

# 제 11 장

---

## 지역기후전망

---

### 총괄주저자

Jens Hesselbjerg Christensen(Denmark), Bruce Hewitson(South Africa)

### 주저자

Aristita Busuioc(Romania), Anthony Chen(Jamaica), Xuejie Gao(China), Isaac Held(USA), Richard Jones(UK), Rupa Kumar Kolli(India), Won-Tae Kwon(Republic of Korea), René Laprise(Canada), Victor Magaña Rueda(Mexico), Linda Mearns(USA), Claudio Guillermo Menéndez(Argentina), Jouni Räisänen(Finland), Annette Rinke(Germany), Abdoulaye Sarr(Senegal), Penny Whetton(Australia)

### 기여저자

R. Arritt(USA), R. Benestad(Norway), M. Beniston(Switzerland), D. Bromwich(USA), D. Caya(Canada), J. Comiso(USA), R. de Elía(Canada, Argentina), K. Dethloff(Germany), S. Emori(Japan), J. Feddema(USA), R. Gerdes(Germany), J.F. González-Rouco(Spain), W. Gutowski(USA), I. Hanssen-Bauer(Norway), C. Jones(Canada), R. Katz(USA), A. Kitoh(Japan), R. Knutti(Switzerland), R. Leung(USA), J. Lowe(UK), A.H. Lynch(Australia), C. Matulla(Canada, Austria), K. McInnes(Australia), A.V. Mescherskaya(Russian Federation), A.B. Mullan(New Zealand), M. New(UK), M.H. Nokhandan(Iran), J.S. Pal(USA, Italy), D. Plummer(Canada), M. Rummukainen(Sweden, Finland), C. Schär(Switzerland), S. Somot(France), D.A. Stone(UK, Canada), R. Suppiah(Australia), M. Tadross(South Africa), C. Tebaldi(USA), W. Tennant(South Africa), M. Widmann(Germany, UK), R. Wilby(UK), B.L. Wyman(USA)

### 감수편집자

Congbin Fu(China), Filippo Giorgi(Italy)

### 이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007: Regional 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 .....	899	11.7 오스트레일리아 - 뉴질랜드 .....	948
11.1 서론 .....	902	11.7.1 핵심과정 .....	948
11.1.1 3차 평가보고서의 요약 .....	902	11.7.2 현재 기후모의의 모델기술 .....	948
11.1.2 지역전망의 서론 .....	902	박스 11.4 : 기후변화와 관련된 토지이용과 토지피복 변화실험 .....	949
박스 11.1: 지역반응의 요약 .....	908	11.7.3 기후전망 .....	951
11.1.3 몇몇 통합 주제 .....	910	11.8 극지역 .....	954
11.2 아프리카 .....	916	11.8.1 북극권 .....	955
11.2.1 핵심과정 .....	916	11.8.2 남극권 .....	959
11.2.2 현재와 과거 기후모의에서 모델기술 .....	917	11.9 작은 섬 .....	961
11.2.3 기후전망 .....	917	11.9.1 핵심과정 .....	962
11.3 유럽과 지중해 .....	922	11.9.2 현재 기후모의의 모델기술 .....	963
11.3.1 핵심과정 .....	922	11.9.3 기온과 강수전망 .....	964
11.3.2 현재 기후모의의 모델기술 .....	922	11.9.4 해수면상승 .....	967
박스 11.2 : PRUDENCE 전망 .....	923	11.9.5 열대성 저기압 .....	967
11.3.3 기후전망 .....	924	박스 11.5 : 해안지대의 기후변화 .....	968
11.4 아시아 .....	929	11.10 지역 기후전망 방법의 평가 .....	970
11.4.1 핵심과정 .....	930	11.10.1 지역 기후정보 생산방법 .....	970
11.4.2 현재 기후모의의 모델기술 .....	930	11.10.2 불확실성 정량화 .....	973
11.4.3 기후전망 .....	932	자주 묻는 질문(FAQ)	
박스 11.3 : 산지지역의 기후변화 .....	937	FAQ 11.1 : 전망된 기후변화는 지역마다 다른가? .....	915
11.5 북아메리카 .....	938	참고문헌 .....	978
11.5.1 핵심과정 .....	939	보충자료 .....	997
11.5.2 현재 기후모의의 모델기술 .....	939		
11.5.3 기후전망 .....	940		
11.6 중앙아메리카 및 남아메리카 .....	943		
11.6.1. 핵심과정 .....	944		
11.6.2 현재 기후모의의 모델기술 .....	944		
11.6.3 기후전망 .....	945		
11.6.4 극한현상 .....	947		

## 개요

기후시스템 물리과정의 이해와 모델링의 진보로 신뢰할 수 있는 지역기후변화 전망이 현재 세계 여러지역에 대해서 가능하다. 다음과 같은 다양한 중요한 주제가 출현하였다.

- 해양과 비교하여 증발냉각에 필요한 가용수가 적고 열적 관성이 작기 때문에 육지 위의 온난화는 지구연평균 온난화보다 크다.
- 온난화는 강수의 공간변동성을 대개 증가시킨다. 온난화는 아열대의 강수를 감소시키고 고위도와 열대의 일부 지역강우 증가시킨다. 강우가 확실히 증가하거나 감소하는 지역 사이의 정확한 경계위치는 불확실하다. 이 부분은 대기해양대순환모델(AOGCM) 전망이 일관성있게 일치하지 않는 부분이다.
- 아열대 고기압의 북쪽 확장은 아열대 강수의 감소의 일반적인 경향성과 결합되어, 아열대 북쪽 끝자락에서 강수 감소의 확실한 전망을 만들어낸다. 21세기에 강수 감소의 지역전망의 대부분은 이러한 아열대고기압에 인접한 지역과 연관 있다.
- 몬순흐름 자체가 약화되는 경향에도 불구하고 강화된 수분수렴으로 강수 증가를 초래하는 몬순순환 경향성이 있다. 그러나 열대성 기후의 많은 면에서의 반응은 불확실성으로 남아있다

AOGCM은 가능한 미래기후의 범위에 대한 지역적 정보의 1차적인 자료를 제공한다. 지역기후변화의 보다 확실한 면은 모델해상도의 개선, 지역기후에 중요한 과정모의, 활용 가능한 폭넓은 자료셋에 기인하여 출현한다. AOGCM 모의로부터 지역규모에서 확률정보를 개발하는데 발전이 있었다. 하지만 이 방법들은 예비적인 단계에 머물러있다. 이것을 상세화된 지역정보로 확장하는 발전은 아직 부족하다. 상세화 방법이 3차 평가보고서(TAR) 이후에 성숙되었고(TAR; IPCC, 2001), 비록 기후변화모의의 다중모델 상세화에 대한 대규모 협력이 몇 지역에서만 이루어 졌지만 보다 폭넓게 적용되었다.

여기서 제시한 지역기후변화전망은 4개 잠재 출처들에서 얻은 정보에 기반하여 평가되었다. 그 출처는 AOGCM 모의, 지역적 상세함을 높이기 위한 기술을 사용한 AOGCM 모의 자료의 상세화, 지역적 반응을 지배하는 과정의 물리적 이해, 최근 과거기후변화이다.

이전 장은 지역규모에 대한 관측된 기후변화를 기술하였다(3장). 이러한 변화를 지구 모델모의와 비교하였다(9장).

기온변화의 모델모의와 관측비교는 미래지역기온 전망을 확신 하는데 도움을 주기 위하여 사용 될 수 있다. 강수변화의 지역평가는 물리적 통찰력과 함께 일차적으로 지구와 상세화 모델에서의 수렴에 달려있다. 중·고위도에서 더 전형적인 것처럼, 잘 지지 받는 물리적인 논거를 갖고 모델 중에서 거의 일치 있는 곳에서, 이러한 강제력들은 지역기후변화의 가능성에 대한 더 강력한 진술을 뒷받침해준다. 어떤 환경에서 물리적인 통찰력만이 분명하게 미래변화의 방향을 나타낸다.

전망된 지역기후에 대한 요약문은 다음과 같다:

- **기온전망** : 규모는 TAR의 전망과 비슷하고, 지역전망의 신뢰도는 많은 다양한 적분, 개선된 모델, 모델 결점의 역할에 대한 이해개선 그리고 결과에 대한 더 자세한 분석을 통하여 높아졌다. 종종 지구평균보다 더 큰 규모의 온난화가 모든 육지 위에서 나타날 확률이 매우 높다.
- **강수전망** : 변화의 전체적 패턴은 TAR의 패턴과 유사하다. 몇몇 지역에 대해서는 전망의 신뢰도가 더 높아졌다. 모델 간 일치가 더 많은 넓은 지역에서 나타난다. 몇몇 지역에 대해서 전망된 강수변화가 있을 확률이 높거나 매우 높다는 것을 말해주는 근거가 있다. 다른 지역에 대해서는 전망된 변화의 신뢰도가 약하게 남아있다.
- **극값** : 극값의 변화에 대해서 활용 가능한 분석이 있었다. 이것은 대부분의 지역에 대해서 보다 복잡한 평가 여지를 남긴다. 일반적인 발견은 TAR에서 만들어진 평가와 일치하고, 현재가 보다 다양한 정보출처로부터 정보가 도출되어 더 높은 신뢰도를 갖는다. 신뢰도의 가장 두드러진 개선은 열파, 호우(강수), 가뭄에 관한 지역적인 설명에 나타난다. 이러한 진보에도 불구하고 모델의 특별한 분석은 몇몇 지역에 대해서 가용하지 않으며, 이러한 분석은 극한에 대해 확고한 설명력을 반영한다. 특히 열대 극한현상에 관한 전망은 불확실하게 남아있다. 열대성저기압의 분포를 전망하는데 있어서 어려움이 이러한 불확실성을 더한다. 중위도저기압의 변화는 지역규모 대기순환 반응의 상세함에 좌우되며 그것의 일부는 불확실성으로 남아있다.

다음은 21세기에 걸쳐서 전망된 지역변화의 확실한 결과를 요약한다. 이를 뒷받침하는 내용은 11.2절~11.9절에서 제공된다. 이러한 변화들은 기후민감도의 불확실성과 초기장에서 토론된 배출량 변화(SRES B1/A1B/B2 시나리오 범위)를 고려하여 발생할 확률이 높거나 매우 높을 것으로 평가 된다.

### 모든 육지지역:

모든 육지지역은 21세기에 온난화 될 것이 라는 것은 확률이 매우 높다.

### 아프리카:

아프리카의 온난화는 대륙 전체 그리고 모든 계절에 걸쳐서 전구 연평균 온난화 보다 더 클 확률이 매우 높다. 더 습윤한 적도보다 건조한 아열대에서 온난화가 크게 나타난다. 지중해 연안에 접근할수록 강우가 감소할 확률이 높고 연강우는 아프리카 지중해와 사하라 북부의 많은 지역에서 감소할 확률이 높다. 남아프리카의 강우는 겨울 강우지역과 서부 가장자리의 많은 곳에서 감소할 확률이 높다. 동아프리카에서는 연평균강우의 증가 확률이 높다. 사헬, 뉴기니 해안, 사하라 남부에서의 강우가 어떻게 변화될 지는 분명하지 않다.

### 지중해와 유럽:

유럽의 연평균기온은 전구평균 보다 더 증가할 확률이 높다. 계절적으로 가장 큰 온난화는 겨울철 북유럽과 여름철 지중해지역에서 있을 확률이 높다. 최저겨울기온은 북유럽에서 평균이상으로 증가할 것 같다. 최고여름기온은 남부와 중부유럽에서 평균이상으로 증가할 확률이 높다. 연강수는 대부분의 북유럽에서 증가할 확률이 매우 높고, 지중해의 대부분에서 감소할 확률이 매우 높다. 중부유럽에서 강수는 겨울에 증가할 확률이 높지만 여름에 감소할 확률이 높다. 중부유럽에서 강수는 겨울에 증가할 확률이 높지만 여름에는 감소할 확률이 높다. 일 강수의 극값은 북유럽에서 증가할 확률이 매우 높다. 연 강수일수는 지중해 지역에서 감소할 확률이 매우 높다. 여름 가뭄의 위험은 중부유럽과 지중해 지역에서 증가 할 확률이 높고, 적설기간은 짧아질 확률이 매우 높다. 적설량은 유럽의 대부분에서 감소할 확률이 높다.

### 아시아:

온난화는 중앙아시아, 티베트고원 그리고 북아시아에서 전구평균 보다 상당히 높을 확률이 높고 동아시아와 남아시아에서는 전구평균 보다 높을 확률이 높고, 남동아시아에서는 전구평균과 유사할 확률이 높다. 북반구의 겨울강수는 북아시아와 티베트고원에서 증가할 확률이 높고, 동아시아와 남동아시아의 남부지역에서 증가할 확률이 높다. 여름강수는 북아시아, 동아시아, 남아시아, 남동아시아의 대부분에서

증가할 확률이 높지만 중앙아시아에서는 감소할 확률이 높다. 여름에 동아시아에서 열파/폭염기간은 길어지고 강해지며 빈번할 확률이 매우 높다. 매우 추운 날은 동아시아와 남아시아에서 적어질 확률이 매우 높다. 남아시아의 일부 그리고 동아시아 강수 사례의 빈도수가 증가할 확률이 매우 높다. 열대성저기압과 관련된 극한강우와 바람이 동아시아 남동아시아, 남아시아에서 증가할 확률이 높다.

### 북아메리카:

연평균온난화는 대부분의 지역에서 전구평균온난화를 넘어설 확률이 높다. 계절적으로 온난화는 북쪽지역에서는 겨울에 가장 클 확률이 높고 남서쪽지역에서는 여름에 가장 클 확률이 높다. 최저겨울기온은 북아메리카 북부에서 평균 이상으로 증가할 확률이 높다. 연평균강수는 캐나다와 미국 북동부에서 증가할 확률이 매우 높고, 남서부에서 감소할 것 확률이 높다. 캐나다 남부에서 강수는 겨울과 봄에 증가할 확률이 높지만 여름에 감소할 확률이 높다. 적설량은 최고 적설량이 증가할 확률이 높은 캐나다의 최북단 지역을 제외하고 북아메리카 전역에서 감소할 확률이 매우 높다.

### 중앙아메리카와 남아메리카:

연평균온난화는 남아메리카 남부에서 전구평균온난화와 유사할 확률이 높지만 나머지 지역에서는 전구평균 온난화보다 클 확률이 높다. 비록 대기순환의 변화가 산악지역에서 강수반응에 많은 국지적 변동성을 유도할지도 모르지만 연강수는 중앙아메리카 대부분과 안데스 남부에서 감소할 확률이 높다. Tierra del Fuego의 겨울강수와 남아메리카 남동부의 여름강수는 증가 할 확률이 높다. 아마존 삼림을 포함하여 남아메리카 북부에서 연 및 계절평균강우가 어떻게 변화될 지 불확실하다. 하지만 몇 지역에서 모의 간에 정성적인 일치성이 있다(에콰도르와 페루북부의 강우증가, 그리고 남아메리카 북쪽 끝과 브라질 남부 북동쪽 강우 감소).

### 오스트레일리아와 뉴질랜드:

온난화는 주변 해양의 온난화보다 클 확률이 높지만 전구 평균에 비교될만한 정도이다. 온난화는 남부지역에서 작을 것 같고 특히 겨울철에 작을 것 같다. 뉴질랜드의 남섬의 온난화는 전구평균 보다 더 작은 것 같다. 강수는 겨울과 봄에 남부 오스트레일리아에서 감소할 확률이 높다. 강수는 겨울에 뉴질랜드의 남섬의 서쪽에서 증가할 확률이 매우 높다. 강수는 뉴질랜드의 남섬의 서쪽에서 증가할 확률이 높다. 북

부와 중부오스트레일리아의 강우변화는 불확실하다. 평균풍속은 특히 겨울철에 뉴질랜드 남섬을 가로질러 증가될 확률이 높다. 오스트레일리아와 뉴질랜드의 극한최고기온일의 빈도가 증가하고 한랭극한의 빈도가 감소할 확률이 매우 높다. 일 강수의 극한은 평균강우가 상당히 감소되는 지역(겨울과 봄의 남부 오스트레일리아)을 제외하고 증가할 확률이 매우 높다. 오스트레일리아 남부지역에서 가뭄의 위험이 증가 될 확률이 높다.

### 극지역:

북극은 21세기 동안 전구평균보다 온난화될 확률이 매우 높다. 온난화는 겨울에 가장 클 것이고 여름에 가장 작을 것으로 전망된다. 북극의 연강수는 증가할 확률이 매우 높다. 상대적인 강수증가는 겨울에 가장 크고 여름에 가장 작을 확률이 높다. 북극해빙은 그 범위와 두께가 감소할 확률이 매우 높고 북극해양순환이 어떻게 변할 것인지는 확실하지 않다. 남극은 온난화될 확률이 높고 강수는 대륙 위에서 증가할 확률이 높다. 극한기온과 극한강수의 빈도가 얼마나 극지방에서 변화할지는 불확실하다.

### 작은 섬들:

해수면은 금세기 동안 카리브해, 인도양과 태평양 북부와 남부의 작은 섬들에서 평균적으로 상승할 것 같다. 상승은 지리적으로 일정하지 않을 것 같다. 하지만 모델간의 큰 편차는 카리브해, 인도양과 태평양을 가로질러 지역적 추정치를 불확실하게 만들 것 같다. 모든 카리브해, 인도양, 남북 태평양 섬들은 21세기 동안에 온난화 될 것이 확실하다. 이 온난화는 전구연평균 보다 다소 작을 것 같다. 카리브해의 여름 강우는 Grater Antilles 주변에서 감소할 것 같지만 그 위의 지역과 겨울철의 변화는 불확실하다. 연 강우는 인도양 북부에서 12, 1, 2월 Seychelles과 6, 7, 8월 몰디브주변지역의 증가로 증가할 확률이 높은 반면 모리셔스 주변에서 6, 7, 8월 에는 감소할 확률이 높다. 연 강우는 적도 태평양에서 증가할 확률이 높은 반면, 12, 1, 2월에 프랑스령 폴리네시아의 동쪽지역에 대해 대부분의 모델에 의해 감소할 확률이 높은 것으로 전망된다.

## 11.1 서론

기후시스템 물리과정의 이해와 모델링의 진보로 보다 신뢰할 지역기후변화전망이 세계 여러지역에 대해서 현재 가용하다. AOGCMS는 전망을 위한 기초가 되고 있는 반면 상세화기술은 가치있는 상세정보를 추가하여 제공한다. AOGCMS는 계산격자(전형적으로 200km 크기)보다 상세한 규모의 정보를 제공할 수 없으며 해독할 수 없는 지역규모에서 일어나는 과정들이 중요하다. 더 상세 규모의 정보제공은 고해상도 역학모델이나 경험 통계적 상세화를 사용하여 성취될 수 있다. 상세화 방법론의 개발은 중요한 중심점으로 남아 있다. 상세화 기후변화전망은 현재에 와서야 가용해지기 시작하였다.

### 11.1.1 3차 평가보고서의 요약

TAR에서 지역기후전망의 평가는 대개 강수에 대한 제한된 언급과 함께 GCM-유도된 기온으로 제한되어 있었다. 기온변화의 주요평가는 모든 육지지역(여름철(JJA) 남동아시아와 남아메리카를 제외하고)의 특히 고위도에서 더 강화되어 지구평균보다 더 온난화 될 것이라는 확률이 매우 높다. 발생될 것으로 평가되는 강수변화는 다음과 같다: 겨울철 북반구 중위도지역과 겨울철과 여름철 고위도지역에서의 증가; DJF(12, 1, 2월)에 열대 아프리카에서의 증가, 남아시아 여름철에 증가 또는 거의 변화가 없고, 오스트레일리아 바다와 지중해에서 감소 동남아시아의 거의 변화 없고, 중앙아메리카에서의 감소; 이 전망들은 거의 전적으로 A2와 B2 배출시나리오를 이용하여 20세기의 점증 실험을 수행한 9개 저해상도 AOGCM분석에 기초하였다. TAR의 제 10장에서 주목해야 할 것은 지역모델을 이용하여 수행한 연구가 더 상세 규모에서의 변화가 본질적으로 이러한 큰 아대륙적 결과와 규모에서 다르다는 것을 나타낸다는 점이다.

지역규모에서 기후변동과 극값에 대한 평가를 위해 가용량 정보는 너무 드물어서 계통적인 방식으로 의미있게 함께 이끌어 낼 수가 없다. 하지만 보다 일반적인 특성에 대한 설명이 만들어졌다. 기온의 일 변동에서 경년변동이 북반구 중위도 육지지역에서 겨울철에 감소하고 여름철에 증가할 확률이 매우 높고, 일 최고기온의 극값이 증가할 확률이 높고 미래 평균강수의 증가는 변동성의 증가를 초래할 확률이 매우 높다. 몇몇 특정 분석 지역에서 극한강수는 증가할 지도 모르고 가뭄 또는 건기의 발생이 유럽, 북아메리카 그리고 오스트레일리아에서 증가할지도 모르는 징후들이 있다고 평가되었다.

### 11.1.2 지역전망의 서론

여기서 기후변화전망의 평가는 지역-대-지역에 기초하여 제공된다. AR4와 초기 평가에서 실무그룹 II(WG II)에 의해 사용된 동일한 대륙규모 지역에 따라 토론이 조직되었다: 아프리카, 유럽, 지중해, 아시아, 북아메리카, 중앙아메리카, 남아메리카, 오스트레일리아, 뉴질랜드, 극지역, 작은 섬들. 다루는 주제는 지역에 따라 다소 차이가 있지만, 각 절은 전구모델과 상세화 기술에 기초하여 그 지역에서 기류 변화에 대해서 중요한 핵심과정에 대한 토론, 현재 기후를 모의하는데 있어서 모델 기술의 관련된 양상, 전구모델과 상세규모 기술에 기초한 미래 지역기후변화의 전망을 포함한다. 각각의 대륙규모지역은 기후의 광대한 범위를 포함하고 있고 너무 넓어서 정량적인 지역기후변화정보를 전달하는 근거로서 사용될 수 없다. 그러므로 각각은 대륙 또는 해양지역보다 작은 여러 개의 지역으로 나누었다. 표 11.1에서 정의한 것처럼 이러한 아대륙 구역은 특정지역 또는 아대륙 규모의 전망된 기후변화의 확고한 설명을 개발하기 위한 체제이다.

지역평균기온과 강수변화는 PCMDI(그 후 다중모델자료셋 또는 MMD)에서 수집되어 통합된 기후모델모의 셋을 이용하여 제시되었다. 이 지역들은 약간 수정되었지만 초기에 Giorgi and Frandesco(2000)에 의해 고안한 지역과 매우 유사하고 Ruosteenoja et al.(2003)의 지역과 유사하다. 그들은 단순한 모양을 갖고 있고 현재의 AOGCMs이 기후모의를 위해 사용하는 수평규모(전형적으로 대략 1000km일 것으로 판단)보다 작지 않다.

이러한 지역평균은 AOGCM 전망의 토론에는 몇몇 단점을 갖는다. 몇몇 예에서 이러한 박스의 간편한 정의는 강수가 증가하거나 감소하는 것으로 전망된 지역에서 공간적으로 평균화한다. 또한 확고하고 물리적으로 설명가능한 수문반응의 지역평균에서 정보가 손실될 수 있는 사례가 만들어질 수 있는 아지역이 있다. 또한 부분적으로 이러한 특성을 토론하는데 도움을 주기 위하여 이 장은 MMD의 많은 저해상도 대기모델에서 전형적인 경도 128 위도 64 격자로 내삽된 기온과 강수반응의 지도를 사용하였다. 다음에 올 지역 토론의 출발점은 기온과 강수이다. 기온변화는 21세기를 통한 A1B 시나리오(MMD-A1B)에 의해서 전망된 10년 평균변화의 범위변화를 각 지역에 대해서 그림으로 각 대륙 섹션에서 도입 되었다. 이들을 관측변화와 모델들이 이러한 변화를 어떻게 잘 재생산하는지를 그래서 20세기 관측변화 부분에서 포함되었다. 이러한 요약된 정보는 어떻게 그것들이 구성되었는지에 대한 상세한 설명을 포함한다. 박스 11.1에 대륙지역의 이러한 요약정보가 제시되었다. 각 대륙규모 지역

의 개개 지역에 대해서 그에 상당하는 그림들이 다음 절에 나타내졌다. 이들은 박스 11.1의 그림 1과 같은 방식으로 구성되었다. 이 그림들의 20세기 부분구성에 대해서 또한 9.4 절에서 나타냈다. 강수에 대한 토론은 제한된 관점의 수문변화를 제공한다. 보충자료의 그림 S11.1은 21세기 MMD-A1B 전망에서 연평균강수 반응과 강수-증발 차이반응을 비교함으로써 이 문제에 대해 확장하였다. 예를 들면, 북아메리카와 유럽에서 강수와 증발의 차이 측면에서 건조지역은 강수 감소지역에 비해 북쪽으로 치우쳤다. 지역적 토론에서 더 유의한 수문순환변화에 대한 요약은 박스 11.1에 제시되었다.

표 11.1은 20세기의 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 기후변화에 초점을 맞추어 MMD-A1B 모델로부터 만든 각 지역에 대한 상세한 정보를 제공한다. 연평균과 계절평균 지표기온반응과 강수의 % 변화의 분포는 중간값, 25%, 75% 값(모델의 반은 이 두 값 사이에 있다), 그리고 모델 앙상블에서의 최고값과 최저값에 의해서 기술되어 있다. 1980~1999년 모의에 대해서 이러한 지역 평균에 대한 정보는 유사한 형식으로 보충자료 표 S11.1에 제공되어 있다. 편의의 지도가 다음에 언급 되어 있고 보충자료에 또한 포함되어 있다. 이러한 비교에 사용된 자료로는 이러한 편의가 나타내어지는 표와 그림 설명문에 제시되었다.

대부분의 토론은 A1B 시나리오에 초점을 맞추었다. MMD 모델의 앙상블평균에서 전구평균지표근처의 기온반응(20세기 1980~1999년 기간과 2080~2088년 기간 사이의 차)은 B1: A1B: A2 시나리오에 대해서 0.69:1:1.17 비율이다. 10장에서 토론한 것과 보충자료 그림 S11.2 ~ S11.4에서 보여준 것처럼, 거의 모든 지역에서 국지적 기온반응은 거의 같은 비율을 따른다. 그러므로 다른 시나리오에 대해서 A1B 시나리오의 논의를 반복해서 얻는 것은 거의 없다. 비록 기온 그 자체만큼 정확하지는 않지만 국지적 강수반응의 앙상블평균은 또한 전구평균기온반응을 갖고 근사적으로 추정한다. 수문반응, 일반적으로 더 작은 신호/잡음 비율, 다양한 시나리오에서 AOGCM 강수반응의 기본 구조의 유사성에서 실질적으로 불확실성이 주어지면, A1B에 대한 집중은 강수에 대해서 또한 정당화 될 것으로 보인다. 하지만 전체적으로 지역평가는 모든 가용한 시나리오정보에 좌우된다.

모델의 뚜렷한 선형반응이 주어진다면 2080~2099년 기간은 경년과 10년 변동을 뒷받침 하는 배경기후변화의 가장 큰 명확성을 허용한다. 앙상블 평균 AOGCM 전망에서 갑작스런 기후변화의 징후는 없으며 개개 모델에 대한 문헌도 확고한 비선형성의 강한 주장을 제공하지 않는다. 몇몇 국지적이며 일시적인 비선형성은 예상되는데, 예를 들면 해빙경계가 북극의 특정위치로부터 퇴각하는 것처럼 주요한 해양

순환 또는 육지표면/식생변화와 같은 보다 갑작스러운 특성 변화가 발생할 수 있는 가능성이 존재하기 때문에 이러한 인자의 타당성(10장 참조)을 판단할 근거가 거의 없다. 그러므로 논의는 이러한 선형적인 상황에 기초하였다.

표 11.1은 또한 신호-대-잡음비율의 몇 가지 간편한 추정치를 제공한다. 신호는 계절 및 연평균 기온 또는 강수의 20년 평균의 변화이다. 잡음은 모델에 의해 만들어진 계절 또는 연평균기온과 강수의 20년 평균의 내부 변동의 추정치이다. 신호-대-잡음 비율은 신호가 분명하게 분별할 수 있기 전에 요구되는 시간간격으로 전환된다. 그리고 신호는 앙상블평균 A1B 전망에서 20세기에 걸쳐서 평균율에서 선형적으로 증가 한다고 가정한다. '분명하게 판별할 수 있음'이 95% 신뢰도를 갖고 구별할 수 있는 것으로서 정의한다. 한 예로서 북 유럽(NEU) 연평균강수 증가(표 11.1)는 45년 후에 이러한 모델들에서 '분명하게 판별할 수 있음'이다. 그리고 이것은 20년 평균(2025~2044년까지)이 95% 신뢰도로 1980~1999년에 걸친 20년 평균 보다 더 클 것이라는 것을 나타낸다. 이것은 모델의 내부변동성만을 설명하며 불확실성의 다른 원인은 없다는 것을 의미한다. 반대로 남동 아시아(SEA)에서 연평균기온반응은 단지 10년 후에 이러한 척도에 의해 잡음 이상으로 상승한다. 이것은 1990~2009년 기간의 평균기온이 기준기간1980~1999년에 대한 평균과는 모델에서 '분명하게 판별할 수 있음' 이다는 것을 의미한다. 이러한 척도는(9장에서 토론한 종류의) 보다 정밀한 탐지전략을 갖고 얻은 것과 비교했을 때 신호의 출현시점을 과대평가할 것 같다. 이러한 잡음추정은 단지 모델에 기초한 것이고 주의 깊게 다루어져야만 한다. 그러나 모델이 항상 이러한 내부변동성을 과소평가 한다고 가정하는 것은 틀린 것 같다. 일부 모델은 ENSO의 진폭을 과대평가하고 일부 모델은 과소평가 한다. 그림으로 해서 열대에서 경년변동의 가장 중요한 원인을 과대평가 또는 과소평가한다. 서아프리카에서 강우의 10년 변동의 범위를 잡아내는 모델은 거의 없다(Horeling et al. 2006, 8.4절).

A1B 시나리오에 대해서 그리고 2080~2099년 기간에 대해서 극한온난, 극한습윤, 극한건조 계절의 확률에 대한 추정치가 또한 표 11.1에 포함되어 있다. 극한온난 여름철은 다음과 같이 정의되었다. 1980~1999년 기준기간에 한 모델의 특정재현에서 모의한 모든 여름들을 조사하여 이러한 20해 여름 중 가장 온난한 여름은 기준기후에서 모든 여름의 가장 온난한 5%의 기온 추정치로서 계산 될 수 있다. 다음으로 2080~2099년 기간을 조사하여 이러한 온난화를 넘어서는 여름비율을 결정한다. 이것은 극한온난 여름의 확률로서 언급된다. 이 결과들이 모델들에 대해서 평균한 후 표로 만들

어졌다. 그리고 극단적으로 낮고 극단적으로 높은 계절강수량에 대해서도 유사하게 표로 만들었다. 5%보다 작은(큰) 값은 극단빈도의 감소(증가)를 나타낸다. 이것은 Weisheimer and palmer(2005)의 접근에 따른다. 단, 이 장은 각 모델의

편의에기인한 왜곡을 피하는데 도움이 되도록 하기 위하여 각 모델의 미래와 모델 자체의 20세기를 비교한다는 점이 다르다. 21개 모델 중에서 14개 모델이 극값의 빈도변화의 부호에 대해서 일치할 때만 표 11.1에 그 결과를 나타냈다.

**표 11.1.** A1B 시나리오에 대한 MMD에서 21개 전지구 모델의 셋에서 기온과 강수 전망의 지역 평균값. 평균기온과 강수반응들은 20세기 기후결합모델(20C3M) 모의실험에서 1980년부터 1999년의 기간과 A1B의 2080부터 2099년까지 기간의 모든 가능한 재현에 대해서 각각의 모델을 먼저 평균한 것이다. 이 두 기간 사이의 차이에 대한 계산에 대해, 표는 기온(°C)과 강수(%)의 변화율에 대한 21개 모델 사이의 최소값, 최대값, 중간값, 1사분위수와 3사분위수를 보여준다. 이 분포의 중간의 절반(25-75%)이 강수 반응에서 모두 같은 부호인 지역들은 감소하는 강수에 대해서는 밝은 갈색으로 나타냈고, 증가하는 강수에 대해서는 밝은 파란색으로 나타냈다.

Region <sup>a</sup>	Season	기온 변화율(%)						강수 변화율(%)						극한 계절(%)		
		Min	25	50	75	Max	T yrs	Min	25	50	75	Max	T yrs	Warm	Wet	Dry
<b>아프리카</b>																
WAF	DJF	2.3	2.7	3.0	3.5	4.6	10	-16	-2	6	13	23		100	21	4
	MAM	1.7	2.8	3.5	3.6	4.8	10	-11	-7	-3	5	11		100		
12S,20W to 22N,18E	JJA	1.5	2.7	3.2	3.7	4.7	10	-18	-2	2	7	16		100	19	
	SON	1.9	2.5	3.3	3.7	4.7	10	-12	0	1	10	15		100	15	
	Annual	1.8	2.7	3.3	3.6	4.7	10	-9	-2	2	7	13		100	22	
EAF	DJF	2.0	2.6	3.1	3.4	4.2	10	-3	6	13	16	33	55	100	25	1
	MAM	1.7	2.7	3.2	3.5	4.5	10	-9	2	6	9	20	>100	100	15	4
12S,22E to 18N,52E	JJA	1.6	2.7	3.4	3.6	4.7	10	-18	-2	4	7	16		100		
	SON	1.9	2.6	3.1	3.6	4.3	10	-10	3	7	13	38	95	100	21	3
	Annual	1.8	2.5	3.2	3.4	4.3	10	-3	2	7	11	25	60	100	30	1
SAF	DJF	1.8	2.7	3.1	3.4	4.7	10	-6	-3	0	5	10		100	11	
	MAM	1.7	2.9	3.1	3.8	4.7	10	-25	-8	0	4	12		98		
35S,10E to 12S,52E	JJA	1.9	3.0	3.4	3.6	4.8	10	-43	-27	-23	-7	-3	70	100	1	23
	SON	2.1	3.0	3.7	4.0	5.0	10	-43	-20	-13	-8	3	90	100	1	20
	Annual	1.9	2.9	3.4	3.7	4.8	10	-12	-9	-4	2	6		100	4	13
SAH	DJF	2.4	2.9	3.2	3.5	5.0	15	-47	-31	-18	-12	31	>100	97		12
	MAM	2.3	3.3	3.6	3.8	5.2	10	-42	-37	-18	-10	13	>100	100	2	21
18N,20E to 30N,65E	JJA	2.6	3.6	4.1	4.4	5.8	10	-53	-28	-4	16	74		100		
	SON	2.8	3.4	3.7	4.3	5.4	10	-52	-15	6	23	64		100		
	Annual	2.6	3.2	3.6	4.0	5.4	10	-44	-24	-6	3	57		100		
<b>유럽</b>																
NEU	DJF	2.6	3.6	4.3	5.5	8.2	40	9	13	15	22	25	50	82	43	0
	MAM	2.1	2.4	3.1	4.3	5.3	35	0	8	12	15	21	60	79	28	2
48N,10W to 75N,40E	JJA	1.4	1.9	2.7	3.3	5.0	25	-21	-5	2	7	16		88	11	
	SON	1.9	2.6	2.9	4.2	5.4	30	-5	4	8	11	13	80	87	20	2
	Annual	2.3	2.7	3.2	4.5	5.3	25	0	6	9	11	16	45	96	48	2
SEM	DJF	1.7	2.5	2.6	3.3	4.6	25	-16	-10	-6	-1	6	>100	93	3	12
	MAM	2.0	3.0	3.2	3.5	4.5	20	-24	-17	-16	-8	-2	60	98	1	31
30N,10W to 48N,40E	JJA	2.7	3.7	4.1	5.0	6.5	15	-53	-35	-24	-14	-3	55	100	1	42
	SON	2.3	2.8	3.3	4.0	5.2	15	-29	-15	-12	-9	-2	90	100	1	21
	Annual	2.2	3.0	3.5	4.0	5.1	15	-27	-16	-12	-9	-4	45	100	0	46

Region <sup>a</sup>	Season	기온 변화율(%)						강수 변화율(%)						극한 계절(%)		
		Min	25	50	75	Max	T yrs	Min	25	50	75	Max	T yrs	Warm	Wet	Dry
<b>아시아</b>																
NAS	DJF	2.9	4.8	6.0	6.6	8.7	20	12	20	26	37	55	30	93	68	0
	MAM	2.0	2.9	3.7	5.0	6.8	25	2	16	18	24	26	30	89	66	1
50N,40E to 70N,180E	JJA	2.0	2.7	3.0	4.9	5.6	15	-1	6	9	12	16	40	100	51	2
	SON	2.8	3.6	4.8	5.8	6.9	15	7	15	17	19	29	30	99	65	0
	Annual	2.7	3.4	4.3	5.3	6.4	15	10	12	15	19	25	20	100	92	0
CAS	DJF	2.2	2.6	3.2	3.9	5.2	25	-11	0	4	9	22		84	8	
	MAM	2.3	3.1	3.9	4.5	4.9	20	-26	-14	-9	-4	3	>100	94		16
30N,40E to 50N,75E	JJA	2.7	3.7	4.1	4.9	5.7	10	-58	-28	-13	-4	21	>100	100	3	20
	SON	2.5	3.2	3.8	4.1	4.9	15	-18	-4	3	9	24		99		
	Annual	2.6	3.2	3.7	4.4	5.2	10	-18	-6	-3	2	6		100		12
TIB	DJF	2.8	3.7	4.1	4.9	6.9	20	1	12	19	26	36	45	95	40	0
	MAM	2.5	2.9	3.6	4.3	6.3	15	-3	4	10	14	34	70	96	34	2
30N,50E to 75N,100E	JJA	2.7	3.2	4.0	4.7	5.4	10	-11	0	4	10	28		100	24	
	SON	2.7	3.3	3.8	4.6	6.2	15	-8	-4	8	14	21		100	20	
	Annual	2.8	3.2	3.8	4.5	6.1	10	-1	2	10	13	28	45	100	46	1
EAS	DJF	2.1	3.1	3.6	4.4	5.4	20	-4	6	10	17	42	>100	96	18	2
	MAM	2.1	2.6	3.3	3.8	4.6	15	0	7	11	14	20	55	98	35	2
20N,100E to 50N,145E	JJA	1.9	2.5	3.0	3.9	5.0	10	-2	5	9	11	17	45	100	32	1
	SON	2.2	2.7	3.3	4.2	5.0	15	-13	-1	9	15	29		100	20	3
	Annual	2.3	2.8	3.3	4.1	4.9	10	2	4	9	14	20	40	100	47	1
SAS	DJF	2.7	3.2	3.6	3.9	4.8	10	-35	-9	-5	1	15		99		
	MAM	2.1	3.0	3.5	3.8	5.3	10	-30	-2	9	18	26		100	14	
5N,64E to 50N,100E	JJA	1.2	2.2	2.7	3.2	4.4	15	-3	4	11	16	23	45	96	32	1
	SON	2.0	2.5	3.1	3.5	4.4	10	-12	8	15	20	26	50	100	29	3
	Annual	2.0	2.7	3.3	3.6	4.7	10	-15	4	11	15	20	40	100	39	3
SEA	DJF	1.6	2.1	2.5	2.9	3.6	10	-4	3	6	10	12	80	99	23	2
	MAM	1.5	2.2	2.7	3.1	3.9	10	-4	2	7	9	17	75	100	27	1
11S,95E to 20N,115E	JJA	1.5	2.2	2.4	2.9	3.8	10	-3	3	7	9	17	70	100	24	2
	SON	1.6	2.2	2.4	2.9	3.6	10	-2	2	6	10	21	85	99	26	3
	Annual	1.5	2.2	2.5	3.0	3.7	10	-2	3	7	8	15	40	100	44	1
<b>북미</b>																
ALA	DJF	4.4	5.6	6.3	7.5	11.0	30	6	20	28	34	56	40	80	39	0
	MAM	2.3	3.2	3.5	4.7	7.7	35	2	13	17	23	38	40	69	45	0
60N,170W to 72N,103W	JJA	1.3	1.8	2.4	3.8	5.7	25	1	8	14	20	30	45	86	51	1
	SON	2.3	3.6	4.5	5.3	7.4	25	6	14	19	31	36	40	86	51	0
	Annual	3.0	3.7	4.5	5.2	7.4	20	6	13	21	24	32	25	97	80	0
CGI	DJF	3.3	5.2	5.9	7.2	8.5	20	6	15	26	32	42	30	95	58	0
	MAM	2.4	3.2	3.8	4.6	7.2	20	4	13	17	20	34	35	94	49	1
50N,103W to 85N,10W	JJA	1.5	2.1	2.8	3.7	5.6	15	0	8	11	12	19	35	99	46	1
	SON	2.7	3.4	4.0	5.7	7.3	20	7	14	16	22	37	35	99	62	0
	Annual	2.8	3.5	4.3	5.0	7.1	15	8	12	15	20	31	25	100	90	0

Region <sup>a</sup>	Season	기온 변화율(%)						강수 변화율(%)						극한 계절(%)		
		Min	25	50	75	Max	T yrs	Min	25	50	75	Max	T yrs	Warm	Wet	Dry
<b>북미(계속)</b>																
WNA	DJF	1.6	3.1	3.6	4.4	5.8	25	-4	2	7	11	36	>100	80	18	3
	MAM	1.5	2.4	3.1	3.4	6.0	20	-7	2	5	8	14	>100	87	14	
30N,50E to	JJA	2.3	3.2	3.8	4.7	5.7	10	-18	-10	-1	2	10		100	3	
	SON	2.0	2.8	3.1	4.5	5.3	20	-3	3	6	12	18	>100	95	17	2
75N,100E	Annual	2.1	2.9	3.4	4.1	5.7	15	-3	0	5	9	14	70	100	21	2
CNA	DJF	2.0	2.9	3.5	4.2	6.1	30	-18	0	5	8	14		71	7	
	MAM	1.9	2.8	3.3	3.9	5.7	25	-17	2	7	12	17	>100	81	19	4
30N,103W to	JJA	2.4	3.1	4.1	5.1	6.4	20	-31	-15	-3	4	20	>100	93		15
	SON	2.4	3.0	3.5	4.6	5.8	20	-17	-4	4	11	24		91	11	
50N,85W	Annual	2.3	3.0	3.5	4.4	5.8	15	-16	-3	3	7	15		98		
ENA	DJF	2.1	3.1	3.8	4.6	6.0	25	2	9	11	19	28	85	78	24	
	MAM	2.3	2.7	3.5	3.9	5.9	20	-4	7	12	16	23	60	86	23	2
25N,85W to	JJA	2.1	2.6	3.3	4.3	5.4	15	-17	-3	1	6	13		98		
	SON	2.2	2.8	3.5	4.4	5.7	20	-7	4	7	11	17	>100	97	19	
50N,50W	Annual	2.3	2.8	3.6	4.3	5.6	15	-3	5	7	10	15	55	100	29	1
<b>중남미</b>																
CAM	DJF	1.4	2.2	2.6	3.5	4.6	15	-57	-18	-14	-9	0	>100	96	2	25
	MAM	1.9	2.7	3.6	3.8	5.2	10	-46	-25	-16	-10	15	75	100	2	18
10N,116W to	JJA	1.8	2.7	3.4	3.6	5.5	10	-44	-25	-9	-4	12	90	100		24
	SON	2.0	2.7	3.2	3.7	4.6	10	-45	-10	-4	7	24		100		15
30N,83W	Annual	1.8	2.6	3.2	3.6	5.0	10	-48	-16	-9	-5	9	65	100	2	33
AMZ	DJF	1.7	2.4	3.0	3.7	4.6	10	-13	0	4	11	17	>100	93	27	4
	MAM	1.7	2.5	3.0	3.7	4.6	10	-13	-1	1	4	14		100	18	
20S,82W to	JJA	2.0	2.7	3.5	3.9	5.6	10	-38	-10	-3	2	13		100		
	SON	1.8	2.8	3.5	4.1	5.4	10	-35	-12	-2	8	21		100		
12N,34W	Annual	1.8	2.6	3.3	3.7	5.1	10	-21	-3	0	6	14		100		
SSA	DJF	1.5	2.5	2.7	3.3	4.3	10	-16	-2	1	7	10		100		
	MAM	1.8	2.3	2.6	3.0	4.2	15	-11	-2	1	5	7		98	8	
56S,76W to	JJA	1.7	2.1	2.4	2.8	3.6	15	-20	-7	0	3	17		95		
	SON	1.8	2.2	2.7	3.2	4.0	15	-20	-12	1	6	11		99		
20S,40W	Annual	1.7	2.3	2.5	3.1	3.9	10	-12	-1	3	5	7		100		
<b>호주, 뉴질랜드</b>																
NAU	DJF	2.2	2.6	3.1	3.7	4.6	20	-20	-8	1	8	27		89		
	MAM	2.1	2.7	3.1	3.3	4.3	20	-24	-12	1	15	40		92		3
30S,110E to	JJA	2.0	2.7	3.0	3.3	4.3	25	-54	-20	-14	3	26		94	3	
	SON	2.5	3.0	3.2	3.8	5.0	20	-58	-32	-12	2	20		98		
11S,155E	Annual	2.2	2.8	3.0	3.5	4.5	15	-25	-8	-4	8	23		99		
SAU	DJF	2.0	2.4	2.7	3.2	4.2	20	-23	-12	-2	12	30		95		
	MAM	2.0	2.2	2.5	2.8	3.9	20	-31	-9	-5	13	32		90		6
45S,110E to	JJA	1.7	2.0	2.3	2.5	3.5	15	-37	-20	-11	-4	9	>100	95		17
	SON	2.0	2.6	2.8	3.0	4.1	20	-42	-27	-14	-5	4	>100	95		15
30S,155E	Annual	1.9	2.4	2.6	2.8	3.9	15	-27	-13	-4	3	12		100		

Region <sup>a</sup>	Season	기온 변화율(%)						강수 변화율(%)						극한 계절(%)		
		Min	25	50	75	Max	T yrs	Min	25	50	75	Max	T yrs	Warm	Wet	Dry
<b>극지역</b>																
ARC <sup>b</sup>	DJF	4.3	6.0	6.9	8.4	11.4	15	11	19	26	29	39	25	100	90	0
	MAM	2.4	3.7	4.4	4.9	7.3	15	9	14	16	21	32	25	100	79	0
60N,180E to 90N,180W	JJA	1.2	1.6	2.1	3.0	5.3	15	4	10	14	17	20	25	100	85	0
	SON	2.9	4.8	6.0	7.2	8.9	15	9	17	21	26	35	20	100	96	0
	Annual	2.8	4.0	4.9	5.6	7.8	15	10	15	18	22	28	20	100	100	0
ANT <sup>c</sup>	DJF	0.8	2.2	2.6	2.8	4.6	20	-11	5	9	14	31	50	85	34	3
	MAM	1.3	2.2	2.6	3.3	5.3	20	1	8	12	19	40	40	88	54	0
90S,180E to 60S,180W	JJA	1.4	2.3	2.8	3.3	5.2	25	5	14	19	24	41	30	83	59	0
	SON	1.3	2.1	2.3	3.2	4.8	25	-2	9	12	18	36	45	79	42	1
	Annual	1.4	2.3	2.6	3.0	5.0	15	-2	9	14	17	35	25	99	81	1
<b>도서지역</b>																
CAR	DJF	1.4	1.8	2.1	2.4	3.2	10	-21	-11	-6	0	10		100	2	
	MAM	1.3	1.8	2.2	2.4	3.2	10	-28	-20	-13	-6	6	>100	100	3	18
10N,85W to 25N,60W	JJA	1.3	1.8	2.0	2.4	3.2	10	-57	-35	-20	-6	8	60	100	2	40
	SON	1.6	1.9	2.0	2.5	3.4	10	-38	-18	-6	1	19		100		22
	Annual	1.4	1.8	2.0	2.4	3.2	10	-39	-19	-12	-3	11	60	100	3	39
IND	DJF	1.4	2.0	2.1	2.4	3.8	10	-4	2	4	9	20	>100	100	19	1
	MAM	1.5	2.0	2.2	2.5	3.8	10	0	3	5	6	20	80	100	22	1
35S,50E to 17.5N,100E	JJA	1.4	1.9	2.1	2.4	3.7	10	-3	-1	3	5	20		100	17	
	SON	1.4	1.9	2.0	2.3	3.6	10	-5	2	4	7	21	>100	100	17	2
	Annual	1.4	1.9	2.1	2.4	3.7	10	-2	3	4	5	20	65	100	30	2
MED	DJF	1.5	2.0	2.3	2.7	4.2	25	-25	-16	-14	-10	-2	85	96	1	18
	MAM	1.5	2.1	2.4	2.7	3.7	20	-32	-23	-19	-16	-6	65	99	0	32
30N,5W to 45N,35E	JJA	2.0	2.6	3.1	3.7	4.7	15	-64	-34	-29	-20	-3	60	100	1	36
	SON	1.9	2.3	2.7	3.2	4.4	20	-33	-16	-10	-5	9	>100	99	2	21
	Annual	1.7	2.2	2.7	3.0	4.2	15	-30	-16	-15	-10	-6	45	100	0	50
TNE	DJF	1.4	1.9	2.1	2.3	3.3	10	-35	-8	-6	3	10	>100	100		
	MAM	1.5	1.9	2.0	2.2	3.1	15	-16	-7	-2	6	39	>100	100		
0,30W to 40N,10W	JJA	1.4	1.9	2.1	2.4	3.6	15	-8	-2	2	7	13	>100	100		
	SON	1.5	2.0	2.2	2.6	3.7	15	-16	-5	-1	3	9	>100	100		
	Annual	1.4	1.9	2.1	2.4	3.5	15	-7	-3	1	3	7	>100	100		
NPA	DJF	1.5	1.9	2.4	2.5	3.6	10	-5	1	3	6	17	>100	100	20	2
	MAM	1.4	1.9	2.3	2.5	3.5	10	-17	-1	1	3	17		100	14	
0,150E to 40N,120W	JJA	1.4	1.9	2.3	2.7	3.9	10	1	5	8	14	25	55	100	43	1
	SON	1.6	1.9	2.4	2.9	3.9	10	1	5	6	13	22	50	100	31	1
	Annual	1.5	1.9	2.3	2.6	3.7	10	0	3	5	10	19	60	100	35	1
SPA	DJF	1.4	1.7	1.8	2.1	3.2	10	-6	1	4	7	15	80	100	19	4
	MAM	1.4	1.8	1.9	2.1	3.2	10	-3	3	6	8	17	35	100	35	1
55S,150E to 0,80W	JJA	1.4	1.7	1.8	2.0	3.1	10	-2	1	3	5	12	70	100	27	3
	SON	1.4	1.6	1.8	2.0	3.0	10	-8	-2	2	4	5		100		
	Annual	1.4	1.7	1.8	2.0	3.1	10	-4	3	3	6	11	40	100	40	3

주석 : <sup>a</sup> 지역: 서아프리카(WAF), 동아프리카(EAF), 남아프리카(SAF), 사하라(SAH), 북부유럽(NEU), 남부유럽과 지중해(SEM), 북부아시아(NAS), 중앙아시아(CAS), 티베트 고원(TIB), 동아시아(EAS), 남아시아(SAS), 동남아시아(SEA), 알래스카(ALA), 동캐나다, 그린란드와 아이슬란드(CGI), 서부 북아메리카(WNA), 중앙 북아메리카(CNA), 동부 북아메리카(ENA), 중앙아메리카(CAM), 아마존(AMZ), 남부 남아메리카(SSA), 북오스트레일리아(AU), 남오스트레일리아(SAU), 북극(ARC), 남극(ANT), 카리브해(CAR), 인도양(IND), 지중해연안(MED), 열대 북동대서양(TNE), 북태평양(NPA), 그리고 남태평양(SPA).

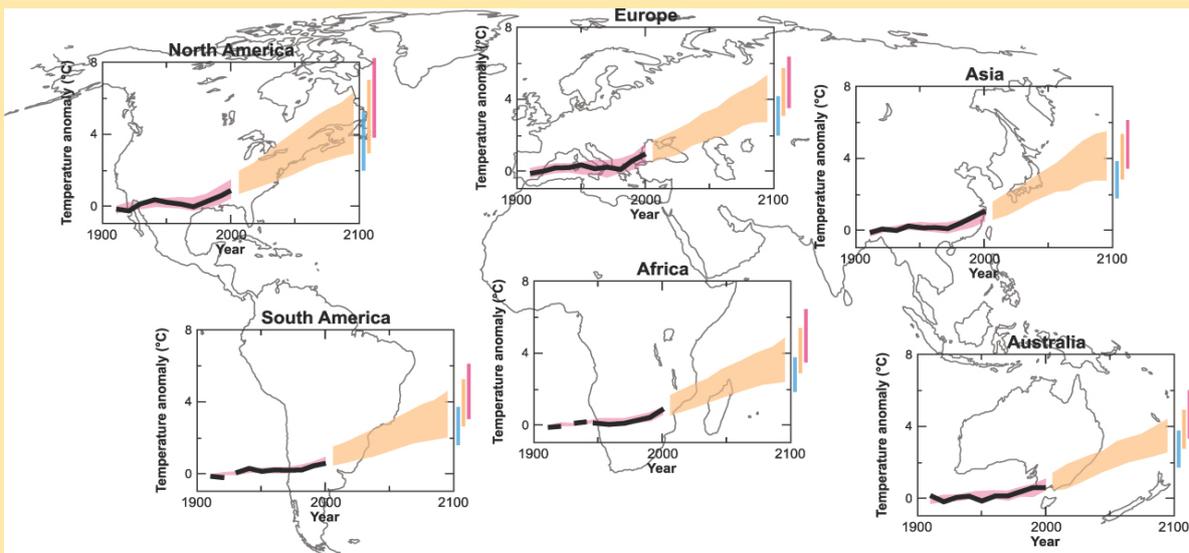
<sup>b</sup> 육지와 해양

<sup>c</sup> 육지

### 박스 11.1: 지역반응의 요약

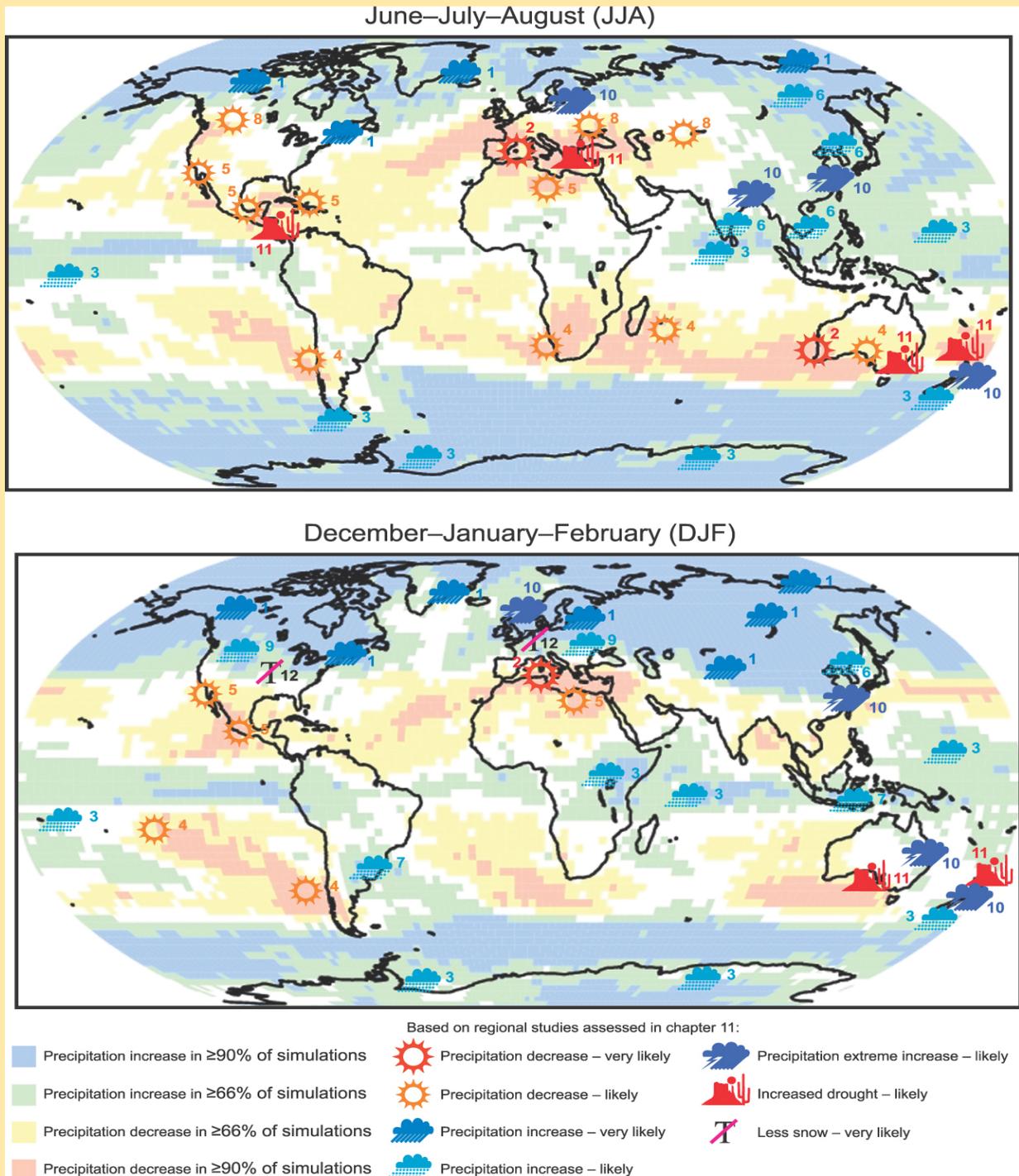
이 장에 제시한 자세한 지역분석에 대한 서론으로써 박스 11.1, 그림 1은 대륙규모 온난화가 MMD모형을 사용해서 21세기에 어떻게 전개될 것으로 전망되는지를 나타내었다. 또한 이 온난화는 모든 알려진 강제력의 설명을 통합한 모델의 일부로부터의 결과와 관측된 점진적인 변화를 비교하여 지난 20세기 동안 관측된 온난화의 배경으로 평가되었다(좀더 자세한 사항은 9.4장을 참조). 따라서 6개 대륙지역에 대해서 그림은 다음과 같이 나타난다: 1) 1901~1950년 평균으로부터의 편차로서 1906년부터 2005년까지 10년 별로 평균된 지표기온의 관측된 시계열; 2) 모든 역사적 강제력을 포함한 MMD모형에 의해 20세기 모의실험으로부터 유도된 해당 편차범위; 3) 2000년과 2100년 사이의 MMD-A1B 전망에서 이 편차범위의 변화; 4) B1, A1B, A2 시나리오에 대해서 21세기의 마지막 10년에 대해 전망된 편차범위. 이 그래프들의 관측된 부분에 대해 10년 평균은 10년 경계에 중앙이 위치하고 있고(즉, 마지막 점은 1996년에 대해서 2005년), 이에 반해 미래기간에 대해서는 10년의 중간점에 중앙이 위치하고 있다(즉, 처음 점은 2001년에 대해서 2010년). 음영지역의 넓이와 막대는 모델의 결과의 5~95%의 범위를 나타낸다. 이 범위를 설정하기 위해서 포함된 모델 세트로부터의 모든 모의실험이 강제력을 적용하여 주어진 기후모델의 가능한 전개의 재현과 무관하게 고려되었다. 이것은 관측기간 동안 14개 모델들로부터 58개 모의실험과 미래기간에 대해 18개 모델로부터 47개 모의실험을 포함했다. 이 모의에서 중요한 것은 자연기후변동에 대한 모델추정이 포함되었고, 범위가 제1의 신호에 대한 변동성의 잠재적인 경감효과와 증폭효과를 모두 포함한다는 것이다. 대조적으로, 금세기의 마지막에 전망된 변화범위를 나타내는 막대는 양상을 평균변화로부터 구성되고 강제된 반응척도를 제공한다. 이런 막대는 A1B 시나리오 강제력을 사용하여 21개 모델, B1 강제력을 사용한 모델 중 20개 모델 A2 강제력을 사용한 17개 모델로부터 10년 평균편차로부터 구성됐다. B1과 A2 시나리오의 막대는 모델 전체에 대한 대략적인 범위로 기준화되었다. B1의 규모인자는 범위와 그에 상응하는 20개 모델의 A1B 범위 사이의 비율로부터 유도된다. 같은 절차가 A2 규모인자를 얻는데 사용된다. 18개 모델만이 전망된 기온변화의 범위를 나타내기 위해 사용되었다. 왜냐하면 다른 3개 모델에 대한 기준실험은 100년당 0.2°C이상의 표류를 가지며 이것은 이러한 모델로부터 10년 편차를 분명하게 정의하는 것을 막기 때문이다.

하지만, 모든 21개 모델로부터 편차는 MMD에서 전망된 변화들의 최대한으로 가능한 묘사를 제공하기 위해 막대들을 계산하는데 포함되었다. 이런 여러 가지 재현들의 비교는 전망된 대륙기온에 대해서 MMD로부터 주요한 메시지는 인위적인 선택에 민감하지 않다는 것을 보인다. 결과적으로 남극에 대한 결과들은 여기에 제시되지 않는다. 왜냐하면, 관측된 기록이 20세기의 처음 부분에 대해 관련된 정보를 제공할 만큼 충분히 길지 않기 때문이다. 여기서 보여준 것과 유사한 특성의 결과가 11.8절에 제시되었다.



박스 11.1, 그림 1. 1906년부터 2005년까지 6개 대륙규모 지역에 대해 1901~1950기간에 대비한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD모형에 의한 모의된 기온편차(붉은색 음영); A1B 시나리오에 대해서 MMD모형에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색)와 A2시나리오(붉은색)에 대해서 2001년부터 2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 고려중인 10년간 그 지역의 50%미만에 대해서 관측이 존재하는 곳에서는 검은색 선이 파선으로 표시되었다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 11.1.2절에 나타내었다.

박스 11.1, 그림 2는 DJF와 JJA에 해당하는 2개의 그림으로 좀더 유의한 수문적 변화를 묘사하였다. 이 그림들의 배경은 각 격자에서 평균 강수의 증가를 예측하는 AOGCMs(이러한 목적을 위하여 고려한 21개 중에서)의 비율이다. 번역누락 : A1B 시나리오를 사용하고 1989~1999년의 규준기온과 함께 2080~2099년과 비교하여 이러한 패턴의 특성이 개별적으로 지역 별 토의에서 좀더 자세히 조사되었다. 평균, 극한 강수, 가뭄과 눈의 지역적 기후변화에 대한 확고한 결과는 그림과 함께 나타난 각주에 좀더 자세하게 보여주면서 그림에서 강조되었다.



박스 11.1, 그림 2. 평균, 극한 강수, 가뭄, 눈에 대한 지역적 기후변화에 대한 확실한 결과. 이 지역적 평가는 AOGCM에 기초한 연구들, 지역기후모델, 통계적 상세화 및 과정 이해에 기초하였다. 결과에 대한 세부사항은 아래 각주에서 찾을 수 있다. 그리고 원인을 포함한 전체적인 기술은 본문에 주어졌다. 배경지도는 모의된 강수변화의 방향에서 AR4 AOGCM 모의실험(21개 모의실험사용)사이의 일치성 정도를 나타낸다.

- (1) 대부분의 북유럽, 북극(추운 계절에서 가장 큼), 캐나다, 북동 미국에서 연평균 증가 확률이 매우 높고; 북아시아와 티베트고원에서 겨울철(DJF) 평균 증가 확률이 매우 높음.
- (2) 지중해 대부분의 지역에서 연평균 감소 확률이 매우 높고 남서 오스트레일리아에서 겨울(JJA) 감소 확률이 매우 높음.
- (3) 적도, 동아프리카, 북태평양, 북 인도양, 남태평양(약간, 주로 적도지역), 뉴질랜드의 남섬의 서쪽, 남극대륙에서 연평균적으로 증가할 확률이 높고, 티에라 델 푸에고 제도에서 겨울(JJA)에 증가할 확률이 높음.
- (4) 안데스 남쪽을 따라서 연평균적으로 감소할 확률이 높고, 프랑스령 폴리네시아 동쪽에서 여름(DJF)이 감소할 확률이 높고, 남아프리카와 모리셔스 부근에서 겨울(JJA)에서 감소할 확률이 높고, 남오스트레일리아에서 겨울과 봄에 감소할 확률이 높음
- (5) 북아프리카, 북사하라, 중앙아메리카(여름철에 대앤티리스의 주변)과 북서 미국에서 연평균적으로 감소할 확률이 높음.
- (6) 북아시아, 동아시아, 남아시아와 대부분의 남동아시아에서 여름(JJA)철에 평균적으로 증가 할 확률이 높고, 동아시아에서 겨울철에 증가할 확률이 높음.
- (7) 동남아시아의 남쪽과 남아메리카의 남동쪽에서 여름철(JJA)에서 평균적으로 증가할 확률이 높음.
- (8) 중앙아시아, 중앙유럽과 남부캐나다에서 여름철(JJA)에 평균적으로 감소할 확률이 높음.
- (9) 중앙유럽과 남부캐나다에서 겨울(DJF)동안 평균적으로 증가할 확률이 높음.
- (10) 북유럽, 남아시아, 동아시아, 오스트레일리아와 뉴질랜드에서 일강수의 극한이 증가할 확률이 높음.
- (11) 오스트레일리아, 동뉴질랜드, 지중해, 중앙유럽(여름 가뭄), 중앙아메리카(북반구 봄과 연주기 중)에서 가뭄에 의한 위험이 증가할 확률이 높음.
- (12) 대부분의 유럽과 북아메리카에서 강설계절의 기간이 감소 할 확률이 매우 높고, 적설량이 감소할 확률이 매우 높음.

예를 들면 중북아메리카(CNA)에서 A1B 시나리오에서 2080~2099년기간에 여름철의 15%는 극단적으로 건조한 것으로 전망되었다. 이것은 이러한 사건빈도의 3배 증가율에 해당한다. 대조적으로, 많은 지역과 계절에 극한 온난화의 빈도는 100%이다. 이러한 양상블을 한 모든 모델에 의하면, 이것은 2080~2099년의 모든 계절이 1980~1999년의 가장 온난한 계절 보다 더 온난하다는 것을 의미한다.

20년 평균반응의 신호-대-잡음 비율은 20C3M 모의의 최소한 3개의 재현을 갖는 모델과 20세기에서 모든 20년 기간을 사용하여, 20년 평균의 일치된 표준편차를 먼저 계산하여 나타내졌다. 이 신호는 시간에 대해 선형적인 증가를 가정하고, 중간값 신호가  $2.83(2 \times \sqrt{2})$ 배의 표준편차에 도달하기 위해 필요한 시간은 이 신호가 95% 수준에 유의할 때의 추정 값으로 나타내졌다. 분명하게 식별할 수 있는 신호의 출현에 대한 시간의 추정은 나타냈듯이 모델이 반응의 부호에 전반적으로 일치할 때 강수량에 대해서만 나타내어진다. 모델들에 대해서 평균된 극한온난, 습한, 건조한 계절의 빈도(%)는 11.2.1절에서 기술한 것처럼 나타냈다. 21개 중에서 적어도 14개 모델이 극한의 증가(굵은 글씨) 또는 감소에 대해 일치할 때 그 값들만 보여준다. 왜냐하면 이것은 기준기간에 비해 보잘 것 없는 값이기 때문에 5%값은 변화가 없음을 나타낸다. 이 지역들은 사각의 위도/경도 박스로 정의되고, 이 지역의 바닥 왼쪽과 상단 오른쪽 모서리의 좌표는 지

역 머리글자 아래의 첫 번째 칸에 경위도 값을 나타내었다 (지역의 전체 이름은 표의 각주를 참조). 해양지역의 사용된 작은 섬 지역들과 육지와 해양지역이 모두 사용된 남극대륙 지역을 제외하고 박스 속에 포함된 육지지역에 대해서 정보가 제공된다.

각 대륙 지방에서 21세기 마지막 20년 동안 MMD-A1B 전망에서 기온과 강수반응을 요약한 그림이 제시되었다. 이 그림들은 개개 모델 또는 양상블이 존재하는 모델 양상블 평균으로 이루어진 다중모델평균을 나타낸다. 또한 강수변화의 부호에서 일치를 보여주는 이러한 모델들의 수에 대한 간단한 통계량도 보여준다. 21개의 개별 AOGCM의 각각에서 연평균기온과 강수반응은 보충자료 그림 S 11.5-11.12, S11.13-11.20에서 각각 제공 된다.

다중모델양상블의 전망에 대한 최근 탐구는 불확실성에 대한 확률적 추정치를 개발하려고 시도하여 보충자료 표 S 11.2에 제공된다. 이러한 정보는 Tebald et al.(2004 a,b ; 11.10.2절 참조)에 기초한다.

### 11.1.3 몇몇 통합 주제

10장에서 설명한 것처럼 전망된 온난화의 기본패턴은 이전 평가와 거의 변화가 없다. MMD 모델들의 산포도를 조사해 보면 많은 지역에서 기온전망이 지구평균전망과 강하게

상관되어 있다. 지구평균기온에서 가장 민감한 모델들이 국지적으로 가장 민감하다. 주어진 지역과 기후시스템의 나머지 지역 사이의 역학적 상호작용과 지역과정을 다르게 처리하는 것이 일부 산포도의 원인이다. 하지만 지역기온에서 산포도의 본질적인 부분은 점증 기후민감도를 조절하는 피드백의 합에서 차이가 나기 때문이다(10장 참조).

수문순환의 반응은 더 온난한 기온과 대기 중 수증기의 증가라는 근본적인 결과에 의해서 부분적으로 제어된다(3장). 물은 대기에 의해서 수평적으로 수분발산(특히 아열대에서) 지역에서 수렴지역으로 수송된다. 비록 순환이 변화하지 않는다 하더라도 수증기의 증가로 인해 수송이 증가할 수 있다. 이러한 증가된 수증기수송의 결과는 10장에서 설명한 전구 강수반응에서 나타날 수 있다. 대체로 ITCZ에서 강수 증가는 아열대에서 감소 그리고 아극지와 극지 지역에서 증가한다. 북아메리카와 유럽에서 아극지 습윤화와 아열대 건조화의 패턴은 21세기 전망에서 뚜렷하다. 이러한 패턴이 보이는 범위를 평가한 9.5.4절에서 또한 설명되었다. 많은 불확실성이 있는 지역은 확실하게 습윤화 지역과 건조지역 사이의 경계근처에 놓여 있고 경계는 각 모델에서 다르게 나타난다.

고해상도 모델결과는 강한 지형강제력을 갖는 지역에서 일부 대규모의 결과가 국지적으로 상당히 변화될 수 있다는 것을 나타낸다. 몇몇 경우에 이것은 반대방향으로 보다 대규모 반응으로의 변화를 초래할지도 모른다. 추가적으로 강수에 대한 대규모격자박스 평균전망이 종종 그 지역 내의 국지적인 변화와 매우 다르다(Good and Lowe, 2006). 이러한 결과는 대규모 평균의 행태로부터 미세규모 행태를 추론하는 것에 대한 부적절성을 설명한다.

21세기 전망에서 또 다른 중요한 주제는 아열대고기압 북쪽으로 확장과 중위도 서풍대의 북향 확장, 관련된 스톰 경로의 북향 변위이다. 이러한 순환반응은 북반구와 남반구 극진동의 강화된 양의 위상 또는 북대서양에 초점을 맞추었을 때 NAO의 양의 위상으로 언급한다. 강한 지형강제력이 없는 지역에서 아열대 건조화 경향과 아열대고기압의 북향 확장의 중첩은 특히 남인도, 남대서양, 남태평양, 북대서양에 있는 5개 아열대 해양고기압 중심의 북쪽 경계에서 확실한 건조화 반응을 만든다. 북태평양(모델에서 태평양의 ENSO 유사 조건으로의 경향이 이러한 확장을 없앤다)에서는 덜 확실하다. 21세기에 육지에서 강한 건조경향성에 대한 대부분의 지역전망은 이러한 중심의 바로 풍하측이다(남서 오스트레일리아, 남아프리카의 서부 희망봉지방, 남 안데스, 지중해, 멕시코). 이러한 대규모 순환신호의 확고성은 10장에서

토론 되었다. 반면 3, 8, 9장은 20세기 후반의 관측된 북향 확장과 이러한 편향을 모의 할 수 있는 모델의 능력을 설명한다.

적설면적과 얼음 덮개의 후퇴는 국지기후에 대해서 중요하다. 본질적인 지형적 기복 지역에서 이러한 효과를 정량화하는 어려움은 전구모델의 중요한 한계이고(11.4.3.2절, 박스 11.3 참조) 역학적, 통계적 상세화법을 통해 개선된다. 이른 봄철 눈녹음의 건조화 효과와 더 일반적으로 토양수분의 이른 감소는 여름철 대륙 기후에 대한 논의에서 지속적인 주제이다(Munabe and Wetherald, 1987).

SST 경도와 열대강우 변동간의 강한 상호작용은 열대기후에 대한 중요한 통합 주제이다. 모델은 열대 해양온도경도의 작은 변화전망과 이러한 해양변화와 관련된 강우의 잠재적으로 큰 편향의 모의에서 다를 수 있다. Chou and Neelin(2004)는 열대에서 수문반응을 진단하고 평가하는데 포함된 몇몇 복잡성에 대한 가이드를 제공한다. 일부 예외가 있지만 수문변화의 전망에서 산포도는 여전히 너무 커서 지역규모에서 열대기후의 미래에 대한 확실한 진술을 만들기 어렵다(10.3절 참조). 많은 AOGCMs 은 많은 열대강수 변화를 전망하는데 이것이 너무 불확실하여 이러한 변화의 지역 패턴이 이러한 변화가 작을 확률이 높다는 증거로서 취해질 수 없다.

지역적, 아지역적 기후변화전망의 평가는 일차적으로 표 11.1에 요약한 AOGCM 과 AOGCM 전망모의에서의 편이의 분석, 물리 또는 통계 모델 또는 두 모델 모두를 갖고 있는 몇몇 지역에 대해서 가용한 지역적 상세화 연구, 그리고 그럴듯한 물리적 기작에 대한 참고문헌에 기초하였다.

전구적 배경에서 다양한 지역적 평가를 순위를 정하는데 있어서 독자들의 이해를 돕기 위해서 박스 11.1은 다음의 지역에서 문서화된 많은 상세한 평가를 보여준다. 마찬가지로 극한날씨 통계량의 여러 유형에서 전망된 변화의 개관이 표 11.2에서 요약되었다. 그것은 이 장(10장)내의 평가로부터의 정보와 10장으로부터 정보를 포함한다. 그러므로 각각의 설명을 이끄는 평가의 상세 한 것은 10장 또는 각각의 지역에서 모두 찾을 수 있다. 그리고 각 설명에 대한 연계는 표 11.2로부터 알 수 있다.

**표 11.2. 기후극한의 전망된 변화.** 이 표는 현재 과학적 증거를 기초로 전망된 변화의 방향에서 신뢰도가 있는 주요한 현상을 요약한다. 포함된 현상은 신뢰도가 중간값과 발생 확률이 매우 높음 사이에 속하는 것이고, VL(발생할 확률이 매우 높음), L(발생할 확률이 높음) 그리고 M(중간의 신뢰도)의 표기법으로 정리되었다. maxTmax은 가장 높은 최고기온, maxTmin은 가장 높은 최저기온, minTmax은 가장 낮은 최고기온, min-Tmin은 가장 낮은 최저기온을 나타낸다. 표에 나열된 변화 이외에, 신뢰도 없지만 주목할 2개의 현상이 있다. 사헬지역에서 건조함과 가뭄의 피해와 관련된 쟁점은 11.2.4.2절에서 논의된 것처럼 불확실하게 남아있다. 열대저기압의 평균지속시간의 변화는 불충분한 연구로 인해 이번 보고서에서 신뢰도를 가지고 평가할 수 없다.

기온과 관계된 현상	
현상의 변화	전망된 변화
일최고기온의 더 높은 월별 절대 최대값(maxTmax) ; 더 뜨겁고/ 따뜻한 여름날 여름철에 더 길어지고 더 강해지고, 더 빈번해진 열파/열기간 일 최저기온의 더 높은 월별 절대 최대값(maxTmax) 보다 더 많은 따뜻한 밤과 더 적은 추운 밤. 일 최저기온의 더 높은 월별 절대 최소(minTmin) 일 최대 기온의 더 높은 월별 절대 최소(minTmax), 더 적은 추운 날 보다 더 적은 서리 날 더 적은 한파 발생; 겨울철에 더 적고, 더 짧고, 덜 강한 추운 기간/ 한랭 극한 감소하는 일 교차 범위 경년 및 일 시간 규모의 기온 변동	VL(전체 모델 전망의 일치) <sup>1</sup> 북유럽, <sup>2</sup> 오스트레일리아 및 <sup>3</sup> 뉴질랜드에서 평균 또는 중간값과 같은 비율로 amxTmax 증가. L(전체 모델에서 상당히 일치, 하지만 지표면 처방에 대해서 민감함) 중부와 중앙 유럽 <sup>1</sup> , 그리고 남서 미국 <sup>5</sup> 에서 중간값보다 더 큰 maxTmax. L(전망된 평균 기온의 큰 증가와 일치) 전 세계 <sup>6</sup> 의 대부분 지역에서 극한 온난 계절이 나타날 확률의 큰 증가 VL(전체 모델 전망의 일치) 대부분 모든 대륙 <sup>7</sup> 에서 그러나 부분적으로 중앙 유럽 <sup>8</sup> , 미국 서부 <sup>9</sup> , 동아시아 <sup>10</sup> 와 한국 <sup>11</sup> 에서. VL(더 높은 평균 기온과 일치) 대부분 대륙 <sup>12</sup> 에서 VL(전체 모델 전망의 일치) minTmin는 중-고위도 지역 <sup>13</sup> 에서 평균보다 더 증가하고, 특히, 겨울철 남서지역 <sup>14</sup> 을 제외한 대부분의 유럽지역에서 증가 L(따뜻한 평균 기온과 일치) minTmin는 몇몇 지역 <sup>15</sup> 에서 평균보다 더 증가한다. VL(전체 모델 전망의 일치) 모든 지역에서 어느 점 이하의 기온을 갖는 일수가 감소 VL(전체 모델 전망의 일치) 북부 유럽, 남아시아, 동아시아 <sup>17</sup> L(더 따뜻한 평균 기온과 일치) 대부분 그 밖의 지역 <sup>18</sup> L(전체 모델 전망의 일치) 대부분 대륙 지역들에서, 밤 기온은 낮 기온 <sup>19</sup> 보다 빠르게 증가한다. L(전체 모델 전망들의 전반적인 일치) 대부분 유럽 <sup>20</sup> 에서 겨울철에 감소 여름철 중 유럽 <sup>21</sup> 에서 증가

<sup>1</sup> Kharin and Zwiers(2005)  
<sup>2</sup> § 11.3.3.3, Supplementary Material Figure S11.23, PRUDENCE, Kjellström et al.(2007)  
<sup>3</sup> § 11.7.3.5, CSIRO(2001)  
<sup>4</sup> § 11.3.3.3, PRUDENCE, Kjellström et al.(2007)  
<sup>5</sup> § 11.5.3.3, Bell et al.(2004),  
<sup>6</sup> Table 11.1  
<sup>7</sup> § 11.3.3.3, Tebaldi et al.(2006), Meehl and Tebaldi(2004)  
<sup>8</sup> § 11.5.3.3, Barnett et al.(2006), Clark et al.(2006), Tebaldi et al.(2006), Gregory and Mitchell(1995), Zwiers and Kharin(1998), Hegerl et al.(2004), Meehl and Tebaldi(2004)  
<sup>9</sup> § 11.5.3.3, Bell et al.(2004), Leung et al.(2004)  
<sup>10</sup> § 11.4.3.2, Gao et al.(2002)  
<sup>11</sup> § 11.4.3.2, Kwon et al.(2005), Boo et al.(2006)  
<sup>12</sup> § 11.3.3.2, § 11.4.3.1  
<sup>13</sup> Kharin and Zwiers(2005)  
<sup>14</sup> § 11.3.3.2, Fig. 11.3.3.3, PRUDENCE  
<sup>15</sup> § 11.7.3.5, Whetton et al.(2002)  
<sup>16</sup> Tebaldi et al.(2006), Meehl and Tebaldi(2004), § 11.3.3.2, PRUDENCE, § 11.7.3.1, CSIRO(2001), Mullan et al.(2001b)  
<sup>17</sup> § 11.3.3.2, PRUDENCE, Kjellström et al.(2007), § 11.4.3.2, Gao et al.(2002), Rupa Kumar et al.(2006)  
<sup>18</sup> § 11.1.3  
<sup>19</sup> § 11.5.3.3, Bell et al.(2004), Leung et al.(2004), § 11.4.3.2, Rupa Kumar et al.(2006), Mizuta et al.(2005)  
<sup>20</sup> § 11.3.3.2, Räisänen(2001), Räisänen and Alexandersson(2003), Giorgi and Bi(2005), Zwiers and Kharin(1998), Hegerl et al.(2004), Kjellström et al.(2007)  
<sup>21</sup> § 11.3.3.2, PRUDENCE, Schär et al.(2004), Vidale et al.(2007)

습기관련된 현상	
<p>강한 강수 사건 강한 강수 사건 습한 날 가뭄 (건조한 날이 연속된 기간) 대륙 건조화 그리고 연관된 가뭄의 위험</p>	<p>전망된 변화 VL(전체 모델 전망의 일치; 통계적 증거, 더 따뜻한 기후에서 일반적으로 더 높은 강수 극한) 중위도 대부분의 육지, 특히 북 유럽<sup>23</sup>, 오스트레일리아 및 뉴질랜드<sup>24</sup>에서 강수 극한의 크기 보다 반도에서 훨씬 더 커짐. 아라비아 해, 열대 인도양, 남 아시아<sup>25</sup>에서 인도 여름 몬순 계절 동안 크게 증가 남 중국, 한국과 일본<sup>26</sup>에서 여름철에 증가. L(전체 모델 전망에서 일부 불일치) 겨울철 중앙 유럽에서 증가 남동 아시아와 일본<sup>28</sup>에서 열대 저기압과 관련된 증가 불확실 지중해와 중앙유럽<sup>29</sup>에서 여름철에 변화 L감소(전체 모델전망의 일치) 이베리아 반도<sup>30</sup> L(전체 모델 전망의 일치) 겨울철 고위도와 북서 중국에서 일 수<sup>31</sup> 증가 ITCZ에서 증가<sup>32</sup> 남아시아<sup>33</sup>와 지중해<sup>34</sup>에서 감소 VL(전체 모델 전망의 일치) 지중해지역<sup>35</sup>, 오스트레일리아 남쪽지역, 뉴질랜드<sup>36</sup>에서 일수와 빈도의 증가 L(전체 모델 전망의 일치) 대부분의 아열대지역<sup>37</sup>에서 증가 북유럽에서 거의 변화 없음 L(전체 모델전망의 일치; 강수량과 증발량의 차이 변화 일치, 하지만 지표면 과정의 수식화에 민감) 많은 중위도 대륙내부, 예를 들면, 봄철에 지중해에서 증가, 중앙과 남유럽 에서 여름<sup>40</sup>에 증가, 그리고 연주기의 건기 동안에 중앙아메리카에서 증가</p>

<sup>22</sup> § 11.3.3.4, Groisman et al.(2005), Kharin and Zwiers(2005), Hegerl et al.

(2004), Semenov and Bengtsson(2002), Meehl et al.(2006)

<sup>23</sup> § 11.3.3.4, Räisänen(2002), Giorgi and Bi(2005), Räisänen(2005)

<sup>24</sup> § 11.1.3, § 11.7.3.2, § 11.3.3.4, Huntingford et al.(2003), Barnett et al.(2006), Frei et al.(2006), Hennessy et al.(1997), Whetton et al.(2002), Watterson and Dix(2003), Suppiah et al.(2004), McInnes et al.(2003), Hennessy et al.(2004b), Abbs(2004), Semenov and Bengtsson(2002)

<sup>25</sup> § 11.4.3.2, May(2004a), Rupa Kumar et al.(2006)

<sup>26</sup> § 11.4.3.2, Gao et al.(2002), Boo et al.(2006), Kimoto et al.(2005), Kitoh et al.(2005), Mizuta et al.(2005)

<sup>27</sup> § 11.3.3.4, PRUDENCE, Frei et al.(2006), Christensen and Christensen(2003, 2004)

<sup>28</sup> § 11.1.3, § 11.4.3.2, Kimoto et al.(2005), Mizuta et al.(2005), Hasegawa and Emori(2005), Kanada et al.(2005)

<sup>29</sup> § 11.3.3.4, PRUDENCE, Frei et al.(2006), Christensen and Christensen(2004), Tebaldi et al.(2006)

<sup>30</sup> § 11.3.3.4, PRUDENCE, Frei et al.(2006)

<sup>31</sup> § 11.4.3.2, Gao et al.(2002), Hasegawa and Emori(2005)

<sup>32</sup> Semenov and Bengtsson(2002)

<sup>33</sup> § 11.4.3.2 Krishna Kumar et al.(2003)

<sup>34</sup> § 11.3.3.4, Semenov and Bengtsson(2002), Voss et al.(2002); Räisänen et al.(2004); Frei et al.(2006)

<sup>35</sup> § 11.3.3.4, Semenov and Bengtsson, 2002; Voss et al., 2002; Hegerl et al., 2004; Wehner, 2004; Kharin and Zwiers, 2005; Tebaldi et al., 2006

<sup>36</sup> § 11.1.3, § 11.7.3.2, § 11.7.3.4, Whetton and Suppiah(2003), McInnes et al.(2003), Walsh et al.(2002), Hennessy et al.(2004c), Mullan et al.(2005)

<sup>37</sup> § 11.1.3

<sup>38</sup> § 11.3.3.4, Beniston et al.(2007), Tebaldi et al.(2006), Voss et al.(2002)

<sup>39</sup> § 11.3.3.2, Rowell and Jones(2006)

<sup>40</sup> § 11.1.3, § 11.3.3.4, Voss et al.(2002)

<sup>41</sup> § 11.1.3

열대 저기압(태풍과 허리케인)	
현상의 변화	전망된 변화
최대 바람강도의 증가 평균과 최대 강수강도의 증가 발생빈도의 변화	L(고해상도 AGCM과 내접 허리케인 모델 전망) 대부분의 열대 저기압지역 <sup>42</sup> 위에서 L(고해상도 AGCM전망과 내접 허리케인 모델 전망) 대부분의 열대 저기압지역 <sup>43</sup> , 남 <sup>44</sup> , 동 <sup>45</sup> 과 남동 아시아 <sup>46</sup> M(몇몇 고해상도 AGCM전망) 약한 폭풍의 개수는 감소, 강한 폭풍의 개수는 증가 <sup>47</sup> M(몇 개의 기후모델 전망) 전지구적으로 개수는 평균적으로 감소하지만 특정 지역적 변화는 해수면온도의 변화에 기인한다 <sup>48</sup> . 북 대서양에서 증가할 가능성 <sup>49</sup>
온대저기압	
현상의 변화	전망된 변화
빈도와 위치의 변화 폭풍의 강도와 바람의 변화 증가하는 파괴	L(AOGCM전망의 일치) 온대 저기압의 전체수의 감소 <sup>50</sup> 특히 겨울에 스톰 경로와 연관된 강수량이 약간 북쪽으로 편향됨 <sup>51</sup> L(대부분의 ADGCM전망과 일치하지만 모든 모델에 대해서 명확하게 분석되지 않음. 특히 북대서양 <sup>53</sup> , 중앙유럽 <sup>54</sup> , 뉴질랜드의 남 섬 <sup>55</sup> 에서 강한 저기압 <sup>52</sup> 과 연관된 강한 바람의 증가 아닌 것 보다는 더 확실함. 북유럽에서 바람 부는 것이 증가하고 지중해안 유럽 <sup>56</sup> 에서 감소 L(중위도 폭풍에서 전망된 변화를 기초) 분석된 대부분의 중위도 지역에서, 특히, 북해 <sup>57</sup> 에서 파괴의 발생이 증가

<sup>42</sup> Knutson and Tuleya(2004)

<sup>43</sup> Knutson and Tuleya(2004)

<sup>44</sup> § 11.4.3.2, Unnikrishnan et al.(2006)

<sup>45</sup> § 11.3.4, Hasegawa and Emori(2005)

<sup>46</sup> § 11.3.4, Hasegawa and Emori(2005), Knutson and Iey(2004)

<sup>47</sup> Oouchi et al.(2006)

<sup>48</sup> Hasegawa and Emori(2005)

<sup>49</sup> Sugi et al.(2002), Oouchi et al.(2006)

<sup>50</sup> § 11.3.3.6, Yin(2005), Lambert and Fyfe(2006), § 11.3.3.5, Lionello et al.(2002), Leckebusch et al.(2006), Vérant(2004), Somot(2005)

<sup>51</sup> § 11.1.3, Yin(2005), Lambert and Fyfe(2006)

<sup>52</sup> § 11.1.2, § 11.3.3.5, Yin(2005), Lambert and Fyfe(2006)

<sup>53</sup> § 11.3.3.5, Leckebusch and Ulbrich(2004)

<sup>54</sup> § 11.3.3.5, Zwiers and Kharin(1998), Knippertz et al.(2000), Leckebusch and Ulbrich(2004), Pryor et al.(2005a), Lionello et al.(2002), Leckebusch et al.(2006), Vérant(2004), Somot(2005)

<sup>55</sup> § 11.1.3, § 11.7.3.7

<sup>56</sup> § 11.3.3.5, Lionello et al.(2002), Leckebusch et al.(2006), Vérant(2004), Somot(2005)

<sup>57</sup> X.L. Wang et al.(2004)

## 자주 묻는 질문(FAQ) 11.1

## 전망된 기후변화는 지역마다 다른가?

기후는 지역마다 다르다. 이런 변동은 태양 가열의 불균일한 분포, 대기, 해양, 지표면의 개별적 반응, 이것들 간의 상호작용, 그리고 지역의 물리적 특성에 의해서 유도된다. 전지구 변화를 일으키는 대기 구성요소의 섭동이 이러한 복잡한 상호작용의 어떤 측면에 영향을 준다. 기후(‘강제력’)에 영향을 주는 몇몇 인간-유도 인자들은 자연계에서 전구적이지만 다른 요인들은 지역에 따라 다르게 작용한다. 예를 들어, 온난화를 야기시키는 이산화탄소(CO<sub>2</sub>)는 방출되는 곳에 관계없이 지구전체에 균등하게 분포한다. 반면 온난화의 일부를 상쇄시키는 황산염 에어로솔(작은 입자들)은 지역에 따라 분포가 다른 경향이 있다.

더욱이 강제력에 대한 반응은 강제력이 최고인 지역과는 다른 지역에서 작동할지도 모르는 피드백 과정에 의해 부분적으로 지배된다. 그러므로 전망된 기후변화 역시 지역에 따라 다를 것이다.

위도는 기후변화가 한 지역에 어떤 영향을 줄 것인가를 고려하기 위한 좋은 시작점이다.

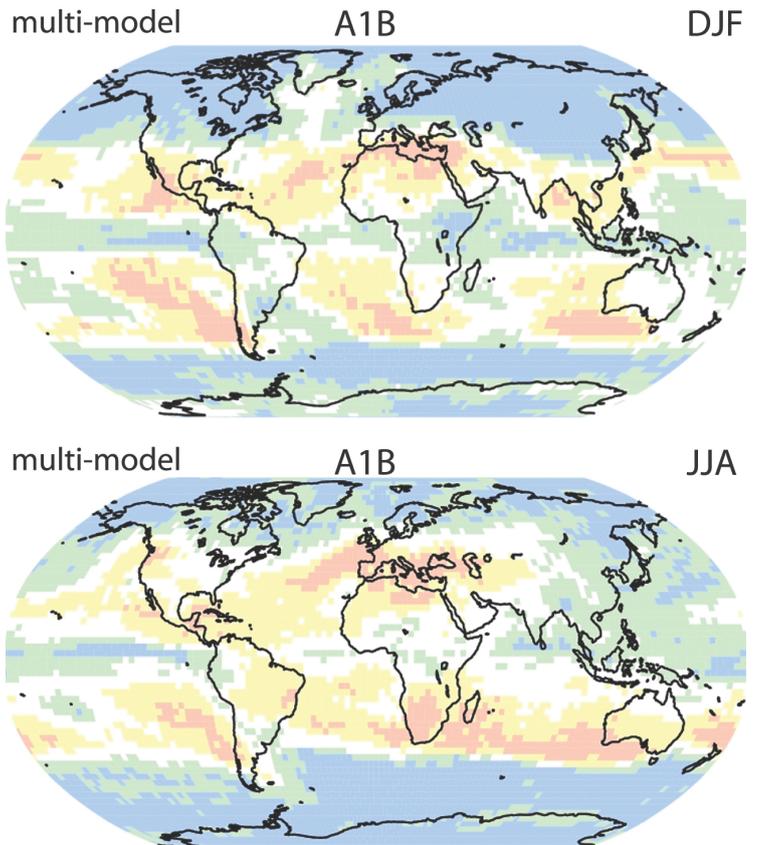
예를 들어, 온난화는 지구전체에서 예상되지만, 전망된 온난화의 양은 일반적으로 북반구에서 열대지역으로부터 극 지역으로 갈수록 증가한다. 강수는 좀더 복잡하지만 역시 위도에 의존하는 특징을 가지고 있다. 극지방근의 위도에서 강수가 증가하는 것으로 전망되는 반면, 열대지역 부근의 많은 지역에서 감소하는 것으로 전망된다(그림 1참조). 열대지역의 강수는 우기(예를 들어, 몬순)에 특히 열대 태평양에서 증가하는 것으로 전망된다.

해양과 산맥에 관련된 위치도 또한 중요한 인자이다. 일반적으로, 대륙의 내부는 해안지역보다 더 온난화될 것으로 전망된다. 강수반응은 대륙의 지형뿐만 아니라 주변 산맥의 형상과 바람의 방향에도 민감하다. 몬순, 아열대 저기압, 허리케인/태풍은 이러한 지역 특이적 특성에 의해 다양한 방식으로 영향을 받는다.

지역기후의 변화를 이해하고 전망하는데 있어서 가장 어려운 측면은 대기와 해양순환의 변화

와 그들의 변동패턴과 관련되어있다. 비록 정량적으로 비슷한 기후를 갖는 여러 지역을 망라하는 일반적 진술이 어떤 사례에서 만들어 질 수 있지만, 거의 모든 지역이 어떤 면에서 특유하다. 아열대 지중해를 둘러싼 해변지대이든지, 멕시코 만류로부터 습기를 수송하는 것에 좌우되는 북아메리카 내륙의 극한 기상이든지, 사하라 사막의 남부 한계를 조절하는 것에 도움을 주는 식생분포, 해수온도, 대기순환 사이에 상호작용이든지 간에, 이것은 사실이다.

전구적 인자와 지역적 인자들의 정확한 균형에 대한 이해를 높이는 것은 도전으로 남아있지만, 이러한 인자들에 대한 이해가 꾸준히 향상되고 있어서, 지역적 전망에 대한 신뢰도가 높아지고 있다.



FAQ 11.1, 그림 1. 금세기 말까지의 강수 전망. 지도상의 파란색과 녹색 부분은 세기말 경에 증가를 경험할 것으로 전망된 지역이고, 반면 노랑색과 분홍색은 감소할 것으로 전망되는 지역이다. 상단의 그림은 12,1,2월에 대한 전망, 아래쪽 그림은 6,7,8월에 대한 전망을 보여준다.

## 11.2 아프리카

### 아프리카의 기후변화 전망의 평가:

아프리카의 모든 지역은 21세기 동안 더워질 확률이 매우 높다. 이 온난화는 전 대륙과 모든 계절에 걸쳐 전구 연평균 온난화보다 클 확률이 매우 높는데, 습윤한 열대지방보다 건조한 아열대지역에서 더 그럴 것 같다.

연 강우는 아프리카의 지중해와 북부 사하라의 많은 지역에서 감소할 확률이 높고, 지중해연안에 가까울수록 강우증가가 감소할 가능성이 있다. 남아프리카에서 강우는 겨울철 강우지역의 많은 곳과 서쪽가장자리 지역에서 감소할 것 같다. 동아프리카에서 연평균강우가 증가할 확률이 높다. 21세기 동안 사헬, 기니 해안, 사하라 남부지역에서 강우가 어떻게 변화될지는 분명하지 않다.

MMD 모델은 아프리카와 아프리카 주변에서 기후전망에 대한 결과를 평가하기 어렵게 만드는 중요한 계통오차를 가진다(남부지역에서 과도한 강우, 대서양 ITCZ의 남쪽으로 이동, 서해안 원해에서의 불충분한 응승). 대부분의 20세기 모의에서 사헬에서 실질적인 변동성의 부재는 이 지역에서 결합모델의 실제성에 약간의 의심을 불러일으킨다. 식생 되먹임과 먼지 에어러솔 생성으로부터 생긴 되먹임은 전지구 모델에 포함되지 않는다. 또한, 가능한 미래의 지표면 변화는 기후전망에서 고려되지 않는다. 현재 지역모델은 아프리카 지역에서 강수를 성공적으로 상세화 할 수 있는 범위가 명백하지 않다. 그리고 아프리카에 대한 경험적 상세화의 결과들의 한계는 완벽하게 이해되지 않는다. 아프리카에 영향을 주는 열대저기압의 공간분포와 빈도수의 가능한 변화를 평가하기에 정보가 불충분하다.

#### 11.2.1 핵심과정

아프리카 대륙전체는 열대강우대의 계절이동이 중심적인 현상인 열대 또는 아열대지역이다. 이러한 강우대위치의 약간의 이동은 지역적으로 큰 변화를 생기게 한다. 대륙의 남쪽 그리고 북쪽 경계지역에는 중위도전선의 통과영향으로 겨울철 강우레짐을 갖는 지역이 있다. 그러므로 이 지역은 폭풍경로의 극 쪽 변위에 민감하다고 할 수 있다.

이것은 남아프리카 강우와 남방반구극진 사이의 상관관계(Reason and Rouault, 2005)와 북아프리카 강우와 NAO와의 상관관계(Lamb and Pepler, 1987)에서 분명하다. 중위도로부터 열대지방으로 관통하는 기압골은 특히, 남아프리카 지역에서 따뜻한 계절의 강우에 또한 영향을 미치고, 대기순환

의 변위로 따뜻한 계절의 비의 민감도에 기여할 수 있다(Todd and Washington, 1999). 열대저기압의 분포와 강도에서 어떠한 변화는 마다가스카르를 포함한 아프리카 남동해안 지역에 영향을 미칠 것이다(Reason and Keibel, 2004).

사하라의 남쪽경계와 사헬에서 강우를 결정하는 인자들이 1970년대와 1980년대에 이 지역에서 광범위한 가뭄을 경험했기 때문에 특별한 관심을 끌어들였다. 이 분야는 처음에 토지이용 변화에 기인한 것으로서 이 지역 강우의 변동에 대한 설명으로부터 해수면 온도의 변화에 기초하여 설명하는 방향으로 가고 있다. 초기의 SST 섭동을 처방한 AGCM 실험(Palmer, 1986; Rowell, et al., 1995)들은 최신 모델의 결과에 의해서 강화되었다(Giannini et al., 2003; Lu and Delworth, 2005; Hoerling et al., 2006). 적도쪽으로는 편향 그리고/또는 사헬지역의 강우감소에 기여하는 더 차가운 북반구 해양과 함께, 이러한 남북반구의 경도가 중요하다. 이것은 북반구에서 국지적 에어러솔 냉각이 사헬을 건조하게 할 수 있는 가능성에 대한 관심을 불러일으켰다(Rotstayn and Lohmann, 2002; 9.5.4.3.1 절 참조). 하지만 지중해를 포함한 다른 해양지역의 기온(Rowell, 2003) 또한 중요하다.

또한, 남아프리카에서 변화하는 SST 또한 따뜻한 계절의 강우변동성과 경향을 조절하는데 있어서 변화하는 토지이용도 패턴보다 더 중요한 것으로 생각된다. 이 증거는 인도양의 온도와 강하게 연관되어있다고 제안되었다(Hoerling et al., 2006). 남아프리카에서 대기권의 온난화, 어쩌면 인도-태평양의 온난화의 결과는 20세기에 남아프리카에서 안정된 역전층을 갖는 날의 증가와 연관된다(Freiman and Tyson, 2000; Tadross et al., 2005a, 2006).

해양온도의 중요성과 더불어 식생폐턴은 아프리카 대부분에 걸쳐서 기후대 형성에 영향을 미친다(예를 들면, Wang and Eltahir, 2000; Maynard and Royer, 2004a; Paeth and Henre, 2004; 11.7절, 박스11.4 참조). 과거에, 육지면의 변화는 SST 편차에 대한 반응에 의해 야기되는 되먹임으로써 일차적으로 작용하였고, 식생변화는 기후변화에 양의 되먹임을 제공하는 것으로 생각된다. 이 양의 되먹임의 가설은 육지 되먹임이 또한 남아프리카에서 계절내 변동성과 우기의 시작에 중요한 역할을 할 것이라고 제안한 최근 연구에 의해 강화되었다(New et al., 2003; Anyah and Semazzi, 2004; Tadross et al., 2005a,b).

MMD 모델들은 식생피복을 처방하였다. 만약에 특히 반 건조한 지역에서, 모델이 식생을 예측한다면, 모델은 대규모 강제력에 강하게 반응할 것이다. 식생-기후상호작용에 기인한 아프리카 기후의 다중안정모드의 가능성이 특히 충격세 중반 6~8 ka동안에 매우 습한 사하라지역에 대해 논의한 문

현에서 제기되었다(Claussen et al., 1999; Foley et al., 2003). 식생패턴과 관련된 100년의 시간규모 되먹임은 아프리카에서 기후변화를 덜 가역적으로 만들 수 있는 가능성을 가질지도 모른다는 것이 한가지 암시이다.

### 11.2.2 현재와 과거 기후모의에서 모델기술

MMD모델의 90%는 남아프리카의 강수를 과대평가하고, 적도 아프리카로 확장한 넓은 지역에서 평균 20%이상(어떤 경우에는 80%)의 체계적인 편이가 아프리카 기후의 모의에 존재한다. 육지에서 기온 편이는 모델전망의 신뢰성에 MMD모델에 직접적으로 영향을 줄 만큼 충분히 크지 않다(보충자료 그림 S11.21 과 표 S11.1 참조).

대서양에서 ITCZ는 거의 모든 AOGCM 실험에서 적도쪽으로 이동한다. 많은 모델에서 해양의 온도는 기니만에서 평균 1~2°C 정도와 강한 용승지역인 남서해안에서 좀 떨어진 바다에서 전형적으로 3°C 정도로 너무 높다. 이곳에 대해 대부분의 모델은 분명히 용승을 너무 약하게 모의한다. 일부 모델은 여름철 비대가 기니만에서 육지로 이동하는 것을 모의하지 못하기 때문에 아프리카 몬순이 없다. 하지만 모델의 대부분은 약간 왜곡이 있긴 하지만 몬순기후를 표현한다. 기니만에서 SST의 적절히 현실적인 경년변동성과 사헬과 기니해안에서 연관된 쌍극자 강우 변동성은 Cook and Vizy(2006)의 기준에 의해 묘사된 18개 모델 중 4개 모델에서만 나타났다. Tennant(2003)은 최근 모의에서도 지속된 결점인 남반구 여름 중위도제트의 적도쪽 이동과 같은 몇몇 AGCM의 편이를 설명하였다(8장).

