

## 극 진동에 연관된 한반도 한파와 열원의 역할

신성철 · 김맹기\* · 이우섭

공주대학교 대기과학과, 314-701 충남 공주시 신관동 18-2

### Cold Surges over Korean Peninsula Associated with Arctic Oscillation and the Role of Heat Source

Sung-Chul Shin, Maeng-Ki Kim\*, and Woo-Seop Lee

Department of Atmospheric Science, Kongju National University, Gongju 314-701, Korea

**Abstract:** This study has investigated the effect of Arctic Oscillation (AO) on cold surge through atmospheric circulation and heat source analysis for the past winters from 1979 to 2004. The number of occurrence of cold surge in the negative AO phase is about 14.3% larger than that in the positive AO phase. The number of occurrence of cold surge per a month in the negative (positive) AO phase is about 1.33 (1.05), respectively, indicating that the negative AO phase has about 26.6% larger occurrence than the positive AO phase. It means that the cold surge has occurred frequently in particular months with the negative AO phase. And it also shows that surface temperature in the negative AO phase is about 0.6°C lower than in positive AO phase. As a result of the analysis for the difference of heat source according to the intensity of AO, it shows that surface air temperature around the Korean peninsula in the negative AO phase is more lower than in positive AO phase by the intensification of cold advection term. However, heat source term cancels out the cooling effect by cold advection term, indicating that it suppresses the decrease in surface air temperature. It results in a small difference of 0.6°C in surface air temperature between the positive and negative AO phase in spite of the significance of atmospheric circulation change.

**Keywords:** cold surge, AO, heat source, atmospheric circulation.

**요약:** 이 연구에서는 1979년부터 2004년까지 25년 동안에 극 진동의 강도가 한반도 겨울 한파에 미치는 영향을 대기 순환과 열원을 분석하여 조사하였다. 북극 진동이 강할 때 한파의 발생 횟수는 약할 때 보다 약 14.3% 더 발생하는 것으로 나타났다. 월 발생 횟수에서도 양의 AO에서 1.05회/월, 음의 AO에서 1.33회/월로 나타나서 북극 진동이 강할 때 약할 때 보다 약 26.6% 더 많았다. 이것은 북극 진동이 강한 특정 달에 한파가 자주 발생한다는 것을 의미한다. 또한 북극 진동이 강할 때가 약할 때보다 0.6°C 더 낮은 기온을 보였다. 북극 진동의 강약에 따른 열원의 차이를 고찰한 결과, 북극 진동이 강해졌을 때 한반도 주변의 기온은 이류항에 의한 냉각이 강화되어 더 낮아지지만, 열원항에 의한 상쇄 효과에 의해 기온 하강을 억제하는 것으로 나타났다. 그 결과 대기 순환의 유의한 차이에도 불구하고 음의 AO와 양의 AO 사이에 기온 차이는 평균적으로 0.6°C로 작게 나타난다.

**주요어:** 한파, 북극 진동, 열원, 대기 순환

## 서론

한파는 겨울철 동아시아 지역의 악기상중 하나로, 시베리아 고기압의 생성과 유지를 필요조건으로 하며,

시베리아 고기압의 단순한 팽창이나 시간적 변화로 나타나는 것이 아니라 시베리아 고기압에서 분리되어 나온 이동성 고기압에 의해 생성된 독립적인 역학체이다(Zhang et al., 1997). 또한 한파는 북극 진동(Arctic oscillation; AO), MJO (Madden-Julian oscillation) 등으로 대표되는 극 및 적도 지역의 광역규모 대기 순환과 밀접한 관련을 갖고 발생한다(Jeong and Ho, 2005; Jeong et al., 2005). 동아시아 한파는 종관 규

\*Corresponding author: mkkim@kongju.ac.kr  
Tel: 82-41-850-8531  
Fax: 82-41-856-8527

모 대기 현상에 수반되어 매우 짧은 기간(1~2일)에 발생하며, 매우 광범위한 지역에 걸쳐 나타난다(임규호, 1994a). 한반도에서 한파의 내습은 시베리아 북서부로부터 한반도 쪽으로 경압 파동이 빠르게 전파해오고 동시에 중위도에서 장파의 기압골이 우리나라 부근에 위치할 때 발생한다(정영근, 1989; 1993). 하층의 기온 급강하는 상층 동서류의 최대 강화 후 36 시간 정도 지나서 일어난다. 이러한 시간 관계는 상층 제트의 최대 강도 이후 12시간 내외에서 한파가 발생하며, 이어서 최대 기온 하강이 일어난 다음 대체로 12시간이 지난 후에는 동서류의 최대 감속이 발생함을 나타낸다(임규호, 1994b). 류상범(2002)과 Ryo et al.(2005)은 한파 발생 및 한반도 한파 내습 과정을 분석하고 한파 사례들에 대한 시간 지연 합성 분석을 하였다. 그 결과 한파 내습 과정 초기에는 능이 파형 요란의 발달을 이끌고 한파 내습일 부근에는 골이 요란의 발달을 이끈다고 하였다. 한반도 겨울 한파는 3~4일전 바이칼 호 부근에서 형성된 한랭 핵이 파동 형태를 보이며 중국을 거쳐 남동진하면서 발생하고(신성철 외, 2005a), 한랭 핵의 이동 경로는 열흡수원의 이동경로와 유사하다고 하였다(김병기 외, 2005; 신성철 외, 2005b; 2005c). 그리고 열원의 연직 적분 분포는 이류향과 단열향이 서로 평형을 이루며, 열원의 변화는 국지변화에 기여한다. 임은순 외(2004)는 겨울철 월평균 기온을 한기와 온기로 분류하여 그에 따라 우리나라 주변에서 대기 순환 패턴이 어떻게 나타나는지에 대해서 연구하여 겨울철 최저/최고/평균 기온 편차는 남방 진동 지수(Southern oscillation index)보다 북극 진동 지수(Arctic oscillation index)와 더 높은 상관 관계가 있음을 밝혔다. 한반도 겨울철 혹한 발생은 한기 이류와 관련된 서고동저형의 기압 배치와 한반도 북쪽의 한기역과 밀접한 관계가 있다. 한반도 주변의 서고동저형 기압 배치는 시베리아 고기압의 발달과 이동, 그리고 동중국해에서 형성되어 동아시아 해안을 따라 북동진하면서 발달하는 저기압에 의해 이루어진다(류상범과 권원태, 2002). 서고동저형의 기압배치로 인한 한반도 부근의 기압 경도의 증가와 한반도 북쪽의 한기역에 의한 강한 한기이류가 한반도 혹한 발생 기작이다. 류상범(2003)은 한반도의 겨울철 혹한일 발생빈도가 감소하였음에도 불구하고 한파 발생 빈도는 전혀 변하지 않았음을 지적하였으며, 이것은 혹한일 발생 기작과 한파 발생 기작이 서로 일치하

지 않기 때문임을 밝혔다. Ding and Krishnamurti (1987)는 시베리아 고기압의 영향에 따른 열원의 공간적 구조에 대하여 중국을 중심으로 분석하였다. 겨울 몬순 순환에 의하여 동아시아에 행성 규모의 발산 순환이 나타나고, 그에 따른 이류 효과와 단열 효과가 열원에 주로 영향을 주며, 현열과 복사도 열원에 영향을 주어 냉각에 기여한다고 하였다. 시베리아 고기압은 겨울동안 하층 대류권에 열흡수원이 나타나며, 열원(heat source)과 열흡수원(heat sink)이 시베리아 고기압의 수명과 연관이 있다는 것을 밝혔다.

