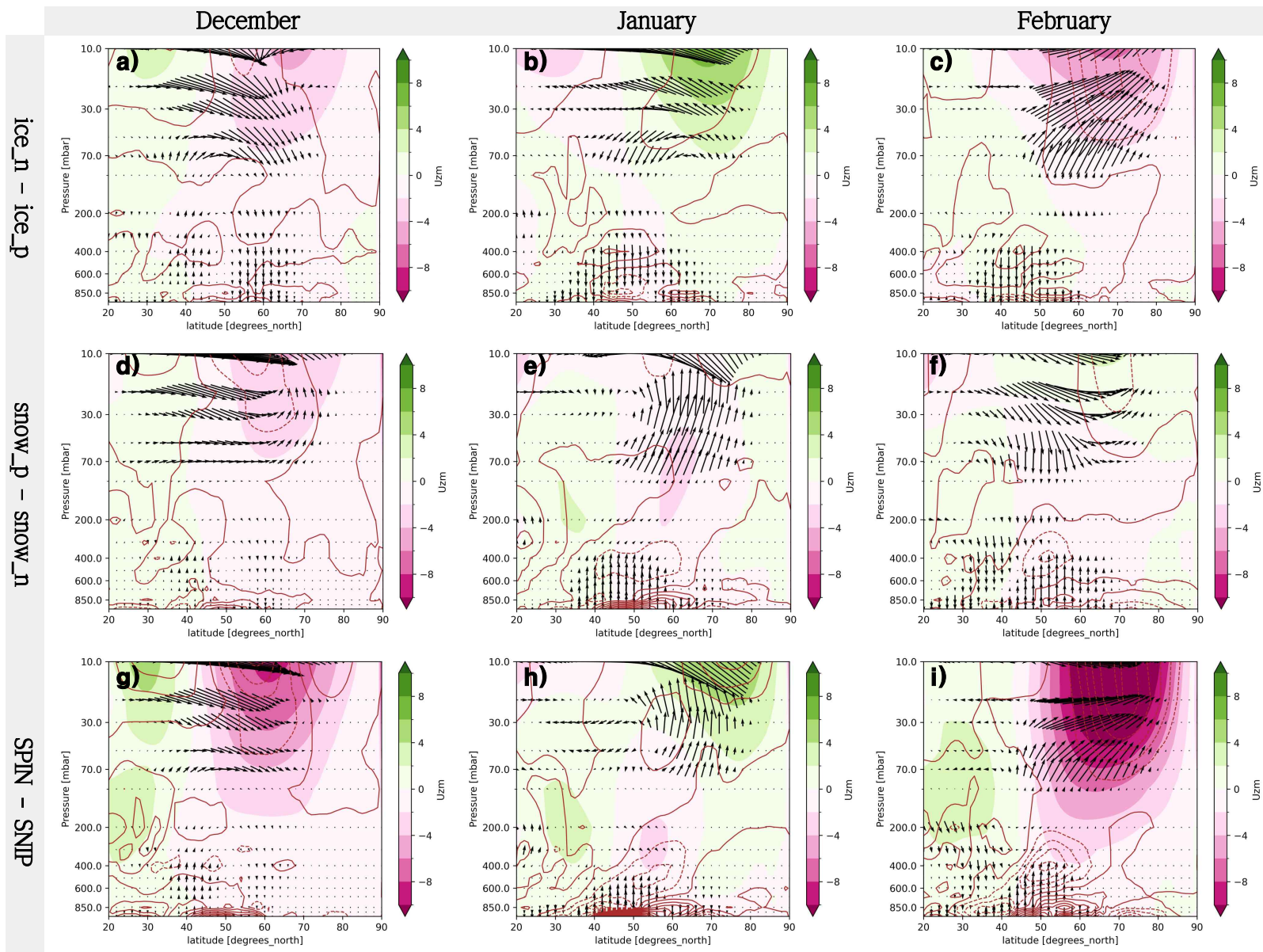


Figure 5.41 Latitude-pressure cross section of composite differences in E-P flux (vector), E-P flux divergence (contour), and zonally averaged zonal wind (shade) from G2Se6.

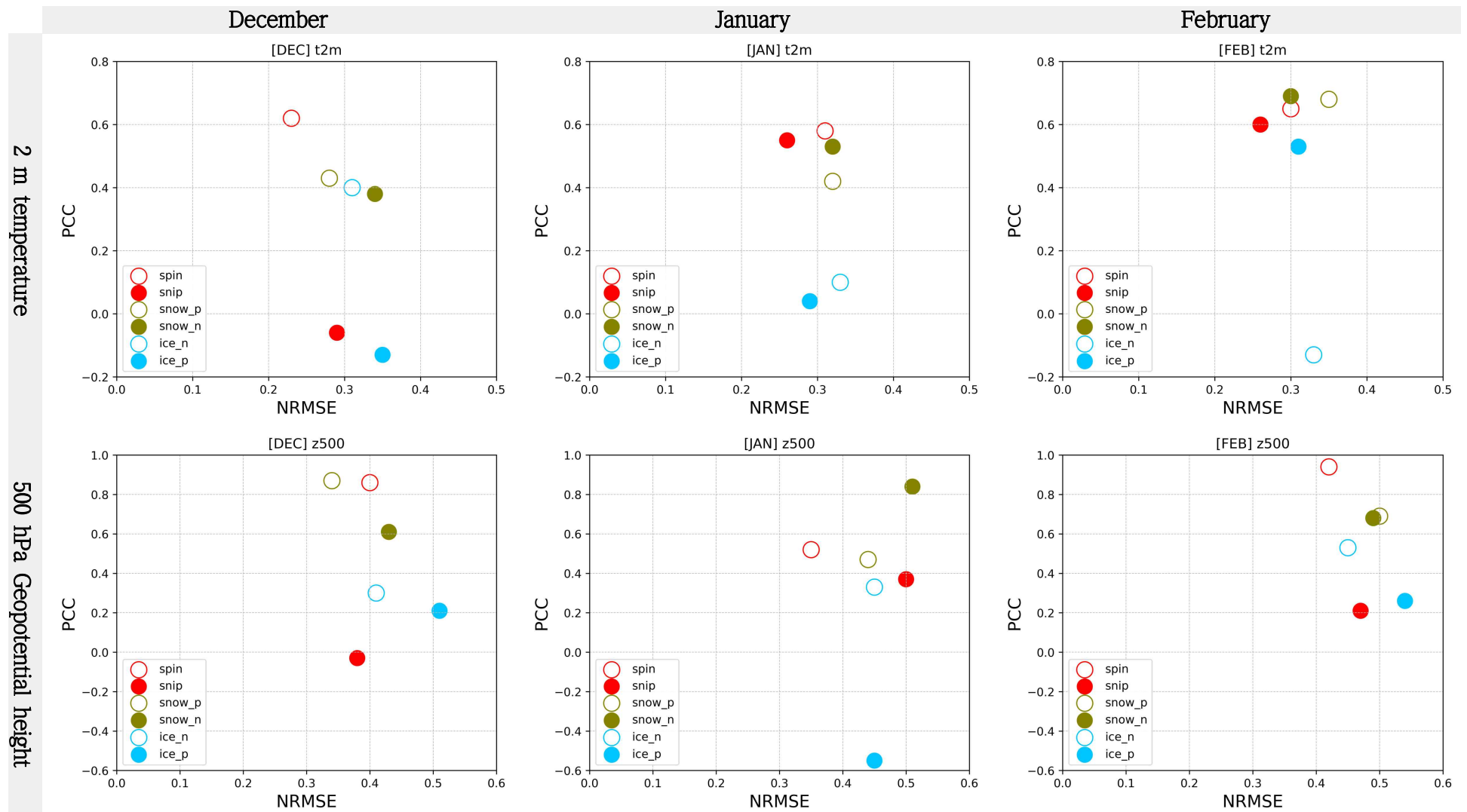


Figure 5.42 Scatter plot of pattern correlation and NRMSE for each composite cases. The first row is for 2 m temperature by month, and the second row is for 500 hPa geopotential height by month.

