

제 7 장

기후시스템 내의 변화들과 생지화학간의 연결

총괄주저자

Kenneth L. Denman(Canada), Guy Brasseur(USA, Germany)

주저자

Amnat Chidthaisong(Thailand), Philippe Ciais(France), Peter M. Cox(UK), Robert E. Dickinson(USA), Didier Hauglustaine(France), Christoph Heinze(Norway, Germany), Elisabeth Holland(USA), Daniel Jacob(USA, France), Ulrike Lohmann(Switzerland), Srikanthan Ramachandran(India), Pedro Leite da Silva Dias(Brazil), Steven C. Wofsy(USA), Xiaoye Zhang(China)

기여저자

D. Archer(USA), V. Arora(Canada), J. Austin(USA), D. Baker(USA), J.A. Berry(USA), R. Betts(UK), G. Bonan(USA), P. Bousquet(France), J. Canadell(Australia), J. Christian(Canada), D.A. Clark(USA), M. Dameris(Germany), F. Dentener(EU), D. Easterling(USA), V. Eyring(Germany), J. Feichter(Germany), P. Friedlingstein(France, Belgium), I. Fung(USA), S. Fuzzi(Italy), S. Gong(Canada), N. Gruber(USA, Switzerland), A. Guenther(USA), K. Gurney(USA), A. Henderson-Sellers(Switzerland), J. House(UK), A. Jones(UK), C. Jones(UK), B. Kärcher(Germany), M. Kawamiya(Japan), K. Lassey(New Zealand), C. Le Quéré(UK, France, Canada), C. Leck(Sweden), J. Lee-Taylor(USA, UK), Y. Malhi(UK), K. Masarie(USA), G. McFiggans(UK), S. Menon(USA), J.B. Miller(USA), P. Peylin(France), A. Pitman(Australia), J. Quaas(Germany), M. Raupach(Australia), P. Rayner(France), G. Rehder(Germany), U. Riebesell(Germany), C. Rödenbeck(Germany), L. Rotstayn(Australia), N. Roulet(Canada), C. Sabine(USA), M.G. Schultz(Germany), M. Schulz(France, Germany), S.E. Schwartz(USA), W. Steffen(Australia), D. Stevenson(UK), Y. Tian(USA, China), K.E. Trenberth(USA), T. Van Noije(Netherlands), O. Wild(Japan, UK), T. Zhang(USA, China), L. Zhou(USA, China)

감수편집자

Kansri Boonpragob(Thailand), Martin Heimann(Germany, Switzerland), Mario Molina(USA, Mexico)

이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Denman, K.L., G. Brasseur, A. Chidthaisong, P. Ciais, P.M. Cox, R.E. Dickinson, D. Hauglustaine, C. Heinze, E. Holland, D. Jacob, U.Lohmann, S Ramachandran, P.L. da Silva Dias, S.C. Wofsy and X. Zhang, 2007: Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. 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.....	533	7.4 반응성 기체와 기후시스템.....	571
7.1 서론.....	535	7.4.1 메탄.....	572
7.1.1 육상 생태계와 기후	535	박스 7.4 대기질에 대한 기후변화의 영향.....	573
7.1.2 해양 생태계와 기후	535	7.4.2 질소 화합물.....	576
7.1.3 대기 화학과 기후	536	7.4.3 수소 분자.....	580
7.1.4 에어러솔 입자와 기후	536	7.4.4 전지구 대류권 오존.....	581
7.1.5 생지화학 순환과 기후시스템의 연결	536	7.4.5 수산기.....	583
7.2 변화하는 육상기후시스템.....	536	7.4.6 성층권의 오존과 기후.....	586
7.2.1 육상기후 개요.....	536	7.5 에어러솔 입자와 기후시스템.....	588
7.2.2 육상 과정과 기후의 규모 의존.....	537	7.5.1 기후 요소들의 영향에 의한 에어러솔 배출과 존재량	589
박스 7.1 : 지표 에너지 및 물수지.....	537	7.5.2 구름과 강수에 미치는 에어러솔의 간접효과.....	592
박스 7.2 : 기후에 미치는 도시효과.....	538	7.5.3 지구표면에서 태양 복사에 미치는 에어러솔과 구름의 효과.....	597
7.2.3 기후에 미치는 지표 효과의 관측적 근거	539	7.5.4 순환 패턴에 미치는 에어러솔 효과.....	598
7.2.4 식생, 수분이용도, 강수 및 표면온도의 연결 모델링	541	7.6 맺는 말.....	600
7.2.5 상호비교를 통한 모델 평가.....	543	자주 묻는 질문(FAQ)	
7.2.6 생물리와 생지화학 및 생태수문 성분들의 연결.....	543	FAQ 7.1 : 산업시대에 대기 CO ₂ 와 온실가스는 인간활동에 의해 증가했는가?.....	545
7.3 탄소순환과 기후시스템.....	544	참고문헌.....	602
7.3.1 지구탄소순환 개요.....	544		
7.3.2 현재의 탄소수지.....	548		
7.3.3 육상 탄소 순환 과정과 기후되먹임.....	559		
7.3.4 해양 탄소 순환 과정과 기후로의 되먹임	561		
박스 7.3 : 해양 탄소 화학과 해양 산성화.....	562		
7.3.5 탄소순환과 기후의 결합	566		

개요

인류의 활동으로 인하여, 이산화탄소, 메탄, 아산화질소의 배출과, 에어러솔 입자들과 대류권 오존을 포함하는 2차 오염물질을 유발하는 이산화황, 산화질소, 일산화탄소, 탄화수소와 같은 반응기체들의 배출이 크게 증가하고 있다. 그 결과로 생지화학 순환들이 심각하게 교란되고 있다. 기후와 생지화학 시스템간의 비선형적 상호작용은 인간 활동에 의해 생성되는 이 요란들을 증폭(양의 되먹임)시키거나 또는 감소(음의 되먹임)시킬 수 있다.

지표와 기후

- 인간의 활동으로 인한 지표(식생, 토양, 물)의 변화는 복사, 운량 및 표면 온도를 변화시킴으로써 지역 기후에 영향을 줄 수 있다.
- 식생 피복의 변화는 한대에서 열대 산림에 이르는 지역 규모의 지표 에너지 및 물 수지에 영향을 준다. 모델에 의하면 한대 산림의 증가가 눈의 알베도 효과를 감소시켜서 지역 온난화를 일으킬 것으로 보고 있다. 열대 산림들에 관한 관측과 모델들 역시 변화하는 지표 에너지 및 물 수지의 효과를 보여주고 있다.
- 토지 사용 변화가 에너지 및 물 수지에 미치는 영향은 십년 또는 그 이상의 기간에 걸친 지역 규모의 기후에 매우 심각한 영향을 줄 수 있다.

탄소순환과 기후

- 대기의 이산화탄소(CO₂) 농도는 계속 증가하여 산업화 이전보다 이제 거의 100ppm이 높다. 연평균 CO₂ 성장률은 1990년대의 성장률(3.2 ± 0.1 GtC yr⁻¹)보다 2000~2005년 기간(4.1 ± 0.1 GtC yr⁻¹)이 이 훨씬 더 높다. 화석연료 연소와 시멘트 생산으로 인한 CO₂의 연간 배출은 1990년대의 평균 6.4 ± 0.4 GtC yr⁻¹에서 2001~2005년 기간¹⁾에 7.2 ± 0.3 GtC yr⁻¹로 증가했다.
- CO₂는 대기와 해양과 육상 생물권 사이를 순환한다. 대기로부터의 CO₂ 제거는 매우 다양한 시간 규모의 과정들을 포함한다. CO₂ 증가분의 약 50% 정도가 30년 내에 대기로부터 제거될 것이며, 추가로 30%가 수백년 내에 제거될 것이다. 나머지 20%는 수 천년동안 대기 중에 남게 될 수도 있다.

- 해양의 CO₂ 흡수에 대한 개선된 평가에 따르면 1990년대부터 21세기의 첫 5년사이에 해양 탄소 흡원은 2.2 ± 0.5 GtC yr⁻¹로 거의 변화가 없다. 모델들에 의하면, 대기의 CO₂가 계속 증가할 경우, 화석연료와 시멘트에 의해 배출된 CO₂ 중에서 해양에 의해서 흡수되는 비율이 감소할 것으로 나타났다.
- 대기 중 CO₂의 성장률의 경년 또는 십년 주기의 변화는 주로 기후 변동에 대한 육상 생물권의 반응에 의해서 지배된다. 10년 주기의 변화는 순 육상 탄소 흡원에서 관측되는데, 1980년대, 1990년대, 그리고 2000~2005년 기간에 대해 각각 0.3 ± 0.9, 1.0 ± 0.6, 0.9 ± 0.6 GtC yr⁻¹로 평가된다;
- 여러 기술들을 종합한 결과, 토지 사용 변화로 인해 대기로 배출된 CO₂ 플럭스는 1990년대에 1.6(0.5에서 2.7) GtC yr⁻¹로 평가된다. 3차 평가보고서(TAR)의 1980년대 배출값을 하향 조정한 1.4(0.4에서 2.3) GtC yr⁻¹을 고려하면, 1980년대와 1990년대 사이에 거의 변화가 없고, 토지 사용 변화에 의한 순 CO₂ 배출에 여전히 불확실성이 있음을 시사한다.
- 자연적인 원인이나 인간의 활동으로 인한 화재는 상당한 양의 복사적으로나 광화학적으로 반응성 미량기체와 에어러솔들을 대기로 배출한다. 만약 기후변화와 더불어 화재의 빈도와 범위가 증가하면, 이러한 화재 체계의 변화로 인한 CO₂ 배출의 순 증가가 예상된다.
- 1958년에 대기중의 CO₂ 관측이 시작된 이래, 화석연료와 시멘트를 합친 배출의 비율로서, CO₂ 성장률은 아직 통계적으로 유의미한 경향을 보이지 않는다. 이러한 ‘공중 비율’은 이 기간동안 거의 변화를 보이지 않고 있다.
- 해양의 CO₂ 흡수는 1750년 이후 해양의 평균 pH를 약 0.1 감소(산도를 증가)시켰다. 그 결과로 해양 생태계는 껍질을 형성하는 생물체에 의한 석회화와 장기적으로는 탄산염 침전물의 용해가 감소할 수도 있다.
- 기후-탄소 순환의 일세대 접합 모델들에 의하면, 지구온난화로 대기중에 남아 있는 인위적인 CO₂의 비율이 증가할 것으로 보인다. 배출 시나리오에 관한 IPCC(2000) 특별 보고서(SRES)의 A2 배출 시나리오에 따른 모델 구동 결과에 의하면, 이러한 기후-탄소 순환의 양의 되먹임이 2100년까지 추가적으로 대기중 CO₂ 농도를 20에서 224ppm까지 증가시킬 것으로 보인다.

1) 1. 표 7.1과 7.2 및 여기에 주어진 불확실성의 범위들은 저자들이 현재까지의 연구 결과들에 기초하여 각각의 항에 대한 가능한(66%) 범위를 평가한 것이다.

반응성 기체들과 기후

- 산업화 이전의 값들과 비교할 때, 관측된 대기중 메탄 농도의 증가는 농업, 에너지 생산, 폐기물 관리 및 생물 자원의 연소를 포함한 인간 활동과 직결되어 있다. 메틸 클로로포름 관측으로 제한한 결과에 따르면, 과거 수십년 동안 수산화기(OH)가 뚜렷한 증가를 보이지 않고, 따라서 메탄의 제거율 또한 의미있는 경향을 보이지 않는다. 따라서 대략 1993년 이래 대기중 메탄 성장률의 최근 감소는 아마도 총배출이 거의 일정한 기간동안 대기가 평형에 접근하기 때문인 것으로 보인다.
- 산화질소(NO_x), 일산화탄소, 유기체 배출 및 기후 변화의 변화로 인한 상쇄 효과때문에, 향후 수십 년 동안은 수산화기의 대류권 농도의 장기적인 경향은 기대되지 않는다. 수산화기의 경년 변동은 메탄의 변동에 계속 영향을 미칠 수 있다.
- 전구 대류권 오존 수지의 새 모델 평가에 따르면, 성층권으로부터의 오존 유입(대략 500 Tg yr⁻¹)은 TAR(770 Tg yr⁻¹)에서 평가된 것 보다 적은 반면에, 광화학적 생성 및 파괴율(각각 5,000 Tg yr⁻¹과 4,500 Tg yr⁻¹)은 TAR(3,400 및 3,500 Tg yr⁻¹)에서 평가된 것보다 높게 나타났다. 이러한 결과는 오존이 대류권 화학과 배출의 변화에 더 큰 민감도를 가짐을 의미한다.
- 관측된 NO_x와 산화질소 배출의 증가는, 산업화 이전의 값들과 비교했을 때, 비료 사용의 증가, 농업과 화석연료 연소의 강화를 포함한 인간 활동에 의해 일어나는 질소 순환의 '가속화'와 직접적으로 연결되어 있을 가능성이 매우 높다.
- 향후 기후변화는 더 높은 수증기와 더 높은 성층권 입력 간의 경쟁 효과로 인해 배경 대류권 오존의 증가 또는 감소를 가져올 수 있다. 더 높은 온도와 더 약화된 순환으로 인해 지역 오존 오염 증가가 예상된다.
- 향후 기후변화는 오염물질의 확산율, 오존과 에어러솔 생성을 위한 화학적 환경, 생물권, 화재와 먼지들로부터의 배출 강도의 변화로 인해 심각한 대기질의 저하를 가져올 수 있다. 이러한 효과들의 부호와 강도는 매우 불확실하고 지역적으로 다를 것이다.
- 성층권 오존의 향후 진전, 그리고 이로 인해 산업적으로 대량생산되는 할로젠화 탄소에 의한 파괴에 뒤따른 오존의 회복이 CO₂ 농도 증가로 인한 성층권 냉각과 대기순환의 변화에 의해 영향을 받을 것이다. 극지의 하부 성층권에서는 더 차가운 온도가 극지의 성층권 구름 입자에서 활성화된 염소에 의해 오존 파괴를 촉진하여 예외가 될 수 있으나, 예상되는 성층권의 냉각은 오존 파괴를 감소

시키고, 따라서 오존량을 증진시킨다.

에어러솔 입자와 기후

- 황산염 에어러솔 입자들은 전구 평균 온도를 온실가스 농도만을 고려했을 때 예상되는 온도보다 낮추는 역할을 한다.
- 에어러솔은 태양복사를 산란시키고 흡수(직접 효과, 2장 참조)함으로써 북 플릭스에 영향을 미친다. 에어러솔은 또한 구름응결핵(CCN)과 빙정핵으로 작용함으로써 구름 및 수문순환과 상호작용한다. 구름 액체수함량이 일정한 상태에서 CCN이 많아지면 구름의 알베도를 증가(간접적인 구름알베도효과)시키고, 강수 효율을 감소(간접적인 구름수명 효과)시켜서 두 가지 모두 대기 폭대기의 전구 연평균 순복사를 감소시키게 될 것이다. 그러나 이러한 효과들은 흡수 에어러솔(반직접 효과)로 인한 구름입자들의 증발과 더 많은 빙정핵(빙하작용 효과)로 인해 부분적으로 상쇄될 수도 있다.
- 산출된 총 에어러솔 효과는 개선된 구름 모수화로 인해 TAR의 평가보다 낮으나 여전히 많은 불확실성이 남아있다.
- 간접적인 구름알베도효과에 따른 복사 강제는 2장에서 -0.7Wm⁻²로 평가되었는데 그 범위는 신뢰도 90%에서 -0.3에서 -1.8Wm⁻² 이었다. 구름 수명 효과, 반 직접 효과 또는 에어러솔-얼음 구름 효과로 인한 되먹임은 구름알베도 효과를 증가시키거나 감소시킬 수 있다. 기후모델들은 모든 에어러솔 효과의 총합(모든 간접과 직접을 합한 것)이 산업화 시대 이후 대기 폭대기의 순복사를 -1.2Wm⁻²(범위는 -0.2에서 -2.3Wm⁻²) 변화시켰다고 평가하는 반면에, 역모델링의 결과는 간접적인 에어러솔의 효과를 -0.1에서 -1.7Wm⁻² 로 제한하고 있다(9장 참조).
- 강수에 미치는 총 에어러솔 효과의 크기는 모델 결과들이 거의 변화가 없음부터 0.13 mm day⁻¹감소까지의 범위를 보이고 있어서 더 불확실하다. 강수의 감소는 대기 대순환 모델이 혼합층 해양 모델과 접합되어 해수면온도와 이에 따른 증발이 변화도록 했을 경우에 더 크다.
- 제한하는 영양소들을 포함한 먼지 입자들의 침적은 육상과 해양에서 광합성에 의한 탄소 고정을 증진시킬 수 있다.
- TAR 이후로, 에어러솔 순환을 통해 육상 및 해양 생물권을 기후시스템에 연결시키는 데에 진전이 있어왔다. 기후변화에 대한 반응으로 식생이나 해양 생물권으로부터 에어러솔 전조물들의 배출이 예상된다.

7.1 서론

지구의 기후는 대기, 육상, 해양에서 일어나는 복잡하게 연결된 물리, 화학, 생물학적 과정들에 의해 결정된다. 지구 기후를 조절하는 주요 인자인 대기의 복사 특성은 지구 표면의 생물리학적 상태와 다양한 미량 성분들이 대기에 얼마나 많은가에 따라 강하게 영향을 받는다. 이러한 성분으로는 이산화탄소(CO₂), 메탄(CH₄), 아산화질소(N₂O) 등과 같이 수명이 긴 온실가스(LLGHGs)뿐만 아니라, 복사적으로 반응하는 오존과 다양한 형태의 에어로솔 입자들이 있다. 대기의 조성은 기체들과 에어로솔의 자연적 및 인위적 배출, 다양한 규모의 수송, 화학적 및 미세물리적 변환, 육지와 육상 생태계 및 해양과 해양 생태계를 통한 습식 제거 및 표면 흡수와 같은 과정들에 의해 결정된다. 이러한 과정들, 더 일반적으로 말해서 생지화학적 순환율은 기후변화에 의해 영향을 받으며, 기후시스템의 다른 요소들 내의 상호작용뿐 아니라 요소들 간의 상호작용을 포함한다. 이러한 상호작용들은 대개 비선형적이며, 기후시스템에 음 또는 양의 되먹임을 일으킬 수 있다.

기후연구의 중요한 면은 잠재적 되먹임을 확인하고, 그러한 되먹임들이 인간활동으로 인한 요란에 대해 크고 달갑지 않은 반응들을 일으킬 수 있는지를 평가하는 것이다. 다른 시간 규모의 과거 기후 진화에 관한 연구들은 외부 강제에 대해 비선형적 반응을 일으킬 수 있었던 메커니즘들을 밝힐 수 있다. 이 장의 목적은 기후시스템에 대한 주요 생지화학적 되먹임의 중요성을 확인하고, 그 중요성과 추세에 대하여 현재 지식을 평가하는 것이다. 특히, 본 장은 물리 기후시스템과 지표면, 탄소순환, 대기기체와 에어로솔 입자의 화학반응 사이의 상호 관계에 대해 검토한다. 중요한 미량 기체의 저장소에 대한 지식의 현재 상황에 대해서도 기술한다. 본 장에서 논의하는 많은 주제들에는 큰 불확실성이 있다. 따라서 이하의 절에서 논의하는 결합된 메커니즘의 중요성에 대한 정량적 평가가 항상 가능하지는 않다. 또한, 몇몇 순환의 역할과 그 사이의 복잡한 상호 작용의 지역적 차이는 생지화학 과정과 기후변화의 상호 작용에 대한 단순한 정량적 묘사를 제공하는 현재의 능력을 제한한다.

7.1.1 육상 생태계와 기후

육상 생물권은 생지물리 및 생지화학 과정을 통해 양과 음의 되먹임을 공급하여 기후와 강하게 상호 작용한다. 최소한 지역 기준으로 이 되먹임의 일부는 확장할 수 있다. 지표

면 기후는 복사(예, 알베도)와 비복사(예, 물순환과 관련된 과정) 조건에 의해 변화하는 플럭스 균형에 의해 결정된다. 복사 및 비복사 조건은 식생에 의해 상세히 조절된다. 고위도 기후는 어두운 식생 효과에 의해 매우 감소된 눈 알베도 되먹임의 영향을 크게 받는다. 사바나와 브라질 북동부와 같은 반건조 열대 기후에서 식생은 방사 및 수문 되먹임에 영향을 준다. 지표면 기후는 식생 피복, 생물량, 생산성, 식생과 토양의 호흡, 산불, 탄소순환에 중요한 모든 것과 상호작용을 한다. 육상 생태계의 다양한 과정은 육상과 대기의 탄소플럭스에 영향을 준다. 육상 생태계 광합성 생산성은 기후, 강수, CO₂ 및 영양분 변화에 따라서 변화한다. 만약 기후가 성장에 보다 호의적으로 되면(예, 반건조 지역에서의 강수량 증가), 생산성은 증가하고 대기로부터의 탄소 흡수가 높아진다. 식물 기원의 토양내 유기탄소 물질은 물질과 미생물 군집의 특성에 따라서 다른 비율로 호흡된다(즉, 미생물 군집에 의해 산화된다). 호흡의 집약 비율은 토양 온도와 습도에 의존한다. 변화하는 기후에 반응하여 생태계 구조의 이동은 대기권과 지표면 사이의 탄소 분할을 바꿀 수 있다. 북방림의 툰드라 방향의 복상은 초본과 관목 보다 큰 생물량을 가진 임목으로 인하여 초기에는 생태계 탄소 저장을 증가시킬 것이다. 그러나, 시간이 지남에 따라(예, 수 세기), 토양 탄소 변화는 순효과 결정을 위하여 고려할 필요가 있을 것이다. 반면에, 열대우림에서 사바나로의 이동은 지표면으로부터 대기로의 탄소 순 유출이 될 것이다.

7.1.2 해양 생태계와 기후

해양 생태계의 기능은 해양표면 근처의 성층화 밀도, 해양 대순환, 기온, 염도, 바람장, 해양 빙하 면적을 포함한 기후 조건에 강하게 의존한다. 반면에, 해양 생태계는 대기의 화학 조성(예, CO₂, N₂O, 산소(O₂), 황화디메틸(DMS), 황산염 에어로솔)에 영향을 준다. 이러한 성분의 대부분은 변화하는 기후와 고농도의 대기 CO₂ 조건에서 변화할 것으로 예상된다. 해양 생물은 또한 태양 복사의 해양 반사율과 흡수의 변화를 통해서 표면 부근의 방사에 영향을 주며, 이를 생체광학 가열이라 한다. 해양 생태계와 기후 변화의 되먹임은 해양 물리 반응과 기후변화에 대한 되먹임을 대부분 포함하고 있기 때문에 복잡하다. 표면 온도의 상승과 성층화는 CO₂의 광합성 고정을 증가시킬 것이다. 그러나 수직 혼합과 역전 순환의 감소는 해양 표면으로의 양분 이동과 심해로의 탄소 수직 이동을 감소 시킬 것이다. 이러한 과정 모두 기후에 대한 누적적인 되먹임의 표시는 아직도 불분명하다. 특히 철과 같이 먼지 침강을 통해 해양으로 유입되는 광합성 필

수 미량 영양소의 공급 변화는 해양 생물 생산 양식을 변화시킬 수 있다. 인위기원 CO₂ 흡수에 따른 해양 산성화는 해양 표층의 유기탄소와 탄산칼슘(CaCO₃)의 생물 생산과 운송을 바꾸어 해양 생태계 구조와 동태의 변화를 유발할 수 있다.

7.1.3 대기 화학과 기후

기후와 오존을 포함한 대기 산화물의 상호 관계는 지구 시스템의 중요한 결합 메커니즘을 제공한다. 특히 오염 지역에서 대류권 오존 농도는 산업혁명 이전 시기보다 지속적으로 증가했으며, 복사온난화에 기여했다. 오존 전조 물질의 배출(일산화탄소, CH₄, 비메탄탄화수소, 질소산화물)은 화석 연료 사용의 증가, 빈번한 바이오매스 연소, 격렬한 농업 경작의 결과로 증가했다. 산업혁명 이전 대류권 오존 농도는 확실하지 않기 때문에, 복사강제는 정확하게 결정할 수 없으며 모델로 추정해야만 한다. 할로겐화탄소에 의한 1980~1990년대 성층권 오존 농도 감소는 1990년대 말부터 둔화했다. 모델 예측은 다음 세기 중에 점증적인 증가를 나타내나, 지속적인 회복은 미래 기후 변화에 의해 영향을 받을 수도 있다. 최근 대기 CH₄ 성장률의 변화와 명확한 수명은 잘 알려지지 않지만, 발원 강도의 변화를 나타내고 있다. 질소산화물은 일차적으로 농업활동으로 인하여 대기 중에 지속적으로 증가하고 있다. 기후변화로 인한 대기 화학 조성 변화의 정량화는 잘 되어 있지 않다. 많은 대기 화합물을 효과적으로 파괴하는 OH 라디칼기의 광화학 생산은 오존과 수증기가 존재할 때 발생하며, 미래 지구온난화로 인하여 예측되는 대기 수증기 증가로 인하여 그 발생이 증가할 것이다. 기후변화에 영향을 받은 기타 화학 관련 과정은 뇌우의 번개 섬광 발생(질소 산화물 발생), 소기 메커니즘을 통한 대기로부터의 가용성 종의 제거, 대류 운송의 강도와 빈도, 화합물의 자연 배출(예, 식생에 의한 생물 탄화수소, 토양에 의한 질소 및 질소산화물, 해양으로부터의 DMS), 식생과 토양으로의 지표 침강을 포함한다. 도시 및 산업 지역의 순환과 특히 더욱 빈번하게 발생하는 정체 공기 사건은 대기 오염 강도를 강화할 수 있다. 이러한 효과의 중요도는 아직 잘 정량화 되지 않았다.

7.1.4 에어러솔 입자와 기후

대기 에어러솔 입자는 유입된 태양 복사의 흡수와 분산에 의해 지구 복사 수지를 조절한다. 일부 입자 형태는 온난화 효과를 나타내지만, 황산염(SO₄) 에어러솔과 같은 대부분 입자는 유입된 태양 복사를 산란을 통해 우주로 내 보냄으로

써 냉각하는 경향이 있다. 또한, 구름 응축핵으로 작용해서, 에어러솔 입자는 지표면 냉각에 기여하는 구름의 복사율과 수명에 영향을 준다. 황산염의 중요한 자연 소스는 DMS이다. DMS는 유기화합물로 식물성플랑크톤에 의해 생성되며 기후 인자에 의존해서 대기로 배출된다. 지구의 많은 지역에서 인간 활동(예, 석탄 연소)의 결과로 많은 양의 SO₄ 입자가 생성된다. 주로 북반구에서는 대기 에어러솔 부하의 상승과 함께 지난 세기 동안 기온의 증가는 온실 가스만의 복사 강제에 의해 증가보다 적다. 기타 기후에 대한 에어러솔의 간접 효과는 온난화 효과에 긍정적인 그늘음에 의한 태양복사 흡수를 통한 구름 입자의 증발을 포함한다. 에어러솔(즉, 먼지) 또한 질소, 인, 철을 지표면에 운반한다. 이러한 영양분은 해양과 육상 생태계의 CO₂ 흡수를 증가시킬 수 있다.

7.1.5 생지화학 순환과 기후시스템의 연결

미래 기후변화의 믿을 수 있는 예측을 실행하는 것을 시도하는 모델은 온실가스, 반응성 가스, 에어러솔 입자의 대기 농도를 결정하는 기후와 과정 사이의 되먹임에 대하여 명백하게 설명해야 한다. 보기는 탄소 순환과 기후의 상호작용에 의해 제공된다. 직접 지구온도에 영향을 주는 대기 CO₂의 수준은 또한 기후에 의존하는 해양 및 육상에 의한 탄소 흡수율에 의존한다. 탄소 순환의 동태를 포함하는 기후 모델은 탄소-기후 상호작용의 전체 효과는 양의 되먹임이라고 한다. 따라서 예측된 미래 대기 CO₂ 농도는 이러한 결합을 포함하지 않은 모델 보다 높다(결론적으로 기후온난화). 기후시스템에 있는 생지화학 순환의 역할에 대한 이해를 개선함으로써, 기후 모델을 명백하게 묘사해야한다. 본 장은 현재 이 과정의 이해를 포함해서 기후 시스템에서의 생지화학 과정의 역할의 가장 중요한 부분을 평가한다.

7.2 변화하는 육상기후시스템

7.2.1 육상기후 개요

기후와 관련된 지표는 토양, 식생 및 다른 생물학적 성분들과 이들이 저장하고 있는 에너지, 탄소 및 물을 연결하는 과정들인 육상 생물권으로 이루어져 있다. 여기서는 기후의 관점에서 지표의 이해 현황을 다룸으로써 기후와 연결된 탄소 및 다른 생물 기원의 과정들을 고려할 준비를 하고자 한다. 육상기후는 '내부' 및 '외부' 변수들로 이루어져 있는데, 다양한 지표 에너지, 탄소 및 수분 저장소들과 강수에 대한 이들의 반응, 입사 복사와 지표 부근의 대기 변수들을 포함한

다. 조절인자들과 반응 변수들은 다양한 시간 및 공간 규모에 따라 변화한다. 이러한 시공간에서의 변화는 적어도 평균값 들만큼이나 중요할 수 있다. 육상시스템의 반응 변수들과 조절인자들은 생물리학적, 생물학적, 생지화학적 및 인간적 과정들로 나눌 수 있다. 현재의 생물리학적 관점은 에너지와 물 저장소들 및 이들을 대기와 연결하는 메커니즘에 관여하는 반응 변수들을 강조한다. 대기와 지표간의 에너지와 수분의 교환(박스 7.1과 7.2)은 복사, 강수, 온도, 습도 및 위에 놓인 대기의 바람에 의해 주도된다. 시스템을 이해하기 위해 얼마나 많은 세부 사항을 포함시켜야 하는지를 결정하는 것은 쉽지 않다. 많은 선택들을 할 수 있을 뿐 아니라 더 많은 과정들을 다루면서 더 자세한 것들이 필요하게 될 것이다.

7.2.2 육상 과정과 기후의 규모 의존

7.2.2.1 다중 규모가 중요하다

시간적 변화는 매일 및 날씨 시간 규모에서 연, 경년 및

십년 또는 그 이상의 규모의 범위를 가진다. 짧은 시간 규모들의 크기는 지구온난화로 인한 장기적인 변화와 함께 달라진다. 육상 기후시스템은 이 모든 시간 규모에서 변수들의 크기를 조절하며, 계절 및 지리에 따라 변한다. 예를 들면, Trenberth와 Shea(2005)는 기후 관측으로부터 지표 기온과 강수간의 상관 관계를 산출하는데, 대부분의 겨울 육상 지역(북위 40도 이상의 극쪽)에서는 강한($r > 0.3$) 양의 상관이 있으나, 여름 및 열대 육상에서는 강한($|r| > 0.3$) 음의 상관이 있음을 보인다. 이러한 차이는 물 순환과 경쟁하는 되먹임의 결과이다. 지표온도가 대기온도를 조절할 만큼 큰 규모들의 경우, 대기는 더 많은 수증기를 갖게되고, 온도가 더 따뜻하면 더 많은 강수를 제공할 수도 있다. 낮은 구름들은 지표온도를 강하게 조절하는데, 특히 추운 지역에서 지표온도를 더 따뜻하게 한다. 강수가 없는 따뜻한 지역에서는 구름이나 증발이 부족하기 때문에 지표가 더 따뜻해 질 수 있다. 증발 냉각의 결여로 더 건조한 표면은 더 따뜻해짐에도 불구하고, 온도가 더 따뜻하면 더 많은 물이 습윤한 지표로부터 증발할 수 있다(박스 7.1 참조).

박스 7.1 : 지표 에너지 및 물수지

지표는 대체로 '지표에너지수지'로 알려진 대기와의 현열 및 잠열 교환으로 균형을 이루는 순복사에 의해서 가열된다. 현열은 그 온도에서 대기에 의해서 수송되는 에너지이다. 잠열은 지표수의 증발에 의해 지표로부터 잃어 버리는 에너지이다. 수증기의 잠열은 증기의 응결을 통해 대기에서 현열로 바뀌고, 이렇게 응결된 물은 강수를 통해 지표로 돌아온다.

지표 또한 '지표물수지'를 가지고 있다. 강수로부터 지표로 오는 물은 궁극적으로 수증기플럭스나 유출로 잃어버린다. 어떤 경우에는 잠열플럭스(또는 같은 뜻으로 수증기 플럭스)를 에너지 수지로부터 결정할 수 있다. 지표 순복사의 양이 고정되어 있는 경우, 현열플럭스가 증가하면 그만큼 잠열플럭스가 감소한다. 그러므로 현열과 잠열플럭스의 비가 기온, 상대습도, 그리고 다른 알고 있는 인자들에 의해서 좌우된다면 지표로부터의 수증기플럭스는 지표에서의 순 복사에너지로부터 알아낼 수 있다. 그러한 관계는 물의 이동(토양으로부터의 증발과 식물로부터의 증산)이 이용가능한 물에 의해서 제한되지 않을 때 쉽게 얻어질 수 있다. 이러한 조건들에서는 온도와 함께 수증기 농도가 높아지면 낮은 상대습도에서도 같이 수증기플럭스의 상대적인 양도 증가한다. 식물은 뿌리의 범위를 통해 토양수분의 가능성을 늘일 수 있고 따라서 잠열플럭스를 증가시킬 뿐 아니라 잎을 통한 이동에 저항할 수도 있어서, 지표에너지플럭스의 더 많은 부분이 현열플럭스로 수송되게 한다. 대기로의 플럭스는 기온과 습도를 변화시키고 그러한 변화는 다시 플럭스로 되먹임된다. 저류와 지표는 또한 짧은 시간 규모에서는 중요할 수 있으며, 더 작은 공간 규모에서는 수평 수송이 중요할 수도 있다.

대기와 많은 물을 교환하기에는 지표가 너무 건조하면 대기로 돌아간 물은 평균적으로 유입된 강수보다 너무 낮아서 안 되며, 이 물을 증발시키는 데에 사용되는 필요 이상의 복사에너지는 지표를 가열시키게 된다. 이러한 조건하에서는, 강수가 적어지면 수증기플럭스도 적어져서 지표를 더욱 따뜻하게 만든다. 결국에는 더 따뜻하고 건조한 대기로 인한 운량의 감소는 양의 되먹임을 통해 더 많은 태양복사를 공급하게 될 것이다. 그러나 연못이나 오아시스와 같은 국지적으로 습한 지역은 물 부족이 없이 에너지수지에 따라 증발할 것이고 따라서 더 따뜻하고 더 건조한 조건하에서는 증발을 증가시키게 된다.

지표와 대기를 연결하는 다양한 되먹임들은 서로 반대방향으로 작용할 수도 있으며, 이들의 상대적인 중요성은 계절과 장소뿐만 아니라 시간과 공간 규모에 따라 달라진다. 더 습한 대기는 대개 구름을 더 만들게 되어 찬 기후에서는 지표를 더 따뜻하게 하고, 따뜻한 기후에서는 지표를 식히게 된다. 사막에서 일어나는 것과 같이 지표에 의해 대기가 가열되면 상대 습도를 감소시켜 강수를 감소시킨다. 그러나 또한 대기가 머금을 수 있는 수분량을 증가시킬 수도 있어서 열대 해양에서와 같이 강수의 증가를 가져올 수도 있다.

7.2.2.2 공간 의존성

전구 복사 수지과정들에 의해 주로 조절되는 육상기후시스템의 드라이버들은 전구 기후보다 지역 및 국지 규모에 더 큰 효과를 갖는다. Myhre et al.(2005)은 농업 시스템의 알베도가 산림의 알베도보다 아주 조금 높을 수 있음을 지적하고, 농업 시대 이전부터 농업으로의 토지 사용 전환이 전구복사강제에 미치는 영향을 -0.09Wm^{-2} 로 평가하였는데, 이것은 산업화 시대 이전부터 CO₂에 의한 온난화의 약 5%에 해당한다(지표 알베도 변화에 대한 좀 더 포괄적인 최근의 평가에 대해서는 2장 참조). 육지는 지구 표면의 약 30% 밖에 차지하지 않지만, 얼음과 적설의 변화, 그리고 식생에 의한 적설의 차광과 더불어 전구 태양 복사의 반사에 가장 큰 영향을 미칠 수 있다.

지역 규모 및 표면에서는 복사강제외에 추가적으로 더 국지화되고 더 짧은 시간 규모 과정들이 다른 방법으로 기후에 영향을 줄 수 있으며, 어쩌면 온실가스의 효과에 필적할 만큼 중요할 수 있다. 증발 냉각의 변화를 가져오는 육상의 변화는 국지적으로뿐만 아니라 지역적으로도 지표의 온도를 크게 변화시킬 수 있다(박스 7.1과 7.2 참조). 이러한 변화가 어떻게 강수에 되먹임하는지는 여전히 중요한 연구과제로 남아 있다. 육지는 대기 가열의 연직 분포에 큰 영향을 미친다. 육지는 지표로 수송된 복사의 얼마만큼이 지표 가까이 대기를 덮히는데 사용되는 지를 결정하는 반면에, 더 높은 고도에서는 얼마만큼이 잠열로 배출되어 강수를 촉진하는가를 결정한다. 낮은 구름들은 일반적으로 지표와 밀접하게 연결되어 있어서, 육상에서 지표 특성의 변화로 생긴 지표 온도와 수분의 변경으로 인해 크게 영향을 받을 수 있다. 예를 들면, Changnon et al.(2004)은 아마존의 부분적으로 산림 벌채된 지역에서 경계층 구름들이 크게 증가함을 발견하였다(Durieux et al., 2003; Ek and Holtslag, 2004). 작게는 수 킬로미터 정도의 지표 특성의 세부사항까지도 더 큰 규모에서 중요할 수 있다. 습윤한 토양층의 상당 부분은 지하수면이 충분히 높아서 수문학적으로 뿌리층과 연결되거나 또는 습지와 같이 지표까지 올라와 있을 수 있다(예, Koster et al., 2000; Marani et al., 2001; Milly and Shmakin, 2002; Liang et al., 2003; Gedney and Cox, 2003).

지역 규모의 육상 변화로 인한 대기 가열의 변화로 생기는 결과들은 엘니뇨와 같이 해양온도 변화로 생기는 결과들과 흡사하여, 전구 에너지 수지를 유지하기 위해 다른 곳들의 구름이나 강수를 감소시키거나 증가시키는 패턴들을 만들어 낼 수 있다. 이러한 원격 조정들을 찾으려는 시도들이 있어왔다(예, Avissar and Werth, 2005). 이러한 조정들은 다

박스 7.2 : 기후에 미치는 도시효과

만일 지표의 특성이 국지적으로 변화된다면, 지표 및 지표 근처의 기온과 습도에 따른 결과로 지표 순복사와 잠열과 현열플럭스로의 배분도 달라질 것이다. 이러한 변화는 보통 농업, 주거, 상업, 및 산업에 따른 인간의 필요에 부응하기 위해 발생한다. 도시개발로 인한 결과는 특히 국지 기후에 중요한 영향을 미친다. 그러나 도시개발은 도시영역의 각기 다른 부분들과 지역에 따라 그 특성이 다르게 나타날 수 있다.

식물군락이 물이나 공기가 통하지 않는 도로로 바뀌거나 혹은 반대로 건조한 지표가 관개를 통해 잔디밭이나 골프코스 같이 식물이 자라는 지표로 변경되는 것을 흔히 볼 수 있다. 상대적으로 작은 지역을 차지하나 도심의 중심에 있는 건물들은 국지적인 바람의 흐름이나 지표 열수지에 심각한 변화를 가져올 수 있다(박스 7.1). 지표 근처에 미치는 영향 이외에도 도시지역은 강수량과 구름의 국지적 혹은 풍하측 영향으로 높은 농도의 에어러솔을 공급할 수 있다. 도로와 같이 검고 건조한 지면으로의 전환은 일반적으로 낮의 온도는 증가시키고 습도는 낮추는 반면, 관개는 그 반대의 결과를 가져올 것이다. 야간에 일어나는 변화는 건물이 흡수한 열에 좌우될 것이고 공기의 혼합에 의해 지표에 연결된 대기층이 얇아짐으로 더 악화될 수 있다. 도시효과는 3장에서 더 다루게 된다.

양한 방법으로 일어날 수 있으며, 기후모델들의 역학의 일부이다. 국지적으로 따뜻한 온도는 더욱 빠른 대기 온도의 연직 감소를 가져올 수 있어서 일정 고도에서 위쪽의 온도가 더 낮고 적게 복사한다. 이러한 보상들의 순 효과는 일반적으로 더 큰 지역이나 더 큰 시간 규모로 평균된 것들이 변화를 더 적게 평가하게 하는 것이다. 그러므로, 이러한 지역적인 변화들은 국지와 지역 변화를 함께 고려하거나, 또는 더 큰 규모에서 단순히 전구 평균된 양보다는 공간 및 시간 변동의 변화 척도들을 사용함으로써 더 잘 표현될 수 있다.

7.2.2.3 일 변동과 계절 변동

일 변화 및 계절변화는 태양 복사 조절인자의 시간 변동의 직접적인 결과로 일어난다. 기후변수들의 대규모 변화들은 기후변화의 관측자료의 일부로서 관심을 끈다(3장). 따뜻한 계절에는 낮시간에 복사 강제의 변화에 상대적으로 민감하지 않은 온도를 가진 두꺼운 혼합 공기층이 생성된다. 반면에 밤시간과 고위도의 지표 온도는 혼합에 의해 단지 얇은 대기층과 연결되어 있어서, 대기의 하향 장파복사의 변화에 의해 더 쉽게 변화될 수 있다. 따라서, 육상은 따뜻하고

불안정한 상태보다 춥고 안정한 상태에서 바람이 약할 때에 복사 조절인자의 변화에 더 민감하다. 겨울이나 밤 온도(따라서 기온의 일교차)는 하향 장파복사와 매우 밀접하게 연결되어 있어서(예, Betts, 2006; Dickinson et al., 2006), 그 결과로 평균 표면 온도는 하향 장파복사의 변화에 따라 달라질 수 있다(Pielke and Matsui, 2005).

구름의 변화로 인한 하향 장파복사의 변경은 지표 온도에 영향을 줄 수 있다. Qian and Giorgi(2000)는 지역 에어러솔 효과를 논하였고, 중국 쓰촨에서 일교차가 10년마다 -0.26°C 감소함을 주목하였다. Hwang et al.(2006)은 지역 기후 모델의 맥락에서 황산염 에어러솔의 성장 및 구름과의 상호작용에 대해 모델링하였는데, 중국 남부 지역에서 Zhou et al.(2004)과 Qian and Giorgi가 관찰했던 것들과 비교할만한 온도의 일교차의 감소를 발견하였다. 이들은 야간 온도의 변화가 증가된 야간 운량과 이에 따른 에어러솔 증가와 연관된 하향 장파복사의 증가로 인한 결과임을 보였다.

습하고 따뜻한 지역에서는 예를 들어, 식생 피복이나 강수의 변화와 이에 따른 토양 수분의 변화를 통해 수증기 플럭스로 들어가는 에너지의 일부만으로도 큰 변화가 가능하다. Bonan(2001)과 Oleson et al.(2004)은 중위도 산림지를 농경지로 전환하는 것은 낮의 온도를 감소시키는 원인이 될 수 있다고 지적한다. 이러한 냉각은 알베도의 변화와 향상된 증산에 기인한다. 달라진 식생으로 인해 변화된 반사된 태양 복사, 즉 되먹임은 식생이 눈으로 덮히거나 밝은 색깔을 띠 때 가장 두드러진다. 계절 및 일 강수 순환이 현저해질 수 있다. 기후모델들이 일 강수 순환을 모사하지만 아직까지는 부족하다(예, Collier and Bowman, 2004). Betts(2004)는 열대 대륙성 강수의 일 순환이 지표플럭스와 연결되어 있어서 모델 내의 오차들이 모델 역학에 되먹임되어 전구적 영향을 미칠 수 있음을 지적한다.

7.2.2.4 강수 강도와 잎 수분의 연결 - 시간 및 공간 규모를 모두 포함한 문제

대기와 교환된 대부분의 물은 대략 수주 후에 식물 뿌리에 의해 흡수될 때까지 토양내에 저장된다. 그러나 지표 가까이 저장된 물의 빠른 증발 때문에 식물의 흡수와 증발은 지표의 물과 에너지 수지에서 매우 중요한 역할을 한다(Dickinson et al. 2003은 지표 수분과 강수사이의 되먹임은 시간 규모가 달라질 경우 다르게 작용할 수 있다고 결론 지었다). 저수지의 빠른증발은 주로 지표 에너지를 제거하는 도구로 사용된다. 잎들은 초기에 식생에 내린 강수의 대부분을 차단하는데, 이중 상당한 양이 한 시간 또는 그 이내에 재증발한다. 이러한 손실은 식물이 이용 가능한 토양 속에

축적되는 물의 양을 감소시킨다. 그 크기는 강수의 강도에 반비례하는데, 더 작은 시간과 공간 규모에서 더 클 수도 있다. 모델링 결과들은 빠른 시간 규모의 물 저류량의 크기를 과대평가하거나 또는 무시함으로써 틀릴 수도 있다.

잎 표면에서의 물의 증발은 월별 증발산을 결정하는데는 영향을 거의 미치지 않으나(예, Desborough, 1999의 분석에서 알려진 바와 같이), 온도와 강수에는 여전히 중요한 변화를 가져올 수 있다. Pitman et al.(2004)은 다양한 복잡성을 가진 육상 배치의 접합 연구에서, 대기의 변화에 미치는 어떠한 영향도 발견하지 못했으나, Bagnoud et al.(2005)은 강수와 온도의 극단값들이 영향을 받음을 보였다. 강수의 강도를 변화시키는 일부 연구들은 잎 물의 영향을 매우 크게 받음을 보였다. 예를 들면, Wang and Eltahir(2000)는 기후모델의 일정한 강우 강도와는 비교되는 좀 더 현실적인 강우 강도를 포함시키는 효과를 조사하였다. Hahmann(2003)은 다른 모델을 사용하여 이 효과를 연구하였다. 그림 7.1은 그들의 적도 결과를 비교한 것이다(Wang and Eltahir는 적도 아프리카, Hahmann은 적도 아마존). Wang and Eltahir의 모델은 더 현실적인 강수가 유출을 크게 증가시킨 반면에, Hahmann은 유출을 감소시켰음을 보였다. Hahmann의 제시한 바와 같이, 이러한 상반되는 결과들이 모델의 차이에 따른 결과인지 또는 두 대륙의 기후의 차이에 기인한 것인지는 아직 결론이 나지 않았다.

7.2.3 기후에 미치는 지표 효과의 관측적 근거

7.2.3.1 토양수분과 대기로 돌아가는 플럭스에 대한 식생의 조절

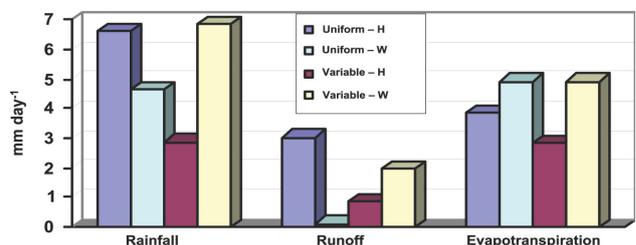


그림 7.1. Hahmann(H; 2004)과 Wang and Eltahir(W; 2000)의 기후 모사 결과로부터 도출된 강우, 유출 및 증발산. Hahmann의 결과들은 적도에 중점을 둔 아마존에 대한 결과이고, Wang과 Eltahir의 결과는 적도에 위치한 아프리카에 대한 결과이다. 두 연구 모두 모델 격자내에서 균등한 강수와 변화하는 강수(격자의 약 10%까지 추가함)간의 차이를 조사하였다. 두 연구에서 두 경우가 매우 큰 차이를 보인다: Hahmann의 균등한 경우와 관련하여 변하는 사례의 경우는 강수가 크게 감소하는 반면, Wang과 Eltahir는 변하는 사례에서 증가함을 보인다. 이러한 차이는 유출에서 더 크게 나타난다: Hahmann의 균일한 사례의 유출은 변하는 사례보다 세 배나 큰 반면, Wang과 Eltahir는 균일한 사례에서 유출이 거의 없다.

Scanlon et al.(2003)은 토양수분이 어떻게 식물에 의존하는 지에 대한 예를 제공한다. 이들은 비정상적으로 강한 강수 기간을 포함하여 수 년 동안 식물 존재 여부에 따라 수분 장력계를 사용하여 네바다 사막에서 토양수분을 측정하였다. 식물이 없는 경우, 깊이 투과된 대부분의 수분은 오래 지속되었고 깊은 지하수의 재충전을 가능하게 한 반면, 식물이 있는 지역의 토양수분은 모두 증산되었다. 잎이 없는 경우 이른 봄의 숲은 높은 대기층까지 혼합시키는 큰 현열플럭스를 수반하는 몹시 건조한 지표층을 나타내 보인다(예, Bretts et al., 2001). 봄의 활기로 인해 증가된 수증기플럭스는 온도의 감소를 통해 관측된다. 아마존에 있는 나무들은 깊은 뿌리를 내림으로써 건기에 가장 큰 수증기플럭스를 가질 수 있다(Da Rocha et al., 2004; Quesada et al., 2004). 산림의 수목들도 잎들을 통제하여 플럭스를 제어할 수 있다. 식생에 의한 이러한 수증기 플럭스의 조절은 더 차거나 건조한 기후의 키가 크거나 드문드문한 식생과 드문드문하거나 물 이동에 가장 강한 저항을 하는 잎들에 두드러지게 나타난다. 특히 북방산림은 대기로 소량의 물을 배출하기때문에 '녹색 사막'이라고 특징지어져 왔다(Gamon et al., 2003).

7.2.3.2 강수에 대한 육상의 되먹임

Findell and Eltahir(2003)은 미국의 이른 아침 지표 근처의 습도와 강수 발생 가능성 지수간의 상관관계를 조사하였는데, 여러 지역들이 양, 음, 또는 거의 무관한 상관관계를 보인다. Koster et al.(2003)과 Koster and Suarez(2004)는 여름에 각각 미국과 30°N-60°N사이의 육지에서 월별 강수량과 전월의 강수량이 의미있는 상관관계가 있음을 보인다. 이들은 또한 토양 수분의 되먹임이 강수에 영향을 주도할 경우에만 모델이 이러한 상관관계를 재현해 낼 수 보인다. D'Odorico and Porporato(2004)는 이러한 되먹임을 나타내는 추가적인 관측 증거에 주목하여 간단한 강수-토양수분 연결 모델을 지지한다(예를 들어, 아무런 연결이 없다는 귀무가설을 지지할 경우에는 Salvucci et al.(2001) 참조. Liebmann and Marengo(2001)는 아마존 지역의 강수의 경년 변동이 우기의 시작과 끝의 타이밍에 의해 크게 좌우됨을 지적한다. Li and Fu(2004)는 우기의 시작 시간이 건기 계절동안 식생에 의한 증산량에 크게 좌우된다는 증거를 제시한다. 선행 모델링 및 관측 연구들 또한 아마존의 산림벌채는 더 긴 건조 계절을 가져올 것임을 제시한다. Fu and Li(2004)는 더 나아가 관측에 근거하여, 열대산림의 제거가 지표수분플럭스를 감소시키고 이러한 토지 사용의 변화가 아마존의 건기 계절을 더 길게 만들게 될 것이라고 주장한다. Durieux et al.(2003)은 산림으로 덮여 있는 곳과 비교해서 사막화된 지역에서는 우

기에 강수가 더 많고 건기의 강수는 감소함을 보인다. Negri et al.(2004)은(우기 계절에는 일관성있는 결과를 보였으나) 이와는 반대의 결과를 제시한다.

7.2.3.3 복사에 영향을 주는 성질들

알베도(반사된 태양복사의 비율)와 배출율(흑체에 대한 열적복사의 비)은 복사수지에 중요한 변수들이다. 작고 드문드문한 식생지역보다 키가 더 크고 조밀한 식생지역의 지표가 일반적으로 더 어둡다. 순지표 알베도는 조밀하지 못한 식생과 함께 아래에 놓여있는 지표의 알베도, 특히 눈이나 얼은 색의 토양에 의해서도 좌우된다. 지난 수십년간의 기온상승과 연결되어있을 가능성이 있는 툰드라의 관목지역으로의 대규모 변동이 관측되어왔다(예, Chapin et al., 2005). Sturm et al.(2005)은 겨울과 해빙기의 관측을 통해 다양한 범위의 관목들이 어떻게 지표알베도를 변화시킬 수 있는 지를 보고한다. 새로운 위성자료는, 광합성에 사용되는 태양복사와 알베도를 결정하는 플롯규모에서의 복사의 비균질성과 새로운 자료를 반영하기에 적합한 진보된 모델링 개념들의 중요성을 보여준다(예, Yang and Friedl, 2003; Niu and Yand, 2004; Wang, 2005; Pinty et al., 2006).

7.2.3.4 개선된 전구 및 지역자료

지표 성질의 특성 파악은 새롭고 더 정확한 전구 위성 관측들을 통해 개선되어 왔다. 특별히 위성 관측은 식생이 없는 지역의 토양의 알베도(예, Tsvetsinskaya et al. 2002; Ogawa and Schmugge, 2004; Wang et al., 2004; Zhou et al., 2005)와 그 배출률(Zhou et al., 2003a, b)을 제공하고 있다. 위성 관측은 또한 모델이 계산한 식생이 있는 곳(Oleson et al., 2003)과 눈으로 덮여 있는 식생(Jin et al., 2002)의 알베도를 제어하며, 알베도에 대한 엽면적의 영향을 정의하는 것을 돕는다(Tian et al., 2004). 유출 자료와 마찬가지로(Dai and Trenberth, 2003; Fekete et al., 2002), 우량계와 위성관측을 합성한 강수자료세트(Chen et al., 2002; Adler et al., 2003)는 기후모델링에 진단적인 제어 기능을 제공한다.

7.2.3.5 야외 관측 프로그램

새롭고 개선된 국지적 사이트에서의 관측을 통한 제어는 모델링에 필요한 육상 과정을 집합적으로 나타낸다. 이러한 최근의 가장 큰 활동은 아마존의 대규모 생물권-대기권 실험(LBA) 프로젝트이다(Malhi et al., 2002; Silva Dias et al., 2002). LBA 내의 연구들은 모든 규모의 물리 기후, 탄소와 영양 순환 및 미량 기체 플럭스를 포함한다. 여기서는 물리

기후 부분을 고찰한다. Goncalves et al.(2004)은 육상 피복의 비균질성을 고려하는 것이 중요함을 논한다. Da Rocha et al.(2004)과 Quesada et al.(2004)은 산림과 사바나 사이트에서 각각 물과 에너지수지를 정량화한다. 사바나에서 건기의 증발산은 평균 1.6 mm day^{-1} 인 반면에 산림은 4.9 mm day^{-1} 이었다. 두 생태계 모두 건기에는 깊은 뿌리에 의존하여 증발산을 유지하는데, 이는 건기의 기간을 조절하는데 도움을 줄 수 있다(7.2.3.2절 참조). Da Rocha et al.(2004)은 매일 밤 수력학적 끌어올림이 산림 토양의 상층 프로파일을 재충전 시킴을 관측하였다. 타파호에서는 산림이 가뭄으로 인한 스트레스를 전혀 보이지 않아 건기 내내 일정하게 높은 탄소 흡수하였다(7월에서 12월 까지; Da Rocha et al., 2004; Goulden et al., 2004). 또 다른 중요한 지역인 티벳은 관측 연구들을 통해 계속 특성화가 진행되고 있다(Gao et al., 2004; Hong et al., 2004). 높은 고도로 인한 낮은 공기 밀도로 육상에 의한 대기의 가열은 다른 곳들보다 훨씬 높은 고도까지 공기의 혼합이 일어나며, 에너지의 연직 교환에 영향을 미친다. 그러나 이 지역의 낮의 수증기 혼합비는 고도에 따라 빠르게 감소하여(Yang et al., 2004), 상층이나 수평 이류를 통한 건조 공기의 강한 유입이 있음을 나타낸다.

7.2.3.6 변하는 식생을 변하는 기후에 연결하기

여기서는 대규모의 패턴들만을 다루기로 한다. 위성으로 감지된 식생의 녹색과 기상관측소 자료의 분석에 의하면 1908년대 이래 북반구의 고위도 지역에서 식물성장이 증가하고 성장기간의 길이가 길어졌음을 시사한다(Zhou et al., 2001, 2003c). 이러한 효과는 관측된 기후자료와 연계된 모델링에 의해서도 확인된다(Lucht et al., 2002). Nemani et al.(2002, 2003)은 미국에서 강우와 습도의 증가가 식물 성장을 촉진하였고 기후 변화가 식물 성장을 제어하는 다수의 주요 기후인자들을 완화시킴으로써 육상의 순 1차 생산성을 증가시켰다고 제안한다.

7.2.4 식생, 수분이용도, 강수 및 표면온도의 연결 모델링

7.2.4.1 식생 모델들은 어떻게 지표 수증기 플럭스를 조절하는가?

박스 7.1은 지표에서 대기로의 수증기 플럭스에 대한 일반적인 설명을 제공한다. 식생의 영향을 받는 가장 중요한 인자들은 토양 수분 이용도, 엽면적과 거칠기이다. 물이 잎 표면에서 차단되는지 아니면 기공에 의해서 조절되는 잎 내부로부터 오는지에 따라 크게 달라진다. 잎이 많은 키가 작은 식생은 잠열플럭스가 대부분이고 현열플럭스는 최소가

된다. 산림이 일반적으로 알베도가 높은 낮은 식생으로 대체 되면 지표를 냉각시킬 수 있다. 그러나 대체된 식생이 잎이 많지 않거나 토양 수분을 용이하게 얻지 못할 경우에는 지표가 따뜻해 질 수 있다. 따라서 산림이 어떤 식생이나 기후 레짐으로 바뀌느냐에 따라 산림별채는 어느 방향으로든 몇도까지도 표면온도를 변화시킬 수 있다. 더 건조한 공기는 증발산을 증가시키지만, 이러한 효과를 막기위해 잎들이 기공 전도도를 감소시킬 수도 있다.

7.2.4.2 간단한 모델들을 통해 설명되는 되먹임들

반 건조한 시스템에서는 강수의 발생과 양이 해마다 매우 크게 달라질 수 있다. 강수가 충분할 때의 식생의 성장이 강수를 유지할 수 있게하는 메커니즘이 있을까? 간단한 모델들을 통한 다양한 분석들이 어떻게 이러한 작용들이 일어나는지를 설명해준다(Zeng et al., 2002; Foley et al., 2003; Wang et al., 2004, Zeng et al., 2004). 이러한 모델들은 강수와 역학적인 식생에 의해 생성된 지표플럭스들 사이에 가정한 되먹임들이 두 토양수분 및 강수레짐에 대한 다중 평형들 사이에서 어떻게 변이의 가능성을 가져오는지를 설명해준다. 즉, 뿌리를 통한 물의 흡수와 식물에 의해 그늘지는 토양은 강수를 증가시키고 식생을 유지하지만, 식생이 제거되고 나면, 장기간 물을 저장할 수 없게 된다. 북아프리카의 사막 지역과 아프리카 적도 산림들 사이에 있는 사헬 지역이 바로 이렇게 변화하는 강수레짐의 생성을 가장 잘 나타낸다.

7.2.4.3 변하는 수분 이용도와 지표 피복의 결과들

현열과 잠열플럭스로의 에너지 배분을 조절하는 토양 수분은 국지 및 지역 온도와 이들의 강수와의 연결 가능성에 매우 중요하다. Oglesby et al.(2002)은 건조한 토양에 대한 연구를 수행하였는데 미국 대평원에서 적어도 여름 첫 여러 달 동안 건조해진 토양으로 인해 약 $10^{\circ}\text{C} \sim 20^{\circ}\text{C}$ 의 온도 상승이 발생하였다. Williamson et al.(2005)은 뇌우에 대한 모델 형성에서의 결합이 지나친 증발산을 유발하여 1°C 이상 온도를 낮출 수 있음을 보였다. 많은 모델링 연구들이 변하는 지표 피복이 3장에 보고된 지난 수십년에 걸쳐 관측된 온도와 강수의 변화에 필적할 만한 크기의 변화를 국지 및 지역기후에 미칠 수 있음을 보여준다. 그러나 이러한 지역적인 변화들은 양방향으로 모두 일어날 수 있기 때문에 전구를 평균하게 되면 그 영향이 작게 나타날 것으로 예상된다. 이 부분에 있어서 논문들 간에 많은 차이를 보인다. 예를 들면, Snyder et al.(2004)은 북반구의 온대 산림의 제거가 여름에는 1.3°C 의 온도 상승과 1.5 mm day^{-1} 의 강수의 감소를 가져

움을 보였다. 반대로 Oleson et al.(2004)은, 모델의 상세 내역과 식생에 따라, 미국에서 온대 산림의 제거가 여름 온도를 0.4°C~1.5°C 감소시키고 강수는 증가시킴을 보였다. 이러한 두 연구의 차이는 주로 다른 가정들을 사용함으로써 생긴 인위적인 효과일 수도 있다. 첫 번째 연구는 산림이 시막으로 바뀐다고 가정하였고, 두 번째 연구는 농경지로 가정하였다. 이러한 연구들은 토지 사용의 변화를 통해 기후에 미칠 수 있는 인류 활동이 매우 클 수 있음을 집합적으로 보여준다.

최근의 다른 여러 연구들이 이러한 점들을 잘 보여준다. Maynard and Royer(2004)는 아프리카의 산림벌채 실험에서 다른 인자들의 변화에 대한 민감도를 다루는데, 거칠기, 토양 깊이, 식생 피복, 기공 저항, 알베도 및 엽면적지수가 모두 중요하게 기여함을 보인다. Voltaire and Royer(2004)는 이러한 변화들이 온도와 강수의 평균값보다는 특별히 일최고기온, 엘니뇨발생과 관련된 가뭄과 온도의 반응과 같은 극단값에 더 영향을 미침을 보였다. Guillevic et al.(1992)은 AVHRR 위성 자료에서 추출한 엽면적의 경년변동의 중요성을 지적하며 이러한 변화에 대한 기후의 민감도를 추정한다. 대조적으로, Lawrence and Slingo(2004)는 처방된 계절변화를 사용하는 것과 연평균된 식생특성을 사용하는 기후모사에서 별다른 차이를 발견하지 못한다. 그러나 이들은 더 큰 민감도를 가지도록 모델을 수정할 것을 제안한다. Osborne et al.(2004)은 변하는 열대의 토양과 식생의 효과를 조사하는데, 식생의 변화는 지표 플럭스 및 강수와의 연결에 대한 변화를 가져온다. 따라서 상호반응하는 식생은, Crucifix et al.(2005)에 의한 분석과 같이, 지표 온도와 강수의 추가적인 변화를 가져올 수 있다. Marengo and Nobre(2001)는 식

생의 제거가 강수와 증발산을 감소시키고 중부와 북부 아마존의 수분 수렴을 감소시킨다고 하였다. Oyama and Nobre(2004)는 북동 브라질에서의 식생의 제거가 강수를 크게 감소시킬 것임을 보여준다.

7.2.4.4 공간 비균질성에 의한 강수 조절 메커니즘

Clark et al.(2004)은 강수의 규모에서의 토양 수분의 변화가 강수 패턴을 바꾸는 ‘스콜션’ 모사의 예를 보여준다. 또한 Pielke et al.(2001), Weaver et al.(2002), Roy et al.(2001)은 지표 비균질성과 연결된 작은 규모의 강수에 대한 다양한 부분을 다룬다. 산림벌채가 균질하게 일어나지 않고 조각 형태로 일어날 경우, 강수에 미치는 결과는 다를 수 있다. Avissar et al.(2002)과 Dias et al.(2002)은 산림벌채에 의해 야기된 중규모 순환의 결과로 인해 부분적인 산림벌채는(대략 10%정도의) 강수의 증가가 있을 수 있다고 한다.

7.2.4.5 상호작용하는 식생 반응 변수들

진단적 접근 방법은 식물생리학적 과정을 기초로 하여 식생 피복을 산출한다(예, Arora and Boer, 2005). Levis and Bonan(2004)은 중위도 산림지대에서 봄에 잎의 출현이 어떻게 잎의 뒤먹임으로 작용하여 온도가 빠르게 증가하는지를 논하였다. 뿌리에 의한 물 흡수에 대한 모수화는 토양수분의 연직분포를 계산하는데 기여하며(Feddes et al. 2001; Barlage and Zeng, 2004), 뿌리와 상호작용할 수 있도록하는 노력들이 이루어지고 있다(Arora and Boer, 2003). 역학 식생 모델들은 발전하여서 이제 식물 기능 형태간의 경쟁을 명백하게 모사한다(예, Bonan et al. 2003; Sitch et al., 2003; Arora

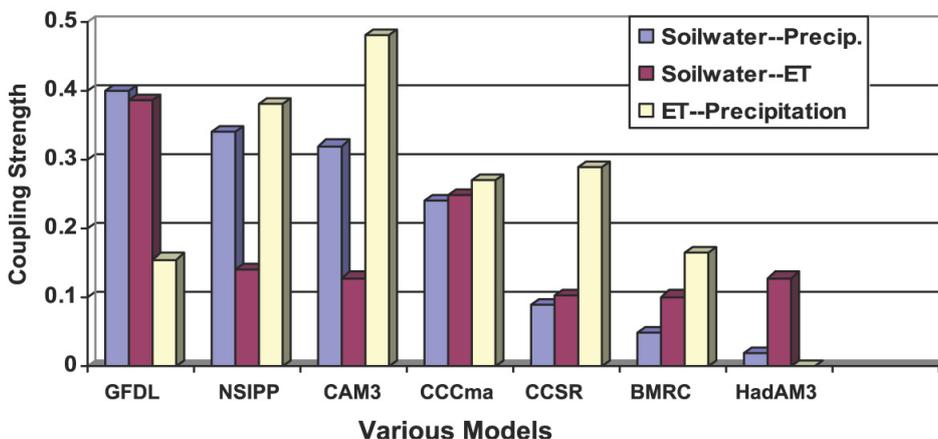


그림 7.2. 얼마나 강하게 토양수분이 증발(식물로부터도 포함)을 유발하고, 얼마나 강하게 이 증발이 강우를 초래하는지로 나는 GLACE(Guo et al., 2006) 연구에 의해 평가된 모델들 내의 여름 강수와 토양 수분간의 결합 강도(Koster et al., 2006에서 정의된 무차원 패턴의 상사진단). 토양-물-강수 결합은 10배까지 규모확장되었고, 연구에서 주어진 증발과 강수 결합을 나타내는 두 색인들은 평균되었다. 고려된 모델들은 지구물리역학실험실(GFDL), 국립항공우주연구소(NASA), 계절에서 경년예측 프로그램(NSIPP) 모델, 국립대기과학센터 공동체 대기모델(CAM3), 캐나다 기후모델링 및 분석(CCCma) 모델, 기후시스템연구센터(CCSR) 모델, 기상연구센터사무국(BMRC) 모델과 해들리센터 대기모델 버전 3(HadAM3)이다.

and Boer, 2006). 새롭게 접합된 기후-탄소 모델들(Betts et al., 2004; Huntingford et al., 2004)은 7.3.5절에서 논한바와 같이 미래 기후변화와 식생변화간에 큰 되먹임의 가능성이 있음을 보여준다(예, 아마존 식생의 말라죽어 뿌리만 남음과 아마존 강수의 감소). 이들은 또한 증가하는 대기 중 이산화탄소로 인한 기공의 닫힘에 의한 생리학적 강제가 강수의 감소에 20%정도 기여할 수 있음을 지적한다. Levis et al.(2004)은 아프리카의 강수와 역학적인 식생이 어떻게 서로를 변화시킬 수 있는지를 보여준다.

7.2.5 상호비교를 통한 모델 평가

식생모델들의 상호비교는 대개 지표플럭스들과 이들의 되먹임들을 비교하는 것을 포함한다. Henderson-Sellers et al.(2003)은 20개의 모델들의 지표플럭스들을 비교하였는데, 모델들간에 현열플럭스가 10배가 넘는 차이를 보일 수 있음을 보고했다. 그러나 최근에 개발된 모델들은 결과가 더 밀집되어 있어 적은 차이를 보인다. Irannejad et al.(2003)은 월별 순복사와 지표 상대습도에 의존하여, 많은 수의 기후모델들에서부터 간단한 선형 통계 모델에 이르기까지, 월별 플럭스를 맞추는 통계적인 방법을 개발하였다. 육상 및 대기 모델들은 모두 되먹임에 관한 한 불확실성의 주요 발원이다. Irannejad et al.(2003)은 접합모델들이 대기 및 육상모델들 내의 차이들을 서로 상쇄하기 때문에 더 잘 일치함을 보인다. 모델링 연구들은 장기간 토양수분이 강수에 영향을 줄수 있다고 보고해왔다. 그러나 최근에 들어서야 이러한 연결을 통계적인 관점에서 정량화하려는 시도가 있어왔다(Dirmeyer, 2001; Koster and Suarez, 2001; Koster et al., 2002; Reale and Dirmeyer, 2002; Reale et al., 2002; Koster et al., 2003; Koster and Suarez, 2004). Koster et al.(2004, 2006)과 Guo et al.(2006)은 새로운 모델 상호비교 활동인 지구 육상 대기 접합 실험(GLACE)에 대해 보고하는데 여기서는 토양수분과 상호작용함으로써 야기되는 강수변동에 있어서 기후모델들간의 차이를 비교한다. 이들은 미리 처방되거나 또는 시간에 따라 상호작용하는 토양수분으로 모사결과 의 앙상블을 생성하기위해 실험적인 의정서를 사용함으로써 모델들간의 넓은 범위의 차이가 있음을 보고한다(그림 7.2). Lawrence and Slingo(2005)는 해들리센터 모델의 상대적으로 약한 접합강도가 대기 모델쪽에서 기인함을 보인다. 기후모델들의 이러한 되먹임 성분과 이에 따른 지구온난화에 기여할 가능성에 대해서는 아직도 자신감이 거의 없다(8장 참조).

7.2.6 생물리와 생지화학 및 생태수문 성분들의 연결

토양수분과 지표 온도는 강수와 복사 입력에 반응하여 함께 작용한다. 식생은 에너지와 물플럭스들을 조절하고 플럭스를 통해서 강수를 조절함으로써 이 항들에 영향을 미친다. 식생은 복사가열에도 영향을 미친다. 구름과 강수는 지표 가까이 공기의 온도와 수증기량의 조절을 통해 영향을 받는다. 대기에 대한 육상의 되먹임들이 어떻게 작용하는지를 관측이나 모델링으로부터 정량화하기에는 어려움이 남아있다(7.2.3.2와 7.2.5.1절에서 다룬 바와 같이). 복사되먹임들은 식생이나 변하는 표면온도나 수분 상태때문에 변화하는 운량에 의해 좌우된다. 이러한 조건들이 어떻게 식생의 성장을 촉진 또는 억제하는지는 다양한 생태학적 연구들을 통해서 이루어진다. 식생이 대규모로 그 분포를 어떻게 변화시키며 이에 따라 흡수된 복사량이 어떻게 변화하는지는 원격탐사 연구를 통해 정량화된다. 사막 주변에서는 복사와 강수의 되먹임이 식생과 더불어 함께 작용할 수 있다. 식생에 연결된 복사되먹임은 북방산림과 툰드라 사이의 경계에서 가장 잘 나타날 수 있으며 눈이 녹는 시간의 변화에 관여한다. 에너지가 식생으로부터 아래의 눈표면으로 어떻게 전달되는지는 일반적으로 이해되나 모델링과 자세한 과정들은 문제로 남아있다. 역학식생모델들(7.2.4.5절 참조)은 현재 이해되고 있는 것들을 통합한다.

토양온도의 변화와 눈 피복은 토양 미생물과 토양의 유기물질의 처리에 영향을 준다. 이러한 표면변화들이나 대기로 부터의 수송에 의해 양분 공급이 어떻게 조절되는가? 특히 탄소 플럭스(7.3절에서 자세하게 다룸)의 처리는 같은 정도 또는 더 자세한 수준의 질소순환의 처리를 필요로 한다(Wang et al, 2000; Dickinson et al., 2003). 국지구모에서의 과정을 더 잘 이해해서 지구모델에 이해된 과정을 적용하는 것이 도전으로 남아있다. 7.3.5절에 나타난 탄소순환-기후 접합모델 상호비교 프로젝트(C⁴MIP) 모사는 이러한 최초의 노력이다.

