

# 제 10 장

---

## 전 지구 기후전망

---

### 총괄주저자

Gerald A. Meehl(USA), Thomas F. Stocker(Switzerland)

### 주저자

William D. Collins(USA), Pierre Friedlingstein(France, Belgium), Amadou T. Gaye(Senegal), Jonathan M. Gregory(UK), Akio Kitoh(Japan), Reto Knutti(Switzerland), James M. Murphy(UK), Akira Noda(Japan), Sarah C.B. Raper(UK), Ian G. Watterson(Australia), Andrew J. Weaver(Canada), Zong-Ci Zhao(China)

### 기여저자

R.B. Alley(USA), J. Annan(Japan, UK), J. Arblaster(USA, Australia), C. Bitz(USA), P. Brockmann(France), V. Brovkin(Germany, Russian Federation), L. Buja(USA), P. Cadule(France), G. Clarke(Canada), M. Collier(Australia), M. Collins(UK), E. Driesschaert(Belgium), N.A. Diansky(Russian Federation), M. Dix(Australia), K. Dixon(USA), J.-L. Dufresne(France), M. Dyurgerov(Sweden, USA), M. Eby(Canada), N.R. Edwards(UK), S. Emori(Japan), P. Forster(UK), R. Furrer(USA, Switzerland), P. Gleckler(USA), J. Hansen(USA), G. Harris(UK, New Zealand), G.C. Hegerl(USA, Germany), M. Holland(USA), A. Hu(USA, China), P. Huybrechts(Belgium), C. Jones(UK), F. Joos(Switzerland), J.H. Jungclaus(Germany), J. Kettleborough(UK), M. Kimoto(Japan), T. Knutson(USA), M. Krynytzky(USA), D. Lawrence(USA), A. Le Brocq(UK), M.-F. Loutre(Belgium), J. Lowe(UK), H.D. Matthews(Canada), M. Meinshausen(Germany), S.A. Müller(Switzerland), S. Nawrath(Germany), J. Oerlemans(Netherlands), M. Oppenheimer(USA), J. Orr(Monaco, USA), J. Overpeck(USA), T. Palmer(ECMWF, UK), A. Payne(UK), G.-K. Plattner(Switzerland), J. Räisänen(Finland), A. Rinke(Germany), E. Roeckner(Germany), G.L. Russell(USA), D. Salas y Melia(France), B. Santer(USA), G. Schmidt(USA, UK), A. Schmittner(USA, Germany), B. Schneider(Germany), A. Shepherd(UK), A. Sokolov(USA, Russian Federation), D. Stainforth(UK), P.A. Stott(UK), R.J. Stouffer(USA), K.E. Taylor(USA), C. Tebaldi(USA), H. Teng(USA, China), L. Terray(France), R. van de Wal(Netherlands), D. Vaughan(UK), E. M. Volodin(Russian Federation), B. Wang(China), T. M. L. Wigley(USA), M. Wild(Switzerland), J. Yoshimura(Japan), R. Yu(China), S. Yukimoto(Japan)

### 감수편집자

Myles Allen(UK), Govind Ballabh Pant(India)

### 이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

# 목차

개요.....	793	10.6 21세기 해수면 변화.....	859
10.1 서론.....	798	10.6.1 열 팽창으로 인한 전 지구 평균 해수면 상승..	859
10.2 배출량, 농도 및 복사강제력에 대한 변화 전망.....	800	10.6.2 해양밀도 및 역학변화로 인한 국지적 해수면 변화.....	859
10.2.1 다중-모델 기후전망에서의 배출시나리오와 복사강제력.....	800	10.6.3 빙하 및 빙모.....	861
10.2.2 21세기에 대한 최근 복사 총 및 강제력의 전망 개발.....	804	10.6.4 빙상.....	863
10.3 물리적 기후시스템의 변화 전망.....	805	10.6.5 21세기에 대한 전지구 평균 해수면변화 전망..	868
10.3.1 시간-발전 전지구변화.....	807	10.7 장기 기후변화와 이행.....	870
10.3.2 21세기의 변화패턴.....	809	10.7.1 AOGCM에 기초한 2300년까지의 기후변화 이행.....	870
10.3.3 해양/얼음 및 고위도 기후변화.....	815	10.7.2 3000년까지와 평형 이후의 기후변화 이행.....	873
10.3.4 대서양 자오 순환의 변화.....	817	10.7.3 장기 적분: 이상화된 과대배출 실험.....	875
박스 10.1 : 미래의 급격한 기후변화, '기후 서프라이즈' , 그리고 비가역 변화.....	820	10.7.4 해수면상승에 대한 이행.....	877
10.3.5 변동성 모드의 특성 변화.....	823	자주 묻는 질문(FAQ)	
10.3.6 기상 및 기후 극한현상 미래 변화.....	828	FAQ 10.1 : 지구 기후가 변함에 따라 열파, 가뭄, 홍수와 같은 극단적 현상도 변할 것이라 예상되는가?.....	829
10.4 생지화학 되먹임 및 해양 산성화와 관련된 변화.....	835	FAQ 10.2 : 빙상 소실이나 지구 해양순환의 변화와 같은 중요한 돌발적 기후변화가 일어날 가능성은 어느 정도인가?.....	866
10.4.1 탄소순환/식생되먹임.....	835	FAQ 10.3 : 온실가스 배출량이 감소한다면 대기의 온실가스 농도는 얼마나 빨리 감소하는가?.....	872
10.4.2 대기 중 이산화탄소 증가로 인한 해양산성화.....	839	참고문헌.....	881
10.4.3 메탄, 오존, 산화체의 미래변화 모의.....	840		
10.4.4 주요 에어러솔 종들의 미래변화 모의.....	843		
10.5 기후변화 전망의 범위 정량화.....	843		
10.5.1 불확실성의 원인과 모델의 분류 체계.....	843		
박스 10.2: 평형 기후민감도.....	844		
10.5.2 다양한 모델의 반응범위.....	846		
10.5.3 서로 다른 시나리오들로부터의 전 지구 평균 반응 .....	848		
10.5.4 표본추출 불확실성과 추정확률.....	852		

## 개요

이 장에서 평가된 미래 기후변화의 결과는 대기-해양대순환모델(AOGCMs) 및 중급 지구시스템모델(EMICs)에서부터 단순기후모델(SCMs)에 이르는 계층적 모델군에 근거한다. 이 모델들은 비-완화 시나리오로부터 이상적인 장기시나리오에 이르는 다양한 배출시나리오들로부터 유추된 온실가스들 및 기타 성분들의 농도에 의해 강제된다. 일반적으로 비-완화 미래 기후변화전망을 전지구 규모로부터 수 백 킬로미터 규모에 대해 평가한다. 지역적 및 국지적 기후변화에 관한 심층평가는 11장에서 제공된다. 전 세계 많은 모델링 그룹들의 전례없는 공동노력 덕분에 이제 기후변화 전망은 다중-모델 평균에 근거하게 되었고, 모델들 간의 차이가 정량적으로 평가될 수 있으며, 중요한 기후시스템 파라미터들의 변화 가능성을 추정할 필요가 있는 경우에는 전문가 판단을 보충한다. 새로운 결과들은 3차평가보고서(TAR)에서 주어진 결과들을 뒷받침해 준다. 현재의 속도 또는 그 이상의 속도로 지속되는 온실가스의 배출이 한층 더 큰 온난화를 일으킬 것이고, 20세기에 관측된 것 보다 지구 기후시스템의 훨씬 더 큰 변화들이 21세기 동안 일어날 가능성이 매우 높다.

### 평균온도

고려된 모든 비-완화 시나리오들에 대해, 여기서 평가된 모든 모델은 주로 인위적 온실가스 농도증가 때문에 전 지구평균지표기온(SAT)이 21세기에 걸쳐 지속적으로 증가할 것으로 전망함과 더불어, 온난화가 관련 복사강제력에 비례하는 것으로 전망하였다. 3가지 비-완화 IPCC SRES(B1, A1B, 그리고 A2) 시나리오들(오로지 인위적 강제만을 포함한)에 대한 AGGCM 가동으로부터 유추된 초기 21세기의 전 지구평균 SAT의 다중-모델 평균 온난화는 잘 일치하였다(1980년~1999년 대비 2011-2030년의 평균온난화는  $+0.64\sim+0.69^{\circ}\text{C}$ 로서 그 범위가  $0.05^{\circ}\text{C}$ 에 불과하다). 따라서, 이 온난화율은 다양한 시나리오 가정 또는 다양한 모델민감도에 거의 영향을 받지 않으며, 과거 수 십년 동안 관측된 변동율과 일치한다(3장 참조). 자연강제력(예를 들어, 대형 화산폭발)의 가능한 미래변동이 이 값들을 다소간 변화시킬 수는 있겠지만, 21세기 초 온난화의 약 절반은 대기중 농도가 2000년도 값으로 고정되었더라도 일어났을 것이라는 점에서 저질러진 것이다.

21세기 중간(2046-2065)에 이르면, 다중-모델 전 지구평균 SAT 온난화의 크기에 있어서 시나리오의 선택이 더욱 중요해지는데, AOGCM의 값이 B1, A1B, 그리고 A2에 대해

각각  $+1.3^{\circ}\text{C}$ ,  $+1.8^{\circ}\text{C}$  그리고  $+1.7^{\circ}\text{C}$ 이다. 이 온난화의 약 1/3은 이미 저질러진 기후변화로 인한 것으로 전망된다. 21세기 말(2090-2099)에 이르면, 시나리오 간의 차이는 커지며, 그 온난화의 대략 20%만이 이미 저질러진 기후변화로부터 일어난 것이다.

기후탄소순환 결합모델뿐만 아니라 AOGCM 전망, 확률 방법, EMICs, AOGCM 반응으로 조정되는 단순모델들에 근거한 평가는 비-완화 시나리오들에 대해 전 지구평균 SAT의 미래증가가 하나의 주어진 시나리오에 대해 모의된 다중-모델 AOGCM 평균 온난화의  $-40\sim+60\%$  이내에 놓이는 것 같다. 더 높은 값들에서의 더 큰 불확실성은 탄소순환 되먹임의 불확실성에 일부 기인한다. 1980년~1999년 대비 2090년~2099년의 다중-모델평균 SAT 온난화와 이에 관련된 불확실성 범위는 B1:  $+1.8^{\circ}\text{C}(1.1-2.9^{\circ}\text{C})$ , B2:  $+2.4^{\circ}\text{C}(1.4-3.8^{\circ}\text{C})$ , A1B:  $+2.8^{\circ}\text{C}(1.7-4.4^{\circ}\text{C})$ , A1T:  $2.4^{\circ}\text{C}(1.4-3.8^{\circ}\text{C})$ , A2:  $+3.4^{\circ}\text{C}(2.0-5.4^{\circ}\text{C})$ , 그리고 A1FI:  $+4.0^{\circ}\text{C}(2.4-6.4^{\circ}\text{C})$ 이다. 이 범위에 있는 가장 낮은 값과 가장 높은 값을 TAR에서 주어진 단일 범위와 비교하는 것은 적절하지 않은데, 그 이유는 SCM을 사용하고 모든 SRES 시나리오를 망라한 전망으로부터의 결과가 TAR 범위인 반면에, 여기서는 6가지의 예증적 시나리오 각각에 대한 범위를 추정하기 위해 상이하며 독립적인 많은 모델링 접근법들이 조합되었기 때문이다. 더욱이, TAR와 대조적으로 지금은 탄소순환의 불확실성이 이들 범위에 포함된다. 이 불확실성 범위는 오직 인위적으로 강제된 변화만을 포함한다.

전망된 SAT 온난화의 지리적 패턴에 따르면, 최대의 온도 증가는 육지(전지구 평균온도증가의 대략 두 배)와 북반구 고위도지역에서 나타나며, 덜 온난화되는 지역은 남반구 대양들과 북대서양에서 나타나는데, 이것은 20세기의 후반부 동안의 관측과 일치한다(3장 참조). 열대 대류권 상부에서 최대가 되고 성층권 전체가 냉각되는 대기의 동서 평균온난화 패턴은 21세기 초에 뚜렷하게 나타나는 반면, 해양에서의 동서 평균온난화는 21세기 초에 북반구 중위도와 해수면 부근에서부터 시작하여 21세기가 진행되는 동안 점진적으로 아래로 침투하는 방향으로 발전한다.

관측으로부터의 가용한 구속(9장에서 평가됨)과 이 장의 기후변화전망을 생산하기 위해 사용된 모델에서 모의된 알려진 되먹임의 강도의 조합에 근거한 전문가 평가에 의하면, 대기중 이산화탄소( $\text{CO}_2$ )의 농도배증에 대한 평형 전 지구평균 SAT 온난화 또는 '평형 기후민감도'는  $2^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ 의 범위에 놓일 가능성이 있으며, 가장 가능성 높은 값은 약  $3^{\circ}\text{C}$ 이다. 평형 기후민감도가  $1.5^{\circ}\text{C}$  보다 클 가능성은 매우 높다. 자료한계뿐만 아니라 근본적인 물리적 원인 때문에  $4.5^{\circ}\text{C}$  보다 훨씬 더 큰 값들도 여전히 배제할 수는 없지만, 관측 및

프로시 자료들과의 부합성을 고려할 때 이 큰 값들은 2°C~4.5°C의 범위의 값들보다 일반적으로 나타날 가능성이 더 낮다. ‘과도기적 기후반응(TCR, 1%yr<sup>-1</sup>의 과도기적 CO<sub>2</sub> 증가실험에서 CO<sub>2</sub> 배증시점의 전 지구평균 SAT 변화로서 정의됨)’은 평형 기후반응보다 더 범위가 좁아진다. 기후모델에 따르면, TCR은 1°C 보다 더 클 가능성은 매우 높고, 3°C 보다 더 클 가능성은 매우 낮는데, 이것은 관측된 지표면 온난화의 제한과 부합한다.

### 온도 극한현상

미래의 지금보다 온난한 기후에서는 열파가 더 강해지고, 더 잦으며, 더 오래 지속할 가능성이 매우 높다. 미래의 온난한 기후에서 추운 현상은 크게 감소할 것으로 전망된다. 거의 모든 지역에서, 일 최저온도가 일 최고온도보다 더 빨리 증가함으로써 일교차의 감소를 가져올 것으로 전망된다. 거의 모든 중위도 및 고위에서 서리일의 감소와 더불어 이에 비교할만한 식물 생장기간이 증가할 것으로 전망된다.

### 평균강수량

미래의 더 온난한 기후에 대해 현 세대의 모델들은(문순과 같이) 지역적 열대강수 최대영역 특히 열대 태평양영역의 강수량의 대체적인 증가와 더불어, 아열대 지역에서의 대체적인 감소, 그리고 전 지구수문순환의 전반적인 강화의 결과로서 고위도 지역의 증가를 보여준다. 전 지구평균 수증기, 증발 및 강수가 증가할 것으로 전망된다.

### 강수량 극한사상 및 가뭄

강수 현상의 강도가 증가될 것으로 전망되는데, 특히 평균강수량이 증가하게 될 열대 및 고위도 지역에서 더욱 그러하다. 평균강수량이 감소할 지역(대부분의 아열대 및 중위도 지역에서) 조차 강수강도는 증가할 것으로 전망되지만 강우현상 간의 기간은 더 길어질 것이다. 여름철 동안 대륙 중앙부가 건조해지는 경향이 있는데, 이것은 그 지역에서 가뭄의 위험이 더 커짐을 시사한다. 강수 극한은 대부분의 열대 및 중고위도 지역에서 평균이 증가하는 것보다 더 크게 증가한다.

### 눈과 얼음

기후가 따뜻해지기 때문에 적설면적과 해빙면적은 감소한다. 빙하 및 빙모는 겨울철 강수증가 보다 여름철 용해가 더 우세하기 때문에 질량을 잃게 된다. TAR에서 이전 세대 모

델타로서 입증된 것처럼 이것은 해수면상승에 기여한다. 모델반응들이 다소 큰 범위를 갖지만, 21세기에 북극과 남극에서 모두 해빙감소가 전망된다. 전망되는 감소속도는 북극에서 빠르는데, 몇몇 모델들은 고-배출의 A2 시나리오에서 21세기 후반부에 이 지역에서의 여름철 해빙덮개가 완전히 사라지는 것으로 전망한다. 다음 세대 동안에 일어날 온난화에 대한 반응으로 많은 영구동토지역에서 해빙깊이의 광범위한 증가가 일어날 것으로 전망된다.

### 탄소순환

미래의 기후변화가 인위적 CO<sub>2</sub>를 흡수하는 지구시스템(육지와 해양)의 효율성을 감소시킬 것이라는 결과에 있어서 배출시나리오에 의해 구동되는 기후-탄소순환 결합모델들 간에 지금까지 완전한 일치를 보인다. 그 결과 인위적 CO<sub>2</sub>의 점점 더 많은 분량이 더 온난한 기후 하에서 대기 중에 체류하게 된다. A2 배출시나리오에 대해 이 양의 되먹임은 2100년까지 모델에 따라 20~220ppm까지 변하는 대기중 CO<sub>2</sub> 농도증가를 초래시킨다. 이 기후-탄소순환 결합모델에 의해 모의된 2100년의 대기중 CO<sub>2</sub> 농도는 730~1020ppm의 범위를 갖는다. 이 값들과 표준값 836ppm(상호작용하는 탄소순환 없이 Bern 탄소순환-기후모델에 의해 이전에 계산된 값)의 비교는 탄소순환의 미래 변화로 인한 지구온난화에 있어서의 불확실성의 척도를 제공한다. 대기중 CO<sub>2</sub> 농도 안정화 시나리오의 관점에서, 양의 기후-탄소순환 되먹임은 CO<sub>2</sub>의 육지 및 해양흡수(uptake)를 감소시키는데, 이것은 주어진 대기중 CO<sub>2</sub> 안정화를 달성하기 위해 요구되는 적정배출의 감축을 암시한다. 더 높은 안정화시나리오일수록 기후변화가 더 크며, 탄소순환에 미치는 효력이 더 크고, 따라서 더 큰 배출감축이 요구된다.

### 해양 산성화

대기중 CO<sub>2</sub> 농도의 증가는 표면해양의 산성화를 직접 증가시킨다. SRES 시나리오에 근거한 다중-모델전망에 따르면, 21세기 동안 0.14~0.35 단위의 pH 감소가 일어나 산업혁명 이전으로부터 0.1 단위 감소한 현재에 부가된다. 대부분의 SRES 시나리오에서 21세기 후반에 넘어서게 되는 CO<sub>2</sub> 농도 수준인 600ppm 보다 더 높은 농도에 대해 남반구 해양의 표면수는 탄산칼슘에 대해 불포화를 나타낸 것으로 전망된다. 또한 저위도와 심해도 영향을 받게 될 것이다. 해양산성화는 천해의 탄산침전물을 용해시키고 해양 석회화생물에 영향을 미칠 수 있다. 그렇지만 해양의 생물학적 탄소순환에 미치는 순 효과에 대해서는 잘 이해하지 못하고 있다.

## 해수면

해수면은 현재(1980~1999년)와 금세기 말(2090~2099년) 사이에 SRES 시나리오 하에서 B1 시나리오에서 0.18~0.38 m, B2 시나리오에서 0.20~0.43 m, A1B 시나리오에서 0.21~0.48 m, A1T 시나리오에서 0.20~0.45 m, A2 시나리오에서 0.23~0.51 m, 그리고 A1FI 시나리오에서 0.26~0.59 m 상승할 것으로 전망된다. 이들은 산포되어 있는 AOGCM 결과를 토대로 하여 5~95%의 범위를 나타내는데, 탄소순환 되먹임의 불확실성은 포함하지 않는다. 각 시나리오에 대해 범위의 중간값은 2090~2099년에 대한 TAR 모델평균의 10% 이내에 있다. 이 범위는 TAR에서 보다 더 좁은데, 그것은 주로 전망되는 기여의 몇몇 불확실성에 대한 정보가 개선되었기 때문이다. 모든 시나리오에서 21세기의 평균상승률이 1961~2003년 평균상승률( $1.8 \pm 0.5 \text{ mm yr}^{-1}$ )을 넘을 가능성이 매우 높다. A1B 하에서 2090~2099년 동안 상승률의 중간 추정값은  $3.8 \text{ mm yr}^{-1}$ 이다. 모델평균에 대해, 해수면상승 시나리오의 산포는 세기중간에서는 0.02 m에 불과하고, 세기 말에서는 0.15 m이다.

얼팽창이 가장 큰 성분으로서 이 기여는 모든 시나리오에 대한 전망들에서의 중간 추정치의 70~75%를 차지한다. 빙하, 빙모, 그린란드 빙상 또한 해수면을 상승시키는 데에 기여하는 것으로 전망된다. 대순환모델에 따르면, 남극빙상에서는 막대한 지표용해를 겪지 않으면서 강설이 증가함으로써 질량을 더 얻게 되어 해수면을 낮추는 데 기여한다. 일부 그린란드 출구빙하들과 서남극빙류에서 최근에 관측된 것과 같은 종류의 얼음흐름이 더욱 가속되는 것은 빙상의 기여를 크게 증가시킬 수 있다. 예를 들어, 이 과정으로 인한 얼음 유출(discharge)이 미래에 전 지구평균표면온도의 변화(지구 기후변화의 한 척도로 받아들여짐)에 비례하여 규모가 커진다면, 이것은 2090~2099년에서의 해수면상승의 상한을 0.1~0.2 m 더 높일 것이다. 이 예에서 2090~2099년 동안 증가되는 남극 유출률은 증가되는 남극 축적률과 대략적으로 균형을 이루는데, A1B 시나리오의 경우 최근보다 5~10배 더 크다. 이 효과에 대한 이해는 너무 제한적이어서 그 가능성을 평가하거나 최적 추정값을 산정하기가 어렵다.

21세기 동안 해수면상승은 상당한 지리적 변동성을 가질 것으로 전망된다. 모델 중간값의 공간적 표준편차는 A1B 하에서 0.08 m이다. 서로 다른 모델이 보여주는 패턴은 대체로 세세하게는 유사하지 않지만, 남반구 대양에서의 평균 해수면상승보다는 더 작다는 점, 북극해의 평균보다는 더 크다는 점, 그리고 남대서양과 인도양을 가로지르며 나타나는 좁은 밴드 모양의 현저한 해수면상승 등을 포함하여 몇 가지 공통적인 특징을 갖는다.

## 평균 열대태평양의 기후변화

다중-모델평균은 '엘니노와 유사한(El Nino-like)'으로 묘사될 수 있는 평균 배경 조건 쪽으로의 약한 편이를 보여주며, 더불어 서태평양보다 더 온난화되는 중태평양 및 동태평양의 해수면 온도, 약화되는 열대순환, 그리고 평균강수량의 동향이동 등을 보여준다.

### 엘니노

평균배경조건의 변화가 어떤지에 상관없이 모든 모델은 미래 엘니노-남반진동(ENSO)의 경년변동이 계속됨을 보여주지만, ENSO 경년변동의 변화가 모델에 따라 다르다. TAR때 보다 오늘날의 엘니노 현상을 훨씬 더 잘 모의하는 현 다중-모델의 자료에 대한 여러 평가에 따르면, 21세기에 전망된 ENSO의 진폭 또는 빈도에 있어서 식별 가능한 변화가 일어날 것이라고 하는 일관된 징후가 현재로서는 없다.

### 몬순

온난한 기후에서 아시아 몬순과 남부 서아프리카 몬순뿐 아니라 남반구 여름철에 오스트레일리아 몬순의 강수량(계절 평균 강수량의 경년 변동성 증가와 더불어) 증가할 것으로 전망된다. 단지 북반구 여름철 사헬지역에서의 강수량은 다소 감소할 것으로 전망된다. 위키순환과 국지적 해들리순환의 변화를 통해 동적도태평양에서의 강수량이 증가하는 것과 연관되어 멕시코와 중앙아메리카에서의 몬순강수량은 감소할 것으로 전망된다. 그러나 에어러솔(특히 탄소 에어러솔) 역할의 전반적인 불확실성으로 말미암아 몬순(특히 아시아 몬순) 강수의 미래전망의 실체를 이해하기는 어렵다.

### 해면기압

해면기압은 아열대와 중위도에서는 증가하고 고위도에서는 감소(21세기 말에 수 mb의 크기)할 것으로 전망되는데, 이는 해들리순환의 극쪽으로의 확장 및 약화, 그리고 위도로 몇 도 정도 극쪽으로 이동하는 스톱트랙으로 인해 고위도의 북극 및 남극 지역에서의 저기압성 순환이 증가하는 것과 연관된다. 따라서 북반구환상모드(Northern Annular Mode, NAM)와 이에 밀접히 연관되는 북대서양진동(Northern Atlantic Oscillation, NAO) 뿐만 아니라, 남반구환상모드(Southern Annular Mode, SAM)의 양의 추세가 전망된다. NAO에 대해서는 모델 간에 상당한 편차를 보이지만, SAM에 대한 증가의 크기에 대해서는 모델 간에 대체로 일관된 결과를 보여준다.

## 열대성저기압(허리케인과 태풍)

격자간격이 100 km에서 9 km에 이르는 동지고해상도 모델과 전 지구모델의 결과에 따르면, 정점(peak) 바람강도의 증가 가능성이 전망되며, 분석지역에서 명백히 미래 열대성 저기압에서의 준-스톰 강수가 증가할 것으로 전망된다. 최근에 논문에서 게재된 열대스톰빈도를 조사한 모델링 연구에 따르면, 전체 스톰수가 감소하는 것으로 모의되었다. 그렇지만 이 전망과 더불어, 대부분의 대양에서 비교적 약한 스톰수는 감소하고 가장 강력한 열대성저기압의 수는 증가할 것이라는 전망의 신빙성은 비교적 낮은 편이다.

## 중위도스톰

모델들은 각 반구에 대해 평균된 중위도스톰이 적어질 것으로 전망하는데, 이는 남반구에서 특히 현저하게 나타나는 스톰트랙의 극향이동과 더불어서 이 극향이동 스톰의 중심 기압이 낮아지는 것과 연관된다. 이들 지역에서 증가되는 풍속은 극단적인 파동의 고도를 야기시킨다.

## 대서양 자오면순환

현 모의결과들에 따르면 대서양 자오면순환(Meridional Overturning Circulation, MOC)은 21세기동안 느려질 가능성이 매우 높다. 다중-모델앙상블은 2080~2099년의 기간에 대해 평균된 감소가 평균 25%이며, 거의 변화가 없는 것으로부터 50% 이상 감소하는 것에 이르기 까지 폭넓은 변화의 범위를 보여준다. 대부분의 모델에서 MOC가 느려짐에도 불구하고, 온실가스 증가의 훨씬 더 큰 복사효과로 인해 북대서양과 유럽주변의 표면온도는 여전히 온난화된다. 비록 3가지 SRES 시나리오에 대한 대부분의 모델구동에서 MOC는 약화되었지만, 고려된 시나리오에 대해 어떤 결과도 2100년에 이르러 MOC가 붕괴되는 것을 보여주지는 않는다. 2100년까지의 지구온난화에 대한 반응으로 MOC의 평균증가를 보여주는 대서양 MOC의 결합모델 모의는 전혀 없다. 21세기 동안 MOC가 급격한 변화를 겪을 가능성은 매우 낮다. 이 단계에서 21세기 말을 넘어서의 MOC의 급격한 변화가능성을 평가하는 것은 너무 이르다. 저 시나리오(BI)와 과 중 시나리오(A1B)의 실험에서 그리고 대기중 온실가스, 농도가 2100년 이후 안정화되는 실험에서 일부 모델의 MOC는 2100년 이후 한 세기에서 수 세기 내에 초기의 약화를 회복한다. 그 외의 모델에서는 감소가 지속된다.

## 복사강제력

4차 평가보고서에서 사용된 20개의 AOGCM에 내장된 복사전달코드를 가지고서 장기 잔류 온실가스들에 의한 복사강제력이 벤치마크 선(line-by-line, LBL) 모델들의 결과와 비교되었다. 1860~2000년 기간에 대한 평균 AOGCM 강제력은 대류권계면에서  $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  이내에서 LBL 값과 일치하였다. 그러나 1860년의 대기중  $\text{CO}_2$  농도의 배증으로 인한 장파 강제력은 전체 AOGCM 코드들의 앙상블에서 25%의 범위를 갖는다. A1B 시나리오에서 모든 온실가스들에 의해 기여되는 2100년도의 장파 강제는 전체 AOGCM 모의앙상블에서 47%의 상대적인 범위를 갖는다. 이 결과들은 이 장에서 논의되는 모델들의 기후민감도와 기후반응에 있어서의 범위가 부분적으로나마 AOGCM들 간에 서로 다른 복사과정의 공식과 취급 때문일 수 있음을 암시한다.

## 고정조성 기후변화(온도 및 해수면)

AOGCM 다중-모델 기후변화 고정조성 실험(20세기 고정조성을 위해서는 2000년도에서, 그리고 B1 및 A1B 고정조성을 위해서는 2100년도에서 100년 동안 안정화된 농도)의 결과는 온실가스가 안정화된다고 했을 때  $0.5^\circ\text{C}$ 의 추가적인 온난화가 일어날 것임을 시사한다. 이것은 다음 반세기에 걸쳐 일어날 '피할 수 없는 기후변화'와 혼동되어서는 안되는데, 강제력이 순식간에 안정화될 수 없다는 이유로 이 기후변화가 더 크다. 매우 긴 기간 동안 강제력이 현 수준 아래로 감소할 수 있기 때문에 기후변화는 고정조성 실험가동에서 더 작을 수 있다는 것이 설득력이 있다. 이 온난화의 대부분은 안정화 후 첫 수 십년 동안 일어난다. 그 이후 증가는 꾸준히 줄어든다. 온실가스 농도를 안정화시킨 후 100년간의 고정조성 실험에서의 전 지구평균강수량은 안정화 시점에서의 강수량과 비교할 때 대략적으로 1~2% 더 증가한다.

농도가 2100년도의 A1B 수준에서 안정화된다면, 22세기 동안의 열팽창으로 인한 해수면상승은 21세기의 상승과 비슷하며, 2300년에는 현재 보다(1980년~1999년 대비) 0.3~0.8 m 상승한다. 모델 불확실성이 지배적이기 때문에 열팽창의 범위는 서로 다른 농도 수준에서의 안정화에 대해 상당부분 일치한다. 이에 대부분의 모델 결과가 A1B 시나리오에 대해 가용하다는 이유로 여기서는 이 시나리오 결과가 주어진다. 열팽창은 점진적인 감소율을 가지고서 여러 세기에 걸쳐 지속되는데, 궁극적으로 지구온난화( $^\circ\text{C}$ )당 0.2~0.6 m 수준에 이른다. 지속적으로 상승하는 온도 하에서 고위도에 있는 일부의 빙하부피는 그대로 유지될 수 있지만, 대부분은 수세기

에 걸쳐 사라질 수 있다.

온실가스의 농도가 감소될 수 있다면, 비록 해수면은 열팽창으로 인해 적어도 다른 세기 동안 상승을 계속하겠지만 지구온도는 10년 이내에 감소하기 시작한다. 결합탄소순환 모델 성분을 가진 중급 복잡성 지구시스템모델(EMICs)은 2100년에 제로배출까지 감축시킬 경우에 대해 기후가 평형에 도달하는 데 1000년 규모의 시간이 걸린다는 것을 보여준다. 3000년에서의 온도증가에 대한 모델범위는 1.1~3.3°C이며, 열팽창으로 인한 해수면상승의 모델 범위는 0.23~1.05 m이다. 고로, 이들은 산업혁명 이전 값보다 더 높은 값을 잘 유지할 것으로 전망된다.

그린란드빙상은 2100년 이후 해수면에 기여할 것으로 전망되는데, A1B의 2100년 농도안정화에 대해 초기의 상승률은 0.03~0.21 m/세기이다. 현 모델들에서는 빠져 있는 역학과정들이 최근에 관측되어 온 것처럼 빙류의 속도를 증가시킨다면 이 기여는 더 커질 것이다. 충분히 따뜻한 기후가 1000년 동안 유지된다면, 산에 잔존하는 빙하를 제외한 그린란드빙상은 대부분 제거되어 해면을 대략 7 m까지 증가시킬 것이다. 이것은 빙류가 가속된다면 더욱 빠르게 일어날 것이다. 모델들은 이렇게 되는데 요구되는 지구온난화가 산업혁명 이전 대비 1.9~4.6 °C의 범위에 놓이게 된다는 것을 제시한다. 추후 기온이 감소된다 할지라도, 빙상의 면적이 훨씬 더 축소되는 것을 피하지 못할 수 있다.

남극빙상은 폭넓은 표면을 녹이기에 너무 추워서 그대로 유지될 것으로 전망되며, 더 많은 강설이 내려 얼음의 증대가 일어날 것으로 전망된다. 빙상으로부터 얼음의 소실은 기저면 또는 표면에서의 용해에 의해 빙붕이 약화됨으로써 나타나는 해양으로의 얼음유출의 증가를 통해 일어날 수 있다. 현 모델들에서, 해수면에 대한 순기여는 다가오는 세기에 음으로 전망되지만, 얼음유출의 가속이 지배적이어서 양의 순기여를 일으킬 가능성이 있다. 관련된 빙류과정에 관한 이해의 한계 때문에, 현재로서는 빙상의 장기적 미래 또는 해수면상승에 대한 그 기여에 대한 의견일치를 보지 못하고 있다.

## 10.1 서론

3차 평가보고서(TAR) 이후, 과학계는 가장 포괄적인 다중-모델전망을 기후변화에 대해 제공하기 위해 지금까지 시도되었던 것 중 가장 큰 규모로 통합된 전 지구적합기후모델 실험에 착수했다. 기후변화자료는 IPCC 평가와 세계기후연구프로그램(WCRP), 3차적합모델 상호비교프로젝트(CMIP3), 그리고 이 보고서를 통해 전반적으로 언급되고 있는 기후모델진단과 상호비교프로그램(PCMDI)에서 얻어진 ‘다중-모델자료집합(MMD)’이다. 이들 공개된 프로세스는 이상화된 기후변화 시나리오에 관한 실험을 포함한다. 시나리오는 즉, 1년간 1%의 이산화탄소 증가-초기 WCRP 모델 상호비교 프로젝트 CMIP2와 CMIP2+ (예, Convey et al., 2003; Meehl et al., 2005b)에 역시 들어있던-와 비역학 slab형구조 해양모델을 결합한 대기모델을 이용한 배증 이산화탄소 평형 실험, 그리고 1년간 1% 이산화탄소 증가 모의에서 배증 이산화탄소와 4배증 대기 중 이산화탄소 농도로 이상적으로 안정화된 기후변화 실험이다.

이상화된 1%/yr CO<sub>2</sub> 증가실험에서 실제의 연수가 있는 것은 아니다. 그러므로 기후변화율은 이들 실험의 주제가 아니나 연구된 것이 대기 중 이산화탄소가 두 배 혹은 네 배가 된 시점에서 발생하는 기후변화의 타입들과 모델결과의 범위, 그리고 차이이다. 20세기 기후에 대한 모의는 일시적으로 발생하는 자연적, 그리고 인위적인 강제를 포함하여 완성되었다. 21세기의 기후변화전망에 대해 세 배출시나리오에 대한 IPCC 특별보고서(SRES; Nakićenović and Swart, 2000)시

나리오 모의의 한 부분집합을 여섯 가지 흔히 이용되는 대표시나리오로부터 선택하였다. 배출에 관해 이 부분집합(B1과 A1B, A2)은 대표 시나리오들 사이에서 ‘하’, ‘중’, ‘상’으로 구성되며 이는 6개의 모든 시나리오를 전부 계산할 수 없기 때문에 오로지 가능한 컴퓨터 자원의 한계에 의해 이뤄진다. 그러므로 이 선택은 여섯 개의 대표시나리오의 질적인 평가 혹은 선호되는 정도를 의미하지 않는다. 게다가 배출시나리오의 적절함과 가능성을 평가하는 것은 4차평가보고서(AR4)에 기여한 실무 그룹 I의 작업 범위가 아니다.

이들 비완화시나리오에 더하여 일련의 이상화된 모델전망이 제시되었다. 이들 각각은 조정의 형식과 기준을 어느 정도 암시한다:(i) 다양한 수준으로 온실가스의 농도를 안정시키는 안정화시나리오, (ii) 온실가스 농도가 2000년 수준으로 고정되었을 시의 일정 구성성분 수행시나리오, (iii) 2100년까지 배출을 0으로 하겠다는 무배출 수행 시나리오, 그리고 (iv) 2150년 이후까지 온실가스 농도를 감소시키겠다는 초과시나리오.

부분집합 A1B, B1, A2를 가지고 한 모의는 2100년까지, 3개의 다른 안정화시나리오로 실행되었다. 첫 번째는 모든 대기조성 물질이 2000년도 값으로 고정되어 추가 100년에 걸쳐 모델실행을 했고, 두 번째와 세 번째는 A1B와 B1 각각에 대해 2100년 값으로 조성물질이 고정되어 또 다른 100년에서 200년까지 수행되었다. 결과적으로 기후변화(세부사항과 정의는 10.7절 참조)의 개념은 이전의 어떠한 IPCC 평가보다 훨씬 더 넓은 관점에서, 더 자세히 제출되었다. 이 대기-해양대순환모델(AOGCM) 다중-모델자료 집합에 근거한 결과는 10.3절에서 자세히 다룰 것이다.

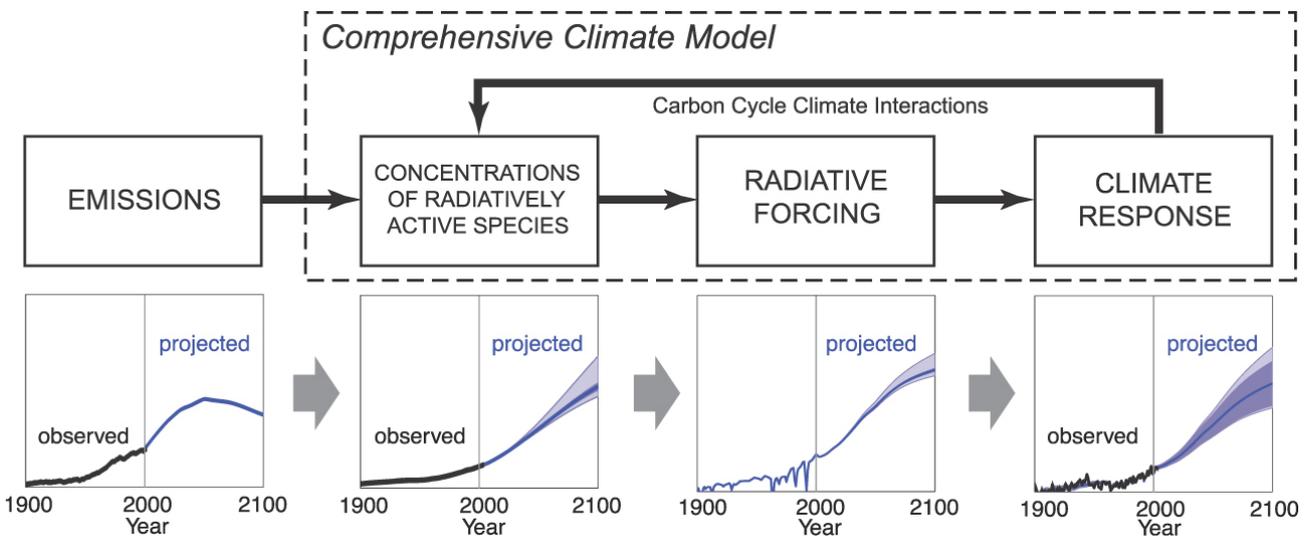


그림 10.1. 배출에서부터 기후반응에 이르기까지의 여러 단계들이 기후모델 전망의 전체적인 불확실성에 기여한다. 이 불확실성은 관측, 과정 이해, 계층적 기후모델, 그리고 앙상블 모의 등의 노력을 결합함으로써 정량화될 수 있다. 포괄적인 기후모델에서의 과정들의 물리적, 화학적 표현은 불확실성을 일관성 있게 정량화시켜 준다. 미래 배출 행로와 연관된 불확실성은 완전히 다른 성격을 가져서 10장에서 다루지 않는다. 맨 아래 행은 단지 설명을 하기 위해 그림 10.26의 A1B 시나리오를 개작한 것이다.

기후변화전망의 불확실성은 항상 이전 IPCC 평가들의 주제였고 이번 장에서는 상당한 양의 새 작업이 평가되었다. 불확실성은 기후변화전망을 향한 다양한 단계에서 발생한다(그림 10.1). 주어진 배출시나리오에서 다양한 생화학모델이 사용되어 대기 구성성분의 농도를 계산한다. 이들 농도를 복사강제력으로 변환시키기 위해 다양한 복사방안과 매개변수화가 요구된다. 마지막으로 서로 다른 기후시스템 성분의 반응(대기, 해양, 해빙, 지표면, 대기와 해양의 화학적 상태 등)은 통합기후모델에서 계산된다. 게다가 기후모델에서 탄소순환의 형성과 상호작용이 추가적인 불확실성을 생산하는 중요한 되먹임을 이끌어들인다. 통합기후모델에서 과정의 물리화학적 대표치는 일정한 정도의 불확실성을 용납한다. 미래의 배출 방향과 관계된 불확실성이 전적으로 다른 종류이며 이 장에서는 고려하지 않았음을 주의하라.

10장의 많은 그림들은 통합 AOGCMs의 다중-모델앙상블의 평균과 산포도에 기초한다. 다중-모델평균에 초점을 맞추는 이유는 구조적으로 다른 모델의 전체에 걸친 실험적 평균값들은 관측값과 총체적으로 더 나은 일치율을 보이기 때문이다. 왜냐하면 각각의 모델이 가진 바이어스가 서로 상쇄되는 경향을 가지기 때문이다(8장 참조). 그러므로 미래 기후전망의 다중-모델앙상블의 광범위한 사용은 TAR에 비교해 더 높은 질과 더 많은 기후변화 정보를 제공해준다. 관측된 경향 뿐 아니라, 현재의 평균기후와 변동성을 모의하는 능력이 모델마다 다르다 할지라도, 평균을 계산함에 있어 각 모델들에 가중치를 주지 않았다. 앙상블은 엄격히 '기회의 앙상블'이기 때문에 추출하는 규칙이 없고, 모델의 산포도는 불확실성의 전체 가능한 범위에 반드시 전부 다 걸치지 않으며, 그러므로 모델 산포도의 통계적 해석은 문제가 있다. 그러나 다양한 여러 증거와 한 모델 열개 내에서의 불확실성 연구를 위해 고안된 섭동물리앙상블과 관측강제를 이용한 베이저안 통계법에 기반하여 이 장을 통해서 불확실성을 정량화하려는 노력은 시도되었다.

이런 통합된 국제적 다중-모델실험에 더하여, 외부강제력에 대한 기후모델의 반응에 관한 불확실성을 정량화하는 TAR 이후로 궁극적으로 새로운 형태의 많은 실험이 수행되었다. 매개변수화 변환의 불확실성에서 기후변화전망의 불확실성으로의 전환의 정도는 상당히 자세히 언급되었다. 미래 기후변화에 대한 새로운 계산(간단한 모델과 중급 복잡성 지구시스템모델(EMICs)을 이용한 더 커진 한 별의 SRES 시나리오에서 얻어진)은 시나리오 선택과 관계된 불확실성에 관해 추가적인 정보를 제공해준다. 이런 모델은 또한 21세기를 넘어 전 지구평균기온과 해양 열흡수, 그리고 열팽창으로 인한 해면상승의 장기간 발달의 정도를 제공해주며 그러므

로 기후변화 더 좋게 억제되게 한다.

기후민감도는 IPCC 평가에서 언제나 초점이 되어왔으며 이 장에서는 평형 기후민감도 및 점증기후반응(TCR)을 계급과 그 계급들 사이의 확률을 이용하여 좀 더 정량적인 추정을 수행하였다. 몇몇 이들 확률은 다양한 관측강제 가정 하에서 현재 앙상블 모의로부터 유도되며 더 이상 오로지 전문가의 판단에만 의존하지 않는다. 이는 이들 소스에서부터 나오는 모델반응의 불확실성을 이전보다 훨씬 더 완전하게 평가하도록 한다. 이는 현재 전 지구 결합 기후모델들에서 표준적도 계산이며 잇따른 시간-적분 기후변화 시나리오 실험에서 모델반응을 평가하는 데 유용하다.

21세기 기후를 모의하는 이들 시간-적분 실험에 관해서, TAR 이래로 증가된 계산능력은 현재 전 지구결합기후모델을 이용한 기후변화 시나리오 실험에서 다중-멤버앙상블의 루틴 성능을 허락한다. 이는 더 많은 다중-모델 결과와 다중-멤버앙상블을 분석하는 능력을 제공하고 21세기에서의 시간적분 기후변화의 통계적 예측치를 더 많이 산출한다.

마지막으로, 몇몇 기상과 기후극한현상(예, 열파)의 미래 변화가 TAR에서 언급되었던 반면, 그 시기에 평가에 이용될만한 이 주제에 대한 연구는 상대적으로 거의 없었다. 그 이후로, 더 많은 분석이 다양한 극한현상에서의 가능한 미래 변화에 대해 수행되었다. 그래서 이제는 처음으로 다중-모델앙상블 결과를 어떤 종류의 극한현상(예, 열파, 서리일수 등)에 대해 평가할 수 있게 되었다. 이들 새로운 연구는 인간사회와 생태계에 뚜렷한 영향을 주는 이런 중요한 현상들의 미래변화 가능성에 대한 평가를 위해 더 완전한 범위의 결과를 제공한다. 관측치와 모델로부터 나온 극한현상에 대한 연구에서 얻어진 종합적 결과는 11장에 제시된다.

다중-모델앙상블의 사용은 단독 모델 보다 향상된 모의기후패턴을 생산하는 다양한 모델링 응용이 향상된 것으로 보였다(8장과 9장의 논의 참조). 게다가 간단한 것로부터 적당하고 복잡한 것에 이르는 모델의 계층은 다양한 매개변수화와 공식화 결과에 대해 더 나은 정량화를 허락했다. 단일 모델들을 가진 매우 거대한 앙상블(수백에 이르는)은 매개변수화의 불확실성을 정량화하기 위한 평균을 제공한다. 마지막으로, 관측된 기후적 특성은 지금 미래 기후모델 전망을 더 낮게 강제하는데 사용되고 있다.

## 10.2 배출량, 농도 및 복사강제력에 대한 변화 전망

이 장에서 논의된 전 지구전망은 9장에서 논의된 관측기록 모의의 확장이다. 19세기와 20세기의 모의는 관측기록에 의해 상당히 제한되는 긴 수명을 가진 온실가스(LLGHGs) 변화에 기초를 둔다. 그러므로 모델은 LLGHGs에 대한 복사강제력 시간 변천의 질적으로 유사한 시간 변화를 가진다(그림 2.23 참조). 그러나 LLGHGs와 다른 복사 활성 종의 미래 농도 추정은 상당한 불확실성의 영향을 받는다. 이들 종의 발달은 예측하기 힘든 다양한, 인구변화와 에너지사용, 에너지 원천 및 배출 등과 같은 요소에 의해 영향받는다. 이런 이유로 미래 기후변화전망의 범위는 결합 AOGCMs을 이용하여 수행되어 왔다. LLGHGs와 이산화황의 인위적 배출, 황산염 에어러솔의 화학적 선구물질의 미래농도는 상중하의 대표적 배출궤적들이 고려된 여러 시나리오에 의해 얻어진다. 이들 기본시나리오와 AOGCM 전망에 통합된 다른 강제력 요인, 여러 종류의 자연적인, 그리고 인위적인 에어러솔을 포함하는 요인들이 10.2.1절에서 논의된다. 21세기 초반에 대한 복사 활성 종과 복사강제력 전망의 발달은 10.2.2절에서 고려된다.

### 10.2.1 다중-모델 기후전망에서의 배출시나리오와 복사강제력

LLGHGs, 에어러솔과 다른 강제 요인들의 시간에 따른 발달을 10.2.1.1절과 10.2.1.2절에 설명한다. 전형적으로 미래 전망은 20세기 모의의 끝자락에서 추출된 초기조건에 기초를 둔다. 그러므로 모델전망의 시점에서 복사강제력은 대략 산업화 이전 조건에 비해 현재의 농도에 대한 복사강제력과 맞먹는다. 2000년에 대해 모의된 복사강제력과 2장에서 유도된 추정치 사이의 관계는 10.2.1.3에서 평가된다. 표준 시나리오들 중 하나에 대한 다중-모델 적분에서 복사강제력의 추정 또한 이 절에서 기술한다. 2100년에 대한 복사강제력의 범위에 대한 가능한 설명은 AOGCMs에서 사용된 복사전달의 공식화에서 나타나는 구조적 오차에 대한 증거를 포함하여 10.2.1.4절에서 논의된다. 지구기온변화 및 다른 기후반응의 범위에 대한 이들 발견의 가능한 영향은 10.2.1.5절에 요약된다.

#### 10.2.1.1 배출시나리오와 일정농도시나리오에 대한 특별 보고서

이 장에서 논의된 미래전망은 표준 A2와 A1B, B2 SRES 시나리오에 기초를 둔다(Nakićenović and Swart, 2000). 이산화탄소(CO<sub>2</sub>)와 메탄(CH<sub>4</sub>), 이산화황(SO<sub>2</sub>)의 배출, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, 아산화질소(N<sub>2</sub>O)의 농도와 SRES 시나리오에 대한 총 복사강제력을 그림 10.26에 나타내고 A1B 시나리오에 대한 것은 그림 10.1에 요약해 놓았다. 모델은 LLGHGs와 A1B, B1, A2 배출 시나리오에 의해 지정된 SO<sub>2</sub> 배출의 전망된 농도를 이용하여 2100년까지 적분되었다. 몇몇 AOGCMs은 황 화학을 포함하지 않고 이들 모델로부터 나온 모의는 Boucher와 Pham(2002; 10.2.1.2 참조)으로부터 나온 황산염 에어러솔의 농도에 기초를 둔다. 세 시나리오에 대한 모의는 모든 인위적인 강제요인이 2100년에 적용가능한 값으로 고정되어 또 다른 100~200년 동안 계속되었다. 또한 새로운 일정농도시나리오가 농도를 2000년 수준으로 고정되어 수행(CC)되었다(10.7.1). 이 이상화된 시나리오에서 모델은 20세기에 대한 모의의 끝에서 초기화되며 복사활성 종의 농도는 이들 모의로부터 나온 2000년 값으로 일정하게 유지되고 모델은 2100년까지 적분된다.

이런 고정조성 사례와 비교하여, 일정한 배출이 훨씬 큰 복사강제력을 야기하는지를 구성하는 데 유용하다. 예를 들면, 2000년 수준으로 일정한 이산화탄소 배출을 한다면 2100년이 되면 약 520ppm의 농도에 이르러, B1 사례에 가까워진다(Friedlingstein and Solomon, 2005; Hare and Munschhausen, 2006; FAQ1.3 또한 참조).

#### 10.2.1.2 추가된 종에 의한 강제력과 메커니즘

기후전망에 이용된 각 AOGCM에 적용하는 강제요인을 표 10.1에 요약하였다. SRES 시나리오에 의해 지정된 복사 활성 종은 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, 클로로플루오카본(CFCs)와 SO<sub>2</sub>이며, 이는 표에 황산염(SO<sub>4</sub>)처럼 에어러솔 형식으로 나열되어 있다. 표 10.1에 나열된 잔여 강제 요인의 함유물, 크기와 시간에 따른 발달은 각기 모델링 그룹의 재량에 맡겼다. 이들 요인에는 대류권과 성층권 오존, 모든 비황산염 에어러솔, 구름 알베도와 생애에 미치는 에어러솔의 간접적 영향, 그리고 토지활용도와 태양변동성의 영향 등이 포함된다.

AOGCMs에 미치는 에어러솔의 영향을 다루는 범위는 TAR 이후 뚜렷하게 증가되어 왔다. AOGCMs 중 7개는 첫 간접 영향을 포함하고 5개는 구름특성에 미치는 에어러솔의 두 번째 간접적 영향을 포함한다(2.4.5절). 이 장에서 고려된 강화된 배출-집중 시나리오 하에서, 첫 간접(Twomey) 영향

**표 10.1.** 다중-모델 전구 기후전망에서의 복사 강제 인자들. 모델에 관한 설명은 표 8.1.을 참조하라. 항목들의 의미는 다음과 같다. Y: 강제 요인이 포함됨; C: 20CM3(20th Century Climate in Coupled Model) 모의 동안에는 강제 인자들이 변하며, 시나리오 적분에 대해서는 일정하거나 매해 주기적인 분포를 처방해줌; E: 상당 CO<sub>2</sub>를 사용하여 강제 인자가 표현함; n.a.: 20세기 적분 또는 시나리오 적분에서 강제 인자가 처방되지 않음. 숫자 코드는 다음에서 설명된 자료를 사용하여 강제 인자를 포함시켰음을 나타냄. 1: <http://www.cnrm.meteo.fr/ensembles/public/results/results.html>; 2: Boucher and Pham(2002); 3: Yukimoto et al.(2006); 4: Meehl et al. 2006b; 5: <http://aom.giss.nasa.gov/IN/GHGA1B.LP>; 그리고 6: [http://sres.ciesin.org/final\\_data.html](http://sres.ciesin.org/final_data.html).

모델	강제력 요인																	
	온실기체						에어러솔										그 밖의 요인	
	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	성층권 오존	대류권 오존	CFCs	SO <sub>4</sub>	도시	검댕	유기 탄소	질산 염	1차 간접 에어러솔	2차 간접 에어러솔	먼지	화산 폭발	해염	토지 이용	태양
BCC-CM1	Y	Y	Y	Y	C	4	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	C	C
BCCR-BCM2.0	1	1	1	C	C	1	2	C	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	C	C	C
CCSM3	4	4	4	4	4	4	4	n.a.	4	4	n.a.	n.a.	n.a.	Y	C	Y	n.a.	C
CGCM3.1(T47)	Y	Y	Y	C	C	Y	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
CGCM3.1(T63)	Y	Y	Y	C	C	Y	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
CNRM-CM3	1	1	1	Y	Y	1	2	C	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	C	n.a.	n.a.
CSIRO-MK3.0	Y	E	E	Y	Y	E	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ECHAM5/MPI-OM	1	1	1	Y	C	1	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ECHO-G	1	1	1	C	Y	1	6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
FGOALS-g1.0	4	4	4	C	C	4	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C
GFDL-CM2.0	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
GFDL-CM2.1	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
GISS-AOM	5	5	5	C	C	5	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.
GISS-EH	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	Y	n.a.	Y	C	Y	C	Y	Y
GISS-ER	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	Y	n.a.	Y	C	Y	C	Y	Y
INM-CM3.0	4	4	4	C	C	n.a.	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
IPSL-CM4	1	1	1	n.a.	n.a.	1	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MIROC3.2(H)	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	Y	Y	Y	C	Y	C	C
MIROC3.2(M)	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	Y	Y	Y	C	Y	C	C
MRI-CGCM2.3.2	3	3	3	C	C	3	3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
PCM	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
UKMO-HadCM3	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
UKMO-HadGEM1	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	C	Y	Y	C

의 크기는 포화시킬 수 있다. Johns et al.(2003)은 UKMO-HadCM3를 이용하여 B1, B2, A2와 A1F1 시나리오를 모의 하면서 인위적 황(S) 배출의 첫 간접 영향을 섭동으로써 구름 방울의 유효 반경으로 매개변수화시켰다. 2100년에 첫 간접 강제는 범위가 -0.50~-0.79W/m<sup>2</sup>이다. 정규화된 간접 강제(총 집합체 질량(mg/m<sup>3</sup>)에 대한 강제(9W/m<sup>2</sup>)의 비는 단위가 W/mg이다)는 1860년에는 약 -7W/mgS에서부터 2100년에는 -1에서 -2W/mgS씩, 4의 인수로 감소한다. Boucher and Pham (2002)와 Pham et al.(2005)은 간접 영향의 강제효율에서 1860년에는 -9.6W/mgS에서 2100년에는 -2.1과 -4.4W/mgS 사이 값으로, 필적할만한 전망된 감소를 발견하였다. Johns et al.(2003)과 Pham et al.(2005)은 전망된 감쇠가 충분히 큰 에어러솔 집합체에서 더 커진 황산염 농도에 대해 감소된 구름민감도 때문이라고 했다.

10.2.1.3 2장의 추정치와 모의된 강제력의 비교

표준 SRES시나리오에 대한 기후전망을 산출하는데 이용되는 강제력은 다중-모델양상블을 통해 반드시 일정한 것은 아니다. 모델 간의 차이는 복사활성 종에 대한 다른 전망(10.2.1.2 참조)과 복사전달과정 공식화의 차이(10.2.1.4 참조)에서 기인할지 모른다. 양상블에서 AOGCMs은 오존이나, 대류권 비행산염 에어러솔, 성층권 화산 에어러솔 등, SRES 시나리오에 의해 지정되거나 강제되지 않은 많은 종들을 포함한다. 양상블을 통해 변하는 다른 종류의 강제력은 태양 변동성과 구름에 미치는 에어러솔의 간접적 영향, 그리고 지면 알베도와 다른 지표면 성질에 영향을 주는 토지이용의 변화 등을 포함한다(표 10.1). 미래시나리오에 대한 LLGHGs의 시계열은 대개 양상블을 통해 동일하지만, 19세기와 20세기 초반 이들 기체의 농도는 각 모델링 그룹의 자유재량에

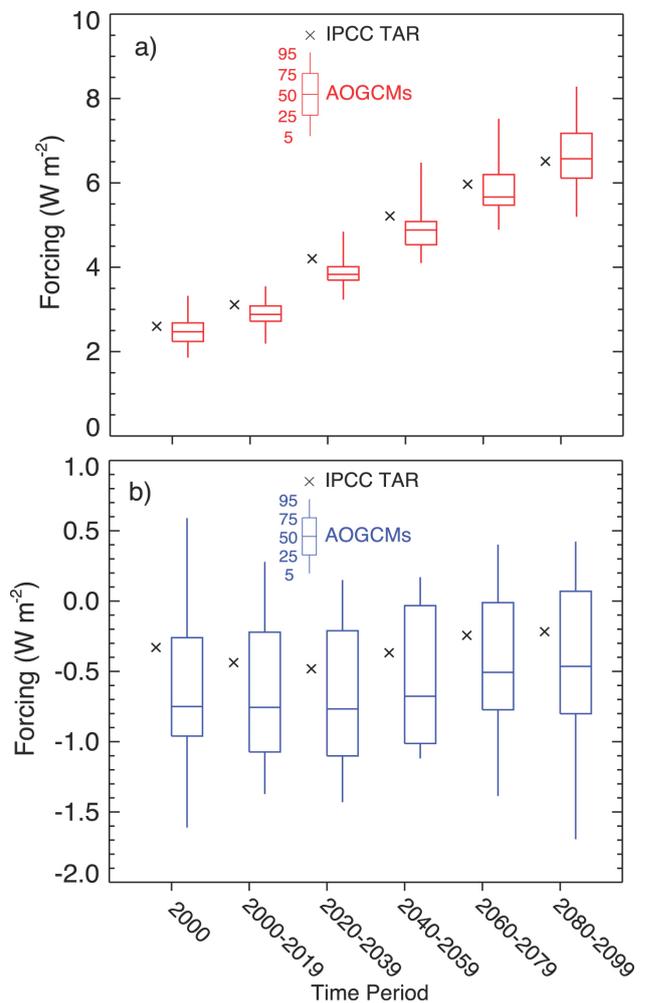
말했다. 복사활성 종의 차이와 복사전달 공식은 19세기와 20세기 모의에 모두 영향을 미치고 시나리오 적분은 이들 역사적 모의로부터 초기화된다. 그 결과 강제력에서의 차이는 다중-모델앙상블에 걸쳐 강제력과 반응의 분리를 복잡하게 한다. 이들 차이는 역사적 기록에서의 복사강제력의 표준 추정치에 반해 다중-모델앙상블에 걸친 단파와 장파 강제력의 범위를 비교함으로써 정량화될 수 있다. 단파와 장파 강제력은 각각 기후시스템에 대한 외적 변화에 의해 야기되는 태양복사속과 적외 대기복사속의 수정을 나타낸다(2.2절).

기후모델의 모의로부터 나온 SRES A1B 시나리오에 대한 장파복사강제력은 그림 10.2a에 나타난 TAR 공식을 이용한 추정치에 대해 비교된다(2장 참조). 그래프는 TAR와 2000년에서 2100년까지의 다중-모델앙상블에서 20개의 AOGCMs로부터 나온 장파 강제력을 보여준다. 모델의 강제력은 대기 상단 속의 변화와 대기 중 CO<sub>2</sub> 배증에 대한 강제력으로부터 진단된다(Foster and Taylor, 2006). 장파 강제력의 TAR와 모델 중간값 추정치는 21세기에는 -0.37에서 +0.06 Wm<sup>-2</sup> 범위의 차이를 갖는 아주 좋은 일치율을 보여준다. 2000년에는, TAR와 모델 중간값에서 나온 전 지구 평균치는 겨우 -0.13Wm<sup>-2</sup> 정도이다. 그러나 2080년에서 2099년 기간에 대한 모델의 5번째와 95번째 퍼센타일의 범위는 약 3.1 Wm<sup>-2</sup>이며, 이 기간에 대한 중간값 장파 강제력의 약 47%에 해당한다.

SRES A1B 시나리오에 대한 단파강제력에 상응하는 시계열은 그림 10.2b에 그래프로 나타내었다. 모델 간에, 그리고 모델과 TAR 추정치 사이의 상대적 차이가 단파 밴드에서 더 큰 것이 명백하다. 총 적분의 각 20년 단위에 대해 TAR 값은 모델 강제력의 중간값보다 약 0.2~0.3 Wm<sup>-2</sup> 정도 더 크다. 2000년의 경우 TAR 추정치는 약 0.42 Wm<sup>-2</sup> 더 크게 다가 모의된 강제력의 범위는 충분히 커서 매 20년 주기에 대한 양의 값과 음의 값을 포함한다. 2100년의 경우, 각각의 AOGCMs로부터의 단파강제력의 범위는 약 -1.7~0.4 Wm<sup>-2</sup>(5~95 퍼센타일)이다. 이런 큰 범위를 가지는 이유에는 다양한 에어러솔 처리와 다중-모델앙상블에서 에어러솔의 간접 영향에 대한 매개변수화가 포함된다.

장파와 단파강제력 둘 모두에서 큰 범위가 다양한 요인에 의해 야기될지 모르기 때문에 복사활성 종에서 주어진(동일한) 변화에 대한 모델공식의 차이에 의해서만 단지 야기되는 범위를 결정하는 것이 유용하다. 표준기준은 CO<sub>2</sub>배증에 대한 대류권계면에서의 전 지구 평균, 연 평균 전천 강제력이다. 앙상블에서 15개 모델에 대한 이 강제력의 추정치를 표 10.2에 나타냈다. 단파강제력은 이산화탄소의 근적외선 밴드에서 흡수로 일어난다. 200mb에서 장파강제력의 범위는 0.84Wm<sup>-2</sup>이며 변동계수, 또는 평균강제력에 대한 표준편차

의 비는 0.09이다. 이들 결과는 2080년에서 2099년 기간동안 앙상블에서 장파강제력 범위의 35%까지가 지정된 이산화탄소의 증가에 대한 강제력 추정치 범위에 기인함을 암시한다. 조사결과는 또한 다중-모델앙상블 전체의 강제력과 반응(예, 기후 민감도)에 관계된 대기 중 이산화탄소배증으로부터 나온 강제력의 최선값을 하나 사용하는 것을 적절하지 않다고 암시한다. 주어진 모델에 대한 관계는 그 모델에서 복사 매개변수화에 의해 생산된 복사강제력을 사용하여 도출해야 한다. 단파 강제력이 1에 가까운 변동계수를 가진다 하더라도, 앙상블에 걸친 범위는 21세기 모의 중점에서의 단



**그림 10.2.** AOGCM들과 TAR(IPCC, 2001) 강제 공식들(Forster and Taylor, 2006)으로부터 진단된 SRES A1B에 대한 2000~2100년 기간의 복사 강제. (a) 장파 강제. (b) 단파 강제. AR4 다중-모델 앙상블의 20개 모델로부터 계산된 백분위수를 나타내기 위해 상자와 깃(box-and-whisker) 다이어그램으로 그렸다. 각 상자 내의 중심부 선은 모델 앙상블의 중앙값을 나타낸다. 각 상자의 상단과 하단은 앙상블에서 75번째 백분위와 25번째 백분위를 보인 것이며, 각 깃의 상단과 하단은 95번째와 5번째 백분위 값을 보인 것이다. CCSM3, CGCM3.1(&47과 T63), CNRM-CM3, CSIRO-MK3, ECHAM5/MPI-OM, ECHO-G, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-EH, GISS-ER, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MIROC3.2(중해상도 및 고해상도), MRI-CGCM2.3.2, PCM1, UKMO-HadCM3, 그리고 UKMO-HadGEM1 등의 모델들이 포함되었다(모델에 대한 상세 설명은 표 8.1 참조).

표 10.2. 배증 대기중 CO<sub>2</sub>에 대한 전천 복사 강제. 모델 상세 설명은 표 8.1 참조.

모델 출처	장파 (Wm <sup>-2</sup> )	단파 (Wm <sup>-2</sup> )
CGCM 3.1(T41/T63) <sup>a</sup>	3.39	-0.07
CSIRO-MK3.0 <sup>b</sup>	3.42	0.05
GISS-EH/ER <sup>a</sup>	4.21	-0.15
GFDL-CM2.0/2.1 <sup>b</sup>	3.62	-0.12
IPSL-CM4 <sup>c</sup>	3.50	-0.02
MIROC 3.2-hires <sup>d</sup>	3.06	0.08
MIROC 3.2-medres <sup>d</sup>	2.99	0.10
ECHAM5/MPI-OM <sup>a</sup>	3.98	0.03
MRI-CGCM2.3.2 <sup>b</sup>	3.75	-0.28
CCSM3 <sup>a</sup>	4.23	-0.25
UKMO-HadCM3 <sup>a</sup>	4.03	-0.22
UKMO-HadgEM3 <sup>a</sup>	4.02	-0.24
Mean ± standard deviation <sup>e</sup>	380 ± 0.33	-0.13 ± 0.11

- 주석
- a) Forster and Taylor(2006)의 200 hPa에 대한 PCMDI로부터의 강제 자료에 근거한 장 파 강제는 성층권 보정을 반영함. 단파 강제는 그렇지 않음.
- b) 개개 모델링 그룹들은 Gregory et al.(2004b)의 방법을 사용하여 강제를 산출함.
- c) 200hPa에 대한 PCMDI로부터의 강제 자료에 근거함. 장파와 단 파 강제 모두 성층권 보정을 반영함.
- d) 진단된 대류권 계면에서의 강제.
- e) 평균과 표준편차는 200 hPa에서의 강제를 사용해서만 계산되었는데, 각 모델과 모델 버전은 한 번만 계산함.

파강제력 영역의 17% 미만을 설명한다. 이는 이산화탄소와 다른 종들과 강제 요인들 모델링된 장파 강제력들 사이의 커다란 변동을 야기함을 설명한다.

10.2.1.4 복사전달모델 상호비교 프로젝트의 결과: 강제력 전망의 신빙성에 대한 예상결과

표 10.2에 예시한 다중-모델 앙상블 간의 복사강제력 차이를 복사전달 모델 상호비교 프로젝트(Radiative-Transfer Model Intercomparison Project, PTMIP, W.D. Collins et al., 2006)에서 정량화하였다. RTMIP의 기본은 다섯 개의 벤치마크

LBL(line-by-line) 복사전달 코드를 이용한 20개의 AOGCMs 들에 의해 계산된 강제를 평가하는 것이다. 더 따뜻한 기후 에서로 기대되는 LLGHGs CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFC-11, CFC-12 와 증가된 수증기에 의한 순간적인 청천(靑天, clear-sky) 복 사 강제에 초점을 맞춰 비교를 수행하였다. 이 상호비교의 결과는 대류권계면에서의 강제의 추정치와 직접적으로 비교 가능하지는 않다(2장). 왜냐하면 대류권계면에서의 강제 추 정치는 성층권 조정의 영향을 포함하고 있기 때문이다. 강제 에 미치는 조정의 영향은 CH<sub>4</sub>의 경우엔 -2%, N<sub>2</sub>O의 경우엔 -4%, CFC-11은 +5%, CFC-12는 +8%, 그리고 CO<sub>2</sub>의 경우는 -13%이다(IPCC, 1995; Hansen et al., 1997). 200mb에서의 총 복사 강제(장파와 단파 둘 모두 포함해서), 대류권 계면에 대한 대체물을 기후학적으로 중위도 여름 조건에 대해 표 10.3에 나타내었다.

1860년에서 2000년까지 LLGHGs의 증가에 의한 AOGCM 과 LBL 코드로부터 계산된 총 강제는 모델 꼭대기와 지표, 그리고 200mb의 가-대류권계면 각각에서 0.04, 0.49, 그리고 0.10 Wm<sup>2</sup> 미만으로 차이가 난다(표 10.3). 학생 t-검정에 기초하여, 표 10.3에 나타난 평균 강제에서의 어떠한 차이도 0.01 기준에서 통계적으로 유의하지 않다. 이는 앙상블 평균 강제가 LBL 코드와 합당한 일치를 보임을 암시한다. 그러나 각각의 모델로부터의 강제는, 예를 들면, 2배의 대기 중 이산화탄소 농도에서, LBL 모델에서 나타난 것보다 적어도 10 배 정도 더 큰 규모의 범위를 가진다.

AD 1860년의 농도에서 2배 CO<sub>2</sub>로부터의 강제를 모델 (TOM)의 꼭대기와 200hPa, 그리고 지표(표 10.3)에 대해 그림 10.3a에 나타냈다. AOGCMs는 이 세 고도에서 장파 강제를 과소평가하는 경향이 있다. 평균 강제에서 상대적인 차이는 200hPa에서의 가-대류권계면에 대해 8% 정도 적으나 TOM에서는 약 13% 정도 증가하고 지표에서는 33%까지 커진다. 일반적으로 각각의 LBL과 AOGCMs 코드로부터 나온 지표에서의 평균 단파 강제는 모든 세 지표에서의 값과 좋은 일치를 보인다. 그러나 각각의 AOGCMs에서 나온 지표

표 10.3. AGGCM들과 RTMIP(W. D. Collins et al. 2006)의 LBL 코드로부터 산출된 200 hPa에서의 총 순간 강제(W m<sup>-2</sup>)로서, 구름없는 기후적 중위도 여름철 조건에 대한 계산 결과이다.

강파유형	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> O+CFCs	CH <sub>4</sub> +CFCs	ALL LLGHGs	Water Vapour
강제력	2000-1860	2x-1x	2000-1860	2000-1860	2000-1860	1.2x-1x
AOGCM 평균	1.56	4.28	0.47	0.95	2.68	4.82
AOGCM 표준편차	0.23	0.66	0.15	0.30	0.30	0.34
LBL 평균	1.69	4.75	0.38	0.73	2.58	50.8
LBL 표준편차	0.02	0.04	0.12	0.12	0.11	0.16

- 주석
- a) 2000년~1860년은 1860년과 2000년 사이의 복사 종들의 농도 증가로 인한 강제이다. 2x-1x와 1.2x-1x는 1860년 농도 대비 복사 종 농도가 100%와 20% 증가했을 때의 강제 이다.

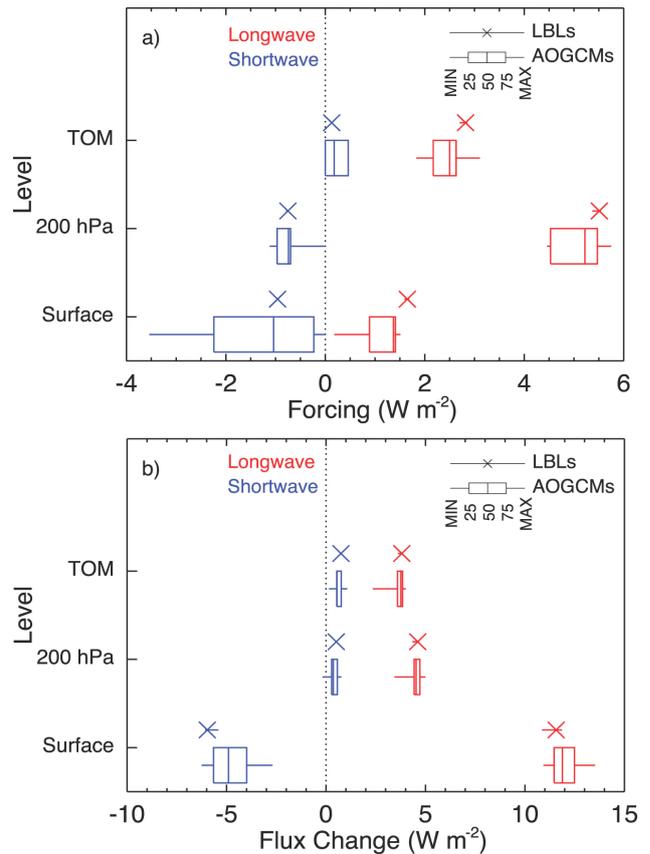
에서의 단파 강제 범위는 매우 넓다. AOGCM에서 나온 지표 단파 강제의 변동 계수(평균에 대한 표준편차의 비)는 0.95이다. 대기 중 CO<sub>2</sub>를 두 배로 한 반응에서, 비습은 대류권 대부분에 걸쳐 약 20% 증가하였다. 수증기의 20% 증가로 인한 단파와 장파 속의 변화를 그림 10.3b에 나타냈다. 증가한 수증기로부터 나온 평균 장파 강제는 AOGCM 코드에서 아주 잘 모의되었다. 단파에서, AOGCM과 LBL 계산 사이의 유의한 차이는 지표에서 발생하는데, 지표에서 AOGCMs는 일사 감소의 정도를 과소평가하는 경향이 있다. 일반적으로 AOGCM 강제들 사이의 바이어스는 지표 고도에서 가장 크다.

### 10.2.1.5 기후반응에서 범위에 대한 관계

RTMIP에서 나온 결과는 이 장에서 논의된 기후반응에서의 산포도가 부분적으로 다중-모델 앙상블 멤버 사이의 복사 전달의 다양한 표현에 기인한다는 것을 암시한다. LLGHGs의 농도가 앙상블을 통해 동일하다 하더라도, 앙상블 멤버 사이의 복사 전달 매개변수화의 차이는 이들 중의 의한 복사 강제의 서로 다른 추정치로 이끌어진다. 많은 기후반응(예, 전 지구 평균온도)은 복사 강제를 1차 근사로 선형적으로 어렵다. 그러므로 복사 강제 계산에서 구조적인 오차는 기후반응의 상응하는 규모를 발생시킬 수 있다. RTMIP 결과(표 10.3)가 전 지구적으로 적용가능하다 가정할 때, AOGCMs에서 1860년에서 2000년의 강제의 범위를 강제를 어렵히는 반응에서 2000년에 대해 ±18% 상대적 범위(95% 신뢰 수준에서)를 가져온다. 2배 대기 중 CO<sub>2</sub>-2100년까지의 B1 시나리오에서 이산화탄소의 변화에 비할만한-에 대한 상응하는 상대적 범위는 ±25%이다.

### 10.2.2 21세기에 대한 최근 복사 중 및 강제력의 전망 개발

21세기에 대한 오존 강제의 추정은 대기 수송 시간 규모에 비해 짧은 오존의 화학적 수명과 오존의 연직분포에 대한 복사 강제의 민감도로 인해 복잡해진다. Gauss et al.(2003)은 SRES A2p 시나리오로 적분된 11개의 다른 화학 수송 모델로부터 2100년에서 대류권 오존의 인위적인 증가를 이용하여 강제를 계산했다. A2p 시나리오는 A2 표지 시나리오의 예비 버전이며 LLGHGs 및 강제와 거의 동일한 시계열을 가진다. 오존 형성에 강력하게 영향을 미치는 메탄(CH<sub>4</sub>)과 일산화탄소(CO), 반응 산화질소(NO<sub>x</sub>), 그리고 휘발성유기합성체(VOCs)의 배출이 A2p 시나리오에서 최대화되기 때문에, 모의된 강제는 더 강제된 배출 시나리오 하에서 생산된 강제에 대해 상한값을 나타내게 된다. 11개 모델이



**그림 10.3.** AOGCM들과 선(LBL) 복사 전달 코드(W. D. Collins et al., 2006)에 의해 계산된 단파 및 장파 순간 복사 강제와 플럭스 변화의 비교. (a) 1860년 농도의 배증 대기 CO<sub>2</sub>로부터의 순간 강제; (b) 배증 대기 CO<sub>2</sub>로부터 만들어지는 기후에서 예상되는 20%의 수증기 증가에 따라 일어나는 복사 플럭스의 변화. 강제의 플럭스 변화는 중위도 여름철의 청천 조건에 대해 계산되었으며 성층권 조절의 효과는 포함되지 않았다. 최소값에서 최대값까지의 범위와 중앙값이 5개의 대표적인 LBL 코드들에 대해 그려졌다. AOGCM 결과는 AR4 다중-모델 앙상블의 20개 모델로부터의 백분위수를 나타내기 위해 상자와 깃(box-and-whisker) 다이어그램으로 그렸다(그림 10.2의 그림 설명 참조). BCCR-BCM2.0, CCSM3, CGCM3.1(&47과 T63), CNRM-CM3, ECHAM5/MPFOM, ECHO-G, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-EH, GISS-ER, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MIROC3.2(중해상도 및 고해상도), MRI-CGCM2.3.2, PCM, UKMO-HadCM3, 그리고 UKMO-HadGEM1 등의 AOGCM들이 포함되었다(모델 상세 설명은 표 8.1 참조). LBL 코드는 GFDL LBL, GISS LBL3, NCAR/ICSTM 일반 LBL GENLN2, NASA Langley 연구센터 MRTA, 그리고 레딩대학교 RFM(Reference Forward Model) 등이다.

2100년까지 11.4-20.5돔슨 유닛(DU)의 대류권 오존 증가를 모의하였다. 이와 관계된 복사 강제의 범위는 0.40-0.78 Wm<sup>-2</sup>이다. 이 시나리오 하에서 성층권 오존은 7.5-9.3 DU 만큼 증가하였고 이는 복사 강제를 추가적으로 0.15-0.17 Wm<sup>-2</sup>만큼 상승시켰다.

AR4(리스트는 표 8.1 참조)에서 분석된 23개 AOGCMs에서 두 모델(GISS-EH와 GISS-ER 모델)을 제외한 모든 모델에서 생략된 미래의 직접적인 에어러솔 복사 강제의 한 패턴은 질산염 에어러솔의 역할이다. NO<sub>x</sub> 배출의 빠른 증가

는 2100년까지 충분한 질산염 에어러솔을 생산하여 예상되는 황산염 강제 감소와 상쇄된다. Adam et al.(2001)은 황산염과 질산염, 그리고 암모니아 사이의 상호작용에 관해 황산염과 질산염에 의한 복사 강제를 계산하였다. 2000년에는 황산염과 질산염 강제가 각각  $-0.95$ 와  $-0.19 \text{ Wm}^2$ 이다. SRES A2 시나리오 하에서 2100년까지 감소하는  $\text{SO}_2$  배출은 황산염 강제를  $-0.85 \text{ Wm}^2$ 까지 떨어뜨린 반면 질산염 강제는  $-1.28 \text{ Wm}^2$ 까지 상승시켰다. 그러므로 총 황산염-질산염 강제 증가는 규모면에서 질산염을 생략한 모델이 제시한 감소폭보다 작은  $-1.14 \text{ Wm}^2$ 에서  $-2.13 \text{ Wm}^2$ 이다. 이 전망은 A2 시나리오의 일부로서 석탄 연소 예보의 큰 증가와 일치할 이룬다.

아시아 에어러솔에 초점을 맞춘 최근 필드 프로그램은 지역 기후에-지면 에너지 수지와 물 순환의 잠재적으로 중요한 섭동을 포함하는(Ramanathan et al., 2001)- 대해 검댕(BC)과 유기탄소(OC)의 중요성을 입증하였다. 모델링 그룹은 이들 에어러솔 종의 농도에 대한 다수의 전망을 발전시켜왔다. 예를 들면, Takemura et al.(2001)은 현재의 조건 하에서 화석연료와 바이오매스 연소(Cooke and Wilson, 1996)에 의해 방출되는 BC에 대한 자료 셋을 이용하여 그들을 현재  $\text{CO}_2$ 에 대한 미래n값의 비로 규모화하였다. OC 배출은 각 원천과 연료 종류에 대해 측정된 OC:BC 비를 이용하여 도출되었다. Koch(2001)는 현재  $\text{CO}_2$  배출에 대한 미래의 비로써 각기 다른 현재 배출 목록을 규모화함으로써 미래의 BC 복사 강제를 모의하였다. 그러나 BC와 OC의 현재 목록(Bond et al., 2004), 미래의 배출을 생산하는데 이용되는 특별한 규모 방법, 그리고 탄소와 에어러솔의 광학 성분 측정치들 사이의 상당한 변동성(Kinne et al., 2006)과의 관계에서는 여전히 큰 불확실성이 있다. 주어진 이들 불확실성에서 BC와 OC에 의한 미래 강제 전망은 상당히 모델에 의존적이다.

최근 증거는 성층권 황산염(예, Myhre et al., 2004), 수증기(예, Forster and Shine, 2002), 그리고 비행운 형성에서의 수증기 응결 등에서 감지할만한 인위적 증가가 있음을 제시하였다. 그러나 최근 모델링 연구는 이들 강제가 주요 LLGHGs와 에어러솔 종에 비해 상대적으로 중요치 않다는 것을 제시한다. Marquart et al.(2003)은 비행운에 의한 복사 강제가 1992년  $0.035 \text{ Wm}^2$ 에서 2015년에는  $0.094 \text{ Wm}^2$ 로, 2050년에는  $0.148 \text{ Wm}^2$ 로 증가한다고 추정하였다. 강제의 상승은 미래 연료 소비 추정에 따른 아음속 비행 교통의 증가 때문이다(Penner et al., 1999). 이들 추정치는 여전히 비행운의 미시적 성질, 광학깊이와 일주기 등에 대한 빈약한 강제와 연관된 상당한 불확실성을 가지기 쉽다(Myhre and Stordal, 2001, 2002; Marquart et al., 2003). Pitari et al.

(2002)은 A2 시나리오 하에서 황산염 에어러솔과 오존의 성층권 농도에 대한 미래 배출 영향을 조사하였다. 2030년 쯤에는, 성층권 황산염 질량은 약 33% 증가한다. 그리고 증가의 대부분은 대규모계면에까지 이르는 인위적  $\text{SO}_2$ 의 강화된 상향 속에 기인한다. A2 시나리오에서 2000년에서 2030년까지의 성층권 에어러솔에 의한 직접적인 단파 강제 증가는  $-0.06 \text{ Wm}^2$ 이다.