이러한 결점함에도 불구하고, AGCM은 Hoerling et al.(2006)의 다중-모델 분석과 개개 모델에서 경년변동성과 경향성에 대한 많은 문헌에서 설명한 것처럼, 만약에 경계조건으로써 관측된 SST 변화가 주어진다면 20세기 후반에 기본적인 강우경향패턴을 모의할 수 있다(예를 들면, Rowell et al., 1995; Bader and Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Haarsma et al., 2005; Kamga et al., 2005; Lu and Delworth, 2005). 하지만, 1970년대와 1980년대의 사헬지역의 가뭄규모에 비견될 만한 가뭄을 만들어낸 AOGCM이 거의 없다는 사실이 증명하듯이 아프리카 강우에 영향을 주는 것으로 알려진 유형의 SST 경년변동을 발생시키는 AOGCM의 능력에는 신뢰도가 낮다(Hoerling et al, 2006). 예외는 있지만 무엇이 대부분의 모델로부터 이러한 예외를 만들어 내는지는 모른다.

매우 습한 사하라(6~8 ka)는 지구궤도배치의 변화에 따라 증가된 여름철 일사량에 대한 반응이었던 것으로 생각된다. 이 반응에 대한 모델링 연구들은 아프리카 몬순의 질에 대한 배경지식을 제공한다. 하지만 변화하는 계절적 일사량에

대한 반응을 제어하는 과정은 증가하는 온실가스에 대한 반응을 제어하는 과정과는 다를지도 모른다. GCM이 증기 증착세의 습한 기간의 전체 크기를 모의하기는 어렵다는 사실은 특히 식생 되먹임이 없는 경우에 다른 종류의 강제력 민감도의 부족을 나타낼지도 모른다(Jolly et al., 1996; Kutzbach et al., 1996).

지역기후모델링은 대부분 남아프리카에 초점을 두어왔다. 거기에서 모델은 일반적으로 전지구모델에 의해 모의된 기후를 향상시키지만 또한 전지구모델에서의 편의를 갖는다. 예를 들어, Engelbrecht et al.(2002) 과 Arnell et al.(2003)은 MMD의 편의를 암시하는 남아프리카 일부 지역에서의 과도한 강우를 모의하였다. Hewitson et al.(2004) 와 Tadross et al.(2006)은 대류 모수화의 선택, 토양수분과 식생피복에서 변화에 대한 강한 민감도를 제시하였다. 육지표면 되먹임이 아프리카의 반건조지역에서 지역기후 민감도를 강화할 것이라는 관점은 재강조했다. 서아프리카에서 RCM조사의 수는 더욱 더 제한되었다(예를 들면, Rowell et al., 1995; Bader and Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Haarsma et al., 2005; Kamga et al., 2005; Lu and Delworth, 2005). Peath et al.(2005)에 의해 수행된 25년 모의의 질은 고무적이며, 서아프리카 강우 편차를 강제하는데 있어서 지역 SST와 육지면 변화의 역할을 강조하였다. 열대아프리카에 초점을 맞춘 몇 개의 최근 AGCM에서 타임-슬라이스 모의는 우기의 좋은 모의를 보여준다(Coppola and Giorgi, 2005; Caminade et al., 2006; Oouchi et al., 2006).

Hewitson and Crane(2005)은 남아프리카에서 0.1도 해상도 격자뿐 만 아니라 대륙을 가로지르는 지점에서 점-규모의 강수에 대한 경험적 상세화법을 개발하였다. 재분석자료에 의해 강제된 상세화된 강수는 RCMs에서 제공되기 어려운 것으로 증명된 아대륙 동쪽 급경사와 같은 지역을 포함해서, 역사적 기후기록과 잘 일치한다.

### 11.2.3 기후전망

#### 11.2.3.1 평균기온

MMD-A1B전망에서 서아프리카(WAF), 동아프리카(EAF), 남아프리카(SAF), 사하라(SAH) 지역에서 평균하여 2080~2099년과 1980~1999년 사이의 지표부근의 기온 차이는 그림 11.1에 그려진 시간에 따른 변화와 표 11.1에 제시하였다. 지중해연안은 11.3절에서 남유럽과 함께 논의된다. 모든 4개 지역과 모든 계절에서 기온 중간값의 증가는 전지구 평균 반응에 거의 1.5배인 3~4°C 사이에 있다. 모델의 반응이 중간값의 약 0.5°C 내에서 온난화를 전망하였다. Tebaldi et

al.(2004a,b; 보충자료 표 S11.2)에 의해 추정된 분포들은 매우 비슷한 반쪽을 가지고 있지만, 표 11.1의 가공되지 않은 4분위 수와 비교하면, 매우 높은 한계치의 가능성을 줄인다. 전지구 평균기온반응과 아프리카에서의 반응 사이에 이러한 AOCGM에서 강한 상관관계가 있다. 신호-대-잡음 비율은 20년 평균기온에서 매우 크고, 10년 평균기온은 11.1.2절에 정의한 것처럼, 일반적으로 분명히 분리할 수 있는 신호를 얻기에 적당하다. 1990~2009년 기간에서 평균한, 지역평균은 1980~1999년 평균과 명백하게 구분된다.

그림 11.2의 상단그림은 상세하게 A1B 시나리오에 대한 앙상블-평균 전망된 온난화의 지리적 구조를 보여준다. 전망된 온난화의 아주 작은 값인 약 3°C값은 적도와 해안지역에서 발견되며, 매우 큰 값인 4°C 이상의 값들은 사하라 서쪽에서 발견된다. 북아프리카에서 가장 높은 기온의 반응은 JJA에 발생하는 것으로 전망된 반면 남아프리카에서 가장 높은 반응들은 9, 10, 11월(SON)에 나타났다. 하지만 아프리카에 대한 온도반응의 계절구조는 온대지역과 비교했을 때 간단하다. 전망된 온난화의 기본 패턴은 Hulme et al.(2001)과 비교해서 나타난 것처럼, TAR 이래로 모델의 변화로 확고해졌다.

비록 Tadross et al.(2005a)이 남아프리카에 대한 A2 시나리오에서 변화를 전망했다 하더라도, 지금까지 GCMs으로부터 대규모 온도전망을 수정하기에는 RCMs으로 부터의 증거가 불충분하다. 이는 강제된 GCMs과 MMD 모델에서 산포도의 낮은 쪽 끝부분 근처에 있는 것 보다 더 낮은데, 대부분의 지구모델 보다 더 약한 건조 경향성에 기인한 것 같다.

### 11.2.3.2 평균강수

그림 11.2와 표 11.1은 MMD-A1B 전망에서 아프리카지역에 대한 강수반응의 강한 양상을 설명한다. 21개 모델 각각의 연평균강수에서 각각의 변화는 보충자료 그림 S11.13에 제공되었다. 가장 확실한 특성(지중해와 대부분 남아프리카에서 가뭄, 그리고 동아프리카에서 강우의 증가)에 관해서, TAR의 시기에 활용 가능한 모델로부터 결과를 요약한 Hulme et al.(2001)과 Ruosteenoja et al.(2003)의 결과는 정성적으로 일치한다.

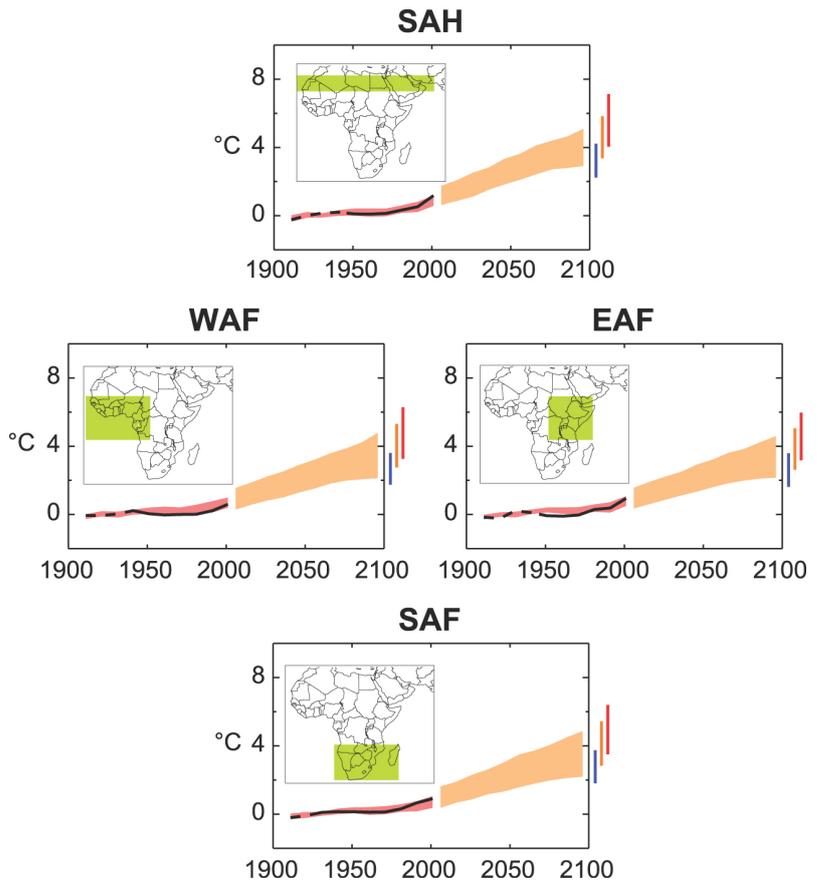


그림 11.1. 1906~2005년까지 4개 아프리카 육지지역에 대해 1901~1950년 기간에 대비한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD모델들에 의한 모의된 기온편차(붉은색 음영); A1B시나리오와 MMD모델에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 음영 끝에 있는 막대는 B1시나리오(푸른색), A1B시나리오(오렌지색)와 A2시나리오(붉은색)에 대해서 2091~2100년까지 전망된 변화범위를 나타낸다. 고려중인 10년간 그 지역의 50%미만에 대해서 관측이 존재하는 곳에서는 검은색 선이 파선으로 표시되었다. 이 그림의 구축에 대한 좀 더 자세한 내용은 박스 11.1과 11.1.2절에 나타내었다.

대규모 상황은 대부분 아열대에 가뭄, 열대지역에서 강수의 증가(또는 거의 변화 없음), 강우 경도의 증가이다. 이것은 더 온난한 대기에 대한 설명 가능한 수문적 반응, 수증기 증가의 결과와 결과적으로 대기 중에서 습기 발산지역으로부터 습기 수렴지역으로 수증기 수송의 증가이다(9장, 11.2.1절 참조).

아프리카의 지중해연안을 따라 나타나는 건조화는 지중해 주변의 대규모 건조 패턴의 한 요소이며 유럽 절에서 좀 더 논의 되었다(11.3절). 연평균의 20% 건조는 21세기 끝 무렵까지 A1B에서 아프리카 지중해 해안을 따라 일반적이다. 건조는 일년 전체를 통해 볼 수 있고 거의 모든 MMD 모델에 의해 산출되었다. 이 합성에서 건조신호는 북사하라로 확장되었고, 15°N까지 서쪽해안으로 내려갔다. 관련된 이 과정은 여름철 토양수분의 감소로부터 양의 되먹임과 함께 증가된 습윤발산과 겨울철 비에 영향을 미치는 스톱경로의 체계적인 북쪽이동을 포함한다(11.3절 참조).

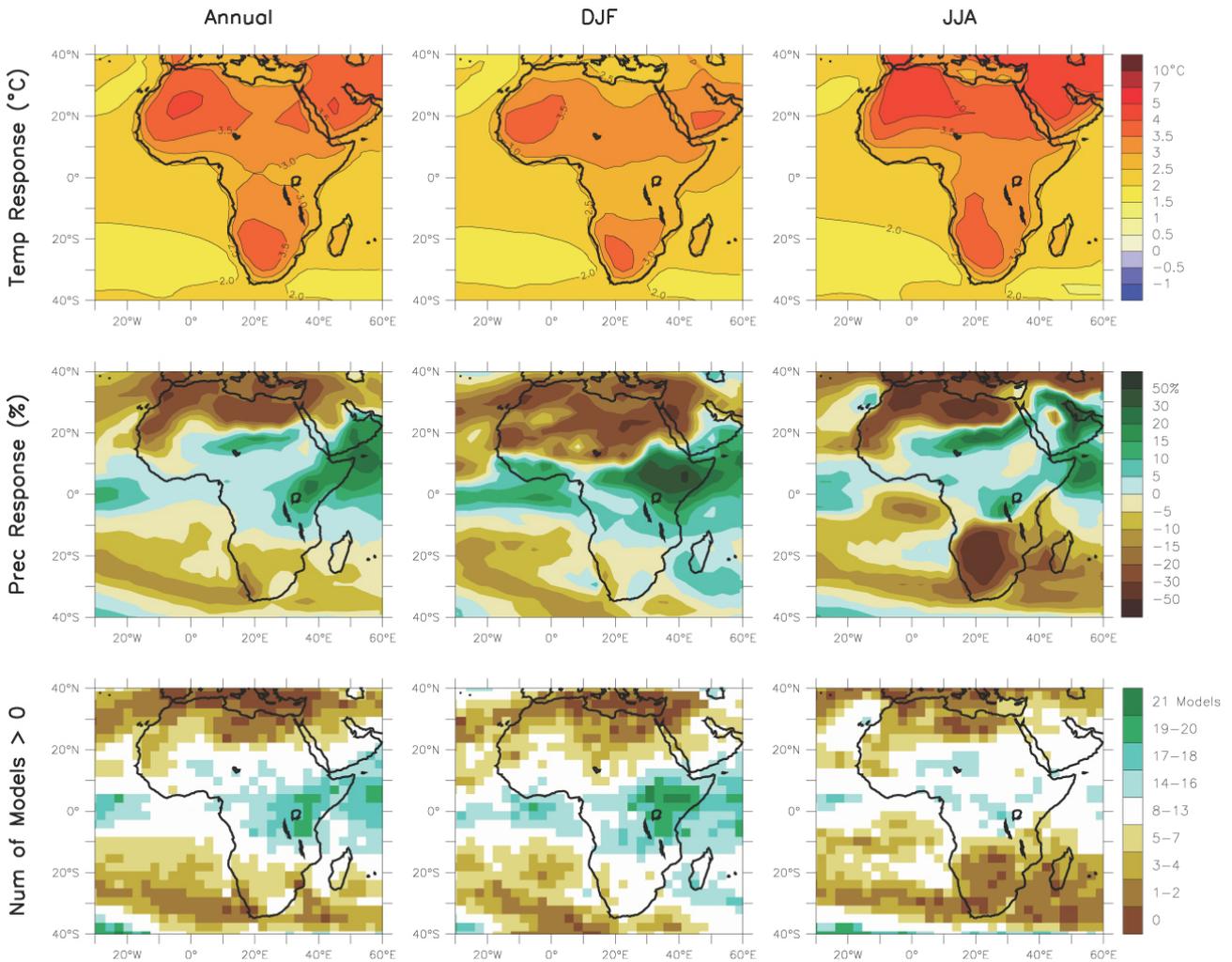


그림 11.2. MMD-A1B모의에서 산출된 아프리카 기온과 강수 변화. 위 줄: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 중간 줄: 강수 % 변화에 대한 것을 제외하고 윗줄과 같음. 아랫줄: 21개 모델 중 강수 증가를 전망한 모델의 수.

겨울철에 남아프리카에서, 비슷한 과정이, 남대서양과 인도양을 가로질러서 순환이 좀더 넓은-규모 극 방향 편향의 모습인, 남서 쪽 끝에서 특히 강한 건조화를 일으킨다. 하지만, 이 건조함은 강한 지형 강제력이 지역적으로 다른 변화를 가져올 수 있을지도 모르는 경고를 조건으로 한다(11.4.3.2절과 박스11.3에서 논의되었음). 남서지역의 겨울철 강우를 제외하고, 겨울철 강한 건조함은 대부분의 아대륙에서 건조한 계절에 해당하고, 전체 연평균 건조화에 기여하지 않는다. 연평균 감소량의 절반이상이 봄철에 발생하고 이 지역에 대한 몇몇 RCM모의에서 반영되었다(아래 참조). 대부분, 이것은 우기의 시작이 지연되는 것으로 생각할 수 있다. 이 봄철 건조는 증발을 억제하고, 온도반응에서 봄철 최고값에 기여한다.

아프리카의 혼지역으로 확장하는 동아프리카의 강우의 증가는 Great Lakes의 동쪽인 이 지역의 중심에서 21개 모델 중 18개 모델에서 증가를 전망하고, 모델앙상블에서도 확고

하다. 이 동아프리카에서 강우의 증가는 또한 Hulme et al.(2001) 와 Ruosteenoja et al.(2003)을 통해서 알 수 있다. 기니해안의 비대와 사헬에서는 강한 반응을 보이지 않는다. 앙상블 전반에 걸친 평균은 기니해안에서 거의 변화가 없이 사헬지역에서의 적절한 습윤화를 가져온다. MMD 모의의 합성장은 20세기 사헬지역의 미래 전망에서 계속되지 않는 약한 건조화 경향성을 갖는다(Biasutti and Giannini, 2006; Hoerling, et al. 2006). 이것은 20세기 모의실험의 합성장에서 20세기의 약한 건조화 경향성은 온실가스에 의해 강제된 것 같은 것이 아니라 Rotstayn and Lohmann(2002)에서 처럼 에어러솔에 의해 강제된 것으로 보이며 기후의 저주파 내부 변동성의 결과라는 것을 의미한다.

개개 모델은 사헬지역에서 큰 반응을 보이지만 서로 다른 반응을 만든다. 주목할 만한 두 개의 모델은 사헬과 사하라 전역에서 매우 강한 건조전망을 한 GFDL/CM2.1과 같은 지역에서 매우 강한 강우 증가 경향성을 보이는 MIROC3.2\_midres

이다(보충자료 그림 S11.13 참고; 모델설명은 표 8.1 참조). Cook and Vizy(2006)는 두 모델에서 사헬과 기니 만에서 적절히 실제적인 경년변동성을 찾아낸다. GFDL 모델에서 건조는 양상블 내에서 극단에 있지만 그것은 20세기 사헬 강우 경향성의 설명 가능한 모의를 만든다(Held et al., 2005; Hoerling et al., 2006). 그리고 AOGCMs로부터 경험적 상세화(Hewitson and Crane, 2006)는 비슷한 반응을 보인다(아래 참조). 더 많은 연구들이 사헬과 그 밖의 열대지역에서 모의된 강수반응의 다양성을 이해하기 위해 요구된다. 이러한 목적을 위해 새로운 방법들을 개발되는데 진전이 이루어 지고 있는데, 이것이(예를 들면, Chou and Neelin, 2004; Lintner and Chiang, 2005; Chou et al., 2007), 모델 차이의 원인에 대해서 보다 나은 평가로 이끈다. Haarsma et al.(2005)은 육지 해양 온도 차의 증가와 사하라 위에서 지표면 기압 감소의(몇몇 모델에서 온난화와 함께 사헬 강수가 증가하는데 기여하는) 그럴듯한 기작을 설명하였다.

1990년대 이후로 사헬 가뭄의 부분적인 개선이 온실가스 에 의해 유도된 강우 증가의 신호일지도 모른다고 제기되었으며(예를 들면, Paethe and Hense, 2004), 이것은 여러 모델에서 21세기에 사헬이 습윤화 된다는 것을 뒷받침한다(예를 들면, Maynard et al., 2002; Haarsma et al., 2005; Kamga et al., 2005). 하지만 사헬 강우에 영향을 주는 반구간 SST 경도에 대한 내부변동성의 적절한 영향뿐만 아니라 에어러솔 변동의 영향이 주어진다면, 이러한 일부분의 개선을 전지구 온난화 증후의 증거로써 받아들이는 것은 시기상조이다.

표 11.1은 4개 아프리카 아지역에서 모델에 의해 전망된 강수 변화의 산포도에 대한 정보를 제공한다. 전망의 중상반(25~70%)이 일정하게 하나의 부호인 지역과 계절은 DJF, NAM, SON, 연평균에서 증가가 있는 EAF, 남반구 겨울과 봄에 감소가 있는 SAF, 그리고 북반구 겨울과 봄에 감소가 있는 SAH이다. Tebaldi et al.(2004a,b)의 베이즈 추정(보충자료 표 S11.2)은 확고한 시그널을 갖는 지역 및 계절과 그렇

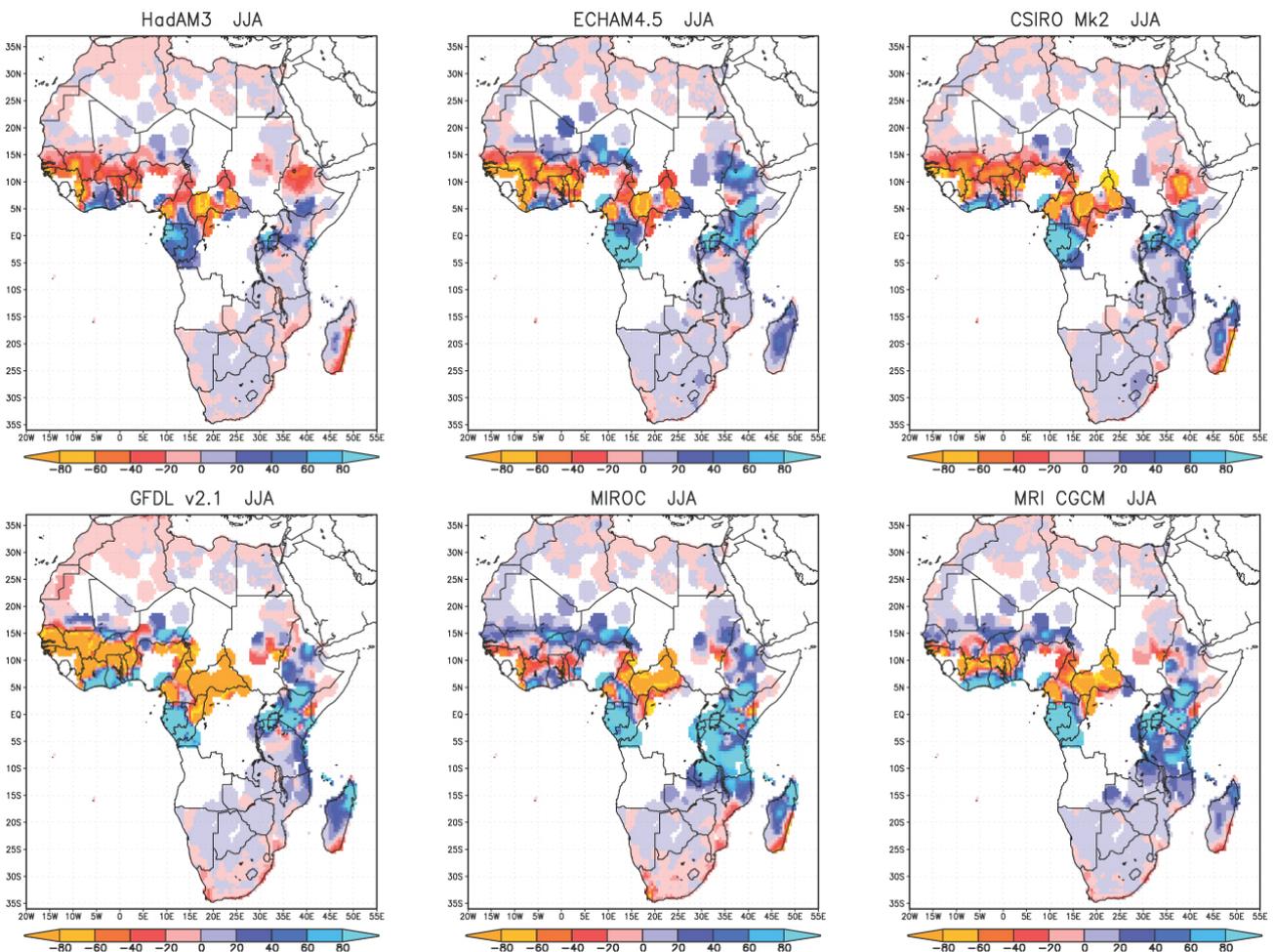


그림 11.3. 6개 GCMs(ECHAM4.5, Hadley Centre Atmospheric Model(HadAM3), CSIRO Mk2, GFDL 2.1, MRI, MIROC; 이러한 대부분의 모델에 대한 기술은 표 8.1 참조)으로부터 858개 관측소 위치로 경험적으로 상세화한 일 자료를 사용하여 얻은 월평균강수 편차. GCM은 SRES A2 시나리오에 의해 강제되었다. 편차는 미래기간(처음 세 개 모델에 대해서는 2070~2099 그리고 나중 세 개 모델에 대해서는 2080~2099)과 기준 30년 기간 사이의 차에 대한 것이다(Hewitson and Crane, 2006).

지 않은 경우 사이의 이러한 특성을 바꾸지 않는다. 이러한 강한 시그널 지역과 계절에서 명백하게 분별할 수 있는 신호의 출현에 필요한 시간은 대략 50~100년이다. 반면, 사하라에서는 더 긴 시간이 요구된다.

토지이용변화는 21세기에 기후변화의 잠재적 기여자 이다(11.7절, 박스 11.4 참조). C.M. Taylor et al.(2002)은 토지이용변화에 기인하여 발생하는 1996~2015년까지 4%의 사헬 건조화를 전망하였다. 하지만 이러한 기여는 이번 세기에 본질적으로 더 증가할 가능성이 있다고 주장하였다. Maynard and Royer(2004a)은 21세기 중반 동안에 추정된 토지이용변화 시나리오는 그들의 모델에서 온실가스에 의해 유도된 습윤화에 적당한 보상효과만을 가질 것이라고 주장하였다. 이 중 어떤 연구도 역학적 식생모델을 포함하지 않았다.

RCM 모의에 기초한 몇 개의 기후변화전망은 남아프리카에서는 유의하지만 다른 지역에서는 많이 부족하다. Tadross et al.(2005a)은 SRES A2 시나리오와 낮은 해상도의 HadCM3결합 모의에 기반하여 타임-슬라이스 AGCM에서 남아프리카지역에 대해서 동지격자를 적용한 PRECIS와 MM5, 2개의 RCM을 조사하였다. 이른 여름철인 10~12월에, 서쪽에서부터 들어오는 고기압시스템의 증가에 대한 반응으로 2개 모델은 대륙의 열대 서쪽에서 건조화를 예측했고, MM5에서는 건조화가 더 남쪽으로, PRECIS에서는 더 동쪽으로 확장된다고 지적한다. 서쪽에서 건조는 늦은 여름까지 지속된다. 하지만 1월과 2월에 동쪽으로 전체 강우는 증가하였다. 이 모습은 MMD 모델의 앙상블평균에서는 거의 나타나지 않는다. 한 개의 전지구모델을 상세화함으로써 얻은 결과는 MMD 모델들 사이에 남아프리카에서 다양한 반응들과 관련해서 평가되어야만 된다(보충자료 그림 S11.13).

Hewitson and Crane(2006)은 6개 GCM 모의실험의 함수로써 일 강수에 대한 전망을 생산하기 위해 경험적 상세화를 사용하였다. 21세기 말경에 SRES A2 시나리오에 대한 상세화 결과에서 수렴되는 GCM 강수반응에서 보다는 상세화에 기초하여 GCM-전망된 일 순환 변화에서 더 일반적임을 제시한다. 그림 11.3은 아프리카 전역의 관측소에 대한 평균 JJA 월별 총 강수의 반응을 나타낸다. 이러한 상세화 결과의 앙상블평균은 특히 JJA에 동아프리카에서 남아프리카까지 강수증가를 보이고, 일부 해안에서 습윤화를 가지며 JJA에 사헬 중심에서 강한 건조화를 보이고, DJF에 적당한 습윤화를 보여준다. 지중해해안을 따라 건조하고, 대부분의 모델에서 남아프리카의 서쪽에서 건조하다. 상세화는 또한 전망된 변화들, 예를 들어, 마다가스카르의 서쪽과 동쪽 그리고 사헬의 해안지역과 내륙경계에서 대조적인 변화에서 두드러진 지역규모 변동을 보인다.

이 결과는 일반적으로 기초가 되는 GCM 및 합성한 MMD 전망과 일치하지만, 기초가 되는 GCMs에서 보다 더 큰 사헬 건조화의 경향이 있다. MMD 모델들의 앙상블평균에서 사헬 강수의 적당한 증가에 대한 전망을 주의 깊게 보기 위한 보다 많은 합리성(20세기에서 관측된 가뭄의 크기를 모의하는데 있어서 모델 반응의 큰 산포도와 빈약한 결합 모델 성능과 함께)을 제공한다.

### 11.2.3.3 극한현상

모델이나 관측에서 아프리카에 국한된 극한의 변화에 대한 연구는 매우 적다. 부분적으로 대기 중 수증기증가와 연관되어 있는 호우(high-rainfall)현상의 강도와 일반적인 증가는 다른 지역에서처럼 아프리카에서도 예상된다. 지역 모델링과 상세화 결과(Tadross et al., 2005a)는 모두 남아프리카에서 강우강도의 증가를 뒷받침한다. 평균 건조화 지역에서 일반적으로 비례하는 강우일수의 감소가 더 큰데 이것은 강우강도와 빈도 사이에 상쇄를 나타낸다. Hewitson and Crane(2006) 과 Tadross et al.(2005a)의 상세화 결과에서 관측소 규모에서 강수 사건의 중간값 크기변화는 계절 강수량에서 전망된 변화를 항상 반영하지는 않는다.

아프리카의 남동 해안에 영향을 미치는 열대저기압에서 일어날 수 있는 변화들에 대한 모델링 가이던스는 거의 없다. 강수율과 열대폭풍 강도의 증가에 대한 열역학적 논증(10장 참조)은 다른 지역에서처럼 인도양 폭풍에도 적용할 수 있다. 하지만 빈도와 공간분포의 변화들은 불확실하다. 20km 해상도를 가진 AGCM의 타임-슬라이스 모의 실험에서, Oouchi et al.(2006)은 인도양에서 열대 폭풍 빈도의 유의한 감소를 얻었다.

11.1.2절에 주어진 ‘극한 계절’의 정의를 사용하여, MMD 모델에 의해 추정된 것처럼 극한 온난 계절, 극한 습윤과 건조 계절의 확률이 표 11.1에 제공되었다. 대부분 열대지역에서처럼 모든 계절은 A1B 시나리오 하에서 매우 높은 신뢰도를 가지며, 21세기 말에 극단적으로 온난화 된다. 비록 서아프리카에서 평균 강수 반응이 동아프리카보다 덜 확실하지만, 극한 우기 계절 수의 증가는 두 지역에서 비슷한데, 대략 20%( 지난 20세기에서 기준 기간의 1/20과 비교하면 계절의 1/5은 극단적으로 습하다) 까지 증가한다. 남아프리카에서 극한 건조한 남반구 겨울철과 봄철의 빈도수는 거의 20% 증가하는 반면, 극히 습한 남반구 여름의 빈도수는 모델 앙상블에서 2배이다.

## 11.3 유럽과 지중해

### 유럽에서 전망된 기후변화의 평가

유럽에서 연평균 기온은 전지구 평균 이상으로 증가할 확률이 높다. 북유럽에서 온난화는 겨울철에 가장 큰 확률이 높고, 지중해 지역에서는 여름철에 가장 큰 확률이 높다. 겨울철 가장 낮은 기온은 북유럽에서 겨울철 평균기온보다 증가할 확률이 높고, 여름철 가장 높은 기온은 유럽 남부와 중부의 여름철 평균 기온 이상으로 증가할 확률이 높다.

연 강수는 북유럽 대부분에서 증가할 확률이 매우 높고, 지중해 대부분 지역에서 감소할 확률이 매우 높다. 중부유럽에서, 강수는 겨울철에 증가할 확률이 높고 여름철에 감소할 확률이 높다. 일 강수의 극한은 북유럽에서 증가할 확률이 매우 높다. 연 강수일수는 지중해 지역에서 감소할 확률이 매우 높다. 여름 가뭄의 위험성은 중부유럽과 지중해 지역에서 증가할 확률이 높다.

강풍의 미래 변화에 대한 신뢰도는 상대적으로 낮으나 아마도 심중팔구 북 유럽에서는 평균 풍속과 극한 풍속의 증가 경향이 있을 것으로 보인다.

강설계절의 지속기간은 유럽의 모든 지역에서 짧아질 확률이 매우 높고, 적설량은 유럽의 대부분에서 감소할 확률이 높다.

비록 유럽과 지중해지역에서 모의된 기후변화의 많은 특징들이 모델 사이에 정성적으로 일치하고, 물리적으로 항에서 정성적으로 잘 이해가 된다 할지라도, 많은 불확실성이 남아있다.

모의된 계절평균 기온의 변화는 현재 운영되는 AOGCMs 사이에 2~3배 정도 아대륙규모에서조차도 다르다. 마찬가지로, 이 지역의 북부에서 겨울 반년의 강수 대규모 증가와 이 지역의 남부에서 여름 반년의 강수의 감소에 대해서 의견을 같이하는 반면, 모델은 강수 변화의 양과 지리적인 세부부분에서 일치하지 않는다. 이러한 불확실성들은 지구 온난화의 크기에 대한 유럽 기후변화의 민감도와 대기순환에서 변화 그리고 대서양 자오선 역전 순환을 반영한다. 유럽에서 국지적 물과 에너지 순환을 조절하는 과정을 모델링하는데 있어서의 결함은 평균상태와 극단 상태의 변화에 대해 불확실성을 또한 만든다. 마지막으로, 유럽기후의 본질적인 자연변동성은 특히 이 지역에서의 단기 기후전망에서 주요한 불확실성이다(예를 들어, Hulme et al., 1999).

### 11.3.1 핵심과정

저위도에서 고위도로 수증기 수송증가와 같이 지구온난화와 그것의 직접적인 열역학적 결과에 더하여(11.1.3절), 몇몇 다른 요인들이 유럽과 지중해 지역의 미래기후변화들을 만든다. 대기순환의 변동은 경년과 그 보다 더 긴 시간규모 모두에서 유럽의 기후에 영향을 미친다. 최근의 예들은 2003년 여름 중부유럽에 장기간의 고기압성 날씨 특징을 가진 열파(박스 3.5 참조), 2002년 8월 중부유럽에 격렬한 저기압에 의한 홍수(박스 3.6 참조)와 NAO의 더 큰 양의 위상으로서의 경향에 의해 영향 받는 1960~1990년대 까지 북유럽에서 겨울에 강한 온난화를 포함한다(Hurrell and van Loon, 1997; Räisänen and Alexandersson, 2003; Scaife et al., 2005). 미세 지리적 규모에서 대기순환의 효과는 지형, 특히 복잡한 지형에 의해 변화된다(Fernandez et al., 2003; Bojariu and Giorgi, 2005).

유럽, 특히 북서지역은 대서양 MOC에 의한 북쪽으로의 열수송에 의해 부분적으로 비교적 온화한 기후를 나타낸다(예를 들면, Stouffer et al., 2006). 대부분의 모델은 증가하는 온실가스의 농도는 약한 MOC약화의 원인이 되고(10.3절 참조), 그것이 유럽에서 온난화를 줄이는 작용을 할 것이라고 제안한다. 하지만, 현재의 지식에 비추어 볼 때, 온난화에서 한랭화로 역전되지는 않을 확률이 높다(11.3.3.1절 참조).

또한 국지적 열역학 요소들은 유럽기후에 영향을 주고 미래기후변화에 잠재적으로 중요하다. 겨울에 눈이 덮인 유럽의 지역에서 적설면적의 감소는 양의 피드백을 유도할 확률이 높고 이는 더 나아가 온난화를 증폭 할 것이다. 지중해 지역과 때때로 중부유럽에서, 여름철 토양의 건조화와 관련된 더뭄임들은 현재 기후에도 중요하다. 예를 들어, 그들은 2003년의 열파를 악화시키는 작용을 했다(Black et al., 2004; Fink et al., 2004).

### 11.3.2 현재 기후모의의 모델기술

AOGCMs은 유럽과 지중해 지역의 기후를 모의하는데 있어서 성능의 한계를 보여준다. MMD 모델에서 모의된 기온은 여름철에 관측 추정치의 양쪽가장자리에서 다르다. 하지만 특히, 북유럽에서 겨울철 반년에서 관측한 것보다 대부분 더 낮다(보충자료 표 S11.1). 북유럽에서 매우 추운 겨울을 모의한 한 모델을 제외하고 모델과 계절에 따라 북유럽 지역(NEU)에서 계절별 지역 평균기온의 편차는 -5~3℃까지 변화하고, 남유럽과 지중해 지역(SEM)에서는 -5~6℃까지 변화한다. 북유럽에서 한랭 편차는 북동쪽으로 증가하는 경향을 보이고, 겨울철 러시아의 북동쪽에서 양상블 평균값은 -7℃

## 박스 11.2 : PRUDENCE 전망

PRUDENCE(The Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects) 계획은 20개 이상의 유럽 연구그룹들이 포함한다. 이 계획의 주요 목적은 21세기의 말에 유럽에 대해 역학적으로 상세화된 고해상도 기후변화 시나리오들을 제공하는 것과 이 전망의 불확실성을 조사하는 것이다. 불확실성의 4가지 소스가 연구되었다:(i) 모델 기후는 제한된 해(30)에 대한 평균으로 추정된다는 사실에 기인한 표본 불확실성,(ii) RCMs이 방정식을 이산화하기 위해 그리고 아격자 효과를 나타내기 위해 서로 다른 기술을 사용한다는 사실에 기인한 지역 모델의 불확실성,(iii) IPCC SRES 방출량 시나리오 선택에 기인한 방출량 불확실성, (iv) 다른 전지구 기후모델로부터 얻어진 다른 경계조건에 기인한 경계조건 불확실성.

각각의 PRUDENCE 실험은 1961~1990년의 기준 실험과 2071~2100년의 미래 시나리오 모의실험으로 구성되었다. 많은 실험이 지역 모델 불확실성의 상세한 이해를 제공하기 위해 동일한 경계조건 자료(A2 시나리오에 대한 해들리 센터 대기모델(HadAM3H로 부터)을 사용하였다. 몇몇 모의 실험은 2개의 다른 GCM으로부터 유도된 자료를 사용해서 그리고 동일한 GCM으로부터 서로 다른 앙상블 멤버들로부터 유도된 자료를 사용해서, B2 시나리오에 대해서 또한 만들어 졌다. 더욱 상세한 것은 예를 들면, Christensen et al.(2007), Déqué et al.(2005), <http://prudence.dmi.dk>에서 제공되었다.

에 이른다. 이러한 한랭 편이는 관측보다 더 약한 겨울철 평균 해면기압의 남북경도와 일치한다. 이것은 대부분의 모델에서 북대서양부터 북유럽까지 관측된 서풍보다 더 약하다는 것을 의미한다(보충자료 S11.22).

모의된 강수의 편이는 계절과 지역에 따라 상당히 다르다. NEU에서 모의된 평균 강수는 가을에서 봄까지 관측된 강수를 초과한다(보충자료 표 S11.1). 하지만 이 차이의 해석은 특히 고체상 강수의 과소평가와 관련된 관측의 불확실성에 의해 복잡해진다(예를 들면, Adam and Lettenmaier, 2003). 여름철에 대부분 모델은 이 지역의 동부에서 강수를 거의 모의하지 못했다. SEM에서 지역평균과 앙상블 평균 강수는 관측에 가깝다.

지역기후모델은 유럽에서 전지구 모델보다 나은 기온과 강수의 지리적 변동을 모의하였지만 분석된 경계조건에 의해 가동되었을 때와 GCM자료에 의해 가동되었을 때 모두

여름철에 유럽 남동부에서 너무 건조하고 따뜻한 상태를 모의하는 경향이 있다(예를 들면, Jacob et al., 2007). 모든 RCMs은 아니지만 대부분의 RCMs은 또한 남유럽과 중앙유럽에서 여름철 온도의 경년변동성을 과대평가한다(Jacob et al., 2007; Lenderink et al., 2007). 과도한 기온변동성은 단파복사 또는 증발, 또는 둘 모두에서 과도한 경년변동성과 일치한다(Lenderink et al., 2007). 토양, 경계층, 구름과정의 모델링에서 개선의 필요성이 제시되었다. 핵심 모델 변수 중 하나는 많은 RCMs에서 너무 작게 나타나는 수문적 토양저장소의 깊이일지 모른다(van den Hurk et al., 2005).

유럽의 극단기후를 모의하기 위한 RCMs의 능력은 몇몇 연구에서 다루어졌다. 지역 시나리오의 예측과 규정된 유럽 기후변화의 위험성과 영향에 대한 불확실성(PRUDENCE)모의에서(박스 11.2) 기온분포의 양쪽 끝부분에서 편이는 모델들 사이에 본질적으로 다르다. 하지만 평균온도의 편이보다 일반적으로 크다(Kjellström et al., 2007). 개개 모델의 조사는 일 변동과 경년변동성의 편이 사이에 유사성을 보였다. 이것은 유사한 메커니즘이 모두에 영향을 줄지도 모른다는 것을 제시한다.

RCMs에서 강수 극값의 크기는 모델에 따라 다르다. PRUDENCE RCMs의 비교에서 Frei et al.(2006)은 유럽 알프스 지역에서 일 강수의 지역평균-5년 재현 값들이 모델 사이에 두 배 까지 다르다는 것을 발견했다. 하지만, 여름에 그 지역의 남부에서 아주 낮은 극값을 제외하고 전체적으로 모델의 세트는 격자화된 관측과 비교 하였을 때, 극값의 크기를 과대-과소 추정하는 계통적 경향성은 보이지 않았다. 비슷한 수준의 성능이 유럽지역에 대해 만들어진 다른 모델 검증 연구들에서 발견되었다(예를 들면, Booij, 2002; Semmler and Jacob, 2004; Fowler et al., 2005; Frei et al., 2003 참조).

바람 극값의 모의에서 모델 성능의 증거는 애매하다. Weisse et al.(2005)은 분석된 경계조건에 의해 가동되었을 때 RCM이 폭풍의 수와 강도를 포함해서, 북극해에서 매우 사실적인 바람기후를 모의했다는 것을 발견하였다. 하지만, 대부분 PRUDENCE RCMs은 해양에서 상당히 사실적이지만 육지와 해안 지역에서 매우 강한 풍속의 발생을 심각하게 과소평가한다(Rockel and Woth, 2007). 강한 풍속의 사실적인 발생빈도는 육지에서 지표면 근처 바람의 큰 지역적, 시간적인 변동을 모의하기 위하여 돌풍 모수화를 사용한 단지 2개의 모델에서 발견되었다.

### 11.3.3 기후전망

#### 11.3.3.1 평균기온

20세기에 유럽기온의 관측된 변화는 수 십년 변동에 의해 조절되는 온난화 경향의 특징이 있는데, MMD 모의 범위 내에 적절히 존재한다(그림 11.4).

금세기에 온난화는 20년 평균기온(1980~1999년의 값) 증가가 몇 십년 내에 명백하게 구분 할 수 있게(11.1.2절에서 정의된 바와 같이), 지구 평균보다 다소 큰 비율로 계속될 것으로 전망된다. A1B 시나리오 하에서 1980~1999년부터 2080~2099년까지 모의된 지역평균-연평균 기온은 NEU에서 2.3~5.3℃까지 변하고, SEM에서 2.2~5.1℃까지 변한다. 북유럽에서 온난화는 겨울철에 가장 큰 확률이 높고 지중해에서는 여름철에 가장 큰 확률이 높다(그림 11.5). 계절 평균 기온변화는 전형적으로 MMD 모델들 사이에 3배 정도 다르다(표 11.1). 하지만, DJF에 NEU에서 범위의 상한 끝은 현재 겨울기후에서 극한 한랭 편의를 갖는 한 모델이 제외되었을 때, 8.1~6.7℃까지 감소한다. 더 상세한 것은 표 11.1과 보충 그림 S11.2~S11.4에 주어졌다.

비록 대기순환의 변화가 유럽의 기온에 영향을 주는 상당한 잠재력을 가지고 있지만(예를 들면, Dorn et al., 2003), 이들이 전망된 온난화의 주된 원인은 아니다(예를 들면, Rauthe and Paeth, 2004; Stephenson et al., 2006; van Ulden et al., 2007).

5개의 MMD 모델을 사용하여 회귀에 기초한 연구(van Ulden and van Oldenborgh, 2006)는 주로 독일지역에서 순환의 변화는 겨울철(서풍 증가에 기인)과 늦은 여름철(서풍 감소에 기인)에 대부분의 모델에서 온난화를 강화시킨다는 것을 나타낸다. 하지만 5월과 6월에 약간 온난화를 감소시킨다. 모의된 온도변화(전형적으로 모델과 월에 따라 -1~1.5℃)에 대한 순환의 기여는 21세기 후반에 전체 모의된 온난화보다 일반적으로 훨씬 작다.

대부분의 모델에서(10.3절 참조) 북대서양 MOC의 감소에도 불구하고 모든 MMD 모의는 영국과 유럽대륙에서 온난화를 보였다. 하지만 증가된 온실가스의 다른 기후 영향은 해양순환의 변화를 지배한다. 유럽의 북서해안을 따라 약간의 냉각을 보이지만 대륙의 나머지 부분에서 온난화를 보이는 아주 작은 몇 개의 모의를 제외하고 증가한 온실가스 농도를 갖고 한 초기 모의실험에서 동일한 영향이 유지된다. MOC 변화의 영향은 지역에 따라 세부적으로 다르다. 해빙 되먹임이 대기 냉각을 확대시키는 고위도에서 만약 해양 대류가 억제된다면 그 영향은 가장 커진다(Schaeffer et al., 2004). MOC의 인위적인 차단과 온실가스 농도의 변화 없이

AOGCMs을 이용한 민감도 연구들은 유럽 북서지역 맨 끝에서 가장 큰 냉각을 가지며 대부분의 유럽에서 연평균 2~4℃ 냉각을 보인다(예를 들면, Stouffer et al., 2006).

통계적 상세화(SD) 연구들은 역학모델과 비슷하게 대규모 온난화를 보이는 경향이 있으나 미세규모 지역적 상세함에서는 해안으로부터의 거리와 고도와 같은 인자에 의해 영향을 받는다(예를 들면, Benestad, 2005; Hanssen-Bauer et al., 2005). 동일한 GCM으로부터 노르웨이에 대해 상세화한 RCM과 SD 전망을 비교하여, Hanssen-Bauer et al.(2003)은 현재기후에서 빈번한 기온 역전이 일어나는 지역에서 겨울철 또는 봄철에 두 접근법 사이에 가장 큰 차이를 발견하였다. SD 전망에서 이러한 지역에서 더 큰 온난화가 발견되었다. 이것은 운영되는 GCM에 의한 겨울철 풍속증가 그리고 적설면적의 감소와 일치하고 이 둘은 지표 역전의 현상을 억제한다.

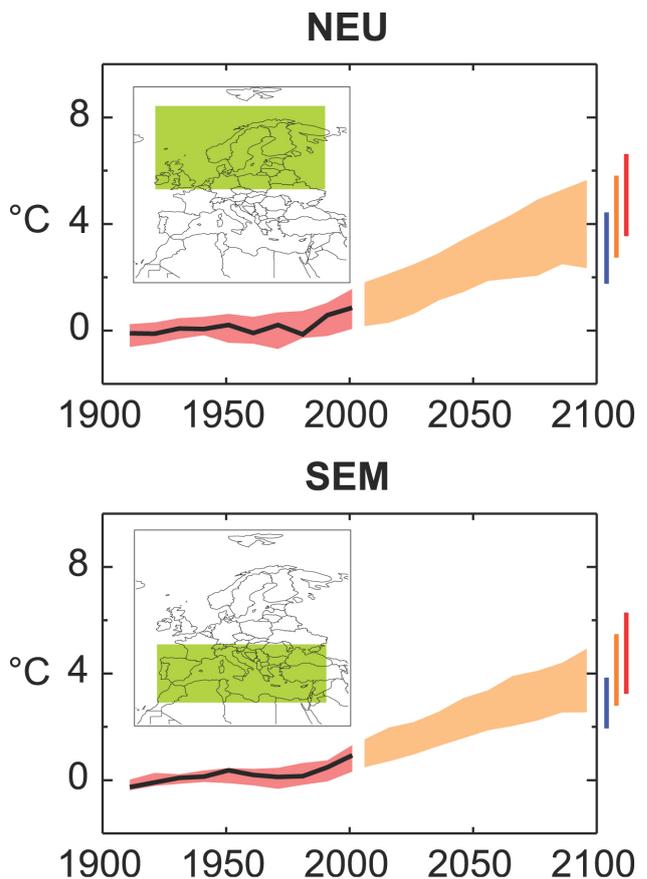


그림 11.4. 2개의 유럽 육지 지역에 대해서 1901~1950년에 대해 상대적으로 나타낸 1906~2005년(검정선)동안의 온도 편차. 알려진 강제력을 모두 고려하여 MMD모델에 의해 모의된 것(붉은 봉투모양의 음영); A1B 시나리오에 대해서 MMD 모델에 의해 2001~2100년 동안 전망된 것(오렌지색 봉투모양). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(파랑), A1B 시나리오(주황), A2 시나리오(빨강)에 대해서 2091~2100년 동안 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 검은 선의 절단된 곳은 관측이 10년 동안 그 지역의 50% 미만인 것을 나타낸다. 이들 그림의 구축에 대한 더 상세한 것들은 박스 11.1와 11.1.2절에서 주어진다.

## 11.3.3.2 평균 강수

전 유럽에 걸쳐 강수 변화의 남북 대비가 AOGCMs에 의해 나타나는데 북쪽에서 증가하고 남쪽에서 감소한다(그림 11.5). MMD-A1B 전망에서 1980~1999년부터 2080~2099년까지 연평균 지역 평균 변화는 NEU에서 0~16%로 변화하고 SEM에서 -4~27% 변화한다(표 11.1). 북·중 유럽에서 가장 큰 증가는 겨울철에 모의되었다. 비록 대부분의 모델들이 약 55°N의 북쪽(남쪽)에서 강수의 증가(감소)를 모의했지만, 여름철에 NEU 지역평균 변화는 모델들 사이에 부호가 다르다. SEM에서 백분율에서 가장 일치하고 가장 큰 감소는 여름에 발생한다. 하지만 다른 계절에 지역평균 강수는 대부분의 모델에서 또는 모든 모델에서 또한 감소한다. 더욱 상세한 통계표는 표 11.1에 주어진다. 증가하는 증발량은 모의된 연 강수에서 증발량을 빼 양의 감소량이 강수 감소보다 중부유럽에서 북쪽으로 수십 킬로미터까지 더 확장되게 만들었다(보충자료 그림 11.1)

순환의 변화와 열역학 요인들은 모두 유럽에서 강수 변화의 모의된 계절 사이클에 영향을 미치는 것으로 보인다. 5개의 MMD 모의에 회귀방법을 적용하여 van Ulden and van Oldenborgh(2006)은 주로 독일로 구성된 지역에서 순환의 변화가 모든 계절에 중요한 역할을 하는 것을 발견하였다. 대부분 모델에서 겨울철 강수의 증가는 서풍의 증가에 의해 강화되고, 여름철 강수의 감소는 주로 동풍의 증가와 고기압의 흐름 때문이다. 하지만, 개개 모델 중에서 모의된 순환 변화의 차이는 특히 여름철에 강수변화의 큰 차이를 동반한다. 나머지 강수의 변화는 모델간에 그리고 계절에 따라 더 적게 변하고, 온난한 대기의 수증기의 수송 능력의 증가에서 예상되듯이 일반적으로 양의 값이 되었다. HadAM3P 모델의 더욱 더 상세한 연구에서 Rowell and Jones(2006)은 대륙성 그리고 남동 유럽에서 여름철 강수의 감소는 주로 열역학 요인들과 연관된다는 것을 보였다. 이들은 주변 해역지역과 비교해서 더 큰 대륙 온난화로부터 초래되는 상대습도감소가 포함되고 이른 눈녹임을 야기하는 봄철 온난화 때문에

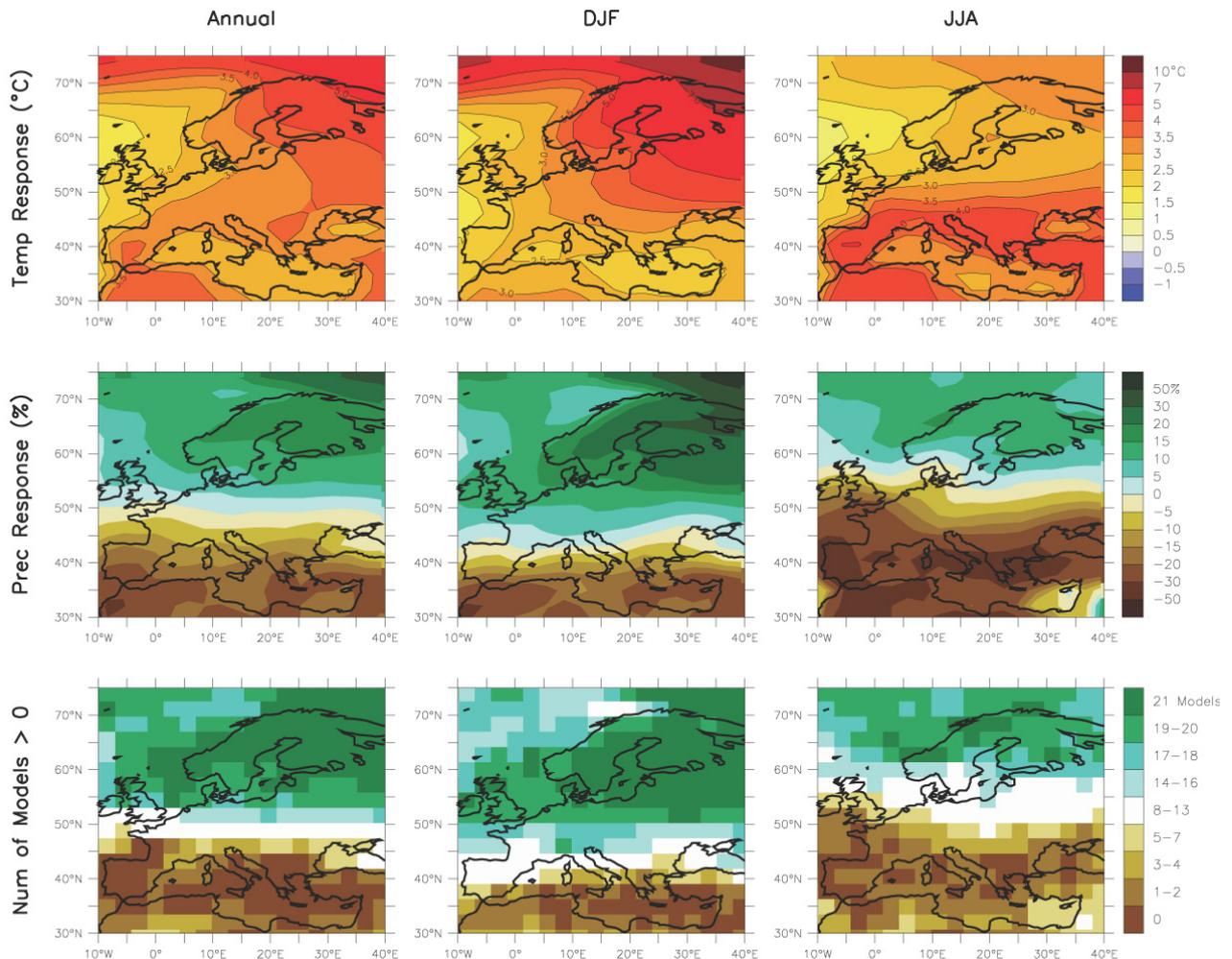


그림 11.5. MMD-A1B모의로부터 얻은 유럽 기온과 강수 변화. 위 줄: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 중간 줄: 강수 % 변화에 대한 것을 제외하고 위 줄과 같음. 아랫줄: 21개 모델 중 강수의 증가를 전망한 모델 수.

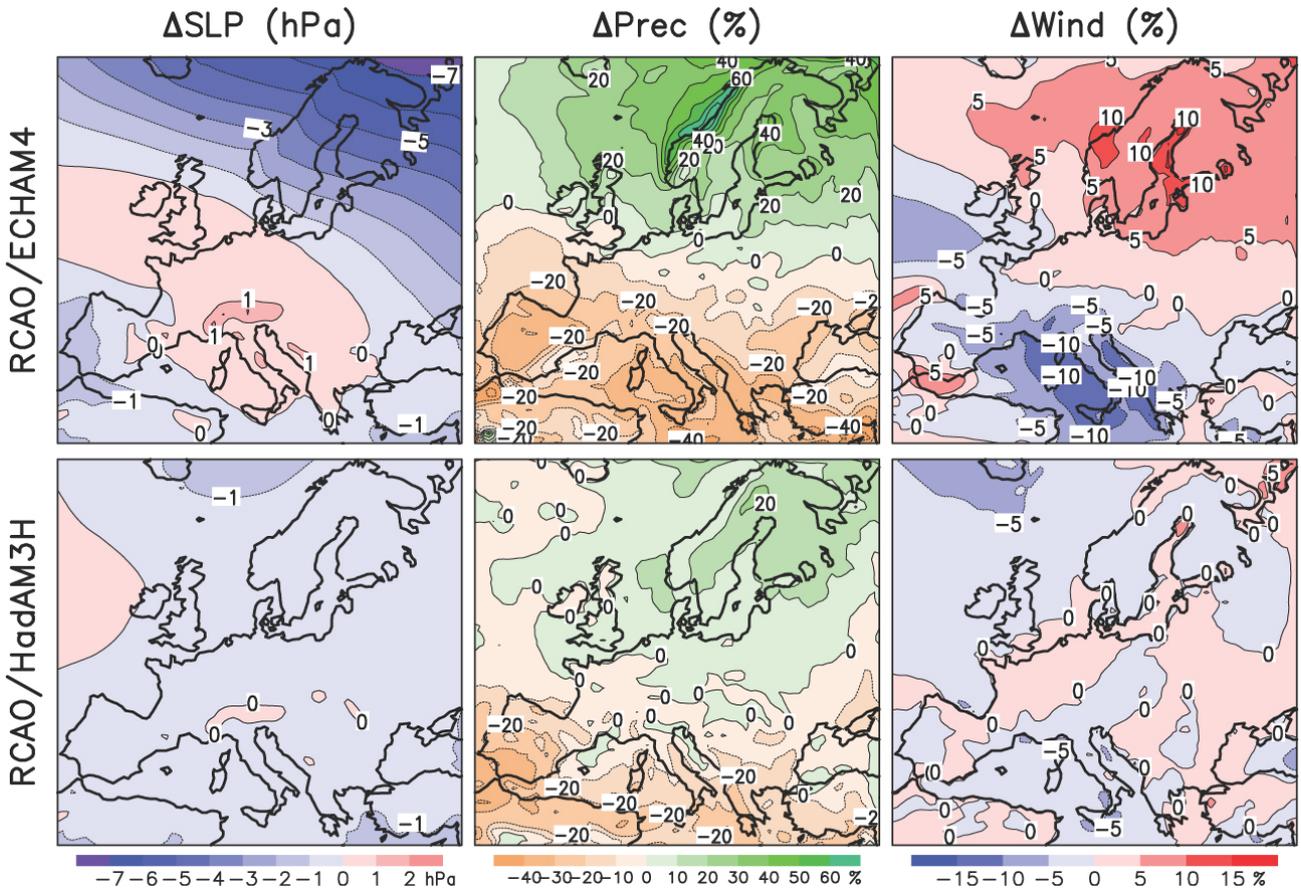


그림 11.6. 기간 1961~1990년부터 기간 2071~2100년까지 연평균 해면기압( $\Delta$ SLP), 강수( $\Delta$ Prec), 평균 10m 풍속( $\Delta$ Wind)의 모의된 변화. 이 결과들은 SRES A2시나리오에 기초한 것이고, 두 모델(ECHAM4/OPYC3(상단)과 HadAM3H(하단))로부터 경계자료로 사용하여 같은 RCM(Rosby Centre regional Atmosphere-Ocean model; RCAO)에 의해서 만들어졌다(Rummukainen et al., 2004로부터 고쳐 그림).

주로 토양수분의 감소도 포함된다. 이러한 변화로 유도된 온난화 패턴에 신뢰도가 주어진다면, 모의된 건조화의 확실성은 더 높게 평가된다.

강수의 변화는 상대적으로 작은 수평규모에 따라, 특히 복잡한 지형지역에서 상당히 다를지도 모른다.

이런 변동의 상세한 것들은 구동 하는 전구모델이 다른 두 개의 PRUDENCE 모의에 대해서 그림 11.6에서 보여주는 것처럼 대기순환의 변화에 민감하다. 한 모의에서 대서양에서부터 서풍의 증가는(남북 기압경도의 큰 증가에 의해 야기된) 스칸디나비아 산맥에서 연평균 강수의 70%까지 증가하게 한다. 다른 모의에서 평균 기압 패턴의 변화가 거의 없어서 강수 증가가 0~20% 범위에 있다. 보다 최신 MMD 모의실험에서 순환변화를 비교 할 때 이러한 두 경우는 범위의 서로 반대쪽 끝에 있다. 대부분의 MMD모델은 북유럽 전역에 걸쳐서 증가된 남북 기압 경도를 제시하지만 그 변화는 그림 11.6의 맨 윗줄에서보다 일반적으로 작다.

비록 사용된 SD 방법과 GCM 자료 세트간의 변동이 정량적 결론을 끌어내기 어렵게 만들지라도(11.10.1.3절 참조) SD에 기초한 유럽의 강수 변화 전망은 역학모델로부터 얻은

대규모 장면을 지지하는 경향이 있다(예를 들면, Busuioac et al., 2001; Beckmann and Buishand, 2002; Hanssen-Bauer et al., 2003, 2005; Benestad, 2005; Busuioac et al., 2006). 하지만 몇몇 SD연구들은 특히 복잡한 산악 지역에서 GCM과 RCM 결과에 의해 나타난 것보다 강수변화의 더 큰 소규모 변동을 제시하였다(Hellström et al., 2001).

봄과 이른 여름에서 증발이 강화됨과 함께 강수의 감소는 지중해지역과 중부유럽의 일부 지역의 여름철 토양수분을 감소시키도록 유도할 확률이 매우 높다(Douville et al., 2002; Wang, 2005). 증가된 강수가 이른 눈녹음과 증가된 증발에 견줄만한 북유럽에서 MMD모델은 여름철 토양수분이 증가할 것인지 감소할 것인지에 대해 일치하지 않는다(Wang, 2005).

### 11.3.3.3 기온변동성과 극한

GCM(Giorgi and Bi, 2005; Rowell, 2005; Clark et al., 2006)과 RCM(Schä et al., 2004; Vidale et al., 2007) 모의에 기초한 온도의 경년변동성은 대부분의 지역에서 여름철에 증가할 확률이 높다. 하지만, 변동 성증가의 증거가 가장 강

한 중부유럽에서조차도 변화의 크기는 불확실하다. 일부 PRUDENCE 모의에서 중부유럽 지방의 여름철 온도의 경년 변동성이 A2 시나리오 하에서 1961~1990년과 2071~2100년 사이에 두 배가 되었다. 반면 다른 모의에서는 거의 변화가 없었다(Vidale et al., 2007). 온도 변동성의 증가에 대한 가능한 원인은 토양수분의 감소이며, 이것이 기온 변동이 감소하도록 증발능력을 감소시켰다. 그리고 여름 평균기온의 육지-해양 차를 증가시켰다(Rowell, 2005; Lenderink et al., 2007).

모의된 여름철 온도변동성의 증가는 또한 일 시간규모까지 확장된다. Kjellst et al.(2007)은 PRUDENCE 모의 결과를 분석하였고 모의된 온도변화의 모델 간 차이는 분포의 양 극단 쪽에서 극단적으로 증가한다는 것을 발견 한다. 하지만, 여름철에 일 온도변동성의 전반적인 증가는 일 최고 온도의 중간값 보다 더 증가한 가장 높은 최고온도를 가지며(보충자료 그림 S11.23), 유럽의 남·중부지역에서 확실하다. 유사하게, Shkolnik et al.(2006)은 중위도 서부러시아에서 일 시간규모의 온도변동성이 여름철에 증가한다고 하였다. 이러한 RCM 결과들은 Hegerl et al.(2004), Meehl and Tebaldi(2004) 와 Clark et al.(2006)의 GCM 연구에 의해 지지된다.

여름철에 비해 겨울철에는 유럽의 대부분의 지역에서 모델들은 기온변동성이 경년변동(Räisänen, 2001; Räisänen et al., 2003; Giorgi et al., 2004; Giorgi and Bi, 2005; Rowell, 2005)과 일 시간규모(Hegerl et al., 2004; Kjellström et al., 2007)에서 모두 감소할 것으로 전망한다. 비록 이러한 변화의 크기는 강하게 모델에 따라 다르더라도, PRUDENCE 모의에서, 겨울철 가장 낮은 최저기온은 동유럽, 중유럽 그리고 북유럽에서 최저온도의 중간값 이상으로 증가한다(보충자료 그림 S11.23). 이 변화의 지형적 패턴들은 감소한 적설 면적으로부터의 되먹임으로 눈이 퇴각한 극추위 지역에서 큰 온난화를 나타낸다. 하지만 대부분 눈이 없는 남서유럽에서는 더 완만한 온난화를 갖는다(Rowell, 2005; Kjellström et al., 2007).

전반적인 온난화와 변동성의 변화에 더불어, 열파는 빈도수, 강도, 그리고 지속성에서 증가 할 확률이 매우 높다(Barnett et al., 2006; Clark et al., 2006; Tebaldi et al., 2006). 반대로, 안개일수는 감소할 확률이 매우 높다(Tebaldi et al., 2006).

### 11.3.3.4 강수변동성과 극한

겨울철 북유럽과 중부유럽에서 시간 평균강수는 증가하는 것으로 모의되었고, 강수의 높은 극한값들은 크기와 발생빈도수에서 증가할 것이 확실하다.

평균강수가 감소되는 것으로 전망된 여름철 지중해와 중부유럽에서 극한의 단기간 강수는 증가(따뜻한 대기에서 수증기량이 증가하기 때문) 하거나 감소(호우일수의 감소 때문) 할지도 모른다. 이 결론들은 몇 개의 GCM(예를 들면, Semenov and Bengtsson, 2002; Voss et al., 2002; Hegerl et al., 2004; Wehner, 2004; Kharin and Zwiers, 2005; Tebaldi et al., 2006)과 RCM(예를 들면, Jones and Reid, 2001; Räisänen and Joelsson, 2001; Booij, 2002; Christensen and Christensen, 2003, 2004; Pal et al., 2004; Räisänen et al., 2004; Sánchez et al., 2004; Ekström et al., 2005; Frei et al., 2006; Gao et al., 2006a; Shkolnik et al., 2006; Beniston et al., 2007) 연구에 기초한 것이다. 하지만 평균과 극한의 강수 변화에서 여전히 많은 정량적 불확실성이 있다.

또한 시간규모도 중요하다. 비록 특히, 여름철 강수에서 경년변동성이 증가한다는 몇몇 지적이 있지만(Räisänen, 2002; Giorgi and Bi, 2005; Rowell, 2005), 장기간(월에서 년) 극한의 크기변화는 단기간 극한의 변화(Räisänen, 2005)보다 평균강수변화에 더 근접하게 따르는 것으로 예상된다. 반면에, 극한의 빈도수변화는 시간규모가 증가함에 따라 증가하는 경향이 있다. 이것은 극한의 크기변화에 대한 경우가 아닐 때조차도 그렇다(Barnett et al., 2006).

그림 11.7은 가능한 강수변화의 가능한 특성들을 설명한다. PRUDENCE연구(Frei et al., 2006)에서 8개 모델들은 남쪽 스칸디나비아와 중부유럽에서 겨울철에 강수일(wet day) 빈도 증가와 강수일의 평균강수 증가에 기인하여, 평균강수의 증가를 전망하였다.

여름철에 비 오는 날의 감소는 특히 중부유럽에서 평균강수의 증가를 이끈다. 극단 단기 강수의 변화는 겨울철에 비 오는 날 평균강수의 변화와 대체로 비슷하다. 비록 변화의 크기는 거의 모델에 의존하지만 여름철에 극한의 일 강수는 대부분의 모델에서 증가에도 불구하고 평균강수는 감소한다. 하지만 이 연구는 단지 RCM 선택과 연관된 불확실성들을 포함하지만 GCM과 배출 시나리오와 연관된 것들은 포함하지 못한다.

더 많은 변화는 극한의 크기에서 보다는 강수 극한의 반복적 빈도수에서 예상 된다(Huntingford et al., 2003; Barnett et al., 2006; Frei et al., 2006). 예를 들어, Frei et al.(2006)은 A2시나리오 하에 스칸디나비아에서 5년(2071~2100년) 동안에 한번 발생하는 겨울철 강수의 가장 많았던 5일은 8~18년 동안에 한번 발생하는 것과 비슷하다(PRUDENCE 모델 사이에 변동성을 반영한 범위). MMD 모의에서 큰 증가는 북유럽에서 높은 겨울강수와 남유럽과 지중해지역에서 낮은 여름강수에서 일어난다(표 11.1).

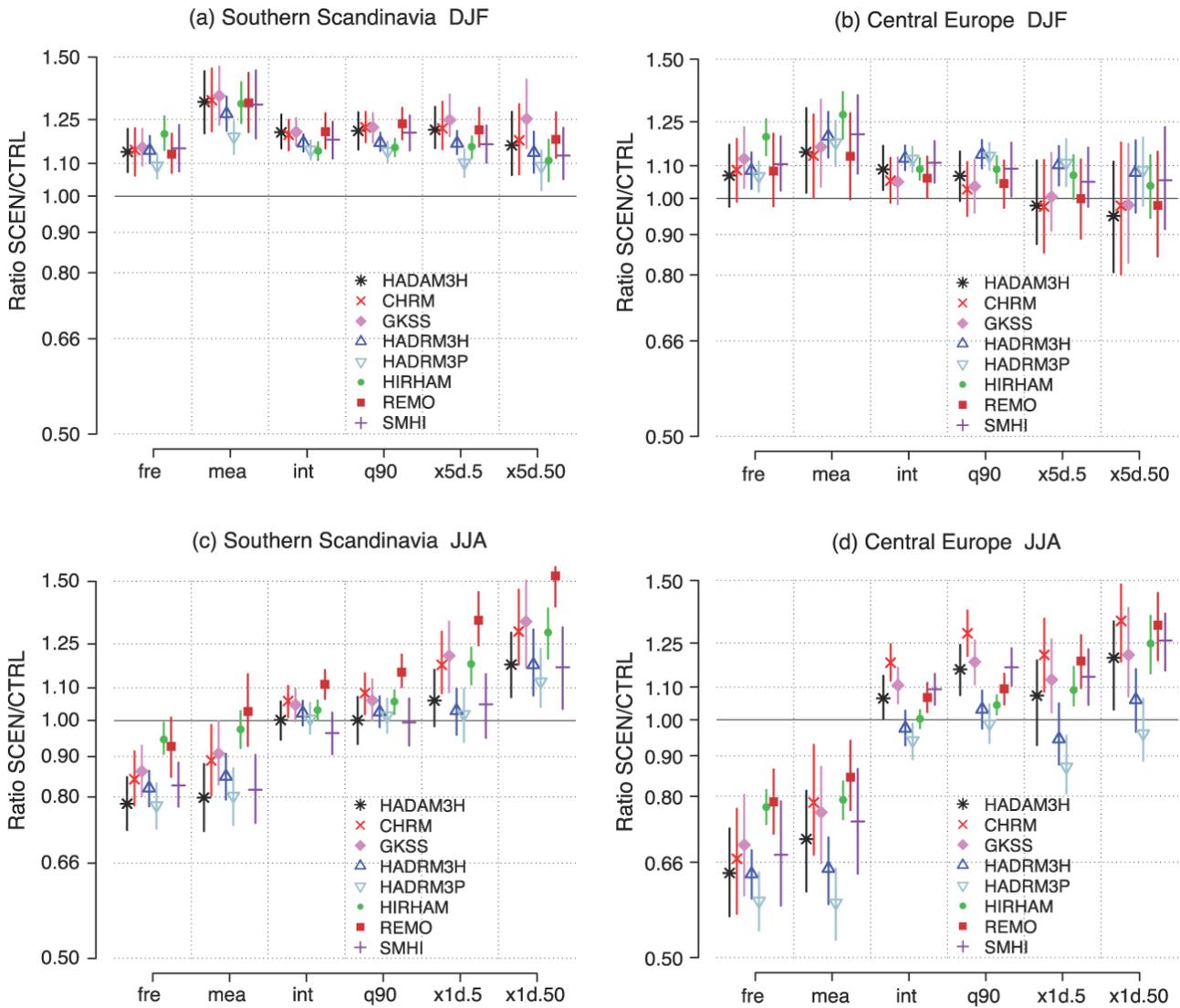


그림 11.7. 겨울(상단)과 여름(하단)에 남 스칸디나비아(5°E~20°E, 55°N~62°N)와 중앙유럽(5°E~15°E, 48°N~54°N)에서 PRUDENCE모델의 영역-평균 강수 진단분석으로 구한 변화량(A2 시나리오에 대해서 비율 2071~2100/1961~1990). fre=강수일 빈도; mea=평균 계절강수; int=평균 강수일 강수; q90=강수일 강수의 90번째 백분위수; x1d.5와 x1d.50=일 강수의 5년과 50년 재현값; x5d.5와 x5d.50=5일 강수의 5년과 50년 재현값. 8개 모델 각각에 대하여, 수직 막대는 표본 불확실성과 연관된 95% 신뢰구간을 준다(Frei et al., 2006 으로부터 가져 그림). 모델은 the Hadley Centre Atmospheric Model(HadAM3H), the Climate High Resolution Model(CHRM), the Climate version of the 'Lokalmodell'(CLM), the Hadley Centre Regional Model(HadRM3H and HadRM3P), the High-Resolution Limited Area Model(HIRLAM)와 the European Centre Hamburg(ECHAM4) GCM의 조합(HIRHAM), the regional Climate Model REMO, the Rossby Centre regional Atmosphere-Ocean Model(RCAO) 이다.

가뭄의 위험성은 남유럽과 중부유럽에서 높게 증가할 확률이 높다. 몇몇의 모델 연구는 강수일수는 감소하고(예를 들면, Semenov and Bengtsson, 2002; Voss et al., 2002; Räisänen et al., 2003, 2004; Frei et al., 2006) 이 지역에서 가장 긴 건조 지속기간의 길이가 증가한다고 하였다(Voss et al., 2002; Pal et al., 2004; Beniston et al., 2007; Gao et al., 2006a; Tebaldi et al., 2006). 이와 대조적으로, 같은 연구들은 북유럽에서 건조 지속 기간에 대한 주요 변화는 제시하지 않았다.

### 11.3.3.5 풍속

유럽에서 미래의 바람변화의 신뢰도는 상대적으로 낮다. 몇 개의 모델 연구들은(예를 들면, Zwiers and Kharin, 1998; Knippertz et al., 2000; Leckebusch and Ulbrich, 2004; Pryor et al., 2005a; van den Hurk et al., 2006) 북유럽과 또는 중부유럽에서 평균풍속과 극한의 풍속은 증가한다고 제안하였다. 하지만 어떤 연구들은 반대 방향으로 변화한다고 지적하였다(예를 들면, Pryor et al., 2005b). 평균과 극한 풍속의 변화들은 계절적으로 다를지도 모른다. 하지만 이 변동의 상세

함은 모델에 따라 다르게 나타난다(예를 들면, Räisänen et al., 2004; Rockel and Woth, 2007).

핵심요소는 대규모 대기순환의 변화이다(Räisänen et al., 2004; Leckebusch et al., 2006). 북유럽 전반에 걸쳐 증가하는 남북 기압 경도를 가지는 모의실험들은 북유럽(예를 들면, 그림 11.6의 윗줄)에서 더 강한 바람을 나타내는 경향이 있다. 왜냐하면 더 큰 시간-평균된 기압 경도와 저기압 활동의 북쪽 편향 때문이다. 역으로 태풍활동의 북쪽편향은 지중해지역에 바람을 감소시키는 경향이 있다. 반면에, 기압패턴 변화가 거의 없는 모의들은 단지 평균 풍속이 약간 변화하는 것을 보여주는 경향이 있다(그림 11.6의 아랫줄). 대부분의 MMD-전망된 기압변화는 그림 11.6에 나타난 2개 PRUDENCE 모의 사이에 놓여있다. 이것은 바람에 대한 가장 그럴듯한 결과가 이 두 사례 사이에 있을지도 모른다는 것을 제시한다.

유럽에서 극한의 풍속들은 대부분 강한 겨울철 저기압(예를 들면, Leckebusch and Ullbrich, 2004)과 연관되어있다. 극한의 풍속의 발생은 시간-평균된 순환과 간접적으로 연관되어있다. 그림에도 불구하고, 모델들은 평균과 극한의 풍속의 변화 사이에 대체적인 유사성을 제시한다(Knippertz et al., 2000; Räisänen et al., 2004). 이 결론의 함정은 대부분 RCM 모델에서조차도 육지에서 모의된 극한 풍속은 너무 낮은 경향이 있는 것이다(11.3.2절).

### 11.3.3.6 지중해 저기압

몇몇 연구들은 지중해의 전체 저기압 수가 감소한다고 제시하였지만(Lionello et al., 2002; Vérant, 2004; Somot 2005; Leckebusch et al., 2006; Pinto et al., 2006; Ullbrich et al., 2006), 강한 저기압의 수가 증가할 것인지 감소할 것인지에 대해서는 일치하지 않는다(Lionello et al., 2002; Pinto et al., 2006).

### 11.3.3.7 눈과 해빙

전체적인 온난화는 유럽 전 지역에서 눈 계절을 짧게 할 확률이 매우 높다. 비록 전체 겨울 강수의 증가는 온난화와 연관되어 증가하는 녹음과 고체상 강수의 감소와 반대로 작용한다 하더라도, 적설량은 적어도 대부분의 지역에서 또한 감소할 확률이 높다. 잠재적으로 북유럽에서 눈 계절이 1~3개월 단축(Räisänen et al., 2003)되고 대부분의 유럽에서 적설량이 50~100% 감소하는 것(Räisänen et al., 2003; Rowell, 2005)을 포함해서 21세기 후반까지 이 변화들이 커질 지도 모른다. 하지만, 북 스칸디나비아와 북서 러시아(Räisänen et al., 2003; Shkolnik et al., 2006)와 알프스의 가장 높은 정

상(Beniston et al., 2003)과 같이 유럽에서 가장 추운 지역에서 눈의 상태는 저위도와 낮은 고도에서 보다 금세기 동안에 강수와 기온의 변화에 덜 민감할 것으로 보인다(11.4.3.2절과, 박스 11.3 참조).

발트해는 금세기 동안 계절적 해빙피복의 넓은 부분을 잃을 확률이 높다. 지역 대기-발트해 모델을 사용해서(Meier et al., 2004), 겨울철 평균 최대 해빙의 넓이는 A2(B2) 시나리오 하에서 1961~1990년과 2071~2100년 사이에 약 70%(60%) 정도 감소하였다. 해빙 계절의 길이는 북부에서 1~2달 감소하고 중앙 부분에서 2~3달 감소하는 것으로 전망되었다. 발트해의 해빙 덮임에서 그 정도의 감소가 초창기 연구들에 의해 전망되었었다(Haapala et al., 2001; Meier, 2002).

## 11.4 아시아

### 아시아에서 전망된 기후변화의 평가:

아시아의 전 지역은 금세기 동안 온난해질 확률이 매우 높다. 온난화는 마치 중앙아시아, 티베트 고원과 북아시아에서 전지구 평균 보다 훨씬 높고, 동남아시아에서 전지구 평균 보다 높고, 동남아시아에서는 전지구 평균과 비슷할 확률이 높다. 동아시아에서 여름철 열파/폭염 기간은 더 길어지고 더 강해지며 더 자주 발생할 확률이 매우 높다. 동아시아와 남아시아에서 매우 추운 날은 보다 더 적어질 확률이 매우 높다.

북반구의 겨울철 강수는 북부아시아와 티베트 고원에서 증가할 확률이 매우 높고, 동아시아와 남동아시아와 남부지역에서 증가할 확률이 높다. 여름철 강수는 북아시아, 동아시아와 남아시아와 대부분의 동남아시아 지역에서 증가할 확률이 높다. 하지만 중앙아시아에서는 감소할 확률이 높다. 남아시아와 동아시아의 일부에서 강한 강수 사례의 빈도수가 증가할 확률이 매우 높다.

열대 저기압과 관련된 강수량 극값과 바람은 동, 남동 그리고 남아시아에서 증가할 확률이 높다.

문순의 흐름과 열대 대규모 순환은 약해질 확률이 높다.

아시아 기후변화 대체적인 양상은 AOGCM 모의 사이에 일관성을 보이고 있지만 많은 불확실성 원인이 남아있다. 몇몇 지역에서 부족한 관측자료는 모델 평가를 제한한다. 지역 기후 평균들과 극한의 전망된 변화에 대한 평가는 거의 없었다. 문순 과정을 나타내는데 있어서 본격적인 모델간 차이가 있고, ENSO의 변화에 대한 명확성의 부족이 미래의 지

역 문순과 열대 저기압의 행적에 대한 불확실성에 기여한다. 결론적으로, 전망된 강수 변화의 정량적 추정은 얻기 어렵다. 몇몇 국지기후변화는 그 지역의 매우 복잡한 지형과 해양의 영향에 기인하여 지역 경향과는 상당히 다를 것 같다.

#### 11.4.1 핵심과정

문순은 아시아 대부분 지역에서 주요한 현상이기 때문에, 계절풍 흐름과 강수에 영향을 주는 인자가 이 지역의 기후 변화를 이해 하는데 가장 중요하다. 강수는 문순흐름의 강도와 수송된 수증기 양에 의해 영향을 받는다. 문순의 흐름과 열대 대규모 순환은 종종 전구 온난화 모의실험에서 약화된다(예를 들면, Knutson and Manabe, 1995). 이것은 이러한 모델에서 열대 온난화와 연관된 건조 정적 안정도의 증가로부터 발생한다. 그리고 단열 승온/냉각의 감소는 주어진 복사냉각/ 응결열과 균형을 이루기 위해서 필요하다(예를 들면, Betts, 1998). 하지만 더 따뜻하고 더 습윤한 대기에서 강화된 수증기 수렴의 효과가 그러한 순환의 약화보다 우세하여 결과적으로 문순 강수를 증가시킨다는 최근에 출현한 합의가 있다(예를 들면, Douville et al., 2000; Giorgi et al., 2001a,b; Stephenson et al., 2001; Dairaku and Emori, 2006; Ueda et al., 2006).

ENSO 위상과 여름철 문순의 강도 간의 결합이 있고(Pant and Rupa Kumar, 1997), 그래서 ENSO의 변화는 이러한 문순에 영향을 미칠 것이다. 하지만 그러한 영향은 온실가스에 의한 온난화 하에서 ENSO-남부아시아 문순의 결합의 변화에 의해서 증가 될 수 있다(Krishna Kumar et al., 1999; Ashrit et al., 2001; Sarkar et al., 2004; 3.7절 참조). 게다가 유라시아 적설면적과 문순의 강도 사이에 연계가 있어서, 적설면적이 후퇴하면 문순을 강하게 한다. 에어러솔, 특히 흡수성 에어러솔은 문순 강수를 더 변화시킨다(예를 들면, 남아시아에 대해서 Ramanathan et al., 2005). 식생피복이 변화시키는 것처럼(예를 들면, 동아시아에 대해서 Chen et al., 2004). 하지만 대부분 방출 시나리오가 제시한 미래의 지역기후의 변화는 적어도 남아시아 지역에서 황산염과 흡수성 에어러솔의 변화 보다는 차라리 온실가스 강제력의 증가에 의해서 더 우세해질 확률이 높다.

남아시아에서 인도양에서 발생한 문순 저기압과 열대성 저기압이 문순편차를 조절한다. 동아시아에 대해서 계절풍 순환은 티베트고원의 풍하측에서 에너지를 얻은 온대 저기압과 아시아 동안을 따라 형성된 강한 온도 경도에 의해 강해진다. 북태평양의 아열대 고기압의 위치와 강도에 대한 ENSO의 영향은 태풍과 다른 파괴적인 호우에 영향을 준다.

그리고 태풍경로의 관측된 경년변동에 관련된다(Ho et al., 2004). 이것은 태평양에서 온난화의 공간 구조는 이러한 특성들의 변화와 관련되어있을 것이라는 것을 제시한다. 초여름 메이유-장마-바이유 비의 역학은, 잠열 방출에 의해 강하게 변화된 경압요란으로부터 유도되는데, 아직 빈약하게 이해한 상태다. 순환 편이가 없이 강우의 증가가 기대되는 비교적 알맞은 편이 또는 타이밍의 변화가 중국, 한국, 일본 기후에 상당히 영향을 줄 수 있다.

중앙 및 동남아시아와 해양 대륙 위에서 경년 강우 변동성은 ENSO에 의해 영향을 받는다(예를 들면, McBride et al., 2003). 특히 인도네시아 군도의 남부와 동부에서 엘리노해에 6~11월 강우는 감소한다(Aldrian and Susanto, 2003). 결과적으로 태평양에 걸쳐서 해양온도 변화 패턴은 이 지역에서 기후변화에 가장 중요하다.

티베트고원이 포함된 중앙아시아에서 온도반응은 겨울철과 봄철 적설면적 변화, 해양성 영향의 차단과 더 큰 겨울철 북극 온난화의 이 지역으로의 확장에 의해 강하게 영향 받는다.

강수에 관해서 핵심 이슈는 서풍과 한대전선에 의해 북서쪽으로부터의 습기 수송과 관련된다.

주변 지층해의 전망된 건조화가 이 지역으로 얼마나 멀리 침투하는가는 이러한 습기 수송과정의 정확한 모의에 강하게 좌우될 확률이 높다. 티베트고원에서 기후변화의 역학은 이 지역의 높은 고도와 큰 고도 차를 갖는 복잡한 지형에 의해 더 복잡해진다.

#### 11.4.2 현재 기후모의의 모델기술

MMD모델에서 지역 평균온도와 강수는 관측된 기후와 비교한 편의를 보여준다(보충자료 표 S11.1). 다중모델평균은 모든 지역의 대부분 계절에서 온도가 낮고, 습윤한 편의를 보여주고, 연평균온도의 편이 범위는 티베트고원(TIB)의 -2.5°C부터 남부아시아(SAS)의 -1.4°C까지 이다. 거의 대부분의 지역에서 개개 모델의 편이의 범위는 67°C 이고, 동남아에서 3.6°C의 감소된 편이 범위를 갖는다. 강수 중간값 편이는 동남아시아, 남아시아, 중앙아시아(CAS)는 작고(10%미만), 북아시아와 동아시아에서는 크고(NAS 와 EAS, 약 +23%), 티베트고원에서는 아주 크다(+110%). 각 모델의 연간 편이는 티베트고원을 제외한 모든 지역에서 -50~60%의 범위에 있다. 티베트고원에서 어떤 모델은 관측보다 연 강수 2.5배 크게 모의하였고, 더 큰 계절 편이가 겨울과 봄에 발생한다. 이 전구 모델은 티베트에서 심각한 문제를 가진다. 왜냐하면 넓은 적설면적에 기인한 변형된 알베도 피드백뿐 만 아니라

극적인 지형적 기복의 효과들을 모의하는데 어려움이 있기 때문이다.

하지만 제한된 관측만 갖는 계곡에서 온도의 큰 오차와 강수의 상당한 과소평가가 있음직하다.

### 남아시아

남아시아의 여름철은 6~9월까지 4달 동안 계속되며 기후 변수들의 계절주기를 지배하는 남서몬순에 의해 지배된다. 대부분 모델을 계절적 열대 다우의 일반적인 이동은 모의하지만 인도양의 서안, 벵골만의 북쪽 그리고 인접한 인도 남동부를 따라서 몬순계절에 관측된 최대강우는 많은 모델에 의해 잘 모의되지 않는다(Lal and Harasawa, 2001; Rupa Kumar and Ashrit, 2001; Rupa Kumar et al., 2002, 2003). 이 지역에서 호우는 보통 가파른 지형과 관련되어 있기 때문에 이것은 모델의 저해상도와 연계되어 있는 것 같다. 하지만 남아시아 평균 강수와 지상 기온의 모의된 연 변화는 관측값에 꽤 근접한다(보충자료 그림S11.24). MMD모델은 인도 북서부에서 높은 변동성과 결합된 적은 강우량과 같은 몬순의 일반적 지역적 특성을 나타낸다. 하지만 지역적 의미의 보다 상세한 것이 MMD모델에서 보다 적절히 모의되는지 여부에 대한 충분한 분석이 아직은 이루어지지 않았다.

최근 연구는 처방한 SST로 AGCM을 사용하여 타임-슬라이스 실험은, 완전 결합시스템과는 대조적으로 남아시아 몬순 반응을 정확하게 잡아낼 수 없다는 것을 나타낸다(Douville, 2005).

따라서 단기간 SST 되먹임과 변동성을 무시하는 것이 지구 온난화에 따른 전망된 몬순 반응에 상당한 영향을 갖는 것으로 보이며 이는 지역적 상세화 문제를 복잡하게 한다. 하지만, May(2004a)는 고해상도(약1.5도) European Centre-Hamburg(ECHAM4) GCM은 관측과 일치하게 일 강우의 변동성과 극값(강우강도 뿐만 아니라 빈도)을 모의한다는 것을 지적한다(Global Precipitation Climatology Project, Huffman et al., 2001).

50km해상도 RCM(PRECIS)으로부터 얻은 기준모의실험(1961~1990)의 세 개 멤버 앙상블은 남아시아에서 지역과정의 재현에 상당한 개선이 이루어질 수 있다는 것을 확증했다(Rupa Kumar et al., 2006). 예를 들면, 인도서안을 따라 최고 값을 갖는 몬순 강수의 가파른 경도는 PRECIS에서 잘 나타난다.

### 동아시아

대부분 MMD 모델에서 모의된 온도는 동아시아의 모든 계절에서 낮다; 평균 한랭 편의는 겨울철에 가장 크고, 여름

철에 가장 작다. Zhou and Yu(2006)는 모델이 중국에서 평균온도의 주된 변동은 잘 모의하지만 공간분포는 잘 모의하지 못한다는 것을 보여 준다. 동아시아에서 연강수는 대부분의 모든 모델에서 관측 추정치를 초과하고, 중위도 강수대는 여름을 제외한 계절에서는 북쪽으로 편향되었다. 중국 중부에서 강수 위치의 편의는 이전의 모델에서 또한 발생했다(예를 들면, Zhou and Li, 2002; Gao et al., 2004). 겨울철에 지역 평균 강수는 중국남부의 온대 시스템과 연관된 강우 밴드의 강화에 기인하여 평균보다 50% 높게 추정된다. 강수의 편의와 모델간 차는 여름철에 가장 작지만 이 강수대의 북쪽으로는 편향은 한국, 일본과 인근 바다에서 여름강우 분포에서 상당한 차이를 초래한다.

Kusunoki et al.(2006)은 동아시아 몬순에서 메이유-장마 바이유 강우의 모의는 수평해상도를 증가시킴에 따라 본질적으로 개선된다는 것을 발견한다. 해상도의 중요성을 확증 하듯이 RCM이재분석에 의해 유도되는지 AOGCM에 의해 유도되는지 간에RCMs은 동아시아 지역에서 AOGCMs보다 현실적인 기후특성을 모의한다(예를 들어, Ding et al., 2003; Oh et al., 2004; Fu et al., 2005; Zhang et al., 2005a, Ding et al., 2006; Sasaki et al., 2006b). 몇몇의 연구는 다중동지 RCM(Im et al., 2006)과 초고해상도(5km) RCM(Yasunaga et al., 2006)을 사용하여 작은 지역의 미세규모 기후를 재생산한다. Gao et al.(2006b)이 보고한 바에 의하면 특히 몬순시기의 중간에 후반기에 작은 규모 대류과정이 우세할 때 모의된 동아시아 대규모 강수패턴은 해상도에 의해 상당한 영향을 받는다.

### 동남아시아

MMD 모델간에 평균한 DJF와 JJA의 온도와 강수의 광범위한 공간분포는 관측과 잘 비교된다. Rajendran et al.(2004)은 MRI 결합 모델의 현재 기후의 모의를 조사했다(모델에 대한 상세한 것은 표 8.1 참조). 대규모 특징은 잘 모의되지만, 인도차이나에서 최대강우 시간대의 오차는 주요 단점으로 고려된다. Collier et al.(2004)은 관측된 SST에 의해 강제된 열대 강수 모의에서 CCSM3 모델(모델에 대한 상세한 것은 표 8.1 참조)의 성능을 평가하였다. 다른 열대지역에 대한 모의와 비교하여 연해의 대륙에서 모의는 좋다. B. Wang et al.(2004)은 관측된 SST로 강제된 아시아-오스트레일리아의 몬순지역 모의에 대해서 11개 AGCMs 능력을 평가하였다. 그들은 관측된 경년 강우 변동을 모의하는 모델의 능력이 동남아시아 영역에서 가장 나쁘다는 것을 발견하였다. 현재의 AOGCMs은 ENSO 변동성을 나타내는데 있어서 몇몇의 주요 결점을 가지므로(8.4절 참조), 이 지역에서 ENSO와

관련된 강우의 변화를 전망하는 것의 어려움은 증가되었다.

보다 상세규모에서 이 지역의 강우모의는 몇몇 연구에서 조사되어 왔다. 비록 인도차이나가 관측에서 건조해지는 경향이 있지만 오스트레일리아 연방 과학 산업 연구 기관(CSIRO) 확장 격자 Conformal-Cubic Atmospheric Model(CCAM)는 80km 해상도에서 JJA에 그럴듯한 강우모의를 보여준다(McGregor and Nguyen, 2003). Aldrian et al.(2004a)은 인도네시아에서 재분석과 ECHAM4 GCM에 의해 강제된 막스-프랑크 연구소(MPI) 지역 모델로 많은 모의를 실행했다. 이 모델은 계절강우의 공간패턴을 나타낼 수 있었다. 술라웨시(Sulawesi)에서 최소 50km 해상도가 강우의 계절성을 적절히 모의하는데 필요하다는 것이 발견되었다. 지역모델의 공식화는 해양에서 지역 강우모의를 향상시킨다(Aldrian et al., 2004b). Arakawa and Kitoh(2005)는 인도네시아의 강우 일변화의 정확한 모의를 20km 수평 해상도의 AGCM으로 증명하였다.

### 중앙아시아와 티베트

복잡한 지형 그리고 높은 고도와 건조지역의 연관된 중규모 일기계에 기인하여 GCMs은 보통 그 지역에서 성능이 빈약하다. 중요하게, GCMs과 더 작은 범위로 RCM은 북쪽의 건조지대와 반 건조지대의 강수를 과대평가 하는 경향이 있다(예를 들어, Small et al., 1999; Gao et al., 2001; Elguindi and Giorgi, 2006).

티베트에서 몇몇 이용 가능한 RCM 모의실험은 GCMs과 비교해서 현재 기후모의에서 향상된 성능을 보였다(예를 들어, Gao et al., 2003a,b; Zhang et al., 2005b). 예를 들어 Gao et al.(2003a)의 GCM 모의는 티베트 고원의 북서부 지역의 강수 5~6배 과대평가하는 반면, 이 모델에 내접된 RCM은 2배 이하로 과대평가된다.

## 11.4.3 기후전망

### 11.4.3.1 온도

MMD-A1B 모델(그림 11.8과표 11.1)에 기초하여 21세기 동안 온도전망은 21세기의 강한 온난화를 나타냈다. 동남아시아의 온난화는 지구 평균 온난화와 유사하다(1980~1999년과 2080~2099년 사이의 평균온난화는 2.5°C). 남아시아(3.3°C)와 동아시아(3.3°C)에서 온난화는 전지구 평균 보다 크게 전망되고, 아시아 대륙의 내부(중앙아시아에서 3.7°C, 티베트에서 3.8°C, 북아시아에서 4.3°C)에서는 보다 훨씬 더 크다. 6개의 지역 중 4개 지역에서 DJF에 가장 크게 온난화가 나타났지만, 중앙 아시아에서는 JJA에 가장 큰 값이 나타났

다. 동남아시아의 온난화는 전년에 걸쳐서 거의 같다. 전망된 온난화에서 모델간 변동은 일반적으로 평균 온난화의 약 3/4이다(예를 들어, 남아시아에서 2.0°~4.7°C 연평균 온난화). Tebaldi et al.(2004a)에 근거한 5 ~ 95% 범위는 모델 결과의 전체 범위보다 조금 더 작은 불확실성을 제시한다(보충자료 표 S11.2).

전망된 온난화는 경년 기온 변동에 비해 크기 때문에, 21세기 말에 각 해와 계절의 다수는 현재 기준에 의해 극심하게 따뜻해질 확률이 높다(표 11.1). 평균온도와 가능한 곳에서는 기온 극값의 변화에 대한 전망을 아시아지역에 대해서 더 상세하게 아래에서 논의하였다.

### 남아시아

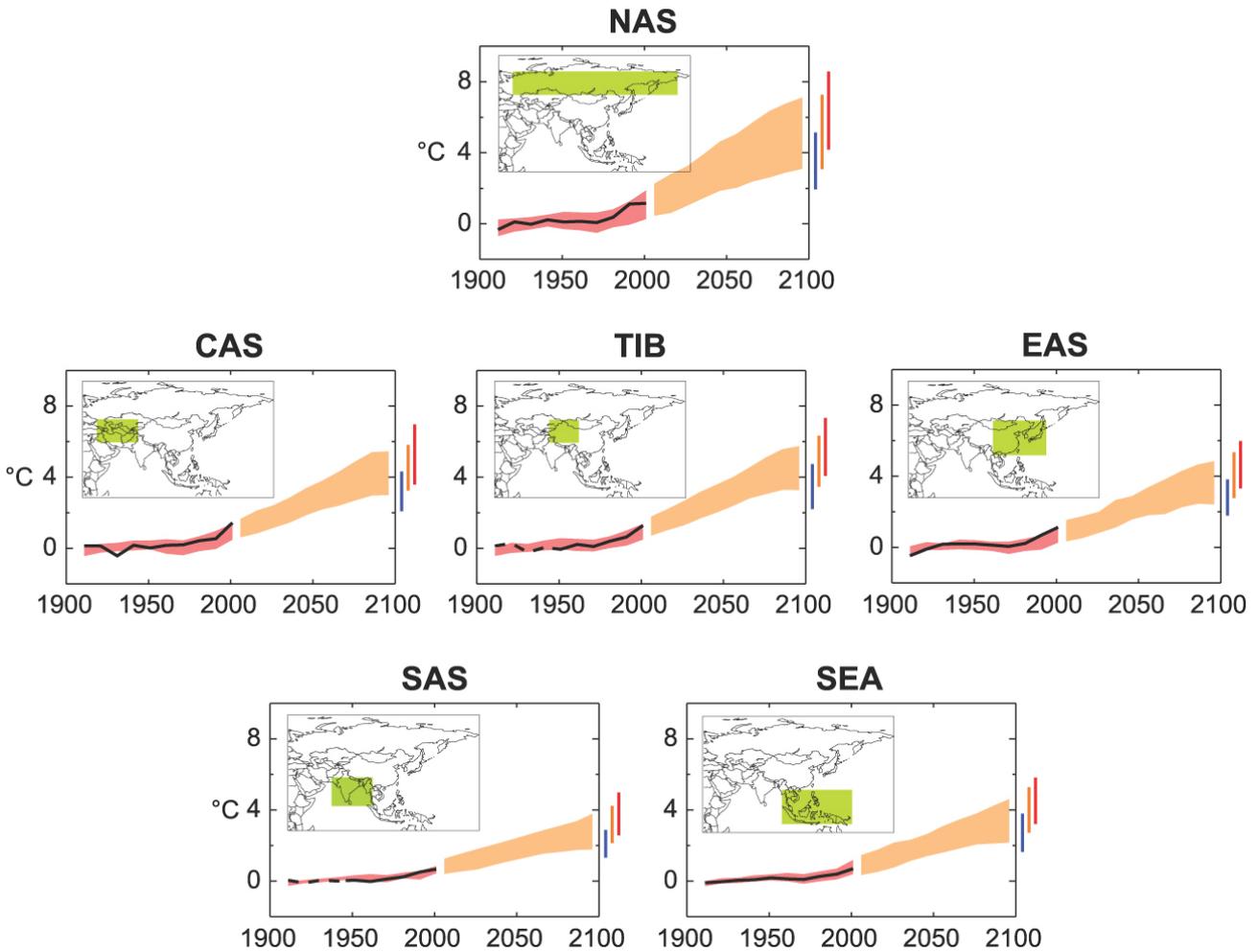
A1B 시나리오에서 MMD-A1B 모델은 21세기 말까지 연평균온도에서 3.3°C의 중간값(표 11.1참조) 증가를 나타낸다. 중간값 온난화는 계절적으로 JJA에 2.7°C에서 DJF에 3.6°C까지 변하고, 이 지역에서 북쪽으로 갈수록 증가하고, 특히 겨울철에, 그리고 바다에서 육지로 갈수록 그렇게 될 확률이 높다(그림 11.9). 초창기 AOGCM 모의를 기초로 한 연구들은(Douville et al., 2000; Lal and Harasawa, 2001; Lal et al., 2001; Rupa Kumar and Ashrit, 2001; Rupa Kumar et al., 2002, 2003; Ashrit et al., 2003; May, 2004b) 이 형태를 지지한다.

겨울에 보다 더 뚜렷해지는 온난화 경향은 또한 인도에서 관측된 온도경향의 두드러진 특징이다(Rupa Kumar et al., 2002, 2003).

HadRM2를 사용한 상세화 전망은 온실가스 농도의 증가 때문에 남아시아 전 지역에서 미래에 극단 일 최고기온과 최고 기온의 증가를 나타냈다. 이 전망된 증가는 IPCC시나리오 IS92a하에서 21세기 중반에 최저온도와 최고 온도에서 2°~4°C 순이다(Krishna Kumar et al., 2003). 최신의 RCM 결과들, 즉 PRECIS는 밤의 온도는 낮의 온도 보다 더 빠르게 증가하고, 이것은 한랭 극한은 미래에 덜 심각해질 확률이 매우 높다는 암시를 나타낸다(Rupa Kumar et al., 2006).

### 동아시아

MMD-A1B 모델은 21세기 말까지 3.3°C(표 11.1)의 중간값 온난화를 전망하고, 계절적으로 JJA에 3.0°C에서 DJF에 3.6°C까지 변한다. 특히 북부내륙 지역에서 온난화 경향은 겨울철에 최고가 되는 경향이 있지만(그림 11.9), 다른 계절과의 지역 평균 차이는 크지 않다. 모델 편위와 온난화의 크기 사이에 뚜렷한 관계가 없다. 북서 EAS에서 더 큰 온난화의 공간 패턴은 이전의 MMD 모델의 앙상블 평균과 매우 유사



**그림 11.8.** 1906~2005년까지 6개 아시아 육지지역에 대해 1901~1950년 기간에 대비한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD모델에 의해 모의된 기온편차(붉은색 음영); 그리고 A1B 시나리오에 대해서 MMD모델에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색)와 A2 시나리오(붉은색)에 대해서 2091~2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 고려된 10년간 그 지역의 50%미만의 관측이 존재하는 곳에서는 검은색 선이 파선으로 표시되었다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 박스 11.1과 11.1.2절에 나타내었다.