생물량 연소는 식생 피복과 대기 에어러솔의 생성을 변화시키는 주요 메커니즘이며, Hoffman et al.(2002)이 다룬바와 같이 수분과 지표 가까이 바람과 같은 육상 기후변수들과 밀접하게 연결되어 있다. 건기계절 마지막의 생물량 연소로 인한 에어러솔 연기는 복사를 흡수하는 검은 탄소를 포함하고 있다. 태양복사의 부족으로 인해 냉각된 지표와 태양복사의 흡수로 인해 따뜻해진 경계층이 복합적으로 작용하여 열적 안정도를 증가시키고 구름의 생성을 감소시켜서 결국 강우량을 감소시킬 수 있다. Freitas et al.(2005)은 쉐라도와 아마존 지역들에서 생물량 연소로부터 수송된 에어러솔의 복

사효과에 대한 반응으로 플라타 분지에서 강우가 감소할 가능성이 지적한다. 에어러솔과 구름은 식물이 광합성에 필요로 하는 가시광선을 감소시킨다. 그러나 태양에 완전히 노출되어 있는 잎들은 빛에 포화되어서 이러한 수준의 광선을 사용하는 효소들을 충분히 개발하지 않는다. 그러나 그늘진 잎들은 일반적으로 빛의 제한을 받는다. 이들은 대기의 조성 물질이나 위에 있는 잎들에 의해 산란되는 산란광선을 받게 된다. 따라서 직달광선보다 산란광선이 더 증가하는 경우, 잎의 탄소 동화 및 증발산을 증가시킬수도 있다(Roderick et al., 2001; Cohan et al., 2002; Gu et al., 2002, 2003). Yamasoe et al.(2006)은 열대에서 이러한 효과에 대해 관측된 타워 증거를 최초로 보고한다. 피나투보 화산 폭발로 인한 산란 복사는 육상 탄소 흡원을 증가 시켰을 수도 있다(Roderick et al., 2001; Gu et al., 2003). Angert et al.(2004)은 다른 가능한 메커니즘과 연계하여 이러한 가설을 반박하는 분석을 제시한다.

7.3 탄소순환과 기후시스템

7.3.1 지구탄소순환 개요

7.3.1.1 자연계 탄소순환

수십만 세기에 걸쳐 CO₂는 규산염암 풍화작용과 해양 식물에 고착된 탄소 해양 침적물에 의해 대기에서 제거된다(예, Berner, 1998). 타는 화석연료는 지구 지질연대를 거쳐 식물에 포착된 탄소를 대기중으로 되돌린다. 지구시스템은 적어도(6번의 빙하기-간빙기 순환이 일어난) 650,000년 동안 현재와 같은 대기 CO₂ 농도 혹은 심지어 메탄농도를 보이지 않았음을 새로운 빙하코어 기록에서 보여줬다. 이 기간동안 대기 CO₂는(빙하기에) 180ppm과(온난한 간빙기에) 300ppm을 유지했다(Siegenthaler et al., 2005). 일반적으로 빙하 절정기간동안 대기에서 제거된 CO₂는 해양에 저장되었다고 알려졌다. 몇몇 일반 메커니즘은 천문학적 변화, 기후, CO₂와 다른 온실가스, 해양순환과 온도, 생물 생산량과 영양소 공급, 그리고 해양 침적물과의 상호작용간의 연결점을 증명하였다(박스 6.2 참조).

1750년 이전, 대기 CO₂ 농도는 10,000년동안 260 ~ 280ppm 사이의 상대적으로 안정한 값을 보였으며(박스 6.2) 이 당시 인간활동에 의한 탄소순환 섭동은 자연 변화에 비해 상대적으로 중요하지 않았다. 1750년 이후, 대기 CO₂ 농도는 약 280ppm에서 2005년에는 거의 350ppm으로 올라갔다(그림 2.3, FAQ 2.1, 그림 1 참조). 이 증가된 대기 CO₂ 농도는 인

간활동 즉 주로 탄소연료연소와 산림벌채 그리고 시멘트 생산과 토지사용과 경영(예를 들면, 생물량 연소, 곡물 생산, 초원지의 곡물지 전환)으로 인한 결과이다(FAQ 7.1 참조). 인간활동이 다양한 측면에서 직·간접적으로 기후변화에 기여하지만, 인간활동에 의한 CO₂ 배출은 기후변화를 초래하는 독자적으로 가장 큰 인류활동요소로 여겨진다. 대기중 CH₄ 농도는 1750년에 약 700ppb(Flückiger et al., 2002)에서 2005년에 약 1,775ppb로 급격한 증가를 보였다(2.3.2절 참조). 메탄 농도 증가 원인은 화석연료, 매립지와 폐기물 처리, 이탄지/습지대, 반추동물과 논을 포함한다. 메탄에 의한 복사강제력 증가는 CO₂에 의한 복사강제력의 1/3정도이며, 이는 메탄을 두 번째로 가장 중요한 온실가스로 만드는 요인이다. 메탄 순환은 7.4.1절에 설명되었다.

CO₂와 CH₄은 탄소자연순환에 중요한 역할을 하는데, 이 역할은 해양, 육상 생물권, 대기권 간의 많은 양의 탄소의 연속적인 흐름을 유지하여 1750년 이전 10,000년 동안 CO₂와 CH₄의 대기 중 농도를 안정하게 유지하는 것을 포함한다. 탄소는 광합성 작용으로 식물 생물량으로 전환된다. 육상식물은 대기로부터 CO₂를 포착한다. 식물, 토양, 동물(죽은 생물량의 분해를 포함한) 호흡은 탄소를 CO₂ 혹은 무기 상태에서 메탄으로 대기로 배출한다. 산불(식생에서 발생하는 불)은 연간 시간 규모로 볼 때 대기 중 CO₂와 CH₄의 중요한 공급원이 될 수 있다. 하지만 대부분의 CO₂는 식생이 다시 재생하면 수십 년의 시간 규모동안 육상 생물권에 의해 다시 포착된다.

CO₂는 대기와 해양간에 끊임없이 교환한다. 해양 표면으로 들어가는 CO₂는 즉각적으로 물과 반응하여 중탄산염(HCO₃⁻)과 탄산염(CO₃²⁻)을 만든다. HCO₃⁻와 CO₃²⁻ 형태의 CO₂는 총괄적으로 용존무기탄소로 알려졌다. 해양 지표 아래 중간층과 대기와 물리적 교환의 교환에 비해 해양 표면에서(용존무기탄소형태의) CO₂ 체류시간은 10년 이하의 시간규모를 가진다. 겨울동안 고위도의 차갑고, 무겁고,(용존무기탄소 형태의) CO₂로 풍부한 해수는 지표층에서 해양 심층으로 이동한다. 이러한 지역적인 침전은 자오선전복순환과 관련있으며 용해 펌프라고 불린다. 시간이 지남에 따라 CO₂ 농도 불균형은 거칠게 확산되는 상층이동에 의해 따뜻한 지표 해수로 이동되며 균형을 갖는다.

플랑크톤은 광합성 작용을 통해 탄소를 흡수한다. 지표층에서의 흡수된 CO₂의 일부는 죽은 유기체나 입자의 형태로 용존유기탄소로 변한다. 흡수 입자중 탄소의 대부분은 지표층이나 중간층에서(박테리아 활동에 의해) 발산하고 결과적으로 용존무기탄소로 지표에서 재순환한다. 잔여 입자 플럭스는 심해에 도달하며, 이중 일부만이 심해 침적물에 도착하

자주 묻는 질문(FAQ) 7.1

산업시대에 대기 CO₂와 온실가스는 인간활동에 의해 증가했는가?

인위적으로 증가했다. 산업시대의 대기 CO₂ 및 온실가스 증가는 인간활동으로 인한 것이다. 사실, 대기 CO₂ 농도에서 관측된 증가분은 1959년 이후 인간에 의해 배출된 CO₂의 겨우 55%만 차지할 뿐이어서 인위적 배출물의 전체 범위를 나타내지는 않는다. 그 나머지는 육지의 식물과 해양에 흡수되었다. 어느 경우이든, 대기의 온실가스 농도와 그 증가는 배출(인간활동과 자연계에서 가스가 배출되는 것)과 제거(sink, 여러 화학적 화합물로 전환되어 대기에서 제거되는 것) 간의 균형에 의해 결정된다. 화석연료 연소(와 이보다 기여도는 작지만 시멘트 제조)는 인위적 CO₂ 배출량의 75% 이상을 차지한다. 토지사용 변화(주로 삼림벌채)가 그 나머지를 차지한다. 또 하나의 중요한 온실가스인 메탄의 경우, 인위적으로 생성된 배출량은 지난 25년 동안 자연적 배출량을 초과했다. 아산화질소(N₂O)는 인위적 배출량과 자연적으로 대기에 배출된 양이 같다. 할로젠 원소를 포함하는 장수명 가스(예: 염화불화탄소)들의 대부분은 인위적으로 제조되고, 산업화 이전에는 대기에 존재하지 않았다. 평균적으로 현재의 대류권 오존은 산업화 이전 시대 이후로 38% 증가했고, 그 증가는 인위적으로 배출된 단수명 오염물질들이 대기에서 반응한 결과이다. 현재의 CO₂ 농도는 379ppm, 메탄 농도는 1,774ppb 이상으로, 둘 다 최소한 65만 년 전(이때의 CO₂ 농도는 180ppm과 300ppm 사이, 메탄 농도는 320ppb와 790ppb 사이였다)보다 훨씬 높을 가능성이 있다. 최근의 변화 속도는 극적이며 전례가 없는 수준이다. CO₂ 증가폭은 1천년 동안 30ppm을 초과한 적이 없었으나 지금은 지난 17년 만에 30ppm 증가했다.

이산화탄소(CO₂)

화석연료 연소로 인한 CO₂ 배출량(그림 1a)은 시멘트 제조에서 배출된 CO₂량과 함께 산업화 이후 대기 CO₂ 농도 증가량의 75% 이상을 차지한다. 나머지는 삼림제거(및 관련 바이오매스 연소)를 위주로 한 토지사용 변화와 농사법 변화 등에서 기인한다. 이 모든 증가는 인간 활동에 의한 것이다. 자연적 탄소사이클로는 대기의 CO₂가 지난 25년간 3.2~4.1 GtC/yr 증가한 것이 설명되지 않는다.(1 GtC는 탄소 10⁵ g, 즉 10억 톤이다).

광합성, 호흡, 분해, 해수면 가스교환 같은 자연적 과정으로 CO₂의 대량 교환, 즉 CO₂ 배출과 제거가 육지와 대기 간에(~120 GtC/yr로 추정), 해양과 대기 간에(~90 GtC/yr로 추

정) 이루어진다(그림 7.3 참조). 탄소의 자연적 제거원에 의한 CO₂ 순 흡수량은 지난 15년간 대략 3.3 GtC/yr로서 인위적 배출량을 부분적으로 상쇄하였다. 지난 15년간 인위적으로 생성된 CO₂의 거의 절반을 흡수한 자연적 제거원이 없었다면 대기의 CO₂ 농도는 훨씬 더 심각하게 증가했을 것이다.

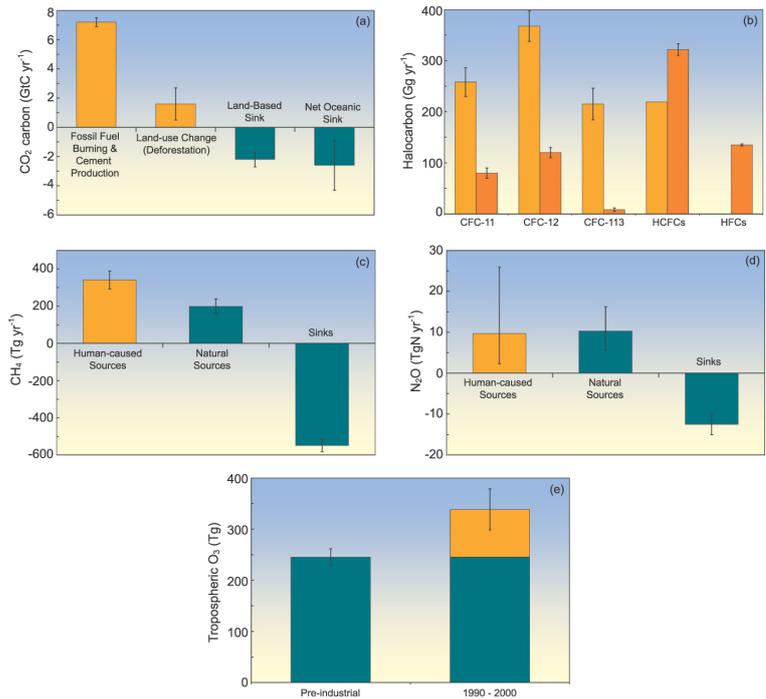
대기 CO₂ 농도의 증가는 인간활동에 의해 야기된 것으로 알려져 있다. 대기 CO₂의 특성, 특히 ¹³C/¹²C 비가 화석연료 탄소의 추가 때문일 수 있는 방식으로 변했기 때문이다. 게다가 CO₂가 증가함에 따라 대기의 산소/질소 비가 감소했다. 화석연료가 연소될 때는 산소가 소모되므로 이것은 예상된 바이다. 탄소의 무거운 형태, 즉 C-13 동위원소는 식물과 과거 식물로부터 형성된 화석연료에는 덜 들어 있고 해양과 화산 배출물 혹은 지열 배출물(geothermal emission)에 더 많이 들어있는 탄소형태이다. 대기의 C-13 상대적 함유량은 감소했는데 그것은 추가된 탄소가 화석연료와 색생에서 나온 것임을 의미한다. 탄소 역시 희귀 방사성 동위원소가 있다. C-14가 그것인데 대기의 CO₂에는 존재하지만 화석연료에는 들어 있지 않다. 핵무기의 대기 실험이 수행되기 전에는 C-14량의 상대적 감소는 대기에 화석연료 탄소가 추가되고 있다는 것을 의미했다.

할로젠 함유 가스(Halogen-containing gases)

할로젠 함유 장수명 가스들이 대기에 대량 존재하는 이유는 인간 활동 때문이다. 산업화 전에는 브롬화메틸, 염소화브롬 등 몇몇 자연 발생적인 할로젠 함유 가스만이 존재했다. 화학적 합성 신기술이 개발됨에 따라 결국 20세기의 후반 50년에는 화학적으로 제조된 할로젠 함유 가스들이 증가했다. 인위적으로 생산된 주요 할로젠 함유 가스들의 배출량을 그림 1b에 나타냈다. CFC(염화불화탄소; hydrochlorofluorocarbon)의 대기 내 수명은 45~100년이고, HCFC(수소화염화불화탄소; Hydrochlorofluorocarbon)는 1~270년이다. 그림에는 표시되지 않았지만 PFC(과불화탄소; perfluorocarbon)는 대기에 수천 년 동안 잔존한다. CFC를 비롯해 몇몇 중요한 할로젠 함유 가스들의 농도는 오존층 파괴물질에 관한 몬트리올 의정서와 그 수정안이 발효된 결과로 현재는 안정화되거나 감소하는 중이다. 2030년까지 생산을 단계적으로 폐지하게 되어 있는 HCFC와 교토의정서에 적용되는 가스인 HFCs와 PFCs의 농도는 현재 증가하는 중이다.

메탄(CH₄)

메탄은 인위적 발생량이 자연적 발생량을 초과했다(그림 1c). 1960년과 1999년 사이에 메탄 농도는 1800년 이전 2천년의 어느 40년 기간보다 최소 6배 이상 빠른 속도로 증가했다. 대기에 유입되는 메탄의 주요 자연적 발생원은 습지이다. 이 외에도 흰개미(termite), 해양, 식생, 메탄 수화물(CH₄ hydrates)이 있다. 메탄의 인위적 발생원은 석탄과 천연가스를 이용한 발전시설, 폐기물 처분 매립지, 성장하는 반추동물(예: 소, 양), 쌀농사, 바이오매스 연소 등이다. 메탄은 일단 배출되면 주로 대류권에서 화학적 반응에 의해 제거되기 까지 대기에 대략 8.4년 잔류한다. 이 외에 토양에 의한 흡수나 성층권에서 궁극적 분해를 통해서도 소량 제거된다.



FAQ 7.1, 그림 1. 대기의 온실가스 농도 변화에 대한 기여도. 4장과 7장의 정보에 기초 하였다.(a)-(d)에서 인위적 발생원은 주황색, 자연적 발생원과 제거원은 청록색으로 표시 하였다.(e)에서 인위적 대류권 오존량은 주황색, 자연적 오존량은 청록색으로 표시하였다.(a) CO₂(GtC) 발생원과 제거원. 해마다 화석연료 연소와 토지사용 변화를 비롯한 인위적 원인으로 CO₂가 대기에 배출된다. 인위적으로 배출된 CO₂량의 57~60% 만이 대기에 잔류한다. 일부는 해양에 용해되고 일부는 식물에게 섭취되어 성장에 사용된다. 토지 관련 플럭스는 1990년대 자료이고, 화석연료 및 시멘트 플럭스, 순 해양 흡수량은 2000~2005년 자료이다. 값과 불확실성 범위는 표 7.1에서 취하였다.(b) CFC 및 다른 할로겐 함유 화합물의 1990년(연한 주황색)과 2002년(진한 주황색) 전지구적 배출량. 이 화합물들은 예외적으로 인위적으로만 생성된다. 여기서 'HCFCs'는 HCFC-22, -141b, -142b이고, 'HFCs'는 HFC-23, -125, -134a, -152a이다. 1 Gg은 10⁹ g(1,000톤)이다. 데이터의 대부분은 2장에 기술된 보고서에서 취하였다.(c) 1983~2004년의 메탄 발생원과 제거원. 메탄의 인위적 발생원은 발전시설, 매립지, 반추동물(예: 소, 양), 쌀농사, 바이오매스 연소 등이다. 1 Tg은 10¹² g(1백만 톤)이다. 값과 불확실성은 표 7.6에서 메탄에 해당하는 값들의 평균과 표준편차이다.(d) N₂O의 발생원과 제거원. N₂O의 인위적 발생원은 비료 질소(농지에서 N₂O로 변환되어 배출된다), 바이오매스 연소, 산업공정(나일론 제조 등)이 있다. 배출원의 값과 불확실성은 표 7.7의 중간점과 범위한도에서 취하였다. N₂O 손실량은 7.4절에 기초했다.(e) 19세기과 20세기 초반 및 1990~2000년의 대류권 오존. 대류권 오존 생성량은 인위적 원인으로 증가하는 것이며, 화석연료나 바이오연료의 연소에서 배출된 오염물질이 대기에서 화학적으로 반응한 결과이다. 산업화 이전 기간에 대한 값과 불확실성 범위는 IPCC TAR의 표 4.9에서 취하였으며, 재구성된 관측치로부터 추정된 값이다. 현대에 대한 총계와 불확실성 범위는 이 보고서의 표 7.9에 인용된 모델 결과의 평균과 표준편차이며 TAR의 것들은 제외하였다.

아산화질소(N₂O)

대기에 유입되는 아산화질소의 인위적 발생량은 자연적 발생량과 대략 같은 수준이다(그림 1d). 1960년부터 1999년 사이에 N₂O 농도는 1800년 이전 2,000년의 어느 40년 기간보다도 최소 2배는 빠르게 증가했다. N₂O의 자연적 발생원으로는 해양, 대기 중 암모니아의 화학적 산화, 토양이 있다. 열대 토양이 특히 중요한 N₂O 발생원이다. N₂O를 발생시키는 인위적 활동으로는 비료질소(N₂O로 변형된 뒤 농지에서 배출된다), 바이오매스 연소, 반추동물의 성장, 산업활동(나일론 제조 등)이 있다. 일반 배출되면 N₂O는 주로 성층권에서 파괴되어 제거되기까지 대기에 대략 114년 동안 잔류한다.

대류권 오존(Tropospheric Ozone)

대류권 오존은 대기에서 CO, CH₄, VOC, NO_x(질소산화물) 같은 전구물질들의 광화학 반응에 의해 생성된다. 이 화학물질들은 자연적인 생물학적 과정에 의해서도 배출되고 토지사용 변화와 연료 연소를 비롯한 인간활동에 의해서도 배출된다. 대류권 오존은 대기에 수일 내지 수주 존재하는 상대적으로 단수명 가스이기 때문에 그 분포는 매우 가변적이고 전구물질의 농도, 수증기 및 일광에 좌우된다. 대류권

오존의 농도는 도시의 상공, 도심지의 풍하 부분, 바이오매스 연소 지역에서 상당히 더 높다. 산업화 이전 시대 이후로 대류권 오존 농도가 38%(20~50%) 증가한 것은 인간활동 때문이다.

1960년부터 1999년까지 CO₂, CH₄, N₂O의 결합 복사강제력 증가속도는 1800년 이전 2000년 중 어느 40년 기간보다도 최소 6배는 빨랐을 가능성이 높다.

여 일부는 다시 수면으로 뜨게되고 일부는 매장된다. 중간층 해수는 십년 시간규모로 혼합하는 반면 심해 해수는 천년 시간규모로 혼합한다. 다른 혼합 시간규모는 해양의 최고완층용량을 초래하기 위해 필요하다(해양 탄소순환의 장기 관측과 해양물리와 관측의 일관성은 5.4절을 참조). 용해와 생물학적 펌프는 지표 해양과 심해 해양사이의 CO₂(용존무기탄소)의 수직 차이를 유지하며 대기와 해양사이의 CO₂ 교환을 조절한다. 용해 펌프 강도는 전지구적으로 자오선전복순환, 지표 해양 온도, 염도, 성층화와 빙하 커버 정도에 의해 결정된다. 생물학적 펌프 효율은 흡원 입자로서 지표 해양으로부터 이출된 광합성 비율에 의존하며, 이는 해양순환, 영양분 공급 그리고 플랑크톤 커뮤니티 구성과 생리학 변화에 영향을 받는다.

그림 7.3에 해양, 대기, 육지 간의 자연적 혹은 교란되지 않은 교환(1750년 이전 교환)은 검은색 화살표로 표시되었다. 육상 생물권과 대기권사이 그리고 해양과 대기사이의 순자연계 플럭스는 각각 120 GtC yr⁻¹과 90 GtC yr⁻¹이다. 1 GtC yr⁻¹이하의 양이 용존 상태 혹은 부유 상태 입자로 강을 통해 육지에서 해양으로 이동한다(예, Richey, 2004). 플럭스는 매년 변하지만, 오랜 기간에 걸쳐 평균하였을 때 플럭스는 대략적으로 균형을 이룬다. 더 장기적 지질학적 시간 규모로서 중요한 추가적인 작은 양의 자연 플럭스는 육상 식물로부터 생성된 생분해성 유기물이 비활성 유기탄소인 토양, 바위 풍화, 침전물 축적(역 풍화)으로의 전환과 화산활동에 의한 배출을 포함한다. 1750년 이전 10,000년 동안 순 플럭스는 십년간 혹은 더 긴 기간으로 평균되었을 때 약 0.1 GtCyr⁻¹ 이하였을것으로 추측된다. 탄소순환에 관한 더 자세한 배경은 Prentice et al.(2001), Field and Raupach(2004), Sarmiento와 Bruber(2006)을 참조하라.

7.3.1.2 인간 활동으로부터 자연 탄소순환 교란

인간활동에 의해 대기중에 더해진 CO₂의 추가적 부담은 종종 '인위적 CO₂'로 종종 불리우며, 현재 교란된 지구 탄소순환을 야기한다. 그림 7.3은 '인위적 배출'이 두 부분 즉, 1) 새롭게 배출되는 화석연료 연소와 시멘트 생산으로 인한 수백 만년 동안 지질학적 저장되었던 CO₂(2.3절 참조)와 2) 산림벌채와 농경지 발달로 인한 수십년에서 수세기간 저장되었던 CO₂로 구성되어있음을 보여준다. 다른 기체를 고려한 질량균형과 연구는 순 지표-대기간 그리고 해양-대기간 플럭스는 그림 7.3.에서 붉은색 화살표가 가리키듯이 영점으로부터 상당히 벗어나 있다고 지적한다(7.3.2절 참조). 비록 대기와 지표-해양간의 인위적 CO₂ 플럭스가 총 자연 플럭스의 몇 퍼센트에 불과하지만, 붉은 색으로 보여지듯이 인위적

CO₂ 플럭스는 산업화이전부터 탄소함량 저장고에 측량할 만큼의 변화를 초래했다. 자연 탄소순환의 이러한 교란은 대기에 미치는 지속적인 영향으로 기후 변화의 주요한 조절인자이다. Bern 탄소순환모델로부터 CO₂ 펄스에 대한 반응 기능은 일관성있게(표 2.14의 주석 참조), 대기 중 CO₂ 증가의 약 50%는 30년 이내에 제거될 것이며, 더 나아가 30%는 몇 세기안에 제거될 것이며, 나머지 20%만이 수천 년 동안 대기 중에 잔속할 것이다(Prentice et al., 2001; Archer, 2005; 7.3.4.2절과 10.4 참조).

1990년대 약 80%의 인위적 CO₂ 배출은 화석연료연소로부터 초래되었으며 이중 약 20%는 토지사용변화(주로 산림벌채)로 초래되었다(표 7.1). 결합된 인위적 CO₂ 배출(화석연료와 토지사용)의 약 45%는 대기중에 남아있다. 해양은 대략적으로 30%(118±19 GtC: Sabine et al, 2004a; 그림 7.3)를 흡수하는데, 이 양은 해양순환 혹은 생물의 어떤 변화 없이 증가된 대기 CO₂ 농도로 설명된다. 육상 생태계는 토지 정리, 토지 경영 제도와 증가된 CO₂와 질소 침전에 인한 시비 효과에서 대체식생의 성장을 통해 나머지 CO₂를 흡수한다(7.3.3절 참조).

CO₂가 해양에서 광합성을 두드러지게 억제하지 않기 때문에, 생물학적 펌프는 인위적 CO₂를 직접 흡수하거나 저장하지 않는다. 오히려 탄소의 해양 생물 사이클은 변화하는 기후에 대응하는 되먹임을 거치면서 높은 CO₂ 농도 때문에 변화를 겪을 것이다. 그러나 인위적 CO₂가 해양에 의해 효과적으로 흡수되는 속도는 얼마나 빨리 지표수가 이동되고 이 지표수가 해양의 중간층과 심층으로 섞이느냐에 달려있다. 인위적 CO₂의 상당량은 완충작용을 하거나 깊은 해양에 있는 지표 침전물로부터 CaCO₃의 용존에 의해 중립화된다. 하지만 이 과정은 수천 년의 시간을 필요로한다.

화석연료의 배출과 시멘트 생산에서 발생하는 배출에 비해 대기 CO₂ 농도의 증가는 'airborne fraction'이라고 정의한다. 비록 토지사용에 의한 CO₂ 배출(토지배출)이 중요하기는 하지만 토지배출 기여도를 정량화하는 것이 어렵고 벌목과 산림 정리로 인한 상당량의 토지배출은 산림 재생장으로 몇 년후면 보상될 수 있다는 복잡성 때문에 토지배출은 airborne fraction에 정의에 포함되지 않는다. 따라서 총 배출의 airborne fraction은 대기 CO₂가 증가함에 따라 총 인위적 CO₂ 배출비가 증가하는 것으로 정의하며, 이는 순 토지 사용 플럭스를 포함한다. Airborne fraction은 매년마다 변화하는데 이는 CO₂의 토지 흡수 연간변동 효과 때문이다.(7.3.2절 참조)

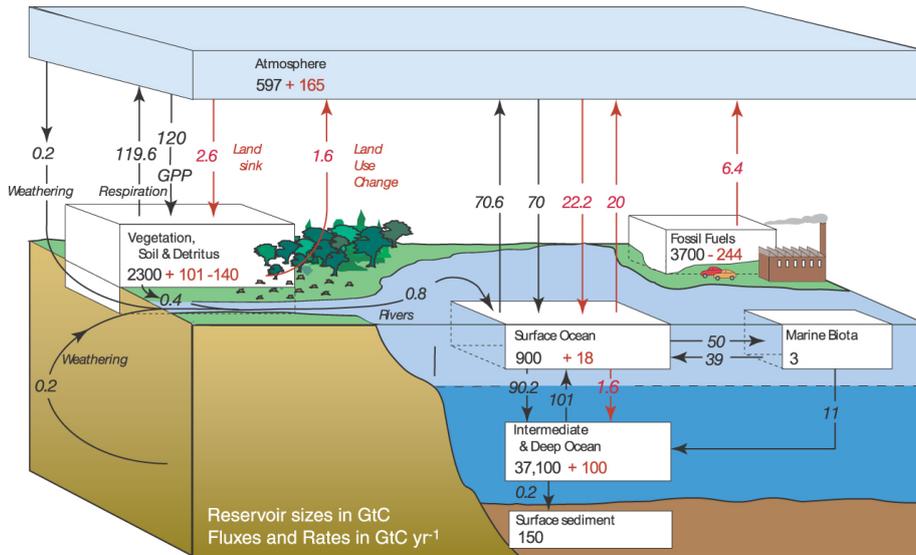


그림 7.3. 1990년대 지구 탄소순환. 주요 연플렉스 단위는 $GtC\ yr^{-1}$. 산업화이전 ‘자연적 플렉스’는 검은색으로, ‘인위적 플렉스’는 붉은색으로 나타냈다(Sabine et al., 2004a에 있는 저장고 크기 변화를 고려한 Sarmiento and Gruber, 2006의 수정된 결과). 순 육상 손실, -39 GtC [축적된 화석연료연소 - 대기 증가 - 해양 저장]으로 추정된 것이다. 식생, 토양, 유기분해물로부터 -140 GtC 손실은 토지 사용변화로인한 축적된 배출을 나타내며(Houghton, 2003), 101 GtC 의 육상 생물권 흡원(Sabine et al., 2004a는 -140 ~ 80 GtC 그리고 61 ~ 141 GtC 의 범위만 주어져 있고 표 7.1.에 불확실성이 주어짐)을 필요로 한다. 대기에서 순 인위적 교환 표 7.1에 열 5 ‘AR4’에 있다. 총 플렉스는 일반적으로 $\pm 20\%$ 이상의 불확실성이 있지만, 비율적 양은 강에 의한 수송, 풍화, 심해 매장 등으로 생기는 비율의 $GtC\ yr^{-1}$ 추정치를 포함하면 전반적으로 균형을 유지한다. GPP는 총일차생산량이다. 대기 탄소 함량과 모든 축적된 플렉스는 1750년을 시작으로 1994년에 끝난다.

7.3.1.3 IPCC 3차 평가보고서 이후 탄소순환 지식에 관한 새 발견

7.3.2 ~ 7.3.5절은 IPCC 3차 평가보고서 이후 탄소순환에 관한 지식과 이해가 상당히 발전했음을 서술하는 절이다. 특히(그림 7.3.에서 붉은 색 플렉스로 나타난) 인위적 CO_2 수지는 향상된 정확성으로 계산될 수 있다. 해양에서 새롭게 이용 가능한 해양탄소시스템의 양질의 자료는 인위적인 탄소의 적산 해양 가중(Sabien et al., 2004a)과 탄소 시스템관 연관된 변화(Feely et al., 2004)를 신뢰성은 평가 구축을 위해 사용하였다. 지표 해양의 pH는 감소하는데, 이는 변화하는 기후와 지표 해양의 상호작용 그리고 해양에 존재하는 유기물에 미치는 잠재 영향력을 이해할 필요가 있다는 것을 지적한다(예, Orr et al., 2005; Royal Society, 2005). 지표에서, 토지사용과 어떻게 토지 지표면과 육상 생물권이 변화하는 기후에 상호작용하는지와 관련해, 1750년 이후 대기중 CO_2 의 증가를 초래한 원인에 관한 더 나은 이해가 존재한다. 전구적으로 지구 탄소순환의 크기와 주요 플렉스 위치를 추적하기 위해 사용되는 역기술은 계속적으로 발달되어왔으며, 이는 기술의 개선과 새로운 관측 이용도를 반영하는 것이다. TAR 준비기간동안, 기후 모델에 탄소순환 모델 삽입은 새로운 것이었다. 지금은 첫 C^4MP 결과가 이용가능하다. 탄소순환이 포함되었을때, 모델은 지표와 해양 탄소순환 되

먹임을 모사하며, 이 모사는 1850 ~ 2100년 사이 지표와 해양에서의 CO_2 흡수가 감소하는 경향을 보인다(7.3.5절 참조).

7.3.2 현재의 탄소수지

7.3.2.1 대기 탄소 증가

대기 CO_2 증가는 여러 곳의 감시 관측소에서 상당한 정확성을 가지고 관측된다(2장; Keeling and Whrof, 2005; 갱신된 S. Piper, 2006 참조). 대기 CO_2 의 연평균 증가(CO_2 증가율)은 표 7.1에 보인다. 대기 CO_2 는 TAR이후 계속적으로 증가하였으며(그림 7.4), 연평균 증가율은 1990년대 $3.2 \pm 0.1\ GtC\ yr^{-1}$ 에서 2000년~2005년기간에 $3.2 \pm 0.1\ GtC\ yr^{-1}$ 였다. 연증가는 아래에 조사되었듯이 지구 지표-대기와 해양-대기 플렉스를 조절하는 몇몇 과정의 순 효과를 나타낸다. Airborne fraction(대기 중 CO_2 /화석연료 배출의 증가)은 이러한 과정의 단기적/장기적 변화를 평가하는 기본 기준점이다. 1959년부터 현재까지 5년 구간으로 평균한 경우 airborne fraction은 평균 0.55로 놀랍게도 거의 변화하지 않는다(그림 7.4). 따라서 육상 생물권과 해양은 지난 45년간 화석 CO_2 의 45%를 꾸준히 제거했으며, 최근 높은 대기 중 CO_2 증가율은 크게는 증가된 화석연료배출을 반영한다. Airborne fraction의 연간 변동은 주요 기후사건과 관련이 있

표 7.1. 지구 탄소수지(GtC yr^{-1}); 오차는 ± 1 표준 오차 불확실성 추정이며(값이 큰) 경년변동 추정은 아니다. 대기 탄소 증가(첫번째 선)은 플럭스에서 대기로부터 그리고 대기에서 플럭스를 나타낸다. 양의 플럭스는 대기로의 입력(즉 발원)이며 음의 플럭스는 대기로부터의 손실(즉 흡원)이다. 가로안에 있는 값은 변동이다. 인위적 CO_2 의 총 흡원은 강제적으로 맞추어졌다. 따라서 해양에서 대기 그리고 지표에서 대기 플럭스는 음의 관계를 갖는다 만약 하나라도 커지면, 다른 하나는 총 흡원을 맞추기 위해 작아져야만한다. 그 반대의 경우도 마찬가지이다.

	1980년대		1990년대		2000-2005.
	TAR	TAR revised ^a	TAR	AR4	AR4
대기 중 증가 ^b	3.3 ± 0.1	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
배출(화석연료+시멘트) ^c	5.4 ± 0.3	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
순 해양-대기 플럭스 ^d	-1.9 ± 0.6	-1.8 ± 0.8	-1.7 ± 0.5	-2.2 ± 0.4	-2.2 ± 0.5
순 육지-대기 플럭스 ^e	-0.2 ± 0.7	-0.3 ± 0.9	-1.4 ± 0.7	-1.0 ± 0.6	-0.9 ± 0.6
다음으로 나뉘짐					
토지이용 변화 플럭스	1.7 (0.6to2.5)	1.4 (0.4to2.3)	n.a.	1.6 (0.5to2.7)	n.a.
잔여 침강	-3.8to-0.3	-1.7 (-3.4to0.2)	n.a.	-2.6 (-4.3to-0.9)	n.a.

주석:

^a TAR 값은 해양 산소 플럭스에 대한 해양열에 대한 수정을 통해 개정되고 표 7.2에서 주어진 토지이용 변화 플럭스에 대한 AR4 최적 추정치를 사용함.

^b Mauna Loa(19°N)와 남극 (90°S)에서 대기 중 CO_2 측정으로 결정되었으며(Keeling and Whorf, 2005, S. Piper 에 의해 2006까지 갱신 됨), $2.12 \text{ GtC yr}^{-1} = 1\text{ppm}$ 의 전환 요인을 사용하여 그림 7.4에서 나타난 자료와 일치한다.

^c 화석 연료 및 시멘트 배출은 2003년 까지의 자료만 사용가능하다(Marland et al., 2006). 2004년과 2005년의 평균 배출량은 0.2 GtC yr^{-1} 의 경향을 가진 에너지이용 자료로서 외삽된다.

^d 1980년대에 해양-대기 및 육지-대기 플럭스는 TAR에서 $O^2:N^2$ 와 CO_2 경향을 이용하여 추정되었다. 1990년대에, 단독으로 해양-대기 플럭스는 대기 중 $O^2:N^2$ 방법에 대하여 동일한 결과를 가져다 주는 해양 관측 및 모델 결과(7.3.2.2.1절 참조)를 이용하여 추정되었지만, 불확실성은 덜하다. 순 육지-대기 플럭스는 총 침강(확대에 의해 추정된 오차)을 제거하여 얻어졌다. 2000년에서 2005년에, 해양-대기 플럭스 변화가 모델화되고(Le Quéré et al., 2005) 1990년대 평균 해양-대기 플럭스가 부가되었다. 오차는 1990년대에 평균 해양 플럭스의 2 차 오차합과 Le Quéré et al.(2003)이 제시한 3개의 전환 및 한 개의 모델에서 5년 변동성의 제곱 평균에 기초하여 추정되었다.

^e 토지이용 변화 및 육지의 잔여 침강에 기인한 배출 수치. 이러한 두 용어는 현재의 관측에서는 구분할 수 없다.

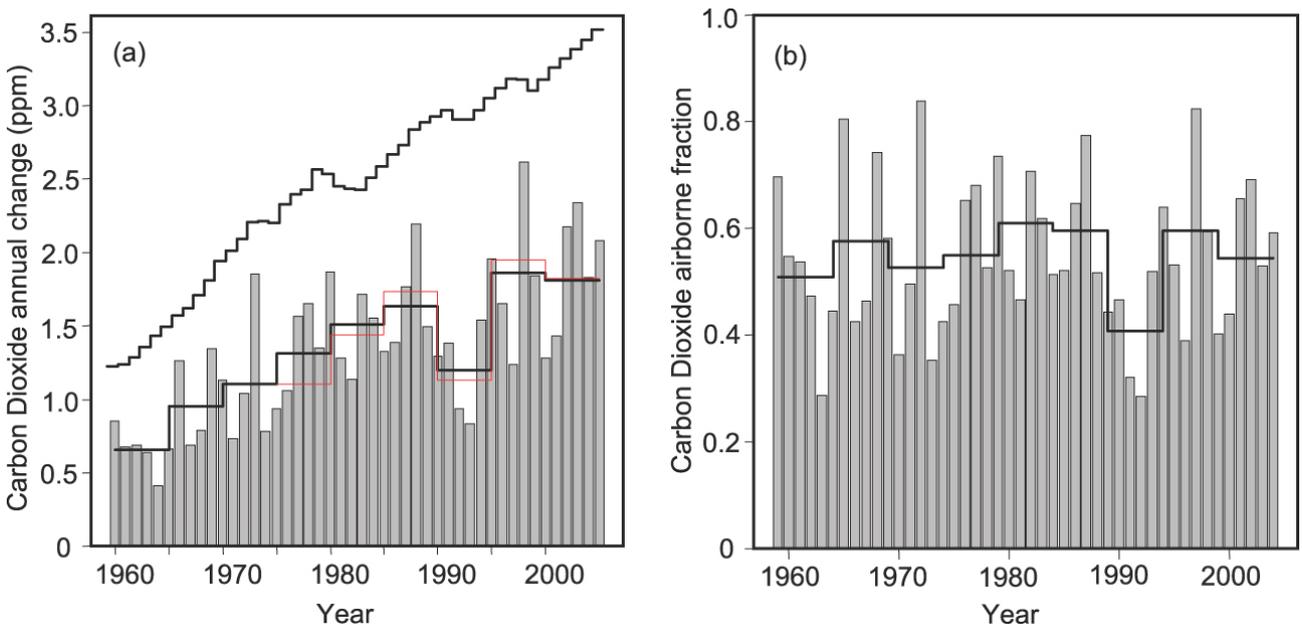


그림 7.4. 지구 대기 CO_2 농도변화. (a) 스크립스 해양관측 연구소에서 관측된 지구 CO_2 농도의 연(막대)과 5년 평균(아래에 있는 검은색 선) 변화(남극과 마우나 로아에서 관측된 평균값; Keeling and Whorf, 2005; 갱신됨). 위에 있는 계단식 선은 만약 100%의 화석연료배출(Marland et al., 2006, 2장에서 보인 것처럼 갱신된 자료)이 대기에 머물 경우의 연증가를 나타낸다. 붉은선은 미국 국립해양기상청(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA 자료; 사모아와 마우나 로아에서 관측된 평균값; Tans and Conway, 2005, 갱신됨). (b) 연(막대)과 5년 평균(검은색 실선) 대기중 화석연료배출비율(대기중 비율)(스크립스 자료; 1958년이래 평균은 0.55). 1990년대 이래적으로 낮은 대기 중 비율을 주목하라.

다(7.3.2.4절). 1998년 연증가 2.5ppm은 지금까지 관측된 것 중 가장 높은 증가이지만 airborne fraction(0.82)은 수십 년 전에 관측된 몇번의 값에 비해 높은 것은 아니다. Airborne fraction은 1990년초 평균이하로 상당히 떨어졌으며 예비자료는 2000년~2005년에는 airborne fraction이 평균보다 증가했을 것이라고 제안한다.

반구간의 CO₂ 격차는 대기 CO₂ 증가가 주로 북반구(Northern Hemisphere, NH) 공급에 의해 발생했다는 추가적 증거를 제공한다. 남반구(Southern Hemisphere, SH)에 비해 NH의 과다 CO₂다시말해, NH CO₂와 SH CO₂의 차 ΔCO_2^N ^S는 연간 약 0.5ppm GtC yr⁻¹(북반구에서 현저한) 화석연료배출과 비례하여 증가해왔다(그림 7.5). 최적선의 절편은 인위적 배출없이 대기 CO₂가 해양 순환에 의한 CO₂ 수송으로 북반구보다 남반구에서 0.8ppm 더 높을 것임을 제시한다. Airborne fraction, ΔCO_2^{NS} , 화석연료배출과의 일치성은 일정기간 동안 탄소순환기능이 전반적으로 일관성이 있다는 것을 알려준다. ΔCO_2^{NS} 는 크게는 연간 ± 0.4 ppm의 연변동을 보이는데, 적어도 이 변동 중 일부는 대기순환 변화에 의한 것이며(Dargaviller et al., 2000), 나머지는 큰 산불과 같은 것에 의한 CO₂ 흡원과 발원의 변동때문일 것이다.

7.3.2.1.1 화석연료와 시멘트 배출

화석연료와 시멘트 배출은 1980년대 5.4 ± 0.3 GtC yr⁻¹에서 1990년대 6.4 ± 0.4 GtC yr⁻¹로 증가하였다(Marland et al., 2006). 화석연료와 시멘트 배출은 1990년대와 2000년에서 2005년 사이에도 꾸준히 증가하여 현재 7.2 ± 0.3 GtC yr⁻¹의 증가율을 보인다. 1980년~2003년간 수치는 국제 에너지 통계를 사용하여 추정되었으며(Marland et al., 2006) 2004~2005년간 수치는 외삽 트렌드를 사용하여 추정되었다(표 7.1 참조).

7.3.2.1.2 토지 사용 변화

지난 20년 동안 토지 사용 변화로 초래되는 CO₂ 플럭스는 열대림 산림벌채가 주된 이유이다. 삼림착취가 상당부분 노령림을 제외했던 중위도 지역과는 반대로 농업과 산림자원 착취는 열대지역의 노령림이 있는 원거리 지역까지 도달했다. 이 절에서 보고된 토지 사용 변화 플럭스는 재성장 식생에 의한 일부 탄소 축적만을 포함한다(Houghton et al., 2000). TAR기간동안, Hughton(1999) 방법을 접합한 지구 토지 사용 플럭스는 1980년대에 1.7(0.6-2.5) GtC yr⁻¹로 추정된다. 1990년대 추정값은 이용가능하지 않다. 이 추정치는 산림벌채 통계를 다루는 '부기(bookkeeping; 簿記)' 탄소 모델을 근간으로 계산한다(Houghton, 1999). 1980년대 매우 낮은 토지 사용 플럭스 추정치(표 7.2)는 Ramakutty와 Foley(1999)

로부터 곡물지 변화 묘사를 4개 과정으로 나타내는 육상 탄소 모델을 사용하는 McGuire et al.(2001)에 의해 계산된 수치이다. Houghton(2003a) 방법으로 나온 높은 토지 사용 배출은 Jain과 Yang(2005)이 언급하였듯이 산림의 목초지 전환과 Ramankutty와 Foley(1999)의 농경지 확장율보다 증가한 농경지 확장을 사용의 추가적 포함을 반영하는 것이다. Houghton(2003a)는 1980년대 토지 사용 플럭스를 2.0 ± 0.8 GtC yr⁻¹로 1990년대는 2.2 ± 0.8 GtC yr⁻¹ 갱신하였다(표 7.2 참조). 이 갱신은 TAR에 보고된 것 보다 열대 산림벌채에서 더 많은 탄소 손실을 알리는 것이다.

이에 더하여, DeFries et al.(2002)는 열대 토지 사용 플럭스를 1980년대는 0.7(0.4~1.0) GtC yr⁻¹으로 1990년대는 1.0(0.5~1.6) GtC yr⁻¹으로 추정하였는데, 이와 같은 수치는 Houghton(1999)이 사용한 것과 동일한 부기접근방식을 사용하였지만 삼림벌목된 지역은 인공위성자료를 이용하여 계산된 것이다. 비슷한 추정이 Achard et al.(2004)에 의해 1990년대 기간 동안 개별적으로 계산되었으며, 이 연구 또한 인공위성자료를 근간으로한 것이다. 이러한 다른 토지 사용 배출 추정은 표 7.2에 보고되었다. 비록 두개의 최근 인공위성을 기본으로한 추정치가 Houghton(2003a)의 추정치보다 더 작은 발원을 보이지만, 이것으로 Houghton의 수치가 과대평가되었다고 말하기는 시기상조이다. 토지 사용 탄소 발원은 지구탄소수지에 가장 큰 불확실성을 띤다. 만약 토지 사용 발원으로부터의 높은 수치가 지구탄소수지에 적용되면, 그때

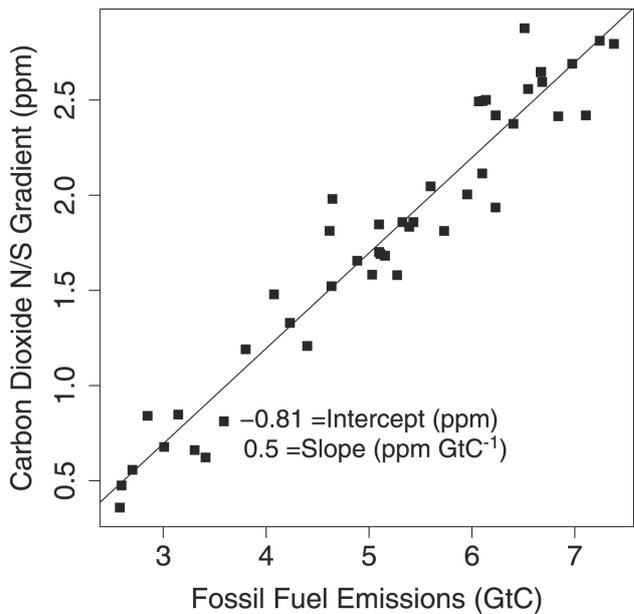


그림 7.5. 마우나 로아와 남극(Keeling and Whorf, 2005, 갱신)의 연평균 농도(ppm)의 차로 계산된 북반구(NH)와 남반구(SH) CO₂농도 차 (y 축)와 연 화석연료배출(x 축; GtC; Marland, et al., 2006) 비교. 선은 최적선이다. 관측은 화석연료사용 비율에 따라 북반구와 남반구의 차이를 보이며, 이는 인간활동으로 야기된 배출이 전지구적으로 미치는 영향을 확인시켜주는 것이다.

는 보존된 생태계의 잔차 토지 흡원이 중요한 흡원으로 작용해야만한다. 지구탄소수지를 평가하기위해, 1980년대와 1990년대 모두를 포함하는 DeFries et. al(2002)와 Houghton (2003a)의 평균이 사용되었고 전체 범위의 불확실성이 보고 되었다. 화석연료연소, 시멘트 생산, 그리고 대기에 축적되지 않는 토지 사용 변화에 의해 배출되는 탄소 비는 지표 생태계와 해양에 의해 흡수되어야만 한다.

7.3.2.2 자연 저장고와 지구탄소수지에의한 이산화탄소 흡원

7.3.2.2.1 해양대기 플럭스

평균 해양 흡원을 평가하기위해, 일곱 가지 방법이 사용된다. 이 방법은 다음과 같다:(1) 해양 지표면에서의 CO₂ 분압관측과 기체-교환 추정;(2) 대기 CO₂와 대기 수송 모델의 다양한 관측을 기본으로한 대기 역전;(3) 해수에서 탄소, 수소, 영양분, 그리고 클로로플루오카본(CFCs) 관측(이 관측은 인위적 CO₂ 농도를 해양 순환 측정과 결합하여 측정);(4) 대기 CO₂ 역사를 고려한 CFCs 관측을 근간으로 물 나이 분포 측정(McNeil et al., 2003);(5) 대기 CO₂ 증가와 대기 O₂ 감소의 동시 관측(Manning and Keeling, 2006);(6) 대기(Ciais et

al., 1995) 혹은 해양(Gruer and Keeling, 2001; Quay et al., 2003)에서 ¹³C 변화 관측을 이용한 다양한 방법;(7) 해양대기 대순환모델. 방법(1)과(2)로 얻어진 해양 흡수는 부분적으로 강에서 공급되는 무기탄소와 유기탄소의 발원으로인한 플럭스 성분을 포함한다(Sarmiento and Sundquist, 1992). 인위적 CO₂의 해양 흡수를 얻기 위해 필요한 보정 정도는 열린 해양에서의 기여도를 포함하고 있어 잘 알려져 있지 않다. 반면에 강에서 상당한 양의 유발된 발원은 해안지역에서 발생할 가능성이 있다. 순 해양 흡원 추정치를 그림 7.3에 나타내었다.

이러한 보정과 함께, 모든 방법을 사용한 추정치는 일관적이며 잘 억제된 인위적 CO₂의 지구 해양 흡원을 보여준다(표 7.1 참조). 다른 추정치를 둘러싼 불확실성은 판단하기가 어렵고 방법마다 불확실성이 상당히 다르다. 4개의 추정치는 다른 추정치 보다 더 잘 억제하는 것으로 나타났다. 대기 O₂/N₂ 비율을 근간으로 1998년을 중심으로 대기 CO₂ -2.2 ± 0.5 GtC yr⁻¹의 해양 흡원은 해양 O₂ 변화에 대해 보정되어야 한다(Manning and Keeling, 2006). CFC 관측을 근간으로 1995년을 중심으로 -2.0 ± 0.4 GtC yr⁻¹의 해양 흡원은 해양

표 7.2. 1990년대와 1980년대 토지 사용 변화로부터 초래된 지표에서 대기로의 배출 [GtC yr⁻¹]. 지구탄소수지(표 7.1)에 사용된 4차 평가보고서(AR4) 추정은 굵은 글씨로 나타냈다. 양(positive)의 값은 지표 생태계로부터 탄소 손실을 나타낸다. 불확실성은 ± 1 표준편차이다. 가로안에 있는 숫자는 불확실성 범위이다.

	열대 미국대륙	열대 아프리카	열대 아시아	열대 전지역	비 열대지역	전구 총 값
1990년대						
Houghton (2003a) ^a	0.8±0.3	0.4±0.2	1.1±0.5	2.2±0.6	-0.02±0.5	2.2±0.8
DeFries et al. (2002) ^b	0.5 (0.2to0.7)	0.1 (0.1to0.2)	0.4 (0.2to0.6)	1.0 (0.5to1.6)	n.a.	n.a.
Achard et al. (2004) ^c	0.3 (0.3to0.4)	0.2 (0.1to0.2)	0.4 (0.3to0.5)	0.9 (0.5to1.4)	n.a.	n.a.
AR ^d 4	0.7 (0.4to0.9)	0.3 (0.2to0.4)	0.8 (0.4to1.1)	1.6 (1.0to2.2)	-0.02 (-0.5to+0.5)	1.6 (0.5to2.7)
1980년대						
Houghton (2003a) ^a	0.8±0.3	0.3±0.2	0.9±0.5	1.9±0.6	0.06±0.5	2.0±0.8
DeFries et al. (2002) ^b	0.4 (0.2 to 0.5)	0.1 (0.08 to 0.14)	0.2 (0.1 to 0.3)	0.7 (0.4 to 1.0)	n.a.	n.a.
McGuire et al. (2001) ^e				0.6to1.2	-0.1to+0.4	(0.6to1.0)
Jain and Yang (2005) ^f	0.22 to 0.24	0.08 to 0.48	0.58 to 0.34			1.33 to 2.06
TAR ^g						1.7 (0.6 to 2.5)
AR ^d 4	0.6 (0.3 to 0.8)	0.2 (0.1 to 0.3)	0.6 (0.3 to 0.9)	1.3 (0.9 to 1.8)	0.06 (-0.4 to +0.6)	1.4 (0.4 to 2.3)

주석: ^a 표 2

^b 표 3

^c 평균 추정치에 대한 표 2는 최저 및 최고 추정치와 일치하는 괄호안의 범위를 가지고 추정된다.

^d 최적 추정치는 Houghton(2003)와 Defries et al.(2002)의 평균으로 계산되며, 이 두 연구는 1980년대와 1990년대 모두를 포함한다.

^e 표 5; 범위는 4개의 탄소모델에서 얻어진다.

^f 괄호안의 범위는 동일한 모델을 이용한 두 개의 모사치와 일치한다. 하지만 Houghton(2003a)와 Defries et al.(2002)의 여러 가지 토지피복 데이터셋을 통해 강제된다.

^g TAR 추정치에서는, 어떠한 값도 1990년대에는 이용가능하지 않았다.

에서 관측된 물리적 수송으로부터의 강제를 고려한 것이다. 해양 흡원 추정치는 그림 7.6에 보였다. 1995년과 1994를 중심으로 평균 해양 흡원 $-2.2 \pm 0.25 \text{ GtC yr}^{-1}$ 와 $-2.2 \pm 0.2 \text{ GtC yr}^{-1}$ 는 다수의 해양 탄소 관측을 기준으로한 강제를 고려한 것이다. 잘 억제된 모든 추정치는 1996년을 중심으로 10년 평균치 $-2.2 \pm 0.4 \text{ GtC yr}^{-1}$ 를 보이며 불확실 정도는 제곱평균근으로 나타내었다(해양 CO₂ 변화에 대한 토론은 5.4 절을 참조).

7.3.2.2.2 지표-대기 플럭스

지표-대기 CO₂ 플럭스는 토지 사용 변화 CO₂ 플럭스(7.3.2.1절)와 예를 들면 토지 사용, 기후, CO₂ 혹은 질소 침전의 상승 이전의 잔재로 인한 흡원과 발원의 합이다(7.3.3 절 참조). 지구 지표-대기 플럭스를 평가하기 위해서는 지표 생태계 탄소 플럭스 관측이 너무 부족하고 생태계가 상당히 비균질하여 충분한 정확성을 지닌 순 지표 플럭스 평가는 어렵기 때문에, 직접적인 육상 관측이상의 것이 사용되어야 한다. 예를 들면, 대규모 생물량 조사(Goodale et al., 2002; UN-ECE/FAO, 2000)는 상업적 가치로 인해 산림으로 제한되며 열대림을 충분히 조사하지 않았다. 에디 공분산 기술을 이용한 직접 플럭스 관측은 단지 한 장소에서만 가능하며, 대부분 에디 공분산 관측은 장기 관측 자료를 가지고 있지 않고 전 지구적 추정치를 얻기 위해 적지 않은 규모확장을 요한다(Baldocchi et al., 2001). 결과적으로, 두 방법이 순 지구 지표-대기 플럭스를 정량화하기 위해 사용된다: (1) 화석연료와 시멘트 배출간의 잔여와 해양 흡원과 대기 증가의 합으로 정량화하는 연역법 혹은 (2) O₂/N₂ 그리고/또는 ¹³C 관측을 이용하여 두드러진 육상과 해양 과정을 고려하는 대기 CO₂ 자료를 사용한 역분석 혹은 질량 균형 계산을 사용한 해양 흡원과 동시에 지표-대기 플럭스 추론하는 것이다. 방법 1 혹은 2에 의해 추론된 개별적 지표-대기 플럭스 추정치를 그림 7.6에 보였다. 방법 2는 TAR에서 사용된 방법으로 O₂/N₂ 자료를 사용하여 계산하는 방법이다(Langenfelds et al., 1999; Battle et al., 2000). 해양에 의한 열 산소 플럭스 효과를 고려한 보정이 방법 2의 결과에 적용되었다(Le Quéré et al., 2003). 이 장은 1980년대 수치를 갱신하기 위해 이러한 보정 방법을 고려하였고, 그 결과 1980년대는 $-0.3 \pm 0.9 \text{ GtC yr}^{-1}$ 의 지표 순 플럭스를 보였다. 1990년대와 그 이후 기간의 해양 흡수와 지표 대기 플럭스를 평가하기 위해 방법 1이 적용되었다. TAR에서 사용한 방법 2와는 달리, 방법 1이 1990년대와 그 이후의 플럭스 계산(먼저 해양 흡원을 평가하고 그 후에 지표 순 플럭스를 계산)에 선호되었는데, 이는 해양 흡원이 대기 산소 경향에 의해 결정되는 것 보다

다양한 해양학 접근방법에 의해 훨씬 더 확실하게 결정되기 때문이다(7.3.2.2.1 참조). 플럭스 추정치를 표 7.1에 나타내었다. 지표-대기 플럭스는 1980년대 $-0.3 \pm 0.9 \text{ GtC yr}^{-1}$ 의 적은 흡원으로부터 1990년대 $-1.0 \pm 0.6 \text{ GtC yr}^{-1}$ 의 큰 흡원이 되었고 지난 5년 동안 $-0.9 \pm 0.6 \text{ GtC yr}^{-1}$ 의 중간값으로 되돌아 왔다. 지표-대기 플럭스의 최근 약세는 지난 수십년간에 걸친 플럭스 변동에 관한 개별적 연구에 의해서도 제안되는 경향이다(Jones and Cox, 2005). 지구 CO₂ 수치는 표 7.1에 요약되었다.

7.3.2.2.3 잔차 지표 흡원

토지 사용 변화라는 문맥에서, 산림벌채는 산림 재성장을 지배하고(7.3.2.1절 참조), 지표 대기권에서 관측된 순 CO₂ 흡원은 육상 생태계 어디인가에 흡원이 존재해야만 한다는 것을 의미하며, 이 흡원은 ‘잔차 지표 흡원’(앞서서는 ‘잃어버린 흡원’)이라 불린다. 잔차 지표 흡원 추정은 토지 사용 변화 플럭스와 관련있으며, 추정치의 불확실성은 주로 지표 사용 변화향과 관련된(큰) 오차임을 암시한다. Houghton (2003a)의 높은 토지 사용 발원을 사용한 잔차 지표 흡원은 1980년대는 $-2.3(-4.0 \sim -0.3) \text{ GtC yr}^{-1}$ 과 1990년대는 $-3.2(-4.5$

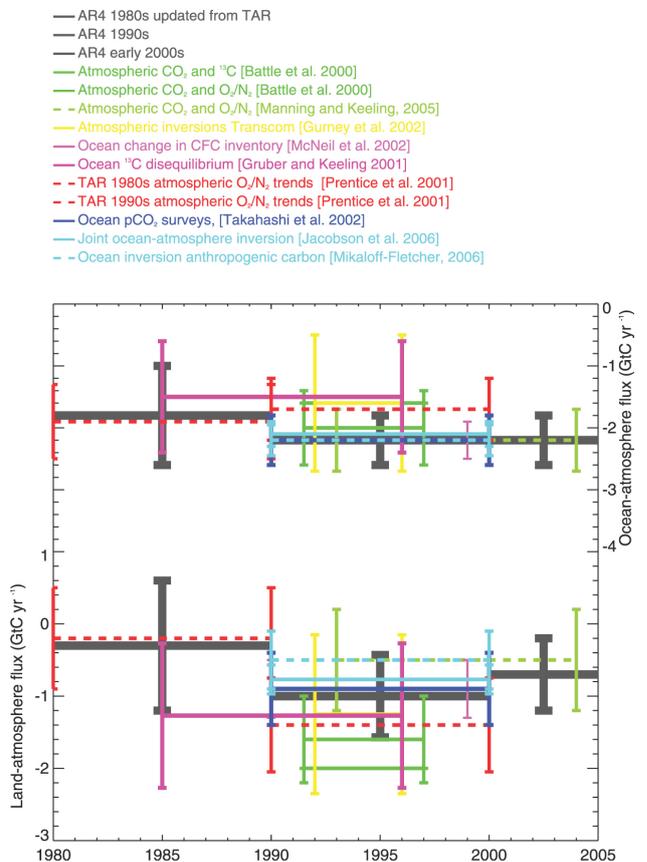


그림 7.6. 지구 탄소 수치를 단기위해 5장에 보고된 해양-대기 플럭스와 관련있는 지표-대기 플럭스의 개별적 추정. 검고 두꺼운 선들은 1980년대, 1990년대, 초기 2000년대 AR4에서 개정된 수치 추정치이다.

~ -1.9) GtC yr⁻¹이다. DeFries et al.(2002)의 낮은 토지 사용 발원을 사용한 잔차 지표 흡원은 1980년대는 -0.9(-2.0 ~ -0.3) GtC yr⁻¹와 1990년대는 -1.9(-2.9 ~ -1.0) GtC yr⁻¹이다. Houghton(2003a)와 DeFries et al.(2002)의 평균을 사용하였을 때 표 7.2에 보여진것 처럼 평균 잔차 흡원은 1980년대는 -1.7(-3.4 ~ 0.2) GtC yr⁻¹와 1990년대는 -2.6(-4.3 ~ -0.9) GtC yr⁻¹이다. Houghton(2003a)와 DeFries et al.(2002)가 다른 추정치의 지표 사용 발원을 사용했지만, 두 연구 결과는 산림 벌채로 인한 배출이 1980년대보다 1990년대가 0.2 ~ 0.3 GtC yr⁻¹이 높음을 분명하게 보였다(표 7.2 참조). 1990년대의 이 같은 증가를 보상하고 더 큰 지표-대기 흡원을 충당하기 위해, 추정된 잔차 지표 흡원은 1980년대와 1990년대 사이에 1.0 GtC yr⁻¹ 이 증가해야만 한다. 이같은 발견은 토지 사용 플럭스를 결정하기위해 사용되는 방법과는 무관하며, 잔차 지표 흡원내에 상당한 십년변동이 있음을 보여준다.

7.3.2.2.4 보존된 열대림: 보존된 열대림은 이산화탄소 흡원인가?

산림벌채와 산림 감소면적이 증가함에도 불구하고 인간 영향이 사실상 작은 세계 중요한 야생지역중의 하나로 아마존의 넓은 지역의 열대림이 여전히 존재한다. 탄소 수지의 주요 불확실성은 열대림내 탄소 저장의 가능 순 변화와 연관이 있다. 오래된 열대림은 상당한 양의 유기물질을 가지고 있으며 역동적이다. 또한 오래된 열대림은 지구 순 일차생산의 주요 부분을 차지한다(그리고 지구 생물량의 약 46%를 차지한다; Brown and Lugo, 1982). 따라서 이 지역의 탄소 균형 변화는 지구 CO₂에 커다란 영향을 미칠 수 있다.

성숙하고 보존된 열대림의 탄소 균형에 관한 최근 연구(Phillips et al., 1998; Baker et al., 2004)는 평균 0.7±0.2 MgC ha⁻¹ yr⁻¹의 탄소 축적을 보고하였는데, 이 양은 지구 새 열대 생물량의 순 탄소 흡수가 0.6±0.3 GtC yr⁻¹과 맞먹는 양이다. 흥미있는 가능성은 상승하는 CO₂ 수치는 광합성을 촉진하고 생태계 호흡을 뒤로 지연시킴으로써 이와 같은 탄소 흡원을 가능케 할 수 있다. 대기 CO₂ 농도는 약 1.5ppm(0.4%) yr⁻¹ 증가하였는데, 이는 약 0.25%의 점진적 광합성 촉진(예를 들면, 다음해 광합성은 이번해 광합성의 1.0025배)을 의미하는 것이다(Lin et al., 1999; Farguher et al., 2001). 열대림 유기물질의 약 10년의 평균 교체율을 고려할 때, 현재 CO₂ 흡수와 호흡간의 불균형은 약 2.5%(1.0025¹⁰)정도이며 보고된 살아있는 생물량 증가율(3%)과 일치한다.

그러나 최근 약 10년간 0.26°C 범열대지역의 온난화(Malhi and Wright, 2004)는 수분 스트레스와 호흡을 증가시

킬 수 있으며, CO₂에 의한(열대림성장) 자극은 영양분(Chambers and Silver, 2004; Koerner, 2004; Lewis et al., 2005; 아래 참조), 얼마나 많은 생물량을 산림이 유지할수있는가에 관한 구성적인 제한, 빛 경쟁, 혹은 짧게 사는 나무를 선호하는 생태학적 이동 혹은 교란을 일으키는 개체(곤충, 리아나)에 의해 제한받을 것이다(Koerner, 2004). 실제로 Baker et al.(2004)은 높은 사망률과 무성한 리아나의 증가를 알렸다. 죽은 유기 저장고가 측정되지 않기때문에, 증가된 교란의 효과는 살아있는 생물량만 있을때 추정된 불균형의 반대 신호를 줄 것이다(Rice et al., 2004 참조). 자연 교란과 복구를 제대로 측정하지 못하는 작은 구획관측(plot)의 방법론적 편견은 순 증가를 추정하는데 오차를 유발할 수도 있다(Koerner, 2004). 실제로, 큰 구획 관측(9~50ha)을 포함하는 연구는 지표위 살아있는 생물량의 순 장기변화가 없거나 혹은 장기 순 감퇴를 보였고(Chave et al., 2003; Baker et al., 2004; Clark, 2004; Laurance et al., 2004) 브라질 타파코스에 있는 20 ha 구획관측의 5년간 연구는 부패한 죽은 질량에 대하여 살아있는 생물량 오프셋이 증가하는 것을 보였다(Fearnside, 2000; Saleska et al., 2003).

Koerner(2004)는 산림 탄소 균형의 정확한 평가는 많은 반복된 구획관측 혹은 큰 구획관측을 장기간 감시하는 것을 필요로하고, 이러한 연구없이는 교란되지 않는 열대림의 순 탄소균형은 현장 연구는 믿을 만한하게 평가될 수 없다고 주장한다. 만약 구획관측으로부터의 결과가 예증을 위해 외삽되어야한다면, 신열대 습지 산림지역(6.0 × 10⁶ km²)으로 외삽되었을 경우 지표위 평균 탄소 흡원은 0.89±0.32 MgC ha⁻¹ yr⁻¹(Baker et al., 2004) 혹은 0.54±0.19 GtC yr⁻¹ 이다(Malhi and Phillips 2004). 만약 아프리카와 아시아 열대지역(지구 습지 열대 산림지의 50%)의 수집되지 않는 자료들이 비슷한 경향을 보인다면, 관련된 열대 살아있는 생물량 흡원은 약 1.2 ± 0.4 GtC yr⁻¹이며 이는 DeFries et al.(2002)와 Achard et al.(2004)이 추정한 산림벌채로인한 순발원에 가까운 값이다(표 7.2).

7.3.2.2.5 탄소수지에 관한 새로운 발견

표 7.1에 개정된 탄소수지는 두 주요 자료의 새 추정치를 보인다. 첫째로, 토지 사용 변화로부터 대기에 배출되는 CO₂ 플럭스는 1990년대 1.6(0.5 to 2.7) GtC yr⁻¹ 로 추정된다. 1980년대 TAR 추정치의 정정치(TAR의 3장 참조) 1.4(0.4 to 2.3) GtC yr⁻¹로, 1980년대와 1990년대사이에 거의 변화가 없어보이지만, 이러한 평가에는 상당한 불확실성이 존재한다. 둘째로, 순 잔차 육상흡원은 1990년대 이전과 이후의 기간보다 더 크다. 따라서 1990년대 육상 흡원의 일시

적인 증가는 이 기간동안 관측된 낮은 airborne fraction으로 설명될 수 있다. 해양흡원은 1980년대와 1990년대 사이에 22%증가하였지만, 해양으로 흡수되는 배출물(화석과 토지사용의 합)은 일정하다.

7.3.2.3 지역 플럭스

현재 지역 탄소 발원과 흡원을 정량화하고 근원적인 탄소 메커니즘을 이해하는것은 정책 결정을 위해 필요하다. 더 나아가 공간과 시간 세부항목을 분석함으로써 메커니즘은 격리될 수 있다.

7.3.2.3.1 상황식 관점: 대기 역전

대기는 시간과 공간적으로 변하는 지표 플럭스를 혼합하고 통합한다. 대기와 해양에서의 지역 CO₂ 분포는 대기 이동모델안에서 대기 CO₂와 관련된 대기 추적자 관측을 사용하여 구할 수 있다. 이를 플럭스 추정을 위한 상황식 접근이라 부른다. 대기 역전은 상황식 접근에 속하며 관측과 모델의 오차를 고려하여 모델과 관측결과의 차이를 최소화하여 최적의 플럭스를 결정하는 방법이다. 화석연료배출은 종종 무시해도 될만큼 작은 불확실성을 가지며(예, Enting et al., 1995; Rodenbeck et al., 2003a), 대기 역전에 거의 영향을 미치지 않는다. 화석연료배출은 일반적으로 대기역전에서 완벽하게 고려되며, 비록 이러한 가정이 편견이 있는 결과를 만들어 내기도 하지만, 지역 지표-대기와 해양-대기 플럭스를 계산하기위해 화석연료배출 영향은 쉽게 모델화되고 대기 CO₂ 자료로부터 끌어낼 수 있다(Gurney et al., 2005).

대기 역전을 위한 입력자료는 약 100개의 CO₂ 농도 측정 관측지인 전 지구 네트워크로부터 제공되는데 이들 대부분은 불연속 플라스크 샘플관측이며 작은 수의 관측지만이 현장에서 연속 관측을 실시한다. 일반적으로 역전모델로 끌어낸 지역 플럭스는 자료 커버범위가 밀집한 지역에서 작은 불확실성을 띤다. 관측과 모델오차 그리고 관측 네트워크의 균질적이지않고 빈약한 커버범위는 역전 모델 결과에 무작위 오차를 발생시킨다. 이에 더하여, 수송 모델의 선택과 같은 역전 방법의 세부사항은 시스템 오차를 유발한다. 다른 방법의 세부사항을 포함한 다수의 새 역전 모델 앙상블이 TAR이후에 만들어졌다(Gurney et al., 2003; Rödenbeck et al., 2003a,b; Peylin et al., 2005; Baker et al., 2006). 일반적으로 역전 지역 플럭스의 장기간 평균에대한 신뢰도는 경년 편차 신뢰도보다 낮다(7.3.2.4절 참조). 단일 지역, 대륙 혹은 해양 분지의 경우 역전 모델의 오차가 증가하므로 오차의 유의성은 의미가 없을 수 있다. 이것 때문에 그림 7.7은 큰 위도 일대를 묶고 밀집된 대기 관측소를 가진 NH에서는 다

섯개의 지표와 해양지역으로 분류하여 해양과 대기 플럭스를 보고하였다. 확률오차와 시스템 오차 모두 그림 7.7에 보고되었다.

7.3.2.3.2 하향식 관점: 대기와 해양 관측 및 모델

탄소 플럭스와 자료 조사 범위는 지구 표면과 대기사이의 CO₂ 플럭스의 분포와 변동을 정량화한다. 이를 하향식 접근 방법이라 부른다. 플럭스는 시간 적분된 플럭스가 추정될 수 있는 반복적인 간격을 가지고 탄소 저장량 변화를 관측하거나 혹은 플럭스를 직접 관측함으로써 결정된다. 이 저장량 변화 접근은 유역 규모의 용존과 입자 유기/무기탄소 혹은 해양 추적자의 현장관측(예, Sabine et al., 2004a), 광범위한 산림 생물량 조사(예, UN-ECE/FAO, 2000; Fang et al., 2001; Goodale et al., 2002; Nabuurs et al., 2003; Shvidenko and Nilsson, 2003), 그리고 토양 탄소 조사와 모델(예, Ogle et al., 2003; Bellamy et al., 2005; van Wesemael et al., 2005; Falloon et al., 2006)을 포함한다.

직접 플럭스 관측 접근은 선박 관측을 이용한 해양 CO₂ 분압(pCO₂), 해양 생물과 시계열(예를 들면, Lefèvre et al., 1999; Takahashi et al., 2002), 그리고 에디 공분산 플럭스 관측망을 이용한 생태계 플럭스 관측(예를 들면, Valentini et al., 2000; Baldocchi et al., 2001)을 포함한다.