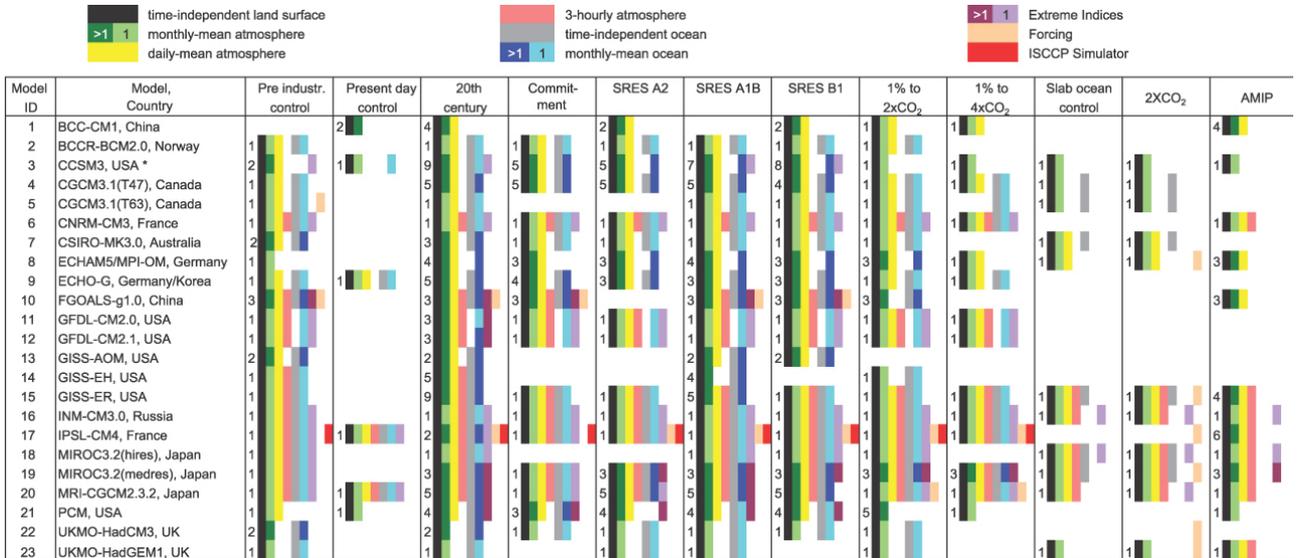
몇몇 최근 연구는 흙먼지 에어러솔의 전 지구 대기 적재량이 기후변화와 관계된 사막 지역의 감소로 인해 20에서 60% 감소할 수 있음을 제시하여왔다(Mahowald and Luo, 2003). Tegen et al.(2004a,b)는 중기 날씨 예보를 위한 유럽 센터/막스 플랑크 인스티튜트의 중규모 대기 GCM(ECHAM4)과 대기 조건과 식생, 그리고 식물 밀도에 미치는 증가된 이산화탄소 농도의 영향 등에 나타나는 기후변화 영향을 포함하는 UKMO-HadCM3의 모의 결과를 비교하였다. 이들 모의는 LLGHGs와 동일한(IS92a) 시계열을 가지고 강제되었다. 두 모델에서 생산된 전 지구 대기 먼지 하중에서의 총 변화가 서로 다른 부호를 가지기 때문에, 먼지 하중 변화의 미래 전망이 모델에 따라 매우 다르다는 것이 발견되었다. 또한 2050년까지 증가된 농경지 면적의 최소/최대 추정치 둘 모두의 조건 하에서 농경작으로 인해 변동하는 흙으로부터 나온 먼지가 현재 적재량의 10% 보다 적으며 먼지 농도에서 기후로 인한 변화가 토지이용도 변화를 지배한다고 결론지었다.

### 10.3 물리적 기후시스템의 변화 전망

여기에서 제시된 기후변화 결과에 대한 내용은 8장(규준 실험의 모의 기술 평가와 전 지구 결합 기후모델 고유의 자연적 변동성 평가)과 9장(전 지구 결합 기후모델을 이용한 20세기 기후모의의 평가)에서 마련되었다. 표 8.1은 모델의 특징을 기술하였고 표 10.4는 이 장에서 평가된 AOGCMs과 다른 모델에서 수행된 기후변화 실험을 요약하였다.

TAR는 간단한 연간 1%의  $\text{CO}_2$  증가실험과 예전의 IS92a 시나리오를 포함하는 몇몇 시나리오들, 그리고 TAR에 새로 들어온 두 가지 SRES 시나리오(A2와B2)로부터 나온 기후에 있어서 미래 변화에 대한 다중-모델 결과를 보였다. 후자의 경우, 전 지구 평균 기온변화와 지역적 변화에 대한 9개 모델에서 나온 결과를 보였다. 10.1절에 언급했듯이, TAR 이래로 선례가 없는 국제 통합 기후변화 실험이 전세계 23개 모델(제출된 결과와 함께 표 10.4에 나열됨)에 의해 수행되었다. 같은 실험을 돌린 이 많은 수의 모델은 모델들 사이의

**표 10.4. AOGCM을 가지고 생산된 기후변화 실험의 요약.** 각 시나리오 열의 숫자는 각 모델이 얼마나 많은 앙상블 멤버를 생산했는지를 나타낸다. 색깔한 영역은 이 보고서에서 사용하기 위해 특정 자료 형태(기후시스템 성분과 시간 간격에 의해 구분됨)의 모든 변수는 아닐 지라도 일부 변수를 PCMDI에서 다운로드할 수 있음을 나타낸다. ISCCP는 International Satellite Cloud Climatology Project의 약어이다. 일부 모델들은 부가적인 자료를 제공하였고, 추후에 가용해 질 수 있다. 범례에서 두 가지 색으로 칠해진 것은 단일 멤버 또는 다중 앙상블 멤버들의 자료가 가용한 지를 나타낸다. 시나리오, 변수, 그리고 모델에 관한 상세 설명은 PCMDI 웹 페이지(<http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about-ipcc.php>)에서 찾을 수 있다. 모델 ID는 모델에 관한 상세 설명을 제공하는 표 8.1에서의 ID와 동일하다.



\* CCSM3를 사용한 앙상블 멤버의 일부는 CRIEPI(Central Research Institute of Electric Power Industry)와의 협력으로 일본의 지구 시뮬레이터에서 가동되었음.

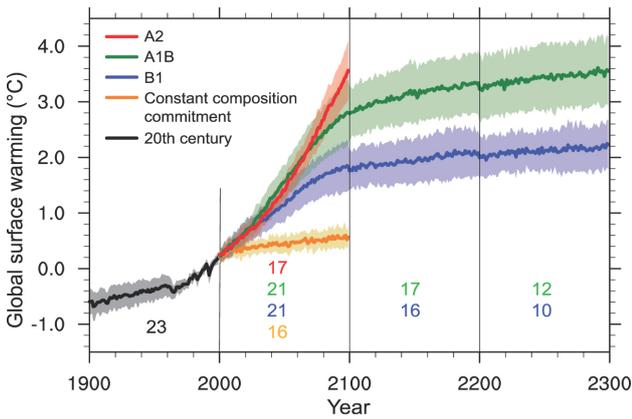
산포도에 따른 불확실성 뿐 아니라 다중-모델 시그널의 정량화를 향상시켰으며(이 절에서) 또한 미래기후변화의 확률적 추정에 대한 방법을 지시하였다. 여기서 고려된 배출 시나리오는 TAR의 SRES 시나리오 중 하나인 시나리오 A2를, 두 개의 추가된 시나리오, A1B와 B1와 함께 포함한다(시나리오에 대한 자세한 정보는 10.2절을 참조). 이는 TAR에서 사용된 SRES 대표 시나리오의 부분집합이며, 이들은 SRES 범위에 비해 상대적으로 처방된 농도와 복사강제에 따라 '저'(B1), '중'(A1B), '고'(A2) 시나리오를 대표한다. 이런 선택은 통합 AOGCMs를 이용한 다중-모델 모의에 대해 제한된 계산 자원으로 인해 단독으로 이뤄지는 것이지 이들 세 시나리오가 다른 것들에 비해 우선되거나 질적으로 더 좋은 것을 의미하지는 않는다. 이들 세 시나리오로부터 도출된 정성적 결론은 대부분의 경우 다른 SRES 시나리오에 대해서도 유효하다.

추가적으로 세 기후변화 실험이 수행되었다. 하나는 온실가스 농도를 2000년 값으로 고정해 유지하여(고정 조성 수형, CC) 모델을 2100년까지 돌린 것(여기서는 20세기 안정화라 명명한다)이고, 다른 두 개는 A1B와 B1에 대해 농도를 2100년 값으로 고정하여 모델을 이후 100년에서 200년에 걸쳐 돌린 것이다(10.7절 참조). 실험 기간은 그림 10.4에 나타났다.

이 절에서는 비-완화 인위적 강제 시나리오 하에서 현재

기후모델에 의해 모의된 다음 100년에 걸친 기후의 기본 변화를 고려한다. 이 분야의 모든 연구를 평가하는 동안, 저자들이 세 가지 SRES 시나리오에 대한 새로운 자료 집합으로부터 유도한 결과에 초점을 맞추었다. TAR에 이어, 대표적인 변화를 예측하기 위해 다중-모델 앙상블에 걸친 평균값을 이용하였다. 평균치는 개개의 모델들보다 현 기후를 좀 더 정확하게 모의할 수 있는데 그 이유는 치우침이 서로 상쇄하는 경향이 있기 때문이다(Phillips and Cleckler, 2006). 이는 기후변화에 있어서도 또한 효력이 있으리라 기대된다(9장). 20세기 모의로부터 나온 평균 기온경향을 그림 10.4에 포함시켰다. 모델 결과의 범위는 이 절에서 간단히 기술하고, 이들 범위로부터 야기된 불확실성은 10.5절에서 좀 더 완벽하게 설명할 것이다. 평균값의 사용은 모의에서 내부 또는 비강제된 변동성과 관계된 '잡음'을 감소시키는 추가적인 이점이 있다. 여기서 모델은 똑같은 가중치를 가지나 다른 옵션에 대해서는 10.5절에 언급하겠다. 결과에 이용된 모델의 목록은 이 장에 대한 보조 자료에서 제공된다.

전 지구 결합모델의 반응에 대한 표준 규준(metrics)은 평형 기후 민감도(비역학 slab형 해양을 결합한 대기에 대한 배증 CO<sub>2</sub>에서 평형 전 지구 평균 지표기온변화로서 정의된다)와 TCR(1%/yr의 점증적인 CO<sub>2</sub> 증가 실험에서 CO<sub>2</sub> 농도가 2배가 되는 시점에서의 전 지구 평균 지표 기온변화)이다. TAR는 이들 1% 모의에 대한 결과를 보였고, 10.5.2절에



**그림 10.4.** 20세기 모의의 연장으로서 보인 A2, A1B, B1 시나리오에 대한(1980년~1999년 대비) 지표 온난화의 다중-모델 평균. 2100년을 넘어 그 이후에 보인 값은 안정화 시나리오들(10.7절 참조)에 대한 결과이다. 각 기준 가동으로부터의 선행 추세가 이 시계열에서 제거되었다. 선은 다중-모델 평균을 보인 것이며, 색칠은 개개 모델의 연 평균값의  $\pm 1$  표준편차 범위를 나타낸다. 서로 다른 기간들 간의 불연속은 물리적 의미를 갖지 않으며, 주어진 시나리오 하에서 가동된 모델들의 수가 기간 및 시나리오에 따라 다르다는 사실 때문이다. 그림의 아래쪽에 각 기간과 시나리오에 대한 이 수를 컬러 숫자로 나타내었다. 똑같은 이유로, 이 그림에서는 시나리오 간의 불확실성을 해석해서는 안된다(불확실성 추정에 관한 10.5.4.6절 참조).

서 평형 기후 민감도와 TCR, 그리고 다른 패턴의 반응을 논의할 것이다. 8장에서는 이들 표준 기준과 관련된 과정과 되먹임을 다룰 것이다.

### 10.3.1 시간-발전 전지구변화

MMD의 각 모델에서 나온 전 지구 평균 지표 온난화 시계열을 그림 10.5에 나타냈다. 각각은 단독 모델(모든 모델이 유용한 경우에)로서 또는 다중-모델 앙상블 평균으로서 각각의 시나리오에 대해 차례로 나타냈다. 다중-모델 앙상블 평균 온난화 또한 각 사례에 대해 점선으로 표시하였다. 각 해마다 평균된 지표 기온이 사용되었고, 1980년~1999년 기간 대비 아노말리로서 보였으며, 강제된 반응을 추출하기 위해 해당 기준 모델 가동에서의 어떤 표류에 의해 상쇄되었다. 이전 장에서 초점을 맞추었던 현 기후모의를 맞추기 위해 기준 기간을 선택하였다. 유사한 결과가 이들 모델 연구에서 나타났다(예, Xu et al., 2005; Meehl et al., 2006b; Yukimoto et al., 2006). 경년 변동성은 각각의 단독 모델 계열에서는 분명하나 앙상블 평균에는 거의 남아있지 않다. 왜냐하면 TAR의 9.2.2절에 자세히 설명되었듯이, 이들 대부분은 비강제이며 내부변동성의 결과이기 때문이다. 분명히, 각 해마다 다양한 범위의 모델 결과가 존재하지만 시간에 걸쳐 내부변동성에 인한 이들 범위는 극히 작은 평균 온난화만큼 작아진다. 범위는 많은 수의 모델에도 불구하고 TAR의 그

림 9.6의 A2 시나리오에 대한 21세기 말의 온난화 범위보다 다소 작다(앙상블 평균 온난화는 비교될 만하다. TAR에서 1961년~1990년 대비 2071년~2100년의 값은  $+3.0^{\circ}\text{C}$ 이며 이번 1980년~1999년 대비 2080년~2099년의 경우는  $+3.13^{\circ}\text{C}$ 이다. 표 10.5). 10.2절에서 보인 강제 범위의 일관되게, 2100년까지의 온난화는 높은 온실가스 성장 시나리오 A2에서 가장 크며, 적당한 성장 시나리오 A1B에서 중간 정도이고, 낮은 성장인 B1에서 가장 낮다. 당연히, 높은 민감도를 가진 모델은 각 시나리오에서 평균 이상의 온난화를 모의하는 경향을 가진다. 다중-모델 평균 기온의 경향은 에어러슬 강제를 포함하는 변화하는 강제 때문에 한 세기에 걸쳐 약간 변한다(10.2절 참조). 이는 그림 10.4에 잘 나타나 있는데, 2040년경에 A1B 시나리오의 평균이 A2를 넘어섬을 보여준다. 2100년 이후의 시계열은 이상화된 고정 조성 수형 실험(CC) 하에서 모의를 연장함으로써(those available) 도출된다(10.7.1절).

모델반응에서 내부변동성은 20년 기간에 걸쳐 평균함으로써 감소된다. 이 시간 규모는 모의의 점증적인 성질과 큰 규모의 앙상블을 인정하여, 전통적인 30년 기후학적 기간보다 짧다. 이 분석은 다가오는 한 세기에 걸친 세 가지 기간에 대해 초점을 맞춘다: 2011년~2030년의 초기 기간과 2046년~2065년의 중기 기간, 그리고 2080년~2099년까지의 후기 기간이며, 이 모두는 1980년~1999년 평균 대비 상대값이다. 결과들 중에서, 각기 다른 실험에서 세 가지 미래 기간에 대한 다중-모델 앙상블 평균 온난화는 표 10.5에 주어졌다. 초기 기간에 대한 온난화의 매우 근사한 일치(SRES 사례들 중 겨우  $0.05^{\circ}\text{C}$ 의 범위를 가지는)는 이들 비완화 시나리오 중 어떤 것을 따랐던 간에, 온난화는 다음 십년이나 이십년 정도의 시간 규모에 유사해진다는 것을 보여준다. 여기에서 주어진 정밀도는 이들 평균값들 사이의 비교에 대해서만 적절한 것임을 주의한다. 그림 10.4에 분명하고 10.5절에서 논의 되듯이 전망의 불확실성은 크다. 초기 기간의 기후변화의 절반 정도가 일정한 조성하에서 이미 발생한 온난화(초기의 경우  $0.37^{\circ}\text{C}$ )로부터 야기되었음 또한 주목할 가치가 있다. 중기에서 온난화의 크기에 대해 시나리오의 선택은 더욱 중요해진다. 온난화 범위는  $0.46^{\circ}\text{C}$  정도이며 온난화의 약 1/3이 이미 저질러진 기후변화에 기인한 것이다. 후기에서는 어떤 시나리오를 따랐느냐에 따라 분명한 결론이 난다. 이들 결과의 범위는  $1.3^{\circ}\text{C}$ 이며 온난화의 18% 정도만이 이미 발생한 기후변화로부터 온 것이다.

모든 시나리오에서, 물순환의 강화를 가리키는 전 지구 평균강수는 증가한다(그림 10.5의 오른쪽 행). Douville et al.(2002)은 이는 다른 과정에 더해 대기의 증가된 수분 함유

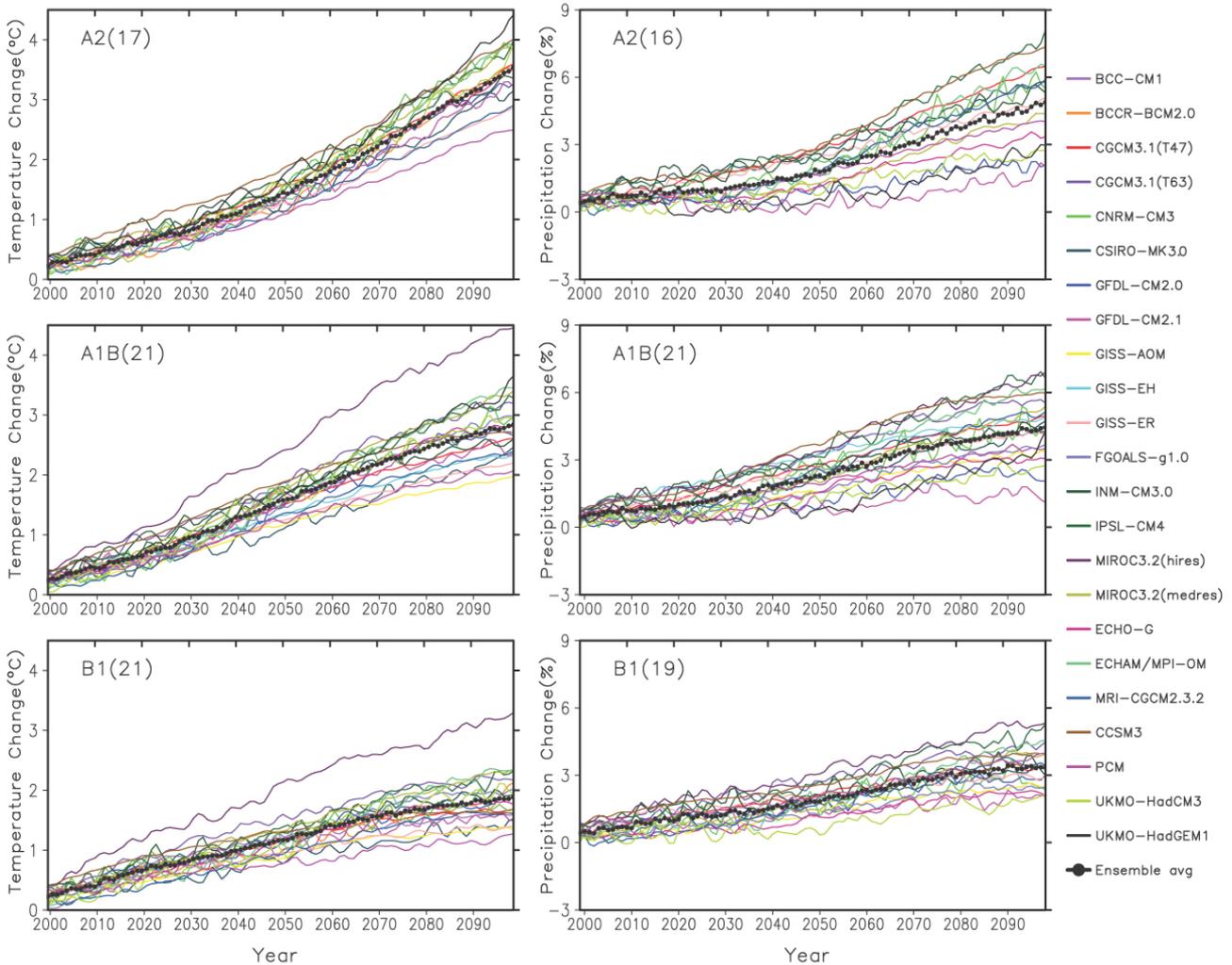


그림 10.5. A2(위), A1B(중간), 그리고 B1(아래) 시나리오에 대해 여러 전구 결합모델로부터 산출된 전구 평균지표 온난화(지표 기온변화, °C)(좌 축)와 강수량 변화(%)(우축)의 시계열. 시나리오 명칭 뒤의 괄호 속 숫자는 보여진 모의의 수를 나타낸다. 값들은 각 20세기 모의로부터 산출된 1980-1999년 평균 대비 연 평균값으로서, 각 기준 가동 모의에서의 선형 추세 제거되었다. 3-점 평활이 적용되었다. 다중-모델(앙상블) 평균 시계열은 흑색점으로 나타내었다. 모델의 상세설명은 표 8.1 참조.

표 10.5. 4개의 시기에서 가용한 시나리오들에 대해 다중-모델 앙상블로부터 산출된 1980년~1999년 대비 전 지구 평균 온난화(연 평균 지표기온 변화, °C)(기준 시기에 대한 평균은 13.6°C임) 또한 A1B의 2080년~2099년 경우에 대비한 온난화의 스케일된 지리적 패턴(전 지구 평균에 의해 정규화된 그림 10.8의 변화장)의 두 가지 일치도도 보였다. 변화장들 간에 첫째 무차원의 M 값(10.3.2.1절 참조)과 둘째(이탈릭으로 표기) 전 지구 평균 절대 오차(°C/°C 단위의 mae, 또는 차이)로서, 간결하게 보이기 위해 둘 모두에 100이 곱해졌다. 여기서  $M = (2/\pi) \arcsin[1 - mse / (V_x + V_y + (G_x - G_y)^2)]$ 로서, mse는 두 차야장 X와 Y 간의 평균 제곱 오차이며, V와 G는 각각(아래 첨자로 구분된) 변화장의 분산과 전 지구 평균이다. M의 1 값과 mae의 0 값은 표준 패턴과 완벽한 일치치를 나타낸다. 'Commit'은 고정 조성 공약 실험을 일컫는다. 2080년~2099년 평균값으로서 여기에 주어진 21세기 말의 온난화 값들이 그림 10.29(2090-2099)에서 사용된 평균 기간과 다소 다른 기간에 대한 것임을 유의하라; 여기서의 더 긴 평균 기간은 이 절에 있는 지리적 분포도들에 대한 해당 평균 기간과 일관되며 공간적 잡음을 평활시키려는 것이다.

	전구 평균 온난화(°C)				Measures of agreement(M×100,mae×100)			
	2011-2030	2046-2065	2080-2099	2180-2199	2011-2030	2046-2065	2080-2099	2180-2199
A2	0.64	1.65	3.13		83,8	91,4	93,3	
A1B	0.69	1.75	2.65	3.36	88,5	94,4	100,0	90,5
B1	0.66	1.29	1.79	2.10	86,6	89,4	92,3	86,6
Commit <sup>a</sup>	0.37	0.47	0.56		74,11	66,13	68,13	

○ 주석

a 공약된 온난화 값은 1980년~1999년의 기준 기간 대비로 주어진 것인 반면, 고정 농도 공약 실험은 2000년도의 안정화 시점에서부터 출발했다. 공약된 온난화 추세는 다음 20년에 걸쳐 10년당 약 0.1°C였으며, 그 후로는 온난화율이 감소되었다(그림 10.4 참조).

(water-holding) 용량과 관계가 있음을 보여준다. 비록 미래 물순환 작용의 불확실성이 부분적으로는 모델들 사이의 각기 다른 열대 강수의 반응에 기인한다 할지라도, 다중-모델 평균은 약 평균 온난화에 비례하여 변한다(Douville et al., 2005). 1980년~1999년에 대한 평균 모의된 변화(2.83mm/day)를 백분율로 표시해본다면, 변화율은 A2 시나리오에서 약 1.4%/°C이며 고정 조성 수행 실험(CC)에서는 2.3%/°C이다(표 10.5에 상응하는 강수에 대한 표는 보조자료, 표 S10.1 참조). 이들 증가는, 에너지 강제와 일관되게, 극단적인 강수 현상의 증가보다 작다(9.5.4.2절과 10.3.6.1절 참조).

### 10.3.2 21세기의 변화패턴

#### 10.3.2.1 온난화

다중-모델 평균에서 연평균 온난화의 국지적 변동 대부분이 고위도와 저위도 간의 차이와 관계있음을 TAR는 주목했다. 이는 새로운 다중-모델 평균을 동서 평균으로 환산함으로써 더 잘 정량화될 수 있다. 표준격자에 내삽된 모델자료에 기초해 육지와 해양값을 구분하는 것이 더 큰 차이를 제공한다. 그림 10.6은 A2 사례의 후기를 설명한다. 그림의 모든 값은 절대치와 전 지구 평균 온난화에 대한 상대값 둘 다 보

였다. 해양에서의 온난화가 최소인 남반구 중위도를 제외하고, 육지에서의 온난화는 평균보다 크다. 해양에서의 온난화는, 해빙 변화가 영향을 미치는 고위도 지방을 제외하고는 평균보다 작다. 비율로 나타낸 변화의 패턴은 시나리오들에 걸쳐 아주 유사하다. 10.7.1절에서 논의하는 고정 조성 수행 사례(CC)(그림 10.6)는 온난화가 전 지구 평균값에 가까운 남반구 고위도를 제외하고 육지에서 상대적으로 작은 온난화를 가진다. 거의 모든 위도에서, A1B와 B1 다중-모델은 A2와 CC 사이에 놓이며 A1B는 A2 결과값에 특히 더 가깝다. CC를 제외하고 다른 기간에 대한 비율 또한 A2에서의 값과 아주 비슷하다. 국지적 패턴과 강수 대비는 10.3.2.3절에서 논의된다.

그림 10.7은 표 10.5에서 이용된 세 가지 21세기 기간에 대한, 해저 바닥에서부터 대기 꼭대기까지, 각 위도에서의 A1B 시나리오에 대한 동서 평균 온난화를 보여준다. 이 앙상블 평균을 생산하기 위해, 모델자료를 먼저 표준 해양 깊이와 대기압에 맞춰 내삽하였다. 대기에서부터 해양으로의 잉여 열 전 지구 수송과 육지와 해양에서의 온난화의 차이와 일관되게, 하층 대기와 해양 상층의 계산된 평균값 사이에는 약간의 불일치가 있다. 이 다중-모델 평균에서 상대적으로 일정한 대류권의 온난화와 성층권의 냉각화가 TAR의 그림 9.8에 보인 변화와 일치하나, 현재 이 시나리오 하에서

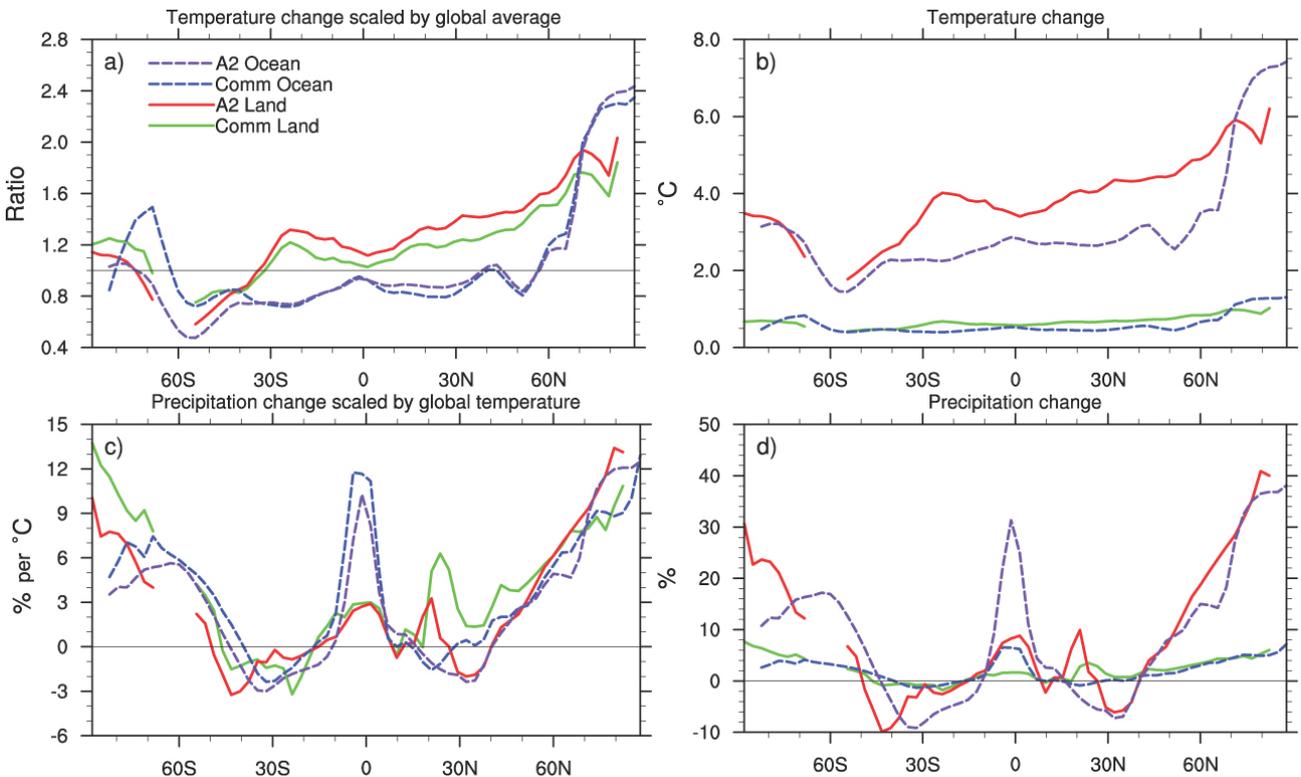


그림 10.6. 연 평균 지표 온난화(a, b)와 강수량(c, d)의 육지와 해양 각각에 대한 동서 평균.(a, b)는 전 지구 평균 온난화로 스케일한 비로 보였으며, (c, d)는 스케일하지 않고 보였다. 다중-모델 평균 결과들이 두 시나리오, 즉 A2와 고정 조성(Commitment)(10.7절 참조)에 대해 제시되었으며, 1980년~1999년의 동서 평균 대비 2080년~2099년 기간을 보인 것이다.

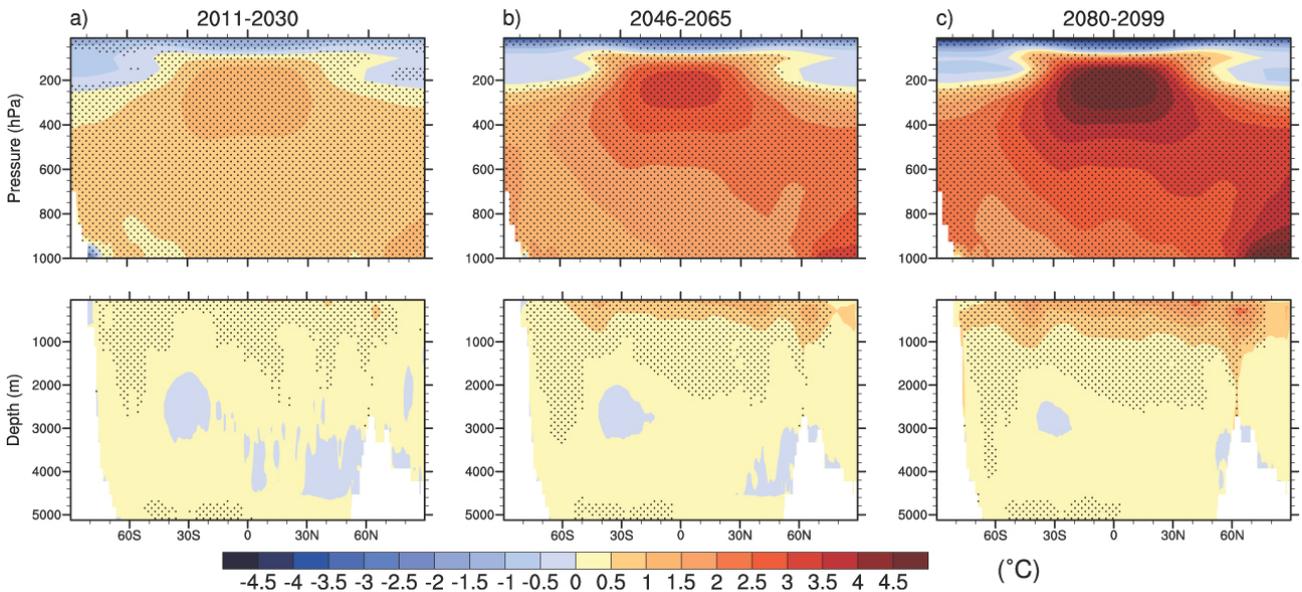


그림 10.7. 대기(위)와 해양(아래) 온도(°C) 변화의 동서 평균 단면도. 값들은 세 기간(a-c) 동안 A1B 시나리오에 대한 다중-모델 평균이다. 점묘는 다중-모델 앙상블 평균을 다중-모델 표준편차로 나눈 크기가 1.0을 넘는 지역을 나타낸다. 아노말리는 1980년~1999년 기간의 평균 대비이다.

21세기 동안에 일어난 이들 변화 또한 명백하다. 대류권 상부의 온난화는 열대에서 최대에 이르며 초기에서도 나타난다. 패턴은 세 기간에 걸쳐 매우 유사하며 강제에 대한 대기의 빠른 조정과도 일관된다. 모델들이 모의한 이들 변화는 좋은 일치율을 가졌다. 부호에 상관없이 큰 값은 점으로 표시되었으며 이 부분은 앙상블 평균이 모델들 사이의 표준편차보다 더 큼을 나타낸다.

표준편차에 대한 평균의 비는, 각각의 모델결과를 표본 집단으로 간주할 경우, 통계적 유의수준 및 신뢰 구간 등 공식적인 통계 테스트와 연관지을 수 있다.

해양의 온난화는 좀 더 천천히 발달한다. 초기에 몇 고위도 지역을 제외하곤 혼합층 아래에서는 온난화가 거의 일어나지 않는다. 평균 해수면 온난화를 따른 비율처럼, 후기에 온도는 심해에서 더 빠르게 증가하며 각각의 모델에서 나온 결과와 일치한다(예, Watterson, 2003; Stouffer, 2004). 대기의 빠른 온난화와 해양으로 침투하는 느린 온난화는 기후변화 시간규모에 대한 암시이다(10.7절). 다섯 멤버로 구성된 다중-모델 앙상블 분석에 언급했듯이, 그림 10.7에 나타난 해양 상층부의 온도 변화와 관계되어 열대 태평양 열 수송은 아열대 셀과 수평 시어(gyre) 변동의 상호작용으로 인해 아열대 셀이 무역풍의 변화에 따라 변하는 경우에도 증가하는 온실가스에 따라 거의 일정하다(Hazeleger, 2005). 게다가 15개 멤버의 다중-모델 앙상블에서 미래의 온난화된 기후에서 표층 바람의 변화로 인해, 남극 순환 해류(Antarctic Circumpolar Current)가 남쪽으로 치우쳐 이동할 것임이 전망된다(Fyfe and Saenko, 2005). 이는 지상에서(10.3.6절 참

조), 그리고 남반구에서 특히 뚜렷한 대류권 상부(Stone and Fyfe, 2005)의 편서풍 극편향 이동과 관계있으며, 강해진 편서풍으로부터의 증가된 상대 각운동량(Räisänen, 2003)과 특히 열대와 남반구 중위도에서 뚜렷한 성층권 하층에서의 편서풍 운동량 속(Watanabe et al., 2005)과도 연관이 있다. 지상 바람변화는 상응하는 바람 유클(curl)의 변화 및 해양에서의 수평 질량 수송과 관계가 있다.

세 시나리오 각각에 대한 전 지구 규모 패턴과 기간이 그림 10.8에 주어졌다. 각각의 사례에서, 대부분의 육지 위에서 큰 온난화가 분명히 나타난다(예, Kunkel and Liang, 2005). 해양 위에서, 온난화는 남극과 태평양 동쪽의 적도를 따라 상대적으로 크며(10.3.5.2절과 10.3.5.3절 참조) 대서양 북부와 남반구 해양에서는 온난화가 덜 나타난다(예, Xu et al., 2005). 적도를 따르는 강화된 해양온난화는 그림 10.6의 동서 평균에서 또한 분명하며 해양 열 속 변화와 관계가 있을 수 있고(Watterson, 2003) 대기에 의해 강제된다(Liu et al., 2005).

온도 변화장은 후기의 A2와 A1B 사례들 사이에서 0.994로 높은 선형 상관계수를 가지는 유사한 구조를 가진다. 동서평균에서처럼, 평균 온난화에 의해 정규화된 장은 매우 유사하다. A1B 표준 장과 다른 것들 사이의 엄밀한 일치성은 동일등을 의미하고 0은 유사성이 없다(arcsin 변환 이전에 측정치 격자에서 자료의 무작위 재배열 하의 기대값)와 함께 절대치 M에 의해(Watterson, 1996; Mielke 단위의 변형, 1991) 정량화되어 표 10.5에 나타났다. M값은 21세기 후반에 가서 점진적으로 커져 0.9 이상의 값을 가지므로 후기 사례에서

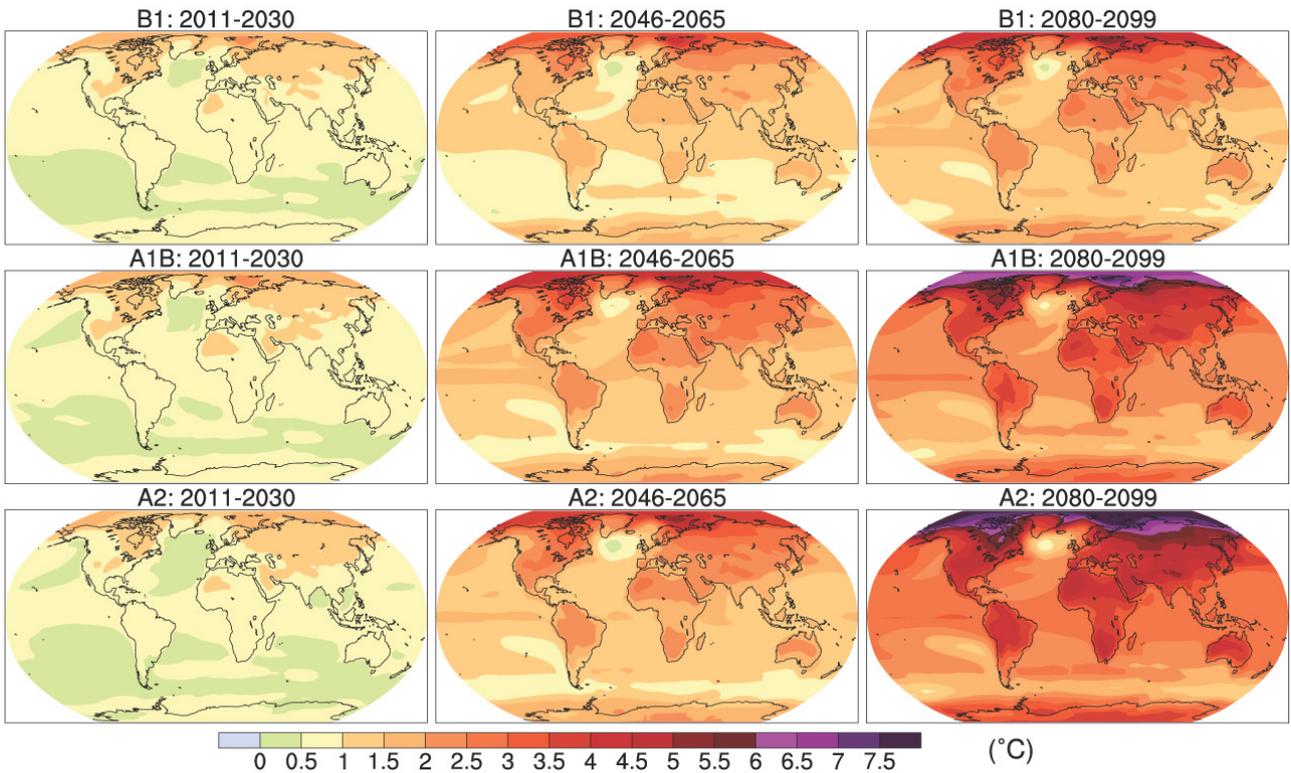


그림 10.8. 시나리오 B1(위), A1B(중간) 및 A2(아래), 그리고 2011년~2030년(좌), 2046년~2065년(중간) 및 2080년~2099년(우)의 세 기간에 대한 연평균 지표 온난화(지표 기온변화, °C)의 다중-모델 평균. 명료하게 보이기 위해 점묘는 생략되었다(본문 참조). 아노말리는 1980년~1999년 기간의 평균 대비이다.

규모화된 패턴의 완결성을 확고하게 한다. 단위값으로부터의 편차는 대략 평균절대차이에 비례한다. 초기의 온난화 패턴 또한 표준 사례, 특히 같은 시나리오인 A1B의 경우와 유사하다. 게다가 위에서 고려된 육지와 해양에서의 동서 평균은 온난화비율에서의 많은 작은 차이들을 대표한다. 시나리오들 사이의 강제 패턴의 차이와 시간에 따라 이 패턴을 변화시키는 해양 흡수 및 열수송의 효과의 영향이 다소 있는 한편, 이런 영향들을 상쇄하는데 있어서 대기 열 수송의 역할을 돕기도 한다(예, Boer and Yu, 2003b; Watterson and Dix, 2005). Dufresne et al.(2005)은 A2 시나리오에서 중기까지 에어러솔이 북반구의 적당한 냉각화에 공헌함을 보였다.

Mitchell(2003)과 Harvey(2004)는 변화 패턴에서의 이런 유사성을 설명하였다. 표준 A1B 2080-2099 사례에 대해 묘사된 패턴이 보통 다른 사례들의 표본이 되듯, 그들은 넓은 범위의 다중-모델 결과들을 효율적으로 나타내는데 도움이 되었다. 이를 대개 여기서 고려한 다른 계절과 다른 변수에 또한 적용할 수 있다. 정규화된 변화가 유사한 곳에서, 다른 사례에 대한 값은 표 10.5에서 얻는 전 지구 평균의 적당한 비율에 의해 규모화함으로써 추정할 수 있다. 변동성과 극한 값 같은 몇몇 양에 대해서 이들 규모화는 거의 유효하지 않음을 명심하라. 이들 규모화된 결과값을 간단한 모델에서 나

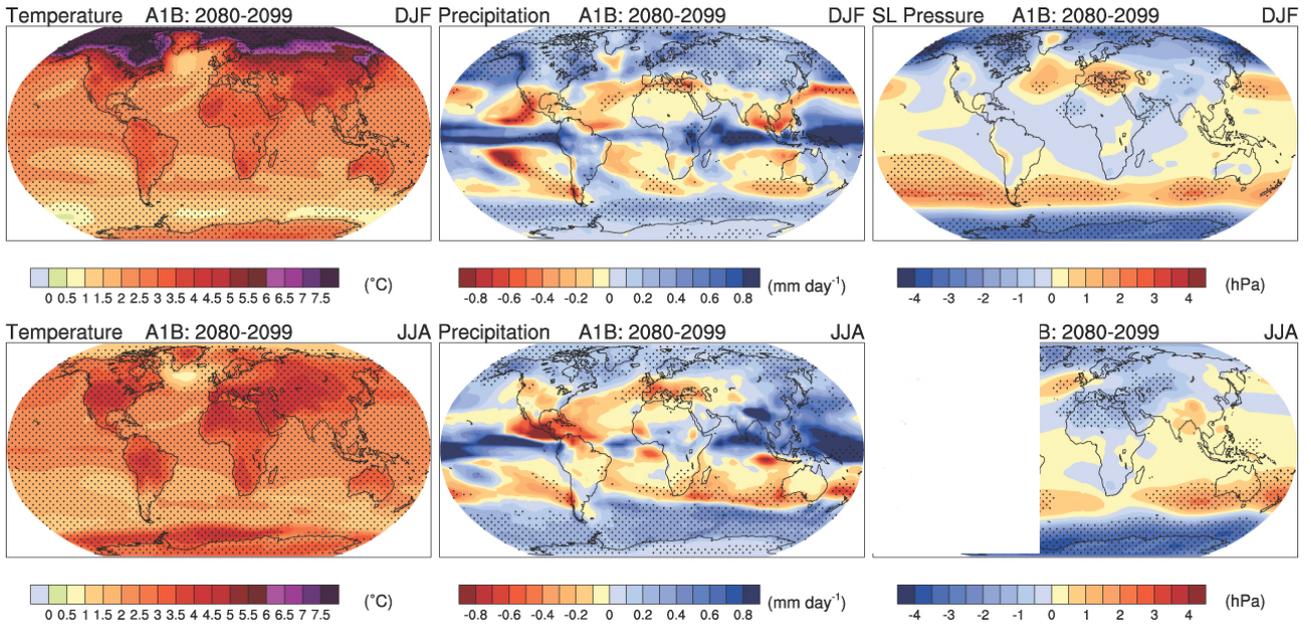
온 지구 온난화와 함께 사용하는 것은 11.10.1절에서 논의될 것이다.

동서 평균에서처럼(북극 해양은 제외하고), 모델 사이의 국지적 온난화는 아주 잘 일치한다(그림 10.8에서는 깨끗한 표현을 위해 짐은 생략하였다). 부분적으로는 해양모델의 한계의 결과로, 표준편차보다 작은 평균치 변화는 2011년~2030년 동안에 북대서양 중앙부와 극남 태평양에서만 나타난다(8.3.2절). 고위도 지표 냉각이 나타나는 몇몇 지역은 각각의 모델들에서 발생한다.

시나리오 A1B에 대한 아열대 겨울철과 여름철, 12월에서 2월(DJF)과 6월에서 8월(JJA)에 대한 지표 온난화 장을 그림 10.9에 보였다. 고위도 온난화는 TAR의 9장에서 언급했듯이 계절적 차이를 제법 보이며 해빙과 눈으로 인해 겨울철에 더 크다. 그러나 남반구 남아메리카에서는 상대적으로 작은 온난화가 남반구 겨울에 더 광범위하다. 초기 모델 모의에서 Giorgi et al.(2001)은 변화의 비슷한 패턴을 설명하였다.

### 10.3.2.2 구름과 일주기 순환

습도와 강수에 중요하게 연관된데 더하여, 운량은 대순환 모델(GCMs; 예, Soden and Held, 2006)의 민감도와 육지에서 일교차(DTR; 예, Dai and Trenberth, 2004)와 그 안의



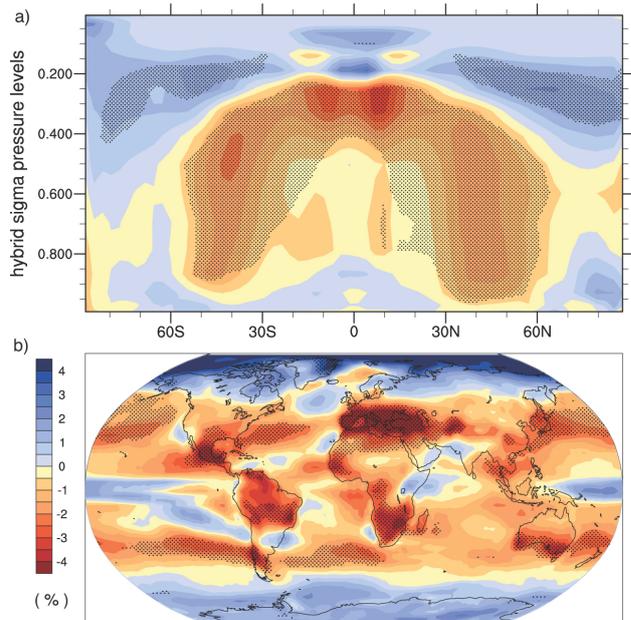
**그림 10.9.** 북반구 겨울철(DJF, 위)과 여름철(JJA, 아래)에 대한 지표기온(°C, 좌), 강수량(mm day<sup>-1</sup>, 중간), 그리고 해면기압(hPa, 우)의 다중-모델 평균 변화. 이 변화는 1980년~1999년 대비 2080년~2099년 기간에 대해 SRES A1B 시나리오에 대한 것이다. 점묘는 다중-모델 앙상블 평균의 크기가 모델간 표준편차를 넘는 지역을 나타낸다.

참고문헌들에 중요한 역할을 하므로 이 절에서는 다중-모델 앙상블에 의해 현재 만들어지는 이 변수들의 전망을 고려할 것이다. 온실가스 강제에 대한 구름 복사 되먹임은 고도와 위도, 구름의 온도, 그리고 구름의 광학 깊이와 주변 대기 환경에 민감하다(8.6.3.2절 참조). 현재의 GCM들은 구름을 다양하고 복잡한 매개변수화 과정(8.2.1.3절 참조)을 통해 모의하여 각 격자역과 대기 연직층에서 면적에 의해 정량화된 운량을 생산한다. 표준 기압 고도와 위도로 내삽된 운량의 다중-모델 앙상블 동서 평균은 대류권계면 근처의 모든 위도에서는 운량의 증가를, 대류권계면 아래에서는 감소를 보이며 전체적인 운고의 증가를 가리킨다(그림 10.10a). 이 이동은 모델들 사이에서 일관되게 발생한다. 그림에서 점으로 표시한, 열대를 벗어나 상층에서의 증가는 제법 일관된다. 지표근처에서 운량은 몇몇 위도에서는 증가한다. 중층과 중위도에서의 감소는 매우 일관되며 1980년~1999년 기간 동안에 모의된 평균 운량의 1/5 정도의 양이다.

단일 모델에서 나온 총 구름 면적 비는 서로 겹치는 구름을 고려한 모든 층에서의 순 운량(coverage)을 나타내며 자료에 포함된 출력변수이다. 이 장의 앙상블 평균의 변화는 그림 10.10b에 보인다. 많은 저위도와 중위도가 운량의 감소를 경험하며 어느 정도의 일관성을 가지고 모의되었다. 다소의 저위도 지역에서 증가가 나타나며, 고위도에서도 실질적인 증가가 일어난다. 강수의 변화와 깊이 연관된 큰 변화는 10.3.2.3절에서 논의될 것이다. 구름이 강수를 내릴 필요는 없으나 운량과 강수 사이의 보통의 공간 상관은 현재 기후

와 미래 변화 둘 모두의 계절적 평균에 대해 존재한다.

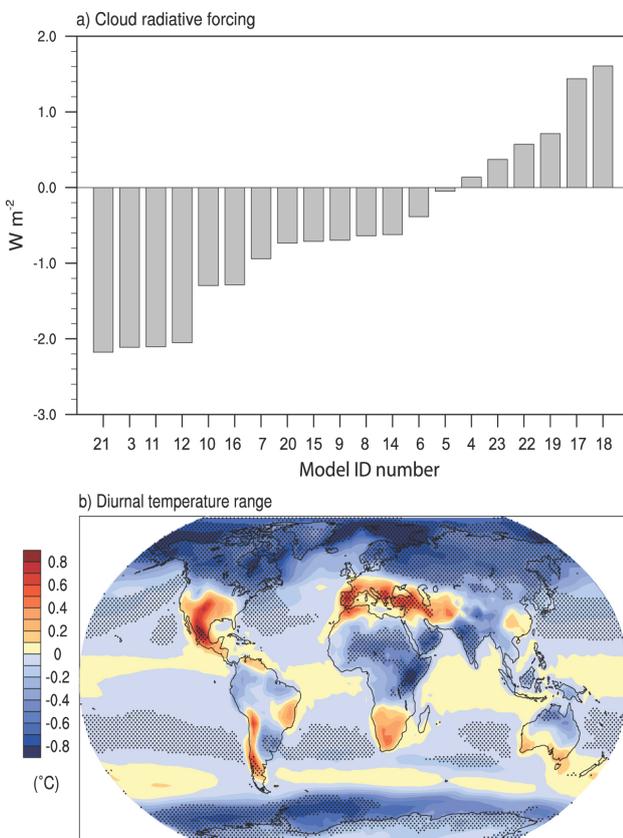
구름의 복사 효과는 구름 복사 강제 진단에 의해 나타난다(8.6.3.2절 참조). 이는 GCM들의 출력자료인 구름의 유무에 따라 계산된 대기 상단에서의 복사 속으로부터 구할 수 있다. 다중-모델 평균(보이지 않음)에서 값은 전 지구에 걸



**그림 10.10.** (a) 대기의 연직 단면도로서 보인 동서 평균 부분 운량(%), (b) 총 구름 면적비(모든 모델들로부터의 면적 백분율)의 다중-모델 평균 변화. 이 변화는 1980년~1999년 대비 2080년~2099년 기간에 대해 SRES A1B 시나리오에 대한 연 평균으로서 주어졌다. 점묘는 다중-모델 앙상블 평균의 크기가 모델간 표준편차를 넘는 지역을 나타낸다.

쳐 부호가 바뀐다. 1980년~1999년 기간동안 모델들에 걸쳐 평균된 전 지구 연 평균은  $-22.3 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 평균 구름 복사 강제 변화는 제한된 수의 이전 모델링 연구에서 다른 부호를 가짐을 보였다(Meehl et al., 2004b; Tsushima et al., 2006). 그림 10.11a는 2080년~2099년 동안 A1B 시나리오 하에서 자료 집합의 각각의 모델에 대한 전 지구 평균 구름 복사 강제 변화를 보이며 이는 다양한 각기 다른 크기와 부호를 가진다. 앙상블 평균 변화는  $-0.6 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 이런 범위는 구름 되먹임이 여전히 전 지구 결합모델의 불확실한 앙상블을 말해 준다(8.6.3.2.2절 참조).

20세기 관측에서 일교차(DTR)는 전 지구의 몇몇 육지 지역에서 감소를 보였으며(3.2.2.7절 참조) 이와 함께 온량은 증가하였다(9.4.2.3절 참조). 현재 기후의 다중-모델 평균에서 육지에서의 DTR과 총 온량은 정말 상당한 공간적 음의 상관관을 가진다. 이는 A1B 시나리오 하의 21세기 변화에서도 같으며 이는 그림 10.11b에 보인 DTR의 변화와 그림 10.10b의 구름 면적 비를 비교함으로써 알 수 있다. DTR 변화 값은 어떤 지역에서는  $0.5^{\circ}\text{C}$ 의 크기이며 모델들 사이에서 어느 정도의 일관함을 가진다. 작은 넓은 분포의 감소는 수증기를



**그림 10.11.** (a) 개개 모델들(모델 목록은 표 10.4 참조)로부터의 전 지구 평균 구름 복사 강제( $\text{Wm}^{-2}$ )와(b) 다중-모델 평균 일교차( $^{\circ}\text{C}$ )의 변화. 이 변화는 1980년~1999년 대비 2080년~2099년 기간에 대해 SRES A1B 시나리오에 대한 연 평균으로서 주어졌다. 점묘는 다중-모델 앙상블 평균의 크기가 모델간 표준편차를 넘는 지역을 나타낸다.

포함하는 강화된 온실가스의 복사 효과에 인한 것 같다(Stone and Weaver, 2002). DTR에 대한 논의는 10.3.6.2절에서 제공될 것이다.

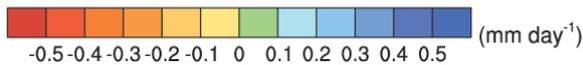
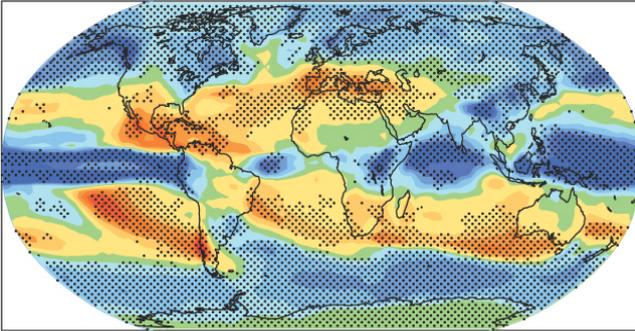
DTR에 더해, Kitoh and Arakawa(2005)는 인도네시아 지역의 일 강수량의 지역적 패턴 변화를 문서화하였고 해양에서는 야간에 강수량이 감소하고 낮 시간의 강수량이 증가하며, 반면 육지에서는 반대로 나타나 육지와 해양에서 일강수량 변화폭의 감소를 생산함을 보였다. 이들 변화는 증가된 온실가스로 인해 육지에서 야간 기온상승이 더 커졌기 때문이다.

### 10.3.2.3 강수와 지표수

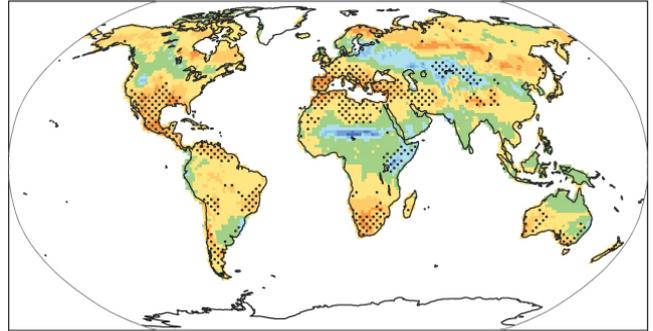
모델은 전 지구 평균 강수량이 지구 온난화와 함께 증가함을 모의하였다. 그러나 그림 10.9에 나타난 다중-모델 평균에서조차 강수의 공간적 계절적 변동이 존재한다. 온난화에서보다 강수에 있어서, 모델 앙상블 사이의 변화 크기에서 더 큰 변동성을 표시하는 점으로 나타난 영역이 훨씬 적다. 두 계절 모두에서 고위도 강수 증가는 모델들 사이에서 매우 일관되게 나타난다. 열대 해양에서와 몬순 기간(예, JJA의 남아시아 몬순, DJF의 호주 몬순)동안 강수의 증가는 분명하며 국지적으로 일치하는 만큼은 아니지만 열대 지역의 폭넓은 규모에서 상당히 일치한다(Neelin et al., 2006). 중위도 여름 강수에서는 동아시아 지역의 증가를 제외하고는, 폭넓게 감소한다. 많은 아열대 지역에서의 강수의 감소는 다중-모델 앙상블 평균에서 분명하며 모델들 사이의 변화의 부호는 종종 상당히 일치하며 특히 열대 중앙 아메리카-카리브 같은 몇 지역에서 그러하다(Neelin et al., 2006). 국지적 변화에 대해서는 11장에서 더 논의할 것이다.

A1B 2080년~2099년 기간의 연 평균 강수량의 전 지구 분포를 다중-모델 앙상블에서 나온 다른 수분 양들과 함께 그림 10.12에 제시하였다. Emori and Brown(2005)은 앙상블에서 나온 연 강수량의 백분율 변화를 보였다. 동아프리카와 중앙아시아, 적도 태평양 뿐 아니라 대부분의 고위도 지역에서 20% 이상 증가하였다.  $10^{\circ}\text{S}$ 에서  $10^{\circ}\text{N}$ 사이의 해양에서의 변화는 대략 전 지구 평균 증가의 절반 정도를 설명한다(그림 10.5). 20%에 이르는 실질적인 감소는 지중해 지역(Rowell and Jones, 2006)과 카리브 지역(Neelin et al., 2006), 그리고 각 대륙의 아열대 서안에서 발생했다. 국지적 변화로는 증감이 다 나타나나, 전체적으로 육지에서의 강수는 약 5% 정도 증가한 반면 해양에서의 강수는 4% 증가하였다. 강수에 있어서 육지에서의 순변화는 전 지구 평균 증가의 24%를 설명하며 이는 육지의 면적비(29%) 보다 약간 작은 값이다. 그림 10.12에서 점으로 표시한 것은 국지적 변화의 부호

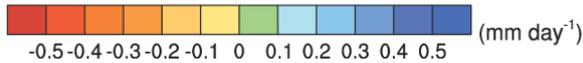
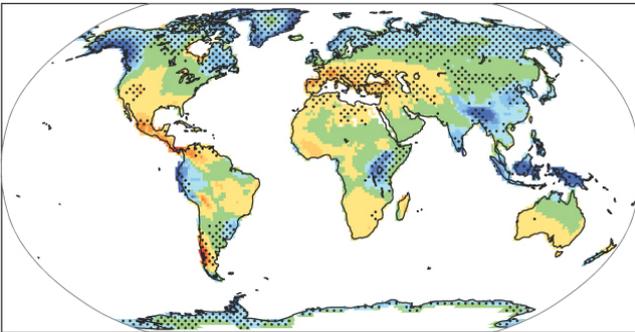
a) Precipitation



b) Soil moisture



c) Runoff



d) Evaporation

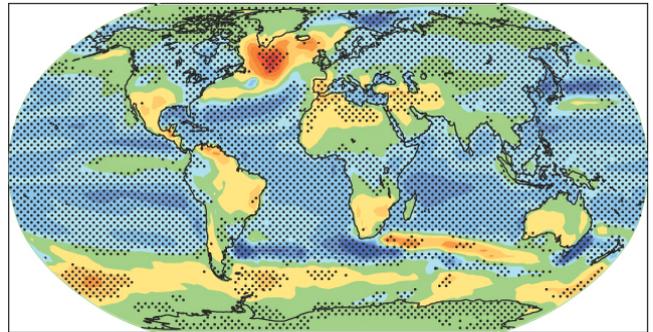


그림 10.12. (a) 강수량( $mm\ day^{-1}$ ), (b) 토양 수분함량(%), (c) 유수량( $mm\ day^{-1}$ ), 그리고 (d) 증발량( $mm\ day^{-1}$ )의 다중-모델 평균 변화. 변화의 부호에 있어서의 일관성을 나타내기 위해 적어도 80%의 모델이 평균 변화의 부호와 일치하는 지역들이 점묘되었다. 이 변화는 1980-1999년 대비 2080-2099년 기간에 대해 SRES A1B 시나리오에 대한 연 평균으로서 주어졌다. 토양 수분과 유수량 변화는 적어도 10개의 모델에서 타당한 자료를 갖는 육지 지점들에서 보인 것이다. 점묘는 다중-모델 앙상블 평균의 크기가 모델간 표준편차를 넘는 지역을 나타낸다.

가 모델들의 80% 이상에서 동일함을 가리킨다(대안실험은 보조 자료에서 보임). 일관성에 관한 간단한 실험은 특히 기본 기후의 규모가 모델들에 따라 달라지는 양에 대해 중요하다.

이런 패턴의 변화는 온난화에서보다는 약간 낮은 일치를 가지지만(규준 M에 의해), 다른 시나리오에서도 일어난다. 적도와 고위도 근처, 육지와 해양 모두에서의 지배적인 증가는 그림 10.6에 포함된 동서 평균 강수 변화에서 볼 수 있듯이 뚜렷하게 나타난다. 전 지구 평균 온난화에 의해 규모화된 변화 결과는 네 시나리오에 걸쳐 다소 유사하며 예외적으로 고정 조성 사례의 경우 적도 해양에서 상대적으로 크게 증가한다. 지표 기온의 경우 A1B와 B1 시나리오의 규모화된 값은 A2 결과에 언제나 근사하다. 백분율 변화 분포(그림 10.6에 나타난)의 동서 평균은 A2 사례에서 몇몇 지역에서 증가가 발생한다 해도 양반구의 아열대와 중위도 하부에서 본질적인 감소를 나타낸다.

Wetherald and Manabe(2002)는 GCM에 의해 모의된 수문 변화의 메커니즘을 잘 설명했다. GCMs에서 전 지구 평균 증발량 변화는 강수 변화와 밀접하게 균형을 맞추나 수증기의 대기 수송 변화 때문에 지역적으로는 아니다. 연평균 증발량(그림 10.12)은 많은 해양에서 증가하며 공간 분포는 지표 온난화의 분포(그림 10.8)와 연관되는 경향이 있다. Kutzbach et al.(2005)과 Bosilovich et al.(2005)가 발견했듯이 대기 수분 수렴은 적도 해양과 고위도에 걸쳐 증가한다. 육지에서 강수량 변화는 증발량과 유수에 의해 균형을 이루는 경향이 있다. 유수(그림 10.12)는 남부 유럽에서 뚜렷이 감소하고 동남아시아와 고위도에서 증가하며, 이들 지역에서의 증감은 모델들 사이에서 일치한다(변화의 크기는 덜 일치하더라도). 큰 변화는 모의된 1980년~1999년 값의 20% 이상에 이르며, 범위는 습한 지역에서는 1-5 mm/day, 사막에서는 0.2 mm/day 이하를 가진다. 빙상의 용해로부터의 유수(10.3.3 절)는 여기에 포함되지 않았다. Nohara et al.(2006)과 Milly

et al.(2005)은 이들 변화의 영향을 강물 유량으로 사정하여 고위도 강물 증가와 감소하는 경향을 가지는 중동과 유럽, 그리고 중앙아메리카의 주요 강으로부터 유출량을 찾았다.

모델은 다양한 방법으로 지표 상부 몇 미터에서의 수분을 모의하며 토양 수분 함량의 평가는 여전히 어렵다(8.2.3.2 참조: Wang, 2005; 다중-모델 분석에 대해 Gao and dirmeyer, 2006). 자료 집합에 제공된 총 토양 수분양의 평균은 전형적인 경향을 가리키며 여기에 제시되었다. 연 평균(그림 10.12)은 아열대와 지중해 지역에서 공통으로 감소한다. 동아프리카와 중앙아시아, 증가된 강수가 있는 몇 다른 지역에서는 증가한다. 적설이 감소한 고위도에서 또한 감소가 발생한다(10.3.3절). 변화의 규모는 상당히 불확실한 반면 많은 이들 지역에서 증감은 좋을 일치를 보인다. 유사한 패턴의 변화가 계절에 따른 결과에도 발생한다(Wang, 2005). 국지적 수문 변화는 11장과 IPCC Working Group II 보고서에 고려되었다.

#### 10.3.2.4 해면기압과 대기순환

평균 대기순환과 일기 패턴의 기본 구성 성분으로서 중기 시나리오 A1B에 대한 평균 해면기압의 전망이 고려되었다. DJF와 JJA의 계절평균 변화를 그림 10.9에 보였다(Wang and Swail, 2006b의 결과와 비교하여). 해면기압 차이는 두 반구 두 계절 모두 고위도에서 감소를 보인다. 상쇄하는 증가는 중위도와 아열대 해양 지역, JJA에는 남아메리카와 호주, 남아시아까지 뻗치며 DJF에는 지중해에 이르는 지역까지 우세하다. 이들 증가의 다수는 모델들에 걸쳐 일치한다. 10.3.5.3절에 더 논의될 이 패턴의 변화는 해들리 순환의 확장과 중위도 스톱 경로의 극 편향과도 관계가 있다. 이는 부분적으로 고위도 강수의 증가와 아열대와 일부 중위도 지역의 감소를 설명하는 것을 돕는다. 이들 변화의 국지적인 세부사항에 대한 추가적 분석은 11장에서 제공된다. 기압변화의 패턴은 대륙의 서쪽을 가로지르는 증가된 편서풍류를 암시한다. 이들은 평균 강수(그림 10.9) 및 증가된 강수 강도를 증가시키는데 기여한다(Meehl et al., 2005a).

### 10.3.3 해양/얼음 및 고위도 기후변화

#### 10.3.3.1 해빙의 변화

21세기의 모델들은 미래의 온난화가 눈과 해빙, 다른 과정을 포함하는 양의 되먹임 작용으로 인해 고위도에서 증폭될 것이라고 전망한다(8.6.3.3절). 온난화는 가을과 초겨울에 해빙이 가장 얇고 적설깊이가 불충분해 지표기온과 해빙 두께 사이의 관계를 불분명하게 할 때(Maykut and Untersteiner,

1971) 특히 크다(Manabe and Stouffer, 1980; Holland and Bitz, 2003). Zhang and Walsh(2006)가 보였듯이 결합된 모델은 북반구 해빙역의 크기에서 21세기에 걸쳐 매우 작은 변화에서 강하고 가속화된 감소에 이르는 반응의 범위를 보인다(그림 10.13a,b).

변화 전망의 중요한 특성은 여름철 빙원이 겨울철 빙원보다 훨씬 빨리 감소하며(Gordon and O'Farrell, 1997) 그래서 해빙은 양 반구 모두에서 빠르게 계절 빙원(seasonal ice cover)에 도달한다는 것이다(그림 10.13b와 10.14). 그러나 계절 빙원은 대부분(전부는 아니지만)의 모델에서 상당히 확고하게 모의되며 21세기에 걸쳐 어느 정도까지 지속된다. Bitz and Roe(2004)는 북극해빙이 처음에 가장 두꺼웠던 곳에서 가장 빠르게 얇아지는 미래 전망 및 미래 기후전망이 20세기 후반에 관측된 해빙의 약화와 함께하는 특징을 언급했다(Rothrock et al., 1999). 이들 결과와 일치하여, Gregory et al.(2002b)에 의한 전망은 북극 해빙 체적이 21세기 해빙원보다 훨씬 빨리 감소함을 보였다(왜냐하면 겨울철 빙원의 경향이 낮기 때문에).

20세기와 21세기 모의에서 남극 해빙은 북극보다 천천히 감소되는 것으로 전망되는데(그림 10.13c, d and 10.14) 특히 대부분의 모델이 지표 온난화에서 지역적인 최소를 예측한 로스해(海) 접경에서 그러하다. 이는 해양에서의 연직 혼합 감소로부터 야기된 해양 열손실에서 가장 큰 감소를 가지는 지역과 상응한다(Gregory, 2000). 남반구 해양에서 바다는 1km 깊이 아래에서 증가된 많은 열을 저장한다. 대조적으로 북위 60도 근처에서의 극향 수평 열수송은 많은 모델에서 증가하나 많은 양의 이 열은 북반구 아한대 바다와 북극 해양의 상층 1km에 남아있다(Gregory, 2000; Bitz et al., 2006). Bitz et al.(2006)은 고위도 해양에서 열이 축적되는 깊이의 차이가 북극과 남극 해빙 감소의 상대적인 비율을 결정한다고 주장했다.

대부분의 기후모델이 이런 공통적인 특징을 공유하는 반면(지표 온난화의 최고치는 가을과 초겨울에 나타나며, 해빙은 급속히 계절변화를 겪고, 북극 빙하는 남극보다 빠르게 감소하고, 북반구 고위도로 향하는 북향 해양 열수송은 증가한다) 해빙 두께의 감소(Flato and Participating CMIP Modeling Groups, 2004; Arzel et al., 2006) 및 극 지역에서 전반적인 기후변화에 대해서는 낮은 일치를 보인다(IPCC, 2001; Holland and Bitz, 2003). Flato(2004)는 기본적인 해빙 상태와 두께 및 크기의 감소가 CMIP2 모델들 사이의 해빙 모델 물리과정과 거의 관계가 없다는 것을 보였다. Holland and Bitz(2003)와 Arzel et al.(2006)은 모의된 기본적인 해빙 두께와 크기 상태에서 심각한 편차를 발견하였다.

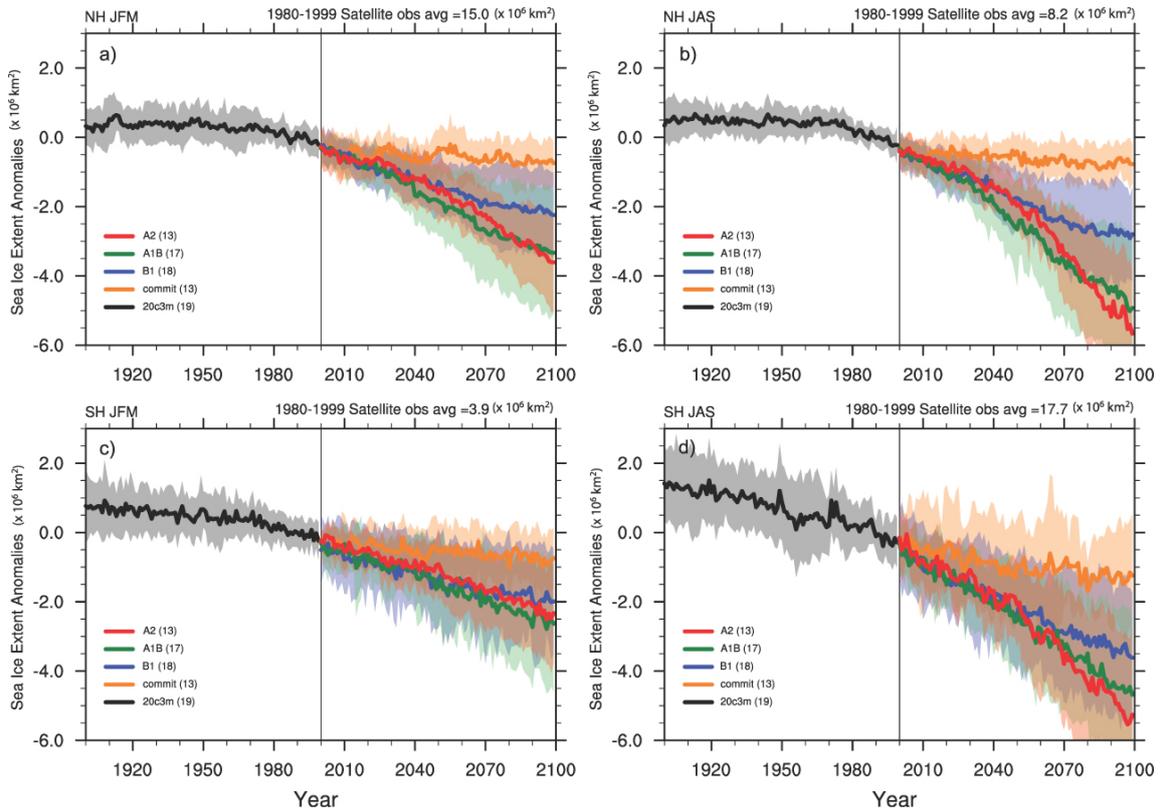


그림 10.13. 20세기(20c3m)와 21세기에 대해 다중-모델 모의된 해빙 면적의 변화. 21세기는 고정 조성 시나리오 뿐 아니라 SRES A2, A1B 및 B1를 사용하여 모의되었다. (a) 북반구 1월-3월(JFM), (b) 북반구 7월-9월(JAS). 그림(c)와(d)는(a)와(b)와 같은 것으로 남반구에 대한 결과이다. 실선은 다중-모델 평균을 보인 것이며, 칠해진 영역은  $\pm 1$  표준편차를 나타낸다. 해빙 면적은 해빙 농도가 15%를 넘는 총 면적으로 정의된다. 아노말리는 1980년~2000년 기간 대비이다. 모델의 수는 범례에 주어졌는데, 각 시나리오마다 다르다.

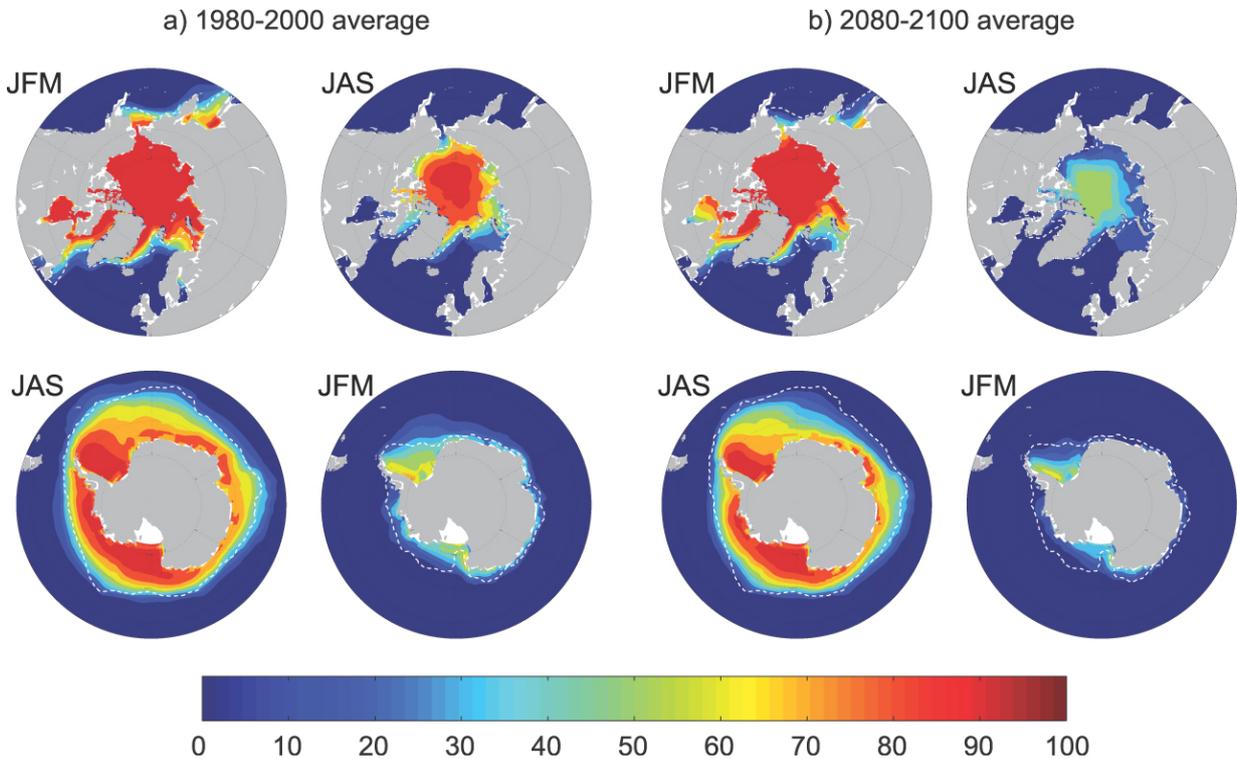


그림 10.14. 북극(위)과 남극(아래)에서(a) 1980년~2000년과(b) SRES A1B 시나리오에 대한 2080년~2100년의 1월-3월(JFM), 그리고 6월-9월(JAS)에 대한 다중-모델 평균 해빙 농도. 흰색의 파선은 오늘날의 15% 평균 해빙 농도 한계선을 나타낸다. Flato et al.(2004)의 결과를 수정하였다.

더 나아가 Rind et al.(1995)과 Holland and Bitz(2003), Flato(2004)는 기본적인 해빙 두께와 크기 상태가 북극의 해빙 두께 및 남극의 해빙 크기의 전망된 변화에 상당한 영향을 미침을 보였다.

### 10.3.3.2 적설과 동토의 변화

적설은 기온과 강수 둘 모두에 대한 누적된 반응이며 계절에 따른 적설을 가지는 대부분의 지역에서 기온과 강수량의 상관성을 보인다(모델에 의해 모의된 현재 시점의 적설의 검증에 대해서는 8.6.3.3절을 참조). 이 기온 관계 때문에 모의는 21세기에 걸쳐 광범위한 적설의 감소를 전망한다(보조자료, 그림 S10.1). Arctic Climate Impact Assessment(ACIA) 모델 평균에 대해서, 21세기의 끝에 연평균 NH 적설의 전망된 감소는 B2 시나리오 하에 13%이다(ACIA, 2004). 눈이 쌓이기 시작하는 계절의 시작(눈이 녹는 계절의 끝)은 더 늦어지는(더 빨라지는) 것으로 전망되며, 눈이 있는 계절 동안 적설은 감소하는 것으로 전망된다(Hosaka et al., 2005).

기후모델 모의에서 북반구 고위도에서의 온난화는 또한 많은 영구 동토 지역의 모의된 해빙 깊이의 큰 증가와 관계된다(Lawrence and Slater, 2005; Yamaguchi et al., 2005; Kitabata et al, 2006). Yamaguchi et al.(2005)은 여름에 초기 토양 수분 증가함을 보였다. 21세기 후반에 해빙 깊이가 사실상 증기했을 때, 여름철 토양 수분의 감소가 결과적으로 발생한다(Kitabata et al, 2006). Stendel and Christensen(2002)은 영구 동토 범위가 극향으로 움직이며 NH에서 대부분의 영구 동토 지역에 대한 실질적인 깊이가 30~40% 증가함을 보였다(가장 큰 상대적인 증가는 가장 북쪽 위치에 집중되었다).

국지적으로 변화는 증가된 기온과 증가된 강수 둘 모두(순환 패턴의 변화)에 대한 반응이며 온난화와 빙점 이하로 남아 있는 이들 지역에서의 증가된 강설의 서로 맞서는 영향에 의해 복잡해진다(적설에 영향을 미치는 과정에 대한 더 진행된 논의는 4.2절을 참조). 일반적으로 적설량과 면적은 북반구에서 감소한다(보조자료, 그림 S10.1). 그러나 몇 지역에서(예, 시베리아), 적설량은 증가하는 것으로 전망된다. 이는 가을에서 겨울까지의 강수(적설)의 증가에 기인한다(Maleshko et al., 2004; Hosaka et al., 2005).

