

마지막 최대 빙하기의 표층수온변화에 따른 기후변화 수치실험 연구

김성중*, 남승일

*한국해양과학기술원 부설 극지연구소, 인천광역시 연수구 송도미래로 26

Climate Response to a Change in Sea Surface Temperature for the Last Glacial Maximum

Seong-Joong Kim*, Seung-II Nam

*Division of Polar Paleoenvironment, Korea Polar Research Institute, Incheon 21990, Korea

요약 : 마지막 최대 빙하기 표층 수온변화는 많은 프록시들을 이용하여 복원하였지만 저위도의 표층수온은 아직도 많은 논쟁이 이어지고 있다. 기후변화 복원자료에서는 표층수온이 적도에서 현재에 비해 2°C 이하로 하강하지만, 최근의 복원 자료들은 5°C 이상의 온도 하강을 나타내기도 한다. 수치모형을 이용하여 기존보다 표층수온이 4°C의 하강이 있었을 때 대기의 반응을 조사해본 결과 약 2배 정도의 기온 하강이 적도에서 나타나며 강수도 빙하기 실험에서는 8% 감소가 나타나는데 비해 수온을 4°C 낮추었을 때는 약 20% 정도로 현저히 줄어드는 것으로 나타난다. 저위도의 온도 감소는 전 지구적인 기후변화에 결정적 역할을 하기 때문에 저위도의 표층 수온변화에 대한 정확한 복원이 절실히 요구된다.

Abstract : There have been many proxy reconstructions for the sea surface temperature (SST) for the Last Glacial Maximum (LGM), but the degree of surface ocean cooling for the LGM is still quite controversial, especially in the low latitudes. Several lines of proxy reconstructions have shown that the SST is reduced by about 2°C in the tropics in comparison to that of present, while some reconstructions show the SST decrease by about 5°C. This study investigates the response of the atmosphere to the SST reduction by 4°C in the tropics from the CLIMAP reconstructions using a numerical model. With 4°C SST reduction, surface temperature decreases by about twice and precipitation decreases by 20% rather than 8% reduction by the CLIMAP SST experiment. These results suggest that the tropical SST change plays a critical role in global climate change and therefore accurate reconstruction for the tropical SST is highly required.

1. 서론

지난 100년간 전 지구의 평균 기온이 $0.74 \pm 0.2^\circ\text{C}$ 증가한 것으로 관측된다. 이는 산업혁명 이후 화석연료 사용의 급격한 증가에 기인한 지구온난화 때문으로 여겨진다 (IPCC, 2007). 대기-해양 결합 기후모형을 이용한 미래 기후변화 시뮬레이션 결과 2100년까지 전 지구적으로 평균 약 1.5°C에서 5.8°C까지 온난화가 진행 될 것으로 예측되고 있다. 많은 기후 모델들이 미래 기후변화를 예측하지만, 모델에 따라 미래 기후변화 예측의 정도 및 공간변화가 다르게 나타난다. 이렇게 다른

결과가 나타나는 이유는 미래 기후변화 패턴은 검증할 수 있는 자료가 없기 때문이다. 따라서 과거의 기후를 시뮬레이션 해보고 이용 가능한 프록시 자료들과 비교해 봄으로써 기후변화 패턴을 이해하고 미래 기후변화에 응용할 필요가 있다.

기후변화 기작을 규명하는데 있어서 과거의 기후모형 연구에서 가장 좋은 예는 약 20,000년 전에 있었던 마지막 최대 빙하기 (Last Glacial Maximum, LGM)이다. 이 시기가 수치모형을 이용한 기후변화 기작을 이해하는 연구에 중요한 이유는 마지막 최대 빙하기의 기후가 현재와는 현저히 달랐고 풍부한 프록시 자료들이 존재하기

때문이다. 또한 모델 결과와 프록시 관측 자료와의 비교가 용이 할 뿐만 아니라 해양 표층 수온의 경계조건이 존재하기 때문에 고해상도 대기 모형을 이용할 수 있는 장점이 있기 때문이다.

