

제 2 장

대기조성과 복사강제력의 변화

총괄저자

Piers Forster(UK), Venkatachalam Ramaswamy(USA)

주저자

Paulo Artaxo(Brazil), Terje Berntsen(Norway), Richard Betts(UK), David W. Fahey(USA), James Haywood(UK), Judith Lean(USA), David C. Lowe(New Zealand), Gunnar Myhre(Norway), John Nganga(Kenya), Ronald Prinn(USA, New Zealand), Graciela Raga(Mexico, Argentina), Michael Schulz(France, Germany), Robert Van Dorland(Netherlands)

기여저자

G. Bodeker(New Zealand), O. Boucher(UK, France), W.D. Collins(USA), T.J. Conway(USA), E. Dlugokencky(USA), J.W. Elkins(USA), D. Etheridge(Australia), P. Foukal(USA), P. Fraser(Australia), M. Geller(USA), F. Joos(Switzerland), C.D. Keeling(USA), R. Keeling(USA), S. Kinne(Germany), K. Lassey(New Zealand), U. Lohmann(Switzerland), A.C. Manning(UK, New Zealand), S. Montzka(USA), D. Oram(UK), K. O' Shaughnessy(New Zealand), S. Piper(USA), G.-K. Plattner(Switzerland), M. Ponater(Germany), N. Ramankutty(USA, India), G. Reid(USA), D. Rind(USA), K. Rosenlof(USA), R. Sausen(Germany), D. Schwarzkopf(USA), S.K. Solanki(Germany, Switzerland), G. Stenchikov(USA), N. Stuber(UK, Germany), T. Takemura(Japan), C. Textor(France, Germany), R. Wang(USA), R. Weiss(USA), T. Whorf(USA)

감수편집자

Teruyuki Nakajima(Japan), Veerabhadran Ramanathan(USA)

이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. 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 127

2.1 서론과 범위 129

2.2 복사강제력의 개념 129

2.3 화학적, 복사적으로 중요한 가스들 133

 2.3.1 대기 중의 이산화탄소 133

 2.3.2 대기 중 메탄 137

 2.3.3 그외 교도 의정서 가스 139

 2.3.4 몬트리올 의정서 가스 142

 2.3.5 Hydroxyl free radical의 경향 143

 2.3.6 오존 145

 2.3.7 성층권의 수증기 149

 2.3.8 체류시간이 긴 온실가스 복사 효과의 관측 150

2.4. 에어러솔 150

 2.4.1 3차 평가보고서의 소개 및 요약 150

 2.4.2 에어러솔 관측과 연관된 발전들 152

 2.4.3 에어러솔 직접효과 모델링의 발전 157

 2.4.4 에어러솔의 직접적인 복사강제력의 추정 158

 2.4.5 구름에 대한 에어러솔의 영향
 (구름 알베도 효과) 170

2.5 인간에 의한 지표 알베도와
 에너지 복사의 변화 178

 2.5.1 서론 178

 2.5.2 1750년 이후로의 지표변화 179

 2.5.3 인간에 의한 지표 알베도 변화에 의한
 복사강제력: 지표사용 180

 2.5.4 인간에 의한 지표 알베도의 변화:
 눈과 얼음내의 무기탄소 182

 2.5.5 인간에 의한 지표변화의 다른 효과들 182

 2.5.6 인간 활동에 의한 대류권 수증기 183

 2.5.7 인간에 의한 열 배출 183

 2.5.8 식물 생리현상에 의한 이산화탄소 변화가
 기후에 끼치는 영향: '생리강제력' 183

2.6 비행운과 항공유도운 184

 2.6.1 서론 184

 2.6.2 지속적인 선모양의 비행운이 끼치는
 복사강제력 추정 184

 2.6.3 항공유도운에 의한 복사강제력 추정 185

 2.6.4 항공기 에어러솔 186

2.7 자연적인 강제력 186

 2.7.1 태양의 변화 186

 2.7.2 폭발하는 화산 활동 191

2.8 복사강제력의 유용성 194

 2.8.1 강제력의 연직분포와 지표 에너지 평형 변화 194

 2.8.2 복사강제력의 수평적 패턴 195

 2.8.3 복사강제력을 계산하는 다른 방법들 195

 2.8.4 강제력과 반응관계의 선형성 196

 2.8.5 복사강제력의 효율 196

 2.8.6 효율과 강제력-반응의 상관성 198

2.9 종합 199

 2.9.1 복사강제력의 불확실성 199

 2.9.2 전지구 평균 복사강제력 200

 2.9.3 배출 선행물질에 의한 전지구 평균
 복사강제력 203

 2.9.4 현재의 배출이 미래기후에 끼치는 영향 205

 2.9.5 복사강제력과 지표강제력의 시간적인 진화 205

 2.9.6 복사강제력과 지표강제력의 수평적인 분포 207

2.10 지구온난화잠재력지수와 다른 배출들을
 비교하기 위한 다른 지표들 208

 2.10.1 배출 도량형지표(지표)과
 전 지구 온난화 잠재력 지수의 정의 208

 2.10.2 직접 지구 온난화 지수들 209

 2.10.3 간접 GWP들 212

 2.10.4 배출을 평가하기 위한
 새로운 대체 도량형 지표들 213

자주 묻는 질문(FAQ) 2.1
 FAQ 2.1 : 인간활동은 기후변화에 어떻게 기여하고,
 자연적 영향력과 어떻게 비교되는가? 131

참고문헌 215

개요

복사강제력은 기후변화를 초래하는 다양한 인위적, 자연적 힘들의 정량적인 비교에 사용되는 개념이다. 3차 평가보고서 Working Group 1(TAR; IPCC, 2001) 이후의 기후모델 연구는 "임의의 기후변화 강제력에 대한 지구 평균온도의 평형은 대부분의 변수에 대해 대략적으로(25% 이내) 같다"라는 결과에 대해 중간정도의 신뢰성을 부여하였다.

모든 인위적인 인자에 대한 통합 복사강제력이 처음으로 얻어졌으며, 역시 최초로 각각의 배출원과 결합된 개별적 복사강제력 요소가 산정되었다.

결합된 인위적인 복사강제력은 $+1.6[-1.0, +0.8] \text{Wm}^{-2}$ 로 산정되었으며 이는 1750년부터 인간이 기온상승에 상당한 영향을 끼쳤을 가능성이 대단히 높을것임을 나타낸다. 산정된 복사강제력은 태양복사량 변화에 의한 것보다 적어도 5배 이상 큰 것으로 보인다. 1950년에서 2005년까지 통합된 인위적 복사강제력에 비해 통합된 자연적 복사강제력(태양복사와 화산 에어러솔의 합)이 기온상승에 영향을 주었을 가능성은 지금껏 희박한 것으로 나타났다.

체류시간이 긴 온실가스(이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4), 아산화질소(N_2O), 할로카본과 육황화플루오르(SF_6); 이하 LLGHGs)의 농도 증가는 $+2.63[\pm 0.26] \text{Wm}^{-2}$ 의 통합된 복사강제력을 유발하였으며, 그들의 복사강제력에 대한 과학적인 이해수준은 매우높다. 3차 평가보고서 발간 이후에 복사강제력의 9% 증가는 1998년 이래의(LLGHGs의) 농도 변화의 결과로 나타난 것이다.

— 2005년 CO_2 의 지구평균 농도는 379ppm이며, 이는 $+1.66[\pm 0.17] \text{Wm}^{-2}$ 의 복사강제력 증가를 초래하였다. 화석연료와 시멘트 제조에 의해 발생된 배출량은 토지이용변화로부터 기인된 부분과 함께, 현 복사강제력의 약 3/4 정도를 기여하였다. 1995년에서 2005년까지 10년 동안 대기 중 CO_2 농도의 증가율은 1.9ppm yr^{-1} 였으며, CO_2 복사강제력은 20%씩 증가하였다: 이것은 지난 200년 동안 10년 기간 평균으로 관측되거나 추정된 것 중에 가장큰 변화이다. 1999년에서 2005년까지 화석연료와 시멘트제조에 의해 발생한 전 세계배출량은 대략 $3\% \text{ yr}^{-1}$ 의 비율로 증가하였다.

— 2005년 대기 중 CH_4 의 세계 평균농도는 1,774ppb였으며, $+0.48[\pm 0.05] \text{Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 기여하였다. 지난 20년간 CH_4 의 대기 중 농도의 증가율은 일반적으로 감소하였다. 이에 대한 원인은 아직 잘 밝혀지진 않았지만, 이러한

감소와 주 흡수원(the hydroxyl radical OH)이 장기적으로 변하지 않는다는 것을감안하면 총 CH_4 배출량이 증가하지 않은 것으로 보인다.

— 몬트리올 의정서 가스군(chlorofluorocarbons(CFCs), 수소화염화불화탄소(HCFCs)와 염화탄소는 2005년 기준으로 $+0.32[\pm 0.03] \text{Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 기여하였다. 이것의 복사강제력의 최대값은 2003년에 나타났으며, 현재 감소하기 시작하였다.

— 아산화질소는 선형적으로 계속 증가하여($0.26\% \text{ yr}^{-1}$), 2005년에 319ppb에 달했으며, $+0.16[\pm 0.02] \text{Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 기여하였다. 최근의 연구들은 관측된 공간적인 농도 변화에 있어서 열대지역에서의 배출에 의한 영향이 크다는 사실을 뒷받침하였다.

— 불소를 함유하고 있는 많은 교토 의정서 가스(hydrofluorocarbons(HFCs), perfluorocarbon, SF_6)들의 농도는 1998년과 2005년 사이에 수 배(4.3~1.3배 사이)나 증가하였다. 이 기체군의 2005년의 총 복사강제력은 $+0.017[\pm 0.002] \text{Wm}^{-2}$ 이었으며, 대략 $10\% \text{ yr}^{-1}$ 씩 빠르게 증가하였다.

— 반응성 가스인 OH는 CH_4 , HFCs, HCFCs와 오존의 체류시간과 복사강제력에 영향을 미치는 중요한 화학종이다. 그리고 이것은 또한황산염, 질산염과 일부 유기에어러솔들의 형성에 있어서 중요한 역할을 한다. 지구 평균 OH 농도를 산정한 결과 1979년과 2004년 사이에 탐지 가능한 유의한 변화는 나타나지 않았다.

3차 평가보고서 보다 새롭고 발전된 화학수송모델에 기반한 연구들에 따르면 대류권 오존의 증가에 의한복사강제력은 $+0.35[-0.1, +0.3] \text{Wm}^{-2}$ 으로 추정되며, 이 추정의 과학적 이해수준은 중간정도이다. 저위도에서는 현저한 증가 경향의 조짐이 있다.

1980년대와 1990년대에 관측된 전 세계성층권 오존의 엄청난 고갈추세는 더 이상 나타나지 않지만, 최근의 이러한 변화가 오존농도의 회복을 의미하는 것인지는 확실하지 않다. 복사강제력은 대개 몬트리올 의정서 가스에 의한 성층권 오존의 파괴에 영향을 받으며, $-0.05[\pm 0.10] \text{Wm}^{-2}$ 로 재평가되었고 중간수준의 과학적인 이해도에 기반한다.

대기화학 모델연구에 따르면, CH_4 의 산화에 따른 성층권에서의 수증기 증가에 따른 복사강제력은 $+0.07[\pm 0.05] \text{Wm}^{-2}$ 으로 추정되며, 이 값의 과학적 신뢰도는 낮은 수준이다. 다른 잠재적인 인위적 수증기 증가가 복사강제력에 기여하는 정도에 대해서는 이해도가 매우 낮다.

모델과 관측으로부터 파생된 총 직접 에어러솔 복사강제력은 중하 수준의 과학적인 이해도로 $+0.5[\pm 0.4] \text{Wm}^{-2}$ 으로 추정된다. 수증기와 관련해서 구름 환경에서의 구름알베도

효과(또한 첫 번째 간접적인 효과 혹은 Twomey 효과로 알려진)에 따른 복사강제력은 낮은 수준의 과학적인 이해도로 $-0.7[-1.1, +0.4] \text{ Wm}^{-2}$ 로 추정된다.

— 대기모델들은 현재 의미 있는 모든 에어러솔을 표현할 수 있도록 발전되었다. 현장, 위성과 지표 기반측정의 발전은 지구 에어러솔 모델의 검증을 가능하게 하였다. 총 직접 에어러솔 복사강제력의 최적의 예측값과 불확실성의 범위는 모델링 연구와 관측의 결합을 기반으로 만들어질 수 있었다.

— 각각의 에어러솔별 직접 복사강제력은 총 직접 에어러솔 복사강제력에 비해 불확실성이 크다. 황산 $-0.4[\pm 0.2] \text{ Wm}^{-2}$, 화석연료로 부터의 유기탄소 $-0.05[\pm 0.05] \text{ Wm}^{-2}$, 화석연료로 부터의 검댕 $-0.2[\pm 0.15] \text{ Wm}^{-2}$, 바이오매스 연소 $+0.03[\pm 0.12] \text{ Wm}^{-2}$, 질산염 $-0.1[\pm 0.1] \text{ Wm}^{-2}$, 광물성 먼지 $-0.1[\pm 0.2] \text{ Wm}^{-2}$ 로 추정되었다. 바이오매스 연소에 대한 추정치는 에어러솔과 중첩된 구름에 의해 영향을 많이 받을 것이다. 처음으로 질산염과, 광물성 먼지 에어러솔들에 최적의 추정값이 산정 되었다.

— 더 많은 에어러솔 종류를 포함하고 향상된 에어러솔-구름 상호작용의 처리가 가능해 짐으로써 구름 알베도 효과의 최적의 추정이 가능해졌으나 아직도 불확실성이 크다. 더 많은 에어러솔 종을 포함하거나 위성관측에 의해 보정된 모델링 연구는 상대적으로 약한 복사강제력을 산출하는 경향이 있다. 에어러솔-구름 상호작용의 다른 특성들(예를 들면, 구름의 체류시간, 반직접적인 효과)은 복사강제력으로 고려되지 않았다(7장 참조).

대체적으로 삼림벌채에 기인한 토지이용의 변화는 지표알베도를 증가시켜서 $-0.2[\pm 0.2] \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력으로 평가 되었으며 중하 수준의 과학적인 이해도를 보였다. 눈의 표면 알베도를 감소시키는 눈위에 쌓인 검댕 에어러솔은 낮은 수준의 과학적인 이해도와 함께 $+0.1[\pm 0.1] \text{ Wm}^{-2}$ 의 결합된 복사강제력을 가지는 것을 평가되었다. 다른 지표면 특성의 변화는 기후변화에 영향을 미칠 수 있으나 복사강제력에 의해 정량화되기 매우 어려우며 매우 낮은 과학적 이해도를 가지고 있다.

항공기에서 생성되는 지속적인 선형의 비행운은 낮은 수준의 과학적인 이해도와 함께 $+0.01[-0.007, +0.02] \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 기여하며, 최적의 예측값은 3차 평가보고서보다 더 작은 값이다. 비행운의 확산과 그들이 권운 운량에 미치는 영향에서 대한 순강제력 최적 예측값은 산정되지 못했다.

1750년 이래 태양복사 증가에 따른 직접적인 복사강제력은 낮은 과학적인 이해도로 $+0.12[-0.06, +0.18] \text{ W m}^{-2}$ 로 추정되었다. 이 복사강제력은 3차 평가보고서 추정값의 반 보

다 적은 수준이다.

— "Maunder Minimum"에서 현재까지 소폭증가로 알려진 태양 방사의 장기적인 변화의 재평가에 따라 더욱 작은 복사강제력이 할당되었다. 그러나 복사강제력의 불확실성은 아직크게 남아있다. 지난 30년간 우주로부터 관측된 총 태양 방사는 0.08%(최소주기에서 최대까지)의 잘 확립된 주기를 나타내지만 최소주기에서의 경향은 뚜렷하지 않다.

— 11년 주기의 태양 자외선 복사에 의해 강제된 지구 평균 오존의 변화(수 %정도)에 대한 이해 정도가 높아졌으나, 오존의 수직적 분포에 대한 변화는 확실성이 떨어진다. 태양의 우주선에 의한 대기 이온화와 지구 평균하층운 사이의 경험적 연계에 대한 이해는 현재 모호하다.

2005년의 지구 성층권 에어러솔 농도는 약 1980년에 위성 관측이 시작된 이후로 가장 낮은 값이었다. 이것은 1991년 피나투보의 화산폭발 이래 중요한 폭발이 없었던 것이 원인이 될 수 있다. 이러한 일시적인 화산폭발로 배출된 에어러솔은 일시적으로 음의 복사강제력을 보여준다: 그러나 피나투보 화산이전의 화산 폭발과 관련된 복사강제력에 대한 지식은 제한적이다.

LLGHGs가 아닌 가스(오존, 에어러솔의 직접적인 효과와 구름의 알베도 효과, 토지이용변화)에 대한 복사강제력의 공간적인 패턴은 상대적으로 높은 확실성을 가졌던 LLGHG와는 대조적으로 상당한 불확실성을 가지고 있다. 남반구의 순 복사강제력은 에어러솔 기여가 적음으로 인해 북반구보다 높을 것이 확실시 되고 있다. 복사강제력의 공간적인 패턴이 기후반응의 패턴을 나타내는 것은 아니다.

총 세계 지표 강제력의 평균은 음의 강제력일 가능성이 대단히 높다. 지표에서의 단파복사 플럭스 감소와 대류권과 성층권에서의 에어러솔의 증가는 음의 지표강제력에 대한 주요 요인이 된다. 이는 양의 값을 갖는 총 인위적 복사강제력에 주요한 기여를 하는 LLGHG의 증가와는 대조적이다.

2.1 서론과 범위

이 장에는 IPCC 3차 평가보고서 실무그룹1(TAR; IPCC, 2001)의 3장에서 6장까지의 내용을 발췌하여 개정한 정보가 수록되어 있다. 여기에는 1750년부터 현재까지 기후변화 강제력매개체(forcing agents)와 전조물질들의 추세와 그들이 기후시스템의 복사강제력(RF)에 대해 얼마나 기여하고 있는지를 담고 있다. 대기조성 변화의 이해에 대한 논의는 강제력 매개체(forcing agents)와 전조물질들의 추세로 제한하였다. 3차 평가보고서 이래로 명백한 발전이 있었던 분야에 대해서는 강조하여 설명하였다. 본 장에 관련된 내용에 대해서는 3차 평가보고서 이래로 다양한 평가연구가 수행되었으며, 특히 2002년 세계기상기구(World Meteorological Organization, WMO)-유엔환경계획(UNEP) 오존층 파괴의 과학적인 평가(WMO, 2003)와 IPCC-기술, 경제 평가위원회(TEAP)의 기후시스템과 오존층 파괴의 보호에 관한 특별보고서(IPCC/TEAP, 2005)가 대표적인 예이다.

이 장에서는 인위적인 온실가스의 변화, 에어러솔의 변화와 이들이 구름에 미치는 영향, 비행이 생성한 비행운과 권운의 변화, 지표면의 반사도 변화와 자연적인 태양과 화산의 메커니즘에 대해 평가한다. 본 장에서는 ‘복사강제력’의 개념(2.2절과 2.8절)에 대해 재평가 하며, 복사강제력의 시·공간적인 패턴과 지표면 복사에너지의 수지변화에 대해 검토하였다.

대기 중 체류시간이 긴 온실가스들(이산화탄소(CO₂), 메탄(CH₄), 아산화질소(N₂O), 염화불화탄소(CFCs), 수소화염화불화탄소(HCFCs), 수소화불화탄소(HFCs), perfl uorocarbons (PFCs), 육불화황(SF₆)), 이하 총합하여 LLGHGs로 명명하기로 한다(2.3절))에 대해 본 장에서는 새로운 전구관측능력과 다양한 관측망으로부터의 장기 관측 자료들을 결합하여 2005년까지의 경향을 개정하였다. 다른 복사강제력 매개체들에 비해 본 경향은 상당히 개선된 정량화가 이루어졌기 때문에 본 장에서는 이전의 평가에 대해 많은 부분을 할애하지 않았다(하지만 관련 과정이나 연관 수치들에 대해서는 7.3절과 7.4절에서 좀 더 심층적으로 논의되었다). 그럼에도 불구하고 LLGHGs는 여전히 기후변화의 가장 크고중요한 동력으로 남아있고 그들의 경향을 평가하는 것이 본 장과본 평가의 주요한 과제이다.

본 장은 복사강제력 산정의 방법으로 오직 ‘전방 계산법(forward Calculation)’만을 고려하였다. 이는 관련된 강제력 매개체의 모델링과 측정에 기반한다. 3차 평가보고서부터 몇몇 연구에서는 ‘역 계산법(inverse calculation)’을 이용한

복사강제력의 규정을 시도하였다. 특히, 기후의 여러 측면에 대한 시/공간적으로 발전된 지식을 이용하여 에어러솔의 복사강제력을 규정하고자 하는 시도들이 이루어졌다. 여기에는 지난 100년 동안의 기온과 다른복사강제력, 기후반응과 해양의 열수용을 포함한다. 이러한 방법들은 기후변화의 다른 측면에 대한 - 충분히 작은 불확실성을 가지는 - 이해에 기인한 것이며 그 탐지 및 원인규명에 대한 장에서 논의될 것이다(9.2절).

대기조성의 변화와 그와 연관된 되먹임에 대한 다양한 논의는 7장에 제시되었다. 복사강제력과 1750년 이전의 대기 조성변화는 6장에서 논의되었다. Ramaswamy et al.(2001)의 미래 복사강제력 시나리오는 본 보고서에 반영되지 않았고 10장에서 간략하게 논의 되었다.

2.2 복사강제력의 개념

3차 평가보고서와 그 이전IPCC 평가 보고서의 복사강제력에 대한 정의가 유지되어 왔다. Ramaswamy 등(2001)은 이를 ‘지표면과 대류권 온도와 상온 교란되지 않은 값으로 고정시킨 상태에서 복사평형에 대한 재평가를 위한 성층권 온도를 고려한 후, 대류권계면에서의 순(하향에서 상향으로의 차) 복사(태양+장파 Wm⁻²) 변화’로 정의하였다. 복사강제력은 기후변화의 인위적, 자연적 동력의 평가와 비교에 이용된다. 이 개념은 간단한 복사-대류 모델을 이용한 태양의 일사와 CO₂ 변화에 따른기후반응에 대한 선행연구에서 제안되었다. 이는 특히 LLGHGs의 기후 영향의 평가를 위한 적용이 적합하다고 밝혀졌다(Ramaswamy et al.,2001). 복사강제력은 지표면에서의 전구 평균 평형 온도변화와 선형적인 관계를 보인다고 볼 수 있다(ΔT_s) : $\Delta T_s = \lambda RF$, λ 가 기후민감도 매개변수(Ramaswamy et al.,2001). 선행 기후 연구에서 개발된 이 방정식은, 두 평형 기후상태 사이의 전구평균 기후변화의 선형적인 시각을 나타낸다. 복사강제력은 기후변화에 대한 많은 다른영향을 정량화하고 순위 매기기 위한 간단한 측정 기준이다: 이것은 전체 기후반응을 대표하고자 하는 것이 아니며 기후변화의 제한된 척도만을 제공한다. 그러나 외부강제력들에 대한 기후민감도나 다른기후반응의 적절한 정량화가 이루어져있지 않기 때문에 복사강제력은 기후반응의 추정에 비해 좀 더 쉽게 계산할 수 있고, 비교 가능한 척도가 된다. 그림 2.1은 복사강제력의 개념이 ‘강제력’과 ‘반응’을 포괄하여 일반적인 기후변화의 이해에 얼마나 잘 들어맞는지를 보여준다. 본 장에서는 또한 임의의 강제력 매개체에 의한 지표 복사균형의 순간적인 교란을 나타내는

‘지표강제력’ 용어를 사용한다. 지표 강제력은 복사강제력과 매우 다른 특성을 가지고 있으며, 다른 강제력 매개체를 비교하는데 사용되지 않아야한다(2.8.1절). 그럼에도 불구하고 이는 특히 에어러솔의 진단에는 유용하다(2.4와 2.9 절).

3차 평가보고서 이후로 복사강제력의 한계평가에 초점을 맞춘 복사강제력과 기후반응간의 연관관계에 대한연구가 수행되었다. 이와 관련하여 몇몇 기후변화 동력들이 개별 ‘강제력’ 혹은 ‘반응’으로 더욱 잘 고려되었는지에 대한 상당한 논의가 있었다(Hansen et al., 2005; Jacob et al., 2005; 2.8 절). LLGHGs, 에어러솔과 에어러솔 전조물질, 오존 전조물질과 오존층 파괴물질과 같은 강제력 매개체의 배출량은 기후변화의 기본적인 동력이며, 이러한 배출량은 연관된 기후변화와 강제력 매개체가 서로 상호작용하여 진행되어 나가는 것을 모사하는 최신 기후 모델에 사용 할 수 있다. 이러한 모델들에서 몇몇 ‘반응’은 복사강제력의 평가를 위해 필요하다. 이 ‘반응’은 대류권 기후시스템의 복사섭동을 생성하기 위해 상당한 변화가 필요한, 에어러솔과 관련된 구름의 변화에 대하여 가장 중요한것이다(Jacob et al., 2005).

6장에서는 고 기후적 시간척도에 걸친 이른바 ‘경계조건’의 변화(궤적 요소, 대륙빙하, 대륙 등의 변화)로 인한 기후변화 매개체들의 장기변화와 그로 인한지구의 기후시스템을 변화를 논의한다. 본 장의 목적을 위해 이러한 ‘경계조건’은 변하지 않고 강제력의 변화는 기후시스템과 무관한 것으로 가정된다. 자연적인 복사강제력은 태양변화와 화산으로 고려되며, 다른 복사강제력은 모두 인류활동에 의한 것으로 고려한다. LLGHGs 강제력 매개체의 농도에 있어 생지구화학적(biogeochemical) 반응으로 인한 두드러진 변화가 없어

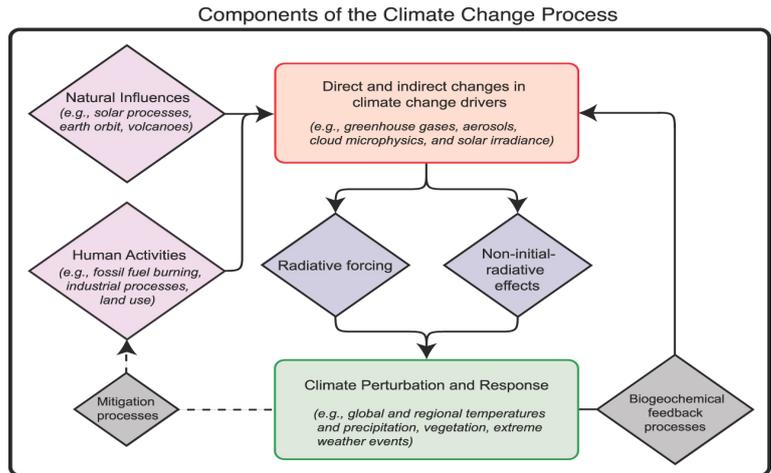


그림 2.1. IPCC에 의해 평가된 기후변화의 다른 양상이 복사강제력과 어떻게 연관되어 있는지를 설명한 다이어그램. 인간활동과 자연의 과정은 직·간접적으로 기후변화 강제력의 변화를 초래할 수 있다. 일반적으로 이러한 변화는 복사강제력 특성 변화의 결과로 긍정적으로든 부정적으로든 변화하며, 증발작용과 같은 1차적이지 않은 복사효과를 초래한다. 복사강제력과 1차적이지 않은 복사효과는 6, 7, 8장에서 논의된 것과 같이 기후 불안정과 반응을 초래한다. 자연적 인위적 요소에 대한 기후변화의 원인규명은 이장에서 논의되었다. 생지구화학적인(biogeochemical) 작용간의 결합은 이것의 강제력에 의한 기후 변화로부터의 되먹임을 초래한다(7장). 이것의 예는 습지에서서 CH₄의 배출량 변화이며 이것은 좀 더 따뜻한 기후에서 발생한다. 인간활동의 변화(파선)로 인한 기후변화 완화로의 잠재적인 접근은 IPCC의 실무그룹 III의 주제로 강연되었다.

왔다는 가정은 적절하며(7.3과 7.4절), 복사강제력은 관측된 농도변화를 이용하여 오프라인 복사 이동 기작 내에서 계산되곤 한다(즉, 인간은 이러한 증가에 전적으로 책임이 있는 것으로 고려된다.). 다른 기후변화 동력들에 있어서 복사강제력은 종종다양한 방법론(Ramaswamy et al., 2001; Stuber et al., 2001b; Tett et al., 2002; Shine et al., 2003; Hansen et al., 2005; 2.8.3절)을 채택한 대기대순환모델(GCM) 데이터를 통해 산정된다. 성층권으로 보정된 복사강제력에 대한 3차 평가보고서 정의를 직접적으로 따르지 않는 선택적인 복사강제력 계산 방법이 사용되는 경우가 있었으며 그 중 가장중요한 것은 그림 2.2에 나타내었다. 대부분의 에어러솔 구성성분(2.4절)

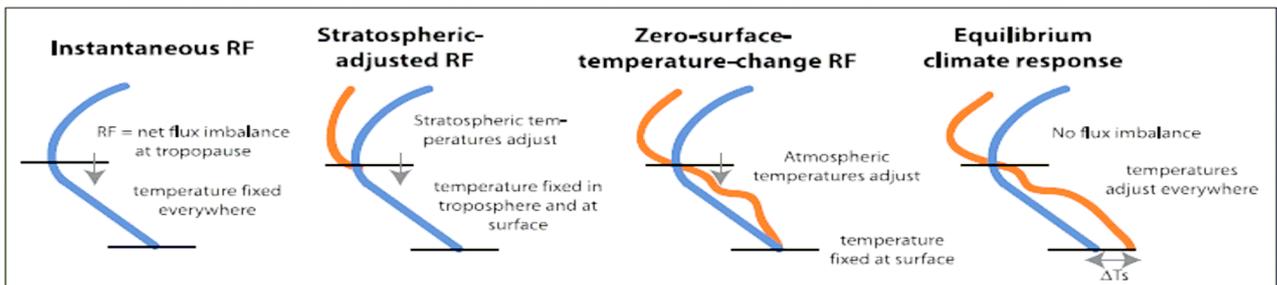


그림 2.2. 복사강제력 계산 방법론의 비교도식. 권계면에서의 순 플럭스 불균형으로 정의된 복사강제력은 화살표에 의해 나타내졌다. 수평선은 지표(아래의 선)와 권계면(위의 선)을 나타낸다. 비섭동 온도 프로파일은 파란선으로 섭동 온도 프로파일은 오렌지선으로 나타내었다. 왼쪽에서 오른쪽으로 순간적으로 일어나는 복사강제력 : 대기온도는 모든 곳에서 고정된 성층권의 조정된 복사강제력 : 조정하기 위해 성층권 온도 고려 ; 표면온도 변화없는 복사강제력 : 적응하기 위해지표온도가 고정된 모든 곳의대기 온도 고려 그리고 기후 반응평형 : 평형상태에 도달하기 위해 (권계면 유동 불균형 없음) 대기와 지표의 온도를 고려함, 지표온도 변화를 제시함(ΔT_s).

자주 묻는 질문(FAQ) 2.1

인간활동은 기후변화에 어떻게 기여하고, 자연적 영향력과 어떻게 비교되는가?

인간활동은 대기의 온실가스, 에어러솔(작은 입자들), 구름의 양적 변화를 야기함으로써 기후변화에 기여한다. 알려진 것 중 기여도가 가장 높은 것은 화석연료의 연소인데, 화석연료가 연소되면서 CO₂ 가스가 대기로 배출된다. 온실가스와 에어러솔은 지구의 에너지 균형을 이루는 입사되는 태양복사량과 외부로 나가는 적외(열적외) 복사량을 변동시킴으로써 기후에 영향을 준다. 이들 가스의 대기 농도 혹은 특성의 변화는 기후시스템의 온난화 혹은 냉각으로 이어질 수 있다. 산업시대가 시작된(약 1750년) 이후, 기후에 대한 인간활동의 전반적 효과는 온난화 쪽으로 영향을 주었다. 산업 시대에 인간이 기후에 미친 영향은 태양활동의 변화나 화산 분출 같은 자연적 과정의 변화로 인한 영향을 훨씬 초과했다.

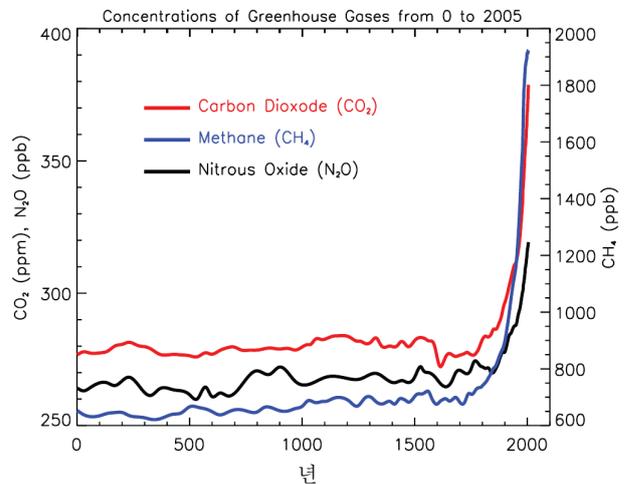
온실 가스

인간활동은 주요 온실가스 4가지, 즉 CO₂, CH₄, N₂O, 할로카본(불소, 염소, 브롬을 함유하는 일단의 기체)을 배출한다. 이 가스들은 대기에 축적되어 시간이 지날수록 농도가 증가하게 된다. 이 가스들 모두 산업 시대에 상당히 증가했다(그림 1 참조). 이 증가는 모두 인간활동에 원인이 있다.

