

제2차 고기후 모델링 비교 프로그램 시뮬레이션 자료를 이용한 마지막 최대빙하기의 북극 기후변화 연구

Arctic Climate Change for the Last Glacial Maximum Derived from PMIP2 Coupled Model Results

김성중* · 우은진

Kim, Seong-Joong* and Woo, Eun-Jin

한국해양연구원 부설 극지연구소 극지기후연구센터

Division of Polar Climate Research, Korea Polar Research Institute, KORDI

요지

제2차 고기후 모델링 비교 프로그램(Paleoclimate Modelling Intercomparison Program phase II, PMIP2)의 대기-해양-해빙 접합모형을 통해 얻어진 시뮬레이션 자료를 이용하여 마지막 최대빙하기(Last Glacial Maximum)의 북극 기후변화를 연구하였다. 연구에 이용된 모형은 미국 해양대기청의 CCSM, 독일 막스플랑크 연구소의 ECHAM3-MPIOM, 영국 기상청의 HadCM3M2, 프랑스 라플라스 연구소의 IPSL-CM4, 프랑스 기상연구소의 CNRM-CM3, 일본 동경대 기후연구소의 MIROC3.2, 그리고 중국 대기물리연구소의 FGOALS을 포함해 총 7개로 구성된다. 7개 모형들에 의해 재현된 현재 기후를 관측에 기초로 한 재분석 자료와 비교해 본 결과, 모든 모형에서 관측에 나타나는 북극기후의 특징들이 비교적 잘 재현되었다. 모든 기후 모형들에 마지막 최대빙하기의 대기 이산화탄소 농도를 포함한 온실기체, 지구공전궤도함수, 그리고 빙상 및 지형의 경계 조건이 적용되었다. 빙하기 경계 조건에 대하여 대륙빙하가 발달했던 북미와 북유럽에서 24°C 이상의 온도 감소가 나타나는데, 이는 빙하의 발달에 따른 표층의 알베도 증가와 고도의 증가에 기인하는 것으로 여겨진다. 또한 빙하의 발달에 기인하여 북극해에서도 10°C 이상의 온도 감소가 나타난다. 여름철에 비해 겨울철 온도 감소가 대체로 더 크게 나타나며, 북극 주변에서 평균 약 14°C 정도의 연평균 온도 감소를 보이고 있다. 저위도에 비해 북극 지역의 온도 감소가 모든 계절, 특히 겨울철에 더 크게 나타나는데, 이는 최근 지구 온난화의 정도가 극 지역에서 저위도나 중위도에 비해 더 크게 나타나고 있는 것보다도 잘 대비된다. 본 연구결과와 최근의 온난화가 서로 대비되게 일어나기 때문에, 마지막 최대빙하기의 연구를 통해 미래 지구온난화 하에서 나타날 수 있는 기후변화를 간접적으로 이해할 수 있을 것으로 사료된다.

키워드 : 마지막 최대빙하기, 북극기후, 대기-해양 접합 모형, 고기후 모형 비교 프로그램

ABSTRACT

The Arctic climate change for the Last Glacial Maximum(LGM) occurred at 21,000 years ago

* Corresponding author : E-mail: seongjikim@kopri.re.kr

(21ka) was investigated using simulation results of atmosphere-ocean coupled models from the second phase of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Program(PMIP2). In the analysis, we used seven models, the NCAR CCSM of USA, ECHAM3-MPIOM of German Max-Planck Institute, HadCM3M2 of UK Met Office, IPSL-CM4 of France Laplace Institute, CNRM-CM3 of France Meteorological Institute, MIROC3.2 of Japan CCSR at University of Tokyo, and FGOALS of China Institute of Atmospheric Physics. All the seven models reproduce the Arctic climate features found in the present climate at Oka(pre-industrial time) in a reasonable degree in comparison to observations. During the LGM, the atmospheric CO₂ concentration and other greenhouse gases were reduced, the ice sheets were expanded over North America and northern Europe, the sea level was lowered by about 120m, and orbital parameters were slightly different. These boundary conditions were implemented to simulate LGM climate. With the implemented LGM conditions, the biggest temperature reduction by more than 24°C is found over North America and northern Europe owing to ice albedo feedback and the change in lapse rate by high elevation. Besides, the expansion of ice sheets leads to the marked temperature reduction by more than 10°C over the Arctic Ocean. The temperature reduction in northern winter is larger than in summer around the Arctic and the annual mean temperature is reduced by about 14°C. Compared to low mid-latitudes, the temperature reduction is much larger in high northern altitudes in the LGM. This result mirrors the larger warming around the Arctic in recent century. We could draw some information for the future under global warming from the knowledge of the LGM.

Key words : Last Glacial Maximum, Arctic Climate, Atmosphere-Ocean Coupled Model, Paleoclimate Modelling Intercomparison Program

1. 서론

제4차 IPCC(2007) 보고서에 따르면 지난 20세기 동안 전지구 평균 기온이 0.74°C 상승한 것으로 관측되는데, 이와 같은 온도 상승은 지난 10,000년 동안 나타났던 온도 변화(약 0.4°C)에 비해 약 2배 정도의 급격한 온도 변화로써 이는 산업혁명 이후 화석연료 사용의 증가에 따른 대기 온실가스의 증가에 기인하는 것으로 여겨진다. 제4차 IPCC 보고서에 참여한 기후계 모델이 예측한 결과, 온실가스의 배출 정도에 따라 21세기 말까지 전지구 평균 1.8~3.6°C 정도의 온도가 상승할 것으로 전망하고 있다. 현재와 기후가 현저히 달랐던 빙하기와 간빙기의 전지구 기온변

화가 약 5°C 정도였고, 온도 변화도 5,000년 이상의 긴 기간에 걸쳐 서서히 진행된 것에 비추어 볼 때, 앞으로 발생할 지구 온난화의 규모와 속도는 지구 역사상 유례가 없는 현상으로 여겨진다. 이와 같이 급격한 지구온난화 문제는 대기 순환장 변화에 따른 악기상 및 물 문제, 나아가 식생의 변화를 초래할 수도 있어 지구촌 안정을 해치는 큰 위협이 될 수도 있다.

Hansen *et al.*(2006)에 의하면 최근 수십 년 동안의 기후변화는 저위도나 중위도에 비해 극지역의 온난화가 더 큰 것으로 관측되고 있다. 2007년 가을에는 극지역인 북극의 온난화로 인해 해빙의 양이 $4.28 \times 10^6 \text{ km}^2$ 로 줄어들었는데(Stroeve *et al.*, 2007), 이는 전년도에 비해 약 23% 정도 줄어든

양이다. 극지역이 저위도나 중위도에 비해 외부 강제력 변화에 민감하게 작용하는 이유는 극 지역은 태양에너지의 알베도가 높은 눈과 얼음으로 덮여 있기 때문이다. 짧은 시간 동안에 극지역의 기후변화는 대기 순환과 물 순환에 영향을 미쳐 북극 진동을 변화시키고, 나아가 동아시아, 유럽, 북미 등의 겨울철 한파를 유발하기도 한다. 좀 더 긴 시간 규모 동안에는 극지역의 기온상승과 이에 따른 담수의 증가가 해양 심층수 생성량에 영향을 미쳐 해양순환에 영향을 준다. 나아가 전 지구 극항 열 수송량의 변화를 주기 때문에 수십 년 주기 또는 그 이상 주기의 북반구 기후변화에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(e.g., Zhang and Delworth, 2007). 그러므로 미래 기후의 정확한 예측을 위해서는 극 지역에 대한 이해가 절실하다.

지난 20세기 동안에 관측된 온도 변화가 인위적인 것인지, 자연적인 것인지 혹은 기후변화의 정도가 어느 정도의 시간 규모로 진행되는지를 밝히기 위해서는 짧은 기후변화 기록만으로는 한계가 있다. 장비를 이용한 기후 요소 측정은 비교적 최근부터 이루어졌기 때문에, 이보다 더 과거의 기후변화는 유사(프록시) 기록의 복원을 통해서 알 수 있다. 과거의 기후를 지시해 주는 프록시인 나무의 나이테, 산호, 동굴 석순, 빙핵(ice core), 해양 퇴적물(sediment core) 등의 다양한 자료들을 이용하여 과거 수천에서 수십만 년 주기의 기후변화 기록들을 복원하고 있다. 그러나 이 기록들만으로는 과거의 기후변화가 어떤 기작에 의하여 일어났는지를 밝히기는 한계가 있기 때문에 과거의 기후변화 기록 복원과 동시에 기후계 수치 모델들을 적용하여 과거의 기후변화를 재현한다. 또한 고기후 프록시 관측 자료들과 비교함으로써 기후변화의 기작을 이해하기 위한 연구가 진행 중이며, 이는 궁극적으로 미래의 정확한 기후예측에 기여하고자 하는데 목적이 있다. 또한 어떤 수치 모델이 현재의 기후를 잘 재현한

다고 해서 미래 기후변화를 정확히 예측할 수 있다고는 단정할 수 없기 때문에 현재보다 기후의 배경이 달랐던 과거의 기후를 시뮬레이션하고, 프록시 자료와의 비교를 통해 기후 모형의 품질을 결정하고 모델을 보완함으로써 미래 기후의 예측성을 향상시킬 수 있다.

