

제 8 장

기후모델의 특징과 평가

총괄주저자

David A. Randall(USA), Richard A. Wood(UK)

주저자

Sandrine Bony(France), Robert Colman(Australia), Thierry Fichefet(Belgium), John Fyfe(Canada), Vladimir Kattsov(Russian Federation), Andrew Pitman(Australia), Jagadish Shukla(USA), Jayaraman Srinivasan(India), Ronald J. Stouffer(USA), Akimasa Sumi(Japan), Karl E. Taylor(USA)

기여저자

K. AchutaRao(USA), R. Allan(UK), A. Berger(Belgium), H. Blatter(Switzerland), C. Bonfils(USA, France), A. Boone(France, USA), C. Bretherton(USA), A. Broccoli(USA), V. Brovkin(Germany, Russian Federation), W. Cai(Australia), M. Claussen(Germany), P. Dirmeyer(USA), C. Doutriaux(USA, France), H. Drange(Norway), J.-L. Dufresne(France), S. Emori(Japan), P. Forster(UK), A. Frei(USA), A. Ganopolski(Germany), P. Gent(USA), P. Gleckler(USA), H. Goosse(Belgium), R. Graham(UK), J.M. Gregory(UK), R. Gudgel(USA), A. Hall(USA), S. Hallegatte(USA, France), H. Hasumi(Japan), A. Henderson-Sellers(Switzerland), H. Hendon(Australia), K. Hodges(UK), M. Holland(USA), A.A.M. Holtslag(Netherlands), E. Hunke(USA), P. Huybrechts(Belgium), W. Ingram(UK), F. Joos(Switzerland), B. Kirtman(USA), S. Klein(USA), R. Koster(USA), P. Kushner(Canada), J. Lanzante(USA), M. Latif(Germany), N.-C. Lau(USA), M. Meinshausen(Germany), A. Monahan(Canada), J.M. Murphy(UK), T. Osborn(UK), T. Pavlova(Russian Federation), V. Petoukhov(Germany), T. Phillips(USA), S. Power(Australia), S. Rahmstorf(Germany), S.C.B. Raper(UK), H. Renssen(Netherlands), D. Rind(USA), M. Roberts(UK), A. Rosati(USA), C. Schär(Switzerland), A. Schmittner(USA, Germany), J. Scinocca(Canada), D. Seidov(USA), A.G. Slater(USA, Australia), J. Slingo(UK), D. Smith(UK), B. Soden(USA), W. Stern(USA), D.A. Stone(UK), K.Sudo(Japan), T. Takemura(Japan), G. Tselioudis(USA, Greece), M. Webb(UK), M. Wild(Switzerland)

검토위원

Elisa Manzini(Italy), Taroh Matsuno(Japan), Bryant McAvaney(Australia)

이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi and K.E. Taylor, 2007: Climate Models and Their Evaluation. 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.....	633	8.4.7 엘니뇨-남방진동 (El Niño-Southern Oscillation).....	662
8.1 서론 및 개관.....	636	8.4.8 Madden-Julian Oscillation.....	663
8.1.1 평가란 무엇을 의미하는가?.....	636	8.4.9 준 2년 진동 (Quasi-Biennial Oscillation).....	663
8.1.2 평가 방법.....	636	8.4.10 몬순 변동.....	664
8.1.3 어떻게 모델이 구성되는가?.....	638	8.4.11 기후모델을 이용한 단기에보.....	664
8.2 모델링 기술의 발전.....	638	8.5 극한값의 모의.....	665
8.2.1 대기과정.....	638	8.5.1 기온의 극한값.....	665
8.2.2 해양과정.....	643	8.5.2 강수의 극한값.....	666
8.2.3 지면과정.....	644	8.5.3 열대저기압.....	666
8.2.4 얼음권 과정.....	646	8.5.4 요약.....	666
8.2.5 에어러솔 모델링과 대기화학.....	646	8.6 기후민감도와 되먹임 작용.....	667
8.2.6 접합방법의 발전.....	647	8.6.1 서론.....	667
8.2.7 플렉스 보정과 초기화.....	647	8.6.2 대순환모델이 모의한 기후민감도의 다양성에 대한 이해.....	667
8.3 접합모델이 모의한 현대 기후에 대한 평가.....	647	박스 8.1 : 상층 대류권 습도와 수증기 되먹임.....	669
8.3.1 대기.....	648	8.6.3 기후민감도의 중요한 물리과정들.....	670
8.3.2 해양.....	652	8.6.4 다른 모델에서 모의된 각 되먹임에 대한 신뢰성 평가를 어떻게 할까?.....	677
8.3.3 해빙.....	655	8.7 급격한 기후변화의 메커니즘.....	677
8.3.4 지표면.....	656	8.7.1 서론.....	677
8.3.5 모델 성능의 변화.....	657	8.7.2 강제력 변화에 의한 급격한 기후변화.....	678
8.4 접합모델이 모의한 대규모 기후변동의 평가.....	658	8.7.3 강제되지 않은 급격한 기후변화.....	680
8.4.1 북반구와 남반구의 환상 모드 (Annular Mode).....	658	8.8 간단한 모델이 나타내는 지구 시스템.....	680
8.4.2 태평양 십년 주기 변동 (Pacific Decadal Variability).....	659	8.8.1 왜 간단한 모델인가?.....	680
8.4.3 태평양 북아메리카 패턴 (Pacific-North American Pattern).....	660	8.8.2 간단한 기후모델.....	681
8.4.4 한랭해양 - 온난육지 패턴.....	660	8.8.3 중간단계의 지구시스템 모델.....	682
8.4.5 대기 레짐과 블로킹.....	661	자주 묻는 질문(FAQ)	
8.4.6 대서양 수 십년 주기 변동.....	661	FAQ 8.1 : 미래 기후변화를 예측하는데 사용되는 모델은 믿을 수 있는가?.....	641
		참고문헌.....	685

개요

이 장은 미래 기후를 예측하기 위해 사용된 전구 기후모델들의 성능을 평가하고 있다. 지난 IPCC 3차 평가보고서(TAR)가 발표된 이래로 모델을 이용한 미래 기후 예측에 대한 신뢰도는 여러 분야의 연구 진척과 더불어 향상되었다.

물리 법칙을 기반으로 구성된 기후모델들은 과거의 기후 변화(6장에서 다루고 있음)와 최근에 관측(8장과 9장에 있음)된 기후변화의 특징들을 잘 재현하고 있다. 무엇보다도 대기-해양 대순환 모델들(AOGCMs)은 앞으로 대륙에서 나타나게 될 대규모 기후변화에 대하여 믿을만한 정량적 예측 결과를 제공한다. 이때 어떤 변수(예, 기온)들에 대해서는 신뢰성 있는 예측결과를 제공하지만 다른 변수들(예, 강수량)에서는 그렇지 못하다. 이 요약은 3차 평가보고서 이후에 진행된 부분들에 대해 축약된 내용을 정리한 것이다.

- 일정한 조건하에서 수행된 모델 실험 결과들을 수집하고 분배하는 국가들간의 단합된 노력의 결과, 모델의 성능을 점검하고 모델의 모의 특성을 보다 용이하게 분석할 수 있게 되었다. 이를 통하여 종합적이고 공개적인 모델에 대한 평가가 가능해졌다. 다양한 시각을 가진 여러 연구자들에 의한 평가는 모델이 담고 있을지도 모르는 심각한 문제점들을 최소화시켰다.
- 기후모델들은 수일~일년 예측에 대한 평가 등과 같은 더욱 심화된 평가를 거치고 있다. 이런 다양한 평가들은 기후 예측을 위한 모델의 여러(물리/역학적) 과정들에 대한 신뢰성을 증가시킨다.
- 모델들 사이에 나타난 평균기후 민감도의 차이점들을 이해하기 위한 근본적인 연구가 수행되었다. 이런 차이점들은 일차적으로 모델들의 구름 되먹임 과정의 차이 때문이었다. 특히 하층운의 차이가 큰 영향을 미치고 있었다. 새로운 관측자료와 모델링 증거는 결합된 수증기-기온감률 되먹임의 크기가 대순환 모델의 값과 비슷하다고 제시하고 있다(이 크기는 근사적으로 $1\text{Wm}^{-2}\text{C}^{-1}$ 이며 이 값은 전 지구 평균 온난화를 약 50% 정도를 더 증가시킬 수 있는 크기임). 빙권의 되먹임 작용의 크기는 아직 불분명하다. 즉 이 되먹임 작용의 크기는 모델들마다 크게 다르게 나타나며 이로 인하여 모델들은 다양한 중-고위도 기후를 나타내고 있다.
- 더욱 많은 모델들이 해상도 증가, 수치 계산 방법과 매개 변수화 개발, 그리고 다른 과정(예, 쌍방향 과정의 에어러솔 과정)의 추가 등으로 지금도 여러 개선 과정을 거치고

있다.

- 대부분 AOGCMs는 과거에 모델의 안정성을 위해 사용했던 플렉스 보정 방법을 더 이상 사용하지 않는다. 동시에 현재 기후를 모의하는데 있어 다양한 분야들에서의 개선이 있었다. 따라서 AOGCM의 대조 실험 결과에 여러 편차와 장기적 경향성이 나타나고 있지만 플렉스 보정과 관련한 불확실한 부분들은 감소되었다.
- 여러 중요한 기후변동 모드들을 더욱 잘 모의하게 되면서 모델이 대표적인 기후 과정들을 신뢰성 있게 재현하게 되었다. 그 결과로 여러 AOGCMs는 엘니뇨-남방진동(ENSO)의 여러 특징들을 잘 모의하고 있다. 반면에 MJO(Madden-Julian Oscillation)의 모의는 아직 만족스럽지 못한 실정이다.
- 특히 열과 그리고 한파 등과 같은 극한 기후를 모의하는 AOGCMs의 능력이 향상되었다. 폭우의 빈도수와 강수량은 작게 모의하고 있다.
- 중위도 저기압의 모의 능력이 향상되었다. 열대 저기압 변화 예측에 사용된 몇몇 모델들은 열대 저기압의 빈도수와 분포를 관측과 유사하게 모의하고 있다.
- 대부분 모델들은 남반구 해양 모의에서 계통 오차를 보이고 있다. 남반구 해양은(대기에서 해양으로) 열 흡수가 이뤄지는 중요한 지역이므로 이 지역의 계통 오차는 점주기 후반응에 불확실성을 초래하고 있다.
- 처음엔 모의 결과를 상상불하여 분석하는 등의 관측자료를 기반으로 한 분석법이 모델의 기후변화 변화예측을 결정하는데 사용할 수 있는지 시도하였다. 그럼에도 불구하고 기후 예측의 불확실성을 낮춰줄 모델 분석법을 아직 개발하고 있는 중이다.
- 기후시스템에서 탄소순환의 잠재적 중요성을 조사하기 위하여 몇몇 기후AOGCMs과 중간단계 지구시스템 모델(EMICs)에 탄소순환 과정을 추가하였다.
- 중간단계 지구시스템 모델에 대해 이전과 다른 매우 심도 있는 평가가 이루어졌다. 이 모델들의 결과를 상호 비교를 통하여 이 모델들이 장기간 기후변동, 많은 수의 상상 불 모의나 민감도 실험들에서 요구되는 문제를 해결하는데 아주 유용하게 사용될 수 있다는 것을 알았다.

모델 체계의 개선

대기모델의 성능은 역학 과정과 수송 과정의 개선 그리고 수평 해상도와 연직 해상도의 증가 등을 통하여 향상시킬 수 있다. 상호 작용을 하는 에어러솔 모듈이 몇몇 모델들에 포함됨에 따라 에어러솔의 직간접적 효과가 모델에서 구현

되고 있다.

모델의 지면 과정에 중요한 개선이 이뤄졌다. 관측자료와 혹은 좀더 복잡한 모델의 결과들의 분석을 통하여 지면 모델을 이루는 개개의 과정들이 계속 개선되고 있다. 다가오는 수 십년간의 대규모 기후에 중요한 영향을 줄 수 있는 지면 과정들이 기후모델들에 현재 구현되어 있다. 더 긴 시간 규모를 갖는 몇몇 과정들은 아직 모델에 포함되어 있지 못하다.

AOGCMs의 해양 부분의 개선도 진행되고 있다. 해상도가 높아지고 있으며 '고정된 해수면 높이'(rigid lid surface)를 점차 고려하지 않고 있다. 담수 플릭스, 개선된 강과 하구의 혼합 방법 그리고 양의 일정한 이류 방법 등의 물리 매개 변수화와 수치 계산법 등에 개선이 있었다. 단일 등밀도 혼합 방법들이 이제는 널리 사용되고 있다. 이런 개선들은(현실에 비해) 단순한 매개 변수화 방법들(예, 가염분 플릭스)을 사용함으로써 나타나던 불확실성을 감소시켰다.

빙권을 이루는 여러 구성 부분들 중 해빙의 모의가 가장 잘 이뤄지고 있다. 대부분 현재 최고 수준의 AOGCMs은 좀더 정교한 해빙 역학과 여러 두께를 갖는 해빙 종류들과 좀더 발전된 열역학을 포함하고 있다. 지면의 눈과 연관된 여러 과정들에 대한 매개 변수화가 다양하게 시도되고 있다. 모의된 강설 자료 분석을 통하여 아격자 규모의 비균질성이 강성량의 계절적 변화를 잘 모의하는데 중요함을 알게 되었다. 대륙 빙하 역학을 포함하고 있는 AOGCMs은 드물다. 이장에서 평가되거나 21세기 미래 기후 예측을 위하여 10장에서 제시된 모든 AOGCMs들은 육지의 빙하를 주어진 값으로 처리하고 있다.

컴퓨터 자원을 다음 중에서 어떻게 분배하는 것이 최상의 방법인지에 관한 합의가 현재 이뤄지지 않고 있다: 모의개선을 위한 더 세밀한 모델 격자 간격 통계적 예측의 불확실성을 줄여줄 많은 수의 앙상블 멤버들의 사용 그리고 좀더 완전한 물리 과정의 포함(예, 탄소 되먹임, 대기 화학 반응들).

모델 기후모의에 대한 개선

현재의 이제 AOGCMs은 대기의 몇몇 중요한 변수들의 대규모 계절적 변화를 TAR 시기보다 더 잘 모의하고 있다. 그 중에서도 월평균 전구 강수 분포, 해면기압과 해면 기온에 대한 오차는 모두 감소하였다. 몇몇 모델들은 기후변화에 따른 해수면 온도와 구름 되먹임을 올바르게 모의하는데 중요한 해양의 하층 구름을 잘 모의하고 있다. 그렇지만(지역과 전지구에 중요한 영향을 미치는 것과 더불어) 구름과 열대 강수량 모의에 부족한 중요한 부분들이 남아있다.

남반구 해양에서 나타나는 공통적인 문제점들이 몇몇 모델들에서 발견되었다. 이런 오차들은 결국 해양의 열 흡수량과 점증기후반응의 불확실성을 가져게 한다. 많은 모델들에서 수온약층의 두께가 너무 두꺼워진 결과로 대서양 역전과 열 수송이 약하게 모의됐던 문제점들이 크게 개선되었다.

해빙의 모의에 중요한 개선이 있었지만, AOGCMs을 이용하여 해빙을 모의하는데 있어 3차 평가보고서 이후에 비약적인 발전은 없었다. 해빙 모델의 개선이 상대적으로 느린 이유는 해빙 자체의 개선뿐만 아니라 부분적으로 대기와 해양 과정의 개선이 필요하기 때문이다.

3차 평가보고서 이후에, AOGCMs의 개선을 통한 여러 시간 규모에 걸쳐 나타나는 대규모 변동성 모의 능력이 향상되었다. 모델들은 북반구와 남반구의 환상 모드, 태평양 십년 주기 변동, 태평양-북아메리카 패턴, cold ocean-warm land 패턴 등과 같은 주요한 중위도 변동 모습들을 잘 모의한다. 비록 모델들마다 고위도와 저위도에서 나타나는 여러 과정들이 다르게 나타나지만, AOGCMs은 대서양 수 십년 주기 변동을 모의하고 있다. 열대에서는 ENSO의 시공간 분포와 주기성 모의에 전반적 개선이 있었다. 그러나 아직 ENSO의 계절 잠금 현상과 엘니뇨와 라니냐 사이의 비대칭성 모의에 문제가 있다. 대부분 AOGCMs이 MJO의 특징을 모의하고 있지만 MJO의 주기가 일정하지 않으며 그 강도도 약하다.

대기-해양 대순환 모델들은 이상고온, 차가운 기온의 발생과 서리 일수 등을 잘 모의한다. 열대 저기압 변동을 예측하기 위해 사용된 모델들은 열대 저기압의 빈도와 발생 분포를 잘 모의한다. 그러나 저기압의 강도는 잘 모의하지 못하고 있다. 극한 강수량의 모의는 해상도, 매개 변수화 그리고 강수량의 기준 값에 따라 좌우된다. 일반적으로 약한 강수($<10 \text{ mm day}^{-1}$) 일수는 과다하게 모의하며 강한 비($>10 \text{ mm day}^{-1}$)일 경우는 대체로 강수량이 작게 나타난다.

중간단계 지구시스템 모델들은 오랜 컴퓨터 계산을 필요로 하는 복잡한 AOGCMs이 다루지 못하는 과거와 미래 기후변화를 조사하기 위하여 개발되었다. 해상도가 떨어지고 단순화 된 물리과정들을 사용하기 때문에 EMICs은 매우 큰 규모만을 다룰 수 있다. TAR 이후로 몇몇 모델들의 비교 및 평가를 통하여 EMICs 모의 결과들이, 큰 규모에서, 관측 및 AOGCM의 결과와 유사하게 나타남을 알게 되었다. 따라서 EMICs은 AOGCMs이 다룰 수 있는 시간 규모를 넘어선 기후시스템의 상호작용과 여러 과정들을 이해하기 위하여 사용될 수 있다. 장기간 기후변화 예측의 불확실성 또한 많은 수의 EMIC 실험의 앙상블을 이용하여 조사할 수 있다.

분석 방법의 개발

TAR 이후 모델링 센터 이외의 많은 과학자들에 의해 모델 결과들이 조사될 수 있도록 하는 전례 없는 노력들이 시작되었다. 18개 모델링 그룹들이 계획된 표준 실험들을 실시하였고 그 결과들을 전 세계 수백명의 과학자들이 분석할 수 있도록 하였다. 이것이 현재 모델 결과들에 대한 IPCC 평가의 기반이 되었다. 모델 상호 검증은 모델링 그룹들간의 교류의 증가와 신속한 에러의 발견과 수정, 표준화된 벤치마크 계산의 작성 그리고 모델링 과정의 조직적 기록들의 작성 등의 이점을 가져왔다.

몇 개의 기후모델들을 이용하여 날씨 예보(수일)부터 계절 예보(일년)의 시간 규모에서 초기값을 이용한 예측을 수행하였고 그 분석 결과를 제시하였다. 이런 결과들은 모델들이 기후시스템 내의 중요한 과정과 원격상관 등을 모의할 수 있음을 나타낸다.

기후 되먹임에 대한 평가방법의 개발

수증기 되먹임 작용은 기후 민감도를 향상시키는데 가장 중요한 과정이다. 모델들마다 이 되먹임의 세기가 다르지만 반대로 작용하는 단열감을 되먹임 작용에 의해서 수증기 되먹임은 기후 민감도에 큰 영향을 미치지 않는다. 몇몇 새로운 연구들은 모의된 상하층 대류권의 수증기가 계절 변동, 경년변동, 그리고 화산활동에 의한 기온 감소와 기후변화 등에 관측과 유사한 반응을 나타내고 있음을 보였다. 최근 관측과 모델링 증거는 AOGCM에서 나타난 것처럼 수증기-단열감을 되먹임 작용이 동시에 나타나고 있다는 것을 제시한다.

최근 연구들에 의하면, 모델들마다 기후 민감도의 추정값이 다른 이유는 구름 되먹임 작용의 차이들 때문인 것으로 재차 확인되고 있다. 경계층내의 구름변화에 의한 태양복사의 영향과 중층운의 양이 적은 점이 전구 구름 되먹임 작용을 모델들마다 다르게 만드는 주요한 요소이다. 우려할 점은 현재 기후모의에서 이 구름들이 상대적으로 잘 모의되지 않는다는 것이다. 모델들마다 대규모 대류운들의 변화를 다르게 예측하기 때문에, 지구온난화에 의한 이 구름들의 반응도 미래 기후를 예측하는데 확실하지 않다는 점이다. 관측에 의한 구름 되먹임의 평가는 기후모델들이 서로 다른 결과를 제시하고 있기에 구름 되먹임 작용에 대한 어떤 추정치가 믿을만한지 결정하기 어렵다고 말하고 있다.

TAR이후에 진척이 있었지만, AOGCMs의 빙권 되먹임의 크기는 아직 확실하지 않다. 빙권 되먹임 과정의 차이로 고위도에서는 모델들간의 차이가 발생하게된다. 전구 규모로 보면, 모든 모델들이 양의 지면 반사도 되먹임 작용을 보이

며 구름 되먹임에 비해 모델들간의 차이는 적다. 극지방 구름 과정 및 해양에 의한 열과 담수의 수송 과정들간의 상호 작용이 있기 때문에 해빙 되먹임 작용을 이해하고 평가하는 것은 매우 복잡하다. 극지방 관측자료의 부족 또한 이를 어렵게 하는 원인이된다. 표면 알베도를 추정하는 새로운 기술들이 최근 개발되었다. 육지 적설량의 관측된 계절변동을 모델이 모의하는지 평가함으로써 기후변화에 따른 눈-반사도 되먹임을 평가할 수 있을 것이다.

체계적인 비교를 통하여 기후변화에 따른 모델들의 다양한 해양의 반응들의 원인이 되는 과정 등을 찾을 수 있다. 많은 모델들에서, 표면 플릭스의 변화와 남북방향의 역전 (overturning) 순환 등에 대한 되먹임의 중요성들이 밝혀졌다. 현재 가능한 관측자료를 통하여 이런 되먹임 작용들이 이해되고 있다.

모델을 이용한 기후되먹임 연구와 최근 대규모 앙상블 모델들을 이용한 연구를 통해 미래에는 관측자료를 이용하여 모델들간의 기후변화 예측의 차이를 줄일 수 있을 것이다.

8.1 서론 및 개관

이 장은 이 평가보고서에서 제시된 전구 기후모델의 성과와 문제점들을 검토하고자 한다. 이 보고서의 여러 장을 통해 모델에 대한 평가 결과들이 제시되고 있다. 이 절은 그러한 결과들에 대한 요약과 독자들이 이와 관련된 적절한 장을 찾는 데 도움을 줄 것이다.

8.1.1 평가란 무엇을 의미하는가?

모델을 이용한 예측은 맞기도 하고 틀리기도 한다. 그러나 모델 그 자체는 정밀하게 검토해야 한다. 이런 검토는 날씨 예측이나 기후 예측을 위한 모델 둘 다 필요하다. 정기적으로 날씨 예보를 실시하므로 이 경우는 신속히 실제 현상과 비교할 수 있다. 따라서 오랫동안 어떤 모델이나 예보시스템의 성능을 평가하기 위한 통계값을 축적할 수 있었다. 반면에 기후 변화 모의에서는 과거에 일어나지 않았던 수 십년 후에 일어날 수 있는 현상을 추정하는데 모델을 이용한다. 고기후 등의 과거를 재현해봄으로써 모델의 신뢰성을 파악할 수 있다. 그러나 이런 방법들도 날씨 예보에서 사용되는 것과 비교하면 제약이 많다. 이런 방법들이 아래에 제시되어 있다.

8.1.2 평가 방법

기후모델은 여러 요소들이 포함된 매우 복잡한 시스템이다. 때문에 전체 요소들이 고려된 시스템으로 모델을 적분하여 그 결과를 관측과 비교함으로써 모델을 검증해야 한다. 그러나 이런 모델의 복잡성으로 인해 비교 결과의 원인을 파악하기 어려운 문제가 있다. 때문에 특정 요소만을 별도로 떼어내 검증하는 방법이 필요하다.

특정 요소만을 평가하는 방법은 널리 쓰이고 있다. 수치방법들은 구면 편미분 방정식에 대한 준 2년 워크샵 등과 같은 여러 학회 활동 등에서 검증되고 있다. 모델에서 사용된 물리적 매개변수화 방법들은 여러 사례 연구를 통하여 검증된다(관측과 이상화된 방법을 이용한다). 이런 사례 연구들은 Atmospheric Radiation Measurement(ARM) 프로그램, EUROpean, Cloud Systems(EUROCS) 그리고 the Global Energy and Water cycle Experiment(GEWEX), Cloud System Study(GCSS) 등이 있다. 대부분 십년 이상 진행되고 있으며 많은 연구결과들이 출판되었다(예, Randall et al., 2003)

시스템 수준의 평가는 전체 모델(즉, 특정 관측된 기후변화를 재현하기 위한 모의)의 결과와 아래에 제시된 분석 방법 등을 다루고 있다.

8.1.2.1 모델의 상호비교와 앙상블

전구 모델을 상호 비교하는 연구는 1980년대 후반에 시작되어(예, Cess et al., 1989), Atmospheric Model Intercomparison Project(AMIP)을 거쳐 지금은 다양한 모델 구성으로 이뤄진 많은 모델들이 참가하게 되었다(이것에 대한 요약은 <http://www.clivar.org/science/mips.php>를 참조). 지난 몇 년 동안 대기해양 접합모델(AOGCM)을 이용한 실험 결과를 수집하고 분석하기 위한 조직적 노력이 있었다(http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php). 이것은 좀 더 완전한 실험 계획하에서 수행됐다는 점에서 이전의 모델비교 프로젝트와 다른 점이다. 이때 실험은 강제력을 포함하지 않은 규준실험과 관측된 기후변화를 재현하기 위한 실험과 미래 기후 실험등이 있다. 또한 각 실험들은 기후시스템의 내부 변동과 기후변화 신호를 분리하기 위하여 몇 개의 모델들을 이용한 다양한 실험을 실시했다는 점에서 이전과 다르다. 아마도 이전과 다른 가장 중요한 차이점은 Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison(PCMDI)가 모델 모의 자료를 수집한 일이다. PCMDI의 'The Multi-Model Data set(MMD)'라 불리는 이 수집자료를 이용하여 모델링 그룹 밖의 수백의 연구자들이 다양한 관점으로 자세히 분석할 수 있게 되었다.

기후모델자료를 자세히 분석할 수 있게 된 것이 Third Assessment Report(TAR) 이후 이뤄진 중요한 진전이다. 전면적이고 활발하게 상호 비교를 통하여 모델링 그룹들 간의 상호 협력이 증대되어, 모델링 에러를 신속히 찾거나 표준 벤치마크 계산을 수행하게 되었고 또한 좀더 완전하고 조직적인 모델링 과정을 파악할 수 있게 되었다.

여러 모델의 앙상블을 통하여 주어진 강제력에 의해 유도되는 기후변화들의 범위를 이해하게 되었다. 이런 앙상블은 모델링 센터들 간의 다른 여러 모델의 자료를 이용하거나(multi-model ensembles), 특정 모델의 모델 파라미터를 가능한 범위에서 변경하여 만들 수 있다(perturbed physics ensembles). 자세한 방법들은 10.5 절에 제시되었다.

8.1.2.2 모델의 신뢰성

과거나 현재 기후를 모의할 때 나타난 모델의 정확도가 기후변화 예측의 정확성과 어떤 연관이 있는지? 이런 문제는 이제 막 앙상블 모델을 분석하여 탐구되기 시작했다. 통계적 예측에 사용된 모델의 신뢰성을 이해하는데 여러 관측 자료 기반의 분석량들이 사용된다.

미래 기후변화를 예측하기 위하여 어떻게 모델 결과들을 잘 평가하는 것은 매우 중요하다. 이것은 21세기의 예측되는

기간의 관측자료가 없기 때문에 모델을 직접 평가할 수 없다. 그러나 관측값과 기후민감도와 같은 예측되는 값의 관계를 모델 앙상블을 이용하여 찾을 수 있다. Shukla et al.(2006)는 모의된 20세기 표면온도와 다중모델 앙상블에서 나타난 21세기 온도 간에 관련성을 분석하였다. 그들은 20세기 온도를 재현하는 실험에서 가장 작은 오차를 보인 모델이 21세기 예측에서 상대적으로 큰 온도 증가를 보인다는 것을 발견하였다. Knutti et al.(2006)은 다른 방법인 섭동물리과정 앙상블을 이용하여 강한 계절변화를 보이는 모델이 큰 기후 민감도를 갖는다는 것을 보였다. 다양한 관측값을 토대로 좀더 복잡한 계산을 통하여 모델 앙상블 사이의 불확실성을 감소시킬 수 있다는 것이 제시되었다(Murphy et al., 2004; Piani et al., 2005). 이 연구들은 양적으로 타당한 예측의 가능성을 보여주고 있다. 그러나 합당한 모델 평가법의 개발은 이제 막 시작단계이기에 이 장에서는 경험적이고 물리법칙에 의한 결과들을 토대로 모델을 평가하고자 한다.

TAR 이후로 기후변화를 일으키는 되먹임 과정들을 이해하고 정량화하는 데 중요한 진전이 있었다. 이러한 과정들에 대한 지식은 전형적인 과거의 방법이나 새롭게 정량화된 방법을 통한 모델 평가 모두에 도움이 된다. 예를 들면, Hall and Qu(2006)은 계절변화 모의를 통하여 적설 지역의 온도와 알베도 사이의 되먹임 과정을 정량화 하였다. 그들은 계절변화 과정에 강한 되먹임 작용이 있는 모델이 온실효과가 증가하는 상황에서도 강한 되먹임 과정을 갖는다는 것을 발견했다. 관측에서 추정된 계절변동과 비교하여 MMD 내의 대부분 모델이 이 온도-알베도 되먹임을 낮게 모의하고 있었다. 8.6 절에서는 대기-지면-해빙 시스템 내에 있는 다양한 되먹임 과정들을 이야기하고자 한다. 그리고 8.3.2절에서는 해양에 의한 열 흡수와 그에 따른 기후변동에 중요한 과정들을 토의한다.

8.1.2.3 모델의 과거와 현재기후 모의에 대한 평가

현재 기후(변동과 극 값을 포함한)를 모의하는 능력을 조사하는 것은 모델을 평가하는데 매우 중요한 부분이다(세부 사항은 8.3에서 8.5절, 그리고 11장 참조). 이때 고정된 복사강제력(산업화 이전의 값)을 사용한 기준실험에서 얻은 장기 시계열이나 평균값, 복사강제력 변화를 포함한 20세기 실험에서 얻은 단기 시계열 중 어느것을 이용할 것인지 선택이 필요하다. 이 선택은 개개의 연구자들의 몫이다. 또한 연구 주제에 따라 달라진다. 모델과 관측자료 사이의 차이점이 아래의 범위 내에 있다면 이 점은 무의미하다:

1. 예측 불가능한 내부 변동(예, 예측 없이 발생한 엘니뇨);

2. 예측된 강제력의 차이(예, 산업화 이전 실험인 기준실험과 1990년대의 관측의 비교)
3. 관측의 불확실성

종합평가를 할 때 위의 문제를 고려해야 한다. 현재 기후에 대한 모델의 모의는 이 장에서 다루며 자세한 내용을 11장에 제시하고 있다.

지난 20세기 동안 관측된 기후변화를 모의하기 위해 다양한 모델이 사용되었다. 이 기간의 강제력 변화를 완벽하게 알 수 없기 때문에(2장 참조) 강제력 변화에 대한 미래 기후의 반응을 완전히 이해하기 어렵다. Knutti et al.(2002)는 어려울 강제력을 포함할 때, EMICS(Earth System Models of Intermediate Complexity)의 섭동물리 앙상블의 모델들이 관측된 지표 기온과 해양 열용량 변동을 잘 따르고 있다는 것을 보였다. 이런 본질적인 한계에도 불구하고, 지난 관측자료와 20세기 모의를 조사하는 것은 미래기후반응을 어느 정도 이해할 수 있게 한다. 이 주제는 9장에서 자세히 다뤄진다.

8.1.2.4. 다른 평가 방법들

오랜 과거의 기후를 모의함으로써 현재와 전혀 다른 상태에서 모델의 모의능력을 평가할 수 있다. 이런 테스트는 IPCC SRES(Special Report on Emission Scenarios) 시나리오의 강제력하에서 예측되는 미래기후변화에 비해 20세기에 일어난 기후변동폭이 작기 때문에 ‘현재 기후’ 그리고 ‘관측 시대 기후’에 대한 평가를 보완하는 역할을 한다. 고기후 실험의 한계는 현재보다 강제력과(프록시 자료로부터 얻은) 실제 자료에 불확실성이 많다는 것과 좋은 프록시 자료가 한정돼 있다는 점이다. 게다가, 기후상태가 달라 기후민감도에 영향을 주는 과정들이 21세기와 다를 것이다. 끝으로, 매우 장시간 동안 변화가 일어난 것이므로 GCMs(대기대순환모델)을 이용한 실험을 계획하는 것이 쉽지 않다. 이 문제에 관한 상세한 설명은 6장에 있다.

초기값 문제를 다루어 예보를 테스트함으로써 기후모델을 평가할 수 있다. 기후모델은 일상적인 수치예보에 사용되는 것과 유사하며 점차 계절예보나 경년규모 예보에 사용되고 있다. 그러나 보통 수치예보는 기후모의보다 고해상도 모델을 사용한다. 수치예보에 사용되는 모델은 보통 대기와 해양의 중요한 과정들을 모델이 잘 표현하고 있는지를 평가한다. 초기값 문제의 정확성은 수치모델 그 자체 이외의 다른 요인에 의해 영향을 받는다(예, 자료동화 기술, 앙상블 산출 방식). 그리고 이런 요인들은 장기간에 일어나는 복사강제력의 변화에 따른 기후시스템 변화를 예보하는데 적절치 않다. 이 장의 목적을 위하여 우리는 예측을 위한 기후모델을 중

점적으로 분석한다(8.4.11절 참조).

8.1.3 어떻게 모델이 구성되는가?

많은 개선이 있었지만 기후모델의 기본 구성특징은 TAR에서와 유사하다(8.2절 참조). 기후모델은 뉴턴의 운동법칙과 같은 기본 물리법칙을 기반으로 대규모 기후시스템에 맞게 적절한 물리적 근사와 수확차분화 하여 구성한다. 계산한계를 벗어나지 않는 해상도와 대규모 과정이 소규모 과정에 주는 영향을 고려해야 한다(매개변수화 문제).

8.1.3.1 매개변수 선택과 튜닝

매개변수화는 명시적으로 표현할 수 없는(예, 대류모델에서 유입되는 공기) 과정들을 간단화시킨 물리모델로 나타내는 것이다. 입력값으로 주는 수치 또한 매개변수화에 포함한다. 일부 매개변수는 원리적으로 측정될 수 있고, 일부는 그렇지 못하다. 따라서 완벽한 모사와 전구 열수지를 개선하기 위해 매개변수를 조정하는 것이 필요하다. 이 작용을 ‘튜닝’이라 한다. 튜닝의 두 가지 조건은 다음과 같다:

1. 관측된 매개변수의 범위를 벗어나지 않는다. 이 조건이 매개변수를 결정하는 조건이 되지 못하는 경우도 있다(예, Heymsfield and Donner, 1990).
2. 튜닝이 가능한 매개변수의 자유도는 모델 평가에 사용되는 관측값의 자유도보다 작다. 이런 상황은 대부분 GCMs에 해당한다. 예를 들면 매개변수를 튜닝하여 북대서양진동(NAO)을 잘 모의하도록 기후모델을 바꾸기 어렵다. 그러나 이 문제를 공식적으로 다룬 연구는 아직 없다. 만약 어떤 모델에 특정 현상을 잘 모의할 수 있도록 튜닝하였을 때, 관측과 유사한 결과를 생산하는 것으로 모델의 신뢰도를 말하기는 어렵다. 그러나, 어떤 모델이 중요한 관측 현상을 잘 모의한다면 그렇지 않은 다른 비슷한 모델(아마도 섭동물리 앙상블의 다른 모델)보다 좋은 예측을 할 수 있을 것이다(8.1.2.2절과 10장에 소개돼 있음).

충분한 계산시간 하에서 원칙적으로 다양한 자료동화 과정으로 튜닝을 할 수 있다. 그러나 오늘날의 EMICs(Hargreaves et al., 2004)와 저해상도 GCMs(Annan et al., 2005b; Jones et al., 2005; Severijns and Hazeleger, 2005)에서만 가능하다. 항상 앙상블 방법(Murphy et al., 2004; Annan et al., 2005a; Stainforth et al., 2005)으로 가장 좋은 매개변수 집합을 찾을 수 있는 것은 아니다.

8.1.3.2 모델 종류와 체계

모델의 다양성(스펙트럼 혹은 체계)은 TAR(8.3절)와 이 보고서 8.8 절에 소개돼 있다. EMICs와 같은 계산비용이 적은 모델들은 좀 더 철저하게 매개변수 공간을 조사할 수 있고 모델 반응을 분석하기 쉽다. 이 보고서에서는 TAR 보다 덜 복잡한 모델을 다양하게 사용하였고, 그 결과를 8.8 절에 제시하였다.

8.2 모델링 기술의 발전

TAR 이후 많은 모델링 기술의 발전이 있었다. 이 보고서에 사용된 23개의 AOGCMs이 지난 수년 동안 변화되었던 점들을 모두 토의하기는 이 지면으로는 부족하다(표 8.1 참조). 그러나 모델 개선은 3개 카테고리로 나눌 수 있다. 첫째, 역학코어(이류과정 등)의 개선과 수평/연직 해상도의 증가가 이뤄졌다. 둘째, 에어러솔 과정과 지면과정 그리고 해빙 과정등과 같은 여러 과정들이 추가되었다. 셋째, 물리과정의 매개변수화가 개선되었다. 예를 들면, 8.2.7 절에 제시되었듯이, 이제 모델은 기후표류 현상을 막기 위한 플렉스보정(Manabe and Stouffer, 1988; Sausen et al., 1988) 방법을 더 이상 사용하지 않는다. 이런 많은 개선들은 다양한 모델링 커뮤니티에서 진행되어 이 보고서에 언급된 모델 속에 반영되었다.

많은 개선들이 있었지만 많은 문제가 아직 남아있다. 복사강제력 변화에 대한 모델의 반응을 결정하는 중요한 과정들을 모델 격자안에서 다루기는 힘들다. 대신 구름 형성과 해양의 에디에 의한 혼합과정 등을 다루기 위해 아격자 매개변수화가 사용되었다. 단일 모델보다는 다중 앙상블 모의가 일반적으로 더 좋은 결과를 보여준다. 표 8.1에 이 보고서에서 사용된 AOGCMs의 특징이 제시되었다.

더 좋은 모의를 위한 조밀한 수치격자와 불확실성을 통계적으로 감소시키기 위한 앙상블 멤버의 수를 늘리는 것 그리고 더 완벽한 과정(예, 탄소 되먹임과정, 대기화학과정) 등을 추가하는 것들 중 어떻게 효과적으로 컴퓨터 자원을 분배해야 하는지에 대한 의견 일치는 아직 이뤄지지 않았다.

8.2.1 대기과정

8.2.1.1 수치해법

TAR에서는 참가한 모델의 반 이상이 스펙트럴 이류방법

표 8.1. 선택된 모델의 특징. PCMDI에서 MMD의 AOGCMs 참여의 특징은 각 모델 결과의 최초 발표의 해('연도')에 따라 IPCC의 ID로 제시되었다. 또한 각각의 스폰서 기관이, 대기 모델에서 상한의 기압, 해양의 연직 좌표 뿐만 아니라 대기 및 해양 모델의 수평 및 연직 해상도(Z: 정의에 대해서는 Griffies (2004)를 참조), 상부 경계 조건(BC: 자유 표면 또는 rigid lid)이 나타나있다. 또한 해빙 역학/구조(예, 유동성 vs '자유 표면' 및 ice leads의 포함)와 표면 모멘텀, 열 또는 담수 플럭스가 대기와 결합하여 적용되지 않는지, 해양 및 해빙의 성분이 나타나 있다. 토양 수분(단일층 '버킷' vs 다층 스킴)과 식생 캐노피 또는 하천의 루트가 제시되어 있다. 모델의 이러한 측면의 상세한 설명에 대한 적절한 참고문헌이 인용되었다.

모델 ID, 연도	스폰서, 국가	대기 상한 해상력 ¹⁾ 참고문헌	해양 Z좌표 참고문헌	해빙 역학 참고문헌	결합 플럭스 조정 참고문헌	육지 토양, 식물, 루트 참고문헌
1: BCC-CM1, 2005	Beijing Climate Center, China	top = 25 hPa T63 (1.9° x 1.9°) L16 Dong et al., 2000; CSMD, 2005; Xu et al., 2005	1.9° x 1.9° L30 깊이, 자유표면 Jin et al., 1999	유동성 없음 또는 leads Xu et al., 2005	열, 모멘텀 Yu and Zhang, 2000; CSMD, 2005	층, 캐노피, 루트 CSMD, 2005
2: BCCR-BCM2.0, 2005	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	top = 10 hPa T63 (1.9° x 1.9°) L31 Déqué et al., 1994	0.5°-1.5° x 1.5° L35 밀도, 자유표면 Bleck et al., 1992	유동성, leads Hibler, 1979; Harder, 1996	조정없음 Furevik et al., 2003	층, 캐노피, 루트 Mahfouf et al., 1995; Douville et al., 1995; Oki and Sud, 1998
3: CCSM3, 2005	National Center for Atmospheric Research, USA	top = 2.2 hPa T85 (1.4° x 1.4°) L26 Collins et al., 2004	0.3°-1° x 1° L40 깊이, 자유표면 Smith and Gent, 2002	유동성, leads Briegleb et al., 2004	조정없음 Collins et al., 2006	층, 캐노피, 루트 Oleson et al., 2004; Branstetter, 2001
4: CGCM3.1(T47), 2005	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	top = 1 hPa T47 (~2.8° x 2.8°) L31 McFarlane et al., 1992; Flato, 2005	1.9° x 1.9° L29 깊이, rigid lid Pacanowski et al., 1993	유동성, leads Hibler, 1979; Flato and Hibler, 1992	열, 담수 Flato, 2005	층, 캐노피, 루트 Verseghy et al., 1993
5: CGCM3.1(T63), 2005		top = 1 hPa T63 (~1.9° x 1.9°) L31 McFarlane et al., 1992; Flato 2005	0.9° x 1.4° L29 깊이, rigid lid Flato and Boer, 2001; Kim et al., 2002	유동성, leads Hibler, 1979; Flato and Hibler, 1992	열, 담수 Flato, 2005	층, 캐노피, 루트 Verseghy et al., 1993
6: CNRM-CM3, 2004	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France	top = 0.05 hPa T63 (~1.9° x 1.9°) L45 Déqué et al., 1994	0.5°-2° x 2° L31 깊이, rigid lid Madec et al., 1998	유동성, leads Hunke-Dukowicz, 1997; Salas-Mélia, 2002	조정없음 Terray et al., 1998	층, 캐노피, 루트 Mahfouf et al., 1995; Douville et al., 1995; Oki and Sud, 1998
7: CSIRO-MK3.0, 2001	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atmospheric Research, Australia	top = 4.5 hPa T63 (~1.9° x 1.9°) L18 Gordon et al., 2002	0.8° x 1.9° L31 깊이, rigid lid Gordon et al., 2002	유동성, leads O'Farrell, 1998	조정없음 Gordon et al., 2002	층, 캐노피 Gordon et al., 2002
8: ECHAM5/MPI-OM, 2005	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	top = 10 hPa T63 (~1.9° x 1.9°) L31 Roeckner et al., 2003	1.5° x 1.5° L40 깊이, 자유표면 Marstrand et al., 2003	유동성, leads Hibler, 1979; Semtner, 1976	조정없음 Jungclauss et al., 2005	버킷, 캐노피, 루트 Hagemann, 2002; Hagemann and Dümenil-Gates, 2001
9: ECHO-G, 1999	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of the Korea Meteorological Administration (KMA), and Model and Data Group, Germany/Korea	top = 10 hPa T30 (~3.9° x 3.9°) L19 Roeckner et al., 1996	0.5°-2.8° x 2.8° L20 깊이, 자유표면 Wolff et al., 1997	유동성, leads Wolff et al., 1997	열, 담수 Min et al., 2005	버킷, 캐노피, 루트 Roeckner et al., 1996; Dümenil and Todini, 1992
10: FGOALS-g1.0, 2004	National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG)/Institute of Atmospheric Physics, China	top = 2.2 hPa T42 (~2.8° x 2.8°) L26 Wang et al., 2004	1.0° x 1.0° L16 eta, 자유표면 Jin et al., 1999; Liu et al., 2004	유동성, leads Briegleb et al., 2004	조정없음 Yu et al., 2002, 2004	층, 캐노피, 루트 Bonan et al., 2002
11: GFDL-CM2.0, 2005	U.S. Department of Commerce/ National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	top = 3 hPa 2.0° x 2.5° L24 GFDL GAMDT, 2004	0.3°-1.0° x 1.0° 깊이, 자유표면 Gnanadesikan et al., 2004	유동성, leads Winton, 2000; Delworth et al., 2006	조정없음 Delworth et al., 2006	버킷, 캐노피, 루트 Milly and Shmakin, 2002; GFDL GAMDT, 2004
12: GFDL-CM2.1, 2005		top = 3 hPa 2.0° x 2.5° L24 GFDL GAMDT, 2004 with semi-Lagrangian transports	0.3°-1.0° x 1.0° 깊이, 자유표면 Gnanadesikan et al., 2004	유동성, leads Winton, 2000; Delworth et al., 2006	조정없음 Delworth et al., 2006	버킷, 캐노피, 루트 Milly and Shmakin, 2002; GFDL GAMDT, 2004
13: GISS-AOM, 2004	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/ Goddard Institute for Space Studies (GISS), USA	top = 10 hPa 3° x 4° L12 Russell et al., 1995; Russell, 2005	3° x 4° L16 질량/지역, 자유표면 Russell et al., 1995; Russell, 2005	유동성, leads Flato and Hibler, 1992; Russell, 2005	조정없음 Russell, 2005	층, 캐노피, 루트 Abramopoulos et al., 1988; Miller et al., 1994
14: GISS-EH, 2004		top = 0.1 hPa 4° x 5° L20 Schmidt et al., 2006	2° x 2° L16 밀도, 자유표면 Bleck, 2002	유동성, leads Liu et al., 2003; Schmidt et al., 2004	조정없음 Schmidt et al., 2006	층, 캐노피, 루트 Friend and Kiang, 2005

모델 ID, 연도	스폰서, 국가	대기 상층 해상도 ^a 참고문헌	해양 Z좌표 참고문헌	해빙 역학 참고문헌	결합 플럭스 조정 참고문헌	육지 토양, 식물, 루트 참고문헌
15: GISS-ER, 2004	NASA/GISS, USA	top = 0.1 hPa 4° x 5° L20 Schmidt et al., 2006	4° x 5° L13 질량/지역, 자유표면 Russell et al., 1995	유동성, leads Liu et al., 2003; Schmidt et al., 2004	조정없음 Schmidt et al., 2006	층, 캐노피, 루트 Friend and Kiang, 2005
16: INM-CM3.0, 2004	Institute for Numerical Mathematics, Russia	top = 10 hPa 4° x 5° L21 Alekshev et al., 1998; Galim et al., 2003	2° x 2.5° L33 시그마, rigid lid Diansky et al., 2002	유동성 없음 또는 leads Diansky et al., 2002	지역적 담수 Diansky and Volodin, 2002; Volodin and Diansky, 2004	층, 캐노피, 루트없음 Alekshev et al., 1998; Volodin and Lykosov, 1998
17: IPSL-CM4, 2005	Institut Pierre Simon Laplace, France	top = 4 hPa 2.5° x 3.75° L19 Hourdin et al., 2006	2° x 2° L31 깊이, 자유표면 Madedec et al., 1998	유동성, leads Fichefet and Morales Maqueda, 1997; Goosse and Fichefet, 1999	조정없음 Marti et al., 2005	층, 캐노피, 루트 Krinner et al., 2005
18: MIROC3.2(hires), 2004	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan	top = 40 km T106 (-1.1° x 1.1°) L56 K-1 Developers, 2004	0.2° x 0.3° L47 시그마/깊이, 자유표면 K-1 Developers, 2004	유동성, leads K-1 Developers, 2004	조정없음 K-1 Developers, 2004	층, 캐노피, 루트 K-1 Developers, 2004; Oki and Sud, 1998
19: MIROC3.2(medres), 2004		top = 30 km T42 (-2.8° x 2.8°) L20 K-1 Developers, 2004	0.5°-1.4° x 1.4° L43 시그마/깊이, 자유표면 K-1 Developers, 2004	유동성, leads K-1 Developers, 2004	조정없음 K-1 Developers, 2004	층, 캐노피, 루트 K-1 Developers, 2004; Oki and Sud, 1998
20: MRI-CGCM2.3.2, 2003	Meteorological Research Institute, Japan	top = 0.4 hPa T42 (-2.8° x 2.8°) L30 Shibata et al., 1999	0.5°-2.0° x 2.5° L23 깊이, rigid lid Yukimoto et al., 2001	자유표류, leads Mellor and Kantha, 1989	열, 담수, 모멘텀 (12°S-12°N) Yukimoto et al., 2001; Yukimoto and Noda, 2003	층, 캐노피, 루트 Sellers et al., 1986; Sato et al., 1989
21: PCM, 1998	National Center for Atmospheric Research, USA	top = 2.2 hPa T42 (-2.8° x 2.8°) L26 Kiehl et al., 1998	0.5°-0.7° x 1.1° L40 깊이, 자유표면 Mairud et al., 1998	유동성, leads Hunke and Dukowicz 1997, 2003; Zhang et al., 1999	조정없음 Washington et al., 2000	층, 캐노피, 루트없음 Bonan, 1998
22: UKMO-HadCM3, 1997		top = 5 hPa 2.5° x 3.75° L19 Pope et al., 2000	1.25° x 1.25° L20 깊이, rigid lid Gordon et al., 2000	자유표류, leads Cattle and Crossley, 1995	조정없음 Gordon et al., 2000	층, 캐노피, 루트 Cox et al., 1999
23: UKMO-HadGEM1, 2004	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	top = 39.2 km ~1.3° x 1.9° L38 Martin et al., 2004	0.3°-1.0° x 1.0° L40 깊이, 자유표면 Roberts, 2004	유동성, leads Hunke and Dukowicz, 1997; Semtner, 1976; Lipscomb, 2001	조정없음 Johns et al., 2006	층, 캐노피, 루트 Essery et al., 2001; Oki and Sud, 1998

주석: ^a 수평해상도는 위도 × 경도 또는 위도와 경도에 대한 개략적인 전환을 통한 삼각(T) 스펙트럼 절단으로 표현된다. 연직해상도(L)는 연직층의 개수이다.
수평해상도는 위도 × 경도로 표현되며 연직해상도(L)는 연직층의 개수이다.

을 사용하였다. TAR 이후로, 세마라그랑지안 이류법이 몇몇 대기모델에 적용되었다. 이 방법은 장기적분을 가능하게 하고 수증기와 같은 이류물질들의 농도가 음수가 되는 것을 방지한다. 그러나 이 방법을 이용한 몇몇 모델에서는 물질들의 분산으로 질량보존 법칙이 성립되지 않았다. 아직 어떤 방법이 가장 좋은지에 대한 의견 일치는 없지만, 이 보고서에서는 다양한 모델이 스펙트럼과 유한차분 이류방법을 이용하고 있다.

8.2.1.2 수평과 수직 해상도

TAR에 비해서 수평/수직 해상도가 향상되었다. 예를 들면, HadGEM1은 HadCM3의 격자수의 8배를 가지고 있다(3차원 방향으로 각각 2배 증가함). NCAR(National Center for Atmospheric Research)에서는 CSM(Climate System Model)의 T85 버전이 현재 공식적으로 사용되고 있다. 반면에 TAR에서는 T42 버전이 표준 모델이었다. CCSM(Center for Climate System Research), NIES(National Institute for Environmental Studies)와 FRCGC(Frontier Research Center for Global Change)은 고해상도 기후모델을 개발하였다(MIROC-hi로서 T106L56 대기모델과(AGCM) 1/4° × 1/6° L48 해양모델(OGCM)). 그리고 일본 기상청(JMA)는 time-slice 모드를 사용하는 TL959 L60 스펙트럼 AGCM인(Oouchi et al., 2006) MRI(Meteorological Research Institute)를 개발하였다. 이 모델들을 이용한 예측은 10장에 제시되었다.

자주 묻는 질문(FAQ) 8.1

미래 기후변화를 예측하는데 사용되는 모델은 믿을 수 있는가?

기후모델이 특히 대류규모와 그 이상 규모의 미래 기후변화에 대한 신뢰할만한 정량적 예측을 제공한다는 확신이 있다. 이 확신은 모델이 인정되는 물리적 법칙에 의해 만들어지고 현재 기후와 과거 기후변화를 재현하는 능력으로부터 나온다. 일부 기후변수(예, 기온)에 대해서는 다른 것보다(예, 강수량) 모델 추정에 대한 깊이 신뢰한다. 수 십년간의 개발 과정에서, 모델은 에어러솔의 증가에 대하여 통계적으로 유의미한 온난화를 예측해 왔다.