- CO₂는 교통, 건물의 냉난방, 시멘트 및 기타 상품의 제조에 화석연료가 사용됨으로써 증가했다. 삼림벌채(deforestation)는 CO₂를 배출시키고 식물의 CO₂ 흡수를 감소시킨다. CO₂는 식물잔재의 분해 같은 자연적 과정에서도 배출된다.
- CH₄는 농사, 천연가스 보급 및 매립에 관련된 인간활동의 결과로서 증가했다. 메탄은 습지에서 일어나는 자연적 과정으로부터도 발생한다. 지난 20년간 메탄의 증가율이 감소했기 때문에 현재는 대기의 메탄 농도가 증가하지 않고 있다.
- N₂O 역시 비료 사용, 화석연료 연소 같은 인간활동에 의해서 배출된다. 토양과 바다의 자연적 과정에서도 N₂O가 발생한다.
- 할로카본 가스의 농도는 주로 인간활동에 의해서 증가했다. 자연적 과정에서도 소량 발생한다. 주요 할로카본으로는 CFCs(예: CFC-11과 CFC-12)가 있는데 이 가

스들이 성층권 오존 고갈을 야기한다는 것이 밝혀지기 전에는 냉매와 기타 산업공정에서 광범위하게 사용되었다. CFC 가스의 농도는 오존층 보호를 위한 국제 규제가 시행된 결과로 감소 중에 있다.

온실가스의 대기농도 (0-2005년)



FAQ 2.1, 그림 1. 주요 장수명 온실가스의 과거 2000년 동안의 대기 농도. 약 1750년 이후의 농도 증가는 산업시대의 인간활동에 원인이 있다. 농도의 단위는 ppm 혹은 ppb이다. 이것은 각각 대기 샘플의 공기 분자 1백만 개와 10억 개 당 들어있는 온실가스 분자의 수를 뜻한다.(데이터는 이 보고서의 6장과 2장에서 취하여 병합 및 단순화하였다.)

- 오존은 대기에서 계속 화학반응에 의해 만들어지고 파괴되는 온실가스다. 인간활동은 CO, 탄화수소, N₂O 같은 가스들의 배출을 통해 대류권 오존을 증가시켰다. 이 가스들은 화학적으로 반응하여 오존을 생성한다. 앞에서 언급한 바와 같이, 인간활동에 의해 배출된 할로카본은 성층권의 오존을 파괴하는데 남극대륙 상공의 오존구멍은 이 때문에 생겼다.
- 수증기는 대기에 가장 많이 존재하는 가스이자 가장 중요한 온실가스다. 그러나 인간활동이 대기 수증기에 직접적으로 미치는 영향은 아주 작다. 인간은 기후를 변화시킴으로써 간접적으로 수증기에 영향을 줄 수 있다. 온도가 높은 대기일수록 더 많은 수증기를 함유하기 때문이다. 인간활동은 메탄 배출을 통해서도 수증기량에 영향

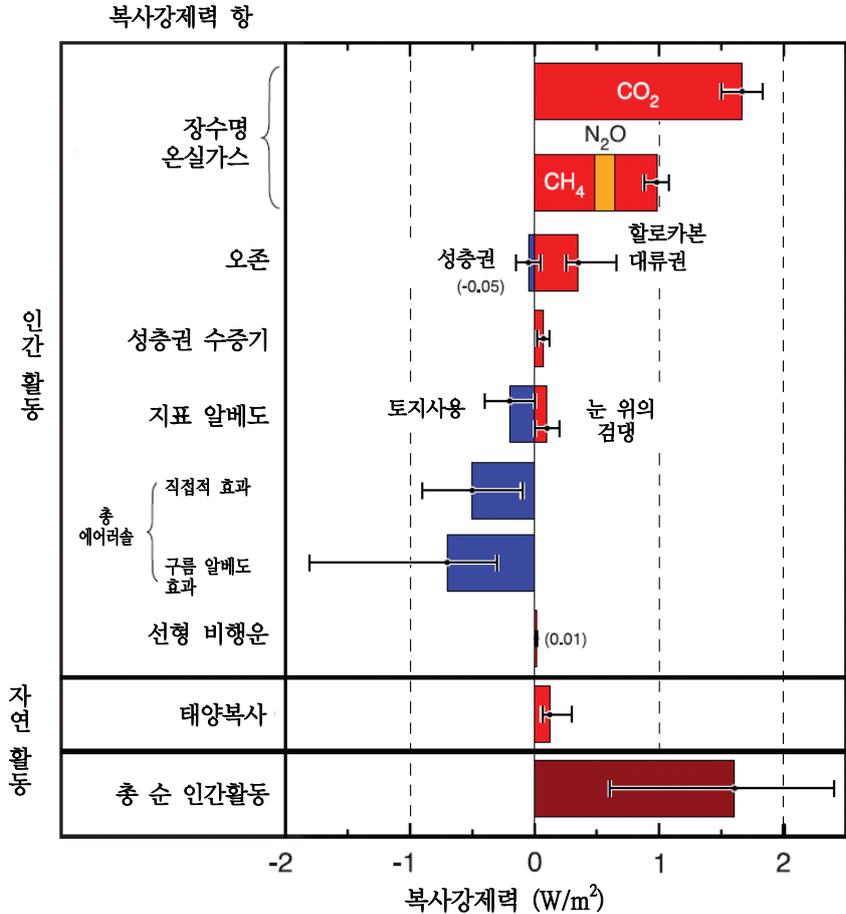
을 준다. 메탄은 성층권에서 화학적으로 파괴되어 소량의 수증기를 내놓기 때문이다.

- 에어러솔은 대기에 있는 작은 입자들로, 그것들의 크기, 농도, 화학적 조성은 매우 다양하다. 직접적으로 대기에 배출되는 에어러솔도 있고 배출된 화합물로부터 생성되는 에어러솔도 있다. 에어러솔에는 자연적으로 발생한 것과 인간활동의 결과로서 배출된 것 둘 다 포함된다. 화석연료와 바이오매스 연소로 인해 황화합물, 유기화물, 검댕(black carbon, 그을음 soot)을 함유하는 에어러솔이 증가했다. 노천 채광(surface mining), 산업공정 같은 인간활동은 대기의 분진을 증가시켰다. 자연 에어러솔로는 지표에서 배출된 광물성 먼지(mineral dust), 해염 에어러솔, 육지와 바다의 생물체에서 기원한 에어러솔, 화산분출에서 나온 황염 및 분진성 에어러솔이 있다.

인간활동의 영향을 받는 인자들의 복사강제력

인간활동의 영향을 받는 인자들의 복사강제력 기여도를 그림 2에 나타냈다. 각 수치는 산업 시대가 시작되던 때(약 1750년)와 비교한 총 복사강제력이다. 모든 증가한 온실가스는 인간활동으로 인한 것이라고 묵시적으로 동의된다.

1750-2005년의 기후 복사강제력



FAQ 2.1, 그림 2. 기후변화 복사강제력의 주요 요소. 이 그림의 모든 복사강제력은 기후에 영향을 주고 본문에 설명된 인간활동이나 자연적 과정에 관련 있는 한 가지 이상의 인자들로부터 생긴다. 수치는 산업시대가 시작되던 때(약 1750년)의 값을 기준한 2005년의 강제력이다. 인간활동은 장수명 가스, 오존, 수증기, 지표 알베도, 에어러솔, 비행운의 큰 변화를 야기한다. 1750년과 2005년 사이에 중요한 자연강제력 중에서 유일 하게 증가한 것은 태양복사였다. 양(+)의 강제력은 기후의 온난화를 가져오고 음(-)의 강제력은 냉각을 가져온다. 각 색상의 막대에 연결된 검은색 가는 라인은 각 값들의 불확실성 범위를 나타낸다.(이 그림은 이 보고서의 그림 2.20로부터 편집했음)

온실가스는 외부로 나가는 적외복사를 흡수하기 때문에 그것들의 강제력은 플러스 값을 갖는다. 온실가스 중에서도 CO2의 증가가 이 기간 동안 가장 큰 강제력을 야기했다. 대류권 오존의 증가 역시 온난화에 기여했다. 반면에 성층권

FAQ 2.1, 박스 1: 복사강제력 (Radiative Forcing)이란 무엇인가?

기후 변화를 야기할 수 있는 인자(예: 온실가스)의 영향력을 복사강제력이라는 용어로 평가한다. 복사강제력은 기후에 영향을 주는 인자가 변할 때 지구-대기 시스템의 에너지 균형이 어떤 영향을 받는지를 나타낸 척도이다. '복사'라는 단어는 입사되는 태양복사와 외부로 나가는 지구대기 적외복사의 균형(balance)이 변동되기 때문에 사용되었다. 이 복사 균형(radiative balance)이 지구 표면의 기온을 조절한다. '강제력'이라는 용어는 지구의 복사균형이 정상상태를 벗어나고 있는 중임을 나타내기 위해 사용되었다.

복사강제력은 '대기 상부에서 측정된 지구 단위면적 당 에너지 변화율'로서 측정하고, 단위는 W/m2를 사용한다(그림 2 참조). 인자 혹은 인자 집단의 복사강제력이 양수(+)이면 지구-대기 시스템의 에너지는 결국 증가할 것이고, 계의 온난화를 가져올 것이다. 반대로 음의 복사강제력을 가지면 이 에너지는 궁극적으로 감소하고 지구-대기 시스템은 냉각될 것이다. 기후 과학자들에게 중요한 도전거리는 기후에 영향을 주는 모든 인자와 그것들의 강제력 발휘 메커니즘을 파악하여 각 인자의 복사강제력을 정량하고 인자 집단의 총 복사강제력을 평가하는 것이다.

오존 감소는 냉각에 기여했다.

에어러솔 입자들은 대기에서 태양복사와 적외복사를 반사하고 흡수함으로써 강제력에 직접적으로 영향을 준다. 일부 에어러솔은 양의 강제력을 야기하고 일부는 음의 강제력을 야기한다. 모든 에어러솔을 합산하여 산출된 직접 복사 강제력은 음수이다. 에어러솔은 구름 특성의 변화를 야기함으로써도 간접적으로 음의 복사강제력을 야기한다.

산업 시대 이후로 인간활동은 주로 경작지, 목초지, 삼림의 변화를 통해 지구 전체 육지피복도의 성격을 변화시켰다. 또한 눈과 얼음의 반사 특성도 변화시켰다. 인간활동의 결과로서 전반적으로 지구 표면에서 더 많은 태양복사가 반사되고 있는 중일 가능성이 있다. 이 변화는 음의 강제력을 발휘한다.

항공기는 적절히 낮은 기온과 높은 습도를 갖는 지역에서는 응축물의 지속적인 선형 흔적(비행운)을 만든다. 비행운은 태양복사는 반사하고 적외복사는 흡수하는 권운 종류이다. 전지구적 항공기 운항에서 생긴 선형 비행운들이 지구의 구름량(cloudiness)을 증가시켰다. 이것은 작은 양의 복사 강제력을 야기하는 것으로 추정된다.

에 대해 성층권의 조정은 복사강제력의 영향이 거의 없고 대류권 상부나 혹은 대류권계면에서의 순간 복사강제력은 대체될 수 있다. 7.5절과 2.5절에서 논의된 -원래부터 복사력이 있는 것은 아닌- 기후변화 동력들에 대해 대류권의 상태를 변화시킴으로 인해 복사강제력과 흡수한 양을 산정할 수가 있다. 그림 2.2(Shine et al., 2003, Hansen et al., 2005, 2.8.3절)에서의 표면온도변화 없는 복사강제력으로 제시되었다. 다양한 수증기와 구름변화는 기후되먹임으로 간주되며 8.6절에서 다루어진다.

복사섭동을 일으키기 전에 대류권의 변화가 요구되는 기후변화 매개체(기온과 수증기 양)는 에어러솔-구름 체류시간 효과, 에어러솔 반직접 효과와 일부 지표 변화 효과이다. 7.2절과 7.5절에서 논의된 것처럼 이러한 특성은 인위적 활동이 기후변화에 미치는 총괄적 영향과 복사에 미치는 효과를 산정할 때 평가되어야 한다. 그러나 본 장과 4차 평가보고서에서 복사강제력의 정의를 바꿈으로서 그들은 복사강제력으로 끌어들이 수 있음에도 불구하고 그러지 못했다. 이러한 이유는 두 부분이며, 고려사항은 간단하고 실용적이어야 한다는 우려 때문이었다. 첫째로 많은 GCMs는 이미 그들을 포함한 메커니즘간의 기후민감도의 변화평가과정에 이미 어느 정도이를 포함하고 있다('효과', 2.8.5 절). 두 번째로 대류권 상태 변화의 평가는 기후모델 대부분의 가장 불확실한

자연적 변화로 인한 복사강제력

자연 강제력은 태양의 변화와 폭발적인 화산분출로 인해 생긴다. 태양 배출에너지는 산업혁명 이후 점차 증가하여 소량의 플러스 복사강제력을 야기했다(그림 2 참조). 이것은 11년 주기를 따르는 태양복사의 주기적 변화에 더하여 일어난다. 태양 에너지는 기후계를 직접적으로 가열한다. 또한 대기의 여러 온실가스에도 영향을 주어 이를테면 성층권 오존에도 영향을 줄 수 있다. 폭발적인 화산분출은 성층권에서 황산염 에어러솔의 일시적 증가를 유발하여 단수명(2~3년) 마이너스 강제력을 일으킬 수 있다. 1991년의 큰 화산분출(피나투보 화산) 이후로는 현재 성층권에 화산성 에어러솔은 없다.

현대와 산업화 시작 무렵에 태양발광 변화 및 화산으로부터 추정된 복사강제력의 차이는 인간활동으로부터 추정된 복사강제력의 차이에 비하면 매우 작다. 그 결과, 현재 및 미래의 기후변화에서는 인간활동으로 인한 현재 대기의 복사강제력이 자연 과정의 변화로부터 추정된 복사강제력 보다 훨씬 더 중요하게 기여한다.

반응 부분에 의존하고 있다(예를 들어, 물의 순환). 그것의 복사효과는 매우 기후모델에 의존적이며, 복사강제력은 이러한 의존을 피하기 위해 계획된 개념이다. 실제로 이러한 효과는 실제과정에서 배제될 수 있다. 그것들은 적절하게 정량화되기엔 너무많은 불확실성이 있다(7.5절, 2.4.5와 2.5.6 절 참조).

즉각적인 기후변화와 복사강제력의 관계는 간단하지 않다. 하나의 강제력 매개체와 관련된 전체 기후반응의 평가를 위해, 이 매개체의 시간적인 발달, 공간적, 수직적인 구조가 고려되어야 할 필요가 있다. 나아가, 복사강제력만으로는 배출량과 관련된 기후변화 잠재력을 평가할 수 없는데 이는 강제력 매개체들의 서로 다른 대기 중 체류시간을 고려하지 않았기 때문이다. 지구온난화지수(GWPs)는 이러한 배출량을 평가하는 하나의 방법이다. 이는 단위질량 펄스 배출량에 대해 일정기간 동안(예, 100년)의 통합 복사강제력 값을 CO₂와 비교하여 얻어진다(2.10절 참조).

2.3 화학적, 복사적으로 중요한 가스들

2.3.1 대기 중의 이산화탄소

본 절에서는 CO₂의 측정기구와, 후반부에서 설명될 복사

강제력의 예측에 필요한 대기중 혼합비의 최근 변화를 논의한다. 그에 더하여, 복사강제력 계산에 대조구로 요구되는 산업화 이전수준의 CO₂자료를 제공한다. 1950년 이전의 데이터는 간접적인 측정에 의지했다. 이 기간의 대기 중 CO₂ 수준은 보통 극의 빙하코어에 포획되어 있던 공기 방울의 분석으로 얻어졌다. 이 시기에 대해서는 6장에서 중점적으로 고려된다.

넓은 범위의 직, 간접적인 측정 결과는 대기 중의 CO₂의 농도가 산업화 이전 시기(기원 후 1000-1750년)에 275ppm-285ppm에서 2005년에 379ppm까지(FAQ 2.1, 그림 1 참조) 약 100ppm(36%)정도 전구적으로 증가되어 왔음을 확인해주었다. 이 기간 동안 대기 중의 절대 CO₂의 성장률은 실질적으로 증가했다: 처음의 50ppm의 증가는 산업화 이전 시기를 넘어 1970년까지, 200년 이상에 달하는 반면, 두 번째 50ppm의 상승은 약 30년 동안에 이루어졌다. 1995년에서 2005년까지의 10년간 대기 중의 CO₂는 약 19ppm 증가하였다. 이는 1950년대에 직접적인 대기 중의 CO₂ 관측이 시작된 이래로 가장높은 성장률 평균을 나타낸 10년간이었다. 1960년에서 2005년까지의 직접적인 측정 방법으로 인한 CO₂의 평균 증가율은 1.4 ppm yr⁻¹이다.

높은 정확도의 대기 중 CO₂의 측정은 7.3절에서 논의된 탄소주기에 대한 이해에 필수적이다. 첫 번째고 정확도의 대기 중 CO₂의 연속 현장 측정은 Scripps Institution of Oceanography(SIO)의 C.D.Keeling에 의해 수행되었다(1.3절 참조). 이 관측은 1958년에 19°N에 위치한 하와이의 Mauna Loa에서 시작되었다(C.D.Keeling et al. 1995). 최초의 문서화된 자료에는 대기에서의 CO₂ 증가뿐만 아니라, 지구상 생물권에서의 계절 변화에 따른 광합성변화에 의한 주기성도 나타내었다. 이후 수행된 현장 프로그램에 따라 두 반구의 다른 지점에서 연속적인 측정이 이루어졌다(Conway et al. 1994, Nakazawa et al. 1997, Langenfelds et al., 2002). 그림 2.3에서 나타나듯이 북반구(NH)의 Mauna Loa에서의 대기 중 CO₂ 농도는 남반구(SH) 뉴질랜드의 Baring Head에서도 동시에 측정되었다(Manning et al. 1997, Keeling과 Whorf, 2005). 이 두 측정소에서 북반구와 남반구의 두 지점에서 대기 중의CO₂의 가장 긴 지속적인 기록이 각각제공되고 있다. Mauna Loa, Baring Head, Cape Grim(Tasmania)와 남극과 같은 원격 지점들은 대기중 CO₂의 증가에 대한 초기시대로부터의 문서화된 자료를 제공해 왔고, 국지적인 배출 및 흡수로 인한 단기적인 변화의 영향을 거의 받지 않기 때문에 선택되었다. CO₂는LLGHG이며 대기 중에서 잘 혼합되기 때문에 이러한 지점에서의 측정은 도시 점 오염원과 대륙을 포함하는 지구의 통합적인 큰 그림을 제공한다. 이것과 2.3절

에 언급된 다른 LLGHGs에도 해당된다.

1980년대와 1990년대에 걸쳐 해양뿐만 아니라 대륙 대기 중 CO₂의 흡수와 발생원의 추정을 위해 대륙의 CO₂ 측정 범위를 넓혀야 할 필요가 있다는 인식을 하게 되었다. 연속 CO₂의 분석기는 상대적으로 유지비용이 비싸며 현장에서의 까다로운 보정이 요구되기 때문에, 많은 대륙과 해양 측정지점들에서 유리와 금속 컨테이너에 공기를 채취하여 분석하는 보조적인 공기 샘플플라스크 프로그램이 추진되고 있다. 채취 후에 채워진 플라스크는 분석을 위해 중앙의 잘 보정된 실험실로 보내지게 된다. 가장 대규모의 공기채취 분석망은 미국에 있는미국해양대기관리국의 전구모니터링분과(NOAA/GMD; 이전 NOAA/Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory(CMDL))에 의해 운영되고 있다. 이 기구는 여섯 개의 연속분석지역의 대기 중 CO₂ 뿐만 아니라, 전구적으로 운영되는 약 50개의 지표 측정지점에서의 공기샘플 플라스크를 매주 분석한다. 세계에 많은 실험실들이 대기 중 CO₂의 관측을 하며, 측정 자료의 세계적인 데이터베이스는 이산화탄소 정보분석센터(CDIAC)와 WMO 국제대기감시(GAW) 프로그램의 온실가스 세계정보센터(WDCGG)에 의해 운영되고 있다. 산업 혁명이후의 대기 중 CO₂의 증가는 화석연료의 연소, 가스 플레어, 시멘트 생산에서 배출된 CO₂의 배출량에 기인한다. 다른 원인은 삼림 벌채(Houghton, 2003)와 바이오매스 연소(Andreae와 Merlet 2001, van der Werf 2004)등과 같은 토지이용의 변화로 인한 배출량을 포함한다. 대기로 배출된 후 CO₂는 생물권과 해수면의 단기 체류 구성 성분과 빠르게 교환되며, 지구상 장기 생물권과 심해의 장기 체류 구성성분을 포함하는 모든활성 탄소저장소 사이에서 수백년의 시간 척도로 재분배 된다. 활성 탄소저장소와 기후 탄소순환 되먹임 작용과 대기중 남아있는 CO₂의 수준을 결정하는 그들의 중요성간에서 탄소의 이동을 지배하는 과정은, 탄소순환 수지에 대해 논의되는 7.3절에 나타나 있다. CO₂ 농도 증가는 모든 강제력 매개체 중에서 가장크게 지속된 복사강제력을 만들어낸다. CO₂의 복사강제력은 임의의 기간 중에 대기중 CO₂의 변화의 함수이다. 따라서, 중요한 질문은 ‘화석연료의 연소, 시멘트 생산과 토지 이용변화로부터 배출된 CO₂는 대기와 해양과 육상생물권에 어떻게 재분배 되는가?’이다. 이 분배는 다양한 기술을 사용하여 평가되어 왔다. CO₂의 탄소 동위원소 측정과 대기 중 산소(O₂) 항목의 고 정확도 측정은 가장 강력한 측정법이다. CO₂에 함유된 탄소는 자연적으로 발생하는 두 개의안정한 동위원소 ¹²C와 ¹³C를 포함한다. 이들 중 첫째로, ¹²C는 약 99%로 가장 많은 동위원소 양이며, 이에 따라¹³C는 약 1%이다. 석탄, 가스 및 석유의 연소와 개간으로 인한 CO₂의 배출에서의

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 동위 원소비는 대기 중 CO_2 의 그것보다 낮으며, 각각은 배출원에서의 특정신호를 간직한다. 그래서 Prentice et al.(2001)가 언급한 바와 같이, 화석연료의 연소로 인한 CO_2 가 대기 중으로 유입될 때, 대기 중 CO_2 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 동위 원소비 감소를 예측할 수 있으며, 이는 화석 기원의 CO_2 배출과 일관성 있는 감소일 것이다. 대기 중 CO_2 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비율의 변화는 다른 배출과 침적에 의해서도 나타나지만, 화석연료의 연소로부터의 CO_2 에 동위원소의 신호변화는 다른 요소로부터 결정될 수 있다(Francey et al. 1995). 변화는 1/100000보다 정밀하게 대기 중 CO_2 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 를 측정할 수 있는 능력을 가지고 있는 현대식 동위원소 비율질량 분광계를 사용하여 쉽게 측정할 수 있다(Ferretti et al., 2000). 그림 2.3에 나타난 바와 같이, Mauna Loa에서 대기 중 CO_2 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비가 감소되는 경향을 나타내었으며, 이는 화석연료 CO_2 배출과 대기 중 CO_2 의 농도 경향과 일치하였다(Andres et al., 2000, Keeling et al., 2005).

대기 중 O_2 의 측정은 해양과 대륙 사이의 CO_2 의 분할 결정의 강력하고 독립적인 방법을 제공한다(Keeling et al., 2005). 대기 중의 CO_2 와 O_2 의 변화는 식물의 호흡과 광합성 과정에서 반대의 경향으로 결합해 있다. 이에 더하여, 연소의 과정에서 O_2 는 대기중에서 제거되며, 질량 기반의 대기 중 CO_2 의 증가에 따른 감소되는 산출 신호를 나타낸다(그림 2.3). 대기 중 O_2 의 측정은 대략 209,000ppm의 배경농도에서 ppm 수준에서의 변화를 탐지해야 한다는 어려움 때문에 기술적으로 쉽지 않다. 이러한 어려움은 ppm 수준에서 대기 중의 O_2 감소와 계절적인 주기를 추적하는 것이 가능한 간섭기술을 사용한 Keeling과 Shertz에 의해 처음으로 극복되었다(그림 2.3). Manning과 Keeling(2006)의 최근 연구는 CO_2 의 증가보다 빠른 대기 중 O_2 의 감소를 나타내고 이는 해양에서의 탄소 침강의 중요성을 설명한다. 대기 중 CO_2 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비율과 대기 중 O_2 의 수준 측정은 7.3절에서 논의된 바와 같이 화석연료에 의한 CO_2 의 활성 탄소 저장소간 분배를 결정하는데 매우 유용한 도구이다. 그림 2.3에서 최근 두 반구에서의 측정은 대기 중 CO_2 의 증가, O_2 의 감소, 화석연료 연소와 대기 중 CO_2 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비율의 강력한 결합을 강조하여 나타낸다.

Prentice et al.(2001)에 의해 보고된 1990년에서 1999년까지의 기간 동안, 화석연료의 연소와 시멘트 제조에 따른 배출량은 6.1에서 6.5 GtC yr^{-1} , 또는 약 0.7% yr^{-1} 로 불규칙적으로 증가되었다. 하지만 1999년에서 2005년까지는 배출량은 6.5에서 7.8 GtC yr^{-1} 으로(BP, 2006, Marland et al., 2006), 약 3.0% yr^{-1} 로 규칙적으로 증가하였으며, 3차 평가보고서에서 고려되었던 것 보다 많아진 배출량 증가를 나타낸다(그림

2.3). 이산화탄소의 배출량은 세계적으로 연간 화석연료의 연소와 시멘트 제조에 따라 지난 30년간 약 70% 증가되었다(Marland et al., 2006). 배출량과 대기 중 CO_2 농도의 증가사이의 관계는 '대기 중 비율'로 알려진 비례조정 요소를 사용하여 추적되어 왔다. 이 비는 대기 중 CO_2 농도의 연 증가량과, 시멘트 제조와 연간 화석연료로부터의 CO_2 배출량을 합한 값의 비로서 정의된다(Keeling et al., 2005). 1950년대부터의 10년 단위 값은 평균 약 60%로 나타난다. Hansen and Sato(2004)는 근간을 이루는 전구 CO_2 증가율은 약 1.9ppm yr^{-1} 로 예측하였다. 이러한 수치는 1995년에서 2005년까지 10년 간 관측된 결과와 일치한다.

1990년대의 토지이용변화에 따른 이산화탄소 배출량은 0.5에서 2.7 GtC yr^{-1} 로 추정되며(7.3절, 표 7.2), CO_2 증가율에 6~39% 정도를 기여한다. Prentice et al.(2001)는 Houghton(1999, 2000)을 인용하여, 1850년과 1990년 사이에 토지이용변화의 결과로 121 GtC 의 순 배출량이 생겼다고 하였다. 이 기간의 추정량은 1960년 이전의 추정된 배출량의 증가의 따라 Houghton(2003)에 의해 134 GtC 으로 상향 조정되었다. Houghton(2003)은 또한 배출 목록을 2000년까지 확대하였으며, 1850년부터 누적된 배출량 156 GtC 을 제시하였다. Brovkin et al.(2004)와 Matthews et al.(2004)에 의한 탄소순환모의실험에 따르면 토지이용변화로 인한 배출량은 1850년에서 2000년까지 증가한 총 CO_2 중 12~35ppm 정도를 기여한다고 하였다(2.5.3.절, 표 2.8). 과거의 토지피복 변화는 2.5.2절에서 논의 되었으며, 1980년대와 1990년대의 CO_2 수치는 7.3절에서 심층적으로 논의되었다.

2005년의 9개 지점의 SIO 네트워크의 전구 CO_2 농도평균은 $378.75 \pm 0.13\text{ppm}$ 이었으며 40개 지점의 NOAA/GMD 네트워크는 $378.76 \pm 0.05\text{ppm}$ 이었기 때문에, 전구 평균은 거의 379ppm이다. 양자의 측정망 중 멀리 떨어진 해양 경계층의 지점들만이 이용되었으며, 높은 고도에 위치한 지점들은 포함되지 않았다. 예를 들어, Mauna Loa 지점은 약 0.5ppm이 '고도 영향'에 따라 제거되었다. 추가적으로, 2005년의 수치들은 아직까지 샘플측정에 사용된 최종 기준 가스보정 중에 있다.

현 남극의 빙하와 만년설의 새로운 CO_2 측정(MacFarling Meure et al., 2006)은 Etheridge et al.(1996)의 그것으로부터 기원후 0년까지 갱신, 확장 되었다. 1750년의 CO_2 농도는 $277 \pm 1.2\text{ppm}$ 이다. 1800년 전의 CO_2 혼합비는 272와 284ppm 사이에서 변화 하였으며, 1600년과 1800년 사이에 5에서 10ppm까지 감소된 것을 보여주고 있다(6.3절). 복사강제력 계산은 보통 산업화 이전 지표로 1750년을 택한다(예, 3차 평가보고서와 본 평가보고서). 그러므로 1750년의 사용은 자

연적인 냉각기 종결 이후 인위적인 배출에만 기인하지 않는 CO₂, CH₄와 N₂O의 농도 변화에 따라 복사강제력을 약간 과대평가 할 수 있다. 복사강제력 계산을 위해 1860년을 대체적인 시작시기로 사용하면 대략 10%의 LLGHG 복사강제력이 저감될 것이다. 복사강제력의 계산을 위해 남극의 Law Dome 빙모의 자료를 사용하였는데 이는 현존하는 빙하코어 중의 가장높은 연대해상도(대략10년)를 보여주기 때문이다. 뿐만 아니라 Tasmania의 Cape Grim 대기 중 CO₂의 직접 관측기록과 높은 정확도를 가진 빙하코어의 정보는 서로 연계되어있다.

Ramaswamy et al.(2001)에서 인용된 LLGHG의 복사강제력을 위한 간단한 계산식은 여전히 유효하다. 이 식은 구름, 성층권 조정, 태양광 흡수가 포함된 전구복사강제력 계산을 기초로 하며, CO₂의 농도가 2배가 되었을 때 +3.7 Wm⁻²의 복사강제력을 이용한다(본 장에서 사용된 CO₂ 복사강제력 계산식은 3차 평가보고서에서 개정된 IPCC(1990)의 식이다. 여기에서 CO₂의 경우 복사강제력은 농도증가에 대해대수적으로 증가한다). Collins et al.(2006)는 다섯 개의 상세한 line-by-line models의 비교와 20개의 GCM 복사 기작에 대한 비교를 수행하였다. line-by-line model 결과의 폭은 Ramaswamy et al.(2001)에서 채택된 LLGHG 복사강제력에서 ±10%의 불확실성 추정치와 일치하며, 본 평가보고서에도 이와 비슷하게 90%의 신뢰구간에서 ±10%가 적용되었다. 그러나 10%라는 상대적으로 작은 불확실성은 GCM에다 LLGHG 강제력을 통합할 때 언제나 달성 가능한 것이 아니라라는 점을 이해해야만 한다. 예를 들어, Collins et al.(2006)와 Forster와 Taylor(2006)는 GCM 복사기작은 총 LLGHG 복사강제력 산정에 있어서 약 20%의 불확실성을 가지고 있다는 것을 발견했다(2.3.2절과 10.2절).

대기 중 CO₂에 379ppm의 2005년 전구평균값을 사용하는 경우, 복사강제력은 1.66 ± 0.17 Wm⁻²으로 나타난다: 본 장에서 고려된 다른 강제력 매개체 기여도에 비해 아주 큰 기여도를 보인다. 이것은 Ramaswamy et al.(2001)에서 1998년에 대해 보고된 수치에 비해 13~14%의 증가이다. 이러한 변화는 단독으로 대기 중 CO₂에서의 증가에 따른 것이며, 또한 이것은 다른 매개체에 의한 복사강제력의 변화보다 훨씬 더 큰 것이다. 1995년에서 2005년까지의 10년간 CO₂에 따른 복사강제력은 약 0.28 Wm⁻²(20%) 증가하였는데, 이는 적어도 지난 1800년부터 계산된 어떠한 10년 단위의 변화보다 훨씬 큰 증가이다(6.6절, FAQ 2.1의 그림 1).