6. 겨울철 우리나라 기온 장기예보를 위한 관측감시인자 활용 방안

우리나라 장기예보의 예측성을 높이기 위해 모델에서 생산된 예측정보와 함께 우리나라에 영향을 미치는 기후감시요소 현황과 추이를 반영한 전망 정보를 생산하고자 하였다. 이를 위해 다양한 기후분석 결과와 감시 예측인자가 개발되어 활용하고 있으나, 인자들 간의 관련성이나 우선순위 등에 관한 정보가 부족해 현업 장기예보시 예보자의 주관적인 판단 하에 선택적으로 정보를 해석할 여지가 있다. 따라서 우리나라 장기예보를 개선하기 위해서 관측기반의 감시인자 정보를 선별하는 한편, 감시인자에 대한 모델 예측 특성을 함께 반영하여 장기예보 실무에 기여하고자 하였다.

특히 겨울철 예측을 위한 감시·예측 통합 정보 및 활용 가이드라인을 마련하기 위해 관측감시요소(Figure 6.1) 각각에 대한 모델 재현성을 고려하여, 관측 감시인자에 따른 시그널을 예측에 반영할지 결정하였다. 즉, 각 감시인자에 대한 모델 재현성이 높다면, 관측 감시인자의 중요도가 낮은 것으로, 반면, 모델 재현성이 낮다면 관측 감시인자의 중요도가 높다. 이를 통해 Figure 6.2와 같이 겨울철 월별 기온 예측에 있을 위한 감시·예측 통합 정보 및 활용 가이드라인을 제시하였다. 이를 통해 우리나라 겨울철 기온에 영향을 미치는 관측정보(열대해양, 북태평양, 유라시아 대륙 및 북극)에 대한 모델 재현성을 종합적으로 고려하여, 관측정보에 따른 시그널을 우리나라 예측에 반영할지 객관적으로 결정하였으며, 궁극적으로는 확신을 더한 계절예보가 가능하도록 하였다.

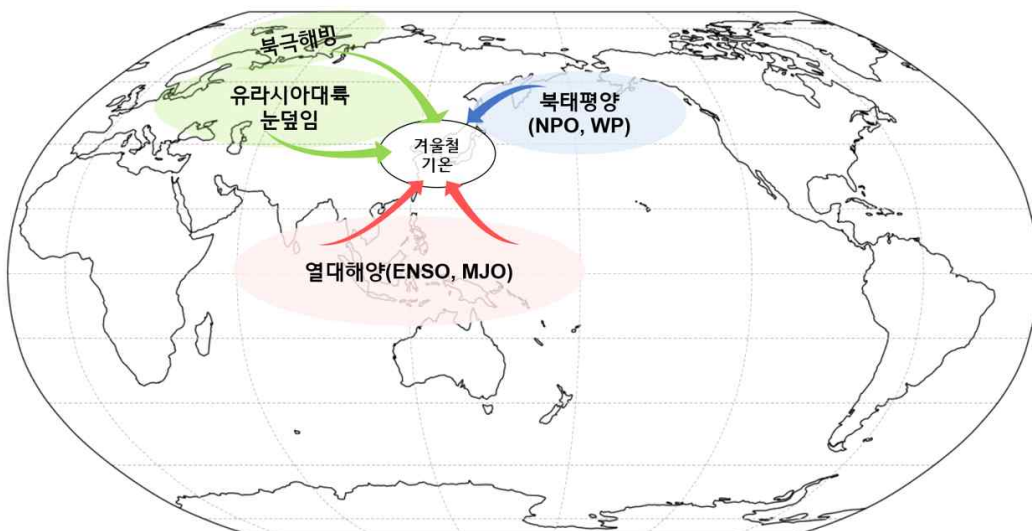


Figure 6.1. Various monitoring factors considered in the guideline for temperature forecast in boreal winter.

겨울철 예측을 위한 감시-예측 통합 정보 및 활용 가이드라인

(관측감시요소에 대한) 모델 재현성을 고려하여, 관측 감시인자에 따른 시그널을 예측에 반영할지 결정

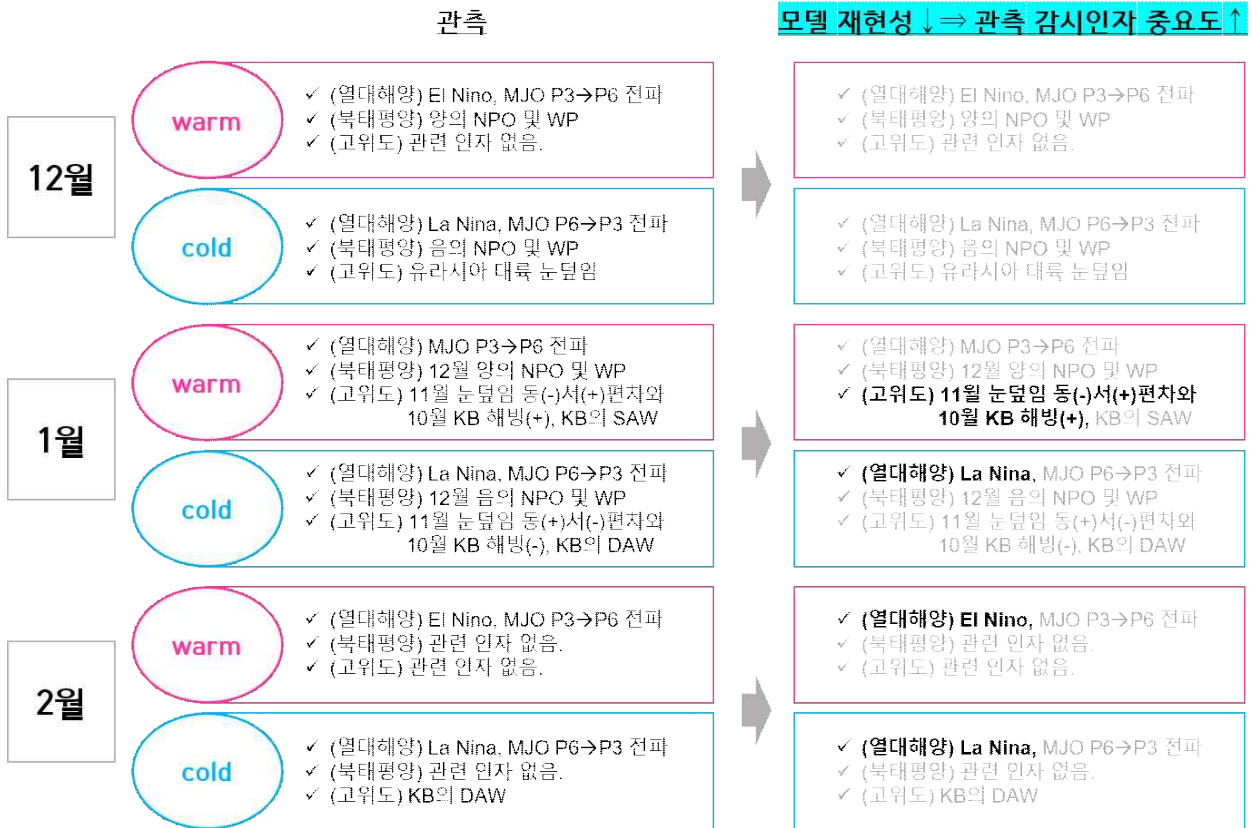


Figure 6.2. Guideline for monthly temperature forecast in boreal winter considering various monitoring factors and its model predictability.

7. 국내 장기예보 전망 생산 지원

7.1. APCC 3개월 전망 생산

APCC는 기상청 장기예보 생산에 필요한 기후분석 및 예측자료를 기상청에 매월 정기적으로 제공하고 있으며, 협업 체계는 2024년에도 지속적으로 유지하고 있다. APCC에서는 내부 예보토의를 통해 APCC MME의 ENSO 예측 정보와 전지구 순환장, 기온 및 강수 예측 정보와 관측 감시 인자의 기후분석 정보 등 모델과 관측의 다양한 정보를 종합해 우리나라 기온과 강수에 대한 3개월 월별 예측 결과를 생산한다. 이렇게 생산된 예측 결과를 매월 진행되는 기상청 3개월 전망 토의와 분기별 개최되는 기후예측전문가 회의에서 공유하고 의견을 제시해 국내 3개월 전망 생산에 기여하고 있다.