하다(그림 11.9). 지역 기후모델 모의실험은 AOGCMs에서 모의 실험된 것과 비슷하게 평균기온 증가를 보여준다(Gao et al., 2001, 2002; Kwon et al., 2003; Jiang, 2005; Kurihara et al., 2005; Y.L. Xu et al., 2005).

일 최고기온과 최저기온은 동아시아에서 증가할 확률이 매우 높고, 더욱 심각한 온난화를 초래하지만, 덜 심각한 한랭 극한을 초래한다(Gao et al., 2002; Mizuta et al., 2005; Y.L. Xu et al., 2005; Boo et al., 2006). Mizuta et al.(2005)은 20km 격자의 AGCM을 가지고 일본에서 기온에 기초한 극단지수들을 분석하였고, 지수들의 변화는 기본적으로 평균온도의 증가로부터 기대되는 것임을 발견하였다. 여기서 평균온도의 분포변화가 큰 역할을 하지는 않는다. Boo et al.(2005)은 한국에 대해서 비슷한 결과를 보고하였다. Gao et al.(2002)과 Y.L. Xu et al.(2005)은 중국에서 감소된 일교차를 반영하였고 일 최고 기온보다 최저기온에서 더 크게

증가하는 것을 발견했다.

### 동남아시아

MMD-A1B 모의실험에서 이 지역에 대한 중간값 온난화는 21세기 말까지, 계절변동이 거의 없이, 2.5°C이다(표 11.1). CSIRO DARLAM(DARLAM; Mc Gregor et al., 1998)과 14km의 해상도에서 인도차이나 반도에 중심을 둔 보다 최근의 CSIRO 확장된 격자 모델(Mc Gregor and Dix, 2001)에 의한 모의는 온난화에 대한 유의한 국지 변동성의 잠재력을 증명하였다. 특히 온난화의 경향성은 해안지역 주변보다 육지내부에서 더 강하다. 인도차이나 반도와 다도해의 큰 섬들에서 온난화가 더 강해지는 경향성은 또한 MMD모델에서 볼 수 있다(그림 10.8과 11.9). 다른 지역에서처럼, 온난화 크기는 강제력 시나리오에 좌우된다.

### 중앙아시아와 티베트

MMD-A1B 모의실험에서 21세기 말까지 중앙아시아는 중간값이 3.7°C 정도로 온난화되고, 티베트는 3.8°C로 온난화된다(표 11.1). 모의된 온난화에서 계절 변동은 적당하다. 초창기 다중 모델 연구(Zhao et al., 2002; Xu et al., 2003a,b; Meleshko et al., 2004; Y. Xu et al., 2005)로부터의 결과는 MMD 모델의 결과와 일치한다.

Gao et al.(2003b)에 의한 RCM 연구는 예를 들면 히말라야처럼 고도가 높은 곳에서 온난화는 가장 크고, 인근 지역과 비교해서 고원에서 더 큰 온난화를 나타낸다(박스 11.3 참조). 고도가 높은 지역에서 더 높은 기온상승은 눈과 얼음이 녹는 것과 관련된 지표 알베도의 감소에 의해 설명할 수 있다(Giorgi et al., 1997). 이러한 현상은 MMD 모델의 전체는 아니지만, 몇 개의 모델에서 다른 범위로 발견되며, 이것은 특히 겨울철에 다중 모델의 평균 변화에서 보인다(그림 11.9).

### 11.4.3.2 강수와 그와 관련된 순환 시스템

MMD모델은 금세기 동안 아시아의 대부분 지역에서 연강수의 증가를 보여주고, 북아시아와 동아시아에서 퍼센트 증가가 가장 크고 모델간에 가장 잘 일치한다(그림 11.9와 표 11.1). 주요한 예외는 대부분의 모델에서 여름철 강수의 감소를 보이는 중앙아시아, 특히 그 서부지역이다. 이런 모의 실험결과를 토대로, 북반구의 아대륙 겨울철 강수는 북아시아와 티베트고원에서는 증가할 확률이 매우 높고, 동아시아에서도 증가할 확률이 높다. 또한 동남아시아의 남부지역에서도 증가할 확률이 높다. 여름철 강수는 북, 남, 남동아시아와 동아시아에서 증가할 확률이 높지만, 중앙아시아에서 감소할 확률이 높다. Tebaldi et al.(2004a; 보충자료 표 S11.2 참조)로부터의 확률 추정치는 이러한 견해를 지지한다.

중앙아시아에서 평균 강수에서 전망된 감소는 매우 건조한 봄과, 여름 가을철의 빈도증가에 의해 동반되며, 반대로 겨울철 평균 강수 증가를 전망하는 모델이 이 지역에서 매

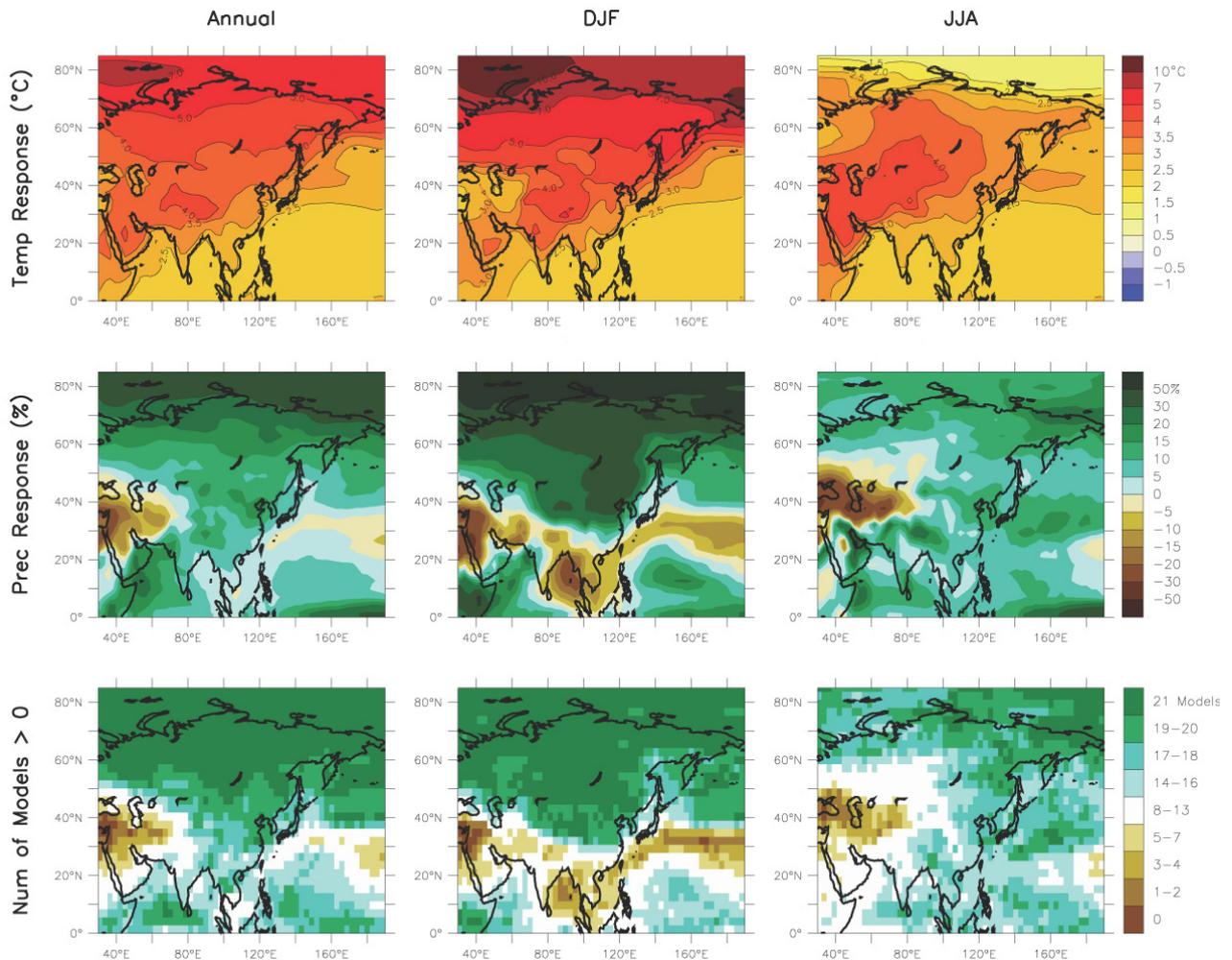


그림 11.9 MMD-A1B모의실험으로부터 얻은 아시아 기온과 강수 변화. 위줄: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 중간 줄: 강수의 % 변화에 대한 것을 제외하고 위줄과 같음. 아랫줄: 21개 모델 중 강수 증가를 전망한 모델 수.

우 많은 강수는 흔하다(표 11.1). 평균강수 변화의 전망과 가용한 지역에서는, 강수 극값 변화에 대한 전망을 각 아시아 지역에 대해 아래에서 더 자세히 논의되었다. 적절한 곳에서 강수를 초래하는 순환시스템의 변화와의 연계가 또한 논의되었다. 더 작은(약간 더 큰) 변화들은 일반적으로 B1(A2) 시나리오에서 전망되지만, 시나리오 사이의 차이는 모델 간 차이에 비해 작다.

### 남아시아

대부분의 MMD-A1B모델은 DJF(건기)에 강수의 감소를 전망하고, 나머지 계절 동안 강수의 증가를 전망한다. 중간값 변화는 21세기 말까지 11%이고, 모델 간의 큰 산포도를 가지며, 계절적으로 DJF에서 -5%이며 JJA에서는 11%이다(표 11.1). 비록 단지 21개의 모델 중 3개의 모델에서 연 강수의 감소를 전망하였음에도 불구하고, Tebaldi et al.(2004a)의 확률적 방법은 큰 산포도를 유사하게 보여준다. 대부분의 해에서 증가한 강수의 질적 일치는 초기 AOGCM 모의실험에 의해 또한 지지되었다(Lal and Harasawa, 2001; Lal et al., 2001; Rupa Kumar and Ashrit, 2001; Rupa Kumar et al., 2002, 2003; Ashrit et al., 2003; May, 2004b).

네 개의 GCMs를 사용한 연구에서, Douville et al.(2000)이 몬순순환의 전반적인 약화에도 불구하고 여름철 몬순 강수 편차에서 유의한 산포도를 발견하였다(May, 2004b 참조). 그들은 온실 강제력 하에서 대기 수분함량, 강수 그리고 지표면 수문학의 변화는 미래의 몬순 강수변화에 대해서 육지-해양 열적 경도의 증가보다 더 중요할 수도 있다고 결론 내렸다. Stephenson et al.(2001)은 기후변화의 결과는 몬순순환의 물리적 그리고 역학적 구성요소에서 서로 다른 방식으로 나타날 수 있다고 제안했다. Douville et al.(2000)은 또한 ENSO와 몬순의 상관관계 약화는 육지와 해양의 열적 경도 증가라기 보다는 차라리, 지구온난화의 결과로써 가강수량의 가능한 증가에 의해 설명될 수 있다고 주장한다. 하지만 이러한 관점을 조사하기 위하여 ECHAM4를 사용한 모델진단은 위에서 제시된 두 가지의 메커니즘이 온실가스 온난화 시나리오에서 몬순의 변화에 역할을 할 수 있다는 것을 나타낸다. Ashrit et al.(2001)은 엘니뇨에 기인한 몬순 부족은 심각하지 않을지도 모르는 반면 라니냐의 적절한 영향은 변하지 않고 남아 있는 것처럼 보인다는 것을 보였다. CNRM GCM을 사용한 최근 연구에서 Ashrit et al.(2003)은 모의된 ENSO-몬순의 원격상관이 수 십년 시간 규모에서 강한 조절 인자로 보이지만, 온실가스의 양의 증가로 인한 계통적 변화는 없다는 것을 발견했다.

ECHAM4를 사용한 타임-슬라이스 실험은 미래의 호우 사

상의 강도에서 전반적인 증가를 나타내고, 아라비아 해와 열대 인도양, 북부 파키스탄과 북서부 인도와 더불어 북동 인도, 방글라데시와 미얀마에서 크게 증가한다(May, 2004a). HadRM2 RCM은 2050년대에서 IIS92a 시나리오 하에서 남아아시아의 많은 부분에서 연간 강수일수가 전반적으로 15일 까지 감소를 보이지만, 강수강도의 증가뿐만 아니라 극한 강수 또한 증가한다는 것을 나타낸다(Krishna Kumar et al., 2003). PRECIS RCM 모의실험은 또한, 넓은 지역, 특히 인도의 서쪽 해안과 중앙인도 서쪽의 넓은 지역에서, 극한강수의 상당한 증가를 전망한다(Rupa Kumar et al., 2006). Dairaku and Emori(2006)는 고해상도 AGCM모의실험(대략 1.5도)으로부터 남아아시아의 육지에서 증가된 극한강수는 역학적 효과 즉, 몬순순환의 북쪽으로의 편향에 기인한 강화된 상승운동으로부터 주로 나타남을 보였다.

지역 HadRM2 모의실험을 기초로 한, Unnikrishnan et al.(2006)은 벵골만에서 IS92a 시나리오 하에서 2050년대에 서남과 북동 몬순계절 동안 남아아시아의 해안지역 주변에서 더 큰 폭우를 야기하는 열대 저기압의 빈도뿐만 아니라 강도 또한 증가할 것이라고 보고했다.

### 동아시아

MMD-A1B 모델은 모든 계절의 동아시아에서 강수의 증가를 전망했다. 21세기 말에 중간값 변화는, 계절적인 차이 없이 그리고 DJF에 모델간 큰 산포도를 가지며, 연평균에서 +9%이다(표 11.1). 겨울철에 이러한 증가는 남동부에 있는 해양에서 강수 감소와 대조된다. 이곳에서 강수 감소는 평균 해면기압의 상승과 잘 부합한다. 전망이 질적으로 좋은 반면, 모델 사이에 큰 양적 차이가 남아있으며, 이것은 이전 연구와 일치한다(예를 들면, Giorgi et al., 2001a; Hu et al., 2003; Min et al., 2004).

MMD 모델을 기초로 Kimoto(2005)는 고기압 셀이 남쪽과 북쪽으로 강화되는 것과 관련되어 메이유-장마-바이유 활동의 증가를 전망하였고, Kwon et al.(2005)은 El Niño소멸 위상에서 강화된 몬순순환에 기인한 동아시아 여름철 강수가 증가하는 것을 보였다. 20-km 격자 AGCM 모의실험은 양쯔강 분지, 동지나해, 일본서부에서 메이유-장마-바이유 강수가 증가하는 것을 보였고, 반면 이 지역 북쪽에서 강우의 감소는 주로 메이유-장마-바이유 기간이 길어진 것에 기인한다. 예를 들어, Kurihara et al.(2005)은 여름철 일본서부에서 강수의 증가를 보여준다.

Kitoh and Uchiyama(2006)는 15개 MMD 모의실험에서 아시아 여름철 우기의 시작과 끝 시기를 조사했다. 그들은 타이완으로부터 일본의 남쪽 Ryukyu 섬까지 펼쳐진 지역에서

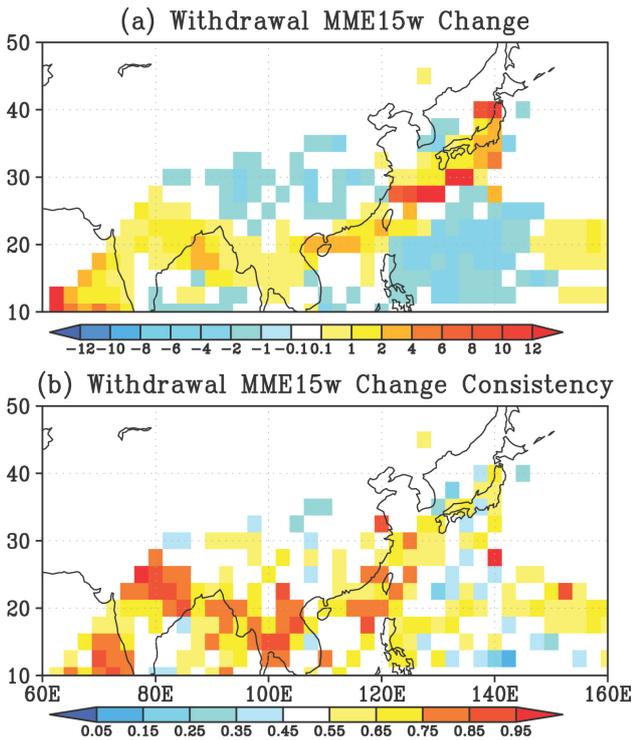


그림 11.10. (a) 20C3M 모의에서 1981~2000년 기간과 비교했을 때 2081~2100년 기간에 MMD-A1B 전망들 사이의 여름철 우기의 후퇴 날짜의 양상별 평균변화. 양의 값은 A1B 시나리오에서 더 늦은 후퇴 날짜를 나타낸다. 단위는 5일이다. (b) 후퇴 날짜로 양의 차를 전망한 모델의 비율(Kitoh and Uchiyama, 2006).

여름 초기 우기의 끝이 지연되는 것을 발견하였다. 하지만 비록 모델 간 큰 변동에 기인하여 유의하지는 않지만 양쯔 유역에서는 우기가 일찍 종료되었다. 시작 날짜의 변화는 더 작다.

Yasunaga et al.(2006)은 일본에서 여름철 강우를 조사하기 위해서 5km 격자 구름분해 RCM 사용하였다. 그들은 6월 강우가 변하지 않는 것을 발견했지만, 온도가 높은 7월 강우는 증가한다는 것을 발견했다. 7월에 강우 증가는 더 빈번한 대규모 강수계에 기인한다.

강한 강수 사례는 동아시아에서 증가할 확률이 매우 높고, 이것은 이 지역의 관측 경향과 일치한다(Fwibe et al., 2005; Zhai et al., 2005). Kanada et al.(2005)은 5-km 해상도 RCM 사용하여, 중국 대륙과 동지나해로부터 요란의 합류가 종종 더운 기후에서는 7월에 일본의 규슈 섬에서 호우(강수)를 야기할 것이라는 것을 보였다. Boo et al.(2006)의 장기간 RCM 모의실험에서 한국에서 호우(강수)사례의 빈도수와 강도의 증가가 또한 발생한다. RCM 모의실험을 기초로 한 것과 비슷하게 Y.L. Xu et al.(2005)은 중국에서 더 극한 강수 사례를 보고했다. Gao et al.(2002)은 중국북서에서 모의된 강우일수가 증가하는 것을 발견하였고, 중국남부에서 강우일수는 감소하였으나 집중호우 일수는 증가한다는 것을 발

견하였다. Kitoh et al.(2005)이 AOGCM 모의로부터 중국남부는 유사한 결과를 보고했다.

Kimoto et al.(2005)은 무 강우와 호우일수( $\geq 30 \text{ mm day}^{-1}$ )의 빈도는 일본에서 상대적으로 약한 강수일수의 감소와 함께 상당히 증가할 것이라고 제안하였다.

Mizuta et al.(2005)은 일본의 서부와 홋카이도 섬에서 상당히 많은 호우일수와 강한 평균 강수강도를 발견했다. Hasegawa and Emori(2005)는 북태평양 서부에서 열대 저기압과 관련된 일 강수가 증가한다는 것을 보였다.

이전부터 주목된 동아시아 겨울철 몬순(예를 들면, Hu et al., 2000)의 약화는 최근 연구에 의해 더 확실하게 되었다(예를 들면, Kimoto, 2005; Hori and Ueda, 2005).

### 동남아시아

동남아시아의 지역 평균강수는 대부분 MMD 모델 모의에서 증가하였다. 모든 계절에서 약 7%의 중간값 변화를 가지지만(표 11.1), 전망된 계절변화는 그 지역 내에서 크게 다르다. Tebaldi et al.(2004a,b)의 방법을 기초로 한 계절적 신뢰구간은 DJF와 JJA에서 유사하다(대략 -4%~17%). 가장 강하고 가장 일관된 증가는 여름철에 북 인도네시아와 인도차이나 그리고 DJF에 남 인도네시아와 파푸아뉴기니에 놓여있는 ITCZ를 전반적으로 따른다(그림 11.9). ITCZ로부터 떨어진 곳에서 강수 감소가 종종 모의되고 있다. 그 패턴은 대체로 우기의 강우증가와 건기의 감소 중 하나이다.

몇몇 경우에서 지역의 강수 변화에 대한 초기 연구들은 MMD모델에 의해 발견된 것보다 모델간 일치가 더 좋지 않음을 제안한다. Giorgi et al.(2001a)과 Ruosteenoja et al.(2003)은 지역에서 강수변화의 모의된 방향이 일치하지 않지만 비교적 좁은 범위의 가능한 변화를 발견했다. Boer and Faqih(2004)에 의한 인도네시아의 영토에서 유사한 결과가 발견되었다. IS92a시나리오에 의해 강제된 초기 모의실험 범위로부터 얻은 전망을 정리해 보면, Hulme and Sheard(1999a,b)는 인도네시아 북쪽과 필리핀에 걸친 강우증가의 패턴과 그리고 남부 인도네시아 열도에서의 감소패턴을 발견했다. 보다 최근에 Boer and Faqih(2004)는 5개 AOGCMS로부터 인도네시아에 걸쳐서 변화의 패턴과 비교했고, 매우 대조적인 결과를 얻었다. 그들은 그 지역에서 강우량에 대한 지구온난화의 영향에 대해서 일반화된 결론이 만들어 질 수 없다고 하였다.

McGregor et al.(1998), McGregor and Dix(2001) 과 AIACC(2004)의 지역 고해상도 모의실험은 전망된 강수 변화에서 상당한 국지 변동에 대한 잠재성을 증명하였다. 모의 실험은 모의변화 패턴에서 상당한 지역 상세함을 보여주지

만, 3개 모의실험에 걸쳐서 일치하는 경우는 거의 없었다. 저자는 이 결과를 이 지역에 대해서 모델들의 현재 기후모의의 중요한 결함과 관련 지었다.

강우 변동성은 ENSO의 변화와 문순변동에 대한 ENSO의 영향에 의해 달라질 수 있지만 잘 이해되지 않는다(10.3절 참조). 그러나 Boer and Faqih(2004)가 지적한 것처럼 평균

강우 감소를 경험한 인도네시아의 일부 지역은 또한 가뭄 위험의 증가를 겪게 될 확률이 높다. 또한 그 지역은 강화된 온실 조건하에서 일 극한 강수가 더 강하게 되는 전반적인 경향성을, 특히 평균강수가 증가할 것으로 전망된 지역에서, 공유할 확률이 높다. 이것은 전구와 지역 범위 연구에서 증명되었지만(10.3절 참조), 동남아시아 지역에 대해서는 충분

### 박스 11.3 : 산지지역의 기후변화

산이 지역마다 상당히 다르지만 한 가지 공통적인 특징은 그들 지형의 복잡성이다.

관련된 특징들은 기후요소들의 빠르고 계통적인 변화, 특히 매우 짧은 거리에서(Becker and Bugmann, 1997) 기온과 강수를 포함한다; 크게 강화된 직접유출과 침식; 다른 기후적(예를 들면, 복사), 환경적(예를 들면, 토양 유형) 요소의 계통적 변동. 몇몇 산악 지역에서 온도변화경향과 편차는 고도에 의존한다(Giorgi et al., 1997). 하지만 이러한 특징은 모든 고산지역에서 체계적으로 관측되지 않는다(예를 들면, 안데스에 대해서 Vuille and Bradley, 2000).

산지지역에서 미래기후변화와 관련된 문제를 명확히 직접적으로 제기하려고 시도한 모델 적분은 거의 없다. 왜냐하면 특히 GCMs과 그리고 RCMs조차도 현재 공간해상도가 너무 낮아서 대부분 산악지역의 상세한 지형과 산악의 기후를 조절하는데 중요한 결정인자인 토지피복과 같은 다양한 관련 기후특성을 적절히 나타낼 수 없기 때문이다(Beniston et al., 2003). 고해상도 RCM 모의실험은(5-km와 1-km 격자규모) 지표유출, 침투, 증발, 강수(Weisman et al., 1997; Walser and Schär, 2004; Kanada et al., 2005; Yasunaga et al., 2006) 같은 극한 사건, 파괴적인 폭풍(Goyette et al., 2003)과 같은 특정 과정을 조사하기 위해 사용 되었다. 하지만 이들 모의실험은 너무 비용이 많이 들어서 '기후모드'에서 작동할 수 없다. 매우 복잡한 지형 때문에 경험적이고 통계적 상세화 기법들은 종종 산악지역의 기후변화 정보를 산출하기 위한 매우 가치 있는 방법으로써 알려져 왔다(예를 들면, Benestad, 2005; Hanssen-Bauer et al., 2005).

산지에서 강수 패턴 변화의 전망은 대부분 GCM에서 신뢰할 수 없다. 왜냐하면 강수에 대한 지형의 영향이 적절하게 나타날 수 없기 때문이다. 게다가 ENSO 또는 NAO 같은 기후변동의 자연 모드의 종합효과가 계절에서 수 십년 범위의 시간 규모에서 평균 강수 패턴을 섭동시킬 수 있는 것으로 현재 알려져 있다(Beniston and Jungo, 2001). 비록 결합된 해양대기 결합모델에서 이러한 몇몇 메커니즘을 만들어 내는데 진전이 있었지만(Osborn et al., 1999), 부족함이 남아 있어서 이러한 대규모 변동모드를 잘 모의하는 것을 방해한다(또한 8.4 절 참조). 하지만 몇몇 연구는 RCMs와 GCMs의 더 높은 해상도는 저해상도 GCMs에서 해독될 수 없는 강수기후의 관측된 중규모 패턴을 나타낼 수 있다는 것을 나타낸다(Frei et al., 2003; Knada et al., 2005; Schidl et al., 2006; Yasunaga et al., 2006).

많은 산지지역의 눈과 얼음, 수문 순환의 핵심요소, 계절적 특성과 유출량은 설빙 과정과 밀접하게 연관되어 있다. 온대 산지지역에서는 눈쌓임은 종종 그것의 녹는점에 가까워진다. 그 결과 온도의 최소변화에 빠르게 반응할 지도 모른다. 미래에 온난화가 증가하면, 강설이 현재 평균인 지역은 비 형태로 강수 증가를 점점 경험할 것이다(예를 들면, Leung et al., 2004). 온도 1°C 증가에 대해서, 설선은 평균 약 150cm 올라갈 것이다. 비록 설선은 현장에서 결정하기 어렵지만, 더 낮은 고도에서 설선은 단순 평균 추정치이상 올라갈 확률이 매우 높다는 것이 확고해 졌다(예를 들면, Martin et al., 1994; Vincent, 2005; Gerbaux et al., 2005; 또한 4.2절 참조). A2 배출량 시나리오 하에서 유럽 기후변화에 대해서 최근 RCM 모의에 의해 전망한 것처럼, Beniston et al.(2003)은 유럽의 알프스에서 겨울 평균 기온 4도의 편향에 대해서 적설 지속기간이 약 2000m 근처 고도에서 50%와 1000m 아래 고도에서는 95%로 감소할 확률이 높다는 것을 보였다. 몇몇 모델이 겨울철 강수의 증가를 예측한 곳에서 이 증가는 변화하는 온도 효과를 보상하지 않는다. 세계의 다양한 산지지역에 영향을 줄 적설면적의 유사한 감소가, 특히, 이른 계절적 유출(예를 들면, Beniston, 2003), 그리고 산지식생의 연주기의 트리거링에 대해서, 많은 영향을 가질 것이다(Cayan et al., 2001; Keller et al., 2005).

전 세계 강의 50%이상에 대해서 산지는 발원 지역이기 때문에, 산지의 수문에 대한 기후변화의 영향은 산지 자체에 영향을 줄 뿐만 아니라 가정, 농사, 에너지, 산업공급을 위한 산지 수자원에 좌우되는 저지대 거주지역에도 영향을 준다. 저지대 거주지역을 위한 물 자원은 산지기후나 식생에 의해 영향을 받는다; 연내 강수 레짐의 편향은 엄청난 홍수와 가뭄사례를 초래하는 위기의 물이 되도록 이끌 수 있다(예를 들면, Barnett et al., 2005; Graham et al., 2007).

한 연구가 필요하다.

동남아시아 지역의 북부는 열대성 저기압의 특징의 변화에 의해 영향을 받을 것이다. 10.3절에서 지적한 것처럼, 열대성 저기압 강도는 일반적으로 증가할 것이 분명하지만 어떻게 그 발생이 변화하는지에 대해서는 거의 일치하지 않는다(Walsh, 2004 참조). 강도(강수와 바람)의 가능한 증가는 Knutson and Tuleya(2004)의 최근 모델링 연구에 의해 북서태평양(그리고 다른 지역)에서 뒷받침된다. Hasegawa and Emori(2005)의 고해상도 타임-슬라이스 모델링 실험은 또한 북태평양 서부에서 열대성 저기압 강수의 증가를 나타내지만 열대성 저기압 강도는 증가하지 않았다. Wu and Wang(2004)은 2개의 GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Labnatory) 강화된 온실가스 실험에서 지향흐름의 변화로 인해 북서태평양에서 가능한 경로변화를 조사하였다. 경로는 보다 북동쪽으로 이동하였고, 동남아시아 지역에서 열대성 저기압 빈도는 감소할 가능성이 있다.

대부분의 열대성 저기압은 몬순 기압골을 따라 형성되고 ENSO에 의해 영향 받기 때문에, 열대저기압의 발생의 변화, 강도와 특성, 그들의 경년변동성은 ENSO 변화에 의해 영향 받게 될 것이다(10.3절 참조).

### 중앙아시아와 티베트

중앙아시아의 강수는 DJF동안 대부분 MMD-A1B 전망에서 증가하지만 다른 계절에서는 감소한다. 21세기 말에 중간값의 변화는 연평균 -3%이고, DJF에서는 +4%, JJA(건기)에서 -13%이다(표 11.1). 비록 그 지역의 북부에서 여름철 강수의 증가를 발견하였지만 변화의 계절 변동은 초창기 Meleshko et al.(2004)의 다중 모델 연구와 전반적으로 일치한다.

티베트고원에서 모든 MMD-A1B 모델전망은 DJF(중간값 19%)에 강수 증가를 전망하였다. 모든 모델은 아니지만 대부분의 모델은 또한 다른 계절에서 강수 증가를 모의한다(표 11.1). 이전의 AOGCMs와 RCMs에 의한 연구는 이러한 결과와 일치한다(Gao et al., 2003b; Y. Xu et al., 2003a, b, 2005).

## 11.5 북아메리카

### 북아메리카에서 전망된 기후변화의 평가:

북아메리카의 모든 지역은 금세기 동안 온난화 될 확률이 매우 높고, 대부분 지역에서 연 평균 온난화는 전지구 평균

온난화를 초과할 확률이 높다. 북부지역에서 온난화는 겨울철에 가장 클 확률이 높고, 미국 남서부지역에서 온난화는 여름철에 가장 클 확률이 높다. 겨울철 최저기온은 북아메리카 북부지역에서 겨울철 평균 기온보다 더 크게 증가할 확률이 높고 여름철 최고기온은 미국 남서부지역에서 여름철 평균 기온 보다 더 크게 증가할 확률이 높다.

캐나다와 미국 북동부지역에서 연평균 강수는 증가할 확률이 매우 높고, 남서부 지역에서는 감소할 확률이 높다. 캐나다 남부지역에서 강수는 겨울철과 봄철 동안은 증가할 확률이 높지만 여름철에는 감소할 확률이 높다.

최고 적설량이 증가할 확률이 높은 캐나다의 최북단지역을 제외하면, 북아메리카 대부분 지역의 강설계절 기간과 적설량은 감소할 확률이 매우 높다.

북아메리카에서 지역 기후변화의 불확실성은 지역에 영향을 주는 역학적 특징을 재생성 할 수 있는 AGCMs의 능력과 강하게 연결되어 있다. AOGCMs는 기후변화에 대한 ENSO와 NAO/AO반응에서 모델 간에 커다란 차이를 보인다.

대서양 MOC의 변화는 불명확하기 때문에 북아메리카의 북동쪽 끝 지역에서 결과적으로 감소된 온난화의 크기도 불확실 하다; 여기서 냉각이 완전히 배제될 수 없다. 허드슨만과 캐나다 군도는 AOGCMs에 의해 빈약하게 분석되어 해양순환의 불확실성과 해빙의 변화, 북부지역의 기후에 대한 영향의 불확실성에 기여한다. 열대성저기압은 MMD 모델에 의해 해독되지 않으며, 남동부지역에서 상륙한 요란의 빈도, 강도, 경로의 추론된 변화는 불확실하게 남아 있다.

MMD 모델의 저해상도에서 높은 고도의 지형이 빈약하게 해독되어 서부지역의 고지대에서 눈-알베도 되먹임과 연관된 온난화에 대한 과소평가를 초래 할 것 같다. 해양보다 육지에서 더 큰 온난화의 역학적 영향에 대해서 알려진 것은 거의 없다. 이것은 서부해안 원해에서 아열대 고기압의 북향변이와 강화에 영향을 줄지도 모른다.

이는 아열대 북태평양 동안 경계류, 근해 에크만 수송, 용승과 SST에 대한 냉각 효과, 지속적인 해양성 층운과 이로 인한 미국 남서지역의 강수에 영향을 줄 수도 있다.

수평해상도 증가시켜 행해진 조사에도 불구하고, 북아메리카에서 기후변화의 RCM 전망과 연관된 불확실성은 크게 남아 있다.

보고된 모든 RCM 전망은 일찍이 MMD모델보다 더 큰 편의를 보여준 초창기 AOGCMs에 의해 유도되었다.

북아메리카에서 종합된 앙상블 RCM 전망은 아직 가용하지 않아서 결과를 비교하는 것을 어렵게 만든다.

### 11.5.1 핵심과정

북아메리카의 중부와 북부지역은 중위도 저기압의 영향력 하에 있다. AOGCMs에 의한 전망(10장)은 전반적으로 저기압 경로가 약간 극 쪽으로 이동되었고, 캐나다와 70°N이북에서 강한 저기압의 수가 증가하였으나 중간 세기의 저기압은 감소하였음을 나타낸다. 전망된 온난화의 결과로써, 대기의 수증기 수송과 수렴은 증가하는 것으로 전망되었고, 미국의 남부 및 남서부 그리고 멕시코를 제외한 대부분 대륙에서 연 강수는 광범위 하게 증가하는 것으로 나타났다.

육지와 인접한 바다 사이의 열적 차이와 연관되어 있는 아열대 고기압 능의 전반적인 영향하에서 남서부 지역은 매우 건조하다.

북아메리카 몬순 시스템은 7월초(예를 들면, Higgins and Mo, 1997)에 발달한다: 캘리포니아 만에서 탁월풍은, 겨울에 북풍으로부터 여름에 남풍까지, 계절적 반전을 경험하며, 미국의 남서부 지역에 강우의 상당한 증가를 가져오고 대평원의 늦봄 우기를 멈추게 한다(예를 들면, Bordoni et al., 2004). 대륙보다 태평양에서 더 작은 온난화 전망과 아열대 고기압의 강화 및 북향 변이는 미국 남서부와 멕시코 북부에서 연강수 감소를 유도할 확률이 높다.

대평원 하층 제트(LLJ)는 멕시코 만으로부터 미국의 중부로 상당한 수증기를 수송하여 여름철 강수에 결정적인 역할을 하는 역학적인 특징을 보인다. 육지와 바다간의 열적 차이를 포함하여 많은 요인이 저녁과 이른 아침 동안 수증기 수렴의 강도에 기여하고 결과적으로 미국의 평원 지역(네브라스카와 아이오와 같은; 예를 들면, Augustine and Caracena, 1994)에서 두드러진 야간 최대 강수를 초래한다. 기후변화 전망은 LLJ에 대한 예견된 간접영향과 함께 여름철 육지와 바다의 열적 차이의 증가를 나타낸다.

북아메리카의 정년변동성은 두 개의 대규모 진동패턴(3장 참조)인 ENSO, NAO/AO와 연결되어 있다. MMD 모델전망은 극 와도의 강화를 나타내며 많은 모델들은 AO/NAO 지수의 증가에 기여하는 북극 지상기압의 감소를 전망한다; 하지만 알류산 저기압을 모의하는데 있어서 AOGCMs의 다양한 반응에 기인한 불확실성이 크다(10장). MMD모델 전망은, 서태평양 보다는 동태평양 온난화를 가지며, 평균 엘니뇨 유사 조건 쪽으로의 편향을 나타낸다; 엘니뇨 크기 또는 기간의 가능한 변화에 대한 분명한 징조가 없으며, 현재 모델 사이에 넓은 범위의 행적이 존재한다(10장).

### 11.5.2 현재 기후모의의 모델기술

MMD 각각의 AOGCMs는 북아메리카에서 관측된 기압,

지표 기온, 강수 패턴을 재생산해 내는 능력이 다르다(8장). MMD모델의 앙상블 평균은 연평균 해면기압분포를 매우 만족스럽게 모의한다(8.4절). 가장 큰 오차는, 모의된 알류산 저기압을 너무 북쪽으로 멀리 확장시키면서,  $\pm 2$  hPa 크기이다. 이것은 아마도 알래스카 만에서 들어오는 저기압을 막는 록키산맥의 높은 지형을 적절하게 해독하는 것에 대한 저해상도 모델의 무능력에 기인한다. 반대로 라브라도해 위의 기압골은 충분히 깊지 않다. 여름철 남서부 지역의 열 저기압의 깊이는 다소 과하다. MMD 모델은, TAR에서 보고한 것에 비해 감소된 편의를 가지며, 북아메리카·지표기온의 전반적인 패턴을 성공적으로 모의한다. 앙상블 평균 지역 평균 편의 범위는 제25번째에서 75번째 백분위 범위에 대해서  $-4.5 \sim 1.9^\circ\text{C}$ 이고, 중간값은 지역과 계절에 좌우되어  $-2.4 \sim +0.4^\circ\text{C}$ 까지 변한다(보충자료 표 S11.1). MMD 모델의 앙상블 평균은 연평균 강수의 전체적인 분포를 모의 하지만(보충자료 표 S11.1), 거의 모든 모델은 서부와 남부 지역의 강수를 과대 평가한다. 앙상블 평균-지역 평균강수 편의 중간값은 지역과 계절에 따라  $-16 \sim +93\%$ 까지 다르다. 앙상블 평균 강수는, 대륙 서부의 고지대에서는 하루에 1~2mm초과하며, 주요 산악지대의 바람이 불어오는 쪽에서 초과된다.

지역 기후모델은 재분석에 의해 유도 되었을 때 북아메리카의 전체적인 기후를 나타내는데 있어서 상당히 성공적이다.  $10^\circ \times 10^\circ$  남부 평원지대에서 NARCCAP의 6개 RCMs의 앙상블은(Mearns et al., 2005) 1년에 대한 기초 실험 결과에 기초하여,  $\pm 2^\circ\text{C}$ 이내인 월 기온 편이의 76%와  $\pm 50\%$ 이내인 월 강수 편이의 82%를 가진다. 북아메리카의 RCM 모의실험은 영역 크기(예를 들면, Juang and Hong, 2001; Pan et al., 2001; Vannitsem and Chomé 2005)와 만약 사용된다면 대규모 너징(대규모 정보를 모델 영역의 내부에 제공함, 예를 들면, von Storch et al., 2000; Miguez-Macho et al., 2004 참조)과 같은 모수에 차라리 높은 민감도를 보인다. 일반적으로 RCMs는 추운 계절의 온도와 강수를 모의하는데 더 능숙하다(예를 들면, Pan et al., 2001; Han and Roads, 2004; Plummer et al., 2006). 왜냐하면 따뜻한 계절의 기후는 모의하기 어려운 중규모와 대류규모 강수사상에 의해 더 조절되기 때문이다(Giorgi et al., 2001a; Leung et al., 2003; Liang et al., 2004; Jiao and Caya, 2006). 다른 한편, Gutowski et al.(2004)은 각각 지역으로 나누었을 때보다 전체로 보았을 때 미국 월강수 공간 패턴이 겨울철보다 여름철을 더 잘 모의한다는 것을 발견하였다. 몇몇 연구는 경계층으로부터 수증기의 연직 수송(Chaboureau et al., 2004; Jiao and Caya, 2006)과 대류 플룸 및 국지환경간의 유출량혼합(Derbyshire et al., 2004)을 포함하여, 습윤대류의 모수화에 대한 RCMs

의 큰 민감도를 지적하였다. 13개 RCMs으로 미국 중부지방의 1993년 여름홍수에 대한 모의 연구에서, Anderson et al.(2003)은 모든 모델이 홍수를 나타내는 강수 최대값을 잘 나타내지만, 대부분 어느 정도 그것을 과소 추정하고 13개 모델 중에 10개는 관측된 야간 최대 강수를 나타내는데 성공적이었다. Leung et al.(2003)은 일 강수의 제95번째 백분율을 조사하였고 일반적으로 미국서부의 많은 지역에 걸쳐서 잘 일치하는 것을 발견하였다.

AOGCMs 자료에 의해 유도된 최근 발표된 RCM의 현재 기후모의실험조사는 지표기온과 강수의 편이가 재분석으로 유도된 모의보다 2~3배 더 크다는 것을 보여준다. 재분석으로부터 AOGCMs까지 측면경계조건을 변화시키는 지표기온에 대한 민감도는 겨울에는 높게 나타나고, 여름에는 낮게 나타난다(Han and Roads, 2004; Plummer et al., 2006). 북아메리카에서 지금까지 대부분의 RCM 모의실험은 자연변동성을 적절히 샘플링 하기에는 너무 짧은 타임-슬라이스에 대해서 이루어 졌다. 몇몇 RCMs은 구식의 모수화(예를 들면, 버킷 육지면 방안), 연직으로 너무 적은 층(예를 들면, 14) 또는 너무 낮은 최상위 계산층(예를 들면, 100hPa)과 같이 덜 최적의 공식화를 사용하였다.

### 11.5.3 기후전망

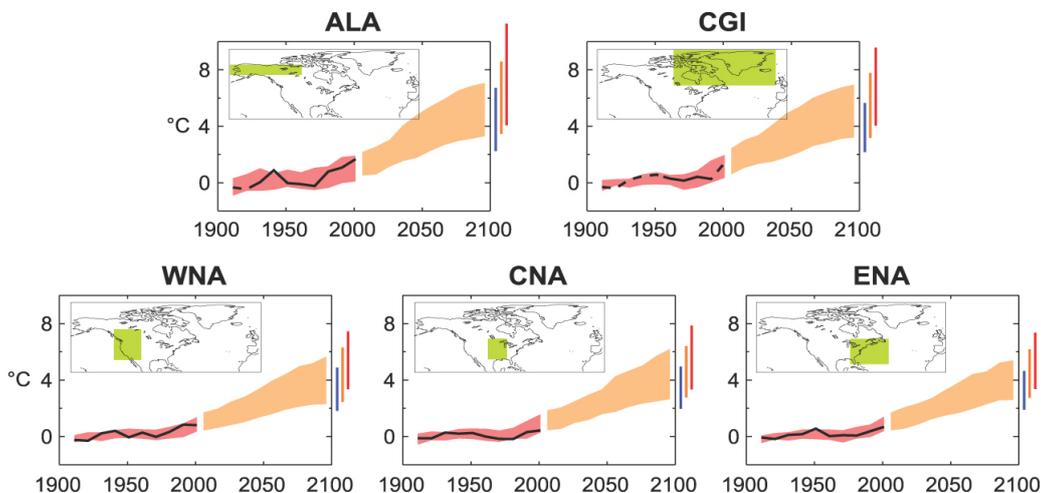
#### 11.5.3.1 지표기온

MMD 모델전망의 앙상블 평균은 전체 대륙의 일반적인 온난화를 전망하며 그 크기는 시간에 따라 거의 선형적으로

증가한다(그림 11.11). 연-평균 기준으로, 전망된 지표기온 온난화는(21개 모델 중 적어도 16개 모델은 2°C초과되는 온난화를 전망하는) 서부, 남부 그리고 동부 가장자리를 따라서 2~3°C부터(21 AOGCMs중 16개가 4°C를 넘는 온난화를 전망하는) 북부 지역을 따라서 5°C 이상까지 변한다. 이러한 온난화는 대륙의 대부분 지역에서 3~4배까지 모델간에 산포도를 증가한다. 미국의 온난화는 거의 모두 모델에 의해 2°C 초과되는 것으로 전망되고, 21개 중에서 5개 AOGCMs이상에 의해 4°C를 초과하는 것으로 전망된다. 전망된 온난화의 더 지역적이며 계절적인 세부적인 범위는 표 11.1과 보충 자료 표 S11.2에서 제공된다.

가장 큰 온난화는 알래스카와 캐나다의 북부지역의 겨울에 발생할 것으로 전망되고, 최북단 지역에서 적설면적의 감소로 인한 양의 되먹임에 기인하여 10°C에 도달한다. 북부 지역의 앙상블 평균 온난화는 겨울철에 7°C이상부터(거의 모든 AOGCMs은 4°C를 초과하는 온난화를 전망) 여름철에 2°C 만큼 작게 변한다. 여름철에 앙상블 평균 전망된 온난화는 대부분 대륙에서 3~5°C 사이이고 해안에서 가까운 지역은 더 작은 값을 갖는다.

서부, 중부, 동부 지역에서, 전망된 온난화는 더 작은 계절변동을 가지며, 특히 해안 근처에서 더 작고, 해양에서의 더 작은 온난화와 일치한다. 온난화는 불충분한 수평 해상도에 기인하여 AOGCMs에 의해 빈약하게 모의되는 효과인 눈-알베도 되먹임의 결과로써 고지대에서 겨울에 커질 수 있다(또한 박스 11.3 참조). 겨울철에 동부 지역의 북부는 가장 따뜻할 것으로 전망되는 반면, 해양지역에서는 2~3°C 정도만 따뜻하게 될 것으로 전망된다.



**그림 11.11.** 1906~2005년까지 5개 북아메리카 육지지역에 대해 1901~1950년 기간에 대비한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD 모델에 의해 모의된 기온편차(붉은색 음영)와 A1B 시나리오에 대해서 MMD모델에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색); A2 시나리오(붉은색)에 대해서 2091~2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 고려된 10년간 그 지역의 50%미만에 대해서 관측이 존재하는 곳에서는 검은색 선이 파선으로 표시되었다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 박스 11.1과 11.1.2절에 나타내었다.

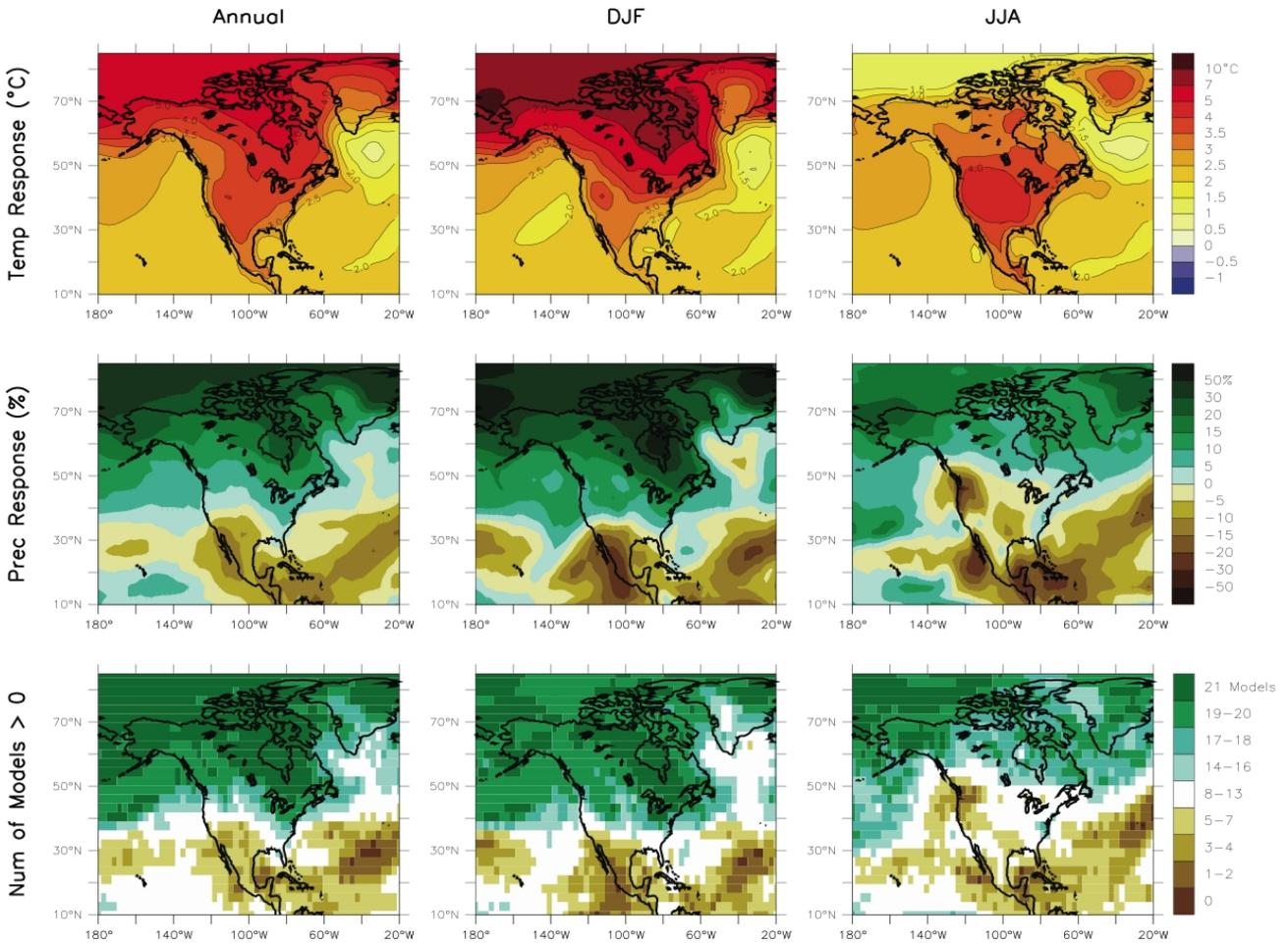


그림 11.12. MMD-A1B모의로부터 얻은 북아메리카 기온과 강수 변화. 위쪽 줄: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 중간 줄: 강수의 % 변화에 대한 것을 제외하고 위쪽과 같음. 아랫줄: 21개 모델 중 강수의 증가를 전망한 모델 수.

RCM의 기후변화 반응은 때때로 RCM을 구동하는 AOGCM의 반응과는 다르다.

이것은 여러 모수화(대류과정과 지표면 과정이 특히 여름철 북아메리카에서 중요하다)와 해상도(다른 해상도가 같은 모수화의 다른 특성을 유도 할지도 모른다)의 사용을 포함하여 여러 인자의 조합에 의한 결과인 것으로 보인다. 예를 들면, Chen et al.(2003)은 두 개의 RCMs 이 RCM을 유도하는 AOGCM보다 여름에 더 큰 기온변화를 전망한다는 것을 발견하였다. 대조적으로, RCM에서 전망된 온난화는, RCM을 구동하는 AOGCM과 비교해서, 관측이 최근 수 십년간에 냉각되는 경향을 보이는 지역인 미국 중부에서 1.5°C 적은 것으로 발견되었다(Pan et al., 2004; Liang et al., 2006). 이것은 LLJ 빈도수의 변화하는 패턴 그리고 연관된 수증기 수렴에 기인한 것일지도 모르는 온난화가 거의 없는 지역에서 나타났다. RCM에서 LLJ의 향상된 모의는 수평과 수직해상 증가에 기인하여 가능하게 되었다는 것이 입증되었다. 하지만 유사한 해상도를 갖는 다른 RCMs은 같은 결과를 보이지 않았다.

### 11.5.3.2 강수

대기의 포화수증기압의 온도 의존도의 결과로, 전망된 온난화는 대기의 수증기 플럭스의 증가와 그 수렴/발산강도의 증가를 동반할 것으로 예측된다. 이것은 대부분의 남서부 지역을 제외하고 대륙의 대부분 지역에서 전반적인 강수 증가를 초래한다(그림 11.12). MMD 모델의 앙상블 평균은 연평균 강수의 증가를 전망하여, 북부지역에서는 +20%에 도달하고 이것은 모델간 산포도의 2배로, 유의한 것 같다; 겨울철에 전망된 강수는 +30%정도 증가한다. 왜냐하면 증가된 포화수증기압은 또한 증발을 증가시키기 때문에, 연간 강수의 전망된 증가는 증발량의 증가로 부분적으로 상쇄된다; 북아메리카의 중앙지역은 결과적으로 순 지면 건조화를 겪게 될지도 모른다(보충자료 그림 S11.1 참조). 많은 지역적 계절적 세부사항들은 표 11.1과 보충자료 표 S11.2를 보라. 지역평균은 중요한 남-북간 차를 숨긴다는 것을 주의하라.

전망된 편서풍의 북쪽으로의 변화와 알류산 저기압의 강화와 일치하여(11.5.3.3 절), 북부 지역의 강수는 가을철 가

장 많은 양과 겨울철 가장 큰 비율로 증가하는 것으로 전망된다.

증가된 가강수량 때문에, 지형성 강수로, 서부지역에서 산악의 풍상측에서 강수량의 증가가 커질 것 같다. 서부지역에서 연평균 강수의 적절한 변화가 전망되지만 AOGCMs의 대부분은 겨울철 동안은 증가하고, 여름철 동안은 감소하는 것으로 나타났다. 모델은 북부에서 겨울철에 증가(15%의 앙상블 평균최고)와 남부에서 여름철에 감소(-20%의 앙상블 평균최고)에 대해서 의견 일치를 보인다. 이러한 감소는 미국의 남서부와 멕시코의 북부에서 육지와 해양의 대조적인 온난화 때문에 서해안의 원해에서 아열대 고기압의 강화로부터 초래되는 강화된 하강운동 및 건조한 기단의 흐름과 일치한다(예를 들어, Mote and Mantua, 2002). 하지만 이러한 감소는 모델간 산포도와 비슷하고 그래서 그것은 몇몇 AOGCMs이 강수증가를 전망한 사실에 의해 강화되는 평가 때문에 큰 불확실성을 포함한다.

중부와 동부 지역에서 MMD 모델로부터 전망된 강수는 서부에서와 같은 특징을 보인다. 겨울철 북부에서 증가하고, 여름철 남부에서 감소하는 점이 잘 일치한다. 0변화선은 다소 서에서 동으로 향하고 겨울에서 여름으로 가면서 북쪽으로 움직인다. 0변화선은 또한 큰 온실가스 량을 갖는 SRES 시나리오 하에서 더 북쪽으로 놓여 있을 것으로 전망된다. 하지만 전망된 변화에는 불확실성이 크고 그 변화는 서로 다른 SRES시나리오에 걸쳐서 잘 평가되지 않는다.

Govindasamy(2003)은, 미국의 평균에 대해서, 몇 안 되는 고해상도 AOGCM 타임-슬라이스 모의실험의 결과가 AOGCMs에서 얻은 결과와 상당히 다르지 않다는 것을 발견하였다. 가용한 RCM 모의는 평균변화에 대해서 추가적인 정보를 제공하지 않는다. 몇몇 RCMs는 국지적으로(Chen et al., 2003) 또는 전 미 대륙에 대해서 다른 부호의 강수 변화를 전망한다(Han and Roads, 2004). 거기에서 여름에 AOGCM은 일반적으로 작은 증가를 그리고 RCMs은 커다란 감소를 전망했다. 대조적으로 Plummer et al.(2006)은 상당한 여름강수 초과가 다른 모델에서 나타났다는 사실에도 불구하고, 그들의 RCM에서 두 종류의 물리적 모수화를 사용하여 강수 반응에서 작은 차이만을 발견하였다.

### 11.5.3.3 온도와 강수의 극값

몇몇 RCM연구는 특히 극한 온도사례의 변화에 집중하였다. Bell et al.(2004)은 캘리포니아를 중심으로 한 모의실험에서 온도 극값의 변화를 조사하였다. 그들은 극단적인 온도 사례는 백분위 분포로써 그리고 임계값을 넘는 사례, 장기간 지속되는 고온사례 그리고 기온 일변화의 증가로써, 극한 기

온사례의 증가를 발견하였다. Leung et al.(2004)은 그들의 RCM 모의실험으로 미국 서부의 극값의 변화를 조사했다; 그들은 대체로 여름철 일교차가 지역 중 6개의 하부지역에서 증가하는 것을 발견했다.

Diffenbaugh et al.(2005)은 극한 고온 사례의 증가와 극한 한랭사례의 감소와 함께 극한 온도 사례의 빈도와 크기가 SRES A2하에서 극적으로 변하는 것을 발견했다.

캘리포니아 강수 극값에 대한 연구에서, Bell et al.(2004)은 95번째 백분위수를 넘는 강수의 변화가 대부분의 지역에서 호우(강수)의 감소와 함께, 평균강수의 변화를 수반한다는 것을 발견한다. 비록 평균 강수가 이전의 연구(Giorgi et al., 2001a)와 일치하게도, 대부분 감소하더라도 Leung et al.(2004)은 추운 계절 동안 강수의 극값은 로키산맥의 북쪽, Cascades, Sierra Nevada, British Columbia에서 2040~2060년 동안에 10%까지 증가할 것을 발견한다. 태평양 북서부의 하천 유역에서 강설보다 강우 증가와 눈 위의 강우 사례의 증가는 극한유출량을 11%까지 증가시켰다. 이것은 많은 극심한 홍수에 기여 할 것이다. Diffenbaugh et al.(2005)은 SRES A2하에서 전 미국을 포함하는 25km RCM모의에서 극한 강수 사례의 폭 넓은 증가를 발견하였다. 이들은 이러한 증가를 유의한 것으로 판단 하였다.

### 11.5.3.4 대기순환

대개 북아메리카의 전망된 기후변화는 북반구의 전반적인 특성을 따른다(10장). MMD 모델은 가을과 겨울철에 가장 현저한 중위도 편서풍 흐름의 북향이동과 강화를 전망한다. 지상기압은 북쪽에서 감소하는 것으로 전망되고, 알류산 저기압의 중심부는 북쪽으로 이동하고 라브라도 해의 기압골은 북서쪽으로 이동하고, 남쪽에서 약간 감소하는 것으로 전망된다. 북부 지상기압의 감소는 겨울철에 가장 강하여 -1.5~-3 hPa에 도달하는 것으로 전망되는데, 이것은 대륙성 북극 기단의 온난화에 의한 것이다.

1년을 기준으로, 북부의 기압감소는 연평균 기준으로 모델간에 산포도가 3배를 넘고 여름에 1.5배를 넘으며, 이것은 유의하다. 동태평양 아열대 고기압은 특히 캘리포니아와 바하캘리포니아 먼 바다에서 여름에 강화될 것으로 전망되고, 북아메리카의 남서부에 기단 침강은 증가하고 기류는 더 건조해 질 것이다. 기압의 증가(0.5hPa 이하)는 모델 사이의 산포도에 비해 작기 때문에 이 전망은 불확실하다.

### 11.5.3.5 눈 쌓임, 눈 녹음과 하천 유량

MMD모델의 앙상블 평균은 자연된 가을 강설과 이른 봄 눈 녹음의 결과로 적설량의 전반적인 감소를 전망한다(10

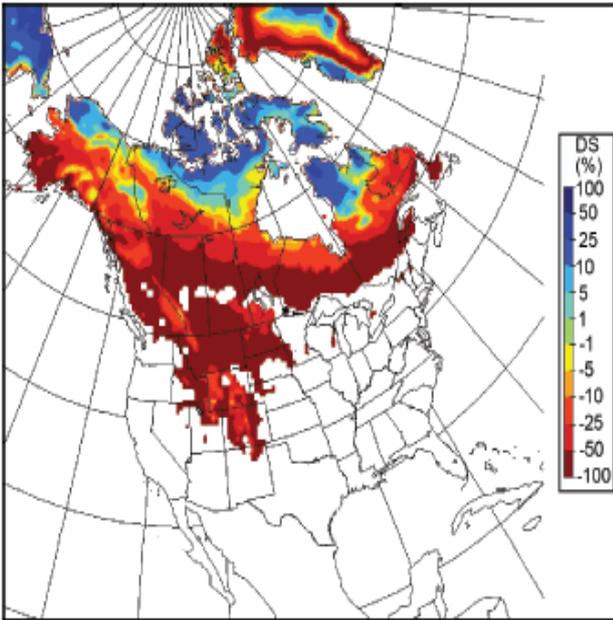


그림 11. 13. SRES A2 시나리오 하에서 1961~1990년 기간에 대비하여 2041~2070년 기간에 대해서 Canadian General Circulation Model (CGCM)에 의해 구동된 Canadian Regional Climate Model (CRCM; Plummer et al., 2006)에 의해 전망 했을 때, 3월 % 적설량 변화(기후적으로 적설량이 물로 환산했을 때 5mm를 넘는 곳에서만 계산함).

장). 겨울철 강수가 증가할 것으로 전망되는 몇몇 지역에서 증가된 강설량이 강설계절이 짧아진 것을 보충할 수 있고, 적설량 누적을 증가시킬 수 있다. GCMs에 의해서 북극해 주변의 몇몇 육지(그림 S10.1)와 RCMs에 의해서 북서부 영역의 최북단 지역에서 적설량의 증가가 전망된다(그림 11.13). 비록 대부분 모델은 강설계절의 광범위한 감소를 전망하더라도 원칙적으로 비슷한 상황은 로키산맥의 저위도 고지대에서 일어날 수 있다.(Kim et al., 2002; Snyder et al., 2003; Leung et al., 2004; 박스 11.3참조).

많은 SD연구 활동은 미국 서부의 복잡한 지형 지대에서 미래 수자원을 해결하는데 중점을 뒀다. 연구들은 전형적으로 지역 온난화에 의해 야기된 겨울철 눈쌓임의 감소와 눈 녹음 시작시기의 빨라짐을 지적한다(Hayhoe et al., 2004; Salathé 2005).

연평균 하천유량의 증가와 이른 봄철 침투유출 쪽으로의 상당한 경향은 또한 캐나다 북부 퀘벡의 Saguenay유역에 대해서 두 SD기술에 의해 전망되었다(Dibike and Coulibaly, 2005). 유량 레짐의 변화는 또한 겨울 홍수의 위험을 증가시키고, 여름철 토양수분과 하천 유량을 낮추는 것 같다.

하지만 AOGCMs에서 유도된 눈쌓임 행적의 차이는 결정적으로 상세한 겨울철 온도 변동의 현실성과 강수와의 상호 작용, 눈쌓임 누적과 용해에 의해서 좌우된다(Salathé 2005).

Hayhoe et al.(2004)은 통계상으로 상세하게 캘리포니아에 대해서 통계적으로 상세화된 온도와 강수 시나리오의 표준 세트를 생산했다; A1F1과 B1시나리오 하에서 그들은 전체적으로 눈쌓임의 감소를 발견했다.

## 11.6 중앙아메리카 및 남아메리카

중앙아메리카 및 남아메리카에서 전망된 기후변화의 평가:

모든 중앙아메리카와 남아메리카는 금세기 동안은 온난화 될 확률이 매우 높다. 남아메리카의 남부지역에서 연평균 온난화는 전구 평균 온난화와 비슷하지만 나머지 지역에서는 전구 평균 온난화보다 더 클 확률이 높다.

연강수는 중앙아메리카의 대부분 지역에서 감소할 것 같고, 상대적으로 건조한 북반구 봄철은 더 건조해 질 확률이 높다. 연강수는 남 안데스에서 감소할 확률이 높고, 상대적인 강수 변화는 여름철에 가장 클 확률이 높다. 국지규모에서 어려운 점은 대기순환의 변화가 산악 지역의 강수변화에서 큰 국지적 변동성을 유도할지도 모른다는 것이다. 강수는 겨울철에는 Tierra del Fuego와 여름철 동안 남아메리카의 남동부 지역에서 증가할 확률이 높다.

아마존 삼림을 포함한 남아메리카의 북쪽에서 어떻게 연평균과 계절평균 강우가 변화할 것인지는 불확실하다. 몇몇 지역에서, 모의실험간에 질적인 일관성이 있다(에콰도르와 북 페루에서 강우가 증가하고, 대륙의 북쪽 끝과 북동브라질의 남부에서 감소한다).

현재의 평균 열대기후와 그것의 변동성을 모의하는데 있어서의 계통오차(8.6절)와 엘니노 진폭의 미래변화에서 모델 간의 큰 차이는 중앙과 남아메리카의 넓은 지역에서 지역적 변화의 결론적인 평가를 불가능하게 한다(10.3절). 대부분 MMD 모델은 모델의 기준실험에서 지역 강수 패턴을 재현하는데 있어서 빈약하고, 특히 아마존 지역(AMZ)의 대부분에서 작은 신호-대-잡음 비율을 가진다. 높고 뾰족한 안데스 산맥은 저해상도 모델에서 해독되지 못하고, 대륙의 많은 부분에서 평가에 영향을 미친다. 모든 대륙에서 그렇듯이 토지 이용과 토지피복 변화로부터의 되먹임은 잘 설명되지 않고, 어느 정도의 불확실성을 제공한다. AMZ의 생지화학 시스템에서 급격한 변화의 잠재성은 불확실성의 발생원으로 남아 있다(박스 10.1 참조). 이러한 과정들을 조직화하는 기후모델에서, 전망된 기후 민감도의 큰 차이와 과정들의 이해력 부족이 알려졌다(Friedlingstein et al., 2003). 중앙아메리카에

서, 열대성 저기압은 기후변화의 지역 시나리오들에 대한 불확실성의 추가적인 발생원이 될 지도 모른다. 왜냐하면 이 지역에서 여름철 강수는 허리케인 경로와 강도의 계절적 변화에 의해 영향을 받을 것이기 때문이다.

### 11.6.1. 핵심과정

대부분의 중앙과 남아메리카에서, 열대대류의 강도와 위치변화는 기본적인 관심사이지만, 온대 요란 또한 멕시코 겨울철 기후와 남아메리카 남부에서 일년에 걸쳐서 중요한 역할을 한다. 중앙아메리카와 남아메리카에서 태평양 연안을 따라서 대륙 장벽(산맥) 그리고 세계 최대의 우림은 이 지역의 기후를 결정하는 독특한 지형적 특징이다.

대부분의 멕시코와 중앙아메리카의 기후는 비교적 건조한 겨울과 5~10월까지 명확한 우기로 특징 지어진다(Magaña et al., 1999). 우기의 계절적 전개는 대개 아메리카의 따뜻한 풀에서 대기-바다의 상호작용의 결과이고, 두드러진 편동풍 흐름에 대한 지형효과뿐만 아니라, ITCZ의 시간적 전개의 결과이다. 북반구 겨울 동안, 멕시코 만과 카리브해의 대기순환은 멕시코와 Great Antilles의 서부 지역에 주로 영향을 미치는 온대시스템의 침입과 함께 아열대 북대서양 고기압의 계절적 변동에 의해 지배된다.

남아메리카 몬순 시스템과 관련된 따뜻한 계절의 최대 강수는 남아메리카의 열대와 아열대 위도에서 열대 강수의 평균 계절적 순환을 지배한다(Vera et al., 2006). 아마존 지역에서는 삼림벌채에도 불구하고 전구 규모의 수증기 수렴에 기인하여, 지난 40년 동안 강우가 증가하였다(Chen et al., 2001; 또한 3.3절 참조). 우리의 미래는 필수적인 생태적 중요성 뿐만 아니라, 지역 기후변화의 동력으로써, 전구 탄소 순환의 미래 전개에 중요하다. 몬순 시스템은 ENSO에 의해 강하게 영향을 받고(예를 들어, Lau and Zhou, 2003), ENSO의 미래 변화는 이 지역에서 서로 보상적인 변화를 유도할 것이다. 남대서양 수렴대의 이동은 브라질 남부에 중심을 둔 최근 수 십년간 커다란 강수 증가 경향과 같이 중요한 지역적 영향을 갖는다(Liebmann et al., 2004). 선택적 들뜸이 지역변화를 결정하는데 도움을 줄 수 있는 분명한 원격상관패턴이 있다(태평양 남아메리카 모드, Mo and Nogué-Paegle, 2001). 칠레의 많은 지역에서 지중해성 기후는 남반구(SH)에서 해양성 아열대 고기압의 풍하측에 있는 다른 지역과 유사하게, 남태평양 아열대 고기압의 극 쪽으로 확장의 결과로서 건조화에 민감하게 만든다. 남아메리카의 남동부는 동일한 극 쪽으로의 폭풍경로 이동으로부터 강수의 증가를 경험할 것이다.

### 11.6.2. 현재 기후모의의 모델기술

중앙아메리카(CAM)와 AMZ 지역에서, 대부분의 MMD는 SON에 AMZ를 제외하고, 0 ~ 3°C의 한랭 편의를 가지고 있다. 남아메리카의 남부(SSA)의 평균 편의는 0에 가깝다. 편의는 지리적 분포에서 균일하지 않다(보충자료 그림 S11.25). MMD 평균기후는 30°S 주변(특히 여름철에)과 남아메리카 중부의 일부 지역에서(특히 SON) 온난 편의를 나타낸다. 남아메리카의 나머지 지역(안데스 중부와 북부, 브라질 남부, 파타고니아)에서는 두드러지게 음의 경향이 있다. 남아메리카의 서안을 따라 해수면 온도의 편의는 해양 용승의 악화와 관련이 있을 확률이 높다.

CAM지역에서, 다중 모델의 강수의 산포는 크지만, 모델의 절반은 연평균으로 -15~25% 범위에 있다. 가장 큰 편이는 강수가 부족한 북반구 겨울철과 봄철 동안에 발생한다(보충자료 표 S11.1). AMZ와 SSA의 두 지역에서, 앙상블 연평균기후는 모델의 약 60%가 음의 편의를 가지고, 관측 상태보다 더 건조하게 나타난다. 불행하게도, 평균 하기 위해 이 지역을 선택한 것이 특히 남아메리카에 대해서 오해하게 한다. 왜냐하면 그것은 아마존과 La Plata 분지에서 강우 과소 추정과 관련된 것과 같은 정확한 지역적인 편의를 명확하게 산출해내지 않기 때문이다(보충 자료 그림 S11.26). 지역기후의 모의실험은 저위도에서 모델결합에 의해 심각하게 영향을 받는다. 특히, MMD 앙상블은 ITCZ의 관측위치를 남쪽으로 확장하여 상대적으로 약한 ITCZ를 묘사하는 경향이 있다. 모의실험은 아마존 유역에서 강우를 과소 추정하는 계절적 편의를 가진다. 모의된 아열대 기후는 특히 우기 동안, 남아메리카 남동지역과 남대서양 수렴지역의 대부분에서 건조한 편의에 의해 전형적으로 해롭게 영향을 받는다. 대조적으로 안데스와 북동 브라질을 따라서 강우는 앙상블 평균에서 지나치게 많다.

AOGCMs를 사용하여 열대기후의 모의실험의 몇몇 양상이 향상되었다. 하지만, 일반적으로 가장 큰 오차는 열대 남아메리카와 같이, 변화가 가장 약한 지역에서 발견되어진다(예를 들어, 8.3 절 참조). 대기 GCMs은 열대 아메리카에서 강수의 공간분포를 잘 묘사하지만, GCMs은 특히, 한여름 가뭄에 대해서 연강수의 시간전개를 정확하게 재현하지 못한다(Magaña and Caetano, 2005). 그 지역에서 열대성 저기압은 강수에 중요하게 기여한다. 대륙에 가까워지면 GCMs은 육지에서 많은 양의 강수를 모의할 것이고, 해안으로부터 멀어지면 대륙지역에서 수증기 발산은 더 건조한 상태를 강화할 것이다.

Zhou and Lau(2002)는 기후변동과 예측된 프로그램

(CLIVAR) 아시아-오스트레일리아 몬순AGCM이 상호비교 프로젝트에 의해 제공된 6개 AGCM세트에서 강수와 순환 편의를 분석하였다(Kang et al., 2002). 이 모델 앙상블은 몬순강수의 계절적 이동과 남아메리카 수렴지역과 관련된 강우를 포함하여, 남아메리카 몬순 시스템의 몇몇 대규모 특징을 잘 나타낸다. 하지만, 남대서양 아열대 고기압과 아마존 저기압이 너무 강한 반면 하층 흐름이 남반구 여름 동안 너무 강하고 남반구 겨울 동안 약한 경향이 있다. 모델 앙상블은 태평양-남아메리카 패턴을 꽤 잘 모의하지만, 규모는 일반적으로 과소 추정된다. 지역모델은 이 지역에 대해서 여전히 실험되고 발전되고 있는 중이다. 중앙과 남아메리카에 대해 RCMs를 사용한 연구는 상대적으로 적고 그렇게 한 연구는 짧은 적분 시간에 의해 제한된다. 몇몇 연구(Chou et al., 2000; Nobre et al., 2001; Druryan et al., 2002)는 브라질의 계절예측에 대해서 실험적인 역학적 상세화의 능력을 시험했다. 그 결과는 보다 더 현실적인 GCM 강제력과 RCMs의 개선이 필요하다는 것을 제안한다. Seth and Rojas(2003)는 열대 남아메리카에 중점을 두고, 재분석에 의해 유도된 계절적분을 수행하였다. 모델은 서로 다른 강우편차와 대규모 순환을 모의 할 수 있지만, 대서양으로부터 약한 하층 수송의 결과로서 서 아마존의 강우는 과소 추정되었다.

Vernekar et al.(2003)은 하층제트를 연구하기 위하여 비슷한 접근법을 따랐고, RCM이 재분석이 만드는 것 보다 더 상세한 지역순환을 생산해 낸다고 보고하였다. 하지만, 4개 RCM의 앙상블은 대규모 재분석으로 유도된 강수에서 주목할 만 한 개선을 제공하지 않는다(Roads et al., 2003).

다양한 연구들(Misra et al., 2003; Rojas and Seth, 2003)은 AOGCM 모의 실험에 의해 유도된 계절적 RCM 모의실험을 분석한다. AGCMs에 비해 일반적으로 지역모델은 남아메리카의 열대와 아열대 지역에서 모두 강우 모의와 대류권 순환을 개선하였다. 하지만, AGCM으로 유도한 RCMs는 재분석 장으로 유도한 적분과 비교했을 때 성능이 떨어지고, 그것들은 AMZ의 여러 지역에서 건조 편의를 더 악화시킬 수 있고 AGCMs으로부터 생긴 해양 유역의 잘못된 ITCZ를 지속 되게 한다. Menéndez et al.(2001)은 SSA의 겨울 기후 값을 모의하기 위해 남반구 중위도에 대해서 더 고해상도를 가진 확장된 격자 AGCM에 의해 유도된 RCM을 사용하였다. 그들은 AGCM과 지역모델 모두 비슷한 계통 오차를 가지지만 편의는 RCM에서 감소한다는 것을 발견했다. 유사하게, SSA에 대한 다른 RCM 모의실험은 아열대 평원에 아주 적은 강수를, 고지대에 너무 많은 강수를 나타낸다(예를 들면, Nicolini et al., 2002; Menéndez et al., 2004).

## 11.6.3 기후전망

### 11.6.3.1 온도

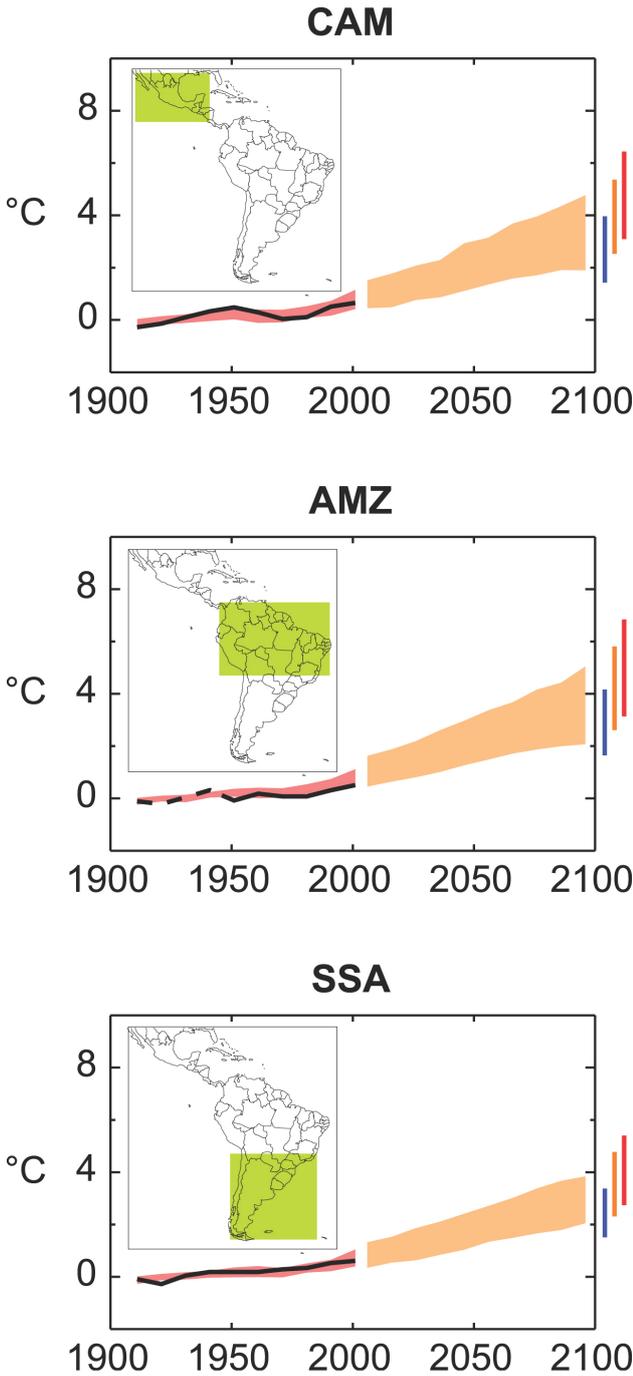
MMD-A1B 전망에 의해 모의된 것처럼 온난화는 대략적으로 금세기 동안 시간에 따라 선형적으로 증가하지만, 변화의 크기와 모델 간 범위는 SSA보다 CAM과 AMZ에서 더 크다(그림 11.14). 1980~1999년과 2008~2099년 사이에 A1B 시나리오에서 연평균 온난화는 CAM지역에서 1.8°C에서 5.0°C로 변하고, 모델의 절반은 2.6°C에서 3.6°C내에서 변화하고, 중앙값은 3.2°C이다. AMZ에서 연평균 온난화는 1.8°C에서 5.1°C이고, 모델의 절반은 2.6°C에서 3.7°C내에서 변화하고, 중간값은 3.3°C이다. 그리고 SSA지역에서는 연평균 온난화가 1.7°C에서 3.9°C로 바뀌었고 모델의 절반은 2.3°C에서 3.1°C내에서 변화하고, 중간값은 2.5°C이다(표 11.1).

중간값 온난화는 SSA에서 전지구 앙상블 평균에 매우 가깝지만, 다른 두 지역에서 지구평균보다 약30%이상 높다. 나머지 열대지방에서처럼, 온도에 대한 신호-대-잡음 비율이 크다. 그리고 20년 평균온도가 모델의 내부변동성 이상으로 명백하게 구분되는 데는, A1B 반응의 중간 속도로 증가하면, 10년 밖에 걸리지 않는다.

모의된 온난화는 전반적으로 아마존 내부와 북 멕시코 같이 대부분의 대륙 지역들에서 가장 크다(그림 11.15). 지역 평균 온난화의 계절 변동은, DJF와 MAM사이에 중간값이 1°C의 차이가 있는 CAM을 제외하고 대체로 적당하다(표 11.1). 중앙 아마존에서 온난화는 DJF보다 JJA에서 더 큰 경향이 있고, 반면, 알티플라노에서 그 이다. 다시 말해서, 기온의 계절순환은 증가할 것이라고 전망 되어진다(그림 11.15). 비슷한 결과가 Boulanger et al.(2006)에 의해 발견되었는데, 그는 MMD 모델들의 선형 조합을 위한 최적의 가중치를 찾기 위해 신경망 방법과 베이시안 통계를 기초로 한 통계적 방법을 적용하여 남아메리카에서 지역적 열적 반응을 연구하였다. 개별 모델들 사이의 계절 온난화의 변동성에 대해서는 표 11.1을 참고한다. 온난화 크기의 불확실성을 추정하기 위한 대안적 접근법으로서, Tebaldi et al.(2004a)의 방법을 사용한 평가에 의하면, 21세기 말에서 기온변화에 대한 5번째와 95번째 백분위수는 전형적으로 세 지역 모두에서 중간값의  $\pm 1^\circ\text{C}$  이내이다(보충자료 표 S11.2).

### 11.6.3.2 강수

MMD 모델은 Neelin et al.(2006)과 일치되게, 중앙아메리카의 대부분의 지역에서 강수가 일반적으로 감소한다고 제안했다. 거기서, A1B시나리오 하에서 21세기의 말 연간 중간값 변화는 -9%이고, 비록 전망의 모든 범위는 -48에서 9%



**그림 11.14.** 1906~2005년까지 3개의 중앙과 남아메리카 육지지역에 대해 1901~1950년 기간에 대한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD모델에 의해 모의된 기온편차(붉은색 음영)와 A1B 시나리오에 대해서 MMD모델에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색), A2 시나리오(붉은색)에 대해서 2091~2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 고려중인 10년간 그 지역의 50%미만에 대해서 관측이 존재하는 곳에서는 검은색 선이 파선으로 표시되었다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 박스 11.1과 11.1.2절에 나타내었다.

까지 확장되지만, 모델의 절반은 -16에서 -5%까지 연간 평균 변화를 전망했다. 아마존과 남아메리카 남부에서 지역 평균 강수의 중간값 변화는 작고, 모델간의 차이는 또한 중앙아메

리카에서보다 더 적당하다. 하지만 지역평균은 두드러진 지역적 차이를 숨긴다(표 11.1, 그림 11.15).

중앙아메리카에서 지역 평균강수는 모든 계절에서 대부분 모델에서 감소한다. 여름강수의 증가가 전망되는 곳은 단지 JJA동안 ITCZ가 형성되는 지역인 북-동 멕시코의 일부 지역과 동태평양이다(그림 11.15). 하지만 열대 폭풍은 이 지역에서 허리케인 계절에 강우의 상당 부분에 기여하기 때문에, 이런 결론은 이러한 전구모델에 의해 잘 모의되지 않는 폭풍 강우의 증가 가능성에 의해 수정될지도 모른다. 특히, 폭풍의 수가 변하지 않는다면, Knutson and Tuleya(2004)는 대기 CO<sub>2</sub>배증 시기에서 폭풍 중심에서 100km이내에 평균 강수율의 거의 20%정도의 증가를 추정한다.

남아메리카에서, 다중모델평균 강수반응은(그림 11.15) 특징적인 지역 변동성을 나타낸다. 연평균 강수는 카리브해 해변에서 가까운 남아메리카 북쪽뿐만 아니라 북부 브라질의 넓은 지역, 칠레와 파타고니아에서 감소할 것으로 전망된다. 반면, 적도 주변의 콜롬비아, 에콰도르와 페루, 남아메리카 남동지역에서 증가가 전망된다. 계절순환은 특히 몬순 강수가 DJF에 증가하고, JJA에 감소하는 아마존 유역에서 이 평균 변화를 조절한다. 다른 지역들(예를 들어, 우루과이와 파타고니아에 중심을 둔 남아메리카 북부의 태평양 연안)에서 반응의 부호는 계절순환을 통해서 유지된다.

그림 11.15의 맨 아래 그림에서 볼 수 있듯이, 대부분의 모델은 특히 DJF에서 리오데라플라타 근처에서 더 습윤한 기후를 전망하고 남 안데스의 많은 지역을 따라 더 건조한 상태를 전망한다. 하지만, 이런 반응의 그럴듯한 가능성을 추정할 때 이러한 모델 세트 내의 정성적인 일치가 대부분의 모델이 기준 모의실험에서 지역 강수 패턴의 상당한 편의를 보여준다는 사실에 반하여 강조되어야 한다.

남태평양과 남대서양 아열대 고기압의 극쪽 이동은 전 모델에 걸쳐서 나타나는 확고한 반응이다. 칠레와 파타고니아의 일부 지역은 남태평양에 있는 아열대고기압의 극 경계에 의해 영향을 받고, 순환의 극쪽 이동과 수증기 수렴의 증가와의 결합 때문에 특히 강한 건조함을 경험한다. 남대서양에서 아열대 고기압의 강도와 위치는 남아메리카 남동지역과 남대서양 수렴지역의 기후에 영향을 주는 것으로 알려져 있다(Robertson et al., 2003; Liebmann et al., 2004). 남아메리카의 남동지역에서 강우의 증가는 대서양 폭풍경로의 상응하는 극쪽 이동과 관련된다(Yin, 2005).

강수에서 몇몇 전망된 변화는(동-중앙 아마존 지역과 북동 브라질에서 건조함과 남아메리카 남-동 지역에서 더 습윤한 상태와 같은) 모델에 의해 전망된 엘니뇨와 유사한 반응의 부분적인 결과일 것이다(10.3 절). 동반된 위커순환의 이동

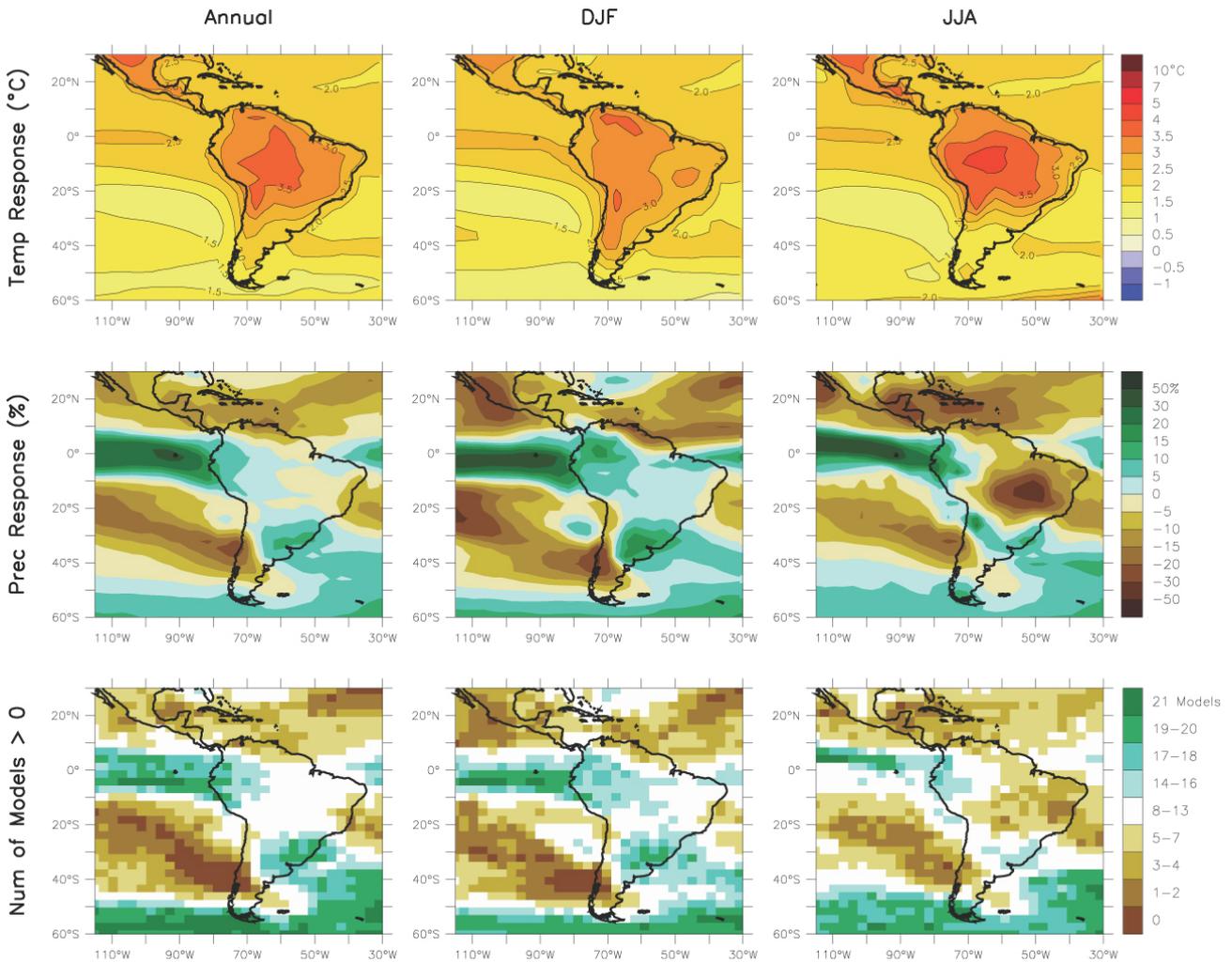


그림 11. 15. MMD-A1B모형으로부터 얻은 중앙과 남아메리카 기온과 강수 변화. 윗줄: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 중간 줄: 강수의 % 변화에 대한 것을 제외하고 윗줄과 같음. 아랫줄: 21개 모델 중 강수의 증가를 전망한 모델 수.

과 변화는 열대 남아메리카에 직접적으로 영향을 미칠 것이고(Cazes Boezio et al., 2003), 온대 원격상관을 통해 남아메리카 남부지역에 영향을 미칠 것이다(Mo and Nogués-Paegle, 2001).

비록 탄소순환과 동적 역학적 식생으로부터의 되먹임은 MMD 모델에 포함되지 않았지만, 많은 결합된 탄소순환-기후전망은 TAR이래로 수행되어지고 있다(7.2절과 10.4.1절 참조). 초기 탄소-기후모의실험은 아마존의 건조함은 대기의 CO<sub>2</sub> 증가에 의해 인위적 지구 온난화의 비율을 가속화 시키는데 잠재적으로 기여한다고 제시하였다(Cox et al., 2000; Friedlingstein et al., 2001; Dufresne et al., 2002; Jones et al., 2003). 이 모델은 기후전망에서 큰 불확실성을 보이고, 이 변화의 시기와 격렬함에서 다르다(Friedlingstein et al., 2003). CO<sub>2</sub>의 변화는 북 아마존과 같은 지역에서 강수 변화와 관련되어 있다(Zeng et al., 2004). 동적 식생과 상호작용하는 전구 탄소순환을 가진 HadCM3 모델의 버전에서

(Betts et al., 2004) 더욱 엘니뇨와 유사한 상태로의 경향성은 아마존에서 강수 감소와 식생 잎 마름 병에 기여한다(Cox et al., 2004). 하지만, MMD에 참여한 HadCM3의 버전은 AMZ(A1B 시나리오에서 -21%)에서 연 강수의 단연 가장 큰 감소를 전망한다. 고정된 식생을 갖는 아마존 지역에 대한 강수 전망에서 모델들간에 더 많은 수렴이 있기까지, 이것은 지역기후와 생태계 변화에 대한 탄소순환 영향을 해석하는데 있어서 매우 신중해야 할 필요성을 강조한다. 박스 11.4는 기후변화의 상황에서 지역적 토지이용/토지피복의 변화와 관련된 주요한 몇몇 쟁점을 요약 한다.

#### 11.6.4 극한현상

이 지역에 대해서 기온과 강수의 극값에 대해서 가용한 연구는 거의 없다. 표 11.1은 1980~1999년까지 모의된 것처럼 A1B 시나리오를 사용한 모델전망에서 계절기온과 강수

극값이 얼마나 더 많아지는지에 대한 추정치를 제공한다. 본질적으로 모든 계절과 지역은 금세기 말까지 이 기준에 의해 극한적으로 온난하다. 중앙아메리카에서 전망된 시간 평균강수 감소는 모든 계절에서 더욱 빈번한 극한 가뭄을 동반한다. AMZ에서 모델은 2080년부터 2099년 기간에서 모든 DJF(MAM)의 약 27%(18%)에서 극한 습윤 계절을 전망한다.

SSA에서 극한 습윤 또는 극한 건조 계절의 빈도에서 유의한 변화들은 전망되지 않는다.

일 시간규모에서 Hegerl et al.(2004)은 두 개의 AOGCMs 으로부터 모의실험의 앙상블을 분석하였고, 두 개 모델 모두 아마존 유역에서 1년 중 가장 따뜻한 밤이 평균반응보다 더 크고, SSA의 일부 지역에서 평균반응보다 더 작다는 것을 발견한다. 극한 강수에 대해서 두 모델은 남아메리카 남동지역의 많은 부분과 중앙 아마존 지역에서 1년에 강한 호우강수일의 증가를 전망하고 북동 브라질의 연안에서 미우 강우량을 전망한다. 모델이 더 자주 비가 내릴 거라고 전망한 남아메리카 북서지역을 제외하고 남아메리카 남동지역의 일부 부분과 AMZ대부분에서 강수량의 강화는 일관되며, 이것은 MMD 모델 모의간에 일치하지만 강우사례 사이에 더 긴 기간을 갖는다(Meehl et al., 2005; Tebaldi et al., 2006).

## 11.7 오스트레일리아 - 뉴질랜드

**오스트레일리아와 뉴질랜드에 대해서 전망된 기후변화의 평가 :**

오스트레일리아와 뉴질랜드의 모든 지역은 금세기 동안 주변 해양보다 다소 크지만 전구 평균 온난화와 전체적인 비슷한 정도로 온난화 될 확률이 매우 높다. 이 온난화는 특히 겨울철 남쪽에서 더 작고, 뉴질랜드의 남섬에서 전구 평균보다 더 작게 온난화 될 확률이 높다. 오스트레일리아와 뉴질랜드에서 극한 최고 일 기온의 빈도수 증가와 한랭 극값의 빈도수 감소 확률이 매우 높다.

겨울철과 봄철의 남부 오스트레일리아에서 강수는 감소할 확률이 높다. 겨울철 남서부 오스트레일리아에서 강수는 감소할 확률이 매우 높다. 뉴질랜드의 남섬의 서쪽에서 강수는 증가할 확률이 높다. 북과 중앙 오스트레일리아에서 강수변화는 불확실하다. 일 강수의 극값은 증가할 확률이 매우 높다. 이런 효과는 평균 강수에서 유의하게 감소하는 지역에서 상쇄하거나 역전 될지도 모른다(겨울철과 봄철의 남 오스트레일리아에서). 가능 증발량은 증가할 확률이 높다. 오스트레일리아의 남부지역에서 가뭄의 위험성이 증가할 확률이 높다. 특히 겨울철에, 뉴질랜드의 남 섬의 전체에서 평균공

속은 증가 할 확률이 높다.

주요한 요인들이 이 지역에 대한 전망된 기후변화의 불확실성에 기여한다. 엘니뇨-남방진동은 이 지역에서 강우, 가뭄과 열대저기압 활동에 두드러지게 영향을 주고, 미래에 ENSO가 어떻게 변할 것 인지는 불확실하다. 몬순 강우 모의실험과 전망은 모델마다 본질적으로 다르기 때문에 북 오스트레일리아에서 모델의 강수전망에 대해 신뢰도가 거의 없다. 보다 더 넓게 대륙전체에 걸쳐서 여름 강우 전망은 모델마다 본질적으로 달라서 전망의 신빙성에 대한 신뢰도를 감소시킨다. 게다가 오스트레일리아 또는 뉴질랜드에서 MMD모델 성능의 상세한 평가는 가용하지 않는다. 이것은 모델로부터 전망의 신빙성을 설정하기 위한 노력을 방해한다. 결론적으로 MMD 모델전망의 상세화는 뉴질랜드지역에 대해서는 아직 가용하지 않지만, 뉴질랜드 강우의 강한 지형적 영향 때문에 보다 더 많이 필요하다.

### 11.7.1 핵심과정

오스트레일리아 지역에 영향을 미치는 핵심 기후과정은 오스트레일리아 몬순(아시아 몬순과 비슷한 남반구 몬순), 남동 무역풍 순환, 아열대 고기압대 그리고 중위도 편서풍 순환과 그 속에 함께 있는 요란을 포함한다. 후자의 두 시스템은 또한 뉴질랜드에서도 탁월하다. 오스트레일리아와 뉴질랜드의 기후변동성은 수 십년 태평양 진동(IPO; Power et al., 1999; Salinger et al., 2001)에 의해 조절되는 ENSO 시스템(McBride and Nicholls, 1983; Mullan, 1995)에 의해 강하게 영향을 받는다. 열대 저기압은 이 지역에서 발생하며 오스트레일리아 북쪽 연안과 보다 더 드물게 뉴질랜드의 북섬에서 극한 강우와 바람사례의 주요 발생원이다(Sinclair, 2002). 뉴질랜드의 강우 패턴은 탁월한 편서풍 순환과 산악성 지형과의 상호작용에 의해 또한 강하게 영향을 받는다. 이 지역이 지구의 대부분의 다른 지역과 공유하는 기온의 전반적인 증가와는 별도로, 오스트레일리아-뉴질랜드 지역에서 인위적인 기후변화의 상세한 것은 오스트레일리아 몬순의 반응, 열대 저기압, 중위도 편서풍의 강도와 위도, ENSO에 의해 달라진다.

### 11.7.2 현재 기후모의의 모델기술

오스트레일리아-뉴질랜드 지역에서 MMD 전구 모델 모의실험의 질에 대한 연구는 상대적으로 거의 없다. MMD 모델 모의실험의 앙상블 평균은 중위도 편서풍의 적도 쪽 이동에 상응하는 오스트레일리아-뉴질랜드 지구를 포함하여, 남반구에서 모든 경도의 위도 50° 근처에서 계통적인 저기압 편

### 박스 11.4 : 기후변화와 관련된 토지이용과 토지피복 변화실험

토지이용과 토지피복 변화는 지역과 국지규모에서 기후에 상당히 영향을 미친다(예를 들어, Hansen et al., 1998; Bonan, 2001; Kabat et al., 2002; Foley et al., 2005). 또한 최근 모델연구들은 몇몇 사례에서 이런 영향들이 기후 원격상관 과정을 통해서 토지피복변화가 발생하는 이러한 지역들의 범위를 넘어서까지 확장할 수 있다는 것을 보여준다(예를 들어, Gaertner et al., 2001; Pielke et al., 2002; Marland et al., 2003). 식생의 변화는 알베도와 거칠기 길이와 같은 지표면 특성 변화를 초래하고 생태계와 대기 사이의 물, 에너지, 그리고 CO<sub>2</sub> 교환의 효율을 바꾼다(세부사항은 7.2절 참조). 이런 효과는 달라진 생태계의 유형과 위치에 따라서 매우 다르다. 기후에 대한 토지이용과 토지피복의 영향은 또한 생지화학적 효과와 생 물리학적 효과로 나눌 수 있다(Brovkin et al., 1999; 이 효과에 대한 토론에 대해서 7.2 절과 2.5 절을 참조).

인류에 의한 토지피복 변화의 순 효과는 대기 중 온실가스의 농도를 증가시키고 온난화를 증가시킨다(더 많은 논의는 7.2 절과 10.4절 참조); 이런 토지피복변화에 의한 CO<sub>2</sub> 방출은 SRES시나리오에서 사용된 미래기후전망에서 과소평가 되었다는 것이 제시되었다(Sitch, 2005). 이 보고서에서 평가된 기후모델은 생지화학적 플럭스의 재현, 기후가 변할 때 자연 식생이 이동하는 역동적인 토지이용의 포함과 인간에 대한 명시적인 토지피복 강제력을 포함하는 토지피복변화의 효과에 대한 다양한 관점을 통합시켰다. 모든 경우에 이러한 효과들은 개발의 초기 단계에서 고려되어야만 한다(이러한 면의 많은 부분에 대한 보다 상세한 것은 2장과 7장, 표 10.1 참조).

GCM에서 일반적으로 모의하지 않는, 토지피복변화의 하나의 중요한 영향은 도시화이다.

도시의 토지피복변화는 상당한 온난화와 관련된 도시열섬을 유발한다(Arnfield, 2003). 전 세계인구의 대부분이 도시환경에서 살고 있기 때문에(이런 비율은 점점 증가할 수 있고, 도시지역이 확장된다), 많은 사람들은 온실가스 강제력으로부터 생긴 기온증가와 확대된 도시열섬효과를 결합한 기후에 노출될 것이다(도시 토지이용 효과에 대한 더 자세한 사항은 박스 7.2 참조).

역사적으로 그리고 미래에 토지이용의 주요한 변천은 삼림에서 농지로 그리고 다시 농지가 삼림으로 바뀌는 변화이다. 대규모 경작지로 적합한 대부분의 지역들은 이미 이러한 토지이용/피복 형태로 변환되었다. 농지로의 토지피복변화는 특히, 북아메리카 서쪽 일부 지역, 남과 중앙아메리카의 열대지역과 아프리카와 남과 중앙아시아의 경작지에서 미래에도 여전히 계속 될 지도 모른다(IPCC, 2001; RIVM, 2002). 미래에 중위도 경작지 면적 확장(특히 삼림 지역으로)은 온실가스 효과에만 기인하여 예상된 온난화의 일부를 상쇄할 냉각을 가능하게 할 수도 있다.

이와 대조적으로 재조림은 북아메리카의 동부와 유럽의 동부 일부에서 발생할지도 모른다. 이러한 지역에서 기후효과는 알베도의 감소에 기인하여 재조림과 관련된 국지적 온난화를 포함할 지도 모른다(Feddema et al., 2005).

열대 토지피복변화는 중위도 지역과 비교하여 매우 다른 기후반응을 초래한다. 초목 피복의 변화와 수분을 대기로 증산시키는 식생의 감소된 능력은 산림벌채 지역에서 2°C 정도 더 온난화 기온을 유도한다(Costa and Foley, 2000; Gedney and Valdes, 2000; De Fries et al., 2002). 증산의 감소는 강수를 감소하게 하지만 이런 효과는 대기 수분수렴의 변화에 의해 조절될 수 있다. 아마존지역의 산림벌채에 대한 대부분의 모델 모의실험은 감소된 수분수렴을 제시하고 이것은 강수의 감소를 확대시킬 것이다(예를 들면, McGuffie et al., 1995; Costa and Foley, 2000; Avissar and Worth, 2005).

하지만, 지난 몇 십년 동안 아마존 지역에서 증가된 강수와 수분 수렴은 이런 기대와 대비되는데, 이는 산림벌채가 관측된 변화의 지배적인 원인이 아니라는 것을 제시한다(11. 6장 참조).

열대지역 또한 그들의 인접한 지역적 범위를 넘어서 기후에 영향을 미치는 잠재성을 가진다(Chase et al., 2000; Delire et al., 2001; Voltaire and Royer, 2004; Avissar and Werth, 2005; Feddema et al., 2005; Snyder, 2006). 예를 들면, 대류패턴의 변화는 해들리 순환에 영향을 끼칠 수 있고, 이리하여 기후적 요란을 중위도로 전파시킨다. 게다가, 아마존에서 열대 산림벌채는 인접한 해양지역의 SST에 영향 주고 더 나아가 원격상관을 증폭시키는 것으로 알려졌다(Avissar and Werth, 2005; Feddema et al., 2005; Neelin and Su, 2005; Voltaire and Royer, 2005). 하지만, 연구들은 또한 다른 열대지역에서 유사한 토지이용 변화에 대해 상당히 다른 반응이 있고 이러한 반응은 일반적으로 건조한 계절 상태와 연결되어 있음을 나타낸다(Voltaire and Royer, 2004a; Feddema et al., 2005). 하지만, 아프리카와 동남아시아에서 열대 토지피복변화는 대개 아시아와 아프리카 몬순 순환 시스템의 영향 때문에 더 약한 국지적 영향을 갖는 것으로 보인다(Mabuchi et al., 2005a, b; Voltaire and Royer, 2005).