표 2.1은 현재의 농도와 LLGHGs의 복사강제력과 1998년부터의 변화를 요약하고 있다. CO₂와 다른 LLGHGs로부터의 복사강제력은 높은 수준의 과학적인 이해도를 가지고 있

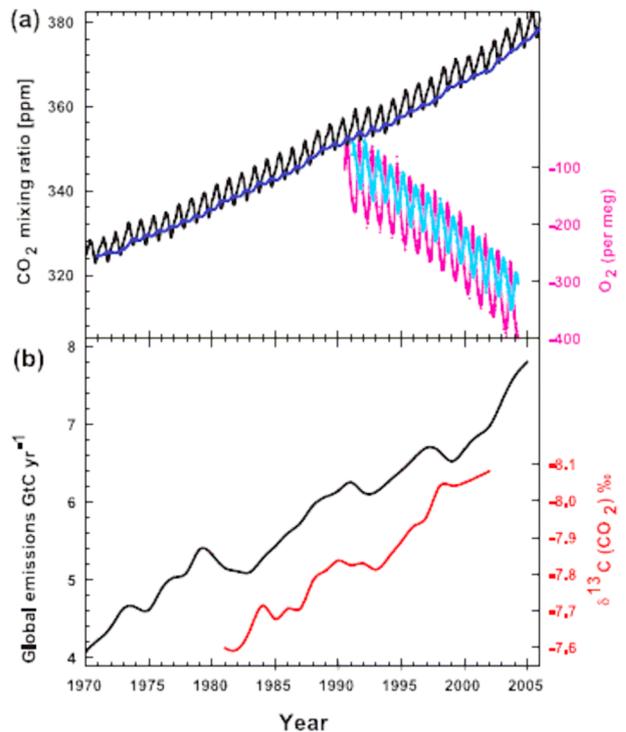


그림 2.3. 최근의 CO₂ 농도와 배출량 (a) 하와이의 Mauna Loa(19°N, 검정 Keeling과 Whorf, 2005)와 뉴질랜드의 Baring Head(41°S, 파랑 Manning 외에 의한 기술에 이어, 1997)에서 1970년부터 2005년에 걸쳐 연속분석기에 의해 측정된 CO₂ 농도(월 평균). 북반구에 지구상 생물권이 상대적으로 더 많이 존재함에 따라, CO₂의 계절주기는 남반구 주기보다 크다. 아래 오른쪽 그래프에 캐나다의 Alert(82°N, 핑크)와 오스트레일리아의 Cape Grim(41°S, 청록색)의 플라스크 샘플의 대기 중 산소(O₂) 측정이 나타나있다(Manning과 Keeling, 2006). O₂의 농도는 임의의 참고 문헌에서 O₂/N₂의 'per meg' 편차로 측정되었고, 일반적으로 안정된 동위원소 연구에서 사용되는 'per mil' 단위와 비슷하지만 비율은 훨씬 작은 변화가 측정되었기 때문에 103 대신에 106가 곱해졌다. (b) CDIAC 웹사이트의 2003년까지의 자료를 사용한(Marland 외, 2006), 2005년까지 GtC yr⁻¹(검정) 단위의 화석연료연소와 시멘트 제조로부터의 전 세계연간 CO₂ 배출량. 2004년과 2005년의 배출량 자료는 BP Statistical Review of World Energy(BP, 2006)로부터의 데이터를 사용한 CDIAC로부터 외삽법이 행해졌다. 토지이용에 의한 배출량은 나타나지 않았다 이것은 1990년대에 0.5~2.7 GtC yr⁻¹의 범위로 추정되었다(표 7.2). 1981년에서 2002년까지 Mauna Loa에서 측정된 대기 중 CO₂의 ¹³C/¹²C비의 연평균(빨강)이 나타나어졌다(Keeling 외, 2005). 동위원소 자료는 측정 표준으로부터 δ¹³C(CO₂) ‰(per mil) 편차로 표현되었다. 명확하게 하기 위해 이 단위가 역으로 변환되었다.

다(2.9절, 표 2.11). 복사강제력에서의 불확실성은 거의 전적으로 복사 전달에 기인하지 농도변화에 기인하지 않는다. 그러므로 복사강제력의 경향은 절대적인 복사강제력 값 보다 더 정확하게 결정될 수 있다. 2.5.3절의 표 2.8에서 토지이용의 변화로부터의 CO₂ 복사강제력의 기여는 약 0.4 Wm⁻²일 것이다.(1850년부터). 이것은 화석연료와 시멘트 제조를 포함하여 현재의 복사강제력의 약 3/4을 기여한다는 것을 의미한다.

2.3.2 대기 중 메탄

본 장에서는 현재 전 세계의 대기 중 메탄수지에 대한 이해와 복사강제력의 계산을 위해 필요한 자료를 제공하는 지구 관측 프로그램에 대해 설명한다. 뿐만 아니라 기준농도(reference level)로 이용되는 CH₄의 산업화 이전의 수준에 대한 위한 자료가 제공된다. CH₄ 수지에 대한 상세한 분석과 이에 대한 생지구화화학적 것은 7.4절에 나타내었다.

이는 CO₂에 뒤를 이어 두 번째로 큰 LLGHGs의 복사강제력을 가진다(Ramaswamy et al., 2001). 지난 650kyr 동안의 빙하코어 기록은 대기 중 CH₄의 양이 빙하시대의 약 400ppb의 낮은 농도에서부터 간빙기의 약 700ppb의 높은 농도까지의 변화를 가졌으며, 단일 측정으로는 Vostok 코어에서 약 770ppb에 달했다(그림 6.3).

2005년에 양 반구에서 NOAA/GMD에 의해 운영되는 40곳의 지표 대기 플라스크 실험의 네트워크에서 측정된 CH₄의 전 세계 평균량은 $1,774.62 \pm 1.22$ ppb이다. 이는 단일 연구실에 의해 운영되는 것 중에 지리적으로 가장 넓은 네트워크이며, 보정척도(calibration scale)는 3차 평가보고서에서와는 다른 것이 적용되었다(Dlugokencky et al., 2005). 새로운 척도(NOAA04로 알려진)로 인하여, NOAA/GMD에서 작성된 이전에 보고서에서 제시된 CH₄의 농도가 약 1%씩 증가했다. 이는 Advanced Global Atmospheric Gases Experiment (AGAGE) 네트워크에 훨씬 더 일치하는 결과를 가져왔다. 이 척도는 '공통 기준'으로서 WMO의 GAW 프로그램에 참여하고 있는 연구기관들에 의해 이용될 것이다. 또한 대기 중의 CH₄는 북반구와 남반구에 있는 다섯 개의 측정소에서 네트워크에 의해 관측되었다. 이 그룹이 매일 각 지점에서 36회의 CH₄ 측정을 위해 자동화된 시스템을 이용하며, Cunnold et al.(2002)에 의해 묘사된 보정된 방법에 의해 제시한 2005년의 평균은 $1,774.03 \pm 1.68$ ppb였다. 네트워크에 대해 몬테카를로 방법을 이용하여 90% 신뢰구간을 계산하였으나, 이는 샘플링 지역의 분포에 따른 불확실성만을 나타낸다. 양자의 네트워크를 위해 멀리 떨어진 해양 경계층의 지점들이 이용되었으며, 대륙에 위치한 지점들은 포함되지 않았다. 다른 CH₄ 측정 프로그램을 위한 대기 중 CH₄ 측정의 세계적인 데이터베이스(즉, 일본, 유럽, 호주의)는 GAW 프로그램의 WDCGG와 CDIAC에 의해 유지되고 있다.

현 CH₄의 대기 중 농도는 적어도 지난 650kyr에 동안은 전례가 없었던 수준이다(Spahn et al., 2005). 지난 25년동안 양 반구의 다양한 측정 지점에서 이루어진 직접 대기 측정에 의하면, 비록 그 기간 동안 CH₄의 양이 약 30% 증가되었을지라도 그 증가율은 1970년대 후반과 1980년대 초반의 연

간 1%보다 큰 최고 증가율에서 1990년대 후반에는 0%에 가까운 낮은 값으로 점차적으로 감소하고 있다(Dlugokencky et al. 1998, Simpson et al., 2002). 증가율의 감소는 1980년대에 시작되었다. NOAA/GMD에 의해 유지되는 지표지점 네트워크에 의하면 1984년의 14ppb yr^{-1} (약 $1\% \text{ yr}^{-1}$)에서 1999년에서 2005년 까지 0으로 가까워지는 감소를 한다(Dlugokencky et al., 2003). 남반구의 측정지점에 대한 Lowe et al.(2004)에 의한 측정은 GAGE/AGAGE의 네트워크(Cunnold et al., 2002)와 비슷한 특징을 보여준다. CH₄의 전구적 증가율과 최근 연간변화 추이의 특징은 1998년의 14ppb yr^{-1} 의 높은 증가율에서 2001, 2004년과 2005년에서의 0보다 적은 것으로의 변화이다(그림 2.4).

대기 중 CH₄의 증가율의 변화와 대기 적재량의 미래변화에 대한 이유는 알지 못하지만(Prather et al., 2001), 이것은 분명히 CH₄ 배출원과 흡수원간의 불균형과 연관되어 있다. 대부분의 CH₄는 대기 중에서의 광화학반응에 의해 생성되는 수산화 자유 라디칼(OH)과의 반응에 의해 제거된다. 대기 중 CH₄ 농도 조절에서 OH의 역할은 2.3.5 절에서 논의되었다. 부수적인 감소에는 자유염소와의 반응(Platt et al., 2004)과 성층권과 토양에서의 파괴가 포함된다(Bern et al., 1990).

세계적인 CH₄ 배출원은 상대적으로 잘 알려져 있으나 배출원별 배출강도와 그들의 경향은 잘 알려져 있지 않다. 상세하게 설명된 7.4절에 따르면 대개 생물 기원과 습지, 벼 경작, 바이오매스 연소와 반추동물물을 포함한다. 또한 메탄은 화석연료 채광과 공급을 포함한 여러 산업 배출원에 의해 배출된다. Prather et al.(2001)는 CH₄의 '상향식' 방식의 전 세계 배출원 추정의 넓은 범위를 제시했다. 그 당시로부터 공표된 새로운 배출원의 추정은 표 7.6에 나타나있다. 그러나 Bergamaschi et al.(2005)에 의한 보고에 따르면 '상향식' 방식을 기반으로 한 국가 배출목록은 배출량을 심하게 과소 평가 할 수 있고, '하향식' 기법을 이용한 검증이 필요할 것이라고 주장하였다. Kepler et al.(2006)가 발견한 바에 따르면 살아있는 식물로부터의 배출량이 세계 CH₄ 배출량의 10~ 30%의 기여를 하는 것으로 추정되었다. 이들의 연구는 제한된 배출원에 대한 측정을 외삽한 것이었고 다른 연구기관에 의해 확인되지 않았지만, Frankenberg et al.(2005)에 의해 보고되었던 열대우림을 상공에서 위성 관측된 CH₄ 플룸들에 어느 정도의 뒷받침을 제공하였다. CH₄의 잠재적인 큰 배출원을 발견하지 못했다는 사실은 현재의 '하향식' 방식의 추정이 커다란 불확실성을 가지고 있다는 것을 나타낸다(7.4 절).

여러 넓은 범위의 가정은 CH₄ 증가율의 감소와 이것의 변화를 설명하기 위해 제시되었다. 예를 들어, Hansen et

표 2.1. 관측된 온실기체별 현재 농도와 RF, 1998년(3차 평가보고서때 사용된 기준연도)이후의 변화로 제시되었다.

종류	농도와 변화		복사강제력	
	2005	1998년 이후의 변화	2005 (Wm ⁻²)	1998년 이후의 변화(%)
CO ₂	379±0.65 ppm	+13 ppm	1.66	+13
CH ₄	1,774±1.8 ppb	+11 ppb	0.48	-
N ₂ O	319±0.12 ppb	+ 5 ppb	0.16	+11
	ppt	ppt		
CFC-11	251±0.36	-13	0.063	-5
CFC-12	538±0.18	+4	0.17	+1
CFC-113	78±0.064	-4	0.024	-5
HCFC-22	169±1.0	+38	0.033	+29
HCFC-141b	18±0.068	+9	0.0025	+93
HCFC-142b	15±0.13	+6	0.0031	+57
CH ₃ CCl ₃	19±0.47	-47	0.0011	-72
CCl ₄	93±0.17	-7	0.012	-7
HFC-125	3.7±0.10	+2.6	0.0009	+234
HFC-134a	35±0.73	+27	0.0055	+349
HFC-152a	3.9±0.11	+2.4	0.0004	+151
HFC-23	18±0.12	+4	0.0033	+29
SF ₆	5.6±0.038	+1.5	0.0029	+36
CF ₄ (PFC-14)	74±1.6	-	0.0034	-
C ₂ F ₆ (PFC-116)	2.9±0.025	+0.5	0.0008	+22
CFC Total			0.268	-1
HCFCs Total			0.039	+33
Montreal Gases			0.320	-1
Other Kyoto Gases(HFCs+PFCs+SF₆)			0.017	+69
Halocarbons			0.337	+1
Total LLGHGs			2.63	+9

al.(2000)는 경제적인 보상이 인위적인 CH₄ 배출량을 감소시켰다고 하였다. 흡수원의 장기변화가 무시할 만하다는 점을 고려하면 농도변화는 CH₄ 배출량이 증가하지 않았다는 사실을 시사한다.(OH : 2.3.5절과 그림2.8). 이와 유사하게, Dlugokencky et al.(1998)와 Francey et al.(1999)에 따르면, 1982년부터 관측과 일관된 배출량과 체류시간을 고려했을 때, 성장률의 둔화는 배출량의 안정을 의미하는 것이다.

상대적으로 1991년에서 1998년 까지의 증가율은 각각 최고점 값이 15, 14 ppb yr⁻¹에 이르는 등(약 1% yr⁻¹) 많은 예외적인 상황이 발생하였다. 1991년의 예외적인 상황에 이어 1992년에는 증가율의 큰 폭의 하강이 뒤따르며, 이는 많은 양의 재와 SO₂(sulphur dioxide)를 열대 지방의 낮은 성층권

에 유입시켜 열대 지방의 광화학반응에 영향을 주고 결국 대기 중 OH에 의한 CH₄의 제거에 영향을 미쳤던, 1991년 5월 피나투보 화산폭발과 연관되어있다(Bekki et al. 1994, Dlugokencky et al. 1996). Lelieveld et al.(1998)와 Walter et al.(2001)가 피나투보산의 폭발의 결과에서 낮은 온도와 낮은 강우는 습지에서의 CH₄ 배출량을 감소시켰다고 하였다. 이 시기에 CH₄ 농도 증가율의 예외적인 경우와 함께, CH₄의 예외적인 ¹³C/¹²C비가 남반구의 지표 측정 지점에서 관측되었다. 이것은 바이오매스 연소와 같이, 동위원소적으로 무거운 배출원에서의 배출량이 감소되었기 때문인 것으로 생각하고 있으나(Lowe et al., 1997; Mak et al., 2000), Francey et al.(1999)에 의해 관측된 동 기간 동안 낮은 빈도의 측정 자

료에 의해서는 확인되지는 않았다.

지표에서 기기를 사용한 온도기록이 시작된 이래로 세계적으로 더운 해였던 1998년의 CH₄ 상대적 성장률의 큰 증가에 대해 Dlugokencky et al.(2001)는 아한대의 바이오매스연소와 습지에서 배출이 이러한 예외적인 성장률에 기여할 수 있다고 제안하였다. Chen과 Prinn(2006)는 같은 현상에 대해 역 추적법을 사용하여 첫째원인은 습지와 벼 농경지 배출량의 증가이고, 둘째로 바이오매스 연소에 원인을 두었다. CH₄의 탄소 동위원소 측정을 사용한 Morimoto et al.(2006)는 습지와 바이오매스 연소의 상대적인 기여도가 각각 2/3과 1/3 증가하였다고 판단했다.

CH₄의 빙하 코어 측정(Etheridge et al.1998)에 따르면 1700년부터 1800년까지 산업화 이전의 전구 CH₄의 수준은 715±4ppb(1970년에도 역시 715±4ppb였다)이며, 이는 복사강제력의 계산을 위한 참고기준으로 이용된다. 여기에는 그린랜드와 남극의 빙하코어로부터의 측정을 모두 포함하였으므로 양극 사이의 차이를 고려한 것이다.

CH₄ 농도변화에 기인한 복사강제력의 계산은 Ramaswamy et al.(2001)가 제시한 CH₄에 대한 간략하고 신뢰성 있는 수식으로 계산된다. 1750년의 715ppb부터 2005년의 1774ppb까지(AGAGE와 GDM 네트워크로부터의 평균 농도) CH₄의 변화는 +0.48±0.05Wm⁻²의 복사강제력을 제시하며, CO₂의 뒤를 이어 CH₄가 LLGHG 중 두 번째로 높은 복사강제력을 나타낸다(표 2.1). 현재 농도의 불확실성의 범위는 연대의 변화성을 대변하는 것으로 빙하코어 샘플링 정밀도에만 의존하는 산업화 이전의 불확실성의 추정에는 포함되지 않는 것이다. CH₄에 기인한 복사강제력의 추정은 Ramaswamy et al.(2001)와 같으나 농도에서 약간의 상승이 있었다. CH₄의 스펙트럼에 의한 흡수는 N₂O의 그것과 일부 중첩된다(간략 수식에서도 고려되었다). 산업화 이전의 농도 대신 현 N₂O 농도를 사용하여 중첩된 부분을 고려하면(Ramaswamy et al., 2001,과 같이) CH₄에 기인한 복사강제력이 현재 사용되고 있는 값에 비해 1% 감소한다.

Collins et al.(2006)는 CH₄와 N₂O의 맑은 하늘의 순간 복사강제력에 대한 line-by-line 모델결과는 동일한 대기 중의 배경 연직분포가 사용될 때 서로 잘 일치된다는 것을 확인하였다. 그러나, GCM 복사기작들은 line-by-line 모델과 잘 일치하지 않는 것이 확인되었으며, CH₄, N₂O와 CFCs에 대한 오류율이 50%이상일 가능성이 있다는 것이 확인되었다. 추가적으로, 태양 복사의 흡수로부터의 작은 영향이 line-by-line 모델을 통해 밝혀졌는데 이는 아직 GCM들에는 포함되지 않고 있다.

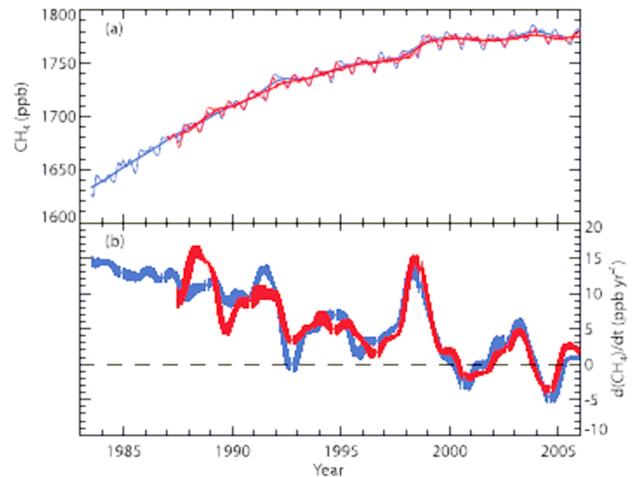


그림 2.4. 최근 CH₄ 농도와 경향. (a) NOAA/GMD(파란선)과 AGAGE(빨간선)에서 운영되는 지표 지점으로부터 파생된 몰 분류(ppb) 전 세계 CH₄의 시간변화. 양 네트워크로부터 얇은 선은 전 세계 CH₄의 평균을 나타내고, 두꺼운 선은 계절화되지 않은 전 세계 평균 경향을 나타낸다. (b) 1984년에서 2005년 말(NOAA/GMD, 파란색)까지와 1988년에서 2005년 말(AGAGE, 빨간색)의 전 세계 대기 중 CH₄ 농도의 년 성장률(ppb yr⁻¹). 증가율과 그들의 각 달에 대한 불확실성, 나머지의 자동 상호관계를 고려한 선형의 최소 제곱법이 사용되었다. 이는 Wang et al.(2002)의 방법에 따르고, 현 월로부터 여섯달 이전과 이후에 대한(a) 값으로부터 계절화 되지않은 전 세계 몰분율 평균값이 적용되었다. 수직의 선은 표준 편차 불확실성(95% 신뢰도 구간)을 가르키고, 1 표준 편차 불확실성은 AGAGE와 NOAA/GMD에 대해 모두 0.1과 1.4 ppb yr⁻¹ 사이에 있다. 상호비교를 통해 AGAGE와 NOAA/GMD 사이의 차이점 보정계수가 정해진다.

2.3.3 그외 교토 의정서 가스

3차 평가보고서에서 N₂O는 LLGHGs 중에서 CO₂, CH₄와 CFC-12의 뒤를 이어 네 번째로 큰 복사강제력을 가지고 있었다. 3차 평가보고서에서는 1998년에 대기 중의 N₂O의 양을 314ppb로, 산업화 이전 수준의 약 270±7ppb로부터 44ppb 정도 증가하였으며, 복사강제력은 +0.15±0.02 Wm⁻²으로 평가하였다. 이 복사강제력은 대기 중 CH₄와의 중복된 복사흡수에 영향을 받았다. N₂O는 또한 성층권에서의 오존 제거 물질인 일산화질소(NO)와 이산화질소(NO₂)의 주된 생성원으로 오존의 평가서에서 지적되어 왔다. 가장 최근의 평가에서 대기 중 N₂O의 체류시간은 114년으로 제안되었다(Montzka et al., 2003). 3차 평가보고서에서는 N₂O의 배출원인 토양, 농경, 연소와 해양에서의 불확실성을 지적하였다. 이러한 배출을 고려할 때 관측된 증가비율은 0.2%에서 0.3% yr⁻¹였으며, 이는 더 잘 정량화된 흡수원(대체로 성층권에서의 파괴)과 모순되지 않는다. 산업화 시기에서의 N₂O 증가에 대한 주요한 강제력은 경작지의 확장과 비옥화로 인한 미생물의 생성증대로 결론지어졌다.

N₂O에 대한 빙하코어분석에 따라, 현재로부터 2000년 이상 이전의 농도자료들이 보고되어 왔다(MacFarling Meure et al., 2006, 6.6절). CO₂와 CH₄의 경우와 같이 기록의 초기 1800년 동안 농도에서 상대적으로 적은 변화를 나타내며, 그 후에 상대적으로 빠른 변화를 나타낸다(FAQ 2.1의 그림 1). 1998년부터 대기 중의 N₂O 수준은 2005년 319±0.12ppb까지 점차적으로 증가하였으며, 대개 그 수준은 지난 몇 십년간 선형으로 증가(약 0.26% yr⁻¹)되어왔다(그림2.5). 1750년의 270ppb로부터 2005년의 319ppb까지의 N₂O 혼합비의 변화는 Ramaswamy et al.(2001)에 의해 제시된 간소화된 수식을 사용하면 +0.16±0.02Wm⁻²의 복사강제력으로 나타난다. 3차 평가보고서(표 2.1) 이래로 복사강제력은 11%씩 증가되었다. CFC-12 수준이 천천히 감소하고 있음을 고려할 때 (2.3.4절) LLGHG 복사강제력의 순위에서 N₂O가 세 번째를 차지 할 것이다.

3차 평가보고서 이래로 지역적인 N₂O 플럭스의 이해도는 증가되었다. 여러 연구의 결과로 연안 용승지역, 대륙의 경사지역, 하구와 강으로부터 세계 N₂O 배출량이 정량화 되었다. 연안지역은 N₂O의 0.3~6.6 TgN yr⁻¹ 정도, 그리고 총 대양 배출량의 7~61%을 기여한다고 제시된다(bange et al. 1996, Nevison et al., 2004, Kroeze et al., 2005, 7.4절). Manning et al.(2003)는 역추적법과 아일랜드 AGAGE의 측정자료를 사용하여 0.9±0.1TgN yr⁻¹의 EU N₂O배출량은 기후변화협약(UNFCCC) N₂O 배출목록의 0.8±0.1TgN yr⁻¹과 잘 부합한다고 추정하였다. Melillo et al.(2001)는 브라질 대지의 전환과정을 연구하여, 열대우림에서 목초지로의 변환은 초기의 N₂O의 배출증가를 초래하지만 후에 본래의 숲에 비해 N₂O의 배출이 감소한다는 증거를 제시하였다. 또한 그들은 브라질 숲의 토양이 전 세계 N₂O 발생의 약 10%에 단독으로 기여한다고 추론했다. 일찍이 측정과 역 추적법을 이용하여 N₂O 배출량과 흡수량을 산정해 본 결과, 열대지방이 1978-1988년까지의 아산화질소의 주요 발생원이라고 추정하였다. 특히 0-30°S까지 20~29%이고, 0-30°N까지 32~39%, 30°S-90°S까지 11~15%이며, 30°N~90°N까지 22~34%(Prinn et al. 1990)이었다. 이러한 추정결과는 반구간 차이에 강한 영향을 미치는 성층권-대류권 교환률에 민감하게 영향을 받기 때문에 그 불확실성이 높다. Hirsch et al.(2006)는 역추적모형을 이용하여 1998년에서 2001년까지 해양의 30°S에서

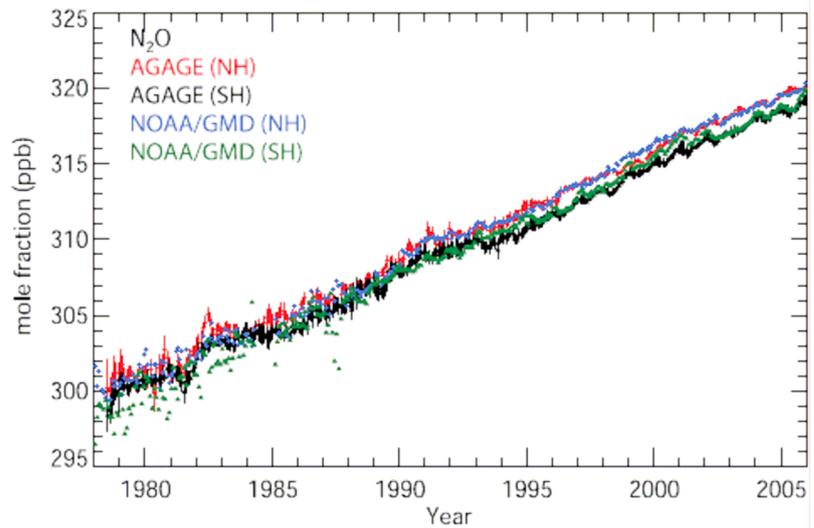


그림 2.5. N₂O 몰 분율(ppb)의 반구상의 월평균(십자표식은 북반구, 삼각형은 남반구). 대기 중 체류시간 실험(ALE)과 GAGE(1990년대 중반 동안)와 AGAGE(1990년대 중반으로부터)네트워크(Prinn et al., 2000, 2005b)로부터 N₂O의 관측(위치에서)은 월 표준편차와 함께 나타내어졌다. NOAA/GMD의 자료는 표준편차 없이 나타내어졌다(Thomson et al., 2004). 관측에서 변동값은 기기의 정확도의 개선에 따라 감소되었다. 실제 신호는 마지막 10년에 서만 나타났다.

90°S까지에 대한 Prinn et al.(1990)에 비해 현저하게 낮은 배출량(0에서 4%)과 0°에서 30°N까지의 현저하게 높은 배출량((50에서 64%)을 산정하였다. 성층권 역시 N₂O의 계절주기에서 중요한 역할을 한다고 제시되었다(Nevison et al., 2004). 예를 들어 대양에서의 생물학적인 N₂O의 순생성의 계절적인 주기, 성층권의 저농도 N₂O의 침투와 다른 과정에 따른 영향의 결과 등에 의해, 그 동안 잘 알려져 왔던 남반구 주기가 해석되어질 수 있었다(Nevison et al., 2005). Nevison et al.는 또한 0.9 TgN yr⁻¹ 혹은 전 세계 총량의 약 5%를 남대서양 N₂O 배출로 추정하였다. 북반구의 복잡한 계절적인 주기는 북위도 토양 배출원과 성층권 침투에서의 계절적인 변화와 일치시키기 어렵다(Prinn et al., 2000, T.Lino et al., 2004). 성층권에서의 N₂O의 파괴는 이것의 더 무거운 이성체 동위원소와 isotopologue의 다량화를 초래하며, 대류권 N₂O농도에 영향을 끼치는 성층권의 영향과 지표 플럭스의 영향을 구별하기위한 잠재적인 방법을 제공한다(Morgan et al., 2004).

인간이 만든 PFCs, HFCs와 SF₆는 매우 적은 양으로도 기후시스템의 복사강제력에 큰 기여를 하는 매우 효과적인 적외선 흡수체이다. 주요 HFCs, PFCs와 SF₆의 세계적인 주기와 관측은 Velders et al.(2005)가 재검토하였다. 본 장은 오직 이 유형들에 대한 짧은 논평과 갱신된 정보를 제공한다. 표 2.1은 현재의 농도와 최근의 할로카본의 경향과 그들의 복사강제력을 제시한다. 여기와 이후 절에서 다루어질 대부분 할로카본의 흡수분광은 대류권의 압력과 온도로는 분리

되지 않는, 강하게 증첩된 스펙트럼들로서 특징지어지며, 횡단측정에서의 약간의 불확실성이 나타난다. 횡단면측정의 불확실성은 제외하고라도 가스의 권계면 높이, 수직, 공간, 계절적인 분포, 운량, 성층권의 온도조정이 어떻게 일어나는가 등이 복사플럭스 계산에서 차이를 만들 수 있다. IPCC/TEAP는 횡단면측정과 복사플럭스 계산의 불확실성과 연계된 할로카본들의 복사강제력 계산의 불확실성은 40%에 달한다고 결론지었다. IPCC/TEAP에 따르면 다량의 HFCs에 대한 연구에서 계산 조건이 더욱 조절되었을 때 12% 이상의 일치도에 달할 수 있음을 나타낸다(2.10.2절).

산업의 중요한 HFCs는 1.4~270년 범위의 체류시간을 가진다. 1998년에 관측된 HFCs는 최대의 물 분율(3차 평가보고서에 보고된 바와 같이) 내림차순으로 HFC-23, HFC-134a와 HFC-152a이다. 2005년에 관측된 대기 중 주요HFCs의 농도는 HFC-134a는 35ppt, HFC-23은 17.5ppt(2003년 값), HFC-125는 3.7ppt, HFC-152a는 3.9ppt이다(표 2.1). 대기 중 주요 HFCs의 관측농도는 보정된 농도와 배출량의 불확실성 범위 내에서 인위적인 배출량에 의해 설명될 수 있다. 측정은 GMD(Thompson et al., 2004)와 AGAGE(Prinn et al., 2000, O'Doherty et al., 2004, Prinn et al., 2005) 뿐만 아니라 테즈메이니아에서의 East Anglia 대학(UEA)연구에서 진행되었다. 이러한 데이터는 그림 2.6에 요약되었고, 북반구 배출량의 증가에 따라 지속적인 HFCs의 양의 증가율과 북반구에서의 위도별 차이가 증가하는 경향을 나타낸다. 에어컨 냉각제인 HFC-134a는 CFC 냉각제의 대체물로서의 역할로 사용량이 증가함에 따라 배출량도 빠른 속도로 증가되었다. 약 14년의 체류시간과 함께 이것의 최근 경향은 첫째로 배출량에 의해 결정되며 둘째로 대기 중에서의 파괴에 의해 결정된다. 대기 중 측정으로부터의 HFC-134a 배출량의 추정은 산업체에서의 산정과 대략적으로 일치한다(Huang와 Prinn, 2002, O'Doherty et al., 2004). IPCC/TEAP(2005)는 1990년대 초기에 전 세계 HFC-134a 배출량이 빠르게 증가하기 시작하는 것을 보고하였으며, 1995년에서 1998년까지 유럽에서 HFC-134a과 1996년에서 2000년까지 HFC-152a 배출량의 급격한 증가가 기록되었으며, 2003년을 지나 비슷한 수준으로 평준화 되었다. 폼 형성에 이용되는, 약 1.5년의 체류시간을 가진 HFC-152a 농도는 지속적으로 빠르게 증가하고 있는데 이는 빠른 배출량 증가와 이에 미치지 못하는 대기 중 분해량의 증가에 따른 것이다. Hydrofluorocarbon-23은 매우 긴 대기 중 체류시간(약 270년)을 가지고 있으며, 이것은 주로 HCFC-22 물품의 부산물로 생성된다. 이것의 농도는 이러한 배출량으로 인해 대략적인 선형으로 증가하였으며, 이것의 파괴는 오직 이것의 수지

균형에 있어서 매우 부수적인 부분이다. 또한 소량의 두 냉각제인 HFC-125와HFC-143a의 농도는 증가하였다.

PFCs, -대개 CF_4 (PFC-14)와 C_2F_6 (PFC-14)와 SF_6 -는 매우 큰 복사효과와 1000년에서 50,000년 범위의 체류시간을 가지며(2.10절, 표2.14) 복사강제력에 지속적인 기여를 한다. SF_6 와 C_2F_6 의 농도와 복사강제력은 3차 평가보고서로부터 20% 이상 증가되어 왔지만(표2.1, 그림 2.6) CF_4 농도는 1997년부터 갱신되지 않았다. CF_4 의 인위적, 자연적 배출원 모두 대기 중에서 관측된 CF_4 의 많은 양을 설명하는데 중요하다. 이들 PFCs는 전통적인 알루미늄 생산과정과 다른 활동들의 부산물로 생산되어진다. CF_4 농도는 약 1960년부터 선형적으로 증가하여 왔으며, 현 대기 중 존재량의 약 반이 자연적인 배출원에서 나온다(Harnisch et al. 1996). Sulphur hexafluoride(SF_6)는 전기 공급시설의 전기적 절연 액체로의 사용과 해양과 대기의 수송 과정을 연구하기 위한 불활성 추적자의 배출에서 생성된다. 이것의 농도는 1998년(3차 평가보고서)에는 4.2ppt였으며 지난 10년간 대체적으로 일정한 배출량을 포함하여 선형으로 지속적으로 증가하였다. 이것의 매우 긴 체류시간은 대기 중에서 줄어들지 않는 누적된 배출량을 확인해 준다.