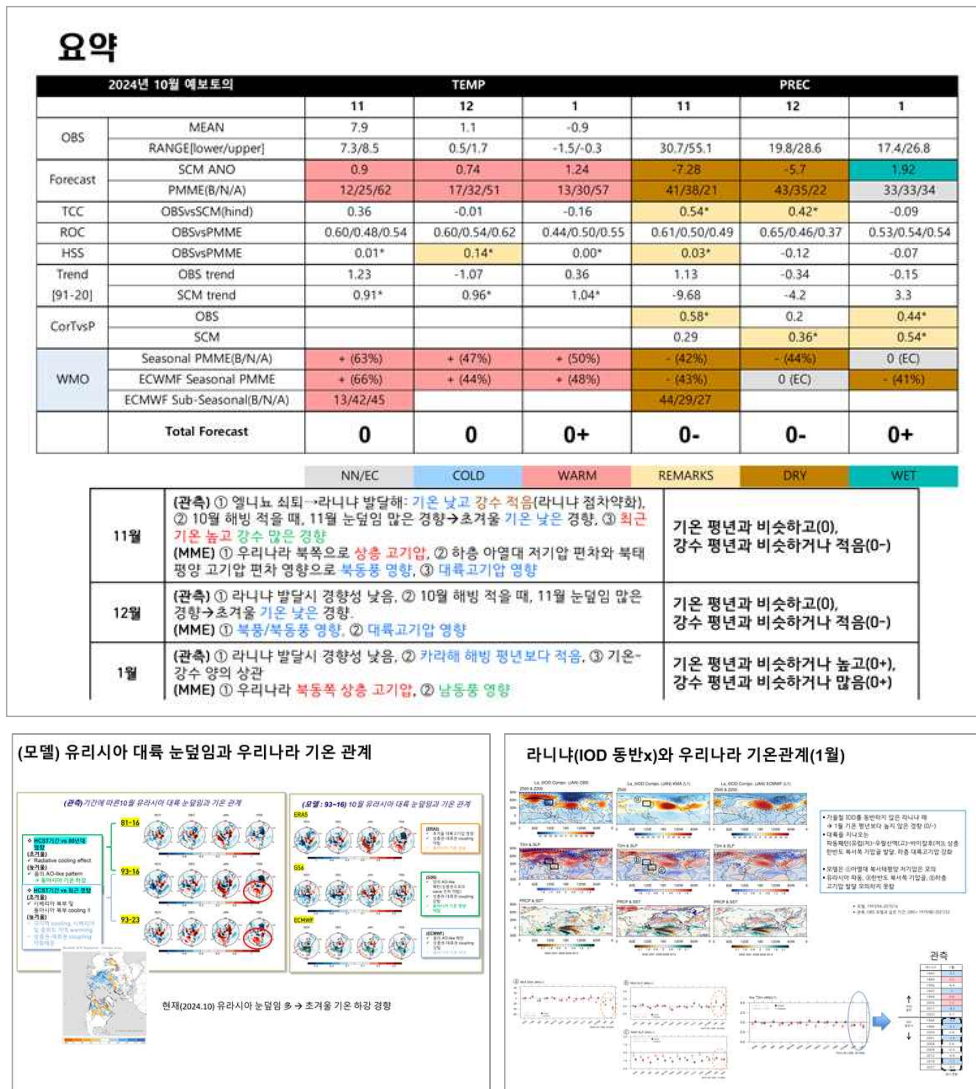


Figure 7.1 Sample of APCC 3-month forecast contents for KMA. (upper) Summary and (lower) information from monitoring factors and seasonal forecast model.

7.2. APCC 1개월 예측시스템 운영 및 개선

기상청은 매주 목요일 1개월 전망에 대한 기후예측 통보문을 생산한다. APCC는 기상청 1개월 전망 생산에 필요한 계절내 예측 자료를 정기적으로 생산하여 제공한다. 1개월 전망 생산 지원을 위해 2017년 8월부터 실시간 계절내 예측 시스템을 매주 운영하고 있으며, 가장 최신의 정보 생산을 위한 안정적 운영을 최우선으로 노력하고 있다.

매주 금요일과 일요일에 계절내 예측모델의 실시간예측(forecast) 자료를 수신하고, 과거기 후재현(hindcast) 자료의 경우 자료가 업로드되는 시점에 맞춰 수시로 수신하고 있다. 이와 더불어 매일 사후분석을 통한 예측 결과 검증을 위한 관측자료를 수신하고, 매주 화요일에 가장 최신의 ECMWF 모델 자료를 수신하고 있다. 자료 수신 종료 후 MME 예측 및 검증을 차례대로 수행하고 결과들을 정리하여 하나의 PPT 파일로 만들어 기상청 기후예측과에 제공하고 있다. 현재 APCC 1개월 전망에 참여하고 있는 모델은 ECMWF(ECMWF), Exeter(UKMO), Montreal(ECCC), Seoul(KMA), Washington(NCEP/CPC)로 총 5개이며 자세한 내용은 김가은 등(2023)에 서술되어 있다. 참고로, Exeter 모델의 경우 MSLP 변수가 제외되고 Washington 모델은 5주 예측까지, Montreal 모델은 4주 예측까지 MME에 참여 중이다. Exeter 및 Seoul 모델은 토요일부터 금요일까지 7일간 예측된 자료를 모두 활용 중이며 WMO 예측자료 중 Beijing, Tokyo, Melbourne 모델 자료는 생산을 중단하였다.

현재 1개월 전망을 위해 생산 및 제공되는 정보들은 Figure 7.2에서 확인 할 수 있다. 개별 모델 및 MME에 대한 지난주 500hPa 지위고도 편차장 사후분석 결과, 기온 및 강수량 확률예보에 대한 +3주 예측 검증 결과, +3주부터 +6주까지 500hPa 지위고도 및 해면기압/850hPa 바람 예측 결과, 목요일/월요일 초기장 기반 ECMWF 모델의 200hPa/500hPa 지위고도 및 MSLP/850hPa 바람 예측 결과, 북극진동(AO) 지수 예측 및 검증 결과, 여름철 계절내 진동(BSISO) 및 티벳/북태평양고기압 예측 결과, 개별모델 및 PMME 기온/강수량 확률 예측 결과 등 다양한 감시/예측/검증 결과들을 제공한다.

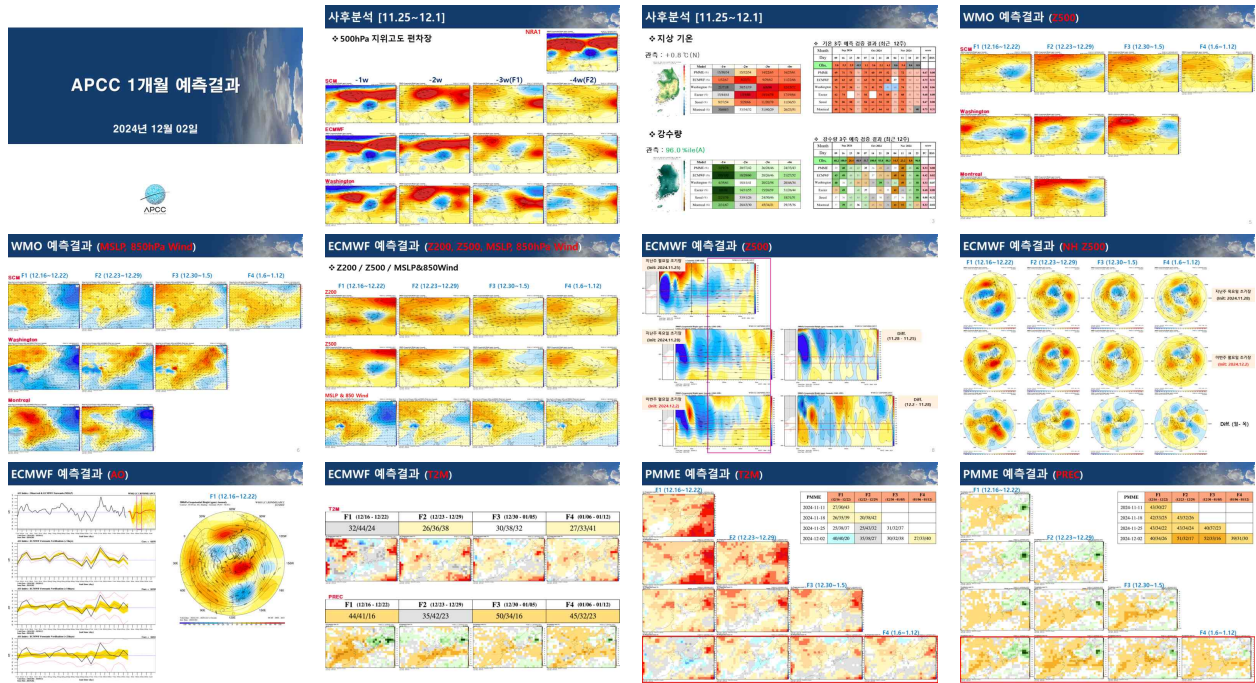


Figure 7.2 Sample of APCC 1-month forecast content.