### 10.3.3.3 그린란드 대빙원 균형의 변화

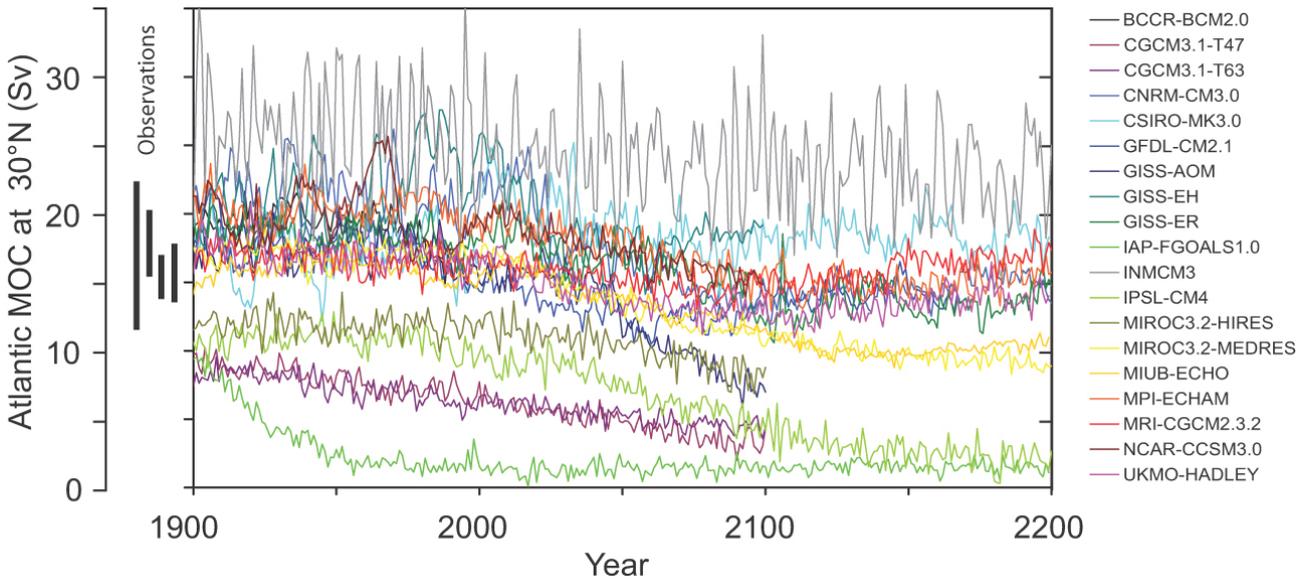
10.6절에서 언급했듯이, 위성관측과 비행기 고도계 조사 및 다른 연구들(Abdalati et al., 2001; Thomas et al., 2001; Krabill et al., 2004; Johannessen et al., 2005; Zwally et al., 2005; Rignot and Kanagratnam, 2006)뿐 아니라 모델링 연구

(예, Hanna et al., 2002; Kilsholm et al., 2003; Wild et al., 2003)는 최근에 가속된 전반적으로 부정적인 그린란드 대빙원 균형을 야기하는 약한 내륙의 두께 증가와 강한 가장자리 두께의 감소를 제시한다(4.6.2.2절 참조). 모든 기후모델의 일관된 양상은 전망된 21세기 온난화가 북반구에서 증폭된다는 것이다. 이는 그린란드 대빙원의 계속된 용해를 뜻한다. 왜냐하면 미래 기후에 대한 모델 전망에서 겨울 강수의 증가보다 여름 용해의 증가가 더 지배적이기 때문이다. Ridley et al.(2005)은 UKMO-HadCM3을 빙상 모델에 결합하여 대기 중 이산화탄소 농도를 증가시켜(산업시대 이전의 네배) 그린란드 대빙원의 용해를 조사하였다(10.7.4.3절, 그림 10.38 참조). 전체 그린란드 대빙원이 마침내 완전히 사라지는(3000년 후) 동안, 최고 용해율은 0.06 Sv( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ )이며 이는 약 5.5 mm/yr의 전 지구적인 해면 상승에 해당한다(10.6.6 참조). Toniazzo et al.(2004)은 더 나아가 UKMO-HadCM3에서 용해 이후 대기 중 이산화탄소의 산업시대 이전 농도로 재설정한다 해도 그린란드 대빙원의 완전한 용해는 비가역 과정임을 보였다.

### 10.3.4 대서양 자오 순환의 변화

모든 기후모델 전망에 대한 공통된 양상은 고위도 강수 뿐 아니라 기온의 증가이다. 이는 TAR에서도 보고되었고 통합 기후모델의 최근 버전을 사용한 전망에 의해 확증되었다(10.3.2절 참조). 이들 두 영향은 고위도 표층수의 밀도를 낮게 하여 안정도를 증가시키며, 그림으로써 대류과정을 억제한다. 더 많은 결합 모델이 TAR 이래로 이용 가능해지면, 대서양 자오면 순환(MOC) 변화를 좀 더 철저하게 평가할 수 있게 되었다. 그림 10.15는 19개 결합 모델로부터 1850년에서 2100년까지 SRES A1B 대기 중 이산화탄소와 에어러솔 시나리오를 2100년까지, 일정조성을 그 이후로 하여(그림 10.5 참조) 적분된 모의결과를 보여준다. CGCM3.1과 INM-CM3.0, 그리고 MRI-CGCM2.3.2를 제외한 모든 모델을 플렉스 보정(표8.1 참조) 없이 가동했다. MOC는 대서양 밀도 구조 및 작은 규모의 혼합과 표면 모멘텀, 부력 플렉스에 의해 영향 받는다. 몇 모델은 현재 측정값 범위와 일치하지 않는 MOC 강도를 모의하였다(Smethie and Fine, 2001; Ganachaud, 2003; Lumpkin and Dpeer, 2003; Talley, 2003). 이들 모델에 대한 MOC는 완결성을 위해 보였으나 다양한 배출 시나리오에 따른 MOC의 잠재된 미래 변화를 평가하기 위해 사용되지 않았다.

미래 기후 온난화로부터 야기된 남방 진동의 변화 전망에 대해서는 더 적은 연구가 초점을 맞췄다. 결합모델 모의의



**그림 10.15.** 여러 포괄적 결합 기후모델들(모델 상세 설명은 표 8.1 참조)의 모의에 나타난 1850년~2100년 기간에 대한 30°N에서의 대서양 자오 순환(MOC)의 시간 발전. 1850년~1999년은 20C3M(20th Century Climate in Coupled Model) 모의를 사용하였고, 1999년~2100년은 SRES A1B 배출 시나리오를 사용하였다. 일부 모델들은 강제를 2100년도 값으로 고정시키고 2200년까지 적분을 계속하였다. 관측에 근거한 20세기 말 MOC의 추정을 그래프의 왼편에 수직 막대로서 보였다. 3개의 모의는 강제와 연관됨이 없이 변하지 않거나 급격히 느려지는 MOC의 모습을 보인다; 몇몇 다른 모의들은 관측적 추정과 일관되지 않은 20세기 말 모의 값을 갖는다. 20세기 말 관측적 추정과 일관성을 갖는 모델 모의 중에서 21세기 동안 MOC의 증가를 나타내는 모의는 하나도 없다; 감소가 모의된 자연변동성 이내에 있어 분별할 수 없는 것으로부터 1960년~1990년 대비 50% 이상까지의 범위를 갖는다; 그리고 어떤 모델도 MOC가 중단되는 상태로의 급작스러운 변화를 전망하지는 않는다. 내용의 추가와 더불어 Schmittner et al.(2005)의 결과를 개작하였다.

공통된 양상은 남반구 편서풍의 극편향 이동과 강화 전망이다(Yin, 2005; Fyfe and Saenko, 2006). 이는 차례로 남극 순환류를 강화시키고 극편향 이동을 일으키며 좁게 만든다. Fyfe and Saenko(2006)는 더 나아가 강화된 편서풍과 관련된 강화된 적도를 향하는 표면 에크만 수송이 2천 미터 이하의 깊은 강화된 지균 극향 반류에 의해 균형을 이룸을 언급하였다.

일반적으로 모의된 20세기 후반의 대서양 MOC는 약 12 Sv를 가지는 약한 MOC에서부터 20 Sv가 넘는 값을 가지는 너른 범위를 보인다(그림 10.15; Schmittner et al., 2005). SRES A1B 시나리오에 따라 강제되었을 때, 모델은 약 50% 이상의 MOC 감소를 보이나, 한 모델에서는 모의된 자연변동성과 변화를 구별하기 힘들다. MOC의 감소는 해수면의 부력 증가에 따른 직접적 반응이기 때문에 모의된 온난화 시간 규모에서 진행된다. 양의 북대서양 진동(NAO) 경향은 이 반응을 수 백년 정도 지연시킬지 모르나 막지는 못한다(Delworth and Dixon, 2000). 미래 기후에서 MOC의 이런 약화는 걸프류와 북대서양 해류 지역에서 해수면 온도(SST)와 염도 감소를 야기한다(Dai et al., 2005). 이는 북위 60도 남쪽의 북향 열수송의 감소를 발생시키나 60도 위쪽에서는 증가가 발생한다(A. Hu et al., 2004). 온실가스 증가에 대한 반응으로 어떠한 모델도 MOC의 증가를 보이지 않았으며 21

세기 내에서는 갑작스런 MOC의 중단 역시 모의하지 않았다. 한 연구가 제시하길 인위적인 기후변화에 의해 감소를 더욱 악화시킬 수 있는 다음 수백 년에 걸쳐 대서양 지역의 내재된 저주파 변동성, 대서양 수습년 진동이 MOC의 자연적인 약화를 일으킬지 모른다(Knight et al, 2005; 8.4.6 절 참조).

일부 오래된 모델에서(예, Dixon et al., 1999) 고위도 온난화보다 고위도 강수가 더 지배적으로 약화를 일으키며, 다른 모델에서는(예, Mikolajewicz and Voss, 2000) 반대가 발견된다. 최근 모델 상호비교에서 Gregory et al.(2005)은 분석된 모든 11개 모델에 대해 MOC 감소가 수면 민물 플럭스 변화보다 수면 열 플럭스 변화에 의해 더 많이 야기됨을 발견했다. 게다가 복잡성을 달리는 모델을 이용한 모의(Stocker et al, 1992b; Saenko et al., 2003; Weaver et al, 2003)는 남반구 해양에서의 담수화 또는 온난화가 대서양 MOC를 증가시키거나 안정화시키는 역할을 한다고 보였다. 이는 남반구 해양 과정과 북대서양 심해수 생산의 복잡한 결합 결과와 같다.

결합모델을 이용한 몇몇의 모의는 MOC의 장기 안정도 평가를 허가하는 데 이용될 수 있다(Stouffer and Manabe, 1999; Voss and Mikolajewicz, 2001; Stouffer and Manabe, 2003; Wood et al., 2003; Yoshida et al., 2005; Bryan et al., 2006). 대부분의 이들 모의는 대기 중 CO<sub>2</sub>가 1%/yr씩 증가

하여 산업시대 농도의 2배에서 4배까지 다양한 범위에 이르는 이상화된 증가를 가정한다. 한 연구는 또한 CO<sub>2</sub>의 더 느린 증가(Stouffer and Manabe, 1999) 혹은 감소(Stouffer and Manabe, 2003)을 고려한다. 더 최근 모델들은 플릭스 보정을 하지 않으며 더 높은 분해능을 가진다(약 1.0°)(Yoshida et al., 2005; Bryan et al., 2006). 모든 모의의 공통된 양상은 산업시대 이전 대기중 CO<sub>2</sub> 농도의 2~4배 수준 이후 농도가 일정하게 유지될 때 MOC의 온난화와 안정화 폭은 복원에 따른 MOC의 감소이다. 어떠한 모델도 강제가 일정해진 후 계속되는 MOC의 중단을 보이지 않는다. 그러나 만일 온난화의 크기와 비율이 EMIC를 사용한 것에서 보인 어떤 한계값을 초과할 경우 이런 장주기 중단이 완전히 배제될 수는 없다(Stocker and Schmittner, 1997). 영구적이지는 않더라도 완전한 중단은 또한 플릭스 보정 결합모델에 의해 모의되었다(Manabe and Stouffer, 1994; Stouffer and Manabe, 2003; Chan and Motoi, 2005). 이들 AOGCM 모의 중 어떠한 것에서 EMIC에 의해 결정된 한계값을 지난 것은 없었다(Stocker and Schmittner, 1997). 이렇듯이 현재 AOGCM 모의에서 발견된 MOC의 장주기 안정도는 더 간단한 모델에서 나온 결과와 일치한다.

증가하는 온실가스와 관련된 MOC 강도의 감소는 북대서양과 그 근처의 온난화에 대한 음의 되먹임을 보인다. 즉, 저위도에서 고위도로의 열 수송이 감소한다 해도 SSTs는 MOC가 변하지 않아 달라진 경우보다 더 차가워진다. 이렇듯이 온난화는 북대서양 하류에 걸쳐 감소한다. 모델에서 MOC가 약화된 곳에서 온난화는 증가하는 온실가스와 관련된 복사강제의 총체적 지배적 역할로 인해 유럽에 걸쳐 하류로 여전히 발생함을 유지하는 것이 중요하다(Gregory et al., 2005). 많은 미래 전망은 일단 복사 강제가 고정되기 시작하면 MOC의 재확립은 현재와 유사한 상태에서 발생함을 보였다. MOC의 부분적인 혹은 완전한 재확립은 느리게 일어나며 북대서양과 그 주변에 추가적인 온난화를 야기한다. MOC의 감소에 따라 저위도에서 해양 남북간의 열 플릭스가 감소되는 동안 많은 모의들은 북극으로의 증가되는 남북 열 플릭스가 그곳에서의 온난화와 해빙 용해를 가속시키는데 공헌함을 보였다. 이는 따뜻한 물이 북극으로 이루어지고 북극으로의 북대서양 바닷물 유입이 강화되기 때문이다(A. Hu et al., 2004).

온난화 지속에 따라 MOC의 완전한 중단을 모의하는 기후 모델들은 플릭스 보정 결합 GCMs 또는 EMICs이다. 이들 모의로부터 나온 분명한 결과는 MOC 중단이 강제가 고정된 이후(예, 4배 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도) 수 세기에 걸쳐 일어난다는 것이다. 강제 진폭과 비율을 제외하고(Stocker and Schmittner,

1997) 해양에서 혼합의 양은 또한 MOC 안정도를 결정하는 것처럼 보인다: 증가된 연직/수평 혼합은 MOC를 안정화시키고 이차 평형 상태의 가능성을 제거하는 경향이 있다(Manabe and Stouffer, 1999; Knutti and Stocker, 2000; Longworth et al., 2005). 간단한 모델에서는 거의 나타나지 않는 무작위 내부변동성 또는 잡음 또한 효율적인 MOC 안정도를 결정짓는 데 중요한 것이다(Knutti and Stocker, 2002; Monahan, 2002).

MOC가 반드시 지구 온난화에 따른 해양순환 변화의 포괄적 지시자인 것은 아니다. 결합 AOGCM을 이용한 일시적 2배 대기 중 CO<sub>2</sub> 실험에서 MOC 변화는 작으나, 그린란드-아이슬란드-노르웨이 해(GIN 해)로부터 유입된 더 따뜻하고 밀도가 낮은 바닷물로 인해 레브라도 해의 대류는 중단되었다(Wood et al., 1999; Stouffer et al., 2006a). 유사한 결과가 A. Hu et al.(2004)에 의해 발견되었는데 그는 또한 북대서양으로부터 더 염도가 높은 물의 유입으로 인한 GIN 해에서 대류의 증가를 보고하였다. 각기 다른 복잡성을 가진 결합 모델들을 이용한 다양한 모의들에서 온난화에 따른 GIN 해에서의 상당한 대류 감소가 나타났다(Schaeffer et al., 2004; Bryan et al., 2006). 추측컨대, GIN 해에는 극을 에워싼 강물 유수와 해빙 생성, 북대서양으로부터의 소금기 있는 물의 이류 및 더 긴 시간규모에서 베링해협을 통한 담수의 유입 사이에는 섬세한 균형이 존재한다. 극을 둘러싼 강물 유수에서 전망된 증가(Wu et al., 2005)는 GIN 해의 대류 감소로 진행되는 경향을 강화시킬지 모른다(Stocker and Raible, 2005; Wu et al., 2005). 다음 몇 십년동안 레브라도 해의 대류 중지 또한 두 AOGCM으로부터 나온 지표 플릭스에 의해 유도된 대서양 고분해능 모델에서 모의되었다(Schweckendiek and Willebrand, 2005). 고분해능 해양모델의 대규모 반응(예, MOC, 레브라도 해)은 AOGCM에서 나온 것들과 일치한다. 결합 AOGCM에서 해양 성분의 격자 분해능은 TAR 이래로 상당히 증가해왔으며 대서양의 대류와 수분 변수의 몇몇 일관된 패턴은 온난화에 대한 반응으로 드러나지만 모델은 세세한 부분에서는 여전히 다양한 반응을 보인다.

그린란드로부터 나온 근소한 음의 순 질량균형과 관계가 있는 1993년에서 2003년까지 해수면 높이에 대한 가장 좋은 근사치(5.5.5.2절 참조)는 총 해양 표면에 걸쳐 0.1-0.3 mm/yr이다. 이를 전환하면 약 민물 강제의 0.002-0.003 Sv 정도이다. 이 정도의 양은 북대서양에만 직접적으로 더한다 해도 매우 작아서 북대서양 MOC에 영향을 끼치지 않는 것으로 알려져있다(Weaver and Hillaire-Marcel, 2004a). 한 모델이 그린란드 빙상 붕괴로 인한 21세기 후반부의 MOC 약화 징후를 발표하는 동안(Fichefet et al., 2003), 같은 이 모델은

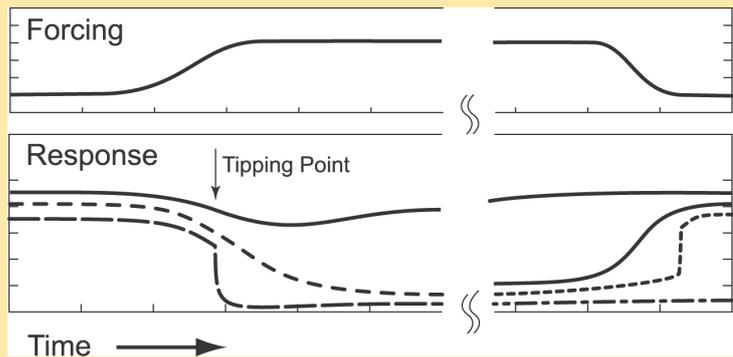
### 박스 10.1 : 미래의 급격한 기후변화, '기후 서프라이즈', 그리고 비가역 변화

이론, 모델, 그리고 고기후의 복원(6장 참조) 등은 기후시스템의 변화가 급작스럽고 폭넓을 수 있다는 것을 확립했다. '급격한 기후변화'의 실질적인 정의가 Alley et al.(2002)에 의해 제시되었다: '기술적으로 급격한 기후변화는 기후시스템의 어떤 임계값을 넘어서서 강제될 때에 일어나는데, 기후시스템 그 자체에 의해 결정되며 원인보다 더 빠른 속도로 새로운 상태로의 전이를 촉발시킨다.' 보다 더 일반적으로 기후시스템을 결정하는 어떤 양(예를 들어, 복사 균형, 지면 성질들, 그리고 해빙 등)에 있어서의 점진적인 변화는 구조적으로 서로 다른 다양한 반응을 일으킬 수 있다(Box 10.1, 그림 1). 순수하게 선형적인 시스템의 반응은 강제에 비례하며, 강제의 안정화 시점에서 원래 상태와 반드시 가까운 것은 아니지만 구조적으로 유사한 새로운 평형이 이루어진다. 그러나 시스템이 한 개 이상의 평형 상태를 가지고 있다면, 구조적으로 서로 다른 상태로의 전이가 가능하다. 정점(분기점)을 지나면서 시스템의 시간 발전은 더 이상 강제의 시간 규모에 의해 컨트롤되지 않고 오히려 그 내부 역학에 의해 결정되는데, 이것이 강제 보다 훨씬 더 빨라질 수도 있고 상당히 느려질 수도 있다. 전자의 경우만이 '급격한 기후변화'라 일컬어지지만, 후자의 경우도 대등하게 중요하다. 기후 변수의 장기적 시간 발전에 있어서 가역 변화와 비가역 변화를 구별해야 한다. '기후 서프라이즈'의 개념은 대개 급격한 전이와 예를 들어 8.2 kyr 사례(6.5.2.1절 참조)와 같이 기후시스템의 일부가 다른 상태로 일시적 또는 영구적으로 변이하는 것을 일컫는다.

#### 대서양 자오 순환과 기타 해양순환 변화:

고기후 자료에서 가장 잘 기록된 형태의 급격한 기후변화는 해양순환의 변화와 관련된 것이다(Stocker, 2000). TAR 이후, 서로 다른 복잡성을 가진 기후모델로부터의 많은 새로운 결과들은 지구 온난화에 대한 반응으로 예상되는 대서양 MOC의 변화에 관한 더욱 상세한 관점을 제공하였다. 대부분의 모델들은 차기 100년에 걸쳐 MOC는 약화되고, 2100년에 이르러 이 감소가 자연변동성과 구별할 수 없을 정도에서부터 50% 이상까지의 범위를 갖는다는 데에 일치점을 보인다(그림 10.15). 2100년까지 SRES 배출 시나리오로 강제된 어떤 AOGCM 모의도 급격한 변화를 보이지는 않았지만, 일부 장기적인 모의는 큰 강제에 대해 완전히 정지될 수 있다는 결과를 제시하였다(Stouffer and Manabe, 2003). 중간 단계 복잡성 모델들은 MOC에서 임계값들이 존재할 수 있지만, 이들은 주어진 모델에 대한 온난화의 크기와 속도에 의존함을 보여 주었다(Stocker and Schmittner, 1997).

소수의 AOGCM들로부터의 장기 모의는 MOC의 완전한 정지조차도 되돌릴 수 있음을 보였다(Stouffer and Manabe, 2003; Yoshida et al., 2005; Stouffer et al., 2006b). 그러나 AOGCM들에 의한 1000년간의 모의가 가용해 질 때까지는 MOC 정지의 잠재적 비가역성에 관한 중요한 의문에 여전히 답을 내지 못한다. 그러나 단순화된 모델들과 AOGCM들 모두 지구 온난화에 의해 유발되는 MOC의 잠재적인 완전 정지가 수 십년에서 100년 이상까지 걸린다는 데에 일치점을 보여준다. MOC가 지구 온난화에 대한 반응으로 수 십년 이내에 붕괴될 수 있다는 직접적인 모델 증거는 없다. 그러나 소수의 연구는 MOC의 급속한 변화의 가능성(Manabe and Stouffer, 1999)과 이에 관계된 과정들을 잘 이해하고 있지 못함을 보여준다(8.7절 참조). 이것이 고기후기록과 일관되지 않은 것은 아니다. 그린란드 얼음 코어에 기록된 최후 빙하기 동안의 냉각 사건들은 수 백년에서 천 년에 걸쳐 발달하였다. 대조적으로, 소위 단스가드-오슈가 사건(Dansgaard-Oeschger event)(NorthGRIP 회



박스 10.1, 그림 1. 강제에 대한 기후 변수의 다양한 반응의 개략적인 예시 설명. 강제(위 그림)는 새로운 안정 수준(그림의 좌측)에 도달하고, 추후 매우 긴 시간 규모(그림의 우측)에서 원래의 수준으로 접근한다. 기후 변수의 반응(아래 그림)은 평탄할 수도 있고(실선), 또는 구조적으로 상이한 상태로의 전이를 유발하는 정점(tipping point)을 지나갈 수도 있다(파선들). 그러한 전이는 급진적(급격한 변화, 긴 파선)이거나 또는 점진적(짧은 파선)일 수 있지만, 대개 강제에 의해서가 아니라 기후시스템의 내부 역학에 의해 결정된다. 장기적 행태(우측) 또한 상이한 가능성을 보여 준다. 변화는 상이한 안정 상태에서 시스템이 정착하여 비가역적일 수도 있고(일점 쇄선), 또는 강제가 그의 원래 상태로 되돌리려 할 때에는 가역적(실선, 점선)일 수도 있다. 후자의 경우, 전이는 또 다시 점진적이거나 급격해질 수 있다. 유일한 예가 아니라, 설명을 위한 한 예가 복사 강제의 점진적인 변화에 대한 대서양 자오 순환의 반응이다.

원, 2004)으로 불리는 많은 수의 매우 급속한 온난화도 있었으며, 또는 수 십년 이하의 시간에 걸쳐 해양 대류 지역들의 급속한 위도 변위 및 MOC 강도의 변화와 연관되어 발전된 급속한 냉각화(Le Grande et al., 2006)도 있었다(6.3.2절 참조).

지형을 충분히 상세하게 분해하는 해양 성분을 가진 모델들에 의한 최근의 모의는 래브라도 해에서의 대류가 강하게 감소하는 것에서부터 완전히 감소하는 것에 이르기까지 일관성 있는 패턴을 얻었다(Wood et al., 1999; Schweckendiek and Willebrand, 2005). 대기순환에 미치는 암시적 결과와 함께, 대류에 있어서의 이러한 변화는 수 년 이내에 발달할 수 있다(Schaeffer et al., 2002). 장기적이고 지역으로부터 반구에 이르는 규모에 대해, 물 질량 성질에 있어서의 이러한 변화의 효과는 아직 연구되지 않았다.

MOC의 감소와 함께, 대기순환에 미치는 대규모 효과에 의해 자오 열 플럭스 또한 아열대 및 중위도 지역에서 감소한다. 그 결과, 북대서양 표면의 온난화가 더 천천히 진행된다. 21세기 말로 가면서 MOC의 강한 감소에 대해서조차, 맨 처음 장소에서 해양 반응을 일으켰던 복사 강제에 의해 그것은 과보상되기 때문에 북대서양 주변 지역에서는 냉각이 목격되지 않는다.

고위도에서, 해양 자오 열 플럭스의 증가가 이 모델들에서 모의되었다. 이 증가는 북극에서의 대류 순환의 증가와 저위도로부터 온수의 이류 때문이며, 따라서 북극의 대서양 구역에서 계속적으로 일어나는 해빙 감소에 크게 기여한다(A. Hu et al., 2004). 극소수의 모의는 남대서양 및 남극해에서의 대류의 변화에도 초점을 맞추었다. 물 질량의 변질과 더불어, 또한 이것은 남극환류에 의한 수송에 효과를 미치지만, 그 결과들이 아직 확정적이지는 못하다.

빙하기를 시작하게 만든 과정들에 대한 현재의 이해는 지구 온난화에 대한 반응으로 일어날 MOC의 감소 또는 붕괴가 빙하기를 시작시킬 수 없음을 보여준다(Berger and Loutre, 2002; Crucifix and Loutre, 2002; Yoshimori et al., 2002; Weaver and Hillaire-Marcel, 2004b).

### 북극 해빙:

북극 해빙은 지구 온난화에 민감하게 반응하고 있다. 겨울철 해빙역의 변화는 보통 정도이지만, 늦여름 해빙은 21세기 말로 가면서 거의 완전히 사라질 것으로 전망된다. 기후시스템에서의 다수의 양의 되먹임이 해빙의 되녹임을 가속시킨다. 얼음-알베도 되먹임은 여름철에 열린 바다가 더 많은 태양 열을 받게 만들며, 더 따뜻한 물의 이류와 더 강력한 순환을 통한 북극으로의 해양 열 수송은 해빙역을 더욱 감소시킨다. 최소의 북극 해빙역은 9월에 관측된다. 모델 모의는 9월의 해빙역이 지구 온난화에 대한 반응으로 크게 감소함을 보여 주는데, 대개 온난화의 시간 규모로 전개된다. 온난화가 지속된다면, 늦여름 대부분의 북극 해빙이 사라지는 것은 영구적이다.

### 빙하 및 빙모:

빙하와 빙모는 기온 및 강수의 변화에 민감하다. 관측은 과거 20년에 걸쳐 부피의 감소를 나타내는데(4.5.2절 참조), 1993년~2003년 동안  $0.77 \pm 0.22 \text{ mm yr}^{-1}$  상당 해면에 해당하는 그 감소율을 보여 1961년~1998년에 대한 감소율( $0.50 \pm 0.18 \text{ mm yr}^{-1}$ ) 보다 더 큰 평균 중심 추정치를 갖는다. 그러므로 급속한 변화는 이미 진행 중이며, 수축하는 빙하의 표면 에너지 균형에 연관된 양의 되먹임과 빙하 가장자리 지역에서 새로 노출된 지면에 의해 강화된다. 다음 수 십년에 걸쳐서 빙하 손실의 가속이 일어날 가능성이 높다(10.6.3절 참조). 여러 지역에 있는 11개 빙하들에 대한 모의에 따르면, 2050년까지 이 빙하의 60%의 부피 손실이 전망된다(Schneeberger et al., 2003). 아메리카 대륙의 빙하 덮인 지역들 또한 영향을 받는다.  $2 \times \text{CO}_2$  조건에서의 7개 GCM 모의를 포함한 비교 연구는 평형 선 고도의 증가로 인해 많은 빙하가 완전히 사라질 수 있음을 추론했다(Bradley et al., 2004). 이 얼음 덩어리의 소멸은 향후 수 세기에 걸친 잠재적인 재-빙하작용 보다 훨씬 더 빠르며, 일부 지역에서는 되돌릴 수 없을 지도 모른다.

### 그린란드 및 서 남극대륙 빙상:

위성 및 현장 관측 네트워크는 과거 25년에 걸쳐 그린란드 빙상(Greenland Ice Sheet, GIS)의 외곽 주변에서 융해와 빙류의 가속이 증가하고 있음을 보여 주었다(4.6.2절 참조). 소수의 장기적인 빙하 모의는 따뜻해진 기후가 계속 유지될 경우 다가오는 세기들에서 GIS의 부피와 면적이 상당히 감소할 것임을 제시한다(Gregory et al., 2004a; Huybrechts et al.,

2004; Ridley et al., 2005). 완료될 때까지 수 세기가 걸리는 과정인 GIS의 소멸에 대한 임계값이 그린란드에서는 연 평균 온난화 1.9°C~4.6°C인 것으로 추정되었다(Gregory and Huybrechts, 2006; 10.7.3.3절 참조). 차후에 기온이 감소한다 할지라도, 훨씬 더 작은 면적으로의 GIS의 축소는 얼음 없는 그린란드의 기후가 얼음을 축적하기에는 너무 더울 수 있기 때문에 되돌릴 수 없을지 모른다; 그러나 이 결과는 모델 의존적이다(10.7.3.3절 참조). 여기에 연루된 양의 되먹임이란 빙상이 일단 더 얇아지면 얼음 쌓인 지역에서의 기온이 더 높아져 용해를 증가시키고 더 많은 강수를 눈이 아닌 비로 내리게 한다는 것; 밖으로 노출된 얼음 없는 육지의 낮아진 알베도가 국지적인 기후 온난화를 일으킨다는 것; 지표에서 녹은 물이 빙류를 가속시킬 수 있다는 것이다(10.6.4.2절 참조).

서 남극대륙 빙상(West Antarctic Ice Sheet, WAIS)의 붕괴가 지구 온난화에 대한 잠재적 반응으로서 수 년 동안 논의되어 왔다(Bindschadler, 1998; Oppenheimer, 1998; Vaughan, 2007). 완전한 붕괴는 약 5 m의 전 지구 해면 상승을 야기시킨다. WAIS의 아문센 해 구역에서 관측된 빙류의 가속, 상류를 향하는 이 시그널의 빠른 전파 속도, 그리고 붕괴 후에 라센 B 빙봉을 잠식했던 빙하들의 가속 등이 이 관심들을 다시 불러일으켰다(10.6.4.2절 참조). 빙봉의 존재가 빙상을 안정화시키려는 경향이 적어도 지역적으로는 가능하다. 그러므로 표면 위에서의 용해 또는 따뜻해진 해양으로 인한 바닥에서의 용해에 의해 초래되는 빙봉의 약화 또는 붕괴가 WAIS의 잠재적 안정화 감소에 기여하게 되는데, 이것은 접지선(grounding-line) 퇴각의 양의 되먹임을 통해 진행될 수 있다. 이러한 붕괴의 가능한 속도 및 규모를 예측하기에는 현재의 이해력이 부족하다(Box 4.1과 10.7.3.4절 참조).

### 식생 피복:

식생 피복(cover)과 조성의 비가역적이고 비교적 급속한 변화는 과거에 자주 발생해 왔다. 가장 현저한 예가 4000년~6000년 전 사하라 지역의 사막화이다(Claussen et al., 1999). 이 행태의 이유는 기온과 강수에 대한 식물 군락들의 한계에 있는 것으로 생각된다. 일단 임계 수준을 넘게 되면, 어떤 종들은 더 이상 그 생태계 내에서 경쟁할 수 없게 된다. 식생 경계에 인접한 지역들은 지구 온난화에 의해 초래되는 이 경계의 느린 이동으로 인하여 특히 크고 급속한 변화를 겪을 것이다. 미래에 대한 기후모델 모의는 남아메리카에서의 건조화와 온난화가 아마존 유역 삼림의 지속적인 감소를 초래시킴을 보여준다(Cox et al., 2000, 2004). 비록 11개 AOGCM들의 분석이 미래에 가능한 폭넓은 범위의 아마존 지역 강수량 변화를 보여주기에 때문에 이 결과가 모델 의존적일 수는 있지만, 21세기에 걸쳐 지속적으로 진전되어 가는 동안, 이러한 변화와 궁극적인 소멸은 되돌릴 수가 없다(Li et al., 2006).

가능한 ‘기후 서프라이즈들’ 중의 하나는 지구 탄소순환에서의 토양의 역할과 관계된다. CO<sub>2</sub>의 농도가 증가해 가면서, 육상 생물권의 가속되는 성장으로 인하여 탄소를 동화시킴으로써 토양은 전 지구 평균적으로 탄소 흡수원으로 작용한다(7.3.3.1.1절 또한 참조). 그러나 약 2050년까지의 모델 모의는 증가하는 기온과 강수량에 의해 유발되는 호흡작용의 증가(Cox et al., 2000)로 인해 이전에 축적된 탄소를 방출함으로써 토양은 탄소의 생성원을 변화시킨다는 것을 제시한다. 이것은 대기중 CO<sub>2</sub>의 증가에 대해 양의 되먹임을 나타낸다. 되먹임의 부호에 관해서는 서로 다른 모델들이 일치하는 반면, 그 강도에 있어서는 큰 불확실성이 존재한다(Cox et al., 2000; Dufresne et al., 2002; Friedlingstein et al., 2006). 그러나, 호흡작용의 증가는 더 따뜻해지고 습해진 기후에 의해 초래된다. 대기중 탄소의 보통의 흡수원으로부터 강한 생성원으로의 전환은 비교적 빨라 20년 이내에 일어나지만(Cox et al., 2004), 그 개시 시점은 불확실하다(Huntingford et al., 2004). 일단 호흡작용이 증가하기 시작하면, CO<sub>2</sub> 농도가 일정하게 유지된 후에도 이 증가가 계속된다는 것을 모델 비교는 보여주었다(Cramer et al., 2001). 비록 상당한 불확실성이 여전히 존재하지만, 육상 생물권과 물리적 기후시스템 간의 되먹임 메커니즘들이 존재하여 복사 강제의 증가에 대한 반응을 정성적, 정량적으로 변화시킨다는 사실은 확실하다.

### 대기 및 해양-대기 체계들:

날씨 패턴과 체제(regime)의 변화는 대기-얼음-해양 시스템에서의 역학적 상호작용으로 인해 자발적으로 일어나는 급격한 과정이 될 수 있거나, 또는 느린 외부 강제로 인해 시스템의 임계값을 넘어섬으로써 분명하게 나타날 수 있다. 이러한 변이는 더 큰 양의 ENSO 위상으로 이끄는 열대 태평양의 SST(Trenberth, 1990), 성층권 극 와동체(Christiansen, 2003), 그린란드 해에서의 심층 대류의 정지(Bönisch et al., 1997; Ronski and Budeus, 2005), 그리고 래브라도 해의 급격한 담수

화(Dickson et al., 2002) 등에서 보고되어 왔다. 후자의 경우, 담수화는 전체 깊이를 통해 진행되었지만, 염분의 변이는 특히 빨랐다: 34.87 psu의 등염분선이 2년 이내에서 계절적으로 표면에서부터 1,600 m까지 떨어졌는데, 1973년 이후 되돌아오지 않았다.

강제되지 않은 장기간의 한 모델 모의에서, 그린란드의 남쪽 지역에 비정상적으로 차가운 온도를 가진 수 십년간의 기간이 나타났다(Hall and Stouffer, 2001). 이것은 해양의 성층을 변화시키고 대류를 억제시켰던 지속적인 바람에 의해 초래되었으며, 그 때문에 해양으로부터 대기로의 열 전달이 감소되었다. 북대서양의 대규모 대류 장소가 수 십년에서 수 백년 동안 자발적으로 더 남쪽의 장소로 옮겨졌던 다른 한 모델에서 유사한 결과들이 나타났다(Goosse et al., 2002). 그 이외의 모의들은 서서히 증가하는 복사 강제가 그린란드와 서유럽의 대기순환에 영향력을 갖는 그린란드-아이슬란드-노르웨이 해에서의 대류 활동을 변이시킬 수 있음을 보여준다(Schaeffer et al., 2002). 이 변화는 수 년 이내에 벌어지며 시스템이 임계값을 넘겼음을 나타낸다.

극 변동성(NAO, 북극 및 남극 진동) 체제에 대한 다중-모델 분석에 의해 밝혀진 바에 따르면, 21세기 동안 모의된 추세가 북극 및 남극 진동에 영향을 미치고, 보다 더 동서적인 순환 쪽으로 변화하도록 만든다(Rauthe et al., 2004). NAO와 같은 대기순환 체제의 변화에 관련된 기온변화가 어떤 지역(예를 들어, 북유럽)에서는 그러한 격십년 체제를 변이키는 장기적인 지구 온난화를 초과할 수 있다(Dorn et al., 2003).

규준 기후에서 MOC 붕괴의 매우 거대한 하향 동향을 보여 실제로 모델 MOC 변화가 빙상 붕괴로 인한 것인지를 파악하기 어렵게 만든다. 10.3.3.3절에서 언급했듯이, Ridley et al.(2005)은 UKMO-HadCM3에서 일시적으로 온실가스 농도를 올렸을 때, 그린란드 빙봉의 최고 용해율이 약 0.1 Sv임을 발견했다. 그들은 더 나아가 0.1 Sv 값이 다른 모델의 MOC 강도에서 많은 극적인 순간적 변화를 야기할 만큼 크더라도(Stouffer et al, 2006b), 북대서양 남북 역전에 미치는 영향이 거의 없다고 말했다.

종합해보면, 현재 가용한 모의에 기초하여 MOC는 아마도 레브라도 해수 형성의 상당한 감소와 함께, 감소할 것이나 MOC는 21세기 동안에는 급작스런 전이를 겪을 것 같지는 않다. 이 단계에서 21세기의 종말을 넘어서 MOC의 갑작스런 변이의 가능성을 언급하는 것은 너무 이르나 가능성을 완전히 배제할 수는 없다(박스 10.1 참조). 각각 다른 복잡성을 가진 모델의 몇몇 유용한 모의는 대신 백 년에 걸친 감속을 말한다. 몇 모델에서 복사강제가 안정화 된 경우 MOC의 복원을 모의하였으나 이는 수백 년에 걸쳐 일어났으며 다른 모델에서는 감소가 지속되었다.

### 10.3.5 변동성 모드의 특성 변화

#### 10.3.5.1 지표기온과 강수의 경년 변동성

인위적 강제의 미래 변화는 평균기후 상태 뿐 아니라 기후변동성에서 또한 변화를 일으킨다. CMIP2에서 19개의 AOGCM의 월평균 지표기온과 강수의 경년 변동성을 언급하면서, Räisänen(2002)은 아열대 북반구의 겨울철에 기온변

동성의 감소 및 저위도와 북반구 중위도 여름철에의 기온변동성의 미약한 증가를 발견하였다. 전자는 기온증가에 따른 해빙과 눈의 감소에 의한 것인 듯하다. 여름철 중위도 지표면에 걸친 토양수분의 감소는 후자에 기여한다. Räisänen(2002)은 또한 대부분의 지역에서 월평균 강수 변동성의 증가(절대값(표준편차)과 상대값(변동 계수) 모두에서)를 발견하였다. 그러나 이들 변동성 변화의 유의수준은 시간 평균기후변화에 대한 값보다 상당히 낮다. 유사한 결과는 SRES A2 시나리오 하에서 수행된 18개 AOGCM 모의 결과에서도 얻어졌다(Giorgi and Bi, 2005).

#### 10.3.5.2 몬순

열대에서 강수의 증가는 21세기 말경 아시아 몬순에서와 북반구 여름 사헬에서의 약간의 감소를 동반하는 서 아프리카 몬순의 남부(Cook and Vizzy, 2006), 그리고 따뜻한 기후의 남반구 여름에 호주 몬순에서 전망된다(그림 10.9). 멕시코와 중앙 아메리카의 몬순 강수는 감소하는 것으로 전망되는데 이는 워커순환과 국지적 해들리 순환에 영향을 미치는 동적 태평양에 걸친 강수 증가와 관련이 있다(그림 10.9). 지역적 몬순 변화에 대한 더 자세한 평가는 11장에 제공된다.

전망된 지구 온난화가 해양에서보다 육지에서 더 급속해 지듯이 대륙 규모의 육지-해양의 열적대조는 여름철에 더 커지고 겨울철에 더 작아질 것이다. 이에 기초하여, 미래에는 현재보다 여름철 몬순이 더 강해지며 겨울철 몬순이 더 약해질 것이라고 간단히 생각할 수 있다. 그러나 모델 결과는 이와 같은 단순한 생각처럼 간단하지 않다. Tanaka et al.(2005)은 해들리 순환과 워커순환, 그리고 몬순 순환의 강

도를 200hPa 속도 포텐셜 필드를 이용하여 정의하였다. 15개 AOGCMs을 이용하여 그들은 21세기 후반의 이틀 열대 순환이 20세기 후반에 비해 각각 9%, 8%, 14% 정도 약화됨을 보였다. 8개 AOGCM을 이용하여 Ueda et al.(2006)은 열대에 걸친 현저한 온난화가 아시아 대륙과 인접한 해양 사이의 열적 남북 경도 감소와 관계되어 아시아 여름 몬순 순환을 약화시킴을 입증하였다.

역학적 몬순 순환의 약화에도 불구하고, 증가된 온실가스와 이에 따른 기온 증가로 인한 대기 수분 강화는 더 큰 수분 플럭스와 더 많은 인디안 몬순의 강수를 일으킨다(Douville et al., 2000; IPCC, 2001; Ashrit et al., 2003; Meehl and Arblaster, 2003; May, 2004; Ashrit et al., 2005). 남아시아 여름 몬순에 대해서 모델은 북반구 인도양 위의 편서풍류의 약화에 따른 하층 대류 몬순 바람 시스템의 북향이동을 설명한다(Ashrit et al., 2003, 2005). 북반구 여름 아프리카에서 다중-모델 분석은 동아프리카와 중앙아프리카에서 강수의 증가를, 사헬에서는 감소를, 기니만을 따라서는 증가를 전망한다(그림 10.9). 그러나 서아프리카의 넓은 영역에서 몇몇 개개의 모델은 사하라와 사헬의 북향 이동 전망과 관계되어 강수의 증가를 전망한다(Liu et al., 2002; Haarsma et al., 2005). 그러므로 서아프리카 몬순의 다중-모델 평가가 사헬이 조금 더 건조해지는 것을 가리킨다 해도, 사헬이 미래에 더 습할지 혹은 덜 습할지는 불분명하다(Cook and Vizy, 2006). 강수 전망의 이 불일치는 AOGCM 바이어스와 관계되어 있거나 기니만과 인도양 온난화, 토지이용 변화, 서아프리카 몬순 사이의 불분명한 관계와 연관이 있을 수 있다. 서아프리카 기후시스템에 내재된 비선형 되먹임 또한 고려되어야 한다(Jenkins et al., 2005).

대부분의 모델 결과는 아시아 몬순 강수의 장주기 평균값 증가와 관련이 있는 계절 평균 강수의 증가된 경년 변동성을 전망한다(예, Hu et al., 2000b; Räisänen, 2002; Meehl and Arblaster, 2003). Hu et al.(2000a)은 이들 모델에서 이틀 열대 태평양 SST의 증가된 변동성(엘니노 변동성)과 관계시켰다. Meehl and Arblaster(2003)는 증가된 몬순 강수 변동성을 증가된 SST로 인한 태평양의 증발량과 강수의 변동성 증가와 연관시켰다. 그러므로, 남아시아 몬순 변동성은 태평양의 역할이 우세하며 인도양은 두 번째인 위커순환을 통해 영향을 받는다.

대기 에어러솔 부하는 지역 기후와 그 미래 변화에 영향을 미친다(7장 참조). 에어러솔 증가의 직접적 영향이 고려된다면 지표 기온은 에어러솔이 태양복사를 반사시키기 때문에 더 따뜻해지지 않을 것이다. 이런 이유로 육지-해양간의 기온 대비는 직접적인 에어러솔 영향이 없는 경우보다

작아지며 여름철 몬순은 더 약해진다. 아시아 몬순의 모델 모의는 황산염에어러솔의 직접적 영향이 온실가스 증가만 있는 경우와 비교해서 강수 변화의 크기를 감소시킬 것으로 전망한다(Emori et al., 1999; Roeckenr et al., 1999; Lal and Singh, 2001). 그러나 SRES 대표 시나리오에서 21세기 말에 황산염 에어러솔의 상대적 냉각효과는 증가하는 온실가스 영향에 의해 지배되며(그림 10.26), 이는 이틀 시나리오에서 21세기 말에 몬순 강수 증가로 이끌 것이다(10.3.2.3절 참조). 게다가 검댕처럼 높은 흡수율을 가진 에어러솔은 하층 대기에서 태양복사를 흡수하며 지표를 냉각시키고 대기를 안정화시키며 강수를 감소시킨다고 알려져 있다(Ramanathan et al., 2001). 지표에서의 태양복사는 국지적으로 50% 만큼이나 감소하며 이는 온실가스에 의한 지표 온난화를 감소시킬 수 있다(Ramanathan et al., 2005). 이틀 대기의 갈색 구름은 겨울철 인도양에서 강수를 증가시키며 인도네시아와 서태평양 지역에서 강수를 감소시킬 수 있고(Chung et al., 2002), 남아시아와 동아시아에서 여름 몬순 강수를 줄일 수 있다(Menon et al., 2002; Ramanathan et al., 2005). 그러나 순간적으로 변하는 다양한 에어러솔의 직간접적 영향이 몬순 강수에 미치는 총 영향은 여전히 해결되지 않았으며 앞으로 활발한 연구 주제이다.

### 10.3.5.3 평균 열대 태평양 기후변화

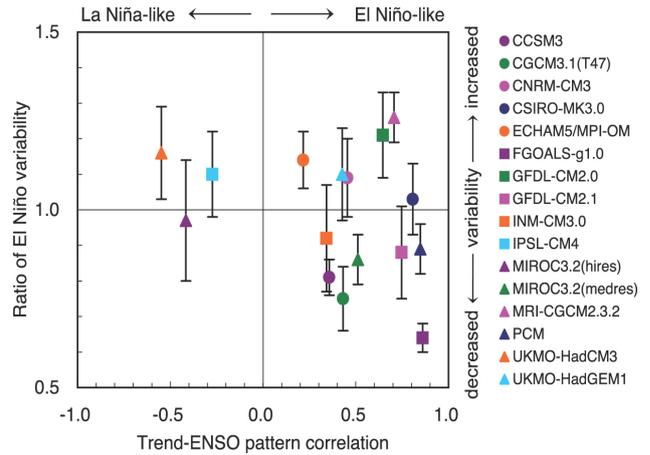
이 세부 절에서는 평균 열대 태평양 기후의 변화를 평가한다. 온실가스 농도 증가는 일반적으로 SST를 증가시키며, 이는 더 따뜻해진 기후에서 열대 순환의 일반적인 감소와 관계되어 공간적으로 일정하지 않다(10.3.5.2절 참조). 그림 10.8과 10.9는 적도를 따른 해면기압(SLP) 경도 감소 및 열대 태평양 강수 분포의 동편향과 함께 SST가 열대 서태평양보다 열대 동태평양에서 더 많이 증가함을 가리킨다. 이들 배경 열대 태평양 변화(개개의 엘니노-남방진동(ENSO) 이벤트가 발생하는)는 엘니노-유사 평균상태 변화라 불릴 수 있다. 각각의 모델이 널리 분산된 'ENSO-ness'를 보인다 하더라도(Collins and The CMIP Modelling Groups, 2005; Yamaguchi and Noda, 2006), 양의 극성을 가지는 ENSO-like 지구 온난화 패턴(즉, 엘니노 유사 평균상태 변화)가 SST와 SLP, 강수의 공간적인 아노말리 패턴에 기초하여 모의된다(그림 10.16; Yamaguchi and Noda, 2006). 엘니노 유사 변화는 따뜻해진 기후의 열대에서 건조 정적 안정도 증가의 산물인 열대 순환의 일반적인 감소 때문일지 모른다(Knutson and Manabe, 1995; Sugi et al., 2002; 그림 10.7). 열대 태평양에서 강수의 동향 변위는 서태평양에서 강화되고 남서쪽으로 움직인 아열대 고기압을 동반하며, 이는 저위도에서 장

마 지역으로 수분을 수송하는데 효율적이라 동아시아 여름 몬순에 더 많은 강수를 만들어낼 수 있다(Kitoh and Uchiyama, 2006).

요약해서, 다중-모델 평균은 ‘엘니뇨 유사’로 묘사될 수 있는 조건으로의 약한 이동을 전망한다. 이는 서태평양보다 중앙 및 동 적도 태평양에서의 SST 증가를 동반하며 평균 강수에서의 동향 이동, 그리고 약해진 열대 순환과 관계된다.

### 10.3.5.4 엘니뇨

여기서는 엘니뇨의 진폭, 진동수, 공간 패턴에서의 변화 전망을 논한다. Guilyardi(2006)는 다중-모델 앙상블에서 산업시대 이전의 기준 실험과 안정화된 2배 및 4배 대기중 CO<sub>2</sub> 모의를 이용하여 강도와 모드(국지적인 SST와 바람의 상호작용으로부터 나온 SST 모드 또는 동떨어진 바람과 수온약층의 되먹임의 결과인 수온약층 모드)를 결합한 평균상태를 언급하였다. 시나리오 실험에서 가장 큰 엘니뇨 진폭 변화 보인 모델은 수온약층 모드를 향해 이동한 것이다. 관측된 1976년 열대 태평양의 기후변화는 실제로 이러한 모드 변이를 포함한다(Fedorov and Philander, 2001). 평균상태 변화는 표면 바람 스트레스에 대한 SST 변동성의 민감도 변화를 통해 ENSO 분산 특성을 결정하는데 중요한 역할을 한다(Z. Hu et al., 2004; Zelle et al., 2005). 예를 들면, 더 안정적인 ENSO 시스템은 불안정도에 가까운 것보다 배경 상태 변화에 덜 민감하다(Zelle et al., 2005). 그러므로 현재 기후 평균상태 및 대기-해양 결합 강도를 부적절한 모의하는 GCM은 ENSO 진폭을 전망하는데 적절하지 않다. Van Oldenborgh et al.(2005)은 ENSO 변동성 변화를 현재 기후와 미래 기후 사이에서 SLP의 첫 번째 EOF 성분의 표준편차 비율로 계산하였고(그림 10.16), 이는 ENSO 경년 변동성 변화가 모델에 따라 다름을 보인다. 19개 모델에서 가장 현실적인 5개 모델을 이용하여 그들은 미래의 ENSO 변동성의 진폭에서 통계적으로 유의한 어떤 변화도 찾지 못했다. 변동성의 비대칭에서의 큰 불안정성이 미래의 엘니뇨와 라니냐 이벤트의 상대적인 강도 평가를 제한한다. Merryfield(2006)는 또한 다중-모델 앙상블을 분석하였고, 현재의 엘니뇨 이벤트의 관측된 일부 양상을 모의하는 몇몇 모델이 미래의 엘니뇨 진폭에서 증가를 보인다고 하더라도, 더 큰 엘니뇨 이벤트에서 거의 변화가 없는 정도에서부터 더 작은 엘니뇨 이벤트에 이르기까지 미래의 엘니뇨 진폭에 대한 넓은 범위의 성질을 발견하였다. 그러나 관측과 장기 결합모델 기준실험에서 엘니뇨 진폭의 수 십년 주기 진동을 또 다른 복잡한 요소에 더해 엘니뇨 진폭의 미래 변화가 외적인 강제 때문인



**그림 10.16.** AOGCM들에 의해 모의된 평균 열대 태평양 SST의 기초 상태 변화. 기본 상태 변화(가로축)는 10°S-10°N, 120°E-80°W의 영역에 대해 1% yr<sup>-1</sup>의 CO<sub>2</sub> 증가 기후변화 실험에서의 SST의 선형 추세와 기준 실험에서의 SST의 첫 번째 경험적 직교 함수(EOF) 간의 공간 아노말리 패턴 상관계수로서 나타내었다(Yamaguchi and Noda, 2006)로부터 재구성함). 양의 상관 값은 평균기후변화가 엘니뇨-유사 패턴, 음의 상관 값은 라니냐-유사 패턴을 가짐을 의미한다. 엘니뇨 변동성의 변화(세로축)는 30°S-30°N, 30°E-60°W의 영역에 대해 현 기후와 SRES A2 실험의 마지막 50년(2051년~2100년) 간에 해면기압(SLP)에 대한 첫 번째 EOF 표준편차의 비로서 나타내었다. 이 경우, 5개월 이동 평균을 취하였다. 단, FGOALS-g1.0과 MIROC3.2(hires)에 대해서는 SRES A1B가 사용되었고, UKMO-HadGEM1에 대해서는 1% yr<sup>-1</sup>의 CO<sub>2</sub> 증가 기후변화 실험이 사용되었다(van Oldenborgh et al., 2005로부터 재구성함). 오차 막대들은 95% 신뢰구간을 나타낸다. 엘니뇨-유사 패턴이거나 라니냐-유사 패턴의 열대 태평양 기초 상태 기후변화가 영구적인 엘니뇨나 라니냐 사건이 아니며, 둘 모두는 여전히 더 따뜻해진 미래 기후에서 새로운 평균기후 위에 놓인 ENSO 경년 변동성을 갖는다는 점에 유의하라.

지 아니면 단순한 내부변동성의 표시인지 구별하고자 시도 하였다(Meehl et al., 2006a). 4배 대기중 CO<sub>2</sub> 기후 하의 더 큰 온난화 시나리오에서 조차 Yeh and Kirtman(2005)는 열대 태평양 평균상태가 크게 변함에도 불구하고 ENSO 진폭의 변화는 매우 모델에 종속적임을 발견하였다. 그러므로 이 시점에서 온난해진 기후에서의 엘니뇨 진폭의 미래 변화에 관해 분명한 표시는 없는 것이다. 그러나 TAR에서 처음 언급했듯이 북아메리카에서의 ENSO의 원격상관은 적어도 부분적으로 기본 상태의 중위도 대기순환의 평균 변화로 인해 약화될 것으로 보인다(Meehl et al., 2006a).

요컨대, 모든 모델은 평균 배경 조건이 변한다해도 미래에도 계속되는 ENSO의 경년 변동성을 보이나 ENSO 경년 변동성의 변화는 모델에 따라 다르다. 현재의 다중-모델 성과의 다양한 평가에 근거하여, 현재 엘니뇨 이벤트는 TAR에서 보다 훨씬 향상되게 모의되었다, 현재 시점에서 ENSO 진폭이나 진동수의 구별 가능한 미래변화에 대해 일관된 징후는 없다.

### 10.3.5.5 ENSO-몬순 관계

엘니뇨와 남방진동은 위커순환의 변화를 통해 열대 전체에 걸친 경년 변동성에 영향을 미친다. 관측자료 분석은 ENSO와 열대 순환, 강수 간의 상당한 상관관계를 발견한다. 엘니뇨 해에는 인도 여름 몬순 강수가 적어지며 라니냐 해에는 평년 강수를 웃도는 경향이 존재한다. ENSO와 인도 여름 몬순간의 상관관계가 최근 감소하고 있다는 분석이 발표되었고 많은 가설이 이를 뒷받침한다(3장 참조). 지구 온난화의 관점에서 하나의 가설은(ENSO를 동반하는) 위커순환이 남동쪽으로 이동하여 인도 몬순 지역에서 하향 운동을 감소시킨다는 것이다. 이는 원래 엘니뇨 시기에 강수를 억제하나 현재는 그 결과로 평년 강수를 내린다(Krishna Kumar et al., 1999). 또 하나의 가설은 유라시아 대륙의 표면온도가 겨울-봄철에 상승함에 따라 대륙과 해양 사이의 기온 차이가 증가되어 더 많은 강수를 내리고 엘니뇨의 발생에도 불구하고 인도 몬순은 평년값을 가진다는 것이다(Ashrit et al., 2001).

막스 플랑크 연구소(MPI)에서 개발된 AOGCM의 초기 버전(Ashrit et al., 2001)과 Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle/Océan Parallélisé(ARPEGE/OPA) 모델(Ashrit et al., 2003)은 십년 주기 진동이 나타난다하더라도 ENSO-몬순 관계 변화와 연관된 어떠한 지구 온난화도 모의하지 않으며 관계의 약화가 자연적 변동성의 일부일지 모른다는 것을 암시한다. 그러나 Ashrit et al.(2001)은 라니냐의 영향이 변하지 않는 반면 몬순에 미치는 엘니뇨의 영향은 작아지는 것을 보이며 ENSO-몬순 관계 변화의 비대칭적 성질의 가능성을 나타냈다. 한편으로, MRI-CGCM2(자세한 모델 설명은 표 8.1 참조)는 21세기 특히 2050년 이후로 상관관계 약화를 가리켰다(Ashrit et al., 2005). MRI-CGCM2 모델결과는 위커순환이 동쪽으로 이동하고 따뜻해진 기후에서 엘니뇨의 시점에 인도 몬순에 더 이상 영향을 미치지 않는다는 위의 가설을 뒷받침했다. Camberlin et al.(2004)과 van Oldenborgh and Burgers(2005)는 지역 강수에 미치는 ENSO의 영향에서 십년 주기의 진동을 발견했다. 대부분의 경우에 이들 진동은 ENSO 원격상관에서 자연적 변동성을 반영하고 장주기 상관 경향은 비교적 약해질지 모른다.

대류권 경년 진동(TBO)은 ENSO와 아시아-호주 몬순을 포함하는 인도-태평양 지역에서의 결합된 상호작용의 근본적인 집합으로서 제안되어왔으며 TBO는 현재 AOGCM에 의해 모의되었다(8장 참조). Nanjundiah et al.(2005)은 다중-모델자료 집합을 분석하여 현재 기후에서 TBO를 성공적으로 모의한 모델에 대해 ENSO와 함께처럼, TBO와 ENSO의

상대적인 우세에서 내재된 십년 주기 변동성이 상당함에도 불구하고 TBO가 미래의 온난해진 기후에서 기본 상태 기후 변화로 인해 더 현저해질 것임을 보였다.

요컨대, ENSO-몬순 관계는 자연적 변동성으로 인해 변할 수 있다. 모델 전망은 미래의 ENSO-몬순 관계 약화가 미래의 온난해진 기후에서 발생할 수 있음을 말한다.

### 10.3.5.6 환상 모드와 중위도 순환 변화

다중-모델 평균에서 보이듯(그림 10.9 참조), 많은 모의들이 21세기 북극 지표 기압의 감소를 전망한다. 이는 북반구 환상 모드(NAM)나 북극 진동(AO), 대서양 역에서의 NAM과 관계가 밀접한 NAO 지수의 증가에 기여한다(9장 참조). 최근 다중-모델 분석에서 반수 이상의 모델이 NAM(Rauthe et al., 2004; Miller et al., 2006)과 NAO(Osborn, 2004; Kuzmina et al., 2005)에서 양의 경향을 보였다. 경향의 크기가 다른 모델들 사이에서 큰 변화를 보인다하더라도 Miller et al.(2006)은 14개 모델 중 어떠한 것도 낮은 NAM 지수와 더 높은 북극 SLP를 향한 경향을 나타내지 않았다. 또 다른 다중-모델 분석에서 Stephenson et al.(2006)은 15개의 모델이 NAO 기압 쌍극자를 모의할 수 있음을 보였고, 13개의 모델은 반응의 크기가 일반적으로 작고 모델에 따라 달라진다 하더라도 CO<sub>2</sub> 농도 증가에 따른 NAO 지수 증가를 예측하였다. 그러나 그림 10.9의 많은 모델들(21개의 모델)에서 추출한 다중-모델 평균은 NAM 지수가 미래 온난해진 기후에서 눈에 띄게 감소하지는 않을 것 같다는 사실을 가리킨다. 13개 모델로부터의 IPCC-AR4 모의 평균은 NAM 지수의 증가가 21세기 초반에는 통계적으로 유의함을 언급하였다(그림 10.17a, Miller et al., 2006).

모의된 SLP 경향의 공간 패턴은 관측과 모델이 주도하는 경년(또는 내부) 변동성 패턴의 밀접한 상관관계에도 불구하고 다른 모델들 간에서 변한다(Osborn, 2004; Miller et al., 2006). 그러나 SLP 변화의 반구 규모에서 변화가 모델간(inter-model)의 표준편차보다 작음에도 불구하고 북극의 감소가 다중-모델 평균에서 보여진다(그림 10.9). 극지역의 감소를 제외하고, 북태평양과 지중해에 걸친 증가는 모델간의 표준편차를 초과한다. 후자는 NAO의 작용 중심의 북동향 이동과의 관련을 말한다(Hu and Wu, 2004). 패턴의 다양성은 북태평양 알류산 저기압의 다른 반응을 반영하는 것으로 보인다(Rauthe et al., 2004). Yamaguchi and Noda(2006)는 ENSO 대 AO의 모의된 반응을 논의하고 많은 모델이 양의 AO-유사 변화를 전망함을 발견하였다. 그러나 고위도 북태평양에서 SLP 아노말리는 엘니뇨-유사 변화와 양의 AO-유사 변화 사이에서 양립할 수 없는데, 이는 태평양에서 엘니

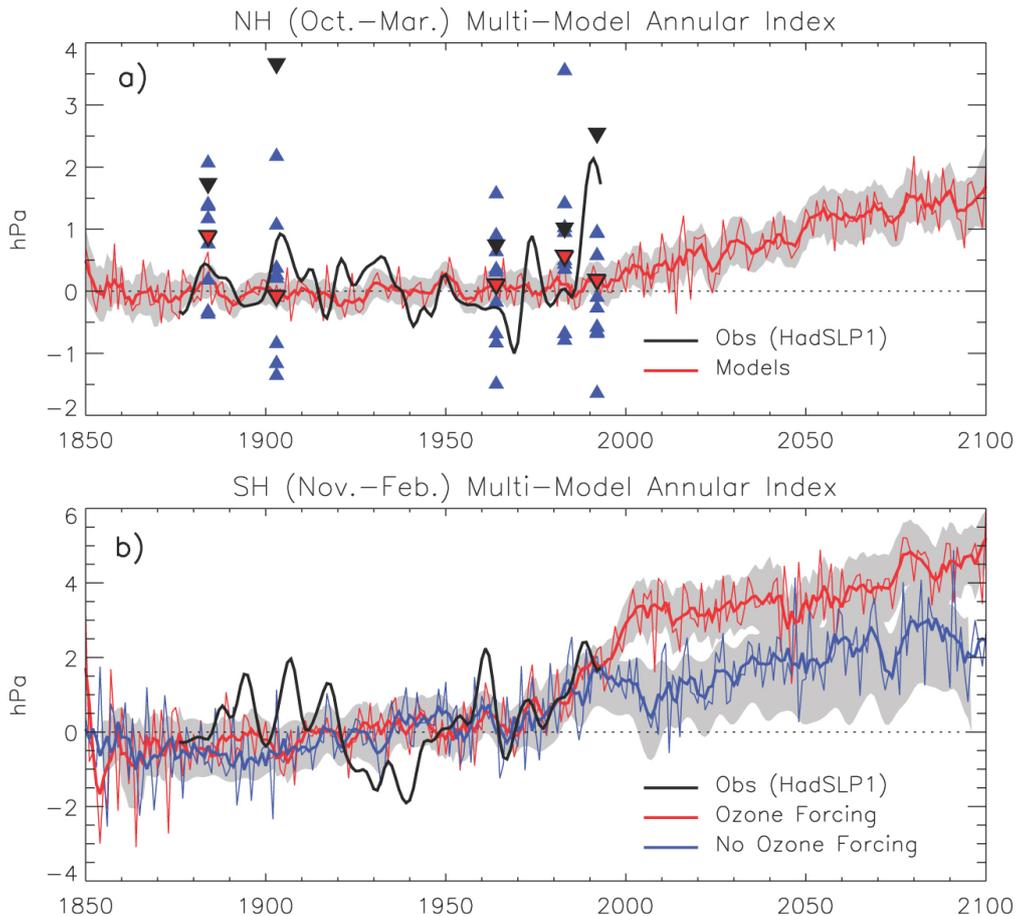
노-유사 변화를 전망하는 모델은 극 지역에서 비AO-유사 패턴을 모의하기 때문이다. 그 결과 현재 모델은 양의 AO-like 변화를 일으키는 메커니즘과 북태평양의 국지적인 규모에서 산발적인 지구 온난화 패턴을 야기하는 ENSO-유사 변화를 일으키는 메커니즘의 적절한 중요성을 충분하게 결정지을 수 없다. Rauthe et al.(2004)은 황산염 에어러솔의 영향이 AO 지수의 느리고 작은 증가를 일으키는 알류산 저기압의 심화에 기여함을 언급하였다.

다양한 모델로부터 나온 결과를 분석하여 NAM이 대기권 과정을 통해 증가하는 온실가스 농도에 반응할 수 있음을 보였다(Fyfe et al., 1999; Gillett et al., 2003; Miller et al., 2006). 온실가스는 또한 양의 NAM 경향을, 성층권에서 화산 에어러솔이 양의 환상 변화를 강제함에 의한 메커니즘과 유사한 성층권 순환 변화를 통해 유도할 수 있다(Shindell et al., 2001). 성층권에까지 깊게 뻗어나간 상층 경계를 가진 모델들은 평균적으로 NAM 지수의 상대적으로 큰 증가를 보였으며 관측된 화산 강제와 일관되게 반응하였고(그림

10.17a, Miller et al, 2006), 이는 대류권과 성층권 사이의 상관관계의 중요성을 암시한다.

모델에 의해 모의된 상향 NAM 경향의 원인에 대한 설명은 주로 온실가스 증가로 인해 대류권 온난화와 성층권 냉각화가 발생하였고 이로부터 극 소용돌이 강화되었기 때문이다(Shindell et al, 2001; Sigmond et al., 2004; Rind et al., 2005a). 극 소용돌이 반응은 복사 강제 그 자체보다는 행성파의 적도방향 굴절 탓으로 돌릴 수 있기 때문에(Eichelberger and Holton, 2002) 복사 강제 크기에 따라 선형적으로 반응하지 않는다(Gillett et al., 2002). NAO의 장기 변동은 SST 변화와 밀접하게 관계되기 때문에(Rodwell et al., 1999) 열대 SST(Hoerling et al., 2004; Hurrell et al., 2004)와 SST 변화의 남북 경도(Rind et al., 2005b)의 변화 전망이 믿을만하다는 사실이 가장 중요하게 간주된다.

남반구 환상 모드(SAM)나 남극진동(AAO)의 미래 경향은 많은 모델 모의에서 전망되었다(Gillett and Thompson, 2003; Shindell and Schmidt, 2004; Arblaster and Meehl,



**그림 10.17.** (a) 앙상블 평균 북반구 해면기압(NH SLP, 가는 적색선)의 주요 EOF에 대한 회귀 다중-모델 평균. 회귀 계수의 시계열은 1900년과 1970년 사이에 0의 평균값을 갖는다. 굵은 적색 선은 평균을 10-년 로우-패스 필터한 버전이다. 회색 칠은 95% 신뢰 수준에서 모델 간의 산포를 나타내며 필터되었다. 해들리센터로부터의 관측 SLP(HadSLP1)의 필터된 버전은 흑색 선으로 보였다. 대규모의 열대 분출이 있던 다음 겨울철에 대한 회귀 계수는 다중-모델 평균, 개개 모델 평균, 그리고 관측에 대해 각각 적색, 청색, 그리고 흑색 세모로 표시하였다. (b) 오존 강제를 가진 모델(적색)과 갖지 않은 모델(청색)에 대한 남반구 SLP 결과라는 것 말고는(a)와 같다. Miller et al.(2006)로부터 개작됨.

2006; Miller et al., 2006). 최신의 다중-모델 분석에 따르면 (Miller et al., 2006) 대부분의 모델은 미래 Nam 경향에 대해서 보다 더 큰 가능성을 가지고 SAM 지수에서 양의 경향을, 남극 SLP에서 감소하는 경향을(그림 10.9에서 보였듯) 보인다. 평균적으로 21세기에 오존 변화가 작을 때 오존을 포함하거나 하지 않는 모델의 SAM 경향이 유사하다 할지라도, 성층권 오존 변화를 포함하는 모델들은 그렇지 않은 모델들보다 20세기 후반 동안 더 큰 양의 경향을 전망한다(그림 10.17b). 20세기 후반 50년의 양의 SAM 경향의 원인은 주로 성층권 오존 감소이다(오스트레일리아의 봄과 여름에 걸쳐 하부 성층권에서 시그널이 가장 크다는 사실에 의해 증명되었다)(Thompson and Solomon, 2002; Arblaster and Meehl, 2006). 그러나 온실가스의 증가는 또한 남북 기온 정도 변화에 의해 유발된 연중 계속되는 양의 SAM 경향(Brandefelt and Källén, 2004)에 대해 중요한 요소이다(Shindell and Schmidt, 2004; Arblaster and Meehl, 2006). 21세기 동안 오존양이 안정화되거나 복원된다고 하더라도 극 소용돌이 강화는 온실가스 증가에 의해 계속될 것이다(Arblaster and Meehl, 2006).

환상 모드의 미래 변화가 자연적 변동성 모드에 대한 양상과 유사한 국지적 양상을 가진 지표 기온과 강수, 해빙과 같은 다양한 인자의 미래 변화의 수정을 일으킨다는 사실을 넘지시 암시하였다(예, Hurrell et al., 2003). 예를 들면, 겨울철 지표 온난화는 북반구 유라시아와 대부분의 북아메리카에서 강화될 수 있는 반면 북대서양 서부에서는 약화될 수 있고, 겨울철 강수는 북반구 유럽에서 증가되는 반면 남부 유럽에서 감소할 수 있다. 대기순환 변화는 또한 해양순환에도 영향을 줄 수 있다. Sakamoto et al.(2005)은 쿠로시오 해류의 강화를 모의하였으나 21세기 AO-like 순환 변화의 반응으로 쿠로시오 해류 확장 이동은 모의하지 못했다. 그러나 Sato et al.(2006)은 일본 동해안의 강한 온난화를 일으키는 쿠리시오 해류 확장의 북향 이동을 모의하였다.

요컨대, 아열대 순환 변동성의 미래 변화는 NAM과 SAM 둘 모두의 양의 위상 증가에 의해 특징지어질 수 있다. 인위적 강제에 대한 NAM의 반응은 21세기 초반 50년에서 더 큰 수십년 주기의 내부변동성과 구별할 수 없을지 모른다. 성층권 오존 감소가 추가적인 강제 역할을 하기 때문에 SAM의 변화는 NAM의 경우보다 더 일찍 나타날 수 있다. 환상 모드에서의 양의 경향은 기온과 강수, 그리고 다른 요소에 있어 국지적 변화에 영향을 미칠 수 있으며, 이는 현재 기후에서 NAM과 SAM을 수반하여 일어나는 변화와 유사하나 미래의 온난해진 기후에서 지구-규모의 변화에 중첩될 수 있다.

### 10.3.6 기상 및 기후 극한현상 미래 변화

극한 현상의 미래 변화 전망은 점점 더 정교해지는 모델과 통계 기법에 달려있다. 여기서 설명되는 연구는 하나의 모델에서부터 다중-멤버 앙상블(3-5 멤버)에 의존하며 다중-모델 앙상블 분석은 8-15개 이상 AOGCM의 범위를 가지고 50개 이상의 멤버를 가진 단독 혼합층 모델이 있는 섭동항을 가진 물리 앙상블 모델들로 이루어졌다. 여기에서 논의의 목적은 전 지구적 환경에서 극한 현상 변화의 일반적인 특성을 규정하는 것이다. 극한 기상 현상과 기후에 대한 정의는 3장에서, 특정 지역에 대한 극한 현상의 변화는 11장에서 설명하였다.

#### 10.3.6.1 강수의 극한 현상

TAR에서 언급한 전 지구 결합모델로부터 도출된 오래 지속되는 결과는 미래의 온난해진 기후에서 가뭄의 위험 증가와 관계가 있는 중위도 여름의 건조화 가능성 증가 전망이다. 이는 그림 10.12에 보였고 좀 더 최근 세대의 모델에서 증명되었다(Burke et al., 2006; Meehl et al., 2006b; Rowell and Jones, 2006). 예를 들면, Wang(2005)은 15개의 최근 AOGCM을 분석하여 미래의 따뜻해진 기후에서 모델이 북반구 아열대와 중위도 대부분에서 여름철 건조화를 모의함을 보였으나 여름철 건조화의 진폭은 모델에 따라 큰 범위를 가진다. 이 여름철 건조화와 관계된 가뭄은 국지적인 식물의 멸종(Breshears et al., 2005)을 일으켰고 동시에 가뭄을 겪는 지역의 비율을 증가시키는 데 기여했다. 예를 들면, 극한 가뭄은 현재 육지 영역의 1%에서부터 A2 시나리오 하의 세기 말에는 30%에까지 증가하였다(Burke et al., 2006). 건조해진 토양 조건은 또한 10.3.6.2절에서 논의한 극심한 열파를 야기시킬 수 있다(Brabson et al., 2005).

건조화 위험과 관계되어 집중호우와 홍수의 가능성 증가도 전망된다. 직관적으로는 다소 모순된 듯하나 이는 강수가 집중되어 더 강화된 이벤트가 되어, 강수 사이에 거의 강수가 없는 기간이 길어짐을 전망하기 때문이다. 그러므로 그림 10.9와 관계된 10.3.6.2절에서 논의했듯이 특히 아열대 지역에서 집중적이고 극심한 일시적 강수 이벤트가 엄청난 유수량과 함께 산재되어 상대적으로 건조한 기간이 길어지며 증발량은 증가한다(Frei et al., 1998; Allen and Ingram, 2002; Palmer and Räisänen, 2002; Christensen and Christensen, 2003; Beniston, 2004; Christensen and Christensen, 2004; Pal et al., 2004; Meehl et al., 2005a). 그러나 이런 이벤트를 정의하는데 사용되는 극한값에 따라 건조 일수의 빈도수 증가가 반드시 극한 집중 호우의 빈도수 감소를 의미하지는 않

## 자주 묻는 질문(FAQ) 10.1

## 지구 기후가 변함에 따라 열파, 가뭄, 홍수와 같은 극단적 현상도 변할 것이라 예상되는가?

지구 기후가 변함에 따라 극단적 현상의 종류, 빈도, 세기도 변할 것으로 예상되는데 이런 변화는 상대적으로 평균기후변화가 작은 상황에서도 발생할 수 있다. 일부 극단적 현상의 변화는 이미 관측되었다. 열파와 집중호우의 빈도와 세기가 증가했다(FAQ 3.3 참조).

미래에 더 따뜻한 기후에서는 더 강력하고 더 빈번하고 더 오래 지속되는 열파가 발생할 위험도가 증가할 것이다. 2003년의 유럽 열파는 며칠에서 1주일까지 지속되는 극단적 열파의 한 예인데 미래의 더 따뜻한 기후에서는 더 흔해질 가능성이 있다. 극단적 기상현상에 관련된 특징 하나는 대부분의 지역에서 일교차가 감소될 가능성이 있다는 것이다. 또한 미래의 따뜻한 기후에서는 서리 끼는(즉, 야간 기온이 영하 이하로 떨어지는) 날의 수도 감소할 가능성이 있다. 경작철의 길이는 서리 끼는 날의 수와 관련 있는데 기후가 온난해짐에 따라 증가할 것으로 전망되었다. 북반구 대부분의 지역에서는 겨울에 한파(즉, 극단적으로 찬 공기가 며칠에서 1주일 이상 지속되는 기간) 발생빈도가 감소할 가능성이 있다. 대기순환의 변화로 북아메리카 서부, 북대서양, 유럽 남부, 아시아에서 극단적 추위가 최소로 감소하는 지역은 예외가 될 수도 있다.

대부분의 대기-해양 대순환 모델(AOGCM)은 따뜻해진 미래 기후에서는 북반구 중위도 및 고위도 지역의 대부분에서 여름철 건조와 겨울철 강우가 증가할 것으로 전망한다. 여름철 건조는 가뭄 위험도가 증가한다는 것을 뜻한다. 건조화 위험도와 더불어, 따뜻해진 대기의 수분 보유력 증가로 인해 강력한 강우 및 홍수가 증가할 가능성이 있다. 이것은 이미 관측되었고, 앞으로도 계속될 것으로 전망된다. 따뜻한 조건에서는 강우는 내릴 때 집중적으로 내리고 그 사이에는 전혀 비가 오지 않는 기간이 길어지는 경향이 있기 때문이다. 따라서 강하고 집중적인 폭우가 산발적으로 일어나고 상대적으로 건조한 기간은 더 길어질 것이다.

변화 전망의 또 하나의 특징은 평균 강우량이 증가할 것으로 예상되는 여러 지역에서 극단적 강우가 더 심해질 것으로 전망되고, 평균 강우량이 감소할 것으로 전망되는 지역에서는 극단적인 건조화가 더 심각해질 것으로 전망된다는 것이다.

극단적인 집중 강우가 증가할 것이라는 결과와 일치하게, 미래에는 폭풍의 바람 세기가 변하지 않을지라도 극단적인 폭우 강도는 증가할 것이다. 특히 북반구 육지의 경우, 중부 및 북부 유럽의 많은 지역에서는 폭풍이 있는 동안 집중강우의 증가로 인해 겨울에 비가 많아질 가능성이 증가할 것으로 전망된다. 이것은 유럽과 기타 중위도 지역에서는 유출량을 증가시키는 심한 눈비로 인해 홍수 발생 가능성이 증가한다는 것을 암시한다. 여름철 강우에 대한 결과도 이와 비슷한데 그것은 아시아 몬순 지역과 다른 열대 지역에서 홍수가 증가하리라는 의미가 된다. 이런 변화의 일부는 이미 진행 중인 경향의 연장일 것이다.

미래에는 열대성 저기압이 더욱 심각해지고 풍속과 집중 강우가 더 강해질 것이라는 모델링 결과가 있다. 연구 결과들은 그런 변화가 이미 진행 중인 수도 있음을 암시한다. 4등급과 5등급 허리케인의 연간 발생수가 지난 30년 동안 증가했다는 징후가 있다. 일부 모델링 연구들은 따뜻해진 기후에서는 열대 대류권의 안정성이 증가하여 지구적으로 열대성 저기압의 발생 수가 감소할 것이며, 약한 폭풍은 감소하고 강력한 폭풍은 증가하는 특징이 있을 것이라고 전망했다. 또한 수많은 모델링 연구들은 열대 이외의 지역에서는 폭풍의 세기는 증가하고 발생 수는 감소하는 일반적 경향이 있을 것이고, 몇몇 지역에서는 심화된 저기압으로 인해 극단적 바람은 증가하고 파고는 높아지는 경향이 있을 것이라고 전망했다. 이 외에도 남반구와 북반구 모두 폭풍 경로가 극지 쪽으로 위도를 몇 도 이동할 것이라고 전망되었다.

는다(Barnett et al., 2006). 이들 변화의 또 다른 측면은 평균 강수가 증가하는 많은 곳에서 습한 극한 현상이 더 심각

해지고 평균 강수가 감소하는 곳에서 건조 극한 현상이 심해지는 강수의 평균 변화와 관계된다(Kharin and Zwiers,

2005; Meehl et al., 2005a; Räisänen, 2005a; Barnett et al., 2006). 그러나 53개 멤버의 섭동 물리 앙상블 분석은 모델 매개변수의 불확실성 때문에 개개의 지역에서 극한 강수 현상의 빈도수 변화를 명확하게 추정하기 힘들 수 있다고 말한다(Barnett et al., 2006). 극한 강수 현상의 이들 변화에 대한 몇몇 특정 지역의 앙상은 11장에서 더욱 논의할 것이다.

기후모델은 계속 초기 결과를 확정지었다. 증가하는 온실 가스에 의해 온난해진 미래 기후에서 강수 강도(예, 강수 이벤트 당 비율적으로 더 많은 강수량)는 대부분의 지역에서 증가하고(Wilby and Wigley, 2002; Kharin and Zwiers, 2005; Meehl et al., 2005a; Barnett et al., 2006) 강수 극한 현상의 증가가 평균 강수의 변화보다 더 클 것으로 전망된다(Kharin and Zwiers, 2005). 9장에서 논의했듯이 이는 대기 강제에 에너지 수지가 대규모 평균 강수에서 증가하나 극한 강수 현상은 수분양의 증가와 관계가 있고 그러므로 Clausius-Clapeyron 관계와 연관된 비선형성 즉, 주어진 기온 증가에 대해 극한 강수 현상의 증가가 평균 강수 증가보다 더 많을 수 있다는 사실과 관련이 있다(예, Allen and Ingram, 2002). 추가적으로 시간 규모는 계절적 평균 강수 극값의 빈도수 증가가 일 강수 극값의 빈도수 증가보다 훨씬 더 크게 되는 역할을 할 수 있다(Barnett et al., 2006). 많은 지역에서의 평균 강수와 극한 강수의 증가는 지구 온난화와 관련된 역학적, 열역학적 과정으로부터의 기여 때문이다(Emori and Brown, 2005). 평균 강수에 비해 극한 강수의 상당한 증가는 주로 아열대 지역에서의 수증기 증가로 인한 극한 현상에 미치는 상당한 열역학적 효과 때문이다. 열역학적 영향은 거의 모든 곳에서 중요하지만 순환 변화 또한 중위도와 고위도에서의 강수 강도 변화 패턴에 기여한다(Meehl et al., 2005a). Kharin and Zwiers(2005)는 극한 값 분포의 위치와 규모 모두의 변화가 본질적으로 연평균 강수 증가보다 훨씬 큰 강수 극한 현상 증가를 일으킴을 보였다. 감마분포로부터의 규모 인자의 증가는 강수 강도의 증가를 나타내며 겨울철 북반구 육지와 같은 다양한 지역에서 특히 높은 값의 증가된 규모 인자가 보인다(Semenov and Bengtsson, 2002; Watterson and Dix, 2003). 고분해능 모델(~1°)을 이용한 시간 규모 모의는 감마분포의 변화를 이용한 유사한 결과 즉, 물 순환에서의 증가된 극한 현상을 보인다(Voss et al., 2002). 그러나 아열대 해양 지역에서처럼 몇몇 국지적 감소 또한 전망된다(Semenov and Bengtsson, 2002).