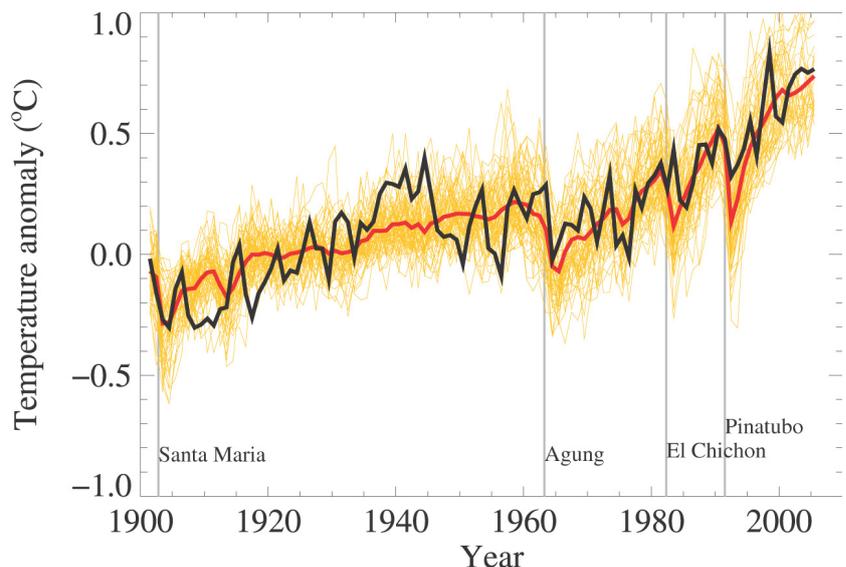
기후모델은 기후시스템을 수학적으로 나타내는 것으로, 컴퓨터 코드로 표현되어 실행된다. 모델에 대한 신뢰성은 다양한 관측과 더불어 모델이 질량, 에너지 그리고 운동량 보존 등의 물리법칙에 기반한다는 점에서 나온다.

신뢰의 두 번째 원천은 모델이 현재 기후의 중요한 특징을 재현하는 능력에서 나온다. 모델은 모의 결과를 대기, 해양, 얼음권 그리고 지면의 관측 결과와 비교하여 평가된다. 지난 십년간 다중모델 상호비교를 통해 전례가 없는 평가가 이뤄졌다. 모델은 기온, 강수량, 복사와 바람, 그리고 해양의 온도, 해류와 해빙 분포 등의 평균기후의 중요한 특징을 재현하고 있으며 그 능력이 향상되고 있다. 모델은 여러 시간규모에 걸쳐 나타나는 기후변동의 중요한 특징을 모의할 수 있다. 그 예로서 몬순 시스템의 진행과 물러남, 기온의 계절 변동, 폭풍경로와 강수대, 그리고 중위도 지표의 반구 규모의 변동(북반구와 남반구의 환상 모드) 등을 들 수 있다. 일부 기후모델은 날씨 예측과 계절 예보에 이용되기도 하였다. 예보에 사용되는 모델은 계절변동과 경년변동뿐만 아니라 짧은 시간규모의 대순환을 표현할 수 있음을 보였다. 모델의 이런 능력은 미래 기후변화를 모의하기 위한 필수적인 물리과정에 대한 신뢰를 증가시키고 있다.(며칠 이후를 예보하지 못하는 모델의 한계가 장기 기후변화를 예측하는 능력을 제한하는 것이 아님을 주의. - FAQ 1.2 참조)

셋째는 모델이 과거의 기후변화를 재현하는 능력에서 나온다. 모델은 6,000년 전의 온난한 중기-홀로세나 21,000

년의 last glacial maximum(6장 참조) 등과 같은 고대 기후를 재현하는데 이용되었다. 모델은 지난 마지막 빙하기의 해양 냉각과 같은 넓은 규모의 변화 패턴과 크기를 잘 재현할 수 있다. 모델은 또한 관측시대의 기후변화의 여러 특징을 재현한다. 하나 예로 지난 세기 동안 전구 기온변화를 들 수 있다(그림 1). 모델은 인간의 활동과 자연적 변화를 포함할 때 높은 모의 능력을 보이고 있다. 모델은 또한 낮의 기온보다 낮의 기온이 빠르게 증가하는 것, 북극의 큰 온도 증가와 1991 피나투보 화산과 같은 화산 폭발을 고려할 때 전구의 냉각 등과 같은 여러 다른 특징들도 재현하고 있다(FAQ 8.1, 그림 1 참조). 지난 이십년 동안의 전구 기온예측도 관측과 유사하고 나타났다(1 장).

그럼에도 불구하고, 모델은 여전히 중요한 오류를 보인다. 오류는 일반적으로 작은 규모에서 크게 나타나지만, 큰 규모에서도 중요한 문제점이 남아있다. 예를 들면, 열대 강수, 엘니뇨-남방진동과 Madden-Julian Oscillation(열대 바람과 강수량의 30-90일 진동) 등 모의에 문제점을 보인다. 이 문제의 궁극적 원인은 모델에서 많은 작은 규모 과정들이 명시적으로 표현되지 못하고 대규모 특징과 상호작용하는 근사적으로 포함되기 때문이다. 이는 부분적으로 컴퓨팅 능력의 문제이지만, 또한 과학적 이해의 한계나 일부 물리과



FAQ 8.1. 그림 1. 20세기 동안의 전구 평균온도, 관측(검정)과 14개의 다른 모델에 의해 수행된 58개 모의에서 얻은 값(노랑)이 나타나 있음. 모델은 자연적 그리고 인간에 의한 강제력을 포함하고 있다.

정을 자세히 관측하는 능력의 한계 때문이다. 특히 구름의 표현과 관련한 중요한 불확실성이 있어 기후변화에 대한 구름 변화에 대한 이해를 어렵게 한다. 결과적으로 모델은 온실가스 강제력에 대하여 큰 범위의 전구 기온변화를 보이고 있다(10 장 참조). 이런 불확실성이 있지만, 모델은 온실가스 증가에 따른 기후 온난화를 만장일치로 예측하고 있으며, 온난화의 크기는 관측된 기후변화나 과거 기후의 재구성으로 추정된 기후변동과 유사한 값을 갖는다.

규모가 작아질수록 모델이 예측한 변화에 대한 신뢰성이 떨어지므로, 지역기후모델이나 규모축소법과 같은 다른 기술이 지역- 그리고 국지- 규모 기후변화를 연구하기 위하여 개발되었다(FAQ 11.1 참조). 그러나, 전구 모델의 개발이 지속되면서, 해상도가 계속 개선되고, 극한 날씨 변화와 같은 중요한 작은 규모를 조사하는데 이용되고 있다. 그리고 컴퓨팅 능력의 증가로 지역 규모의 모의에 좀더 진전이 있

을 것이라 기대된다. 모델은 또한 기후시스템을 다루는 방법들이 좀더 완전해지고 있다. 따라서 많은 물리와 생물학적 과정 그리고 기후변화에 중요한 장기규모의 상호작용들이 명시적으로 표현되어 있다. 최근 식물의 반응과 해양 생물과 화학적 상호작용, 그리고 대륙빙 역학 등이 모델에 추가되고 있는 것이 그 예다.

요약하면, 모델에 대한 신뢰는 물리적 기반과 관측된 기후나 과거 기후변화를 재현하는 능력에서 나온다. 모델은 기후를 모의하거나 이해하기 위하여 매우 중요한 도구이다. 그리고 미래 기후변화를(특히 대규모 기후변화) 정량적으로 예측할 수 있다는 신뢰가 있다. 모델은 크기와 시기 등에 불확실성을 갖게 하는 구름을 모의하는데 큰 한계를 갖는다. 그럼에도 불구하고, 모델 개발의 수 십년 동안, 모델은 온실가스의 증가에 따라 꾸준히 기후 온난화를 예측하고 있다.

수평과 연직 해상도가 증가하여 지역 및 전구 기후의 특징을 더 잘 모의하게 되었다. 예를 들면, 하와이 섬이 태평양의 광범위한 지역에 미치는 영향(Xie et al., 2001; Sakamoto et al., 2004)과 Baiu 전선에 의한 강수의 분포(Kimoto et al., 2005)가 개선되었다.

8.2.1.3 매개변수화

기후시스템은 다양한 시공간 규모로 상호작용하는 구름, 복사, 경계층 과정 등의 물리과정을 포함한다. 모델 해상도의 한계로 인하여 모델이 완전히 표현하는 것이 불가능하기에 이들 과정을 매개변수화해야 한다. 이 매개변수화 방법의 차이는 기후모델이 각기 다른 결과를 만들게 되는 중요한 원인 중 하나다. 예를 들면, 새로운 경계층 매개변수화 방법이 GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)와 Hadley Centre 모델의 해양성 증착은 모의의 개선을 가져왔다(Lock et al., 2000; Lock, 2001). 그러나 같은 방법이 초기 Hadley Centre model에는 큰 영향을 미치지 못했다(Martin et al., 2006). 매개변수화는 적용되는 모델 체계와 함께 고려되어야 한다.

구름과정은 대기 상부의 흐름을 조절하고, 강수를 만들고, 수많은 과정을 통해 대기 질량을 재분배하는 과정을 통해 기후시스템에 영향을 준다(Arakawa and Schubert, 1974; Arakawa, 2004). 구름과정의 매개변수화는 구름 세부구조를 고려하지 않고 구름(운량 혹은 평균 강수량)을 통계적으로 기술하고자 한다. 기후모델이 다양해지면서 구름 입자와 빗

방울 형성을 나타내는 구름내 과정들을 미세물리과정 매개변수화를 이용하여 구름을 예측하는데 사용하고 있다. 이런 매개변수화는 현재 기후를 모의하는데 도움을 주고 기후민감도에 영향을 준다(Iacobellis et al., 2003). 현재나 미래기후를 신뢰성있게 모의하기 위해서는 구름과정을 현실적으로 모의하는 것이 선행되어야 한다(8.6절 참조).

GARP(Global Atmospheric Research Program) Atlantic Tropical Experiment(GATE, 1974), Monsoon Experiment(MONEX, 1979), ARM(1993)과 TOGA(Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment(COARE, 1993) 등과 같은 관측에서 수집된 자료가 구름과 대류과정의 매개변수화를 향상시키는데 사용되었다(예, Emanuel and Zivkovic-Rothmann, 1999; Sud and Walker, 1999; Bony and Emanuel, 2001). GCSS(Randall et al., 2003)에 의해 수행된 연구는 관측과 구름분해 모델의 결과를 비교하여 매개변수화 방법들을 조사하였다. 이 노력은 최근 개발된 모델에 영향을 주었다. 예를 들면, Lock et al.(2000)과 Lock(2001)의 경계층의 구름과정이 GCSS에 의해서 테스트되었다. 작성된 복사코드를 줄마다 비교하여 AOCGMs에서 사용된 복사과정의 매개변수화를 향상시켰다(Collins et al., 2006). TAR 이후로 몇몇 모델들이 구름과 대류과정의 매개변수화를 결합시켰다. Tompkins(2002)을 사용한 MPI(Max Planck Institute) AOGCM, Bon and Emanuel(2001)을 사용한 IPSL-CM4 AOGCM 그리고 Tiedtke(1993)을 사용한 GFDL 모델들이 그 예이다. 이들은 각 성분 모델 수준에서 테스트한 것들이다.

이와 함께 또한 개선된 매개변수화 방법과, 비정역학평형 모델이 규모축소법에 사용되었다. MRI/JMA는 4차보고서(AR4)를 위하여 일본을 중심으로 한 4,000 x 3,000 x 22 km 영역을 5 km 격자를 이용하고 time-slice 방법을 이용한 모델을 수행하였다(Yoshizaki et al., 2005).

기후시스템에서 에어리솔은 중요한 역할을 한다. 현재 상호작용하는 에어리솔 매개변수화는 몇몇 모델에서 사용되고 있다(HADGEM1, MIROC-hi, MIROC-med). 에어리솔의 직접효과와 간접효과(2장 참조) 모두를 포함한 모델도 있다(예, .. IPSL-CM4). 현재 황산염뿐만 아니라 black carbon과 organic carbon, 해염(sea salt)와 미네랄 먼지(mineral dust) 등이 예보인자로 구현되고 있다(Takemura et al., 2005; 2장 참조). 자세한 내용은 8.2.5절에 소개되어 있다.

8.2.2 해양과정

8.2.2.1 수치방법

최근 몇몇 모델들은 등밀도(isopycnic) 혹은 하이브리드 연직좌표계를 사용하고 있다(GISS-EH and BCCR-BCM2.0). 이런 모델들이 복잡한 지형의 흐름을 현실과 비슷하게 모의할 수 있다(예, Drange et al., 2005). 그러나Thermobaricity (밀도를 구하는데 있어 온도, 염분, 기압의 비선형적 관계)를 올바르게 구현하는 문제가 아직 남아있다. 왜냐하면, 등밀도 좌표계 모델은 지중해와 남극해저수의 밀도를 왜곡하여 모의하기 때문이다. 이 좌표 시스템은 아직 개발이 진행되고 있다.

많은 모델이 해수면 높이 변화를 고려한 방법을 사용하고, 가상 염분 플럭스 대신 실제 담수 플럭스를 구현하고 있다. 가상 염분 플럭스 방법은 해수면 염분 예측에 계통적 오차를 유발하여 큰 강 어귀에서 심각한 문제를 낳게 한다(Hasumi, 2002a,b; Griffies, 2004).

두 개 혹은 세 개 극을 갖는 일반화된 곡선의 수평좌표계가 해양모델에 널리 사용되고 있다(Murray, 1996). 이 전략은 북극의 특이점 문제를 해결하기 위해 사용된다. 이전까지 이 특이점 문제는 극필터를 사용하거나 구면좌표의 회전을 통해 해결하였다. 새로운 격자는 특이점을 육지로 옮길 수 있는 이점이 있다. 해수면 높이, 담수 플럭스와 북극 처리 방법을 이전 방법으로 여전히 사용하고 있는 AOGCMs도 있다.

8.2.2.2 수평과 연직 해상도

TAR 이후에 일반적으로 해상도가 증가하여 해양에서 1-2도 격자는 대부분 기후모델이 사용하고 있다. 열대 파동을 잘 모의하기 위하여, 열대지역의 남북 해상도를 증가시켰다.

해양 에디를 모의할 수 있는 고해상도 격자는 계산 비용문제로 아직 널리 사용되지 않지만, 아래에 제시한대로 TAR 이후 몇몇 이상적인 시나리오 실험에서 사용되었다. 에디를 모의할 수 있는 MIROC3.2(hires) 모델의 모의 결과는 10장에 제시되었다. 몇몇 모델링 센터는 TAR이후 연직좌표 해상도를 높여왔다.

몇 개의 접합모델이 에디를 모의할 수 있는 해상도(1/6° to 1/3°)를 개발하였고(Roberts et al., 2004; Suzuki et al., 2005) 대기-해양 접합과정에 의한 대규모 기후의 특징을 모의하는데 성공하였다(예, Sakamoto et al., 2004). Roberts et al.(2004)는 HadCM3 모델을 이용하여 해상도를 1°에서 0.33°로 그리고 40 층으로(대기모델은 변화 없이) 증가시켰을 때 해양순환의 모의가 개선되었음을 제시하였다. 그러나 대기순환의 변화는 해양에 비해 국지적으로 작게 나타났다. 기후변화는 표준 해상도 모델과 비슷한 변화를 보였다. 차이점은 대서양 남북역전순환(MOC, Atlantic Meridional Overturning Circulation)의 차이로 북유럽-대서양에 약간 빠른 온도증가가 나타난 것이다. 해상도가 높아질수록 대서양 담수수지(budget)의 시간규모가 400년에서 150년으로 감소한다. 이것은 이 시간규모로 MOC 변동차이를 나타내지만 아직 수평/연직 해상도가 어떻게 영향을 미치고 있는지는 분명하지 않다.

대서양 MOC는 열적강제력뿐만 아니라 담수유입에 의해서도 영향을 받는다. 대기의 담수강제력(강수)뿐만 아니라, 해양에 의해 수송된 담수도 중요한 영향을 미친다. 대서양 MOC를 보면, 모델이 베링해협을 통과하여 Canadian Archipelago와 the Labrador Sea로 향하는 태평양 해수를 올바르게 모의 못할 수 있다(Komuro and Hasumi, 2005). 이 보고서가 제시하고 있는 여러 모델에서 이런 단점들이 TAR 이후에 개선이 이뤄졌다.

대륙연안의 변화는 지역기후변화에 매우 중요하다. 이 지역의 기후는 대기와 해양순환에 의해 영향을 받는다. 해상도가 높을수록 지역기후를 더 올바르게 모의한다. 예를 들면, Kuroshio 해류의 분리 지점의 위치가 MIROC3.2(hires) 모델에서(그림 8.1 참조) 잘 모의되므로, 이 모델을 이용한 미래 기후변화에 의한 Kuroshio 흐름 축의 변화 연구가 가능하다(Sakamoto et al., 2005).

Guilyardi et al.(2004)은 해양의 해상도가 모델 El Niño-Southern Oscillation(ENSO) 변동의 시간규모 결정에 있어 부차적인 역할만을 한다고 제시하였다. 그는 ENSO의 시간규모는 열대의 해양 파동모드의 진행속도에 영향을 주는 대기모델에 의해 결정된다고 제시하였다.

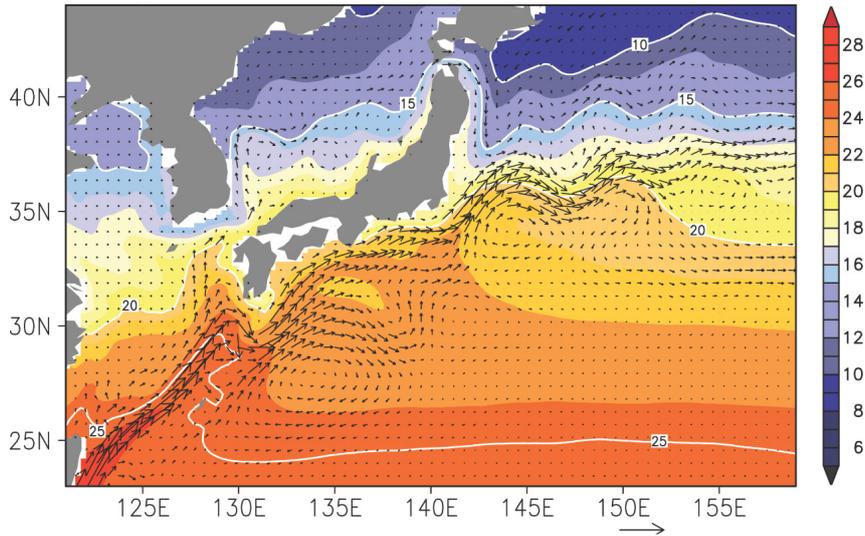


그림 8.1. 쿠로시오 해류와 쿠로시오 연장역 주위의 장기간 평균한 100 m 깊이의 해양 해류 속도(벡터, 단위: ms^{-1})와 해수면 온도(색, $^{\circ}C$). 산업화 이전의 상태(CO_2 농도는 295.9 ppm)의 강제력을 MIROC3.2(hires) 모델에 주어 모의된 것임.

8.2.2.3 매개변수화

트래서(tracer) 방정식에서는 간단한 수평분산 방법보다 등밀도 층두께 분산(Gent et al., 1995)을 고려한 등밀도 분산(Redi, 1982)과 변화(Visbeck et al., 1997)의 방법이 널리 사용되고 있다. 이로 인하여 남북역전흐름과 열염분순환의 모의가 개선되었다(Böning et al., 1995; 8.3.2절 참조). 트래서의 연직혼합과정은 난류마감(예, Mellor and Yamada, 1982), 비국지적 분산 프로파일(Large et al., 1994)과 벌크 혼합층 모델(예, Kraus and Turner, 1967) 등의 다양한 방법이 사용되고 있다. 매개변수화 방법의 개발을 통해 해수면 혼합층의 모의가 개선되었다(8.3.2절 참조). 관측에 의하면, 해저의 거칠기, 성층화가 약하게 이루어진 지역의 급격한 해저경사 등에 의해 심해의 연직혼합이 강화될 수 있다(Kraus, 1990; Polzin et al., 1997; Moum et al., 2002). 그런 비균등 혼합과정이 MOC에 중요하다는 연구들이 있지만(예, Marotzke, 1997; Hasumi and Sugimoto, 1999; Otterå et al., 2004; Oliver et al., 2005, Saenko and Merryfield, 2005), 그것의 포괄적인 매개변수화와 적용은 아직 진행 중이다.

전구 MOC에 필수적인 밀도가 높은 해수는 해양의 대류활동에 의해 생성되어 해양산맥 위를 흐르거나 대륙경사면을 흘러내린다. 이런 지형에서는 주위로부터 해수가 유입되는 과정이 심층수의 성질과 양을 결정짓는데 매우 중요하다. 이러한 해저 경계층 과정의 매개변수화가 몇몇 AOGCMs에 도입되었다(예, Winton et al., 1998; Nakano and Sugimoto, 2002). 그러나 해저의 경계층이 접합시스템에 어떤 영향을 주는지는 아직 자세히 알지 못한다(Tang and Roberts, 2005). Thorpe et al.(2004)는 HadCM3 모델을 이용하여 Nordic Seas

에서 북대서양으로 들어가는 해수의 혼합과정의 영향을 간단하게 연구하였다. 이 연구에서 이 지역의 혼합이 극지방의 해수 성질의 변화를 가져올 수 있다는 것을 보였지만, 대규모 순환인 MOC의 강도변화나 지구온난화에 의한 혼합과정의 변화는 일어나지 않았다.

8.2.3 지면과정

표 8.1의 모델들을 이용한 지면과정에 대한 분석은 거의 이뤄지지 않았다. 그러나 TAR 이후로 기후모델내의 지면과정 모의에서 중요한 발전이 있었다. 이런 모델을 이용한 분석은 AR4의 지면과정이 잘 수행되고 있는지를 알려준다.

8.2.3.1 표면과정

지면의 탄소 공급원과 흡수원을 모의하는 생물권 모델을 기후모델에 접합시키는 것은 기후연구에 있어 최첨단 분야이다. TAR 이후 이 분야에서 중요한 진전은 식물과 토양의 탄소순환을 포함하는 탄소순환역학을 포함시키는 데 있다. 그러나 이들 과정은 아직 AOGCMs에서 널리 사용되고 있지 못하다(10장 참조). 육지의 탄소순환은 기후시스템에서 수십년~수백년 시간규모를 갖는 되먹임 과정을 만들어낸다(7장, 10장 참조). 이 되먹임 과정은 이산화탄소(CO_2) 증가, 기후변화 그리고 기후변동 변화에 따른 육지생물권의 반응을 포함한다. 그러나, 아직 많은 문제들이 해결되지 못한 채 남아있다. 흡수원의 크기가 불분명한데(Cox et al., 2000; Friedlingstein et al., 2001; Dufresne et al., 2002), 이유는 흡수원이 기후민감도뿐만 아니라 CO_2 증가에 따른 식물과 토양의 탄소가 변하기 때문이다(Friedlingstein et al., 2003). 육

지시스템에서 CO₂ 증가 비율이 생물권 되먹임의 불확실성을 만들어내고 있다. 육지생물권의 반응에 대한 현재 모델링 수준을 조사하는 여러 연구들이 수행되었다(Friedlingstein et al., 2006). 이 연구는 육지 탄소순환을 모의하기 위한 생물권 모델의 능력을 평가하였다(Cramer et al., 2001). 예를 들면, Friedlingstein et al.(2006)은 모든 모델에서 미래 지구온난화시기에 흡수량이 감소한다는 것을 발견하였다.

TAR 이후로 뿌리 매개변수화(Arora and Boer, 2003; Kleidon, 2004)와 고해상도 하천모의(Ducharne et al., 2003)와 같은 여러 지면과정들의 개선이 이뤄졌다. 토양이 어는 것과 녹는 것(예, Boone et al., 2000; Warrach et al., 2001)이 고려됨에 따라 여러 층으로 이루어진 눈고원(Snowpack) 모델과 같은 한대지역의 모델이 현재 널리 사용되고 있다(예, Oleson et al., 2004). 아격자 규모의 눈매개변수화(Liston, 2004), 눈-식물의 상호작용(Essery et al., 2003)과 바람에 의한 눈의 재분배(Essery and Pomeroy, 2004) 등이 고려되고 있다. 고위도의 유기질 토양 과정이 몇몇 모델에 포함되었다(Wang et al., 2002). 최근에는 지하수와 지면과정을 접합시키는 노력이 있었다(Liang et al., 2003; Maxwell and Miller, 2005; Yeh and Eltahir, 2005). 이러한 노력은 지역적으로 수행되었지만 전구규모로 확대되어 적용될 수 있다. 온난화에 의한 지역규모 변화를 예측하는 것은 현재 기후모델이 재현할 수 있는 규모보다 더 작은 규모를 갖는 과정에 의해 좌우된다(Pan et al., 2004). 일반적으로, 지면모델의 개선은 관측과 모델자료를 비교하면서 이뤄졌다. 예를 들면, Boone et al.(2004)은 Rhone Basin을 이용하여 조밀한 관측망의 자료와 비교하여 모델이 물수지의 경년변동을 잘 모의하고 있는지 조사하였다. 그들은 대부분 지면과정은 전체 유출수(runoff)와 증발산량을 잘 모의하고 있지만, 세부적으로는 토양수분의 차이와 수분이 감소되는 결과를 나타남을 보였다. 좀 더 복잡한 눈 매개변수화로 대륙규모의 유출수를 잘 모의할 수 있게 되었다.

AMIP-2의 결과를 분석하여 지면과정이 기후모의에 미치는 영향을 분석하였다. Henderson-Sellers et al.(2003)는 지면과정 방법의 변천사를 제시하고 있다(캐노피 과정을 포함하지 않은 초기 모델과, 생물리과정 기반 모델 그리고 최근 모델 등). 캐노피 과정의 차이로 인하여, 연평균 증발량에서 통계적으로 의미있는 차이가 발견되었다. 더 강화된 지면관측을 통하여 지면모델의 개선이 이루어졌다. 예를 들면, 안정한 동위원소를 이용하여 증발의 여러 요소를 각각 조사할 수 있었다(예., Henderson-Sellers et al., 2004). Pitman et al.(2004)은 AMIP-2 결과를 이용하여 지면에너지평형의 매개변수화에 사용된 다양한 방법들의 영향을 조사하였다. 그

들은 이 매개변수화의 차이가 기온의 평균, 최소 혹은 최대 값 변동에 큰 영향이 없음을 제시하였다. 이 결과는 이 변수들이 지면에너지평형 매개변수화 방법에 따라 크게 변하지 않는다는 것을 말하고 있다. 이것은 Pitman et al.(2004)에 의해 제시된 과정보다 더 복잡한 지면에너지평형을 포함하고 있는 표 8.1에 제시된 모델의 신뢰성을 말해준다.

지면모델의 모의 능력을 평가하려는 연구가 드물었지만, 모델의 업그레이드는 현재 점진적으로 진행되고 있다. 여기에 탄소순환을 포함시키는 것이 중요한 일이다. 현재 기후를 모의하는데, 표준버킷 물순환 모델의 한계는 분명하다(Milly and Shmakin, 2002; Henderson-Sellers et al., 2004; Pitman et al., 2004). 이 한계의 예는 가뭄 발생 등을 극단적으로 모의하고 있는 것이다(Seneviratne et al., 2002). 공간적으로 변하는 수문함유량과 Canopy Conductance를 포함시킴으로서 상당한 진전이 있었다(Milly and Shmakin, 2002). 표 8.1의 대부분 모델이 대륙규모의 지면과정을 포함하고 있기에 지면과정에 의한 대규모 기후변화를 모의할 수 있다. 그러나, 미래 온난화에 의한 지면과정의 탄소균형의 영향을 잘 모의할 수 있는지는 분명하지 않다. 이에 대한 신뢰성을 높이기 위해서는 탄소순환을 포함한 AOGCMs의 평가가 필요하다.

8.2.3.2 토양수분 되먹임과정

지면의 중요한 역할은 토양수분을 저장하고 증발을 조절하는 것이다. 중요한 과정인 토양수분-강수 되먹임 작용이 자세히 조사되었다. 최근 연구들은(예, Gutowski et al., 2004; Pan et al., 2004) 여름 강수는 전적으로 지면과정에 의해 좌우된다는 것을 보였다. Douville(2001)는 토양수분 편차가 아프리카 몬순에 영향을 준다는 것을 보였고 Schär et al.(2004)는 토양수분-강수 되먹임 과정이 2003년 여름 유럽이 경험한 비정상적인 더위와 연관이 있다고 제시하였다.

기후모델의 토양수분-강수 되먹임 과정은 TAR 때에는 평가되지 않았다. 이 과정은 지면과 대기의 접합의 강도와 연관이 있는데 이것은 관측을 통해 직접 알 수 없으며, 오직 모델을 통해서 정량적으로 추정할 수 있다(Dirmeyer, 2001). Koster et al.(2004)는 12개 대기 대순환모델에서 나타난 접합도를 추정하여 북반구 여름에 토양수분-강수 되먹임 과정을 평가하였다. 토양수분 변동이 북반구 여름철 전구 강수분포에 영향을 주는 관계가 모델 사이에서 비슷하게 나타났다. 이 관계는 습윤지역과 건조지역 사이에서 크게 나타났다. 모델은 다양한 지면-대기 접합강도를 보였다. 접합도의 차이점에 대해 몇몇 연구가 있었다. 이 원인으로 Seneviratne et al.(2002)는 모델 사이에 수분을 저장하는 차이를 들고 있다. 반면 Lawrence and Slingo(2005)는 토양수분 변동의 역할을

조사하여 HadAM3 모델에서 토양수분의 잦은 포화와 낮은 토양수분 변동이 접합강도가 약해지는 원인이 됨을 제시하였다.

전반적으로 지면-대기과정의 불확실성은 토양수분-대기 되먹임 과정의 신뢰성과 연관이 있다. 이것은 기후변화에 대한 물순환 반응을 이해하기 어렵게 한다. 북반구 여름철 이외의 계절에 대한 연구는 없었다.

TAR 이후에 관측된 토양수분을 모의하는 능력을 평가하는 연구는 거의 없었다. 전구 규모로 토양수분 관측자료를 수집하려는 큰 노력에도 불구하고(Robock et al., 2000), 추정된 값에는 아직 일치되지 않는 점들이 있다. 작은 규모로 변동하는 토양수분을 모의하는 일은 지면 특징, 토양 과정, 지하수량, 식물 형태 등과 관련이 있다. 그러나 기후모델에서 모의된 토양수분을 관측소 기반의 자료 그리고 원격탐사에 의해 구한 값과 비교할 수 있는 좋은 방법은 아직 불분명하다. 이 점은 기후모델이 토양수분과 그 변화를 잘 모의하는지에 대한 평가를 어렵게 한다.

8.2.4 얼음권 과정

8.2.4.1 육지의 얼음권

10장에서 사용된 AOGCMs에 현재 일반적으로 포함되지 않고 있지만, 대륙빙 모델은 장기간 온난화와 해수면 시나리오를 모의하는데 사용된다. Huybrechts et al.(2002)와 Fichefet et al.(2003)에서 대륙빙 모델과 AOGCMs의 접합 결과를 소개하였지만, 보통 이 모델은 off-line 모드로 수행(즉, 대기변수를 이용하여 모델을 수행)된다. 대륙빙 모델은 또한 몇몇 EMICs(예, Calov et al., 2002)에 포함되었다. Ridley et al.(2005)은 그린란드의 대륙빙이 녹는 시간규모가 접합모델과 off-line 모델에서 차이가 있음을 보였다. 현재 상용되는 열역학적 대륙빙 모델은 빙산의 흐름과 연관된 과정을 포함하고 있지 못하다. 빙하는 규모가 작고 중요한 대규모 기후되먹임 과정을 초래하지 않기에 AOGCMs에 포함되고 있지 않다. 자세한 내용은 4장과 10장에 제시되었다. 육지의 적설에 관해서는 8.3.4.1 절에 소개되었다.

8.2.4.2 해빙

현재 AOGCMs의 해빙모델은 보통 얼음두께(혹은 부피), 표면비율, 적설깊이, 표면과 내부온도(혹은 에너지) 그리고 수평속도 등을 예측한다. 어떤 모델은 해빙의 염분을 예측하기도 한다(Schmidt et al., 2004). 해빙의 알베도는 보통 얼음 두께나 적설량과 적설면적에 따른 효과를 고려하여 미리 주어진다.

TAR 이후로, 대부분 AOGCMs의 복잡한 해빙 역학을 포함하기 시작하였다. 해빙역학은 상대적으로 간단한 'cavitating fluid' 모델(Flato and Hibler, 1992)에서 많은 계산이 필요한 viscous-plastic 모델(Hibler, 1979)에 이르기까지 다양하다. 병렬컴퓨터의 도입으로 elastic-viscous-plastic model(Hunke and Dukowicz, 1997)의 사용이 점차 늘어나고 있다. 곡선모델 격자를 사용(Hunke and Dukowicz, 2002; Marsland et al., 2003; Zhang and Rothrock, 2003)하거나 라그랑지안 방법을 이용(Lindsay and Stern, 2004; Wang and Ikeda, 2004)하는 등의 새로운 수치방법이 도입되고 있다.

AOGCMs에서 해빙 열역학의 개선은 느리게 진행된다: 여기에는 전형적으로 얼음과 눈의 열전도와 열용량 상수, 열저장소, 여러 개의 층, 눈을 표현하는 맨 위층 등을 포함한다. 염분에 의해 변하는 열전도율과 열용량을 고려하고, brine pockets을 모의하는(예, Saenko et al., 2002) 좀더 복잡한 모델이 개발되었다(Bitz and Lipscomb, 1999). 어떤 AOGCMs은 부빙이 쌓인 눈 무게에 의해 물에 잠기거나 눈이 어는 과정인 눈-얼음 과정을 포함하고 있다.

조밀한 격자를 갖는 모델일지라도, 많은 해빙 모델은 균질한 층으로 간주하기 보다는 몇 개의 카테고리로 나뉘지는 해빙 두께의 아격자 분포(Thorndike et al., 1975)를 고려한다. 얼음의 두께 분포는 얼음 성장과 녹는 비율을 좀 더 정확히 모의하게 해 준다. 이것은 얼음-알베도 되먹임 과정에 중요하다(예, Bitz et al., 2001; Zhang and Rothrock, 2001). 올바르게 모의된 해빙 두께 분포는 얼음 마루를 만들거나 얼음이 흘러가는 것을 좀 더 물리적으로 표현할 수 있게 한다. 얼음 마루 형성과 메커니즘의 매개변수화와 얼음 두께 분포의 관계에 대한 이해가 넓어졌지만(Babko et al., 2002; Amundrud et al., 2004; Toyota et al., 2004), 이 매개변수화 방법의 수준은 다른 해빙 역학(rheology 와 같은)에 비해 뒤쳐져 있다. 해빙 두께 분포(Lipscomb, 2001)와 해빙 강도(Hutchings et al., 2004)에 대한 좀 더 향상된 수치방법이 개발되었다.

8.2.5 에어러솔 모델링과 대기화학

대기 중 에어러솔의 화학적 수송을 포함한 기후모델링이 TAR 이후에 크게 발전되었다. 모의된 전구 에어러솔 분포는 위성관측(예, Advanced Very High Resolution Radar (AVHRR), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), Multi-angle Imaging Spectroradiometer (MISR), Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance(POLDER), Total Ozone Mapping Spectrometer(TOMS))

과 지상관측망(Aerosol Robotic Network; AERONET) 그리고 여러 측정 활동(예, Chin et al., 2002; Takemura et al., 2002)을 통해 얻어진 관측자료와 비교되었다. 전구 에어러솔 모델 상호비교 프로젝트(Aerosol Model Intercomparison project)인 AeroCom이 모델의 불확실성을 이해하고 그것을 줄이기 위해 시작되었다(Kinne et al., 2003). 이 활동들은 구름관측과 더불어 에어러솔의 직접 그리고 간접 복사강제력을 추정하는데 많은 기여를 하였다(예, Ghan et al., 2001a,b; Lohmann and Lesins, 2002; Takemura et al., 2005). 상호작용하는 에어러솔 모델이 10장에서 사용된 몇 개 기후모델(HadGEM1 and MIROC)에 추가되었다. 어떤 모델은 에어러솔 간접효과를 포함하고 있다(예, Takemura et al., 2005); 그러나, 아직 이 과정에 대한 연구가 필요하다.

상호작용하는 대기화학 성분 모델은 기후모델에 일반적으로 포함되어 있지 않다. 그러나, CCSM3은 화학과정과 이산화황의 변화 그리고 DMS(dimethyl sulphide)가 황 에어러솔로 변환 등에 의한 온실가스의 변화는 포함하고 있다.

8.2.6 접합방법의 발전

TAR 이후로, 기후모델의 여러 부분들을 쉽게 접합할 수 있는 소프트웨어를 여러 그룹에서 개발하였다(예, Valcke et al., 2006). 하나의 예로, Centre Europeen de Recherche et de Formation Avancee en Calcul Scientific(CERFACS)에서 개발한 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil(OASIS) 접합자를 들 수 있다(Terray et al., 1998). 이 접합자는 다른 모델을 서로 동조화시키거나 대기와 해양 격자 사이의 내삽 과정 등을 위해 많은 모델링 센터에서 사용하고 있다. 대기와 해양 격자간의 내삽 과정이 개선되었다. 새로운 방법은 대기-해양 경계의 플럭스들을 국지적/전구적으로 보존시키거나, 육지와 해양, 해빙의 플럭스 등을 독립적으로 다루고 있다.

플럭스는 접합간격 동안 평균되기 때문에 접합빈도는 중요한 문제이다. 전형적으로, 대부분 AOGCMs은 하루에 한번 플럭스를 교환한다. 해양의 K-Profile 매개변수화(Large et al., 1994)에서 혼합과정은 바람 에너지에 매우 민감하다. 만약 모델이 해양모델의 수행 간격보다 낮은 빈도로 접합된다면, 바람 혼합 에너지(풍속의 세제곱으로 표현되는)등과 같은 비선형 변수가 해양에 전달되기 전에 누적될 것이다. 잘못된 평균값은, 매개변수화 방법을 조정하지 않는다면, 결국 작은 혼합을 만들어 얇은 혼합층을 생성시킬 것이다. MIROC 모델의 경우, 접합 간격은 세시간이다. 이 경우 해양의 내부 중력파가 생성된다. 따라서 이 파를 억제할 무언가가 필요해진다. 이 보고서의 AOGCMs은 상대적으로 두꺼

운 해양 상층(보통 10 m 이상)을 가지고 있기에 접합 빈도에 따른 해수면온도(SST)의 변화가 작다(Bernie et al., 2005).

8.2.7 플럭스 보정과 초기화

TAR 이후, 많은 모델들이 안전한 기후모의를 위한 인위적인 열, 수분 그리고 운동량 플럭스를 보정하게 되었다. Stouffer and Dixon(1998)가 제시했듯이 플럭스 보정은 접합하기 전 각 요소들을 오랫동안 적분해야 한다. 이 경우 초기값은 오랫동안의 스핀업 수행 후 얻을 수 있다.

플럭스 보정을 사용하지 않은 AOGCMs(표 8.1)들의 초기화 방법은 다양하게 나타난다. 해양모델의 경우 관측기반의 격자점 자료(Levitus and Boyer, 1994; Levitus and Antonov, 1997; Levitus et al., 1998)나 관측값을 초기치로 하여 해양 모델을 수행한 결과를 초기값으로 사용한다. 대기모델은 미리 주어진 SSTs를 이용한 대기모델을 수행하여 초기값을 얻는다. 10장에 제시된 산업화이전의 규준실험을 위하여 대부분 AOGCMs은 Stouffer et al.(2004) 방법을 사용한다. 이 방법은 앞에서 논의한 것과 같이 동일한 초기화 방법을 사용한다. 복사강제력은 산업화 이전 상태로 조정한다. 모델은 산업화 이전 복사강제력을 이용하여 몇 세기를 적분한다. 산업화 이전의 복사강제력에 대한 실제 산업화 이전 기후의 평형도는 알 수 없다. 그러므로 규준실험을 완전히 평형상태를 만드는 것이 필수적인 일은 아니다. 스핀업 후, 산업화 이전 규준실험을 시작하고 섭동 적분을 시작한다. 중요한 다음 과정은, 규준실험에서 기후표류가 있는지를 평가하는 것이다. 큰 기후표류는 자연변동(예, Inness et al., 2003)과 복사강제력에 의한 기후변화를 왜곡시킬 수 있다(Spelman and Manabe, 1984). 초기 IPCC 보고서에서는 다양한 초기화 방법이 사용되었다. 일부 경우에는 섭동 적분에서 SSTs 산업화 이전 값이 아닌 현재의 값을 이용하여 구한 규준실험의 자료를 사용하기도 했다. 많은 기후모델이 이제 Stouffer et al.(2004)의 법을 변형시켜 사용하고 있다.

8.3 접합모델이 모의한 현대 기후에 대한 평가

기후를 지배하는 비선형적 섭동에 대한 기후시스템의 반응은 어느 정도 평균상태의 영향을 받는다(Spelman and Manabe, 1984). 결과적으로, 미래 기후를 예측하기 위해서 모델은 현재 기후 상태를 신뢰성 있게 모의해야 한다. 현재 기후를 제대로 모의하지 못하는 모델은 물리/역학 과정을

잘못 표현하고 있음을 나타낸다. 복잡한 공간 분포나 계절 및 일변화를 잘 모의할수록 모델의 중요한 과정들이 올바르게 표현되고 있음을 나타낸다. 그러므로 새로운 모델이 개발될 때 현재 기후를 모의하는지에 대한 평가가 이뤄진다(예, Collins et al., 2006; Delworth et al., 2006).

여기에 제시된 모델 성능의 평가는 PCMDI의 MMD의 한 부분인 20세기 모의결과를 이용하고 있다. 이 모의결과는 모델은 산업화이전의 기준실험에서 얻은 초기값을 이용하여 지난 140년 동안의 자연적/인위적인 강제력을 주었다. 23개 모델(표 8.1 참조)이 분석되었고 9장과 10장에는 과거와 미래 기후변화에 대한 결과가 제시되어 있다. 이 절의 몇몇 그림들은 자료가 완전하지 않아, 모델의 일부분으로 만든 것이다.

모델 사이에 있는 에러를 찾기 위하여 다중모델 평균이라 불리는 평균장을 흔히 분석한다. 다중모델 평균장은 Supplementary Material에 제시된 개개 모델의 결과로부터 얻는다. 다중모델 평균장은 개개의 모델이 갖는 편차를 제거하고 일반적으로 갖는 에러만을 남긴다. 이 평균장은 개개 모델이 모의한 어떤 변수들 보다 관측과 잘 일치한다(8.3.1.1.2절 참조). 이것은 미래기후변화를 예측하기 위하여 다양한 모델링이 필요하며, 다중모델 평균 결과를 평가하는 것이 의미 있는 일이라는 것을 나타낸다.

여기서 분석할 수 있는 기후 특징들이 많지만, 이 장에서는 복사강제력 변화가 사회와 자연생태계에 중요치명적인 영향을 줄 수 있는 요소들에 대해 집중적으로 다루고자 한다.

8.3.1 대기

8.3.1.1 표면온도와 기후시스템의 에너지 수지

전지구 표면온도의 연변화와 일변화를 정확하게 모의하기 위해서는 모델은 여러 과정들을 잘 처리해야 한다. 대규모 연평균 표면온도는 구름에 의해 영향을 받은 태양복사량, 지면 열플럭스 그리고 대기와 해양에 의해 수송되는 에너지 등에 의해 결정된다. 비슷하게, 표면온도의 연변화와 일변화는 이 요소들의 계절과 일변화에 의해 결정된다. 그러나 이 요소들은 또한 해양 상층과 토양표면의 에너지 용량에 의해 감쇄되기도 한다.

8.3.1.1.1 온도

그림8.2a는 관측된 평균지면온도를 나타낸다. 육지는 표면 온도를, 해양은 SST를 의미한다. 또한 다중모델 평균과 관측자료의 차이를 함께 나타냈다. 드물게 나타나는 지역을 제외하면, 이 차이는(극지방과 자료가 충분하지 않는 지역을

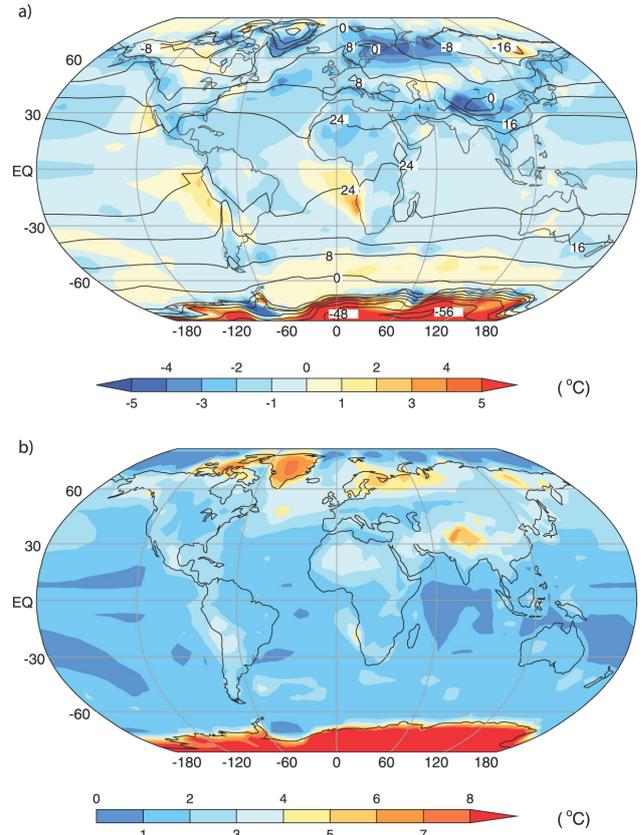


그림 8.2. (a) 관측된 연평균 SST와 표면온도(등치선) 그리고 이들의 다중 모델 평균오차(모델에서 관측 결과를 뺀 값으로 채색됨). (b) 모델 오차의 크기.

제외하면) 2°C 이하로 나타난다. 각각의 모델은 큰 오차를 갖고 있지만, 고위도를 제외하면 대부분 3°C 이하로 나타난다(그림8.2b 참조). 차이가 크게 나타나는 지역은 급격하게 지형이 변하는 곳이며 이는 모델의 지형(일반적으로 좀 더 평탄하게 만든다)과 실제 지형이 다르기 때문일 것이다. 또한 전반적으로 약간 온도를 낮게 모의하고 있다. 극지방 이외의 지역은 열대 해양의 동쪽에서 상대적으로 큰 오차를 갖는다. 이러한 계통적인 오차가 외부 섭동에 대한 모델 반응에 영향을 받는지는 알 수 없지만, 아마도 중요한 영향을 줄 것이다(8.6절 참조).

여기서 논의한 차이점에도 불구하고, 모델은 지구 온도 분포를 잘 모의하고 있다: 연평균온도의 모의된 것과 관측값의 공간분포의 상관계수는 약 0.98이다. 이것은 표면온도를 결정하는 중요한 과정들이 모델에서 어느 정도 잘 표현되고 있다는 것을 말한다.

또 관측된 연변화와 비교를 통해서 모델의 성능을 평가할 수 있다. 그림 8.3은 월평균 지표면 온도의 표준편차를 나타낸다. 이 값은 연변화의 크기와 반년변화에 의해 나타낸다. 모델과 관측과의 차이를 함께 나타냈다. 대부분 지역에서 이 차이는 1°C 미만으로 나타나고 있다. 표준편차가 10°C 가 넘

은 북반구 대륙에서도 모델과 관측값의 차이는 2°C 보다 작다. 모델은 대륙과 해양의 차이, 고위도에서 큰 연변화를 분명히 보여주고 있다. 그러나 동부 시베리아지역의 연변화는 관측에 비해 작게 모의하고 있다. 일반적으로 해양에서 큰 오차를 보이고 있다(예, 열대 남아메리카, 북아메리카 아시아의 동쪽 해안). 이러한 모습은 현재 기후모델이 갖는 공통적인 특징이다: 모델은 지역규모와 작은 규모의 모습보다 큰 규모를 더 잘 모의하고 있다.

연변화와 비슷하게, 기온의 일변화(일 최고기온과 일 최저기온의 차이)는 대륙보다 해양에서 훨씬 작게 나타난다. 따라서 대륙의 일변화의 차이점에 대해서만 논의한다. 대륙의 동서로 평균된 연평균온도의 일변화는 일반적으로 모델에서 대부분 지역에서 50%정도 작게 나타난다. 그럼에도 불구하고, 모델은 구름이 없고 건조한 지역에서 높게 나타나는 등의 일반적인 패턴은 잘 모의하고 있다. 모델이 왜 온도의 일변화를 작게 모의하는지 아직 잘 알지 못한다. 가능성 있는 원인은 일부 모델이 표면 온도에 큰 영향을 미치는 경계층 매개변수화나 토양이 어는 과정, 대류 구름의 일변화를 잘 모의하지 못하고 있기 때문일 것이다.

지면의 온도는 그 위의 대기와 밀접하게 연결되어 있다. 이것은 중위도의 한랭전선과 온난전선에 의해 나타나는 지표의 온도변화를 통해 쉽게 알 수 있다. 표면온도와 대기온도의 강한 상호작용으로 모델이 대기 중의 연직 온도 분포를 잘 모의하고 있는지를 알아볼 필요가 있다. 다중모델 평균 기온의 동서 평균된 연평균 값은 관측에 비해 2°C 정도 차이를 보인다. 그러나, 고위도의 대류권계면 부근에서는 모델은 일반적으로 관측에 비해 낮은 온도를 나타낸다. 이 문제는 오랫동안 계속되어왔으며 최초 모델에 비해 많은 개선이 이루어졌다. 어떤 모델에서는 이 편차는 보이지 않지만 또 다른 문제가 발생하고 있다. 이 대류권계면의 한랭오차는 몇가지 요소에 의해 좌우되는데, 여기에는 수평 및 연직 해

상도, 습윤엔트로피의 불보존성 그리고 아격자 규모의 연직 모멘텀 수렴(중력과 저항) 등이 포함된다. 대류권계면의 오차가 복사강제력에 미치는 영향은 아직 명확하게 추정할 수 없지만, 다른 불확실성에 비해 상대적으로 작은 영향을 줄 것이다.

8.3.1.1.2 대기상한에서 복사에너지 평형

기온의 위도에 따른 그리고 계절에 따른 변화를 만드는 일차적인 요인은 태양의 고도가 변하기 때문이다. 그리고 대기와 해양순환의 기본적인 요인은 대기상한에서 나타나는 단파(SW)와 장파(LW) 복사의 불균형 때문이다. 태양 입사에너지 분포에 의한 온도 분포는 구름과 지면조건에 의해 큰 영향을 받는다.

대기상한(TOA; top of the atmosphere)에서의 연평균 단파를 먼저 살펴보면, 태양 입사량은 잘 알려진대로 궤도 인자에 의해 결정되며 이것은 모델과 관측이 서로 큰 차이를 보이지 않는다. 연평균 복사에너지는 열대에서 가장 크고 극에서는 절반 정도로 작아진다. 이것으로 적도와 극 사이에 강력한 온도 경도가 만들어진다. 지구는 평균적으로 전 위도에서는 같은 양의 태양빛(연평균-100 Wm⁻²)을 반사시킨다. 모델의 우주로 나가는 단파복사에너지 평균값과 관측과의 차이는 6 W m⁻² 보다 작게 나타난다(즉, 약 6%의 오차가 있다.). 구름은 이 우주로 나가는 단파 중 절반을 담당하기에 이 정도 오차는 그리 큰 값이 아니다. 왜냐하면, 구름 과정은 모델을 통해 모의하기 가장 어려운 것 중 하나이기 때문이다(8.6.3.2.3절 참조).

또 다른 단파복사의 오차가 경도와 계절 변화에 의해 나타난다. 그리고 이 오차는 제곱근오차(RMS)를 구해 정량화할 수 있다. 위도에 따른 경도와 월 평균된 값이 그림 8.4a에 나타났다. 2차원 분포의 차이가 동서 평균한 값 6 W m⁻² 보다 크게 나타난다. 이것은 모델 오차는 보통 공간규모가 작을수록 그리고 시간규모가 짧을수록 크게 나타나는 것과 일치한다. 그림 8.4a 은 또한 개개의 모델의 오차보다 다중 평균된 값의 오차가 작다는 것도 보여주고 있다. 이 관계는 우주공간으로 향하는 단파복사에너지인 경우 모든 위도에서 나타나고 있다. 전지구 평균된 RMS 오차에 대한 개각각의 모델의 오차는 15-22 Wm⁻² 정도인 것을 알 수 있다. 반면에 다중 평균된 값은 13.1 W m⁻² 이다. 왜 다중 평균된 값이 관측에 더 가까운가는 계속 연구해야 할 주제이다 언뜻 생각할 수 있는 설명은 모델의 값이 참값 주위에서 나타난다는 것이다. 그러나 왜 이렇게 나타나야만 하는지 설명하기 힘들다.