또한, 매주 ECMWF 모델 월요일 초기장 예측자료를 활용하여 딥러닝 기반 1개월 기온 확률 예측을 수행하고 +3주 및 +4주에 대한 예측 결과(Figure 7.3)를 기상청 자료 저장 서버로 전송한다. 매주 화요일 오후에 기상청 기후예측-분석 통합시스템 홈페이지에서 확인할 수 있다.

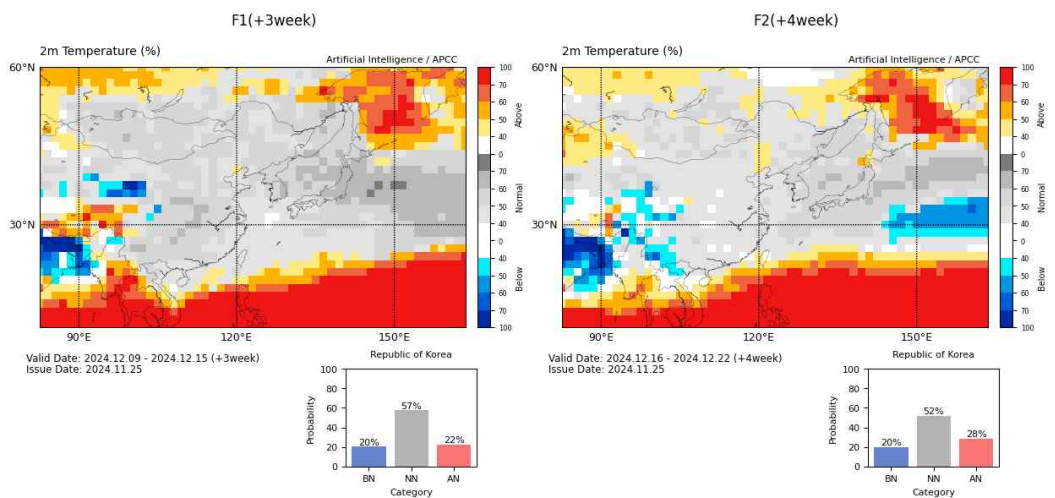


Figure 7.3 Sample of deep learning-based 1-month temperature probabilistic forecast.

또한, APCC 3개월 전망 생산 지원을 위해 계절내 예측 자료 중 예측성이 우수한 ECMWF 모델 결과를 활용하여 매월 월평균 대기 순환 패턴과 기온 및 강수량 확률 예측 결과를 생산하고 제공해 주고 있다 (Figure 7.4). APCC 3개월 전망 내부토의 스케줄에 맞춰 가장 가까운 최신의 예측 결과를 토대로 다음 달 1일부터 예측 마지막 일까지 평균한 결과를 표출한다. 기온 및 강수량 확률 예측의 경우 한반도 영역에 해당하는 5개 격자점을 평균하여 산출한다. 계절내 예측자료는 계절 예측자료보다 훨씬 최신의 초기조건 영향이 반영된 결과로써 3개월 전망의 중요한 참고자료 중 하나로 활용되고 있다.

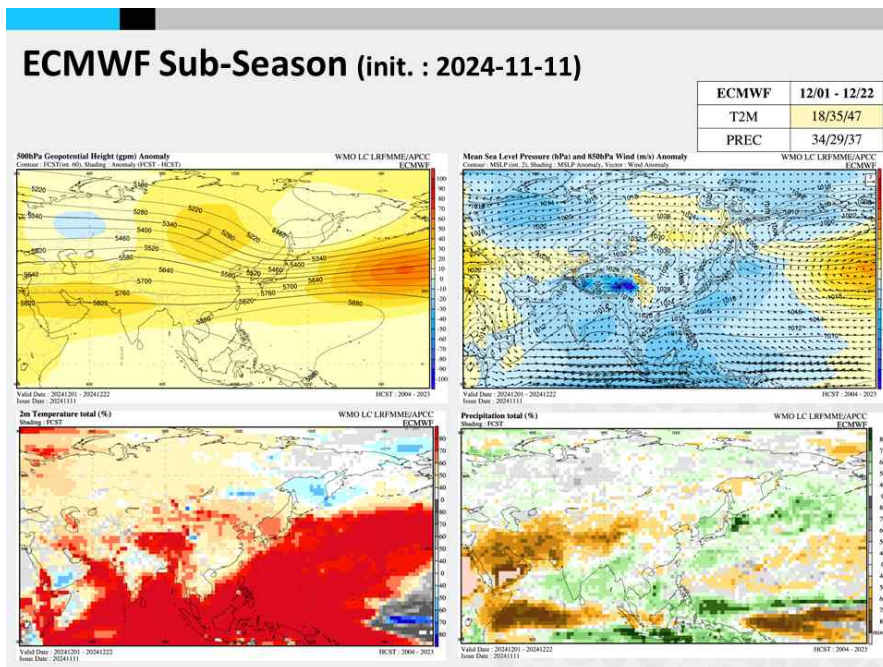


Figure 7.4 Example of Sub-seasonal Prediction Results for the APCC 3-month forecast.

관측 및 모델 예측자료 수신과 관련된 문제들은 다양한 이유로 상시 발생하며 매주 정해진 현업 예보 스케줄에 맞추어 계절내 정보를 생산하기 위해서는 즉각적인 대응이 필요하다.

ECMWF 모델의 월요일 초기장 예측자료가 누락되는 경우 그 전 일요일 초기장 예측자료로 대체하고자 하였으며 먼저 초기장 날짜에 따른 예측 성능을 살펴보았다. Figure 7.5 및 Figure 7.6은 월요일 또는 일요일 초기장 예측 결과에 따른 주별 동아시아 지역 Anomaly Correlation Coefficient(ACC) 및 남한 지역 Heidke Skill Score(HSS) 검증 결과를 보여준다. 대기 순환 편차 패턴의 정확도를 분석하기 위해서 사용된 ACC는 모델 예측값과 관측값의 anomaly 간의 상관성을 평가하는 지표로써 1에 가까울수록 관측과 일치도가 높다. 또한, 범주형 예보의 성능을 평가하기 위해 HSS를 결과를 제시하였으며 1은 완벽한 예측, 0은 무작위 예측과 동일한 성능, 음수는 무작위 예측보다 성능이 낮은 수준을 의미한다. 2023년 7월 3일부터 2023년 12월 4일까지 총 23개의 ECMWF Forecast 자료를 토대로 분석한 결과이다. 일요일 초기장 예

측 결과의 경우 파란색으로, 월요일 초기장 예측 결과는 붉은색으로 구분하였다.

초기장에 따른 3-4주차 해면기압, 500hPa 지위고도, 기온, 강수 모두 ACC 차이가 근소하게 나타나며, 기온의 경우 3주차(4주차) 월요일(일요일) 초기장 예측에 대한 HSS 값이 더 높게 나타난다. 강수량은 3-4주차 월요일 초기장 예측에 대한 HSS가 더 높음을 확인할 수 있다. 향후 샘플 수를 추가로 확보하여 검증 결과의 신뢰도와 타당성을 높이는 연구가 필요할 것으로 판단된다.