대기-해양 CO₂ 플럭스는(강에의한 탄소 입력과 관련하여 작은 순 소모를 제외하고) 전 지구적으로 거의 균형을 이루는 자연적 그리고 인위적 CO₂ 플럭스의 중첩을 이룬다. Takahashi et al.(2002)는 국립환경예보센터(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)/국립대기연구센터(National Center for Atmospheric Research; NCAR)의 41년 월평균 바람장을 사용하여 1995년에 표준화된 지표 해양 pCO₂와 추정된 대기-해양 CO₂ 플럭스를 제시하였다. 해양에서 큰 연간 CO₂ 플럭스는 남대양 아극지대 지역(40°S-60°S), 북대서양 30°N 극지와 북태평양 30°N 극지에서 일어난다(그림 7.8 참조). 해양 역전은 해양 탄소 모델 결과를 수직 프로파일 DIC 자료에 대해 최적화 시킴으로써 자연적 그리고 인위적 대기-해양 플럭스(Gloor et al., 2003; Mikaloff Fletcher et al., 2006)를 계산한다. 이러한 연구는 북대서양의 중/하위 위도지역과 남대양이 인위적 CO₂의 가장 큰 흡원이라고 제시한다. 이는 지구 해양 수위도 조사와 일치하는 결과이다(Sabine et al., 2004a와 그림 5.10). 그러나 강한 북쪽 수송때문에 남대양에 의해 50%만의 인위적 CO₂가 저장된다(Mikaloff Fletcher et al., 2006). 열대 태평양은 넓은 지역에 걸쳐 자연적 CO₂ 배출이 대기로 일어나기는 하지만, 이 지역은 인위적 CO₂의 흡원이다. 모델은 인공위성과 CO₂ 플

럭스 변동을 조절하는 과정에 대한 지식을 기반으로 플럭스 관측을 외삽하여 지역 추정치를 계산한다. Rayner et al.(2005)은 역전 과정 근간 모델을 사용하였고 이 모델에서 관측은 최적화된 플럭스를 추정하기 위해 '동화'되었다. TAR 이후, 지구 대기-해양 플럭스 통합이 새롭게 갱신되었으며 (Takahashi et al., 2002와 그림 7.8), 새로운 통합은 NH 대륙 (Pacala et al., 2001; Goodale et al., 2002; Janssens et al., 2003; Shvidenko and Nilsson, 2003; Ciais et al., 2005a)과 열대림(Malhi and Grace, 2000)에서 대륙 규모의 탄소 수지를 산출하였다. 이 추정치는 그림 7.7에 나타났으며 역전 결과와 비교되었다. 하향식 지역 플럭스와 역전 결과와의 비교는 간단하지 않는데, 그 이유는(1) 역전 플럭스는 하향식 플럭스에 관해 어느정도 선제 지식을 포함하고 있기때문에 이 두 접근방법은 완전히 독립적이지 않으며,(2) 역전 모델과 하향식 추정을 비교하기위한 시간 규모 특히 플럭스의 경년변동은 자주 일치하지 않으며, 그리고(3) CO₂ 자료의 역전은 CO₂ 플럭스 추정함으로써, 이 결과는(대기에서 CO₂와 산화하고 수송과 화학반응을 일으키기 쉬운 감소된 탄소 화합물 배출로 인한) 탄소 플럭스 수지와(강에 의한 측면 탄소 수송으로 인한) 탄소 저장량 변동과는 다를 것이다(Sarmiento and Sundquist, 1992). 이러한 효과는 역전 결과의 오프라인 실행에 포함될 수 있다(Enting and Mansbridge, 1991; Suntharalingam et al., 2005). 생태계와 인간활동에 의해 배출되는 휘발성 유기화합물(volatile organic compounds, VOCs), 일산화탄소(CO)와 메탄(CH₄)같이 감소된 탄소 화합물은 이동되고 대기에서 CO₂와 산화된다(Folberth et al., 2005). 산림과 곡물 생산품 무역은 탄소를 생태계에서부터 옮겨놓는다(Imhoff et al., 2004). 강은 지표에서 해양으로부터 용존 그리고 입자 유기/무기 탄소를 옮긴다(예, Aumont et al., 2001). 지역 CO₂ 플럭스 추정과 관련한 역전과 하향식 접근방법의 주요 결과 요약은 아래에 나타내었다.

7.3.2.3.3 지역규모 지표-대기 플럭스의 확실한 연구 결과

- 지표로부터 배출이 산림벌채를 포함하는 열대 지역은 그림 7.7에 보여진것과 같이 넓게 퍼진 산림벌채에도 불구하고 역전에서 탄소 중립이거나 흡원 지역으로 판명되었다. 이는 보존된 열대 생태계에 의한 탄소흡원을 암시하며 아마존에 제한된 산림 조사 자료와 일치한다(Phillips et al., 1998; Malhi and Grace, 2000).
- 역전은 NH에서 상당한 지표 탄소 흡원을 보인다. 역전 추정치는(그림 7.7 자료로부터) $-1.7(-0.4 \sim -2.3) \text{ GtC yr}^{-1}$ 이다. 하향식 접근방법에의한 NH 지표 흡원은 $-0.98(-0.38 \sim -1.6) \text{ GtC yr}^{-1}$ 이며, 이는 지역 통합 연구 결과가

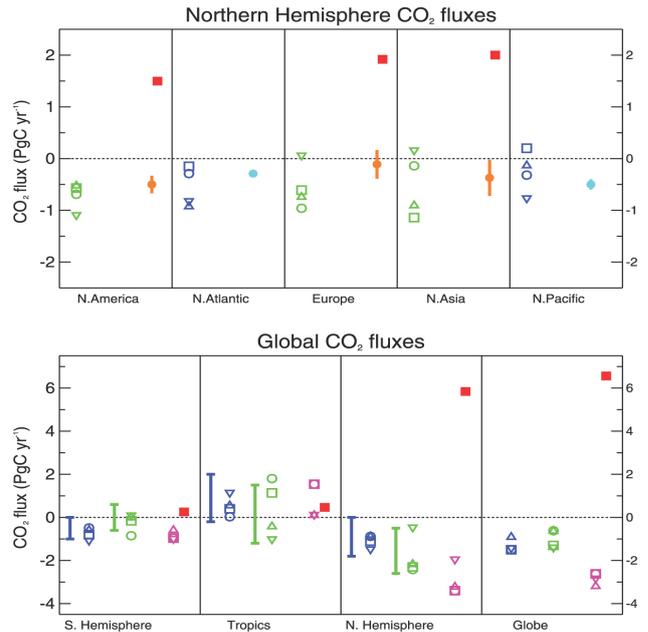


그림 7.7. 역전 앙상블과 하향식 연구로부터 평가된 북반구(위)와 전구(아래) 지역 해양대기와 지표-해양 CO₂ 플럭스. 대기로가는 플럭스는 양의 값이고 흡원은 음의 값을 갖는다. 역전결과는 피나투보 후기간인 1992 ~ 1996년과 일치한다. 주황색: 북미의 경우 Pacala et al.(2001)와 Kurz and Apps(1999), 유럽의 경우 Janssens et al.(2003), 북 아시아(아시아 러시아와 중국)의 경우 Shvidenko and Nilsson(2003)와 Fang et al.(2001)의 하향식 플럭스. 청록색 동그라미: Takahashi, et al.(2002)의 하향 해양 플럭스 추정. 파란색: 대기 역전으로 추정된 해양 플럭스. 초록: 역전 모델로 추정된 육지 플럭스. 자홍색: 총 역전 플럭스. 붉은 색: 화석연료배출. 다른 역전 앙상블 결과의 평균 플럭스가 보고되었다. 지역 플럭스의 역전 오차는 여기서 보고되지 않았다. 역전 오차는 대개 $0.5 \sim 1.01 \text{ GtC yr}^{-1}$ 이다. 오차 막대: TAR로부터 대기 역전 플럭스 변동. 사각형: 연평균 CO₂ 관측과 16개 수송모델을 사용한 Gurney et al.(2002) 역전모델결과. 동그라미: 월 평균 CO₂ 관측과 13개 수송모델을 사용한 Gurney et al.(2002) 역전모델결과. 삼각형: 3개 수송모델, 3개 지역 구분, 3개의 역전 세팅을 사용한 Peylin et al.(2005)역전모델결과. 역삼각형: 월 플라스크 자료를 사용한 모델격자로 플럭스가 계산되는 Rödenbeck et al.(2003a)의 역전모델결과.

다(Kurz and Apps, 1999; Fang et al., 2001; Pacala et al., 2001; Janssens et al., 2003; Nilsson et al., 2003; Shvidenko and Nilsson, 2003). 역전 흡원 수치는 평균적으로 하향식 수치보다 더 높다. 부분적으로 이러한 불일치는 일부 강, 곡물 무역, 감소된 탄소 화합물에 의한 측면 탄소이동으로 설명된다.

- 북미, 유럽, 북아시아사이의 북쪽 지표 흡원의 경도 분할은 큰 불확실성을 지닌다(그림 7.7 참조). 역전은 유럽($-0.9 \sim +0.2 \text{ GtC yr}^{-1}$)과 북아시아($-1.2 \sim +0.3 \text{ GtC yr}^{-1}$) 그리고 북미($-0.6 \sim -1.1 \text{ GtC yr}^{-1}$)의 큰 값을 추정하였다. 각 접근방법의 불확실성내에서, 유럽, 북미, 그리고 북아시아 지역의 하향식과 상향식 방법으로부터 대륙 규모 탄소플럭스는 서로 일치한다(Pacala et al., 2001; Janssens et al., 2003). 최근 역전에 의해 계산된 북미탄소 흡원은 초

기에 널리 인용된 Fan et al.(1988)에 의한 결과보다 평균적으로 낮게 추정되었다. 그럼에도 불구하고 Fan et al.(1998)의 추정은 역전 불확실성의 범위사이에 있으며, 게다가 Fan et al.(1998)에 의해 계산된 플럭스는 피나투보 이후 기간의 낮은 성장율과 일치함으로 장기변동을 대표한다고 할 수 없다.

7.3.2.3.4 지역규모 해양대기 플럭스의 확실한 연구 결과

- 지역규모 대기-해양 CO₂ 플럭스는(강에 의한 탄소 입력과 관련하여 작은 순 소모를 제외하고) 이전에는 전 지구적으로 거의 균형을 이루었으며 후에는 2.2 ± 0.5 GtC yr⁻¹의 전 지구적 흡원을 보이는 자연적/인위적 CO₂ 플럭스의 중첩이다(표 7.1 참조).
- 열대 해양은 평균 0.7 GtC yr⁻¹의 CO₂를 대기로 배출하는데(그림 7.8), 이 수치는 해양 역전으로 계산된 값이며(Gloor et al., 2003) 대기 역전에 의한 결과(0 ~ 1.5 GtC yr⁻¹) 및 해양 pCO₂ 관측(0.8 GtC yr⁻¹; Takahashi et al., 2002)결과와 일치한다.
- 온대 NH 해양은 1.2 GtC yr⁻¹로 인위적/자연적 CO₂의 순 흡원이며 이는 다른 추정결과와 일치한다.
- 남대양은 대기 CO₂(Takahashi et al., 2002; Gurney et al., 2002)와 인위적 CO₂(Gloor et al., 2003; Mikaloff Fletcher et al., 2006)의 큰 흡원이다. 흡원 정도는 약 1.5 GtC yr⁻¹로 추정된다. 이 추정은 전 남대양의 규모에서 다른 방법으로 평가된 값과 일치한다. 그러나 아극지대와 극지 위도사이에 남대양 플럭스 분포에는 차이가 존재한다(T. Roy et al., 2003). 대기 역전과 해양 역전은 아극대지역에서 큰 흡원을 보이는데(Gurney et al., 2002; Gloor et al., 2003), 이는 이용가능한 ΔpCO₂ 관측을 기반으로한 CO₂ 플럭스 분포와 일치하는 것이다(그림 7.8과 Takahashi, 2002).

7.3.2.4 탄소순환의 경년 변동

7.3.2.4.1 지구 플럭스의 경년변동

대기 CO₂ 증가율은 큰 경년변동을 보인다(그림 3.3., the TAR and http://lmgacweb.env.uea.ac.uk/lequere/co2/carbon_budget). 화석연료 배출의 변동과 추정된 순 해양 흡원 변동은 너무 작아 시그널을 설명하기 어렵다. 이 시그널은 지표

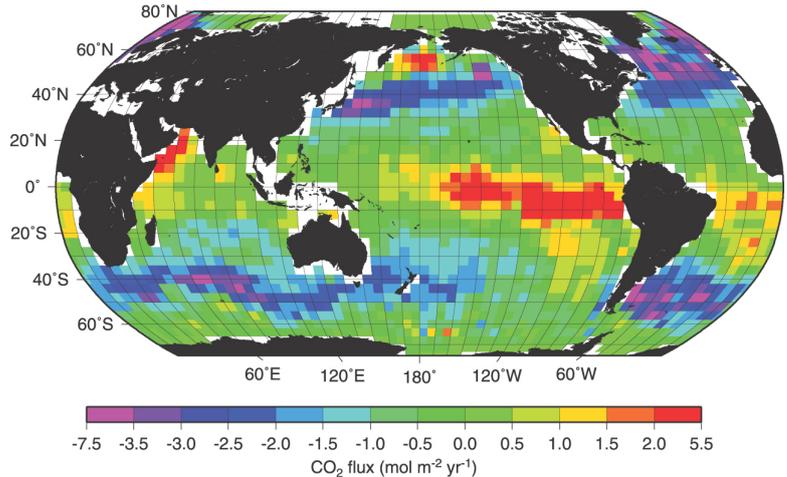


그림 7.8. 1956년 이후 수집된 940,000의 지표수 pCO₂ 관측, 월평균 pCO₂, NCEP/NCAR 41년 월평균 바람속도, (10 m에서의 바람속도)에 따른 기체 이동율(Wanninkhof, 1992)로 계산된 해양-대기 CO₂ 플럭스 추정(4° × 5°). (수면위 40 m에서) 0.995 표준편차 레벨을 취한 바람속도를 사용한 Takahashi et al.(2002)에 묘사된 기술을 사용하여 플럭스는 1995년과 비교하여 표준화되었다. 10 m 바람장을 이용한 1995년 연 CO₂ 플럭스는 불확실성 ±1 GtC yr⁻¹를 가지고 -1.6 GtC yr⁻¹로 추정된다. 이 불확실성은 주로 기체 교환 속도와 제한된 자료 범위에 기인한다. 이렇게 평가된 지구플럭스는 인위적 CO₂ 흡원, -2.2 GtC yr⁻¹과 강에서 유출되는 유기탄소 산화에 주로 기인한 -0.6 GtC yr⁻¹의 발원으로 이루어진다(그림 7.3). 여기서 사용된 10 m 바람장을 이용한 월플럭스는 http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air_sea_flux_rev1.html에 이용가능하다.

대기 플럭스의 연변동에 의해 발생한 것이 틀림없다. 지난 20년동안 십년 평균 CO₂ 증가율보다 높은 증가율이 1983, 1987, 1994 ~ 1995, 1997 ~ 1998 그리고 2002 ~ 2003년에 일어났다. 이러한 에피소드동안, 인위적 CO₂의 순 흡원(지표와 해양 흡원의 합)은 일시적으로 약해졌다. 반대로 작은 증가율이 1981, 1992 ~ 1993 그리고 1996 ~ 1997년에 일어났으며, 이는 증가된 탄소 흡원과 관련이 있다. 일반적으로 높은 CO₂ 증가율은 엘니뇨 기후 조건과 일치하며 낮은 증가율은 라니냐 기후 조건과 일치한다(Bacastow and Keeling, 1981; Lintner, 2002). 그러나 지난 20년 동안 CO₂ 증가율 변동의 두 상태는 엘니뇨 강제를 반영하지 않았다. 1992년과 1993년에 현저한 증가율 감소가 일어났는데, 이는 1991년 6월에 발생한 피나투보 폭발로 인한 냉각과 복사 편차와 일치한다. 2002년과 2003년에 증가율이 증가하였는데, 이 증가율은 매우 약한 엘니뇨 현상을 고려했을때 예상했던것 보다 큰 것이었다(Jones and Cox, 2005). 이는 유럽(Ciais et al., 2005b), 북미(Breshears et al., 2005) 그리고 아시아인 러시아(IFFN, 2003)에서 발생한 가뭄과 일치한다.

TAR이후, 많은 연구들이 CO₂ 플럭스의 변동은 대부분 지표 플럭스 때문이며 열대지역이 이 시그널에 강하게 기여한다라는 것을 확인했다(그림 7.9). 현저한 육상 기원 증가율 변화는 (1) 다른 관측소로부터 CO₂ 농도의 시계열을 동화하

는 대기 역전(Bousquet et al., 2000; Rödenbeck et al., 2003b; Baker et al., 2006), (2) $\delta^{13}\text{C}$ 과 CO_2 사이의 일관성있는 관계(Rayner et al., 1999), (3) 해양 모델 모사(예를 들면, Le Quéré et al., 2003; McKinley et al., 2004a), 그리고(4) 육상 탄소 순환과 결합된 모델 모사(예를 들면, C. Jones et al., 2001; McGuire et al., 2001; Peylin et al., 2005; Zeng et al., 2005)로부터 추정할 수 있다. 현재 대기-해양 CO_2 플럭스의 분지 규모 경년변동이 $\pm 0.4 \text{ GtC yr}^{-1}$ 를 넘는다라는 증거는 없다. 하지만 경년변동이 관측되지않는 남대양과 같은 많은 해양 지역이 존재한다.

7.3.2.4.2 지역 플럭스, 대기 역전과 하향모델의 경년변동

경년 플럭스 편차는 평균 플럭스보다 대기 역전모델에 의해 더 확실히 추정될 수 있다. 그러나 대륙 혹은 해양분지 규모에서, 연적모델로 인한 오차는 증가하고 추정된 지역 플럭스의 통계적 유의도는 감소한다. 이는 왜 그림 7.9가 넓은 위도 일대에 걸쳐 Baker et al.(2006), Bousquet et al.(2000)와 Rödenbeck et al.(2003b)의 역전 양상불에서만 지표-대기와 해양-대기 플럭스 편차를 보이는 이유이다. 이 연구들 알아낸 중요한 점은 수송 모델간의 차이는 플럭스의 경년변동에서의 영향을 미치지 않는다는 것이다. 지구 지표-대기 플럭스의 경년변동(극단적인 경우 $\pm 4 \text{ GtC yr}^{-1}$)이 지구 대기-해양 플럭스의 경년변동보다 더 크고 지구 플럭스를 조절한다. 이 결과는 큰 위도 일대에서 그대로 나타난다(그림 7.9). 열대 지역 플럭스는 평균적으로 온대와 아한대 플럭스보다 큰 변동을 보인다. 역전은 열대 지역 플럭스 편차를 $\pm 1.5 - 2.0 \text{ GtC yr}^{-1}$ 로 주는데, 이는 시간과 크기상으로 육상 모델 결과와 비교하였을때 잘 비교된다(Tian et al., 1998; Peylin et al., 2005; Zeng et al., 2005). 이 연구들에서 증가된 발원은 엘니노 상태에 발생하며 예외적인 흡원은 라니냐 상태의 발생한다. 이러한 기후변화가 생태계 과정에 미치는 영향에 더하여(Gérard et al., 1999; C. Jones et al., 2001), 엘니노 기간동안 생기는 지역 가뭄은 큰 생물량을 태우는 산불을 야기시키며 엘니노 상태의 높은 CO_2 증가율에 기여하는 것으로 나타났다(Barbosa et al., 1999; Langenfelds et al., 2002; Page et al., 2002; van der Werf et al., 2003, 2004; Patra et al., 2005).

역전은 Patra et al.(2005)의 최근 결과를 제외하곤 해양-대기 CO_2 플럭스 변동(극단적인 경우 $\pm 0.5 \text{ GtC yr}^{-1}$)에 거의 기여하지 않는것이 확실하다. 이는 해양 모델과 해양 관측결과와 잘 일치하는 것이다(Lee et al., 1998; Le Quéré et al., 2003; Obata and Kitamura, 2003; McKinley et al., 2004b). 그러나 역전과 해양 모델은 변동을 설명하는 주요한 지리학

적 기여에 있어서는 다르다. 역전은 양 반구에서 유사한 변동을 추정하는 반면 해양 모델은 남대양에서 더 심한 변동을 추정한다(Bousquet et al., 2000; Rödenbeck et al., 2003b; Baker et al., 2006). 북대서양에 대해서는, Gruber et al.(2002)는 하나의 해양 관측으로부터 자료를 외삽하여 지역 CO_2 플럭스 변동을 극단적인 경우 $\pm 0.3 \text{ GtC yr}^{-1}$ 로 제안한 반면 McKinley et al.(2004a,b) 모델은 작은 변동(극단적인 경우) $\pm 0.1 \text{ GtC yr}^{-1}$ 를 제안하였다. 적도 태평양은 반복되는 $\Delta p\text{CO}_2$ 약 $\pm 0.4 \text{ GtC yr}^{-1}$ 변동; Feely et al., 2002) 관측과 엘니노 기간 동안 CO_2 가 풍부한 물이 낮아진 용승과 맞물려 감소된 CO_2 흡원으로 변동이 제한되는 해양 지역이다. 이 지역 몇몇의 역전 결과(예를 들면, Bousquet et al., 2000)는 해양과 결합된 모델결과(Le Quéré et al., 2000; C. Jones et al., 2001; McKinley et al., 2004a,b)와 $\Delta p\text{CO}_2$ 관측(Feely et al., 1999, 2002)과 비교하였을때 크기와 시간이 잘 일치한다.

7.3.2.4.3 1990년대 초 이산화탄소 증가율 감소

1990년대 초 십년 평균과 비교했을때 이례적으로 강한 지구 대기 CO_2 의 흡원이 있었다(표 7.1). 비록 1991년 - 1995년 사이에 약한 엘니노가 이 당시 해양 흡원을 높이도록 도와주었지는 모르지만, 역전, $\text{O}_2:\text{N}_2$ 와 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 대기 자료(Battle et al., 2000)는 증가된 흡원은 주로 육상 기원에서 비롯되었다고 지적한다. 1992년~1993년 이례적인 흡원이 있을 것이라고 예측된 지역은 역전에 의해서는 강하게 나타나지 않았다. Bousquet et al.(2000)와 Rödenbeck et al.(2003b)는 온화한 북미지역에서 큰 흡원율을 예측한 반면, Baker et al.(2006)는 열대지방에서 흡원율이 우세할 것으로 예측한다. 피나투보 폭발로 차가워진 온도는 인공위성으로 관측된 식생 활동에서 나타났듯이 모델 결과는 낮은 생산성에도 불구하고 토양 호흡을 감소시키고 NH 탄소 흡원을 증가시킨다(Jones and Cox, 2001b; Lucht et al., 2002). 게다가 화산 폭발에서 나온 에어러솔은 태양빛을 산란시켜 산란율을 증가시켰는데, 이 증가된 산란율은 직달 빛보다 광합성을 하기에 식물 균락권에서 더 유효하게 사용된다(Gu et al., 2003). 산란복사율의 일시적 증가가 1992년~1993년 지표 생태계에서 CO_2 흡수를 증가시켰을 것이라는 것은 가설에 지나지 않지만, 이 효과의 전 지구적 중요성과 크기는 해결되지 않은 채로 남아있다(Roderick et al., 2001; Krakauer and Randerson, 2003; Angert et al., 2004; Robock, 2005).

7.3.2.4.4 1990년 후반 이산화탄소 증가율 가속화

1998년 높은 CO_2 증가는 남동아시아(60%), 남아메리카(30%), 그리고 시베리아(van der Werf et al., 2004)지역의 산불에 기인한 지구 CO_2 농도 증가와 일치한다(Yurganov et

al., 2005). Langenfelds et al.(2002)은 CO₂ 경년 변동과 10개 관측소에서 다른 기체들의 상관관계를 분석하였고 1997년~1998년(그리고 1994 ~ 1995년) 편차를 단일 과정으로 높은 산불로 인한 탄소배출과 연계하였다. Achard et al.(2004)는 1997년~1998년 인도네시아 산불로 2.4×10^6 ha의 불타

는 이탄지로부터 0.88 ± 0.07 GtC 배출되었다고 추정하였고 Page et al.(2002)는 +0.8 - +2.6 GtC의 탄소 발원을 평가하였다. 높은 CO₂ 증가율이 발생한 1997년~1998년동안, 역전은 열대 남동 아시아에서 예외적인 흡원을 찾았고 이 흡원은 하향식 접근방법으로 나온 결과와 잘 일치한다. 엘니뇨

Baker et al. 2005 (orange = land ; cyan = ocean)
 Rodenbeck et al. 2003 (red = land ; blue = ocean)
 Bousquet et al. 2000 + (yellow = land ; purple = ocean)

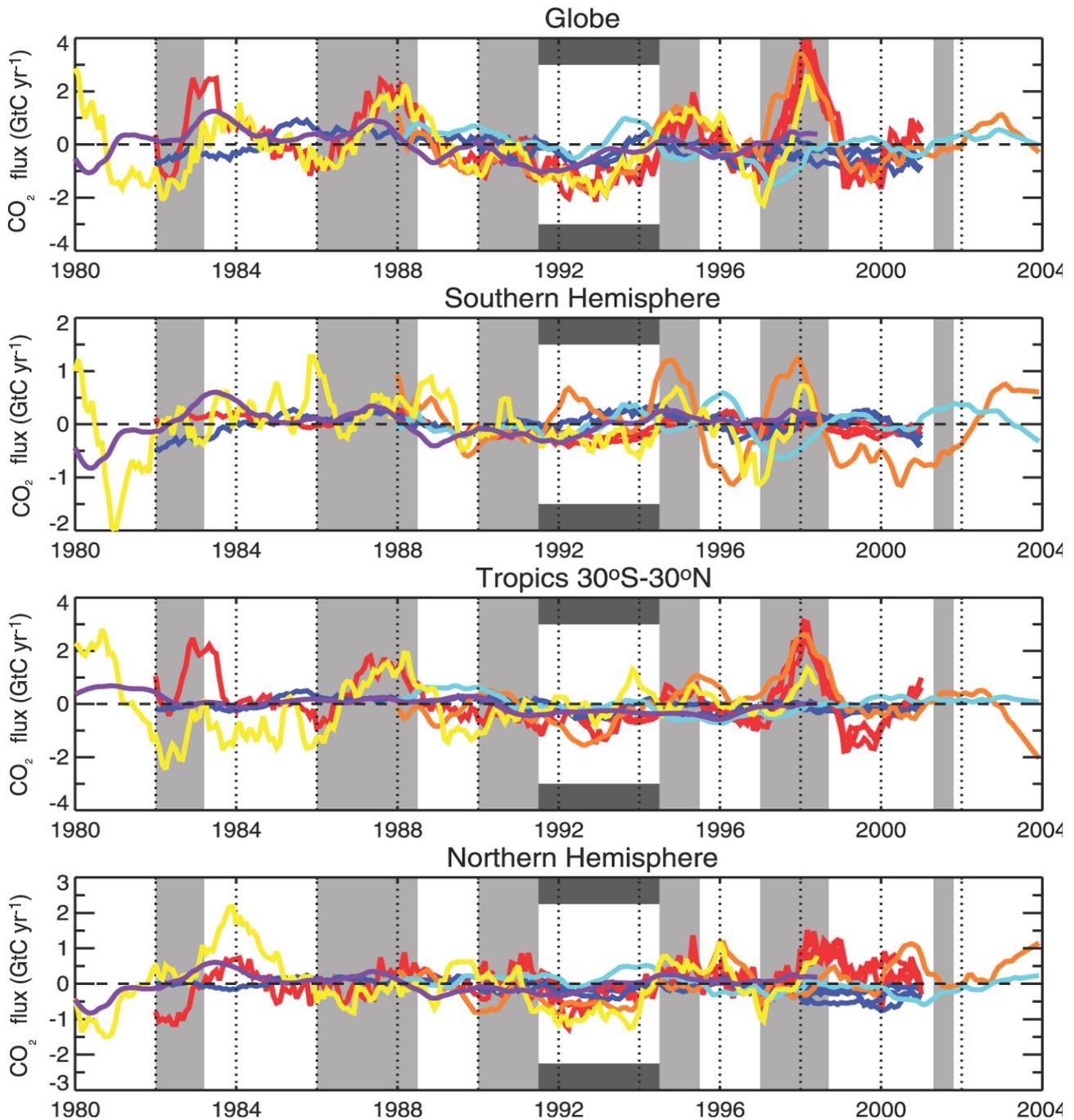


그림 7.9. 지난 20년 혹은 비슷한 기간을 포함하는 연간 역전 이상불로부터 해양-대기와 지표-해양 CO₂ 플럭스(GtC yr⁻¹) 경년변동 편차. 위도대와 전지구에 걸친 결과로 나누어졌다. 각 플럭스와 지역 편차는 장기 평균 플럭스에서 감소되고 계절 시그널을 제외함으로써 얻어진 것이다. 회색으로 칠해진 지역은 엘니뇨 상태를 나타내며 검은색 막대는 피나투보 분출후의 냉각기간을 나타낸다.

와 산불로 인한 CO₂ 배출과의 관계는 일정하지 않다. 열대 산림 반응과 대조적으로 아프리카와 북오스트레일리아의 낮은 생산성 생태계로부터 산불 배출은 연료 적재 밀도에 의해 제한되고 따라서 건조한 기간동안 산불 배출이 줄었다(Barbosa et al., 1999; Randerson et al., 2005). 추가로, 엘니뇨 기간동안 열대 산림에서 가뭄으로 감소된 생산성같이 함께 변하는 과정은 산불 배출을 더 초래하였을 것이다. 1998년~2003년사이, 일부지역에서 더 잦은 산불(Balster et al., 2005; Yurganov et al., 2005)을 동반한 NH 중위도지역의 광범위한 가뭄(Hoerling and Kumar, 2003)은 광합성과 탄소 흡수를 감소시켰을 것이고(Angert et al., 2005; Ciais et al., 2005b), 대기 CO₂ 증가율을 초래하였을 것이다.

7.3.3 육상 탄소 순환 과정과 기후되먹임

육상 생물권과 대기권사이의 순 탄소 교환은 광합성에 의한 탄소 흡수와 식물 호흡, 토양 호흡, 교환 과정(산불, 바람에 쓰러진 나무, 관리되지않는 시스템에 곤충 공격과 초식동물의 식물 섭취, 산림벌채, 조림, 시스템내의 토지 경영과 추수)에 의한 탄소 배출사이의 차이이다. 지난 30년 동안, 이러한 과정들의 순 결과는 육상 생태계에 대기 CO₂ 흡수를 초래하였다(표 7.1 '지표-대기 플럭스' 열 참조).

탄소 흡수와 있어날 것 같은 미래 추세에 관한 동기를 이해하는 것은 중요하다. 육상 생물권에서 일어나는 흡수는 시간이 지남에 따라 증가할 것인가 감소할 것인가? 혹은 역전이 일어나 육상 생물권이 대기로 CO₂의 순 발원이 될 것인가? 이 질문에 답하기 위해 기본적인 과정과 이 과정이 기후, 대기 조성, 인간 토지 경영의 주요 조절인자에 의존하는 정도를 이해하는 것이 필요하다.

육상 생태계 탄소순환에 영향을 주는 조절인자는(1) 직접적인 기후 효과(강수, 온도, 복사 정도의 변화), (2) 대기 조성 효과(CO₂ 시비, 영양물질 침착, 오염 위험)과(3) 지표 사용 변화 효과(산림벌채, 조림, 농경지 관리제도, 그리고 시간이 지나면서 내려오는 레거시)이다. 이 절은 먼저 각각의 조절인자가 어떻게 육상 탄소 균형에 영향을 미치는지에 관한 과정의 현재 지식을 요약하고, 그런 후 열대 산림의 주요 경우에 대한 이 모든 과정들의 통합적 결과에 관한 지식을 검토할 것이다.

7.3.3.1 기후, 대기 조성과 토지 사용 변화로 초래되는 과정

7.3.3.1.1 육상 탄소 교환의 기후 조절

환경 조절인자(빛, 온도, 토양 수분)와 생태학적 변수(예를 들면, 산림 나이, 영양분 공급, 유기적 기질 이용성;

Clark, 2002; Ciais et al., 2005b; Dunn et al., 2007를 참조)에 대한 생태계 반응은 복잡하다. 예를 들면, 증가된 온도와 높아진 토양수분양은 공기가 잘 통하는 토양에서 독립영양호흡을 증가시키지만 젖은 토양에서는 독립영양호흡을 감소시킨다. 토양 온난화 실험은 전형적으로 높아진 토양 온도에서 두드러진 토양 호흡증가를 보이지만(Oechel et al., 2000; Rustad et al., 2001; Melillo et al., 2002), CO₂ 플럭스는 몇년안에 입력물로 인해 유기적 기질로 다시 평형을 유지하는 저장고로서 초기 수준으로 되돌아간다(Knorr et al., 2005). 그러나 건조한 토양에서의 분해는 수분에 의해 제한되며 온도에 반응하지는 않는다(Luo et al., 2001). 탄소 순환 모사는 탄소 순환 반응을 예측하기 위해 변하는 기후에 대한 단기/장기 반응 모두를 포함할 필요가 있다.

현재 육상 탄소 균형 모델은 잎, 구획관측 혹은 생태계 차원과 같은 순간적 탄소 교환, 임분차원의 계절별/연별 탄소 플럭스 그리고 임분과 지역 규모의 십년에서 백년단위의 생물량과 유기물질과 같이 시간과 공간 규모의 전 영역을 포함하는 관측된 탄소 플럭스를 모사하는데 어려움이 있다(Melillo et al., 1995; Thornton et al., 2002). 더욱이, 지표 탄소 저장고 변화 예측은 기후변화에 따른 생태계 반응뿐만 아니라 기후변화 자체를 예측하는 모델과도 연결된다. 지구 시스템의 이러한 성분들간에 강한 되먹임이 있게되므로(7.3.5.절), 미래 예측은 주의깊게 고려되어야만한다.

7.3.3.1.2 증가된 이산화탄소의 효과

생리학적 이유로, 대부분의 모든 모델은 'CO₂ 시비(CO₂ fertilization)'라고 불리는 상승된 CO₂에 응하여 탄소 동화작용 흡수 자극을 예측한다(Cramer et al., 2001; Oren et al., 2001; Luo et al., 2004; DeLucia et al., 2005). 자유대기 CO₂ 강화(Free Air CO₂ Enrichment, FACE)와 챔버 연구는 CO₂ 농도의 큰 증가(대개 약 50%)에 대한 생태계 반응을 조사하기 위하여 사용되어왔다. 그 결과는 다양하다(예를 들면, Oren et al., 2001; Nowak et al., 2004; Norby et al., 2005). 평균적으로, 순 CO₂ 흡수는 고무되었지만 일부 모델에 의해 예측된 것 만큼 그렇게 높은 것은 아니다. 다른 요소들(예를 들면, 영양분 혹은 성장의 유전적 제한)은 식물 성장을 제한하고 CO₂에 대한 반응을 감소시킨다. 습지, 초지, 사막과 어린 온대림을 포함하는 11개 FACE 실험은 대기 CO₂ 농도차원과 비교해볼때 평균 12%의 순일차생산량(net primary productivity, NPP)이 증가하였다(Nowak et al., 2004). 나무 식생의 경우 NPP가 23 ~ 25% 고정적으로 증가하는 경우를 보였지만(Norby et al., 2005), 곡물 농작물의 경우 훨씬 적은 증가율을 보이며 큰 변화 반응 범위(Ainsworth and Long,

2005)를 보여준다. 이는 짧게 사는 구획과 길게 사는 구획에 점진적으로 유기물질의 다른 할당을 반영한다. 전체적으로 보면, 약 실험의 2/3는 증가하는 CO₂에 긍정적 반응(즉 CO₂ 증가에 따른 NPP 증가)을 보였다(Ainsworth and Long, 2005; Luo et al., 2005). 영양분이나 다른 제한조건들로 CO₂ 자극의 포화가 일반적이므로(Dukes et al., 2005; Koerner et al., 2005), CO₂ 시비가 얼마나 강하게 실제로 효과를 나타낼지는 아직 확실하지 않다.

7.3.3.1.3 탄소 흡수의 영양분과 오존에 의한 제한

광합성의 기본 생화학은 성장 자극은 높은 CO₂ 농도 아래에서 포화되며 더 나아가 영양분 이용(Dukes et al., 2005; Koerner et al., 2005)과 높은 CO₂ 레벨에서 식물의 가능 적용(Ainsworth and Long, 2005)에 의해 제한될 것이다. 육상 식물에 의한 탄소 저장은 영양분 특히 중위도와 고위도에서 일차 제한 영양분이고 저위도에서 중요한 영양분인 질소의 순 동화를 필요로 한다(Vitousek et al., 1998). Hungate et al.(2003)은 증가된 CO₂ 아래에서 토양 탄소 흡수는 직접적으로는 N 이용성과 간접적으로는 N₂ 고정을 지지하기에 필요한 영양분에 의해 제한된다고 주장했고, Reich et al.(2006)는 토양 N 공급은 증가된 CO₂에 대한 지구 육상 반응에 중요한 억제일 것이라고 결론내렸다. 이 관점은 다른 최근 연구(예를 들면, Finzie et al., 2006; Norby et al., 2006; van Groenigen et al., 2006)와 적어도 일부 FACE자료와 일치하는 것으로 보이는데, 이는 상승된 CO₂의 현재 효과가 지구적 탄소 흡원에 미치는 영향에 관한 평가를 더 어렵게 하는 것이다.

대기 침전 혹은 직접 시비를 통해 추가적으로 공급되는 N은 식물 성장을 자극하고(Vitousek, 2004), 원리적으로는 CO₂ 시비에 대한 영양분 제한을 경감할 수 도 있다. 특별히 대기 N의 균락으로의 직접 흡수는 효과적이다(Sievering et al., 2000). 전반적으로 N 입력의 효과는 고정화와 다른 메커니즘에 의해 제한되는 것으로 나타났다. 예를 들면, 표시 질소(¹⁵N)가 7년간 토양과 짚풀에 더해지면, 단지 작은 비율만이 나무 성장에 이용된다(Nadelhoffer et al., 2004). 더욱이, 대기 N 침전은 공기 오염과 공간적으로 연결되어 있으며 이는 증가된 대기 오존을 포함한다. 오존과 다른 오염물질은 식물 성장에 해로운 효과를 가져올 수 있으며, 인위적 N 배출에 따른 탄소 흡원 자극을 더 제한할 수 도 있다(Ollinger and Aber, 2002; Holland and Carroll, 2003). 실제로 Felzer et al.(2004)는 1950년 이후 지표 오존 증가는 미국에서 18 ~ 20 TgC yr⁻¹의 탄소 흡원을 감소시켰을 것이라고 추정한다. 탄소-기후가 결합된 현세대 모델은(7.3.5절 참조)는 영양분

제한과 공기 오염 효과를 고려하지 않는다.

7.3.3.1.4 산불

산불은 생물량과 토양 유기물질을 탄소로 전환하는 주요 매체이다(Randerson et al., 2002a-d; Cochrane, 2003; Nepstad et al., 2004; Jones and Cox, 2005; Kasischke et al., 2005; Randerson et al., 2005). 지구적으로 산불(연료와 토지 정리를 위한 생물량을 연소를 제외한 사바나와 산림에서의 불)은 1.7 ~ 4.1 GtC yr⁻¹(Mack et al., 1996; Andreae and Merlet, 2001), 혹은 약 3 ~ 8%의 총 육상 NPP를 산화시킨다. 인간활동으로 유발되는 산불(예를 들면, 산림벌채 열대 농경지 개발)과 관련하여 추가적인 CO₂ 배출의 큰 증가가 있다. 따라서 변경된 산불 상황으로 육상 탄소 균형이 미래에 변경될 큰 가능성이 있다. 한 두드러진 예는 1997년~1998년 엘니뇨 기간에 일어났는데, 남아시아 아키펠라에서 발생한 큰 산불은 0.8 ~ 2.6 GtC의 탄소를 배출했다고 추정된다(7.3.2.4절 참조). 산불 주기와 강도는 기후 변동과 변화 그리고 토지 사용 제도에 아주 민감하다. 지난 세기 동안, 중위도 온난 지역에서 산불 억제 정책과 열대지역 산림을 개척하기 위한 산불 사용증가를 통해 연소된 지역 경향은 토지 사용 제도의해 대부분 조절되어 왔다(Mouillot and Field, 2005). 그러나 기후변화는 캐나다에 산불 빈도수를 증가하는데 기여할 것이라는 증거가 있다(Gillett et al., 2004). 미국과 유럽같이 캐나다 지역의 산불 빈도수 감소는 지표 탄소 흡원에 기여하며, 반면에 아마존, 남동 아시아, 캐나다 같은 지역에서 산불 빈도수 증가는 탄소 발원에 기여할 것이다. 고위도에서 산불의 역할은 최근 수십년간 증가되어온 것으로 보인다. 다시말해 아한대산림에서 산불 교란은 1980년대가 앞선 십년간의 기록보다 더 높다(Kurz et al., 1995; Kurz and Apps, 1999; Mouillot and Field, 2005). Flannigan et al.(2005)는 미래에는 산불에 의한 CO₂ 배출이 늘어날 것이라고 평가한다.

7.3.3.1.5 토지사용과 토지 경영의 직접적 효과

임목의 축적을 포함한 경관구조의 진화: 생태계의 구조와 분포변화는 부분적으로는 기후와 대기 CO₂의 변화에 의해 생기지만, 또한 토지 경영, 침입종, 외래 병원체의 도입을 통해 인간에 의한 경관 구조 변경에 의해 발생하기도 한다. 후자 범주에서 단일과정으로 가장 중요한 과정은 임목 잠식 혹은 식생 축적, (주로 반건조) 방목지에서 발생하는 수목 생물량의 증가이다. 많은 지역에서, 이같은 증가는 산불 억제와 관련된 방목 경영 제도로부터 기인되었지만, CO₂ 증가는 C3 임목이 C4 잔디에 비해 경쟁할 수 있는 이점이 감소될 가능성도 있다(Bond et al., 2003). 임목 잠식은 미국 지역

탄소 흡원의 22 ~ 40%(Pacala et al., 2001)까지 그리고 북동 오스트레일리아에서 높은 비율(Burrows et al., 2002)을 차지할 수 있다.

산림벌채: 산림 제거(대부분 열대지역)는 현재 대기 CO₂ 수지의 토지사용변화 성분에 큰 기여체로 총 인위적배출의 1/3을 차지한다(표 7.2; 7.3.2.1절; 표 7.1 '토지 사용 변화 플럭스' 열 참조). 따라서 CO₂ 수지에서 이 항목의 미래 진화는 결정적으로 중요하다. 아프리카, 아시아, 열대 아메리카 지역의 산림벌채는 21세기 끝으로 나아가면서 감소되어 1990년대 레벨의 적은 비율이 될것으로 예상된다(IPCC, 2000). 아시아와 아프리카에서의 감소는 산림고갈에 의해 주도되고, 반면 아메리카에서의 추세는 산림 자원 한도가 주어진 가장 높은 불확실성을 가진다.

조림:(1970년 이후) 직접적으로 인간에 의해 유발되는 활동으로, 최근 조림과 재조림은 지구 육상 탄소 흡원에 거대한 영향을 주지않는다. 그러나 지역적 흡원은 중국과 같은 지역에서 나타났으며, 중국의 경우 1970년대이후 조림이 0.45 GtC를 흡수하였다(Fang et al., 2001). 조림의 가장 큰 영향은 직접적이지는 않지만 오랜 시간에 걸쳐 나타날 것이다.

농경지 관리 제도: 탄소가 고갈된 토양에 대한 농경지 관리 제도의 개선은 탄소 흡원을 만들었다. 예를 들면, 미국에서 보호경운(conservation tillage)의 소개는 토양 유기물질(soil organic matter, SOM) 저장고를 지난 30년에 걸쳐 약 1.4 GtC 증가시킨것으로 추정된다. 그러나 SOM의 연간 증가는 50년~100년간만 유지될수있으며, 이 이후 시스템은 새로운 평형상태에 도달한다(Cole et al., 1996; Smith et al., 1997). 더욱이, 현대 보호경운은 화학연료를 사용하여 만들어진 많은 화학약품과 비료를 사용하여, 농경지 토양의 탄소 흡원이라는 CO₂ 유익을 감소한다. 낮은 보호경운 시스템아래 토양 탄소 저장의 증가는 관측된 총 탄소 저장 프로파일을 거의 증가시키지 않고 대부분 상층 토양 효과일 것이다. 그러나 이러한 사실은 낮은 보호경운시스템에서 대부분의 연구는 오직 상층 토양 층에서만 샘플을 취한다는 사실로 인해(결과 해석이) 복잡해진다.

7.3.3.1.6 산림 재생장

일부 연구는 산림재생장이 지구 지표 탄소 흡원에 주요한 기여체일 것이라고 제안하였다(예를 들면, Pacala et al., 2001; Schimel et al., 2001; Hurtt et al., 2002). 산림지역은(열대림 지역과는 달리) 일반적으로 중위도와 고위도에서 20세기 동안 증가했다. 이 놀라운 경향은 농경지와 산림의 강화를 반영하다. 지구적으로, 더 많은 식량이 적은 토지에서 재배되고있는데, 비록 아프리카와 아시아의 일부지역에서

반대현상이 발생하기는 하지만, 이는 농경지, 증가된 비료 사용과 고생산 품종의 메커니즘을 나타내는 것이다. 이와같이 집중적인 산림 경영과 농림업은 적은 토지에서 더 많은 섬유를 생산하고, 향산된 산림 경영은 추수 후 산림의 더 빠른 재생장을 촉진한다. 이러한 경향은 재생장 산림에 의해 탄소 흡원을 유도하였다. 그러나 산업화된 농경지와 산림은 높은 연로 에너지 입력일 필요하다. 따라서 농경지의 증대가 대기 온난화 기체와 복사강제에 미치는 순 지구 영향을 평가하기는 어렵다.

지역 연구는 산림 재생장으로인한 강한 중위도 흡원의 가능성을 확인했다. 에디 공분산 네트워크에서 나온 자료는 오랜기간 동안 버려진 이전 농경지(Curtis et al., 2002)와 산업적으로 경영된 산림(Hollinger et al., 2002)이 매년 상당량의 탄소를 흡수하는 것을 보였다. 산림조사 자료분석은 총체적으로 현재 산림지는 CO₂의 중요한 흡원이다(Pacala et al., 2001). 소수의 오래된 산림이 중위도지역에 남아있는데(대부분 70년 이하의 산림), 이는 부분적으로 산림 경영으로인한 것이다. 따라서 이러한 지역에서 산림은 어린 나이와 천이단계로 있어 생물량을 추적한다. 폭넓은 오차 범위내에서(7.3.2.3절 참조), 플럭스 타워에서 측정된 흡원율은 일반적으로 역전 방법으로부터 계산된 것과 일치한다(Hurtt et al., 2002). 농경기 시기에 토양 유기 물질의 공급과 감소된 죽은 질량 그리고 재조림과 관련한 토양 미기후변화 때문에 토양 탄소 저장은 증가할 것이다. 이러한 효과는 흡수되는 CO₂양에 약 30 ~ 50%를 추가적으로 더할것이다(예를 들면, Barford et al., 2001). 적어도 이같은 흡원의 일부는 이전시대에 축적되었던(그림 7.3 참조) 생물량과 토양 유기물질 부족을 보충한다는 것과, 이러한 목적을 달성하도록 계획된 주의 깊은 경영 전략이 세워지지 않으면 연관된 CO₂ 흡수는 앞으로 오는 수 십년 동안 감소할 것이라는 것에 주목하는 것은 중요하다.

7.3.4 해양 탄소 순환 과정과 기후로의 되먹임

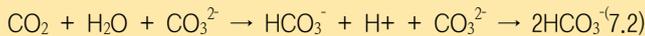
7.3.4.1 해양 탄소 순환 개요

해양 탄소는 DIC, DOC, 입자상 유기탄소(POC; 살아있는 생물 및 죽은 생물) 형태로 존재하며 존재 비율은 약 DIC:DOC:POC = 2000:38:1이다(약 37,000GtC DIC: Falkowski et al., 2000 and Sarmiento and Gruber, 2006; 685 GtC DOC: Hansell and Carlson, 1998; and 13 to 23 GtC POC: Eglinton and Repeta, 2004). 산업혁명 이전에 해양은 대기보다 약 60배 육상 생물계/토양 층보다 20배의 탄소를 포함하고 있었다.

해수는 무기화 과정을 통하여 대기로부터 많은 CO₂를 흡

박스 7.3 : 해양 탄소 화학과 해양 산성화

해양 탄산염 완충 시스템은 해양의 용해도에 기초한 잠재적 흡수력을 초과하여 CO₂를 흡수하게 하고, 그럴 경우 해양의 pH를 조절한다. 이 조절은 CO₂ 형태의 탄소가 HCO₃⁻와 CO₃²⁻로 변화하는 일련의 반응에 의해 이루어진다. 이러한 3가지 용존 형태(총괄하여 DIC로 알려진 형태)는 CO₂:HCO₃⁻:CO₃²⁻=1:100:10 의 비율로 발견된다(식(7.1)). CO₂는 산에 약하며 용해될 때 물과 함께 반응하여 탄산으로 변화한다. 이 반응은 수소이온(H⁺)이 떨어져 HCO₃⁻이온으로 되는 것으로 떨어진 일부 H⁺는 CO₃²⁻와 반응하여 HCO₃⁻ 이온으로 변한다(식(7.1)).



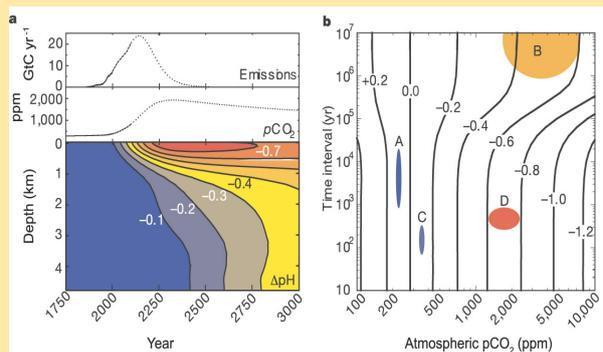
따라서, 해수에 CO₂가 증가되는 순효과는 H⁺와 HCO₃⁻가 증가하는 것과 CO₃²⁻가 감소하는 것이다. CO₃²⁻ 이온이 감소하는 것은 보다 많은 H⁺ 이온이 용액에 존재해 산성화를 증가시키며, 전체적으로 CO₂ 증가에 따른 완충능을 감소시킨다. 해양 산성화는 해양중 CaCO₃의 포화상태를 감소시킨다. 다음 두가지 일차 효과가 예상된다.(1) 수체내의 산호와 식물성 및 동물성 플랑크톤의 생물 생산성을 억제하거나 저하 시킬 것이다(Royal Society, 2005).(2) 해저의 CaCO₃의 용해가 증가할 것이다(Archer, 2005). 산호와 이족류(petropod; 플랑크톤성 달팽이; Lalli and Gilmer, 1989)에 의해 생산되는 CaCO₃의 meta-stable 형태인 아라고나이트가 일부 pH를 감소시킬 것이다(Kleypas et al., 1999b; Hughes et al., 2003; Orr et al., 2005). 고농도 CO₂ 조건하의 실험실 조건하에서 인편모조류인 *Emiliania huxleyi*와 *Gephyrocapsa oceanica*는 CaCO₃ 생산을 저감한다(Riebesell et al., 2000; Zondervan et al., 2001). 기타 종과 기타 조건하에서의 성장은 서로 다른 반응을 보이므로, CaCO₃의 되먹임에 대한 정량화는 현재로서는 불가능하다(Tortell et al., 2002; Sciandra et al., 2003).

해양 입자의 침전속도는 입자의 조성에 의존한다. CaCO₃는 침전 속도를 증가시키는 효과적인 요소로 작용할 것이다(Armstrong et al., 2002; Klaas and Archer, 2002). 대기 pCO₂에 감소된 CaCO₃ 생산의 상대적으로 작은 음의 되먹임은 생물성 입자 침전과 유기탄소에 대한 수체의 재무기화 깊이 수준의 감소에 의해 상쇄될 것이다. 반면에, 세포외 유기탄소 생산은 고농도 CO₂하에서 증가할 수 있으며, 운반이 증가할 것이다(Engel et al., 2004).

해양 산성화에 따른 생태적 변화는 열대와 한대의 물 속 산호(Gattuso et al., 1999; Kleypas et al., 1999a; Langdon et al., 2003; Buddemeier et al., 2004; Roberts et al., 2006)와 심해 생태계에서 심할 것이다(Tortell et al., 2002; Royal Society, 2005). 산성화는 열대 고등 생물의 해양 먹이 사슬에 영향을 줄 것이다(Langenbuch and Portner, 2003; Ishimatsu et al., 2004). 산업 혁명의 시작 이후, 바다 표면 pH는 약 0.1 pH 단위까지 떨어졌다(수소 이온 농도로 30% 증가). 지속적으로 감소된다면 일부 국가의 해양 pH는 수 억년 전에 존재했던 해양의 pH로 변화할 것으로 추정된다(Caldeira and Wickett, 2003; Key et al., 2004; 박스 7.3, 그림 1).

1992년a(IS92a) IPCC 시나리오를 기초로 한 모델 실험에 따르면, 남반구 해양의 생물 석회화는 2100년까지 감소할 것이며(Orr et al., 2005), 2050년까지 아르고나이트 기원 생물체가 감소할 것이다(그림 10.24 참조). 해양 산성화는 기후변화의 직접적인 결과가 아니고 기후변화에 앞선 화석연료 사용에 따른 CO₂ 배출 결과인 것이다.

박스 7.3, 그림 1. (a) 수평 평균한 해양의 pH 변화와 함께, 대기 중 이산화탄소 배출량, 대기 중 CO₂ 분압 수준의 변화, 배출량 시계열에서 예측된 CO₂ 분압. 배출량 시계열은 2100년 이전의 중범위 IS92a 배출 시나리오(실선)에 기초하였으며 배출은 화석 연료 비축량이 바닥을 보일 때까지 계속된다고 가정한다. (b) 대기 중 CO₂ 농도의 최종 기능으로서 해수면 pH의 최대 변화 및 280ppm에 도달하는 CO₂ 농도 추세의 변화를 추정했다. A: 빙기-간빙기 CO₂ 변화; B: 과거 300Myr 동안의 더딘 변화; C: 해면 해수의 시계열 변화; D: 감소되지 않는 다음 세기 동안의 화석 연료 연소. 자료: Caldeira and Wickett (2003). Reprinted with permission from Macmillan Publishers Ltd: Nature, Caldeira and Wickett (2003), copyright (2003).



수할 수 있다. 이는 CO₂가 산성 가스에 약하고 해양에 녹아 있는 무기광물이 지질시간을 가지면서 약 알칼리성 해양으로 변화하였기 때문이다(표층 pH 7.9-8.35: Degens et al., 1984; Royal Society, 2005). 대기-해양 CO₂ 교환은 대기-해양의 pCO₂ 변화도에 의해 결정된다. 해양 표면과 대기의 평형 상태는 대략 1년 정도의 시간 규모에서 일어난다. 가스 교환율은 풍속에 비례해서 증가하고(Wanninkhof and McGillis, 1999; Nightingale et al., 2000), 강수, 열수지, 해빙 및 표면 활성 등의 요소에 의존한다. 풍속이 높을 때 지역 규모의 가스 교환율의 양과 불확실성은 높아진다. 그에 반해서, 해수의 pH 값과 관련된 공기와 해수의 CO₂ 분할을 위한 평형 상태 값은 잘 알려져 있다(Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001; 박스 7.3 참조).

이류와 혼합 변화에 추가하여, 해양은 그림 7.10에 설명된 3가지 메커니즘을 통해 대기 CO₂ 농도를 바꿀 수 있다(Volk and Hoffert, 1985):(1) 가스상 CO₂ 용해도 변화에 기인하는 CO₂의 흡수와 배출(‘용해도 펌프, solubility pump’), (2) 광합성에 의한 표층수내 POC로의 탄소 고정 변화와 표층 밖으로 유기 입자가 침전함에 따라 이 탄소가 운송(‘유기탄소 펌

프’) - 이 과정은 광선과 영양염(인, 질산염, 규산, 철과 같은 미량 영양소)의 유효성에 의해 첫 번째로 제한된다;(3) 플랑크톤에 의해 외형 물질 CaCO₃ 형성 동안 표층수의 CO₂ 배출 변화(‘CaCO₃ 카운터펌프, counter pump’).

유기 입자는 1,000m 이상의 해수 컬럼에서 용존 산소의 감소와 함께 재무기화 된다. 평균적으로 CaCO₃ 입자는 용해 이전에 깊게 가라 앉으며, 심층수는 CaCO₃가 불포화 상태이다. 입자의 나머지는 해양 퇴적물로 유입되고 물에서 재용해되거나 퇴적물에 축적된다. POC 저장소는 작지만 DIC 농도가 낮은 표층수와 DIC 농도가 높은 심해수의 농도 유지에 중요한 역할을 한다. 이 고리는 다음의 3차원 해양 순환을 통하여 폐쇄되어 있다. 용승수는 무기탄소와 영양염을 표층으로 다시 가져오고, 가스를 배출하거나 생물성 입자 생산을 유발한다. 용존 유기탄소는 강과 해양 대사과정으로부터 해수로 유입된다. DOC의 많은 부분은 해양에서 긴 체류시간(1 ~ 10,000년)을 가지는 반면, 짧은 체류시간을 가지기도 한다(일단위에서 수 백년까지; Loh et al., 2004). 용존 유기 물질의 구성은 여전히 미지의 부분이 많다.

전구 해양 혼합 혹은 1000년 단위의 순환 시간과 연관하

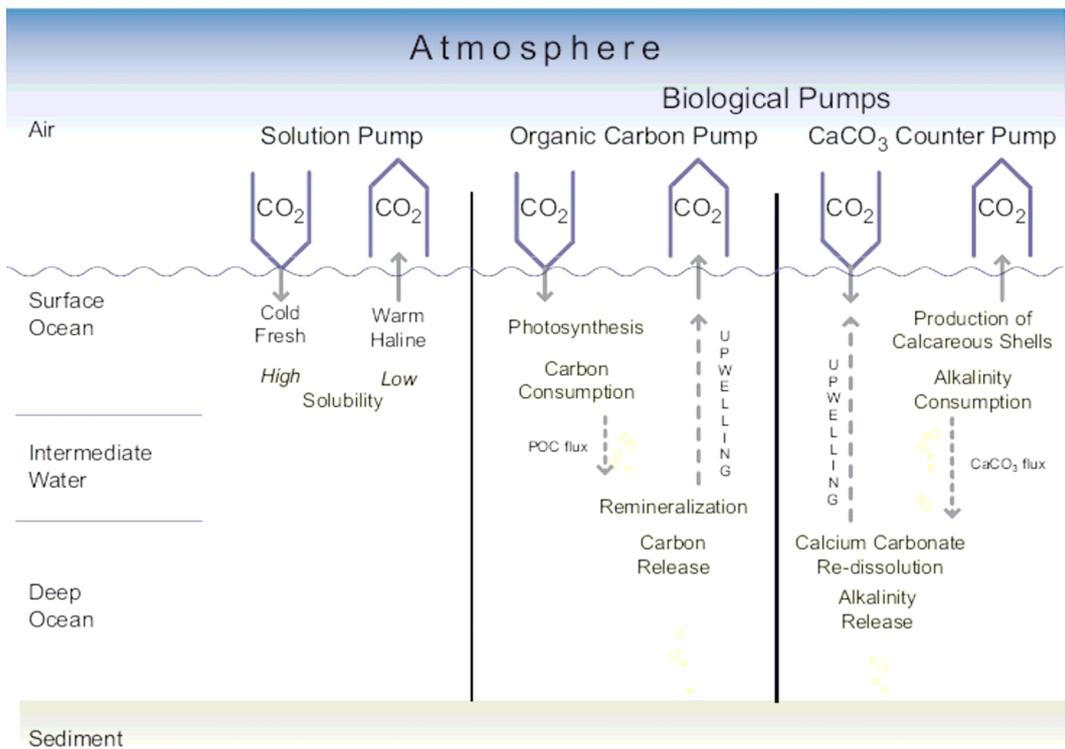


그림 7.10. 해양에 의해 자연 대기 CO₂ 변화를 조절하는 세가지 주요 해양 탄소 펌프(Heinze et al., 1991): 용해도 펌프, 유기탄소 펌프 및 CaCO₃ ‘카운트 펌프’. 인위기원 CO₂의 해양 흡수는 해양 표면에서의 무기 탄소 흡수와 표층에서 심층으로의 인위기원 탄소의 물리적 운송이 지배적이다. 해양 대순환이 지속되는 동안, 생물 탄소 펌프는 영양염 순환이 변화하지 않으므로 영향을 받지 않는다. 해양 대순환이 둔화되면, 인위기원 탄소 흡수는 무기탄소 완충과 물리적 운송이 지배하지만, 해양 입자 수지는 침강속도가 변화하지 않으면 심해까지 도달할 수 있다. 생물학적으로 유도된 음의 되먹임은 인위기원 탄소의 물리적 하향 혼합의 둔화로 양의 되먹임보다 작을 것으로 추측된다. Reprinted with permission, copyright 1991 미국지질협회.

여(Broecker and Peng, 1982), 대규모 해양 탄소 저장소의 작은 변화는 대기 CO₂ 농도의 현저한 변화를 초래할 수 있다. 마찬가지로 대기 pCO₂의 동요도 해양에 의해 완충될 수 있다. 대기 CO₂ 농도의 빙하기-간빙기 변화는 해양 탄소 펌프의 기능을 잠재적으로 변화시킬 수 있다(6장 참조). 해양에 의해 흡수되는 인위 기원 탄소의 시간조절에 대한 핵심 역할은 많은 양의 인위기원 탄소를 해양 내부로 이동 시키는 과 동시에 표층수의 아랫방향으로의 운송이다. 유기탄소 순환과 CaCO₃ 카운터펌프는 조절하지만, 주된 것이 아니며, 인위 기원 탄소를 해양에 흡수한다.

7.3.4.2 대기 이산화탄소 변화로의 탄소 순환 되먹임

인위기원 CO₂의 화학적 완충은 해양 과정이 탄소 저장소로 작용하는데 있어서 양적으로 가장 중요하다. 해수내로 유입된 CO₂는 CO₃²⁻ 이온에 의한 소기작용(scavenging)으로 완충되며 HCO₃⁻로 전환된다. 이를 통해 증가된 가스상의 해수 CO₂ 농도는 해수의 단위 부피 당 CO₂ 양보다 적다. 해수내 이산화탄소 완충은 Revelle 계수('완충계수'), 식(7.3)에 의해 정량화 된다. 재평형 후 총 DIC의 변화와 관련된 해수 pCO₂의 작은 변화(Revelle and Suess, 1957; Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001):

$$\text{Revelle 계수(완충 계수)} = \frac{(\Delta[\text{CO}_2]/[\text{CO}_2]) / (\Delta[\text{DIC}]/[\text{DIC}])}{\quad} \quad (7.3)$$

낮은 Revelle 계수는 더 많은 해수의 완충능을 가진다. 해양 완충 계수의 다양성은 주로 pCO₂의 변화와 총 알칼리도에 대한 DIC의 비율에 의존한다. 현재 해양에서, 완충 계수는 8과 13 사이에서 분포한다(Sabine et al., 2004a; 그림 7.11). 대기 pCO₂에 대해서는 해양의 무기 탄소 시스템이 두

가지 방식으로 반응한다.(1) 해수 재평형, 대기로부터의 CO₂의 많은 양 완충은 균형에 노출되는 물의 용량에 의존하고,(2) Revelle 계수는 pCO₂와 함께 증가한다(양의 되먹임; 그림 7.11). 두 개의 과정은 양적으로 중요하다. 반면 첫 번째는 보통 시스템 반응으로 중요하며, 후자는 되먹임 과정에서 중요하다.

해양은 대기로부터 CO₂ 흡수에 의해 알칼리성을 잃을 것이다(해수 pH는 감소할 것이다)(박스 7.3 참조). 증가한 대기 CO₂에 대한 해양의 완충능은 미래 해양 표면 pCO₂ 증가로 감소할 것이다(그림 7.11a). 이러한 예상된 변화는 확실하며 잠재적으로 심각한 결과를 초래할 것이다.

심해의 증가된 탄소 저장량은 포화도 깊이 이하에서 석회 퇴적물의 용해를 유발한다(Broecker and Takahashi, 1978; Feely et al., 2004). CaCO₃ 퇴적물 용해가 대기 pCO₂ 증가로 전환되는 되먹임은 부정적이며 양적으로 1에서 100kyr의 시간 규모에서 중요하다. CaCO₃ 용해는 60에서 70%의 대기 CO₂ 배출의 흡수로 계산되나, 해수 컬럼은 0.1에서 1000년의 시간 규모에서 22 ~ 33%로 계산된다. 또한, 나머지 7 ~ 8%는 규산 탄산염을 포함한장기간 육상 풍화 순환에 의해 상쇄될 것이다(Archer et al., 1998). 느린 CaCO₃ 완충 기구(그리고 느린 규산염 풍화) 때문에, 대기 pCO₂는 수만년 후 새로운 평형에 접근할 것이다(Archer, 2005; 그림 7.12).

상승한 대기 CO₂ 수준은 해양 석회성 플랑크톤 생명체에 의한 POC의 생산율에도 영향을 줄 것이다(예, Zondervan et al., 2001). 높은 CO₂ 수준하에서 증가한 탄소 고정(세가지 규조류(규산질 식물성플랑크톤)에서도 관찰되었다(Riebesell et al., 1993). 증가한 탄소 고정율이 생산율 증가로 전환되었다는 것이 중요하다(예, 깊은 수심에서의 탄소 제거). 해양

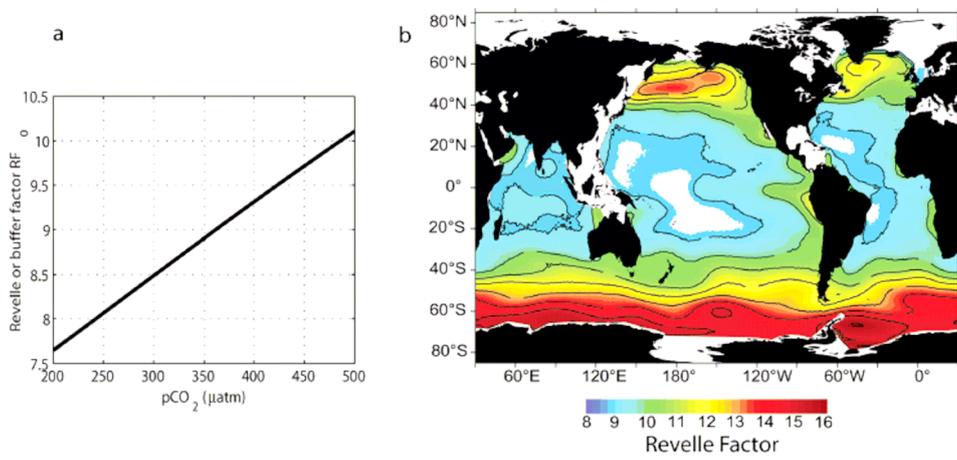


그림 7.11. (a) CO₂ 분압 함수(온도 25°C, 염도 35psu, 총 알칼리도 2,300 µmol kg⁻¹)에 따른 Revelle 인자(혹은 완충 인자)(Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001, page 73; reprinted with permission, copyright 2001 Elsevier). (b) 1994년 해양 표층수 완충인자의 지리적분포(Sabine et al., 2004a; reprinted with permission, copyright 2004 American Association for the Advancement of Science). 높은 수치는 표층수의 낮은 완충능을 나타냄.

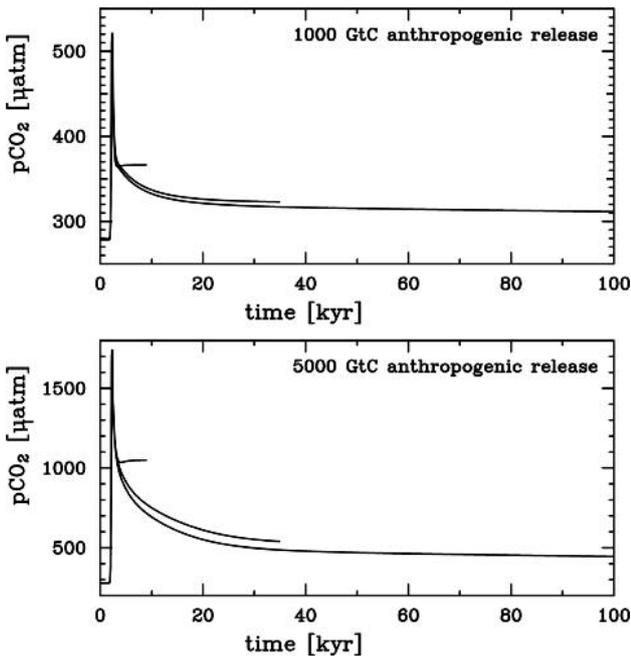


그림 7.12. $CaCO_3$ 퇴적물의 용해를 포함한 모델과 규산염암의 풍화를 포함하는 모델인 해양 단 모델에 대한 인위기원 CO_2 중화 모델 예측. (위) 총 1,000 GtC의 인위기원 CO_2 배출과(아래) 총 5,000 GtC의 인위기원 CO_2 배출. y축의 범위가 다른 것에 주의 바람. 해저의 $CaCO_3$ 용해가 없으면, 인위 기원 CO_2 의 완충은 제한됨. 100,000년 후에도 남은 pCO_2 는 대체로 산업화 이전 시기 수치보다 높음. 자료: Archer(2005).

식물성 플랑크톤의 탄소 비율에 대한 영양염의 연구에서는 아직 유기 조직내 영양염 이용 효율성(레드필드 비(Redfield ratio)로 표현 - 탄소:질소:인:규소)이 CO_2 농도와 관련된 큰 변화를 보여주지 않았다(Burkhardt et al., 1999).

7.3.4.3 물리적 강제 변화에 대한 탄소 순환 되먹임

온난화한 기후에서 모두 예상되는 보다 더 활발하지 못한 해양 순환과 증가한 밀도 성층화는 탄소, 알카리도 및 영양염, 인위기원의 CO_2 와 접촉하지 않은 물을 가진 해양 표면 등의 수직 이동을 늦출 것이다. 해양으로의 인위기원 CO_2 쇄도에 대한 병목현상은 대기 중 온실가스 농도의 중요한 양의 되먹임을 공급할 것이다(Bolin and Eriksson, 1959; Cox et al., 2000 탄소순환 기후 모델 시뮬레이션 참조; Friedlingstein et al., 2001, 2006). 해양 생물 입자의 수직 이동율이 변화하지 않고 오래 동안 남아 있으면, 보다 활발하지 못한 해양의 생물 탄소 펌프는 보다 더 효율적으로 될 것이다(Boyle, 1988; Heinze et al., 1991). 따라서 발생하는 음의 되먹임은 물리적 이동 되먹임 보다 작을 것으로 예상된다(Broecker, 1991; Maier-Reimer et al., 1996; Plattner et al., 2001; 그림 7.10 참조). 그러나, Bopp et al.(2005)의 모델링 연구는 수직 입자 이동의 감소와 양의 CO_2 되먹임의 결과로

입자상 유기탄소의 재 무기화의 깊이 감소를 예측한다. N_2 고정 유기물의 역할을 포함한 플랑크톤 군집 구조의 변화는 탄소 순환으로 되돌아 올 수 있다(Sarmiento et al., 2004; Mahaffey et al., 2005). 해양 순환의 변화는 얇은 바다로부터 대양으로의 영양염과 탄소이동 증가 혹은 대륙붕으로부터 연안으로의 영양염과 탄소의 용승 증가와 같은 대륙붕과 연안의 지역 순환에 영향을 줄 수 있다(Walsh, 1991; Smith and Hollibaugh, 1993; Chen et al., 2003; Borges, 2005). 해양 빙하의 피복 면적 감소는 인위기원 CO_2 흡수 면적을 증가시킬 것이며, 소규모의 음의 탄소 되먹임을 일으킬 것이다(ACIA, 2005). 물리적 병목 되먹임은 예상한 기후 변화에 대한 전반적인 양의 되먹임의 순환 변화로 발생하는 모든 생물학적 되먹임을 조절한다. 두 되먹임 다 미래 대양 순환의 세 부사항에 달려 있고 모델 투상은 큰 범위를 보여준다.

해수의 CO_2 가스 용해도와 탄산 분리 상수는 온도와 염도에 의존한다(Weiss, 1974; Millero et al., 2002). 해양 표면 온도가 $1^\circ C$ 상승할 때 100에서 1,000년 후 pCO_2 는 6.9에서 10.2ppm 상승할 것이다(Heinze et al., 2003; Broecker and Peng, 1986; Plattner et al., 2001). 온난화는 표층수 영양염과 탄소의 생물 흡수율을 증가시킬 것이나, 이동과 DIC에 대한 순효과는 불확실하다. Laws et al.(2000)은 이동 효율성이 온난화에 대해서 양의 되먹임을 포함한 저온에서 순광합성과 함께 증가한다고 제시하였다. 또한, DOC는 높은 온도에서 보다 빨리 분해될 것이다.

7.3.4.4 영양염 순환과 육상 해양 연결에 의한 탄소 순환 되먹임

하천은 탄소(DIC, DOC)와 영양염을 해양으로 운송한다. 상승한 대기 CO_2 수준과 토지 이용은 하천의 탄소와 알카리도 부하를 증가시키는 화학적 및 물리적 풍화를 증가시킬 것이다(Clair et al., 1999; Hejzlar et al., 2003; Raymond and Cole, 2003; Freeman et al., 2004). 유역의 암석과 토양 조성에 따라서 증가한 알카리도, DIC, DOC의 수준은 지역적 긍정 혹은 음의 되먹임을 일으킬 수 있다. 토양으로부터의 탄산규소의 유동과 해양으로의 이동은 장기간 대기 CO_2 에 음의 되먹임을 유발할 것이다(Dupre et al., 2003). 영양염 공급의 변동은 종 이동과 주로 연안과 대양에서 대규모 평균 레드필드 비의 편차를 유발할 수 있다(Pahlow and Riebesell, 2000). 해양으로의 영양염 공급은 비료 사용으로 인해 토지로부터 유출과 고도로 오염된 지역의 대기로부터 질소 침착을 통해 증가하였다(De Leeuw et al., 2001; Green et al., 2004).