몇몇 피복 변화 연구는 지정된 미래 SRES토지피복변화 시나리오와 토지피복변화와 온실가스 강제력 사이의 상호작용과

연관된 잠재적 영향(생물학적 효과에 한정)을 명시적으로 평가하였다(De Fries et al., 2002; Maynard and Royer, 2004a; Feddema et al., 2005; Sitch et al., 2005; Voldoire, 2006). A2 시나리오에서, 대규모 아마존 산림벌채는 이 지역의 예상된 온난화를 2배로 증가시킬 수 있다(De Fries et al., 2002; Feddema et al., 2005) 더욱 작은 국지적 영향은 부분적으로 지역 순환패턴의 차이 때문에 열대 아프리카와 남아시아에서 예상되어진다(Delire et al., 2001; Maynard and Royer, 2004a,b; Feddema et al., 2005; Mabuchi et al., 2005a,b). 중위도 지역에서, 토지피복이 유도한 냉각은 온실가스가 유도한 온난화의 일부를 상쇄할 수 있다. Feddema et al.(2005)은 B1시나리오(재조림이 많은 지역에서 발생하고, 다른 낮은 영향의 열대 토지피복변화가 있다)에서 국지적인 열대기후 또는 원격상관 효과가 거의 없다고 제시한다. 하지만, 이 시나리오에서 중위도 재조림은 온실가스 강제력 시나리오만 고려한 경우와 비교하여 추가적인 국지적 온난화를 이끌었다.

이런 모의실험은 미래 토지피복변화의 효과가 다른 지역, 특히 아마존과 인도양 주변 지역의 토지피복변화에 기인한 원격상관효과와 국지적인 토지피복영향이 결합하여 복합적 상호작용이 될 것이라는 것을 제시한다. 하지만, 이 토지피복변화 때문에 미래기후효과와 잠재적인 결과를 전망하는 것은 두 가지 이유 때문에 어렵다. 먼저, 미래에 토지피복이 어떻게 변화하는지에 대한 상당한 불확실성이 있다. 이런 상황에서, 과거는 미래에 발생할지도 모르는 토지변형의 유형에 대한 좋은 지표가 아닐지도 모른다. 예를 들면, 토지피복변화가 기후변화 완화(예를 들면, 탄소교환)의 일부가 되면, 토양에서 탄소격리와 추가적인 토지피복 변화과정을 포함한 다수의 추가적인 요인들은 시나리오 개발 방안에서 통합되어야 필요가 있을 것이다. 둘째, 현재 과정 모델은 인간에 의한 토지피복변화의 모든 잠재적인 영향을 모의할 수 없다. 도시 시스템, 농경지시스템, 생태계 교란 레짐(예를 들어, 산불) 그리고 토양 영향과 같은 과정들은 아직 잘 재현되지 않는다.

의를 가진다(8장 참조). 평균적으로 중위도 폭풍경로 에디는 적도방향으로 이동하고(Yin, 2005), 서 오스트레일리아 남서부에서 겨울철 깊은 골이 과도하게 재현된다(Hope 2006a,b). 어떻게 이런 편이가 기후변화 모의에 영향을 미치는지는 불확실하다. 중위도 저기압의 효과인 내륙 쪽으로 너무 멀리 확장함으로써, 편서풍과 폭풍경로가 극 쪽으로 이동한다는 결과가 과장될지도 모른다고 가정될 수 있다. 하지만 이 가설을 조사하기 위한 연구들이 아직까지 이루어지지 않았다.

주변 해양에서 모의된 지표면 온도는 전형적으로 관측보다 더 온난하지만 합성해서 최고 1°C 정도이다. 이런 약한 온난 편이에도 불구하고, 앙상블 평균온도는 특히 겨울에 한랭 편이 2°C 보다 큰 대륙의 남동과 남서부의 육지에서 차가운 쪽으로 편이 되었다. 대규모에서 강수는 또한 약간의 계절적 편이를 가진다(보충자료 표 S11.1참조). 북 오스트레일리아를 평균하면, 중간값 모델오차는 관측된 강수보다 20% 더 크지만 각각의 모델에서 편이의 범위는 더 크다(-71~+131%). 이로 인하여 각각의 모델의 많은 신뢰에 관해서 비판적이다. 이것과 일치되게 Moise et al.(2005)은 오스트레일리아 몬순강우의 모의를 CMIP 2단계(CMIP2)에 포함된 많은 AOGCM 모의실험의 주요한 결점으로 인식하였다. 남 오스트레일리아 지역에서 중간값 연 편이는 -6%이고, 편이의 범위는 -59~+36%이다. 대부분의 모델에서 북서지역은 너무 습하고 북동과 동쪽 해안에서는 너무 건조하며, 중앙 건조지역은 건조함이 불충분하다.

TAR에서 사용된 AOGCMs에서 오스트레일리아 모의실험

은 최근에 일련의 국가와 주정부-근거한 기후변화 예측연구의 한 부분으로써 아주 자세히 조사되었다(예를 들면, Whetton et al., 2001; Cai et al., 2003b; McInnes et al., 2003; Hennessy et al., 2004a,b; McInnes et al., 2004). 몇몇 고해상도의 지역 모의실험이 또한 이 과정에서 고려되었다. 일반적인 결론은 오스트레일리아 기후의 대규모 특징은 아주 잘 모의된다는 것이다. 겨울철에서 비록 이것이 더 고해상도 모의실험에서 완화되더라도, 지형 변동성이 강하게 영향을 미치는 남쪽에서 기온패턴이 더 약하게 모의된다. TAR AOGCM 모의실험의 세트가 또한 뉴질랜드 지역에 대해 Mullan et al.(2001a)에 의해 평가되었는데 비슷한 결론을 보였다.

이 모델은 태평양에서 ENSO와 관련된 변동성과 태평양 넓이규모에서 기온과 강우의 원격상관 패턴을 재현할 수 있지만, 상세규모(뉴질랜드지역에서와 같이)에서 모델성능에서 상당한 편차가 있었다.

CSIRO AOGCM에 의해 모의된 것처럼 오스트레일리아 지역에서 십년 규모 변동성 패턴은 Walland et al.(2000)에 의해 고찰되어 지고, Power et al.(1998)의 관측연구와 “넓은 의미에서 일치”를 발견하였다. 더 작은 규모에서 Suppiah et al.(2004)은 관측을 배경으로 하여 빅토리아에서 강우편차와 기압편차 사이의 모의된 상관관계를 비교하여 직접적으로 강우 생성과정을 평가하였다. 그들은 이런 연계가 겨울과 가을철에서 대부분의 모델에서 잘 모의하지만, 봄과 여름철에서 잘 모의되지 않는다는 것을 발견하였다. 이런 결과로, 그들은 봄과 여름철에 전망된 강우 변화는 신뢰도가 더 작다

고 봐야 한다고 경고했다.

Pitman and McAvaney(2004)은 지표 에너지 균형의 재현 방법을 이용하여 대한 오스트레일리아 기후에 대한 GCM 모의실험의 민감도를 조사하였다. 그들은 변동성 모의실험의 질이 지표면 모델에 의해 강하게 영향을 받지만, 기후평균의 모의실험과 지구온난화 모의실험에서 이런 평균변화는 사용된 방안에 덜 민감함을 발견한다. 통계적 상세화 방법은 오스트레일리아 지역에서 사용되어졌고, 넓은 규모 관측값 또는 기후모델 예측인자 장에 기초하여 관측소 기온과 강우의 평균, 변동성, 극 값을(Timbal and McAvaney, 2001; Charles et al., 2004; Timbal, 2004)재현하는데 좋은 성능을 증명하였다. Charles et al.(2004)의 방법은 관측소 강우의 일 시간규모에서 공간적 일관성을 나타낼 수 있으므로, 수문적 적용에 타당성을 높였다.

### 11.7.3 기후전망

MMD 모형 이외에 수많은 연구들이 초기 모델을 통해 수행되어졌다. 최근 지역평균 전망은 Giorgi et al.(2001b)과 Ruostenoja et al.(2003)에 의해 제공된다. CSIRO(2001)의 가장 최근의 국가 기후변화 전망은 8개 AOGCM의 결과와 한 개의 고해상도 지역 모의실험을 기초로 하였다. 전망에서 사용된 방법론(그리고 모의실험)은 Whetton et al.(2005)에 의해 설명되어지고, Whetton et al.(1996)에서 초기 전망에 대해서 설명한 것을 근접하게 따른다. 각각의 주와 그 외의 지역에 대한 더 자세한 전망은 최근 몇 년 동안에 또한 준비되어왔다(Whetton et al., 2001; Cai et al., 2003b; McInnes et al., 2003, 2004; Hennessy et al., 2004a,b; IOCI, 2005). 이 연구는 더 최근의 평가에 포함된 가증발량과 바람과 같이 추가적인 변수들과 함께, 기온과 강수에 집중되었다.

역학적으로 상세화 된 전망의 범위는 DARLAM 지역 모델(Whetton et al., 2001)과 오스트레일리아 전역에 60km 해상도, 태즈메이니아에 대해 14km로 축소된 해상도를 가진 CCAM 확장된 격자 모델(McGregor and Dix, 2001)을 사용하여 오스트레일리아 대해서 수행되었다. 전망들은 최근 CSIRO AOGCM 전망으로부터 얻은 강제력을 사용한다. 통계적 방법을 사용한 상세전망 기후변화는 최근에 또한 오스트레일리아의 일부 지역(예를 들면, Timbal and McAvaney, 2001; Charles et al., 2004; Timbal, 2004)과 뉴질랜드(Mullan et al., 2001a; Ministry for the Environment, 2004)에 대해서 수행되었다.

#### 11.7.3.1 평균기온

남과 북 오스트레일리아 지역에서 모두 21세기에 MMD-A1B에서 전망된 온난화는 20세기에 관측된 것을 넘어서는 유의한 온난화 가속도를 나타낸다(그림 11.16). 온난화는 주변해양에서 보다 크지만, 지구평균 온난화와 비슷하거나 약간 크다. 30°S(SAU)의 남부지역에서 평균하면, 대부분의 모델에서 2100년 중간값 온난화는 2.6°C(사분위수 범위는 2.4°C~2.9°C)이지만, 그에 반해 30°S(NAU)의 북부지역에서 평균된 중간값 온난화는 3.0°C(범위는 2.8°C~3.5°C)이다. 온난화의 계절주기는 약하지만, 여름철(DJF)에서 더 큰 값(그리고 모델 전망간에 더 큰 산포도)을 가진다. MMD 모델 전체에서 이 온난화는 지구 평균온난화와 0.79의 상관계수를 가지며 잘 상관되어 있고, 그 결과 모델 간 변동의 절반은, 많은 다른 지역처럼, 국지적 요인들보다 지구규모의 요인들에 의해 통제되어진다. 반응의 범위는 상당하지만 지구 평균

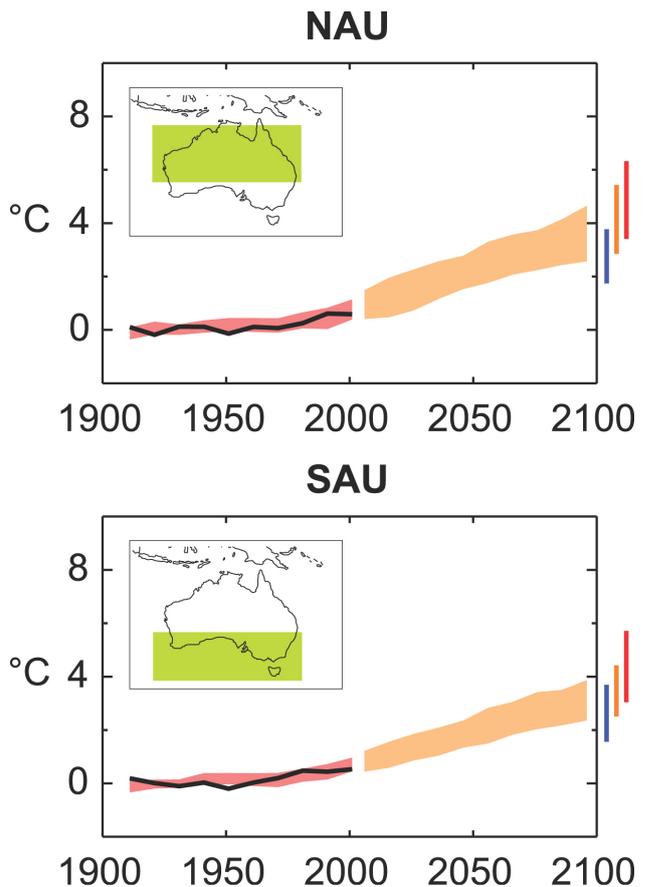


그림 11.16. 1906~2005년까지 두 개의 오스트레일리아 육지지역 대해 1901~1950년 기간에 대비한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD모델에 의해 모의된 기온편차(붉은색 음영); 그리고 A1B 시나리오에 대해서 MMD모델에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온 편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색)와 A2 시나리오(붉은색)에 대해서 2091~2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 박스 11.1과 11.1.2절에 나타내었다.

온난화 반응에서 나타난 범위보다 약간 더 작고, B1, A1B와 A2 시나리오 하에서 상응하는 기간의 온난화는 지구평균 반응의 비율에 가깝다. 이 온난화는 태즈메이니아와 뉴질랜드의 남쪽 섬과 같은 해안지역에서 보다 작은 온난화를, 중앙과 북서 오스트레일리아에서 더 큰 온난화를 가지고 있어, 아지역마다 다르다(그림10.8 참조).

이런 결과들은 초기연구에서 설명되어진 것과 대체로(그리고 많은 세부항목에서) 비슷하고, 그래서 이러한 초기연구의 다른 면들도 타당한 것으로 남아 있다고 가정할 수 있다. CSIRO(2001) 전망에 대해서 패턴 스케일링 방법은 SRES 시나리오를 기초로 2030~2070년과 기간 동안에 대해서 IPCC(2001)에 의해 주어진 지구 온난화의 범위에 의해 다시 스케일링된 변화의 패턴을 제공하기 위해 사용되어졌다. 2030년경에 온난화는 대부분의 오스트레일리아에서 0.4~2℃까지 이고, 몇몇 해안지역과 태즈메이니아에서 온난화가 약간 덜 되고, 북서지역에서는 약간 더 온난화된다. 2070년경에, 대부분의 오스트레일리아에서 연 평균기온은 2030년에 대해 비슷한 공간 변동을 가지며 1~6℃까지 증가한다. 역학적으로 상세화된 평균기온변화는 전형적으로 AOGMCs를 기초로 한 모습과 아주 상당히 다르지 않다(예를 들면, Whetton et al., 2002 참조).

### 11.7.3.2 평균 강수

MMD 모델로부터 전망된 강수 변화의 요약은 그림 11.17과 표 11.1에 나타내어져 있다. 가장 확실한 특징은 남쪽 해안을 따라서 JJA에(태즈메이니아를 포함하지 않는)과 연평균에서 강우가 감소하고, SON에서 감소 또한 확실하다. A1B시나리오 하에서 오스트레일리아 남부지역에 대한 2100년의 JJA 백분율 변화는 -26~-7%의 사분위수 범위를 가지고, Tebaldi et al.(2004b)의 확률방법을 사용하여 같은 범위를 비교해 보면, -13~-6% 이다(보충자료 표 S11.1). 편서풍의 극 쪽으로의 이동 그리고 그 안에 저기압 때문에, 모든 계절에서 대륙의 남부에서 큰 감소가 있지만(Cai et al., 2003a; Yin, 2005; 10장), 이런 감소는 폭풍경로가 적도 쪽으로 더 움직이는 겨울 동안에 대륙으로 확장된다. 폭풍이 오스트레일리아의 경도를 거쳐갈 때, 폭풍경로의 극 쪽으로의 이동에 기인하여, 가장 강한 영향이 앙상블 평균 건조함이 15~20%의 범위에 있는 남서지역에서 존재한다. Hope(2006a,b)은 MMD 모의실험에서 남서 오스트레일리아로부터 떨어져서 폭풍의 남쪽이나 경도 쪽으로 이동을 보여준다. 오스트레일리아의 동쪽과 뉴질랜드에서 주요 폭풍경로는 적도 쪽으로 더 향하고, 극쪽으로의 이동과 관련된 북부/남부 건조화/습윤화 패턴은 마찬가지로 더 적도 쪽으로

이동된다. 이 결과는 남섬(특히, 섬의 남쪽 절반)에서 강우증가와 북섬의 북쪽지역에서 감소 가능성을 동반하는 확고한 전망이다. 남섬에서의 증가는 큰 지형에 의해 조절될 것 같고(박스 11.3 참조) 주요한 산맥의 풍상측에 주로 나타날 확률이 높다.

모의된 강수 변화의 다른 방향은 덜 확실하다. 오스트레일리아의 동부 해안에 대해 모델에서 여름철에 강수증가에 대한 경향성이 있고, 강수량 약간의 감소를 가지며 겨울철에 감소하는 경향성이 있다. 하지만, 모델 사이의 이러한 특징의 일관성은 약하다.

이런 결과는 초기의 GCM 모의실험에 근거한 결과와 대체로 일치한다. 9개 모의실험의 범위에 기초한 CSIRO(2001)의 전망에서 연평균 강수 변화의 전망된 범위는 남서와 남부에서 감소하는 경향이 있으나, 다른 곳에서 더 혼합된 결과를 보여준다(Whetton et al., 2005). 계절적 결과는 강우가 겨울과 봄철에 오스트레일리아 남부와 동부에서 감소하는 경향을 보여주고, 가을철에 내륙에서 증가하고, 여름철에 동해안을 따라서 증가하는 경향을 보여준다. Moise et al.(2005)은 또한 대기 중의 CO<sub>2</sub>가 일 년에 1%이하로 증가하는 18개의 CMIP2모의실험에서 남 오스트레일리아 전역에 겨울철 강우감소에 대한 경향성과 동 오스트레일리아의 강우 증가에 대한 약한 경향성을 발견했다.

Whetton et al.(2001)은 고해상도 지형의 포함이 빅토리아의 일부에서의 강수 변화의 모의된 방향을 반대로 할 수 있었던 것을 증명한다(박스 11.3 참조). GCMs에 의해 직접 모의했을 때 강한 강우감소를 모의한 지역에서 두 개의 다른 상세화 방법(Charles et al., 2004; Timbal, 2004)이 관측 강수 변화의 특징을 얻기 위해 적용되었다(IOC1, 2002, 2005; Timbal, 2004). 비록 그 변화의 크기가 Timbal(2004) 연구에서 GCM에 비해 완화되었더라도, 그 상세화된 결과들은 지속적으로 모의된 감소를 보여준다. 뉴질랜드에 대해 상세화된 강우전망(몇몇 6개 GCM으로부터 다른 결과를 통합하여)은 섬 전체에서 강한 변동성을 보여준다(Ministry for the Environment, 2004). 나타난 상황은 전구 모의실험에서 위에서 설명되어졌던 강수 변화의 패턴이 여전히 나타나지만, 강수의 변화는 섬의 풍상측에 집중되어있고, 남부에서 강우의 증가는 서부에 집중되어 있고, 북부에서 감소는 동부에 집중되어 있다는 것이다.

### 11.7.3.3 적설면적

강수가 눈으로 떨어질 가능성은 기온이 증가함에 따라 감소할 것이다. Hennessy et al.(2003)은 CSIRO(2001) 전망기온과 강수 변화 하에서 오스트레일리아 알프스에서 강설량과

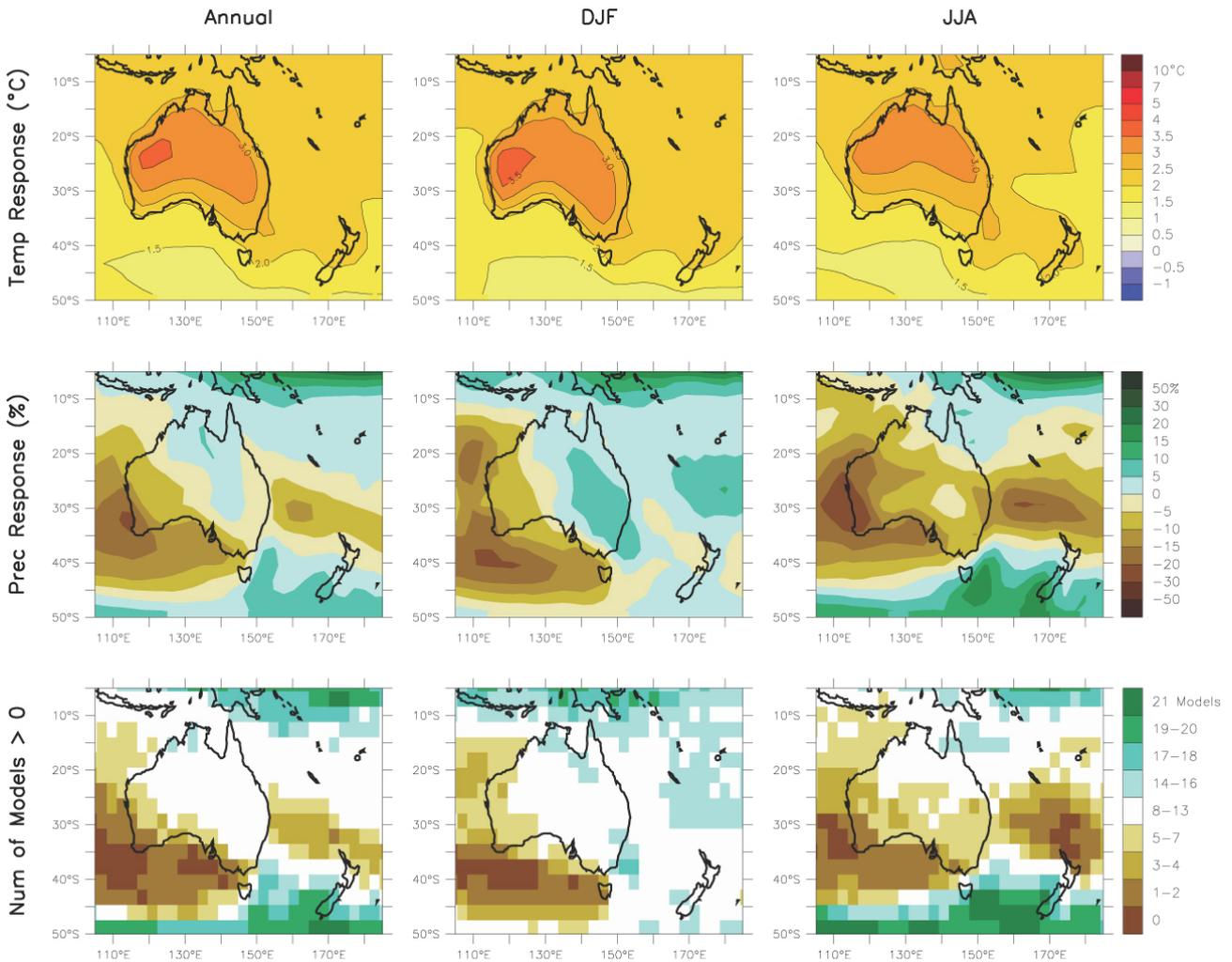


그림 11.17. MMD-A1B모의로부터 얻은 오스트레일리아와 뉴질랜드 기온과 강수 변화. 윗줄: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 중간 줄: 강수의 % 변화에 대한 것을 제외하고 윗줄과 같음. 아랫줄: 21 개 모델 중 강수의 증가를 전망한 모델 수.

적설을 모델 하였고, 적설면적의 매우 현저한 감소를 얻었다. 적어도 30일의 적설면적을 갖는 전체 고산지역은 2020년경에 14~54%, 2050년경에 30~93%로 감소한다. 남부 알프스에서 전망된 겨울철 강수 증가 때문에, 산악적설은 뉴질랜드에서 감소할 것이라는 것은 덜 분명하다(Ministry for the Environment, 2004; 박스 11.3 참조). 하지만, 뉴질랜드에서 평균 눈 녹은 물의 현저히 감소(A1B 시나리오 하에서 2040년까지 60%)는 강수의 변화가 거의 없다고 모의한 전 지구 모델에서 고해상도 아격자 규모 산악지형을 사용하여 Ghan and Shippert(2006)에 의해 모의 되었다.

#### 11.7.3.4 가 증발량

Walsh et al.(1999)의 방법을 사용하여 증가된 온실기후모델 모의실험의 범위에 대해서 오스트레일리아 지역에서 가증발량의 변화가 계산되었다(Whetton et al., 2002; Cai et

al., 2003b; McInnes et al., 2003, 2004; Hennessey et al., 2004a,b). 모든 경우에서 가증발량의 증가가 모의되었고, 거의 모든 경우에서 수증기균형 부족이 더 커졌다. 이것은 증가된 온실조건 하에서 더 건조하게 되는 오스트레일리아 환경의 강한 징후를 제공했다.

#### 11.7.3.5 온도와 강수의 극값

오스트레일리아(예를 들면, Whetton et al., 2002)에 대해서 분석이 수행된 곳에서 모의된 변동성 변화에 기인하여 온도 극값의 변화에 대한 영향은 평균의 변화의 효과에 비해 작다.

그러므로 온도 극값의 변화에 대한 대부분의 지역평가는 전망된 평균온도 변화를 매일의 관측지점 자료세트에 더한 것에 기초하였다. CSIRO(2001) 전망된 평균기온변화 시나리오에 기초하면 멜버른에서 여름마다 35°C 이상인 평균일수

는 현재 8일에서 2030년경에 9~12일로, 2070년경에 10~20일로 증가할 것이다(CSIRO, 2001). Perth에서 그러한 고온일은 현재 15일에서 2030년경에 16~22일로, 2070년경에 18~39일로 증가할 것이다(CSIRO, 2001). 다른 한편, 추운 날들은 훨씬 덜 나타나게 된다. 예를 들면, Canberra에서 현재 0℃ 아래 최저기온을 갖는 44일의 겨울일수는 2030년경에 30~42일, 2070년경에 6~38일로 전망된다(CSIRO, 2001).

뉴질랜드에서 극값의 변화는 유사한 방법론과 모의실험을 사용해서 평가되었다(Mullan et al., 2001b). 2100년경에 5~30일인 0℃이하 일수의 연간 빈도수 감소는 뉴질랜드에 대해서, 특히 낮은 북 섬과 남 섬에 대해서 전망되었다. 2100년경에 10~50일의 25℃이상의 연간일수 증가가 전망된다.

최근에 GCM와 지역적 모델연구의 범위는 오스트레일리아 지역에서 강화된 온실 조건하에서 일 강우의 극값을 증가시키는 경향을 확인했다(예를 들면, Hennessy et al., 1997; Whetton et al., 2002; McInnes et al., 2003; Watterson and Dix, 2003; Hennessy et al., 2004b; Suppiah et al., 2004; Kharin and Zwiers, 2005). 보통, 강우 극값 사례의 재현기간은 21세기에 반감된다. 이 경향성은 평균 강우가 감소하는 것으로 모의 될 때 적용할 수 있지만, 이런 감소가 현저할 때 꼭 그런 것은 아니다(Timbal, 2004 참조). 최근에 Abbs(2004)는 CSIRO GCM에 의해 모의된 것처럼 북 New South Wales과 남 Queensland에서 현재사례와 증가된 온실 가스 사례의 극한 일 강우 발생을 7km해상도로 역학적으로 상세화하였다. 재현기간의 범위에 대해서 상세화된 극값 사례는 관측과 잘 비교 하였고 2040년에 대하여 강화된 온실 모의실험은 40년에 1번 사례에서 15년에서 1번 사례를 가지며 크기에서 약 30% 정도의 증가를 보였다. 비록 Semenov and Bengtsson(2002)에 기초한 Ministry for the Environment(2004)의 최근 분석이 극한 겨울 강우(95분위수)에 대해서 -6~+40% 사이에서 변화할 것에 대한 잠재성을 나타내지만, 뉴질랜드에서 강우극값의 전망된 변화에 대해서 행해진 연구는 적다.

GCMs이 평균 강우의 감소를 모의하는 곳에서 건조 극값(가뭄)의 빈도가 증가한 것으로 예상될 수 있다. Whetton and Suppiah(2003)는 빅토리아에서 모의한 심각한 강우부족의 월간 빈도수를 조사하였고, 그것은 고려된 대부분의 모의 실험에서 큰 평균강우 감소를 보여준다. 2050년경에 몇몇 경우에 2배를 가지며, 대부분 모의실험에서 강우 부족 빈도의 상당한 증가가 있다. 조금 다른 접근 방법을 사용하여 가뭄의 빈도 수의 증가는 남 오스트레일리아, New South Wales과 Queensland 지역에 대해서 또한 입증되었다(Walsh et al., 2002; McInnes et al., 2003; Hennessy et al., 2004c). Mullan

et al.(2005)은 뉴질랜드에서 2080년대까지 두 섬의 동쪽에서 가뭄 빈도의 유의한 증가가 있을 지도 모른다는 것을 보인다.

### 11.7.3.6 열대성 저기압

오스트레일리아 지역에서 열대성 저기압 활동의 변화에 대한 많은 최근의 지역모델에기초한 연구는 강화된 온실 조건하에서 수, 경로 그리고 강도의 관점에서 조사하였다(예를 들면, Walsh and Katzfey, 2000; Walsh and Ryan, 2000; Walsh et al., 2004). 빈도와 이동의 지역적 변화에 관해서 명확한 모습은 없지만 강도의 증가가 나타났다. 예를 들어, Walsh et al.(2004)은 CO<sub>2</sub>가 3배가 되는 상태에서, 최대 풍속이 30m/s보다 큰 폭풍이56% 증가한다는 것을 얻었다. 또한 ENSO 변동이 이 지역에서 열대성 저기압 발생의 패턴에 강한 영향을 미치는 것에 주의해야 하므로 미래 ENSO 행적에 관한 불확실성(10.3장 참조)은 열대성 저기압 활동에 대한 불확실성에 기여한다(Walsh, 2004). 열대성 저기압 특징 변화의 전구 규모 평가는 10.3.6.3절을 보라.

### 11.7.3.7 바람

겨울철에 MMD 양상블 평균으로 전망된 해면기압 변화는 그림 10.9에서 보여준다. 오스트레일리아의 대부분은 고기압 편차의 증상의 북쪽에 놓여있다. 이 계절에서 30°S 근처에 최대 기압의 평균적 위도를 가지며, 이것은 내륙과 북부지역에서 평균바람의 적절한 강화에 해당하고 남쪽 해안에서 평균 편서풍의 약간의 약화에 해당하며 이것은 Hennessy et al.(2004b)과 일치한다. 고해상도 모델결과(McInnes et al., 2003)를 이용한 이 지역의 일 극한 바람에 대한 연구는 2030년경에 여름철 동안 오스트레일리아의 북쪽 절반과 해양인근의 전역에서 10%까지 증가를 나타낸다. 겨울철에 기압경도는 뉴질랜드의 남 섬에서 바람세기의 증가를 포함하여 증가할 것으로 전망된다(그림 10.9 참조). 이 증가는 모든 MMD-A1B 전망에서 나타난다.

## 11.8 극지역

### 극지역에서 전망된 기후변화의 평가:

북극지역은 금세기 동안 대부분의 지역에서 온난화될 확률이 매우 높고, 연평균 온난화는 전지구 평균온난화를 초과할 확률이 매우 높다. 온난화는 겨울철에 가장 클 것으로 전망되고, 여름철에 가장 작을 것으로 전망된다.

북극의 연강수는 증가할 확률이 매우 높다. 상대적으로 강수의 증가는 겨울철에 가장 크고, 여름철에는 가장 작을 것이라는 확률이 매우 높다.

북극의 해빙은 넓이와 두께가 감소할 확률이 매우 높다. 북극 바다의 순환이 어떻게 변할 것인지 가는 불확실하다. 남극은 더 따뜻해 질 것이고, 대륙에서 강수도 증가할 것 같다. 극 지역에서 변화될 극한 온도와 극한 강수 사례의 빈도가 얼마만한 범위로 변할 것인지는 불확실하다.

극 기후는 경년, 10년, 더 긴 시간규모에서 커다란 자연변동성을 포함하며 이러한 변동성은 불확실성의 중요한 근원이다. NAM 또는 ENSO와 같이 기초가 되는 원격상관의 경향에 대한 전망은 본질적인 불확실성을 담고 있다(10장 참조). 게다가 극기후시스템의 이해는 다양한 독특한 되먹임을 포함하는 복잡한 대기-육지-빙설관-해양-생태계 상호작용에 기인하며 여전히 불완전하다. 모델에서 특히 잘 재현되지 않는 과정은 구름, 행성경계층 과정과 해빙이다. 추가로 전구 모델의 해상도는 극 바다에서 중요 과정을 해독하기에 여전히 적합하지 않다. 이 모든 것이 미래전망에서 신뢰성을 줄일지도 모르는 현재와 미래 보다 큰 범위를 제공한다. 심각한 문제는 특히 남극에서 모델 평가와 과정지식을 발전시키기 위한 관측의 부족이다.

## 11.8.1 북극권

### 11.8.1.1 핵심과제

북극 기후는 대기, 빙권, 해양, 육지, 생태계와 그 안에서 수많은 비선형 상호작용에 기인한 독특한 복잡함에 의해 특징지어진다. 해빙은 특히 알베도를 통해 북극 기후에서 결정적인 역할을 한다. 얼음면적의 감소는 지면에서 태양복사의 흡수를 증가시켜 온난화를 유도한다. 상당한 저주파 변동성이 여러 대기와 해양 매개변수에서 분명하고(Polyakov et al., 2003a, b), 이것은 극 변화의 탐지와 원인을 복잡하게 한다. 자연적인 수십년 변동은 1920~1940년대에 커다란 온난화를(Bengtsson et al., 2004; Johannessen et al., 2004), 이후 1960년대까지 냉각화를 부분적으로 설명하는 것으로서 제시되었다. 모델과 관측 모두에서 월 기온의 경년변동은 고위도에서 최대이다(Räisänen, 2002). 연간과 10년 시간규모에서 대기의 자연변동 패턴은 북극 기후에서 중요한 역할을 한다. 그러한 패턴은 NAM, NAO, PNA, PDO패턴을 포함한다. 이들은 북극 지역 강수와 기온 편차와 밀접하게 연관되어 있다(박스 3.4 와 3.6절 참조). 예를 들어, 양의 NAM/NAO 위상은 시베리아의 온난 습윤한 겨울과 그린란드의 서부와 캐나다의 북동부의 한랭 건조한 겨울과 관련되어있다. 비록 그

것이 지난 5년 동안 장기 평균상태 가까이로 되돌아 가고 있지만 NAM/NAO는 지난 30~40년 이상 양의 위상 쪽으로 향하는 경향을 나타낸다(3.6절 참조). 미래에 전구모델은 21세기 동안 NAM/NAO에서 양의 경향을 전망한다(10.3절 참조). 20세기 동안 북태평양에서 본질적인 10년 에서 수십년 대기 변동이 있었고, 이것은 알류산 저기압 강도의 변동과 연관되어 있으며, PDO에서 북태평양SST와 함께 변화한다(3.6절 참조). 보다 동쪽으로 이동된 알류산 저기압은 알래스카로 온난 습윤한 공기를 운반한다. 몇몇 연구들이 Brooks Range가 북극 알래스카를 북태평양 원격상관 패턴과 관련된 많은 변동성으로부터 효과적으로 분리 시킨다고 제시한 반면(예를 들면, L'Heureux et al., 2004), 다른 연구들은 알래스카 및 뷰포트-추크치족 지역의 기후와 북태평양 변동 사이의 관계를 발견했다(Stone, 1997; Curtis et al., 1998; Lynch et al., 2004). 북태평양에서의 변동 패턴과 기후변화에 대한 그들의 영향은 잠재적으로 다른 기초적인 메커니즘을 갖는 몇몇 패턴(NAM, PDO, PNA)의 존재에 기인하여 특히 구분하기 어렵다(3장 참조).

### 11.8.1.2 현재기후를 모의하는 모델의 기술

많은 과정들은 여전히 빈약하게 이해되고 따라서 기후모델에서 난제로 계속 나타난다(ACIA, 2005). 더욱이 북극의 모의실험 평가는 관측의 불확실성 때문에 어렵다. 몇 개 안 되는 유용한 관측은 시간과 공간적으로 드문드문 분포되어 있고 다른 자료셋은 상당히 다르다(Serreze and Hurst, 2000; ACIA, 2005; Liu et al., 2005; Wyser and Jones, 2005). 이것은 특히 강수 관측에서 계속 유지되는데, 특히 추운 환경에 문제가 된다(Goodison et al., 1998; Bogdanova et al., 2002).

전체 북극 대기 RCM은 사용되지 않는다. 분석된 측면과 해빙 경계조건에 의해 유도 했을 때 RCM은 GCM에 비해 북극에서 더 작은 기온과 강수편의를 보여주는 경향이 있다. 이것은 해빙 모의편의와 저위도로부터 기원된 편이가 북극에서 GCM결과의 오염에 본질적으로 기여한다는 것을 나타낸다. 하지만, 매우 제한된 실험 설계 하에서조차도, RCM 모의실험의 모델 산포가 상당할 수 있다(Tjernström et al., 2005; Rinke et al., 2006). 북극에서 결합된 대기-얼음-해양 RCMs의 구축은 최근 개발된 것이다(Maslanik et al., 2000; Debernard et al., 2003; Rinke et al., 2003; Mikolajewicz et al., 2005).

### 온도

MMD 앙상블 평균온도의 모의된 공간패턴은 연변화에 대해 관측과 밀접하게 잘 일치한다. 일반적으로 모의실험은

ERA40 재분석 보다 1~2℃ 더 낮다. 예외적으로 바렌츠해(특히 겨울/봄)에서 6~8℃의 한랭 편의를 보이는데, 이것은 이 지역에서 과대평가 된 해빙에 의해 야기된다(Chapman and Walsh, 2007; 8.3절 참조). 초기의 모델 버전과 비교하면, 바렌츠, 노르웨이해, 오호츠크해에서 연평균 온도 모의실험은 향상되었다. 하지만 북극해 중심과 알래스카의 높은 지대, 북서부 캐나다에서는 약간의 왜곡이 지적되었다(Chapman and Walsh, 2007). 그 평균 모델 앙상블 편이는 전체 모델의 기온 산포와 비교하면 비교적 작다. 각각의 MMD 모델에 있어서 연평균 RMS오차의 범위는 2~7℃ 이다(Chapman and Walsh, 2007). 이전의 모델과 비교하여, MMD-모의실험 된 온도는 겨울철 모델 전체에서 잘 일치하지만, 여름철에는 덜 일치한다. 크기와 공간패턴 모두에서 모의 된 경년변동과 관측된 경년변동 사이에 상당한 일치가 있다.

**강수**

AOGCM-모의된 연중 월강수는 모델 간에 본질적으로 다르다. 하지만 MMD 앙상블 평균의 월평균은 다른 관측된 데이터셋의 범위 안에 있다. 이것은 특히 가을에서 봄철(Kattsov et al., 2007)까지 초기의 모의실험(Walsh et al., 2002; ACIA, 2005)들과 비교했을 때 개선된 것이다. 앙상블 평균 편이는 계절에 따라 다르게 변하며, 봄철에는 아주 크게, 여름철에는 아주 작게 남는다. 연간 편이패턴(북극의 대부분 지역에서 양)은 거친 산악 그리고 편이 된 대기의 폭풍 경로와 해빙면적에 의해 부분적으로 기인될 수 있다(8장 참조). MMD 모델들은 20세기 동안 연 강수의 관측된 증가를 모의했다(3.3절 참조).

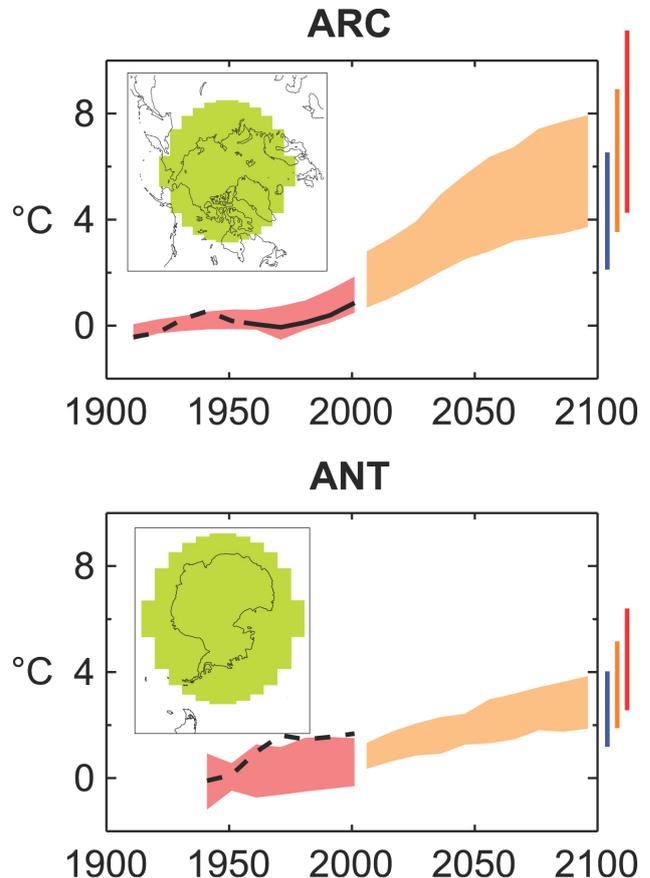
**해빙과 바다**

현재의 MMD 모의실험에 있어서 북극해빙 편이는 8.3절에서 논의 되었다. 실제 대기 강제력 하에서 북극해-해빙 RCMs은 북극해 순환의 알려진 특징과 관측된 해빙표류 패턴들을 점점 더 잘 모의할 수 있다. Fram 해협과 바렌츠해를 경유한 대서양 기원의 두 지류의 유입과 몇몇 저기압 순환 셀의 중간 깊이에서 그들의 연이은 통과와 수송이 가장 최근 모의 실험에서 존재한다(Karcher et al., 2003; Maslowski et al., 2004; Steiner et al., 2004). 대부분의 모델은 Beaufort 환류의 염도가 지나치게 높은 값 쪽으로 편이 되므로 북극 염분약층에서 담수저장량이 너무 적다. 몇 개의 잠재적인 원인이 확인되었는데 그 중에는 북극 대륙붕 과정과 바람 강제력의 편이 된 모의가 있다. 이러한 RCMs에 의한 대부분의 하인드케스트 모의는 최근 10년 동안 북극 얼음부피의 감소를 나타낸다(Holloway and Sou, 2002).

**11.8.1.3 기후전망**

**온도**

북반구 고위도의 온난화 최대값(극지 증폭)은 모든 AOGCM 모의에서 일정하게 발견된다(10.3절 참조). 그 모의된 온난화는 연평균 북극 MMD 모델에서 대략적으로 2배정도 전구 평균 온난화를 능가한다. 반면 북극 중심의 겨울철 온난화는 모델값을 평균했을 때 전구 연 평균 온난화보다 4배 정도 크다. 이러한 크기는 이전의 연구에서 얻어진 것과 동등하다(Holland and Bitz, 2003; ACIA, 2005). 관측과 20세기 모의 실험의 앙상블 평균 사이의 일치는 가까운 미래 전망(2010~2029년)이 큰 수정 없이 기온, 빙하면적 및 두께에서 20세기 후반 경향을 계속 유지한다는 사실과 결합하여, 극지 증폭량의 모델간 차이에도 불구하고 이러한 기본적인 극지



**그림 11.18.** 상단: 알려진 강제력을 통합한 MMD모델들에 의해 모의했을 때(붉은색 음영), 1906 2005년까지 북극전체 육지지역에 대해 1901~1950년 기간에 대비한 기온편차(검은 실선); 그리고 A1B 시나리오에 대해서 MMD모델에 의해 2001~ 2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색)와 A2 시나리오(붉은색)에 대해서 2091~ 2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 고려중인 10년간 그 지역의 50%미만에 대해서 관측이 존재하는 곳에서는 검은색 선이 파선으로 표시되었다. 하단: 남극대륙에 대해서 동일하게 나타냈지만 관측은 1936~2005년에 대해서 나타냈고 편차는 1951~2000년에 대비하여 계산하였다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 박스 11.1 과 11.1.2절에 나타내었다.

증폭된 온난화 패턴에 대해 신뢰도를 증가시킨다(Serreze and Francis, 2006).

21세기 말에, 전망된 북극의 연간 온난화는 5℃이고, 이것은 MMD-A1B 앙상블 평균 전망에 의해 추정된다(11.8.2.3절, 그림 11.21). 2.8~7.8℃의 상당한 모델간 분포 범위가 있다(표 11.1). 더 큰(더 작은) 평균 온난화는 A2(B1) 시나리오에서 5.9℃(3.4℃)로 나타나고, 비례하는 모델간 범위를 갖는다. 전망된 온도에서 모델간과 시나리오간 변동성이 크고 비슷한 크기이다(Chapman and Walsh, 2007). 바다와 육지 위에서 가장 큰(가장 작은) 온난화는 겨울(여름)에 전망된다(표 11.1, 그림 11.19). 하지만 온도변화의 계절적 크기는 육지보다 해양에서 더 크다. 왜냐하면 여름철에는 녹는 해빙이 있어서 온도를 빙점에 가깝게 유지하기 때문이다. 북극해 지역의 지표기온은 일반적으로 북극 대륙의 지상기온 보다 더 따뜻하다(여름철 제외). 개개의 모의된 변화의 범위는 여전히 크다(그림 11.19, 표 11.1). 금세기의 말에 평균 온난화 범위는 A1B시나리오 하에서 겨울철에 4.3~11.4℃, 여름철에 1.2~5.3℃까지 이다. 그에 상응하는 5~95%에 신뢰구간은 보충자료 표 S11.2에서 주어진다. 지구 온난화의 전체적인 차이에 더하여, 부분적으로 지면 바람 장 편익과 관련된 해빙을 모의하는데 있어서 어려움 뿐만 아니라 구름 방안의 부족이 모델간 산포를 설명할지도 모른다. 21세기 후반의 반응을 조사할 때, 내부변동성은 두 번째 역할을 한다.

A1B 시나리오(보충 자료 그림 S11.27 과 S11.11)에서 21세기 말에 연평균온도반응 패턴은 북극해 중앙에서 확고하고 큰 온난화에 의해 특징지어진다(5~7℃). 그리고 감소된

해빙과 연관된 겨울철/가을철 온난화가 두드러진다. 비록 이것이 현재 모의실험의 과도한 해빙면적의 제거에 의해 야기된 과대 추정된 알베도 피드백으로부터 기인할 수 있지만 최대 온난화는 바렌츠해에서 전망된다. 감소된 온난화(<2℃, 몇 개의 모델은 약간 냉각되기도) 지역은 북대서양의 북쪽에서 전망되는데, 이것은 모델 간에 일치한다. 이것은 MOC가 약해지기 때문이다(10.3 절 참조).

북극 온도의 자연인 변동성은 다른 지역과 비교해서 크지만, 신호는 잡음으로부터 분리될 만큼 충분히 크다(표 11.1). 보다 더 국지적으로 보면 Chapman and Walsh(2007)에 의해 묘사 되듯이, 알래스카는 아마 가장 작은 신호-대-잡음 비율을 갖는 육지지역이고, 20년(2010~2029년) 평균온도가 MMD 모델에서 1981~2000년 평균과 분명히 구분되지 않는 유일한 북극지역이다. 하지만 심지어 여기서도 신호는 3개의 시나리오 모두에서 세기 중반에 명확하다.

지역 온도반응은 순환패턴의 변화에 의해 변화된다(10장). 겨울철 NAO 위상 변화는 북극 동부에서 5℃까지 수 십년 온도변동을 유도할 수 있다(Dorn et al., 2003). MMD 모델에서 전망한 겨울철 순환 변화는 증가하는 양의 NAM/NAO와 일치하고(10.3절 참조), 그것은 북아메리카의 서부와 유라시아 온난화를 강화시킨다. 여름철 순환변화는 스칸디나비아 북부에 온난화 편차와 이것이 북극의 동부로 확장하여 대부분의 알래스카에 한랭 편차를 갖기에 유리하게 전망된다(Cassano et al., 2006). 하지만 이들 모델에서 북극 여름철 종관 활동의 결합은 상세한 공간구조의 신뢰를 감소시킨다. 더욱이 이들 순환-유도된 온도변화는 MMD 모델에서 보여준 상대적으로 균일한 여름철 온난화로 변화시킬 만큼 충분히 크지 않다.

RCMs에 의해 모의된 온도변화 패턴은 GCMs에 의해 모의된 것과 아주 유사하다. 하지만 그것들은 중규모 날씨시스템과 해빙 가장자리와 연관된 대기-해양 플러스를 더 잘 표현하기 때문에 해빙의 가장자리를 따라 증가된 온난화를 보여준다(ACIA, 2005). 특히 여름철 대부분의 북극해 중앙과 시베리아의 온난화는 아마도 더 사실적인 현재의 눈쌓임 모의에 기인하여 RCM 모의실험에서 더 낮게(2℃까지) 되는 경향이 있다(ACIA, 2005). 캐나다의 북부와 알래스카 지역에서 보여준 것처럼 온난화는 지형고도, 적설면적과 관련된 알베도 피드백에 의해 조절된다(11.5.3참조).

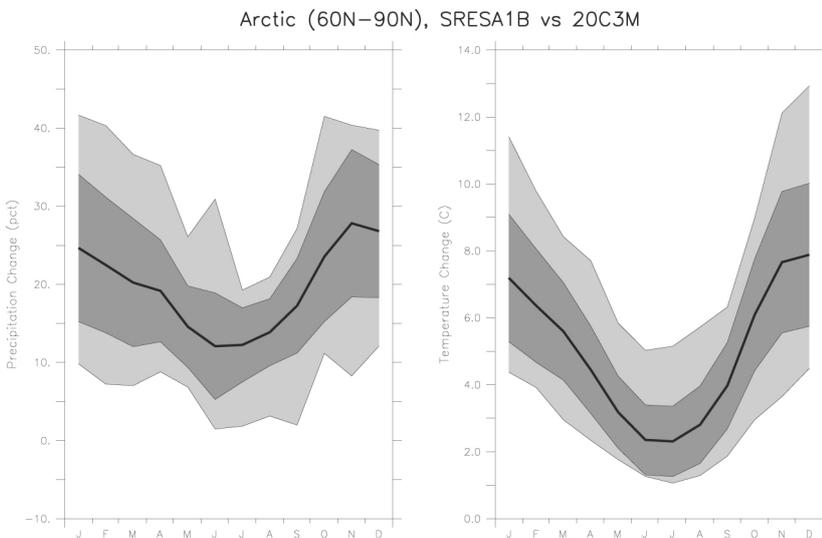


그림 11.19. A1B 시나리오 하에서 2080~2099년과 1980~1999년의 차이에 대해서 북극 지역 평균기온과 %강수의 변화(60°N 이북지역에 대해 평균)의 연주기. 굵은 선은 21MMD 모델들의 앙상블 중간값을 나타낸다. 어두운 회색지역은 21개 모델중 25~75% 백분위수를 열은 회색지역은 모델의 전 범위를 나타낸다.

강수

MMD 모의실험은 21세기 말에 북극에서 전반적인 강수 증가를 보여준다(표11.1; 보충자료 그림 S11.28). 강수 증가는 모델 사이에서 확실하고(표 11.1; 보충자료그림 S11.19) 질적으로 잘 이해되며, 전망된 온난화와 관계된 수증기 수렴에 기인한다(10.3절). 모델 앙상블에서 온도와 강수 변화 사이의 매우 강한 상관관계는(대략 1°C 온난화 당 5% 강수 증가) 주목할 가치가 있다(그림 11.20). 그러므로 백분율로 나타낸 강수 변화의 부호와 크기(1°C 온난화 당)는 모델 사이에 확고하다.

전망된 변화의 공간적 패턴(보충자료 그림 S11.28)은 북극해에서 최고 백분율 증가를 보인다(30~ 40%). 그리고 북대서양의 북부에서 가장 작을 것(그리고 약간 감소하기 까지도)으로 보인다(<5%). 21세기 말까지 연 평균 북극 강수의 전망된 변화는 18%의 MMD-A1B 앙상블 중간값을 가지며, 10~28%로 변화한다(표 11.1). 더 큰(더 작은)평균 강수 증가는 A2(B1)시나리오에서 22%(13%)로 나타낸다. 백분율 강수 증가는 겨울철에 가장 크고 여름철에 가장 작으며, 전망된 온난화와 일치한다(그림 11.19; 표 11.1). 강수 전망의 모델 간 산포는 상당히 크다(그림 11.19; 표 11.1). Tebaldi et al.(2004a)의 백분율 강수 변화 백분율의 5~95번째 백분위 신뢰구간은 겨울철에 3~36%이고, 여름철에 5~19%이다(보충자료 표 S11.2).

다양한 시나리오에 대한 전망의 차이는 21세기의 전반기에는 작지만 나중에는 증가한다. 공간적 영역이 더 작아질 때(ACIA, 2005) 모델 사이의 차이는 빠르게 증가한다(ACIA, 2005). 강수변화의 지리적인 변동은 주로 중관 순환패턴의

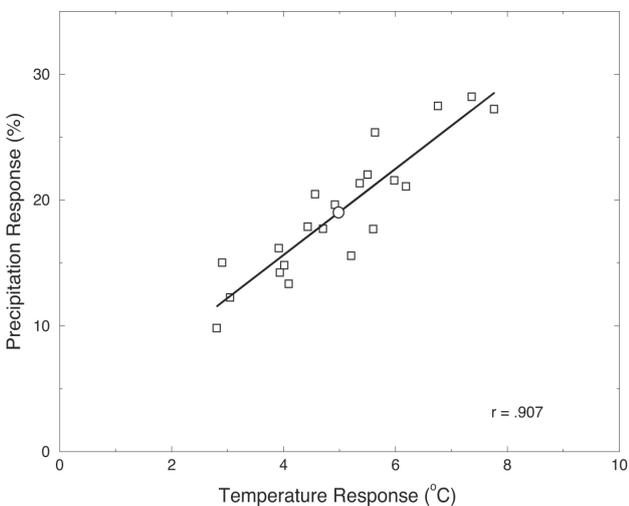


그림 11.20. MMD-A1B 전망에서 북극(60°N 이북에 대해 평균)에서 연 강수(%)와 온도(°C)(2080~2099년 빼기 1980~1999년)의 변화 사이의 관계. 각 점은 한 모델을 나타낸다. 모델 앙상블 평균 반응은 원으로 나타냈다.

변화로 결정된다. 겨울 동안 MMD 모델은 강한 북극 고기압(아이슬란드 저기압) 패턴의 빈도 감소(증가)를 전망한다. 이것은 캐나다 서부 해안, 알래스카 남동부DHK 북대서양에서 스칸디나비아로 펼쳐진 지역을 따라서 강수증가에 유리한 패턴이다(Cassano et al., 2006). RCMs 전망은 넓은 스케일의 메시지를 지지하는 반면 기대했던 국지와 지역상세를 증가시킨다(ACIA, 2005).

21세기 말경에MMD-A1B 앙상블-전망된 강수 증가는 특이 연 강수RHK 추운 계절(겨울/가을)의 강수에서 뚜렷하다(표 11.1). 하지만 몇 개의 지역과 계절(특히 대서양 영역과 보통 여름철)에서 국지 강수 변화는 자연적 변동으로부터 구별하기 어렵게 남아있다(ACIA, 2005).

온도와 강수의 극값

몇 안 되는 연구만이 북극에서 극값 사례의 미래변화를 분석했다. 하지만 MMD 모의실험은 평균온도와 강수 증가가 아주 따뜻하고 습윤한 겨울과 여름의 빈도증가와 결합되어 있다는 것을 나타낸다. 11.1.2 절에서 극한 계절의 정의를 사용하여, 모든 모델 전망에서 모든DJF와 JJA 계절은 2080~2099년 기간 동안에 ‘대단히’ 따뜻하다(표 11.1). 그에 상당하는 극한 우기의 수는 DJF와 JJA에서 90~85%이다. B1 하에서 우기에 대한 빈도는 더 적는데(~63%) 이것을 제외하고 다른 시나리오에서 극값의 빈도는 매우 유사하다.

설빙권

북반구 해빙, 눈과 영구 동토층 전망은 10.3절에서 논의된다; 북극의 빙하와 그린란드 빙상에서 지표 질량균형의 전망된 변화는 10.3 절과 10.7절에서 논의된다.

북극해

북극해양순환에 대한 미래전망의 체계적인 분석은 여전히 부족하다. 저해상도의 전구모델은 전세계에 중요한 국지과정(북극해의 심층수에 영향을 미치는 그린란드해의 대륙 그리고 유출수를 형성하는 중층수와 같이)을 잘 나타내지는 못한다. MMD 모델은 대서양의 MOC가 감소하는 것으로 전망한다(10.3절 참조). 유사하게도, 북쪽 해양 열 수송은 대서양에서 북위 60°N 이남에서 감소한다. 하지만 CMIP2 모델 평가는 고위도에서 모델의 더 강한 아북극 환류 순환과 연관된 해양 열 수송의 전망된 증가를 보여준다(Holland and Bitz, 2003). 20세기 후반에 관측의 결과와 뚜렷하게 대조적으로, 21세기 동안 북위 60°N 이북의 대서양은 담수화된다(Wu et al., 2003).

## 11.8.2 남극권

### 11.8.2.1 핵심과정

남극에서 적설량의 변화는 중요한데 이것은 전지구기후변화 뿐만 아니라 기온변화 패턴, 특히 반도와 빙상의 내부에서 다른 온난화를 동반하는 것으로 기대된다. 북극에서처럼 대류권의 온난화는 강수의 증가를 예상한다. 하지만 해양과 대기순환 변화는 기단 패턴을 변하게 하며 대체로 그 지역에서 강수와 온도패턴을 부분적으로 변경할 수도 있다.

남반구 온대 대기의 계절변동-경년변동을 조절하는 주요한 패턴은 SAM과 ENSO이다(3.6절 참조). 남극에서 이러한 패턴의 징후는 많은 연구에서 드러났다(Carleton, 2003 와 Turner, 2004의 논평). SAM의 양의 위상은 대부분의 남극대륙에서 차가운 편차와 관련되어있고 남극 반도에서 따뜻한 편차와 관련되어 있다(Kwok and Comiso, 2002a). 최근 수십년 동안 SAM에서 양의 위상 쪽으로의 경향이 분명하다(3.6절 참조). 관측연구는 남극반도에서 현저한 온난화 증거를 제시하지만, 지난 20세기 후반 동안 대륙의 나머지 지역에서 거의 변화가 없었다(3.6절과 4.6절 참조). 점증 온난화 모의실험에서 SAM의 반응은 확실한 양의 경향이다. 하지만 SAM에 대해서 또한 양의 섭동인 20세기 후반의 오존홀에 대한 반응은 현재 경향을 미래로 단순 외삽하는 것을 불확실하게 만든다(10.3절 참조).

SAM에 비해 남극대륙에서 SO는 지상기온과 더 약한 관련성을 보인다. 하지만 남반구 해양의 태평양 지역에서 SST와 해빙 변동성과의 상관관계는 중요하다(예를 들면, Kwok and Comiso, 2002b; Renwick, 2002; Bertler et al., 2004; Yuan, 2004). SO 지수와 남극 강수와 강설량 간의 상관관계는 연구되었지만 신호의 지속성은 명확하지 않다(Bromwich et al., 2000, 2004a; Genthon and Cosme, 2003; Guo et al., 2004; Genthon et al., 2005). 최근 연구는 이러한 간헐성이 10년 시간 규모로 변하는 ENSO와 SAM사이의 비선형 상호작용에 기인한다는 것을 제시한다(Fogt and Bromwich, 2006; L'Heureux and Thompson, 2006). SO지수는 태평양 구역에서 해빙 면적 편차, 즉 Ross와 아문젠해(Bellingshausen and Weddell Seas)에서 음(양)편차와 관련하여 최근 10년간(열대 태평양에서 El Niño와 같은 조건 쪽으로의 경향에 상당하는; 3.6절 참조) 음의 경향을 가진다(Kwok and Comiso, 2002a). 하지만, 21세기 동안 ENSO의 크기와 빈도 변화의 분명한 평가는 할 수 없다(10장 참조).

### 11.8.2.2 현재 기후모의의 모델기술

남극대륙에서 온도와 강수모의를 평가하는 것은 부족한

관측 때문에 어렵고 보통 수치예보(재)분석에 의지한다. 하지만 그 들 간에 상당한 차는 발견되었고, 지점관측과의 비교를 보면, 표면온도가 상당히 편이 될 수 있다는 것을 보여준다(Connolley and Harangozo, 2001; Bromwich and Fogt, 2004). 편이의 확실한 개선은 위성시대(~1978)(Simmons et al., 2004) 이후 가능해졌고, 편이의 일부는 연안 관측소 주변에서 지형의 급격한 변화에 대한 재분석 평활화에 의해 설명된다. 위성-유도된 월 표면온도는 3℃의 정확도로 남극 관측소 자료와 일치한다(Comiso, 2000). 강수평가는 좀 더 어렵고 다양한(재)분석들이 서로 상당히 다르다(Connolley and Harangozo, 2001; Zou et al., 2004). 직접적인 우량계와 세밀한 적설자료는 이용할 만한 것이 거의 없으며 불확실하다(4.6절 참조).

주요 어려움은 동부 남극대륙내부 고지대에 있는 극 사막의 대기상태와 강수패턴에 대한 모의에 직면한다(Guo et al., 2003; Bromwich et al., 2004a; Pavolonis et al., 2004, Van de Berg et al., 2005). 분석된 경계조건에 의해 유도된 RCMs는 GCMs와 비교해서 남극의 온도와 강수 편의를 더 작게 나타내는 경향이 있다(Bailey and Lynch, 2000; Van Lipzig et al., 2002a,b; Van den Broeke and Van Lipzig, 2003; Bromwich et al., 2004b; Monaghan et al., 2006). Krinner et al.(1997)은 표준 GCM 형식과 비교해서 남극에서 고해상도 확장 모델격자의 가치를 보여준다. 이러한 전망있는 개발에도 불구하고, TAR이래 남극에서 GCMs, RCMs, 전지구GCM에 대한 다른 대안의 성능에 대해서 통합된 비교가 없었다.

### 온도

NCEP 재분석과 비교하면 남반구 해양에서 해빙 지역의 북쪽까지 MMD 양상불 연 지표 온도는 일반적으로 약간 더 워진다. 평균 편의는 2℃보다 현저하게 작고(Carril et al., 2005), 이것은 남극 기압골의 위치와 깊이의 더 나은 모의실험 때문에 이전 모델과 비교하여 약간 개선된 것일지도 모른다(Carril et al., 2005; Raphael and Holland, 2006).

해빙에서 온도 편의는 더 크다. 대륙에서 편의는 모델 지형이 잘못된 곳에서 몇 ℃이다(Turner et al., 2006). 하지만 위에서 강조된 것처럼 편의는 관측의 불확실성 측면에서 고찰되어야만 한다. 구름과 복사 모수화의 변화는 온도 모의실험을 상당히 변화시키는 것으로 보인다(Hines et al., 2004). 확장된 격자 GCM(남위 60도와 저위도로부터 적절한 종관적인 저기압을 부과함)의 측면 너징은 모델이 관측과 더 잘 일치하게 하지만 상당한 편의가 남아있다(Genthon et al., 2002).

지난 50년 동안 각각 MMD에서 모의된 표면온도 경향의 패턴의 산포도는 아주 크다. 하지만 남극 반도에서 이전의 모델들과 대조적으로 MMD 모델들의 다중모델 합성은 관측

된 강화된 온난화 경향을 정성적으로 잡아낸다(Chapman and Walsh, 2006). 일반적으로 해상도, 해빙모델, 구름 복사 패키지의 전반적인 개선은 모의를 개선시키는데 확실하게 기여한다. 연과 계절경향에 대해서 앙상블 평균온도 경향은 관측된 온난화 공간패턴과 유사성을 보여준다. 연 경향에 대해서 이것은 남극반도와 남극 해안 근처의 온난화와 남반구 해양의 해빙으로 덮인 지역 위에서 중립 또는 약간의 냉각화를 포함한다. 모델들 사이에 큰 산포도가 권할 만한 것은 아니지만 이러한 수준의 일치는 앙상블 평균 21세기 전망에 대해 어느 정도의 신뢰도가 적절하다는 것을 나타낸다.

### 강수

MMD 모델은 폭풍경로의 위치를 합리적으로 잘 모의한다. 하지만 재분석과 비교하여 거의 모든 모델이 저기압 활동의 분포와 정도에서 약간 결함을 보인다(8.3절 참조). 지역 기후모델은 일반적으로 해변에 영향을 주는 저기압 사례와 보다 더 정확하게 강수와 관련된 중관변동을 잡아낸다(Adams, 2004; Bromwich et al., 2004a). 20 세기에 걸쳐서, MMD 모델은 전반적으로 관측된 변화와 일치하는 폭풍경로 위치의 변화를 모의한다(즉, 폭풍 진로의 극쪽으로의 변위; 9.5절과 10.3절 참조).

모든 시간규모에서 GCMs와 RCMs에 의한 강수 모의실험은 모델 물리과정 한계로 인해(Covey et al., 2003; Bromwich et al., 2004a,b; Van de Berg et al., 2005) 불확실성을 포함한다. 재분석에 기초가 되는 모델들을 포함하여 모든 대기모델은 극지방 구름 미시 물리학과 빙정 강수의 불안정한 모수화를 갖는다. 모의된 강수는 다른 것들 중에서 모의된 해빙농도에 좌우되고, 해빙 모의의 편이에 강하게 영향을 받는다(Weatherly, 2004). 관측된 해빙조건에 의해 유도된 최근RCM 모의실험은 좋은 강수 기술을 증명한다(Van de Berg et al., 2005; Monaghan et al., 2006). 하지만 위에서 강조된 것처럼 관측의 불확실성은 관측과 모의실험 차이의 불확실에 기여한다.

### 해빙

현재의 MMD 모의실험에서 남반구 해빙 상태의 성능 편이는 8.3 절에서 논의 된다.

#### 11.8.2.3 기후전망

GCMs 공간규모보다 더 조밀한 공간규모로 남극대륙의 미래기후를 모의하는 데에는 노력은 거의 없었다.

### 온도

21세기 말에 남극 대륙에서의 연간 온난화는 중간정도 이지

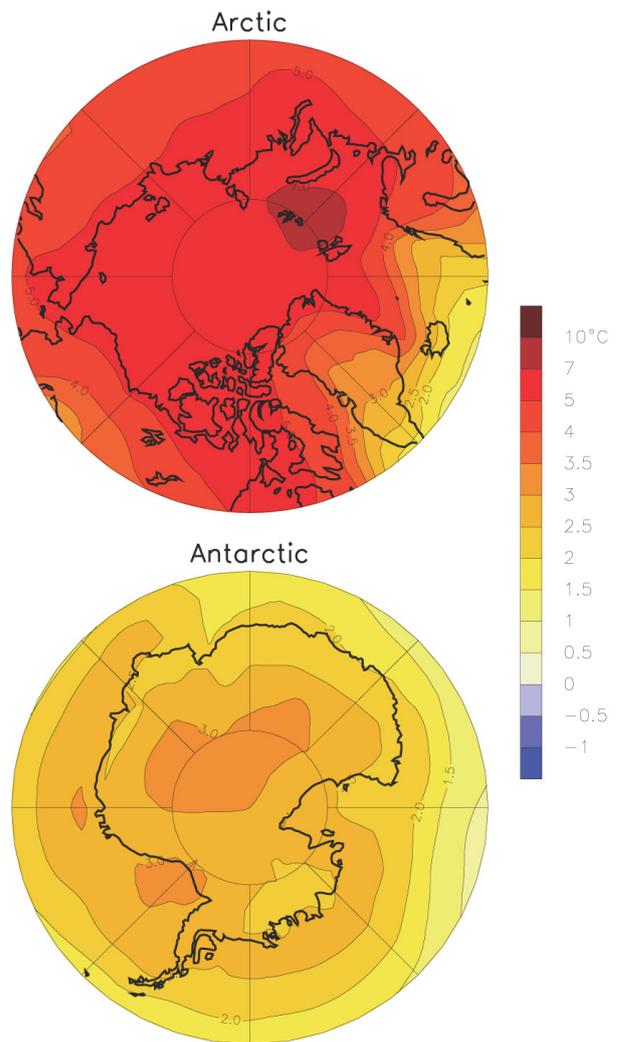


그림 11.21. MMD-A1B 전망으로부터 구한 북극과 남극에 대한 1980~1999년 기간과 2080~2099년 기간 사이의 연 평균 표면온도변화.

만, 유의하다.(그림 11.21; 표 11.1; Chapman and Walsh, 2006). 모델간에 1.4~5.0°C범위를 가지며, MMD-A1B모델의 중간값에 의해 추정된 값은 2.6°C이다(표 11.1). 보다 큰(보다 작은) 온난화는 3.1°C(1.8°C)의 평균치를 갖는 A2(B1) 시나리오에서 발견된다. 이러한 온난화 크기는 이전의 추정치와 유사하다(Covey et al., 2003). 연평균 MMD 모델전망은 대륙 전체에서(Weddell Sea에서 최대) 비교적 균일한 온난화를 보여준다(그림 11.21; Carril et al., 2005; Chapman and Walsh, 2006). 이 모델들은 남극반도에서 국지적 최대 온난화를 보여주지 않는다. 이것은 개개 모델 사이에서 확실한 특징이다(보충자료 그림 S11.12). 그러므로 전망된 양의 SAM 경향에도 불구하고, 20세기 후반에 관측된 온도 패턴은(북극 반도에서는 온난하고, 대륙의 나머지에서는 변화가 거의 없다.) 21세기 동안 계속될 것으로 전망되지 않는다(10.3절 참조). 2개의 분명한 요인이 관측된 SAM 경향에

기여했다고 주장되었다: 온실가스 강제력과 오존홀의 형성 (Stone et al., 2001; Shindell and Schmidt, 2004). 반도 온난화에 대한 그들의 상대적인 중요성은 쉽게 이해되지 않는다 (10장 참조).

평균 남극 온도변화는 강한 계절적 의존상태를 보이지 않는다; MMD-A1B 앙상블 평균 겨울(여름)의 온난화는 2.8°C (2.6°C)이다(표 11.1; 보충자료 그림 S11.29; Chapman and Walsh, 2006). 이것은 또한 Tebaldi et al.(2004a)의 두 계절에 대한 5~95% 신뢰구간이 얼마나 가까운가에 의해 설명된다: 여름에 0.1~5.7°C와 겨울에 1.0~4.8°C(보충자료 표 S11.2). 하지만, 남반구 해양에서 온도변화는 겨울/가을이 여름/봄에 비해 크다. 이것은 주로 해빙 퇴각에 기인한다(10.3절 참조).

### 강수

거의 모든 MMD 모델은 21세기에 확실하게 강수 증가를 모의한다(보충자료 그림 S11.29 그리고 S11.30; 표 11.1). 하지만 각 모델간의 산포도가 크다. 21세기 말경에 남극대륙 전반에 걸쳐 예상된 연 강수의 변화는 -2~35%까지 변화하고, 14%의 MMD-A1B 앙상블 중간값을 갖는다. 유사한(보다 작은) 평균 강수의 증가는 15%(10%)의 값을 가지며 A2(B1) 시나리오에서 찾을 수 있다. 연변화의 공간패턴은 오히려 균일하다(보충자료 그림 S11.30). 전망된 상대적인 강수변화는 계절적 의존 상태를 나타내고, 겨울철은 여름철보다 크다(보충자료 그림 S11.29). Tebaldi et al.(2004a)의 5~95% 신뢰구간은 겨울철에 -1~34%이고 여름철에 -6~22%이다(보충자료 표 S11.2). 커다란 지표 녹음 없이 남극대륙에서 전망된 강수 증가와 증가한량은 현재에 비해 해수면상승에 반대로 기여할 것이다(10.6절 참조). 주목할 것은 남극 강수에 대해서 대부분의 최근 모델연구는 유의한 현재의 경향을 나타내지 않는다는 것이다(Van de Berg et al., 2005; Monaghan et al., 2006; Van den Broeke et al., 2006; 4.6절 참조).

종관활동에 의한 대륙으로의 수증기 수송은 순 강수의 상당 부분을 나타낸다(Noone and Simmonds, 2002; Massom et al., 2004). 여름철과 겨울철 동안 강한 저기압 사례 쪽으로의 계통적 변화가 MMD모델에 의해서 전망된다(10.3절 참조). 특히, Ross Sea에서 Bellingshausen Sea 구역까지 강한 저기압의 발생 빈도는 21세기 중반 까지 여름철(겨울철)에 20~40%(63%)정도로 증가한다고 전망된다(Lynch et al., 2006). 이것과 관련하여, 강수는 아남극 해와 남극 반도에서 증가할 것으로 전망된다.

### 온도와 강수의 극값

남극에서 극값 사례의 미래변화를 분석한 연구는 거의 없다. 하지만 MMD모의실험에서 평균온도와 강수의 증가는

매우 온난하고 습윤한 겨울철과 여름철 빈도의 증가와 결합되어있을 것이라는 것을 나타낸다. 11.1.2 절에서 제공된 “극한” 계절의 정의를 사용하여, 모든 모델에 대해 평균했을 때 MMD 모델은 2080~2099년 시기에 모든 DJF의 약 85%와 모든 JJA의 83%에서 아주 따뜻한 계절을 예측한다(표 11.1). 극한적인 우기에 상당하는 수는 34%와 59%이다. B1 시나리오에서, 극값의 빈도수는 보다 적고 A1B와 A2사이에 거의 차이가 없다.

### 해빙과 남극 빙상

남반구의 해빙전망은 10.3절에서 논의된다. 남극빙상 지면 질량균형의 전망은 10.6절에서 논의된다.

## 11.9 작은 섬

### 작은 섬 지역에 대해 전망된 기후변화의 평가:

100년 동안 카리브해, 인도양과 남북 태평양의 작은 섬들 주변에서 해수면이 평균적으로 계속해서 증가할 확률이 높다. 모델들은 해수면의 상승이 지리적으로 일정하지 않을 것이지만 모델간 큰 차이는 카리브해, 인도양, 태평양 전역에 걸쳐 지역적 추정을 불확실하게 만들 것이라는 것을 나타낸다.

모든 카리브해, 인도양과 남과 북 태평양의 섬들은 이번 세기 동안 매우 온난화될 확률이 매우 높다. 이 온난화는 모든 계절에서 전구의 연평균 온난화 보다 다소 작을 확률이 높다.

카리브해의 여름철 강우는 Greater Antilles의 주변에서 감소할 것 확률이 높지만, 다른 지역과 겨울철의 변화는 불확실하다. DJF Seychelles 주변과 JJA 몰디브 주변에서 강우 증가와 함께 북부 인도양에서 연 강우가 증가할 확률이 높다. 반면 JJA 모리셔스의 주변에서 강우는 감소할 확률이 높다. 적도 태평양에서 연 강우는 증가할 확률이 높지만, 대부분의 모델에서 DJF에 프랑스령 폴리네시아의 바로 동쪽에서는 감소할 것이라고 전망한다.

AOGCMs은 이 섬들을 나타낼 만큼 충분히 작은 해상도를 가지고 있지 않기 때문에, 기후전망은 육지보다 해양의 표면에 대해 주어지고, 이러한 기후전망을 개개 섬으로 상세화한 연구는 거의 없다. 한여름에 카리브해의 가뭄과 인도양의 해양대기의 상호작용과 같은 일부 기후과정은 여전히 잘 이해하지 못하기 때문에 평가는 또한 어렵다. 게다가 저기압의 변화의 지역적 분포를 결정하는 미래의 해수면온도 변화에 대한 정보가 불충분하다. 모델간의 큰 편차는 해수면상승의

지역적 분포를 불확실하게 만들고 폭풍해일을 전해주는 모델의 수는 매우 제한적이다.

### 11.9.1 핵심과정

많은 이유에 의해 카리브해, 인도양과 태평양의 작은 섬들의 기후변화 시나리오들이 AR4에 포함된다. 해양-대기 상호작용은 작은 섬의 기후를 결정하는데 매우 중요한 역할을 하고 큰 대륙과 이웃한 지역에 대한 전망에 섬 지역의 기후를 포함시키는 것은 작은 섬 자체의 특이한 특성을 놓치게 할 것이다. 큰 대륙으로부터 많은 작은 섬들은 충분히 떨어져 있어서 그런 섬들의 더 큰 이웃들(예를 들어 태평양)과 비교하여 더 작은 섬들에서의 대기순환이 다를지도 모른다. 중앙아메리카와 북부 남 아메리카의 큰 대륙에 가까운 카리브해에서 몇 개의 섬들은 한 지역의 기후특성을 부분적으로 공유하지만 다른 섬들도 다른 지역의 특징을 부분적으로 공유한다. 동시에 카리브해 섬들이 많은 공통적인 특성을 공유하는데 이것은 섬 기후와 해수면 온도의 강한 관계와 같이 더 큰 대륙과 공유하는 특성 보다 더 중요하다.

#### 11.9.1.1 카리브해

카리브해 지역은 위도 10~25°N과 경도 85~60°W 사이에 대략적으로 위치한다. 카리브해의 기후는 아-지역 규모에서 충분한 조절자가 되는 지형과 고도 특성과 함께 건조 겨울/습한 여름으로써 명백히 특징지을 수 있다(Taylor and Alfero, 2005). 우세한 중규모 영향은 북대서양 아열대 고기압(NAH)이다. 겨울 동안 북대서양 아열대 고기압(NAH)은 가장 남쪽에 위치하고 그 지역은 전반적으로 가장 건조하다. 봄이 시작되면서 NAH는 북쪽으로 이동하고, 무역풍의 강도는 감소하고 NAH의 적도 측면은 수렴하게 된다. 동시에 편동풍 파동은 아프리카의 해안으로부터 카리브해로 대서양을 가로지른다. 이런 파동 들은 일반적으로 10~20°N 위도대 안에서 따뜻한 해수면과 낮은 연직 바람 시어 하에서 폭풍과 허리케인으로 종종 성장한다. 그들은 주요한 강우 발생원을 제공하고 6월에 시작하여 11월에 소멸되어 카리브해의 평균 우기와 거의 일치한다. 베네수엘라와 콜롬비아의 해안지역에서 우기는 10월에서 1월로 늦게 발생한다(Martis et al., 2002). 강우의 경년변동성은 대서양과 카리브해 해역의 해수면 온도에 대한 그들의 영향을 통해서 주로 ENSO 현상에 영향을 받는다. 늦은 우기도 엘니뇨 해에는 더 건조해지고 라니냐 해에서는 더 습윤해지는 경향이 있고(Giannini et al., 2000, Martis et al., 2002, M. Taylor et al., 2002) 엘니뇨의 여름에 카리브해의 열대 저기압의 활동은 감

소한다(Gray, 1984). 하지만 중앙과 남 카리브에서 이른 우기는 엘니뇨 다음 해에 더 습윤해지고 라니냐 해에 더 건조해 지는 경향이 있다(Chen and Taylor, 2002). NAO의 위상은 온난 ENSO현상의 움직임에 조절한다(Giannini et al., 2001). 양의 NAO위상은 평년보다 더 강한 NAH를 의미하고 북대서양 아열대 온난 ENSO동안 건조화를 확대 시킨다. 한편, 음의 NAO위상은 엘니뇨 다음해에 이른 우기에 강수를 더 증가 시킨다.

#### 11.9.1.2 인도양

인도양지역은 위도 35°S~17.5°N, 경도 50°~100°E 사이의 지역을 말한다. 인도양의 기후는 아시아 몬순에 의해 주로 영향을 받는다(몬순에 영향을 주는 과정에 대해서는 11.4.1절 참조). 1월에 ITCZ는 주로 남반구에 위치한다. ITCZ의 이북지역은 북동 무역풍(북동몬순)이 불고, ITCZ 이남 지역은 남동무역풍이 분다. 북반구 여름 동안 ITCZ는 북쪽에 위치하게 되고 사실상 전체 벵골만, 육지주변과 아라비아 해동부에 걸쳐있다. 북반구의 바람은 강한 남서풍(남서몬순)으로 바뀌게 되는 반면 남반구에서 남동풍이 지속된다. 강수와 바람응력은 인도양의 남과 북부에서 명백하게 다른 반응을 일으킨다(International CLIVAR Project Office, 2006). 몰디브에서 습윤(건조)한 계절은 남서(북동)몬순 동안 발생한다. 5~10월까지 남동무역풍은 세이셸에서 두드러지고 기후는 비교적 차고 건조하며, 12~3월은 주로 습윤한 계절로 바람은 주로 서에서 북서로부터 분다. 몬순은 매년 다시 시작되지만, 수 주에서 수년까지의 시간규모 범위에서 몬순 불규칙성은 충분히 이해되지 않은 방식가운데 해양으로부터 되먹임에 의존한다. 계절 내 변동성은 몬순 계절 내 진동(MISO)과 MJO와 관련이 있고, 이들은 4~8주의 기간 동안 체계적인 방식으로 발달하는 장기간에 걸친 날씨 패턴이다. 경년과 10년 규모에서 통계적 방법으로 ENSO와 몬순 변동성 사이에 높은 상관관계가 나타나는 기간이 있는 반면, 수 십년 규모에서는 관계가 작거나 거의 나타나지 않는다(International CLIVAR Project Office, 2006; 10.3.5.4절 참조). 조절하는 인자는 동서 해수면 온도경도의 큰 경년 변동성인 인도양 양극모드 또는 인도양 남북모드(CIOZM)이다(3.6절 참조). 동아프리카에서 10~12월 사이에 나타나는 2차 강우 최고 값의 크기는 IOZM 현상과 강하게 상관되어 있으며, 서부지역에 높은 SST와 함께 IOZM의 양의 위상은 ENSO가 몬순 강우에 대해서 갖는 건조화 효과에 반대로 작용한다(Ashok et al., 2001).

### 11.9.1.3 태평양

태평양 지역은 태평양의 적도, 열대와 아열대 지역을 말하며 이 지역은 인구밀도가 높은 작은 섬들이 있다. 대체로, 그 지역은 위도 20°N~30°S와 경도 120°E~ 120°W사이의 지역이다. 이 지역의 기후에서 중요한 역할을 하는 주요 기후 과정은 편동무역풍(적도의 남쪽지역과 북쪽지역 모두), 남반구 고기압 대, ITCZ와 남태평양 수렴대(SPCZ: Vincent, 1994)이다. SPCZ는 뉴질랜드의 정북에 위치한 적도근처의 ITCZ로부터 남동쪽으로 적어도 21°S, 130°W까지 펼쳐진다. 이 지역은 매우 따뜻하고 해양성 기후를 가지며 강우가 풍부하다. 최대 강우지역은 ITCZ와 SPCZ의 계절적인 이동을 따른다. 이 지역에서 경년 기후변동성은 ENSO현상에 강하게 영향을 받는다. 엘니노 상태에서, 강우는 SPCZ의 북동지역에서 증가한다(Vincent, 1994). 적도에서 10° 이내의 지역을 제외하고 열대성 저기압 또한 이 지역 기후의 특징이고 열대성 저기압은 호우, 강한 바람과 폭풍 해일과 관련이 있다. 이 지역의 많은 섬들은 매우 낮은 곳에 자리하고 있지만 강한 지형변동을 갖는 곳이 많이 있다. 후자의 경우에 강우량과 계절분포에 대한 산악 효과는 강할 수 있다.

## 11.9.2 현재 기후모의의 모델기술

카리브해, 인도양, 남북 태평양에서 현재 기후를 모의하는 MMD 모델들의 능력은 보충자료의 표 S11.1에 요약되어 있다. 일반적으로 기온을 모의하는 모델의 절반 정도에서 편되는 모든 계절에 1°C보다 작고, 그래서 모델 수행능력은 전체적으로 만족스럽다.

하지만 강수 모의실험에는 큰 산포도가 있다. 지난 10년 동안, 결합 GCMs를 이용하여 ENSO를 모의하고 예측하는데 있어서 꾸준한 진보가 이루어졌다. 하지만 모의된 평균기후와 자연변동에서 모두 심각한 계통적 오차가 존재한다(8.4.7절 참조).

### 11.9.2.1 카리브해

MMD모델들에 의해 지난 20세기(1980~1999)의 카리브해의 연 기온모의는 기후값과 잘 일치하는 평균값을 주며 그 차이가 0.1°C보다 작다. 각 모델과 기후값 사이의 사분위 값 범위 차이는 -0.3°C~+0.3°C까지 범위를 가진다. 따라서, 모델은 연 기온 모의에서 좋은 성능을 가진다. 하지만 강수에 대한 MMD 모의의 평균은 관측 강수보다 근사적으로 30%정도 과소 추정한다. 각 모델의 편차는 -64~+20%정도이고, 기온모의의 편차 보다 훨씬 크다. 최근 완전 결합된 기후모델인 Parallel Climate Model(T42 해상도 - 약 3.75도)은 카리브

해 지역의 주요한 기후특징을 모의 할 수 있다고 알려져 있지만(Angeles et al., 2007), 카리브해 전역에서 지역 평균 강수는 또한 과소 추정된다. 이 지역은 Martinez-Castro et al.(2006)이 민감도 실험을 통해서, Anthes-Kuo의 적운 모수화 방안을 사용하여 지역기후모델(RegCM3)이 장기간 지역 평균된 기후값을 위해 사용될 수 있다고 결론 내린 지역이다.

### 11.9.2.2 인도양

20세기(1980~1999년)에 인도양의 연 기온에 대한 MMD 결과물의 평균값은 기후값에 비해 편차의 50%는 0.2 ~1.0°C 범위를 가지며, 0.6°C 과다 추정했다. 강우에 대해서 다중모델 앙상블 평균은 평균강수에 비해 단지 3%정도 낮고, 모델의 편차 범위는 -22~ +20%이다. 하지만 경년 변동성의 모의 실험이 갖는 문제가 있다. 몬순의 강우 변동성에 대한 MJO의 영향을 포함하여, MJO의 중요한 기후적 효과의 대부분은 현재 기후모델에 의해 여전히 잘 모의되지 않는다(8.4절 참조).

### 11.9.2.3 태평양

남태평양의 기온과 강수에 현재 기후평균의 기후모델 모의실험은 대해 Jones et al.(2000, 2002)과 Lal et al.(2002)에 의해 연구되었다. 그 연구들이 수행 될 당시에 사용할 수 있는 AOGCMs은 이 지역 전역에서 기온과 강수의 넓은 규모의 패턴을 잘 모의하고 고려된 모델에서 기온보다 강수 패턴이 더 변화 무쌍하고, 강수가 많은 지역에서 강우 강도의 꽤 상당히 과소추정이나 과대 추정했다. 모든 모델은 SPCZ와 ITCZ를 가로 질러서 최대강우를 넓게 모의하지만 모든 모델이 이 두 지역 사이의 최소 강우를 해석하지는 않는다. 태평양에서 대류편차가 이중 ITCZ로 분리되는 경향성을 초래하는 MJO의 공간구조를 모의하는 문제는 8.4.8절에서 논의되었다.

MMD 모의분석에 의하면 남태평양 지역에서 평균 모델 값이 1980년에서 1999년까지 0.9°C정도 연평균 기온을 과대추정하고, 편차의 50%는 0.6~1.2°C범위를 갖는다. 북태평양에서 같은 기간 동안 모의된 앙상블 평균기온은 기후값 보다 0.7°C 높고 기후값으로부터의 모델 편차의 절반은 0.2~1.0°C 범위를 갖는다. 평균 강수는 10%정도 과대추정 되지만, 각각의 모델은 남태평양 지역에서 -7~31%까지 변하고, 북태평양에서 강수에 대한 평균 모델 산출물은 대부분 기후값과 일치하지만 개개 모델의 편차는 -13~13%이다. 따라서 모델들은 남태평양보다 북태평양에서 강우를 더 잘 모의하고 남과 북 지역 모두에서 모의품질은 인도양과 크게 다르지 않다.

### 11.9.3 기온과 강수전망

1980~1999년과 2080~2099년 사이의 기온변화와 %강수변화의 시나리오는 표 11.1에 요약되어 있다(11.1.3절에 서술). T의 작은 값은 큰 신호-대-잡음 비율을 의미하고 일반적으로 신호-대-잡음 비율은 강수변화 보다 기온에 대해서 더 크다는 것을 알 수 있다. 극한 온난 계절의 확률은 작은 섬의 모든 경우에 대해서 100%이고 온난화의 시나리오들은 이 세기의 후반에 대해 모두 유의하다. A2와 B1시나리오와 현 세기의 다른 미래시기에 대한 대략적인 결과는 11.1.3절에서 설명된 것처럼 A1B값을 비례축소화 함으로써 얻을 수 있다.

20세기와 21세기 동안 MMD에 의해 모의된 것처럼, 그림 11.22는 기온의 시간적 변화 카리브해(CAR), 인도양(IND), 북태평양(NPA)과 남태평양(SPA)을 포함한 해양지역을 나타내고 있다. 일반적으로 박스 11.1, 그림 1과 비교하면, 작은 섬 지역의 기온증가는 대륙지역들에 비해 작다는 것을 알 수 있다. 선형에 가까운 변화의 특징이 또한 그림에서 분명하다. 작은 섬 지역들에 대한 기온과 강수의 전망은 표 11.1의 하단부에서 논의되었다.

#### 11.9.3.1 카리브해

MMD 모의에서 연 기온은 21세기 말에 1.4~3.2℃ 정도 증가하였으며, 중간값은 지구평균에 비해 다소 낮은 2.0℃이고, 모델의 절반은 단지 ±0.4℃정도 중간값과 다른 값을 제공한다. A2 과 B2 배출 시나리오를 사용한 HadCM3결과와 통계적 상세화는 2080년대까지 기온에서 2℃정도 증가 하고

대략적으로 HadCM3 모델과 같은 값을 보인다. AOGCMs과 상세화 분석 사이의 일치는 기온모의에 있어 매우 높은 신뢰도를 준다. 이 상세화는 Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change in Multiple Regions and Sectors (AIACC) Small Island States SIS06 project (<http://www.aiaccproject.org>)의 일부분으로 Wilby et al.(2002)에 의해 개발된 통계적 상세화 모델(SDSM)을 사용하여 수행되었다. Angeles et al.(2007) 또한 IS92a 시나리오를 사용하여 2050년 대까지 해수면 온도가 대략 1℃정도 상승할 것이라고 모의한다. 월 변화에서는 뚜렷한 차는 없다(보충자료 그림S11.31 참조). 관측은 온난화가 진행되고 있음을 제시하였다 (Peterson et al., 2002).

표 11.1에 의하면, 대부분의 모델은 연 강수의 감소를, 몇 개의 모델에서는 증가를 전망하고, -39~+11%정도로 변하며, 중간값은 -12%이다. 그림 11.23은 연평균 감소가 전체 지역에 걸쳐서 퍼져 있음을 보여준다. DJF에, 몇몇 지역에서 증가가 있고 JJA에 그 지역 전체에서 감소가 크고, 특히 Greater Antilles의 지역에서는 모델간 의견 일치가 또한 강하다. 카리브해에서 월별변화는 보충자료 그림 S11.32에 나타나며, 또한 카리브해에 대한 모의는 다른 해양지역(IND, NPA, SPA 그림 S11.32)과 비교해서 큰 산포도를 가지고 있다. SDSM을 사용하여 A2와 B2 배출 시나리오에 대해서 상세화된 HadCM로 부터 얻은 결과는 또한 자메이카 지역에 대해서 2080년대까지 여름철 강수가 거의 선형적으로 감소함을 보여준다. 하지만 바베이도스와 Trinidad지역의 관측소에서 SDSM으로부터 상세화한 결과는 감소보다는 증가를 보

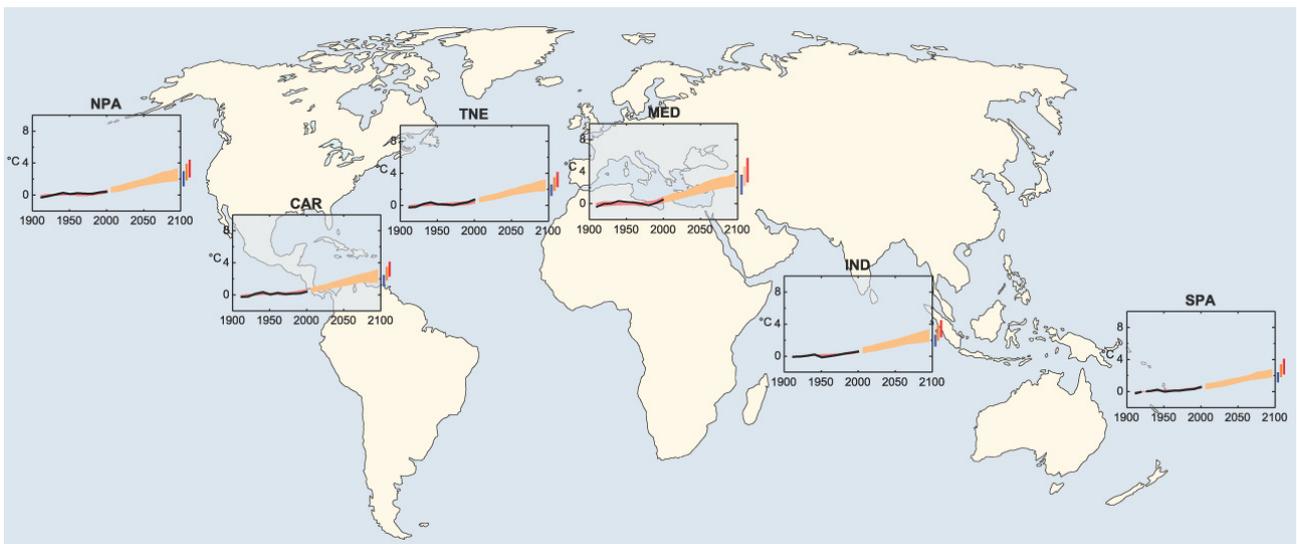


그림 11.22. 1906~2005년까지 6개 대양지역에 대해 1901~1950년 기간에 대비한 기온편차(검은 실선)와 알려진 강제력을 통합한 MMD모델들에 의한 모의된 기온편차(붉은색 음영); 그리고 A1B 시나리오에 대해서 MMD모델에 의해 2001~2100년까지 전망된 기온편차(오렌지색 음영). 오렌지색 봉투모양의 끝에 있는 막대는 B1 시나리오(푸른색), A1B 시나리오(오렌지색)와 A2 시나리오(붉은색)에 대해서 2091~2100년까지 전망된 변화의 범위를 나타낸다. 이 그림의 구축에 대한 좀더 자세한 내용은 박스 11.1과 11.1.2절에 나타내었다.

여준다. 따라서 JJA의 Greater Antilles 지역에 대해서 MMD 결과와 상세화된 결과 사이에 일치성이 있지만 다른 섬들에서는 그렇지 않으며, 연별 편의에 대해서 또한 그렇지 않다. Angeles et al.(2007)은 또한 Greater Antilles의 주변에서 금세기의 중간까지 감소를 모의했다. 그러나 늦은 우기에 다른 섬들에서는 그렇지 않다. 표 11.1은 JJA에 감소는 가장 큰 신호-대-잡음비를 가진다는 것을 보인다. 이 강수 감소는 9.5절과 11.1절에서 논의된 아열대에서 기대된 건조함과 일치한다. 다중모델 분석에서 대부분의 모델은 NAO의 더 큰 양의 위상(10.3절)으로 이동을 보여주고, 태평양에서 기온변화의 의견 일치성은 동 태평양에서 더 높은 기온을 가지는 엘니뇨-유사 패턴임을 의미한다(10.3절 참조). 이런 상태는 카리브해의 건조함과 관련이 있다. 관측된 강수 경향성은 분명하지 않다. 반면, Peterson et al.(2002)은 1950~2000년대까지 평균 강수량의 경향성에 대해서 통계적 유의성이 없음을 발견했고, Neelin et al.(2006)은 몇 개의 관측자료셋을 통해 카리브해에서 최근 수 십년간 크지는 않지만 통계적으로 유의한 여름철 건조화 경향을 주시시켰다.

### 11.9.3.2 인도양

MMD 앙상블 평균에 근거하면, 연 기온은 전지구 평균보다는 다소 낮고 2.1°C 정도 증가하는 것으로 전망되며, 개별 모델이 1.4~3.7°C도 범위를 가지며 그 중 적어도 절반 정도는 평균에 꽤 가까운 값을 준다. 모든 모델은 계절변동 없이

모든 달에 유의한 기온증가를 보인다(보충자료 그림 11.31). Seychelles에서 1961~1990년까지 기온 증가의 증거는 Easterling et al.(2003)이 제시 하였다. 그는 최저기온이 10번째 백분위수보다 적은 시간의 %가 감소하고, 최저기온이 90번째 백분위수보다 큰 시간의 %가 증가함을 발견했다. 비슷한 결과는 최고온도에 대해서도 얻어졌다. 이것은 다른 곳의 일반적인 온난화 패턴과 일치한다(3장 참조).

각각의 MMD모델들에 의해서 전망된 연 강수변화는 -2~20%의 범위에서 변하고 중간값은 4%이고 모델의 50%는 3~5%사이의 변화를 전망한다. 따라서, 기온만큼 높지 않지만 강수 결과에 어느 정도 신뢰수준이 있다. 그림 11.24는 연 강수 증가가 주로 북인도양에 제한되어있고, 특히 몰디브 주변에서 모델간 일치성이 가장 강하다는 것을 보여준다. DJF에는 남쪽에서도 약간의 증가가 알려졌다. 강수 증가에 대한 모델간 일치는 겨울철에 Seychelles에서, 여름철에 몰디브에서 가장 크다. 또한 여름철에 모리셔스 주변에서 강수의 감소에 대해서 확실한 일치가 있다. 10.3.5절과 11.4절에는 더 온난한 기후에서 몬순성질의 변화에 대해 논의하였다. 더 온난해진 대기에서 강화된 수증기 수렴의 효과는 지구 온난화 모의에서 가능한 더 약한 몬순흐름과 열대 대규모순환을 지배할 것이라고 최근의 의견 일치가 있다. Easterling et al.(2003)은 1961~1990년 까지 극한강우를 증가시키는 경향이 있다는 증거를 발견했다(남아시아 전망 11.4.3절 참조).

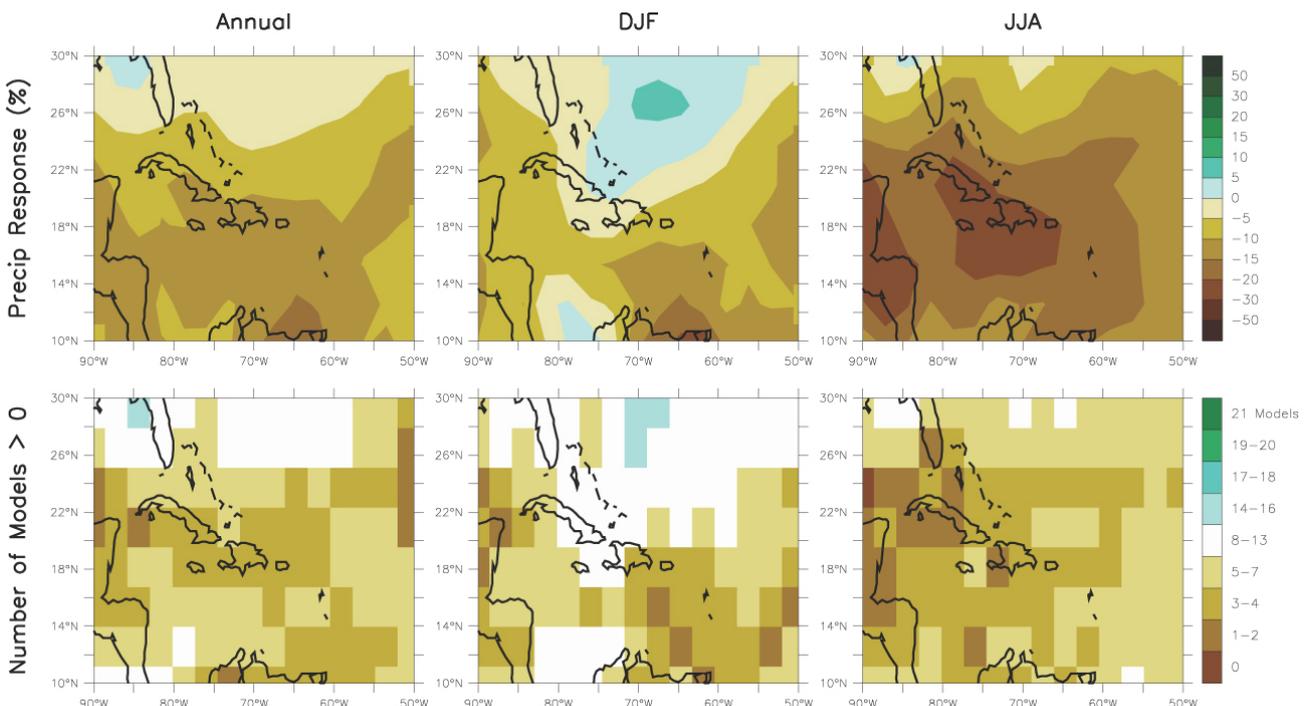


그림 11.23. MMD-A1B모의로부터 얻은 카리브해 강수 변화. 위쪽: 21개 모델에 대해 평균한 1980~1999기간과 2080~2099기간 사이의 연평균, DJF, JJA 기온변화. 아랫쪽: 21개 모델 중 강수의 증가를 전망한 모델 수.