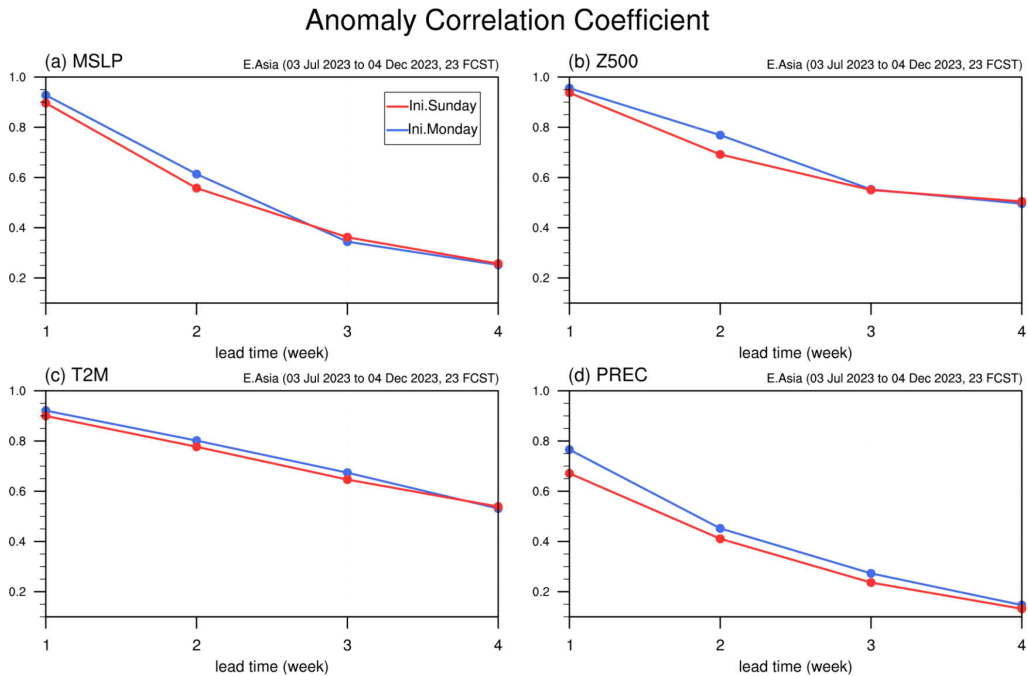


Figure 7.5 Weekly mean ACC over East Asia for (a) sea level pressure, (b) 500-hPa geopotential height, (c) temperature, and (d) precipitation. The red (blue) color represents the forecast initialized on Monday (Sunday).

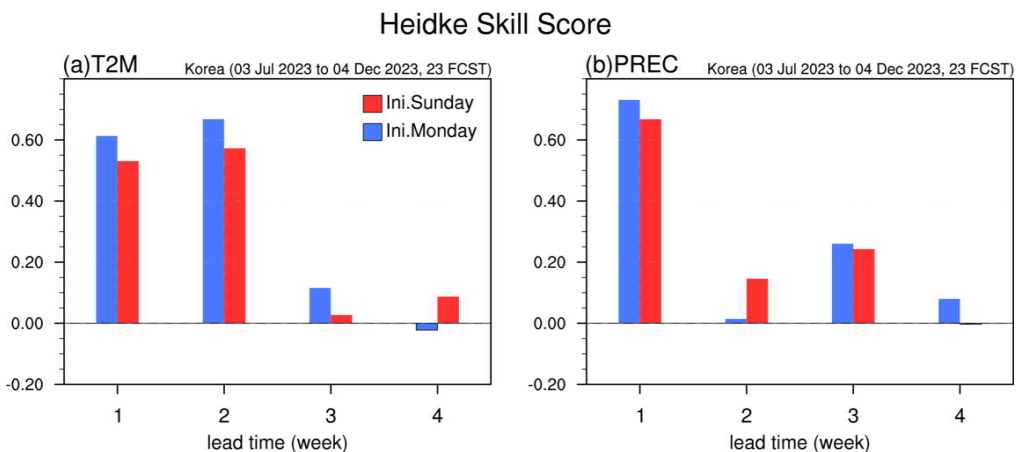


Figure 7.6 Weekly mean HSS over South Korea for (a) temperature and (b) precipitation. The red (blue) color represents the forecast initialized on Monday (Sunday).

2021년부터 매년 5월~10월 여름철 열대 계절내 진동(BSISO) 감시 및 예측 정보를 기후분석과에서 자체 생산 및 제공하고 있다. 기존에 활용하고 있는 NOAA OLR 재분석 자료의 제공이 중단됨에 따라 NOAA/CPC Blended 자료로 대체하였고, 기존 1981년부터 2010년까지의 기후값을 신평년 기후값인 1991년부터 2020년으로 변경하였다. 변경 후 상향장파복사 및 하층 바람에 대한 EOF 4개 모드의 공간 패턴과 강도를 비교해 본 결과, BSISO 대류 및 관련 대기순환을 잘 재현하고 있음을 확인하였다(Not Shown). 올해부터 ECMWF 모델 예측 BSISO 영향 편차장의 경우, APCC 예측운영과에서 가장 최신의 정보 제공이 가능해짐에 따라 공식적으로 생산되고 홈페이지에 게시되고 있는 BSISO 정보를 1개월 전망에 활용하고자 하였다.

7.3. WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 운영

WMO 장기예보 선도센터는 2014년부터 계절내 예측을 위한 파일럿 시스템을 구축하여 시범 운영을 해오고 있다. 2014년 계절내 예측 콘텐츠 발굴 및 사전 조사를 시작으로, 2015년 ECMWF, JMA, NCEP 3개 GPC(Global Producing Centre) 모델로 시범 운영을 진행했다. 2016년에는 MME(Multi-Model Ensemble)와 개별 모델 예측 결과를 병행 표출하며 정보를 확장했고, WMO 현업장기예보 전문가팀(the meeting of WMO Joint Commission for Basic Systems (CBS)-Commission for Climatology (CCI) ET-OPSLs)의 TT3 회의 결과에 따라 5개 GPC의 참여가 확정되며 예측 변수가 추가되었다. 2017년 Hindcast 기간 연장, 활용 가이드 개선, 기후값 계산 방법 수정 등을 수행했다. 2018년 GPC Seoul 자료를 MME 예측에 포함하고 자료 수신 속도를 개선했다. 2019년에는 신규 서버로 시스템을 이전했으며, 2020년부터 Hindcast 공통기간 변경 대응 및 2021-2022년 참여모델 개선 사항 적용을 통해 시스템 안정화에 중점을 두었다. 그 이후에도 지속적인 현업 운영 체계가 가동되었으나 2024년 7월부터 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 운영이 중단되었다.

계절내 예측자료 생산을 위해 각 GPC에서 제공하는 일별 예측자료는 ECMWF Sub-seasonal to Seasonal (S2S) data portal(Vitart et al., 2017)을 통해 수신하고 있다. 2019년 10월까지 계절내 MME 예측 결과를 산출하기 위해 Beijing, ECMWF, Exeter, Melbourne, Montreal, Seoul, Tokyo, Washington 등 8개 예측 모델이 사용되었으나 현재는 Beijing, Melbourne, Tokyo 모델의 활용이 중단된 상태이다. Beijing 모델은 2019년 11월부터 Hindcast 기간이 2004-2018년으로 조정됨에 따라 MME의 공통기간이 축소되어 제외되었다. Melbourne 모델은 2020년 9월 25일 이후 계절내 예측자료 제공을 중단하였다. Tokyo 모델은 2020년 3월에 모델 개선을 완료하였으나, Hindcast 자료 활용 방법의 큰 변화로 인해 WMO 계절내 MME 참여에서 제외되었다. 현재 WMO 장기예보 선도센터의 S2S 예측 시스템에서 사용되는 주요 모델 및 자료의 특성은 Figure 7.7에 요약되어 있다. 각 GPC의 Forecast 예측기간, 모델 해상도, Forecast 앙상블 멤버 수, Forecast 생산 주기, Hindcast 생산 방법, Hindcast 예측기간, Hindcast 생산 주기, Hindcast 앙상블 멤버 수, 해양 및 해빙 처방 여부 등에 대한 내용을 정리하였다. 각 모델의 상세한 설명은 ECMWF S2S data portal 홈페이지의 모델 설명 부분 (<https://confluence.ecmwf.int/display/S2S/Models>)에서 확인할 수 있다.

| | Center | Time Range | Resolution | Forecast Ens. Size | Forecast Frequency | Hindcast | Hindcast Length | Hindcast Frequency | Hindcast Ens. Size | Ocean/Sea Ice |
|------------|--------------|------------|------------------|--------------------|--------------------|------------|-----------------|---------------------------|--------------------|---------------|
| ECMWF | ECMWF | d 0-46 | T319L137 | 101 | Daily | on the fly | past 20 years | 2/week (월, 목) | 11 | Yes/Yes |
| Exeter | UKMO | d 0-60 | N216L85 | 28 | Daily | on the fly | 1993-2016 | 4/month (1, 9, 17, 25) | 7 | Yes/Yes |
| Montreal | ECCC | d 0-32 | 0.35x0.35 L40 | 21 | Weekly (목) | on the fly | 2001-2020 | Weekly (목) | 4 | Yes/Yes |
| Seoul | KMA | d 0-60 | N216L85 | 56 | Daily | on the fly | 1993-2016 | 4/month (1, 9, 17, 25) | 7 | Yes/Yes |
| Washington | NCEP /CPC | d 0-44 | T126L64 | 16 | Daily | fix | 1999-2010 | Daily | 4 | Yes/Yes |

Figure 7.7 Characteristics of GPC data for WMOLC-LRFMME subseasonal prediction.

WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측시스템의 안정적 운영을 위해 APCC는 자료 수신 상태를 실시간으로 모니터링하고 발생하는 오류에 대해 신속히 대응하며 현업 수준의 운영 체계를 유지하고자 하였다. 시스템의 핵심 구성 요소인 각 GPC의 forecast 및 hindcast 자료는 자료 제공 주기에 따라 정기적 또는 비정기적으로 수신되고, 예측 성능 검증에 필요한 관측자료는 예측 산출물 생산 일정에 맞춰 체계적으로 수집하였다.

Figure 7.8은 WMO 장기예보 선도센터 웹사이트를 통해 제공되는 주요 산출물로 기온 및 강수량의 +3주 다중모델앙상블 확률 예측 결과를 나타낸다. WMO 장기예보 선도센터 웹사이트 내 계절내 예측 관련 정보들은 WMO 전문가 그룹에 한해 열람이 가능하다. 이 산출물은 PMME(Probabilistic Multi-Model Ensemble) 및 DMME(Deterministic Multi-Model Ensemble) 예측 정보 외에도 개별 GPC의 예측 정보를 포함하며, 모든 자료는 MME 예측 산출물과 동일한 형식으로 제공되어 사용자가 보다 쉽게 접근하고 활용할 수 있도록 설계되어 있다.

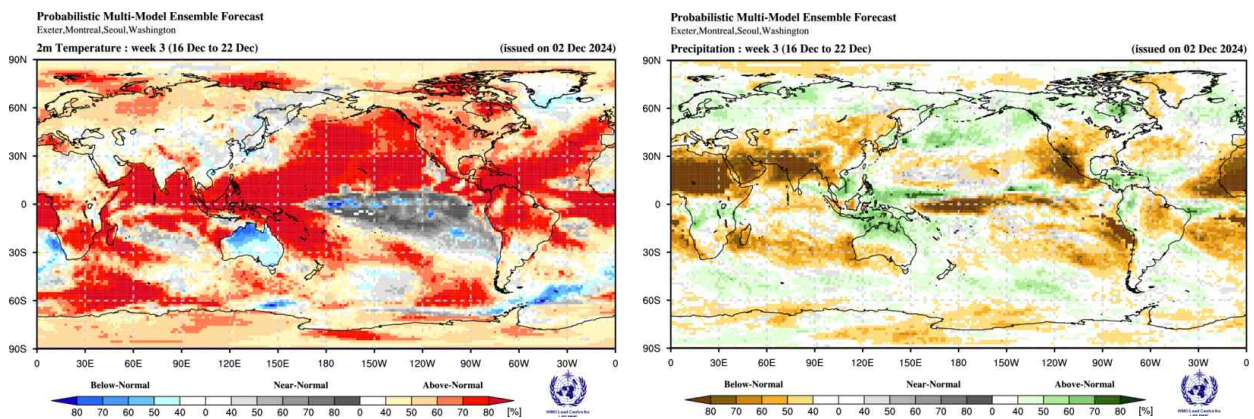


Figure 7.8 Sample of subseasonal forecasts from the WMO Lead Center for Long-Range Forecasts.

8. 요약 및 결론

APCC는 지난 수년에 걸쳐 기상청과의 협력시스템을 바탕으로 지원체계를 강화함으로써 현업 장기예보 정확도 향상을 위해 노력해 왔다. 022~2024년의 3년에 걸친 6단계 아태사업에서는 기존 APCC-기상청의 협력시스템을 바탕으로 하되, 장기예보에 있어 APCC만의 역할 영역을 더욱 확대할 필요가 있으며, 이를 위해서는 현업 장기예보 실무 예측기술을 개선하고, 앞서 개발된 기술 또는 개선된 기후정보(예측성이 좋은 정보)를 선별하고 가공하여 객관화된 예측정보를 생산할 수 있는 기반을 마련하고자 하였다. 이를 통해 다음과 같이 겨울철 예측을 위한 감시·예측 통합 정보 및 활용 가이드라인을 마련하였다.

겨울철 예측에서 가장 중요하게 고려되는 기후 감시 인자인 ENSO의 반응에 대한 계절예측모델의 겨울철 월별 모의 특성을 분석하였다. 모델의 ENSO 모의 성능은 적도 해수면 온도 예측성에서는 매우 높게 평가되었다. 그러나 모델에서 ENSO와 관련된 열대 강수의 월별 변화를 제대로 모의하지 못하였고, 대기 반응도 겨울철 동안 유사한 반응으로 나타나 관측에서 나타나는 월별 변화를 제대로 모의하지 못하였다. 모델은 ENSO와 관련된 반응을 12월은 관측과 유사하게 모의하지만 늦겨울은 관측과 차이가 컸다. ENSO 강제력이 전구 계절예측에서는 모델 예측성을 높이는데 많은 부분 기여하지만 겨울철 동아시아 월별 예측에서는 ENSO 영향이 과하게 모의되는 부분이 있다. 늦겨울 예측성을 높이기 위해서는 모델의 예측 특성을 이해하고 열대 해양 외에 다른 기후 감시 정보를 통한 보완이 필요하다.

1개월 전망을 위한 열대해양 기후인자로 MJO 영향을 살펴보았다. MJO가 특정 위상에서 강하게 발달하면 열대지역에서 대규모 대류 및 강수 활동이 강한 열원이 된다. MJO 대류는 상층 발산으로 인해 로스비 파동 파열이 발생되고 북동쪽으로 포물선으로 그리며 중·고위도로 에너지를 전달함에 따라 우리나라 대기 순환에 상당한 영향을 미친다. 특히 겨울철에는 ENSO에 의한 계절 평균 편차에 의해 MJO에 의한 중위도 원격상관 패턴의 강도와 위치가 변할 수 있다. 따라서, 관측 및 선형경압모형(LBM) 실험 결과를 토대로 우리나라 겨울철 기온 변동과 관련 있는 대표적인 ENSO-MJO 영향 위상을 선정하였다. ENSO 중립 겨울철 MJO 위상3(위상6)에서 발달하여 4주차 위상6(위상3)에 위치하는 경우 두 위상의 결합 효과로 약 69%(53%)의 확률로 고온(저온) 경향을 보인다. 엘니뇨해 상대적으로 중립에 비해 대류 및 대기순환이 동쪽으로 라니냐해는 북서쪽으로 치우치면서 뚜렷한 기온 변동은 나타나지 않는다. 한편, MJO 위상5 대류는 저온 발생 가능성을 중립 및 엘니뇨 시기에 50% 미만인 것에 비해 라니냐 시기에 62%까지 높여준다. 추가적으로 ECMWF hindcast 자료를 활용하여 ENSO-MJO 영향 위상일 때 MJO 지수 모의 성능을 진단한 결과, prediction skill이 최소 22일부터 최대 34일까지 선행 3주까지 유효하게 나타나며 +3주 위상을 50% 이상 모의하는 것으로 나타났다. 본 연구는 주평균 대기 반응을 중점적으로 살펴본 결과로써 선정된 영향 위상 정보는 겨울철 1개월 전망 예보에 활용도가 높을 것으로 기대된다.