TOA에서 단파순복사는 표면과 대기로부터 우주로 향하는

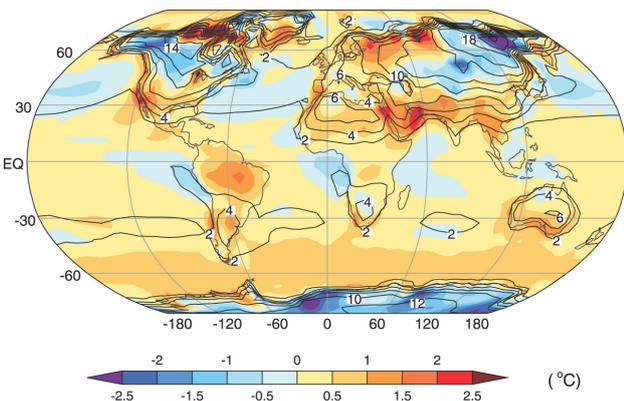


그림 8.3. 관측된 SST와 표면온도의 표준편차(등치선) 그리고 다중 모델 평균의 에러로서 모델에서 관측 값을 빼서 구함(색)

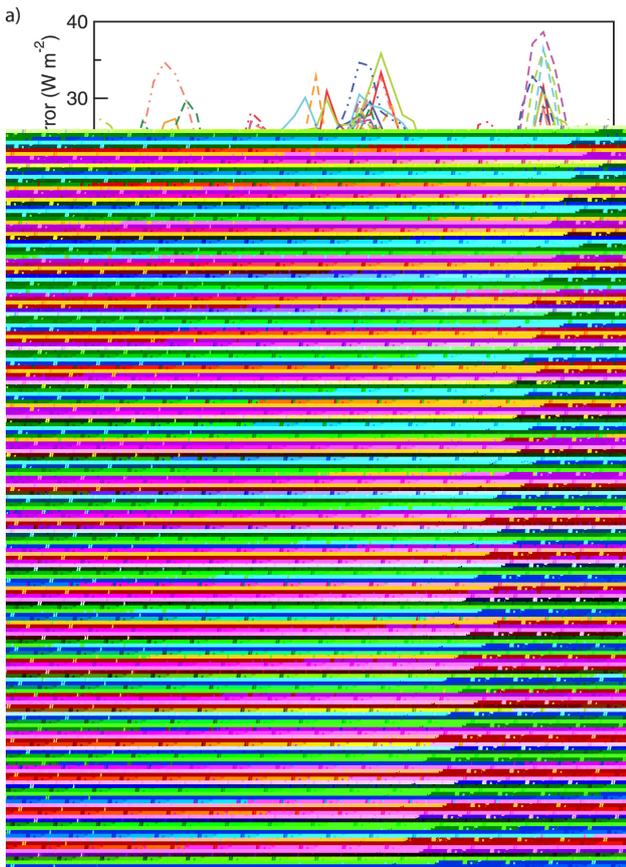


그림 8.4. 위도에 따른 모델의 Root-mean-square(RMS) 에러(a) 우주로 반사되는 단파복사(b) 상향 장파복사.

장파복사(즉, 적외복사)에 의해 상쇄된다. 전지구적으로 연평균된 상쇄는 거의 일치한다. 장파복사는 전적으로 대기의 온도, 습도, 구름과 표면온도에 의해 좌우된다. 일부 예외를 제외하면, 모델은 관측된 동서평균값과 10 W m^{-2} 정도의 차이를 보인다(5% 에러). 모델은 적도부근에서 최소값을 잘 재현하고 있다. 적도에서는 장파를 방출하는 유효높이가 커지기(즉, 유효온도가 작아짐) 때문이다.

우주로 복사되는 장파복사의 계절 변동은 모델이 잘 모의하고 있다(그림 8.4b참조). RMS 에러는 극에서 약 3% OLR(outgoing LW radiation), 적도에서는 10% 정도이다. 다중모델 평균값은 약 2~6% 정도로 나타나며, 개개의 모델보다 작은 값을 갖는다.

기후 평형을 위해서는 TOA에서의 순복사(SW+LW)의 국지적인 비평불균형은 연직 적분된 순 수평 에너지 발산(해양과 대기에 의해 유도됨)에 의해 평형이 이뤄져야 한다. TOA에서 단파와 장파 플럭스가 잘 모의되고 있다는 것은 대기와 해양에 의해 극으로 수송되는 총에너지가 잘 모의되고 있다는 것을 암시한다. 이것은 극으로 수송하는 에너지량을 10% 오차를 가지고 잘 모의하고 있는 모델을 통해서 확인할 수 있다. 이것이 표면적으로 모델을 조사하는데 중요한 점을

나타내고 있지만, 현재 모델은 이것과 연관된 다른 에러에 의해 모델이 관측과 유사하게 나타나는 경우일 가능성도 있다. 만약 대기가 관측된 에너지를 수송하지 못할 때, 해양이 더 많은 수송을 담당한다는 것을 제시한 이론적이고 모델을 이용한 연구가 있다(예, Shaffrey and Sutton, 2004).

8.3.1.2 수증기와 강수

물은 생명에 근원이 된다. 만약 어떤 지역에서 강수의 계절패턴이 바뀔 때 나타날 수 있는 영향은 엄청나다. 때문에, 모델이 전구강수 분포나 지역강수를 잘 모의하는지를 평가하는 것은 현실적으로 중요한 문제이다. 태양입사와 대류세포에 의해 결정되는 기온의 계절분포와는 다르게 강수변동은 여러 종류의 대기의 불안정과 지형에 의한 연직운동에 크게 좌우된다. 강수의 계절변동을 잘 모의하기 위해서는 모델은 여러 과정을 올바르게 표현해야 한다(예, 증발산, 응결, 수송). 이것에 대해서 8.2와 8.6에 좀 더 자세히 다루고 있다. 이 절에서는 강수와 수증기 분포에 대해 다룬다.

그림 8.5a과 그림 8.5b는 각각 관측의 연평균 강수량과 다중모델의 평균값을 나타낸다. 큰 규모로 보면, 고위도의 낮은 강수량은 그 지역의 낮은 증발량과 낮은 포화수증기압을 반영하고 있다. 또한 모델은 열대수렴대(ITCZ)가 적도에서 약간 치우쳐있기에 나타나는 태평양 적도부근의 낮은 강수량 분포를 잘 모의하고 있다. 중위도 지역의 최대값이 나타나는데 이것은 아열대지역의 하강운동에 의한 강수의 억제와 중위도의 저기압시스템 때문이다. 모델은 이런 큰 규모의 강수분포를 잘 모의하고 있는데 이것은 모델이 대기순환을 잘 모사하고 있다는 것을 말하고 있다. 게다가 8.3.5절에 제시되고 있듯이 강수의 연변화 모의에 있어 지난 수년간 많은 진전이 있었다.

모델은 또한 강수 수렴대와 아마존지역의 강수를 작게 모의하고 있지만 열대우림 지역은 잘 모의하고 있다. 그러나 자세히 살펴보면, 관측과 비교하여 다른 점이 있다. 모델에서 남태평양수렴대(SPCZ)가 위도에 평행하게 동쪽으로 너무 치우쳐 나타나고 있다. 열대 대서양에는 강수량의 최대값이 너무 작게 모의되고 있으며 강수분포가 적도 남쪽으로 치우쳐 있다. 또한 대부분 모델에서 인도-태평양 온난역에서 강수량의 동서 분포에 에러가 나타난다. 인도양 서쪽과 해양성 대륙에 관측에 비해 많은 강수를 나타낸다. 이것은 위커순환의 상승영역의 차이를 가져와 엘니뇨와 연관되는 원격상관 패턴을 변화시킬 수 있다(예, Turner et al., 2005). 벵갈만은 문순 모의와 연관된 건조한편차가 존재한다.

다중모델 평균(그림 8.5)이 모델 성능을 보여주고 있지만, 많은 개개의 모델이 특히 열대지역의 강수량 편차를 나타내

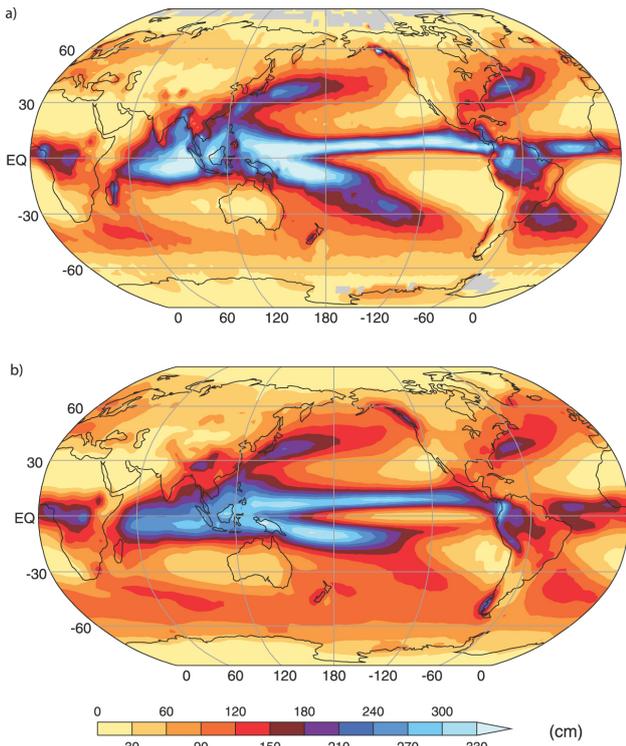


그림 8.5. (a)관측된 (b)모의된 연평균 강수량(cm).

고 있다(예, Johns et al., 2006). 이런 편차가 접합모델의 SST의 에러 때문일 가능성이 있지만, 대기모델만을 이용할 때도 비슷한 편차가 나타난다(예, Slingo et al., 2003). 이것은 여러 모델들이 열대의 강수량 변화의 부호조차 서로 일치시키지 못하는 이유 중 하나일 것이다(10장 참조).

열대 육지와 해양의 강수분포를 결정하는 것은 대류활동과 대규모 순환의 상호작용이다. 대류활동은 다양한 공간과 시간규모를 갖는다. 그리고 최근 평균 열대기후와 지역적 강수량 분포를 결정하는데 다양한 규모들 사이의 상호작용이 매우 중요하다는 것이 제시되고 있다(예, Khairoutdinov et al., 2005). 열대 육지에서는 일변화가 주로 나타나지만, 많은 모델이 아직 이른 아침에 강수량 최대가 나타나는 것을 모의하지 못하고 있다. 그 대신에 모델은 정오 전에 많은 강수를 모의하고 있다(Yang and Slingo, 2001; Dai, 2006). 이는 모델에서 육지의 에너지 수지의 문제점을 말해주고 있다. 비슷하게 인도네시아의 복잡한 섬들 부근에서 나타나는 해륙풍이 인도-태평양 온난역의 강수를 잘 모의하지 못하는 원인이 된다(Neale and Slingo, 2003). 해양의 ITCZ를 따른 강수 분포는 종관 그리고 계절내 시간규모로 나타나는 날씨 시스템에 의한 대류활동에 의해 결정된다(예, Madden-Julian Oscillation(MJO); 8.4.8 절 참조). 이 시스템은 열대 파동과 접합된 대류활동과 관련이 있지만, 모델에서 잘 모의되지 못하고 있다(예, Lin et al., 2006; Ringer et al., 2006). 따라서 평균 강수량 분포를 만드는 강수 시스템이 잘 모의

되지 못하여 강수의 일변화의 특징을 올바르게 나타내지 못하는 결과를 가져온다(예, Dai, 2006). 많은 모델이 강수 빈도는 과다하고 강도는 약하게 모의하고 있다.

강수분포는 대기의 습도, 증발, 응결 그리고 수송과정과 밀접하게 연관된다. 좋은 전구 증발량 관측자료는 아직 없다. 그리고 응결과 수증기의 연직 수송은 종종 전지구적으로 모의하기 어려운 아격자 규모의 대류활동에 의해 결정된다. 습윤 지역의 년변동규모의 수증기 수송에 대한 가장 좋은 평가 방법은 모델과 관측된 유선흐름을 비교하는 것이다. 이 값은 대기의 수송과 평형이 되어야 하는데 이는 장기간 규모로 보면 지면의 물의 양은 거의 변함이 없기 때문이다(Milly et al., 2005; 8.3.4.2절 참조).

PCMDI의 MMD의 유출수 분석이 아직 수행되지 않았지만, 증발, 수송과 응결과정은 대기 습도 분포에서 추정할 수 있다. 모델은 위도와 고도가 높아질수록 습도의 감소를 잘 재현하고 있다. 그러나 이것은 실제와 유사한 기온을 모의함으로써 나타나는 결과이기에 모델을 실제 평가하는 것은 아니다. 동서 평균과 연평균된 습도의 다중모델 평균의 오차는 재분석자료와 비교하여 대류권 하층에서 10% 미만이다. 그러나 대류권 상부의 평가는 관측자료의 불확실성으로 이뤄지기 힘들다.

수증기 분포의 에러는 우주로 향하는 장파복사에 영향을 미칠 것이다(8.3.1.1.2절 참조). 사실 관측에서 나타나는 습윤지역과 건조지역 사이의 장파복사에너지 차이가 모델에서 잘 모의되고 있어 수증기 분포의 에러가 TOA에서 순복사에 큰 영향을 주지 않는다는 것을 말하고 있다. 그러나, 전구기후 민감도에 큰 영향을 주는 수증기 되먹임 작용의 크기가 온난화에 의한 수증기 변화에 의해 결정된다. 그리고 이 되먹임 작용을 잘 표현하는 능력의 모델은 프로세과정 연구를 통해 더 좋은 평가가 이루어질 것이다(8.6절 참조).

8.3.1.3 중위도 폭풍우

중위도 저기압이 전지구 기후에 미치는 영향은 그것이 열과, 운동량과 수증기를 수송하는 역할을 한다는 것으로 추측할 수 있다. 지역적으로 이들 중위도 폭풍우는 강수를 공급하는 일을 하지만 때로는 파괴적인 홍수와 강풍을 동반한다. 이 때문에, 기후변화가 중위도 저기압에 미치는 영향은 매우 중요한 관심거리이다. 저기압 활동을 찾은 몇 가지 방법 중(예, Paciorek et al., 2002), 중위도 저기압을 찾고 위치추적 분석법으로 발생빈도와 이동에 대한 직접적 정보를 알 수 있다(Hoskins and Hodges, 2002, 2005). 모델의 저기압 분포와 특징은 재분석 자료(3장)와 비교할 수 있다.

AMIP-2 분석(Hodges, 2004; Stratton and Pope, 2004)의

결과는 관측된 SST로 수행된 모델은 폭풍경로(storm track)의 위치를 올바르게 모의함을 나타낸다. 그러나 대부분 모델이 저기압 활동성과 분포에 대해서는 에러를 보인다. 특히, 폭풍경로는 관측보다 더 동서로 늘어져 있게 모의된다. Lambert and Fyfe(2006)은 PCMDI의 MMD 분석으로 해양모델을 포함하고 있는 최근 모델이 양반구에서 저기압 발생 빈도를 약간 작게 모의한다는 것을 발견하였다. 그러나, 북반구에서 강한 폭풍은 약간 많게 모의하며, 남반구에서는 작게 모의하였다.

모델 해상도의 증가(지난 수 년 동안의 특징) 특히 관측 자료의 신뢰도(Hodges et al., 2003; Hanson et al., 2004; Wang et al., 2006)가 높은 북반구의 중위도 저기압 모의에 개선을 가져왔다(Bengtsson et al., 2006). 역학코어와 물리과정의 개선이 또한 재분석 자료와 비슷한 수준의 모의를 가능하게 하였다(Ringer et al., 2006; Watterson, 2006). 아직 여러 문제가 남아 있지만, 중위도 저기압 모의에 대한 모델 모의 능력이 점차로 개선되고 있다고 말할 수 있다.

8.3.2 해양

앞서 언급한 것과 같이, 이 장은 기후모델의 일시적인 반응에 영향을 주는 여러 변수에 중점을 두고 있다(8.6절 참조). 공간의 제약으로 이 절의 많은 분석 결과가 부록에 제시되어 있다. 모델의 자연적인 내부 변동은 8.4절에서 찾을 수 있다. 여기서 수행된 비교는 복사강제력의 추정에 대한 불확실성과 관측자료의 표본 추출 문제를 고려할 필요가 있다(2장과 5장 참조). 별다른 언급이 없을 때는 모든 결과는 PCMDI의 MMD를 이용하였다.

8.3.2.1 모의된 평균온도와 염분 분포

기후반응을 결정하는데 포함되는 해양 변수를 살펴보기 전에, 대기와 해양 사이의 플럭스에 대해 알아보는 것이 중요하다. 표면의 플럭스는 해양 모의에 매우 중요한 역할을 한다. 대기와 해양은 접합되어 있기 때문에 해양 모의의 특징은 대기 모의에 되먹임 되어 결국 표면 플럭스에 영향을 미친다.

불행하게도 전체 표면 열과 물 플럭스의 좋은 관측자료가 없다. 보통, 이들 변수는 온도와 바람 등과 같은 다른 변수으로부터 추정된다. 결과적으로 관측자료의 불확실성은 열 플럭스 경우에 m^2 당 수십 W로 꽤 큰 편이다. 플럭스를 평가하는 또 다른 방법은 해양의 수평 수송을 살펴보는 것이다. 장기 평균을 한 경우, 해양의 열과 물 용량은 작은 값을 갖게 되어 수평 수송과 표면 플럭스와 평형을 이루게 된다.

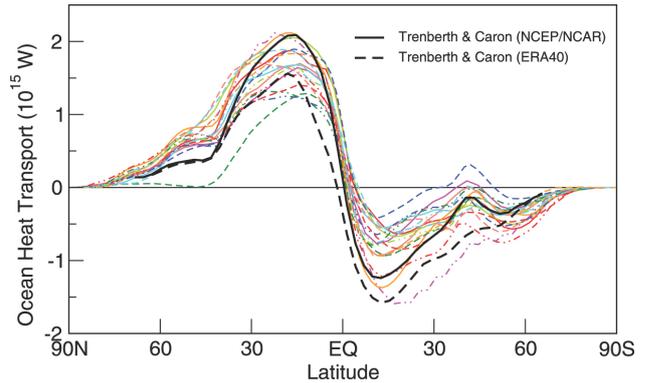


그림 8.6. 동서 평균된 해양의 연평균 열 수송량.

열 수송은 관측자료를 통해 잘 추정할 수 있기에 여기서는 그 결과를 제시하고 있다.

45°N 북쪽지역에서, 대부분 모델은 관측과 비교하여 과도한 열을 북쪽으로 수송하는 것으로 모의하고 있다(그림 8.6). 그러나 관측자료에 불확실성이 있다. 45°N 에서는 예를 들면, Ganachaud and Wunsch(2003)가 추정한 0.6×10^{15} W 와 가까운 값을 모의하고 있다. 45°N에서 적도까지는 대부분 모델이 관측에서 추정된 값과 유사한 크기를 제시하고 있다. 열대와 남반구의 아열대 지역에서는 대부분 모델이 적도에서 남쪽으로 수송되는 열을 작게 모의하고 있다. 남반구의 중위도, 고위도에서는 모의된 열 수송의 크기가 관측과 유사하게 나타난다.

해양의 열플럭스는 큰 계절적 변동을 나타내므로 중위도에서 해양의 열저장은 계절변동을 나타낸다. 해양의 열저장은 표면 온도의 계절 변화를 감쇄시키거나 지연시키는 역할을 한다. 여기서 평가되는 모델은 관측에서 나타난 해양의 열저장과 비슷한 결과를 보여주고 있다(Gleckler et al., 2006a). 큰 편차가 나타나는 지역은 열대지역이므로, 이곳에서 중위도와 고위도로 열을 수송하는 것 또한 편차를 보이고 있다.

표면 바람응력의 동서 성분의 연평균 값은 관측과 유사하

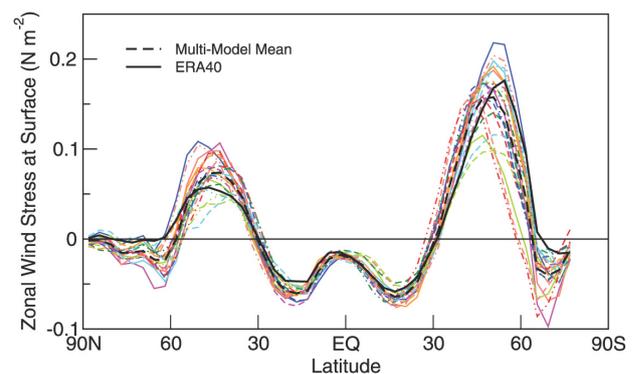


그림 8.7. 해양에서 나타나는 연평균 동서방향 바람 응력의 동서방향으로 평균한 분포.

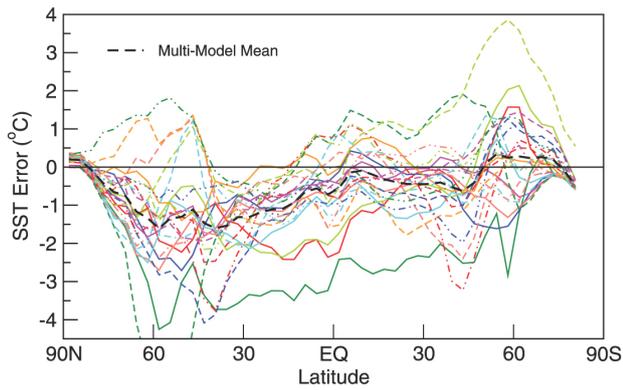


그림 8.8. 연평균 동서방향 평균된 SST 에러(모델 minus 관측)의 분포.

다(그림 8.7). 대부분 위도에서, 재분석 자료는(관측에 의해 계산된 대기모델자료를 기반으로 한) 모델결과 범위내의 값을 갖는다. 중위도와 저위도에서 모델이 모의한 값의 분포는 상대적으로 작고 재분석 값과 유사하게 나타난다. 중위도-고위도 지역에서는 모델이 모의한 바람 응력의 최대 값이 재분석의 자료에서 적도방향으로 나타난다. 이러한 에러는 특히 재분석자료의 불확실성이 큰 남반구에서 크게 나타난다. 대부분 모델은 남반구 바람응력의 최대로 나타나는 지역이 재분석 자료에서 나타난 곳보다 북쪽에서 보이고 있다. 규준 실험에서 나타난 남반구 바람 응력의 에러는 아래에 제시한 것과 같이 기후변화 환경에서 해양의 열흡수에 영향을 줄 것이다.

개개의 모델이 보이는 동서 평균된 SST의 오차는(그림 8.8) 중위도와 고위도에서 나타난다. 이 모습은 특히 모델이 차갑게 모의하고 있는 북반구 중위도에서 두드러진다. 대부분 모델이 이런 한랭편차를 보인다. 이것은 아마도 플러스 문제이기보다는 북대서양 해류의 경로를 제대로 모의하지 못하기 때문이거나 해양모델 문제로 인한 것일 것이다. 60°S 부근의 동서평균에서는 온난편차가 나타난다. 많은 모델들이 남반구 해양의 SSTs에서 강한 온난편차를 보이고 있다.

개개의 모델의 SST 편차는 대부분 모델이 열대 해양의 동쪽 해안부근에서 온난편차를 갖는다는 것을 보여주고 있다. 이것은 또한 다중모델 평균에서(그림 8.2a)도 확인할 수 있다. 아마도 이 문제는 충분하지 않은 해상도로 인한 바람 응력과 해양의 용승과 하층운을 작게 모의하고 있는 것과 연관 있을 것이다(8.2와 8.3.1절 참조). 이 영역은 또한 모델이 다양한 값을 나타내는 지역으로 이런 문제점의 크기가 다양하게 나타남을 알려주고 있다. 다른 지역으로 북대서양을 들 수 있다. 위에서 언급한 것과 같이, 많은 모델이 SST 경도가 큰 이 지역의 북대서양 해류의 위치를 제대로 모의하지 못한다.

이런 에러에도 불구하고 SST의 모의는 실제와 유사한 값을 나타낸다. 모든 위도에서, 동서평균한 다중모델 평균값의 SST 편차는 2°C 보다 작게 나타난다. 이 값은 모델이 플러

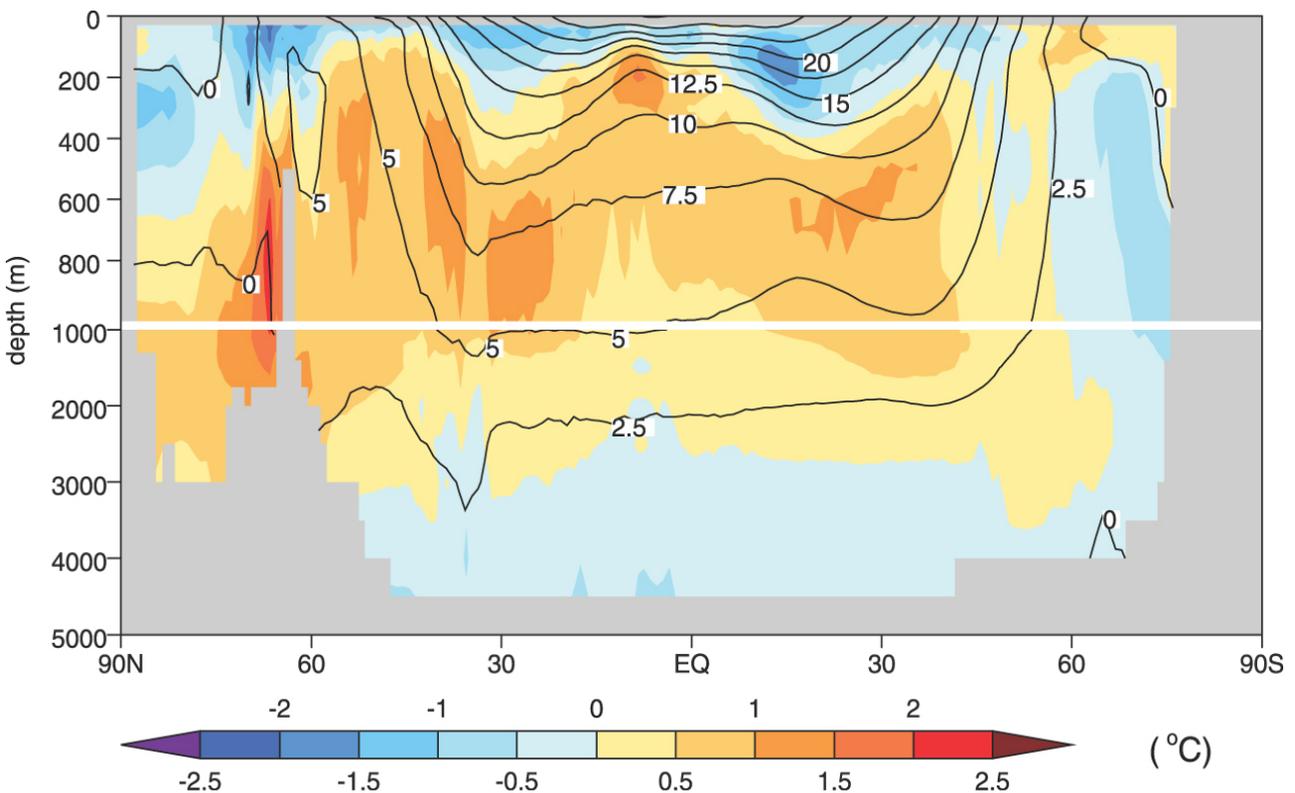


그림 8.9. 시간 평균된 관측 온위(°C), 전 해양에서 동서 평균된 값(등치선)과 다중 모델 평균 에러(모델 minus 관측, 색).

스 보정을 하지 않았다는 것을 고려하면 꽤 작은 값이다. 대부분 지역의 SST 편차 또한 2°C 보다 작게 나타난다. 일부 좁은 영역에서 이보다 큰 오차를 보이고 있다. 그러나 작은 SST 오차이지만 다양한 변동과 원격상관을 유도할 수 있다 (8.4 절).

대부분 위도에서 200에서 3,000 m 의 깊이에서 동서 평균된 다중모델 해수 온도는 과도하게 높게 나타난다(그림 8.9). 편차의 최대값은(약 2°C) 북대서양 심층수(NADW)가 생성되는 지역에서 나타난다. 그러나 200 m 보다 얇은 곳은 평균 수온이 너무 차갑게 나타난다. 최대 한랭오차는(1°C 보다 크다) 북반구의 중위도 표면에서 나타난다. 대부분 모델은 다중평균값과 비슷한 에러 분포를 보이고 있다. CNRM-CM3 와 MRI-CGCM2.3.2는 예외를 보이는데 이들은 중위도, 저위도 해양에서 너무 차가운 수온을 보이고 있다. GISS-EH 모델은 아열대 수온약층에서 매우 차가운 수온을 보이며 FGOAL-g1.0 의 북반구 에러 분포는 모델 평균과 비슷하게 나타난다. 이런 에러의 크기는 AOGCM의 초기화 방법에 좌우된다(8.2.7절).

해양 상층 200 m 에서는 차갑고 그 밑에서는 따뜻한 편차가 있다는 것은 수온약층이 너무 분산돼 나타나는 것을 의미한다. TAR에서도 나타난 이런 문제는 남반구의 바람응력의 에러 때문인 것 같다. 그리고 부분적으로는 NADW의 형성과 혼합이 원인일 것이다. 중위도와 저위도의 수온약층 하부에서 수온에 대한 다중모델 평균오차(너무 따뜻한 것)와 염분오차는 밀도오차를 생략시킨다. 그리고 이것은 아래에 언급한 것과 같이 Antarctic Intermediate Water(AAIW)의 형성과 관련이 있다.

8.3.2.2 기후반응에 중요한 순환 특징

8.3.2.2.1 남북방향의 역전 순환(Meridional Overturning Circulation, MOC)

MOC는 현재 기후에 중요한 요소이고, 많은 모델들에서 미래에 이것의 변화를 예측하고 있다(10장). 불행하게도, 이 순환의 많은 특징들이 잘 관측되지 못한다. MOC는 따뜻하고 염분이 많은 물을 대기에 의해 냉각되는 북대서양 고위도로 수송하고 있다. 이 지역에서는 물의 밀도가 증가하여 침강한다. 이 물은 남반구로 향하여 세계 해양의 다른 물과 혼합된다.

모델은 MOC의 중요한 모습을 모의하며 또한 바람에 의한 표면 순환을 잘 모의한다. 열대와 아열대에서는 이 순환은 꽤 얇은 범위에서 나타난다. 그러나 Drake Passage(55°S)의 위도에서는 바람에 의한 순환이 더 깊은 곳(2 to 3 km)까지 확장된다. 대부분 모델은 바람에 의한 순환을 보여준다. 역

전순환의 강도나 패턴은 모델마다 꽤 다양하게 나타난다. GISS-AOM 은 강한 역전순환을 보이며 이 크기는 40 to 50 Sv($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 정도이다. 관측된 값은 18 Sv(Ganachaud and Wunsch, 2000) 정도이다.

대서양의 MOC는 꽤 깊은 곳까지 흐르고 있기에 관측과 모델에서 해양에 의한 북쪽으로 향하는 열 수송의 많은 부분을 담당하고 있다(예, Hall and Bryden, 1982; Gordon et al., 2000). 그림 10.15는 20세기 모의결과에 나타난 대서양 30°N 지점의 MOC 인덱스를 보나타내고 있다. 대부분 모델이 관측의 불확실성내의 MOC 강도를 보이지만, 몇몇은 높거나 낮은 값을 보이거나 심각한 표류현상을 나타내고 있다.

전반적으로 TAR이후로 MOC 모의가 개선되었다. 이것은 부분적으로 혼합과정의 개선과 고해상도 해양모델의 사용(8.2절) 그리고 표면 플럭스를 더 잘 모의하기 때문이다. 이것은 또한 각 모델의 MOC에서도 나타난다. 이들의 특징은 다음과 같이 요약된다. (1) 유선함수를 통해 알 수 있듯이 Greenland- Iceland-Norwegian와 Labrador Seas 등의 60°N 북쪽의 심층수 형성지역이 좀 더 실제와 유사하게 나타난다(예, Wood et al., 1999).(2) 심층수는 혼합과정이 활발하지 않기에 자신의 성질을 유지하면서 북대서양 북쪽에서 침강하고 대서양 30°S(Danabasoglu et al., 1995) 부근에서 표면으로 나온다. 이 과정의 개선점들이 아직 많이 있지만, 모델이 향상된 모의 능력을 보이고 있다.

8.3.2.2.2 남반구 해양의 순환

남반구 해양의 바람응력의 오차는 이 지역의 해양순환을 모의하는데 큰 영향을 준다. 바람응력의 오차는 Antarctic Circumpolar Current(ACC)의 위치를 북쪽으로 치우쳐 모의하게 한다(Russell et al., 2006). ACC 북쪽에서 AAIW가 형성되기에 AAIW의 성질이 왜곡되어 나타난다(온도와 염분이 높아진다: Russell et al., 2006). AAIW를 잘 모의하지 못하기에 온도와 염분의 변화로 수온약층이 분산되어 이 지역의 평균값에 편차를 만들어 낸다. 남반구 해양을 모의하지 못하는 것은 해양에 의한 열 흡수에 영향을 주기에 기후변화에 따른 반응을 예측하는데 영향을 준다. 북사강제력이 증가할 때, 모델은 남반구 해양의 혼합을 약하게 모의하여 해양의 열 흡수를 약하게 추정할 것이다 만약 모델의 혼합이 강할 때에는 열 흡수를 과대하게 나타낼 것이다. 해양의 열 흡수에 대한 이 에러는 해수면상승을 예측하는데 영향을 준다. 이 주제에 관한 자세한 내용은 10장에 제시되어 있다.

8.3.2.3 해양모델 모의의 요약

전반적으로 이 보고서에서 다루는 모델은 TAR에 제시된

(McAvaney et al., 2001) 해양의 평균상태를 모의하는데 개선이 진행되었다. 모델이 더 이상 플러스 보정을 사용하지 않지만 이런 모의 능력의 향상을 가져왔다. 이것은 물리적 매개변수화의 개선과 해상도 증가(8.2절 참조), 표면의 플럭스의 개선 등이 모델 모의에 좋은 영향을 미쳤다는 것을 말하고 있다. 수온약층의 온도와 염분의 오차는 아직 크지만 많은 모델에서 감소하고 있다. 북반구에서는 많은 모델이 아직 해양 상층에서 한랭오차를 나타내고 있다. 이 오차는 표면 부근에서 크게 나타나 얼음-알베도 되먹임을 왜곡시킬 수 있다(8.3.3 참조). 남반구 해양은 서풍응력의 적도 쪽으로 치우쳐 나타나는 것이 복사강제력의 증가에 대한 모델의 반응에 영향을 줄 것이다.

8.3.3 해빙

고위도의 기후변화의 크기와 분포는 해빙의 특징에 의해 크게 영향을 받는다. 그러나 모델의 해빙에 대한 평가는 관측자료 부족으로 제약을 받는다(예, ice thickness)(4.4 절 참조). 해빙 오차를 추정할 수 있더라도 이 원인을 찾아내는 것은 어려운 일이다. 원인은 해빙모델 자체의 오류 때문일 수도 있고, 아니면 대기와 해양 모의의 편차에서 올 수 있다(8.3.1, 8.3.2절과 11.3.8절 참조).

역학과 열역학과정을 포함한 AOGCMs의 해빙 모델은 점차 복잡해지고 있지만, 해빙 모의 능력의 향상은 명확하지 않다(그림 8.10 과 TAR 그림 8.10의 비교; 또는 Kattsov and Källén, 2005, 그림 4.11). 그러나 어떤 모델에서는 해빙의 분포와 계절변화 등이 잘 재현되고 있다.

모델을 평가하기 위한 가장 신뢰할 만한 변수는 해빙영역의 계절변화이다(즉, 얼음 끝으로 둘러싸인 면적 자동으로 15% 선으로 정의; 4.4 절 참조). 모델마다 큰 차이를 보이지만, 다중 모델 평균된 해빙영역은 관측과 꽤 유사하게 나타난다. 15개 AOGCMs 중 14개 모델에서(한 모델은 비정상적인 해빙영역을 보여 제외됨) 북반구에서 관측보다 약 $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ 정도 해빙의 양이 더 많게 모의되었다. 반면에 남반구에서는 9월에 해빙의 양이 너무 많고($\sim 2 \times 10^6 \text{ km}^2$) 3월에 너무 적게 나타나는 등의 연변화가 과장되어 나타났다. 많은 모델이 양반구의 해빙 영역은 잘 모의하고 있더라도 해빙의 지역적 분포를 제대로 모의하지 못했다(Arzel et al.,

2006; Holland and Raphael, 2006; Zhang and Walsh, 2006). 다중모델의 표준편차로 알 수 있는 해빙영역의 변화는 일반적으로 남반구보다 북반구에서 좁게 나타난다(Arzel et al., 2006). 심지어 가장 좋은 경우라도(북반구 겨울철), 해빙영역은 평균의 50%를 초과하여 나타나고, 해빙두께 또한 큰 변화를 보이고 있다. 이는 해빙의 감소에 대한 추측이 아직 불확실하다는 것을 암시한다. 모델 해빙의 편차는 전구기후 민감도에 영향을 줄 것이다(8.6절 참조). 현재 기후모의에서 상대적으로 넓은 영역의 해빙을 갖는 모델은 민감도가 높게 나타난다. 극지에서 변화의 크기가 작거나 평균적인 모델에게 이런 현상은 더욱 분명하게 나타난다.

해빙의 편차의(특히 분포) 주된 원인은 해양의 연직과 수평 혼합뿐만 아니라(Arzel et al., 2006) 고위도의 바람의 편차 때문이다(Bitz et al., 2002; Walsh et al., 2002; Chapman and Walsh, 2007). 또한 대기 경계층을 부적절하게 매개변수화(야간이나 겨울철 해빙 위에서 나타나는 안정한 상태하의)하여 나타난 표면 플럭스의 에러나 일반적으로 고위도 구름의 오차 등이 그 원인이다(예, Kattsov and Källén, 2005).

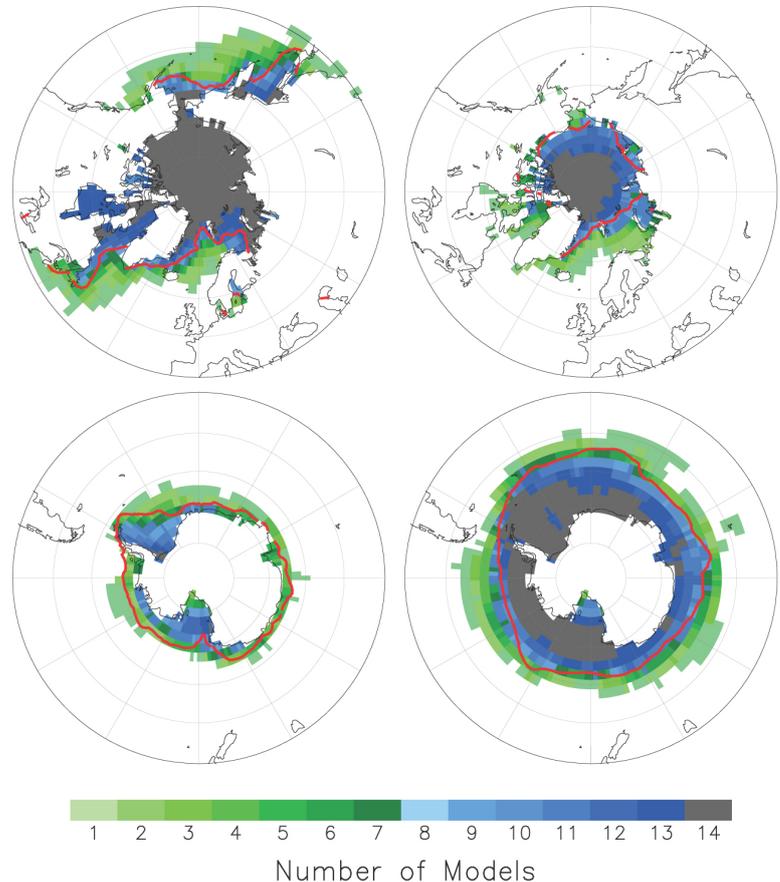


그림 8.10. 기준이 되는(1980년~1999년) 북반구(위)와 남반구(아래)의 해빙 분포로서 표 8.10에 제시된 14개의 AOGCMs에 모의된 것임. 왼쪽은 3월에, 오른쪽은 8월에 대한 것으로 Arzel et al.(2006)에서 가져옴.

8.3.4 지표면

지면모델의 평가는 관측자료의 부족으로 제약이 많다. 육 지표면 과정은 습은 현열과 잠열을 나누는데 중요한 영향을 미친다. 이것은 물을 유출할지 혹은 증발시킬지 결정하는 일이나 표면 알베도를 결정하거나 눈을 녹이거나 얼음이 어는 것 그리고 탄소와 운동량 플럭스에 영향을 주는 등의 과정을 통해 이뤄진다. 이들 중 대규모적으로나 장기간에 걸쳐 평가된 것이 없다. 따라서 이 절에서는 몇몇 관측자료가 있는 변수에 대해서만 평가를 실시하고자 한다.

8.3.4.1 적설량

AMIP-2의 분석과 비교결과와 최근의 AOGCM 결과는 모델이 관측과 유사한 적설량을 모의하고 있음을 보여준다. 그러나 아직 문제점은 남아있다. Roesch(2006)은 최근 모델이 겨울철 강수량이 많아져서 봄철에 snow water equivalent(SWE)을 과도하게 모의하고 있음을 보였다. Frei et al.(2005)은 AMIP-2 모델이 북아메리카에서 SWE의 계절변화와 공간분포는 잘 모의하고 있지만, 봄철에 과도하게 SWE가 없어지는 것을 발견하였다. 대륙 규모로 보면, 북아메리카 대륙의 SWE 월별 최대값이 관측 값인 1,500 km³의 ±50% 내에서 변하고 있다. 이 크기는 대륙의 물수지에 영향을 줄만한 정도이다. 적설면적(snow cover area, SCA)은 최근 모델이 잘 모의하고 있다. 그러나 경년변동은 너무 작게 나타난다. Frei et al.(2003)은 월별 관측값이 AMIP-2 모델의 4분위수 범위안에 있다는 것을 보였다. 고무직이게도 SCA(Frei et al., 2005)의 모의에 있어 초기 AMIP-1 모의보다 중요한 개선이 이루어졌다. 최근 AOGCMs과 AMIP 모델은 1979~1995년간의 연평균 SCA 감소를 잘 재현하고 있다. 그리고 대부분 모델이 20세기 동안 관측된 십년 주기 변동을 잘 모의하고 있다. 이런 개선에도 불구하고, 일부 모델은 SCA를 과도하게 모의하고 있다.

식생에 의한 눈(snow) 영역의 변화를 결정하는 것이 어렵기 때문에 삼림이면서 적설지역은 알베도의 큰 차이가 존재한다(Roesch, 2006). 관측된 기상환경에서 적설량을 모의하는 모델의 성능은 여러 비교연구를 통해 이뤄졌다. 개개의 격자 규모로 보면, 중위도(Slater et al., 2001)와 알프스(Etchevers et al., 2004) 지역에서 모델들은 관측값이 포함된 범위로 모사하고 있다. 그러나 고위도 강 유역의 여러 격자 규모에서는 한계를 나타낸다(Nijssen et al., 2003). 이는 순복사와 적설량의 비율과 식생의 상호작용을 연관시키기 어렵기 때문이다.

8.3.4.2 육지의 물수지

기후모델의 물수지 부분에 대한 평가는 주로 AOGCMs에서 따로 이루어졌다(Bowling et al., 2003; Nijssen et al., 2003; Boone et al., 2004). 이것은 강수, 눈 녹음과 순복사의 변동으로 기후모델의 유출수를 평가하기 어렵기 때문이다. 그러나 몇몇 시도가 있었는데, Arora(2001)는 AMIP-2을 이용하여 Canadian Climate Model이 관측과 유사한 전구 물순환을 모의하는 것을 보였다. 그러나 강수와 유출수의 지역적 변동은 관측과 차이를 보였다. Gerten et al.(2004)은 Lund-Potsdam-Jena(LPJ) 모델의 물순환 성능을 평가하여 모델이 전구 물순환 모델과 비교해서 유출수와 증발산을 잘 모의하고 있음을 제시하였다. 사용된 LPJ 모델은 Sitch et al.(2003)이 사용한 버전의 물순환 모의를 개선한 것이다.

Milly et al.(2005)은 MMD를 이용하여 관측된 20세기에 관측된 지역적 육지 물순환 추세의 원인이 대기 성분과 태양복사량의 변화 때문인지를 조사하였다. 9개 기후모델을 이용한 20세기 기후의 26개 앙상블을 분석하여 그들은 모델들이 관측과 유사한 유출수를 나타냄을 보였다. 게다가, 모델은 165 개의 장기간 유출자료에서 나타난 유출수 추세를 정량적으로 나타낼 수 있었다. 그들은 대기 조성과 태양복사가 유출수에 미치는 영향은 적어도 부분적으로 예측 가능하다고 주장하였다. 이것은 매우 중요한 진전이다. 물순환 매개변수화의 한계에도 불구하고, 모델은 대기 조성과 태양복사의 변화로 인한 20세기 유출수의 변화를 잘 모의하였다. 이는 예측을 위한 이 모델의 높은 신뢰성을 말하고 있다.

8.3.4.3 표면 플럭스

TAR 이후 많은 노력에도 불구하고, 기후모델의 태양복사를 표현하는데 불확실성이 남아있다(Potter and Cess, 2004). AMIP-2와 최근 MMD 모델 결과는 태양복사를 모의하는 모델의 능력을 평가할 수 있도록 한다. Wild(2005) and Wild et al.(2006)은 지구 표면에서 흡수되는 태양복사의 연평균 값이 모델에서 큰 차이를 보인다고 제시하였다. 전구 지면관측과 비교하여, Wild(2005)는 많은 기후모델이 태양복사의 흡수량을 과도하게 모의하고 있음을 밝혔다. 이는 대기 흡수, 구름과 에어러솔의 매개변수화의 문제 때문이다. 비슷하게 하향적외복사(Wild et al., 2001)에도 불확실성이 있다. 지면에서 태양복사와 적외복사 흡수의 불확실성은 불가피하게 표면 현열과 잠열플럭스의 불확실성을 초래한다.

8.3.4.4 탄소

TAR 이후 중요한 진전은 탄소를 모의하는 지면모델의 성능을 조직적으로 평가하는 것이다. Dargaville et al.(2002)은 1980~1991 사이의 대기 CO₂ 의 경년변동과 계절적 역학을 모의하는 4개 전구 식생모델의 성능을 평가하였다. 오프라인 강제력을 이용하여, 그들은 대기 수송모델과 더불어 이 모델의 탄소 플럭스 모의 능력을 관측된 대기 CO₂ 농도와 비교하여 평가하였다. 그들은 육지 모델이 계절변화의 크기를 작게 모의하고 CO₂의 봄철 흡수가 2개월 정도 빨리 나타남을 보였다. 4개 모델 중 전구탄소수지를 두드러지게 잘 모의하는 모델은 없지만, 모든 모델이 관측된 CO₂ 의 계절 변동의 큰 특징을 잘 재현하였다. Sitch et al.(2003)에 의한 LPJ 전구 식생모델의 평가에서 모델은 관측된 식생패턴과 계절변동을 잘 재현하였다.

기후모델과 접합된 탄소 모델의 유일한 평가는 Coupled Climate-Carbon Cycle Model Intercomparison Project(C4MIP)에서 실시되었다. Friedlingstein et al.(2006)는 관측된 방출량을 이용한 과거의 CO₂ 모의에 대한 모델들을 비교하였다. 시비효과와 크기와 육지와 해양의 흡수 등과 관련한 문제들이 개개의 모델에서 나타났다. 그러나 미래 CO₂ 증가하에서 이런 차이점이 나타난다(10장). 다른 몇 개의 그룹에서 기후 모델과 탄소모델의 접합에 대한 영향을 평가하고 있지만 육지와 대기 모듈의 편차로 인하여 명확한 결과를 얻기 힘들다(예, Delire et al., 2003).

8.3.5 모델 성능의 변화

기후모델링 커뮤니티에 의해 합의된 표준실험들(8.1.2.2절 참조)은 모델 성능의 변화를 알 수 있도록 모델자료를 저장하고 있다. 대부분 모델링 그룹은 또한 그들의 초기 모델(circa 2000)의 결과를 Coupled Model Intercomparison Project(CMIP1&2)로 저장하고 있다. TAR은 이들 초기 모델 결과를 이용한 평가 결과이다.

수집된 모델자료를 이용하여 모델 성능의 발전과정을 정량적으로 파악할 수 있다. 이는 초기와 현재 모델의 모의 자료가 있는 14개 모델링 그룹의 결과를 통해 쉽게 알 수 있다. 한가지 중요한 것은 주요변수들의 계절적 변화 특징의 모습이다. CMIP1&2 자료 중 월별자료는 표면온도와 강수량 그리고 해면기압이 전부이다. 따라서 이들 자료를 중점적으로 분석하였다. MMD 20세기 실험 조건이 CMIP1&2의 표준 실험과 같지 않지만, 이들 차이점이 아래에 제시한 결론을 바꾸지는 못한다. 왜냐하면 대규모 기후의 특징이 기후변화로 인한 작은 변화보다 더 지배적이기 때문이다.

AOGCMs의 계절변화를 모의하는 능력은 최근 모델이 강수, 해면기압과 지면온도를 이전의 모델과 비교한 그림 8.11에 제시되어 있다. 표준화된 RMS 오차는 에러를 제공하고, 격자 면적으로 가중평균을 이용하여 모든 모델의 12개월과 전지구에 대해 더하여 구했다. 이 통계값은 공간분포와 계절 변화에 나타난 오차를 동시에 평가한다. RMS 에러를 관측의 표준편차로 나누면 에러의 상대적 크기를 알 수 있다. 그

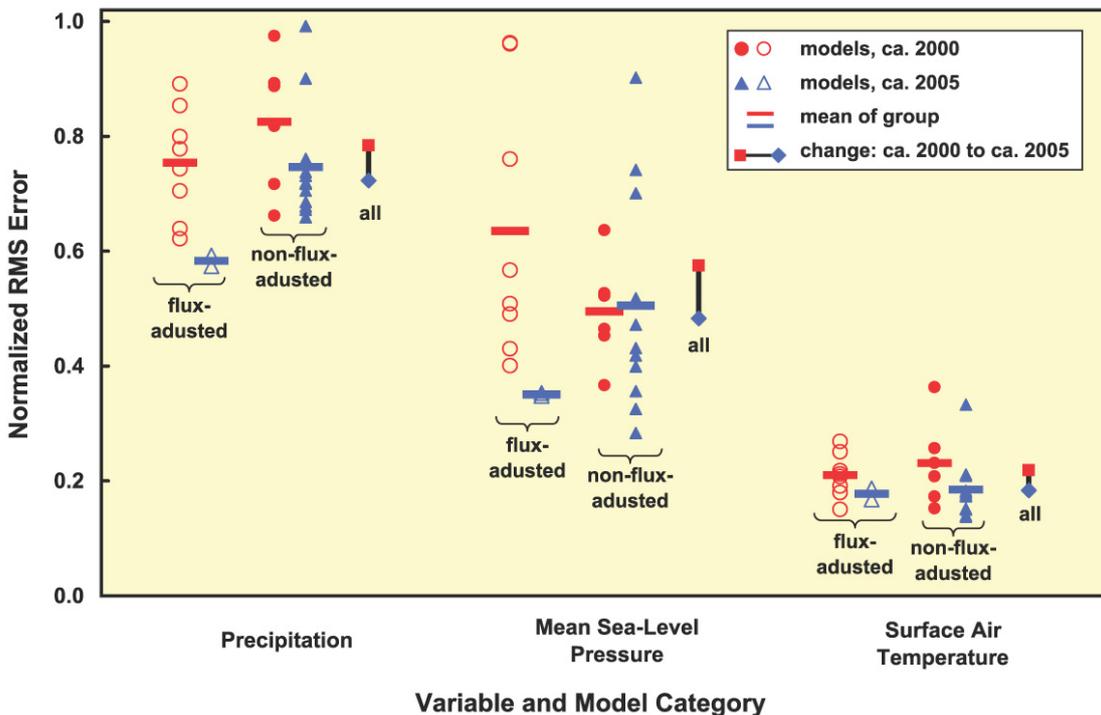


그림 8.11. 모의된 월별 강수량, 평균 해면기압과 표면온도의 정규화된 RMS 오차.

림 8.11은 기압이 강수량보다 더 잘 모의되고 있으며, 표면 온도가 가장 잘 모의되고 있는 것을 말한다.

그림 8.11의 모델은 플렉스 보정의 사용유무에 따라 구분된다(8.2.7절 참조). 초기 모델은 14개중 8개 모델이 플렉스 보정을 사용하였다. 그러나 이들 중 2개 모델만이 이 방법을 계속 사용하였다. 그림에서 몇 가지 결론을 말하면 다음과 같다: 1) 플렉스 보정의 모델이 그렇지 않은 모델보다 에러의 평균값이 작지만, 해면기압과 지면온도가 가장 에러가 작은 모델은 플렉스 보정을 사용하지 않은 모델이다 2) 2개 이외의 모델이 플렉스 보정을 사용하지 않지만, 최근 14개 모델의 평균 오차가 이전 모델의 오차보다 더 작다 3) 플렉스 보정을 하지 않은 모델이 사용한 모델과 비슷하게 평균적으로 향상되고 있다. 마지막 문장의 예외는 플렉스 보정을 하지 않은 모델의 해수면 기압의 평균 RMS가 약간 증가하는 점이다. 이 경우 평균에서는 개선이 없었지만, 최근 모델 중 3개가 최근 모델보다 해면기압의 에러가 작아졌다.

이 결과는 최근 사용되는 모델들이 TAR 때의 모델보다 강수, 평균해면기압과 표면온도 등을 더 잘 모의하고 있다는 것을 말하고 있다.

8.4 접합모델이 모의한 대규모 기후변동의 평가

대기-해양접합 기후시스템은 계절 내 주기부터 수 십년 주기까지 다양한 모드를 나타낸다. 이들을 성공적으로 모의하고 예측하는 것은 미래기후 예측에 사용되는 AOGCMs의 신뢰성을 높이게 된다.