마지막 최대 빙하기의 해양 표층수온과 해빙 및 대륙빙하의 분포와 크기 등 기후변화 기록을 복원하기 위하여 CLIMAP (1981) 국제공동연구가 수행되었다. 이 연구에서 복원한 기후변화 기록에 의하면, LGM 당시의 기온은 현재에 비해 전 지구적으로 평균 약 5°C 정도 낮았던 것으로 나타났다. 저위도 지역에서는 매우 작은 양의 온도가 하강한 반면, 고위도 지역에서의 큰 폭으로 기온이 하강하였다. LGM 당시에는 북아메리카와 그린란드 및 북유럽을 포함한 스칸디나비아 지역에 2,000~3,000 m 정도의 대륙빙하가 발달하였던 것으로 밝혀졌다. 남극해에서는 해빙이 현재는 약 60°S까지 진출했던 것에 반해 LGM에는 약 50°S까지 진출했으며 북대서양에서도 약 45°N까지 해빙이 확장했던 것으로 보고되었다 (CLIMAP, 1981).

많은 기후모델들이 CLIMAP (1981)에서 복원한 마지막 최대 빙하기의 표층 수온을 경계조건으로 사용하고 있다. 그러나, CLIMAP 표층수온이 저위도에서는 현재보다 높은 값으로 나타나는데, 이는 최근 적용된 다양한 프록시 (e.g., snow line depression, noble gas, coral, tropical ice core, pollen 등) 복원 기록들과 상당한 차이를 보이고 있다. Kim et al. (2003)의 종합적 분석에 의하면, 최근의 표층수온 또는 지표온도 복원 결과들은 약 5°C 이상의 온도가 저위도에서 하강하였음을 보여주고 있다. 만약 마지막 최대 빙하기 동안 저위도에서 5°C 이상의 온도 변화가 있었다면, 이는 전 지구적인 기후변화에 중요한 의미를 갖는다. LGM 동안 표층수온이 현재에 비해 어느 정도 낮았는지 정확히 알 수 없기 때문에, 저위도의 표층수온이 CLIMAP보다 4°C 정도 낮았을 때의 기후변화를 모의실험하고 CLIMAP 자료를 이용했을 때와 비교하여 보았다.

2. 수치모형 및 방법

시뮬레이션에 이용된 수치모델은 T42의 해상도를 가지는 CCM3 (Community Climate Version 3) 대기 순환 모델로서 가우시안 그리드로 변형했을 때 격자 128 × 64 셀을 가지고 있으며, 본 연구에서는 CCM3.6.6 물리적 특징을 기초로 개선된 CCM3.10.11 모델 버전이 이용되었다. 본 연구에서 이용된 CCM3 모델은 혼합된 수직 좌표를 가지는 18개의 층으로 구성되어 있는데 지표에서는 지형을 따라가는 시그마 격자로 표현되고, 상층에서는 기압 좌표계를 따르며 최상층 기압은 2.9 hPa이다. CCM3는 NCAR (National Center for Atmosphere Research) 지표 모델(LSM; Bonan 1998)로 알려진 지표 기작의 종합적인 모사를 포함한다. 이 모델의 중요한 물리적인 과정은 Kiehl et al. (1998a, b)에 자세하게 기술되어 있다.

본 연구에서는 3개의 실험이 분석되었다. 첫 번째 실험은, 현재기후 재현실험으로, 시뮬레이션에서는 NCAR에 의해 제공된 월평균 해수 표면 온도와 해빙의 분포, 이산화탄소 농도(335 ppm), 현재 지표경계와 지형이 적용되었다. 이 실험은 “MOD”라 칭한다. 두 번째 실험은 LGM 실험으로, 이 실험에서는 CLIMAP(1981)에 의해 복원된 8월과 2월의 표층 수온 자료를 기초로 기후적으로 평균된 월평균 수온이 해양 경계조건으로 이용되었다 (Fig. 1). LGM 지표 지형은 Peltier (1994)의 ICE-4G (4th Generation Icesheet Reconstruction) 지형 자료가 적용되었다. 대륙빙하는 해양에서 증발한 수분으로 구성되는데, 대륙빙하의 양에 상당하는 해수면이 LGM 당시 약 120 m 정도 낮았던 것으로 프록시 자료들은 보여주고 있어(Fairbanks, 1989), 낮아진 해수면에 의해 드러난 지표 경계가 적용되었다. 대기 중의 이산화탄소는 빙상코어의 얼음에 포획된 공기 방울들을 분석해서 얻어진 농도 값 (200 ppm)이 적용되었다. 또한 지구 공전 궤도 인자 값인 이심율, 지구자전축, 세차운동 (eccentricity, obliquity, precession)은 20,000년 전 값을 적용하였다. 이 실험은 “LGM”이라 칭한다. 세 번째 실험에서는 다른 조건들은 LGM 실험과 동일하게 적용되었고, 단지 해양경계조건만 CLIMAP 표층수온 값보다 저위도 (35°S - 35°N)에서 4°C 낮게 적용되었고, 이