해양의 먼지 침전은 미량 영양소(철, 아연 등, 예, Frew et

al., 2001; Boyd et al., 2004)와 해저 바닥 물질의 중요한 공급원이다. 철이 바람 먼지에 의해 충분히 운송되지 않는 지역에서는 철 제한 경향이 있다. 증가한 먼지 부하가 토지 (Tegen et al., 2004)와 식생피복(Woodward et al., 2005)의 변화에 따른 결과이지만, 온난한 기후는 먼지의 유동과 운송이 평균적으로 감소시킬 것이다(Werner et al., 2002; Mahowald and Luo, 2003). 먼지 부하의 감소는 해양 생물의 생산 약화와 바닥 점토의 운송 약화로 인한 CO₂ 증가로 순양의 되먹임을 증가시킬 수 있다(Haake and Ittekkot, 1990; Ittekkot, 1993). 기후변화에 의한 플랑크톤 종 구성과 고생산대의 지역적 이동은 되새김을 더욱더 유발할 수 있다. 생물 광학적인 가열 변화 때문에 흡광은 변화하고 대양 지표수의 온도를 변화를 야기할 수도 있다.(Sathyendranath et al., 1991; Wetzel et al., 2006). 북반구 고위도의 석회화 생물을 포함한 녹조 증가는(Broerse et al., 2003; Smyth et al., 2004) 복사에너지 수지에는 작은 효과를 나타내지만 일시적으로 해양 표면의 알베도를 증가시킬 수 있다(Tyrell et al., 1999).

7.3.4.5 기후변화와 관련된 해양탄소 순환 요약

해양탄소순환과 기후 사이의 연결을 표 7.3과 이하에 요약했다.

7.3.4.5.1 확실한 연구 결과

- 해양순환의 저하와 CO₂ 농도 증가에 따른 해수 완충 감소는 인위기원 CO₂의 해양 흡수를 억제할 것이다.
- 해양 CO₂ 흡수는 1750년 이후 약 0.1 정도로 평균 해양 pH(산성도 증가)를 낮추었다. 해양 산성화는 지속될 것이며 해양의 인위기원 CO₂ 흡수와 직접적으로 연결되어 있다.
- 무기 화학 완충능과 해양 CaCO₃ 퇴적물의 용해는 해양의 주요 인위기원 CO₂ 중화 과정이다. 이 과정은 느린 대규모 역전 순환때문에 큰 대기 CO₂ 저장소의 임시 형성을 방지할 수 없다.

7.3.4.5.2 주요 불확실성

- 해양 순환과 밀도 성층화의 미래는 여전히 매우 불확실하다. 해양에 의한 CO₂의 물리적 흡수와 탄소의 생물적 순환 변화는 이러한 요인에 의존한다.
- 온난화와 고 CO₂ 환경에 대한 해양 생물 탄소순환의 모든 반응(영양염 순환뿐만 아니라 박테리아와 바이러스의 역할을 포함한 생태계 변화를 포함한 과정)은 아직도 잘 모른다. 몇가지 작은 되먹임 메커니즘은 주요한 되먹임 메커니즘이 될 때까지 부가될 것이다.

- 해양 산성화에 대한 해양 생물의 반응은 전체적으로 개개 생물의 생리와 생태계 기능 모두 아직 확실하지 않다. 특히 CaCO₃ 껍질(생물석회화)을 만드는 생물에 잠재적 영향이 있을 것으로 추측된다. 일부 지역에 있는 몇몇 생명체는 아마 돌아오는 세기에 멸종에 직면할 것이다.

7.3.5 탄소순환과 기후의 결합

7.3.5.1 서론

대기 CO₂는 화석연료와 토지 이용 배출의 절반 정도가 증가하고 있으며, 나머지는 해양과 식생 및 토양에 의해 흡수되고 있다. 따라서, 육상과 해양 탄소 순환은 CO₂ 기원 기후 변화 완화를 도운다. 그러나, 이 탄소 순환 과정은 기후에 민감하다. 빙하기-간빙기 순환은 긴 시간 규모에서의 기후와 탄소순환의 밀접한 관계의 예이지만, 엘니뇨-남방진동(ENSO)과 극진동(Rayner et al., 1999; Bousquet et al., 2000; C. Jones et al., 2001; Lintner, 2002; Russell and Wallace, 2004) 및 Mt. Pinatubo 화산 분출(Jones and Cox, 2001a; Lucht et al., 2002; Angert et al., 2004)과 같은 기후 같은 단기간 기후변화에 대한 탄소 순환의 반응에 대한 명백한 증거도 있다.

이전 IPCC 보고서는 간략화 되거나 '축소한 형태'의 모델을 기후변화가 탄소 순환에 미치는 영향을 추정하기 위하여 이용하였다. 그러나, 대기-해양 대순환모델(AOGCMs)을 이용한 상세한 기후 예측은 미리 지정된 CO₂ 농도 시나리오를 사용하였고, 기후와 탄소순환의 상호적인 연결을 무시하고 있다. 이 절에서는 기후변화와 탄소순환의 상호작용에 대한 중요한 결과를 이용하여, 기후-탄소 순환을 연결한 AOGCM 시뮬레이션의 1세대에 대해서 논의한다.

7.3.5.2 기후-탄소 순환 예측의 연결

TAR은 상호 작용하는 탄소 순환을 가진 AOGCMs를 이용하여 최초로 2개의 기후 예측을 보고했다. 둘 다 기후 온난화가 지면 탄소 저장에 미치는 영향이 큰 것에 기인하는 양의 되먹임을 지적했으나(Cox et al., 2000; Friedlingstein et al., 2001), 되먹임의 크기는 모델간에 다양하게 분포했다(Friedlingstein et al., 2003). TAR 이후 많은 기후모델 그룹에서 C⁴MIP의 일부분으로 기후-탄소 순환전망을 완성했다(Brovkin et al., 2004; Thompson et al., 2004; N. Zeng et al., 2004, Fung et al., 2005; Kawamiya et al., 2005; Matthews et al., 2005; Sitch et al., 2005). C⁴MIP에 포함된 11개의 모델은 2006), Earth System Models of Intermediate

표 7.3. 기후변화(대기 pCO₂ 상승, 온난화)와 해양 탄소 순환 과정의 결합. 직접 복사 강제 과정에서의 반응이 고려된다(대기로 부터의 인위기원 CO₂의 흡수 심화 혹은 방해). 인위기원 CO₂ 중화를 위해 양적으로 매우 중요한 해양 과정은 긴 시간 규모에서 움직이며 실제로 확실하게 효과적이다.

해양 탄소 순환 과정	주요 강제력 요인	반응 +양의 되먹임 -음의 되먹임 정량적 잠재성	시작	재평형 시규모 (kyr)	가능성	해설
유기탄소의 생물학적 외부생산 및 유기탄소 주기의 변화	온난화, 해양순환, 영양 공급, 복사, 대기중 CO ₂ , pH값	(효과의 합은 분명하지 않음) +/- 중간	즉시	0.001-10	높음	복잡한 되먹임 사슬, 반응은 해수면에서 빨라질 것이고 장시간 규모에서 토지 활동으로 부터의 영양 공급, 생물다양성 패턴, 에코 시스템 기능은 영향을 받을 것이다.
탄산칼슘의 생물학적 외부생산	온난화, 대기중 CO ₂ , pH값	(효과의 합은 분명하지 않음) +/- 작음	즉시	0.001-1	높음	복잡한 되먹임 사슬, 종의 소멸, 생물 다양성 패턴, 에코 시스템 기능은 영향을 받을 것이다.
해수완충	대기중 CO ₂ , 해양순환	- 높음	즉시	5-10	확실함	시스템 반응, 해양 산성화를 이끔.
무기탄소 화학의 변화 (용해도, 해리, 완충 요소)	온난화, 대기중 CO ₂ , 해양순환	+ 중간	즉시	5-10	확실함	해양 혼합에서 '병목' 에 의한 양의 되먹임
탄산칼슘 침전물의 용해	pH값, 해양순환	- 높음	즉시	40	확실함	심해의 생물다양성 패턴 및 에코 시스템 기능은 영향을 받을 것이다.
규산탄산염의 풍화	대기중 CO ₂ , 온난화	- 중간	즉시	100	높음	매우 장기간의 음의 되먹임

표 7.4. CMIP 모델의 탄소 순환 되먹임 효과. 두번째 열은 2100년까지 기후변화가 CO₂ 농도에 미치는 효과. 세번째 열은 대기 CO₂ 증가의 확장 (즉, 기후-탄소 순환 되먹임 인자). 4~8 열은 모델의 유효한 민감도 매개변수 목록: CO₂에 대한 평균 지구 온도변화 민감도와 육상과 해양 CO₂ 저장소 및 기후의 민감도(Friedlingstein et al., 2006). 이 매개변수는 시뮬레이션 전체 기간동안 결합 및 비결합으로 운용되어 계산된 결과의 비교에 의해 계산되었다(대체로 1860 ~ 2100년). 모델 항목은 Friedlingstein et al.(2006)에 상세히 기술되어 있음.

모델	2100년까지 CO ₂ 농도에 대한 기후변화의 영향(ppm)	기후-탄소 되먹임 요인	CO ₂ 배증에 대한 일시적인 기후민감도 (°C)	CO ₂ 에 대한 토지의 탄소저장 민감도 (GtC ppm-1)	CO ₂ 에 대한 해양의 탄소저장 민감도 (GtC ppm-1)	기후에 대한 토지의 탄소저장 민감도 (GtC °C-1)	기후에 대한 해양의 탄소저장 민감도 (GtC °C-1)
A. HadCM3LC	224	1.44	2.3	1.3	0.9	-175	-24
B. IPSL-CM2C	74	1.18	2.3	1.6	1.6	-97	-30
C. MPI-M	83	1.18	2.6	1.4	1.1	-64	-22
D. LLNL	51	1.13	2.5	2.5	0.9	-81	-14
E. NCAR CSM-1	20	1.04	1.2	1.1	0.9	-24	-17
F. FRCGC	128	1.26	2.3	1.4	1.2	-111	-47
G. Uvic-2.7	129	1.25	2.3	1.2	1.1	-97	-43
H. UMD	98	1.17	2.0	0.2	1.5	-36	-60
I. BERN-CC	65	1.15	1.5	1.6	1.3	-104	-38
J. CLIMBER2-LPJ	59	1.11	1.9	1.9	0.9	-64	-22
K. IPSL-CM4-LOOP	32	1.07	2.7	1.2	1.1	-19	-17
Mean	87	1.18	2.1	1.4	1.1	-79	-30
Standard Deviation	±57	±0.11	±0.4	±0.5	±0.3	±45	±15

주석:

a HadCM3LC: Hadley Centre coupled climate-carbon cycle general circulation model; IPSL-CM2C: Institut Pierre-Simon Laplace; MPI-M: Max Planck Institute for Meteorology; LLNL: Lawrence Livermore National Laboratory; NCAR CSM-1: NCAR Climate System Model version 1; FRCGC: Frontier Research Center for Global Change; Uvic-2.7: University of Victoria Earth System Climate Model; UMD: University of Maryland; BERN-CC: Bern Carbon Cycle Model; CLIMBER2-LPJ: Climate Biosphere Model 2 - Lund Potsdam Jena Terrestrial Carbon Model; IPSL-CM4-LOOP: Institute Pierre-Simon Laplace.

Complexity 와 AOGCMs을 포함하여 모두 인자의 복잡성에서 다르다.

모델은 역사적인 1850년부터 2100년까지의 Special Report on Emission Scenarios(SRES; IPCC, 2000) A2 인위기원 CO₂ 배출에 의해 강제되었다. 각각의 모델 그룹은 최소 두 개의 시뮬레이션을 수행했다. 하나는 기후변화가 탄소순환에 영향을 주는 '연결형'이고, 하나는 대기 CO₂ 증가가 기후에 영향을 주지 않는 '비연결형'이다(그 결과 탄소 순환이 CO₂ 기원의 기후변화를 경험하지 않는다). 기후-탄소 순환 되먹임의 통용되는 정의 비교는 다음의 되먹임 인자에 의해 정량화된다. $F = \Delta C_A^c / \Delta C_A^u$, 여기서 ΔC_A^c 는 CO₂ 변화가 결합된 변화이고, ΔC_A^u 는 CO₂ 변화가 결합되지 않은 것이다. 11개의 C⁴MIP 모델은 긍정적인 기후-탄소 순환 되먹임을 생산하지만, 되먹임 인자는 1.04(모델 E)에서 1.44(모델 A)까지 다양하다. 이것은 2100년까지 20에서 224ppm(평균 87ppm; 표 7.4) 사이의 추가 CO₂ 농도로 해석된다.

모든 C⁴MIP는 총 인위기원 CO₂ 배출의 증가분은 21세기 동안 대기중에 머물러 있을 것으로 예측한다. 그림 7.13은 2100년까지 각 모델을 결합한 시뮬레이션 중 인위기원 CO₂의 시뮬레이션 부분이며, 이를 1999년까지 동일한 모델 모델로 시뮬레이션과 비교하고 있다. 점선 박스는 해양탄소 저장 변화(Sabine et al., 2004a)와 총 인위기원 CO₂ 배출의 추정에서 기초한 역사적 CO₂ 분할의 관측제한을 나타낸다. 이 박스의 면적은 순 토지 이용 배출의 불확실성 때문에 크다. 모델의 대부분은 역사적인 강제 범위 안이나 매우 근접한 곳이 위치하지만, 21세기에 예측된 변화의 크기는 서로 다르다. 그러나, 모든 모델은 총 배출 부분이 증가하여 대기 중에 남고, 또한 대부분은 해양(11개 모델중 9개 모델)과 육상(11개 모델중 10개 모델)에 의해 흡수되는 배출 부분이 감소할 것이라고 지적한다. 해양 흡수의 경우, CO₂ 증가에 따른 환층능 감수의 결과이며, 따라서 C⁴MIP도 발생한다.

7.3.5.3 민감도 분석

결합 및 비결합 모델 실험은 기후변화와 CO₂ 증가가 육상과 해양 탄소 저장에 미치는 영향을 구분하기 위하여 사용할 수 있다(Friedlingstein et al., 2003). 표 7.6은 각 C⁴MIP 모델로 분석한 선형 민감도 매개변수를 나타내고 있다(Friedlingstein et al., 2006).

7.3.5.3.1 대기 중 이산화탄소 증가에 동반한 해양 탄소 흡수 증가

해양은 대기와 해양 표면의 pCO₂차이에 따라서 CO₂를 흡수한다. 모델 흡수 추정 값은 우선 탄소가 대규모 순환(Doney et al., 2004; 7.3.4.1절; 박스 7.3)과 생물 펌프(Sarmiento et al., 2004)에 의해 해양 표층에서 심층으로 운

송되기 때문에 다르다. 해양 탄소 순환 모델의 상호 비교에서 남반구 해양은 CO₂ 효율성에 대한 큰 충격이 있을 수 있으며 CFCs와 같은 기타 인위기원 추적자는 감소(Orr et al., 2001; Dutay et al., 2002)하는 것을 나타내고 있다. C⁴MIP 모델은 해양 탄소 저장은 대기 CO₂ 증가의 42에서 75%에서 해양 흡수가 증가한 완충으로 0.9에서 1.6 GtC ppm⁻¹ 증가함을 나타낸다. 기초 해양 탄산염 화학은 기후변화가 없어도 해양 완충 인자가 증가하기 때문에 배출의 해양 기원 부분은 미래에 감소할 것이라고 한다(7.3.4.2절).

7.3.5.3.2 대기 중 이산화탄소 증가에 동반한 육상 탄소 흡수 증가

토지이용 변화와 산불이 없으면, 육상 탄소 저장은 NPP에 따른 탄소 입력과 종속 영양(토양) 호흡에 따른 탄소 유실의 균형에 의존한다(7.3.3절). N 제한과 같은 다른 강제가 우점하는 패치(patch) 규모에서 CO₂ 비옥화의 중요성에 관한 논의가 진행 중이다. 최근 조사에 따르면 평균적으로 12에서 23%의 증가와 함께 약 50%의 CO₂ 증가에 대한 넓은 범위의 가능한 반응을 지적하고 있다(Norby et al., 2005; 7.3.3.1절 참조).

C⁴MIP 모델은 CO₂가 동일한 범위를 넘을 때 6에서 33% 사이의 전구 NPP가 증가할 것으로 나타낸다. 이러한 그림은 직접적인 비교가 아니다. 일부 C⁴MIP 모델은 식생 피복뿐만 아니라 식생 단위 면적당 NPP 증가와 같은 식생 동태를 포함하며, 따라서 CO₂에 대한 전구 NPP를 전체적으로 매우 민감하게 유도한다. 또한 FACE 실험은 대체로 동시에 증가하는 CO₂를 포함한다. 그러나 C⁴MIP 모델은 CO₂ 민감도 측정내 범위에 있다.

CO₂에 대한 육상 탄소 저장의 종합적인 반응을 표 7.4의 다섯 번째 열에 나타내었다. C⁴MIP 모델은 시간 평균 육상 탄소 저장은 1.1-1.6GtC ppm⁻¹ 사이의 두 개 모델을 제외하고 모두 0.2-2.5 GtC ppm⁻¹ 증가하는 것을 나타낸다. 이 반응은 평균 토양 탄소 전환속도(예, 단위 토양 탄소에 대한 종속영양 호흡)에 대한 방해 경향과 더불어 각 모델에서 NPP의 CO₂ 비옥화에 의해 유도된 것이다. 다소 놀랄만한 CO₂의 효과는 모든 C⁴MIP 모델의 다양한 각도에 보인다. NPP의 CO₂ 비옥화는 식생 탄소를 특히 증가시키기 때문에 생산력이 높은 열대 지역에서는 낙엽과 토양 탄소가 증가하고 특유의 높은 분해율을 나타낸다. 전구 토양 탄소 저장소의 평균 전환율이 증가하지만 지역 전환율은 변화가 없다. 일부 모델(예, 모델 C)에서는 CO₂ 비옥화로부터 증가한 육상 탄소의 중요한 부분을 상쇄하기 위하여 이것이 작용한다. CO₂에 대한 해양 혹은 육상 탄소 저장소의 큰 반응과 함께 모델은 기후-탄소 순환 되먹임이 약해지는 경향이 있다. 이는 중

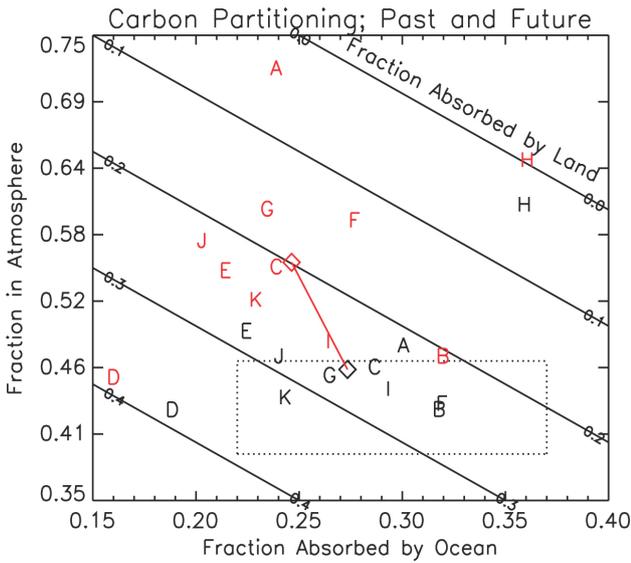


그림 7.13. 대기 중 CO₂에 추가되는 총 배출물의 증가 예측. C⁴MIP 모델로 2000년 까지 시뮬레이션한 배출의 평균 분할 변화(검정색 기호)와 2100년까지 시뮬레이션한 결과(붉은색 기호). 기호는 표 7.4와 동일. 점선으로 표시된 박스는 대기 CO₂ 증가 기록 및 총 배출(화석연료 + 토지이용 배출)의 추정과 인위기원 CO₂의 해양 흡수(Sabine et al., 2004a)에 근거한 역사적 탄소 균형의 강제이다. 검은색과 붉은색 다이아몬드 표시는 각각 역사적 기간과 전체 시뮬레이션 기간의 모델 평균 탄소 분할을 나타낸다. 붉은 선은 모든 모델에서 공통적인 21세기 대기 부분의 증가를 보이는 평균 경향을 나타낸다.

요한 어느 탄소의 중요한 부분이 직접적인 CO₂ 효과로 기후 변화 효과를 통해 재흡수 되었기 때문이다(Thompson et al., 2004).

7.3.5.3.3 이산화탄소에 대한 일시적인 기후민감도

기후-탄소순환 되먹임 고리의 강도는 기후에 대한 탄소

순환의 민감도와 CO₂에 대한 기후의 민감도에 의존한다. 대기 CO₂ 농도의 배가에 대한 평형 상태 기후 민감도는 여전히 미래 기후변화 예측에 중요한 불확실성이 있으며, 더 높은 기후민감도가 더 큰 기후-탄소 순환 되먹임을 이끌어 내는 상태에서 미래 CO₂ 농도도 중요한 관계가 있다(Andreae et al., 2005). 표 7.4의 네번째 열은 각 C⁴MIP 모델에 대한 일시적인 전구 기후 민감도를 나타낸다(예를 들어, 일시적인 시뮬레이션이 배가된 대기 CO₂를 통과할 때의 전구 기후 온난화). 두 개의 모델(모델 E와 I)을 제외한 모두 1.9-2.7℃의 기후 민감도를 가진다. 그러나, 탄소순환 반응의 차이는 특히 이것이 물 가용성이 영향을 미치는 지역 기후변화에 잠재적 큰 차이 때문에 발생할 것이다.

7.3.5.3.4 기후에 대한 해양 탄소 흡수의 의존

기후변화는 열성층화와 표면 염분 감소에 의한 수직 혼합의 억제에 따른 CO₂ 용해도 저감을 통해 해양 흡수를 감소시킬 수 있다. 긴 시간 규모(70년 이상)에서 해양 탄소 저장 은 대규모 순환(예를 들어, 열염 순환의 감소)에서 기후로부터 유도된 변화의 영향을 받을 것이다. 표 7.4의 마지막 열은 해양 탄소 저장의 C⁴MIP 모델로부터 분석된 기후변화에 대한 민감도를 나타낸다. 모든 모델은 양의 기후-CO₂ 되먹임을 포함한 -14~-60CtC⁻¹ 사이의 기후 변화에 의한 해양 탄소 저장소의 감소를 나타낸다.

7.3.5.3.5 기후에 대한 육상 탄소 저장소의 의존

주요 육상대기 CO₂ 플럭스는 기후에 강하게 의존한다. 종속 영양 호흡과 NPP는 모두 물 효율성과 대기 온도에 매우 민감하다. 물 가용성 변화는 기후 변화 예측의 불확실한

표 7.5. C⁴MIP 모델 육상 과정의 효과적인 민감도: 대기 CO₂ 농도 배중에 따른 식생 NPP의 퍼센트 변화(두번째 열), 전구 1℃ 온도 상승에 따른 식생 NPP와 특정 종속 영양 생물 토양 호흡의 민감도(3, 4열).

모델 ^a	CO ₂ 에 대한 식생 NPP의 민감도: CO ₂ 배중에 대한 변화(%)	기후에 대한 식생 NPP의 민감도: 1℃상승에 대한 변화(%)	기후에 대한 특정 유기 영양생물 호흡의 민감도: 1℃ 상승에 대한 변화(%)
A. HadCM3LC	57	-5.8	10.2
B. IPSL-CM2C	50	-4.5	2.3
C. MPI-M	76	-4.0	2.8
D. LLNL	73	-0.4	7.0
E. NCAR CSM-1	34	0.8	6.2
F. FRCGC	21	1.2	7.2
G. UVic-2.7	47	-2.3	6.5
H. UMC	12	-1.6	4.8
H. UMC	16	1.2	8.7
J. CLIMBER2-LPJ	44	1.9	9.4
K. IPSL-CM4-LOOP	64	-0.3	2.9
평균	48	-1.3	6.2
표준편차	±20	±26	±2.7

주석:

^a 모델 설명은 표 7.4 참조

지역 양상에 비판적으로 의존하며 그러므로 불확실성의 주된 원인으로 남아 있을 것이다(11장 참조). 기후에 대한 육상 탄소 저장소의 전체 민감도(표 7.4, 일곱 번째 열)는 양의 기후-CO₂ 되먹임을 포함한 모든 모델에서 부정적이나, 그 범위는 -19 ~ -175 GtC °C⁻¹로 크다. 이러한 값은 표 7.5에 나타난 기후변화가 NPP와 토양 탄소 전환(혹은 분해)율에 미치는 영향의 조합에 의해 결정된다.

C⁴MIP 모델은 단저장소 모델(모델 A)부터 9저장소 모델(모델 E)까지 다른 토양 탄소 전환율의 개념을 사용한다. 그러나, 대부분 토양 모델은 매 10 °C기온이 증가할 때마다 특정 호흡율은 약 2배가 된다는 기온에 따른 유사한 분해 가속을 가정한다. 이 온도 민감도는 뿌리와 토양 호흡의 어려움이 있지만, 대체로 장시간 실험실 및 야외 관측한 토양 배출과 일치한다(Raich and Schlesinger, 1992). 그러나, 온도에 대한 예상된 의존은 10년 동안 산림 토양(Giardina and Ryan, 2000; Melillo et al., 2002), 목초지(Luo et al., 2001) 혹은 북방림(Dunn et al., 2007)의 전체 생태계 수준에서 찾아내지 못했다. 이러한 명백한 모순은 낙엽 유입이 지속되는 한 강한 온도 반응과 더불어 유기물의 불안정한 저장소의 급속한 소모를 반영하였을 것이다(Knorr et al., 2005). 그럼에도 불구하고, 느린 탄소 저장소의 온도 민감도는 여전히 잘 알려져 있지 않다.

표 7.5는 모든 C⁴MIP 모델이 기후가 온난해짐에 따라서 전체적으로 토양 탄소 전환율이 1°C당 2~10% 증가하는 모

사를 보인다. 단일 토양 탄소 저장소를 사용하는 Hadly 모델(A)은 UVic 모델(G)와 동일한 토양-식물 인자를 사용하여 예측한 낮은 유효 민감도에 의해 입증된 것과 같이, 온도에 대한 토양 호흡의 상대적으로 큰 민감도를 완벽하게 계산하지 못한다(Jones et al., 2005). 토양 수분 시뮬레이션의 차이는 기후에 대한 토양 전환율의 유효 민감도 결정에 중요한 역할을 하고 있다. 표 7.5에서도 기후에 대한 NPP의 유효 민감도는 기후변화 시 1°C당 6%의 현저한 감소와 1°C당 2%의 작은 기후변화 증가를 보여준다. 이 변화는 기후 변화의 타 지역 양상 뿐만 아니라, 온난화(전구 NPP에 긍정적 영향을 이끌어 내는)에 대한 북방림의 반응을 위한 다른 시간 규모를 반영할 것이다. 기후에 대하여 가장 큰 부정적 반응을 가진 모델(모델 A, B, C)도 기후 변화 하에서 열대 지역의 건조한 경향을 보여준다(Cox et al., 2004).

7.3.5.4 탄소순환과 기후의 결합 요약

7.3.5.4.1 강한 발견

C⁴MIP 프로젝트에 들어있는 기후-탄소 순환 결합 모델에서 얻은 결과는 다음과 같다.

- 모든 C⁴MIP 모델은 21세기 총 인위기원 CO₂ 배출 중 대기에 머무는 부분이 증가할 것이라고 추정한다.
- 해양의 탄산염 중화 기작 감소와 육상 탄소 저장소의 포화에 따른 감소로부터 흡수율이 감소하지만, CO₂만의 증가는 육상과 해양에 의한 지속적인 흡수를 유도할 것이다.

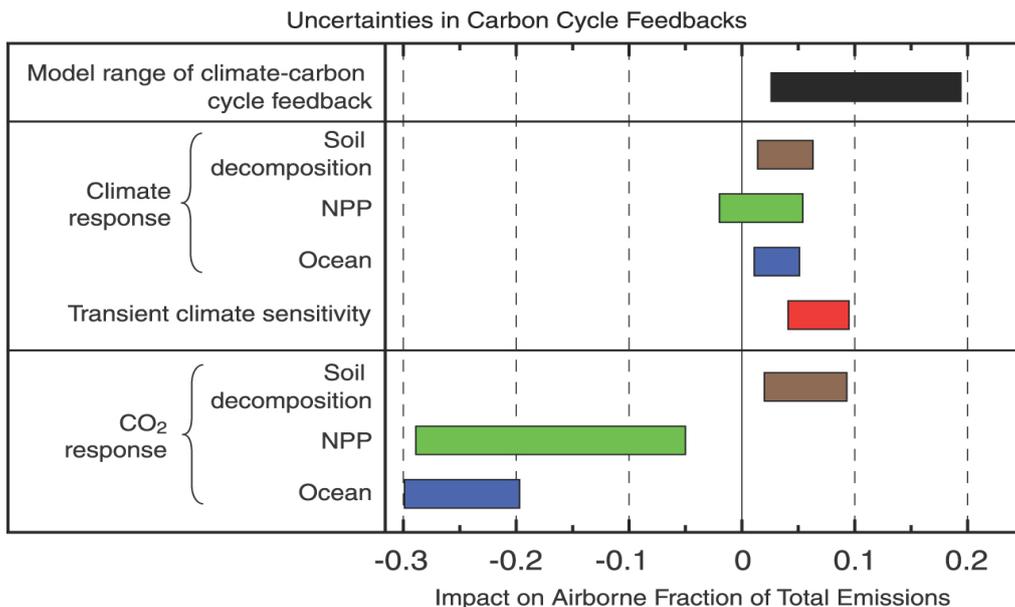


그림 7.14. C⁴MIP 모델의 결과 분석으로 추정된 탄소 순환 되먹임의 불확실성. 각 효과는 표 7.4와 7.5에 나타난 유효 민감도 매개변수의 범위에 근거한 불확실성과 함께 시뮬레이션 기간(대체로 1860~2100년)중 평균적으로 대기에 남아 있는 부분에 대한 효과로 환산하여 나타내었다. 아래쪽 3개의 막대는 대기 CO₂ 증가에 대한 직접적인 반응임(7.3.5장에 상세히 설명). 중간 4개의 막대는 기후변화의 탄소 순환에 대한 영향을 나타냄. 위 검정색 막대는 C⁴MIP 모델의 기후-탄소 순환 되먹임의 범위를 나타냄.

- 대기에 머물고 있거나 기후변화에 강한 되먹임을 생산하고 있는 인위기원 CO₂ 배출의 증가로 인하여, 기후변화 단독으로는 육상과 해양 탄소 흡수를 억제할 것이다. C⁴MIP 모델에서 이 되먹임의 크기는 평균(±표준편차) 18 ± 11%로 CO₂의 증가율의 4 ~ 40%로 다양하다.

7.3.5.4.2 주요 불확실성

C⁴MIP 모델은 주어진 인위적 배출시나리오 대한 대기 CO₂ 발생의 불확실성도 보인다. 그림 7.14는 해양과 육상 탄소 과정이 대기 중에 남아 있는 배출 부분에 있는 불확실성에 어떻게 기여하는지를 보여준다. 신뢰 한계는 11개 C⁴MIP 모델에서 진단된 감도의 범위를 재어서 생산했다(표 7.4와 7.5). 기후변화 효과가 없을 경우(아래쪽 막대 3개), 모델 결과는 특정 종속 영양 호흡율에 의한 약한 상쇄(7.3.5.3.2절 참조)와 함께, 해양과 육지(1차적으로 NPP의 CO₂ 증대 결과)에 의한 흡수 증가를 보인다. 그러나 탄소 순환에 대한 기후변화 효과가 없더라도, CO₂에 대한 반응의 범위는 넓다. 기후변화는 해양 흡수 억제, 토양 호흡 및 식물 NPP 감소에 의해 대기 중에 남아있는 배출 부분을 증가시킨다. 기후변화에 대한 NPP의 민감도는 일부 모델에서 열대 생태계의 두드러진 건조와 생산성 감소를 나타내며, 대순환모델(GCMs)에서 매우 다양한 토양 수분 효율에 의존하기 때문에 특히 불확실하다(Cox et al., 2004). 또한 CO₂에 대한 일시적인 기후 민감도는 기후-탄소 순환 되먹임의 전체 불확실성을 유발하는 주요 원인이다(가장 높은 막대).

기타 중요한 기후-탄소 순환 상호작용은 1세대 C⁴MIP 실험에 포함되어있지 않다. C⁴MIP에서 사용한 해양 생태 모델은 개발 초기 단계이다. 이러한 모델은 내부 영양물질, 기온, 광효율의 변화에 대한 기초적인 반응을 포함하지만, 대부분 모델은 생태계 구조 변화에 대한 보다 더 복잡한 반응을 포함하지 않고 생물 수지를 간략하게 묘사한다. 생태계 구조는 특정 생명체가 지표면 온난화, 산성화, 영양의 내부 소스 변화(대기 혹은 하천)와 상위 영양 단계 변화(물고기)로 인한 양분을 변화를 일으킬 때 변화할 수 있다. 해양 생태계 구조의 변화는 해양의 CO₂ 흡수율에 영향을 줄 수 있다(Bopp et al., 2005).

1세대 C⁴MIP은 또한 산불과 이전 토지 이용 변화 효과를 제외한다. 일부 지역에서는 산림 재성장이 육상 탄소 저장에 큰 부분으로 계산될 것이다(예, Pacala et al., 2001; Schimel et al., 2001; Hurtt et al., 2002; Sitch et al., 2005). 반면에 식생과 토양 유기물의 연소는 CO₂의 연변화 부분에 중요한 원인일 것이다(Cochrane, 2003; Nepstad et al., 2004; Kasischke et al., 2005; Randerson et al., 2005). 기타 중요한

과정은 모델링 과정이 간단하지 않기 때문에 이 부분에서는 제외했다. 이 중에는 육상의 N 순환(식물 CO₂ 흡수를 촉진 혹은 억제함)과 오존 농도 증가가 식물에 미치는 영향(CO₂ 흡수 억제)이 있다.

7.4 반응성 기체와 기후시스템

대기 중 다양한 반응성 기체의 농도는 산업화 시기 동안 인간활동의 결과로 인해 크게 증가하였다. 이 중 몇가지(메탄, 아산화질소, 할로카본, 오존 등)는 태양 장파복사(적외선)와 반응해 결과적으로 '온실 가열'을 심화시킨다. 오존은 또한 단파(자외선과 가시광선) 태양 에너지를 효과적으로 흡수함으로써 생물권(인간을 포함하여)을 해로운 복사로부터 보호하고 대기 중층의 에너지 수지에 중요한 역할을 수행한다. 대기 중의 많은 화학종들은 생물학적 과정(토양, 식생, 대양)이나 인간활동(화석연료 연소, 토지이용 변화)에 의해 지구표면에서 배출되어 이후 대기중에서 광화학반응에 의해 파괴되고 화합물로 변형되어 궁극적으로 습식 또는 건식 침전물로 제거된다. 대기의 산화강도(또는 능력)는 대부분 대기 중 수산기(OH)의 농도(주간)에 의해, 그리고 어느 정도는 질산염기(NO₃⁻, 야간), 오존 및 과산화수소(H₂O₂) 농도에 의해 결정된다. 대기중에서의 화학반응과 기후시스템과의 상호연관성은 많은 부분이 명확히 밝혀지지 않은 물리적, 화학적 그리고 생물학적 과정을 포함하기 때문에 복잡한 양상을

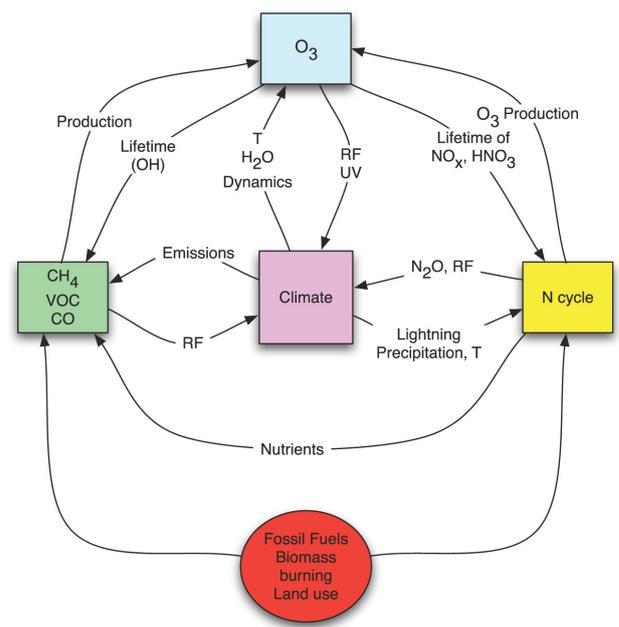


그림 7.15. 대류권에서의 화학 반응, 생지화학 순환 그리고 기후 시스템간의 상호작용에 대한 개념적 표현. RF는 복사강제, UV는 자외선 복사, T는 온도 그리고 HNO₃는 질산을 나타낸다.

보인다(그림 7.15). 예측된 기후변화가 대기질에 어느 정도의 영향을 줄 수 있는가를 밝히는 것은 중요한 주제이다(박스 7.4 참조). 이 단락의 목표는 반응성기체와 기후시스템간 양방향 상호관계의 이해에 대한 최근의 성과를 검토해 보는 것이다.

7.4.1 메탄

7.4.1.1 메탄의 생지화학과 수치

대기중의 메탄은 생물학적 그리고 비생물학적 발원으로부터 기원된다. 비생물학적 메탄은 화석연료의 채굴과 연소(천연가스, 석유와 석탄), 바이오매스연소, 폐기물 처리 그리고 지질학적 발원(퇴적분지의 천연가스 유출과 열수/화산기원의 화석 메탄)으로부터의 배출을 포함한다. 하지만, 생물학적 기원으로부터의 배출이 전세계 총량의 70%를 차지한다. 생물학적 기원은 습지, 벼농사, 가축, 매립지, 산림, 해양 및 터마이트를 포함한다. 이와 같은 발원으로부터의 메탄 배출은 일련의 복잡한 반응의 결과인 생태계 과정을 수반하는데, 이러한 반응은 아세트산(CH_3COOH), 여러 카르복실산, 알코올, 이산화탄소 그리고 수소(H_2)를 생성하는 유기분자의 일차 발효작용으로부터 시작되어, 알코올과 카르복실산의 2차 발효작용에 의한 아세테이트, 수소 및 이산화탄소의 생성, 그리고 마지막으로 소위 메탄생성 미생물에 의해 이들 성분이 메탄으로 변화하는 과정을 말한다: $\text{CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$ 그리고 $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ (Conrad, 1996). 이와는 달리, 메탄의 발원을 자연적인 것과 인위적인 것으로 구분할 수도 있다. 인위적인 기원은 벼농사, 가축, 매립지, 폐기물처리, 생물체와 화석연료 연소를 포함한다. 자연적인 메탄은 습지, 해양, 숲, 화재, 터마이트와 지질학적인 발원으로부터 발생한다.

메탄의 순발생량은 일반적으로 다음의 세가지 방법에 의해 추산된다:(1) 직접적인 플럭스 측정과 관측으로부터의 외삽,(2) 과정-기반의 모델링(상향식 방법) 그리고(3) 공간적인 분포와 시간적 연속성을 갖는 대기중에서의 농도 및 동위원소 조성 관측값에 근거한 역모델링(하향식 방법). 하향식 방법은 또한 항공기와 인공위성에 의한 관측을 포함한다(Xiao et al., 2004; Frankenberg et al., 2005, 2006). 배출량을 보다 큰 규모로 외삽하기 위해 상향식 방법이 이용될 경우, 플럭스의 내재된 큰 시공간 변화와 제한된 관측조건으로부터 불확실성이 야기된다. 하향식 방법은 상향식의 약점을 보완하는데 도움이 된다. 하지만, 불충분한 관측, 역모델링 과정에서 증폭되는 오차 그리고 복잡 지형 및 기상조건을 모사하기에 불충분한 모델의 성능은 하향식 방법의 광범위한 적용

에 장애가 되고 있다.(Dentener et al., 2003a; Mikaloff Fletcher et al., 2004a, 2004b; Chen and Prinn, 2005, 2006). 메탄의 동위원소 조성 분석(^{13}C , ^{14}C , ^2H)은 메탄의 수치와 기원에 대한 부가적인 정보를 제공해 줄 수 있지만 이와 같은 자료는 더욱 제한적으로 존재한다(Bergamaschi et al., 2000; Lassey et al., 2000; Mikaloff Fletcher et al., 2004a, 2004b).

3차 평가보고서 이후로, 다양한 측정 네트워크와 국가단위 보고 자료로부터 새로운 정보가 제공됨에 따라 메탄 발원의 크기와 강도에 대한 재검토가 가능해졌다. 산업화 이전의 전세계 메탄 배출량은 $200 \sim 250 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ 으로 추산된다(Chappellaz et al., 1993; Etheridge et al., 1998; Houweling et al., 2000; Ferretti et al., 2005; Valdes et al., 2005). 이 중에서 자연적인 발원에서 배출된 것은 $190 \sim 220 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ 이고, 나머지는 인위적인 발원(벼농사, 가축, 생물체 연소와 쓰레기)에서 배출된 것으로 예상된다(Houweling et al., 2000; Ruddiman and Thomson, 2001). 현재는 이와는 반대로 인위적인 발원으로부터의 배출이 메탄 수치의 대부분을 차지하는데 그 양은 전세계 총량의 60% 이상에 해당된다(표 7.6).

메탄의 가장 큰 발원은 자연적인 습지이다. 최근의 추정치는 상향과 하향 플럭스 그리고 3차원 대기 수송 및 화학 모델(ATCM)의 대기 메탄 농도 전지구 관측치를 종합해 만들어진(Chen and Prinn, 2005, 2006). 이러한 관측치에 따르면, 남쪽과 열대지역이 전세계 습지 배출량의 70% 이상을 차지하는 것으로 나타난다. 직접 관측과 메탄의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비 측정을 포함하는 다른 하향식 연구에 따르면 열대지역에서의 배출량이 이전의 추정치보다 더 큰것으로 나타난다(Mikaloff Fletcher et al., 2004a, 2004b; Xiao et al., 2004; Frankenberg et al., 2006). 그러나 몇몇 상향식 연구는 보다 작은 열대 벼농사 기원의 배출을 지시한다(Li et al., 2002; Yan et al., 2003; Khalil and Shearer 2006). Frankenberg et al.(2005, 2006)와 Keppler et al.(2006)는 열대의 수목이 메탄을 알려지지 않은 과정을 통해 배출한다고 주장하였다. 이러한 기원에 대한 최초의 추산은 전세계 배출량의 10 ~ 30%($62\sim 236 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$)였으나, Kirschbaum et al.(2006)이 추정치를 10 ~ 60 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ 로 하향 수정하였다. 각각의 발원으로부터 배출된 메탄의 대표적인 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비($\delta^{13}\text{C}$ 값)가 표 7.6에 제시되어 있다. 메탄의 생성과 소모에 수반되는 동위원소 분별에 의해, 각 발원으로부터 배출된 메탄은 관측 가능한 $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이를 보인다. 따라서 혼합모델을 이용해 대기 중 메탄의 기원을 보다 분명하게 규명하는 것이 가능하다.

박스 7.4 대기질에 대한 기후변화의 영향

날씨는 대기질에 영향을 주는 중요한 변수이다. 오염물의 지표 대기 농도는 경계층에서의 통풍, 바람, 온도, 습도 그리고 강수에 매우 민감하다. 1988년 여름의 비정상적으로 뜨겁고 정체된 상황은 그 해가 미국 북동부지역에서 가장 높은 오존 농도를 기록한 해가 되도록 만들었다(Lin et al., 2001). 2003년 유럽의 여름 폭염은 예외적으로 높은 오존 농도를 야기하였다(Ordóñez et al., 2005). 이처럼 온도와 관련된 지표 오존 농도의 심한 경년변화는 다음 세기 동안 기후변화가 대기질에 미치게 될 잠재적인 영향을 증명하고 있다.

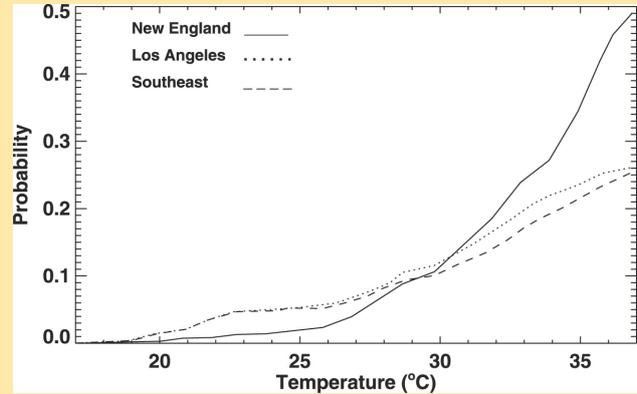
몇몇 일반순환 모델은 향후 기후변화에 대기오염이라는 기상현상이 어떻게 반응할 것인가를 조사하였다. Rind et al.(2001)은 보다 역동적인 대류에 의해 심화된 대륙에서의 통풍현상이 지표의 오염물 농도를 감소시키게 된다는 점을 발견하였고, 반면에 Holzer and Boer(2001)는 약해진 바람이 오염물의 플룸을 보다 느리게 희석시켜 보다

높은 오염물 농도를 야기할 것임을 발견하였다. 미국 동부에 초점을 맞춘 연구에서 Mickley et al.(2004)은 캐나다를 가로지르는 태풍에 의한 통풍현상의 빈도가 감소하여 지역적인 오염 사건의 심각성과 지속성이 증가함을 관찰하였다. 이러한 효과는 혼합 심도의 작은 상승과 관련된 희석효과를 오히려 상쇄시킨다. 북반구 중위도에서 태풍 발생빈도의 감소와 고위도 지역으로의 이동이 과거 수십년간의 관측에서 주목되었다(McCabe et al., 2001). Jacobson(1999)의 도시 대기질 모델 연구는 토양수분의 감소와 지표온도의 상승이 혼합심도를 감소시켜 지표근처의 오염물 농도를 감소시킨다는 점을 지적하였다.

미국에서의 많은 연구는 여름철 한낮의 오존 농도가 온도와 강하게 관련됨을 보여주었다(NRC, 1991). 이러한 상관관계는 다음과 같은 과정으로부터의 상승하는 크기의 기여를 의미하는 것으로 보인다:(1) 온도에 따라 좌우되는 생물기원 휘발성 유기탄소화합물 배출,(2) NO_x의 저장소로 거동하는 peroxy acetylnitrate의 열분해작용 그리고(3) 높은 온도가 지역적인 정체와 갖는 연관성(Jacob et al., 1993; Sillman and Samson, 1995; Hauglustaine et al., 2005). 그림 1에 나타나 있듯이, 오존 대기질 기준 초과 현상과 온도와의 경험적 관계는 이러한 모든 효과들을 종합한 것이고 향후 어떤 지역의 온도 변화가 오존 대기질에 어떻게 영향을 줄 것인지를 예측하는데 이용될 수 있을 것이다. 전지구 오존 배경농도의 변화도 또한 고려하여야 할 것이다(Stevenson et al., 2005).

몇몇 일반순환 모델 연구는, 일정한 배출량의 가정하에, 변화하는 기후가 지역적인 오존대기질에 미치는 영향에 대해 보다 전문적으로 조사하였다. Knowlton et al.(2004)은 2050년의 기후변화(1990년과 비교하여)가 뉴욕 메트로폴리탄 지역의 오존 농도에 미치는 영향을 조사하기 위해 지역기후 모델(RCM)과 접합된 일반순환 모델을 이용하였다. 이들은 오존과 관련된 급성 사망률의 4.5% 증가라고 해석하여 표현한 오존 농도의 심각한 증가를 관찰하였다. Langner et al.(2005)은 유럽지역을 대상으로 현재와 비교한 2050~2070년의 40ppb의 문턱값 통계(40ppb 이상의 오존농도 지속시간) 이상의 누적오존농도(AOT40)의 변화를 조사하기 위해 두개의 서로 다른 일반순환 모델에 의해 움직이는 지역기후모델을 이용하였다. 이들은 남부 및 중부 유럽에서의 증가 그리고 북유럽에서의 감소를 관찰하였는데, 운량과 강수량이 지역에 따라 서로 다른 변화 경향을 갖기 때문에 나타나는 것으로 보였다. Dentener et al.(2006)은 현재 대비 미래의 기후에 의해 구동된 2030년에 대한 10개의 전지구 모델 시뮬레이션의 결과를 종합하였다. 이들은 기후변화가 지표오존의 평균값을, 비록 미국 동부와 같은 일부지역에서는 미약한 증가를 야기하지만, 대륙에서는 0.5~1.0ppb 그리고 해양에서는 1~2ppb 감소시킴을 관찰하였다.

기상조건에 대한 에어러솔의 민감도에 대해서는 보다 적은 연구가 이루어졌다. Aw and Kleeman(2003)은 지역 모델 시뮬레이션을 통해 증가하는 온도가 에어러솔 전물질(특히 반-휘발성인 유기화합물과 질산)의 생성을 가속화시켜, 비록 이러한 현상이 높은 온도에서 이들 화합물의 증기압 증가에 의해 부분적으로 상쇄되지만, 지표의 에어러솔 농도를 증가시키게 됨을 발견하였다. 강수 빈도와 패턴의 변동은 에어러솔 농도에 중요한 영향을 줄것으로 예상되기도 하지만, 2000~2050년의 기후 변화에 대한 Mickley et al.(2004)의 일반순환 모델 연구는 미국의 경우 영향이 거의 없음을 발견하였다.



박스 7.4, 그림 1. 1980년에서 1998년 자료에 기초한 일최고기온에서 8 시간 평균 일최고 오존 농도가 미국 대기질 기준인 0.08ppm을 초과할 확률. New England (36°N에서 44°N, 67.5°W에서 87.5°W의 지역), the Los Angeles Basin (32°N에서 40°N, 112.5°W에서 122.5°W), the southeastern USA (32°N에서 36°N, 72.5°W에서 92.5°W)의 값이 나타나 있다. Redrawn from Lin et al. (2001)의 그림을 다시 그렸음.

지질학적인 기원으로부터 유래한 메탄은 표 7.6 에 포함 되지 않았다. 하지만 몇몇 연구에 따르면 상당량의 메탄이 지각내에서(주로 박테리아의 작용과 고온반응에 의해) 만들어져 단층이나 암석의 균열, 육지와 해양의 점토질 화산, 해저 가스 용출, 건조지대의 미세 용출구와 지열 용출을 통해 대기로 배출된다고 주장되고 있다(Etiope and Klusman, 2002; Etiope, 2004; Kvenvolden and Rogers, 2005). 이러한 기원으로부터의 메탄 배출은 40 ~ 60 Tg(CH₄) yr⁻¹ 에 달하는 것으로 추정된다.

메탄의 주요 흡원은 대기권에서 수산기에 의한 산화, 건조한 토양에서 생물학적 과정에 의한 산화, 그리고 성층권으로의 유출이다(표 7.6). 해양 대기 경계층에서 염소원자에 의한 산화가 19 Tg(CH₄) yr⁻¹을 흡수하는 추가적인 흡원으로 제시되었다(Gupta et al., 1997; Tyler et al., 2000; Platt et

al., 2004; Allan et al., 2005). 그렇지만, 3차 평가보고서 이후 일어난 대기 중 메탄 농도의 증가율 감소는 같은 기간 동안 흡원의 강도 변화와 뚜렷한 상관 관계를 보이지 않는다(Prinn et al., 2001, 2005; Allan et al., 2005). 이와 같은 경향은 1993년 이래로 지속되어 왔는데, 메탄 증가율 감소는 발원의 안정화에 따라 메탄 수지가 동적 평형 상태에 도달한 결과로 해석되었다(Dlugokencky et al., 1998, 2003). 따라서, 총 배출량은 증가하지 않고 발원들간의 상대적인 크기가 변화했을 것으로 보인다(2.3 절 참조). 결론적으로, 4차 평가 보고서에서는 흡원의 크기가 3차평가보고서에서와 같은 것으로 간주되었다(576 Tg(CH₄) yr⁻¹). 하지만, 4차 보고서에서의 추정치는 제 2장에서 설명한 메탄 스케일의 보정을 고려함에 따라 1%(581 Tg(CH₄) yr⁻¹ 으로) 증가하였다. 3차와 4차 보고서의 가장 큰 차이는 농도의 연 증가량으로부터 추론된

표 7.6. 지구 탄소 수지를 단기위해 5장에 보고된 해양-대기 플럭스와 관련있는 지표-대기 플럭스의 개별적 추정. 검고 두꺼운 선들은 1980년대, 1990년대, 초기 2000년대 AR4에서 개정된 수치 추정치이다.

참고문헌	Indicative ¹³ C, ‰ ^b	Hein et al., 1997 ^c	Houweling et al., 2000 ^c	Olivier et al., 2005	Wuebbles and Scheehle et al., 2002	J. Wang et al., 2004 ^c	Mikaloff Fletcher et al., 2004a ^c	Chen and Prinn, 2006 ^c	TAR	AR4
기준이 되는 해		1983-1989		2000		1990		1996-2001	1998	2000-2004
자연적요인			222		145		200	260	168	
습지	-58	231	163		100	176	231	145		
흰개미	-70		20		20	20	29	23		
해양	-60		15		4					
수화물	-60				5	4				
지질요인	-40		4		14					
야생동물	-60		15							
들불	-25		5		2					
인위적요인		361		320	358	264	307	350	428	
에너지						74	77			
석탄채굴	-37	32		34	46		30	48 ^d		
가스, 석유, 산업	-44	68		64	60		52	36 ^e		
쓰레기매립, 쓰레기	-55	43		66	61	69	49	35		
반추동물	-60	92		80	81	76	83	91	189 ^f	
쌀농사	-63	83		39	60	31	57	54	112	
바이오매스 연소	-25	43			50	14	41	88	43 ^e	
C3식생	-25			27						
C4식생	-12			9						
총		592			503		507	610	596	582
불균형		+33							+22	+1
침강										
토양	-18	26			30	34	30	30	30	30 ^g
대류권 OH	-3.9	488			445	428	507	506	506	511 ^g
성층권 소실		45			40	30	40	40	40	40 ^g
총 침강		559			515	492	577	576	576	581^g

주석:

^a 표는 최적값을 나타낸다.

^b 요인에서 ¹³C값은 Mikaloff Fletcher et al.(2004a)가 주로 수행하였다. 침강은 화학적 분류에 의한 것이다.($k_{13}/k_{12}-1$) 여기서 k_n 은 n CH₄를 제거한 비율이며; OH의 분류는 Saueressig et al.(2001)이 수행하였고, 토양침강에 대하여 최근의 대부분의 값의 결정은 Snover and Quay(2000)에 의한 것이다.

^c 전구 역모델링에 의한 추정값(하향식 방법).

^d 천연가스 배출량 포함.

^e 산업에서 바이오연료 배출량 포함.

^f 쓰레기 매립지와 쓰레기에서 발생하는 배출량 포함.

^g 숫자는 2장에서 재조정된 것에 따르며 TAR에서 1% 증가하였다.

발원-흡원간의 불균형이다. 3차 평가보고서에서는 명백히 비정상적으로 높은 증가율을 보였던 1998년 기간을 대상으로 하여 8ppb yr^{-1} 의 값을 이용하였다. 이번 평가보고서에서는 2000~2005년간의 평균값인 0.2ppb yr^{-1} 를 이용한다(2.3 절과 그림 2.4 참조). 결과적으로, 3차 평가보고서에서는, 비정상적인 한 해의 메탄 증가율을 이용함으로써, 장기간의 평균값을 이용한 것보다 비정상적으로 높은 하향식 추정치를 만들어 내었다. ppb 당 $2.78\text{ Tg}(\text{CH}_4)$ 의 변환 상수와 대기 중 농도 $1,774\text{ppb}$ 로부터, 2005년의 대기 중 메탄 총량은 $4,932\text{ Tg}$ 으로 계산되고 연증가율(2000-2005)의 평균은 약 0.6 Tg yr^{-1} 이다. 같은 기간 연간 총 배출량은 대략 $582\text{ Tg}(\text{CH}_4)\text{ yr}^{-1}$ 에 해당된다.

이러한 추정치의 불확실성은 몇 가지 원인으로부터 야기된다. 2장에서 언급된 대기 농도 측정값의 불확실성은 2005년의 경우 $1,774 \pm 1.8\text{ppb}$ 로서 작은 값을 갖는다(약 0.1%). 각 흡원 크기의 불확실성은 수산기, 토양 그리고 성층권에 대해 각각 $\pm 103\text{ Tg}(\text{CH}_4)$ (20%), $\pm 15\text{ Tg}(\text{CH}_4)$ (50%), $\pm 8\text{ Tg}(\text{CH}_4)$ (20%)의 범위를 갖는다(2차 평가보고서와 같음). 다른 메탄 체류시간(8.7 ± 1.3 년)을 이용할 경우 전체 흡원 강도에 $\pm 15\%$ 의 불확실성이 발생한다. 따라서, 4차 평가보고서에 이용된 하향식 방법은 흡원의 추정치와 질량 수지 계산에 이용된 체류시간의 불확실성에 의해 제한된다.

7.4.1.2 기후의 영향

메탄의 생지화학적 거동에 대한 기후의 영향이 과거 기록에 대한 검토와 다양한 기후변화 시나리오에 근거한 모델 시뮬레이션에 의해 연구되었다. 65만년전까지 거슬러 올라가는 빙하 시추코어 기록에 따르면 대기중의 메탄 농도가 대기온도와 밀접하게 관련되어 있음을 보이는데 빙하기의 시작과 함께 감소하고 종결과 함께 증가한다(Wuebbles and Hayhoe, 2002). Brook et al.(2000)은 이와 같은 변동기에 온도의 증가가 메탄 농도의 증가보다 빠르게 일어난다는 사실을 제시하였다. 생물학적 기원의 메탄 생성(습지, 매립지, 벼농사와 바이오매스 연소)이 온도나 습도와 같은 기후 요소에 의해 영향을 받기 때문에, 이들 발원으로부터의 배출이 기후에 의해 크게 좌우됨을 알 수 있다.

몇몇 연구에 따르면 습지의 메탄 배출은 온도와 수면의 높이에 민감하게 반응한다. 1990년대 이전에는, 상승한 지면 온도와 습지에서의 배출이 전세계 메탄 증가의 원인으로 생각되었다(Walter and Heimann, 2001a,b; Christensen et al., 2003; Zhuang et al., 2004). 관측에 의하면 영구동토대의 해동이 일어나는 북쪽의 이탄지에서 메탄의 배출이 크게 증가한 것으로 알려져 있다(Christensen et al., 2004; Wickland et

al., 2006). 스코틀랜드의 습지 관측지에서 얻어진 배출량과 온도와의 상관관계에 근거하여, Chapman and Thurlow(1996)는 온도가 1.5°C , 2.5°C 그리고 4.5°C 증가함에 따라(관측지의 1951년부터 1980년까지의 평균온도보다) 메탄 배출량은 각각 17, 30 그리고 60% 증가할 것으로 예측하였다. Cao et al.(1998)의 모델결과는 균일한 2°C 의 온도증가에 의해 배출량이 19% 증가할 것으로 예측하였다. 2°C 의 기온상승과 10%의 강수량 증가는 복합적으로 배출량을 21% 증가시키는 것으로 알려져 있다. 대부분의 경우, 순 배출량은 온도가 - 메탄 생성의 재료가 되는 - 순생태계 생산량(NEP)에 어떠한 영향을 주는가(Christensen et al., 2003), 그리고 유기물 부패가 일어나는 환경이 호기성인가 또는 혐기성인가를 결정하는 습지의 수분 상태에 의해 좌우된다. 배출량은 온도 증가가 강수량 및 순 생태계 생산량의 증가를 수반하는 경우 증가하고 이와 달리 강수량과 순 생태계 생산량을 감소시킬 경우 감소하게 된다.

대기 중 CO_2 농도가 두 배로 증가할 경우, Shindell et al.(2004)의 대기대순환 모델(GCM)은 3.4°C 의 온도 증가가 있을 것으로 예측했다. CO_2 농도의 두 배 증가에 따른 수문 순환 패턴의 변화는 습지로부터의 메탄 배출량을 78% 증가시킨다. 또한 Gedney et al.(2004)도 습지 면적의 증가에 의한 북부 습지의 메탄 배출량 증가 그리고 높은 온도에 따른 메탄 생성의 증가를 예측하였다. Zhuang et al.(2004)은 북위 45° 이상 지역에서 1900~2000년 기간 동안 해당 지역의 기후변화에 따른 메탄의 배출과 흡수율이 어떻게 변화하였는가를 연구하기 위해 1990년대의 배출량 자료를 근거로 육상 생태계 모델을 이용하였다. 이 연구에서는 20세기 기간 동안 메탄의 평균 순 배출량이 0.08 Tg yr^{-1} 증가한 것으로 추산하였다. 10년 단위의 메탄 순 배출은 토양온도 및 수면 높이와 상관관계를 가졌다.

벼농사의 경우, 메탄 배출에 영향을 주는 기후 요소는 식물 성장과 관련된 것이다. 식물 성장은 메탄의 생성 또는 사육에 이용되는 유기물 재료가 얼마나 이용 가능한가를 결정함으로써 순 배출량을 조절하게 된다(Matthews and Wassmann, 2003). Sass et al.(2002)은 텍사스의 벼 재배 지역에서 메탄 배출이 식물 성장(높이)과 밀접하게 관련되어 있음을 보였다. 벼농사에서 바이오매스의 증가를 수반하는 모든 기후변화 시나리오는 메탄의 배출량을 증가시킬 것으로 보인다(Xu et al., 2004). 그러나, 증가된 배출의 크기는 주로 물 관리에 좌우된다. 예를 들어, 야외수로는 토양의 산소공급을 증가시킴으로써 배출량을 크게 감소시킬 수 있다(즉, 대기가 혐기성 영역으로 공급되어 메탄 생성을 감소시킴, Li et al., 2002).

과거의 관측자료에 따르면 메탄의 증가율은 큰 연단위 변화를 보인다(Dlugokencky et al., 2001). 이러한 변화의 메커니즘은 잘 설명되어 있지 않고 기후의 역할도 알려져 있지 않다. 습지와 바이오매스 연소가 1993~1994년 그리고 1997~1998년 기간의 최고 배출량과 관련되어 있을 것으로 생각된다(Langenfels et al., 2002; Butler et al., 2004). 북위 45도 이북 지역의 엘니뇨-남방진동 기간의 비정상적으로 따뜻하고 건조한 기후조건은 바이오매스 연소를 증가시킨다. Kasischke and Bruhwiler(2002)는 1998년에 배출된 3 ~ 5 Tg의 메탄을 비정상적으로 따뜻하고 건조한 기상조건에 의해 야기된 시베리아 동부 한대 산림의 화재에 기인한 것으로 설명하였다.

기상조건은 지구 규모의 평균 메탄 제거율에 영향을 줄 수 있다(Warwick et al., 2002; Dentener et al., 2003a). Dentener et al.은 1979~1993년 기간의 가장 중요한 영향은 열대 대기 중의 수증기 농도 변동에 따른 수산기분포의 변화임을 발견하였다. Johnson et al.(2001)은 21세기 기간의 메탄 농도 변화 예측결과들을 조사하여 온난화에 따른 CH_4 + OH 반응 속도의 증가에 의해 메탄의 제거가 또한 크게 증가함을 관찰하였다. 또한 활동성 연소흡원에서도 현저한 경년 변화가 존재하는 것으로 보이지만 이 현상에 대한 기후의 영향은 알려져 있지 않다(Allan et al., 2005). 한편, 몇몇 모델 기반 연구에 따르면 토양중의 메탄 산화는 온도 증가에 크게 영향 받지 않음을 보이고 있다(Ridgwell et al., 1999; Zhuang et al., 2004). 대기 중 CO_2 농도의 배증은 흡원 강도의 변화에 미약한 영향을 줄 것으로 생각된다($-1 \sim +3 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$; Ridgwell et al., 1999). 하지만 강수의 양과 패턴의 변화를 야기하는 기후변화라면 어떤 경우에도 토양의 메탄 산화 능력에 큰 영향을 줄 수 있다. 과정 기반 모델 결과에 의하면 메탄의 산화는 토양의 밀도와 수분함량에 좌우되는 토양 가스 확산 특성에 크게 영향을 받음을 보여주고 있다(Bogner et al., 2000; Del Grosso et al., 2000).

기후는 많은 양의 메탄이 저장되어 있는 해저의 메탄 하이드레이트의 안정성에 영향을 줄 수 있다($\sim 4 \times 10^6 \text{ Tg}$; Buffett and Archer, 2004). 과거 해저에 퇴적된 탄산염암의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 지구의 역사 기간에 일어난 급격한 온난화 현상과 관련해 몇 번의 하이드레이트 용해 현상이 있었음을 보여주고 있다(Dickens et al., 1997; Dickens, 2001). 모델 결과는 이러한 하이드레이트의 분해가 매우 빠른 속도로 일어나기 때문에 온도 변화가 퇴적물에 영향을 주어 순차적으로 발생한 것이 아님을 나타내고 있다(Katz et al., 1999; Paull et al., 2003). 추가적인 몇몇 연구는 자유가스의 가속화된 이동이나 사태에 의한 가스 하이드레이트의 재배치 등과 같은

간접적이고 본질적으로 보다 빠른 속도로 일어나는 메커니즘을 추론하고 있다(Hesselbo et al., 2000; Jahren et al., 2001; Kirschvink et al., 2003; Ryskin, 2003). 최근의 모델링 연구에 따르면 해저의 수온이 3°C 증가할 경우 현재 해저에 존재하는 메탄 저장량의 85%가 감소하게 될 것으로 보인다(Buffett and Archer, 2004). 이러한 추정치에 근거하여, 지구 온난화와 하이드레이트 불안정화간의 시간 의존 되먹임 작용이 불안정화작용의 시간상수에 대한 다양한 가정을 이용하여 논의되었다: 2,000 GtC의 CO_2 가 인위적 요인에 의해 배출될 경우 1000 ~ 100,000 년의 기간 동안 비슷한 양($\sim 2,000 \text{ Gt}(\text{CH}_4)$)의 메탄이 가스 하이드레이트로부터 배출될 수 있다(Archer and Buffett, 2005). 따라서, 가스 하이드레이트의 분해는 보다 긴 시간 규모의 지구온난화 시나리오에서 고려해야 할 메탄의 중요한 양의 되먹임 작용이 된다.

결론적으로, 3차 평가보고서 이후로 메탄 발원의 강도를 규명하고 배출의 변동을 이해하는데 진전이 이루어졌다. 이러한 진전은 보다 많은 전 지구규모 관측과 향상된 모델링 기술에 의해 가능해 졌다. 인위적인 기원으로부터의 배출이 대기 중 메탄 수지의 가장 중요한 요인으로 작용하고 있다. 전 세계 배출량은, 흡원 강도의 큰 변화 없이 대기 중 메탄 농도가 0 에 가까운 증가율을 보임에 따라, 3차 평가보고서 이후로 증가하지 않은 것으로 보인다.

7.4.2 질소 화합물

질소 순환은 지구시스템의 작동과 기후에 필수적인 요소이다(Vitousek et al., 1997; Holland et al., 2005a). 지난 세기 동안, 인간의 활동은 지구대기로 배출되거나 제거되는 반응성 질소의 양을 3 ~ 5배까지 급격하게 증가시켰다. 질소 순환의 교란은 세가지 핵심적인 질소 함유 미량 기체의 생성을 통해 대기 기후 시스템에 영향을 준다: 아산화질소(N_2O), 암모니아(NH_3) 그리고 NO_x (산화질소(NO) + 이산화질소(NO_2)). 아산화질소는 4번째로 중요한 양의 복사 강제 기체로, 전지구 질소순환에 대한 인간의 교란을 지시하는 유일한 장기 체류 대기 성분이다(Holland et al., 2005a). 산화질소는 수시간에서 수일 정도의 짧은 대기 체류시간을 갖는다(Prather et al., 2001). NO_x 배출의 가장 중요한 영향은 세번째로 중요한 양의 복사 강제 성분인 대기권의 오존 생성을 통해 일어난다(2.3.6 절, 7.4.4 절 참조). NO_x 의 배출은 메탄의 대기 체류시간을 감소시킴으로서 간접적인 음의 복사 강제를 일으킨다(Prather 2002). 암모니아는 황산염과 질산염 에어러솔의 생성에 기여함으로써 에어러솔에 의한 랭화와 에어러솔 간접 효과(7.5절), 그리고 탄소 순환을 위한

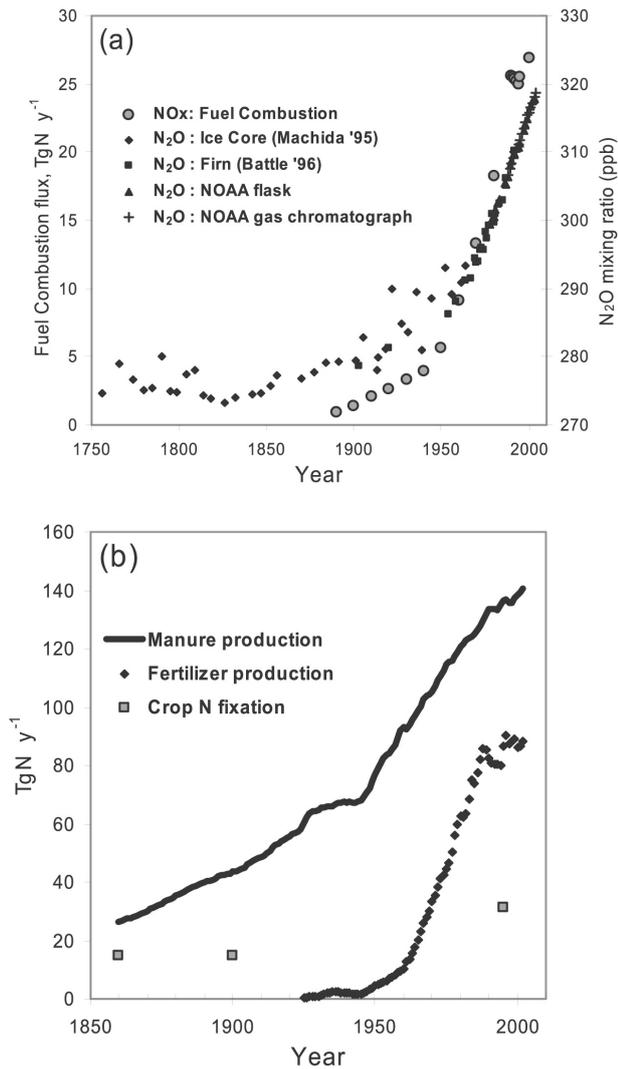


그림 7.16. (a) 1750년 이후 연료 연소에 의한 NO_x 배출량 및 대기 중 아산화질소의 혼합비. 아산화질소의 혼합비는 질소 순환의 전지구적 변화에 대해 대기 측정을 통해 얻을 수 있는 지시자가 된다. (b) 1850년 이후 농업과 관련한 전지구 질소 순환 지시자의 변화: 자연 및 인공비료 생산량과 추정된 곡물의 질소 고정량. 자료의 출처는 <http://www.eosdis.org/>, <http://www.cmdl.noaa.gov/>. 그림은 Holland et al.(2005c)으로부터 수정됨.

양분 공급의 증가(7.5 절)를 야기한다. 암모늄과 NO_x 는 대기로부터 침전에 의해 제거되어 양분 공급을 증대시킴으로써 탄소 순환에 영향을 준다(7.3.3.1.3 절).

대기 중 아산화질소의 함량은 산업화 이전의 270ppb에서 2005년의 331ppb로 16% 증가하였다(그림 7.16a). 1999 ~ 2000년 기간의 연 평균 증가율은 0.85 ~ 1.1ppb yr⁻¹, 또는 연간 0.3% 이다(WMO, 2003). 3차 평가 보고서 이후 전지구 아산화질소 수지의 가장 큰 변화는 실질적인 인간활동 기원 아산화질소의 정량화이다(표 7.7; Naqvi et al., 2000; Nevison et al., 2004; Kroeze et al., 2005; Hirsch et al., 2006). 지표의 연간 아산화질소 발원은 인간 활동에 의해 산

업화 이전에 비해 약 40 ~ 50% 증가하였다(Hirsch et al., 2006). 인간활동에 의해 연안과 대양에 공급되는 질소의 양이 증가하였고 결과적으로 가용 산소와 아산화질소의 배출을 감소시켰다(Naqvi et al., 2000; Nevison et al., 2004).