8.4.1 북반구와 남반구의 환상 모드(Annular Mode)

온실가스에 의한 AOGCMs 반응이 Northern Annular Mode(NAM)와 유사하게(예, Fyfe et al., 1999; Shindell et al., 1999) 나타난다는 연구로, NAM(3장과 9장 참조)을 실제처럼 모의하는 것이 중요하게 간주되었다. 개개의 AOGCMs의 분석으로(예, Fyfe et al., 1999; Shindell et al., 1999) 모델이 순환과 온도 관계를 포함한 NAM과 NAO 패턴을 잘 모의하고 있는 것이 제시되었다. 겨울철 기압(Osborn, 2004), 겨울철 기온(Stephenson and Pavan, 2003)과 월별 기압 변화(AchutaRao et al., 2004)의 다중모델 비교에서 AOGCMs의 성능을 재확인했다. 또한 대서양과 태평양의 원격상관이 관측과 비교하여 더 강하게 나타남을 알았다(Osborn, 2004). 일부 모델에서는 이것이 모든 겨울철의 강한 극소용돌이와 연관이 되었다. 본래 이 소용돌이는 대서양-태평양의 원격

상관이 강할 때만 관측된다(Castanheira and Graf, 2003)..

대부분 AOGCMs은 NAM과 NAO와 관련한 해면기압의 변동이 과도하게 크다(Miller et al., 2006). NAM과 NAO의 경년변동은 일부 AOGCMs에서 올바르게 모의되고 있다. 반면에 다른 모델은 너무 변동이 심하다(Osborn, 2004); 변동이 심한 모델의 경우, 아노말리 상태의 지속이 관측에 비해 길게 나타난다(AchutaRao et al., 2004). 수 십년 변동의 크기는(수 년 변동에 비해) AOGCM 규준실험에서 관측에 비해 작게 나타난다. 그리고 외부강제력 하에서 재현되지 않는다(Osborn, 2004; Gillett, 2005). 그러나 Scaife et al.(2005)는 모델의 하부 성층권 순환을 미리 고정시킨다면 관측된 수 십년 변동을 재현할 수 있음을 보였다. 대류권-성층권 접합과정이 NAM 변동성을 완전히 모의하기 위해선 필요하다. 화산 에어러솔(Stenchikov et al., 2002), 해수면온도 변동(Hurrell et al., 2004)과 해빙편차(Alexander et al., 2004)에 의한 NAM과 NAO의 반응은 관측과 일치한 특징을 나타냈다. 그렇지만 원인과 결과를 명확히 구분하기는 힘들어 모델의 신뢰성에 대한 한계를 보여주기도 한다.

북반구의 NAM과는 반대로 Southern Annular Mode(SAM; 3장과 9장 참조)은 대류권 순환, 성층권 극소용돌이, 중위도 폭풍경로, 해양순환과 해빙에서 그 자취를 찾을 수 있다. AOGCMs은 일반적으로 SAM을 실제와 비슷하게 모의한다(Fyfe et al., 1999; Cai et al., 2003; Miller et al., 2006). 예를 들면, 그림 8.12은 남반구 겨울철 모의된 SAM과 NCEP(National Centers for Environmental Prediction) 재분석자료의 SAM과 비교한 것이다. 남극의 저기압과 60°S에서 적도쪽으로 나타나는 고기압이 AOGCMs에서 잘 모의되고 있다. 2개 AOGCMs을 제외하고 관측과 모의된 SAM의 공간 상관계수는 0.95보다 크다. 또한 표면온도의 경우도, 양의 SAM과 연관된 남극 대륙에 양의 온도편차를 몇몇 AOGCMs이 잘 모의하였다(예, Delworth et al., 2006; Otto-Bliessner et al., 2006). 지면온도는 SAM과 연관된 순환에 의한 온도이류에 영향을 받으므로(Thompson and Wallace, 2000), SAM과 연관된 순환도 실제와 유사하게 나타난다(그림 8.12).

AOGCMs에서 SAM이 공간분포는 잘 모의하고 있지만, 진폭, 자세한 동서 구조와 시간에 따른 스펙트럼 등은 NCEP의 결과와 차이를 보인다(Miller et al., 2006; Raphael and Holland, 2006). 예를 들면, 그림 8.12는 모의된 SAM 분산(SAM 진폭의 제곱)이 NCEP의 분산의 0.9-2.4배 정도임을 보이고 있다. 그러나 이런 특징은 다중멤버 앙상블의 종류에 따라 크게 차이를 보인다(Raphael and Holland, 2006). 그리고 NCEP 자료의 SAM 시간변동은 지상관측소 자료와 잘 일치하지 않는다(Marshall, 2003). 따라서 모의된 SAM과

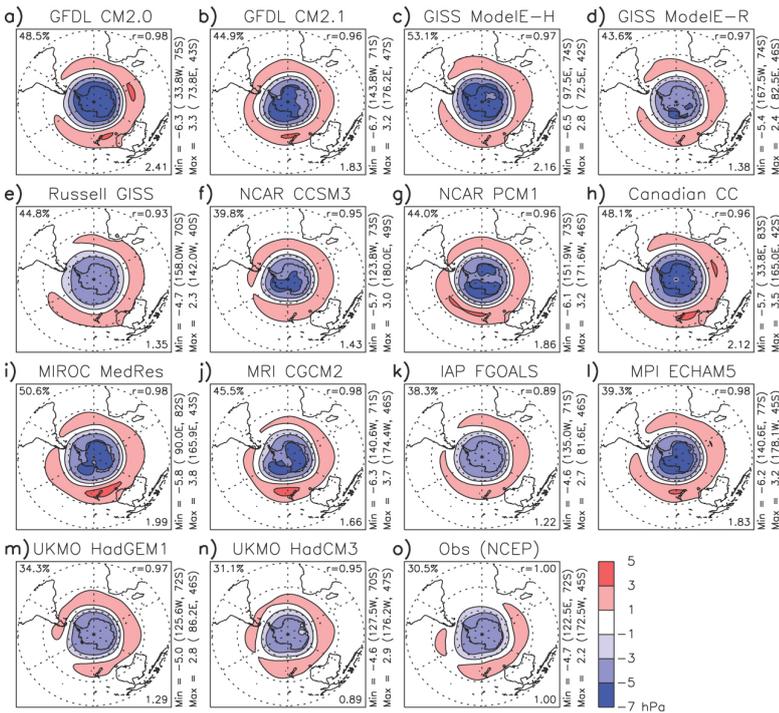


그림 8.12. 앙상블 평균한 남반구 여름철(11월-2월)의 해면기압(hPa)의 첫번째 EOF(Empirical Orthogonal Function)모드(기간: 1950년~1999년).

NCEP 재분석의 차이가 나타나는 원인이 모델이 문제인지 관측이 문제인지 파악하기 힘들다.

이 문제를 해결하기 위해선 SAM 역학을 좀 더 이해해야 한다. SAM이 해양과 성층권에 분명히 나타나고 있지만, 성층권이 잘 표현되지 않고 미리 주어진 SSTs에 의해서 수행된 대기 GCMs의 대류권에서도 잘 보인다(예, Limpasuvan and Hartmann, 2000; Cai et al., 2003). 심지어 하나 혹은 두 개의 연직 층을 갖는 간단한 대기모델에서도 SAM과 비슷한 변동이 나타난다(Vallis et al., 2004). 이 간단한 모델은 SAM 변동과 연관된 역학 - 즉, 대류권 제트기류와 중위도 날씨 시스템의 상호작용(Limpasuvan and Hartmann, 2000; Lorenz and Hartmann, 2001)을 모의하고 있다. 그럼에도 불구하고 해양과 성층권은 SAM 변동에 중요한 영향을 줄 것이다. 예를 들면, AOGCM 강한 SAM과 연관된 해양온도, 해양 열 수송과 해빙분포를 보인다(Watterson, 2001; Hall and Visbeck, 2002). 이는 대기-해양 상호작용이 SAM 역학에 영향을 줄 수 있음을 암시한다. 게다가 관측과 모델링 연구는 (예, Thompson and Solomon, 2002; Baldwin et al., 2003; Gillett and Thompson, 2003) 성층권과 적어도 남반구 봄과 여름에 대류권 SAM에 영향을 줄 수 있음을 제시하고 있다. 때문에 성층권-대류권과 해양-대기 접합과정을 정확히 모의하기 위해서 SAM의 정확한 모의가 필요하다.

8.4.2 태평양 십년 주기 변동(Pacific Decadal Variability)

최근 연구는 Pacific Decadal Oscillation(PDO, 3장과 9장 참조)이 전구 ENSO와 비슷하게 보이는 Interdecadal Pacific Oscillation 혹은 IPC(Power et al., 1999; Deser et al., 2004)가 북태평양에서 나타난 것이라고 제시하고 있다. 자연적 혹은 외부강제력의 수 십년 변동을 포함하고 있지 않는 AOGCMs에서 SST의 주된 Empirical Orthogonal Function(EOF)로 IPO가 나타나는 것으로 보아 IPO는 내부 변동에 의해 생성된 것임을 알 수 있다. 그러나 일부 AOGCMs은 지구온난화에 대해 수 십년에 걸쳐(Cai and Whetton, 2000) El Niño와 비슷한 반응을 보인다(Cubasch et al., 2001). 그러므로 전부는 아니지만 일부 IPO와 PDO는 인간의 활동에 의해 나타난 것일 수 있다(Shiogama et al., 2005). IPO와 PDO는 부분적으로 ENSO 활동의 수 십년 변화의 잔차로 간주될 수 있다(예, Power et al., 2006). 이들은 상층해양의 혼합층의 영향으로 스펙트럼 주기가 길어지고 (즉, 저주기에 에너지가 증가)(Newman et al., 2003; Power and Colman, 2006) 아열대 로스비 파에 의해 발생된다(Power and Colman, 2006). 열대의 수 십년 주기 변동은 중위도의 영향(예, Barnett et al., 1999; Hazeleger et al., 2001)으로 나타나며 이것은 IPO의 예측가능성을 말하고 있다(Power et al., 2006).

대기-해양 대순환 모델은, 심지어 해상도가 낮아 ENSO 역학에 매우 중요한 적도 파동을 잘 표현하지 못하더라도, IPO와 비슷한 변동을 잘 모의하고 있다(예, Yeh and

Kirtman, 2004; Meehl and Hu, 2006). 몇몇 연구들은 모의된 십년 주기 변동을 측정하는 객관적 방법을 제시한다. 예를 들면, Pierce et al.(2000)는 ENSO와 비슷한 SST의 십년 주기 변동과 관측의 상관계수가 0.56임을 발견하였다. 모의된 것과 관측된 ENSO 모드의 상관계수는 0.79이다. 십년 주기에서 작아진 상관계수는 남태평양과 북아메리카의 서해안을 따르는 북대평양 아북극 순환의 변동성이 관측과 비교하여 작기 때문이다. 이것은 AOGCM에서 해안의 파동을 모의하기 적합한 해상도를 갖지 못하기 때문이다. 십년 주기 변동을 모의하는데 해안을 따른 파동을 올바르게 표현해야 한다는 것을 제시하는 연구가 있다(예, Meehl and Hu, 2006). 끝으로 AOGCMs의 태평양 십년 주기 변동의 크기에 대한 연구는 거의 없다. Manabe and Stouffer(1996)는 그들의 AOGCM에서 그 변동의 크기를 제시했지만, IPO와 유사한 변동에 대한 좀 더 자세한 연구가 필요하다.

8.4.3 태평양 북아메리카 패턴(Pacific-North American Pattern)

Pacific-North American(PNA) pattern(3장 참조)은 이상적인 바닥경계 강제력에 의해 나타나는 반응과 연관이 있다. 그러나 PNA와 비슷한 패턴은 바닥경계가 일정한 환경의 대기모델에서도 나타난다. 따라서, 외부와 내부과정 둘 다 이 패턴을 만드는데 기여할 것이다. ENSO와 연관된 SST 아노말리에 의한 반응과 중위도 북태평양 SST 아노말리에 관심이 집중되었다. 느리게 변하는 부분과 고주파 일시적인 와동의 상호작용과 흐름의 불안정성을 포함하는 내부 메커니즘이 PNA 패턴을 생성시키는 역할을 할 것이다. Trenberth et al.(1998)은 PNA 패턴에 기여하는 여러 과정에 대한 광대범위한 관측과 모델링 연구를 개관하고 있다.

PNA 패턴의 여러 특징을 재현하는 GCMs의 능력이 실험을 통해 조사되었다. 수 년 전까지, 그런 실험들은 대기 GCMs의 하층 경계로 관측된 SST 아노말리를 주어 실시되었다. the European Prediction of Climate Variations on Seasonal to Interannual Time Scales(PROVOST)와 the US Dynamical Seasonal Prediction(DSP) 프로젝트의 지원 아래에 모델의 앙상블을 이용한 연구가 있었다. Palmer and Shukla(2000)에 의해 편집된 문헌들에는 세계(PNA 지역을 포함한) 여러지역의 대기 아노말리를 재현하는 모델의 숙련도가 요약되어 있다. 이 결과는 미리 주어진 SST 강제력이 모델 대기에 중요한 영향을 미친다는 것을 보였다. 중위도 북반구 겨울에 대한 재현 숙련도는 강한 El Niño 와 La Niña 시기에 큰 값을 보였다. 그러나 개개의 모델과 앙상블 멤버 사이에는 다양한 차이를 보였다. 이는 중위도 대기의

변화에 대한 열대 SST 강제력의 영향은 그다지 크지 않다는 것을 보여준다.

주어진(PNA 지역의) SST 아노말리를 이용하여 대기 아노말리를 예측하는 US NCEP의 역학적 계절 예보 시스템의 성능은 Kanamitsu et al.(2002)에 의해 평가되었다. 1997~1998 El Niño 동안, 이 시스템은 PNA 지역에서 1개월 앞서 좋은 예측을 보였다. 이때 아노말리의 상관계수는 0.8~0.9(200 mb 고도), 0.6~0.8(표면온도)과 0.4~0.5(강수량)을 보였다. 최근엔 AOGCMs을 이용한 과거재현 실험이 실시되었다. Development of a European Multimodel Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction(DEMETER) 프로그램(Palmer et al., 2004)의 지원으로 이 실험이 수행되었다. 11월에 모델을 시작한 북반구 겨울철에 대한 모델이 재현한 PNA 지수는 관측과 통계적으로 유의한 상관관계를 보였다. PNA 모의의 신뢰성이 다중모델 앙상블 평균과 개개의 모델자료를 통해 확인되었다. 그러나 앙상블 평균의 크기는 각기 다른 모델로부터 구한 표본의 변동성 때문에 낮게 나타났다. 모델은 다른 계절과 더 긴 시간지연과의 상관관계는 낮게 나타났다. 개개 모델의 지위고도의 경험적적교함수(EOF) 분석은 PNA 패턴이 대기변동의 주된 모드라는 것을 확인시켜준다.

다양한 기관에서 AOGCMs을 이용하여 여러 세기 동안 모델 적분을 실시하였다. 과거 재현 혹은 예보실험과 다르게 이들 실험은 관측에서 나타난 특정 시기의 ENSO를재현하는 것이 목적이 아니다. 이 AOGCM의 분석을 통하여 모의된 ENSO가 대류권 상층에서 나타난 PNA와 유사한 패턴과 연관이 있음을 제시하였다(Wittenberg et al., 2006). 모의된 패턴의 중심은 관측과 비교하여 20 - 30도 서쪽으로 치우쳐 나타났다. 이런 차이점은 ENSO와 연관된 SST와 강수 아노말리 위치의 이동과 관련된다. 이 발견은 AOGCMs의 PNA 패턴의 공간분포가 열대의 ENSO 모의의 정확성에 달려있다는 것을 말한다.

8.4.4 한랭해양 - 온난육지 패턴

한랭해양 - 온난육지(COWL) 패턴은 북반구가 따뜻할 때 해양은 상대적으로 차갑고 40°N 보다 북쪽의 대륙은 상대적으로 따뜻해지는 것을 말한다. COWL 패턴은 육지와 해양의 열적관성의 차이로 인하여, 대륙 온도 아노말리가 큰 값을 가지므로 반구의 평균온도에 더 큰 영향을 미치기 때문이다. COWL 패턴은 여러 형태의 모델에서 모의된다(예, Broccoli et al., 1998). 그리고 군집분석(Wu and Straus, 2004a)과 EOF 분석(Wu and Straus, 2004b)을 통해 비슷한 패턴이 발

견됐다. 많은 연구에서, 지난 20세기의 겨울철 북반구 기온과 해면기압의 추세는 COWL 패턴의 장기 추세와 연관되었다(Wallace et al., 1996; Lu et al., 2004).

AOGCM 모의를 통하여, Broccoli et al.(1998)은 COWL 패턴을 추출하는 방법이 과거와 미래의 인간활동에 의한 강제력을 이용한 모델 실험에서 잘못된 결과를 만들 수 있음을 발견하였다(이는 기후변동의 다른 패턴이나 모드들도 마찬가지로 적용된다). 분석된 공간 패턴은 강제력이 없는 기후변동과 인간활동에 의한 영향이 섞인 결과이다. Broccoli et al.(1998)는 또한 COWL 패턴의 두 대륙의 센터의 기온 아노말리가 서로 연관이 없다는 것을 주시하여, 이 패턴을 생성하는데 서로 다른 대기를 통한 상관관계가 영향을 준다는 것을 제시하였다. Quadrelli and Wallace(2004)는 최근 COWL 패턴이 12월 - 3월간 월평균 해면기압의 처음 두 개의 EOF 모드의 선형결합으로 표현될 수 있음을 보였다. 이 두 EOFs는 각각 NAM과 PNA 패턴과 비슷하다. 이 두 기본적인 패턴은 지난 20세기 동안 북반구 해면기압 추세의 많은 부분을 설명한다.

8.4.5 대기 레짐과 블로킹

날씨 혹은 기후레짐은 세계 여러 곳의 기후를 결정하는데 중요한 요소이며, 매일 날씨 변화에 큰 영향을 미친다(예, Plaut and Simonnet, 2001; Trigo et al., 2004; Yiou and Nogaj, 2004). 대순환모델은 관측과 유사한 기후레짐을 모의하였다(Robertson, 2001; Achatz and Opsteegh, 2003; Selten and Branstator, 2004). Cassou et al.(2004)는 북대서양 지역의 모의된 지역 기후레짐은 관측과 유사함을 제시하였고, Farrara et al.(2000)에 의해 모의된 북태평양 레짐은 관측과 일치하였다. TAR 이후 많은 연구들이 양반구와 대기 여러 영역의 레짐에 대한 이해를 넓혔다. 그러나 아직 연구가 필요한 부분들이 남아있다(예, Wu and Straus, 2004a). 그리고 레짐에 대한 통계적인 유의성에 대하여 계속 토의되고 있으며 아직 미해결 과제로 남아있다(예., Hannachi and O'Neill, 2001; Hsu and Zwiers, 2001; Stephenson et al., 2004; Molteni et al., 2006).

블로킹은 날씨 레짐 중 중위도 편서풍이 국지적으로 바뀌는 것과 관련된 중요한 현상이다(3장 참조). 북반구 블로킹에 대한 가장 최근의 대기 GCM의 비교 연구는 TAR에 제시되었다(D'Andrea et al., 1998). 이 연구와 비슷하게, 최근 연구는 GCMs이 북반구 블로킹의 빈도와 기간보다는 발생 위치를 더 정확하게 모의하는 것을 발견했다: 모의된 것은 관측보다 일반적으로 기간이 짧게 나타난다(예, Pelly and

Hoskins, 2003b). PCMDI의 MMD의 AOGCMs을 이용한 한 연구는 더 좋은 물리과정 매개변수화와 수평해상도의 증가가 유럽의 북반구 블로킹과 날씨 레짐 모의의 개선을 가져왔다고 제시하였다. 끝으로 GCM 모의와 장기자료 분석은 블로킹 발생의 경년 - 수 십년 주기 변동을 제시하고 있다(예, Stein, 2000; Pelly and Hoskins, 2003a). 이는 짧은 기간(관측 혹은 모의) 자료를 이용하여 블로킹 기후값을 추정할 때 주의가 필요하다는 것을 강조하고 있다. 블로킹은 또한 남반구 중위도에서 발생한다(Sinclair, 1996); 남반구 블로킹에 대한 관측분석 및 모델 모의 연구가 없었다. 또한 북태평양과 남태평양의 블로킹과 ENSO 변동간의 상관성이 제시되었다(예, Renwick, 1998; Chen and Yoon, 2002). 그리고 북대서양 블로킹과 성층권 돌연승은 사이의 관련성도 제시되었다(예., Kodera and Chiba, 1995; Monahan et al., 2003). 그러나 이들 상관에 대해 AOGCMs을 이용한 본격적인 연구는 없었다.

8.4.6 대서양 수 십년 주기 변동

대서양은 50 - 100년 규모의 수 십년 주기 변동을 보인다(3장 참조). 이 변동은 나무 나이테 복원에서 알 수 있듯이 대서양 지역의 지표 기후에 나타나는 전형적인 것이다(예, Mann et al., 1998). 대서양 수 십년 변동은 북대서양과 남대서양의 SST 부호가 반대로 나타나는(예, Mestas-Nunez and Enfield, 1999; Latif et al., 2004) 공간 구조를 보이며, 이 쌍극자 패턴은 Sahelian 강수의 십년 변동과 유의미한 상관성이 있다(Folland et al., 1986). 허리케인 활동의 수 십년 변동 또한 대서양의 SST 변동과 연관이 있다(Goldenberg et al., 2001). 대기-해양 대순환 모델은 대서양 수 십년 변동을 모의하고(예, Delworth et al., 1993; Latif, 1998 and references therein; Knight et al., 2005), 그 시공간 구조는 관측과 유사하다(Delworth and Mann, 2000). 이 모의된 변동성은 MOC(8.3 참조)의 변동에 의해 나타난다. 그러나 MOC 변동에 대한 메커니즘은 AOGCMs 마다 다르다. 대부분 AOGCMs에서 이 변동은 대기에 의해 불규칙하게 자극을 받는 감쇄 해양고유모드로 나타난다. 다른 일부 AOGCMs에서는 그러나 해양과 대기의 상호작용이 중요하게 나타난다. 고위도와 저위도 과정의 상대적 역할이 모델마다 다르게 나타난다. 예측성 연구를 통해 이 변동과 관련한 북대서양 SST 변동은 수 십년 전에 예측 가능성을 보였다. 대기 변수는 이 시간 규모의 예측성이 없었다. 이것은 대기변동이 불규칙한 강제력 변동임을 암시한다.

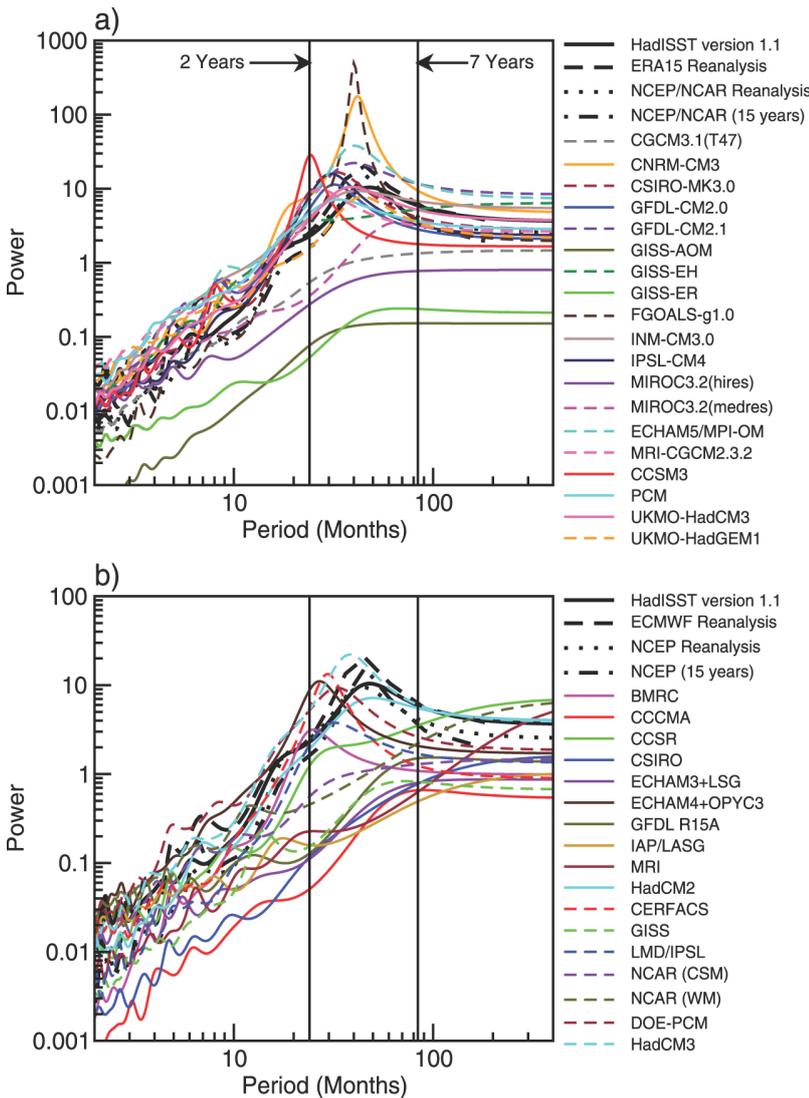


그림 8.13. NINO3(5°N-5°S, 150°W-90°W)의 지표 기온에 대한 Maximum entropy power 스펙트럼.(a) PCMDI의 MMD 그리고(b) CMIP2 모델들에 대한 것임.

8.4.7 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation)

지난 십년 동안 ENSO 모의와 예측(3장, 9장 참조) 그리고 AOGCMs을 이용한 ENSO와 연관된 전구 변동성에 대한 연구가 계속 진행되었다(Latif et al., 2001; Davey et al., 2002; AchutaRao and Sperber, 2002). 지난 수 년 동안 물리과정이너 복잡해졌고(Gregory et al., 2000; Collins et al., 2001; Kiehl and Gent, 2004), 특히 대기모델에서 수평과 연직해상도가 크게 증가하였고(Guilyardi et al., 2004), 관측자료를 이용한 초기화 방법이 더 정교해졌다(Alves et al., 2004). 이런 발전으로 동태평양이 SST 아노말리를 더 잘 모의할 수 있게 되었다(AchutaRao and Sperber, 2006). 사실, 일부 IPCC 모델은 ENSO 예측에 사용되고 있다(Wittenberg et al., 2006). 이런 발전에도 불구하고, 모의된 평균장과 변동성에 심각한 문제가 있다. 예를 들면, Mechoso et al.(1995; 8.3.1 참조)에

의해 'double ITCZ' 문제라 불렸던 것인 대부분 AOGCMs에 나타난 중요한 에러이다. 이 현상은 결국 ENSO 모의의 신뢰도에 영향을 준다. 열대를 따라 모델은 동서 SST 경도를 잘못 모의하여, 열대 한랭혀(Cold tongue)가 적도에 너무 좁게 나타나며, 서쪽으로 치우쳐 있다(Cai et al., 2003). 그리고 일반적으로 수온약층이 크게 분산된 형태로 나타난다(Davey et al., 2002). 대부분 AOGCMs은 동태평양의 SST 아노말리의 남북구조를 모의하는데 실패하며, 서태평양 쪽으로 치우친 아노말리를 보인다. 전부는 아니지만 대부분 AOGCMs은 관측보다 더 짧은 주기의 ENSO 변동을 나타낸다(AchutaRao and Sperber, 2002). 그러나 이 문제에 대해서 지난 십년 동안 진전이 있어 관측과 유사한 시간규모를 갖는 모델(그림 8.13)이 많아졌다(AchutaRao and Sperber, 2006). 또한 모델은 연변화와 ENSO 사이의 위상잠김을 올바르게 모의하는데 어려움이 있다. 게다가 일부 AOGCMs은 El Niño-La Niña 비대칭성(Monahan and Dai, 2004) 구조를 모의하지 못하고 있다. 다른 문제점은 Davey et al.(2002)와 van Oldenborgh et al.(2005)에서 논의되고 있다.

최근 연구는 앞의 문제들에 대한 몇 가지 답을 제시하고 있다. 예를 들면, 대기의 수평(Guilyardi et al., 2004)과 연직(NCEP Coupled Forecast System) 해상도를 높여 변동의 스펙트럼 모의에 향상을 가져왔다. 해양의 매개변수화는 접합 변동성에 큰 영향을 준다(Meehl et al., 2001). 그리고 모델 에러에 대한 지속적인 실험(예, Schneider, 2001) 등이 모델 개선을 궁극적으로 가져올 것이다.

ENSO 예보에 대해 최근 두가지 진전이 있다:(i) 예보는 반드시 불확실성에 대한 정량적 정보가 포함되어야 하며(즉, 확률예보) 확률예보에 대한 평가점수가 포함되어야 한다(Kirtman, 2003); 그리고(ii) 다중모델 앙상블 방법이 현재로서는 예보의 불확실성을 해결하기에 좋은 방법이다. 예를 들면, Palmer et al.(2004)은 다중모델 앙상블 예보가 한 모델의 앙상블보다 더 좋은 예측성이 있는 것을 제시하였다. 해양의 관측자료를 예보의 초기값으로 활용하는 방법의 개선으로 예측율의 향상을 가져왔다(Alves et al., 2004); 게다가, 다른 연구는 접합 시스템에서 초기화 방법의 개선이 모델

요소를 이용한 경우에 비해서 예측율의 커다란 향상을 가져 오음을 제시하였다(Chen et al., 1995). 그러나, 열대 태평양 SST의 예측성에 대한 기본적 질문은 아직 해결해야 할 문제로 남아있다. 예를 들면, 서풍 바람 버스트, 계절내 변동 혹은 대기의 날씨 잡음 등이 어떻게 ENSO 예측성에 영향을 주는지가 불분명하다(예, Thompson and Battisti, 2001; Kleeman et al., 2003; Flugel et al., 2004; Kirtman et al., 2005). 또한 ENSO 예측율에 십년 변동이 있다(Balmaseda et al., 1995; Ji et al., 1996; Kirtman and Schopf, 1998). 그리고 이 원인은 아직 논란으로 남아있다. 끝으로, 어떻게 평균기후의 변화가 ENSO 예측성에 영향을 주는지 불분명하다(Collins et al., 2002).

8.4.8 Madden-Julian Oscillation

MJO(Madden and Julian, 1971)는 열대 대류권의 주된 계절내 진동을 말한다. 이것은 동서방향으로 넓게 경압성 변화와 더불어 대류활동이 활발해지고 약해지는 영역이 나타나는 특징을 갖는다. 이 특징과 함께 서인도양에서 중태평양까지 적도를 따라 느리게 이동하여 30~90일 주기 변동을 만든다. 현재 접합모델과 대기모델을 이용한 MJO 모의는 그리 만족할 만한 수준이 아니다(예, Zhang, 2005; Lin et al., 2006). MJO가 대기-해양 접합 기후시스템에 미치는 역할을 이해함에 따라 모델에서 MJO 모의에 대한 필요성이 커지고 있다. 예를 들면, TAR 시기 모델의 MJO 모의에 대한 평가는 엄밀하게 수행되지 않았다(예, Slingo et al., 1996). 현재 표면 플릭스의 공간 위상 분포와 해양과의 상호 작용 등이 MJO의 발달에 중요한 것임을 알게 되었다(예, Hendon, 2005; Zhang, 2005). 따라서 모델이 MJO의 큰 규모의 특징을 모의할지라도, 표면 플릭스 구조와 같은 자세한 부분에서는 만족스럽지 않을 수 있다

MJO와 연관된 특징들(즉, 실제와 같은 위상속도로 동쪽으로 향하는 대류활동과 바람 아노말리 구조)이 많은 모델에서 모의되고 있다(예, Sperber et al., 2005; Zhang, 2005). 그러나 이 변동의 크기는 모델의 배경 변동보다 강하지 않다(Lin et al., 2006). 대류활동과 바람 변동의 크기가 약하게 모의되는 것은 현재 기후모델이 MJO의 영향을 모의하지 못하고 있는 것을 의미한다(예, MJO가 몬순에 미치는 영향 혹은 열대저기압 발달에 주는 영향). MJO의 시간에 따른 변화 모습의 모의에도 문제가 있는데, 대류활동의 아노말리가 태평양의 이중 ITCZ에서 분리되거나 때론 동태평양에서 발달하기도 한다(예, Inness and Slingo, 2003). 기후모델의 구름-복사 상호작용과 대류활동-수증기 상호작용의 문제가 MJO 모의

에 중요하다는 것이 제시되었다(예, Lee et al., 2001; Bony and Emanuel, 2005).

MJO가 기본적인 해양-대기 접합모드는 아니지만(예, Waliser et al., 1999), 대기-해양 상호작용이 MJO를 좀 더 명확히 동쪽으로 진행하게 하거나, 여름철에는 북진하게 하고 있다. 따뜻한 SST와 대기 경계층이 회복될 때 대류활동이 억제되는 위상에서 해양과 상호작용은 중요하다(예, Hendon, 2005). 따라서 가장 현실적은 MJO 모의는 AOGCMs에서 이뤄질 것이다. 그러나, 접합은 일반적으로 만병통치약이 아니다. 어떤 모델에서는 접합이 MJO 모의를 개선시키지만, 특히 인도양을 지나 서태평양으로 동진하는 것과 대류활동의 구조(예, Kemball-Cook et al., 2002; Inness and Slingo, 2003), 수평구조와 계절성에 대한 문제는 아직 남아있다. 전형적으로, 접합을 통해 MJO 전파 특징을 개선된 모델이 MJO 활동성의 계절 변동이 가장 비현실적인 모델이다(예, Zhang, 2005). MJO 활동의 계절변동을 모의하지 못한다는 것은 계절변화를 하는 기후현상과의 상호작용이 잘 이뤄지지 못한다는 의미이다(예, the monsoons and ENSO).

MJO 모의는 또한 평균장의 편차에 의해 영향을 받는다(8.4.7절 참조). 이런 편차는 이중 ITCZ, 서태평양으로 향하는 몬순 서풍이 약하게 동쪽으로 진출하는 것, 태평양 한랭혀(Cold tongue)가 강하게 서쪽으로 향하는 것 등이 있다. 이들 모두가 MJO와 연관된 대류활동의 발달과 유지를 억제하여 강도와 구조를 약화시킨다(예, Inness et al., 2003). 오늘날, MJO 모의는 대류활동 매개변수화에 매우 민감하다는 것이 알려졌다(예, Wang and Schlesinger, 1999; Maloney and Hartmann, 2001; Slingo et al., 2005). 예외(예, Liu et al., 2005)가 있지만, 국지적 연직 안정도에 기반한 대류 방법과 대류활동이 만들어지는 시작 값의 도입이 좀 더 현실적인 MJO를 모의하게 한다는데 의견이 일치한다. 그러나, 논란이 있지만, 대류활동에 관한 복잡한 물리과정을 포함한 일부 모델은 MJO 활동을 모의하고 있지 못한다(예, Slingo et al., 2005).

8.4.9 준 2년 진동(Quasi-Biennial Oscillation)

준 2년 진동(Quasi-Biennial Oscillation, QBO; 3장 참조)은 파동에 의한 동서평균 바람이 거의 주기적으로 바뀌는 현상으로 적도 하부 성층권(3 to 100 hPa)의 저주파 진동이다. 이것은 겨울철 극소용돌이의 강도와 안정도를 포함한 중위도 현상에 큰 영향을 준다(예, Baldwin et al., 2001). 이론과 관측은 QBO를 설명하기 위해서는 열대대기에서 연직으

로 향하는 파동의 넓은 스펙트럼을 고려해야 함을 말하고 있다. GCMs을 이용한 QBO의 모의는 따라서 세가지 조건에 달려있다:(i) GCM이 성층권에서 적도 파동을 표현할 수 있는 충분한 연직해상도,(ii) 열대 날씨에 의한 현실적인 열대 파동의 생성과(iii) 중력과 효과의 매개변수화. 성층권을 잘 모의하기 위해 필요한 계산 비용으로, 현재 평가에 참여하는 모델은 QBO 모의를 포함하지 않는다.

GCMs에서 QBO를 생성시키는 파동을 모의하는 것은 오랜 관심을 받았다(Boville and Randel, 1992). 최근(Takahashi, 1996, 1999; Horinouchi and Yoden, 1998; Hamilton et al., 2001) QBO를 생성시키는 파동을 표현할 수 있는 두 개의 필요조건이 발견되었다: 성층권 하부의 연직 고해상도 격자 (~0.5 km) 그리고 높이 발달하는 열대 적운대류의 매개변수화. 그러나, 높이 발달하는 열대 대류의 최근 위성과 레이다 관측은(Horinouchi, 2002) 파동에 의한 QBO 강제력은 비현실적이게 큰 시간 변동을 같은 대류활동의 매개변수화가 필요함을 제시하였다. 결과적으로, QBO를 올바르게 모의하기 위해서 파동을 모의하고 또한 매개변수화하는 이 둘의 조합이 필요하다. QBO에 영향을 주는 비지형에 의해 생성되는 중력과 항력의 매개변수화가 많은 연구에서 제시되었다(Scaife et al., 2000; Giorgetta et al., 2002, 2006). 중위도에 비교하여 종종 열대의 운동량 플럭스의 강화가 필요하다. 그러나 이 강화는 표현된 파동의 양과 또한 매개화된 대류활동의 시간적 특징에 암시적으로 좌우된다

8.4.10 몬순 변동

몬순 변동(3장, 9장, 11장 참조)은 계절내 진동부터 수십 년 시간 규모로 다양하게 나타난다. TAR 이후, AOGCMs이 몬순의 계절내 진동뿐만 아니라 경년변동을 모의하는 능력을 조사하였다. Lambert and Boer(2001)는 CMIP에 참여하는 AOGCMs을 비교하여 열대와 아시아 몬순지역에서 모의된 강수량이 큰 오차를 가지고 있음을 발견하였다. Lin et al.(2006)은 PCMDI의 MMD의 계절내 강수량 변동을 평가하였다. 그들은 대부분 AOGCMs이 관측에 비해 약한 계절내 변동을 모의하고 있음을 제시하였다. 시공간 스펙트럼은 특히 6일보다 짧은 주기에서 관측에 비해 약한 강도를 보이고 있었다. 대부분 모델에서 열대 파동의 속력은 너무 빠르고 강수의 지속시간은 너무 길었다. Annamalai et al(2004)은 아시아 몬순지역의 강수량 모의를 조사하였다. 그들은 18개 AOGCMs 중 6개 모델이 20세기 몬순 강수량을 현실적으로 모의함을 발견하였다. 몬순 강수량의 공간분포의 상관계수는 0.6보다 컸으며 몬순 강수량의 계절변동을 잘 모의하였

다. 이들 모델 중 4개가 ENSO-몬순간의 동시 상관관계를 잘 보였다. Cook and Vizy(2006)는 북아프리카의 20세기 기후모의를 평가하여, 북아메리카나 유럽의 여름철 강수 모의보다 덜 현실적으로 북아프리카 여름강수를 모의하고 있음을 발견하였다. 요약하면, 대부분 AOGCMs이 몬순 강수의 공간적 분포와 계절내 변화를 잘 모의하지 못하고 있다. 모의된 몬순 변동에 대한 자세한 지역적 분석은 11장에 제시되어 있다.

8.4.11 기후모델을 이용한 단기에보

이 절은 기후변화를 예측하고 이해하는데 사용된 모델을 이용하여 수행한 초기값 예측 결과에 중점을 두고 있다.

일기에보

TAR 이후, 만약 적절한 초기값을 사용한다면 기후모델을 일기에보에 이용할 수 있다는 결과가 제시되었다(Phillips et al., 2004). 이는(i) 예보 모델 분석의 진보와(ii) 기후모델의 해상도 증가를 통해 나타났다. 모델을 이용한 일기에보의 이 점은 모델에서 매개변수화된 아격자 물리과정들(예, 구름생성, 대류활동)을, 대기상태를 변화시키는 되먹임 작용을 고려하지 않고, 바로 그들의 시간규모에서 평가할 수 있는 점이다(Pope and Stratton, 2002; Boyle et al., 2005; Williamson et al., 2005; Martin et al., 2006). 풍부한기상자료와 특별관측을 통한 관측자료를 이용할 수 있게 되었다. 이들 연구에 따르면, 기후모의에 발견된 편차들이 또한 일기에보에서도 나타났다. 이것은 일기에보를 위한 모델 개선이 기후예측의 개선을 가져온다는 것을 제시하고 있다.

계절예측

계절예측에 대한 평가는 기후시스템의 비강제력에 의한 변동을 만드는 물리/역학적 과정을 표현하는 능력에 대하여 직접 조사할 수 있게 한다. ENSO와 이것의 지구 원격상관을 잘 모의하는 것은 장기간 기후모의에서도 현실적으로 모의할 수 있음을 예상하게 한다.

(GloSea라 알려진) HadCM3 AOGCM버전의 관측된 계절 변동에 대한 예측성이 평가되었다(Davey et al., 2002; Graham et al., 2005). Graham et al.(2005)은 해양-지면-대기 초기값으로 GloSea를 통한 43년간 6개월 예보를 분석하였다. 9개 앙상블이 초기값의 불확실성을 파악하기 위해 사용되었다. HadCM3에 대한 결론은:(i) 모델은 열대 대서양과 인도양 SSTs에서 ENSO에 의한 지연된 반응을 잘 모의한다 그리고(ii) 모델은 NAO와 유럽의 기온 아노말리와 연관된 북

대서양 SSTs의 아노말리 분포를 현실적으로 예보할 수 있다.

GFDL-CM2.0 AOGCM을 이용한 계절예보를 평가하였다. 12개월 전과 동시 예보가 6개 앙상블을 이용하여 1991년부터 15년 동안 실시되었다. 예보는 전구 해양자료 동화(Derber and Rosati, 1989; Rosati et al., 1997)와 관측된 SSTs를 이용하여 구한 대기 초기값과 결합된 관측된 대기강제력 등을 초기값으로 이용하였다. 결과는 12개월 전에 ENSO를 주목할만하게 모의할 수 있음을 보였다 (http://www.gfdl.noaa.gov/~rgg/si_workdir/Forecasts.html 참조). NCEP 재분석 자료를 이용한 전구 원격상관 분석을 통하여 12개월 예보가 잘 수행됨을 알 수 있었다.

8.5 극한값의 모의

사회는 주로 극한값의 빈도변화나 강도 변화를 통하여 기후변동과 기후변화를 감지한다. 이는 극한값이 나타나는 사건이 생명과 재산에 큰 부정적 영향을 줄 때 특히 그렇다. 기후모델의 해상도가 증가하고 물리과정 처리가 개선되면서, 극한 기후의 모의도 또한 개선되었다. 활용할 수 있는 자료(예, daily data, various indices, etc.)가 증가하여, 모델링 그룹은 기후변화 예측을 위한 접합모델에서 나타난 극한 기후를 자세히 조사할 수 있게 되었다.

일부 극한 사현상은, 규모가 작고 기간이 짧기에, 자연적으로 발생하는 국지적 불안정성이 빠르게 증폭되거나 진폭이 큰 상태로 평형이 유지되면서 발생한다. 대규모와 기간이 긴 사건들은 보통 대기-해양과 대기-지면 상호작용이 있는 날씨 패턴이 지속되어 나타난다. 그럴듯한 가설은 성긴 해상도를 갖는 AOGCMs이 국지적이고 짧은 주기의 극한사건을 모의할 수 없는 것이 보통의 생각이겠지만 꼭 그렇지만은 않다. 최근 평가에 의하면, 놀랍게도, 현재의 극한기후, 특히 기온의 통계 값이 일반적으로 잘 모의되고 있다(8.5.1절 참조). 이들 모델은 강수량의 극한보다 기온의 극한값을 더 잘 모의하고 있다.

기온의 극한값은 다음 변수의 크기, 빈도와 지속시간 등을 조사하여 평가되었다: 일 최대값과 최소값(예, 폭서일, 한파일, 서리일), 일 강수 강도와 빈도, 계절 평균 기온과 강수량과 빈도, 열대저기압의 경로 등. 강수량의 경우, 리턴값 혹은 강수량의 극대값 등이 평가되었다.

8.5.1 기온의 극한값

Kiktev et al.(2003)는 극한 현상 의 관측소 관측값과 1950~1995년 동안 주어진 해양 강제력과 인간활동의 복사강제력에 의해 구동된 대기GCM(Hadley Centre Atmospheric Model version 3; HadAM3) 모의결과를 비교하였다. 그들은 Frich et al.(2002)에 의해 제안된 극한현상현상들의 지수를 사용하였다. 그들은 관측된(대규모) 기온 극한사상현상을 재현하기 위해서 인간활동에 의한 복사강제력이 필요하다는 것을 발견하였다. 복사강제력하에서 모의된 남오스트레일리아의 서리일수의 감소가 관측과 잘 일치하였다. 복사강제력을 포함하지 않을 때 유럽의 열대야의 증가는 나타나지 않았다. 반면에 복사강제력을 고려할 때 서부러시아의 패턴과 북반구의 열대야 발생의 증가를 잘 모의하였다.

Meehl et al.(2004)는 PCM 모델로 모의한 서리일수를 관측과 비교하였다. 20세기 모의는 태양의 변화, 화산, 황산염 에어러솔, 오존과 온실가스 강제력 등을 포함하고 있다. 관측과 모델에서, 지난 20세기에 서부 USA에서 서리일수가 2일/10년 비율로 감소했다. 모델은 미국서부에서 관측과 다른 결과를 보였다. 이 지역에서 모델은 서리일수가 감소함을 보였지만, 관측에서는 증가하였다. Meehl et al.(2004)은 이 차이가 미국 남동부의 서리일수에 미치는 El Niño의 영향을 모델이 모의하지 못했기 때문이라 주장하였다. Meehl and Tebaldi(2004)은 PCM으로 모의한 열파와 관측값을 비교하였다. 그들은 열파를 일 년 동안 3일 연속으로 가장 더운 저녁으로 정의하였다. 1961~1990년 동안, 모델과 관측(NCEP 재분석)은 서로 상당히 일치하였다.

Kharin et al.(2005)은 AMIP-2 모델의 기온과 강수의 극한값을 조사하였다. 그들은 모델이 특히 기온에서 무더운 날을 잘 모의함을 보였다. 모델은 특히 열대의 강수량 모의에 큰 문제점을 보였다. Vavrus et al.(2006)은 여러 모델의 20세기 실험에서 일 자료를 분석하였다. 그들은 한파를 지역의 겨울철 평균기온에서 표준편차보다 2배 이하로 낮은 날이 2일 이상 연속될 때로 정의하였다. 그들은 기후모델이 한파의 발생장소와 크기를 잘 모의하고 있음을 발견하였다.

연구자들은 또한 대규모 순환과 한파 혹은 열파의 관련성을 제시하였다. 예를 들면, Vavrus et al.(2006)은 대기 블로킹이 빈번하게 나타나는 지역에서 한파가 자주 발생한다는 것을 발견하였다. 비슷하게, Meehl and Tebaldi(2004)은 유럽과 북아메리카의 열파가 500 hPa 순환 패턴의 변화와 관련이 있음을 제시하였다.

8.5.2 강수의 극한값

Sun et al.(2006)은 18개 AOGCMs에서 모의된 일 강수량의 강도를 조사하였다. 그들은 대부분 모델이 관측에 비해 약한비($<10 \text{ mm day}^{-1}$)는 더 자주, 강한비가 나타나는 일수는 더 적게 그리고 10 mm day^{-1} 보다 큰 날은 거의 없게 모의한다는 것을 발견하였다. 이 편차는 서로 상쇄되어 계절평균 강수량은 실제와 유사하게 나타난다(8.3절 참조). TAR 이후, 고해상도 GCMs을 이용한 많은 모의가 수행되었다. Iorio et al.(2004)는 Community Climate Model version 3(CCM3)을 이용하여 US미국의 강수에 미치는 해상도의 영향을 조사하였다. 그들은 고해상도 모의가 일 강수량의 통계값을 실제와 유사하게 모의함을 발견하였다. 성긴 격자의 모델은 약한 강수일수를 많게, 강한 강수일수는 적게 모의하였다. 그러나 높은 고해상도(T239) 모의에서 많은 일평균 강수량은 여전히 작게 모의하였다. 이 문제는 GCM에 구름-분해 모델을 추가하였을 때 해결되었다.

Kimoto et al.(2005)는 두 가지 해상도(high res. and med res. of MIROC 3.2)를 갖는 AOGCM을 이용하여 일본의 일 강수량을 비교하여 높은 해상도에서 실제와 유사한 강수량 분포를 얻었다. Emori et al.(2005) 고해상도 AGCM(the atmospheric part of high res. MIROC 3.2)이 만약 환경의 상대 습도가 80% 이하일 때 대류활동을 억제한다면 일 강수량의 극한 값을 관측과 유사하게 모의함을 보였다. 이것은 모델의 강수량 극한이 매개변수화에 따라 크게 좌우됨을 제시하고 있다. Kiktev et al.(2003)는 강수량의 관측소 자료와 주어진 해양강제력과 인간활동에 의한 복사강제력에 의해 수행된 HadAM3의 대기모델의 결과를 비교하였다. 그들은 이 모델이 강수 극한의 변화를 잘 모의하지 못함을 보였다. May(2004)는 ECHAM4 GCM을 이용하여 일 강수량의 극한의 변동을 조사하였다. 그는 이 모델이 위성에서 추정된 인도 지역의 강수량 극한을 잘 모의하고 있음을 발견하였다. 그러나 중앙 인도에서 강한 강수량이 과다하게 모의되었다. Durman et al.(2001)은 HadCM2 GCM이 모의한 유럽의 일 강수량 극한값을 조사하였다. 그들은 일 강수량이 15 mm 을 넘은 일 수는 잘 모의하고 있지만, 일 강수량이 30 mm 가 넘는 일수는 모의하지 못한다는 것을 발견하였다. Kiktev et al.(2003)는 HadAM3 모델이 강수강도지수(연평균 강수량을 1 mm 보다 작은 강수가 내린 일수로 나눈 값)의 변동을 잘 모의하지만 습윤일(1년 중 일 강수량이 10 mm 이상인 날 수)의 변동은 정확하게 모의하지 못함을 보였다.

Palmer의 가뭄지수 Drought Severity Index(PDSI)를 이용하여 Dai et al.(2004)은 전구 건조영역 혹은 습윤영역(PDSI above +3 or below -3)이 1972년 이래로 20~38% 증가하였

다고 결론지었다. 열파와 같은 짧은 사건의 모의와 더불어, 서리일수와 한파일수를 모델은 장기적분에서 성공적으로 모의하고 있다. 예를 들면, Burke et al.(2006)은 HadCM3 모델이 인간의 활동이 포함될 때, 전지구와 수 십년 규모로 PDSI에 의해 정의되듯이 '관측된 감소 추세를 모의함을 보였다'. 그렇지만 모델은 항상 습윤 그리고 건조지역의 분포를 올바르게 모의하는 것은 아니다.

8.5.3 열대저기압

IPCC 보고서에 사용된 대기-해양접합모델은 열대저기압을 분해할만한(특히 강도) 수평 해상도를 갖지 못한다. 지구 온난화가 열대저기압에 미치는 영향을 조사하기 위해 일반적으로 사용하는 방법은 전구변화 시나리오의 SST 경계 조건을 이용하여 고해상도 AGCM을 수행하는 것이다. 모델을 수행하고, 현재 기후의 SST에 의해 구동된 고해상도 AGCM의 결과와 비교한다(Sugi et al., 2002; Camargo et al., 2005; McDonald et al., 2005; Bengtsson et al., 2006; Oouchi et al., 2006; Yoshimura et al., 2006). 또한 고정된 온난화와 냉각된 SST를 이용하여 고해상도 AGCM을 수행하는 다른 이상화된 실험도 있다(Knutson and Tuleya, 1999; Walsh et al., 2004). 이 방법들은 10장에서 논의된다.

Bengtsson et al.(2006)은 열대저기압의 특징들이(열대와 반구의 평균값), 심지어 강도에 따라 나타난 특징들까지, ECHAM5 모델에서 모의되는 것을 보였다. 그러나 모의된 열대폭풍의 빈도와 강도에 대한 에러(일부에서는 매우 중대한)가 몇몇 모델에서 나타난다(예, GFDL GAMDT, 2004; Knutson and Tuleya, 2004; Camargo et al., 2005). 열대저기압 모의는 일부 모델에서 대류활동의 매개변수화에 따라 민감하게 나타난다.

Oouchi et al.(2006)은 현재 상태의 열대저기압의 빈도, 분포 및 강도를 모의하기 위하여 최고해상도(20 km) 모델을 사용하였다. 열대저기압 발생분포에 약간 오류가 있지만(인도양의 0~10°S에서 과다하게 발생, 서태평양 0~10°N에서 과소하게 발생), 전체 지역분포는 놀라울 정도로 관측과 비슷하였다. 모델은 관측에서 나타나는 가장 강한 풍속과 관측에서와 같이 낮은 중심기압 등을 모의하지 못했다. 이것은 강한 열대저기압을 모의하기 위해서는 더 높은 고해상도 모델이 필요함을 제시하고 있다.