고기후 모델 연구는 1976년 NCAR 대기순환 모형을 이용하여 마지막 최대빙하기의 시뮬레이션이 최초로 시도되었고(Gates, 1976; Manabe and Hahn, 1977), 1980년대 중반에 대기 순환 모형에 단순한 해양 모형(Slab Ocean Model)을 접합하여 마지막 최대빙하기부터 홀로세 중기-말기까지의 고기후 실험이 이루어졌다(Kutzbach and Wright, 1985). 이후 세계 각지의 여러 기후모델 그룹에서 다양한 해상도, 복잡도 등을 갖는 수치 모델로 마지막 최대 빙하기와 홀로세 중기에 대한 실험이 이루어졌다. 1900년대 말에 이르러 각국에서 개발 중인 기후 모델들을 이용하여 홀로세 중기(6,000 years BP)와 마지막 최대빙하기(20,000 years BP)의 동일한 경계 조건을 가지고 기후변화 재현을 실험하여 모델 결과들을 비교하는 제1차 고기후 모형 비교 연구(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, PMIP1)가 수행되었다(Joussaume and Taylor, 2000). PMIP1에서 도출된 마지막 최대빙하기의 결과를 요약하면, 마지막 최대빙하기 실험을 위해서는 CLIMAP (1976, 1981) 프로젝트에서 복원한 표층 수온을 적용한 실험과 단순한 에너지 교환(Slab Ocean Model)에 의해 표층 수온을 계산하는 기후 실험이 병행되었는데, CLIMAP 표층 수온이 적용되었을 때에는 연평균 기온이 약 4°C 감소하는 것으로 보인다. 반면에 표층 수온을 계산했을 때에는 표층 기온 하강이 2°C에서 6°C까지의 편차를 보였다. 이런 차이는 모델들의 표층 알베도나 모델의 민감도의 차이에 기인한다. 기온의 공간분포를 보면, 고정된 표층 수온에 비해 계산된 경우가 남북반 구간의 격차가 크게 보인다. 특히 남반구

에서는 해빙의 확장이 CLIMAP 복원보다 작아서 온도 강하가 적은 반면, 적도 부근에서는 CLIMAP 표층 수온보다 온도 감소가 더 크게 나타났다(Joussaume and Taylor, 2000).

고기후 모델 연구는 해양의 반응이 충분히 이루어진 상태에서 분석해야 되기 때문에, 해양을 적어도 1,000년 이상 적분해 주어야 되는데, 1990년대까지의 컴퓨터 능력으로는 대기에 비해 해양의 반응시간이 느려서 대기-해양-해빙 3차원 결합 모델을 이용하여 수행하기에 어려운 것으로 알려져 있었다. 하지만 컴퓨팅 능력이 향상되면서 대기-해양-해빙-빙하 등이 포함된 3차원 결합 모델을 이용하여 캐나다 기후모형연구소, 미국의 GFDL이나 NCAR, 그리고 영국의 헤들리 연구소, 일본 기상연구소 등에서 마지막 최대빙하기 연구를 수행한 바 있다(Hewitt *et al.*, 2001; Kitoh *et al.*, 2001; Kim *et al.*, 2002, 2003; Shin *et al.*, 2003). 제2차 고기후모형 비교연구 프로젝트(PMIP2)가 2002년부터 시작되었는데, PMIP1에서 했던 홀로세 중기와 마지막 최대빙하기에 대한 기후 재현 실험에 3차원 해양-대기-해빙-식생 결합 모형을 이용해 이루어졌다(Harrison *et al.*, 2002). 현재까지 북대서양과 유라시아의 모형 프록시 비교연구(Kageyama *et al.*, 2006), 기후민감도 분석(Crucifix, 2006), 빙하기 북대서양 열염분순환 변화(Weber *et al.*, 2007), 두 시기의 대규모 특징들과 적도 열대 수렴대의 변화 연구(Bracconot *et al.*, 2007) 등이 보고되었다. 하지만 북극 주변의 기후변화 자료는 심도 있게 분석되지 않았기 때문에 본 연구에서는 PMIP2 해양-대기-해빙 결합 모형에서 도출된 자료를 이용하여 마지막 최대빙하기의 북극지역 고기후 변화를 파악하여 미래 극지역 기후변화의 예측성 제고에 기여하고자 한다.

2. 수치모델 및 경계 조건

PMIP2 프로젝트에서는 대기와 해양이 3차원 순환모형이 이용되었고, 일부에서는 식생 모형을

적용하였다(Bracconnot *et al.*, 2007). 실험은 현재와 홀로세 중기, 그리고 마지막 최대빙하기를 대상으로 기후변화 재현 실험을 수행하였다. 현재(Oka) 기후 시뮬레이션은 약 1750년을 기준으로 하였고, 마지막 최대빙하기는 21,000년 전(21ka)을 기준으로 한다. Table 1은 PMIP2에서 이용된 현재와 마지막 최대빙하기의 경계 조건을 나타낸다. 마지막 최대빙하기의 경계 조건의 가장 큰 특징은 대륙 빙하의 발달이다. 빙하의 복원은 토론토대학에서 이루어졌는데, PMIP2에서는 제5세대 빙하 복원 자료인 ICE-5G가 이용되었다(Peltier, 2004). 마지막 최대빙하기 동안에는 대륙빙하가 북미의 미네소타 근처까지 확장되었으며, 그린란드 빙하도 중앙에서는 2,000m 이상 두꺼웠음을 알 수 있다(Fig. 1). 북유럽에서도 빙하가 발달했는데, 스칸디나비아 반도 전체와 북극의 카라해가 빙하로 덮혀 있었던 것으로 관측된다. 빙하의 두께는 대부분 2,000~2,500m 정도이며, 북미의 캐나다 중앙에서는 3,000m가 넘는 곳도 관측된다(Fig. 1). 제4세대 빙하 복원 자료에 비해 제5세대 빙하의 두께가 북미에서 1,000m 이상 두꺼운 경향을 보인다.

대륙 빙하의 성장에 따라서 해수면이 현재보다 약 120m 정도 낮았는데(Yokoyama *et al.*, 2000),

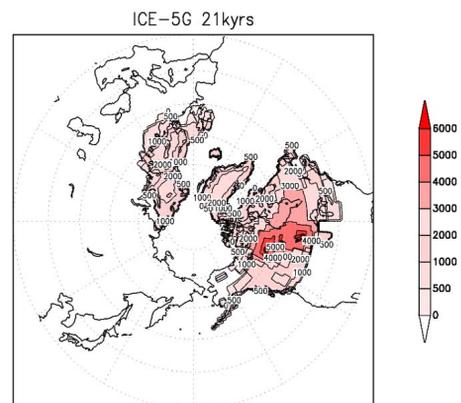


Fig. 1. Ice sheet topography for the Last Glacial Maximum(21ka) from Peltier(2004).

Table 1. Boundary conditions for 0ka and 21ka using in PMIP2

	Ice sheet	Topography	CO ₂ (ppm)	CH ₄ (ppb)	NO ₂ (ppb)	Eccentricity	Obliquity	Precession
0ka	Modern	Modern	280	760	270	0.016774	23.446	102.04
21ka	ICE-5G	ICE-5G	185	350	200	0.018944	22.949	114.42

새로운 지형경계는 빙하기 지형에 근거해서 결정되었다. 해수면의 하강은 약 3%의 해수 증발과 약 1psu의 해수 염분 증가를 의미하는데, PMIP2 모형에서는 해수면 변화에 따른 염분 변화가 해양 순환에 미치는 영향이 미미한 것으로 보고되었기 때문에(Weaver *et al.*, 1998), 해수면 하강에 따른 염분 증가 효과는 마지막 최대빙하기 실험에서는 고려되지 않았다.

인위적인 화석연료 사용의 증가에 따라 2010년 현재는 대기 이산화탄소의 농도가 약 380ppm이지만, 산업혁명 이전의 대기 이산화탄소 농도는 280ppm이었기 때문에 이 값이 0ka 실험에 적용되었고, 마지막 최대빙하기의 이산화탄소 농도는 남극 빙핵 자료로부터 추론된(e.g., Brook *et al.*, 2008) 185ppm이 적용되었다. 메탄과 아산화질소의 농도도 현재에 비해 빙하기 동안 낮게 관측되는데, 모형에 이용된 값이 Table 1에 정리되어 있다. 지구공전궤도함수는 세 가지로 구성된다. 첫째, 약 10만년 주기를 가지며 태양 주위의 공전궤도의 타원율(이심률)이 변화하는데, 빙하기 동안 이심률이 현재보다 약간 더 컸음을 알 수 있다. 둘째로 지구의 지축의 기울기 값은 현재 23.44도가 적용되었고, 빙하기동안은 22.9도가 적용되었으며, 지구의 세차운동과 관계있는 precession은 현재 102.04도이며, 마지막 최대빙하기에는 114.42도가 적용되었다. 현재의 지구 공전궤도함수 값은 1950년도 값이 적용되었는데, 온실가스의 기준인 1750년에 비해 지구 공전궤도 함수 값 변화에 따른 태양에너지의 차이는 무시할 만한 수준임을 밝혀둔다. 마지막 최대빙하기 동안

지구공전궤도 인수 값이 현재와 유사하기 때문에 지구공전궤도 인자가 태양에너지의 변화에 미치는 영향은 미미한 것으로 알려져 있다. PMIP2 프로그램에서 사용된 현재와 빙하기의 경계 조건은 Bracconot *et al.*(2007)에 더 자세히 기술되어 있다.

10개 이상의 수치 모형 그룹들이 PMIP2 프로젝트에 참여하였지만, 본 연구에서는 중간 정도의 복잡도를 가지는 모형들(e.g., ECBilt-CLIO, FOAM, etc.)은 배제하고 기온과 강수를 제공하는 총 7개의 수치모형의 결과를 분석에 이용하였다. 분석에 이용된 수치모형들의 수평, 수직 해상도를 Table 2에 정리하였다. 연구에 이용된 수치모형은 미국 해양대기청의 CCSM, 독일 막스플랑크 연구소의 ECHAM3-MPIOM, 영국 기상청의 HadCM3M2, 프랑스 라플라스연구소의 IPSL-CM-4, 프랑스 기상연구소의 CNRM-CM3, 일본 동경대 기후연구소의 MIROC3.2, 그리고 중국 대기물리연구소의 FGOALS로 구성된다. 각각의 모형들은 대기와 해양의 해상도가 다르며, 해양의 해상도가 더 높은 경향을 보인다.