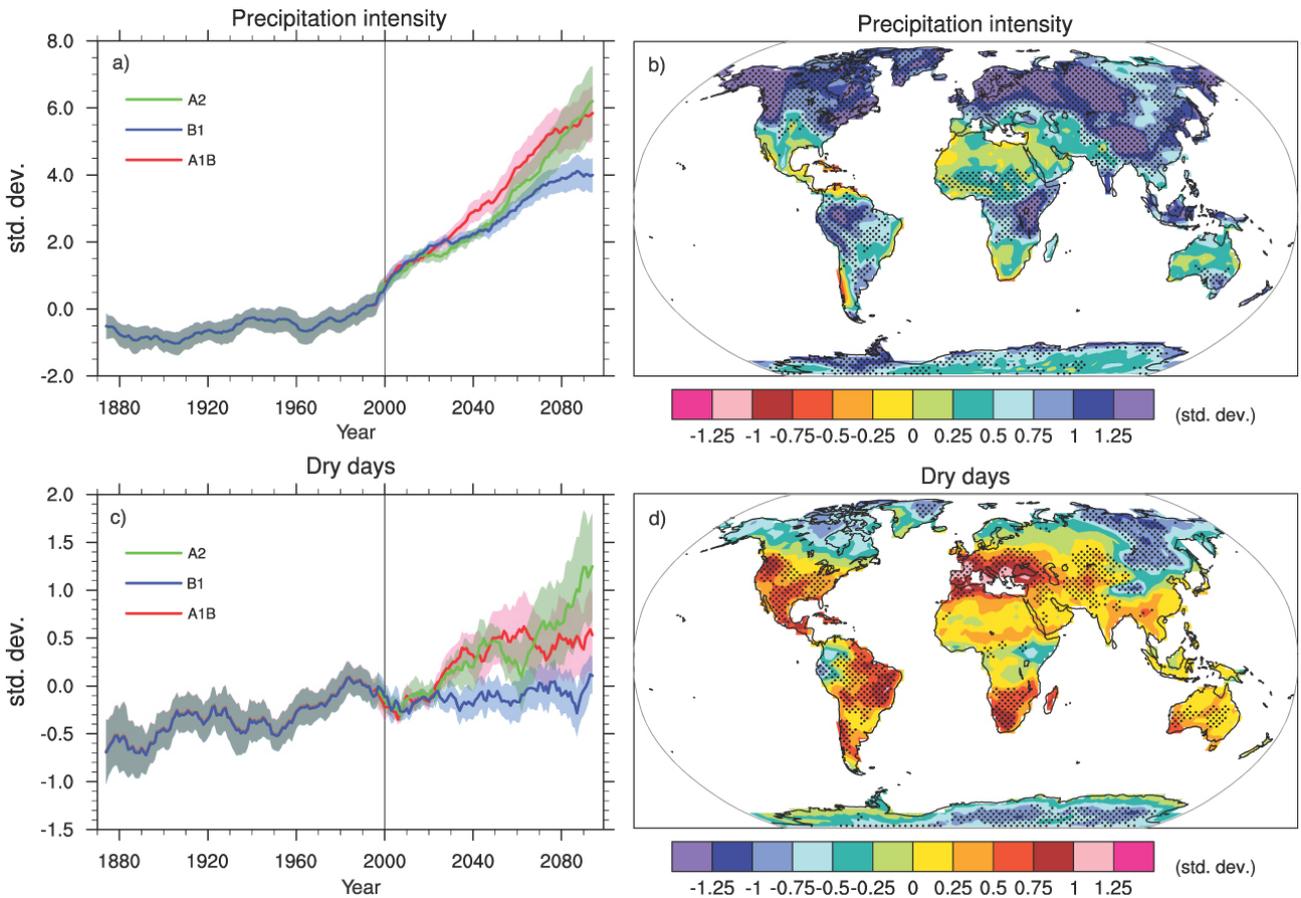
많은 연구들이 증가된 강수 강도와 그에 수반된 홍수 증가 사이의 관계를 언급했다. McCabe et al.(2001)과 Watterson (2005)은 특히 북반구 육지에서 아열대 지상 저기압을 동반한 극한 강수 강도 증가와 수반된 홍수 증가 전망을 보였다.

CMIP 모델들의 다중-모델 분석에서 Palmer and Räisänen (2002)은 중북부 유럽의 많은 곳에서 유럽에 걸친 많은 홍수를 의미하는 중위도 스톰과 연관된 집중 호우 증가에 의한 매우 습한 겨울철 가능성의 증가를 보였다(11장 또한 참조). 그들은 미래의 온난화된 기후에서 아시아 몬순 지역에서의 상당한 홍수를 수반하는 여름철 강수에 대해서도 유사한 결과를 발견하였다. 비슷하게, Milly et al.(2002)과 Arora and Boer(2001), 그리고 Voss et al.(2002)은 미래의 온난해진 기후에서 많은 주요 강 유역에서의 홍수 위험성 증가를 몇몇 지역에서의 겨울철 적설 증가와 관계된 봄철 강물 유출의 증가와 연관시켰다. Christensen and Christensen(2003)은 유럽에서 여름철 홍수 위험성이 증가될 수 있다고 결론지었다.

Tebaldi et al.(2006)의 다중-모델 분석에서 Frich et al.(2002) 지수의 전 지구 평균 시계열은 모든 시나리오에 대해 강수 이벤트 사이의 건기 증가의 다소 약해지고 덜 일관된 경향과 함께(그림 10.18c,d), 20세기에서 21세기 동안 강수 강도 증가 모의(그림 10.18a,b)를 보였다. 이런 결과에 대한 일부 원인을 이들 값들 그린 지도에 보였는데 여기서 강수 강도는 거의 모든 곳에서 특히 평균 강수 또한 증가한 중위도와 고위도에서 증가했다(Meehl et al., 2005a; 그림 10.18b를 그림 10.9와 비교). 그러나 그림 10.18d에서 아열대와 중위도 아래에서는 강수 이벤트 사이의 연속된 건조일수의 증가하였으나 평균 강수가 증가한 중위도 위와 고위도에서는 일련의 건조일수가 감소하였다(그림 10.9와 그림 10.18d를 비교). 다중-모델 평균에서 강수 이벤트 사이의 연속된 건조 일수의 증가와 감소가 모두 나타나는 지역이 있기 때문에(그림 10.9), 전 지구 평균 경향은 그림 10.18에서 보이듯 모델들 사이에서 어느 정도 일관된다. 한 모델과 함께 섭동 물리 앙상블에서의 일관된 반응은 오로지 제한된 영역에서 7월 강수 일수의 증가된 빈도수를 보이고, 규준 앙상블 평균에 대한 강수 극한 현상 변화의 커다란 범위는 기온 극한 현상의 좀 더 일관된 반응과 대조되어(10.6.3.2절 참조) 일반적으로 기온 극한 현상에 비해 강수 극한 현상의 덜 일관된 반응을 나타낸다(Barnett et al., 2006). 20km 분해능 전 지구 모델에서 Frich et al.(2002) 강수 지수의 분석은 특히 남아시아와 서아프리카의 강수 강도에 있어서 큰 증가와 함께 그림 10.18의 것과 유사한 결과를 보인다(Kamiguchi et al., 2005).

### 10.3.6.2 기온 극한 현상

TAR는 미래 기후에서 더 많아진 극한 더위 에피소드와 함께 고온 극한 현상의 위험도 증가(와 저온 극한 현상의 위험도 감소)의 가능성이 매우 높다고 결론지었다. 더위 에피



**그림 10.18.** 9개의 전 지구 결합 기후모델들로부터의 다중-모델 모의에 근거한 극한 현상들의 변화로서, Tebaldi et al.(2006)의 결과를 개작한 것이다.(a) 저(SRES B1), 중(SRES A1B), 그리고 고(SRES A2) 시나리오에 대한 강수 강도(총 연강수량을 강수일로 나눈 것으로 정의됨)의 전구 평균 변화,(b) A1B 시나리오에 대해 두 20년 평균 간의 모의 강수 강도 공간 패턴의 변화(2080년~2099년 마이너스 1980년~1999년),(c) 건조일(연간 최대 연속 건조일수로 정의)의 전구 평균 변화,(d) A1B 시나리오에 대해 두 20년 평균 간의 모의 건조일 공간 패턴의 변화(2080년~2099년 마이너스 1980년~1999년).(a)와(c)에서의 실선들은 1-년 평활된 다중-모델 평균이다. 선을 감싼 부분은 앙상블 평균의 표준편차를 나타낸다.(b)와(d)에서의 점묘는 변화가 통계적으로 유의한 지를 결정함에 있어서 9개 모델 중 5개 이상이 일치하는 지역임을 나타낸다. 극한 지수들은 Frich et al.(2002)을 따라 오직 육지에 대해서만 계산되었다. 각 모델의 시계열은 그의 1980년~1999년 평균에 중심을 두었고, 1960년~2099년 기간에 대해(추세 제거 후) 계산된 그의 표준편차로 정규화(재스케일)되었다. 그런 다음 모델들을 모아 전 지구 및 격자-상자 수준에서 앙상블 평균을 취하였다. 따라서 변화는 표준편차의 단위로 주어진다.

소드의 증가는 일련의 연구를 통해 확실히 되었다(Yonetani and Gordeon, 2001). Kharin and Zwiers(2005)는 단독 모델에서 기온 극한 현상의 미래 증가는 지표 성질이 변화된 곳(눈이 녹고, 토양이 건조해짐)을 제외하고 세계 대부분에서 평균 기온 증가를 따름을 보였다. 게다가 그들은 거의 총 지표 전체에 대한 일기는 최대치 증가가 나타난 섭동 물리 앙상블에서 모델 매개변수가 변할 때 이들 결과가 덜 일관됨에도 불구하고, 대부분의 경우에 고온 극한 현상은 일 최고기온의 증가와 일치하나 저온 극한 현상은 일 최저기온보다 빠르게 따뜻해짐을 보였다. 그러나 증가 크기의 범위는 실질적으로 모델 방정식에 대한 민감도를 의미한다.

Weisheimer and Palmer(2005)는 세 시나리오에 대해 14개 모델에서 계절(DJF와 JJA) 기온 극한 변화를 조사하였다. 이들은 21세기 말경에 이들 극한 고온 계절의 가능성이 많은

지역에서 상승함을 전망하였다. 이들 결과는 기준 앙상블 평균과 비교해 거의 모든 육지 지역에서 JJA 기온의 극한이 적어도 20배 더 자주 발생하는, 그리고 몇 지역에서 100배 더 자주 발생하는 섭동 물리 앙상블과 일치한다(이들 변화를 앙상블 산포도보다 크게 만드는).

TAR 이래로 미래의 한파 창궐 가능성이 연구되었다. Vavrus et al.(2006)은 A1B 시나리오를 따른 7개의 AOGCM 실험을 분석하고, 한파 창궐을 일 기온이 현재 겨울철 평균보다 적어도 2배 표준편차 이하로 떨어진 날 수가 연속으로 이를 이상일 때로 정의하였다. 미래의 온난해진 기후에 대해, 그들은 북반구 대부분의 지역에서 한파 창궐의 빈도수가 현재와 비교해 50%-100% 감소하고, 온실가스 증가와 관계된 대기순환 변화로 인해 북아메리카 서부와 북대서양, 남유럽, 아시아에서 가장 작게 감소할 것이라고 증명했다.

TAR 시점에서 어떠한 연구도 열파(며칠에 걸쳐 지속되는 상당한 고온 현상, 3장 참조)의 변화를 증명하지 못했다. 몇몇 최근 연구는 열파에서의 가능한 미래 변화를 명시적으로 말하며, 미래 기후에서 더욱 강력하고 오래 지속되며 더 자주 발생하는 열파 위험성의 증가를 발견하였다(Meehl and Tebaldi, 2004; Schär et al., 2004; Clark et al., 2006). Meehl and Tebaldi(2004)는 열파에서 미래 변화 패턴이 서유럽과 지중해, 미국의 남동부와 서부에 걸쳐 가장 큰 강도 증가와 더불어, 부분적으로 온실가스 증가에 의한 기본상태 순환 변화와 관계가 있음을 보였다. 극한 더위를 야기시키는 추가적 요소는 미래 온난해진 기후에서 더 건조해진 토양이다(Brabson et al., 2005; Clark et al., 2006). Schär et al.(2004)과 Scott et al.(2004), Beniston(2004)은 유럽의 2003년 열파를 미래의 온난해진 기후에서 더욱 흔해질 가능성이 있는 열파 타입의 한 예로서 사용하였다. Schär et al.(2004)은 극한으로 더워진 조건의 빈도수 증가가 또한 평균 여름 기온의 통계 분포가 단순히 더워진 조건으로 움직인 것 뿐 아니라 더 넓어졌다는 점에서 경년 변동성 변화와 관계가 있음을 지적하였다. 다중-모델 앙상블은 각기 다른 모델 매개변수가 이런 반응의 크기 범위에 기여할 수 있다하더라도(Clark et al., 2006), 열파가 20세기 후반부에 걸쳐 증가함을 모의하였고 전 지구적으로, 그리고 대부분의 지역에서 증가된다고 전망하였다(그림 10.19; Tebaldi et al., 2006).

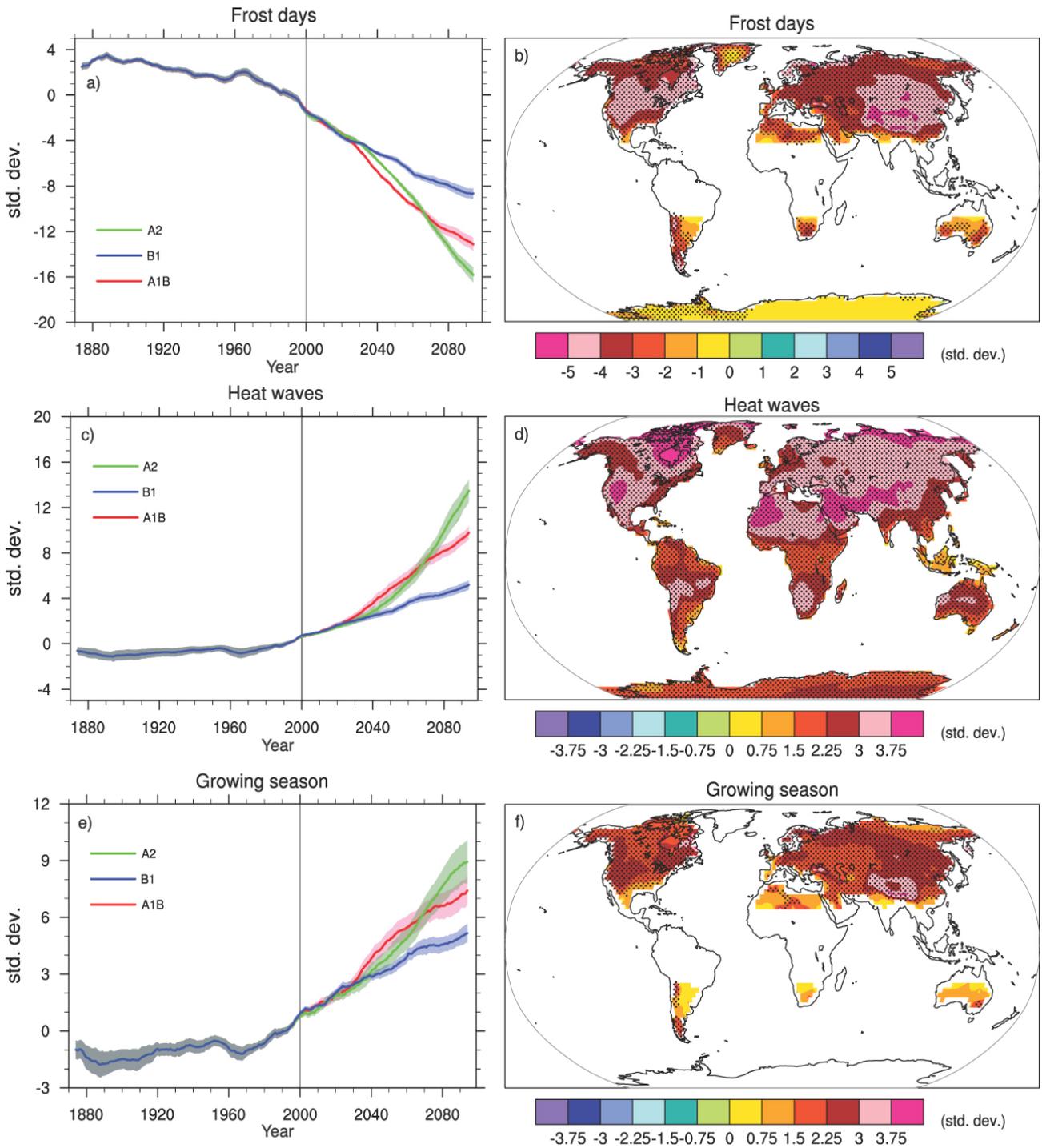
미래의 온난해진 기후의 대부분 지역에서 DTR 감소가 TAR에서 보고되었고 최근 연구들에 의해 입증되었다(예, Stone and Weaver, 2002; 그림 10.11b와 11장에 관계되어 또한 논의되었다). DTR과 관계된 양에 대해, 그 시기에 이 이슈에 대해 분명히 언급한 전 지구 결합 기후모델로부터의 연구가 전혀 없었음에도 TAR는 미래의 온난해진 기후가 또한 서리일수의 감소에 의해 특징 지워질 가능성이 있다고 결론지었다. 이래로 아열대지역의 미래의 따뜻해진 기후에서 온실가스 증가에 의한 대기순환 변화에 의해 지배되는 감소 패턴과 함께 서리일수가 정말 감소할 수 있다는 것을 보였다(Meehl et al., 2004a). 9 멤버의 다중-모델 앙상블로부터 나온 결과는 20세기에서 21세기에 걸쳐 전 지구적으로, 그리고 대부분의 지역에서 서리일수가 감소함을 모의하였다(그림 10.19). 많은 중위도, 고위도 지역, 특히 북반구에서 서리일수와 관계된 양은 Frich et al.(2002)에 의해 정의된 성장기 길이이며 이는 미래 기후에서 증가될 것으로 전망되었다(Tebaldi et al., 2006). 이 결과는 또한 20세기에서 21세기에 걸쳐 전 지구적으로, 그리고 대부분의 지역에서 성장기 길이의 모의된 증가를 보인 9 멤버의 다중-모델 앙상블에서도 나타났다(그림 10.19). 그림 10.18과 10.19의 전 지구 평

균 극한 현상 지수는 전 지구 평균 기온에 대한 그림 10.5의 상대적으로 일관된 증가에 비해 시나리오에 걸쳐 일정치 않은 변화를 가진다. 이는 기온에 대한 복사 강제에 의해 잘 규모화된 패턴(예, 그림 10.8)이 극한 현상에 대해서는 규모화되지 않음을 의미한다.

### 10.3.6.3 열대성 저기압(허리케인)

TAR에서 평가된 초기 연구들은 미래의 열대성 저기압이 더 커진 풍속과 더욱 집중된 강수와 함께 더욱 강력해질 것임을 보였다. 최근 모델링 실험들은 온난한 기후에서 열대성 저기압의 가능한 변화를 언급하고 대체로 이들 초기 결과를 확정하였다. 이들 연구는 두 카테고리 나뉜다: 개개의 열대성 저기압의 일부 측면을 개략적으로 나타내는 모델 격자 분해능을 가진 것과 개개의 열대성 저기압을 이치에 맞게 모의하는 충분한 분해능의 모델 격자를 가진 것.

첫 번째 카테고리에서 50-100km이나 더 낮은 분해능을 가진 모델은 상대적으로 성긴 격자 간격의 한계 때문에 관측된 열대성 저기압 강도를 정확히 모의할 수 없음에도(예, Yoshimura et al., 2006) 전 지구 모델을 이용한 많은 기후변화 실험이 개개의 열대성 저기압의 몇몇 특성을 모의하기 시작했다. 대략 100-km 격자 간격을 가진 연구는 전 지구적으로 그리고 북태평양에서는 열대성 저기압 빈도수의 감소를, 북대서양에서는 국지적 증가를 보이거나 최대 강도에서는 어떠한 유의한 변화도 보이지 않았다(Sugi et al., 2002). Yoshimura et al.(2006)은 SST 패턴과 두 개의 대류 방안을 달리한 같은 모델을 사용하여 상대적으로 약한 열대성 저기압의 전 지구적 빈도수가 감소하나 강력한 태풍의 빈도수에서 어떤 유의한 변화도 없음을 보였다. 그들은 또한 국지적 변화가 SST 패턴에 따라 달라지고 태풍 중심 근처에서의 강수가 미래에는 증가할 수 있음을 보였다. 50km 분해능 모델을 이용한 또 다른 연구는 이런 SST 패턴의 의존성을 확실히 시하고 또한 미래 열대성 저기압에서의 강수 강도의 일관된 증가를 보였다(Chauvin et al., 2006). 대략 100-km 격자 간격을 가진 또 다른 전 지구 모델링 연구는 전 지구적으로 열대 태풍이 6% 감소하고 강도는 약간 증가하며 열대 태평양에서 온실가스 증가 반응으로 엘니뇨-유사 기본 상태와 관계된 국지적인 증가와 감소 둘 모두 발견하였다(McDonald et al., 2005). 같은 분해능 모델을 이용한 또 다른 연구는 열대성 저기압 빈도수와 강도의 감소를 나타내었으며 미래의 북동태평양에서 모의된 열대성 저기압으로부터는 더 많은 평균 및 극한 강수를 보였다(Hasegawa and Emori, 2005). 더 성긴 분해능을 가진 대기모델(T63, 또는 약 200-km 격자 간격)을 이용한 AOGCM 분석은 모델의 열대 태풍의 총수에서 거의



**그림 10.19.** 9개의 전 지구 결합 기후모델들에 의해 생산된 다중-모델 모의에 근거한 극한 값들의 변화를 보인 그림으로서, Tebaldi et al.(2006)의 결과를 개작한 것이다.(a) 저(SRES B1), 중(SRES A1B), 그리고 고(SRES A2) 시나리오에 대한 서리일 지수(절대 최저 기온이 0°C 보다 낮은 연간 총 일수로써 정의됨)의 전 지구 평균 변화.(b) A1B 시나리오에 대해 두 20년 평균 간 모의된 서리일 공간 패턴의 변화(2080년~2099년 마이너스 1980년~1999년).(c) 열파(같은 날짜의 기후값 보다 5°C 이상 높은 일 최고 기온이 5일 이상 연속된 연중 가장 긴 기간으로서 정의됨)의 전 지구 평균 변화.(d) A1B 시나리오에 대해 두 20년 평균 간 모의된 열파 공간 패턴의 변화(2080년~2099년 마이너스 1980년~1999년).(e) 생장기 길이(평균 기온이 연속 5일 5°C를 넘는 연중 첫 시기와 마지막 시기 간의 길이로서 정의됨)의 전 지구 평균 변화.(f) A1B 시나리오에 대해 두 20년 평균 간 모의된 생장기 공간 패턴의 변화(2080년~2099년 마이너스 1980년~1999년).(a),(c),(e)에서 실선은 10-년 평활된 다중-모델 앙상블 평균을 보인 것이다; 실선을 감싼 영역은 앙상블 평균 표준편차를 나타낸다.(b),(d),(f)에서 점묘는 변화의 통계적 유의성을 결정함에 있어 9개 모델 중 5개 이상이 일치하는 지역을 나타낸다. 극한 지수들은 육지에 대해서만 계산되었고, 서리일과 생장기는 열대밖지역에서만 계산되었다. Frich et al.(2002)을 따라 극한 지수들을 계산하였다. 각 모델의 시계열은 그의 1980년~1999년 부근에 중심을 두고, 1960년~2099년 기간에 대해(추세 제거 후) 계산된 그 표준편차에 의해 정규화(재스케일)되었다. 그런 다음에 전 지구 및 격자-상자 규모에서 의 한 앙상블 평균으로 병합되었다. 따라서 변화는 표준 편차의 단위로 주어진다.

변화를 보이지 않으며 더 따뜻해진 기후에서 중간 강도 태풍의 약간의 감소만을 나타낸다(Bengtsson et al., 2006). 성긴 분해능 대기모델(T42, 또는 약 300-km 격자 간격)을 가진 지구 온난화 모의에서, 전 지구 열대성 저기압 발생의 빈도수는 유의적으로 변하지 않으나 전 지구 열대성 저기압의 평균 강도는 상당히 증가한다(Tsutsui, 2002). 그러므로 열대성 저기압의 기초 측면만을 나타낼 수 있는 이 카테고리의 성긴 격자 모델로부터 이들 모델이 나타낸 열대성 저기압의 빈도수나 강도에서의 큰 변화에 대해 일관된 증거가 없으나 더 따뜻해진 기후의 미래 태풍으로부터 더욱 강력해진 강수의 일관된 반응은 존재한다. 또한 Yoshimura et al.(2006)에서 미래 기후의 열대 강수 감소는 어떠한 전 지구 결합모델에서도 발생하지 않은 상황인 대기 중 CO<sub>2</sub>가 증가됨에 따라 고정된 SST에 대한 것이다.

두 번째 카테고리에서 열대성 저기압의 많은 양상을 확실히 모의할 수 있는 모델을 이용해 연구가 수행되었다. 예를 들면, Knutson and Tuleya(2004)는 고분해능(9km까지 내려간) 중규모 허리케인 모델을 이용하여 약 60-70%에 이르는 강도를 가진 모델에서 습윤 대류 처방에 따라 달라지는 허리케인을 모의하였다. 그들은 증가된 CO<sub>2</sub>를 가진 9개 전 지구 기후모델로부터 나온 평균적인 열대 조건을 이용하여, 1%/yr의 비율로 80년간 CO<sub>2</sub>가 축적된 이상화된 조성 이후에(8장에서 모델에 대해 보인 TCR에 의해 주어진 온난화) 14% 이상의 극심한 중심 기압 강하 및 6%나 더 높은 최대 지상 풍속, 약 20% 더 커진 태풍 주변 강수를 가진 열대성 저기압을 모의하였다. 다중 동시 격자 기법을 사용하여 국지 모델을 남양주와 서태평양에 걸쳐서는 125-km 격자 분해능을 가지고, 그리고 그 안에 남서태평양 영역에서는 30-km 분해능 모델을 삽입하여 강제하는데 AOGCM이 사용되었다(Walsh et al., 2004). 이 30-km 분해능에서, 모델은 17%의 관측된 열대성 저기압 낮은 풍속 한계 기후값을 엄밀히 모의할 수 있었다. 열대성 저기압 발생(열대성 저기압 활성 일수의 관점에서)은 관측된 것보다 약간 크고 태풍 중심 근처에서 기압경도는 관측된 것보다 다소 약한데, 이는 관측된 최대 풍속보다 낮은 것과 관계가 있으며 이는 30-km 격자 간격이 기압경도와 바람의 최대치를 잡아내기에는 너무 성기기 때문이다. 3배 CO<sub>2</sub>의 모델 구성에서, 모의된 열대성 저기압들 중 30%보다 큰 최대 풍속을 가진 태풍의 수는 56% 증가하였으며 중심 기압이 970hPa보다 작은 태풍의 수는 26%가 증가하였고 남서 태평양 지역에 대해 열대성 저기압의 빈도수와 이동에서는 큰 변화가 없었다. 또한 ENSO 진동이 남서 태평양에서 열대성 저기압 발생 패턴에 상당한 영향을 끼치며(Nguyen and Walsh, 2001), 미래 ENSO 작용의 불확

실성이(10.3.5.1절) 열대성 저기압에 대한 불확실성에 기여함을 주목해야 한다(Walsh, 2004).

실제 태풍에 비슷해지기 시작하는 열대성 저기압을 생성할 수 있는 고분해능 전 지구 모델을 이용한 또 다른 실험에서, A1B 시나리오에 대해 전 지구 20-km 격자 대기모델을 현재 시점에서 21세기 말까지 10년 주기로 시간을 잘라 구동하여 열대성 저기압 변화를 조사하였다. 관측된 기후학적 SST가 20세기 말까지 10년 주기로 대기모델을 강제하는데 사용되었으며, 미래 기후에 대해서는 AOGCM 모의로부터 얻은 시간 평균 SST 아노말리가 관측된 SST에 더해지고 대기 조성은 A1B 시나리오와 일관성을 가지도록 모델에서 변화되었다. 이 분해능에서, 현재 기후에 대한 열대성 저기압 특성과 수, 그리고 경로는 잘 모의되었으나 모의된 풍속 강도는 다소 관측 강도보다 약하게 나타났다(Oouchi et al., 2006). 이 연구에서, 열대성 저기압 빈도수는 전 지구적으로 30% 감소하였다(그러나 북대서양에서는 34% 증가하였다). 극한 지상 바람을 가진 가장 강한 열대성 저기압의 수는 증가한 반면 약한 태풍은 감소하였다. 경로는 평가할 수 있을 만큼 변경되지 않았고 미래의 모의된 열대성 저기압에서 최대 정점 풍속은 모델에서 약 14% 증가하였으나 통계적으로 유의한 증가는 모든 해양에서 발견되지 않았다. 위에서 언급했듯이 열대 대류권의 증가된 안정도(적어진 태풍)와 더 커진 SST(형성된 태풍이 더 강력해지는)의 상충하는 효과는 모델에서 다른 해양에서 보다 더 큰 SST 증가가 나타나는 열대 북 대서양을 제외하고 이들 변화에 기여하는 듯 하다. 그러므로 SST 온난화는 대서양의 연직 안정도보다 더 큰 영향을 가지며 더 많은 태풍 뿐 아니라 더 강력한 태풍을 생성한다. 그러나 이런 국지적 변화는 대개 미래의 모의된 SST 변화의 공간 분포에 의존한다(Yoshimura et al., 2006).

Sugi et al.(2002)은 열대성 저기압 빈도수의 전 지구 규모 감소가 열대에서의 대류권 순환의 약화(연직 질량 속의 관점에서)와 밀접하게 관련됨을 보였다. 이들은 열대 대류권에서 거조 정적 안정도의 상당한 증가 및 열대 강수(또는 대류 가열)에서의 미미한 증가가 대류권 순환 약화에 기여하는 주요 인자임을 언급하였다. Sugi and Yoshimura(2004)는 이들 열대 강수 변화의 메커니즘을 조사하였다. 이들은 CO<sub>2</sub> 강화(SST 조건을 변화시키지 않았다. 이는 위에서 언급했듯 현실적이지 않다)가 평균 강수 감소(Sugi and Yoshimura, 2004) 및 약 100km 분해능을 가진 대기모델에서 모의된 열대성 저기압 수의 감소(Sugi and Yoshimura, 2005)에 영향을 미침을 보였다. 북태평양 서부에서 열대성 저기압 경로의 가능한 변화를 추론하는 메커니즘으로서(Wu and Wang, 2004)의 대규모 유도류의 미래 변화를 분석하여 태평양의 엘니뇨-유사

평균기후변화 정도에서 이런 이동의 의존성과 함께 미래 기후변화 실험에서 다른 시간에 다른 이동을 보였다(10.3.5절 참조).

지금까지의 모델 결과를 종합해보면, 미래의 온난해진 기후에서, 성긴 분해능 모델은 열대성 저기압과 거의 일치하지 않으며 결과는 모델에 의존적이나 이들 모델은 미래 태풍의 강수 강도에서는 일관된 증가를 보인다. 열대성 저기압을 좀 더 확실히 모의하는 고 분해능 모델은 바람 정점 강도에서는 어느 정도로 일관된 증가를 전망하나 평균 강수와 최대 강수 강도에 대해서는 상당한 일치를 보인다. 또한 상대적으로 약한 열대성 저기압의 수는 감소하며 강력한 열대성 저기압의 수는 증가하고 전 지구 총 열대성 저기압 수는 감소할 가능성이 약간 있다.

#### 10.3.6.4 아열대 스톰과 해양 파고

TAR는 스톰의 수가 줄어든다 하더라도 더 강력해진 아열대 스톰의 미래 경향 가능성에 대해 언급했다. 초기 결과(예, Schubert et al., 1998)와 일치하는 최근에 나온 좀더 일치하는 결과는 양 반구의 중위도 스톰 경로에서 몇 도 위도 정도 극향으로 이동하는 경향이다(Geng and Sugi, 2003; Fischer-Brunns et al., 2005; Yin, 2005; Bengtsson et al., 2006). 스톰 경로 행방에 대한 이런 이동과 일치하여, Cassano et al. (2006)은 10 멤버의 다중-모델 앙상블을 이용하여 북극에서는 겨울철과 여름철에 더욱 저기압성으로 지배되는 순환 패턴으로의 미래 변화를, 남극에서는 증가된 저기압성 및 강화된 편서풍을 보였다(Lynch et al., 2006).

몇몇 연구는 아열대 저기압 특성에서 거의 변화를 보이지 않았다(Kharin and Zwiers, 2005; Watterson, 2005). 그러나 국제 연구는 서유럽 여러 지역에서 이들 깊어진 저기압과 관계된 더욱 강력해진 바람 이벤트와 더불어 더 강한 시스템을 향한 경향을 특히 A2 시나리오의 또 다른 전 지구 결합 기후모델 분석에서(Leckebusch and Ulbrich, 2004) 보였는데 덜 두드러진 진폭에도 불구하고 B2 모의에서도 유사한 변화가 있었다. Geng and Sugi(2003)는 더 높은 분해능(약 100km 분해능)의 대기 GCM(AGCM)을 시간 분할 실험과 함께 이용하였고 온난해진 기후의 DJF와 JJA 계절에 양 반구의 중위도에서 대류권 하부의 경압성 변화와 관계되어, 일반적으로 초기 결과 및 더 성긴 GCM 결과(예, Dai et al., 2001b)와 일치하는 저기압 밀도(계절 당  $4.5^\circ \times 4.5^\circ$  영역에서의 저기압의 수)의 감소를 발견하였다. 이들은 또한 약하거나 중간 강도의 저기압 밀도가 감소한 반면 강한 저기압 밀도가 증가함을 발견하였다. 몇몇 연구들은 이들 스톰의 중심 기압이 감소를 제외한(15 멤버의 다중-모델 앙상블에 대

한 Lambert and Fyfe, 2006) 북반구에서와 남반구에서(Fyfe, 2003, 아남극 저기압의 30% 감소 가능성) 중위도 스톰의 감소 가능성을 보였다. 남반구에 대한 두 연구는 스톰 경로의 극향 이동을 분명히 식별하지 못했으나 그들의 방법론은 상대적으로 성긴 격자를 사용하여 수도 위도의 이동을 발견할 수 없었을 것이며 오로지 중심 기압 증명만 사용하여 아남극 기압골과 같은 반영구적 양상에 대한 식별만 암시할 수 있었다. 북반구에 대한 이들 변화의 좀더 국지적인 양상이 Inatsu and Kimoto(2005)에 의한 단독 모델 연구에서 언급되었다. 이들은 미래 서태평양에서는 더욱 활발해진 스톰 경로를, 다른 곳에서는 약해진 경로를 보였다. Fischer-Brunns et al.(2005)은 북대서양과 남반구 해양에서 스톰 활동이 증가하며 태평양에서 감소함을 서술하였다.

ECHAM4의 중간 대기 버전을 이용하여 시간 분할 실험을 이용한 성층권-대류권 교환을 분석함으로써, Land and Feichter(2003)는 저기압적 저기 활동이 온난해진 기후에서 400hPa 이하의 경압성 감소로 인해 북위 30도의 극방향으로 약해지는 반면 저기압성 활동은 400hPa 이상의 증가된 경압성과 관계되어 남반구에서 더 강해짐을 보였다. 십년간 시간 규모에서 대기순환 변동성은 또한 온실가스 및 에어로졸 증가로 인해 변할 수 있다. 한 모델 결과(Hu et al., 2001)는 지구 온난화로 인해 SLP와 500hPa 고도장의 십년간 변동성이 열대에서 증가하며 고위도에서 감소할 것임을 보였다.

요컨대, 다수의 현 세대 모델로부터 가장 일관된 결과는 미래의 온난해진 기후의 양반구 모두에서, 특히 남반구에서 뚜렷하게 나타나는 스톰 경로의 극방향 이동과 고 위도에서의 더욱 강해진 스톰 활동이다.

해양에서의 극한 조건과 관련되어 연구된 새로운 양상은 파고이다. Wang et al.(2004)과 Wang and Swail(2006a,b), Caires et al.(2006)에 의한 연구는 중위도 해양의 많은 지역에서 극한 파고 증가가 미래의 온난해진 기후에서 발생할 것임을 보인다. 이는 중위도 스톰과 관계된 풍속 증가로 인해 높은 파도가 발생하는 것과 연관이 있으며 위에서 언급한 중위도 스톰의 수는 감소하나 강도는 증가함을 보인 연구와 일관된다.

## 10.4 생지화학 되먹임 및 해양 산성화와 관련된 변화

### 10.4.1 탄소순환/식생되먹임

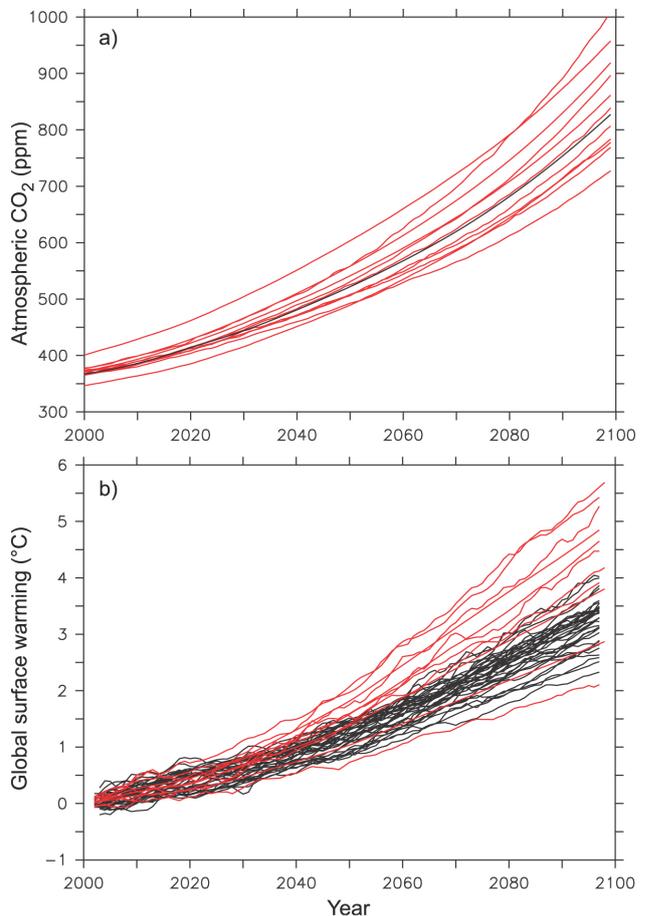
이 장에서 설명되는 표준 IPCC AR4 기후전망 모의에 필적한 사업으로서, WCRP와 국제 지권-생권 프로그램(IGBP)

에 의해 지원되는 기후-탄소순환 결합 모델 상호비교 프로젝트(C<sup>4</sup>MIP)가 시작되었다. 육지와 해양 탄소순환을 재현하는(7장 참조) 11개의 기후모델이 모의를 수행하여(표준 IPCC AR4 모의에서와 같은 대기 CO<sub>2</sub> 농도 시나리오 대신) 1860년에서 2100년의 시간 기간에 대해 인위적 CO<sub>2</sub> 배출 시나리오에 의해 모델이 구동되었다. 각 C<sup>4</sup>MIP 모델은 대기 중 CO<sub>2</sub> 증가가 탄소순환에 영향을 끼치는 기후변화를 유도하는 ‘결합’ 모의와 탄소순환이 기후에 의해 요란되지 않을 때 발생할 수 있는 대기 중 CO<sub>2</sub> 성장률을 추정하고자 대기 중 CO<sub>2</sub> 복사 강제가 산업시대 이전의 농도로 고정된 ‘비결합 모의’ 두 가지의 모의를 수행하였다. 배출값은 역사시대에 대해서는 관측치(Houghton and Hackler, 2000; Marland et al., 2005)에서부터, 미래에 대해서는 SRES A2 시나리오로부터 얻었다(Leemans et al., 1998).

7장에서는 C<sup>4</sup>MIP 모델의 주요 결과를 탄소순환에 대한 기후 영향의 관점에서 기술하였다. 이 절에서는 이들 영향으로부터 대기 중 CO<sub>2</sub>와 그림으로써 기후시스템에 미치는 되먹임 영향을 추론하고자 한다. 미래 기후변화가 인위적 CO<sub>2</sub>를 흡수하는 육지와 해양 탄소순환의 효율성을 감소시킬 것, 특히 육지 탄소 흡수 감소에 빚지고 있다는 사실이 모델들 사이에서 이의 없이 일치하고 있다. 후자는 온난해진 기후 하에서 CO<sub>2</sub>의 순 일차 생산성 감소와 토양 호흡 증가의 조합에 의해 유도된다. 그 결과, 기후변화가 탄소순환을 조절하게 되면 상당한 비율의 인위적 CO<sub>2</sub>가 공중에 머물 것이다. 21세기 말 경에 이 증가된 CO<sub>2</sub>는 두 개의 양 극단 모델에서는 20에서 220ppm 사이에서 변하며 대부분의 모델에서는 50-100 ppm 사이에 놓인다(Friedlingstein et al., 2006). 이 증가된 CO<sub>2</sub>는 복사 강제를 0.1~1.3Wm<sup>-2</sup> 증가시키고 이에 따라 온난화 역시 0.1~1.5°C 증가한다.

모든 C<sup>4</sup>MIP 모델은 비결합 실험보다 결합 실험에서 더 높은 대기 중 CO<sub>2</sub> 성장률을 모의한다. A2 배출 시나리오에서 이 양의 되먹임은 위에서 언급했듯 더 큰 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도를 야기시키며(Friedlingstein et al., 2006), 이는 AR4에서 평가된 표준 결합 모델의 농도에서도 그렇다(예, Meehl et al., 2005b). 2100년경에는 C<sup>4</sup>MIP 모델의 대기 중 CO<sub>2</sub>는 730에서 1,020ppm 사이에서 변하며 이는 다중-모델자료 집합에서 표준 SRES A2 시나리오의 836ppm과 비교된다(예, Meehl et al., 2005b). 탄소순환의 미래 변화에 기인한 이 불확실성은 그림 10.20a에 나타났다. 이 그림에서 C<sup>4</sup>MIP 비결합 모의의 CO<sub>2</sub> 농도를 표준 SRES A2 농도 값 중심에 두었다. 범위는 탄소순환의 불확실성을 반영한다. 836ppm의 표준 SRES A2 농도값이 기후-탄소순환 되먹임을 설명하는 Bern 탄소순환-기후모델(BERN-CC; Joos et al., 2001)을 이용하여 TAR에서

계산되었음을 주지해야 한다. 매개변수 민감도 실험은 그 시기에 BERN-CC 모델을 가지고 수행되었으며 범위는 735에서 1,080 ppm이고 C<sup>4</sup>MIP 연구의 범위와 비교될만하다. 탄소순환에 미치는 기후되먹임 불확실성의 영향은 또한 Wigley and Raper(2001)에 의해 확률적으로 고려되었다. 최근 논문(Wigley, 2004)은 개개의 배출 시나리오를 고려하여 Wigley and Raper(2001)와 같은 방법으로 탄소순환 되먹임을 설명하였다. 이들 연구의 결과는 좀 더 최근의 C<sup>4</sup>MIP 결과와 일치한다. C<sup>4</sup>MIP에서 고려된 A2 시나리오에 대해 Wigley and Raper 모델을 이용한 2100년의 CO<sub>2</sub> 농도 범위는 769~1,088 ppm이며, 이는 C<sup>4</sup>MIP 연구(비-CO<sub>2</sub> 기체로 인한 추가적인 온난화 효과를 무시한)의 730~1,020 ppm과 비교될만하다.



**그림 10.20.** (a) 많은 IPCC AR4 기후모델들을 위한 강제로서 사용되는 표준 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도(흑색)와 SRES A2 배출 시나리오에 대해 11개의 C<sup>4</sup>MIP 모델들에 의해 모의된 21세기 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도(적색)의 비교. 표준 CO<sub>2</sub> 농도 값은 BERN-CC 모델에 의해 계산되었고 TAR에서 사용된 값과 동등하다. 몇몇 IPCC-AR4 모델들에 있어서, 탄소 배출을 대기 중 농도 변환하기 위해 서로 다른 탄소 순환 모델들이 사용되었다. (b) CO<sub>2</sub> 배출에 의해 강제된 C<sup>4</sup>MIP 모델들에서 모의된 전 지구 평균 지표 기온변화(2000년 대비)(적색)와 CO<sub>2</sub> 농도에 의해 강제된 IPCC AR4 모델들에서 모의된 지구 온난화(흑색)의 비교. C<sup>4</sup>MIP 전 지구 기온변화는 표준 IPCC AR4 기후모델들에 의해 사용되는 비-CO<sub>2</sub> 복사 강제를 고려해 주기 위해 보정되었다.

유사하게 신경망을 이용하여 Knutti et al.(2003)은 기후-탄소순환 되먹임이 SRES A2 시나리오에 대한 중앙 추정치에 걸쳐 약 0.6°C의 증가를 일으키고 불확실성 범위의 상한에서 약 1.5°C의 증가를 일으킴을 보였다.

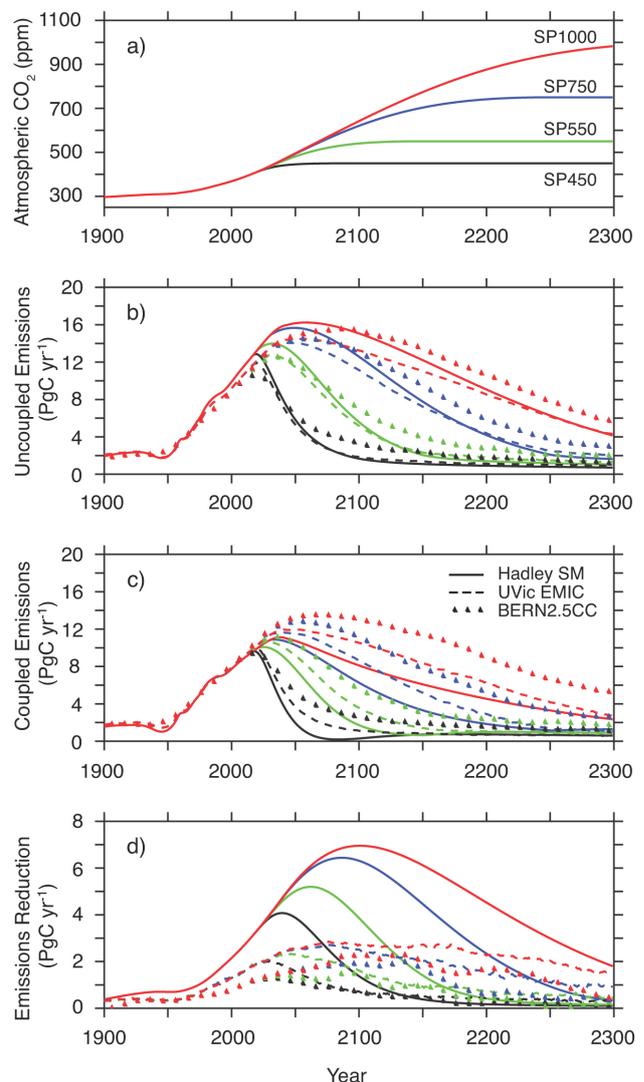
내부변동성과 대조되는 모델 간 변동성으로부터 나온 불확실성에 대한 기여를 정량화하기 위해 CMIP2 모델을 이용한 14개 멤버의 다중-모델 앙상블을 가지고 탄소 흡수에 관한 불확실성을 다루었다(Berthelot et al., 2002). 이들은 가장 큰 기후 민감도를 가진 AOGCM에서 또한 열대의 토양 건조화가 가장 크며 그러므로 탄소 흡수 감소가 최대임을 발견하였다.

C<sup>4</sup>MIP 협약은 비-CO<sub>2</sub> 온실가스 및 에어러솔의 변화를 설명하지 못한다. C<sup>4</sup>MIP의 모의된 온난화와 IPCC AR4 기후 모델을 비교하기 위해 CO<sub>2</sub> 단독의 SRES A2 복사 강제와 TAR의 부록 II에 제공된 총 강제(CO<sub>2</sub>와 비-CO<sub>2</sub> 온실가스 및 에어러솔의 합)가 사용되었다. 이들 숫자를 이용하고 각 C<sup>4</sup>MIP 모델의 기후 민감도를 알면서, 비-CO<sub>2</sub> 온실가스와 에어러솔을 포함한다면 C<sup>4</sup>MIP 모델에 의해 모의될 수 있었던 온난화가 추정될 수 있었다. SRES A2 시나리오에 대해 이들 추정치는 21세기 말의 전 지구 기온상승의 C<sup>4</sup>MIP 범위가 2.4-5.6°C임을 보였고 이는 표준 IPCC-AR4 기후모델의 2.6-4.1°C 범위와 비교될만하다(그림 10.20b). 대부분의 C<sup>4</sup>MIP 모델에서 2100년경의 훨씬 큰 CO<sub>2</sub> 농도의 결과로서 2100년경의 지구 온난화 상한 추정치는 표준 SRES A2 모의에 대해서 보다 최대 1.5°C 더 높을 것이다.

C<sup>4</sup>MIP 결과는 주어진 CO<sub>2</sub> 배출 시나리오에 대해 CO<sub>2</sub> 섭동을 흡수하는 지구 용량의 역학적 변화를 고려하기 위한 기후변화를 모의하기 위해 기후시스템과 탄소순환의 결합 중요성을 부각시켰다.

역으로 기후-탄소순환 되먹임이 CO<sub>2</sub> 배출 전망의 추정에 영향을 미쳐 주어진 농도에서 대기중 CO<sub>2</sub>를 안정화 시킬 것이다. TAR는(기후-탄소 되먹임을 포함하는) 다른 모델 매개 변수화를 이용하여(Joos et al., 2001; Kheshgi and Jain, 2003) Wigley와 Richels, 그리고 Edmonds(WRE; Wigley et al., 1996) 안정화 농도 시나리오에 대한 미래 배출의 범위를 보였다. 그러나 이런 되먹임에 의한 배출 감소는 정량화되지 못했다. C<sup>4</sup>MIP 협약과 유사하게 결합 모의와 비결합 모의는 특히 안정화를 이루는데 요구되는 미래 CO<sub>2</sub> 배출에 미치는 기후변화 영향을 평가하기 위해 최근에 수행되었다(Matthews, 2005; Jones et al., 2006). 그림 10.21은 세 개의 기후-탄소순환 모델에 의해 모의되었던 안정화 프로파일 SP450과 SP550, SP750, SP1000(SP450은 CO<sub>2</sub> 농도의 안정화가 450ppm임을 뜻한다, 등등)에 대해 CO<sub>2</sub> 안정화를 이루는데

요구되는 배출을 보인다. 위에서 자세히 했듯이 기후-탄소순환 되먹임은 육지와 해양의 CO<sub>2</sub> 흡수를 감소시켜 주어진 대기중 CO<sub>2</sub> 안정화 경로에 적합한 배출 감소를 야기한다. 안정화 시나리오가 높을수록 기후변화는 커지며, 탄소순환에 미치는 영향도 커지므로 기후-탄소순환 되먹임이 없는 경우에 비해 배출 감소도 커진다. 예를 들면, 대기중 CO<sub>2</sub>를 450ppm에서 안정화시키는 것은 이는 전 지구 평형 온난화가 1.4~3.1°C 정도가 될 것이고 최고 추정치는 약 2.1°C라는 것이며, 현재의 연평균 온실가스 배출을 52% 감소시켜야 하고 2100년에는 90%를 감소시켜야 한다는 것이다. 양의 탄소



**그림 10.21.** (a) 대기중 CO<sub>2</sub> 안정화 시나리오들인 SP1000(적색), SP750(청색), SP550(녹색), 그리고 SP450(흑색). (b) 탄소순환에 미치는 기후의 효과를 고려하지 않고 3가지 안정화 시나리오에 대해 3가지 모델, 즉 Hadley 단순 모델(Jones et al., 2006; 실선), UVic EMIC(Matthews, 2005, 파선), 그리고 BERN2.5CC EMIC(Joos et al., 2001; Plattner et al., 2001; 세모)에 의해 계산된 상응 연 배출(위의 두 모델에 관한 상세 정보는 표 8.3 참조). (c)(b)와 같지만 탄소순환에 미치는 기후의 효과가 고려됨. (d) 기후-탄소순환 되먹임이 상응 배출의 계산에 미치는 효과를 보여주는(b)와(c) 간의 차이.

순환 되먹임(즉, 온난화에 의해 야기된 해양과 육지의 탄소 흡수 감소)은 탄소순환이 기온에 반응하지 않는다는 가설에 비해 105-300 GtC 정도의 450ppm에서의 CO<sub>2</sub> 농도 안정화에 적합한 21세기의 총(누적) 배출을 감소시킨다. C<sup>4</sup>MIP 분석에서 중점을 둔 기후-탄소순환 되먹임의 강도에 관한 불확실성은 또한 그림 10.21에서 분명하다. SP550와 SP750, SP1000과 같은 높은 안정화 시나리오에 대해 더 큰 온난화(각각 2.9°C, 4.3°C, 5.5°C)는 누적된 적합한 배출에서 증가하는 더 큰 감소(각각 130-425GtC, 160-500GtC, 그리고 165-510GtC)를 요구한다.

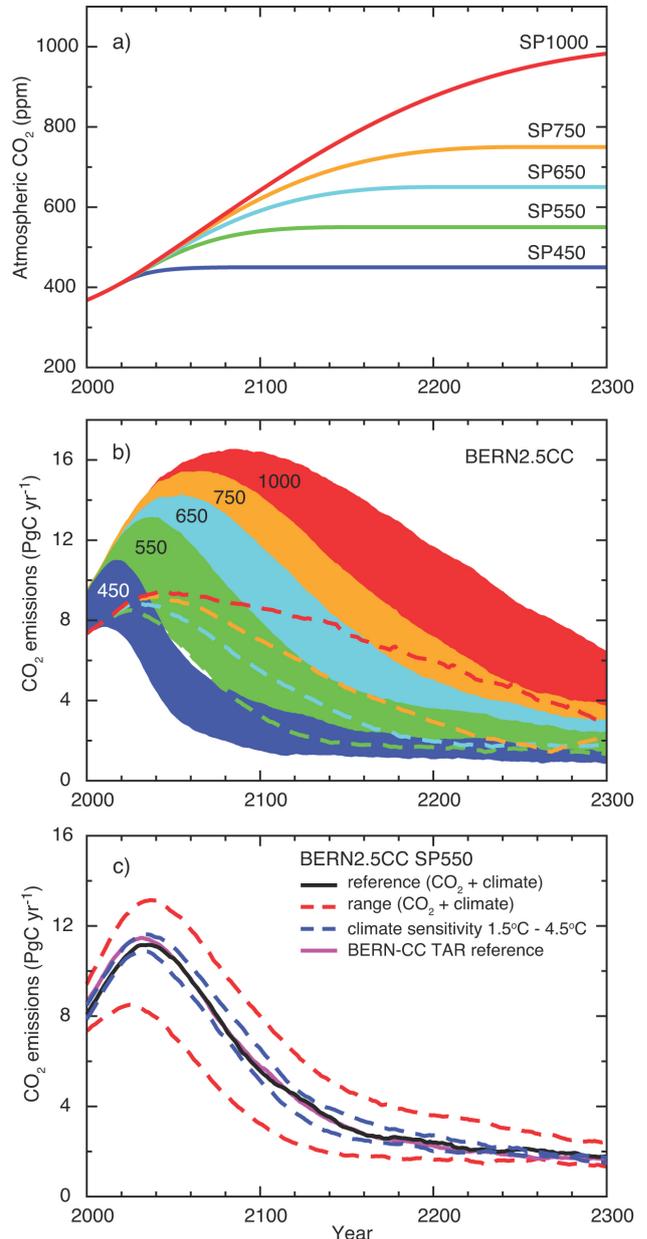
육지와 해양의 탄소 흡수를 일으키는 과정을 포함한 현재의 불확실성은 안정화를 얻는데 요구되는 CO<sub>2</sub> 미래 배출에 있어서의 불확실성으로 해석할 것이다. 그림 10.22에서 불확실성과 관계된 탄소순환을 BERN2.5CC 탄소순환 EMIC(Joos et al., 2001; Plattner et al., 2001; 모델 상세 정보는 표 8.3 참조)와 SP450에서 SP1000 시리즈의 CO<sub>2</sub> 안정화 시나리오를 이용하여 기술하였다. 배출 불확실성의 범위는 해양 수송 매개변수와 육지 생권을 통해 탄소의 순환을 설명하는 매개변수화를 바꾸면서, TAR에서 만들어진 것과 같은 가정을 이용하여 유도되었다. 그러므로 매우 유사하게 결과를 비교할 수 있으며 작은 차이는 대개 다른 CO<sub>2</sub> 궤적과 여기 TAR에 비교된 해양 역학 모델의 사용에 의해 설명될 수 있다.

모델 결과는 대기중 CO<sub>2</sub> 안정화에 대해, 모든 시나리오에서 배출이 2000년 값 이하로 감소될 필요가 있음을 확신했다. 이는 탄소순환 불확실성을 포함하는, 심지어 상한까지 포함하는 전체 범위의 모의에 대해서 사실이며 이는 육지의 탄소순환 가정의 다소 극한 가정에 근거한다.

2000년에서 2100년(2300년)까지 기간에 대한 누적 배출은 SP450의 596GtC(933GtC)에서 SP1000의 1,236GtC(3,052GtC)까지의 범위를 가지고 있다. 배출 불확실성은 2100년에 참고 사례에 대해 -26%에서 +26% 사이이며 2300년에는 -26%에서 +34%로 시간에 따라 증가한다. 그러므로 불확실성의 범위는 CO<sub>2</sub> 안정화 농도의 크기와 유도된 기후변화에 따라 달라진다. 전망된 배출에서 기후 민감도 불확실성에 기인한 추가적인 불확실성은 1.5°C와 4.5°C 기후 민감도를 가진 두 개의 추가적 모의에 의해 입증되었다(Box 10.2 참조). 이 범위의 기후 민감도에 대한 결과적인 배출은 탄소순환을 이끄는 과정의 불확실성에 의해 포함된 범위 내에 있다.

표준 IPCC-AR4와 C<sup>4</sup>MIP 모델 둘 모두 미래 전망에서의 지면 피복 변화의 영향을 무시한다. 그러나 2장과 7장에서 설명했듯이 지면 피복의 과거와 미래 변화는 여러 과정을 통해 기후에 영향을 미칠 수 있다. 첫째로, 이는 알베도와

같은 지표 특성을 변화시킬 수 있다. 둘째, 현열에 대한 잠열의 비에 영향을 미침으로써 지표 기온에 영향을 끼칠지 모른다. 셋째, 땅으로부터 추가적인 CO<sub>2</sub> 배출을 유도할 수 있다. 넷째, 대기 중 CO<sub>2</sub>를 흡수하는 땅의 용량에 영향을 미칠 수 있다. 지금까지 어떠한 통합 결합 AOGCM도 이들 네



**그림 10.22.** 서로 다른 수준의 대기중 CO<sub>2</sub> 농도 안정화를 가져오는 전망된 CO<sub>2</sub> 배출과 탄소순환에서의 불확실성이 계산된 배출에 미치는 효과. 그림(a)는 CO<sub>2</sub> 농도의 가정된 경로(SP 시나리오)(Knutti et al., 2005)를 보인 것이며, (b)와(c)는 Bern2.5CC EMIC(Joos et al., 2001; Plattner et al., 2001)에 의해 전망된 암시적 CO<sub>2</sub> 배출을 보인 것이다. SP 시나리오 각각에 대해(b)에 주어진 범위는 상이한 모델 매개변수화, 그리고 그림(c)에서 시나리오 SP550에 대해 예시된 가정들('CO<sub>2</sub>+climate'에 대한 범위)의 효과를 나타낸다. (b)에서의 상한과 하한은 색칠된 영역의 상단과 하단에 의해 나타내어진다. 또 다르게, 하한(여기에는 보이지 않음)이 점선에 의해 나타내어지기도 한다. 그림(c)는 배출 범위와 시나리오 SP550에 대한 민감도를 예시한다.

요소를 모두 함께 다룬 적이 없다. AGCM을 이용하여 DeFries et al.(2004)은 미래 지면 피복변화가 기후에 미치는 영향을 연구하였고 Maynard and Royer(2004)는 아프리카에 대해서만 유사한 실험을 수행하였다. DeFries et al.(2004)은 콜로라도 주립 대학 GCM(Randall et al., 1996)을 대기모델 상호비교 프로젝트(AMIP)의 기후학적 해수면 기온과 현재의 식생 혹은 Integrated Model to Assess the Global Environment(IMAGE-2; Leemans et al., 1998)의 저성장 시나리오부터 나온 2050 식생 지도를 가지고 강제하였다. 연구는 열대와 아열대에서 초지나 경작지로 산림을 대체하는 것이 탄소 동화의 감소를 야기하며, 이로 인해 잠열 플럭스의 감소 또한 일으킴을 발견하였다. 잠열 플럭스의 감소는 산림이 사라진 열대 지역에서 지면을 1.5℃까지 온난화시킨다. 아프리카에 대해 고분해능을 가진 ARPEGE-Climat AGCM(Déqué et al., 1994)을 이용하여, Maynard et al.(2002)은 두 실험을 수행하였다. 하나는 이전 ARPEGE transient SRES B2 모의로부터 나온 배증 CO<sub>2</sub> SST와 현재 식생을 가지고 한 모의이며, 다른 하나는 같은 SST와 IMAGE-2 모델(Leemans et al., 1998)의 SRES B2 모의로부터 나온 식생을 가지고 한 모의다. DeFries et al.(2002)과 유사하게, 열대 아프리카에서 미래의 산림벌채는 지면 온난화를 일으키는 현 열과 잠열의 재분배를 야기한다. 그러나 이런 온난화는 상대적으로 작으며(0.4℃) 대기 CO<sub>2</sub> 배증으로 인한 온난화의 약 20% 정도를 나타낸다.

두 최근 연구는 지면 피복의 미래 변화와 비교되는 온실가스 미래 변화의 상대적인 역할을 더욱 조사하였다. Maynard and Royer(2004)와 같은 유사한 모델 디자인을 이용하여, Voltaire(2006)는 2050 SRES B2 온실가스 시나리오 하에 모의된 기후변화를 2050 SRES B2 지면 피복 변화 시나리오 하의 것과 비교하였다. 온실가스 농도 증가에 비교된 식생 변화의 상대적인 영향은 대개 10% 정도이며 국지적인 열대 지역에 걸쳐 30%에 이를 수 있음을 보였다. 좀 더 포괄적인 연구에서 Feddema et al.(2005)은 같은 방법을 2000년에서 2100년에 걸쳐 SRES A2와 B1 시나리오에 대해 적용하였다. 유사하게, 그들은 전 지구 규모에서 어떠한 유의한 영향을 발견하지 못했으나 국지적인 규모에서는, 잠재적으로 큰 영향의 가능성, 예를 들면 DTR 감소와 관계되어 A2 지면 피복 변화 시나리오에 대해 아마존에서는 2100년까지 2℃ 정도 온난해짐을 발견하였다. 이들 연구의 일반적인 발견은 지면피복 변화로 인한 기후변화가 집중적인 지면피복 변화가 발생하는 국지적인 수준에서는 온실가스에 비해 중요할 수 있다는 것이다. 전 지구적으로 온실가스 농도의 영향은 지면 피복 변화의 영향보다 우세하다.

#### 10.4.2 대기 중 이산화탄소 증가로 인한 해양산성화

증가하는 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도는 해양의 pH 및 탄산 이온 농도를 낮춤으로써 탄산칼슘에 관한 포화 상태를 감소시킨다(Feely et al., 2004). 이들 변화의 주요 구동자는 해수면으로의 인위적인 CO<sub>2</sub> 추가로 인한 직접적인 지구 화학적 영향이다(박스 7.3 참조). 오늘날 해수면 pH는 산업시대 이전보다 거의 0.1 단위 더 낮다(5.4.2.3절). 그림 10.23에 보인 다중-모델 중앙값에서 pH는 IS92a 시나리오 하에서 2100년까지 0.3~0.4 단위가 더 감소할 것으로 전망된다. 이는 H<sup>+</sup> 이온의 농도가 100~150% 증가함을 뜻한다(Orr et al., 2005). 동시에 탄산 이온 농도는 감소할 것이다. 탄산칼슘에 관해 물이 불포화될 때 해양 유기체들은 더 이상 탄산칼슘 껍질을 형성하지 못한다(Raven et al., 2005).

시나리오 IS92a하에서 다중-모델 전망은 전 세계 해양에 걸쳐 pH와 탄산 이온 농도에서 큰 감소를 보인다(Orr et al., 2005; 그림 10.23과 10.24). 불포화가 남반구 고위도에서 제일 처음 발생한다고 전망되는데(그림 10.24) 표면 탄산 이온 농도 감소는 저위도와 중위도에서 최대로 발견된다. 오늘날의 표면 포화 상태는 온도에 의해 강력하게 영향 받으며 고위도에서 가장 낮고, 남반구 해양에서 최소이다. 모델 모의는 불포화가 몇 십년안에 도달하게 될 것으로 전망한다. 그러므로 고위도 생태계에 유해한 조건은 이전에 언급했듯 수백 년이 아니라 수 십년 내에 발달할 수 있다(Orr et al., 2005).

전망된 변화가 해수면에서 가장 큰 반면 해양 내부로 침투하는 인위적 CO<sub>2</sub>는 본질적으로 국지적인 변화를 가진다 하더라도 21세기에 걸쳐 수 천 미터 아래에까지의 화학조성을 바꿀 것이다(그림 10.23). 방해석이나 아라고나이트, 탄산칼슘의 준안정 형에 대해 불포화된 해양 물의 총 체적은 대기 CO<sub>2</sub> 농도가 계속 증가함에 따라 본질적으로 증가한다(그림 10.23) 다중-모델 전망에서 아라고나이트 포화선(즉, 과포화와 불포화 영역을 나누는 100% 선)은 남반구 해양 표면에는 약 2050년경에, 그리고 남태평양과 대서양 전체에 걸친 여율(각각 >1,000 m, 그리고 800m와 2,200 m 사이)에는 분명히 2100년경에 도달한다.

따라서 아마도 해양 산성화는 대기 중 CO<sub>2</sub> 변화에 의존하는 21세기 동안 부분적으로 해수면의 탄산칼슘의 불포화와 용해를 야기할 수 있다(Orr et al., 2005). 남반구 해양 표면 수는 약 600 ppm의 CO<sub>2</sub> 농도에서 아라고나이트에 대해 불포화될 것으로 전망된다. 이 농도 임계치는 대개 배출 시나리오에 무관하다.

잠재적인 미래 기후변화 해양 탄소순환에 미치는 영향으

로 인한 이들 전망의 불확실성(주로 온도와 해양 성층화, 해양 생명체 생산과 재-무기물화; 박스 7.3 참조)은 인위적인 배출로부터 대기 CO<sub>2</sub>가 증가하는 직접적인 영향에 비하면 작다. Orr et al.(2005)은 21세기 기후변화가 아마도 전망된 직접적인 지구화학적 변화의 10% 미만을 중화시킬 수 있을 것이라 추정한다. 그러므로 이들 해양 내부 변화의 미래 변화에 대한 가장 큰 불확실성은 단연코 대기 CO<sub>2</sub>의 미래 경로와 관계가 있다.

#### 10.4.3 메탄, 오존, 산화체의 미래변화 모의

결합된 화학-기후모델을 이용한 모의는 성층권 상부 오존의 경향이 할로카본의 점진적인 감소로 인해 2000년에서 2005년 사이에 때때로 부호가 바뀌었음을 보였다. 성층권 상부의 오존 농도가 1980년에서 2000년 동안 십년에 400 ppb의 비율로 감소한(-6%) 반면, 2000년에서 2020년에는 십년에 100 ppb의 비율로 증가한다고(1~2%) 전망되었다(Austin and Butchart, 2003). 더 긴 시간 규모에서 모의는 오존과 CH<sub>4</sub>에서 현재의 농도에 비해 상당한 변화를 보였다. 변화는 화학적 선행자 배출 증가 및 기체 상태와 이종 화학물질의 변화, 지구 온난화 및 대류권의 더 커진 수송과 혼합으로 인한 기후 조건의 변화 등을 포함하는 다양한 요소와 관계된다. 증가된 배출로부터 오존과 CH<sub>4</sub>에 미치는 영향은 인위적 활동의 직접적인 효과인 반면 각기 다른 기후 조건과 성층권-대류권 상호교환의 영향은 이들 배출의 간접적인 효과를 나타낸다(Grewe et al., 2001).

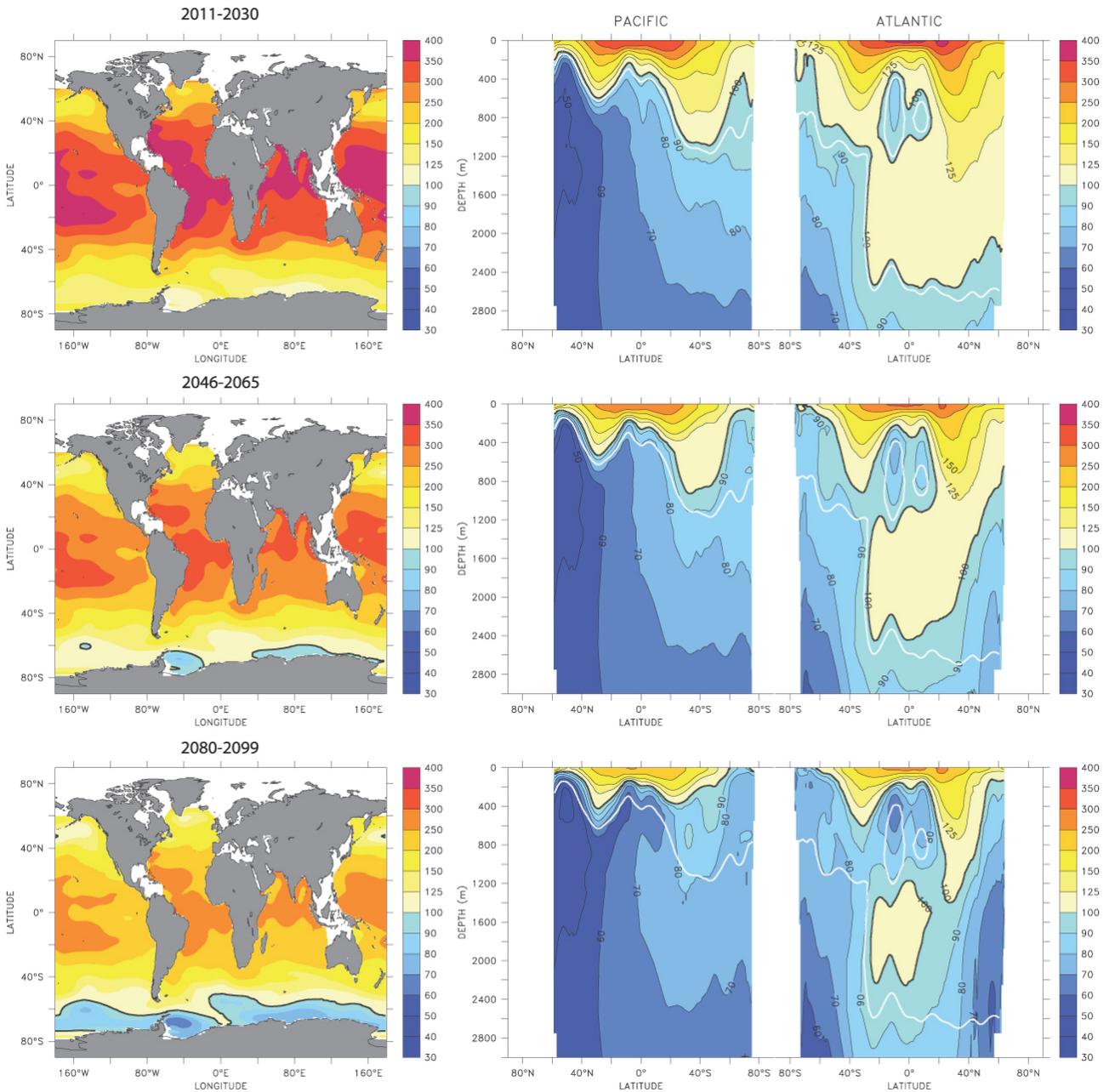
고배출(IS92a; Leggett et al., 1992)과 SRES A2(Nakićeno-*vić* and Swart, 2000)와 관계된 시나리오에 기초한 오존에 대한 전망은 이들 배출의 결과로서 최초로 대류권 오존 농도가 21세기 전체를 걸쳐 증가할지 모를 것을 보였다. 2015년에서 2050년 기간에 대한 모의는 오존이 20~25% 증가함을 전망하였고(Grewe et al., 2001; Hauglustaine and Brasseur, 2001), 2100년까지의 모의는 250mb 이하의 오존이 40~60% 증가할 가능성을 보였다(Stevenson et al., 2000; Grenfell et al., 2003; Zeng and Pyle, 2003; Hauglustaine et al., 2005; Yoshimura et al., 2006). 대류권 오존 증가에 기여하는 제 1종은 NO<sub>x</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, 화석연료연소로부터 배출된 화합물 등의 인위적 배출물이다. 스모그를 만드는 광화학 반응은 A2 시나리오에서 NO<sub>x</sub> 현재 플럭스의 2.6배 증가 및 CH<sub>4</sub>의 2.5배, CO의 1.8배 증가로 인해 가속된다. 오존 고농도의 91%에서 92% 사이는 이들 배출의 직접적인 영향과 관련되며 나머지 증가는 생물기원의 선행자 배출(Hauglustaine et al., 2005)과 결합된 기후변화의 2차 효과에 기인한다(Zeng and

Pyle, 2003). 이들 배출은 또한 수산기(OH)를 포함하는 고농도의 산화체를 야기할지 모르며, 아마도 대류권 CH<sub>4</sub>의 수명을 8% 감소시킬 수도 있다(Grewe et al., 2001).

전망된 배출 성장이 저 위도에서 최우선적으로 발생하기 때문에 오존은 열대와 아열대에서 가장 크게 증가한다(Grenfell et al., 2003). 특히, 동남아시아, 인도, 중앙 아메리카의 농도는 A2 시나리오 하에서 2050년경까지 60~80% 증가한다. 그러나 열대 배출의 영향은 크게 국지적이지 않은데 왜냐하면 이들 지역으로부터 플룸 형태로 발산된 오존이 하층 대기에 걸쳐 확산되기 때문이다. 그 결과 멀리 떨어진 남반구 해양 지역에서의 오존이 2050년경에는 현재 수준보다 10~20% 증가할지 모른다. 오존은 또한 등엔트로피면에서의 측면 수송에 따른 열대 대류의 연직 수송을 통해 분포될 수 있다. 오존 농도는 역시 생물기원의 탄화수소 배출, 특히 넓은 잎을 가진 산림에 의해 배출되는 이소프렌에 의해서도 증가될 수 있다(예, Hauglustaine et al., 2005). A2 시나리오 하에서 생물 기원의 탄화수소는 북반구 대륙에 걸친 오존 형성의 30~50% 증가에 기여하는 27%(Sanderson et al., 2003)에서 59%(Hauglustaine et al., 2005)까지 증가한다고 전망된다.

개발도상국들은 더욱 엄격해진 기준으로 차량에서 배출되는 가스를 줄이기 시작했다. 이들 감소를 설명하는 오존 선행자 변화에 대한 새로운 전망이 국지 대기오염 정보와 모의(RAINS) 모델을 가지고 개발되었다(Amann et al., 2004). 한 집합의 전망이 현재 법률(CLE) 시나리오 하에서 허락된 소스 강도와 일치한다. 두 번째 집합의 전망은 최대로 실행 가능한 감소(MFR) 시나리오 하에서의 더 낮아진 배출이다. 오존과 CH<sub>4</sub> 농도는 MFR과 CLE, 그리고 A2 시나리오에 대해 2000년에서 2030년까지 26개의 화학 수송 모델의 앙상블을 이용하여 모의되었다(Dentener et al., 2006; Stevenson et al., 2006). 이들 세 시나리오에 대한 NO<sub>x</sub> 배출의 변화는 2000년에 비해 각각 -27%, +12%와 +55%이다. 대류권 오존의 앙상블 평균 부하에 상응하는 변화는 MFR, CLE, A2 시나리오에 대해 -5%, +6%, 그리고 +18%이다. 이들 결과에는 차수 ±25%의 본질적인 모델 간 차이가 있다. MFR 시나리오에서 오존은 대류권을 통틀어 감소하나 동서방향 연평균 농도는 CLE 시나리오에서는 6ppb까지, 그리고 A2 시나리오에서는 일반적으로 6~10 ppb까지 증가한다(보조자료, 그림 S10.2).

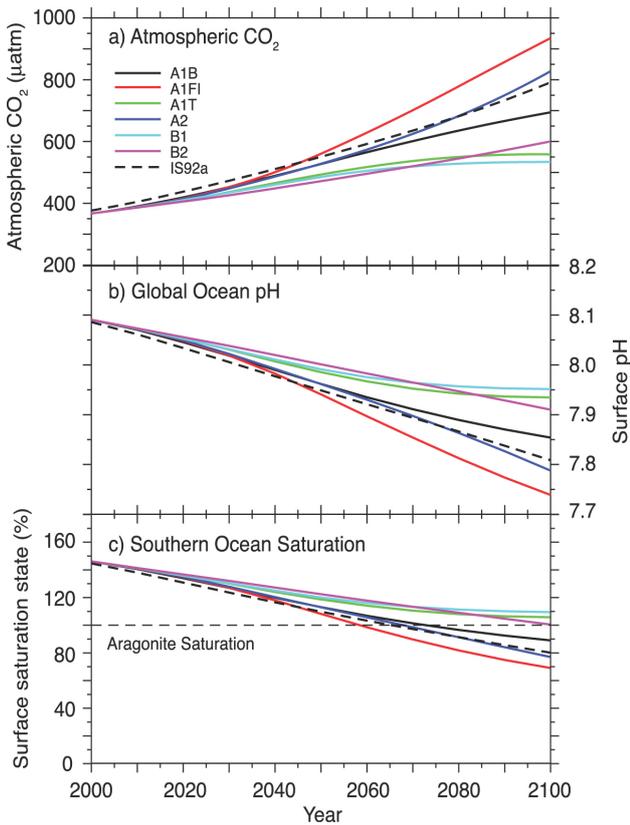
오존과 CH<sub>4</sub> 조합에 의한 복사 강제는 MFR과 CLE, A2 시나리오에 대해 각각 -0.05, 0.18, 0.30 Wm<sup>-2</sup>만큼 변한다. 이들 전망은 2000년에서 2030년 사이의 대류권 오존의 성장이 배출 규제에 따라 감소되거나 역전될 수 있음을 보여준다.



**그림 10.23.** 탄산칼슘의 준안정 형태인 아라고나이트에 대한 포화도(%)의 21세기로서, 해양 탄소-순환 모델 상호비교 프로젝트(OCMIP-2) 모델들에 의해 산출된 결과이다(Orr et al., 2005에서 발췌). 탄산칼슘은 100% 보다 낮은 포화도에서 용해한다. 지표면 지도(좌측)와 태평양/대서양 결합 동서 평균 단면도(우측)이 IS92a 시나리오에 대해 세 기간에 대한 평균으로서 주어졌다: 2011년~2030년(상단), 2045년~2065년(중간), 2080년~2099년(하단). 이 세 기간에 대한 평균 대기중 CO<sub>2</sub> 농도는 각각 440, 570, 730 ppm이다. 위도-깊이 단면도는 북태평양(왼쪽 경계)에서 시작하여 남태평양 구역까지 뻗고, 남대서양 구역을 지나 북대서양(오른쪽 경계)으로 되돌아온다. 100%에서 물은 포화된다(검은 실선-아라고나이트 포화 한계); 100% 보다 더 큰 값을 과포화를 나타낸다; 100% 보다 낮은 값은 불포화를 나타낸다. 현재에 비해 포화 한계의 전망된 변화를 예시하기 위하여 관측(전 지구 해양 자료 분석 프로젝트, GLODAP)에 근거한 1994년 포화 한계(흰색 실선)를 또한 보였다.

미래 대류권 오존에 대한 이들 모의의 충실도에서의 주요한 이슈는 오존의 성층권 생산 및 파괴와 수송과 성층권과 대류권 사이의 물질 교환이 나타나는 것에 대한 민감도이다. 비메탄 탄화수소(NMHCs)의 영향을 포함하는 모델이 거의 없으며 오존에 미치는 NMHCs 효과의 부호는 모델들 사이에서도 일관되지 않는다(Hauglustaine and Brasseur, 2001; Grenfell et al., 2003).

기후변화에 대한 반응으로 더 많은 성층권-대류권 상호교환(STE)의 효과가 대류권 상부보다 성층권 하부에서 오존 농도가 더 커짐으로써 대류권 상부의 오존 농도를 증가시킬 것이라고 전망된다. 이 효과의 부호가 최근 모의에서는 일관된 반면 STE와 오존농도에 미치는 STE 영향 변화의 크기는 모델에 따라 상당히 다르다. SRES A1F1 시나리오에 의해 강제된 모의에서 Collins et al.(2003)은 오존의 하양 플럭스



**그림 10.24.** 여러 SRES 시나리오 하에서의 전 지구 평균 표면 pH와 남반구 대양의 아라곤나이트에 대한 포화 상태. (a) 6가지 예중 SRES 시나리오에 대한 대기중 CO<sub>2</sub>, (b) 전망된 전 지구 평균 표면 pH, 그리고 (c) BERN2.5D EMIC(Plattner et al., 2001)에 의해 전망된 남반구 대양에서의 평균 포화 상태의 시계열. SRES 시나리오 A1T와 A2에 대한 결과는 비-SRES 시나리오인 S650과 IS92a에 대한 결과와 각각 유사하다. Orr et al.(2005)의 결과를 수정함.

가 1990년대에서 2090년대에까지 37% 정도 증가할 것이라 전망하였다. 그 결과 중위도 대류권 상부에서의 오존 농도는 5~15% 증가한다. A2 시나리오에 대해서, STE에 의한 2100년까지의 오존 증가 전망은 35%(Hauglustaine et al., 2005)에서 80%(Sudo et al., 2003; Zeng and Pyle, 2003)까지의 범위를 가진다. STE 증가는 중위도 Brewer-Dobson 순환의 하향역의 증가에 의해 유도되며, 대류권 상부와 성층권 하부의 남북방향 온도 경도의 변화에 의해 야기된다(Rind et al., 2001). 강화된 STE의 영향은 저온의 영향과 염소와 브롬, NO<sub>x</sub> 농도의 변화를 포함하는 성층권 과정 모의에 민감하다. 오존의 온실효과는 대류권 상부에서 가장 크며 STE의 처리는 대류권 오존의 총 온실효과 계산의 불확실성에 상당히 중요한 원인이다.

기후변화의 영향, 특히 대류권 기온과 수증기 증가는 배출에 의해 유도된 오존 증가를 어느 정도 상쇄하는 경향이 있다. 수증기가 증가하면 오존 증가를 10%(Hauglustaine et al., 2005)에서 17%(Stevenson et al., 2000) 사이에서 상쇄시

킬 수 있을 것으로 전망한다. 수증기는 오존의 화학적 생산을 감소시킬 수도 있고 오존의 화학적 파괴를 증가시킬 수도 있다. 광화학 생산은 NO<sub>y</sub>(reactive odd nitrogen)농도에 의존하며 추가된 수증기는 상당한 비율의 NO<sub>y</sub>를 질산으로 변화시켜 강수를 통해 대기에서 효과적으로 제거시킬 수 있다(Grewe et al., 2001). 수증기는 또한 1D 들뜬 상태에서의 산소기(O(<sup>1</sup>D))와의 반응을 통해 OH 농도를 증가시키며, 대기로부터 O(<sup>1</sup>D))의 제거는 오존 형성을 늦춘다. 온도 증가와 함께 OH 농도 증가와 CH<sub>4</sub> 산화의 증가율은 대류권 CH<sub>4</sub>의 수명을 2100년까지 12% 정도 감소시킨다(Stevenson et al., 2000; Johnson et al., 2001). CH<sub>4</sub> 농도 감소는 또한 대류권 오존을 감소시키는 경향이 있다(Stevenson et al., 2000).