실험은 LGMM4라 칭한다.

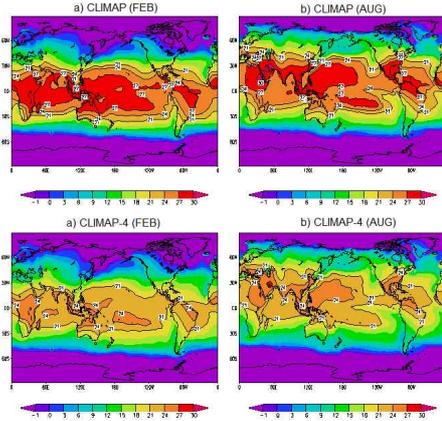


Fig. 1 Sea surface temperature (SST) reconstruction for the LGM from CLIMAP for a) February, b) August, and SST decrease by 4 degree from the CLIMAP SST for c) February, d) August.

3. 결 과

두 실험 모두 10년간 적분하였고 마지막 5년을 평균하여 분석하였다. Fig. 2는 북반구 겨울철 (December-January-February, DJF)과 여름철 (June-July-August, JJA)의 표층 기온에 대한 LGM과 MOD의 차이 및 LGMM4와 LGM의 온도 변화를 보여주고 있다. LGM 실험에서 표층 기온이 가장 크게 감소 (>28 °C) 하는 DJF에는 북대서양 북부와 북유럽에서 나타나고, 여름철에는 남극해에서 나타난다. 이러한 결과는 LGM 실험에서 높은 표면 반사율 (0.7 이상)을 유발하는 해빙의 확장에 따른 단파 복사 에너지의 감소에 기인한다. 즉 해빙이 없는 해양은 이 두 지역에서 최소 -1.9°C의 표층 온도를 가질 수 있어 해양에서는 -1.9°C이하로 온도가 하강 하는 것이 제한되지만, 해빙의 확장에 의해 큰 온도 하강이 일어난다. 두 번째로 큰 지표 온도 강하는 로렌타이드 (Laurentide) 빙상의 존재와 관련된 북미와 페노스칸디안 (Fenoscandian) 빙상이 위치하는 북유럽에서 나타난다. 빙상과 관련된 온도 변화는 여름철 기온 변화에서 뚜렷이 나타

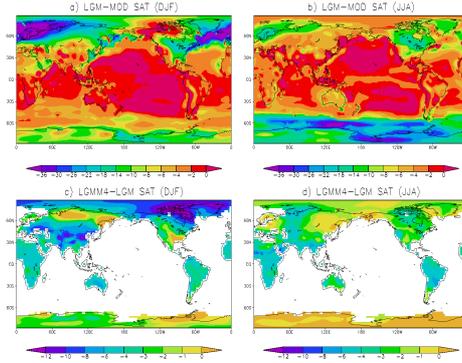


Fig. 2 Surface air temperature (SAT) change between LGM and MOD for a) DJF, b) JJA, and between LGMM4 and LGM for c) DJF and d) JJA.

나고 있다. LGM 당시 존재했던 대륙 빙하는 두 가지 관점에서 표면 온도 감소에 영향을 미친다. 첫째, 빙상은 대체로 눈으로 덮여 있으며 눈은 높은 알베도 (0.8 이상)를 갖기 때문에 현재보다 단파 복사의 더 큰 반사를 유발하여 표면 온도 하강에 기여한다. 둘째, 현재보다 2~3 km 두께의 빙상의 높은 고도에 의한 단열팽창률(6°C/km)에 따라 표면의 온도가 10°C 이상 하강하게 된다. 다음으로 지표 온도 감소가 큰 곳은 LGM 동안 해수면 하강에 따라 해양이 육지로 드러났던 황해, 인도네시아 그리고 오스트레일리아 대륙 주변에서도 비교적 큰 지표 기온의 감소가 나타나는데, 이는 지표의 열용량이 해양보다 작기 때문에 나타나는 현상이다.