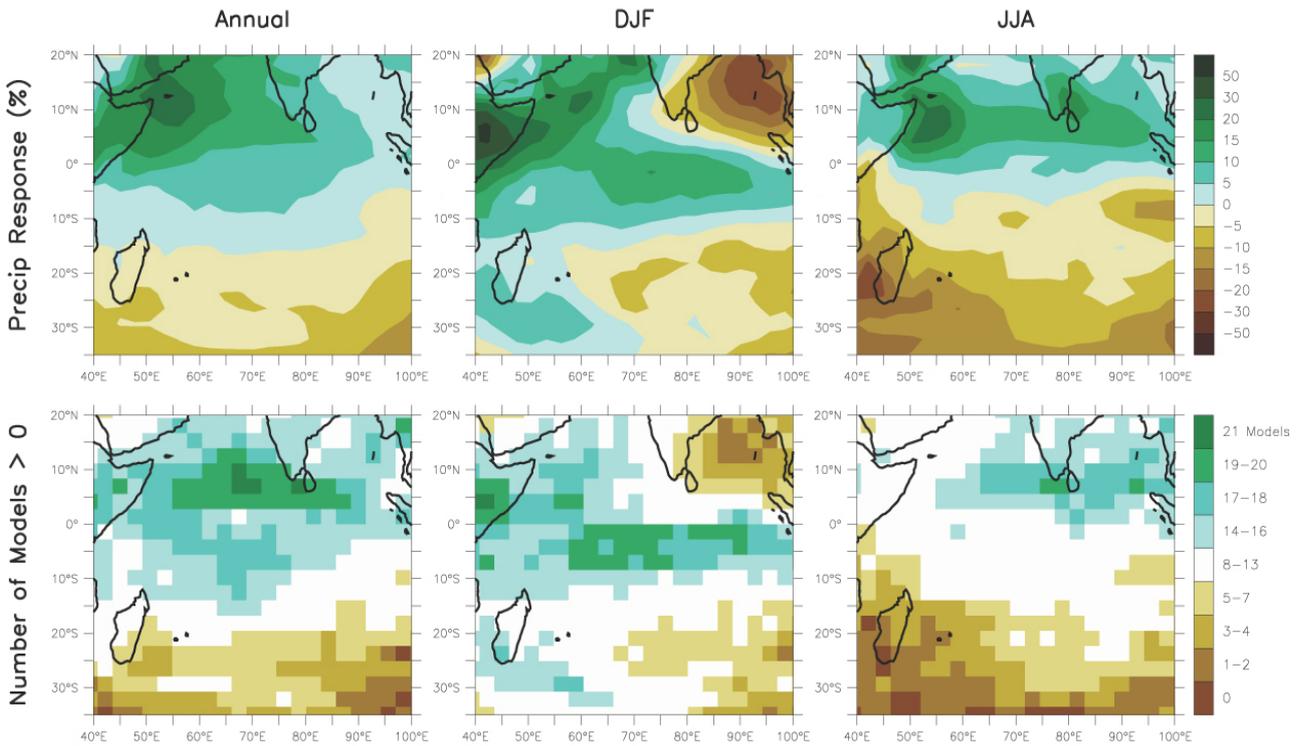


그림 11.24. 인도양에 대한 것을 제외하고 그림 11.23과 같다.

### 11.9.3.3 태평양

다양한 AOGCMs로부터 남태평양에서 전망된 지역 기온 변화는 Lal et al.(2002), Lal(2004), Ruosteenoja et al.(2003)에 의해 조사되었다. Jones et al.(2000, 2002)과 Whetton and Suppiah(2003) 또한 변화패턴을 고찰하였다. 대체로 남태평양에서 모의된 온난화는 지구평균 온난화율을 매우 근접하게 따른다. 하지만, 많은 모델에서 중앙 적도 태평양(북 폴리네시아)에서 약간 더 강한 온난화가, 남태평양(남 폴리네시아)에서 약간 더 약한 온난화가 나타나는 경향이 있다.

2080~2099년 동안 MMD-A1B 전망은 1.8°C의 연평균 기온의 증가를 보였고, 남 태평양에서 지구 평균보다 다소 낮다(표 11.1). 각각의 모델 값은 1.4°C에서 3.1°C로 변화하고 적어도 모델의 절반은 평균에 매우 가까운 값을 전망한다. 모든 모델은 증가를 보였고, 일년의 전반기와 비교하여 후반기에서 증가가 더 작다(보충자료 그림 11.31). 북태평양에서 모델들은 지구평균보다 조금 낮은 2.3°C의 기온증가를 모의하고, 그 값의 범위는 1.5°C~3.7°C정도이며 모델의 50%는 평균의 ±0.4°C이내에 있다. 모든 모델은 증가를 보였고, 일년의 전반기와 비교하여 후반기에서 증가가 더 크다(보충자료 그림 11.31).

2080~2099년까지의 같은 기간 동안, 모든 MMD 모델을 평균했을 때 남태평양의 연강수 증가는 3%에 가깝고, 각각

의 모델은 -4~+11%의 범위를 가지며 모델의 50%가 3~6%사이의 증가를 나타낸다. 인식할 수 있는 신호까지 도달하는 시간은 상대적으로 짧다(표 11.1). 이런 증가의 대부분은 일년의 전반기(1~6월)에 있다(보충자료 그림 S11.32). 북태평양 강수에 대해서 5%의 증가가 발견되었고, 각각의 모델은 0~19%의 범위를 가지고, 적어도 모델의 반은 중간값의 -2~5%안에 있다. 인식할 수 있는 신호까지 도달하는 시간은 상대적으로 길었다. 이런 증가의 대부분은 후반기에 있다(보충자료 그림 S11.32). 그림 11.25는 연, 겨울, 여름 강우변화의 공간분포와 모델간 일치성을 나타낸다. 그림에서는 태평양의 강수 증가에 대한 경향성이 11.1.3.1절에서 설명된 수증기 수송의 증가에 기인하여 ITCZ 지역에서 강하게 나타나는 것을 보여준다. Griffiths et al.(2003)은 남태평양에서 SPCZ지역과 북동지역에서 1961~2000년까지 평균 강우가 증가하는 경향을 발견했다. 인도양의 강수 결과는 유의하지만 기온결과에 대해서 만큼 높지 않다.

남태평양에서 강수 변동성의 변화는 IPCC(1996) 시나리오를 사용해서 Jones et al.(2000)에 의해서 분석되어졌다. 그러나 최근에 대한 연구는 조사되지 않았다. 이런 변화는 ENSO의 변화에 의해 강하게 유도되고, 이것은 잘 이해되지 않았다(10.3절 참조).

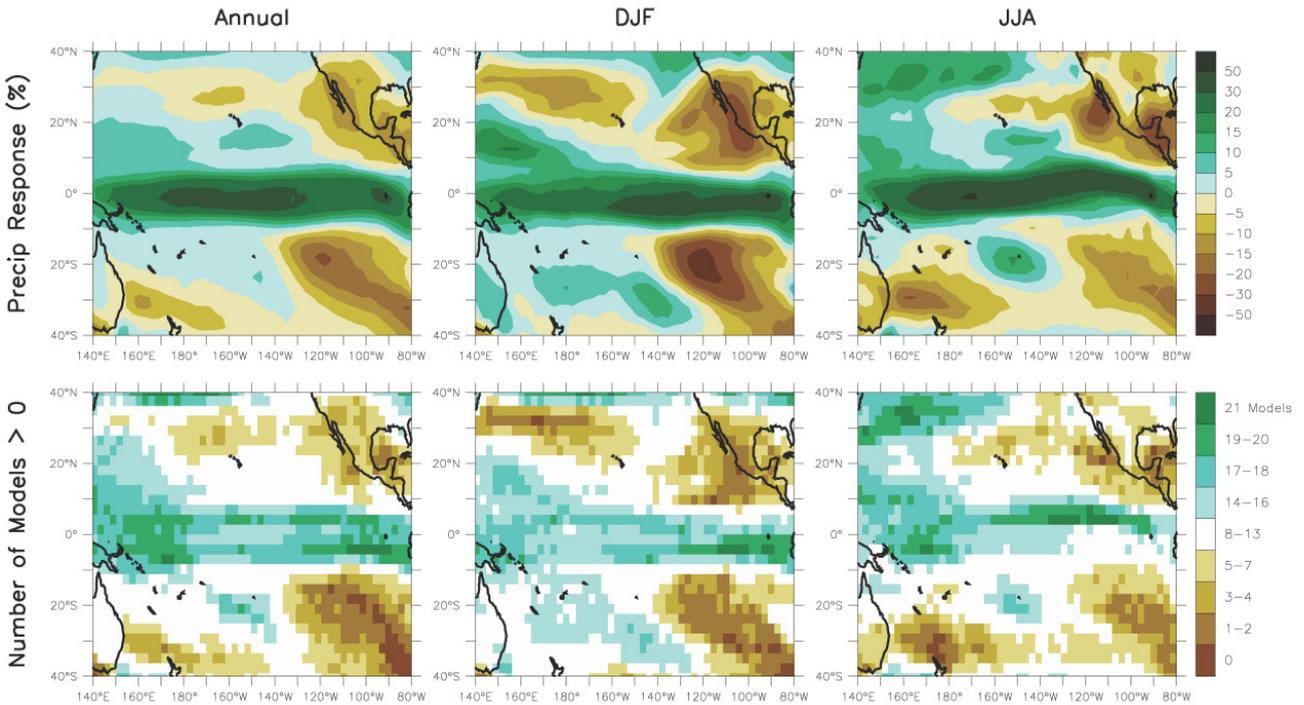


그림 11.25. 북태평양과 남태평양을 제외하고 그림 11.23과 같다.

#### 11.9.4 해수면상승

해수면은 AIB시나리오에 의하면 현재(1980~1999년)와 21세기 말(2090~2099년) 사이에 0.35m(0.23~0.47m) 정도 상승할 것으로 전망된다. 해양밀도와 해양순환의 변화 때문에, 그 분포는 일정하지 않을 것이고 그림 10.32는 14개 AOGCMs의 앙상블 평균을 기초로 한 국지적 해수면 변화의 분포를 보여준다. 남반구 해양에서 평균보다 더 낮은 해수면 상승이 보이는데 이는 바람응력의 증가 때문이다. 또한 약 40°S에서 남반구 대서양과 인도양을 가로질러 현저한 해수면 상승의 좁은 밴드가 분명하다. 이것은 또한 30°S부근의 남태평양에서도 나타난다. 하지만 모델 사이의 큰 편차는 카리브해, 인도양, 태평양을 가로질러 분포의 추정을 불확실하게 만든다. 폭풍 해일을 포함하여 극한 해수면 변화는 박스 11.5에서 폭 넓게 논의되었다. 불확실성의 범위는 문제를 다루는 제한된 모델셋 때문에 믿을 만하게 정량화될 수 없다.

20세기의 전구 해수면상승은 5.5절에서 논의되었다. 가장 잘 추정된 값은  $0.17 \pm 0.05$  m이다. Church et al.(2004)에 의해 1950~2000년 까지 관측된 해수면상승의 추정으로부터, 카리브해의 해수면상승은 전구 평균과 비슷하게 나타났다. Church et al.(2006)은 또한 인도양과 태평양 지역의 평균 해수면상승을 전구평균과 비슷하게 추정하였다. ENSO 현상과 관련된 해양순환의 변화 때문에 태평양의 해수면상승에서 큰 관측 변동이 있었다. 1993~2001년까지 모든 데이터에서

는 서태평양과 동 인도양에서 해수면상승율이 크게 나타나고, 동태평양과 서 인도양에서 해수면 감소가 나타났다 (Church et al., 2006). 태평양과 인도양에서 관측된 해수면상승은 5장에서 논의되었다.

#### 11.9.5 열대성 저기압

기온과 강수 변화, 해수면상승에 대한 모의에 비해 기후 변화의 배경에서 열대성 저기압을 모의하는 모델은 거의 없다. 주요한 이유는 열대성 저기압의 특성을 잡아내기 위해 필요한 고해상도 모델이 계산량이 많기 때문이다. 따라서, 기온과 강수 변화에 비해 지역기준에서 열대성 저기압의 주기와 강도의 변화에 대한 확실성이 작다. 열대성 저기압의 전망된 변화에 대한 결과 평가는 10.3.6.3절에 제시되었고, 종합적인 내용에 대해서는 이 절의 마지막에 주어졌다. 남태평양에서 열대성 저기압의 행적변화에 대한 지역 모델기반 연구들은 Nguyen and Walsh(2001)와 Walsh(2004)에 의한 연구를 포함한다. Walsh는 일반적으로 열대성 저기압의 주기와 이동의 지역적 변화에 대해 분명한 특징은 없지만 강도는 증가할 것이라고 결론을 내렸다. 또한 ENSO 변동은 남태평양에서 열대성 저기압발생의 패턴에 강한 영향을 준다는 점이 강조되어야 하고 그러므로 미래 ENSO 행적에 관련된 불확실성은(10.3절 참조) 열대성 저기압 행적에 대한 불확실성에 기여한다(Walsh, 2004).

## 박스 11.5 : 해안지대의 기후변화

### 서론

기후변화는 범람, 침식과 염분수의 지하수면으로의 침투를 포함한 많은 방식으로 해안 지대와 상호작용하는 잠재력을 갖는다. 범람과 침투는 다음 세기와 그 이후에 평균해수면의 상대적으로 느린 증가에 의해 분명히 영향 받을 것이다. 평균해수면은 10장에서 논의되었다; 이 박스는 해안지대에 상당히 영향을 주는 잠재력을 가진 극한 해수면의 변화에 집중 하였다. 침식에 대한 기후변화의 영향평가를 제공하기에는 파동이나 연안류의 변화에 대한 정보가 불충분하다.

극한 해수면 현상의 특징은 대기의 폭풍의 강도와 이동, 해안선 모양에 의해 결정된다. 많은 지역에서 현재 기후 조건하에서 극한 해수면의 위험성은 빈약하게 정의되었다. 왜냐하면 조수 측정 네트워크가 부족하고 상대적으로 기록기간이 짧기 때문이다. 이것은 미래의 기후변화를 평가하고 관측기록을 통해서 기후변화를 탐지하는데 대해서 빈약한 기준선을 제공한다. 지난 40년 동안 전세계 141 지점으로부터 얻은 결과를 이용하여 Woodworth and Blackman(2004)는 몇몇 지점에서 극한 해수면상승이 일어나고, 평균해수면과 대기의 폭풍우의 변화로부터의 상대적인 기여는 위치에 좌우된다는 것을 발견했다.

### 극한 해수면 모의 기법

극한 해수면의 기후-유도된 변화는 평균해수면의 증가, 대기 폭풍의 경로, 주기 또는 강도의 변화로 인해 발생할 것이다. (해안 홍수의 견지로부터 예를 들어, 후빙기 반동에 육지의 연직운동은 평균해수면 변화로부터의 기여를 고려할 때 또한 중요하다.) 이런 변화의 대규모 배경을 제공하기 위해서 비록 모델의 해상도(일반적으로 150~300km 수평해상도)가 열대성저기압이나 중위도 저기압과 관련된 강풍의 자세한 부분까지 나타낼 만큼 좋지 않더라도, 전 지구 기후모델은 필요하다. 하지만, 몇몇 연구에서는 극한 해수면변화의 추정치를 제공하기 위해서 폭풍해일 모델을 유도하는 전구 기후모델 강제력을 사용하였다(예를 들어, Flather and Williams, 2000). 대규모 원인으로부터 좀 더 현실적인 모의를 얻기 위해, 역학적인 것과 통계적인 산세화와 확률방법인 3개의 접근법이 사용되었다(일반적인 세부사항은 11.10절 참조).

현재 해양성분을 갖고 있는 RCMs은 거의 없기 때문에 이 모델들은 폭풍해일 모델을 유도하기 위해 고해상도(일반적으로 25~50km 수평해상도) 지표면 바람과 기압을 사용되었다(예를 들면, Lowe et al., 2001). 이러한 일련의 단일 방향 결합모델이 현재(Debenard et al., 2003) 또는 역사적인 기준선(예를 들면, Flather et al., 1998)과 미래의 한기간(예를 들면, Lowe et al., 2001; Debenard et al., 2003)에 대해 대개 실행된다. 통계적 접근에서 대규모 종관상태와 국지 극한 해수면 사이의 관계가 구축되어진다. 이런 관계는 날씨예측 모델과 관측된 극한 해수면으로부터의 분석을 사용하거나 전 지구 기후모델과 위에서 언급된 역학적 방법을 사용하여 생성된 극한 해수면의 현재 모의를 사용하여 개발될 수 있다. 다음으로 미래 극한 해수면의 모의는 전 지구 기후모델에 의해 모의된 미래 대규모 대기 종관적 상태에 이 통계적 관계를 적용하여 유도되었다(예를 들면, von Storch and Reichardt, 1997). 파랑과 폭풍해일 역학모델을 강제하는 고해상도 바람장을 만들기 위하여 통계모델을 사용하여, 통계적 접근과 역학적 접근은 결합될 수 있다(Lionello et al., 2003). 유사하게 확률적 표본방법은 극한 해수면(강도나 이동)을 설명하는 종관적 날씨현상의 주요 특징을 확인하고 빈도분포에 의해 이들을 나타낸다. 각 현상에 대해서, 간단한 모델이 지표면 바람과 압력장을 생산하기 위해서 사용되고 이들은 폭풍해일 모델에 적용되어진다(예를 들면, Hubbert and McInnes, 1999). 강화된 온실효과 조건하에서 변화를 나타내기 위해 날씨 현상의 빈도 분포의 수정이 전구 기후모델로부터 유도되었고 다음으로 미래 폭풍해일 기후 값을 추론하는데 사용되어진다.

### 극한 해수면변화3개 지역의 표본전망

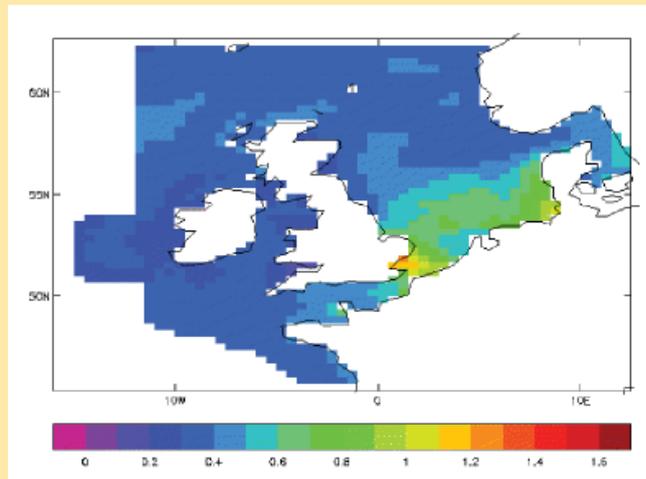
#### 1. 오스트레일리아

짧은 해수면 기록 만을 갖는 지역인 북 오스트레일리아의 폭풍해일 영향에 대한 연구에서 McInnes et al.(2005)은 극한 폭풍해일과 범람에 대한 기후변화의 영향을 조사하기 위해 통계적 표본과 역학 모델링을 사용하였다. 1907~1997년까지 Cairns지역에서 발생한 저기압은 저기압 강도에 적합한 극값 분포를 가진 풍속과 풍향의 저기압 특징을 지배하는 확률분포 함수를 개발하였다. 다음으로 저기압 강도분포는 오스트레일리아 북동부에서 떨어져서 저기압이 대략 10%정도 강도가 증가는 것을 발견한 Walsh and Ryan(2000)에 기초하여 강화된 온실조건에 대해서 수정된다. 저기압의 빈도와 방향에 부과된 변화는 없었다. ENSO나 중층 바람에 대한 주요한 영향의 미래 행적에 대해서 믿을 만한 정보가 가용하지 않기 때문이다. 현재와 미래의 강도를 갖고 1000개의 저기압을 임의 추출하여 해일을 분석해본 결과로 증가된 강도는 100년에 한번 정도 일어날 수 있는 2.6~2.9m 정도의 해일을 증가시켜 70년에 한 번 일어날 수 있게 만들 수 있다는 결과를 보였다. 이는 또한 범람하는 지역의 넓이가 2배(대략 32~71km<sup>2</sup>) 이상으로 커지게 한다. 유사한 증가가 Cairns과 다른 해안지역에서 Hardy et al.(2004)에 의해 발견되었다.

## 2. 유럽

유럽 대륙북 지역에서 극한 수위의 기후-유도된 변화의 몇몇 역학적 상세화 전망이 실행되어왔다. Woth(2005)는 북해 연안을 따라 폭풍해일에 대해 서로 다른 2개의 방출 시나리오(SRES A2 and B2)에 기인한 서로 다른 GCMs의 효과와 그 모델들의 기후변화 전망을 조사하였다. 그녀는 4개 GCM모의를 상세화한 한 개의 RCM으로 부터의 자료를 사용하였다(Woth et al., 2006)(하나의 GCM에서 생산된 분간 할 수 없는 결과에 의해 유도된 4개 RCMs으로 부터의 자료를 사용하여). 그리고 유럽 대륙의 북해 해안에서 현상(평균해수면 변화가 10~20cm 이상)의 상위 1%에서 유의하게 증가함을 증명했다. 비록 A2 방출 시나리오를 결합한 모델들로부터 변화들은 일정하게 커지지만, 다른 실험들에 의해 전망된 변화는 통계적으로 구별할 수 없었다. 전구 평균해수면의 상승과 수직적인 육지이동의 영향을 포함할 때, Lowe and Gregory(2005)는 Woth et al.(2006)에 의해 분석된 하나의 RCMs에서 유도된 폭풍해일 모델을 사용하여, 극한 해수면의 증가는 UK 전체 해안선에 대해서 전망됨을 발견하였다(박스 11.5, 그림 1). 4개의 RCM모의로부터 얻은 자료에 의해 유도된 발틱해 모델을 사용하여 Meier(2006)는 폭풍 해일의 변화는 모의실험에 따라 크게 다르지만 평균해수면에서보다 100년 주기 해일에서 더 큰 증가 경향성을 가지고 있음을 발견했다.

Lionello et al.(2003)은 Adriatic Sea에서 높은 바람 파동과 폭풍해일 현상의 주기와 강도에 대해서 대기 CO<sub>2</sub> 배증의 효과를 추정하였다. 지역 지표면 바람장은 통계적 상세화에 의해서30년 장기간 ECHAM4 고해상도(약 1.5°정도) 타임-슬라이스 실험에서 해면기압장으로부터 유도되어졌다. 그리고 다음으로 파랑과 해양모델을 강제하기 위해 사용된다. 그들은 대기의 CO<sub>2</sub> 증가와 함께 극한 해일 수준에서 통계적으로 유의한 변화가 없고 극한 파고가 감소함을 찾았다. 관측된 파도와 해일 높이의 과소추정은 이러한 결과의 해석에서 주의를 요한다. AOGCMs전망을 사용해서 X. L. Wang et al.(2004)은 북대서양 북동과 남서지역에서 겨울철과 가을철 계절평균과 극한 파고의 증가를 추정했지만 북대서양의 중위도에서는 감소를 추정했다. 모든 변화가 유의하지 않고 어떤 지역(예를 들면, 북해)에서는 그들의 부호가 방출 시나리오에 의존함을 발견했다.



박스 11.5, 그림 1. A2 시나리오 하에서 기간 2071~2100년의 대기폭풍, 평균해수면과 연직 육지이동에 기인한 북해의 50년 재현주기의 극한 수위(m)의 1961~1990년에 대한 대비 변화(Lowe and Gregory, 2005).

## 3. 벵골만

폭풍 해일에 대한 몇 개의 역학모의가 벵골만 지역에 대해 수행되어 왔지만 이러한 모의는 종종 미래기후변화를 설명하기 위해 간단한 조정(평균해수면에 더하거나 10%정도 풍속을 증가 시키는 것과 같이)을 통해 몇 개 안되는 역사적인 해일로부터 얻은 결과를 사용하여 관련되어졌다(예를 들면, Flather and Khandker, 1993). 이런 기술은 상대적으로 작고 잠재적으로 편의된 폭풍세트를 취함으로써 극한 현상의 비현실적인 수와 함께 수위의 편의된 분포를 이끌게 되는 단점을 가진다. 현재와 미래기후의 RCM 모의에 의해 유도된 역학모델을 사용한 어떤 연구에서 Unnikrishnan et al.(2006)은 저기압의 빈도에서 유의한 변화가 없음에도 불구하고 가장 큰 폭풍해일의 빈도에서 큰 증가가 있음을 보였다.

### 불확실성

폭풍해일과 파고의 변화는 단지 제한된 모델들에 대해서만 다루어졌다. 따라서 우리는 미래 해안가 홍수추정에서 불확실성의 범위를 확실하게 정량화 할 수 없다. 그리고 단지 최소값의 미숙한 추정치를 만들 수 있다(Lowe and Gregory, 2005). 폭풍해일 모델링을 위해 자료를 제공하는데 있어서 역학적 상세화 단계가 확실하다는 약간의 증거가 있다(예를 들면, 불확실성을 추가하지 않는다). 하지만, AOGCMs으로부터 전망된 순환변화의 전반적인 낮은 유의수준은 이런 전망에서 상당한 불확실성을 의미한다.

## 11.10 지역 기후전망 방법의 평가

방법의 평가는 대순환, 교차규모 되먹임과 지역규모의 강제력을 포함한 많은 시공간 규모에서 발생하는 복합적인 상호작용에 의해 제기되는 난제를 인식한다.

### 11.10.1 지역 기후정보 생산방법

대기-해양 대순환 모델은 지구 기후시스템 행태를 나타내기 위한 주요한 도구이다. 모델은 대순환과 그것의 자연 및 강제 변동성을 유지하는데 원인이 되는 과정(8장)을 연구하기 위하여, 관측된 기후변화에서 다양한 강제력 요소들의 역할을 평가하기 위해서(9장), 그리고 미래 외부강제력의 시나리오에 대한 시스템의 반응전망을 제공하기 위해서 사용된다. AOGCMs이 전체 기후시스템을 나타내려고 시도하기 때문에 분명하게 AOGCMs은 지역기후와 기후변화에 대한 정보 그리고 관련된 과정들을 직접적으로 제공한다. 예를 들어, 모든 알려진 강제력을 설명할 때 지난 세기의 기후모의 기술은 최근 기후변화의 원인을 설명하고(9장), 이 정보는 미래 지역 기후변화의 가능성을 강제하기 위해서 사용될 수 있다(Stott et al., 2006; 11.10.2 절 참조). 비록 지역 AOGCM 규모의 신뢰성을 설정하는 방법은 아직 완전히 발달하지 않았지만, AOGCM 전망은 그럴듯한 미래 지역 기후 시나리오를 제공한다. AOGCMs의 앙상블 내에서 산포도는 미래기후변화 전망에서 불확실성을 특징짓는데 사용되어진다. 비록 다른 지역에 대해서 산포도는 크게 남아있을 지라도, 몇몇 지역적 반응들은 AOGCM 모의 전반에 걸쳐 일치한다(11.2~11.9장 참조).

모델들의 상당한 복잡성과 수세기 적분을 제공해야 하는 필요성 때문에 MMD에서 AOGCMs의 대기의 구성부분의 수평 해상도는 400~125km 정도의 범위를 가진다. AOGCMs의 격자규모 이하에서 정보를 생산하는 것을 상세화라 한다. 상세화에서 역학적 접근법과 통계적 접근법이 있다. 역학적 상세화는 전지구나 지역적 하부영역을 나타내기 위해 고해상도 기후모델을 사용하고, 모델의 경계조건으로 관측값이나 저해상도 AOGCM 자료를 사용한다. 역학적 상세화는 중간 규모 비선형 효과를 나타내고 여러 기후변수들 사이의 일관된 정보를 제공하는 잠재성을 가지고 있다. 이 모델들은 물리적 원칙을 사용하여 공식화 되었고, 모델들은 전 세계의 기후의 전반적인 범위를 확실하게 재현할 수 있다. 이것은 미래기후를 사실적으로 상세화하는 능력에서 신뢰도를 증가한다. 역학모델의 주요한 약점은 계산비용과 미래기후에서 아격자 규모를 나타내기 위해서 사용한 모수화 방안이 그

방안이 디자인되어진 범위 밖에서 작동되어야 될지도 모른다는 것이다.

경험적 통계적 상세화 모델 방법은 관측자료로부터 유도된 교차규모 관계를 사용하고 이 관계를 기후모델자료에 적용한다. 통계적 상세화 방법은 계산하는 비용이 비싸지 않는 장점이 있고 역학적 방법 보다는 더 세밀한 규모에서 접근이 가능하고 RCM 산출물로부터 직접 얻을 수 없는 파라미터에 적용할 수 있다. 통계적 상세화 방법은 이 방법이 잘 개발되고 검증되기 위해서는 원하는 규모에서 충분히 긴 관측자료를 필요로 한다. 통계적 상세화 방법의 주요한 단점은 이 방법이 기후가 선동될 때 교차규모 관계가 안정하게 남아있다고 가정하는 것과 이 방법이 지역적 되먹임을 효율적으로 수용할 수 없고, 몇 개의 방법에서는 여러 기후변수들 간에 일관성이 부족할 수 있는 점이다.

#### 11.10.1.1 고해상도 대기-GCMs

대기만 고려한 GCMs(AGCMs)은 AOGCMs에서처럼 상호작용하는 지표면 방안을 포함하지만 하층 경계조건으로 해수면 온도와 해빙정보를 필요로 한다. 해양과 비교하여 대기와 지표면에 관련된 짧은 시간규모가 주어지면 비교적 짧은 타임-슬라이스(수 십년)는 고해상도에서 실행시킬 수 있다. 필요로 하는 해수면 온도와 해빙정보는 관측이나 AOGCMs 으로부터 유도할 수 있다. 관측자료의 사용은 현재기후의 모의를 향상시킬 수 있지만 미래기후에 대해 AOGCMs으로 부터 유도된 변화(예를 들면, Rowell, 2005)와 이들을 통합하는 것은 전망된 기후의 불일치성의 위험을 증가시킨다. AOGCMs에서 대기와 해양의 양방향 되먹임의 부재는 인도양과 남아시아 몬순(Douville, 2005; Inatsu and Kimoto, 2005)과 같은 지역에서 기후변동성(Bretherton and Battisti, 2000)의 상당한 왜곡의 원인이 될 수 있다. AGCMs와 AOGCMs의 대규모 기후반응은 많은 지역에서 비슷하게 나타난다; 그들이 다른 시기와 장소에서 해수면 경계조건 일치성이 의문시 될지도 모른다(May and Roeckner, 2001; Govindasamy et al., 2003). AGCMs을 이용한 타임-슬라이스 접근법이 확고한 상세화 기술로 고려되기에 유사성이 충분한지를 결정하기 위해서 앞으로 이 연구가 필요하다. 100km와 그보다 더 세밀한 모델 격자들이 가능하고 50km격자는 가까운 미래에 기준이 될 것이다(Bengtsson, 1996; May and Roeckner, 2001; Déuégand Gibelin, 2002; Govindaswamy, 2003). 비록 짧은 타임-슬라이스만에 대해서지만 고성능 컴퓨터 시스템은 전 지구 계산을 20km격자로 허용한다(예를 들면, May, 2004a; Mizuta et al., 2006). 현재 AOGCMs의 전형적인 규모에서 평가하면 고해상도 AGCMs에 의해 모의되

는 거의 모든 양은 관측값과 잘 일치한다. 하지만 개선점은 지역에 따라 변수에 따라 상당히 다르다(Duffy et al., 2003). 모수화의 광범위한 재조정은 종종 필요하다. 주목할 만한 개선이 산악지역의 강수와 중위도 날씨 시스템의 역학에서 이루어졌다(10장). 최고해상도는 열대 저기압의 기후값의 신뢰할 만한 모의실험의 전망을 제공한다(예를 들면, May, 2004a; Mizuta et al., 2006). 하지만 전체적인 평가를 위해서 이러한 고해상도 연구들의 값을 최적화하기 위해서는 동등한 다중모델 실험이 필요하다.

표준 고해상도 AGCM에 대한 대안은 가변-해상도 AGCMs이다(VRGCMs; 예를 들면, Déuégand Piedelievre, 1995; Krinner et al., 1997; Fox-Rabinovitz et al., 2001; McGregor et al., 2002; Gibein and Déué 2003). 통합된 모델링 VRGCM 접근법은 체제 내에서 해상도의 지역적 증가가 허용되지만 대기의 모든 지역의 상호작용을 계속 유지하기 때문에 매력적이다. 팽창 때문에 수치적 인의적인 값은 적당한 팽창계수를 사용할 때 작아짐을 보였다(예를 들면, Lorant and Royer, 2001). 고해상도 지역에서 VRGCMs로부터 결과는 균일한 해상도 모델보다 더 세밀한 규모의 상세함을 나타내는 반면 같은 격자 수를 가진 균등 해상도 모의와 같은 전구 숙련도를 보유한다.

### 11.10.1.2 등지 지역 기후모델

등지모델의 원리는 대규모 대기순환과 일치하는 사실적인 지역 기후정보는 다음의 전체가 만족된다면 RCM의 적분을 통해 생성될 수 있다는 것이다; 시간에 따라 변하는 대규모 대기장(바람, 기온과 수증기)이 측면경계조건(LBCs)과 해수면 온도와 해빙이 저층 경계조건으로 공급된다; LBCs로부터 컨트롤은 RCM을 구동하는 대기순환과 일치하는 RCM의 내부 해를 유지한다; 아격자 규모의 물리적 과정이, 산악, 육지-바다 대비, 토지이용과 같은 미세규모의 지표 강제력을 포함하여, 적절하게 모수화된다.

비록 몇 개의 기후모의가 15 또는 20km 격자를 사용해서 모의한다고 하더라도(예를 들면, Leung et al., 2003, 2004; Christensen and Christensen, 2004; Kleinn et al., 2005), 기후변화 전망을 위한 전형적인 RCM 격자는 50km정도이다. 최근 동아시아 기후변화의 전망은 5km 비 정역학적 RCM을 이용해 완성하였지만(Kanada et al., 2005; Yoshizaki et al., 2005; Yasunaga et al., 2006), 짧은 시간 동안만 모의하였다. 전구모델링의 경향에 의하면, RCMs은 점점 지역적인 해양과 해빙(예를 들면, Bailey and Lynch 2000; Döcher et al., 2002; Rinke et al., 2003; Bailey et al., 2004; Meier et al., 2004; Sasaki et al., 2006a), 수문과 식생 상호작용(Gao and

Yu, 1998; Xue et al., 2000)과 같은 기후시스템의 다른 구성 성분과 상호작용하도록 결합되어진다.

수 십년 RCM 실험은 표준화 되어가고(예를 들면, Whetton et al., 2000; Kwon et al., 2003; Leung et al., 2004; Kjellström et al., 2007; Plummer et al., 2006), 앙상블 사용을 포함하고(Christensen et al., 2002), 전망된 변화의 보다 철저한 검증과 탐구를 점점 더 가능하게 한다. 대기관측의 재분석에 의해 유도된 수년 앙상블 모의에서 Vidale et al.(2003)은 RCMs이 강수와 지표면 기온의 경년변동성을 재현하는 기술을 가지고 있다는 것을 보였다. 앙상블 모의의 사용은 지역 기후변화의 전망에서 불확실성의 원천에 관하여 양적인 추정을 가능하게 했다(Rowell, 2005; Déuégat et al., 2005, 2007; Beniston et al., 2007; Frei et al., 2006; Graham et al., 2007). 4개의 RCM 모의로부터 얻은 정보를 통합하여 Christensen et al.(2001)과 Rummukainen et al.(2003)은 평균 기후상태의 전망과 관련된 불확실성 뿐만 아니라 고차원 통계량에 대해서도 조사하는 것이 실현 가능하다는 것을 논증하였다.

등지모델에서 LBCs의 적용과 관련된 어려움은 문서로 정리 기록되었다(예를 들면, Davies, 1976; Warner et al., 1997). 기후모의에서 시간이 지남에 따라 RCM 해는 점점 초기값 문제에서 경계값 문제로 방향을 바꾼다. 수학적 해석은 등지모델이 근본적으로 나쁘게 배치된 경계값 문제를 나타낸다는 것이다(Staniforth, 1997; Laprise, 2003). RCMs에 의해 만들어진 내부 해에 대해 LBCs에 의해 작용한 제어는 지역과 계절(예를 들어, Caya and Biner, 2004)과 계산 도메인의 크기(예를 들면, Rinke and Dethloff, 2000)에 따라서 달라진다. 몇 개의 적용에서, RCM 영역 안에서 발달한 흐름은 RCM을 추진하는 LBC 와 일치하지 않을 수 있다. 이것이 기후통계량에 영향을 미칠 수도 있고(Jones et al., 1997), 미치지 않을 수도(Caya and Biner, 2004) 있다. 보통RCMs은 대규모 흐름의 시간적인 변동성을 나타내기 위하여 높은 시간 해상도를 가진 LBCs에 의해서만 유도된다. 또한 몇 개의 RCMs은 도메인의 내부에서 큰 규모의 너징이나 감쇠를 사용한다(예를 들면, Kida et al., 1991; Biner et al., 2000; von Storch et al., 2000). 비록 그것이 모델 편의를 숨길 수 있지만 이것은 RCM에서 대규모의 왜곡을 최소화 하는데 유용하다는 것을 증명하였다(von Storch et al., 2000; Mabuchi et al., 2002; Miguez-Macho et al., 2004). 비록 최근에 양방향 등지RCM이 개발되어져서 가변-해상도 AGCMs을 갖고 상호작용하는 것처럼 전지구 대기와 상호작용을 할 수 있지만(Lorenz and Jacob, 2005), 한 방향 RCM-GCM 결합이 주로 사용된다.

지역기후를 모의하는 RCM의 능력은 LBCs에 의해 제공되는 대규모 순환의 사실성에 강하게 의존한다(예를 들면, Pan et al., 2001). Latif et al.(2001) 과 Davey et al.(2002)는 AOGCMs의 열대 기후값에서 큰 편차는 세계의 몇몇 지역의 상세화 연구에 부정적인 영향을 미칠 수 있다고 제시했다. 그럼에도 불구하고 동지모델의 신뢰도 즉, LBCs에서 없는 의미 있는 상세규모 구조를 생산할 수 있는 모델의 능력이 확실하다. 많은 연구에서는 이러한 작은 규모가 LBCs에 없을지라도, 대기의 작은 규모의 기후통계량은 정확한 진폭과 공간분포를 재생산 할 수 있다는 것을 제시하였다(Denis et al., 2002, 2003; Antic et al., 2005; Dimitrijevic and Laprise, 2005). 이것은 정확한 대규모를 가진 AOGCMs에 의해 유도될 때 RCMs은 기후통계량에 작은 규모의 값을 추가 할 수 있다는 것을 의미한다. 전반적으로 현재 기후를 모의하는 성능은 MMD AOGCMs(8장)을 이용하여 향상시켰고, 이는 RCMs을 위한 보다 고 품격 LBCs을 이끌 것이다.

#### 11.10.1.3 경험 통계적 상세화 방법

RCMs에 대한 보완적인 기술은 대규모 대기변수(예측인자)와 국지/지역 기후변수(예측량) 사이의 유도된 관계를 사용하는 것이다. 다음으로 국지/지역 규모의 기후변화 정보는 그 관계를 AOGCM 모의로부터 얻은 동일한 예측인자에 적용하여 얻을 수 있다. The IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis(TGICA)로부터 지침 문서(Wilby et al., 2004)는 이 접근법에 대한 포괄적인 배경지식을 제공하고 SD응용을 사용하는데 있어서 중요한 쟁점을 포함한다. 통계적 상세화 방법은 선형과 비선형 관계를 포함하는 회귀-유형 모델, 국지변수의 합성결과를 생산하기 위한 연속성 생성을 위한 무조건 또는 조건적인 날씨 생성기, 순환 패턴을 모의하는 모델의 성능이 좋은 특성에 의존하는 날씨 분류에 기초한 기술, 그리고 과거의 기록으로부터 현재와 비슷한 날씨 상태를 찾는 아날로그 방법을 포함하고 이런 기술들의 조합이 어찌면 가장 적절하다.

통계적 상세화의 확장은 날씨분류와 RCM 모의를 조합하는 통계적-역학적 상세화 기술(예를 들면, Fuentes and Heimann, 2000)이다. 앞으로의 개발은 고해상도 기후모델 결과에 SD를 적용하는 것이다(Lionello et al., 2003; Imbert and Benestad, 2005).

SD에 대한 연구는 응용력에서 광범위한 성장을 나타냈고, 기후변화 영향을 연구하는 단체(예를 들면, SDSM, Wilby et al., 2002; the clim. pact package, Benestad, 2004b; the py-climate package, Fernández and Sáenz, 2003); 새로운 지역에 대해 적용(예를 들면, 아시아, Chen and Chen, 2003); 계

절생물학적 계열(Matulla et al., 2003), 폭염과 관계된 사망률(Hayhoe et al., 2004), 스키 계절(Scott et al., 2003), 토지 이용(Solecki and Oliveri, 2004), 유선흐름이나 물의 생태(Cannon and Whitfield, 2002; Blenckner and Chen, 2003)와 같은 새로운 변수를 역점을 두어 다루기 위한 기술의 사용; 기후극한의 처리(예를 들면, Katz et al., 2002; Seem, 2004; X.L. Wang et al., 2004; Caires et al., 2006); 모델을 평가하는 상호비교(예를 들면, STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions(STARDEX), Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2006); 다른 기본적인 불확실성과 함께 모델 불확실성을 표현을 나타내기 위해 다중모델과 다중 앙상블 모의에 적용(예를 들면, Benestad, 2002a,b; Hewitson and Crane, 2006; Wang and Swail, 2006b); 기후관계에서 비정상성 평가(Hewitson and Crane, 2006); 그리고 지형에 따른 공간적 내삽(Benestad, 2005)을 위한 일반적인 도구로서의 가용성 증가를 포함한다. 몇몇 경우에 SD 방법은 예측량의 가공되지 않은 값, 예를 들면, 강우발생의 확률, 강수, 바람 또는 파고 분포 모수와 극한 현상 빈도, 대신에 통계적인 속성을 전향하기 위해서 사용되어 왔다(예를 들면, Beckmann and Buishand, 2002; Buishand et al., 2004; Busuioc and von Storch, 2003; Aburrea and Asin, 2005; Diaz-Nieto and Wilby, 2005; Pryor et al., 2005a,b; Wang and Swail, 2006a,b).

SD의 평가는 대부분의 경우 공통적으로 독립적이거나 다른 '기후레짐'을 나타내는 기간에 대해 관측자료를 사용하여 교차검증을 함으로써 수행된다(예를 들면, Busuioc et al. 2001; Trigo and Palutikof, 2001; Bartman et al., 2003; Hanssen-Bauer et al., 2003). 정상성, 즉, 통계적 관계가 미래 기후레짐 하에서 타당하지 여부는 SD방법이 갖는 우려로 남아있다. 기후의 미래변화는 관측된 역사적인 변화보다 상당히 클 것 같기 때문에 이것은 교차검증 실험을 통해서 약하게만 평가된다. 이 쟁점은 Hewitson and Crane(2006)에 의해 평가되었는데, 거기서, 사용된 통계적 상세화 방법 내에서 비 안정성은 변화의 크기를 과소 추정하는 결과를 보였다. 일반적으로, 가장 효과적인 통계적 상세화 방법은 결정론적인 전환함수 요소와 확률성분을 결합하는 방법이다(예를 들면, Hansen and Mavromatis, 2001; Palutikof et al., 2002; Beersma and Buishand, 2003; Busuioc and von Storch, 2003; Katz et al., 2003; Lionello et al., 2003; Wilby et al., 2003; X.L. Wang et al., 2004; Hewitson and Crane, 2006). 예측인자에 관해서 특히 강수가 예측량인 경우에, 가장 좋은 선택은 역학 변수와 수증기 변수를 결합하는 것으로 보인다(예를 들면, Wilby et al., 2003).

패턴 스케일링은 지역기후변화를 전망하기 위한 간단한 통계방법이고 이 방법은 전지구 평균온도에 따라 AOGCM 반응패턴을 정규화하는 것을 포함한다. 다음으로 이러한 정규화 패턴은 간단한 기후모델로부터 다른 방출 시나리오에 대해서 추정된 전 지구 평균 기온반응을 사용하여 다시 스케일 된다(10장). 다양한 버전의 규모화 기술을 사용하여 몇 가지 발전이 이루어졌다(예를 들면, Christensen et al., 2001; Mitchell, 2003; Salathé 2005; Ruosteenoja et al., 2007). 예를 들어, Ruosteenoja et al.(2007)는 국지적 AOGCM-모의된 기온과 강수 반응과 전 지구 평균기온변화 사이의 관계를 나타내기 위하여 선형회귀를 이용하는 패턴 스케일링 방법을 개발하였다. 또 다른 간단한 통계기술은 예측인자로 관심 있는 변수(예측량)에 대해 GCM 결과를 사용하고, 다음으로 간단한 국지 변화 인자/스케일링 과정에 적용하는 것이다(예를 들면, IPCC의 13장, 2001; Hanssen-Bauer et al., 2003; Widmann et al., 2003; Diaz-Nieto and Wilby, 2005).

TAR이후로 다양한 통계적 상세화 방법을 비교하는 많은 연구가 수행되었다. 일반적으로 하나의 방법과 또 다른 방법의 비교에 대한 결론은 지역, 비교에 사용되는 기준, 각 방법의 고유한 특징에 의해 달라진다. 예를 들어, Diaz-Nieto and Wilby(2005)는 강의 흐름을 상세화하였고, 두 방법이 비교할만한 결과를 제공하는 반면, 그들은 어떻게 그 방법들이 수 십년 변동성을 다루는지에 대한 함수로써 반응이 다르다는 것을 발견했다.

월평균을 예측하는 그들의 능력에 의하여, 일과 월별 상세화 모델을 기초로 한 통계적 상세화 방법의 장점을 비교할 때, 일별 모델들의 성능이 더 좋다(예를 들면, Buishand et al., 2004). 상세화 관계의 비선형성에 의하여, Trigo and Palutikof(2001)은 몇몇 적용을 위하여 복잡한 비선형 모델들이 더 간단한 선형/약간 비선형적인 접근보다 더 좋지 않을지도 모른다는 점을 주목하였다. 하지만 Haylock et al.(2006)은 비선형 인공신경망에 기초한 통계적 상세화 방법은 호우(강수)의 경년변동성을 모델링 하는데 가장 좋지만 극값을 과소 추정하는 것을 발견했다. 많은 상세화 연구는 보고되지 않은 채 남아있다. 왜냐하면, SD활동성은 종종 폭넓은 과학단체에 의해 사용할 목적이라기 보다는 특별한 계획사업 수요를 충족시키기 위해서 실용적으로 이행되기 때문이다. 이것은 개발도상국에서 특히 그렇다. 몇몇 경우에서, 이 연구는 단지 '무명'의 문서 속에서 발견된다. 개발도상국에서 영향 연구를 지원하는 AIACC 사업 (<http://www.aiaccproject.org/>).

#### 11.10.1.4 상세화 방법의 상호비교

TAR에서 SD방법은 지역기후 상세화를 위한 RCMs의 상호보완적인 기술로써 간주되었고, 각 각의 접근법은 분명한 장점과 약점을 가지고 있다. SD 방법과 RCMs이 현재 기후 모의하는데 동등하다는 TAR의 결론은 여전히 유지된다.

TAR이래로 몇 개의 추가적인 연구에서 SD와 RCM 접근법을 계통적으로 비교하였다(예를 들면, Huth et al., 2001; Hanssen-Bauer et al., 2003, 2005; Wood et al., 2004; Busuic et al., 2006; Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2006). 이들은 주로 기후변화 신호의 유사성과 관련된다(예를 들면, Hanssen-Bauer et al., 2003). 좀 더 복잡한 연구에서는 현재 지역기후 특징을 모의하는데 그리고 SD 방법을 적합 시키기 위하여 사용되는 대규모와 지역규모 패턴 사이의 연결을 나타내는 RCM 숙련도에 대한 추가적인 정보를 고려한다(Busuic et al., 2006). STARDEX 프로젝트(예를 들면, Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2006)를 따르는 다른 연구에서는 유럽에서 기후극값과 복잡한 지형 과정에 집중하여 현재 기후특징을 재현하는 숙련도에 대해서 뿐만 아니라 결과로부터 유도된 기후변화 신호에 의해서 두 접근법을 비교한다.

### 11.10.2 불확실성 정량화

#### 11.10.2.1 지역적 불확실성의 원인

지역규모에서 불확실성의 대부분의 원인은 전지구규모의 불확실성과 비슷하지만(10.5 절과 박스 10.2), 지역환경에서 발생하는 새로운 쟁점과 강조할 부분의 변화가 있다. 토지이용과 토지피복변화(De Fries et al., 2002; 2장, 7.2절과 박스 11.4) 모두의 공간적인 불균질과 에어러솔 강제력이 지역적 불확실성에 추가된다. 지역적 상세함을 추가한 모델과 연관된 연구를 분석할 때, 일련의 모델을 통해 불확실성의 모든 단계가 고려되어야만한다. 이러한 불확실성이 다른 기후변수의 지역적 전망에 영향을 미치는 정도는 일정하지 않다. 이것의 징조는 모델들이 강수변화보다 기온변화의 부호와 크기에서 더 쉽사리 일치한다는 것이다.

기후전망에서 이러한 불확실성의 지역적 영향은 몇몇의 연구자에 의해 설명되었다. 예를 들어, 탄소순환모델을 결합된 AOGCM에 통합하는 것이 아마존 유역(Cox et al., 2000; Jones et al., 2003)과 보르네오(Kumagi et al., 2004)의 기후변화에서 극적으로 강한 반응을 주었다. 게다가 기후모델에서 해독된 과정의 규모는 큰 지역규모에서 기후모의에 상당히 영향을 미칠 수 있다(Pope and Stratton,

2002; Lorenz and Jacob, 2005). Frei et al.(2003)은 해독된 과정은 같게 묘사하지만 아격자규모 과정은 다르게 묘사하는 모델은 기후를 다르게 묘사할 수 있다는 것을 보였다. 지표면 되먹임의 묘사에서 변화의 지역적 영향은 Oleson et al.(2004) 과 Feddema et al.(2005)의 예에서 증명되었다(박스 11.4참조).

지역적이고 국지규모에서 불확실성의 평가는 특히 강수에서, 내부변동성에 대한 신호의 더 작은 비율에 의해 복잡하게 되는데, 이것은 반응의 감지를 더 어렵게 만든다. 게다가 자료가 희박한 많은 지역에서 기후마저도 지역적 규모에서 빈약하게 알려져 있을지도 모른다. 따라서 불확실성의 분석의 구성요로서 모델 성능의 평가가 그 자체로 문제가 될 수 있다.

### 11.10.2.2 지역 불확실성의 지수화와 정량화

#### 11.10.2.2.1 TAR에서 묘사되는 지역적 불확실성의 고찰

TAR에서 지역 기후전망의 불확실성이 논의되었지만, 그들을 정량화하는 방법은 상대적으로 발달하지 못하였다. 예를 들어, 지역 전망에 대한 TAR 단원에서(Giorgi et al., 2001a) 서로 다른 GCMs로부터 지역에 따른 기후변화 전망(예를 들어, 강수의 큰 또는 적은 증가/감소)의 불확실성은 단순한 합의원칙(예를 들어, 9개 중 7개의 모델에서 증가를 보였음)에만 기초하여 정량적으로 설명되었다. 지역적 불확실성의 정량적인 추정치의 초기 예들은 일련의 모델 전망에 걸쳐 나타나는 중앙값과 한 변수(예, 온도)의 모델간 범위를 표현하고, 지역 규모에서 시나리오의 한 그룹에 확률을 부여하는 것을 포함한다(Jones, 2000; New and Hulme, 2000).

#### 11.10.2.2.2 다중모델 앙상블 사용

많은 연구는 불확실성의 정량적 측정, 특히 지역규모에서 확률정보를 산출하기 위해 같은 강제력 시나리오에 의해 유도되어지는 GCM에 의해 형성된 다중-모델 앙상블을 이용하였다. 표 11.3은 이 절과 11.10.2.2.3절에서 고찰한 방법의 앙상에 대해 요약하였다. 기후민감도에 대해서 10.5절과 박스 10.2에서 강조된 결과는 다중모델 앙상블이 단지 불확실성의 제한된 범위만을 조사한다는 것을 증명한다. 게다가 GCM 민감도의 분포는 의미상 이런 확률분포로부터 얻은 대표적인 표본이 아니다. 그러므로 다중 모델 앙상블을 사용하여 산출되는 지역적 확률은 가능한 지역적 변화의 충분한 산포도를 나타내지 않을 것이다.

Räisänen and Palmer(2001)은 기온증가(예를 들면,  $>1^{\circ}\text{C}$ )와 강수 변화(예를 들면,  $<-10\%$ )의 임계값의 초과확률을 계산하기 위해서 대기의 이산화탄소 농도가 이상적으로 매년

1%증가하게 하는 강제력을 주는 17개의 GCMs를 사용하였다. 이들은 미래기후변화에 대한 확률적인 평가의 경제적인 값을 증명하여 확률적 접근이 전통적인 결정론적 추정보다 장점을 가진다는 것을 설명하기 위해 사용된다. Giorgi and Mearns(2002)은 현재 기후모델의 모의에서 편의와 앙상블 평균전망의 수렴에 따라 모델결과를 가중치를 줌으로써 지역 기온과 강수 변화에 대한 불확실성의 척도를 개발하였다. 그들의 신뢰성 앙상블 평균(REA)방법은 22개 큰 아대륙 지역을 위한 SRES A2와 B2 방출량 시나리오에 대해서 각각 불확실성 추정치를 제공하기 위해 TAR에서 평가되어진 9개 GCMs에 적용되었다.

Tebaldi et al.(2004a,b)은 주어진 SRES 시나리오에 의해 강제된 전망의 앙상블로부터 확률을 유도하기 위한 공식적인 통계모델을 정의하기 위해 베이저안 접근법을 사용하였다. Giorgi and Mearns(2002, 2003) 접근을 사용하여 모델 편의와 수렴 기준은 기온과 강수 변화 신호의 사후 확률밀도 함수(PDFs) 모양과 폭을 결정한다. 숙련된 판단은 2개의 기준에 상대적인 가중치를 지정하는 효과를 가지는 사전분포의 형태로 전문가 판단이 병합될 수 있다(Tebaldi et al., 2004b; Lopez et al., 2006). 격자점 규모의 GCM 결과를 확률적 전망으로 결합하기 위해 Furrer et al.(2007)에 의해 개발된 방법은 10장에서 자세히 설명되었다. 직접적인 지역평균에 의해 지역규모에서 기후변화의 PDFs는 얻어질 수 있다. 산포도에서 상대적으로 작은 차이와 위치에서 전반적으로 분명한 차이가 없으면서 이것이 Giorgi and Francisco(2000) 지역에 적용되었을 때, Furrer et al.(2007)로부터 지역적 PDFs는 앙상블 전망의 경험적 히스토그램과 Tebaldi et al.(2004b) PDFs와 전반적으로 일치하였다.

Greene et al.(2006)은 계절 앙상블 예측을 위해 사용된 방법을 확장하여 각각의 SRES시나리오 하에서 GCMs 전망의 앙상블을 모델링 하기 위하여 베이저안 구조를 사용하였다. 1902~1998년까지 관측된 기간의 GCM 모의실험의 세트는 지역 평균된 연 또는 계절 시계열에서 개별적으로 수집되었고, 선형모델을 통해서 그에 상응하는 관측지역 경향으로 공동으로 조정되었다. 조정계수와 그들의 불확실성이 추정되어지고 다음으로 미래 추세의 확률예보를 제공하기 위해 미래전망에 적용한다. 두 개의 결정적인 가정이 앙상블 전망이나 Tebaldi et al.(2004a,b)에 의해 생성된 PDFs와는 너무 다른 이 방법의 결과에 대하여 책임이 있다(그림 11.26과 보충 교재 그림 S11.33~ S11.35). 첫째, 이 방법은 큰 불확실성을 역사적 기간에서 상대적으로 약한 강제력에서 불확실성과 지역적 규모에서 큰 자연적인 변동성에도 불구하고 역사적 추세를 재현할 수 없는 모델에 기인한 것으로 생각

표 11.3. 지정된 SRES-시나리오하에서 대륙규모와 아대륙규모에서 미래기후모의로부터 확률정보를 만들기 위한 방법들. Greene et al.(2006)과 Tebaldi et al.(2004a, b)의 방법으로부터 얻은 결과는 그림 11.26에 나타났다.

아래셀과 병합 참고문헌	아래셀과 병합 실험	입력 유형 공간규모	시간 해상도	방법론적인 가정(오른쪽 셀과 병합)	
				중합방법과 결과	모델 성능 평가
Furrer et al.(2007)	다중모델 앙상블	격자점(공동 격자로 내삽 후)	계절적인 수 십년 평균	베이지안 접근. AOGCMs는 독립성을 가정한다. 대규모 패턴은 기초적인 함수로 전망하고, 작은 규모는 등방성 가우시안 방법으로 모델됨. 공간 모델에 의해 완전히 설명되는 공간의존도 격자점 수준에서 PDFs는 공간 의존도를 설명하도록 결합되게 유도된다.	명시적으로 영향을 받지 않는 모델 성능.
Giorgi and Mearns (2003)	다중모델 앙상블	지역평균 (Giorgi and Francisco,2000)	계절적인 수 십년 평균	멤버들간에 임계값을 넘는 수를 세고 REA 방법에 의해 그 수를 가중치화 하여 유도된 누적분포 함수(PDFs) 지역적 수준에서 순차적인 CDFs.	각 AOGCMs의 가중치에서 명시적으로 정량화된 모델 성능(편의와 수렴). 기간 1961~1990 동안 같은 공간규모와 시간해상도에서 관측함
Greene et al. (2006)	다중모델 앙상블	지역 평균 (Giorgi and Francisco, 2000)	계절과 년 평균	베이지안 접근. AOGCMs 의존도가 모의된다. 모델값에 관측값을 선형회귀하여(날씨 예보와 계절 예보에서 사용되는 MOS 접근과 유사) 계 수 추정치를 미래 모의자료에 적용한다. 지역 수준의 PDFs.	같은 공간 규모와 시간 해상도에서 1902~1998 관측 경향 산출물에 대해서 측정된 모델 성능
Harris et al. (2006)	섭동물리 앙상블(PPE)	격자점	계절의 수년 평균	PPE 기후 되먹임에 의해 유도된 에너지 균형 모델의 점증반응을 사용하여 대규모 슬랩모델 PPE로부터 스케일된 평형반응 패턴. PDF 속에 포함되도록 점증실험의 더 작은 PPE에 대해 스케일 오차를 정량화함. 임의의 집합수준의 PDFs.	모든 모델 버전이 동일하게 발생할 가능성이 있다고 가정.
Stott et al. (2006a)	단일모델 (HadCM 3)	대륙 평균	연별 10년 평균	선형스케일 인자가 대륙규모와 전구 규모에서 최적 지문 접근법을 통해 추정하고 추정된 불확실성과 함께 이것을 미래 전망에 적용함 대륙 규모 수준의 PDFs.	적용 불가
Tebaldi et al. 2004a,b)	다중모델 앙상블	지역평균 (Giorgi and Francisco, 2000)	계절적인 수 십년 평균	베이지안 방법. AOGCMs는 독립으로 가정한다. AOGCM-특유의 변동성을 갖고 그들의 전망에 대해 Normal likelihood. 지역수준의 PDFs	우도 가정을 통해 암시적으로 영향을 받는 모델 모델 성능(편의와 수렴) 원래 논문에서는 기간 1961~1990 동안인데, 이 보고서에서는 기간 1980~1999 동안 같은 공간규모와 시간해상도에서 관측함

한다. 둘째, 강한 정상성 가정은 조금 유의하게 더 큰 강제력과 그것의 여러 조합을 포함하는 미래 추세를 역사적 기록에서 유추한 관계를 외삽하는 것을 필요로 한다. 다음으로, 상당히 더 작은 온난화와 그림 11.26에 "G"로 붙여진 PDFs(음의 값을 포함하는 시간에서)의 큰 넓이는 이러한 정상성 강제와 추세의 적합에서 큰 불확실성의 결과로 해석된다. 그것들은 모델 전망의 히스토그램에서 제시된 더 큰 온난화와 Tebaldi et al.(2004a,b)과 Furrer et al.(2007, 보여주지 않음)의 PDFs에서의 그들의 합성과 확실하게 뚜렷한 차이를 보인다. 이것은 아프리카, 남아시아와 남반구의 저위도 지역에서 특히 그렇고, 관측의 특히 약한 경향의 결과로서 그리고/또는 GCMs의 비교적 최악의 성능의 결과로써 가능하다.

Dessai et al.(2005)은 간단한 패턴 규모화(Santer et al., 1990)의 아이디어를 AOGCMs의 다중모델 앙상블에 적용하였다. 그들은 많은 SRES 시나리오 하에서 생산되는 지구 평균 기온과 간단한 확률 에너지 모델인 온실가스 유도 기후 변화의 평가에 대한 모델(MAGICC)을 통하여 얻은 기후 민감도에 의해서 변화의 표준화된 지역패턴을 조절한다(Wigley and Raper, 2001). 그들의 일은 불확실성의 다른 원인의 함수로서 PDFs의 변화를 추정하는데 초점을 맞추었다. 이 분석에서, SRES 시나리오의 영향은 특히 북반구의 고위에서 기온변화와 가장 관련되어 있는 것으로 판명 난다. 반면 GCM 가중치는 상당한 차이를 생산하지 않는다. 이 결과는 아마도 고려된 전망의 긴 범위(최근 21세기)에 의존한

다. 논증할 수 있는 일이지만 배출 시나리오는 짧은 기간부터 중간 기간에서 덜 중요할 것이다. 기후 민감도는 분포의 낮은 꼬리에서 주로 영향력을 가진다. 강수 변화에서 불확실성의 모든 원인들이 관련된 것으로 보이지만 그 결과는 매우 지역-구체적이기 때문에 일반화가 어렵다. 특히, 이들이 그림 10.29에서 결과가 명백하게 일정하지 않을 때, 이러한 결과의 확고함을 테스트하기 위한 더 많은 연구가 필요하다. 예를 들어, 패턴 규모화의 사용은 GCMs의 더 큰 앙상을 실행함으로써 얻어질 전망의 범위를 과소 추정할 것 같다(Murphy et al., 2004).

위에서 설명되어진 연구는 기온과 강수 변화의 광역평균이나 격자 상자 규모에서 통계적 모델링을 포함한다. Good and Lowe(2006)은 강수의 광역과 격자 상자 평균 전망에서 추세는 종종 그 지역 내에서 국지적 추세와 매우 다르다는 것을 보였다. 이것은 광역평균의 행동으로부터 미세규모의 행적을 추론하는 것의 부적절함을 설명한다.

11.10.2.2.3 섭동된 물리 앙상블 이용

지역 기후전망에서 불확실성을 조사하기 위한 또 다른 방법은 섭동된 물리 앙상블의 사용이다(상세한 것은 10장 참조). 이들은 모델의 공식화 내에 빈약하게 강제된 매개변수에 기인하여 불확실성의 특성 짓기를 허용한다. Harris et al.(2006)은 17개 앙상블 멤버(Collins et al., 2006)로부터 얻은 결과와 더 큰 섭동된 물리 앙상블을 통합하여 대기의 CO<sub>2</sub> 배증(Webb et al., 2006)에 대한 평형 기후반응을 조사하

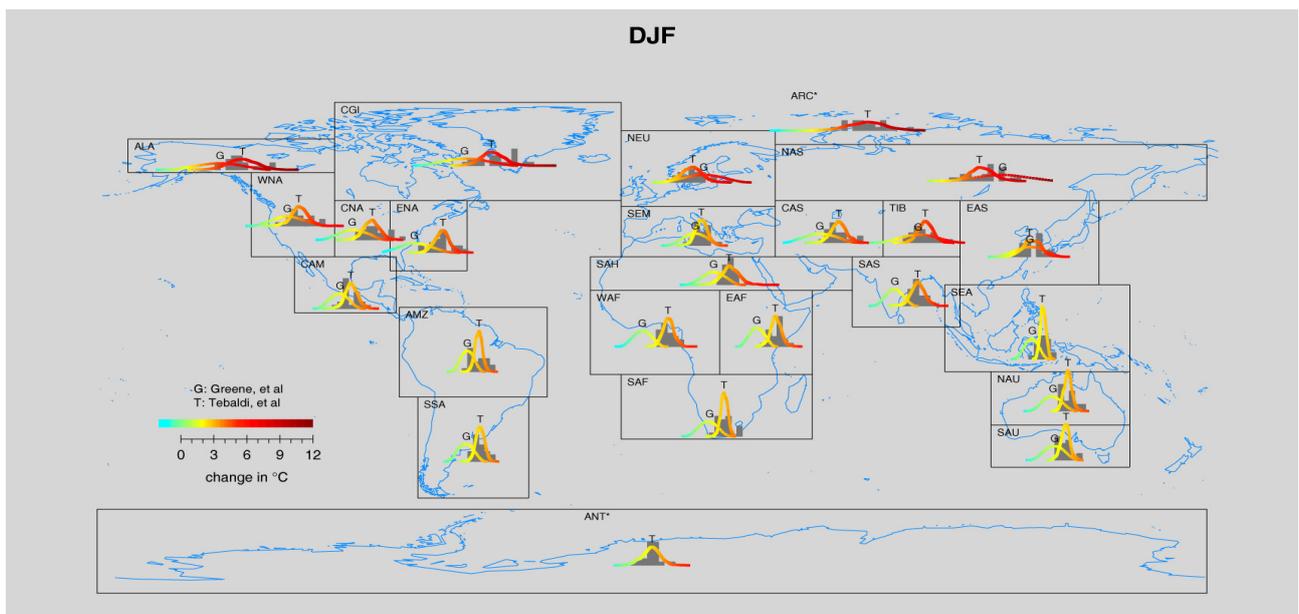


그림 11.26. Tebaldi et al.(2001a, b)과 Greene et al.(2006)뿐만 아니라 Giorgi and Francisco(2000) 지역에 대한 가공되지 않은 모델 전망(히스토그램의 명암으로 표현)으로부터 얻은 온도변화(1980~1999기간에 대비한 2080~2099년)의 PDF를 비교한 지도. 곡선 밑의 면적과 히스토그램에 의해 차지한 면적은 1이 되도록 스케일 되었다. 시나리오는 SRES A1B0이고 계절은 북반구 겨울철(DJF)이다. ARC와 ANT옆의 \*는 Tebaldi et al. 결과만이 이용 가능하다는 것을 나타낸다.

였다. 그들은 간단한 패턴 규모화(Santer et al., 1990)의 방법에 의해 점증과 평형 기후반응 사이의 연결고리를 개발하였으며, 이것은 큰 앙상블로부터의 결과가 시간에 따라 변화하는 지역기후의 PDFs로 전환되는 것을 허용한다. 지표면 온도와 강수변화의 불확실성이 유도 되어졌고(보충자료 그림 S11. 36과 S11. 37), 이것은 빈약하게 강제된 대기모델의 매개변수, 내부변동성 그리고 패턴 규모화 에러로부터 발생한다. 후자는 동일한 매개변수 셋팅을 갖는 17개 모델 버전에 대한 점증 반응과 규모화 된 평형반응을 비교하여 정량화 되었다. 패턴 규모화 기술에 의해 도입된 오차들은 어떤 지역의 강수에 대한 경우처럼 점증 반응이 전구 기온과 함께 비선형적으로 변화할 때 가장 커진다.

#### 11.10.2.2.4 지역적 불확실성을 정량화 하는 다른 접근

10장에서 설명되었듯이, Stott and Kettleborough(2002)는 인류 기원 발생원에 의한 최근 기후변화의 기여를 지지하는 온실가스과 황산염 에어로솔에 대한 기후모델의 반응에 대하여 확고한 관측적 강제를 사용하여 기후의 미래 전망의 PDFs를 제공한다. Stott et al.(2006a)의 연구는 이 방법을 대륙규모에 적용한 첫 번째 연구이다. 그것은 미래 대륙 기온전망을 강제하는 두 가지 방법을 고려했다. 하나는 단지 관심 지역에만 관측에 의한 역사적 변화를 사용하는 것에 기초한 것이고 또 다른 하나는 전 지구 기온패턴에서 관측의 변화를 사용하는 것에 기초한 것이다. 지역적 규모에서 탐지의 불확실성이 크기 때문에, 처음 접근법은 더 넓은 PDFs를 만들어낸다. 두 번째 접근법은 더 많은 정보를 접목시키고 그러므로 불확실성을 감소시키지만, GCM이 지구 평균과 지역 기온변화 사이의 관계를 정확하게 나타낸다고 가정한다. 비록 Stott et al.(2006b)이 다른 모델에 대해서 이 방법론의 결과를 확인 하였다 하더라도, 11.10.2.2.2절의 연구와 대조적으로, 이 연구는 하나의 GCM(HadCM3)로부터 나온 전망을 사용한다.

일반적으로, 이번 장의 지역섹션에서는 공식적인 확률방법보다는 관련된 과정의 전문적인 이해를 바탕으로 하여 한 지역적 변화의 불확실성을 평가한다. 이들은 여전히 초창기이고 현재 분명한 결과를 제공하지 못한다. 모의된 기후변화 반응이 신뢰도에 대한 과정근거한 평가의 접근법과 미래기후전망의 불확실성은 Rowell and Jones(2006)에 의해 제안되었다. 그들은 유럽 여름 가뭄의 사례에 대해서 구체적인 미래 결과의 원인인 물리적이고 역학적인 메커니즘의 평가를 수행한다. 그들의 분석은 4개의 주요한 메커니즘의 기여를 분리한다: 온난화의 공간패턴, 다양한 대규모 변화, 감소된 봄철 토양수분과 여름철 토양수분 되먹임. 어떤 지역에서는,

두 번째 과정은 작은 기여를 하고 첫 번째와 세 번째가 우세하다. 이것은 이러한 메커니즘에 기초가 되는 과정에서 신뢰가 높기 때문에 변화의 징후가 명확하다는 결론을 이끈다.

#### 11.10.2.2.5 통합된 불확실성: 대순환 모델, 방출과 상세화 기술

불확실성의 다른 원인에 비해서 상세화 단계(RCM 공식화 또는 경험적 통계적 상세화 방법에 기초를 이루는 가정으로부터)로부터 발생하는 불확실성의 상대적인 중요성을 정량화 하는 것은 중요하다. 예를 들어, 통계적 상세화 방법을 확률 시나리오에 적용하는 데에서, Benestad(2002b, 2004a)는 북유럽의 지역적 규모에서 시험적인 확률시나리오 유도를 위해 통계적 상세화에 결합된 다중 모델 앙상블을 사용하였다.

PRUDENCE 프로젝트(박스 11.2)는 유럽의 모의실험에 대한 불확실성의 이러한 다양한 원인을 고찰하는 첫 번째 기회를 제공한다. Rowell(2005)은 British Isles지역에 대해서 내부변동성과 9개의 다른 RCMs를 평가하기 위해 두 개의 다른 배출 시나리오, 4개의 다른 GCM 실험, 다중 앙상블 멤버를 포함한 기후모델링 실험의 4차원 행렬을 평가했다. 그는 월/계절 평균으로써 평가된 기온의 다른 발생원과 비교하여 불확실성의 작은 양을 추가하여 역학적 상세화를 발견했다. 강수의 경우, 불확실성의 4개의 발생원의 상대적인 기여는 더욱 균형을 이룬다. Déqué et al.(2005, 2007)은 유럽의 전역에 대해, Ruosteenoja et al.(2007)은 유럽의 작은 지역에 대해서 비슷한 결과를 나타냈다. Kjellström et al.(2007)은 같은 GCM에 의해 유도된 다른 RCMs 사이에서 차이가 일 최고기온과 최저기온 평가를 할 때 서로 다른 GCMs에 의해 유도된 같은 RCM사이를 비교 할 수 있음을 발견했다. 하지만 PRUDENCE RCMs에서 평균반응은 GCM에서 유도된 것과 종종 꽤 다르다. 이는 RCM 반응에서 모델의 불일치에 때문에 변화 폭의 몇몇은 현실적이지 않음을 제안한다(Jones et al., 1997). 하지만 그것은 PRUDENCE에서 몇 개의 RCM은 하나 이상의 GCM으로부터 유도됨을 주목해야만 하고 이런 결론에 대한 그 이상의 불확실성을 추가한다. PRUDENCE와 비슷한 다른 프로그램은 북아메리카의 NARCCAP(Mearns et al., 2005), Regional Climate Change Scenarios for South America(CREAS; Marengo and Ambrizzi, 2006), the Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies(CLARIS; <http://www.claris-eu.org>) over South America와 같이 세계의 다양한 지역에서 시작되었다.

## 참고문헌

- Abaurrea, J., and J. Asin, 2005: Forecasting local daily precipitation patterns in a climate change scenario. *Clim. Res.*, **28**, 183-197.
- Abbs, D.J., 2004: A high resolution modelling study of the effect of climate change on the intensity of extreme rainfall events. In: *Staying float Floodplain Management Authorities of NSW 44th Annual Conference: Conference Proceedings, Coffs Harbour, NSW*. Floodplain Management Authorities of New South Wales, Tamworth, pp. 17-24.
- ACIA, 2005: *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press, New York, 1042 pp.
- Adam, J.C., and D.P. Lettenmeier, 2003: Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4257-4272.
- Adams, N., 2004: A numerical modelling study of the weather in East Antarctica and the surrounding Southern Ocean. *Weather Forecasting*, **19**, 653-672.
- AIACC (Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change in Multiple Regions and Sectors), 2004: *AIACC Regional Study AS07: Southeast Asia Regional Vulnerability to Changing Water Resource and Extreme Hydrological Events due to Climate Change. Progress Report: Period Year-end 2003*. 8 pp., [http://sedac.ciesin.columbia.edu/aiacc/progress/AS07\\_Jan04.pdf](http://sedac.ciesin.columbia.edu/aiacc/progress/AS07_Jan04.pdf).
- Aldrian, E., and R. Dwi Susanto, 2003: Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *Int. J. Climatol.*, **23**(12), 1435-1452.
- Aldrian, E., et al., 2004a: Long term simulation of the Indonesian rainfall with the MPI Regional Model. *Clim. Dyn.*, **22**(8), 794-814, doi:10.1007/s00382-004-0418-9.
- Aldrian, E., et al., 2004b: Modelling Indonesian rainfall with a coupled regional model. *Clim. Dyn.*, **25**(1), 1-17, doi:10.1007/s00382-0040483-0.
- Anderson, C.J., et al., 2003: Hydrological processes in regional climate model simulations of the Central United States flood of June-July 1993. *J. Hydrometeorol.*, **4**, 584-598.
- Angeles, M.E., J.E. Gonzalez, D.J. Erickson, and J.L. Hernández, 2007: Predictions of future climate change in the Caribbean region using global general circulation models. *Int. J. Climatol.*, **27**, 555-569, doi:10.1002/joc.1416.
- Antic, S., R. Laprise, B. Denis, and R. de Elia, 2005: Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Clim. Dyn.*, **23**, 473-493.
- Anyah, R., and F. Semazzi, 2004: Simulation of the sensitivity of Lake Victoria basin climate to lake surface temperatures. *Theor. Appl. Climatol.*, **79**(1-2), 55-69.
- Arakawa, O., and A. Kitoh, 2005: Rainfall diurnal variation over the Indonesian Maritime Continent simulated by 20km-mesh GCM. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 109-112.
- Arnell, N., D. Hudson, and R. Jones, 2003: Climate change scenarios from a regional climate model: Estimating change in runoff in southern Africa. *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 4519, doi:10.1029/2002JD002782.
- Arnfield, A.J., 2003: Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1-26.
- Ashok, K., Z.Y. Guan, and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499-4502.
- Ashrit, R.G., K. Rupa Kumar, and K. Krishna Kumar, 2001: ENSO-monsoon relationships in a greenhouse warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 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.
- Augustine, J.A., and F. Caracena, 1994: Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over central United States. *Weather Forecasting*, **9**, 116-135.
- Avissar, R., and D. Werth, 2005: Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 134-145.
- Bader, J., and M. Latif, 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(22), 2166-2169, doi:10.1029/2003GL018426.
- Bailey, D.A., and A.H. Lynch, 2000: Development of an Antarctic regional climate system model: Part 2. Station validation and surface energy balance. *J. Clim.*, **13**, 1351-1361.
- Bailey, D.A., A.H. Lynch, and T.E. Arbetter, 2004: The relationship between synoptic forcing and polynya formation in the Cosmonaut Sea, II: Polynya simulation. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JC001838.
- 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.
- Barnett, T.P., J.C. Adam, and D.P. Lettenmeier, 2005: Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, **438**, 303-309, doi:10.1038/nature04141.82511-825179.
- Bartman, A.G., W.A. Landman, and C.J. de W. Ratenbach, 2003: Recalibration of general circulation model output to Austral summer rainfall over Southern Africa. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1407-1419.
- Becker, A., and H. Bugmann (eds.), 1997: *Predicting Global Change Impacts on Mountain Hydrology and Ecology: Integrated Catchment Hydrology/Altitudinal Gradient Studies*. IGBP Report 43, International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm.
- Beckmann, B.R., and T.A. Buishand, 2002: Statistical downscaling relationship for precipitation in the Netherlands and North Germany. *Int. J. Climatol.*, **22**, 15-32.
- Beersma, J.J., and T.A. Buishand, 2003: Multi-site simulation of daily precipitation and temperature conditional on atmospheric circulation. *Clim. Res.*, **25**, 121-133.

- Bell, J.L., L.C. Sloan, and M.A. Snyder, 2004: Changes in extreme climatic events: A future climate scenario. *J. Clim.*, **17**(1), 81-87.
- Benestad, R.E., 2002a: Empirically downscaled temperature scenarios for Northern Europe based on a multi-model ensemble. *Clim. Res.*, **21**(2), 105-125.
- Benestad, R.E., 2002b: Empirically downscaled multimodel ensemble temperature and precipitation scenarios for Norway. *J. Clim.*, **15**, 3008-3027.
- Benestad, R.E., 2004a: Tentative probabilistic temperature scenarios for Northern Europe. *Tellus*, **56A**(2), 89-101.
- Benestad, R.E., 2004b: Empirical-statistical downscaling in climate modeling. *Eos*, **85**(42), 417.
- Benestad, R.E., 2005: Climate change scenarios for northern Europe from multi-model IPCC AR4 climate simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17704, doi:10.1029/2005GL023401.
- Bengtsson, L., 1996: The climate response to the changing greenhouse gas concentration in the atmosphere. In: *Decadal Climate Variability, Dynamics And Variability* [Anderson, D.L.T., and J. Willebrand (eds.)]. NATO ASI Series 44, Springer, Berlin, 493 pp.
- Bengtsson, L., V.A. Semenov, and O.M. Johannessen, 2004: The early twentieth-century warming in the Arctic - a possible mechanism. *J. Clim.*, **17**, 4045-4057.
- Beniston, M., and P. Junco, 2001: Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture in the alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **71**, 29-42.
- Beniston, M., F. Keller, B. Koffi., and S. Goyette, 2003: Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. *Theor. Appl. Climatol.*, **76**, 125-140.
- Beniston, M., et al., 2007: Future extreme events in European climate: An exploration of regional climate model projections. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9226-z.
- Bertler, N.A.N., P.J. Barrett, P.A. Mayewski, and R.L. Fogt, 2004: El Niño suppresses Antarctic warming. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15207, doi:10.1029/2004GL020749.
- Betts, A.K., 1998: Climate-convection feedbacks: Some further issues. *Clim. Dyn.*, **39**(1), 35-38.
- Betts, R.A., et al., 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 157-175.
- Biasutti, M., and A. Giannini, 2006: Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11706, doi:10.1029/2006GRL026067.
- Biner, S., D. Caya, R. Laprise and L. Spacek, 2000: Nesting of RCMs by imposing large scales. In: *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. WMO/TD No. 987, Report No. 30, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 7.3-7.4.
- Black, E., et al., 2004: Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, **59**, 217-223.
- Blenckner, T. and D. Chen, 2003: Comparison of the impact of regional and North-Atlantic atmospheric circulation on an aquatic ecosystem. *Clim. Res.*, **23**, 131-136.
- Boer, R., and A. Faqih, 2004: *Current and Future Rainfall Variability in Indonesia*. AIACC Technical Report 021, [http://sedac.ciesin.columbia.edu/aiacc/progress/AS21\\_Jan04.pdf](http://sedac.ciesin.columbia.edu/aiacc/progress/AS21_Jan04.pdf).
- Bogdanova, E.G., B.M. Ilyin, and I.V. Dragomilova, 2002: Application of a comprehensive bias correction model to application of a comprehensive bias correction model to stations. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 700-713.
- Bojariu, R., and F. Giorgi, 2005: The North Atlantic Oscillation signal in a regional climate simulation for the European region. *Tellus*, **57A**(4), 641-653.
- Bonan, G.B., 2001: Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the Midwest United States. *J. Clim.*, **14**, 2430-2442.
- Boo, K.-O., W.-T. Kwon, and J.-K. Kim, 2005: Vegetation changes in the regional surface climate over East Asia due to global warming using BIOME4. *Il Nuovo Cimento*, **27**(4), 317-327.
- Boo, K.-O., W.-T. Kwon, and H.-J. Baek, 2006: Change of extreme events of temperature and precipitation over Korea using regional projection of future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(1), L01701, doi:10.1029/2005GL023378.
- Booij, M.J., 2002: Extreme daily precipitation in western Europe with climate change at appropriate spatial scales. *Int. J. Climatol.*, **22**, 69-85.
- Bordoni, S., et al., 2004: The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L10109, doi:10.1029/2004GL020009.
- Boulanger, J.P., F. Martinez, and E.C. Segura, 2006: Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 1: Temperature mean state and seasonal cycle in South America. *Clim. Dyn.*, **27**, 233-259.
- Bretherton, C.S., and D.S. Battisti, 2000: An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 767-770.
- Bromwich, D.H., and R.L. Fogt, 2004: Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP/NCAR Reanalyses in the high and middle latitudes of the Southern Hemisphere, 1958-2001. *J. Clim.*, **17**, 4603-4619.
- Bromwich, D.H., A.J. Monaghan, and Z. Guo, 2004a: Modeling the ENSO modulation of Antarctic climate in the late 1990s with the Polar MM5. *J. Clim.*, **17**, 109-132.
- Bromwich, D.H., A.J. Monaghan, K.W. Manning, and J.G. Powers, 2004b: Real-time forecasting for the Antarctic: An evaluation of the Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS). *Mon. Weather Rev.*, **133**, 579-603.
- Bromwich, D.H., et al., 2000: ECMWF analyses and reanalyses depiction of ENSO signal in Antarctic precipitation. *J. Clim.*, **13**, 1406-1420.
- Brovkin, V., et al., 1999: Modelling climate response to historical land cover change. *Global Ecol. Biogeogr.*, **8**, 509-517.
- Buishand, T.A., M.V. Shabalova, and T. Brandsma, 2004: On the choice of the temporal aggregation level for statistical

- downscaling of precipitation. *J. Clim.*, **17**, 1816-1827.
- Busuioc, A., and H. von Storch, 2003: Conditional stochastic model for generating daily precipitation time series. *Clim. Res.*, **24**, 181-195.
- Busuioc, A., D. Chen, and C. Hellström, 2001: Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates: application for Swedish precipitation. *Int. J. Climatol.*, **21**(5), 557-578.
- Busuioc, A., F. Giorgi, X. Bi, and M. Ionita, 2006: Comparison of regional climate model and statistical downscaling simulations of different winter precipitation change scenarios over Romania. *Theor. Appl. Climatol.*, **86**, 101-120.
- Cai, W., P.H. Whetton, and D.J. Karoly, 2003a: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO<sub>2</sub>. *J. Clim.*, **16**, 1525-1538.
- Cai, W., et al., 2003b: *Climate Change in Queensland under Enhanced Greenhouse Conditions. Annual Report, 2003*. CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Vic., 74 pp, <http://www.longpaddock.qld.gov.au/ClimateChanges/pub/CSIRO2003.html#end>.
- Caires, S., V.R. Swail, and X.L. Wang, 2006: Projection and analysis of extreme wave climate. *J. Clim.*, **19**, 5581-5605.
- Caminade, C., L. Teray, and E. Maisonave, 2006: West African monsoon system response to greenhouse gas and sulphate aerosol forcing under two emission scenarios. *Clim. Dyn.*, **26**, 531-547.
- Cannon, A., and P. Whitfield, 2002: Downscaling recent streamflow conditions in British Columbia, Canada using ensemble neural network models. *J. Hydrol.*, **259**(1-4), 136-151.
- Carleton, A.M., 2003: Atmospheric teleconnections involving the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8080, doi:10.1029/2000JC000379.
- Carril, A.F., C.G. Menéndez, and A. Navarra, 2005: Climate response associated with the Southern Annular Mode in the surroundings of Antarctic Peninsula: a multi-model ensemble analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16713, doi:10.1029/2005GL023581.
- Cassano, J.J., P. Uotila, and A. Lynch, 2006: Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the 20th and 21st centuries. Part I: Arctic. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1027-1049, doi:10.1002/joc.1306.
- Caya, D., and S. Biner, 2004: Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Clim. Dyn.*, **22**, 33-46.
- Cayan, D.R., et al., 2001: Changes in the onset of spring in the western United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 399-415.
- Cazes Boezio, G., A.W. Robertson, and C.R. Mechoso, 2003: Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. *J. Clim.*, **16**(8), 1159-1176.
- Chaboureaud, J.P., F. Guichard, J.L. Redelsperger, and J.P. Lafore, 2004: The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3105-3117.
- Chapman, W.L., and J.E. Walsh, 2006: A synthesis of Antarctic temperatures. *J. Clim.*, **26**, 1181-2119, doi:10.1002/joc.1305.
- Chapman, W.L., and J.E. Walsh, 2007: Simulations of Arctic temperature and pressure by global coupled models. *J. Clim.*, **20**, 609-632, doi: 10.1175/JCLI4026.1.
- Charles, S.P., B.C. Bates, I.N. Smith, and J.P. Hughes, 2004: Statistical downscaling of daily precipitation from observed and modelled atmospheric fields. *Hydrolog. Process.*, **18**(8), 1373-1394.
- Chase, T.N., et al., 2000: Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Clim. Dyn.*, **16**, 93-105.
- Chen, A.A., and M.A. Taylor, 2002: Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño +1 year. *Int. J. Climatol.*, **22**, 87-106.
- Chen, D.L., and Y.M. Chen, 2003: Association between winter temperature in China and upper air circulation over East Asia revealed by canonical correlation analysis. *Global Planet. Change*, **37**, 315-325.
- Chen, M., D. Pollard, and E.J. Barron, 2003: Comparison of future climate change over North America simulated by two regional climate models. *J. Geophys. Res.*, **108**(D12), 4348, doi:10.1029/2002JD002738.
- Chen, T.-C., J.-H. Yoon, K.J. St. Croix, and E.S. Takle, 2001: Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 2209-2216.
- Chen, T.-C., S.-Y. Wang, W.-R. Huang, and M.-C. Yen, 2004: Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. *J. Clim.*, **17**, 744-762.
- Chou, C., and J.D. Neelin, 2004: Mechanisms of global warming impacts of regional tropical precipitation. *J. Clim.*, **17**, 2688-2701.
- Chou, C., J.D. Neelin, J.-Y. Tu, and C.-T. Chen, 2007: Regional tropical precipitation change mechanisms in ECHAM4/OPYC3 under global warming. *J. Clim.*, **19**, 4207-4223.
- Chou, S.C., A.M.B. Nunes, and I.F.A. Cavalcanti, 2000: Extended range forecasts over South America using the regional eta model. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10147-10160.
- Christensen, J.H., and O.B. Christensen, 2003. Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, **421**, 805-806.
- Christensen, J.H., T. Carter, and F. Giorgi, 2002: PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *Eos*, **83**, 147.
- Christensen, J.H., T.R. Carter, M. Rummukainen, and G. Amanatidis, 2007: Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9211-6.
- Christensen, J.H., et al., 2001: A synthesis of regional climate change simulations - A Scandinavian perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(6), 1003-1006.
- Christensen, O.B., and J.H. Christensen, 2004: Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global Planet. Change*, **44**, 107-117.
- Church, J.A., N.J. White, and J.R. Hunter, 2006: Sea level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. *Global Planet. Change*, **53**(3), 155-168. Church, J.A., et al., 2004: Estimates of regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period. *J. Clim.*, **17**, 2609-2625.
- Clark, R., S. Brown, and J. Murphy, 2006: Modelling Northern Hemisphere summer heat extreme changes and their un-

- certainties using a physics ensemble of climate sensitivity experiments. *J. Clim.*, **19**, 4418–4435.
- Claussen, M., C. Kutzbacki, V. Brovkin, and A. Ganapolski, 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2037–2040.
- Collier, J.C., K.P. Bowman, and G.R. North, 2004: A comparison of tropical precipitation simulated by the community climate model with that measured by the tropical rainfall measuring mission satellite. *J. Clim.*, **17**, 3319–3333.
- Collins, M., et al., 2006: Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Clim. Dyn.*, **27**, 127–147.
- Comiso, J.C., 2000: Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *J. Clim.*, **13**, 1674–1696.
- Connolley, W.M., and S.A. Harangozo, 2001: A comparison of five numerical weather prediction analysis climatologies in southern high latitudes. *J. Clim.*, **14**, 30–44.
- Cook, K.H., and E.K. Vizy, 2006: Coupled model simulations of the West African monsoon system: twentieth-century simulations and twentyfirst-century predictions. *J. Clim.*, **19**, 3681–3703.
- Coppola, E., and F. Giorgi, 2005: Climate change in tropical regions from high-resolution time-slice AGCM experiments. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**(612), 3123–3145.
- Costa, M.H., and J.A. Foley, 2000: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. *J. Clim.*, **13**, 35–58.
- Covey, C., et al., 2003: An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Global Planet. Change*, **37**, 103–133, doi:10.1016/S0921-8181(02)00193-5.
- 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. Clim.*, **78**, 137–156.
- CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation), 2001: *Climate Projections for Australia*. CSIRO Atmospheric Research, Melbourne, 8 pp., <http://www.dar.csiro.au/publications/projections2001.pdf>.
- Curtis, J., G. Wendler, R. Stone, and E. Dutton, 1998: Precipitation decrease in the western Arctic, with special emphasis on Barrow and Barter Island, Alaska. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1687–1707.
- Dairaku, K., and S. Emori, 2006: Dynamic and thermodynamic influences on intensified daily rainfall during the Asian summer monsoon under doubled atmospheric CO<sub>2</sub> conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01704, doi:10.1029/2005GL024754.
- Davey, M.K., et al., 2002: STOIC: A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Clim. Dyn.*, **18**, 403–420.
- Davies, H.C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-levels prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **102**, 405–418.
- Debernard, J., M.Ø. Koltzow, J.E. Haugen, and L.P. Røed, 2003: Improvements in the sea-ice module of the regional coupled atmosphere-ocean model and the strategy for the coupling of the three spheres. In: *RegClim General Technical Report No. 7* [Iversen, T., and M. Lystad (eds)]. Norwegian Meteorological Institute, Oslo, pp. 59–69.
- DeFries, R.S., L. Bounoua, and G.J. Collatz, 2002: Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years. *Global Change Biol.*, **8**, 438–458.
- Delire, C., et al., 2001: Simulated response of the atmosphere-ocean system to deforestation in the Indonesian Archipelago. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2081–2084.
- Denis, B., R. Laprise, and D. Caya, 2003: Sensitivity of a regional climate model to the spatial resolution and temporal updating frequency of the lateral boundary conditions. *Clim. Dyn.*, **20**, 107–126.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya, and J. Côté, 2002: Downscaling ability of one-way-nested regional climate models: The big-brother experiment. *Clim. Dyn.*, **18**, 627–646.
- Déué M., and J.P. Pielieuvre, 1995: High resolution climate simulation over Europe. *Clim. Dyn.*, **11**, 321–339.
- Déué M., and A.L. Gibelin, 2002: High versus variable resolution in climate modelling. In: *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling* [Ritchie, H. (ed.)]. WMO/TD No. 1105, Report No. 32, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 74–75.
- Déué M., et al., 2005: Global high resolution versus Limited Area Model climate change scenarios over Europe: results from the PRUDENCE project. *Clim. Dyn.*, **25**, 653–670, 10.1007/s00382-005-0052-1.
- Déué M., et al., 2007: An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9228-x.
- Derbyshire, S.H., et al., 2004: Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3055–3079.
- Dessai, S., X. Lu, and M. Hulme, 2005: Limited sensitivity analysis of regional climate change probabilities for the 21st century. *J. Geophys. Res.*, **110**, D19108, doi:10.1029/2005JD005919.
- Dethloff, K., et al., 2001: Sensitivity of Arctic climate simulations to different boundary layer parameterizations in a regional climate model. *Tellus*, **53**, 1–26.
- Diaz-Nieto, J., and R.L. Wilby, 2005: A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods: impacts on low flows in the River Thames, United Kingdom. *Clim. Change*, **69**, 245–268.
- Dibike, Y.B., and P. Coulibaly, 2005: Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: Comparison of downscaling methods and hydrologic models. *J. Hydrol.*, **307**, 145–163.
- Diffenbaugh, N.S., J.S. Pal, R.J. Trapp, and F. Giorgi, 2005: Fine-scale processes regulate the response of extreme events to global climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(44), 15774–15778, doi:10.1073/pnas.0506042102.
- Dimitrijevic, M., and R. Laprise, 2005: Validation of the nesting technique in a regional climate model through sensitivity tests to spatial resolution and the time interval of lateral boundary conditions during summer. *Clim. Dyn.*,

- 25, 555-580.
- Ding, Y.H., Y.M. Liu, X.L. Shi, and Q.Q. Li, 2003: The experimental use of the regional climate model in the seasonal prediction in China National Climate Center. In: *Proceedings of the 2nd Workshop on Regional Climate Model, March 3-6, 2003, Yokohama, Japan*, GAME Publication No. 39, pp. 9-14.
- Ding, Y.H., et al., 2006: Multi-year simulations and experimental seasonal predictions for rainy seasons in China by using a nested regional climate model (RegCM\_NCC). Part I: Sensitivity study. *Adv. Atmos. Sci.*, **23**(3), 323-341.
- Dorn, W., K. Dethloff, and A. Rinke, 2003: Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate estimate. *Clim. Dyn.*, **21**(5-6), 447-458, doi:10.1007/s00382-003-0344-2.
- Döcher, R., et al., 2002: The development of the coupled ocean-atmosphere model RCO. *Boreal Environ. Res.*, **7**, 183-192.
- Douville, H., 2005: Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia. *Clim. Dyn.*, **24**(4), 373-391.
- Douville, H., et al., 2000: Impact of CO2 doubling on the Asian summer monsoon: Robust versus model dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **78**, 1-19.
- Douville, H., et al., 2002: Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Clim. Dyn.*, **20**, 45-68.
- Druryan, L.M., M. Fulakeza, and P. Lonergan, 2002: Dynamic downscaling of seasonal climate predictions over Brazil. *J. Clim.*, **15**, 3411-3426.
- Duffy, P.B., et al., 2003: High-resolution simulations of global climate, part 1: Present climate. *Clim. Dyn.*, **21**, 371-390.
- Dufresne, J.-L., et al., 2002: On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), 1405, doi:10.1029/2001GL013777.
- Easterling, D.R., L.V. Alexander, A. Mokssit, and V. Detemmerman, 2003: CCI/Clivar workshop to develop priority climate indices. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1403-1407.
- Ekström, M., H.J. Fowler, C.G. Kilsby, and P.D. Jones, 2005: New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 2. Future estimates and use in impact studies. *J. Hydrol.*, **300**, 234-251.
- Elguindi, N., and F. Giorgi, 2006: Simulating multi-decadal variability of Caspian Sea level changes using regional climate model outputs. *Clim. Dyn.*, **26**: 167-181.
- Engelbrecht, F., C. Rautenbach, J. McGregor, and J. Katzfey, 2002: January and July climate simulations over the SADC region using the limited-area model DARLAM. *Water SA*, **28**(4), 361-374.
- Feddema, J.J., et al., 2005: A comparison of a GCM response to historical anthropogenic land cover change and model sensitivity to uncertainty in present-day land cover representations. *Clim. Dyn.*, **25**, 581-609.
- Fernández, J., and J. Sáenz, 2003: Improved field reconstruction with the analog method: searching the CCA space. *Clim. Res.*, **24**, 199-213.
- Fernandez, J., J. Sáenz, and E. Zorita, 2003: Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP reanalyses. *Clim. Res.*, **23**, 195-215.
- Fink, A.H., et al., 2004: The 2003 European summer heatwaves and drought - synoptic diagnostics and impacts. *Weather*, **59**, 209-216.
- Flather, R.A., and H. Khandker, 1993: The storm surge problem and possible effects of sea level changes on coastal flooding in the Bay of Bengal. In: *Climate and Sea Level Change* [Warrick, R.A., E.M. Barrow, and T. Wigley (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 229-245.
- Flather, R.A., and J.A. Williams, 2000: Climate change effects on storm surges: methodologies and results. In: *Climate Scenarios for Water-Related and Coastal Impacts* [Beersma, J., M. Agnew, D. Viner, and M. Hulme (eds.)]. ECLAT-2 Workshop Report No. 3, KNMI, The Netherlands, pp. 66-78.
- Flather, R.A., et al., 1998: Direct estimates of extreme storm surge elevations from a 40-year numerical model simulation and from observations. *Global Atmos. Ocean System*, **6**, 165-176.
- Fogt, R.L., and D.H. Bromwich, 2006: Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode. *J. Clim.*, **19**, 979-997.
- Foley, J.A., M.T. Coe, M. Scheffer, and G. Wang., 2003: Regime shifts in the Sahara and Sahel: Interactions between ecological systems in Southern Africa. *Ecosystems*, **6**, 524-539.
- Foley, J.A., et al., 2005: Global consequences of land use. *Science*, **309**, 570-574.
- Fowler, H.J., M. Ekström, C.G. Kilsby, and P.D. Jones, 2005: New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 1. Assessment of control climate. *J. Hydrol.*, **300**, 212-233.
- Fox-Rabinovitz, M.S., L.L. Takacs, R.C. Govindaraju, and M.J. Suarez, 2001: A variable-resolution stretched-grid general circulation model: Regional climate simulation. *Mon. Weather Rev.*, **129**(3), 453-469.
- Frei, C., et al., 2003: Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *J. Geophys. Res.*, **108**(D3), 4124, doi:10.1029/2002JD002287.
- Frei, C., et al., 2006: Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.
- Freiman, M., and P. Tyson, 2000: The thermodynamic structure of the atmosphere over South Africa: Implications for water vapour transport. *Water SA*, **26**(2), 153-158.
- Friedlingstein, P., J.-L. Dufresne, P.M. Cox, and P. Rayner, 2003: How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus*, **55B**, 692-700.
- Friedlingstein, P., et al., 2001: Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1543-1546.