8.5.4 요약

대부분 AOGCMs이 성긴 해상도와 대규모에서 계통적 오차를 가지고, 극한사건이 짧은 기간에 나타나거나 작은 규모

이기에, 모델이 20세기의 추세(자세한 것은 9장을 참조)나 극한현상의 통계값을 모의할 수 있다는 것이 놀라울 정도다. 기온의 극한값은 잘 모의되지만, 강수의 빈도와 분포는 그렇지 못하다. 열대저기압 변화(10장)를 예측하기 위한 고해상도 모델은 열대저기압의 빈도와 분포는 잘 모의하지만, 강도에 대한 모의는 좋지 못하다. AGCMs의 해상도가 증가함에 따라 강수강도와 열대저기압 모의가 개선되는 것은 대류활동의 매개변수화 없이 대규모 대류계를 분해할 정도로 충분한 해상도를 모델이 갖는다면, 열대저기압 강도에 대한 모의가 향상될 것임을 제시하고 있다.

8.6 기후민감도와 되먹임 작용

8.6.1 서론

기후민감도는 주어진 강제력에 대해 전구기후시스템의 반응의 특징을 알기 위해 사용되는 값이다. 그것은 대기 CO₂ 농도가 2배가 된 후 나타나는 전구 평균온도의 변화로 정의된다(박스 10.2 참조). 모델에서 기후민감도가 다양하게 나오므로 배출시나리오와 해양의 열흡수의 불확실성과 더불어 미래 기후변화 예측값이 범위(10장 참조)를 가지면서 나타난다. 따라서 각 모델의 기후민감도의 차이는 IPCC 4차 평가 보고서에서 정밀하게 조사되었다. 기후민감도는 복사강제력의 영향을 증폭하거나 감쇄시키는 내부되먹임 작용에 의해 크게 결정된다. 모델의 기후민감도를 평가하기 위해, 특정 강제력에 의해 나타나는 모델의 기후변화를 조사해야 한다. Last Glacial Maximum과 지난 1000년의 기후와 20세기 기후 등이 여기에 포함된다(9.6절 참조). 모델과 관측에서 추정된 기후민감도의 정리와 비교가 박스 10.2에 제시되었다. 여기서 따르고 있는 다른 방법은 모델의 기후민감도에 중요한 역할을 하는 것으로 알려진 기후되먹임 과정의 신뢰성을 평가하는 것이다.

이 절은 왜 모델마다 기후민감도와 기후되먹임의 추정값이 서로 다른지(8.6.2절)를 설명하고, 수증기와 감율과 연관된 복사되먹임 과정과 눈과 해빙의 역할, 미래 기후변화를 예측하기 위해 사용되는 기후모델에서 이들 과정들을 요약한다(8.6.3 절). 끝으로 기후모델에서 구한 다른 기후민감도의 추정값에 대한 신뢰성 평가에 대해 토의한다(8.6.4 절). 화학과 생화학 과정과 연관된 기후되먹임 과정을 여기서 다루지 않는다(이에 대해서는 7장과 10장에 언급되었다). 국지적 규모의 되먹임 작용(예, 토양수분과 강수 8.2.3.2절 참조)도 포함되지 않았다.

8.6.2 대순환모델이 모의한 기후민감도의 다양성에 대한 이해

8.6.2.1 기후민감도의 정의

이전 평가(Cubasch et al., 2001)와 용어풀이에 정의되었듯이 대기의 CO₂ 농도가 2배가 된 후 새로운 평형상태에 있는 기후시스템의 전구 연평균 표면온도의 변화를 ‘평형 기후민감도’(단위 °C), 간단히 ‘기후민감도’라 한다. 이것은 간단한 해양 열수송이 미리 정의된 비역학 상층해양모델(흔히 ‘mixed-layer’ or ‘slab’ ocean models이라 함)과 접합된 AGCM을 이용하여, 대기 CO₂ 두 배를 가정한 수치실험을 통해 추정되었다. AOGCMs에서 비정상상태(혹은 일시적) 모의, ‘일시 기후반응’(TCR; Cubasch et al., 2001)은 1% yr⁻¹의 비율로 CO₂ 를 2배가 될 때를 중심으로 하여 20년간 평균된 전구 연평균 지표 기온의 변화(‘control’ 실험과 비교하여)를 의미한다. 이 변화는 민감도와 해양의 열흡수에 달려있다. 일시 기후변화 실험에서 추정된 평형 기후민감도는 ‘유효기후민감도’(Murphy, 1995)를 통해 얻었다. 이것은 분석된 일시 기후변화의 값으로 되먹임 강도를 고정시킨 후 AOGCM을 평형상태까지 수행할 때의 전구 기온반응이다. 이것은 해양의 열 저장, 복사강제력과 지표기온의 변화로부터 계산된다(Cubasch et al., 2001; Gregory et al., 2002).

기후민감도는 기후시스템에 주어진 강제력의 형태와 지형과 연직 분포에 의해 달라진다(Allen and Ingram, 2002; Sausen et al., 2002; Joshi et al., 2003). 자연적 변동과 기후시스템 내의 되먹임의 크기에 영향을 받기에 또한 평균기후상태에 따라 좌우된다(Boer and Yu, 2003). 기후민감도의 차이는 또한 단순히 다른 복사 코드 이용으로 복사강제력의 차이 때문에 나타날 수 있다(10.2.1절과 8.6.2절 참조). 전구 연평균 표면온도의 변화는 따라서 외부강제력에 의한 기후의 반응을 이해하고 설명하는 것의 한계를 나타낸다. 균등한 강제력(심지어 연직 혹은 지역적 분포도)에 대한 지역적인 기온반응이 매우 불균등하게 나타난다. 게다가 기후민감도는 오직 평균 표면온도를 고려하기에 급격한 변화나 극한 사건에 대해서는 알 수 없다. 그러나, 이런 한계가 있지만 기후민감도는 유용한 개념으로 남아있다. 왜냐하면 기후모델의 많은 특징들이 전구 평균온도로 잘 표현되며(모델 사이에 대해서는 반드시 그렇지 않지만), 지구의 전구 평균온도는 꽤 정확하게 측정할 수 있고, 기후민감도가 특정 섭동에 대하여 각기 다른 모델의 반응을 비교하고 간단히 정량화할 수 있는 방법이기 때문이다. 기후민감도는 또한 지역적 변동성으로부터 기후반응을 분리해내는 것을 가능하게 한다.

8.6.2.2. 왜 TAR 이후에 모델 추정값들이 달라졌나?

현재의 GCMs은 TAR와 비슷한 평형 기후민감도를 2.1~4.4°C(평균 3.2°C; 표 8.2와 박스 10.2 참조)로 제시하고 있다. 대부분 기후모델이 TAR(아마도 2번째 평가보고서와 TAR 사이보다도) 이후로 구름, 경계층 혹은 대류활동의 매개변수화를 개선하는 등의 큰 발전을 경험했다(8.2절 참조). 일부의 경우, 수치계산법, 역학코어 혹은 새로운 모델(해양, 탄소순환 등)의 추가 등이 이루어졌다. 기후모의를 개선하는 일과 매개변수화를 위한 물리과정 이해를 넓히는 것이 모델링 그룹활동의 핵심이다. 이 변화는 보통 관측이나 구름-분해 혹은 큰에디모의 모델(8.2절 참조) 등에 대한 여러 과정들의 조합이나 전반적인 모델모의(8.3과 8.4절 참조)에 기반을 둔다. 이런 개선들은 모델의 기후민감도에 영향을 준다.

현재 모델링 그룹의 최신 버전 평형 기후민감도의 추정값은 TAR와 비교하여 증가되기도 하고(예, CCSM3 vs CSM1.0, ECHAM5/MPI-OM vs ECHAM3/LSG, IPSL-CM4 vs IPSL-CM2, MRI-CGCM2.3.2 vs MRI2,UKMO-HadGEM1 vs UKMO-HadCM3), 감소하기도 하고(예,CSIRO-MK3.0 vs CSIRO-MK2, GFDL-CM2.0 vs GFDL_R30_c, GISS-EH and GISS-ER vs GISS2, MIROC3.2(hires) and MIROC3.2(medres) vs CCSR/NIES2) 혹은 변화가 없었다(예, CGCM3.1(T47) vs CGCM1, GFDL2.1 vs GFDL_R30_c). 일부에서 기후민감도의 변화는 주로 구름 매개변수화나 구름-복사 과정을 도입하여 나타났다(예, CCSM3, MRI-GCM2.3.2, MIROC3.2(medres) and MIROC3.2(hires)). 그러나 대부분 모델에서 이 변화의 구체적 원인을 알기 힘들다. 예를 들면, Johns et al.(2006)은 HadGEM1의 개발도중 이뤄진 대부분 개개의 변화가 기후민감도에 미미한 영향을 주었다는 것을 보였다. 그리고 개개의 변화들은 전구규모에서 서로 상쇄되어 나타났다. 게다가, 매개변수화의 변화는 서로 비선형적으로 나타나므로 A변화와 B변화의 합이 A와 B합의 변화와 같지 않다(예, Stainforth et al., 2005). 끝으로 모델의 다른 매개변수화들 사이의 상호작용으로 주어진 변화가 기후민감도에 미치는 영향이 모델에 따라 다르다(8.2절 참조). 예를 들면, Lock 경계층 방법(Lock et al., 2000)을 HadCM3에 적용했을 때 GFDL 대기모델과 다르게 기후민감도에 큰 영향을 주지 못했다(Soden et al., 2004; Johns et al., 2006).

8.6.2.3 기후민감도의 추정값이 모델마다 왜 다양하게 나타나는가?

10장과 지난 3개의 보고서에서 논의되었듯이, 기후모델마다 기후민감도의 추정값들이 다양하다(표 8.2). Webb et

표 8.2. 보고서에서 평가된 AOGCMs(표8.1 참조)에서 추정된 기후민감도.

AOGCM	평형기후민감도 (°C)	일시기후반응 (°C)
1: BCC-CM1	n.a.	n.a.
2: BCCR-BCM2.0	n.a.	n.a.
3: CCSM3	2.7	1.5
4: CGCM3.1(T47)	3.4	1.9
5: CGCM3.1(T63)	3.4	n.a.
6: CNRM-CM3	n.a.	1.6
7: CSIRO-MK3.0	3.1	1.4
8: ECHAM5/MPI-OM	3.4	2.2
9: ECHO-G	3.2	1.7
10: FGOALS-g1.0	2.3	1.2
11: GFDL-CM2.0	2.9	1.6
12: GFDL-CM2.1	3.4	1.5
13: GISS-AOM	n.a.	n.a.
14: GISS-EH	2.7	1.6
15: GISS-ER	2.7	1.5
16: INM-CM3.0	2.1	1.6
17: IPSL-CM4	4.4	2.1
18: MIROC3.2(hires)	4.3	2.6
19: MIROC3.2(medres)	4.0	2.1
20: MRI-CGCM2.3.2	3.2	2.2
21: PCM	2.1	1.3
22: UKMO-HadCM3	3.3	2.0
23: UKMO-HadGEM1	4.4	1.9

al.(2006)은 표 8.1 모델의 slab 버전을 조사하여, 모델의 되먹임 과정의 차이로 모델의 복사강제력의 차이보다 기후민감도의 범위가 3배나 크게 나타남을 발견하였다(모델의 다양한 강제력은 10.2절에 토의되었음).

기후되먹임을 분석하기 위한 몇 가지 방법과 각각의 약점

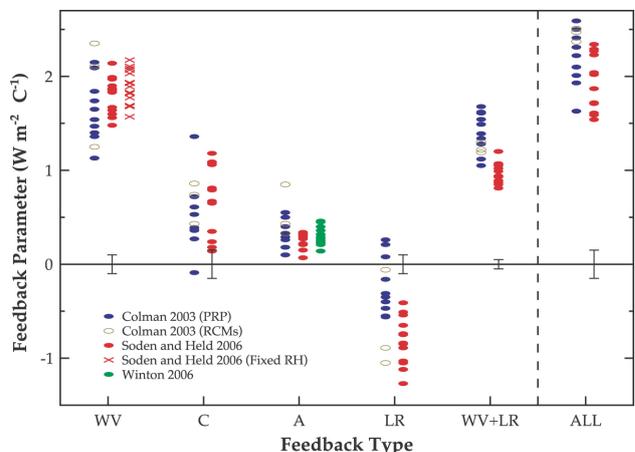


그림 8.14. 수증기(WV), 구름(C), 표면 알베도(A), 기온감율(LR) 그리고 수증기와 기온감율을 합한(WV+LR) 것의 대한 GCM 기후되먹임 변수의 비교. 단위는 $W m^{-2} C^{-1}$.

박스 8.1 : 상층 대류권 습도와 수증기 되먹임

수증기는 가장 중요한 온실가스이다. 대기에 최대 포함될 수 있는 것을 나타내는 포화 비습은 기온이 감소함에 따라 크게 감소하므로, 대류권 수증기의 농도는 높이에 따라 급격히 감소한다. 그럼에도 불구하고, 높이에 따른 기온변화가 지표와 다르게 나타나고 또한 수증기에 흡수되는 복사에 대해 하부 대기는 거의 불투명하기 때문에, 상층 대류권의 낮은 수증기 농도는 자연적 온실효과와는 어울리지 않는 영향을 미친다.

성층권에는 메탄 산화(2.3.7절 참조) 등을 통해 인간활동에 의한 수증기 원에 의해 복사의 영향이 있을 수 있다. 대류권에는 인간의 활동에 의한 수증기 원(대부분 관개에 의한)에 의한 복사강제력은 거의 미비하다(2.5.6 절 참조). 오히려, 대류권 수증기는 온난화에 의한 반응으로 나타나며 - 수증기 되먹임 - 기후변화에문제가 된다. GCMs에서 수증기는 가장 큰 양의 복사 되먹임을 갖는다(8.6.2.3절 참조): 수증기만으로 온실가스 강제력에 의한 기온상승을배증시킬 수 있다. 또한 열대 대류권계면의 변화와/혹은 대류활동의 변화로 성층권 수증기 되먹임이 나타날 가능성이 있다(3.4.2절과 8.6.3.1.1절 참조).

수증기에 의한 복사에너지 흡수는 대체로 수증기 농도의 로그 값에 비례한다. 따라서 되먹임 과정의 크기를 결정하는 것은 수증기 절대량의 변화가 아니라 비율의 변화이다. GCMs를 이용한 결과는 전구 규모 온난화 환경에서 수증기의 상대습도 값은 거의 일정하게 유지됨을 제시하고 있다. 이러한 반응은, 균등 가열에 대하여 수증기 비율이 크게 변하고 결국 상층 대류권의 큰 되먹임을 유도한다. 게다가, GCMs는 기온감율의 변화로 열대 상부 대류권이 가열됨을 제시하고 있다(9.4.4절 참조). 이 작용은 이 지역의 수증기 변화를 크게 만들고 온도 증가에 따른 복사 효과를 부분적으로 상쇄시켜, 결국 수증기/기온감율 되먹임의 결합이 강제력에 의한 가열을 50% 정도 증가시킨다(8.6.2.3절 참조). 이것은 수증기 되먹임과 기온감율 되먹임을 항상 같이 고려해야 함을 의미한다. 수증기 분포와 같은 모델 간의 차이도 존재하지만, 이들의 결합된 영향은 여러 GCMs를 통해 확인된다.

모의된 수증기 되먹임에 대한 신뢰는 따라서 상층 대류권 수증기를 결정하는 물리과정과 이것을 표현하는 GCMs의 불확실성에 의해 영향을 받는다. 한 중요한 질문은 수증기의 분포와 변동을 결정하는데(GCMs에서 신뢰성이 떨어지는) 미세 물리 과정과 비교하여(GCMs에서 신뢰성 있게 모의되는) 대규모 이류과정의 상대적 기여 정도이다. 비록 이류에 의해서 열대 상층 대류권의 습도의 일반적 분포가 결정되지만(8.6.3.1절 참조), 기후변화에 대한 습도의 미세물리 반응의 중요성은 아직 제외시킬 수 없다.

상부 대류권의 수증기의 관측과 모델링 연구에 어려움이 있어, 관측된 습도 자료(3.4.2절 참조)의 신뢰성에 대한 중요한 한계가 남아있다. 이 문제의 영향을 감소시키기 위하여, 최근 위성자료의 활용(6.3 - 6.7 μm 의 복사에너지측정)을 통한 습도의 변동과 경향 파악이 강조되고 있다. 또한 모델을 이용하여 위성이 관측하는 복사에너지를 직접 모의하여 모델 평가에 이용하기도 한다(3.4.2절과 8.6.3.1.1절 참조).

대류권 상층 수증기의 계절변동 그리고 경년 - 십년 변동뿐만 아니라 외부강제력에 의한 변화 등이 관측되었다(3.4.2.2절 참조). 열대 큰 규모에서, 상대습도가 거의 일정한 특징을 보이고(8.6.3.1절) GCMs은 이런 모습을 잘 모의한다. 연직 적분된(3.4.2.1절) 그리고 상층 대류권(3.4.2.2절)의 비습은 지난 이십년 동안 증가하였다. 이 또한 상대습도는 크게 변하지 않았다. 최근 십년 동안 관측된 기온감율에 자료마다 큰 차이를 나타낸다. 그러나 일부는 GCM 모의와 일치한 결과를 보이고 있다(3.4.1절과 9.4.4절 참조).

전반적으로, TAR 이후, 기후가 따뜻해지면서 특히 상층대류권의 상대습도 분포가 변하는 않을 것이라는 일반적인 생각에 대한 신뢰가 높아졌다. 또한 GCMs이 상층대류권 습도 분포와 변동을 잘 모의할 수 있다는 신뢰가 커졌다. 상층 대류권의 관측과 모델링 증거는 수증기/기온감율 되먹임의 결합이 GCMs에서 나타남을 보여주고 있다(8.6.3.1.2절 참조).

과 강점들을 Stephens(2005)과 Bony et al.(2006)이 정리하였다. 이 방법은 ‘partial radiative perturbation’ 방법과 그것을 변형한 것(예, Colman, 2003a; Soden and Held, 2006), 복사-대류 모델과 ‘구름복사강제력’ 방법(예, Webb et al., 2006) 등이 있다. TAR 이후로, 대기 중 CO_2 배증 평형 실험(Colman, 2003a; Webb et al., 2006)과 일시 기후변화 적분

(Soden and Held, 2006) 실험의 되먹임을 비교하는데 진전이 있었다. Colman(2003a), Soden and Held(2006) 그리고 Winton(2006a)의해 추정된 수증기, 감율, 구름과 지표면 알베도 되먹임 인자들이 그림 8.14에 제시되었다.

AOGCMs에서 수증기 되먹임은 가장 강력한 과정으로 다중모델 평균과 표준편차가 $1.80 \pm 0.18 \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 이다. 그

리고(음의)감을 되먹임($0.84 \pm 0.26 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)과 지표면 알베도 되먹임($0.26 \pm 0.08 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) 등이 있다. 구름 되먹임 평균은 $0.69 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 이고 이것의 모델 사이의 편차는 크게 $\pm 0.38 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 이다(Soden and Held, 2006).

수증기 되먹임의 크기의 다양성은 Colman(2003a)보다 Soden and Held(2006)에서 작게 나타난다. 이 차이가 이전의 모델보다 현재 AOGCMs에서 더 일치할 보이는 것인지 아니면 두 연구의 방법이나 기후변화 적분에 차이 때문인지 알려진 바가 없다. 두 연구들 모두, 감을 되먹임 또한 모델마다 다르게 나타난다. 이것은 모델마다 저위도와 고위도의 온도증가의 차이를 통해 이해할 수 있다(Soden and Held, 2006). 수증기와 온도 변화는 대류권에서 서로 밀접하게 연관이 있으므로(8.6.3.1 참조), 큰(음의)감을 되먹임을 갖는 모델은 또한 큰(양의) 수증기 되먹임을 갖는다. 이것은 서로 상쇄하는 작용을 한다(박스 8.1 참조). 그 결과로, 기후민감도의 모델에 따른 변동성을 분석할 때 수증기와 감을 되먹임을 동일한 양으로 고려할 수 있다. 따라서 수증기와 감을 되먹임을 합한 영향은 구름 되먹임보다 기후민감도의 차이를 만드는데 작은 영향을 미친다(그림 8.14). 두 연구사이의 평균 감을 되먹임의 차이의 원인은 불분명하다. 그러나 아마도 되먹임 분석에서 성층권 기온이 부적절하게 포함된 것과 관련이 있을 것이다(Soden and Held, 2006).

눈과 해빙의 변화에 따른 지구 표면 알베도 되먹임을 추정하는데 서로 다른 방법을 사용한 세 연구들 모두 이 되먹임이 양의 부호를 갖는다고 제시하였다. 또한 구름 되먹임보다 작은 범위의 값들을 제시하였다. Winton(2006a)는 지구 표면 알베도 되먹임의 4분의 3이 북반구에서 나타난다고 제시하고 있다(8.6.3.3절 참조)

지구 복사 되먹임 분석을 통하여 현 GCMs의 기후민감도의 다양성을 이해할 수 있다. 대기중 CO_2 배증의 결과로 지구 기온변화만 고려하면(온도 증가에 따른 복사 냉각만 고려한다면) GCMs의 온도 증가는 약 1.2°C 이었다(Hansen et al., 1984; Bony et al., 2006). 수증기 되먹임은 기후변화 정도를 적어도 두 배 증가시킨다. 그러나 이 되먹임은 기온 감을 되먹임과 밀접하게 연관되어(앞에서 언급함), 이들 둘의 결합된 결과는 약 $1 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 의 강제력을 만들고 전체 온도증가의 약 50%를 담당한다.

표면 알베도 되먹임은 반응의 10% 정도를 증폭시키며, 구름 되먹임은 GCM에 따라 10%~50% 정도를 증가시키는 작용을 한다. 그러나 되먹임은 본질적으로 비선형성을 가지고 있기에 전체 영향은 단순히 이들의 합으로 나타나지 않는다. 여러 양의 되먹임의 영향은 기후민감도를 변화시키는 각각의 영향들을 증폭시킨다.

그림 8.14의 되먹임 변수를 이용하여, 수증기, 기온감율과 표면 알베도 되먹임이 존재하고 구름 되먹임이 없을 때, 현 GCM은 기후민감도를(± 1 표준편차) 대략 $1.9^{\circ}\text{C} \pm 0.15^{\circ}\text{C}$ 로 예측한다(이때 복사강제력의 다양성은 무시한다). 현 GCM이 추정하는 기후 민감도의 크기는 GCM 내의 양의 구름 되먹임(그림 8.14)의 영향으로 꽤 큰 값($3.2^{\circ}\text{C} \pm 0.7^{\circ}\text{C}$)를 갖는다. 그러나 구름 되먹임의 크기에 관해서는 다양한 의견들이 있다.

구름 복사 되먹임에 대한 이런 큰 차이는 결국 구름의 반응의 차이로 여러 모델들이 서로 다른 기후민감도를 나타내게 한다는 것을 의미한다(8.6.3.2.2절의 토의 참조). 그러나, 민감도에 대한 수증기/기온감율과 표면 알베도 되먹임의 영향을 무시할 수 없다. 왜냐하면 구름 되먹임 과정이 이들의 영향을 다시 강화시킬 수 있기 때문이다.

8.6.3 기후민감도의 중요한 물리과정들

전통적으로 모델 민감도를 평가하는 데는 수증기, 기온감율, 표면알베도와 구름 되먹임 과정을 각각 따로 고려한다. 수증기, 구름과 기온은 서로 강하게 상호작용을 하기 때문에 이런 분리는 약간 인위적인 것이다. 그러나 이런 접근은 유용한 개념이면서, 이전의 평가 방법들과 일관성을 유지할 수 있다. 따라서, 기온감율과 수증기 되먹임의 연관성 때문에, 이 절에서는 수증기/기온감율 되먹임과 구름과 표면 반사도 되먹임을 분리해서 다루고자 한다.

8.6.3.1 수증기와 기온감율 되먹임

장파복사에너지가 흡수되는 양은 수증기 농도의 로그값에 비례하여 증가한다. 반면에 Clausius-Clapeyron 방정식은 온도에 따라 수증기 양이 지수함수로 증가함을 나타낸다. 대류권 온도와 표면온도는 거의 같이 변하므로(3.4.1 참조) 위 관계는 상대습도(RH)가 일정할 때 강한 양의 수증기 되먹임이 있음을 의미한다. 게다가, 수증기와 기온이 OLR에 미치는 영향은 서로 상쇄되므로(박스 8.1 참조) 수증기-기온감율 되먹임이 함께 나타나는 크기는 상대습도가 변하지 않을 때 기온감율의 변화에 따라 크게 좌우되지 않는다(Cess, 1975). 따라서 상대습도의 분포와 변동성을 결정하는 과정을 이해하는 것이 수증기-기온감율 되먹임을 이해하는데 매우 중요하다. 일차적으로, GCM 모의 결과는 온실가스 강제력 하에서 상대습도의 분포는 대체로 크게 변하지 않는다고 예측하고 있다. 좀 더 정확하게 말하면, GCM 모의 결과는 상대습도가 작지만 넓은 범위에서 감소하게 되어 상대습도가 변하지 않는 것을 가정할 때 보다 되먹임의 크기가 약하게 감소

한다(Colman, 2004; Soden and Held, 2006; 그림 8.14).

행성 경계층에서는 습도는 지면의 과정에 의해서 결정되며, 넓은 범위에서 상대습도 변화가 일정하다는 것은 논란의 여지가 없다(Wentz and Schabel, 2000; Trenberth et al., 2005; Dai, 2006). GCMs에서의 수증기 되먹임 작용은 중위도에서 상대적으로 높게 나타난다. 이것은 대류권에서 수증기 분배 작용을 하는 대규모 에디가 GCM에서 명시적으로 표현되어 대기의 상당 부분을 연중 포화상태로 유지하게 만들기 때문이다(Stocker et al., 2001). 그러나 열대 대류권 중부와 상부에서 나타나는 습도의 변화는 잘 알지 못하며 대기의 다른 지역보다 TOA의 복사의 영향을 많이 받는다(예, Held and Soden, 2000; Colman, 2001). 그러므로, TAR 이후 열대의 대류권 상층에서 나타나는 상대습도 변화에 관한 많은 연구들이 수행되었고(자세한 내용은 Bony et al., 2006 참조), 이 지역의 수증기 변화에 대한 신뢰도는 모델의 수증기 되먹임 작용에 대한 신뢰도를 나타낸다.

열대 자유대기의 습도는 대류시스템으로부터 수증기 유출과 응결 그리고 대규모 대기순환 등에 의해 결정된다. 대규모 하강기류가 있어 상대적으로 건조한 지역은 열대 장파복사 냉각이 발생하는 지역이다. 따라서 이 지역의 넓이와 습도의 변화는 수증기 되먹임의 강도에 큰 영향을 줄 수 있다(Pierrehumbert, 1999; Lindzen et al., 2001; Peters and Bretherton, 2005). 그러나 열대지역의 습도를 조절하는 과정들이 매우 복잡하기에, 지구 온난화에 따른 습도의 변화를 간단한 물리과정으로 표현하기는 매우 어렵다. 따라서 모델의 수증기 되먹임 과정의 신뢰성을 평가하기 위하여 모델링과 관측 연구의 상호보완이 필요하다.

구름 되먹임 과정과 다르게, 강한 수증기 되먹임 과정은 서로 다른 이류, 대류 그리고 수증기 응결과정 방법 등을 사용하고 있는 여러 GCMs에서 잘 모의되고 있다(Stocker et al., 2001). 열대 지역을 모의하는 고해상도 중규모 모델(Larson and Hartmann, 2003) 그리고 구름분해 모델(Tompkins and Craig, 1999) 등이, 비록 온도에 따른 상층 대류권의 상대습도(UTRH; upper-tropospheric RH)의 자세한 경향성을 다르게 나타내지만, 강한 양의 되먹임을 잘 나타내고 있다. GCMs 실험은 수증기 되먹임의 강도가 연직 해상도, 대류활동의 매개변수화와 이류 방법 등의 변화에 따라 크게 달라지지 않는다(Ingram, 2002). 다양한 구조의 모델에서 비슷한 변화를 보이는 것은 모델이 모의하는 기후변화에 따른 자유대류권의 상대습도 반응은 단지 GCMs의 산물이나 낮은 해상도 때문에 나타나는 것은 아니다라는 것을 의미하고 있다. 모델 수증기 되먹임의 세기에 대한 또 다른 증거는 습도 변화를 억제한 복사 코드를 사용한 AOGCM이 비현실

적으로 작은 경년변동을 나타내는 것이다(Hall and Manabe, 1999).

모의된 수증기 되먹임의 신뢰성은 UTRH 변화를 결정하는 물리과정을 이해하고 GCMs이 이를 잘 표현하는데 달려 있다. TAR의 간단한 모델링 연구에서 UTRH의 변화가 구름 미세 물리과정에 민감하다는 것이 제시되었다. 그러나 다른 증거들은 미세 물리과정의 영향이 제한적이라는 것을 제시하고 있다. 미세 물리과정을 포함하지 않고도, 공기덩어리의 상대습도 상한을 100%로 하고 관측된 바람을 이용하거나(Pierrehumbert and Roca, 1998; Gettelman et al., 2000; Dessler and Sherwood, 2000), 청천 복사 냉각으로부터 유출 프로파일을 결정(Folkins et al., 2002)하여 열대의 상대습도 분포를 잘 모의할 수 있다. 권운이 수증기 유출에 중요한 역할을 할 수 있지만(Luo and Rossow, 2004), 권운의 증발이 열대 상층 대류권을 습윤하게 만드는데 큰 역할을 하지 않는다(Soden, 2004; Luo and Rossow, 2004). 대체로 이 연구들은 미세 물리과정과 다르게 GCMs에서 잘 표현되는 대규모 이류와 복사를 강조하고 있어 GCM의 수증기 되먹임 과정에 대한 신뢰성을 높이고 있다. 그러나 온난화 하에서 수증기 분포 변화에 영향을 줄 수 있는 미세 물리과정의 역할을 제외하기는 어렵다.

관측은 열대 대류활동의 변화에 대한 열대 UTRH의 지역에 따른 증가와 감소가 나타나는 증거를 보여주고 있다(Zhu et al., 2000; Bates and Jackson, 2001; Blankenship and Wilheit, 2001; Wang et al., 2001; Chen et al., 2002; Chung et al., 2004; Sohn and Schmetz, 2004). 그러나, 그러한 변화는 전체 순환을 고려하지 않는다면(수증기 되먹임에 매우 중요한) 대규모 열역학적 관계에 대한 어떠한 내용도 제고하지 않는다. 최근 관측 연구는 기온변화에 대한 열대 평균 UTRH 반응은 여러 시간규모에서 거의 변함이 없다는 것을 나타내고 있다(3.4.2.2절 참조). 비록 경년변화 규모에서 상층의 상대습도의 완만한 감소가 보고되고 있지만(Minschwaner and Dessler, 2004; 3.4.2.3절), 이들 시간규모는 경년변동(Bauer et al., 2002; Allan et al., 2003; McCarthy and Toumi, 2004), 화산활동에 의한 변화(Soden et al., 2002; Forster and Collins, 2004)와 수 십년간의 경향성(Soden et al., 2005)을 말한다. 관측된 지구 장파복사 흡수량의 계절적 변화도 강한 양의 수증기 되먹임 작용을 이야기 하고 있다(Inamdar and Ramanathan, 1998; Tsushima et al., 2005). 그러나 수증기의 변화가 온실가스의 증가를 직접적으로 나타내는 것이 아니기 때문에, 짧은 시간규모의 강제력에 대한 수증기 변화를 해석하는데 주의가 필요하다.

8.6.3.1.1 모델의 수증기/기온감을 되먹임 작용에 대한 평가

GCMs의 습도 분포와 변동에 대한 평가는, 모델의 기후변화 되먹임을 직접적으로 조사하는 것은 아니지만, 수증기를 지배하는 중요한 물리 과정들을 모의하는 능력을 알려주므로, 모델의 수증기 되먹임 과정에 대한 신뢰성을 제공해 준다. 라디오존데 관측과 재분석 자료의 정확성과 관측범위의 한계는 모델이 모의하는 UTRH에 대한 평가를 어렵게 한다 (Trenberth et al., 2001; Allan et al., 2004). 최근에는 모델에서 위성이 관측하는 복사에너지를 모의하는 노력(모델 상대 습도로 변환할 때의 오차를 줄이기 위함)과 동시에 위성관측 자료를 이용하여 이를 평가하고 있다(예, Soden et al., 2002; Allan et al., 2003; Iacono et al., 2003; Brogniez et al., 2005; Huang et al., 2005).

OLR 분포와 더불어 평균 습도 분포는 GCMs에서 잘 모의되고 있다(8.3.1절 참조). 아열대 침강 영역의 평균 UTRH 분포는 모델마다 다양하게 나타난다. 몇몇 모델은 위성자료와 비교하여 좋은 분포와 변동성을 보이고 있지만(Allan et al., 2003; Brogniez et al., 2005), 일부 모델은 지역적으로 큰 편차를 보이고 있다(Iacono et al., 2003; Chung et al., 2004). 그러나 위성자료의 불확실성이 이런 비교를 더욱 어렵게 만든다. 다른 시간규모에서, 혼합과정과 해상도에 연관이 되는, 습도의 쌍극자 분포가 여러 모델들에서 재현되고 있다(Zhang et al., 2003; Pierrehumbert et al., 2007). 그러나 장파 복사가 습도의 로그값에 따라 변하기 때문에, 습도의 오차는 기후 민감도에 큰 영향을 주지 못한다: 즉, 문제가 되는 것은 기후변화에 따른 습도변화의 비율이다.

TAR 이후에 모델이 모의하는 대규모 UTRH 변화에 대한 여러 새로운 연구들이 수행되어 모델의 일반적인 특징들이 발견되었다. Allan et al.(2003)은 관측 SSTs에 의해 수행된 AGCM이 모의한 열대의(UTRH와 기온에 민감한) $6.7 \mu\text{m}$ 복사에너지의 지난 이십년 경년변동이 High Resolution Infrared Radiation Sounder(HIRS) 관측자료와 일치한다는 것을 발견하였다. Minschwaner et al.(2006)은 16 AOGCMs 을 이용하여 대류활동이 가장 활발한 지역의 열대 평균 250 hPa 상대습도 반응의 경년변동을 분석하였다. 관측과 모델들의 오차를 고려할 때, 모델들의 평균 반응을 위성관측에서 구한 215 hPa의 반응과 통계적으로 일치하였다. AGCM은 전구 혹은 열대에서(수증기와 온도분포에 민감한) 청천 OLR의 계절적 변화(Tsushima et al., 2005) 뿐만 아니라 경년변동과 십년변동(Soden, 2000; Allan and Slingo, 2002) 등을 잘 재현한다(비록 에어리솔과 온실가스의 불확실성과 표본오차 등이 포함되어 있지만 Allan et al., 2003). GCMs은 대류권

하부의 전구 규모의 수증기 변동을 잘 모의하고 있다(예, Allan et al., 2003). 좀 더 작은 규모에서는, 많은 모델이 순환의 계절 혹은 경년변동에 대한 UTRH의 국지적 변화를 잘 재현하고 있다(예, Soden, 1997; Allan et al., 2003; Brogniez et al., 2005).

모델이 표면온도와 연직 습도 분포의 경년주기의 상관성을 잘 모의하는지 평가하기 위하여, 표면온도에 따른 자유대기의 기온과 습도의 반응에 대한 연구가 수행되었다. 비록 GCMs이 지역적(Ross et al., 2002) 그리고 열대(Bauer et al., 2002) 지역의 상관성을 부분적으로만 재현하고 있지만, 이전 연구에서 제시된 커다란 불일치(Sun and Held, 1996; Sun et al., 2001)는 표본 추출에 따른 문제 때문인 것으로 보인다(Bauer et al., 2002).

TAR 이후로 최근 수 십년 동안의 전구 기온변화에 대한 수증기 변화를 GCMs을 이용하여 조사하였다. 장기간(1982~2004년) 위성자료를 이용한 최근 연구는 UTRH의 경향성을 분석하여 관측된 SSTs에 의해 수행된 AGCM이 전구와 동서방향 습도의 변화 경향을 잘 모의함을 제시하였다(Soden et al., 2005). 두 번째 방법은 피나투보 화산 폭발에 따른 냉각을 이용하고 있다. 추정된 에어로솔을 강제력을 이용하여, Soden et al.(2002)는 모델이 위성 관측된 HIRS $6.7 \mu\text{m}$ 복사를 잘 모의하고 있음을 발견하였다. 그들은 또한 모델이 관측과 유사한 전구 기온변화를 재현하고 있음을 제시하였다. 그러나 수증기 되먹임 과정을 포함하지 않을 때에는 모델이 관측을 재현하지 못했다(비록 이 연구는 구름 양의 변화와 심해에 의한 열 흡수를 고려하지 않았다). 관측된 습도를 기반으로 한 복사량을 이용하여, Forster and Collins(2004)는 비록 위도-높이에 따른 습도 분포를 모델이 모의하지 못하지만, 접합모델 모의의 앙상블과 유사한 수증기 되먹임의 크기를 추정하였다. 그들이 추정된 수증기 강제력의 크기는 $0.9 \sim 2.55 \text{ Wm}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 로서, 이 값은 온실가스 강제력 하의 모델이 보이는 범위 안에 있다(그림 8.14 참조). 이들 연구에서 특히 유의해야 할 점은 피나투보 화산에 의한 기후변화의 크기가 자연적 변동의 크기보다 작다는 것이다(Forster and Collins, 2004). 또한 온실가스 증가에 의한 되먹임과 비교할 때 주의가 필요하다. 이것은 화산 폭발의 에어로솔 강제력이 다르게 분포하며 짧은 시간규모를 갖기 때문에 다른 형태의 순환을 유도하고 대륙/해양의 반응을 초래하기 때문이다(비록 최근 AOGCM 연구는 이들 두 강제력이 서로 유사한 전구 청천 장파복사되먹임을 보인다고 제시되고 있지만; Yokohata et al., 2005). 그럼에도 불구하고, 피나투보 화산에 대한 수증기 되먹임의 관측과 모델 결과를 비교하는 것은 전구 외부강제력에 의해 유도되는 습도 변화

의 모의 능력을 평가하는 한 방법이다.

GCMs는 기온감율이 습윤단열감율로 수렴하려는 경향성 때문에 상층 가열을 유도하고 상층의 저위도에서 음의 기온감율 되먹임을 보이고 있다. 중위도와 고위도에는 특히 겨울철에 하층 가열이 강화되어 양의 되먹임을 나타낸다(예, Colman, 2003b). 전구 되먹임의 크기는 기온 증가의 남북방향 경도에 의해 좌우된다(Soden and Held, 2006). 기후변화를 감지하기 위하여 대류권 기온변화 경향성에 대한 많은 GCM 연구가 있었다(9.4.4 절 참조). 비록 일부 최근 연구는 모의 결과와 관측의 일치를 제시하고 있지만(예, Fu et al., 2004; Santer et al., 2005), 열대지역에 대한 논란이 계속되고 있다(9.4.4 절 참조). 상대습도가 거의 일정하게 나타나는 것과 무관하게 기온감율 되먹임과 수증기 되먹임의 결합된 크기는 기온감율 변화에 따라 크게 변하지 않는다(Cess, 1975; Allan et al., 2002; Colman, 2003a).

성층권에서는 GCM의 수증기 반응은 초기 복사강제력의 위치에 따라 민감하게 나타난다(Joshi et al., 2003; Stuber et al., 2005). 오존 변화와 같이 성층권 하부에 집중돼 있는 강제력은 성층권 수증기와 열대 상공의 온도의 증가를 포함한 양의 되먹임을 만든다(Stuber et al., 2005). 그러나 CO₂와 같은 좀 더 균등한 강제력에 대해서는 성층권 수증기 변화에 의한 모델 민감도는 약하게 나타난다(Colman, 2001; Stuber et al., 2001, 2005). 관측은 성층권 수증기의 장기적 증가를 제시하고 있다(3.4.2.3 절). 그러나 이것이 되먹임 작용의 결과인지는 분명하지 않다. 그러나 만약 통계적으로 유의한 전구 평균값의 증가가 있다면 성층권 수증기 되먹임 작용을 암시한다(Forster and Shine, 2002).

8.6.3.1.2 수증기와 기온감율 되먹임에 대한 요약

TAR 이후에 수증기와 기온감율 되먹임을 평가하고 이해하는데 많은 진전이 있었다. GCMs를 이용한 새로운 평가 방법이 시도되었고, 계절변동과 경년변동, 화산 폭발에 따른 냉각 그리고 기후변화 경향에 대한 대규모 대류권의 습도의 반응을 모델이 잘 모의하고 있다. 관측과 모델의 새로운 증거는 온난화에 따른 상대습도의 변화가 거의 없을 것이라는 이전의 관점을 다시 확인시켰다. 여러 기후 섭동에 따른 습도와 기온의 중요한 변화들을 GCMs가 잘 모의할 수 있다는 신뢰가 커졌다. 전반적으로 여러 증거들은 기후모델들에서 찾을 수 있는 수증기-기온감율 되먹임 작용의 크기를 제시하고 있다.

8.6.3.2 구름

태양복사를 우주로 반사시키거나(구름의 알베도 효과) 지

표나 대류권 하부에서 방출하는 적외 복사를 가둬두면서(구름의 온실효과), 구름은 지구의 복사 수지에 두 가지 상반되는 영향을 미친다. 이 둘의 효과는 보통 구름 복사강제력(CRF)의 단파와 장파 요소라 말한다. 이 두 요소 사이의 상대적 크기는 구름의 큰 규모나 미세 규모 물리과정 등과 같은 많은 요인들에 의해 좌우된다. 현재 기후모델은 구름은 냉각 효과를 만들고 있다(전구 평균 CRF은 음의 값을 갖는다). 지구온난화를 고려할 때 구름의 냉각 효과는 강화되거나 약화되는 등의 복사 되먹임 작용을 할 것이다(Randall et al., 2006; NRC, 2003; Zhang, 2004; Stephens, 2005; Bony et al., 2006).

많은 기후모델에서, 구름을 표현하는 여러 미세한 과정들은 구름 되먹임과 기후민감도를 추정하는데 큰 영향을 미친다(예, Senior and Mitchell, 1993; Le Treut et al., 1994; Yao and Del Genio, 2002; Zhang, 2004; Stainforth et al., 2005; Yokohata et al., 2005). 게다가 모델 사이의 기후 민감도의 차이는 크게 구름 되먹임의 차이로부터 나타난다(Colman, 2003a; Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006; 8.6.2 절, 그림 8.14). 그러므로, 기후민감도의 추정에 있어 구름 되먹임은 가장 큰 불확실성을 갖는 요소이다.

이 절은 구름 되먹임에 포함되는 물리 과정들의 이해와(8.6.3.2.1 절 참조), 현 기후모델들 사이의 구름 되먹임의 크기를 추정(8.6.3.2.2 절 참조)하고 관측자료를 이용하여 모델의 구름 되먹임을 평가하고자 한다.

8.6.3.2.1 구름 되먹임에 포함되는 물리과정의 이해

지구의 구름은 하층 경계층 구름부터 대류 구름과 모루 구름 등의 여러 스펙트럼을 갖는다. 구름 되먹임을 이해하기 위해서는 기후변화가 어떻게 이 스펙트럼과 이들 다양한 구름의 복사에 대한 성질을 변화시키는지, 그리고 이들의 변화가 지구 복사수지에 주는 영향을 이해해야 한다. 게다가 구름이 많은 지역은 또한 습윤한 곳이므로 구름의 양의 변화는 수증기 되먹임과 구름 되먹임 둘에 영향을 미친다(Pierrehumbert, 1995; Lindzen et al., 2001). TAR 이후 관측 자료 분석, 간단한 개념 모델, 구름-분해 모델, 중규모 모델과 GCMs 등의 도움으로, 구름 되먹임에 포함되는 물리과정 분석에 일부 진전이 있었다(Bony et al., 2006에 요약되어 있음). 중요한 문제들은 아래에 제시돼 있다.

대류 모루 구름에 작용하는 일부 기후되먹임 작용이 조사되었다. Hartmann and Larson(2002)는 열대 모루 구름의 온도가 본질적으로 표면온도에 무관하며, 기후변화에 따라 변하지 않는다는 것을 제시하였다(Fixed Anvil Temperature hypothesis). 이 제안은 온난화시기에 중층과 상층 대류권의

구름 비율과, 응결 그리고 상대습도의 연직 분포가 온도 증가에 따라 상층으로 치우쳐 나타난다는 구름-분해 모델의 결과와 일치한다(Tompkins and Craig, 1999). 그러나 이 가설은 아직 관측자료나 상층 대류권에 조밀한 연직 해상도를 갖는 구름-분해 모델을 통해 조사되지 않았다. 기온변화에 따른 모두 구름양의 반응도 아직 논란거리로 남아있다. 대류 구름에서 기온과 같은 강수 효율의 증가가 상층 대류권의 물 유출량을 감소한다고 가정하여, Lindzen et al.(2001)는 모두 구름으로 덮힌 열대지역의 영역이 기온 증가와 더불어 감소하여 결국 음의 기후되먹임을 낳을 것이라 제시하였다(iris hypothesis). 이제껏 관측 증거의 여러 측면에 대한 수많은 반대 의견이 개진되어(Chambers et al., 2002; Del Genio and Kovari, 2002; Fu et al., 2002; Harrison, 2002; Hartmann and Michelsen, 2002; Lin et al., 2002, 2004), 가설을 제안한 연구자들과 활발한 논쟁이 있었다(Bell et al., 2002; Chou et al., 2002; Lindzen et al., 2002). 다른 관측 연구들은 표면 기온의 상승에 따라 대류 구름의 증가를 제시하고 있다(Del Genio and Kovari, 2002; Del Genio et al., 2005b).

경계층 구름은 복사수지(예, Harrison et al., 1990; Hartmann et al., 1992)와 전구 해양의 구름 양(예, Norris, 1998a,b) 큰 영향을 준다. 따라서 변화된 기후에서 경계층 구름의 변화를 이해하는 것은 구름 되먹임 문제에 매우 중요한 부분이다. 일부 간단한 기후모델과 몇몇 GCMs(예, CCSM3, FGOALS)의 하층운량의 매개변수화에 사용되는 관측된 하층운량과 하층 대류권의 안정도의 관계는(Klein and Hartmann, 1993) 지구온난화에 의해 하층운량이 증가하여 음의 구름 되먹임을 가져온다고 제시하고 있다(예, Miller, 1997; Zhang, 2004). 그러나 경계층의 운량과 Klein and Hartmann(1993) 측정값을 예측하는 하층 대류권 안정도를 나타내는 측정치의 변화는 온난화가 반드시 하층운량의 증가를 예측하지 않는다(예, Williams et al., 2006). 게다가, 관측은 하층운으로 덮혀있는 지역에서 기온이 증가하면서 구름 광학적 두께가 감소하고 SW CRF가 약해짐을 제시하고 있다(Tselioudis and Rossow, 1994; Greenwald et al., 1995; Bony et al., 1997; Del Genio and Wolf, 2000; Bony and Dufresne, 2005). 그러나 다른 요인들은 이들 관측이 잘 수행되지 않았음을 말하기도 한다. 그러므로 경계층 구름의 반응을 결정하는 물리과정과 그것의 복사학적 특성에 대한 이해 수준은 매우 제한적이다.

중위도 대기는 상승지역의 높은 전선상의 구름과 하강역의 낮은 구름 혹은 구름이 없는 등의 종관규모 날씨 시스템이 존재한다. 일부 기후모델은 북반구에서 기후 온난화에 따

라 중위도 폭풍의 빈도수의 감소와 폭풍 강도의 증가를 제시하고 있다(예, Carnell and Senior, 1998; Geng and Sugi, 2003). 또한 폭풍경로가 북쪽으로 치우쳐 나타나기도 한다(Yin, 2005). Carnell and Senior(1998)가 북반구 복사 수지 분석에 사용한 것과 같이 역학적 변화의 영향을 조사하기 위한 관측과 재분석 자료를 이용하여, Tselioudis and Rossow(2006)는 폭풍 강도의 증가가 폭풍 빈도의 감소보다 더 큰 복사학적 영향(단파복사의 반사량의 증가와 장파복사의 흡수량의 감소)을 준다는 것을 제시하였다. 그러나, 폭풍 경로가 북쪽으로 치우쳐 나타나는 것은 단파복사의 반사를 감소시킬 수 있다(Tsushima et al., 2006). 덧붙여, 일부 연구는 관측자료를 이용하여 기온에 대한 중위도 구름 복사 특성의 변화를 조사하였다. Del Genio and Wolf(2000)는 기온의 증가로 대류의 하층 구름의 물리적 두께가 감소하여 결국, 구름 물 경로와 광학적 두께가 기온 증가에 따라 감소함을 보였다. 그리고 Norris and Iacobellis(2005)는 북반구 해양에서 표면온도가 균질하게 증가할 때 여러 역학적 조건 등에서 운량과 광학적 두께가 감소함을 보였다. 중위도 구름에 대한 역학적 그리고 온도의 변화에 따른 복사 되먹임의 변화의 부호는 아직 불분명하다.

기후민감도에 대한 극지방의 구름 되먹임의 역할은 Holland and Bitz(2003) and Vavrus(2004)에 의해 강조되었다. 그러나 이들 되먹임에 대한 이해는 아직 부족한 실정이다.

8.6.3.2.2 기후모델의 구름 되먹임 크기들에 대해

해양 혼합층모델과 대기모델을 이용한 대기 CO₂의 배증 실험과 완전한 해양-대기 접합 모델에 의해 수행된 일시 기후변화 실험에서, 모델은 여러 범위의 전구 구름 되먹임의 결과를 나타냈다. 모델들 중 절반 정도는 지구온난화에 대하여 음의 CRF를, 절반은 양의 값은 나타냈다(Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006). 일부 연구는 CRF 변화에 대하여 청천 복사 변화의 영향(즉, 수증기, 기온과 표면 알베도 변화) 때문에 구름 되먹임의 부호가 반드시 CRF 변화를 의미하지 않음을 제시하고 있다(Zhang et al., 1994; Colman, 2003a; Soden et al., 2004). 구름 되먹임을 정의할 때 청천 변화를 제외시키는 Partial Radiative Perturbation(PRP) 방법은 모든 모델이 양의 구름 되먹임을 갖는다는 것을 보여준다(Colman, 2003a; Soden and Held, 2006). 그러나, CRF의 변화나 PRP 방법을 통한 구름 되먹임의 추정은 서로 연관되어(즉, 그들의 상대적 크기의 순위는 비슷하다), 그들의 크기는 GCMs에서 비슷한 분포를 나타낸다.

GCM 되먹임을 지역 요소 혹은 역학적 범위로 분리함으로써 구름 되먹임 크기의 범위에 대한 중요한 해석이 가능하다. 10장에 제시된 접합 AOGCMs(Bony and Dufresne,

2005), GCMs의 대기와 슬랩 해양모델(Webb et al., 2006; Williams et al., 2006; Wyant et al., 2006), 오래된 모델들(Williams et al., 2003; Bony et al., 2004; Volodin, 2004; Stowasser et al.; 2006)의 비교는 구름 되먹임의 모델간 차이는 대부분 단파 구름 되먹임에 의해 나타남을 보여준다. 그리고 온난화에 대한 대류구름과 하층운은 GCMs 마다 다르게 반응함을 보이고 있다. 최근 분석은 경계층 구름의 반응이 현 GCMs 사이에서 구름 되먹임이 다양하게 나타나게 하는 요소라는 것을 제시하고 있다(Bony and Dufresne, 2005; Webb et al., 2006; Wyant et al., 2006). 이것은 하층운이 많은 지역에서 복사 반응을 다르게 모의하거나(그림 8.15), 이들 지역이 전구에서 큰 영역을 차지하고 있기 때문이다. 그러나 하층운의 반응을 강화시키거나 부분적으로 상쇄시킬 수 있는 다른 형태의 구름의 반응도 또한 중요하다. 모델의 구름 되먹임의 다양성은 전 위도에서 현저하게 보이며, 대체로 열대에서 큰 값을 갖는다(Bony et al., 2006; Webb et al., 2006). 중위도 지역에서는 구름의 혼합상된 표현과 폭풍경로의 위도 위치 변화 등의 차이가 기후변화에 대한 CRF 반응의 차이를 가져오게 한다(Tsushima et al., 2006).

8.6.3.2.3 기후모델이 모의하는 구름 되먹임 과정의 평가

기후모델의 구름에 대한 평가는 오랫동안 관측과 모의된 TOA의 복사플럭스의 기후값과 전체 구름 양을 비교하여 수행되었다(8.3.1 참조). 그러나 상호 보상적인 오차로 인하여 이들이 관측과 유사한 분포를 가질 수 있다. TAR 이후 그리고 부분적으로 Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP) 시뮬레이터(Klein and Jakob, 1999; Webb et al., 2001)의 사용으로 구름의 형태와 구름의 광학적 성질을 이용한 모의 구

름의 평가가 점차 늘어나고 있다(Klein and Jakob, 1999; Webb et al., 2001; Williams et al., 2003; Lin and Zhang, 2004; Weare, 2004; Zhang et al., 2005; Wyant et al., 2006). 따라서 이것은 점차 모델을 평가하는데 큰 기준이 되고 있다. 게다가, 모의된 특정 구름지역이나 특별한 역학 상태의 오차를 분석하기 위한 클러스터링이나 합성 방법 새로운 관측 기반의 조사가 GCMs에 적용되고 있다(Tselioudis et al., 2000; Norris and Weaver, 2001; Jakob and Tselioudis, 2003; Williams et al., 2003; Bony et al., 2004; Lin and Zhang, 2004; Ringer and Allan, 2004; Bony and Dufresne, 2005; Del Genio et al., 2005a; Gordon et al., 2005; Bauer and Del Genio, 2006; Williams et al., 2006; Wyant et al., 2006). 모델 구름 되먹임을 평가하기 위하여 계절 변동에 대한 전구 구름의 반응에 대한 관측기반의 조사가 제시되었지만(Tsushima et al., 2005), 아직 기후모델에는 적용되지 않고 있다.