이 연구에서는 한반도 일평균 기온 자료를 토대로 한파를 정의하고, AO의 위상(양, 음의 AO)에 따라 한파가 어떠한 특성이 나타나는지 고찰해 보았다. 그리고 그에 따른 대기 순환의 시·공간적 특성 및 차이를 고찰해 보았다. 아울러 열원의 변화가 AO의 위상과 관련하여 한파에 어떠한 영향을 주는지를 조사하였다.

## 자료 및 방법

이 연구에서 사용된 지상 관측 자료는 한반도 15개 기상대에서 관측된 25년간(1979~2004년) 겨울철의 일평균 기온이다. 겨울철은 12월 그리고 다음 해 1월과 2월로 정의하였다. 예를 들어, “1979년 겨울”은 1979년 12월에서 1980년 2월까지로 정한다. 15개 기상대는 서울, 인천, 수원, 서산, 청주, 대전, 전주, 목포, 여수, 대구, 춘천, 속초, 강릉, 포항 그리고 부산이다. 윤년의 2월 29일은 분석의 편리를 위해 제외하였다.

대기 순환 패턴 분석에 사용된 자료는 NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Reanalysis-2) 일 자료이며, 격자 간격은 위도와 경도 모두  $2.5^\circ$ 이며, 연직 17층이다. 분석 영역은 겨울철 한반도 기온 분포와 대기 순환 패턴을 효율적으로 보여주기 위해 한반도를 중심으로 동아시아 지역( $0^\circ\sim 80^\circ\text{N}$ ,  $70^\circ\text{E}\sim 180^\circ$ )을 선정하였다.

한파 사례를 결정하는 방법은 다음과 같다. 우선 전체 연구기간동안 겨울 일 평균 기온 자료에 대한 표준편차( $\sigma$ )를 구하였다. 그리고 이를 동안 일평균 기온이  $1.5\sigma$  이상 떨어지는 날을 한파 사례로 잠정적으로 산정한 후(Jeong and Ho, 2005), 선정된 사례 중에서 일평균 기온이  $-1\sigma$  보다 낮은 날을 한파일로 정의하였다(Fig. 1에서 원으로 표시한 날). 현 연구의

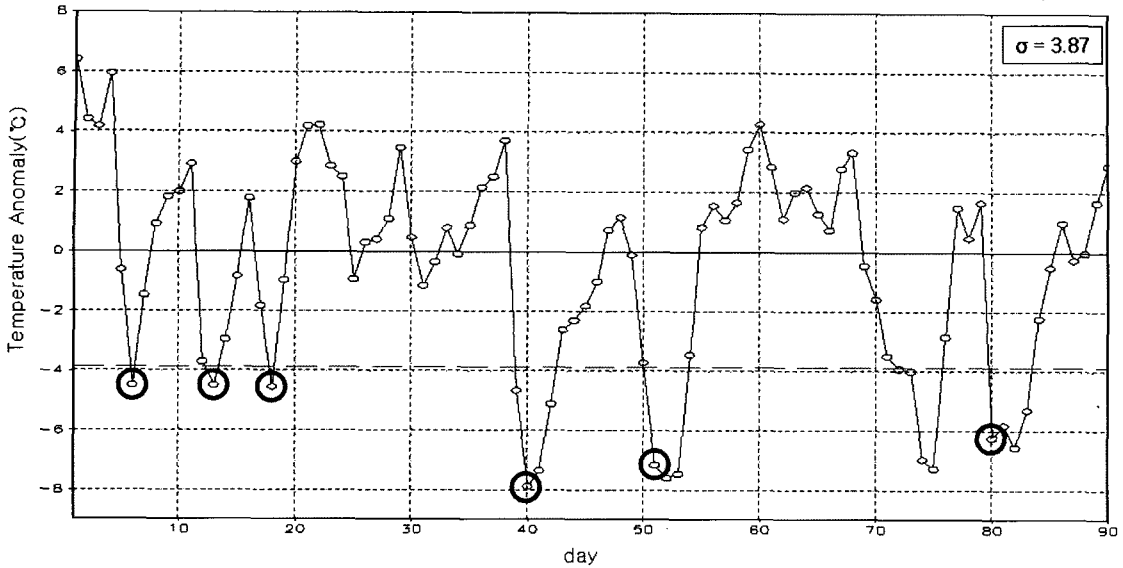


Fig. 1. The time series of daily temperature anomalies in winter, 1982. Dashed lines and circles indicate  $-1$  standard deviation ( $-3.87$ ) and cold surge cases, respectively.

경우  $1.5\sigma$ 는 약  $5.8^{\circ}\text{C}$ 였다. 선정된 한파에 대해 AO 지수가  $1\sigma$  보다 크면 양의 AO로,  $-1$  보다 작으면 음의 AO로 분류하였으며(Jeong and Ho, 2005), 분류된 두 유형에서 한파 발생 이전 4일 동안 대기 순환 및 열원의 시·공간 구조를 조사하여 AO의 강약에 따라 유의한 한파 특성이 나타나는지를 조사하였다. 여기서 AO는 일별 자료를 사용하여 분류하였다. 이 연구에서 열원의 계산 방법은 다음과 같다(Yanai et al., 1973; Yanai and Tomita, 1998; Ueda et al., 2003).

$$Q_1 = C_p \left[ \frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \left[ \frac{p}{p_0} \right]^{R/C_p} \quad (1)$$

여기서  $Q_1$ 은 열원(heat source)을 나타내며,  $C_p$ ,  $\theta$ ,  $V$ ,  $\omega$ ,  $p$ 는 각각 정압 비열, 온도, 수평 바람, 등압 좌표에서의 연직 속도, 기압을 나타내며,  $p_0 = 1000$  hPa을 나타낸다.  $Q_1$ 은 양의 값을 가지면 열원(Heat source)이라 하고, 음의 값을 가지면 열흡수원(Heat sink)이라 한다. 식 (1)의 우변 첫 번째항은 국지 변화항( $\partial T / \partial t$ ), 두 번째 항은 이류항( $V \cdot \nabla T$ ), 세 번째 항은 단열항  $\{[\omega \partial \theta / \partial p] [p/p_0]^{R/C_p}\}$ 이다.

**일별 AO 지수에 따른 한파 분류**

Table 1은 1979~2004년의 한반도 겨울철 한파 사례를 AO 지수의 위상에 따라 월별로 분류한 것이다.