- Fu, C.B., et al., 2005: Regional Climate Model Intercomparison project for Asia. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**(2), 257–266, doi:10.11/BAMS86-2-257.
- Fuentes, U., and D. Heimann, 2000: An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the alpine precipitation climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**, 119–135.
- Fujibé F., N. Yamazaki, M. Katsuyama, and K. Kobayashi, 2005: The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundred years. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 41–44.
- Furrer, R., S.R. Sain, D.W. Nychka, and G.A. Meehl, 2007: Multivariate Bayesian analysis of atmosphere-ocean general circulation models. *Environ. Ecol. Stat.*, in press.
- Gaertner, M.A., et al., 2001: The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western Mediterranean: an ensemble study with two regional climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 857–873
- Gao, Q., and M. Yu, 1998: A model of regional vegetation dynamics and its application to the study of Northeast China Transect (NECT) responses to global change. *Global Biogeochem. Cycles*, **12**(2), 329–344.
- Gao, X.J., Z.C. Zhao, and F. Giorgi, 2002: Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv. Atmos. Sci.*, **19**, 927–942.
- Gao, X.J., Z.C. Zhao, and Y.H. Ding, 2003a: Climate change due to greenhouse effects in Northwest China as simulated by a regional climate model. *J. Glaciol. Geocryol.*, **25**(2), 165–169.
- Gao, X.J., J.S. Pal, and F. Giorgi, 2006a: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03706, doi:10.1029/2005GL024954.
- Gao, X.J., D.L. Li, Z.C. Zhao, and F. Giorgi, 2003b: Climate change due to greenhouse effects in Qinghai-Xizang Plateau and along the Qianghai-Tibet Railway. *Plateau Meteorol.*, **22**(5), 458–463.
- Gao, X.J., W.T. Lin, Z.C. Zhao, and F. Kucharsky, 2004: Simulation of climate and short-term climate prediction in China by CCM3 driven by observed SST. *Chin. J. Atmos. Sci.*, **28**, 63–76.
- Gao, X.J., et al., 2001: Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 1224–1230.
- Gao, X.J., et al., 2006b: Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asia precipitation. *Chin. J. Atmos. Sci.*, **30**, 185–192.
- Gedney, N., and P.J. Valdes, 2000: The effect of Amazonian deforestation on the Northern Hemisphere circulation and climate. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(19), 3053–3056.
- Genthon, C., and E. Cosme, 2003: Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2081, doi:10.1029/2003GL018280.
- Genthon, C., G. Krinner, and E. Cosme, 2002: Free and laterally-nudged Antarctic climate of an atmospheric general circulation model. *Mon. Weather Rev.*, **130**, 1601–1616.
- Genthon, C., S. Kapari, and P.A. Mayewski, 2005: Interannual variability of the surface mass balance of West Antarctica from ITASE cores and ERA40 reanalyses. *Clim. Dyn.*, **24**, 759–770.
- Gerbaux, M., et al., 2005: Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.*, **51**(175), 561–572.
- Ghan, S.J., and T. Shippert, 2006: Physically-based global downscaling climate change projections for a full century. *J. Clim.*, **19**, 1589–1604.
- Giannini, A., Y. Kushnir, and M.A. Cane, 2000: Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *J. Clim.*, **13**, 297–311.
- Giannini, A., M.A. Cane, and Y. Kushnir, 2001: Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean region and North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **14**, 2867–2879.
- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, 1027–1030.
- Gibelin, A.L., and Déué M., 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.*, **20**, 327–339.
- Giorgi, F., and R. Francesco, 2000: Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1295–1298.
- 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**(12), 1629, doi:10.1029/2003GL017130.
- 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., X. Bi, and J.S. Pal, 2004: Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071–2100). *Clim. Dyn.*, **23**, 839–858.
- Giorgi, F., J.W. Hurrell, M.R. Marinucci, and M. Beniston, 1997: Elevation signal in surface climate change: A model study. *J. Clim.*, **10**, 288–296.
- Giorgi, F., et al., 2001a: Regional climate information - Evaluation and projections. 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. 583–638.
- Giorgi, F., et al., 2001b: Emerging patterns of simulated regional climatic changes for the 21st century due to anthropogenic forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(17), 3317–3320.
- Good, P., and J. Lowe, 2006: Emergent behavior and uncertainty in multi-model climate projections of precipitation trends at small spatial scales. *J. Clim.*, **27**(4), 357–375.
- Goodison, B.E., P.Y.T. Louie, and D. Yang, 1998: *WMO Solid*

- Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report*. WMO/TD No.872, World Meteorological Organization, Geneva, 212 pp.
- Govindasamy, B., P.B. Duffy, and J. Coquard, 2003: High resolution simulations of global climate, part 2: Effects of increased greenhouse gases. *Clim. Dyn.*, **21**, 391-404.
- Goyette, S., O. Brasseur, and M. Beniston, 2003: Application of a new wind gust parameterisation: multi-scale case studies performed with the Canadian RCM. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4371-4389.
- Graham, L.P., S. Hagemann, S. Jaun, and M. Beniston, 2007: On interpreting hydrological change from regional climate models. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9217-0.
- Gray, W.M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 1649-1668.
- Greene, A.M., L. Goddard, and U. Lall, 2006: Probabilistic multimodel regional temperature change projections. *J. Clim.*, **19**, 4326-4343.
- Gregory, J.M., and J.F.B. Mitchell, 1995: Simulation of daily variability of surface temperature and precipitation over Europe in the current and 2×CO<sub>2</sub> climate using the UKMO climate model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1451-1476.
- Griffiths, G.M., M.J. Salinger, and I. Leleu, 2003: Trends in extreme daily rainfall across the South Pacific and relationship to the South Pacific convergence zone. *Int. J. Climatol.*, **23**, 847- 869.
- Groisman, P.Y., et al., 2005: Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Clim.*, **18**, 1326-1350.
- Guo, Z., D.H. Bromwich, and J.J. Cassano, 2003: Evaluation of Polar MM5 simulations of Antarctic atmospheric circulation. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 384-411.
- Guo, Z., D.H. Bromwich, and K.M. Hines, 2004: Modeled Antarctic precipitation. Part II: ENSO modulation over West Antarctica. *J. Clim.*, **17**, 448-465.
- Gutowski, W.J., et al., 2004: Diagnosis and attribution of a seasonal precipitation deficit in a U.S. regional climate simulation. *J. Hydrometeorol.*, **5**(1), 230-242.
- Haapala, J., H.E.M. Meier, and J. Rinne, 2001: Numerical investigations of future ice conditions in the Baltic Sea. *Ambio*, **30**, 237-244.
- Haarsma, R.J., F. Selten, S. Weber, and M. Kliphuis, 2005: Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17702, doi:10.1029/2005GL023232.
- Hagemann, S., et al., 2004: Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Clim. Dyn.*, **23**, 547-607.
- Han, J., and J. Roads, 2004: US climate sensitivity simulated with the NCEP Regional Spectral Model. *Clim. Change*, **62**, 115-154, doi:10.1023/B: CLIM.0000013675.66917.15.
- Hansen, J.E., et al., 1998: Climate forcings in the industrial era. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **95**, 12753-12758.
- Hansen, J.W., and T. Mavromatis, 2001: Correcting low-frequency variability bias in stochastic weather generators. *Agr. For. Meteorol.*, **109**, 297-310.
- Hanssen-Bauer, I., E.J. Førland, J.E. Haugen, and O.E. Tveito, 2003: Temperature and precipitation scenarios for Norway: comparison of results from dynamical and empirical downscaling. *Clim. Res.*, **25**(1), 15-27.
- Hanssen-Bauer, I., et al., 2005: Statistical downscaling of climate scenarios over Scandinavia: A review. *Clim. Res.*, **29**, 255-268.
- Hardy, T., L. Mason, A. Astorquia, and B. Harper 2004: *Queensland Climate Change and Community Vulnerability to Tropical Cyclones: Ocean Hazards Assessment*. Report to Queensland Government, 45 pp. +7 appendices, <http://www.longpaddock.qld.gov.au/ClimateChanges/pub/OceanHazards/Stage2LowRes.pdf>.
- Harris, G.R., et al., 2006: Frequency distributions of transient regional climate change from perturbed physics ensembles of general circulation model simulations. *Clim. Dyn.*, **27**, 357-375.
- 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.
- Hayhoe, K., et al., 2004: Emissions pathways, climate change, and impacts on California. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**, 12422-12427.
- Haylock, M.R., et al., 2006: Downscaling heavy precipitation over the UK: A comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios. *Int. J. Climatol.*, **26**(10), 1397-1415, doi:10.1002/joc.1318.
- Hegerl, G.C., F.W. Zwiers, P.A. Stott, and V.V. Kharin, 2004: Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *J. Clim.*, **17**, 3683-3700.
- Held, I.M., et al., 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(50), 17891-17896.
- Hellström, C., D. Chen, C. Achberger, and J. Räsänen, 2001: A comparison of climate change scenarios for Sweden based on statistical and dynamical downscaling of monthly precipitation. *Clim. Res.*, **19**, 45-55.
- Hennessy, K.J., J.M. Gregory, and J.F.B. Mitchell, 1997: Changes in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. *Clim. Dyn.*, **13**, 667-680.
- Hennessy, K.J., et al., 2003: *The Impact of Climate Change on Snow Conditions in Mainland Australia*. CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, 47 pp., [http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/hennessy\\_2003a.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/hennessy_2003a.pdf).
- Hennessy, K.J., et al., 2004a: *Climate Change in the Northern Territory*. Consultancy report for the Northern Territory Department of Infrastructure, Planning and Environment by CSIRO Atmospheric Research Climate Impact Group and Melbourne University School of Earth Sciences, Northern Territory Government, Darwin, 65 pp.
- Hennessy, K.J., et al., 2004b: *Climate Change in New South Wales - Part 1: Past Climate Variability and Projected Changes in Average Climate*. Consultancy report for the New South Wales Greenhouse Office by CSIRO Atmospheric Research and Australian Government Bureau of Meteorology, 46 pp., [http://www.dar.csiro.au/publications/hennessy\\_2004b.pdf](http://www.dar.csiro.au/publications/hennessy_2004b.pdf).
- Hennessy, K.J., et al., 2004c: *Climate Change in New South*

- Wales- Part 2, Projected Changes in Climate Extremes.* Consultancy report for the New South Wales Greenhouse Office. CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, 79 pp.
- Hewitson, B.C., and R.G. Crane, 2005: Gridded area-averaged daily precipitation via conditional interpolation. *J. Clim.*, **18**, 41-51.
- Hewitson, B.C., and R.G. Crane, 2006: Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: precipitation downscaling over South Africa. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1315-1337
- Hewitson, B.C., et al., 2004: *Dynamical Modelling of the Present and Future Climate System.* Technical Report to the Water Research Commission, Report No. 1154/1/04, Pretoria, South Africa.
- Higgins, R.W., and K.C. Mo, 1997: Persistent North Pacific circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. *J. Clim.*, **10**, 223-244.
- Hines, K.M., D.H. Bromwich, P.J. Rasch, and M.J. Iacono, 2004: Antarctic clouds and radiation within the NCAR climate models. *J. Clim.*, **17**, 1198-1212.
- Ho, C.-H., J.-J. Baik, J.-H. Kim, and D.Y. Gong, 2004: Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. *J. Clim.*, **17**, 1767-1776.
- Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, and J. Eischeid, 2006: Detection and attribution of 20th century Northern and Southern African monsoon change. *J. Clim.* **19**(16), 3989-4008.
- Holland, M.M., and C.M. Bitz, 2003: Polar amplification of climate change in the coupled model intercomparison project. *Clim. Dyn.*, **21**, 221-232.
- Holloway, G., and T. Sou, 2002: Has Arctic sea ice rapidly thinned? *J. Clim.*, **15**, 1691-1701.
- Hope, P.K., 2006a: Shifts in synoptic systems influencing southwest Western Australia. *Clim. Dyn.*, **26**, 751-764.
- Hope, P.K., 2006b: Future changes in synoptic systems influencing southwest Western Australia. *Clim. Dyn.*, **26**, 765-780.
- Hori, M.E., and H. Ueda, 2006: Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03713, doi:10.1029/2005GL024961.
- Hu, Z.Z., L. Bengtsson, and K. Arpe, 2000: Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.*, **105**(D4), 4607-4624.
- Hu, Z.Z., S. Yang, and R. Wu, 2003: Long-term climate variations in China and global warming signals. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 4614, doi:10.1029/2003JD003651.
- Hubbert, G.D., and K.L. McInnes, 1999: A storm surge inundation model for coastal planning and impact studies. *J. Coastal Res.*, **15**, 168-185.
- Huffman, G.J., et al., 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 36-50.
- Hulme, M., and N. Sheard, 1999a: *Climate Change Scenarios for Indonesia.* Climatic Research Unit, Norwich, UK, 6 pp.
- Hulme, M., and N. Sheard, 1999b: *Climate Change Scenarios for the Philippines.* Climatic Research Unit, Norwich, UK, 6 pp.
- Hulme, M., R. Doherty, and T. Ngara, 2001: African climate change: 19002100. *Clim. Res.*, **17**, 145-168.
- Hulme, M., et al., 1999: Relative impacts of human-induced climate change and natural variability. *Nature*, **397**, 688-691.
- Huntingford, C., et al., 2003: Regional climate-model predictions of extreme rainfall for a changing climate. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 1607-1621.
- Hurrell, J.W., and H. van Loon, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, **36**, 301-326.
- Huth, R., J. Kysely, and M. Dubrovsky, 2001: Time structure of observed, GCM-simulated, downscaled, and stochastically generated daily temperature series. *J. Clim.*, **14**, 4047-4061.
- Im, E.S., E.-H. Park, W.-T. Kwon, and F. Giorgi, 2006: Present climate simulation over Korea with a regional climate model using a one-way double-nested system. *Theor. Appl. Climatol.* **86**, 183-196.
- Imbert, A., and R.E. Benestad, 2005: An improvement of analog model strategy for more reliable local climate change scenarios. *Theor. Appl. Climatol.*, **82**, 245-255.
- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2005: Difference of boreal summer climate between coupled and atmosphere-only GCMs. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 105-108.
- International CLIVAR Project Office, 2006: *Understanding the Role of the Indian Ocean in the Climate System - Implementation Plan for Sustained Observations.* CLIVAR Publication Series No.100, International CLIVAR Project Office, Southampton, UK, 76 pp.
- IOCI, 2002: *Climate Variability and Change in South West Western Australia.* Technical Report, Indian Ocean Climate Initiative Panel, Perth, Australia, 34 pp.
- IOCI, 2005: *Indian Ocean Climate Initiative Stage 2: Report of Phase 1 Activity.* Indian Ocean Climate Initiative Panel, Perth, Australia, 42 pp., <http://www.ioci.org.au/publications/pdf/2005202-IOCI%20reportvis2.pdf>.
- IPCC, 1996: Technical summary. 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. 9-49.
- 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.
- Jacob, D., et al., 2007: An intercomparison of regional climate models for Europe: design of the experiments and model performance. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-006-9213-4.
- Jenkins, G.S., G. Adamou, and S. Fongang, 2002: The challenges of modeling climate variability and change in West Africa. *Clim. Change*, **52**, 263-286.
- Jiang, Y.D., 2005: *The Northward Shift of Climatic Belts in China during the Last 50 Years, and the Possible Future Changes.* PhD Thesis, Institute of Atmospheric Physics,

- China Academy of Science, Beijing, 137 pp.
- Jiao, Y., and D. Caya, 2006: An investigation of summer precipitation simulated by the Canadian regional climate model. *Mon. Weather Rev.*, **134**, 919-932.
- Johannessen, O.M., et al., 2004: Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus*, **56A**(4), 328.
- Jolly, D., S.P. Harrison, B. Damnati, and E. Bonnefille, 1996: Simulated climate and biomes of Africa during the late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quat. Sci. Rev.*, **17**, 629-657.
- Jones, C.D., et al., 2003: Strong carbon cycle feedbacks in a climate model with interactive CO<sub>2</sub> and sulphate aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(9), 1479, doi:10.1029/2003GL016867.
- Jones, P.D., and P.A. Reid, 2001: Assessing future changes in extreme precipitation over Britain using regional climate model integrations. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1337-1356.
- Jones, R.G., J.M. Murphy, M. Noguer, and A.B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 265-292.
- Jones, R.N., 2000: Managing uncertainty in climate change projections - issues for impact assessment. *Clim. Change*, **45**, 403-419.
- Jones, R.N., et al., 2000: *An Analysis of the Effects of The Kyoto Protocol on Pacific Island Countries, Part Two: Regional Climate Change Scenarios and Risk Assessment Methods*. South Pacific Regional Environment Programme, Apia, Samoa, 68 pp., available from sprep@sprep.org.ws.
- Jones, R.N., et al., 2002: Scenarios and projected ranges of change for mean climate and climate variability for the South Pacific. *Asia Pac. J. Environ. Dev.*, **9**(1-2), 1-42.
- Juang, H.M.H., and S.Y. Hong, 2001: Sensitivity of the NCEP regional spectral model to domain size and nesting strategy. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 2904-2922.
- Kabat, P., et al., 2002: *Vegetation, Water, Humans and the Climate Change: A New Perspective on an Interactive System*. Springer, Heidelberg, Germany, 566 pp.
- Kamga, A.F., et al., 2005: Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa: Present-day and the 21st century A1 scenario. *J. Geophys. Res.*, **110**(D03106), doi:10.1029/2004JD004689.
- Kanada, S., et al., 2005: Structure of mesoscale convective systems during the late Baiu season in the global warming climate simulated by a non-hydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 117-120.
- Kang I.-S., et al., 2002: Intercomparison of atmospheric GCM simulated anomalies associated with the 1997/98 El Niño. *J. Clim.*, **15**, 2791-2805.
- Karcher, M.J., R. Gerdes, F. Kauker, and C. Köerle, 2003: Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**(C2), 3034, doi:10.1029/2001JC001265.
- Kattsov, V.M., et al., 2007: Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models. *J. Hydrometeorol.*, **8**, in press.
- Katz, R.W., M.B. Parlange, and P. Naveau, 2002: Statistics of extremes in hydrology. *Adv. Water Resour.*, **25**, 1287-1304.
- Katz, R.W., M.B. Parlange, and C. Tebaldi, 2003: Stochastic modelling of the effects of large-scale circulation on daily weather in the southeastern US. *Clim. Change*, **60**, 189-216.
- Keller, F., S. Goyette, and M. Beniston, 2005: Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in alpine terrain. *Clim. Change*, **72**, 299-319.
- Kharin, V.V., and F.W. Zwiers, 2005: Estimating extremes in transient climate change simulations. *J. Clim.*, **18**, 1156-1173.
- Kida, H., T. Koide, H. Sasaki, and M. Chiba, 1991: A new approach for coupling a limited area model to a GCM for regional climate simulations. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **69**, 723-728.
- Kim, J., T.-K. Kim, R.W. Arritt, and N.L. Miller, 2002: Impacts of increased atmospheric CO<sub>2</sub> on the hydroclimate of the Western United States. *J. Clim.*, **15**(14), 1926-1942.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16701, doi:10.1029/2005GRL023383.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama, and S. Emori, 2005: Projected changes in precipitation characteristics around Japan under the global warming. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 85-88.
- 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.
- Kitoh, A., M. Hosaka, Y. Adachi and K. Kamiguchi, 2005: Future projections of precipitation characteristics in East Asia simulated by the MRI CGCM2. *Adv. Atmos. Sci.*, **22**(4), 467-478.
- Kjellström, E., et al., 2007: Variability in daily maximum and minimum temperatures: recent and future changes over Europe. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-006-9220-5.
- Kleinn, J., et al., 2005: Hydrological simulations in the Rhine basin, driven by a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D04102, doi:10.1029/2004JD005143.
- Knippertz, P., U. Ulbrich, and P. Speth, 2000: Changing cyclones and surface wind speeds over the North-Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Clim. Res.*, **15**, 109-122.
- 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: Impacts of CO<sub>2</sub>-induced warming on simulated hurricane intensities and precipitation: sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *J. Clim.*, **17**, 3477-3495.
- Krinner, G., C. Genthon, Z. Li, and P.L. Van, 1997: Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **102**, 13731-13745.
- Krishna Kumar, K., B. Rajagopalan, and M.A. Cane, 1999: On the weakening relationship between the Indian monsoon

- and ENSO. *Science*, **284**, 2156-2159.
- Krishna Kumar, K., et al., 2003: Future scenarios of extreme rainfall and temperature over India. In: *Proceedings of the Workshop on Scenarios and Future Emissions, Indian Institute of Management (IIM), Ahmedabad, July 22, 2003*. NATCOM Project Management Cell, Ministry of Environment and Forests, Government of India, New Delhi, pp. 56-68.
- Kumagi, T., G.G. Katul, and A. Porporato, 2004: Carbon and water cycling in a Bornean tropical rainforest under current and future climate scenarios. *Adv. Water Resour.*, **27**, 1135-1150.
- Kurihara, K., et al., 2005: Projection of climatic change over Japan due to global warming by high-resolution regional climate model in MRI. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 97-100.
- Kusunoki, S., et al., 2006: Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**(4), 581-611
- Kutzbach, J.E., G. Bonan, J. Foley, and S. Harrison, 1996: Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to forcing in the early to middle Holocene. *Nature*, **384**, 623-626.
- Kwok, R., and J.C. Comiso, 2002a: Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere annular mode and the Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(14), 1705, doi:10.1029/2002GL015415.
- Kwok, R., and J.C. Comiso, 2002b: Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *J. Clim.*, **15**, 487- 501.
- Kwon, W.-T., et al., 2003: *The Development of Regional Climate Change Scenario for the National Climate Change Report (II)*. METRI Technical Report MR030CR09, Meteorological Research Institute, Seoul, Korea, 502 pp (in Korean).
- Kwon, W.-T., et al., 2005: *The Application of Regional Climate Change Scenario of the National Climate Change Report (I)*. METRI Technical Report MR050C03, Meteorological Research Institute, Seoul, Korea, 408 pp (in Korean).
- Lal, M., 2004: Climate change and small island developing countries of the South Pacific. *Fijian Studies*, **2**(1), 1-15.
- Lal, M., and H. Harasawa, 2001: Future climate change scenarios for Asia as inferred from selected coupled atmosphere-ocean global climate models. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **79**, 219-227.
- Lal, M., H. Harasawa, and K. Takahashi, 2002: Future climate change and its impacts over small island states. *Clim. Res.*, **19**, 179-192.
- Lal, M., et al., 2001: Future climate change: Implications for Indian summer monsoon and its variability. *Curr. Sci.*, **81**, 1196-1207.
- Lamb, P.J., and R.A. Pepler, 1987: North Atlantic Oscillation: Concept and an application. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **68**(10), 1218-1225.
- 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. *J. Clim. Dyn.*, **26**, 713-728.
- Laprise, R., 2003: Resolved scales and nonlinear interactions in limited-area models. *J. Atmos. Sci.*, **60**(5), 768-779.
- Latif, M., et al., 2001: ENSIP: The El Niño Simulation Intercomparison Project. *Clim. Dyn.*, **18**, 255-276.
- Lau, K.M., and J. Zhou, 2003: Responses of the South American Summer Monsoon climate system to ENSO during 1997-99. *Int. J. Climatol.*, **23**, 529-539.
- 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.
- Leckebusch, G.C., et al., 2007: Analysis of frequency and intensity of winter storm events in Europe on synoptic and regional scales from a multi-model perspective. *Clim. Res.*, **31**, 59-74.
- Lenderink, G., A. van Ulden, B. van den Hurk, and E. van Meijgaard, 2007: Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-006-9229-9
- Leung, L.R., L.O. Mearns, F. Giorgi, and R.L. Wilby, 2003: Regional climate research: needs and opportunities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 89-95.
- Leung, L.R., et al., 2004: Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Clim. Change*, **62**, 75-113.
- L'Heureux, M.L., and D.W.J. Thompson, 2006: Observed relationships between the El-Niño/Southern Oscillation and the extratropical zonal mean circulation. *J. Clim.*, **19**, 276-287.
- L'Heureux, M.L., et al., 2004: Atmospheric circulation influences on seasonal precipitation patterns in Alaska during the latter 20th century. *J. Geophys. Res.*, **109**(6), D06106, doi:10.1029/2003JD003845.
- Liang, X.Z., et al., 2004: Regional climate model simulation of U.S. precipitation during 1982-2002. Part I: Annual cycle. *J. Clim.*, **17**(18), 3510-3529.
- Liang, X.Z., et al., 2006: Regional climate model downscaling of the U.S. summer climate and future change. *J. Geophys. Res.*, **111**, D10108, doi:10.1029/2005JD006685.
- Liebmann, B., et al., 2004: An observed trend in Central South American precipitation. *J. Clim.*, **17**, 4357-4367.
- Lintner, B.R., and J.C.H. Chiang, 2005: Reorganization of tropical climate during El Niño: a weak temperature gradient approach. *J. Clim.*, **18**(24), 5312-5329.
- Lionello, P., F. Dalan, and E. Elvini, 2002: Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios. *Clim. Res.*, **22**, 147-159.
- Lionello, P., E. Elvini, and A. Nizzero, 2003: Ocean waves and storm surges in the Adriatic Sea: intercomparison between the present and the doubled CO2 climate scenarios. *Clim. Res.*, **23**, 217-231.
- Liu, J., et al., 2005: Comparison of surface radiative flux data sets over the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **110**, C02015, doi:10.1029/ 2004JC002381.
- Lopez, A., et al., 2006: Two approaches to quantifying un-

- certainty in global temperature changes. *J. Clim.*, **19**, 4785-4796.
- Lorant, V., and J.-F. Royer, 2001: Sensitivity of equatorial convection to horizontal resolution in aquaplanet simulations with a variable-resolution GCM. *Mon. Weather Rev.*, **129**(11), 2730-2745.
- Lorenz, P., and D. Jacob, 2005: Influence of regional scale information on the global circulation: a two-way nested climate simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18706, doi:10.1029/2005GL023351.
- Lowe, J.A., and J.M. Gregory, 2005: The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A.*, **363**, 1313-1328.
- Lowe, J.A., J.M. Gregory, and R.A. Flather, 2001: Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate scenario using a dynamic storm surge model driven by the Hadley Centre climate models. *Clim. Dyn.*, **18**(3-4), 179-188.
- Lu, J., and T.L. Delworth, 2005: Oceanic forcing of late 20th century Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22706, doi:10.1029/2005GL023316.
- Lynch, A., P. Uotila, and J.J. Cassano, 2006: Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the 20th and 21st centuries, Part 2: Antarctic. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1181-2119.
- Lynch, A.H., E.N. Cassano, J.J. Cassano, and L. Lestak, 2003: Case studies of high wind events in Barrow, Alaska: Climatological context and development processes. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 719-732.
- Lynch, A.H., J.A. Curry, R.D. Brunner, and J.A. Maslanik, 2004: Toward an integrated assessment of the impacts of extreme wind events on Barrow, Alaska. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 209-221.
- Mabuchi, K., Y. Sato, and H. Kida, 2002: Verification of the climatic features of a regional climate model with BAIM. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**(4), 621-644.
- Mabuchi, K., Y. Sato, and H. Kida, 2005a: Climatic impact of vegetation change in the Asian tropical region. Part I: Case of the Northern Hemisphere summer. *J. Clim.*, **18**(3), 410-428.
- Mabuchi, K., Y. Sato, and H. Kida, 2005b: Climatic impact of vegetation change in the Asian tropical region. Part II: Case of the Northern Hemisphere winter and impact on the extratropical circulation. *J. Clim.*, **18**(3), 429-446.
- Magañ, V., and E. Caetano, 2005: Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02803, doi:10.1029/2004GL021033.
- Magañ, V., J.A. Amador, and S. Medina, 1999: The mid-summer drought over Mexico and Central America. *J. Clim.*, **12**, 1577-1588.
- Manabe, S., and R.T. Wetherald, 1987: Large-scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1211-1235.
- Marengo, J.A., and T. Ambrizzi, 2006: Use of regional climate models in impacts assessments and adaptation studies from continental to regional and local scales. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO)*, Foz do Iguaç, Brazil, 24-28 April 2006. Brazilian Institute for Space Research (INPE), São José dos Campos, pp. 291-296.
- Marland, G., et al., 2003: The climatic impacts of land surface change and carbon management, and the implications for climate-change mitigation policy. *Clim. Policy*, **3**, 149-157.
- Martin E., E. Brun, and Y. Durand, 1994: Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Ann. Geophys.*, **12**, 469-477.
- Martinez-Castro, D., et al., 2006: Sensitivity studies of the RegCM-3 simulation of summer precipitation, temperature and local wind field in the Caribbean region. *Theor. Appl. Climatol.*, **86**, 5-22.
- Martis, A., G.J. van Oldenborgh, and G. Burgers, 2002: Predicting rainfall in the Dutch Caribbean - More than El Niño? *Int. J. Climatol.*, **22**, 1219-1234.
- Maslanik, J.A., A.H. Lynch, M.C. Serreze, and W. Wu, 2000: A case study of regional climate anomalies in the Arctic: performance requirements for a coupled model. *J. Clim.*, **13**, 383-401.
- Maslowski, W., et al., 2004: On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation. *J. Geophys. Res.*, **109**, C03032, doi:10.1029/2001JC001039.
- Massom, R.A., et al., 2004: Precipitation over the interior East Antarctic ice sheet related to midlatitude blocking-high activity. *J. Clim.*, **17**, 1914-1928.
- Matulla C., H. Scheifinger, A. Menzel, and E. Koch, 2003: Exploring two methods for statistical downscaling of Central European phenological time series. *Int. J. Biometeorol.*, **48**, 56-64.
- May, W., 2004a: Simulation of the variability and extremes of daily rainfall during the Indian summer monsoon for present and future times in a global time-slice experiment. *Clim. Dyn.*, **22**, 183-204.
- May, W., 2004b: Potential of 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.
- May, W., and E. Roeckner, 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.*, **17**, 407-420.
- Maynard, K., and J.-F. Royer, 2004a: Effects of realistic land-cover change on a greenhouse-warmed African climate. *Clim. Dyn.*, **22**(4), 343-358.
- Maynard, K., and J.-F. Royer, 2004b: Sensitivity of a general circulation model to land surface parameters in African tropical deforestation experiments. *Clim. Dyn.*, **22**(6/7), 555-572.
- Maynard, K., J.-F. Royer, and F. Chauvin, 2002: Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon. *Clim. Dyn.*, **19**, 499-514.
- McBride, J.L., and N. Nicholls, 1983: Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 1998-2004.
- McBride, J.L., M.R. Haylock, and N. Nicholls, 2003: Relationships between the Maritime Continent heat source and the El Niño-Southern Oscillation phenomenon. *J.*

- Clim.*, **16**, 2905-2914.
- McGregor, J.L., 2004: Regional climate modelling activities at CSIRO. In: *Symposium on Water Resource and its Variability in Asia in the 21st Century, 1-2 March 2004, Epochal Tsukuba (International Congress Center), Tsukuba, Ibaraki, Japan*. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Tsukuba, Japan, pp. 68-71.
- McGregor, J.L., and M.R. Dix, 2001: The CSIRO conformal-cubic atmospheric GCM. In: *IUTAM Symposium on Advances in Mathematical Modelling of Atmosphere and Ocean Dynamics* [Hodnett, P.F. (ed.)]. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 307-315.
- McGregor, J.L., and K.C. Nguyen, 2003: Simulations of the East Asian and Australian monsoons using a variable-resolution model. In: *Proceedings of the 2nd Workshop on Regional Climate Modeling for Monsoon System, Yokohama, Japan*. GAME Publication No. 39, FRSGC and GAME International Science Panel, Yokohama, pp.117-120.
- McGregor, J.L., J.J. Katzfey, and K.C. Nguyen, 1998: *Fine Resolution Simulations of Climate Change for Southeast Asia*. Final report for a research project commissioned by Southeast Asian Regional Committee for START (SARCS), CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Vic., 35 pp. + 3 CD-ROMs.
- McGregor, J.L., K.C. Nguyen, and J.J. Katzfey, 2002: Regional climate simulations using a stretched-grid global model. In: *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling* [Ritchie, H. (ed.)]. Report No. 32, WMO/TD-No. 1105, World Meteorological Organisation, Geneva, pp. 15-16.
- McGuffie, K., et al., 1995: Global climate sensitivity to tropical deforestation. *Global Planet. Change*, **10**, 97-128.
- McInnes, K.L., et al, 2003: *Assessment of climate change, impacts and possible adaptation strategies relevant to South Australia*. Consultancy report undertaken for the South Australian Government by the Climate Impact Group, CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, VIC, Australia, 61pp. [http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnes\\_2003a.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnes_2003a.pdf)
- McInnes, K. L., et al. (2004). *Climate change in Tasmania*. A report undertaken for Hydro Tasmania by the Climate Impact GroupC/0919. CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Vic, 49 pp., [http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnesskl\\_2004a.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnesskl_2004a.pdf)
- McInnes, K. L., et al. (2005). *Climate change in Eastern Victoria: Stage 2 report: the effect of climate change on storm surges*. A project undertaken for the Gippsland Coastal Board. CSIRO Marine and Atmospheric Research, Aspendale, Vic.: 37 pp. [http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnes\\_2005b.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnes_2005b.pdf)
- Mearns, L.O., et al., 2005: NARCCAP, North American Regional Climate Change Assessment Program, A multiple AOGCM and RCM climate scenario project over North America. *Preprints of the American Meteorological Society 16th Conference on Climate Variations and Change. 9-13 January, 2005*. Paper J6.10, American Meteorological Society, Washington, DC, pp. 235-238.
- 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., J.M. Arblaster, and C. Tebaldi, 2005: Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18719, doi:10.1029/2005GL023680.
- Meehl, G.A., et al., 2006: Climate change in the 20th and 21st centuries and climate change commitment in the CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2597-2616.
- Meier, H.E.M, 2002: Regional ocean climate simulations with a 3D ice-ocean model for the Baltic Sea. Part 2: results for sea ice. *Clim. Dyn.*, **19**, 255-266.
- Meier, H.E.M, 2006: Baltic Sea climate in the late twenty-first century: a dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. *Clim. Dyn.*, **27**(1), 39-68, doi:10.1007/s00382-0060124-x.
- Meier, H.E.M., R. Döcher, and A. Halkka, 2004: Simulated distributions of Baltic sea-ice in warming climate and consequences for the winter habitat of the Baltic Sea ringed seal. *Ambio*, **33**, 249-256.
- Meleshko, V.P., et al., 2004: Anthropogenic climate changes in Northern Eurasia in the 21st century. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, **7**, 5-26.
- Menéndez, C.G., A.C. Saulo, and Z.-X. Li, 2001: Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. *Clim. Dyn.*, **17**, 219-231.
- Menéndez, C.G., M.F. Cabré and M.N. Nuñez, 2004: Interannual and diurnal variability of January precipitation over subtropical South America simulated by a regional climate model. *CLIVAR Exchanges*, **29**, 1-3.
- Miguez-Macho, G., G.L. Stenchikov, and A. Robock, 2004: Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D13104, doi:10.1029/2003JD004495.
- Mikolajewicz, U., et al., 2005: Simulating Arctic sea ice variability with a coupled regional atmosphere-ocean-sea ice model. *Meteorol. Z.*, **14**, 793-800.
- Min, S.K., E.H. Park, and W.T. Kwon, 2004: Future projections of East Asian climate change from Multi-AOGCM ensembles of IPCC SRES scenario simulations. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**(4), 1187-1211.
- Ministry for the Environment, 2004: *Climate Change Effects and Impacts Assessment: A Guidance Manual for Local Government in New Zealand*. New Zealand Climate Change Office, Ministry for the Environment, Wellington, <http://www.climatechange.govt.nz/resources/local-govt/effects-impacts-may04/index.html>.
- Misra, V., P.A. Dirmeyer, and B.P. Kirtman, 2003: Dynamic downscaling of seasonal simulations over South America. *J. Clim.*, **16**, 103-117.
- Mitchell, T.D., 2003: Pattern scaling: an examination of the accuracy of the technique for describing future climates. *Clim. Change*, **60**(3), 217-242.
- Mizuta, R., et al., 2005: Changes in extremes indices over Japan due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1** 153-156.
- Mizuta, R., et al., 2006: 20km-mesh global climate simulations

- using JMA-GSM model. Mean climate states. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **84**, 165-185.
- Mo, K.C., and J. Nogué-Paegle, 2001: The Pacific-South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1211-1229.
- Moise, A., R. Colman, and H. Zhang, 2005: Coupled model simulations of current Australian surface climate and its changes under greenhouse warming: An analysis of 18 CMIP2 models. *Aust. Meteorol. Mag.*, **54**, 291-307.
- Monaghan, A.J., D.H. Bromwich, and S.-H. Wang, 2006: Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5 simulations. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A.*, **364**, 1683-1708.
- Mote, P.W., and N.J. Mantua, 2002: Coastal upwelling in a warmer future. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(23), 2138, doi:10.1029/2002GL016086.
- Mullan, A.B., 1995: On the linearity and stability of Southern Oscillation-climate relationships for New Zealand. *Int. J. Climatol.*, **15**, 1365-1386.
- Mullan, A.B., D.S. Wratt, and J.A. Renwick, 2001a: Transient model scenarios of climate changes for New Zealand. *Weather and Climate*, **21**, 3-34.
- Mullan, A.B., M.J. Salinger, C.S. Thompson, and A.S. Porteous, 2001b: The New Zealand climate: present and future. In: *Effects of Climate Change and Variation in New Zealand: An Assessment using the CLIMACTS System* [Warrick, R.A., G.J. Kenny, and J.J. Harman, (eds.)]. International Global Change Institute, University of Waikato, pp. 11-31.
- Mullan, B., A. Porteous, D. Wratt, and M. Hollis, 2005: *Changes in Drought Risk with Climate Change*. NIWA Client Report WLG200523, National Institute for Water and Atmosphere Research, Wellington, New Zealand, 68 pp.
- Murphy, J.M., et al., 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **430**, 768-772.
- Neelin, J.D., and H. Su, 2005: Moist teleconnection mechanisms for the tropical South American and Atlantic sector. *J. Clim.*, **18**(18), 3928-3950.
- 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.
- New, M., and M. Hulme, 2000: Representing uncertainty in climate change scenarios: a Monte Carlo approach. *Integr. Assess. J.*, **1**, 203-213.
- New, M., B.C. Hewitson, C. Jack, and R. Washington, 2003: Sensitivity of southern African rainfall to soil moisture. *CLIVAR Exchanges*, **27**, 45-47.
- 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**(13), 3043-3054.
- Nicolini, M., et al., 2002: January and July regional climate simulation over South America. *J. Geophys. Res.*, **107**(D22), 4637, doi:10.1029/2001JD000736.
- Nobre, P., A. Moura, and L. Sun, 2001: Dynamic downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's regional spectral models at IRI. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 2787-2796.
- Noone, D., and I. Simmonds, 2002: Annular variations in moisture transport mechanisms and the abundance of delta O-18 in Antarctic snow. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4742, doi:10.1029/2002JD002262.
- Oh, J-H et al., 2004: Regional climate simulation for Korea using dynamic downscaling and statistical adjustment. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**(6), 1629-1643.
- Oleson, K.W., G.B. Bonan, S. Levis, and M. Vertenstein, 2004: Effects of land use change on U.S. climate: Impact of surface datasets and model biogeophysics. *Clim. Dyn.*, **23**, 117-132.
- Oouchi, K., et al., 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 259-276.
- Osborn, T.J., et al., 1999: Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim. Dyn.*, **15**, 685-702.
- Paeth, H., and A. Hense, 2004: SST versus climate change signals in West African rainfall: 20th-century variations and future projections. *Clim. Change*, **65**(1-2): 179-208.
- Paeth, H., K. Born, D. Jacob, and R. Podzun, 2005: Regional dynamic downscaling over West Africa: model validation and comparison of wet and dry years. *Meteorol. Z.*, **14**(3), 349-367.
- 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., 1986: Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall, *Nature*, **322**, 251-253.
- Palutikof, J.P., C.M. Goodess, S.J. Watkins, and T. Holt, 2002: Generating rainfall and temperature scenarios at multiple sites: examples from the Mediterranean. *J. Clim.*, **15**, 3529-3548.
- Pan, Z., E.S. Takle, and F. Otieno., 2001: Evaluation of uncertainties in regional climate change simulations. *J. Geophys. Res.*, **106**(D16), 17735-17752.
- Pan, Z., M. Segal, R.W. Arritt, and E.S. Takle, 2004: On the potential change in solar radiation over the US due to increases of atmospheric greenhouse gases. *Renew. Energy*, **29**(11), 1923-1928.
- Pant, G.B., and K. Rupa Kumar, 1997: *Climates of South Asia*. John Wiley & Sons, Chichester, 320 pp.
- Pavolonis, M.J., J.R. Key, and J.J. Cassano, 2004: A study of the Antarctic surface energy budget using a polar regional atmospheric model forced with satellite-derived cloud properties. *Mon. Weather Rev.*, **132**, 654-661.
- Peterson, T.C., et al., 2002: Recent changes in climate extremes in the Caribbean region. *J. Geophys. Res.*, **107**(D21), 4601, doi:10.1029/2002JD002251.
- Pielke, R.A. Sr., et al., 2002: The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system - Relevance to climate change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **360**, 1705-1719.
- Pinto, J.G., T. Spanghel, U. Ulbrich, and P. Speth, 2006: Assessment of winter cyclone activity in a transient

- ECHAM4-OPYC3 GHG experiment. *Meteorol. Z.*, **15**, 279–291.
- Pitman, A.J., and B.J. McAvaney, 2004: Impact of varying the complexity of the land surface energy balance on the sensitivity of the Australian climate to increasing carbon dioxide. *Clim. Res.*, **25**(3), 191–203.
- Plummer, D.A., et al., 2006: Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *J. Clim.*, **19**, 3112–3132.
- Polyakov, I.V., et al., 2003a: Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *J. Clim.*, **16**, 2078–2085.
- Polyakov, I.V., et al., 2003b: Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. *J. Clim.*, **16**, 2067–2077.
- Pope, V.D. and R.A. Stratton, 2002: The processes governing resolution sensitivity in a climate model. *Clim. Dyn.*, **19**, 211–236.
- Power, S., C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, **15**, 319–324.
- Power, S., et al., 1998: Australian temperature, Australian rainfall, and the Southern Oscillation, 1910–1996: Coherent variability and recent changes. *Aust. Meteorol. Mag.*, **47**, 85–101.
- Pryor, S.C., R.J. Barthelmie, and E. Kjellström, 2005a: Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: Analyses using a regional climate model. *Clim. Dyn.*, **25**, 815–835.
- Pryor, S.C., J.T. School, and R.J. Barthelmie, 2005b: Potential climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: Results from empirical down-scaling of multiple AOGCMs. *Clim. Res.*, **29**, 183–198.
- Räsänen, J., 2001: Hiilidioksidin lisääntymisen vaikutus Pohjois-Euroopan ilmastoon globaaleissa ilmastomalleissa (The impact of increasing carbon dioxide on the climate of northern Europe in global climate models). *Terra*, **113**, 139–151.
- 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., 2005: CO<sub>2</sub>-induced 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., and R. Joelsson, 2001: Changes in average and extreme precipitation in two regional climate model experiments. *Tellus*, **53A**, 547–566.
- Räsänen, J., and T.N. Palmer, 2001: A probability and decision-model analysis of a multi-model ensemble of climate change simulations. *J. Clim.*, **14**, 3212–3226.
- Räsänen, J., and H. Alexandersson, 2003: A probabilistic view on recent and near future climate change in Sweden. *Tellus*, **55A**, 113–125.
- Räsänen, J., et al., 2003: *GCM Driven Simulations of Recent and Future Climate with the Rossby Centre Coupled Atmosphere – Baltic Sea Regional Climate Model RCAO*. Reports Meteorology and Climatology 101, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 61 pp.
- Räsänen, J., et al., 2004: European climate in the late 21st century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dyn.*, **22**, 13–31.
- Rajendran, K., A. Kitoh, and S. Yukimoto, 2004: South and East Asian summer monsoon climate and variation in the MRI coupled model (MRI-CGM2). *J. Clim.*, **17**, 763–782.
- Ramanathan, V., et al., 2005: Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(15), 5326–5333.
- Raphael, M.N., and M.M. Holland, 2006: Twentieth century simulation of the Southern hemisphere climate in coupled models. Part I: Large-scale circulation variability. *Clim. Dyn.*, **26**, 217–228, doi:10.1007/s00382005-0082-8.
- Rauthe, M., and H. Paeth, 2004: Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change. *J. Clim.*, **17**, 4180–4189.
- Reason, C., and A. Keibel, 2004: Tropical Cyclone Eline and its unusual penetration and impacts over the southern African mainland. *Weather Forecasting*, **19**(5), 789–805.
- Reason, C.J.C., and M. Rouault, 2005: Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07705, doi:10.1029/2005GL022419.
- Renwick, J.A., 2002: Southern Hemisphere circulation and relations with sea ice and sea surface temperature. *J. Clim.*, **15**, 3058–3068.
- Rinke, A., and K. Dethloff, 2000: On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions. *Clim. Res.*, **14**(2), 101–113.
- Rinke, A., et al., 2003: A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: Insights from coupled and uncoupled regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4275, doi:10.1029/2002JD003146.
- Rinke, A., et al., 2006: Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models: Spatial patterns and height profiles. *Clim. Dyn.*, **26**(5), 459–472, doi:10.1007/s00382-005-0095-3.
- RIVM (Rijks Instituut voor Volksgezondheid en Milieu), 2002: *The IMAGE 2.2 Implementation of the SRES Scenarios: A Comprehensive Analysis of Emissions, Climate Change and Impacts in the 21st Century*. CD-ROM, <http://www.rivm.nl/bibliotheek/rapporten/481508018.html>.
- Roads, J., et al., 2003: International Research Institute/Applied Research Centers (IRI/ARCs) regional model intercomparison over South America. *J. Geophys. Res.*, **108**(D14), 4425, doi:10.1029/2002jd003201.
- Robertson, A.W., J.D. Farrara, and C.R. Mechoso, 2003: Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, **16**, 2540–2551.
- Rockel, B., and K. Woth, 2007: Future changes in near surface wind speed extremes over Europe from an ensemble of RCM simulations. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9227-y.
- Rojas, M., and A. Seth, 2003: Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part II: GCM boundary forcing. *J. Clim.*, **16**, 2454–2471.
- Rotstayn, L.D., and U. Lohmann, 2002: Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Clim.*, **15** (15), 2103–

- 2116.
- Rowell, D.P., 2003: The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Clim.*, **16** (5), 849-862.
- Rowell, D.P., 2005: A scenario of European climate change for the late 21st century: seasonal means and interannual variability. *Clim. Dyn.*, **25**, 837-849.
- Rowell, D.P., and R.G. Jones, 2006: Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.*, **27**, 281-299.
- Rowell, D.P., C.K. Folland, K. Maskell, and N.M. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over Tropical North Africa (1906-92): Observations and modelling. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 669-704.
- Rummukainen, M., et al., 2003: Regional climate scenarios for use in Nordic water resources studies. *Nord Hydrol.*, **34**(5), 399-412.
- Rummukainen, M., et al., 2004: The Swedish Regional Climate Modelling Programme, SWECLIM: a review. *Ambio*, **33**, 176-182.
- Ruosteenoja, K., H. Tuomenvirta, and K. Jylhä 2007: GCM-based regional temperature and precipitation change estimates for Europe under four SRES scenarios applying a super-ensemble pattern-scaling method. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-006-9222-3.
- Ruosteenoja, K, T.R. Carter, K. Jylhä and H. Tuomenvirta, 2003: *Future Climate in World Regions: And Intercomparison of Model-Based Projections for the New IPCC Emissions Scenarios*. Finnish Environment Institute, Helsinki, 83 pp.
- Rupa Kumar, K., and R.G. Ashrit, 2001: Regional aspects of global climate change simulations: Validation and assessment of climate response over Indian monsoon region to transient increase of greenhouse gases and sulfate aerosols. *Mausam, Special Issue on Climate Change*, **52**, 229-244.
- Rupa Kumar, K., et al., 2002: Climate change in India: Observations and model projections, In: *Climate Change and India: Issues, Concerns and Opportunities* [Shukla, P.R., et al., (eds.)]. Tata McGraw-Hill Publishing Co. Ltd., New Delhi, pp. 24-75.
- Rupa Kumar, K., et al., 2003: Future climate scenarios. In: *Climate Change and India: Vulnerability Assessment and Adaptation* [Shukla, P.R., et al. (eds.)]. Universities Press, Hyderabad, pp. 69-127.
- Rupa Kumar, K., et al., 2006: High-resolution climate change scenarios for India for the 21st century. *Curr. Sci. India.*, **90**, 334-345.
- Russell, G.L., and D. Rind, 1999: Response to CO2 transient increase in the GISS model: regional coolings in a warming climate. *J. Clim.*, **12**, 531-539.
- Salathé E.P., 2005: Downscaling simulations of future global climate with application to hydrologic modelling. *Int. J. Climatol.*, **25**, 419-436.
- Salinger, M.J., J.A. Renwick, and A.B. Mullan, 2001: Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1705-1721.
- Sánchez, E., C. Gallardo, M.A. Gaertner, A. Arribas and M. Castro, 2004: Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: first approach. *Global Planet. Change*, **44**, 163-180.
- Santer, B.D., T.W.L. Wigley, M.E. Schlesinger, and J.F.B. Mitchell, 1990: *Developing Climate Scenarios from Equilibrium GCM Results*. Report No. 47, Max-Planck Institute for Meteorology, Hamburg, 29 pp.
- Sarkar, S., R.P. Singh, and M. Kafatos, 2004: Further evidences for the weakening relationship of Indian rainfall and ENSO over India. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13209, doi:10.1029/2004GL020259.
- Sasaki, H., K. Kurihara, and I. Takayabu, 2006a: Comparison of climate reproducibilities between a super-high-resolution atmosphere general circulation model and a Meteorological Institute regional climate model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 81-84.
- Sasaki, H., et al., 2006b: Preliminary results from the coupled atmosphere-ocean regional climate model developed at Meteorological Research Institute. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 389-403.
- Scaife, A., J.R. Knight, G.K. Vallis, and C.K. Folland, 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.
- Schaeffer, M., F.M. Selten, J.D. Opsteegh, and H. Goosse, 2004: The influence 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 heatwaves. *Nature*, **427**, 332-336.
- Schmidli, J., C. Frei, and P.L. Vidale, 2006: Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling. *Int. J. Climatol.*, **26**, 679-689.
- Scott, D., G. McBoyle, and B. Mills, 2003: Climate change and the skiing industry in southern Ontario (Canada): exploring the importance of snowmaking as a technical adaptation. *Clim. Res.*, **23**, 171-181.
- Seem, R., 2004: Forecasting plant disease in a changing climate: a question of scale. *Can. J. Plant Pathol.*, **26**(3), 274-283.
- 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.
- Semmler, T., and D. Jacob, 2004: Modeling extreme precipitation events - a climate change simulation for Europe. *Global Planet. Change*, **44**, 119-127.
- Semmler, T., D. Jacob, K.H. Schlutzen, and R. Podzun, 2005: The water and energy budget of the Arctic atmosphere. *J. Clim.*, **18**, 2515-2530, doi:10.1175/JCLI3414.1.
- Serreze, M.C., and C.M. Hurst, 2000: Representation of mean Arctic precipitation from NCEP-NCAR and ERA reanalyses. *J. Clim.*, **13**, 182-201.
- Serreze, M.C., and J. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Clim. Change*, **76**, 241-264, doi:10.1007/s10584-005-9017-y.
- Seth, A., and M. Rojas, 2003: Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: Reanalyses boundary forcing. *J. Clim.*, **16**, 2437-2453.
- 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.
- Shkolnik, I.M., V.P. Meleshko, and V.M. Kattsov, 2006: Climate change in the 21st century over the Western Russia: a simulation with the MGO Regional Climate Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, **3**, 5-17.
- Simmons, A.J., et al., 2004: Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/ NCAR analyses of surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24115, doi:10.1029/2004JD005306.
- Sinclair, M.R., 2002: Extratropical transition of southwest Pacific tropical cyclones. Part I: Climatology and mean structure changes. *Mon. Weather Rev.*, **130**, 590-609.
- Sitch, S., et al., 2005: Impacts of future land cover changes on atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**(2), GB2013, doi:10.1029/2004GB002311.
- Small, E., F. Giorgi, and L.C. Sloan, 1999: Regional climate model simulation of precipitation in central Asia: Mean and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6563-6582.
- Snyder, M.A., L.C. Sloan, N.S. Diffenbaugh, and J.L. Bell, 2003: Future climate change and upwelling in the California Current. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1823, doi:10.1029/2003GL017647.
- Solecki, W.D., and C. Oliveri, 2004: Downscaling climate change scenarios in an urban land use change model. *J. Environ. Manage.*, **72**, 105-115.
- Somot, S., 2005: *Modélisation Climatique du Bassin Méditerranéen: Variabilité et Scénarios de Changement Climatique*. PhD Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 333 pp.
- Staniforth, A., 1997: Regional modeling: A theoretical discussion. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 15-29.
- Steiner, N., et al., 2004: Comparing modelled streamfunction, heat and freshwater content in the Arctic Ocean. *Ocean Model.*, **6**(3-4), 265-284.
- Stephenson, D.B., H. Douville, and K. Rupa Kumar, 2001: Searching for a fingerprint of global warming in the Asian summer monsoon. *Mausam*, **52**, 213-220.
- 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.
- Stone, D.A., A.J. Weaver, and R.J. Stouffer, 2001: Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. *J. Clim.*, **14**, 3551-3565.
- Stone, R.S., 1997: Variations in western Arctic temperatures in response to cloud radiative and synoptic-scale influences. *J. Geophys. Res.*, **102**, 21769-21776.
- 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., 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., et al., 2006: Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *J. Clim.*, **19**(8), 1365-1387.
- 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.
- Suppiah, R., P.H. Whetton, and I.G. Watterson, 2004: *Climate Change in Victoria: Assessment of Climate Change for Victoria: 2001-2002*. Undertaken for Victorian Department of Sustainability and Environment. CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Vic., 33 pp.
- Tadross, M.A., B.C. Hewitson, and M.T. Usman, 2005a: The interannual variability of the onset of the maize growing season over South Africa and Zimbabwe. *J. Clim.*, **18**(16), 3356-3372.
- Tadross M.A., C. Jack, and B. Hewitson, 2005b: On RCM-based projections of change in southern African summer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23713, doi:10.1029/2005GL024460.
- Tadross, M.A., et al., 2006: MM5 simulations of interannual change and the diurnal cycle of southern African regional climate. *Theor. Appl. Climatol.*, **86**, 63-80.
- Taylor, C.M., et al., 2002: The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Clim.*, **15**, 3615-3629.
- Taylor, M., and E. Alfero, 2005: Climate of Central America and the Caribbean. In: *The Encyclopedia of World Climatology* [Oliver, J. (ed.)]. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer Press, 854 pp.
- Taylor, M., D. Enfield, and A. Chen, 2002: The influence of the tropical Atlantic vs. the tropical Pacific on Caribbean rainfall. *J. Geophys. Res.*, **107** (C9), 3127, doi:10.1029/2001JC001097.
- Tebaldi, C., L.O. Mearns, D. Nychka, and R. Smith, 2004a: Regional probabilities of precipitation change: A Bayesian analysis of multi-model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24213, doi:10.1029/2004GL021276.
- Tebaldi, C., R. Smith, D. Nychka, and L.O. Mearns, 2004b: Quantifying uncertainty in projections of regional climate change: A Bayesian Approach. *J. Clim.*, **18**(10), 1524-1540.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.E. Meehl, 2006: Going to the extremes: an intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim. Change*, **79**, 185-211.
- Tennant, W., 2003: An assessment of intraseasonal variability from 13-yr GCM simulations. *Mon. Weather Rev.*, **131**(9), 1975-1991.
- Timbal, B., 2004: Southwest Australia past and future rainfall trends. *Clim. Res.*, **26**, 233-249.
- Timbal, B., and B.J. McAvaney, 2001: An analogue-based method to downscale surface air temperature: Application for Australia. *Clim. Dyn.*, **17**(12), 947-963.
- Tjernström, M., et al., 2005: Modeling the Arctic boundary layer: An evaluation of six ARCMIP regional-scale models with data from the SHEBA project. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **117**, 337-381.
- Todd, M., and R. Washington, 1999: Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in southern Africa and the south west Indian Ocean. *Clim. Dyn.*, **15**(12), 937

- 951.
- Trigo, R.M., and J.P. Palutikof, 2001: Precipitation scenarios over Iberia: a comparison between direct GCM output and different downscaling techniques. *J. Clim.*, **14**, 4422-4446.
- Turner, J., 2004: The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1-31.
- Turner, J., W.M. Connolley, T.A. Lachlan-Cope, and G.J. Marshall, 2006: The performance of the Hadley Centre climate model (HadCM3) in high southern latitudes. *Int. J. Climatol.*, **26**, 91-112.
- 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.
- Ulbrich, U., et al., 2006: The Mediterranean climate change under global warming. In: *Mediterranean Climate Variability* [Lionello, P., P. Malanotte, and R. Boscolo (eds.)]. Elsevier B.V, pp. 399-415.
- Unnikrishnan, A.S., et al., 2006: Sea level changes along the Indian coast: Observations and projections. *Curr. Sci. India*, **90**, 362-368.
- van de Berg, W.J., M.R. van den Broeke, C.H. Reijmer, and E. van Meijgaard, 2005: Characteristics of the Antarctic surface mass balance (1958-2002) using a regional atmospheric climate model. *Ann. Glaciol.*, **41**, 97-104.
- van den Broeke, M.R., and N.P.M. van Lipzig, 2003: Factors controlling the near-surface wind field in Antarctica. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 733-743.
- van den Broeke, M., W.J. van de Berg, and E. van Meijgaard, 2006: Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02505, doi:10.1029/2005GL025239.
- van den Hurk, B., et al., 2005: Soil control on runoff response to climate change in regional climate model simulations. *J. Clim.*, **18**, 3536-3551.
- van den Hurk, B., et al., 2006: *KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands*. KNMI WR-2006-01, KNMI, The Netherlands, 82 pp.
- van Lipzig, N.P.M., E.W. van Meijgaard, and J. Oerlemans, 2002a: The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: results from a regional atmospheric climate model. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1197-1217.
- van Lipzig, N.P.M., E.W. van Meijgaard, and J. Oerlemans, 2002b: Temperature sensitivity of the Antarctic surface mass balance in a regional atmospheric climate model. *J. Clim.*, **15**, 2758-2774.
- van Ulden, A.P., and G.J. van Oldenborgh, 2006: Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 863-881.
- van Ulden, A., G. Lenderink, B. van den Hurk, and E. van Meijgaard, 2007: Circulation statistics and climate change in Central Europe: Prudence simulations and observations. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-0069212-5.
- Vannitsem, S., and F. Chomé 2005: One-way nested regional climate simulations and domain size. *J. Clim.*, **18**, 229-233.
- Vera, C., et al., 2006: Towards a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.*, **19**, 4977-5000.
- Véant, S., 2004: *Etude des Dépressions sur l'Europe de l'Ouest : Climat Actuel et Changement Climatique*. PhD thesis, Université Paris VI, Paris, France, 204 pp.
- Vernekar, A.D., B.P. Kirtman, and M.J. Fennessy, 2003: Low-level jets and their effects on the South American summer climate as simulated by the NCEP Eta model. *J. Clim.*, **16**, 297-311.
- Vidale, P.L., D. Lühi, R. Wegmann, and C. Schä, 2007: European climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-006-9218-z.
- Vidale, P.L., et al., 2003: Predictability and uncertainty in a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), 4586, doi:10.1029/2002JD002810.
- Vincent, C., 2002: Influence of climate change over the 20th century on 4 French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4375, doi:10.1029/2001JD000832.
- Vincent, D.G., 1994: The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A review. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 1949-1970.
- Vizy, E.K., and K.H. Cook, 2002: Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.*, **107**(D3), 4023, doi:10.1029/2001JD000686.
- Voltaire, A., 2006: Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04701, doi:10.1029/2005GL024354.
- Voltaire, A., and J.F. Royer, 2004: Tropical deforestation and climate variability. *Clim. Dyn.*, **22**, 857-874.
- Voltaire, A., and J.F. Royer, 2005: Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs, *Clim. Dyn.*, **24**, 843-862.
- von Storch, H., and H. Reichardt, 1997: A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *J. Clim.*, **10**, 2653-2662.
- von Storch, H., H. Langenberg, and F. Feser, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3664-3673.
- Voss, R., W. May, and E. Roeckner, 2002: Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: Changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.*, **22**, 755-777.
- Vuille, M., and Bradley, R.S., 2000: Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3885-3888.
- Walland, D.J., S.B. Power, and A.C. Hirst, 2000: Decadal climate variability simulated in a coupled general circulation model. *Clim. Dyn.*, **16**(2-3), 201-211.
- Walser, A., and C. Schä, 2004: Convection-resolving precipitation forecasting and its predictability in Alpine river catchments. *J. Hydrol.*, **288**, 57-73.
- Walsh, J.E., et al., 2002: Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models. *J. Clim.*, **15**, 1429-1446.
- Walsh, K.J., 2004: Tropical cyclones and climate change: unresolved issues. *Clim. Res.*, **27**, 77-84.

- Walsh, K.J.E., and J.J. Katzfey, 2000: The impact of climate change on the poleward movement of tropical cyclone-like vortices in a regional climate model. *J. Clim.*, **13**(6), 1116–1132.
- Walsh, K.J.E., and B.F. Ryan, 2000: Tropical cyclone intensity increase near Australia as a result of climate change. *J. Clim.*, **13**(16), 3029–3036.
- Walsh, K.J., 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**(1), 47–56.
- Walsh, K., et al., 1999: *Climate Change in Queensland Under Enhanced Greenhouse Conditions: First Annual Report, 1997–1998*. CSIRO Atmospheric Research, Melbourne, 84 pp.
- Wang, B., I.S. Kang, and J.Y. Lee, 2004: Ensemble simulations of Asian–Australian monsoon variability by 11 GCMs. *J. Clim.*, **17**, 803–818.
- 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, G., and E.A.B. Eltahir, 2000: Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resour. Res.*, **36**(4), 1013–1021.
- Wang, X.L., and V.R. Swail, 2006a: Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Clim. Dyn.*, **26**, 106–126, doi:10.1007/s00382-005-0080-x.
- Wang, X.L., and V.R. Swail, 2006b: Historical and possible future changes of wave heights in Northern Hemisphere oceans. In: *Atmosphere–Ocean Interactions – Vol. 2* [Perrie, W. (ed.)]. Advances in Fluid Mechanics Series, Vol 39. Wessex Institute of Technology Press, Southampton, UK, 240 pp.
- Wang, X.L., F. Zwiers, and V. Swail, 2004: North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Clim.*, **17**, 2368–2383.
- Warner, T.T., R.A. Peterson, and R.E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**(11), 2599–2617.
- 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**(D13), 4379, doi:10.1029/2002JD002928.
- Weatherly, J., 2004: Sensitivity of Antarctic precipitation to sea ice concentrations in a general circulation model. *J. Clim.*, **17**, 3214–3223.
- Webb, M., 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.
- Wehner, M.F., 2004: Predicted twenty-first-century changes in seasonal extreme precipitation events in the Parallel Climate Model. *J. Clim.*, **17**, 4281–4290.
- Wei, H., W.J. Gutowski, C.J. Vorosmarty, and B.M. Fekete, 2002: Calibration and validation of a regional climate model for pan-Arctic hydrologic simulation. *J. Clim.*, **15**, 3222–3236.
- Weisheimer, A., and T. Palmer, 2005: Changing frequency of occurrence of extreme seasonal temperatures under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20721, doi:10.1029/2005GL023365.
- Weisman, M.L., W.S. Skamarock, and J.B. Klemp, 1997: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 527–548.
- Weisse, R., H. von Storch, and F. Feser, 2005: Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model 1958–2001 and comparison with observations. *J. Clim.*, **18**, 465–479.
- Whetton, P.H., and R. Suppiah, 2003: Climate change projections and drought. In: *Science for Drought. Proceedings of the National Drought Forum, Carlton Crest Hotel, Brisbane* [Stone, R., and I. Partridge (eds.)]. Queensland Department of Primary Industries, Brisbane, Qld., pp. 130–136.
- Whetton, P.H., A.B. Mullan, and A.B. Pittock, 1996: Climate-change scenarios for Australia and New Zealand. In: *Greenhouse: Coping with Climate Change* [Bouma, W.J., G.I. Pearman, and M.R. Manning (eds.)]. CSIRO, Collingwood, Vic., pp. 145–168.
- Whetton, P.H., et al., 2000: *Climate Averages Based on a Doubled CO<sub>2</sub> Simulation*. Victorian Dept. of Natural Resources and Environment, Melbourne, 43 pp.
- Whetton, P.H., et al., 2001: Developing scenarios of climate change for Southeastern Australia: An example using regional climate model output. *Clim. Res.*, **16**(3), 181–201.
- Whetton, P. H., et al. 2002. *Climate change in Victoria : high resolution regional assessment of climate change impacts*. Undertaken for the Victorian Department of Natural Resources and Environment. Dept. of Natural Resources and Environment, East Melbourne, VIC, 44 pp., <http://www.greenhouse.vic.gov.au/climatechange.pdf>
- Whetton, P.H., et al., 2005: *Australian Climate Change Projections for Impact Assessment and Policy Application: A Review*. CSIRO Marine and Atmospheric Research Paper 001, CSIRO Marine and Atmospheric Research, Aspendale, Vic., 34 pp.
- Widmann, M., C.S. Bretherton, and E.P. Salathé Jr., 2003: Statistical precipitation downscaling over the Northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor. *J. Clim.*, **16**, 799–816.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 2001: Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science*, **293**, 451–454.
- Wilby, R.L., C.W. Dawson, and E.M. Barrow, 2002: SDSM – A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environ. Model. Software*, **17**, 147–159.
- Wilby, R.L., O.J. Tomlinson, and C.W. Dawson, 2003: Multi-site simulation of precipitation by conditional resampling. *Clim. Res.*, **23**, 183–194.
- Wilby, R.L., et al., 2004: *Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods*. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis (TGICA), [http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines/StatDown\\_Guide.pdf](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines/StatDown_Guide.pdf).
- Wood, A.W., L.R. Leung, V. Sridhar, and D.P. Lettenmaier,

- 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change*, **62**, 189-216.
- Woodworth, R., and D.L. Blackman, 2004: Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s. *J. Clim.*, **17**(6), 1190-1197.
- Woth, K., 2005: North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22708, doi:10.1029/2005GL023762.
- Woth, K., R. Weisse, and H. von Storch, 2006: Climate change and North Sea storm surge extremes: An ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different Regional Climate Models. *Ocean Dyn.*, **56**, 3-15, doi:10.1007/s10236-005-0024-3.
- Wu, B., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Clim.*, **17**(8), 1686-1698.
- Wu, P., R. Wood, and P. Scott, 2003: Does the recent freshening trend in the North Atlantic indicate a weakening thermohaline circulation? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL018584.
- Wyser, K., and C.G. Jones, 2005: Modeled and observed clouds during Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA). *J. Geophys. Res.*, **110**, D09207, doi:10.1029/2004JD004751.
- Xu, Y., Y.H. Ding., and L.D. Li, 2003a: Climate change projection in Qinghai-Xizang Plateau in the future 100 years. *Plateau Meteorol.*, **22**(5), 451-457.
- Xu, Y., Y.H. Ding, and Z.C. Zhao, 2003b: Scenario of temperature and precipitation changes in Northwest China due to effects of human activities in 21st century. *J. Glaciol.*, **25**(3), 327-330.
- Xu, Y., Z.C. Zhao, and L.D. Li, 2005: The simulated result analyses on climate changes over Qinghai-Xizang Plateau and along the Railway in the coming 50 Years, *Plateau Meteorol.*, **24**(5), 700-707.
- Xu, Y.L., et al., 2005: Statistical analyses of climate change scenario over China in the 21st century. *Adv. Clim. Change Res.*, **1**, 80-83.
- Xue, M., K.K. Droegemeier, and V. Wong, 2000: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **75**(3 - 4), 161-193.
- Yasunaga, K., et al., 2006: Changes in the Baiu frontal activity in the future climate simulated by super-high-resolution global and cloud-resolving regional climate models. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 199-220.
- 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.
- Yoshizaki, M., et al., 2005: Changes of Baiu (Mei-yu) frontal activity in the global warming climate simulated by a non-hydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 25-28.
- Yuan, X.J., 2004: ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarct. Sci.*, **16**, 415-425.
- Zeng, N., H. Qian, E. Munoz, and R. Iacono, 2004: How strong is carbon cycle-climate feedback under global warming? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20203, doi:10.1029/2004GL020904.
- Zhai, P.M., X.B. Zhang, H. Wan, and X.H. Pan, 2005: Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J. Clim.*, **18**, 1096-1108.
- Zhang, D.F., X.J. Gao, and Z.C. Zhao, 2005a: Simulation of climate in China by RegCM3. *Adv. Clim. Change Res.*, **1**(3), 119-121.
- Zhang, D.F., X.J. Gao, H.Z. Bai, and D.L. Li, 2005b: Simulation of climate over Qinghai-Xizang Plateau utilizing RegCM3. *Plateau Meteorol.*, **24**, 714-720.
- Zhao, Z.C., X.J. Gao, M.C. Tang, and Y. Xu, 2002: Climate change projections. In: *Assessment for Evolution of Environment in Western China, Vol. 2* [Qin, D.H., and Y.D. Ding (eds.)]. Science Press, Beijing, pp.16-46.
- Zhou, J., and K.-M. Lau, 2002: Intercomparison of model simulations of the impact of 1997/98 El Niño on South American Summer Monsoon. *Meteorologica*, **27**(1-2), 99-116.
- Zhou, T.J., and Z.X. Li, 2002: Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Clim. Dyn.*, **19**, 167-180.
- Zhou, T.J., and R.C. Yu, 2006: 20th century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J. Clim.*, **19**, 5843-5858.
- Zou, C.-Z., M.L. van Woert, C. Xu, and K. Syed, 2004: Assessment of the NCEP-DOE Reanalysis-2 and TOVS pathfinder a moisture fields and their use in Antarctic net precipitation estimates. *Mon. Weather Rev.*, **132**, 2463-2476.
- Zwiers, F.W., and V.V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. *J. Clim.*, **11**, 2200-2222.

보충자료

표 S11.1. MMD 모의에서 현재(1980~1999) 지표기온과 강수의 편이, 모의된 기온은 HadCRUI2v(jones et. al.(2001) 자료와 비교하였고, 강수는 CMAP(Xie and Arkin, 1997) 자료와 비교하였다. 기온 편이는 °C 단위이고 강수 편이는 퍼센트 단위이다. 모델 간의 최소, 중앙, 최대 편이를 보여줄 뿐만 아니라 첫 번째(25%)와 4번째(75%) 사분의 수도 보여준다. 색들은 적어도 75%의 모델이 동일한 부호의 편이를 가지는 지역/계절을 의미하며, 오렌지색은 양의 온도 편이, 옅은 보라색은 음의 온도 편이 그리고 옅은 청색은 양의 강수 편이, 옅은 갈색은 음의 온도 편이를 나타낸다.

REGION	SEASON	temperature BIAS				% precipitation BIAS					
		MIN	25	50	75	MAX	MIN	25	50	75	MAX
Africa											
WAF	DJF	-5.7	-2.5	-1.6	-0.6	1.8	-35	-2	11	30	63
	MAM	-3.9	-2.9	-1.4	-0.7	0.3	-17	-8	23	47	70
	JJA	-3.1	-1.5	0.4	0.1	2.1	-44	-17	-5	16	40
	SON	-3.0	-2.2	-0.9	0.1	1.5	-28	-8	0	31	60
EAF	ANN	-3.4	-2.4	-1.2	-0.3	1.2	-26	-7	5	26	55
	DJF	-3.9	-2.7	-1.8	-0.6	0.1	-11	19	45	56	66
	MAM	-3.4	-1.8	-1.2	-0.5	0.8	-36	-1	13	29	57
	JJA	-3.4	-1.5	-1.0	0.2	1.2	-48	-15	3	28	78
SAF	SON	-2.7	-1.8	-1.2	-0.3	0.7	12	34	48	71	110
	ANN	-3.1	-1.8	-1.3	-0.3	0.5	-16	13	22	42	69
	DJF	-2.6	-1.6	-1.0	-0.4	1.6	-28	5	27	35	63
	MAM	-3.1	-1.8	-1.4	-0.3	1.9	-31	4	31	55	113
SAH	JJA	-4.6	-2.2	-0.6	0.7	2.6	-36	-6	28	48	246
	SON	-2.2	-0.8	0.0	1.0	2.3	-51	19	39	65	130
	ANN	-2.8	-1.3	-0.8	0.0	2.0	-30	14	35	44	79
	DJF	-8.0	-4.4	-2.9	-1.0	2.7	-87	-80	-72	-37	13
Europe											
NEU	MAM	-6.2	-2.6	-1.6	0.0	2.7	-91	-67	-27	-28	127
	JJA	-5.5	-1.3	-0.4	1.0	3.1	-96	2	50	110	534
	SON	-6.0	-3.1	-1.9	-0.7	1.9	-87	-29	30	57	267
	ANN	-6.4	-2.8	-1.8	-0.2	2.2	-86	-32	0	33	139
SEM	DJF	-22 (-5.3)	-4.8	-3.0	-2.1	1.2	-5	11	27	32	69
	MAM	-11 (-5.0)	-4.1	-2.8	-1.5	1.0	-12	10	28	41	54
	JJA	-3.3	-1.6	-0.9	0.5	3.2	-58	-14	-9	6	16
	SON	-9 (-4.4)	-3.1	-1.5	0.7	1.4	-10	3	8	20	36
TNE	ANN	-11 (-3.9)	-3.1	-2.4	-0.9	1.7	-18	-4	10	22	30
	DJF	-4.6	-2.3	-1.1	-0.1	2.1	-8	-1	8	11	67
	MAM	-3.1	-1.7	-1.1	-0.1	1.5	-23	-3	15	26	80
	JJA	-2.8	-1.4	-0.0	0.5	4.2	-53	-13	8	19	65
NAS	SON	-3.5	-2.4	-1.6	-0.8	1.0	-32	-21	-9	5	31
	ANN	-2.9	-2.0	-1.1	-0.3	1.7	-19	-6	0	13	60
	Asia										
	CAS	DJF	-9.3	-2.9	-1.3	0.0	2.9	-18	5	12	19
MAM		-6.0	-4.3	-2.7	-0.5	0.6	-4	39	45	74	110
JJA		-4.8	-2.0	-0.5	0.4	2.2	-38	-2	19	32	62
SON		-6.2	-2.6	-2.1	-0.5	1.9	-14	12	23	30	49
TIB	ANN	-5.2	-2.6	-1.4	-0.6	1.3	-11	15	24	35	55
	DJF	-4.4	-2.6	-1.2	0.2	3.3	-33	-2	18	43	77
	MAM	-4.3	-3.0	-1.4	0.2	2.0	-36	22	25	34	83
	JJA	-4.9	-1.6	0.3	1.4	5.7	-71	-37	-25	14	60
EAS	SON	-4.5	-3.2	-1.9	-0.4	1.6	49	-12	-4	15	47
	ANN	-3.9	-2.3	-1.4	0.6	2.2	-44	4	12	21	53
	DJF	-9.3	-3.8	-2.2	-1.4	2.2	15	131	177	255	685
	MAM	-7.0	-4.3	-3.8	-1.3	0.6	130	160	209	261	486
SAS	JJA	-6.7	-2.5	-1.0	-0.2	1.6	4	30	37	53	148
	SON	-5.9	-3.6	-2.5	-1.7	0.0	66	93	150	180	330
	ANN	-5.3	-3.3	-2.5	-1.6	0.6	51	88	110	142	244
	DJF	-6.5	-4.5	-3.7	-1.3	1.8	-20	26	60	79	142
SEA	MAM	-5.2	-2.9	-2.0	-1.0	0.5	1	32	45	60	105
	JJA	-3.9	-2.0	-1.1	-0.4	1.4	-15	0	3	15	27
	SON	-5.9	-3.4	-2.7	-1.6	-0.3	-17	1	14	34	75
	ANN	-5.4	-3.2	-2.5	-1.2	0.2	-6	12	22	31	60
NPA	DJF	-7.4	-4.0	-2.6	-1.6	1.9	-27	0	30	59	127
	MAM	-5.6	-1.9	-0.7	-0.4	2.5	-44	-26	-1	13	72
	JJA	-2.9	-1.3	-0.1	0.6	1.9	-70	-25	-14	5	29
	SON	-5.2	-3.2	-2.1	-0.9	2.6	-26	-12	-2	14	42
SPA	ANN	-4.8	-2.4	-1.4	-0.8	2.2	-49	-16	-10	5	33
	DJF	-3.6	-2.6	-1.8	-1.2	0.4	-37	-10	-2	26	49
	MAM	-2.6	-1.6	-0.5	-0.1	1.1	-32	-9	11	25	59
	JJA	-2.5	-1.8	-0.7	-0.4	1.0	-28	-10	4	16	46
NPA	SON	-3.0	-1.9	-1.2	-0.8	1.0	-37	-12	-4	18	51
	ANN	-2.8	-1.9	-1.0	-0.5	0.8	-28	-13	0	23	43

REGION	SEASON	temperature BIAS				% precipitation BIAS					
		MIN	25	50	75	MAX	MIN	25	50	75	MAX
Central and South America											
CAM	DJF	-4.9	-3.6	-2.9	-1.9	0.9	-30	-31	56	74	336
	MAM	-4.0	-2.6	-1.2	-0.6	3.0	-51	-6	19	52	191
	JJA	-3.2	-1.6	-0.8	0.2	2.6	-80	-23	-8	15	83
	SON	-3.6	-2.3	-1.5	-1.0	2.0	-45	-27	-6	37	69
AMZ	ANN	-3.4	-2.6	-1.5	-0.9	2.1	-31	-16	6	24	98
	DJF	-1.6	-1.3	-0.7	-0.4	2.1	-34	-16	-2	6	31
	MAM	-1.7	-1.4	-1.2	-0.6	1.7	-27	22	-13	-2	12
	JJA	-2.9	-1.9	-0.4	0.5	0.8	-56	-39	-26	-11	43
SSA	SON	-1.5	-0.2	0.0	0.9	3.0	-57	-7	8	26	38
	ANN	-1.6	-1.2	-0.6	0.1	1.8	-31	-18	-8	5	26
	DJF	-1.1	-0.1	0.4	1.2	5.1	-43	-8	8	16	42
	MAM	-1.1	-0.4	0.1	0.8	3.9	-50	-19	-14	-7	12
NAU	JJA	-2.4	-1.3	-0.3	0.3	2.1	-29	-20	4	22	64
	SON	-2.3	-0.8	0.0	1.0	2.7	-43	-11	0	14	54
	ANN	-1.6	-0.6	0.3	0.7	3.4	-38	-13	0	10	33
	Australia and New Zealand										
SAU	DJF	-2.3	-1.4	-0.4	0.1	2.2	-77	-12	33	47	123
	MAM	-3.2	-1.4	-0.6	0.8	2.3	-61	-15	1	41	106
	JJA	-4.6	-2.9	-0.9	0.0	3.0	-42	-28	11	48	168
	SON	-2.4	-0.8	-0.2	0.5	3.5	-86	-25	17	78	218
IND	ANN	-2.6	-1.7	-0.6	0.5	2.8	-71	-19	20	52	131
	DJF	-1.4	0.3	1.4	2.2	4.6	-51	-5	35	53	68
	MAM	-1.9	-0.9	-0.3	1.1	4.2	-54	-32	-6	8	39
	JJA	-3.5	-1.9	-1.0	0.0	1.3	-60	-26	-19	-7	31
MED	SON	-3.4	0.1	0.6	1.4	3.2	-67	-32	-18	-1	53
	ANN	-2.5	-0.4	0.1	0.8	3.3	-59	-21	-6	16	36
	Small Islands										
	CAR	DJF	-0.9	0.1	0.5	0.8	2.0	-44	-24	-5	16
MAM		-1.9	-0.7	-0.3	0.0	1.2	-75	-61	-38	-34	13
JJA		-1.8	-0.8	-0.5	-0.1	1.0	-76	-57	-40	-17	45
SON		-1.1	-0.1	0.4	0.8	2.0	-65	-49	-29	-2	25
TNE	ANN	-1.3	-0.3	0.0	0.3	1.5	-64	-45	-32	-8	20
	DJF	-0.3	0.3	0.5	0.9	1.7	-22	-5	1	7	39
	MAM	-0.4	0.3	0.6	1.1	1.8	-31	-16	-11	-1	26
	JJA	-0.2	0.3	0.8	1.1	2.5	-31	-12	-2	2	16
NPA	SON	-0.3	0.3	0.6	1.0	2.1	-26	-12	-5	4	32
	ANN	-0.3	0.2	0.6	1.0	2.0	-22	-10	-3	-1	20
	DJF	0.1	1.9	3.6	4.0	6.1	-31	-14	-8	3	36
	MAM	-2.0	-0.9	0.0	0.5	1.8	-56	-38	-13	-7	27
SPA	JJA	-4.6	-2.8	-1.3	-0.5	1.6	-75	-43	-29	1	48
	SON	-0.5	0.5	1.5	1.9	2.8	-32	-24	-5	3	71
	ANN	-1.1	-0.1	0.7	1.4	2.4	-39	-22	-12	1	36
	DJF	-0.8	0.2	0.8	1.1	2.4	-52	-40	-31	24	14
NPA	MAM	-1.7	0.1	0.6	0.9	1.7	-65	-47	-31	-20	0
	JJA	-2.1	-0.2	-0.1	0.5	1.2	-33	0	17	30	56
	SON	-1.3	-0.1	0.3	0.8	1.5	-57	-28	-17	-6	5
	ANN	-1.5	0.2	0.4	0.6	1.5	-45	-23	-15	-5	11
SPA	DJF	-0.1	0.3	0.9	1.4	1.7	-14	-7	0	6	14
	MAM	-0.6	-0.1	0.3	0.8	1.3	-28	-15	-10	-3	13
	JJA	-1.0	-0.3	0.4	0.6	1.0	-15	2	4	12	31
	SON	-0.2	0.4	1.0	1.2	1.7	-12	-4	0.5	6	17
SEA	ANN	-0.5	0.2	0.7	1.0	1.3	-13	-4	0	4	13
	DJF	-0.3	0.3	0.7	0.9	2.2	-25	-6	0	6	31
	MAM	0.1	0.8	1.2	1.4	2.4	-6	8	14	21	28
	JJA	0.0	0.8	1.1	1.4	2.4	2	12	16	21	45
TNE	SON	-0.5	0.1	0.4	0.7	1.8	-16	6	8	13	40

표 S11.2. SRES A1B 시나리오(방법의 설명은 11.10.2.2.2절 참조)에 대하여 Tebaldi et al.(2004, 2005)의 방법에 기초한 기후변화의 확률 분포 백분의 수. 이 변화는 1890~1999와 2080~2099사이의 차이를 나타내며, 기온은 °C로 주어졌고 강수는 1980~1999년 평균에 대한 퍼센트로 주어졌다.

REGION	SEASON	temperature RESPONSE Quantiles					% precipitation RESPONSE				
		5	25	50	75	95	5	25	50	75	95
<b>Africa</b>											
WAF	DJF	2.3	2.8	3.1	3.4	3.9	-5	2	7	12	20
	JJA	2.3	2.7	3.0	3.2	3.6	-14	-3	3	9	18
EAF	DJF	2.1	2.6	2.9	3.2	3.8	4	11	15	19	25
	JJA	2.4	2.8	3.1	3.4	3.8	-20	-6	3	11	25
SAF	DJF	2.4	2.7	2.9	3.0	3.4	-10	-3	1	4	10
	JJA	2.2	2.8	3.2	3.6	4.3	-44	-28	-19	-9	7
SAH	DJF	2.1	2.8	3.3	3.8	4.5	-69	-35	-14	10	44
	JJA	2.8	3.4	3.8	4.3	4.8	-43	-19	-3	14	37
<b>Europe</b>											
NEU	DJF	2.9	3.7	4.2	4.8	5.7	6	13	17	21	27
	JJA	1.7	2.3	2.7	3.1	3.7	-12	-5	0	4	11
SEM	DJF	1.7	2.3	2.7	3.0	3.6	-15	-11	-9	-6	-2
	JJA	3.1	3.6	3.9	4.3	4.8	-44	-32	-25	-17	-5
<b>Asia</b>											
NAS	DJF	4.1	4.9	5.5	6.0	6.8	16	23	27	32	38
	JJA	2.3	2.8	3.3	3.7	4.3	-2	-4	8	13	19
CAS	DJF	2.2	2.8	3.3	3.8	4.5	-14	-4	3	10	20
	JJA	2.9	3.7	4.1	4.7	5.6	-48	-27	-14	-1	17
TIB	DJF	3.3	4.0	4.5	4.9	5.6	4	11	21	30	45
	JJA	2.8	3.5	4.0	4.4	5.0	-8	-2	2	6	13
EAS	DJF	2.2	3.1	3.6	4.1	4.8	-11	-1	6	12	24
	JJA	2.3	2.6	2.9	3.2	3.7	1	5	7	10	14
SAS	DJF	2.5	3.1	3.6	4.0	4.5	-32	-16	-6	7	23
	JJA	1.8	2.3	2.7	3.0	3.5	-6	4	10	16	26
SEA	DJF	1.9	2.2	2.3	2.5	2.8	-6	1	4	9	15
	JJA	1.9	2.2	2.3	2.5	2.8	-6	2	6	11	17
<b>North America</b>											
ALA	DJF	4.9	6.1	6.9	7.7	9.1	9	18	24	30	40
	JJA	1.7	2.3	2.7	3.1	3.7	8	13	16	20	24
WNA	DJF	2.5	3.2	3.7	4.2	4.9	-1	4	7	10	15
	JJA	2.7	3.3	3.6	4.0	4.6	-14	-8	-4	0	7
CNA	DJF	2.2	3.0	3.5	3.9	4.6	-10	-2	3	8	16
	JJA	2.9	3.5	4.0	4.4	5.5	-27	-14	-7	0	13
ENA	DJF	2.6	3.2	3.6	4.1	4.7	3	9	13	16	22
	JJA	2.5	2.9	3.2	3.4	3.8	-7	-3	0	4	8

REGION	SEASON	temperature RESPONSE Quantiles					% precipitation RESPONSE				
		5	25	50	75	95	5	25	50	75	95
<b>Central and South America</b>											
CAM	DJF	1.8	2.3	2.7	3.1	3.6	-30	-20	-14	-7	1
	JJA	2.1	2.5	2.8	3.0	3.4	-24	-17	-11	-5	4
AMZ	DJF	2.5	2.8	3.0	3.2	3.6	-3	2	6	9	14
	JJA	2.3	2.9	3.3	3.7	4.2	-19	-3	3	12	-9
SSA	DJF	2.0	2.4	2.6	2.9	3.3	-8	-2	2	6	12
	JJA	1.7	2.1	2.4	2.7	3.1	-15	-6	-1	5	13
<b>Australia and New Zealand</b>											
NAU	DJF	2.3	2.7	2.9	3.2	3.5	-18	-8	-1	6	13
	JJA	2.0	2.6	3.0	3.4	4.0	-48	-25	-11	3	25
SAU	DJF	1.7	2.2	2.4	2.7	3.2	-22	-10	-1	7	19
	JJA	1.6	1.9	2.1	2.3	2.6	-18	-13	-9	-6	-1
<b>Polar Region</b>											
ARC	DJF	4.4	6.2	7.5	8.6	10.5	13	20	25	30	36
	JJA	1.7	2.1	2.5	2.8	3.4	5	9	12	15	19
ANT	DJF	0.1	1.4	2.7	3.9	5.7	-6	2	8	14	22
	JJA	1.0	2.2	2.9	3.7	4.8	-1	10	16	23	34

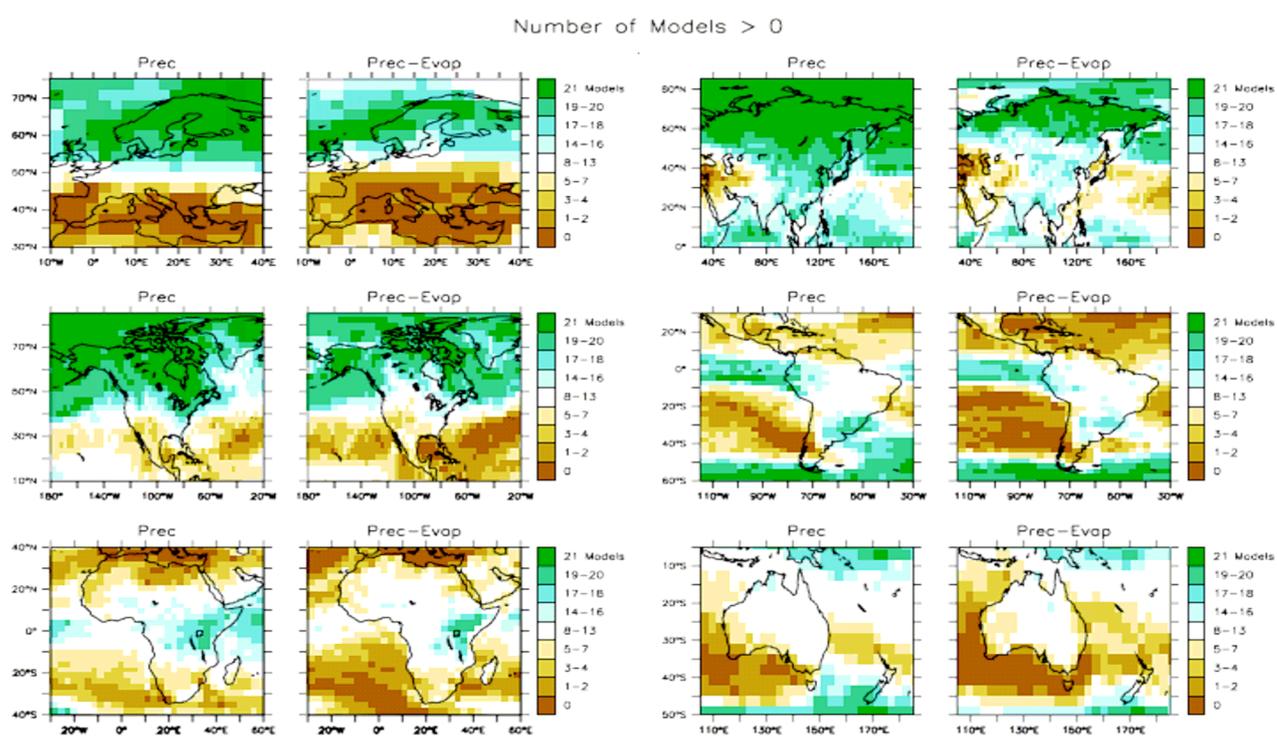


그림 S11.1. A1B 시나리오 하에서 1980~1999년과 2080~2099년 사이, 강수량과 증발량간의 차이의 증가를 전망한 모델의 수와 대비하여 강수 증가를 전망한 모델의 수(21개중). 첫 번째 2 칼럼: 유럽, 북아메리카 그리고 아프리카; 마지막 2 칼럼: 아시아, 남아메리카 그리고 오스트레일리아.

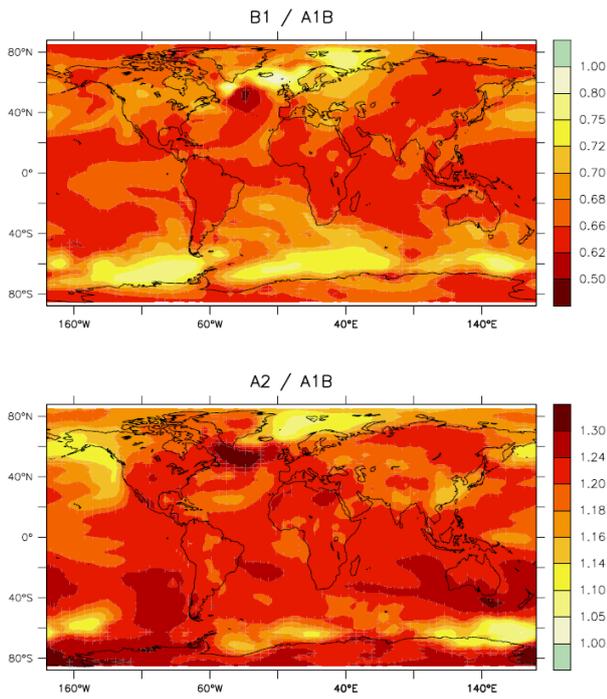


그림 S11.2. 1980~1999년부터 2080~2099까지 양상블 평균과 연평균 기온의 비. 위: B1과 A1B 시나리오 간의 비; 아래: A2와 A1B 시나리오 간의 비.

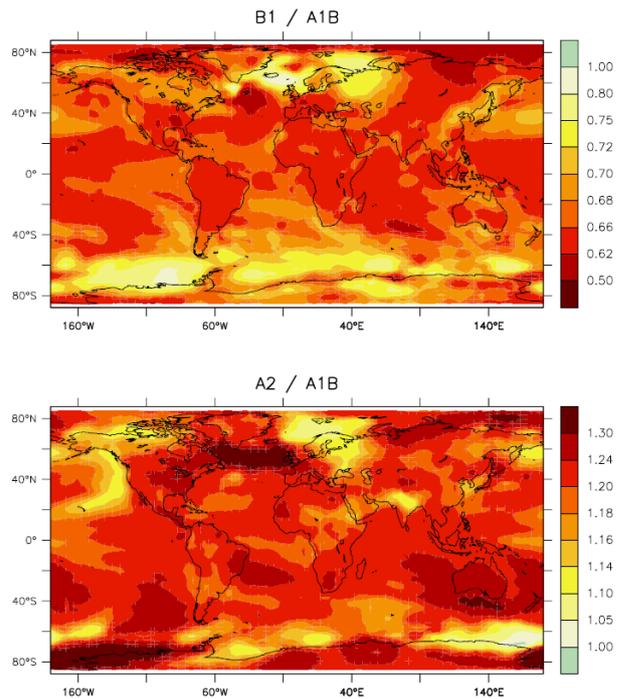


그림 S11.4. 6월~7월~8월에 대한 것을 제외하면 그림 S11.2와 같다.

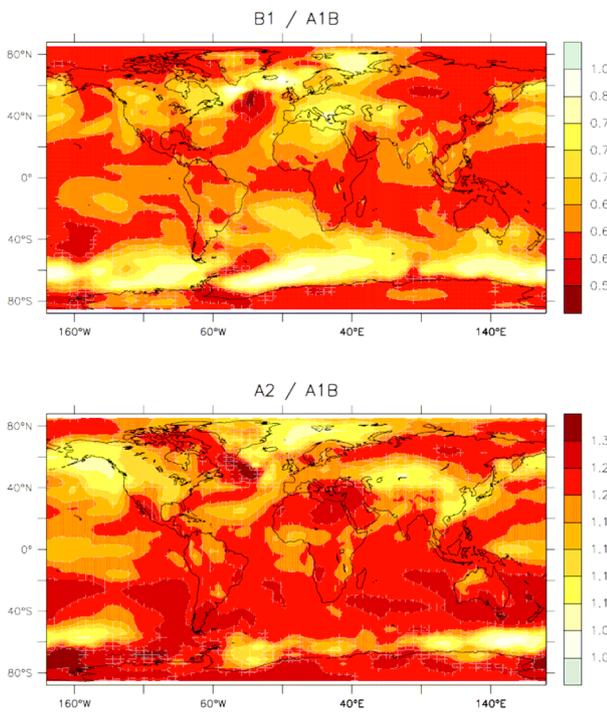


그림 S11.3. 12월~1월~2월에 대한 것을 제외하면 그림 S11.2와 같다.

### Annual Mean Surface Air Temp Response (°C)

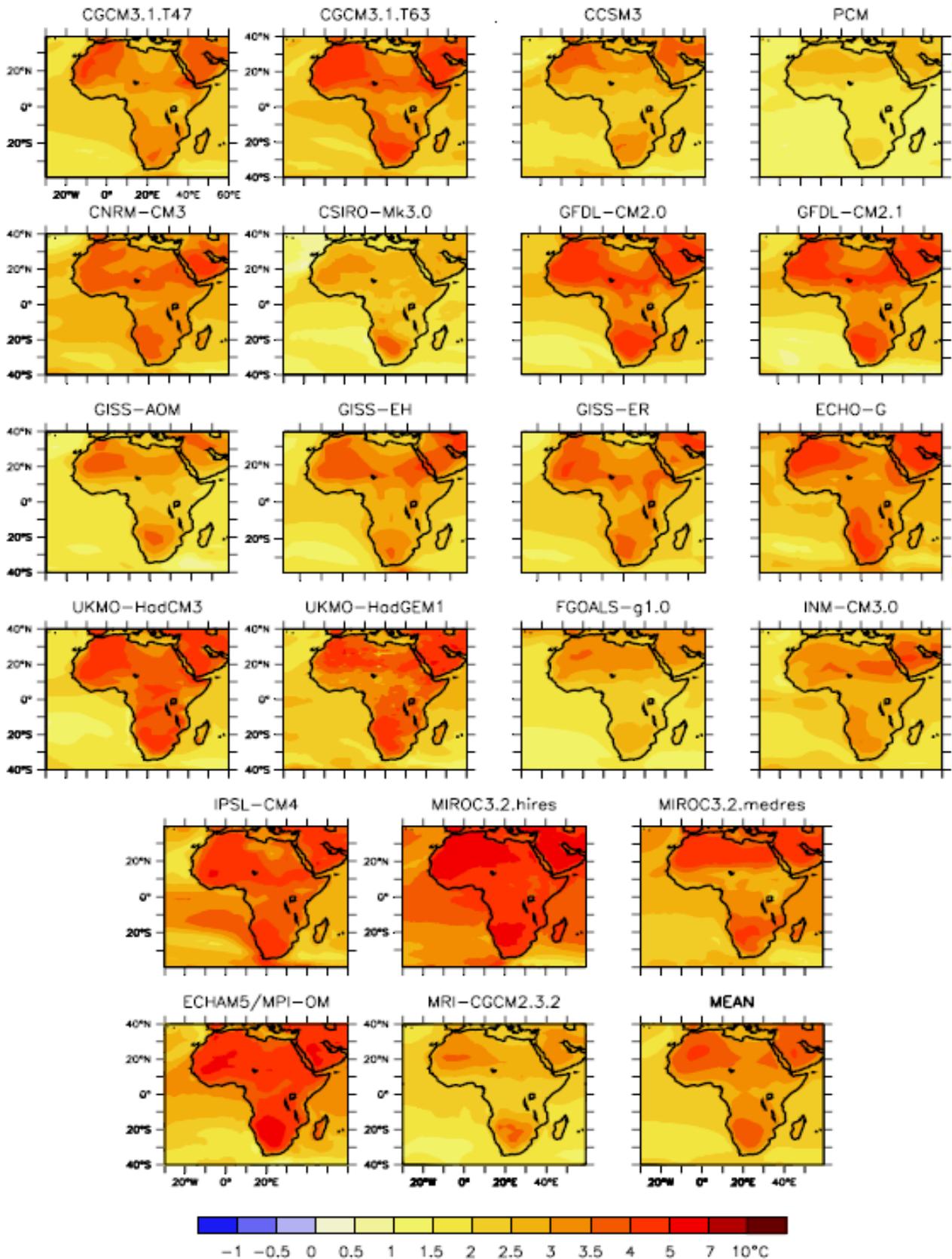


그림 S11.5. 21개 MMD의 아프리카에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

### Annual Mean Surface Air Temp Response (°C)

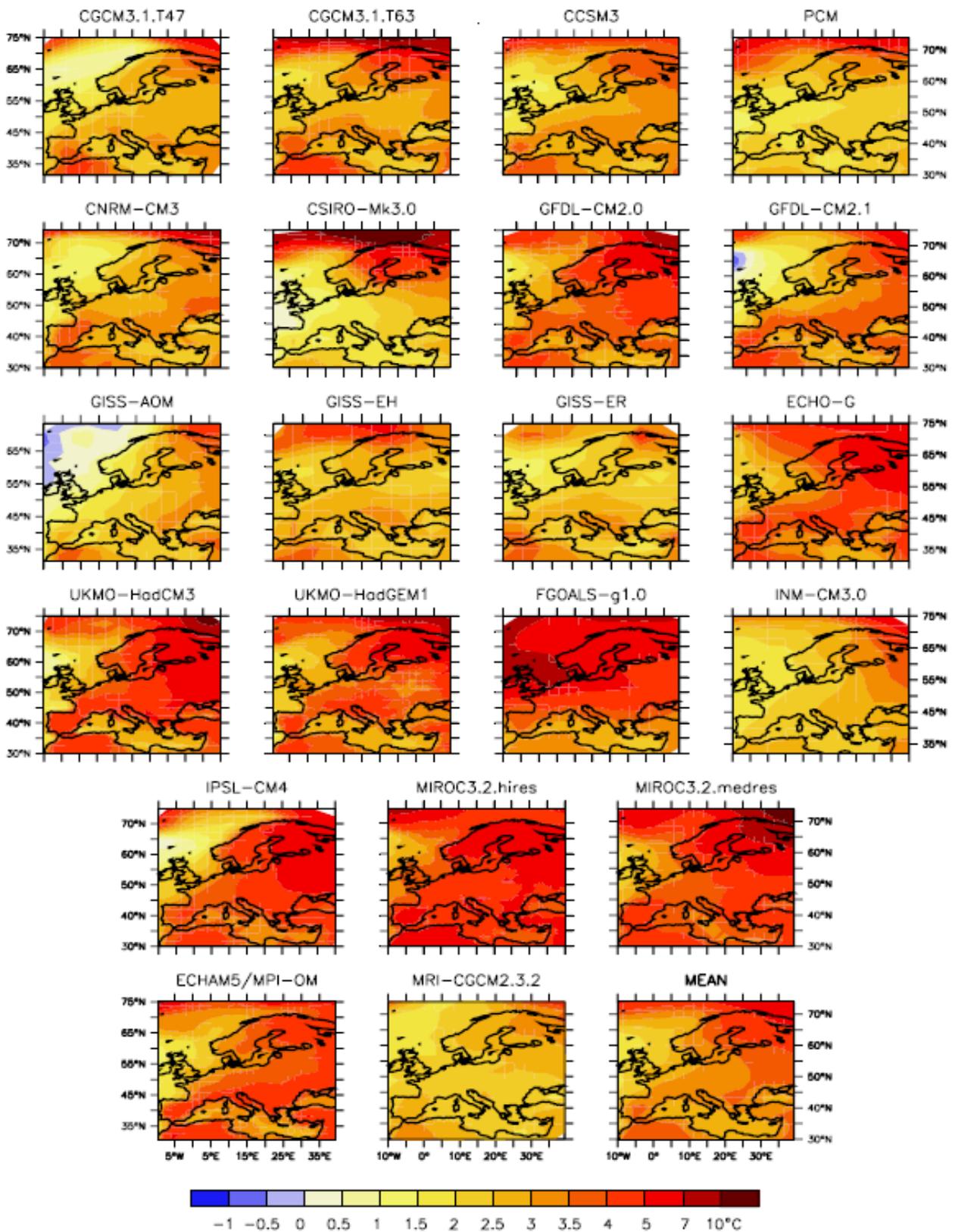


그림 S11.6. 21개 MMD의 유럽에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타냈다.

### Annual Mean Surface Air Temp Response (°C)

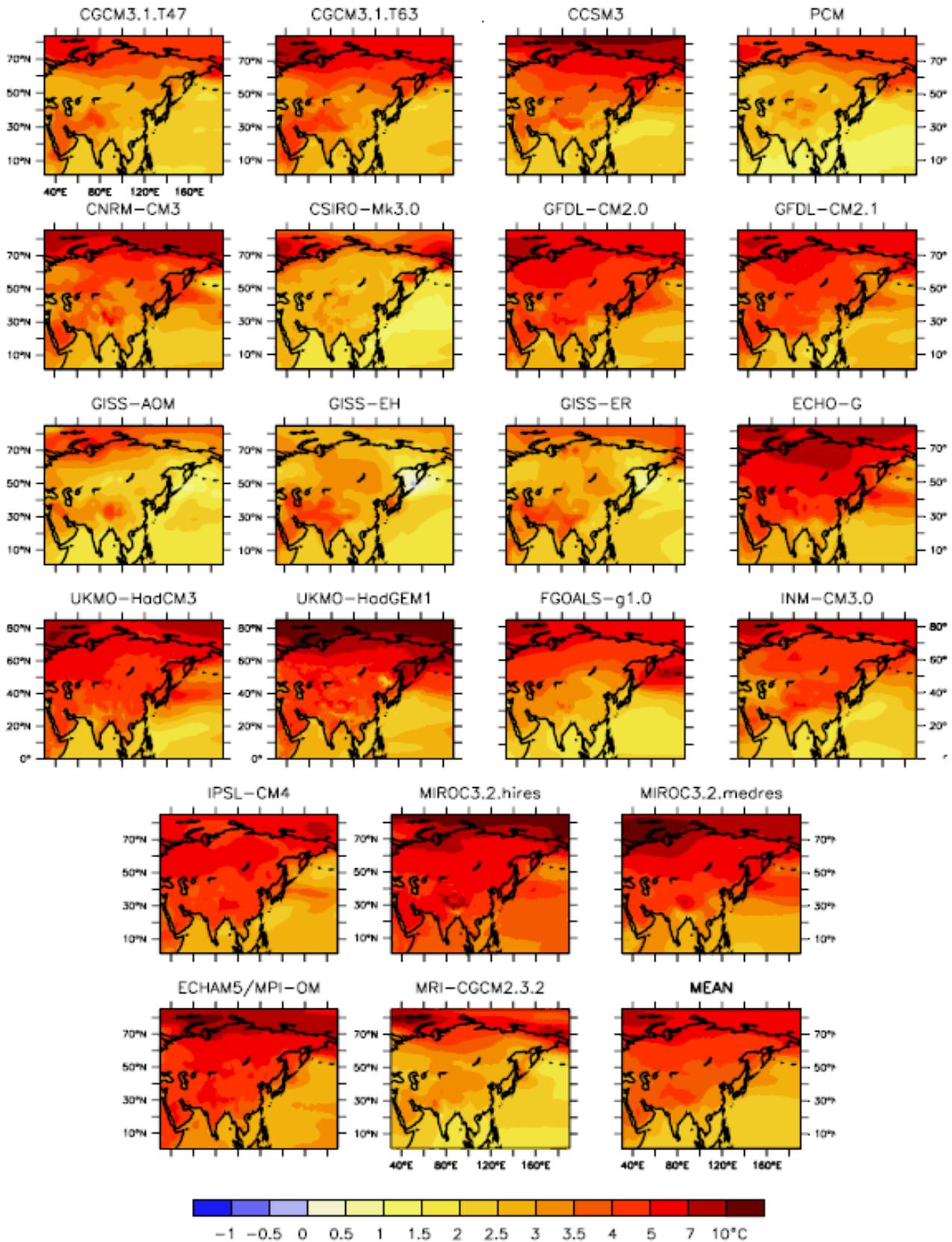


그림 S11.7. 21개 MMD의 아시아에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

Annual Mean Surface Air Temp Response (°C)

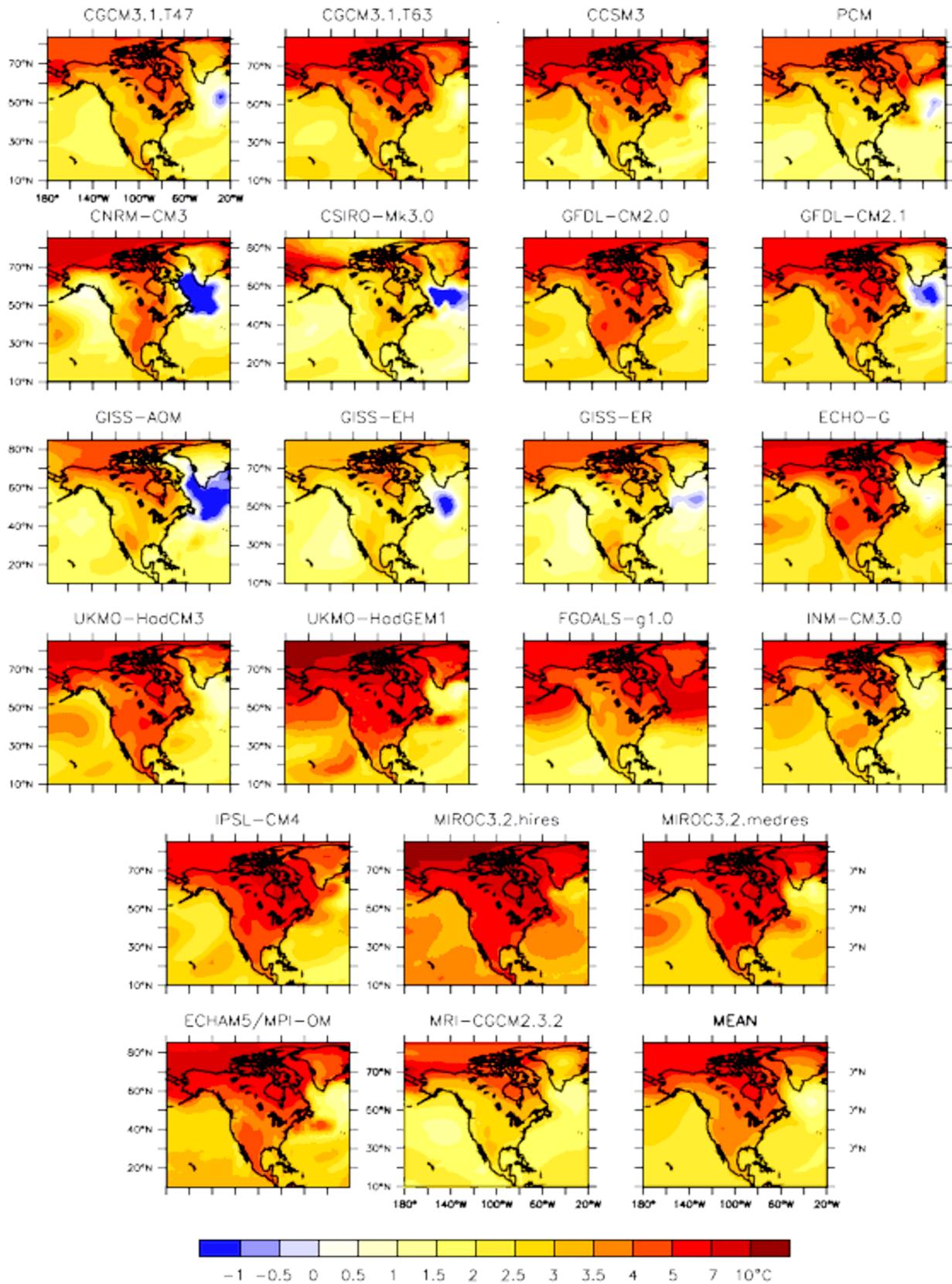


그림 S11.8. 21개 MMD의 북아메리카에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타냈다.