3. 결과

3.1 현재 기후

마지막 최대빙하기 기후를 분석하기 전에 각각의 수치모형들이 현재의 기후를 어떻게 모사하는지 조사할 필요가 있다. 제4차 정부 간 기후변화 협의체(IPCC AR4)의 보고서를 통해 본 연구에서 이용된 수치모형들의 품질이 대체로는 검증되

Table 2. Coupled model used in the analyses and their horizontal and vertical resolutions

Model	Organization	Atmosphere Resolution(levels)	Ocean Resolution (levels)	References
CCSM3	National Center for Atmospheric Research(NCAR), USA	T42 (26)	1°×1° (40)	Otto-Bliesner <i>et al.</i> (2006)
HadCM3M2	UK Meteorological Office, Hadly Center, UK	3.75°×2.5° (19)	1.25°×1.25° (20)	Gordon <i>et al.</i> (2000)
IPSL-CM4-V1-MR	Institute Pierre-Simon Laplace (LSCE), France	3.75°×2.5° (19)	2°×0.5° (31)	Marti <i>et al.</i> (2005)
ECHAM5-MPIOM1	Max-Planck Institute, Germany	T31 (19)	1.875°×0.84°	Roeckner <i>et al.</i> (2003)
CNRM-CM3	Center National de Recherches Meteorologiques (CNRM), France	T42 (45)	2°×0.5° (31)	Royer <i>et al.</i> (2002)
FGOALS-g1.0	Institute of Atmospheric Physics (IAP), China	2.8°×2.8° (26)	1°×1° (33)	Yu <i>et al.</i> (2002)
MIROC3.2	Center for Climate System Research, University of Tokyo, Japan	T42 (20)	1.4°×0.5°	K-1 Model-Developers (2004)

어 있지만, 상세한 검증이 이루어지지 않았기 때문에 현재의 관측 자료와 현재의 기후 재현 결과를 비교해 보고자 한다. 본 연구에서는 기후변화의 기본 요소인 연평균 기온을 중심으로 기술하고자 한다.

Fig. 2는 PMIP2에서 재현한 0ka 기온과 관측의 기온을 비교하고 있다. 관측에 이용된 기온은 미국 워싱턴 대학에서 1900년부터 2008년까지의 제공한 값 중에서 1900~1920년까지 평균한 값을 이용하였다. 0ka 실험이 산업혁명 이전(1750년)의 대기 이산화탄소 값(280ppm)을 이용하였기 때문에, 산업혁명 이전의 관측 값을 이용해야 한다. 하지만 산업혁명 이전의 관측 기온은 몇 정점의 프록시 자료 외에는 없기 때문에, 부득이 제공되는 기온 자료의 초기 구간인 1900년에서 1920년까지 평균하여 비교하였다. 이 기간 동안의 대기 이산화탄소 농도는 약 297ppm으로 산업

혁명 이전보다 약 17ppm 증가했는데, 전체적인 기온 패턴에는 큰 영향이 없으리라 여겨진다.

관측에 의하면 북반구 연평균 기온은 그린란드가 -20°C 이하로 가장 낮은 온도를 보이며, 캐나다의 북쪽 북극해 주변도 매우 낮은 온도를 보이고 있다. 그리고 시베리아의 동쪽도 15°C 이하의 낮은 온도를 보이고 있다. 관측에서 보이는 이런 특징들이 모형에서도 대체로 잘 재현되고 있기는 하지만 자세한 특징들은 다르게 나타남을 알 수 있다(Fig. 2). 예로 CCSM 모형은 북극해 기온은 다른 모형에 비해 낮게 모사하는 경향이 있다.

좀 더 세밀한 비교를 위해 관측 값에서 수치모형으로 재현된 기온을 뺀 차이를 구해 보았는데, 모형과 관측, 그리고 모형들 간의 많은 차이를 보이고 있다(Fig. 3). 모형 결과와 관측에서 나타나는 몇 가지 특징들을 보면 첫째, 중국 모형을

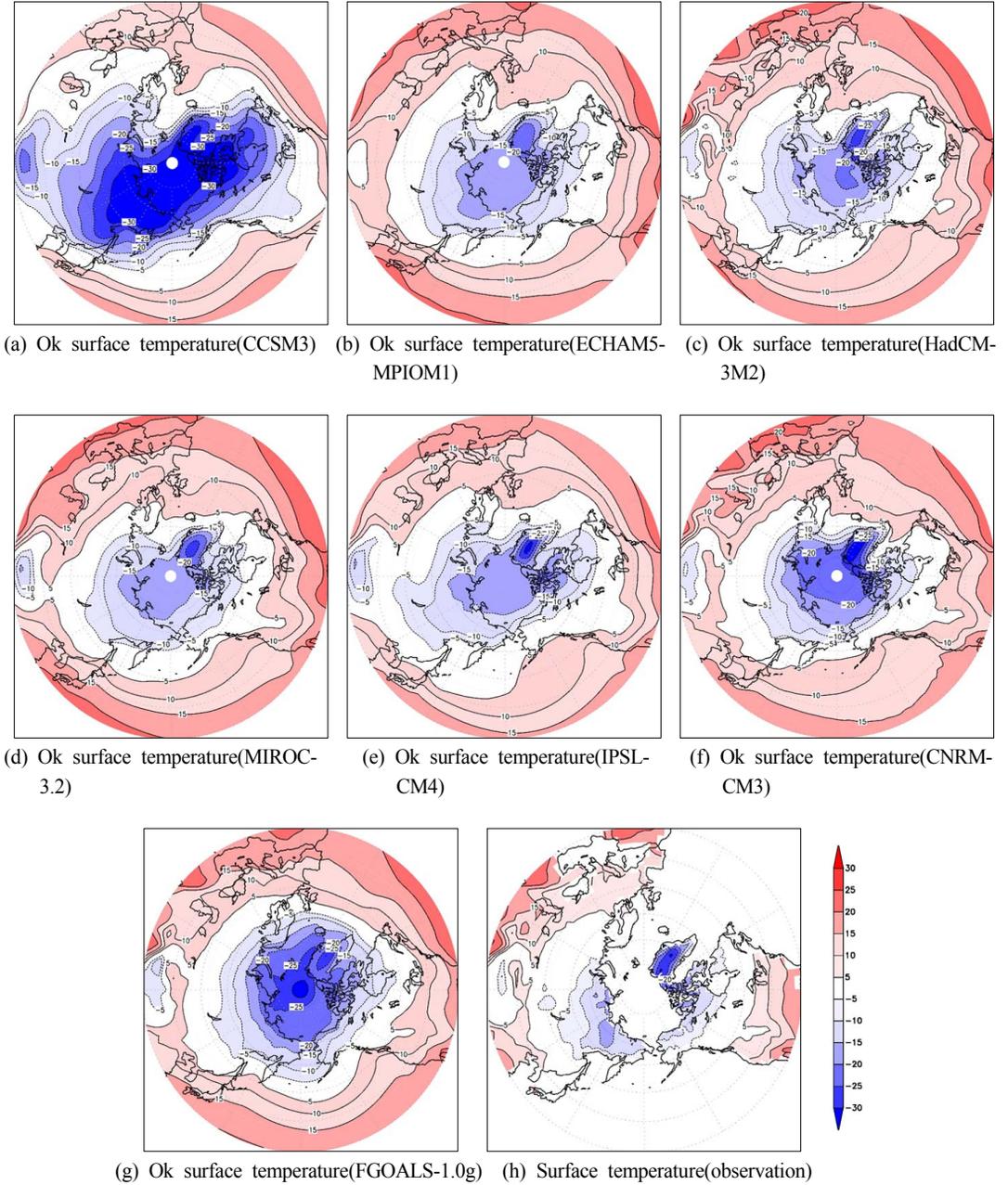


Fig. 2. (a-g) Simulated surface temperature and (g) observed surface temperature averaged from 1900 to 1920.