LGM 실험에서 해양의 표층 수온을 최근의 프록시 기록에 따라 저위도에서 4°C 낮췄을 때 DJF에는 그린란드와 북미의 허드슨 만 근처의 북극 고위도에서 현저한 감소를 보이고 있다. 중앙아시아에서도 8°C 이상의 감소가 나타나지만 아시아의 북쪽과 북미의 남동쪽에서는 약간의 온도 증가도 보이고 있다 (Fig. 2c). JJA에는 저위도 지역에서 온도 감소가 가장 크게 나타나며, 고위도 지역에서는 대체로 온도 하강이 적고 남극에서는 LGM에 비해 약간 온도가 증가하는 경향을 보인다. 전체적으로 전 지구적인 평균 지상 기온은 LGM의 DJF에 약 4.7°C, JJA에는 약 4.8°C 감소하는 것으로 시뮬레이

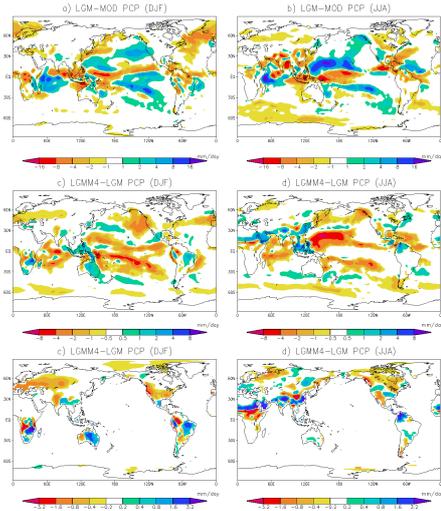


Fig. 3 Precipitation (PCP) change between LGM and MOD for a) DJF, b) JJA, and between LGMM4 and LGM over ocean for c) DJF and d) JJA, and over land for e) DJF and f) JJA.

선 된다. 한편, LGMM4에는 DJF에 8.1°C, JJA에는 7.8°C로 크게 온도가 감소한다.

LGM 실험에서 강수는 대부분 지역에서 감소하는데 특히 빙하기 동안 해빙의 확장에 기인하여 DJF에는 북대서양에서, JJA에는 남극해에서 강수의 감소가 뚜렷하다 (Fig. 3). 남부 인도양과 태평양의 아열대 지역에서는 LGM 때 강수가 증가하는 경향을 보인다. LGMM4 실험에서는 이들 아열대 지역에서도 비교적 크게 강수가 감소하는 것으로 나타난다. 그러나 DJF에는 남아프리카와 호주 그리고 남아메리카 서부에서 LGM 때에 비해 강수가 증가하는 경향을 보이기 때문에, 이들 지역에서의 강수변화는 해양의 표층수온이 중요한 역할을 하는 것을 알 수 있다. 한편, JJA에는 북반구 아열대 지역인 북아프리카, 아시아 그리고 북아메리카에서 강수가 증가하고 있다. 강수의 변화는 해면기압의 분포와 관련이 있는데, LGM 때 DJF에는 북아메리카와 북유럽에서 해면기압의 증가가 보이고, JJA에는 남극에서 현저한 기압이 증가하는 것으로

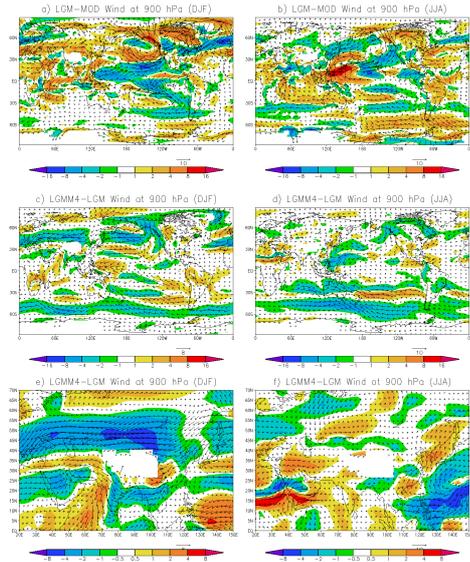


Fig. 4 The change in wind vectors with magnitude at 900 hPa between LGM and MOD for a) DJF, b) JJA, and between LGMM4 and LGM for c) DJF and d) JJA, and for e) DJF and f) JJA over Asia.