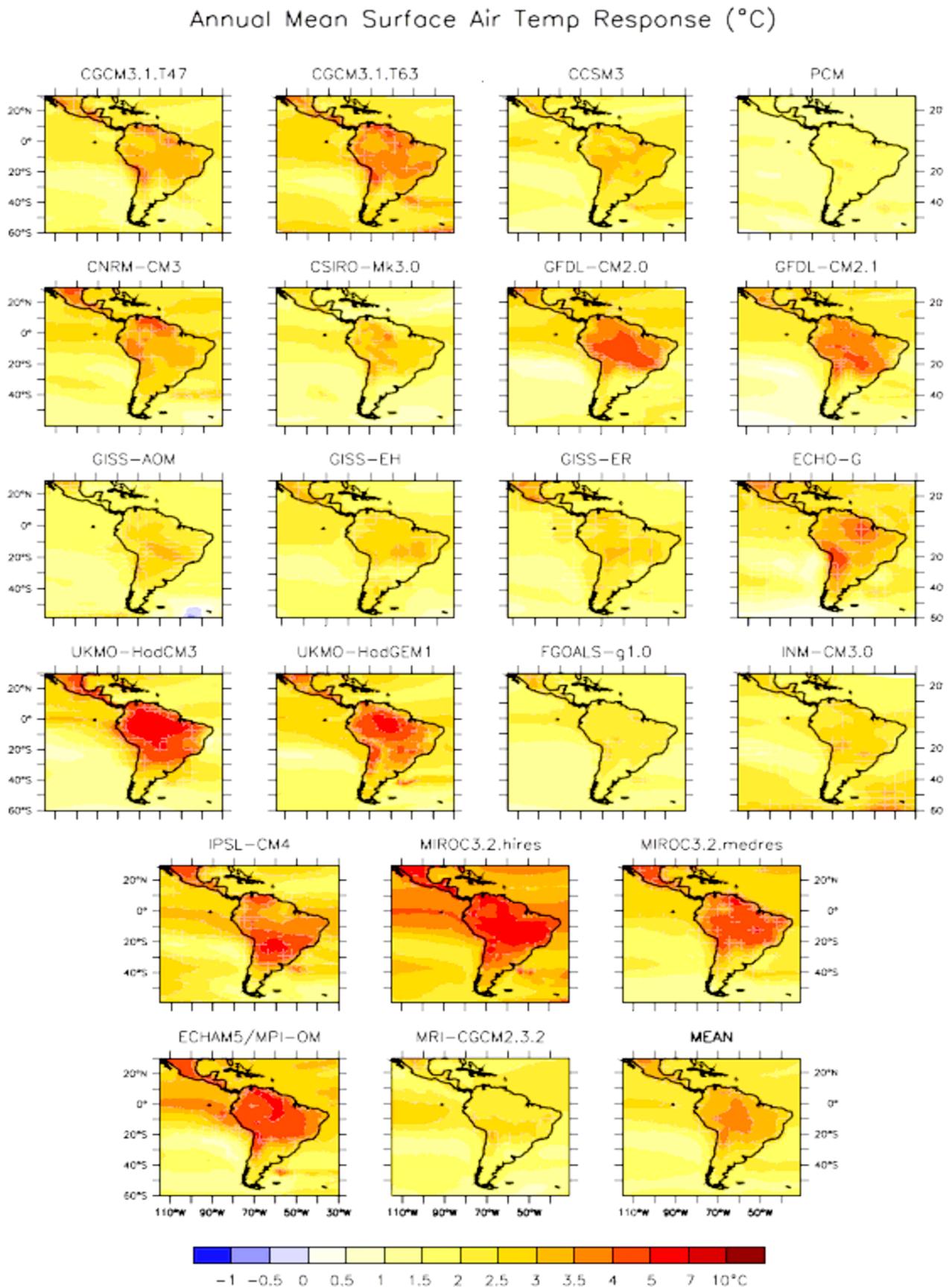


그림 S11.9. 21개 MMD의 중앙·남아메리카에서 연평균 기온의 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

Annual Mean Surface Air Temp Response (°C)

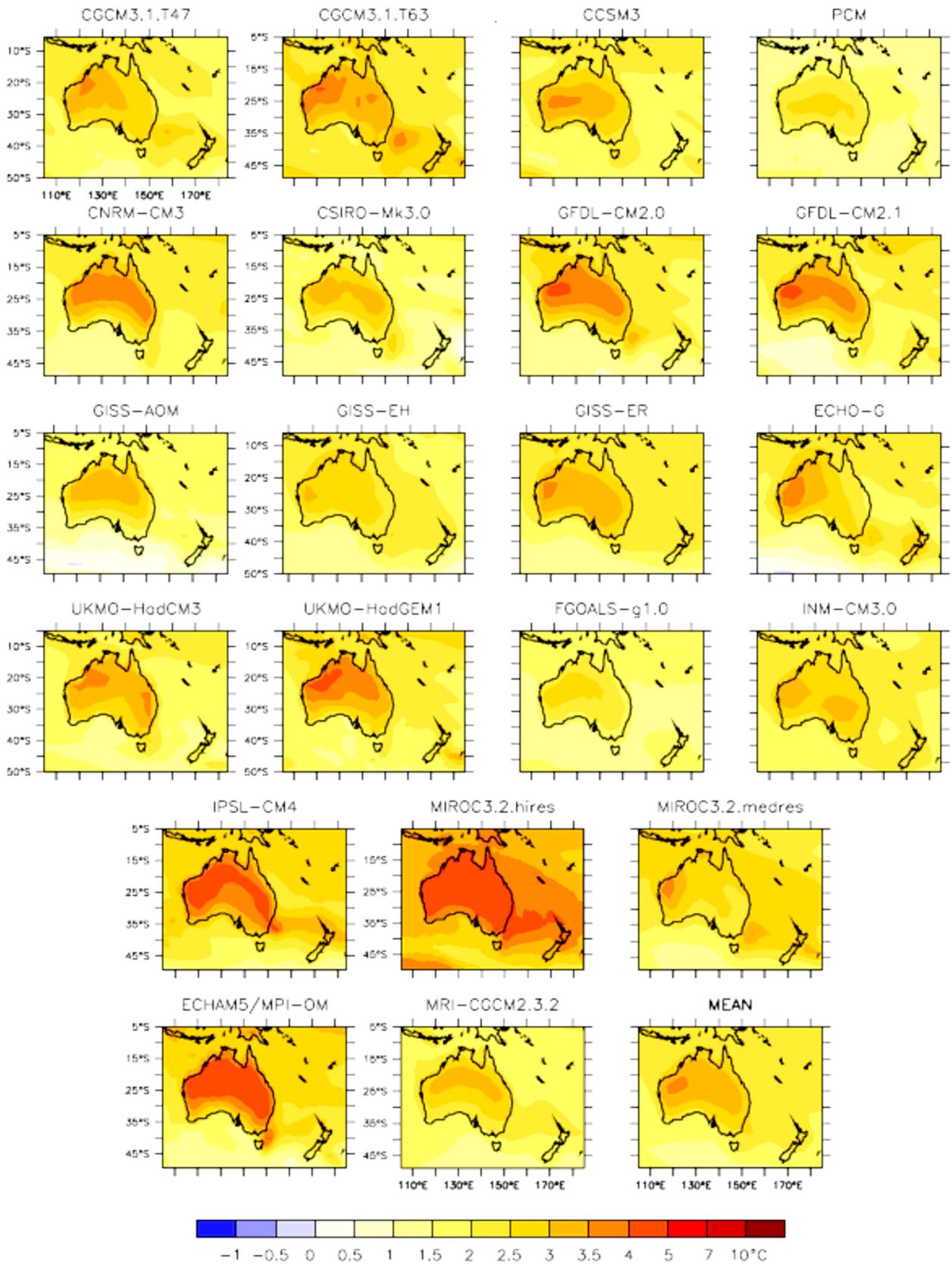


그림 S11.10. 21개 MMD의 오스트레일리아와 뉴질랜드에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

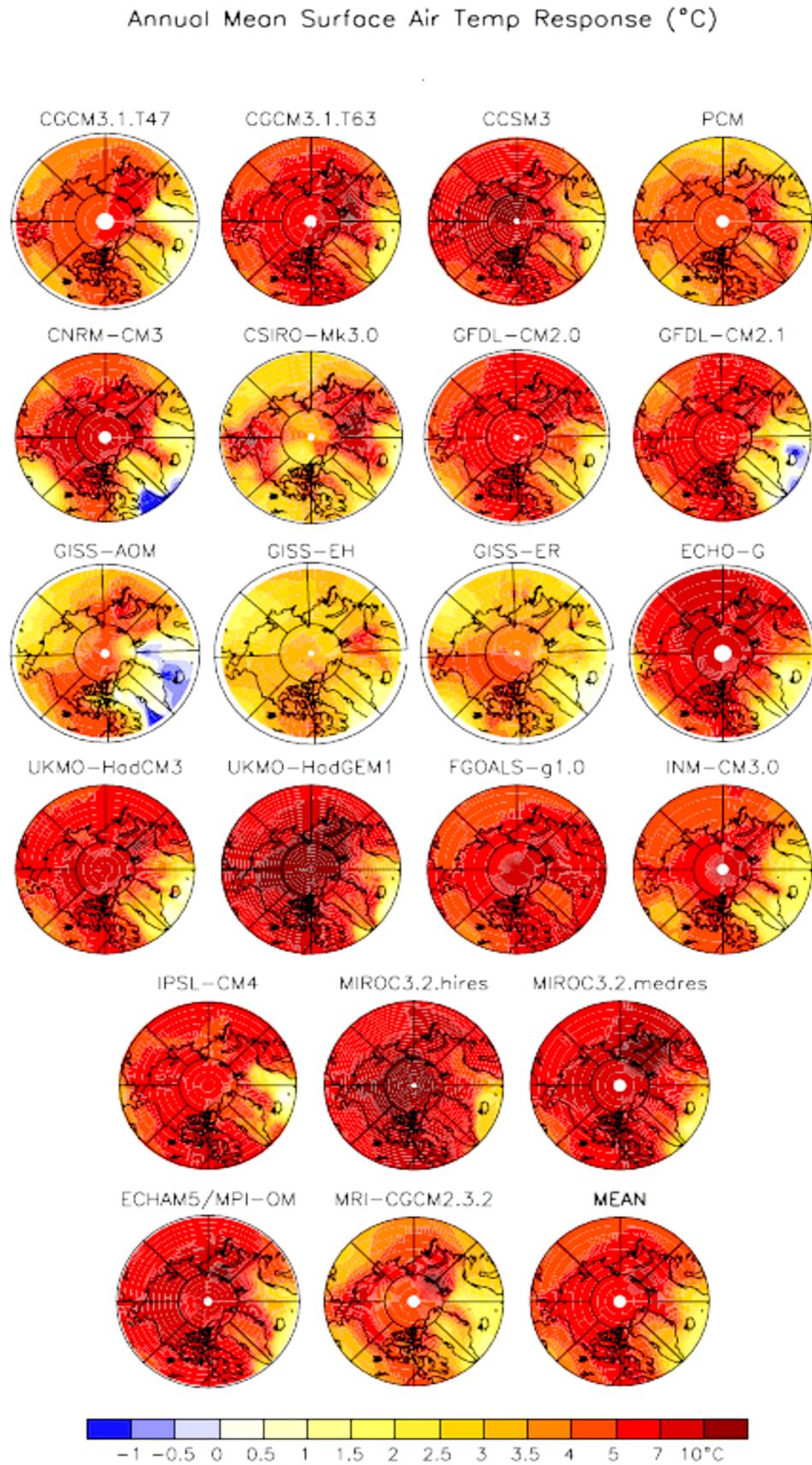


그림 S11.11. 21개 MMD의 북극지방에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타냈다.

Annual Mean Surface Air Temp Response (°C)

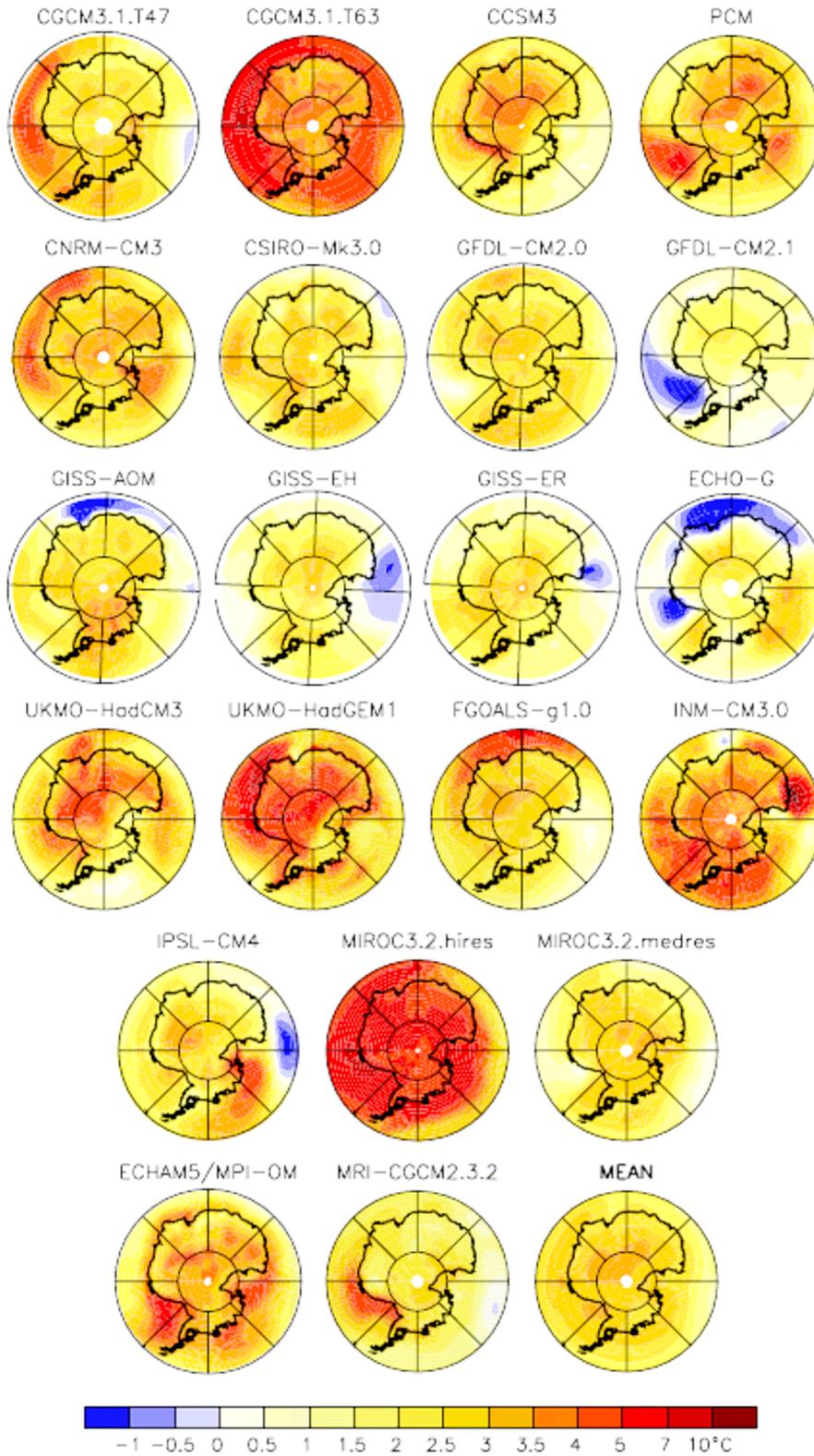
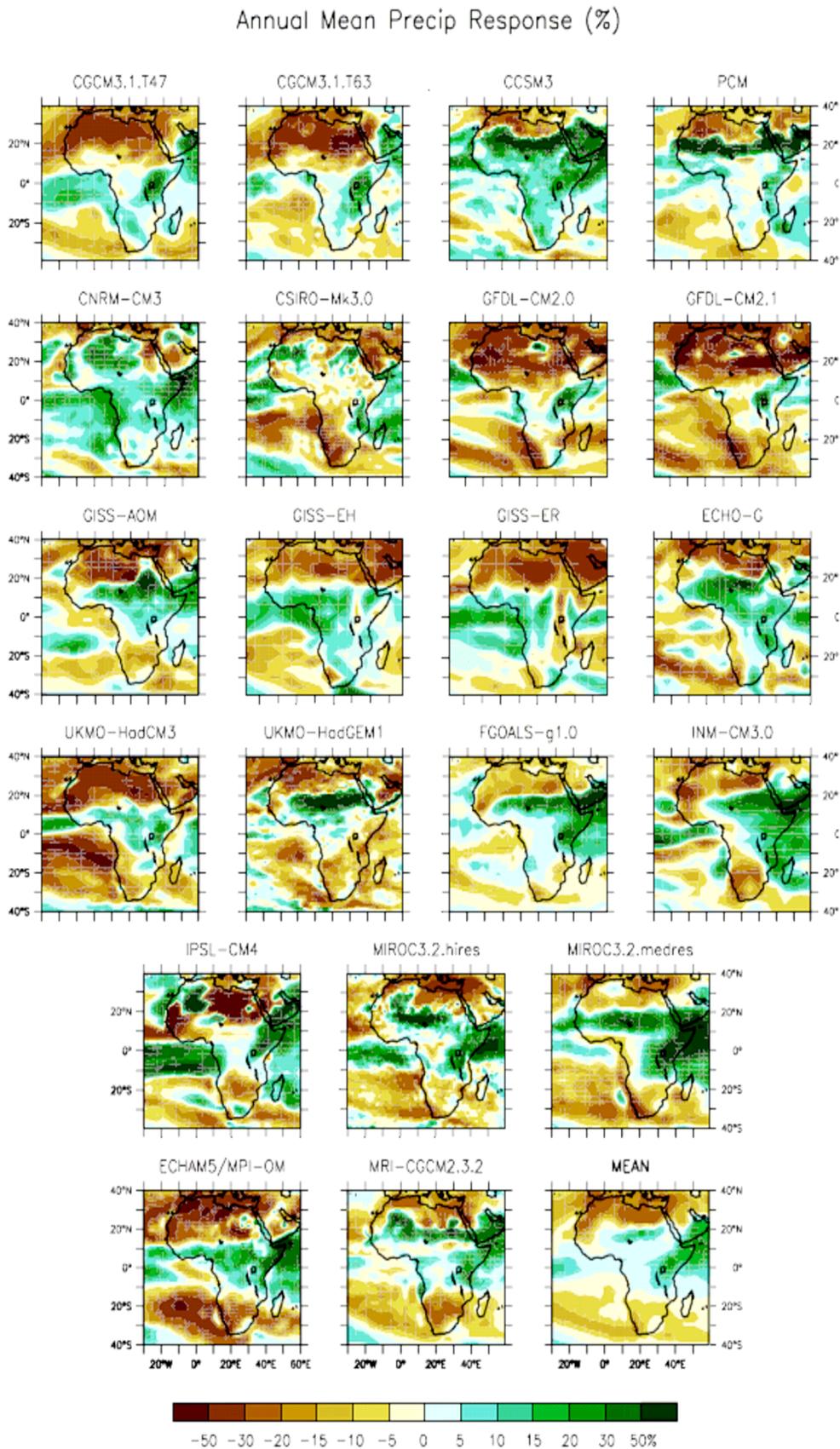


그림 S11.12. 21개 MMD의 남극지방에서 연평균 기온반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 기온변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 전체 모델에 대한 평균 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.



**그림 S11.13.** 21개 MMD의 아프리카에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타냈다.

Annual Mean Precip Response (%)

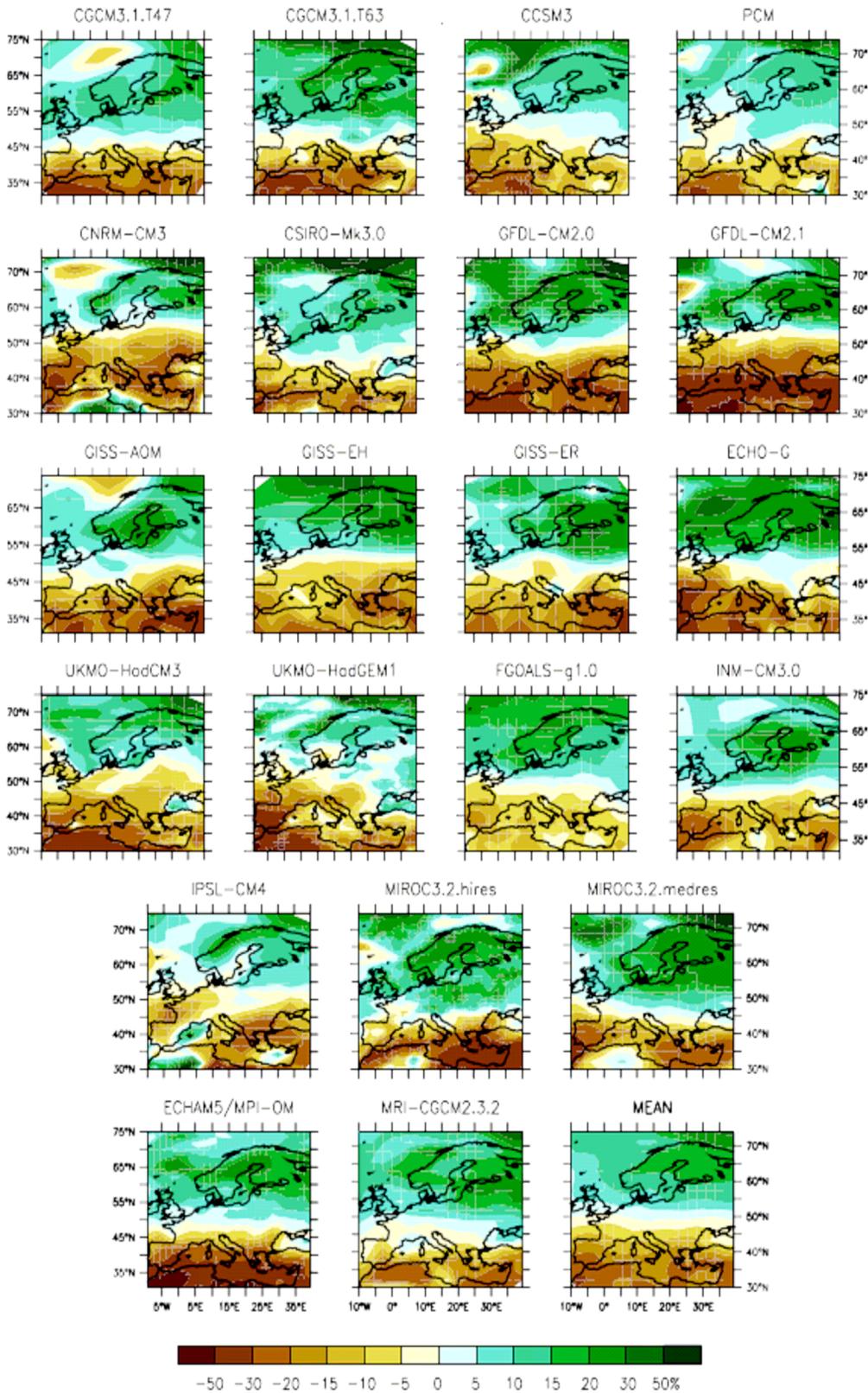
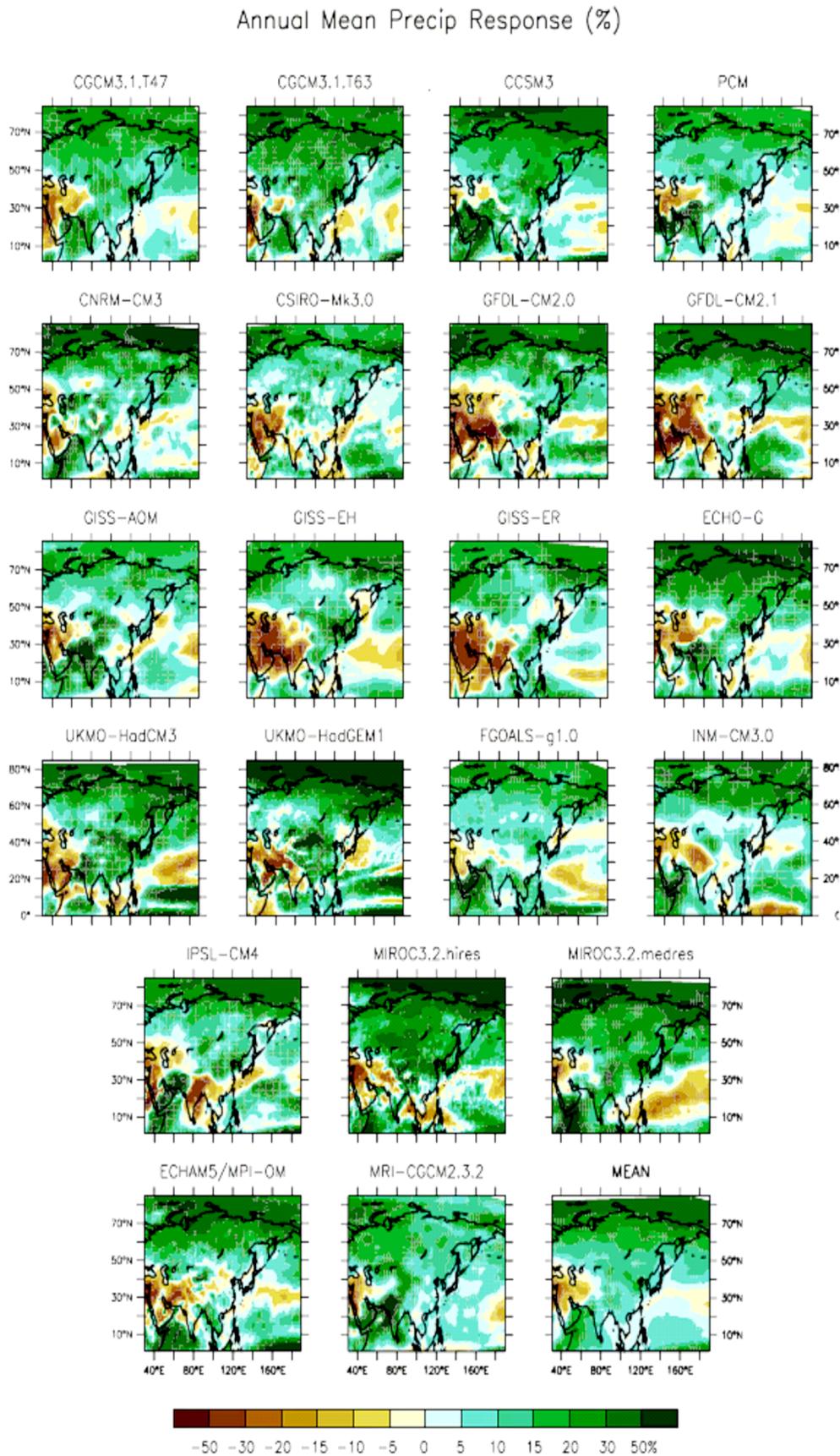
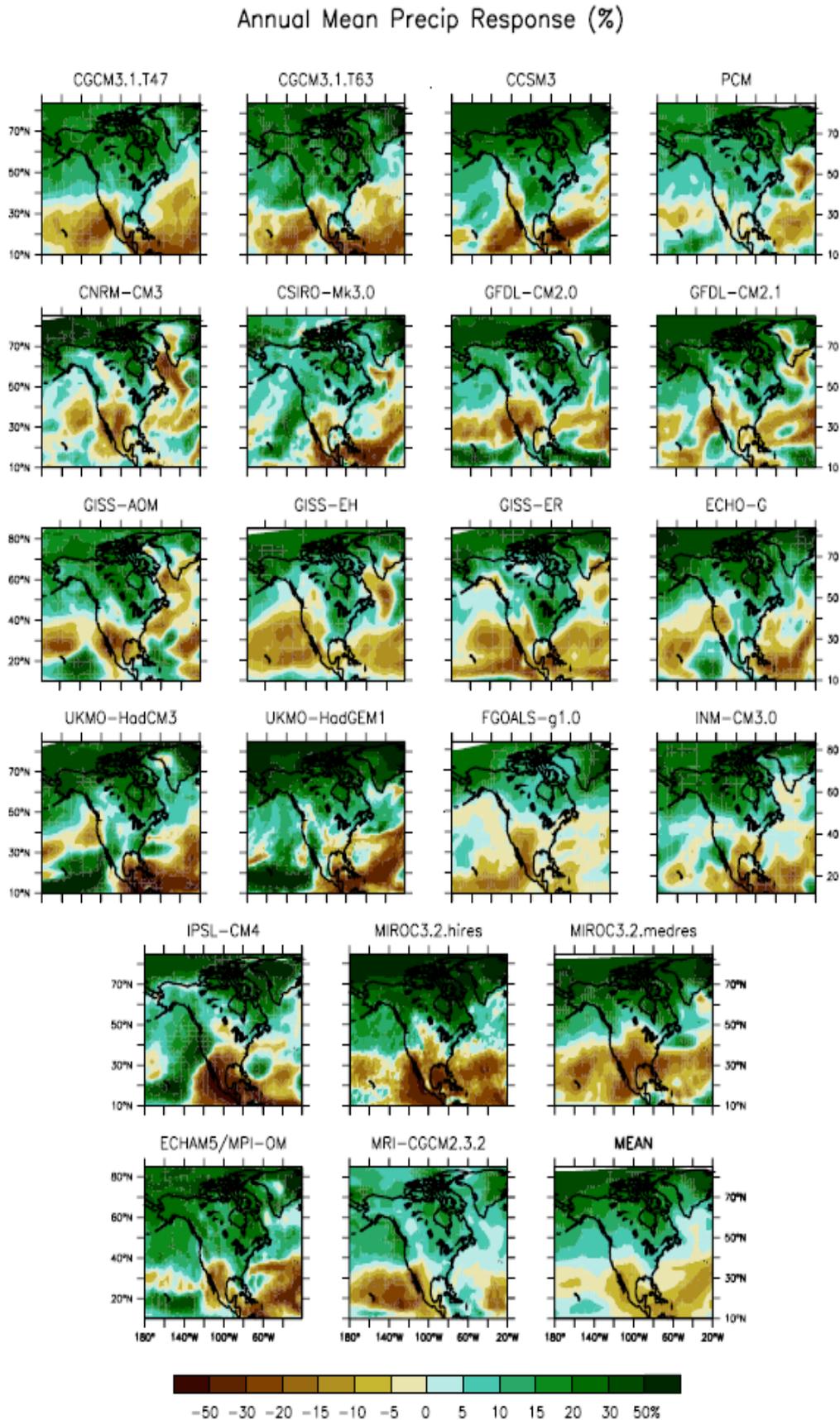


그림 S11.14. 21개 MMD의 유럽에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수량의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.



**그림 S11.15.** 21개 MMD의 아시아에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균 강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타냈다.



**그림 S11.16.** 21개 MMD의 북아메리카에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균 강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

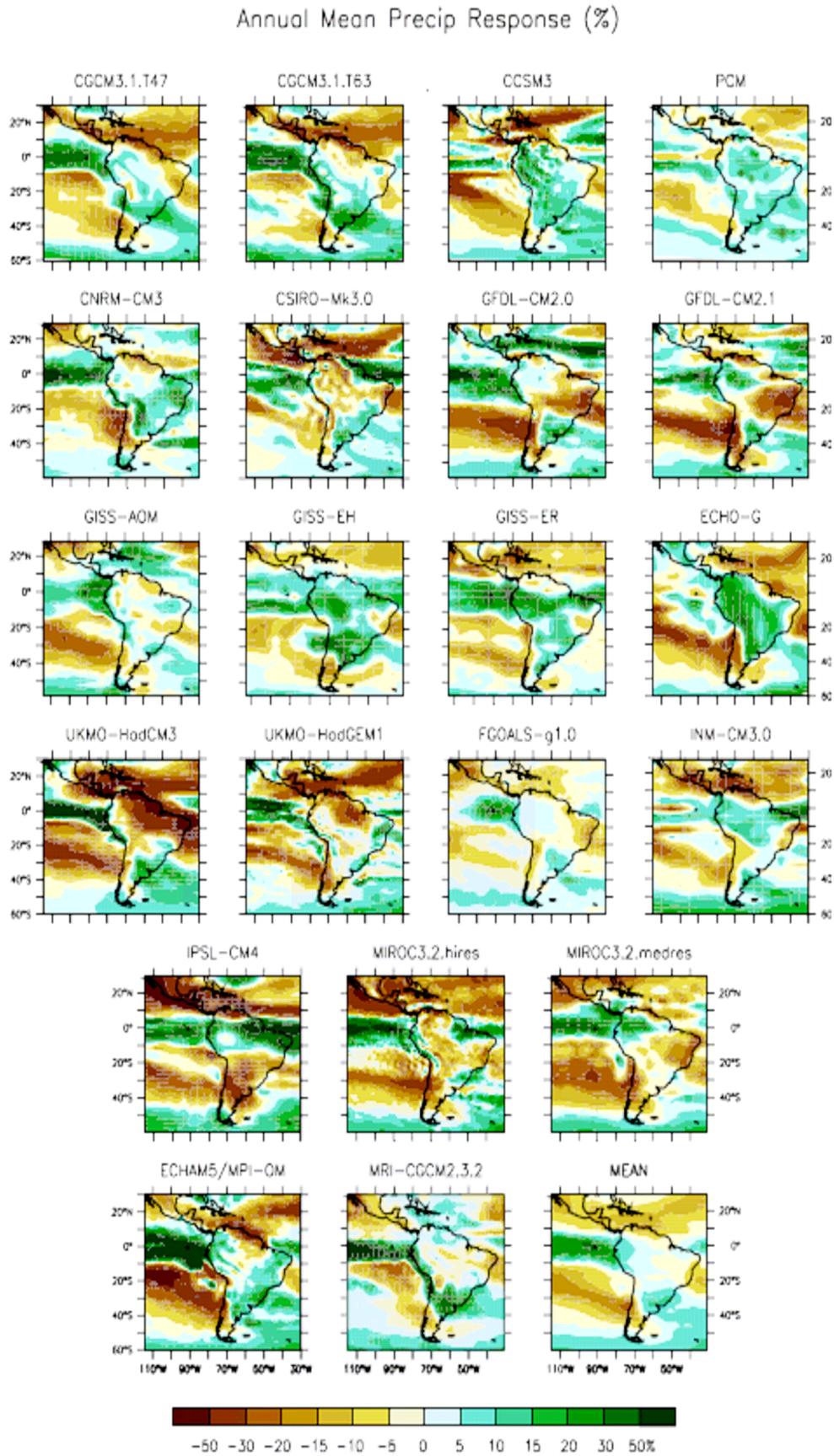


그림 S11.17. 21개 MMD의 중앙·남아메리카에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균 강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타냈다.

Annual Mean Precip Response (%)

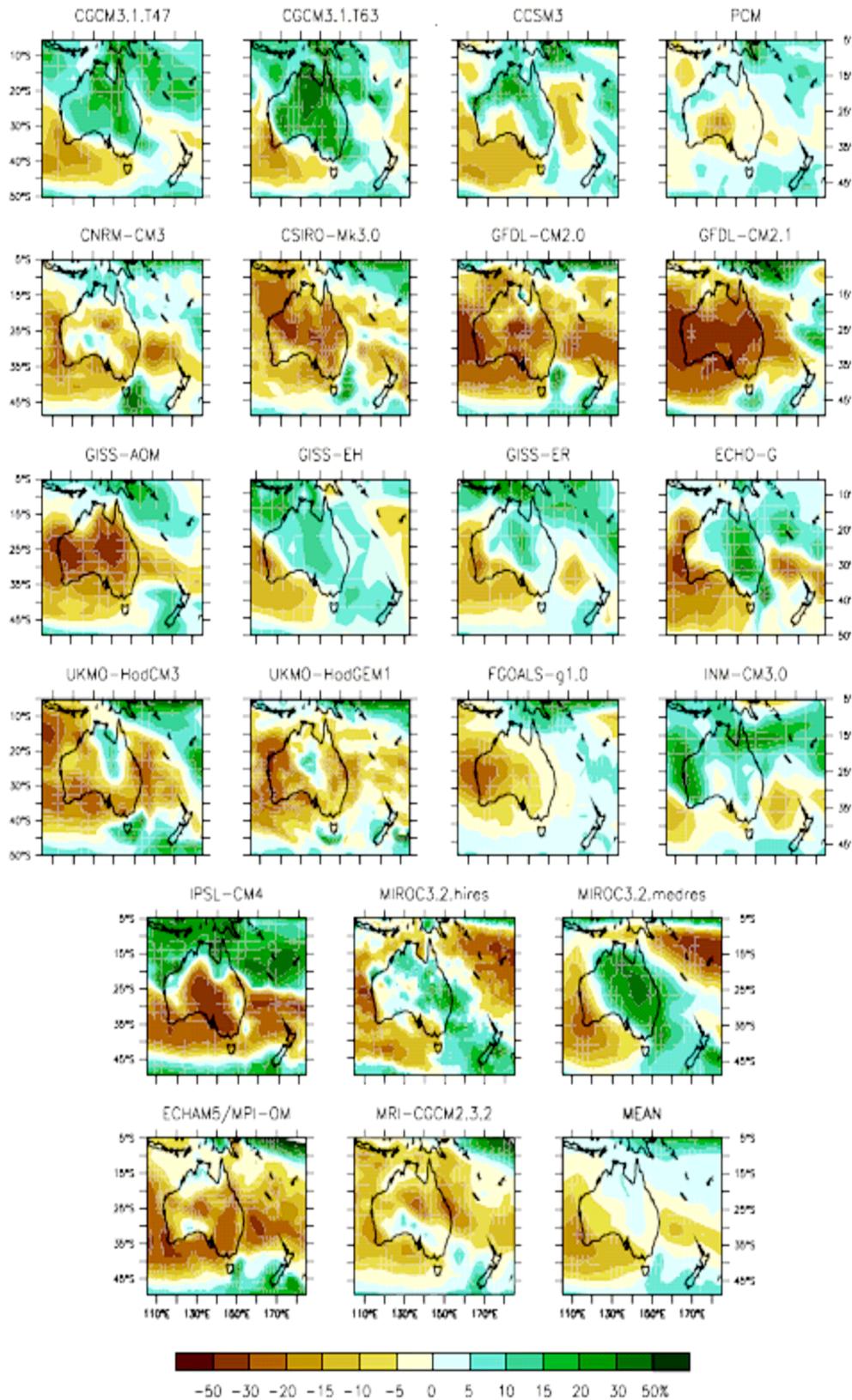


그림 S11.18. 21개 MMD의 오스트레일리아와 뉴질랜드에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균 강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

Annual Mean Precip Response (%)

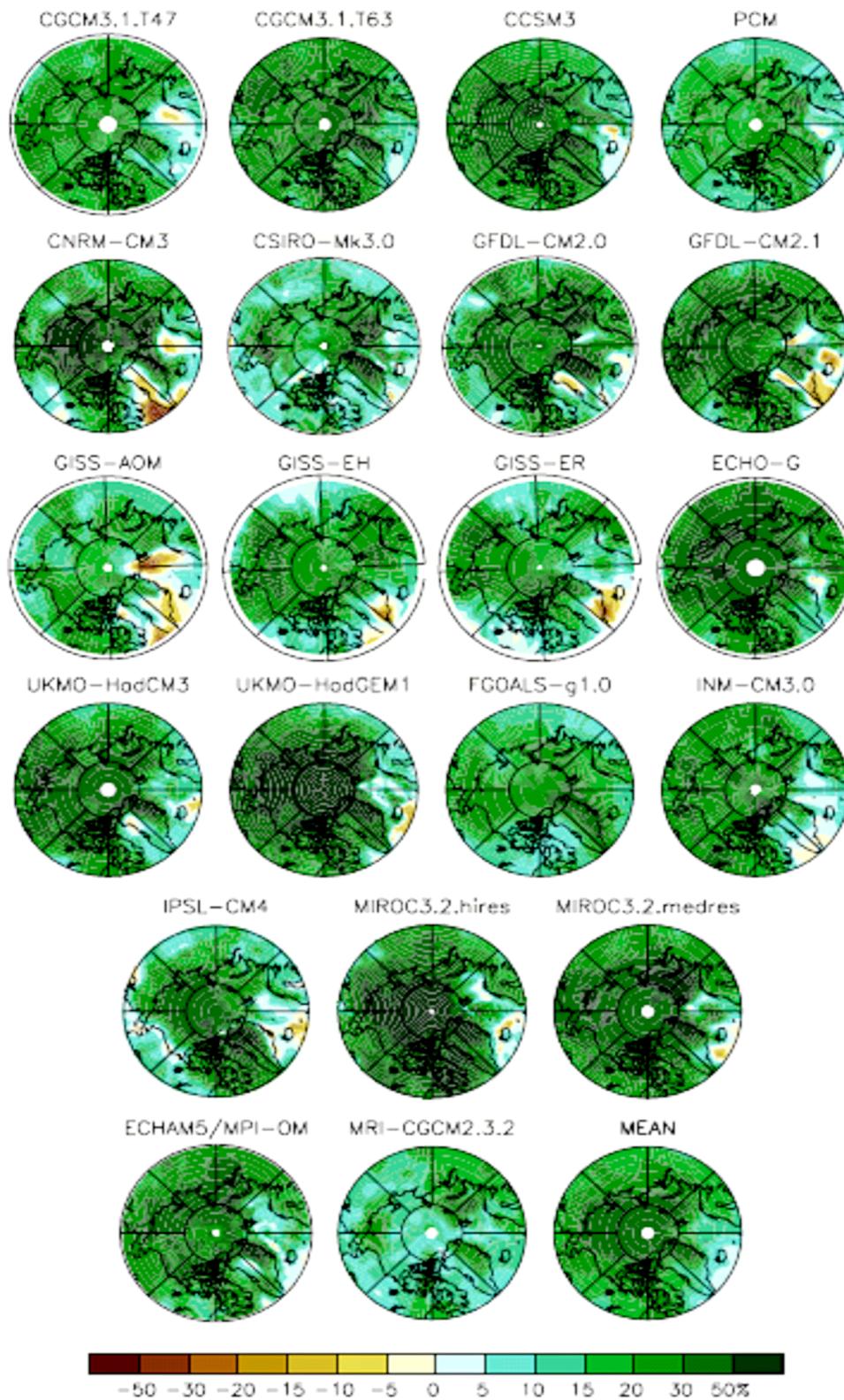


그림 S11.19. 21개 MMD의 북극에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수량의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균 강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

Annual Mean Precip Response (%)

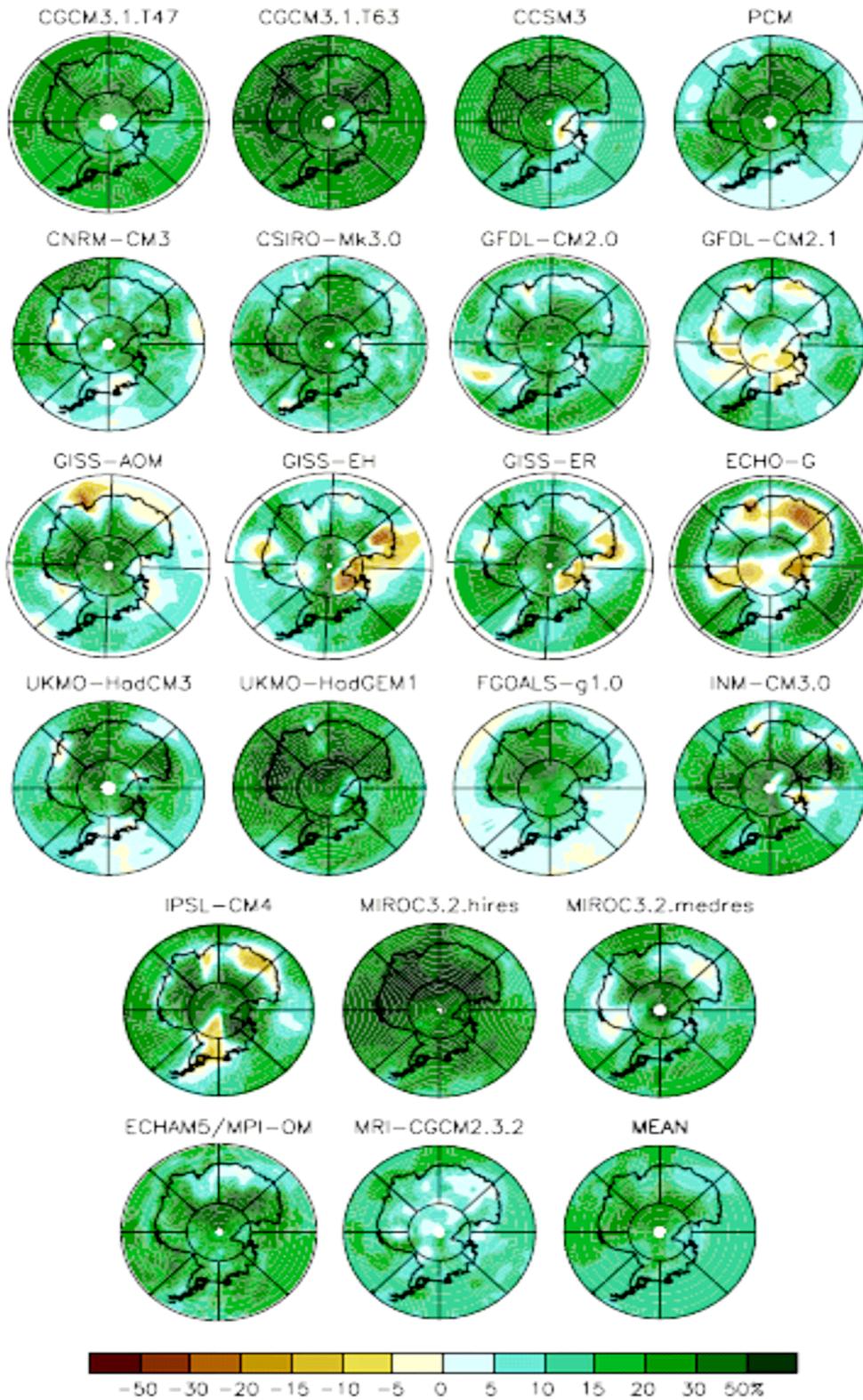


그림 S11.20. 21개 MMD의 남극에서 연평균 강수 반응. A1B 시나리오 하에 1980~1999년부터 2080~2099년까지 강수의 퍼센트 변화, 각 모델에서 사용 가능한 모든 모델결과에 대한 평균을 보여준다. 갈색은 강수의 감소를, 녹색은 증가를 의미한다. 전체 모델에 대한 평균 강수의 퍼센트 변화는 오른쪽 아래 코너에 나타났다.

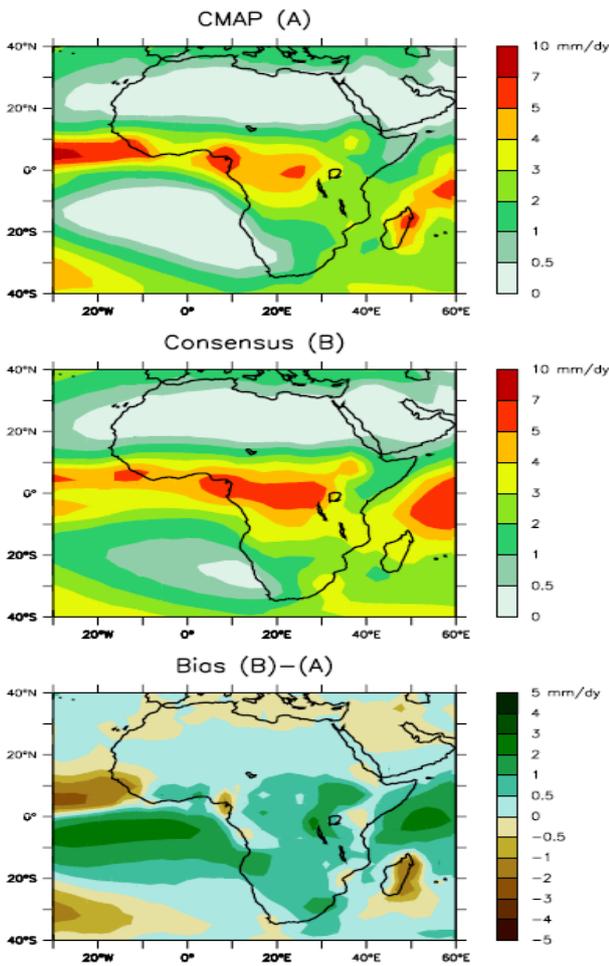


그림 S11.21. 1980~1999년 동안 아프리카에서 연평균 강수량(단위 mm/day), (a) CMAP 자료(Xie and Arkin, 1997); (b) 21개 MMD 모델 평균; (c) 다중모델 평균과 CMAP 자료 간의 차.

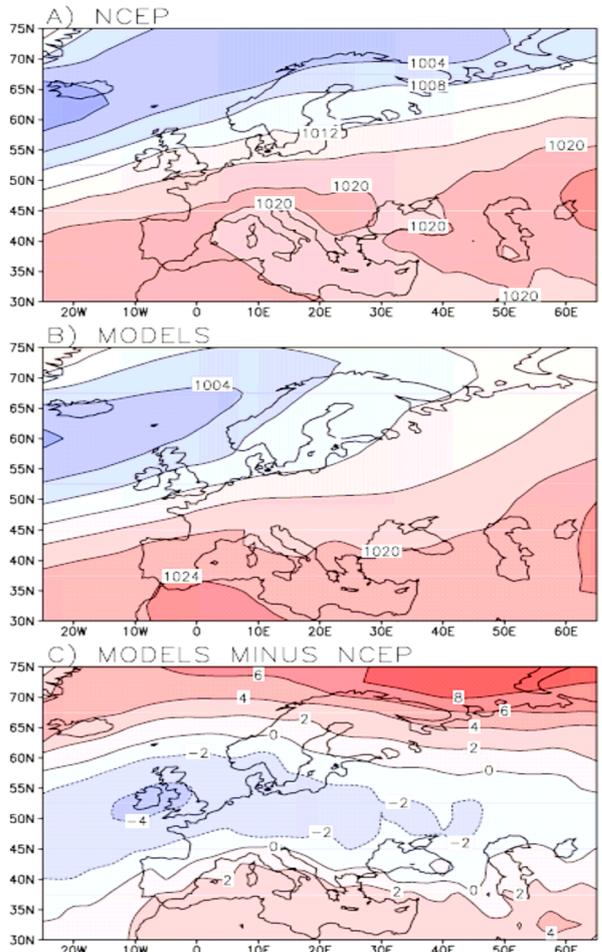


그림 S11.22. 1980~1999년 동안 북반구 겨울철(12월-1월-2월)에 평균해면기압(hPa). a) NCEP 재분석(Kistler et al., 2001), b) MMD 다중모델 평균, c) 다중 모델 평균 편차.

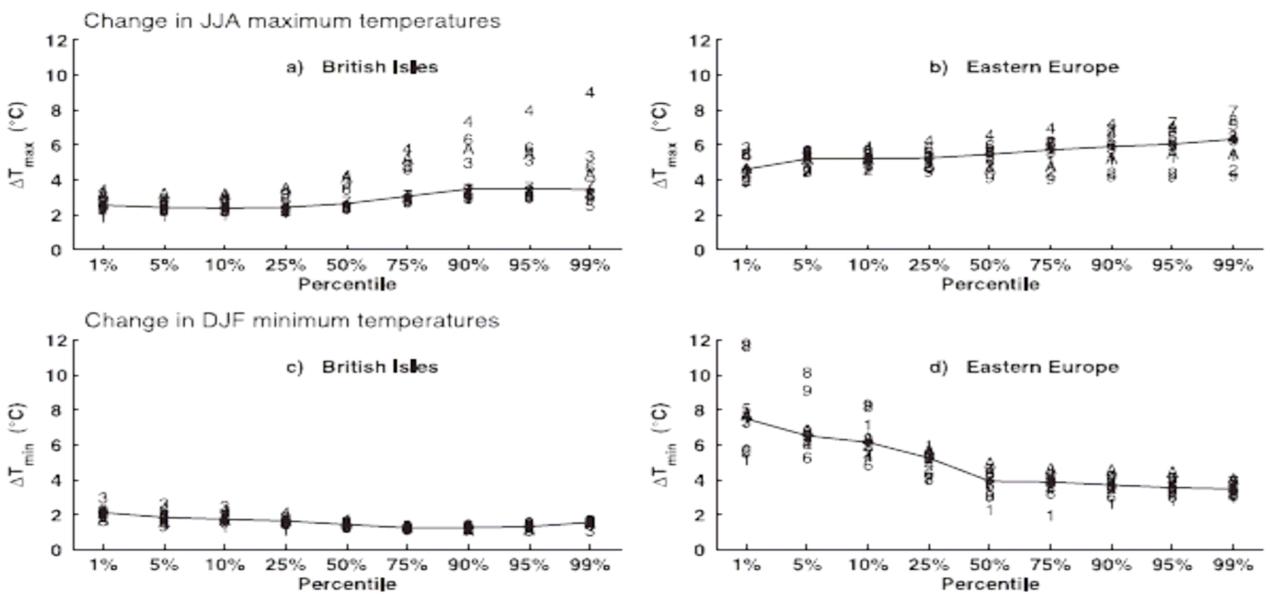


그림 S11.23. HadAM3H 유도된 PRUDENCE 모의에서 영국제도(왼쪽)와 동유럽(오른쪽)에서 JJA 일 최대 기온 분포(위)와 DJF 일 최저기온(아래) 분포의 변화(SRES A2시나리오 하에서 1961~1990년부터 2071~2100년 까지). 가로축은 백분위수 분포를 나타낸다. 세로축은 10개 RCMs(1-9 그리고 A)에 대한 각각 백분위수(°C)의 변화를 나타낸다. 선들은 RCM 전망의 중간값을 보여준다(Kjellström et al., 2006).

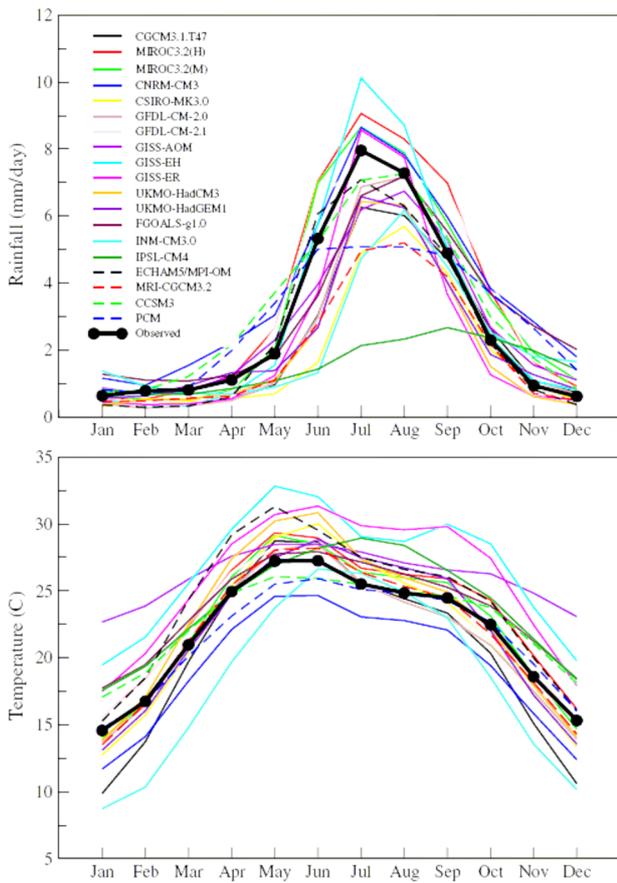


그림 S11.24. MMD 모델에서 모의된 것처럼 그리고 관측자료에 기초한 것처럼 1979~2000년 동안 남아시아지역에서 강수량(위)과 지표기온(아래)의 지역평균 된 연 주기.(초창기 모델에 대한 Lal and Harasawa(2000)의 분석과 유사함)

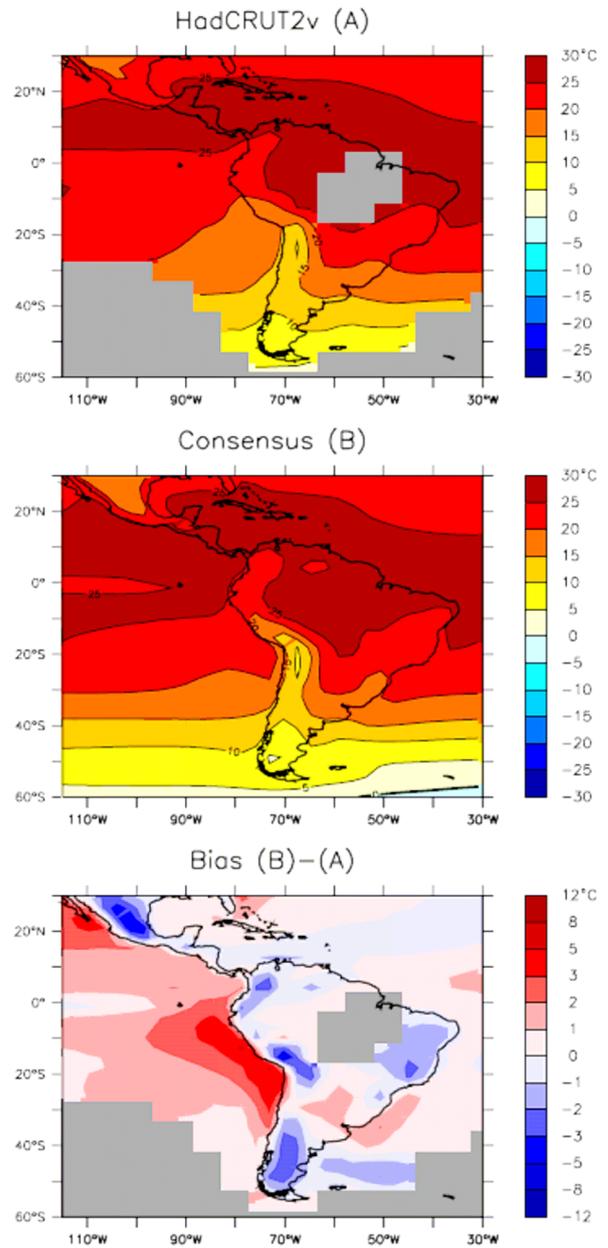


그림 S11.25. 남아프리카 지역에서 관측과 비교한 MMD 앙상블 연평균 지표기온. a) HadCRUT2v의 관측자료(Jones et al., 2001); b) 21개 MMD 모델 평균; c) 다중모델 평균과 HadCRUT2v 자료 간의 차이. 단위 °C.

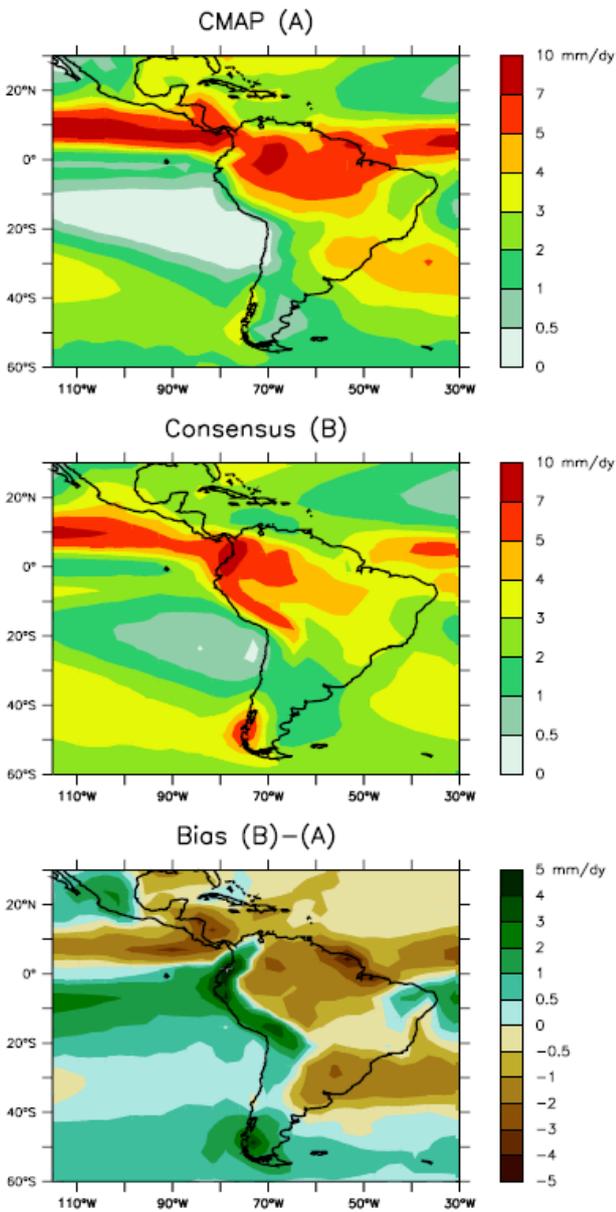


그림 S11.26. 강수량을 제외하고 그림 S11.25와 같다. 관측(CMAP)은 Xie and Arkin(1997)의 갱신 자료이다. 단위: mm/day.

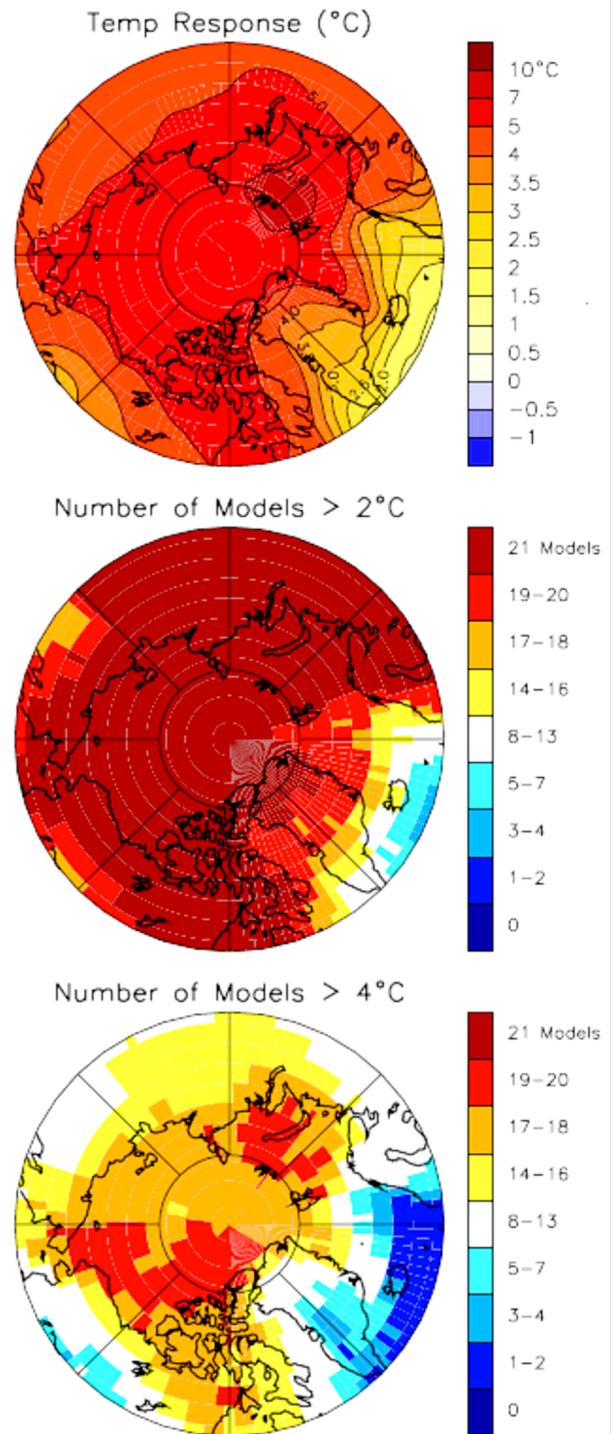


그림 S11.27. A1B 시나리오 하에서 1980~1999년부터 2080~2099년까지 북극에서 연평균 표면온도의 변화. 상단: 평균 반응, 21개 MMD 모델 평균; 중간 그리고 아래: 각각 2°C와 4°C이상의 온난화를 만든 MMD 모델의 수.

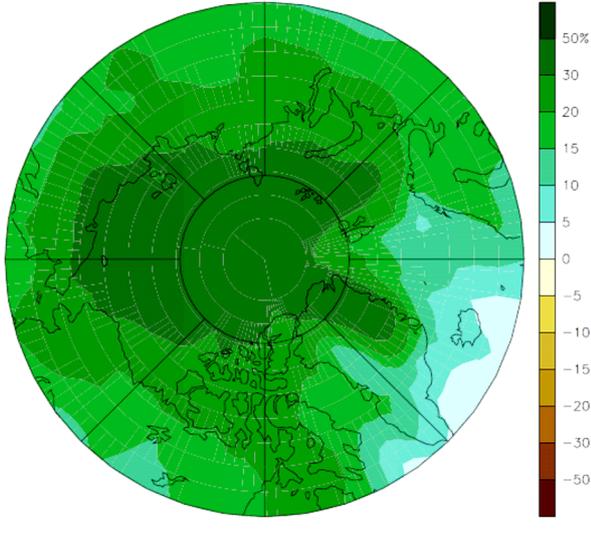


그림 S11.28. A1B 시나리오 하에서 1980~1999년부터 2080~2099년까지 북극에서 평균 연 백분율 강수량의 변화(21개 MMD 모델 평균)

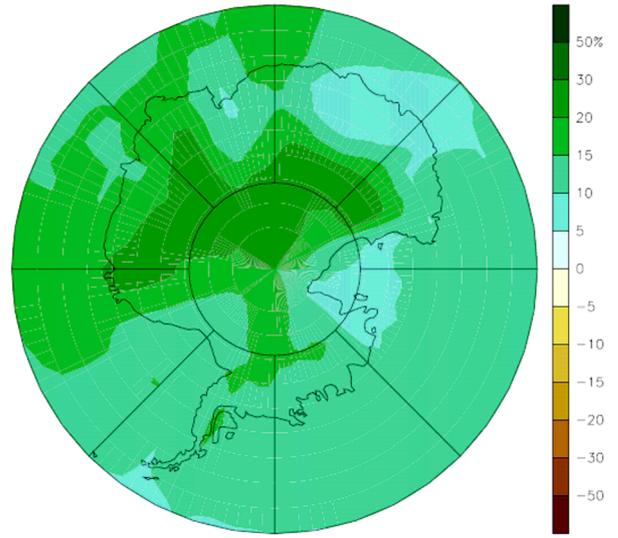


그림 S11.30. A1B시나리오 하에서 1980~1999년부터 2080~2099년까지 남극에서 평균 연 강수량 백분율 변화(21개 MMD 모델평균)

Antarctic Land (60S-90S), A1B Response

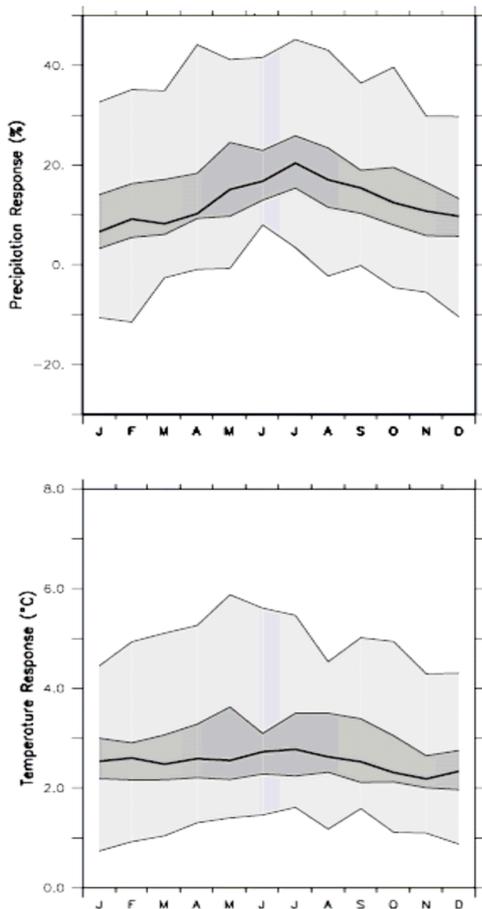


그림 S11.29. A1B 시나리오 하에서, 2080~2099년에서 1980~1999년을 뺀 것에 대한 남극 지역평균 기온과 강수 백분율 변화의 연 주기. 굵은 선은 21개 MMD 모델의 앙상블 중간값을 나타낸다. 진한 회색지역은 21개 모델 사이에 25%와 75% 사분위 수를 나타낸다. 반면, 옅은 회색 지역은 모델의 전체 범위를 보여준다.

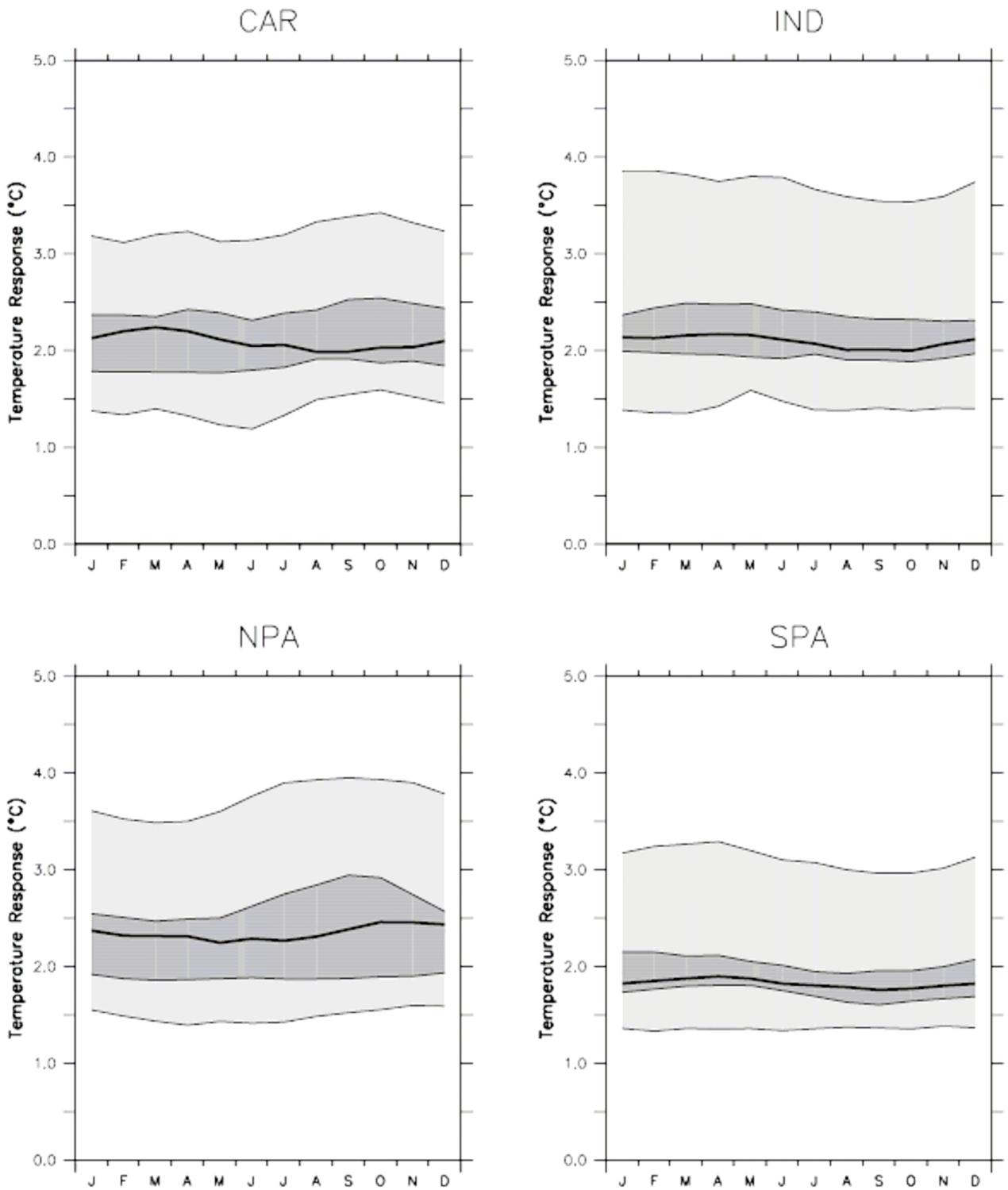


그림 S11.31. A1B시나리오 하에서 MMD 모델의 1980~1999년부터 2080~2099까지 월 기온변화.(a) 카리브해,(b) 인도양(IND),(c) 북 태평양(NPA),(d) 남태평양(SPA). 굵은 선은 21개 MMD 모델의 앙상블 중간값을 나타낸다. 진한 회색지역은 21개 모델 간에 25%와 75% 사분위수를 나타낸다. 반면, 옅은 회색 지역은 모델의 전체 범위를 나타낸다.

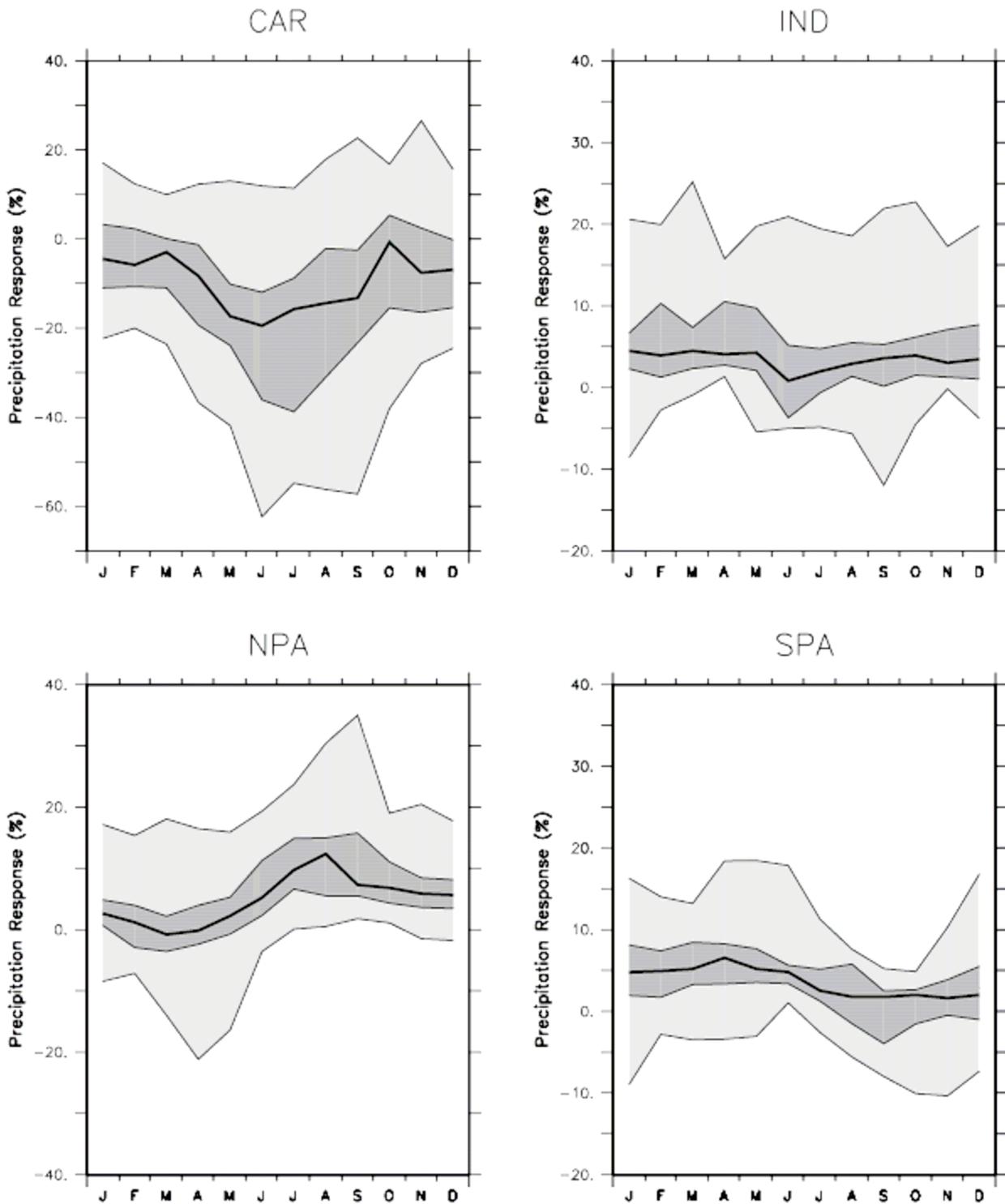


그림 S11.32. 강수량 변화를 제외하고 그림 S11.31과 같다.

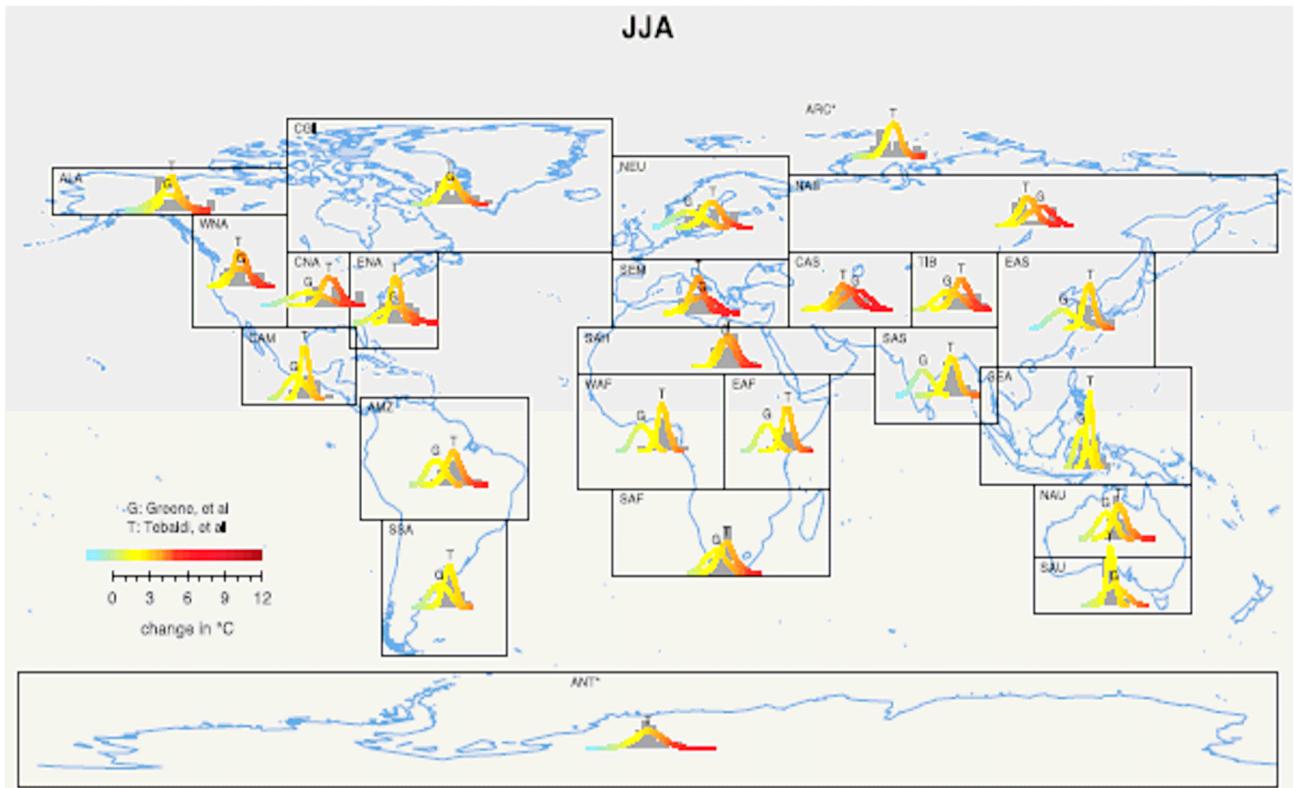


그림 S11.33. A1B 시나리오 하에서 북반구 여름철(JJA)동안, 가공되지 않은 모델 전망(히스토그램으로 나타냄)뿐만 아니라 Tebaldi et al.(2004, 2005) 과 Greene et al.(2006)의 방법 간에 1980~1999년부터 2080~2099까지의 지역 기온변화의 확률 분포들의 비교. ARC와 ANT 지역근처의 별표는 Greene et al.(2006)의 결과를 사용할 수 없는 것을 의미한다.

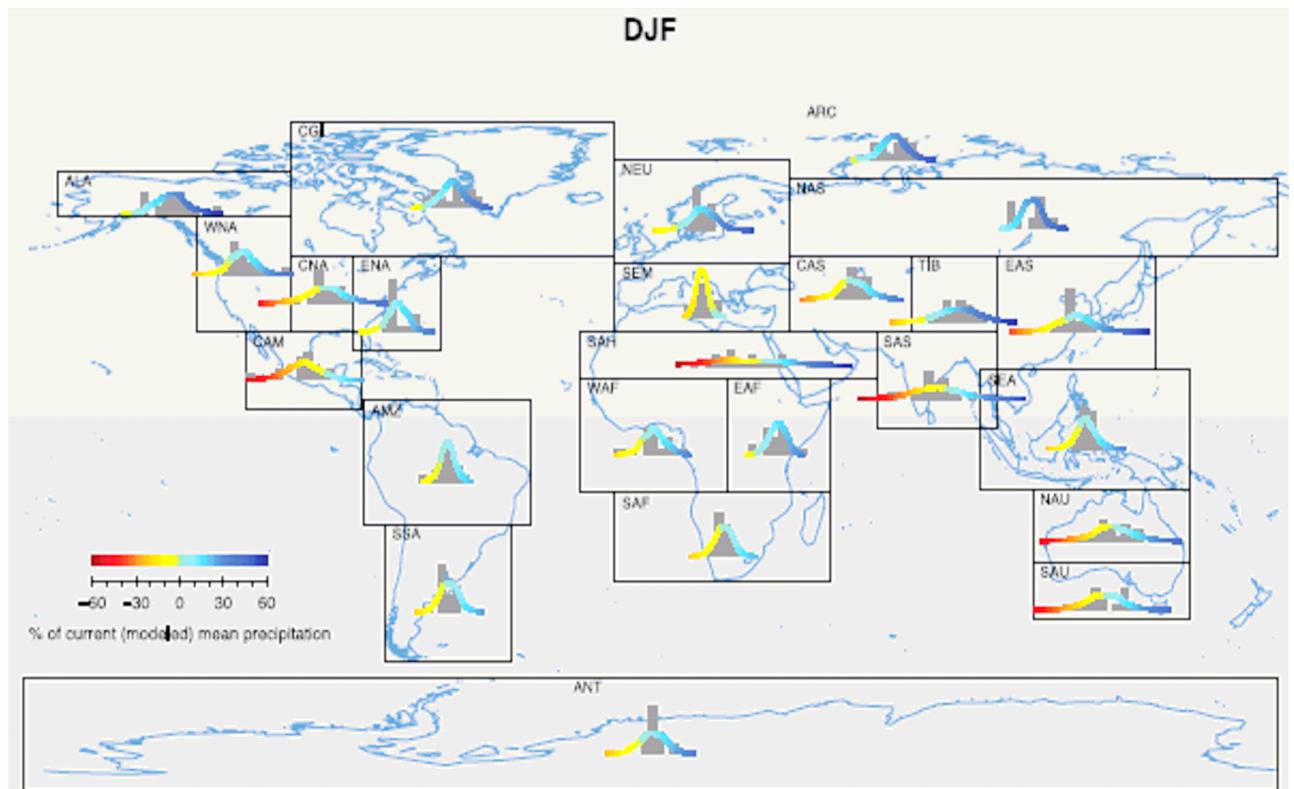


그림 S11.34. A1B 시나리오 하에 북반구 겨울(DJF) 동안, 가공 되지 않은 기후모델자료(히스토그램으로 나타냄)와 함께 Tebaldi et al.(2004, 2005) 방법으로 추론 했을 때, 1980~1999년부터 2080~2099까지 강수 변화의 확률 분포. 이 변화는 1980~1999년 평균에 대한 퍼센트로 주어졌고 분포의 맨 끝 꼬리(각각의 0.05%)는 표시를 쉽게 하기 위해 잘라냈다. Greene et al.(2006) 방법에 대한 결과들은 이용할 수 없었다.

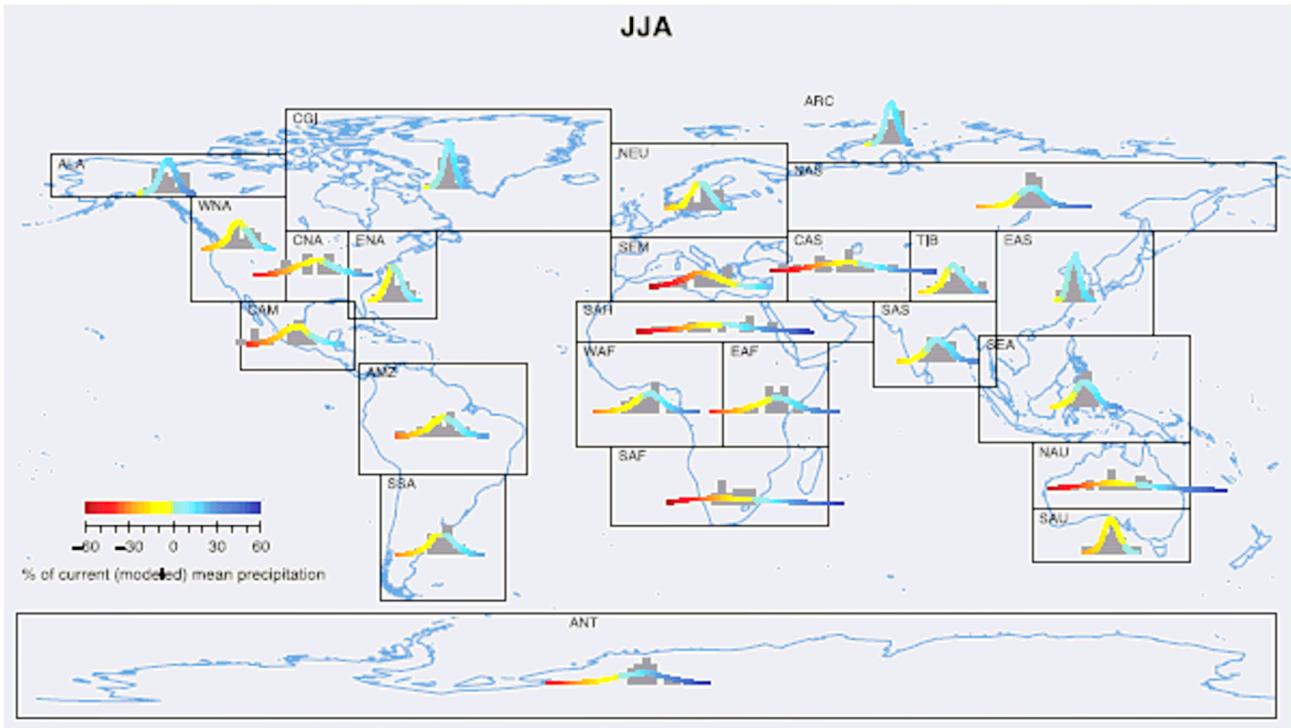


그림 S11.35. 북반구 여름(JJA)을 제외하고 그림 S11.34와 같다.

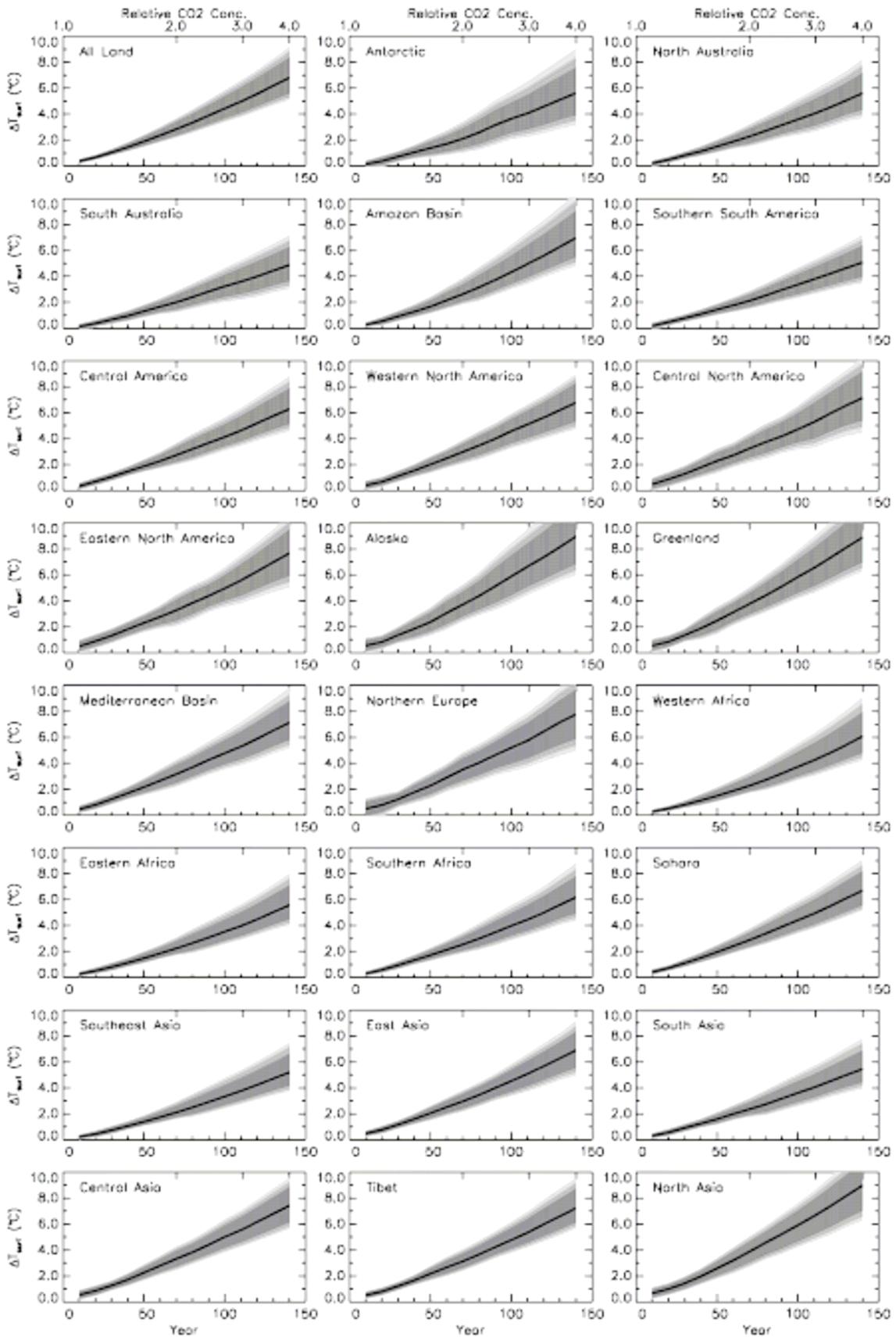


그림 S11.36. Giorgi and Francisco(2000)에 의해 설명된 모든 24개 지역에 대해서, 150년 동안 CO<sub>2</sub> 농도의 연간 1%증가에 대해서, 연 표면온도변화에 대해서 중간값, 그리고 80%, 90%, 95% 신뢰구간의 전개를 보여주는 Harris et al.(2006)의 섭동 물리 앙상블의 결과.

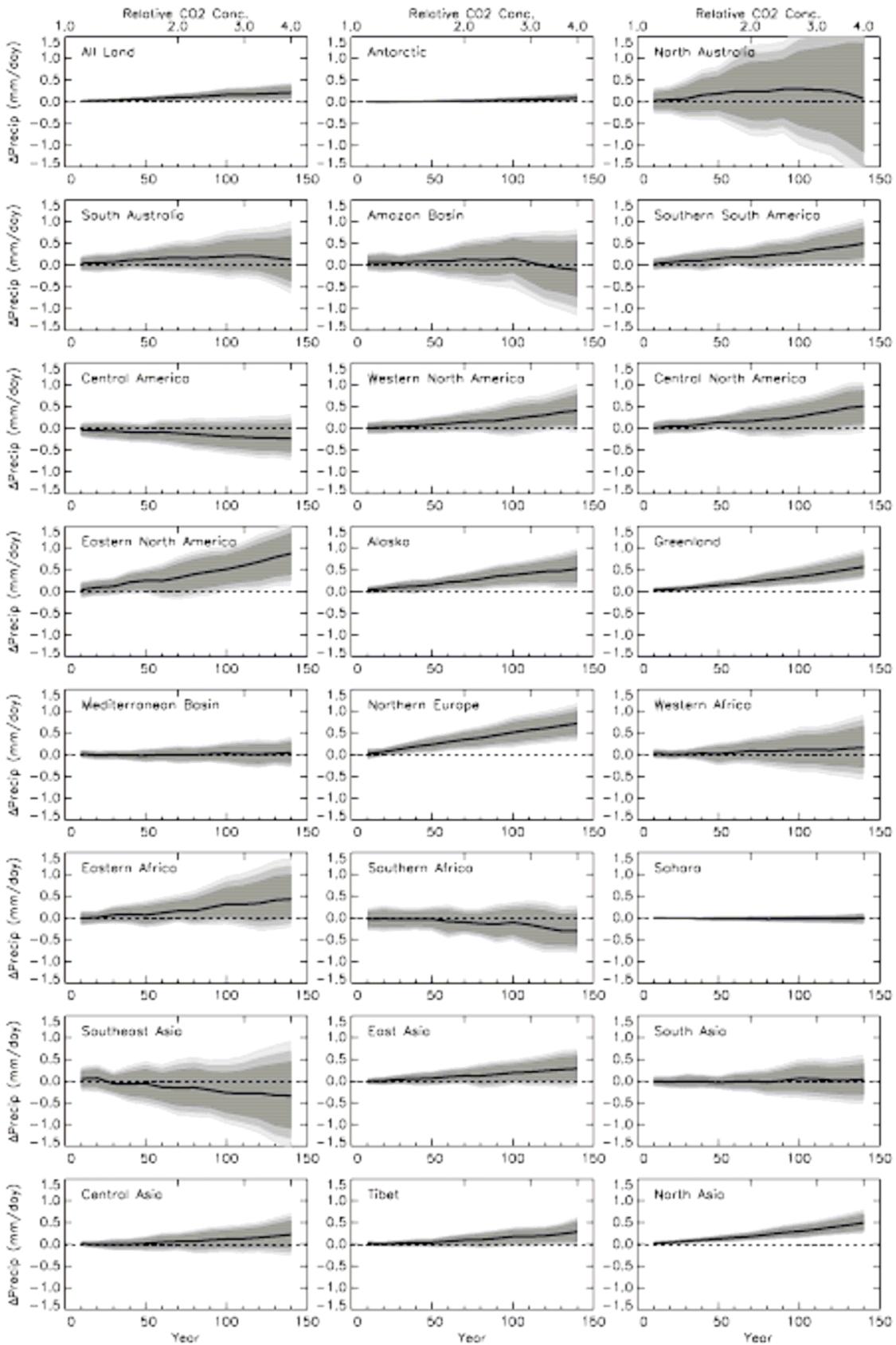


그림 S11.36. Giorgi and Francisco(2000)에 의해 정의된 모든 24개 지역에 대해서, 150년 동안 CO<sub>2</sub> 농도의 연간 1%증가에 대해서, DJF 강수변화에 대해서 중간값, 80%, 90%, 95% 신뢰구간의 전개를 보여주는 Harris et al.(2006)의 섭동 물리 앙상블의 결과.

WG II

목차

1. 자연과 인위적 시스템 내에서 관측된 변화와 반응의 평가
2. 새로운 평가 방법과 미래상태의 특성
3. 담수자원과 관리
4. 생태계와 그 특성
5. 식량, 산림 산물
6. 연안 시스템과 저지대
7. 산업, 거주지와 사회
8. 보건
9. 아프리카
10. 아시아
11. 오스트레일리아와 뉴질랜드
12. 유럽
13. 라틴아메리카
14. 북아메리카
15. 극지방
16. 작은섬
17. 적응 실행, 선택, 제한과 수용력의 평가
18. 적응과 완화의 상호관계
19. 기후변화로 인한 주요 취약성과 위험에 대한 평가
20. 기후변화와 지속가능한 발전에 대한 전망

기후변화 2007: 영향, 적응 및 취약성

- 기후변화의 영향평가, 자연과 인간환경의 취약성, 적응에 대한 포괄적이고 최신의 내용을 포함하고 있음.

보고서는 아래와 같은 내용을 포함하고 있음.

- 기후변화가 다양한 자연과 생물시스템에 영향을 미치고 있고, 그 영향은 지구온난화에서 원인을 찾을 수 있다는 증거를 평가
- 미래기후변화와 해수면상승의 영향에 대한 상세한 평가: 생태계, 수자원, 농업, 식량안정성, 보건, 연안 및 저지대 지역, 산업 및 거주
- 세계의 여러 지역에 대한 새로운 기후변화 영향평가(아프리카, 아시아, 오스트레일리아/뉴질랜드, 유럽, 라틴아메리카, 북아메리카, 극지방 및 군도)
- 적응을 위한 대응방안 고려

- 적응과 완화 간의 시너지와 상쇄를 조사
- 기후변화의 취약성을 평가, 통합피해상황 및 복합스트레스의 역할을 평가

A. 기후변화에 관한 정부간 패널 IPCC

기후변화에 관한 정부간 패널 IPCC는 인위적인 온실가스의 배출이 기후시스템을 변화시킬 수 있는 잠재력을 갖고 있다는 널리 보급된 인식에 대한 대응으로 1988년 세계 기상 기구WMO와 국제 연합 환경 계획UNEP에 의해 설립되었다. IPCC의 역할은 기후변화의 모든 측면의 이해에 대한 평가를 제공하는 것이다.

첫 번째 회기(session)에서, IPCC는 세 부분의 실무그룹으로 구성되었다. 세 개 실무그룹의 현재 연구과제(remit)는 실무그룹 I 은 기후시스템과 기후변화의 과학적 측면을 설명하는 것이다; 실무그룹 II 는 기후변화의 영향과 적응의 취약성을 다루는 것이다(address); 실무그룹 III 은 기후변화의 완화를 위한 선택(option)을 조사하는 것이다. 세 개의 평가 보고서가 1990, 1996, 2001년에 만들어졌다.

B. 특별조사위원회(The Working Group) II 네 번째 보고서

네 번째 보고서 작성(produce)의 결정은 2002년 4월 제네바에서 IPCC의 19번째 회기(session) 때 결정되었다. 보고서는 이 전보다 더욱 집약적이다. 실무그룹 II 기고는 2007년 중반에 마무리 지어졌다.

IPCC 4차 평가보고서는 현재 지식의 평가와 균형을 이루도록 의도되었다. 이것은 2001년 IPCC 3차 평가보고서 이후 획득한 새로운 지식에 중점을 둔다. 이는 영어 외의 언어와 정부, 비정부의 보고서와 같은 회색 문헌(grey literature)을 포함하여 출간된 모든 문헌에 대한 조사를 필요로 한다.

2003년 11월 21일 IPCC총회의 승인과 그 후 인수를 위해 실무그룹 II 가 제출한 개요가 네 번째 보고서를 자세히 하기 위해 2003년 두 차례의 회의가 열렸다.

보고서는 20 챕터로 구성되어 있으며, 챕터는 기후변화 조사에 대한 포괄적인 평가를 제공한다. 첫 번째 챕터는 자연적으로 관측되는 변화일지, 인위 개변의 기후변화와 관련된 환경인지에 대한 논점에 착수한다. 두 번째 챕터는 영향 평가에 이용할 수 있는 방법을 다루며, 이러한 분석을 입증할 미래 기후변화의 시나리오도 함께 다룬다. 이들은 핵심 챕터 다음의 뒤를 잇는데, 핵심 챕터는 시스템, 분야(sector), 지역에 영향을 주는 현재와 미래의 기후변화에 관한 조사와 이러한 영향에 대한 취약성 그리고 대응을 위한 방책에 대해 평가한다. 챕터 17, 18은 적응과 완화로 인한 상승효과를 통해 가능한 반응을 고려한다. 마지막 두 챕터는 주요 취약

성, 기후변화와 지속가능성 사이의 관계에 대해 알아본다.

4차 평가보고서 실무그룹Ⅱ의 챕터 9 ~ 16은 지역의 환경 변화 영향에 대해 다룬다. 정의된 지역이 표 I.2에 나와 있다.

### C. Cross-chapter 사례연구

4차 평가보고서 실무그룹Ⅱ의 기고의 작성 초기, 환경의 중요성과 여러 장에 걸친 다른 관점들로부터 다루어진 다양한 관심이 논제로 떠올랐다. 이러한 논제는 'cross-chapter 사례연구'로 하나로 모아졌는데, 이것은 이 책에 딸린 CD-ROM에 포함되어 있다. 표 I.3의 'roadmap'은 각 장에서 cross-chapter 사례연구 소재를 나타낸 것을 보여준다.

네 개의 cross-chapter 사례 연구 :

1. 2003 유럽 열파의 영향
2. 산호초에 대한 기후변화의 영향
3. 거대삼각주 : 기후변화에 대한 취약성
4. 기후변화에 적응을 위한 지역고유의 지식

### D. Regional and subject database of reference

이 보고서는 세계 모든 부분과 많은 연구 지역(subject)에 대한 많은 분량의 조사를 재검토하는 것에 기초를 둔다. 주어진 지역이나 연구 지역에 대한 조사를 평가하는 것에 대한 관심을 위해 참고 문헌의 지역적인 연구 대상 데이터베이스가 이 책에 포함된 CD-ROM에서 제공된다. 데이터베이스는 이 책의 모든 참고문헌(reference)을 포함하며 지역, 지역과 주제로 보여 진다.

