

제 1 장

기후변화 과학의 역사적인 개관

총괄주저자

Herve Le Treut(France), Richard Somerville(USA)

주저자

Ulrich Cubasch(Germany), Yihui Ding(China), Cecilie Mauritzen(Norway), Abdalah Mokssit(Morocco), Thomas Peterson(USA), Michael Prather(USA)

기여저자

M. Allen(UK), I. Auer(Austria), J. Biercamp(Germany), C. Covey(USA), J.R. Fleming(USA), R. Garcia-Herrera(Spain), P. Gleckler(USA), J. Haigh(UK), G.C. Hegerl(USA, Germany), K. Isaksen(Norway), J. Jones(Germany, UK), J. Luterbacher(Switzerland), M. MacCracken(USA), J.E. Penner(USA), C. Pfister(Switzerland), E. Roeckner(Germany), B. Santer(USA), F. Schott(Germany), F. Sirocko(Germany), A. Staniforth(UK), T.F. Stocker(Switzerland), R.J. Stouffer(USA), K.E. Taylor(USA), K.E. Trenberth(USA), A. Weisheimer(ECMWF, Germany), M. Widmann(Germany, UK)

감수편집자

Alphonsus Baede(Netherlands), David Griggs(UK)

이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Somerville, R., H. Le Treut, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather, 2007: Historical Overview of Climate Change. 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.....	89	1.5. 기후모델링에서의 진보 사례.....	107
1.1 장의 개관.....	89	1.5.1 모델 변천과 모델 분류.....	107
1.2 지구 과학의 본질.....	89	1.5.2 구름 모델과 기후민감도.....	109
1.3 최근 기후변화의 탐지 및 원인규명분야에서의 진보 사례.....	94	1.5.3 결합모델: 발전, 이용, 평가.....	111
1.3.1 온실가스에 나타난 인간활동의 지문.....	94	1.6 기후변화와 불확실성에 관한 IPCC 평가.....	113
1.3.2 지구표면온도.....	95	박스 1.1 : 실무그룹 I 평가보고서에서 불확실성의 처리.....	115
1.3.3 탐지와 원인규명.....	97	1.7 요약.....	116
1.4 기후 과정의 이해 분야에서의 진보 사례.....	97	자주 묻는 질문(FAQ)	
1.4.1 지구의 온실효과.....	97	FAQ 1.1 : 지구의 기후를 변화시키는 인자들은 무엇인가?.....	90
1.4.2 과거 기후관측, 천문학 이론 및 급격한 기후변화.....	100	FAQ 1.2 : 기후변화와 기상은 어떤 관계가 있는가?.....	98
1.4.3 태양 변동성과 총 태양복사조도.....	101	FAQ 1.3 : 온실효과란 무엇인가?.....	110
1.4.4 생지화학과 복사강제력.....	102	참고문헌.....	117
1.4.5 설빙권.....	104		
1.4.6 해양 및 해양대기 결합역학.....	105		

개요

지구시스템에 존재하는 기후와 기후변화를 지배하는 대부분의 상호작용을 하는 과정에 대한 인식과 부분적인 이해는 IPCC의 설립 수십 년 전부터 시작되었다. 이러한 과정에 대한 심층적인 이해와 정량화 및 기후모델에 대한 적용은 1990년 IPCC의 제1차 평가보고서 이후 빠르게 진보되었다.

기후과학과 지구기후는 최근 수십 년 동안 변해왔으며 기후변화에 대한 인간의 영향에 대한 증거는 증가하는 추세이다. 이에 따라 IPCC는 기후에 대한 인위적인 영향에 대해 보다 확고하게 진술하고 있다.

이 논란은 기후변화 연구의 광범위한 분야를 자극했다. 이러한 연구결과는 일련의 IPCC 평가보고서에서의 주요 과학적인 결론의 방향을 현저하게 바꾸지는 않았지만 보다 세련되게 하였다.

1.1 장의 개관

본 제4차평가보고서(AR4)에서 평가된 과학에 대한 이해를 보다 잘하기 위하여, 기후변화 지식의 현 상태로 이끌어 낸 긴 역사적인 안목을 검토하는 것이 도움이 된다. 이 장은 지구과학의 기본적인 본질에서 시작하여 광범위한 다양한 사례를 통해 기후변화 과학의 역사를 살펴보고, 마지막으로 IPCC의 역사를 기술한다.

이 장은 새로운 개념의 글이다. 기존의 평가보고서에는 보고서에 대한 역사적인 배경을 제공하는 서론을 제시한 적이 없다. 여기서는 기후변화 과학의 중요한 성취와 도전을 설명하기 위하여 제한적인 주제가 선정되었다. 이 주제들은 인위적인 기후변화의 위험을 이해하는데 중요한 정보를 평가하고자 하는 IPCC의 업무에 대한 중요도를 기준하여 선정되었으며, 또한 과학적인 진보의 복잡하고 불규칙한 진행속도를 설명하기 위하여 선정되었다.

이 장에서는, 3차 평가보고서(Third Assessment Report, TAR; IPCC, 2001a) 발간 시기까지만 고려한다. TAR 이후의 진보는 이 보고서의 다른 장에서 기술되고, 이 장에서는 관련된 장을 참조할 것이다.

1.2 지구 과학의 본질

과학은 논쟁과 토론에 의해 자극될지도 모르지만, 일반적

으로 가설을 명확하게 설립하고 객관적인 입증을 통해 진보한다. 입증은 과학의 열쇠이다. 사실 어떤 과학철학자는 진짜로 과학적이기 위하여 잠재적으로 거짓이라는 것을 보여 줄 수 있는 시험을 해결할 수 있는 명제(statement)가 되어야 한다고 주장했다(Popper, 1934). 실제로 현대 과학자들은 일반적으로 자신들의 연구결과를 다른 과학자들이 반복할 수 있도록 사용된 방법을 공개하여 동료들이 면밀히 조사할 수 있도록 제출한다. 그래서 그들의 결과는 다른 과학자에 의한 복제를 통해서 검사될 수 있다. 천재적인 과학자를 포함한 모든 과학자들의 통찰력과 연구결과는 다른 많은 과학자의 결합된 노력에 의해 검토되는 과정에서 확인되거나 거부된다. 중요한 점은 과학자의 의견이나 신념이 아니라 이러한 검토과정의 결과이다. 알버트 아인슈타인(Albert Einstein)은 ‘아인슈타인을 반대한 100명의 저자들’이라는 표제의 책이 발간되었을 때, ‘만약 내가 틀렸다면, 반대하는 사람이 한 명이었어도 족했을텐데!’라고 말했다고 전해진다(Hawking, 1988). 그러나 그 한 명의 반대 과학자는 검증이 가능한 형태의 증거를 필요로 했을 것이다.

따라서 과학은 본질적으로 자가-수정하는 특성을 가진다. 부정확하거나 불완전한 과학적인 개념은 자연관측에 대하여 반복적인 시험에서 궁극적으로 도태되어 버린다. 과학이론은 현상을 설명하고 물리적인 현실과 비교해보면 평가될 수 있는 통찰력을 제공한다. 성공적인 예측은 이론을 지지하는 기록의 무게를 추가하고, 불완전한 예측은 근본적인 이론이 불완전하며, 개선이나 제거되어야 한다는 것을 의미한다. 때때로, 어떤 과학적 현상에 대하여 모순이나 자가당착이 쌓여서 패러다임의 급격한 변화가 일어나는 점에 특정한 형태의 질문만을 추구하는 경향이 있다(Kuhn, 1996). 그 시점에서, 전체 분야는 새로운 패러다임의 밑에서 빠르게 재건축될 수 있다.

가끔 중요한 패러다임 교체에도 불구하고, 과학적인 통찰력은 의외의 통찰력조차도 되도록 철저하게 가설을 시험하는 반복된 시도의 결과로 점차적으로 나타나는 경향이 있다. 그러므로 거의 모든 새로운 진보가 연구와 기존의 이해에 근거하기 때문에, 과학은 유용한 요소는 선택하고 유용하지 못한 요소는 제거하면서 누적된다. 활동적인 연구 과학자는 그들의 전 경력을 통하여 전형적으로 다른 과학자의 결과를 연구하는데 많은 시간을 투자한다. 과학적 연구주제의 현황에 대한 깊이 없거나 아마추어적인 이해는 과학자의 진보에 장애물이다. 연구하는 과학자는 도서관의 하루가 실험실에서의 1년을 줄여줄 수 있다는 것을 알고 있다. 아이작 뉴턴경(Sir Isaac Newton, 1675)조차도 ‘거인의 어깨 위에 서서 더 멀리 볼 수’ 있었을 것이라고 썼다. 지적 정직과 직업 윤리관 하에서 과학자들은 전임자들과 동료의 업적을 인정해야 한다.

자주 묻는 질문(FAQ) 1.1

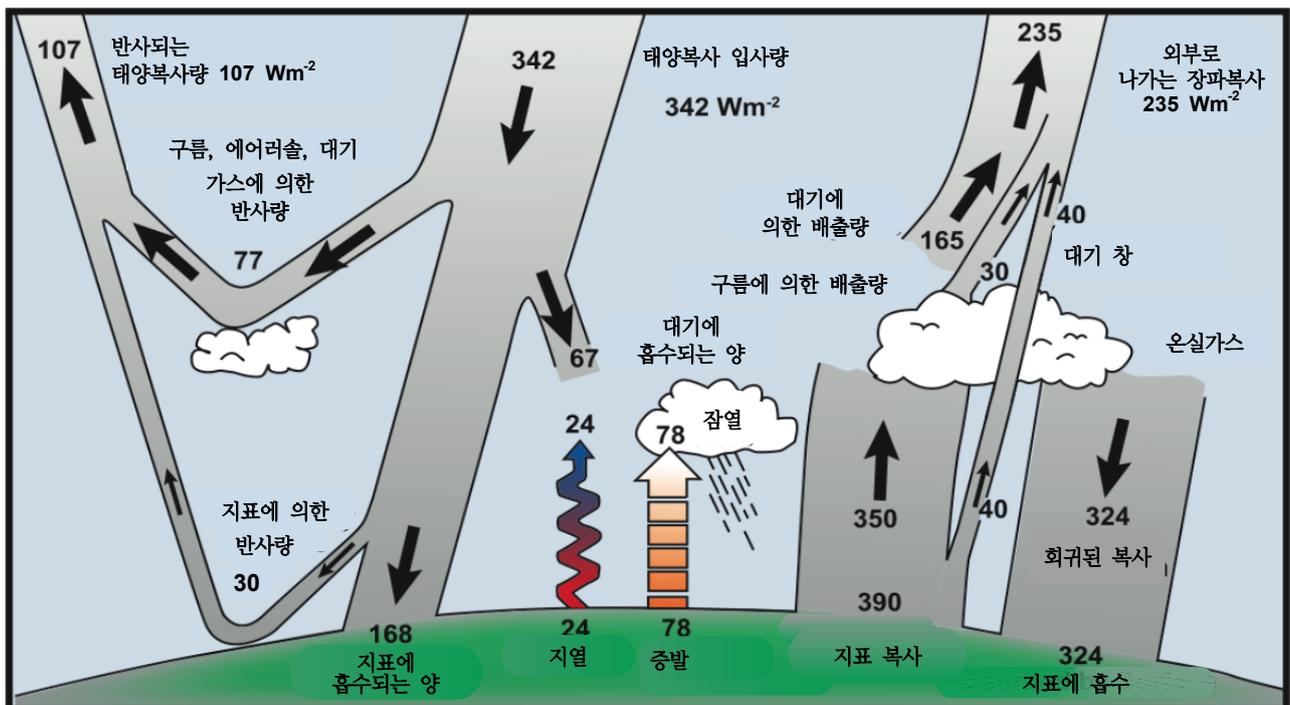
지구의 기후를 변화시키는 인자들은 무엇인가?

기후시스템은 대기, 육지, 눈, 얼음, 바다, 기타 수원, 생물체가 서로 복잡하게 상호작용 하며 구성하고 있는 시스템이다. 기후계의 요소 중에서 기후를 가장 뚜렷이 특징짓는 것은 대기이다. 기후는 종종 '평균기상(average weather)'으로 정의되는데 수개월에서 수백만 년까지(일반적으로 30년) 일정 기간 동안 기온의 평균 및 변동성, 강수, 바람 측면에서 기술한다. 기후계 내부 역학의 영향과 기후에 영향을 주는 외부 인자들('강제력(forcing)'이라고 부름)의 변화로 인해 기후계는 시간이 지나면서 발달하게 된다. 외부강제력에는 화산분출이나 태양활동의 변화 같은 자연현상뿐 아니라 인간에 의한 대기조성 변화 등 인위적 변화도 포함된다. 기후계의 동력원은 태양 복사(solar radiation)이다. 지구의 복사 균형이 변화하게 되는 주요 3가지 방식은 1) 태양복사 입사량의 변화(예: 지구궤도의 변화 혹은 태양 자체의 변화에 의한), 2) 태양복사가 반사되는 비율('알베도'라고 불림)의 변화(예: 운량이나 대기 입자, 식생 등의 변화에 의한), 3) 지구에서 외부로 되돌아가는 장파복사의 변화(예: 온실가스 농도 변화에 의한)이다. 이에 기후계는 다양한 피드백 메커니즘을

통해 그런 변화에 직, 간접적으로 반응한다.

낮에 태양 쪽 지구 대기의 상부 1 m²에 1초 동안 들어오는 태양에너지의 양은 약 1,370 와트(W)이며, 지구 전체를 평균하면 1초 동안 1 m²에 도달하는 일광의 약 30%는 반사되어 다시 우주로 돌아간다. 이 반사량의 약 2/3는 구름과 '에어로솔(aerosol)'로 알려진 대기의 작은 입자들에 의해 반사되고, 나머지 1/3은 지구 표면의 밝은 색 부분 -주로 눈과 얼음, 사막-에 반사된다. 에어로솔로 인한 반사의 가장 극적인 변화는 화산이 크게 분출하여 분출물이 아주 높이 배출될 때 발생한다. 이 에어로솔은 일반적으로 비를 통해 1~2주 내에 대기로부터 씻기지만, 폭발적인 화산분출에서 나온 물질이 최고층 구름너머까지 분출된 경우에는 약 1~2년 동안 기후에 영향을 준 다음에야 대류권으로 떨어져 강수에 의해 지표에 떨어진다. 따라서 거대한 화산분출은 평균 기온을 약 0.5℃ 하강시킬 수 있으며, 이 상태는 수개월에서 수년까지 지속될 수 있다. 일부 인위적 에어로솔 역시 일광을 상당히 반사한다.

우주로 반사되지 않은 에너지는 지구 표면과 대기에 흡수



FAQ 1.1, 그림 1. 지구의 연간 지구평균 에너지균형 추정. 장기적으로, 지구와 대기에 입사되는 태양복사의 양은 지구와 대기가 외부로 배출하는 동량의 장파복사에 의해 균형이 유지된다. 입사되는 태양복사의 약 절반이 지표에 흡수된다. 이 에너지는 지표에 접하는 공기의 가열, 증발, 구름과 온실가스에 흡수되는 장파복사에 의해 대기에 전달된다. 이에 대기는 다시 지구와 우주로 장파복사를 배출한다. 출처: Kiehl 및 Trenberth(1997)

된다. 이 양은 1 m^2 당 대략 240 W이다. 입사되는 에너지와 균형을 유지하기 위해 지구는 평균적으로 동량의 에너지를 우주로 배출한다. 이것은 외부로 나가는 장파복사를 배출함으로써 이루어진다. 지상의 모든 것은 계속해서 장파복사를 배출한다. 우리가 불에서 느끼는 열에너지도 바로 이렇게 배출된 열에너지다. 물체가 따뜻할수록 그 물체는 더 많은 열에너지를 복사하고 있는 것이다. 240 W/m^2 를 배출하려면 표면의 온도는 약 -19°C 이어야 할 것이다. 이것은 지표의 실제 온도보다 훨씬 낮은 온도이다(지구평균 기온은 약 14°C 이다). 이 -19°C 는 지표 위 5 km에서 나타난다.

지표가 이렇게 따뜻한 이유는 온실가스가 존재하기 때문이다. 온실가스는 지표에서 나오는 장파복사의 부분적 담요 역할을 한다. 이 담요 효과를 자연적 온실효과(natural greenhouse effect)라고 부른다. 가장 중요한 온실가스는 수증기와 이산화탄소이다. 대기에 가장 많이 존재하는 두 성분인 질소와 산소는 그런 효과를 내지 않는다. 반면에 구름은 온실가스와 비슷한 담요효과를 발휘한다. 그러나 이 효과는 구름의 반사성에 의해 평균적으로 상쇄되어 버리기 때문에 결국 구름은 기후에 냉각 효과를 주는 경향이 있다(국지적으로는 따뜻한 효과를 느낄 수도 있다: 구름이 많이 낀 밤은 구름이 없는 밤보다 따뜻한 상태로 유지되는 경향이 있다. 이것은 구름이 장파 에너지를 지표로 다시 돌려보내기 때문이다). 인간활동은 온실가스 배출을 통해 이 담요 효과를 강화시킨다. 한 예로, 대기의 CO_2 양은 산업 시대에 약 35% 증가했는데 이 증가분은 인간활동, 그 중에서도 주로 화석연료 연소와 삼림제거 때문인 것으로 알려져 있다. 따라서 인류는 지구 대기의 화학적 조성을 극적으로 변경시키며 기후에 실질적 영향을 준 것이다.

지구는 구(sphere) 형태이기 때문에 고위도보다는 적도지역에 단위 면적 당 더 많은 태양에너지가 도달한다. 고위도에서는 일광이 적도에서보다 작은 각도로 대기에 충돌한다. 에너지는 폭풍을 비롯해 대기순환과 해양순환을 통해 적도지역에서 고위도지역으로 전달된다. 에너지는 바다나 육지표면

에서 물을 증발시키기 위해서도 필요한데 잠열이라고 불리는 이 에너지는 수증기가 구름 안에서 응축될 때 배출된다(그림 1 참조). 대기순환은 주로 이 잠열이 배출됨으로써 일어난다. 대기 순환은 해양의 표층수에 대한 바람의 작용, 해양의 해수면 온도 및 염도의 변화, 그리고 강수와 증발을 통해 해양순환의 많은 부분을 일으킨다.

지구가 회전하기 때문에 대기순환 패턴은 남북 방향보다는 동서 방향의 경향을 갖는다. 중위도 편서풍에 포함된 대규모 기상계는 열을 극지로 전달하는 작용을 한다. 이 기상계가 바로 우리에게 익숙한 이동성 저기압 및 고기압 시스템, 그에 관련된 한랭전선, 온난전선이다. 이 순환계의 지구적 규모의 대기 파동(atmospheric waves)은 육지와 바다 간 온도 차이와 산맥이나 빙상 같은 장애물 때문에 대륙과 산악에 의해 지리적으로 정체되는 경향이 있지만 규모는 시간과 함께 변할 수 있다. 파동 패턴 때문에, 북미의 추운 겨울은 북반구 다른 지역의 특별히 따뜻한 겨울과 관련 있을 수 있다. 기후계의 다양한 측면, 이를테면 빙상의 크기, 식생의 종류와 분포, 대기나 해양의 기온 같은 것들의 변화는 대기와 해양의 대규모 순환에 영향을 준다.

기후계에는 기후강제력 변화의 효과를 강화(‘양의 피드백’)시키거나 감쇠(‘음의 피드백’)시킬 수 있는 피드백 메커니즘이 많이 있다. 예를 들어, 온실가스 농도가 증가하면 지구 기후가 온난화되고 눈과 얼음이 녹기 시작한다. 이렇게 융해되면 눈과 얼음에 덮여 있던 육지와 수면이 드러나게 되고, 이 부분 때문에 태양의 열이 더 많이 흡수되어 더 많은 온난화가 야기된다. 이것은 다시 더 많은 융해를 야기하고 이런 식으로 자동강화 순환을 돌게 된다. ‘얼음-알베도 피드백(ice-albedo feedback)’이라고 불리는 이 피드백 반복과정은 온실가스 농도의 증가에 의해 야기된 초기 온난화를 증폭시킨다. 기후 피드백을 탐지, 이해, 정확히 정량하는 것이 바로 지구 기후의 복잡성을 파헤치는 과학자들의 연구 초점이었다.

여기에서 간단하게 기술된 과학의 속성은 기후변화에 관한 경쟁적인 주장에도 적용될 수 있다. 고려중인 진술은 원칙에 따라 거짓이라고 증명될 수 있는가? 그것은 엄격하게 평가되었는가? 그것은 전문가가 검토한 학술지에 게재되었는가? 그것은 적합한 기준의 연구결과를 토대로 전개되었는가? 만약 위 질문 중 어느 하나에도 '아니오'라는 대답이 있다면 그것이 평가되고 독립적으로 검증되기 전에는 이러한 주장에 대한 신뢰도는 낮게 주어야 한다. IPCC는 가장 유용한 과학에 근거한 보고서를 작성하기 위하여(1.6절) 과학적 문헌을 평가한다. 그러나 IPCC는 주요한 불확실성을 확인하고 중요한 기후변화 문제에 해답을 구하는 것을 목표로 하는 연구를 자극하고 조정함으로써 과학의 발전에 기여한다는 것을 인정해야 한다.

지구과학의 특성은 지구과학자가 지구를 대상으로 실험을 수행하고 그 결과를 관측할 수 없다는 것이다. 이러한 의미에서 지구과학은 은하나 우주를 대상으로 실험할 수 없는 천문학과 우주론의 분야와 유사하다. 바로 그 지구 전체를 대상으로 매우 복잡한 상호작용과 되먹임을 포함하는 대규모 실험이 기후변화에 관한 가설의 참과 거짓을 명확하게 검증하는 이상적인 방법이기 때문에, 이것은 중요한 고려사항이다(Schellnhuber, 2004). 그럼에도 불구하고 수많은 가설의 무수한 실험적인 시험은 지구과학에 대한 지식의 대량 축적하게하였다. 이러한 반복된 시험은 해양심층순환에서 성층권 화학에 이르기까지 기후시스템의 수많은 현상에 대한 이해를 증진시켰다. 때때로 관측과 모델의 조합은 행성규모의 가설을 시험하는데 이용될 수 있다. 피나투보화산의 폭발이후 관측된 지구 냉각화와 대기권의 건조화(8.6절)는 지구기후모델(Hansen et al. 1992)의 특정한 양상의 중요한 열쇠를 제공했다.

다른 사례는 현재 관측과 비교된 과거의 IPCC 미래 기후변화 전망이다. 그림 1.1은 FAR(First Assessment Report, 1차 평가보고서, 1990)에서의 기온전망이 SAR(Second Assessment Report, 2차 평가보고서, 1996)에서의 전망보다 높다는 것을 보여준다. 최근 관측자료에 의하면 실제 기후시스템의 진도는 FAR과 SAR의 최적추정치의 중간에 있으며, TAR(IPCC, 2001a)에서의 기온전망의 상위 범위 내에 있거나 접근하고 있다(3.2절).

모든 이론이나 과거의 결과가 최신 분석에 의해 확인되는 것은 아니다. 1970년대 중반에, 주로 과거 30년간 북반구(NH) 기온이 하강하는 추세임을 나타내는 분석에 근거한(예, Gwynne, 1975) 지구 냉각화 가능성에 대한 기사가 대중적인 매체에 게재되었다. 전문가-검토 학술지에 이산화탄소(CO₂)의 증가가 지구기온의 하강과 연관되어야 한다는 것을

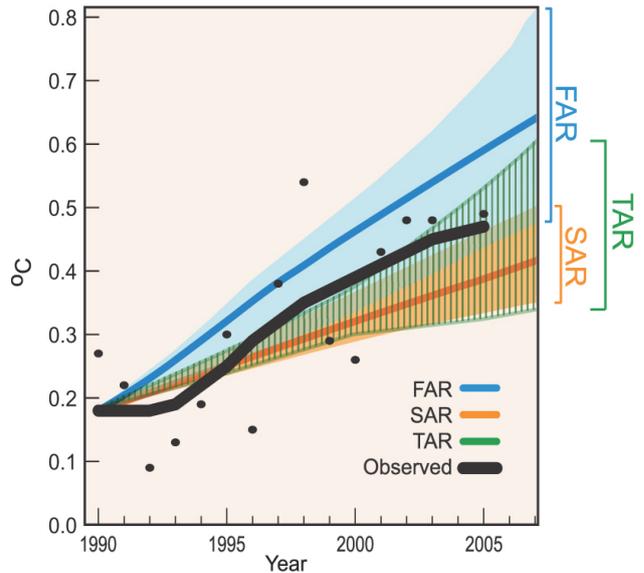


그림 1.1. 1961년에서 1990년 평균값에 대한 지구 평균지표온도 (Brohan et al., 2006), FAR(IPCC, 1990), SAR(IPCC, 1996), TAR(IPCC, 2001a)의 전망치. FAR와 SAR의 '최적추정치' 모델전망은 음영으로 나타난 추정된 전망의 범위와 함께 실선으로 제시되었다. TAR는 '최적추정치' 모델전망을 제시하지 않았지만 범위가 제시되었다. 연평균관측값(3.2절)은 검은 점으로 제시되었으며 두꺼운 검은 선은 13개 포인트 필터를 사용한 시계열을 평활하여 얻어진 10년 변동을 보여준다.

Bryson and Dittberner(1976)가 보고했다. Woronko(1977)의 반대에 대하여 Bryson and Dittberner(1977)는 그들이 사용한 모델에 의해 계산된 냉각이 이산화탄소 증가의 원인이 된 연소에 의해 생성한 에어러솔(대기권에 있는 미립자)때문에 이었다고 설명했다. 그러나 에어러솔은 이산화탄소와 비교하여 대기 중에 짧은 기간만 머무르기 때문에, 이 결과는 장기 기후변화 전망에는 적용할 수 없다. 이러한 지구 냉각화에 대한 예측은 지구과학의 본질적인 자가-수정의 고전적인 예이다. 관련된 과학자들은 과학 학술지에 게재하기 위하여 그들이 사용한 방법과 결과를 동료 전문가들의 면밀한 검증(전문가-검토가 이 문제를 밝히지는 못했지만)을 위해 제출했으며, 정당한 비판에 대응한 명망있는 과학자였다.