겨울철 우리나라에 영향을 미치는 중위도 주요 대기 변동성인 북태평양진동(NPO)의 모델 모의 특성에 대해 분석하였다. 모델에서도 NPO의 쌍극 패턴은 대부분 모의했으나 관측보다 동쪽에서 변동성을 크게 모의하는 경향이 있었고 NPO 지수의 예측성은 lead-1에서도 높지 않았다. 12월 NPO가 한 달 지연되어 우리나라에 영향을 미치는 두 과정에 대해 1월 아열대 북서태

평양 강수 강화를 통한 원격 상관 반응과 바람-증발-해수면 온도 피드백을 통한 반응이 모델에서도 재현되었다. 그러나 모델은 1월 북서태평양 강수 강화에 NPO보다 ENSO 영향이 강하게 작용하는 것으로 모의해 관측과 차이가 있었다. 12월 NPO와 1월 우리나라 기온의 상관성에는 장기 변화가 있었는데, NPO의 자연 영향 과정 중 아열대 북서태평양 강수를 통해 동아시아 지위고도 편차를 유도하는 원격 상관 과정 변화가 장기 변화와 관련된 것으로 분석되었다. NPO 위상에 따라 분류했을 때 양의 위상에서 동아시아 고기압성 편차와 우리나라 기온 높은 경향이었고 음의 위상일 때는 반대 경향으로 나타났으며, NPO와 ENSO가 같은 위상으로 동시에 발생했을 때 경향성이 더 높았다. 모델에서도 양의 NPO와 엘니뇨가 같이 발생한 경우 동아시아 고기압성 편차와 우리나라 기온 높게 모의하는 경향을 보였다. 모델에서 NPO가 발생하면 그와 관련된 영향을 재현은 하지만 모델의 NPO 예측성이 lead-0 이후로는 높지 않은 한계가 있었다. 분석 결과를 바탕으로 겨울철 1월 기온 예측에서 NPO를 단독으로 활용하기보다 ENSO와 같은 위상으로 모델들이 강한 NPO를 일관되게 예측하는 경우 영향 인자로서 반영하기를 제안한다.

북반구 겨울철 주요 대기 원격상관 패턴인 서태평양 (WP) 패턴을 활용하여 우리나라 겨울철 기온 변동성을 분석하고, WP 패턴의 예측 인자로서의 활용 방안을 고안하였다. 계절내 규모에서 WP 패턴이 우리나라 기온에 미치는 비정상성을 분석한 결과, 12월 WP 패턴은 우리나라 기온과 높은 상관성을 꾸준히 유지하고 있어 감시 및 예측 인자로서 활용 가능성이 높음을 확인하였다. 반면, 1월과 2월에는 1990년대 이후 상관성이 약화되는 경향이 나타났으며, 이는 WP 원격상관의 비정상성을 반영한다. 이 결과는 기존의 겨울철 평균 WP 패턴을 감시인자로 활용했던 접근에서 나아가, 비정상성을 고려하여 12월 WP 패턴의 중요성을 강조할 필요가 있음을 시사한다. 예측 모델에서도 12월 WP 패턴 및 원격상관이 효과적으로 모의되었으며, WP 패턴에 따른 대기 상하층 간 복합적 메커니즘도 재현되었다. WP 패턴의 양의 위상이 발생할 경우, 대기 하층에서는 알류산 저기압 약화와 동서 기압 차 감소로 따뜻한 남풍 유입이 강화되며, 상층에서는 제트기류의 북향으로 인해 북극 찬 공기의 남하가 억제되는 현상이 관측과 모델에서 일관되게 나타났다. 그러나 모델의 강한 해양강제력으로 인해 ENSO 영향을 배제한 상태에서는 WP 원격상관의 독립적인 영향을 충분히 재현하지 못하는 한계가 확인되었다. 관측 및 모델 기반 분석을 통해 WP 원격상관이 우리나라 겨울철 기온 변동성에 미치는 영향을 체계적으로 평가하고, 이를 장기에보에 활용할 수 있는 가능성을 제시하였다. 특히, 12월 WP 패턴을 독립적인 감시 및 예측인자로 활용함으로써 장기에보 기술을 개선할 수 있는 근거를 제공하였다. 향후 연구에서는 ENSO와 같은 외부 강제력의 영향을 효과적으로 배제하고, WP 패턴과 관련된 대기해양 상호작용 메커니즘을 보다 정교하게 모의할 수 있는 모델 개선이 필요하다.

가을철(10월) 유라시아 지역 눈덮임 또한 동아시아 겨울철 기온 변동성을 설명하는데 있어 주요한 인자이다. 초겨울에는 눈덮임에 의한 복사냉각에 의한 대륙고기압 발달 및 기온 하강을 유도하는데 이는 계절예측모델에서도 잘 재현된다. 반면, 늦겨울에는 눈덮임-북극진동-동아시아 기온의 관계에 있어 시기에 따라 비정상성이 뚜렷하며, 이 관계에 대한 모델 재현성도 낮다. 따라서 초겨울에는 유라시아 눈덮임이 겨울철 기온 예측을 위한 감시인자로 활용 가능하지만, 늦겨울 예측성 향상을 위해서는 추가 인자 개발이 필요하다.

가을철 해빙과 눈덮임의 결합 효과는 동아시아 겨울철 기온 변동성 예측에 중요한 영향을 미치며, SPIN 결합모드는 1월 우리나라에 저온 현상을 유도하고, SNIP 결합모드는 1월 우리나라에 고온 현상을 유도한다. 모델의 단일 및 결합모드에 따른 공간 패턴 예측 특성을 살펴본 결과, 눈덮임 효과는 잘 모의하지만, 해빙 효과에 대해서는 재분석에서 나타나는 특징과 반대로 모의하는 때도 나타나 추가적인 개선이 필요함을 암시한다. 모델은 SPIN 결합 효과에 따른 유라시아 대기순환장의 공간 패턴과 우리나라 저온 영향은 잘 모의하지만, SNIP 결합 효과와 관련한 패턴은 상대적으로 잘 모의하지 못하였고, 특히 해빙 상태에 따라 나타나는 1월의 성층권-대류권 상호작용에 대한 성능향상이 필요함을 알 수 있었다.

사사

본 연구는 APCC의 지원을 통해 수행되었습니다.

References

- 기상청, 2023: 장기예보 가이드스
- 김가은, 김옥연, 윤순조, 이성규, 임슬희, 정유림, 2022: 장기예보 개선을 위한 예측정보 통합 기반 마련, APEC기후센터 연구보고서, APEC기후센터
- 김가은, 김옥연, 유진호, 윤순조, 임슬희, 정유림, 2023: 장기예보 개선을 위한 예측정보 통합 방안 개발, APEC기후센터 연구보고서, APEC기후센터
- 김선태, 김선용, 명복순, 한정민, 이은정, 2023: 이상기후 대응을 위한 기후 감시분석 정보 개선 및 통합 시스템 구축, APEC기후센터 연구보고서, APEC기후센터
- Arcodia, M. C., B.P. Kirtman, and L. S. P. Sequeira, 2020: How MJO Teleconnections and ENSO interference Impacts U.S. precipitation, *J. Climate*, **33**, 4621-4640.
- Arcodia, M.C., B.P. Kirtman, 2023: Using simplified linear and nonlinear models to assess ENSO-modulated MJO teleconnections. *Climate Dynamics*, **61**, 5443-5463.
- Aru, H., S. Chen, and W. Chen, 2020: Comparisons of the different definitions of the western Pacific pattern and associated winter climate anomalies in Eurasia and North America. *International Journal of Climatology*, **41**, 2840-2859, <https://doi.org/10.1002/joc.6993>.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 163-172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2).
- Cassou, C., 2008: Intraseasonal interaction between the Madden-Julian oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **455**, 523-527, doi:10.1038/nature07286.
- Choi, N., K.-M. Kim, Y.-K. Lim, and M.-I. Lee, 2019: Decadal changes in the leading patterns of sea level pressure in the Arctic and their impacts on the sea ice variability in boreal summer. *The Cryosphere*, **13**, 3007-3021, <https://doi.org/10.5194/tc-13-3007-2019>.
- Cohen, J. L., Saito K, 2003: Eurasian snow cover, more skillful in predicting U.S., winter climate than the NAO/AO? *Geophys. Res. Lett*, **30**, 2190.
- COhen, J., Salstein, D., Saito, K, 2002: A dynamical framework to understand and predict the major Northern Hemisphere model. *Geophys. Res. Lett*, **29**, 1412.
- Cohen, J., and Coauthors, 2014a: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosci.*, **7**, 627-637,doi:10.1038/ngeo2234.
- Cohen, J., M. Barlow, P. J. Kushner, and K. Saito, 2007: Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land surface variability. *J. Climate*, **20**, 5335-5343, doi:10.1175/2007JCLI1725.1.