제외하고, 시베리아 북극에서 관측에 비해 4°C 이상의 온난한 편차를 보이고, 반면에 중위도(40

~60°N)에서는 대체로 냉각한 편차를 보여주고 있다. 앞에서 기술한대로 관측 기온에 해당하는

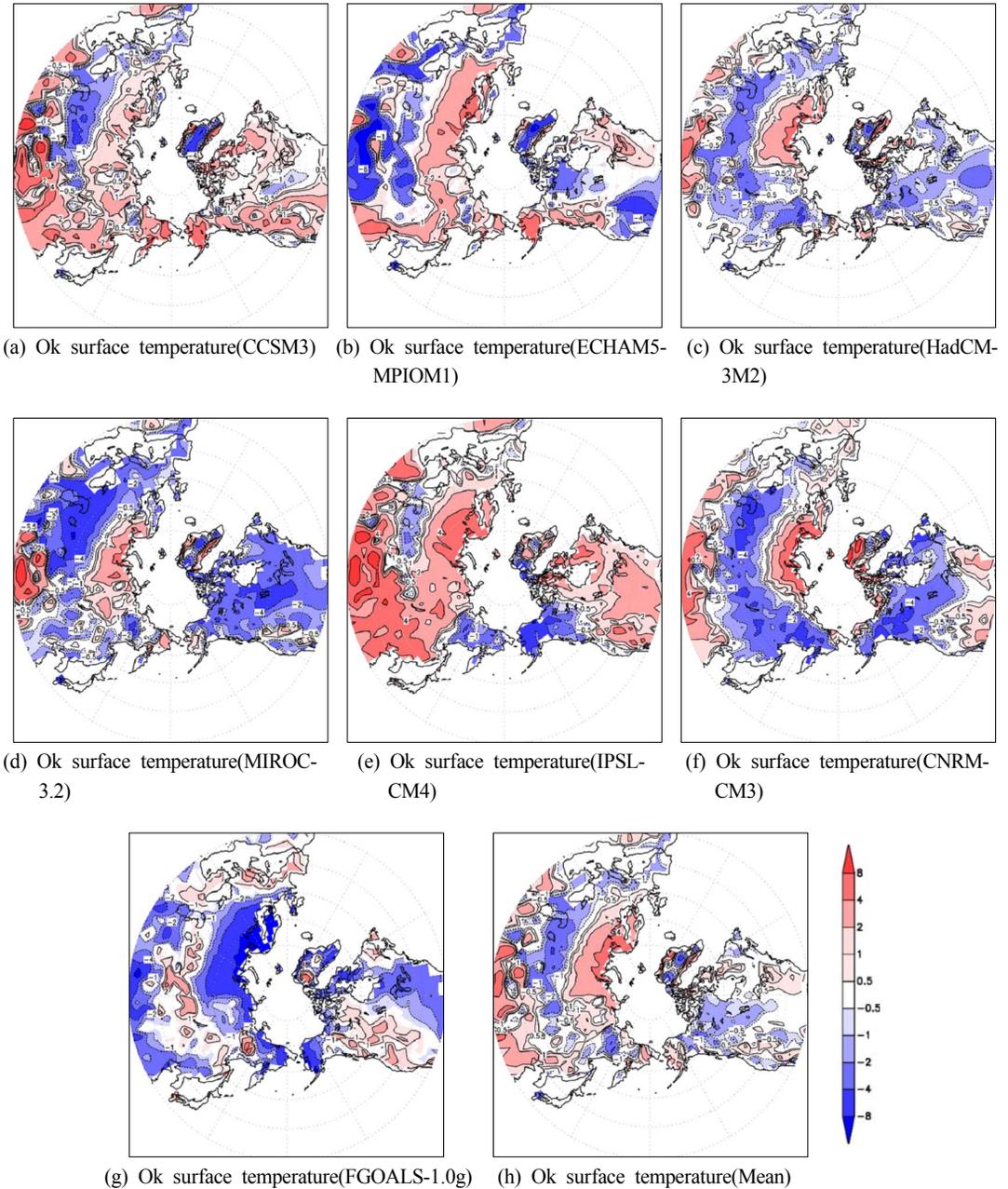


Fig. 3. Simulated surface temperature change from the observation at 0ka.

대기 이산화탄소 농도 값이 약 20ppm 정도 높기 때문에 정확한 비교는 할 수 없다. 중국 모형을 제외하고는 비슷한 형태의 편차가 존재하는데,

지역에 따라 8°C 이상의 편차를 보여주고 있어 앞으로 모형의 개선에 더 많은 노력을 기울일 필요가 있다.

3.2 마지막 최대빙하기 기후

3.2.1 마지막 최대빙하기 생성 배경

46억 년 전 지구가 생성된 이래로 지구의 기후는 온난했던 시기와 한랭했던 시기가 전 지구 평균 약 10°C 이내에서 반복되어 왔는데, 대체로 남북극에 빙하가 없는 온난한 시기가 대부분을 차지한다(Frakes, 1979; Crowley and North, 1991). 크게 4차례의 빙하기가 있었는데, 원생대 말기(약 6천만 년 전)와 석탄기 말(약 3천만 년 전)에 큰 빙하기가 있었으며, 약 6천만 년 전에는 해빙이 적도까지 진출했던 기록이 있어 눈 지구(snowball earth)라 부르기도 한다. 하지만 해빙이 적도 부근까지 진출했는지는 프록시 증거가 빈약하고 수치모형으로 재현이 어려워 아직도 논란이 되고 있다. 중생대에 최대 온난한 기후를 보이다가 대기 이산화탄소 농도의 감소와 더불어 지구의 기후는 서서히 냉각되었는데, 약 3천4백만 년 전에 남극의 빙하가 성장하기 시작하면서 신생대의 빙하기가 시작된다.

북반구의 빙하는 그린란드에서 플라이오세 말기부터 생성되기 시작하여 신생대 제4기가 시작되는 약 2백만 년 전부터 지구의 기후는 빙하기와 간빙기의 극심한 변동을 겪게 된다. 해양 및 빙하 퇴적물에 나타난 기록을 보면 2백만 년 전에서 약 40만 년 전까지는 약 4만 년 주기로 빙하기와 간빙기가 반복되다가 40만 년 전 이후 홀로세까지는 약 10만 년 주기로 빙하기와 간빙기가 반복되는 경향을 보인다(Raymo *et al.*, 2006). 기후변화의 주기가 4만 년 주기에서 10만 년 주기로 바뀐 이유는 아직 정확하진 않지만 지구 공전궤도 변수 중 Obliquity의 변동에 따른 에너지 수지 변화 때문인 것으로 알려져 있다. 가장 최근의 간빙기는 약 13만 년 전에 있었는데, 이 시기는 해수면이 약 4m 정도 높았으며 전 지구 평균 기온도 현재보다 1~3°C 정도 높았던 것으로 기록되어 있다. 약 11만 5천 년 전부터 여름철의 한랭한 기후로 인해 북미에서 빙하가 생성되기

시작하여 몇 번의 상대적인 온난기를 겪다가 약 2만 천 년 전에 최대의 빙하기가 있었는데, 이 시기를 마지막 최대빙하기(Last Glacial Maximum)라 한다.

마지막 최대간빙기가 끝날 무렵(약 11만 5천 년 전) 지구 공전궤도 인자 값 차이에 의한 태양 입사 에너지의 계절적 변동에 의해 북미의 중앙에서부터 빙하가 서서히 자라기 시작하여 마지막 최대빙하기까지 대륙 빙하가 발달하는데, 북미에 발달했던 로렌타이드(Laurentide), 북미 서북부에 발달했던 빙하(Coedilleran), 그리고 북서유럽에 발달했던 웨노스칸디안(Fennoscandian) 빙하로 구성되며, 남극 빙하도 현재보다는 지역에 따라 1,000~2,000m 정도 두꺼웠던 것으로 관측된다. 빙하 복원 기록에 의하면 로렌타이드 빙하의 두께가 중앙부에서 3,500~5,000m까지였던 것으로 알려져 있다(CLIMAP, 1981; Peltier, 1994). 빙하의 생성은 해수의 증발에 의한 것으로 약 50~60×10⁶ km³ 정도의 부피였을 것으로 추정되며, 이는 약 121m의 해수면 하강에 대비되는 양이다(Fairbanks, 1989). 높은 고도의 빙하는 대기 순환장에도 일부 수치 모형 연구에 의하면 북반구 편서풍이 북미에서 두 개로 나뉘는 것으로 모사되고 있다(Kutzbach and Wright, 1985; Kim *et al.*, 1998).

중세 온난기는 화산 분출 등에 의해 대기 이산화탄소 농도가 증가했었고, 이로 인해 온도도 상승했던 것으로 여겨지지만, 신생대 말기 홍적세 동안에는 대기 이산화탄소 농도가 평형을 이루며, 기후변화에 의해 조절된 것으로 여겨진다. 남극 빙핵 자료의 가스분석으로부터 추산된 이산화탄소 농도를 보면 간빙기에 약 280~300ppm 정도를 보이며, 빙하기에는 약 185~200ppm의 농도를 보인다(Sigenthaler *et al.*, 2005). 간빙기와 빙하기의 대기 이산화탄소농도 변화를 일으키는 원인에 대해서는 아직도 활발히 논쟁 중인데, 기후변화에 따른 대기 순환장의 변화 그리고 이에

따른 해양 식생 및 순환의 변화에 기인하는 것으로 여겨진다(Broecker and Henderson, 1998; Toggweiler, 1999).