이 장을 통하여 되풀이하는 주제는 최근 기후과학이 관련 연구의 점진적인 발전추세와 연구를 지원하는 관측 및 모델을 포함하여 과학적인 방법론과 도구의 주목할 만한 발전이 특징이다. 최근 40년간 대기와 해양과정에 대한 지식은 괄목하게 성장했다. 과학자들은 과학적 지식을 확대하는 만큼, 전문가-검토 학술지에 연구결과를 발표했다. 1965-1995년 동안, 대기과학 학술지에 발표된 논문의 수는 세 배 증가했다(Geerts, 1999). 기후변화 과학으로 좁혀보면, Stanhill(2001)은 1951-1997년 동안 논문의 수는 매11년 마다 2배로 지속적으로 성장했다는 것을 발견했다. 게다가 1834년 이후 발표된 기후변화 과학 문헌의 95%는 1951년 이후에 간행된 것이

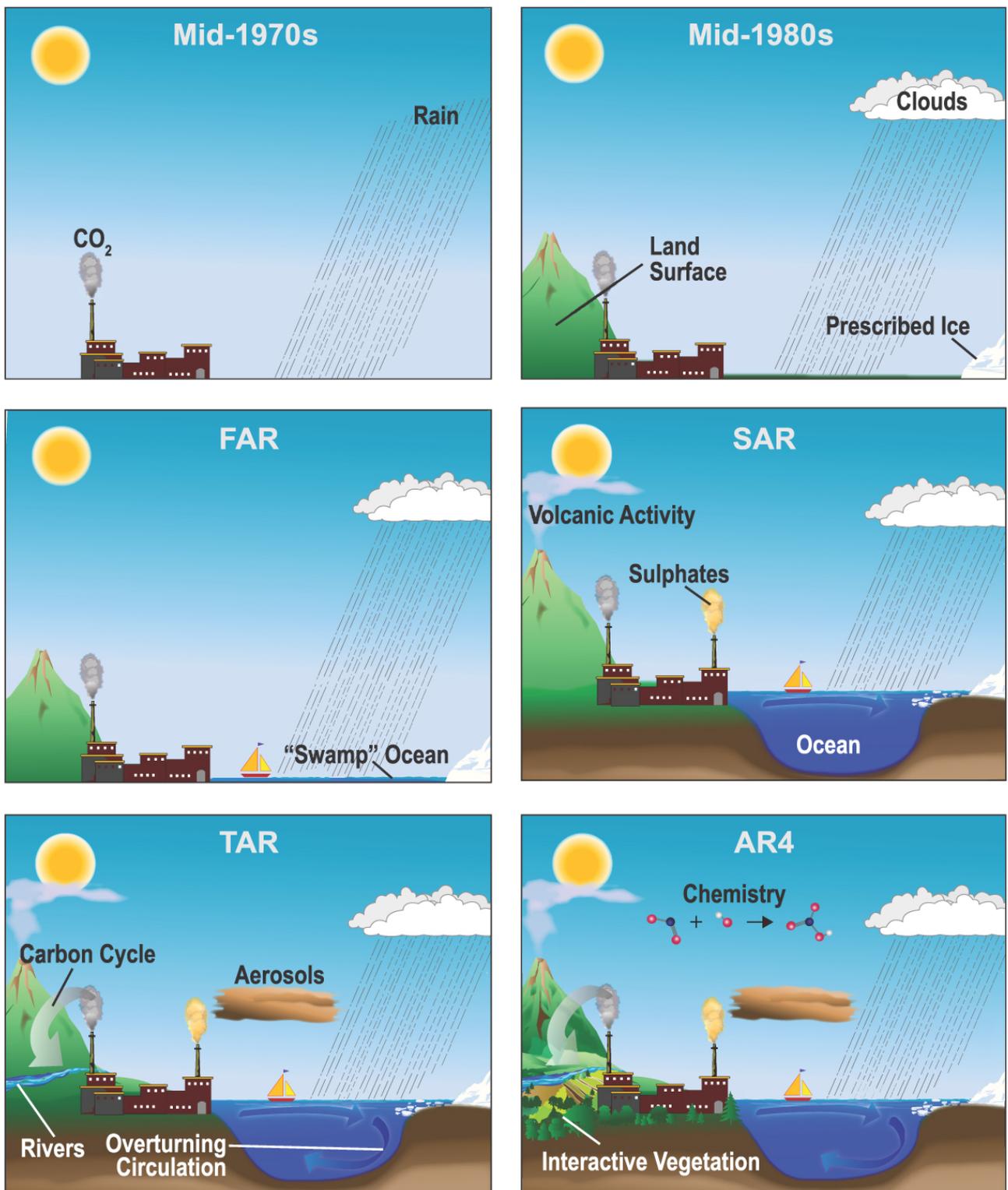


그림 1.2. 기후모델의 복잡성은 최근 수 십년에 걸쳐 증가하였다. 모델에 부가된 물리 과정은 모델화된 세계에 대한 여러 모습으로 그려졌다.

다. 과학은 누적되기 때문에, 이것은 기후과정에 대한 지식과 기후연구의 복잡성에서 상당한 성장을 의미한다. 예를 들면, 그림 1.2에서 설명되는 것과 같이 수십 년간 기후 모델에 통합된 추가적인 물리과정들이 있다. 과학의 본질적인 누

적 결과로, 지금의 기후과학은 수 세기에 걸친 면밀한 실험실 측정, 관측실험 및 이론적 분석에 의해 집계되고 확인된 무수한 물리 과정과 이론의 다학제적 종합체이며, 수십 년 전에 비하여 더 넓고 물리적으로 광범위하다.

1.3 최근 기후변화의 탐지 및 원인규명분야에서의 진보 사례

1.3.1 온실가스에 나타난 인간활동의 지문

1958년 Charles David Keeling에 의해 시작된 이산화탄소의 대기 중 농도의 정밀한 측정은 대기 구성요소의 변화를 기록한 시계열을 만들었다(Keeling, 1961, 1998). 이 자료는 지구대기의 화학적 구성에 인간활동의 효과에 대한 증거의 상징이다(FAQ 7.1참조). 하와이 마우나로아에서 관측된 킬링곡선은 지구 탄소순환 및 화석연료의 연소의 지속적인 기록에 대한 과학적인 측정을 제공한다. 이 자료는 과학자들이 대기, 생물권 및 해양 사이의 계절적 CO₂ 교환의 장기적인 변화를 보여 주고 화석연료의 배출과 생물권의 자연적인 연주기에 의한 배출을 구분할 수 있는 정밀도 및 정확도를 유지하고 있다. ¹³CO₂ 동위원소(Francey and Farquhar, 1982)와 산소분자(O₂)(Keeling and Shertz, 1992; Bender et al. 1996)의 대기 중 농도에 나타난 추세에 관한 최근 관측은 특히 화석연료 연소에 의한 CO₂ 농도 증가를 확인했다(2.3, 7.1, 7.3절).

1950년대 후반부터 CO₂ 농도 증가를 올바르게 판단하고, 과거의 자연적인 주기에 의한 인간 활동에 의한 증가의 크기를 비교하기 위해서 이산화탄소와 다른 자연적인 온실가스의 장기간 기록이 필요하다. 이러한 자료는 그린랜드와 남극 대륙의 빙하코어 속에 포함된 공기방울의 구성성분 분석으로 만들 수 있다. 초기 측정은 이산화탄소 농도가 마지막 빙하기에 축적세의 마지막 1 만년(최근 10 kyr) 보다 상당히 낮았다는 것을 증명했다(Delmas et al., 1980; Berner et al., 1980; Neftel et al., 1982). 최근 1만년부터 1750년까지 이산화탄소 농도는 280±20 ppm 범위 내에 있다(Indermühle et al., 1999). 산업혁명 이후 이산화탄소 농도는 1999년에 367 ppm(Neftel et al., 1985; Etheridge et al., 1996; IPCC, 2001a) 2005년에 379 ppm로 증가했다(2.3.1절; 6.4절 참조).

1970년부터 직접 관측(Steele et al., 1996)은 2개의 다른 중요한 온실가스인 메탄(CH₄)과 아산화질소(N₂O)의 농도 증가를 탐지하였다. 메탄농도는 초기에는 대략 1%/yr의 비율로 증가하였으나(Graedel and McRae, 1980; Fraser et al., 1981; Blake et al., 1982) 그 이후 CH₄ 농도가 안정화 추세를 나타내어(2.3.2절) CH₄ 농도는 1990년대에는 평균 0.4%/yr로 증가추세가 낮아졌다(Dlugokencky et al., 1998). N₂O 농도의 증가율은 더 작아서 약 0.25%/yr이며, 탐지가 더욱 어렵다(Weiss, 1981; Khalil and Rasmussen, 1988). 과거 200년간 만

년설에 포함된 공기에서 분석된 농도자료는 20세기까지 CH₄와 N₂O 농도 증가는 가속화되고 있음을 보여준다(Machida et al., 1995; Battle et al., 1996). 빙하코어에서 추정된 과거 1000년 동안 CH₄ 농도는 19세기까지 700 ppb로 비교적 안정된 농도를 유지하였으며, 그 이후 지속적으로 증가하여 1998년에 1,774 ppb(IPCC, 2001a), 2005년에 1,745 ppb이 되었다(2.3.2절). 이러한 농도의 최고점은 최근 50만 년간 빙하기-간빙기의 400~700 ppb의 범위 보다는 매우 높으며, 이 증가는 인간 활동에 의한 배출에 의해 설명될 수 있다. N₂O에 대한 결과도 유사하여 산업혁명 이후 상대적 증가는 더 작으나(15%), 1998년 농도는 314 ppb(IPCC, 2001a), 2005년에 319 ppb(2.3.3절)로 증가하였으며, 이 농도는 빙하기-간빙기의 260-180 ppb 범위보다 더 높다(Flückiger et al., 1999; 2.3, 6.2, 6.3, 6.4, 7.1절 및 7.4절 참조).

몇 종류의 인공적인 할로카본(halocarbons; 염화불화탄소(CFCs), 수화불화탄소, 과불화탄소, 할론 및 육불화화)은 지구온난화지수(GWPs, Global Warming Potentials; 2.10절)가 높은 온실가스이다. 화공산업은 이러한 종류의 가스를 생산하여 왔으며 1930년 이후 대기 중으로 배출되고 있다. Lovelock(1971)은 CFC-11(CFCl₃)을 최초로 측정하였으며, 이 물질이 인위적인 배출의 위도별 분포를 반영하는 남북경도는 인공적인 추적자로 사용할 수 있다는 것에 주목했다. 모든 인공적인 할로카본의 대기 중 농도는 1990년대 몬트리올 의정서 하에서 할로카본의 사용이 금지될 때까지 증가하였다(Montzka et al., 1999; Prinn et al., 2000). 인공합성 할로카본(과불화탄소는 제외)의 경우 빙하코어 연구에서 이 화합물이 과거에는 공기 중에 존재하지 않았다는 것을 보여 주었으며(Langenfelds et al., 1996), 이는 인간의 산업활동의 기원임을 확인한다(2.3절과 7.1절 참조).

TAR까지 과학자들은 1990년대 혼합이 잘 되는 온실가스의 농도는 지난 50만 년 중 가장 높았다고 보고하였으며(Petit et al., 1999), 현재 이 기록은 거의 백만 년으로 확장되었다(6.3절). 대기 중 온실가스 농도의 증가에 대한 이러한 기록은 인류가 지금까지 저질러온 일을 되돌릴 수 있는 능력이 있다는 것을 보여 준다는 것을 주목할 만하다. 그린랜드의 황산염 오염은 북아메리카와 유럽에서 산성비를 통해 하면서 1980년대에 줄었으며(IPCC, 2001b), CFC 농도는 오존층을 보호하기 위한 사용금지로 전지구적으로 감소하고 있다.

1.3.2 지구표면온도

17세기 초 온도계가 발명된 직후 날씨를 측정하고 기록하려는 노력이 시작되었다. 첫 번째 기상 네트워크는 1653년 북부 이탈리아에서 구축되었으며(Kington, 1988), 온도 관측의 보고는 초기 과학학술지에 게재되었다(예, Wallis and Beale, 1669). 19세기 후반에는 날씨의 체계적인 관측은 세계의 거의 모든 거주 지역에서 수행되었다. 공식적인 선박 기상관측의 국제화는 1853년에 시작했다(Quetelet, 1854).

‘기상관측시스템의 표준화에 대한 제언’(Buys-Ballot, 1872)의 견해를 반영하여 1873년에 국제기상기구(IMO, International Meteorological Organization)가 설립되었다. 이를 계승한 세계기상기구(WMO, World Meteorological Organization)는 표준화된 기상관측을 장려하고 교환하고 있다. 그러나 아직 표준화된 관측에도 불구하고 관측장비에 의한 관측을 정확한 지구평균 시계열로 만드는데 네 종류의 증대한 장애요인이 있다:(1) 유용한 형태의 자료에의 접근;(2) 잘못된 자료를 제거하거나 편집하는 품질 관리;(3) 자료의 신뢰도를 확보하기 위한 균질성 평가와 보정 및(4) 관측공백이 있는 지역의 평균.

Köppen(1873, 1880, 1881)은 태양흑점 변화의 효과를 연구하기 위하여 이러한 장애의 대부분을 극복한 최초의 과학자이다(2.7절). 대부분의 그의 자료는 Dove(1852)의 자료를 사용했으나 Dove의 자료에는 관측방법에 관한 정보가 결여되어 있었기 때문에, 그는 가능한 자료의 원본을 직접 사용했다. Köppen은 연평균 온도의 검사를 원격 관측지점의 품질 관리를 위한 적합한 기술로 생각했다. 100개소 이상의 관측지점의 자료를 사용하여, Köppen은 주요한 위도대에 대하여 연평균하였으며, 그림 1.3에서 나타난 준-지구평균 시계열로 평균하였다.

Callendar(1938)는 CO₂가 기온에 미치는 영향을 조사하기 위하여 지구평균기온 시계열을 산출하였다(2.3절). Callendar는 약 200개소의 관측기록을 분석했다. 관측자료 중 일부분만이 주변지점과의 상호비교 또는 메타데이터에 근거한 관측지점의 변화와 관련된 균질성 조건에 의해 품질에 문제가 있다고 간주되었다. 남극에 대응하는 관측지점이 없기 때문에 북극지방의 2개의 관측지점을 추가적으로 제외하고 총 147개의 관측자료를 지구평균을 산출하는데 사용했다.

Callendar의 자료 대부분은 세계기상기록(WWR, World Weather Record; Clayton 1927년) 자료에서 왔다. 1923년 IMO 총회의 결의에 의해서 WWR은 기념비적인 국제사업으로 총 1,196쪽의 전세계 관측지점의 월평균 온도, 강수 및 기압자료를 포함하고 있는데, 일부 관측자료는 1800년대 초

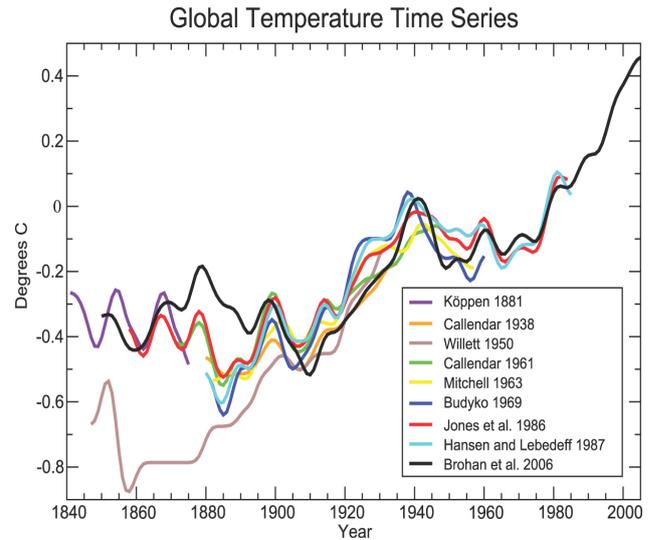


그림 1.3. 대규모 지역의 지표온도변화에 대해 발표된 기록 Köppen (1881). 육지지표기온을 사용하여 열대 및 온대 위도대별 기온, Callendar(1938) 60°N에서 60°S에 위치한 전구 육지관측소를 이용, Mitchell(1963) 전구 육지관측소, Budyko(1969) 북반구 육지관측소 및 선박자료를 이용, Jones et al.(1986a, b) 전구 육지관측소, Hansen과 Lebedeff(1987)은 전구 육지관측소를 사용. 육지기온 및 해수면온도자료를 사용한 Brohan et al.(2006)은 현재 최신의 가장 긴 전구기온시계열을 제시하였다(3.2장). 모든 시계열은 13개 포인트 필터를 사용하여 평활화 되었다. Brohan et al.(2006)의 시계열은 1961년에서 1990년 평균의 아노말리(°C)로 나타내었다. 각각의 다른 시계열은 특정 및 각각 다른 기준 기간의 평균기온에 대한 아노말리로서 제시되었다. 이들을 비교하기 위하여, 다른 시계열은 Brohan et al.(2006)의 아노말리 시계열에서 동일한 기간에 대한 최근 30년의 평균이 조정되었다.

부터 시작한다. 1960년대 초, J. Wolbach는 이 자료를 디지털화 하였다(미국 국가기후자료센터(NCDC), 2002). WWR 프로젝트는 오늘날까지 WMO의 후원으로 전세계 수천개의 관측지점의 기후자료를 매 10년마다 갱신하여 디지털 간행물을 계속 발간한다(NCDC, 2005).

Willett(1950)은 WWR 자료를 사용하여 129개 관측지점을 사용하여 지구기온 시계열을 산출하였다. WWR은 장기적으로 균질한 자료를 발간하는 반면, Willett은 1940년까지 WWR에 기록된 자료 중 연속적이고 균질한 관측자료를 주의깊게 선정하였다. 유럽과 같이 특정지역에 가중되는 것을 피하기 위해서 위경도 10°격자에서 최적의 관측지점을 한 지점씩 선정하였다. 지점의 월평균 자료는 5년씩 평균한 후 1935-1939년 평균에서의 편차를 산출하였다. 각 지점의 편차는 전구 시계열을 산출하기 위해 동일한 가중치를 주어 평균하였다.

Callendar는 1961년에 Willett(1950)의 방법을 사용하여 새로운 준-지구기온 시계열을 다시 산출하였다. Callendar(1961)는 총 600개의 관측자료의 품질을 검사하였는데 약 3/4이 통과하였다. Callendar과는 독립적으로 Willett의 제자인 Mitchell(1963)은 200개 미만의 자료를 사용하여 개정된 지구기

온 시계열을 산출하였는데 위도대별로 평균하였으며, 1차로 1961년에 보고되었다. Landsberg and Mitchell(1961)은 Callandar의 결과와 Mitchell의 결과를 비교하여, 남반구의 자료 공백지역을 제외하고 일반적으로 잘 일치한다고 보고하였다.

같은 시기에 러시아에서는 대규모 시계열을 산출하기 위해 매우 다른 방법으로 연구를 추진하고 있었다. Budyko(1969)는 기초자료로 매끈하게 손으로 그린 월기온 편차도를 사용하였다. 북반구 지역에 제한되기는 했지만, 이 지도에 근거한 접근은 시간에 따라 관측지점의 수가 증가하는 것을 포함할 수 있을 뿐만 아니라(예, 1881년에 246, 1913년에 753, 1940년에 976, 1960년에 약2,000개지점) 해양자료도 활용할 수 있다(Robock, 1982).

사용된 관측지점 수의 증가는 최근 수십 년간 계속 중요한 주제로 관측자료의 기록을 디지털화함과 동시에 관측자료를 지구자료세트에 포함시키는데 시간이 걸리므로 최신 자료로 경신하는데 상당한 노력을 기울였다. 1970년대 및 1980년대에 몇몇 팀은 지구온도 시계열을 산출하였다. 이 기간에 특히 Hansen and Lebedeff(1987)에 의한 공간내삽과 평균기법의 확대 및 Jones et al.(1986a, b)에 의한 지구자료세트에 포함된 수천 개 관측지점의 자료기록의 균질성 평가와 보정 노력은 주목할만한 진보이다. 그 이후 지구 및 각국의 자료세트는 다양한 통계 및 메타-데이터에 근거한 접근방법으로 균질성을 위해 엄격하게 보정되었다(Peterson et al., 1998).

지속적인 균질성에 관한 관심사는 지구온도 시계열에 있는 잠재적인 도시열섬 효과이다. 이 문제는 두 가지 관점에서 다루어진다. 우선 평가된 도시열섬 효과를 도시지역의 온도에서 보정하는 것이다(예, Karl et al., 1988; Hansen et al., 2001). 두 번째 방법은 Callendar(1938)와 같이 지구온도 시계열에 도시열섬 효과로 인한 치우침이 작거나 존재하지 않는다는 것을 분석하는 것이다(Jones et al., 1990; Peterson et al., 1999).

해양자료의 중요성에 대한 인식이 점차 높아지면서 해양자료의 역사적인 기록을 디지털화하고 품질검사를 하려는 중요한 노력이 시작되었다. 이 사업은 국제종합해양대기 자료세트(ICOADS, International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Worley et al., 2005)로 발전하였으며, 자료의 습득, 디지털화 및 일본 상선에서의 전송에서 남아프리카 포경선의 항해일지까지 자료의 종합을 조정하였다. 해수면 온도(SST, Sea Surface Temperature) 및 취득된 관련 자료의 양은 지속적으로 성장하고 있다.

ICOADS의 기본적인 자료 관련 업무처럼 필수적인 것으

로 SST 자료에서 두 가지 중요한 진보가 있었다. 첫 번째는 초기 관측자료를 현재 관측에 비교할 수 있도록 보정하는 것이다(3.2절). 1940년 이전 대부분 SST 관측은 물통으로 해수면의 물을 길어서 갑판 위에서 온도계로 측정하였다. 이러한 방법은 해수면에서 수 m 깊이에 위치한 엔진냉각수 흡입구에 온도계를 설치하는 방법으로 대체되었다. Folland and Parker(1995)는 물통에서의 열손실을 계산하는 모델을 개발하였는데 열손실은 물통의 크기와 형태, 햇빛에 노출된 시간, 주변 풍속 및 선박의 항진속도에 따라 다르다. 그들은 야간의 바다 기온의 시계열을 이용하여 그들의 결과를 검증했다. 이러한 방법으로 초기 물통관측은 수 십분의 일 도씩 상향 조정했다.

선박관측의 대부분은 제한된 해운로에서 이루어지고 있어서 두 번째 진보는 다양한 방법을 사용하여 전세계 범위를 확대하는 것이다. 관측범위의 직접적인 개선은 국제협력을 통한 표류 및 계류 부이의 설치로 달성되었다. 1980년대 중반에는 SST 분석에 상당히 기여할 수 있을 정도로 부이의 수가 증가하였고(McPhaden et al., 1998), 계속 증가하여 현재는 1,000개 이상의 부이가 동시에 자료를 전송하게 되었다. 1982년부터 인공위성 자료는 현지관측과 연계되어 준-지구범위에 도달하는데 기여했다(Raynolds and Smith, 1994). 추가적으로 육지와 해양관측을 통합, 내삽하여 현재의 지구기온자료를 산출하기 위하여 여러 종류의 접근방법이 사용되었다(3.2절) 더 긴 기간의 관점에서 현재의 측기관측을 더 장기간의 역사적 관점에서 보기 위하여 대리 자료(Proxy data)가 필요하다(6.2절).

그림 1.3은 여러 종류의 지구기온시계열을 나타내고 있는데 현재 가장 긴 지구기온시계열인 Brohan et al.(2006, 6.2절 참조)의 시계열도 포함되어 있다. 자료와 분석기법은 시간에 따라 달라지지만 모든 시계열은 1900년 이후 매우 일관성이 높다. 서로 다른 자료나 분석기법의 사용에 의한 차이는 자료가 부족할 때 더 커진다. 이 현상은 1880년 이전 Willett(1950)의 시계열에 의해 보여진다. Willett은 1885년 이후에는 자료의 수가 거의 일정하지만 그 이전에는 수가 급격히 감소하여 1850년에는 단지 11개 지점자료만을 사용했다는 것을 지적했다. 다양한 분석에 의한 시계열 사이의 큰 일치는 이 시계열이 나타내고 있는 변화가 진짜라는 신뢰성을 높인다.

대부분의 최근 관측이 자동화되었음에도 불구하고, 지구표면온도 산출에 이용되는 자료의 대다수-육지에서 400백만 개와 140백만 개의 SST 현지관측은 지난 세기 동안 수만 명의 노력에 의존한다. 기후과학은 고품질 기상관측의 수행 및 공유를 장려하는 IMO, WMO 및 GCOS(Global Climate

Observing System, 지구기후관측체계)와 같은 국제기구뿐만 아니라 날씨를 관측하는 개개인의 역할에 막대한 빛을 지고 있다. 이 시대의 연구자들과 연구기관들이 자료를 획득하고 기존에 알려진 문제와 편의를 보정하는데 상당한 노력을 기울이지만, 관측환경을 기록하고 정량화하는데 기여한 개인과 기관의 양심적인 노력이 없이는 100년 이상의 지구온도 시계열의 존재가 불가능했을 것이다(3.2절).

1.3.3 탐지와 원인규명

과거 기후에 대한 지식을 이용하여 진행 중인 변화의 본질을 한정하는 것은 계속되는 IPCC 보고에서 반영된 것처럼 지난 10년간 중요도에 대한 관심이 증가하였다. 기술적인 관점에서는 연계되어 있지만 탐지(detection)와 원인규명(attribution)은 별개의 목적을 가지고 있다. 기후변화 탐지는 변화의 원인에 대한 언급없이 통계적인 정의에 따라 기후가 변하고 있음을 설명하는 과정이다. 기후변화의 원인규명은 정의된 신뢰수준에서 탐지된 변화에 대한 최적 원인을 설립하는 과정이다. 전통적인 접근법에서의 명료한 원인규명은 지구의 기후시스템에 대한 실험을 요구된다. 그러나 실험을 위한 여분의 지구가 없으므로, 인위적인 기후변화의 원인규명을 위해서(a) 기후가 변화했다는 것을 탐지(위의 정의에 따라), (b) 탐지된 변화가 인위적인 강제력에 대한 반응으로 계산된 기후변화 ‘시그널’의 컴퓨터모델 시뮬레이션과 일치하는지 확인, (c) 탐지된 변화가 인위적인 강제력을 제외한 현재 기후변화에 대한 물리적으로 가능한 대안적인 설명과 일치하지 않음을 확인한다.