이들 연구는 구름 모의에서 현 기후모델이 갖은 공통적 편차들은 강조하고 있다(예, Zhang et al., 2005). 이들은 광학적으로 두꺼운 구름을 과대하게 예측하고 광학적으로 얇은 하층과 중층 구름을 과소하게 모의하는 것을 말한다. 그러나, 다른 형태의 구름의 상대적 양을 관측을 통하여 결정하는데 불확실성이 남아 있다(Chang and Li, 2005). 중위도에서는 이들 편차는 기후 GCMs의 성긴 해상도로 인하여 비지균풍(Bauer and Del Genio, 2006)과 아격자 규모의 변동성(Gordon et al., 2005)을 적절히 모의하지 못한 결과라 간주되었다. 비록 다른 형태 구름의 모의에 대한 오차가 결국 서로 상쇄되어 관측과 유사한 CRF(8.3 참조)를 예측할 수 있

지만, 모델 구름 되먹임에 대한 의혹을 제시하고 있다. 예를 들면, 구름 알베도가 구름 광학적 두께에 비선형적으로 변하기 때문에, 과대한 구름 광학적 두께의 예측은, 부호와 크기가 올바르게 하더라도, 너무 작은 복사학적 효과를 가져올 수 있다. 비슷하게, 과소한 하층과 중층 구름의 모의는 침강 영역에서 온난화에 대한 복사학적 반응의 크기에 그럴듯한 영향을 준다. 구름 물의 상태(액체, 고체 혹은 혼합)를 결정하는 모델의 가정은 기후민감도의 예측에 매우 중요하다. 그러나, 이들 가정에 대한 평가는 이제 막 시작했다(Doutriaux-Boucher and Quaas, 2004; Naud et al.(2006). Tsushima et

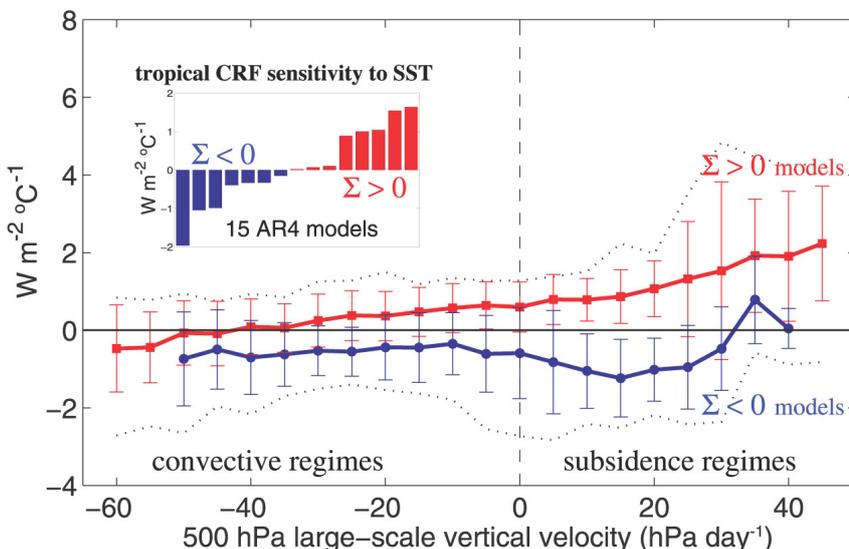


그림 8.15. 지구온난화(CO₂를 1%/년 비율로 증가시켜 모의함)와 연관된 SST 변화에 대한 열대 순 구름 복사강제력(CRF)의 민감도(W m⁻² °C⁻¹).

al.(2006)는 현 기후모델에서 구름 물의 각 상태 분포를 관측하는 것은 중위도와 고위도의 구름 되먹임 과정을 이해하기 위하여 매우 중요한 일이라 제시하였다.

기후변화에 대한 구름 반응의 몇몇 부분을 평가하기 위하여, 일부 연구는 환경의 경년변동 변화에 대한 구름과 CRF의 민감도를 모의하는 GCMs 능력을 조사하였다. 대기-혼합층 해양모델을 조사하여, Williams et al.(2006)는 대규모 연직 운동과 대류권 하층의 안정도의 변화에 대한 CRF 반응을 살펴보아, 국지적 평균 구름의 변화는 현재 변동과 연관이 있음을 발견하고 관측을 통하여 검증하였다. Bony and Dufresne(2005)와 Stowasser and Hamilton(2006)는 10장의 AOGCMs을 이용하여 SST 변화에 따른 대규모 연직 운동과 낮은 대류권 상대습도 지역의 열대 CRF의 변화를 모의하는 능력을 조사하였다. 그들은 모델이 침강 지역에서 모델들이 비현실적인 서로 다른 결과를 보이며, 활발한 대류활동 지역에서는 모델들 간의 차이가 작아짐을 보였다. 이 연구는 특히 경계층 구름 과정을 평가하고 이를 표현하는데 개선이 필요함을 강조하고 있다.

8.6.3.2.4 구름 되먹임에 대한 결론

기후변화에 대한 구름의 반응을 결정하는 물리 과정들을 이해가 넓어지고 현 기후모델의 구름 되먹임의 평가에 대한 진전이 있지만, 어떤 모델의 구름 되먹임이 가장 신뢰할만한 것인지 대한 평가는 여전히 불가능하다. 그러나, 구름 형태와 역학적 영역과 모델들 사이의 구름 되먹임의 크기가 다양하게 나타내게 하는 영역 등을 파악하는데 진전이 있었다. 이것은 기후변화의 구름 되먹임의 평가를 향상시키기 위한 특별 관측과 모델 검증이 필요함을 말하고 있다.

8.6.3.3 얼음권의 되먹임 작용

전구 기후민감도에 큰 영향을 주는 많은 되먹임 작용들이 얼음권에서 이뤄진다. 온실가스 농도 증가에 대한 기후모델의 전형적인 반응은 대륙의 눈과 해빙이 극쪽으로 물러나는 것과 극지방에서 하층 대류권의 기온이 크게 증가하는 것이다. 이와 동시에, 온실가스 증가에 따른 고위도의 반응은 모델마다 크게 다르게 나타나며(예, Holland and Bitz, 2003) AOGCMs 사이에 일치되는 반응이 나타나지 않는다(Chapman and Walsh, 2007; 또한 11.8 절 참조). 문턱 값에 따라 변할 수 있는 가능성이 또한 미래 기후변화에 얼음권이 어떻게 변할지를 더욱 불확실하게 하고 있다.

틀림없이, 얼음권의 가장 중요한 되먹임은 온난화로 인한 눈과 얼음이 녹아 결국 태양복사의 흡수량이 증가하는 것이다. TAR 이후, 얼음권에 대한 표면 알베도 되먹임을 정량화

하는데 일부 진전이 있었다. Hall(2004)는 알베도 되먹임이 대기 중 CO₂ 배증에 대한 고위도 반응 중 절반을 담당한다고 제시하였다. 그러나 장기 규준실험에 대한 분석은 놀랍게도 알베도 되먹임이 내부 변동을 거의 없다는 것을 보였다. Hall and Qu(2006)은 육지 적설의 계절변화를 재현할 때 나타나는 모델의 편차가 기후변화 시나리오의 눈 알베도 되먹임의 변화에 크게 연관이 있음을 보였다. 그러므로 계절변화 편차를 언급하는 것은 기후변화에서의 눈 알베도 되먹임 모의에 나타나는 다양성에 대한 기준을 제공할 것이다. 그러나, 기후변화에서 눈 알베도 되먹임을 평가하기 위한 눈 알베도 되먹임의 계절변화를 이용하는 것은 이 둘의 상관성의 수준에 따라 달려있다(그림 8.16). Winton(2006a)와 Qu and Hall(2005)에 의해 발견된 결과는 모의된 표면 알베도 되먹임의 다양성의 원인이 얼음권의 구름에 대한 차이보다는 표면 과정의 차이 때문이라는 것을 제시하고 있다.

얼음권과 연관된 다른 되먹임에 대한 이해는(즉, 얼음 단열 되먹임, MOC/SST-해빙 되먹임, 얼음두께/얼음 성장 되먹임) TAR이후 계속 개선되었다(NRC, 2003; Bony et al., 2006). 그러나, 이들 되먹임의 기후민감도에 대한 상대적 영향은 아직 정량화되지 못하고 있다.

해빙 되먹임이(특히 극지의 구름 과정과 해양의 열/담수 수송 등과) 고위도의 대기와 해양에 강하게 결합돼 있기에 이를 이해하고 평가하는 것은 복잡하다. 더욱이, TAR 이후 복잡한 역학을 포함하는(8.2.4 절 참조) 등의 AOGCMs의 해빙 모델의 큰 발전이 있었지만, 관측과 비교하여 모델 얼음권의 되먹임을 평가하는 것은 극지방의 관측자료의 부족으로 제약을 받고 있다. 특히, 해빙 두께에 대한 관측자료의 부족은 심각한 문제이다.

수년 동안 기후민감도에 대한 해빙 역학의 역할은 불확실하게 남아 있었다. 슬랩 해양모델과 접합된 AGCMs을 이용한 일부 최근 연구는(Hewitt et al., 2001; Vavrus and Harrison, 2003) 기후모델의 해빙 역학의 추가는 기후민감도를 완화시키는 역할을 한다는 가설을 지지하고 있다. 그러나 완전한 AOGCMs(Holland and Bitz, 2003)의 연구는 해빙 역학의 유무에 따른 기후변화의 차이를 발견하지 못했다. 해빙의 초기(즉, 규준실험) 실험과 온실가스에 대한 반응(Holland and Bitz, 2003; Flato, 2004)의 상호 연관이 해빙 역학의 역할을 찾고 정량화 하기 위한 실험을 어렵게 한다.

표면 알베도 되먹임 이외의 다른 많은 과정들이 모델의 극지 온도 증가에 관여하고 있다(Alexeev, 2003, 2005; Holland and Bitz, 2003; Vavrus, 2004; Cai, 2005; Winton, 2006b). 한 중요한 과정은 극쪽으로 에너지가 수송되는 것들 수 있다. 그러나 국지적인 고위도 수증기, 구름과 기온

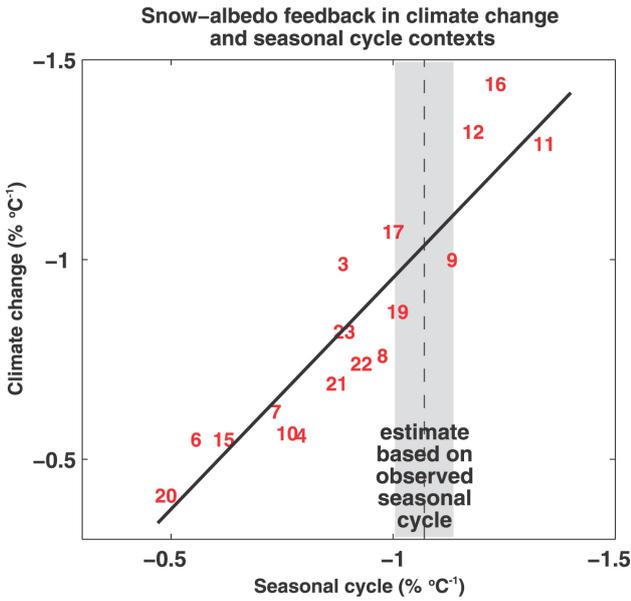


그림 8.16. 17개 AOGCMs을 이용한 일시 기후변화 실험으로 얻은 기후변화에서 모의된 봄철 $\Delta\alpha_s / \Delta T_s$ (y 축)와 계절 변화의 봄철 $\Delta\alpha_s / \Delta T_s$ (x 축)에 대한 scatter 그림($\Delta\alpha_s$ 와 ΔT_s 는 각각 표면 알베도와 표면온도를 의미한다.)

되먹임 또한 이것에 기여하고 있다. 이들 과정과 상호작용은 복잡하며 모델마다 서로 다르게 나타난다(Winton, 2006b). 그리고 고위도 기온 증가를 가속시키거나 약화시키는 이들의 작용에 대해서 아직 다뤄진 바가 없다.

8.6.4 다른 모델에서 모의된 각 되먹임에 대한 신뢰성 평가를 어떻게 할까?

여러 다른 모델의 기후예측에 대한 상대적 신뢰성의 평가는 모의된 평균기후와 변동 그리고 특정 기후 과정을 포함한 여러 기후 통계 값의 오차를 정량화 할 수 있게 하는 관측 테스트를 바탕으로 해야 한다. 모델의 성능을 정량화 할 수 있는 측정값들의 집합을 ‘climate metrics’라 한다. 미래 기후예측에 대한 기준이 되기 위하여, 이들은 기후변화의 여러 특징과 강한 연관성을 가져야 한다: 기후민감도, 대규모 기후변화(반구 상호간 대칭, 극지의 증폭, 기온변화의 연직 패턴, 해륙의 대비), 지역적 패턴 혹은 기후변화의 일시적 특징. 예를 들면, 오스트레일리아 기후의 모델 예측의 신뢰성을 평가하기 위하여, 이 지역의 기후가 ENSO 변동에 영향을 받으므로(11.7 절 참조), 모델의 ENSO 모의에 대한 여러 척도들을 포함해야 한다.

기후민감도의 여러 모델 추정에 대한 신뢰성을 잘 평가하기 위해서, 두 종류의 관측 테스트가 이용된다: 특정 외부강제력과 연관된 전구 기후반응을 테스트(6장, 9장, 10장에 논의돼 있음 박스 10.2 참조)와 그리고 주요한 되먹임 과정의

모의를 중심으로 한 테스트가 있다.

중요한 기후되먹임을 만드는 물리 과정과(8.6.3절 참조) 모의된 되먹임의 모델 간의 차이의 이유(8.6.2 절 참조)의 이해를 바탕으로, 다음 기후의 특징들은 매우 중요하다:(i) 수증기와 기온감을 되먹임에 대해서는 경년변동과 십년 변동에 대한 대류권 상층의 상대습도의 변화와 기온감율의 변화 (ii) 구름 되먹임에 대해서는 지표면과 대기조건의 변화에 대한 경계층 구름과 모루 구름의 반응 그리고 중위도 중관규모의 날씨 시스템과 연관된 구름 복사 특징의 변화(iii) 눈 알베도 되먹임에 대해서는 봄철 표면 기온과 북반구 대륙의 눈 녹음 관계(iv) 해빙 되먹임에 대해서는, 해빙 두께의 모의가 중요하다.

TAR 이후 많은 분석 방법들이 제시되었다(8.6.3 절 참조). 그러나 그들 중 일부만이 현재 사용되는 모델에 적용되었다. 게다가, 미래 기후예측을 결정하는데 어떤 테스트가 중요한지 아직 분명하지 않다. 결과적으로 가능한 기후변화 되먹임과 아직 논의되지 않은 기후민감도의 범위를 좁히기 위하여 여러 모델 척도들이 사용된다.

8.7 급격한 기후변화의 메커니즘

8.7.1 서론

문턱(thresholds)과 기후돌변급격한 기후변화는 Alley et al.(2002)이 제시한 개념들을 바탕으로 논의되고 있다. 기후 시스템은 어떤 문턱을 지나지 않는 한 변화에 천천히 반응하는 경향이 있다: 돌변은 강제력의 변화보다 훨씬 더 큰 반응을 보일 때를 말한다. 문턱에서는 급격한 변화가 일어나 새로운 상태로 진행한다. 이런 변화는 전구규모 혹은 지역적으로 나타날 수 있다. 이런 정의에 의해서 강제력과 반응의 크기가 중요하다. 크기뿐만 아니라, 시간규모도 중요하다. 이 절에서는 수 십년부터 수백 년 주기를 주로 논의하고자 한다.

문턱과 돌변급격한 변화는 약간 주관적인 개념이기 때문에, 주어진 시계열에 대한 이것을 정량적으로 찾는 시도들이 있었다(예, Lanzante, 1996; Seidel and Lanzante, 2004; Tomé and Miranda, 2004). 가장 일반적인 방법은 시계열의 선형 경향성으로부터 큰 편차를 조사하는 것이다. 좀 더 통계적인 방법은 Bayesian 통계량에 기반을 두고 있다.

이 절은 문턱과 기후돌변급격한 기후변화를 일으키는 잠재적 원인과 메커니즘을 조사하고 기후모델이 이런 변화를 잘 모의하는지 알아보고자 한다. 논의의 방향은 두부분으로

나올 수 있다: 급격한 변화를 일으킬 수 있는 강제력의 변화와 장기간 큰 자연적 변동에 의한 기후변화. 엄밀하게 앞의 후자는 문턱과 돌급격한 변화의 정의에 맞지 않는다. 왜냐하면 강제력(적어도 복사강제력 - 외부 경계 조건)이 시간에 따라 변하지 않기 때문이다. 그러나 이런 변화 또한 많은 문헌 등에서 다루어지고 있으며 여기서도 논의할 가치가 있다고 생각한다.

8.7.2 강제력 변화에 의한 급격한 기후변화

8.7.2.1 남북역전 순환의 변화

행성의 복사강제력이 변함에 따라 기후시스템의 반응은 여러 시간규모로 나타난다. 접합모델(대기, 해양, 지면, 해빙)에서 모의되는 전형적인 기후시스템의 경우는 가장 긴 시간규모의 반응을 해양에서 찾을 수 있다(Stouffer, 2004). 수십년 이상 규모의 문턱과 기후돌변의 관점에서 해양은 주된 관심을 받아왔다. 특히, 해양의 대서양 MOC(정의와 설명판 해는 박스 5.1 참조)이 주된 연구 대상이다.

MOC는 많은 양의($\sim 10^{15}$ Watts)와 염분을 북대서양 고위도로 수송한다. 그곳에서, 열은 대기로 전달되고 해수면은 냉각된다. 냉각된 염분이 높은 물은 침강하고 대서양의 남쪽으로 흐르게 된다. 이 순환의 원인을 완전히 이해하고 있지 못하지만 밀도(예, Stommel 1961; Rooth 1982)와 바람응력 강제력(예, Wunsch, 2002; Timmermann and Goosse, 2004)이 중요한 역할을 하는 것 같다. 고기후 연구(예, Broecker, 1997; Clark et al., 2002)와 모델링 연구(예, Manabe and Stouffer, 1988, 1997; Vellinga and Wood, 2002)는 MOC의 변화가 급격한 기후변화기후돌을 일으킬 수 있다고 제시한다. 모델 상호비교 연구(Rahmstorf et al., 2005)에 참여한 11개 EMICs가 MOC가 멈추는 시점을 갖고 있었다(8.8.3절 참조). 높은 계산 비용 때문에 AOGCMs을 이용하여 이런 문턱을 찾는 일은 아직 수행되지 않고 있다.

평형상태와 강제력의 변화에 대한 MOC 반응과 같은 일시적 변화의 차이를 언급하는 것은 중요하다. 해양의 반응시간이 길기 때문에(대략 1kyr 이상), 주어진 강제력 변화에 대한 짧은 기간의 반응은 평형상태의 반응과 매우 다르게 나타날 수 있다. 접합 시스템의 이런 모습은 적어도 한 AOGCM(Stouffer and Manabe, 2003)을 통해 언급되었고 다른 일부 AOGCM 연구(예, Hirst, 1999; Senior and Mitchell, 2000; Bryan et al., 2006)의 결과에서 제시되었다. 이들 AOGCM 실험에서, 온실가스가 증가할 때 MOC는 약해졌다. CO₂ 농도가 안정된 뒤에, MOC는 느리게 원래 상태로 돌아온다.

10.3.4 절에 논의되듯이, MOC는 온실가스의 증가에 따른

고위도의 표면 열과 담수 플럭스의 변화로 약해진다(Manabe et al., 1991). 표면 플럭스의 변화는 표면 밀도를 감소시켜, 물의 연직 운동을 막아 결국 MOC을 느리게 한다. MOC가 느려지면, 순환이 더 이상 지속되지 않는 문턱에 다다르게 된다. MOC가 이 문턱을 지나게 되면, 상태가 급변하여 MOC가 활발할 때에 비해 북대서양과 주위 대륙의 기온이 하강하는 기후돌급격한 기후변화가 발생한다. 이 기온 감소는 대서양에서 열 수송이 이뤄지지 않는 것과 고위도 해양의 연직 혼합이 감소되기 때문이다.

잘 알려진 오해는 MOC의 약화가 빙하기를 초래한다는 것이다. 그러나 미래의 강제력을 이용한 어떤 모델 실험도 이런 결과를 보이지 않았다(10.3.4 절 참조). 게다가, 매우 큰 담수원을 이용하여(온실가스는 변화없이) MOC를 멈추게 한 이상화된 모델링 연구에서, 큰 변화가 발생했지만, 표면온도의 변화는 MOC가 멈추어 빙하기가 올 것이라는 것을 나타내지 않았다(Manabe and Stouffer, 1988, 1997; Schiller et al., 1997; Vellinga and Wood, 2002; Stouffer et al., 2006). 최근 11개 대기-해양 접합 모델이 참여한 상호비교 연구에서(Gregory et al., 2005), 140년 동안(대기 CO₂가 4배가 되는 동안) MOC는 10~50% 정도 감소하였다. 그리고 어떤 모델도 육지의 냉각을 모의하지 않았다(CO₂ 증가에 따른 지구 가열의 크기가 MOC 감소에 따른 국지적 냉각의 크기보다 더 크기 때문에).

많은 양의 열과 염분이 북쪽으로 수송되고 이것이 표면 플럭스에 민감하기 때문에, MOC의 변화는 수 십년부터 수 백년 주기의 급격한 기후변화를 초래할 수 있다(예, Manabe and Stouffer, 1995; Stouffer et al., 2006). 이상화된 모의실험 연구는 해양표면에 담수 플럭스 강제력을 줄 때 고기후 자료에서 볼 수 있는 수십 - 수백 년 주기 변동을 모의함을 보이고 있다. 그러나 담수에 대한 반응의 정량적 크기는 모델마다 다르다(Stouffer et al., 2006). 때문에 CMIP과 and Paleoclimate Modelling Intercomparison Project(PMIP) 패널은 이것에 대한 연구를 수행하기 위한 실험들을 계획하였다(<http://www.gfdl.noaa.gov/~kd/CMIP.html> and <http://www.p mip2.cnrs-gif.fr/p mip2/design/experiments/waterhosing.shtml>).

담수의 양뿐만 아니라, 담수 플럭스의 정확한 위치도 또한 중요하다(Rahmstorf 1996, Manabe and Stouffer, 1997; Rind et al., 2001). 수십 - 수백년 시간규모의 모델 반응을 조사하기 위한 실험의 계획과 과거에 있었던 실제 강제력을 결정하는 일은 아직 수행되지 않았다.

온실가스의 증가에 대한 MOC 반응을 결정하는 과정에 대한 연구들이 여러 모델들을 이용하여 수행되었다. 많은 모델에서 온실가스의 증가에 대한 초기 MOC 반응은 열적 효과

에 의해 나타났다. 대부분 모델에서, 이 반응은 물순환이 활발해지면서 나타나는 염분의 변화에 의해 강화되었다(Gregory et al., 2005; 10장). 그린란드의 대륙빙이 녹아서 흐르는 물이 중요한 담수원이 될 수 있지만 이 과정은 MMD의 모델에 아직 포함되지 않았다(8.7.2.2절 참조). 바람과 물순환 변화에 따른 좀 더 복잡한 되먹임 또한 많은 모델에서 중요하게 나타나고 있다. 여기에는 심층수 형성 지역의 국지적 표면 플럭스 편차(Gent, 2001)와 열대와 남대서양의 담수 수지 변화에 의한 해양의 원격상관(예, Latif et al., 2000; Thorpe et al., 2001; Vellinga et al., 2002; Hu et al., 2004) 등이 포함된다. MOC를 약화시키는 기후요소의 크기는, 관련된 되먹임과 복원에 작용하는 요소들과 마찬가지로, 현재 알 수 없다. AOGCMs을 이용한 이들 과정의 검증은 관측자료의 부족에 따른 제한을 받고 있다. 그러나 몇몇 연구들이 시도되고 있다(예, Schmittner et al., 2000; Pardaens et al., 2003; Wu et al., 2005; 9장). 접합모델의 다양한 MOC 반응의 원인을 이해하고 찾기 위한 모델 상호비교 연구(예, Gregory et al., 2005; Rahmstorf et al., 2005; Stouffer et al., 2006)가 진행되고 있다(4, 6, 10장 참조).

8.7.2.2 남극서부와/혹은 그린란드 대륙빙의 빠른 붕괴와 남북역순환의 변화

대륙빙에서 해양으로 향하는 담수 플럭스 증가는 기후돌변급격한 기후변화를 일으킬 수 있는 요인이다. 현재 남극의 경우, 주로 빙붕이 녹거나 해양에 의해 수송된 빙산이 녹으면서 담수 플럭스가 나타난다 이 둘 모두 온난 기후에서 크게 증가한다. 그린란드 대륙에서는 대륙빙은 흐르고 빙산은 붕괴되어 담수 플럭스가 나타난다(Church et al., 2001; 4장). 온난화 환경에서는 유출량은 빠르게 증가할 것이며 빙산의 붕괴율보다 훨씬 커질 것이다. 따라서 빙산 붕괴는 해양의 얼음 경계가 얇아지면서 감소할 것이다 지면 얼음 아래에서 녹아 내리는 양은 다른 플럭스보다 몇 배 작다(Huybrechts et al., 2002). 이들 대륙빙의 변화에 따른 해수면 높이 변화에 대한 토의는 10장에 제시되어 있다.

심층수가 만들어지는 지역의 표면강제력의 변화는 해양순환과 혼합을 변화시키기에 수십년 이상의 긴 규모에서 기후돌변급격한 기후변화를 일으킬 수 있다. 그린란드의 얼음 부피에 큰 변화가 있다면, 그 결과로 고위도 북대서양의 표층수를 담수화시켜 MOC를 느리게 할 것이다(8.7.2.1절 참조, 10장). Rind et al.(2001)는 NADW 생성율의 변화가 남극 주변의 심층수 형성에 변화를 나타나게 하는 것을 발견하였다.

남극 대륙빙의 변화에 대한 대서양 MOC의 반응은 잘 알지 못한다. 해양모델을 이용한 실험은 표면 염분을 변화시켰

을 때 남극대륙 주위에서 밀도가 감소하면서 대서양 MOC가 강화된다는 것을 제시하였다(Seidov et al., 2001). Weaver et al.(2003)는 남반구 해양에 담수를 주었을 때, MOC가 현재와 비슷해진다는 것을 보였다. 그러나 AOGCM을 이용한 실험을 통하여, Seidov et al.(2005)는 남반구 해양의 담수를 줄 때, 대서양 MOC가 약화되면서, 전체 해양의 표면을 담수화시키는 결과를 보였다. 이들 모델에서는, Antarctic Bottom Water(AABW)의 약화와 관련된 남반구 MOC가 남극대륙의 냉각을 초래하였다. 대륙빙이 녹으면서 나타나는 담수 플럭스가 기후에 미치는 영향에 대한 자세한 토의는 4, 6, 10 장을 참고하시오.

요약하면, 대륙빙의 변화에 따른 해수면 높이 변화와 해양순환 변화와 같은 기후돌변급격한 기후변화가 나타날 가능성이 있다. 특히 심층수 형성지역의 담수 플럭스의 증가는 해양의 순환을 변화시킨다. 일반적으로 그린란드 대륙빙의 미래와 연관된 기후변화는 남극대륙빙의 영향보다 더 잘 파악되고 있다.

8.7.2.3 화산

화산은 짧은 시간규모에서 기후돌변급격한 기후변화를 일으킬 수 있다. 성층표면을 냉각시키는 성층권 에어러솔은 주된 기후강제력 효과는 성층권의 에어러솔 체류시간에 따라 폭발 후 1 - 3년 동안 지속될 수 있다. 큰 화산이나 여러 화산들이 폭발할 때에는 장기간 변화가 나타날 가능성이 있다. 특히 해양 내부에서 더욱 그렇다(Delworth et al., 2005; Gleckler et al., 2006b).

화산 폭발에 따른 기후시스템의 반응을 모의하는 것은 개념적으로 온실가스에 따른 기후반응을 모의하는 것과(둘 다 행성의 복사강제력을 변화시키므로) 비슷하다. 그러나, 온실가스 증가에 따른 반응과 비교할 때 화산의 강제력은 대기와 해양 사이의 열교환 과정이 다르게 나타난다. 그러므로, 관련된 되먹임 작용이 달라진다(9.6.2.2절 참조).

8.7.2.4 메탄 하이드레이트 불안정성/영구동토층의 메탄

메탄 하이드레이트는 고압과 저온이 유지되는 대륙붕 주변의 해저에 저장돼 있다. 때문에 해양이 따뜻해지면 하이드레이트는 불안정해지고 대기로 메탄을 분출할 수 있다(4.7.2.4절 참조). 메탄은 또한 영구동토층의 흙에 저장돼 있어 온난화에 의해서 메탄이 방출되어 양의 되먹임 과정을 가져올 가능성이 있다. 해양의 메탄 하이드레이트와 영구동토층의 메탄이 방출될 가능성에 대한 평가는 7장에 제시되어 있다.

이 절은 메탄이 방출될 경우 기후돌변급격한 기후변화를

일으키는데 대한 모델 연구를 다루고자 한다. 위의 두 가지 형태의 메탄 방출은 기후시스템이 큰 변화를 일으킬 수 있는 요소이다. 기후가 온난해지면, 기후시스템은 메탄이 급격히 방출되는 순간에 이를지도 모른다(4, 7, 10장 참조). 이들 변화는 온실가스의 농도가 변함에 따라 복사강제력이 변하기 때문에, 복사강제력이 변화는 비율이 증가할 때 나타나는 것과 비슷한 결과를 만들 것이다. 그러므로, 급격한 기후변화에 대한 모델의 모의 능력은 온실가스 증가에 따른 미래기후 모의 능력과 비슷해야 한다.

8.7.2.5 생지화학과정

기후시스템의 생지화학적 특징에 대한 두 가지 질문을 여기에서 다루고자 한다. 첫째, 생지화학적 변화가 급격한 기후변화를 초래할 수 있는가? 둘째, MOC의 갑작스런 변화가 생지화학 되먹임을 통하여 복사강제력에 영향을 줄 수 있는가?

21세기 기후를 모의하는 능력에 맞는 생지화학시스템의 갑작스런 변화는 잘 알지 못한다(Friedlingstein et al., 2003). 가능성 있는 갑작스런 변화는 토양시스템에 의한 탄소의 흡수와 저장량의 변화이다. 기후시스템의 갑작스런 변화에 대해 이제 막 주의관심을 기울인 반면(Rial et al., 2004; Schneider, 2004), 토양 탄소의 손실(Cox et al., 2000)이나 아마존 삼림의 파괴(Cox et al., 2004)와 같은 갑작스런 변화는 아직 명확하지 않다. 부분적으로 과정들에 대한 이해가 부족하고(Friedlingstein et al., 2003; 7장 참조) 참여하고 있는 모델(Joos et al., 2001; Govindasamy et al., 2005; 10장)이 예측한 기후민감도가 차이 때문이다. 모델들의 물리적 환경의 변화는 결국 생지화학 과정에 영향을 준다.

식생-토양-기후시스템에 여러 평형이 존재한다는 증거들이 있다. 이들 중 Claussen(1998)은, 지면 식생을 포함한 EMIC을 이용하여 North Africa와 Central East Asia에서 초기 지표면 상태에 따라 달라지는 두 개의 강수 평형이 존재함을 보였다. 또한 Kleidon et al.(2000), Wang and Eltahir(2000) and Renssen et al.(2003)는 다중 평형을 제시하고 있다. 이들은 상대적으로 간단한 물리과정을 포함한 기후모델을 이용한 초기 평가들로서 지구시스템의 비가역적 변화의 가능성을 강조하고 있다. 그러나 이들의 현상을 검증하는 심화 연구가 필요하다.

탄소순환에 대한 MOC의 멈춤과 같은 급격한 기후변화의 영향에 대한 연구는 많지 않다. 이들의 결과는 MOC가 멈추면 대기의 온실가스의 농도가 증가함을 제시한다(Joos et al., 1999; Plattner et al., 2001; 6장). 이 둘의 연구에서 탄소순환에 대한 해양의 영향만 고려되었다.

8.7.3 강제되지 않은 급격한 기후변화

앞서 언급했지만 엄밀하게 말하면 여기에서 다루는 변화는 급격한 기후변화에 포함되지 않는다. 문헌에서는 강제되지 않은 급격한 기후변화는 일반적으로 두 개로 분류되고 있다. 하나는 적색잡음 시계열로서 수십년 이상에 파워가 있다. 두 번째는 이중 혹은 다중 모드 분포로 나타난다. 실제로, 이 둘의 종류를 구분하기란, 시계열이 아주 길거나 - 표본에 대한 문제가 사라질 만큼 - 강제력이 시간에 따라 일정하지 않은 한 매우 어려운 일이다. 관측에서는 이런 조건은 여간 해서는 성립하지 않는다.

AOGCMs 이나 좀더 간단한 모델은 강제력 없이도 큰 급격한 기후변화 현상을 모의한다(예, Hall and Stouffer 2001; Goosse et al., 2002). 전형적으로, 이런 사건은 주로 북대서양 해양순환의 변화와 관련된다. 이 변화는 수년에서 수백년 동안 지속될 수 있다. 이 변화는 최근 북극이 상대적으로 냉각됐을 때 나타난 모습과 비슷한 특징을 갖는다(Goosse et al., 2003).

불행하게도, 매우 오랫동안의 모의가 필요하고 모델의 평균상태에 좌우되므로 이 변화가 일어날 확률을 추정하는 것은 어렵다. 더욱이 이 현상은 관측과 비교하기는 거의 불가능하다. 왜냐하면, 오랫동안 일정한 강제력이 있어야 하는데 이런 현상은 자연에서 일어나지 않는다. 그럼에도 불구하고, 앞의 사건이 미래에 일어난다면, 이를 감지하고 원인을 찾아내는 것은 매우 어려울 것이다.

8.8 간단한 모델이 나타내는 지구 시스템

8.8.1 왜 간단한 모델인가?

기후시스템 모델링에 중요한 하나의 개념은 모델이 탐구하고자 하는 문제에 적합한 여러 수준의 복잡성을 갖는다는 것이다. 분석의 내용을 떠나 어떤 수준이 다른 것보다 더 우월하다고 평가하는 것의 의미가 없다. 중요한 것은 각 모델이 각자의 복잡성과 모의 수준에 맞는 문제를 적절히 탐구하고 있느냐 이다.

가장 포괄적인 모델은 AOGCMs이다. 이들 모델은 기후시스템의 여러 요소들은 포함하고 있으며(8.2 절 참조), 시스템과 역학을 가장 잘 표현하도록 고안되었다. 따라서 가장 실제와 유사한 자연의 실험실 기능을 한다. 가장 주된 한계는 계산 비용이다. 오늘날, 보통의 해상도의 모델을 *climateprediction.net* project(<http://climateprediction.net>; Stainforth et al., 2005)와

같은 이례적으로 매우 큰 분산 컴퓨팅 시스템에서 수행하지 않는 한, 제한된 몇 개의 수십년 AOGCMs 실험을 수행할 수 있을 뿐이다. 이것은 기후변화 예측의 불확실성을 찾거나 기후변화의 장기간 적분을 어렵게 한다.

기후시스템 모델의 복잡성의 다른 편에는 간단한 기후모델이 있다(이들 모델에 대한 설명은 Harvey et al., 1997을 참조). 가장 진보된 간단한 기후모델은 고도화된 매개변수화 방법으로, (1) 주어진 배출량에 대하여 대기 온실가스의 양(2) 모의된 온실가스 농도와 에어로솔 전구물질 배출량으로 추정된 복사강제력(3) 계산된 복사강제력에 대한 전구 표면 기온 그리고(4) 해수의 열팽창과 빙하와 대륙빙의 반응에 따른 평균 해수면 높이의 변화, 계산하는 모듈을 포함하고 있다. 이 모델은 AOGCMs보다 매우 효율적으로 계산할 수 있어 수많은 온실가스 시나리오에 대한 미래 기후변화를 조사하는데 이용될 수 있다. 모듈의 불확실성들도, 기후와 해수면 높이를 확률분포로 표현하는 등과 같이, 서로 연관시킬 수 있다. 이런 일들은 계산 비용 때문에 AOGCMs에서는 수행하기 힘들다. 간단한 기후모델의 한 특징은 기후민감도와 다른 기후시스템 요소들이 AOGCMs이나 관측결과를 기반으로 결정되어야 하는 점이다. 그러므로, 간단한 기후모델은 개개의 AOGCMs에 의해 조정되고 AOGCMs을 모사하거나 결과를 분석하는데 사용될 수 있다(예, Cubasch et al., 2001; Raper et al., 2001). 또한 전구 문제를 조사하는데 유용하게 사용될 수 있다.

AOGCMs과 간단한 기후모델의 간격을 채우기 위해 EMICs가 개발되었다. 이들 사이의 간격이 꽤 넓기에 여러 종류의 EMICs가 있다(Saltzman, 1978 and Claussen et al., 2002을 참고하시오). 전형적으로, EMICs는 OGCM에 접합된 간단한 대기모델이나 간단한 대기와 해양모델로 구성된다. 구성모델의 간단화 정도는 EMICs 마다 차이가 있다.

Earth System Models of Intermediate Complexity(EMICs)는 AOGCMs에 포함된 대부분의 과정을 낮은 해상도로 좀 더 매개변수화 시킨 모델이다. 이들은 기후시스템의 여러 요소들 사이의 상호작용을 모의한다. AOGCMs과 비슷하게, 그러나 간단한 기후모델과 다르게, 한 EMIC의 자유도는 조정할 수 있는 변수 개수보다 수십 배 많다. 그러나 이 모델은 모든 것이 이런 목적과 맞지는 않지만 수천 년 동안 혹은 빙하기 주기(~100 kyr)에 걸쳐 적분을 수행할 수 있다. 게다가, 간단한 기후모델과 비슷하게, EMICs는 완전한 파라미터 공간을 조사할 수 있어 불확실성에 대한 평가를 수행할 수 있다. 그들은 또한 관심있는 시기의 슬라이스를 찾기 위하여 기후의 위상공간이나 기후의 역사를 분석할 수 있어 AOGCMs을 이용한 좀 더 자세한 연구 방향을 알려준다. 계

다가, EMICs는 대규모 과정과 기후시스템의 되먹임 과정을 이해하는데 매우 중요한 도구이다. EMIC는 고해상도 그리고 자세한 시간 간격이 필요한 연구에는 적합하지 않다. 더욱이 모델의 가정과 제한들은 EMICs의 적용에 좀더 주의를 주게 만든다. 일부 EMICs는 동서 평균된 대기나 해양을 포함하고 있다. 많은 EMICs에서 구름과/혹은 바람장은 미리 주어지며 기후변화에 따라 변하지 않는다. 아직 다른 EMICs에는 대기의 종관규모 변동이 명시적으로 표현되지 못하며, 통계-역학적 방법으로 분석된다. 해상도나 역학/물리 과정을 간단화시키는 것이 기후모의에 어떤 영향을 주는지 분명하지 않다. 8.8.3절과 6, 9, 10장에 보인 것처럼 EMIC는 대규모 특징을 관측, 대리자료 그리고 AOGCM의 결과와 유사하게 모의한다. 그러므로 기후시스템 모델이 여러 스펙트럼을 갖는다는 것은 큰 이점이 있다.

8.8.2 간단한 기후모델

TAR와 같이, 간단한 기후모델은 AOGCMs에 의해 예측된 미래기후변화와 같은 모든 배출량 시나리오에 대한 기온과 해수면 높이 변화를 조사하였다(10장 참조). 이 모델은 the Model for the Assessment of Greenhouse-Gas Induced Climate Change(MAGICC) model(Wigley and Raper, 1992, 2001; Raper et al., 1996)의 개선된 버전이다. 배출량 시나리오를 이용하여 계산된 복사강제력은 2장에 기술한 것과 비슷하게 나타난다. 그리고 기후와 탄소순화의 되먹임은 7장의 결과와 일치한다. 대기-해양 모듈은 대기 에너지 평형 모델이 용승-분산 해양모델과 접합으로 구성돼 있다. 대기 에너지 평형 모델은 두 반구에서 상자형태의 육지와 해양이 있으며, 용승-분산 해양모델은 혼합층에서 반구간 열 교환이 일어나며 40층으로 구성돼 있다.

이 간단한 모델은 표 8.1의 19개 AOGCMs의 결과를 이용하여 조정되었다. 튜조정 방법은 간단한 모델 결과와 AOGCM 결과로 얻은 기온과 해양의 순 열흡수량에 각각 최소자승법의 최적화법을 적용하였다. 이 방법은 평형 육지-해양 가열 비를 조정하여 전구 평균기온뿐만 아니라 반구의 대륙과 해양 표면의 온도 변화를 일치시킨다. 자료활용이 가능한 곳에서, 튜닝 과정은 두 개 시나리오에 대해서 모의된 AOGCM 자료의 저주파 필터 값을 동시에 고려한다. 이 두 시나리오는 대기 CO₂ 농도가 1%/년의 비율로 증가하여 산업화 이전의 2배와 4배로 된 후 안정화되는 것을 말한다. 튜닝 이전엔, AOGCM 기온과 열 흡수 자료는 산업화 이전 실험의 자료를 저주파 필터 결과를 빼는 것으로 조정했다. 간단화 기후모델의 조정된 세 개의 매개변수는 유효 기후민감

도, 해양의 유효 연직 분산, 그리고 평형 육지-해양 가열 비율 등이다. CO₂ 배증 복사강제력에 대한 각 AOGCM의 값들이 튜조정에 가능한 사용되었다(Forster and Taylor, 2006 에 각 모델링 그룹에서 제공된 값들이 제시돼 있음). 그렇지 못한 곳에는 3.71 W m⁻² 값이 디폴기 본으로 사용되었다(Myhre et al., 1998). 육지-해양의 열 교환 계수, 반구간 열교환 계수와 MOC 붕괴에 이르는 가열의 크기를 각각, 1 W m⁻² °C⁻¹, 1 W m⁻² °C⁻¹ 그리고 8°C 가 사용되었다(TAR 부록 9.1을 참조).

이를 통해 얻은 기후민감도의 추정값은 여러 가지 이유로 인하여 다른 방법으로 얻은 값과 다르다. 이 다른 방법은 예를 들면, 대기의 CO₂가 두 배가 되는 해에서 전구 에너지 평형 방정식을 이용해 추정하거나, 슬랩 해양 평형 가열을 분석하는 것이다. 기후민감도 추정값의 차이는 부분적으로 많은 AOGCM 수행에서 유효 기후민감도가 상수가 아닌 것으로 설명될 수 있다. 더욱이 간단한 모델의 튜닝은 모델 구조에 의해 영향을 받는다. 그리고 다른 디폴기본 매개변수들이 간단한 모델의 일시 반응에 영향을 준다.

8.8.3 중간단계의 지구시스템 모델

시각적으로, EMICs은 3차원 벡터로 정의할 수 있다 (Claussen et al., 2002): 벡터의 각 요소는 모델의 기후시스템에서 상호작용하는 요소의 개수, 모의되는 과정의 개수 그리고 자세한 설명 등이다. 10장에서 사용된 일부 EMICs에 대한 기본 정보는 표 8.3에 나타났다. 모든 EMICs에 대한 자세한 설명은 Claussen(2005)에 있다. 사실, 다양한 범위의 EMICs이 존재한다. 일부 EMICs에서는 과정의 수와 자세한 설명이 가능한 많은 기후시스템 요소의 되먹임을 모의하기 위해 제한되었다. 다른 것들은 상호작용하는 요소들이 거의 없이 장기 앙상블 실험에 사용되도록 구성돼 있다. 가장 복잡한 EMICs와 AOGCMs 사이의 차이는 그리 크지 않다. 사

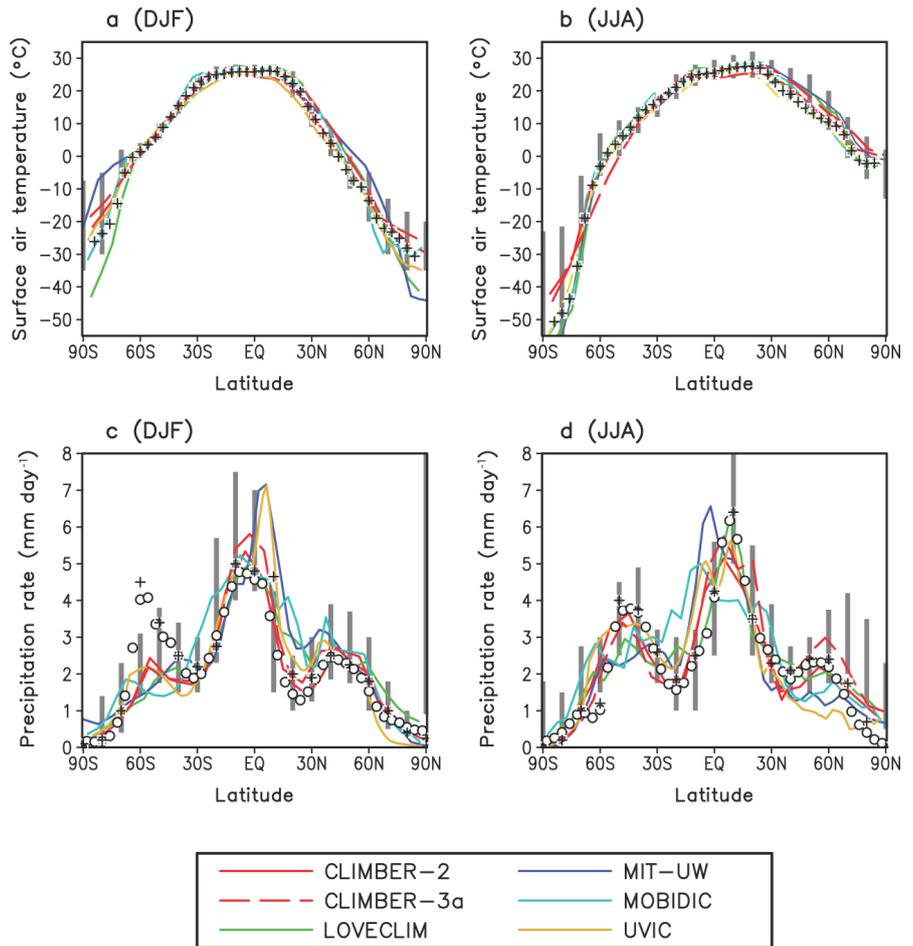


그림 8.17. 10장에서(표 8.3 참조) 사용된 일부 EMICs에 의해 모의된 동서 평균된 표면온도의 위도에 따른 분포(a, b)와 강수 강도(c, d)로서 북반구 겨울(DJF; a, c)과 북반구 여름(JJA; b, d)으로 구분해서 나타났다. 대기 중 CO₂ 농도는 280 ppm 이다.

실 이 특별한 EMICs은 AOGCMs으로 부터 만들어졌다. 반면에, EMICs와 간단한 기후모델은 서로 큰 차이가 있다. 예를 들면, EMIC와 AOGCMs은 대륙과 해양의 형태 등과 같은 대규모 지형을 실제와 비슷하게 표현한다. 그러나 간단한 기후모델은 그렇지 못하다.

TAR 이후 EMICs은 과거와 미래 기후변화 연구에 널리 사용되고 있다(6, 9, 10장 참조). 더욱이 상호비교를 통해 이들 모델을 평가하고 하는 여러 노력들이 있었다.

그림 8.17는 10장에 사용된 여러 EMICs(표 8.1 참조)의 결과를 관측에서 추정된 값과 AMIP과 CMIP1 CMIP1(Gates et al., 1999; Lambert and Boer, 2001)의 GCMs 결과와 비교하고 있다. EMIC 결과는 대기 중 CO₂ 농도가 280 ppm일 때 평형상태의 기후를 모의하고 있다. 그림 8.17a와 8.17b는 동서 평균된 지표의 대기온도의 각각 북반구 겨울과 여름에 대해 나타낸 것이며 북반구와 남반구의 고위도 지역을 제외하고는 관측과 유사한 값을 보인다. 흥미롭게도, GCM 결과는 또한 이 지역에서 큰 편차를 보이고 있다. 그림 8.17c와

표 8.3. 10장에서 EMICs에 대한 설명. 모델 명칭에 대한 규약은 모든 포함된 모델링 그룹과 일치한다. 별표는 10장에서 다른 실험에서 비활성화 된 성분 또는 모수를 의미한다.

명칭	대기 ^a	해양 ^b	해빙 ^c	결합/플럭스조정 ^d	지표면 ^e	생물권 ^f	빙상 ^g
E1: BERN2.5CC (Platner et al., 2001; Joos et al., 2001)	EMBM, 1-D (ϕ), NCL, 7.5° x 15° (Schmittner and Stocker, 1999)	FG with parametrized zonal pressure gradient, 2-D (ϕ, z), 3 basins, RL, ISO, MESO, 7.5°x15°, L14 (Wright and Stocker, 1992)	0-LT, 2-LIT (Wright and Stocker, 1993)	PM, NH, NW (Stocker et al., 1992; Schmittner and Stocker, 1999)	NST, NSM (Schmittner and Stocker, 1999)	BO (Marchal et al., 1998), BT (Sitch et al., 2003; Gerber et al., 2003), BV (Sitch et al., 2003; Gerber et al., 2003)	
E2: C-GOLDSTEIN (Edwards and Marsh, 2005)	EMBM, 2-D(ϕ, λ), NCL, 5° x 10° (Edwards and Marsh, 2005)	FG, 3-D, RL, ISO, MESO, 5° x 10°, L8 (Edwards and Marsh, 2005)	0-LT, DOC, 2-LIT (Edwards and Marsh, 2005)	GM, NH, RW (Edwards and Marsh, 2005)	NST, NSM, RIV (Edwards and Marsh, 2005)		
E3: CLIMBER-2 (Petoukhov et al., 2000)	SD, 3-D, CRAD, ICL, 10° x 51°, L10 (Petoukhov et al., 2000)	FG with parametrized zonal pressure gradient, 2-D (ϕ, z), 3 basins, RL, 2.5°, L21 (Wright and Stocker, 1992)	0-LT, DOC, 2-LIT (Petoukhov et al., 2000)	NM, NH, NW (Petoukhov et al., 2000)	1-LST, CSM, RIV (Petoukhov et al., 2000)	BO (Brovkin et al., 2002), BT (Brovkin et al., 2002), BV (Brovkin et al., 2002)	TM, 3-D, 0.75° x 1.5°, L20* (Calov et al., 2005)
E4: CLIMBER-3a (Montoya et al., 2005)	SD, 3-D, CRAD, ICL, 7.5° x 22.5°, L10 (Petoukhov et al., 2000)	PE, 3-D, FS, ISO, MESO, TCS, DC*, 3.75° x 3.75°, L24 (Montoya et al., 2005)	2-LT, R, 2-LIT (Fichefet and Morales Maqueda, 1997)	AM, NH, RW (Montoya et al., 2005)	1-LST, CSM, RIV (Petoukhov et al., 2000)	BO* (Six and Maier-Reimer, 1996), BT* (Brovkin et al., 2002), BV* (Brovkin et al., 2002)	
E5: LOVECLIM (Driesschaert, 2005)	QG, 3-D, LRAD, NCL, T21 (5.6° x 5.6°), L3 (Opsteegh et al., 1998)	PE, 3-D, FS, ISO, MESO, TCS, DC, 3° x 3°, L30 (Goosse and Fichefet, 1999)	3-LT, R, 2-LIT (Fichefet and Morales Maqueda, 1997)	NM, NH, RW (Driesschaert, 2005)	1-LST, BSM, RIV (Opsteegh et al., 1998)	BO (Mouchet and Francois, 1996), BT (Brovkin et al., 2002), BV (Brovkin et al., 2002)	TM, 3-D, 10 km x 10 km, L30 (Huybrechts, 2002)
E6: MIT-IGSM2.3 (Sokolov et al., 2005)	SD, 2-D (ϕ, z), CRAD, ICL, 4°, L11 (Sokolov and Stone, 1998), CHEM* (Mayer et al., 2000)	PE, 3-D, FS, ISO, MESO, 4° x 4°, L15 (Marshall et al., 1997)	3-LT, 2-LIT (Winton, 2000)	AM, GH, GW (Sokolov et al., 2005)	10-LST, CSM (Bonan et al., 2002)	BO (Parekh et al., 2005), BT (Felzer et al., 2005), BV* (Felzer et al., 2005)	
E7: MOBIDIC (Crucifi x et al., 2002)	QG, 2-D (ϕ, z), CRAD, NCL, 5°, L2 (Gallée et al., 1991)	PE with parametrized zonal pressure gradient, 2-D (ϕ, z), 3 basins, RL, DC, 5°, L15 (Hovine and Fichefet, 1994)	0-LT, PD, 2-LIT (Crucifi x et al., 2002)	NM, NH, NW (Crucifi x et al., 2002)	1-LST, BSM (Gallée et al., 1991)	BO* (Crucifi x, 2005), BT* (Brovkin et al., 2002), BV (Brovkin et al., 2002)	M, 1-D (ϕ), 0.5° (Crucifi x and Berger, 2002)
E8: UVIC (Weaver et al., 2001)	DEMBM, 2-D (ϕ, λ), NCL, 1.8° x 3.6° (Weaver et al., 2001)	PE, 3-D, RG, ISO, MESO, 1.8° x 3.6° (Weaver et al., 2001)	0-LT, R, 2-LIT (Weaver et al., 2001)	AM, NH, NW (Weaver et al., 2001)	1-LST, CSM, RIV (Meissner et al., 2003)	BO (Weaver et al., 2001), BT (Cox, 2001), BV (Cox, 2001)	M, 2-D (ϕ, λ), 1.8° x 3.6° (Weaver et al., 2001)

주석: ^a EMBM = energy-moisture balance model; DEMBM = energy-moisture balance model including some dynamics; SD = statistical-dynamical model; QG = quasi-geostrophic model; 1-D (ϕ) = zonally and vertically averaged; 2-D(ϕ, λ) = vertically averaged; 2-D(ϕ, z) = zonally averaged; 3-D = three-dimensional; LRAD = linearized radiation scheme; CRAD = comprehensive radiation scheme; NCL = non-interactive cloudiness; ICL = interactive cloudiness; CHEM = chemistry module; horizontal and vertical resolutions: 수평해상도는 위도 x 경도 또는 위도와 경도에 대한 개략적인 전환을 통한 스펙트럼 절단으로 표현된다; 연직해상도는 연직층의 개수인 'm' 으로 표현된다.