3.2.2 빙하기 기후 시뮬레이션 결과

빙하기 경계 조건에 대응하여 전 지구 기온은 대기 이산화탄소 농도 감소와 빙하의 확장에 의

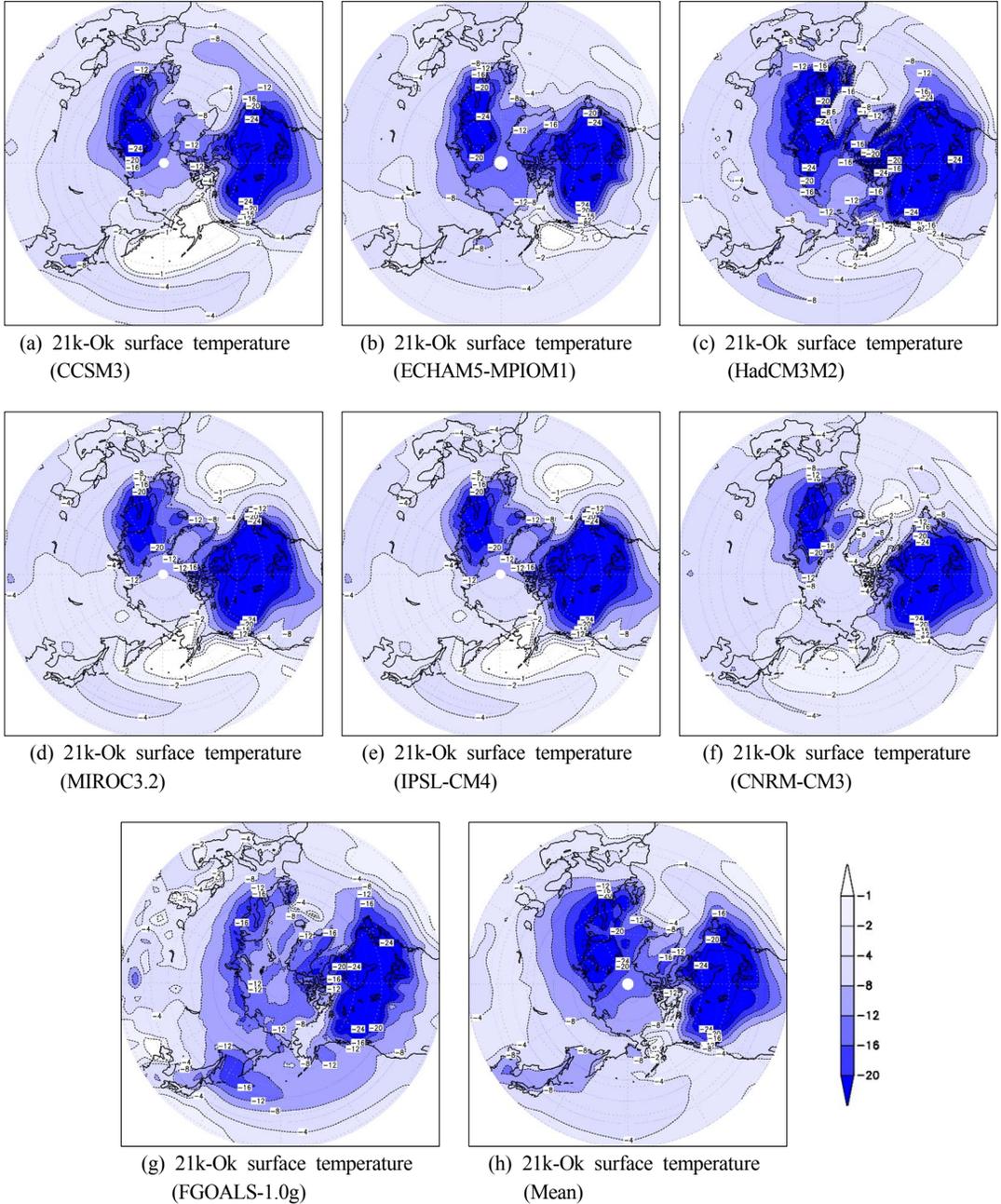
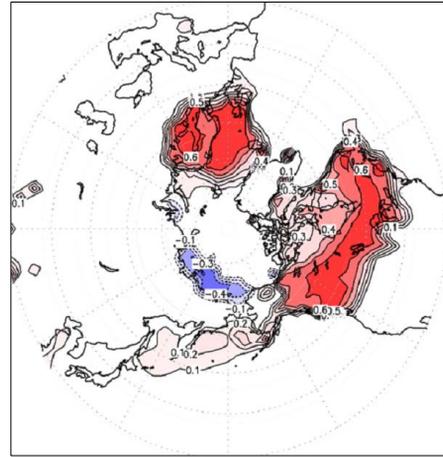


Fig. 4. Simulated surface temperature change between modern(0ka) and LGM(21ka).

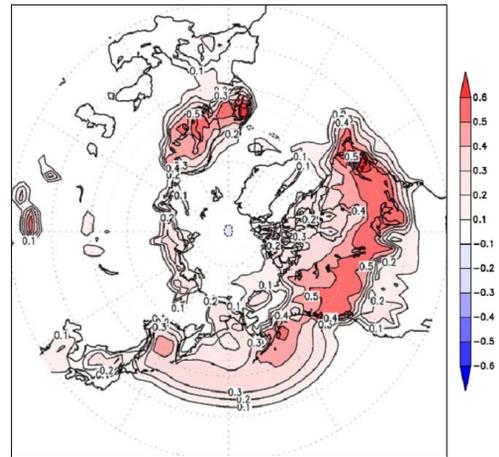
해 모든 모형에서 하강하는 경향을 보이는데, 기온의 감소는 지역에 따라 큰 차이를 보인다. 예로, 빙하가 확장되었던 북미의 로렌타이드 빙상과 북유럽의 웨노스칸디안 빙상 지역의 모든 모형에서 20°C 이상의 기온 하강이 나타나는데 반해, 북태평양 베링해와 북대서양의 그린란드 해에서는 기온 감소가 4°C 이하로 매우 낮게 나타난다(Fig. 4). 빙하의 확장에 따른 온도 감소는 두 가지 요인에 기인하는 것으로 사료되는데, 첫째 빙하의 알베도가 0.7 이상인데 비해, 육상의 알베도는 대체로 0.3 이하이기 때문에, 빙하의 확장에 따른 알베도 되먹임에 의해 태양 에너지를 많이 반사해 내기 때문으로 사료된다. Fig. 5는 프랑스 기상청 모형과 중국 대기물리연구소 기후모형에서 얻어진 마지막 최대 빙하기와 표면의 알베도 차이를 보여준다. 예상했던 것처럼 빙하가 확장했던 북미와 북유럽에서 알베도가 60% 이상 증가함을 알 수 있다. 또한 해빙이 확장되었던 북태평양의 오흐츠크해에서도 알베도가 증가함을 알 수 있다. 둘째, Fig. 1에서 보았던 것처럼 마지막 최대빙하기에는 북미와 북유럽/북극해에 빙하가 확장하고 성장했는데, 고도가 대략 2,000m 이상이고 북미의 중앙에서는 3,000m 이상이기 때문에, 6°C/km의 lapse rate를 가정하면 전체 온도 감소의 약 50%는 고도 효과에 의한 기온 감소임을 알 수 있다.

마지막 최대빙하기 동안 증가한 표면의 알베도는 태양 입사 단파 복사 에너지를 0ka에 비해 더 많이 반사시켜 버리기 때문에 단파 복사 에너지를 현격하게 감소시킨다(Fig. 6). 북미 지역과 북유럽의 빙하가 진출했던 지역에서 단파 복사 에너지는 0ka에 비해 마지막 최대 빙하기 동안 30W/m² 이상 감소되었음을 알 수 있다. 반면에 유럽의 유라시아 남부와 시베리아 그리고 북대서양, 태평양에서는 단파 복사 에너지가 약간 증가하는 것으로 나타난다.

마지막 최대빙하기의 북극 계절별 기후변화를



(a) 21k-Ok surface albedo(CNRM-CM3)



(b) 21k-Ok surface albedo(FGOALS-1.0g)

Fig. 5. Surface albedo change between modern (0ka) and LGM(21ka).

보기 위하여 북반구 여름과 북반구 겨울의 기온 변화를 나타내 보았다(Fig. 7). 모형 간 연평균 온도 변화 분포와 계절별 분포가 유사하기 때문에 모형들의 계절 평균만 보여 준다. 마지막 최대빙하기 동안 북극에서 겨울철 온도 하강이 여름에 비해 더 크게 나타나며, 온도 하강은 북극해에서도 크게 나타남을 알 수 있다. 북극의 마지막 최대빙하기 온도 변화를 알기 쉽게 보기 위해 북위 30도 이상의 전 지역에 대해 경도를 평균해 보았다(Fig. 8). 모형들 간의 기온 변화 차이가 크게 남을

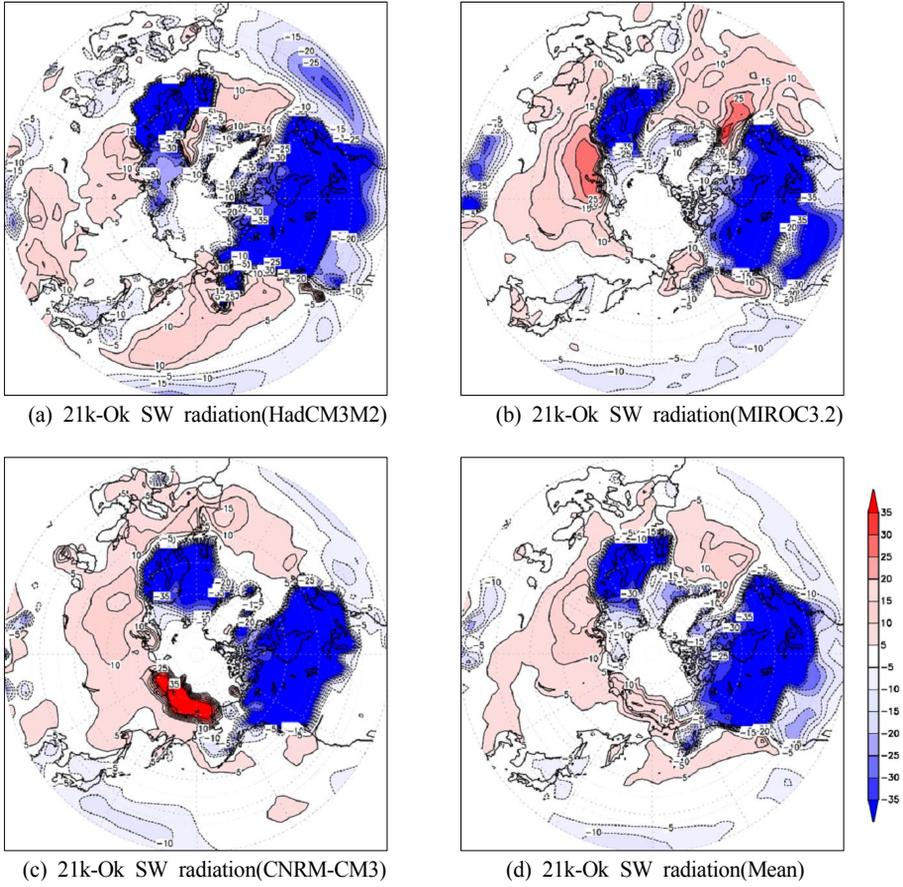


Fig. 6. Incoming short wave radiative heat flux change between modern(0ka) and LGM(21ka).