3차 평가보고서 이후로, 하향식 및 상향식 방법에 의한 아산화질소 추정값이 개선되었다. 농업은 여전히 아산화질소의 가장 큰 인위적 발원으로 작용하고 있다(Bouwman et al., 2002; Smith and Conen, 2004; Del Grosso et al., 2005). 토지 이용 변화는 지속적으로 아산화질소와 산화질소 배출에 영향을 주고 있다(Neill et al., 2005): 벌목은 아산화질소 및 산화질소의 배출량을 상황에 따라 30 ~ 350% 증가시킬 것으로 예상된다(Keller et al., 2005). 앞서의 두 연구 모두 미량 기체 배출을 조절하는 질소 공급, 온도 그리고 수분의 중요성을 간과하고 있다. 몇몇 소규모의 발원(인간의 배설물, 매립지, 그리고 대기로부터의 침전)을 포함하면 전체 상향식 방법에 의한 수지가 20.6 TgN yr⁻¹ 으로 증가한다(Bouwman et al., 2002). 3차 평가보고서 이후로 추정된 발원은 0.2 TgN yr⁻¹인 연안 아산화질소 플럭스(±70%; Nevison et al., 2004)와 하천 및 강하구 아산화질소 플럭스 1.5 TgN yr⁻¹(Kroeze et al., 2005)를 포함한다. 박스 모델 결과에 따르면 이러한 추가적인 하천 및 강하구 발원이 관측된 대기 중 아산화질소의 증가와 일치함을 보인다(Kroeze et al., 2005).

지표 발원의 하향식 추정 방법은 관측된 농도를 이용해 전체 발원과 이들의 공간적 분포를 규명한다. 현재의 대기 중 아산화질소 분포를 체류시간으로 나누어 본 단순한 계산에 따르면 전지구 규모로 일어나는 성층권에서의 손실은 12.5 ± 2.5 TgN yr⁻¹에 해당한다. 대기 중의 증가량과 함께 고려하면, 이러한 손실량은 지표 발원이 약 16 TgN yr⁻¹에 달함을 의미한다. 아산화질소 지표 플럭스에 대한 역모델링 연구 결과는 1.4(1 standard deviation; Hirsch et al., 2006)의 오차를 갖는 17.2 ~ 17.4 TgN yr⁻¹의 전지구 규모 발원을 지지한다. 육지의 가장 큰 아산화질소 발원은, 대부분 적도 북쪽인, 열대 위도에 존재한다. Hirsch et al.(2006)의 역모델링 결과는 초기의 결과(Prinn et al., 1990)와 비교해 볼 때 농업과 비료사용 기원의 아산화질소 배출 추정값이 지난 30여년간 현저하게 증가하였음을 지시한다. 개별 발원의 값을 취합한 상향 추정값은 보다 균질하게 분포하고 시간적 변화를 보이지 않는다. 하지만, 하향식 그리고 상향식 추정 방법의 결과는 각각 17.3(15.8-18.4)와 17.7(8.5-27.7) TgN yr⁻¹으로 명백히 일치하는 값을 보이고 있다.

NO_x와 환원상태의 질소(NH_x = NH₃ + ammonium ion(NH₄⁺))의 농도는 연단위가 아닌 시간 또는 일단위의 짧

은 대기 체류시간에 의해 야기되는 농도 분포의 현저한 시공간적 변이 때문에 측정하기가 어렵다. NO_x 와 NH₃ 농도는 아산화질소 농도에 비해 보다 현저한 지역적, 시간적 변화를 보인다. 전세계 NO_x 배출량은 산업화 이전의 12 TgN yr⁻¹(Holland et al., 1999; Galloway et al., 2004) 에서 2000년의 42 ~ 47 TgN yr⁻¹ 으로 증가하였다(표 7.7). Lamarque et

al.(2005a)은 NO_x 배출량이 2100년까지 105 ~ 131 TgN yr⁻¹에 달할 것으로 예측하였다. 현재 여러 전지구 모델에서 사용되는 지표의 NO_x 배출량(번개와 항공기에 의한 것을 제외)은 33 ~ 45 TgN yr⁻¹ 으로 개개의 발원은 작은 범위의 변화를 갖는다. 이처럼 일치되는 결과는 유사한 조사목록과 모수화 과정의 이용을 의미낸다. 현재 추정되는 화석연료의 연

표 7.7. 1990년대의 NO_x, 암모니아 그리고 아산화질소의 전지구적 발원(TgN yr⁻¹).

발원	NO _x		NH ₃		N ₂ O	
	TAR ^a	AR4 ^b	TAR ^a	AR4 ^a	TAR ^c	AR4
인위적 발원						
화석연료의 연소와 산업과정	33 (20-24)	25.6 (21-28)	0.3 (0.1-0.5)	2.5 ^d	1.3/0.7 (0.2-1.8)	0.7 (0.2-1.8) ^d
항공기	0.7 (0.2-0.9)	- ^e (0.5-0.8)	-	-	-	-
농업	2.3 ^f	1.6 ^g	34.2 (16-48)	35 ^g (16-48)	6.3/2.9 (0.9-17.9)	2.8 (1.7-4.8) ^g
바이오매스와 생물원료의 연소	7.1 (2-12)	5.9 (6-12)	5.7 (3-8)	5.4 ^d (3-8)	0.5 (0.2-1.0)	0.7 (0.2-1.0) ^g
인간의 배설물	-	-	2.6 (1.3-3.9)	2.6 ^g (1.3-3.9)	-	0.2 ^g (0.1-0.3) ^h
강, 하구, 해안지역	-	-	-	-	-	1.7 (0.5-2.9) ⁱ
대기침전	-	0.3 ^g	-	-	-	0.6 ^j (0.3-0.9) ^h
총 인위적 발원	43.1	33.4	42.8	45.5	8.1/4.1	6.7
자연적발원						
토양 아래의 자연식생	3.3 ^f (3-8)	7.3 ^j (5-8)	2.4 (1-10)	2.4 ^g (1-10)	6.0/6.6 (3.3-9.9)	6.6 (3.3-9.0) ^g
해양	-	-	8.2 (3-16)	8.2 ^g (3-6)	3.0/3.6 (1.0-5.7)	3.8 (1.8-5.8) ^k
번개	5 (2-12)	1.1-6.4 (3-7)	-	-	-	-
대기화학	<0.5	-	-	-	0.6 (0.3-1.2)	0.6 (0.3-1.2) ^c
총 자연발원	8.8	8.4-13.7	10.6	10.6	9.6/10.8	11.0
총 발원	51.9 (27.2-60.9)	41.8-47.1 (37.4-57.7)	53.4 (40-70)	56.1 (26.8-78.4)	17.7/14.9 (5.9-37.5)	17.7 (8.5-27.7)

설명:

^a 값의 출처는 3차 평가 보고서: NO_x는 표 4.8, 범위는 표 4.8 과 5.2로부터; 특별한 언급이 없는 한 암모니아는 표 5.2.

^b 괄호는 표 7.9에 설명된 모델 구동을 위해 이용된 배출량의 범위를 나타낸다. 자세한 설명은 본문 참조. 가능한 경우, 최적의 NO_x 배출 추정량은 위성 관측에 의한 것이다. 모든 모델 연구는, 최대 3 TgN yr⁻¹의 값을 갖는, 암모니아의 산화에 의한 NO_x 발생을 포함하지 않는다. 성층권-대류권 교환에 의한 NO_x의 발원은 모든 모델에서 1 TgN yr⁻¹ 이하로 사용되었고, 이 값은 성층권 하층의 아산화질소-NO_x 상관관계의 관찰로부터 정확히 규명되었다(Olsen et al., 2001).

^c 값의 출처는 3차 평가보고서의 표 4.4; Mosier et al.(1998); Kroeze et al.(1999)/Olivier et al.(1998): 한 개의 값은 출처와 다른 연구의 방법들간에 일치되는 결과를 지시한다.

^d 값의 출처는 Van Aardenne et al.(2001)이고 범위는 3차 평가보고서로부터.

^e 항공기에 의한 발생이 산업에 의한 발원에 포함되었다. 괄호는 모델 구동에 이용된 값을 나타낸다.

^f 3차 평가보고서의 표 4.8에 제시된 전체 토양 NO_x 배출량 추정치인 5.6이 같은 보고서의 표 5.2에 제시된 비율에 따라 농업 및 토양 NO_x로 나뉘어졌다.

^g Bouwman et al.(2001, 표 1); 1990년대의 값은 Bouwman et al.(2002)로부터; 범위는 3차 평가보고서 또는 ±50%로 계산됨.

^h ±50%로 추정됨.

ⁱ Kroeze et al.(2005); Nevison et al.(2004); 추정된 불확실성은 Nevison et al.(2004)에 의하면 ±70%이다.

^j 위에 제시된 시비된 농업 토양을 제외한 모든 토양.

^k Nevison et al.(2003, 2004), 해양 생성과 해양 교환의 불확실성을 더함.

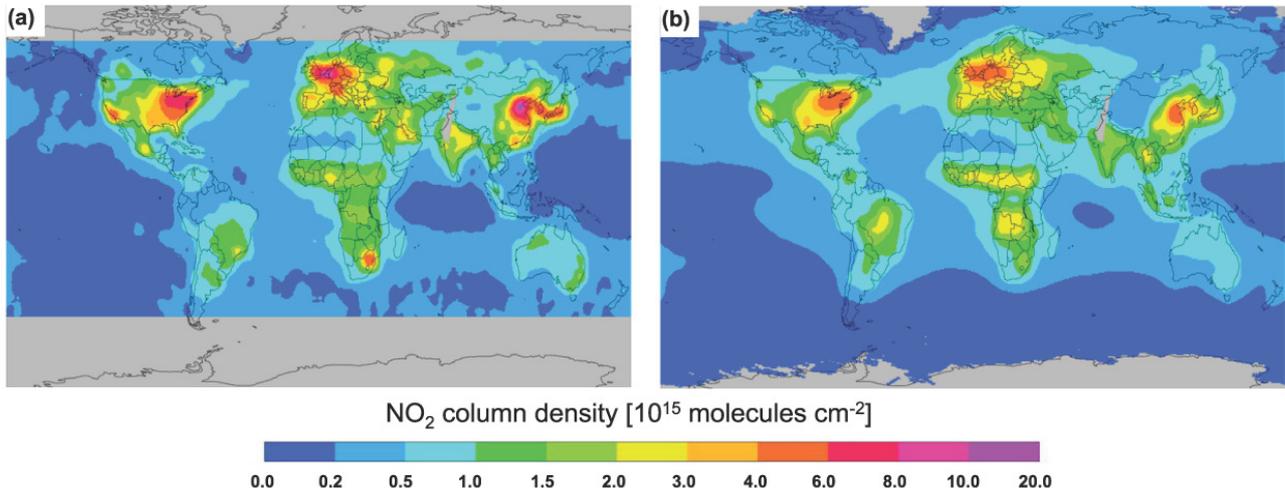


그림 7.17. (a) 위성관측 및(b) 대기화학모델에 의한 대류권의 이산화질소 연직 분포. 지도는 2000년의 연평균 이산화질소 연직분포 밀도의 앙상블 평균을 나타낸다. 위성추출물의 앙상블은 GOME의 세가지 최신 추출물로 이루어져 있다; 모델 앙상블은 17개의 전지구 대기화학 모델을 포함한다. 지도는 자료를 공통적인 평면 해상도 $5^\circ \times 5^\circ$ 크기로 처리한 후에 얻어졌다(van Noije et al., (2006)로부터 수정됨).

소에 의한 NO_x 배출량은 3차 평가 보고서에서 보다 작다.

3차 평가보고서 이후, 전지구 오존 관측 실험(GOME, 1995년에 시작됨)과 대기지도제작용 주사영상흡수분광기(SCIAMACHY, 2002년 시작됨)(Richter and Burrows, 2002; Heue et al., 2005)를 이용한 대류권 이산화질소 추정치는 NO_x 배출의 추정을 가능하게 하였다(Leue et al., 2001). Martin et al.(2003a)은 GOME 자료를 이용하여 NO_x의 전세계 지표 발원의 크기가 1996~1997년간 38 TgN yr^{-1} 이고 오차가 1.6 배를 추정하였다. Jaeglé et al.(2005)은 GOME 으로부터 추산된 지표 NO_x 발원을 연료사용에 의한 25.6 TgN yr^{-1} , 바이오매스 연소에 의한 5.9 TgN yr^{-1} 그리고 토양으로부터의 8.9 TgN yr^{-1} 으로 세분하였다. 토양으로부터의 배출과 식물 군락에서의 흡수는 대류권으로의 토양 NO_x 배출에 중요한 영향을 준다: 이러한 영향은 연료의 연소가 증가되고 있는 아열대와 열대 지역에서 가장 클 것으로 예상된다(Ganzeveld et al., 2002). Boersma et al.(2005)은 GOME 자료에 의해 규명된 번개에 의한 1997년 전세계 NO_x 생성이 $1.1 \sim 6.4 \text{ TgN yr}^{-1}$ 임을 밝혔다. 세가지 최신 방법을 이용해 GOME 자료로부터 추출한 대류권 이산화질소 연직 분포와 17개의 전구 대기 화학 모델 결과를 2000년을 대상으로 비교해 보면 각 모델과 GOME 추출물간의 차이가 두드러짐을 보인다(그림 7.17, van Noije et al., 2006). 추출물간의 차이(오염된 지역들의 연평균값에 대해 10 ~ 50%)는 이전에 추정된 추출과정의 불확실성이 큰 체계적 요소를 가짐을 지시한다. 위성으로부터 추출된 대류권 이산화질소에 근거한 NO_x 배출의 하향식 추정은 모델과 추출방법에 의해 크게 좌우된다.

3차 평가보고서 이후로 NO_x 발원의 공간 분포에 관한 지

식이 크게 발전하였다. 지난 10년간 아시아지역에서의 증가는 유럽지역에서의 감소에 의해 보상되었다(Naja et al., 2003). Richter et al.(2005; Irie et al., 2005 참조)은 GOME 과 SCIAMACHY의 1996년부터 2004년까지의 관측결과를 이용하여 중국의 산업화된 지역에서 NO_x 배출이 50% 증가했음을 추론하였다. GOME(Beirle et al., 2004)과 SCIAMACHY (Richter et al., 2004)에 근거한 운송로에서의 이산화질소 관측은 여러 배출 목록에서 가장 낮은 수치에 해당하는 값을 보인다. GOME과 SCIAMACHY 자료는 추가적으로 강수(Jaeglé et al., 2004) 및 비료사용(Bertram et al., 2005)과 관련된 토양 NO_x 배출의 큰 증가를 보여준다.

모든 기준 자료는 산업화이전 시기 이후로 암모니아의 가장 중요한 발원인 농업과 관련된 질소 순환의 강도가 증가했음을 보여주고 있다(그림 7.16b 와 표 7.7; Bouwman et al., 2002). 전세계 암모니아 배출량은 산업화 이전시기의 추정치인 11 TgN yr^{-1} 에서 2000년의 54 TgN yr^{-1} 으로 증가했고(Holland et al., 1999; Galloway et al., 2004), 2050년까지 116 TgN yr^{-1} 으로 증가할 것으로 예측된다.

NH_x와 NO_x의 주 흡원과 반응물은 건식 및 습식 침전이다. NH_x와 NO_x의 제거 속도 추정값은 미국과 유럽에서 산성비에 의한 유입을 정량화하기 위해 이용된 습식 침전 측정에 의해 제공된다(Hauglustaine et al., 2004; Holland et al., 2005a; Lamarque et al., 2005a). 화학수송 모델은 NO_x와 NH_x의 습식 및 건식 침전과 이들의 반응물을 나타내준다. NO_x 및 이의 반응물의 현재와 2100년의 상황에 초점을 맞춘, 6가지 서로 다른 대류권 화학 모델을 이용한 29번의 시뮬레이션 결과는 지표의 평균적인 질소 침전이, 대부분 NO_x 배출의 증가에 의해, 2100년까지 2.5배 증가할것임을

표 7.8. 대기 중 수소분자의 전지구 규모 수지 연구의 요약($Tg(H_2) yr^{-1}$).

	Sanderson et al. (2003a)	Hauglustaine and Ehhalt (2002)	Novelli et al. (1999)	Ehhalt (1999)	Warneck (1988)	Seiler and Conrad (1987)
발원						
CH_4 와 VOC의 산화	30.2	31	40 ± 16	35 ± 15	50	40 ± 15
화석연료연소	20	16	15 ± 10	15 ± 10	17	20 ± 10
바이오매스연소	20	13	16 ± 11	16 ± 5	15	20 ± 10
N_2 고정	4	5	3 ± 1	3 ± 2	3	3 ± 2
해양 방출	4	5	3 ± 2	3 ± 2	4	4 ± 2
화산폭발	-	-	-	-	0.2	-
합계	78.2	70	77 ± 16	71 ± 20	89	87
침강						
퇴적	58.3	55	56 ± 41	40 ± 30	78	90 ± 20
OH에의한 산화	17.1	15	19 ± 5	25 ± 5	11	8 ± 3
합계	74.4	70	75 ± 41	65 ± 30	89	98

예측한다(Lamarque et al., 2005b). 아시아 지역의 질소 침전 속도는 2030년까지 1.4 ~ 2 배 증가할 것으로 예측된다. 산화된 질소의 침전에 대한 기후의 영향은 강수 패턴의 변화를 모사하는 모델의 능력에 의해 제한 받는다. 26개의 전구 대기 화학 모델간의 비교에 의하면 현재의 시나리오와 전망이 2030년 이전에 질소 침전과 오존 오염을 안정화하거나 감소시키기에 불충분함을 보여주고 있다(Dentener et al., 2006).

7.4.3 수소 분자

대기중의 수소 분자에 대한 최근의 증가되고 있는 관심은 간접적인 온실 가스로서의 잠재적인 역할(Derwent et al., 2001)과 향후 기대되는 ‘수소 경제’에 따른 수지의 예상되는 변화 때문이다(Schultz et al., 2003; Tromp et al., 2003; Warwick et al., 2004). 증가하는 수소 분자의 배출은 전세계적인 규모의 산화 능력 감소(현재 수소분자는 전세계 평균 수산기 소모의 5 ~ 10% 를 차지함, Schultz et al., 2003)와 물분자 생성의 증가를 야기하는데, 이는 대류권에서 권운과 극성 성층권 구름의 생성을 증가시키고 부가적으로 성층권의 한랭화를 가속함으로써 보다 효과적으로 오존을 감소시킨다(Tromp et al., 2003).

전세계 대류권 수소 분자 수지에 대한 연구(표 7.8 참조)에 따르면 전체 발원의 크기는, 흡원의 크기와 균형을 이루고 있는, 70 ~ 90 $Tg(H_2) yr^{-1}$ 로서 일치하는 결과를 보인다. 대기 중에서 생성되는 수소 분자의 대략 절반 정도는, 메탄과 다른 휘발성 유기물로부터 만들어진, 포름알데히드(CH_2O)의 광분해에 의해 유래된다. 나머지 절반은 화석연료(차량 배기가스 등)와 바이오매스 연소에 의해 생성된다. 전세계 수소 발원의 10% 정도는 해양의 생화학적 과정과 토양

의 질소 고정에 의한 것이다. 현재, 약 50 $Tg(H_2) yr^{-1}$ 의 수소가 산업 영역에서 생산되고 있는데, 대부분 석유화학 산업에 이용된다(정유소 등)(Lovins, 2003). 산업용 수소의 증발에 의한 손실은 일반적으로 미미한것으로 가정된다(Zittel and Altmann, 1996). 대기 중 수소의 중요한 흡원은 토양 미생물 및 효소의 촉매작용에 의한 파괴를 수반하는 침전이다(Conrad and Seiler, 1981). 관측된 수소 농도의 계절적 변화는 약 2년의 대기 체류시간을 의미하고(Novelli et al., 1999; Simmonds et al., 2000; Hauglustaine and Ehhalt, 2002), 반면에 수산기의 산화에 대한 체류시간은 9~10년으로 침전에 의한 흡원이 산화에 의한 것보다 3~4 배 더 큼을 지시한다. 대류권과 성층권의 수지가 서로 분리되어 있기 때문에, 성층권으로의 수소의 유출과 이후 우주공간으로의 손실은 대류권의 수소 수지에 미미한 영향을 준다(Warneck, 1988).

미래의 무탄소 에너지 시스템을 작동하기 위해 필요한 수소의 추정치는 매우 불확실하고 기술과 수소에 의해 공급되는 에너지의 비율에 좌우된다. 미래에, 수소의 배출은 최대 두배가 될 수 있다: 전 지구적 규모의 산화 능력이나 성층권의 온도와 오존 농도에 대한 영향은 작을 것으로 예상된다(Schultz et al., 2003; Warwick et al., 2004). Schultz et al.(2003)에 의하면, 수소 경제에 따르는 부작용은 전지구 기후와 대기 오염에 보다 큰 영향을 줄 수 있다. 전지구의 산화 능력은 우선적으로 NO_x 의 농도에 의해 조절된다. 수소에 의해 움직이는 자동차가 대규모로 등장하게 되면 전 세계 NO_x 배출량을 크게 감소시키게 되고 수산기를 5 ~ 10% 가량 감소시키게 된다. 감소한 NO_x 의 농도는 또한 도시지역 대기권의 오존 농도를 감소시킨다. 수소를 만들어내기 위해 예상되는 천연가스의 대량 사용에도 불구하고, 메탄 수지에 대한 수소 경제의 영향은 감소된 산화 능력(NO_x 의 환원

표 7.9. 현재 대기의 대류권 오존의 전지구 규모 수지($Tg\ yr^{-1}$).

참고문헌	모델 ^b	성층권과 대류권 교환	화학적 생산 ^c	화학적 손실 ^c	건식 침전물	가중(Tg)	체류시간 ^d (일수)
TAR ^e	11 모델	770±400	3420 ± 770	3470 ± 520	770 ± 180	300 ± 30	24 ± 2
Lelieveld and Dentener (2000)	TM3	570	3310	3170	710	350	33
Bey et al. (2001)	GEOS-Chem	470	490	4300	1070	320	22
Sudo et al. (2002b)	CHASER	593	4895	4498	990	322	25
Horowitz et al. (2003)	MOZART-2	340	5260	4750	860	360	23
Von Kuhlmann et al. (2003)	MATCH-MPIC	540	4560	4290	820	290	21
Shindell et al. (2003)	GISS	417	NR ^f	NR	1470	349	NR
Hauglustaine et al. (2004)	LMDz-INCA	523	4486	3918	1090	296	28
Park et al. (2004)	UMD-CTM	480	NR	NR	1290	340	NR
Rotman et al. (2004)	IMPACT	660	NR	NR	830	NR	NR
Wong et al. (2004)	SUNY/UiO GCM	600	NR	NR	1100	376	NR
Stevenson et al. (2004)	STOCHEM	395	4980	4420	950	273	19
Wild et al. (2004)	FRSGC/UCI	520	4090	3850	760	283	22
Folberth et al. (2006)	LMDz-INCA	715	4436	3890	1261	303	28
Stevenson et al. (2006)	25 모델	520 ± 200	5060 ± 570	4560 ± 720	1010 ± 220	340 ± 40	22 ± 2

설명:

a 20세기 마지막 10년간의 대기권에 대한 전지구 모델 시뮬레이션으로부터.

b TM3: Royal Netherlands Meteorological Institute(KNMI) chemistry transport model; GEOS-Chem: atmospheric composition model driven by observations from the Goddard Earth Observing System; CHASER: Chemical AGCM for Study of Atmospheric Environment and Radiative Forcing; MOZART-2: Model for(tropospheric) Ozone and Related Tracers; MATCH-MPIC: Model of Atmospheric Transport and Chemistry - Max Planck Institute for Chemistry; GISS: Goddard Institute for Space Studies chemical transport model; LMDz-INCA: Laboratoire de Météorologie Dynamique GCM-Interactive Chemistry and Aerosols model; UMD-CTM: University of Maryland Chemical Transport Model; IMPACT: Integrated Massively Parallel Atmospheric Chemistry Transport model; SUNY/UiO GCM: State University of New York/University of Oslo Global Tropospheric Climate-Chemistry Model; STOCHEM: Hadley Centre global atmospheric chemistry model; FRSGC/UCI: Frontier Research System for Global Change/University of California at Irvine chemical transport model.

c 화학적 생성 및 소멸 속도는, 수지에 큰 의미를 주지 않는 오존과 짧은 체류시간을 갖는 분자간의 빠른 순환을 고려하지 않기 위해, 일반적으로 $O_x = \text{ozone} + O + NO_2 + 2NO_3 + 3 \text{ dinitrogen pentoxide}(N_2O_5) + \text{pernitric acid}(HNO_4) + \text{peroxyacetyl nitrates}(\text{and sometimes nitric acid}; HNO_3)$ 로 정의되는, 홀수 산소 함유 분자에 대해 계산되었다. 화학적 생성은 주로 산화질소와 과산화기의 반응에 기인하고, 반면에, 화학적 손실은 주로 1D의 들뜬 상태인 산소($O(1D)$)와 물의 반응 그리고 오존과 HO_2 기, 수산화기 및 알켄과의 반응에 의해 일어난다.

d 화학적 및 침전에 의한 손실에 대한 기체량의 비로 계산됨.

e 3차 평가보고서에 제시된 1996년부터 2000년 사이의 문헌으로부터 얻어진 11개 전지구 모델수지의 평균과 표준편차. 단지 9개의 화학수송 모델만이 자체의 화학적 생성과 손실 통계를 보고했기 때문에 평균 수지가 정확히 균형을 이루지 않는다.

f 보고되지 않음.

에 의한)과 메탄 체류시간과의 되먹임 작용을 제외하면 작을 것으로 예상된다.

7.4.4 전지구 대류권 오존

7.4.4.1 오존과 전물질의 현재 수지

대류권의 오존은 온실 복사 강제를 야기하는 세번째(이산화탄소와 메탄 다음)로 중요한 성분이다. 20세기 동안의 변화 경향은 제 2장에서 논의되었다. 오존은 NO_x 존재하에 일산화탄소, 메탄, 그리고 비메탄 휘발성 유기탄소화합물(NMVOCs)의 광화학 산화에 의해 대류권에서 생성된다. 성

층권-대류권 교환(STE)은 대류권 오존의 또 다른 발원이다. 대류권 오존의 소멸은 화학반응과 건식 침전에 의해 일어난다. 대류권 오존과 이의 발원과의 관계를 이해하기 위해서는 수반된 복잡한 비선형 화학 및 수송과의 관계를 설명하는 3차원 대류권 화학 모델이 필요하다.

지난 10년간 대류권 오존에 대한 전지구 모델은 현격한 발전을 이루었고, 현세대의 모델들은 오존 관측에서 나타나는 대부분의 기후학적 현상들을 재현할 수 있다. 3차 평가보고서는 1996년부터 2000년까지의 문헌에 제시된 11개의 모델에 근거해 대류권 오존 수지를 보고하였다. 표 7.9는 25개 모델에 대한 최근의 상호비교(Stevenson et al., 2006)를

포함한 2000년 이후의 개선된 값을 보여준다. 각 모델은 공통적으로 화학적 생성과 소멸이 전지구 수지의 가장 중요한 요소임을 보여준다. 비록 성층권-대류권 교환(STE)이 전지구 수지에서 작은 부분이지만, 이 현상은 대류권 상층부에 체류 시간이 특별히 길고(약 한달로서 대류권 하층으로의 이동에 의해 한계를 가짐) 복사 강제라는 관점에서 가장 중요한 오존을 공급한다.

표 7.9에 제시된 2000년 이후의 모델 수지는 그 이전 3차 평가보고서의 모델과 비교해 볼 때 다음과 같은 중요한 차이점을 보여준다: 평균적으로 34% 작은 STE, 35% 더 큰 화학적 생성, 10% 더 큰 대류권 오존 총량, 16% 더 높은 침전 속도와 10% 작은 화학적 체류시간. 대류권 하층에 대한 관측이 성층권-대류권 교환 플럭스를 $540 \pm 140 \text{ Tg yr}^{-1}$ (Gettelman et al., 1997; Olsen et al., 2001)로 규명함에 따라, 과거의 연구들이 STE 를 과대 예측했음이 현재에는 잘 알려져 있다. STE 플럭스의 과대 추정은 동화된 기박스료를 이용한 모델의 경우에, 동화가 연직 운동에 미치는 영향 때문에, 특히 심각하게 나타나는 것으로 보인다(Douglass et al., 2003; Schoeberl et al., 2003; Tan et al., 2004; Van Noije et al., 2004). 새로운 모델들은 이러한 영향을 대류권 계면에 역동적인 플럭스 경계조건을 적용하거나(McLinden et al., 2000) 모델 결과를 관측된 기후조건에 맞추므로서(Horowitz et al., 2003) 보정하고 있다. 이러한 보정은, 비록 전지구 STE 플럭스 상황을 만족시키지만, 대류권의 농도에 대한 성층권 영향의 크기를 의미(Fusco and Logan, 2003)하는 수송 위치에 여전히 오차를 야기할 수 있다(Hudman et al., 2004).

현단계 모델의 빠른 화학적 생성과 소멸은 비메탄 휘발성 유기탄소화합물(Houweling et al., 1998), 자외선(UV) 화학산 플럭스(Bey et al., 2001)와 심층 대류(Horowitz et al., 2003), 그리고 보다 큰 NO_x 배출량(Stevenson et al., 2006)에 대한 개선된 처리 방법을 의미한다. 표 7.9에서 오존의 화학적 생성과 소멸간의 차이를 구해보면 현단계 모델은 대류권에서 오존의 순 발생을 지시하고, 반면에 3차 평가보고서 모델에서는 대류권-성층권 교환의 감소를 의미하는 순 손실을 지시함을 알 수 있다. 순 생성은 오존의 수지를 분석하는데 유용한 양은 아닌데 그 이유는(1) 그 양이 단지 생성과 손실간의 작은 차이를 나타낼 뿐이고(2) 일반적으로 모델에서 함께 모수화되는 대류권-성층권 교환과 건식 침전 사이의 균형을 의미하기 때문이다.

오존 전물질의 상세한 수지가 3차 평가보고서에서 제시되었다. 가장 중요한 전물질은 메탄과 NO_x 이다(Wang et al., 1998; Grenfell et al., 2003; Dentener et al., 2005). 메탄은

일반적으로 오존 모델에서는 상세하게 모사되지 않고 대신 관측에 의해 규명된다. 질소 산화물은 상세하게 모사되는데 기원과 화학에 대한 적절한 표현이 오존의 시물레이션에 결정적인 역할을 한다. 번개에 의한 생성은, 적도지역 대류권 상층에서의 높은 생성 효율로 인한 중요성에도 불구하고, 특히 잘 알려져 있지 않다(Nesbitt et al., 2000; Tie et al., 2002) 현재 모델에서 이용되고 있는 번개에 의한 전지구규모 NO_x 생성($3\text{--}7 \text{ TgN yr}^{-1}$)은, 심층 대류와 번개의 수직 분포에 대한 모델의 불확실성이 이러한 규명작업의 신뢰성에 손상을 주고 있음에도 불구하고, 대기 중 오존과 NO_x 의 관측과 일치하도록 조정되었다. 과정 기반 모델들은 번개에 의한 생성을 보다 크게 예측하는 경향이 있다($5\text{--}20 \text{ TgN yr}^{-1}$; Price et al., 1997).

대류권 오존의 또 다른 중요한 전물질은 일산화탄소와 비메탄 휘발성유기탄소화합물(NMVOCs)인데, 이중 가장 중요한 것은 생물 기원의 아이소프렌(isoprene)이다. 1999년에 발사된 대류권 오염측정 기기(Edwards et al., 2004)에 의한 일산화탄소의 위성 관측은 일산화탄소 배출량에 새로운 근거를 제공하였는데, 특히 기존의 목록에서 아시아의 발원이 과소 평가됨을 지시하고 있고(Kasibhatla et al., 2002; Arellano et al., 2004; Heald et al., 2004; Petron et al., 2004) 이같은 사실은 아시아지역으로부터의 배출에 대한 항공기 관측에 의해서도 확인되고 있다(Palmer et al., 2003a; Allen et al., 2004). GOME 기기에 의한 포름 알데히드의 수직분포에 대한 위성 관측은(Chance et al., 2000), 큰 지역적 불일치에도 불구하고(Palmer et al., 2003b; Shim et al., 2005), 아이소프렌 배출량에 대한 독립적인 근거로 이용되었고 현재 사용되는 목록과 일반적으로 일치하는 값을 나타내고 있다.

최근의 몇몇 연구는 이형 화학반응과 광화학 플럭스의 변화를 수반하는 대류권 오존에 대한 에어러솔의 영향을 조사하였다. Jacob(2000)은 수반되는 이형 화학반응을 검토하였다. 에어러솔내에서 N_2O_5 의 가수분해는 잘 알려진 NO_x 의 흡원이지만, HO_2 라디칼, 이산화질소, 그리고 오존 자체의 반응성 흡수와 같은 다른 작용들도 또한 중요할 수 있다. Martin et al.(2003b)은 전지구 화학수송모델에 이러한 작용들과 에어러솔이 자외선 복사에 미치는 영향을 포함시킴으로서 오존의 생성율이 전지구적으로 6% 감소하고 이 같은 영향은 에어러솔의 발원지역에서 더 크게 나타남을 발견하였다.

비록 현세대의 대류권 오존 모델이 일반적으로 현재 전지구적인 오존의 분포 특성을 성공적으로 기술하고 있지만, 배출량 및 기후의 변동과 관련된 오존의 변화를 재현할 수 있는 능력에 대해서는 확신이 부족한 실정이다. 관측된 오존

변화 경향의 신뢰성이 높은 1970년대 이후 기간을 포함하는 (Fusco and Logan, 2003) 20세기 기간 전체에 대한 모델과 관측된 오존 농도의 장기 변화 경향사이에는 큰 차이가 존재한다(Hauglustaine and Brasseur, 2001; Mickley et al., 2001; Shindell and Favulegi, 2002; Shindell et al., 2003; Lamarque et al., 2005c). 모델의 신뢰성을 높이기 위해 이러한 불일치를 해결하는 것이 필요하다.

7.4.4.2 기후변화의 영향

기후변화는 전물질의 배출, 화학, 수송, 그리고 제거 과정을 변화시킴으로서 대류권오존에 영향을 줄 수 있다(European Commission, 2003). 이러한 과정과 다른 여러가지 영향이 아래에 논의되어 있다. 이들은 기후변화와 양의 또는 음의 되먹임 관계를 나타낼 수 있다.

7.4.4.2.1 배출에 대한 영향

기후변화는 물리적 반응(번개), 생물학적 반응(토양, 식생, 바이오매스 연소) 그리고 인간활동 반응(에너지 생산, 토지 이용, 농업)을 통해 오존 전물질의 발원에 영향을 줄 수 있다. 2030년 기후에 대한 Stevenson et al.(2006)의 일반순환모델 연구에 의하면 비록 전지구적인 증가없이 단지 열대지역에서 중위도 지역으로의 이전만이 예측되지만, 일반적으로 보다 온난화된 기후하에서 번개가 증가할 것이라는 것이 예측되고 있다(Price and Rind, 1994a; Brasseur et al., 2005; Hauglustaine et al., 2005). 번개의 변동은 대류권 상부의 오존에 큰 영향을 줄 수 있다(Toumi et al., 1996; Thompson et al., 2000; Martin et al., 2002; Wong et al., 2004). Mickley et al.(2001)은 지난 세기 동안 관측된 오존의 장기 변동 경향이 번개의 증가에 의한 것으로 해석될 수 있음을 보였다.

열대와 고위도 지역에서는 번개, 온도 및 건조도의 증가에 따라 바이오매스 연소가 증가할 수 있다(Price and Rind, 1994b; Stocks et al., 1998; A. Williams et al., 2001; Brown et al., 2004). 바이오매스 연소는 적도지역 대류권의 오존 수지에 큰 영향을 주는것으로 알려져 있고(Thompson et al., 1996), 또한 한대 산림의 화재가 적도외지역의 NH를 통해 오존을 증가시킬 수 있다는 증거가 존재한다(Jaffe et al., 2004). 기후 온난화와 함께, 계절적인 설피빙원이 존재하는 기간이 짧아지고 토양수분 함량이 감소함에 따라 한대 산림의 화재가 증가할 가능성이 있다(Kasichke et al., 1995).

생물기원 휘발성 유기탄소화합물의 배출은 기후변화에 극히 민감할 수 있다. 가장 중요한 오존 전물질은 메탄과 아이소프렌이다. 메탄 배출에 대한 기후의 영향은 7.4.1 절에 설명되어 있다. 비메탄 휘발성 유기탄소화합물에 대한 영향은

Constable et al.(1999), Sanderson et al.(2003b), 그리고 Lathière et al.(2005)에 의해 연구되었다. 비록 온도가 증가함에 따라 생물 기원 비메탄 휘발성 유기탄소화합물의 배출이 증가하지만, 이들 세 연구는 모두 기후에 의한 아이소프렌 배출에 적합하지 않은 식생 유형으로의 변화(특히 열대 산림의 감소에 의해)가 부분적으로 오존 배출에 대한 기후온난화의 영향을 상쇄할것으로 보고 있다.

7.4.4.2.2 화학에 대한 영향

기후변화에 의한 온도, 습도, 그리고 자외선 복사 강도의 변화가 오존에 큰 영향을 줄 수 있다. 21세기에 대한 Stevenson et al.(2000) 과 Grewe et al.(2001)의 일반순환모델 시뮬레이션은 수증기의 증가가 1D의 들뜬 상태에 있는 산소 라디칼(O(1D))과 물과의 반응이라는 오존의 중요한 흡원을 증가시킴으로서 대류권 오존의 체류시간을 감소시킴을 보여준다. Stevenson et al.(2006)은 2000년의 기후와 비교한 2030년을 대상으로 한 9개의 모델 결과를 상호비교함으로써 비슷한 결과를 얻었다. 하지만, 지역적인 오존의 오염은 높은 온도의 결과로 미래의 기후조건하에서 증가할 수도 있다(7.6 절의 박스 7.4 참조).

7.4.4.2.3 수송에 대한 영향

대기순환의 변화는 대류권 오존에 큰 영향을 줄 수 있다. 일반순환모델을 이용한 여러연구의 결과는 공통적으로 미래의 기후조건하에서 보다 강해진 Brewer-Dobson 성층권 순환에 의해 대류권-성층권 교환이 증가할것으로 보고 있다(Sudo et al., 2002a; Collins et al., 2003; Zeng and Pyle, 2003; Hauglustaine et al., 2005; Stevenson et al., 2005). 대류권내에서의 연직 수송은, 오존 생성 효율과 고도에 따른 오존 체류시간의 증가라는 관점에서, 마찬가지로 중요성을 갖는다. 비록 열대지역은 해당되지 않을 것으로 보이지만(Stevenson et al., 2005), 기후가 온난화됨에 따라 대류가 보다 심화될것으로 예상된다(Rind et al., 2001). 최근에 Pickering et al.(2001), Lawrence et al.(2003), Olivie et al.(2004), Doherty et al.(2005) 그리고 Li et al.(2005) 에 의해 논의된 바와 같이, 이것이 의미하는 바는 복잡하다. 한편으로, 대류는 대류권 상층의 오존 농도가 높은 대기를 대류권 하층으로 이동시켜 오존을 제거하고 오존 농도가 낮은 대기로 교체한다. 이와는 다르게 대류권 상부로 NO_x가 주입되면 이 부분의 오존 생성 효율이 크게 증가하게 된다.

7.4.5 수산기

수산기(OH)는 대기권 하부에 존재하는 가장 중요한 정화제

로서, 많은 온실가스(예를 들어, 메탄, hydrochlorofluorocarbons (HCFCs), hydrofluorocarbons)와 오염물질(예를 들어, 일산화탄소, 비메탄 탄화수소)의 대표적인 흡원이 된다. 이러한 미량 기체의 정상상태에서의 체류시간은 대기중의 분포형태, 수산기와 반응 역학, 그리고 수산기의 분포에 의해 결정된다. 수산기의 지역적 분포는 주로 NO_x , 일산화탄소, 메탄 및 이보다 분자량이 큰 탄화수소, 오존, 수증기, 그리고 파장이 $0.310 \mu\text{m}$ 보다 작은 태양 자외선 복사의 강도에 의해 조절된다. 새로운 실험과 야외관측에 의하면 $0.310 \mu\text{m}$ 와 $0.350 \mu\text{m}$ 사이의 파장 영역에서 오존 광분해에 의한 현저한 O(1D)의 형성을 볼 수 있다(Matsumi et al., 2002; Hofzumahaus et al., 2004). 대류권 수산기의 가장 중요한 발원은 태양 자외선 복사에 의한 오존의 광분해 반응으로부터 시작되는 일련의 반응들이다.

추가적으로, 대류권의 외진 곳, 특히 상층에서, 과산화물, 아세톤과 다른 케톤, 알코올 그리고 알데히드와 같은 산소함유 휘발성 유기 화합물의 광분해가 수산기의 중요한 기원으로 작용한다(예, Müller and Brasseur, 1999; Collins et al., 1999; Jaeglé et al., 2001; Tie et al., 2003; Singh et al., 2004). 대륙의 경우, 대류권 하부에 대한 관측결과는 불포화 탄화수소의 가공 또는 카보닐그룹의 광분해가 또한 수산기의 대규모 저장소를 유지시킬 수 있음을 지시한다(예, Handisides et al., 2003; Heard et al., 2004). 더욱이, 아질산(HONO)의 광분해에 의한 수산기의 순 생성은 도시지역 대기(예, Ren et al., 2003)와 산림 군락(Kleffmann et al., 2005)에서의 대표적인 수산기의 발원임이 관찰되었다. 수산기는 대기중의 많은 미량 기체와 반응하는데, 대부분의 경우 화합물의 거의 완전한 산화로 진행되는 일련의 반응에서 첫번째이자 반응속도를 결정하는 단계로서 일어난다. 이러한 연쇄 반응들은 종종 HO_2 를 형성하는데, 이는 다시 오존이나 NO 와 반응해 수산기로 되돌아간다. 대류권의 수산기와 HO_2 는 라디칼과 라디칼간의 반응을 통해 과산화물을 형성하거나 또는 이산화질소와 반응해 질산(HNO_3)을 형성함으로써 소멸된다. 수산기의 발원과 흡원은 대류권에서 일어나는 대부분의 빠른 광화학 반응을 수반한다.

7.4.5.1 수산기의 시간적 변화

7.4.5.1.1 배출의 영향

메탄 및 다른 오염물질에 대한 의존성 때문에, 대류권의 수산기 또한 산업화 이전시기 이래로 변화해 왔고 미래에 변화할 것으로 기대된다. 산업화 이전의 수산기의 양은 지금과 달랐을 것으로 생각되지만, 높은 일산화탄소와 메탄 농도(수산기를 감소시킴) 그리고 증가된 NO_x 및 오존 농도(수산

기를 증가시킴)의 상쇄되는 효과 때문에 이러한 변화의 크기에 대해서는 의견의 일치가 이루어지지 않고 있다. 몇몇 모델연구에서는 수산기의 전지구규모 가중 평균이 산업화 이전시기부터 현재까지 10% 이내로 감소한것으로 제안하고 있다(Shindell et al., 2001; Lelieveld et al., 2002a; Lamarque et al., 2005a). 다른 연구에서는 16%(Mickley et al., 1999), 25%(Wong et al., 2004) 그리고 33%(Hauglustaine and Brasseur, 2001) 등 보다 큰 수산기의 전지구적 감소가 보고되었다. Lelieveld et al.(2002b)의 모델 연구는, 지난 세기 동안, 해양의 대류권에서 수산기의 농도가 메탄 및 일산화탄소와의 반응에 의해 심각하게 감소했음을 제시하였다. 하지만, 전 지구적인 규모에서는 육지에서의 강력한 NO_x 배출과 관련된 증가에 의해 보상되었다.

Karlsdottir 와 Isaksen(2000)는 변화하는 NO_x , 일산화탄소, 비메탄 휘발성 유기탄소화합물의 배출을 고려한 3차원 CTM을 이용하여 1980년부터 1996년 기간 동안 $0.43\% \text{ yr}^{-1}$ 의 수산기 증가 경향을 발견하였다. Dentener et al.(2003a,b)은 오존 전물질, 메탄, 기상요소 그리고 오존의 연직분포를 고려한 3차원 CTM을 이용하여 1979년부터 1993년의 기간에 대해 $0.26\% \text{ yr}^{-1}$ 의 증가경향을 도출하였다. Wang et al.(2004)도 또한 메탄과 일산화탄소 배출, 수송 그리고 오존 연직 분포의 경년변화를 고려한 3차원 CTM에 근거하여 메탄의 1988년부터 1997년까지의 변화경향을 분석하였다. 이들은 NO_x , 대류권의 오존 그리고 비메탄 휘발성 유기탄소화합물의 농도와 같이 수산기에 영향을 주는 다른 많은 변수들의 경년변화는 고려하지 않았다. 이들도 또한 조사시간을 대상으로 $0.63\% \text{ yr}^{-1}$ 이 수산기 증가 경향을 산출하였다. 수산기의 변화경향에 대한 이들의 계산은 같은 기간동안 오존 연직 분포의 감소경향과 주로 관련되어 있는데 전체 오존 분포를 고정시킬 경우 변화 경향은 $0.16\% \text{ yr}^{-1}$ 로 작아진다.

수산기의 향후 변화는 NO_x 의 양 대비 탄화수소의 상대적인 변화에 좌우된다. 3차 평가보고서에서, Prather et al.(2001)은, IPCC SRES(IPCC, 2000)에 보고된 시나리오를 이용하고 14개 모델의 비교 결과에 근거하여, 전지구 수산기가 2100년까지 다섯가지 배출 시나리오에서는 감소하고 한 가지 시나리오(메탄과 다른 오존 전물질 배출의 감소를 가정)에서는 증가할것으로 예측하였다. 다른 배출 시나리오에 근거하여, Wang and Prinn(1999)도 또한 2100에 $16 \pm 3\%$ 의 수산기 감소를 예측하였다.

7.4.5.1.2 기후변화의 영향

배출량 변화와 더불어, 미래의 온실가스 증가는 수산기에 영향을 주는 화학반응에 직접적으로 참여함으로써 그리고

대류권의 태양 자외선 복사를 증가시킬 수 있는 성층권 오존 변화를 통해 간접적으로 수산기의 변화를 야기할 수 있다. 수산기는 또한 온도, 습도 그리고 구름의 변화 또는 메탄이나 다른 오존 전물질의 생물기원 배출에 대한 기후변화의 영향에 의해 영향받을 수 있다. 대류권의 수분변화는 중요한 화학적 반향을 일으킬 수 있다. 수증기와 전기적으로 들뜬 상태인 산소원자와의 반응이 대류권 수산기의 가장 중요한 발원이 된다. 따라서, 높은 절대 습도로 특징지어지는 온난화된 기후에서, 수산기의 양은 증가할 것으로 예상된다. 이러한 효과는 춥고 건조한 마지막 빙하 절정기(LGM) 동안의 수산기 변동을 설명하기 위해 Pinto and Khalil(1991)에 의해 제기되었다. 이 효과는 낮은 대기 중 수증기 함량 때문에 LGM 기간 중 수산기 농도가 현재보다 7% 낮았음을 계산한 Martinerie et al.(1995)에 의해 정량적으로 설명되었다. Valdes et al.(2005)은 차고 건조한 LGM의 기후가 전지구 수산기 농도의 7% 감소의 원인이라고 추정하였다. Brasseur et al.(1998)과 Johnson et al.(1999)은, 보다 온난화된 기후하에서(CO₂ 배증), 전지구 그리고 연간 평균 수산기 농도가 각각 7% 그리고 12.5% 증가할 것으로 예측하였다. 보다 최근에는, Hauglustaine et al.(2005)이 단지 지표배출의 변화만을 고려한 상태에서 기후-화학 3차원 모델을 이용해 현재부터 2100년까지 전지구 수산기 배출이 16% 감소할 것으로 추정하였다. 이 모델에서 기후변화 및 주로 증가된 수증기에 의한 영향은 전지구 수산기의 양을 13% 증가시키는 것이다. 이 연구에 의하면, 배출과 기후변화의 대조적인 효과에 의해 미래의 전지구 평균 수산기의 양이 현재와 유사한 농도를 유지하는 것으로 나타난다. 전지구 수산기에 미치는 수증기 분포의 중요성은 Lamarque et al.(2005a)에 의해 표현되었는데, 감소한 에어러솔 배출 상황하에서, 보다 덥고 습한 기후가 전지구 수산기 농도를 크게 증가시킴을 보여주고 있다.

온난화된 기후에서 번개에 의한 NO_x 배출의 변화도 또한 수산기에 영향을 줄 수 있다. Labrador et al.(2004)은 전지구 수산기가 번개에 의한 NO_x 배출에 민감하게 반응하며, 번개가 최상의 추정값인 5 TgN yr⁻¹로부터 2배나 4배 증가하면 수산기가 각각 10%와 23% 증가하게 됨을 보였다. 번개에 대한 전지구 수산기의 유사한 민감도가 Wang et al.(1998)에 의해 추정되었는데, 이들은 발원(번개)의 두배 증가(3에서 6 TgN yr⁻¹으로)에 의해 수산기가 10.6% 증가함을 계산에 의해 제시하였다. 번개에 의한 배출과 배출된 질소 총량에 대한 수산기의 민감도에 대한 큰 불확실성과 관련해, 시간에 따른 수산기의 변화를 정확하게 모사하기 위해서는 이러한 발원에 대한 보다 향상된 이해가 필요할 것으로 보인다.

7.4.5.2 체류시간에 대한 영향

7.4.5.2.1 체류시간의 정의

대기 중 미량기체의 전지구 순간 대기 체류시간은 조사 대상 대기 영역에 대해 손실 빈도 l 을 적분함으로써 얻어진다. 적분은 제거 과정이 작용하는 미량기체의 분포에 의해 가중되어야 한다. 어떤 미량기체의 분포 $C(x,y,z,t)$ 를 고려할 때, 수지로부터 얻어지는 전지구 순간 체류시간은 다음과 같이 정의된다:

$$\tau_{\text{global}} = \int C \, dv / \int C l \, dv \quad (7.4)$$

위식에서 dv 는 대기의 부피 요소이다. 위식은 전지구의 그리고 연간 평균 체류시간을 결정하기 위해 1년으로 평균할 수 있다. 전지구 대기 체류시간('기체량 체류시간' 또는 '갱신 체류시간'으로도 명명됨)은 전지구 대기 중 총 기체량을 갱신하는데 필요한 시간을 나타낸다.

전지구 대기 체류시간은 전지구 대기 중 기체량을 e -배(e fold)로 감소시키는데 걸리는 시간을 의미한다. 불행히도, τ_{global} 은 매우 예외적인 경우에만 일정하다. 손실율이 기체량에 좌우되는 경우에는 교란 또는 펄스 감쇄 체류시간(τ_{pert})이 도입된다(Velders et al., 2005 참조). 교란 체류시간은, 지구온난화 포텐셜(GWPs) 계산을 위해 필요한데, 한번의 펄스 배출이 시간에 따라 어떻게 감쇄하는가를 결정하기 위해 이용된다. 교란 체류시간은 전지구 대기 체류시간과 현저하게 다를 수 있다. 예를 들어, 메탄이 한번의 배출에 의해 현재의 값 이상으로 증가하게 되면, 메탄 농도가 배경값으로 다시 감소하는데 걸리는 시간은 교란받지 않은 대기 체류시간보다 길다. 이 같은 지연현상은 증가된 메탄이 수산기의 감소를 야기하고, 이는 다시 배경 메탄값을 증가시키기 때문에 일어난다. 이러한 되먹임은 교란의 감쇄시간(τ_{pert})이 전지구 대기 체류시간(τ_{global})과 다른값을 갖게 만든다. 작은 교란의 한계내에서, 어떤 기체의 교란 체류시간과 전지구 대기 체류시간과의 관계는 $\tau_{\text{pert}} = \tau_{\text{global}} / (1 - f)$ 의 단순한 수지 관계로부터 이끌어 낼 수 있는데 이 관계에서 민감도 계수(f)는 $f = d\ln(\tau_{\text{global}}) / d\ln(B)$ 로 표현된다. Prather et al.(2001)은 메탄과 대류권 수산기 및 체류시간과의 되먹임을 추론하고 $\tau_{\text{pert}} / \tau_{\text{global}}$ 의 비를 1.4로 주어 민감도 계수를 $f = 0.28$ 로 결정하였다. Stevenson et al.(2006)은, 25개의 CTM으로부터, 4차 평가보고서의 갱신된 값인 현재 메탄의 전지구 체류시간(τ_{global}) 8.7 ± 1.3 년(양상불 평균 및 1 SD 오차)을 계산하였다. 지구 온난화 포텐셜 계산에 이용되어야 하는 이에 상응하는 교란 체류시간은 12 ± 1.8 년이 된다.

교란 체류시간은 전구 모델을 이용하여 기체의 펄스를 주입하고 더해진 양이 감쇄하는 과정을 모사함으로써 추정될 수 있다. 첨가된 일산화탄소, HCFCs, 또는 탄화수소는, 수산화기의 농도를 감소시키고 메탄의 체류시간을 일시적으로 증가시키므로써, 더해진 기체의 양이 지속되는 동안 메탄이 축적되도록 만든다. 따라서, 여러 모델에서 관찰되는것과 같이, 체류시간이 짧은 기체 배출의 변화가 긴 체류시간을 갖는 교란을 만들어 낼 수 있다(Derwent et al., 2001; Wild et al., 2001; Collins et al., 2002). 이러한 유형의 고유한 요소로서, 대류권 오존의 변화는 12년의 시간 규모를 갖는 메탄의 감쇄를 수반하는데, 이는 대류권에서 일어나는 화학적 연결의 가장 핵심적인 예가 된다. 화학적으로 반응성을 갖는 모든 기체는, 온실가스인가의 여부에 관계없이, 대기 화학에 대한 영향을 통해 어느 정도의 간접적인 온실효과를 일으킨다.

7.4.5.2.2 체류시간의 변화

수산기는 대기 중에서 메탄이나 수소화된 할로겐 중 등 많은 온실가스의 가장 중요한 산화제이기 때문에, 수산기의 변화는 이들 기체의 대기 중 체류시간 및 결과적으로 이들이 기후 시스템에 미치는 효과에 직접적으로 영향을 준다. 최근의 몇몇 연구는 수산기에 의한 메탄 제거의 경년변화가 메탄 증가율의 변화에 중요한 영향을 준다는 사실을 보여주고 있다(Johnson et al., 2002; Warwick et al., 2002; Wang et al., 2004). 수산기에 의한 메탄 산화의 변동은 관측된 대기 중 메탄 증가율의 변동에 중요한 부분을 차지한다. 특히, 1992~1993 기간의 메탄 증가율의 이상현상은 피나투보 화산 분출 이후 수산기의 변동 및 습지 배출량의 변화에 의해 설명된다(Wang et al., 2004). 수산기 흡원 과정만으로부터 얻어진 Johnson et al.(2002)의 메탄 변동 시뮬레이션은 또한 ENSO 주기가 이러한 변동의 가장 큰 요소임을 나타내고 있다. 이러한 결과들은 Prinn et al.(2005), Manning and Keeling(2006) 그리고 Bousquet et al.(2005)에 의해 재현된 전지구 수산기의 변동과 일치하는데, 이러한 변동은 1997~1998년과 같은 대규모 화재, 엘니뇨 그리고 피나투보 화산의 분출 등에 크게 영향을 받는다.

대류권의 화학조성에 대한 기후변화의 영향은 몇몇 연구에서 조사되었다. 대부분의 경우, 미래의 메탄 체류시간은 배출량이 증가하고 기후변화가 무시될 경우 증가하였다(Brasseur et al., 1998; Stevenson et al., 2000; Hauglustaine and Brasseur, 2001; Prather et al., 2001; Hauglustaine et al., 2005). 이러한 사실은 증가된 메탄과 일산화탄소의 농도가 수산화기를 감소시켜 메탄의 흡원을 축소한다는 것을 나타낸다. 하지만, 기후 온난화는 온도에 따라 변하는 메탄의 산

화율 계수를 증가시키고(Johnson et al., 1999), 수증기와 NO_x 농도의 증가는 수산화기를 증가시키는 경향이 있다. 대부분의 경우, 이러한 효과는 배출에 기인한 메탄 체류시간의 증가를 부분적으로 상쇄하거나 능가한다. 결과적으로, Brasseur et al.(1998), Stevenson et al.(2000) 그리고 Hauglustaine et al.(2005)에 의해 계산된 21세기 동안 향후 메탄 체류시간은 비교적 일정하다(몇 % 이내에서). 1990~2100 기간에 대한 천이 시뮬레이션을 통해, Johnson et al.(2001)은 자유 대류권에서 수산기에 대한 기후변화의 지배적인 영향에 의해 전지구 메탄 체류시간이 1990년의 9년에서 2025년의 8.3년으로 감소하지만 그 이후로는 큰 변화가 일어나지 않음을 발견하였다. 따라서, 메탄 체류시간의 변화는 배출 시나리오에서 NO_x와 탄화수소 배출 변화의 상대적인 시간에 좌우되며, 기후변화를 고려할 경우 2100년에 대해 계산된 메탄의 증가율이 27% 감소되는 결과를 야기한다. Stevenson et al.(2006)도 비교적 일정한 메탄의 체류시간에 관한 비슷한 결론에 도달하였다. 미래의 배출량 변화의 결과로, 25개의 최신 CTM에 의해 모사된 메탄의 정상상태에서의 체류시간은 오존 전물질의 향후 배출에 관해 현재 법적으로 강제된 시나리오에 근거해 볼 때 8.7 ± 1.3 인 현재의 앙상블 평균(평균 ± 1 SD)에서 2030년에 $2.7 \pm 2.3\%$ 로 증가한다. 2030년의 보다 온난화된 기후 시나리오하에서, 체류시간은 $4.0 \pm 1.8\%$ 감소하여 배출과 기후변화 모두에 의한 영향은 메탄의 체류시간을 단지 1.3% 감소시킬 뿐이다.

7.4.6 성층권의 오존과 기후

대략 1980년부터 1990년대 중반까지, 주로 염소와 브롬의 대기 배출에 의해 전지구 평균 오존함량의 감소 경향이 나타났다(Montzka et al., 1999). 할로겐의 대기 배출 감소(Montzka et al., 2003)와 오존 농도 회복의 시작(예, Newchurch et al., 2003; Huck et al., 2005; Reinsel et al., 2005; Yang et al., 2005)은 최근에 함께 일어난 것으로 보인다. 오존 농도의 지속 가능한 회복은 현재의 10년 단위 기간 이전에 일어나지는 않을 것으로 제시되고 있다(예, Steinbrecht et al., 2004; Dameris et al., 2006). 장기 체류 온실가스(LLGHGs)의 대기 중 농도는 증가하였고(2장 참조) 오존층에 영향을 주며 지속적으로 증가할 것으로 예상된다. 본 단락에서는 성층권 오존과 기후와의 상관관계와 되먹임 작용에 대한 현재의 지식을 검토해 보고자 한다. 보다 상세한 논의는 최근의 몇몇 보고서에서 찾을 수 있다(European Commission, 2003; IPCC/TEAP, 2005).

7.4.6.1 상호작용

성층권의 오존은 대류권 및 성층권의 움직임과 화학조성 변화를 통해 기후변화에 영향을 받는다. 장기 체류 온실가스(LLGHG) - 특히 CO₂ - 의 농도 증가는 성층권을 냉각시켜 더 많은 PSCs가 존재할 가능성을 만들고 오존의 분포를 변화시킨다(Rosenlof et al., 2001; Rosenfeld et al., 2002; Randel et al., 2004, 2006; Fueglistaler and Haynes, 2005). 성층권 하층을 제외하면, 온도 감소는 오존 소모를 약화시켜 오존의 연직분포량이 보다 높아짐으로서 장기 체류 온실가스에 의해 일어나는 성층권의 복사 냉각에 양의 수정을 야기한다. 또한, 오존 자체가 온실가스로서 성층권에서 자외선 복사를 흡수한다. 자외선 복사의 흡수는 가열을 통해 대류권 계면 이상의 고도에서 관찰되는 온도 증가를 야기한다. 오존이나 LLGHG 농도의 변동에 의해 일어나는, 성층권 온도의 변화는 Brewer-Dobson 순환(Butchart and Scaife, 2001; Butchart et al., 2006)을 변화시킴으로서 LLGHGs, CFCs, HCFCs 그리고 할로젠과 같은 장기 체류 분자들이 대류권으로부터 성층권의 다양한 고도로 수송되는 속도를 조절한다. 더욱이, Brewer-Dobson 순환의 증가는 극지방에서의 온도를 단열 증가시키고 적도 지방의 온도를 단열 감소시킨다.

기후는 성층권 오존의 변화에 의해 영향을 받는데 이는 오존이 대류권으로 적외선 복사를 배출하기 때문이다. 오존 연직구조에 어떤 주어진 비율의 변화가 일어났을 때, 복사 강제에 가장 큰 영향을 받는 곳은 대류권 상층과 오존층이다(예, 3차 평가보고서 그림 6.1). 과거에 일어난 오존의 고갈은 지표의 냉각을 야기했다(2장 참조). 관측된 성층권 오존의 감소와 이에 따른 자외선 복사의 증가는(예, Zerefos et al., 1998; McKenzie et al., 1999) 생물권과 생물기원 배출량에 영향을 주었다(Larsen, 2005). 이러한 자외선 복사의 증가는 수산기의 생성을 가속화시킴으로서 모두 중요한 온실가스에 해당하는 메탄의 체류시간을 감소시켰고 대류권 오존에 영향을 주었다(European Commission, 2003). 성층권 하층에서의 오존 손실의 결과로, 전지구 평균 평형 지표 온도뿐만 아니라, 지역적인 지표온도의 변화가 Gillett and Thompson(2003)에 의해 관찰되었다. 대류권의 순환에 영향을 미치는 성층권 유동 되먹임 작용의 월단위 변화에 대해 관측(예, Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Thompson et al., 2005) 및 모델링(Polvani and Kushner, 2002; Norton, 2003; Song and Robinson, 2004; Thompson et al., 2005)에 의한 증거가 존재한다. 모델 결과들은 남반구 성층권에서의 동향이 고위도의 지표온도에 영향을 줄 수 있음을 보여주고 있다(Gillett and Thompson, 2003).

7.4.6.2 성층권 오존의 과거의 변화

오존의 손실은 늦은 겨울과 봄 기간에 극 지방의 성층권 하층에서 가장 많이 일어났다. 예를 들어, 1980년대 초반 이후 남극대륙위의 오존 구멍 형성은 매년 봄에 일어났다(Fioletov et al., 2002). 남극의 오존 파괴는 기후적으로인도 낮은 온도가 대부분 인위적 기원인 CFCs 나 할론의 광화학 분해에 의해 만들어진 높은 염소와 브롬농도와 결합하여 일어났다. 비록 크기는 작지만 유사한 오존의 파괴가 추운 겨울동안 같은 방법에 의해 북극지역에서도 일어난다. 따뜻한 겨울의 경우, 북극의 오존은 비교적 영향을 받지 않는다(Tilmes et al., 2004). 남극의 성층권 하층은 많은 양의 오존 손실이 일어나기에 충분한 만큼 항상 온도가 낮지만, 2002년의 갑작스러운 성층권 온난화에 의해 이전의 오존 구멍이 두개의 분리된 영역으로 나누어졌다(예, Simmons et al., 2005). 온도가 더 이상의 오존 손실이 일어날 수 없을만큼 높았다. 분리된 두개의 영역이 하나의 소용돌이로 합쳐진 이후에, 역학적 조건은 더 이상의 오존 손실이 일어나기에 적합하지 않았다. 하지만 이는 오존량이 회복되고 있음을 지시하는 것이 아니라 단지 역학적 교란의 결과일 뿐이다(예, Newman et al., 2004). 최근의 성층권 오존 변화에 관한 요약은 2장에 제시되어 있다.

7.4.6.3 성층권 오존의 향후 변화

향후 수십년간의 성층권 오존의 변화 경향은 태양과 화산 활동과 같은 자연적 요인(예, Steinbrecht et al., 2004; Dameris et al., 2005) 및 향후 감소할 것으로 예상되는 성층권 할로젠 배출과 같은 인위적 요인(WMO, 2003; IPCC/TEAP, 2005)에 의해 좌우될 것이다 오존의 변화는 또한 많은 성층권 구성물질에 의해 좌우될 것이다: 21세기에 오존 제거 물질의 감소는 화학적 과정을 통해 오존이 증가하도록 할 것으로 예상된다(Austin et al., 2003). 하지만 이러한 증가는 온도변화(LLGHGs에 의한), 다른 화학적 변화(예를 들어, 수증기에 의해) 그리고 수송과정의 변화에 의해 크게 영향을 받을 수 있다. 화학-기후 접합모델은 미래의 대기 조성과 기후를 모사할 수 있는 도구를 제공해준다. 이러한 목적으로, 일련의 일관성있는 모델 강제요소가 '성층권 프로세스 및 이들이 기후에 미치는 역할의 규명에 이용되는 대기-기후 접합모델 검증 활동'의 일환으로 규정되었다(SPARC CCMVal; Eyring et al., 2005). 강제요소는 현존하는 시나리오에 근거한 자연적 및 인위적 배출, 대기관측, 교토 및 몬트리올 협약 및 이의 개정문을 포함한다. 시뮬레이션은 IPCC SRES(배출 시나리오에 대한 특별 보고서)의 시나리오

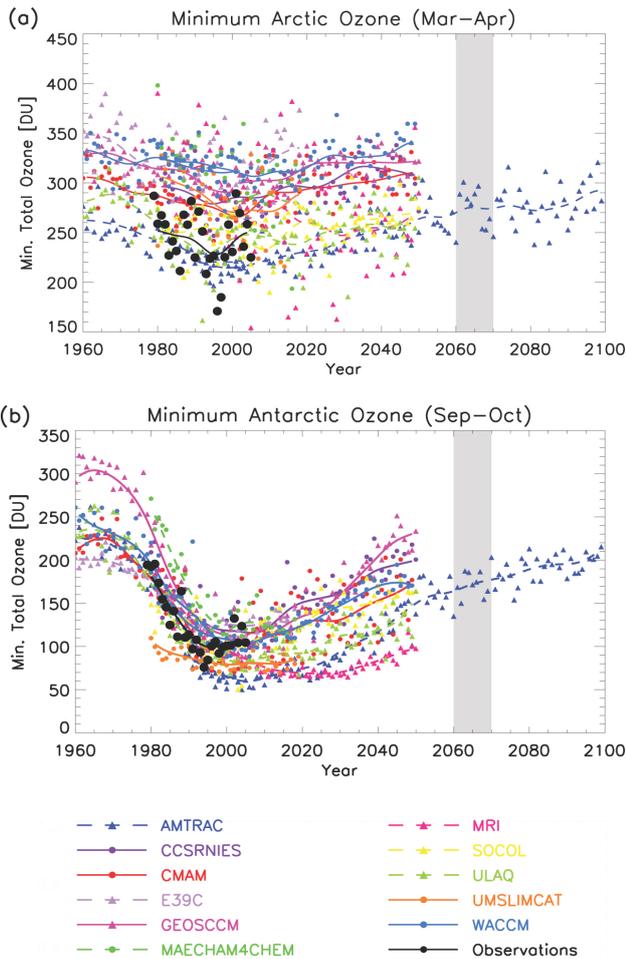


그림 7.18. Dobson Units(DU) 으로 표현된(a) 북극의 3~4월 최소 연직 오존 총량과(b) 남극의 9~10월 최소 연직 오존 총량(두 경우 모두 극주변 60° 포함). 오존의 향후 변화 경향에 대한 시뮬레이션은 SPARC를 위한 화학기후 접합모델(CCM) 검증 활동의 일환으로 분석된 11개의 CCM에 의해 수행되었다(<http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/>). 모델결과는 National Institute of Water and Atmospheric Research(NIWA)의 동화된 연직 오존 총량 데이터베이스(Bodeker et al., 2005)로부터 계산된 값 - 흑색점으로 표시된 - 과 비교되었다. 2060년과 2070년 사이의 밝은 회색 그림자는 극지방 성층권 하층의 할로젠 농도가 1980년의 값으로 회복될 것으로 예상되는 시기를 나타낸 것이다. 포함된 모델 - AMTRAC: Atmospheric Model with Transport and Chemistry; CCSRNIIES: Center for Climate System Research - National Institute for Environmental Studies; CMAM: Canadian Middle Atmosphere Model; E39C: German Aerospace Center(DLR) version of ECHAM4 with chemistry and 39 levels; GEOSCCM: Goddard Earth Observing System Chemistry-Climate Model; MAECHAM4/CHEM: Middle Atmosphere ECHAM4 with Chemistry; MRI: Meteorological Research Institute; SOCOL: Solar Climate Ozone Links; ULAQ: University of L'Aquila; UMSLIMCAT: Unified Model SLIMCAT; WACCM: Whole Atmosphere Community Climate Model.

A1B(IPCC, 2000)와 WMO(2003)의 표 4B-2에 설명된 할로카본의 변화를 따른다. 그림 7.18은 다양한 천이 대기-기후 접합모델 기준 모사를 위해 관측자료와 비교한 극주변 60°의 겨울철 최저 오존 연직 분포를 보여주고 있다. 남극의 오존은 대부분 모델에서 염소와 브롬의 거동을 따르고 있다.

화학기후 접합모델에서 모사된 최고의 감소는 2000년쯤에 나타나는데, 많은 모델에서 최소값이 2000년과 2010년 사이의 기간에는 일정하고 이후 천천히 증가한다. 대부분의 모델은 예측된 할로겐의 양이 1980년의 값으로 감소하게 될 때, 성층권 대기가 극으로 이동하는데 걸리는 지연시간 때문에 중위도의 회복보다 지체되어, 남극의 오존양이 1980년도의 값으로 회복될 것으로 예측하고 있다. 수송과 및 화학 모듈을 갖는 대기 모델(AMTRAC)(Austin and Wilson, 2006)에서 예측하는 약 2065년쯤 일어나는 1980년대 이전 값으로의 늦은 회복은 관측에 의한 경험 모델 연구와 일치한다(Newman et al., 2006). 또한, CFCs의 대기 중 플럭스 증가가 최근에 보고되어(Hurst et al., 2006), 이 보다 더 늦은 회복을 의미할 수도 있다. 많은 화학기후 접합 모델은 북극의 최소 오존 연직 분포에 대해 일치된 결과를 보이지 않으며, 일부 모델들은 관측과 큰 차이를 보이기도 한다. 충분히 오랫동안 구동된 모든 화학기후 접합 모델에서 북극의 오존은 남극보다 먼저, 최대 30년 까지, 1980년의 값에 도달한다(예, Austin and Wilson 2006). 남극에서의 이러한 지연은 성층권 온도 감소와 함께 증가된 Brewer-Dobson 순환(Butchart and Scaife, 2001; Butchart et al., 2006)에 의해 야기된다.

7.4.6.4 대기의 움직임에 기인한 불확실성

대기 움직임의 변화는 오존에 영향을 줄 수 있다. 예를 들어, 과거와 현재의 조건에 대해 규정된, 중력파의 전달과 같은 아격자(sub-grid) 규모의 과정은 미래에 변화할 수도 있다. 대류권의 기후변화는 또한 행성-규모의 파동에 영향을 준다. 지형성 중력파의 변화와 함께, 이러한 파동은 많은 모델에서 관찰된 Brewer-Dobson 순환의 증가를 야기한다(Butchart et al., 2006). 이러한 영향의 크기는 모델마다 다르고 극지방에서의 단열 가열을 증가시켜 CO₂ 증가에 따라 심화된 복사 냉각을 일부 상쇄한다. 따라서, 실제적인 가열이나 냉각은 많은 불확실성을 갖게 되고, 현재의 가용 모델 시뮬레이션은, 특히 북극에서의, 오존의 향후 발달에 관한 일관된 그림을 제공하지 못하고 있다(그림 7.18).

7.5 에어러솔 입자와 기후시스템

에어러솔은 대기 수문 순환과 복사 수지의 통합 성분 하나로서 현재까지도 완전히 이해하지 못하고 있는 많은 되먹임 메커니즘으로 구성되어 있다. 이 절에서는(1) 바람, 온도 및 강수와 같은 기상 및 기후인자가 자연적인 에어러솔 존재량에 주는 영향과(2) 에어러솔이 기후 인자 및 생지화학

에 미치는 영향을 평가한다. 2장에서는 우리가 가장 쉽게 이해할 수 있는 단파복사와 열복사의 산란과 흡수와 같은 에어러솔과 기후사이의 상호작용에 대해서 다룬다. 에어러솔은 마치 구름 응결핵(cloud condensation nuclei: CCN)과 얼음 응결핵(ice nuclei: IN)과 비슷한 역할을 하기 때문에, 에어러솔이 수문 순환과의 상호 작용이나 복사 수지에 추가적으로 미치는 영향은 구름 미세 물리 과정에서 에어러솔의 역할을 통해서 일어난다. 구름 특징의 변화를 통해서 미치는 일련의 에어러솔의 가능한 효과들을 “간접 효과”라고 한다. 대기 상층부에서 이러한 간접 효과의 강제력 측면은 2장에서 다루는 반면에 구름의 생존시간 효과나 반직접 효과 그리고 대규모 순환, 대류 및 영양공급과 탄소 순환을 통해 생물계에 미치는 에어러솔 효과와 같은 되먹임이나 상호작용과 관련된 과정들을 이곳에서 다루게 된다.

7.5.1 기후 요소들의 영향에 의한 에어러솔 배출과 존재량

대부분의 자연적 에어러솔의 발원은 바람, 수분, 온도와 같은 기후 인자들에 의해서 조절된다. 따라서 인간이 만들어낸 기후 변화 또한 자연적 에어러솔 존재량에 영향을 줄 것으로 기대된다. 아래 절에서는 주요 자연 에어러솔의 발원과 기후 인자들과의 관계에 관한 개요를 분류적으로 다룬다. 반면에 인위적 에어러솔의 배출과 이와 연관된 에어러솔은 2장의 주제이다.