나타난다. 하지만 남북 태평양의 아열대 지역과 인도양에서는 해면기압의 감소가 보이는데, 이 지역의 강수 증가와 일치하고 있다. LGMM4에서는 아열대 지역에서 해면기압의 감소가 두드러지는데, 특히 DJF에는 뚜렷하게 감소하는 경향을 보인다. 이는 해양 표층 수온이 낮아짐으로써 DJF에는 육상에서의 온도 감소가 해양보다 크게 나타남에 따라 해양의 해면기압이 상대적으로 감소하기 때문으로 생각된다. 하지만 JJA에는 저위도의 온도 감소에 비해 다른 지역의 온도감소가 그리 크지 않기 때문에 이 지역들에서 해면기압의 감소가 보이고 있다.

해면기압의 변화는 표층 순환에 영향을 미치는데, LGM 때 DJF에는 북아메리카에 대륙빙하가 확장하기 때문에 시계 방향의 순환이 발달하고, JJA에는 북태평양 고기압의 감소에 따른 반시계 방향의 순환이 북태평양에 나타난다 (Fig. 4). 또한 아시아 여름 몬순이 약화되는 경향이 있다. 그러나 LGMM4에서는 아열대 지역의 해면기압 감소에 따라 남극해에서 서풍이 약화되는 경향을 보이며,

JJA에는 아라비아 해에서 여름 몬순이 강화되는 경향을 보이며, 인도와 남아시아의 강수가 증가하고 있다. 전체적으로 LGM 때의 DJF에는 약 8.2%의 강수가 감소하며, JJA에는 7.6%의 강수가 줄어드는 것으로 시뮬레이션 된다. 한편, LGMM4의 DJF에는 20.3%까지 강수가 감소하고, JJA에는 19%까지 강수가 감소한다.

4. 결 론

결론적으로 CLIMAP 표층수온을 경계조건으로 이용했을 때는 LGM 실험에서 지표 온도가 약 5°C 정도 감소하고, CLIMAP 수온의 온도를 저위도에서 4°C 낮췄을 때는 모든 계절에 온도감소가 2배 정도 큰 약 8°C 정도의 온도 감소를 보인다. 표면 온도의 감소는 강수의 약화를 초래하여 LGM에는 약 8% 정도의 강수가 줄어드는 반면에 LGMM4에는 약 20% 정도 강수가 감소하는 것으로 나타난다. 저위도의 온도 감소는 전 지구적인 기후변화에 결정적 역할을 하기 때문에 저위도의 표층 수온변화에 대한 정확한 복원이 절실히 요구된다.

감사의 글

이 연구는 극지연구소에서 수행하는 “과거, 현재의 극지기후 관측과 재현을 통한 기후변화 메커니즘 규명 (PE16010)”사업과 “2016년도 정부(미래창조과학부)의 재원으로 한국연구재단 해양극지기초원천기술사업의 지원을 받아 수행된 연구(2015M1A5A1037243)” 사업으로부터 연구비를 지원받아 수행하였다.

참고문헌

Bonan G (1998) The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J Clim* 11: 1307-1326

CLIMAP (1981) Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol Soc*

Amer Map Chart Ser, MC-36

Fairbanks RG (1989) A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342: 637-642

Kiehl JT, Hack JJ, Bonan BG, Boville BA, Williamson DL, Rasch P (1998a) The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J Clim* 11: 1131-1149

Kiehl JT, Hack JJ, Hurrell J (1998b) The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3. *J Clim* 11: 1151-1178

Kim S-J, Flato GM, Boer GJ (2003) A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: approach to equilibrium. *Clim Dyn* 20: 635-661

Peltier WR (1994) Ice age paleotopography. *Science* 265: 195-201