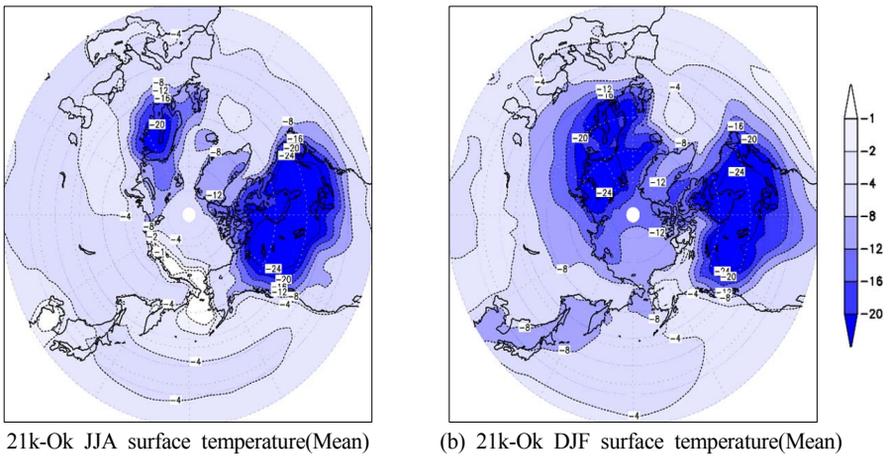
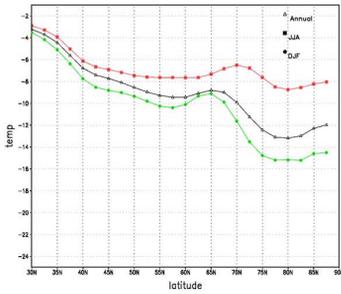
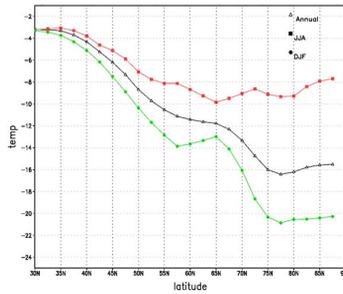


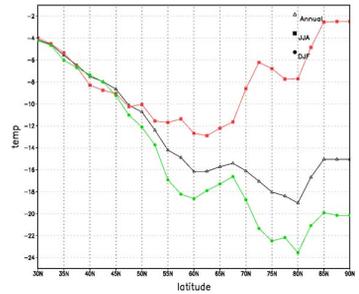
Fig. 7. Simulated surface temperature change between modern(0ka) and LGM(21ka) for (a) summer and (b) winter.



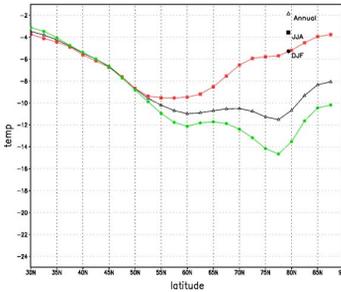
(a) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(CCSM3)



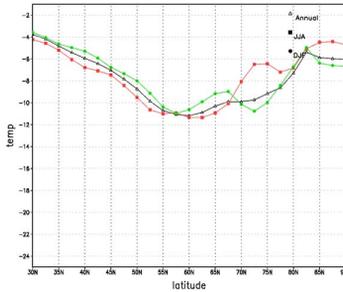
(b) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(ECHAM5-MPIOM1)



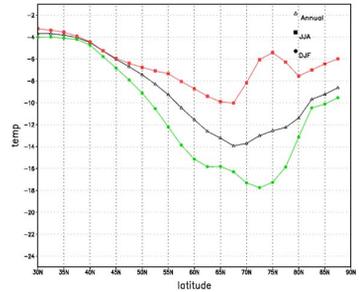
(c) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(HadCM3M2)



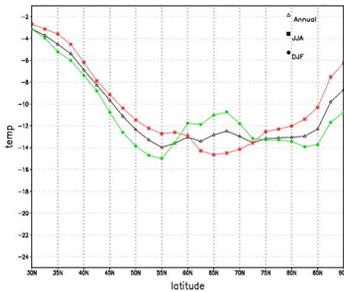
(d) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(MIROC3.2)



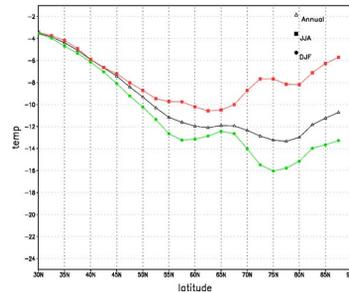
(e) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(IPS�-CM4)



(f) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(CNRM-CM3)



(g) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(FGOALS-1.0g)



(h) 21k-Ok(Annual, JJA, DJF) surface temperature(Mean)

Fig. 8. Zonally averaged surface temperature change between modern(0ka) and LGM(21ka).

알 수 있는데, 대부분 모형에서 겨울철 북위 70~80도 부근에서 빙하의 확장과 관련하여 큰 온도 하강을 보이고 있다. 독일 모형과 영국 모형에서 겨울철 온도 하강이 크게 나타나고 있는데 반해, 프랑스 IPSL 모형과 중국 모형에서는 온도하강이 다른 모형에 북위 70~80도 부근에서 크지 않고 북위 60~70도 부근에서 오히려 여름에 비

해 온도 하강이 작게 나타난다. 대부분 모형에서 여름철 기온이 북극으로 갈수록 증가하는 경향을 보이고 있는데, 이는 해빙의 수축에 의한 알베도의 감소에 기인하는 것으로 여겨진다. 요약해 보면, 겨울철 북극 주변에서는 약 18°C 이상의 온도 하강이 일어나고, 여름철에는 8°C 이하의 온도하강이 나타난다.

모형에서 얻어진 마지막 최대빙하기의 북반구 기후(북위 30도 이상)를 요약해 보면 연평균 8.6℃ 하강하였고, 여름에는 7.4℃ 하강으로 겨울철의 9.5℃ 하강에 비해 약간 적게 나타남을 알 수 있다. 이와 같은 계절적 온도 변화의 차이는 겨울철 대륙 빙하와 해빙의 확장에 따른 표면 알베도 상승에 기인하는 것으로 여겨진다(Table 3).

3.2.3 프록시 자료와 비교

마지막 최대빙하기 동안 북극은 대부분 빙하로 덮여 있었기 때문에 프록시 자료를 이용한 기온 복원이 저위도에 비해 매우 빈약하여, 정확한 비교 검증이 아직은 어렵다. 그린란드의 빙핵(Ice Core)자료의 동위원소 비로부터 얻어진 기온변화 복원 기록을 보면 GRIP과 GISP2에서 비슷하게 빙하기동안 약 20℃에서 25℃ 정도의 기온 하강이 나타나고 있다(Cuffey *et al.*, 1992, 1995; Johnsen *et al.*, 1995; Jouzel *et al.*, 1997). PMIP2 수치 모형으로부터 얻어진 21ka와 0ka의 기온변화는 모형 평균 약 16℃로써, 프록시 자료로부터 얻어진 기온 변화에 비해 약간 과소 모의하는 경향이 있다. Kim *et al.*(2008)에 의하면, 미국 해양 대기청의 고해상도 버전 대기 순환모형을 이

용하여 마지막 최대빙하기 실험을 저해상도 버전 실험 결과와 비교해 본 결과, 고해상도(T170) 버전에서는 20℃ 이상의 온도 감소가 얻어졌는데 반해, 저해상도(T42) 모형에서는 18℃ 이하의 온도 하강이 얻어졌다. Table 2에 정리된 것처럼 PMIP2에서 이용된 수치모형들의 해상도가 대부분 T42 이하의 저해상도 모형이기 때문에 그린란드 기온 변화가 과소 모의된 것으로 여겨진다.

고기후 프록시 자료들에 의하면 로렌타이드 빙하와 북유럽 빙하 주변 중위도의 표층 기온은 약 10℃ 정도 하강했으며(Barry, 1983; Guiot *et al.*, 1989), 북아메리카 빙하의 남쪽에서는 극지역 공기의 잦은 남하로 인해 겨울철 온도 하강이 더 컸을 것으로 추측된다. 일부 기록들에 의하면 북미와 북유럽 빙하의 남쪽에서는 겨울철 기온이 15~20℃ 정도 하강했던 것으로 관측되며(Watts, 1980), 약 10℃ 정도의 하강을 보인 중국을 제외하고 대부분의 중위도 지역에서는 5~8℃ 정도의 온도 하강이 나타났다(Markgraf, 1989; Liu *et al.*, 1985). 그러나 북미의 서쪽에서는 해양성 기후의 영향을 받아 다른 지역에 비해 온도 하강이 대체로 작게(4~5℃) 나타났다. 열대 지방에서는 기온 하강이 수온 하강보다는 대체로 큰

Table 3. Annual, JJA(June-July-August), and DJF(December-January-February) mean surface temperature change between 0ka and 21ka averaged over north of 30°N

	Annual (21k-0k)	JJA (21k-0k)	DJF (21k-0k)
CCSM3	-7.9	-6.4	-8.8
ECHAM5-MPIOM1	-8.2	-6.2	-9.8
HadCM3M2	-10.9	-8.7	-12.3
MIROC3.2	-7.8	-6.8	-8.3
IPSL-CM4	-7.7	-7.9	-7.4
CNRM-CM3	-7.8	-6.1	-9.5
FGOALS-1.0g	-9.8	-9.4	-10.1
Mean	-8.6	-7.4	-9.5

것으로 관측되었는데, 이는 빙하기의 눈이 생성되는 고도의 변화(Rind and Peteet, 1985; Klein *et al.*, 1999; Porter, 2001; Seltzer, 2001), 대륙담수의 노블가스(Noble Gas)(Stute *et al.*, 1995; Weyhenmeyer *et al.*, 2000), 그리고 열대 빙하 퇴적물(Thompson *et al.*, 1995) 기록 등에 의하여 입증되었다. 이와 같이 프록시 자료들로부터 추산된 기온 변화는 대체로 모형에서 나타내 주는 값들과 일치함을 보여주고 있다.