한파는 1월에 전체의 50%가 발생하며, 12월에 31%, 2월에 19%가 발생한다. 또한 한파는 양의 AO일 때에 비해 음의 AO일 때 약 14% 더 발생한다. 한파 발생일의 평균기온은 양의 AO일 때에  $-5.8^{\circ}\text{C}$ , 음의 AO일 때  $-6.4^{\circ}\text{C}$ 로 나타나서 AO가 강화되었을 때 기온이 약  $0.6^{\circ}\text{C}$  정도 더 낮다. Table 2는 Table 1에 나타난 한파의 총 발생 횟수를 월 발생 횟수로 나타낸 것이다. 예를 들어 전체 1980년 1월 11일, 31일에 발생하였더라도 한파가 발생한 달은 1회로 간

Table 1. The number of cold surges related to AO phase during winter

AO Phase	Month			Total
	12	1	2	
Positive	7	11	3	21
Neutral	9	15	6	30
Negative	7	12	5	24
Total	23	38	14	75

Table 2. The number of month in cold surges related to AO phase during winter

AO Phase	Month			Total
	12	1	2	
Positive	7	10	3	20
Neutral	7	11	6	24
Negative	5	8	5	18
Total	19	29	14	62

**Table 3.** Cold surge statistics based on AO index during winter

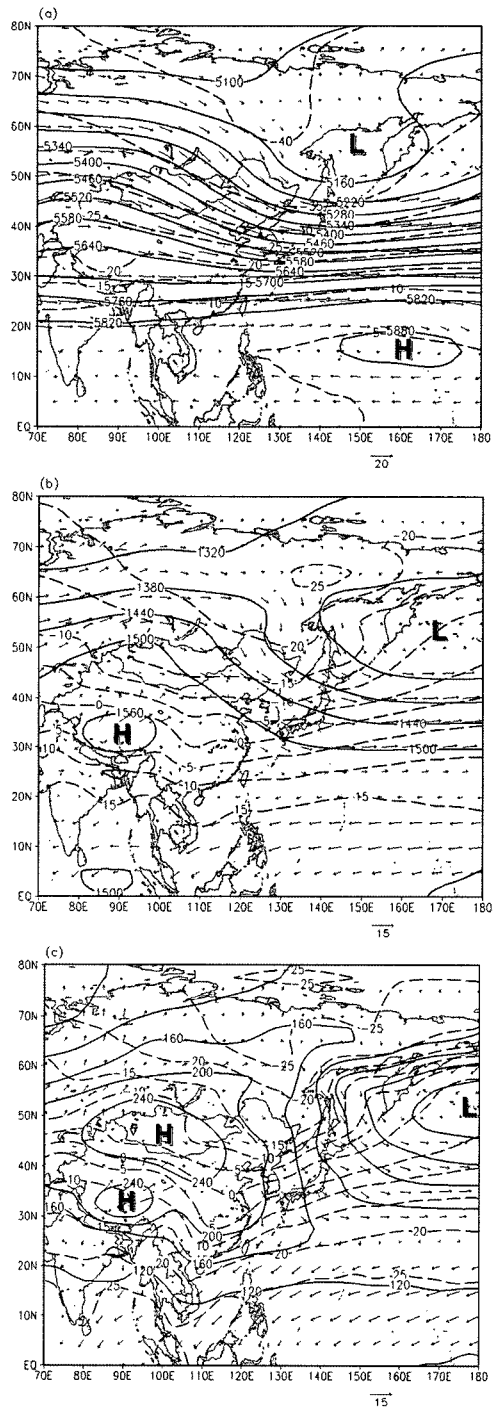
AO Phase	Positive	Neutral	Negative
Cold surge <sup>a</sup>	21	30	24
Total month <sup>b</sup>	20	24	18
Cold surge per a month (a/b)	1.05	1.25	1.33

주한다. 또한 Table 1과 2를 이용하여 1개월당 한파의 발생횟수를 Table 3에 나타내었다. 겨울철 월평균 한파 발생 횟수는 62개월에 75회 발생하였으므로 1개월에 약 1.21회 발생한 셈이다. AO의 위상별로 보면, 양의 AO일 때는 약 1.05회, 중립일때는 1.25회, 음의 AO일때는 1.33회로 나타난다. 이것은 AO가 강할 때 월별 한파의 발생횟수가 AO가 약할 때 보다 약 26.6% 더 발생한다는 것을 나타낸다.

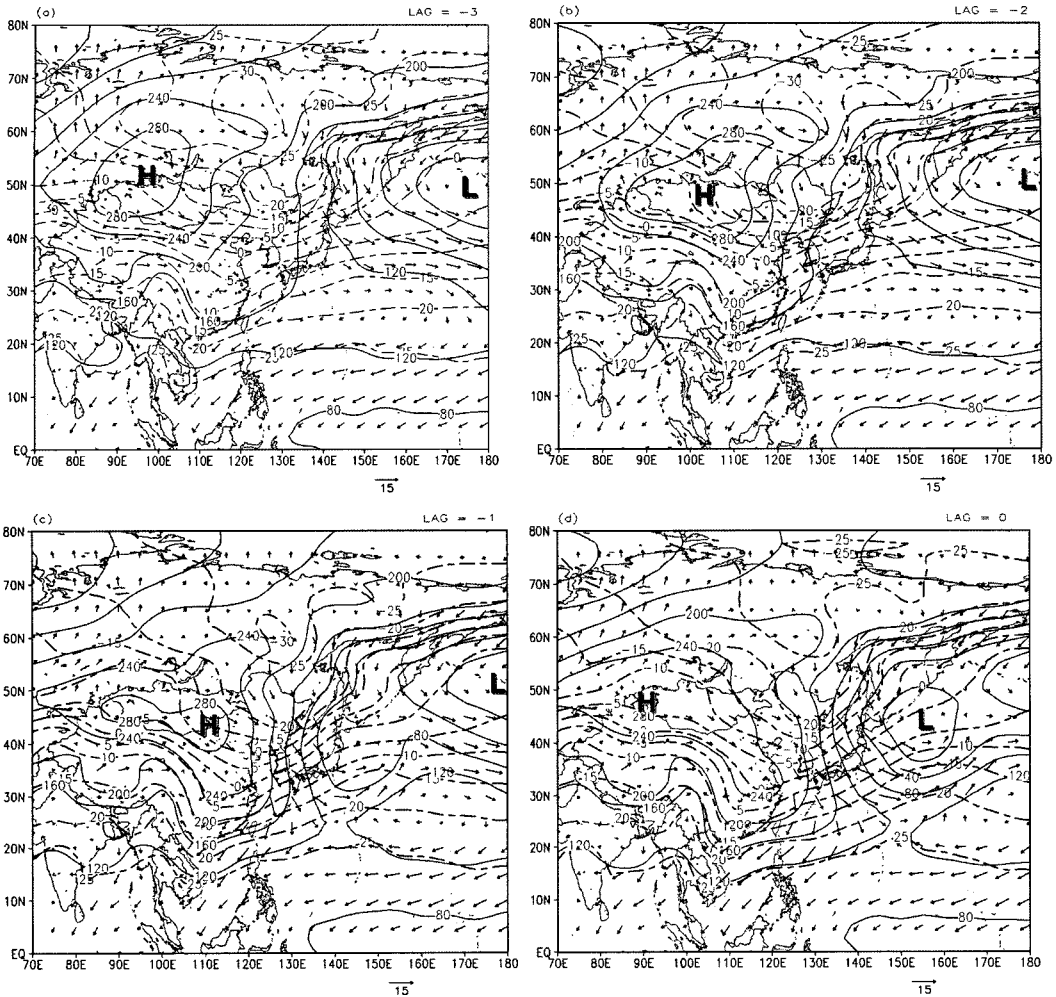
**일별 AO와 연관된 한파의 대기 순환**

Fig. 2는 1979~2004년 겨울철에 대해서 기후 평균한 대기 순환을 보여준다. 실선은 등고선, 파선은 등온선이며, 화살표는 바람 벡터이다. 500 hPa 기압골은 오호츠크 해에 자리 잡고 있어서 한반도에 북서기류를 만들어 내며, 850 hPa 기압능은 아시아 대륙에서 뚜렷하여 서고동저형의 기압 패턴을 만들어 한반도에 한랭 이류를 강화시킨다. 한랭 이류의 주요 이동 경로는 바이칼 호로부터 한반도를 거쳐 일본 동쪽으로 나가는 형태이다. 서고동저형의 기압 패턴은 1000 hPa(c)에서 더욱 뚜렷한 모양으로 나타나며, 한반도에 북서기류를 유입시킨다. 하층의 알류산 저기압은 850 hPa, 500 hPa로 갈수록 그 중심이 오호츠크 해 쪽으로 이동하여 기압골의 중심축이 고도에 따라 서쪽으로 기울어져 있다. 그에 비해 아시아 대륙의 시베리아 고기압은 고도에 따라 상대적으로 그 중심 위치의 변화가 크지 않다. 이것은 상층 기압골이 한반도의 북동쪽에 주로 위치하여 골과 마루의 축들이 고도에 따라 서쪽(또는 풍상측)으로 기울어져서 경압 시스템의 발달을 잘 나타내 준다는 것을 의미한다.