7.5.1.1 먼지

직경 10 μm 미만의 총체 먼지 에어러솔의 전지구 배출량 추정값인 1000~3000 Tg yr^{-1} 은 다양한 종류의 관측 자료와 잘 일치한다(Duce, 1995; Textor et al., 2005; Cakmur et al., 2006). 배출된 먼지의 7~20%는 직경이 1 μm 미만이다(Cakmur et al., 2006; Schulz et al., 1998). Zhang et al.(1997)은 아시아에서 매년 800 Tg yr^{-1} 의 먼지 에어러솔이 배출되며, 이중 30%정도가 사막 지역으로 다시 침전되고 20%는 지역 내에서 이동하며 나머지 약 50% 정도가 태평양이나 그보다 더 먼곳으로 장거리 수송된다고 평가하였다. 또한 이러한 아시아의 먼지 에어러솔은 미국 서부해안의 배

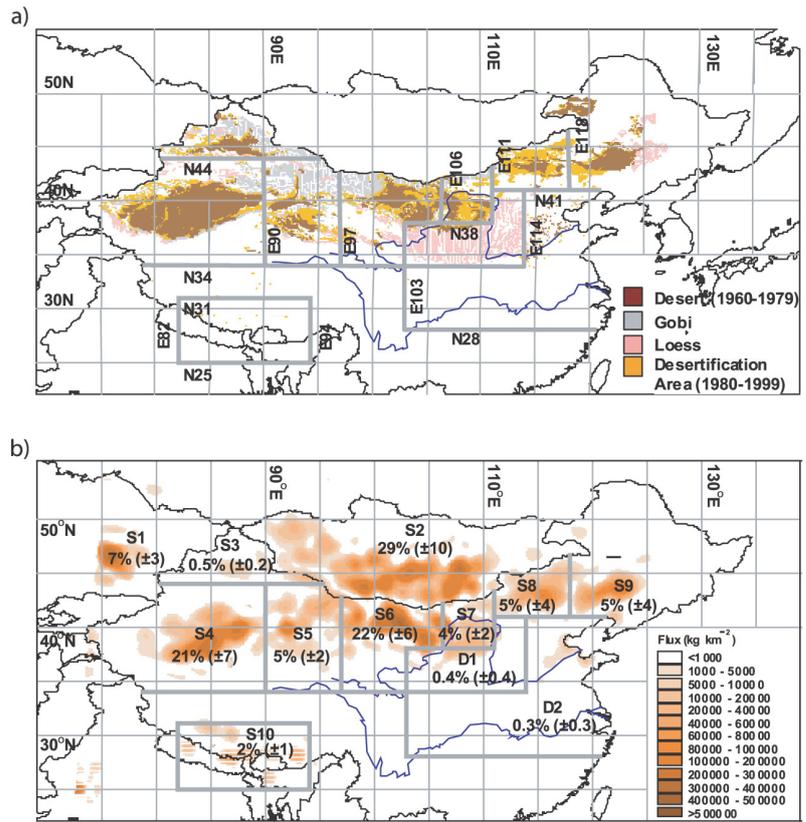


그림 7.19. (a) 1960s년부터 1979년까지 중국 사막 분포와 1980년부터 1999년까지 사막 및 사막화 진행 지역(b) 1960년부터 2002년까지 평균된 봄 평균 먼지 방출 플럭스($\text{kg km}^{-2}/\text{month}$)로 표시된 발원지역(S1부터 S10)과 전형적인 침적 지역(D1과 D2). 괄호안에 표준 편차와 함께 표시된 백분율은 1960년과 2002년 사이 총 방출량과 각각의 발원 지역의 평균 먼지 생산량을 말한다. 몽고 사막(S2)과 서부(S4) 및 북중국(S6) 사막이 아시아 먼지 방출의 주요 발원이다. 몇몇의 보다 넓은 사막들(S7~S9, S5)은 주요 발원이 아니다. Zhang et al.(2003)에서 편집 발췌.

경 먼지 에어러솔의 농도를 결정하는 연속적인 발원인 것처럼 보인다(Duce, 1995; Perry et al., 2004). 전지구 배출을 수치모사하고 평가하는 것의 문제점때문에 전지구 먼지 배출량 평가의 불확실성은 배출량의 2배보다 크다(Zender et al., 2004). 대부분의 먼지 플럭스를 결정하는 바람장 분포의 high-wind tail표현 방법 하나만으로도 30% 이상의 배출 차이를 만들어낸다(Timmreck and Schulz, 2004). 관측결과는 연평균 아프리카 먼지가 1960년에서 2000년 사이에 4배 변하였다고 제시하며 아마도 사하라 지역의 강수 변동때문인 것으로 추측된다(Prospero and Lamb, 2003). 비슷하게 2100년의 먼지 배출량 시뮬레이션 결과도 매우 불확실해서 현재 배출량과 비교했을 때 60%의 감소로부터 3.8배 증가까지 다양한 범위를 보인다(Mahowald and Luo, 2003; tegan et al., 2004; Woodward et al., 2005; Stier et al., 2006a). 이러한 차이는 기후-생물권을 다루는 방법의 차이나 식생 및 먼지 모델을 구동시키는 기후 모델의 차이때문에 생겨난다. 기후변화가 먼지 배출에 미치는 가능한 큰 효과는 특히 먼지 침식

을 위한 LGM 조건과 현재값을 비교했을 때 확연하다.

예를 들어, 아프리카 동풍 파동을 강화시킬 수 있는 먼지의 복사효과는 기후와 먼지 사이의 되먹임 메커니즘일 수 있다(Jones et al., 2004). 이것은 또한 대기 순환을 변경시켜 다시 자연적 발원으로부터 먼지 배출에 다시 되먹임 작용을 할 수 있다. Perlwitz et al.(2001)은 먼지 복사강제력이 행성 경계층내에서 운동량의 하향 혼합과 지면 풍속을 줄여서 궁극적으로 먼지 배출량을 줄이기때문에(Miller et al., 2004a), 이러한 되먹임 작용이 대략 15%의 전지구 먼지 부하량을 줄인다고 평가하였다. 자연적 먼지 발생과 더불어서, 인간 활동은 사막화를 통하여 먼지 이동의 다른 가능한 발원을 만들어왔다. 인간 활동을 통한 사막화의 전지구 먼지 배출에의 기여는 불확실하다: 이에 대한 평가는 50%로부터(Tegen et al., 1996; Mahhowald et al., 2004), 10% 미만(Tegen et al., 2004), 그리고 무시할 정도의 값까지(Ginous et al., 2001; Prospero et al., 2002) 다양하다. 아시아 먼지 배출에 대한 43년 동안의 평가 연구결과는 사막화에 따른 효과보다는 기상현상과 기후가 아시아 먼지 배출과 이와 연관된 아시아 먼지 폭풍 발생에 보다 큰 영향을 미치고 있음을 보여준다(Fig. 7.19; Zhang et al., 2003).

또한 에어러솔 침적은 지구 생태계에도 영향을 미친다. 무기물 먼지 침적은 영양성 철분을 생성함으로써 해양의 생지화학순환에 중요한 역할을 하며 이는 다시 기후와 먼지 생성에 되먹임 작용을 하게 된다(Jickells et al., 2005; 7.3.4.4 절). 반대로 태평양위의 수용성 철분 입자는 아시아의 인위적 활동에 기인하는 탄소 배출과 연결된다(Chuang et al., 2005). 먼지 침적에 의한 추적 입자의 공급은 또한 육상 생태계에게도 중요하다. 예를 들어, 아마존 지역의 식생은 사하라 사막의 먼지 침적에 매우 의존한다고 제안되어왔으며, 이는 장기간의 성장을 유지하기 위해 필수적인 인을 공급한다(Okin et al., 2004; 7.3 장). 하와이 제도도 또한 아시아 먼지 수송을 통한 인에 의존한다(Chhhadwick et al., 1999). 더욱이 무기물 먼지는 SO₂와 HNO₃와 같은 산성 미량 기체의 흡원으로서 작용할 수 있으며, 따라서 황과 질소 순환과 상호작용할 수 있다(Dentener et al., 1996; Umann et al., 2005). 황산염 또는 질산염과 같은 수용성 물질을 입히는 것은 구름방울을 응집시키는 무기물 먼지 에어러솔의 능력을 변화시킬 것이다(Levin et al., 1996; 7.5.2.1 절)

7.5.1.2 해염

해염 에어러솔은 해양 대기의 주요 에어러솔 구성성분이다. 해염 에어러솔 입자는 구름과 강수 형성에 영향을 미치며 반작용 가스와 작은 입자들의 흡원으로서 역할하며, 아마

도 새로운 입자 형성을 억제한다. 해염은 또한 비해염성 인산염의 형성에 많은 부분을 책임지고 있다(Sievering et al., 1992). 해염 형성에 영향을 주는 기상학적 환경적인 주요인 들로는 풍속, 대기 안정도와 대기 거칠기 속도, 해수면 온도, 기온, 현재와 과거의 강수 또는 눈 그리고 해양 지표층 근처 지면활성 물질들의 절대량과 특성들이 있다(Lewis and Schwartz, 2005). 12개의 모델로부터 산출된 연평균 지구 해염 플럭스는 16300 Tg yr⁻¹이며 이중에 15%는 1미크론 만의 형태로 배출된다.

7.5.1.3 천연 유기탄소

생물이 만들어내는 유기 물질은 대기 중으로 직접 배출되고 VOC에 의해서 생성된다. 육지에서의 주된 배출은 상대적으로 작은 발원으로 생각되어왔으나 몇몇 연구결과에서는 이러한 배출이 이전에 평가되었던 것보다 훨씬 클 수 있음을 말하고 있다(Folberth et al., 2005; Jaenicke, 2005). Kamalodpi et al(2005)은 전지구 이차 유기 에어러솔 생산량을 30 Tg yr⁻¹로 추정하였으며 불확실하긴 하지만 잠재적으로 큰 일차 유기 입자 플럭스라고 인식하였다. 연 전지구 VOC 배출은 어림잡아 500 ~ 1200 Tg yr⁻¹ 정도로 추정된다(Guenther et al., 1995). 유기 에어러솔 생산량은 개별 화합물이나 대기 조건에 따라 5%미만에서 90%이상으로 큰 범위의 값의 범위를 가지며, 이는 생물학적 VOC로부터 배출된 전지구 일년 이차 유기 에어러솔의 생산량 평가량이 연당 2.5에서 4.5 Tg의 범위를 갖게됨을 말한다. 모든 생물학적 VOC 배출은 온도 변화에 매우 민감하며 어떤 배출은 태양 복사와 강수 변화에 반응한다(Guenther et al., 1995). 이러한 기후변화에 대한 직접 반응 이외에도 생물학적 VOC 배출은 또한 기후에 의해 만들어진 식생 종류와 생물 자원분포 변화에 매우 민감하다.

전지구 생물학적 VOC 배출량은 기후 변화에 반응한다(Turner et al., 1991; Adams et al., 2001; Penner et al., 2001; Sanderson et al., 2003b). 이러한 모델 연구 결과들은 태양 복사와 기후에 의해 유도된 식생 변화가 배출량에 영향을 준다고 예측하지만, 변화의 부호에 대해서는 일치한 결과를 보여주지 못한다. 배출량은 온도 1도 증가에 대해 10% 증가한다고 예측된다(Guenther et al., 1993). 보다 높은 온도로 생리학적 적응에 대한 증거가 있으며 이는 장기 온도 변화에 보다 큰 반응을 유도하게 될 것이다(Guenther et al., 1999). 하지만 에어러솔 생산은 온도가 증가함에 따라서 감소하기 때문에 생물학적 이차 유기탄소 에어러솔 생산의 온도변화에 반응은 생물학적 VOC 배출의 반응보다는 훨씬 작을 수 있다. 산림 생태계, 온실가스 에어러솔과 기후 사이의

잠재적으로 중요한 되먹임작용은 증대된 광합성이나 온도증가와 CO₂ 비료화에 의한 산림의 성장을 통해서만 존재한다 (Kulmala et al., 2004). 증대된 산림 바이오 매스는 VOC 배출을 증가시킬 것이며 따라서 이는 유기 에어러솔의 생산을 가져오게 될 것이다. 이것은 CO₂의 기후 효과와 에어러솔 효과를 결합시킨다.

해양 또한 생물학적 근원으로부터의 유기물질의 발원으로 행동함을 보여주는 새로운 증거가 있다(O'Dowd et al., 2004; Leck and Bigg, 2005b). O'Dowd et al.(2004)은 식물성 플랑크톤의 최성기동안(여름 조건) 유기 에어러솔이 총 에어러솔의 63%까지 차지함을 보였다. 해양 지표층에서 풍부해지고 공기방울 파열 과정에 의해 대기로 전달되는 지질(脂質)과 프로테이나아제 물질과 습기 물질과 같은 생물학적 기원의 지면 활성 유기 물질은 해양 에어러솔에서 관측된 유기 물질에 가장 기여를 할 것 같은 후보이다. 불용성 열저항 유기 초미세 입자는(직경 40~50 nm에서 최대값을 가짐) 대체로 연쇄반응과 결합되거나 비결정 전자 통과 물질에 의해서 엑소폴리머 분비와 완전히 일치하는 성질과 관련된 해양 미세 콜로이드의 집합된 구조로서(Decho, 1990; Verdugo et al., 2004) 저해수면 해양의 지표면 근처의 물이나 극지방의 부빙 사이의 낚, 그리고 저해수면의 해양에서 발견된다 (Benner et al., 1992; Wells and Goldberg, 1994; Bigg et al.,

2004; Leck and Bigg, 2004, Leck and Bigg, 2005a). 이러한 에어러솔 형성 경로는 빙하(미생물)-해양-에어러솔-구름 되먹임을 구성한다.

7.5.1.4 디메틸 황화물로부터의 에어러솔

식물성 플랑크톤에 의해서 만들어지는 디메틸 황화물은 해양이 기체상태의 황을 공급하는 가장 풍부한 형태이다. 해양과 대기 사이의 DMS 플럭스는 주로 DMS 해수면 농도와 풍속에 따라 한자리 수 정도까지 변한다. 전지구 DMS 플럭스의 추정치는 사용된 DMS 해수면 기후값, 해양-대기 교환 모수화와 풍속 자료에 따라 크게 변하여 황의 경우에 16에서 54 Tg yr⁻¹ 범위의 값을 가진다(리뷰를 위해서 Kettle and Andreae(2000) 참조). 모델 결과에 따르면(Gondwe et al., 2003; Kloster et al., 2006), DMS의 18~27%가 황산염 에어러솔로 전환된다. DMS 해수면 농도값과 얼음 면적의 월기후 값을 상수로 사용하여 Penner et al.(2001)은 DMS 배출의 작은 증가가(26.0~27.7 Tg yr⁻¹의 황산염) 2000년과 2100년 사이에 있음을 보인다. Gabric et al.(2004)은 산업화 이전의 대기 CO₂ 농도의 3배에 증가에 대해 14%의 전지평면 DMS 플럭스 편차의 증가를 예측한다.

Bopp et al.(2004)는 해양내의 식물성 플랑크톤과 대기 기후 모델의 황 순환을 포함하는 대기-해양-생지화학 기후 모

표 7.10a. 대기 상부에서 다른 종류의 에어러솔의 간접 효과와 이 효과가 만드는 순복사 플럭스 변화의 부호에 대한 개요

효과	구름 유형	과정	대기상한 복사 변화의 부호	잠재적 규모	과학적 이해
구름 알베도효과	모든 구름	같은 구름 방울의 양에서 더 많고 더 작은 구름 입자는 많은 양의 태양복사를 반사시킴	음	중간	낮음
구름 체류시간 효과	모든 구름	더 작은 구름 방울은 강수효율을 감소시켜 구름의 체류시간을 연장함	음	중간	매우낮음
반 직접 효과	모든 구름	에어러솔 흡수에 의한 태양복사의 흡수는 정적 안정도와 지표열수지에 영향을 미치고, 구름 방울의 증발을 유발함	양 또는 음	작음	매우낮음
빙하 반 직접 효과	혼합상 구름	IN의 증가로 인한 강수 효율 증가	양	중간	매우낮음
열역학 효과	혼합상 구름	과냉각 구름이 보다 낮은 온도까지 가능하도록 하는 작은 물방울에 의한 결빙의 지연	양 또는 음	중간	매우낮음

표 7.10b. 다른 종류의 에어러솔의 간접 효과와 이 효과가 지면 전지구 평균 순단파복사, F_{sfc}와 강수에 미치는 영향에 대한 개요

효과	F _{sfc} 변화의 부호	잠재적 규모	과학적 이해	강수 변화의 부호	잠재적 규모	과학적 이해
구름 알베도 효과	음	중간	낮음	n.a.	n.a.	n.a.
구름 체류시간 효과	음	중간	매우 낮음	음	작음	매우 낮음
반직접 효과	음	큼	매우 낮음	음	큼	매우 낮음
빙하 반직접 효과	양	중간	매우 낮음	양	중간	매우 낮음
열역학 효과	양 또는 음	중간	매우 낮음	양 또는 음	중간	매우 낮음

델을 이용하여 DMS의 구름 알베도로의 되먹임을 추정하였다. 그들은 대기 CO₂가 2배가 되었을 때 해양대기 DMS 플럭스의 3% 증가를 아주 큰 공간 편차(-15 ~ 30%)와 함께 얻었다. 이러한 플럭스에 영향을 주는 메커니즘으로는 해양 생물학, 식물성 플랑크톤 종류의 상대적 증가와 바람 강도들이다. 수치 모사된 플럭스 증가는 황 에어러솔의 증가를 유발하고 결국 -0.05 Wm⁻²의 구름 알베도의 복사 편차를 만들어내는 구름방울을 만들게 되는데 이는 지구 기온 상승에 대해 작은 음의 되먹임 작용이다.

7.5.1.5 요오드 성분으로부터의 에어러솔

연안 환경지역에서 새로운 에어러솔 입자의 격렬한 생성이 자주 보고되어왔다(O'Dowd et al., 2002a). 반응성 요오드 종류의 해안 동시 관측(Saiz-Lopez et al., 2005), 요오드탄소의 선구물질을 사용한 챔버 연구와 Laminaria 거대 해조류의 노출로부터 형성된 요오드 산화물 입자의 실험실 특성 분석은(McFiggans et al., 2004) 해안가 입자 형성이 거대 해조류의 풍부한 연안하부 피로부터 배출된 요오드 성분의 선구물질과 연결되어 있다고 설명하였다. 입자 배출은 조류가 작은 대낮에 압도적으로 많이 일어난다(O'Dowd et al., 2002b; Saiz-Lopez et al., 2005). 켈프가 조수에 노출되면 CH₂I₂같이 많은 요오드 원자 플럭스를 생산하는 가장 광불안정한 요오드탄소 플럭스를 많이 만들어낸다(Carpenter et al., 2003). 그러나 요오드 일산화물(IO)과 요오드 이산화물(OIO) 기(基)와 새로운 입자들은 훨씬 큰 요오드 원자 플럭스를 만들어낸다(Saiz-Lopez and Plane, 2004) 요오드 분자의 배출의 결과라고 생각되어진다(McFiggans et al., 2004). 이러한 입자들이 충분히 자라서 CCN으로의 역할을 할 수 있을지는 아직 불확실하다(O'Dowd, 2002; Saiz-Lopez et al., 2005). 따라서 요오드 전달 입자 형성이 원격 해양 경계층에서 아주 중요해야만 한다면 지금까지 밝혀지지 않은 요오드 분자 같은 요오드 원자의 원격 해양 발원이 반드시 존재해야 한다.

7.5.1.6 에어러솔 하중과 순환을 조절하는 기후 요소

위에서 언급한 것처럼 지면부근의 풍속에 의하여 일차 에어러솔(해염, 먼지, 일차 유기 입자)과 이차 에어러솔의 선구물질(주로 DMS)이 결정된다. 해염과 사막 먼지를 풍속으로 표현된 발원함수 개발이 진행되어왔다(Tegen et al., 2002; Gong 2003; Balkanski et al., 2004). 풍속은 또한 건성침적 속도에 영향을 주어 결국 에어러솔의 수명에 영향을 준다. 부가적으로, 유기 물질 배출은 습도와 함께 온도에 크게 의존한다(Guenther et al., 1995). 온도는 또한 반휘발성 이차 유기물의 기체상 에어러솔 배분에 중요한 인자이

다.(Kanakidou et al., 2005).

강수는 직접적으로 습성 제거에 영향을 주어 대기 에어러솔 수명에 영향을 준다. 더 많은 에어러솔이 강수 형성율을 줄이고 이는 다시 에어러솔의 수명을 늘려 보다 긴 거리의 에어러솔을 습성 제거가 효율적이지 못한 원격지역으로 이동시킨다. 동시에 강수성 경계층 구름이 에어러솔 농도를 작게 유지시킴으로써 스스로 유지된다(Baker and Charlson, 1990; Stevens et al., 2005; Sharon et al., 2006). 강수는 또한 토양 수분에 영향을 주게 되는데 토양 수분은 먼지 발생 강도와 식물 잎 기공의 개폐에 영향을 주게 되어 유기물 배출에 영향을 미치게된다. 구름 과정은 기체가 입자로 변환되는데 중요한 과정이다. 그리고 이는 황산염 에어러솔의 가장 중요한 산화 과정이며 에어러솔 크기 분포를 보다 큰 크기로 이동시켜 에어러솔이 후에 일어날 구름 사건에서 가장 쉽게 활성화되도록한다(Hoppel et al., 1990; Kerweg et al., 2003; Yin et al., 2005). 이는 또한 혐수성 탄소를 친수성 탄소로 변환시키는데 중요하다.

또한 에어러솔 부하와 수명은 배출의 시간적 계절적 분포 변화뿐만 아니라 서로 다른 에어러솔 성분들 사이의 미세물리 상호과정에 의해서 영향을 받는다. 예를 들어, 해염 에어러솔은 SO₂의 황산염 에어러솔 변환과정을 위한 표면을 통해서 구름 형성이 이루어진다(Sievering et al., 1992; Gong and Barrie, 2003; 7.5.2.1 장). 미래의 SO₂ 배출 감소와 이와 연관된 혐수성 매연의 친수성 탄소로의 변환 감소로 인하여 매연의 잔류 시간이 길어지고(Cooke et al., 2002; Stier et al., 2006b) 암모니아 질산염이 증가한다(Liao and Seinfeld, 2005). 하지만 미세물리 에어러솔 모듈이 장착된 단기간의 AOGCM 수치 모사결과에서 Stier et al.(2006a)는 혐수성에서 친수성으로의 변환에 미치는 효과보다는 저위도 건기 매연 배출량의 일반적 변동이 더 중요함을 보였다. 결국 매연 수명은 혐수성 매연의 친수성 매연으로의 변환의 증가에도 불구하고 미래의 기후에 증가하게된다.

7.5.2 구름과 강수에 미치는 에어러솔의 간접효과

에어러솔은 많은 경로를 통하여 구름 및 강수와 상호작용하여 CCN이나 IN의 역할을 하기도 하고 입자들을 흡수하거나 태양 에너지를 구름 내부의 열 에너지로 재분배하는 역할을 하기도 한다. 이러한 간접 효과가(복사와의 직접 상호작용은 2장 참조) 이 절의 주제이다. 이러한 간접 과정은 표 7.10과 그림 7.20에 설명된것처럼 서로 다르게 기여하는 과정으로 다시 나뉘질 수 있다. 구름 되먹임은 기후 민감도 평가에서 가장 불확실한 출처로 남아 있으며 현재 기후에서

상대적으로 잘 표현되지 못하는 경계층 구름은 몇몇 우려를 낳고 있다(8장 참조). 따라서 아래에서 언급된 결과들은 조심해서 고려될 필요가 있다.

구름 알베도 효과, 즉 보다 큰 구름 반사도를 만드는 보다 많은 그래서 보다 작은 구름 방울에 대한 같은 구름 액체 물 방울양의 분포는 순전히 복사강제력이며 따라서 2장에서 다룬다. 다른 효과는 기후 시스템의 되먹임과 연관되며 이곳에서 다룬다. 알베도 효과는 쉽게 다른 효과들과 분리되기 어렵다; 실제로 주어진 액체 물의 양에 대한 구름 방울 크기를 줄이는 과정들은 또한 강수 형성을 줄여서 아마도 구름의 수명을 늘릴 것이다(구름 수명 시간, 7.5.2.1절과 그림 7.20). 이는 다시 구름 수명 증가가 시간 평균된 구름 알베도의 변화에 기여하게 된다. 반직접 효과는 열복사로 재배출되어 기단을 가열하고 지면에 대해 상대적으로 정적 안정도를 증가시키는 매연에 의한 태양 복사의 흡수를 일컫는다. 이것은 또한 구름 방울의 증발을 유발한다(2.4절과 7.5.4.1절, 그림 7.20 참조). 빙하 효과는 얼음과 물에서의 수증기압 차이로 인한 과냉각된 수액의 빠른 빙결을 만드는 IN의 증가를 말한다. 구름 방울과는 다르게 이러한 얼음 결정은 얼음에 대해 아주 큰 과냉각의 환경에서 자라며 강수 크기에 빠르게 도달하여 비강수 구름을 강수 구름으로 전환시키는 능력을 가진다(7.5.2.2절과 그림 7.20 참조). 열역학 효과는 과냉각 구름이 보다 낮은 온도까지 가능하도록 하는 보다 작은 물방울에 의한 결빙의 지연을 말한다(7.5.2.2절과 그림 7.20 참조). 대기상부(TOA)에서 에어리솔이 유도한 변화에 더해서 에어리솔은 지면 에너지 수지(표 7.10b; 7.5.2절)에 영향을 줘 결과적으로 대류, 증발 및 강수에 영향을 준다(그림 7.20).

7.5.2.1 수액 구름과 온난강수에 미치는 에어리솔 효과

에어리솔은 증가한 보다 작은 물방울의 농도가 이슬비 생성과 강수 효율을 감소시키기때문에 구름의 수명을 증가시킨다는 가설이 세워졌다(Albrecht, 1989). 구름 수명을 구름 알베도 효과에서 분리시키는 관측 연구를 고안하는 것은 힘들다(2.4절 참조). 따라서 관측 연구는 보통 결합 효과를 추정한다. 비슷하게 기후 모델은 일단 에어리솔 방안이 완전히 구름 미세물리 방안과 결합되면 쉽게 구름 수명 간접 효과를 구별해내기 힘들지만 구름 알베도, 수명과 반직접 효과의 결합 효과는 예측할 수 있다.

에어리솔의 인위적 배출과 이들의 선구 물질에 의한 이슬비 모드가 없다는 증거는 예를 들어 캐나다의 대서양 해안에서 떨어진 깨끗한 구름과 비교했을때 오염된 구름을 분석하거나(Peng et al., 2002) 캘리포니아 해변에서 떨어진 여러

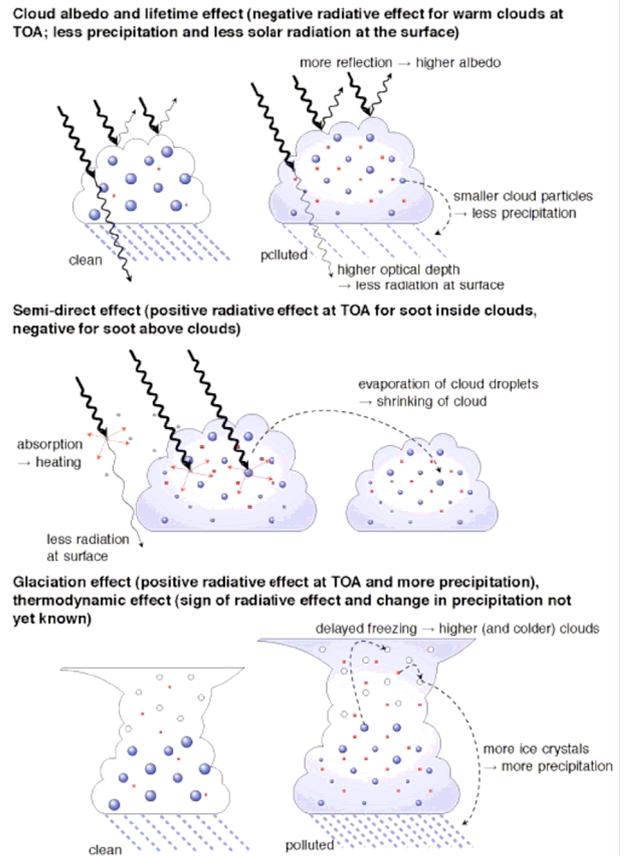


그림 7.20. 표 7.10에 묘사된 에어리솔 효과 모식도. TOA는 대기 상부를 의미한다

벌의 해양 층운 구름을 교란하는 항로추적으로부터 나온다(Ferek et al., 1998). 한가지 문제는 대부분의 기후 모델이 인위적으로 에어리솔을 추가했을때 수액의 증가를 예측하는 반면에 보다 새로운 항로추적 연구는 오염된 해양 물구름이 깨끗한 구름보다 적은 수액을 가짐을 보이는 것이다(Platnick et al., 2000; Coakley and Walsh, 2002). Ackerman et al.(2004)은 이러한 효과를 이 예에서는 이어서 일어나는 구름방울의 증발과 함께 오염된 구름내의 건조공기의 혼입의 결과로 돌렸다. 유사하게 강수는 비록 억제되었다고 할지라도, 구름의 수명을 매우 청정한 곳에서 매우 오염된 곳까지 조사했을때 이 에어리솔 농도의 증가는 구름 수명을 증가시키지 않았다(Jiang et al., 2006). 이러한 효과는 강수 억제와 오염된 구름에서 보다 더 많고 작은 구름 입자들 사이의 경쟁에 의한 것이다. 열린 셀 주머니안과 보다 큰 에어리솔 농도와 함께 두꺼운 층적운에 의해 둘러싸인 깨끗한 구름들 사이의 균열안에서 관측된 보다 적은 에어리솔 농도는 두개의 안정된 에어리솔 영역으로 표현된다(Baker and Charlson, 1990). 낮은 에어리솔 농도 영역은 보다 큰 이슬비율에 의해서 유지된다. 하지만 이러한 연구에서 원인과 결과

를 풀어내는 것은 어렵다.

식생 화재로부터 배출된 연기는 구름방울 크기를 줄이고 강수 시작을 늦게 만든다(Warner and Twomey, 1967; Rosenfeld, 1999; Andreae et al., 2004). 더욱이 사막 먼지는 얇은 저고도 구름의 강수를 억제한다(Rosenfeld et al., 2001; Mahowald and Kiehl, 2003). 이와 모순된 결과가 도시지역 풍하측(Givati and Rosenfeld, 2004; Jin et al., 2005)과 호주에서 보고되었다(Rosenfeld, 2000; Ayers, 2005).

모델 결과에 따르면 인간이 만든 에어러솔은 얼음상태가 오직 작은 역할을 수행하는 혼합상 구름내부뿐만 아니라(Phillips et al., 2002) 아주 거대한 CCN이 없거나 에어러솔이 만든 얼음 미세물리과정의 변화가 없을때(Lohmann, 2002; Menon and DelGenio, 2007) 강수를 억제한다. 강수 형성의 감소는 에어러솔의 증가된 구름 과정을 만들어낸다. Feingold et al.(1999)와 Wurzler et al.(2000)은 활성화된 CCN의 크기와 농도에 따라서 구름 과정이 계속된 구름 순환에서 강수 형성의 증가또는 감소를 만들어낼 수 있음을 보였다. 거대한 해염핵은 반대로 아주많은 작은 오염 핵의 강수 억제 효과를 능가할수도 있다(Johnson, 1982; Feingold et al., 1999; Rosenfeld et al., 2002). 비슷하게 Gong and Barrie(2003)은 황산염의 해염 에어러솔과의 상호작용을 고려했을때 해양 구름방울 수농도의 20~60% 감소와 강수의 증가를 예측하였다. 에어러솔이 온난 층적운에 미치는 효과에 온난 대류 구름에 미치는 효과가 고려되었을때 전반적인 간접 에어러솔 효과와 지면 강수의 변화는 오직 층적운에 대한 에어러솔 효과만을 고려했을때보다 클 수도 작을수도 있다(Nober et al., 2003; Menon and Rotstain, 2006). 강수 분포의 변화와 더불어 극한 강수 발생 빈도 또한 에어러솔이 있을때 줄어들 수 있다(Paeth and Feichter, 2006).

관측결과에 따르면 에어러솔은 구름 면적을 감소시킬수도 증가시킬수도 있다. Kaufman et al.(2005)은 위성 관측으로부터 에어러솔의 간접 효과가 아마도 구름 알베도 증가보다는 주로 구름 면적의 증가에 의한 것으로 결론지었다. 이와 반대로 Lohmann et al.(2006)의 모델 결과에 따르면 구름 면적의 증가는 역학적 영역과 큰 에어러솔 광학 깊이를 유지하는 상대적으로 큰 습도와 연관된다. 한편, 에어러솔 흡수의 반직접 효과는 구름방울의 증발을 유도하거나 구름 형성을 방해할 수 있다. 바이오매스 버닝에 의한 에어러솔을 흡수하는 대규모 지역에서는 낮게 누워있는 구름들이 에어러솔 광학 깊이가 1.2를 넘을때 적으나마 관측되었다(Koren et al., 2004). 위성 자료에서 추정된 것처럼 중국에서 1980년대 후반에서 1990년대 후반에 흡수 에어러솔의 발생 증가는 구름의 양을 줄여서 국지적인 행성 알베도의 감소를 가져왔다

(Krüger and Grassl, 2004). 오염과 연기 에어러솔의 결합 효과가 지상고나층으로부터 고려되어질때, 순효과는 에어러솔 컬럼 농도의 증가로 구름 면적이 증가하는 것처럼 보인다(Kaufman and Koren, 2006).

7.5.2.2 혼합상 구름에 미치는 에어러솔 효과

혼합상 구름에 미치는 에어러솔 효과에 대한 위성 관측결과로부터 명확한 결론을 내리기 어려운 것처럼(Mahowald and Kiehl, 2003), 이 절은 오직 모델 결과와 야외 연구만을 다룬다. GCM을 이용한 연구 결과는 무기물 먼지에 더불어 친수성 검댕(검댕)이 0 ~ -35℃ 사이에서 IN으로 활동한다고 가정하면 산입화 이전에 비해 현재 증가된 에어러솔 농도로 인하여 빙결 간접 효과가 발생함을 보인다(Lohmann, 2002). IN의 증가는 과냉각된 층운의 보다 잦은 빙결과 얼음상을 통한 강수량의 증가를 만들며 이는 태양 복사의 보다 큰 흡수를 만드는 전지구 평균 구름 면적을 감소시킨다. 빙결 효과가 크지 또는 온난 구름 수명 효과가 크지는 먼지의 화학적 특성에 달려있다(Lohmann and Diehl, 2006). 이와 비슷하게 대류 혼합상 구름의 얼음 입자의 숫자와 크기는 에어러솔 입자의 불용성 일부(먼지, 매연, 유기입자)의 화학 조성에 민감하다(Diehl and Wurzler, 2004).

Rosenfeld(1999)와 Rosenfeld and Woodley(2000)의 항공기 자료와 위성 자료 분석에 따르면 오염 에어러솔은 구름 입자 크기를 줄이고 결빙의 시작을 늦춤으로서 깊은 대류 강수를 억제한다. 이러한 가설은 -37.5 °C까지 과냉각 구름방울이 구름방울이 작고 많을때만 수치 모사될 수 있음을 보이는 구름을 분해하는 모델 연구에 의해서도 지지받았다(Khain et al., 2001). 하나의 셀로 구성된 혼합상 대류운에서의 강수는 에어러솔 농도가 증가하는 대륙과 해양 조건에서 감소한다(Yin et al., 2000; Khain et al., 2004; Seifert and Beheng, 2006). Cui et al.(2006)의 모델 연구에서도 이러한 현상은 에어러솔이 많은 경우에 더욱 빠르게 증발하는 방울에 의해서 발생하였고(Jiang et al., 2006 참조) 이는 궁극적으로 얼음 질량과 강수를 줄이게된다. Khain et al.(2005)는 인간 활동에 의해서 만들어진 것처럼 보다 작은 구름 방울이 대류운의 열역학을 변화시킬것이라고 가정하였다. 이러한 방울들이 결빙할때 관련된 증발 배출은 보다 강한 대류와 보다 많은 강수를 유발하게 될 것이다. 한편 청정환 구름에서는 강수가 구름을 고갈시켜 구름이 결빙할때 보다 적은 잠열 배출이 있을 것이다. 유사한 결과가 Koren et al.(2005), Zhang et al.(2005)에서 얻어졌고 Seifert and Beheng(2006)에 의한 다중셀 구름계 연구에서도 얻어졌다. 사하라 먼지가 있을때 플로리다의 뇌우에 대해서 모사된 강수 증가는 청정

조건과 비교했을때 강수증가는 오직 2시간 정도만 지속되었고 그 후에 강수는 감소하였다(van den Heever et al., 2006). 먼지 입자의 구름 과정, 인산염 입자와 미량 기체들은 대륙 혼합상 구름에서는 강수 형성을 가속시킬 수 있지만 반대로 다소 큰 CCN에서 이미 형성된 해양 구름에서는 모사된 강수에 미치는 효과는 작았다(Yin et al., 2002). 이러한 사실은 시스템의 복잡성을 강조하며 에어러솔에 의한 강수의 전지구 변화의 부호를 우리가 아직까지 잘 알고있지 못함을 말하고 있다. 미세물리와 저장이 강수의 시공간 분포를 오직 변화시킬 수 있으며 반면에 지면에서 교환되는 증발이 고려될 경우에 강수의 총량이 오직 변한다는 사실에 주목해야 한다.

7.5.2.3 권운에 미치는 에어러솔 효과

권운은 235K이하의 온도에서 균질 및 비균질 얼음 핵화 과정에 의해서 형성된다. 과냉각된 수상의 에어러솔 입자의 균질한 결빙이 비교적 잘 이해된 반면에 비균질 얼음 핵화 과정에 대한 우리의 이해는 걸음마 수준이다. 권운에서 얼음 결정 수의 변화는 구름 알베도 효과가 물구름에 대해 작용하는 것과 같은 방식으로 구름 알베도 효과를 미친다. 더욱이 구름 얼음 수액의 변화는 적외선 영역의 복사 효과를 만들어낸다. 전지구 평균적으로 이러한 효과의 크기는 아직 완전히 잘 정립되지 못했지만 지구 모델에서 쓰일 권운 형성의 물리적 기반의 모수화의 개발로 기본을 이루는 에어러솔이 만드는 구름 변형 메커니즘의 이해에 상당한 진척이 있었다(Kärcher and Lohmann, 2002; Liu and Penner, 2005; Kärcher et al., 2006).

전지구 기후 모델 연구에 따르면 어느곳에나 존재하는 균질 결빙에 전적으로 의존하는 구름 알베도 효과는 전지구적으로 작다(Lohmann and Kärcher, 2002). 이와 같은 결론이 구름 방울이 균질한 핵화 값에 근접한 상대습도의 (130~140%) 얼음 위에서 얼도록 만드는 비균질 IN이 존재할 때도 성립할 것이라고 기대한다(Kärcher and Lohmann, 2003). 하지만 유효 비균질 IN은 얼음위 상대습도를 낮추어 기후 효과가 더 커질 것이라고 기대된다(Liu and Penner, 2005). 직접 관측결과는 유기물을 포함한 에어러솔이 얼음 구름 입자내에서 인산염 에어러솔보다 덜 풍부함을 보이며 이는 유기물이 선택적으로 결빙하지는 않음을 제시한다(Cziczo et al., 2004). 모델 연구결과는 유기 에어러솔의 본질적으로 다른 수분 빨아올림에 의한 이러한 발견을 설명하며 유기물은 저온에서 염산염 입자가 풍부한 입자와 비교했을 때 매우 높은 농도에서 존재하지않으면 권운 형성을 상당히 변형시킬 수 없다고 제시한다(Kärcher and Koop,

2004).

권운에 미치는 에어러솔 효과에 대해서 중력파가 유도하는 연직 속도의 증규모 변동과 권운에 의한 기후 강제력사이의 강한 연결성은 잘 정립되어왔다(Kärcher and Ström, 2003; Hoyle et al., 2005). 앙상블 궤도를 사용한 반구 규모의 에어러솔-권운 상호 작용에 대한 연구 결과에 따르면 미래의 기후에서 상층 대류권 냉각률과 얼음 형성 에어러솔 변화는 관측된 전지구 권운 면적의 추세 크기와 맞먹는 권운 발생과 광학 특징의 변화를 가져올 것이다(Haag and Kärcher, 2004). 광학적으로 얇고 반투명한 권운은 특히 IN에 영향받기 쉽고 따라서 인간 활동에의해서 영향받기 쉽다.

복사강제력 추정과 관측된 비행이 유도한 구름의 관측 추세는 2.6장에서 논의된다. 권운에 미치는 비행기가 만들어낸 에어러솔의 간접효과의 관점에서, Lohmann and Kärcher(2002)는 비행기 인산염 배출이 균질 핵화를 통해 권운 특성에 미치는 효과는 작음을 보였다. 항공 교통이 전지구 대기 검댕 순환에 미치는 기여도가 Hendricks et al.(2004)에 의해서 평가되었다. 비행으로부터의 검댕 입자들이 효과적인 IN이라고 가정하면 최대 40%이상의 얼음 결정 수농도 최대 증가또는 감소가 기후 모델연구에서 수치 모사 되었는데 이때 배경(비행기 효과 없을 때)권운 형성이 비균질 또는 균질 핵화 과정에의해서 각각 주로 결정된다고 가정하였다(Hendricks et al., 2005). 권운 조건에서 자연적인 결빙 모드에 대한 이해 부족과 지구모델에서 권운 과정의 복잡함을 묘사할 수 없으므로 인하여 권운에 미치는 비행기 검댕 효과를 평가를 진행하는데 어려움이 있다.

7.5.2.4 인간이 만든 총에어러솔 효과의 전지구 기후 모델 평가

여기서 정의된 것처럼 인류가 만든 총에어러솔 효과는 몇 개의 기후 모델에서 직접 효과, 반직접효과, 간접 구름 알베도, 그리고 온난 구름에 대한 구름 수명 효과를 포함한다. 인류가 만든 총에어러솔 효과는 현재 에어러솔 배출률을 이용한 다년 모사와 인간 배출이 없는 산업화 이전을 대표하는 모사 사이의 차이로 얻어진다. GCM내에서 구름 수명 효과의 표현은 반드시 구름 물이 강수물로의 자동 변환을 변경시키는 것의 하나임에 주목해야한다.

산업화 이전에서 현재까지 대기 상부에서 순 복사에 미치는 전지구 평균 인위적 총에어러솔 효과를 그림 7.21에 보였다. 2장에서 오직 구름 알베도 효과의 복사강제력만 고려한 것과는 다르게 여기서는 복사 플럭스 변화에 되먹임 작용이 포함된다. 그림 7.21에서 23에 보인 대부분의 모사에서 전체 에어러솔 효과는 혼합상 구름과 얼음 구름에 미치는 에어러

솔 효과를 역시 포함한 Jacobson(2006)과 Lohmann and Diehl(2006)의 모사 이외에는 온난 구름에만 제한된다. 전체 에어러솔 효과는 GCM과 위성 모사의 결합으로부터 얻어진 -0.2 Wm^{-2} 의 값에서부터(Quaas et al., 2006) -1.2 Wm^{-2} 의 평균 강제력으로 Ming et al.(2005)에 의한 수치 모사의 -2.3 Wm^{-2} 의 범위를 가진다. 총에어러솔 효과는 몇 개의 에어러솔 종류가 고려되었을 때 보다 황산염 에어러솔로 모든 인간생성의 에어러솔을 대체했을 때 더 컸다(그림 7.21). 비록 대부분의 모델이 직접 및 반직접 효과를 포함하였으나 이들 효과가 대기 상부 복사에 기여하는 정도는 비간접 효과에 비해서 작아서 $+0.1 \sim 0.5 \text{ Wm}^{-2}$ 범위의 값을 가진다. 그림 7.21에 표시된 몇 개 모델에서 모사된 구름 수명 효과는 $-0.3 \sim -1.4 \text{ Wm}^{-2}$ 사이에서 변하며(Lohmann and Feichter, 2005), 이러한 사실은 모델사이의 차이를 강조한다. 구름 수명 효과에 비교했을 때 구름 알베도 효과의 중요도는 모델

이 같은 에어러솔 장을 사용했을때조차도 변한다(Penner et al., 2006). 모사 사이의 다른 차이점들로는 에어러솔 질량과 구름 방울 수농도 사이의 경험적 처방방법과 대비하여 메카닉한 관계, 가정된 배경 에어러솔 또는 구름 입자 수농도에 미치는 간접효과의 의존성 그리고 CCN으로서 자연적 에어러솔과 인위적 에어러솔 사이의 경쟁등이 있다(Ghan et al., 1998; O'Dowd et al., 1999). 비슷하게 구름 미세물리 처방의 차이점, 특히 자동변환률내의 차이는 다른 구름의 반응을 야기한다(Jones et al., 2001; Menon et al., 2002a, 2003; Penner et al., 2006).

모든 모델결과는 전체 에어러솔 효과가 남반구보다 북반구에서 클 것이라는 데 일치한다(그림 7.21). 북반구 총에어러솔 효과값은 $-0.5 \sim -3.6 \text{ Wm}^{-2}$ 범위이며, 남반구에서는 작은 양의 부호에서 -1.1 Wm^{-2} 로 북반구대 남반구 값의 비율은 0.3이다. 총간접효과의 해양/육지 배분에 대한 추정은

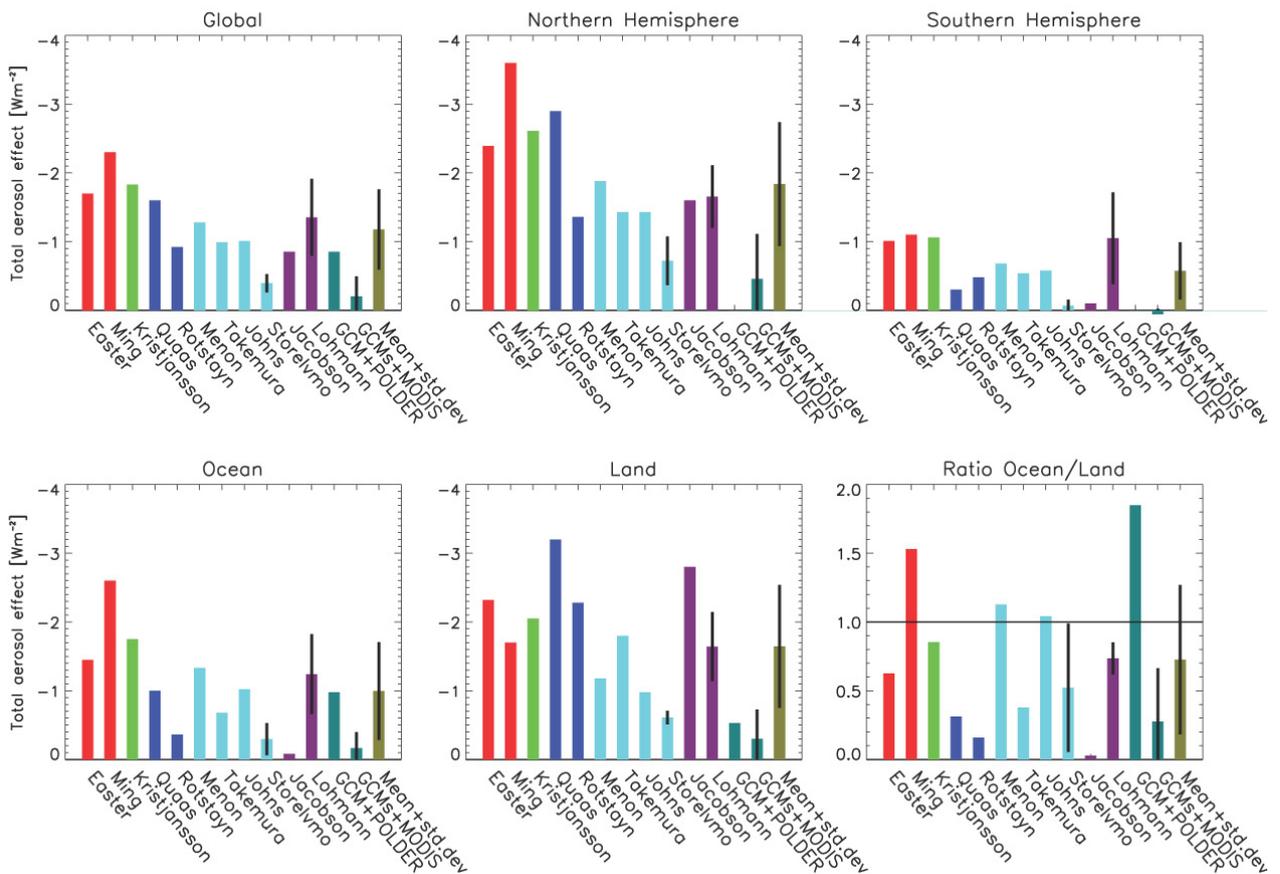


그림 7.21. 산업화 이전부터 현재까지 대기 상부의 순복사에 대한 반응으로서 정의되는 전지구 평균 총에어러솔 효과(직접, 반직접, 간접 구름 알베도 효과 및 구름 수명 효과)와 이 효과가 북반구와 남반구의 해양과 지면에서의 기여도. 붉은색 막대는 인류가 배출한 황산염(Easter et al., 2004; Ming et al. 2005), 초록색 막대는 인류가 배출한 황산염과 검댕(Kristjansson, 2002), 파란색 막대는 인류가 배출한 황산염과 유기탄소(Quaas et al., 2004; Rotstayn and Liu, 2005), 청록색 막대는 인류가 만들어낸 황산염, 검댕, 유기탄소(Menon and Del Genio, 2005; Takemura et al., 2005; Johnes et al., 2006; Storelvmo et al., 2006), 검자주색 막대는 물과 얼음 구름에 미치는 인류가 만들어낸 황산염, 검댕, 유기탄소 효과(Jacobson, 2006; Lohmann and Diehl, 2006), 검은 막대는 GCM과 위성 자료의 결합 결과(ECHAM과 POLDER)이며 황록색 막대는 모든 수치 모사에서 얻어진 평균과 표준 편차이다. 개별 결과에 대한 연직 검은선은 다중 수치 모사나 결과의 경우에 ± 1 표준 편차를 가리킨다.

0.03에서 1.8로 평균 0.7이다. ECMWF/MPI GCM(ECHAM4)과 지구 반사도의 편광 및 방향성(POLDER) 위성자료를 결합한 자료는 총에어러솔 효과가 바다에서 더 커야함을 제시하는 반면에(Lohmann and Lesins, 2002), MODIS자료와 결합된 LMD과 ECHAM4 GCM 결과는 반대의 결론에 도달한다(Quaas et al., 2006). 바다에서 -1 Wm^{-2} 의 평균 총에어러솔 효과는 AVHRR/POLDER에서 얻어진 $-1 \sim -1.6 \text{ Wm}^{-2}$ 사이의 값과 일치한다(Sekiguch et al., 2003). 총모델에서 추정된 에어러솔 효과는 일반적으로 역모델에서 얻어진 값보다 일반적으로 크다(Anderson et al., 2003과 9장).

Lohmann and Feichter(2005)에서의 총 에어러솔 효과 추정과 비교했을 때 최근의 새로운 추정은 구름 방울 크기 분포에 미치는 에어러솔 효과(분산 효과)를 포함한다(Liu and Daum, 2002). 이러한 분산효과는 오염된 구름에서 유효 구름 방울 반지름의 감소를 부분적으로 방해하는 이러한 구름 내에서 크기 분포를 확대시키는 것을 의미한다. 따라서 만약 분산효과를 고려한다면 간접 구름 알베도 에어러솔 효과는 12에서 42%로 감소된다(Peng and Lohmann, 2003; Rotstajn and Liu, 2003; Chen and Penner, 2005). Rotstajn and Liu(2005)의 모사에서 총간접 에어러솔 효과의 전지구 평균 값은 새로운 자동변환 처방 방법에서 기인하는 보다 작은 구름 수명 효과에 의하여 또한 줄어든다.

총에어러솔 효과에 의한 전지구 평균 강수량 변화의 지구 기후 모델 추정값은 그림 7.22에 잘 설명되어있다. 자세한 구름계 연구에서 모순되는 결과와 일관되게 지구 평균 강수량 변화는 0에서 $-0.13 \text{ mm day}^{-1}$ 사이에서 변한다. 이러한 차이는 남반구에서 커져서 $-0.06 \text{ mm day}^{-1}$ 에서 0.12 mm day^{-1} 범위의 값을 가진다. 일반적으로 강수 감소는 대기 GCM이 해수면 온도, 결국은 증발이 변화하도록 주어진 해양 혼합층(녹색 막대)과 결합되었을 때 크다.

7.5.3 지구표면에서 태양 복사에 미치는 에어러솔과 구름의 효과

에어러솔 및 구름 광학 깊이를 증가시킴으로서 인류가 배출하는 에어러솔과 이들의 선구물질은 지면의 태양복사의 감소에 기여한다. 이것과 같이 대기질의 악화는 지역규모의 에어러솔 효과에 기여한다. 태양 어두워짐과 밤아침에 대해 부분적으로 모순되는 관측결과가 3.4절과 박스 3.2에 자세히 논의되었다. 이 절은 에어러솔에 의한 가능한 기여에 초점을 맞춘다. 1961년부터 1990년까지 태양 복사의 감소는 직달 태양 복사와 산란 태양복사의 분배에 영향을 주었다: Liepert and Tegen(2002)는 동시에 약화된 에어러솔 강제력과 증가된 직달/산란 복사 에너지 비를 설명하기 위해서는 독일에

서 에어러솔의 복사와 산란이 1975년에서 1990년까지 감소해야만 한다고 결론지었다. 아마도 에어러솔 흡수의 증가에 의해 미국에서 직달/산란 태양 복사에너지 비도 또한 1975년에서 1990년까지 증가하였다. 맑은 하늘에 산란된 에어러솔과 연관된 에어러솔 광학 깊이의 증가는 지면에서 산란 복사의 비를 증가시키고 이는 총 지면 태양 복사의 큰 감소 없이도 식생의 보다 큰 탄소 동화작용을(결국 보다 큰 증산) 만들었다(Niyogi et al. 2004; 7.2.6.2절).

적도 인도양에 대해서 Ramanathan et al.(2001)은 간접 에어러솔 효과를 대기 최상부에서 -5 Wm^{-2} 그리고 지표면에서 -6 Wm^{-2} 라고 추정하였다. 직접 효과가 대기 최상부에서 무시할만하지만 그것의 지면 강제력은 이 지역에서 큰 대기 흡수의 결과로 -14 Wm^{-2} 정도까지 이른다. 남아시아에서 에어러솔의 흡수에 의하여 온실가스의 증가로 인한 지면 온도 상승의 50%까지 그 효과를 없앨 수 있다. 모든 에어러솔 효과에 대하여 평균 지면 단파복사 감소의 전지구 기후 모델 추정치는 $-1.3 \sim -3.3 \text{ Wm}^{-2}$ 이다(그림 7.23). 이 값은 검댕 같은 어떤 에어러솔은 대기에서 태양 복사를 흡수하기 때문에 대기 최상부 복사 플럭스 변화보다 크다(Jacobson, 2001; Liepert et al., 2004 참조). 대기 최상부 순복사의 경우와 같이 이러한 감소는 육지에서 가장 크며 -9 Wm^{-2} 의 값에 근접한다. 위에서 언급된 지역 연구와 일관되게 대부분의 모델은 해양보다는 육지에서 보다 큰 감소를 예측한다.

단기 모사(Roekner et al., 1999)와 GCM-혼합층 결합 해양 평형 모사(Feichter et al., 2004; Liepert et al., 2004)에 따르면 직간접 인간 배출 에어러솔 효과에 의한 광학 깊이의 증가를 유발하는 지면에서 태양 복사의 감소는 온실가스가 유발한 지면 온도 증가보다 지면 에너지 수지를 조절하는데 보다 더 중요하다. 에어러솔에 의하여 하향 장파복사의 약간의 증가가 있으며 이는 전지구 평균으로는 지면 단파복사 감소에 비해서는 작다. 지면 에너지 수지의 다른 성분(열적 복사, 현열 및 잠열)은 태양 복사 투입량 감소에 반응하여 감소한다. 전지구 평균 증발량은 강수량과 같아야하기 때문에 모델에서 잠열플럭스의 감소는 강수량의 감소를 야기한다(Liepert et al., 2004). 이러한 결과는 마지막 세기에 관측된 강수 전개과정과 반대되며(3.3절) 강수에 대한 에어러솔 효과가 과대평가되었음을 의미한다. 검댕과 온실가스에 의한 온난화 증가가 황산염 냉각보다 우세하기 때문에 수치모사된 산업화 이전에서 현재까지 전지구 평균 강수의 감소는 1981년에서 2000년과 비교했을 때 2031년에서 2050년에는 역전되어 1%가량의 증가함을 보인다.

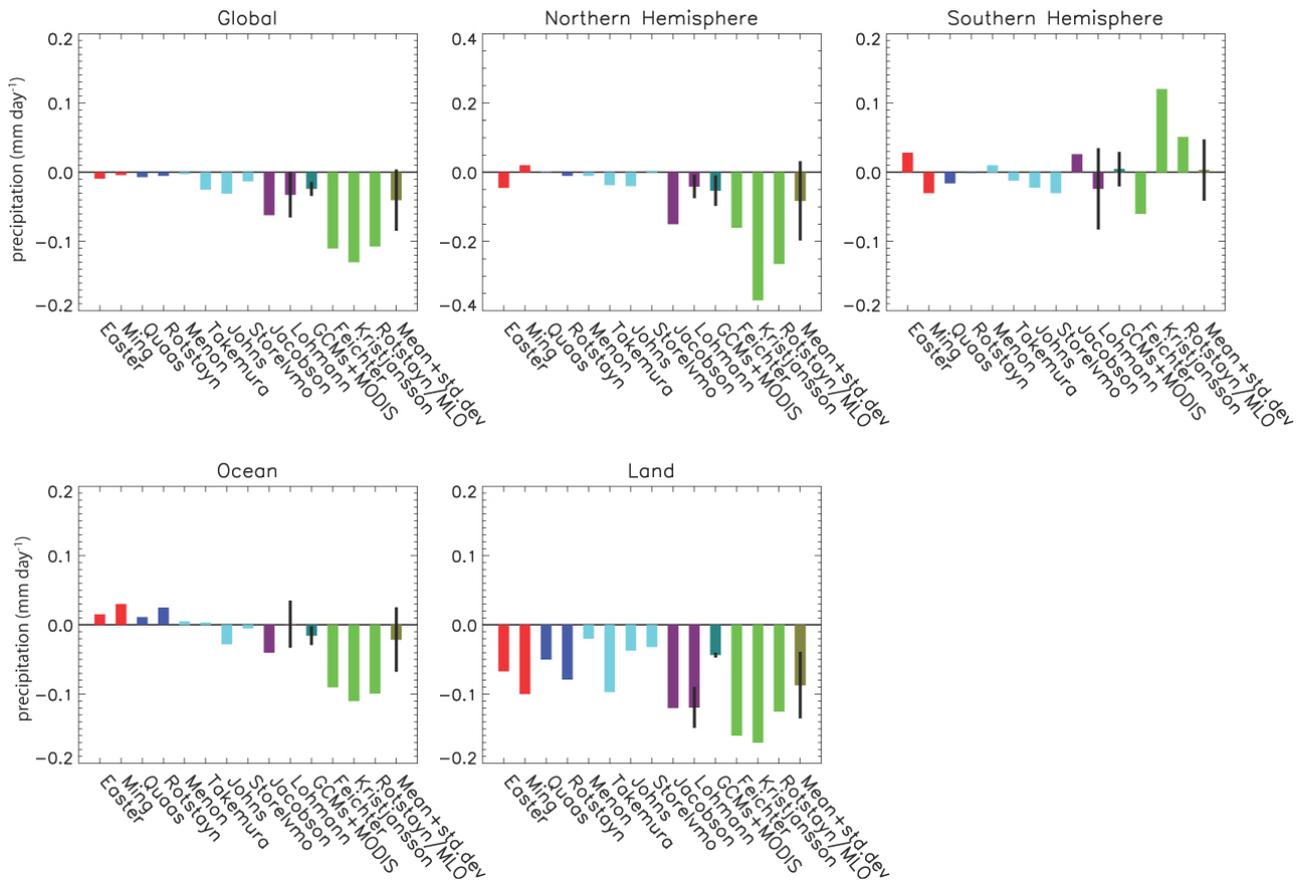


그림 7.22. 산업화 이전부터 현재까지 전지구 평균 총에어러솔 효과(직접, 반직접, 간접 구름 알베도 효과 및 구름 수명 효과)에 의한 강수의 전지구 평균 변화량과 이 효과가 북반구와 남반구의 해양과 지면에서의 기여도. 붉은색 막대는 인류가 배출한 황산염(Easter et al., 2004; Ming et al. 2005), 청록색 막대는 인류가 만들어낸 황산염, 검댕, 유기탄소(Menon and Del Genio, 2005; Takemura et al., 2005; Johnne et al., 2006; Storelvmo et al., 2006), 검자주색 막대는 물과 얼음 구름에 미치는 인류가 만들어낸 황산염, 검댕, 유기탄소 효과(Jacobson, 2006; Lohmann and Diehl, 2006), 검은 막대는 GCM과 위성 자료의 결합 결과(LMDZ/ECHAM과 MODIS), 초록색 막대는 대기와 해양 혼합층 결합 모델 실험 결과이며(Feichter et al., 2004; Kristjansson et al., 2005; Rotstoy and Lohmann, 2002), 황록색 막대는 모든 수치 모사에서 얻어진 평균과 표준 편차이고 황록색 막대는 모든 모사의 평균이다. 연직 검은선 ± 1 표준 편차를 가리킨다.

7.5.4 순환 패턴에 미치는 에어러솔 효과

7.5.4.1 안정도에 미치는 효과

대기 감률의 변화는 장파 배출을 변경하고 수증기 되먹임과(Hu, 1996) 구름 형성에 영향을 준다(8.6절 참조). 관측과 모델 연구 결과는 감률 증가는 수증기 되먹임의 증폭을 만들어낸다는 것을 보인다(Sinha, 1995). 에어러솔이 지표면을 냉각시키고 에어러솔 층을 가열시키기 때문에 지구적으로 감률은 감소할 것이고 수증기 되먹임은 억제할 것이다(Feichter et al., 2004). 대기 안정도의 국지변화는 검댕 가열의 고도에 크게 의존한다(Penner et al., 2003).

에어러솔에 의한 태양 복사 흡수는 구름량을 변화시킨다(반직접효과; Grassl, 1975; Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000; Ramanathan et al., 2001; Jacobson, 2006; 그림 7.20). 반직접 효과는 암시적으로 복사 방법과 결합된 에어러솔 흡수가 언제 일어나는지를 설명하기 때문에 반직접 효과는

GCM과 고분해능의 구름 분해 모델로 모사되어왔다(Hansen et al., 1997; Lohmann and Feichter, 2001; Jacobson, 2002; Menon et al., 2002b; Penner et al., 2003; Cook and Highwood, 2004; Hansen et al., 2005). 구름층내에서 에어러솔 가열은 구름 비율을 줄이지만 구름층 위에서는 에어러솔 가열이 구름 비율을 증가시키는 경향이 있다. GCM 틀에서 진단되었을 때 반직접 효과는 순환 효과와 지면 알베도 효과에 의한 구름 변화를 또한 포함한다. 더욱이 어찌면 대류권 중간의 어떤 복사 가열반직접 효과도 GCM내에서 유사한 반응을 만들어낼 수 있기 때문에 반직접 효과는 에어러솔의 흡수와 배타적이지 않다. 적운과 층적은 사례 연구의 구름을 분해하는 모델은 또한 반직접 효과를 진단하는데 구름에 상대적인 에어러솔층의 높이와 반직접 효과의 부호 사이의 유사한 관계를 말해준다(Ackerman et al., 2000; Ramanathan et al., 2001; Johnson et al., 2004; Johnson, 2005). 큰에디모사를 사용하여 Feingold et al.(2005)은 순지

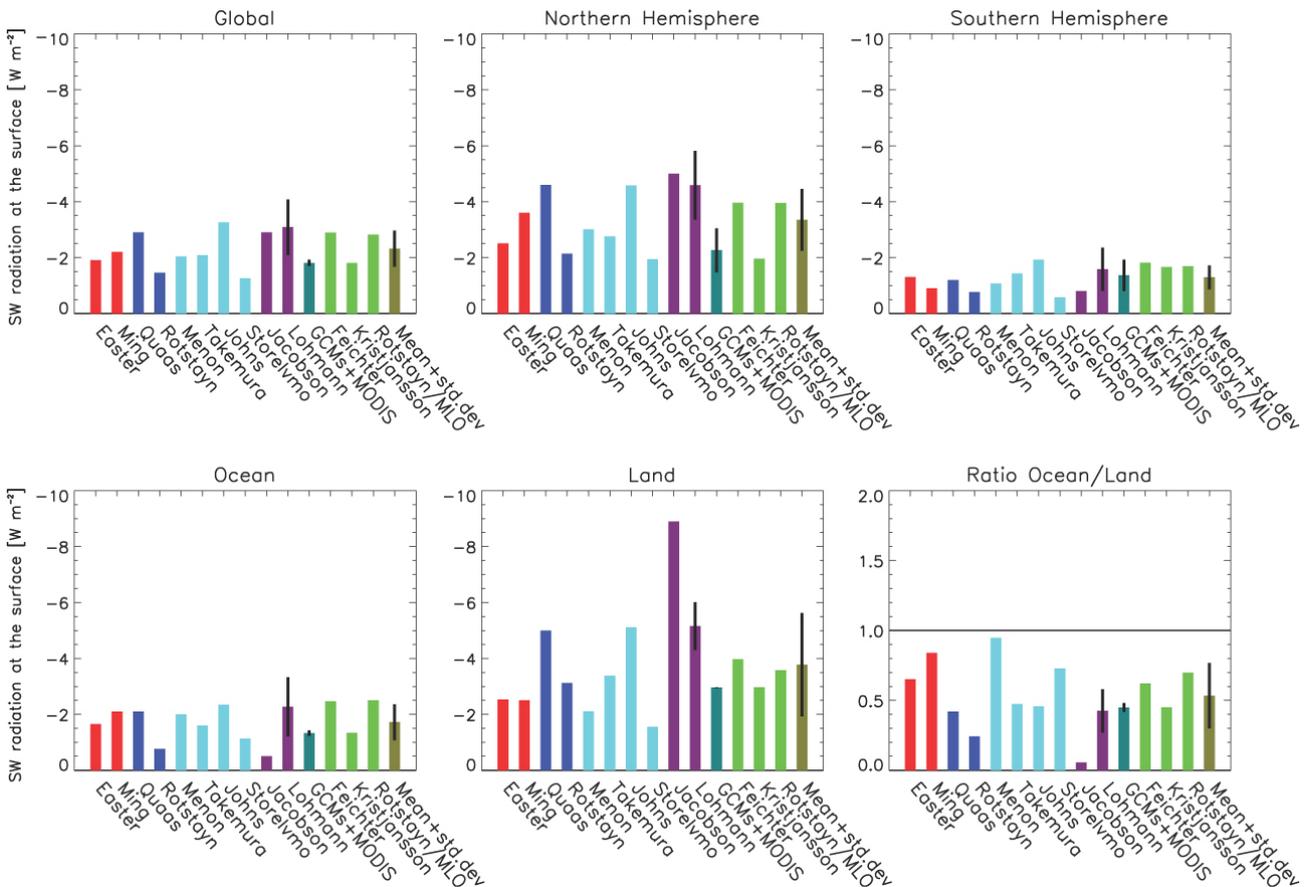


그림 7.23. 산업화 이전부터 현재까지 전지구 평균 총에어러솔 효과(직접, 반직접, 간접 구름 알베도 효과 및 구름 수명 효과)에 의한 순태양복사의 전지구 평균 변화량과 이 효과가 북반구와 남반구의 해양과 지면에서의 기여도. 붉은색 막대는 인류가 배출한 황산염(Easter et al., 2004; Ming et al. 2005), 파란색 막대는 인류가 배출한 황산염과 유기탄소(Quaas et al., 2004; Rotstayn and Liu, 2005), 청록색 막대는 인류가 만들어낸 황산염, 검댕, 유기탄소(Menon and Del Genio, 2005; Takemura et al., 2005; Johne et al., 2006; Storelvm et al., 2006), 검자주색 막대는 물과 얼음 구름에 미치는 인류가 만들어낸 황산염, 검댕, 유기탄소 효과(Jacobson, 2006; Lohmann and Diehl, 2006), 검은 막대는 GCM과 위성 자료의 결합 결과(LMDZ/ECHAM과 MODIS), 초록색 막대는 대기와 해양 혼합층 결합 모델 실험 결과이며(Feichter et al., 2004; Kristjansson et al., 2005; Rotstayn and Lohmann, 2002) 황록색 막대는 모든 수치 모사에서 얻어진 평균과 표준 편차이고 황록색 막대는 모든 모사의 평균이다. 연직 검은선 ± 1 표준 편차를 가리킨다.

면 복사와 지면 현열 및 잠열 플럭스의 감소가 에어러솔의 흡수와 연관된 구름량의 감소를 가장 간단하게 설명할 수 있음을 보였다.

7.5.4.2 대규모 순환에 미치는 영향

몇몇 연구들은 해양 혼합층을 가진 GCM이 간접 에어러솔 효과(Rotstayn et al., 2000; Williams et al., 2001; Rotstayn and Lohmann, 2002) 또는 직간접 에어러솔 효과의 결합에 대한 반응을 고려해왔다(Feichter et al., 2004; Kristjansson et al., 2005; Takemura et al., 2005). 이 모든 결과와 최근의 단기 모사를 통해서 우리는 상당한 냉각이 북반구에서 가장 강하며 이 결과로 ITCZ 그리고 이와 관련된 열대 강수지대의 남쪽으로의 이동을 발견하였다. Rotstayn and Kohmann(2002)는 심지어 에어러솔 효과가 1970년대와 1980년대 사하라 사막 지역의 가뭄에도 기여했는지 모른다

고 제안하였다(9.5절과 11.2절 참조). 예를 들어 검댕 에어러솔에 의한 직접 강제력에 의해서 변갈아서 북반구가 온난화된다면 ITCZ는 보다 북쪽으로 이동되어 발견될 것이다(Chung and Seinfeld, 2005).

Menon et al.(2002b)와 Wang(2004)는 중국 동남부에서 순환의 변화가 에어러솔에 의해서 야기될 수 있음을 발견하였다. 에어러솔의 흡수가 더해지는 인도와 중국에서 남부와 북북에서 증가된 침강뿐만 아니라 증가된 상승기류 또한 보여졌다. 그러나 Ramanathan et al.(2005)는 검댕 가열로 인해 증가된 안정도로 인하여 대류가 억제됨을 발견하였다. 감소된 강수로 인한 보다 건조해진 조건은 보다 더 건조해진 식생의 화제로 인하여 더 많은 먼지와 연기를 유도하게 되어(Ramanathan et al., 2005) 지역 규모와 지구 규모의 수문 순환에 영향을 주게된다(Wang, 2004). 상승된 먼지층의 가열은 깊은 대류 발생을 증가시킬 수 있다(Stephens et al.,

2004). 이것은 또한 지면에서 에어러솔 복사 가열 효과를 보상하는 증발의 전지구 감소에도 불구하고 아시안 몬순 순환을 강화시킬 수 있고 강수의 국지적 증가를 만들 수 있다 (Miller et al., 2004b). 유라시아 대륙과 주위 해양사이에서 먼지가 만들어낸 열적 차이 변화는 먼지 발원으로부터의 먼지 배출률을 줄이는 되먹임 작용과 함께 빨리 변하거나 불안정한 아시아 겨울 몬순 순환을 시작시키거나 변화시킨다고 알려졌다.

요약하면, 대기 에어러솔의 하중 증가는 대기 질을 나쁘게하고 지면에 도달하는 태양 복사의 양을 줄인다. 이러한 음의 복사강제력은 증발과 강수 변화를 결정하는 온실가스 온난화와 경쟁관계에 있다. 현재까지 어떤 단기간 기후 모사도 모든 에어러솔-구름 상호작용을 설명하지 못하며 따라서 모델에서 추정된 구름에 미치는 순 에어러솔 효과는 최종적이지 못하다.

7.6 맺는 말

생지화학 순환은 다양한 시간과 공간 규모에 걸쳐서 기후 시스템과 매우 밀접하게 상호작용한다. 지질학적 시간 규모에서는 이러한 상호작용이 보스톡 얼음 채취 샘플에 잘 나타나 있는데, 탄소 순환과 기후 시스템간의 연결에 대한 극적인 증거를 제공한다. 이 기록으로부터 추정된 지구시스템의 역학은 외부 강제(이 경우는 지구의 궤도 모수들의 장기적인 변화, 즉 태양 강제)와 지구환경내의 일련의 되먹임 메커니즘들(6장 참조)의 복합적인 결과이다. 단기적인 관점에서는, 인간 활동에 의한 일련의 강제들(자연생태계의 전환과 붕괴, 온실가스들의 배출, 질소 고정, 대기질의 저하, 성층권 오존 파괴)이 행성규모의 효과를 일으킬 뿐 아니라 지구시스템의 역학을 특정짓는 다양한 되먹임 메커니즘을 교란시킬 것으로 예상된다.