탐지와 원인규명은 둘 다 관측자료와 모델결과를 사용한다. 1.3.2절에 기술된 노력에도 불구하고, 세기-규모의 자연적인 기후변동의 추정치는 대부분의 관측기록이 비교적 짧고, 다양한 외부강제력의 범위와 영향에 대한 이해 부족으로 관측자료에서 산출하기는 어렵다. 외부 강제력이 변하지 않는 모델 시뮬레이션(예, 대기 중 CO₂ 농도 증가 없음)은 수년에서 세기 시간규모의 기후시스템의 내부변동성에 대한 중요한 정보를 제공한다. 또한, 원인규명은 온실가스, 화산 에어로졸, 태양복사 등 주요한 인위 및 자연 강제력 변화의 과거 추정치에 근거한 모델 시뮬레이션을 필요로 한다. 이러한 시뮬레이션은 개별 강제력의 변화만을 고려하거나(강제력에 의한 기후영향을 구분할 수 있음) 전체 강제력이 동시에 변화하도록 실행할 수 있다.

탐지 및 원인규명 연구의 초기에는 지구표면온도에서의 지구평균변화 추정치라는 단일시계열을 중심으로 연구하였다. 1980년에는 인위적인 온난화를 탐지하는 것이 가능하지

않았지만 Madden and Ramanathan(1980)과 Hansen et al.(1981)은 적어도 향후 20년 내에 분명하게 될 것이라고 예측했다. 십년 후, Wigley and Raper(1990)는 간단한 에너지 평형 기후모델을 이용하여 1967-1982년 지구평균 지표온도의 관측된 변화는 자연적인 내부변동성에 의해 설명될 수 없다는 것을 보였다. 이 발견은 나중에 더 복잡한 해양-대기 결합모델에서 구한 변동성 추정치를 이용하여 확인되었다(예, Stouffer et al., 1994).

기후변화 과학이 진보함에 따라 탐지와 원인규명 연구는 기후변화의 복잡한 패턴을 조사할 수 있는 더욱 진보한 통계 분석을 적용하고 있다. 기후변화패턴 또는 ‘지문(Fingerprint)’은 하나의 변수(온도) 또는 지표로 제한되지 않는다. 최근의 탐지와 원인규명 연구에는 강수량과 지구기압 패턴 및 해양과 대기의 연직온도 프로파일 분석을 사용한다. 여러 변수를 사용하는 연구는 원인규명 관련 이슈를 설명하는데 용이하다. 두 종류의 기후강제력이 유사한 지구평균기온의 변화를 야기할 수 있지만 동일한 ‘지문’(즉, 위도, 경도, 고도, 계절 및 20세기 역사의 함수로 동일한 기후변화)을 나타내지는 않는다.

이러한 인위적 기후변화의 모델예측 지문은 관측자료에서 통계적으로 확인가능하다. 지난 15년간 수행된 광범위한 지문연구의 공통 결론은 관측된 기후변화는 자연적인 요인만으로는 설명할 수 없다는 사실이다(Santer et al., 1995, 1996a, b, c; Hegerl et al., 1996, 1997, 2000; Hasselmann, 1997; Barnett et al., 1999; et al. Tett, 1999년; Stott et al., 2000). 관측된 변화를 가장 잘 설명하기 위해서 상당한 인위적인 영향이 요구된다. 이러한 분야의 연구에 의한 증거는 지구기후에 미친 식별 가능한 인위적인 영향에 대한 과학적인 이론을 강화한다.

1.4 기후 과정의 이해 분야에서의 진보 사례

1.4.1 지구의 온실효과

지구기후가 온실효과를 유발하는 기체의 대기 중 농도에 민감할 수 있다는 사실에 대한 인식은 백년 이상 되었다. Fleming(1998)과 Weart(2003)는 새롭게 발전하는 과학의 개관을 제공했다. 기후시스템의 에너지 평형의 관점에서 1681년 Edme Mariotte는 태양의 빛과 열은 유리와 다른 투명한 물질을 쉽게 통과하지만 다른 근원에서 발생한 열(chaleur de feu)은 그렇지 않다는 것을 지적했다. 초기의 지구표면의 인공적인 온난화를 생성하는 능력은 1760년대 온실효과에

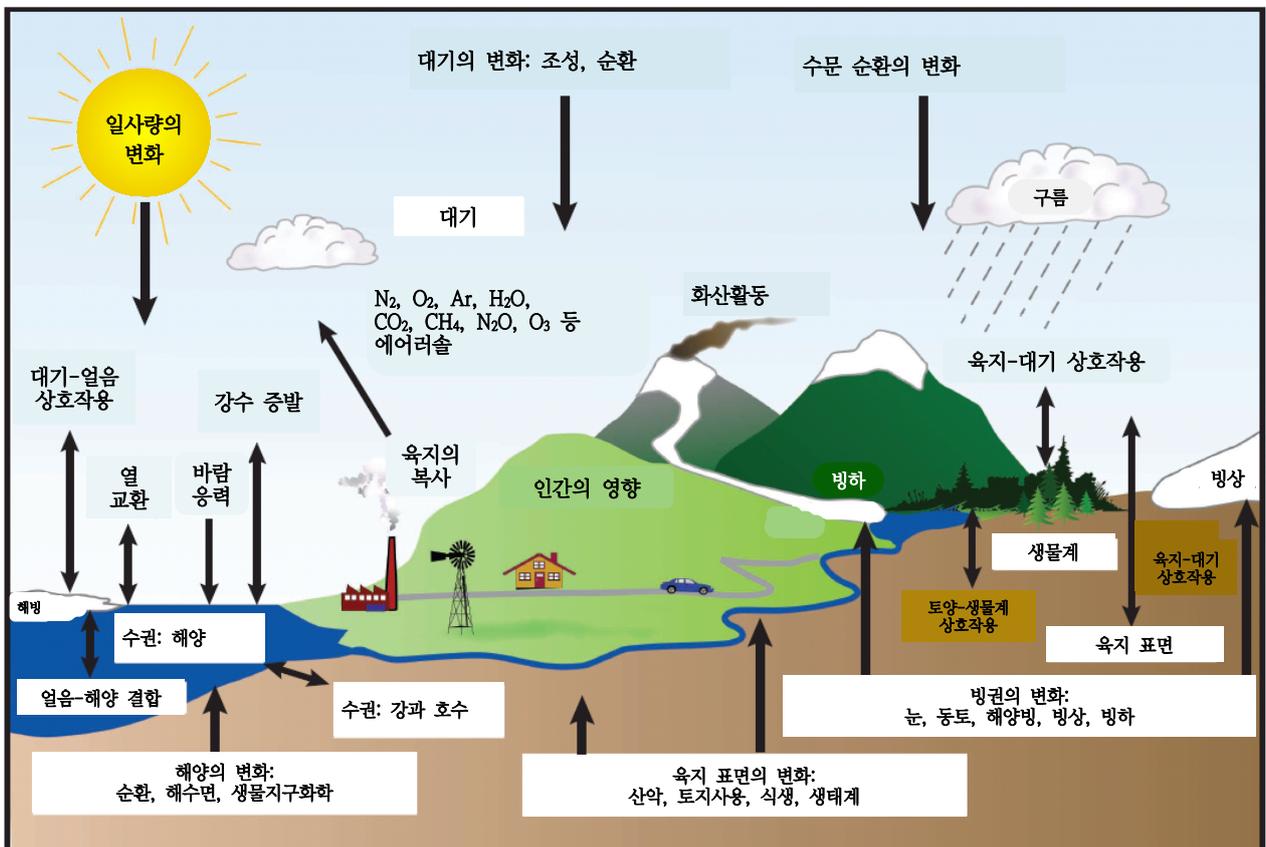
자주 묻는 질문(FAQ) 1.2

기후변화와 기상은 어떤 관계가 있는가?

일반적으로 기후는 평균기상(average weather) 이라고 정의되고, 그런 식으로 기후변화와 기상이 얽혀 있다. 관측치를 보면 기상에 변화가 있다는 것을 알 수 있는데, 기후변화를 확인해주는 것이 이러한 시간 경과에 따른 기상변화의 통계자료이다. 기상과 기후는 서로 밀접히 관련되어 있지만 중요한 차이점이 있다. 기상과 기후를 흔히 혼동하는 예 중의 하나는 과학자들에게 지금부터 몇 주 후의 기상을 예측할 수 없는데 향후 50년 뒤의 기후를 어떻게 예측할 수 있는지 묻는 경우이다. 기상의 카오스 성격 때문에 며칠 이상은 예측 불가능하다. 대기 조성이나 기타 인자들의 변화로 인한 기후 변화(즉, 장기적 평균 기상)를 전망(projecting)하는 것은 그것과는 매우 다른 일이며 다루기도 훨씬 쉽다. 유사한 예로서, 어떤 남자가 몇 살에 사망할 지 예측하기는 불가능하지만 선진국 남성의 평균 사망연령이 약 75세라는 것은 확신 있게 말할 수 있다. 또 하나 흔히 혼동하는 것 한 가지는 지구상의 추운 겨울 혹은 냉각점(cooling spot)을 지구 온난화의 증거라고 생각 하는 것이다. 기후가 변함에 따

라 그 빈도와 세기는 변할지라도 극단적인 더위와 추위는 항상 존재한다. 그러나 기상 데이터를 공간적, 시간적으로 평균해보면 지구가 온난화되고 있다는 사실이 명확히 나타난다.

기상학자들은 기상계의 하루하루 발달 상태를 관찰, 이해, 예측하는 데 대단한 노력을 기울인다. 대기가 물을 이동, 가열, 냉각, 강우, 강설, 증발시키는 방식을 다룬 물리학 기반의 개념을 이용해서 기상학자들은 앞으로 며칠 간의 기상은 성공적으로 예측할 수 있다. 며칠 이상의 기상을 예측하는 데 제약이 되는 주요 인자는 바로 대기의 역학적 특성이다. 1960년대에 기상학자 Edward Lorenz는 초기 조건의 매우 미약한 차이가 예측 결과에 매우 큰 차이를 가져올 수 있다는 것을 발견했다. 이것이 이른바 나비 효과(butterfly effect)이다. 즉, 어떤 한 지점에서 나비의 날개 짓 한 번(또는 다른 작은 현상)이 결국엔 멀리 떨어진 곳의 기상패턴을 변경시킬 수 있다는 것이다. 이 효과의 핵심에는 카오스 이론(chaos theory)이 있다. 카오스 이론은 복잡한 계



FAQ 1.2, 그림 1. 기후계의 구성요소, 구성요소들의 과정 및 상호작용

에서 특정 변수들의 작은 변화가 어떻게 뚜렷한 임의성(randomness)을 야기할 수 있는가를 다룬다.

그렇더라도 카오스 이론은 질서의 총체적 부재를 함축하지는 않는다. 예를 들어, 과정 초기에서 약간 다른 조건은 폭풍이 도달할 날이나 폭풍의 정확한 경로를 변동시킬 수 있지만 그래도 그 지역에서 그 기간의 평균 기온과 강수량(즉, 기후)은 여전히 같을 것이다. 기상 예보가 직면한 중대한 문제점은 예보기간 시작점의 모든 조건을 아는 것이 때문에, 기후를 기상의 배경 조건을 다루는 것이라고 생각하는 것이 유리할 수도 있다. 더 정확히 말하면 기후는 대기, 육지, 해양, 눈, 얼음, 생물체를 포함하여 전체 지구계의 상태를 다루는 것이라고 볼 수도 있다(그림 1 참조). 이것들이 전지구적 배경 조건으로 작용하면서 기상패턴을 결정하는 것이다. 이것의 한 예가 페루 해안의 기상에 영향을 주는 엘니노일 것이다. 엘니노는 확률 효과(random effect)가 생길 수 있는 기상패턴의 확률적 발달을 제한한다. 라니냐는 이와는 다른 제한을 가할 것이다.

또 하나의 예는 우리에게 익숙한 여름과 겨울의 차이이다. 계절의 진행은 지구계가 흡수하고 복사로 배출하는 에너지의 지리적 패턴이 변화되기 때문에 생긴다. 마찬가지로 미래 기후에 대한 전망은 지구계에서 열에너지의 근본적 변화, 특히 지표 근처의 열을 가두는 온실효과의 점점 증가하

는 세기의 변화를 통해 도출된다. 온실효과의 세기는 대기의 CO₂와 기타 온실가스의 양에 의해 결정된다. 그러나 지금부터 50년 동안 온실가스의 변화로 인한 기후변화를 전망하는 것은 이와는 다른 일이며, 앞으로 몇 주 동안의 기상패턴을 예측하는 일보다 훨씬 쉽게 해결되는 문제다. 다른 식으로 생각하면, 대기조성의 변화에 의해 일어나는 장기적 변동은 개별 기상현상보다 예측하기가 훨씬 더 쉽다. 한 예로, 동전이나 주사위를 한 번 던졌을 때의 결과를 예측할 수는 없지만 그런 시도를 수 회 했을 때의 통계적 행동은 예측할 수 있다.

많은 인자들이 계속해서 기후에 영향을 주고 있지만 과학자들은 인간활동이야말로 지배적인 강제력이었고 지난 50년 간 관측된 온난화의 대부분도 인간활동이 원인이었다고 결론을 굳혔다. 인간에 의해 야기된 기후변화는 대기 온실가스량의 변화뿐 아니라 작은 입자들(에어로솔)의 변화, 토지사용의 변화에서 생긴 결과였다. 기후가 변함에 따라 특정 종류의 기상현상이 일어날 확률도 영향을 받는다. 예를 들면, 지구 평균기온이 상승하자 어떤 기상현상은 빈도와 세기가 더 강해졌고(예: 열파와 집중호우), 반면에 어떤 기상현상은 더 드물게 출현하고 더 약해졌다(예: 극단적 한파).

대한 초기의 아날로지를 제공하기 위한 ‘반사온도계(heliothermometer)’(어두운 박스에 있는 온도계를 유리면으로 덮은 장치)를 이용한 Horace Benedict de Saussure의 간단한 온실효과 실험에 의해 설명되었다. 이것은 공기 자체가 열복사를 막을 수 있다는 것을 인식하는 개념적인 도약이었다. 1824년 Joseph Fourier는 Saussure를 인용하면서 ‘빛의 상태에 있는 열은 발광하지 않는 열로 변환된 후에 공기를 통과하는 것보다 저항이 작기 때문에 대기의 간섭으로 [지구의] 온도는 상승할 수 있다’고 주장했다. 1836년 Pouillit는 Fourier의 아이디어에 따르면서 ‘대기의 층은...태양 빛보다 지구의 복사를 더 많이 흡수한다’라고 변론했다. 이때까지는 대기에서 어떤 물질이 이러한 흡수를 일으키는지에 대해서 이해하지 못했다.

1859년 John Tyndall(1861)은 실험실에서 복잡한 분자(산소(O₂)와 질소(N₂) 같은 대기 중 2원자 분자에 대비하여)에 의한 열복사 흡수를 확인했다. 그는 물(H₂O) 또는 CO₂와 같은 대기권 중 복사에 활동적인 성분의 양이 변화하면 ‘지질학자들의 연구에 나타나는 모든 다양한 기후’를 설명할 수 있음

을 확인했다. Svante Arrhenius(1896)는 온실가스인 CO₂ 농도 40%가 변하면, 빙하의 전진이나 퇴각을 일으킬 수 있다는 기후예측을 지지했다. 100년 후에 빙하기와 간빙기 사이에 CO₂가 정말로 변했다는 것이 발견되었다. 그러나 초기에 기후변화가 CO₂의 변화를 선행했으며, CO₂의 변화에 의해 강화되었다(6.4절).

G. S. Callendar(1938)는 온실가스와 기후변화를 연결하는 방정식계를 풀었다. 그는 대기 중 CO₂ 농도가 두 배로 증가하면 지구평균기온은 2℃ 상승하고 극지방은 더욱 크게 상승할 것이며, 이러한 온난화는 화석연료 연소의 증가와 CO₂ 및 온실효과의 증가와 연계된다는 것을 발견했다: ‘인간은 지질연대적 시간규모에서는 매우 급격한 비율로 대기의 조성을 변화시키고 있으며, 이러한 변화의 잠재적 영향을 연구하는 것이 필요하다. 최적의 실험실 관측에서 대기 중 CO₂ 농도 증가의 주요한 결과는 추운지역 평균온도의 점진적인 증가일 것이다.’ 1947년, Ahlmann은 19세기 이후 북극의 북대서양 해역에 나타난 1.3℃ 온난화를 보고하면서, 이 기후변화 전체가 온실가스에 의한 온난화로 설명될 수 있다고

잘못 믿었다. 유사한 모델예측은 1956년 Plass에 의해 반향되었다(Fleming, 1998 참조): ‘만약 20세기 말에 이산화탄소의 농도가 확실히 증가하고 동시에 전세계 기온이 지속적으로 상승한다면 이산화탄소가 기후변화를 일으키는 주요한 원인이라는 것이 확립될 것이다(9장 참조)’.

탄소순환과 어떻게 화석연료에 의한 배출이 대기 중 CO₂ 농도를 바꿀 것인지를 이해하기 위해서 탄소순환 과학의 다학제적 연구가 시작되었다. 첫 번째 문제는 CO₂의 대기-해양 교환이었다. Revelle and Suess(1957)는 배출된 CO₂의 일부가 해양에 의해서 완전히 흡수되지 않고 대기권에 축적되는 것이 관측되었는지 설명했다. CO₂는 해양의 위층으로 빠르게 흡수지만, 심해로 혼합되는 시간은 수 세기가 걸린다. TAR 발간 시기에는 향후 기후변화와 해양순환 및 생지화학 과정의 상호작용으로 인위적인 CO₂ 배출은 해양에 의해 흡수되는 비율이 감소하여 대기 중에 더 큰 비율이 축적될 것이라고 전망하였다(7.1절, 7.3절 및 10.4절).

1950년대에 온실가스에 관한 관심은 2세기 전 Tyndall에 의하여 확인된 CO₂와 H₂O에 한정되었다. CH₄, N₂O 및 CFCs와 같은 다양한 온실가스가 중요한 인위적인 온실가스라는 것은 1970년대가 되어서 광범위하게 인식되었다(Ramanathan, 1975; Wang et al., 1976; 2.3절). 1970년대에는 태양광선을 반사하는 에어러솔-구름 효과의 중요성이 알려졌으며(Twomey, 1977), 대기 에어러솔(대기에 떠있는 작은 입자)은 기후 강제요인으로 제시되었다. Charlson과 다른 연구자들(Charlson et al., 1990에서 요약됨)은 황산염 에어러솔은 직접 태양복사를 반사하여 지구의 표면을 냉각화한다는 데 전문가들의 공감대를 형성했다. 더구나 황산염 에어러솔 증가는 인위적이며, 화석연료의 연소로 CO₂의 주요 발생원과 연계된다(2.4절). 따라서 기후변화를 일으키는 대기 구성성분의 현황은 온실효과를 일으키는 원인물질의 매우 다양한 혼합체를 포함한다.

1.4.2 과거 기후관측, 천문학 이론 및 급격한 기후변화

19세기와 20세기 동안과 지형학과 고생물학의 다양한 범위의 연구는 수억 년 동안 지구의 고기후에 대한 새로운 통찰력을 제공했다. 6억년전(600 Ma)에 시작한 고생대(Palaeozoic)는 현재보다 더 온난하거나 더 추운 기후조건의 증거를 보였다; 제3기(Tertiary, 65~2.6 Ma)는 일반적으로 더 온난했으며, 제4기(Quaternary, 2.6 Ma~현재, 빙하시대)는 빙하기와 간빙기가 반복적으로 나타났다. Louis Agassiz(1837)는 유럽이 과거 빙하시대를 경험했다는 가설을 제시하였고 이로 인해 장기 기후관측이 기후변화에 영향을 미치는 물리적 메커

니즘에 대한 이해를 증진시킬 수 있다는 인식이 제고되었다. 이러한 메커니즘에 대한 과학적 연구로 지구의 공전궤도 매개변수의 변화에 의한 지구표면에 도달하는 태양에너지의 지리적 및 시간적 패턴의 변동에 대한 연구는 오랜 역사를 가지고 있다. 기후변화의 천문학적 이론에 대한 Milankovitch(1941)의 개척적인 공헌은 잘 알려져 있으며, Imbrie and Imbrie(1979)의 역사적 검토는 1864년 James Croll과 같은 초기 연구자들에 대한 소개를 하고있다.

고기후학 연구의 단계는 최근 수십 년 간 가속화되었다. 최근 100 kyr 동안 정량적이고 잘 정리된 기후변동의 기록은 기후변화가 어떻게 일어나고 천문적 이론의 요소를 검증할 방법에 대한 포괄적인 관점을 불러왔다. 1950년대 심해코어에 대한 연구는 빙하시대에 해양온도가 달랐을 수 있다는 것을 제안했다(Emiliani, 1955). Ewing and Donn(1969)은 해양순환의 변화가 실제로 빙하기를 시작하게 할 수 있다는 것을 제시했다. 1960년대에는 Emiliani(1969)와 Shackleton(1967)의 연구는 심해 퇴적물의 동위원소 측정은 잠재적으로 제4기의 변화를 설명하는데 기여할 수 있다는 것을 증명했다. 1970년대에 지구 자기장의 역전을 이용한 연대 결정을 이용하여 700 kyr 이상 장기간 심해코어의 시계열을 분석하는 것이 가능해졌다. 이러한 심해 관측 기록은 즉시 Milankovitch 이론에 대한 강한 지지를 제공하는 천문학적 주기와 동일한 주기를 명확하게 나타냈다(Hays et al., 1976).

빙하코어는 지표온도 및 대기화학 성분을 포함하여 과거 기후에 대한 중요한 정보를 제공한다. 얼음에 포함된 공기방울은 과거 대기권의 유일한 표본이다. 남극대륙의 보스톡(Vostok)에서 채집한 최초의 빙하코어(Barnola et al., 1987; Jouzel et al., 1987, 1993)는 천문학적 강제력의 역할에 대한 추가적인 증거를 제공했다. 이 기록은 기온 변화와 대기성분의 진보에 상관관계가 매우 높음을 보였으며, 이는 과거 400 kyr에 대해 확인되었고(Petit et al., 1999) 현재는 약 1 Myr까지 확대되었다. 이러한 발견으로 온실가스와 기후변화의 관계를 이해하기 위한 연구가 추진되었다. 천문적 이론을 확인한 이 자료는 한계를 보여준다: 천문적 강제력에 대한 기후 시스템의 선형적인 반응은 긴 기간의 빙하기 이후 관측된 급격한 빙하기의 쇠퇴를 설명할 수 없다.

기후변동성의 다른 원인의 중요성은 급격한 기후변화의 발견으로 고조되었다. 여기서 ‘급격한(abrupt)’이란 용어는 천문학적 강제력에 의한 천 년 시간규모보다 짧은 수십 년 내에 몇 도 정도의 큰 진폭의 지역적인 사건을 의미한다. 급격한 기온변화는 그린랜드 빙하코어 분석에 의해 처음 발견되었다(Dansgaard et al., 1984). Oeschger et al.(1984)은 마지막 빙하 시대의 쇠퇴기의 급격한 변화는 Gerzensee(스위스)

의 냉각과 관련되어 있고 대서양 해양순환의 레짐변화가 이러한 광범위한 변화를 일으키는 원인이라는 것을 제안했다. Broecker and Denton(1989)는 고기후 관측을 종합하여 십 년간 관련 분야의 연구를 활성화 하였다. 1990년대 말 그린랜드 빙하코어에서 발견한 북대서양의 마지막 빙하기에 나타난 급격한 기후변화는 많이 발생하였으며(Dansgaard et al., 1993), 급격하고(Alley et al., 1993), 변화폭이 컸다(Severinghaus and Brook, 1999). 이 현상은 Dansgaard-Oeschger 사건으로 불린다. 유사한 변동성은 극전선의 남북진동과 함께 북대서양에서 나타나며(Bond et al., 1992) 해양의 온도와 염분에 관계된 변화가 나타난다(Cortijo et al., 1999). 명백한 외부강제력 없이 이러한 변화들은 기후시스템의 내부변동성의 표현이라고 간주된다.

내부변동성 및 변동과정의 중요성은 시간 해상도가 조밀한 기록의 분석으로 1990년대 초에 강화되었다. 새로운 빙하코어(그린랜드 얼음 코아 프로젝트, Johnsen et al., 1992; 그린랜드 빙상 프로젝트 2, Grootes et al., 1993), 퇴적물이 높은 지역의 빙하코어 및 호수퇴적물과 동굴 석순은 자발적인 기후변화에 대한 추가적인 증거를 제시하고 마지막 빙하기에 걸쳐서 많은 지역에서 급격한 변화가 일어났음을 보인다. 심해의 긴 퇴적물 코어는 심해 및 해면을 연결하는 열염분순환을 복원하는데 사용되었으며(Bond et al., 1992; Broecker, 1997) 해양이 빙하기에 급격한 기후변화에 영향을 설명하는데 사용되었다.

1990년대 말, 기후관측의 범위를 위한 고기후 프록시(proxy)는 크게 확장하였다. 깊은 바다의 산호분석은 해수면에서 심해까지 영양분의 함유량과 질량 교환의 지시자를 제공하며(Adkins et al., 1998) 해수면과 심해수의 특성의 동시 변화로 특징지어진 급격한 변화를 보인다(Shackleton et al., 2000). 극지방의 빙하코어를 이용한(전구) CH₄ 농도의 정확한 측정 은 Dansgaard-Oeschger 사건과 동시에 변화하였다는 것을 보여주므로 빙하코어의 연대측정을 동기화하는데 사용된다(Blunier et al., 1998). 남극의 온도변화와 그린랜드 Dansgaard-Oeschger 사건과 관련성은 대서양의 열염분순환의 변화에 의해 야기된 양극시소의 견해와 일치한다(Stocker, 1998). 이러한 연구는 급격한 기후변화의 신호전달에 해양의 역할이 중요하다는 것을 말한다.