Fig. 3은 음의 AO일 때 한파 발생 3일전부터 한파 발생일까지의 1000 hPa 고도의 합성장을 나타낸 것이다. 알류산 저기압의 위치와 강도는 한파일에 서쪽으로 떨어져 나오는 현상을 제외하고 기후평균장과 크게 차이를 보이지 않는다. 그러나 시베리아 고기압의 강도가 기후평균보다 더 강하고 더 넓게 자리하



**Fig. 2.** Climatological distribution of geopotential height (solid line), temperature (dashed line), and wind vector at (a) 500 hPa, (b) 850 hPa, and (c) 1000 hPa pressure level during winter from 1979 to 2004. Scale of wind vectors ( $m s^{-1}$ ) are also indicated at right lower corner of each panel. Contour intervals for geopotential height are 60 gpm, 60 gpm, and 40 gpm, respectively.

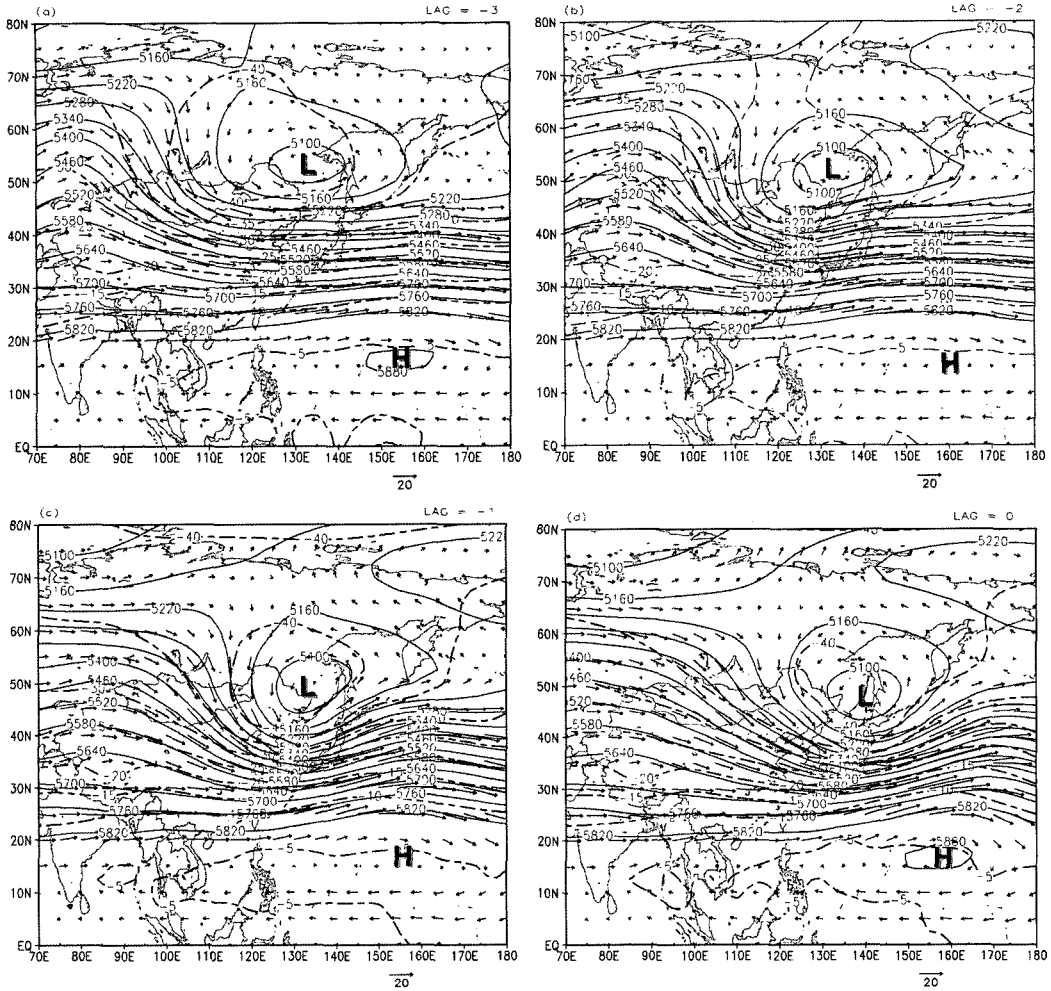


**Fig. 3.** Composite distribution of geopotential height (solid line), temperature (dashed line), and wind vector at 1000 hPa pressure level for cold surges in negative AO. Lags at right upper corner indicate -3, -2, -1, and 0 day before cold surge peak day, respectively. Scale of wind vectors ( $m s^{-1}$ ) are also indicated in right lower corner of each panel. Contour intervals for geopotential height and temperature are 40 gpm and  $5^{\circ}C$ , respectively.

고 있다. 한파 발생 일에 가까워질수록 중국 북부 지방에 위치하던 고기압은 남동진하면서 확장하고, 저기압은 오후츠크 해 부근에서 진동하다가 한파 발생 일에는 남서쪽으로 내려와 일본 동부 해상에 나타난다. 여기에서 한반도에 서고동저형의 기압패턴이 강화되어 가는 과정이 잘 나타나고 있다. 이것은 Fig. 4의 500 hPa 고도장에서 보여주는 것처럼 기압골의 강화와 남진 그리고 유라시아 대륙에 위치한 기압능의 발달과 북진에 의해서 나타난 결과이다. 특히 한파 발생 2일 전에는 기압골의 중심 위치가 기후평균장에 비해 서쪽으로 약 20도나 이동하였으며 아시아 대륙의 기압능도 가장 강하게 발달하였다. 그로 인하

여 시베리아 고기압의 세력도 가장 크게 확장된다. 이후 한파 발생 하루 전에 시베리아 고기압의 200 gpm 선이 남동쪽으로 대만에 까지 확장되면서 시베리아 고기압 중심의 기압강도(280 gpm)는 급격히 감소한다.