최근 측정은 CH<sub>4</sub> 성장률이 감소되었으며 21세기 초 몇 년 동안에는 음의 값을 보였다(2.3.2절 참조). 1999년에서 2004년에 대한 0.8ppb/yr의 관측된 증가율은 1990년에서 2000년까지의 기간에 대해 SRES 시나리오에서 가정된 6ppb/yr의 비율보다 훨씬 낮다(Nakićenović and Swart, 2000; TAR 부록 II). 최근 연구(Dentener et al., 2005)는 주요 개발도상국에서 채택한 새로운 오염 규제 기법을 참고하는 더 낮은 배출 시나리오를 고려한다(위를 참조). CLE 시나리오에서 CH<sub>4</sub> 배출은 B2 시나리오에 상당하며 2000년 340 Tg/yr에서부터 2030년 450 Tg/yr까지 증가한다. CH<sub>4</sub> 농도는 이 시나리오 하에서 2000년 1,750 ppb에서부터 2030년 2,090~2,200 ppb까지 증가한다. MFR 시나리오에서 배출은 충분히 작아 2030년의 농도는 1,750 ppb에서 변하지 않는다. 이런 조건들 하에서 1990년대에서 2020년대 사이의 CH<sub>4</sub>로 인한 복사 강제의 변화는 0.01 Wm<sup>-2</sup>보다 작다.

CH<sub>4</sub> 방출과 흡수의 크기와 변화에 대한 현재의 이해는 7.4절에 나타냈으며, 여기서 모델링이 진보했다라도 본질적인 불확실성이 있음을 지적한다. 기후와 습지 배출 사이의 결합에 대한 어느 정도의 증거가 있다. 예를 들면, 입력자료로서 대기 농도와 소규모 배출 측정을 이용한 계산치는 60% 정도 다르다(Shindell and Schmidt, 2004). CH<sub>4</sub>의 자연적 배출에 동반되는 변화는 현재 AOGCM에 결합된 간단한 생권 모델을 이용하여 1차수로 추정되고 있다. 두 배의 대기 중 CO<sub>2</sub>로부터의 기후변화에 대한 습지의 반응에 대한 모의는 습지 배출이 78% 정도 증가함을 보인다(Shindell and Schmidt, 2004). 대부분의 이들 영향은 현존하는 열대 습지로부터의 CH<sub>4</sub> 플럭스 성장에 의해 야기된다. 증가량은 현재 조사 목록의 대략 20%에 해당하며 430 ppb를 추가적으로 대기에 제공할 수 있다. 전 지구 복사 강제는 2100년경에는 습지 배출의 영향으로부터 약 4~5% 증가할 수 있다(Gedney et al., 2004).

#### 10.4.4 주요 에어러솔 종들의 미래변화 모의

주요 에어러솔 종류의 시간에 따른 변화와 이들 종의 기후와의 상호작용은 기후변화 전망에서 불확실성의 주요 원인을 어느 정도 나타낸다. AOGCM 개수의 증가는 황산염과 질산염, 검댕과 유기탄소, 해염, 흙먼지 등 대류권 에어러솔의 다양한 종류를 포함한다. IPCC AR4에 대한 다중-모델 앙상블의 기후변화 모의에서 나타난 23개 모델 중 13개가 황산염 외의 다른 대류권 에어러솔을 포함한다. 이들 중 7개가 비-황산염 에어러솔이 나머지 모델 물리과정과 상호작용을 하는 매개변수화 과정을 가진다. 앙상블의 모델 중 단 두 개만이 질산염을 다룬다. SRES A2 시나리오 하에서 로딩된 질산염과 황산염의 최근 전망은 21세기 말경에는 황산염에 의한 강제가 질산염에 의한 강제를 초과할지 모른다고 언급한다(Adams et al., 2001). 이 결과는 물론 이들 에어러솔 종류에 대한 선행자 배출 변화에 상당히 달려있다.

대기의 검댕과 유기탄소 에어러솔은 생물 기원의 VOC 산화체에 의해 형성되는 1차 유기 에어러솔(POA)과 2차 유기 에어러솔(SOA)의 매우 복잡한 시스템을 포함한다. 기후전망에 이용되는 모델은 일반적으로 매우 간단화된 통짜 매개변수화를 POA와 SOA에 이용한다. 산화 과정을 추적하는 SOA 형성에 대한 더 자세한 매개변수화는 겨우 최근에야 개발되었으며 현재 조건에서 SOA에 의한 직접적인 복사 강제를 추정하는데 사용된다(Chung and Seinfeld, 2002). 1차 탄소함유 에어러솔에 대한 SOA의 화학적 형성이 배출율의 60% 이상일지 모르기 때문에 SOA에 의한 강제는 현재와 미래 기후모의에 대해 최근 생겨난 주제이다(Kanakidou et al., 2005). 게다가 반응 화학물질과 대류권 에어러솔 사이의 양방향 결합은 기후변화 모의에서 충분히 조사되지 않았다. 대류권 오존-NO<sub>x</sub>-탄화수소 화학과 에어러솔 형성, 구름과 에어러솔에 대한 이중 과정, 기체 상태 광합성을 다루는 통합 모델이 개발되어 현재 기후에 적용되었다(Liao et al., 2003). 그러나 이들 통합 모델은 미래 시나리오 하에서 대기의 화학적 상태 변화를 연구하기 위해서 아직 광범위하게 사용되지 않는다.

기후와 흙먼지의 상호작용은 활발하게 연구 중이다. 대기 상태와 순환 변화에 대한 반응으로 흙먼지 에어러솔 배출이 증가하거나 감소하는 것은 여전히 해결되지 않았다(Tegen et al., 2004a). 몇몇의 최근 연구는 먼지가 이동할 수 있는 총 지표 면적이 높은 농도의 CO<sub>2</sub>를 가지는 온난해진 기후에서 감소할 것이라 제안한다(예, Harrison et al., 2001). 토지이용도 변화와 결합되어 자연적 원천으로부터의 먼지 배출 감소의 순 영향은 잠재적으로 중요할 수 있으나 기후변화 평가

의 부분으로서 체계적으로 모의되지는 않았다.

시나리오 모의에 관한 불확실성은 미래 화산 분출과 태양 변동성 같은 본래 예측불가능한 자연적 강제에 의해 복잡해진다. 기후학적으로 중요한 강제를 생산하는 화산 분출은 단지 극단적인 전 지구 화산활동을 나타낸다(Naveau and Ammann, 2005). 전 지구 모의는 이전의 화산 분출과 태양 광도의 변동성에 기초한 확률론적 대표 값을 이용하여 미래의 자연적 강제의 영향을 설명할 수 있다. 전 지구 평균 기온 아노말리의 전망에 대한 이들 강제의 상대적 기여는 2030년까지의 기간에서 최대이다(Stott and Kettleborough, 2002).

### 10.5 기후변화 전망의 범위 정량화

#### 10.5.1 불확실성의 원인과 모델의 분류 체계

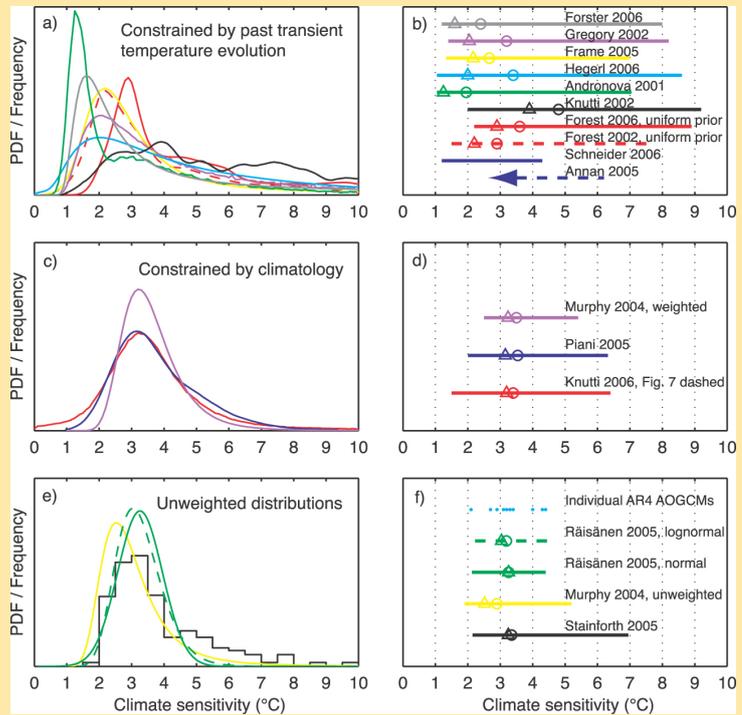
인위적 기후변화 예측에서의 불확실성은 10.1절에서 설명한 모델링 과정의 모든 단계에서 발생한다. 온실가스 및 에어러솔, 이들의 선행자의 미래 배출의 내역은 불확실하다(예, Nakićenović and Swart, 2000). 그래서 이들 배출을 복사적으로 활성화된 종으로 변환해 관계된 강제를 계산하고 지표 기온과 강수와 같은 기후시스템 변수들의 반응을 예측하는 것이 필요하다(그림 10.1). 각 단계에서, 기후변화의 진짜 신호의 불확실성이 모델의 지구시스템 과정의 표현에서의 오차(예, Palmer et al., 2005)와 내재된 기후변동성(예, Selten et al., 2004) 둘 모두에 의해 나타난다. 내부변동성의 영향은 모의된 변동성이 관측과 일치한다는 조건 하에 다른 초기 조건으로부터 여러 번 모델을 가동시킴으로서 정량화될 수 있다. 지구시스템 과정에 대한 이해의 불확실성의 영향은 이들 과정에 대한 다른 매개변수화를 표본으로 뽑아 모델 앙상블을 구성함으로써 부분적으로 정량화될 수 있다. 그러나 몇몇 과정은 가능한 모델 집단으로부터 생략될 수 있으며 다른 과정에 대한 다른 매개변수화가 공통의 계통 바이어스를 공유할 수도 있다. 이런 한계는 앙상블 모의로부터의 미래 기후반응 분포가 그들 자체로 불확실성에 종속되고(Smith, 2002), 설명된 구조적 모델 오차로 인한 불확실성이 더 커질 수 있음을 암시한다. 이들 분포는 수정되어 관측된 역사 기후와 각각의 앙상블 멤버의 모의 사이의 일치 기준, 예를 들면 베이스의 정리 기법을 통해 표현된 관측적 한계를 반영할 수 있다. 이 경우에서 관측의 선택과 이와 관련된 오차는 더 나아가 불확실성의 원인을 설명한다. 게다가 미래 복사 강제의 몇몇 원인은 토지이용도 변화와 태양 변동성과 화산활동 변화(Kettleborough et al., 2007) 및 영구동

### 박스 10.2: 평형 기후민감도

평형 기후 민감도에 관한 가능성의 범위<sup>1</sup>는 TAR(기술 요약서, F.3절; Cubasch et al., 2001)에서 1.5°C~4.5°C인 것으로 추정되었다. 이 범위는 국가연구위원회(Charney, 1979)의 초창기 보고서, 이전 두 IPCC 평가보고서(Mitchell et al., 1990; Kattenberg et al., 1996)에서와 동일하였다. 이 추정들은 주로 비역학 박판(slab) 해양에 결합된 대기 GCM들에 의해 모의된 평형 기후 민감도에 근거한 전문가 평가였다. 이 모델로부터의 평균±1표준편차 값이 SAR(17개 모델)에서는 3.8°C±0.78°C, TAR(15개 모델)에서는 3.5°C±0.92°C, 그리고 이번 평가(18개 모델)에서는 3.26°C±0.69°C였다.

TAR(IPCC, 2001) 이후에, 기후 민감도를 추정하고, 단지 주관적인 불확실성 범위만을 제공하는 것이 아닌 최적 가능성을 포함한 상대적 가능성의 더 나은 정량화를 제공하기 위하여 엄청난 작업이 수행되어 왔다. 실제 기후시스템의 기후 민감도가 직접적으로 추정될 수 없게 때문에, 민감도와 몇몇 관측 가능한 양(직접이거나 모델을 통하여) 간의 관계를 정립하기 위하여, 그리고 관측과 일관성 있는 기후 민감도의 확률 밀도 함수(PDF)를 추정하기 위하여 TAR 이후에 새로운 방법들이 사용되어 왔다. 이 방법들이 9장과 10장에서 따로 요약되며, 여기서 우리는 그 정보를 종합하여 평가한다. 정보는 두 가지의 주요 카테고리에서 비롯된다: 하나는 다양한 시간 규모에서 과거 기후변화로부터의 구속이며, 다른 하나는 모델 앙상블로부터의 기후 민감도에 관한 결과들의 산포(spread)이다.

첫 번째 카테고리의 방법들(9.6절 참조)은 민감도의 범위 또는 PDF를 계산하기 위하여 지표 온도, 상층 기온, 해양 온도, 복사 강제의 추정, 위성 자료, 최근 1000년에 대한 프록시 자료 또는 이것들의 일부 집합의 역사적 시간 변화를 사용한다(예를 들어, Wigley et al., 1997b; Tol and De Vos, 1998; Andronova and Schlesinger, 2001; Forest et al., 2002; Gregory et al., 2002a; Harvey and Kaufmann, 2002; Knutti et al., 2002, 2003; Frame et al., 2005; Forest et al., 2006; Forster and Gregory, 2006; Hegerl et al., 2006). 이 방법들로부터 산출된 기후 민감도의 모든 PDF의 요약은 그림 9.20과 Box 10.2 그림 1adp 보였다. 중앙값, 최적 가능성 값(모드), 그리고 5-95% 불확실성 범위 등을 각 PDF에 대해 Box 10.2 그림 1b에 보였다. 대부분의 결과들은 기후 민감도가 1.5°C 아래에서는 매우 가능성이 낮음을 확신시켜 준다. 기후 민감도와 관측된 변화의 반응 간의 비선형적인 관계 때문에 상한을 구속하는 것이 더 어려우며, 관측 기록의 한정된 길이와 관측에서의 불확실성에 의해 한층 더 어려워지는데, 이는 해양 열 흡수와 에어러솔 복사 강제의 크기에 대해 특히 더 크다. 관측된 역사적 추세에 있어서 중요한 것으로 알려진 모든 불확실성을 고려하는 연구들은 4.5°C의 높은 기후 민감도 값이 2.0°C~3.5°C 부근의 값보다 가능성이 더 낮음을 일관되게 보여 주고는 있지만, 기후 민감도가 4.5°C가 넘을 가능성을 배제하지는 못한다. 일시적인 기후변화의 관측은 TCR에 대해 더 나은 구속조건을 제공한다(9.6.1.3 참조).



**박스 10.2, 그림 1.** (a) 기온, 복사 강제 및 해양 열 흡수의 점진적 변화에 의해 구속되는 PDF 또는 빈도 분포. (b) (a)와 같지만 5%-95% 범위, 중앙값(동그라미), 그리고 최대 확률(세모)을 나타낸다. (c)와 (d)는 (a)와 같지만, 현 기후로부터의 구속을 사용한 결과이며, (e)와 (f)는 서로 다른 모델들 또는 단일 모델에서의 교란된 파라미터들로부터의 가중되지 않거나 합치된 분포를 나타낸다. (e)와 (f)에서의 분포는 엄밀하게 PDF로 해석되어서는 안된다. 상세 설명은 9장의 본문, 그림 9.20, 그리고 표 9.3을 참조하라. Annan et al. (2005b)은 상한만을 제공할 수 있고 하한을 제공하지는 못함을 유의하라. 모든 PDF는 일관성을 위해 10°C에서 절삭되었고, 일부는 원래의 연구에서 보다 더 이전의 다른 분포들에 대해 제시되었으며, 범위는 개개 연구들에서 보고된 수와 다를 수 있다.

<sup>1</sup> 비록 TAR 기술 요약서는 1.5°C~4.5°C에 '가능성 있음(likely)'으로 붙이긴 했지만, "가능성 있음"이라는 단어가 거기서는 특별히 조정된 의미로 사용되기 보다는 일반적인 의미로 사용되었다. 조정된 신뢰도 평가가 정책입안자를 위한 요약서 또는 TAR의 9장 어디에서도 주어지지 않았고. 범위가 평가되었던 9장에서 기후 민감도에 관한 확률적 연구는 전혀 인용되지 않았다.

최근의 두 연구는 기후 민감도의 범위를 추정하기 위하여 마지막 최대 빙하기(LGM) 동안의 기후변화와 열대 SST 간의 모의된 관계, 그리고 SST의 프록시 기록을 사용한다(Annan et al., 2005 $\pi$ ; Schneider von Deimling et al., 2006; 9.6절 참조). 이 추정 둘 모두가 측기에 의한 관측시기로부터의 결과 및 AOGCM들로부터의 결과와 공통되는 반면에, 상이한 강제 및 LGM SST와 사용된 모델들에서의 민감도 간의 상이한 관계로 인하여 결과가 상당히 다르다. 그러므로, LGM 프록시 자료는 다른 라인의 증거를 근거로 하여 추정된 기후 민감도의 범위를 지지해준다.

대규모 화산폭발 후의 지표 온도의 관측된 일시적 반응과 서로 다른 기후 민감도를 가진 모델들로부터 얻은 결과를 비교하는 연구(9.6절 참조)는 PDF를 제공하지는 않지만, 대략 3°C의 민감도를 가진 최적의 일치성을 가짐을 알아냈으며, 1.5°C~4.5°C 범위 내에서 적절한 일치성을 가짐을 알아냈다(Wigley et al., 2005).

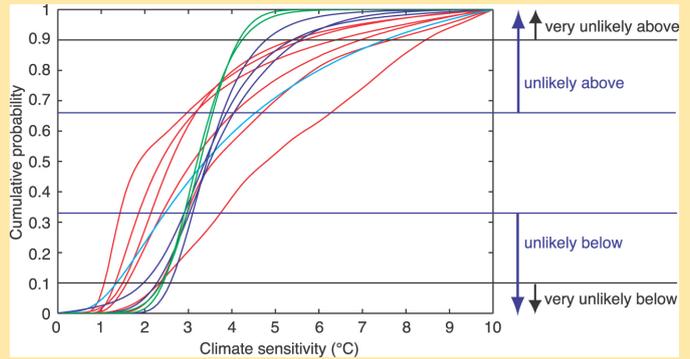
이들은 4.5°C 보다 높은 민감도를 배제할 수 없다.

두 번째 카테고리의 방법은 GCM들에서의 기후 민감도를 고찰한다. 기후 민감도가 이 모델들에서 단일의 조정가능한 파라메타가 아니라 많은 과정과 되먹임에 의존한다. 기후 민감도의 세 PDF가 서로 다른 변수들의 모의된 현 기후값 및 변동성을 교란된 물리 앙상블에서의 관측들과 비교함으로써 얻어졌다(Murphy et al., 2004; Piani et al., 2005; Knutti et al., 2006, 박스 10.2, 그림 1c,d; 10.5.4.2절 참조). 평형 기후 민감도는 3.2°C 부근에서 최적의 가능성을 가졌으며, 약 2°C 보다 낮아질 가능성은 매우 낮은 것으로 밝혀졌다.

박스 10.2, 그림 1 e,f는 해들리센터 대기모델(HadAM3)에서의 파라메타들을 교란시키지만 관측값으로 가중시키기 전에 서로 다른 방법에 의해 얻어진 빈도 분포를 보여준다(10.5.4절). Murphy et al.(2004; 가중시키지 않음)은 29개의 파라메타들을 견본추출하였고, 개개의 효과들이 선형적으로 결합함을 가정하였다. Stainforth et al.(2005)은 핵심 파라메타들의 부분집합의 다중 조합을 모의할 때의 비선형성을 찾아냈다. 가장 자주 일어나는 기후 민감도 값들은 3°C 주변에 모이지만, 이것이 교란되지 않은 모델의 민감도를 반영할 수 없다. 고-민감도 모델에 의한 모의들의 전부는 아니지만 일부가 관측과 잘 일치하지 않는 것으로 밝혀져 가능성이 낮으며, 이 때문에 심지어 매우 높은 값도 배제되지 않는다. 매우 높은 값을 배제할 수 없는 것은 많은 방법들에서 공통적인데, 그 이유는 관측될 수 있는 대부분의 물리량의 변화율이 잘 이해된 물리적 근거에 대해서 민감도의 증가에 따라 0이 되려는 경향을 갖기 때문이다(Hansen et al., 1985; Knutti et al., 2005; Allen et al., 2006b).

각 연구에서의 서로 다른 가정들을 고려하여 개개의 결과들로부터 단일의 PDF를 추정하는 확고부동한 정통적 방법은 없다. 대부분의 연구들은 구조적인 불확실성을 설명하지 않으므로 아마도 불확실성을 과소평가하는 경향을 갖는다. 다른 한편으로, 여러 개의 매우 독립적인 라인의 증거가 유사한 최적 가능 값과 범위를 나타내기 때문에, 기후 민감도 값들은 단일 자료 집합에 기반한 방법에 의해 찾아지는 값들 보다 더 잘 구속되어질 것으로 보인다(Annan and Hargreaves, 2006; Hegerl et al., 2006).

비-역학 박판 해양모델에 결합된 AR4 AGCM들에 대한 평형 기후 민감도 값들이 비교를 위해 주어졌다(박스 10.2, 그림 1e,f; 표 8.2도 참조). 이 추정값들은 기후를 모의하는 국제 전구 기후모델링 공동체의 현재의 최선의 노력을 대표하는 모델들로부터 산출되었다. 정규분포로의 합치(fitting)는 약 3.3°C의 평형 기후 민감도의 평균값을 가지고서 약 2.1°C~4.4°C의 5~95% 범위를 산출한다(대수 정규분포에 대해서는 2.2°C~4.6°C, 중앙값 3.2°C)(Räisänen, 2005b). 결과의 확률론적 해석은 각 모델이 동등하게 믿음만한 것으로 가정되기 때문에, 그리고 가정되는 합치 분포의 모양에 결과들이 의존하기 때문에 문제가 많다. 비록 IPCC 보고서들에서 사용된 AOGCM들이 모델링 불확실성을 체계적 또는 무작위적으로 표본추출하도록 의도되지 않은 하나의 “기회의 앙상블”이기는 하지만, 커버되는 민감도의 범위는 여러 해에 걸쳐 다소 안정적이었다. 이것은 상당한 모델 개발, 대규모 기후의 많은 특징적 모습들을 모의하는 데 있어서의 괄목할 만한 발전, 그리고 관측에 대한 모델



**박스 10.2, 그림 2.** 관측된 20세기 온난화(적색), 모델 기후값(청색), 그리고 프록시 증거(청록색)로부터의 기후 민감도의 개별적 누적 분포로서, Box 10.2 그림 1a, c(단, LGM 연구와 Forest et al.(2002)는 제외되었는데, Forest et al.(2006)이 이들은 대신함), 그리고 박스 10.2 그림 1e로부터의 AOGCM들의 기후 민감도에 합치된 누적 분포로부터 취해진 결과이다. 수평선과 화살표는 IPCC 가이드라인에 의거한 가능성 추정 경계를 표시한다.

의 평가 등에도 불구하고 나타난다. 기후 되먹임과 평형 기후 민감도의 모델간 차이를 진단하고 이해하는 데 있어서 TAR 이후 진전이 있어 왔다. 수증기-기온감을 되먹임의 강도에 있어서는 신뢰도가 증가한 반면, 구름 되먹임(특히 하층 구름으로부터의 되먹임)은 기후 민감도 차이의 주 원천으로 확신하게 되었다(8.6절 참조).

TAR 이후, 평형 기후 민감도의 과학적 이해 수준과 정량적 추정의 신뢰도가 크게 증가하였다. 박스 10.2 그림 1과 2에서 요약된 것처럼, 관측된 기후변화 및 GCM들에서 모의된 알려진 되먹임의 강도를 포함한 독립적인 여러 라인의 증거의 조합에 대한 평가를 기반으로 하여 우리는 배증 CO<sub>2</sub>에 대한 전 지구 평균 평형 온난화, 또는 '평형 기후 민감도'가 약 3°C의 최적 가능성 값과 함께 2°C~4.5°C의 범위에 놓일 가능성이 있다고 결론 내린다. 평형 기후 민감도가 1.5°C보다 클 가능성은 매우 높다.

자료 한계 뿐 아니라 근본적인 물리적 이유 때문에, 4.5°C 보다 훨씬 더 높은 값들이 여전히 배제될 수는 없지만, 관측 및 프록시 자료와의 일치성은 2°C~4.5°C 범위 내의 값에 대해서 보다 더 높은 값에 대해서 일반적으로 더 나빠진다.

토대나 해양수화물에서부터의 CH<sub>4</sub> 방출(8.7절 참조)을 포함하는 앙상블 전망에서 아직 설명되지 않았다.

알려진 불확실성의 이해와 함께 미래 변화의 범위를 평가하기 위한 다양한 복잡성을 가진 일련의 모델이 개발되었다(Claussen et al., 2002; Stocker and Knutti, 2003). 간단한 기후모델(SCM)은 보통 해양-대기 시스템을 한 집합의 전 지구 혹은 반구 상자로서 나타내며 에너지 균형 방정식과 기후 민감도의 처방된 값, 해양 열 흡수의 기본 표현을 이용해 전 지구 지표 기온을 예측한다(8.8.2절 참조). 그들의 역할은 관측과 전문가의 판단, 복잡한 모델을 조율함으로써 얻은 매개변수를 제어하는 것의 불확실성에 대한 우선 추정에 근거하여, 전 지구 변수들 간의 상호작용에 대한 포괄적인 분석을 수행하는 것이다. SCM과 생지화학 순환 모델을 결합함으로써 AOGCM 모의 결과를 광범위한 대안 강제 시나리오에 외삽하는데 이용할 수 있다(예, Wigley and Raper, 2001; 10.5.3절 참조).

SCM과 비교되어 EMIC는 덜 상세히, 더 잘된 매개변수화 형식(8.8.3절 참조)과 더 성긴 분해능에서 AOGCM에서 모의된 많은 과정을 포함한다. 결과적으로, EMIC는 국지적 기후 변화나 극한 현상의 불확실성을 정량화하는데 적절치 못하다. 그러나 이들은 큰 앙상블이나 긴 모의에서 여러 지구시스템 성분들 사이 결합의 대규모 영향을 조사하는데 이용될 수 있으며(예, Forest et al., 2002; Knutti et al., 2002), 이는 상당한 계산 비용으로 인해 AOGCM으로는 아직 가능하지 않다. 그러므로 몇몇 EMIC는 AOGCM과 SCM 사이 모델 스펙트럼의 빈틈을 메워주는 식생 역학과 육지 및 해양 탄소 순환, 그리고 대기 화학과 같은 모듈을 포함한다(Plattner et al., 2001; Claussen et al., 2002). 매개변수 공간의 철저한 표본이 SCM에 대해서 그렇듯이(Wigley and Raper, 2001) 몇 EMIC에 대해서는 계산적으로 가능할 수 있으며(예, Stocker and Schmittner, 1997; Forest et al., 2002; Knutti et al.,

2002), 확률적 전망을 얻기 위해 사용된다(10.5.4.5절 참조). 몇몇 EMIC에서, 기후 민감도는 SCM에서처럼 조정가능한 매개변수이다. 다른 EMIC에서 기후 민감도는 AOGCM에서처럼 다중-모델 매개변수에 따라 달라진다. SCM과 EMIC에서부터의 기후 민감도와 TCR의 확률적 추정은 9.6절에서 평가되며 박스 10.2의 AOGCM으로부터의 추정치와 비교된다.

AOGCM의 고 분해능과 상세한 매개변수화는 내부변동성(8.4절 참조)과 극한 현상(8.5절 참조), 그리고 기후변화 되먹임을 일으키는 과정을 특히 국지 규모에서(Boer and Yu, 2003a; Bony and Dufresne, 2005; Bony et al., 2006; Soden and Held, 2006) 더욱 포괄적으로 모의할 수 있게 한다. 해양 역학이 국지적 되먹임에 영향을 준다고 가정하면(Boer and Yu, 2006) 시간에 따른 기후변화에서의 국지적 불확실성의 정량화를 위해서는 전체 3차원 해양 역학 성분을 가지는 AOGCM으로의 다중-모델 앙상블 모의가 필요하다. 그러나 AOGCM 격자 규모(AR4 AOGCM에서 125~400 km, 표 8.1 참조) 이하의 공간 규모에서 믿을만한 정보를 얻기 위해 상세화 방법(11장 참조)이 요구된다.

## 10.5.2 다양한 모델의 반응범위

### 10.5.2.1 통합 AOGCMs

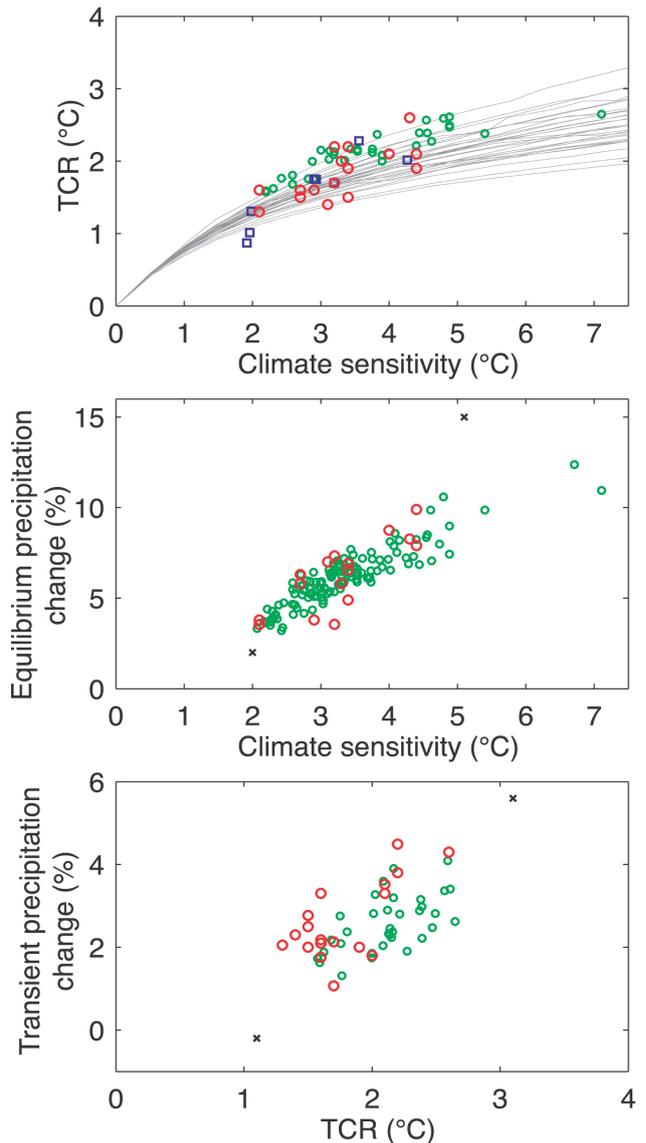
인위적인 온실가스 증가와 같은 외부 강제 변화에 대해 기후모델이 반응하는 방법은 두 가지 표준 기준에 의해 특징지어질 수 있다.(1) '평형 기후 민감도'(2배의 대기 상당 CO<sub>2</sub> 농도를 따르는 전 지구 지표 기온의 평형 변화; 용어풀이 참조),(2) '점증 기후반응'(대기 중 CO<sub>2</sub>가 2배가 된 시점에서 수행한 1%/yr CO<sub>2</sub> 증가 실험에서 전 지구 결합 기후모델의 전 지구 지표 기온변화; 용어풀이 참조). 첫 번째 기준은 대기모델 뿐 아니라 지표면과 해빙 성분에도 주로 존재하는 되먹임의 징후를 제공하고 후자는 일시적인 해양 열

흡수 양상을 포함하는 완전히 결합된 기후시스템의 반응을 정량화한다(예, Sokolov et al., 2003). 이들 두 기준은 AOGCM이 시나리오 모의에서 더욱 복잡해진 강제에 어떻게 반응하는지를 정량화하는 표준이 될 것이다.

전통적으로 평형 기후 민감도는 1.5°C에서 4.5°C의 범위에서 주어진다. 이 범위는 TAR에서 이 범위내의 확률 분포에 대한 어떤 지시도 없이 보고되었다. 그러나 상당한 최근 연구는 평형 기후 민감도의 범위에 대해 말하며 기후 민감도를 확률적으로 정하기 위해 시도했다.

평형 기후 민감도와 TCR은 독립적이지 않다(그림 10.25a). 주어진 AOGCM에서 해양 열흡수가 대기 온난화를 지연시키기 때문에 TCR은 평형 기후 민감도보다 작다. BERN2.5D EMIC의 대규모 양상불이 해양 열흡수 매개변수화의 넓은 범위에 걸쳐 TCR과 평형 민감도의 관계를 조사하기 위해 사용되었다(Knutti et al., 2005). AOGCM으로부터의 유용한 결과와 좋은 일치치를 보이며, BERN2.5D EMIC는 거의 전체 범위의 구조적으로 다른 모델을 포함한다. 강수의 백분율 변화는 TAR로부터의 모델 범위 내에 떨어지는 현재 모델에서 나온 값과 함께, 현 세대 AOGCM에 대한 평형 기후 민감도와 상당히 관계가 있다(그림 10.25b). 그림 10.25c는 전 지구 평균 강수량의 백분율 변화를 2배의 대기 CO<sub>2</sub> 시점에서 TCR의 함수로서, AOGCM을 가지고 수행한 1%/yr의 점증 CO<sub>2</sub> 증가 실험에 의해 모의된 것처럼 보인다. 그림은 평형 기후 민감도에서처럼 이들 두 양 사이에 명백한 양의 상관 관계를 보이며, 이들 값은 TAR에서 평가된 AOGCM의 이전 세대 범위 안에 분류되는 새 모델로부터 나온 것이다. 분명한 관계는 다른 강제나 더 작은 규모에 대해서는 유지되지 않는다는 것을 주지하라. UKMO-HadCM3(M. Collins et al., 2006)의 대기 성분에서 매개변수에 작용하는 섭동을 가진 양상불에 대한 값은 유사한 범위를 가지며 비교를 위해 그림 10.25에 나타낸다.

정규 분포를 결과에 적용시키면 AOGCM으로부터의 평형 기후 민감도에 대한 5~95% 불확실성 범위는 약 2.1~4.4°C이며 TCR에 대해서는 1.2~2.4°C(Räisänen, 2005b 방법을 이용)이다. 기후 민감도의 평균은 3.26°C이며 TCR은 1.76°C이다. 이들 수치는 정규분포와 로그정규 분포 둘 모두에 대해 사실상 같다(박스 10.2 참조). AOGCM의 제한된 표본은(로그) 정규 적합도의 가정을 잘 떠받치지 못한다. 게다가 AOGCM은 '기회의 양상불'을 나타내고 무작위 방법에 의해 표본 추출되어 고안되지 않았다. 그러나 기후 민감도를 관측으로 강제하려는 목적을 가진 많은 연구들은 실제로 기후 민감도의 로그 정규 확률 분포와 비슷한 것과 미래의 온난화와 TCR의 불확실성의 근사적인 정규 분포를 나타낸다(박



**그림 10.25.** (a) TCR 대 평형 기후 민감도를 보인 그림으로서, 모든 AOGCM들(적색), EMICs(청색), UKMO-HadCM3 AOGCM의 교란된 물리 양상불(녹색: M. Collins et al., 2007을 근거로 개작한 양상불), 그리고 서로 다른 해양 연직 확산과 혼합 매개변수화를 사용한 Bern2.5D EMIC의 거대 양상불(회색 선)로부터의 결과이다. (b) 비-역학 박판(slab) 해양과 결합된 대기 GCM들(적색은 모든 AOGCM들, 녹색은 UKMO-HadCM3 대기-박판 해양 버전(Webb et al., 2006)의 결과임)의 배증 CO<sub>2</sub>에 대한 평형에서 전 지구 평균 기온변화의 함수로서의 전 지구 평균 강수량 변화. (c) 1% yr<sup>-1</sup>의 CO<sub>2</sub> 점증 시나리오에서 CO<sub>2</sub> 배증 시점에 대한 전 지구 평균 기온변화의 함수로서의 전 지구 평균 강수량 변화(%)를 보인 것으로서 결합 AOGCM들(적색)과 UKMO-HadCM3 교란된 물리 양상불(녹색)에 의해 모의된 결과이다. (b)와(c)에서 흑색의 십자는 각 양에 대한 TAR AOGCM들(IPCC, 2001)의 범위를 표시한다.

스 10.2 참조). 이들 연구는 또한 현재 AOGCM이 기후 민감도에 대한 불확실성의 전체 범위를 포함하지 않을 수 있다는 것을 나타낸다. 평형 기후 민감도에 대한 모든 증거의 평가는 박스 10.2에 제공된다. AOGCM 기후 민감도의 산포도는 8.6절에서 논의되며 기후 민감도와 TCR에 대한 AOGCM

값은 표 8.2에 나열되었다.

그림 10.25a에 보인 TCR과 평형 기후 민감도 사이의 비선형 관계는 또한, 평형에 전혀 못 미치는 시간 규모에서 모델의 TCR은 모델의 기후 민감도에 특히 민감하지 않음을 말한다. 점증 기후변화는 평형 기후 민감도보다 더 잘 강제됨을 암시한다. 즉, 다른 민감도를 가진 모델은 십년의 시간 규모의 전망에 대해 여전히 좋은 일치를 보일 수 있음을 뜻한다. 그러므로 뜻하지 않은 태양이나 화산활동 없이도, 기후변화는 다가오는 몇 십년에 대해서 잘 강제될 수 있다. 왜냐하면 몇 되먹임에서의 차이는 오로지 긴 시간 규모에서만 중용하며(10.5.4.5절 참조) 다음 몇 십년에 걸쳐, 약 절반의 전망된 온난화가 2000년 수준에서 일정하게 고정된 복사 강제에 의해 발생하기 때문이다(고정 조성 실험, 10.7절 참조).

관측된 열 팽창을 자연적 강제를 가진 AR4 20세기 모의와 비교하는 것은, 둘 모두 자체 불확실성 내에서 일관된다 하더라도, 모델에서의 해양 열흡수가 관측보다 25% 더 큼을 지적한다. 이 차이는 아마도 모델에서 과추정된 해양 열흡수와 관측 불확실성, 그리고 심해에 대한 자료 부족의 조합에 인한 것이다(9.5.1.1절, 9.5.2절, 9.6.2.1절 참조). 이 차이를 과추정된 해양 열흡수 탓으로 돌리면서, TCR 추정치는 최대 0.6°C까지 증가할 수 있다. 이는 SCM과 EMICS에 기초한 해양 혼합에 대한 TCR의 상대적으로 약한 의존도에 대한 증거와 일치한다(Allen et al., 2000; Knutti et al., 2005). UKMO-HadCM3의 대기 성분에서 매개변수에 작용하는 섭동을 가진 앙상블에 의해 포함된 TCR의 범위는 1.5에서 2.6°C이며(M. Collins et al., 2006), 이는 AR4 AOGCM 범위와 유사하다. 그러므로 AOGCM에 의해 걸쳐진 범위에 기초하여, 일시적인 열 흡수의 구조적 불확실성과 가능한 바이어스를 고려할 때, TCR은 1°C보다 클 가능성이 높으며 3°C보다 훨씬 큰 가능성은 매우 낮은 것으로 평가된다(즉, 1.0~3.0°C의 범위가 10~90%의 범위를 가진다). 민감도에 대한 TCR의 종속도는 민감도가 증가하면서 작아지기 때문에, 민감도에 대한 상한의 불확실성은 TCR의 범위에 매우 약하게 영향을 미친다(그림 10.25; 92장; Knutti et al., 2005; Allen et al., 2006b 참조). 탐지와 인과 연구에 근거한 관측적 강제는 이런 TCR 범위에 대한 더 큰 지지를 제공한다(9.6.2.3절 참조).

### 10.5.2.2 중급 복잡성 지구시스템 모델

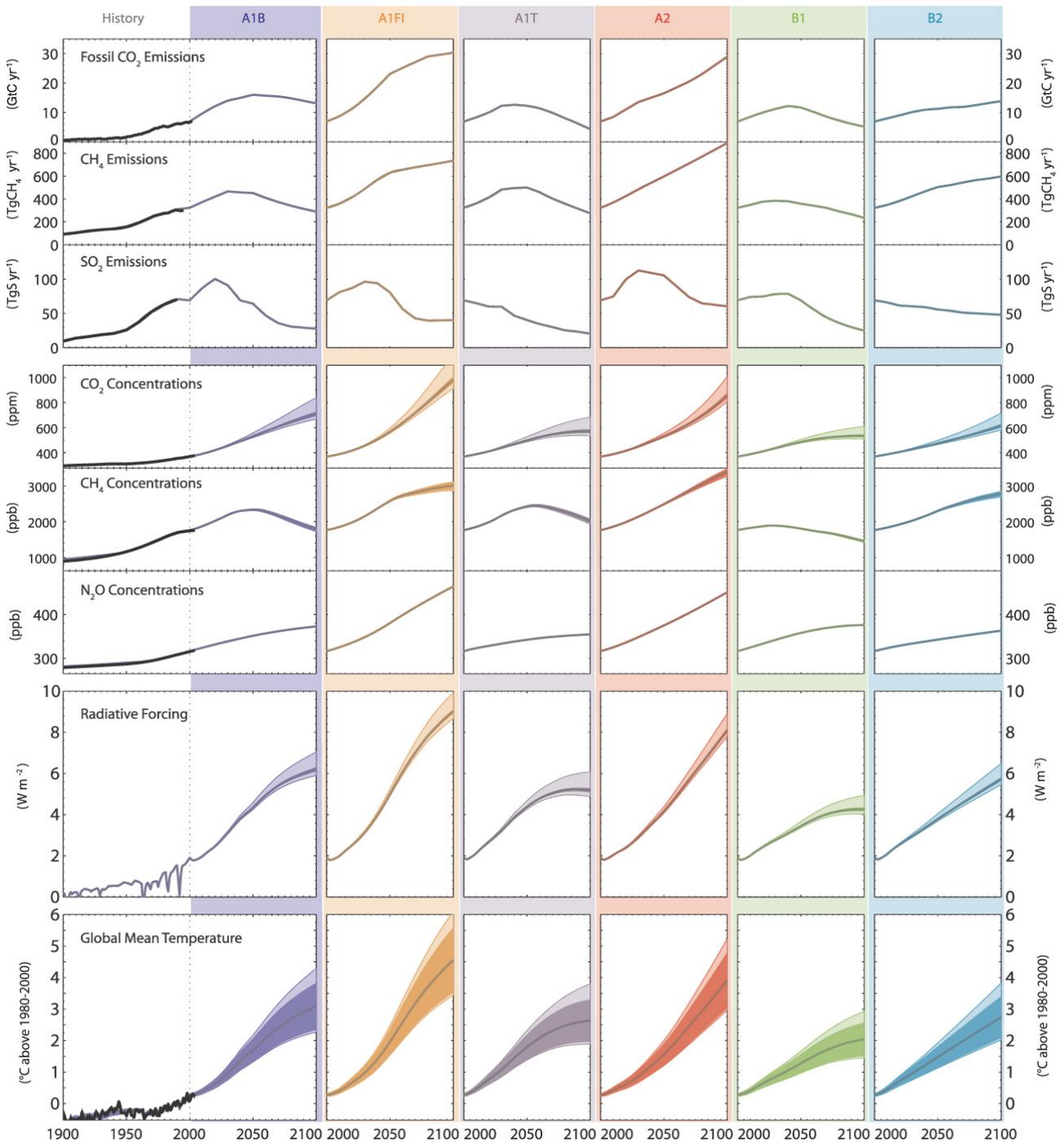
지난 몇 년에 걸쳐 기후모델의 범위는 통합 AOGCM이 포함된 기후시스템 구성성분의 측면에서 더욱 '완전'할 수 있음에도 불구하고 이보다 역학적으로 더 간단해지고 작은 분해능을 가지게 개발되었다. 보통 EMIC(Claussen et al.,

2002)라 불리는 이런 모델은 매우 비균질하며 에너지 균형 모델(Stocker et al., 1992a)이나 대기의 통계적-역학적 모델(Petoukhov et al., 2000)에 결합된 동서 방향으로 평균된 해양모델에서부터 에너지 균형 혹은 간단한 대기 역학 모델에 결합된 저 분해능 3차원 해양모델(Opsteegh et al., 1998; Edwards and Marsh, 2005; Müller et al., 2006)에까지 분포한다. 몇 EMIC는 복사 코드를 가지고 있고 온실가스를 처방하는 반면 다른 것들은 전망된 농도와 양으로부터 복사 강제를 전망하기 위한 간단화된 방정식을 이용한다(Joos et al., 2001; 2장과 TAR, 부록 II, 표 II.3.11 참조). 통합 모델과 비교하여, EMIC는 어떠한 계산적 강제도 가지고 있지 않으며 그러므로 많은 모의가 수행될 수 있다. 이는 대규모 앙상블 제작이나 수세기 간의 장기 변화에 대한 구조적인 조사를 가능케 한다. 그러나 감소된 분해능 때문에 큰 규모에 대한 결과(대륙 규모에서 전 지구 규모)만이 해석된다(Stocker and Knutti, 2003). 표 8.3은 이 절에서 사용된 모든 EMIC와 그 성분과 분해능을 모두 나열한다.

SRES A1B 시나리오에 대해 2100년 이후로 안정된 대기 농도를 가진 한 집합의 모의가 EMIC와 AOGCM을 비교하기 위해 사용된다(10.7.2절 참조). 전 지구 평균 기온과 해면에 대해 EMIC는 보통 AOGCM 작동을 아주 잘 재생산한다. 2개의 EMIC는 AOGCM 범위보다 작은 기후 민감도와 점증 반응 값을 가진다. 그러나 기후 민감도는 몇 EMIC에서 조절 가능한 매개변수이고 여기서는 AOGCM의 반응 범위에 맞추기 위해 전혀 조절하지 않았다. 이런 모델이 장기 수행 전망(10.7절 참조)과 수백수천의 모의를 포함하는 확률 전망 둘 모드에 대해 사용될 수 있다는 지원의 가정 하에(10.5.4.5절 참조) 대부분의 EMIC에서 MOC의 점증 감소 또한 AOGCM과 유사하다(10.3.4절과 10.7.2절, 그리고 그림 10.34 참조). 만일 강제가 충분히 강하고 충분히 오래 지속된다면(예,  $4 \times \text{CO}_2$ ) MOC의 완전하고 비가역적인 붕괴가 몇 모델에서 유도될 수 있다. 이는 EMIC(Stocker and Schmittner, 1997; Rahmstorf and Ganopolski, 1999)나 결합모델(Stouffer and Manabe, 1999)을 이용한 초기 결과와 일치한다.

### 10.5.3 서로 다른 시나리오들로부터의 전 지구 평균 반응

35개 SRES 시나리오에 대한 SCM을 이용한 TAR 전망은 21세기에 걸친 온난화의 범위를 제공했다. SRES 배출 시나리오는 어떠한 기후정책도 충족되지 못했다는 가정이다(Nakićenović and Swart, 2000). TAR에서 그림 9.14의 작도는 실질적이다. 1.5~4.5°C의 장주기 범위 내의 기후 민감도를 가진 AOGCM에 조율된 간단한 모델을 사용하였다(예,



**그림 10.26.** 6가지 예증 SRES 비-완화 배출 시나리오에 대한 화석 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, SO<sub>2</sub> 배출, 거기에 해당하는 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 농도, 복사 강제 및 19개 AOGCM들에 대해 조정된 SCM에 근거한 전 지구 평균 기온 전망. 하단의 기온 그림들에서 어둡게 칠해진 영역은 19개 모델 조정들에 대한 평균±1표준편차를 나타낸다. 밝게 칠해진 영역은 탄소 순환 되먹임이 중(中)으로 세팅된 것보다 저(底) 또는 고(高)로 설정되었다고 가정했을 때 이 불확실성 범위에서의 변화를 나타낸다. 6가지 예증 SRES 시나리오에 대해 중간급 탄소 순환 가정에 대한 평균 전망은 굵은 색선으로 나타내었다. 역사적인 배출(흑색 선)은 화석 및 산업 CO<sub>2</sub>(Marland, 2005), SO<sub>2</sub>(van Aardenne et al., 2001), CH<sub>4</sub>(Olivier and Berdowski, 2001)을 보정한 van Aardenne et al., 2001)에 대해 보였다. 관측된 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 농도(흑색 선)은 6장에 제시된 것과 같다. 하단 좌측 그림에서 보는 것처럼, 인위적 및 자연적 강제에 대해 SCM으로부터 산출된 전 지구 평균 기온은 20세기 관측(흑색 선)과 비교적 잘 맞는다(Folland et al., 2001; Jones et al., 2001; Jones and Moberg, 2003).

Charney, 1979; 초기 IPCC 평가 보고서에 언급됨). 저 범위 밖의 기후 민감도를 가진 모델은 글에서 논의되었으며 제공된 범위가 AOGCM에 의해 주어진 극한 범위가 아니라는 진

술도 허락되었다. 그림은 1750년에서 2000년에 대한 단독 인위적 강제 추정치에 근거하였는데, 이는 TAR 6장에 의해 추천된 범위의 값 내에 있으며 또한 모델 모의와 관측된 기온 기

록으로부터 유도된 값이 일치한다(TAR 12장). 그림은 1750년에서 2000년까지에 대한 단독 인위적 강제 추정에 근거하는데, 이는 TAR 6장에 의해 추천된 값들 범위 내에 있으며 또한 모델 모의와 관측된 기온 기록으로부터 유도된 것과 같다(TAR 12장). TAR 3장과 일관되게 탄소순환에 대한 기후 되먹임이 포함된다. SRES 전체 시나리오에 의해 주어진 1990년에서 2100년까지의 결과적인 전 지구 평균 기온변화는 1.4°C에서 5.8°C이다.

TAR 이래로, 몇몇 연구들은 TAR 전망을 조사하고 확률적 평가를 시도하였다. Allen et al.(2000)은 TAR에 이용된 강제와 간단한 기후모델 조율은 TAR 12장에서 보고된 관측적으로 강제된 확률적 예보와 일치하는 전망을 주는 것을 보인다.

Moss and Schneider(2000)에 의해 언급되었듯 범위가 확률적으로 무엇을 의미하는지에 따라 어떤 지침이 주어지지 않으면 온난화 결과의 범위만을 제공하는 것은 잠재적으로 잘못된 판단을 일으킬 수 있다. Wigley and Raper(2001)는 배출의 불확실성과 기후 민감도, 탄소순환, 해양 혼합 및 에어러솔 강제를 설명하면서 확률적 의미에서 온난화 범위를 해석하였다. 그들은 1990년에서 2100년까지의 1.7°C에서 4°C의 온난화에 대해 90%의 확률 구간을 제공하였다. Wigley and Raper(2001)에 의해 지적되었듯이 이런 결과는 그들이 기초한 가정만큼만 현실적이다. 이런 연구에서의 주요 가정은 각 SRES 시나리오가 똑같이 가능하고, 1.5°C~4.5°C의 범위가 기후 민감도에 대해 90%의 신뢰 구간에 해당하며, 탄소순환 되먹임 불확실성이 TAR에서 주어진 490~1,260ppm의 2100년 양의 전체 불확실성 범위에 의해 특징지어질 수 있다는 것이다. 에어러솔 확률 밀도 함수(PDF)는 SCM을 관측된 전구/반구 평균 기온에 맞추는 강제와 함께 TAR에서 주어진 불확실성 추정치에 근거한다.

Wigley and Raper(2001)의 확률적 평가에서 가장 논란이 많은 가정은 각 SRES 시나리오가 똑같이 가능하다는 것이다. The Special Report on Emissions Scenarios(Nakićenović and Swart, 2000)은 ‘이 보고서에서는 어떤 시나리오에 대한 선호도에 관해 어떠한 판단도 제공되지 않고 시나리오는 발생 확률로 지정되지 않으며 정책적 추천에 의해서도 아니다’고 말한다.

Webster et al.(2003)은 Webster et al.(2002)의 확률적 배출 전망을 이용하였다. 이는 SO<sub>2</sub> 배출의 현재 불확실성을 고려하며 21세기에 걸친 SO<sub>2</sub> 배출의 계속된 증가 가능성을, SRES 시나리오와 일치하는 감소 배출과 함께 허락한다. 그들의 기후모델 매개변수 PDF가 관측에 의해 강제되고 상호 의존적이기 때문에, 전망에 대한 낮은 현재 에어러솔 강제의

영향은 구별하기 쉽지 않으나 그들의 전망이 더 높고 증가하는 SO<sub>2</sub> 배출을 인정한 곳에서 더 낮아지는 경향이 있음의 의심할 바 없다.

특정 배출 시나리오에 확률을 부여하는 것이 가능한지에 대한 질문에 상관없이 2100년까지의 기온 전망에서 불확실성의 다른 원천을 구별하는 것은 중요하다. 미래 온실가스 배출은 대개 주요 사회경제 요인 및 기술 발달과 정책 결정에 의존하기 때문에 다른 배출 시나리오가 발생한다. 명백히 다른 기온 전망을 일으키는 한 요소는 시나리오의 선택이다. 한편으로, ‘반응 불확실성’은 특정 배출 시나리오에 대한 전망의 범위로 정의되며 기후시스템이 인위적 섭동에 대해 어떻게 반응할 것인가의 제한된 지식으로부터 발생한다. 따라서 모든 주어진 불확실성 범위는 기후시스템의 반응 불확실성을 반영하고 그러므로 특정 배출 시나리오에 대해 조건부로 여겨져야 한다.

다음 단락은 MMD로부터 나온 19개 모델에 조율된 SCM을 이용하여 6개의 예증 SRES 시나리오에 대한 AR4 기온 전망의 구축을 설명한다(8.8절 참조). 이들 19개의 조율된 간단한 모델 버전은 1.9°C~5.9°C까지의 범위에서 효과적인 기후 민감도를 가진다. 간단한 모델 민감도는 완전히 결합된 2×와 4×CO<sub>2</sub> 1%/yr CO<sub>2</sub> 증가 AOGCM 모의로부터 유도되며 몇 사례에서 표 8.2에서 주어진 평형 판 해양모델 민감도와 다르다.

여기서 사용된 SRES 배출 시나리오는 어떠한 기후정책도 이행되지 않는다는 가정의 그럴듯한 미래를 대표하게 고안되었다. 이 장은 명시적인 기후변화 완화 정책을 가진 어떤 시나리오도 분석하지 않는다. 여전히 인위적 배출, 예를 들면 그림 10.26의 맨 위 셋에서 보인 화석 CO<sub>2</sub>와 CH<sub>4</sub>, SO<sub>2</sub>(Nakićenović and Swart, 2000)에 관해 이들 SRES 시나리오들 간에는 너른 차이가 있다. 다른 배출의 직접적인 결과 때문에 전망된 농도는 그림 10.26의 6개의 예증 SRES 시나리오(주요 온실가스, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 농도에 대해 그림 10.26의 4번째에서 6번째 열의 그림 참조)에 대해 매우 다르다. 이들 결과는 TAR에서 SCM을 가지고 조사되지 않은 탄소순환 불확실성의 영향을 뒤섞는다(10.4.1절 참조) 전망된 CH<sub>4</sub> 농도는 CH<sub>4</sub>의 수명에 미치는 기온 의존 수증기 되먹임에 의해 영향을 받는다.

그림 10.26에서 CO<sub>2</sub> 농도 플룸은 응용 SCM의 높고 낮은 모든 탄소순환 되먹임 환경을 반영한다. 그들의 편차는 다음처럼 설명된다. 여기서 사용된 SCM의 탄소순환 모델(Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change: MAGICC)은 전 지구 평균 기온에 의해 유도된 많은 기후 관계 탄소순환 되먹임을 포함한다. 탄소순환 되먹임의

전체 영향에 대한 매개변수화는 더 복잡하고 물리적으로 현실적인 C<sub>4</sub>MIP의 탄소순환 모델(Friedlingstein et al., 2006; 10.4절 참조)에 조율되고 결과는 6개의 예증 시나리오에 걸친 BERN-CC 모델 결과에 비교될만하다. 이는 SCM이 최첨단 탄소순환 모델 결과와 일치하는 미래 CO<sub>2</sub> 농도 변화 전망을 생산토록 한다. 특히 A2 배출 시나리오에 대한 2100년의 C<sub>4</sub>MIP CO<sub>2</sub> 농도 범위는 730~1,020ppm인 반면 여기서 제공된 SCM 결과는 806에서 1,008ppm까지의 불확실한 범위를 보인다. 이 SCM 불확실성 범위의 하한은 낮은 탄소순환 되먹임 배경과 19개 AOGCM 조율에 대한 평균에서 표준편차를 뺀 것이며 상한은 높은 탄소순환 배경에 대해 평균에서 표준편차를 더한 것이다. 비교하자면 Wigley and Raper(2001)의 90% 신뢰 구간은 770~1,090ppm이다. 간단한 모델 CO<sub>2</sub> 농도 전망은 C<sub>4</sub>MIP 하에서보다 약간 높는데 왜냐하면 SCM의 탄소순환은 A2 시나리오의 전 기온변화에 의해 유도되기 때문이다. 반면 C<sub>4</sub>MIP 값은 CO<sub>2</sub> 자체 만에 의한 A2 기후변화 성분에 의해 유도된다.

그림 10.26의 복사 강제 전망은 인위적인 강제와 자연적 강제(화산과 태양)를 합한 것이다. 강제 플룸은 우선적으로 탄소순환 불확실성에 대한 강제의 민감도를 반영한다. 결과는 2배의 대기중 CO<sub>2</sub> 농도에 대해 3.71W/m<sup>2</sup>의 강제에 기초한다. 인위적 강제는 표 2.12에 기초하나 현재의 간접적 에어러솔 강제에 대해서는 -0.8W/m<sup>2</sup>의 값을 사용한다. 역사시대에 대한 태양 강제는 Lean et al.(1995)에 따라 처방되었으면 화산 강제는 Ammann et al.(2003)에 따라 처방되었다. 역사 시대의 태양 강제 계열은 가장 최근 22년간의 평균을 이용하여 미래에까지 연장된다. 화산 강제는 지난 100년간의 평균을 0으로 조정하여 미래에 대한 아노말리도 0으로 가정한다. TAR에서는 전망이 1765년에서 시작했음에도 불구하고 인위적 강제만이 단독으로 사용되었다. 과거에 대해 자연적과 인위적 강제를 둘 다 이용하는 데는 몇 가지 이점이 있다. 첫째, 이는 간단한 모델이 대행하는 대부분의 AOGCM에 의해 수행되었다. 둘째, 이를 통해 모의와 관측을 비교할 수 있다. 셋째, 관측 시대에 걸쳐 생긴 온난화 행위가 전망에 반영된다. 자연적 강제를 포함하는 단점은 2100년의 온난화 전망이 자연적 강제에 관해 만들어진 필요한 가정에 수십 분의 일 정도로 종속된다는 점이다(Bertrand et al., 2002). 이들 가정은 자연적 강제가 미래에 어떻게 전망되느냐는 것과 과거 참고 기간의 평균값에 대한 화산 강제를 참고할 것 인지를 포함한다. 게다가 태양 및 화산 강제 둘 모두에 대한 자료 집합의 선택이 결과에 영향을 미친다(자연적 강제의 불확실성에 대한 논의에 대해 2.7절 참조).

6개의 예증 시나리오에 대한 기온 전망은 그림 10.26의 맨

아래에 보였다. 모델 결과는 1980년에서 2000년의 기간에 걸쳐 관측 평균으로부터의 아노말리로서 나타나며(Folland et al., 2002; Jones et al., 2001; Jones and Moberg, 2003) 상응하는 관측 기온 아노말리는 비교를 위해 보였다. 안쪽의(어두운) 플룸은 19개 모델 조율에 의한 ±1 표준편차 불확실성을 뜻하며 바깥쪽의(밝은) 플룸은 대응하는 높낮은 탄소순환 배경에 대한 결과를 말한다. 탄소순환 불확실성의 비대칭은 전 지구 평균 기온 전망이 더 높은 온난화 쪽으로 치우치는 것을 야기함을 주목하라.

중간 범위의 탄소순환 배경을 가진 SCM 결과의 평균만을 고려하면, 낮은 배출의 SRES 시나리오 B1에 대해 전망된 전 지구 평균 기온은 1980년에서 2000년까지의 농도로 상승해 2100년이면 2.0℃에 이른다. 높은 배출 시나리오, 예를 들면 SRES A2 시나리오에 대해서는 전 지구 평균 기온은 1980년에서 2000년까지의 농도에서 2100년이 되면 3.9℃까지 상승한다. 이런 전망된 평균 온난화에서의 명백한 차이는 각기 다른 배출 시나리오를 분리해서 평가하는 중요성을 강조한다. 위에서 언급했듯이, '반응 불확실성'은 특정 배출 시나리오에 대한 전망의 범위로서 정의된다. A2 배출 시나리오에서, SCM을 이용한 기온변화 전망은 약 1.8℃의 ± 표준편차 범위에 걸치며 1980년에서 2000년 수준에서는 2100년에 3.0℃~4.8℃의 범위를 가진다. 만일 탄소순환 되먹임이 낮게 고려된다면, 이 범위의 하한은 아주 약간 감소해 소수점 0.1 자리에서는 변하지 않는다. 높은 탄소순환 되먹임 배경에서 ±1 표준편차 범위의 상한은 5.2℃까지 증가한다. 낮은 배출 시나리오에 대해 이 불확실성의 범위는 더 작아진다. 예를 들면 B1 시나리오 전망은 탄소순환 불확실성을 포함하여 약 1.4℃의 범위, 즉 1.5~2.9℃의 범위를 가진다. 중간 배출 시나리오 A1B에 대한 결과는 2.3~4.3℃이며 높은 배출 시나리오 A1F1에 대해서는 3.4~6.1℃이다. 이들 불확실성 범위는 모든 SCM 실험에 걸쳐 전망된 온난화의 최소에서 최대의 경계가 아님을 주목하라. 보이지는 않았지만 이는 더 높다. 즉 A2 시나리오에 대해서는 2.7~7.1℃이며 B1 시나리오에 대해서는 1.3~4.2℃이다.

여기서 제공된 SCM 결과는 각기 다른 모델 조율 및 탄소순환 되먹임 매개변수를 가진 민감도 실험이다. 강제 불확실성은 아직 평가되지 않았으며 SCM 조율에 이용 가능한 AOGCM 모델 결과는 가능한 기후반응의 모든 범위를 포함하지 않을 수 있음을 주목하라. 예를 들어, 역사적 또는 현재 관측에 맞춘 모델에 근거하여 강제된 예보에 대한 연구는 일반적으로 다소 넓은 범위의 '반응 불확실성'을 허락할 수 있다(10.5.4절 참조). 모든 이런 불확실성의 연관은 극한의 범위가 낮은 확률을 가지기 때문에 확률적 접근을 요구

할 수 있다. 2100년까지의 전 지구 기온상승에서 종합된 불확실성은 10.5.4.6절에서 제공할 것이다.

#### 10.5.4 표본추출 불확실성과 추정확률

AOGCM 반응의 불확실성은 내부변동성의 영향으로부터 발생하는데, 이는 서로 다른 초기조건을 사용하는 단독 모델의 모의 앙상블을 만들고 모델링 불확실성(운동방정식을 유한 격자로 쪼갬으로써, 그리고 아격자 규모 과정(복사 전달, 구름 형성, 대류, 등등)의 매개변수화로부터 생성되는 오차)으로부터 분리하여 표본 추출될 수 있다. 모델링 불확실성은 대안적 구조적 선택(예를 들면 분해능과 매개변수와가 기초로 하는 기본 물리 가정의 선택)에서와 매개변수화 방안 내의 약하게 강제된 매개변수의 값에서 드러난다. 앙상블 접근은 모델 구조와 매개변수 배경의 변화로부터 발생하는 불확실성의 영향을 정량화하기 위해 사용된다. 이들은 10.5.4.1절에서 10.5.4.3절까지에서 평가되며 관측 강제에 대한 논의는 10.5.4.4절에서, 그리고 확률적 예측을 얻기 위해 사용된 방법론은 10.5.4.5절에서 10.5.4.7절까지에서 이뤄진다.

지금까지 수행된 앙상블 전망이 넓은 범위의 반응을 제공하는 반면 모델링 불확실성의 모든 가능한 원인을 표본추출하지는 않는다. 예를 들면, AR4 다중-모델 앙상블은 CO<sub>2</sub>의 특정 농도에 의존하므로 AOGCM 결과를 외삽하는 덜 상세한 모델을 이용함으로써 부분적으로 불확실성을 설명할 수 있다고 하더라도(10.5.3절 참조), 탄소순환 되먹임의 불확실성을 무시한다(10.4.1절 참조). 더 일반적으로, 가능한 모델들은 근본적인 부적합함, 즉 정량화 될 수 없는 영향을 공유할 수 있다(Kennedy and O'Hagan, 2001). 예를 들어 기후모델은 현재 격자 규모로 명백하게 분해되는 흐름에 결합된 결정론적 통짜 공식을 이용하여 아격자 규모 매개변수화에 제한된 해결방법을 제공한다. Palmer et al.(2005)은 매개변수화 방안의 결과가, 수치 일기 예보에서 시도된 확률론적 방법을 따라(예, Buizza et al., 1999; Palmer, 2001) 가능한 아격자 규모 상태의 범위와 일관된 통계학적 분포로부터 표본 추출될 수 있어야 한다고 주장했다. 그러나 미래 변화의 모의된 범위를 확장시키는 잘못된 혹은 부적절하게 매개변수화된 과정에 대한 가능성은 명백하지 않으며, 이 문제는 아래에서 논의될 결과를 위해 매우 중요한 경고가 될 것이다.

##### 10.5.4.1 다중-모델 앙상블 방법

다른 모델링 센터에서 개발된 AOGCM 앙상블의 이용은 계절에서 경년 및 100년의 시간 규모 모두의 기후 예측/전망에서 확립되었다. 각기 다른 AOGCM의 모의 오차는 독립적

이라는 범위에서 앙상블의 평균은 각각의 앙상블 멤버보다 성능이 우수할 것으로 기대될 수 있는 까닭에 향상된 '최적 추정' 예보를 제공한다. 결과는 계절예보(Palmer et al., 2004; Hagedorn et al., 2005) 및 긴 기간 모의로부터의 현재 기후(Lambert and Boer, 2001)의 검증 모두에서 이를 사실로 보여준다. 모델링 불확실성을 표본추출함으로써, AOGCM의 앙상블은 초기 상태에서의 불확실성만을 표본추출하는 단독 모델의 앙상블을 사용하는 것(Palmer et al., 2005)에 비해 확률적 전망에 대해 향상된 기초를 제공해야 한다. 그러나 다중-모델 앙상블의 멤버는 공통된 계통 오차를 공유하며(Lambert and Boer, 2001), 자원 강제로 인한 가능한 모델 구성의 모든 범위를 포함할 수 없다. 미래 기후변화 전망의 검증은 가능하지 않으나, Räisänen and Palmer(2001)는 '완벽 모델 방법'을 사용하여(앙상블의 한 멤버를 참으로 간주해 다른 멤버를 이용한 그 반응을 예측하는 것) 기후변화와 관계된 가상의 경제적 비용이, 개개의 앙상블 멤버로부터의 결정론적 예측을 사용하는 것보다 앙상블을 통한 변화의 확률을 계산함으로써 감소할 수 있음을 보였다.

다중-모델 앙상블의 또다른 강점은 각 멤버가 가능성 있고 안전한 기준 모의를 얻기 위해 조심스러운 시험을 필요로 한다는 것이다. 이를 얻기 위한 모델 매개변수를 조율하는 과정(8.1.3.1절)이 주관적인 판단을 가진다 하더라도, 그리고 모델 매개변수 공간에서 최적의 위치를 파악하는 것을 보장할 수 없다 하더라도 말이다.

##### 10.5.4.2 섭동 물리 앙상블

10.5.2절에서 다룬 AOGCM은 각각이 주어진 집합의 물리 가정에 기초하며 많은 불확실한 매개변수를 포함하는 선택적 매개변수화 과정으로부터 성분을 선택함으로써 구축된다. 원칙적으로 이들 성분들과 일치하는 예측의 범위는, 주어진 물리 과정을 섭동시키는 영향을 두 번 계산할지 모르는 조합을 피하면서 매개변수화 방안과 매개변수 값에 대한 다양한 옵션의 체계적 표본 추출을 통해 매우 큰 앙상블을 구축함으로써 정량화될 수 있다. 이런 방법은 간단한 기후모델과 EMIC(Wigley and Raper, 2001; Knutti et al., 2002)를 이용하여 이루어졌고 Murphy et al.(2004)과 Stainforth et al.(2005)은 AOGCM을 이용해, 해양 혼합층에 결합된 UKMO-HadCM3의 대기 성분에서 약하게 강제된 매개변수를 섭동시킴으로써 큰 앙상블을 구축하여, 이런 방향으로의 첫 번째 단계를 설명하였다. 이들 실험은 단독 GCM에서 불확실한 매개변수와 일관된 2배의 대기 중 CO<sub>2</sub>의 평형 반응의 범위를 정량화한다. Murphy et al.(2004)은 개개의 매개변수의 영향이 혼합되어 있으나 비선형 상호작용에 의해 이입

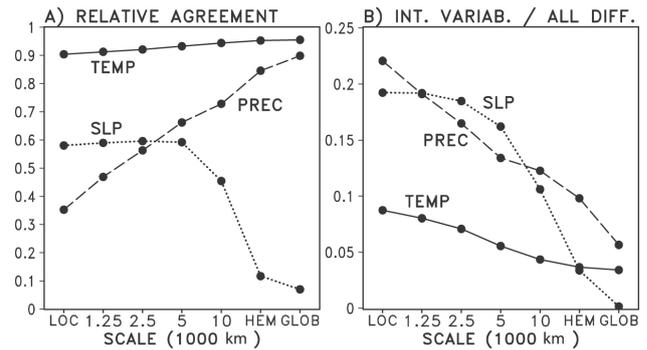
된 추가적인 불확실성을 간단히 허용한다고 가정하고, 29개의 매개변수를 한번에 하나씩 섭동시켰다. 모델에 모의된 기후와 관측된 기후 사이의 넓은 기준의 일치율을 가지고 가중치를 부여할 때, 모든 모델 버전이 똑같이 신뢰할만하다고 할 때의 1.9~5.3°C에 비해, 기후 민감도에 대한 확률적 분포가 5에서 95%의 범위로 2.4°C~5.4°C임을 보였다(박스 10.2, 그림 1c).

Stainforth et al.(2005)은 분할 계산 방법(Allen, 1999)을 전개하여 기후 민감도에 영향을 미치는 것으로 알려진 6개의 매개변수에 높은 값과 중간값, 낮은값의 조합을 표본추출하여 2,578개의 모의의 매우 큰 앙상블을 가동시켰다. 기후 민감도의 범위는 2°C에서 11°C로 8°C를 넘는 모델은 4.2%를 차지함을 보였으며, 높은 민감도를 가진 모델은 지표 연평균 기후값과의 비교에 근거하여 제외시킬 수 있었음을 보였다. 기후 민감도와 몇몇 현재 관측가능한 공간 장 사이의 다변량 선형 관계를 이용함으로써 같은 자료 집합으로부터의 기후 민감도의 5~95% 범위는 2.2°C~6.8°C로 추정된다(Piani et al., 2005; 박스 10.2, 그림 1c). 이 앙상블에서, Knutti et al.(2006)은 기후 민감도와 현재 모의의 지표 기온에 대한 계절 순환의 진폭 사이에서 강한 관계를 발견하였다. 높은 민감도를 가진 대부분의 모의는 관측된 진폭을 과추정한다. 이런 관계에 근거하여 기후 민감도의 5~95% 범위는 1.5°C~6.4°C로 추정된다(박스 10.2, 그림 1c). 같은 기후모델에 기초한 박스 10.2, 그림 1c의 PDF 사이의 차이는 불확실한 매개변수의 선택과 전문가에 의해 특정지어진 선행 분포, 관측적 강제 선택적 적용으로부터 야기되는 방법론적 불확실성을 반영한다. 그들은 해양순환 변화와 관계된 불확실성을 고려하지 않았으며 구조적인 모델 오류도 고려하지 않았다(Smith, 2002; Goldstein and Rougier, 2004).

Annan et al.(2005a)은 앙상블 칼만 필터 기법을 이용하여 일련의 기후적 관측지에 관한 모의 오차를 최소화시키는 강제에 의존하는 EMIC에서의 모델 매개변수에 대한 불확실성 범위를 얻었다. 이 방법을 이용하여 Hargreaves and Annan(2006)은 대서양 MOC(증가하는 CO<sub>2</sub>에 대한 반응으로) 붕괴 위험이 EMIC 매개변수가 조율되는 관측자료에 의존한다는 사실을 발견하였다. 9.6.3절은 기후 민감도와 마지막 최대빙하기의 냉각 사이의 관계에 대한 섭동 물리 연구를 평가한다(Annan et al., 2005b; Schneider von Deimling et al., 2006).

#### 10.5.4.3 앙상블 결과로부터 불확실성 요인의 진단

그림 10.27a는 Räisänen(2001)에서처럼 계산된 A1B 시나리오에 대한 1980년에서 1999년에 비해, 2080년에서 2099년



**그림 10.27.** 1980년~1999년 대비 2080년~2099년의 SRES A1B 시나리오에 대한 연 평균 반응들의 통계로서, Räisänen(2001)의 방법론을 사용하여 21개-멤버 AR4 다중-모델 앙상블로부터 계산되었다. x 축의 수평 규모의 함수(Loc: 격자 상자 규모; Hem: 반구 규모; Glob: 전 지구 평균)에 대한 y 축의(a) 앙상블 멤버들 간의 상대적 일치도(무차원의 양으로서 앙상블-평균 반응의 제곱(샘플링 바이어스를 피하기 위해 보정됨)와(b) 반응들의 앙상블 분산에 대한 내부변동성의 무차원 비로서 결과들을 표현하였다. 지표 기온, 강수량, 그리고 해면기압에 대해 값들을 보였다. 반구 및 전 지구 규모에서의 SLP 변화의 낮은 일치도는 일부 모델들에서의 총 대기 질량 보존과 연관된 문제점을 반영하지만, 이 규모들에서 SLP 변화는 극히 작기 때문에 이것이 실질적인 유의성을 갖지는 못한다.

까지의 AR4 다중-모델 앙상블 멤버에 의해 모의된 연 변화들 사이의 일치를 보인다. 강수에 대해 일치는 공간적 규모를 가지고 증가한다. 지표 기온의 경우 국지적 규모에서 조차 모의된 온난화의 확고함을 의미하는 높은 일치를 보인다(그림 10.8 참조, 10.3.2.1절에서 논의됨). 모델 공식화의 차이는 내부변동성의 역할이 더 작은 규모에서 증가한다 해도 앙상블 산포도에서 지배적인 유인이다(그림 10.27b). AR4 앙상블 멤버들 사이의 일치는 초기 Räisänen(2001)의 CMIP2 앙상블에 비해 약간 더 높으며(TAR에서도 보고됨), 내부변동성은 앙상블 산포도의 더 작은 부분을 설명한다. Räisänen(2001)에 의해 고려된 2배 CO<sub>2</sub>의 점증 반응에 비해 A1B 시나리오에서 2080년에서 2099년에 대한 더 큰 강제와 반응이 주어진다면 경신된 모델들의 사용이 또한 기여한다 하더라도 이는 기대된 바이다. 계절적 변화에 대해 내부변동성은 다중-모델과 섭동 물리 앙상블 모두에서(Räisänen, 2001; Murphy et al., 2004) 국지적 강수와 SLP 변화(지표 기온이 아니더라도)의 불확실성의 원천으로서 모델 차이에 비교될만하다는 것이 발견되었다. 결론적으로 강수와 SLP에 대한 국지적 계절 변화는 지구의 많은 영역에 걸쳐 AR4 앙상블에서 일관되지 않는 반면(즉, 다중-모델 평균 변화는 앙상블 표준편차를 초과하지 않는다; 그림 10.9 참조) 지표 기온변화는 10.3.2.1절에서 논의했듯이, 거의 모든 지역에서 일치한다.

Wang and Swail(2006b)은 내부변동성의 상대적 중요성과 복사 강제의 차이 및 세 가지 가능성 있는 강제 시나리오에

대한 세 개의 AOGCM 수행을 이용하여 해양 파고의 점증 반응을 설명하는 데 있어서의 모델 차이를 연구하고, 모델 차이가 모의된 변화에서의 가장 큰 불확실성의 원인임을 발견하였다.

Selten et al.(2004)은 자연적 및 인위적 강제를 포함하는 1940년에서 2080년까지의 모의의 62개 멤버의 초기 조건 앙상블을 보고했다. 그들은 지난 수십년에 걸쳐 NAO에서 관측된 경향을 재생산 하나 앙상블 평균에서는 경향이 없는 개개의 멤버를 발견하고 관측된 변화가 열대 인도양의 강수 증가에 의해 유도되는 모드와 관계된 내부변동성을 통해 설명될 수 있음을 제시하였다. Terray et al.(2004)은 ARPEGE 결합 해양-대기모델이 SRES A2와 B2 강제에 대한 반응으로 NAO의 양의 위상의 주재 진동수에서 약간 증가함을 보이는 반면 결합 실험으로부터 처방된 SST 변화가 북대서양과 유럽에 걸쳐 증가된 분해능을 가진 대기모델 버전을 구동하는데 사용될 때 더 크게 증가함을 발견하였다(Gibelin and Déqué, 2003).

그림 10.25는 AR4 다중-모델 앙상블에 의해 모의된 전 지구 평균 점증 변화와 평형 변화를 넓은 범위의 다중 매개변수 섭동과 기후 민감도를 표본추출하면서 믿음만한 현재의 모의를 생산하도록 고안된 섭동 물리 앙상블(M. Collins et al., 2006; Webb et al., 2006)에 반해 비교한다. AR4 앙상블은 부분적으로 모델 성분의 구조적 변동을 표본추출하고 반면 섭동 물리 앙상블은 모델 구조를 고정한 상태에서 대기 매개변수의 불확실성을 표본추출한다. 결과는 두 종류의 앙상블 모두에서 TCR과 기후 민감도, 강수 변화 사이의 유사한 관계를 보인다. 섭동 물리 앙상블은 다중-모델 범위보다 높은 민감도를 가진 멤버를 여럿 포함하며 몇몇 다중-모델 점증 모의는 섭동 물리 앙상블에서 발견된 범위보다 약간 낮게 TCR 값을 제공한다(그림 10.25a, b).

Soden and Held(2006)는 이전 IPCC 평가에서처럼 구름 되먹임의 차이가 AR4 앙상블에서 지표 기온의 점증 반응(8.6.3.2절 참조)에서 불확실성의 지배적인 요인임을 발견하였다. Webb et al.(2006)은 9개 멤버의 다중-모델 앙상블에서의 평형 복사 되먹임을 다중 매개변수 섭동을 가진 128개 멤버의 섭동 물리 앙상블에서 모의된 것들과 비교하였다. 이들은 두 앙상블 모두에서 기후 민감도의 범위가 주로 하층 구름의 변화가 우세한 영역에서 단파 구름 강제의 반응 차이에 의해 설명됨을 보였다. Bony and Dufresne(2005)은 AR4 앙상블에서 대규모 침강 지역에서의 해양 경계층 구름이 열대 구름 되먹임에서의 확산에 가장 큰 원인을 제공함을 발견하였다. 구름 되먹임에서의 불확실성을 줄이기 위해서는 다른 물리 과정의 매개변수화를 향상시키며(예, Williams

et al., 2001) 분해능을 증가시킴으로써(Palmer, 2005) 구름 미세 물리적 성질의 매개변수화(예, Tsushima et al., 2006) 및 구름 거대물리적 성질의 표현을 둘 다 향상시킬 필요가 있다.

#### 10.5.4.4 관측적 강제

TAR 이래로 관측할 수 있는 범위는 간단한 기후모델과 EMIC, AOGCM을 이용한 연구에서 미래 기후변화의 불확실성을 강제하기 위한 방법을 조사하기 위해 이용되었다. 전 지구 기후 민감도의 확률적 추정치는 지표 기온과 상층 기온, 해양 온도, 복사 강제의 추정치, 위성 자료, 지난 천년간에 걸친 프록시 자료, 혹은 그 일부의 역사적 점증 변화로부터 얻어진다(Wigley et al., 1997a; Tol and De Vos, 1998; Andronova and Schlesinger, 2001; Forest et al., 2002; Gregory et al., 2002a; Knutti et al., 2002, 2003; Frame et al., 2005; Forest et al., 2006; Forster and Gregory, 2006; Hegeri et al., 2006; 9.6절 참조). 일부 이들 연구는 또한 전망된 미래 배출에 대한 점증 반응을 강제한다(10.5.4.5절 참조). 기후 민감도에 대해 그 이상의 확률적 추정은 현재 기후의 모의와 관측 사이의 상관의 통계적 측정(Murphy et al., 2004; Plani et al., 2005)과 지표 기온의 기후학적 계절 순환(Knutti et al., 2006), 고기후 강제에 대한 반응(Annan et al., 2005b; Schneider von Deimling et al., 2006)을 이용하여 얻어진다. 국지 기후전망을 강제하는 목적에 대해, 지표 기온의 지난 국지적 또는 대륙 규모 경향에서 그런 것처럼(Greene et al., 2006; Scott et al., 2006a) 시간 평균 국지 기후 장이나 이의 공간 평균이 사용되어왔다(Giorgi and Mearns, 2003; Tebaldi et al., 2004, 2005; Laurent and Cai, 2007).

더 나아가 미래 변화에 대한 잠재적 강제로서 관측할 수 있는 것이 제안되었으나 형식에 맞는 확률적 추정치에서는 아직 사용되지 않았다. 이들은 구름 되먹임(Bony et al., 2004; Bony and Dufresne, 2005; Williams et al., 2005)과 계절순환의 복사 감폭(Tsushima et al., 2005), 모의된 지표 기온 변동과 관측된 값의 상대적 엔트로피(Shukla et al., 2006), 주요 화산 분출(Wigley et al., 2005; Yokohata et al., 2005; 9.6절 참조), 재분석 자료로부터 뽑아낸 여러 변수들의 경향(Lucarini and Russell, 2002)과 연관된 기후변동성의 측정을 포함한다.