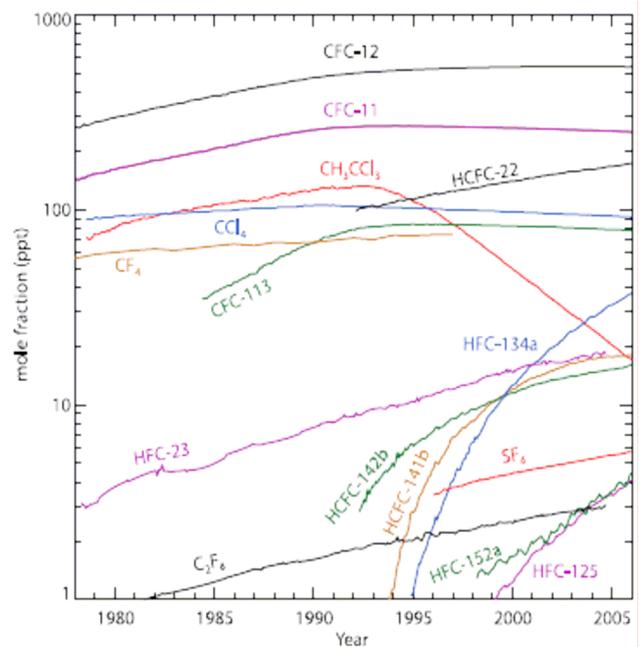


그림 2.6. 주요 halogen을 포함하고 있는 LLGHGs의 전 세계 평균 건조 공기 물 분율(ppt)의 시간에 따른 변화. 이는 주로 AGAGE와 NOAA/GMD 네트워크로부터의 월 평균 측정치를 사용하여 산정되었다. 자료투명성을 제고하기 위해 두 네트워크의 값은 두 데이터를 모두 입수 가능할 때, 같은 가중치로 평균된다. 어느정도의 차이는 존재했지만, 대체적으로 이 네트워크는 서로 일치하고(CCI(네트워크 사이에 2-4%의 차이)와 HCFC-142b(네트워크 사이에 3-6%의 차이)를 제외하고), 다른 측정망 값과도 일치한다(각 기체에 대한 참고문헌 참조).

2.3.4 몬트리올 의정서 가스

"오존층파괴를 일으키는 물질들에 대한 몬트리올 의정서"는 성층권의 염소와 브롬농도를 저하시키는 것을 일차적인 목적으로 많은 강력한 온실가스를 규제하고 있다. 이러한 가스는 CFCs, HCFCs, chlorocarbon, bromocarbon과 halons을 포함한다. 이러한 가스의 전 지구적인 주기와 측정 자료들은 "2002년 오존파괴에 대한 평가서"(WMO, 2003)의 1장과 IPCC/TEAP(2005)에서 자세하게 재검토되었다. 여기에서의 논의는 이러한 재검토 이후에 발전과 halogen 존재량보다 더욱 복사강제력에 기여하는 이러한 가스들에 초점을 맞추었다. 2005년에 관측된 농도를 사용한 몬트리올 의정서 가스는 모든 LLGHGs의 직접적인 복사강제력에 12%(0.320Wm⁻²), halocarbon류의 복사강제력(표 2.1)에 95%를 기여하였다. 이러한 기여는 CFCs에 의해 지배된다. 이러한 가스들(의 점검)에 대한 몬트리올 의정서의 효과는 상당히 컸다. IPCC/TEAP(2005)는 CO₂-등가의 CFCs, HCFCs와 HFCs 배출량은 1980년대 후반의 약 7.5 GtCO₂^{eq} yr⁻¹의 최고치로부터 2000년까지 당해의 전 세계적이 화석연료 연소로 인한 CO₂ 배출량의 약 10%에 상응하는 약 2.5 GtCO₂^{eq}yr⁻¹으로 감소될 것으로 결론지었다.

그림 2.6에 요약되어 있는 CFCs와 HCFCs의 측정은 AGAGE 네트워크(Prinn et al., 2000, 2005b)와 GMD 네트워크(Montzka et al. 1999년 개정판, Thompson et al., 2004)로부터 접할 수 있다. 정확한 플라스크 측정은 Irvine에 있는 캘리포니아 대학(UCI; Black et al., 2001년 개정판)과 UEA(Oram et al. 1998; Oram, 1999년 개정판)에 존재한다. 두 가지 주요 CFCs(CFC-11와 CFC-13)는 1990년대 중반부터 대기에서 감소되어왔다. 이들의 배출량이 몬트리올 의정서에 대한 영향에 의해 감소하는 동안, 그 물질들의 감소는 -두 물질의 체류시간이 각각 45년과 85년이라는 점을 고려할 때- 그 수준을 오직 2%와 1% yr⁻¹ 정도만 줄일 수 있다는 것을 의미한다. 그럼에도 불구하고 몬트리올 의정서는 1950년부터 약 1990년까지 빠르게 증가하였던 halocarbon 복사강제력의 성장을 실질적으로 감소시켰다. 주요 CFC이자 세 번째로 중요한 LLGHG인 CFC-12는 최종적으로 대기 중 수준의 안정역(배출량과 손실이 같은 지역)에 달했는데 2003년에 최고치에 도달했던 것으로 보인다. 이것의 100년간의 체류시간을 고려하면 배출량이 없더라도 년 간 약 1%만이 감소할 수 있다는 것을 의미한다. CFC-12의 안정화와 CFC-11과 CFC-113의 선형의 감소경향은 계속되었다. 세 물질의 위도별 차이는 매우 적으며 예상대로 더욱 감소되고 있다. CFC와 HCFC의 통합 복사강제력은 2003년 이래로 조

금씩 감소되어 왔다. CFC-11와 CFC-12의 1998년 농도는 3차 평가보고서의 표 6.1에서 과대평가 되었다. 이는 측정기반의 복사강제력이 3차 평가보고서(표 2.1)의 시기로부터 약 1% 증가된 것으로 함을 나타내었음에도 불구하고, 표 2.1의 2005년 총halocarbon 복사강제력(0.337 Wm⁻²)이 3차 평가보고서에서 인용된 0.34 Wm⁻²보다 약간 줄어들었음을 의미한다.

주요 용제로 사용되는 methyl chloroform(CH₃CCl₃)의 복사강제력이 특히 중요한데, 이는 이것의 복사강제력(표 2.1, 그림 2.6)이 작아서가 아니고, CH₄, HFCs와 HCFCs에 대한 주요 흡수원으로 작용하는 OH의 농도추정에 널리 사용되었으며, 2.3.5절에서 논의된 것과 같이 황산염, 질산염과 일부 유기 에어로솔의 주요 생성기작에 관여하였기 때문이다. 전 세계 대기 중 methyl chloroform 농도는 1978년으로부터 점차적으로 상승하여 1992년에 최고치에 달했다(Prinn et al., 2001, Montzka et al., 2003). 그 때로부터 농도는 빠르게 감소되었다. 4.9년의 상대적으로 짧은 체류시간과 몬트리올 의정서 영향 하에 단계적인 제거에 의해 1992년에 AGAGE의 측정보다 20% 적은 수준이 2003년에 나타났다(Prinn et al., 2005). 아마도 최근 몇 년 간 산업 자료로부터 결정된 methyl chloroform의 배출량은 매우 적을 것이다(McCulloch와 Midgley, 2001). 지표 관측(Reimann et al., 2005)을 사용한 유럽에서의 배출량 추정은 2000~2003년의 4년 동안 산업체 자료에 의한 배출량에 1.2~2.3 Gg yr⁻¹를 더한 값과 일치한다. 2000년에 유럽 배출량이 20Gg가 넘는다는 추정(Krol et al., 2003)은 광범위한 지상관측자료와 다르다(Reimann et al., 2005). 다년간의 측정으로부터 Li et al.(2005)는 2001년에서 2002년까지 미국으로부터 배출량을 2.2Gg yr⁻¹로 산정하였고(혹은 Millet과 Goldstein, 2004에 의해 실행된, 좀 더 시간적으로 제한되지만 지리적으로 덜 제한된 측정에 기반한 산정 값은 이의 반 정도 수준임), 1996년에서 1998년의 3년 기간 동안 평균적인 미국 배출량은 약 9.0 Gg yr⁻¹정도 과소평가되었다고 하였다. 비행 데이터로부터 추정된 2001년 동아시아 배출량은 산업계 자료에 의한 값보다 약 1.7 Gg 높은 반면(Palmer et al., 2003, Yokouchi et al., 2005), 오스트레일리아와 러시아의 배출량은 무시될 수 있다(Prinn et al., 2001, Hurst et al., 2004).

사염화탄소(CCL₄)는 methyl chloroform에 이어 두 번째로 빠르게 감소하는 대기 중 chlorocarbon이다. 1990년의 초기에 가장 높은 수준이 나타나며, 그 시점으로부터 대략 선형으로 감소되었다(그림 2.7). 이것의 주요 사용처는 CFC 제조의 공급 원료였다. methyl chloroform과 달리 20년에서 30년의 꽤 긴 체류시간에도 불구하고 상당히 큰 반구 간 CCL₄ 변화도가 2005년에도 나타났는데 이는 지속적인 북반구 배출

때문이다.

산업에 중요한 HCFCs는 1.3-20년의 체류시간을 가지고 있다. 관측된 농도로부터 추정된 CFCs와 HCFCs의 세계적이고 지역적인 배출량은 배출목록 추정의 확인을 위해 사용할 수 있다. Montzka et al.(2003)와 IPCC/TEAP(2005)는 HCFC-22의 세계적인 배출은 1975년에서 2000년 내내 점차적으로 증가했던 반면, HCFC-141b와 HCFC-142b의 배출은 1990대의 초기에 빠르게 증가하였고 2000년 이후에 감소하기 시작하였다고 단정하였다.

CO₂가 아닌 온실가스의 연간변화에 따른 세계적 온난화 영향의 직접적인 비교(2.3.2, 2.3.3과 2.3.4에서 논의된)를 CO₂에 비하여 제공하기 위해서, 그림 2.7은 각 가스의 대기 중 질량 변화에다 GWP(100년 전망)를 곱한 값을 나타낸다(Prinn, 2004). 그들을 이러한 방법으로 표현하는데 있어서, 이 방법은 CO₂가 아닌 모든 가스의 GtC-eq로서의 변화의

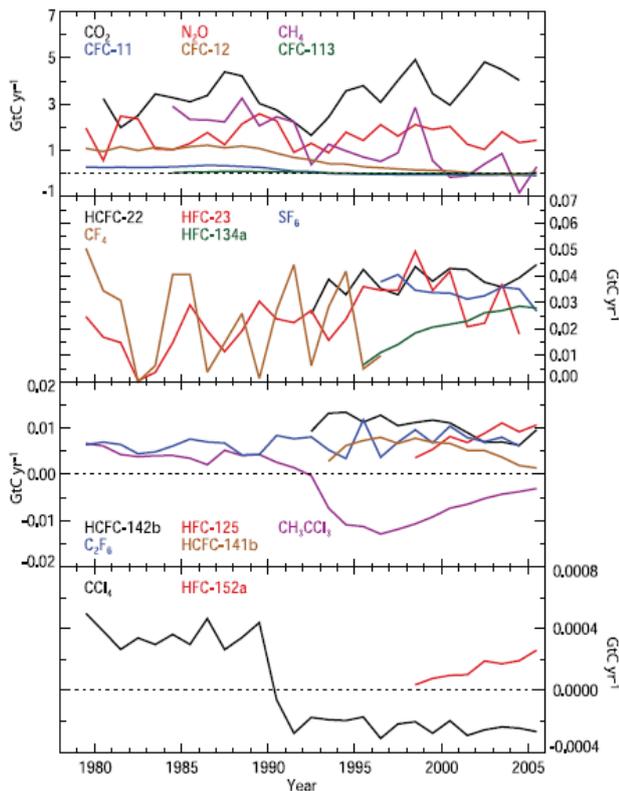


그림 2.7. 공통적인 $GtC\ yr^{-1}$ 단위로 표현된 주요 LLGHGx의 전 세계 대기 중의 연간 질량 변화 비율. 이러한 비율은 그들의 $Gt\ yr^{-1}$ 단위의 실제 연간 질량 변화(그림 2.30에서 2.6까지 표현되고 2.3.1에서 2.3.4절에서 논의된 그들의 관측된 전 지구적이고 연 평균 몰 분율로부터 파생된)에 100년간의 시간에 대한 그들의 GWP를 곱한 후 CO₂에서 C에 대한 질량 비(44/12)로 나눔으로써 계산되었다. 이러한 비율은 몰 분율이 증가하거나 감소할 때 각각, 양 혹은 음을 나타내게 된다. 이러한 공통적인 단위의 사용은 LLGHGs의 상호비교를 할 수 있는 접근 방법을 제공하며, 교도 의정서하의 LLGHG 배출량의 값을 상호비교하기 위한 방법과 같다. 성층권의 오존 파괴에 따른 CFCs와 HCFCs의 음의 간접적인 복사강제력은 포함되지 않았다. CF₄ 곡선에서의 진동은 부분적으로는 몰 분율의 소숫점 자리수 버림에 의한 것일 것이다.

관측, CH₄, N₂O와 많은 halocarbon들의 역할 중요성이 극명하게 나타난다. 이는 복사강제력 계산에 있어서 온실가스를 모두 고려하는 것이 얼마나 중요한 지를 강조해주고 있다.

2.3.5 Hydroxyl free radical의 경향

Hydroxyl free radical(OH)은 대기 중의 주된 산화 화학물질이며, 매년 CH₄와 모든 HFCs와 HCFCs를 포함한 추적가스의 약 3.7Gt을 파괴한다(Ehhalt 1999). 그 결과 LLGHG 복사강제력을 제한하는 매우 중요한 역할을 하고 있다. IPCC/TEAP(2005)는 배출 시나리오에 의존하여 21세기의 OH농도는 -18%에서 +5% 만큼 변할 수 있다고 결론지었다. OH의 대규모와 장기적인 농도변화 경향은 잘 알려진 추적가스의 배출량의 전 지구적 측정과 OH의 1차적인 감소를 간접적으로 사용하여 추론될 수 있다. 이러한 목적으로 이용되는 가장 좋은 추적가스는 methyl chloroform이다. 이 가스의 장기적인 측정은 2.3.4에 평가되어있다. OH 지표로서 유용한 다른 가스들에는 첫째로 우주로부터의 광선으로 인해 생성되는 ¹⁴CO가 포함된다(Lowe와 Allan 2002). ¹⁴CO 우주로부터의 광선의 정확성과 ¹⁴CO 발생원 추정, 측정의 시, 공간적인 범위는 methyl chloroform의 그것과 필적하지 못하지만, ¹⁴CO의 체류시간(2달)은 methyl chloroform의 체류시간(4.9년)에 비해 훨씬 짧다. 결과적으로 ¹⁴CO는 좀 더 지역적인 OH의 평균 농도와 methyl chloroform으로부터 추정된 것보다 더 짧은 시간규모의 분석능력을 제공한다. ¹⁴CO 발생원의 변이성은 절대적인 양에 비해 훨씬 더 잘 정의되어 있기 때문에 OH 절대적인 경향보다 상대적인 경향의 추정에 더 적합하다. 다른 유용한 가스는 산업 화학물질인 HCFC-22이다. 이것은 methyl chloroform과 비슷한 OH 농도를 생성하지만, 배출량의 불확실성이 높고, 상대적으로 적은 측정망으로 인해 그 산정 정확성이 떨어진다(Miller et al. 1998). 산업가스인 HFC-134a, HCFC-141b와 HCFC-142b는 OH의 평가자로 유용하지만, 그들의 배출량 추정의 정확성은 향상될 필요가 있다(Huang 와 Prinn 2002, O'Doherty et al., 2004).

Methyl chloroform을 이용한 OH의 간접적인 측정에 따르면 전구 대류권의 가중 평균OH 농도는 대략 세계급 센티미터당 106 라디칼이라고 산정하였다(Prinn et al., 2001; Krol과 Lelieveld 2003). 이는 ¹⁴CO를 이용하여 추정된 평균농도와 비슷하게 나타났지만(Quay et al., 2000), 공간적 가중치는 차이가 있다. 전구 혹은 반구상의 OH 평균 농도를 추론하기 위한 방법은 대륙의 OH증가와 해양에서의 감소와 같은 지역규모 OH 변화의 보상작용에 민감하지 않다는 점이

지적되었다(Lelieveld et al., 2002). 뿐만 아니라 인용된 OH 절대 농도(그들의 상대적 경향이 아닌)는 가중치의 선택에 좌우된다(예, Lawrence et al., 2001). 전 세계적인 OH 평균 농도는 이러한 간접적인 방법에 의해 잘 정의되어 있으나, OH의 시간적인 경향추정에는 더 많은 어려움이 있는데, 이는 그들이 장기적인 측정이 필요하고, 최적 역추정법과, 정확한 보정, 모델수송과 methyl chloroform 배출정보를 요구하기 때문이다. AGAGE methyl chloroform 측정으로부터 Prinn et al.(2001)는 1979년과 1989년 사이에 전구 OH 농도가 증가하였고 1989년과 2000년 사이에는 감소되었다고 추

론하였으며, 또한 연변화가 상당했음을 제시하였다. 그들은 이러한 10년간의 전구 변화는 주로 북반구의 OH에 의해 주도되었으며, 이때 남반구 OH는 1979년에서부터 1989년까지의 감소되고 그 이후로는 고정되었다고 결론지었다. 같은 AGAGE 정보와 동일한 methyl chloroform 배출량을 사용한 3차원 모델 분석(Krol과 Lelieveld 2003)은 1980년대에 OH 농도증가와 1990년대에 감소를 나타내었다는 이전의 결과를 정성적으로(정량적이지 않은) 확인해 주었다. 또한 Prinn et al.(2001)는 OH에서의 zero trend를 제공하기 위한 요구배출량을 추정하였다. 이러한 methyl chloroform 요구배

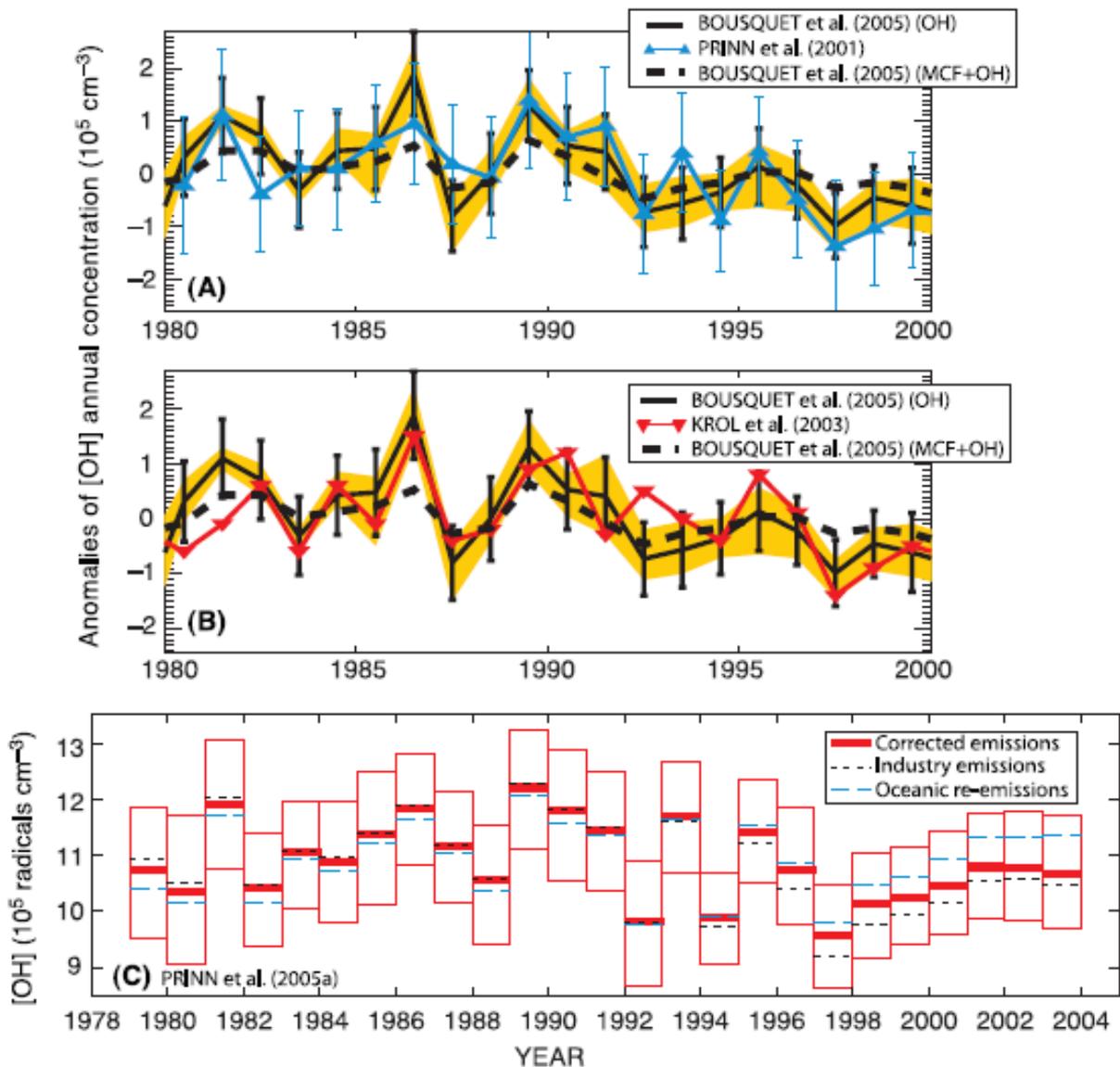


그림 2.8. OH 전구 가중 평균 농도 경향의 평가에 이용된 추정값들.(A)와(B): 1980년에서 1999년 OH 아노말리(anomaly) 비교(그들의 장기간 평균에 관하여)는 AGAGE methyl chloroform 측정으로부터의 Bousquet et al.(2005), Prinn et al.(2001)과 Krol et al.(2003)에 의해 추론되었고, methyl chloroform 배출량뿐만 아니라 OH가 추론될 때 Bousquet et al.(2005)에 의해 추론되었다 노란색 부분이 18개의 OH 역추정값의 상한을 나타내는 반면 Bousquet et al.(2005)에 대한 오류 바는 역 추정 오류의 한 단위 표준편차를 나타내었다.(C) 1979년에서 2003년의 OH 농도는 Prinn et al.(2005a)에 의해 추론되었고(최근의 methyl chloroform 측정을 사용하여 정정된 산업 배출량 사용), 2003년 OH 수준이 1979년 수준으로 회복됨을 제시하였다 또한 정정되지 않은 배출량 가정 결과와 해양의 재 배출의 최근값이 제시되었다. Prinn et al.(2001, 2005a)에서의 오류 바는 1 표준편차이며, 방대한 몬테카를로 앙상블에서의 역추정, 모델, 배출량, 보정오류를 포함한다(2.3.5절의 자세한 내용과 참고문헌).

출량은 McCulloch와 Midgley (2001)에 의해 추정된 산업으로부터의 배출량과 - 특히 1996년에서 2000년까지 - 상당히 다르다. 그러나 Krol과 Lelieveld (2003)는 과소평가되었을 가능성이 있는 최근 배출량의 결합, 특히 Krol et al.(2003)에 의해 추론된 유럽의 >20 Gg의 배출량과 대류권에서의 methyl chloroform의 감소원으로서의 최근 성층권의 유효성의 저하는 zero의 OH경향을 산출하기에 충분한 것으로 논의하였다. 2.3.4절에서의 논의와 같이 Reimann et al.(2005)에 의한 유럽의 배출량의 추정은 Krol et al.(2003)의 추정보다 양적으로 10배정도 적다. 게다가 Prinn et al.(2005a)는 2004년까지 OH 추정을 확장하였고, Prinn et al.(2001)에서는 10년간과 년간의 OH 추정이, 2.3.4절에서 논의된 최근의 methyl chloroform 배출량의 고려 후에도 유효함을 제시하였다. 또한 그들은 OH의 농도와 최대값이 1989년에 나타나고 최소값이 1998년에 나타나는 것을 재확인하고 그 후에 2003년의 값이 1979년도의 값과 비교될 정도로 복원되었음을 재확인하였다. 그들은 1997년에서 1999년까지 OH 최소값이 이 시기의 지구적인 산불 발생과 강한 엘니뇨등과 시기적으로 일치하였으며 그 원인으로 작용할 수 있었음을 시사했다. 1997년 인도네시아 산불만으로도 일산화탄소(CO) 상승에 따라 1997년 후반 세계적인 OH 수준을 6% 만큼 낮춘 것으로 추정되었다(Duncan et al., 2003).

Methyl chloroform은 성층권에서도 파괴된다. 성층권에서의 파괴빈도는 대류권에 비해 작기 때문에 성층권에서의 감소효과는 시간에 따른 대류권의 그것에 비해 약해졌으며 (Krol과 Lelieveld 2003), Prinn et al.(2001, 2005a) 모델의 비교 케이스 결과에서와 같이, 1999년부터는 대류권에 대한 소규모 발생원으로도 작용하는 것으로 보인다. 해양으로의 흡수는 비가역반응으로 고려되고 있으며, 이것의 흡수율과 불확실성은 측정으로부터 얻어졌다(Yvon-Lewis와 Butler 2002). 그러나 Wennberg et al.(2004)가 최근, 대기 중 수준이 상승하였던 1992년 이전 기간 동안 극해에서 효과적으로 methyl chloroform를 저장했을 것으로 생각되지만, 그 이후의 기간 동안 재배출이 시작되었고, 그래서 전 해양에서의 흡수가 감소되었다고 제시하였다. Prinn et al.(2005a)는 두 가지 접근방법을 모두 시도하여 그들의 추론된 연간, 10년간의 OH 변화를 산정하였는데 여기서 Wennberg et al.(2004)의 공식을 이용하여 추정된 OH는 1992년 이전에 대해서는 더 낮으며, 이후에는 더 높게 나타난다.

좀 더 최근에 Bousquet et al.(2005)는 3차원 모델을 이용한 역추적법과 methyl chloroform 측정을 이용하여 1980년에서 2000년 사이의 지구평균 OH 농도의 상당한 연변화가 있었음을 시사하였다. Prinn et al.(2001)는 이전에 이 결론에

도달하였었지만, 그 후에 이러한 변화는 모델의 결점으로부터 기인한 것이고, 특히 관측기반의 연변화를 고려한 기박료의 도입이 정확한 OH 예측을 제공하기 위해 모델이 보완되어야 할 부분이라는 Krol과 Lelieveld(2003)의 의의가 제기되었다. 2차원의 Prinn et al.(2001)도 3차원의 Krol et al.(2003) 역추적 모형도 연간 변화하는 순환을 사용하지 않았다. 그러나 관측기반의 기상을 이용하여 매월의 OH를 산정한 Bousquet et al.(2005)의 분석은 Prinn et al.(2001)의 결과와 매우 잘 부합되며, Krol과 Lelieveld(2003)와도 일치한다(그림 2.8). 그러나 Bousquet et al.(2005)가 OH 농도와 methyl chloroform 배출량(McCulloch와 Midgley 2001년에 의해 보고된 것과 같은 불확실성에 의해 제한된)을 추정하였을 때, OH 변화는 65%까지 감소되었다(그림 2.8에서 파선으로 된).

Prinn et al.(2001, 2005a)의 OH 추정값에 표시된 역추적의 Monte Carlo 앙상블을 이용한 불확실성 추정값은 OH 변화 범위에 대한 감소가 쉽게 가능하다는 점을 보여준다(그림 2.8에서 얇은 수직선). 이것은 다년간 OH 변화가 실제로 나타난다는 것을 의미하지만, 그들의 크기가 아닌 양상만이 잘 정의 되어있다. 또한, Bousquet et al.(2005)는 남반구에서의 OH가 0에서 약간의 음수로 나타나는 경향을 보여주는데 이는 정성적으로 Prinn et al.(2001)와 일치하는 것이다. OH의 단기간 변화는 또한 최근 뉴질랜드와 남극대륙에서의 13년간의 ¹⁴CO 측정을 사용한 Manning et al.(2005)에 의해 추론되었다. 그들은 남반구 OH에서 1989년과 2003년 사이에 주요한 장기적인 경향을 찾지 못했지만, 반복적으로 발생하는 약 10%의 다중 OH의 월 변화에 대한 증거를 제시했다. 또한 그들은 1991년과 1997년에 더 큰(20%) OH 감소를 추론하였는데 이는 아마도 1991년에 피나투보 화산폭발과 1997년의 인도네시아의 화재에 의해 시작된 것으로 보인다. 앞서 논의된 methyl chloroform으로부터의 결과와 유사성이 크다는 점은 두 가지 접근의 독립성을 고려할 때 매우 중요한 점을 시사해주고 있다.

LLGHGs의 복사강제력은 LLGHG 농도의 경향관측에서 산정되기 때문에 OH 농도가 직접적으로 영향을 미치지 않는다. 그럼에도 불구하고 OH 경향은 LLGHG 수치(7.4절)와 LLGHGs의 미래 경향과 대류권 오존의 이해에 필요하다.

2.3.6 오존

3차 평가보고서에서 대류권과 성층권에서의 오존의 변화에 따른 복사강제력에 대한 개별적인 추정이 제시되었다. 성층권 오존의 복사강제력은 대략 1979년에서 1998년의 오존

변화 관측으로부터 파생되었다. 대류권 오존의 복사강제력은 전구물질인 hydrocarbons, CO와 nitrogen oxides(NOx)의 변화를 사용한 화학모델 결과에 기초하였다. 위성이 이용된 동안(대략 1980년 이래) 성층권 오존의 변화경향은 주로 몬트리올 의정서 가스에 의한 것이고, Ramaswamy et al.(2001)에 의하면 성층권 오존의 복사강제력은 이러한 가스들에 의한 내재적인 영향에 의한 것이다. 그 이후의 연구에서는 성층권과 대류권에서의 오존 변화 초래가 가능한 원인들과 임의의 전구물질에 대응하는 오존 경향에 대한 연구들이 수행되어 왔다. 그럼에도 불구하고, 성층권 오존과 대류권 오존의 복사강제력은 본 평가보고서에서 개별적으로 다루진다. 그러나 복사강제력은 변화 매개체(들)보다 오존의 수직적인 위치 변화와 더 관련되어 있다.

2.3.6.1 성층권 오존

3차 평가보고서는 성층권의 오존파괴는 1970년 이래로 최적의 추정값인 -0.15Wm^{-2} 의 음수의 복사강제력을 일으켰다고 보고하였다. 2002년 오존 파괴의 과학적인 평가(Scientific Assessment of Ozone Depletion 2002; WMO)의 3, 4장과 IPCC/TEAP의 1장을 포함한 최근 다수의 보고서는 성층권 오존의 변화와 이것의 원인을 연구하였다. 본 장은 이와 같은 보고서를 요약하며 좀 더 최근 연구를 사용하여 중요한 결과를 갱신하였다.

전 세계 오존량은 1970년대 후반에서 1990년대 초반 사이에 감소하였는데 1992년과 1993년에 최소값이 발생하였고(1964년에서 1980년 평균값의 대략 6% 이하) 그 후에 점차적으로 증가하였다. 2000년에서 2003년의 전 세계 오존은 1964년에서 1980년의 평균값의 대략 4% 이하 값이다. 최근 관측된 오존 경향의 변화(Newchurch et al., 2003; Weatherhead와 Andersen 2006)는 명확하지 않지만, 이미 전구 오존층의 회복을 나타내고 있고 이러한 강제력의 변화를 가져온 추진력에 대한 좀 더 자세한 이유에 대한 지식이 필요하다(Steinbrecht et al., 2004a(논평과 회답 참고 Cunnold et al., 2004와 Steinbrecht et al., 2004b); Hadjinicolaou et al., 2005; Krizan과 Lastovicka 2005; Weatherhead와 Andersen 2006). 1980년 이후의 가장 큰 오존의 변화는 남극대륙의 늦은 겨울과 봄에 발생했는데, 9, 10월 달의 평균 오존값이 1980년 이전 값의 약 40%에서 50% 이하로 나타났다(WMO, 2003). 북극의 오존감소는 높은 온도, 낮은 성층권과 또한 화학적인 파괴를 일으키는 극지의 성층권 구름의 양이 적기 때문에 남극 대륙에서의 감소보다 덜 심하다. 북극의 성층권오존 수준은 화학적인 손실이나 이송에서의 연간 변화에 따라 좀 더 변하기 쉽다.