### E. Procedures followed in this Assessment by the authors, reviewers and participating governments

#### 저자, 서평가, 참여한 정부에 의한 평가를 따른 과정

전체적으로 4차 평가보고서의 실무그룹Ⅱ는 70여개 국에서 48명의 CLA와 125명 LA, 45명의 RE를 포함하고 있다. 게다가 183명의 기고하는 저자들과 910명의 전문 비평가 역시 있다.

4차 평가보고서 실무그룹Ⅱ의 각 챕터는 2~4명의 CLA와 6~9명의 LA로 구성된 저술팀을 갖는다. CLA의 주도에 의해, 이 저술팀의 책임은 초안을 만들고 챕터의 번역을 마치는데 있다. 초안은 전문가와 정부 두 개의 라인으로 분리되어 재검토된다. 이는 RE는 재검토 비평이 저자들에 의해 완전히 다루어지도록 하게 하는 것이다.

저자와 RE는 정부가 지명한 전문가들 가운데 실무그룹Ⅱ 사무처에 의해 선별되었다. 개도국, 선진국, 경제 과도기에

있는 나라들의 적절한 대표단으로 구성된 저술팀 균형의 필요성에 대해 고려되었다. 전문가의 재검토에서 챕터는 평가에 포함되지는 않았지만 정부의 임명을 받은 모든이들을 포함한 전문가들과 연구 사회로 실무그룹Ⅱ에 의해 신원이 확인된 과학자와 연구자들에게 보내졌다.

### F. Communication of uncertainty in the Working Group II Forth Assessment

현재 지식에서 불확실성을 묘사하기 위한 용어의 집합체는 IPCC 4차 평가보고서의 모든 부분에서 일반적이며, 2005년 7월 IPCC에 의해 만들어진 Guidance Notes for Lead Authors of the IPCC Fourth Assessment Report in Addressing Uncertainty에 근거한다.

#### Description of confidence 신뢰도

조사에 대한 광범위한 독서와 전문적인 판단을 기초로, 저자들은 다음의 현재 지식의 평가를 기초로 이 보고서의 주요 진술의 신뢰수준을 정했다.

용어 옳음에 대한 신뢰 정도(Degree of confidence in being correct)

매우 높은 신뢰도 적어도 9/10 옳을 확률(chance)

높은 신뢰도8/10정도 확률

중간 신뢰 5/10정도 확률

낮은 신뢰2/10정도 확률

매우 낮은 신뢰1/10이하 확률

#### Description of likelihood 가능성

가능성은 일어났거나 미래에 일어날 잘 정의된 결과에 대해 가능성에 근거한 평가를 참고했고, 계량분석이나 전문가들의 견해를 기초로 했다. 보고서에서, 저자들이 특정 결론에 대한 가능성을 평가할 때, 관련된 의의는 다음과 같다 :

용어사건/결과의 가능성

사실상 확실>99% 사건의 가능성

매우 가능성 있는90~99% 가능성

가능성 있는66~99%

일어날수도 아닐 수도 있는 33~66%

가능성 없는10~33%

매우 가능성 없는1~10%

거의 가능성 없는<1%

### G. Definitions of key terms 주요 용어 정의

IPCC 관례(usage)에서 기후변화는 자연변동(variability)때문이든 인간활동에 의한 결과이든 간에 시간에 걸친 모든

(any) 기후의 변화를 언급했다. 이러한 어법은 기후변화 기본협약 Framework Convention on Climate Change과 다른데, 기후변화 기본협약은 기후변화가 직·간접적으로 인간의 활동이 대기 구성을 바꾼 것에 의한 것으로 언급하고 있으며, 또한 여기에 유사한 시간 동안 관측된 자연적인 기후변동을 더한다.

적응(Adaptation)이란 실제 혹은 예상되는 기후 자극이나 다른 영향에 대하여 자연이나 인간 계에서의 적응(adjustment)을 말하는데, 이것은 위험을 완화하거나 이익이 되는 기회로 활용하는 것이다.

취약성이란 기후변동과 극한 상황을 포함하여 시스템이 영향을 받기 쉬운 것, 대처할 수 없는 것, 기후변화의 해로운 영향에 대한 정도이다. 취약성은 특성(characteristic), 규모, 시스템이 처한 기후변화와 변동의 속도(rate)의 함수이며 시스템의 수용력에 대한 민감도와 적응력이다.

## Summary for Policymakers

### A. Introduction

이 요약은 IPCC의 워킹그룹Ⅱ의 네 번째 평가 중 주요 정책과 관련한 조사에서 출발한다.

평가는 자연과 인간에 의해 다뤄진 기후변화의 영향, 시스템이 적응할 수 있는 능력과 그 취약성에 관한 현재 과학의 이해이다. 이것은 과거 IPCC 평가에서 세워진 것이며 세 번째 평가 이후로 얻어진 새로운 지식을 포함한다.

이 요약에서 기술(statement)은 각 챕터의 마지막 문단에 주어진 평가와 주요 출처의 챕터에 기초한다.

### B. 자연과 인간 환경에서 관측된 기후변화의 영향에 대한 현재의 지식

관측된 기후변화에 관한 전체적인 고찰은 워킹 그룹Ⅰ의 네 번째 평가에서 제공되었다. 워킹그룹Ⅱ 요약의 이 부분은 관측된 기후변화와 자연, 인간 환경에서 최근 관측된 변화의 관계에 관심을 가진다.

여기에 기술된 것은 1970년 이후 기간의 데이터에 기초한다. 물리, 생물 환경과 이들과 지역적인 기후변화의 관계에 대해 관측된 경향에 대한 연구의 수는 2001년 세 번째 평가 이후 크게 증가하였다. 데이터의 질 역시 향상되었다. 그러나 여기에는 데이터와 개도국에서 나타난 부족 ...관측된 변화조사간의 지리적 균형이 부족하다. There is, however, a notable lack of geographical balance in the data and literature on observed changes, with marked scarcity in developing countries.

최근 연구는 세 번째 평가에서 만든 것보다 관측된 온난화와 영향 사이의 관계에 대한 더 정확하고 광범위한 평가를 연구했다. 평가는 “최근 기온의 지역적인 변화가 물리, 생물 시스템에 대해 인식할 수 있는 영향을 갖는 신뢰성이 있다”고 결론지었다. Assessment conclude that “there is high confidence that recent regional changes in temperature have had discernible impacts on many physical and biological systems.”

현재의 평가로 우리는 다음을 결론지었다.

모든 대륙과 대부분의 해양으로부터 관측된 증거는 많은 자연계가 지역적인 기후변화, 특히 기온변화에 의해 영향을 받고 있는 것을 보여준다.

눈, 얼음, 언 땅(영구동토층 포함)에서의 변화에 대한 주

시로 자연계가 영향을 받고 있다는 높은 신뢰가 있다. 예로 :

- 빙하호의 확대 및 수의 증가
- 영구동토층 지역에서 땅(ground) 불안정의 증가와 산악 지역에서의 암석애벌런치(rock avalanche)의 증가
- 해빙 생물군과 먹이 사슬에서 높은 위치의 육식동물을 포함하는 북극, 남극 생태계의 변화

증대하는 증거에 기초하여, 수문계에서 그에 따른 영향이 나타나는 것에 대한 높은 신뢰가 있다 Based on growing evidence, there is high confidence that the following effects in hydrological systems are occurring :

- 빙하, 눈 덮인 강인 많은 지역에서 유출(runoff) 증가와 빨라진 봄 최대유출(spring peak discharge)
- 열적 구조, 수질에 영향과 함께 많은 지역에서 호수, 강의 온난화(warming)

더 넓은 범위의 종으로부터 많은 증거에 기초하여, 최근 온난화가 다음 변화를 포함한 육서 생물환경에 강하게 영향을 미친다는 매우 높은 신뢰(very high confidence)가 있다. :

- 개화(leaf-unfolding), to 이동, 부화와 같은 봄 사건들의 시기가 더 빨라졌다
- 식물, 동물 종의 영역이 북쪽과 위쪽으로 이동한다

1980년대 이후 위성관측에 따르면, 많은 지역에서 최근의 온난화 때문에 열에 의해 성장할 수 있는 시기가 길어진 봄으로 인해 식생의 녹화가 일찍 진행되는 경향이 있다는 높은 신뢰(high confidence)가 있다.

많은 새로운 증거에 기초한 높은 신뢰(high confidence)가 있는데, 이 증거는 빙하, 염분, 산소 수준과 순환에서의 변화와 관련된 수온 증가와 관련하여 해양, 민물 생물계에서 관측된 변화이다. 이는 다음을 포함한다 :

- 고위도 해양의 조류, 플랑크톤, 어류 존재의 변화와 유역의 이동
- 고위도, 고지 호수에서의 조류, 동물성 플랑크톤의 증가
- 강의 어류의 분포구역 변화와 빨라진 이동

1750년대 이후 인위 개변적인 탄소의 연도는 평균 pH를 0.1unit[IPCC Working Group I Fourth Assessment] 감소시키면서 해양을 더욱 산성화시켰다. 그러나 해양 생태계에서 관측된 해양 산성화의 영향은 아직 실증이 없다.

1970년대 이후 데이터의 세계적인 평가는 인위 개변적인 온난화가 많은 물리, 생물 시스템에 식별할만한 영향을 미치는 것이 가능성 있다?(likely) 다는 것을 보여준다.

과거 5년 동안 물리, 해양 시스템의 변화를 나타내기 위해 축적된 더 많은 증거는 인위 개변적인 온난화와 관련이 있다. There are four sets of evidence which, taken together, support this conclusion :

1. 워킹그룹 I 네 번째 평가는 20세기 중반 이후 세계적으로 평균 기온 증가의 관측의 대부분이 관측된 인위개변적 온실가스 농도의 증가 때문일 높은 가능성(verilikely) 이 있다고 결론지었다.
2. 75개 연구의 29,000 이상의 관측 데이터 시리즈는 물리, 생물 시스템의 주요 변화를 보여주며, 89%이상이 온난화에 대한 반응으로서 예상되는 변화의 방향과 일치한다.
3. 이 평가에서 연구의 전체적인(global) 종합은 다음을 증명한다 - 세계에서 주요 온난화 지역과 지속적인 온난화로 많은 시스템에서 관측된 주요 변화 지역의 공간적 일치 사이의 관계가 오직 기온의 자연변동이나 시스템의 자연변동 때문에 매우 가능성이 없다는 것(very unlikely)을.
4. 마지막으로 많은 모델링 연구가 있는데, 연구는 몇몇 물리, 생물 시스템이 인위적인 온난화에 대한 반응과 연관되어 있으며,

한계와 차이는 인위개변적인 온난화에 대하여 관측된 시스템의 원인의 완벽한 속성을 방해한다. 먼저, 이용할 수 있는 분석은 시스템의 수와 고려된 지역에 한계를 갖는다. 두 번째, 자연적인 기온 변동은 세계 스케일보다 지역 스케일에서 더 크며, 따라서 외부 압력(forcing) 때문에 변화를 증명하는데 영향을 미친다. Second, natural temperature variability is larger at the regional than at the global scale, thus affecting identification of changes due to external forcing. 마지막으로, 지역적인 스케일에서는 토지이용, 오염, 침입 종과 같은 다른 요인(factor)이 더 영향을 미친다.

그럼에도 불구하고, 여러 연구에서 관측된 것과 모델된 변화사이의 일치와 공간적인 일치, 주요 지역적 온난화와 세계 스케일에서 일치하는 영향 간의 일치는 지난 30년간의 인위개변적 온난화가 많은 물리, 생물 시스템에 식별할 만한 영향을 미치고 있음을 높은 신뢰(high confidence)로 결론짓기에 충분하다.

자연, 인간환경의 지역적 기후변화의 다른 영향이 나타나고 있는데, 그럼에도 많은 경우가 적응, non-climatic driver 때문에 여전히 식별하기 어렵다.

기온 증가의 영향은 다음에 기록한다(중간 신뢰 medium confidence) :

- 북반구 고위도에서의 작물의 이른 씨뿌리기와 같은 농업, 임업 관리에의 영향과 불, 해충으로 인한 산림 형태의 변화
- 유럽에서 열과 관련한 수명, 일부 지역의 전염성 병원균, 북반구 고-중위도의 알레르기성 꽃가루
- 극에서의 일부 인간활동(눈과 얼음 위에서의 사냥, 이동)과 저지대 산악지역의 활동(산악 스포츠)

최근의 기후변화와 기후변동은 많은 다른 자연, 인간 시스템에 영향을 미치기 시작했다. 그러나 발표된 조사를 기초하여, 그 영향은 아직 수립된 추세가 되지 않고 있다. 예는 다음을 포함한다 :

- 산악 지역의 주거지는 해빙에 의해 야기되는 빙하호의 홍수 위험이 높아졌다. 일부 지역의 정부 기구는 댐을 건설하고 배수 공사를 함으로써 대응하고 있다.
- 아프리카 사하라 지역에서는 온도가 높고 더 건조한 환경이 작물에 해로운 영향을 미치는 것과 함께 성장 기간의 길이가 줄어들게 한다. 남부 아프리카에서 길어진 건기와 더 불확실한 강우는 적응 대책을 요구하고 있다.
- 해수면상승과 인간 발전(development)은 함께 해안 습지와 맹그로브의 손실에 기여하고 있으며, 여러 지역에서 해안 침수의 위험을 증가시킨다.

### C. Current knowledge about future impacts 미래 영향에 대한 현재의 지식

다음은 예상되는 영향을 고려한 주요 발견(finding)의 선택이다.... - The following is a selection of the key findings regarding projected impacts, as well as some findings on vulnerability and adaptation, in each system, sector and region for the range of(unmitigated) climate changes projected by the IPCC over this century judged to be relevant for people and the environment. 영향은 종종 예상되는 강수와 다른 기후변동, 기온, 해수, 대기 이산화탄소 농도를 반영한다. 영향의 규모와 시간은 기후변동의 양과 시간과 함께 변화하며 어떤 경우에는 적응할 능력도 관련된다. 이러한 주제는 Summary의 후반부에서 더 다뤄질 것이다.

더 세부적인 정보가 현재 광범위한 시스템과 미래 영향의 자연을 고려한 분야에서 유용하며, 이전 평가에서 커버하지 않았던 부분까지도 일부 포함한다.

## 담수 자원과 관리 Freshwater resources and their management

세기 중반까지, 연평균 강 유출(river runoff)과 물 이용(water availability)이 고위도와 일부 습한 열대 지역에서 10~40% 증가할 것이라 예상되었고, 중위도와 현재도 물부족을 겪는 일부지역인 건조한 열대지역은 10~30%이상 증가할 것이라 예상되었다. 일부지역과 특정 계절에 변화는 이러한 연 특성(annual figures)이 다르다.

가뭄영향을 받는 지역은 범위가 증가될 가능성이 있다. 빈도가 증가할 가망성이 있는 호우 사상(heavy precipitation event)은 홍수 위험을 증대시킬 것이다.

세기 동안, 빙하와 적설(snow cover)에 저장된 물 공급은 감소할 것으로 예상되며, 현재 세계 인구의 1/6이 살고 있는 주요 산악지역으로부터 해빙수에 의해 공급받는 지역의 물 이용도도 낮아질 것이다.

물 분야에서 적응 과정과 위험 관리 실행은 불확실성과 관련하여 예상되는 수문학의 변화를 인지한 일부 나라와 지역에서 발달하고 있다.

## Ecosystem 생태계

많은 생태계의 복원력은 disturbance(예. 홍수, 가뭄, 산림 화재, 해충, 해양 산성화 등)과 관련한 기후변화의 새로운 조합과, 다른 세계 driver(예. 토지이용변화, 오염, 자원의 과잉개발 등)에 의해 이 세기를 초과할 것 같다.

이번 세기 동안, 육서태계에 의한 net carbon uptake는 세기 중반 전에 피크일 것이며, 그 후로 약해지거나 반전하여 기후변화를 증폭시킬 가능성이 있다.

지금까지 평가된 동식물 종의 20~30% 정도가 지구 평균 기온이 1.5~2.5℃를 넘어서서 증가한다면 멸종 위험이 증가할 것이다.

1.5~2.5℃를 초과하는 세계 평균 기온과 동시에 대기 중 이산화탄소 농도의 증가로, 생태계의 구조와 기능, 종, 생태계 상호작용, 종의 지리적 분포, 부정적인 결과가 우세한 종의 다양성, 생태계 상품과 서비스에 중요 변화가 예상된다.

대기 중 이산화탄소의 증가로 인한 해수의 지속적인 산성화는 산호처럼 껍데기 형태의 유기체(Shell forming organism)와 이에 의존하는 종들에 부정적 영향을 미칠 것으로 예상된다.

## Food, fibre and forest products 음식, 섬유, 산림 산물

농작물 생산량은 작물에 따라 1~3℃의 지역 평균 기온이 증가하는 중 고위도 지역에서 약간 증가할 것으로 예상되며

이 지역 외에는 감소할 것으로 보인다.

특히 계절적으로 건조하며 열대지역인 저위도에서는 농작물 생산량이 약간의 지역 기온 증가로 감소할 것으로 예상되는데, 이는 아사의 위험을 증가시킬 수도 있다.

세계적으로, 음식 생산량의 가능성은 1~3℃범위에서 지역 평균 기온의 증가에서는 함께 증가할 것으로 예상되지만, 그 너머에서는 감소할 것으로 예상된다.

가뭄과 홍수 빈도의 증가는 지역 농작물 생산에 부정적으로 영향을 미칠 것으로 보이며, 특히 저위도에서 존재 구역에 부정적 영향을 미칠 것이다.

이러한 변경된 변종식물과 재배 시기의 변화에 대한 적응은 저-중고위도 곡물이 유지되거나 적당한 온난화에서 기준 경작선위에서 경작되도록 한다.

세계적으로, 상업적 목재의 생산은 세계 경향의 대규모 지역의 취약성과 함께 중-단기적인 기후변화와 함께 증가한다.

특정 어종의 분포와 생산의 지역적인 변화는 지속적인 온난화와 양식업, 어업의 역효과 때문인 것으로 예상된다.

## Coastal systems and low-lying areas 연안 시스템과 저지대

연안은 기후변화와 해수면상승으로 인한 해안침식을 포함하여 위험이 증가할 것으로 예상된다. 영향effect은 연안 지역에 대한 인위적인 압력의 증가에 의해 격화될 것으로 보인다.

산호초는 열적 스트레스에 취약하며 적응력이 낮다. 1~3℃의 해수면 온도 상승은 산호의 열적 적응력이나 순화가 없다면 더욱 잦은 산호 백화현상과 폐죽음을 가져올 것으로 예상된다.

염소와 맹그로브를 포함한 해안 습지는 해수면상승에 의해 부정적인 영향을 받을 것으로 예상되는데, 특히 육지 사면이 가두어져 있거나 침전물이 결핍된 곳에서 그러할 것으로 예상된다.

수백만의 사람들이 2080년까지 해수면상승으로 인해 매년 밀집할 것으로 예상된다. 적응력이 상대적으로 낮으며 이미 열대성 태풍이나 지역 해안 침강을 만난 이러한 인구밀집지역과 저지대는 특히 위험하다. 영향을 받는 숫자는 아시아의 mega-delta와 아프리카 지역에서 증가할 것이며 작은 섬들은 특히 취약하다.

연안의 적응은 선진국보다 개도국에서 더욱 힘든데, 적응력에 대한 한계 때문이다.

## Industry, settlement and society 산업, 거주지, 사회

산업, 거주지, 사회에서 기후변화에 의한 비용과 이익은 위치와 스케일에 따라 크게 변할 것이다. 하지만, 종합적으로 net 효과는 기후변화보다 부정적인 면이 더 큰 경향이 있다.

가장 취약한 산업과 거주지, 사회는 일반적으로 해안과 강의 범람원이며, 이곳의 경제는 기후에 민감한 자원과 가까이 연결되어 있으며, 급속한 도시화가 진행되는 곳에서는 극한 기후사상이 나타나기 쉽다.

가난한 사회는 특히 취약할 수 있으며, 이는 특히 높은 위험 지역이 집중되어 있는 곳이다. 그들은 더 제한된 적응력을 갖는 경향이 있으며 지역 물과 음식 공급과 같이 기후에 민감한 자원에 의존하는 곳이다.

극한 기후사상이 더욱 강화되거나 잦아지는 곳에서는 이러한 사상의 경제, 사회 비용이 증가할 것이고 이러한 증가는 대부분의 지역에 가장 직접적으로 영향을 미칠 것이다. 기후변화의 영향은 고아범위하고 복잡한 연결을 통해 직접적으로 영향을 받는 지역과 분야에서 다른 지역과 분야로 퍼져나갈 것이다.

### Health 건강

예상되는 기후변화와 관련된 exposure는 특히 낮은 적응력의 수백만의 사람들의 건강 상태에 영향을 미칠 것으로 보인다. 다음을 통해 :

- 어린이 성장과 발달과 관련한 영양실조와 그로 인한 기능 장애의 증가
- 열파, 홍수, 폭풍, 불, 가뭄으로 인한 사망, 질병, 부상의 증가
- 설사병 질환의 부담 증가
- 기후변화와 관련된 지면수준 오존 농도의 증가로 인한 심폐기능 질병의 빈도가 증가
- 일부 감염성 질병 병원균의 공간적 분포 변경

기후변화는 아프리카 말라리아 가능성의 범위와 전염의 감소 혹은 증가처럼 약간 혼합된 영향일 것으로 예상된다.

온화한 지역의 연구는 기후변화는 일부 이익도 가져오는데, 예로 추위 노출에 의한 죽음이 줄어든다는 것이다. 무엇보다도 이러한 이익은 특히 개도국에서 기온의 세계적인 증가의 부정적인 건강 영향에 의한 것보다 이익이 클 것으로 예상된다.

건강영향의 부정적인 측면과 긍정적인 측면의 균형은 한 지역에서 다른 지역으로부터 다른 지역으로 변화할 것이며 시간이 지남에 따라 증가하면서 변화할 것이다. 결정적으로 중요한 것은 교육, 환경, public health initiatives 와 기반구

조, 경제 발달과 같이 인구의 건강을 직접적으로 형성하는 요인(factor)이다.

더 세부적인 정보는 현재 일부 사전평가에는 포함되지 않았던 지역을 포함하여 미래 자연의 영향을 고려하는 세계의 지역간에 이용되고 있다.

### Africa 아프리카

2020년까지, 75~ 250 백만여명의 인구가 기후변화로 인한 물부족이 증가할 것으로 예상된다. 만약 수요가 두 배 증가한다면, 이는 생계에 해로운 영향을 미칠 것이고, 물과 관련한 문제들을 악화시킬 것이다.

음식에 대한 평가를 포함한 농업 생산은, 많은 아프리카 국가와 지역에서 기후변동과 변화로 인해 심각하게 위태로워질 것으로 예상된다. 생장 시즌과 수확 잠재력의 길이가 농업하기에 적절한 지역 특히 반건조· 건조 지역의 가장자리를 따라서 있는 지역은 감소할 것으로 보인다. 이는 대륙내의 식품안전에 해로운 영향을 미칠 것이고 영양결핍 상태를 악화시킬 것이다. 일부 국가에서 rain-fed 농업의 생산량은 2020년까지 50%까지도 감소할지 모른다.

지역 food 공급은 대 호수의 수온 증가로 인한 어류자원 감소로 부정적인 영향을 받을 것으로 예상되며 이는 지속적인 남획에 의해 가속화 될 것으로 보인다.

21세기 후반부로 갈수록 예상되는 해수면상승은 거대 인구가 있는 저지대 해안지역에 영향을 미칠 것이다. 적응 비용은 적어도 GDP의 5~ 10% 정도 일 수 있다. 맹그로브와 산호초는 감소할 것으로 보이며 이와 더불어 어장과 관광 또한 감소할 것으로 예상된다.

새로운 연구는 아프리카가 다양한 스트레스 요인과 낮은 적응력으로 인해 기후변동과 변화에 가장 취약한 대륙 중 하나임을 확인시킨다. 현재 기후변동에 대한 약간의 적응이 나타나고 있지만 ; 이는 기후의 미래 변화에 있어 불충분하다.

### Asia

히말리아의 해빙은 홍수와 불안정한 사면으로부터 암석 애벌런치를 증가시키고 다음 2~30년 내에 수자원에 영향을 미칠 것으로 예상된다. 이는 빙하의 축소에 따른 강 flow의 증가에 의한 것이다. 특히 대규모 하천 유역에서 중앙, 남, 동, 동남 아시아의 담수 이용은 기후변화 때문에 감소할 것으로 예상되며, 이는 인구 성장과 수요의 증가가 높아진 삶의 수준으로부터 증가한 것이며, 이것이 2050년까지 십억명 이상의 인구에게 악영향을 미칠 것으로 보인다.

연안지역 특히 많은 인구가 밀집해있는 남, 동, 동남아시아

아의 megadelta 지역은 바다 범람의 증가와 일부 megadelta 지역에서 강으로부터 범람하는 것으로 인한 영향이 증대될 것이다.

기후변화는 기압과 천연자원, 급속한 도시화, 산업화, 경제 발달과 관련한 환경을 혼합함으로써 아시아의 대부분 개도국의 지속가능한 발달에 영향을 미칠 것으로 보인다.

작물 수확량은 21세기 중반까지 중앙, 남부 아시아에서 30%까지 증가할지도 모르는 것에 반해 동·동남아시아에서는 20%까지 증가할지도 모른다. 급속한 인구 성장과 도시화의 영향을 고려해보면, 굶주림의 위험이 여러 개도국에서 높게 유지될 것으로 예상된다.

풍토병 사망률과 운명은 주로 홍수, 가뭄과 관련된 설사 질환 때문에 동안, 남에서 동남

아시아에서 지구 온난화와 관련한 수문 순환의 변화 때문에 증가할 것으로 보인다. 연안의 수온 상승은 남부 아시아의 콜로렐라의 독성에 풍부함에 영향을 미칠 수 있다.

#### Australia and New Zealand 호주와 뉴질랜드

강수량 증가와 증발량 감소의 결과로 물 안전 문제가 2030년까지 북지역과 일부 동쪽 지역 안에서의 남부, 동부 오스트레일리아와 뉴질랜드에서 예상된다.

주요한 생태계의 손실은 2020년 까지 일부 생태의 Great Bairrea Reef, 풍부한 지점에 나타날 것이다. kaka여 지역 습지를 포함한 다른 위험 지역은, 예를들어 남서쪽 오스트레일리아, 북극 빙하, 두 나라의 비행 지역의 위험이 포함된다.

Cairns 와 동남 Queensland, Northland 와 같은 지역에서 인구 성장과 해안지역 발달은 해수면상승과 폭풍의 가혹한 정도와 빈도, 해안 수치를 2050년까지 조사할 것이다. 2030년까지 농업·임업 생산은 남부, 동부 오스트레일리아의 대부분이 감소할 것으로 예상되며, 뉴질랜드의 동부는 증가할 것으로 보이는데 이는 가뭄과 산불의 증가로 인한 것이다. 그러나 뉴질랜드에서, 서·남부 지역과 주요 강에 근접한 지역은 성장기간이 길어지고 서리가 줄어들며 강우가 증가하는 것으로 인해 기본적인 적응력을 갖는다.

#### Europe

첫 번째로, 현재 기후변화의 광범위한 영향은 입증되고 있다 : 전례 없는 강도의 열파에 의한 빙하의 퇴각, 길어진 성장 기간, 종 범위의 이동, 건강 영향. 위에서 설명한 관측된 변화는 예측되는 미래 기후변화와 일치한다.

거의 모든 유럽 지역이 기후변화의 미래 영향에 의해 부정적인 영향을 받을 것으로 예상되며, 이러한 지역은 많은

경제 분야에 도전 자세를 취하게 한다. 기후변화는 유럽의 천연 자원과 자산의 지역적인 차이를 확대할 것으로 예상된다. 부정적인 영향은 내륙의 돌발홍수 위험과 잦은 해안 범람과 침식의 증가(폭풍우와 해수면 증가로 인해)등을 포함한다. 대다수의 유기체와 생태계는 기후변화의 적응이 어려울 것으로 보인다. 산악지역은 빙하의 후퇴와 감소하는 눈, 겨울 관광, 광범위한 종의 멸종(일부 지역은 2080년까지 60% 이하까지 방출?)을 맞을 것이다.

남부 유럽에서는, 아직 기후변동에 취약한 지역의 상황(고온, 가뭄)을 더 악화시킬 것이며 물 이용도, 수력 전위, 여름 관광, 일반적인 작물의 생산성을 감소할 것으로 예상된다. 또한 열파와 잦은 산림화재로 인해 건강 위험이 증가할 것으로 예상된다.

중앙, 동부 유럽에서는, 여름 강수가 감소할 것으로 보이는데 이는 더 높은 물 부족? stress를 야기하는 것이다. 열파로 인한 건강 위험은 증가할 것으로 예상된다. 산림 생산은 감소할 것으로 예상되며 이탄지대의 불(? peatland fire)의 빈도가 증가할 것으로 예상된다.

북부 유럽에서, 기후변화는 처음에 예상된 복합적인 영향을 가져오는데, 여기에는 난방 필요성의 감소, 농작물 수확량과 산림 성장의 증가와 같은 이익을 포함된다. 그러나 기후변화가 계속되면서 부정적인 영향(더 잦은 겨울 홍수, 위험에 처한 생태계, 지면의 불안정성 증가)이 이익을 넘을 것으로 보인다.

기후변화에 대한 적응은 극한 기후사상에 반응하면서 얻어진 경험으로부터 이익이 될 것으로 보이며, 특히 호력 있는 미리 구축한 기후변화 위험 관리 적응 계획에 의해 이익을 얻을 것이다.

#### Latin America

세기 중반까지, 토양수의 감소와 관련한 기온상승은 동부 아마존의 사바나에 의해 열대 삼림의 점진적인 교대작용을 리드하는 것으로 예상된다. 반건조지역 식생은 건조지역 식생으로 대체되는 경향을 보인다. 열대 라틴 아메리카의 여러 지역의 멸종으로 인한 중요한 생태계 손실의 위험이 있다.

건조지역에서, 기후변화는 농업용지의 사막화와 염류화를 이끌어내는 것으로 예상된다. 식품 안전의 결과에 반대하는 쪽으로 일부 중요 작물의 생산은 감소할 것으로 예상되며 가축 생산성도 감소할 것이다. 온난한 지역의 대두 생산은 증가할 것으로 예상된다.

해수면상승은 저지대에서 범람의 위험 증가를 야기할 것으로 예상된다. 기후변화에 의한 해수면 온도의 상승은 중앙

아메리카의 산호초에 해로운 영향을 미칠 것으로 예상되며 동남 태평양 어장의 위치 이동을 야기할 것으로 예상된다.

강수 패턴과 빙하 감소의 변화는 인간 소비에 의한 물 영향과 농업, 에너지 생산에 중요한 영향을 미칠 것으로 예상된다.

일부 국가는 적응하기 위해 노력하며, 특히 주요 생태계의 보존, 미리 경고하는 시스템, 농업에서 위험 관리, 홍수 가뭄과 해안 관리에 대한 전략, 질병 감시 시스템을 통해 노력한다.

그러나 이러한 노력의 효율성은 다음이 능가할 것으로 보인다 : 기초 정보, 관측, 모니터 시스템의 부족 ; 건물의 수용력, 적절한 정치적 제도적 기술적 구조; 낮은 소득; 취약한 지역에 사는 거주민들.

### North America

서부 산지의 온난화는 snowpack을 감소, 더 많은 겨울 홍수, 여름 유출(flow)의 감소, 할당된 수자원에 대한 경쟁의 심화 등을 야기할 것으로 예상된다.

가축, 질병, 산불로부터의 혼란은 산림에의 영향을 증가시킬 것으로 예상되며, 높은 산불위험과 태워지는 지역의 증가를 확대할 것으로 예상된다.

세기 초반의 온난한(moderate) 기후변화는 rain-fed 농업의 총 생산량을 5~ 20%까지 증가할 것으로 예상되지만, 지역별로 중요한 변동이 있다. Major challenges are projected for crops that are near the warm end of their suitable range or which depend on highly utilised water resources.

최근 열파를 경험하는 국가들은 세기 동안에 해로운 건강 영향의 잠재력과 함께 열파의 빈도, 강도, 지속기간의 증가에 의해 더욱 도전받을 것으로 예상된다. 노령 인구는 더욱 위험하다.

해안 국가와 거주지는 발전과 오염의 상호작용으로 인한 기후변화 영향으로 인해 스트레스가 증가할 것이다. 인구 성장과 해안지역의 기반시설의 가격 상승은 만약 열대성 태풍의 강도가 증가한다면 예측된 손실을 증가시켜서 기후변동과 미래 기후변화에 대한 취약성을 증가시킨다. 현재의 적응은 불균등하며 증가된 노출에 대한 준비성이 낮다.

### Polar Regions

극지역에서 주로 예상되는 생물물리학상의 영향은 빙하와 빙상(ice sheet)의 두께와 범위를 줄이는 것이며 철새와 포유류, 상위 포식자를 포함한 많은 생물체에 해로운 영향과 함께 자연 생태계의 변화를 가져오는 것이다. 북극에서의 영향

은 해빙과 영구동토층 범위의 감소와, 해안 침식의 증가, 영구동토층의 주기적으로 녹는 경로의 증가 등이 더해진다.

북극에서 인간 사회와 영향, 특히 눈과 얼음 상태의 변화로 인한 결과는 혼합될 것으로 예상된다. 결정적인 영향은 이들이 기반시설과 지역의 전통적인 생활 방식을 포함한다.

이로운 영향은 난방비의 절감과 항해할 수 있는 북쪽 해양 루트가 늘어나는 것을 포함한다.

두 극지역에서, 특정 생태계와 거주지는 중의 침입에 대한 기후 장벽이 낮음으로 인해 취약할 것으로 예상된다.

극의 인간 사회는 이미 기후변화에 적응하고 있지만, 내·외부 스트레스(요인?)는 그들의 적응력에 도전한다. 거주가 역사적으로 북 지방 토착사회에 의해 나타났음에도 불구하고 일부 전통적인 생활방식은 위협받고 있으며 적응하거나 물리적 구조, 사회를 재 입지시키기 위해 상당한 투자가 필요하다.

### Small islands

작은 섬은 그것이 열대에 위치하든 고위도에 위치하든지 특히 기후변화의 영향, 해수면상승, 극한현상에 취약하도록 만드는 특성을 지닌다.

사구의 침식과 백화 현상과 같은 해안 상태의 악화는 어업같은 지역 자원에 영향을 미칠 것이며, 관광 목적의 가치를 감소시킬 것으로 예상된다.

해수면상승은 범람, 폭풍해일, 침식, 다른 해안지역의 hazard를 악화시킬 것으로 예상되며, 이리하여 섬 지역사회의 생계를 지지하는 절대 필요한 기반시설, 거주지, 시설물들을 위협할 것이다.

세기 중반까지 기후변화는 캐리비안, 태평양 등지의 많은 작은 섬지역에서 수자원을 감소시킬 것으로 예상되며, 이는 강우 부족 기간 동안의 수요가 불충분함과 만났을 때를 가리킨다. Climate change is projected by mid-century to reduce water resources in many small islands, 예, in the Caribbean and Pacific, to the point where they become insufficient to meet demand during low-rainfall periods.

고온으로 인해 본토 태생이 아닌 종의 침입의 증가는 특히 중위도, 고위도 지역의 섬에서 발생할 것으로 예상된다.

영향의 규모는 현재 세계 평균 기온의 가능한 증가의 범위에 대해 더욱 체계적으로 측정될 수 있다.

IPCC의 세 번째 평가 이래로, 특히 전에는 거의 연구되지 않았던 지역에 대한 많은 추가적인연구는 기후변화에 의한 것일지 모르는 영향의 시기, 규모의 정도와 세계 평균 기온

의 변화의 양과 속도가 달라짐과 관련된 해수면에 대해 더욱 체계적인 이해를 가능하게 한다.

이 새로운 정보의 예는 그림 SPM.2.에 있다. entry는 인간과 환경, 평가에서 높은 신뢰가 있는 것에 적절하다고 판단되는 것으로 선택했다. 영향의 모든 예는 자세한 정보를 이용할 수 있는 평가 챕터에서 가져왔다.

순환에 의존하는 일부 영향은 주요 취약성과 관련되어 있을 수 있으며, 연구(정도, 시기, 관점/가역성, 적응에 대한 잠재력, 분포 양상, 가능성, 영향의 중요성)에서 기준의 수를 기초로 하고 있다. 잠재적인 주요 취약성의 평가는 기후변화의 수준과 속도에 관한 정보를 제공하도록 의도되었으며 이는 의사결정자들이 기후변화의 위험에 대해 적절하게 대응하도록 돕기 위한 것이다.

세 번째 평가에서 정의된 'reason for concern'은 주요 취약성을 고려하는 실용적인 구조로 남아있다. 최근 연구는 세 번째 평가에서 찾아낸 일부로 갱신해왔다.

**극한 기후의 빈도와 강도 변화로 인한 영향과 기후, 해수면 사상(event)는 매우 변화할 것으로 보인다.**

IPCC 세 번째 평가 이래로, 신뢰(confidence)는 증가시켰다 21세기 동안 일부 날씨 사상과 극한 기후가 더 자주, 광범위하게, 강하게 나타나는 것 ;

추세의 방향과 현상의 가능성은 IPCC SRES 기후변화의 예상이다.

**일부 large-scale 기후사상은 특히 21세기 이후 매우 거대한 영향을 야기할 잠재력을 갖는다.**

그린란드와 서쪽 남극 빙상의 광범위한 빙하식퇴로 인한 결과인 매우 큰(large) 해수면상승은 해안선과 생태계의 주요 변화와 강 삼각주의 큰 영향과 함께 저지대의 침수를 수반한다. 인구 이동과 경제 활동, 기반 시설은 비싸지고 challenging할 것이다. 그린란드 빙상과 서쪽 남극 빙상의 완전한 용해는 해수면이 각각 7m, 5m까지 상승하는 분포를 이끌 수 있다.

기후모델 결과에 기초하여, 북 대서양에서 자오선 역전 순환류(MOC) 21세기 동안 큰 갑작스런 변화를 겪게 될 것이다. 이번 세기 동안 MOC가 느려지는 것은 매우 가능성 있지만 그럼에도 불구하고 지구 온난화로 인해 대서양과 유럽에서 기온은 증가할 것으로 예상된다. large-scale과 지속적인 MOC 변화의 영향은 해양 생태계 생산, 어업, 해양 이산화탄소 연도, 해양의 산소 농도와 육서 식생의 변화를 포함할 가능성이 있다.

현재까지 모이고 discount 된 기후변화의 영향은 지역적으로 다양할 것이지만, 이들은 세계 기온 증가에 따라 증가할 전체 연간 비용을 부과할 것으로 보인다.

이 평가는 미래 기후변화의 영향이 지역에 걸쳐 혼합될 것이라는 것을 분명하게 한다. 예를 들어 1990년 수준에서 1~3°C미만의 세계 평균기온상승은 일부 영향이 일부 장소, 분야에서 이익을 창출할 것으로 예상되며 다른 지역과 분야에서 비용을 만든다. 모든 지역이 전체 이익(net benefit)의 감소 혹은 2-3°C이상의 기온 증가에 대한 전체 비용(net cost)이 증가할 가능성이 있다.(very likely). 이 관측은 세 번째 평가에서 보고되었던 증거를 확인하며, 보고 내용은 개도국은 손실의 더 큰 퍼센트를 경험하며, 4°C 온난화는 세계 평균적으로 GDP의 1~5%의 손실을 가져온다는 것이다.

세계적으로 기후변화 피해에 대한 경제 비용의 합계(예를 들어 산소의 사회 비용, SCC)에 대한 많은 측정은 현재 이용하는 미래 전체 이익과 비용으로 표현되었다. 개별실행계획 검토회의(Peer-reviewed)의 2005년 SCC에 대한 측정은 산소 1톤당 평균 적으로 US43\$가격을 매겼지만, (예. 이산화탄소 1톤당 US12\$) 이것의 대략적인 범위는 크다. 예를 들어, 100개의 평가에 대한 조사는 산소 1톤당 US-10\$(이산화탄소 1톤당 US-3\$)에서 US 350\$(이산화탄소 1톤당 US95\$) 가격일 것으로 나왔다.

SCC의 큰 범위(range)는 기후 민감도, 반응 지연, 위험과 재산(equity)에 대한 취급방법, 경제·경제 외의 영향, 잠재적으로 큰 재앙의 손실, 할인 비율 등을 고려한 가정의 큰 차이로 인한 것이다. 세계적으로 합산된 수치는 피해 비용보다 낮게 평가되었을 수 있는데, 이는 여러 정량화되지 않는 영향을 포함할 수 없기 때문이다. 널리 알려진 증거의 범위는 기후변화의 전체(net) 피해비용이 시간에 따라 크고 증가할 것처럼 보인다.

비용의 총 측정이 분야, 지역, 나라, 인구별로 중요한 다른 영향을 가리고 있다는 것은 사실상 확실하다. 일부 지역, 높은 노출(exposure), 높은 민감성, 낮은 적응력을 지닌 사람들의 일부 그룹에서, 전체 비용은 세계의 전체보다 훨씬 더 클 것이다.

#### D. Current knowledge about responding to climate change

##### 기후변화에 대응하는 현재의 지식

관측되고 예상되는 미래 기후변화에 대한 일부 적응이 일어나고 있지만 제한된 기초위에서 일어나고 있다.

관측되고 예상되는 기후변화에 대해 적응하기 위한 인간 활동에 대한 IPCC 세 번째 평가 이후로 증거가 많아지고 있다. 예를 들어, 기후변화는 몰디브와 네덜란드의 해안 방파제나 캐나다의 Confederation Bridge와 같은 기반시설 계획을 설계하는데 고려되었다. 다른 예들은 네팔의 빙하호 홍수의 예방과 오스트레일리아의 물 관리, 일부 유럽국가들처럼 정부가 열파에 반응한 정책, 전략 등을 포함한다.

**적응은 과거 배출로 이미 불가피한 온난화의 결과로 인한 영향에 대해 다루는 것이 필요할 것이다.**

과거 대기중 온실가스의 농도가 2000수준까지 남아있다고 하더라도 과거의 배출은 일부 불가피한 온난화(1980-1999년에 비교하여 세기의 후반부에 대략 0.6°C이상)를 포함하여 측정되었다. 어느 적응이 단지 유용하고 적절한 대응인가에 대한 일부 영향이 있다. 이러한 영향에 대한 지시(indication)가 그림 SPM.2.에서 보여진다.

**적응 기능의 광범위한 정렬은 유용하지만, 미래 기후변화에 대한 취약성을 줄이기 위해서는 현재 일어나고 있는 것보다 더욱 광범위한 적응이 요구된다. 장애물과 한계, 비용이 있지만 이는 충분히 이해되지 않는다.**

그림 SPM.2가 나타내고 있듯이 세계 평균기온 증가와 함께 영향도 증가할 것으로 예상된다. 일찍이 기후변화의 많은 영향이 적응을 통해 효과적으로 다뤄질 수 있지만, 성공적인 적응 감소와 관련된 비용에 대한 선택이 증가하는 기후변화와 함께 증가한다.(????) 현재의 우리는 적응, 비용의 한계에 대한 명확한 그림을 가지고 있지 않은데, 효율적인 적응 측정기 특정한, 지리적이고 기후 위험 요소(factor)뿐 아니라 제도, 정치, 재정 제약에도 크게 의존하기 때문이다.

인간 사회에 유용한 잠재적으로 적응하는 대응의 정렬(array)은 매우 크고, 순수기술(바다 방파제)부터 가동(behavioural)을 통해서(변형된 식품과 휴양의 선택), 관리(변경된 농장 practice)와 정책(계획 규제들)에 이르기까지 범위가 넓다. 대부분의 기술과 전략이 일부 지역에서 알려지고 개발되었지만, 평가된 조사는 얼마나 효과적으로 다양한 선택들이 특히 높은 수준의 온난화, 영향과 관련하여 완전히 위험을 감소시키는지, 취약한 그룹에 대하여 효과적으로 작용하는지를 나타내지는 않고 있다. 게다가 방대한 자연과, 경제, 정보, 사회, 적응의 실행에 대한 태도와 행동의 장벽이 있다. 개도국에서는 자원의 이용과 건물 수용력이 특히 중요하다.

적응은 예상된 기후변화의 영향을 극복할 것으로 예상되지 않으며, 특히 대부분의 영향 규모가 증가하는 만큼 장기

간 동안 넘지 않을 것이다.

**기후변화에 대한 취약성은 다른 요인(stress)들의 존재에 의해 가속화될 수 있다.**

비 기후적 요인은 복원력을 감소시킴으로써 기후변화에 대한 취약성을 증가시킬 수 있으며, 또한 요구에 맞설 자원의 배치 때문에 Because of resource deployment to competing needs 적응력을 감소시킬 수 있다. 예를 들어, 일부 산호초에 대한 현재 스트레스는 해양 오염과 농업으로부터의 화학성분 유출 뿐 아니라 수온과 해양 산성화의 증가를 포함한다. 취약한 지역은 다양한 스트레스에 직면하게 되는데, 이런 스트레스는 그들의 노출된 위험과 민감도 뿐만 아니라 그들의 적응할 수 있는 능력에 영향을 미친다. 예를 들면, 이러한 스트레스는 현재의 기후 hazard, 빈곤과 자원에 대한 불평등한 접근(access), 식품 불안감, 경제 세계화의 추세, 분쟁, HIV/AIDS와 같은 질병의 발생력 등으로부터 기인한다. 적응력 측정은 기후변화만에 대한 대응으로 거의 시작되지 않고 있지만 예를 들면 수자원 관리와 해안 방파제(defence), 위험 감소 전략 등의 내부에서 통합될 수 있다.

**미래 취약성은 기후변화 뿐 아니라 발전 경로에 의존한다.**

IPCC 세 번째 평가 이래로 중요한 발전은 상된 기후변화 뿐 아니라 예상된 사회, 경제 변화를 고려한 다른 발달 경로의 범위에 대한 영향 연구의 달성이다. 대부분은 IPCC SRES(Special Report in Emission Scenarios)로부터 도출된 인구, 소득 수준의 특성에 기초한다.

이러한 연구는 예측된 기후변화의 영향이 추정되는 발달 경로에 의해 크게 변화할 수 있음을 보여준다. 예를 들어 기후변화에 대한 취약성의 수준을 종종 크게 결정짓는 양자택일의 행동계획 하에서 지역적인 인구, 소득, 기술 발달의 지역적인 큰 차이가 있을지 모른다.

설명을 위해 기후변화가 식품 공급에 미치는 세계적인 영향에 대한 최근의 연구 수에서 해안 범람과 물 부족의 위험, 영향을 받는 사람 수 예측은 다른 SERS 미래에서보다 발달의 A2 타입 시나리오(상대적으로 낮은 소득, 큰 인구 성장으로 특징지어진)에서 상당히 더 클 것이다. 이 차이점은 기후변화의 차이점에 의해서 뿐 아니라 취약성의 차이점에 의해서도 크게 설명된다.

**지속가능한 발전은 기후변화에 대한 취약성을 감소시킬 수 있으며, 기후변화는 국가가 지속가능한 발전 경로를 완수하는 능력을 지연시킬 수 있다.**

지속가능한 발전은 적응력을 높이고 복원력을 증가시킴으로써 기후변화에 대한 취약성을 감소시킬 수 있다. 현재는 지속가능성을 촉진하기 위한 소수의 계획은 명백하게 기후변화 영향에 대한 적응이나 적응력을 증진하는 것을 포함한다.

반면, 기후변화가 지속가능한 발전을 향한 진행의 속도를 느리게 할 가능성이 높으며(very likely), 직접적으로 해로운 영향의 노출을 증가시키는 것을 통해서 또는 간접적으로 적응력에 대한 감소(erosion)를 통해서 일 수 있다. 이러한 관점은 지속 가능한 발전에 대한 내용을 논의하고 있는 보고서의 분야별, 지역별 부분에서 명확히 설명되고 있다.

새천년 개발 목표 The Millenium Development Goals(MDGs)는 지속가능한 발전을 향한 진행의 한 지표이다. 다음 반세기 까지, 기후변화는 MDGs의 성과를 지연시킬 수 있다.

**완화에 의해 많은 영향이 예방되거나 감소 또는 지연될 수 있다.**

영향에 대한 적은 수의 평가는 미래 온실가스의 농도가 안정될 것이라는 시나리오에서 현재 마쳐진 상태이다. 비록 이런 연구가 안정화된 상태의 예측된 기후에서 불확실성을 모두 설명할 수는 없지만, 그럼에도 불구하고 예방되는 피해와 취약성, 배출 절감에 의해 다른 양의 감소된 위험에 대한 지시를 제공한다.

**적응, 완화 측정의 포트폴리오는 기후변화와 관련된 위험을 줄일 수 있다.**

심지어 대부분의 강제적인 완화 노력은 특히 근일 영향에 대한 접근에서 적응을 필수로 하는 더 멀리 다음 수 십년의 기후변화의 영향을 피할 수 없다. 장기간에서 완화되지 않은 기후변화는 자연, 적응하기 위한 인간 시스템의 수용력을 초과할 지 모른다.

이는 완화, 적응, 기술 발달(적응과 완화를 향상시키는), 연구(기후 과학, 영향, 적응, 완화에 대한)를 포함하는 포트폴리오 혹은 혼합된 전략의 가치를 제안한다. 이러한 포트폴리오는 동기에 의한 접근과 함께 정책과 시민 개인에서부터 나라의 정부, 국제 기관을 통한 실천까지 연합시킬 수 있다.

적응력을 증가시키는 방법 중 한가지는 개발 계획에서 다음 예와 같이 기후변화 영향의 고려를 소개하는 것이다 :

- 토지이용계획과 기반시설 설계에 적응력 measure(수단?)을 포함하기
- 존재하는 재난 위험과 감소 전략에 취약성을 감소시키기 위한 measure를 포함하기

## E. Systematic observing and research 체계적인 관측과 연구

정책입안자에게 기후변화 영향과 적응 잠재력에 대한 정보를 제공하는 과학이 세 번째 평가 이후 향상되었음에도 불구하고, 여전히 답해져야 하는 중요한 질문들이 남아있다. 워킹 그룹 II의 네 번째 평가의 챕터는 나중의 관측과 조사를 위한 priority에 대한 다수의 평가를 포함하고 있으며, 이 충고는 심각하게 고려되어야만 한다.

## 목차

말머리

서론

정책입안자를 위한 요약

기술적 요약

1. 개요
2. 논점의 틀을 잡기
3. 오랜 기간의 배경에서 감축과 관련된 논점
4. 에너지공급
5. 교통과 그것의 인프라구조
6. 주거와 상업건물
7. 산업
8. 농업
9. 임업
10. 폐기물관리
11. 탈분야적시각에서 감축
12. 지속가능한 개발과 감축
13. 정책, 방법과 협력적인 협정

부속서 I 용어집

부속서 II 두문자어, 약어와 화학성분

부속서 III 공헌자 목록

부속서 IV 검열자 목록

색인(찾아보기)

### 말머리

“기후변화 2007 - 완화” 기후변화에 관한 정부간 패널(IPCC)의 4차 평가 보고서의 제3권은 기후변화를 완화하고 예방할 여러 가지 접근에 관한 비용과 이익의 상세한 분석을 제공한다.

“기후변화 2007” 평가 보고서의 처음의 두권에서 IPCC는 기후변화에 대한 물리적 과학 기초와 예상되는 자연과 인간 시스템의 변화를 분석했다. 그 보고서의 3권에서는 대기에서 온실가스들을 제거할 많은 활동과 함께, 온실가스의 배출을 막고 제한하는데 쓰여 질 수 있는 비용, 정책, 기술의 분석을 제시했다. IPCC는 적응과 감축활동에 대한 포트폴리오가 기후변화의 위험을 줄이기 위해서 요구되어진다고 인식했다. 또한 환경을 훼손시키지 않는 지속가능한 개발과 기후변화 감축을 포함하는 평가를 넓혔다.

규칙적인 5, 6년의 간격으로 IPCC는 기후변화에 대해 포괄적이고 과학적인 보고서를 제시했다. 그 보고서는 존재하

는 과학적, 기술적, 사회경제적인 논문을 평가했다. 그 보고서의 정밀하고 단계적인 재검토과정, 관련된 지식분야의 전문가들의 폭넓고 지리적으로 균형 잡힌 참여, 고려되어진 수천의 논평들은 편파적이지 않으며 명백한(정직한) 결과를 보증한다.

세계기상기구(WMO)와 국제연합환경계획(UNEP)에 의해 설립된 정부간 협의체로서 IPCC는 정책관련이지만 관례적인 정책이 아닌 객관적이고 과학적이며 기술적인 결과를 정책입안자에게 제안할 책임이 있다. 이것은 완화 보고서에서 분명한데, 그것은 정부가 고려해야할 도구와 그들의 국내 정책의 수단 및 국제 협정의 구성에 관한 척도를 제시한다.

수백의 입안자들이 이 보고서 준비에 기여했다. 그들은 서로 다른 배경에서 왔으며, 배출 모델링에서 경제학까지, 정책에서 기술까지 넓은 범위의 전문적 지식과 기술을 지녔다. 그들 모두, 귀중한 시간의 대부분을 이 보고서 준비에 바쳤다. 우리는 그들 모두에게 감사하며, 특히 조화하여 움직여주고 이 과정에 깊숙이 관여했던 주도 입안자 168명에게 감사한다.

IPCC 평가 보고서의 준비는 복잡적이고 흥미진진한 과정이다. 우리는 기술지원체(Technical Support Unit)의 대규모의 조직적인 노력에 감사한다. 우리는 또한 IPCC 사무국의 이 보고서의 완성에 대한 헌신에 감사를 표하고 싶다.

우리는 기술지원체의 주체국이었던 네덜란드 정부, 많은 보고서 승인회의를 주최했던 태국정부, 주도 입안자 회의를 주최했던 중국, 독일, 뉴질랜드 정부, 그리고 IPCC 일에 재정적, 인적, 물자적 지지를 해주었던 많은 국가들에게 감사한다.

우리는 진실로 IPCC의 의장인 Dr Rajendra K. Pachauri의 분별력 있는 지도에 진실로 감사드리길 바란다. 그리고 실무그룹 III의 공동의장으로 그들의 팀을 긍정적이며 효율적이고 건설적인 방향으로 이끈 Drs Ogunlade Davidson과 Bert Metz에 깊은 감사를 표한다.

### 서론

IPCC 실무그룹 III의 4차 평가 보고서 “기후변화 완화”는 본질적으로 전 세계 정책입안자들과 관련된 5개의 질문을 목표로 한다.

- 기후변화를 피하고 감소시키기 위해서 우리는 무엇을 해야 하는가?
- 이런 활동의 비용은 얼마이며, 그것들은 어떻게 활동하지 않은 것과 관련이 있는가?
- 대기 중의 온실가스농도를 안정화하기위해 필요한 과감한

감축을 깨닫는데 이용가능한 시간이 얼마 만큼인가?

- 이행하는데 장벽을 극복할 수 있는 정책 활동은 무엇인가?
- 어떻게 기후 완화정책이 지속가능한 정책과 결합될 수 있는가?

배출에 기여하는 다양한 사회 부문에 대한 감축의 선택의 기술은 이 보고서의 핵심을 이룬다. 7개장은 에너지공급, 교통, 건물, 산업, 농업, 임업 그리고 폐기물 관리에서 감축의 선택을 다루며 추가적인 장에서는 탈분야의 논점을 다룬다. 입안자들은 독자들에게 최근의 다양한 부분의 특징의 개관, 쓰여 질 수 있는 감축대책, 비용과 구체적인 장애, 그리고 정책 이행 논점을 제공한다. 게다가 평가는 전체 감축 잠재력과 각 부문당의 비용, 그리고 세계를 하나의 전체로 하여 주어진다. 이 보고서는 하향식의 모델링 활동의 결과와 함께 상향식의 기술 연구로 부터의 정보를 조합한다. 단기간의 감축 대책은 지구평균기온의 안정화를 달성하려는 장기간의 시각에 놓여있다. 이는 안정화 목표, 시기의 절박함과 감축의 필요성 정도사이의 관계에 관한 정책 관련 정보를 제공한다. 감축활동을 달성하기 위한 정책과 대책은 국가적 국제적 둘다의 수준에서 13장에서 다루어진다. ; 이것은 그 부분의 장에서 다루어지는 것에 부가적인 것이다. 기후변화 완화, 적응과 지속가능한 개발사이의 연결은 이보고서와 관련되어진 장에서 지속가능한 개발과 기후변화 완화사이의 관계에 대한 검토를 제시하는 한 장을 가지고 더 자세히 설명되었다.

목록 일람표

- A. 서문
  - B. 온실가스 배출 추세
  - C. 중단기간 감축(2030년 까지)
  - D. 장기간 감축(2030이후)
  - F. 기후변화 완화에 대한 정책, 대책과 협정서
  - G. 인식의 격차
- Endbox 1: 불확실한 표현

**A. 서문**

1. IPCC 4차 평가 보고서(AR4)에 대한 실무그룹의 기여는 IPCC 3차 평가 보고서(TAR)와 CO<sub>2</sub>의 포획과 저장에 관한 특별보고서(SRCCS)와 그리고 오존층의 보호와 세계 기후체계에 관한 특별 보고서(SROC)이후로 발표되어진 기후변화의 완화에 대한 과학적, 기술적, 환경적, 경제적

*사회적 측면의 새로운 문헌 검토에 초점*

보고서의 구성

- 온실가스의 배출경향
- 다양한 경제 분야별 단.중기 완화(2030년까지)
- 장기 완화(2030년 이후)
- 기후변화를 완화하기 위한 정책, 방법 및 도구
- 지속가능한 개발과 기후변화의 완화
- 연구가 필요한 분야

관련된 장 부분의 참고는 각 단락의 꺾쇠괄호 안에 나타나져 있다. 이 SPM에서 쓰인 용어, 두문자어와 화학 기호의 설명은 본래의 보고서의 용어집에서 찾을 수 있다.

**B. 온실가스 배출 추세**

2. 전지구 온실가스(GHG) 배출은 전 산업시대이후로 증가해왔다. 1970년에서 2004년 사이의 증가율은 70%이다. (높은 일치도, 많은 증거)<sup>1</sup>

- 전 산업시대이후로, 인간활동에 의한 GHGs의 배출의 증가는 대기의 GHG의 농도의 뚜렷한 증가를 유발했다. [1.3; 실무그룹 SPM]
- 1970년과 2004년 사이, 지구 가열 잠재력에 따라 가중치가 주어진 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, HFCs, PFCs 그리고 SF<sub>6</sub>의 전 지구적 배출은 70%로 증가했다.(1990에서 2004년 사이에는 24%). 이는 이산화탄소의 28.7~49G ton과 같은 양의 값이다.(Gtco<sub>2</sub>eq)<sup>2</sup> 이들 기체의 배출은 각각 다른 비율로 증가했다. CO<sub>2</sub>의 배출은 1970년에서 2004년 사이에 약 80%증가했고(1990년과 2004년 사이에 28%) 2004년의 총 인위개변의 GHG배출에서 77%를 나타냈다.
- 전지구의 1970년과 2004년의 GHG 배출에서 가장 큰 성장은 에너지 공급부문이다.(145%의 증가) 이 기간 동안 교통에서 직접적인 배출의 성장은 120%였고, 산업에서는 65%그리고 토지이용, 토지이용변화, 임업(LULUCF)<sup>4</sup>는 40%<sup>5</sup>였다. 1970년과 1990년 사이 직접적 농업에서의 배출은 27% 성장했고 건물로부터는 26%, 그리고 후자는 그 후 대략적으로 1990년 수준에 머물러있다. 그러나 건물부문은 전기사용이 높기 때문에, 총 직접적 그리고 간접적인 배출은 직접적인 배출보다 훨씬 높다.(75%)[1.3,6.1,11.3, 그림 1.1과 1.3]
- 1970년에서 2004년 동안 전지구 에너지 강도에서 전지구 배출의 감소(-33%)의 영향은 세계 1인당 수익의 성장(77%)과 세계 인구증가(69%)의 조합되어진 영향보다 작다.; 둘은 에너지 관련 CO<sub>2</sub>배출증가의 요인.(그림 SPM.2).

장기간의 에너지공급의 감소하는 탄소강도의 추세는 2000년 이후로 뒤집어졌다. 1인당 수익과 1인당 배출 그리고 에너지 강도의 국가마다의 차이는 중요하다.(그림 SPM.3) 2004년 UNFCCC에서 세계의 20%의 인구를 보유한 부속국 I 국가는 구매력평가에 기초한 세계 국내 총생산(GDPppp)의 57%를 생산한다. 그리고 세계 GHG 배출의 46%를 나타낸다.(그림 SPM.3)[1.3]

- 몬트리올 의정서<sup>7</sup>하에서 조절되고 있는 오존의 고갈 물질(GHG도 포함)의 배출은 1990년대 이후로 상당히 줄었다. 2004년 이 기체들의 배출은 1990년 수준의 약 20%이다.[1.3]
- 기후변화, 에너지 안보, 지속가능한 개발에 관한 것을 포함한 다양한 정책은 여러 부문과 국가에서 GHG의 배출의 감소에 효과적이었다. 그러나 그러한 방법의 규모는 아직까지 전지구의 배출의 증가를 감쇄시킬 만큼 크지 않다.

### 3. 현재 기후변화 완화 정책과 관련된 지속가능한 개발의 실행과 함께 전지구 GHG 배출은 다음의 수 십년 동안 증가할 것이다.(높은 일치도, 많은 증거)

- SRES(비 감축)계획은 2000년에서 2030년 사이의 세계 GHG 배출의 기준선의 증가는 9.7Gtco<sub>2</sub>-eq에서 36.7Gtco<sub>2</sub>-eq의 범위로 추정했다. 이런 계획에서 화석연료는 세계에너지 혼합비에서 2030년 그리고 그 이후로도 지배적인 위치라고 예상된다. 그러므로 2000년에서 2030년 사이의 에너지이용에서 CO<sub>2</sub>의 배출은 그 기간에 걸쳐 40~110%증가할 것으로 추정되었다. 에너지 부문의 이러한 증가의 2/3~3/4의 비부속국 I 지역에서 왔을 것이다. 그 지역의 평균 1인당 에너지 CO<sub>2</sub>배출은(2.8-5.1tCO<sub>2</sub>/cap) 2030에 잠재적으로 부속국 I 지역보다(9.6-15.1tCO<sub>2</sub>/cap) 적은채로 유지될 것이라고 예상된다. SRES 계획에 따르면, 그들의 (6.2-9.9MJ/US \$ GDP) 경제는 단위 GDP당 비부속국 I 국가보다(11.0-21.6MJ/US \$ GDP) 더 낮은 에너지 이용을 가질 것이라 전망된다.[1.3, 3.2]

### 4. SRER10 이후로 발표된 기준 배출 계획은 IPCC의 배출 계획에 관한 특별보고서(SRES)에서의 그것의 범위(25-135GtCO<sub>2</sub>-eq/yrin2100, 그림 SPM.4를 보라)와 비슷하다.(높은 일치도, 많은 증거)

- SRES이후로 연구들은 배출에 관한 유발요인들에 특히 인구 예측에 더 낮은 값을 사용했다. 그러나 이런 인구 예측을 넣은 그러한 연구 때문에 경제 성장과 같은 다른 요인들의 변화는 전체 배출 수준에서 거의 변화를 야기시키지 않았다. 전 SRES 기준 계획에서 아프리카, 라틴 아메리카 그리고 중동의 2030까지의 경제 성장은 SRES에서

보다 낮지만, 이것은 지구 전체 경제성장과 전체적인 배출에 대해 사소한 영향을 줄 뿐이다.[3.2]

- 순 냉각효과<sup>1)</sup>를 가진 이산화황, 검댕과 유기탄소를 포함한 에어러솔과 에어러솔 전구물질 배출의 설명은 진보해왔다. 일반적으로 그들은 SRES에서 보고된 것보다 더 낮을 것이라고 예상된다.[3.2]
- 유용한 연구는 GDP에 따르는 환율의 종류가 그 연구가 일관되게 사용될 때, 분명하게 예측된 배출에 영향을 주지 않는다고 나타냈다. 그러한 경우가 있더라도 이 계획에서 다른 요인에 대한 가정에 의해 유발되어지는 불확실성과 비교하면 차이는 작다. 예를 들어 기술적 변화가 있다. [3.2]

## C. 중단기간에서의 감축(2030년까지)

### 5. 상향식 그리고 하향식 연구 모두 전지구 GHG 배출의 감축에 대한 오는 수 십년에 걸친 상당한 경제 잠재력이 있음을 가리키고 있다. 또한 그것은 예측되어진 전 세계 배출의 성장을 상쇄 또는 현재 수준 아래로 감소시킬 수 있다.(높은 일치도, 많은 증거)

추정에서의 불확실성은 아래의 다른 접근마다 특이한 기술적인 변화와 다른 요인의 기준과 비율의 범위를 반영한 표에서의 범위로 보여 진다. 게다가 불확실성은 국가와 부문 그리고 기체의 전구적 적용 범위에 대한 제한되어진 정보로부터도 드러난다.

#### 상향식 연구:

- 2030년에 이 평가서에서 상향식 접근(박스 SPM.2를 보라)으로 평가된 경제잠재력은 아래의 표 SPM.1과 그림 SPM.5A에 제시되었다. 참고하면: 2000년의 배출은 43GtCO<sub>2</sub>-eq과 동일하다.[11.3]:
- 연구는 순 음의 비용을 갖는 감축의 기회는 2030년에 약 6GtCO<sub>2</sub>-eq까지 배출을 줄일 잠재력을 갖는다고 제시했다. 이것들을 깨닫는 것은 이행장애를 다루는 것을 요구한다.
- 어떤 부문이나 기술도 전체 감축목표를 다룰 수 없다. 모든 할당된 부문은 전체에 기여할 수 있다. 중요한 감축 기술과 각각의 부문에 대한 실행은 표 SPM.3에 보여 진다.[4.3, 4.4, 5.4, 6.5, 7.5, 8.4, 9.4, 10.4]

#### 하향식 연구:

- 하향식 연구는 아래 표 SPM.2와 그림 SPM.5B에 제시되어진 것처럼 배출 감소를 계산한다. 비록 부문의 수준에 상당한 차이가 있지만, 하향식 연구에서 볼 수 있는 전세

계 경제 잠재력은 상향식 연구와 일렬로 나란하다.(박스 SPM.2를 보아라.)

- 표 SPM.2의 추정치는 안정화 계획으로 만들어졌으며, 즉, 대기 GHG의 농도의 장기간의 안정화를 향하고 있다.

6. 2030년에 복합기체 감축에 대한 거시경제 비용은 배출계도가 445와 710ppm CO<sub>2</sub>-eq사이의 안정으로 일정할 때, 세계의 GDP는 기준과 비교하여 3%감소와 작은 증가 사이일 것으로 추정된다.(표 SPM.4를 보라.) 하지만 지역적 비용은 전세계의 평균과 상당히 다를지 모른다.(높은 일치도, 많은 증거)

(박스 SPM.3의 이 결과의 대부분 가정과 방법론에 대해 보라.)

- 연구의 대부분은 GDP 기준과 비교하여 GDP의 감소는 안정화 목적의 완고함과 증가한다.
- 존재하는 세금 체계와 세입의 사용에 의존하여 모델링되어진 연구는 비용이 잠재적으로 탄소세나 배출 무역 체계에서 경매되어진 허용권으로 부터의 세입은 탄소를 낮추는 기술의 촉진과 존재하는 세금의 개편에 사용될 것이라는 가정 하에서 잠재적으로 낮아질 것이라는 것을 나타낸다.
- 기후변화정책이 향상된 기술의 변화를 야기 시킬 가능성을 추정한 연구들은 또한 낮은 비용을 제시한다. 그러나 이것은 그 후의 비용의 감소를 위해 더 높은 선행투자를 요구한다.
- 비록 대부분의 모델은 GDP손실을 보여주지만, 몇몇은 왜냐하면 그것들은 기준이 최선이 아니고 감축정책은 시장의 효율성을 높일 수 있다고 추정하며 또, 더 많은 기술변화는 감축정책에 의해 유발될 수 있다고 추정하기 때문에 GDP 증진을 보여준다. 시장의 비효율성의 예는 사용되지 않는 자원과 왜곡되어진 세금과 국가 보조금이 있다.[3.3, 11.4]
- 복합기체 접근과 온실가스 흡수원의 포함은 보통 오직 CO<sub>2</sub> 배출 감축만 하는 것과 비교하여 잠재적인 비용을 줄인다.
- 지역적 비용은 추정되어진 안정화 수준과 기준 계획에 크게 의존된다. 배분체계는 또한 중요하지만 대부분의 나라의 경우 안정화 수준보다 더 낮은 정도이다.

7. 모든 부문에 걸쳐서 생활양식과 행동패턴의 변화는 기후 변화 감축에 기여한다. 관리 실행은 또한 긍정적인 역할을 한다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 생활양식의 변화는 GHG배출을 감축시킬 수 있다. 자원 보존을 강조하는 생활양식의 변화와 소비패턴의 변화는 지속가능하며 공정한 저 탄소 경제의 발전에 기여할 수 있

다.[4.1, 6.7]

- 교육과 훈련프로그램 에너지 효율성의 시장의 허용의 장애를 극복하게 특별히 다른 방법과 조합되어 도와줄 수 있다.[표 6.6]
- 거주자의 행동, 문화 패턴과 소비자의 선택 그리고 기술의 사용은 건물의 에너지 사용에 대한 CO<sub>2</sub>의 배출의 상당한 감소를 유발할 수 있다.
- 도시 계획(그것은 이일치도 수요를 감소할 수 있는)과 정보와 교육 기술의 제공(자동차의 사용의 감소시킬 수 있고 효율적인 운전 양식을 유발할 수 있는)을 포함하는 교통 수요 관리는 GHG의 감축을 지지할 수 있다.
- 산업에서 직원교육, 보상체계, 정기적 피드백, 존재하는 실행에 관한 문서화를 포함하는 관리 도구는 산업조직의 장애를 극복하고 에너지 사용을 줄이며 GHG배출을 줄이는데 도움을 줄 수 있다.

8. 연구는 다른 방법론을 사용하는 반면, GHG 배출을 감소하기 위한 행동의 결과로서 대기오염물질의 감소로부터 모든 분석 세계지역의 근시일 후생 공편익은 상당할 수 있으며 감축 비용의 상당한 부분을 상쇄시킬 수 있다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 대류권의 오존농도의 감소에 의해 증가된 에너지 안정성, 증가된 농업생산, 감소된 자연 생태계의 압력과 같은 후생이외 다른 공편익은 더 많은 비용의 절감을 향상시킨다.
- 대기 오염 물질의 저감과 기후변화 완화 정책을 통합하는 것은 고립된 그러한 정책을 다루는 것과 비교하여 잠재적으로 큰 비용의 절감을 제공한다.

9. TAR이후 논문은 비록 탄소의 누출의 규모가 불확실하더라도 부속국 I 국가의 세계 경제와 전지구적 배출에 대한 행동으로 부터의 효과가 있을 것이라고 확신한다.

- 화석연료 수출국(부속국 I와 비부속국 I 국 둘 다에서)은 TAR<sup>16</sup>에서 나타낸 것처럼 감축 정책 때문에 더 낮은 수요와 가격 그리고 더 낮은 GDP성장을 예상한다. 이 부작용의 정도는 정책결정과 오일 시장의 조건과 관련한 가정에 크게 의존한다.
- 중요한 불확실성은 탄소의 누출의 평가에 남아있다. 대부분의 평형 모델링은 약5-20%의 교도결의에 의한 경제 전반의 누출이라는 TAR에서의 결론을 지지한다. 그것은 만일 경쟁적인 탄소 저감 기술의 효율적인 확신이 있다면 낮아질 지도 모른다.

10. 제 3세계의 새로운 에너지 인프라구조에 대한 투자, 선진국의 에너지 인프라구조의 증진 그리고 에너지 안보

의 증대하는 정책은 대부분의 경우 기준 계획과 비교하여 GHG배출감소<sup>19</sup>의 기회를 창조한다. 부가적인 공편은 국가마다 다르겠지만 대기 오염의 감축, 무역증진의 균형, 농촌지역에 대한 현대 에너지 서비스 공급, 고용을 종종 포함한다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 지금에서 2030년 사이에 총 20조US\$<sup>20</sup>로 기대되는 미래 에너지 인프라구조 투자 결정은GHG 배출에 장기간의 영향을 줄 것이다. 왜냐하면 에너지 계획과 다른 인프라구조 주식자본의 긴 수명 때문이다. 탄소 저감 기술의 확산은 비록 이런 기술의 이른 투자가 매력적일지라도 수십년이 걸릴지도 모른다. 비록 순 추가적인 투자는 무시해도 좋은 수준에서 5-10%의 범위를 요구한다 해도 처음의 추정치는 되돌아오는 세계 에너지 관련 2030년까지 2005년 수준의 CO<sub>2</sub> 배출은 투자의 패턴의 큰 변화를 요구한다.
- 에너지 서비스에 대한 수요를 만족시키기 위한 에너지 공급의 증가에 대한 투자보다, 최종용도 에너지 효율성의 향상에 대한 투자가 대부분 훨씬 더 비용 효율적이다. 효율성의 향상은 에너지 안보와 지방과 지역의 대기오염 감축과 공용에 대한 긍정적인 영향을 준다.
- 재생산 에너지는 일반적으로 에너지 안보와 고용과 대기 질에 긍정적인 영향을 준다. 다른 공급선택과 비교해 비용이 주어진, 재생산 전기는 2005년에 전기 공급의 18%를 나타내며 2030년에 탄소가격이 59US\$/tCO<sub>2</sub>-eq까지 일때 총 전기 공급의 50-35%를 차지할 수 있다.
- 비록 가격의 변동성은 투자자에게 경제성장을 저해하는 것일지라도 화석연료의 시장가격이 더 높을 수 록, 탄소 저감의 대안이 더 많이 경쟁력이 있을 것이다. 높은 가격의 진부한 오일 자원은 반면에 오일샌드, 중유 그리고 석탄과 가솔린의 합성연료로부터 고 탄소 대안에 의해 증가하는 비록 CCS를 갖추어진 생산 공정이 아니라면 GHG배출을 유발하면서 대체될지 모른다.
- 다른 공급 선택에 비해 가격이 주어진 핵전력은 2005년의 전기 공급의 16%를 차지하며 탄소가격이 59US\$/tCO<sub>2</sub>-eq까지인 2030년에는 18%를 차지할 수 있다. 그러나 안정성, 무기 확산과 폐기물은 제약으로 남아있다.
- 지하의 지질형태에서 CCS는 2030년 감축에 대해 중요한 기여를 할 수 있는 잠재력을 가진 새로운 기술이다. 기술적, 경제적 그리고 규제 발달은 실제 기여에 영향을 줄 것이다.

11. 교통부문에서 다수의 감축 선택이 있으나, 그것들의 영향은 이 부분의 성장에 의해 방해 받을지도 모른다. 감축 선택은 소비자의 선호와 정책구조의 부족 등의 장애에 직면해 있다.(중간 일치도, 중간 증거)

- 연료 절감을 유발하는 향상된 탈것의 효율성은 적어도 경량용의 탈것에서 순 이익을 내고 있다. 그러나 시장의 잠재력은 크기나 성능과 같은 다른 소비자의 고려 때문에 경제잠재력보다 훨씬 더 낮다. 중형의 탈것에 대한 감축 잠재력을 평가하기에는 충분한 정보가 부족하다. 상승하는 연료비용을 포함하는 시장의 힘 하나가 상당한 배출 감축을 유발할 것이라 기대 되지 않는다.
- 생물연료는 교통부문에서 GHG의 배출을 다루는데 그들의 생산 경로에 따라 중요한 역할을 한다. 가솔린과 디젤 연료의 첨가제나 대용으로 사용되는 생물연료는 2030년 기준에서 총 교통에너지 수요에서 3%성장을 보일 것으로 예상된다. 이것은 미래의 오일과 탄소 가격, 탈것의 효율성 향상과 셀룰로즈 바이오매스의 이용기술의 성공에 따라 약 5-10%증가 할 수 있다.
- 도로에서 레일, 내륙과 해안의 선박으로, 또 낮은 이용률에서 높은 이용률 승객 수송<sup>22</sup> 토지사용, 도시 계획과 비엔진으로 형식의 변화는 지역조건과 정책에 따라 GHG 감축에 대한 기회를 제공한다.
- 항공업 부문의 CO<sub>2</sub> 배출에 대한 중 기간 감축 잠재력은 향상된 연료 효율성으로부터 올 수 있다. 그것은 기술, 운행과 대기 교통 관리를 포함하는 다양한 수단을 통해 달성될 수 있다. 그러나 그러한 향상은 항공업의 배출만 감소시킬 것으로 기대된다. 이 부문의 총 감축 잠재력은 또한 항공기 배출의 비 CO<sub>2</sub> 기후 영향을 설명하는데 필요할 것이다.
- 교통부문의 배출 감축을 파악하는 것은 교통 혼잡, 대기 질과 에너지보장을 처리하는 공편의이다.

12. 새로 또는 존재하는 건물에 대한 에너지 효율 선택은 순 경제 이익과 상당히 CO<sub>2</sub>배출을 줄일 수 있다. 많은 장애는 이 잠재력을 개발하는데 존재하지만 공편의 또한 크다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 에너지 효율적인 건물은 CO<sub>2</sub> 배출의 성장을 제한하는 동시에 내부와 외부의 공기 질을 향상시킬 수 있고, 사회복지를 향상시키고 에너지 안보를 강화할 수 있다.
- 건물부문에서 GHG 감축을 인식하는 기회는 전세계에 존재한다. 그러나 다중의 장애가 이런 잠재력을 깨닫는데 어렵게 하고 있다. 이런 장애는 기술이 이용가능성, 재정, 빈곤, 신뢰가능한 정부의 고비용, 건물디자인에서의 본래의 한계와 그리고 정책과 프로그램의 적절한 포트폴리오를 포함한다.
- 위의 장애의 크기는 개발도상국에서 더 크며 이것은 건물 부문에서 그들이 GHG감축의 달성하는데 더욱 어렵게 한다.

13. 산업부문<sup>19</sup>에서 경제의 잠재력은 에너지 집약산업에 탁월하게 위치한다. 이용 가능한 감축 선택의 완전한 사용은 산업화된 국가 또는 개발도상국 어느 곳에서도 행해지지 않는다.

(높은 일치도, 많은 증거)

- 개발도상국의 많은 산업 시설은 새것이며 가장 낮은 배출을 가진 최근의 기술을 포함한다. 그러나, 많은 낡고 비효율적인 시설들은 산업화된 국가와 개발도상국 둘 다에 남아있다. 이런 시설들의 향상은 상당한 배출 감축을 가져다 줄 것이다.
- 주식자본의 느린 전환률, 재정적 기술적자원의 부족, 회사의 기술 정보에 접근하고 흡수하는 능력부족(특히 중소기업의 회사)는 이용 가능한 선택들의 완전한 사용의 중요한 장애요인이다.

14. 농업부문의 실행은 집합적으로 기여를 낮은 비용<sup>19</sup>으로 할 수 있다. 토양 탄소가스 흡수계를 증가시키는데, GHG배출의 감소에 중요한 기여하며 에너지 사용을 위한 바이오매스의 공급 원료에 기여한다.(중간 일치도, 중간 증거)

- 농업부문의 감축 잠재력의 큰 비율은 토양 탄소 격리에서 온다. 그것은 지속가능한 농업과 기후변화의 취약성을 줄이는 강한 공동작용을 한다.
- 저장된 토양 탄소는 토양관리의 변화와 기후변화에 의해 손실되기 쉽다.
- 고려할만한 감축 잠재력은 몇몇의 농업 체계에서 메탄과 이산화질소의 감축으로부터 또한 가능하다.
- 감축실행의 보편적으로 적용 가능한 리스트는 없다.: 각 농업 체계와 환경에 따라 실행을 평가할 필요가 있다.
- 농업 잔여물과 에너지 농작물로 부터의 바이오매스는 중요한 바이오에너지 공급 원료가 될 수 있다. 그러나 그것의 감축에 대한 기여는 수송과 에너지 공급의 바이오에너지에 대한 수요, 물의 이용가능성, 그리고 식량과 섬유상품의 토지 요구에 의존한다. 농업토지의 바이오매스 생산의 광범위한 사용은 다른 토지 사용과 경쟁될 수 있으며 긍정적, 부정적 영향을 환경과 식량보장에 줄 수 있다.

15. 산림관련 감축 활동은 근원으로부터 상당히 배출량을 줄일 수 있고 저비용으로 흡수원을 사용해 CO<sub>2</sub>를 제거할 수 있으며 그리고 적응과 지속가능한 개발의 두 공동작용을 창조하도록 디자인될 수 있다.(높은 일치도, 많은 증거)<sup>23</sup>

- 총 감축 잠재력의 약 65%(100US\$/tCO<sub>2</sub>-eq까지)는 열대지

방에 위치하고 총량의 50%는 산림벌채로부터의 배출을 줄여서 성취될 수 있다.

- 기후변화는 산림부문의 감축 잠재력에 영향을 준다.(그것은 고유의 그리고 심겨진 산림이다.) 그리고 그 영향은 지역, 소지역마다 정도와 방향에서 다를 것으로 기대된다.
  - 산림관련 감축의 선택은 적응과 양립 할 수 있게, 또한 고용, 수익 창출, 생물다양성, 그리고 유역보존, 재생 가능한 에너지 공급과 빈곤의 경감에서 상당한 공편익을 가질 수 있게 디자인되고 실행될 수 있다.
16. 사용 후 폐기물은<sup>24</sup> 세계 GHG감축<sup>25</sup>에 있어 작은 기여자이다.(5%) 그러나 폐기물 부문은 긍정적으로 적은비용을 가지고 GHG 감축에 기여할 수 있으며 지속가능한 개발을 촉진시킬 수 있다.(높은 일치도, 많은 증거)
- 존재하는 폐기물 관리 실행은 이 부문으로 부터의 GHG 배출의 효과적인 감축을 제공한다.: 심사숙고하고 환경적으로 효율적인 넓은 범위의 기술이 상업적으로 배출을 감축하는데 이용가능하며, 향상된 공중위생과 안정, 토양보호와 오염방지, 그리고 지역에너지공급에 공편익을 제공한다.
  - 폐기물 최소화화 재활용은 에너지와 제재의 보존을 통해 간접적이고 중요한 감축이익을 제공한다.
  - 지역 자본의 부족은 개발도상국과 체재이행의 국가들의 폐기물과 폐수 관리에 있어서 중요한 억제제이다. 지속가능한 기술에 대한 전문적인 지식의 부족도 또한 중요한 장애이다.
17. 대기의 CO<sub>2</sub>를 직접적으로 제거에 해양이용, 물질을 상층대기로 보내어 햇빛을 막는 것과 같은 지구공학 선택은 크게 이론적이며 증명되지 않은 채로 남아있고 알려지지 않은 역효과의 위험을 가진다. 이런 선택의 확실한 비용의 책정이 발표되지 않았다.

#### D. 장기간의 감축(2030년 후에)

18. GHGs의 농도를 대기에서 안정화하기 위해서는 배출이 최고점에 도달하고 그 후에 감소되어야한다. 안정화 수준이 더 낮을 수록, 이런 최고점과 감소가 더 빨리 일어나야한다. 다음의 2~30년에 걸친 감축의 노력은 더 낮은 안정도 수준에 도달할 기회에 영향을 줄 것이다.(표 SPM.5와 그림 SPM.8을 보이라)<sup>26</sup>(높은 일치도, 많은 증거)
- 다중 기체 감축을 사용하는 최근의 연구는 TAR에 보고된 것보다 더 낮은 수준의 안정화를 조사해왔다.
  - 평가되어진 연구는 GHG 농도<sup>27</sup>의 안정화 도달에 관한 배출범위의 수준을 포함한다. 이런 연구의 대부분은 최소한

의 비용 접근을 사용하며 초기와 지체된 배출 감축 둘 다를 포함한다.(그림 SPM.7)[박스 SPM.2] 표 SPM.5는 안정화 농도에 대한 여러 다른 그룹의 요구되어지는 배출 수준과 관련된 평형상태 세계 평균기온의 증가를 요약하며 기후 민감도의 최선의 평가를 사용한다.(그림 SPM.8을 불확실성의 가능한 범위에 대해 보라)<sup>29</sup> 낮은 농도의 안정화와 관련된 평형상태 기온 수준은 배출이 최고점에 도달할 필요가 있을 때에 진입하며, 더 큰 배출의 감소를 2050년에 요구한다.

19. 평가되어진 안정화 수준의 범위는 현재 이용 가능한 기술 수준의 배치와 오는 수 십년동안 상업화가 기대되는 기술에 의해 성취될 수 있다. 이것은 적절하고 효과적인 유인이 기술의 개발, 습득, 배치, 확산에 그리고 관련된 장애를 대처하는데 놓여 저야하는 것을 가정한다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 안정화에서 요구되어지는 배출의 여러 다른 기술의 기여는 시간, 지역 그리고 안정화 수준에 따라 다양할 것이다.
  - 에너지 효율은 대부분의 지역과 시간 규모에서 많은 계획에 걸쳐서 중요한 역할을 할 것이다.
  - 더 낮은 안정화 수준을 위해, 계획은 재생 가능한 에너지와 원자력과 같은 저 탄소 에너지 자원의 사용을 더 강조해야하고 CO<sub>2</sub> 포획과 저장(CCS)의 사용을 더 강조해야한다. 이런 계획에서 에너지 공급의 탄소강도의 개선과 전체 경제는 과거보다 더 빨라야할 필요가 있다.
  - 비 CO<sub>2</sub>와 CO<sub>2</sub>의 토지 사용과 임업 감축 선택을 포함하는 것은 안정화를 성취하는데 있어 더 큰 유연성과 비용효율성을 제공한다. 현대의 바이오에너지는 감축의 포트폴리오에 있어 상당히 재생에너지의 몫에 기여할 수 있다.
  - 감축 선택 포트폴리오의 실례가 되는 예에 대해서는 그림 SPM.9을 보라.
- 공공부문과 민간부문에서 연구 개발 및 보급(RD&D)를 통한 저 GHG 배출 기술과 기술 향상에 대한 투자와 그의 전세계에 걸친 배치는 비용감축 뿐만 아니라 안정화 목표를 달성하기 위해 요구되어진다. 안정화 목표가 낮을 수록(특히 550ppm이하의), 다음의 수십 세기 동안 RD&D에서의 훨씬 더 효율적인 노력과 새로운 기술에 대한 더 많은 투자가 필요하다. 이것은 기술의 개발, 습득, 배치 그리고 확산에 대한 장애가 효율적으로 대처되는 것을 요구한다.
- 적절한 동기는 이런 장애를 대처하고 기술의 넓은 포트폴리오를 걸친 목표를 깨닫는 것을 돕는다.

20. 2050<sup>30</sup>에 710~445ppmCO<sub>2</sub>-eq의 안정화를 향하는 복합 기체 감축을 위한 세계 평균 거시 경제 비용은 세계 GDP감소의 1%의 획득에서 5.5%감소사이에 있다.(표 SPM.6을 보라) 구체적인 국가와 부문에 대해서 비용은 세계평균으로부터 상당히 다양하다.(박스 SPM.3과 SPM.4를 방법론과 가정을 위해보고 음의 비용의 설명을 위해 그래프 5를 보라)(높은 일치도, 중간 증거)

21. 오랜 시간에 걸친 세계 감축의 적절한 수준에 대한 의사결정은 반복되는 위험 관리과정을 포함한다. 그 과정은 감축과 적응을 포함하며 실재의 그리고 예방된 기후변화 손실, 공편익, 지속성, 공평성 그리고 위험에 대한 태도를 고려한다. GHG감축에 대한 시간과 스케일에 대한 선택은 중장기간 동시에 지체의 기후위험에 대해 현재의 더 빠른 GHG 배출 감축의 경제적 비용을 균형을 맞추는 것이다.[높은 일치도, 많은 증거]

- 감축의 비용과 이익의 통합된 분석으로부터의 제한되고 최근의 분석결과는 이러한 것들이 정도에 있어서 이익이 비용을 초과하는 안정화 수준과 배출 경로의 명백한 결정과는 필적하지만 아직 허용되지 않았다
- 경제적 비용과 여러 가지의 감축경로의 이익의 통합된 평가는 경제적으로 감축의 최적의 수준과 시기는 가정되어진 기후변화손실비용곡선의 불확실한 모양과 특징에 의존한다.
  - 만일 기후변화 손실 비용 곡선이 느리고 규칙적으로 변한다면, 그리고 긍정적인 전망(시기 적절한 적응에 대한 잠재력을 증가시키는)이 있다면 후의 그리고 덜 엄격한 감축이 경제적으로 옳다고 판정된다.;
  - 대신에 만일 손실비용 곡선이 가파르게 증가한다면, 또는 비선형성(예: 취약성의 경계, 또는 심지어 작은 대재앙의 가능성)을 포함한다면, 더 일찍이 그리고 더 엄격한 감축이 경제적으로 옳다고 판정된다.
- 기후 민감성은 구체적인 기온 수준을 겨냥한 감축 계획에 있어서 중요한 불확실성이다. 연구들은 만일 기후 민감성이 높다면 그때는 감축의 시기와 수준이 민감성이 낮았을 때 보다 더 빨라야 하고 더 엄격해야 한다.
- 지체된 배출 감축은 더 배출 유인적인 인프라구조와 개발 경로를 제약하는 투자를 유발한다. 이것은 더 낮은 안정화 수준(표 SPM.5에서 보여진)에 도달하는 기회를 억제하며 더 심각한 기후변화 영향의 위험성을 증가시킨다.

### E. 기후변화를 완화하기 위한, 방법과 수단

22. 다양한 국가의 정책과 수단이 정부가 감축 활동에 대한

동인을 만드는데 이용가능하다. 그들이 적용은 국가의 환경과 그들의 상호작용의 이해에 의존하지만, 다양한 국가와 부문에서의 이행으로 부터의 경험은 어떤 주어진 수단에 대한 장점과 단점이 있다는 것을 보여준다. (높은 일치도, 많은 증거)

- 네 가지의 중요한 기준은 정책과 수단을 평가하는데 사용된다.: 환경적 유효, 비용 효율적, 분배효과, 공평성을 포함하는가, 그리고 제도상의 실행가능성
- 모든 수단은 완전하게 또는 불완전하게 계획될 수 있으며 엄격할 수 있고 느슨할 수 있다. 게다가 이행을 향상시키기 위해 감독하는 것은 모든 수단에 대해 중요한 문제이다. 정책의 수행에 대한 일반적인 조사결과는 다음과 같다.:
  - 더 포괄적인 개발 정책에서 기후 정책을 통합하는 것은 이행과 장애를 극복하는 것을 더 쉽게 한다.
  - 규제와 기준은 일반적으로 배출 수준에 대해 어느 정도 확실성을 준다. 그것들은 정보 또는 다른 장애가 생산자와 소비자가 가격신호에 반응하는 것을 막을 때 더 선호되어진다. 그러나 그것들은 혁신과 더 진보된 기술을 포함하지 않을지 모른다.
  - 세금과 부과금은 탄소에 대한 가격을 책정할 수 있다. 그러나 배출의 어느 특정한 수준을 보장하지 않는다. 논문은 세금을 GHG 배출의 비용을 흡수시키는 효율적인 방법으로 여긴다.
  - 배출권 거래는 탄소의 가격을 수립할 것이다. 허용된 배출의 크기는 그들의 환경적 유효를 결정하며, 배출권 할당은 분배 결과를 갖는다. 탄소 가격의 변동은 배출권에 따르는 총비용을 책정하는 것을 어렵게 한다.
  - 재정적 유인(보조금과 세금공제) 종종 새로운 기술의 개발과 확산을 위해 정부에 의해 쓰인다. 경제 비용이 일반적으로 위의 나열된 수단보다 높지만, 그것들은 장애를 극복하기위해 종종 중요하다.
  - 산업과 정부사이의 자발적인 합의는 정치적으로 매력적이고 투자자들 사이의 자각심을 일깨우고 그리고 많은 국가 정책의 진보에 중요한 역할을 해왔다. 합의의 대부분은 보통 산업을 넘어 중요한 배출 감축을 달성하지는 않았다. 그러나 몇몇의 최근의 합의는 몇몇의 국가에서 가장 쓸모있는 기술의 적용을 촉진시키고 측정할 수 있는 배출 감축을 유발했다.
  - 정보 수단(예: 자각캠페인)은 정보에 근거한 선택을 촉진시키고 행동의 변화에 기여함으로써 환경적 질에 긍정적인 영향을 주었을 것이다. 그러나 그것의 배출에 대한 효과는 아직 측정되지 않았다.

○ RD&D는 기술적 진보를 자극할 수 있고 비용을 감소시킬 수 있으며 안정화로의 진행을 가능하게 할 수 있다.

- 몇몇의 회사와 지방과 지역의 권위자들, NGO들과 시민단체는 다양한 자발적 행동을 취하고 있다. 이러한 자발적인 행동은 GHG 배출을 제한하고, 혁신적인 정책을 자극하며, 새로운 기술의 배치를 촉진한다. 그들은 스스로의 힘으로 국가와 지역의 배출 수준에 제한된 영향을 준다.
- 국가 정책과 수단 구체적인 적용 부문으로부터 교훈은 표 SPM.7에서 보여진다.

23. 탄소의 실재의 절대적인 가격을 제시하는 정책은 생산자와 소비자가 저GHG 상품, 기술과 과정에 투자하는데 동인을 만들어 줄 수 있다. 그러한 정책은 경제적 수단과 정부의 용자와 규제를 포함할 수 있다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 효과적인 탄소 가격신호는 중요한 감축 잠재력을 모든 부문에서 일으킬 수 있다.
- 일관되게 2100년에 550ppm CO<sub>2</sub>eq 정도의 안정화를 갖는 모델링 연구들은 탄소가격이 2030년에 20~80US\$/tCO<sub>2</sub>-eq으로, 2050년에는 30~155US\$/tCO<sub>2</sub>-eq으로 오를 것을 보여준다. 동일한 안정화 수준을 위해 유발되어진 기술들을 고려한 TAR이후의 연구들은 2030년에 5~65US\$/tCO<sub>2</sub>-eq으로, 2050년에는 15~130US\$/tCO<sub>2</sub>-eq으로 가격의 범위를 낮추었다.
- 대부분의 하향식 그리고 2050년의 상향식 평가는 수 십년 동안 유지되거나 증가되어질 20~50US\$/tCO<sub>2</sub>-eq의 실제의 또는 절대적인 탄소 가격은 2050년에 저 GHG 배출의 발전부문을 유발시킬 수 있고, 최종용도부문의 많은 감축 선택을 경제적으로 매력 있게 만들 것이다.
- 감축 선택의 이행의 장벽은 국가와 부문별로 다방면이며 다양하다. 그들은 재정적, 기술적, 제도적, 정보적 그리고 행동적 측면에 관련 될 수 있다.

24. 재정적 기여, 세금 공제, 규정 설정, 시장창조를 통한 정부의 후원은 효과적인 기술 개발과 혁신 그리고 배치에 중요하다. 기술의 개발도상국으로의 전달은 합법화하는 조건과 자금의 조달에 의존한다.(높은 일치도, 많은 증거)

- RD&D 투자의 공공의 이익은 민영부분에 의한 이익보다 크므로 정부의 RD&D의 후원을 정당화한다.
- 대부분의 에너지 연구 프로그램에 대한 실재의 절대적인 기간에 대한 정부의 재정적인 투자는 최근의 20년 동안(심지어 UNFCCC가 비준된 후)변동이 없거나 감소해왔으며 현재는 1980년 수준의 반 정도이다.
- 정부는 제도적, 정책적, 법률상 그리고 제도적 기본 틀과

같은 적절한 합법적인 환경을 제공하는데 중요한 후원역할을 할 수 있다. 이는 투자의 흐름을 유지하고 효과적인 기술전달이것이 없다면 중요한 부분에서 배출 감축효과를 도달하기 어려움-을 위한 것이다. 저 탄소 기술의 점진적 비용의 자금조달을 동원하는 것은 중요하다. 국제적인 기술 협의는 지식기반을 강화할 수 있다.

- 부속국 I 국가의 활동이 가져온 개발도상국으로 기술 전달의 잠재적인 이익의 효과는 상당하지만 어떤 신뢰할만한 측정도 이용가능하지 않다.
- 청정 개발제재 프로젝트를 통한 개발도상국으로의 자금의 흐름은 일 년에 US\$로 수조원의 수준에 도달할 잠재력을 가졌다. 그 자금은 지구환경금융(GEF)를 통한 흐름보다 높으며, 개발 원조 흐름에 기원한 에너지와 비교할만하다. 그러나 최소한 크기의 수준은 총 외국인 직접투자 흐름보다 낮다. CDM, GEF 그리고 기술전달에 대한 개발 원조를 통한 자금의 흐름은 제한되어져 왔으며 지리적으로 불균형적으로 분포해왔다.

25. UNFCCC와 그것의 교토 의정서의 주목할 만한 성과는 기수 문제의 전세계의 반응의 수립이고 국가 정책의 일련의 자극이며, 국제적인 탄소 시장의 창조와 그리고 미래의 감축의 노력을 위한 기반을 제공할지 모르는 제도적 절차이다.

- 의정서의 세계배출과 관련된 첫 번째 의미기간의 영향은 제한되어지게 계획되었다. 그것의 참여하는 부속국-B국들에 대한 경제적인 영향은 TAR에서 제시되어진 것보다 더 작게 계획되었다. 그것은 배출 무역 없이 2012에 0.2-2%의 더 낮은 GDP와 부속국-B국 사이의 배출 무역에 대한 0.1-1.1%의 더 낮은 GDP를 보여주었다.

26. 그 조사연구는 국제적인 수준에서 협력을 통해 세계 GHG 배출의 감축에 도달하는 것에 대한 많은 선택을 확인하였다. 그것은 또한 성공적인 협의는 환경적으로 효과적이고 비용 효율적이라고 제안하고 분산된 고려, 공정성을 통합하고 제도적으로 실행 가능한 것이다.

- 배출을 줄이기 위한 더 협동적인 노력은 감축의 주어진 수준에 도달하는데 드는 세계의 비용을 줄이는데 도움이 될 것이며, 환경적 효율성을 향상시킬 것이다.
- 시장 메커니즘(배출 거래, 이행과 CDM의 집합)의 범위의 확장과 향상은 전체의 감축 비용을 줄일 수 있다.
- 기후변화를 처리하는 노력은 배출원 표적과 같은 다양한 요소들을 포함한다.: 부문적, 지방적, 하위 국가적 그리고 지역적 활동; RD&D 프로그램; 사회일반의 정책의 채택; 활동에 기원한 개발 이행; 또는 자금조달 수단의 확대. 이

러한 요소들은 통합된 방식에서 이행될 수 있으며, 그러나 여러 나라에 의한 노력과 비교하는 것은 양적으로 복잡할 수 있고 자원 집약적일 수 있다.

- 참여국에의해 취해지는 행동은 그것이 착수 되어질 때 누가 참여 하는가 행동이 무엇인가의 관점에서 달라 질수 있다. 행동은 구속력이 있을 수도 없을 수도 있다. 그리고 고정된 또는 동적인 표적을 포함할 수 있으며 참여는 시간에 따라 고정될 수 있고 다양할 수 있다.

## F. 지속가능한 발전과 기후변화 감축

27. 개발 방향을 변화시켜 개발을 더 지속가능하게 하는 것은 기후변화 완화에 더 기여할 수 있으며, 그러나 이행은 다중적인 장애의 근원을 요구할지도 모른다. 협력 작용을 깨닫고 다른 지속가능한 개발의 차원과의 갈등을 피하기 위해서 여러 부문에서 감축옵션의 선택과 이행의 가능성의 이해가 증가하고 있다.(높은 일치도, 많은 증거)

- 감축 대책의 규모의 상관없이 적응 대책은 필수적이다.
- 기후변화를 다루는 것은 지속가능한 개발 정책의 절대적으로 필요한 요소로 여겨질 수 있다.
- 국가의 환경과 제도의 강도는 어떻게 개발정책이 GHG배출에 영향을 줄 것 인지 결정한다. 개발 방향의 변화는 정부, 사업과 시민사회를 포함하는 공공부문과 민영부문의 결정과정의 상호작용으로부터 나온다. 그 결정의 대다수는 전통적으로 기후정책이라고 여겨지지 않는다. 이 과정은 행위자가 공평하게 참여하고 그리고 과정을 만드는 분산된 결정이 통합될 때 가장 효율적이다.
- 기후변화와 다른 지속적인 개발정책은 종종 공동효과를 내지만 항상 그렇지 않다. 예를 들어 거시경제 정책, 농업 정책, 개발 자금 선도, 보험 실행, 전기 시장의 재편성, 에너지 안보와 산림 보존에 대한 결정의 증거들이 커지고 있다. 그것들은 기후정책과 멀어 보이지만 상당히 배출을 줄일 수 있다. 반면에 예를 들어 농촌의 현대의 에너지원의 접근을 향상시키는 것에 대한 결정은 세계 GHG 배출에 많은 영향을 주지 못했다.
- 에너지 효율성과 관련된 기후변화 정책 그리고 재생산 에너지는 경제적으로 이익이 남으며, 에너지 안보를 향상시킬 수 있고 지역 오염 배출을 줄일 수 있다. 다른 에너지 공급 감축 옵션은 지속가능한 개발의 이점을 또한 성취할 있게 계획될 수 있다. 그러한 개발의 이점에는 지방인구의 이동을 예방, 일자리 창조, 의료혜택 등이다.
- 자연적 서식지손실과 산림파괴를 줄이는 것은 상당한 생물의 다양성, 토양과 수자원 보존의 이익을 가질 수 있으

며, 사회적으로 경제적으로 지속가능한 방법으로 이행될 수 있다. 산림과 바이오에너지 조립지는 침식된 토지의 복구, 물 유출의 관리, 토양 탄소의 유지와 농촌 경제에 이익을 유발 할 수 있다. 그러나 식량생산에 대한 토지와 경쟁 될 수 있으며, 적절하게 계획되지 않으면 생물의 다양성에 부정적일지도 모른다.

- 폐기물 관리, 수송과 건물 부문에서 감축 활동은 지속가능한 개발을 강화하는 것에 대한 긍정적인 가능성이 또 있다.
- 개발을 더 지속가능하게 만들기 위해서 완화하는 그리고 적응하는 수용력을 강화시키고 배출과 기후변화에 대한 취약성을 줄여야한다. 감축과 적응사이의 공동효과는 존재할 수 있다. 예를 들어 적절하게 계획된 바이오매스 생산, 보존된 지역의 형성, 토지 관리, 건물에서의 에너지사용과 산림이다. 다른 상황에서 적응대처와 관련된 에너지 소비의 증가에 의한 GHG 배출 증가와 같은 교환조건이 있을 수 있다.

## G. 지식의 격차

28. 기후변화의 감축의 측면과 관련된 현재 이용 가능한 지식에서의 격차가 여전히 존재한다. 특히 개발도상국에서 그러하다. 이러한 세계의 격차를 다루기 위한 추가적인 연구는 불확실성을 더 줄일 것이고 그리하여 기후변화의 완화와 관련된 의사결정을 용이하게 한다.