- Cohen, J. and Entekhabi, D., 1999: Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 345–348.
- Cohen, J., J. C. Furtado, J. Jones, M. Barlow, D. Whittleston, and D. Entekhabi, 2014b: Linking Siberian snow cover to precursors of stratospheric variability. *J. Climate*, **27**, 5422–5432, doi:10.1175/JCLI-D-13-00779.1.
- Fetterer, F., Knowles, K., Meier, W. N., Savoie, M. & Windnagel, A. K. (2017). Sea Ice Index. (G02135, Version 3). [Data Set]. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>.
- Foster, J., Owe, M., Rango, A., 1983: Snow cover and temperature relationships in North America and Eurasia. *J. Clim. Appl. Meteor.* **22**, 460–469.
- Furtado, J.C., J.L. Cohen, and E. Tziperman, 2016: The combined influence of autumnal snow and sea ice on Northern Hemisphere winters. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, doi:10.1002/2016GL068108.
- Gastineau, G., J. García-Serrano, and C. Frankignoul, 2017: The influence of autumnal Eurasian snow cover on climate and its link with Arctic sea ice cover. *J. Climate*, **30**, 7599–7619, doi:10.1175/JCLI-D-16-0623.1.
- Gong, G., Entekhabi, D., and Cohen, 2004: Sensitivity of atmospheric response to modeled snow anomaly characteristics. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06107.
- Han, S., and Sun, J. (2018): Impacts of Autumnal Eurasian Snow Cover on Predominant Modes of Boreal Winter Surface Air Temperature Over Eurasia. *JGR-Atmosphere*. **123(18)**.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horanyi, J. Muñoz-Sabater et al., 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Horel, J. D., J. M. Wallace, 1981: Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 813–829. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2).
- Hoskins, B. J. and Karoly, D. J. 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmospheric Sci.*, **38**, 1179–1196.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, and J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Commun.*, **5**, 4646, doi:10.1038/ncomms5646.
- Kim, E.-S., V. N. Kryjov, and J.-B. Ahn, 2022: Predictability of the Wintertime Western Pacific Pattern in the APEC Climate Center Multi-Model Ensemble. *Atmosphere*, **13**, 1772.

<https://doi.org/10.3390/atmos13111772>.

- Kim, S., Kug, J.-S., and Seo K.-H. 2020: Impacts of MJO on the Intraseasonal Temperature Variation in East Asia. *J. Clim.*, **33**, 8903–8916.
- Lee, Y.-H., S.-W. Yeh, J.-H. Kim, and M.-K. Kim, 2024: The role of the North Atlantic Ocean on the increase in East Asia's spring extreme hot day occurrences across the early 2000s, *Scientific Reports*, **14**, 9872.
- Lim, Y.-K., and H.-D. Kim, 2013: Impact of the dominant large-scale teleconnections on winter temperature variability over East Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, **118**, 7835–7848, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50462>.
- Linkin, M. E., and S. Nigam, 2008: The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection Pattern: Mature-Phase Structure and Winter Impacts. *Journal of Climate*, **21**, 1979–1997. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2048.1>.
- Liu, J., Da, Y., Li, T. et al. 2020: Impact of ENSO on MJO Pattern Evolution over the Maritime Continent. *J. Meteorol. Res.*, **34**, 1151–1166.
- Lo, F. and H. H. Hendon, 2000: Empirical extended-range prediction of the Madden-Julian oscillation. *Monthly Weather Review*, **128**, 2528–2543.
- Luo, X., and Wang, B., (2019): How autumn Eurasian snow anomalies affect east asian winter monsoon: a numerical study. *Climate Dynamics*, **52**, 69–82.
- Moon, J.-Y., Wang, B., and Ha, K.-J. 2011: ENSO regulation of MJO teleconnection. *Climate Dynamics*, **37**, 1133–1149.
- Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, and J. Ukita, 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3209–3227, doi:10.1002/2014JD022848.
- Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, Y. Tomikawa, and J. Ukita, 2016: The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 3494–3501, doi:10.1002/2016GL068330.
- Oh, H., J.-G. Jhun, K.-J. Ha, and K.-H. Seo, 2017: Combined effect of the East Atlantic/West Russia and Western Pacific teleconnections on the East Asian winter monsoon, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **53**, 273–285, <https://doi.org/10.1007/s13143-017-0030-7>.
- Orsolini, Y. J., R. Senan, F. Vitart, G. Balsamo, A. Weisheimer, and F. J. DoblasReyes, 2016: Influence of the Eurasian snow on the negative North Atlantic Oscillation in subseasonal forecasts of the cold winter 2009/2010. *Climate Dyn.*, **47**, 1325–1334,

doi:10.1007/s00382-015-2903-8.

- Park, H.-J., and J.-B. Ahn, 2016: Combined effect of the Arctic Oscillation and the Western Pacific pattern on East Asia winter temperature. *Climate Dynamics*, **46**, 3205-3221. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2763-2>.
- Peings, Y., Douville, H., Colin, J., Saint Martin, D., Magnusdottier, G., 2017, Snow-(N)AO teleconnection and its modulation by the Quasi-Biennial Oscillation, *J. Clim*, **30**, 10211-10235.
- Robinson, D. A. & Estilow, T. W. (2021). Rutgers Northern Hemisphere 24 km Weekly Snow Cover Extent, September 1980 Onward. (G10035, Version 1). [Data Set]. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.7265/zzbm-2w05>. [describe subset used if applicable]. Date Accessed 11-25-2024.
- Rogers, J. C., 1981: The North Pacific Oscillation. *International Journal of Climatology*, **1**, 39-57. <https://doi.org/10.1002/joc.3370010106>.
- Saito, K., and J. Cohen, and D. Entekhabi, 2001: Evolution of atmospheric response to early-season Eurasian snow cover anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2746-2760, doi:10.1175/1520-0493(2001)129,2746:EOARTE.2.0.CO;2.
- Santolaria-Otín, M., J. García-Serrano, M. Menegoz, and J. Bech, 2020: On the observed connection between Arctic sea ice and Eurasian snow in relation to the winter north Atlantic oscillation. *Environmental Research Letters*, **15**, 124010, doi:10/1088/1748-9326/abad57.
- Seo, K.-H., Lee, H.-J., and Frierson D.M.W. 2016: Unraveling the Teleconnection Mechanisms that Induce Wintertime Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere Continents in Response to the MJO. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 3557-3871.
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, J.-S. Kug, J. Yoo, and C.-H. Kim, 2014: Winter precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO. *Clim. Dyn.*, **42**, 3171-3186. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2008-1>.
- Sung, M.-K., H.-Y. Jang, B.-M. Kim, S.-W. Yeh, Y.-S. Choi, and C. Yoo, 2019: Tropical influence on the North Pacific Oscillation drives winter extremes in North America. *Nat. Clim. Chang.*, **9**, 413-418. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0461-5>.
- Vitart, F. et al. 2017: The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98**, 163-173.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 784-812.

[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2).

- Wang, J., H. Kim, D. Kim, S. A. Henderson, C. Stan, and E. D. Maloney, 2020: MJO Teleconnections over the PNA Region in Climate Models. Part II: Impacts of the MJO and Basic State, *J. Climate*, **33**, 5081–5101.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmosphere–ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343–3369.
- Wegmann, M., and Coauthors, 2015: Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 054015, doi:10.1088/1748-9326/10/5/054015.
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season Real-time Multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, **132**, 1917–1932.
- WMO, 2020: Guidance on Operational Practices for Objective Seasonal Forecasting. WMO-No.1246.
- Yanai, M., S. Esbenson, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budget. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627.
- Zheng, C., and E. K. M. Chang. 2019: The Role of MJO Propagation, Lifetime, and Intensity on Modulating the Temporal Evolution of the MJO Extratropical Response, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **124**, 5352–5378.