정형화 되지 않은 성층권 오존의 시간적, 계절적인 경향은 복사강제력의 결과로서 중요한 의미를 가지고 있다. 전 세계 오존은 주로 온대의 낮은 성층권에서 변화의 결과로 감소하였다. 남반구 중위도에서의 총 오존량의 변화는 북반구 중위도에서의 변화에 비해 크게 두드러진다. 2000년에서 2003년 기간 동안의 평균은 남반구의 값이 1980년대 이전의 6% 이하인 반면, 북반구의 값은 3% 이하이다. 북반구의 오존도 겨울에서 봄까지 4%의 감소와 여름에 2% 감소하는 중요한 계절적인 변화가 있고, 장기적인 남반구의 변화는 대략 연간 6%이다(WMO, 2003). 남반구 중위도 오존은 1980년대 중반 동안에 상당히 감소했고, 1991년 6월의 피나투보 화산 폭발의 효과에 전혀 영향을 받지 않았는데 이 두 가지 모두 그 이유가 밝혀지지 않고 있다. Pyle et al.(2005)와 Chipperfield et al.(2003)는 여러 연구를 조사하여, 북반구 중위도 오존경향의 상당 부분(대략 30%)이 직접적으로 인위적인 물질에 의한 화학반응과 관련이 없고, 대류권계면의 높이 변화와 같은 동적효과와 관련되었다고 평가하였다. 이러한 동적 변화 효과는 북반구 중위도에서의 오존 복사강제력의 큰 부분에 기여하는 것으로 보인다. 이를 평가하기 위한 유일한 연구에서는 1970년에서 1997년까지의 기간 동안 북위 20도에서 60도 사이에서 성층권 오존변화와 관련된 복사강제력의 50%가 동적요소에 기인한다고 하였다(Forster와 Tourpali, 2001). 이러한 동적변화 역시 인위적인 원인에 의한 것일 수도 있으며, 부분적으로는 낮은 성층권의 온도변화를 통한 - 그러나 직접적인 화학적 오존손실과는 연관되지 않은- 성층권 오존의 변화자체로 인한 것일 수도 있다(Chipperfield et al., 2003; Santer et al., 2004).

보고서의 작성 시점에서는 어떠한 연구도 Ramaswamy et al.(2001)이 나타낸 복사강제력 값을 갱신하기 위해 1998년 이후의 오존 경향 관측을 사용하지 않았다. 그러나 Mansen et al.(2005)는 Ramaswamy et al.(2001)에서 평가된 연구들에 의한 같은 경향 데이터 세트를 이용하여 복사강제력의 계산을 반복하였고, 약 -0.06Wm^{-2} 의 복사강제력을 발견하였다. 이에 비해 상당히 더 강한 $-0.2\pm 0.1\text{Wm}^{-2}$ 의 복사강제력이 Ramaswamy et al.(2001) 평가에 영향을 주었던 동일 그룹에 의해 추정되었었다. Ramaswamy et al.(2001)에 의해 평가된 두 개의 다른 연구들에서 비슷한 경향의 데이터 세트를 사용하여 -0.01Wm^{-2} 과 -0.10Wm^{-2} 의 복사강제력으로 평가하였다. 사용된 세 개의 추정은 1979년에서 1998년까지 관측에 기반한 복사강제력을 약 $0.05 \pm 0.05\text{Wm}^{-2}$ 으로 교정하였다.

Gauss et al.(2006)는 산업화 시기동안의 대류권의 오존증가와 성층권에서의 오존감소 모두를 모사하기 위해 전구 오

존 물질에서의 변화를 포함한 여섯개의 화학 수송 모델로부터의 결과를 비교하였다. 이들 모델에 대한 1859년에서 2000년까지의 연평균 전 지구 성층권 오존량의 감소는 14와 29 돌슨(Dobson units, DU) 사이에 위치하였다. 모델의 오존변화의 전체 경향은 유사하나, 변화의 크기는 다르다. 모델들은 남반구에서 대략 20에서 40%범위이고, 북반구에서는 이 보다는 작은 범위의 고위도 오존감소를 나타낸다. 모든 모델들은 남반구 고위도 약 15Km상공에서 최대의 오존감소를 나타낸다. 열대지방에서 역시 각 모델들 사이의 차이점들이 나타났는데 일부 모델들에서 낮은 성층권에서의 약 10%의 증가를 모사한 반면 다른 모델들은 감소를 모사하였음이 밝혀졌다. 이러한 차이는 특히 대류권의 증가에서 성층권의 감소로 오존경향이 바뀌는 고도와 관계가 있는데, 이는 대류권 계면으로부터 약 27Km까지의 고도이다. 여러 연구들이 제시한 열대지방의 낮은 성층권에서의 오존변화는 오존의 복사강제력의 양과 부호에 매우 중요하다(Ramaswamy et al., 2001). 결과적으로 성층권 오존의 복사강제력은 -0.12 와 $+0.07 \text{ Wm}^{-2}$ 사이 범위에 이른다. 작은 음의 복사강제력이나 양의 복사강제력을 나타낸 모델들은 열대의 대류권 오존전구물질의 증가로 인하여 낮은 성층권의 오존 역시 증가하는 것으로 모사하였다 이러한 증가의 대부분은 몬트리올 의정서 가스에 의한 성층권의 오존파괴의 시기 전에 일어났다. 또한 이러한 복사강제력의 계산은 성층권 수증기의 증가 결과로 인한 것일 수도 있는 어떠한 음의 복사강제력도 포함하지 않았다. 성층권 오존은 1957년에서 1975년의 기간 동안 20세기 전반에 비해서 약 7DU 낮아졌는데 이는 성층권에서의 수증기 증가의 결과일 가능성이 있다(Shindell과 Faluvegi 2002); 하지만 이러한 성층권 수증기의 장기간 증가는 확실하지 않다(2.3.7과 3.4절).

성층권의 오존 복사강제력은 산업화 이전의 시기와 2005년 사이에 $-0.05 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$ 로 평가되었다. 1979년에서 1998년까지 관측에 기반을 둔 복사강제력 최적추정치는 $0.05 \pm 0.05 \text{ Wm}^{-2}$ 이며, 여기에는 1979년 이전의 오존변화를 고려하기 위해 Gauss et al.(2006)의 모델결과를 사용하였으며 이 때문에 불확실성의 범위가 넓게 설정되었다. 이러한 추정은 몬트리올 의정서 가스에 따른 오존변화외의 다른 요인에 의한 성층권의 오존변화의 원인을 계산에 넣었다. 과학적인 이해 수준은 중간 정도이며 3차 평가보고서 이후 변하지 않았다(2.9절, 표 2.11).

2.3.6.2 대류권의 오존

3차 평가보고서는 오존 존데와 지표관측으로부터 대류권 오존의 지역적인 경향의 차이를 확인하였다. 3차 평가보고

서에서 대류권 오존으로부터의 복사강제력의 추정은 $+0.35 \pm 0.15 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 대류권 오존 관측의 제한된 공간과 시간적인 범위때문에 복사강제력의 추정은 모델모사를 기초로 한다. 3차 평가보고서에서 모델들은 산업화 이전부터 이래로 추정된 배출량의 변화로 인한(NO_x , CO, non-methane volatile organic compounds(NMVOCs)과 CH_4) 대류권의 광화학 시스템에서의 변화만을 고려하였다. 3차 평가보고서 이후 모델에는 주요한 발전이 있었다. 새로운 세대의 화학적수송모델은 성층권과 대류권에서의 화학작용을 결합할 뿐만 아니라 GCMs와 on-line으로 구동되는 화학모델을(대류권과 성층권 모두)을 결합시켰다. 3차 평가보고서에서 모델모사가 성층권의 오존 유입의 감소로 인한 대류권 내의 오존의 변화를 고려하지 않는 반면(성층권에서의 오존 파괴에 따른), 새로운 모델들은 이러한 과정을 포함한다(Gauss et al., 2006). 모델링 능력에서의 이러한 발전과 성층권 오존변화에 따른 복사강제력을 일치시켜야 하는 필요성(오존 변화 관측에 기반을 둔)은 3차 평가보고서와 비교하여 대류권 오존에 따른 복사강제력 정의의 변화를 초래한다. 현재 성층권 오존의 변화에 따라 대류권계면을 넘어 이송되는 오존변화에 따른 대류권의 오존변화는 포함되었다.

1990년에서 2000년까지 기간 동안의 오존 전구물질의 인위적인 배출경향은 Emission Database for Global Atmospheric Research(EDGAR) 협회(Oliver와 Berdowski 2001 갱신됨)에 의해 수집되었다. 특정지역에서는 대상기간동안 바이오매스 연소로부터의 배출량의 변화가 크게 나타났다. 미국과 경제협력개발기구(OECD)-유럽 같은 산업화된 지역에서는 모든 물질의 배출량이 감소를 나타내는 반면 개발도상 국가 지역에서는 중요한 배출량의 증가가 나타났다. 최근 위성관측(Edwards et al., 2004, Richter et al., 2005)으로부터 추정되는 대류권의 CO와 NO_2 의 기체함량은, 모델 평가에 필요한 자료와 배출량 추정에 대해 필요한 자료를 제공한다.

관측지점의 대표성을 가진 장기기록이 부족하기 때문에 대류권 오존의 장기적인 경향의 평가는 어렵다. 장기적인 대류권 오존의 경향은 변화를 초래할 수 있는 부호와 크기, 원인에 의하여 바뀐다(Oltmans et al., 2006). 중위도 북부와 고위도의 대류권 오존경향은 WMO(2003), Naja et al.(2003), Naja 와 Akimoto(2004), Tarasick et al.(2005)와 Oltmans et al.(2006)에 의한 오존존데 자료에 기초하여 평가되어왔다. 유럽의 자유대류권 오존은 20세기 초반부터 1980년대 후반까지 증가되었고, 그 이후에는 증가되지 않거나 약간 감소하였다. Naja와 Akimoto(2004)는 일본의 측정지점으로부터 33년간의 오존존데 자료를 분석하여 대류권(750-550hPa)하층에 1970년에서 1985년과 1986년에서 2002년 기간 사이에서,

삿포로와 쓰쿠바(43°N도와 36°N)의 경우 12~15%, 가고시마(32°N)의 경우 35%의 증가를 발견하였다. 궤적 분석 삿포로와 쓰쿠바는 유라시아로부터의 공기에 좀 더 영향을 받는 반면 더 남쪽의 지점인 카고시마는 중국 기원의 공기에 의해 좀 더 영향을 받는 것을 나타낸다. Naha(26°N)에서 지표면과 700hPa사이에서 약간의 양의 변화경향이 관측된(Oltmans et al., 2006) 반면 약간의 음의 경향은 700과 300hPa 사이에서(1990-2004) 발견되었다. 캐나다 지점의 오존존데는 1980년에서 1990년 사이에 대류권 오존에서 음의 경향이 나타나고 1991년에서 2001년의 기간 동안 다시 양의 경향이 나타난다(Tarasick et al., 2005). 성층권과 대류권의 교환과정의 분석은 1990년대의 양의 경향이 다시 나타나는 것은 대기순환에서의 작은 변화의 결과일수도 있다는 것을 나타낸다.

경향은 지표 관측으로부터 추산되었다. Jaffe et al.(2003)는 1988년에서 2003년 까지의 1.4% yr⁻¹ 경향을 캘리포니아 Lassen 화산공원(해발 1,750m)에서 측정을 이용하여 산정하였는데 이는 두 번의 항공기를 이용한 비교에 의해 유도된 경향과 일관성이 있다(Parrish et al., 2004). 그러나 많은 미국의 다른 지점들은 지난 15년간 유의미한 변화를 나타내지 않았다(Oltmans et al., 2006). 유럽과 북미에 걸쳐Whiteface 산과 Wallops 섬, Hohenpeisenberg, Zugspitze와 Mace Head로부터의 관측은 겨울동안 증가한 반면, 여름동안은 작은 변화 경향 혹은 감소를 나타내었다(Oltmans et al., 2006). 이러한 관측은 NOx 배출량의 감소와 일치한다(Jonson et al., 2005). 북대서양 지점(Mace Head, Izana와 Bermuda)은 오존의 증가를 나타냈다(Oltmans et al., 2006). 북대서양(40°N-60°N)의 걸친 선박을 이용한 관측은 오존에서 미미한 경향을 나타내지만, Mace Head에서 1987년에서 2003년 기간에서는 대서양 지역으로부터 공기유입에 때문에 0.49±0.19 ppb yr⁻¹의 양의 경향이 발견되었다(Simmonds et al., 2004).

열대지방의 장기간 오존존데 측정은 극히 제한적이다. 남아프리카의 Irene(26°S)에서 Diab et al.(2004)는 겨울동안 지표면 부근(여름 제외)과 대류권의 상층에서 1990년에서 1994년과 1998년에서 2002년까지의 기간에 약 10ppb의 증가를 발견하였다. Thompson et al.(2001)는 1979년에서 1992년에 Total Ozone Mapping Spectrometer(TOMS) 위성자료에서 중요한 경향을 발견하지 못했다. 좀 더 최근의 측정(1994년에서 2003년까지, Measurement of Ozone by Airbus In-service Aircraft(MOZAIC) Program)으로부터의 자료)은 열대지방의 자유대류권(7.7에서11.3Km 고도) 오존의 경우, 북반구 열대지방과 남반구 열대지방에서 각각 1.12 ± 0.05ppb yr⁻¹과 1.03 ± 0.08ppb yr⁻¹로 상당한 변화를 나타낸다(Bortz와

Prather 2006). 남서 태평양의 오존존데 측정에 따르면 대류권 상층에서 오존 농도가 거의 0이 되는 빈도가 증가하며, 이는 1980년대 이래로 거대한 대류의 빈도증가와 관련되어 있음을 시사한다(Solomon et al., 2005). 중남위도의 Cape Point, Cape Grim에서의 지표관측, 대서양(선박으로부터)과 Lauder에서의 존데관측(850-700hPa)은 오존 농도의 양의 경향을 나타내는데 특히 남반구에서의 바이오매스의 연소가 많은 시기에 두드러진다(Oltmans et al., 2006). 그러나 이 경

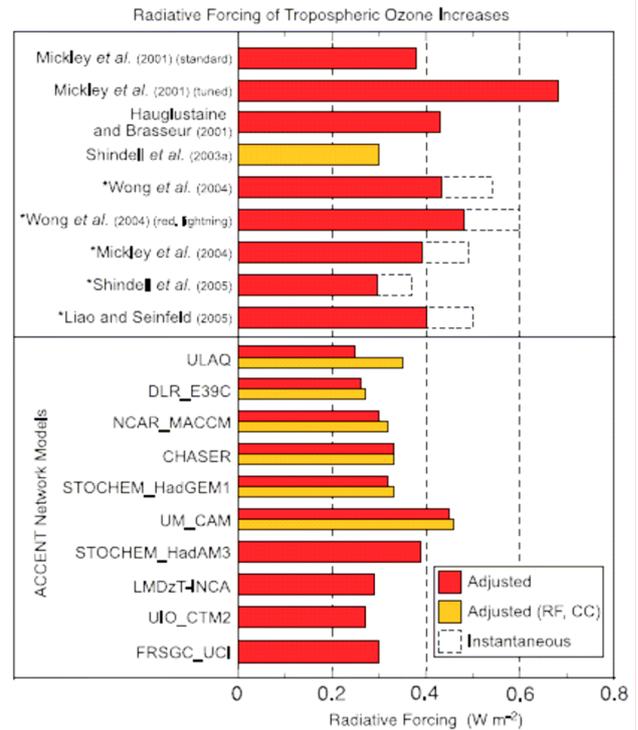


그림 2.9. 3차 평가보고서 이후 보고된 CTM과 GCM 모델 구동에 기초를 둔 산업화 이전의 대류권 오존 변화에 기초하여 계산된 복사강제력. 1750년 이후의 기후변화의 효과를 고려하여 GCM 모델로 추정된 값은 오렌지색 막대로 나타내었다(조정된 복사강제력, CC). 순간적인 복사강제력만 보고한 경우는(*)로 나타내었다. 순간적인 복사강제력을 20%까지 감소시켜 성층권 조정된 복사강제력이 추정된 경우는 빗금친 막대로 나타내었다. Mickley 외(2001)의 순간적인 복사강제력은 Gauss 외(2006)의 조정된 복사강제력으로 보고되었다. ACCENT 모델들은 ULAQ: University of L' 'Aquila; DLR_E39C: Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt European Centre Hamburg Model; NCAR_MACCM: National Center for Atmospheric Research Middle Atmosphere Community Climate Model; CHASER: Chemical Atmospheric GCM for Study of Atmospheric Environment and Radiative Forcing; STOCHEM_HadGEM1: United Kingdom Meteorological Office global atmospheric chemistry model /Hadley Centre Global Environmental Model 1; UM_CAM: United Kingdom Meteorological Office Unified Model GCM with Cambridge University chemistry; STOCHEM_HadAM3: United Kingdom meteorological Office global atmospheric chemistry model/Hadley Centre Atmospheric Model; LMDzT-INCA: Laboratoire de Météorologie Dynamique GCMInteraction with Chemistry and Aerosols; UIO_CTM2: University of Oslo CTM; FRSGC_UCI: Frontier Research System for Global Change/University of California at Irvine CTM을 포함한다.

향은 바이오매스 연소가 증가하는 경우 비슷한 경향을 나타낼 것으로 기대되었던 CO의 경향을 동반하지는 않는다. 가장 큰 변화는 Cape Point에서 10년당 20%에 달하였다(9월). Lauder에서의 증가는 대류권 하층에 한정되어 나타났다.

대류권 오존의 변화와 그에 상응하는 복사강제력은 최근 많은 모델 연구에서 추정되어왔다(Hauglustaine과 Brasseur 2001; Mickley et al., 2001; Shindell et al., 2003a; Mickley et al., 2004; Wong et al., 2004; Liao와 Seinfeld 2005; Shindell et al., 2005). 또한 10개의 전지구 모델을 포함한 다양한 모델의 구동은 "대기조성의 변화: 유럽 네트워크"(ACCENT; Gauss et al., 2006)를 통해 조직되었다. 10개 중 4개의ACCENT 모델은 상세한 성층권 화학과정을 포함하고 있다. 모든 모델에 의한 조정 복사강제력은 같은 복사이동 모델에 의해 계산되었다. ACCENT 모델에 대해 표준화된 조정 복사강제력은 3차 평가보고서 추정의 $+0.042\text{Wm}^{-2}\text{DU}^{-1}$ 보다 상당히 낮은 $+0.032 \pm 0.006\text{Wm}^{-2}\text{DU}^{-1}$ 이다.

1750년 이래로 대류권 오존증가에 대해 모사된 복사강제력은 그림 2.9에 나타나있다. 산업화 이전에 대한 배출량은 대부분 같은 가정을 사용하여 계산하였다(인위적인 배출량이 0이고, 바이오매스 연소 배출원은 90%까지 감소됨). 토양과 생체 기인한 탄화수소의 배출량은 일반적으로 자연 상태 그대로를 가정하여 변화하지 않도록 가정된다(7.4절). 한 연구에서(Hauglustaine과 Brasseur, 2001) 산업화 이전 토양의 NO_x 배출량은 비료사용의 변화를 기반으로 감소되었다. ACCENT 모델 중 여섯 개 역시 산업화 이전의 기후변화를 포함한 기후-화학 모사를 수행하였다. 대류권 오존에 대한 기후반응의 가능성을 나타내는 기후와 화학과정이 결합된 모델과 화학과정만을 고려한 모델의 복사강제력 사이의 차이점은 모든 모델들에서 양으로 나타나지만 일반적으로 매우 작았다(그림 2.9).

모델의 일반적인 특징은 그들이 19세기 후반 동안 매우 불확실한 반 정량화된 관측에 기반한 낮은 오존농도를 재생할 수 없는 것이다(예, Pavelin et al. 1999). Mickly et al. (2001)는 그들의 모델이 관측과 일치하는 배출량을 얻기 위해 산업화 이전의 번개와 NO_x 토양 배출원의 감소와 자연적인 NMVOC 배출량의 증가 등 배출량을 조정하였다. 그 결과 오존 복사강제력은 그들의 표준계산과 비교해보면 50%에서 80%정도까지 증가하였다. 그러나, 조정된 모델링이 기록하지 못했던 이전 관측의 여러 양상이 있다.

대류권 오존 증가의 복사강제력에 대한 최적추정치는 그림 2.9의 복사강제력 값의 증위수를 취한 $+0.35\text{Wm}^{-2}$ 이다(조정된 기후변화제외 값, 즉 적색 막대). 최적의 추정치는 3차 평가보고서 이후 변하지 않았다. 대류권 오존에 대해 추정된

복사강제력에서의 불확실성의 원인은 크게 1) 사용된 모델(CTM/GCM 모델 공식화, 복사이동 모델)과 2) 모델에서의 산업화 이전 오존 수준의 과대평가 가능성 등 두 개의 요소로부터 기원된다. 그림 2.9에서의 결과 범위에 의해 대표된다고 가정된 5에서 95% 신뢰도 범위는 $+0.25$ 에서 $+0.65\text{Wm}^{-2}$ 이다. 중간 수준의 과학적인 이해도를 채택한 것도 3차 평가보고서 이후 변화하지 않았다(2.9절, 표 2.11).

2.3.7 성층권의 수증기

3차 평가보고서에서는 여러 연구에서 지적된 바와 같이 성층권에서 수증기의 장기적인 증가가 나타나고 있으며 이러한 경향은 주요한 복사효과에 기여할 것이라고 언급하였다. 그러나 이것은 복사강제력과 같이 CH₄로부터 증가가 기대되는 성층권 수증기만을 고려하였다. 그리고 이는 총 CH₄ 복사강제력(약 $+0.02\text{Wm}^{-2}$)에 2~5%정도 기여하는 것으로 추정된다.

3.4절은 성층권의 수증기 경향에 대한 증거와 현재 그들을 초래하였을 가능성의 이해에 대해 논의하였다. Boulder와 Colorado에서 Halogen Occultation Experiment(HALOE)와 연속적으로 기구를 이용한 측정으로부터 14년간 전 세계 성층권 수증기가 측정되었다. 1980년에서 대략 2000년까지 성층권 수증기가 약 0.05ppm yr^{-1} 로 장기간 지속적인 성장을 해왔다는 증거가 발견되었으며 이후 성층권하층에서 수증기 농도가 감소하고 있다(3.4절에 자세한 소개와 참고문헌). CH₄의 증가뿐만 아니라 a)화산폭발(Considine et al., 2001; Joshi와 Shine 2003); b)생물연소로 인한 에어러솔(Sherwood 2002); c)대류권(SO₂ Notholt et al., 2005)과 d)성층권 염소, 오존, OH(Rock mann et al., 2004)의 변화 등 여러 가지 간접적인 메커니즘이 제안되었다. 이것들은 외부의 강제력 매개체와 연결될 수 있는 메커니즘이다. 제안된 다른 메커니즘은 좀 더 기후반응과 결합되어 있으며 대류권계면의 온도나 순환변화에 연관되어 있다(Stuber et al., 2001a; Fueglistaler et al., 2004). 성층권 수증기 변화에 대한 여러 원인에 대한 설명과 정량화를 시도한 연구는 거의 없다. 또한 다른 고도에서의 수증기 경향에는 다른 메커니즘이 작용할 것이다.

3차 평가보고서 이후로 성층권 수증기 변화에 따른 복사 균형 변화에 대한 좀 더 심도 깊은 계산이 수행되었다(Forster 와Shine 1999; Oinas et al., 2001; Shindell 2001; Smith et al., 2001; Forster와 Shine 2002). Smith et al.(2001)는HALOE 위성자료를 사용한 성층권 수증기의 변화로부터 복사강제력에 대해 10년 당 $+0.12$ 에서 $+0.2\text{Wm}^{-2}$ 의 범위를 추정하였다. Shindell(2001)은 CH₄의 산화와 온실효과 가스

의 증가와 결합된 기후 되먹임 변화를 포함함으로써 성층권 수증기의 증가를 추정하기 위해 GCM을 사용하여 20년 동안 약 $+0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력을 추정하였다. Forster와 Shine(2002)은 100~10hPa의 압력에서의 일정한 수증기 0.05 ppm yr^{-1} 경향을 사용하였고, 1980년에서 2000년까지 $+0.29 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력을 추정하였다. GCM 복사 코드는 이 복사강제력의 모델링에서 두 배 정도의 불확실성을 가질 수 있다(Oinas et al., 2001). 본 장의 목적에 대해, 위에서 말한 복사강제력의 산정은 강제력 매개체에 의한 것만은 아니며, CH_4 증가에 따른 요소 외의 모든 것은 강제력과 불확실성에 기여하지 않는다. 관련된 두 CTM 연구는 산업화 이전 시기로부터 CH_4 에서의 증가와 연관된 복사강제력을 계산하였지만(Hansen과 Sato 2001; Hansen et al., 2005), 동적인 되먹임 과정은 이러한 추정에 포함되지 않았다. Hansen et al.(2005)는 1750년에서 2000년에 대한 성층권 수증기 변화에 대해 $+0.07 \pm 0.01 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력을 추정하였는데 이는 3차 평가보고서보다 적어도 세 배 큰 값이다. 항공기의 직접적인 수증기 분사로부터의 수증기의 복사강제력은 약 $+0.002 \text{ Wm}^{-2}$ 보다 10배 이상 작다고 여겨진다(IPCC, 1999). 2000년 이래로 CH_4 농도변화는 매우 적은데(2.3.2절), 그 때문에 CH_4 산화($+0.07 \text{ Wm}^{-2}$)로부터 성층권 수증기 복사강제력의 최적 예상은 Hansen et al.(2005) 계산을 기초로 한다. 90%의 신뢰도 범위는 다른 영향을 포함한 복사강제력 연구의 범위로 부터 $\pm 0.05 \text{ Wm}^{-2}$ 로 추정된다. 이러한 추정은 CH_4 로 야기된 성층권 수증기 변화(2.9절, 표 2.11)의 연직분포 이해도가 낮기 때문에 역시 낮은 수준의 과학적인 이해수준을 가진다. 다른 인위적인 성층권 수증기의 변화는 정량화되지 않았으며, 과학적인 이해수준이 매우 낮다.

2.3.8 체류시간이 긴 온실가스 복사 효과의 관측

대기권의 상부와 지표에서 맑게 갠 하늘의 복사 측정은 수행되어 왔다. 이와 같은 관측은 여기에 정의된 것과 같은 복사강제력을 관측한 것은 아니다. 대신에 대기에서의 복사 수송에 대한 다양한 대기물질들의 영향을 산출하였다. 가장 중요하게 이 상태는 기본적인 복사강제력의 정의를 따르지 않는(2.2절), 대기에서의 열과 수증기의 연직분포 변화를 포함하는 관측이었다. 지구의 복사균형 관측에 대한 좀 더 종합적인 논의는 3.4.절에서 이루어질 것이다.

Harries et al.(2001)는 1970년과 1997년에 두 개에 위성에 의해 관측된 열대 태평양 위의 장파복사 유출의 스펙트럼을 분석하였다. 온실가스의 많은 스펙트럼의 부분에서 관측된 휘도 온도의 감소는 지구의 온실효과의 증가에 대한 실험적

인 증거이다. 스펙트럼 시그니처는 CO_2 와 CH_4 에 대해 특히 더 크다. 1970년과 1997년 사이에 그들의 큰 변화와 함께 halocarbon 역시 휘도온도에 대해 영향이 있다. Philipona et al.(2004)는 알프스 중심에 걸친 여덟 개의 지점에서 1995년에서 2002년까지의 기간에 지표에서 아래로 향한 장파복사의 증가를 발견하였다. 맑은 하늘에서 장파의 하향 플럭스의 증가는 높아진 온실가스의 영향에 따라 측정과 모델의 결합을 통해 온도와 습도의 증가로부터의 기여를 산정하려는 시도 중에 발견되었다. 두 가지 타입의 관측 모두 가스의 복사 영향을 알기 위한 것이긴 하지만 2.3절에서의 다루어지는 복사강제력과 직접적인 연계를 가지는 것으로 해석되지는 말아야 한다.

2.4. 에어러솔

2.4.1 3차 평가보고서의 소개 및 요약

3차 평가보고서는 에어러솔 복사강제력을 직접적인 효과와 간접적인 효과로 나누어 분류하였다. 직접적인 효과는 어떤 에어러솔이 단파와 장파복사를 산란하고 흡수하여, 그로 인해 지구-대기 시스템의 복사균형을 바꾸는지를 이용한 메커니즘이다. 황산, 화석연료 유기탄소, 화석연료 검댕, 바이오매스 연소, 미네랄 먼지 에어러솔은 모두 중요한 인공요소를 가지고 있으며, 직접적인 복사강제력을 행사하는 것으로 밝혀졌다. 직접적인 복사강제력 결정에 있어 중요한 요인은 파장과 상대습도의 작용으로써 다양해지는 에어러솔의 광학상 특성(단일 산란 알베도, ω_0 , 특수 소멸계수, k_e 와 산란 상 함수) 및 시간의 작용으로써 다양해지는 대기 부하량과 수평 및 수직적인 에어러솔의 지리적 분포이다(예, Haywood와 Boucher, 2000; Penner et al., 2001; Ramaswamy et al., 2001). 산란하는 에어러솔은 직접적인 음의 복사강제력을 행사하는 반면, 부분적으로 흡수하는 에어러솔은 대양 혹은 어두운 숲 표면과 같은 어두운 표면에 걸쳐 직접적인 음의 대기상한(TOA) 복사강제력을 행사하고, 사막이나 눈, 얼음 혹은 구름 상부의 에어러솔과 같은 밝은 표면에 걸쳐서는 양의 TOA 복사강제력을 행사한다(Chylek 과 Wong, 1995; Haywood 1995). 양과 음의 TOA의 직접적인 복사강제력 메커니즘은 지표에서의 단파복사를 줄인다. 만약 고위도에서 에어러솔 입자가 크고 고려할 만한 농도를 발생시킨다면 장파의 직접적인 복사강제력은 매우 크다(Tegen et al. 1996). 대류권 에어러솔에 따른 직접적인 복사강제력은, 단파복사 이동 계산이 둘 사이에서 무시해도 좋은 차이를 나타내기 때문에 권

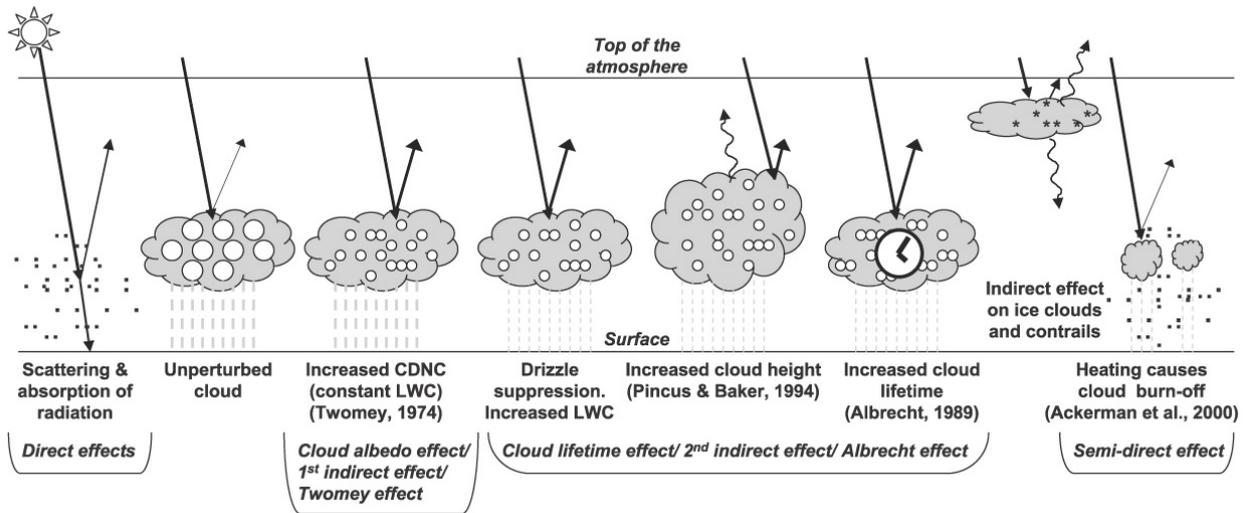


그림 2.10. 에어러솔에 있어 중요한 요소로 판명된 구름효과에 관한 다양한 복사 메커니즘을 보여주는 개념도(Haywood와Boucher, 2000으로부터 수정). 작고 검은 점은 에어러솔 입자를, 속이 빈 큰 원은 구름의 작은 물방울을 나타낸다. 직선은 입사하고 반사되는 태양복사를 나타내고, 물결 모양은 지구복사를 나타낸다. 채워진 흰색 원은 구름방울 수 농도(CDNC)를 나타낸다. 교란된 구름은 자연적 및 인공적인 에어러솔이 구름응결핵(CCN)으로써 이용될 만큼의 많은 수의 작은 구름 방울을 포함하고 있는 반면에, 교란되지 않은 구름은 자연적인 에어러솔 만이 구름응결핵으로써 이용될 만큼의 큰 구름 방울을 포함하고 있다.