예를 들면 장기간 극심한 가뭄은 문명을 바꾸기도 하듯, 급격한 기후변화는 대체로 지역적이며, 안정된 지난 10 kyr 동안 발생했다(deMenocal, 2001). 이 결과는 극지 빙하코어에 의해 제안된 것과 같이 온난한 시기에 안정되어 있는 기후의 관념을 바꿨다. 불안정한 해양대기 시스템에 대한 새로운 해석은 온실가스와 에어러솔을 통한 인간의 간섭이 이

러한 사건을 일으킬 수 있는지에 대한 토론을 일으켰다(Broecker, 1997).

FAR에서 인용된 고기후 복원은 꽃가루 기록, 곤충과 동물의 잔해, 산소동위원소 및 호소 퇴적물, 황토, 해양 퇴적물, 빙하코어 및 빙하 경계에서 구한 지질적 자료에 근거한다. 이 기록은 수백만 년까지 시간 규모의 기후 변동성을 추정 을 제공한다. 기후 대리자료는 물리법칙과 관측된 두 요소들 간의 상관성에 근거한 전환함수를 이용하여 기후요소(즉, 기온 또는 강수량)로 해석되는 국지적인 정량적 기록(예를 들면, 나이테의 두께 및 화학 특성, 다른 종의 꽃가루 등)이다. 관측장비와 대리자료의 조합은 1960년대 대리자료에 미치는 기후의 영향의 조사를 통해 시작되었으며, 나이테(Fritts, 1962), 산호(Weber and Woodhead 1972; Dunbar and Wellington, 1981) 및 빙하코어(Dansgaard et al., 1984; Jouzel et al., 1987) 등이 포함된다. 생리학 및 역사 자료(예를 들면, 꽃이 피는 날짜, 추수 날짜, 곡물 가격, 선박의 기록, 신문, 날씨 일기, 역사기록)는 장비관측이 사용되기 이전의 기후복원의 중요한 자원이다. 그런 기록자료는 관측자료에 대한 보정에 필요하다(Lamb, 1969; Zhu, 1973; van den Dool, 1978; Brazdil, 1992; Pfister, 1992). 다변수 대리자료의 복원의 발달로 기후자료는 국지에서 전구까지, 또한 관측자료에서 기후변동성의 패턴까지 확장되었다(Wanner et al., 1995; Mann et al., 1998; Luterbacher et al., 1999). 이 복원의 대부분은 하나의 위치에 국한되었으며 기록을 통합하는 노력은 별로 없었다. Mann et al.(1998)은 서로 다른 기록을 연대별로 정리함으로써 주목할 만한 진보를 달성하였다. 따라서 온도 변동성과 변화의 진실한 공간 분포패턴은 유추되었고, 북반구 평균 표면 온도의 추정치가 산출되었다.

실무그룹I(WGI)의 FAR은 과거기후가 유사패턴(analog)을 제공할 수 있다는 것을 지적했다. FAR 이후 15년간 연구는 2 Myr의 빙하-간빙기와 매우 온난한 50 Ma 시기의 기후시스템의 변동 범위와 불안정성을 확인하였다. 이러한 과거 기후는 가까운 미래의 아날로그인 것처럼 보이지 않으나 이들은 광범위한 기후과정을 제시하며 21세기 기후변화를 전망하기 위하여 이해될 필요가 있다(6장 참조).

1.4.3 태양 변동성과 총 태양복사조도

대기 영향을 보정해야 하기 때문에 지표면에서 총 태양복사조도(TSI, total solar irradiance)의 절대값을 관측하는 것은 어렵다. Langley(1884)는 대기효과를 최소화하기 위해서 캘리포니아에 있는 Whitney산과 같이 높은 곳에서 관측하고, 서로 다른 대기의 통과길이(pathlength)에 대한 태양복사조

도를 하루에 여러 번 관측함으로써 대기효과에 대한 보정을 계산하였다. 1902년과 1957년 사이에 Charles Abbot와 전세계 여러 과학자들이 산악지점에서 수천 번의 TSI 관측을 수행하였다. 이 때 값들은 현재값인 $1,365\text{Wm}^{-2}$ 를 포함하는 $1,322\sim 1,465\text{Wm}^{-2}$ 이었다. Foukal et al.(1977)은 Abbot의 일관측(Abbot, 1910)으로부터 높은 TSI 값은 태양의 흰 반점(faculae)이 더 많은 것과 관련있다고 추론하였다.

1978년 공동복사계(cavity radiometer)를 장착한 Nimbus-7 위성이 발사되었으며, TSI가 변동한다는 증거를 제공하였다(Hickey et al., 1980). 1980년에 발사된 능동-공동복사계(active cavity radiometer)를 장착한 솔라맥시멈미션(Solar Maximum Mission)으로 또다른 관측이 수행되었다(Willson et al., 1980). 두 위성으로부터의 관측은 태양에 나타나는 흑점과 흰 반점은 TSI에 영향을 준다는 것을 보여주었다. 11년 태양활동 주기의 최고에서 TSI는 최저 때보다 약 0.1% 더 크다. 태양 흑점이 최대일 때 TSI가 가장 높다는 관측은 Langley(1876) 가정과는 반대이다.

1910년에 Abbot는 TSI의 하강추세를 탐지했고 일반적인 기후냉각과 일치한다고 믿었다. 복사조도에서의 태양주기의 변동은 약 0.2Wm^{-2} 정도에서 변화하는 복사강제력에서의 11년 주기와 일치한다. 태양주기의 변동이 특히 고층대기에서 대기온도와 순환에 영향을 미친다는 믿음만한 증거가 증가하고 있다(Reid, 1991; Brasseur, 1993; Balachandran and Rind, 1995; Haigh, 1996; Labitzke and van Loon, 1997; van Loon and Labitzke, 2000). 3차원 모델을 이용하여 계산한 결과는(Wetherald and Manabe, 1975; Cubasch et al., 1997; Lean and Rind, 1998; Tett et al., 1999; Cubasch and Voss, 2000) 태양복사의 변화는 몇 십분의 일 정도 섭씨온도의 지면온도 변화를 야기할 수 있음을 보여주었다.

위성관측 이전에 태양복사의 변동은 우주기원 방사선 동위원소(cosmogenic isotope)(^{10}Be , ^{14}C)와 흑점 수로부터 추론될 수 있다. 흑점에 대한 육안관측은 고대부터 행해졌는데, 1607년에 망원경 발견 후에 태양표면의 이런 '점'의 수, 크기, 위치를 정기적으로 감시하는 것이 가능하게 되었다. 17세기와 18세기 전반에 걸쳐 여러 관측자들은 흑점의 변동하는 농도와 짧은 수명을 주목하였으나 1672년과 1699년 사이의 관측 기록은 거의 없었다(Hoyt et al., 1994 참조). 현재 마운더극소기(Maunder Minimum)로 알려진 낮은 태양활동의 주기는 일반적으로 소빙기(Little Ice Age)로 명명되는 기후주기에 나타났다(Eddy, 1976). 소빙기의 시작과 끝을 나타내는 시기에 대한 정확한 의견 일치는 없지만 약 1350년부터 1850년이 합리적인 추정 중 하나이다.

18세기 후반에, Wilhelm Herschel(1801)는 흑점뿐만 아니

라 현재 흰 반점이라 일컫는 밝은 조각과 태양 표면상의 알갱이의 존재를 주목했다. 그는 이들 태양활동 지시자들이 많을 때 태양이 배출하는 빛이나 열이 더 많고 지구상의 날씨에 영향을 줄 수 있다고 믿었다. Heinrich Schwabe(1844)는 흑점수의 '10년 주기'의 발견을 발간했다. Samuel Langley(1876)는 태양흑점의 광도와 주변 광구의 광도를 비교했고, 이로부터 이들은 복사배출을 막는다고 결론을 내렸으며, 흑점순환의 최대기에 태양은 순환 최소기보다 0.1% 덜 밝고 지구는 $0.1\sim 0.3^\circ\text{C}$ 더 낮아질 것으로 평가했다.

이 위성자료들이 지난 1,000년에 걸친 태양복사를 평가하는데 있어서 역사적으로 기록된 흑점 수, 우주기원 동위원소, 태양과 유사한 별의 특성들과 결합하는데 사용되었다(Eddy, 1976; Hoyt and Schatten, 1993, 1997; Lean et al., 1995; Lean, 1997). 이 자료세트들은 1,000년 시간규모에서 $0.24\sim 0.30\%$ 의 태양 복사에서의 준주기 변화를 나타냈다. 이 값들은 최근에 재산정되었다(2장 참조).

TAR는 태양복사조도 변화는 이들 변화가 기후시스템에서 알려지지 않는 큰 되먹임을 유발할 수 없는 한 20세기 후반 온도변화의 주요 원인이 아니라고 설명했다. 태양활동이 강할 때 구름핵 형성을 통한 대기에 대한 은하 우주선(cosmic ray)의 효과와 태양 스펙트럼에서의 자외선 영역으로의 이동으로 인한 효과는 아직 알려져 있지 않다. 후자는 UV 복사 증가와 성층권 오존과의 상호 작용의 결과로 생기는 정적안정도 변화를 통해 대류권 순환에서의 변화를 가져올 것이다. 기후에 대한 태양효과의 크기를 확신을 가지고 명시하기 이전에 기후에 대한 태양활동의 영향에 대한 더 많은 조사 연구가 필요하다.

1.4.4 생지화학학과 복사강제력

기후변화에서 온실가스와 에어러솔의 복잡하고 상호 연결된 역할에 대한 현대과학의 이해는 지난 20년에 걸쳐 빠르게 진보하였다. 1970년대에 개념은 인식되고 이해되었지만(1.3.1절과 1.4.1절 참조), 일반적으로 인정된 정량적 결과들의 발간은 1988년에 시작한 IPCC에 의해 제기된 문제들과 일치한다. 따라서 이 주제의 진보를 보기위해서 IPCC 보고서에서 다루는 것이 필요하다.

실무그룹I의 FAR는 대기조성, 화학, 탄소순환 및 자연생태계와 기후변화를 연관시키는 지구시스템의 중요한 물리 및 생지화학 과정을 성문화했다. FAR에 요약된 것과 같이 시간의 과학은 기후시스템에 인위적 간섭을 명확하게 했다. 온실효과의 요인에 대하여 실무그룹I FAR의 정책결정자를 위한 요약의 주요 결론은 아직도 유효하다:(1) '인간 활동에

서 유래하는 배출은 CO₂, CH₄, CFCs, N₂O 등 온실가스의 대기 중 농도를 상당히 증가시키고 있다';(2) '일부 기체의 온실효과는 잠재적으로 더 효과적이다';(3) 온난한 생태에서 탄소순환, 생태계 및 대기 중 온실가스의 되먹임은 CO₂ 농도에 영향을 미칠 것이다; 그리고 (4) 지구온난화지수는 서로 다른 온실가스의 기후적 영향, 복사에 미치는 영향과 생지화학 순환을 통합하여 비교할 수 있는 계량을 제공한다. 대류권 오존, 황산염 에어러솔 및 대기화학 되먹임의 기후적 중요성은 과학자에 의해 당시에 제시되고 평가서에 기술되었다. 예를 들면, 초기 지구화학모델링 결과는 온실가스의 일종인 전구 대류권의 오존은 고반응기체인 산화질소(NO_x), 일산화탄소(CO) 및 비메탄 수화탄소(NMHC, 일명 휘발성 유기화합물, VOC)의 배출에 의해 통제된다고 주장했다. 황산염 에어러솔의 경우 구름에 대한 직접적인 복사효과와 간접효과는 둘 다 인정되었으나, 화석연료 및 생물자원 연소에서 탄소질 에어러솔의 중요성은 인식되지 않았다(2장, 7장 및 10장).

온실가스(또는 다른 변화)의 추가에 기인한 대기권 끝에서의 기후시스템의 복사 불균형(Wm⁻²)인 복사강제력(RF)의 개념은 당시에 확립되고 실무그룹I FAR의 제2장에 요약되었다. RF의 인자에 직접적인 온실가스, 태양복사, 에어러솔 및 지구의 지표반사도(알베도)가 포함되었다. 간략하게 언급된 새로운 사실은 '대부분의 기체들은 지구 복사강제력에 간접효과를 미친다'이다. Derwent(1990)의 지구모델링 관련 혁신적인 업적은 온실가스가 아닌 반응기체인 NO_x, CO 및 NMHCs의 배출은 대기화학을 변화하게 하여 다른 온실가스의 농도를 변화하게 한다는 것을 증명하였다. NO_x, CO 및 VOCs의 간접 지구온난화지수가 제시되었다. 화학적 되먹임 전망은 짧은 기간의 대류권 오존 증가로 제한되었다. 1990년까지 대류권 오존의 RF는 20세기에 증가하였으며, 성층권 오존은 1980년부터 감소하였다는 것이 명확해졌으나(예를 들면, Lacis et al., 1990), 관련된 RFs는 평가서에서 평가되지 않았다. 인위적인 황산염의 영향은 FAR에서 '(황산염에 의한) 복사강제력은 20세기 초에는 온실효과에 의한 강제력과 반대 부호를 가지며, 크기는 비슷했다고 생각된다'고 언급한 것을 제외하고는 평가되지 않았다. 비교적 새로운 기후강제력의 측정에 대한 학계의 일반적인 관심을 반영하여 RF 막대 그래프는 FAR의 요약문에는 언급되지 않고 본 보고서에만 제시되었다. 장주기 온실가스의 영향만 제시하였으며, 미래 황산염 에어러솔의 직접효과는 물음표(즉 미래 배출에 의존함)를 달았다(2장, 7장 및 10장).

더 복잡한 화학물질과 에어러솔 효과에 대한 이론은 명확해지고 있으나 그 당시에는 과학계에서 이 간접 효과의 실

존, 규모 및 크기에 관한 일반적인 공감대를 형성할 수 없었다. 그럼에도 불구하고 이러한 초기 발견은 1990년대초의 연구 아젠다를 이끌어냈다. 전구 화학-수송모델의 광범위한 개발과 적용은 국제워크숍을 통하여 시작되었다(Pyle et al., 1996; Jacob et al., 1997; Rasch, 2000). FAR의 추가보고서(IPCC, 1992)에서 CO, NO_x 및 VOC의 간접적인 화학효과는 재확인되고, 대류권 수산기(OH)에 대한 CH₄의 되먹임 효과가 지적되었으나 FAR에서의 간접적인 RF값은 취소되었으며 표에 '+', '0' 또는 '-'로 표시되었다. 에어러솔-기후 상호작용은 황산염을 중점적으로 분석하여 북반구에 대한 황산염의 직접적인 RF(즉, 냉각화 효과)는 FAR에 비하여 어느 정도 정량적으로 평가되었다. 성층권 오존층 감소는 유의미한 음의 RF를 유발하는 것으로 기록되었으나 정량화되지 못했다. 이 시기에 생태계 연구는 기후변화와 CO₂ 증가에 대한 반응 및 자연계에서의 CH₄와 N₂O 플럭스 변화를 확인하는 수준이었으나 학계의 평가는 정성적인 단계에 머무르고 있었다.

1994년까지 SAR가 작성되는 과정에서 복사강제력에 관한 특별보고서(Special Report on Radiative Forcing, IPCC, 1995)의 내용에 탄소순환, 대기화학, 에어러솔 및 RF 평가에 제한적으로 획기적인 발견이 보고되었다. 1980년대의 탄소수지는 bottom-up 배출 추정뿐만 아니라 탄소 동위원소를 포함하는 top-down 접근에서 분석되었다. 첫 번째 탄소순환의 평가는 모델과 분석에 관한 국제워크숍을 통하여 CO₂ 배출과 대기 중 농도의 증가와의 관계를 더 잘 정량화하기 위한 육상과 해양의 흡수에 대한 조사가 수행되었다. 유사하게 자연 및 인위적 발생원에서의 미량기체와 에어러솔의 전구수지에 대한 분석의 확대는 생지화학 연구를 급격히 확대하였다. 첫 번째 RF 그래프에서 산업화 이전부터 현재의 모든 주요한 요소의 RF 변화가 비교되었다. 인위적인 검댕 에어러솔은 양의 RF를 가지는데 1995년 특별보고서에는 포함되지 않았으나 SAR에 추가되었다. 대기화학적 관점에서 IPCC를 위한 첫 번째 공개적인 모델링 연구에서 광화학과 화학적 되먹임의 연구에 참여하기 위하여 21종의 대기화학 모델이 모집하였다. 이러한 연구(예를 들면, Olson et al., 1997)는 CH₄의 대기화학에 미치는 영향과 같은 간접효과에 관하여 강한 일치를 보였으나 대류권 오존예측과 같은 부문에서는 상당한 불확실성이 있음을 공감하였다. 모델연구와 더불어 CH₄-CO-OH 체계(Prather, 1994)는 CH₄ 배출섭동의 대기 중 체류시간(그러므로 기후영향과 지구온난화지수)은 FAR에 보고된 것보다 약 50% 더 크다는 것을 확인하였다. 대류권 오존 또는 OH(CH₄의 주요 흡수원)의 과거 및 미래변화의 정량화에 대한 의견일치는 이루어지지 않았다(2장, 7장

및 10장).

1990년대 초반에 기후강제력 인자로서의 에어러솔에 관한 연구는 확대되었다. 새로운 연구에 근거하여 기후관련 에어러솔은 처음으로 황산염뿐만 아니라 질산염, 유기물, 검댕, 먼지 및 해염으로 확대되었다. 황산염 에어러솔의 구름특성에 대한 간접효과 및 RF의 정량적 추정은 평가에 포함될 수 있을 정도로 충분히 확립되었으며, 생물체 연소의 탄소질 에어러솔이 황산염과 대등할만큼 중요하다는 것이 인식되었다 (Penner et al., 1992). 특별보고서(IPCC, 1995)는 황산염의 직접 RF 범위(-0.25~-0.9Wm²)와 생물체-연소 에어러솔(-0.05~-0.6 W m²)를 제시했다. 에어러솔의 간접 RF는 불확실성은 더 크지만 직접 RF와 비슷한 것으로 추정되었다. 피나투보 화산폭발로 인한 성층권 에어러솔 증가는 알려진 복사강제력의 최초 실험이며, 하나의 기후모델이 온도반응을 정확하게 예측하였다(Hansen et al., 1992). SAR 일년후 발간된 특별보고서에서 에어러솔에 대한 과학적 이해가 증진되었다. 인위적인 에어러솔(황산염, 화석연료에 의한 검댕, 생물체-연소 에어러솔)의 직접 복사강제력은 -0.5Wm²로 감소되었다. RF 막대 그래프는 이제 간접효과에 대하여 에어러솔 요소별(황산염, 화석연료 검댕 및 생물체-연소 에어러솔)로 분리된 범위로 구분되었다(2장과 7장; 8.2절과 9.2절).

1990년대에는 미국과 유럽에서 항공부문이 지구환경에 미치는 영향을 평가하기 위한 공동협력 프로그램이 진행되었다. 기후와 지구 대기질에 미치는 영향을 평가한 일부 국가별 평가는 IPCC의 항공과 지구대기에 관한 특별보고서(Special Report on Aviation and Global Atmosphere, IPCC, 1999)에서 절정을 이루었다. 대기모델의 공개적인 참여는 학계의 참여와 항공부문의 환경적 영향(예를 들면 대류권 오존의 증가 및 NO_x 배출로 인한 CH₄의 감소가 정량화되었다.)을 이끌었다. 황산염과 검댕 에어러솔의 직접 RF와 비행운에 의한 RF는 정량화되었으나 비행운의 풍하에 때로 발생하는 권운에 미치는 영향은 정량화되지 못했다. 평가는 RF가 지구 평균 지표기온의 반응에 대하여 일차적인 메트릭이라는 것을 재확인하였으나, 이 사실이 지역기후변화에 대하여 특히 에어러솔과 대류권 오존에 의한 지역 강제력의 대부분이라는 관점에서 부적합하다는 것을 지적했다(2.6절, 2.8절 및 10.2절).

1990년대 말에는 대기조성과 기후강제력에 관한 연구는 대부분 중요한 진보가 이루어졌다. TAR는 일부 영역에서 보다 정량적인 평가를 제공할 수 있었다. 예를 들면, 에어러솔(11종의 지구모델)과 대류권 오존-OH 화학(14종의 지구모델)에 관하여 공개적으로 초청된 대규모 모델링워크숍이 개

최되었다. 이 워크숍에서 대기조성에 관한 지구모델을 개발, 진단하는 대부분의 국제 학계의 전문가가 포함되었다. 대기화학부문에서 최초로 CH₄와 간접적인 온실가스(CO, NO_x, VOC) 시나리오에 대한 반응으로 나타나는 대류권 오존 변화를 과학적으로 예측할 수 있으며, CO에 대한 정량적 GWP를 보고할 수 있다는 것에 대한 강한 공감대가 형성되었다. 게다가 이러한 모델을 관측분석과 통합하여 산업혁명 이후 대류권 오존변화의 추정치와 불확실성이 보고되었다. 에어러솔 워크숍은 서로 다른 에어러솔의 영향을 평가하는데 유사한 진보를 이루었다. TAR에서 다양한 방식의 불확실성(예를 들면, 모델의 범위 내 전문가의 판단)이 있는데 의견 일치된 RF 막대그래프는 다음 출판된 IPCC 종합보고서(IPCC, 2001b)를 위한 RF 합계와 불확실성을 생성하지 못했다(2장과 7장; 9.2절).

1.4.5 설빙권

그린란드와 남극대륙의 빙판, 대륙 빙하(열대 포함), 눈, 해빙(海氷), 강과 호수의 얼음, 영구동토층 및 계절동토를 포함하는 설빙권은 기후시스템의 중요한 요소이다. 설빙권은 태양복사에 대한 높은 반사도(알베도), 낮은 열전도, 큰 열관성, 해양순환(민물과 열 교환을 통한)과 대기순환(지형변화로 인한)에 미치는 잠재적 영향, 해수면에 미치는 큰 잠재적 영향(육상 빙하의 성장과 감소에 의한) 및 온실가스에 미치는 잠재적 영향(영구동토의 변화를 통한) 등 다양한 영향 때문에 기후시스템에서 중요하다(4장).

설빙권과 알베도 되먹임에 관한 연구는 오랜 역사를 가지고 있다. 알베도는 우주로 반사되는 태양 에너지의 비율이다. 눈과 얼음에 대한 알베도(약 0.7~0.9)는 해양에 대한 알베도(<0.1)와 비교하여 크다. 온난한 기후에서 설빙권은 축소될 것으로 예상되며, 지구의 총 알베도는 감소하여 더 많은 태양 에너지가 흡수되어 지구를 추가적으로 덥힐 것이다. 이러한 강력한 되먹임은 19세기 Croll(1890)에 의해 인식되었으며 Budyko(1969)와 Sellers(1969)에 의해 처음으로 기후모델에 도입되었다. 그러나 알베도 되먹임의 이론은 간단하지만 이러한 효과에 대한 정량적인 이해는 아직도 미흡하다. 예를 들면 이러한 메커니즘이 고위도에서 온난화 시그널이 강화되는 주요한 원인이라는 것은 확실하지 않다.

해양순환과 해수면에 대한 잠재적인 설빙권의 영향은 특히 중요하다. 해양의 대규모 자오면 순환의 폐쇄(1.4.6절 참조)나 대규모 육지 빙하의 소멸로 인한 '대규모 불연속'(IPCC, 2001a)이 가능하다. Mercer(1968, 1978)는 대기의 온난화가 서남극의 빙상을 소멸시킬 수 있으며 이로 인해

서남극의 빙판(남극 빙하부피의 10%)이 육지에서 떨어져서 해양에 표류하여 해수면이 5 m 상승할 수 있다고 제시했다.

영구동토층기후퇴역의 중요성은 Kvenvolden(1988, 1993), MacDonald(1990)와 Harriss et al.(1993)의 연구에서 시작하여 1990년대에 광범위하게 인식되었다. 영구동토층이 온난한 기후로 인해 해빙되면서 영구동토층에 갇혀있던 CO₂, CH₄가 대기 중에 배출된다. CO₂와 CH₄는 온실가스이므로 대기의 온도는 상승할 가능성이 높으며, 더 많은 영구동토층의 해빙으로 되먹임 고리가 완성된다. 영구동토와 계절적으로 해빙되는 고위도의 토양층은 전구 토양탄소의 상당부분(약 1/4)을 포함하고 있다. 고위도에서 지구온난화 시그널이 강화되기 때문에 영구동토의 해빙과 그 결과로 인한 온실가스의 배출 잠재성은 크다.

설빙권의 직접관측은 오랜 전통을 가지고 있다. 예를 들면, 관측은 어업과 농업에서 매우 중요하다. 해양산업이 활성화된 사회는 수 세기간 해빙(海氷)을 기록하였다. 호수와 강의 결빙과 해빙에 관한 기록은 1444년 일본의 수와호수에서 시작되었으며, 중국의 강설은 청 왕조(1644-1912)에 광범위하게 기록되었다. 빙하의 길이에 대한 기록은 16세기 중반에 시작되었다. 1894년 국제협력을 통한 장기간 빙하관측이 스위스 취리히에 국제빙하연맹의 설립으로 시작되었다. 빙하질량의 가장 오랜 시계열은 스웨덴 Storglaciären에서 1946년, 노르웨이 Storbreen(1949년에 시작)에서 시작되었다. 현재 세계빙하감시서비스(World Glacier Monitoring Service)는 약 60개의 빙하에 대한 질량을 감시하고 있다. 영구동토의 체계적인 측량(열적 상태와 활성층)은 1950년경 시작되었으며 영구동토에 관한 전구육상네트워크(Global Terrestrial Network for Permafrost)의 일환으로 추진되었다.