복사 강제에 대한 기후시스템의 반응을 증폭 또는 감쇄시키는 많은 되먹임들이 밝혀지고 있다. 잘 알려진 수증기와 얼음-알베도에 의한 양의 되먹임외에도, 탄소 순환과 기후시스템간의 되먹임이 기후에 엄청난 효과를 일으키고 있다. 미래 기후에서 예상되고 있는 지표 탄소 흡수의 감소는 대기중의 이산화탄소를 더욱 증가시킬 것이며, 따라서 기후 강제를 더욱 가중시킬 것이다. 그러나 모델들간의 큰 차이가 이러한 되먹임의 정량적인 산출을 불확실하게 하고 있다. 다른 되먹임들(예를 들어, 대기 화학 및 에어러솔 과정을 포함)은 더 잘 이해되지 못하고 있다. 이들의 강도와 방향조차도 불확실한 상태이다. 매우 중요할 것으로 예상되는 구름의 수명과 얼음 구름에 미치는 에어러솔 효과의 변화와 같은 효과 에어러솔-구름 상호작용은 수문 수지와 복사 수지에 영향을 줄 수 있다. 그러나 이러한 과정들에 대한 과학적인 이해의 수준은 낮다. 인위적인 강제에 대한 기후시스템의 반응은 단순한 원인-결과 관계가 제시하는 것보다 훨씬 더 복잡하고, 다양한 규모를 넘어서는 효과의 폭포와 급작스럽고 비가역적인 전이의 가능성을 가진 혼돈적인 행동거지를 보일 수 있을 것으로 예상된다.

이 장에서는 어떻게 식생 역학, 탄소 교환, 기체상 화학 및 에어러솔 미세물리에 관련된 과정들이 기후시스템에 영향을 줄 수 있는지를 평가하였다. 그러나 이러한 과정들은 이들 사이에 존재하는 상호작용의 가능성 때문에 개별적으로 다룰수는 없다. 예를 들어, 대기질과 기후변화는 매우 밀접하게 연결되어 있다(Dentener et al., 2006). Brasseur and Roeckner(2005)는 대기로부터 인위적인 황산염 에어러솔 입자들의 모든 부담을 가상적으로 제거할 경우, 온실가스 시나

리오 실험에서 밝혀진 온도 변화와 흡사한 지리적인 패턴과 더불어 지구 평균 온도가 즉시 약 0.8도 정도 상승할 것으로 평가하고 있다(그림 7.24). 그러므로 지구온난화를 처방된 문턱값 이하로 유지하려는 환경 전략들은 CO₂ 배출뿐만 아니라 대기질을 개선하기 위해 이행할 척도들도 함께 고려해야만 한다. 지구시스템 과정들과 이들의 상호작용의 복잡성에 대응하려면, 특히 복잡한 지구시스템 모델들을 평가하려면, 기후와 생지화학적 양들에 대한 관측과 장기적인 감시가 반드시 필요하다. 기후 모델들은 이장에서 논의된 중요한 과정들과 되먹임 메커니즘들을 정확하게 재현해 낼 수 있어야 할 것이다.

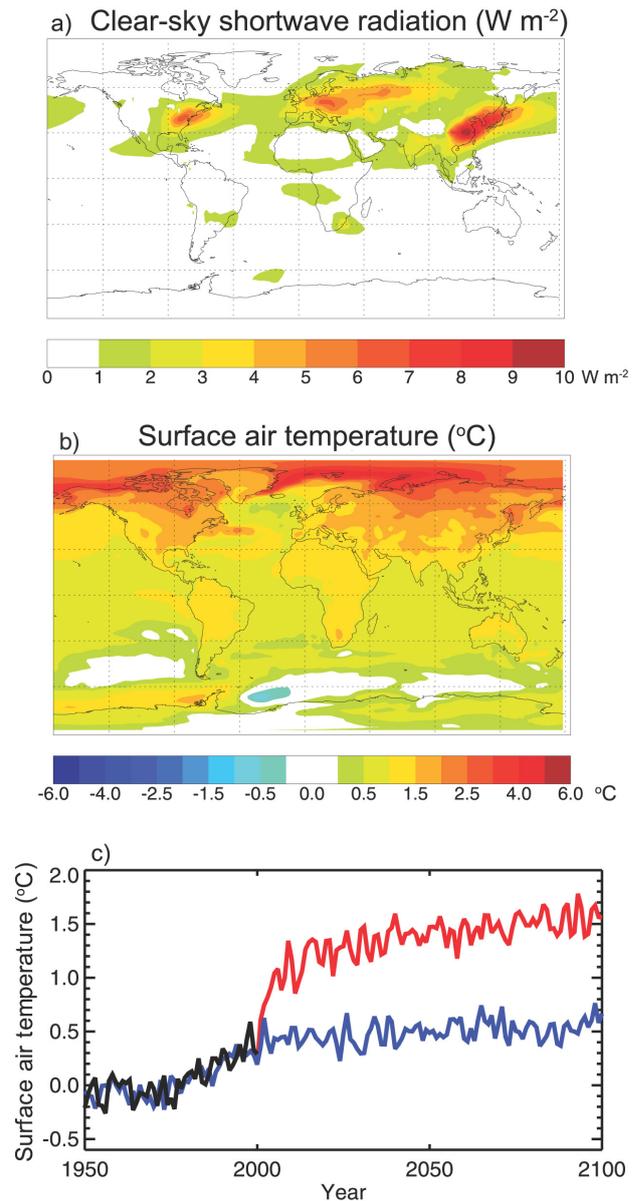


그림 7.24. 2000년도에서 황산염 에어러솔의 모든 부담을 제거한 효과가 (a) 2071-2100년 기간동안 Brasseur과 Roeckner(2005)가 계산한 연평균 맑은 하늘 TOA단파복사(Wm^2)와 (b) 같은 기간동안 계산된 연평균 지표 기온($^{\circ}C$)에 미치는 영향. (c) 1961-1990 평균값에 기준한 지구 및 연평균 지표 기온의 아노말리($^{\circ}C$)의 2000년 전까지의 변화는 IPCC에 의해 채택된대로 관측된 온실가스와 에어러솔의 대기중 농도에 의해 운행된다(10장참조). 2000년 이후에도 에어러솔의 부담은 바뀌지 않으나(파란선), '0'으로 고정한다(빨간선). 검은 곡선은 관측을 나타낸다(A Jones et al., 2001; Jones et al., 2006).

참고문헌

- Achard, F., et al., 2004: Improved estimates of net carbon emissions from land cover change in the tropics for the 1990s. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB2008, doi:10.1029/2003GB002142.
- ACIA, 2005: *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, 1042 pp.
- Ackerman, A.S., M.P. Kirkpatrick, D.E. Stevens, and O.B. Toon, 2004: The impact of humidity above stratiform clouds on indirect climate forcing. *Nature*, **432**, 1014–1017.
- Ackerman, A.S., et al., 2000: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**, 1042–1047.
- Adams, J., J. Constable, A. Guenther, and P. Zimmerman, 2001: An estimate of natural volatile organic compound emissions from vegetation since the last glacial maximum. *Chemosphere*, **3**, 73–91.
- Adler, R.F., et al., 2003: The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Ainsworth, E.A., and S.P. Long, 2005: What have we learned from 15 years of free-air CO₂ enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy. *New Phytol.*, **165**(2), 351–371.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227–1230.
- Allan, W., et al., 2005: Interannual variations of ¹³C in tropospheric methane: Implications for a possible atomic chlorine sink in the marine boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005650.
- Allen, D., K. Pickering, and M. Fox-Rabinovitz, 2004: Evaluation of pollutant outflow and CO sources during TRACE-P using model-calculated, aircraft-based, and Measurements of Pollution in the Troposphere (MOPITT)-derived CO concentrations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D15S03, doi:10.1029/2003JD004250.
- Anderson, T.L., et al., 2003: Climate forcing by aerosols - a hazy picture. *Science*, **300**, 1103–1104.
- Andreae, M.O., and P. Merlet, 2001: Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 955–966.
- Andreae, M.O., C.D. Jones, and P.M. Cox, 2005: Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature*, **435**(7046), 1187–1190.
- Andreae, M.O., et al., 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1337–1342.
- Angert, A., et al., 2004: CO₂ seasonality indicates origins of post-Pinatubo sink. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(11), L11103, doi:10.1029/2004GL019760.
- Angert, A., et al., 2005: Drier summers cancel out the CO₂ uptake enhancement induced by warmer springs. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 10823–10827.
- Archer, D., 2005: The fate of fossil fuel CO₂ in geologic time. *J. Geophys. Res.*, **110**(C9), C09S05, doi:10.1029/2004JC002625.
- Archer, D., and B. Buffett, 2005: Time-dependent response of the global ocean clathrate reservoir to climatic and anthropogenic forcing. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **6**, Q03002, doi:10.1029/2004GC000854.
- Archer, D., H. Khesghi, and E. Maier-Reimer, 1998: Dynamics of fossil fuel CO₂ neutralization by marine CaCO₃. *Global Biogeochem. Cycles*, **12**(2), 259–276.
- Arellano, A.F. Jr., et al., 2004: Top-down estimates of global CO sources using MOPITT measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L01104, doi:10.1029/2003GL018609.
- Armstrong, R.A., et al., 2002: A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 219–236.
- Arora, V.K., and G.J. Boer, 2003: A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models. *Earth Interactions*, **7**(6), 1–19.
- Arora, V.K., and G.J. Boer, 2005: A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models. *Global Change Biol.*, **11**(1), 39–59.
- Arora, V.K., and G.J. Boer, 2006: Simulating competition and coexistence between plant functional types in a dynamic vegetation model. *Earth Interactions*, **10**, Paper 10, 30 pp., doi:10.1175/EI170.1.
- Aumont, O., et al., 2001: Riverine-driven interhemispheric transport of carbon. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 393–405.
- Austin, J., and R.J. Wilson, 2006: Ensemble simulations of the decline and recovery of stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **111**, D16314, doi:10.1029/2005JD006907.
- Austin, J., et al., 2003: Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1–27.
- Avisar, R., and D. Werth, 2005: Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation. *J. Hydrometeorol.*, **6**(2), 134–145.
- Avisar, R., P.L. Silva Dias, M.A.F. Silva Dias, and C. Nobre, 2002: The Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8034, doi:10.1029/2002JD002507.
- Aw, J., and M.J. Kleeman, 2003: Evaluating the first-order effect of intraannual air pollution on urban air pollution. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4365, doi:10.1029/2002JD002688.
- Ayers, G.P., 2005: “Air pollution and climate change: has air pollution suppressed rainfall over Australia?” *Clean Air and Environmental Quality*, **39**, 51–57.
- Bacastow, R.B., and C.D. Keeling, 1981: Atmospheric carbon dioxide concentration and the observed airborne fraction. In: *Carbon Cycle Modelling* [Bolin, B. (ed.)]. SCOPE 16. John Wiley and Sons, New York, pp. 103–112.
- Bagnoud, N., A.J. Pitman, B.J. McAvaney, and N.J. Holbrook, 2005: The contribution of the land surface energy balance complexity to differences in means, variances and extremes using the AMIP-II methodology. *Clim. Dyn.*, **25**, 171–188. doi:10.1007/

- S00382-005-0004-9.
- Baker, D.F., et al., 2006: TransCom 3 inversion intercomparison: impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO₂ fluxes, 1988-2003. *Global Biogeochem. Cycles*, **20**, GB1002, doi:10.1029/2004GB002439.
- Baker, M., and R.J. Charlson, 1990: Bistability of CCN concentrations and thermodynamics in the cloud-topped boundary layer. *Nature*, **345**, 142-145.
- Baker, T.R., et al., 2004: Increasing biomass in Amazonian forest plots. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**, 353-365.
- Baldocchi, D., et al., 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 2415-2434.
- Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, 1999: Downward propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30946.
- Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **244**, 581-584.
- Balkanski, Y., et al., 2004: Global emissions of mineral aerosol: formulation and validation using satellite imagery. In: *Emission of Atmospheric Trace Compounds* [Granier, C., P. Artaxo, and C.E. Reeves (eds.)]. Kluwer, Dordrecht, pp. 239-267.
- Balzer H., et al., 2005: Impact of the Arctic Oscillation pattern on interannual forest fire variability in Central Siberia. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14709, doi:10.1029/2005GL022526.
- Barbosa, P.M., et al., 1999: An assessment of vegetation fire in Africa (1981-1991): Burned areas, burned biomass, and atmospheric emissions. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 933-950.
- Barford, C.C., et al., 2001: Factors controlling long and short term sequestration of atmospheric CO₂ in a mid-latitude forest. *Science*, **294**(5547), 1688-1691.
- Barlage, M., and X. Zeng, 2004: Impact of observed vegetation root distribution on seasonal global simulations of land surface processes. *J. Geophys. Res.*, **109**, D09101, doi:10.1029/2003JD003847.
- Battle, M., et al., 2000: Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O₂ and $\delta^{13}\text{C}$. *Science*, **287**(5462), 2467-2470.
- Beirle, S., et al., 2004: Estimate of nitrogen oxide emissions from shipping by satellite remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18102, doi:10.1029/2004GL020312.
- Bellamy, P.H., et al., 2005: Carbon losses from all soils across England and Wales 1978-2003. *Nature*, **437**, 245248.
- Benner R., et al., 1992: Bulk chemical characteristics of dissolved organic matter in the ocean. *Science*, **255**, 1561-1564.
- Bergamaschi, P., M. Braeunlich, T. Marik, and C.A.M. Brenninkmeijer. 2000: Measurements of the carbon and hydrogen isotopes of atmospheric methane at Izana, Tenerife: Seasonal cycles and synoptic-scale variations. *J. Geophys. Res.*, **105**, 14531-14546.
- Berner, R.A., 1998: The carbon cycle and CO₂ over Phanerozoic time: the role of land plants. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **353**(1365), 75-81.
- Bertram, T.H., et al., 2005: Satellite measurements of daily variations in soil NO_x emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24812, doi:10.1029/2005GL024640.
- Betts, A.K., 2004: Understanding hydrometeorology using global models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 1673-1688.
- Betts, A.K., 2006: Radiative scaling of the nocturnal boundary layer and the diurnal temperature range. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07105, doi:10.1029/2005JD006560.
- Betts, A.K., J. Ball, and J. McCaughey, 2001: Near-surface climate in the boreal forest. *J. Geophys. Res.*, **106**, 33529-33541.
- Betts, R., et al., 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**(1-3), 157-175.
- Bey, I., et al., 2001: Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: model description and evaluation. *J. Geophys. Res.*, **106**(D19), 23073-23096.
- Bigg, E.K., C. Leck, and L. Tranvik, 2004: Particulates of the surface microlayer of open water in the central Arctic Ocean in summer. *Mar. Chem.*, **91**(1-4), 131-141.
- Bodeker, G.E., H. Shiona, and H. Eskes, 2005: Indicators of Antarctic ozone depletion. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2603-2615.
- Boersma, K.F., H.J. Eskes, E.W. Meijer, and H.M. Keider, 2005: Estimates of lightning NO_x production from GOME satellite observations. *Atmos. Chem. Phys. Discussions*, **5**, 3047-3104.
- Bogner, J.E., R.L. Sass, and B.P. Walter, 2000: Model comparisons of methane oxidation across a management gradient: Wetlands, rice production systems, and landfill. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 1021-1033.
- Bolin, B., and E. Eriksson, 1959: Changes in the carbon dioxide content of the atmosphere and sea due to fossil fuel combustion. In: *The Atmosphere and Sea in Motion* [Bolin, B. (ed.)]. Rossby Memorial Volume. Rockefeller Institute, New York, NY, pp. 130-142.
- Bonan, G.B., 2001: Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the midwest United States. *J. Clim.*, **14**, 2430-2442.
- Bonan, G.B., et al., 2003: A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. *Global Change Biol.*, **9**, 1543-1566.
- Bond, W.J., G.F. Midgley, and F.I. Woodward, 2003: The importance of low atmospheric CO₂ and fire in promoting the spread of grasslands and savannas. *Global Change Biol.*, **9**, 973-982.
- Bopp, L., et al., 2002: Climate-induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget.

- Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/2001GB001445.
- Bopp, L., et al., 2004: Will marine dimethyl sulfide emissions amplify or alleviate global warming? A model study. *Can. J. fish Aquat. Sci.*, **61**(5), 826-835.
- Bopp, L., et al., 2005: Response of diatoms distribution to global warming and potential implications - a global model study. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(19), L19606, doi:10.1029/2005GL023653.
- Borges, A.V., 2005: Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean? *Estuaries*, **28**, 3-27.
- Bousquet, P., et al., 2000: Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, **290**(5495), 1342-1346.
- Bousquet, P., et al., 2005: Two decades of OH variability as inferred by an inversion of atmospheric transport and chemistry of methyl chloroform. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2635-2656.
- Bouwman, A.F., L.J.M. Boumans, and N.H. Batjes, 2001: *Global Estimates of Gaseous Emission of NH₃, NO and N₂O from Agricultural Land*. Food and Agriculture Organisation, Rome, 57 pp.
- Bouwman, A.F., L.J.M. Boumans, and N.H. Batjes, 2002: Modeling global annual N₂O and NO emissions from fertilized fields. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1080, doi:10.1029/2001GB001812.
- Boyd, P.W., et al., 2004: The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, **428**, 549-553.
- Boyle, E.D., 1988: The role of vertical chemical fractionation in controlling late quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **93**(C12), 15701-15714.
- Brasseur, G.P. and E. Roeckner, 2005: Impact of improved air quality on the future evolution of climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23704, doi:10.1029/2005GL023902.
- Brasseur, G.P., et al., 1998: Past and future changes in global tropospheric ozone: impact on radiative forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(20), 3807-3810.
- Brasseur, G.P. et al., 2005: Impact of climate change on the future chemical composition of the global troposphere. *J. Clim.*, **19**, 3932-3951.
- Breshears, D.D., et al., 2005: Regional vegetation die-off in response to global-change-type drought. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(42), 15144-15148.
- Broecker, W.S., 1991: Keeping global change honest. *Global Biogeochem. Cycles*, **5**, 191-195.
- Broecker, W.S., and T. Takahashi, 1978: Neutralization of fossil fuel CO₂ by marine calcium carbonate. In: *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Ocean* [Andersen, N.R., and A. Malahoff (eds.)]. Plenum Press, New York, NY, pp. 213-248.
- Broecker, W.S., and T.-H. Peng, 1982: *Tracers in the Sea*. ELDIGIO Press, New York, NY, 689 pp.
- Broecker, W.S., and T.-H. Peng, 1986: Carbon cycle: 1985 - glacial to interglacial changes in the operation of the global carbon cycle. *Radiocarbon*, **28**, 309-327.
- Broerse, A.T.C., et al., 2003: The cause of bright waters in the Bering Sea in winter. *Continental Shelf Res.*, **23**, 1579-1596.
- Brook, E., et al., 2000: On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 559-572.
- Brovkin, V., et al., 2004: Role of land cover changes for atmospheric CO₂ increase and climate change during the last 150 years. *Global Change Biol.*, **10**, 1253-1266, doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00812.
- Brown, S., and A.E. Lugo, 1982: The storage and production of organic-matter in tropical forests and their role in the global carbon-cycle. *Biotropica*, **14**(3), 161-187.
- Brown, T.J., B.L. Hall, and A.L. Westerling, 2004: The impact of twenty-first century climate change on wildland fire danger in the western United States: an applications perspective. *Clim. Change*, **62**, 365-388.
- Buddemeier, R.W., J.A. Kleypas, and R.B. Aronson, 2004: *Coral Reefs and Global Climate Change*. Pew Centre on Global Climate Change, Arlington, VA, 44 pp.
- Buffett, B., and D. Archer, 2004: Global inventory of methane clathrate: sensitivity to changes in the deep ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**, 185-199.
- Burkhardt, S., I. Zondervan, and U. Riebesell, 1999: Effect of CO₂ concentration on C:N:P ratio in marine phytoplankton: a species comparison. *Limnol. Oceanogr.*, **44**(3), 683-690.
- Burrows, W.H., et al., 2002: Growth and carbon stock change in eucalypt woodlands in northeast Australia: ecological and greenhouse sink implications. *Global Change Biol.*, **8**, 769-784.
- Butchart, N., and A.A. Scaife, 2001: Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature*, **410**, 799-802.
- Butchart, N., et al., 2006: Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation. *Clim. Dyn.*, **27**, doi:10.1007/s00382-006-0162-4.
- Butler, T.M., I. Simmonds, and P.J. Rayner, 2004: Mass balance inverse modeling of methane in the 1990s using a chemistry transport model. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2561-2580.
- Cakmur, R.V., et al., 2006: Constraining the magnitude of the global dust cycle by minimizing the difference between a model and observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JD005791.
- Caldeira, K., and M.E. Wickett, 2003: Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, **425**(6956), 365-368.
- Cao, M., K. Gregson, and S. Marshall, 1998: Global methane emission from wetlands and its sensitivity to climate change. *Atmos. Environ.*, **32**, 3291-3299.
- Carpenter, L.J., 2003: Iodine in the marine boundary layer. *Chem. Rev.*, **103**, 4953-4962.
- Chadwick, O.A., et al., 1999: Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. *Nature*, **397**(6719), 491.
- Chagnon, F.J.F., R.L. Bras, and J. Wang, 2004: Climatic shift in patterns of shallow clouds over the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(24), L24212, doi:10.1029/

- 2004GL021188.
- Chambers, J.Q., and S.E. Trumbore, 1999: An age-old problem. *Trends Plant Sci.*, **4**(10), 385-386.
- Chambers, J.Q., and W.L. Silver, 2004: Some aspects of ecophysiological and biogeochemical responses of tropical forests to atmospheric change. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**(1443), 463-476.
- Chance, K., et al., 2000: Satellite observations of formaldehyde over North America from GOME. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3461-3464.
- Chapin, F.S. III, et al., 2005: Role of land-surface changes in arctic summer warming. *Science*, **310**, 657-660.
- Chapman, S.J., and M. Thurlow, 1996: The influence of climate on CO₂ and CH₄ emissions from organic soils. *J. Agric. For. Meteorol.*, **79**, 205-217.
- Chappellaz, J.A., I.Y. Fung, and A.M. Thompson, 1993: The atmospheric CH₄ increase since the last Glacial Maximum (1) Source estimates. *Tellus*, **45B**, 228-241.
- Chave, J., et al., 2003: Spatial and temporal variation of biomass in a tropical forest: results from a large census plot in Panama. *J. Ecol.*, **91**, 240-252.
- Chen, C.-T.A., K.-K. Liu, and R. MacDonald, 2003: Continental margin exchanges. In: *Ocean Biogeochemistry* [Fasham, M.J.R. (ed.)]. Springer-Verlag, Berlin, pp. 53-97.
- Chen, M., P. Xie, and J.E. Janowiak, 2002: Global land precipitation: a 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 249-266.
- Chen, Y., and J.E. Penner, 2005: Uncertainty analysis for estimates of the first indirect effect. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2935-2948.
- Chen, Y-H., and R.G. Prinn, 2005: Atmospheric modeling of high- and low-frequency methane observations: Importance of interannually varying transport. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10303, doi:10.1029/2004JD005542.
- Chen, Y-H., and R.G. Prinn, 2006: Estimation of atmospheric methane emission between 1996-2001 using a 3-D global chemical transport model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D10307, doi:10.1029/2005JD006058.
- Christensen, T.R., A. Ekberg, L. Strö, and M. Mastepanov, 2003: Factors controlling large scale variations in methane emission from wetlands. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1414, doi:10.1029/2002GL016848.
- Christensen, T.R., et al., 2004: Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL018680.
- Chuang, P.Y., R.M. Duvall, M.M. Shafer, and J.J. Schauer, 2005: The origin of water soluble particulate iron in the Asian atmospheric outflow. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2004GL021946.
- Chung, S.H., and J.H. Seinfeld, 2005: Climate response of direct radiative forcing of anthropogenic black carbon. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11102, doi:10.1029/2004JD005441.
- Ciais, P., et al., 1995: Partitioning of ocean and land uptake of CO₂ as inferred by $\delta^{13}\text{C}$ measurements from the NOAA Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network. *J. Geophys. Res.*, **100**(D3), 5051-5070.
- Ciais, P., et al., 2005a: The potential for rising CO₂ to account for the observed uptake of carbon by tropical, temperate, and boreal forest biomes. In: *The Carbon Balance of Forest Biomes* [Griffiths, H., and P. G. Jarvis (eds.)]. Taylor and Francis, New York, pp. 109-150.
- Ciais, P., et al., 2005b: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, **437**(7058), 529-533.
- Clair, T.A., J.M. Ehrman, and K. Higuchi, 1999: Changes in freshwater carbon exports from Canadian terrestrial basins to lakes and estuaries under 2xCO₂ atmospheric scenario. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**(4), 1091-1097.
- Clark, D.A., 2002: Are tropical forests an important carbon sink? Reanalysis of the long-term plot data. *Ecol. Appl.*, **12**, 3-7.
- Clark, D.A., 2004: Sources or sinks? The responses of tropical forests to current and future climate and atmospheric composition. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**, 477-491.
- Clark, D.B., C.M. Taylor, and A.J. Thorpe, 2004: Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *J. Hydrometeorol.*, **5**(4), 625-639.
- Coakley, J.A. Jr., and C.D. Walsh, 2002: Limits to the aerosol indirect radiative forcing derived from observations of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 668-680.
- Cochrane, M.A., 2003: fire science for rainforests. *Nature*, **421**(6926), 913-919.
- Cohan, D.S., et al., 2002: Impact of atmospheric aerosol light scattering and absorption on terrestrial net primary productivity. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 25-34, 1090, doi:10.1029/2001GB001441.
- Cole, V., et al., 1996: Agricultural options for mitigation of greenhouse gas emissions. In: *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses* [Watson, R.T, M.C. Zinyowera, R.H. Moss, and D.J. Dokken (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 745-771.
- Collier, J.C., and K.P. Bowman, 2004: Diurnal cycle of tropical precipitation in a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D17105, doi:10.1029/2004JD004818.
- Collins, W.J., D.S. Stevenson, C.E. Johnson, and R.G. Derwent, 1999: Role of convection in determining the budget of odd hydrogen in the upper troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**(D21), 26927-26942.
- Collins, W.J., R.G. Derwent, C.E. Johnson, and D.S. Stevenson, 2002: The oxidation of organic compounds in the troposphere and their global warming potentials. *Clim. Change*, **52**(4), 453-479.
- Collins, W.J., et al., 2003: Effect of stratosphere-troposphere exchange on the future tropospheric ozone trend. *J. Geophys. Res.*, **108**(D12), 8528, doi:10.1029/2002JD002617.
- Conrad, R., 1996: Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H₂, CO, CH₄, OCS, N₂O, and NO). *Microbiol. Rev.*, **60**, 609-640.

- Conrad, R., and W. Seiler, 1981: Decomposition of atmospheric hydrogen by soil-microorganisms and soil enzymes. *Soil Biol. Biochem.*, **13**, 43-49.
- Constable, J.V.H., A.B. Guenther, D.S. Schimel, and R.K. Monson, 1999: Modeling changes in VOC emission in response to climate change in the continental United States. *Global Change Biol.*, **5**, 791-806.
- Cook, J., and E.J. Highwood, 2004: Climate response to tropospheric absorbing aerosols in an intermediate general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 175-191.
- Cooke, W.F., V. Ramaswamy, and P. Kasibhatla, 2002: A general circulation model study of the global carbonaceous aerosol distribution. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4279, doi:10.1029/2001JD001274.
- Cox, P.M., et al., 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**(6809), doi:10.1038/35041539.
- Cox, P.M., et al., 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 137-156.
- Cramer, W., et al., 2001: Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biol.*, **7**(4), 357-374.
- Crucifix, M., R.A. Betts, and P.M. Cox, 2005: Vegetation and climate variability: a GCM modeling study. *Clim. Dyn.*, **24**, 457-467, doi:10.1007/s00382-004-0504-z.
- Cui, Z.Q., K.S. Carslaw, Y. Yin, and S. Davies, 2006: A numerical study of aerosol effects on the dynamics and microphysics of a deep convective cloud in a continental environment. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05201, doi:10.1029/2005JD005981.
- Curtis, P.S., et al., 2002: Biometric and eddy-covariance based estimates of annual carbon storage in five eastern North American deciduous forests. *Agric. For. Meteorol.*, **113**, 3-19.
- Cziczo, D.J., et al., 2004: Observations of organic species and atmospheric ice formation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL019822.
- Da Rocha, H.R., et al., 2004: Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecol. Appl.*, **14**, S114-S126.
- Dai, A., and K.E. Trenberth, 2002: Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 660-687.
- Dameris, M., et al., 2005: Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry-climate model employing realistic forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2121-2145.
- Dameris, M., et al., 2006: Impact of solar cycle for onset of ozone recovery. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03806, doi:10.1029/2005GL024741.
- Dargaville, R.J., et al., 2000: Implications of interannual variability in atmospheric circulation on modeled CO₂ concentrations and source estimates. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 931-943.
- De Leeuw, G., et al., 2001: Atmospheric input of nitrogen into the North Sea: ANICE project overview. *Continental Shelf Res.*, **21**(18-19), 2073-2094.
- Decho, A.W., 1990: Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, **28**, 73-153.
- DeFries, R.S., et al., 2002: Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**(22), 14256-14261.
- Degens, E.T., S. Kempe, and A. Spitzky, 1984: Carbon dioxide: A biogeochemical portrait. In: *The Handbook of Environmental Chemistry* [Hutzinger, O. (ed.)], Vol. 1, Part C, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 127-215.
- Del Grosso, S.J., A.R. Mosier, W.J. Parton, and D.S. Ojima, 2005: DAYCENT model analysis of past and contemporary soil N₂O and net greenhouse gas flux for major crops in the USA. *Soil Tillage Res.*, **83**(1), 9-24.
- Del Grosso, S.J., et al., 2000: General CH₄ oxidation model and comparison of CH₄ oxidation in natural and managed systems. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 999-1019.
- DeLucia, E.H., D.J. Moore, and R.J. Norby, 2005: Contrasting responses of forest ecosystems to rising atmospheric CO₂: implications for the global C cycle. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, G3006, doi:10.1029/2004GB002346.
- Dentener, F., et al., 1996: Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 22869-22889.
- Dentener, F., et al., 2003a: Interannual variability and trend of CH₄ lifetime as a measure for OH changes in the 1979-1993 time period. *J. Geophys. Res.*, **108**(D15), 4442, doi:10.1029/2002JD002916.
- Dentener, F., et al., 2003b: Trends and inter-annual variability of methane emissions derived from 1979-1993 global CTM simulations. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 73-88.
- Dentener, F., et al., 2005: The impact of air pollutant and methane emission controls on tropospheric ozone and radiative forcing: CTM calculations for the period 1990-2030. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1731-1755.
- Dentener, F., et al., 2006: The global atmospheric environment for the next generation. *Environ. Sci. Technol.*, **40**(11), 3586-3594.
- Derwent, R.G., W.J. Collins, C.E. Johnson, and D.S. Stevenson, 2001: Transient behaviour of tropospheric ozone precursors in a global 3-D CTM and their indirect greenhouse effects. *Clim. Change*, **49**(4), 463-487.
- Desborough, C.E., 1999: Surface energy balance complexity in GCM land surface models. *Clim. Dyn.*, **15**, 389-403.
- Dickens, G.R., 2001: Modeling the global carbon cycle with gas hydrate capacitor: Significance for the latest Paleocene thermal maximum. In: *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection* [Paull, C.K., and W.P. Dillon (eds.)]. Geophysical Monographs Vol. 124, American Geophysical Union, Washington, DC, pp.

- 19-38.
- Dickens, G.R., M.M. Castillo, and J.G.C. Walker, 1997: A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, **25**, 259-262.
- Dickinson, R.E., G. Wang, X. Zeng, and Q.-C. Zeng, 2003: How does the partitioning of evapotranspiration and runoff between different processes affect the variability and predictability of soil moisture and precipitation? *Adv. Atmos. Sci.*, **20**(3), 475-478.
- Dickinson, R.E., et al., 2006: The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model. *J. Clim.*, **19**, 2302-2324.
- Diehl, K., and S. Wurzler, 2004: Heterogeneous drop freezing in the immersion mode: Model calculations considering soluble and insoluble particles in the drops. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2063-2072.
- Dirmeyer, P.A., 2001: An evaluation of the strength of land-atmosphere coupling. *J. Hydrometeorol.*, **2**(4), 329-344.
- 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.
- Dlugokencky, E.J., et al., 2001: Measurements of an anomalous global methane increase during 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 499-502.
- Dlugokencky, E.J., et al., 2003: Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady state. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018126.
- D'Odorico, P., and A. Porporato, 2004: Preferential states in soil moisture and climate dynamics. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**(24), 8848-8851.
- Doherty, R.M., D.S. Stevenson, W.J. Collins, and M.G. Sanderson, 2005: Influence of convective transport on tropospheric ozone and its precursors in a chemistry-climate model. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 3747-3771.
- Doney, S.C., et al., 2004: Evaluating global ocean carbon models: the importance of realistic physics. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(3), GB3017, doi:10.1029/2003GB002150.
- Douglass, A.R., M.R. Schoeberl, R.B. Rood, and S. Pawson, 2003: Evaluation of transport in the lower tropical stratosphere in a global chemistry and transport model. *J. Geophys. Res.*, **108**(D9), 4259, doi:10.1029/2002JD002696.
- Duce, R.A., 1995: Sources, distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. In: *Aerosol Forcing of Climate* [Charlson, R.J. and J. Heintzenberg (eds.)]. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, New York, pp. 43-72.
- Dukes, J.S., et al., 2005: Responses of grassland production to single and multiple global environmental changes. *PLoS Biol.*, **3**(10), 1829-1836.
- Dunn, A.L., et al., 2007: A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: means, responses to interannual variability, and decadal trends. *Global Change Biol.*, **13**, 577-590, doi:10.1111/j.13652486.2006.01221.x.
- Dupre, B., et al., 2003: Rivers, chemical weathering and Earth's climate. *Comptes Rendus Geoscience*, **335**(16), 1141-1160.
- Durieux, L., L.A.T. Machado, and H. Laurent, 2003: The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sens. Environ.*, **86**(1), 132-140.
- Dutay, J.C., et al., 2002: Evaluation of ocean model ventilation with CFC 11: comparison of 13 global ocean models. *Ocean Modelling*, **4**(2), 89-102.
- Easter, R.C., et al., 2004: MIRAGE: Model description and evaluation of aerosols and trace gases. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JD004571.
- Edwards, D.P., et al., 2004: Observations of carbon monoxide and aerosols from the Terra satellite: Northern Hemisphere variability. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24202, doi:10.1029/2004JD004727.
- Eglinton, T.I., and D.J. Repeta, 2004, Organic matter in the contemporary ocean. In: *Treatise on Geochemistry* [Holland, H.D., and K.K. Turekian (eds.)]. Volume 6, The Oceans and Marine Geochemistry, Elsevier Pergamon, Amsterdam, pp. 145-180.
- Ehhalt, D.H., 1999: Gas phase chemistry of the troposphere. In: *Global Aspects of Atmospheric Chemistry* [Baumgärtl, H., W. Grubein, and F. Hensel (eds.)]. Dr. Dietrich Steinkopf Verlag, Darmstadt, Germany, pp. 21-110.
- Ek, M.B., and A.A.M. Holtslag, 2004: Influence of soil moisture on boundary layer cloud development. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 86-99. Engel, A., et al., 2004: Polysaccharide aggregation as a potential sink of marine dissolved organic carbon. *Nature*, **428**, 929-932.
- Enting, I.G., and J.V. Mansbridge, 1991: Latitudinal distribution of sources and sinks of CO₂ - Results of an inversion study. *Tellus*, **43B**, 156-170.
- Enting, I.G., C.M. Trudinger, and R.J. Francey, 1995: A synthesis inversion of the concentration and ¹³C of atmospheric CO₂. *Tellus*, **47B**, 35-52.
- Etheridge, D.M., L.P. Steel, R.J. Francey, and R.L. Langenfelds, 1998: Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15979-15993.
- Etiopie, G., 2004: GEM-Geologic Emission of Methane, the missing source in the atmospheric methane budget. *Atmos. Environ.*, **38**, 3099-3100.
- Etiopie, G., and R.W. Klusman, 2002: Geologic emissions of methane to the atmosphere. *Chemosphere*, **49**, 777-789.
- European Commission, 2003: *Ozone-Climate Interactions*. Air Pollution Research Report 81, EUR 20623, European Commission, Luxembourg, 143 pp.
- Eyring, V., et al., 2005: A strategy for process-oriented validation of coupled chemistry-climate models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 1117-1133.
- Falkowski, P., et al., 2000: The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. *Science*, **290**(5490), 291-296.

- Falloon, P., et al., 2006: RothC_{UK} - a dynamic modelling system for estimating changes in soil C at 1km scale in the UK. *Soil Use Management*, **22**, 274-288.
- Fan, S., et al., 1998: A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science*, **282**, 442-446.
- Fang, J., et al., 2001: Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science*, **292**, 2320-2322.
- Farquhar, G.D., S. von Caemmerer, and J.A. Berry, 2001: Models of photosynthesis. *Plant Physiol.*, **125**(1), 42-45.
- Fearnside, P.M., 2000: Global warming and tropical land-use change: greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting cultivation and secondary vegetation. *Clim. Change*, **46**, 115-158.
- Feddes, R.A., et al., 2001: Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**(12), 2797-2809.
- Feely, R.A., R. Wanninkhof, T. Takahashi, and P. Tans, 1999: Influence of El Nino on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO₂ accumulation. *Nature*, **398**(6728), 597-601.
- Feely, R.A., et al., 2002: Seasonal and interannual variability of CO₂ in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 2443-2469.
- Feely, R.A., et al., 2004: Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans. *Science*, **305**, 362-366.
- Feichter, J., E. Roeckner, U. Lohmann, and B. Liepert, 2004: Nonlinear aspects of the climate response to greenhouse gas and aerosol forcing. *J. Clim.*, **17**(12), 2384-2398.
- Feingold, G., S.M. Kreidenweis, and Y.P. Zhang, 1998: Stratocumulus processing of gases and cloud condensation nuclei - I. Trajectory ensemble model. *J. Geophys. Res.*, **103**(D16), 19527-19542.
- Feingold, G., H. Jiang, and J. Y. Harrington, 2005: On smoke suppression of clouds in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02804, doi:10.1029/2004GL021369.
- Feingold, G., W.R. Cotton, S.M. Kreidenweis, and J.T. Davis, 1999: The impact of giant cloud condensation nuclei on drizzle formation in stratocumulus: Implications for cloud radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 4100-4117.
- Fekete, B.M., C.J. Vorosmarty, and W. Grabs, 2002: High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/1999GB001254.
- Felzer, B., et al., 2004: Effects of ozone on net primary production and carbon sequestration in the conterminous United States using a biogeochemistry model. *Tellus*, **56B**, 230-248.
- Ferek, R.J., et al., 1998: Measurements of ship-induced tracks in clouds off the Washington coast. *J. Geophys. Res.*, **103**, 23199-23206.
- Ferretti, D.F., et al., 2005: Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years. *Science*, **309**, 1714-1717.
- field, C.B., and M.R. Raupach (eds.), 2004: *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World*. SCOPE 62, Island Press, Washington, DC, 526 pp.
- finzi, A.C., et al., 2006: Progressive nitrogen limitation of ecosystem processes under elevated CO₂ in a warm-temperate forest. *Ecology*, **87**, 15-25.
- findell, K.L., and E.A.B. Eltahir, 2003: Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the continental United States. *J. Hydrometeorol.*, **4**, 570-583.
- fioletov, V.E., et al., 2002: Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964-2000. *J. Geophys. Res.*, **107**(D22), 4647, doi:10.1029/2001JD001350.
- Flannigan, M.D., B.J. Stocks, and B.M. Wotton, 2000: Climate change and forest fires. *Sci. Total Environ.*, **262**, 221-229.
- Flükiger, J., et al., 2002: High resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/2001GB001417.
- Folberth, G., D.A. Hauglustaine, P. Ciais, and J. Lathièe, 2005: On the role of atmospheric chemistry in the global CO₂ budget. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08801, doi:10.1029/2004GL021812.
- Folberth, G.A., D.A. Hauglustaine, J. Lathièe, and F. Brocheton, 2006: Interactive chemistry in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model: model description and impact of biogenic hydrocarbons on tropospheric chemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 2273-2319.
- Foley, J.A., et al., 2003: Green Surprise? How terrestrial ecosystems could affect Earth's climate. *Frontiers Ecol. Environ.*, **1**(1), 38-44.
- Frankenberg, C., et al., 2005: Assessing methane emission from global space-borne observation. *Science*, **308**, 1010-1014.
- Frankenberg, C., et al., 2006: Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board EMVISA: Analysis of the years 2003 and 2004. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JD006235.
- Freeman, C., et al., 2004: Export of dissolved organic carbon from peatlands under elevated carbon dioxide levels. *Nature*, **430**, 195-198.
- Freitas, S.R., et al., 2005: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, **5**, 135-167.
- Frew, R., A. Bowie, P. Croot, and S. Pickmere, 2001: Macronutrient and trace-metal geochemistry of an in situ iron-induced Southern Ocean bloom. *Deep-Sea Res. II*, **48**(11-12), 2467-2481.
- Friedlingstein, P., J.-L. Dufresne, P.M. Cox, and P. Rayner, 2003: How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus*, **55B**(2), 692-700.
- Friedlingstein, P., et al., 2001: Positive feedback between

- future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1543-1546, doi:10.1029/2000GL012015.
- Friedlingstein, P., et al., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *J. Clim.*, **19**, 3337-3353.
- Fu, R., and W. Li, 2004: The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 97-110, doi:10.1007/s00704-004-0046-7.
- Fueglistaler, S., and P.H. Haynes, 2005: Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24108, doi:10.1029/2005JD006019.
- Fung, I., S.C. Doney, K. Lindsay, and J. John, 2005: Evolution of carbon sinks in a changing climate. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(32), 11201-11206.
- Fusco, A.C., and J.A. Logan, 2003: Analysis of 1970-1995 trends in tropospheric ozone at northern hemisphere midlatitudes with the GEOS-CHEM model. *J. Geophys. Res.*, **108**(D15), 4449, doi:10.1029/2002JD002742.
- Gabric, A.J., et al., 2004: Modeling estimates of the global emission of dimethylsulfide under enhanced greenhouse conditions. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(2), GB2014, doi:10.1029/2003GB002183.
- Galloway, J.N., et al., 2004: Nitrogen cycles: past, present, and future. *Biogeochemistry*, **70**(2), 153-226.
- Gamon, J.A., et al., 2003. Remote sensing in BOREAS: Lessons learned. *Remote Sens. Environ.*, **89**, 139-162.
- Ganzeveld, L.N., et al., 2002: Global soil-biogenic NOx emissions and the role of canopy processes. *J. Geophys. Res.*, **107**(D16), 4298, doi:10.1029/2001JD001289.
- Gao, Z., et al., 2004: Modeling of surface energy partitioning, surface temperature, and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2). *J. Geophys. Res.*, **109**, D06102, doi:10.1029/2003JD004089.
- Gattuso, J.-P., D. Allemand, and M. Frankignoulle, 1999: Photosynthesis and calcification at cellular, organismal and community levels in coral reefs: a review on interactions and control by carbonate chemistry. *Am. Zool.*, **39**, 160-183.
- Gedney, N., and P. Cox, 2003: The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity. *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1265-1275.
- Gedney, N., P.M. Cox, and C. Huntingford, 2004: Climate feedback from wetland methane emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20503, doi:10.1029/2004GL020919.
- Géard, J.C., et al., 1999: The interannual change of atmospheric CO₂: contribution of subtropical ecosystems. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 243-246.
- Gettelman, A., J.R. Holton, and K.H. Rosenlof, 1997: Mass fluxes of O₃, CH₄, N₂O, and CF₂Cl₂ in the lower stratosphere calculated from observational data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19149-19159.
- Ghan, S.J., G. Guzman, and H. Abdul-Razzak, 1998: Competition between sea salt and sulphate particles as cloud condensation nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3340-3347.
- Giardina, C.P., and M.G. Ryan, 2000: Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature*, **404**, 858-861.
- Gillett, N.P., and D.W.J. Thompson, 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273-275.
- Gillett, N.P., A.J. Weaver, F.W. Zwiers, and M.D. Flannigan, 2004: Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(18), L18211, doi:10.1029/2004GL020876.
- Ginoux, P., et al., 2001: Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *J. Geophys. Res.*, **16**, 20255-20274.
- Givati, A., and D. Rosenfeld, 2004: Quantifying precipitation suppression due to air pollution. *J. Appl. Meteorol.*, **43**(7), 1038-1056.
- Gloor, M., et al., 2003: A first estimate of present and preindustrial air-sea CO₂ flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(1), 1010, doi:10.1029/2002GL015594.
- Goncalves, L.G.G., E.J. Burke, and W.J. Shuttleworth, 2004: Application of improved ecosystem aerodynamics in regional weather forecasts. *Ecol. Appl.*, **14**, S17-S21.
- Gondwe, M., et al., 2003: Correction to "The contribution of ocean-leaving DMS to the global atmospheric burdens of DMS, MSA, SO, and NSS SO="". *Global Biogeochem. Cycles*, **17**, 1106, doi:10.1029/2003GB002153.
- Gong, S.L., 2003: A parameterization of sea-salt aerosol source function for sub- and super-micron particles. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(4), 1097, doi:10.1029/2003GB002079.
- Gong, S.L., and L.A. Barrie, 2003: Simulating the impact of sea salt on global nss sulphate aerosols. *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 4516, doi:10.1029/2002JD003181.
- Goodale, C.L., et al., 2002: Forest carbon sinks in the northern hemisphere. *Ecol. Appl.*, **12**(3), 891-899.
- Goulden, M.L., et al., 2004: Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecol. Appl.*, **14**, S42-S54.
- Grassl, H., 1975: Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles. *Contrib. Atmos. Phys.*, **48**, 199-210.
- Green, P.A., et al., 2004: Pre-industrial and contemporary fluxes of nitrogen through rivers: a global assessment based on typology. *Biogeochemistry*, **68**(1), 71-105.
- Grenfell, J.L., D.T. Shindell, and V. Grewe, 2003: Sensitivity studies of oxidative changes in the troposphere in 2100 using the GISS GCM. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1267-1283.
- Grewe, V., et al., 2001: Future changes of the atmospheric composition and the impact on climate change. *Tellus*, **53B**(2), 103-121.
- Gruber, N., and C.D. Keeling, 2001: An improved estimate of the isotopic air-sea disequilibrium of CO₂: Implications for the oceanic uptake of anthropogenic CO₂. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 555-558.
- Gruber, N., N. Bates, and C.D. Keeling, 2002: Interannual variability in the North Atlantic Ocean carbon sink.

- Science*, **298**(5602), 2374-2378.
- Gu, L., et al., 2002: Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity. *J. Geophys. Res.*, **107**(6), 4050, doi:10.1029/2001JD001242.
- Gu, L., et al., 2003: Response of a deciduous forest to the Mt. Pinatubo eruption: enhanced photosynthesis. *Science*, **299**(5615), 2035-2038.
- Guenther, A.B., et al., 1993: Isoprene and monoterpene emission rate variability - model evaluations and sensitivity analyses. *J. Geophys. Res.*, **98**(D7), 12609-12617.
- Guenther, A.B., et al., 1995: A global-model of natural volatile organic-compound emissions. *J. Geophys. Res.*, **100**(D5), 8873-8892.
- Guenther, A.B., et al., 1999: Isoprene emission estimates and uncertainties for the Central African EXPRESSO study domain. *J. Geophys. Res.*, **104**(D23), 30625-30639.
- Guillevic, P., et al., 2002: Influence of the interannual variability of vegetation on the surface energy balance - a global sensitivity study. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 617-629.
- Guo, Z., et al., 2006. GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. 2. Analysis. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 611-625.
- Gupta, M., et al., 1997: $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ kinetic isotope effects in the reactions of CH_4 with OH and Cl. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2761-2764.
- Gurney, K.R., et al., 2002: Towards robust regional estimates of CO_2 sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature*, **415**(6872), 626-630.
- Gurney, K.R., et al., 2003: TransCom 3 CO_2 inversion intercomparison: 1. Annual mean control results and sensitivity to transport and prior flux information. *Tellus*, **55B**(2), 555-579.
- Gurney, K.R., et al., 2004: Transcom 3 inversion intercomparison: model mean results for the estimation of seasonal carbon sources and sinks. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(1), GB1010, doi:10.1029/2003GB002111.
- Gurney, K.R., et al., 2005: Sensitivity of atmospheric CO_2 inversions to seasonal and interannual variations in fossil fuel emissions. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10308, doi:10.1029/2004JD005373.
- Haag, W., and B. Kächer, 2004: The impact of aerosols and gravity waves on cirrus clouds at midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JD004579.
- Haake, B., and V. Ittekkot, 1990: The wind-driven biological pump and carbon removal in the ocean. *Naturwissenschaften*, **77**(2), 75-79.
- Hahmann, A.N., 2003: Representing spatial sub-grid precipitation variability in a GCM. *J. Hydrometeorol.*, **4**(5), 891-900.
- Handisides, G.M., et al., 2003: Hohenpeissenberg photochemical experiment (HOPE 2000): measurements and photostationary state calculations of OH and peroxy radicals. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1565-1588.
- Hansell, D.A., and C.A. Carlson, 1998: Deep-ocean gradients in the concentration of dissolved organic carbon. *Nature*, **395**, 263-266.
- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.
- Hansen, J., et al., 2005: Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, **110**(D18), D18104, doi:10.1029/2005JD005776.
- Hauglustaine, D.A., and G.P. Brasseur, 2001: Evolution of tropospheric ozone under anthropogenic activities and associated radiative forcing of climate. *J. Geophys. Res.*, **106**(D23), 32337-32360.
- Hauglustaine, D., and D.H. Ehhalt, 2002: A three-dimensional model of molecular hydrogen in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **107**(D17), doi:10.1029/2001JD001156.
- Hauglustaine, D.A., J. Lathière, S. Szopa, and G. Folberth, 2005: Future tropospheric ozone simulated with a climate-chemistry-biosphere model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24807, doi:10.1029/2005GL024031.
- Hauglustaine, D.A., et al., 2004: Interactive chemistry in the laboratoire de meteorologie dynamique general circulation model: description and background tropospheric chemistry. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04314, doi:10.1029/2003JD003957.
- Heald, C.L., et al., 2004: Comparative inverse analysis of satellite (MOPITT) and aircraft (TRACE-P) observations to estimate Asian sources of carbon monoxide. *J. Geophys. Res.*, **109**(D23), D23306, doi:10.1029/2004JD005185.
- Heard, D.E., et al., 2004: High levels of the hydroxy radical in the winter urban troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18112, doi:10.1029/2004GL020544.
- Hein, R., P.J. Crutzen, and M. Heimann, 1997: An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle. *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 43-76.
- Heinze, C., 2004: Simulating oceanic CaCO_3 export production in the greenhouse. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16308, doi:10.1029/2004GL020613.
- Heinze, C., E. Maier-Reimer, and K. Winn, 1991: Glacial μCO_2 reduction by the World Ocean: experiments with the Hamburg carbon cycle model. *Paleoceanography*, **6**(4), 395-430.
- Heinze, C., et al., 2003: Sensitivity of the marine biospheric Si cycle for biogeochemical parameter variations. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(3), 1086, doi:10.1029/2002GB001943.
- Hejzlar, J., M. Dubrovsky, J. Buchtele, and M. Ruzicka, 2003: The apparent and potential effects of climate change on the inferred concentration of dissolved organic matter in a temperate stream (the Malse River, South Bohemia). *Sci. Total Environ.*, **310**(1-3), 143-152.
- Held, I.M., et al., 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(50), 17891-17896.
- Henderson-Sellers, A., P. Irannejad, K. McGuffie, and A.J. Pitman, 2003: Predicting land-surface climates - better skill or moving targets? *Geophys. Res. Lett.*, **30**(14), 1777, doi:10.1029/2003GL017387.

- Hendricks, J., B. Kähler, M. Ponater, and U. Lohmann, 2005: Do aircraft black carbon emissions affect cirrus clouds on a global scale? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12814, doi:10.1029/2005GL022740.
- Hendricks, J., et al., 2004: Simulating the global atmospheric black carbon cycle: A revisit to the contribution of aircraft emissions. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2521–2541.
- Hesselbo, S.P., et al., 2000: Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, **406**, 392–395.
- Heue, K.-P., et al., 2005: Validation of SCIAMACHY tropospheric NO₂ columns with AMAXDOAS measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1039–1051.
- Hirsch, A.I., et al., 2006: Inverse modeling estimates of the global nitrous oxide surface flux from 1998–2001. *Global Biogeochem. Cycles*, **20**, GB1008, doi:10.1029/2004GB002443.
- Hoerling, M., and A. Kumar, 2003: The perfect ocean for drought. *Science*, **299**(5607), 691–694.
- Hoffman, W.A., W. Schroeder, and R.B. Jackson, 2002: Positive feedbacks of fire, climate, and vegetation and the conversion of tropical savanna. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, doi:10.1029/2002G0152.
- Hofzumahaus, A., et al., 2004: Photolysis frequency of O₃ to O(1D): Measurements and modeling during the International Photolysis Frequency Measurement and Modeling Intercomparison (IPMMI). *J. Geophys. Res.*, **109**, D08S90, doi:10.1029/2003JD004333.
- Holland, E.A., and M.A. Carroll, 2003: Atmospheric chemistry and the bio-atmospheric carbon and nitrogen cycles. In: *Interactions of the Major Biogeochemical Cycles, Global Change and Human Impacts* [Melillo, J.M., C.B. field, and B. Moldan (eds.)]. SCOPE 61, Island Press, Washington, DC, pp. 273–294.
- Holland, E.A., F.J. Dentener, B.H. Braswell, and J.M. Sulzman, 1999: Contemporary and pre-industrial reactive nitrogen budgets. *Biogeochemistry*, **46**, 7–43.
- Holland, E.A., B.H. Braswell, J. Sulzman, and J.F. Lamarque, 2005a: Nitrogen deposition onto the United States and Western Europe: synthesis of observations and models. *Ecol. Appl.*, **15**, 38–57.
- Holland, E.A., J. Lee-Taylor, C. Nevison, and J. Sulzman, 2005b: Global N Cycle: Fluxes and N₂O mixing ratios originating from human activity. Data set. Available online from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, TN, <http://www.daac.ornl.gov>.
- Holland, E.A., et al., 2005c: U.S. nitrogen science plan focuses collaborative efforts. *Eos*, **86**(27), 253–260.
- Hollinger, D.Y., et al., 1999: Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapour exchange in an ecotonal boreal forest. *Global Change Biol.*, **5**, 891–902.
- Holzer, M., and G.J. Boer, 2001: Simulated changes in atmospheric transport climate. *J. Clim.*, **14**, 4398–4420.
- Hong, J., T. Choi, H. Ishikawa, and J. Kim, 2004: Turbulence structures in the near-neutral surface layer on the Tibetan Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15106, doi:10.1029/2004GL019935.
- Hoppel, W.A., J.W. Fitzgerald, G.M. Frick, and R.E. Larson, 1990: Aerosol size distributions and optical properties found in the marine boundary layer over the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **95**, 3659–3686.
- Horowitz, L.W., et al., 2003: A global simulation of tropospheric ozone and related tracers: description and evaluation of MOZART, version 2. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4784, doi:10.1029/2002JD002853.
- Houghton, R.A., 1999: The annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use 1850–1990. *Tellus*, **51B**, 298–313.
- Houghton, R.A., 2003a: Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850–2000. *Tellus*, **55B**(2), 378–390.
- Houghton, R.A., 2003b: Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? *Global Change Biol.*, **9**, 500–509.
- Houghton, R.A., et al., 2000: Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature*, **403**, 301–304.
- Houweling, S., F. Dentener, and J. Lelieveld, 1998: The impact of nonmethane hydrocarbon compounds on tropospheric photochemistry. *J. Geophys. Res.*, **103**, 10673–10696.
- Houweling, S., F. Dentener, and J. Lelieveld, 2000: Simulation of preindustrial atmospheric methane to constrain the global source strength of natural wetlands. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17243–17255.
- Hoyle, C.R., B.P. Luo, and T. Peter, 2005: The origin of high ice crystal number densities in cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2568–2579.
- Hu, H., 1996: Water vapour and temperature lapse rate feedbacks in the mid-latitude seasonal cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1761–1764.
- Huang, Y., R.E. Dickinson, and W.L. Chameides, 2006: Impact of aerosol indirect effect on climate over East Asia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **103**, 4371–4376.
- Huck, P.E., A.J. McDonald, G.E. Bodeker, and H. Struthers, 2005: Interannual variability in Antarctic ozone depletion controlled by planetary waves and polar temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13819, doi:10.1029/2005GL022943.
- Hudman, R.C., et al., 2004: Ozone production in transpacific Asian pollution plumes and implications for ozone air quality in California. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23S10, doi:10.1029/2004JD004974.
- Hughes, T.P., et al., 2003: Climate change, human impacts, and the resilience of coral reefs. *Science*, **301**, 929–933.
- Hungate, B., et al., 2003: Nitrogen and climate change. *Science*, **302**(5650), 1512–1513.
- Huntingford, C., et al., 2004: Using a GCM analogue model to investigate the potential for Amazonian forest dieback. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**(1–3), 177–185.
- Hurst, D.F., et al., 2006: Continuing global significance of emissions of Montreal Protocol-restricted halocarbons in the USA and Canada. *J. Geophys. Res.*, **111**, D15302,

- doi:10.1029/2005JD006785.
- Hurt, G.C., et al., 2002: Projecting the future of the U.S. carbon sink. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**(3), 1389–1394.
- IFFN, 2003: Russian Federation fire 2002 Special. Part III: The 2002 fire season in the Asian part of the Russian Federation: A view from space. *International Forest fire News (IFFN)*, **28**, 18–28.
- Imhoff, M.L., et al., 2004: Global patterns in human consumption of net primary production. *Nature*, **429**(6994), 870–873.
- IPCC, 2000: *Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Nakićenović, N., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.
- IPCC/TEAP, 2005: *IPCC/TEAP Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons. Prepared by Working Group I and III of the Intergovernmental Panel on Climate Change and the Technology and Economic Assessment Panel* [Metz, B., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 488 pp.
- Irannejad, P., A. Henderson-Sellers, and S. Sharmeen, 2003: Importance of land-surface parameterisation for latent heat simulation in global atmospheric models. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(17), 1904, doi:10.1029/2003GL018044.
- Irie, H., et al., 2005: Evaluation of long-term tropospheric NO₂ data obtained by GOME over East Asia in 1996–2002. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L11810, doi:10.1029/2005GL022770.
- Ishimatsu, A., et al., 2004: Effects of CO₂ on marine fish: larvae and adults. *J. Oceanogr.*, **60**, 731–741.
- Ittekkot, V., 1993: The abiotically driven biological pump in the ocean and short-term fluctuations in atmospheric CO₂ contents. *Global Planet. Change*, **8**(1–2), 17–25.
- Jacob, D.J., 2000: Heterogeneous chemistry and tropospheric ozone. *Atmos. Environ.*, **34**, 2131–2159.
- Jacob, D.J., et al., 1993: Factors regulating ozone over the United States and its export to the global atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, 14817–14826.
- Jacobson, M.Z., 1999: Effects of soil moisture on temperatures, winds, and pollutant concentrations in Los Angeles. *J. Appl. Meteorol.*, **38**(5), 607–616.
- Jacobson, M.Z., 2001: Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols. *J. Geophys. Res.*, **106**, 1551–1568.
- Jacobson, M.Z., 2002: Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD001376.
- Jacobson, M.Z., 2006: Effects of externally-through-internally-mixed soot inclusions within clouds and precipitation on global climate. *J. Phys. Chem. A*, **110**, 6860–6873.
- Jaeglé L., D.J. Jacob, W.H. Brune, and P.O. Wennberg, 2001: Chemistry of HO_x radicals in the upper troposphere. *Atmos. Environ.*, **35**, 469–489.
- Jaeglé L., L. Steinberger, R.V. Martin, and K. Chance, 2005: Global partitioning of NO_x sources using satellite observations: Relative roles of fossil fuel combustion, biomass burning and soil emissions. *Faraday Discuss.*, **130**, 407–423.
- Jaeglé L., et al., 2004: Satellite mapping of rain-induced nitric oxide emissions from soils. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21310, doi:10.1029/2004JD004787.
- Jaenicke, R., 2005: Abundance of cellular material and proteins in the atmosphere. *Science*, **308**(5718), doi:10.1126/science.1106335.
- Jaffe, D., et al., 2004: Long-range transport of Siberian biomass burning emissions and impact on surface ozone in western North America. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16106, doi:10.1029/2004GL020093.
- Jahren, A.H., et al., 2001: Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous. *Geology*, **29**(2), 159–162.
- Jain, A.K., and X. Yang, 2005: Modeling the effects of two different land cover change data sets on the carbon stocks of plants and soils in concert in CO₂ and climate change. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, doi:10.1029/2004GB002349.
- Janssens, I.A., et al., 2003: Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. *Science*, **300**(5625), 1538–1542.
- Jiang, H., et al., 2006: Aerosol effects on the lifetime of shallow cumulus. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2006GL026024.
- Jickells, T.D., et al., 2005: Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, **308**(5718), 67–71.
- Jin, M.L., J.M. Shepherd, and M.D. King, 2005: Urban aerosols and their variations with clouds and rainfall: a case study for New York and Houston. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005081.
- Jin, Y., et al., 2002: How does snow impact the albedo of vegetated land surfaces as analyzed with MODIS data? *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GLO14132.
- Johns, T.C., et al., 2006: The new Hadley Centre climate model HadGEM1: Evaluation of coupled simulations. *J. Clim.*, **19**, 1327–1353.
- Johnson, B.T., 2005: The semidirect aerosol effect: Comparison of a single-column model with large eddy simulation for marine stratocumulus. *J. Clim.*, **18**, 119–130.
- Johnson, B.T., K.P. Shine, and P.M. Forster, 2004: The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1407–1422.
- Johnson, C.E., W.J. Collins, D.S. Stevenson, and R.G. Derwent, 1999: Relative roles of climate and emissions changes on future tropospheric oxidant concentrations. *J. Geophys. Res.*, **104**(D15), 18631–18645.
- Johnson, C.E., D.S. Stevenson, W.J. Collins, and R.G. Derwent, 2001: Role of climate feedback on methane

- and ozone studied with a coupled ocean-atmosphere-chemistry model. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(9), 1723-1726.
- Johnson, C.E., D.S. Stevenson, W.J. Collins, and R.G. Derwent, 2002: Interannual variability in methane growth rate simulated with a coupled ocean-atmosphere-chemistry model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19), 1903, doi:10.1029/2002GL015269.
- Johnson, D.B., 1982: The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 448-460.
- Jones, A., D.L. Roberts, M.J. Woodage, and C. E. Johnson, 2001: Indirect sulphate aerosol forcing in a climate model with an interactive sulphur cycle. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20293-20310.
- Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo, 2004: Observational evidence of African desert dust intensification of easterly waves. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020107.
- Jones, C.D., and P.M. Cox, 2001a: Modelling the volcanic signal in the atmospheric CO₂ record. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**(2), 453-466.
- Jones, C.D., and P.M. Cox, 2001b: Constraints on the temperature sensitivity of global soil respiration from the observed interannual variability in atmospheric CO₂. *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, doi:10.1006/asle.2001.0041.
- Jones, C.D., and P.M. Cox, 2005: On the significance of atmospheric CO₂ growth rate anomalies in 2002-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14816, doi:10.1029/2005GL023027.
- Jones, C.D., M. Collins, P.M. Cox, and S.A. Spall, 2001: The carbon cycle response to ENSO: a coupled climate-carbon cycle model study. *J. Clim.*, **14**, 4113-4129.
- Jones, C.D., et al., 2005: Global climate change and soil carbon stocks: predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil. *Global Change Biol.*, **11**(1), 154-166.
- Jones, P.D., D.E. Parker, T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 2006: Global and hemispheric temperature anomalies--land and marine instrumental records. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN. Kanakidou, M., et al., 2005: Organic aerosol and global climate modelling: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1053-1123.
- Kächer, B., and U. Lohmann, 2002: A parameterization of cirrus cloud formation: homogeneous freezing of supercooled aerosols. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000470.
- Kächer, B., and U. Lohmann, 2003: A parameterization of cirrus cloud formation: heterogeneous freezing. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD003220.
- Kächer, B., and J. Strö, 2003: The roles of dynamical variability and aerosols in cirrus cloud formation. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 823-838.
- Kächer, B., and T. Koop, 2004: The role of organic aerosols in homogeneous ice formation. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 6719-6745.
- Kächer, B., J. Hendricks, and U. Lohmann, 2006: Physically-based parameterization of cirrus cloud formation for use in global atmospheric models. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JD006219.
- Karlsdottir, S., and I.S.A. Isaksen, 2000: Changing methane lifetime: Possible cause for reduced growth. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(1), 93-96.
- Kasibhatla, P., et al., 2002: Top-down estimate of a large source of atmospheric carbon monoxide associated with fuel combustion in Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19), 1900, doi:10.1029/2002GL015581.
- Kasischke, E.S., and L.P. Bruhwiler, 2002: Emissions of carbon dioxide, carbon monoxide, and methane from boreal forest fires in 1998. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8146, doi:10.1029/2001JD000461.
- Kasischke, E.S., N.L. Christensen, and B.J. Stocks, 1995: fire, global warming and the carbon balance of boreal forests. *Ecol. Appl.*, **5**(2), 437-451.
- Kasischke, E.S., et al., 2005: Influences of boreal fire emissions on Northern Hemisphere atmospheric carbon and carbon monoxide. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**(1), GB1012, doi:10.1029/2004GB002300.
- Katz, M.E., D.K. Pak, G.R. Dickens, and K.G. Miller, 1999: The source and fate of massive carbon input during the Latest Paleocene Thermal Maximum. *Science*, **286**, 1531-1533.
- Kaufman, Y.J., and I. Koren, 2006: Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. *Science*, **313**, 655-658, doi:10.1126/science.1126232.
- Kaufman, Y.J., et al., 2005: The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(32), 11207-11212.
- Kawamiya, M., et al., 2005: Development of an integrated Earth system model on the Earth Simulator. *J. Earth Simulator*, **4**, 18-30.
- Keeling, C.D., and T.P. Whorf, 2005: Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN, <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/sio-keel-flUask/sio-keel-fl9ask.html>.
- Keller, M., et al., 2005: Soil-atmosphere exchange for nitrous oxide, nitric oxide, methane, and carbon dioxide in logged and undisturbed forest in the Tapajos National Forest, Brazil. *Earth Interactions*, **9**, 1-28, doi:10.1175/EI125.1.
- Keppler, F., J.T.G. Hamilton, M. Brass, and T. Roeckmann, 2006: Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature*, **439**, 187-191.
- Kerkweg, A., S. Wurzler, T. Reisin, and A. Bott, 2003: On the cloud processing of aerosol particles: An entraining air-parcel model with two-dimensional spectral cloud microphysics and a new formulation of the collection kernel. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**(587),

- 1-18.
- Kettle, A., and M. Andreae, 2000: Flux of the dimethylsulfide from the oceans: A comparison of updated data sets and flux models. *J. Geophys. Res.*, **105**, 26793-26808.
- Key, R.M., et al., 2004: A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(4), GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Khain, A.P., D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 2001: Simulating convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5°C using a spectral microphysics model. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3887-3890.
- Khain, A.P., D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 2005: Aerosol impact on the dynamics and microphysics of convective clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**(611), 2639-2663.
- Khain, A.P., et al., 2004: Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. 1. Model description and possible applications. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2963-2982.
- Khalil, M.A.K., and M.J. Shearer, 2006: Decreasing emissions of methane from rice agriculture. *Int. Congress Ser.*, **1293**, 33-41.
- Kirschbaum, M.U.F., et al., 2006: A comment on the quantitative significance of aerobic methane release by plants. *Funct. Plant Biol.*, **33**, 521-530.
- Kirschvink, J.L., and T.D. Raub, 2003: A methane fuse for the Cambrian explosion: carbon cycles and true polar wander. *Comptes Rendus Geoscience*, **335**, 65-78.
- Klaas, C., and D.E. Archer, 2002: Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: Implications for the rain ratio. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1116, doi:10.1029/2001GB001765.
- Kleffmann, J., et al., 2005: Daytime formation of nitrous acid: a major source of OH radicals in a forest. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05818, doi:10.1029/2005GL022524.
- Kleypas, J.A., J. McManus, and L. Menez, 1999a: Using environmental data to define reef habitat: where do we draw the line? *Am. Zool.*, **39**, 146-159.
- Kleypas, J.A., et al., 1999b: Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science*, **284**, 118-120.
- Kloster, S., et al., 2006: DMS cycle in the marine ocean-atmosphere system - a global model study. *Biogeosciences*, **3**, 29-51.
- Knorr, W., I.C. Prentice, J.I. House, and E.A. Holland, 2005: Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature*, **433**, 298-301.
- Knowlton, K., et al., 2004: Assessing ozone-related health impacts under a changing climate. *Environ. Health Perspect.*, **112**, 1557-1563.
- Koerner, C., 2004: Through enhanced tree dynamics carbon dioxide enrichment may cause tropical forests to lose carbon. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**, 493-498.
- Koerner, C., et al., 2005: Carbon flux and growth in mature deciduous forest trees exposed to elevated CO₂. *Science*, **309**(5739), 1360-1362.
- Koren, I., Y.J. Kaufman, L.A. Remer, and J.V. Martins, 2004: Measurements of the effect of smoke aerosol on inhibition of cloud formation. *Science*, **303**, 1342-1345.
- Koren, I., et al., 2005: Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(14), L14828, doi:10.1029/2005GL023187.
- Koster, R.D., and M.J. Suarez, 2001: Soil moisture memory in climate models. *J. Hydrometeorol.*, **2**(6), 558-570.
- Koster, R.D., and M.J. Suarez, 2004: Suggestions in the observational record of land-atmosphere feedback operating at seasonal time scales. *J. Hydrometeorol.*, **5**(3), doi: 10.1175/1525.
- Koster, R.D., M.J. Suarez, R.W. Higgins, and H.M. Van den Dool, 2003: Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 1241, doi:10.1029/2002GL016571.
- Koster, R.D., et al., 2000: A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. 1. Model structure. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24809-24822.
- Koster, R.D., et al., 2002: Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. *J. Hydrometeorol.*, **3**(3), 363-375.
- Koster, R.D., et al., 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, 1138-1140.
- Koster, R.D., et al., 2006: GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. 1. Overview. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 590-610.
- Krakauer, N.Y., and J.T. Randerson, 2003: Do volcanic eruptions enhance or diminish net primary production? Evidence from tree rings. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(4), 1118, doi:10.1029/2003GB002076.
- Kristjánsson, J.E., 2002: Studies of the aerosol indirect effect from sulphate and black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000887.
- Kristjánsson, J.E., et al., 2005: Response of the climate system to aerosol direct and indirect forcing: Role of cloud feedbacks. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24206, doi:10.1029/2005JD006299.
- Kroeze, C., A. Mosier, and L. Bouwman, 1999: Closing the N₂O budget: A retrospective analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 1-8.
- Kroeze, C., E. Dumont, and S.P. Seitzinger, 2005: New estimates of global emissions of N₂O from rivers and estuaries. *Environ. Sci.*, **2**, 159-165.
- Krüter, O., and H. Grassl, 2004: Albedo reduction by absorbing aerosols over China. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL019111.
- Kulmala, M., et al., 2004: A new feedback mechanism linking forests, aerosols, and climate. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 557-562.
- Kurz, W.A., and M. Apps, 1999: A 70-years retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector. *Ecol. Appl.*, **9**, 526-547.