음의 AO와 양의 AO 사이에 대기순환 및 기온장에서 유의한 차이를 보이는 지를 평가하기 위하여 500 hPa 고도장과 1000 hPa 기온장의 차이를 조사하였다(Fig. 5와 Fig. 6). 또한 차이의 유의성을 t 검정을 통하여 제시하였다. 한파 발생 3일 전 음의 AO일 때 바이칼호와 동해 북동부에 중심을 둔 광범위한 지역에서 기압골의 발달이 뚜렷하다. 그 이후 그 중

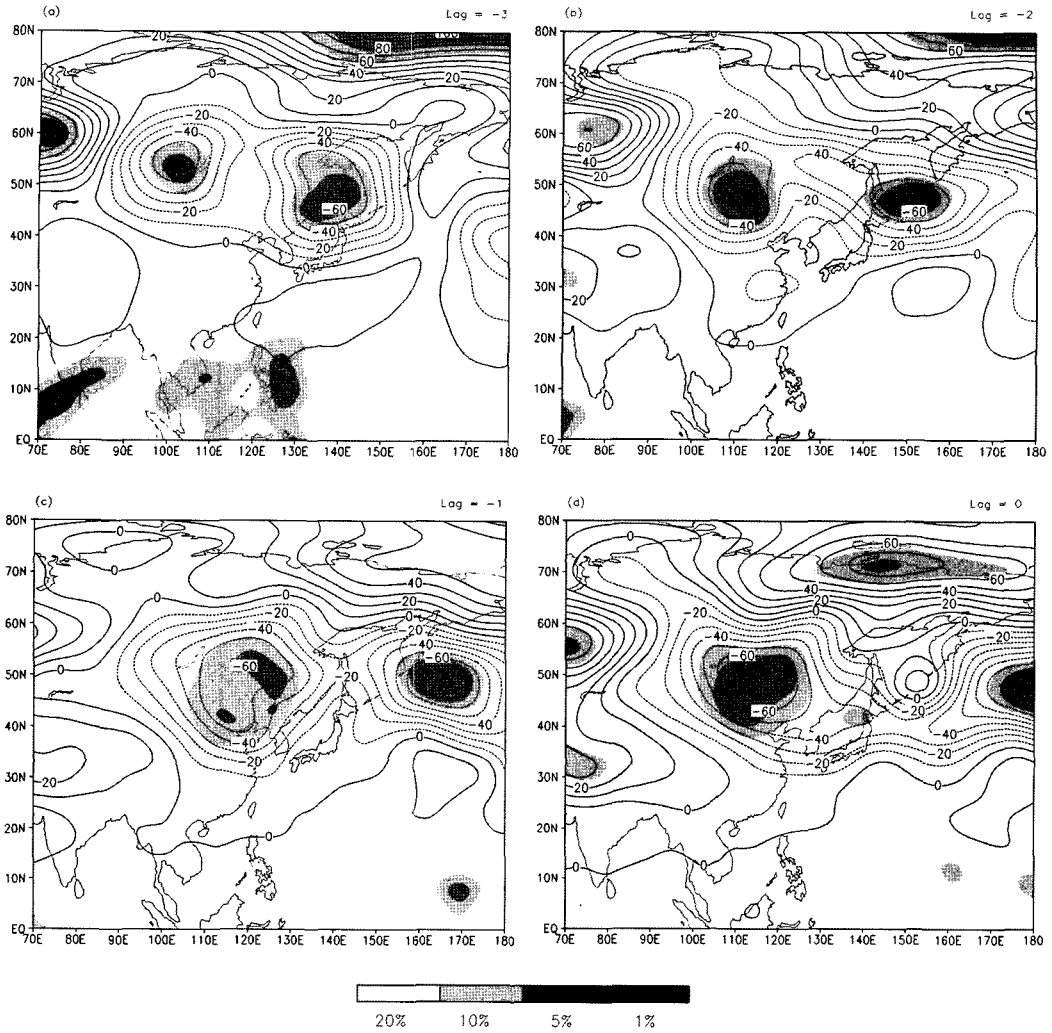


**Fig. 4.** Composite distribution of geopotential height (solid line), temperature (dashed line), and wind vector at 500 hPa pressure level for cold surges in negative AO. Lags at right upper corner indicate -3, -2, -1, and 0 day before cold surge peak day, respectively. Scale of wind vectors ( $m s^{-1}$ ) are also indicated in right lower corner of each panel. Contour intervals for geopotential height and temperature are 60 gpm and  $5^{\circ}C$ , respectively.

심이 서서히 남동쪽으로 이동하며, 한파 발생 하루전부터 환과일까지 바이칼호에서 우리나라에 걸쳐 한랭핵이 위치한다. 이러한 특성은 1000 hPa의 기온차에서 더 유의한 형태로 뚜렷하게 나타난다. 특히 우리나라와 일본을 포함하는 넓은 범위에 걸쳐 한랭핵이 위치하고 있으며 저위도를 제외한 대부분의 지역에서 기온의 감소가 뚜렷하게 나타난다. 그러나 한랭핵의 중심은 우리나라보다 훨씬 더 북쪽에 자리 잡고 있으며 기온차이가 무려  $-4^{\circ}C$ 를 넘는다. 특이한 점은 아열대 상태평양에서 양의 기온편차를 갖는 유의한 차이가 발견된다는 점이다. 이것은 AO가 적도의 시그널과도 관련이 있음을 나타낸다. 따라서 북극 진동

이 강화되었을 때 우리나라 주변의 위도대를 기준으로 고위도에서는 하층 기온의 하강을 저위도에서는 하층 기온의 상승을 유발한다. 이러한 특성은 500 hPa에서도 유사하게 나타나지만 유의수준은 하층에 비해 약하게 나타났다.

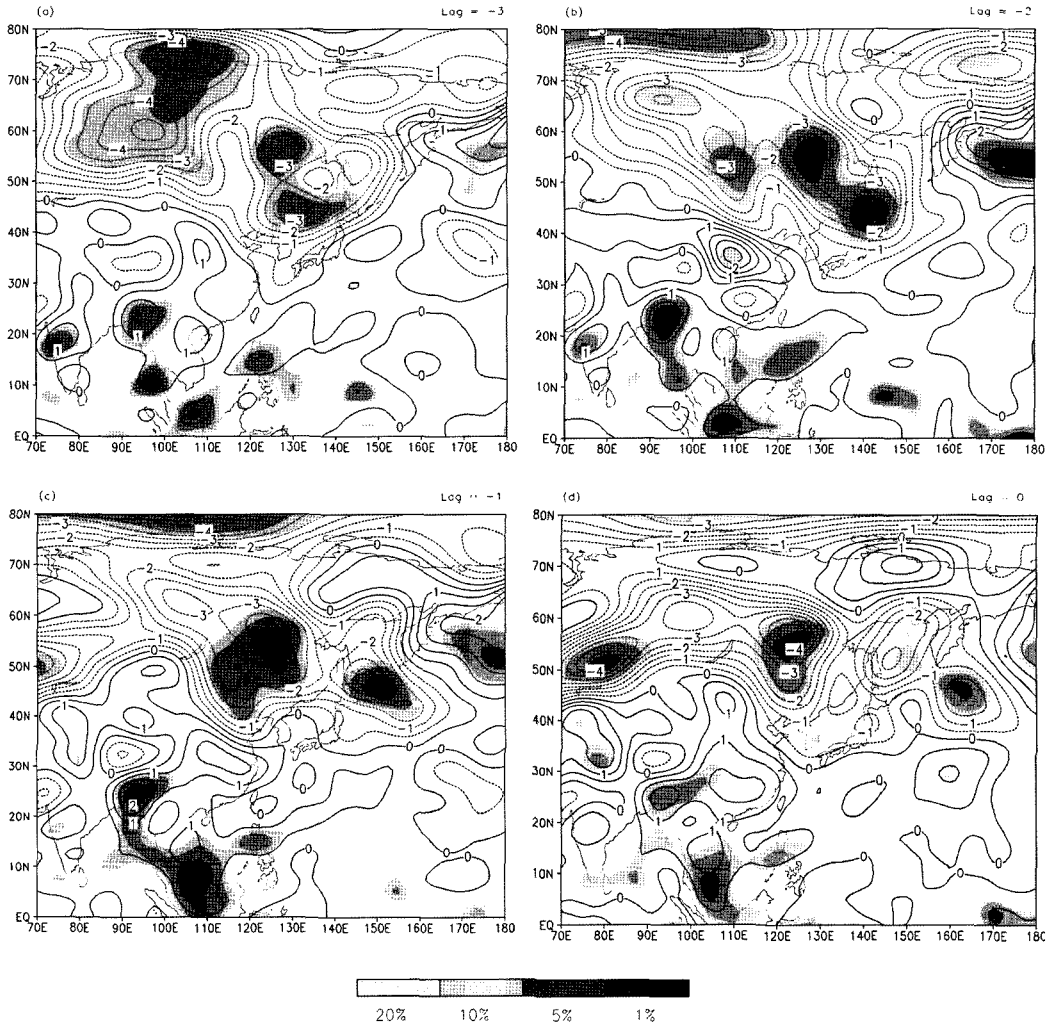
북극 진동의 강도에 따라 한파 발생시에 한반도의 기온 변화에 기여하는 각 항의 크기를 고찰하기 위하여 식 (1)에 기초하여 열흡수원의 분포가 어떻게 나타나는지를 조사하였다. Fig. 7은 음의 AO일 때 한파 발생 하루 전에 열원 및 각 항의 분포를 연직적분한 값을 에너지의 단위( $W m^{-2}$ )로 나타낸 것이다. 한반도에서 국지 변화항의 크기는  $-180 W m^{-2}$ 에 이