설빙권의 주요 기후요소(범위, 반사도, 지형 및 질량)는 직접관측을 통한 적절한 검증 및 조정이 주어진다면 본질적으로 우주에서 관측 가능하다. 전구범위를 관측하려면 위성 자료가 필수적이다. 1972년 발사된 극궤도 위성 Nimbus 5는 마이크로 장비를 사용하여 날씨별, 계절별 전구 해빙의 이미지를 산출하였으며(Parkinson et al., 1987), 설빙권 역학의 과학적 이해를 증진시켰다. 1978년 발사된 TIROS-N(Television Infrared Observation Satellite)은 우주에서 최초로 육상 적설을 감시하였다(Dozier et al., 1981). 우주에서 지속적으로 감시되는 설빙권 요소의 수는 증가하고 있으며 최근 위성은 얼음부피의 변동성과 같은 보다 도전적인 요소를 관측하고 있다.

기후모델 결과는 고위도에서 특히 중요하며 지구기후변화로 인하여 생태가 취약하다는 것을 지적하였다. 설빙권이 온난한 기후에서는 축소되고 한랭한 기후에서 확장한다는 사

실은 논리적으로 보인다. 그러나 변화된 물순환에 의한 강수의 잠재적 변화는 지역적이나 지구적으로 영향을 미칠 수 있다. TAR에서는 일부 기후모델은 육상 얼음과정이 초보적이긴 하지만 물리학에 기초한 얼음 열학을 포함하였다. 기후모델에서 설빙권 묘사의 개선은 집중적인 연구와 지속적인 진보 영역이다(8장).

1.4.6 해양 및 해양-대기 결합역학

해양과 대기순환 및 이들 사이의 상호작용에 대한 이해의 발전은 이론, 관측, 최근에는 모델 모의사이의 연속적인 상호작용의 놀랄만한 보기를 구성하고 있다. 대기와 해양표면순환은 16세기와 17세기에 항해에 바탕을 둔 세계 무역의 발전과 밀접한 관련을 가지고, 전지구적으로 관측되고 분석되었다. 이 노력들은 다수의 중요한 개념적 이론적 작업을 이끌어냈다. 예를 들어 Edmund Halley는 1686년에 처음으로 열대 대기 셀의 묘사를 간행했고 George Hadley는 1735년에 이들 셀들을 가지고 무역풍의 존재를 연결하는 이론을 제안했다. 이들 초기 연구들은 대기대순환 그 자체와 모델 모의를 분석하고 이해하고 여전히 유용한 개념을 만들어내는 것을 도왔다(Lorenz, 1967; Holton, 1992).

이 순환들의 포괄적인 묘사는 고층대기와 심해의 필요한 관측 부족으로 연기되었다. 1804년에 7,016 m 고도에 도달했던 Gay-Lussac의 기구기록이 50년 이상동안 깨지지 않은 채 남아있었다. 성층권은 A B mann(1902)과 Teisserenc de Bort(1902)에 의해서 20세기 시작점부근에서 독립적으로 발견되었고 1901년에 성층권 속으로 처음 인공 풍선 비행하였다(Berson and Süring, 1901). 비록 해양의 차가운 아표면수는 고위도에서 출발하여야한다는 것이 200년 전부터 인식되었지만(Rumford, 1800; Warren, 1981 참조), 심층순환은 시간에 걸쳐 변화할 것이고 해양은 남북역전순환(Meridional Overturning Circulation: MOC, 종종 thermohaline circulation으로 간주됨. 자세한 것은 용어집 참조)은 지구의 기후에 매우 중요할 것이라는 것은 20세기에야 인식되었다.

1950년경에, 심해코어 연구는 깊은 해양온도는 먼 과거에 변화했다는 것을 제시하였다. 기술은 또한 심해는 정적이지 않을 뿐 아니라 사실성 상당히 역동적이라는 것을 확신시키는 관측을 가능케 할 정도로 발전되었다(Crease(1962)에서 언급된 Swallow와 Stommel의 1960 아표면 float 실험 Aries). 1970년대 후반 경에, 현재 meters가 본질적인 시간량에 대하여 심층류를 감시할 수 있었고, 첫 해양관측위성(SeaSat)이 아표층 해양 변동성에 대한 유의한 정보가 해수면상에 각인된다는 것을 드러냈다. 동시에 처음으로 모델과 자료합성을

사용하여 열과 질량의 남북수송의 강도가 계산되었다(Oort and Vonder Haar, 1976; Wunsch, 1978). 그 이후로 기술발전은 가속화되었지만, MOC를 직접 감시하는 것은 본질적인 도전으로 남아있고(5장 참조) 아표층 해양의 정규관측은 대기관측에 비교해서 성긴 상태로 남아있다.

관측을 통한 새로운 통찰력을 생성하는 기술 발달과 발맞추어, 다중(안정 또는 불안정) 평형의 이론과 수치탐험이 시작되었다. Chamberlain(1906)은 심층류는 방향이 바뀌고 기후에 영향을 미칠 수 있다고 제안하였다. 이 생각은 50년 뒤 Stommel(1961)이 온도와 염분은 밀도와 연관되어 있고, 이에 따라 해양순환은 상태 사이에서 변동할 수 있다는 반대 효과에 바탕을 둔 메커니즘을 제시하고서야 탄력을 얻었다. Bryan(1969)와 Manabe and Bryan(1969)의 선구적인 작업을 포함하여 이 기간동안 해양 순환의 모델들을 합병하면서 수치 기후모델이 개발되었다. 해양순환은 근본적으로 변할 수 있고 심지어는 다른 평형상태의 영향을 받을 것이라는 생각은 나중에 결합기후모델 모의를 통하여 지지를 얻었다(Bryan and Spelman, 1985; Bryan, 1986; Manabe and Stouffer, 1988). 모델의 체계를 사용한 모델모의는 해양 순환계는 특히 수문순환에서의 변화에 의해서나 민물의 직접적인 첨가에 의해서 민물균형의 변화에 취약할 수 있을 것으로 나타났다. 대서양 남북순환의 급격한 변화가 급격한 Dansgaard-Oeschger 기후변화 사건에 책임이 있었다는 가정에 대한 강력한 경우가 나타났다.

비록 현재 과학자들이 전지구 규모 해양순환의 강도와 변동성을 더 잘 인식한다고 해도, 기후에서의 역할은 아직까지 뜨거운 논쟁거리이다. 이것은 대기 강제력의 수동 수령체이어서 단순히 기후변화의 진단적 결과인가? 아니면 능동적 공헌자인가? 후자의 제안에 대한 관측적인 증거가 Sutton and Allen(1997)에 의해서 제시되었는데, 이들은 오랫동안 멕시코만류/북대서양 해류 시스템을 따라 전파하는 SST 편차를 주목하고 내부 해양 시간 규모를 연루시켰다. 가까운 미래에 MOC에서의 근본적인 변화가 있을 것인가? Brewer et al.(1983)와 Lazier(1995)는 적어도 해양상태가 순환이 Stommel의 다른 안정한 레짐으로 이동할 지점으로 접근할 가능성이 일어나는 현상이 정말로 현대 관측 기록에서 북대서양의 물 질량은 변화한다는(일부는 점점 유의하게 민물화되고 있다) 것을 제시하였다. 기후에서 해양의 다양한 역할의 최근 발전은 5, 6, 9, 10장에서 찾아볼 수 있다.

대기와 해양순환 사이의 상호작용 연구는 또한 ENSO 현상을 이해하는데 있어서 진전의 100년의 역사에 의해서 극적으로 설명되는 것과 같이 관측, 이론, 모의 사이의 연속적인 상호작용을 통하여 촉진되었다. 이 대기-해양결합은 태평

양에서 기원하지만 전지구적으로 기후에 영향을 미치며, 적어도 19세기 이래로 관심이 증가하였다. Gilbert Walker 경(1928)은 어떻게 H. H. Hildebrandsson(1897)가 68개 기상 관측소의 전세계 망으로부터 기압 자료에서의 경년 추세들 사이의 대규모 관련성을 알았고, 어떻게 Lockyer and Lockyer(1902)가 남미와 인도네시아 지역 사이의 기압에서 현저한 “시소”에 대한 Hildebrandsson의 발견을 확신했는지 묘사한다. Walker는 이 시소 패턴에 “남방진동”이라 이름짓고 인도, 호주, 인도네시아, 아프리카 에서의 가뭄과 호우의 출현과 관련지었다. 그는 또한 이 시스템에서 예측 능력의 확실한 수준이 있음을 제안했다.

엘니뇨(El Niño)는 몇 년 마다 페루 연안 동태평양에서 발생하는 비정상적인 온난수와 관련된 비정상적인 해양상태에 대한 이름이다. 1957-1958 국제지구물리해(International Geophysical Year: IGY)는 강한 엘니뇨와 일치하는데, 이 현상의 탁월한 관측이 가능했다. 10년 후에, Walker의 관측과 엘니뇨를 연결하는 메커니즘이 제시되었다(Bjerknes, 1969). 이 메커니즘은 SST 장을 통하여 태평양의 적도 온난수역에서의 변동성의 지시자인 위커의 남방진동(Bjerknes는 이것을 대략 ‘위커 순환’으로 명명했다)의 동서 대기순환 사이의 상호작용과 관련된다. 1970년대 관측(즉, Wyrski, 1975)은 ENSO 온난 위상 이전에 서태평양에서 해면이 종종 유효하게 상승한다는 것을 보여주었다. 1982년과 1983년에 비정상적으로 파괴적인 엘니뇨가 강타한 후에 1980년대 중반경에 관측시스템(열대 해양 전지구 대기(Tropical Ocean Global Atmosphere: TOGA) 배열, McPhaden et al., 1998 참조)이 ENSO를 감시하기 위해서 실행하였다. 결론적인 자료는 이 현상은 본질적으로 결합된 해양대기 상호작용과 연관되었다는 아이디어를 확신시키고 더 필요된 자세한 관측 통찰력을 낳았다. 1986년에 처음으로 실험적인 ENSO 예보가 이루어졌다(Cane et al., 1986; Zebiak and Cane, 1987).

ENSO 메커니즘과 예보기술은 여전히 논쟁 중이다. 특히 어떻게 ENSO가 변화하는 기후와의 상호작용을 통하여 변화하는지는 명확하지 않다. 3차 평가보고서는 ‘ENSO가 전지구 기후에 기본적인 역할을 수행하고, 전지구 기후의 경년변동과 지역적, 지구적 기후전망 모두에 있어서 신뢰도 향상은 일단 현실적인 ENSO와 이의 변화가 모의되면 얻어질 것이 다라는 증거가 증가하고 있다’고 제시하였다.

수 세기 동안 열대 남미 사람들에 친숙했던 엘니뇨 현상처럼, 유사하게 북대서양에서 기후변동성에 영향을 미치는 공간패턴이 오랫동안 북유럽 사람들에 의해 알려져 왔다. 덴마크 선교사 Hans Egede는 18세기 중반에 다음과 같은 잘 알려진 일기를 작성했다: ‘그린랜드에서 모든 겨울은 혹독하

지만 한결같지는 않다. 덴마크 사람들은 우리가 인식할 정도로 덴마크 겨울이 혹독할 때 그린랜드 겨울은 온난하고, 반대로 덴마크 겨울이 온난할 때, 그린랜드 겨울이 혹독하다는 것을 주목했다'(van Loon and Rogers, 1978).

Teisserenc de Bort, Hann, Exner, Defant, Walker 모두는 근본적인 역학구조 발견에 공헌했다. Walker는 인도양에 대한 연구에서 실제적으로 전지구 해면기압 상관도를 연구했고, 남방진동 뿐만 아니라 북방진동에 대하여 명명하였는데, 그는 그 뒤에 북태평양 진동과 북대서양 진동으로 구분하였다(Walker, 1924). 그러나 처음으로 북대서양진동(North Atlantic Oscillation: NAO) 패턴은 명백히 아이슬란드와 포르투갈 부근에 활동중심을 둔 대기질량에서의 남북진동으로서 두드러지는 북반구에서 공간 구조를 보여주는 상관도를 작성한 사람은 Exner(1913, 1924)였다.

NAO는 북대서양 영역의 일기와 기후, 생태계, 인간활동에 유효하게 영향을 미친다. 그러나 근본적인 메커니즘은 무엇인가? NAO가 제트류의 서풍흐름의 위도이동 및 변동성과 관련되어 있다는 인식은 1930년대, 1940년대, 1950년대 Willett, Namias, Lorenz, Rossby의 작업에 기원을 두고 있다(Stephenson et al., 2003). 대기 행성파는 성질상 반구적이기 때문에 한 지역에서의 변화는 종종 다른 지역에서의 변화와 연관된다. 이 현상은 '원격상관'이라 명명되었다(Wallace and Gutzler, 1981).

NAO는 부분적으로 대기 내부의 고주파수 확률 과정으로서 묘사된다. 이러한 이해는 수많은 대기모델 모의에 바탕을 두고 있다. 또한 지구의 'annular 모드'의 한 표현으로 간주된다(3장 참조). 그러나 기후학자들이 지속적인 연구를 하게 한 것은 이 현상의 저주파수 변동성이다(Hurrell, 1995). 장시간 규모는 NAO의 잠재적인 예측능력의 지시이다. 비록 이들이 국지적이거나 원격적인 해양 근원일 가능성이 있다 하더라도 상응하게 긴 '메모리'에 대한 책임있는 메커니즘은 여전히 논쟁중이다. Bjerknes(1964)는 NAO 지수(그는 '동서지수'로 명명했다)와 해면상태 사이의 연관성을 인식했다. 그는 해양 열 이류가 장기간 시간규모에 한 역할을 수행할 수 있다고 추론했다. 심지어 적도 남쪽에서 온난수가 북쪽으로 흐르고, 심해에서는 찬물이 전환하는 MOC가 대서양에서 가장 크다는 점에서 대서양 순환은 근본적으로 인도양과 태평양 순환과는 다르다. 그러므로 NAO와 남방진동에 대한 해양의 공헌이 다른 점에 대해서는 전혀 놀랄 일이 아니다.

지구의 기후는 대기와 해양 모두와 빙권과 생태계를 포함하는 여러 변동모드에 의해 특징지어진다. 저주파수 변동을 생성하는데 관련된 물리과정을 이해하는 것은 기후변화를 정확히 예측하는데 있어서 과학자의 능력을 향상시키고 인

위적인 변동과 자연적인 변동을 분리하는 것을 가능케 함으로써 인위적 기후변화를 탐지하고 원인규명하는 능력에서의 향상을 위해서 결정적이다. 특히 9장에서 강조된 기후 과학자들에 대한 하나의 중심적인 질문은 어떻게 인간 활동이 지구기후의 역학적 성질에 영향을 미치는지 결정하고 인간의 영향이 전혀 없다면 어떤 일이 발생할지를 알아내는 것이다.

1.5. 기후모델링에서의 진보 사례

1.5.1 모델 변천과 모델 분류

기후시나리오는 사용하는 수치모델에 따라 좌우된다. 지난 수십 년간 이런 모델의 연속적인 변천은 1970년대부터 현재까지의 지난 30년간 동안 대략 백만 배로 증가된 슈퍼컴퓨터의 연산능력으로 인해 가능해 왔다. 이 연산과정은 모델의 복잡성(그림 1.2에 설명된 더 많은 요소들, 과정들을 포함), 모사기간, 공간 분해능의 증가를 가능케 했다. 그래서, 미래 기후변화를 평가하는 모델들은 시간에 따라 발전해 왔다. Manabe와 Wetherald(1975)의 초기 작업부터 Schlesinger와 Mitchell(1987)의 재검토까지, CO₂에 의한 기후변화의 선두적인 작업의 대부분은 단순 Slab형구조 해양모델(예, 해양 역학을 제외한 모델들)과 결합된 대기대순환 모델에 기반을 두고 있다. 동시에 모델 안의 물리과정도 더욱 포괄적이 되었다(1.5.2에서의 구름의 예를 참조). 유사하게, TAR에서 제시된 결과들은 결합된 기후계의 모델에서 나왔다기 보다는 대기모델에서 생산된 것이며, 대기 중 이산화탄소 농도 배증으로 나온 결과로 발생한 기후균형의 변화를 분석하는데 사용되었다. 현재 미래의 기후예측은 기후전개의 시간에 따라 시나리오를 조사할 수 있고 때때로 상호적인 화학 또는 생화학적 요소를 포함하기도 하는 더 복잡한 해양-대기결합모델을 이용할 수 있다.

증가된 복잡성과 분해능의 진보는 수치 일기예보의 공간에서 이루어져 왔고 현업용 일기예보의 질에 있어 크게 검증할만한 향상을 가져왔다. 이런 예들이 현재의 모델이 과거 10년전의 모델들보다 좀 더 현실적임을 보여 준다. 하지만, 이것은 모델이 현실을 완벽하게 모사를 못한다는 것을 끊임없이 각성시켜주는 것이다. 왜냐하면, 모든 중요한 시공간의 규모를 푸는 것이 현재의 능력밖에 있고 또한 복잡한 비선형 시스템의 행동양식이 일반적으로 무질서하기 때문이다.

Lorenz(1963)의 연구 이후 단순한 모델들조차 이런 비선형성 때문에 복잡한 행동을 보일 것이라고 알려져 왔다. 기

후계의 태생적인 비선형 행동은 모든 시간규모의 기후모사에서 나타난다(Ghil, 1989). 사실, 비선형 역학계의 연구는 과학적 원리의 광범위 영역에 걸쳐 중요해지고 있고 이에 상응하는 수학적 발전은 여러 방면의 학문간 연구에 있어 필수적이다. 해양-대기간 상호작용, 기후-생물권간 상호작용, 기후-경제간 상호작용의 단순모델들은 부분적인 비예측성, 분기(bifurcation), 무질서한 전이 등으로 특정지어지는 유사한 행동을 보여주기도 한다.

추가적으로, 기후민감도를 조절하거나 급격한 기후변화(예를 들면, 구름, 식생, 해양순환)를 조절하는 수많은 중요한 과정들은 매우 작은 공간규모들에 의존한다. 위의 과정들은 전지구 모델의 환경에서 완벽하게 표현될 수 없으며 이 과정들의 과학적 이해는 불완전하다. 결론적으로, 개념적으로 단순화 시키거나, 또는 과정들의 수를 줄이거나 특정지역으로 제한함으로써 복잡한 모델을 이해하고 사용의 용이성이 계속될 수 있다. 그래서 현장에서 이런 과정을 더 깊이 이해할 수 있고 관측들과 적절한 비교를 할 수 있다. 계산능력의 발전과 함께 보다 단순한 모델은 사라지지 않고 있다; 반대로, 이론적 이해와 현실 모델의 복잡성 간의 연결을 제공하는 한 방향으로 '모델 계급'의 개념이 보다 더 강조되어 오고 있다(Held, 2005).

이러한 단순모델의 방법은 다양하다. 계산식의 수 줄이기(예를 들면, 전지구 지표온도에 대한 하나의 계산식); 계산식 차원 줄이기(연직으로 일차원, 위도별 일차원, 이차원); 몇 과정으로 제한(예를 들면, 수증기과정의 포함 유무에 따라 중위도 준지균 대기)함으로 단순화 할 수 있다. 또한 모델계급의 개념은 규모 개념과 연결된다: 전지구 모델들은 지역모델들에 의해 보완되며, 이 지역모델은 주어진 지역을 고분해능으로 표현하거나, 구름과정, 큰 에디를 모사하는 특성화된 과정으로 나타낸다. 중간단계 복잡성(Intermediate Complexity)의 지구모델들(Earth Models)은 빙기와 간빙기 진동에 해당되는 긴 시간 규모를 조사하는데 사용된다(Berger et al., 1998). 계산능력이 증가하면서 이런 규모에 따른 모델간 구분은 빠르게 진화되었다. 예를 들면, 대류운의 역학을 명백히 푸는 전지구 모델을 계산하는 것이 가능해질 것이다. 최근 수년간 많은 중요한 과학적 논쟁의 시작은 개념적 단순모델들의 사용에서 비롯되었다. 열대기후의 이상적인 대기 모사의 연구는 기후를 조절하는 되먹임(feedback)에 대한 충분한 이해를 통해 진행되어 왔다. 예를 들면, 열대의 상승과 하강 순환 지역의 개별적 모사를 소개했던 Pierrehumbert (1995)가 있다. 대기순환의 단순선형모델은 잠재적인 새로운 되먹임 효과들을 조사하는데 사용되어 왔다. 해양격자모델은 대서양의 수온약층(thermohaline) 순환이 잠재적으로 감

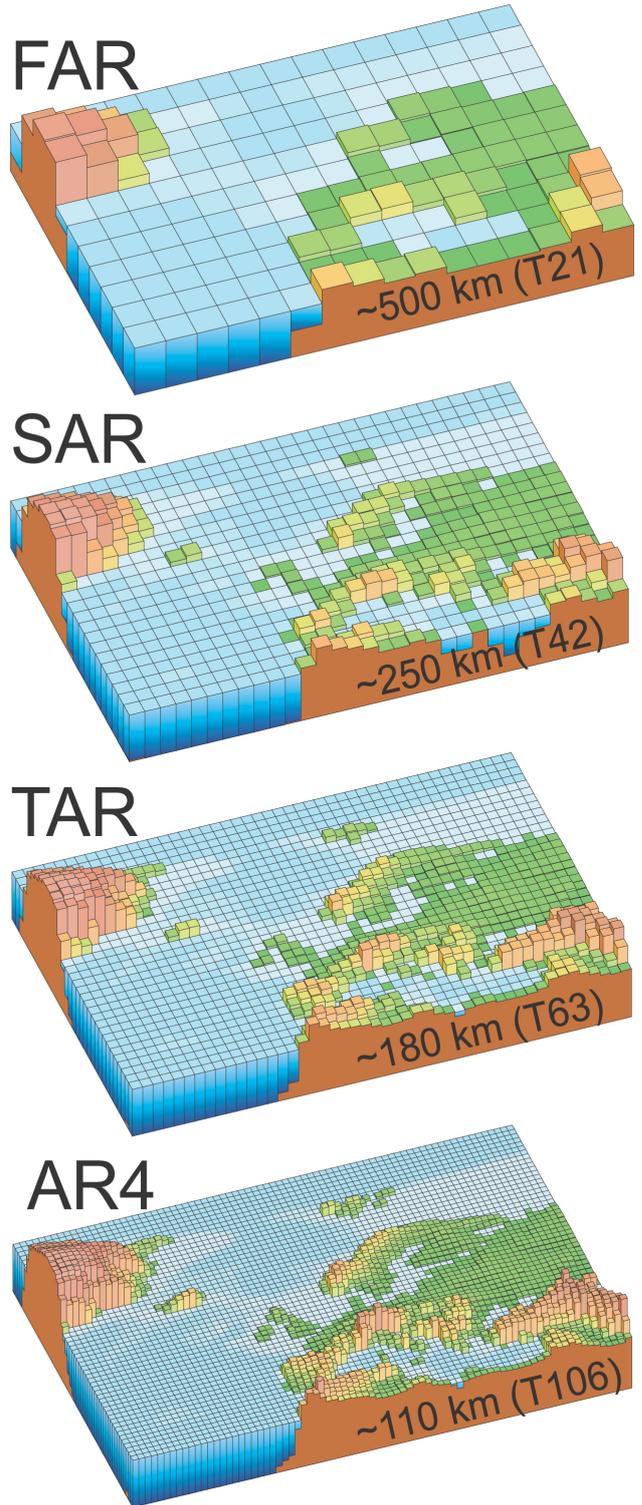


그림 14. IPCC 평가 보고서: FAR(IPCC, 1990), SAR(IPCC, 1996), TAR(IPCC, 2001a), AR4(2007)에서 사용된 기후모델의 세대별 지리적 해상도 특징. 위의 그림은 전구모델들이 어떻게 연속적으로 변화하는지를 보여주는 것으로서 북유럽 지역의 분석 격자들이 증가하는 것을 나타낸다. 이 그림은 단기간 동안 기후모사에서 사용된 가장 세밀한 수평 해상도를 나타낸 것이다. FAR 이후 IPCC 평가보고서에서 인용된 세기 단위의 긴 시간규모의 모사들은 이전 세대의 해상도를 가지고 수행되었다. 대기 및 해양모델의 연직 해상도는 나타내지는 않았지만, 수평 해상도가 증가함에 따라 단일 계층 slab형 구조 해양모델, FAR의 10개 대기층, 대기 및 해양의 약 30개 층에 대한 연직 해상도도 기후모델이 진보될 수록 증가하였다.

속될 수 있음을 이해하는데 중요한 역할을 해왔다(Birchfield et al., 1990). 또한 TAR에서 강조되었던 단순모델들은 IPCC 시나리오를 해석하는데 핵심적인 역할을 해 왔다. SAR 또는 TAR에서 제시된 기후 시나리오의 연구는 이상적인 모델들을 사용하는 여러 경우들(cases)의 큰 앙상블을 조사하는데 까지 발전했다.

1.5.2 구름 모델과 기후민감도

구름의 과정들과 되먹임들의 모형화는 기후학에서 불규칙한 행동(행보)을 하는 놀랄만한 예들을 제공한다. 구름표출(representation)은 대기모델이 증가되는 복잡한 물리과정을 설명하는 분야 중 가장 지속적으로 개선된 분야이다. TAR에서 구름은 기후변화를 모사하는데 가장 불확실성이 큰 원인이 되었다(관련부분은 2.4, 2.6, 3.4.3, 7.5, 8.2, 8.4.11, 8.6.2.2, 8.6.3.2, 9.2.1.2, 9.4.1.8, 10.2.1.2, 10.3.2.2, 10.5.4.3, 11.8.1.3, 11.8.2.2).