- Kurz, W.A., M.J. Apps, S.J. Beukema, and T. Lekstrum, 1995: 20th-century carbon budget of Canadian forests. *Tellus*, **47B**(1-2), 170-177.
- Kvenvolden, K.A., and B.W. Rogers, 2005: Gaia's breath - global methane exhalations. *Mar. Petrol. Geol.*, **22**, 579-590.
- Labrador, L.J., R. von Kuhlmann, and M.G. Lawrence, 2004: Strong sensitivity of the global mean OH concentration and the tropospheric oxidizing efficiency to the source of NO_x from lightning. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06102, doi:10.1029/2003GL019229.
- Lalli, C.M., and R.W. Gilmer, 1989: *Pelagic Snails: The Biology of Holoplanktonic Gastropod Mollusks*. Stanford University Press, Palo Alto, CA, 259 pp.
- Lamarque, J.-F., et al., 2005a: Coupled chemistry-climate response to changes in aerosol emissions: global impact on the hydrological cycle and the tropospheric burdens of OH, ozone and NO_x. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16809, doi:10.1029/2005GL023419.
- Lamarque J.-F., et al., 2005b: Assessing future nitrogen deposition and carbon cycle feedback using a multimodel approach: Part 1. Analysis of nitrogen deposition. *J. Geophys. Res.*, **110**, D19303, doi:10.1029/2005JD005825.
- Lamarque, J.-F., et al., 2005c: Tropospheric ozone evolution between 1890 and 1990. *J. Geophys. Res.*, **110**, D08304, doi:10.1029/2004JD005537.
- Langdon, C., et al., 2003: Effect of elevated CO₂ on the community metabolism of an experimental coral reef. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**, 1011, doi:10.1029/2002GB001941.
- Langenbuch, H., and H.O. Pötner, 2003: Energy budget of hepatocytes from Antarctic fish (*Pachycara brachycephalum* and *Lepidonotothen kempfi*) as a function of ambient CO₂: pH-dependent limitations of cellular protein biosynthesis? *J. Exp. Biol.*, **206**, 3895-3903.
- Langenfelds, R.L., et al., 1999: Partitioning of the global fossil CO₂ sink using a 19-year trend in atmospheric O₂. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1897-1900.
- Langenfelds, R.L., et al., 2002: Interannual growth rate variations of atmospheric CO₂ and its ¹³C, H₂, CH₄, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(3), 1048, doi:10.1029/2001GB001466.
- Langner, J., R. Bergstrom, and V. Foltescu, 2005: Impact of climate change on surface ozone and deposition of sulphur and nitrogen in Europe. *Atmos. Environ.*, **39**, 1129-1141.
- Larsen, S.H., 2005: Solar variability, dimethyl sulphide, clouds, and climate. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1014, doi:10.1029/2004GB002333.
- Lassey, K.R., D.C. Lowe, and M.R. Manning, 2000: The trend in atmospheric methane δ¹³C and implications for isotopic constraints on the global methane budget. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 41-49.
- Lathièr, J., et al., 2005: Past and future changes in biogenic volatile organic compound emissions simulated with a global dynamic vegetation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20818, doi:10.1029/2005GL024164.
- Laurance, W.F., et al., 2004: Pervasive alteration of tree communities in undisturbed Amazonian forests. *Nature*, **428**, 171-175.
- Lawrence, D.M., and J.M. Slingo, 2004: An annual cycle of vegetation in a GCM. Part I: implementation and impact on evaporation. *Clim. Dyn.*, **22**, doi:10.1007/s0038200303669.
- Lawrence, D.M., and J.M. Slingo, 2005: Weak land-atmosphere coupling strength in HadAM3: The role of soil moisture variability. *J. Hydrometeorol.*, **6**(5), 670-680, doi:10.1775/JHM445.1.
- Lawrence, M.G., R. von Kuhlmann, M. Salzmann, and P.J. Rasch, 2003: The balance of effects of deep convective mixing on tropospheric ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(18), 1940, doi:10.1029/2003GL017644.
- Laws, E.A., et al., 2000: Temperature effects on export production in the open ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 1231-1246.
- Le Quéé C., et al., 2000: Interannual variability of the oceanic sink of CO₂ from 1979 to 1997. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 1247-1265.
- Le Quéé C., et al., 2003: Two decades of ocean CO₂ sink and variability. *Tellus*, **55B**(2), 649-656.
- Le Quéé C., et al., 2005: Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models. *Global Change Biol.*, **11**, doi:10.1111/j.1365-2486.2005.001004.x.
- Leck, C., and E.K. Bigg, 2005a: Biogenic particles in the surface microlayer and overlying atmosphere in the central Arctic Ocean during summer. *Tellus*, **57B**(4), 305-316.
- Leck, C., and E.K. Bigg, 2005b: Source and evolution of the marine aerosol - A new perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19803, doi:10.1029/2005GL023651.
- Lee, K., et al., 1998: Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **396**, 155-159.
- Lefère, N., et al., 1999: Assessing the seasonality of the oceanic sink for CO₂ in the northern hemisphere. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **13**, 273-286.
- Lelieveld, J., and F.J. Dentener, 2000: What controls tropospheric ozone? *J. Geophys. Res.*, **105**, 3531-3551.
- Lelieveld, J., W. Peters, F.J. Dentener, and M.C. Krol, 2002a: Stability of tropospheric hydroxyl chemistry. *J. Geophys. Res.*, **107**(D23), 4715, doi:10.1029/2002JD002272.
- Lelieveld, J., et al., 2002b: Global air pollution crossroads over the Mediterranean. *Science*, **298**, 794-799.
- Leue, C., et al., 2001: Quantitative analysis of NO_x emissions from GOME satellite image sequences. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5493-5505.
- Levin, Z., E. Ganor, and V. Gladstein, 1996: The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 1511-1523.
- Levis, S., and G.B. Bonan, 2004: Simulating springtime

- temperature patterns in the community atmosphere model coupled to the community land model using prognostic leaf area. *J. Clim.*, **17**, 4531-4540.
- Levis, S., G.B. Bonan, and C. Bonfili, 2004: Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model. *Clim. Dyn.*, **23**, doi:10.1007/s00382-004-0477-y.
- Lewis, E.R., and S.E. Schwartz, 2005: *Sea Salt Aerosol Production: Mechanisms, Methods, Measurements, and Models: A Critical Review*. Geophysical Monograph Vol. 152, American Geophysical Union, Washington, DC, 413 pp.
- Lewis, S.L., Y. Malhi, and O.L. Phillips, 2005: fingerprinting the impacts of global change on tropical forests. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**, doi:10.1098/rstb.2003.1432.
- Li, C., et al., 2002: Reduced methane emissions from large-scale changes in water management of China's rice paddies during 1980-2000. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10.1029/2002GL015370.
- Li, Q., et al., 2005: North American pollution outflow and the trapping of convectively lifted pollution by upper-level anticyclone. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10301, doi:10.1029/2004JD005039.
- Li, W., and R. Fu, 2004: Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF re-analysis. *J. Clim.*, **17**, 2637-2651.
- Liang X., Z. Xie, and M. Huang, 2003: A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8613, doi:10.1029/2002JD003090.
- Liao, H., and J.H. Seinfeld, 2005: Global impacts of gas-phase chemistry-aerosol interactions on direct radiative forcing by anthropogenic aerosols and ozone. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18208, doi:10.1029/2005JD005907.
- Liebmann, B., and J.A. Marengo, 2001: Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. *J. Clim.*, **14**(22), 4308-4318.
- Liepert, B.G., and I. Tegen, 2002: Multidecadal solar radiation trends in the United States and Germany and direct tropospheric aerosol forcing. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000760.
- Liepert, B.G., J. Feichter, U. Lohmann, and E. Roeckner, 2004: Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06207, doi:10.1029/2003GL019060.
- Lin, C.-Y.C., D.J. Jacob, and A.M. Fiore, 2001: Trends in exceedances of the ozone air quality standard in the continental United States, 1980-1998. *Atmos. Environ.*, **35**, 3217-3228.
- Lin, G.H., et al., 1999: Ecosystem carbon exchange in two terrestrial ecosystem mesocosms under changing atmospheric CO₂ concentrations. *Oecologia*, **119**(1), 97-108.
- Lintner, B.R., 2002: Characterizing global CO₂ interannual variability with empirical orthogonal function/principal component (EOF/PC) analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19), 1921, doi:10.1029/2001GL014419.
- Liu, X., and J.E. Penner, 2005: Ice nucleation parameterization for a global model. *Meteorol. Z.*, **14**(4), 499-514.
- Liu, Y., and P.H. Daum, 2002: Indirect warming effect from dispersion forcing. *Nature*, **419**, 580-581.
- Loh, A.N., J.E. Bauer, and E.R.M. Druffel, 2004: Variable ageing and storage of dissolved organic components in the open ocean. *Nature*, **430**, 877-881.
- Lohmann, U., 2002: A glaciation indirect aerosol effect caused by soot aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014357.
- Lohmann, U., and J. Feichter, 2001: Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale? *Geophys. Res. Lett.*, **28**(1), 159-161, doi:10.1029/2000GL012051.
- Lohmann, U., and B. Kähler, 2002: first interactive simulations of cirrus clouds formed by homogeneous freezing in the ECHAM GCM. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000767.
- Lohmann, U., and G. Lesins, 2002: Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. *Science*, **298**, 1012-1016.
- Lohmann, U., and J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 715-737.
- Lohmann, U., and K. Diehl, 2006: Sensitivity studies of the importance of dust ice nuclei for the indirect aerosol effect on stratiform mixed-phase clouds. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1338-1347.
- Lohmann, U., I. Koren, and Y.J. Kaufman, 2006: Disentangling the role of microphysical and dynamical effects in determining cloud properties over the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09802, doi:10.1029/2005GL024625.
- Lovins, A.B., 2003: Hydrogen primer. *RMI Solutions Newsletter*, **19**(2), 1-4; 36-39.
- Lucht, W., et al., 2002: Climatic control of the high-latitude vegetation greening trend and Pinatubo effect. *Science*, **296**(5573), 1687-1689.
- Luo, Y., S.Q. Wan, D.F. Hui, and L.L. Wallace, 2001: Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature*, **413**, 622-625.
- Luo, Y., et al., 2004: Progressive nitrogen limitation of ecosystem responses to rising atmospheric carbon dioxide. *Bioscience*, **54**, 731-739.
- Mack, F., J. Hoffstadt, G. Esser, and J.G. Goldammer, 1996: Modeling the influence of vegetation fires on the global carbon cycle. In: *Biomass Burning and Global Change* [Levine, J.S. (ed)]. MIT Press, Cambridge, MA, pp. 149-159.
- Mahaffey, C., A.F. Michaels, and D.G. Capone, 2005: The conundrum of marine N₂ fixation. *Am. J. Sci.*, **305**(6-8): 546-595.
- Mahowald, N.M., and L.M. Kiehl, 2003: Mineral aerosol and cloud interactions. *Geophys. Res. Lett.*, **30**,

- doi:10.1029/2002GL016762.
- Mahowald, N.M., and C. Luo, 2003: A less dusty future? *Geophys. Res. Lett.*, **30**(7), 1903, doi:10.1029/2003GL017880.
- Mahowald, N.M., G.D.R. Rivera, and C. Luo, 2004: Comment on “Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission” by I. Tegen et al. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(24), L24105, doi:10.1029/2004GL021272.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz, and A. Winguth, 1996: Future ocean uptake of CO₂: interaction between ocean circulation and biology. *Clim. Dyn.*, **12**, 711–721.
- Malhi, Y., and J. Grace, 2000: Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. *Trends Ecol. Evol.*, **15**(8), 332–337.
- Malhi, Y., and O.L. Phillips, 2004: Tropical forests and global atmospheric change: a synthesis. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**, doi:10.1098/rstb.2003.1449.
- Malhi, Y., and J. Wright, 2004: Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B*, **359**, doi:10.1098/rstb.2003.1433.
- Malhi, Y., et al., 2002: An international network to understand the biomass and dynamics of Amazonian forests (RAINFOR). *J. Veg. Sci.*, **13**, 439–450.
- Manning, A.C., and R.F. Keeling, 2006: Global oceanic and land biotic carbon sinks from the Scripps atmospheric oxygen flask sampling network. *Tellus*, **58B**(2), 95–116.
- Marani, M., E. Eltahir, and A. Rinaldo, 2001: Geomorphic controls on regional base flow. *Water Resour. Res.*, **37**, 2619–2630.
- Marengo, J., and C.A. Nobre, 2001: The hydroclimatological framework in Amazonia. In: *Biogeochemistry of the Amazon Basin* [McClaine, M., R. Victoria, and J. Richey (eds.)]. Oxford University Press, Oxford, UK, pp. 17–42.
- Marland, G., T.A. Boden, and R.J. Andres, 2006: Global, regional, and national CO₂ emissions. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN, http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/emis/tre_glob.htm.
- Martin, R.V., et al., 2002: Interpretation of TOMS observations of tropical tropospheric ozone with a global model and in-situ observations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D18), 4351, doi:10.1029/2001JD001480.
- Martin, R.V., et al., 2003a: Global inventory of nitrogen oxide emissions constrained by space-based observations of NO₂ columns. *J. Geophys. Res.*, **108**(D17), 4537, doi:10.1029/2003JD003453.
- Martin, R.V., et al., 2003b: Global and regional decreases in tropospheric oxidants from photochemical effects of aerosols. *J. Geophys. Res.*, **108**(D3), 4097, doi:10.1029/2002JD002622.
- Martinerie, P., G.P. Brasseur, and C. Granier, 1995: The chemical composition of ancient atmospheres: a model study constrained by ice core data. *J. Geophys. Res.*, **100**, 14291–14304.
- Matsumi, Y., et al., 2002: Quantum yields for production of O(1D) in the ultraviolet photolysis of ozone: Recommendation based on evaluation of laboratory data. *J. Geophys. Res.*, **104**(D3), doi:10.1029/2001JD000510.
- Matthews, H.D., M. Eby, A.J. Weaver, and B.J. Hawkins, 2005: Primary productivity control of simulated carbon cycle–climate feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14708, doi:10.1029/2005GL022941.
- Matthews, R., and R. Wassmann, 2003: Modelling the impacts of climate change and methane emission reductions on rice production: a review. *Eur. J. Agron.*, **19**, 573–598.
- Maynard, K., and J.-F. Royer, 2004: Sensitivity of a general circulation model to land surface parameters in African tropical deforestation experiments. *Clim. Dyn.*, **22**, doi:10.1007/s0038200403989.
- McCabe, G.J., M.P. Clark, and M.C. Serreze, 2001: Trends in northern hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *J. Clim.*, **14**, 2763–2768.
- McFiggans, G., 2005: Marine aerosols and iodine emissions. *Nature*, **433**, E13.
- McFiggans, G., et al., 2004: Direct evidence for coastal iodine particles from Laminaria macroalgae – linkage to emissions of molecular iodine. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 701–713.
- McGuire, A.D. III, et al., 2001: Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: Analyses of CO₂, climate and land use effects with four process-based ecosystem models. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 183–206.
- McKenzie, R.L., B.J. Connor, and G.E. Bodeker, 1999: Increased summertime UV observed in New Zealand in response to ozone loss. *Science*, **285**, 1709–1711.
- McKinley, G.A., M.J. Follows, and J. Marshall, 2004a: Mechanisms of air–sea CO₂ flux variability in the equatorial Pacific and the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB2011, doi:10.1029/2003GB002179.
- McKinley, G.A., et al., 2004b: Pacific dominance to global air–sea CO₂ flux variability: A novel atmospheric inversion agrees with ocean models. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22308, doi:10.1029/2004GL021069.
- McLinden, C., et al., 2000: Stratospheric ozone in 3–D models: a simple chemistry and the cross-tropopause flux. *J. Geophys. Res.*, **105**, 14653–14665.
- McNeil, B.I., et al., 2003: Anthropogenic CO₂ uptake by the ocean based on the global chlorofluorocarbon data set. *Science*, **299**(5604), 235–239.
- Melillo, J.M., et al., 1995: Vegetation/ecosystem modeling and analysis project: Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO₂ doubling. *Global Biogeochem. Cycles*, **9**, 407–437.
- Melillo, J.M., et al., 2002: Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science*, **298**, 2173–2176.
- Menon, S., and A. Del Genio, 2007: Evaluating the impacts of carbonaceous aerosols on clouds and climate. In: *An Interdisciplinary Assessment: Human-Induced Climate*

- Change* [Schlesinger, M., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, in press.
- Menon, S., and L. Rotstayn, 2006: The radiative influence of aerosol effects on liquid-phase cumulus and stratiform clouds based on sensitivity studies with two climate models. *Clim. Dyn.*, **27**, 345–356.
- Menon, S., A.D. Del Genio, D. Koch, and G. Tselioudis, 2002a: GCM Simulations of the aerosol indirect effect: sensitivity to cloud parameterization and aerosol burden. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 692–713.
- Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, 2002b: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, **297**, 2250–2252.
- Menon, S., et al., 2003: Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2003JD003902.
- Mickley, L.J., D.J. Jacob, and D. Rind, 2001: Uncertainty in preindustrial abundance of tropospheric ozone: implications for radiative forcing calculations. *J. Geophys. Res.*, **106**, 3389–3399.
- Mickley, L.J., D.J. Jacob, B.D. field, and D. Rind, 2004: Effects of future climate change on regional air pollution episodes in the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1862, doi:10.1029/2003GL017933.
- Mickley, L.J., et al., 1999: Radiative forcing from tropospheric ozone calculated with a unified chemistry-climate model. *J. Geophys. Res.*, **104**(D23), 30153–30172.
- Mikaloff Fletcher, S.E., et al., 2004a: CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios: 1. Inverse modeling of source processes. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB4004, doi:10.1029/2004GB002223.
- Mikaloff Fletcher, S.E., et al., 2004b: CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios: 2. Inverse modeling of CH₄ fluxes from geographical regions. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, doi:10.1029/2004GB002224.
- Mikaloff Fletcher, S.E., et al., 2006: Inverse estimates of anthropogenic CO₂ uptake, transport, and storage by the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, doi:10.1029/2005GB002530.
- Miller, R.L., J. Perlwitz, and I. Tegen, 2004a: Feedback upon dust emission by dust radiative forcing through the planetary boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24209, doi:10.1029/2004JD004912.
- Miller, R.L., I. Tegen, and J. Perlwitz, 2004b: Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04203, doi:10.1029/2003JD004085.
- Millero, F.J., et al., 2002: Dissociation constants for carbonic acid determined from fiU eld measurements. *Deep-Sea Res. I*, **49**, 1705–1723.
- Milly, P.C.D., and A.B. Schmakin, 2002: Global modeling of land water and energy balances, Part I: The Land Dynamics (LaD) model. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 301–310.
- Ming, Y., et al., 2005: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory general circulation model investigation of the indirect radiative effects of anthropogenic sulfate aerosol. *J. Geophys. Res.*, **110**, D22206, doi:10.1029/2005JD006161.
- Montzka, S.A., et al., 1999: Present and future trends in the atmospheric burden of ozone depleting halogens. *Nature*, **398**, 690–694.
- Montzka, S.A., et al., 2003: A decline in tropospheric bromine. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1826, doi:10.1029/2003GL017745.
- Mosier, A., et al., 1998: Closing the global N₂O budget: N₂O emissions through the agricultural nitrogen cycle—OECD/IPCC/IEA phase II development of IPCC guidelines for national greenhouse gas inventory methodology. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **52**, 225–248.
- Mouillot, F., and C.B. field, 2005: fire history and the global carbon budget: a 1° × 1° fire history reconstruction for the 20th century. *Global Change Biol.*, **11**, 398–420.
- Müller, J., and G. Brasseur, 1999: Sources of upper tropospheric HO_x: A three-dimensional study. *J. Geophys. Res.*, **104**(D1), 1705–1716.
- Myhre, G., M.M. Kvalevag, and C.B. Schaaf, 2005: Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21410, doi: 10.1029/ 2005GLO24004.
- Nabuurs, G.J., et al., 2003: Temporal evolution of the European forest sector carbon sink from 1950 to 1999. *Global Change Biol.*, **9**, 152–160.
- Nadelhoffer, K., et al., 2004: Decadal-scale fates of N-15 tracers added to oak and pine stands under ambient and elevated N inputs at the Harvard Forest (USA). *For. Ecol. Manage.*, **196**, 89–107.
- Naja, M., H. Akimoto, and J. Staehelin, 2003: Ozone in background and photochemically aged air over central Europe: analysis of long-term ozonesonde data from Hohenpeissenberg and Payerne. *J. Geophys. Res.*, **108**(D2), 4063, doi:10.1029/2002JD002477.
- Naqvi, S.W.A., et al., 2000: Increased marine production of N₂O due to intensifying anoxia on the Indian continental shelf. *Nature*, **408**(6810), 346–349.
- Negri, A.J., R.F. Adler, L.M. Xu, and J. Surratt, 2004: The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall. *J. Clim.*, **17**(6), 1306–1319.
- Neill, C., et al., 2005: Rates and controls of nitrous oxide and nitric oxide emissions following conversion of forest to pasture in Rondônia. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **71**, 1–15.
- Nemani, R., et al., 2002: Recent trends in hydrologic balance have enhanced the terrestrial carbon sink in the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), 1468, doi:10.1029/2002GL014867.
- Nemani, R.R., et al., 2003: Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, **300**, 1560–1563.
- Nepstad, D., et al., 2004: Amazon drought and its

- implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. *Global Change Biol.*, **10**(5), 704–717.
- Nesbitt, S.W., R.Y. Zhang, and R.E. Orville, 2000: Seasonal and global NO_x production by lightning estimated from the Optical Transient Detector (OTD). *Tellus*, **52B**, 1206–1215.
- Nevison, C.D., J.H. Butler, and J.W. Elkins, 2003: Global distribution of N₂O and the N₂O/AOU yield in the subsurface ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(4), 1119, doi:10.1029/2003GB002068.
- Nevison, C.D., T. Lueker, and R.F. Weiss, 2004: Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB1018, doi:10.1029/2003GB002110.
- Newchurch, M.J., et al., 2003: Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: first stage of ozone recovery. *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 4507, doi:10.1029/2003jd003471.
- Newman, P.A., S.R. Kawa, and E.R. Nash, 2004: On the size of the Antarctic ozone hole. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21104, doi:10.1029/2004GL020596.
- Newman, P.A., et al., 2006: When will the Antarctic ozone hole recover? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L12814, doi:10.1029/2005GL025232.
- Nightingale, P.D., et al., 2000: In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterisations using novel conservative and volatile tracers. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**(1), 373–387.
- Nilsson, S., et al., 2003: The missing “missing sink”. *Forestry Chronicle*, **79**(6), 1071–1074.
- Niu, G.-Y., and Z.-L. Yang, 2004: Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23111, doi:10.1029/2004JD004884.
- Niyogi, D., et al., 2004: Direct observations of the effects of aerosol loading on net ecosystem CO₂ exchanges over different landscapes. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20506, doi:10.1029/2004GL020915.
- Nober, F.J., H.-F. Graf, and D. Rosenfeld, 2003: Sensitivity of the global circulation to the suppression of precipitation by anthropogenic aerosols. *Global Planet. Change*, **37**, 57–80.
- Norby, R.J., and C.M. Iversen, 2006: Nitrogen uptake, distribution, turnover, and efficiency of use in a CO₂-enriched sweetgum forest. *Ecology*, **87**, 5–14.
- Norton, W.A., 2003: Sensitivity of northern hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), doi:10.1029/2003GL016958.
- Novelli, P.C., et al., 1999: Molecular hydrogen in the troposphere: global distribution and budget. *J. Geophys. Res.*, **104**(D23), 30427–30444.
- Nowak, R.S., D.S. Ellsworth, and S.D. Smith, 2004: Functional responses of plants to elevated atmospheric CO₂ – do photosynthetic and productivity data from FACE experiments support early predictions? *New Phytol.*, **162**, 253–280.
- NRC (National Research Council), 1991: *Rethinking the Ozone Problem in Urban and Regional Air Pollution*. National Academy Press, Washington, DC, 524 pp.
- Obata, A., and Y. Kitamura, 2003: Interannual variability of the sea-air exchange of CO₂ from 1961 to 1998 simulated with a global ocean circulation-biogeochemistry model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3337, doi:10.1029/2001JC001088.
- O’Dowd, C.D., 2002: On the spatial extent and evolution of coastal aerosol plumes. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 8105, doi:10.1029/2001JD000422.
- O’Dowd, C.D., J.A. Lowe, and M.H. Smith, 1999: Coupling sea-salt and sulphate interactions and its impact on cloud droplet concentration predictions. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1311–1314.
- O’Dowd, C.D., et al., 2002a: Coastal new particle formation: Environmental conditions and aerosol physicochemical characteristics during nucleation bursts. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 8107, doi:10.1029/2000JD000206.
- O’Dowd, C.D., et al., 2002b: A dedicated study of New Particle Formation and Fate in the Coastal Environment (PARFORCE): Overview of objectives and achievements. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 8108, doi:10.1029/2001JD000555.
- O’Dowd, C.D., et al., 2004: Biogenically driven organic contribution to marine aerosols. *Nature*, **431**, 676–680.
- Oechel, W.C., et al., 2000: Acclimation of ecosystem CO₂ exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. *Nature*, **406**, 978–981.
- Ogawa, K., and T. Schmugge, 2004: Mapping surface broadband emissivity of the Sahara desert using ASTER and MODIS data. *Earth Interactions*, **8**(7), 1–14.
- Ogle, S.M., M.D. Eve, F.J. Breidt, and K. Paustian, 2003: Uncertainty in estimating land use and management impacts on soil organic carbon storage for US agroecosystems between 1982 and 1997. *Global Change Biol.*, **9**, 1521–1542.
- Oglesby, R.J., et al., 2002: Thresholds in atmosphere-soil moisture interactions: results from climate model studies. *J. Geophys. Res.*, **107**(14), doi:10.1029/2001JD001045.
- Okin, G.S., N. Mahowald, O.A. Chadwick, and P. Artaxo, 2004: Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB2005, doi:10.1029/2003GB002145.
- Oleson, K.W., G.B. Bonan, S. Levis, and M. Vertenstein, 2004: Effects of land use change on North American climate: impact of surface datasets and model biogeophysics. *Clim. Dyn.*, **23**, 117–132, doi:10.1007/s00382-004-0426-9.
- Oleson, K.W., et al., 2003: Assessment of global climate model land surface albedo using MODIS data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(8), 1443, doi:10.1029/2002GL016749.
- Olivié D.J.L., P.F.J. van Velthoven, A.C.M. Beliaars, and H.M. Kelder, 2004: Comparison between archived and off-line diagnosed convective mass fluxes in the chemistry transport model TM3. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11303, doi:10.1029/2003JD004036.
- Olivier, J.G.J., A.F. Bouwman, K.W. Van Der Hoek, and

- J.J.M. Berdowski, 1998: Global air emission inventories for anthropogenic sources of NO_x, NH₃ and N₂O in 1990. *Environ. Pollut.*, **102**(1, S1), 135-148.
- Olivier, J.G.J., et al., 2005: Recent trends in global greenhouse emissions: regional trends 1970-2000 and spatial distribution of key sources in 2000. *Environ. Sci.*, **2**, 81-99.
- Ollinger, S.V., and J.D. Aber, 2002: The interactive effects of land use, carbon dioxide, ozone, and N deposition. *Global Change Biol.*, **8**, 545-562.
- Olsen, S.C., C.A. McLinden, and M.J. Prather, 2001: Stratospheric N₂O/N₂O_y system: testing uncertainties in a three-dimensional framework. *J. Geophys. Res.*, **106**, 28771-28784.
- Ordóñez, C., et al., 2005: Changes of daily surface ozone maxima in Switzerland in all seasons from 1992 to 2002 and discussion of summer 2003. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1187-1203.
- Oren, R., et al., 2001: Soil fertility limits carbon sequestration by forest ecosystems in a CO₂-enriched atmosphere. *Nature*, **411**(6836), 469-472.
- Orr, J.C., et al., 2001: Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**(1), 43-60, doi:10.1029/1999GB001256.
- Orr, J.C., et al., 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, **437**(7059), 681-686.
- Osborne, T.M., et al., 2004: Influence of vegetation on the local climate and hydrology in the tropics: sensitivity to soil parameters. *Clim. Dyn.*, **23**, 45-61.
- Oyama, M.D., and C.A. Nobre, 2004: Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: a GCM simulation study. *J. Clim.*, **17**(16), 3203-3213.
- Pacala, S.W., et al., 2001: Consistent land- and atmosphere-based US carbon sink estimates. *Science*, **292**, 2316-2320.
- Paeth, H., and J. Feichter, 2006: Greenhouse-gas versus aerosol forcing and African climate response. *Clim. Dyn.*, **26**(1), 35-54.
- Page, S., et al., 2002: The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. *Nature*, **320**, 61-65.
- Pahlow, M., and U. Riebesell, 2000, Temporal trends in deep ocean Redfield ratios. *Science*, **287**, 831-833.
- Palmer, P.I., et al., 2003a: Inverting for emissions of carbon monoxide from Asia using aircraft observations over the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **108**(D21), 8828, doi:10.1029/2003JD003397.
- Palmer, P.I., et al., 2003b: Mapping isoprene emissions over North America using formaldehyde column observations from space. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4180, doi:10.1029/2002JD002153.
- Park, R.J., et al., 2004: Global simulation of tropospheric ozone using the University of Maryland Chemical Transport Model (UMD-CTM): 1. Model description and evaluation. *J. Geophys. Res.*, **109**, D09301, doi:10.1029/2003JD004266.
- Patra, P.K., et al., 2005: Role of biomass burning and climate anomalies for land-atmosphere carbon fluxes based on inverse modeling of atmospheric CO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB3005, doi:10.1029/2004GB002258.
- Paull, C.K., et al., 2003: An experiment demonstrating that marine slumping is a mechanism to transfer methane from seafloor gas-hydrate deposits into the upper ocean and atmosphere. *Geo.-Marine Lett.*, **22**, 198-203.
- Peng, Y., and U. Lohmann, 2003: Sensitivity study of the spectral dispersion of the cloud droplet size distribution on the indirect aerosol effect. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(10), 1507, doi:10.1029/2003GL017192.
- Peng, Y., et al., 2002: The cloud albedo-cloud droplet effective radius relationship for clean and polluted clouds from ACE and FIRE. *J. Geophys. Res.*, **107**(D11), doi:10.1029/2002JD000281.
- Penner, J., et al., 2001: Aerosols, their direct and indirect effects. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 289-348.
- Penner, J.E., S.Y. Zhang, and C.C. Chuang, 2003: Soot and smoke aerosol may not warm climate. *J. Geophys. Res.*, **108**(21), 4657, doi:10.1029/2003JD003409.
- Penner, J.E., et al., 2006: Model intercomparison of indirect aerosol effects. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 1579-1617.
- Perlwitz, J., I. Tegen, and R.L. Miller, 2001: Interactive soil dust aerosol model in the GISS GCM 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aerosols. *J. Geophys. Res.*, **106**(D16), doi:10.1029/2000JD900668.
- Perry, K.D., S.S. Cliff, and M.P. Jimenez-Cruz, 2004: Evidence for hygroscopic mineral dust particles from the Intercontinental Transport and Chemical Transformation Experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23S28, doi:10.1029/2004JD004979.
- Petit, J., et al., 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- Péron, G., et al., 2004: Monthly CO surface sources inventory based on the 2000-2001 MOPITT data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21107, doi:10.1029/2004GL020560.
- Peylin, P., et al., 2005: Multiple constraints on regional CO₂ flux variations over land and oceans. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1011, doi:10.1029/2003GB002214.
- Phillips, O.L., et al., 1998: Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, **282**(5388), 439-442.
- Phillips, V.T.J., T.W. Chouarton, A.M. Blyth, and J. Latham, 2002: The influence of aerosol concentrations on the glaciation and precipitation of a cumulus cloud. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**(581), 951-971.

- Pickering, K.E., et al., 2001: Trace gas transport and scavenging in PEM-Tropics B South Pacific convergence zone convection. *J. Geophys. Res.*, **106**(D23), doi:10.1029/2001JD000328.
- Pielke, R.A. Sr., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.*, **39**(2), 151-177.
- Pielke, R.A. Sr., and T. Matsui, 2005: Should light wind and windy nights have the same temperature trends at individual levels even if the boundary layer averaged heat content change is the same? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21813, doi:10.1029/2005GL024407.
- Pinto, J.P., and M.A.K. Khalil, 1991: The stability of tropospheric OH during ice ages, inter-glacial epochs and modern times. *Tellus*, **43B**, 347-352.
- Pinty, B., et al., 2006: Simplifying the interaction of land surfaces with radiation for relating remote sensing products to climate models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D02116, doi:10.1029/2005JD005952.
- Pitman, A.J., B.J. McAvaney, N. Bagnound, and B. Chemint, 2004: Are inter-model differences in AMIP-II near surface air temperature means and extremes explained by land surface energy balance complexity. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05205, doi:10.1029/2003GL019233.
- Platnick, S., et al., 2000: The role of background cloud microphysics in the radiative formation of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2607-2624.
- Platt, U., W. Allan, and D. Lowe, 2004: Hemispheric average Cl atom concentration from $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios in atmospheric methane. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2393-2399.
- Plattner, G.-K., F. Joos, T.F. Stocker, and O. Marchal, 2001: Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming. *Tellus*, **53B**, 564-592.
- Polvani, L.M. and P.J. Kushner, 2002: Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014284.
- Prather, M.J., 2002: Lifetimes of atmospheric species: integrating environmental impacts. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(22), 2063, doi:10.1029/2002GL016299
- Prather, M.J., et al., 2001: Atmospheric chemistry and greenhouse gases. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 239-287.
- Prentice, I.C., et al., 2001: The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 99-181.
- Price, C., and D. Rind, 1994a: Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies. *J. Geophys. Res.*, **99**(D5), doi:10.1029/94JD00019.
- Price, C., and D. Rind, 1994b: The impact of a $2\times\text{CO}_2$ climate on lightning-caused fires. *J. Clim.*, **7**, 1484-1494.
- Price, C., J. Penner, and M. Prather, 1997: NO_x from lightning 1. Global distribution based on lightning physics. *J. Geophys. Res.*, **102**(D5), doi:10.1029/96JD03504.
- Prinn, R.G., et al., 1990: Atmospheric emissions and trends of nitrous-oxide deduced from 10 years of ALE-gauge data. *J. Geophys. Res.*, **95**(D11), 18369-18385.
- Prinn, R.G., et al., 2001: Evidence for substantial variations of atmospheric hydroxyl radicals in the past two decades. *Science*, **292**(5523), 1882-1888.
- Prinn, R.G., et al., 2005: Evidence for variability of atmospheric hydroxyl radicals over the past quarter century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07809, doi:10.1029/2004GL022228.
- Prospero, J.M., and P.J. Lamb, 2003: African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications. *Science*, **302**, 1024-1027.
- Prospero, J.M., et al., 2002: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.*, **40**, doi:10.1029/2000RG000095.
- Qian, Y., and F. Giorgi, 2000: Regional climatic effects of anthropogenic aerosols? The case of Southwestern China. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(21), doi:10.1029/2000GL011942.
- Quaas, J., O. Boucher, and F.-M. Brén, 2004: Aerosol indirect effects in POLDER satellite data and the Laboratoire de Mééorologie Dynamique-Zoom (LMDZ) general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004317.
- Quaas, J., O. Boucher, and U. Lohmann, 2006: Constraining the total aerosol indirect effect in the LMDZ and ECHAM4 GCMs using MODIS satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 947-955.
- Quay, P., et al., 2003: Changes in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in the ocean as a tracer of anthropogenic CO₂ uptake. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(1), 1004, doi:10.1029/2001GB001817.
- Quesada, C.A., et al., 2004: Seasonal and depth variation of soil moisture in a burned open savanna (campo sujo) in central Brazil. *Ecol. Appl.*, **14**, S33-41.
- Raich, J., and W. Schlesinger, 1992: The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, **44B**, 81-99.
- Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2123.
- Ramanathan, V., et al., 2005: Atmospheric brown clouds: impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 5326-5333.

- Ramankutty, N., and J.A. Foley, 1999: Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 997-1028.
- Randel, W.J., et al., 2004: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2133-2148.
- Randel, W.J., et al., 2006: Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12312, doi:10.1029/2005JD006744.
- Randerson, J.T., et al., 2002a: Net ecosystem production: A comprehensive measure of net carbon accumulation by ecosystems. *Ecol. Appl.*, **12**(4), 937-947.
- Randerson, J.T., et al., 2002b: Seasonal and latitudinal variability of troposphere $\Delta^{14}\text{CO}_2$: Post bomb contributions from fossil fuels, oceans, the stratosphere, and the terrestrial biosphere. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1112, doi:10.1029/2002GB001876.
- Randerson, J.T., et al., 2002c: A possible global covariance between terrestrial gross primary production and ^{13}C discrimination: Consequences for the atmospheric ^{13}C budget and its response to ENSO. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1136, doi:10.1029/2001GB001845.
- Randerson, J.T., et al., 2002d: Carbon isotope discrimination of arctic and boreal biomes inferred from remote atmospheric measurements and a biosphere-atmosphere model. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(3), doi:10.1029/2001GB001435.
- Randerson, J.T., et al., 2005: fire emissions from C-3 and C-4 vegetation and their influence on interannual variability of atmospheric CO_2 and $\Delta^{13}\text{CO}_2$. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**(2), GB2019, doi:10.1029/2004GB002366.
- Raymond, P.A., and J.J. Cole, 2003: Increase in the export of alkalinity from North America's largest river. *Science*, **301**, 88-91.
- Rayner, P.J., I.G. Enting, R.J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2 , $\delta^{13}\text{C}$ and O_2/N_2 observations. *Tellus*, **51B**(2), 213-232.
- Rayner, P.J., et al., 2005: Two decades of terrestrial carbon fluxes from a Carbon Cycle Data Assimilation System (CCDAS). *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, doi:10.1029/2004GB002254.
- Reale, O., and P. Dirmeyer, 2002: Modeling the effect of land surface evaporation variability on precipitation variability. I: General response. *J. Hydrometeorol.*, **3**(4), 433-450.
- Reale, O., P. Dirmeyer, and A. Schlosser, 2002: Modeling the effect of land surface evaporation variability on precipitation variability. II: Time- and space-scale structure. *J. Hydrometeorol.*, **3**(4), 451-466.
- Reich, P.B., et al., 2006: Nitrogen limitation constrains sustainability of ecosystem response to CO_2 . *Nature*, **440**, 922-925, doi:10.1038/nature04486.
- Reinsel, G.C., et al., 2005: Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions. *J. Geophys. Res.*, **110**, D16306, doi:10.1029/2004JD004662.
- Ren, X., et al., 2003: OH and HO₂ chemistry in the urban atmosphere of New York City. *Atmos. Environ.*, **37**, 3639-3651.
- Revelle, R., and H.E. Suess, 1957: Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO_2 during past decades. *Tellus*, **9**, 18-27.
- Rice, A.H., et al., 2004: Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian Forest. *Ecol. Appl.*, **14**(4), S55-S71.
- Richey, J.E., 2004: Pathways of atmospheric CO_2 through fluvial systems. In: *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World* [field, C., and M. Raupach (eds)]. SCOPE 62, Island Press, Washington, DC, pp. 329-340.
- Richter, A., and J.P. Burrows, 2002: Tropospheric NO_2 from GOME measurements. *Adv. Space Res.*, **29**, 1673-1683.
- Richter, A., et al., 2004: Satellite measurements of NO_2 from international shipping emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020822.
- Richter, A., et al., 2005: Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space. *Nature*, **437**, 129-132.
- Ridgwell, A.J., S.J. Marshall, and K. Gregson, 1999: Consumption of atmospheric methane by soils: A process-based model. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 59-70.
- Riebesell, U., D.A. Wolf-Gladrow, and V. Smetacek, 1993: Carbon dioxide limitation of marine phytoplankton growth rates. *Nature*, **361**, 249-251. Riebesell, U., et al., 2000: Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2 . *Nature*, **407**, 364-367.
- Rind, D., J. Lerner, and C. McLinden, 2001: Changes of tracer distribution in the doubled CO_2 climate. *J. Geophys. Res.*, **106**(D22), doi:10.1029/2001JD000439.
- Roberts, J.M., A.J. Wheeler, and A. Freiwald, 2006: Reefs of the deep: The biology and geology of cold-water coral ecosystems. *Science*, **312**, 543-547.
- Robock, A., 2005: Cooling following large volcanic eruptions corrected for the effect of diffuse radiation on tree rings. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06702, doi:10.1029/2004GL022116.
- Röenbeck, C., S. Houweling, M. Gloor, and M. Heimann, 2003a: Time-dependent atmospheric CO_2 inversions based on interannually varying tracer transport. *Tellus*, **55B**, 488-497.
- Röenbeck, C., S. Houweling, M. Gloor, and M. Heimann, 2003b: CO_2 flux history 1982-2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 2575-2659.
- Roderick, M.L., G.D. Farquhar, S.L. Berry, and I.R. Noble, 2001: On the direct effect of clouds and atmospheric particles on the productivity and structure of vegetation. *Oecologia*, **129**, 21-30.
- Roeckner, E., et al., 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM

- including the tropospheric sulphur cycle. *J. Clim.*, **12**, 3004-3032.
- Roeckner, E., et al., 2006: Impact of carbonaceous aerosol emissions on regional climate change. *Clim. Dyn.*, **27**, 553-571.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(20), doi:10.1029/1999GL006066.
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, **287**, 1793-1796.
- Rosenfeld, D., and W.L. Woodley, 2000: Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5 °C. *Nature*, **405**, 440-442.
- Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav, 2001: Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **98**, 5975-5980.
- Rosenfeld, D., R. Lahav, A. Khain, and M. Pinsky, 2002: The role of sea spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes. *Science*, **297**, 1667-1670.
- Rosenfeld, J.E., A.R. Douglass, and D.B. Considine, 2002: The impact of increasing carbon dioxide on ozone recovery. *J. Geophys. Res.*, **107**(D6), 4049, doi:10.1029/2001JD000824.
- Rosenlof, K.H., et al., 2001. Stratospheric water vapor increase over the past half-century. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1195-1198.
- Rotman, D.A., et al., 2004: IMPACT, the LLNL 3-D global atmospheric chemical transport model for the combined troposphere and stratosphere: Model description and analysis of ozone and other trace gases. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04303, doi:10.1029/2002JD003155.
- Rotstayn, L.D., and U. Lohmann, 2002: Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Clim.*, **15**, 2103-2116.
- Rotstayn, L.D., and Y. Liu, 2003: Sensitivity of the first indirect aerosol effect to an increase of cloud droplet spectral dispersion with droplet number concentration. *J. Clim.*, **16**, 3476-3481.
- Rotstayn, L.D., and Y. Liu, 2005: A smaller global estimate of the second indirect aerosol effect. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05708, doi:10.1029/2004GL021922.
- Rotstayn, L.D., B.F. Ryan, and J.E. Penner, 2000: Precipitation changes in a GCM resulting from the indirect effects of anthropogenic aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3045-3048.
- Roy, S.B., G.C. Hurtt, C.P. Weaver, and S.W. Pacala, 2003: Impact of historical land cover change on the July climate of the United States. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4793, doi:10.1029/2003JD003565.
- Roy, T., P. Rayner, R. Matear, and R. Francey, 2003: Southern hemisphere ocean CO₂ uptake: reconciling atmospheric and oceanic estimates. *Tellus*, **55B**(2), 701-710.
- Royal Society, 2005: *Ocean Acidification Due to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide*. Policy document 12/05, June 2005, The Royal Society, London, 60 pp., <http://www.royalsoc.ac.uk/document.asp?tip=0&id=3249>.
- Ruddiman, W.F., and J.S. Thomson, 2001: The case for human causes of increased atmospheric CH₄ over the last 5000 years. *Quat. Sci. Rev.*, **20**, 1769-1777.
- Russell, J.L., and J.M. Wallace, 2004: Annual carbon dioxide drawdown and the Northern Annular Mode. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(1), GB1012, doi:10.1029/2003GB002044.
- Rustad, L.E., et al., 2001: A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and above ground plant growth to experimental ecosystem warming. *Oecologia*, **126**, 543-562.
- Ryskin, G., 2003: Methane-driven oceanic eruptions and mass extinctions. *Geology*, **31**(9), 741-744.
- Sabine, C.L., et al., 2004a: The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, **305**(5682), 367-371.
- Sabine, C.L., et al., 2004b: Current status and past trends of the global carbon cycle. In: *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate and the Natural World* [Field, C., and M. Raupach (eds.)]. SCOPE 62, Island Press, Washington, DC, pp. 17-44.
- Saiz-Lopez, A., and J.M.C. Plane, 2004: Novel iodine chemistry in the marine boundary layer. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L04112, doi:10.1029/2003GL019215.
- Saiz-Lopez, A., et al., 2005: Modelling molecular iodine emissions in a coastal marine environment: the link to new particle formation. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 5405-5439.
- Saleska, S.R., et al., 2003: Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, **302**(5650), 1554-1557.
- Salvucci, G.D., J.A. Saleem, and R. Kaufmann, 2002: Investigating soil moisture feedbacks on precipitation with tests of Granger causality. *Adv. Water Resour.*, **25**, 1305-1312.
- Sanderson, M.G., W.J. Collins, R.G. Derwent, and C.E. Johnson, 2003a: Simulation of global hydrogen levels using a Lagrangian three-dimensional model. *J. Atmos. Chem.*, **46**(1), 15-28.
- Sanderson, M.G., et al., 2003b: Effect of climate change on isoprene emissions and surface ozone levels. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(18), 1936, doi:10.1029/2003GL017642.
- Sarmiento, J.L., and E.T. Sundquist, 1992: Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. *Nature*, **356**, 589-593.
- Sarmiento, J.L., and N. Gruber, 2006: *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 503 pp.
- Sarmiento, J.L., et al., 2004: Response of ocean ecosystems to climate warming. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(3), GB3003, doi:10.1029/2003GB002134.
- Sass, R.L., J.A. Andrews, A.J. Ding, and F.M. Fisher, 2002: Spatial and temporal variability in methane emissions from rice paddies: implications for assessing regional methane budgets. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **64**(1-2), 3-7.
- Sathyendranath, S., et al., 1991: Biological control of surface temperature in the Arabian Sea. *Nature*, **349**, 54-56.
- Saueressig, G., et al., 2001: Carbon 13 and D kinetic isotope

- effects in the reaction of CH₄ with O(¹D) and OH: New laboratory measurements and their implications for the isotopic composition of stratospheric methane. *J. Geophys. Res.*, **106**, 23127-23138.
- Scanlon, B.R., et al., 2005: Ecological controls on water-cycle response to climate variability in deserts. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 6033-6038.
- Scheehle, E.A., W.N. Irving, and D. Kruger, 2002: Global anthropogenic methane emission. In: *Non-CO₂ Greenhouse Gases* [Van Ham, J., A.P. Baede, R. Guicherit, and J. Williams-Jacobse (eds)]. Millpress, Rotterdam, pp. 257-262.
- Schimel, D.S., et al., 2001: Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, **414**, 169-172.
- Schoeberl, M.R., A.R. Douglass, Z. Zhu, and S. Pawson, 2003: A comparison of the lower stratospheric age-spectra derived from a general circulation model and two data assimilation systems. *J. Geophys. Res.*, **108**(D3), doi:10.1029/2002JD002652.
- Schultz, M.G., T. Diehl, G.P. Brasseur, and W. Zittel, 2003: Air pollution and climate-forcing impacts of a global hydrogen economy. *Science*, **302**, 624-627.
- Schulz, M., Y. Balkanski, F. Dulac, and W. Guelle, 1998: Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness. *J. Geophys. Res.*, **103**, 10579-10592.
- Sciandra, A., et al., 2003: Response of the coccolithophorid *Emiliana huxleyi* to elevated partial pressure of CO₂ under nitrogen limitation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **261**, 111-122.
- Seifert, A., and K.D. Beheng, 2006: A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part II: Deep convective storms. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **92**, doi:10.1007/s00703-005-0113-3.
- Seiler, W., and R. Conrad, 1987: Contribution of tropical ecosystems to the global budget of trace gases, especially CH₄, H₂, CO, and N₂O. In: *The Geophysiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions* [Dickinson, R.E. (ed.)]. John Wiley, New York, pp. 33-62.
- Sekiguchi, M., et al., 2003: A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4699, doi:10.1029/2002JD003359.
- Sharon, T.M., et al., 2006: Aerosol and cloud microphysical characteristics of rifts and gradients in maritime stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **63**(3), 983-997.
- Shim, C., et al., 2005: Constraining global isoprene emissions with Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) formaldehyde column measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24301, doi:10.1029/2004JD005629.
- Shindell, D.T., and G. Faluvegi, 2002: An exploration of ozone changes and their radiative forcing prior to the chlorofluorocarbon era. *Atmos. Chem. Phys.*, **2**, 363-374.
- Shindell, D.T., G. Faluvegi, and N. Bell, 2003: Preindustrial-to-present-day radiative forcing by tropospheric ozone from improved simulations with the GISS chemistry-climate GCM. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1675-1702.
- Shindell, D.T., B.P. Walter, and G. Faluvegi, 2004: Impacts of climate change on methane emissions from wetlands. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21202, doi:10.1029/2004GL021009.
- Shindell, D.T., et al., 2001: Chemistry-climate interactions in the Goddard Institute for Space Studies general circulation model 1. Tropospheric chemistry model description and evaluation. *J. Geophys. Res.*, **106**(D8), doi:10.1029/2000JD900704.
- Shvidenko, A.Z., and S. Nilsson, 2003: A synthesis of the impact of Russian forests on the global carbon budget for 1961-1998. *Tellus*, **55B**, 391-415.
- Siegenthaler, U., et al., 2005: Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science*, **310**(5752), 1313-1317. Sievering, H., et al., 1992: Removal of sulphur from the marine boundary layer by ozone oxidation in sea-salt aerosols. *Nature*, **360**, 571-573.
- Sievering, H., et al., 2000: Forest canopy uptake of atmospheric nitrogen deposition at eastern U.S. conifer sites: Carbon storage implications. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**(4), doi:10.1029/1999GB001250.
- Sillman, S., and P.J. Samson, 1995: Impact of temperature on oxidant photochemistry in urban, polluted rural, and remote environments. *J. Geophys. Res.*, **100**(D6), 11497-11508, doi:10.1029/94JD02146.
- Silva Dias, M.A.F., et al., 2002: Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8072, doi:10.1029/2001JD000335.
- Simmonds, P.G., et al., 2000: Continuous high-frequency observations of hydrogen at the Mace Head baseline atmospheric monitoring station over the 1994-1998 period. *J. Geophys. Res.*, **105**(D10), 12105-12121, doi:10.1029/2000JD900007.
- Simmons, A.J., et al., 2005: ECMWF analyses and forecasts of stratospheric winter polar vortex breakup: September 2002 in the southern hemisphere and related events. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 668-689.
- Singh, H.B., et al., 2004: Analysis of the atmospheric distribution, sources, and sinks of oxygenated volatile organic chemicals based on measurements over the Pacific during TRACE-P. *J. Geophys. Res.*, **109**, D15S07, doi:10.1029/2003JD003883.
- Sinha, A., 1995: Relative influence of lapse rate and water vapour on the greenhouse effect. *J. Geophys. Res.*, **100**(D3), 5095-5103, doi:10.1029/94JD03248.
- Sitch, S., et al., 2003: Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biol.*, **9**, 161-185.
- Sitch, S., et al., 2005: Impacts of future land cover changes on atmospheric CO₂ and climate. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, doi:10.1029/2004GB002311.

- Smith, K.A., and F. Conen, 2004: Impacts of land management on fluxes of trace greenhouse gases. *Soil Use Management*, **20**, 255-263.
- Smith, P., D.S. Powlson, M.J. Glendining, and J.U. Smith, 1997: Potential for carbon sequestration in European soils: preliminary estimates for five scenarios using results from long-term experiments. *Global Change Biol.*, **3**, 67-79.
- Smith, S.V., and J.T. Hollibaugh, 1993: Coastal metabolism and the oceanic organic carbon balance. *Rev. Geophys.*, **31**(1), 75-89.
- Smyth, T.J., T. Tyrrell, and B. Tarrant, 2004: Time series coccolithophore activity in the Barents Sea, from twenty years of satellite imagery. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11302, doi:10.1029/2004GL019735.
- Snover, A.K., and P.D. Quay, 2000: Hydrogen and carbon kinetic effects during soil uptake of atmospheric methane. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 25-39.
- Snyder, P.K., C. Delire, and J.A. Foley, 2004: Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. *Clim. Dyn.*, **23**, 279-302, doi:10.1007/s00382-004-0430-0.
- Song, Y., and W.A. Robinson, 2004: Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1711-1725.
- Spahni, R., et al., 2005: Atmospheric methane and nitrous oxide of the Late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science*, **310**(5752), 1317-1321.
- Steinbrecht, W., H. Claude, and P. Winkler, 2004: Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect? *J. Geophys. Res.*, **109**, D02308, doi:10.1029/2003JD004284.
- Stephens, G.L., N.B. Wood, and L.A. Pakula, 2004: On the radiative effects of dust on tropical convection. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23112, doi:10.1029/2004GL021342.
- Stevens, B., et al., 2005: Pockets of open cells and drizzle in marine stratocumulus. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 51-57.
- Stevenson, D.S., et al., 2000: Future estimates of tropospheric ozone radiative forcing and methane turnover - the impact of climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **105**(14), doi:10.1029/1999GL010887.
- Stevenson, D.S., et al., 2004: Radiative forcing from aircraft NOx emissions: mechanisms and seasonal dependence. *J. Geophys. Res.*, **109**, D17307, doi:10.1029/2004JD004759.
- Stevenson, D.S., et al., 2005: Impacts of climate change and variability on tropospheric ozone and its precursors. *Faraday Discuss.*, **130**, doi:10.1039/b417412g.
- Stevenson, D.S., et al., 2006: Multi-model ensemble of present-day and near-future tropospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **111**, D8301, doi:10.1029/2005JD006338.
- Stier, P., et al., 2006a: The evolution of the global aerosol system in a transient climate simulation from 1860 to 2100. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 3059-3076.
- Stier, P., et al., 2006b: Emission-induced nonlinearities in the global aerosol system - results from the ECHAM5-HAM aerosol-climate model. *J. Clim.*, **19**, 3845-3862.
- Stocks, B.J., et al., 1998: Climate change and forest fire potential in Russian and Canadian boreal forests. *Clim. Change*, **38**, 1-13.
- Storelvmo T., et al., 2006: Predicting cloud droplet number concentration in Community Atmosphere Model (CAM)-Oslo. *J. Geophys. Res.*, **111**, D24208, doi:10.1029/2005JD006300.
- Sturm, M., T. Douglas, C. Racine, and G. Liston, 2005: Changing snow and shrub conditions affect albedo with global implications. *J. Geophys. Res.*, **110**, G01004, doi:10.1029/2005JG000013.
- Sudo, K., M. Takahashi, and H. Akimoto, 2002a: CHASER: A global chemical model of the troposphere 2. Model results and evaluation. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4586, doi:10.1029/2001JD001114.
- Sudo, K., M. Takahashi, J. Kurokawa, and H. Akimoto, 2002b: CHASER: A global chemical model of the troposphere 1. Model description. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4339, doi:10.1029/2001JD001113.
- Suntharalingam, P., et al., 2005: Influence of reduced carbon emissions and oxidation on the distribution of atmospheric CO2: Implications for inversion analyses. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB4003, doi:10.1029/2005GB002466.
- Takahashi, T., et al., 2002: Global sea-air CO2 flux based on climatological surface ocean pCO2, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, **49**(9-10), 1601-1622.
- Takemura, T., et al., 2005: Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD00502.
- Tan, W.W., M.A. Geller, S. Pawson, and A. da Silva, 2004: A case study of excessive subtropical transport in the stratosphere of a data assimilation system. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11102, doi:10.1029/2003JD004057.
- Tans, P. P., and T.J. Conway, 2005: Monthly atmospheric CO2 mixing ratios from the NOAA CMDL Carbon Cycle Cooperative Global Air Sampling Network, 1968-2002. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN, <http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/cmdl-flask/cmdl-flUask.html>.
- Tegen, I., A.A. Lacis, and I. Fung, 1996: The influence of mineral aerosols from disturbed soils on the global radiation budget. *Nature*, **380**, 419-422.
- Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison, and K.E. Kohfeld, 2004: Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Tegen, I., et al., 2002. Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: results from a model study. *J. Geophys. Res.*, **107**(D21), 4576, doi:10.1029/2001JD000963.

- Textor, C., et al., 2005: Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AEROCOM. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 8331-8420.
- Thompson, A.M., et al., 1996: Where did tropospheric ozone over southern Africa and the tropical Atlantic come from in October 1992? Insights from TOMS, GTE TRACE A, and SAFARI 1992. *J. Geophys. Res.*, **101**(D19), doi:10.1029/96JD01463.
- Thompson, A.M., et al., 2000: A tropical Atlantic paradox: shipboard and satellite views of a tropospheric ozone maximum and wave-one in January-February 1999. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(20), doi:10.1029/1999GL011273.
- Thompson, D.W.J., M.P. Baldwin, and S. Solomon, 2005: Stratosphere/ troposphere coupling in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 708-715.
- Thompson, S.L., et al., 2004: Quantifying the effects of CO₂-fertilized vegetation on future global climate and carbon dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23211, doi:10.1029/2004GL021239.
- Thornton, P.E., et al., 2002: Modeling and measuring the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. *Agric. For. Meteorol.*, **113**, 185-222.
- Tian, H., et al., 1998: Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature*, **396**, 664-667.
- Tian, Y., et al., 2004: Comparison of seasonal and spatial variations of leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and common land model. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD003777.
- Tie, X.X., A. Guenther, and E. Holland, 2003: Biogenic methanol and its impact on tropospheric oxidants. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(17), 1881, doi:10.1029/2003GL017167.
- Tie, X.X., R.Y. Zhang, G. Brasseur, and W.F. Lei, 2002: Global NO_x production by lightning. *J. Atmos. Chem.*, **43**(1), 61-74.
- Tilmes, S., R. Müller, J.-U. GroöB, and J.M. Russell III, 2004: Ozone loss and chlorine activation in the Arctic winters 1991-2003 derived with the TRAC method. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2181-2213.
- Timmreck, C., and M. Schulz, 2004: Significant dust simulation differences in nudged and climatological operation mode of the AGCM ECHAM. *J. Geophys. Res.*, **109**, D13202, doi:10.1029/2003JD004381.
- Tortell, P.D., G.R. DiTullio, D.M. Sigman, and F.M.M. Morel, 2002: CO₂ effects on taxonomic composition and nutrient utilization in an Equatorial Pacific phytoplankton assemblage. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **236**, 37-43.
- Toumi, R., J.D. Haigh, and K.S. Law, 1996: A tropospheric ozone-lightning climate feedback. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(9), doi:10.1029/96GL00944.
- Trenberth, K.E., and D.J. Shea, 2005: Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14703, doi:10.1029/2005GL022760.
- Tromp, T.K., et al., 2003: Potential environmental impact of a hydrogen economy on the stratosphere. *Science*, **300**, 1740-1742.
- Tsigaridis, K., and M. Kanakidou, 2003: Global modelling of secondary organic aerosol in the troposphere: a sensitivity analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1849-1869.
- Tsvetsinskaya, E.A., et al., 2002: Relating MODIS-derived surface albedo to soils and rock types over Northern Africa and the Arabia Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(9), doi:10.1029/2001GLO14096.
- Turner, D.P., et al., 1991: Climate change and isoprene emissions from vegetation. *Chemosphere*, **23**, 37-56.
- Tyler, S.C., et al., 2000: Experimentally determined kinetic isotope effects in the reaction of CH₄ with Cl: Implications for atmospheric CH₄. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1715-1718.
- Tyrrell, T., P.M. Holligan, and C.D. Mobley, 1999: Optical impacts of oceanic coccolithophore blooms. *J. Geophys. Res.*, **104**(C2), 3223-3241.
- Umann, B., et al., 2005: Interaction of mineral dust with gas phase nitric acid and sulfur dioxide during the MINATROC II field campaign: first estimate of the uptake coefficient gamma(HNO₃) from atmospheric data. *J. Geophys. Res.*, **110**, D22306, doi:10.1029/2005JD005906.
- UN-ECE/FAO (ed.), 2000: *Forest Resources of Europe, CIS, North America, Australia, Japan and New Zealand*. UN-ECE/FAO Contribution to the Global Forest Resources Assessment 2000, United Nations, New York and Geneva, 445 pp.
- Valdes, P.J., D.J. Beeling, and C.E. Johnson, 2005: The ice age methane budget. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2004GL021004.
- Valentini, R., et al., 2000: Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, **404**(6780), 861-865.
- Van Aardenne, J.A., et al., 2001: A 1°×1° resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890-1990. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 909-928.
- Van den Heever, S.C., et al., 2006: Impacts of nucleating aerosol on Florida storms, Part I: Mesoscale simulations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1752-1775.
- van der Werf, G.R., J.T. Randerson, G.J. Collatz, and L. Giglio, 2003: Carbon emissions from fires in tropical and subtropical ecosystems. *Global Change Biol.*, **9**, 547-562.
- van der Werf, G.R., et al., 2004: Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niño period. *Science*, **303**(5654), 73-76.
- van Groenigen, K.J., et al., 2006: Element interactions limit soil carbon storage. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **103**, 6571-6574.
- van Noije, T.P.C., H.J. Eskes, M. Van Weele, and P.F.J. van Velthoven, 2004: Implications of enhanced Brewer-Dobson circulation in European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis for the stratosphere-troposphere exchange of ozone in global

- chemistry transport models. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19308, doi:10.1029/2004JD004586.
- van Noije, T.P.C., et al., 2006: Multi-model ensemble simulations of tropospheric NO₂ compared with GOME retrievals for the year 2000. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 2943–2979.
- van Wesemael, B., S. Lettens, C. Roelandt, and J. Van Orshoven, 2005: Modelling the evolution of regional carbon stocks in Belgian 19 cropland soils. *Can. J. Soil Sci.*, **85**(4), 511–521.
- Velders, G.J.M., et al., 2005: Chemical and radiative effects of halocarbons and their replacement compounds. In: *IPCC/TEAP Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons. Prepared by Working Group I and III of the Intergovernmental Panel on Climate Change and the Technology and Economic Assessment Panel* [Metz, B., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 133–180.
- Verdugo, P., et al., 2004: The oceanic gel phase: a bridge in the DOM–POM continuum. *Mar. Chem.*, **92**, 67–85.
- Vitousek, P.M., 2004: *Nutrient Cycling and Limitations: Hawai'i as a Model Ecosystem*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 232 pp.
- Vitousek, P.M., et al., 1997: Human alteration of the global nitrogen cycle: sources and consequences. *Ecol. Appl.*, **7**, 737–750.
- Vitousek, P.M., et al., 1998: Within-system element cycles, input-output budgets, and nutrient limitations. In: *Successes, Limitations, and Frontiers in Ecosystem Science* [Pace, M., and P. Groffman (eds.)]. Springer-Verlag, New York, pp. 432–451.
- Voltaire, A., and J.-F. Royer, 2004: Tropical deforestation and climate variability. *Clim. Dyn.*, **22**, 857–874, doi:10.1007/s00382-004-0423-z.
- Volk, T., and M.I. Hoffert, 1985: Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes. In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present* [Sundquist, E.T., and W.S. Broecker (eds.)]. Geophysical Monograph Vol. 32, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 99–110.
- Von Kuhlmann, R., M.G. Lawrence, P.J. Crutzen, and P.J. Rasch, 2003: A model for studies of tropospheric ozone and nonmethane hydrocarbons: model description and ozone results. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4294, doi:10.1029/2002JD002893.
- Walsh, J.J., 1991: Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, **350**, 53–55.
- Walter, B.P., and M. Heimann, 2001a: Modeling modern methane emission from natural wetlands, 1. Model description and results. *J. Geophys. Res.*, **106**, 34189–34206.
- Walter, B.P., and M. Heimann, 2001b: Modeling modern methane emission from natural wetlands, 2. Interannual variations 1982–1993. *J. Geophys. Res.*, **106**, 34207–37219.
- Wang, C., 2004: A modeling study on the climate impacts of black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004084.
- Wang, C., and R. Prinn, 1999: Impact of emissions, chemistry and climate on atmospheric carbon monoxide: 100 year predictions from a global chemistry model. *Chemosphere*, **1**, 73–81.
- Wang, G., and E. Eltahir, 2000: Modeling the biosphere-atmosphere system: the impact of the subgrid variability in rainfall interception. *J. Clim.*, **13**, 2887–3078.
- Wang, G., et al., 2004: Decadal variability of rainfall in the Sahel: results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere-biosphere model. *Clim. Dyn.*, **22**, doi:10.1007/s00382-004-0411-3.
- Wang, J.S., M.B. McElroy, C.M. Spivakovsky, and D.B.A. Jones, 2002: On the contribution of anthropogenic Cl to the increase in $\delta^{13}\text{C}$ of atmospheric methane. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/2001GB001572.
- Wang, J.S., et al., 2004: A 3-D model analysis of the slowdown and interannual variability in the methane growth rate from 1988 to 1997. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB3011, doi:10.1029/2003GB002180.
- Wang, S.S., 2005: Dynamics of surface albedo of a boreal forest and its simulation. *Ecol. Model.*, **183**, 477–494.
- Wang, S.S., et al., 2002: Modelling carbon dynamics of boreal forest ecosystems using the Canadian Land Surface Scheme. *Clim. Change*, **55**(4), 451–477.
- Wang, Y., D.J. Jacob, and J.A. Logan, 1998: Global simulation of tropospheric O₃-NO_x-hydrocarbon chemistry, 3. Origin of tropospheric ozone and effects of non-methane hydrocarbons. *J. Geophys. Res.*, **103**(D9), 10757–10768.
- Wang, Z., et al., 2004: Using MODIS BRDF and albedo data to evaluate global model land surface albedo. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 3–14.
- Wanninkhof, R., and W.R. McGillis, 1999: A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange and wind speed. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(13), 1889–1892.
- Warneck, P., 1988: *Chemistry of the Natural Atmosphere*. Academic Press, London, 757 pp.
- Warner, C.D., and M.E. McIntyre, 2001: An ultrasimple spectral parameterization for nonorographic gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1837–1857.
- Warner, J., and S. Twomey, 1967: The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 704–706.
- Warwick, N.J., S. Bekki, E.G. Nisbet, and J.A. Pyle, 2004: Impact of a hydrogen economy on the stratosphere and troposphere studied in a 2-D model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05107, doi:10.1029/2003GL019224.
- Warwick, N.J., et al., 2002: The impact of meteorology on the interannual growth rate of atmospheric methane. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(20), 1947, doi:10.1029/2002GL015282.
- Weaver, C.P., S.B. Roy, and R. Avissar, 2002: Sensitivity of simulated mesoscale atmospheric circulations resulting

- from landscape heterogeneity to aspects of model configuration. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8041, doi:10.1029/2001JD000376.
- Weiss, R.F., 1974: Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, **2**, 203-215.
- Wells, M.L., and E.D. Goldberg, 1994: The distribution of colloids in the North Atlantic and Southern Oceans. *Limnol. Oceanogr.*, **39**, 286-302.
- Werner, M., et al., 2002: Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4744, doi:10.1029/2002JD002365.
- Wetzel, P., et al., 2006. Effects of ocean biology on the penetrative radiation in a coupled climate model. *J. Clim.*, **19**, 3973-3987.
- Wickland, K., R. Striegl, J. Neff, and T. Sachs, 2006: Effects of permafrost melting on CO₂ and CH₄ exchange of a poorly drained black spruce lowland. *J. Geophys. Res.*, **111**, G02011, doi:10.1029/2005JG000099.
- Wild, O., M.J. Prather, and H. Akimoto, 2001: Indirect long-term global radiative cooling from NO_x emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(9), 1719-1722.
- Wild, O., P. Pochanart, and H. Akimoto, 2004: Trans-Eurasian transport of ozone and its precursors. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11302, doi:10.1029/2003JD004501.
- Williams, A.A.J., D.J. Karoly, and N. Tapper, 2001: The sensitivity of Australian fire danger to climate change. *Clim. Change*, **49**, 171-191.
- Williams, K.D., et al., 2001: The response of the climate system to the indirect effects of anthropogenic sulphate aerosols. *Clim. Dyn.*, **17**, 845-856.
- Williamson, D., et al., 2005: Moisture and temperature at the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains site in forecasts with the Community Atmosphere Model (CAM2). *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005109.
- WMO, 2003: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*. Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47, World Meteorological Organization, Geneva, 498 pp.
- Wong, S., et al., 2004: A global climate-chemistry model study of present-day tropospheric chemistry and radiative forcing from changes in tropospheric O₃ since the preindustrial period. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11309, doi:10.1029/2003JD003998.
- Woodward, S., D.L. Roberts, and R.A. Betts, 2005: A simulation of the effect of climate change-induced desertification on mineral dust aerosol. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18810, doi:10.1029/2005GL023482.
- Wuebbles, D.J., and K. Hayhoe, 2002: Atmospheric methane and global change. *Earth Sci. Rev.*, **57**, 177-210.
- Wurzler, S., T.G. Reisin, and Z. Levin, 2000: Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions. *J. Geophys. Res.*, **105**(D4), 4501-4512.
- Xiao, Y., et al., 2004: Constraints on Asian and European sources of methane from CH₄-C₂H₆-Co correlation in Asian outflow. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004475.
- Xu, Z., et al., 2004: Effects of elevated CO₂ and N fertilization of CH₄ emissions from paddy rice fields. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB3009, doi:10.1029/2004GB002233.
- Yamasoe, M.A., et al., 2006: Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1645-1656.
- Yan, X., T. Ohara, and H. Akimoto, 2003: Development of region-specific emission factors and estimation of methane emission from rice fields in the East, Southeast, and South Asian countries. *Global Change Biol.*, **9**, 237-254.
- Yang, E.-S., D.M. Cunnold, M.J. Newchurch, and R.J. Salawitch, 2005: Change in ozone trends at southern high latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12812, doi:10.1029/2004GL022296.
- Yang, K., et al., 2004: The daytime evolution of the atmospheric boundary layer and convection over the Tibetan Plateau: observations and simulations. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**(6), 1777-1792.
- Yang, R., and M.A. Friedl, 2003: Modeling the effects of 3-D vegetation structure on surface radiation and energy balance in boreal forests. *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 8615, doi:10.1029/2002JD003109.
- Yin, Y., K.S. Carslaw, and G. Feingold, 2005: Vertical transport and processing of aerosols in a mixed-phase convective cloud and the feedback on cloud development. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 221-246.
- Yin, Y., A. Levin, T.G. Reisin, and S. Tzivion, 2000: The effect of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds - a numerical study. *Atmos. Res.*, **53**, 91-116.
- Yin, Y., S. Wurzler, A. Levin, and T.G. Reisin, 2002: Interactions of mineral dust particles and clouds: Effects on precipitation and cloud optical properties. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD001544.
- Yurganov, L.N., et al., 2005: Increased Northern Hemispheric carbon monoxide burden in the troposphere in 2002 and 2003 detected from the ground and from space. *Atm. Chem. Phys.*, **5**, 563-573.
- Zeebe, R.E., and D. Wolf-Gladrow, 2001: *CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier Oceanography Series 65, Elsevier, Amsterdam, 346 pp.
- Zender, C., R.L. Miller, and I. Tegen, 2004: Quantifying mineral dust mass budgets: systematic terminology, constraints, and current estimates. *Eos*, **85**(48), 509, 512.
- Zeng, G., and J.A. Pyle, 2003: Changes in tropospheric ozone between 2000 and 2100 modeled in a chemistry-climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1392, doi:10.1029/2002GL016708.
- Zeng, N., K. Hales, and J.D. Neelin, 2002: Nonlinear dynamics in a coupled vegetation-atmosphere system and implications for desert-forest gradient. *J. Clim.*, **15**, 3474-3485.
- Zeng, N., A. Mariotti, and P. Wetzel, 2005: Terrestrial



- mechanisms of interannual CO₂ variability, *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1016, doi:10.1029/2004GB002273.
- Zeng, N., H. Qian, E. Munoz, and R. Iacono, 2004: How strong is carbon cycle-climate feedback under global warming? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20203, doi:10.1029/2004GL020904.
- Zeng, X.-D., S.S.P. Shen, X. Zeng, and R.E. Dickinson, 2004: Multiple equilibrium states and the abrupt transitions in a dynamical system of soil water interacting with vegetation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05501, doi:10.1029/2003GL018910.
- Zerefos, C., et al., 1998: Quasi-biennial and longer-term changes in clear sky UV-B solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4345-4348.
- Zhang, J., U. Lohmann, and P. Stier, 2005: A microphysical parameterization for convective clouds in the ECHAM5 climate model, 1. Single column results evaluated at the Oklahoma ARM site. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005128.
- Zhang, X.Y., R. Arimoto, and Z.S. An, 1997: Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation. *J. Geophys. Res.*, **102**, 28041-28047.
- Zhang, X.Y., H.Y. Lu, R. Arimoto, and S.L. Gong, 2002: Atmospheric dust loadings and their relationship to rapid oscillations of the Asian winter monsoon climate: two 250-kyr loess records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 637-643.
- Zhang, X.Y., et al., 2003: Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2272, doi:10.1029/2003GL018206.
- Zhou, L., R.E. Dickinson, and Y. Tian, 2005: Derivation of a soil albedo dataset from MODIS using principal component analysis: Northern Africa and the Arabian Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21407, doi:10.1029/2005GL024448.
- Zhou, L., et al., 2001: Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20069-20083.
- Zhou, L., et al., 2003a: A sensitivity study of climate and energy balance simulations with use of satellite-derived emissivity data over Northern Africa and the Arabian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4795, doi:10.1029/2003JD004083.
- Zhou, L., et al., 2003b: Relations between albedos and emissivities from MODIS and ASTER data over North African desert. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(20), 2026, doi:10.1029/2003GL018069.
- Zhou, L., et al., 2003c: Relation between interannual variations in satellite measures of northern forest greenness and climate between 1982 and 1999. *J. Geophys. Res.*, **108**(D1), 4004, doi:10.1029/2002JD002510.
- Zhou, L., et al., 2004: Evidence for a significant urbanization effect on climate in China. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**(26), 9540-9544.
- Zhuang, Q., et al., 2004: Methane fluxes between terrestrial ecosystem and the atmosphere at northern high latitudes during the past century: A retrospective analysis with a process-based biogeochemistry model. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, doi:10.1029/2008GB002239.
- Zittel, W., and M. Altmann, 1996: Molecular hydrogen and water vapour emissions in a global hydrogen energy economy. In: *Proceedings of the 11th World Hydrogen Energy Conference, Stuttgart, Germany, June 1996*. Schö & Wetzels, Frankfurt, Germany, pp. 71-82.
- Zondervan, I., R.E. Zeebe, B. Rost, and U. Riebesell, 2001: Decreasing marine biogenic calcification: a negative feedback on rising pCO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 507-516.