**Fig. 5.** The difference in geopotential height at 500 hPa between negative AO and positive AO during cold surge. Lags at right upper corner indicate -3, -2, -1, and 0 day before cold surge peak day, respectively. Significance levels over 20% are also shaded in different colors. Contour intervals are 20 gpm.

르며, 바이칼 호 부근에는  $+180 \text{ W m}^{-2}$ 의 양의 값을 보이고 일본 동북부 해상에서  $+300 \text{ W m}^{-2}$ 의 양의 값을 보여 기압 시스템의 이동에 따른 경압과의 이동을 보여준다(Fig. 7a). 수평 이류항도 한반도 상에서  $-1080 \text{ W m}^{-2}$ 에 달하여 국지 변화량의 약 6배에 이른다(Fig. 7b). 한반도 상에 위치하는 수평 이류항의 값이 말해 주듯이 이 때에 한랭이류가 강하게 나타난다는 것을 알 수 있다. 단열항은 수평이류항과 거의 반대의 부호를 보이며 크기도 유사하다(Fig. 7c). 이것은 수평 이류항에 대한 에너지 손실은 단열항에 의해 상당량이 보상되고 있다(Fig. 7c). 그러나 수평 이류항의 최대값이 나타나는 위치는 단열 가열항보다

약간 동쪽에 위치한다. 이것은 한반도에 강한 한랭이류에 의한 기온 하강이 선행되고, 연 이어서 이루어진 차가운 공기는 하강하여 단열 승온을 유도하기 때문에 나타난 현상이다. 따라서 두 항의 상쇄 효과에 의해 국지 변화량은 열원항의 부호와 크기에 밀접하게 관련된다(Fig. 7d). 그러나 국지 변화량이 열원의 분포와 똑 같지는 않기 때문에 수평이류항이 국지 변화량에 어느 정도 기여한다는 것을 알 수 있다. 특이한 점은 아시아 대륙에서 전반적으로 열흡수원(음의  $Q_1$ )이 존재하고, 해양에서 대체로 열원이 존재한다는 점이다. 열원에 기여하는 주요 요인은 복사와 현열이다. 겨울철의 경우 복사에 의한 영향은 작



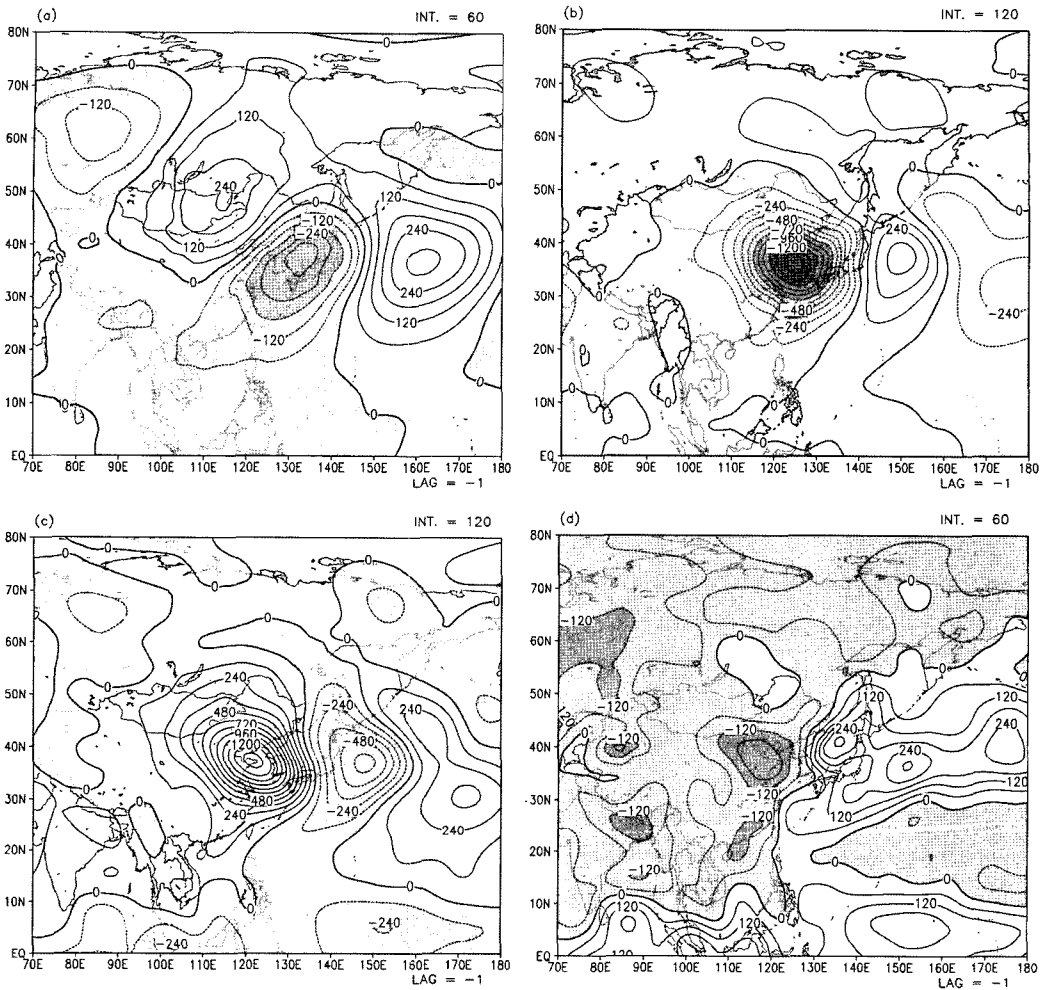
**Fig. 6.** The difference of temperature at 1000 hPa between negative AO and positive AO during cold surge. Lags at right upper corner indicate -3, -2, -1, and 0 day before cold surge peak day, respectively. Significance levels over 20% are also shaded in different colors. Contour intervals are 0.5°C.