계면에서보다 TOA에서 더 자주 생겨난다(Haywood와 Shine 1997; 2.2절). 지표강제력은 대체적으로 TOA에서의 에어러솔 확산에 대한 직접적인 강제력과 비슷해지겠지만, 부분적으로 에어러솔 흡수에 대한 지표강제력은 TOA에서의 직접적인 복사강제력보다 몇 배 더 강력할 것이다(Ramanathan et al., 2001b와 참고 문헌).

간접적인 효과는 어떤 에어러솔이 미세 물리적 특성을 변화시켜 이로 인해 복사 특성, 구름양과 존속기간을 변화시키는지를 이용한 메커니즘이다(그림 2.10). 간접적인 효과를 결정하는 주요 변수는 구름응결핵으로써 활동하는 에어러솔 입자의 유효성인데 이는 크기, 화학적 구성, 혼합 상태와 주위 환경의 작용을 말한다(Penner et al., 2001). 구름방울 수 농도와 이에 따른 구름방울 크기에 미치는 미세물리학적으로 야기된 영향을 ‘1차 간접효과’(Ramaswamy et al., 2001), ‘구름 알베도 효과’(Lohmann와 Feichter 2005) 혹은 ‘Twomey 효과’(Twomey, 1977)라고 일컫는다. 액체 수분 구성, 구름 고도와 존속기간에 미치는 미세물리학적으로 야기된 영향을 ‘2차 간접효과’(Ramaswamy et al., 2001), ‘구름 체류기간 효과’(Lohmann와 Feichter 2005) 혹은 ‘Albrecht 효과’(Twomey 1989)로 일컫는다. 3차 평가보고서에서는 간접적인 효과를 1차 간접효과와 2차 간접효과로 나누었다. 본 보고서에서는 이 효과들이 ‘구름 알베도 효과’와 ‘구름 체류기간 효과’로 각각 표시되는데, 이는 발생하는 미세 물리적 과정을 더 잘 묘사하기 때문이다.

구름 알베도 효과는 3차 평가보고서에서 복사강제력으로

고려되었다. 왜냐하면 전구 모델계산은 고정된 구름의 액상 수분 구성을 유지하는 동시에 구름의 광화학적 특성에 대한 에어러솔 농도 증가의 영향을 묘사하기 위해서 수행될 수 있기 때문이다(예를 들어, 되먹임 기작이 발생하지 않는 완전한 진단적 방법에서). 3차 평가보고서는 구름 알베도 효과를 기후의 복사강제력에서의 주요한 불확실성으로 고려했지만, 복사강제력의 최고 추정치를 할당하지 않았고, 액상 수분 구름의 맥락에서 복사강제력 범위를 0과 -2 Wm^{-2} 사이로 나타내었다. 다른 간접적인 효과는 복사강제력으로 고려되지 않았는데, 이는 대기모델에서 비가 억제되고 구름 고도 혹은 구름 체류기간이 증가하는 경우에(그림 2.10), 수분이 항상 변하기 때문이다(예를 들어, 되먹임 발생 7.5절 참조). 또한 3차 평가보고서에서는 빙점 해화와 물리적 현상에 관해 대부분 불확실하고 잘 알려지지 않은 만큼, 이 메커니즘으로부터의 나온 복사강제력의 정량화가 적절하게 고려되지 않았지만, 빙점의 물리적 및 복사적 특성의 형성과 변경에 의한 인공적 에어러솔의 영향에 대해 논의되었다(Penner et al., 2001).

3차 평가보고서는 준직접효과에 대한 어떠한 평가도 포함하지 않는데(예, Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000a; Jacobson 2002; Menon et al., 2003; Cook과 Highwood 2004; Johnson et al., 2004), 준직접효과란 대류권 에어러솔에 의한 단파복사의 어떠한 흡수가 대류권 가열을 이끄는 가열을 이용한 메커니즘이다. 한편, 대류권 가열은 연이어 대류권의 상대습도와 안정도를 변화시키고 그것에 의하여 구름 형성

과 체류기간에 영향을 미친다. 본 보고서에서 준직접효과는 7.5절에서 논의된 것과 같은 수문순환의 변형으로 인한 복사 강제력을 정확히 고려하지 않는다(2.2, 2.8절과 4.5절).

3차 평가보고서 이후로, 대류권 에어러솔의 관측과 모델링에서 상당한 발전이 있었다. 이에 대해서는 다음 절에서 이어서 논의된다.

2.4.2 에어러솔 관측과 연관된 발전들

크기 분포, 화학적인 구성, 확산과 흡수와 같은 지표면에서의 에어러솔 특성의 관측은 여러 관측지점에서 지속적으로 이루어져 왔는데 여기에는 장기 관측소들과 집중적인 현장 추정이 포함된다. 예를 들어, 지표에서 이러한 현장관측은 지표 에어러솔 농도에 대한 범위를 규정한다든지, 대기화학조성과 국지적인 경향에 대한 양질의 정보를 제공한다든지 하는 방법으로 전구모델에 대한 필수적인 검증자료로써 이용된다. 뿐만 아니라, 변화에 대한 중요한 정보를 다양한 시간규모로 제공한다. 전구 대기모델과 측정자료와의 비교는 기상조건의 차이에 따라 복잡해질 수 있는데 이는 측정이 측정지점 또는 바로 그 근처의 지표 근처를 대표하는 반면, 직, 간접적인 복사강제력은 에어러솔의 수직적인 연직분포에 좌우되기 때문이다. 예를 들면, 전구 모델 격자의 공간적인 해상도는 일반적으로 위도와 경도 상으로 수 도씩이며, 대기의 동역학과 복사계산에 대한 시간적인 단위는 연구되는 과정에 따라 다르지만 분에서 시간 단위이다. 이보다 작은 공간과 짧은 시간 동안에 걸쳐 이루어진 관측과 비교할 때 이러한 모형의 특성은 한계점이 될 수 있다.

위성과 지표면에서의 관측의 결합은 거의 전구적인 에어러솔 특성을 파악할 수 있게 하였다. 이러한 점들은 본 장의 세부절들에서 논의되었다: 배출량 추정, 변화경향, 물리적/광학적 특성들과 이에 연관된 복사강제력에 대해서는 2.4.4절에서 논의되었다. 에어러솔 특성에 대한 최근 위성 관측과, 위성관측기반의 에어러솔의 직접 복사강제력의 평가에 관한 좀 더 자세한 논의는 Yu et al.(2006)에 의해 제시되었다.

2.4.2.1 위성자료 추출

구름이 없는 지역에서의 에어러솔 광학깊이(AOD) 위성자료는 새로운 세대의 센서(Kaufman et al., 2002)와 확대된 전구 자료검증 프로그램(holben et al., 2001)에 의하여 발전되어왔다. 에어러솔 fine-mode 분율과 유효 입자반경과 같은 발전된 에어러솔 자료가 개발되어 왔으며, 이는 에어러솔의 직접복사 효과를 산정할 수 있는 잠재력을 제공하였다. 추가

적으로, 인위적인 에어러솔의 요소와 결합된 직접적인 복사 강제력을 산정하고자 하는 노력이 이루어졌다(Kaufman et al.(2002), Bellouin et al.(2005), Chung et al.(2005)). 그러나 이러한 발전된 자료들에 대한 검증 프로그램은 아직 개발되지 않았고, 초기의 평가를 보면 일부 체계적인 오류를 나타내고 있다(Levy et al., 2003, Anderson et al., 2005a, Chu et al., 2005), 이는 위성자료로부터 상시적으로 인위적인 에어러솔과 자연적인 에어러솔을 분별하는 것이 아직도 매우 어렵다는 것을 시사한다.

2.4.2.1.1 에어러솔 광학깊이의 위성자료 추출

그림 2.11은 대륙과 해양에 걸쳐 추출된 에어러솔 광학깊이 τ_{aer} (중간정도 가시도의 파장)와 에어러솔 측정기계의 지리적인 위치를 나타낸다. 표 2.2는 위성으로부터의 현 이용 가능한 에어러솔 데이터의 개요를 측정기계의 약어와 함께 제공한다. Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) 장비의 2001년 1월에서 3월까지의 평균(τ_{aer} , 그림 2.11 위)은 2001년 8월에서 10월까지의 그것의 평균(그림 2.11 아래)과 뚜렷하게 다르다(Kaufman et al. 1997; Tanre et al. 1997). τ_{aer} 의 계절적인 변화 역시 볼 수 있다: 바이오매스 연소 에어러솔은 그림 2.11(위쪽)에서는 Geinea만에 걸쳐 가장 명백하게 나타나지만, 그림 2.11(아래)에서는 남부 아프리카로 이동되었다. 마찬가지로 그림 2.11(아래)에서 남 아메리카에서의 바이오매스 연소가 가장 명백하다. 그림 2.11(위)에서 아프리카에서 남 아메리카로의 미네랄 먼지의 이동은 식별할 수 있는 반면, 그림 2.11(아래)에서의 미네랄 먼지는 서인도와 중앙 아메리카에 걸쳐 이동되었다. 황산염, 유기탄소와 무기탄소, 질산염, 산업 먼지의 혼합물인 산업 에어러솔은 많은 북반구 대륙지역에 여러 곳에 걸쳐 명확하게 나타난다. 풍속이 강한 해양 지역에서 해염입자는 매우 두드러지게 나타난다(즉, 45°S도의 남쪽). MODIS 에어러솔 알고리즘은 반사율이 높은 지역 - 예를 들면 사막, 눈이 덮인 곳, 빙하, 해양 반사의 영향을 받는 곳, 혹은 태양의 일사가 부족할 때 고위도 지역 -에서는 상시적인 자료 추출을 할 수 없다.

초기의 τ_{aer} 추정은 AVHRR의 하나의 채널 기반 자료추출(예, Husar et al. 1997; Ingnatov와 Stowe 2002)과 TOMS(예, Torres et al., 2002) 자외선 기반의 자료추출 기법을 포함한다. AVHRR의 두 개 채널을 이용한 자료추출 기법 역시 개발되어 왔다(예, Mishchenko et al. 1999; Geogzhayev et al., 2002). AVHRR에 의한 자료추출은 일반적으로 복사율이 상대적으로 잘 알려진 해양 표면에서 이루어지지만, 북부한대수립이나 호수와 같은 어두운 지역의 표면에서도 가능하다(Soufflet et al. 1997). TOMS 자료추출은 본질적으로 지표

면 반사율에 독립적이고 그 때문에 대륙과 해양에 걸친 자료가 생성될 수 있지만(Torres et al., 2002), 이것은 에어러솔의 고도에 따라 매우 민감하며 상대적으로 낮은 공간적인 해상도를 가지고 있다. 반면에 이러한 장비는 위성전용장비에 비해 제한된 스펙트럼 밴드의 수와 정교하지 못한 자료 생성과정이라는 단점이 있지만 궁극적으로는 장기적으로 연속자료를 제공할 수 있다는 장점도 있다(예, Geogdzhayev et al., 2002).

초기의 자료추출법은 에어러솔 전용 장비로부터의 추출법으로 대체되어 왔다(예, Kaufman et al., 2002). 지구반사에

대한 평광성과 방향성 위성(POLDER)은 여러 조망각을 가진 다수의 스펙트럼 채널($0.44\text{--}0.91\mu\text{m}$)과 복사의 편광측정을 결합한다. 해양위의 에어러솔 광학 깊이와 Angstrom exponent(a)(Deuze et al., 2000), 대륙위의 τ_{aer} (Deuze et al., 2000)과 에어러솔의 직접적인 복사효과는 모두 개발되었다(Boucher과 Tanre, 2000; Bellouin et al., 2003). MODIS를 사용한 해양(Tanre et al., 1997)과 지표(Kaufman et al., 1997)에 걸친 에어러솔 추출에 대한 알고리즘은 개발, 검증되어 왔다.

이러한 τ_{aer} 의 산정에서의 불확실성은 지표 반사 특성의

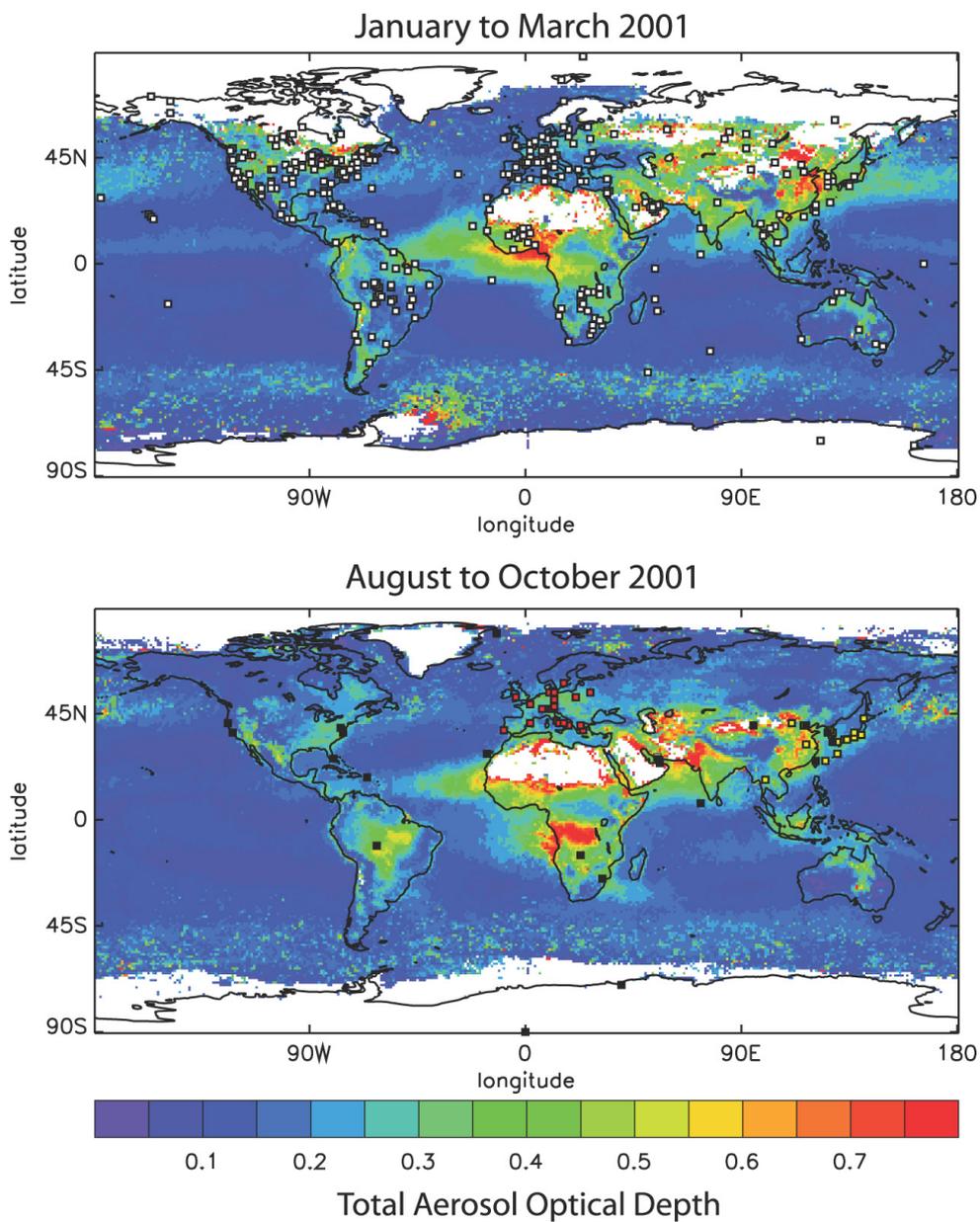


그림 2.11. $0.55\mu\text{m}$ (colour bar)에서의 에어러솔 광학깊이(τ_{aer})는 2001년 1월에서 3월까지의 평균(위)과 2001년 8월에서 10월까지의 평균(아래)에 대한 MODIS 관측을 이용하여 산정되었다. 또한 위쪽에서는 1996년부터 운영되어 온 AERONET 측정지점의 위치(하얀 사각형)를 나타낸다(꼭 연속적이지는 않음). 아래쪽에서는 다른 에어러솔 레이더 네트워크의 측정 지점 위치를 나타내고 있다(빨간색: EARLINET, 오렌지색: EDNET, 검정색: MPNET).

불확실성 때문에 반드시 해양(Remer et al., 2002)에서 보다 지표(Chu et al., 2002)에서 더 높다. 하지만 기하학적인 측정 각의 신중한 선택으로 이러한 차이는 최소화 할 수 있다 (Chylek et al., 2003). 뿐만 아니라 해양에서의 해염입자와

먼지 혹은 바이오매스 연소와 산업 오염물질의 식별에 대해 발전되어 온 새로운 알고리즘(Bellouin et al., 2003, 2005; Kaufman et al. 2005a)은 에어러솔 모델과의 보다 종합적이고 포괄적인

표 2.2. 에어러솔 특성을 도출하기 위해서 사용한 다양한 위성센서의 운영기간, 사용밴드, 결과

위성 측정기기	Period of Operation 운영기간	Spectral Bands 스펙트럼 밴드	Products 결과	개요와 참고문헌
AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer) α	1979년부터 현재까지	5개의 밴드 (0.63, 0.87, 3.7, 10.5와 11.5 μ m)	τ_{aer} , α	1-채널 검색은 해양에 걸쳐 $\tau_0=0.63$ 를 제공(Husar 외, 1997; Ignatov와 Stowe, 2002) 2-채널(0.63 μ m와 0.86 μ m 사용)은 해양에 걸쳐 단일 에어러솔 크기분포를 가정한 $\tau_{\lambda}=0.55$ 와 α 를 제공(Mishchenko 외, 1999) 2-채널(0.63 μ m와 0.86 μ m 사용)은 어두운 숲과 호수 표면에 걸쳐 $\tau_{\lambda}=0.55$ 와 α 를 제공(Soufflet 외, 1997) 2-채널(0.64 μ m와 0.83 μ m 사용)은 해양에 걸쳐 바이모달 에어러솔 크기 분포를 가정한 $\tau_{\lambda}=0.55$ 와 α 를 제공(Higurashi와 Nakajima, 1999; Higurashi 외, 2000)
TOMS	1979년부터 현재까지	0.33 μ m, 0.36 μ m	에어러솔 색인, τ_{aer}	τ_{aer} 전환을 위한 에어러솔 색인 위도에 민감한 8 mono-modal 에어러솔 모델이 검색에 사용됨(Torres 외 2002)
POLDER(Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances)	1996년 11월부터 1997년 6월까지 2003년 4월부터 2003년 10월까지 2005년 1월부터 현재까지	8개의 밴드 (0.44에서 0.91 μ m)	τ_{aer} , α , DRE	다양한 시각과 극성 능력을 가짐. 0.67 μ m과 0.86 μ m 복사는 해양에 걸쳐 12개의 단일 에어러솔 모델을 사용함(Goloub 외, 1999; Deuze 외, 2000) 극성 능력은 대륙에 걸친미세입자 검색 허용(Herman 외1997; Goloub와 Arino, 2000) 해양에 걸친 DRE이 결정됨(Boucher와 Tanre, 2000; Bellouin 외, 2003)
OCTS(Ocean Colour and Temperature Scanner)	1996년 11월부터 1997년 6월까지 2003년 4월부터 2003년 10월까지	9개의 밴드와 (0.41에서 0.86 μ m) 3.9 μ m	τ_{aer} , α	0.67 μ m과 0.86 μ m 검색은 해양에 걸쳐바이모달 에어러솔 크기 분포를 가정한 $\tau_{\lambda}=0.50$ 과 α 를 제공(Nakajima와Higurashi, 1998; Higurashi 외, 2000)
MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectrometer)	2000년부터 현재까지	12개의 밴드 (0.41에서 2.1 μ m)	τ_{aer} , α , DRE	검색은 해양과 지표에 걸쳐 바이모달 크기 분포를 사용하여 발전되었음(Tanre 외, 1997; Remer 외, 2002) 검색은 밝은 지표를 제외한 대륙에 걸쳐 발전되었음(Kaufman 외, 1997; Chu 외, 2002) 빛의 깊이 종분화와 DRE는 해양과 대륙에 걸쳐 결정되었음(예, Bellouin 외, 2005; Kaufman 외, 2005a)
MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer)	2000년부터 현재까지	4개의 밴드 (0.47에서 0.86 μ m)	τ_{aer} , α	9개의 다른시각, 4개의 구성 요소로 이루어진 5개의 기후학적인 혼합 그룹은 검색 알고리즘에서 이용됨(Kahn 외, 2001; Kahn 외, 2005). 밝은 지표에 걸친 검색이 가능(Martonchik 외, 2004)
CRRES(Cloud and the Earth's Radiant Energy System)	1998년부터 현재까지		DRE	예를 들어, 용승 복사와 대조적으로 Visible Infrared Scanner(VIRS; AVHRR과 같은) τ_{aer} 의 복귀로 인해 DRE은 정의되었음(Loeb와 Kato; 2002)
GLAS(Geoscience Laser Altimeter System)	2003년부터 현재까지	활동적인 광선 레이더	에어러솔의 연직분포	170m 검색에서 레이더 신호범위는 대략 70m. 8일주기로 궤도를 선회 주기 (Spinhirne 외, 2005)
ATSR-2/AATSR(Along Track Scanning Radiometer/Advanced ATSR)	1996년부터 현재까지	4개의 밴드 (0.56에서 1.65 μ m)	τ_{aer} , α	천저와 52° 전방의 기하학 조망. 6개의 에어러솔 종으로 구성된 40개의 에어러솔 기후학적인 혼합 그룹은 검색에서 이용됨(Veefkind 외, 1998; Holzer-Popp 외, 2002)
SeaWiFS(Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor)	1997년부터 현재까지	0.765와 0.865 μ m (해양) 0.41에서 0.67 μ m (대륙)	τ_{aer} , α	2-채널(0.765 μ m와 0.865 μ m 사용)은 해양에 걸쳐 $\tau_{\lambda}=0.856$ 과 α 를 제공. 바이모달 에어러솔 크기 분포가 가정됨(M.Wang 외, 2005). 대륙과 해양에 걸친 검색은 0.41에서 0.67 μ m(von Hoyningen-Huene, 2003; Lee 외, 2004)의 여섯 개의 가시 채널을 이용하고 발전됨

비교를 가능하게 한다. 다양한 각도의 Imaging Spectro-Radiometer(MISR) 추출은 해양, 사막과 같은 높은 반사면을 포함한 표면의 에어러솔 요인을 결정하기 위해 다각도 관측 능력을 사용하여 발전되어 왔다(Martonchik et al., 2004). 각각 네 개의 에어러솔 요소를 가지고 있는 다섯 개의 전형적인 에어러솔 기후학이 자료생성에 동원되었고, 아홉 개의 관찰 기하학적인 시각과 두 개의 다른 복사를 이용하여 최적 복사 표시가 산출되었다. 이러한 결과는 Aerosol RObotic NETwork(AERONET; 2.4.3절)에 의해 입증되어 왔다. Along Track Scanning Radiometer(ATSR)과 ATSR-2 검색(Veefkind et al. 1998; Holzer-Popp et al., 2002)은 상대적으로 넓은 스펙트럼의 범위와 두 개의 관측방향과 에어러솔 기후전문가들을 위한 Optical Parameters of Aerosol and Cloud(OPAC) 데이터베이스(Hess et al. 1998)를 이용하여 해양과 대륙에 걸친 τ_{aer} 자료를 산출하였다(Robles-Gonzalez et al., 2000). Ocean Colour and Temperature Scanner(OCTS) 검색은 AVHRR으로부터의 복수 파장 추출법과 기본적으로 비슷하고, bi-modal 에어러솔 크기 분포를 사용하여 해양의 τ_{aer} 와 α 를 산출하기 위하여 0.41에서 0.86 μm 까지 범위의 파장을 사용하였다(예, Higurashi et al., 2000). Sea-Viewing WideField-of-View Sensor(SeaWiFs)는 bi-modal 에어러솔 크기 분포를 사용한(M. Wang et al., 2005) 해양에 걸친 τ_{λ} = 0.856와 α 를 제공하기 위해 0.765 μm 와 0.856 μm 복사를 사용하였다. 나아가 SeaWiFs 에어러솔은 대륙과 해양에 각각 여섯 개와 여덟 개의 가시 채널을 사용하여 자료를 생성하도록 발전되어 왔다(예, von Hoyningen-Heune et al., 2003; Lee et al., 2004).

에어러솔 검색 알고리즘이 고도화되고 사실적으로 발전하였음에도 불구하고 해양지역에 걸친 τ_{aer} 자료 사이에 불일치는 존재한다(예, Penner et al., 2002; Myhre et al., 2004a, 2005b; Jeong et al., 2005; Kinne et al., 2006). 이러한 불일치는 구름의 제거 알고리즘 가정과 에어러솔 모델, 다른 파장과 추출에서 사용된 기하학적인 관측각, 해양 표면의 반사도의 차이에 기인한 것이다. 지표 AERONET 관측과 이러한 위성 에어러솔 자료추출의 비교를 통해 객관적인 평가뿐만 아니라 이러한 위성 검색의 정확성의 증가를 꾀할 수 있다. Myhre et al.(2005b)는 AERONET과의 비교자료를 통하여 과거의 간단한 알고리즘보다 새로 도입된 다양한 채널과 다양한 시각 알고리즘을 사용한 정교한 측정이 더 나은 결과를 제시하였고, Zhao et al.(2005)는 전구적으로 정적인 에어러솔 모델보다 동적인 에어러솔 역학 모델을 기반으로 한 추출이 더 낫다는 점을 밝혀내었다. 반면 특정 위성에서의 시스템적인 오류가 존재하지만 이는 교정될 수 있고(Jeong

et al., 2005; Remer et al., 2005, Bellouin et al., 2005; Kaufman 2005b), 그래서 관측기반의 직접 복사효과와 직접 복사강제력을 구해낼 수 있다는 점이 아래절에 자세히 서술되어 있다.

2.4.2.1.2 직접적인 복사효과와 위성검색

직접적인 복사강제력이 오직 인위적인 요소만을 고려하는 반면 태양의 직접 복사효과(DRE)는 인위적이고 자연적인 에어러솔 중에 따른 직접적인 효과의 총 합이다. 해양의 상공에서 전구규모의 맑은 하늘의 DRE의 위성 추정치는 Yu et al.(2006)에 의해 요약된 바와 같이 3차 평가보고서 이후에 발전되어왔는데, 이는 에어러솔 전용 기기와 알고리즘의 발전 덕분이다(표 2.3). 표 2.3은 전구 평균과 여러 연구로부터의 맑은 하늘의 DRE 주간 평균은 -5.4 Wm^{-2} 으로 상당히 잘 일치하였으며, 표준편차는 0.9 Wm^{-2} 임을 제안하였다. 맑은 하늘의 DRE는 Loeb와 Manalo-Smith(2005)에 의해 모든 하늘의 것으로 환산되었으며 이는 -1.6 에서 -2.0 Wm^{-2} 정도로 추정되었다. 여기서 구름 낀 지역의 DRE값에 대한 기여는 없다고 가정하였는데 이러한 가정은 광학적으로 얇은 구름이나 구름 위에 존재하는 에어러솔의 경우에 특히 잘 맞지 않는다(2.4.4.4절). 게다가 같은 위성에서 다중 센서의 통합 사용은 τ_{aer} 와 DRE의 동시에 산정 가능성을 제공하는데(Zhang와 Christopher, 2003; Zhang et al., 2005), 이는 $\text{DRE}/(\tau_{aer} \text{ Wm}^{-2} \tau_{aer}^{-1})$ 이며 DRE 효율의 추정을 가능하게 한다. DRE 효율은 관측에 대한 모델의 비교에 유용한 매개변수의 지리적인 분포에 대한 의존도를 제거한다(예, Anderson et al., 2005b). 그러나, 이러한 이유로 추론된 DRE 효율은 고가범위 -미네랄 먼지, 바이오매스 연소와 오염 사건과 결합된 것-에서 τ_{aer} 에 선형적인 관계가 있다고 볼 수 없다.

2.4.2.1.3 직접적인 복사강제력의 위성 도출

Kaufman et al.(2005a)는 해양 위 맑은 하늘의 미세 에어러솔 fine-mode 분율을 MODIS로부터 산출하여 해양위의 맑은 하늘에서의 복사강제력 값이 -1.4 Wm^{-2} 라고 하였다. Christopher et al.(2006)는 MODIS 미세 부분과 구름과 지구 복사의 에너지 시스템(CERES) 광대역 TOA 플럭스와 통합한 것을 사용하여 $-1.4 \pm 0.9 \text{ Wm}^{-2}$ 의 값을 추정하였다. Bellouin et al.(2005)는 MODIS τ_{aer} 와 해양과 대륙에 걸친 에어러솔 및 AeroCom(2.4.3절)으로부터의 데이터를 통합하여 모든 하늘에서의 복사강제력인 $-0.8 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 을 결정하였다. 하지만 이는 흐린 하늘에서의 복사강제력과 결합된 불확실성의 기여를 포함하지 않는다. Chung et al.(2005)는 위성/AERONET/모델을 이용하여 비슷한 분석을 이행하였으나 그름의 기여도도 고려하여 -0.35 Wm^{-2} 혹은 -0.50 Wm^{-2}

표 2.3. 인공연구에서 추정된 직접에어로솔의 복사효과(DRE)(Yu et al., 2006을 갱신)

Reference (참고문헌)	Instrument (기기)	Data Analysed (분석된 자료)	Brief Description (간단한 설명)	Clear Sky DRE (Wm^{-2}) ocean
Bellouin et al..(2005)	MODIS; TOMS; SSM/I	2002년	TOMS 에어러솔 색인과 SSM/I와 함께 MODIS 미세와 전체 τ_{aer} 는 먼지와 해염 입자를 구별함	-6.8
Loeb and Manalo-Smith(2005)	CERES; MODIS	2000년 3월에서 2003년10월까지	MODIS 혹은 NOAA-NESDIS 알고리즘 으로 부터의 CERES 방사/방사도와 각의 분포모델 과 에어러솔 특성은 직접적인 방사효과의 추정 에 사용됨	-3.8(NESDIS)에서 -5.5(MODIS)
Remer and Kaufman(2006)	MODIS	2001년 8월에서 2003년 10월까지	잘 규정된 에어러솔 모델은 MODIS 자료에 적용됨. 미세 모드 부분에서의 τ_{aer}	-5.7±0.4
Zhang et al..(2005); Christopher and Zhang(2004)	CERES; MODIS	2000년 11월에서 2001년 8월까지	MODIS 에어러솔 특성, CERES 방사/방사도 와 각의 분포 모델과 에어러솔 특성은 직접적 인 방사 효과의 추정에 사용됨	-5.3±1.7
Bellouin et al..(2003)	POLDER	1996년 11월에서 1997년 6월까지	잘 규정된 에어러솔 모델은 POLDER 자료에 적용됨.	-5.2
Loeb and Kato(2002)	CERES; VIRS	1998년 1월에서 1998년 8월까지 2000년 3월	VIRS로부터의 τ_{aer} 는TOA CERES 방사도 (35°N에서 35°S)로 복귀됨	-4.6±1.0
Chou et al..(2002)	SeaWiFs	1998년	SeaWiFs와 함께 방사이동 계산과 규정된 빛 의특성	-5.4
Boucher and Tanre(2000)	POLDER	1996년 11월에서 1997년 6월까지	잘 규정된 에어러솔 모델은 POLDER 자료에 적용됨.	-5에서 -6
Haywood et al..(1999)	ERBE	1987년 7월에서 1988년 10월까지	DRE은 GCM-ERBE TOA 방사도를 진단했음	-6.7
평균(표준 편차)				-5.4(0.9)

의 복사강제력을 산출하였는데, 이 숫자들은 각각 모델을 이용하였을 때와 MODIS 미세 모드 분율을 이용하였을 때 나온 값으로, -0.1에서 $-0.6Wm^{-2}$ 의 전체 불확실성의 범위를 제안하였다. Yu et al.(2006)는 $-0.5\pm0.33Wm^{-2}$ 의 직접적인 복사강제력 추정을 위해 여러 측정을 사용하였다. 이러한 복사강제력의 추정은 2.4.4.7.절에서의 모델링 연구로부터 얻어진 것과 비교된다.

2.4.2.2. 지표기반의 도출

3차 평가보고서 이후에, AERONET(Holben et al., 1998)과 같은 지상기반의 원격탐측 태양-광도계와, European Aerosol Research Lidar Network(EARLINET, Matthias et al., 2004), Asian Dust Network(ADNET, Murayama et al., 2001)와 Micro-Pulse Lidar Network(MPLNET, Welton et al., 2001)와 같은 에어러솔 라이다 시스템 네트워크의 수립과 같은 부분에서 두드러진 발전이 이루어졌다.

또한 AERONET 관측지점의 분포는 그림 2.11(위쪽)에 나타나있다. 현재 대략적으로 150개의 지점이 어느 시점에나 항상 운영되고 있으며, 이들 중 대부분은 기후적, 다년간의

월평균과 계절적인 평균을 결정하는데 포함되는 영구운영 측정소들이다. 파장식으로써의 τ_{aer} 의 측정에 부가하여, 산란각의 식으로써의 하늘 복사를 측정하는 새로운 알고리즘이 개발되었다(Nakajima et al., 1996; Dubovik와 King, 2000). 이러한 측정으로부터, 원주 평균된 크기 분포와, τ_{aer} 의 값이 충분히 크다면($\tau_{aer}>0.5$), 에어러솔 단일 산란 반사도(ω_0)와 굴절 계수는 특정 파장에서 결정되었을 것이며 이는 산란과 흡수 사이에서의 분할을 가능하게 하였다(Dubovik et al., 2000). 이러한 역 산출물은 포괄적으로 검증되지 않았지만, 많은 연구들에서, 여러 다른 에어러솔 중에 대해 산정된 크기 분포와 ω_0 를 항공측정 값과 비교한 결과 상당한 일치를 보였다(예, Dubovik et al., 2002; Haywood et al., 2003a; Reid et al., 2003; Osborne et al., 2004). AERONET 에어러솔을 바탕으로 한 에어러솔 DRE의 기후역시 추론되었다(Zhou et al., 2005).