예를 들면 검증 자료가 존재하는 것에 대해 더 짧은 시간 규모에서 앙상블 기후 예측 시스템의 평가와 같은 추가적 강제 또한 발견되었다. 이들은 계절에서 경년 확률 예보의 신뢰도의 평가(Palmer et al., 2004; Hagedorn et al., 2005) 및 짧은 규모의 일기 예측에서 모델 매개변수화의 평가

(Phillips et al., 2004; Palmer, 2005)를 포함한다. Annan and Hargreaves(2006)는 여러 종류의 증가를 결합함으로써 불확실성을 줄힐 가능성을 지적한다. 이는 다른 강제와 이들의 독립성 정도, 구조적 모델링 오차의 영향 평가 및 이들 요소를 결합하는 통합적 확률 구성 발전의 영향에 대한 객관적 정량화를 요구한다(예, Rougier, 2007).

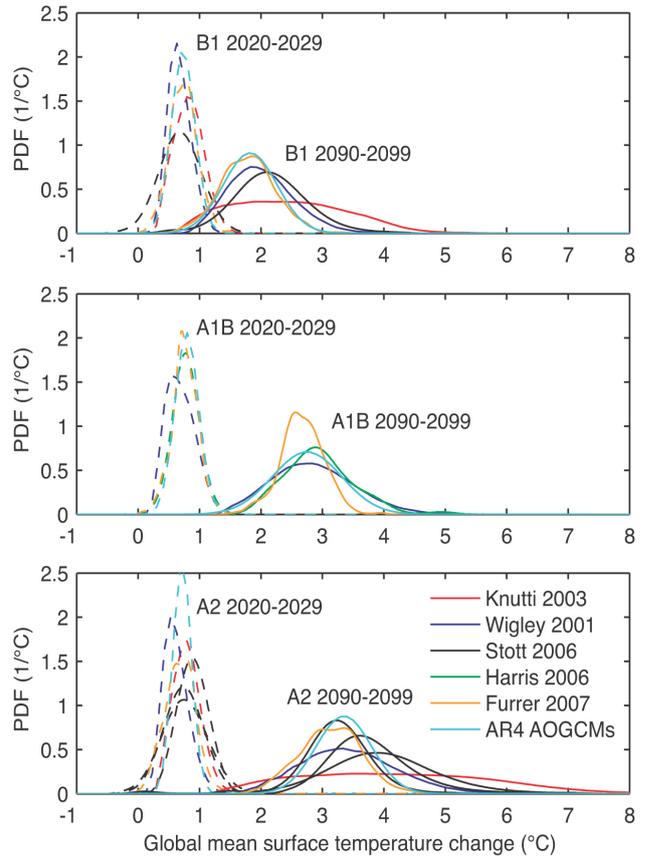
#### 10.5.4.5 확률적 전망-전 지구 평균

전 지구 평균(이 절에서 설명) 및 지리적 묘사(다음 절에서 설명) 모두에 대한 확률적 기후변화 전망을 제공하기 위한 많은 방법이 TAR 이레로 출현하였다.

기후 민감도를 현재 기후 관측자료를 이용하여 강제하는 방법은 10.5.4.2절에서 논의되었다. AR4 다중-모델 앙상블과 섭동 물리 앙상블 모두에서부터 나온 결과는, 감율 및 수증기, 지표 알베도와 구름으로부터 발생한 전 지구 복사 되먹임에 대한 넓은 범위의 대안적 모델링 가정의 영향을 조사함에도 불구하고 2°C 미만의 기후 민감도에 대해 매우 낮은 확률을 제시한다(Bony et al., 2006; Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006; 박스 10.2). 그러나 모델이 구성성분을 공유함으로써 오차를 공유한다는 근거로 AOGCM 앙상블에 대한 예외적 신뢰는 의심할만하고 전체 범위의 가능한 결과를 표본 추출할 수 없을지 모른다(예, Allen and Ingram, 2002).

기후 민감도에 대해 관측적으로 강제된 확률 분포는 또한 에너지 균형에 기초하는 물리적 관계와 지난 50년에서 150년까지의 역사적 변화의 계기관측자료 또는 지난 천년동안의 지표 기온의 프록시 복원 자료로부터 유도된다(9.6절). 결과는 관측자료, 고려된 강제, 그들의 특정된 불확실성의 선택에 따라 달라진다. 그러나 모든 이런 연구는 95퍼센트의 변함없이 6°C를 초과하는 분포를 가지고 기후 민감도에 대해 높은 상한을 제공한다(박스 10.2). Frame et al.(2005)은 민감도에 대한 불확실성 범위가 관측자료가 적용되기 전 불확실한 양의 선행분포에 대해 행해진 선택에 달려있음을 입증하였다. Frame et al.(2005)과 Piani et al.(2005)은 민감도에 역으로 관련되는 변량들의 전망이 기후 민감도 자체보다 관측에 의해, 특히 추정된 상한에 관해 더 강하게 강제된다는 사실을 암시하면서 많은 관측 가능한 변수들이 기후 민감도에 역으로 계산되기 쉬움을 보여준다(Allen et al., 2006b).

점증 기후변화 사례에서 과거 변화와 일치하게 남아있는 동안, 내부변동성에 인한 불확실성을 설명하면서 AOGCM으로부터의 전 지구 지표 기온 하인드캐스트가 비율에 따라 증감됨으로써 최적 탐지 기술이 요소를 결정하기 위해 사용되었다(9.4.1.6절). 불확실성은 전 지구 평균 기온변화의



**그림 10.28.** SRES 시나리오 B1, A1B, 그리고 A2에 대해 1980년~1999년 평균 대비 2020년~2029년의 10년과 2090년~2099년의 10년의 전 지구 평균 기온변화에 관한 서로 다른 연구들로부터의 확률 밀도 함수(Wigley and Raper, 2001; Knutti et al., 2002; Furrer et al., 2007; Harris et al., 2006; Stott et al., 2006b). 비교를 위해 다중-모델 앙상블에 맞춰진 정규 분포를 보였다.

모델 하인드캐스트에서 발견된 부분적인 오차가 미래 변화 전망에 일정하게 남아있다는 가정을 함으로써, 시간에 앞서 전파된다. 이 방법을 이용하여, Stott and Kettleborough (2002)는 UKMO-HadCM3 모의로부터 유도된 전 지구 평균 기온의 확률적 전망이 21세기의 첫 수십년에 걸친 기간에서 네 개의 대표적인 SRES 배출 시나리오들 사이의 차이에 둔감하나 21세기 말에서는 서로 다른 SRES 시나리오에 대한 반응 사이에서 더 큰 차이가 발생함(10.5.3절 및 그림 10.28 참조) 발견하였다. Stott et al.(2006b)은 다른 민감도를 가진 세 모델의 반응을 규모화하는 것은 그들의 전망을 더 잘 일치시키도록 한다고 보였다. Stott et al.(2006a)은 그들의 방법을 확장시켜 SRES A2 시나리오 하에서 대륙 규모 지역에 걸쳐 평균된 미래 온난화의 확률적 전망을 얻었다. UKMO-HadCM3에 의해 모의된 과거 대륙 온난화의 부분적 오차는 미래 변화를 개선하기 위해 이용되었으며 특히 21세기에 걸친 온난화에 대한 5%-95% 범위는 2-12°C인 북아메리카와 2-11°C인 유럽에 대해 너른 불확실성 범위를 산출하

였다. 이들 추정치는 국지적으로 차등화된 온난화율로부터 발생한 잠재적 강제를 설명하지 못한다. 만일 과거 전 지구 평균 기온의 부분적인 오차가 미래 대륙 변화를 규모화하기 위해 사용된다면, 이것이 전 지구와 지역적 기온변화 사이의 관계에 있는 불확실성을 무시한다 하더라도 좀 더 조밀한 범위, 북아메리카에 대해서는 4-8℃, 그리고 유럽에 대해서는 4-7℃를 얻을 수 있다.

Allen and Ingram(2002)은 '긴급 강제'를 찾는 것이 몇 번 수들에 대한 확률적 전망을 만들지 모른다고 제안하였다. 이들은 전 지구 지표 기온과 같은 관측치에 의해 직접적으로 강제될 수 있는 변수와 너른 범위의 모델에 걸쳐 고정된 관계에 물리적으로 기초하는 고정값을 설정함으로써 간접적으로 강제되는 변수들 사이의 관계다. 그들은 전 지구 평균 강수량의 미래 변화가 큰 EMIC 앙상블로부터 얻은 전 지구 기온(Forest et al., 2002)과 배증 대기 중 CO<sub>2</sub> 반응의 다중-모델 앙상블에서 얻은 강수량과 기온 사이의 관계에 대한 확률 분포를 사용하여 강제된다는 실례를 제시하였다. 이들 방법은 관측에 의해 강제되는 분포를 생산하도록 고안되었으며 상대적으로 모델에 독립적이다(Allen and Stainforth, 2002; Allen et al., 2006a). 이는 상호 변동가능한 관계가 대안적 모델링 가정에 따라 확고하다는 가정하에 얻을 수 있다. Piani et al.(2005)과 Knutti et al.(2006)(10.5.4.2절에서 설명)은 이 방법을 따라 이들 사례에서 상호 변동가능한 관계가 단독 모델의 섭동 버전에서 유도되었으며 다른 모델을 이용하여 확정될 필요가 있음을 지적하였다.

SRES 시나리오 B1, A1B, A2에 대해 출판된 확률적 전 지구 평균 전망의 종합은 그림 10.28에 주어졌다. 확률 밀도 함수는 단기 전망(2020~2030)과 세기 말(2090~2100)에 대해 제공되었다. 비교를 위해 다중-모델 집적에서 AOGCM으로부터의 결과(10.3.1절 참조)에 적합한 정규 분포 또한, 이들 커브 모양이 PDF로서 간주되어선 안된다 하더라도, 주어졌다. PDF를 만드는 다섯 가지 방법은 모두 10.5절에 설명된 다른 모델과 기법에 기초한다. 요약하면, Wigley and Raper(2001)는 강제를 적용하지 않고 기후 민감도와 해양 열흡수, 황산염 강제와 탄소순환에 대한 전문적 선행 분포를 가진 간단한 모델의 큰 앙상블을 이용하였다. Knutti et al.(2002, 2003)은 비정보의 선행 분포를 가진 EMIC 모의의 큰 앙상블을 사용하고 기후 민감도와 해양 열흡수, 복사 강제 및 탄소순환의 불확실성을 고려하고 관측적 강제를 적용하였다. 어떠한 방법도 자연적 변동성을 명시적으로 고려하지 않는다. Stott et al.(2006b)은 AOGCM 모의에 지문 규모화 방법을 적용하여 강제와 기후 민감도, 그리고 비강제 뿐 아니라 강제된 자연적 내부변동성의 불확실성을 암시적으로 설명하는

PDF를 얻었다. A2 시나리오에 대해 Stott et al. PDF가 사용된 모델에 의존하는 정도를 실례로 들며 이들 세 개의 다른 AOGCM으로부터 얻은 결과를 보였다. Harris et al.(2006)은 더 큰 앙상블 모의로부터 나온 규모화된 평형 반응을 이용하여 UKMO-HadCM3 모델의 17개 멤버의 섭동 물리 앙상블을 후원함으로써 PDF를 얻었다. Furrer et al.(2007)은 10.5.4.7절에서 설명된 베이스 방법을 사용하여 AR4 다중-모델 앙상블로부터 PDF를 계산하였다. Stott et al.(2006b)과 Harris et al.(2006), Furrer et al.(2007) 방법은 탄소순환 불확실성을 무시한다.

두 개의 요점이 그림 10.28에 드러난다. 전망된 단기 온난화에 대해(i) 세기 후반(더 넓은 PDF)에 비해 모델들과 방법들이 더 잘 일치한다(PDF의 좁은 폭),(ii) 시나리오가 전망에 상당히 영향을 주는 세기 후반에 비해, 온난화는 시나리오들 간에 유사하다. 이런 결론은 SCM에서 얻은 결과와 일치한다(10.5.3절)

추가적으로 전망의 불확실성은 대부분의 연구에서 기온과 함께 거의 선형적으로 증가한다. 다른 방법은 PDF의 모양과 폭에서 상대적으로 좋은 일치를 보이거나 다른 방법론적 선택으로 인한 약간의 차이를 가진다. Stott et al.(2006b)만이 미래 자연적 강제의 변동성을 설명하며, 그리하여 다른 PDF에서는 나타나지 않은 적은 확률의 다음 몇 십년에 걸친 냉각을 전망하였다. Knutti et al.(2003)의 결과는 기후 민감도에서 고르게 표본추출하였기 때문에 세기 말에 대해 더 넓은 PDF를 보인다(9.6.2절과 박스 10.2 참조). 관측가능한 값들에서 고르게 재표본추출하는 것(Frame et al., 2005)은 그들의 PDF를 다른 것에 더 유사하게 만들 수 있다. 요약해서, 다음 수십년동안의 불확실성에 대한 확률적 추정은 다양한 모델과 방법들에 걸쳐 확고해 보이는 반면, 세기말의 결과는 만들어진 가정에 따라 달라진다.

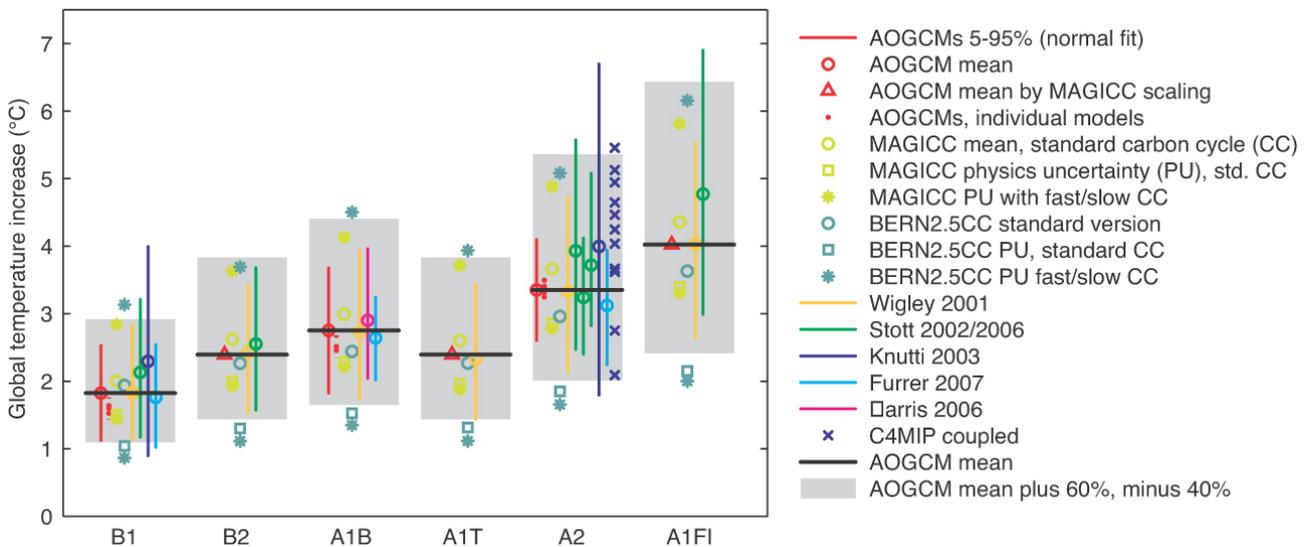
#### 10.5.4.6 2100년의 전망된 전 지구 기온의 종합

6개의 SRES 무간섭 대표 시나리오에 대한 21세기 말의 전망된 온난화의 모든 가능한 추정치는 그림 10.29에 요약되었다. 다양한 기술들 사이에서 AR4 AOGCM 앙상블은 가장 정교한 모델 집합을 포함한 과정의 범위와 관측과 비교된 결과적으로 현실적인 모의에 의해 제공한다(8장과 9장 참조). 평균적으로, 이 앙상블은 1980~1999년 대비 2090~2099년까지(표 10.5에서, 이들 전 지구적으로 평균된 값에 대해 2080~2099년은 10.3절에서의 지리적 도면에 대한 비교될만한 평균 기간과 일치되는데 사용되었음을 주의할 것; 이들 길어진 평균 기간은 지리적 도면에서의 공간적 잡음을 완화시킨다), 전 지구 평균 지표 기온의 증가를 B1과 A1B, A2

시나리오에 대해 각각 1.8°C, 2.8°C, 3.4°C로 전망한다. 규모화 방법이 세 개의 빠진 시나리오 B2, A1T, A1F1에 대한 AOGCM 평균 결과를 추정하기 위해 사용되었다. A1B에 대한 B1의, A1B에 대한 A2의 AOGCM 평균 값의 비율은 SCM의 절대치가 더 높다하더라도, MAGIC SCM에서 얻어진 비율과 거의 일치한다. 그러므로 시나리오 B2, A1T, A1F1에 대한 AOGCM 평균 반응은 AOGCM A1B 평균에 SCM에서 유도된 비율 B2/A1B, A1T/A1B, 그리고 A1F1/A1B를 각각 곱함으로써, 2.4°C, 2.4°C, 4°C로 추정될 수 있다.

AOGCM은 가능한 온난화의 전 범위를 표본 추출할 수 없다. 특히 이들이 탄소순환의 불확실성을 포함하지 않기 때문이다. AR4 다중-모델 앙상블로부터 직접적으로 유도된 범위에 더해, 그림 10.29는 여러 종류의 모델과 관측적 강제(MAGICC SCM과 다른 기후 민감도와 탄소순환 배경에 조율된 BERN2.5CC 결합 기후 탄소순환 EMIC, C<sup>4</sup>MIP 결합 기후-탄소순환 모델)를 이용한 공표된 확률적 방법으로부터 얻어진 추가적인 불확실성 추정치를 묘사한다. 이들 결과에 근거하여, 전 지구 평균 기온의 미래 증가는 각 시나리오에 대해 모의된 다중-모델 AOGCM 평균 온난화의 -40~+60% 내에 떨어질 것 같다. 이 범위는 그림 10.29에 제시된 여러 증거선의 전문적 판단에 기인한 것이며 모델이 대략 탄소순

환에서의 불확실성 범위를 획득할 것이라 가정한다. 기후 민감도가 하한에서 더 잘 강제되기 때문에 범위는 하한에서 더 잘 강제되며(박스 10.2 참조) 탄소순환 불확실성만이 하한에 약하게 영향을 미친다. 상한은 다른 모델과 방법에 따라 더 잘 변하기 때문에 덜 확실하며 부분적으로는 탄소순환 되먹임 불확실성이 온난화가 커짐에 따라 커지기 때문이다. 1980~1999년 대비 2090~2099년까지의 온난화에 대한 위의 백분율로부터 유도된 불확실성 범위는 시나리오 B1, B2, A1B, A1T, A2, A1F1에 대해 각각 1.1-2.9°C, 1.4-3.8°C, 1.7-4.4°C, 1.4-3.8°C, 2.0-5.4°C, 2.4-6.4°C이다. TAR에서 주어진 단독범위에 대해 이들 범위를 걸친 최저값과 최고값을 비교하는 것은 적절하지 않다. 왜냐하면 TAR 범위는 SCM을 이용한 전망과 포함된 모든 SRES 시나리오로부터만 얻어진 반면, 여기에서는 많은 다양하고 독립적인 모델링 방법이 결합되어 여섯 개의 예증 시나리오에 대해 따로 범위를 추정하기 때문이다. 추가적으로, TAR과 대조되어, 탄소순환 불확실성이 현재 이들 범위에 포함되어 있다. 이들 불확실성 범위는 인위적 강제 변화만을 포함한다.



**그림 10.29.** 6개의 대표 SRES 시나리오에 대한(1980년~1999년 평균 대비) 평균 기온 증가의 전망 및 불확실성. AOGCM 평균과 평균 -40~+60%의 불확실성 범위를 각각 흑색의 가로 실선과 회색의 막대로서 나타내었다. 비교를 위해, B1, A1B, A2에 대한 다중-모델 AOGCM 앙상블의 개개 모델들(적색 점)을 평균 및 맞춰진(fitted) 정규분포로부터의 5-95% 범위(적색 선과 동그라미)와 함께 보였다. B2, A1T, A1F1에 대한 AOGCM 평균 추정(적색 세모)을 SCM으로 얻은 A1B AOGCM 평균을 스케일링함으로써 얻었다(본문 참조). 모든 AOGCM들(물리의 불확실성을 나타냄)로부터 조정된 MAGICC SCM의 평균(밝은 녹색 동그라미)과 1 표준편차(밝은 녹색 네모)를 표준 탄소순환 설정 뿐만 아니라 느리거나 빠른 탄소순환 가정(밝은 녹색 별표)에 대해서도 보였다. 유사하게, BERN2.5CC EMIC에 대한 결과들을 표준 탄소순환 설정과 3.2°C(AOGCM 평균, 어두운 녹색 동그라미), 1.5°C와 4.5°C(어두운 녹색 네모)의 기후 민감도에 대해 보였다. 높은 기후 민감도/낮은 탄소순환과 낮은 기후 민감도/높은 탄소순환의 조합을 어두운 녹색 별표로 보였다. 5-95% 범위(세로 선)와 중앙값(동그라미)을 확률적 방법으로부터 보였다(Wigley and Raper, 2001; Stott and Kettleborough, 2002; Knutti et al., 2003; Furrer et al., 2007; Harris et al., 2006; Stott et al., 2006b). 개개 모델 결과들을 C<sup>4</sup>MIP 모델들에 대해 보였다(청색 십자, 그림 10.20 참조).

10.5.4.7 확률적 전망-지리적인 묘사

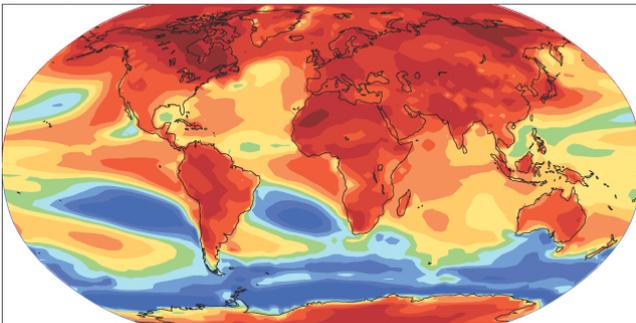
Tebaldi et al.(2005)은 Giorgi and Mearns(2002, 2003)의 아이디어로부터 발전된, 베이스 방법을 국지적 기후 예측에 제공하였다. 국지 기후와 강수에 대한 비정보 선행 분포는 관측과 AOGCM 앙상블로부터의 결과를 이용하여 갱신되어 미래 변화를 확률 분포를 생산하였다. 주요 가정은 각 모델과 관측값이 참인 기후값으로부터 무작위적으로/독립적으로 다르고 모델 예측에 주어진 가중치는 현재 모의의 바이어스 및 예측된 미래 변화의 가중된 앙상블 평균을 따른 수렴 정도에 따라 달라진다는 것이다. Lopez et al.(2006)은 Tebaldi et al.(2005) 방법을 15개 멤버의 다중-모델 앙상블에 적용하여 대기 중 CO<sub>2</sub>의 1%/yr의 증가 하에 전 지구 지표 기온변화를 예측하였다. 그들은 관측된 변화와 일치하는(10.5.4.5절 참조) 상대적으로 모델의 독립적 확률을 제공하는 목적을 가진 Allen et al.(2000)과 Stott and Kettleborough(2002)(ASK)의 방법과 이것을 비교하였다. 베이스 방법은 ASK보다 훨씬 더 좁은 불확실성의 범위를 예측한다. 그러나 이 결과는 이것의 고안, 특히 앙상블 평균에 가까운 상향 가중치 모델에 대한 수렴 기준, ASK와의 어긋남을 본질적으로 감소시켜주는 완화에서 행해진 선택에 따라 달라진다.

Furrer et al.(2007)에 의한 또 다른 방법은 계통적 기초 모

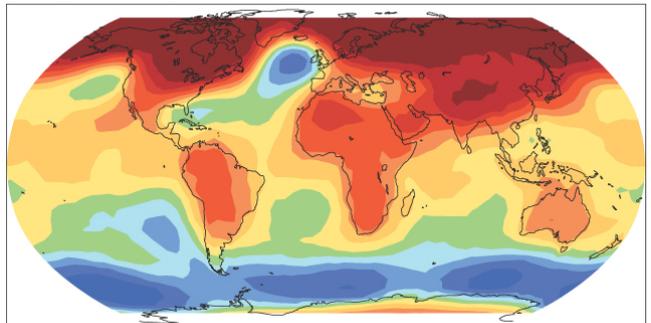
델을 사용하여 다중-모델 앙상블로부터 각 격자점에서의 기온변화의 PDF를 구축하는 것이다. 주된 가정은 참의 기후변화 시그널이 각각의 모델 모의에서 어느 정도로 나타나는 공통된 대규모 구조라는 것과 기후변화에 의해 설명되지 않는 시그널이 작은 규모 구조에 의한 특정 AOGCM이지만 모든 AOGCM에 대해 평균할 때는 잡음으로 간주될 수 있다는 것이다. 이 방법에서, 각 앙상블 멤버로부터 미래 기온 빼기 현재 기온 차의 공간 장은 기초함수에서 회귀추정할 수 있다. 기초 함수들 중 하나는 20세기 후반에서 중기를 뺀 관측된 기온차의 지도이며 다른 것은 구형 조합이다. 그때 통계 모델은 회귀 계수와 관련된 오차를 추정하여(가정된) 변화의 참 패턴으로부터 각각의 AOGCM의 편차를 설명한다. 기초 함수와 계수를 재결합함으로써 참인 기후변화 장과 관계된 불확실성의 추정이 유도되며 그럼으로써 전 지구의 모든 격자점에서 기후변화에 대한 결합 확률을 제공한다.

10개에서 20개 멤버의 다중-모델 앙상블로부터 도출된 불확실성 추정치는 잠재적으로 이상점에 민감하다(Räisänen, 2001). Harris et al.(2006)은 그러므로 큰 섭동 물리 앙상블의 평형 반응 패턴을 규모화함으로써 AOGCM 검증 모의의 17개 멤버 앙상블을 증가시킨다. 점증반응(적절한 기후 민감도에 조율된 에너지 균형 모델로부터 예측된)은 전 지구 기온

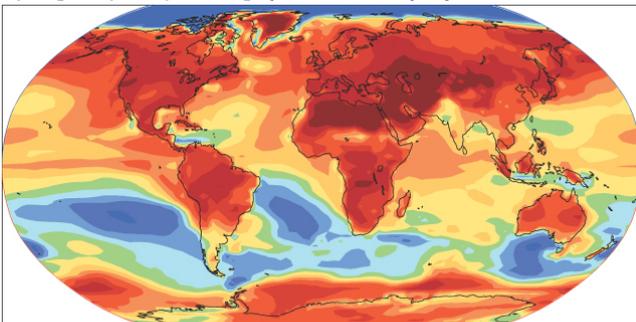
a) P[ΔT(DJF)>2°C], perturbed physics



b) P[ΔT(DJF)>2°C], multi-model



c) P[ΔT(JJA)>2°C], perturbed physics



d) P[ΔT(JJA)>2°C], multi-model

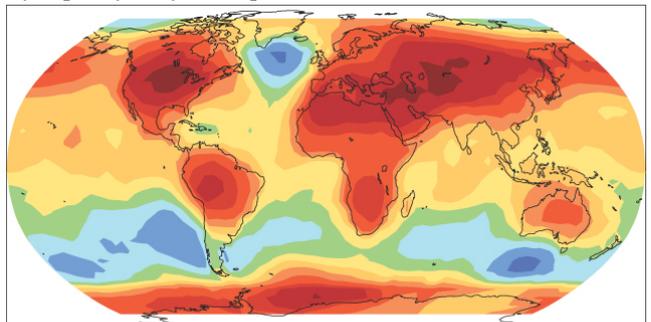


그림 10.30. SRES A1B 시나리오 하에서 1980년~1999년 대비 2080년~2099년에 평균 지표 기온변화가 2°C를 넘을 확률의 추정. Harris et al.(2006)을 근거로 단일 모델의 교란된 물리 앙상블로부터 얻은 결과들(a, c)과 Furrer et al.(2007)을 근거로 AR4 다중-모델 앙상블로부터 얻은 결과들(b, d)을 비교하였다. a와 b는 12월-2월(DJF), c와 d는 6월-8월(JJA)에 대한 것이다.

에 따른 평형 반응 패턴을 규모화함으로써 모방된다. 지표 기온에 대해, 규모화된 평형 패턴은 점증 반응 패턴에 잘 대응하는 반면, 강수에 대해 규모화된 오차는 위치에 따라 더 넓게 변한다. 보정 장이 평형 패턴과 점증 패턴 사이의 앙상블 평균 차이를 설명하기 위해 추가되고 불확실성은 모방된 결과에 대해 허락된다. 보정 장과 모방 오차는 점증 모의와 평형 모의가 둘다 존재하는 것에 대한 모델 버전의 반응을 비교함으로써 결정된다. 대기 매개변수 섭동과 UKMO-HadCM3의 내부변동성의 결합된 영향으로부터 발생한, 증가하는 대기중 CO<sub>2</sub>의 반응으로 지표 기온과 강수에 대한 점증 국지 변화의 진동수 분포를 얻기 위해 결과가 이용된다.

그림 10.30은 A1B 시나리오 하에서 21세기 말경에 2°C보다 큰 기온변화의 확률을 보이며 21개 멤버의 AR4 다중-모델 앙상블로부터 추정된 값(Furrer et al., 2007)을 17개, 128 멤버의 점증 및 평형 섭동 물리 앙상블을 결합함으로써 추정된 값(Harris et al., 2006)과 각각 비교한다. 방법이 다른 앙상블과 다른 통계적 방법을 사용한다 하더라도, 대 규모 패턴은 여러 관점에서 유사하다. 두 방법이 겨울 반구 고위도와 육지에서 더 큰 확률(전형적으로 80% 이상)을, 남반구 해양에서는 상대적으로 작은 값(전형적으로 50% 미만)을 보인다. 그러나 지도는 또한 국지적 수준에서, 특히 북대서양과, 아열대 대서양과 남반구 태평양, 그리고 6월에서 8월까지 북반구 고위도에서 어느 정도의 본질적인 차이를 나타낸다.

#### 10.5.4.8 요약

TAR 이래로 전 지구 및 국지 기후변화에 대한 불확실성의 범위와 확률을 제공하는 앙상블 방법 연구에서 상당한 진보가 이루어졌다. 다른 방법들은 어떤 면에서는 결과에서 일치를 보이거나 다른 데서는 상당한 차이가 나타난다(박스 10.2; 그림 10.28과 10.30 참조). 왜냐하면 자연의 변화하는 정도와 관측적 강제 사용, 모델 앙상블의 성질과 고안, 불확실한 입력 자료에 대한 선행 분포의 구체화에 따라 달라지기 때문이다(예, 표 11.3 참조). 선호되는 방법은 아직 추천할 수 없으나 다양한 방법 하의 가정과 한계, 그들에 대한 결과의 민감도는 사용자에게 전달되어야 한다. 좋은 예는 베이스 방법, 다른 모델 버전의 가능성 계산에 영향을 미치는 불확실성의 모델 오차의 취급을 고려하나 구체화하기는 힘들다(Rougier, 2007). 이런 주제에 대한 인식은 기후 예측 분야에서 성장하고 있으나(Annan et al., 2005b; Knutti et al., 2006) 아직 충분히 논의되지는 않았다. 확률적 설명, 특히 국지적 수준에서의 설명은 기후변화 과학에는 새로운 것이며 최근에 이용가능한 다중-모델 앙상블에 의해 촉진되었다. 이들은 11.20.2절에서 더 논의될 것이다.

## 10.6 21세기 해수면 변화

### 10.6.1 열 팽창으로 인한 전 지구 평균 해수면 상승

해수가 따뜻해지면서 팽창하여 전 지구 해양의 체적이 증가하고 열 체적 해면 상승이 일어난다(5.5.3절 참조). 전 지구 평균 열 팽창은 모의된 해양 온도 변화로부터 직접적으로 계산될 수 있다. 결과는 SRES 시나리오 A1B, A2, B1에 대해 20세기 모의로부터 계속된 21세기의 17개 AOGCM으로부터 이용가능하다(그림 10.31). 한 앙상블 멤버가 각 모델과 시나리오에 사용되었다. 시계열은 전 지구 평균 기온 시계열보다 다소 완화되었는데 열 팽창이 온도 변화의 시간적분에 대략 비례하며, 전체 해양의 열 저장을 반영하기 때문이다(Gregory et al., 2001)

시나리오 SRES A1B 하의 AOGCM 앙상블에서 2000년~2020년 동안 열 팽창률은  $1.3 \pm 0.7 \text{mm/yr}$ 이며 A2나 B1 하의 값과 크게 다르지 않다. 이 비율은 1961년~2001년까지의  $10.42 \pm 0.12 \text{mm/yr}$ 의 관측적으로 유도된 비율의 두 배 이상이다. 1993년~2003년의  $1.6 \pm 0.5 \text{mm/yr}$  비율과는 비슷하고(5.5.3절 참조), 이는 이전 십수 년보다 훨씬 더 큰데 부분적으로 자연적 강제와 내부변동성 때문이다(5.5.2.4절, 5.5.3절과 9.5.2절 참조). 특히 많은 AOGCM 실험은 피나투보 화산의 영향을 포함하지 않았고 이 생략은 전망된 21세기 초반 동안의 열 팽창률을 감소시켰다.

2080년~2100년까지 동안, AOGCM 앙상블에서 SRES 시나리오 B1, A1B, A2 각각에 대한 열 팽창률은  $1.9 \pm 1.0$ ,  $2.9 \pm 1.4$ ,  $3.8 \pm 1.3 \text{mm/yr}$ 으로 전망되었다(범위의 폭은 각 시나리오하에서 다른 모델 수에 의해 영향받는다). 증가된 기후 온난화가 가속을 일으킨다. 모든 SRES 대표 시나리오에 대한 결과는 표 10.7에 보였다. AOGCM 앙상블에서 어떠한 SRES 시나리오 하에 모델들에 따른 전 지구 평균 기온변화는 열 팽창과 변화율과 어느 정도 상관관계가 있으며 그 시나리오하의 열 팽창의 산포도는 지표 온난화의 산포도와 모델에 종속된 해양 열 흡수 효율(Raper et al., 2002; 표 8.2) 및 해양 내의 추가된 열 분포(Russell et al., 2000), 둘 모두에 의해 야기됨을 제시한다.

### 10.6.2 해양밀도 및 역학변화로 인한 국지적 해수면 변화

지오이드(역학적 지형) 대비 평균 해면의 지리적 패턴은 열과 담수, 운동량의 대기-해양 플럭스에 의해 유지되는 해양 밀도 구조와 그 순환과 관계된 역학적 균형의 측면이다. 수년의 시간 규모의 대부분의 해양에서 역학적 지형 변화의

패턴에 대한 좋은 근사는 체적 해면 변화에 의해 주어지지만, 체적 해면 변화는 국지적 기온과 염도 변화로부터 직접적으로 계산될 수 있다(Gregory et al., 2001; Lowe and Gregory, 2006). 세계 곳곳에서 염도변화는 미래의 역학적 지형 변화 패턴을 결정하는데 기온변화만큼이나 중요하며, 그들의 기여는 대립될 수 있다(Landerer et al., 2007; 과거에 대해서는, 5.5.4.1절). Lowe and Gregory(2006)는 UKMO-HadCM3 AOGCM에서 열 속 변화가 해면 변화의 많은 대규모 양상의 원인이 되나 담수 속 변화는 북대서양을 지배하며, 운동량 속 변화는 북반구와 저위도 태평양, 남반구 해양에서 징후를 가진다.

20세기와 21세기의 다중-모델 앙상블에서 AOGCM으로부터 해양 밀도와 순환 변화로 인한 국지적 해면 변화에 대한 결과는 이용가능하다. 모든 모델에서 본질적으로 공간적 변동성이 존재하며(즉, 해면 변화는 일정하지 않다), 기후변화의 지리적 패턴이 강화됨에 따라 국지적 해면 변화의 공간적 표준편차도 증가한다(Church et al., 2001; Gregory et al., 2001). Suzuki et al.(2005)은 고분해능 모델에서 강화된 와동 활동이 이 증가에 기여하나 모델들에 걸쳐 모델의 공간 분해능과 공간적 표준편차 사이에는 유의한 상관이 없음을 보였다. 이 절에서 SRES 시나리오 A1B에 따라 강제된 16개 모델에 의해 전망된 1980년~1999년과 2080년~2099년 사이의 해면 변화를 평가한다(다른 시나리오는 질적으로 유사하나 이용가능한 모델이 거의 없다). 전 지구 평균 열 팽창에 대한 공간 표준편차의 비율은 모델에 따라 다르나 대개 0.3~0.4의 범위를 가진다. 열 팽창의 모델 공간 표준편차 중앙값은 0.08m이며, 이는 A1B 시나리오 하의 21세기 동안 전

지구 평균 해면 상승 중심 추정치의 약 25%에 해당한다(표 10.7).

각기 다른 모델로부터의 해면 변화의 지리적 패턴은 세계한 부분에서는 일반적으로 유사하지 않으나 Church et al.(2001)에 의해 TAR에서 분석되었던 것들보다는 더 큰 유사성을 가진다. 어떤 쌍 사이의 가장 큰 공간 상관계수는 0.75이나 0.5를 초과하는 상관계수는 겨우 25%이다. 고통된 앙상을 식별하기 위해 앙상블 평균(그림 10.32)이 조사되었다. 모델 앙상블 평균 변화가 모델 간 표준편차를 초과하는 곳은, 지표 기온변화와는 다르게(10.3.2.1절) 매우 제한된 영역뿐이었다

Church et al.(2001)과 Gregory et al.(2001)처럼 그림 10.32는 남반구 해양에서는 평균 해면상승보다 작고 북극에서는 평균보다 큼을 보였다. 전자는 아마도 바람 스트레스 변화(Landerer et al., 2007)나 낮은 열 팽창(Lowe and Gregory, 2006)에 기인하며 후자는 담수화에 기인한다. 또 다른 분명한 양상은 남대서양과 인도양, 남태평양에서는 특히 뚜렷하게 나타나는 길게 연장된 뚜렷한 해면상승의 좁은 띠 모양이다. 이는 극전선에서의 남향 이동(Suzuki et al., 2005) 혹은 아남극 모드 물이 형성되는 지역에서의 따뜻한 아노말리의 침강(Banks et al., 2002)과 관계된다. 동서평균에서, 해면상승의 최대치는 30°S-45°S와 30°N-45°N에 존재한다. 비슷한 징후가 1993년~2003년에 대한 해면 변화의 고도 패턴과 열체적 패턴에서 나타난다(그림 5.15). 모델 전망은 경년 변동성과 연관되는 서태평양에서처럼 다른 양상의 해면 상승 관측 패턴을 공유하지 않는다.

즉, Church et al.(2001)에 의해 주목된 북대서양 쌍극 패

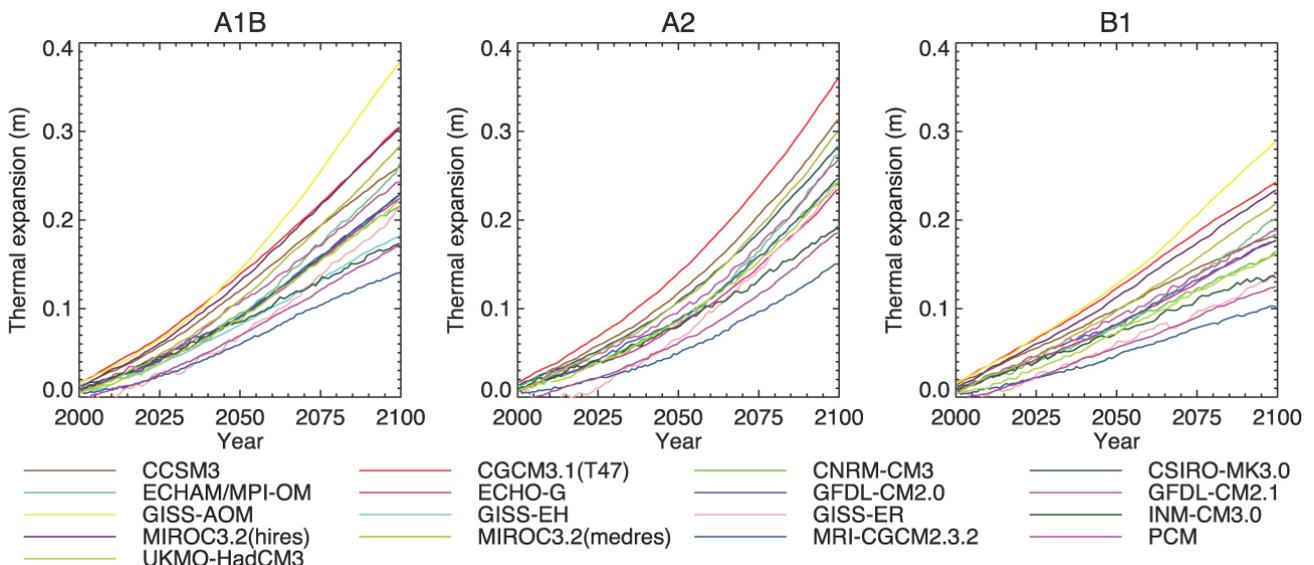


그림 10.31. SRES 시나리오 A1B, A2, 그리고 B1 하에서 전망된 1980년~1999년 대비 21세기 동안의 열 팽창으로 인한 전 지구 평균 해면 상승 (m). 모델 설명은 표 8.1 참조.

턴, 즉, 걸프류 연장의 남쪽에서 감소된 상승과 순환 약화와 관계되어 북쪽에서 강화된 상승은 몇 모델에서 나타난다. 좀 더 복잡한 양상이 Landere et al.(2007)에 의해 설명된다. 역 패턴은 북태평양에서 분명한데, 이는 Suzuki et al.(2005)이 쿠로시오 해류의 바람에 의한 강화와 연관시켰다. Hsieh and Bryan(1996)과 Johnson and Marshall(2002)은 해안과 적도의 켈빈 파에 의한 전파의 결과로서 북대서양 침강이 중지되는 몇 달 내에 해양 상부 속도와 해면이 북대서양 해안 지역에서 어떻게 영향 받으며 중심지역과 남대서양에 수 십년에 걸쳐 어떻게 조정되는지를 보였다. Levermann et al.(2005)은 MOC의 붕괴로 수십 미터의 해면 상승이 북대서양 해안 지역에서 수 십년내에 현실화 될 수 있음을 보였다. 역학적 지형의 이런 변화는 전 지구 평균 해면 변화보다 훨씬 더 빠를 수 있다. 그러나 이들 연구는 민감도 실험이지 전망이 아니라는 것을 강조해야 한다, 대서양 MOC는 여기서 평가된 SRES 시나리오에서 붕괴되지 않는다(10.3.4절 참조).

해면 변화의 지리적 패턴은 또한 지표 기압 변화에 의해 영향을 받으나 이는 주어진 기압 변화 전망 하에 상대적으로 작은 영향이다(그림 10.9; 1hPa의 기압 증가는 국지적 해면을 0.01m 떨어뜨린다; 5.5.4.3절 참조). 물과 얼음에 의한 지각 하중 변화의 결과인 육지 이동과 중력장 변화는 또한

대부분의 해양에 걸쳐 작은 영향을 가진다(5.5.4.4절 참조).

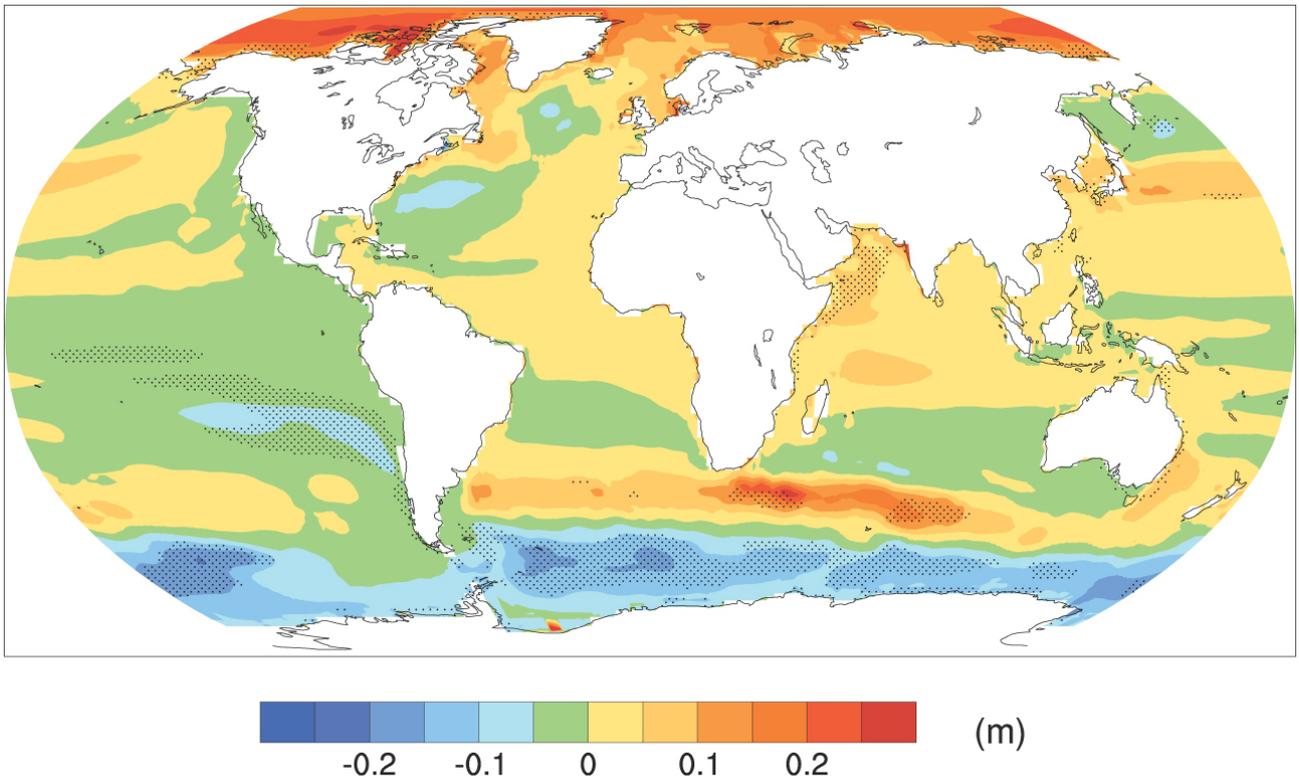
### 10.6.3 빙하 및 빙모

빙하와 빙모(G&IC, 4.5.1절 또한 참조)는 그린란드와 남극 빙상(4.6.1절과 10.6.4절 참조)을 제외한 모든 육빙을 의미한다. G&IC 덩어리는 지표 질량 균형 변화 때문에 변할 수 있다(10.6.3.1절). 질량 균형의 변화는 지표 질량 균형의 퇴막 임과 함께 면적과 두께 변화를 일으킨다(10.6.3.2절 참조).

#### 10.6.3.1 기온과 강수의 질량 균형 민감도

G&IC 질량 균형이 높이와 모양에 강하게 종속되어 있기 때문에 전망을 위한 기후모델로부터의 자료의 사용은 상세화 방법을 요구하는데 개개의 G&IC가 전형적인 AOGCM 격자 크기보다 훨씬 더 작기 때문이다. 기상적 변량에 대한 통계적 관계는 GCM과 국지 규모 사이에서 발달될 수 있으나(Reichert et al., 2002), 미래 기후에까지 계속 유지되지는 않는다. 그러므로 전망을 위한 방법이 보통 채택되어 관측된 기후값이나 질량균형을 섭동시키는 기후 매개변수의 변화에 대한 GCM 모의를 이용한다(Gregory and Oerlemans, 1998; Schneeberger et al., 2003).

빙하나 빙모의 삭마(보통 용해) 변화는  $b_T$ (단위  $m/yr^{\circ}C$ ),



**그림 10.32.** 21세기 동안 해양 밀도 및 순환 변화로 인한 전 지구 평균 대비 국지적 해면 변화(m)(즉 양의 값은 전 지구 평균 보다 더 큰 국지 해면 변화를 나타냄). 이것은 SRES A1B 시나리오로 강제된 16개 AOGCM들의 양상을 평균으로서 2080년~2099년과 1980년~1999년에 대한 평균의 차이로 계산되었다. 점묘는 다중-모델 양상을 평균을 다중-모델 표준편차로 나눈 크기가 1을 넘는 영역을 나타낸다.

즉, 기온에 대한 평균 비(比) 지표 질량 균형의 민감도를 이용하여 모의된다(기후에 대한 질량 균형의 관계 논의에 대해서는 4.5절 참조).  $h_s$ 를 결정하는 한 방법은 알베도 변화와 만년설 내에서 녹은 물의 재동결을 포함하는 에너지 균형 모델링이다(Zuo and Oerlemans, 1997). Oerlemans and Reichert(2000)와 Oerlemans(2001), Oerlemans et al.(2006)은 이 방법을 다듬어 월별 기온과 강수 변화에 대한 의존도를 포함하였다. 또 다른 방법은 기온편차일 방법을 이용하는데, 여기서 삭마는 빙점 이상의 평균 일 기온의 적분에 비례한다(Braithwaite et al., 2003). Braithwaite and Raper(2002)는  $h_s$ 와 기후학적 강수 사이의 유사한 관계를 보이는 두 방법 사이에 상당한 일치가 있음을 보였다. Schneenerger et al.(2000, 2003)은 기온편차일 방법을 입사 태양에너지를 포함하도록 수정된 삭마에 이용하여 다시 유사한 결과를 얻었다. De Woul and Hock(2006)은 에너지 균형 방법보다 기온편차일 방법에서 북극 G&IC에 대해 다소 더 큰 민감도를 발견하였다.  $h_s$ 의 계산은  $\pm 15\%$ (표준편차)의 불확실성을 가지는 것으로 추정된다(Gregory and Oerlemans, 1998; Raper and Braithwaite, 2006).

기온에 대한 G&IC 지표 질량 균형의 전 지구 평균 민감도는 다양한 지역에서의 육빙 영역에 의해 국지적 민감도에 가중치를 줌으로써 추정된다. 전 지구 기온에서 지리적/계절적으로 일정한 상승에 대해 Oerlemans and Fortuin(1992)은  $-0.40 \text{ m/yr}^\circ\text{C}$ 의 전 지구 평균 G&IC 지표 질량 균형 민감도를 유도하였고, Dyurgerov and Meier(2000)는  $-0.37 \text{ m/yr}^\circ\text{C}$ (관측으로부터), Braithwaite and Raper(2002)는  $-0.41 \text{ m/yr}^\circ\text{C}$ , Raper and Braithwaite(2005)는  $-0.35 \text{ m/yr}^\circ\text{C}$ 를 도출하였다. Oerlemans(2001)와 Oerlemans et al.(2006)의 방안을 전세계에 적용하여  $-0.32 \text{ m/yr}^\circ\text{C}$ 의 작은 값을 제공하였으며 감소는 Oerlemans(2001)에 의한 알베도 수정에 기인한다.

일정한 기온변화에 대한 이런 전 지구 평균 민감도는 오로지 시나리오에 독립된 다양한 방법의 비교에 대해서만 주어진다. 이들 방법은 국지적/계절적 기온변화를 요구하는 전망에 대해서는 사용할 수 없다(Gregory and Oerlemans, 1998; van de Wal and Wild, 2001). 시나리오 A1B, A2와 B1에 대해 G&IC 지역에서 17개의 AR4 AOGCM에 의해 모의된 월별 기온변화를 이용하여, 그린란드와 남극 밖의 모든 G&IC에 대해 전 지구 평균 기온변화에 대한 전 지구 총 지표 질량 균형 민감도는 Zuo and Oerlemans(1997)의  $h_s$ 와 함께는  $0.61 \pm 0.12 \text{ mm/yr}^\circ\text{C}$ (상당해면)이거나 Oerlemans(2001)과 Oerlemans et al.(2006)의  $h_s$ 와 함께  $0.49 \pm 0.13 \text{ mm/yr}^\circ\text{C}$ 이며, G&IC 영역의 불확실성에 달려 있다(4.5.2절 및 표 4.4 참조).

Hansen and Nazarenko(2004)는 눈의 검댕(화석연료 검댕)

의 측정을 대조하고, 눈과 얼음 알베도의 결과적인 감소를 남극의 깨끗한 조건에서는 0.001에서 오염된 북반구 육지에서는 0.10 이상으로 까지 추정한다. 그들은 빙하 삭마가 이 영향에 의해 증가될 수 있다고 주장하였다. 검댕이 현존하는 민감도 추정에서 명시적으로 고려되지 않은 것은 사실이나, 이는 이미 포함되어 있을 수 있다. 왜냐하면 알베도와 기온 편차의 매개변수화는 영향 받은 지역에서 수집된 자료로부터 경험적으로 도출되어왔기 때문이다.

계절적으로 일정한 기온상승에 대해 G&IC의 표본은 다양한 기후대를 나타내는 두 사례 모두에서 Oerlemans et al.(1998)은  $20\sim 50 \text{ \%}/^\circ\text{C}$ 의 강수 증가가 증가된 삭마에 균형을 맞추기 위해 필요하다는 것을 발견한 반면, Braithwaite et al.(2003)은  $29\sim 41 \text{ \%}/^\circ\text{C}$ 의 강수 증가를 요구한다고 보고하였다. Oerlemans et al.(2006)는 삭마 증가에 균형을 맞추기 위한  $20\sim 43\%/^\circ\text{C}$ 의 강수 증가를 요구하였고 de Woul and Hock(2006)은 북극 G&IC에 대해 약  $20 \text{ \%}/^\circ\text{C}$ 를 요구하였다. AOGCM이 일반적으로 북반구 중위도와 고위도 지역에서 평균 강수 변화보다 더 큰 값을 전망한다 하더라도 전 지구 평균은  $1\sim 2 \text{ \%}/^\circ\text{C}$ 이며(10.3.1절), 그래서 삭마 증가는 전 세계에서 지배적인 것으로 전망될 수 있다. 그러나 강수 변화는 때때로 국지적으로 우세할 수 있다(4.5.3절 참조).

그린란드와 남극 밖의 모든 G&IC에 대해 관측된 전 지구 총 질량 균형 변화를 전 지구 평균 지표 기온에 반해 회귀 추정하는 것은 모델 결과보다 훨씬 큰 전 지구 총 질량 균형 민감도를 제공한다. 현재 상태의 지식은 그 차이에 대해 만족한 설명을 제공하지 않는다. 관측기록에 더 가중치를 제공하나 계통 오차를 허락하는 불확실성을 확대하면서,  $0.80 \pm 0.33 \text{ mm/yr}^\circ\text{C}$ (5%~95% 범위)의 값이 전망에 대해 채택된다. 회귀는 1865년~1895년의 기후가 G&IC에 대해 정상상태에 제공하는 기후 보다 전 지구적으로  $0.13^\circ\text{C}$  온난함을 의미하였다(비교, Zuo and Oerlemans, 1997; Gregory et al., 2006). 20세기에 대한 모델 결과는 이 값에 민감하나 21세기에 전망된 기온변화는 전망에 대해 비교하면 더 크고, 상대적으로 덜 중요한 영향을 준다

### 10.6.3.2 질량 균형의 역학 반응 및 되먹임

빙하 체적이 손실되면서, 빙하 면적이 감소하고 삭마도 감소한다. Oerlemans et al.(1998)은 이 효과를 누락하는 것이 2100년경 약 25%의 삭마 과추정을 야기시킨다고 계산하였다. Church et al.(2001)은 Bahr et al.(1997)과 Van de Wal and Wild(2001)에 뒤이어 이를 고려하여 체적 V를 가지는 빙하 면적 A의 감소가  $V \propto A^{1.375}$ 를 따른다고 하였다. 이는 정상 상태에서 빙하에 대해 도출된 규모화 관계이며, 약 후

퇴하는 동안에만 유지된다. 예를 들어 삭마 지역이 얇아지는 것은 지표 경사를 더 급하게 하고 흐름을 가속시키는 경향을 보인다. 간단한 유체 모델과의 비교는 차이가 20%를 초과하지 않음을 제시한다(van de Wal and Wild, 2001). Schneeberger et al.(2003)은 규모화 관계가 더 자세한 역학 모델링과 비교되어 빙하 예제에 대해 체적 손실에 대한 과추정과 과소평가의 혼합을 생산함을 발견하였다. G&IC가 바다와 호수로 흘러드는 몇 지역에서 현재 가용한 빙하 모델에는 포함되지 않은 가속된 역학적 유출이 있어(Rignot et al., 2003) G&IC 질량 손실을 과소평가하게 했다.

빙하와 빙모의 평균 비 지표 질량 균형은 체적이 손실됨에 따라 변한다. 얼음이 얇아짐에 따라 얼음 표면이 낮아지는 것은 이를 더욱 부정적으로 하는 경향을 보일 것이나 삭마 지역의 낮은 고도에서 우세한 면적의 손실은 이를 덜 부정적으로 만드는 경향을 보일 것이다(Braithwaite and Raper, 2002). 삭마지역의 빠른 감소율, 일 년에 수 미터에 대해 표면이 낮아지는 것은 전망된 지구 온난화 율에 비해 국지적인 온난화를 강화시킬 것이다. 그러나 가장 빠르게 얇아지는 계곡 빙하 삭마 지역 영역들은 곧 모두 함께 사라져 빙하의 후퇴를 일으킬 것이다. 표면 저하에 의한 삭마 강화만이 상대적으로 크고 두껍고 판관한 삭마 영역과 함께 빙하에서 계속될 수 있다. 수 십년의 시간 규모에서, 다수의 G&IC에 대해 영역 손실은 표면 저하보다 더욱 중요하다(Schneeberger et al., 2003).

역학적 방법(Oerlemans et al., 1998; Schneeberger et al., 2003)은 절대 다수의 빙하에 요구되는 자료를 알지 못하기 때문에 세계의 모든 빙하에 개별적으로 적용될 수 없다. 대신 G&IC의 크기 분포의 통계치로부터 도출된 대표 앙상블에는 적용될 수 있다. Raper et al.(2000)은 빙하의 체적과 면적이 감소함에 따라 빙하의 폭과 두께, 길이가 감소되는, 기하학적 방법을 개발하였다. 세계 빙하 집단과 빙모 각각에 통계적으로 적용할 때, 이 방법은 빙하의 면적 감소가 21세기 동안의 삭마를 강하게 감소시키며(Raper and Braithwaite, 2006) GFDL-CM2.0과 PCM AOGCM에 대한 SRES A1B 시나리오 하에서는 약 45%임을 보인다(모델 세부사항에 대해서는 표 8.1 참조). 같은 사례에 대해, Oerlemans(2001)와 Oerlemans et al.(2006)의 기온에 대한 질량 균형 민감도를 사용하여, G&IC 질량 손실은 Van de Wal and Wild(2001)의 면적 규모화를 따라 약 35% 정도로 줄어들어 면적 규모화화 기하학적 모델이 21세기의 추정된 삭마를 감소시키는 데 유사한 효과를 가짐을 제시하였다. 효과는 관측적으로 도출된 질량 균형 민감도(10.6.3.1절)를 이용할 때 더 크며, 더 크다는 것은 고정된 영역에 대한 질량 손실이 더 빠름을 의미한다.

다. 현재 빙하 체적의 불확실성(표 4.4)은 영역 규모화 결과에 5~10%의 불확실성을 제공한다. 전망을 위해 세계 빙하체적의 세 추정치를 이용하여(표 4.4 참조) van de Wal and Wild(2001)의 영역 규모화가 적용되었다. 규모화는 고정된 G&IC 면적에 관해 21세기 중반까지 25%에 달하는 G&IC 기여 전망을 감소시키며 전체 세기에 걸쳐서는 40~50%까지 이른다.

### 10.6.3.3 그린란드와 남극의 빙하와 빙모

그린란드와 남극(빙상은 별개로 하고)의 G&IC는 덜 연구되었으며 이들에 대한 전망은 결과적으로 더 불확실하다. 그린란드의 G&IC에 대한 모델 추정은 21세기 G&IC 해면 기여에 약 6%의 증가를 설명한다(van de Wal and Wild, 2001). 기온편차일 방안을 이용하여, Vaughan(2006)은 남극 반도 빙하의 삭마가 현재 0.008~0.055mm/yr°C의 해면이며, 그린란드와 남극을 제외한 G&IC으로부터의 기여의 1~9%에 달한다고 추정하였다(표 4.4). Morris and Mulvaney(2004)는 남극 반도에서의 축적 증가가 1972년~1998년 동안의 삭마 증가보다 더 크며, 그 지역으로부터 작은 순 음의 해면 기여를 제공한다고 발견하였다. 그러나 삭마가 기온에 따라 비선형적으로 증가하기 때문에, 그들은 미래의 온난화에 대한 기여가 증가하며, 남극 기온변화를 고르게 하는 0.07±0.03 mm/yr°C의 민감도, 즉 그린란드와 남극을 제외한 G&IC의 전 지구 민감도의 약 10%에 해당한다고 추정하였다(10.6.3.1절).

이런 결과는 남극과 그린란드 G&IC가 미래 수 십년 이내에 모두 다른 G&IC의 해면기여의 10~20%를 제공할 것임을 의미한다. 최근 수 십년에서, 그린란드와 남극의 G&IC는 모두 합해 다른 G&IC 총합의 약 20%의 기여를 수행하였다(4.5.2절 참조). 이 땅 위에서 전 지구 G&IC 해면 기여는 21세기 전망에 그린란드와 남극의 G&IC를 포함하여 1.2의 계수로서 증가한다(10.6.5절과 표 10.7 참조). 빙붕 제거를 따르는 그린란드와 남극 빙하의 역학적 가속이 최근 남극 반도에서 발생함에 따라(4.6.2.2절과 10.6.4.2절 참조), 이는 여기서 더욱 추가될 것이며 그 영향의 전망에 포함된다(10.5.4.3절).

## 10.6.4 빙상

그린란드와 남극 빙상에 있는 육빙의 질량은(4.6.1절 참조) 지표 질량 균형 또는 그 빙상역학으로 결정되는 기저면을 지나는 얼음 플럭스의 변화로 인해 바뀔 수 있다(10.6.4.2절). 지표 질량 균형과 역학은 둘 다 지형을 결정하기도 하고 지형의 변화에 영향을 받기도 한다.

10.6.4.1 지표 질량 균형

지표 질량 균형(surface mass balance, 이하 SMB)은 기후 변화에 즉각적으로 영향을 받는다. 빙상 SMB를 잘 모의하려면 강수의 대부분과 삭마가 생기는 빙상 가장자리의 가파른 경사 때문에 장기 기후 실험에 사용될 AGCM들보다 더 높은 해상도가 요구된다. AGCM들은 전형적으로 빙상 위에서 강수를 과다하게 모의하는데, 지형이 평활하여 내륙으로 침투하는 강수를 충분히 막지 못하기 때문이다(Ohmura et al., 1996; Glover, 1999; Murphy et al., 2002). 모델들은 또한 얼음이 잘 녹는 빙상 가장자리를 둘러싼 낮은 고도 지역이 오히려 높게 표현되어 삭마 역시 과다하게 모의하는 경향이 있다(Glover, 1999; Wild et al., 2003). 게다가 설피빙원 속에서 녹은 지표 물의 재결빙을 일반적으로 표현하지 못하며, 적설 기간 및 결빙에 따른 알베도의 변화도 포함하지 않는다.

이러한 논점들을 설명하기 위해 여러 그룹들이 수십 킬로미터 또는 그 이하의 해상도를 가지고 SMB를 계산했는데, 관측과 비교해서 수용될 만한 결과들을 얻었다(예를 들면, van Lipzig et al., 2002; Wild et al., 2003). 삭마는 온도에 기초한 방안들(기온 편차일 또는 다른 온도 지표)이나 에너지

균형 모델로부터 계산된다. 표 10.6에 열거된 연구들에서 SMB의 변화는 저해상도 GCM 결과를 그대로 사용하기 보다는 고해상도 AGCM을 이용한 기후변화 모의자료로부터 계산되거나, 기후모델 출력자료에 고해상도로 관측된 기후 값으로 섭동을 줌으로써 계산되었다. 미래의 SMB 변화를 예측하기 위해 사용된 모델들은 최근 연구에 사용된 것들과 비슷한 종류이다(4.6.3.1절).

이 모델들은 전부 적설량의 증가를 보였지만 그 증가량의 크기에 있어서는 상당한 불확실성을 보였다(표 10.6; van de Wal et al., 2001; Huybrechts et al., 2004). 강수량의 증가는 대기 복사 균형, 온도에 따른 포화 비습의 증가, 순환의 변화, 더 많은 증발을 일으킬 해빙의 후퇴, 또는 이들의 조합에 의해 결정되었을 것이다(van Lipzig et al., 2002). 이 적설량은 강수가 눈 또는 비임을 결정하는 국지 온도 변화에 따라서도 달라지며(Janssens and Huybrechts, 2000), 그 증가량은 주어진 온도 상승에 비해 작은 편이다. 남극의 경우, 적설량 증가는 고해상도 AGCM들에서 6~9%/°C 이고, 강수량 증가는 AR4 AOGCM들에서 3~8%/°C 로(저해상도에 비해 전형적으로) 다소 작게 나타난다. 그린란드에서 고해상도 AGCM들로 얻은 적설량 증가는 5~9%/°C이고, AR4 AOGCM들로 얻은 강수량 증가는 4~7%/°C 이다.

표 10.6. 고해상도 기후모델로부터 계산된 빙상(지상 얼음 영역) SMP 변화의 비교.  $\Delta P/\Delta T$ 는 빙상 위에서의 축적의 변화를 온도의 변화로 나눈 것으로서, 상당 해면(양의 값이면 해면 하강)을 표현하며,  $\Delta R/\Delta T$ 는 동등한 양으로서 삭마에 대한 것(양의 값이면 해수면상승)이다. 삭마가  $\Delta T$ 에 선형적으로 더 급속히 증가함에 주목하라(van de Wal et al., 2001; Gregory and Huybrechts, 2006).  $mm\ yr^{-1}$ 을  $kg\ yr^{-1}\ °C^{-1}$ 로 환산하기 위해  $3.6 \times 10^{14}\ m^2$ 을 곱해야 한다. 상당 해면의  $mm\ yr^{-1}\ °C^{-1}$ 을 빙상에 대해 평균된  $mm\ yr^{-1}\ °C^{-1}$ 로 환산하기 위해 그린란드에 대해서는 -206, 남극 대륙에 대해서는 -206, 남극대륙에 대해서는 -26을 곱해야 한다.  $\Delta P/(P\Delta T)$ 는 축적의 변화비를 온도변화로 나눈 것이다.

연구	기후모델 <sup>a</sup>	모델해상력 SMB <sup>b</sup>	그린란드			Antarctica	
			$\Delta P/\Delta T$	$\Delta P/(P\Delta T)$	$\Delta P/\Delta T$	$\Delta P/\Delta T$	$\Delta P/(P\Delta T)$
			( $mm\ yr^{-1}\ °C^{-1}$ )	( $\%°C^{-1}$ )	( $mm\ yr^{-1}\ °C^{-1}$ )	( $mm\ yr^{-1}\ °C^{-1}$ )	( $\%°C^{-1}$ )
Van de Wal et al. (2001)	ECHAM4	20 km EB	0.14	8.5	0.16	n.a.	n.a.
Wild and Ohmura (2000)	ECHAM4	T106=1.1°EB	0.13	8.2	0.22	0.47	7.4
Wild et al. (2003)	ECHAM4	2 km TI	0.13	8.2	0.05	0.47	7.4
Bugnion and Stone (2002)	ECHAM4	20 km EB	0.10	6.4	0.13	n.a.	n.a.
Huybrechts et al. (2004)	ECHAM4	20 km TI	0.13 <sup>c</sup>	7.6 <sup>c</sup>	0.14	0.49 <sup>c</sup>	7.3 <sup>c</sup>
Huybrechts et al. (2004)	HadAM3H	20 km TI	0.09 <sup>c</sup>	4.7 <sup>c</sup>	0.23	0.37 <sup>c</sup>	5.5 <sup>c</sup>
Van Lipzig et al (2002)	RACMO	55 km EB	n.a.	n.a.	n.a.	0.53	9.0
Krinner et al. (2007)	LMDZ4	60 km EB	n.a.	n.a.	n.a.	0.49	8.4

주석

a ECHAM4L : 막스플랑크연구소 AGCM; HadAM3H: 고해상도 영국기상청 해들리센터 AGCM; RACMO:(남극 대륙에 대한) 지역 대기 기후모델; LMDZ4:(남극 대륙에 대해 고해상도인) 프랑스 기상역학연구소 AGCM.

b EB: 에너지 균형으로부터 계산된 SMB; TI: 온도 지수로부터 계산된 SNB

c 이 경우, P는 축적이라기 보다는 강수량이다.

마지막 최대 빙하기(Last Glacial Maximum, LGM)부터 충적세에 이르기까지 그린란드 빙하 핵으로부터 추정된 강수 및 온도의 변동성은 모두 크게 변화했는데, Kapsner et al.(1995)은 충적세에 이들 사이의 관계를 고려하지 않았다. UKMO-HadCM3 AOGCM으로 온실가스와 빙하-간빙기 변화로 강제된 기후변화에 대해 이 관계는 뚜렷하게 나타났으나, 자연적 강제에 의한 변동성에 비해 약하게 나타났다(Gregory et al., 2006). 온난화와 관련된 강수의 증가는 최근 몇 년 동안 그린란드에서 관측되었다(4.6.3.1절).

21세기에 관한 모든 연구들에서는, 적설량이 어떠한 삭마 증가량보다도 크므로 남극 SMB 변화가 해면고도와 반대로 일어날 것이라고 예측하였다(표 10.6 참조). 재분석 자료에 의하면 이러한 경향이 지난 20년 동안 남극에서 평균적으로 관측되지는 않았지만(4.6.3.1절 참조), 이 기간 동안 남극은 전체적으로 온난화되지 않았다; 다른 한편, 온난화가 큰 남극 반도에서는 강수가 증가하였다.

그린란드에 대한 미래 전망에서 삭마의 증가가 중요한 부분이지만 불확실하고, 특히 그린란드 가장자리 주변에서 온도 변화에 민감하다. 기후모델들은 그린란드에서 온난화는, 저지대에서 평균 지대에 비해 작고, 연 평균에 비해 (삭마가 일어나는) 여름에 작으며, 전 지구 평균에 비해 크게 일어날 것이라고 예측하였다(Church et al., 2001; Huybrechts et al., 2004; Chylek and Lohmann, 2005; Gregory and Huybrechts, 2006). 대부분의 연구결과들에서 21세기 그린란드에서 SMB 변화는 삭마 증가가 강수 증가보다 더 크므로 해수면의 변화에 전체적으로 양의 방향으로 기여할 것으로 나타났다(표 10.6; Kiiilsholm et al., 2003). 오직 Wild et al.(2003)만이 그 반대 결과를 보여 전체 SMB 변화가 21세기 해면에 음의 방향으로 기여한다. Wild et al.(2003)에 의하면 이 차이는 고해상도 격자를 써서 삭마 면적이 줄어들었기 때문이다. 양의 SMB 변화는 그린란드에서 관측된 최근 분석 결과와 일치하지 않는 것이다(4.6.3.1절 참조).

4개의 고해상도 AGCM들과 18개 AR4 AOGCM들의 모의 자료를 결합하면 각 빙상 위 평균 3°C 온도 변화에 대해(Huybrechts et al., 2004; Gregory and Huybrechts, 2006) 그린란드에서  $0.3 \pm 0.3 \text{ mmyr}^{-1}$ 와 남극에서  $-0.9 \pm 0.5 \text{ mmyr}^{-1}$ 의 SMB 변화를 주는데 이는 곧, 그린란드에서  $0.11 \pm 0.09 \text{ mmyr}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 와 남극에서  $-0.29 \pm 0.18 \text{ mmyr}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 의(해수면 변화에 상당하는) 민감도에 해당된다. 이러한 결과들은 일반적으로 표 10.6에 보인 범위를 포함하지만,(그린란드에서) 좀 더 양의 또는(남극에서) 좀 더 음의 해면 상승을 주는 경향이 있는데, 이는 고해상도 AGCM들보다 AOGCM들에서 더 적은 강수량 증가가 예측되었기 때문이다. 이러한 불확실성

은 빙상 위 강수량과 온도 변화의 공간적 그리고 계절적 패턴에 기인된 것이며, 삭마 계산으로부터 초래된 것이다. SRES 시나리오에 대한 21세기 전망 결과들은 표 10.7에 보였다.

#### 10.6.4.2 역학

빙상의 흐름은 SMB 변화로 초래된 지형의 변화에 따라 달라진다. 이 소절에서 논의될 내용에 근거하여 21세기 전망 결과들을 10.6.5절과 표 10.7에 보였다. 남극에서 지형의 변화는 빙하류와 유출을 증가시키는 경향을 보인다. 그린란드는 삭마 지역에서 경사가 깊어질수록 지표는 반대로 낮아지고 출구 빙하가 얇아져 유출을 감소시키는 반면, 지표가 낮아지면 삭마를 증가시키는 경향을 보였다. 빙하류 모델로 모의된 21세기 동안의 지형적 및 역학적 변화(Huybrechts and De Wolde, 1999; van de Wal et al., 2001; Huybrechts et al., 2002, 2004; Gregory and Huybrechts, 2006)는 고정된 지형에서는 SMB 변화에 해당되는 해수면의 변화를 남극에서  $-5\% \pm 5\%$ , 그린란드에서  $0\% \pm 10\%$ (± 표준편차) 정도 수정하여 대체로 표현할 수 있다.

TAR는 기후변화에 대한 빙상의 급속한 역학적 반응에 의해 발생된 가속화된 해면 상승이 21세기에는 거의 일어나지 않으리라고 결론 내렸다(Church et al., 2001). 그러나 남극 반도, 남극 서부 및 그린란드에서 최근 일어난 급속한 변화에 대한 새로운 증거는,(4.6.3.3절 참조) 위에서 언급한 것과 같은 최첨단 대륙 모델들로서 예측한 것보다 더 큰 역학적 변화들이 미래에 일어날 가능성을 높여 주었다. 이 모델들은 현재 일어나고 있는 가장자리의 급속한 얇아짐과 관련된 과정들을 전부 포함하고 있지는 않다(박스 4.1; Alley et al., 2005a; Vaughan, 2007).

빙붕의 존재가 그 지저면을 지나는 내륙 빙하의 흐름에 어느 정도로 영향을 주는가에 그 주된 불확실성이 놓여있다.(그린란드) 야콥스하운 빙하는 그 부유 장출부가 소실되면서 가속화되었고,(남극 반도) 라센(Larsen) B 빙붕이 붕괴된 후 빙하가 가속화되면서 빙붕에 얼음을 공급했다는 점에서, 빙붕이 제거될 때 강화된 흐름에 관한 논쟁이 제기되었다. 라센 B 빙붕은 갈라진 틈이 지표에서 녹은 물로 촉발되어 파쇄가 심해져 분열하기 시작했다(Scambos et al., 2000).(남극 서부의) 로스(Ross)와 필히너-룬(Filchner-Ronne) 빙붕 대부분은 현재 평균 여름 지표 온도가  $-5^\circ\text{C}$  정도이다(Comiso, 2000, 갱신됨). 4개의 고해상도 GCM들(Gregory and Huybrechts, 2006)은 이 주요 빙붕 지역들에서 여름철 지표 온난화를 남극 연 평균 온난화의 0.2 내지 1.3 배 사이로 예측하였다. 이것은 SRES 시나리오에 대해 AOGCM이

## 자주 묻는 질문(FAQ) 10.2

## 빙상 소실이나 지구 해양순환의 변화와 같은 중요한 돌발적 기후 변화가 일어날 가능성은 어느 정도인가?

현재의 유효한 모델 결과에 기초하면 21세기에는 돌발적 기후변화, 이를테면 서대서양 빙상의 붕괴, 그린란드 빙상의 급속한 소실, 해양순환의 대규모 변화 같은 것들은 발생하지 않을 것으로 생각된다. 그러나 기후계가 간섭을 많이 받을수록 그런 변화의 발생 가능성은 점차 높아진다.

그린란드 빙핵, 남대서양 및 다른 곳의 해양 퇴적물, 과거 기후에 대한 여러 자료를 물리적, 화학적, 생물학적으로 분석한 결과, 몇 년 내에 지역 기온, 바람 체계, 물 순환 사이클이 변할 수 있다고 입증되었다. 전 세계 서로 다른 지역의 기록에서 나온 결과들을 비교해보면 과거에 반구 규모에서 지구 규모의 중요한 변화가 있었다는 것이 나타난다. 이에 돌발적 기후변화 단계를 겪은 불안정한 과거 기후가 주목되었다. 우려되는 점 하나는 온실가스 농도의 지속적 증가가 기후계의 돌발적 변화를 개시할 만큼 충분히 강한 간섭이 될 수 있다는 것이다. 기후계에 대한 그런 간섭은 지구적으로 중대한 결과를 가져올 수도 있기 때문에 위험하게 생각된다.

그런 변화의 예를 논하기 전에, ‘돌발적(abrupt)’이라는 용어와 ‘주요한(major)’이라는 용어를 정의할 필요가 있다. ‘돌발적’이라 하는 것은 변화를 유발하는 간섭보다 훨씬 빠르게 변화가 일어난다는 의미를 전한다. 달리 말하면 그 반응은 비선형적이다. ‘주요한’ 기후변화는 현재의 자연변동성 범위를 초과하고 그 공간적 범위가 몇 천 km에서 지구 전체에 달하는 그런 변화이다. 국지적 범위에서 지역적 범위까지 돌발적 변화는 자연적 기후변동성의 일반적 특징 중의 하나다. 여기서는 ‘극단적 현상(extreme event)’이라고 칭해야 적절한 고립된, 단기적 현상은 다루지 않으며, 그보다는 급속히 일어나고 몇 년에서 몇 십년 동안 지속되는 대범위 변화를 다룬다. 1970년대 중반에 동태평양 해수온도의 변화나 1980년대 이후 라브라도 해(Labrador Sea)의 상층 1000 m의 염도 감소는 국지적 내지 지역적 결과를 가져온 돌발적 현상의 예이며, 여기서 증점을 두는 대범위의 장기적 현상과는 반대 경우이다.

한 예로 대중의 큰 관심을 끌었던 멕시코 만류(Gulf Stream)의 잠재적 붕괴 혹은 정지가 있다. 멕시코 만류는 바람에 의한 북서 대서양의 주요 수평 해류이다. 대서양 대순

환의 안정된 특징인 북쪽 연장은 그린란드-노르웨이-아이슬란드 해에 심층수가 형성되게 하고 그것을 통해 상당량의 열을 그 바다와 근처 육지에 전달한다. 이것은 그 지역 표층수의 밀도 변화에 강하게 영향을 받는다. 이 해류는 대서양 해분의 서쪽 경계를 따라 일어나며, 해분 규모로 순환하는 자오선 순환(MOC)의 북쪽 끝을 이룬다. 기후모델 시뮬레이션에서 나온 이와 일치하는 결과 하나는 온난화나 염도 감소로 인해 북대서양 표층수의 밀도가 감소하면 MOC의 세기가 감소하고 그와 함께 그 지역으로의 열 전달도 감소한다는 것이다. 강력하고 지속적인 염도 감소는 훨씬 더 큰 감소를 유발하거나 MOC를 완전히 중단시킬 수도 있다고 모든 기후모델들이 전망한다. 그런 변화가 먼 과거에 실제로 일어났었다.

현재의 이슈는 대기에 대한 인위적 영향의 증가가 그런 변화를 유발할 만큼 충분히 강력히 MOC를 간섭할 수 있는지 여부이다. 대기의 온실가스 증가는 온난화를 야기하고 물 순환 사이클을 강화하며, 물순환 사이클의 강화는 북대서양 표층수의 염도를 낮추게 된다. 강우량 증가로 인해 그 지역의 강으로부터 더 많은 담수가 해양으로 유출되기 때문이다. 온난화 역시 육지빙의 용해를 야기하여 담수를 보태게 되므로 해양 표층수의 염도를 더욱 낮추게 된다. 두 효과 모두 표층수의 밀도를 감소시킬 것이고(표층수는 MOC를 운반하기 위해 가라앉을 만큼 충분한 밀도로 무거워야 한다), 이것은 21세기에 MOC의 감소를 야기할 것이다. 이 감소는 온난화를 저지하는 방식으로 진행될 것으로 예측된다. 현재의 모델 중에 금세기 중의 돌발적(비선형적) 감소나 완전 중단이라는 결과를 내놓은 것은 없다. 모델에서 시뮬레이션 된 MOC 감소의 범위는 사실상 거의 반응 없음부터 21세기 말까지 50% 이상 감소한다는 것까지 여전히 범위가 넓다. 이러한 모델간 차이는 모델에서 시뮬레이션 된 대기와 해양의 피드백 세기의 차이 때문이다.

MOC의 장기적 거동에 대해서도 불확실성이 존재한다. 많은 모델들은 기후가 안정되면 MOC가 회복될 것이라고 예측한다. 그러나 일부 모델은 MOC에 대한 문턱값을 갖고 있고, 그것들은 강제력이 충분히 강하고 충분히 오래 지속되는 경우에만 통과된다. 그런 시뮬레이션에서는 MOC가

점차적으로 약화되고 기후가 안정된 후에도 계속 약화될 것이라고 나타난다. 이런 일이 일어날 가능성을 정량하는 것이 이 단계에서는 가능하지 않다. 그래도 만약 이런 일이 일어난다면, 증가하는 온실가스에 의해 야기된 복사강제력이 MOC 약화로 인한 냉각을 압도할 것이기 때문에 유럽은 여전히 온난화를 겪을 것이다. 그러므로 MOC 중단으로 인해 빙하기 시작이 개시될 것이라고 암시하는 재앙적 시나리오는 단지 속고용일 뿐이다. 어느 기후모델도 그런 결과를 내놓은 적은 없었다. 빙하기에 이르는 과정은 충분히 이해되어 있는데 여기서 논의된 것들과는 완전히 다른 과정이다. 따라서 우리는 이 시나리오는 확신 있게 배제할 수 있다.

MOC의 장기적 전개와는 별개로 모델 시뮬레이션들은 온난화와 그 결과적인 염도 감소로 인해 다음 몇 십년 동안에 라브라도 해의 심층수와 중층수가 상당히 감소될 것이라는 데 일치한다. 이것은 북대서양 중층 수괴(intermediate water mass)의 특성을 변동시킬 것이고 결국 심해에 영향을 줄 것이다. 그런 변화의 장기적 결과는 알려져 있지 않다.