앞에 언급한 것처럼 해양에서의 기온 감소가 아극 해양지역에서 대체로 작게 나타나는데, 이는 아극 지역의 해양 수온이 대체로 낮기 때문에, 마지막 최대빙하기 외부 강제력 변화에 대해서도 큰 온도 감소를 나타내지 않는 것으로 사료된다. 하지만 동해를 포함한 북태평양의 서북쪽 해역은 온도 감소가 8°C 이상 비교적 크게 나타나는데, 이는 두 가지 요인에 의한 것으로 판단된다. 첫째, 빙하나 해빙에 의해 떠 밀려온 퇴적물의 흔적을 비교해 본 결과, 마지막 최대 빙하기 동안 해빙이 동해의 중부(약 40°N)까지 진출했던 흔적이 있어(Ikehara, 2003), 해빙의 확장에 따른 수온 하강이 기온 감소에 기여한 것으로 보인다. 둘째, 현재 동해 남부의 수온은 10°C에서 16°C의 온도 분포를 보인다(Chu *et al.*, 2001; Morimoto and Yanagi, 2001). 이와 같이 높은 수온은 쿠로시오 해류의 지류로서 동해에 유입된 쓰시마 난류에 기인한다. 하지만 마지막 최대빙하기 동안 낮아진 해수면(약 120m)은 쓰시마 난류의 유입을 제한하며 마지막 최대빙하기의 냉각화를 유발한 것으로 여겨진다. 해양의 식물플랑크톤 미화석의 분포를 통해 추론된 마지막 최대빙하기 동안의 수온 감소도 약 8°C로써(CLIMAP, 1981), 수치모형 결과와 대체로 잘 일치하고 있다.

CLIMAP(1981) 자료에 의하면 마지막 최대빙하기 동안 북대서양 북쪽의 그린란드 해와 라브라도 해는 해빙의 확장에 기인하여 10°C 이상의 수온 하강을 보이는데 반해, PMIP2의 모형들은 대체로 4°C 이하의 낮은 온도 변화를 나타내는데,

이는 CLIMAP(1981)에서 복원한 해빙의 남하가 과장되어 나타난 것으로 최근의 온도 복원에 의하면 해수의 온도 하강이 CLIMAP(1976; 1981)에서 복원한 값보다 더 컸던 것으로 보고되었다(Sarnthein *et al.*, 1995; De Vernal and Hillaire-Marcel, 2000). 종합적으로 대기-해양 접합모형으로부터 얻어진 마지막 최대빙하기와 0ka의 기온 변화는 프록시 증거들과 대체로 일치하는 경향을 보이긴 하지만 아직 프록시 자료들이 부족하기 때문에 아직 정확한 결론을 내기는 부족하다.

4. 요약 및 결론

미래 기후변화 예측을 위해서는 과거의 기후변화를 이해할 필요가 있어 해양과 육상의 각종 프록시를 이용하여 과거의 기후변화 기록들을 복원하는 연구가 세계적으로 수행되고 있는 추세에 있다. 최근까지의 보고를 보면, 과거 수천만년 동안의 기후변동 기록들이 복원되고 있으며, 과거 70만년 동안은 빙하 퇴적물에 의해 아주 높은 해상도를 가지고 복원되고 있다. 최근 1,000년까지의 기록은 나무의 나이테나 산호기록들에 나타나 있는데, 이와 같은 프록시 기록에 의하면 최근에 일어나고 있는 지구온난화의 정도는 지난 1,000년 동안은 없었던 일이다.

프록시 기록들만으로는 과거의 기후변화가 어떤 메커니즘에 의하여 일어났는지를 밝히기는 한계가 있기 때문에 과거의 기후변화 기록 복원과 동시에 기후계 수치 모델들을 이용하여 과거의 기후변화를 재현하고 고기후 자료들과 비교해 봄으로써 기후변화의 메커니즘을 이해한다. 또 개발된 수치 모델들을 검증 및 보완하여 궁극적으로 미래의 정확한 기후 예측에 기여하기 위해 두 차례에 걸쳐 고기후 모형 비교연구 프로젝트(PMIP)가 진행되었다. 제1차 고기후 모형 비교연구 프로젝트(PMIP1)에서는 대기모형을 이용하여 해양 표층 수온 경계 조건을 CLIMAP(1981) 자료를 이용하여 실험을 하거나 단순한 해양 모형(Slab

Ocean Model)을 이용하여 마지막 최대빙하기와 홀로세 중기의 기후를 재현하는 실험을 수행하였다. 제2차 고기후 모델링 비교 프로그램(PMIP2)에서는 해양의 역학이 해수의 경계 조건에 결정적 영향을 미치기 때문에 3차원 해양모형을 결합한 수치모형을 이용하여 홀로세 중기와 마지막 최대빙하기의 기후를 재현하는 실험을 수행하였다. 본 연구에서는 PMIP2에서 얻어진 마지막 최대빙하기의 기후를 분석하였다.

총 7개의 수치모형들이 분석에 이용되었는데, 연구에 이용된 모형은 미국 해양대기청의 CCSM, 독일 막스플랑크 연구소의 ECHAM3-MPI-OM, 영국 기상청의 HadCM3M2, 프랑스 라플라스연구소의 IPSL-CM4, 프랑스 기상연구소의 CNRM-CM3, 일본 동경대 기후연구소의 MIROC3.2, 그리고 중국 대기물리연구소의 FGOALS 모형이 포함된다. 7개 모형들에 의해 재현된 현재 기후를 관측에 기초로 한 재분석 자료와 비교해 본 결과, 관측에서 나타나는 북극 기후의 특징들이 모든 모형에서 비교적 잘 재현되었다. 모든 기후 모형들에 마지막 최대빙하기의 대기 이산화탄소 농도를 포함한 온실 기체, 지구 공전 궤도 함수, 그리고 빙상 및 지형의 경계 조건이 적용되었다.

빙하기 경계 조건에 대하여 24°C 이상의 온도 감소는 대륙 빙하가 발달했던 북미와 북유럽에서 나타나는데, 이는 빙하의 발달에 따른 표층의 알베도 증가와 고도의 증가에 기인하는 것으로 여겨진다. 빙하의 발달에 기인하여 북극해에서도 10°C 이상의 온도 감소가 나타난다. 여름철에 비해 겨울철 온도감소가 대체로 더 크게 나타나며, 북극 주변에서 평균 약 14°C 정도의 연평균 온도 감소를 보이고 있다. 저위도에 비해 북극지역의 온도 감소가 모든 계절, 특히 겨울철에 더 크게 나타나는데, 이는 최근 지구 온난화의 정도가 극 지역에서 저위도나 중위도에 비해 더 크게 나타나고 있는 것과는 잘 대비된다. 본 연구 결과와 최근의 온난화가 서로 대비되게 일어나기 때문

에, 마지막 최대빙하기의 연구를 통해 미래 지구 온난화 하에서 나타날 수 있는 기후변화를 간접적으로 이해할 수 있을 것으로 사료된다.

감사의 글

본 연구는 해양연구원 부설 극지연구소에서 수행하는 "극지대기 및 기후변화 연구(COMPAC) (PE10030)"와 "수치모형을이용한 과거의 극지역 기후변화 연구(PE10130)" 사업으로부터 연구비를 지원받아 수행하였다.

참고문헌

- Barry, R. G., 1983, Late-Pleistocene Climatology. In: Wright, H.E. and Porter, S.C.(eds.), Late-Quaternary Environments of the United States, The Late Pleistocene, v.1. Univ. Minn. Press, Minneapolis, 390-407.
- Braconnot, P., B. Otto-Bliesner, S. Harrison, S. Joussaume, J. -Y. Peterchmitt, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, E. Driesschaert, Th. Fichefet, C. D. Hewitt, M. Kageyama, A. Kitoh, A. Laine, M. -F. Loutre, O. Marti, U. Merkel, G. Ramstein, P. Valdes, S. L. Weber, Y. Yu, and Y. Zhao, 2007, Results of the PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum Part 1: Experiments and large scale features, **Clim. Past**, 3, 261-277.
- Broecker, W. S., and G. M. Henderson, 1998, The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes, **Paleoceanogr.**, 13, 352-364.
- Brook, E., 2008, Windows on the greenhouse, **Nature**, 453, 291-292.
- Chu, P. C., J. Lan, and C. Fan, 2001, Japan Sea