일반적으로 MPLNET 레이더는 세계적으로 11개의 레이더로 구성되어 있다.: 9개는 AERONET 지점과 동일한 지점에 설치되어 있으며, 에어러솔의 후방산란과 소멸의 수직적인 분포를 나타내는 보완 자료를 제공한다. 추가적인 임시

MPLNET 측정점들은 주요 에어러솔 현장 측정을 지원하였다(예, Campbell et al., 2003). 유럽의 레이더 네트워크 EARLINET은 일반적으로 에어러솔 소멸의 연직분포를 상시 측정하는 15개의 에어러솔 레이더를 가지고 있고(Mathias et al., 2004), ADNET은 아시아에서의 황사와 오염 사건의 연직적인 구조의 평가에 사용되어 온 12개 레이더의 상시측정 네트워크이다(예, Husar et al., 2001; Murayama et al., 2001).

2.4.3 에어러솔 직접효과 모델링의 발전

3차 평가보고서 이래, 많은 수의 지구적인 대기모델에서 보다 완전한 에어러솔 모듈이 직접 복사강제력을 산정한다. 몇몇 모델들은 수평적으로 $2^\circ \times 2^\circ$ 이상, 연직적으로 20~30층 이상 정도의 해상도를 가지고 있고 이는 3차 평가보고서에서 사용된 모델들에 비해 상당히 발전된 것이다. 이러한 모델은 현재 가장 중요한 인위적이고 자연적인 화학종들을 포함한다. 표 2.4, 2.5와 2.6은 3차 평가보고서 이후 발표된 연구들을 요약하고 있다. 좀 더 복잡한 일부 모델은 이제 에어러솔의 총 체류시간동안 크기 분포의 동역학을 고려하고 있으며, 3차 평가보고서에 포함되었던 것들에 비해 내부와 외부의 다양한 에어러솔 구성요소의 혼합을 좀 더 물리적으로 현실적인 방법으로 매개변수화 하고 있다(예, Adams와 SeinFeld, 2002; Easter et al., 2004; Stier et al., 2005). 가장 중요한 에어러솔 종은 이미 포함되어 있기 때문에 총 τ_{aer} 과 같은 중요한 모델결과의 매개변수에 대해, 위성자료와 지표 기반의 태양 광도계와 레이더 관측등을 비교하는 것이 가능하다(2.4.2와 2.4.4절). 에어러솔-구름의 상호작용에 따른 간접적인 효과 모델링의 개선은 2.4.5와 7.5절에서 상술되었다. 여러 연구들은 현재 파라미터화의 불확실성에 대한 에어러솔의 직접적인 복사강제력의 민감도를 연구하였다. 이는 다음절에서 평가될 것이다.

에어러솔 모델 거동모사의 다양성에 대한 문서화에서 3차 평가보고서 이래 주요한 진보가 이루어졌다. 열여섯개의 그룹이 전구 에어러솔 모델 상호비교(AeroCom) 발의에 참여하였다(Kinne et al., 2006). 광범위한 모델결과는 전용 웹사이트를 통하여 입수할 수 있다(Schulz et al., 2004). 세 모델군의 실험(A, B, PRE)이 분석되었다. 실험 A 모델들은 1996년, 1997년, 2000년과 2001년 혹은 이 해들을 포함한 5년 평균에 대해 거동을 모사한다. 모델 배출량과 파라미터화는 각 연구 집단에 의해 결정되지만, 기상은 관측자료를 이용하여 모사되었는데, 이는 MODIS, MISR과 AERONET 태양 광도계를 포함한 관측자료와의 상세한 비교를 위한 것이다. 실험

B 모델들은 규정된 2000년 AERONET 에어러솔 배출량을 사용하고, 실험 PRE 모델은 규정된 1750년 AERONET 에어러솔 배출량을 사용하였다(Dentener et al., 2006; Schulz et al., 2006). 모델의 진단항목에는 배출량과 침전 플럭스, 수직적인 분포와 크기에 대한 정보를 포함하고 있어, 모델 내 여러 에어러솔 구성요소의 체류시간 차이에 대한 좀 더 나은 이해를 할 수 있게 한다.

이 단락은 Textor et al.(2006)의 AeroCom 결과에 대해 논의한다. 모델 비교 연구는 몇몇 진단 요소에서 넓은 범위를 발견하였는데 이는 이들 에어러솔 파라미터화가 불충분하게 한정되고 있는지 혹은/그리고 이해되고 있는지에 대해 나타내는 것이다. 예를 들어, 조대 에어러솔 분율은 자연적인 에어러솔 배출량 플럭스에서 넓은 범위(모델간 범위의 1 표준편차내의 불확실성에서 먼지: $\pm 49\%$, 해염 입자: $\pm 200\%$)에 좌우되고, 그로서 건조 침적 플럭스에서도 넓은 범위가 나타난다. 풍속에 대한 배출원 강도의 의존 복잡성은 자연적인 에어러솔 배출량 계산의 문제를 더한다. 같은 기간에 대한 먼지 배출량은 먼지 파라미터화의 세부 항목에 의해 2배 이상 달라질 수 있고(Luo et al., 2003; Timmreck과 Schulz, 2004; Balkanski et al., 2004; Zender, 2004), 기상 데이터의 재분석에 따라서도 변화될 수 있다(Lue et al., 2003). 다른 에어러솔 구성요소의 인위적이고 자연적인 배출량 고려에 대해 모델링 그룹들은 유사한 최적추정 정보를 이용하는 경향이 있는데, 예를 들면, 최근 수정된 Global Emissions Inventory Activity(GEIA) 배출량정보와 같은 것들이다. 수직적인 에어러솔 분포는 아주 다르게 나타났는데 이는 혼합의 파라미터화와 제거기작의 차이에 기인한 것이다. 총황산염에 대한 2.5km이하의 질량분율에 대한 모델간 범위는 $45 \pm 23\%$ 이다. 주로 경계층에서 가슴이 일어나기 때문에 이러한 모델간 변동성은 직접적인 복사강제력의 모델값 범위를 증가시켰다. 추가적으로 습식 침적/수직적인 혼합 과정의 파라미터화에서의 차이점은 5km 이상의 높이에서 좀 더 명확해진다. 일부 모델은 고위도에서 불용성 에어러솔(먼지와 탄소 에어러솔)양이 누적되는 경향을 보이는 반면 다른 모델들은 좀 더 효과적인 습식제거 기작을 보인다. 대류권에서의 체류시간은 여기서는 평형을 유지하는 1년 동안의 모사에 있어 제거량 분의 추가량 비로 정의되는 미세 모드 에어러솔종들에 대해 20~30%정도 범위로 변화하였다. 이러한 변이는 흥미있는 주제였는데 이는 그것이 모델 배출량과 에어러솔 증가, 그리고 중국에는 복사강제력까지 선형적인 관계를 보여주기 때문이다.

전 지구 모델의 체계적인 평가에서 상당한 진보가 이루어졌다(표 2.4와 2.6의 참고문헌). $0.55\mu\text{m}$ 의 파장에서 전구 τ_{aer}

은 0.11-0.14범위로 조사되었다. 이 값들은 지표(AERONET, 약 0.135)와 우주(위성, 약 0.15)(Kinne et al., 2003, 2006)에서의 원격 탐사로 의해 얻어진 값들과 유사하게 나타났지만, 지역적, 시간적인 분포에서는 중요한 차이점이 존재하였다. 모델에서 제안되어왔던 흡수 광학두께는 관측과 비교 했을 때 2-4배정도 과소평가되었고(Sato et al., 2003), DRE효율은 전구 평균과 지역적인 값 모두 모델에서 낮게 나타났다(Yu et al., 2006). (2.4.4.7절 참조). 다른 차원의 복잡성을 가지는 자료동화방법을 이용한 에어러솔에 대한 모사장과 관측장의 병합도 3차 평가보고서 이후에 시도되어 왔다(예, Yu et al., 2003; Chung et al., 2005).

모델 결과는 현재의 에어러솔 관측과 일관된 결과를 얻기 위해 제어되었다. Collins et al.(2001)는 위성자료를 이용한 τ_{aer} 와 자료동화를 통해 모델 오류(bias)를 10%로 줄일수 있었는데 이는 Indian Ocean Experiment(INDOEX) 지점인 Kaashidhoo에서의 태양 광도계로 측정된 일 평균 τ_{aer} 을 이용한 것이다. Liu et al.(2005)는 τ_{aer} 에 대해 비슷한 수준의 효과적인 오차 감소를 설명하였다. 세계적인 먼지 주기의 규모는, 모델과 다양한 먼지 관측 사이의 오류 최소화기법을 이용하여 1,500와 2,600 Tg yr⁻¹ 사이 범위로 제시되어 왔다. Bates et al.(2006)는 주요 도시/인구 중심지 3곳의 풍하지역에 초점을 맞추어, 강력하고도 폭넓은 관측변수들을 이용하여 제어된 복사이동 계산을 수행하였고, 북인도양, 북서 태평양과 북서 대서양 각각에 대해 -3.3 ± 0.47 , -14 ± 2.6 과 -6.4 ± 2.1 Wm⁻²의 맑은 하늘 24시간 평균DRE를 얻었다. 에어러솔 모델을 이러한 관측에 의해 제한함으로써 DRE에 연관된 불확실성은 대략 2배정도 감소되었다.

2.4.4 에어러솔의 직접적인 복사강제력의 추정

별도로 표시되지 않는 한 본 장에서는 여러 에어러솔 종류에 대해 구름효과를 포함한 전구 연평균 값으로서의 대기권 상한(TOA) 직접복사강제력을 논할 것이다. 모델결과와 통계 분석값은 복사강제력의 불확실성을 평가하는데 사용되었다. 최근에 발표된 결과와 AeroComs에 속한 것들이 평가되었다. AeroCom 결과는 규정된 배출량에 기초하여 평가되었기 때문에 이러한 결과내의 불확실성은 배출량의 불확실성 추정을 이용하여 낮춰졌다. 그러므로 인용된 불확실성은 복사강제력과 통합된 구조적인 불확실성(즉, 모델 식과 구조의 통합된 차이)을 포함하지만, 모든 범위의 매개변수화의 불확실성(즉, 주요 모델 매개변수의 선택과 연관된 차이)을 포함하지는 않았는데, 이는 모델결과가 본질적으로 배출량, 습, 건식 침적, 크기 분포, 빛의 요소, 흡습성 등(Pan et al.,

1997)의 관측에 의한 최적추정이기 때문이다. 불확실성은 5에서 95% 신뢰도 범위로 보고되었는데 이는 각 에어러솔 종들의 복사강제력의 불확실성이 양적으로 상호 비교될 수 있도록 하기 위함이었다.

2.4.4.1 황산염 에어러솔

대기 중 황산염 에어러솔은 암모니아로 인해 부분적 혹은 전체적으로 중화되는 황산입자로 구성되어 있다고 고려되며, 이것은 액적상태 혹은 부분적으로 결정화된 상태로 존재한다. 황산은 구름 방울 내에서의 액상(수상) 반응과 OH와의 가스상 반응을 통한 SO₂의 산화와 이전에 존재하였던 입자 위에 응축하는 과정에 의해 형성된다(Penner et al., 2001). 산정된 배출량들은 Haywood와 Boucher(2000)에 의해 요약되었다. 황산염 에어러솔의 주요 배출원은 바이오매스 연소(2%)로부터의 불완전한 연소와 함께 화석연료 연소(약 72%)로부터의 SO₂ 배출량을 통한 것이고, 반면 자연적인 배출원은 해양의 식물성 플랑크톤에 의한 dimethyl sulphide 배출량(19%)과 화산으로부터의 SO₂배출량(7%)이다. 1990년대의 인위적인 배출원으로부터의 전 세계 SO₂ 추정 배출량 범위는 66.8에서 92.4 TgSyr⁻¹이고, 전체 배출량은 91.7에서 125.5 TgSyr⁻¹이다. 유럽의 25개국으로부터의 SO₂ 배출량은 대략 1980년의 18 TgSyr⁻¹에서 2002년의 4 TgSyr⁻¹로 감소하였다(Vestreng et al., 2004). 미국에서의 배출량은 1980년에서 2000년까지의 기간 동안 약 12에서 8 TgSyr⁻¹로 감소되었다(EPA, 2003). 그러나 같은 기간 동안의 아시아에서의 SO₂ 배출량은 17 TgSyr⁻¹으로 크게 증가 하였고(Streets et al., 2003), 다른 지역의 개발도상국의 배출량(예, Lefohn et al. 1999; Van Aardenne et al., 2001; Boucher와 Pham 2002)도 증가하였다. 가장 최근의 연구(Stern, 2005)는 북반구에서의 64에서 43 TgSyr⁻¹로의 감소와 남반구에서의 9에서 11 TgSyr⁻¹로의 증가로 인해, 1980년에서 2000년까지의 기간에 걸쳐 대략 73에서 54 TgSyr⁻¹로 전 지구의 인위적인 배출량이 감소하였다고 제안하였다. Smith et al.(2004)는 같은 기간에 걸쳐 약 10 TgSyr⁻¹의 상대적으로 약한 전구배출량의 감소를 제안하였다. 미국, 유럽, 러시아, 북 태평양과 아프리카의 일부분에서 남동아시아와 인도양, 태평양 지역으로의 SO₂ 배출량의 지역적인 이동은 그에 따르는 복사강제력의 이동을 초래한다(예, Boucher와 Pham, 2002; Smith et al., 2004; Pham et al., 2005). 최근 사용된 배출 시나리오는 효과적인 배출 고도와 지역적과 계절적 변이성을 고려하였다(예, Dentener et al., 2006).

황산염 에어러솔의 광학적 요소는 잘 문서화 되어왔다(Penner et al., 2001과 참고문헌). 황산은 본질적으로, 전체

태양 스펙트럼($\omega_0 = 1$)에 걸쳐 산란효과를 유발하지만, 근적외선 스펙트럼에서는 약한 정도의 흡수를 일으킨다. 특정 소멸 계수, f_{RH} 의 상대습도 의존도에 대한 이론적과 실험적의 자료가 제시되었다(예, Tang et al., 1995).

측정 캠페인은 대류권의 에어러솔 복사강제력 실험(TARFOX; Russell et al., 1999), 에어러솔 특징 부여 실험(ACE-2; Raes et al., 2000), INDOEX(Ramanathan et al., 2001b), 지중해의 집중적인 산화제 연구(MINOS, 2001 캠페인), ACE-Asia(2001), 대기중의 미립자의 환경변화 연구(APEX, 2000년에서 2003년까지), 뉴잉글랜드 대기질 연구(NEAQS, 2003년)와 위성을 위한 체사피크 등대와 항공기 측정(CLAMS; Smith et al., 2005)등과 같은 산업 오염원에 집중된 실험은 황산이 초미세 에어러솔 질량, 인위적인 τ_{aer} 과 복사강제력의 중요 부분에 기여하는 것을 지속적으로 보여준다(예, Hegg et al., 1997; Russell과 Heintzenberg, 2000; Ramanathan et al., 2001b; Magi et al., 2005; Quinn과 Bates, 2005). 그러나 황산은 변함없이 바이오매스 연소 에어러솔(예, Formenti et al., 2003), 화석연료 검댕(예, Russell과 Heintzenberg, 2000), 유기탄소(Novakov et al., 1997; Brock et al., 2004), 광물질 먼지(예, Huebert et al., 2003)와 질산염 에어러솔(예, Schaap et al., 2004)과 같은 다른 요소와 내·외부적으로 다양한 정도로 혼합된다. 이는 혼합 에어러솔의 유효 굴절율 인덱스, 크기 분포, 물리적인 상태, 형태, 흡습성과 광화학적 특성 등을 결정한다.

3차 평가보고서는 현재 이용 가능한 전 지구 모델링 연구에 기초하여, 0.4 Wm^{-2} 의 황산염 에어러솔에 따른 복사강제력을 보고 하였으며 그 불확실성은 두 배 정도라고 평가하였다. 3차 평가보고서 이래의 모델 연구 결과는 요약하여 표 2.4에 나타내었다. 모델 A에서 L은 복사강제력의 범위는 대략 -0.21 Wm^{-2} (Takemura et al., 2005)에서 -0.96 Wm^{-2} (Adams et al., 2001)로 나타내었으며, 평균은 -0.46 Wm^{-2} , 표준 편차는 0.20 Wm^{-2} 로 나타내었다. τ_{aer} 한 단위당 복사강제력의 범위는 상당히 큰 데 이는 에어러솔 혼합 상태, 광학적 특성, 구름, 지표 반사, 흡습성 증가, 격자내부 효과, 복사이동 등의 차이에 따른 것이다(Ramaswamy et al., 2001). Myhre et al. (2004b)는 여러 민감도 연구를 이행하였고, 특히 불확실성은 모델에서의 상대습도 영역과 연관되어 있는 흡습성의 성장과 관련이 있으며 60%의 복사강제력의 차이를 초래할 수 있다고 하였다. AeroCom 연구에 참여한 M에서 U 모델로부터의 복사강제력은 다른 연구들에서 얻어진 복사강제력보다 약간 약하였고, 대략 평균은 -0.35 Wm^{-2} , 표준 편차는 0.15 Wm^{-2} 으로 나타났다. AeroCom에 모델값들의 표준 편차는 갱신된 배출량 목록에 기초하여 에어러솔 배출량을 제

한함에 따라 감소되었다(표 2.4). Haywood와 Boucher(2000)의 보고에 따른 배출량 불확실성을 포함하면 표준편차는 0.2 Wm^{-2} 만큼 증가하였다. 황산염 에어러솔은 거의 모두 반사를 함에 따라, 지표 강제력은 대기상한(TOA)에서의 값과 비슷해지거나 보다 강할 것이다. 복사강제력의 추정에서 평균값 대비 불확실성은 LLGHGs의 경우에 비해 상대적 크다.

이러한 모든 연구 집단으로부터의 황산의 직접적인 복사강제력의 평균과 중위수는 -0.41 Wm^{-2} 로 일치한다. 직접적인 복사강제력의 최고, 최저 추정치를 무시하면, 대략 90%의 신뢰도 범위에서 $-0.4 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 로 추정된다.

2.4.4.2 화석연료로부터의 유기탄소 에어러솔

유기 에어러솔은 화석연료와 생물연료의 연소와 자연적인 생물기원의 배출원으로부터 생성된 탄소결합을 포함하고 있는 화학물들의 복잡한 혼합물이다. 유기 에어러솔은 1차적으로 에어러솔 입자형태로 배출되거나, 반-휘발성 혹은 낮은 휘발성 유기기체의 응축으로 인해 2차적으로 생성된다. 수백여종의 대기 중 유기물질이 발견되어 왔기 때문에(예, Hamilton et al., 2004; Murphy, 2005) 이들의 직/간접적인 영향을 결정론적으로 모델링을 하기는 매우 어렵다(McFiggans et al., 2006). 화석연료 연소로부터의 일차 유기탄소의 배출량은 10에서 30 TgC yr^{-1} 로 산정되었다(Liousses et al., 1996; Cooke et al., 1999; Scholes와 Andreae, 2000). 최근에 Bond et al.(2004)는 화석연료, 생물연료와 노천 소각으로부터의 1차적인 유기탄소 배출량을 자세한 분석한 결과, 5에서 17 TgC yr^{-1} 범위의 연소(대략, 화석연료와 생물연료의 합)배출량이 배출되며 이중 화석연료로부터의 배출량은 오직 2.4 TgC yr^{-1} 만 기여한다고 제안하였다. Ito와 Penner(2005)는 전 지구 화석연료 입자상 유기물질(POM, 유기탄소와 다른 결합 화학물질들의 합) 배출량은 약 $2.2 \text{ Tg(POM) yr}^{-1}$ 이고, 전 지구적인 생물연료 배출량은 약 $7.5 \text{ Tg(POM) yr}^{-1}$ 이라고 추정하였다. Ito와 Penner(2005)는 이 화석과 생물연료 유기탄소의 배출량은 1870년에서 2000년의 기간에 걸쳐 3배 증가하였다고 추정하였다. 배출된 이후, 유기탄소 입자의 흡습성, 화학적/광학적인 특성 등은 오존, OH와 질산(NO_3)과 같은 기체상 산화제와의 화학반응으로 인해 지속적으로 변한다(예, Kanakidou et al., 2005). 대기 중 유기 에어러솔의 농도는 산업지역의 황산염 에어러솔의 농도와 매우 비슷하다. Novakov et al.(1997)과 Hegg et al.(1997)은 TARFOX 캠페인 기간 동안 미국의 동부해안의 오염에서 유기탄소를 측정하였고, 화석연료 연소에 주로 기인하는 유기탄소가 총 초미세 에어러솔 질량에 40%까지 기여하는 것을 확인하였고, τ_{aer} 에 가장 중요하게 기여를 하곤 한다는 것을 발견하였다.

표 2.4. 3차 평가보고서 이래로 발표된 모델과 같은 배출량을 사용한 다른 모델로부터의 AeroCom 모사 구동으로부터 파생된 황산 에어리솔에 대한 직접적인 복사강제력. 부하와 에어리솔의 광화학적 깊이(τ_{aer})는 인위적인 황산에 그 원인을 귀착시킨다. $\tau_{aer, ant}$ 은 현대의 총 황산 에어리솔에 인위적인 황산의 부분, NRFM은 질량으로 표준화 된 것, NRF는 τ_{aer} 단위 단 복사강제력으로 표준화 된 것

No Model	LOAD (mg(SO4)m ⁻²)	τ_{aer} (0.55 μ m)	$\tau_{aer, ant}$ (%)	RF (Wm ⁻²)	NRFM (Wg ⁻¹)	NRF (Wm ⁻² τ_{aer} ⁻¹)	Reference
IPCC, 2001 이래로 발표된 것							
A CCM3	2.23			-0.56	-251		(Kiehl 외2000)
B GEOSCHEM	1.53	0.018		-0.33	-216	-18	(Martin 외 2004)
C GISS	3.30	0.022		-0.65	-206	-32	(Koch, 2001)
D GISS	3.27			-0.96	-293		(Adams 외 2001)
E GISS	2.12			-0.57	-269		(Liao 와 Seinfeld,2005)
F SPRINTARS	1.55	0.015	72	-0.21	-135	-8	(Takemura 외 2005)
G LMD	2.76			-0.42	-152		(Boucher 와 Pham., 2002)
H LOA	3.03	0.030		-0.41	-135	-4	(Reddy 외, 2005b)
I GATORG	3.06			-0.32	-105		(Jacobson, 2001a)
J PNNL	5.50	0.042		-0.44	-80	-10	(Ghan 외 2001)
K UIO_CTM	1.79	0.019		-0.37	-207	-19	(Myhre 외 2004b)
L UIO_GCM	2.28			-0.29	-127		(Kirkevag와 Iversen, 2002)
AeroCom : 1750년과 2000년에 대해 동인한 배출량 자료가 사용되었음							
M UMI	2.64	0.020	58	-0.58	-220	-28	(Liu 와 Penner, 2002)
N UIO_CTM	1.70	0.019	57	-0.35	-208	-19	(Myhre 외 2003)
O LOA	3.64	0.035	64	-0.49	-136	-14	(Reddy 와 Boucher, 2004)
P LSCE	3.01	0.023	59	-0.42	-138	-18	(Schulz 외 2006)
Q ECHAM5-HAM	2.47	0.016	60	-0.46	-186	-29	(Stier 외 2005)
R GISS	1.34	0.006	41	-0.19	-139	-31	(Koch, 2001)
S UIO_GCM	1.72	0.012	59	-0.25	-145	-21	(Iversen 와 Seland, 2002; Kirkevag 와 Iversen, 2002)
T SPRINTARS	1.19	0.013	59	-0.16	-137	-13	(Takemura 외 2005)
U ULAQ	1.62	0.020	42	-0.22	-136	-11	(Pitari 외 2002)
A to L의 평균	2.80	0.024		-0.46	-176	-17	
M to U의평균	2.15	0.018	55	-0.35	-161	-20	
A to U의 최소값	1.19	0.006	41	-0.96	-293	-32	
A to U의 최소값	5.50	0.042	72	-0.16	-72	-8	
A to L의 표준편차	1.18	0.010		0.20	75	9	
M to U의 표준편차	0.83	0.008	8	0.15	34	7	

INDOEX 기간 동안, 인도양에 걸친 산업 풀름에 대한 연구가 진행되었다. Ramanathan et al.(2001b)는 황산염 에어리솔에 이어서 유기탄소가 τ_{aer} 에 두 번째로 큰 기여를 하는 부분이라는 것을 발견하였다.

관찰적 증거는 화석연료로부터의 일부 유기 에어리솔 구성요소는 상대적으로 약한 흡수력을 가지지만 일부 자외선과 가시광선 파장에서 태양복사를 흡수한다고(예, Bond et al., 1999; Jacoson, 1999; Bond 2001) 제안하였고, 화석연료

연소와 같은 고온 연소에서 유기 에어리솔은 노천 바이오매스 연소와 같은 낮은 온도 연소로부터의 에어리솔 보다 약한 흡수력을 가진다고 하였다(Dubovik et al., 1998; Kirchstetter et al., 2004). 관측에 따르면 유기탄소의 상당 부분은 어느 정도 가용성인데, 낮은 상대습도에서는 물이 무기물질보다 유기물질과 더 잘 결합한다고 하였다. 높은 상대습도에서 유기탄소의 흡수성은 황산염 에어리솔의 흡수성 보다 훨씬 낮다 (Kotchenruther와 Hobb, 1998; Kotchenruther et al. 1999).

관측과 기초적인 화학 역학 이론에 기초하여, 주요 유기 화학 종의 기능 군집분석을 통해 유기탄소 화합물의 조성을 도식화 하려는 시도가 이루어졌고(예, Decesari et al., 2000, Maria et al., 2002; Ming과 Russell, 2002), 이를 통해 굴절 인덱스, 흡습성과 구름 활성화 부분에 있어서의 일부 일반적인 특징을 포착하였다. 이것은 전구 모델에서의 매개변수화의 발전에 기여하였다(예, Fuzzi et al., 2001; Kanakidou et al., 2005; Ming et al., 2005a).

화석연료 배출원에서의 유기탄소 에어러솔은 변함없이 어느 정도는 내, 외부적으로 황산이나 검댕과 같은 다른 연소 생성물과 혼합된다(예, Novakov et al., 1997; Ramanathan et al., 2001b). 이론적으로, 검댕과 같이 광흡수성이 강한 핵 위에 유기탄소 혹은 황산과 같은 비-흡수성 물질이 코팅되는 경우, 혼합 에어러솔의 흡수를 증가시킬 수 있다고 보고되었으며(예, Fuller et al. 1999; Jacobson 2001a; Stier et al., 2006a), 이는 실험에서도 동일한 결과를 얻었다(예, Schnaiter et al., 2003). 그러나, 황산과 같은 흡습성 에어러솔 위에 유기탄소 에어러솔이 코팅된다면 구름형성동안 수분 흡수율의 역제를 초래할 수 있다(Xiong et al. 1998; Chung 2003).

현재의 전구모델은 일반적으로 하나 혹은 두 개의 추적자(즉, 불용성 추적자, 수용성 추적자)를 사용하여 유기탄소를 취급하고, 직접적인 복사강제력을 나타내기 위해 상당히 매개변수화 된 기작을 발전시켜왔다. 2차 유기탄소는 전구모델에서 매우 단순화 되어 있고, 몇몇의 경우에는 1차적인 유기탄소와 비슷한 추가 배출원으로 다루어지기까지 한다. 굴절 지수와 입자와 결합되는 수화과정의 물을 표현하는데에는 아직도 많은 불확실성이 존재하는데 이는 에어러솔의 특징이 연소 과정, 대기 중에서의 화학작용, 주위 환경의 에어러솔과의 혼합 등에 따라 매우 다르기 때문이다(예, McFiggans et al., 2006).

3차 평가보고서에서는 화석연료 연소로부터의 유기탄소 에어러솔을 복사강제력이 -0.10 Wm^{-2} 로 나타나고 불확실도는 3배에 이른다고 보고하였다. 3차 평가보고서 이래로 진행된 많은 모델링 연구들에서 화석연료와 바이오매스 연소 에어러솔로부터의 유기탄소 에어러솔의 복사강제력과 두 구성요소의 결합된 복사강제력에 대해서도 연구하였다. 이러한 연구는 표 2.5에 요약하여 나타내었다. 최근 발표된 모델 A에서 K와 AeroCom 모델(L에서 T)로부터의 결과에 따르면 바이오매스 연소와 화석연료 배출량으로부터 총 유기탄소(POM)의 복사강제력은 각각 -0.24 Wm^{-2} (표준편차 0.08 Wm^{-2})와 -0.16 Wm^{-2} (표준편차 0.01 Wm^{-2})로 나타났다. 화석연료로부터의 유기탄소에 따른 복사강제력은 본 연구에서 명백하게 설명되지 않았고, 화석연료 유기탄소 : 바이오매스

연소 유기탄소의 0.25:0.75의 배출원 배분에 기초한 대략적인 비율이 적용되었다(Bond et al., 2004). AeroCom에 속하지 않은 기타 연구들에서 산출한 인위적 복사강제력은 0.06 Wm^{-2} 인데, 반면 AeroCom에서는 복사강제력을 -0.03 Wm^{-2} (-0.01 Wm^{-2} 에서 -0.06 까지의 범위), 표준편차를 0.02 Wm^{-2} 로 산출하였다. 이러한 복사강제력의 추정은 대체적으로, 1차적으로 배출된 유기탄소만을 고려한다. 이러한 모든 연구들에서는 유기탄소에 대한 광화학적 특성을 전부 산란 혹은 약한 흡수정도로 가정하는데 그래서 대기상한(TOA)에서 보다 지표강제력이 약간 강하게 된다.

이러한 모든 연구로부터의 화석연료 유기탄소의 직접적인 복사강제력에 대한 평균과 중위수는 모두 -0.05 Wm^{-2} (0.03 Wm^{-2} 의 표준 편차)로 나타난다. 표준 편차는 대략 90%의 신뢰도 범위를 나타내기 위해 1.645가 곱해졌다. 이것은 $-0.05 \pm 0.05 \text{ Wm}^{-2}$ 의 직접적인 복사강제력의 산정을 초래한다.

2.4.4.3 화석연료에서의 검댕 에어러솔

검댕(BC)은 화석연료 연소나 바이오매스 연소의 불완전 연소 과정에서 직접적으로 발생하는 일차적인 에어러솔로 많은 대기 중에 검댕은 인위적으로 기원된 것이다. 전 세계적으로 현재 화석연료에 기원한 배출량은 5.8에서 8.0 TgC yr^{-1} 의 범위로 추정된다(Haywood와 Boucher, 2000과 이에 대한 참고문헌). Bond et al.(2004)는 검댕의 총 현재 전 지구적인 배출량이 대략 8 TgC yr^{-1} 정도 될 것으로 추정하였고, 화석연료와 생물연료로부터 4.6 TgC yr^{-1} , 노천 바이오매스 연소로부터 3.3 TgC yr^{-1} 정도 기원된 것으로 추정하며 약 두 배 정도의 불확실성을 추정하였다. Ito와 Peccer(2005)는 2000년에 대한 화석연료 BC의 배출량을 약 2.8 TgC yr^{-1} 로 제안하였다. 화석연료 BC의 산업지역에서의 배출량 경향은 Novakov et al.(2003)와 Ito와 Penner(2005)에 의해 조사되어 왔다. Novakov et al.(2003)은 인도와 중국에서 상당한 배출량 증가가 나타난 반면 영국, 독일과 소비에트 연합과 미국에서 1950년에서 2000년의 기간 동안 중요한 감소가 나타났다고 보고하였다. Novakov et al.(2003)는 전구적으로, 미국, 유럽, 아시아의 빠른 경제 성장에 따라(예, Streets et al., 2001, 2003) 1950년에서 1990년의 기간 동안 3배 증가된 화석연료 BC의 배출량(2.2 에서 6.7 TgC yr^{-1})을 제안하였고, 그 이후 배출량의 제어에 의해 약 5.6 TgC yr^{-1} 까지 감소되었다고 보고하였다. Ito 와 Penner(2005)는 1950년에서 2000년까지의 기간에 걸쳐 3배의 증가라는 비슷한 배출량 경향을 제안하였지만, 절대적인 배출량은 Novakov et al.(2003)의 배출량보다 대략 1.7배 정도 적다.