널리 논의되는 돌발적 기후변화의 다른 예로는 그린란드 빙상의 급속한 분해 혹은 서대서양 빙상의 갑작스런 붕괴가 있다. 모델 시뮬레이션과 관측치를 보면, 북반구 고위도의 온난화가 그린란드 빙상의 용해를 가속하고 있으며 물순환

사이클의 강화로 인한 강설량 증가는 이 용해를 보상하지는 못할 것이다. 결과적으로 그린란드 빙상은 다음 몇 세기 후에는 상당히 가라앉을 것이다. 더욱이 그린란드 빙상이 완전히 사라질 수도 있는 임계온도 문턱값이 있고 그 문턱값을 급세기에 넘을 것이라고 암시하는 결과도 있다. 그린란드 빙상의 완전한 용해는 지구 전체 해수면을 몇 미터 상승시킬 것이다. 그러나 그 과정은 느려서 완료되는 데는 수백 년 걸릴 것이다.

빙봉 분해에 관련 있는 빙류의 최근 위성데이터와 현장 관측치에서는 빙상들의 급속한 반응이 눈에 띈다. 이것은 서대서양 빙상의 전반적 안정성에 대해 새로운 우려를 일으킨다. 서대서양 빙상이 붕괴되면 해수면의 5~6 m 상승이 개시될 것이기 때문이다. 이 빙류들은 앞에 있는 빙봉에 의해 지탱되는 것으로 보이는데 빙상의 상대적으로 한정된 지역의 지탱력이 약화되거나 실패할 때 정말로 많은 빙류의 대대적 배출이 시작되어 서대서양 빙상 전체의 불안정이 개시될지 여부는 현재 알려진 바가 없다. 빙상 모델들은 빙하의 기저부 및 빙상 주변 해양의 복잡한 상호작용에 관련된 소범위의 역학적 과정을 이제 막 포착하기 시작하는 중이다. 따라서 그런 현상이 일어날 가능성이나 시기에 관해 현재의 빙상모델로부터 유효한 정량적 정보를 얻기는 어렵다.

모의한 전 지구 평균 온난화보다  $1.1 \pm 0.3$ 배 더 크다. 이 숫자는 지구 온난화가  $5^\circ\text{C}$  이하일 때는 국지적으로 평균된  $5^\circ\text{C}$ 의 여름철 온난화가 잘 일어나지 않는 것을 뜻한다(부록 10.A 참조). 달리말해 지표가 녹아 빙봉이 붕괴되는 일은 21세기 동안 대부분의 SRES 시나리오에서 잘 일어나지 않는다는 뜻이다. 그러나 지역 기후 예측에 있어 계통적 불확실성은 크며 명백히 존재하므로 이 추론에 대한 신뢰 수준은 낮다. 여름철 평균온도가 빙점 이하로 유지되는 동안, 일시적인 지표 녹음이 더 따뜻한 기후에서 붕괴를 초래할 것인지는 알려져 있지 않다.

남극 서부의 아문센(Amundsen) 해역에서 빙봉은 그리 확장되지 않았고, 빙봉이 얇아지는 원인은 지표 녹음이 아니라, 기저면에서 바닥이 녹기 때문이다(Rignot and Jacobs, 2002). Shepherd et al.(2004)은 빙봉이 얇아지는 평균 속도를  $1.5 \pm 0.5 \text{ m yr}^{-1}$ 로 보았다. 기저 녹음과 동시에 가속화된 내륙 흐름이 이 해역의 파인 아일랜드(Pine Island), 트와이트(Thwaites) 및 다른 빙하들에서 관측되었다(Rignot, 1998, 2001; Thomas et al., 2004). 이러한 변화들의 동시적 발생은 그들의 원인이 아문센 해의 해양학적 변화에 있음을 강하게

시사하며, 인간활동에 의한 기후변화에 의한 것이 아니라 SAM에서의 변동성과 연관되는 것으로 알려져 왔다.

이 가속화는 단지 몇 년 동안 일어났지만(Rignot et al., 2002; Joughin et al., 2003), 150 km 내륙까지 나타나, 빙봉의 변화에 대한 역학적 반응이 빙하류까지 급히 진행될 수 있을 있음을 의미한다. 이 결론은 Payne et al.(2004)과 Dupont and Alley(2005)에 의한 파인 아일랜드 빙하 모델링 연구로 지지되며, 이 빙하의 얼음 전선에서(바닥)기저 또는 (측면)경계 항력의 단독적이고 순간적인 감소가 기저면의 일보 후퇴와 같은 이상적인 방법들로써 발생하는 것이다. 모의된 가속화 및 내륙의 얇아짐은 급격하게 일어나지만 일시적이다; 새 정체 상태로서 해면이 내려가는데 겨우 몇 십년이 걸린다. Payne et al.(2004)은 연구에서 섭동을 얼음 전선 근처의 일부 가라앉은 지대인 '얼음 평야(ice plain)'에서 항력의 손실과 닮은꼴로 주었고, 거기서 속도가  $1 \text{ km yr}^{-1}$  정도 증가하는 결과를 얻었다. Thomas et al.(2005)은 이 얼음 평야가 그 다음 십년 동안 가라앉지 않을 것이며, 간단한 방법으로도 비슷한 값의 속도 증가를 얻을 것이라고 하였다.

남극 서부 대부분의 내륙 얼음은 해수면 아래에 바닥을

두고 있어서 만일 충분히 얇아지면 부유하게 된다; 그로인한 유출이 기저면의 내륙 후퇴를 촉진시키는데, 이와 더불어 기저 마찰이 감소하여 양의 되먹임을 보이게 된다. 이는, 단번에 일어난 변화를 보는 이상적인 연구에서와 달리, 계속적으로 해면 상승에 기여하도록 하는 지속적인 역학적 강제를 말한다. 빙하류 기저면의 후퇴 속도는 최근  $1 \text{ km yr}^{-1}$ 에까지 이른 것으로 관측돼 왔으나(Rignot, 1998, 2001; Shepherd et al., 2002), 수치 모델로는 이 속도를 계산하기 어렵다(Viellet and Payne, 2005).

남극 서부 얼음 유출의 대부분은 로스와 론-필히니 빙봉을 키우는 빙하류를 통해 일어나지만, 현재 이곳에서는 얼음을 얇게 만드는 어떠한 가속화된 흐름도 관측되지 않고 있다; 반대로, 이들은 두꺼워지고 있거나 아니면 평형에 근접해 있다(Zwally et al., 2005). 이 지역을 제외하면, 커다란 아메리(Amery) 빙봉으로 유출되는 남극 동부 빙상의 그와 같은 지역에서 바다나 작은 빙봉으로 직접 유출되는( $100 \text{ m yr}^{-1}$  보다 빠른) 빙하류의 전체 면적은  $270,000 \text{ km}^2$  이다. 만약 이 지역들이 모두, 아문센 해역의 흐름이 빠른 곳에서 관측된 더 큰 속도(Shepherd et al., 2001, 2002)와 같은 차수 크기인,  $2 \text{ m yr}^{-1}$ 의 속도로 얇아진다면, 해면 상승에의 기여는 약  $1.5 \text{ mm yr}^{-1}$ 이다. 그러면 많은 얼음 전선들에서 계속적으로 후퇴가 일어나게 되고, 이것이 21세기를 나타내는 상한선으로 간주되어야 한다(10.6.5절 참조).

그린란드 중서부에서 빙하류 속도의 계절적 변동성 그리고 여름철 온도 변동성과의 상관도에 대한 관측에 따르면(Zwally et al., 2002), 지표에서 녹은 물은 그 빙하의 흐름을

유효하게 하면서(이것은 그 물이 빙점 이하 얼음으로  $1,200 \text{ m}$  이상 뚫고 가는 것을 의미하긴 하지만 그렇다고 하더라도), 빙하 바닥으로 행로하는 배수 시스템에 합류하기도 한다. 이러한 메커니즘에 의해, 21세기 동안 증가된 지표 녹음은 빙하의 흐름과 유출을 가속화할 수 있다; 한 민감도 실험(Parizek and Alley, 2004)에 따르면 이것은 21세기 동안 그린란드 빙상은, 온난화 및 다른 가정들에 따라, 해면 상승에  $0.2 \text{ m}$ 까지도 기여할 것이다. 그러나 다른 연구들(Echelmeyer and Harrison, 1990; Joughin et al., 2004)에서는 야콥스하운(Jakobshavn) 빙하 근처 속도가, 지표에서 녹은 물이 충분히 공급됨에도 불구하고, 계절적으로 변동하는 어떠한 증거도 발견하지 못했다.

### 10.6.5 21세기에 대한 전지구 평균 해수면변화 전망

표 10.7과 그림 10.33은 AR4 AOGCM 결과에 근거하여 열팽창과 육빙의 변화로 인한 21세기 SRES 대표 시나리오에서 전 지구 평균 해면의 변화를 보여 준다(논의를 위해 10.6.1절, 10.6.3절 및 10.6.4절을 보라). 모델 결과 분포도의 특징을 찾기 위해 5~95% 구간이 주어졌으나, 두 가지 주요한 이유로 온도 변화에 대해 실시했던 방법을 가지고 그들의 우도를 평가할 수는 없었다(10.5.4.6절). 첫째로, 관측 기록이 더 짧고, 더 불확실해서 해면 상승 예측에 관한 관측적 구속력이 떨어지기 때문이다. 둘째로, 현재의 과학적 이해 수준에서는 육빙을 예측하는데 사용돼왔던 방법들에 대한 불확실성이 거의 알려지지 않았기 때문이다(10.6.3절 및

**표 10.7.** SRES 대표 시나리오들 하에서의 21세기에 전망되는 전 지구 평균 해면 상승과 그 성분들. 각 쌍에서 위의 행은 1980년~1999년과 2090년~2099년 간 해면 상승의 5~95%의 범위(m)를 제시한다. 각 쌍의 아래 행은 2090년~2099년 동안 해면 상승( $\text{mm yr}^{-1}$ )의 범위를 제시한다. 육빙 합계에는 역학을 포함하여 G&IC 및 빙상은 포함되지만, 규모-확대된 빙상 유출(본문 참조)은 배제되었다. 해면 상승은 열 팽창과 육빙 합계로 이루어진다. 각 시나리오에 대한 해면 상승의 하한/상한이 기여들의 불확실성이 매우 독립적이기 때문에 기여들의 하한/상한의 합계보다 더 크/작다는 점에 유의하자. 방법에 관해서는 부록 10.1을 참조하라.

		B1		B2		A1B		A1T		A2		A1F1	
Thermal expansion	m	0.100	0.24	0.12	0.28	0.13	0.32	0.12	0.30	0.14	0.35	0.17	0.41
	$\text{mm yr}^{-1}$	1.1	2.6	1.6	4.0	1.7	4.2	1.3	3.2	2.6	6.3	2.8	6.8
G&IC	m	0.07	0.14	0.07	0.15	0.08	0.15	0.08	0.15	0.08	0.16	0.08	0.17
	$\text{mm yr}^{-1}$	0.5	1.3	0.5	1.6	0.6	1.6	0.5	1.4	0.6	1.9	0.7	2.0
GreenlandIce sheet SMB	m	0.01	0.05	0.01	0.06	0.01	0.08	0.01	0.07	0.01	0.08	0.02	0.12
	$\text{mm yr}^{-1}$	0.2	1.0	0.2	1.5	0.3	1.9	0.2	1.5	0.3	2.8	0.4	3.9
Antarctic Ice Sheet SMB	m	-0.10	-0.02	-0.11	-0.02	-0.12	-0.02	-0.12	-0.02	-0.12	-0.03	-0.14	-0.03
	$\text{mm yr}^{-1}$	-1.4	-0.3	-1.7	-0.3	-1.9	-0.4	-1.7	-0.3	-2.3	-0.4	-2.7	-0.5
Land ice sum	m	0.04	0.18	0.04	0.19	0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.23
	$\text{mm yr}^{-1}$	0.0	1.8	-0.1	2.2	-0.2	2.5	-0.1	2.1	-0.4	3.2	-0.8	4.0
Sea level rise	m	0.18	0.38	0.20	0.43	0.21	0.48	0.20	0.45	0.23	0.51	0.26	0.59
	$\text{mm yr}^{-1}$	1.5	3.9	2.1	5.6	2.1	6.0	1.7	4.7	3.0	8.5	3.0	9.7
Scaled-up ice sheet discharge	m	0.00	0.09	0.00	0.11	-0.01	0.13	-0.01	0.13	-0.01	0.13	-0.01	0.17
	$\text{mm yr}^{-1}$	0.0	1.7	0.0	2.3	0.0	2.6	0.0	2.3	-0.1	3.2	-0.1	3.9

10.6.4절). AOGCM들은 CO<sub>2</sub> 농도에 관한 시나리오로 적분되었기 때문에 탄소순환 되먹임의 불확실성이 결과에 포함되지 않았다. 온도 변화의 예측에 포함된 탄소순환의 불확실성은 주로 열 팽창에 따른 것이며 온도 변화와의 관계 역시 불확실하므로, 해면 상승으로 해석되어서는 안 된다(10.6.1절).

모든 시나리오에서, 21세기 동안의 평균 상승률은 1961년부터 2003년까지의 평균 상승률  $1.8 \pm 0.5 \text{ mm yr}^{-1}$ 을 웃도는 편이다(5.5.2.1절 참조). 2090년~2099년 동안 해면 상승률 추정치의 중간값은 A1B 시나리오 하에서  $3.8 \text{ mm yr}^{-1}$ 이며, 1993년~2003년에 대한 추정치의 중간값  $3.1 \text{ mm yr}^{-1}$ 을 초과한다(5.5.2.2절 참조). 1993년~2003년 상승률은 내부적으로 발생되었거나 자연적으로 강제된 십년주기 변동성(5.5.2.4절과 9.5.2절 참조)으로부터  $1 \text{ mm yr}^{-1}$  정도의 기여를 포함할 것이다. 이러한 변동성의 원천은 예측할 수 없는 것이고 미래 전망에도 포함되지 않는다; 미래의 어떤 십년 기간 동안 생길 실제 상승률은 그래서 예측된 것보다 비슷한 양으로 많거나 적을 수 있다. 비록 1993년~2003년 동안 해면 상승에 대해 모의 결과와 관측이 그럴듯하게 잘 일치하지만, 1961년~2003년에 대한 관측 결과는 만족스럽게 잘 설명되지 않는 못한다(9.5.2절). 각 성분별로 관측된 추정치의 합이 관측된 상승률보다  $0.7 \pm 0.7 \text{ mm yr}^{-1}$  작기 때문이다(5.5.6절). 이것은 해면 변화에 대한 현재의 과학적 이해도가 부족함을 드러내는 것이며, 미래 전망이 과소하게 예측된 것임을 내포하고 있다.

평균 모델(각 시나리오에 대한 추정 중간 값)에서, 해면 상승에 관한(B1 부터 A1FI 까지) 시나리오 분산(피집)은 21세기 중간까지 0.02 m에 불과하다. 이것은 해면 상승에 대한 시간 적분 효과 덕분에 작은 것이지만, 그 이후로 거의 효과가 없어 시나리오들 간의 발산이 나타나 2090년~2099년까지 0.15 m에 이른다.

모든 시나리오들에서, 열 팽창에 대한 추정 중간 값은 이세기 말까지 해면 상승에 대한 그것의 70 내지 75% 이다. 모든 시나리오들에서, 21세기 동안 평균 팽창률은 1993년~2003년에 대한 추정 중간 값  $1.6 \text{ mm yr}^{-1}$  보다 더 크다(5.5.3절). 이와 비슷하게 모든 시나리오들에서, 21세기 동안 G&IC 에 의한 질량 평균 손실률은 1993년~2003년에 대한 추정 중간 값  $0.77 \text{ mm yr}^{-1}$  보다 더 크다(4.5.2절). 21세기 말까지, 현재 전 지구 G&IC 질량의 많은 부분이 소실될 것으로 전망된다(예로 표 4.3을 보라). 이 G&IC 에 대한 전망은 시나리오에 대해 오히려 민감하지 않은데, 그 주된 불확실성이 G&IC 모델로부터 기인되기 때문이다.

그린란드 몇몇 출구 빙하들과 남극 서부 빙하류에서 최근 관측된 것과 같은 추가적인 빙하류 가속화로 인해 빙상이 해면 상승에 실질적으로 더 많은 기여를 할 수 있지만, 이를 정량적으로 신뢰할 만한 수준에서 예측하긴 힘들다(10.6.4.2절 참조). 표 10.7에 있는 육빙의 합은 이 빙상들에서 역학적 변화에 따른 효과를 포함한 것이며, 이 효과는 대륙 빙상 모델로부터 모의될 수 있다(10.6.4.2절). 이것은 또한 시나리오와 무관하게  $0.32 \pm 0.35 \text{ mm yr}^{-1}$ (110년 안에  $0.035 \pm 0.039 \text{ m}$ )인 항을 포함한다. 이 값은 남극 빙상에 의한 해면 상승과 그린란드에 의한 상승의 절반을 합한 1993년~2003년에 대한 추정 중간 값이다(4.6.2.2절 및 5.5.5.2절). 우리는 이 값을 최근 빙하류 가속화에 따른 현재의 빙상 질량 불균형의 일부를 추정하는 것으로 간주하며(4.6.3.2절), 이 결과가 지속될 것으로 생각된다.

또한 두 가지 대안적 가정에 따라 급속한 역학적 변화의 기여도를 평가해 본다(예로 Alley et al., 2005b를 보라). 첫째는, 현재의 불균형은 급속한 단기 조절 과정일 것이며, 다음 수 세기 동안 감소하리라는 것이다. 한 이상적인 모의 실험에 근거

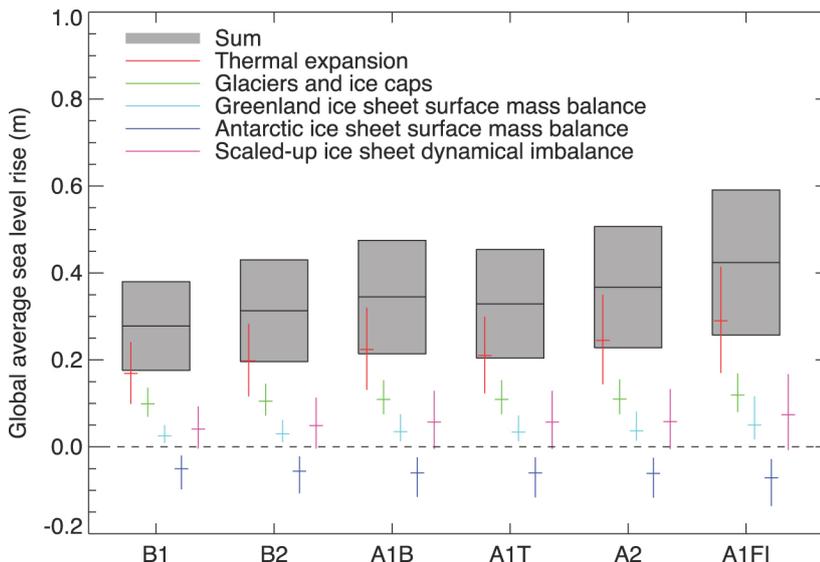


그림 10.33. 6가지 SRES 대표 시나리오들에 대한(1980년~1999년 대비) 2090년~2099년에서의 전 지구 평균 해면 상승 및 그 성분들의 전망과 불확실성(5%~95% 범위). 최근의 빙속 가속으로 인한 오늘날의 빙상 질량 불균형의 일부가 계속 변하지 않을 것이라는 가정 하에서 해면 상승이 계산되었다. 규모-확대된 빙상 유출로부터 나타나는 기여를 포함시키지 않았는데, 이것의 가능성은 양자택일적이다. 또한 현재의 불균형이 일시적일 모르는데, 이 경우에 전망되는 해면 상승은 0.02 m 만큼 감소된다. 예시로서 제시된 이 3가지 선택 중에서 어느 것의 가능성도 평가할 수 없음을 강조한다. 낮은 이해 수준은 최적으로 추정하는 것을 어렵게 만든다.

하여 e-folding 시간을 100년으로 삼았다(Payne et al., 2004). 이러한 가정을 함으로써 표 10.7에 있는 해면 상승은 0.02 m 줄어든다. 둘째는, 현재의 불균형은 아마도 해양이나 지표 온난화를 통한 최근 기후변화에 대한 반응으로써 나타났을 것이라는 점이다(10.6.4.2절). 어떠한 모델도 이와 같은 연관성을 보이지는 못하고 있기 때문에 우리는 이 불균형이 기후변화 크기의 한 척도로 여겨지는 전 지구 평균 지표 온도 변화의 비율에 따라 커질 것이라고 가정하고 있다. 이 가정에서 해면 상승의 상한선은 시나리오에서 얻은 추정 값보다 0.1 내지 0.2 m 높게 나타난다(표 10.7). 2090년~2099년 동안에 일정 비율로 증가한 남극 유출 속도는 대체로 남극의 축적량(SMB) 증가율과 균형을 이룬다. SRES 시나리오 A1FI에 따라 증가된 남극 유출량에 대한 추정 중간 값은 약 1.3 mm yr<sup>-1</sup>로, 최근 몇 년에 비해 5 내지 10배 정도 더 크고, 10.6.4.2절에서 상한 크기를 초과한 것과 비슷한 정도이다. 예시된 바와 같이 이 세 가지 대안들의 가능성을 평가할 수 없다는 점을 주목해야 한다. 현재 이해 수준으로는 가장 좋은 추정 값을 얻을 수 없다.

표 10.7에서 해면 상승의 추정 중간 값은 두 가지 이유에서 시나리오에 따라 TAR 모델 평균 값들보다 0.03~0.07 m 더 작다(Church et al., 2001). 첫째로, TAR 예측 값들은 2100년에 대한 것인 반면, 이 예측 값들은 2090-2099에 대한 것이다. 둘째로, TAR는 여기에서 생략된 해면 상승에 대한 몇 가지 작고 일정한 부가적 기여도를 포함했었다(영구동토에 관한 아래 내용 참조). TAR 모델 평균값들이 이를 위해 조절된 것이라면, 그 값들은 표 10.7에서 나온 추정 중간 값의 10% 이내에 있다. 각 시나리오에 대해, 표 10.7에 나온 해면 상승의 상한 경계는 TAR에서 보다 작고, 하한 경계는 TAR에서보다 더 크다. 이것은 해면 예측에 대한 불확실성이 여러 가지 복합적인 이유로 인해 감소되어 왔기 때문이다(보다 자세한 내용은 부록 10.A를 보라). 만약 TAR가 이와 동일한 방법으로 불확실성을 취급했었다면, TAR는 여기서 보인 것과 비슷한 범위를 가졌을 것이다.

영구동토가 녹음으로써 SRES A2 시나리오에서 21세기 동안 5 mm 상승할 것으로 나타난다(Lawrence and Slater, 2005). 해양의 질량 또한 대기 중 수증기, 계절적 눈 덮임, 토양 수분, 지하수, 호수 및 강과 같은 다른 물 저장량의 기후학적 변화에 따라 증감될 것이다. 이들은 모두 상대적으로 작은 항이지만, 인간활동에 의한 변화로부터 저장소에서의 대수층과 관개용 저수를 통해 육지 물 저장량에 실질적으로 관여할 것이다(5.5.5.3절 및 5.5.5.4절 참조).

## 10.7 장기 기후변화와 이행

### 10.7.1 AOGCM에 기초한 2300년까지의 기후변화 이행

Wigley(2005) 연구를 기초로 고정 조성(commitment) 기후 변화에 대하여 세 가지 구체적인 정의를 사용할 것이다:(i) 이 시간 이후 대기의 성분과 그로 인한 복사 강제를 한 상수 값으로 고정시킬 때, 온도나(‘고정 조성 온도 이행’ 또는 ‘온난화 이행’) 해면(‘고정 조성 해수면고도 이행’) 또는 기후시스템에 있는 다른 어떤 양의 추가적 변화를 말하는 ‘고정 조성 이행’;(ii) 이 시간 이후 온실가스 배출을 한 상수 값으로 고정시킬 때, 예를 들어 온도의 추가적 변화(‘고정 배출 온도 이행’)를 말하는 ‘고정 배출 이행’;(iii) 이 시간 이후로 온실가스 배출을 영으로 줄 때, 예를 들어 온도(‘무배출 온도 이행’)의 추가적 변화를 말하는 ‘무배출 이행’.

복사 강제가 변하면 기후시스템이 이러한 ‘이행’을 보인다는 개념은 주로 해양의 열적 관성에 기인된 것이며, Wigley(1984), Hansen et al.(1984), Siegenthaler and Oeschger(1984)에 의해 각각 논의된 바 있다. 여기서 ‘이행’이라는 용어는 Ramanathan(1988)에 의해 처음 소개되었다. TAR에서는 대기 중 CO<sub>2</sub>의 배증 또는 4배증과 IS92a 강제 시나리오 이후의 2050년 및 2100년의 안정화 실험과 같은 이상적인 시나리오에 설명되었었다. 여러 가지 온도 이행 결과들이 보고되었고(모델 의존도가 크긴 하지만 한 세기동안 약 0.3°C), 해양의 오랜 혼합 시간과 MOC로 인한 장기적 영향을 설명하기 위해 EMIC 모의 자료가 사용되었다. 기후시스템의 이러한 행태는 뒤를 이은 연구들에서 확증되었으며, 이 연구들에서 해양의 열적 관성에 의해 온실가스의 농도가 안정화된 이후로도 기후시스템의 온난화가 지연된다는 점을 기후시스템의 고유 성질로 간주하였다(Mitchell et al., 2000; Wetherald et al., 2001; Wigley and Raper, 2003; Hansen et al., 2005b; Meehl et al., 2005c; Wigley, 2005). 고정 조성 기후변화는 여기서 논의된 바와 같이 다음 반세기 동안 일어날 ‘불가피한 기후변화’와 혼동되어서는 안 되며, 강제력이 즉각적으로 안정화되는 것도 아니므로 온난화는 확실히 더 커질 것이다. 더욱이, 아래 논의된 과다배출과 무배출 이행 결과에서 보인 것처럼 강제력이 현재 수준보다 그 이하로 감소되기 쉬우므로, 매우 긴 기간 동안 기후변화는 이행 결과에서 더 작을 것이다.

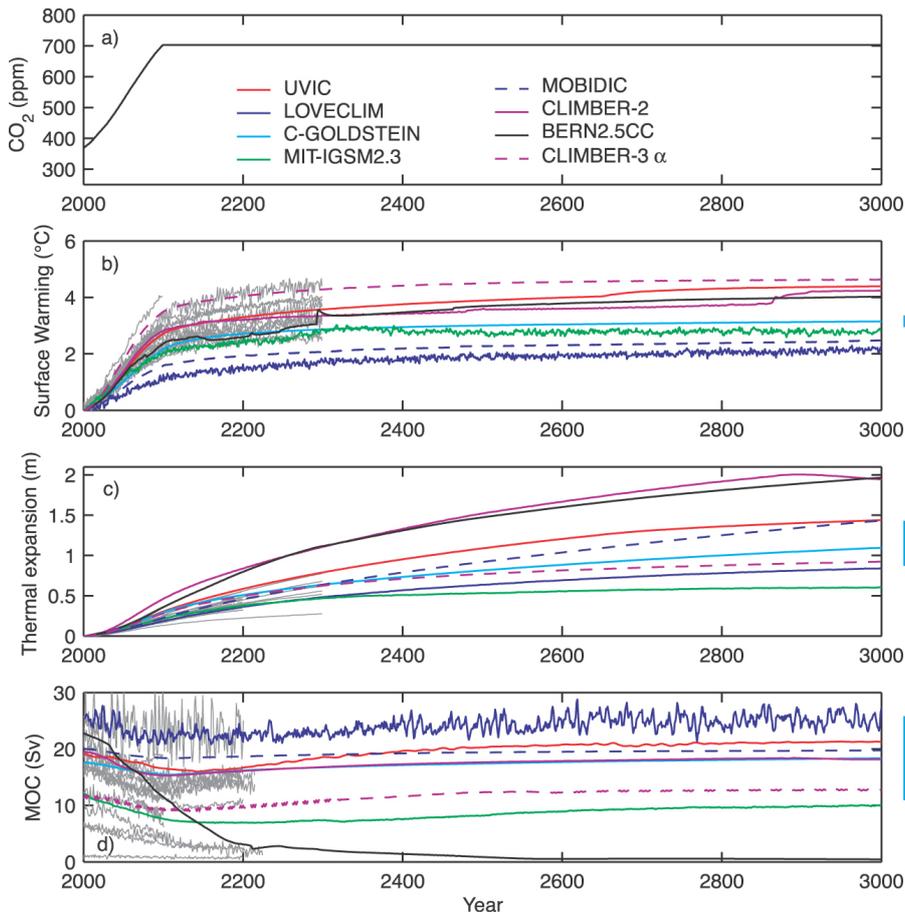
전 지구 결합 기후모델링 공동체는 최근 다음의 세 가지 고정 조성 이행 실험들을 수행하였다:(1) 20세기 기후를 모의한 다음 2000년도에 온실가스 농도를 안정화시키고 이 후

100년간 모델을 실행함(2) 21세기 B1 실험(예를 들면, 550 ppm 정도의 CO<sub>2</sub>)을 수행한 후 2100년도에 온실가스 농도를 안정화시키고 이후 100년간(몇몇 모델들의 경우 200년간) 모델을 실행함; 그리고(3) 21세기 A1B 실험(예를 들면, 700 ppm 정도의 CO<sub>2</sub>)을 수행한 후 2100년도에 온실가스 농도를 안정화시키고 이후 100년간(몇몇 모델들의 경우 200년간) 모델을 실행함. 그림 10.4는 이 실험들부터 산출된 다중-모델 평균 온난화를 보인 것이다.

모든 복사 강제 성분들을 2000년도 수준으로 고정시킨 이후 2090년~2099년 기간에 대한 다중-모델 평균은 1980년~1999년 참고 기간에 비해 약 0.6℃ 더 온난화되었다(이들 중 몇 개의 모델 결과들은 Meehl et al.(2005c)에 의해 이미 보고되었다). 이것은 20세기에 대해 모의된 온난화의 크기와 대체로 같다. 그림 10.29에 보인 SRES 시나리오에서와 같은 불확실성 평가를 적용해 보면(-40~+60%), 가능한 불확실성

의 범위는 0.3~0.9℃ 이다. Hansen et al.(2005a)은 현재 지구의 에너지 불균형을 0.85 Wm<sup>2</sup>로 계산하였는데, 이것은 복사 강제를 더 이상 증가시키지 않을 경우에도 약 0.6℃의 지구 온난화가 아직 현실화되지 못했음을 의미하는 것이다. 이 이행된 온난화 추세 값들은 21세기 첫 20년 동안 평균된 온난화 비율이 주로 해양의 반응이 느린 탓에 십년마다 약 0.1℃ 정도임을 보이는 것이다. 만약 배출량이 SRES 시나리오 범위 내에 있다면 이보다 두 배 정도 수준으로(십년마다 0.2℃) 온난화가 이루어질 것으로 예상된다.

B1 고정 조성 이행을 실행할 경우 100년 후의 추가적인 온난화는 0.5℃ 정도이고, A1B 고정 조성 이행을 실행할 경우도 대체로 이와 같다. 이 새로운 결과들은 TAR에서 가정했던 것을 정량화한 것으로, 대부분의 온난화 이행은 22세기의 첫 수 십년에 일어난다. TAR에서 온난화 이행은 농도를 안정화시킨 후에 첫 세기 동안 0.5℃ 정도이며 이후 상당히



**그림 10.34.** SRES A1B 시나리오와 2100년 이후 안정한 복사 강제에 대하여 8개의 EMIC들에 의해 계산된(a) 대기중 CO<sub>2</sub>, (b) 전 지구 평균 지표면 온난화, (c) 열 팽창에 의한 해면 상승, 그리고 (d) 대서양 자오 순환(MOC)으로서, 안정화 이후에 장기적으로 벌어질 일들을 보여준다. 색선들은 EMIC들로부터의 결과들이고, 회색선들은 비교할 수 있는 AOGCM 결과들을 나타낸 것이다. (b)와(c)에서의 아노말리는 2000년도 대비로 주어졌다. 수직 막대는 C-GOLDSTEIN 모델에서 해양 파라메타 교란으로 인한 ±2 표준편차 불확실성을 나타낸다. MOC는 BERN2.5CC 모델에서 멈추게 되는데, 이것은 해면 상승에 대해 추가적인 기여를 하게 만든다. 개개 EMIC들(모델 상세 설명은 표 8.3 참조)은 복사 강제에 미치는 비-CO<sub>2</sub> 온실가스들의 효과와 에어러솔의 직접 및 간접 효과를 서로 다르게 취급한다. 따라서 유사한 대기중 CO<sub>2</sub> 농도에도 불구하고, EMIC들 간의 복사 강제는 오늘날 복사 강제(2장 참조)에 대해 현재 가용한 불확실성의 범위 이내에서 차이가 난다.

자주 묻는 질문(FAQ) 10.3

**온실가스 배출량이 감소한다면 대기의 온실가스 농도는 얼마나 빨리 감소하는가?**

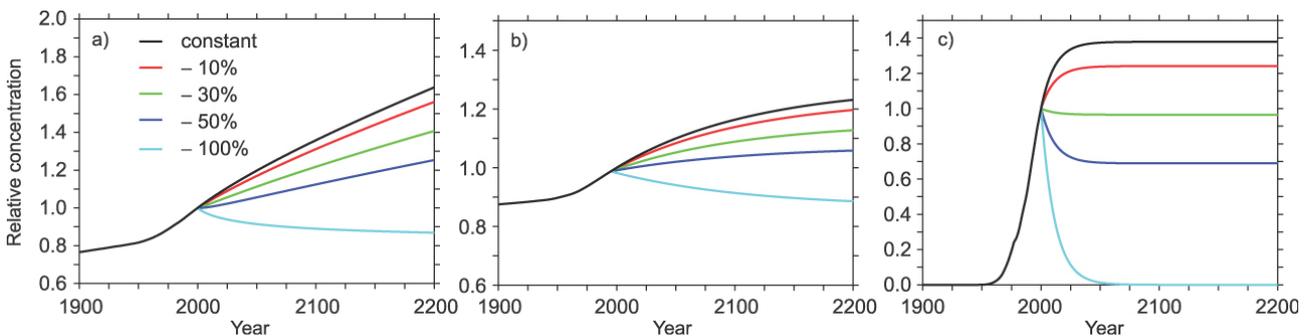
방출량 감소 효과가 대기의 온실가스 농도에 나타나기는 대기에서 가스가 감소되는 화학적, 물리적 과정에 달렸다. 일부 온실가스 농도는 방출량 감소에 반응하여 거의 즉각적으로 감소하지만 어떤 것들은 방출량이 감소해도 수 세기 동안 계속 증가할 수도 있다.

대기의 온실가스 농도는 대기로 방출되는 속도와 대기에서 제거되는 속도의 경쟁에서 어느 쪽이 우세한가에 달렸다. CO<sub>2</sub>는 대기-해양 간 가스 전달, 화학적 과정(예: 기상 현상), 생물학적 과정(예: 광합성) 같은 과정들을 통해 대기, 해양, 육지 사이에서 교환된다. 방출된 CO<sub>2</sub>의 절반 이상이 1세기 내에 대기에서 제거되지만 일부(약 20%)는 대기에 수천 년 동안 잔류한다. 제거과정이 느리기 때문에 대기의 CO<sub>2</sub>는 방출량이 현재 수준보다 상당히 감소하더라도 장기간 계속 증가할 것이다. 메탄은 대기에서 화학적 과정으로 제거되고, N<sub>2</sub>O와 일부 할로카본은 상층 대기에서 태양복사에 의해 파괴된다. 이 과정들은 수년에서 1천 년까지 서로 다른 시간범위에서 일어난다. 이것의 척도가 가스의 대기 내 수명이며, 섭동에 의해 초기량의 37%까지 감소되는 데 걸리는 시간으로 정의된다. 대기에서 메탄, 일산화질소, 기타 미량가스들(예: 냉매로 사용되는 HCFC-22)의 수명은 합리적으로 분석이 가능하지만(메탄의 수명은 12년, N<sub>2</sub>O는 110년, HCFC-22는 약 12년), CO<sub>2</sub>의 수명은 정의할 수가 없다.

미량가스 농도의 변화는 부분적으로는 방출량이 시간 경과에 따라 어떤 거동을 하는가에 달렸다. 시간이 지날수록

방출량이 증가한다면 대기에서의 수명에 상관없이 시간이 지날수록 대기 내 농도가 증가할 것이다. 그러나 방출량 감소를 위한 조치가 취해지는 경우, 미량가스 농도의 운명은 방출량뿐 아니라 제거과정의 상대적 변화에 좌우될 것이다. 방출량이 감소할 때 가스의 수명과 제거과정에 따라 가스 농도가 어떤 양상으로 변화되는지를 아래에 설명한다. FAQ 10.3의 그림 1은 3가지 미량가스의 농도가 방출량 변화(펄스 방출량 변화)에 어떻게 반응할 것인지를 나타낸 예시이다. 특정한 수명이 없는 CO<sub>2</sub>, 백년 수준의 장수명 미량가스(예: N<sub>2</sub>O), 10년 수준의 단수명 미량가스(예: CH<sub>4</sub>, HCFC-22, 혹은 다른 할로카본)를 예로 든다. 각 가스에 대해 미래 방출량을 5가지로 가정하였다. 즉, 방출량을 현재 수준에서 안정화, 방출량을 즉각적으로 10%, 30%, 50%, 100% 감소시키기는 경우다.

CO<sub>2</sub>(그림 1a)는 수명이 잘 정의된 다른 미량가스들과는 완전히 다른 거동을 보인다. CO<sub>2</sub> 방출량을 현재 수준으로 안정화시키면 대기 CO<sub>2</sub>는 21세기와 그 이후에도 계속 증가할 것이다. 반면에 백년 수준의 수명(그림 1b)이나 십년 수준의 수명(그림 1c)을 가진 가스는 방출량을 현재 수준으로 안정화시키면 각각 100~200년 내와 10~20년 내에 현재보다 높은 수준의 농도에서 안정화될 것이다. 사실 CO<sub>2</sub>는 CO<sub>2</sub> 방출을 완전히 근절하는 경우에만 대기 CO<sub>2</sub>가 현재 수준의 농도에서 안정화될 수 있다. CO<sub>2</sub> 방출량을 중등도 감소시킨 다른 경우는 모두 기후계에서 탄소 사이클에 관련된 독특한 교환 과정 때문에 농도 증가를 보인다.



**FAQ 10.3, 그림 1.** (a) 대기 CO<sub>2</sub> 농도의 변화 시뮬레이션: 현재 수준으로 안정화(검은 선), 현재 수준보다 10% 낮은 농도에서 안정화(빨간선), 30% 낮게 안정화(녹색선), 50% 낮게 안정화(진한 파란선), 100% 낮게 안정화(연한 파란선). (b)는(a)와 동일하되 미량가스의 수명을 120년으로 하고 자연적, 인위적 강제력 둘 다 사용한 시뮬레이션. (c): (a)와 동일하되 미량가스의 수명을 12년으로 하고 인위적 플럭스만을 사용한 시뮬레이션.

구체적으로, 현재 CO<sub>2</sub> 방출 속도는 제거속도를 대단히 초과하고 있으며, 이 느리고 불완전한 제거는 방출량을 약간~중등도 감소시켜도 CO<sub>2</sub> 농도가 안정화되지는 않고 단지 다음 몇 십년 동안 증가율만 줄일 뿐이라는 의미를 함축한다. CO<sub>2</sub> 방출량의 10% 감소는 증가율을 10% 감소시키고, 30% 감소는 증가율을 30% 감소시킬 것으로 예상된다. 50% 감소는 대기 CO<sub>2</sub>를 안정화시키기는 하겠으나 10년이 못되는 동안만 그럴 것이다. 그 후에는 잘 알려진 화학적, 생물학적 적응 때문에 토지와 해양에서의 제거량이 감소하므로 대기 CO<sub>2</sub>가 다시 증가할 것으로 예상된다. CO<sub>2</sub> 방출을 완전히 근절하면 대기 CO<sub>2</sub>는 21세기에 서서히 약 40 ppm 감소될 것이다.

수명이 잘 정의된 다른 미량가스들의 상황은 이와 완전히 다르다. 1백년 수준의 수명을 가진 미량가스의 경우(예:

N<sub>2</sub>O), 현재 수준에 가까운 농도에서 안정화되면 방출량을 50% 이상 줄여야 한다(그림 1b). 일정하게 방출하면 농도는 몇 세기 내에 안정화에 도달하게 된다.

단수명 가스의 현재 소실량은 방출량의 약 70%이다. 방출량을 30% 미만 감소시키면 농도는 단기적으로 여전히 증가할 것이다. 그러나 CO<sub>2</sub>와는 달리 10~20년 내에 농도가 안정화 될 것이다(그림 1c). 그런 가스의 농도 안정화 수준을 낮추는 것은 방출량 감소와 직비례 한다. 따라서 이 경우에는 현재보다 상당히 낮은 수준의 농도에서 안정화시키려면 그 가스의 방출량을 30% 이상 감소시켜야 한다. 10년 수준의 수명을 가진 미량가스의 경우에는 방출을 완전히 중단하면 100년 못 되어서 산업화 이전 시대의 농도로 낮아질 것이다.

줄어들 것이라고 가정하였다.

고정 조성 강수 이행은 다중-모델 앙상블 평균으로, 20세기 고정 조성 이행 실험의 경우 2100년까지 약 1.1%이며, B1 고정 조성 이행 실험의 경우 2200년까지 0.8%, 2300년까지 1.5% 이고, 반면에 A1B 고정 조성 이행 실험의 경우 2200년까지 1.5%, 2300년까지 2%이다.

B1 및 A1B 실험에서 온도 변화의 패턴은 산업혁명 이전에 비해 안정화 이후 크게 변하지는 않는다(표 10.5). 20세기 안정화 실험의 경우에는 심지어 A1B 패턴과 몇몇 유사한 점을 가지고 온난화된다는(표 10.5). 그러나 육지와 해양의 온난화 비율은 그림 10.6에서 보는 바와 같이 이와 반대인 곳도 나타난다. 중위도 및 저위도 육지에서 온난화 비율은 A1B 전 지구 평균 비율에 가까운 반면, 고위도 해양에서는 더 큰 비율이 나타난다.

### 10.7.2 3000년까지와 평형 이후의 기후변화 이행

중급 복잡성 지구시스템 모델들(Earth System Models of Intermediate Complexity, EMIC)은 2100년까지는 A1B 시나리오를 따르고 대기 성분을 그대로 유지시킴으로써 복사 강제도가 3000년까지 일정하도록 하여 미래 전망을 연장시키는데 사용된다(그림 10.34 참조). 2100년까지 전망된 온난화는 1.2~4.1°C로 AOGCM들로부터 얻은 범위와 비슷하다. 이 모델의 결과들에서는 한 큰 일정성분 온도 및 해면 이행이 확실히 나타나며, 그 다음 세기 동안 천천히 실현된다. 이 온난화는 3000년도까지 1.9°C 에서 5.6°C 사이로 일어난다. 지표

온도가 비교적 빠르게 평형으로 접근해가는 반면, 해면은 수 세기에 걸쳐 지속적으로 상승한다.

이 EMIC들 중 다섯은 해양과 육지 탄소순환의 상호작용을 포함하며, 따라서 탄소순환-기후되먹임 및 탄소 배출량 감소가 대기 중 CO<sub>2</sub>와 기후에 미치는 영향을 평가하는데 사용될 수 있다. 이 모델들에서 탄소순환 과정들은 단순화되었음에도 불구하고, 전 지구 규모의 양들이 더 복잡한 모델들에서와 잘 일치한다(Doney et al., 2004).

그림 10.35는 한 탄소 배출 시나리오의 결과를 보인 것으로, 인간활동에 의한 배출량은 대기 중 CO<sub>2</sub>가 750 ppm에 이를 때 안정화로 접어드는 경로를 따르지만 2100년에는 영으로 줄어든다. 이로써 무배출 기후변화 이행이 가능해진 것이다. 처분된 배출량은 SP750 프로파일(Knutti et al., 2005)로부터 BERN-CC 모델을 사용하여 계산되었다(Joos et al., 2001). 비현실적이긴 하지만, 그러한 시나리오는 무배출 이행 즉, 21세기 배출량에 따른 기후변화의 계산을 가능케 한다. 2100년에 배출량이 순식간에 0으로 줄지만, 다른 모델들에서는 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도가 최대값(650에서 700 ppm 사이의 범위)으로 부터 산업혁명 이전 CO<sub>2</sub>의 두 배(~560 ppm) 수준 이하로까지 떨어지는데 100~400년 정도가 걸린다. 이것은 대기로부터 탄소가 육지 및 해양 저장소로 지속적으로 전달되기 때문이다. 21세기 동안 배출량은 3000년도에까지도 영향을 미치는데, 이 시기에 지표 온도와 열 팽창에 따른 해면의 상승은 모두 산업혁명 이전보다 훨씬 높다. 또한 3000년도 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도 450, 550, 750 및 1,000 ppm를 목표로 하는(실제 도달하지는 못함) 유사 배출 경로들에 대

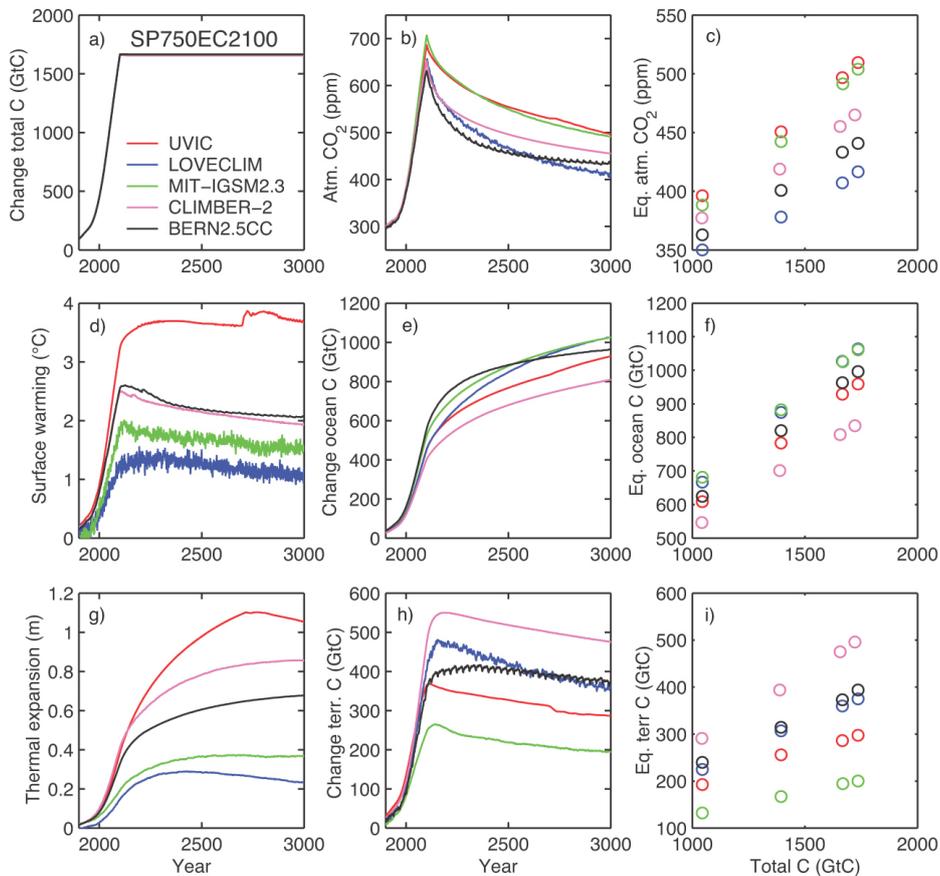
해 2100년 탄소 배출량을 영이 되도록 줄이면서, 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도 및 해양/육지 탄소 잔존량 대비 탄소 전체 배출량을 보였다. 3000년도 대기 중 CO<sub>2</sub> 는 각 모델에서 배출된 탄소 전량과 대략 선형적으로 관계되나, 기온기 및 절대 값의 분포가 모델들 사이에 퍼져있다. 이는 서로 다른 저장소들 사이에서 일어나는 탄소의 재분배가 모델마다 다르기 때문이다. 요약하면, 모델 결과들은 21세기 배출량이 이후의 배출량과 상관없이 수 세기 동안 기후변화의 최소 이행을 보였다. 이 '최소' 이행의 감소는 오직, 2100년 이후 CO<sub>2</sub> 배출을 삼갈 것과 더불어, CO<sub>2</sub>가 대기 중에서 적극적으로 제거되는 때에만 가능하다.

Friedlingstein and Solomon(2005)은 이와 비슷한 접근법으로, 배출량이 영으로 즉각적으로 줄어든다 하더라도 그 시스템은 냉각이 시작되기 전 수 십년간 온난화가 계속 이뤄질 것임을 보였다. 빙권에서 해양의 열 함량과 그 변화는 수 세기에 걸친 시간 규모로 진행된다는 점 또한 주목할 만하다.

매우 긴 시간 규모에서(AOGCM 실험에서 추정된 바로 수 천 년 단위, Bi et al., 2001; Stouffer, 2004) 평형 기후의 민

감도는, 온실가스 복사 강제력의 미래 수준을 달리 줌에 따라 기후모델들이 보일 궁극적인 반응을 특성화하는데 유용한 개념이다. 이 개념은 모델의 복잡성에 상관없이 기후모델들에 적용될 수 있다. 전 지구 에너지 균형에 관한 논의에 근거하여, 평형 기후의 민감도  $S$ 와 평형 상태에서 안정한 CO<sub>2</sub> 상당농도에 대한 산업혁명 이전 대비 전 지구 평균 지표 온도의 증가  $\Delta T$ 는  $\Delta T = S \times \log(CO_2/280 \text{ ppm})/\log(2)$ 에 따라 선형적으로 관계된다. 이것은 기후 민감도의 정의와 CO<sub>2</sub> 복사 강제력에 대한 간략한 표현을 따른 것이다(TAR의 6.3.5절). 여러 가지 모델링 결과와 전문가의 판단을 결합함으로써 기후 민감도  $S$ 의 범위를 정량화할 수 있으며(박스 10.2 참조), 평형 온도의 증가에 대해서도 이와 같은 일이 수행될 수 있다. 온난화에 대한 매우 가능성 높은 하한뿐만 아니라, 정량화된  $S$  범위와 일치하는 모든 Most likely 값들과 가능성 높은 범위는 표 10.8에 주어졌다.

이 표는  $S$ 에 대한 최선의 지식을 나타내줄 뿐이며, 그 숫자들은 기후모델 결과도 아님을 인지해야 한다. 오히려 앞서 언급된 온도 증가와 CO<sub>2</sub>의 관계가 CO<sub>2</sub> 상당농도의 전체 범



**그림 10.35.** 대기중 CO<sub>2</sub>가 750 ppm에서 안정화되는 행로를 따라가는 한 배출 시나리오에 대해 5개의 서로 다른 중급 복잡성 모델들(모델 설명은 표 8.3 참조)이 모의한 산업혁명 이전 대비 탄소 인벤토리 및 기후반응의 변화(a) 총 탄소의 변화, (b) 대기중 CO<sub>2</sub>, (d) 지표 온도의 변화, (e) 해양 탄소의 변화, (g) 열 팽창에 의한 해면 상승, (h) 육지 탄소의 변화. 우측 열: 서로 다른 총 탄소 배출을 가지지만 유사한 모양의 여러 배출 시나리오에 대해 산업혁명 이전의 시기 대비 3000년도에서의(c) 대기중 CO<sub>2</sub>와(f) 해양 및(i) 육지 탄소 인벤토리의 변화.

위에 대해 적용될 수 있음을 가정한 것이다. 복사 강제와 기후 민감도에 대한 이러한 개념에는 한계점들이 존재한다 (Senior and Mitchell, 2000; Joshi et al., 2003; Shine et al., 2003; Hansen et al., 2005b). 단지 몇 개의 AOGCM들만이 배증된 CO<sub>2</sub> 농도 하에 평형에 이르도록 실행되었고, 몇몇 결과들은 이 되먹임(예를 들면, 구름, 해빙 및 눈 덮임)의 비선형성으로 인해 유효 기후 민감도가 시간에 따라 달라질 수 있음과 위에 가졌던 선형 관계로부터의 실질적인 편차가 야기될 수 있음을 보였다(Manabe and Stouffer, 1994; Senior and Mitchell, 2000; Voss and Mikolajewicz, 2001; Gregory et al., 2004b); 유효 기후 민감도는 몇몇 AR4 AOGCM들에서 시간에 따라 커지는 경향을 보였다. 어떤 연구들에 따르면 기후 민감도는 아래 주어진 우호 추정 값보다(온난화가 더 크게 일어난다 하더라도) 더 클 수 없다(박스 10.2에서 기후 민감도에 관해 참조).

**표 10.8.** 박스 10.2에 주어진 기후 민감도 평가에 근거하여 상이한 수준의 CO<sub>2</sub> 상당 농도(ppm)에 대한 산업혁명 이전 대비 전 지구 평균 평형 지표 기온 증가 ΔT(°C)의 최적 추정(가장 가능성 있음), 가능성 높음 및 매우 가능성 높음의 하한/범위.

CO <sub>2</sub> 상당량	최적추정	가능성	Likely in the Range
350	1.0	0.5	0.6-1.4
450	2.1	1.0	1.4-3.1
550	2.9	1.5	1.9-4.4
650	3.6	1.8	2.4-5.5
750	4.3	2.1	2.8-6.4
1,000	5.5	2.8	3.7-8.3
1,200	6.3	3.1	4.2-9.4

서로 다른 CO<sub>2</sub> 농도에 대해 궁극적으로 평형 온도를 얻는 또 다른 방법은 그림 10.4에 보인 AOGCM 전망 값을 사용하고, 4 × CO<sub>2</sub> 까지 CO<sub>2</sub>를 1% yr<sup>-1</sup>의 비율로 증가시키는 것이다. AOGCM에서 CO<sub>2</sub> 상당농도는 TAR의 표 6.14에 주어진 강제력들로부터 계산될 수 있다. A1B 와 B1 에서 실제 CO<sub>2</sub> 농도는 715 ppm과 550 ppm 정도이며(배출량을 농도로 환산할 때 어떤 모델을 사용하는지에 따라 달라짐), CO<sub>2</sub> 상당농도는 각각 835 ppm 및 590 ppm 정도로 추정된다. 위 방정식을 이용하면 3.0°C의 평형 기후 민감도에 대해, 이 실험들로부터 평형 상태에서 궁극적으로 얻게 될 온난화는 각각 4.8°C 및 3.3°C가 될 것이다. AOGCM들로부터 21세기말 얻게 될 다중-모델 평균 온난화는(산업혁명 이전의 온도에 비해) 3.1°C 및 2.3°C, 또는 평형에서 궁극적으로 얻을 온난화의 65 내지 70% 정도이다. 이 결과는 두 시나리오에서 CO<sub>2</sub> 증가율을 0.5 에서 1.0% yr<sup>-1</sup> 사이로 주었을 때 AOGCM

으로부터 계산된 궁극적인 온난화 비율, 약 50%와 견줄만하다(Stouffer and Manabe, 1999). Stouffer and Manabe(1999) 모델은 다소 높은 평형 기후 민감도를 보였으며, 변화하는 상태와 평형 상태에서의 온난화를 비교하기 위해 실제 평형에 이르기까지 4천년 적분이 수행되었다. 그러므로 이 AOGCM 결과들은 평형에 이른 온난화 추정 값들과 결합하여 변화하는 상태에서 온난화 비율로 얻은 이전의 AOGCM 결과들과 대체로 일치한다고 볼 수 있다. 이들과 비슷한 수의 AOGCM들을 사용하여 4 × CO<sub>2</sub> 안정화 실험이 수행되었다. 이 경우, 이 모델들에서는 복사적으로 활성화된 다른 어떤 중도 변화되지 않으므로, CO<sub>2</sub> 실제 농도와 상당 농도는 동일하다. 다중-모델 4배증 CO<sub>2</sub> 농도는 궁극적으로 평형에 이르러 6°C 온난화를 초래하는데, 4배증 시점에서 다중-모델 평균 온난화는 약 4.0°C 또는 궁극적 평형의 66%이다. 이것은 AOGCM들로 A1B와 B1 시나리오 적분에서 얻은 값들과 일치한다.

이 AOGCM 실험을 통해 안정화되고 100년이 지나면 기후 시스템이 얼마나 더 평형에 가까워지는지 추정될 수 있다. 농도가 안정화되고 100년 후, 산업혁명 이전에 비해 A1B에서 3.8°C 그리고 B1에서 2.6°C 온난화되며 이는 평형 온난화 추정 값의 약 80%이다. 4 × CO<sub>2</sub> 안정화 실험에서, CO<sub>2</sub> 농도가 안정화되고 100년 후 4.7°C, 또는 그 평형 온난화 추정 값의 78%가 온난화된다. 그러므로 궁극적으로 평형에 이른 온난화의 10~15%는 농도가 안정화되고 100년 후에 달성된다(Stouffer, 2004). 이것은 평형으로 접근하는데 오랜 시간이 걸리며, 대기 중 농도가 안정화되고 100년이 지난 후에도 궁극적 평형 온도의 80% 정도만이 현실화됨을 부각시키는 결과이다.

### 10.7.3 장기 적분: 이상화된 과다배출 실험

과다배출 시나리오와 관련된 배출완화의 개념은 IPCC 실무 그룹 II 및 III에 시사하는 바가 있으며 두 번째 평가 보고서에서 설명되었다. 배출완화 시나리오의 새로운 구성이 현재 AR4를 위해 평가되고 있다. 실무 그룹 I은 이러한 시나리오를 평가할 전문성을 지니고 있지는 않으며, 따라서 이 절에서는 매우 이상적인 과다배출 실험에 관한 물리적 기후 시스템의 과정들과 반응을 평가할 것이다. 가능한 새 배출완화 및 과다배출 시나리오는 모델링 그룹들에 의해 계속 실행되어 다음번 IPCC 보고서에서 평가될 것이다.

2150년~2250년 사이에 CO<sub>2</sub> 농도가 A1B 안정화 수준에서 B1 안정화 수준으로까지 감소되도록 하는 이상적인 과다배출 시나리오가 AOGCM으로 실행되었는데, B1 수준에서 고

정된 상태로 이어 200년 적분이 추가로 실행되었다(그림 10.36a). 이와 같은 CO<sub>2</sub> 농도 감소는 많은 배출량 감소를 요구하겠으나, 이러한 이상적인 실험을 통해 기후시스템이 이 배출량과 농도에 있을 그와 같은 커다란 변화에 어떻게 반응할 것인지에 관한 과정들을 볼 수 있을 것이다. Yoshida et al.(2005)과 Tsutsui et al.(2007)은 지표 및 상층 해양에서 수 십년 후 B1 수준으로 온도가 회복되기 시작하는 비교적 빠른 반응이 일어남을 보였는데, 깊은 해양에서는 더 많은 이행으로 훨씬 더 느린 반응을 보였다. 그림 10.36b와 c에 보인 것처럼 과다배출 시나리오의 온도는 천천히 감소하여 B1 실험의 낮은 온도 쪽으로 접근하는데, 2350년 또는 과다배출 실험에서 CO<sub>2</sub> 농도가 B1 실험과 같은 농도로 줄어든 후 100년이 지났을 때의 B1 수준으로까지는 아직 아니지만 지속적으로 서서히 수렴한다. 그러나 Dai et al.(2001a)은 21세기에 CO<sub>2</sub> 농도가 안정화되도록 배출량을 감소시킴으로써 ‘평소 경제활동(business-as-usual)’ 시나리오와 비교해 볼 때, 온난화가 21세기 말까지(0.5°C 이하로) 완만하게 줄어드나 22세기 말까지는 그 감소가 약 1.5°C 에 이른다. 다른 기후 시스템 반응들로는, 열 팽창에 의한 해면 변화에 나타난 유의한 이력 효과를 제외하면, 과다배출 시나리오에서 B1 수준으로 거의 회복하는 북대서양 MOC 와 해빙 부피를 포함한다.(Yoshida et al., 2005; Nakashiki et al., 2006).

이러한 안정화 및 과다배출 시나리오들은 Yoshida et al.(2005)과 다른 연구자들에 의해 제시된 바와 같이 위험평가에 시사점들을 내포하고 있다. 예를 들면, Meinshausen (2006)는 SCM과 다중-기체 시나리오들을 이용한 확률론적 연구를 통해, 온난화가 2°C를 초과할 확률이 CO<sub>2</sub> 상당농도가 550 ppm에서 안정화될 때 68 내지 99%라고 계산하였다. 연구자들은 또한 CO<sub>2</sub>가 정점에 이르렀다가 더 낮은 수준에서 이어서 안정화가 일어나는 시나리오들을 고려하였다. 이들은 온난화가 2°C 를 초과할 위험이 30% 보다 더 크지 않으려면, CO<sub>2</sub> 상당농도가 비교적 낮은 농도인 400 ppm으로 되돌아오기 전에 475 ppm 주변에서 정점에 이르러야 함을 알아냈다. 이와 같은 과다배출 및 배출 목표량에 따른 기후 변화에 관한 계산은 그 어떤 계산에 대해서도 그 시간 규모로 극복되어야 하는 시스템에서의 기후변화 이행을 생각하는 것이다. 또한 확률론적 연구들에 따르면, 기후변화의 어떤 임계점들을 피하려면 그 임계점을 넘지 않으리라는 확실성에 따라 배출 경로가 정해진다.

중급 복잡성 지구시스템 모델들(Earth System Models of Intermediate Complexity)은 AOGCM에서와 같은 전범위 민감도를 고려하도록 조절된 것은 아니지만 대기 중 CO<sub>2</sub>의 안정화에 대한 장기적 기후반응을 계산하는데 사용되어왔다.

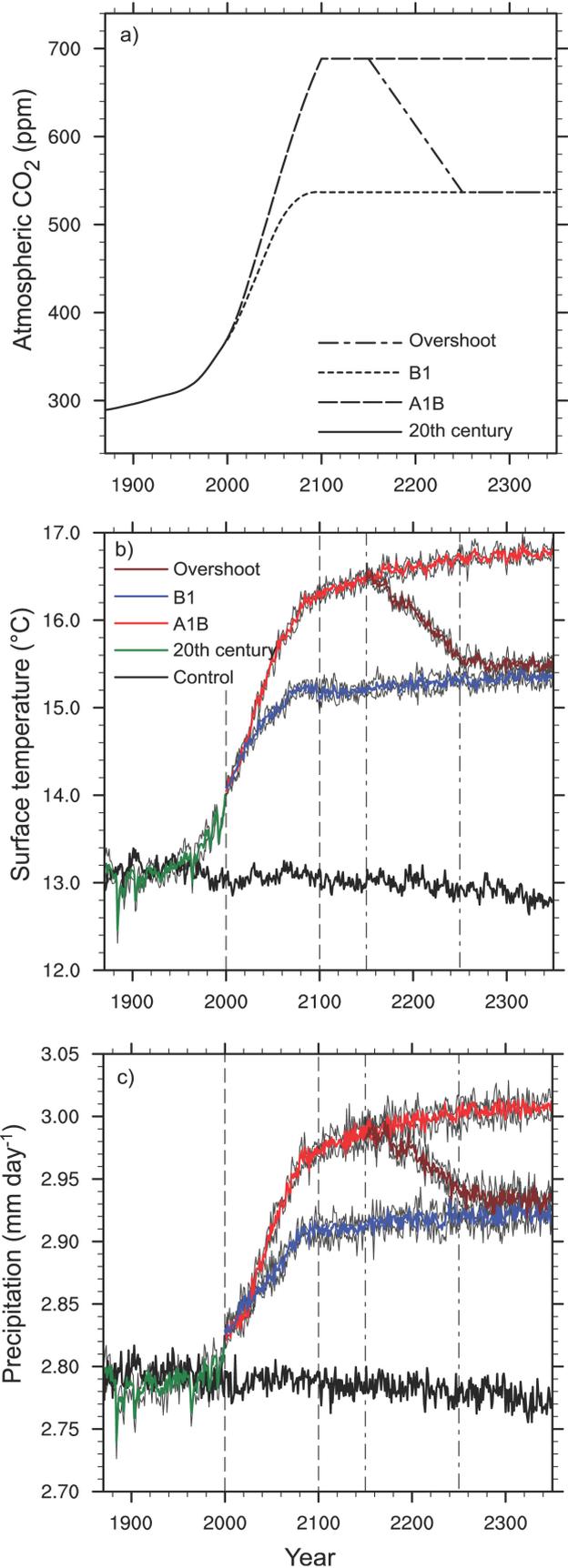


그림 10.36. (a) AOGCM들에 의한 여러 모의 실험들에서의 대기중 CO<sub>2</sub> 농도; (b) 과다배출 시나리오와 A1B 및 B1 실험에 대한 전 지구 평균 지표 기온; (c) 전 지구 평균 강수량에 대한 결과라는 것 외에는 (b)에서와 동일함. Yoshida et al.(2005)의 결과를 수정함.

새로 개발된 안정화 프로파일들은, 가장 최근의 대기 중 CO<sub>2</sub> 관측, AIT 시나리오에 따라 BERN-CC 모델(Joos et al., 2001)으로 얻은 다음 수십년에 대한 CO<sub>2</sub> 전망, 그리고 대기 중 CO<sub>2</sub> 상당농도가 450, 550, 650, 750 및 1,000 ppm 수준에서 안정화를 이루도록 하는 두 다항식의 비율(Enting et al., 1994)을 사용하여 Enting et al.(1994)과 Wigley et al.(1996)을 따라 구축되었다. 다른 강제력들은 고려되지 않았다. 보조자료 그림 S10.4a는 7개의 서로 다른 EMIC들과 여섯 개의 안정화 수준들에 대한 평형에서의 지표 온난화를 보인 것이다. 모델들 간의 차이는 주로 기후 민감도가 다른 모델들로부터 발생한다.

Knutti et al.(2005)은 이것에 관해 한 EMIC를 가지고 심화 연구를 수행하였는데, 기후 민감도에 대해 출력된 여러 개의 확률 분포도와 해양 열 흡수에 대한 서로 다른 매개변수화 방안을 사용하였으며, 주어진 한 안정화 수준의 CO<sub>2</sub> 상당농도에서 어떤 한 온도 임계점을 초과하지 않을 확률들을 계산하였다. 이 그림은 예를 들면, 안정화된 CO<sub>2</sub>의 낮은 값들에 대해 가능한 온난화의 반응 범위가 안정화된 CO<sub>2</sub>의 높은 값들에 대한 것보다 더 작음을 보여준다. 이것은 CO<sub>2</sub> 강제력이 더 클수록 그림 10.26에 보인 것처럼 그 결과는 더 넓은 분포에서 나타나기 때문이다. 전 지구적 온도 증가가 산업혁명 이전 온도에 비해 대체로 2°C 더 낮게 유지되려면 대기 중 온실가스들의 안정화는 CO<sub>2</sub> 상당농도 약 400 ppm 이하로 요구된다.(Knutti et al., 2005).

### 10.7.4 해수면상승에 대한 이행

#### 10.7.4.1 열 팽창

열 팽창으로 인한 해면 상승 이행은 해양 심층으로 열을 혼합하는 느린 과정들 덕에 지표 온난화 이행들보다 훨씬 더 긴 시간 규모를 보인다(Church et al., 2001). 만약 2100년에 대기 조성이 A1B 수준에서 안정화된다면 22세기에 열 팽창은 2300년까지 0.3에서 0.8 m에 도달하여(그림 10.37) 21세기와 비슷할 것이다(예, 10.6.1절 참조; Meehl et al., 2005c). 열 팽창 범위는 안정화에 대해 서로 다른 수준들에서 실제로 겹쳐지는데, 모델의 불확실성이 지배적이기 때문이다; 여기서는 A1B를 살펴볼 것인데, 다른 시나리오들에 비해 좀 더 많은 모델 결과들을 볼 수 있기 때문이다. 열 팽창은 서서히 감소하는 비율로 수 세기에 걸쳐 지속될 것이다(그림 10.34). 고정 조성에서 열 팽창 이행에 관한 결과는 모델들 사이에 분포가 넓게 퍼져 있는데, 부분적으로 기후 민감도 및 해양의 열 흡수를 반영하는 연직 혼합 매개변수화의 차이 때문이다.(예, Weaver and Wiebe, 1999). 만일 마

지막 정지 상태에서 심층수 형성이 오늘날과 같은 상태로 있다면, 그 해양은 결국에는 확실하고 독자적으로 전 지구 평균 지표 온도 변화량에 따라 온도가 올라갈 것이며(Stouffer and Manabe, 2003), 이것을 관측된 기후 값으로부터 계산하면 십씨 1도마다 0.5 m 열 팽창이 초래될 것이다; 그림 10.34에서 EMIC들은 마지막 정지 상태(3000년도)에서 2000년도에 비해 0.2~0.6 m °C<sup>-1</sup> 팽창을 보였다. 만약 심층수 형성이 약해지거나 멈춰지면, 심해는 더 따뜻해질 것이다(Knutti and Stocker, 2000). 예를 들어, CSIRO AOGCM을 이용한 Bi et al.(2001)의 3 × CO<sub>2</sub> 실험에서는, 북대서양 심층수와 남극 저층수의 형성이 멈추고, 정지 상태에서 4.5 m의 열 팽창이 있었다. 이러한 해면 이행 결과들이 21세기 변화와 대부분 비교된다 하더라도, 궁극적으로는 빙상들로부터의 기여가 여전히 더 클 수 있다.

#### 10.7.4.2 빙하 및 빙모

G&IC에 관한 정지 상태를 예측하려면 면적-고도 분포를 도출해내는 모델이 필요하지만(예, 10.6.3.3절 참조), 이에 관해서는 거의 알려진 정보가 없다. 2 × CO<sub>2</sub> 조건에서 모의된 일곱 개의 GCM 결과들을 포함하는 한 비교 연구에 따르면, 많은 빙하들이 평형 선 고도(equilibrium line altitude)의 증가로 인해 완전히 사라질 수도 있으나(Bradley et al., 2004), 더 따뜻한 기후에서라도 높은 고도에서는 어느 정도 유지된다. 1900년에 비해 지형적으로 일정하고 2100년 이후 4°C로 유지되는 온난화로 인해, G&IC 부피가 2200년까지 약 60% 정도 사라질 것이며, 실제로 3000년도까지는 전부

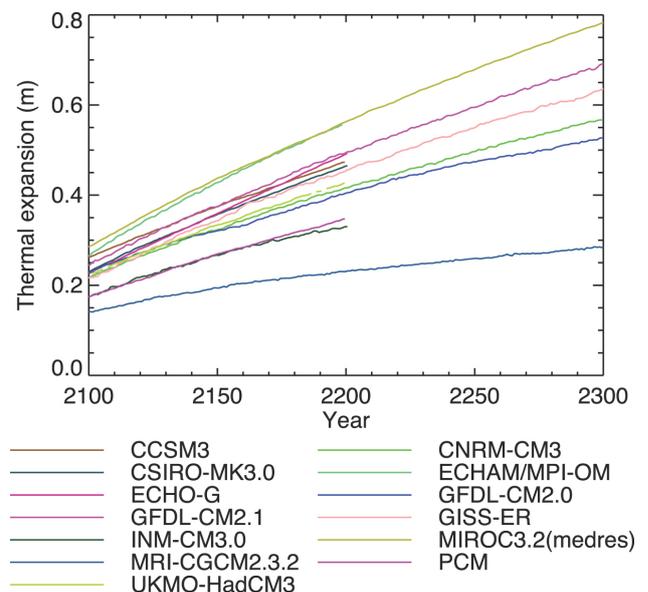


그림 10.37. A1B 고정 조성 실험에 대하여 AOGCM들에 의해 계산된 1980년~1999년 기간 대비 열 팽창으로 인한 전 지구 평균 해면 상승. 모델 상세 설명은 표 8.1 참조.

사라질 것이다(Raper and Braithwaite, 2006). 그럼에도 불구하고, 이러한 해면 상상 이행은 열 팽창과 빙상들로부터 유발되는 것보다 상대적으로 작다(<1 m; 표4.4).

### 10.7.4.3 그린란드 빙상

여러 연구들을 편집해보면, 그린란드 현재의 SMB는 순 축적량이  $0.6 \text{ mm yr}^{-1}$  해면에 상당하고(Church et al., 2001), 1988년부터 2004년까지는  $0.47 \text{ mm yr}^{-1}$ 에 상당한다(박스 et al., 2006). 정지 상태에서, 순 축적량은 빙산들이 떨어져나감으로써 균형을 이루게 될 것이다. 대순환 모델들에 의해 제시된 바로, 삭마되는 양이 축적되는 것보다 온도에 따라 더 빠르게 증가하여(van de Wal et al., 2001; Gregory and Huybrechts, 2006), 최근 몇 년 동안 관측되어 왔고(4.6.3절 참조) 21세기에 대해서도 전망되는(10.6.4.1절) 바와 같이 온난화가 SMB를 줄이는 경향이 있다. 온난화가 충분히 이뤄지면 이 SMB가 영으로까지 줄어들 것이다. 이는, 음의 SMB는 빙하가 해안선으로부터 후퇴하여 얼음 유출이 멈추더라도 그 빙상이 계속 줄어들을 뜻하므로, 빙상의 장기 변동성에 한 임계값을 부여해준다. 만일 더 따뜻한 기후가 유지된다면, 아마도 산악에 남은 빙하를 제외하고 그 빙상은 결국에는 사라 없어지고 대신 해면을 7 m 정도 높게 될 것이다(표 4.1 참조). Huybrechts et al.(1991)은 그 임계값이 그린란드에서 한 정지 상태(즉, 산업혁명 이전의 온도)에 상대적으로 계절 및 지형적으로 균일한  $2.7^\circ\text{C}$  온난화에 해당된다고 평가하였다. Gregory et al.(2004a)은 TAR의 전망 결과를 이용하여 450~1000 ppm 범위에서 여러 가지  $\text{CO}_2$  안정화 시나리오 하에 도달되는 임계값의 확률을 조사하였는데, 35개의 AOGCM과  $\text{CO}_2$  농도의 조합들 중에서 계절적으로 균

일한 온난화를 고려하면 34개의 경우에, 여름철 온난화를 고려하고 그 임계값의 상한을 사용하면 24개의 경우에 이 값을 초과하였다.

온난화가 이 임계값을 균일하게 과소평가한다고 가정하면 GCM들이 전망하기를, 삭마가 발생될 때 온난화는 삭마가 일어난 지역에서 그리고 여름철에 더 약하게 유발된다. 네 개의 고해상도 AGCM 모의 자료들과 18개의 AR4 AOGCM들의 조합으로부터 도출된 모의된 온도 변화의 지형 및 계절적 패턴들을 사용함으로써, 연 평균 및 면적 평균된 그린란드 온난화에서 임계값은 산업혁명 이전의 온도에 비해  $3.2^\circ\text{C}$  내지  $6.2^\circ\text{C}$  까지 올라가고, 전 지구 평균으로는  $1.9^\circ\text{C}$  내지  $4.6^\circ\text{C}$  까지 올라간다(Gregory and Huybrechts, 2006). 이것은, 예를 들어, SRES A1B 시나리오에서 2100년까지 달성될 가능성이 높다(그림 10.29). 이 결과들은, 그린란드에서 오늘날보다  $3^\circ\text{C}$  에서  $5^\circ\text{C}$  더 따뜻했고 빙상이 잔존해있던 지난 간빙기의 증거로부터 뒷받침되지만,(북극의 빙모로부터의 기여를 포함해서, 6.4.3절 참조) 해수면 상당고도는 2~4 m 더 작았을 것이다. 그러나 오늘날의 온도를 넘어서는, 보다 낮은 지구 온난화 임계값,  $1^\circ\text{C}$ (Hansen, 2005) 가 또한 제시되었는데, 이것은(그린란드보다는 오히려) 전 지구 평균온도가 바로 전 간빙기 동안 그보다 작거나 같은 수준으로 오늘날 온도보다 높았다는데 근거한 것이다.

SRES A1B 대기 조성으로 얻은 2100년 안정화에 대해, 그린란드는 처음부터  $0.3\sim 2.1 \text{ mm yr}^{-1}$  정도 해면에 기여할 것이다(표 10.7). 온난화가 클수록 질량 소실은 더 빠르다. 삭마는 지표가 낮아짐으로써 추가적으로 강화될 것인데, 이것이 표 10.7 계산에 포함되진 않았다. 이것과 다른 기후 되먹임들을 해면 상승의 장기 변화율을 계산하는데 포함하기 위

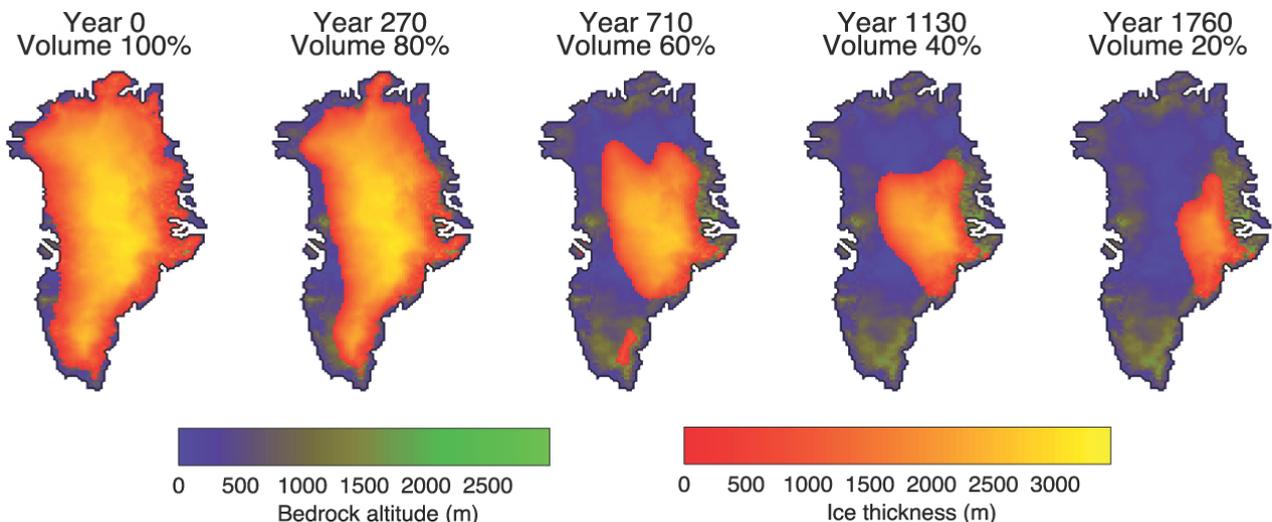


그림 10.38. 시간에 따른 그린란드 지표면 고도 및 빙상 부피의 변화. 이것은 산업혁명 이전 대기중  $\text{CO}_2$  농도의 고정 4배증 기후 하에서 Huybrechts and De Wolde(1999)의 그린란드 빙상 모델에 결합된 UKMO-HadCM3 AOGCM을 가지고 Ridley et al.(2005)가 수행한 실험 결과이다.

해서는 기후모델에 빙상 모델을 결합해야 한다. Ridley et al.(2005)은 Huybrechts and De Wolde(1999)의 그린란드 빙상 모델을 UKMO-HadCM3 AOGCM에 결합하였다. 고정된  $4 \times \text{CO}_2$  하에서, 해면에서의 기여는 첫 300년 동안  $5.5 \text{ mm yr}^{-1}$ 이고, 빙상이 수축하면서 그 기여도 줄어든다; 1천년 후에는 원래 부피의 단지 40% 정도만 남고, 3천년 후에는 겨우 4%만 남는다(그림 10.38). 만약 빙하류가 가속화된다면 빙하의 쇠퇴율은 최근 몇 년간 일어난 것처럼 증가할 것이다(4.6.3.3절). 이러한 효과는 지표에서 녹은 물로 인해 기저면이 윤향화되기 때문일 것이다(10.6.4.2절 참조). 이것이 Huybrechts and De Wolde(1999)가 이런 효과를 고려하지 않고 계산한 0.4~3.2 m와 비교해 볼 때 2500년까지 해면을 추가로 0.15~0.40 m 더 높일 것이라는 점은 Parizek and Alley(2004)에 의한 최선의 추정 값이다. 이 과정들에 의해 녹은 물이 빙점 이하의 얼음을 통과하여 하상(河床)에 이르는 데, 이 과정들은 불명확하며 현재는 단지 개념적인 모델들만 존재한다(Alley et al., 2005b).

산업혁명 이전이나 오늘날의 대기 중  $\text{CO}_2$  농도 하에서 빙상이 없을 경우, 그린란드의 기후는 지표 고도와 알베도가 더 낮아 훨씬 더 따뜻할 것이고, 그린란드 빙하 쇠퇴 및 그로 인한 해면 상승이 비가역적이 될 가능성이 있다. Toniazzo et al.(2004)은 산업혁명 이전의 대기 중  $\text{CO}_2$ 로는 얼음이 없는 그린란드 위에 눈이 축적되지 않음을 알아냈고, 반면에 Lunt et al.(2004)은 고해상도 모델을 이용하여 동부 및 중앙 그린란드에서 빙상이 실질적으로 재생성되는 결과를 얻었다.

#### 10.7.4.4 남극 빙상

전 지구 온도가 올라감에 따라 GCM들은 남극 빙상은 축적량이 더 커져서 전체적으로 증가하는 양의 SMB를 보였다(10.6.4.1절). SRES A1B 대기 조성으로 2100년 안정화에 대해, 남극의 SMB는 해면이 0.4 to  $2.0 \text{ mm yr}^{-1}$  떨어지는데 기여할 것이다(표 10.7). 대륙 빙상 모델들은 이 중 수십 퍼센트가 증가된 빙하 유출로 보상될 것으로 나타냈으나(10.6.4.2절), 한 모의 결과는 여전히 남극이 약  $4.5^\circ\text{C}$  온난화됨에 따라 3000년까지 해면을  $-0.8 \text{ m}$  감소시킴을 보였다(Huybrechts and De Wolde, 1999).

그러나 남극 서부의 주요 빙봉들에 의한 지지대 역할이 줄어들면 이 유출도 상당히 증가할 수 있으며(4.6.3.3절 및 10.6.4.2절 참조), 장기적으로 남극의 해면을 궁극적으로 증가시키면서 축적량의 증가를 초과할 수 있다. 전체 남극 서부 빙상(West Antarctic Ice Sheet: WAIS)에 의해 해면은 약 5 m 증가에 그치는 반면, 아문센 해역 빙하가 결국 쇠퇴할 경우 그로 인해 약 1.5 m 증가할 것이다(Vaughan, 2007). 거

대 빙봉들로 유출되어 나가는 남극 동부의 해양에 기저를 둔 제한적 구역들에서도 이러한 방식으로 해면 상승에 기여할 수 있다.