1980년대 초에 대부분의 모델들은 대기복사를 계산하기 위해 위치와 고도의 함수인 정해진 운량(cloud amount)과 정해진 구름의 광학특성들을 여전히 사용하였다. 운량은 London(1957)의 경도 평균된 기후값에서 자주 얻어졌다. 그 다음 모델세대는 운량을 진단하기 위해 상대습도 또는 다른 단순 예측인자들(predictors)을 사용하였다(Slingo 1984). 그래서 모델에 현실성을 증가시키는 기초를 제공함과 더불어 복사와 상호작용하고 강우를 만들고 작은 규모의 대류 또는 난류성 순환에 영향을 미치는 본체로서 구름의 다중역할에 불일치를 가져왔다. Sunbdqvist(1978)의 선두적인 연구들 이후, 1980년대 후반부터 구름의 명백한 묘사(representation)가 점진적으로 기후모델에 소개되었다. 처음에는 모델들이 단순화된 구름의 미세물리적(microphysical) 과정을 사용하였고, 그 예가 Kessler(1969)이다. 하지만 최근 모델세대들은 유사한 물리적 원리에 기초하여 더 이해하기 쉽고 자세한 구름의 묘사를 통합시켰다. TAR에 제시된 관측자료와 모델 간 비교는 대부분의 기후모델들의 구름 묘사가 이전에 경우보다 2000년대에 더욱 현실화되었음을 보여준다.

이런 훌륭한 진보에도 불구하고, 구름 되먹임의 크기와 부호조차도 TAR에서 여전히 불확실성이 매우 크다. 이런 불확실성은 주어진 배출 시나리오에 대해 미래기후의 모델 묘사가 다양한 결과를 생산함을 설명하는 중요한 요인들 중의 하나이다. 이것은 놀랄 일은 아니다. 대기 온실가스의 농도의 변화에 따른 지구기후의 민감도는 구름 되먹임에 크게 의존한다는 사실은 이용 가능한 긴 자료를 사용하여 가장 간단한 이론적 기초에서 설명될 수 있다. 위성관측들은 1970

년대 초(Vander Haar와 Sunomi, 1971)이후 지구 복사수지의 유효한 예상치를 제공해 왔다. 지구를 60%을 덮고 있는 구름은 지구 반사도의 약 2/3에 해당되며, 이것은 약 30%이다. 지구 반사도가 30%에서 29%로 단지 1% 감소하면 흑체(blackbody) 복사평형온도는 약 1°C가 증가한다. 이것은 매우 중요한 수치로 대기 중 CO₂농도가 두배가 되는 직달일사 효과와 거의 비슷하다. 동시에 구름은 지구 온실효과도 가진다. 추가적으로, 운량의 변화는 구름복사 상호작용에 영향을 미치는 많은 매개변수중의 단지 하나이다: 구름광학두께(optical thickness), 구름높이, 구름의 미세물리 과정도 대기 온도의 변화에 의해 변화되고, 이것은 구름 되먹임의 복잡성에 추가되었다. 예를 들면, Tselioudis 와 Rossow(1994)에 의해 분석된 위성관측이 그 증거였다.

모의된 구름되먹임의 중요성은 모델결과 분석에 의해 강조되었다(Manabe and Wetherald, 1975; Hansen et al., 1984). 방대한 모델간 상호비교(Cess et al., 1989) 또한 본질적인 모델 의존성을 보였다. 온실가스들에 대한 기후 모델 민감도에서 구름과정의 강한 효과는 Senior와 Mitchell(1993)에 의해 수행된 대순환모델(GCM) 실험의 지금-표준 묶음(now-classic set)을 통해 더 강조되었다. 그들은 모델에서 다루어지는 구름의 광학적 특성을 간단히 변조시켜서(CO₂ 배중에 의한) 전지구 평균기온 변화가 1.9°C에서 5.4°C까지 발생함을 보였다. 복잡한 기후모델의 결과는 하나의 적당한 구름 매개화를 다른 것으로 대체함으로 극적으로 변조시킬 수 있다. 그래서 민감도의 전체 모델간 범위를 적절하게 복제시킬 수 있다. 다른 GCM그룹 또한 부분적 구름 또는 혼합되어있는 구름 특성을 다루는 Senior and Mitchell(1993)의 접근법과는 다르게 구름 미세물리과정과 그것의 복사 상호작용을 통합하는 다른 기술을 시도함으로써 다양한 결과를 일관되게 얻었다. TAR에서 보인 모델간 상호비교는 상대적으로 저해상도로 정확하지 않았다.

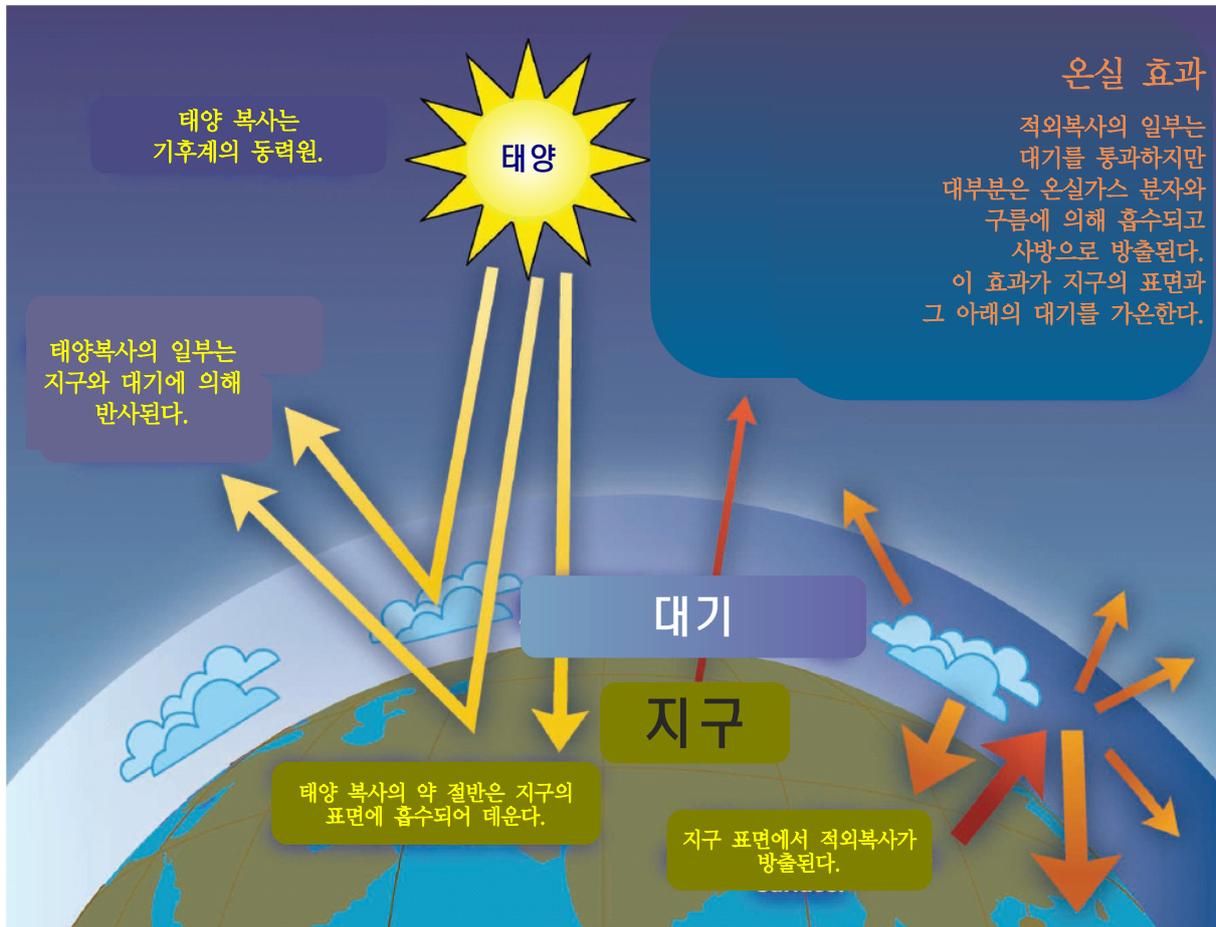
예전에 과학계에서는 적절한 자료를 모델에 강제하는 것이 이 문제를 해결하는 유일한 방법으로 인식했다. 먼 과거의 기후변화를 이용하여 구름되먹임 양을 조절하는 것은 분명히 한계성을 가진다(Ramstein et al., 1998). 따라서 십년, 경년 또는 계절 시간규모의 구름변화연구는 모델 강제를 위한 필수적인 코스이다. 구름관측의 긴 역사는 현재 모델개발 역사와 나란히 발달한다. 기상예보를 목적으로 운영하는 지상관측은 Warren et al.(1986, 1988)에 의해 수집, 분석된 유익한 정보의 근거를 구성한다. 국제 위성 구름 기후 프로젝트(the International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP; Rossow and Schiffer, 1991)는 20년 이상 기상위성 측정을 통해서 운량과 구름특성들을 발견하고 분석해왔다.

자주 묻는 질문(FAQ) 1.3 온실효과란 무엇인가?

태양은 매우 짧은 파장의 에너지, 주로 스펙트럼의 가시부 혹은 근가시부(즉, 자외선)를 배출하여 지구 기후에 동력원이 된다. 지구대기의 상부에 도달하는 태양 에너지의 약 1/3은 곧장 우주로 반사된다. 나머지 2/3는 지표와 양은 적지만 대기에 흡수된다. 흡수된 입사 에너지와 균형을 유지하려면 지구는 동일한 양의 에너지를 우주로 배출해야 한다. 지구는 태양보다 온도가 훨씬 낮기 때문에 태양보다 긴 파장, 주로 적외선을 배출한다(그림 1 참조). 육지와 바다가 배출하는 이 열 복사의 많은 부분이 구름을 포함해 대기에 흡수되어 다시 지구로 배출된다. 이것을 온실효과라고 부른다. 온실의 유리벽은 공기흐름을 감소시키고 내부 공기 온도를 상승시킨다. 이와 비슷하게, 그러나 물리적으로는 약간 다른 과정을 통해 지구의 온실효과도 지구표면

을 가온한다. 자연적 온실효과가 없다면, 지표의 평균 기온은 물의 어는점보다 낮을 것이다. 따라서 지구의 자연적 온실효과 때문에 지구상에 생명체의 존속이 가능해진다. 그러나 인간활동, 주로 화석연료의 연소와 삼림제거로 인해서 자연적 온실효과가 크게 강화되었고 지구 온난화가 야기되었다.

대기를 가장 많이 차지하고 있는 두 성분, 질소(건조공기의 약 78%)와 산소(건조공기의 약 21%)는 거의 전혀 온실효과를 일으키지 않는다. 오히려 온실효과는 이들보다 더 복잡하고 훨씬 더 희소한 분자들로부터 생긴다. 가장 중요한 온실가스는 수증기이고, 두 번째로 중요한 온실 가스는 CO₂이다. 대기에 소량으로 존재하는 CH₄, N₂O, 오존, 몇몇 다른 가스들도 온실효과에 기여한다. 습한 적도지역에서는



FAQ 1.3, 그림 1. 자연적 온실효과의 이상화 모델. 설명은 본문을 참조.

공기에 수증기가 무척 많아 온실효과가 매우 크기 때문에 CO₂나 물이 소량 추가되어도 하향 적외선 복사에 미치는 직접적 영향은 작다. 그러나 춥고 건조한 극지역에서는 CO₂나 물이 소량만 증가해도 큰 효과가 생긴다. 이것은 춥고 건조한 대기 상층부에서도 마찬가지다. 대기 상층부에서는 수증기량이 약간만 증가해도 지표 근처에서 수증기가 동량으로 증가할 때보다 온실효과에 훨씬 큰 영향이 생긴다.

기후계의 몇몇 구성요소, 특히 해양과 생물체는 온실가스의 대기 농도에 영향을 준다. 가장 대표적인 예가 식물인데 식물은 광합성을 통해 대기로부터 CO₂를 흡수하고 그 CO₂와 물을 탄수화물로 전환시킨다. 산업 시대에는 주로 화석연료 연소와 삼림 제거를 통한 인위적 원인으로 대기에서 온실가스 농도가 증가했다.

CO₂ 같은 온실가스가 대기에 더 많이 추가될수록 온실효과는 강화되고 그림으로써 지구 기후의 온난화도 심화된다. 온난화의 양은 여러 피드백 메커니즘에 달렸다. 예를 들면 온실가스 농도 증가로 인해 대기가 온난화될수록 대

기의 수증기 농도가 증가하게 되고 이것은 다시 온실효과를 더욱 심화시킨다. 이것이 또 더 많은 온난화를 야기하고 이런 식으로 자동강화 순환이 반복된다. 이 수증기 피드백은 추가된 CO₂ 단독에 의한 온실효과보다 거의 두 배나 강력할 수 있다.

또 하나 중요한 피드백 메커니즘은 구름과 관련 있다. 구름은 적외복사를 잘 흡수하기 때문에 큰 온실효과를 일으키고 그리하여 지구를 온난화 시킨다. 구름은 태양복사를 반사하기도 하기 때문에 지구를 식히기도 한다. 구름의 특징, 이를테면 구름의 종류, 위치, 함수량, 형성 고도, 입자의 크기와 모양, 수명 등이 약간만 변해도 구름에 의한 지구 온난화 혹은 냉각의 정도가 달라진다. 어떤 변화는 온난화를 증폭시키는가 하면 어떤 변화는 온난화를 완화시킨다. 기후 온난화에 반응하여 구름이 어떻게 변화하는가, 그 변화들이 여러 피드백 메커니즘을 통해 기후에 어떻게 영향을 주는가를 더 잘 이해하기 위한 많은 연구들이 진행 중에 있다.

이 자료들은 다른 위성 원격감지자료, 이를테면 Nimbus-7 기온습도 적외복사계(Temperature Humidity Infrared Radiometer; THIR)(Stowe et al., 1988), 고해상도 적외복사 음향기(High Resolution Infrared Radiation Sounder; HIRS)(Susskind et al., 1987)와 같은 고해상도 분광계, 특수감지 마이크로웨이브/촬영장치(Special Sensor Microwave/Imager; SSM/I)에서 사용되는 마이크로웨이브 흡수계와 같은 자료들에 의해 보완된다. 8장은 이 관측상의 성과에 대한 최신정보를 제공한다.

병렬적인 노력은 위성관측에 대한 적절한 참조를 제공할 뿐만 아니라 구름과정을 포함하는 전범위의 시공간규모에 대한 섬세하고 기초적인 분석을 가능케 하는 기상관측의 더 넓은 범위로의 발전을 가져온다. 미국의 Atmospheric Radiation Measurement(ARM) Program은 장기간 복잡한 구름시스템을 모니터링하는 계기관측 사이트로서 가장 오랜 기간 포괄적인 시도를 해왔다(Ackerman and Stokes, 2003). 더 작은 규모의 캠페인들은 대류계에 대한 TOGA 결합 대기-해양 반응 모의 실험(Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment; COARE)(Webster and Lukas, 1992), 또는 층적운에 대한 대서양 층적운 변화 모의실험(Atlantic Stratocumulus Transition Experiment; ASTEX)(Albrecht et al., 1995)과 같은 특별한 현상 관측에 집중되었다.

관측자료는 모델개발에 분명 도움이 되어왔다. ISCCP 자

료는 1980년대 중반이후 기후모델 내 구름을 모사하는데 크게 기여하였다(예, Le Treut and Li, 1988; Del Genio et al., 1996). 그러나 현재의 자료들은 모의된 구름 되먹임의 범위를 여전히 줄이지 못한다. 최근에는 기후적 되먹임에 포함되는 구름과정의 역할을 강조하는 모드의 모수화를 검증하는데 도움이 되는 새로운 이론적 도구가 개발되었다. 그 중 하나는 포괄적으로 관측된 대규모 강제에 의한 운량에 초점을 두고 GCM 모수화를 평가하기 위해 단일컬럼 모델(Randall et al., 1996; Somerville, 2000)과 고해상도 구름 분해모델을 이용하는 것이다. 다른 접근법은 다른 기후변수간의 되먹임 테스트를 제공하는 방법으로 기후강제와 구름 매개변수 사이의 상관 조사(Bony et al., 1997)를 통해서 통계적인 근거에 따라 전지구적이고 연속적인 위성자료를 이용하는 것이다. 8장에서는 이 분야에 대한 최근의 진전된 내용을 평가한다.

1.5.3 결합모델: 발전, 이용, 평가

지구온난화에 관한 미국의 1차 National Academy of Sciences(국립과학협회) 보고서는 CO₂ 배증에 따른 영향을 모의한 두 모델에 근거하여 전구평균 평형지표온도 증가범위는 1.5°C와 4.5°C 사이일 것으로 언급하였고, 이 범위는 TAR에서만 해도 확고한(conventional) 지식의 부분으로 여

겨져 왔다. 그리고 이후 Schlesinger와 Mitchell(1987)에 의해 다루어진 세 모델의 비교와 FAR에서 보인 대부분 기후 전망들은 간단한 slab형 구조 해양모델(즉, 해양역학에 관한 모든 변화를 생략한 모델)을 결합한 대기모델의 결과였다.

대기모델과 해양모델을 결합하는 첫 번째 시도는 1960년대 후반과 1970년대 초반에 이루어졌다(Manabe and Bryan, 1969; Bryan et al., 1975; Manabe et al., 1975). 대기성분과 해양성분 모두 매우 현저한 향상을 보였지만, 완전하게 결합된 대기-해양모델이 slab형 구조 해양모델을 대신하게 된 것이 최근 20년간 기후모델링의 가장 현저하게 빠른 진보 중 하나일 것이다(Trenberth, 1993). 이러한 진전은 모의된 기후 변화패턴 특히 해양지역에서 상당한 변화를 보였다. 또한 그것은 일시적(transient) 기후 시나리오를 조사할 가능성을 열었고, 화학적 순환과 생지화학적 순환을 명시적으로 표현하는 것을 포함하는 포괄적인 '지구시스템 모델(Earth-system models)'을 개발하는 단계로 진보하게 하였다.

짧은 발달사를 통해서 결합모델은 다음의 발달을 지연시키는 어려움들을 직면해왔다. (i) 해양 초기상태가 정확하게 알려져 있지 않다; (ii) 관측정확도보다도 매우 작은 지표플럭스 불균형(에너지, 모멘텀이나 담수에서)이 결합모델의 표류를 비현실적인 상태로 유도하기에 충분하다; (iii) 염도의 모의오차를 해소할 수 있는 되먹임을 직접적으로 안정화시키지 못한다. 초창기 모의실험에서 중점을 둔 것은 모의된 기본상태의 현실적 재현으로, 이는 '속보정(flux adjustments or flux corrections)'을 도입하는 근거가 되었다(Manabe and Stouffer, 1988; Sausen et al., 1988). 이것은 실제 기후상태로부터 기후표류가 일어나는 것을 방지하기 위해 물리적으로 설명되지 않고 지표열속과 염도를 임의로 추가 구성하는 본질적으로 경험적 보정이었다. NCAR 모델이 최초의 체계적인 비속보정 결합모델일 것이다. 이것은 초창기 모의실험의 많은 영향으로 여전히 표류가 지속됨에도 불구하고 21세기의 기후변화를 모의할 수 있었다. FAR와 SAR는 기후모델링의 문제점으로 속보정이 불가피하게 필요함을 지적하였다(Cubasch et al., 1990; Gates et al., 1996).

그러나 TAR에 이르러서는 기술이 발전하여 결합기후모델의 절반정도는 비속보정 체계를 취하였다. 이 보고서는 '현재 일부 비속보정 모델이 속보정모델에 견줄만한 안정된 기후상태를 유지할 수 있다'고 기술하였다(McAvaney et al., 2001). 그 이후로, 몇 개의 최신모델이 여전히 속보정에 의지하고는 있지만, 일부 모델링센터에서는 비속보정 체계로 진전시키는 노력이 계속되어왔다. 결합모델 모의실험의 고안은 또한 모델 초기화를 위해 선정된 이론들과 밀접하게 연관된다. 속보정모델에서 초기 해양상태는 해양모델이 평

형상태에 이르는 예비결과이고 대체적으로 3000년간의 장기적분 결과이다. 비속보정모델은 스핀업과정이 필요하더라도 간혹 Levitus et al.(1994)에 의해 수집된 것처럼 해양 관측자료를 기초로 좀더 간단한 절차를 취하기도 한다. 하나는 비속보정 모델이 복사 모수의 *ad hoc* 튜닝을 이용했다는 것이다(i.e., 함축적 속보정).

모델고안에 있어 이러한 상당한 진보는 모델결과의 범위를 줄이지는 않았다. 그러나 기후예측이 본래 불확실성에 영향을 받는다는 점에서 놀라운 것은 아니다(Lorenz, 1963). 예측문제는 Lorenz(1975)에 의해 뚜렷한 두 종류로 정의된다. 첫 번째는 주어진 초기상태로부터 기후시스템의 실제 특성들을 예측함으로써 정의되었다. 첫 번째 예측은 초기값 문제로, 지배방정식의 비선형성과 불안정성으로 인해 기후시스템들이 미래에 불확실하게 예측될 수밖에 없다. 두 번째 예측은 외부강제의 변화로 기후시스템의 반응이 결정되는 것과 관련된다. 이 예측은 기후상태의 연대적 진행과는 직접적으로 관련되지 않는다. 그러나 장기간 평균된 통계적 기후특징은 어느 정도 관련된다. 처음에는 두 번째 종류의 예측은 초기조건에 전혀 의존하지 않은 것으로 생각되었다. 그보다 일부 외부강제 매개변수 예를 들어, CO₂량이 기후시스템(예컨대 연평균 전구기온, 또는 겨울 스톱 또는 허리케인의 예상되는 발생 수, 또는 평균문순강수) 변화의 통계적 특성을 결정하는 것으로 생각하였다. 대기온실가스농도의 함수로 미래 기후시나리오를 추정하는 것은 두 번째 종류 예측의 전형적인 예이다. 그러나 양상불 모의실험은 초기상태함수에 의해 유도된 범위집단에 전망치를 가지는 경향이 있음을 보인다(10장에서 보임).

기후예측(두 번째 종류)의 불확실성은 주로 모델 불확실성과 오차로부터 발생한다. 이 영향을 평가하고 풀기위해 과학계는 모델간 체계적인 비교를 하는 시리즈를 계획해왔다. 그리고 이는 모의실험의 정확도에 영향을 미치는 요소를 면밀하게 조사하기 위해 수행할 모의실험의 수와 범위를 증가시키는 역할을 하였다.

모델간 체계적인 비교의 초기 예는 Cess et al.(1989)에 의해 이루어졌다. 이들은 CO₂ 농도 배증에 따라 서로 다르게 나타나는 모델의 대기복사효과를 보이기 위해 구름되먹임의 묘사에 관한 모델 모의실험간 입증된 차이를 비교하였다. 1990년대에는 모델평가를 위해 통제되는 조건들을 살펴보는 세계기후연구프로그램(World Climate Research Programme: WCRP)의 원조 격인 여러 '모델간 상호비교 프로젝트(MIPs)'가 착수되었다. 그 중 하나는 대기모델을 연구하는 대기모델간 상호비교 프로젝트(Atmospheric Model Inter-comparison Project: AMIP)였다. 결합모델의 개발은 결합대

기해양모델과 매년 1%씩 대기 중 CO₂ 농도가 증가하는 것처럼 이상화된 강제에 대한 반응을 연구하는 결합모델간 상호비교 프로젝트(Coupled Model Intercomparison Project: CMIP) 개발로 이어졌다. 다양한 MIPs의 수행은 파일형태, 변수명, 단위 등 자료 사용자들에게 쉽게 인지되도록 모델 강제 매개변수와 모델 아웃풋을 표준화하는 것이 중요함을 보였다. 모델결과는 여러 모델링 센터에서 독립적으로 저장되었고 모델결과의 분석은 독립된 모델링 그룹에 의해 주로 수행되어 결과의 신뢰도를 높였다. Taylor(2001) diagram과 같은 종합적인 진단 도구가 MIPs를 위해 개발되었다.

AMIP과 CMIP 프로젝트의 착수는 질적인 통제 기준을 정하고 관리상의 연속성을 제공하며 결과가 일반적으로 재생 가능하도록 하는 기후모델링의 새로운 시대를 열었다. AMIP의 결과는 기후모델반응에 대한 여러 통찰을 제공하였고(Gates et al, 1999) 모델의 새 버전이 개발됨에 따라 관측의 대기특성과 동일하게 개선되는 것들을 측정하게 되었다. 일반적으로, MIPs의 결과는 결합모델이 가지는 가장 큰 문제점인 구름복사과정, 빙권(cryosphere), 심해, 대기-해양 상호작용을 포함한다.

그러나 모델간 상호비교로 충분치 않다. 하나의 모델로부터의 복잡한 모의(MonteCarlo 또는 앙상블, 근사로 불림)가 기후시스템의 확률론적인 성질을 평가하는데 필요한 접근법이자 보완적인 접근법으로 알려져 왔다. 전지구 대순환 모델을 이용한 처음 앙상블 기후변화 모의는 다른 초기 및 경계조건하에 이용되었다(Cubasch et al., 1994; Barnett, 1995). 컴퓨터의 제한으로 초창기 앙상블은 상대적으로 샘플의 수가 적었다(10미만). 이러한 앙상블 모의실험은 하나의 모델에서조차 기후전망범위가 매우 넓을 수 있음을 지적하였다.

모델간 상호비교와 앙상블 모델 연구(즉, 같은 모델의 여러 차례 적분을 포함하는 것)는 여전히 빠르게 발달하고 있다. 체계적인 종합기후모델 연구에서는 유난히 컴퓨팅 재원이 요구됨에 따라, 앙상블 적분은 최근의 컴퓨터 파워의 발달이 있기까지 본질적으로 불가능하였다. 이러한 발달은 FAR에서 TAR로의 진보로 여겨지고 있으며 앞으로 몇 년간은 계속될 것이다.