다고 볼 수 있으므로 현열의 영향을 주목할 필요가 있다. 특히 한파 발생 시 지상 기온은 매우 낮아지는데 비해 해수면의 온도는 더 높기 때문에 해면의 현열 방출은 매우 커진다(김맹기와 강인식, 1995). 또한 해면에서 대기로 들어가는 1월달 순열속(total heat flux)은 쿠로시오 해류의 이동 경로를 따라서 그리고 동해상에서  $300\sim 500\text{ W m}^{-2}$ 에 이른다(강인식 외, 1994). 순열속의 분포는 열원의 분포와 정성적으로 상당히 유사한 분포를 갖는다. 여기서 열원의 분포는 연직 적분한 값이라는 점을 주의해야 한다. 현 연구에서 대기 상단에서 순복사량이 얼마인지를 조사하기 못했기 때문에 대기 중의 열수지를 정량적으로 파악

할 수는 없다. 그러나 겨울철의 경우 대기상단에서 복사에 의한 열손실이 있기 때문에 적어도 해양에서 제공한 순열속인  $300\sim 500\text{ W m}^{-2}$ 의 일부는 대기 상단에서 복사에 의한 손실에 의해 제거되므로 대기 중의 열원의 값이 그보다 작은  $200\text{ W m}^{-2}$  정도로 나타날 수 있다고 생각된다. 한편 아시아 대륙의 경우 열원의 값이 대부분 음의 값을 갖는데 이것은 육지의 경우 해면과 달리 순열속이 대기로 제공되기 어렵기 때문이다. 보다 정량적인 연구를 위해서는 이에 대한 더 많은 연구가 필요할 것 같다.

음의 AO와 양의 AO 사이에 열원의 유의한 차이를 보이는지를 평가하기 위하여 식 (1)의 각 항에서

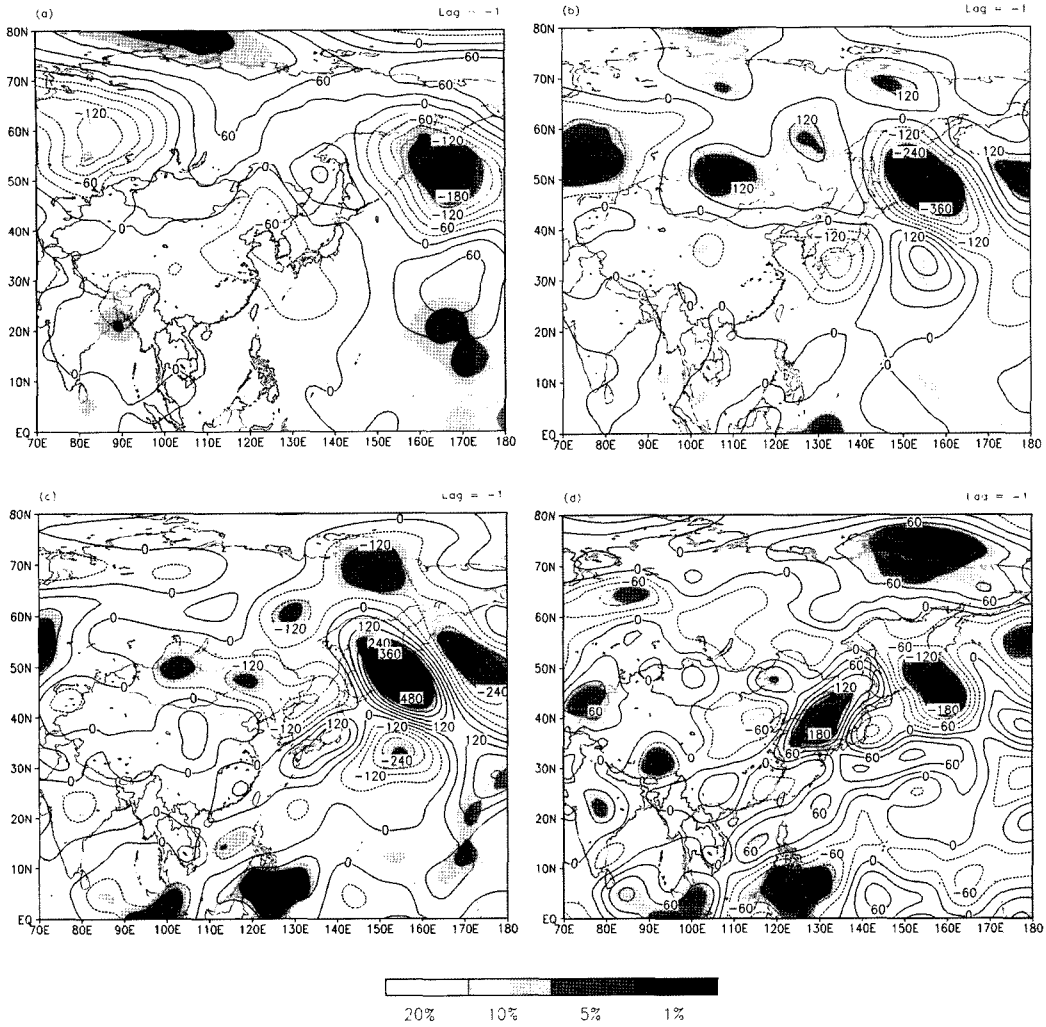




**Fig. 7.** Horizontal distribution of the vertical integrated (a) local change term, (b) horizontal temperature advection term, (c) adiabatic term, and (d) apparent heat source on 1 day before cold surge in negative AO. Negative area is shaded. Contour intervals in (a), (b), (c), and (d) are 60, 120, 120, and 60  $W/m^2$ , respectively.

나타나는 차이를 조사하였다(Fig. 8). 북극 진동이 강할 때(음의 AO) 국지변화항은 우리나라에서 음의 값을 보이고 있으나 유의하지는 않다. 오히려 캄차카 반도 동쪽의 북태평양에서 1%의 유의성이 나타난다. 북극 진동이 강할 때 수평이류항은 더 큰 음의 편차가 나타나며, 아시아 대륙과 오호츠크 해 주변에서 단열항에 의해 상당부분 상쇄되고 있다. 흥미로운 점은 동해와 황해를 포함한 한반도 주변에서 열원항의 차이가 큰 양의 값을 갖으며 1% 유의수준을 보인다는 점이다. 또한 이류항에 의한 냉각을 열원항에 의한 가열에 의해 상쇄시킨다는 점이다. 북극 진동이 강할 때 한반도로의 한기의 유입이 강해지고, 이로 인하여 풍속과 대기의 기온 하강이 커지면서 해면에

서의 현열과 잠열은 더 증가할 수 있다. 아열대 서태평양에서 쿠로시오 해류에 이르는 해역에서 단열항과 열원항이 반대의 부호를 갖는 점도 이를 뒷받침해 준다. 즉, 해면의 순열속 증가로 인한 대기중의 열원의 증가는 한랭이류에 의한 단열냉각(하강운동)을 억제 하게 되고, 따라서 두 위상이 반대로 나타나는 것으로 볼 수 있다. 따라서 북극 진동에 의해 한파가 강화될 때 한반도 주변에서 열원은 이를 상쇄시키는 방향으로 작용하여 강한 한파에 의한 기온 하강을 억제하는 것으로 보인다. 그러나 국지변화항에서 보여주는 것처럼 북극 진동이 강할 때 국지변화항에서 여전히 기온의 감소가 나타난다. 따라서 열원항의 역할이 없다면 한파에 의한 기온의 국지 변화항에서



**Fig. 8.** The difference between negative AO and positive AO at 1 day before cold surge for vertical integrated (a) local change term, (b) horizontal temperature advection term, (c) adiabatic term, and (d) apparent heat source  $Q_1$ . Significance levels over 20% are also shaded in different colors. Contour intervals in (a), (b), (c), and (d) are 60, 120, 120, and 60  $W/m^2$ , respectively.