^b FG = frictional geostrophic model; PE = primitive equation model; 2-D (ϕ, z) = zonally averaged; 3-D = three-dimensional; RL = rigid lid; FS = free surface; ISO = isopycnal diffusion; MESO = parametrization of the effect of mesoscale eddies on tracer distribution; TCS = complex turbulence closure scheme; DC = parametrization of density-driven down-sloping currents; horizontal and vertical resolutions: 수평해상도는 위도 x 경도로 표현된다; 연직해상도는 연직층의 개수인 'Lm' 으로 표현된다, the horizontal resolution is expressed as degrees latitude x longitude; the vertical resolution is expressed as 'Lm', where m is the number of vertical levels.

^c n-LT = n-layer thermodynamic scheme; PD = prescribed drift; DOC = drift with oceanic currents; R = viscous-plastic or elastic-viscous-plastic rheology; 2-LIT = two-level ice thickness distribution (level ice and leads).

^d PM = prescribed momentum flux; GM = global momentum flux adjustment; AM = momentum flux anomalies relative to the control run are computed and added to climatological data; NM = no momentum flux adjustment; GH = global heat flux adjustment; NH = no heat flux adjustment; GW = global freshwater flux adjustment; RW = regional freshwater flux adjustment; NW = no freshwater flux adjustment.

^e NST = no explicit computation of soil temperature; n-LST = n-layer soil temperature scheme; NSM = no moisture storage in soil; BSM = bucket model for soil moisture; CSM = complex model for soil moisture; RIV = river routing scheme.

^f BO = model of oceanic carbon dynamics; BT = model of terrestrial carbon dynamics; BV = dynamical vegetation model.

^g TM = thermomechanical model; M = mechanical model (isothermal); 1-D (ϕ) = vertically averaged with east-west parabolic profile; 2-D (ϕ, λ) = vertically averaged; 3-D = three-dimensional; 수평 및 연직해상도는 위도 x 경도 또는 km x km로 표현된다; 연직해상도는 연직층의 개수인 'm' 으로 표현된다.

8.17d는 EMICs가 관측의 동서 평균된 강수량 분포를 만족스럽게 재현하고 있다. 또다시, 고위도에는 GCM 결과와 같은 여러 모델들이 서로 큰 차이를 보이고 있다. EMIC와 GCM 결과는 관측과 유사한 값을 추정하고 있다. 이들 EMICs를 이용한 대기 중 CO₂ 농도의 2 배에 대한 결과는 전부가 지구 평균 지표 기온과 강수량 상승을 보인다. 그리고 이들의 값은 GCM 결과의 범위 내에 존재한다(Petoukhov et al., 2005).

EMICs에서 모의된 대기의 CO₂ 농도 증가와 이상화된 담수 변동에 대한 북대서양 MOC 반응은 또한 AOGCMs의 결과와 비교되었다(Gregory et al., 2005; Petoukhov et al., 2005; Stouffer et al., 2006). 이들 연구는 어떠한 모델의 계통적 오차를 찾을 수 없었으며 EMICs 사용에 대한 확신을 더해주었다.

더 자세한 상호비교 연구를 통해 Rahmstorf et al.(2005)는 느리게 변하는 담수 강제력에 대한 북대서양 반응을 11개 EMICs의 결과를 이용하여 비교하였다. 모든 모델이 담수 강제력에 의한 북대서양 MOC의 특징적 hysteresis이력반응을 보였다. 이 반응은 Stommel's(1961)의 염분 이류 되먹임으로 설명될 수 있다. Hysteresis이력곡선의 너비는 0.2~0.5 Sv 값을 보였다. Hysteresis 다이어그램에서 현재 기후의 위치에 대한 큰 차이가 나타났다. 7개 모델에서 현재 기후는 표준 파라미매개변수들은 bi-stable쌍안정영역에 위치했으며, 다른 4개 모델은 mono-stable단안정위치에 있었다. Stommel's bifurcation point에 대한 현재 기후의 접근성은 NADW 형성이 지속될 수 없는, 0.1 Sv 보다 작거나 0.5Sv보다 크게 나타났다.

EMIC 상호비교의 마지막 예는 Brovkin et al.(2006)에 의해 토의되었다. 대기, 해양 그리고 육지의 상호작용을 명시적으로 모의하는 Earth System Models of Intermediate Complexity를 지난 천 년의 지면 변화를 재구성하여 수행하였다. 지난 역사에서 일어난 18 x 10⁶ km²의 산림파괴로 모델은 지구 평균 표면 기온의 0.13~0.25℃ 감소를 보였다. 이것의 이유는 지면의 알베도 증가 때문이었다. 지난 대기 중 CO₂ 증가에 따른 모델 실험은 지난 천년 동안, 지면피복 변화에 의한 생지화학적 냉각이 CO₂ 증가에 따른 기온 증가 (0.27~0.62℃) 보다 더 작다는 것을 밝히고 있다. 19세기에는 산림 파괴에 의한 냉각은 완전하지는 않지만 CO₂ 증가에 의한 온난화 효과를 상쇄시켰다.

참고문헌

- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, and B. Choudhury, 1988: Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *J. Clim.*, **1**, 921-941.
- Achatz, U., and J.D. Opsteegh, 2003: Primitive-equation-based low-order models with seasonal cycle, Part II: Application to complexity and nonlinearity of large-scale atmospheric dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 478-490.
- AchutaRao, K., and K.R. Sperber, 2002: Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the coupled model intercomparison project. *Clim. Dyn.*, **19**, 191-209.
- AchutaRao, K., and K.R. Sperber, 2006: ENSO simulation in coupled ocean-atmosphere models: Are the current models better? *Clim. Dyn.*, **27**, 1-15.
- AchutaRao, K., et al., 2004: *An Appraisal of Coupled Climate Model Simulations*. UCRL-TR-202550, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, 197 pp.
- Alexander, M.A., et al., 2004: The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter. *J. Clim.*, **17**, 890-905.
- Alexeev, V.A., 2003: Sensitivity to CO₂ doubling of an atmospheric GCM coupled to an oceanic mixed layer: a linear analysis. *Clim. Dyn.*, **20**, 775-787.
- Alexeev, V.A., P.L. Langen, and J.R. Bates, 2005: Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in "ghost forcing" experiments without sea ice feedbacks. *Clim. Dyn.*, **24**, 655-666.
- Alexeev, V.A., et al., 1998: *Modelling of the present-day climate by the INM RAS atmospheric model "DNM GCM"*. Institute of Numerical Mathematics, Moscow, Russia, 200 pp.
- Allan, R.P., and A. Slingo, 2002: Can current climate forcings explain the spatial and temporal signatures of decadal OLR variations? *Geophys. Res. Lett.*, **29**(7), 1141, doi:10.1029/2001GL014620.
- Allan, R.P., V. Ramaswamy, and A. Slingo, 2002: A diagnostic analysis of atmospheric moisture and clear-sky radiative feedback in the Hadley Centre and Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) climate models. *J. Geophys. Res.*, **107**(D17), 4329, doi:10.1029/2001JD001131.
- Allan, R.P., M.A. Ringer, and A. Slingo, 2003: Evaluation of moisture in the Hadley Centre Climate Model using simulations of HIRS water vapour channel radiances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 3371-3389.
- Allan, R.P., M.A. Ringer, J.A. Pamment, and A. Slingo, 2004: Simulation of the Earth's radiation budget by the European Centre for Medium Range Weather Forecasts 40-year Reanalysis (ERA40). *J. Geophys. Res.*, **109**, D18107, doi:10.1029/2004JD004816.
- Allen, M.R., and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, **419**, 224-231.
- Alley, R.B., et al., 2002: *Abrupt Climate Changes: Inevitable Surprises*. National Research Council, National Academy Press, Washington, DC, 221 pp.
- Alves, O., M.A. Balmaseda, D. Anderson, and T. Stockdale, 2004: Sensitivity of dynamical seasonal forecast to ocean initial conditions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 647-667.
- Amundrud, T.L., H. Mailing, and R.G. Ingram, 2004: Geometrical constraints on the evolution of ridged sea ice. *J. Geophys. Res.*, **109**, C06005, doi:10.1029/2003JC002251.
- Annamalai, H., K. Hamilton, and K.R. Sperber, 2007: South Asian summer monsoon and its relationship with ENSO in the IPCC AR4 simulations. *J. Clim.*, **20**, 1071-1083.
- Annan, J.D., J.C. Hargreaves, N.R. Edwards, and R. Marsh, 2005a: Parameter estimation in an intermediate complexity Earth System Model using an ensemble Kalman filter. *Ocean Modelling*, **8**, 135-154.
- Annan, J.D., et al., 2005b: Efficiently constraining climate sensitivity with palaeoclimate observations. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 181-184.
- Arakawa, A., 2004: The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *J. Clim.*, **17**, 2493-2525.
- Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Arora, V.K., 2001: Assessment of simulated water balance for continental-scale river basins in an AMIP 2 simulation. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14827-14842.
- Arora, V.K., and G.J. Boer, 2003: A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models. *Earth Interactions*, **7**, 1-19.
- Arzel, O., T. Fichefet, and H. Goosse, 2006: Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by the current AOGCMs. *Ocean Modelling*, **12**, 401-415.
- Babko, O., D.A. Rothrock, and G.A. Maykut, 2002: Role of rafting in the mechanical redistribution of sea ice thickness. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3113, doi:10.1029/1999JC000190.
- Baldwin, M.P., et al., 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179-229.
- Baldwin, M.P., et al., 2003: Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636-640.
- Balmaseda, M.A., M.K. Davey, and D.L.T. Anderson, 1995: Decadal and seasonal dependence of ENSO prediction skill. *J. Clim.*, **8**, 2705-2715.
- Barkstrom, B., et al., 1989: Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) archival and April 1985 results. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **70**, 1254-1262.
- Barnett, T.P., et al., 1999: Origins of midlatitude Pacific decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1453-1456.
- Bates, J.J., and D.L. Jackson, 2001: Trends in upper-tropospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1695-1698.
- Bauer, M., and A.D. Del Genio, 2006: Composite analysis of winter cyclones in a GCM: Influence on climatological humidity. *J. Clim.*, **19**, 1652-1672.
- Bauer, M., A.D. Del Genio, and J.R. Lanzante, 2002: Observed and simulated temperature humidity relationships: sensitivity to sampling and analysis. *J. Clim.*, **15**, 203-215.
- Bell, T.L., M.-D. Chou, R.S. Lindzen, and A.Y. Hou, 2002: Comments on "Does the Earth have an adaptive infrared iris?" Reply. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 598-600.
- Bengtsson, L.K., I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Clim.*, **19**, 3518-3543.
- Bernie, D., S.J. Woolnough, J.M. Slingo, and E. Guilyardi,

- 2005: Modelling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer. *J. Clim.*, **15**, 1190-1202.
- Bitz, C.M., and W.H. Lipscomb, 1999: An energy-conserving thermodynamic sea ice model for climate study. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15669-15677.
- Bitz, C.M., G. Flato, and J. Fyfe, 2002: Sea ice response to wind forcing from AMIP models. *J. Clim.*, **15**, 523-535.
- Bitz, C.M., M.M., Holland, A.J. Weaver, and M. Eby, 2001: Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 2441-2463.
- Blankenship, C.B., and T.T. Wilheit, 2001: SSM/T-2 measurements of regional changes in three-dimensional water vapour fields during ENSO events. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5239-5254.
- Bleck, R., 2002: An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, **4**, 55-88.
- Bleck, R., C. Rooth, D. Hu, and L.T. Smith, 1992: Salinity-driven thermocline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1486-1505.
- Boer, G.J., and B. Yu, 2003: Climate sensitivity and climate state. *Clim. Dyn.*, **21**, 167-176.
- Bonan, G.B., 1998: The land surface climatology of the NCAR land surface model (LSM 1.0) coupled to the NCAR Community Climate Model (CCM3). *J. Clim.*, **11**, 1307-1326.
- Bonan, G.B., K.W. Oleson, M. Vertenstein, and S. Levis, 2002: The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J. Clim.*, **15**, 3123-3149.
- Böing, C.W., et al., 1995: An overlooked problem in model simulations of the thermohaline circulation and heat transports in the Atlantic Ocean. *J. Clim.*, **8**, 515-523.
- Bony, S., and K.A. Emanuel, 2001: A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection: Evaluation using TOGA COARE data. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3158-3183.
- Bony, S., and J.-L. Dufresne, 2005: Marine boundary-layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(20), L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony, S., and K.A. Emanuel, 2005: On the role of moist processes in tropical intraseasonal variability: cloud-radiation and moisture-convection feedbacks. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2770-2789.
- Bony, S., K.-M. Lau, and Y.C. Sud, 1997: Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *J. Clim.*, **10**, 2055-2077.
- Bony, S., et al., 2004: On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Clim. Dyn.*, **22**, 71-86.
- Bony, S., et al., 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Clim.*, **19**, 3445-3482.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.*, **39**(9), 1544-1569.
- Boone, A., et al., 2004: The Rhone-Aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview. *J. Clim.*, **17**, 187-208.
- Boville, B.A., and W.J. Randel, 1992: Equatorial waves in a stratospheric GCM: Effects of resolution. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 785-801.
- Bowling, L.C., et al., 2003: Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e) 1: Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planet. Change*, **38**, 1-30.
- Boyle, J.S., et al., 2005: Diagnosis of Community Atmospheric Model 2 (CAM2) in numerical weather forecast configuration at Atmospheric Radiation Measurement (ARM) sites. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005042.
- Branstetter, M.L., 2001: *Development of a Parallel River Transport Algorithm and Application to Climate Studies*. PhD Dissertation, University of Texas, Austin, TX.
- Briegleb, B.P., et al., 2004: *Scientific Description of the Sea Ice Component in the Community Climate System Model, Version Three*. Technical Note TN-463STR, NTIS #PB2004-106574, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 75 pp.
- Broccoli, A.J., N.-C. Lau, and M.J. Nath, 1998: The cold ocean-warm land pattern: Model simulation and relevance to climate change detection. *J. Clim.*, **11**, 2743-2763.
- Broecker, W.S., 1997: Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*, **278**, 1582-1588.
- Brognez, H., R. Roca, and L. Picon, 2005: Evaluation of the distribution of subtropical free tropospheric humidity in AMIP-2 simulations using METEOSAT water vapour channel data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19708, doi:10.1029/2005GL024341.
- Brovkin, V., et al., 2002: Carbon cycle, vegetation and climate dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 model. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1139, doi:10.1029/2001GB001662.
- Brovkin, V., et al., 2006: Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity. *Clim. Dyn.*, **26**, 587-600, doi:10.1007/s00382-005-0092-6.
- Bryan, F.O., et al., 2006: Response of the North Atlantic thermohaline circulation and ventilation to increasing carbon dioxide in CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2382-2397.
- Burke, E.J., S.J. Brown, and N. Christidis, 2006: Modelling the recent evolution of global drought and projections for the 21st century with the Hadley Centre climate model. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 1113-1125.
- Cai, M., 2005: Dynamical amplification of polar warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22710, doi:10.1029/2005GL024481.
- Cai, W.J., and P.H. Whetton, 2000: Evidence for a time-varying pattern of greenhouse warming in the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(16), 2577-2580.
- Cai, W.J., P.H. Whetton, and D.J. Karoly, 2003: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO₂. *J. Clim.*, **16**, 1525-1538.
- Calov, R., et al., 2002: Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(24), 2216,

- doi:10.1029/2002GL016078.
- Calov, R., et al., 2005: Transient simulation of the last glacial inception. Part I: Glacial inception as a bifurcation of the climate system. *Clim. Dyn.*, **24**(6), 545–561.
- Camargo, S., A.G. Barnston, and S.E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation models. *Tellus*, **57A**, 589–604.
- Carnell, R., and C. Senior, 1998: Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *Clim. Dyn.*, **14**, 369–383.
- Cassou, C., L. Terray, J.W. Hurrell, and C. Deser, 2004: North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J. Clim.*, **17**, 1055–1068.
- Castanheira, J.M., and H.-F. Graf, 2003: North Pacific–North Atlantic relationships under stratospheric control? *J. Geophys. Res.*, **108**, 4036, doi:10.1029/2002JD002754.
- Cattle, H., and J. Crossley, 1995: Modelling Arctic climate change. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **352**, 201–213.
- Cess, R.D., 1975: Global climate change: an investigation of atmospheric feedback mechanisms. *Tellus*, **27**, 193–198.
- Cess, R.D., et al., 1989: Interpretation of cloud–climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, **245**, 513–516.
- Chambers, L.H., B. Lin, and D.F. Young, 2002: Examination of new CERES data for evidence of tropical Iris feedback. *J. Clim.*, **15**, 3719–3726.
- Chang, F.-L., and Z. Li, 2005: A comparison of the global surveys of high, mid and low clouds from satellite and general circulation models. In: *Proceedings of the fifteenth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, Daytona Beach, Florida, 14–18 March 2005*. Atmospheric Radiation Measurement Program, US Department of Energy, Washington, DC, <http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf15/>
- Chapman, W.L., and J. E. Walsh, 2007: Simulations of arctic temperature and pressure by global coupled models. *J. Clim.*, **20**, 609–632.
- Chen, D., S.E. Zebiak, A.J. Busalacchi, and M.A. Cane, 1995: An improved procedure for El Niño forecasting. *Science*, **269**, 1699–1702.
- Chen, J., B.E. Carlson, and A.D. Del Genio, 2002: Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. *Science*, **295**, 838–841.
- Chen, T.-C., and J.-H. Yoon, 2002: Interdecadal variation of the North Pacific wintertime blocking. *Mon. Weather Rev.*, **130**, 3136–3143.
- Chin, M., et al., 2002: Tropospheric aerosol optical thickness from GOCART model and comparisons with satellite and sun photometer measurements. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 461–483.
- Chou, M.-D., R.S. Lindzen, and A.Y. Hou, 2002: Reply to: “Tropical cirrus and water vapor: An effective Earth infrared iris feedback?”. *Atmos. Chem. Phys.*, **2**, 99–101.
- Chung, E.S., B.J. Sohn, and V. Ramanathan, 2004: Moistening processes in the upper troposphere by deep convection: a case study over the tropical Indian Ocean. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**, 959–965.
- Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 663–693.
- Clark, P.U., N.G. Pisias, T.F. Stocker, and A.J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**, 863–869.
- Claussen, M., 1998: On multiple solutions of the atmosphere–vegetation system in present-day climate. *Global Change Biol.*, **4**, 549–559.
- Claussen, M., 2005: *Table of EMICs (Earth System Models of Intermediate Complexity)*. PIK Report 98, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, Germany, 55 pp, <http://www.pik-potsdam.de/emics>.
- Claussen, M., et al., 2002: Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*, **18**, 579–586.
- Collins, M., S.F.B. Tett, and C. Cooper, 2001: The internal climate variability of HadCM3, a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.*, **17**, 61–81.
- Collins, M., D. Frame, B. Sinha, and C. Wilson, 2002: How far ahead could we predict El Niño? *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), 1492, doi:10.1029/2001GL013919.
- Collins, W.D., et al., 2004: *Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3.0)*. Technical Note TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 214 pp.
- Collins, W.D., et al., 2006: The Community Climate System Model: CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2122–2143.
- Colman, R.A., 2001: On the vertical extent of atmospheric feedbacks. *Clim. Dyn.*, **17**, 391–405.
- Colman, R.A., 2003a: A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Clim. Dyn.*, **20**, 865–873.
- Colman, R.A., 2003b: Seasonal contributions to climate feedbacks. *Clim. Dyn.*, **20**, 825–841.
- Colman, R.A., 2004: On the structure of water vapour feedbacks in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21109, doi:10.1029/2004GL020708.
- Cook, K.H., and E.K. Vizy, 2006: Coupled model simulations of the West African monsoon system: 20th century simulations and 21st century predictions. *J. Clim.*, **19**, 3681–3703.
- Cox, P., 2001: *Description of the “TRIFFID” Dynamic Global Vegetation Model*. Technical Note 24, Hadley Centre, United Kingdom Meteorological Office, Bracknell, UK.
- Cox, P.M., et al., 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, **15**, 183–203.
- Cox, P.M., et al., 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**, 184–187.
- Cox, P.M., et al., 2004: Amazonian forest dieback under climate–carbon cycle projections for the 21st century. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 137–156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.

- Cramer, W., et al., 2001: Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biol.*, **7**, 357-373.
- Crucifix, M., 2005: Carbon isotopes in the glacial ocean: A model study. *Paleoceanography*, **20**, PA4020, doi:10.1029/2005PA001131.
- Crucifix, M., and A. Berger, 2002: Simulation of ocean-ice sheet interactions during the last deglaciation. *Paleoceanography*, **17**(4), 1054, doi:10.1029/2001PA000702.
- Crucifix, M., et al., 2002: Climate evolution during the Holocene: A study with an Earth system model of intermediate complexity. *Clim. Dyn.*, **19**, 43-60, doi:10.1007/s00382-001-0208-6.
- CSMD (Climate System Modeling Division), 2005: An introduction to the first general operational climate model at the National Climate Center. *Advances in Climate System Modeling*, 1, National Climate Center, China Meteorological Administration, 14 pp (in English and Chinese).
- Cubasch, U., et al., 2001: Projections of future climate changes. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 525-582.
- da Silva, A.M., C.C. Young, and S. Levitus, 1994: *Atlas of Surface Marine Data 1994, NOAA Atlas NESDIS 6*. NOAA/NESDIS E/OC21 (6 Volumes). US Department of Commerce, National Oceanographic Data Center, User Services Branch, Washington, DC.
- Dai, A., 2006: Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J. Clim.*, **19**, 4605-4630.
- Dai, A., K.E. Trenberth, and T. Qian, 2004: A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130. PDSI data: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/pdsi.html>.
- Danabasoglu, G., J.C. McWilliams, and P.R. Gent, 1995: The role of mesoscale tracer transports in the global ocean circulation. *Science*, **264**, 1123-1126.
- D'Andrea, F., et al., 1998: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. *Clim. Dyn.*, **14**(6), 385-407.
- Dargaville, R.J., et al., 2002: Evaluation of terrestrial carbon cycle models with atmospheric CO₂ measurements: Results from transient simulations considering increasing CO₂, climate, and land-use effects. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, 1092, doi:10.1029/2001GB001426.
- Davey, M., et al., 2002: STOIC: A study of coupled GCM climatology and variability in tropical ocean regions. *Clim. Dyn.*, **18**, 403-420, doi:10.1007/s00382-001-0188-6.
- Del Genio, A.D., and A.B. Wolf, 2000: The temperature dependence of the liquid water path of low clouds in the southern great plains. *J. Clim.*, **13**, 3465-3486.
- Del Genio, A.D., and W. Kovari, 2002: Climatic properties of tropical precipitating convection under varying environmental conditions. *J. Clim.*, **15**, 2597-2615.
- Del Genio, A.D., A. Wolf, and M.-S. Yao, 2005a: Evaluation of regional cloud feedbacks using single-column models. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S13, doi:10.1029/2004JD005011.
- Del Genio, A.D., W. Kovari, M.-S. Yao, and J. Jonas, 2005b: Cumulus microphysics and climate sensitivity. *J. Clim.*, **18**, 2376-2387, doi:10.1175/JCLI3413.1.
- Delire, C., J.A. Foley, and S. Thompson, 2003: Evaluating the carbon cycle of a coupled atmosphere-biosphere model. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**, 1012, doi:10.1029/2002GB001870.
- Delworth, T.L., and M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**(9), 661-676.
- Delworth, T., S. Manabe, and R.J. Stouffer, 1993: Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Clim.*, **6**, 1993-2011.
- Delworth, T.L., V. Ramaswamy, and G.L. Stenchikov, 2005: The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24709, doi:10.1029/2005GL024457.
- Delworth, T., et al., 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models - Part 1: Formulation and simulation characteristics. *J. Clim.*, **19**, 643-674.
- Déué M., C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle, 1994: The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modeling. *Clim. Dyn.*, **10**, 249-266.
- Derber, J., and A. Rosati, 1989: A global oceanic data assimilation system. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**(9), 1333-1347.
- Deser, C., A.S. Phillips, and J.W. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Clim.*, **17**, 3109-3124.
- Dessler, A.E., and S.C. Sherwood, 2000: Simulations of tropical upper tropospheric humidity. *J. Geophys. Res.*, **105**, 20155-20163.
- Diansky, N.A., and E.M. Volodin, 2002: Simulation of the present-day climate with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, **38**, 732-747 (English translation).
- Diansky, N.A., A.V. Bagno, and V.B. Zalesny, 2002: Sigma model of global ocean circulation and its sensitivity to variations in wind stress. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, **38**, 477-494 (English translation).
- Dirmeyer, P.A., 2001: An evaluation of the strength of land-atmosphere coupling. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 329-344.
- Dong, M., et al., 2000: Developments and implications of the atmospheric general circulation model. In: *Investigations on the Model System of the Short-Term Climate Predictions* [Ding, Y., et al. (eds.)]. China Meteorological Press, Beijing, China, pp. 63-69 (in Chinese).
- Doutriaux-Boucher, M., and J. Quaa, 2004: Evaluation of cloud thermodynamic phase parametrizations in the LMDZ GCM by using POLDER satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06126, doi:10.1029/2003GL019095.
- Douville, H., 2001: Influence of soil moisture on the Asian and African Monsoons. Part II: interannual variability. *J.*

- Clim.*, **15**, 701–720.
- Douville, H., J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. *Clim. Dyn.*, **12**, 21–35.
- Drange, H., et al., 2005: Ocean general circulation modelling of the Nordic Seas. In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* [Drange, H., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 158, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 199–220.
- Driesschaert, E., 2005: *Climate Change over the Next Millennia Using LOVECLIM, a New Earth System Model Including Polar Ice Sheets*. PhD Thesis, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgium, 214 pp, <http://edoc.bib.ucl.ac.be:81/ETD-db/collection/available/BelnUcetd-10172005-185914/>.
- Ducharne, A., et al., 2003: Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *J. Hydrol.*, **280**, 207–228.
- 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), doi:10.1029/2001GL013777.
- Düënil, L., and E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: *Advances in Theoretical Hydrology: A Tribute to James Dooge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, Vol. 1* [O’Kane, J.P. (ed.)]. Elsevier Press, Amsterdam, pp. 129–157.
- Durman, C.F., et al., 2001: A comparison of extreme European daily precipitation simulated by a global model and regional climate model for present and future climates. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1005–1015.
- Edwards, N.R., and R.J. Marsh, 2005: Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-D ocean-climate model. *Clim. Dyn.*, **24**, 415–433, doi:10.1007/s00382-004-0508-8.
- Emanuel, K.A., and M. Zivkovic-Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1766–1782.
- Emori, S., A. Hasegawa, T. Suzuki, and K. Dairaku, 2005: Validation, parameterization dependence and future projection of daily precipitation simulated with an atmospheric GCM. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06708, doi:10.1029/2004GL022306.
- Essery, R.H., and J. Pomeroy, 2004: Vegetation and topographic control of wind-blown snow distributions in distributed and aggregated simulations. *J. Hydrometeorol.*, **5**(5), 735–744.
- Essery, R., M. Best, and P. Cox, 2001: *MOSES 2.2 Technical Documentation*. Hadley Centre Technical Note No. 30, Hadley Centre for Climate Prediction and Research, UK Met Office, Exeter, UK, <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>.
- Essery, R.H., J. Pomeroy, J. Parvianen, and P. Storck, 2003: Sublimation of snow from boreal forests in a climate model. *J. Clim.*, **16**, 1855–1864.
- Etchevers, P., et al., 2004: Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Ann. Glaciol.*, **38**, 150–158.
- Farrara, J.D., C.R. Mechoso, and A.W. Robertson, 2000: Ensembles of AGCM two-tier predictions and simulations of the circulation anomalies during winter 1997–1998. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3589–3604.
- Felzer, B., et al., 2005: Global and future implications of ozone on net primary production and carbon sequestration using a biogeochemical model. *Clim. Change*, **73**, 345–373.
- fichefet, T., and M.A. Morales Maqueda, 1997: Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12609–12646.
- fichefet, T., et al., 2003: Implications of changes in freshwater flux from the Greenland ice sheet for the climate of the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(17), 1911, doi:10.1029/2003GL017826.
- fiorino, M., 1997: *PCMDI IPCC ’95 AMIP Analysis: Observations used in the analysis*. PCMDI Web. Rep., Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, <http://www-pcmdi.llnl.gov/obs/ipcc/ipcc.obs.dat.htm>.
- Flato, G.M., 2004: Sea-ice and its response to CO₂ forcing as simulated by global climate models. *Clim. Dyn.*, **23**, 229–241, doi:10.1007/s00382004-0436-7.
- Flato, G.M., 2005: *The Third Generation Coupled Global Climate Model (CGCM3)* (and included links to the description of the AGCM3 atmospheric model). <http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm3.shtml>.
- Flato, G.M., and W.D. Hibler, 1992: Modeling pack ice as a cavitating fluid. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 626–651.
- Flato, G.M., and G.J. Boer, 2001: Warming asymmetry in climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 195–198.
- Flugel, M., P. Chang, and C. Penland, 2004: The role of stochastic forcing in modulating ENSO predictability. *J. Clim.*, **17**(16), 3125–3140.
- Folkens, I., K.K. Kelly, and E.M. Weinstock, 2002: A simple explanation of the increase in relative humidity between 11 and 14 km in the tropics. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2002JD002185.
- Folland, C.K., T.K. Palmer, and D.E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature*, **320**, 602–607.
- Forster, P.M. de F., and K.P. Shine, 2002: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapour. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, doi:10.1029/2001GL013909.
- Forster, P.M. de F., and M. Collins, 2004: Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo cooling. *Clim. Dyn.*, **23**, 207–214.
- Forster, P.M. de F., and K.E. Taylor, 2006: Climate forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations. *J. Clim.*, **19**, 6181–6194.
- Frei, A., J. Miller, and D. Robinson, 2003: Improved simulations of snow extent in the second phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-2). *J. Geophys. Res.*, **108**(D12), 4369, doi:10.1029/2002JD003030.
- Frei, A., J.A. Miller, R. Brown, and D.A. Robinson, 2005: Snow mass over North America: observations and results from the second phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-2). *J. Hydrometeorol.*, **6**, 681–695.
- Frich, P., et al., 2002: Observed coherent changes in climatic

- extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Friedlingstein, P., et al., 2001: Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(8), 1543-1546.
- 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., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis, results from the C4MIP model intercomparison. *J. Clim.*, **19**, 3337- 3353.
- Friend, A.D., and N.Y. Kiang, 2005: Land surface model development for the GISS GCM: Effects of improved canopy physiology on simulated climate. *J. Clim.*, **18**, 2883-2902.
- Fu, Q., M. Baker, and D.L. Hartmann, 2002: Tropical cirrus and water vapour: an effective Earth infrared iris? *Atmos. Chem. Phys.*, **2**, 31-37.
- Fu, Q., C.M. Johanson, S.G. Warren, and D.J. Seidel, 2004: Contribution of stratospheric cooling to satellite-inferred tropospheric temperature trends. *Nature*, **429**, 55-58.
- Furevik, T., et al., 2003: Description and evaluation of the Bergen climate model: ARPEGE coupled with MICOM. *Clim. Dyn.*, **21**, 27-51.
- Fyfe, J.C., G.J. Boer, and G.M. Flato, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1601-1604.
- Galin, V. Ya., E.M. Volodin, and S.P. Smyshliaev, 2003: Atmospheric general circulation model of INM RAS with ozone dynamics. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, **5**, 13-22.
- Gallé, H., et al., 1991: Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorally averaged climate-ice sheet model. Part I: The climate model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 13139-13161.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch, 2000: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, **408**, 453-457.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch, 2003: Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment. *J. Clim.*, **16**, 696-705.
- Gates, W.L., et al., 1999: An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 29-55.
- Geng, Q., and M. Sugi, 2003: Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols-Study with a high-resolution AGCM. *J. Clim.*, **16**, 2262-2274.
- Gent, P.R., 2001: Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21st century? *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1023-1026.
- Gent, P.R., J. Willebrand, T.J. McDougall, and J.C. McWilliams, 1995: Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 463-474.
- Gerber, S., et al., 2003: Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Clim. Dyn.*, **20**, 281-299.
- Gerten, D., et al., 2004: Terrestrial vegetation and water balance- hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *J. Hydrol.*, **286**, 249-270.
- Gettelman, A., J.R. Holton, and A.R. Douglass, 2000: Simulations of water vapor in the lower stratosphere and upper troposphere. *J. Geophys. Res.*, **105**, 9003-9023.
- GFDL GAMDT (The GFDL Global Atmospheric Model Development Team), 2004: The new GFDL global atmosphere and land model AM2LM2: Evaluation with prescribed SST simulations. *J. Clim.*, **17**, 4641- 4673.
- Ghan, S.J., R. Easter, J. Hudson, and F.-M. Brén, 2001a: Evaluation of aerosol indirect radiative forcing in MIRAGE. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5317-5334.
- Ghan, S.J., et al., 2001b: Evaluation of aerosol direct radiative forcing in MIRAGE. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5295-5316.
- Gillett, N.P., 2005: Northern Hemisphere circulation. *Nature*, **437**, 496.
- Gillett, N.P., and D.W.J. Thompson, 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273-275.
- Giorgetta, M.A., E. Manzini, and E. Roeckner, 2002: Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1245, doi:10.1029/2002GL014756.
- Giorgetta M.A., et al., 2006: Climatology and forcing of the quasi-biennial oscillation in the MAECHAM5 model. *J. Clim.*, **19**, 3882-3901.
- Gleckler, P.J., K.R. Sperber, and K. AchutaRao, 2006a: The annual cycle of global ocean heat content: observed and simulated. *J. Geophys. Res.*, **111**, C06008, doi:10.1029/2005JC003223.
- Gleckler, P.J., et al., 2006b: Krakatoa's signature persists in the ocean. *Nature*, **439**, 675, doi:10.1038/439675a.
- Gnanadesikan, A., et al., 2004: GFDL's CM2 global coupled climate models-Part 2: The baseline ocean simulation. *J. Clim.*, **19**, 675-697.
- Goldenberg, S.B., C.W. Landsea, A.M. Mestas-Nunez, and W.M. Gray, 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, **293**, 474-479.
- Goosse, H., and T. Fichefet, 1999: Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: A model study. *J. Geophys. Res.*, **104**, 23337-23355.
- Goosse, H., F.M. Seltin, R.J. Haarsma, and J.D. Opsteegh, 2003: Large sea-ice volume anomalies simulated in a coupled climate model. *Clim. Dyn.*, **20**, 523-536, doi:10.1007/s00382-002-0290-4.
- Goosse, H., et al., 2002: Potential causes of abrupt climate events: a numerical study with a three-dimensional climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(18), 1860, doi:10.1029/2002GL014993.
- Gordon, C., et al., 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.*, **16**, 147-168.
- Gordon, H.B., et al., 2002: *The CSIRO Mk3 Climate System Model*. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper No. 60, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Atmospheric Research, Aspendale, Victoria, Australia, 130 pp, http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/gordon_2002a.pdf.

- Gordon, N.D., J.R. Norris, C.P. Weaver, and S.A. Klein, 2005: Cluster analysis of cloud regimes and characteristic dynamics of midlatitude synoptic systems in observations and a model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S17, doi:10.1029/2004JD005027.
- Govindasamy, B., et al., 2005: Increase of the carbon cycle feedback with climate sensitivity: results from a coupled and carbon climate and carbon cycle model. *Tellus*, **57B**, 153-163.
- Graham, R.J., et al., 2005: A performance comparison of coupled and uncoupled versions of the Met Office seasonal prediction general circulation model. *Tellus*, **57A**, 320-339.
- Greenwald, T.J., G.L. Stephens, S.A. Christopher, and T.H.V. Haar, 1995: Observations of the global characteristics and regional radiative effects of marine cloud liquid water. *J. Clim.*, **8**, 2928-2946.
- Gregory, D., et al., 2000: Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF Integrated Forecasting System. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1685-1710.
- Gregory, J.M., et al., 2002: An observationally based estimate of the climate sensitivity. *J. Clim.*, **15**, 3117-3121.
- Gregory, J.M., et al., 2005: A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- Griffies, S.M., 2004: *Fundamentals of Ocean Climate Models*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 496 pp.
- Guilyardi, E., et al., 2004: Representing El Niño in coupled ocean-atmosphere GCMs: the dominant role of the atmospheric component. *J. Clim.*, **17**, 4623-4629.
- Gutowski, W.J., et al., 2004: Diagnosis and attribution of a seasonal precipitation deficit in a US regional climate simulation. *J. Hydrometeorol.*, **5**(1), 230-242.
- Hagemann, S., 2002: *An Improved Land Surface Parameter Dataset for Global and Regional Climate Models*. Max Planck Institute for Meteorology Report 162, MPI for Meteorology, Hamburg, Germany, 21 pp.
- Hagemann, S., and L. Dünenil-Gates, 2001: Validation of the hydrological cycle of ECMWF and NCEP reanalyses using the MPI hydrological discharge model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 1503-1510.
- Hall, A., 2004: The role of surface albedo feedback in climate. *J. Clim.*, **17**, 1550-1568.
- Hall, A., and S. Manabe, 1999: The role of water vapour feedback in unperturbed climate variability and global warming. *J. Clim.*, **12**, 2327-2346.
- Hall, A., and R.J. Stouffer, 2001: An abrupt climate event in a coupled ocean-atmosphere simulation without external forcing. *Nature*, **409**(6817), 171-174.
- Hall, A., and M. Visbeck, 2002: Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the annular mode. *J. Clim.*, **15**, 3043-3057.
- Hall, A., and X. Qu, 2006: Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03502, doi:10.1029/2005GL025127.
- Hall, M.M., and H.L. Bryden, 1982: Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep Sea Res.*, **29**, 339-359.
- Hamilton, K., R.J. Wilson, and R.S. Hemler, 2001: Spontaneous stratospheric QBO-like oscillations simulated by the GFDL SKYHI general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3271-3292.
- Hannachi, A., and A. O'Neill, 2001: Atmospheric multiple equilibria and non-Gaussian behaviour in model simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 939-958.
- Hansen, J., et al., 1984: Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms. *Meteorol. Monogr.*, **29**, 130-163.
- Hanson, C.E., J.P. Palutikof, and T.D. Davies, 2004: Objective cyclone climatologies of the North Atlantic - a comparison between the ECMWF and NCEP Reanalyses. *Clim. Dyn.*, **22**, 757-769.
- Harder, M., 1996: *Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis*. PhD Thesis, Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany, 124 pp.
- Hargreaves, J.C., J.D. Annan, N.R. Edwards, and R. Marsh, 2004: An efficient climate forecasting method using an intermediate complexity Earth System Model and the ensemble Kalman filter. *Clim. Dyn.*, **23**, 745-760.
- Harrison, E.F., et al., 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18687-18703.
- Harrison, H., 2002: Comments on "Does the Earth have an adaptive infrared iris?". *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 597.
- Hartmann, D.L., and K. Larson, 2002: An important constraint on tropical cloud-climate feedback. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(20), 1951-1954.
- Hartmann, D.L., and M.L. Michelsen, 2002: No evidence for iris. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 249-254.
- Hartmann, D.L., M.E. Ockert-Bell, and M.L. Michelsen, 1992: The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. *J. Clim.*, **5**, 1281-1304.
- Harvey, D., et al., 1997: *An Introduction to Simple Climate Models Used in the IPCC Second Assessment Report*. IPCC Technical Paper 2 [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, D.J. Griggs, and K. Maskell (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 51 pp.
- Hasumi, H., 2002a: Sensitivity of the global thermohaline circulation to interbasin freshwater transport by the atmosphere and the Bering Strait throughflow. *J. Clim.*, **15**, 2516-2526.
- Hasumi, H., 2002b: Modeling the global thermohaline circulation. *J. Oceanogr.*, **58**, 25-33.
- Hasumi, H., and N. Sugihara, 1999: Effects of locally enhanced vertical diffusivity over rough bathymetry on the world ocean circulation. *J. Geophys. Res.*, **104**, 23367-23374.
- Hazeleger, W., et al., 2001: Decadal upper ocean temperature variability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **106**(C5), 8971-8988.
- Held, I.M., and B.J. Soden, 2000: Water vapour feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **25**, 441-475.
- Henderson-Sellers, A., P. Irannejad, K. McGuffie, and A.J. Pitman, 2003: Predicting land-surface climates - better skill or moving targets? *Geophys. Res. Lett.*, **30**(14), 1777

- 1780.
- Henderson-Sellers, A., K. McGuffise, D. Noone, and P. Irannejad, 2004: Using stable water isotopes to evaluate basin-scale simulations of surface water budgets. *J. Hydrometeorol.*, **5**(5), 805-822.
- Hendon, H.H., 2000: Impact of air-sea coupling on the Madden-Julian oscillation in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3939-3952.
- Hendon, H.H., 2005: Air sea interaction. In: *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System* [Lau, W.K.M., and D.E. Waliser (eds.)]. Praxis Publishing, 436 pp.
- Hewitt, C.D., C.S. Senior, and J.F.B. Mitchell, 2001: The impact of dynamic sea-ice on the climate sensitivity of a GCM: a study of past, present and future climates. *Clim. Dyn.*, **17**, 655-668.
- Heymsfield, A.J., and L. Donner, 1990: A scheme for parameterizing ice-cloud water content in general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1865-1877.
- Hibler, W.D., 1979: A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 817-846.
- Hirst, A.C., 1999: The Southern Ocean response to global warming in the CSIRO coupled ocean-atmosphere model. *Environ. Model. Software*, **14**, 227-241.
- Hodges, K.I., B.J. Hoskins, J. Boyle, and C. Thorncroft, 2003: A comparison of recent reanalysis data sets using objective feature tracking: storm tracks and tropical easterly waves. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 2012-2037.
- Hodges, K.: Feature based diagnostics from ECMWF/NCEP Analyses and AMIP II: Model Climatologies. In: *The Second Phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP2)* [Gleckler, P. (ed.)]. Proceedings of the WCRP/WGNE Workshop, Toulouse, France, pp. 201-204.
- Holland, M.M., and C.M. Bitz, 2003: Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim. Dyn.*, **21**, 221-232, doi:10.1007/s00382-0030332-6.
- Holland, M.M., and M. Raphael, 2006: Twentieth century simulation of the Southern Hemisphere climate in coupled models. Part II: sea ice conditions and variability. *Clim. Dyn.*, **26**, 229-245, doi:10.1007/s00382005-0087-3.
- Horinouchi, T., 2002: Mesoscale variability of tropical precipitation: Validation of satellite estimates of wave forcing using TOGA COARE radar data. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2428-2437.
- Horinouchi, T., and S. Yoden, 1998: Wave-mean flow interaction associated with a QBO-like oscillation simulated in a simplified GCM. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 502-526.
- Horinouchi, T., et al., 2003: Tropical cumulus convection and upward-propagating waves in middle-atmospheric GCMs. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2765-2782.
- Hoskins, B.J., and K.I. Hodges, 2002: New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1041-1061.
- Hoskins, B.J., and K.I. Hodges, 2005: New perspectives on the Southern Hemisphere storm tracks. *J. Clim.*, **18**, 4108-4129.
- Hourdin, F., et al., 2006: The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, **27**, 787-813.
- Hovine, S., and T. Fichefet, 1994: A zonally averaged, three-basin ocean circulation model for climate studies. *Clim. Dyn.*, **15**, 1405-1413.
- Hsu, C.J., and F. Zwiers, 2001: Climate change in recurrent regimes and modes of atmospheric variability. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20145-20160.
- Hu, A.X., G.A. Meehl, W.M. Washington, and A. Dai, 2004: Response of the Atlantic thermohaline circulation to increased atmospheric CO₂ in a coupled model. *J. Clim.*, **17**, 4267-4279.
- Huang, X., B.J. Soden, and D.L. Jackson, 2005: Interannual co-variability of tropical temperature and humidity: A comparison of model, reanalysis data and satellite observation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17808, doi:10.1029/2005GL023375.
- Hunke, E.C., and J.K. Dukowicz, 1997: An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849-1867.
- Hunke, E.C., and J.K. Dukowicz, 2002: The Elastic-Viscous-Plastic sea ice dynamics model in general orthogonal curvilinear coordinates on a sphere—Effect of metric terms. *Mon. Weather Rev.*, **130**, 1848-1865.
- Hunke, E.C., and J.K. Dukowicz, 2003: *The Sea Ice Momentum Equation in the Free Drift Regime*. Technical Report LA-UR-03-2219, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM.
- Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, A.S. Phillips, and T. Xu, 2004: Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: assessing determinism. *Clim. Dyn.*, **23**, 371-389.
- Hutchings, J.K., H. Jasak, and S.W. Laxon, 2004: A strength implicit correction scheme for the viscous-plastic sea ice model. *Ocean Modelling*, **7**, 111-133.
- Huybrechts, P., 2002: Sea-level changes at the LGM from ice-dynamics reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 203-231.
- Huybrechts, P., I. Janssens, C. Poncin, and T. Fichefet, 2002: The response of the Greenland ice sheet to climate changes in the 21st century by interactive coupling of an AOGCM with a thermomechanical ice sheet model. *Ann. Glaciol.*, **35**, 409-415.
- Iacobellis, S.F., G.M. McFarquhar, D.L. Mitchell, and R.C.J. Somerville, 2003: The sensitivity of radiative fluxes to parameterized cloud microphysics. *J. Clim.*, **16**, 2979-2996.
- Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, and S.A. Clough, 2003: Evaluation of upper tropospheric water vapor in the NCAR Community Climate Model, CCM3, using modeled and observed HIRS radiances. *J. Geophys. Res.*, **108**(D2), 4037, doi:10.1029/2002JD002539.
- Inamdar, A.K., and V. Ramanathan, 1998: Tropical and global scale interactions among water vapour, atmospheric greenhouse effect, and surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32177-32194.
- Ingram, W.J., 2002: On the robustness of the water vapor feedback: GCM vertical resolution and formulation. *J. Clim.*, **15**, 917-921.
- Inness, P.M., and J.M. Slingo, 2003: Simulation of the MJO in

- a coupled GCM. I: Comparison with observations and atmosphere-only GCM. *J. Clim.*, **16**, 345–364.
- Inness, P.M., J.M. Slingo, E. Guilyardi, and J. Cole, 2003: Simulation of the MJO in a coupled GCM. II: The role of the basic state. *J. Clim.*, **16**, 365–382.
- Iorio, J.P., et al., 2004: Effects of model resolution and subgrid scale physics on the simulation of precipitation in the continental United States. *Clim. Dyn.*, **23**, 243–258, doi:10.1007/s00382-004-0440-y.
- Jaeger, L., 1976: *Monatskarten des Niederschlags für die Ganze Erde*. Ber. Deutsche Wetterdienstes 139, Germany, 38 pp.
- Jakob, C., and G. Tselioudis, 2003: Objective identification of cloud regimes in the tropical western pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018367.
- Jennings, R.L., 1975: *Data Sets for Meteorological Research*. NCAR-TN/ 1A, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 156 pp.
- Ji, M., A. Leetmaa, and V.E. Kousky, 1996: Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Centers for Environmental Prediction. *J. Clim.*, **9**, 3105–3120.
- Jin, X.Z., X.H. Zhang, and T.J. Zhou, 1999: Fundamental framework and experiments of the third generation of the IAP/LASG World Ocean General Circulation Model. *Adv. Atmos. Sci.*, **16**, 197–215.
- Johns, T.C., et al., 2006: The new Hadley Centre climate model HadGEM1: Evaluation of coupled simulations. *J. Clim.*, **19**, 1327–1353.
- Jones, C.D., et al., 2005: Systematic optimisation and climate simulation of FAMOUS, a fast version of HadCM3. *Clim. Dyn.*, **25**, 189–204.
- Jones, P.D., 1988: Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987. *J. Clim.*, **1**, 654–660.
- Jones, P.D., et al., 1999: Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Rev. Geophys.*, **37**, 173–199.
- Joos, F., et al., 1999: Global warming and marine carbon cycle feedbacks on future atmospheric CO₂. *Science*, **284**, 464–467.
- Joos, F., et al., 2001: Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the IPCC emission scenarios. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 891–907.
- Joshi, M., et al., 2003: A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Clim. Dyn.*, **20**, 843–854.
- Jungclaus, J.H., et al., 2006: Ocean circulation and tropical variability in the AOGCM ECHAM5/MPI-OM. *J. Clim.*, **19**, 3952–3972.
- K-1 Model Developers, 2004: *K-1 Coupled Model (MIROC) Description*. K-1 Technical Report 1 [Hasumi, H., and S. Emori (eds.)]. Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 34 pp., <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kanamitsu, M., et al., 2002: NCEP dynamical seasonal forecast system 2000. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1019–1037.
- Kattsov, V., and E. Kälé, 2005: Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic. In: *Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 99–150.
- Kemball-Cook, S., B. Wang, and X. Fu, 2002: Simulation of the intraseasonal oscillation in ECHAM-4 model: The impact of coupling with an ocean model. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1433–1453.
- Khairoutdinov, M., D. Randall, and C. DeMott, 2005: Simulations of the atmospheric general circulation using a cloud-resolving model as a superparameterization of physical processes. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2136–2154.
- Kharin, V.V., F.W. Zwiers, and X. Zhang, 2005: Intercomparison of near surface temperature and precipitation extremes in AMIP-2 simulations, reanalyses and observations. *J. Clim.*, **18**(24), 5201–5223.
- Kiehl, J.T., and P.R. Gent, 2004: The Community Climate System Model, Version 2. *J. Clim.*, **17**, 3666–3682.
- Kiehl, J.T., et al., 1998: The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Clim.*, **11**, 1131–1149.
- Kiktev, D., D.M.H. Sexton, L. Alexander, and C.K. Folland, 2003: Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. *J. Clim.*, **16**(22), 3560–3571.
- Kim, S.-J., G.M. Flato, G.J. Boer, and N.A. McFarlane, 2002: A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1: Transient multi-decadal response. *Clim. Dyn.*, **19**, 515–537.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama, and S. Emori, 2005: Projected changes in precipitation characteristics near Japan under the global warming. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 85–88, doi: 10.2151/sola.2005-023.
- Kinne, S., et al., 2003: Monthly averages of aerosol properties: A global comparison among models, satellite, and AERONET ground data. *J. Geophys. Res.*, **108**(D20), 4634, doi:10.1029/2001JD001253.
- Kirtman, B.P., 2003: The COLA anomaly coupled model: Ensemble ENSO prediction. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 2324–2341.
- Kirtman, B.P., and P.S. Schopf, 1998: Decadal variability in ENSO predictability and prediction. *J. Clim.*, **11**, 2804–2822.
- Kirtman, B.P., K. Pegion, and S. Kinter, 2005: Internal atmospheric dynamics and tropical indo-pacific climate variability. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2220–2233.
- Kleeman, R., Y. Tang, and A.M. Moore, 2003: The calculation of climatically relevant singular vectors in the presence of weather noise as applied to the ENSO problem. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2856–2868.
- Kleidon, A., 2004: Global datasets of rooting zone depth inferred from inverse methods. *J. Clim.*, **17**, 2714–2722.
- Kleidon, A., K. Fraedrich, and M. Heimann, 2000: A green planet versus a desert world: estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Clim. Change*, **44**, 471–493.
- Klein, S.A., and D.L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Clim.*, **6**, 1587–1606.
- Klein, S.A., and C. Jakob, 1999: Validation and sensitivities of