1.6 기후변화와 불확실성에 관한 IPCC 평가

WMO와 유엔환경계획(United Nations Environment Programme, UNEP)은 인위적인 기후변화의 위험을 이해하기 위한 과학, 기술 및 사회경제 정보를 평가 역할을 담당하기

위하여 IPCC를 1988년 설립하였다. IPCC의 임무는 광범위하다: ‘(a) 기후변화와 그 영향에 관한 현재 과학의 불확실성과 결함을 확인하고 이러한 결함을 극복하기 위한 단기 추진계획의 작성; (b) 기후변화와 대응방안의 정책적 의미를 평가하기 위해 필요한 정보의 확인; (c) 온실가스와 관련된 국가규모 및 국제적 정책의 현황과 계획의 검토; (d) 온실가스 관련 모든 관점 및 각국 정부와 국제기구의 사회경제 개발 및 환경계획에 관한 정책을 위해 고려되어야 하는 다른 적합한 정보의 과학 및 환경적 평가’ IPCC는 UNEP와 WMO의 모든 회원에게 공개되어 있다. IPCC는 직접적으로 새로운 연구를 지원하거나 기후 관련 자료를 감시하지 않는다. 그러나 IPCC의 종합, 평가과정은 새로운 발견을 이끌어갈 과학적 연구를 고무시킨다.

IPCC에는 3개의 실무그룹과 1개의 특별전담반(Task Force, 1)으로 구성되어 있다. 실무그룹I(WGI)은 기후시스템과 기후변화에 관한 과학적 부문을 평가하고, 실무그룹II(WGII)과 실무그룹III(WGIII)은 기후변화에 의한 사회경제 및 자연 시스템의 취약성과 적응, 온실가스 배출을 제한하는 완화조치를 평가한다. 특별전담반은 IPCC의 국가온실가스 인벤토리 사업을 담당한다. 이 간략한 역사는 WGI에 초점을 맞추어 보고서에서 사용된 불확실성을 정의하는지 기술할 것이다(박스 1.1 참조).

IPCC의 주요 활동은 기후변화에 관한 지식의 정기적인 평가를 제공하는 것이며, 이 책은 실무그룹I의 제4차 평가보고서이다. IPCC는 필요하다고 인정된 독립적인 과학적 정보를 주제로 특별보고서와 기술보고서를 작성하며, 국가온실가스 인벤토리를 위한 방법론에 관한 업무를 통해서 유엔기후변화협약(United Nations Framework Convention on Climate Change, UNFCCC)을 지원한다. FAR은 UNFCCC 설립을 위한 국제협상위원회(Intergovernmental Negotiating Committee for UNFCCC)의 논의과정에서 중요한 역할을 하였다. UNFCCC는 1992년 채택되었으며 1994년 발효되었다. 기후변화 협약은 기후변화 문제를 취급하는 전반적인 정책 구성과 법적 근거를 제공한다.

실무그룹I FAR은 Bert Bolin(IPCC 의장)과 John Houghton(WGI 의장)의 주도로 1990년 5월 영국 윈저에서 완성되었다. 단지 칼러 그림 8개를 포함하는 365쪽의 보고서에 기후시스템에 인위적인 영향을 정량적은 아니지만 설득력있게 제시되었다. FAR의 대부분의 결론은 비정량적이며 현재까지 타당하다(1.4.4절 참조). 예를 들면, 온실가스에 대하여 ‘인간활동으로 인한 배출은 온실가스(CO₂, CH₄, CFCs, N₂O) 대기 중 농도를 상당히 증가시킨다’(2장, 3장 및 7장). 한편으로 FAR은 CFC의 제거를 알지 못했고, 바이오매스의 연

소로 인한 에어러솔과 먼지가 기후에 미치는 중요성을 간과했고, 강화한 온실 효과의 명료한 탐지를 주장했다. 십년간 후반 2개의 장은 기후과학의 발달, 특히 탐지와 원인규명의 새로운 분야에서 모델과 관측의 합병 강조하였다(9.1장 참조).

실무그룹I FAR의 정책결정자를 위한 요약보고서는 기후변화 과학의 광범위한 개관을 제공하고 개요(Executive Summary)는 '확실성'에서 전문가의 '판단'을 제공하는 단계까지 다양한 신뢰도에 따라 주요 발견을 분류하였다. 요약문의 대부분은 정량적이 아니다(예를 들면, 요약문에 복사강제력의 막대그래프는 수록되지 않음). 유사하게 과학적 불확실성은 거의 언급되지 않았다; 온도상승의 전망이 십년 마다 0.2~0.5℃로 제시된 바와 같이 범위가 주어질 경우 범위를 설명하기 위한 확률이나 가능성은 제시되지 않았다(10장 참조). 대기 중 CO₂ 농도 배증으로 인한 기후민감도에 대한 논의에서 주관적과 객관적 기준을 통합 설명하였다. 모델결과의 범위는 1.9~5.2℃이며 대부분의 경우 4.0℃에 가까우나, 최근의 모델결과는 더 낮으며, 결과적으로 최적추정치는 2.5℃로 1.5~4.5℃ 범위 내에 있다. 이 범위에 민감도가 포함될 가능성은 정의되지 않았다. 그러나 기후과학자들이 높은 신뢰를 가진 이러한 영역 확인의 중요성은 정책결정자요약보고서에 인식되었다.

보충보고서(Supplementary Report, IPCC, 1992)는 FAR의 RF 값을 재평가하고 IPCC의 미래 배출시나리오, IS92a-f를 포함하였다. 또한 기후관측과 모델링에 관한 내용을 갱신하였다(3장, 4장, 5장, 6장 및 8장 참조). 과학적인 불확실성의 처리는 FAR과 동일하게 유지되었다. 예를 들면, 19세기 이후 지구평균지표기온의 상승은 0.45±0.15℃로 이 범위에 대한 정량적 가능성이 제시되지 않은 상태로 제시되었다(3.2절 참조).

SAR은 Bert Bolin(IPCC 의장)과 John Houghton과 Gylvan Meira Filho(WGI 공동의장)의 지휘 하에 탄소순환, 대기화학, 에어러솔 및 복사강제력에 대한 집중적인 장을 포함하는 예비적인 특별보고서(IPCC, 1995)와 함께 계획되었다. 실무그룹I SAR은 1995년 11월 마드리드 총회에서 완결되었다. 그 총회에서 기후변화 원인규명에 관해 가장 자주 인용되는 발견은 계속된 연구에서 재확인 되었다: '많은 증거들이 지구기후에 인간의 영향을 식별할 수 있다는 것을 제시한다'(9장 참조). SAR은 1997년 UNFCCC에서 교토의정서를 채택한 협상에 주요한 근거가 되었다.

실무그룹I SAR에서 불확실성은 다양한 방법으로 정의되었다. 탄소순환 수치는 90% 신뢰구간으로 정의된 대칭적인 양/음 범위를 사용하였으며 RF 막대그래프는 간행된 결과에

근거하여 추정된 양/음 범위를 중간범위 막대와 함께 보고하였다. 간행된 문헌의 가능성도 또는 신뢰구간은 주어지지 않았다. 이러한 불확실성은 추가적으로 RF의 신뢰도는 주어진 범위에 포함될 신뢰도는 '높음'(온실가스)에서 '매우 낮음'(에어러솔)으로 신뢰수준이 제시되었다. 총회에서 방대한 양의 보고서를 승인하기 어렵기 때문에 정책결정자를 위한 요약보고서(Summary for Policy makers, SPM)는 그림을 생략하고 숫자는 최소화한 짧은 문서가 되었다. SPM에서 과학적 불확실성의 사용은 제한적이며, FAR과 유사하다: 1900년 이후 지표평균기온 상승 범위는 0.3~0.6℃로 주어지고 이 범위에 대한 가능성도에 대한 설명이 없었다. 본 보고서는 서로 다른 기후모델 범위에서 미래 온난화 전망을 제시하였으나 기술요약서는 중심 추정치에 초점을 맞추었다.

IPCC의 항공과 지구대기에 관한 특별보고서(Special Report on Aviation and the Global Atmosphere: IPCC, 1999)은 실무그룹I과 실무그룹II, 오존층 고갈 물질에 관한 몬트리올 의정서를 위한 과학평가협의체를 모두 포함하는 주요 중간 평가이다. 이 특별보고서는 기후변화와 지구대기질에 관한 민간항공의 영향을 평가할 뿐만 아니라 미래 항공단을 위한 기술선택의 결과를 조망하였다. 이 보고서는 최초의 산업부문에 대한 완전한 평가이다. 기후시스템에 미치는 모든 인위적인 영향과 비교하여 항공의 역할에 대한 요약은 '1992년 항공기에 의한 복사강제력의 최적추정치는 0.05Wm², 모든 인위적인 활동에 의한 복사강제력의 약 3.5%이다. 집필진은 객관적 및 주관적 통합기준에 근거하여 이러한 RF값의 불확실성을 부과하고 전파하는 균일한 접근방법을 선택했다. 최적값에 추가하여 2/3 가능성도(67% 신뢰도) 구간이 주어졌다. 이러한 범위는 표준오차분포에서 표준편차의 한 배와 유사하지만 이 범위 밖의 확률분포는 평가되지 않았으며 표준분포가 아닐 수도 있다는 것을 명시적으로 밝혔다. 1992년 항공에 의한 요소별 및 RF 합계(권은 효과 불포함)를 표현하는 'whisker'(2/3 가능성도 범위)를 포함한 막대그래프가 SPM에 제시되었다(2.6절, 10.2절 참조).

TAR는 Robert Watson(IPCC 의장)과 John Houghton, Ding YiHui(WGI 공동 의장)의 지휘 하에 2001년 1월 상하이에서 개최된 총회에서 승인되었다. TAR 실무그룹I의 가장 탁월한 요약문은 SAR의 원인규명 선언을 강화하였다: '증가하는 관측자료는 집합적으로 온난한 세계와 기후시스템의 다른 변화를 보여준다'와 '지난 50년간 관측된 온난화의 대부분은 인간활동에 기인한 것이라는 새롭고 강한 증거가 있다'. TAR 종합보고서(Synthesis Report: IPCC, 2001b)는 세 실무그룹의 평가보고서를 종합하였다. 지구(WGI)와 지역(WGII) 기후변화 자료종합에 의하여 종합보고서는 인간영향

박스 1.1 : 실무그룹 I 평가보고서에서 불확실성의 처리

불확실성에 대한 일관성있고 투명한 처리가 중요하다는 것은 IPCC가 기후변화의 평가를 준비하면서 확실하게 인식되었다. 이전 평가보고서에서 불확실성의 처리에 대한 관심증가는 1.6절에 제시하였다. 3개 실무그룹 간의 불확실성에 대한 처리를 일관성있게 하기 위해서 4차평가보고서는 불확실성을 기술하고 결정하는 가이드라인을 따라 달라고 요청했다. 이 박스는 실무그룹 1이 상용한 가이드라인을 요약하고 여기서 사용된 자료에 상세한 불확실성 처리에 대한 내용을 보여준다.

불확실성은 그 특성에 따라 7개로 세분할 수 있다. 두 가지 중요한 유형은 '값의 불확실성(value uncertainties)' 과 '구조적 불확실성(structural uncertainties)' 이다. 값의 불확실성은 특정 값이나 결과에 대한 불완전한 결정에서 나온다. 예를 들어, 자료가 부정확하거나 관심있는 현상을 잘 표현하지 못할 때가 그렇다. 구조적 불확실성은 결과의 옳음에 대한 저자의 결정 때문에 생긴다. 두 가지 경우 모두 불확실성을 추정할 때 지식의 한계를 직관적으로 기술하고 지식의 상태에 대한 전문가의 결정을 포함하기 때문이다. 다양한 불확실성은 자연현상이 완전히 결정적일 수 없고 카오스적이기 때문에 생겨나고 이것은 기후변화의 특성을 전망할 때 한계로 작용한다.

여기에서 평가된 과학적인 문헌은 불확실성을 결정하는 데 다양한 방법을 이용한다. '임위적 오차(random error)' 는 자료가 더 많이 축적되면 감소하는 특성 때문에 생긴다. 반면에 '구조적 오차(systematic error)' 는 그렇지 않다. 기후자료를 다룰 때는 자료를 분석하고 조합하는 방법과 자료표본 문제와 같은 의도하지 않은 예러나 바이어스에 유의해야한다. 정량적 분석을 위한 고도의 통계기법은 기후변화 탐지와 원인규명을 위해서 개발되었다. 또한 미래기후의 확률전망을 위해서도 사용된다. 자세한 내용은 각 장에 제시되어 있다.

처음으로 4차평가보고서에 사용된 불확실성 가이드라인은 특정 결과가 일어날 확률과 과학적 이해도의 신뢰구간을 구별하여 사용하였다. 이것은 저자들이 사건이 일어날 수도 있고 일어나지 않을 수도 있다는 것에 높은 신뢰도(예를 들어, 동전이 앞 이 나올 확률)나 사건이 일어날 확률이 극히 적음에 대한 높은 신뢰도(예를 들어, 주사위를 두 번 던져서 모두 육이 나올 확률)를 표현할 수 있게 한다. 신뢰도구간과 일어날 확률은 여기서 구별해서 사용되지만 실제에서는 서로 연결되어 있다. 이 보고서에서 신뢰도 구간을 정의하기 위해서 IPCC 불확실성 가이드라인(Uncertainty Guidance Note)을 사용하였다.

발생가능성 정의	발생/결과의 확률
확실함(Virtually certain)	> 99% 확률
극히 높음(Extremely likely)	> 95% 확률
매우 높음(Very likely)	> 90% 확률
높음(Likely)	> 66% 확률
일어날 확률이 큼(More likely than not)	> 50% 확률
일어날 확률과 그렇지 않을 확률이 같음(About as likely as not)	33 ~ 66% 확률
낮음(Unlikely)	< 33% 확률
매우 낮음(Very unlikely)	< 10% 확률
극히 낮음(Extremely unlikely)	< 5% 확률
일어나지 않음(Exceptionally unlikely)	< 1% 확률

'낮은 신뢰도(low confidence)'와 '매우 낮은 신뢰도'(very low confidence)는 위험을 정의할 때나 중요관심에만 적용하였다. 이 보고서의 2장은 복사강제력에 대한 다양한 기여의 불확실성을 기술할 때 '과학적 이해수준(level of scientific understanding)' 이란 용어를 사용한다. 이 용어는 3차 평가보고서와 일치하여 사용하고, 저자들이 과학적 이해수준을 결정하는데 사용한 근거는 표 2.11과 2.9.2 절에 상세하게 설명된 불확실 가이드라인과 같은 방법을 사용한다. 이 보고서에서 표준정의는 확률적으로 추정될 수 있는 결과나 성과의 발생가능성을 정의하기 위해서 사용되었다.

신뢰도의 경우	참일 신뢰도
매우 높은 신뢰도(Very high confidence)	10회 중에 9회 이상
높은 신뢰도(High confidence)	10회 중에 8회
중간 신뢰도(Medium confidence)	10회 중에 5회
낮은 신뢰도(Low confidence)	10회 중에 2회
매우 낮은 신뢰도(Very low confidence)	10회 중에 1회 이하

위에 제시된 발생 가능성 정의 중에 ‘극히 높음(extremely likely)’, ‘극히 낮음(extremely unlikely)’, ‘일어날 확률이 큼 (more likely than not)’은 원인규명과 복사강제력을 포함하여 보다 구체적인 평가를 제시하기 위해서 기존 IPCC 불확실성 가이드라인(Uncertainty Guidance Note)에 추가 된 것이다.

따로 명시되지 않는 한 이 보고서에 주어진 값은 최적 추정값이고, 불확실성 범위는 90% 신뢰도 구간이다(다시 말해서 범위의 상위와 하위 5% 이하의 유의도 구간에 있다). 일부 경우에는 값이나 정보가 최적추정치 불확실 범위가 비대칭분포를 나타낼 수 있다.

에 관한 결론을 강화할 수 있었다: ‘지구 기후시스템은 산업 혁명 이후 전구 및 지역 규모에서 모두 현저하게 변화했으며 변화의 일부는 인간활동에서 기인한다’(9장 참조).

일관성을 증진하려는 노력에서 불확실성에 대한 지침서 (Moss and Schneider, 2000)는 TAR 준비기간 동안 모든 실무그룹 저자들에게 배포되었다. 실무그룹I의 TAR 는 일관성을 유지하고자 노력하였으며, 탄소수지의 불확실성이 ±1 표준편차(68% 신뢰도)이더라도 SPM에서 범위는 일반적으로 95%의 신뢰구간으로 제시되었다. 대기 중 CO₂ 농도의 배증에 대한 기후 민감도는 1.5°C에서 4.5°C의 범위에서 반복되지만 신뢰도는 낮다. 하지만 동일한 범위에서 Charney et al.(1979) 보고서가 처음으로 밝혔던 것처럼 과학적 이해 수준의 증가는 명백한 사실이다. 복사강제력 성분들이 종합될 수 없고(장기 체류하는 온실가스는 제외) 각각 복사강제력 막대의 ‘위스키’는 약간 다르다는 것을 나타내었다(일부는 모델의 범위이며, 일부는 불확실성이다). 다른 불확실성은 21세기 온난화의 전망에 대한 것이다: 이는(i) 6개의 배출시나리오와(ii) 가능성의 추정 없이 두 개의 회색 덮개를 사용한 9개의 대기-해양 기후모델을 다루는 범위로 보고되었다. 1.4°C에서 5.8°C의 전체범위(시나리오와 기후모델의 합) 실무그룹II TAR에서 다수 인용되었으나 보고서와 관련한 가능성의 논의에 대한 부족은 이러한 결론에 대한 해석과 유용한 적용을 어렵게 만든다.

1.7 요약

이 장에서는 기후변화를 기록하고 이해하려는 수백년 동안의 역사적 노력은 때로는 복잡하고, 성공과 실패가 교차하고 있으며 매우 평탄하지 않은 속도로 진행되었다는 것을 보여준다. 과학적 발견을 검증하고 공개적으로 검증결과를 논의하는 것은 예측능력의 본질적인 제한에도 불구하고 모든 영역에서 가속화하고 있는 놀랄만한 진보의 열쇠이다. 기후변화과학은 이제 우리 환경을 이해하기 위한 새로운 학제간 접근의 기반을 기여하고 있다. 결과적으로 대부분 발간된 연구와 불확실성의 이해 및 처리부문의 진보를 포함하는 주목할 만한 과학적인 진보는 TAR 이후에 추진되었다. 최근 기후변화연구의 주요 발견은 이 보고서의 2장에서 11장에 걸쳐 평가된다.

참고문헌

- Abbot, C.G., 1910: The solar constant of radiation. *Smithsonian Institution Annual Report*, p. 319.
- Ackerman, T., and G. Stokes, 2003: The Atmospheric Radiation Measurement Program. *Phys. Today*, **56**, 38-44.
- Adkins, J.F., et al., 1998: Deep-sea coral evidence for rapid change in ventilation of the deep North Atlantic 15,400 years ago. *Science*, **280**, 725-728.
- Agassiz, L., 1837: Discours d'ouverture sur l'ancienne extension des glaciers. *Société Helvétique des Sciences Naturelles*, Neufchâtel.
- Albrecht, B.A., et al., 1995: The Atlantic Stratocumulus Transition Experiment - ASTEX. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **76**, 889-904.
- Alley, R.B., et al., 1993: Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, **362**, 527-529.
- Arrhenius, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature on the ground, *Philos. Mag.*, **41**, 237-276.
- Abmann, R., 1902: Über die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km. *Sitzungsbericht der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse vom 1. Mai 1902*, **XXIV**, 1-10.
- Balachandran, N.K., and D. Rind, 1995: Modeling the effects of UVvariability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part I: The middle atmosphere. *J. Clim.*, **8**, 2058-2079.
- Barnett, T.P., 1995: Monte Carlo climate forecasting. *J. Clim.*, **8**, 1005-1022.
- Barnett, T.P., et al., 1999: Detection and attribution of recent climate change: A status report. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 2631-2660.
- Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, and C. Lorius, 1987: Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
- Battle, M., et al., 1996: Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at South Pole. *Nature*, **383**, 231-235.
- Bender, M., et al., 1996: Variability in the O-2/N-2 ratio of southern hemisphere air, 1991-1994: Implications for the carbon cycle. *Global Biogeochem. Cycles*, **1**, 9-21.
- Berger, A., M.F. Loutre, and H. Gallée, 1998: Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO₂ forcings over the last 200 kyr. *Clim. Dyn.*, **14**, 615-629.
- Berner, W., H. Oeschger, and B. Stauffer, 1980: Information on the CO₂ cycle from ice core studies. *Radiocarbon*, **22**, 227-235.
- Berson, A., and R. Süring, 1901: Ein ballonaufstieg bis 10 500m. *Illustrierte Aeronautische Mitteilungen*, Heft 4, 117-119.
- Birchfield, G.E., H. Wang, and M. Wyant, 1990: A bimodal climate response controlled by water vapor transport in a coupled ocean-atmosphere box model. *Paleoceanography*, **5**, 383-395.
- Bjerknes, J., 1964: Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophys.*, **10**, 1-82.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 63-172.
- Blake, D.R., et al., 1982: Global increase in atmospheric methane concentrations between 1978 and 1980. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 477-480.
- Blunier, T., et al., 1998: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, **394**, 739-743.
- Bond, G., et al., 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic. *Nature*, **360**, 245-249.
- 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.
- Brasseur, G., 1993: The response of the middle atmosphere to long term and short term solar variability: A two dimensional model. *J. Geophys. Res.*, **28**, 23079-23090.
- Brazdil, R., 1992: Reconstructions of past climate from historical sources in the Czech lands. In: *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years* [Jones, P.D., R.S. Bradley, and J. Jouzel (eds.)]. Springer Verlag, Berlin and Heidelberg, 649 pp.
- Brewer, P.G., et al., 1983: A climatic freshening of the deep North Atlantic (north of 50° N) over the past 20 years. *Science*, **222**, 1237-1239.
- 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.
- Broecker, W.S., and G.H. Denton, 1989: The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 2465-2501.
- Brohan P., et al., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Bryan, F., 1986: High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. *Nature*, **323**, 301-304.
- Bryan, K., 1969: A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comput. Phys.*, **4**, 347-376.
- Bryan, K., and M.J. Spelman, 1985: The ocean's response to a CO₂-induced warming. *J. Geophys. Res.*, **90**, 679-688.
- Bryan, K., S. Manabe, and R.C. Pacanowski, 1975: A global ocean-atmosphere climate model. Part II. The oceanic circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 30-46.
- Bryson, R.A., and G.J. Dittberner, 1976: A non-equilibrium model of hemispheric mean surface temperature. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2094-2106.
- Bryson, R.A., and G.J. Dittberner, 1977: Reply. *J. Atmos.*

- Sci.*, **34**, 1821-1824.
- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, **21**, 611-619.
- Buys Ballot, C.H.D., 1872: *Suggestions on a Uniform System of Meteorological Observations*. Publication No. 37, Royal Netherlands Meteorological Institute, Utrecht, 56 pp.
- Callendar, G.S., 1938: The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **64**, 223-237.
- Callendar, G.S., 1961: Temperature fluctuations and trends over the Earth. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **87**, 1-12.
- Cane, M.A., S.C. Dolan, and S.E. Zebiak, 1986: Experimental forecasts of the El Niño. *Nature*, **321**, 827-832.
- Cess, R.D., et al., 1989: Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, **245**, 513-516.
- Chamberlain, T.C., 1906: On a possible reversal of deep-sea circulation and its influence on geologic climates. *J. Geol.*, **14**, 371-372.
- Charlson, R.J., J. Langner, and H. Rodhe, 1990: Sulfur, aerosol, and climate. *Nature*, **22**, 348.
- Charney, J.G., et al., 1979: *Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment*. National Academy of Sciences, Washington, DC, 22 pp.
- Clayton, H.H., 1927: *World Weather Records*. Smithsonian Miscellaneous Collection, Volume 79, Washington, DC, 1196 pp.
- Cortijo, E., et al., 1999: Changes in meridional temperature and salinity gradients in the North Atlantic Ocean (30 degrees-72 degrees N) during the last interglacial period. *Paleoceanography*, **14**, 23-33.
- Crease, J., 1962: Velocity measurements in the deep water of the western North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3173-3176.
- Croll, J., 1890: *Climate and Time in Their Geological Relations: A Theory of Secular Changes of the Earth's Climate*, 2nd ed. Appleton, New York, 577 pp.
- Cubasch, U., and R. Voss, 2000: The influence of total solar irradiance on climate. *Space Sci. Rev.*, **94**, 185-198.
- Cubasch, U., et al., 1990: Processes and modelling. In: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 69-91.
- Cubasch, U., et al., 1994: Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, **10**, 1-19.
- Cubasch, U., et al., 1997: Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Clim. Dyn.*, **13**, 757-767.
- Dansgaard, W., et al., 1984: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* [Hansen, J.E., and T. Takahashi (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 288-298.
- Dansgaard, W., et al., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- Del Genio, A.D., M.-S. Yao, W. Kovari, and K.K.-W. Lo, 1996: A prognostic cloud water parameterization for global climate models. *J. Clim.*, **9**, 270-304, doi:10.1175/1520-0442.
- Delmas, R.J., J.M. Ascencio, and M. Legrand, 1980: Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000 yr BP was 50% of present. *Nature*, **284**, 155-157.
- deMenocal, P.B., 2001: Cultural responses during the late Holocene. *Science*, **292**, 667-673.
- Derwent, R., 1990: *Trace Gases and Their Relative Contribution to the Greenhouse Effect*. Report AERE-R13716, Atomic Energy Research Establishment, Harwell, Oxon, UK. 95 pp.
- Dlugokencky, E.J., K.A. Masarie, P.M. Lang, and P.P. Tans, 1998: Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden. *Nature*, **393**, 447-450.
- Dove, H.W., 1852: Über die geographische Verbreitung gleichartiger Witterungserscheinungen (Über die nichtperiodischen Änderungen der Temperaturverteilung auf der Oberfläche der Erde). *Abh. Akad. Wiss. Berlin*, V Teil, **42**, 3-4.
- Dozier, J., S.R. Schneider, and D.F. McGinnis Jr., 1981: Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow. *Water Resour. Res.*, **17**, 1213-1221.
- Dunbar, R.B., and G.M. Wellington, 1981: Stable isotopes in a branching coral monitor seasonal temperature variation. *Nature*, **298**, 453-455.
- Eddy, J.A., 1976: The Maunder Minimum. *Science*, **192**, 1189-1202.
- Emiliani, C., 1955: Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63**, 538-578.
- Emiliani, C., 1969: Interglacials, high sea levels and the control of Greenland ice by the precession of the equinoxes. *Science*, **166**, 1503-1504.
- Etheridge, D.M., et al., 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.*, **101**, 4115-4128.
- Ewing, M., and W.L. Donn, 1956: A theory of ice ages. *Science*, **123**, 1061-1065.
- Exner, F.M., 1913: Übermonatliche Witterungsanomalien auf der nördlichen Erdhälfte im Winter. *Sitzungsberichte d. Kaiserl. Akad. der Wissenschaften*, **122**, 1165-1241.
- Exner, F.M., 1924: Monatliche Luftdruck- und Temperaturanomalien auf der Erde. *Sitzungsberichte d. Kaiserl. Akad. der Wissenschaften*, **133**, 307-408.
- Fleming, J.R., 1998: *Historical Perspectives on Climate Change*. Oxford University Press, New York, 208pp.
- Flückiger, J., et al., 1999: Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes. *Science*, **285**, 227-230.
- Folland, C.K., and D.E. Parker, 1995: Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 319-367.
- Foukal, P.V., P.E. Mack, and J.E. Vernazza, 1977: The