더 뚜렷한 기온 하강이 나타났을 것으로 생각할 수 있다. 이 부분은 해면과 대기 상단에 대한 열수지 및 현 연구의 결과 등을 고려하여 좀 더 연구를 해야 할 필요가 있다.

### 결론

겨울철 대표적인 악기상중 하나인 한파를 광역 규모 순환 지수인 AO와 연관지어 연구하기 위하여 25년간(1979/1980년~2003/2004년) 겨울철의 한파 관련 대기 순환 특성을 분석하였고, 한파 발생시의 일별 AO 지수를 위상별로 분류하여 북극 진동의 강도에

따라 유의한 대기순환 및 열원 차이가 나타나는지를 조사하였다.

북극 진동이 강할 때 한파의 발생횟수는 약할 때 보다 약 14.3% 더 발생하는 것으로 나타났다. 월 발생 횟수에서도 양의 AO에서 1.05회/월, 음의 AO에서 1.33회/월로 나타나 북극 진동이 강할 때가 약할 때 보다 약 26.6% 더 많았다. 그러나 한파가 발행했던 달의 수는 양의 AO일 때가 더 많았다. 이것은 북극 진동이 강한 특정 달에 한파가 자주 발생한다는 것을 의미한다. 또한 북극 진동이 강할 때가 약할 때 보다 0.6°C 더 낮은 기온을 보였다. 북극 진동의 강약에 따른 열원의 차이를 고찰한 결과, 북극 진동이

강해졌을 때 한반도 주변의 기온은 이류항에 의한 냉각이 강화되어 더 낮아지지만, 열원항에 의한 상쇄 효과에 의해 기온 하강을 억제하는 것으로 나타났다. 그 결과 대기순환의 유의한 차이에도 불구하고 음의 AO와 양의 AO 사이에 기온 차이는 평균적으로 0.6°C로 그렇게 크지 않게 나타난 것으로 보인다. 북극 진동이 강할 때 더 차가운 한랭기류의 한반도 유입이 강화되고, 이로 인하여 해수면온도와 대기온도 사이의 차이가 커지면서 해면의 열속도 증가하게 된다. 이 열속은 결국 대기층을 가열하여 열원을 증가시킬 수 있다. 특히 열원은 대륙과 해양의 경계지역과 쿠로시오 해류가 지나가는 해역에서 더 중요한 역할을 하는 것으로 나타났다.

이 연구는 북극 진동의 강약에 따라 한파의 강도, 대기순환의 차이, 열원의 차이 등에 대해 중점을 두어 연구하였다. 따라서 향후 연구에서 한파를 촉발시킬 수 있는 광역 규모의 순환인 MJO, SO와의 연관성, 열원의 변동에 기여하는 복사 과정 및 현열을 포함한 해면의 순열속의 역할 등에 대해서 좀 더 많은 연구가 필요하다. 아울러 한파의 예측성 및 지속성 등에 대한 연구는 한파의 촉발, 유지 기작에 대한 연구가 이루어져야만 가능하리라 본다.

## 사 사

이 연구는 “충청지방 악기상 예측 시스템 개발(III)”의 지원에 의해 수행되었습니다.

## 참고문헌

강인식, 김맹기, 심태보, 1994, 한반도 주위 해양에서의 해면 열수지와 응력의 계절변화. 한국해양학회지, 29(4), 325-337.  
 김맹기, 강인식, 1995, 한반도 해상에서의 바람의 응력, 현열속, 잠열속에 대한 진단적 모델링. 한국기상학회지, 31(1), 1-13.  
 김맹기, 신성철, 이우섭, 2005, 한반도 겨울철 한파와 관련된 대기 순환과 열원의 특성. 한국지구과학회지, 26(6), 560-572.  
 류상범, 2002, 우리나라 겨울철 한파 내습과정에 관하여. 대기, 13(1), 310-313.  
 류상범, 2003, 우리나라 겨울철 특이 기온의 최근 변화에 관하여. 대기, 12(3), 98-101.  
 류상범, 권원태, 2002, 남한의 한랭 겨울과 흑한일의 기후학

적 특성. 대기, 12, 288-291.  
 신성철, 김맹기, 이우섭, 2005a, 겨울철 기온 극값과 한파의 이동 경로. 한국지구과학회 2005년도 춘계학술발표회 및 정기 총회, p. 173.  
 신성철, 김맹기, 이우섭, 윤자영, 2005b, 한파와 관련된 열원(Q1)의 특성. 한국기상학회 춘계학술발표회, p. 252-253.  
 신성철, 김맹기, 이우섭, 2005c, 한반도 겨울 한파에 대한 AO의 연관성과 Q1. 한국기상학회 추계학술발표회, p. 222-223.  
 임규호, 1994a, 동아시아 겨울철 상층 동서류와 하층 기온 변동의 연관성. 한국기상학회지, 30(1), 65-72.  
 임규호, 1994b, 겨울철 동 아시아 제트류의 변동성과 한파 내습. 한국기상학회지, 30(4), 507-519.  
 임은순, 안중배, 남재철, 2004, 한반도 겨울철 기온 변동과 북극 진동과의 상관성 분석. 한국기상학회지, 40(4), 441-452.  
 정영근, 1989, 한반도에서 한파내습에 관한 연구: 장주기 중간주기 단주기별 대기로란의 특성. 한국지구과학회지, 10(2), 203-214.  
 정영근, 1993, 북반구 겨울철 원격상관패턴과 단주기 대기변동. 한국지구과학회 1993년도 학술발표회 및 정기 총회, p. 391.  
 Ding, Y.H. and Krishnamurti, T.N., 1987, Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon. Monthly Weather Review, 115 (10), 2428-2449.  
 Jeong, J.H. and Ho, C.H., 2005, Changes in occurrence of cold surges over East Asia in association with Arctic Oscillation. Geophysical Research Letters, 32 (14), L14804.  
 Jeong, J.H., Ho, C.H., Kim, B.M., and Kwon, W.T., 2005, Influence of the Madden-Julian oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in East Asia. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 110, D11104.  
 Ryo, S.-B., Kwon, W.-T. and Jhun, J.-G., 2005, Surface and upper-level features associated with wintertime cold-surge outbreaks in South Korea. Advances in Atmospheric Sciences, 22 (4), 533-548.  
 Ueda, H., Kamahori, H., and Yamazaki, N., 2003, Seasonal contrasting features of heat and moisture budgets between the eastern and western Tibetan Plateau during the GAME IOP. Journal of Climate, 16 (14), 2309-2324.  
 Yanai, M., Esbensen, S., and Chu, J.H., 1973, Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budget. Journal of the Atmospheric Sciences, 30 (4), 611-627.  
 Yanai, M. and Tomita, T., 1998, Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis. Journal of Climate, 11 (3), 463-482.  
 Zhang Y., Sperber, K.R., and Boyle, J.S., 1997, Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Result from the 1979-95 NCEP/NCAR Reanalysis. Monthly Weather Review, 125 (10), 2605-2619.