이 빙봉들의 쇠퇴 또는 붕괴는 지표가 녹음으로써 또는 기저면이 녹아 얕아짐으로써 초래될 수 있다. 해양 혼합층 모델들을 이용한 평형 상태에 대한 실험들에서, 전 지구 온난화에 대한 남극 온난화의 비는  $1.4 \pm 0.3$  이다. 10.6.4.2절과 부록 10.A의 논리에 따르면, 이것은 지구 온난화가  $5^\circ\text{C}$ 를 넘으면 남극 서부 주요 빙봉들에서 평균 여름 온도가 녹는점을 지나지 못할 가능성이 높음을 나타내는 것이며, 지표가 녹음으로써 분열이 더 일찍 시작될 것이다. 관측 및 모델링 연구들은 기저면이 녹는 비율이 그 기저 부근 물의 온도에 따라 달라짐을 보이는데, 아문센해 빙봉에 대해 약  $10 \text{ m yr}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ (Rignot and Jacobs, 2002; Shepherd et al., 2004), 그리고 아메리 빙봉에 대해  $0.5\sim 10 \text{ m yr}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 의 비례상수를 보였다(Williams et al., 2002). 이러한 정도의 크기를 미래 변화에 적용하면 주요 빙봉들에서 약  $1^\circ\text{C}$ 의 온난화로 이들이 수세기 내에 사라질 것이다. 그러나 이 문제는 지금까지 거의 주목을 받지 못해 왔으며 현재 모델들은 이 문제를 다루기에는 해상도가 제한적이고 이 과정들에 대한 이해가 부족하여 부적합하므로, 이것을 확신 있게 정량적으로 지구 온난화와 결부시킬 수는 없다. 그럼에도 불구하고, 지구 온난화가 지속되어 결국에는 이 빙봉들 아래로 순환하는 바닷물을 온난화시키리라고 보는 것이 타당하다.

현재 사용할 수 있는 모델들은 이 모든 관련 과정들을 포함하고 있지 않기 때문에, 어떤 역학적 변화가 남극 빙상에서 일어날 것인지에 대한 어떠한 동의도 없으며 불확실성이 매우 크다(예, Vaughan and Spouge, 2002; Alley et al., 2005a 참조). 한 가지 쟁점은 고기후와의 유사성을 고려할 것인지 이다(박스 4.1 참조). 지난 간빙기에 해면이 현재보다 4 내지 6 m 높았었다는 고기후학적 증거는 그린란드 빙상의 감소로 전부 설명될 것은 아니며 남극 빙상의 기여도 포함되었을 것이다(6.4.3절 참조). 이를 근거로 제한적이지만 가능한 증거를 이용하여, 지구 온난화가 오늘날 온도보다  $2^\circ\text{C}$  지속적으로 높아질 것이라는(Oppenheimer and Alley, 2005) 한 임계점이 제시되어 왔는데, WAIS가 이 임계점을 넘어서 해면을 많이 상승시킬 것으로 보고 있다. 지난 빙하기의 종료기간 동안 해면의 최대 상승률은 크기 단위로  $10 \text{ mm yr}^{-1}$ 였다(Church et al., 2001). 우리는 미래에 가속화된 WAIS 유출이 이 크기를 초과하지 않을 것으로 확신할 수 있는데, 이것은 대략 오늘날 WAIS 유출보다 한 자릿수가 크며 최근 관측된 가속화 속도는 십의 자리를 넘지 않았다.

또 다른 쟁점은 이 크기의 역학적 유출이 장기간에 걸쳐

지속될 수 있는지에 대한 증거가 불충분하다는 점이다. WAIS는 LGM 북반구 빙상보다 20배가 더 작다. 이 빙상은 지난 빙하퇴기에 녹은 물의 대부분을 차지하는데 지표가 녹은 것만으로도 설명될 수 있다(Zweck and Huybrechts, 2005). Huybrechts and De Wolde(1999)의 모의 결과, 다음 1천년 동안 남극 빙상이 기여할 해면 최대 상승률은  $2.5 \text{ mm yr}^{-1}$ 이다. 이것은 기저면 후퇴와 관련된 역학적 유출에 의해 지배된다. 이 모델은 빙하류를 모의하지 못했는데, 가속화가 넓게 확산되어 그 속도가 더 커졌기 때문이었을 것이다. 그러나 잔존하는 빙하류의 급속한 유출로부터 가능한 최대의 얼음 손실은 이 빙하류들로 점유된 지역들(흐름이  $100 \text{ m yr}^{-1}$ 를 초과하는 지역으로 정의됨; 10.6.4.2절 참조)에서 부유물의 초과 부피가 된다. 이 부피는(남극 서부 및 동부 모두에서)  $230,000 \text{ km}^3$  이고 해면 약 0.6 m 또는 남극 빙상 질량의 약 1%에 상당하며, 이 중 대부분은 빙하류 내부에서 흐르지 않는다. 이 빙상의 보다 넓은 면적에 영향을 주는 얼음 손실은 현재 느리게 움직이는 얼음에서 새 빙하류가 발달되면 급격한 속도로 지속될 수 있다. 현재로서는 빙하류들의 발달과 변동성을 규제하는 것이 무엇인지 매우 제한적으로만 이해하고 있을 뿐이어서 이러한 변화의 가능한 속도와 면적을 추정하지 못한다. 이 논의에서, 급속한 유출은 일시적인 것일 수 있으며, 해면에 대해 남극이 장기적으로 어떤 부호로 기여하는지가 그 기저면의 대규모 후퇴보다 더 중요하다.

## 참고문헌

- Abdalati, W., et al., 2001: Outlet glacier and margin elevation changes: Near-coastal thinning of the Greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.*, **106**, 33729–33741.
- ACIA, 2004: *Arctic Climate Impact Assessment (ACIA): Impacts of a Warming Arctic*. Cambridge University Press, New York, NY, 140 pp.
- Adams, P.J., et al., 2001: General circulation model assessment of direct radiative forcing by the sulfate-nitrate-ammonium-water inorganic aerosol system. *J. Geophys. Res.*, **106**, 1097–1111.
- Allen, M.R., 1999: Do-it-yourself climate prediction. *Nature*, **401**, 627.
- Allen, M.R., and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, **419**, 224–232.
- Allen, M.R., and D.A. Stainforth, 2002: Towards objective probabilistic climate forecasting. *Nature*, **419**, 228.
- Allen, M.R., D.J. Frame, J.A. Kettleborough, and D.A. Stainforth, 2006a: Model error in weather and climate forecasting. In: *Predictability of Weather and Climate* [Palmer, T., and R. Hagedorn (eds.)]. Cambridge University Press, New York, NY, pp. 391–427.
- Allen, M.R., et al., 2000: Quantifying the uncertainty in forecasts of anthropogenic climate change. *Nature*, **407**, 617–620.
- Allen, M.R., et al., 2006b: Observational constraints on climate sensitivity. In: *Avoiding Dangerous Climate Change* [Schellnhuber, H.J., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, New York, NY, pp. 281–289.
- Alley, R.B., P.U. Clark, P. Huybrechts, and I. Joughin, 2005a: Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, **310**, 456–460.
- Alley, R.B., T.K. Dupont, B.R. Parizek, and S. Anandakrishnan, 2005b: Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: Preliminary insights. *Ann. Glaciol.*, **40**, 8–14.
- Alley, R.B., et al., 2002: *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises*. US National Research Council Report, National Academy Press, Washington, DC, 230 pp.
- Amann, M., et al., 2004: *The RAINS Model. Documentation of the Model Approach Prepared for the RAINS Peer Review 2004*. International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 156 pp.
- Ammann, C.M., G.A. Meehl, W.M. Washington, and C.S. Zender, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1657.
- Andronova, N.G., and M.E. Schlesinger, 2001: Objective estimation of the probability density function for climate sensitivity. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22605–22612.
- Annan, J.D., and J.C. Hargreaves, 2006: Using multiple observationally based constraints to estimate climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06704, doi:10.1029/2005GL025259.
- Annan, J.D., J.C. Hargreaves, N.R. Edwards, and R. Marsh, 2005a: Parameter estimation in an intermediate complexity earth system model using an ensemble Kalman filter. *Ocean Modelling*, **8**, 135–154.
- Annan, J.D., et al., 2005b: Efficiently constraining climate sensitivity with ensembles of paleoclimate simulations. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 181–184.
- Arblaster, J.M., and G.A. Meehl, 2006: Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. *J. Clim.*, **19**, 2896–2905.
- Arora, V.K., and G.J. Boer, 2001: Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. *J. Geophys. Res.*, **106**, 3335–3348.
- Arzel, O., T. Fichefet, and H. Goosse, 2006: Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs. *Ocean Modelling*, **12**, 401–415.
- Ashrit, R.G., K. Rupa Kumar, and K. Krishna Kumar, 2001: ENSO-monsoon relationships in a greenhouse warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1727–1730.
- Ashrit, R.G., H. Douville, and K. Rupa Kumar, 2003: Response of the Indian monsoon and ENSO-monsoon teleconnection to enhanced greenhouse effect in the CNRM coupled model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **81**, 779–803.
- Ashrit, R.G., A. Kitoh, and S. Yukimoto, 2005: Transient response of ENSO-monsoon teleconnection in MRI.CGCM2 climate change simulations. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **83**, 273–291.
- Austin, J., and N. Butchart, 2003: Coupled chemistry-climate model simulations for the period 1980 to 2020: Ozone depletion and the start of ozone recovery. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 3225–3249.
- Bahr, D.B., M.F. Meier, and S.D. Peckham, 1997: The physical basis of glacier volume-area scaling. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20355–20362.
- Banks, H., R.A. Wood, and J.M. Gregory, 2002: Changes to Indian Ocean subantarctic mode water in a coupled climate model as CO<sub>2</sub> forcing increases. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2816–2827.
- Barnett, D.N., et al., 2006: Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO<sub>2</sub> using a large ensemble of GCM simulations. *Clim. Dyn.*, **26**, 489–511.
- Bengtsson, L., K.I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Clim.*, **19**, 3518–3543.
- Beniston, M., 2004: The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02202.
- Berger, A., and M.F. Loutre, 2002: An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, **297**, 1287–1288.
- Berthelot, M., et al., 2002: Global response of the terrestrial biosphere to CO<sub>2</sub> and climate change using a coupled climate-carbon cycle model. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, 1084.
- Bertrand, C., J.P. Van Ypersele, and A. Berger, 2002: Are natural climate forcings able to counteract the projected global warming. *Clim. Change*, **55**, 413–427.
- Bi, D.H., W.F. Budd, A.C. Hirst, and X.R. Wu, 2001: Collapse and reorganisation of the Southern Ocean overturning under global warming in a coupled model. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3927–3930.
- Bindschadler, R., 1998: Future of the West Antarctic ice sheet. *Science*, **282**, 428–429.

- Bitz, C.M., and G.H. Roe, 2004: A mechanism for the high rate of sea-ice thinning in the Arctic Ocean. *J. Clim.*, **18**, 3622-3631.
- Bitz, C.M., et al., 2006: The influence of sea ice on ocean heat uptake in response to increasing CO<sub>2</sub>. *J. Clim.*, **19**, 2437-2450.
- Boer, G.J., and B. Yu, 2003a: Climate sensitivity and response. *Clim. Dyn.*, **20**, 415-429.
- Boer, G.J., and B. Yu, 2003b: Dynamical aspects of climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1135.
- Bond, T.C., et al., 2004: A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14203, doi:10.1029/2003JD003697.
- Bösch, G., et al., 1997: Long-term trends of temperature, salinity, density, and transient tracers in the central Greenland Sea. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18553-18571.
- Bony, S., and J.-L. Dufresne, 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony, S., et al., 2004: On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Clim. Dyn.*, **22**, 71-86.
- Bony, S., et al., 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Clim.*, **19**, 3445-3482.
- Bosilovich, M.G., S.D. Schubert, and G.K. Walker, 2005: Global changes of the water cycle intensity. *J. Clim.*, **18**, 1591-1608.
- Boucher, O., and M. Pham, 2002: History of sulfate aerosol radiative forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, L1308, doi:10.1029/2001GL014048.
- Box, J.E., et al., 2006: Greenland ice sheet surface mass balance variability (1988-2004) from calibrated Polar MM5 output. *J. Clim.*, **19**, 2783-2800.
- Brabson, B.B., D.H. Lister, P.D. Jones, and J.P. Palutikof, 2005: Soil moisture and predicted spells of extreme temperatures in Britain. *J. Geophys. Res.*, **110**, D05104, doi:10.1029/2004JD005156.
- Bradley, R.S., F.T. Keimig, and H.F. Diaz, 2004: Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16210, doi:10.1029/2004GL020229.
- Braithwaite, R.J., and S.C.B. Raper, 2002: Glaciers and their contribution to sea level change. *Phys. Chem. Earth*, **27**, 1445-1454.
- Braithwaite, R.J., Y. Zhang, and S.C.B. Raper, 2003: Temperature sensitivity of the mass balance of mountain glaciers and ice caps as a climatological characteristic. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, **38**, 35-61.
- Brandefelt, J., and E. Kälé, 2004: The response of the Southern Hemisphere atmospheric circulation to an enhanced greenhouse gas forcing. *J. Clim.*, **17**, 4425-4442.
- Breshears, D.D., et al., 2005: Regional vegetation die-off in response to global-change-type drought. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 15144-15148.
- Bryan, F.O., et al., 2006: Response of the North Atlantic thermohaline circulation and ventilation to increasing carbon dioxide in CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2382-2397.
- Bugnion, V., and P.H. Stone, 2002: Snowpack model estimates of the mass balance of the Greenland ice sheet and its changes over the twenty-first century. *Clim. Dyn.*, **20**, 87-106.
- Buizza, R., M. Miller, and T.N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 2887-2908.
- Burke, E.J., S.J. Brown, and N. Christidis, 2006: Modelling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre climate model. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 1113-1125.
- Caires, S., V.R. Swail, and X.L. Wang, 2006: Projection and analysis of extreme wave climate. *J. Clim.*, **19**, 5581-5605.
- Camberlin, P., F. Chauvin, H. Douville, and Y. Zhao, 2004: Simulated ENSO-tropical rainfall teleconnections in present-day and under enhanced greenhouse gases conditions. *Clim. Dyn.*, **23**, 641-657.
- Cassano, J.J., P. Uotila, and A. Lynch, 2006: Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the twentieth and twenty-first centuries, Part I: Arctic. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1027-1049.
- Chan, W.L., and T. Motoi, 2005: Response of thermohaline circulation and thermal structure to removal of ice sheets and high atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07601, doi:10.1029/2004GL021951.
- Charney, J.G., 1979: *Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment*. National Academy of Science, Washington, DC, 22 pp.
- Chauvin, F., J.-F. Royer, and M. Déu 2006: Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Clim. Dyn.*, **27**, 377-399.
- Christensen, J.H., and O.B. Christensen, 2003: Severe summer-time flooding in Europe. *Nature*, **421**, 805-806.
- Christensen, O.B., and J.H. Christensen, 2004: Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global Planet. Change*, **44**, 107-117.
- Christiansen, B., 2003: Evidence for nonlinear climate change: Two stratospheric regimes and a regime shift. *J. Clim.*, **16**, 3681-3690.
- Chung, C.E., V. Ramanathan, and J.T. Kiehl, 2002: Effects of the South Asian absorbing haze on the northeast monsoon and surface-air heat exchange. *J. Clim.*, **15**, 2462-2476.
- Chung, S.H., and J.H. Seinfeld, 2002: Global distribution and climate forcing of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4407.
- Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 639-693.
- Chylek, P., and U. Lohmann, 2005: Ratio of the Greenland to global temperature change: Comparison of observations and climate modeling results. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14705, doi:10.1029/2005GL023552.
- Clark, R., S. Brown, and J. Murphy, 2006: Modelling northern

- hemisphere summer heat extreme changes and their uncertainties using a physics ensemble of climate sensitivity experiments. *J. Clim.*, **19**, 4418–4435.
- Claussen, M., et al., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2037–2040.
- Claussen, M., et al., 2002: Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*, **18**, 579–586.
- Collins, M., and The CMIP Modelling Groups, 2005: El Niño- or La Niña like climate change? *Clim. Dyn.*, **24**, 89–104.
- Collins, M., et al., 2006: Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Clim. Dyn.*, **27**, 127–147.
- Collins, W.D., et al., 2006: Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases: Estimates from climate models in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4). *J. Geophys. Res.*, **111**, D14317, doi:10.1029/2005JD006713.
- Collins, W.J., et al., 2003: Effect of stratosphere-troposphere exchange on the future tropospheric ozone trend. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8528.
- Comiso, J.C., 2000: Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *J. Clim.*, **13**, 1675–1696.
- Cook, K.H., and E.K. Vizy, 2006: Coupled model simulations of the West African Monsoon system: Twentieth- and twenty-first-century simulations. *J. Clim.*, **19**, 3681–3703.
- Cooke, W.F., and J.J.N. Wilson, 1996: A global black carbon aerosol model. *J. Geophys. Res.*, **101**, 19395–19409.
- Covey, C., et al., 2003: An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Global Planet. Change*, **37**, 103–133.
- Cox, P.M., et al., 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**, 184–187.
- Cox, P.M., et al., 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 137–156.
- Cramer, W., et al., 2001: Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO<sub>2</sub> and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biol.*, **7**, 357–373.
- Crucifix, M., and M.F. Loutre, 2002: Transient simulations over the last interglacial period (126–115 kyr BP): feedback and forcing analysis. *Clim. Dyn.*, **19**, 417–433.
- Cubasch, U., et al., 2001: Projections of future climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 525–582.
- Dai, A.G., and K.E. Trenberth, 2004: The diurnal cycle and its depiction in the Community Climate System Model. *J. Clim.*, **17**, 930–951.
- Dai, A.G., T.M.L. Wigley, G.A. Meehl, and W.M. Washington, 2001a: Effects of stabilizing atmospheric CO<sub>2</sub> on global climate in the next two centuries. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4511–4514.
- Dai, A., et al., 2001b: Climates of the twentieth and twenty-first centuries simulated by the NCAR Climate System Model. *J. Clim.*, **14**, 485–519.
- Dai, A., et al., 2005: Atlantic thermohaline circulation in a coupled general circulation model: Unforced variations versus forced changes. *J. Clim.*, **18**, 3270–3293.
- de Woul, M., and R. Hock, 2006: Static mass balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach. *Ann. Glaciol.*, **42**, 217–224.
- DeFries, R.S., L. Bouboua, and G.J. Collatz, 2002: Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years. *Global Change Biol.*, **8**, 438–458.
- DeFries, R.S., J.A. Foley, and G.P. Asner, 2004: Land-use choices: balancing human needs and ecosystem function. *Frontiers Ecol. Environ.*, **2**, 249–257.
- Delworth, T.L., and K.W. Dixon, 2000: Implications of the recent trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.*, **13**, 3721–3727.
- Dentener, F., et al., 2005: The impact of air pollutant and methane emission controls on tropospheric ozone and radiative forcing: CTM calculations for the period 1990–2030. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1731–1755.
- Dentener, F., et al., 2006: The global atmospheric environment for the next generation. *Environ. Sci. Technol.*, **40**, 3586–3594.
- DéuÉ M., C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle, 1994: The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Clim. Dyn.*, **10**, 249–266.
- Dickson, B., et al., 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **416**, 832–837.
- Dixon, K.W., T.L. Delworth, M.J. Spelman, and R.J. Stouffer, 1999: The influence of transient surface fluxes on North Atlantic overturning in a coupled GCM climate change experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2749–2752.
- Doney, S.C., et al., 2004: Evaluating global ocean carbon models: The importance of realistic physics. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB3017, doi:10.1029/2003GB002150.
- Dorn, W., K. Dethloff, A. Rinke, and E. Roeckner, 2003: Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projections. *Clim. Dyn.*, **21**, 447–458.
- Douville, H., D. Salas-Méa, and S. Tyteca, 2005: On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim. Dyn.*, **26**, 367–385.
- Douville, H., et al., 2000: Impact of CO<sub>2</sub> doubling on the Asian summer monsoon: Robust versus model-dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **78**, 421–439.
- Douville, H., et al., 2002: Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Clim. Dyn.*, **20**, 45–68.
- Dufresne, J.L., et al., 2002: On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1405.
- Dufresne, J.L., et al., 2005: Contrasts in the effects on climate

- of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21703, doi:10.1029/2005GL023619.
- Dupont, T.K., and R.B. Alley, 2005: Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04503, doi:10.1029/2004GL022024.
- Dyurgerov, M.B., and M.F. Meier, 2000: Twentieth century climate change: evidence from small glaciers. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **97**, 1406-1411.
- Echelmeyer, K., and W.D. Harrison, 1990: Jakobshavn Isbræ, West Greenland: Seasonal variations in velocity - or lack thereof. *J. Glaciol.*, **36**, 82-88.
- Edwards, N., and R. Marsh, 2005: Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-D ocean-climate model. *Clim. Dyn.*, **24**, 415-433.
- Eichelberger, S.J., and J.R. Holton, 2002: A mechanistic model of the northern annular mode. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4388.
- Emori, S., and S.J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
- Emori, S., et al., 1999: Coupled ocean-atmosphere model experiments of future climate with an explicit representation of sulphate aerosol scattering. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **77**, 1299-1307.
- Enting, I.G., T.M.L. Wigley, and M. Heimann, 1994: *Future Emissions and Concentrations of Carbon Dioxide: Key Ocean/ Atmosphere/ Land Analyses*. Technical Report 31, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Div. of Atmospheric Research, Melbourne, Australia.
- Feddema, J.J., et al., 2005: The importance of land-cover change in simulating future climates. *Science*, **310**, 1674-1678.
- Fedorov, A.V., and S.G. Philander, 2001: A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: Bridging measurements and theory for El Niño. *J. Clim.*, **14**, 3086-3101.
- Feely, R.A., et al., 2004: Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> system in the oceans. *Science*, **305**, 362-366.
- fichefet, T., et al., 2003: Implications of changes in freshwater flux from the Greenland ice sheet for the climate of the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1911.
- fischer-Bruns, I., H. Von Storch, J.F. Gonzalez-Rouco, and E. Zorita, 2005: Modelling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales. *Clim. Dyn.*, **25**, 461-476.
- Flato, G.M., and Participating CMIP Modeling Groups, 2004: Sea-ice and its response to CO<sub>2</sub> forcing as simulated by global climate change studies. *Clim. Dyn.*, **23**, 220-241.
- Folland, C.K., et al., 2001: Global temperature change and its uncertainties since 1861. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2621-2624.
- Forest, C.E., P.H. Stone, and A.P. Sokolov, 2006: Estimated PDFs of climate system properties including natural and anthropogenic forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01705, doi:10.1029/2005GL023977.
- Forest, C.E., et al., 2002: Quantifying uncertainties in climate system properties with the use of recent climate observations. *Science*, **295**, 113-117.
- Forster, P.M.D., and K.P. Shine, 2002: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1086.
- Forster, P.M.D., and J.M. Gregory, 2006: The climate sensitivity and its components diagnosed from Earth radiation budget data. *J. Clim.*, **19**, 39-52.
- Forster, P.M.D., and K.E. Taylor, 2006: Climate forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations. *J. Clim.*, **19**, 6181-6194.
- Frame, D.J., et al., 2005: Constraining climate forecasts: The role of prior assumptions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09702, doi:10.1029/2004GL022241.
- Frei, C., C. Schä, D. Lühi, and H.C. Davies, 1998: Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1431-1434.
- Frich, P., et al., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Friedlingstein, P., and S. Solomon, 2005: Contributions of past and present human generations to committed warming caused by carbon dioxide. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 10832-10836.
- Friedlingstein, P., et al., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C<sup>4</sup>MIP model intercomparison. *J. Clim.*, **19**, 3337-3353.
- Furrer, R., S.R. Sain, D. Nychka, and G.A. Meehl, 2007: Multivariate Bayesian analysis of atmosphere-ocean general circulation models. *Environ. Ecol. Stat.*, in press.
- Fyfe, J.C., 2003: Extratropical southern hemisphere cyclones: Harbingers of climate change? *J. Clim.*, **16**, 2802-2805.
- Fyfe, J.C., and O.A. Saenko, 2005: Human-induced change in the Antarctic Circumpolar Current. *J. Clim.*, **18**, 3068-3073.
- Fyfe, J.C., and O.A. Saenko, 2006: Simulated changes in the extratropical Southern Hemisphere winds and currents. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06701, doi:10.1029/2005GL025332.
- Fyfe, J.C., G.J. Boer, and G.M. Flato, 1999: The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1601-1604.
- Ganachaud, A., 2003: Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3213.
- Gao, X., and P.A. Dirmeyer, 2006: A multimodel analysis, validation and transferability study of global soil wetness products. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 1218-1236.
- Gauss, M., et al., 2003: Radiative forcing in the 21st century due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4292.
- Gedney, N., P.M. Cox, and C. Huntingford, 2004: Climate feedback from wetland methane emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20503, doi:10.1029/2004GL020919.
- Geng, Q.Z., and M. Sugi, 2003: Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols - Study with a high-resolution AGCM. *J. Clim.*, **16**, 2262-2274.

- Gibelin, A.-L., and M. Déué 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.*, **20**, 327-339.
- Gillett, N.P., and D.W.J. Thompson, 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273-275.
- Gillett, N.P., M.R. Allen, and K.D. Williams, 2003: Modeling the atmospheric response to doubled CO<sub>2</sub> and depleted stratospheric ozone using a stratosphere-resolving coupled GCM. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 947-966.
- Gillett, N.P., et al., 2002: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases? *J. Geophys. Res.*, **107**, 4022.
- Giorgi, F., and L.O. Mearns, 2002: Calculation of average, uncertainty range and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the reliability ensemble averaging (REA) method. *J. Clim.*, **15**, 1141-1158.
- Giorgi, F., and L.O. Mearns, 2003: Probability of regional climate change based on the Reliability Ensemble Averaging (REA) method. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1629.
- Giorgi, F., and X. Bi, 2005: Regional changes in surface climate interannual variability for the 21st century from ensembles of global model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13701, doi:10.1029/2005GL023002.
- Giorgi, F., et al., 2001: Emerging patterns of simulated regional climatic changes for the 21st century due to anthropogenic forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3317-3320.
- Glover, R.W., 1999: influences of spatial resolution and treatment of orography on GCM estimates of the surface mass balance of the Greenland ice sheet. *J. Clim.*, **12**, 551-563.
- Goldstein, M., and J.C. Rougier, 2004: Probabilistic formulations for transferring inferences from mathematical models to physical systems. *SIAM J. Sci. Computing*, **26**, 467-487.
- Goosse, H., et al., 2002: Potential causes of abrupt climate events: A numerical study with a three-dimensional climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1860.
- Gordon, H.B., and S.P. O'Farrell, 1997: Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamic sea ice. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 875-907.
- Greene, A.M., L. Goddard, and U. Lall, 2006: Probabilistic multimodel regional temperature change projections. *J. Clim.*, **19**, 4326-4346.
- Gregory, J.M., 2000: Vertical heat transports in the ocean and their effect on time-dependent climate change. *Clim. Dyn.*, **16**, 501-515.
- Gregory, J.M., and J. Oerlemans, 1998: Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature*, **391**, 474-476.
- Gregory, J.M., and P. Huybrechts, 2006: Ice-sheet contributions to future sea-level change. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **364**, 1709-1731.
- Gregory, J.M., P. Huybrechts, and S.C.B. Raper, 2004a: Threatened loss of the Greenland ice-sheet. *Nature*, **428**, 616.
- Gregory, J.M., J.A. Lowe, and S.F.B. Tett, 2006: Simulated global-mean sea-level changes over the last half-millennium. *J. Clim.*, **19**, 4576-4591.
- Gregory, J.M., et al., 2001: Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level change 1900-2100. *Clim. Dyn.*, **18**, 241-253.
- Gregory, J.M., et al., 2002a: An observationally based estimate of the climate sensitivity. *J. Clim.*, **15**, 3117-3121.
- Gregory, J.M., et al., 2002b: Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2175.
- Gregory, J.M., et al., 2004b: A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03205, doi:10.1029/2003GL018747.
- Gregory, J.M., et al., 2005: A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- Grenfell, J.L., D.T. Shindell, and V. Grewe, 2003: Sensitivity studies of oxidative changes in the troposphere in 2100 using the GISS GCM. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1267-1283.
- Grewe, V., et al., 2001: Future changes of the atmospheric composition and the impact of climate change. *Tellus*, **53B**, 103-121.
- Guilyardi, E., 2006: El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, **26**, 329-348.
- Haarsma, R.J., F.M. Selten, S.L. Weber, and M. Kliphuis, 2005: Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17702, doi:10.1029/2005GL023232.
- Hagedorn, R., F.J. Doblas-Reyes, and T.N. Palmer, 2005: The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting. Part I: Basic concept. *Tellus*, **57A**, 219-233.
- Hall, A., and R.J. Stouffer, 2001: An abrupt climate event in a coupled ocean-atmosphere simulation without external forcing. *Nature*, **409**, 171-174.
- Hanna, E., P. Huybrechts, and T.L. Mote, 2002: Surface mass balance of the Greenland ice sheet from climate-analysis data and accumulation/runoff models. *Ann. Glaciol.*, **35**, 67-72.
- Hansen, J., 2005: A slippery slope: How much global warming constitutes dangerous anthropogenic interference? *Clim. Change*, **68**, 269-279.
- Hansen, J., and L. Nazarenko, 2004: Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**, 423-428.
- Hansen, J.E., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.
- Hansen, J., et al., 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* [Hansen, J., and T. Takahashi (eds.)]. Geophysical Monograph Vol. 29, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 130-163.
- Hansen, J., et al., 1985: Climate response-times - Dependence on climate sensitivity and ocean mixing. *Science*, **229**, 857-859.
- Hansen, J., et al., 2005a: Earth's energy imbalance: Confirmation and implications. *Science*, **308**, 1431-1435.
- Hansen, J., et al., 2005b: Efficacy of climate forcings. *J.*

- Geophys. Res.*, **110**, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.
- Hare, W.L., and M. Meinshausen, 2006: How much warming are we committed to and how much can be avoided? *Clim. Change*, **75**, 111-149.
- Hargreaves, J.C., and J.D. Annan, 2006: Using ensemble prediction methods to examine regional climate variation under global warming scenarios. *Ocean Modelling*, **11**, 174-192.
- Harris, G., et al., 2006: Frequency distributions of transient regional climate change from perturbed physics ensembles of general circulation model simulations. *Clim. Dyn.*, **27**, 357-375.
- Harrison, S.P., K.E. Kohfeld, C. Roelandt, and T. Claquin, 2001: The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum, and in the future. *Earth Sci. Rev.*, **54**, 43-80.
- Harvey, L.D.D., 2004: Characterizing the annual-mean climatic effect of anthropogenic CO<sub>2</sub> and aerosol emissions in eight coupled atmosphere-ocean GCMs. *Clim. Dyn.*, **23**, 569-599.
- Harvey, L.D.D., and R.K. Kaufmann, 2002: Simultaneously constraining climate sensitivity and aerosol radiative forcing. *J. Clim.*, **15**, 2837-2861.
- Hasegawa, A., and S. Emori, 2005: Tropical cyclones and associated precipitation over the western North Pacific: T106 atmospheric GCM simulation for present-day and doubled CO<sub>2</sub> climates. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 145-148.
- Hauglustaine, D.A., and G.P. Brasseur, 2001: Evolution of tropospheric ozone under anthropogenic activities and associated radiative forcing of climate. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32337-32360.
- Hauglustaine, D.A., J. Lathiere, S. Szopa, and G.A. Folberth, 2005: Future tropospheric ozone simulated with a climate-chemistry-biosphere model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24807, doi:10.1029/2005GL024031.
- Hazeleger, W., 2005: Can global warming affect tropical ocean heat transport? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22701, doi:10.1029/2005GL023450.
- Hegerl, G.C., T.J. Crowley, W.T. Hyde, and D.J. Frame, 2006: Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, **440**, 1029-1032.
- Hoerling, M.P., et al., 2004: Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming. *Clim. Dyn.*, **23**, 391-405.
- Holland, M.M., and C.M. Bitz, 2003: Polar amplification of climate change in the Coupled Model Intercomparison Project. *Clim. Dyn.*, **21**, 221-232.
- Hosaka, M., D. Nohara, and A. Kitoh, 2005: Changes in snow coverage and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20km-mesh global atmospheric model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 93-96.
- Houghton, R.A., and J.L. Hackler, 2000: Changes in terrestrial carbon storage in the United States. 1: The roles of agriculture and forestry. *Global Ecol. Biogeogr.*, **9**, 125-144.
- Hsieh, W.W., and K. Bryan, 1996: Redistribution of sea level rise associated with enhanced greenhouse warming: A simple model study. *Clim. Dyn.*, **12**, 535-544.
- Hu, A., G.A. Meehl, W.M. Washington, and A. Dai, 2004: Response of the Atlantic thermohaline circulation to increased atmospheric CO<sub>2</sub> in a coupled model. *J. Clim.*, **17**, 4267-4279.
- Hu, Z.-Z., and A. Wu, 2004: The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation. *Tellus*, **56A**, 112-124.
- Hu, Z.-Z., L. Bengtsson, and K. Arpe, 2000a: Impact of the global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.*, **105**, 4607-4624.
- Hu, Z.-Z., M. Latif, E. Roeckner, and L. Bengtsson, 2000b: Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2681-2684.
- Hu, Z.-Z., E.K. Schneider, U.S. Bhatt, and B.P. Kirtman, 2004: Potential mechanism for response of El Niño-Southern Oscillation variability to change in land surface energy budget. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21113, doi:10.1029/2004JD004771.
- Hu, Z.-Z., et al., 2001: Impact of global warming on the inter-annual and interdecadal climate modes in a coupled GCM. *Clim. Dyn.*, **17**, 361-374.
- Huntingford, C., et al., 2004: Using a GCM analogue model to investigate the potential for Amazonian forest dieback. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 177-185.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph Vol. 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 1-35.
- Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, A. Phillips, and T. Xu, 2004: Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: Assessing determinism. *Clim. Dyn.*, **23**, 371-389.
- Huybrechts, P., and J. De Wolde, 1999: The dynamic response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multiple-century climatic warming. *J. Clim.*, **12**, 2169-2188.
- Huybrechts, P., A. Letréuilly, and N. Reeh, 1991: The Greenland ice sheet and greenhouse warming. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **89**, 399-412.
- Huybrechts, P., I. Janssens, C. Poncin, and T. Fichefet, 2002: The response of the Greenland ice sheet to climate changes in the 21st century by interactive coupling of an AOGCM with a thermomechanical ice-sheet model. *Ann. Glaciol.*, **35**, 409-415.
- Huybrechts, P., J. Gregory, I. Janssens, and M. Wild, 2004: Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global Planet. Change*, **42**, 83-105.
- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2005: Two types of interannual variability of the mid-winter storm-track and their relationship to global warming. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 61-64.
- IPCC, 1995: *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 339 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*.

- Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Janssens, I., and P. Huybrechts, 2000: The treatment of melt-water retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. *Ann. Glaciol.*, **31**, 133-140.
- Jenkins, G.S., A.T. Gaye, and B. Sylla, 2005: Late 20th century attribution of drying trends in the Sahel from the Regional Climate Model (RegCM3). *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22705, doi:10.1029/2005GL024225.
- Johannessen, O.M., K. Khvorostovsky, M.W. Miles, and L.P. Bobylev, 2005: Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland. *Science*, **310**, 1013-1016.
- Johns, T.C., et al., 2003: Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios. *Clim. Dyn.*, **20**, 583-612.
- Johnson, C.E., D.S. Stevenson, W.J. Collins, and R.G. Derwent, 2001: Role of climate feedback on methane and ozone studied with a coupled ocean-atmosphere-chemistry model. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1723-1726.
- Johnson, H.L., and D.P. Marshall, 2002: A theory for surface Atlantic response to thermohaline variability. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1121-1132.
- Jones, C.D., P.M. Cox, and C. Huntingford, 2006: Impact of climate-carbon cycle feedbacks on emission scenarios to achieve stabilisation. In: *Avoiding Dangerous Climate Change* [Schellnhuber, H.J., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, New York, NY, pp. 323-331.
- Jones, P.D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Clim.*, **16**, 206-223.
- Jones, P.D., et al., 2001: Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series. *J. Geophys. Res.*, **106**, 3371-3380.
- Joos, F., et al., 2001: Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 891-908.
- Joshi, M., et al., 2003: A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Clim. Dyn.*, **20**, 843-854.
- Joughin, I., W. Abdalati, and M. Fahnestock, 2004: Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ. *Nature*, **432**, 608-610.
- Joughin, I., et al., 2003: Timing of recent accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1706.
- Kamiguchi, K., et al., 2005: Changes in precipitation-based extremes indices due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **2**, 64-77.
- Kanakidou, M., et al., 2005: Organic aerosol and global climate modelling: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1053-1123.
- Kapsner, W.R., et al., 1995: Dominant influence of atmospheric circulation on snow accumulation in Greenland over the past 18,000 years. *Nature*, **373**, 52-54.
- Kattenberg, A., et al., 1996: Climate models - Projections of future climate. In: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 285-357.
- Kennedy, M., and A. O'Hagan, 2001: Bayesian calibration of computer models. *J. Roy. Stat. Soc.*, **63B**, 425-464.
- Kettleborough, J.A., B.B.B. Booth, P.A. Stott, and M.R. Allen, 2007: Estimates of uncertainty in predictions of global mean surface temperature. *J. Clim.*, **20**, 843-855.
- Kharin, V.V., and F.W. Zwiers, 2005: Estimating extremes in transient climate change simulations. *J. Clim.*, **18**, 1156-1173.
- Kheshgi, H.S., and A.K. Jain, 2003: Projecting future climate change: Implications of carbon cycle model intercomparisons. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**, GB001842, doi:10.1029/2001GB001842.
- Kiilsholm, S., J.H. Christensen, K. Dethloff, and A. Rinke, 2003: Net accumulation of the Greenland ice sheet: High resolution modeling of climate changes. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1485.
- Kinne, S., et al., 2006: An AeroCom initial assessment - optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1815-1834.
- Kitabata, H., K. Nishizawa, Y. Yoshida, and K. Maruyama, 2006: Permafrost thawing in circum-Arctic and highland under climatic change scenarios projected by CCSM3. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **2**, 53-56.
- Kitoh, A., and O. Arakawa, 2005: Reduction in tropical rainfall diurnal variation by global warming simulated by a 20-km mesh climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18709, doi:10.1029/2005GL023350.
- Kitoh, A., and T. Uchiyama, 2006: Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 247-258.
- Knight, J.R., et al., 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Knutson, T.R., and S. Manabe, 1995: Time-mean response over the tropical Pacific to increased CO<sub>2</sub> in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Clim.*, **8**, 2181-2199.
- Knutson, T.R., and R.E. Tuleya, 2004: Impact of CO<sub>2</sub>-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *J. Clim.*, **17**, 3477-3495.
- Knutti, R., and T.F. Stocker, 2000: influence of the thermohaline circulation on projected sea level rise. *J. Clim.*, **13**, 1997-2001.
- Knutti, R., and T.F. Stocker, 2002: Limited predictability of the future thermohaline circulation close to an instability threshold. *J. Clim.*, **15**, 179-186.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos, and G.-K. Plattner, 2002: Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature*, **416**, 719-723.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos, and G.-K. Plattner, 2003: Probabilistic climate change projections using neural

- networks. *Clim. Dyn.*, **21**, 257-272.
- Knutti, R., G.A. Meehl, M.R. Allen, and D.A. Stainforth, 2006: Constraining climate sensitivity from the seasonal cycle in surface temperature. *J. Clim.*, **19**, 4224-4233.
- Knutti, R., et al., 2005: Probabilistic climate change projections for CO<sub>2</sub> stabilization profiles. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20707, doi:10.1029/2005GL023294.
- Koch, D., 2001: Transport and direct radiative forcing of carbonaceous and sulfate aerosols in the GISS GCM. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20311-20332.
- Krabbill, W., et al., 2004: Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24402, doi:10.1029/2004GL021533.
- Krinner, G., et al., 2007: Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Clim. Dyn.*, **28**, 215-230.
- Krishna Kumar, K., B. Rajagopalan, and M.A. Cane, 1999: On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, **284**, 2156-2159.
- Kunkel, K.E., and X.Z. Liang, 2005: GCM simulations of the climate in the central United States. *J. Clim.*, **18**, 1016-1031.
- Kutzbach, J.E., J.W. Williams, and S.J. Vavrus, 2005: Simulated 21st century changes in regional water balance of the Great Lakes region and links to changes in global temperature and poleward moisture transport. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17707, doi:10.1029/2005GL023506.
- Kuzmina, S.I., et al., 2005: The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04703, doi:10.1029/2004GL021064.
- Lal, M., and S.K. Singh, 2001: Global warming and monsoon climate. *Mausam*, **52**, 245-262.
- Lambert, S.J., and G.J. Boer, 2001: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 83-106.
- Lambert, S.J., and J.C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim. Dyn.*, **26**, 713-728.
- Land, C., and J. Feichter, 2003: Stratosphere-troposphere exchange in a changing climate simulated with the general circulation model MAECHAM4. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8523.
- Landerer, F.W., J.H. Jungclauss, and J. Marotzke, 2007: Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario. *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Laurent, R., and X. Cai, 2007: A maximum entropy method for combining AOGCMs for regional intra-year climate change assessment. *Clim. Change*, **82**, 411-435.
- Lawrence, D.M., and A.G. Slater, 2005: A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24401, doi:10.1029/2005GL025080.
- Lean, J., J. Beer, and R.S. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195-3198.
- Leckebusch, G.C., and U. Ulbrich, 2004: On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global Planet. Change*, **44**, 181-193.
- Leemans, R., et al., 1998: *The IMAGE User Support System: Global Change Scenarios from IMAGE 2.1*. CD-ROM 4815006, National Institute of Public Health and the Environment (RIVM), Bilthoven, The Netherlands.
- Leggett, J., W.J. Pepper, and R. Swart, 1992: Emissions scenarios for IPCC: An update. In: *Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., B.A. Calalnder, and S.K. Varney (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 69-95.
- LeGrande, A.N., et al., 2006: Consistent simulations of multiple proxy responses to an abrupt climate change event. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **103**, 837-842.
- Levermann, A., et al., 2005: Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Clim. Dyn.*, **24**, 347-354.
- Li, W., R. Fu, and R.E. Dickinson, 2006: Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *J. Geophys. Res.*, **111**, D02111, doi:10.1029/2005JD006355.
- Liao, H., et al., 2003: Interactions between tropospheric chemistry and aerosols in a unified general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4001.
- Liu, P., G.A. Meehl, and G. Wu, 2002: Multi-model trends in the Sahara induced by increasing CO<sub>2</sub>. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1881.
- Liu, Z., et al., 2005: Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming. *J. Clim.*, **18**, 4684-4700.
- Longworth, H., J. Marotzke, and T.F. Stocker, 2005: Ocean gyres and abrupt change in the thermohaline circulation: A conceptual analysis. *J. Clim.*, **18**, 2403-2416.
- Lopez, A., et al., 2006: Two approaches to quantifying uncertainty in global temperature changes. *J. Clim.*, **19**, 4785-4796.
- Lowe, J.A., and J.M. Gregory, 2006: Understanding projections of sea level rise in a Hadley Centre coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, **111**, C11014, doi:10.1029/2005JC003421.
- Lucarini, V., and G.L. Russell, 2002: Comparison of mean climate trends in the northern hemisphere between National Centers for Environmental Prediction and two atmosphere-ocean model forced runs. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4269.
- Lumpkin, R., and K. Speer, 2003: Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 1902-1920.
- Lunt, D.J., N. de Noblet-Ducoudré and S. Charbit, 2004: Effects of a melted Greenland ice sheet on climate, vegetation, and the cryosphere. *Clim. Dyn.*, **23**, 679-694.
- Lynch, A., P. Uotila, and J.J. Cassano, 2006: Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the twentieth and twenty-first centuries, Part 2: Antarctic. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1181-1199.
- Mahowald, N.M., and C. Luo, 2003: A less dusty future? *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1903.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO<sub>2</sub> concentration in the

- atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**, 5529–5554.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1994: Multiple-century response of a coupled ocean–atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide. *J. Clim.*, **7**, 5–23.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1999: Are two modes of the thermohaline circulation stable? *Tellus*, **51A**, 400–411.
- Marland, G., T.A. Boden, and R.J. Andres, 2005: Global, regional and national fossil fuel CO<sub>2</sub> emissions. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN.
- Marquart, S., M. Ponater, F. Mager, and R. Sausen, 2003: Future development of contrail cover, optical depth, and radiative forcing: Impacts of increasing air traffic and climate change. *J. Clim.*, **16**, 2890–2904.
- Matthews, H.D., 2005: Decrease of emissions required to stabilize atmospheric CO<sub>2</sub> due to positive carbon cycle–climate feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21707, doi:10.1029/2005GL023435.
- May, W., 2004: Potential future changes in the Indian summer monsoon due to greenhouse warming: analysis of mechanisms in a global time–slice experiment. *Clim. Dyn.*, **22**, 389–414.
- Maykut, G.A., and N. Untersteiner, 1971: Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1550–1575.
- Maynard, K., and J.-F. Royer, 2004: Effects of “realistic” land-cover change on a greenhouse-warmed African climate. *Clim. Dyn.*, **22**, 343–358.
- Maynard, K., J.-F. Royer, and F. Chauvin, 2002: Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon. *Clim. Dyn.*, **19**, 499–514.
- McCabe, G.J., M.P. Clark, and M.C. Serreze, 2001: Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *J. Clim.*, **14**, 2763–2768.
- McDonald, R.E., et al., 2005: Tropical storms: Representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Clim. Dyn.*, **25**, 19–36.
- Meehl, G.A., and J.M. Arblaster, 2003: Mechanisms for projected future changes in south Asian monsoon precipitation. *Clim. Dyn.*, **21**, 659–675. Meehl, G.A., and C. Tebaldi, 2004: More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**, 994–997. Meehl, G.A., C. Tebaldi, and D. Nychka, 2004a: Changes in frost days in simulations of twenty-first century climate. *Clim. Dyn.*, **23**, 495–511.
- Meehl, G.A., J.M. Arblaster, and C. Tebaldi, 2005a: Understanding future patterns of precipitation extremes in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18719, doi:10.1029/2005GL023680.
- Meehl, G.A., H. Teng, and G.W. Branstator, 2006a: Future changes of El Niño in two global coupled climate models. *Clim. Dyn.*, **26**, 549–566.
- Meehl, G.A., W.M. Washington, J.M. Arblaster, and A. Hu, 2004b: Factors affecting climate sensitivity in global coupled models. *J. Clim.*, **17**, 1584–1596.
- Meehl, G.A., et al., 2005b: Overview of the coupled model intercomparison project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 89–93.
- Meehl, G.A., et al., 2005c: How much more global warming and sea level rise? *Science*, **307**, 1769–1772.
- Meehl, G.A., et al., 2006b: Climate change projections for the twenty-first century and climate change commitment in the CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2597–2616.
- Meinshausen, M., 2006: What does a 2°C target mean for greenhouse gas concentrations? A brief analysis based on multi-gas emission pathways and several climate sensitivity uncertainty estimates. In: *Avoiding Dangerous Climate Change* [Schellnhuber, H.J., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, New York, NY, pp. 265–279.
- Meleshko, V.P., et al., 2004: Anthropogenic climate change in 21st century over Northern Eurasia. *Meteorol. Hydrol.*, **7**, 5–26.
- Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, **297**, 2250–2253.
- Merryfiöld, W., 2006: Changes to ENSO under CO<sub>2</sub> doubling in a multi-model ensemble. *J. Clim.*, **19**, 4009–4027.
- Mielke, P.W., 1991: The application of multivariate permutation methods based on distance functions in the earth sciences. *Earth Sci. Rev.*, **31**, 55–71.
- Mikolajewicz, U., and R. Voss, 2000: The role of the individual air–sea flux components in CO<sub>2</sub>-induced changes of the ocean’s circulation and climate. *Clim. Dyn.*, **16**, 627–642.
- Miller, R.L., G.A. Schmidt, and D.T. Shindell, 2006: Forced annular variations in the 20th century IPCC AR4 simulations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Milly, P.C.D., K.A. Dunne, and A.V. Vecchia, 2005: Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, **438**, 347–350.
- Milly, P.C.D., R.T. Wetherald, K.A. Dunne, and T.L. Delworth, 2002: Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, **415**, 514–517.
- Mitchell, J.F.B., S. Manabe, V. Meleshko, and T. Tokioka, 1990: Equilibrium climate change – and its implications for the future. In: *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Contribution of Working Group I to the first Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.L., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 137–164.
- Mitchell, J.F.B., T.C. Johns, W.J. Ingram, and J.A. Lowe, 2000: The effect of stabilising atmospheric carbon dioxide concentrations on global and regional climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2977–2980.
- Mitchell, T.D., 2003: Pattern scaling – An examination of the accuracy of the technique for describing future climates. *Clim. Change*, **60**, 217–242.
- Monahan, A.H., 2002: Stabilisation of climate regimes by noise in a simple model of the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2072–2085.
- Morris, E.M., and R. Mulvaney, 2004: Recent variations in surface mass balance of the Antarctic Peninsula ice sheet. *J. Glaciol.*, **50**, 257–267.
- Moss, R.H., and S.H. Schneider, 2000: Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for more consistent assessment and reporting. In: *Guidance Papers*

- on the Cross-Cutting Issues of the Third Assessment Report of the IPCC [Pachauri, R., et al. (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, pp. 33-51.
- Müller, S.A., F. Joos, N.R. Edwards, and T.F. Stocker, 2006: Water mass distribution and ventilation time scales in a cost-efficient, 3-dimensional ocean model. *J. Clim.*, **19**, 5479-5499.
- Murphy, B.F., I. Marsiat, and P. Valdes, 2002: Atmospheric contributions to the surface mass balance of Greenland in the HadAM3 atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4556.
- Murphy, J.M., et al., 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **429**, 768-772.
- Myhre, G., and F. Stordal, 2001: On the tradeoff of the solar and thermal infrared radiative impact of contrails. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3119-3122.
- Myhre, G., T.F. Berglen, C.E.L. Myhre, and I.S.A. Isaksen, 2004: The radiative effect of the anthropogenic influence on the stratospheric sulfate aerosol layer. *Tellus*, **56B**, 294-299.
- Nakashiki, N., et al., 2006: Recovery of thermohaline circulation under CO<sub>2</sub> stabilization and overshoot scenarios. *Ocean Modelling*, **15**, 200-217.
- Nakićenović, N., and R. Swart (eds.), 2000: *Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.
- Nanjundiah, R.S., V. Vidyunmala, and J. Srinivasan, 2005: The impact of increase in CO<sub>2</sub> on the simulation of tropical biennial oscillations (TBO) in 12 coupled general circulation models. *Atmos. Sci. Lett.*, **6**, 183-191.
- Naveau, P., and C.M. Ammann, 2005: Statistical distributions of ice core sulphate from climatically relevant volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05711, doi:10.1029/2004GL021732.
- Neelin, J.D., et al., 2006: Tropical drying trends in global warming models and observations. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **103**, 6110-6115.
- Nguyen, K.C., and K.J.E. Walsh, 2001: Interannual, decadal, and transient greenhouse simulation of tropical cyclone-like vortices in a regional climate model of the South Pacific. *J. Clim.*, **14**, 3043-3054.
- Nohara, D., A. Kitoh, M. Hosaka, and T. Oki, 2006: Impact of climate change on river discharge projected by multi-model ensemble. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 1076-1089.
- NorthGRIP Members, 2004: High-resolution climate record of the northern hemisphere back into the last interglacial period. *Nature*, **431**, 147-151.
- Oerlemans, J., 2001: *Glaciers and Climate Change*. A. A. Balkema, Lisse, The Netherlands, 148 pp.
- Oerlemans, J., and J.P.F. Fortuin, 1992: Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, **258**, 115-117.
- Oerlemans, J., and B.K. Reichert, 2000: Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. *J. Glaciol.*, **46**, 1-6.
- Oerlemans, J., et al., 1998: Modeling the response of glaciers to climate warming. *Clim. Dyn.*, **14**, 267-274.
- Oerlemans, J., et al., 2006: Estimating the contribution from Arctic glaciers to sea-level change in the next hundred years. *Ann. Glaciol.*, **42**, 230-236.
- Ohmura, A., M. Wild, and L. Bengtsson, 1996: Present and future mass balance of the ice sheets simulated with GCM. *Ann. Glaciol.*, **23**, 187-193.
- Olivier, J.G.J., and J.J.M. Berdowski, 2001: Global emissions sources and sinks. In: *The Climate System* [Berdowski, J., R. Guicherit, and B.J. Heij (eds.)]. A. A. Balkema, Lisse, The Netherlands, pp. 33-78.
- Oouchi, K., et al., 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 259-276.
- Oppenheimer, M., 1998: Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. *Nature*, **393**, 325-332.
- Oppenheimer, M., and R.B. Alley, 2005: Ice sheets, global warming, and Article 2 of the UNFCCC. *Clim. Change*, **68**, 257-267.
- Opsteegh, J.D., R.J. Haarsma, F.M. Selten, and A. Kattenberg, 1998: ECBILT: A dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models. *Tellus*, **50A**, 348-367.
- Orr, J.C., et al., 2005: Anthropogenic ocean Acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, **437**, 681-686.
- Osborn, T.J., 2004: Simulating the winter North Atlantic Oscillation: The roles of internal variability and greenhouse forcing. *Clim. Dyn.*, **22**, 605-623.
- Pal, J.S., F. Giorgi, and X. Bi, 2004: Consistency of recent European summer precipitation trends and extremes with future regional climate projections. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13202, doi:10.1029/2004GL019836.
- Palmer, T.N., 2001: A nonlinear dynamical perspective on model error: A proposal for non-local stochastic-dynamic parametrization in weather and climate prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 279-303.
- Palmer, T.N., 2005: Global warming in a nonlinear climate - Can we be sure? *Europhys. News*, **36**, 42-46.
- Palmer, T.N., and J. Räsaen, 2002: Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. *Nature*, **415**, 514-517.
- Palmer, T.N., et al., 2004: Development of a European multi-model ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 853-872.
- Palmer, T.N., et al., 2005: Representing model uncertainty in weather and climate prediction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 4.1-4.31.
- Parizek, B.R., and R.B. Alley, 2004: Implications of increased Greenland surface melt under global-warming scenarios: Ice-sheet simulations. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1013-1027.
- Payne, A.J., et al., 2004: Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23401, doi:10.1029/2004GL021284.
- Penner, J.E., et al. (eds.), 1999: *Aviation and the Global Atmosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 373 pp.

- Petoukhov, V., et al., 2000: CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. *Clim. Dyn.*, **16**, 1-17.
- Pham, M., O. Boucher, and D. Hauglustaine, 2005: Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scenarios for 1990-2100. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06112, doi:10.1029/2004JD005125.
- Phillips, T.J., and P.J. Gleckler, 2006: Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations: The utility of multi-model statistics. *Water Resour. Res.*, **42**, W03202, doi:10.1029/2005WR004313.
- Phillips, T.J., et al., 2004: Evaluating parameterizations in general circulation models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 1903-1915.
- Piani, C., D.J. Frame, D.A. Stainforth, and M.R. Allen, 2005: Constraints on climate change from a multi-thousand member ensemble of simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23825, doi:10.1029/2005GL024452.
- Pitari, G., E. Mancini, V. Rizi, and D.T. Shindell, 2002: Impact of future climate and emission changes on stratospheric aerosols and ozone. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 414-440.
- Plattner, G.-K., F. Joos, T.F. Stocker, and O. Marchal, 2001: Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming. *Tellus*, **53B**, 564-592.
- Rahmstorf, S., and A. Ganopolski, 1999: Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Clim. Change*, **43**, 353-367.
- Räsänen, J., 2001: CO<sub>2</sub>-induced climate change in CMIP2 experiments: Quantification of agreement and role of internal variability. *J. Clim.*, **14**, 2088-2104.
- Räsänen, J., 2002: CO<sub>2</sub>-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *J. Clim.*, **15**, 2395-2411.
- Räsänen, J., 2003: CO<sub>2</sub>-induced changes in angular momentum in CMIP2 experiments. *J. Clim.*, **16**, 132-143.
- Räsänen, J., 2005a: Impact of increasing CO<sub>2</sub> on monthly-to-annual precipitation extremes: Analysis of the CMIP2 experiments. *Clim. Dyn.*, **24**, 309-323.
- Räsänen, J., 2005b: Probability distributions of CO<sub>2</sub>-induced global warming as inferred directly from multimodel ensemble simulations. *Geophysica*, **41**, 19-30.
- Räsänen, J., and T.N. Palmer, 2001: A probability and decision-model analysis of a multimodel ensemble of climate change simulations. *J. Clim.*, **14**, 3212-3226.
- Ramanathan, V., 1988: The greenhouse theory of climate change: A test by an inadvertent global experiment. *Science*, **240**, 293-299.
- Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrologic cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- Ramanathan, V., et al., 2005: Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 5326-5333.
- Randall, D.A., et al., 1996: A revised land surface parameterization (SiB2) for GCMs. Part III: The greening of the Colorado State University General Circulation Model. *J. Clim.*, **9**, 738-763.
- Raper, S.C.B., and R.J. Braithwaite, 2005: The potential for sea level rise: New estimates from glacier and ice cap area and volume distributions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05502, doi:10.1029/2004GL021981.
- Raper, S.C.B., and R.J. Braithwaite, 2006: Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming. *Nature*, **439**, 311-313.
- Raper, S.C.B., O. Brown, and R.J. Braithwaite, 2000: A geometric glacier model for sea-level change calculations. *J. Glaciol.*, **46**, 357-368.
- Raper, S.C.B., J.M. Gregory, and R.J. Stouffer, 2002: The role of climate sensitivity and ocean heat uptake on AOGCM transient temperature response. *J. Clim.*, **15**, 124-130.
- Rauthe, M., A. Hense, and H. Paeth, 2004: A model inter-comparison study of climate change-signals in extra-tropical circulation. *Int. J. Climatol.*, **24**, 643-662.
- Raven, J., et al., 2005: *Ocean Acidification Due to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide*. The Royal Society, London, 60 pp.
- Reichert, B.K., L. Bengtsson, and J. Oerlemans, 2002: Recent glacier retreat exceeds internal variability. *J. Clim.*, **15**, 3069-3081.
- Ridley, J.K., P. Huybrechts, J.M. Gregory, and J.A. Lowe, 2005: Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO<sub>2</sub> climate. *J. Clim.*, **17**, 3409-3427.
- Rignot, E., 1998: Fast recession of a West Antarctic glacier. *Science*, **281**, 549-551.
- Rignot, E., 2001: Evidence for a rapid retreat and mass loss of Thwaites Glacier, West Antarctica. *J. Glaciol.*, **47**, 213-222.
- Rignot, E., and S.S. Jacobs, 2002: Rapid bottom melting widespread near Antarctic ice sheet grounding lines. *Science*, **296**, 2020-2023.
- Rignot, E., and P. Kanagaratnam, 2006: Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. *Science*, **311**, 986-990.
- Rignot, E., A. Rivera, and G. Casassa, 2003: Contribution of the Patagonia ice fields of South America to sea level rise. *Science*, **302**, 434-437.
- Rignot, E., et al., 2002: Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **34**, 189-194.
- Rind, D., J. Lerner, and C. McLinden, 2001: Changes of tracer distributions in the doubled CO<sub>2</sub> climate. *J. Geophys. Res.*, **106**, 28061-28079.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005a: AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12107, doi:10.1029/2004JD005103.
- Rind, D., R.J. Healy, C. Parkinson, and D. Martinson, 1995: The role of sea ice in 2×CO<sub>2</sub> climate model sensitivity. 1. The total influence of sea ice thickness and extent. *J. Clim.*, **8**, 449-463.
- Rind, D., J. Perlwitz, P. Lonergan, and J. Lerner, 2005b: AO/NAO response to climate change: 2. Relative importance of low- and high-latitude temperature changes. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12108, doi:10.1029/2004JD005686.
- Rodwell, M.J., D.P. Rowell, and C.K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and

- European climate. *Nature*, **398**, 320-323.
- Roeckner, E., L. Bengtsson, and J. Feichter, 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Clim.*, **12**, 3004-3032.
- Ronski, S., and G. Budeus, 2005: Time series of winter convection in the Greenland Sea. *J. Geophys. Res.*, **110**, C04015, doi:10.1029/2004JC002318.
- Rothrock, D.A., Y. Yu, and G.A. Maykut, 1999: Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3469-3472.
- Rougier, J.C., 2007: Probabilistic inference for future climate using an ensemble of climate model evaluations. *Clim. Change*, **81**, 247-264.
- Rowell, D.P., and R.G. Jones, 2006: Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.*, **27**, 281-299.
- Russell, G.L., V. Gornitz, and J.R. Miller, 2000: Regional sea-level changes projected by the NASA/GISS atmosphere-ocean model. *Clim. Dyn.*, **16**, 789-797.
- Saenko, O.A., A.J. Weaver, and J.M. Gregory, 2003: On the link between the two modes of the ocean thermohaline circulation and the formation of global-scale water masses. *J. Clim.*, **16**, 2797-2801.
- Saenko, O.A., J.C. Fyfe, and M.H. England, 2005: On the response of the oceanic wind-driven circulation to atmospheric CO<sub>2</sub> increase. *Clim. Dyn.*, **25**, 415-426.
- Sakamoto, T.T., et al., 2005: Responses of the Kuroshio and the Kuroshio Extension to global warming in a high-resolution climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14617, doi:10.1029/2005GL023384.
- Sanderson, M.G., et al., 2003: Effect of climate change on isoprene emissions and surface ozone levels. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1936.
- Sato, Y., et al., 2006: Response of North Pacific ocean circulation in a Kuroshio-resolving ocean model to an Arctic Oscillation (AO)-like change in Northern Hemisphere atmospheric circulation due to greenhouse-gas forcing. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 295-309.
- Scambos, T.A., C. Hulbe, M.A. Fahnestock, and J. Bohlander, 2000: The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.*, **46**, 516-530.
- Schaeffer, M., F.M. Selten, J.D. Opsteegh, and H. Goosse, 2002: Intrinsic limits to predictability of abrupt regional climate change in IPCC SRES scenarios. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1767.
- Schaeffer, M., F.M. Selten, J.D. Opsteegh, and H. Goosse, 2004: The influences of ocean convection patterns on high-latitude climate projections. *J. Clim.*, **17**, 4316-4329.
- Schä, C., et al., 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature*, **427**, 332-336.
- Schmittner, A., M. Latif, and B. Schneider, 2005: Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23710, doi:10.1029/2005GL024368.
- Schneeberger, C., H. Blatter, A. Abe-Ouchi, and M. Wild, 2003: Modelling changes in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient 2×CO<sub>2</sub> scenario. *J. Hydrol.*, **282**, 145-163.
- Schneeberger, C., et al., 2000: Størglacieren in doubling CO<sub>2</sub> climate. *Clim. Dyn.*, **17**, 825-834.
- Schneider von Deimling, T., H. Held, A. Ganopolski, and S. Rahmstorf, 2006: Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. *Clim. Dyn.*, **27**, 149-163.
- Schubert, M., et al., 1998: North Atlantic cyclones in CO<sub>2</sub>-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. *Clim. Dyn.*, **14**, 827-838.
- Schweckendiek, U., and J. Willebrand, 2005: Mechanisms for the overturning response in global warming simulations. *J. Clim.*, **18**, 4925-4936.
- Selten, F.M., G.W. Branstator, M. Kliphuis, and H.A. Dijkstra, 2004: Tropical origins for recent and future northern hemisphere climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21205, doi:10.1029/2004GL020739.
- Semenov, V.A., and L. Bengtsson, 2002: Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Clim. Dyn.*, **19**, 123-140.
- Senior, C.A., and J.F.B. Mitchell, 2000: The time-dependence of climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2685-2688.
- Shepherd, A., D.J. Wingham, and J.A.D. Mansley, 2002: Inland thinning of the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1364.
- Shepherd, A., D. Wingham, and E. Rignot, 2004: Warm ocean is eroding West Antarctic ice sheet. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23402, doi:10.1029/2004GL021106.
- Shepherd, A., D.J. Wingham, J.A.D. Mansley, and H.F.J. Corr, 2001: Inland thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science*, **291**, 862-864.
- Shindell, D.T., and G.A. Schmidt, 2004: Southern hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18209, doi:10.1029/2004GL020724.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and D. Rind, 2001: Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7193-7210.
- Shine, K.P., J. Cook, E.J. Highwood, and M.M. Joshi, 2003: An alternative to radiative forcing for estimating the relative importance of climate change mechanisms. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2047.
- Shukla, J., et al., 2006: Climate model fidelity and projections of climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07702, doi:10.1029/2005GL025579.
- Siegenthaler, U., and H. Oeschger, 1984: Transient temperature changes due to increasing CO<sub>2</sub> using simple models. *Ann. Glaciol.*, **5**, 153-159.
- Sigmond, M., P.C. Siegmund, E. Manzini, and H. Kelder, 2004: A simulation of the separate climate effects of middle-atmosphere and tropospheric CO<sub>2</sub> doubling. *J. Clim.*, **17**, 2352-2367.
- Smethie, W.M., and R.A. Fine, 2001: Rates of North Atlantic Deep Water formation calculated from chlorofluorocarbon inventories. *Deep-Sea Res. I*, **48**, 189-215.
- Smith, L.A., 2002: What might we learn from climate forecasts? *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**, 2487-2492.

- Soden, B.J., and I.M. Held, 2006: An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J. Clim.*, **19**, 3354-3360.
- Sokolov, A., C.E. Forest, and P.H. Stone, 2003: Comparing oceanic heat uptake in AOGCM transient climate change experiments. *J. Clim.*, **16**, 1573-1582.
- Stainforth, D.A., et al., 2005: Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, **433**, 403-406.
- Stendel, M., and J.H. Christensen, 2002: Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1632.
- Stephenson, D.B., et al., 2006: North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: A CMIP2 multi-model assessment. *Clim. Dyn.*, **27**, 401-420.
- Stevenson, D.S., et al., 2000: Future estimates of tropospheric ozone radiative forcing and methane turnover - the impact of climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2073-2076.
- Stevenson, D.S., et al., 2006: Multi-model ensemble simulations of present-day and near-future tropospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **111**, D08301, doi:10.1029/2005JD006338.
- Stocker, T.F., 2000: Past and future reorganisations in the climate system. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 301-319.
- Stocker, T.F., and A. Schmittner, 1997: influence of CO2 emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, **388**, 862-865.
- Stocker, T.F., and R. Knutti, 2003: Do simplified climate models have any useful skill? *CLIVAR Exchanges*, **8**, 7-10.
- Stocker, T.F., and C.C. Raible, 2005: Climate change - Water cycle shifts gear. *Nature*, **434**, 830-833.
- Stocker, T.F., D.G. Wright, and L.A. Mysak, 1992a: A zonally averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleo-climate studies. *J. Clim.*, **5**, 773-797.
- Stocker, T.F., D.G. Wright, and W.S. Broecker, 1992b: The influence of high-latitude surface forcing on the global thermohaline circulation. *Paleoceanogr.*, **7**, 529-541.
- Stone, D.A., and A.J. Weaver, 2002: Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1356.
- Stone, D.A., and J.C. Fyfe, 2005: The effect of ocean mixing parametrisation on the enhanced CO2 response of the Southern Hemisphere midlatitude jet. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06811, doi:10.1029/2004GL022007.
- Stott, P.A., and J.A. Kettleborough, 2002: Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise. *Nature*, **416**, 723-726.
- Stott, P.A., D.A. Stone, and M.R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, **432**, 610-613.
- Stott, P.A., J.A. Kettleborough, and M.R. Allen, 2006a: Uncertainty in continental-scale temperature predictions. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02708, doi:10.1029/2005GL024423.
- Stott, P.A., et al., 2006b: Observational constraints on past attributable warming and predictions of future global warming. *J. Clim.*, **19**, 3055-3069.
- Stouffer, R.J., 2004: Time scales of climate response. *J. Clim.*, **17**, 209-217.
- Stouffer, R.J., and S. Manabe, 1999: Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: sensitivity to the rate of increase. *J. Clim.*, **12**, 2224-2237.
- Stouffer, R.J., and S. Manabe, 2003: Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO2 concentration. *Clim. Dyn.*, **20**, 759-773.
- Stouffer, R.J., et al., 2006a: GFDL's CM2 global coupled climate models. Part IV: Idealized climate response. *J. Clim.*, **19**, 723-740.
- Stouffer, R.J., et al., 2006b: Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *J. Clim.*, **19**, 1365-1387.
- Sudo, K., M. Takahashi, and H. Akimoto, 2003: Future changes in stratosphere-troposphere exchange and their impacts on future tropospheric ozone simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2256.
- Sugi, M., and J. Yoshimura, 2004: A mechanism of tropical precipitation change due to CO2 increase. *J. Clim.*, **17**, 238-243.
- Sugi, M., A. Noda, and N. Sato, 2002: influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**, 249-272.
- Suzuki, T., et al., 2005: Projection of future sea level and its variability in a high-resolution climate model: Ocean processes and Greenland and Antarctic ice-melt contributions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19706, doi:10.1029/2005GL023677.
- Takemura, T., T. Nakajima, T. Nozawa, and K. Aoki, 2001: Simulation of future aerosol distribution, radiative forcing, and long-range transport in East Asia. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **79**, 1139-1155.
- Talley, L.D., 2003: Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 530-560.
- Tanaka, H.L., N. Ishizaki, and D. Nohara, 2005: Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker and monsoon circulations in the global warming projections. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 77-80.
- Tebaldi, C., L.O. Mearns, D. Nychka, and R.L. Smith, 2004: Regional probabilities of precipitation change: A Bayesian analysis of multimodel simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24213, doi:10.1029/2004GL021276.
- Tebaldi, C., R.W. Smith, D. Nychka, and L.O. Mearns, 2005: Quantifying uncertainty in projections of regional climate change: A Bayesian approach to the analysis of multi-model ensembles. *J. Clim.*, **18**, 1524-1540.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl, 2006: Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim. Change*, **79**, 185-211.
- Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison, and K.E. Kohfeld, 2004a: Reply to comment by N. M. Mahowald et al. on "Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission". *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24106, doi:10.1029/2004GL021560.

- Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison, and K.E. Kohfeld, 2004b: Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission'. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Terray, L., et al., 2004: Simulation of late twenty-first century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J. Clim.*, **17**, 4630-4635.
- Thomas, R., et al., 2001: Mass balance of higher-elevation parts of the Greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.*, **106**, 33707-33716.
- Thomas, R., et al., 2004: Accelerated sea level rise from West Antarctica. *Science*, **306**, 255-258.
- Thomas, R., et al., 2005: Force-perturbation analysis of Pine Island Glacier, Antarctica, suggests cause for recent acceleration. *Ann. Glaciol.*, **39**, 133-138.
- Thompson, D.W., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899.
- Tol, R.S.J., and A.F. De Vos, 1998: A Bayesian statistical analysis of the enhanced greenhouse effect. *Clim. Change*, **38**, 87-112.
- Toniazzo, T., J.M. Gregory, and P. Huybrechts, 2004: Climatic impact of Greenland deglaciation and its possible irreversibility. *J. Clim.*, **17**, 21-33.
- Trenberth, K.E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **71**, 988-993.
- Tsushima, Y., A. Abe-Ouchi, and S. Manabe, 2005: Radiative damping of annual variation in global mean surface temperature: Comparison between observed and simulated feedback. *Clim. Dyn.*, **24**, 591-597.
- Tsushima, Y., et al., 2006: Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: a multi-model study. *Clim. Dyn.*, **27**, 113-126.
- Tsutsui, J., 2002: Implications of anthropogenic climate change for tropical cyclone activity: A case study with the NCAR CCM2. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**, 45-65.
- Tsutsui, J., et al., 2007: Long-term climate response to stabilized and overshoot anthropogenic forcings beyond the 21st century. *Clim. Dyn.*, **28**, 199-214.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako, and M.E. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- van Aardenne, J.A., et al., 2001: A 1×1 degree resolution dataset of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890-1990. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 909-928.
- van de Wal, R.S.W., and M. Wild, 2001: Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM. *Clim. Dyn.*, **18**, 359-366.
- van de Wal, R.S.W., M. Wild, and J. de Wolde, 2001: Short-term volume change of the Greenland ice sheet in response to doubled CO<sub>2</sub> conditions. *Tellus*, **53B**, 94-102.
- van der Veen, C.J., 2002: Polar ice sheets and global sea level: how well can we predict the future? *Global Planet. Change*, **32**, 165-194.
- van Lipzig, N.M., E. van Meijgaard, and J. Oerlemans, 2002: Temperature sensitivity of the Antarctic surface mass balance in a regional atmospheric climate model. *J. Clim.*, **15**, 2758-2774.
- van Oldenborgh, G.J., and G. Burgers, 2005: Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15701, doi:10.1029/2005GL023110.
- van Oldenborgh, G.J., S.Y. Philip, and M. Collins, 2005: El Niño in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Sci.*, **1**, 81-95.
- Vaughan, D.G., 2006: Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.*, **38**, 147-152.
- Vaughan, D.G., 2007: West Antarctic Ice Sheet collapse - the fall and rise of a paradigm. *Clim. Change*, in press.
- Vaughan, D.G., and J.R. Spouge, 2002: Risk estimation of collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Clim. Change*, **52**, 65-91.
- Vavrus, S.J., J.E. Walsh, W.L. Chapman, and D. Portis, 2006: The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1133-1147.
- Vieli, A., and A.J. Payne, 2005: Assessing the ability of numerical ice sheet models to simulate grounding line migration. *J. Geophys. Res.*, **110**, F01003, doi:10.1029/2004JF000202.
- Voldoire, A., 2006: Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04701, doi:10.1029/2005GL024354.
- Voss, R., and U. Mikolajewicz, 2001: Long-term climate changes due to increased CO<sub>2</sub> concentration in the coupled atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Clim. Dyn.*, **17**, 45-60.
- Voss, R., W. May, and E. Roeckner, 2002: Enhanced resolution modeling study on anthropogenic climate change: changes in the extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.*, **22**, 755-777.
- Walsh, K., 2004: Tropical cyclones and climate change: Unresolved issues. *Clim. Res.*, **27**, 77-84.
- Walsh, K.J.E., K.C. Nguyen, and J.L. McGregor, 2004: fine-resolution regional climate model simulations of the impact of climate change on tropical cyclones near Australia. *Clim. Dyn.*, **22**, 47-56.
- Wang, G., 2005: Agricultural drought in a future climate: Results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th Assessment. *Clim. Dyn.*, **25**, 739-753.
- Wang, X.L., and V.R. Swail, 2006a: Historical and possible future changes of wave heights in northern hemisphere ocean. In: *Atmosphere-Ocean Interactions* [Perrie, W. (ed.)]. Vol. 2, Wessex Institute of Technology Press, Southampton, pp. 240.
- Wang, X.L., and V.R. Swail, 2006b: Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Clim. Dyn.*, **26**, 109-126.
- Wang, X.L., F.W. Zwiers, and V.R. Swail, 2004: North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Clim.*, **17**, 2368-2383.
- Watanabe, S., T. Nagashima, and S. Emori, 2005: Impact of

- global warming on gravity wave momentum flux in the lower stratosphere. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 189–192.
- Watterson, I.G., 1996: Non-dimensional measures of climate model performance. *Int. J. Climatol.*, **16**, 379–391.
- Watterson, I.G., 2003: Effects of a dynamic ocean on simulated climate sensitivity to greenhouse gases. *Clim. Dyn.*, **21**, 197–209.
- Watterson, I.G., 2005: Simulated changes due to global warming in the variability of precipitation, and their interpretation using a gamma-distributed stochastic model. *Adv. Water Res.*, **28**, 1368–1381.
- Watterson, I.G., and M.R. Dix, 2003: Simulated changes due to global warming in daily precipitation means and extremes and their interpretation using the gamma distribution. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4379.
- Watterson, I.G., and M.R. Dix, 2005: Effective sensitivity and heat capacity in the response of climate models to greenhouse gas and aerosol forcings. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 259–279.
- Weaver, A.J., and E.C. Wiebe, 1999: On the sensitivity of projected oceanic thermal expansion to the parameterisation of sub-grid scale ocean mixing. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3461–3464.
- Weaver, A.J., and C. Hillaire-Marcel, 2004a: Ice growth in the greenhouse: A seductive paradox but unrealistic scenario. *Geoscience Canada*, **31**, 77–85.
- Weaver, A.J., and C. Hillaire-Marcel, 2004b: Global warming and the next ice age. *Science*, **304**, 400–402.
- Weaver, A.J., O.A. Saenko, P.U. Clark, and J.X. Mitrovica, 2003: Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science*, **299**, 1709–1713.
- Webb, M.J., et al., 2006: On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim. Dyn.*, **27**, 17–38.
- Webster, M.D., et al., 2002: Uncertainty in emissions projections for climate models. *Atmos. Environ.*, **36**, 3659–3670.
- Webster, M., et al., 2003: Uncertainty analysis of climate change and policy response. *Clim. Change*, **61**, 295–320.
- Weisheimer, A., and T.N. Palmer, 2005: Changing frequency of occurrence of extreme seasonal-mean temperatures under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20721, doi:10.1029/2005GL023365.
- Wetherald, R.T., and S. Manabe, 2002: Simulation of hydrologic changes associated with global warming. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4379.
- Wetherald, R.T., R.J. Stouffer, and K.W. Dixon, 2001: Committed warming and its implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1535–1538.
- Wigley, T.M.L., 1984: Carbon dioxide, trace gases and global warming. *Climate Monitor*, **13**, 133–148.
- Wigley, T.M.L., 2004: Modeling climate change under no-policy and policy emissions pathways. In: *The Benefits of Climate Change Policies: Analytical and Framework Issues*. OECD Publications, Paris, pp. 221–248.
- Wigley, T.M.L., 2005: The climate change commitment. *Science*, **307**, 1766–1769.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 2001: Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science*, **293**, 451–454.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 2003: Future changes in global-mean temperature and sea level. In: *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications* [Warrick, R.A., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 111–133.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 2005: Extended scenarios for glacier melt due to anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05704, doi:10.1029/2004GL021238.
- Wigley, T.M.L., R. Richels, and J.A. Edmonds, 1996: Economic and environmental choices in the stabilization of atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Nature*, **379**, 240–243.
- Wigley, T.M.L., P.D. Jones, and S.C.B. Raper, 1997a: The observed global warming record: What does it tell us? *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **94**, 8314–8320.
- Wigley, T.M.L., C.M. Ammann, B.D. Santer, and S.C.B. Raper, 2005: Effect of climate sensitivity on the response to volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09107, doi:10.1029/2004JD005557.
- Wigley, T.M.L., et al., 1997b: *Implications of Proposed CO<sub>2</sub> Emissions Limitations*. IPCC Technical Paper IV, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 51 pp.
- Wilby, R.L., and T.M.L. Wigley, 2002: Future changes in the distribution of daily precipitation totals across North America. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1135.
- Wild, M., and A. Ohmura, 2000: Changes in mass balance of the polar ice sheets and sea level from high resolution GCM simulations of global warming. *Ann. Glaciol.*, **30**, 197–203.
- Wild, M., P. Calanca, S. Scherrer, and A. Ohmura, 2003: Effects of polar ice sheets on global sea level in high resolution greenhouse scenarios. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4165.
- Williams, K.D., C.A. Senior, and J.F.B. Mitchell, 2001: Transient climate change in the Hadley Centre models: The role of physical processes. *J. Clim.*, **14**, 2659–2674.
- Williams, K.D., et al., 2005: Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models. *Clim. Dyn.*, **26**, 145–165.
- Williams, M.J.M., R.C. Warner, and W.F. Budd, 2002: Sensitivity of the Amery ice shelf, Antarctica, to changes in the climate of the Southern Ocean. *J. Clim.*, **15**, 2740–2757.
- Wood, R.A., M. Vellinga, and R. Thorpe, 2003: Global warming and thermohaline circulation stability. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **361**, 1961–1975.
- Wood, R.A., A.B. Keen, J.F.B. Mitchell, and J.M. Gregory, 1999: Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO<sub>2</sub> forcing in a climate model. *Nature*, **399**, 572–575.
- Wu, L., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Clim.*, **17**, 1686–1698.
- Wu, P., R. Wood, and P. Stott, 2005: Human influences on increasing Arctic river discharge. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02703, doi:10.1029/2004GL021570.
- Xu, Y., Z.-C. Zhao, Y. Luo, and X. Gao, 2005: Climate change projections for the 21st century by the NCC/IAP

- T63 with SRES scenarios. *Acta Meteorol. Sin.*, **19**, 407-417.
- Yamaguchi, K., and A. Noda, 2006: Global warming patterns over the North Pacific: ENSO versus AO. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 221-241.
- Yamaguchi, K., A. Noda, and A. Kitoh, 2005: The changes in permafrost induced by greenhouse warming: A numerical study applying multiple-layer ground model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **83**, 799-815.
- Yeh, S.-W., and B.P. Kirtman, 2005: Pacific decadal variability and decadal ENSO amplitude modulation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05703, doi:10.1029/2004GL021731.
- Yin, J.H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.
- Yokohata, T., et al., 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.
- Yonetani, T., and H.B. Gordon, 2001: Simulated changes in the frequency of extremes and regional features of seasonal/annual temperature and precipitation when atmospheric CO<sub>2</sub> is doubled. *J. Clim.*, **14**, 1765-1779.
- Yoshida, Y., et al., 2005: Multi-century ensemble global warming projections using the Community Climate System Model (CCSM3). *J. Earth Simulator*, **3**, 2-10.
- Yoshimori, M., M.C. Reader, A.J. Weaver, and N.A. McFarlane, 2002: On the causes of glacial inception at 116 kaBP. *Clim. Dyn.*, **18**, 383-402.
- Yoshimura, J., and M. Sugi, 2005: Tropical cyclone climatology in a high-resolution AGCM: Impacts of SST warming and CO<sub>2</sub> increase. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 133-136.
- Yoshimura, J., M. Sugi, and A. Noda, 2006: influences of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 405-428.
- Yukimoto, S., et al., 2006: Climate change of the twentieth through the twenty-first centuries simulated by the MRI-CGCM2.3. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **56**, 9-24.
- Zelle, H., G.J. van Oldenborgh, G. Burgers, and H.A. Dijkstra, 2005: El Niño and greenhouse warming: Results from ensemble simulations with the NCAR CCSM. *J. Clim.*, **18**, 4669-4683.
- Zeng, G., and J.A. Pyle, 2003: Changes in tropospheric ozone between 2000 and 2100 modeled in a chemistry-climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1392.
- Zhang, X.D., and J.E. Walsh, 2006: Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean: Scenarios from the IPCC AR4 model simulations. *J. Clim.*, **19**, 1730-1747.
- Zuo, Z., and J. Oerlemans, 1997: Contribution of glacial melt to sea level rise since AD 1865: A regionally differentiated calculation. *Clim. Dyn.*, **13**, 835-845.
- Zwally, H.J., et al., 2002: Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, **297**, 218-222.
- Zwally, H.J., et al., 2005: Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea level rise: 1992-2002. *J. Glaciol.*, **175**, 509-527.
- Zweck, C., and P. Huybrechts, 2005: Modeling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity. *J. Geophys. Res.*, **110**, D07103, doi:10.1029/2004JD005489.