- frontal clouds simulated by the ECMWF model. *Mon. Weather Rev.*, **127**, 2514–2531.
- Knight, J.R., et al., 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Knutson, T.R., and R.E. Tuleya, 1999: Increased hurricane intensities with CO₂-induced global warming as simulated using the GFDL hurricane prediction system. *Clim. Dyn.*, **15**(7), 503–519.
- Knutson, T.R., and R.E. Tuleya, 2004: Impact of CO₂-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *J. Clim.*, **17**, 3477–3495.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos, and G.K. Plattner, 2002: Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature*, **416**, 719–723.
- Knutti, R., G.A. Meehl, M.R. Allen and D.A. Stainforth, 2006: Constraining climate sensitivity from the seasonal cycle in surface temperature. *J. Clim.*, **19**, 4224–4233.
- Kodera, K., and M. Chiba, 1995: Tropospheric circulation changes associated with stratospheric sudden warmings: A case study. *J. Geophys. Res.*, **100**, 11055–11068.
- Komuro, Y., and H. Hasumi, 2005: Intensification of the Atlantic deep circulation by the Canadian Archipelago throughflow. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 775–789.
- Koster, R.D., et al., 2004: Regions of coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, 1138–1140.
- Kraus, E.B., 1990: Diapycnal mixing. In: *Climate-Ocean Interaction* [Schlesinger, M.E. (ed.)]. Kluwer, Amsterdam, pp. 269–293.
- Kraus, E.B., and J.S. Turner, 1967: A one-dimensional model of the seasonal thermocline. II. The general theory and its consequences. *Tellus*, **19**, 98–105.
- Krinner, G., et al., 2005: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Lambert, S.J., and G.J. Boer, 2001: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 83–106.
- Lambert, S.J., and J. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse gas simulations: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim. Dyn.*, **26**, 713–728.
- Lanzante, J.R., 1996: Resistant, robust and nonparametric techniques for analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *Int. J. Climatol.*, **16**, 1197–1226.
- Large, W.G., J.C. McWilliams, and S.C. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, **32**, 363–403.
- Larson, K., and D.L. Hartmann, 2003: Interactions among cloud, water vapour, radiation and large-scale circulation in the tropical climate. Part I: sensitivity to uniform sea surface temperature changes. *J. Clim.*, **15**, 1425–1440.
- Latif, M., 1998: Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Clim.*, **11**, 602–624.
- Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz, and R. Voss, 2000: Tropical stabilisation of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J. Clim.*, **13**, 1809–1813.
- Latif, M., et al., 2001: ENSIP: The El Niño simulation inter-comparison project. *Clim. Dyn.*, **18**, 255–276.
- Latif, M., et al., 2004: Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperatures. *J. Clim.*, **17**, 1605–1614.
- Lawrence, D.M., and J.M. Slingo, 2005: Weak land-atmosphere coupling strength in HadAM3: The role of soil moisture variability. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 670–680.
- Le Treut, H., Z.X. Li, and M. Forichon, 1994: Sensitivity of the LMD general circulation model to greenhouse forcing associated with two different cloud water parameterizations. *J. Clim.*, **7**, 1827–1841.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, J.-K. Kim, and B. E. Mapes, 2001: Influence of cloud-radiation interaction on simulating tropical intraseasonal oscillation with an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14219–14233.
- Levitus, S., and T.P. Boyer, 1994: *World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature*. NOAA NESDIS E/OC21, Washington, DC, 117 pp.
- Levitus, S., and J. Antonov, 1997: *Variability of Heat Storage of and the Rate of Heat Storage of the World Ocean*. NOAA NESDIS Atlas 16, US Government Printing Office, Washington, DC, 6 pp., 186 figures.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GLO21592.
- Levitus, S., et al., 1998: *World Ocean Database 1998, Volume 1: Introduction*. NOAA Atlas NESDIS 18, US Government Printing Office, Washington, DC.
- Liang, X., Z. Xie, and M. Huang, 2003: A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8613, doi:10.1029/2002JD003090.
- Limpasuvan, V., and D.L. Hartmann, 2000: Wave-maintained annular modes of climate variability. *J. Clim.*, **13**, 4414–4429.
- Lin, B., T. Wong, B.A. Wielicki, and Y. Hu, 2004: Examination of the decadal tropical mean ERBS non-scanner radiation data for the iris hypothesis. *J. Clim.*, **17**, 1239–1246.
- Lin, B., et al., 2002: The iris hypothesis: A negative or positive cloud feedback? *J. Clim.*, **15**, 3–7.
- Lin, J.L., et al., 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Clim.*, **19**, 2665–2690.
- Lin, W.Y., and M.H. Zhang, 2004: Evaluation of clouds and their radiative effects simulated by the NCAR Community Atmospheric Model against satellite observations. *J. Clim.*, **17**, 3302–3318.
- Lindsay, R.W., and H.L. Stern, 2004: A new Lagrangian model of Arctic sea ice. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 272–283.
- Lindzen, R.S., M.-D. Chou, and A.Y. Hou, 2001: Does the Earth have an adaptative infrared iris? *Bull. Am.*

- Meteorol. Soc.*, **82**, 417-432.
- Lindzen, R.S., M.-D. Chou, and A.Y. Hou, 2002: Comment on "No evidence for iris". *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1345-1349.
- Lipscomb, W.H., 2001: Remapping the thickness distribution in sea ice models. *J. Geophys. Res.*, **106**, 13989-14000.
- Liston, G., 2004: Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models. *J. Clim.*, **17**, 1381-1397.
- Liu, H., et al., 2004: An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations. *Adv. Atmos. Sci.*, **21**, 675-690.
- Liu, J., et al., 2003: Sensitivity of sea ice to physical parameterizations in the GISS global climate model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3053, doi:10.1029/2001JC001167.
- Liu, P., et al., 2005: MJO in the NCAR CAM2 with the Tiedtke convective scheme. *J. Clim.*, **18**, 3007-3020.
- Lock, A.P., 2001: The numerical representation of entrainment in parameterizations of boundary layer turbulent mixing. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 1148-1163.
- Lock, A.P., et al., 2000: A new boundary layer mixing scheme. Part I: Scheme description and SCM tests. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3187-3199.
- Lohmann, U., and G. Lesins, 2002: Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. *Science*, **298**, 1012-1015.
- Lorenz, D.J., and D.L. Hartmann, 2001: Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3312-3327.
- Lu, J., R.J. Greatbatch, and K.A. Peterson, 2004: Trend in Northern Hemisphere winter atmospheric circulation during the last half of the twentieth century. *J. Clim.*, **17**, 3745-3760.
- Luo, Z., and W.B. Rossow, 2004: Characterising tropical cirrus life cycle, evolution and interaction with upper tropospheric water vapour using a Lagrangian trajectory analysis of satellite observations. *J. Clim.*, **17**, 4541-4563.
- Madden, R.A., and P.R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy, 1998: *OPA Version 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual*. Notes du Pôe de Modéisation No. 11, Institut Pierre-Simon Laplace, Paris, 91 pp., http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu_Free/Doc_models/Doc_OPA8.1.pdf.
- Mahfouf, J.-F., et al., 1995: The land surface scheme ISBA within the Meteo-France climate model ARPEGE. Part 1: Implementation and preliminary results. *J. Clim.*, **8**, 2039-2057.
- Maloney, E.D., and D.L. Hartmann, 2001: The sensitivity of the intraseasonal variability in the NCAR CCM3 to changes in convective parameterization. *J. Clim.*, **14**, 2015-2034.
- Maltrud, M.E., R.D. Smith, A.J. Semtner, and R.C. Malone, 1998: Global eddy-resolving ocean simulations driven by 1985-1995 atmospheric winds. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30825-30853.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J. Clim.*, **1**(9), 841-866.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1995: Simulation of abrupt climate change induced by fresh water input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **378**, 165-167.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1996: Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model. *J. Clim.*, **9**, 376-393.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1997: Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanography*, **12**, 321-336.
- Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman, and K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. I: Annual mean response. *J. Clim.*, **4**, 785-818.
- Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, **392**, 779-787.
- Marchal, O., T.F. Stocker, and F. Joos, 1998: A latitude-depth, circulation-biogeochemical ocean model for paleoclimate studies. *Tellus*, **50B**, 290-316.
- Marotzke, J., 1997: Boundary mixing and the dynamics of three-dimensional thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1713-1728.
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J. Clim.*, **16**, 4134-4143.
- Marshall, J.C., C. Hill, L. Perelman, and A. Adcroft, 1997: Hydrostatic, quasi-hydrostatic and non-hydrostatic ocean modeling. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5733-5752.
- Marsland, S.J., et al., 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, **5**, 91-127.
- Marti, O., et al., 2005: *The New IPSL Climate System Model: IPSL-CM4*. Note du Pôe de Modéisation No. 26, Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global, Paris, <http://dods.ipsl.jussieu.fr/omance/IPSLCM4/DocIPSLCM4/files/DocIPSLCM4.pdf>.
- Martin, G.M., et al., 2004: *Evaluation of the Atmospheric Performance of HadGAM/GEM1*. Hadley Centre Technical Note No. 54, Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, Exeter, UK, <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>.
- Martin, G.M., et al., 2006: The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model, HadGEM1. Part I: Model description and global climatology. *J. Clim.*, **19**, 1274-1301.
- Maxwell, R.M., and N.L. Miller, 2005: Development of a coupled land surface and groundwater model. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 233-247.
- May, W., 2004: 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.
- Mayer, M., C. Wang, M. Webster, and R. Prinn, 2000: Linking air pollution to global chemistry and climate. *J. Geophys. Res.*, **105**, 22869-22896.
- McAvaney, B.J., et al., 2001: Model evaluation. 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. 471-523.
- McCarthy, M.P., and R. Toumi, 2004: Observed interannual variability of tropical troposphere relative humidity. *J. Clim.*, **17**, 3181-3191.
- McDonald, R.E., et al., 2005: Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Clim. Dyn.*, **25**, 19-36.
- McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet, and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. Clim.*, **5**, 1013-1044.
- Mechoso, C.R., et al., 1995: The seasonal cycle over the tropical Pacific in general circulation model. *Mon. Weather Rev.*, **123**, 2825-2838.
- 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., and A. Hu, 2006: Mega droughts in the Indian monsoon and southwest North America and a mechanism for associated multi-decadal sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, **19**, 1605-1623.
- Meehl, G.A., C. Tebaldi, and D. Nychka, 2004: Changes in frost days in simulations of twenty-first century climate. *Clim. Dyn.*, **23**, 495-511.
- Meehl, G.A., et al., 2001: Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 515-526.
- Meissner, K.J., A.J. Weaver, H.D. Matthews, and P.M. Cox, 2003: The role of land surface dynamics in glacial inception: A study with the UVic Earth System Model. *Clim. Dyn.*, **21**, 515-537, doi:10.1007/s00382-0030352-2.
- Mellor, G.L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851-875.
- Mellor, G.L., and L. Kantha, 1989: An ice-ocean coupled model. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10937-10954.
- Mestas-Nunez, A.M., and D.B. Enfield, 1999: Rotated global modes of non-ENSO sea surface temperature variability. *J. Clim.*, **12**, 2734-2745.
- Miller, J.R., G.L. Russell, and G. Caliri, 1994: Continental-scale river flow in climate models. *J. Clim.*, **7**, 914-928.
- Miller, R.L., 1997: Tropical thermostats and low cloud cover. *J. Clim.*, **10**, 409-440.
- Miller, R.L., G.A. Schmidt, and D.T. Shindell, 2006: Forced variations of annular modes in the 20th century IPCC AR4 simulations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Milly, P.C.D., and A.B. Shmakin, 2002: Global modeling of land water and energy balances, Part I: The Land Dynamics (LaD) model. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 283-299.
- Milly, P.C.D., K.A. Dunne, and A.V. Vecchia, 2005: Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, **438**, 347-350, doi:10.1038/nature04312.
- Min, S.-K., S. Legutke, A. Hense, and W.-T. Kwon, 2005: Climatology and internal variability in a 1000-year control simulation with the coupled climate model ECHO-G-I. Near-surface temperature, precipitation and mean sea level pressure. *Tellus*, **57A**, 605-621.
- Minschwaner, K., and A.E. Dessler, 2004: Water vapor feedback in the tropical upper troposphere: model results and observations. *J. Clim.*, **17**, 1272-1282.
- Minschwaner, K., A.E. Dessler, and S. Parnchai, 2006: Multi-model analysis of the water vapour feedback in the tropical upper troposphere. *J. Clim.*, **19**, 5455-5464.
- Mitchell, T.D., and P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693-712.
- Molteni, F., Kucharski, F., and Corti, S., 2006: On the predictability of flow-regime properties on interannual to interdecadal timescales. In: *Predictability of Weather and Climate* [Palmer, T. and R. Hagedorn (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Monahan, A.H., and A. Dai, 2004: The spatial and temporal structure of ENSO nonlinearity. *J. Clim.*, **17**, 3026-3036.
- Monahan, A.H., J.C. Fyfe, and L. Pandolfo, 2003: The vertical structure of wintertime climate regimes of the Northern Hemisphere extratropical atmosphere. *J. Clim.*, **16**, 2005-2021.
- Montoya, M., et al., 2005: The Earth System Model of Intermediate Complexity CLIMBER-3 α . Part I: Description and performance for present day conditions. *Clim. Dyn.*, **25**, 237-263, doi:10.1007/s00382005-0044-1.
- Mouchet, A., and L. Francis, 1996: Sensitivity of a global oceanic carbon cycle model to the circulation and to the fate of organic matter: Preliminary results. *Phys. Chem. Earth*, **21**, 511-516.
- Moum, J.N., D.R. Caldwell, J.D. Nash, and G.D. Gunderson, 2002: Observations of boundary mixing over the continental slope. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2113-2130.
- Murphy, J.M., 1995: Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part III: analysis of global-mean response using simple models. *J. Clim.*, **8**, 496-514.
- Murphy, J.M., et al., 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **430**, 768-772.
- Murray, R.J., 1996: Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. *J. Comput. Phys.*, **126**, 251-273.
- Myhre, G., E.J. Highwood, K.P. Shine, and F. Stordal, 1998: New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2715-2718.
- Nakano, H., and N. Sugimoto, 2002: Effects of bottom boundary layer parameterization on reproducing deep and bottom waters in a World Ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1209-1227.
- Naud, C.M., A.D. Del Genio, and M. Bauer, 2006: Observational constraints on cloud thermodynamic phase in midlatitude storms. *J. Clim.*, **19**, 5273-5288.
- Neale, R., and J. Slingo, 2003: The maritime continent and its role in the global climate: A GCM study. *J. Clim.*, **16**, 834-848.
- Newman, M., G.P. Compo, and M.A. Alexander, 2003:

- ENSO-forced variability of the PDO. *J. Clim.*, **16**, 3853–3857.
- Nijssen, B., et al., 2003: Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne–Kalix basin: PILPS Phase 2(e) 2: Comparison of model results with observations. *Global Planet. Change*, **38**, 31–53.
- Norris, J.R., 1998a: Low cloud type over the ocean from surface observations. Part I: relationship to surface meteorology and the vertical distribution of temperature and moisture. *J. Clim.*, **11**, 369–382.
- Norris, J.R., 1998b: Low cloud type over the ocean from surface observations. Part II: geographical and seasonal variations. *J. Clim.*, **11**, 383–403.
- Norris, J.R., and C.P. Weaver, 2001: Improved techniques for evaluating GCM cloudiness applied to the NCAR CCM3. *J. Clim.*, **14**, 2540–2550.
- Norris, J.R., and S.F. Iacobellis, 2005: North pacific cloud feedbacks inferred from synoptic-scale dynamic and thermodynamic relationships. *J. Clim.*, **18**, 4862–4878.
- NRC (National Research Council), 2003: *Understanding Climate Change Feedbacks*. National Academies Press, Washington, DC, 152 pp.
- O’Farrell, S.P., 1998: Investigation of the dynamic sea ice component of a coupled atmosphere sea-ice general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15751–15782.
- Oki, T., and Y.C. Sud, 1998: Design of total runoff integrating pathways (TRIP)—A global river channel network. *Earth Interactions*, **2**, 1–37.
- Oleson, K.W., et al., 2004: *Technical Description of the Community Land Model (CLM)*. NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 173 pp.
- Oliver, K.I.C., A.J. Watson, and D.P. Stevens, 2005: Can limited ocean mixing buffer rapid climate change? *Tellus*, **57A**, 676–690.
- 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.
- Opsteegh, J.D., R.J. Haarsma, F.M. Selten, and A. Kattenberg, 1998: ECBILT: A dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models. *Tellus*, **50A**, 348–367.
- Osborn, T.J., 2004: Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, **22**, 605–623.
- Otterå O.H., et al., 2004: Transient response of the Atlantic meridional overturning circulation to enhanced freshwater input to the Nordic Seas–Arctic Ocean in the Bergen Climate Model. *Tellus*, **56A**, 342–361.
- Otto-Bliesner, B.L., et al., 2006: Climate sensitivity of moderate- and low-resolution versions of CCSM3 to pre-industrial forcings. *J. Clim.*, **19**, 2567–2583.
- Pacanowski, R.C., K. Dixon, and A. Rosati, 1993: *The GFDL Modular Ocean Model Users Guide, Version 1.0*. GFDL Ocean Group Technical Report No. 2, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, NJ.
- Paciorek, C.J., J.S. Risbey, V. Ventura, and R.D. Rosen, 2002: Multiple indices of Northern Hemisphere cyclone activity, winters 1949–99. *J. Clim.*, **15**, 1573–1590.
- Palmer, T.N., and J. Shukla, 2000: Editorial (for special issue on DSP/ PROVOST). *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1989–1990.
- Palmer, T.N., et al., 2004: Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 853–872.
- Pan, Z., et al., 2004: Evaluation of uncertainties in regional climate change simulations. *J. Geophys. Res.*, **106**, 17735–17752.
- Pardaens, A.K., H.T. Banks, J.M. Gregory, and P.R. Rowntree, 2003: Freshwater transports in HadCM3. *Clim. Dyn.*, **21**, 177–195.
- Parekh, P., M.J. Follows, and E. Boyle, 2005: Decoupling of iron and phosphate in the global ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, doi:10.1029/2004GB002280.
- Pelly, J.L., and B.J. Hoskins, 2003a: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743–755.
- Pelly, J.L., and B.J. Hoskins, 2003b: How well does the ECMWF Ensemble Prediction System predict blocking? *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 1683–1702.
- Peters, M.E., and C.S. Bretherton, 2005: A simplified model of the Walker circulation with an interactive ocean mixed layer and cloud-radiative feedbacks. *J. Clim.*, **18**, 4216–4234.
- Petoukhov, V., et al., 2000: CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. *Clim. Dyn.*, **16**, 1–17.
- Petoukhov, V., et al., 2005: EMIC Intercomparison Project (EMIP-CO2): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO2 doubling. *Clim. Dyn.*, **25**, 363–385, doi:10.1007/s00382-005-0042-3.
- Phillips, T.J., et al., 2004: Evaluating parameterizations in general circulation models: Climate simulation meets weather prediction. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 1903–1915.
- Piani, C., D.J. Frame, D.A. Stainforth, and M.R. Allen, 2005: Constraints on climate change from a multi-thousand member ensemble of simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23825, doi:10.1029/2005GL024452.
- Pierce, D.W., T.P. Barnett, and M. Latif, 2000: Connections between the Pacific Ocean tropics and midlatitudes on decadal time scales. *J. Clim.*, **13**, 1173–1194.
- Pierrehumbert, R.T., 1995: Thermostats, radiator fins, and the local runaway greenhouse. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1784–180.
- Pierrehumbert, R.T., 1999: Subtropical water vapour as a mediator of rapid global climate change. In: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Timescales*. Geophysical Monograph 112, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 339–361.
- Pierrehumbert, R.T., and R. Roca, 1998: Evidence for control of Atlantic subtropical humidity by large scale advection. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4537–4540.
- Pierrehumbert, R.T., H. Brogniez, and R. Roca, 2007: On the relative humidity of the Earth’s atmosphere. In: *The General Circulation* [Schneider, T., and A. Sobel (eds.)]. Princeton University Press, Princeton, NJ, in press.
- Pitman, A.J., B.J. McAvaney, N. Bagnoud, and B. Cheminat,

- 2004: Are inter-model differences in AMIP-II near surface air temperature means and extremes explained by land surface energy balance complexity? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05205, doi:10.1029/2003GL019233.
- Plattner, G.-K., F. Joos, T.F. Stocker, and O. Marchal, 2001: Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming. *Tellus*, **53B**, 564-592.
- Plaut, G., and E. Simonnet, 2001: Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps, and Western Europe. *Clim. Res.*, **17**, 303-324.
- Polzin, K.L., J.M. Toole, J.R. Redwell, and R.W. Schmitt, 1997: Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. *Science*, **276**, 93-96.
- Pope, V.D., and R.A. Stratton, 2002: The processes governing horizontal resolution sensitivity in a climate model. *Clim. Dyn.*, **19**, 211-236.
- Pope, V.D., M.L. Gallani, P.R. Rowntree, and R.A. Stratton, 2000: The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. *Clim. Dyn.*, **16**, 123-146.
- Potter, G.L., and R.D. Cess, 2004: Testing the impact of clouds on the radiation budgets of 19 atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004018.
- Power, S.B., and R. Colman, 2006: Multi-decadal predictability in a coupled GCM. *Clim. Dyn.*, **26**, 247-272.
- Power, S.B., M.H. Haylock, R. Colman, and X. Wang, 2006: The predictability of interdecadal changes in ENSO activity and ENSO teleconnections. *J. Clim.*, **19**, 4755-4771.
- Power, S., et al., 1999: Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, **15**, 319-324.
- Qu, X., and A. Hall, 2005: Surface contribution to planetary albedo variability in cryosphere regions. *J. Clim.*, **18**, 5239-5252.
- Quadrelli, R., and J.M. Wallace, 2004: A simplified linear framework for interpreting patterns of northern hemisphere wintertime climate variability. *J. Clim.*, **17**, 3728-3744.
- Rahmstorf, S., 1996: On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Dyn.*, **12**, 799-811.
- Rahmstorf, S., et al., 2005: Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23605, doi:10.1029/2005GL023655.
- Randall, D.A., et al., 2003: Confronting models with data: The GEWEX Cloud Systems Study. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 455-469.
- Randall, D.A., et al., 2006: Cloud feedbacks. In: *Frontiers in the Science of Climate Modeling* [Kiehl, J.T., and V. Ramanathan (eds.)]. Proceedings of a symposium in honor of Professor Robert D. Cess.
- Raper, S.C.B., T.M.L. Wigley, and R.A. Warrick, 1996: Global sea-level rise: past and future. In: *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence: Causes, Consequences and Strategies* [Milliman, J.D., and B.U. Haq (eds.)]. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 11-46.
- Raper, S.C.B., J.M. Gregory, and T.J. Osborn, 2001: Use of an upwelling-diffusion energy balance model to simulate and diagnose A/OGCM results. *Clim. Dyn.*, **17**, 601-613.
- 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.
- Rayner, N.A., et al., 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**(D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Redi, M.H., 1982: Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1154-1158.
- Renssen, H., V. Brovkin, T. Fichefet, and H. Goosse, 2003: Holocene climate instability during the termination of the African Humid Period. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), 1184, doi:10.1029/2002GL016636.
- Renwick, J.A., 1998: ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 3117-3123.
- Rial, J.A., 2004: Abrupt climate change: chaos and order at orbital and millennial scales. *Global Planet. Change*, **41**, 95-109.
- Ridley, J.K., P. Huybrechts, J.M. Gregory, and J.A. Lowe, 2005: Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO2 climate. *J. Clim.*, **18**, 3409-3427.
- Rind, D.G., et al., 2001: Effects of glacial meltwater in the GISS Coupled Atmosphere-Ocean model: Part II. A bipolar seesaw in deep water production. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27355-27365.
- Ringer, M.A., and R.P. Allan, 2004: Evaluating climate model simulations of tropical clouds. *Tellus*, **56A**, 308-327.
- Ringer, M.A., et al., 2006: The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part II: Aspects of variability and regional climate. *J. Clim.*, **19**, 1302-1326.
- Roberts, M.J., 2004: *The Ocean Component of HadGEM1*. GMR Report Annex IV.D.3, Met Office, Exeter, UK.
- Roberts, M., et al., 2004: Impact of an eddy-permitting ocean resolution on control and climate change simulations with a global coupled GCM. *J. Clim.*, **17**, 3-20.
- Robertson, A.W., 2001: Influence of ocean-atmosphere interaction on the Arctic Oscillation in two general circulation models. *J. Clim.*, **14**, 3240-3254.
- Robock, A., et al., 2000: The global soil moisture data bank. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 1281-1299.
- Roeckner, E., et al., 1996: *The Atmospheric General Circulation Model ECHAM4: Model Description and Simulation of Present-Day Climate*. MPI Report No. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 90 pp.
- Roeckner, E., et al., 2003: *The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5. Part I: Model Description*. MPI Report 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 127 pp.
- Roesch, A., 2006: Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D15111, doi:10.1029/2005JD006473.
- Rooth, C., 1982: Hydrology and ocean circulation. *Prog. Oceanogr.*, **11**, 131-149.
- Rosati, A., K. Miyakoda, and R. Gudgel, 1997: The impact of ocean initial conditions on ENSO forecasting with a cou-

- pled model. *Mon. Weather Rev.*, **125**(5), 754-772.
- Ross, R.J., W.P. Elliott, D.J. Seidel, and participating AMIP-II modelling groups, 2002: Lower tropospheric humidity-temperature relationships in radiosonde observations and atmospheric general circulation models. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 26-38.
- Russell, G.L., 2005: *4x3 Atmosphere-Ocean Model Documentation*. <http://aom.giss.nasa.gov/doc4x3.html>.
- Russell, G.L., J.R. Miller, and D. Rind, 1995: A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies. *Atmos.-Ocean*, **33**, 683-730.
- Russell, J.L., R.J. Stouffer, and K.W. Dixon, 2006: Intercomparison of the Southern Ocean circulations in IPCC coupled model control simulations. *J. Clim.*, **19**, 4560-4575.
- Saenko, O.A., and W.J. Merryfield, 2005: On the effect of topographically-enhanced mixing on the global ocean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 826-834.
- Saenko, O.A., G.M. Flato, and A.J. Weaver, 2002: Improved representation of sea-ice processes in climate models. *Atmos.-Ocean*, **40**, 21-43.
- Sakamoto, T.T., et al., 2004: Far-reaching effects of the Hawaiian Islands in the CCSR/NIES/FRCGC high-resolution climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020907.
- Sakamoto, T., et al., 2005: Responses of the Kuroshio and the Kuroshio Extension to global warming in a high-resolution climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14617, doi:10.1029/2005GL023384.
- Salas-Méjia, D., 2002: A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, **4**, 137-172.
- Saltzman, B., 1978: A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate. *Adv. Geophys.*, **20**, 183-295.
- Santer, B.D., et al., 2005: Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science*, **309**, 1551-1556.
- Sato, N., et al., 1989: Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
- Sausen, R., K. Barthel, and K. Hasselmann, 1988: Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Clim. Dyn.*, **2**, 145-163.
- Sausen, R., et al., 2002: Climate response to inhomogeneously distributed forcing agents. In: *Non-CO2 Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control Options and Policy Aspects* [van Ham, J., A.P.M. Baede, R. Guicherit, and J.G.F.M. Williams-Jacobse (eds.)]. Millpress, Rotterdam, Netherlands, pp. 377-381.
- Schä, C., et al., 2004: The role of increasing temperature variability for European summer heat waves. *Nature*, **427**, 332-336, doi:10.1038/nature02300.
- Scaife, A.A., J.R. Knight, C.K. Folland, and G.K. Vallis, 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18715.
- Scaife, A.A., et al., 2000: Realistic quasi-biennial oscillations in a simulation of the global climate. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3481-3484.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz, and R. Voss, 1997: The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.*, **13**, 325-347.
- Schmidt, G.A., C.M. Bitz, U. Mikolajewicz, and L.B. Tremblay, 2004: Ice-ocean boundary conditions for coupled models. *Ocean Modelling*, **7**, 59-74.
- Schmidt, G.A., et al., 2006: Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data. *J. Clim.*, **19**, 153-192, <http://www.giss.nasa.gov/tools/modelE/>.
- Schmittner, A., and T.F. Stocker, 1999: The stability of the thermohaline circulation in global warming experiments. *J. Clim.*, **12**, 1117-1133.
- Schmittner, A., C. Appenzeller, and T.F. Stocker, 2000: Enhanced Atlantic freshwater export during El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1163-1166.
- Schneider, E.K., 2001: Causes of differences between the equatorial Pacific as simulated by two coupled GCM's. *J. Clim.*, **15**, 2301-2320.
- Schneider, S.H., 2004: Abrupt non-linear climate change, irreversibility and surprise. *Global Environ. Change*, **14**, 245-258.
- Schubert, S., et al., 1992: *Monthly Means of Selected Climate Variables for 1985-1989*. NASA Technical Memorandum, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 376 pp. Available from the NASA Technical Report Server, Accession Number: 92N29653; Document ID: 19920020410; Report Number: NAS 1.15104565, NASA-TM-104565, REPT-92B00088.
- Scinocca, J.F., and N.A. McFarlane, 2004: The variability of modelled tropical precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1993-2015.
- Seidel, D.J., and J.R. Lanzante, 2004: An assessment of three alternatives to linear trends for characterizing global atmospheric temperature changes. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14108, doi:10.1029/2003JD004414.
- Seidov, D., E.J. Barron, and B.J. Haupt, 2001: Meltwater and the global ocean conveyor: Northern versus southern connections. *Global Planet. Change*, **30**, 253-266.
- Seidov, D., R.J. Stouffer, and B.J. Haupt, 2005: Is there a simple bi-polar ocean seesaw? *Global Planet. Change*, **49**, 19-27.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- Selten, F.M., and G. Branstator, 2004: Preferred regime transition routes and evidence for an unstable periodic orbit in a baroclinic model. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2267-2268.
- Semtner, A.J., 1976: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 379-389.
- Seneviratne, S.I., J.S. Pal, E.A.B. Eltahir, and C. Schä, 2002: Summer dryness in a warmer climate: A process study with a regional climate model. *Clim. Dyn.*, **20**, 69-85.
- Senior, C.A., and J.F.B. Mitchell, 1993: Carbon dioxide and climate: The impact of cloud parameterization. *J. Clim.*, **6**, 393-418.
- Senior, C.A., and J.F.B. Mitchell, 2000: The time dependence of climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2685-2688.
- Severijns, C.A., and W. Hazeleger, 2005: Optimising parameters

- in an atmospheric general circulation model. *J. Clim.*, **18**, 3527-3535.
- Shaffrey, L., and R. Sutton, 2004: The interannual variability of energy transports within and over the Atlantic Ocean in a coupled climate model. *J. Clim.*, **17**, 1433-1448.
- Shibata, K., et al., 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **50**, 15-53.
- Shindell, D.T., R.L. Miller, G.A. Schmidt, and L. Pandolfo, 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452-455.
- Shiogama, H., M. Watanabe, M. Kimoto, and T. Nozawa, 2005: Anthropogenic and natural forcing impacts on the Pacific Decadal Oscillation during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21714, doi:10.1029/2005GL023871.
- Shukla, J., et al., 2006: Climate model fidelity and projections of climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07702, doi:10.1029/2005GL025579.
- Sinclair, M.R., 1996: A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 245-263.
- Sitch, S., et al., 2003: Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biol.*, **9**, 161-185.
- Six, K.D., and E. Maier-Reimer, 1996: Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 559-583.
- Slater, A.G., et al., 2001: The representation of snow in land-surface schemes: Results from PILPS 2(d). *J. Hydrometeorol.*, **2**, 7-25.
- Slingo, J.M., P.M. Inness, and K.R. Sperber, 2005: Modelling the Madden Julian Oscillation. In: *Intraseasonal Variability of the Atmosphere-Ocean Climate System* [Lau, W.K.-M., and D.E. Waliser (eds.)]. Praxis Publishing.
- Slingo, J.M., et al., 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP Diagnostic Subproject. *Clim. Dyn.*, **12**, 325-357.
- Slingo, J., et al., 2003: Scale interactions on diurnal to seasonal timescales and their relevance to model systematic errors. *Ann. Geophys.*, **46**, 139-155.
- Smith, R.D., and P.R. Gent, 2002: *Reference Manual for the Parallel Ocean Program (POP), Ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM2.0 and 3.0)*. Technical Report LA-UR-02-2484, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM, <http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm3.0/pop/>.
- Soden, B.J., 1997: Variations in the tropical greenhouse effect during El Niño. *J. Clim.*, **10**(5), 1050-1055.
- Soden, B.J., 2000: The sensitivity of the tropical hydrological cycle to ENSO. *J. Clim.*, **13**, 538-549.
- Soden, B.J., 2004: The impact of tropical convection and cirrus on upper tropospheric humidity: A Lagrangian analysis of satellite measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20104, doi:10.1029/2004GL020980.
- Soden, B.J., and I.M. Held, 2006: An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J. Clim.*, **19**, 3354-3360.
- Soden, B.J., A.J. Broccoli, and R.S. Hemler, 2004: On the use of cloud forcing to estimate cloud feedback. *J. Clim.*, **17**, 3661-3665.
- Soden, B.J., R.T. Wetherald, G.L. Stenchikov, and A. Robock, 2002: Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapour. *Science*, **296**, 727-730.
- Soden, B.J., et al., 2005: The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**(5749), 841-844.
- Sohn, B.-J., and J. Schmetz, 2004: Water vapor-induced OLR variations associated with high cloud changes over the tropics: a study from Meteosat-5 observations. *J. Clim.*, **17**, 1987-1996.
- Sokolov, A., and P. Stone, 1998: A flexible climate model for use in integrated assessments. *Clim. Dyn.*, **14**, 291-303.
- Sokolov, A.P., et al., 2005: *The MIT Integrated Global System Model (IGSM), Version 2: Model Description And Baseline Evaluation*. Report No. 124, Joint Program on the Science and Policy of Global Change, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, http://web.mit.edu/global-change/www/MITJPSPGC_Rpt124.pdf.
- Spelman, M.J., and S. Manabe, 1984: Influence of oceanic heat transport upon the sensitivity of a model climate. *J. Geophys. Res.*, **89**, 571-586.
- Sperber, K.R., S. Gualdi, S. Legutke, and V. Gayler, 2005: The Madden-Julian Oscillation in ECHAM4 coupled and uncoupled GCMs. *Clim. Dyn.*, **25**, doi:10.1007/s00382-005-0026-3.
- Stainforth, D.A., et al., 2005: Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, **433**, 403-406.
- Stein, O., 2000: The variability of Atlantic-European blocking as derived from long SLP time series. *Tellus*, **52A**, 225-236.
- Stenchikov, G., et al., 2002: Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4803.
- Stephens, G.L., 2005: Cloud feedbacks in the climate system: a critical review. *J. Clim.*, **18**, 237-273.
- Stephenson, D.B., and V. Pavan, 2003: The North Atlantic Oscillation in coupled climate models: a CMIP1 evaluation. *Clim. Dyn.*, **20**, 381-399.
- Stephenson, D.B., A. Hannachi, and A. O'Neill, 2004: On the existence of multiple climate regimes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 583-605.
- Stocker, T.F., D.G. Wright, and L.A. Mysak, 1992: A zonally averaged, coupled atmosphere-ocean model for paleoclimate studies. *J. Clim.*, **5**, 773-797.
- Stocker, T.F., et al., 2001: Physical climate processes and feedbacks. 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. 419-470.
- Stommel, H., 1961: Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, **13**, 224-230.

- Stouffer, R.J., 2004: Time scales of climate response. *J. Clim.*, **17**(1), 209–217.
- Stouffer, R.J., and K.W. Dixon, 1998: *Initialization of Coupled Models for Use in Climate Studies: A Review*. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, Report No. 27, WMO/TD-No. 865, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, I.1–I.8.
- Stouffer, R.J., and S. Manabe, 2003: Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO₂ concentration. *Clim. Dyn.*, **20**(7/8), 759–773.
- Stouffer, R.J., A.J. Weaver, and M. Eby, 2004: A method for obtaining pre-twentieth century initial conditions for use in climate change studies. *Clim. Dyn.*, **23**, 327–339.
- 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**, 1365–1387.
- Stowasser, M., and K. Hamilton, 2006: Relationship between shortwave cloud radiative forcing and local meteorological variables compared in observations and several global climate models. *J. Clim.*, **19**, 4344–4359.
- Stowasser, M., K. Hamilton, and G.J. Boer, 2006: Local and global climate feedbacks in models with differing climate sensitivity. *J. Clim.*, **19**, 193–209.
- Stratton, R.A., and V.D. Pope, 2004: Modelling the climatology of storm tracks – Sensitivity to resolution. In: *The Second Phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP2)* [Gleckler, P. (ed.)]. Proceedings of the WCRP/WGNE Workshop, Toulouse, pp. 207–210.
- Stuber, N., M. Ponater, and R. Sausen, 2001: Is the climate sensitivity to ozone perturbations enhanced by stratospheric water vapor feedback? *Geophys. Res. Lett.*, **28**, doi:10.1029/2001GL013000.
- Stuber, N., M. Ponater, and R. Sausen, 2005: Why radiative forcing might fail as a predictor of climate change. *Clim. Dyn.*, **24**, 497–510.
- Sud, Y.C., and G.K. Walker, 1999: Microphysics of clouds with the relaxed Arakawa–Schubert Cumulus Scheme (McRAS). Part I: Design and evaluation with GATE Phase III data. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3196–3220.
- 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.
- Sun, D.-Z., and I.M. Held, 1996: A comparison of modeled and observed relationships between interannual variations of water vapor and temperature. *J. Clim.*, **9**, 665–675.
- Sun, D.-Z., C. Covey, and R.S. Lindzen, 2001: Vertical correlations of water vapor in GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 259–262.
- Sun, Y., S. Solomon, A. Dai, and R. Portmann, 2006: How often does it rain? *J. Clim.*, **19**, 916–934.
- Suzuki, T., et al., 2005: Projection of future sea level and its variability in a high-resolution climate model: Ocean processes and Greenland and Antarctic ice-melt contributions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19706, doi:10.1029/2005GL023677.
- Takahashi, M., 1996: Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 661–664.
- Takahashi, M., 1999: The first realistic simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation in a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1307–1310.
- Takemura, T., et al., 2002: Single scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model. *J. Clim.*, **15**, 333–352.
- Takemura, T., et al., 2005: Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02202, doi:10.1029/2004JD005029.
- Tang, Y.M., and M.J. Roberts, 2005: The impact of a bottom boundary layer scheme on the North Atlantic Ocean in a global coupled climate model. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**(2), 202–217.
- Terray, L., S. Valcke, and A. Piacentini, 1998: *OASIS 2.2 Guide and Reference Manual*. Technical Report TR/CMGC/98-05, Centre Europeen de Recherche et de Formation Avancé en Calcul Scientifis que, Toulouse, France.
- Thompson, C.J., and D.S. Battisti, 2001: A linear stochastic dynamical model of ENSO. Part II: Analysis. *J. Clim.*, **14**, 445–466.
- Thompson, D.W.J., and J.M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, **13**, 1000–1016.
- Thompson, D.W.J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895–899.
- Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut, and R. Colony, 1975: The thickness distribution of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4501–4513.
- Thorpe, R.B., R.A. Wood, and J.F.B. Mitchell, 2004: The sensitivity of the thermohaline circulation response to pre-industrial and anthropogenic greenhouse gas forcing to the parameterisation of mixing across the Greenland–Scotland ridge. *Ocean Modelling*, **7**, 259–268.
- Thorpe, R.B., et al., 2001: Mechanisms determining the Atlantic thermohaline circulation response to greenhouse gas forcing in a nonflux-adjusted coupled climate model. *J. Clim.*, **14**, 3102–3116.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 3040–3061.
- Timmermann, A., and H. Goosse, 2004: Is the wind stress forcing essential for the meridional overturning circulation? *Geophys. Res. Lett.*, **31**(4), L04303, doi:10.1029/2003GL018777.
- Tomé A., and P.M.A. Miranda, 2004: Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02207, doi:10.1029/2003GL019100.
- Tompkins, A., 2002: A prognostic parameterization for the sub-grid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1917–1942.
- Tompkins, A.M., and G.C. Craig, 1999: Sensitivity of tropical convection to sea surface temperature in the absence of large-scale flow. *J. Clim.*, **12**, 462–476.
- Toyota, T., et al., 2004: Thickness distribution, texture and stratigraphy, and a simple probabilistic model for dynamical thickening of sea ice in the southern Sea of Okhotsk.

- J. Geophys. Res.*, **109**, C06001, doi:10.1029/2003JC002090.
- Trenberth, K.E., and J.M. Caron, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Clim.*, **14**, 3433-3443.
- Trenberth, K.E., J. Fasullo, and L. Smith, 2005: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapour. *Clim. Dyn.*, **24**, 741-758.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak, J.W. Hurrell, and M. Fiorino, 2001: Quality of re-analyses in the tropics. *J. Clim.*, **14**, 1499-1510.
- Trenberth, K.E., et al., 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnection associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14291-14324.
- Trigo, R.M., I.F. Trigo, C.C. DaCamra, and T.J. Osborn, 2004: Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR reanalyses. *Clim. Dyn.*, **23**, 17-28.
- Tselioudis, G., and W.B. Rossow, 1994: Global, multiyear variations of optical-thickness with temperature in low and cirrus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2211-2214.
- Tselioudis, G., and W.B. Rossow, 2006: Climate feedback implied by observed radiation and precipitation changes with midlatitude storm strength and frequency. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02704, doi:10.1029/2005GL024513.
- Tselioudis, G., Y.-C. Zhang, and W.R. Rossow, 2000: Cloud and radiation variations associated with northern midlatitude low and high sea level pressure regimes. *J. Clim.*, **13**, 312-327.
- Tsushima, Y., A. Abe-Ouchi, and S. Manabe, 2005: Radiative damping of annual variation in global mean surface temperature: Comparison between observed and simulated feedback. *Clim. Dyn.*, **24**, 591-597, doi:10.1007/s00382-005-0002-y.
- Tsushima, Y., et al., 2006: Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: a multi-model study. *Clim. Dyn.*, **27**, 113-126, doi:10.1007/s00382-006-0127-7.
- Turner, A.G., P.M. Inness and J.M. Slingo, 2005: The role of the basic state in monsoon prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 781-804.
- Uppala, S.M., et al., 2005: The ERA-40 Reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- Valcke, S., E. Guilyardi, and C. Larsson, 2006: PRISM and ENES: A European approach to Earth system modelling. *Concurrency and Computation: Practice and Experience*, **18**(2), 247-262.
- Van Oldenborgh, G.J., S.Y. Philip, and M. Collins, 2005: El Niño in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Sci.*, **1**, 81-95.
- Vallis, G.K., E.P. Gerber, P.J. Kushner, and B.A. Cash, 2004: A mechanism and simple dynamical model of the North Atlantic Oscillation and Annular Modes. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 264-280.
- Vavrus, S., 2004: The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse forcing. *J. Clim.*, **17**, 603-615.
- Vavrus, S., and S.P. Harrison, 2003: The impact of sea-ice dynamics on the Arctic climate system. *Clim. Dyn.*, **20**, 741-757.
- Vavrus, S., J.E. Walsh, W.L. Chapman, and D. Portis, 2006: The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1133-1147.
- Vellinga, M., and R.A. Wood, 2002: Global climate impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Change*, **54**, 251-267.
- Vellinga, M., R.A. Wood, and J.M. Gregory, 2002: Processes governing the recovery of a perturbed thermohaline circulation in HadCM3. *J. Clim.*, **15**, 764-780.
- Verseghy, D.L., N.A. McFarlane, and M. Lazare, 1993: A Canadian land surface scheme for GCMs: II. Vegetation model and coupled runs. *Int. J. Climatol.*, **13**, 347-370.
- Visbeck, M., J. Marshall, T. Haine, and M. Spall, 1997: Specific cation of eddy transfer coefficients in coarse-resolution ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 381-402.
- Volodin, E.M., 2004: Relation between the global-warming parameter and the heat balance on the Earth's surface at increased contents of carbon dioxide. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, **40**, 269-275.
- Volodin, E.M., and V.N. Lykossov, 1998: Parameterization of heat and moisture processes in the soil-vegetation system: 1. Formulation and simulations based on local observational data. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, **34**(4), 453-465.
- Volodin, E.M., and N.A. Diansky, 2004: El-Niño reproduction in a coupled general circulation model of atmosphere and ocean. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, **12**, 5-14.
- Waliser, D.E., K.M. Lau, and J.H. Lim, 1999: The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian oscillation: A model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 333-358.
- Wallace, J.M., Y. Zhang, and L. Bajuk, 1996: Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature. *J. Clim.*, **9**, 249-259.
- 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.E., K.C. Nguyen and J.L. McGregor, 2004: fine-resolution regional climate model simulations of the impact of climate change on tropical cyclones near Australia. *Clim. Dyn.*, **22**, 47-56.
- Wang, B., et al., 2004: Design of a new dynamical core for global atmospheric models based on some efficient numerical methods. *Science in China, Ser. A*, **47** Suppl., 4-21.
- Wang, G.L., and E.A.B. Eltahir, 2000: Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 795-798.
- Wang, J., H.L. Cole, and D.J. Carlson, 2001: Water vapor variability in the tropical western Pacific from 20-year radiosonde data. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**(5), 752-766.
- Wang, L.R., and M. Ikeda, 2004: A Lagrangian description of sea ice dynamics using the finite element method. *Ocean Modelling*, **7**, 21-38.
- Wang, S., R.F. Grant, D.L. Verseghy, and T.A. Black, 2002: Modelling carbon dynamics of boreal forest ecosystems using the Canadian land surface scheme. *Clim. Change*, **55**, 451-477.

- Wang, W., and M. Schlesinger, 1999: The dependence on convection parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated by the UIUC 11-layer atmospheric GCM. *J. Clim.*, **12**, 1423-1457.
- Wang, X.L.L., V.R. Swai, and F.W. Zwiers, 2006: Climatology and changes of extratropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEPNCAR reanalysis for 1958-2001. *J. Clim.*, **19**, 3145-3166.
- Warrach, K., H.T. Mengelkamp, and E. Raschke, 2001: Treatment of frozen soil and snow cover in the land surface model SEWAB. *Theor. Appl. Climatol.*, **69**(1-2), 23-37.
- Washington, W.M., et al., 2000: Parallel Climate Model (PCM) control and transient simulations. *Clim. Dyn.*, **16**, 755-774.
- Watterson, I.G., 2001: Zonal wind vacillation and its interaction with the ocean: Implications for interannual variability and predictability. *J. Geophys. Res.*, **106**, 23965-23975.
- Watterson, I.G., 2006: The intensity of precipitation during extratropical cyclones in global warming simulations: a link to cyclone intensity? *Tellus*, **58A**, 82-97.
- Weare, B.C., 2004: A comparison of AMIP II model cloud layer properties with ISCCP D2 estimates. *Clim. Dyn.*, **22**, 281-292.
- Weaver, A.J., O.A. Saenko, P.U. Clark, and J.X. Mitrovica, 2003: Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science*, **299**, 1709-1713.
- Weaver, A.J., et al., 2001: The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology and application to past, present and future climates. *Atmos.-Ocean*, **39**, 361-428.
- Webb, M., C. Senior, S. Bony, and J.-J. Morcrette, 2001: Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 905-922.
- Webb, M.J., et al., 2006: On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim. Dyn.*, **27**, 17-38.
- Wentz, F.J., and M. Schabel, 2000: Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature*, **403**, 414-416.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 1992: Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. *Nature*, **357**, 293-300.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 2001: Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science*, **293**, 451-454.
- Wild, M., 2005: Solar radiation budgets in atmospheric model intercomparisons from a surface perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL022421.
- Wild, M., C.N. Long, and A. Ohmura, 2006: Evaluation of clear-sky solar fluxes in GCMs participating in AMIP and IPCC-AR4 from a surface perspective. *J. Geophys. Res.*, **111**, D01104, doi:10.1029/2005JD006118.
- Wild, M., et al., 2001: Downward longwave radiation in General Circulation Models. *J. Clim.*, **14**, 3227-3239.
- Williams, K.D., M.A. Ringer, and C.A. Senior, 2003: Evaluating the cloud response to climate change and current climate variability. *Clim. Dyn.*, **20**(7-8), 705-721.
- Williams, K.D., et al., 2006: Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models. *Clim. Dyn.*, **26**, 145-165.
- Williamson, D.L., et al., 2005: Moisture and temperature balances at the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains Site in forecasts with the Community Atmosphere Model (CAM2). *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S16, doi:10.1029/2004JD00510.
- Winton, M., 2000: A reformulated three-layer sea ice model. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **17**(4), 525-531.
- Winton, M., 2006a: Surface albedo feedback estimates for the AR4 climate models. *J. Clim.*, **19**, 359-365.
- Winton, M., 2006b: Amplified Arctic climate change: what does surface albedo feedback have to do with it? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.
- Winton, M., R. Hallberg, and A. Gnanadesikan, 1998: Simulation of density-driven frictional downslope flow in z-coordinate ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 2163-2174.
- Wittenberg, A.T., A. Rosati, N.-C. Lau, and J.J. Ploshay, 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models, Part 3: Tropical Pacific climate and ENSO. *J. Clim.*, **19**, 698-722.
- Wolff, J.-O., E. Maier-Reimer, and S. Lebutke, 1997: *The Hamburg Ocean Primitive Equation Model*. DKRZ Technical Report No. 13, Deutsches KlimaRechenZentrum, Hamburg, Germany, 100 pp., <http://www.mad.zmaw.de/Pingo/reports/ReportNo.13.pdf>.
- Wood, R.A., A.B. Keen, J.F.B. Mitchell, and J.M. Gregory, 1999: Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO2 forcing in a climate model. *Nature*, **399**, 572-575.
- Wright, D.G., and T.F. Stocker, 1992: Sensitivities of a zonally averaged global ocean circulation model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 12707-12730.
- Wright, D.G., and T.F. Stocker, 1993: Younger Dryas experiments. In: *Ice in the Climate System*, NATO ASI Series, 112 [Peltier, R. (ed.)]. Springer-Verlag, London, pp. 395-416.
- Wu, P., R.A. Wood, and P. Stott, 2005: Human influence on increasing Arctic river discharges. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02703, doi:10.1029/2004GL021570.
- Wu, Q., and D.M. Straus, 2004a: On the existence of hemisphere-wide climate variations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06118, doi:10.1029/2003JD004230.
- Wu, Q., and D.M. Straus, 2004b: AO, COWL, and observed climate trends. *J. Clim.*, **17**, 2139-2156.
- Wunsch, C., 2002: What is the thermohaline circulation? *Science*, **298**, 1179-1180.
- Wyant, M.C., et al., 2006: A comparison of low-latitude cloud properties and their response to climate change in three US AGCMs sorted into regimes using mid-tropospheric vertical velocity. *Clim. Dyn.*, **27**, 261-279.
- Xie, P., and P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Xie, S.-P., W.T. Liu, Q. Liu and M. Nonaka, 2001: Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the

- Pacific ocean-atmosphere system. *Science*, **292**, 2057-2060.
- Xu, Y., et al., 2005: Detection of climate change in the 20th century by the NCC T63. *Acta Meteorol. Sin.*, Special Report on Climate Change, **4**, 1-15.
- Yang, G.Y., and J. Slingo, 2001: The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 784-801.
- Yang, G.Y., B. Hoskins, and J. Slingo, 2003: Convectively coupled equatorial waves: A new methodology for identifying wave structures in observational data. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1637-1654.
- Yao, M.-S., and A. Del Genio, 2002: Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. Part II: Sea surface temperature and cloud feedbacks. *J. Clim.*, **15**, 2491-2503.
- Yeh, P. J.-F., and E.A.B. Eltahir, 2005: Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part 1. Model development. *J. Clim.*, **18**, 1861-1880.
- Yeh, S.-W., and B.P. Kirtman, 2004: Decadal North Pacific sea surface temperature variability and the associated global climate anomalies in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.*, **109**, D20113, doi:10.1029/2004JD004785.
- Yin, 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.
- Yiou, P., and M. Nogaj, 2004: Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic: When and where? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL019119.
- Yokohata, T., et al., 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.
- Yoshimura, J., M. Sugi, and A. Noda, 2006: Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 405-428.
- 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.
- Yu, Y., and X. Zhang, 2000: Coupled schemes of flux adjustments of the air and sea. In: *Investigations on the Model System of the Short-Term Climate Predictions* [Ding, Y., et al. (eds.)]. China Meteorological Press, Beijing, China, pp. 201-207 (in Chinese).
- Yu, Y., Z. Zhang, and Y. Guo, 2004: Global coupled ocean-atmosphere general circulation models in LASG/IAP. *Adv. Atmos. Sci.*, **21**, 444-455.
- Yu, Y., R. Yu, X. Zhang, and H. Liu, 2002: A flexible global coupled climate model. *Adv. Atmos. Sci.*, **19**(1), 169-190.
- Yukimoto, S., and A. Noda, 2003: *Improvements of the Meteorological Research Institute Global Ocean-Atmosphere Coupled GCM (MRIGCM2) and its Climate Sensitivity*. CGER's Supercomputing Activity Report, National Institute for Environmental Studies, Ibaraki, Japan.
- Yukimoto, S., et al., 2001: The new Meteorological Research Institute global ocean-atmosphere coupled GCM (MRI-CGCM2)--Model climate and variability. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **51**, 47-88.
- Zhang, C., 2005: Madden-Julian Oscillation. *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- Zhang, C., B. Mapes, and B.J. Soden, 2003: Bimodality of water vapour. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 2847-2866.
- Zhang, J., and D. Rothrock, 2001: A thickness and enthalpy distribution sea-ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 2986-3001.
- Zhang, J., and D. Rothrock, 2003: Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 845-861.
- Zhang, M., 2004: Cloud-climate feedback: how much do we know? In: *Observation, Theory, and Modeling of Atmospheric Variability, World Scientific Series on Meteorology of East Asia, Vol. 3* [Zhu et al. (eds.)]. World Scientific Publishing Co., Singapore, 632 pp.
- Zhang, M.H., R.D. Cess, J.J. Hack, and J.T. Kiehl, 1994: Diagnostic study of climate feedback processed in atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5525-5537.
- Zhang, M.H., et al., 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.
- Zhang, X., and J.E. Walsh, 2006: Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean: scenarios from the IPCC AR4 model simulations. *J. Clim.*, **19**, 1730-1747.
- Zhang, Y., W. Maslowski, and A.J. Semtner, 1999: Impacts of mesoscale ocean currents on sea ice in high-resolution Arctic ice and ocean simulations. *J. Geophys. Res.*, **104**(C8), 18409-18429.
- Zhu, Y., R.E. Newell, and W.G. Read, 2000: Factors controlling upper-troposphere water vapour. *J. Clim.*, **13**, 836-848.