- thermohaline structure and circulation. PartII: A variational P-vector method, **J. Phys. Oceanogr.**, **31**, 2886-2902.
- CLIMAP, 1976, The surface of the Ice-Age Earth, **Science**, **191**, 1131-1136.
- CLIMAP, 1981, Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum, **Geol. Soc. Amer. Map Chart Ser.**, MC-36.
- Crowley, T. J., and G. R. North, 1991, Paleoclimatology, Oxford University Press.
- Crucifix, M., 2006, Does the Last Glacial Maximum constrain climate sensitivity?, **Geophys. Res. Lett.**, **33**, L18701, doi:10.1029/2006GL027137.
- Cuffey, K. M., G. D. Clow, R. B. Alley, M. Stuiver, E. D. Waddington, and R. W. Salтус, 1995, Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition, **Science**, **270**, 455-458.
- Cuffey, K. M., R. B. Alley, P. M. Grootes, and S. Anandakrishnan, 1992, Towards using borehole temperatures to calibrate an isotopic paleothermometer in central Greenland, **Global Planet. Change Sect.**, **98**, 265-268.
- De Vernal, A., and C. Hillaire-Marcel, 2000, Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo/thermocline structure of the northwest North Atlantic: Modern versus full glacial conditions, **Quat. Sci. Rev.**, **19**, 65-85.
- Fairbanks, R. G., 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.
- Frakes, L. A., 1979, Climate through Geologic Time, Elsevier, Amsterdam.
- Gates, W. L., 1976, Modelling the Ice-Age climate, **Science**, **191**, 1138-1144.
- Gordon, C., C. Cooper, C. A. Senior, H. Banks, J. M. Gregory, T. C. Johns, J. F. B. Mitchell, and R. A. Wood, 2000, The simulation of SST, Sea-ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre Model without flux adjustments, **Clim. Dyn.**, **16**, 147-168.
- Guiot, J., A. J. Pons, L. de Beaulieu, and M. Reille, 1989, A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records, **Nature**, **338**, 309-313.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D. W. Lea, and M. Medina Elizade, 2006, Global temperature change, **Proc. Natl. Acad. Sci.**, **103**, 14288-14293.
- Harrison, S., P. Braconnot, C. Hewitt, and R. J. Stouffer, 2002, Fourth international workshop of The Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project(PMIP): launching PMIP Phase II, **Eos**, **83**, 447.
- Hewitt, C. D., A. C. Broccoli, J. F. Mitchell, and R. J. Stouffer, 2001, A coupled model study of the last glacial maximum: Was part of the North Atlantic relatively warm?, **Geophys. Res. Lett.**, **28**, 1571-1574.
- Ikehara, K., 2003, Late quaternary seasonal sea-ice history of the north eastern Japan Sea, **J. Oceanogr.**, **59**, 585-593.
- IPCC, 2007, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Johnsen, S. J., D. Dahl-Jensen, W. Dansgaard, and N. S. Gundestrup, 1995, Greenland temperatures derived from GRIP bore hole tem-

- perature and ice core isotope profiles, **Tellus. Ser. B**, **47**, 624-629.
- Joussaume, S., and K. E. Taylor, 2000, The paleoclimate modeling intercomparison project (PIMIP), Proceedings of the third PIMIP Workshop, Braconnot, P.(eds.), Canada, 9-24.
- Jouzel, J., R. B. Alley, K. M. Cuffey, W. Dansgaard, P. Grootes, G. Hoffmann, S. J. Johnsen, R. D. Koster, D. Peel, C. A. Shuman, M. Stievenard, M. Stuiver, and J. White, 1997, Validity of the temperature reconstruction from ice cores, **J. Geophys. Res.**, **102**, 26471- 26487.
- K-1 Model Developers, 2004, K-1 Coupled Model(MIROC) description. Technical Report1, Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34pp.
- Kageyama, M., A. Laîné, A. Abe-Ouchi, P. Braconnot, E. Cortijo, M. Crucifix, A. de Vernal, J. Guiot, C. D. Hewitt, A. Kitoh, M. Kucera, O. Marti, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, A. Rosell-Melé, G. S. Vettoretti, L. Weber, Y. Yu, and MARGO Project Members, 2006, Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions, **Quat. Sci. Rev.**, **25**, 2082-2102.
- Kim, S. -J., G. M. Flato, and G. J. Boer, 2003, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: approach to equilibrium, **Clim. Dyn.**, **20**, 635-661.
- Kim, S. -J., G. M. Flato, G. J. Boer, and N. A. McFarlane, 2002, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1: Transient multi-decadal response, **Clim. Dyn.**, **19**, 515-537.
- Kim, S. -J., T. Crowley, D. Erickson, B. Govindasamy, P. Duffy, and B. -Y. Lee, 2008, High-resolution climate simulation of the Last Glacial Maximum, **Clim. Dyn.**, DOI10.1007/s00382-007-0332-z.
- Kim, S. -J., T. J. Crowley, and A. Stoessel, 1998, Local orbital forcing of Antarctic climate change during the last interglacial, **Science**, **280**, 728-730.
- Kitoh, A., S. Murakami, and H. Koide, 2001, A simulation of the Last Glacial Maximum with a coupled atmosphere-ocean GCM, **Geophys. Res. Lett.**, **28**, 2221-2224.
- Klein, A. G., G. O. Seltzer, and B. L. Isacks, 1999, Modern and Last Glacial maximum snowlines in the central Andes of Peru, Bolivia and Northern Chile, **Quat. Sci. Rev.**, **18**, 65-84.
- Kutzbach, J. E., and H. É. Wright, 1985, Simulation of the climate of 18,000 yr BP: Results for the North American/North Atlantic/European Sector, **Quat. Sci. Rev.**, **4**, 147-187.
- Liu, T. S., Z. An, B. Yuan, and J. Han, 1985, The loess-paleosol sequence in China and climatic history, **Episodes**, **8**, 21-41.
- Manabe, S., and D. G. Hahn, 1977, Simulation of the tropical climate of an ice age, **J. Geophys. Res.**, **82**, 3889-3911.
- Markgraf, V., 1989, Palaeoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records, **Quat. Sci. Rev.**, **8**, 1-24.
- Marti, O., and Coauthors, 2005, The New IPSL Climate System Model: IPSL-Cm4, Note du Pôle de Modélisation, 26, ISSN 1288-1619.
- Morimoto, A., and T. Yanagi, 2001, Variability

- of sea surface circulation in the Japan Sea, **J. Oceanogr.**, **57**, 1-13.
- Otto-Bliesner, B. L., C. B. Esther, G. Caluzet, R. Tomas, S. Levis, and Z. Kothavala, 2006, Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCM3, **J. Clim.**, **19**, 2526-2544.
- Peltier, W. R., 1994, Ice age paleotopography, **Science**, **265**, 195-201.
- Peltier, W. R., 2004, Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ice-5G(VM2) model and GRACE, **Annual Reviews of Earth and Planetary Science**, **32**, 111-149.
- Porter, S. C., 2001, Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation, **Quat. Sci. Rev.**, **20**, 1067-1091.
- Raymo, M. E., L. E. Lisiecki, and H. N. Keim, 2006, Plio-Pleistocene Ice Volume, antarctic climate, and the Global $\delta^{18}\text{O}$ Record, **Science**, **313**, 492-495.
- Rind, D., and D. Peteet, 1985, Terrestrial conditions and the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea surface temperature estimates: Are they consistent?, **Quat. Res.**, **24**, 1-22.
- Roeckner, E., and Coauthors, 2003, The Atmospheric General Circulation Model ECHAM 5, Part I: Model Description, internal report, 349, 144pp.
- Royer, J. -F., D. Cariolle, F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, R. M. Hu, S. Planton, A. Rascol, J. -L. Ricard, D. Salas y Méria, F. Sevault, P. Simon, S. Somot, S. Tytéca, L. Terray, and S. Valcke, 2002, Simulation des changements climatiques au cours du 21-ème siècle incluant l'ozone stratosphérique, **C. R. Geophys.**, **334**, 147-154.
- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Weinelt, M. Arnold, J. C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatoy, G. Johannessen, T. Johannessen, S. J. A. Jung, N. Koc, L. Labeyrie, M. Maslin, U. Pflaumann, and H. Schultz, 1995, Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50° ~ 80°N: A time-slice record of the last 30,000 years, **Paleoceanogr.**, **10**, 1063-1094.
- Seltzer, G. O., 2001, Late Quaternary glaciation in the tropics: future research directions, **Quat. Sci. Rev.**, **20**, 1063-1066.
- Shin, S. -I., Z. Liu, B. Otto-Bliesner, E. Brady, J. Kutzbach, and S. Harrison, 2003, A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM, **Climate Dynamics**, **20**, 127-151.
- Sigenthaler, U., E. Monnin, K. Kawamura, R. Spahni, J. Schwander, B. Stauffer, T. F. Stocker, J.- M. Barnola, and H. Fischer, 2005, Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium, **Tellus**, **57B**, 51-57.
- Stroeve, J., M. Holland, J. Maslanik, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze, 2007, Arctic Sea Ice decline: Faster than forecast, **Geophys. Res. Lett.**, **34**, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Stute, M., J. F. Clark, P. Schlosser, W. S. Broecker, and G. Bonani, 1995, A 30,000 yr continental paleotemperature record derived from noble gases dissolved in groundwater from the San Juan Basin, New Mexico, **Quat. Res.**, **43**, 209-220.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, P. N. Lin, J. Dai, J. F. Bolzan, and T. Yao, 1995, A 1000 year climate ice-core record from the Guliya ice cap, China: its

- relationship to global climate variability, **Annals of Glaciology**, **21**, 175-181.
- Toggweiler, J. R., 1999, Variations of atmospheric CO₂ by ventilation of the earth's deepest water. **Paleoceanogr.**, **14**, 571-588.
- Watts, W. A., 1980, Late-Quaternary vegetation history at White Pond on the inner coastal plain of South Carolina, **Quat. Res.**, **13**, 187-199.
- Weaver, A. J., M. Eby, A. F. Fanning, and E. C. Wiebe, 1998, Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the last glacial maximum, **Nature**, **394**, 847-853.
- Weber, S. L., S. S. Drijfhout, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, M. Eby, A. Ganopolski, S. Murakami, B. Otto-Bliesner, and W. R. Peltier, 2007, The Modern and Glacial Overturning Circulation in the Atlantic Ocean in PMIP coupled model simulations, **Clim. Past**, **3**, 51-64.
- Weyhenmeyer, C. E., S. J. Burns, H. N. W. Waber, Aeschbach-Hertig, R. Kipfer, H. H. Loosli, and A. Matter, 2000, Cool glacial temperatures and changes in moisture source recorded in Oman ground waters, **Science**, **287**, 842-845.
- Yokoyama, Y., K. Lambeck, P. De Deckker, P. Johnston, and L. K. Fifield, 2000, Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima, **Nature**, **406**, 713-716.
- Yu, Y. Q., R. C. Yu, X. H. Zhang, and H. L. Liu, 2002, A Flexible Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model, *Advances in Atmospheric Science*, **19**, 169-190.
- Zhang, R., and T. L. Delworth, 2007, Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability, **Geophys. Res. Lett.**, **34**, L23708, doi:10.1029/2007 GL031601.