- effect of sunspots and faculae on the solar constant. *Astrophys. J.*, **215**, 952-959.
- Francey, R.J., and G.D. Farquhar, 1982: An explanation of C-13/C-12 variations in tree rings. *Nature*, **297**, 28-31.
- Fraser, P.J., M.A.K. Khalil, R.A. Rasmussen, and A.J. Crawford, 1981: Trends of atmospheric methane in the southern hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1063-1066.
- Fritts, H.C., 1962: An approach to dendroclimatology: screening by means of multiple regression techniques. *J. Geophys. Res.*, **67**, 1413-1420.
- Gates, W.L., et al., 1996: Climate models - evaluation. In: *Climate 1995: The Science of Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 229-284.
- 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.
- Geerts, B., 1999: Trends in atmospheric science journals. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 639-652.
- Grootes, P.M., et al., 1993: Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 552-554.
- Ghil, M., 1989: Deceptively-simple models of climatic change. In: *Climate and Geo-Sciences* [Berger, A., J.-C. Duplessy, and S.H. Schneider (eds.)]. D. Reidel, Dordrecht, Netherlands and Hingham, MA, pp. 211-240.
- Graedel, T.E., and J.E. McRae, 1980: On the possible increase of atmospheric methane and carbon monoxide concentrations during the last decade. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 977-979.
- Gwynne, P., 1975: The cooling world. *Newsweek*, April 28, 64.
- Haigh, J., 1996: The impact of solar variability on climate. *Science*, **272**, 981-985.
- Hansen, J., and S. Lebedeff, 1987: Global trends of measured surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, **92**, 13345-13372.
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy, and M. Sato, 1992: Potential climate impact of Mount-Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 215-218.
- Hansen, J., et al., 1981: Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, **213**, 957-966.
- Hansen, J., et al., 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* [Hansen, J.E., and T. Takahashi (eds.)]. Geophysical Monograph 29, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 130-163.
- Hansen, J., et al., 2001: A closer look at United States and global surface temperature change. *J. Geophys. Res.*, **106**, 23947-23963.
- Harriss, R., K. Bartlett, S. Frolking, and P. Crill, 1993: Methane emissions from northern high-latitude wetlands. In: *Biogeochemistry of Global Change* [Oremland, R.S. (ed.)]. Chapman & Hall, New York, pp. 449-486.
- Hasselmann, K., 1997: Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. *Clim. Dyn.*, **13**, 601-612.
- Hawking, S., 1988: *A Brief History of Time*. Bantam Press, New York, 224 pp.
- Hays, J.D., J. Imbrie, and N.J. Shackleton, 1976: Variations in the Earth's orbit: Pace-maker of the ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Hegerl, G.C., et al., 1996: Detecting greenhouse-gas-induced climate change with an optimal fingerprint method. *J. Clim.*, **9**, 2281-2306.
- Hegerl, G.C., et al., 1997: Multi-fingerprint detection and attribution of greenhouse-gas and aerosol-forced climate change. *Clim. Dyn.*, **13**, 613-634.
- Hegerl, G.C., et al., 2000: Optimal detection and attribution of climate change: Sensitivity of results to climate model differences. *Clim. Dyn.*, **16**, 737-754.
- Held, I.M., 2005: The gap between simulation and understanding in climate modelling. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 1609-1614.
- Herschel, W., 1801: Observations tending to investigate the nature of the sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **91**, 265-318.
- Hickey, J.R., et al., 1980: Initial solar irradiance determinations from Nimbus 7 cavity radiometer measurements. *Science*, **208**, 281-283.
- Hildebrandsson, H.H., 1897: Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère. *Svenska Vet. Akad. Handlingar*, 36 pp.
- Holton, J.R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3rd ed. Volume 48 of International Geophysics Series. Academic Press, San Diego, 511 pp.
- Hoyt, D.V., and K.H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations 1700-1992. *J. Geophys. Res.*, **98**, 18895-18906.
- Hoyt, D.V., and K.H. Schatten, 1997: *The Role of the Sun in Climate Change*. Oxford University Press, Oxford, 279 pp. Hoyt, D.V., K.H. Schatten, and E. Nesmes-Ribes, 1994: The hundredth year of Rudolf Wolf's death: Do we have the correct reconstruction of solar activity? *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2067-2070.
- Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Imbrie, J., and K.P. Imbrie, 1979: *Ice Ages: Solving the Mystery*. Harvard University Press, Cambridge, 224pp.
- Indermühle, A., et al., 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, **398**, 121-126.
- IPCC, 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 365 pp.
- IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., B.A. Callander, and S.K. Varney (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 200 pp.
- IPCC, 1995: *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92*

- Emission Scenarios* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 339 pp.
- IPCC, 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.
- IPCC, 1999: *Special Report on Aviation and the Global Atmosphere* [Penner, J.E., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 373 pp.
- IPCC, 2001a: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC, 2001b: *Climate Change 2001: Synthesis Report. A contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Watson, R.T., et al.(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 398 pp.
- Jacob, D.J., et al., 1997: Evaluation and intercomparison of global atmospheric transport models using ^{222}Rn and other short-lived tracers. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5953-5970.
- Johnsen, S.J., et al., 1992: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**, 311-313.
- Jones, P.D., S.C.B. Raper, and T.M.L. Wigley, 1986a: Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *J. Appl. Meteorol.*, **25**, 1213-1230.
- Jones, P.D., et al., 1986b: Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **25**, 161-179.
- Jones, P.D., et al., 1990: Assessment of urbanization effects in time series of surface air temperature over land. *Nature*, **347**, 169-172.
- Jouzel, J., et al., 1987: Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329**, 402-408.
- Jouzel, J., et al., 1993: Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, **364**, 407-412.
- Karl, T.R., H.F. Diaz, and G. Kukla, 1988: Urbanization: Its detection and effect in the United States climate record. *J. Clim.*, **1**, 1099-1123.
- Keeling, C.D., 1961: The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **24**, 277-298.
- Keeling, C.D., 1998: Rewards and penalties of monitoring the Earth. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **23**, 25-82.
- Keeling, R.F., and S.R. Shertz, 1992: Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon-cycle. *Nature*, **358**, 723-727.
- Kessler, E., 1969: *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation*. Meteorological Monograph Series, Vol. 10, No. 32, American Meteorological Society, Boston, MA, 84 pp.
- Khalil, M.A.K., and R.A. Rasmussen, 1988: Nitrous oxide: Trends and global mass balance over the last 3000 years. *Ann. Glaciol.*, **10**, 73-79.
- Kiehl, J., and K. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 197-206.
- Kington, J., 1988: *The Weather of the 1780s over Europe*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 164 pp.
- Köppen, W., 1873: Über mehrjährige Perioden der Witterung, insbesondere über die 11-jährige Periode der Temperatur. *Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie*, **Bd VIII**, 241-248 and 257-267.
- Köppen, W., 1880: Kleinere Mittheilungen (Conferenz des permanenten internationalen Meteorologen-Comité's). *Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie*, **Bd XV**, 278-283.
- Köppen, W., 1881: Über mehrjährige Perioden der Witterung - III. Mehrjährige Änderungen der Temperatur 1841 bis 1875 in den Tropen der nördlichen und südlichen gemässigten Zone, an den Jahresmitteln. untersucht. *Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie*, **Bd XVI**, 141-150.
- Kuhn, T.S., 1996: *The Structure of Scientific Revolutions*, 3rd edition. University of Chicago Press, Chicago, 226 pp.
- Kvenvolden, K.A., 1988: Methane hydrate - a major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chem. Geol.*, **71**, 41-51.
- Kvenvolden, K.A., 1993: Gas hydrates - geological perspective and global change. *Rev. Geophys.*, **31**, 173-187.
- Labitzke, K., and H. van Loon, 1997: The signal of the 11-year sunspot cycle in the upper troposphere-lower stratosphere. *Space Sci. Rev.*, **80**, 393-410.
- Lacis, A.A., D.J. Wuebbles, and J.A. Logan, 1990: Radiative forcing of climate by changes in the vertical distribution of ozone. *J. Geophys. Res.*, **95**, 9971-9981.
- Lamb, H.H., 1969: The new look of climatology. *Nature*, **223**, 1209-1215.
- Landsberg, H.E., and J.M. Mitchell Jr., 1961: Temperature fluctuations and trends over the Earth. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **87**, 435-436.
- Langenfelds, R.L., et al., 1996: The Cape Grim Air Archive: The first seventeen years. In: *Baseline Atmospheric Program Australia, 1994-95* [Francey, R.J., A.L. Dick, and N. Derek (eds.)]. Bureau of Meteorology and CSIRO Division of Atmospheric Research, Melbourne, Australia, pp. 53-70.
- Langley, S.P., 1876: Measurement of the direct effect of sun-spots on terrestrial climates. *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, **37**, 5-11.
- Langley, S.P., 1884: *Researches on the Solar Heat and its Absorption by the Earth's Atmosphere. A Report of the Mount Whitney Expedition*. Signal Service Professional Paper 15, Washington, DC.

- Lazier, J.R.N., 1995: The salinity decrease in the Labrador Sea over the past thirty years. In: *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales* [Martinson, D.G., et al. (eds.)]. National Academy Press, Washington, DC, pp. 295-302.
- Le Treut, H., and Z.-X. Li, 1988: Using meteosat data to validate a prognostic cloud generation scheme. *Atmos. Res.*, **21**, 273-292.
- Le Treut, H., and Z.-X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175-187.
- Lean, J., 1997: The sun's variable radiation and its relevance to Earth. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.*, **35**, 33-67.
- Lean, J., and D. Rind, 1998: Climate forcing by changing solar radiation. *J. Clim.*, **11**, 3069-3093.
- Lean, J., J. Beer, and R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195-3198.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, 1994: Interannual variability of temperature at a depth of 125 m in the North Atlantic Ocean. *Science*, **266**, 96-99.
- Lockyer, N., and W.J.S. Lockyer, 1902: On some phenomena which suggest a short period of solar and meteorological changes. *Proc. R. Soc. London*, **70**, 500-504.
- London, J., 1957: *A Study of Atmospheric Heat Balance*. final Report, Contract AF 19(122)-165, AFCRC-TR57-287, College of Engineering, New York University, New York, NY. 99 pp.
- Lorenz, E.N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 130-141.
- Lorenz, E.N., 1967: *On the Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. Publication No. 218, World Meteorological Association, Geneva, 161 pp.
- Lorenz, E.N., 1975: The physical bases of climate and climate modelling. In: *Climate Predictability*. GARP Publication Series 16, World Meteorological Association, Geneva, pp. 132-136.
- Lovelock, J.E., 1971: Atmospheric fluorine compounds as indicators of air movements. *Nature*, **230**, 379-381.
- Luterbacher, J., et al., 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2745-2748.
- MacDonald, G.J., 1990: Role of methane clathrates in past and future climates. *Clim. Change*, **16**, 247-281.
- Machida, T., et al., 1995: Increase in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 250 years. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2921-2924.
- Madden, R.A., and V. Ramanathan, 1980: Detecting climate change due to increasing carbon dioxide. *Science*, **209**, 763-768.
- Manabe, S., and K. Bryan, 1969: Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 786-789.
- Manabe, S., and R.T. Wetherald, 1975: The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3-15.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J. Clim.*, **1**, 841-866.
- Manabe, S., K. Bryan, and M.J. Spelman, 1975: A global ocean-atmosphere climate model. Part I. The atmospheric circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 3-29.
- 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.
- McAvaney, B.J., et al., 2001: Model evaluation. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 471-521.
- McPhaden, M.J., et al., 1998: The Tropical Ocean - Global Atmosphere (TOGA) observing system: a decade of progress. *J. Geophys. Res.*, **103**(C7), 14169-14240.
- Mercer, J.H., 1968: Antarctic ice and Sangamon sea level. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Symp.*, **79**, 217-225.
- Mercer, J.H., 1978: West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature*, **271**, 321-325.
- Milankovitch, M., 1941: *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrade. English translation by Pantic, N., 1998: *Canon of Insolation and the Ice Age Problem*. Alven Global, 636 pp.
- Mitchell, J.M. Jr., 1963: On the world-wide pattern of secular temperature change. In: *Changes of Climate. Proceedings of the Rome Symposium Organized by UNESCO and the World Meteorological Organization, 1961*. Arid Zone Research Series No. 20, UNESCO, Paris, pp. 161-181.
- Montzka, S. A., et al., 1999: Present and future trends in the atmospheric burden of ozone-depleting halogens. *Nature*, **398**, 690-694.
- Moss, R., and S. Schneider, 2000: Uncertainties. In: *Guidance Papers on the Cross Cutting Issues of the Third Assessment Report of the IPCC* [Pachauri, R., T. Taniguchi, and K. Tanaka (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, pp. 33-51. National Climatic Data Center, 2002: *Data Documentation for Data Set 9645 World Weather Records - NCAR Surface (World Monthly Surface Station Climatology)*. U.S. Department of Commerce, NOAA, National Climatic Data Center, Asheville, NC, 17 pp.
- National Climatic Data Center, 2005: *World Meteorological Organization, World Weather Records, 1991-2000, Volumes I-VI*. U.S. Department of Commerce, NOAA, National Climatic Data Center, Asheville, NC, CDROM format.
- Neftel, A., E. Moor, H. Oeschger, and B. Stauffer, 1985: Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past 2 centuries. *Nature*, **315**, 45-47.
- Neftel, A., et al., 1982: Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the Past 40,000 Yr. *Nature*, **295**, 220-223.

- Newton, I., 1675: Letter to Robert Hooke, February 5, 1675. In: Andrews, R., 1993: *The Columbia Dictionary of Quotations*. Columbia University Press, New York, 1090 pp.
- Oeschger, H., et al., 1984: Late glacial climate history from ice cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* [Hansen, J.E., and T.Takahashi (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp.299-306.
- Olson, J., et al., 1997: Results from the Intergovernmental Panel on Climatic Change Photochemical Model Intercomparison (PhotoComp). *J. Geophys. Res.*, **102**(D5), 5979-5991.
- Oort, A.H., and T.H. Vonder Haar, 1976: On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 781-800.
- Parkinson, C.L., et al., 1987: *Arctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite Passive-Microwave Observations*. NASA SP-489, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, 296 pp.
- Penner, J., R. Dickinson, and C. O'Neill, 1992: Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. *Science*, **256**, 1432-1434.
- Peterson, T.C., et al., 1998: Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1493-1517.
- Peterson, T.C., et al., 1999: Global rural temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 329-332.
- Petit, J.R., et al., 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- Pfister, C., 1992: Monthly temperature and precipitation in central Europe 1525-1979: quantifying documentary evidence on weather and its effects. In: *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*. [Jones, P.D., R.S. Bradley, and J. Jouzel (eds.)]. Springer Verlag, Berlin and Heidelberg, 649 pp.
- Pierrehumbert, R.T., 1995: Thermostats, radiator fins, and the local runaway greenhouse. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1784-1806.
- Popper, K.R., 1934: *The Logic of Scientific Discovery*. English edition: Routledge, London (1992), 544 pp.
- Prather, M., 1994: Lifetimes and eigenstates in atmospheric chemistry. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 801-804.
- Prinn, R.G., et al., 2000: A history of chemically and radiatively important gases in air deduced from ALE/GAGE/AGAGE. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17751-17792.
- Pyle, J., et al., 1996: *Global Tracer Transport Models: Report of a Scientific Symposium, Bermuda, 10-13 Dec. 1990*. WCRP CAS/JSC Report No. 24 (World Meteorological Organization, TD-No.770, Geneva, Switzerland), 186 pp.
- Quetelet, A., 1854: Rapport de la Conférence, tenue à Bruxelles, sur l'invitation du gouvernement des Etats-Unis d'Amérique, à l'effet des'entendre sur un système uniform d'observations météorologiques à la mer. *Annuaire de l'Observatoire Royal de Belgique*, **21**, 155-167.
- Ramanathan, V., 1975: Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: Climatic implications. *Science*, **190**, 50-52.
- Ramstein, G., et al., 1998: Cloud processes associated with past and future climate changes, *Clim. Dyn.*, **14**, 233-247.
- Randall, D.A., K.-M. Xu, R.C.J. Somerville, and S. Iacobellis, 1996: Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. *J. Clim.*, **9**, 1683-1697.
- Rasch, P.J., 2000: A comparison of scavenging and deposition processes in global models: results from the WCRP Cambridge Workshop of 1995. *Tellus*, **52B**, 1025-1056.
- Reid, G.C., 1991: Solar irradiance variations and the global sea surface temperature record. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2835-2844.
- Revelle, R., and H.E. Suess, 1957: Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades. *Tellus*, **9**, 18-27.
- Reynolds, R.W., and T.M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Clim.*, **7**, 929-948.
- Robock, A., 1982: The Russian surface temperature data set. *J. Appl. Meteorol.*, **21**, 1781-1785.
- Roeckner, E., U. Schlese, J. Biercamp, and P. Loewe, 1987: Cloud optical depth feedbacks and climate modelling. *Nature*, **329**, 138-140.
- Rossow, W.B., and R.A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **72**, 2-20.
- Rumford, B., Count, 1800: Essay VII. The propagation of heat in fluids. In: *Essays, Political, Economical, and Philosophical, A New Edition*. T. Cadell, Jr., and W. Davies. London, pp. 197-386. Also in: *Collected Works of Count Rumford, 1, The Nature of Heat* [Brown, S.C. (ed.)]. Harvard University Press, Cambridge, MA (1968), pp. 117-285.
- Santer, B.D., J.S. Boyle, and D.E. Parker, 1996a: Human effect on global climate? Reply. *Nature*, **384**, 524 .
- Santer, B.D., T.M.L. Wigley, T.P. Barnett, and E. Anyamba, 1996b: Detection of climate change, and attribution of causes. In: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 407-443.
- Santer, B.D., et al., 1995: Towards the detection and attribution of an anthropogenic effect on climate. *Clim. Dyn.*, **12**, 77-100.
- Santer, B.D., et al., 1996c: A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere. *Nature*, **382**, 39-46.
- Sausen, R., K. Barthel, and K. Hasselman, 1988: Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Clim. Dyn.*, **2**, 145-163.
- Schellnhuber, H.J., et al. (eds.), 2004: *Earth System Analysis for Sustainability*. MIT Press, Cambridge, MA, 352 pp.
- Schlesinger, M.E., and J.F.B. Mitchell, 1987: Climate model

- simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon-dioxide. *Rev. Geophys.*, **25**, 760-798.
- Schwabe, S.H., 1844: Sonnen-Beobachtungen im Jahre 1843. *Astronomische Nachrichten*, **21**, 233.
- Sellers, W.D., 1969: A climate model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 392-400.
- Senior, C.A., and J.F.B. Mitchell, 1993: Carbon dioxide and climate: the impact of cloud parameterization. *J. Clim.*, **6**, 393-418.
- Severinghaus, J.P., and E.J. Brook, 1999: Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, **286**, 930-934.
- Shackleton, N., 1967: Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed. *Nature*, **215**, 15-17.
- Shackleton, N.J., M.A. Hall, and E. Vincent, 2000: Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography*, **15**, 565-569.
- Slingo, J., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **113**, 899-927.
- Somerville, R.C.J., 2000: Using single-column models to improve cloud-radiation parameterizations. In: *General Circulation Model Development: Past, Present and Future* [Randall, D.A. (ed.)]. Academic Press, San Diego and London, pp. 641-657.
- Stanhill, G., 2001: The growth of climate change science: A scientometric study. *Clim. Change*, **48**, 515-524.
- Steele, L.P., et al., 1996: Atmospheric methane, carbon dioxide, carbon monoxide, hydrogen, and nitrous oxide from Cape Grim air samples analysed by gas chromatography. In: *Baseline Atmospheric Program Australia, 1994-95* [Francey, R.J., A.L. Dick, and N. Derek (eds.)]. Bureau of Meteorology and CSIRO Division of Atmospheric Research, Melbourne, Australia, pp. 107-110.
- Stephenson, D.B., H. Wanner, S. Brönnimann, and J. Luterbacher, 2003: The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, doi:10.1029/134GM02.
- Stocker, T.F., 1998: The seesaw effect. *Science*, **282**, 61-62.
- Stommel, H., 1961: Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, **13**, 224-230.
- Stott, P.A., et al., 2000: External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, **290**, 2133-2137.
- Stouffer, R.J., S. Manabe, and K.Y. Vinnikov, 1994: Model assessment of the role of natural variability in recent global warming. *Nature*, **367**, 634-636.
- Stowe, L., et al., 1988: Nimbus-7 global cloud climatology. Part I: Algorithms and validation. *J. Clim.*, **1**, 445-470.
- Sundqvist, H., 1978: A parametrization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 677-690.
- Susskind, J., D. Reuter, and M.T. Chahine, 1987: Clouds fields retrieved from HIRS/MSU data. *J. Geophys. Res.*, **92**, 4035-4050.
- Sutton, R., and M. Allen, 1997: Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, **388**, 563-567.
- Taylor, K.E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.
- Teisserenc de Bort, L.P., 1902: Variations de la température de l'air libre dans la zona comprise entre 8km et 13km d'altitude. *Comptes Rendus de l'Acad. Sci. Paris*, **134**, 987-989.
- Tett, S.F.B., et al., 1999: Causes of twentieth century temperature change. *Nature*, **399**, 569-572.
- Trenberth, K. (ed.), 1993: *Climate System Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 818 pp.
- 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, doi:10.1029/94GL02004.
- Twomey, S., 1977: influence of pollution on shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.
- Tyndall, J., 1861: On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connection, *Philos. Mag.*, **22**, 277-302.
- Van den Dool, H.M., H.J. Krijnen, and C.J.E. Schuurmans, 1978: Average winter temperatures at de Bilt (the Netherlands): 1634-1977. *Clim. Change*, **1**, 319-330.
- Van Loon, H., and J. C. Rogers, 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General descriptions. *Mon. Weather Rev.*, **106**, 296-310.
- Van Loon, H., and K. Labitzke, 2000: The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30 km: A review. *Space Sci. Rev.*, **94**, 259-278.
- Vonder Haar, T.H., and V.E. Suomi, 1971: Measurements of the Earth's radiation budget from satellites during a five-year period. Part I: Extended time and space means. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 305-314.
- Walker, G.T., 1924: Correlation in seasonal variation of weather. *IX Mem. Ind. Met. Dept.*, **25**, 275-332.
- Walker, G.T., 1928: World weather: III. *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, **2**, 97-106.
- Wallace, J.M., and D.S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 784-812.
- Wallis, I., and I. Beale, 1669: Some observations concerning the baroscope and thermoscope, made and communicated by Doctor I. Wallis at Oxford, and Dr. I. Beale at Yeovil in Somerset, deliver'd here according to the several dates, when they were imparted. Dr. Beale in those letters of his dated Decemb.18. Decemb. 29. 1669. and Januar. 3. 1670. *Philosophical Transactions (1665-1678)*, **4**, 1113-1120.
- Wang, W.C., et al., 1976: Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. *Science*, **194**,

- 685-690.
- Wanner, H., et al., 1995. Wintertime European circulation patterns during the late maunder minimum cooling period (1675-1704). *Theor. Appl. Climatol.*, **51**, 167-175.
- Warren, B.A., 1981: Deep circulation of the World Ocean. In: *Evolution of Physical Oceanography* [Warren, B.A., and C. Wunsch (eds.)]. MIT Press, Cambridge, MA, pp. 6-41.
- Warren, S.G., et al., 1986: *Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts Over Land*. DOE/ER/60085-H1, NCAR/TN-273 +STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.
- Warren, S.G., et al., 1988: *Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts Over the Ocean*. DOE/ER-0406, NCAR/FN-317 +STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.
- Weart, S., 2003: *The Discovery of Global Warming*. Harvard University Press, Cambridge, MA, 240 pp.
- Weber, J.N., and P.M.J. Woodhead, 1972: Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *J. Geophys. Res.*, **77**, 463-473.
- Webster, P.J., and R. Lukas, 1992: TOGA-COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **73**, 1377-1416.
- Weiss, R.F., 1981: The temporal and spatial distribution of tropospheric nitrous oxide. *J. Geophys. Res.*, **86**, 7185-7195.
- Wetherald, R.T., and S. Manabe, 1975: The effects of changing solar constant on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2044-2059.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 1990: Natural variability of the climate system and detection of the greenhouse effect. *Nature*, **344**, 324-327.
- Willett, H.C., 1950: Temperature trends of the past century. In: *Centenary Proceedings of the Royal Meteorological Society*. Royal Meteorological Society, London. pp. 195-206.
- Willson, R.C., C.H. Duncan, and J. Geist, 1980: Direct measurements of solar luminosity variation. *Science*, **207**, 177-179.
- Worley, S.J., et al., 2005: ICOADS release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.*, **25**, 823-842.
- Woronko, S.F., 1977: Comments on "a non-equilibrium model of hemispheric mean surface temperature". *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1820-1821.
- Wunsch, C., 1978: The North Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 583-620.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño - the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.
- Zebiak, S.E., and M.A. Cane, 1987: A model El Niño-Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 2262-2278.
- Zhu, K., 1973: A preliminary study on the climate changes since the last 5000 years in China. *Science in China*, **2**, 168-189.