검댕 에어리솔은 강하게 태양복사를 흡수한다. 전자 현미경으로 본 BC 입자는 그들이 복잡한 사슬구조로 배출되는 것을 보여준다(예, Abel et al., 2003). 인도양 실험(Ramanathan et al., 2001b와 이에 대한 참고문헌)은 인도의 아대륙지역으로부터의 에어리솔 배출량에 초점을 맞추었으며, 대기 중에서의 에어리솔에 의한 흡수의 중요성을 제시하였다. 이러한 관측은 지역적 대기상한(TOA)의 복사강제력(-7 Wm⁻²)보다 강력한 지역 지표강제력(-23 Wm⁻²)을 나타내었다. 뿐만 아니라, 눈, 얼음 혹은 구름과 같은 큰 반사표면 위의 대기에서 BC의 존재는 아주 큰 양의 복사강제력을 초래할 수도 있다(Ramaswamy et al., 2001). 검댕 에어리솔 혹은 검댕을 많이 함유하고 있는 에어리솔 혼합기는 특히 구름 위에 존재할 때 양의 복사강제력을 나타낼 수 있기 때문에 에어리솔의 수직적인 분포는 중요하다. 미세 물리적 요소(예, 대기중 배출량의 친수성에서 소수성의 특징, 에어리솔의 노화, 습식 침적)와 기상적인 요소는 수평, 수직적인 BC 에어리솔의 분포 패턴을 좌우하기 때문에, 에어리솔의 체류시간은 이러한 입자에 민감하게 된다(Cooke et al., 2002; Stier et al., 2006b).

서 BC의 존재는 아주 큰 양의 복사강제력을 초래할 수도 있다(Ramaswamy et al., 2001). 검댕 에어리솔 혹은 검댕을 많이 함유하고 있는 에어리솔 혼합기는 특히 구름 위에 존재할 때 양의 복사강제력을 나타낼 수 있기 때문에 에어리솔의 수직적인 분포는 중요하다. 미세 물리적 요소(예, 대기중 배출량의 친수성에서 소수성의 특징, 에어리솔의 노화, 습식 침적)와 기상적인 요소는 수평, 수직적인 BC 에어리솔의 분포 패턴을 좌우하기 때문에, 에어리솔의 체류시간은 이러한 입자에 민감하게 된다(Cooke et al., 2002; Stier et al., 2006b).

표 2.5. 3차 평가보고서이래로 발표된 모델과 같은 배출량은 사용한 다른 모델로부터의 AeroCom 모사구동으로부터 파생된 인위적인 탄소질 에어리솔 강제력의 추정. POM: 입자상 유기물질 BC: 검댕 BCPOM: 검댕과 POM; FFBC: 화석연료 검댕 FFPOM: 화석연료 입자상 물질 BB: 바이오매스 연소가 포함됨

번호	모델	POM가 중치 (mgPOM m ⁻²)	τ_{aer} POM	τ_{aer} POM _{ent} (%)	BC가 중치 (mg m ⁻²)	BCPOM 복사강제력 (W m ⁻²)	POM 복사강제력 (W m ⁻²)	BC 복사강제력 (W m ⁻²)	FFPOM 복사강제력 (W m ⁻²)	FFBC 복사강제력 (W m ⁻²)	BB 복사강제력 (W m ⁻²)	참고문헌
IPCC(2001)이후 발표된 것들												
A	SPRINT					0.12	-0.24	0.36	-0.05	0.15	-0.01	(Takemura et al., 2001)
B	LOA	2.33	0.016		0.37	0.30	-0.25	0.55	-0.02	0.19	0.14	(Reddy et al., 2005b)
C	GISS	1.86	0.017		0.29	0.35	-0.26	0.61	-0.13	0.49	0.065	(Hansen et al., 2005)
D	GISS	1.86	0.015		0.29	0.05	-0.30	0.35	-0.08 ^b	0.18 ^b	-0.05 ^b	(Koch, 2001)
E	GISS	2.39			0.39	0.32	-0.18	0.50	-0.05 ^b	0.25 ^b	0.12 ^b	(Chung and Seinfeld., 2002)
F	GISS	2.49			0.43	0.30	-0.23	0.53	-0.06 ^b	0.27 ^b	0.09 ^b	(Liao and Seinfeld, 2005)
G	SPRINTARS	2.67	0.029	82	0.53	0.15	-0.27	0.42	-0.07 ^b	0.21 ^b	0.01 ^b	(Takemura et al., 2005)
H	GATORG	2.55			0.39	0.47	-0.06	0.55	-0.01 ^b	0.27 ^b	0.22 ^b	(Jacobson, 2001b)
I	MOZGN	3.03	0.018				-0.34					(Ming et al., 2005a)
J	CCM				0.33			0.34				(Wang, 2004)
K	UIO-GCM				0.30			0.19				(Kirkevag and Iversen, 2002)
AeroCom : 1750년과 2000년에 적용된 배출량												
L	UMI	1.16	0.0060	53	0.19	0.02	-0.23	0.25	-0.06 ^b	0.12 ^b	-0.01	(Liu and Penner, 2002)
M	UIO-CTM	1.12	0.0058	55	0.19	0.02	-0.16 ^b	0.22 ^b	-0.04	0.11	-0.05	(Myhre et al., 2003)
N	LOA	1.41	0.0085	52	0.25	0.14	-0.16 ^c	0.32 ^c	-0.04 ^b	0.16 ^b	0.02 ^b	(Reddy and Boucher, 2004)
O	LSCE	1.50	0.0079	46	0.25	0.13	-0.17	0.30	-0.04 ^b	0.15 ^b	0.02 ^b	(Schulz et al., 2006)
P	ECHAM5-HAM	1.00	0.0077		0.16	0.09	-0.10 ^c	0.20 ^c	-0.03 ^b	0.10 ^b	0.01	(Stier et al., 2005)
Q	GISS	1.22	0.0060	51	0.24	0.08	-0.14	0.22	-0.03 ^b	0.11 ^b	0.01 ^b	(Koch, 2001)
R	UIO-GCM	0.88	0.0046	59	0.19	0.24	-0.06	0.36	-0.02 ^b	0.18 ^b	0.08 ^b	(Iversen and Seland, 2002)
S	SPRINTARS	1.84	0.0200	49	0.37	0.22	-0.10	0.32	-0.01	0.13	0.06	(Takemura et al., 2005)
T	ULAQ	1.71	0.0075	58	0.38	-0.01	-0.09	0.08	-0.02 ^b	0.04 ^b	-0.03 ^b	(Pitari et al., 2002)
평균(A-K)		2.38	0.019		0.38	0.26	-0.24	0.44	-0.06	0.25	0.07	
평균(L-T)		1.32	0.008	53	0.25	0.10	-0.13	0.25	-0.03	0.12	0.01	
표준편차(A-K)		0.42	0.006		0.08	0.14	0.08	0.13	0.04	0.11	0.09	
표준편차(L-T)		0.32	0.005	4	0.08	0.09	0.05	0.08	0.01	0.04	0.04	

주석 a. MOZGN: MOZART(Model for OZone and Related chemical Tracers-GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)-NCAR(National Center for Atmospheric Research)); 다양한 모델에 대해서는 표 2.4에 나타냄

b. A 에서 C까지의 모델은 총 POM과 총 BC으로부터 파생된 배출원에 구별되어 제공되었음 : FFPOM = POM × 0.25; FFBC = BC × 0.5; BB =(BCPOM) -(FFPOM + FFBC); BC = 2 × FFBC; POM = 4 × FFPOM.

c. L, O 모델과 Q에서 T까지의 모델은 구성요소 별로 구별되어 제공되어 있음 : POM = BCPOM × (-.16); BC = BCPOM × 2.25.

3차 평가보고서는 화석연료 BC에 따른 복사강제력을 $+0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 로, 불확실성은 두 배 정도로 평가하였다. 3차 평가보고서 이래로 화석연료로부터의 BC에 따른 복사강제력을 분리하여 명확하게 모사한 모델들을 -Takemura et al.(2000), Reddy et al.(2005a)와 Hannsen et al.(2005) 등을 포함하여- 표 2.5에 요약하여 나타내었다. 또한 바이오매스 연소와 화석연료 연소로부터의 복사강제력을 통합하여 모사한 여러 연구로부터의 결과도 나타내었다. 최근 발표된 결과(A에서 K)와 AeroCom 연구(L에서 T)는 두 배출원으로부터의 결합된 복사강제력을 각각 $+0.44 \pm 0.13 \text{ Wm}^{-2}$ 와 $+0.29 \pm 0.15 \text{ Wm}^{-2}$ 로 산정하였다. 모델 A에서 K까지의 모델로부터 복사강제력이 더 크게 평가된 이유는 주로 더 강한 배출원과 원주 부하량에 따른 것으로 보인다. 왜냐하면 직접적인 복사강제력/원주 부하량은 대략 1.2에서 1.3 W mg^{-1} 로 비슷했기 때문이다(표 2.5). 탄소 에어러솔 배출목록들은 대략 34에서 38%의 배출량이 바이오매스 연소 배출원과 나머지 화석연료 연소 배출원에서부터 온다고 제안하였다. 바이오매스 연소로부터 화석연료를 분리하여 모사한 모델들은 복사강제력은 동일 수준이 분리된다고 하였다. 이것은 배출원들이 명확하게 분리되지 않는 모델들에서 화석연료 검댕 배출량에 따른 복사강제력을 추정하기 위해 적용되었다. AeroCom의 결과에 따르면, 화석연료 BC 복사강제력의 범위는 $+0.08$ 에서 $+0.18 \text{ Wm}^{-2}$ 이며, 평균은 $+0.13 \text{ Wm}^{-2}$ 와 표준편차는 0.03 Wm^{-2} 이다. A에서 K 모델 결과에 따르면 복사강제력의 범위는 $+0.15 \text{ Wm}^{-2}$ 에서 대략 $+0.27 \text{ Wm}^{-2}$ 이며, 평균은 $+0.25$, 표준편차는 0.11 Wm^{-2} 이다.

모든 연구결과를 통합하여 집계하면 화석연료 연소로 인한 검댕의 직접적인 복사강제력에 대한 평균과 중위수는 각각 $+0.19$ 와 $+0.16 \text{ Wm}^{-2}$ 이고, 대략 0.10 Wm^{-2} 의 표준편차를 가진다. 표준편차는 약 90% 신뢰도 범위를 나타내기 위해 1.64가 곱해졌고, 단순화를 위해 추정된 직접 복사강제력의 최적추정치는 $+0.20 \pm 0.15 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 이 추정은 반-직접적인 효과 혹은 눈과 얼음 표면 반사도에서의 검댕효과를 포함하지 않는다(2.5.4와 2.8.5.6절).

2.4.4.4 바이오매스 연소 에어러솔

3차 평가보고서는 광산란 물질(주로 유기탄소와 무기요소)이 대략 -0.4 Wm^{-2} , 흡수 물질(BC)이 $+0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 기여하기 때문에 바이오매스 연소 에어러솔의 복사강제력은 -0.2 Wm^{-2} 으로(3배의 불확실성) 추정된다고 보고하였다. Hansen과 Sato(2001), Hansen et al.(2002), Hansen과 Nazarenko(2004)와 Jacobson(2001a)의 BC 복사강제력의 추정은 바이오매스 연소 BC도 포함한다. 바이오매스 연소에

따른 복사강제력(1차 유기탄소, BC와 질산과 황산과 같은 무기요소)은 바이오매스 연소 배출량이 기본적으로 제어되지 않기 때문에 하나로 묶여졌다. 배출목록들은 화석연료(Kasischke와 Penner, 2004)에서 기인한 에어러솔과 바이오매스 연소 에어러솔의 중요한 차이를 나타낸다. 뿐만 아니라, 산업화 이전 시기의 바이오매스 연소로 인한 에어러솔 수준 역시 정량화하기에 어려움이 있다(Ito와 Penner, 2005; Mouillot et al., 2006).

South African Regional Science Initiative(SAFARI 2000: Swap et al., 2002, 2003)는 2000년과 2001년에 이루어졌다. 이 에어러솔 연구의 주목적은 남아프리카에서의 화재와 생물활동에 의해 생긴 에어러솔 배출량의 조사와(Eatough et al., 2003; Formenti et al., 2003; Hely et al., 2003), 원격탐사자료의 검증, 복사수지에 에어러솔이 미치는 직, 간접적인 영향의 연구에 있다(예, Bergstrom et al., 2003; Keil과 Haywood, 2003; Myhre et al., 2003; Ross et al., 2003). 발생한지 얼마 안 된 바이오매스 연소 에어러솔과 발생되어 오랜 시간이 지난 에어러솔의 물리적이고, 광학적인 특징은 항공기를 이용한 측정(예, Abel et al., 2003; Formenti et al., 2003; Haywood et al., 2003b; Magi와 Hobbs, 2003; Kirchstetter et al., 2004)과 전파분석을 통한 측정(예, Bergstrom et al., 2003; Eck et al., 2003)을 통한 에어러솔 크기 분포와 광화학적 특징 그리고 DRE의 집중적인 관측을 통해 특징지어졌다. $0.55 \mu\text{m}$ 에서의 ω_0 는 배출원 근처의 AERONET 측정소에서 추정된 값에 의하면 0.85에서 0.89(Eck et al., 2003)까지의 범위로 나타나는 반면, 오래된 에어러솔에 대한 $0.55 \mu\text{m}$ 에서의 ω_0 는 약 0.91(Haywood et al., 2003b)로 산정되어 덜 흡수됨을 나타내었다. Abel et al.(2003)는 $0.55 \mu\text{m}$ 에서의 ω_0 는 배출된 후 약 두 시간에 걸쳐 대략 0.85에서 0.90까지 증가되는 증거를 제시하였고, 현존하는 에어러솔 입자 표면에 비흡수성 유기 기체의 응축으로 그 원인을 귀착시켰다. 아한대에서 배출된지 얼마안된 바이오매스 연소 에어러솔은 열대지방의 산불에서 배출된 것들보다 약한 광흡수성을 나타내는데, $0.55 \mu\text{m}$ 에서의 ω_0 가 0.9보다 컸다(Wong과 Li 2002). 아한대 산불은 중요한 직접적인 복사강제력을 발휘하지 않는데 이는 자연적인 기원의 산불의 비율이 크고, 산업시대를 거치며 상당한 변화가 생기지 않았기 때문이다. 그러나, Westerling et al.(2006)은 미국에서의 빠른 봄과 높은 온도는 산불 활동도와 기간을 증가시켰음을 제시하였다. 바이오매스 연소 에어러솔의 부분적인 흡수 특성은 지표에서와 대기 중에서가, 대기상한(TOA, 그림 2.12)에서 보다 큰 복사강제력의 행사를 의미한다(그림 2.12).

모델링 그룹은 바이오매스 연소 에어러솔의 수직적인 구조는 물론 물리적, 광학적인 특성의 표현을 향상시키기 위해 측정 캠페인으로부터의 자료를 사용하였다(Myhre et al., 2003; Penner et al., 2003; 2.4.5절). 이러한 변형은 바이오매스 연소 에어러솔에 따른 복사강제력의 추정을 위한 중요한 결과를 가져왔는데 이는 바이오매스 연소 에어러솔이 구름

위에 존재할 때 과거 자료에 비해 복사강제력은 더욱 강하기 때문이다(Keil과 Haywood, 2003; Myhre et al., 2003; Abel et al., 2005). 맑은 하늘에서의 바이오매스 연소 에어러솔에 따른 복사강제력은 확실히 음의 값인 반면, 바이오매스 연소 전체 복사강제력은 아마 양의 값일 것이다. 모델링 연구에 추가하여, 이 효과의 관찰은 위성 기기로 인해 이루어

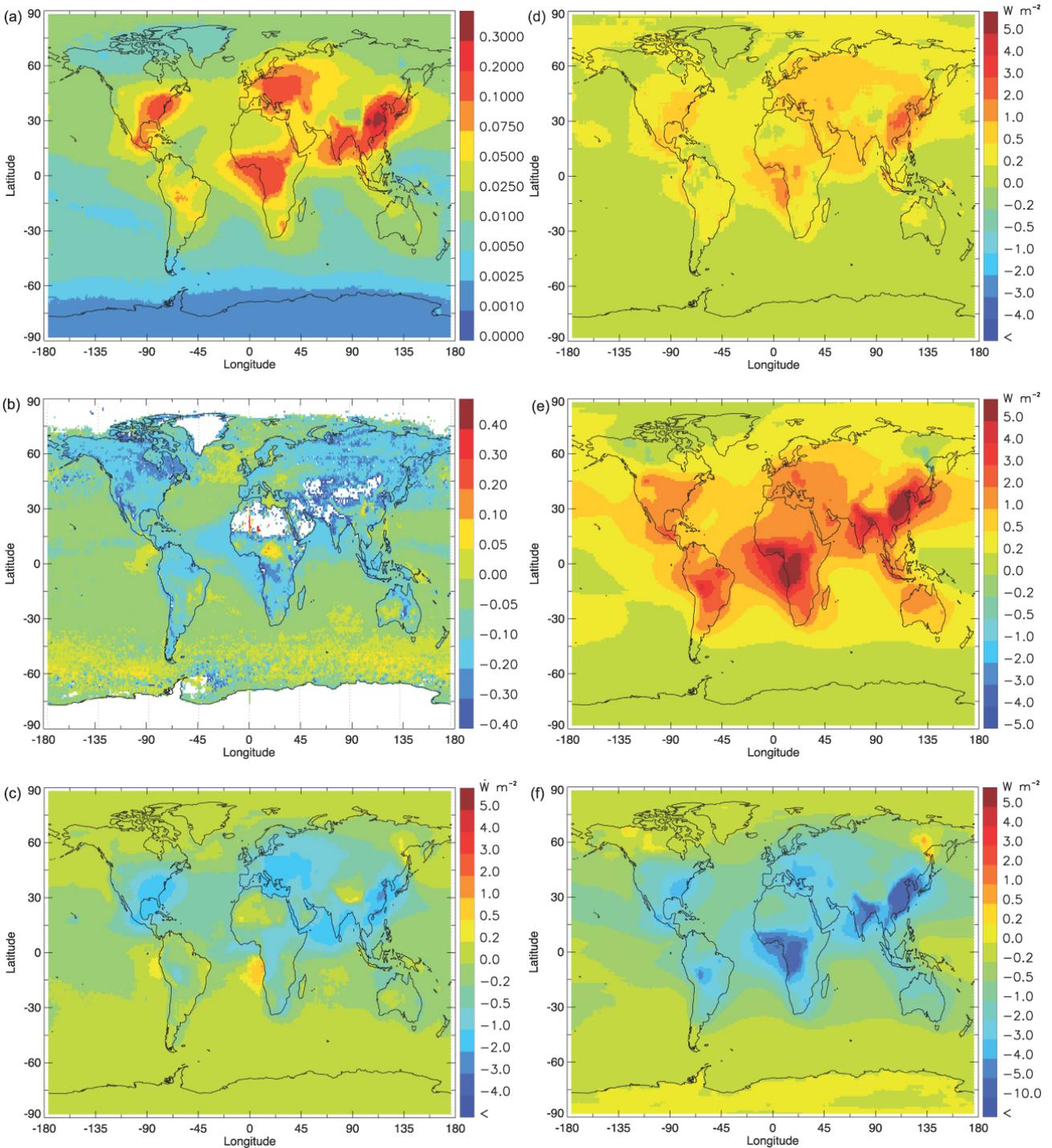


그림 2.12. 표 2.5에 제시된 아홉 개의 AeroCom 모델 결과의 평균으로 산정된, 복사효과와 연관된 특징적인 에어러솔 특성. (b)를 제외한 모든 패널은 결합된 인위적인 에어러솔 효과와 관련된 결과이고, 패널(b)는 모델로부터 총(자연적인 것과 인위적인것의 합) 인위적인 광학깊이를 고려 함. (a) 에어러솔 광학깊이. (b) 모델과 MODIS 자료 사이의 총 에어러솔 광학깊이의 차. (c) 단파복사강제력. (d) 모델결과의 복사강제력 표준편차(e) 대기 중 단파강제력(f) 단파 지표강제력

졌다. Hsu et al.(2003)은 SeaWiFs, TOMS와 CERES 자료를 이용하여 동남아시아로부터 방사된 바이오매스 연소 에어러솔은 종종 구름 위로 이동되며, 100Wm^{-2} 까지의 구름 낀 지역에 걸쳐 태양복사의 감소를 초래하며, 이러한 효과는 직, 간접적인 효과의 결합에 따른 것임을 지적하였다. 비슷하게, Haywood et al.(2003)는 구름 액체와 그 아래에 아프리카의 먼 해안에서의 바이오매스 연소 에어러솔은 큰 체계적인 오류를 나타내는 것을 제시하였다. 이는 간접적인 복사 효과 추정에서 τ_{aer} 와 에어러솔의 상관관계를 이용하는 연구들에 있어 중요한 인과관계를 제시 할 것이다.

바이오매스 연소 에어러솔이 구름위에서의 두드러진 양의 복사강제력을 발휘하기 때문에 에어러솔 연직분포는 구름 낀 지역에서 직접적인 복사강제력의 크기 -때로는 부호까지 -를 평가하는데 아주 중요하다. Textor et al.(2006)은 전 구 에어러솔 모델 사이에 에어러솔 연직분포에서 중요한 차이가 있음을 제시하였다. 이러한 차이점은 최근에 발표된 연구의 결과와 표 2.5.에 AeroCom 모델에서 명백하게 나타났다. 몇몇 모델은 어느 정도의 양의 복사강제력을 가지고 있는 반면, -0.05Wm^{-2} 의 가장 큰 음의 복사강제력은 Koch(2001)의 모델과 AeroCom에 제출된 Myhre et al.(2003)에서 나타났다. 따라서, 바이오매스 연소 에어러솔에 따른 복사강제력은 그 부호자체가 의문시 되고 있다.

모든 연구그룹으로부터의 바이오매스 연소 에어러솔에 대한 직접적인 복사강제력의 평균과 중위수는 $+0.04$ 와 $+0.02\text{Wm}^{-2}$ 와 비슷하고, 0.07Wm^{-2} 의 표준편차를 가진다. 표준편차는 대략 90%의 신뢰도 범위를 근사하기 위하여 1.645가 곱해지고, 이는 $+0.03 \pm 0.12\text{Wm}^{-2}$ 의 직접적인 복사강제력으로 나타난다. 이러한 직접적인 복사강제력의 추정은 에어러솔의 광흡수 특성과 구름을 덮은 바이오매스 연소 에어러솔의 효과의 표현에 있어서의 모델의 개선으로 인해 3차 평가 보고서의 것보다 더 큰 양의 값으로 평가되었다.

2.4.4.5 질산 에어러솔

대기 중 암모늄 질산 에어러솔은 만약 황산염 에어러솔이 모두 중화 되었음에도 불구하고 여분의 암모니아가 존재할 때 생성된다. 질산 에어러솔에 따른 직접적인 복사강제력은 NO_x 배출량 뿐만 아니라, 암모니아의 대기 중 농도에도 민감하다. 뿐만 아니라, 배출량 감소에 따른 많은 지역에서의 황산 에어러솔의 복사강제력의 약화는 부분적으로 질산 에어러솔의 복사강제력의 증가로 인해 균형 잡혀 질 것이다 (예, Liao와 Seinfeld, 2005). 3차 평가보고서에는 질산 에어러솔에 따른 복사강제력을 정량화 하지 않았는데 이는 당시 연구에서의 질산에어러솔 수준의 평가들이 크게 달랐기 때

문이었다. Van Dorland(1997)과 Jacobson(2001a)는 각각 상대적으로 작은 편인 -0.03 과 -0.05Wm^{-2} 의 전 세계 평균 복사강제력을 제안한 반면, Adams et al.(2001)은 전 세계 복사강제력의 평균은 -0.22Wm^{-2} 만큼 강력하다고 제안하였다. 그 후의 연구는 유럽에 걸친 질산의 복사강제력을 황산의 약 25%로 추정한 Schaap et al.(2004)와 질산 복사강제력의 전 세계 평균을 -0.04 에서 -0.08Wm^{-2} 로 발표한 Martine et al.(2004)를 포함한다. 나아가, Lio와 Seinfeld(2005)는 -0.16Wm^{-2} 의 질산에 따른 복사강제력을 추정하였다. 이 연구에서는, 입자상에 대한 이종적인 화학반응이 포함되었는데, 이는 질산의 복사강제력을 강하게 하며, 복사강제력의 25%정도를 차지한다. Feng와 Penner(2007)은 평균적인 인위적인 황의 부하량의 20%에 상응하는 양인 $0.58\text{mg NO}_3\text{m}^{-2}$ 의 큰, 전구적인, 미세 질산 부하량을 추정하였다. 미세 질산입자의 지표관측에서 높은 농도는 주로 산업화된 지역에서 발견되며, 낮은 농도는 시골에서 발견되었다(Malm et al., 2004; Putnam et al., 2004). 대기 중 질산은 본질적으로 가시 스펙트럼을 흡수하지 않고, 실험실 연구에서는 에어러솔의 흡수성을 결정하기 위한 실험이 수행되어왔다(예, Tang 1997; Martin 등, 2004와 참고문헌). AeroCom의 연구에, 질산 에어러솔은 포함되지 않았기 때문에 다른 에어러솔 중에 비해 소량의 추정치만이 존재한다.

질산의 평균 직접적인 복사강제력은 대기상환(TOA)에서 -0.10Wm^{-2} 로 추정되었고, 약한 산란특성은 지표에서의 비슷한 유동변화를 의미한다. 그러나, 이 추정에서의 불확실성은 상대적으로 적게 수행된 연구와 추정자체 -예를 들어, 질산 τ_{aer} 에서의 상당한 불확실성으로 인해 매우 크다. 그래서 $-0.10 \pm 0.10\text{Wm}^{-2}$ 의 직접적인 복사강제력은 현재 채택되었지만, 복사강제력의 크기나 불확실성을 명확히 규정하기에는 충분하지 않다고 인정되고 있다.

2.4.4.6 미네랄 먼지 에어러솔

인위적인 배출원에서 기원된 미네랄 먼지 에어러솔은 주로 농경(추수, 쟁기질, 방목), 지표수(예, 카스피해와 아랄해, 오웬즈호수) 변화와 산업의 활동(예, 시멘트 생산과 운송)에서 발생한다(Prospero et al., 2002). 3차 평가보고서는 $+0.4$ 에서 -0.6Wm^{-2} 의 범위의 인위적인 광물질 먼지에 따른 복사강제력을 산정하였지만 최적추정치는 제공하지 않았다. 이는 총 먼지에 인위적 발생원들이 기여하는 것을 결정하기에 어려움이 있고, 먼지의 광학적 특성과 단파와 장파복사 효과에 있어서 어느정도 기여하는지 평가하기 어려움이 있어서였다. 미네랄 먼지 복사강제력의 부호와 크기의 결정에 있어서, 단파복사강제력에 대한 가장 중요한 요소는 단일 산

란 반사도인 반면 장파복사강제력은 먼지의 연직분포이다.

Tegen과 Fung(1995)는 대기 중에서 미네랄 먼지에 대한 인위적인 기여는 총 먼지 부하량의 30에서50%로 추정하였다. Tegen et al.(2004)는 먼지이벤트에 대해 모델결과와 2000개의 지표의 지점으로부터의 먼지 발생측정값을 이용하여, 갱신된 그리고 대체적인 산정값을 제시하였는데 그 결과 인위적인 농경의 배출원으로부터의 미네랄 먼지발생은 5~7%에 그치는 것으로 나타났다. Yoshioka et al.(2005)는 사헬 지역에서의 경작 배출원이 북아프리카에서의 총 먼지 배출량에 0에서 15%까지 기여할 때, 모델이 북아프리카의 TOMS 에어러솔 관측을 가장 잘 재현한다고 제안하였다. 아직 전체 경향이 문서화되진 않았지만, 35년간의 바베이도스 지표 먼지 기록과 유럽의 정지기상위성(Meteosat)과 TOMS로부터의 위성관측은 기후 제어와 사헬 가뭄에 있어서의 연간/10년간 먼지변화에 대한 중요성을 나타내었다(Chiapello et al., 2005). 7.3절에서 자세히 다루어지겠지만, 다양한 시간 단위에서의 기후변화와 CO₂변화는 반건조 지역의 식생을 변화시킬 수 있다. 이와 같은 과정은 위에서 정의된 것처럼 인위적인 먼지 배출을 상승시킬 수 있는 토지이용변화를 조장한다(Mahowald와 Luo, 2003; Moulin과 Chiapello, 2004; Tegen et al., 2004). 이러한 연구결과에서 제안된 0~20%의 인위적인 먼지 부하량의 최적의 근사값이 이용되었지만, 이것은 현재의 24%의 먼지농도감소와 50%에 달하는 인위적인 기여를 제외하지 못하였기 때문에 아직도 큰 불확실성이 남아있는 것이 인정되었다(Mahowald와 Luo, 2003; Mahowald et al., 2004; Tegen et al., 2005). 인위적인 먼지의 복사강제력의 효율은 자연적인 먼지와 잘 구분되지 않고, 서로 동일한 값으로 가정되고 있다. 1970년과 현재사이의 순환변화로 인한 먼지 배출량의 변화에 따른 복사강제력은 정량화되기 어려워 여기에는 포함하지 않았다(7.5절).

사하라 먼지에 대한 측정지점 주변의 광화학적 특성의 현장관측(예, Haywood et al., 2003c; Tanre et al., 2003), 사하라 미네랄 먼지의 이동(예, Kaufman et al., 2001; Moulin 등, 2001; Coen et al., 2004)와 아시아의 미네랄 먼지(Huebert et al., 2003; Clarke et al., 2004; Shi et al., 2005; Mikami et al., 2006)연구는 먼지가 이전 WMO(1986)에서 채용된 먼지 모델에 의해 제안되었던 것 보다 태양 스펙트럼을 상당히 흡수하는 것을 드러냈다. 이러한 새로운, 원격탐측 및 현장 관측에서의 스펙트럼 관측은 0.67 μm의 파장에서의 순수 먼지의 단일 산란 반사도(ω_0)가 0.90에서 0.99범위를 나타내며, 전체 중심값은 0.96이 된다고 제안하였다. 이것은 사막먼지에서의 구성을 기반으로 한 ω_0 의 bottom-up 모델링에 따른 것이다(Claquin et al., 1999; Shi et al., 2005). 사

라하의 먼지에 의해 영향을 받은 장기간의 AERONET 지점으로부터의 ω_0 의 분석은 0.67 μm에서의 0.95의 평균 ω_0 를 나타냈고(Dubovik et al., 2002), ADEC(Aeolian Dust Experiment on Climate)기간 동안 오염되지 않은 아시아의 먼지는 0.67 μm에서의 0.93의 평균 ω_0 를 가진다. 이러한 높은 ω_0 값은 태양광 스펙트럼에서의 먼지에 의한 복사강제력은 양의 값을 가지지 않는 것을 나타낸다. 그러나, 다양한 광물화학적 분포를 가진 배출원 주변에서의 입자에 의한 흡광도는 일반적으로 전구모델에 의해 표현되지 않는다.

자연적인 기여와 인위적인 기여가 구분할 수 없이 혼합된 해양지역에 걸친 미네랄 먼지의 DRE의 측정에 따르면 지역적인 DRE는 매우 심할 수 있을 것으로 제안되었다. Haywood et al.(2003b)는 항공기 기반의 측정에서 서아프리카의 해안 근처의 -130 Wm⁻² 만큼 강한 지역 순간 단파 DRE를 측정하였다. Hsu et al.(2000)는 ERBE(Earth Radiation Budget Experiment)와 TOMS 자료를 이용하여 1985년 7월에 대한 약 -45 Wm⁻²의 최대 월평균 단파 DRE를 찾아내었다. 항공기와 지표로부터의 간섭계의 측정에서 미네랄 먼지의 광화학적 신호를 측정할 수 있는데, 흡수최대치는 8에서 13 μm 대기의 창 중심에서 나타난다(예, Highwood et al., 2003). Hsu et al.(2000)는 북아프리카의 지역, 1985년 7월에 대해 +25 Wm⁻²의 걸친 장파 DRE를 산정하였다. 비슷한 결과가 2003년 7월, 대기의 꼭대기에서 +50 Wm⁻²의 장파 DRE를 결정한 Haywood et al.(2005)에 의해 제시되었다.

최근의 모델 구동은 총 인위적이고 자연적인 먼지 DRE, 이것의 구성 요소와 순효과(단파/장파 = net TOA, in Wm⁻²)와 같은 값들을 보고하였다: H.Liao et al.(2004): -0.21/+0.31 = +0.1; Reddy et al.(2005a): -0.28/+0.14 = -0.14; Jacobson (2001a): -0.20/ +0.07= -0.13; Myhre와 Stordal(2001a, 6과 7 경우는 제외)에서의 기준 case와 민감도 실험 범위:-0.53 [-1.4에서 +0.2]/+0.13[+0.0에서 +0.8] = -0.4[-1.4에서 +1.0]; AeroCom 데이터 베이스 모델들, GISS: -0.75/(+0.19) =(-0.56); UIO-CTM*: -0.56/(+0.19) =(-0.37); LSCE*: -0.6/+0.3 = -0.3; UMI*: -0.54/(+0.19) =(-0.35)(모델에 대한 설명은 표 2.4 참조(a) 참조).(*) 별 표시가 된 모델들은 동일한 단일산란 반사도(0.67um에서 대략 0.96)를 사용하는데 이는 최근의 측정을 대표하고, 좀 더 음의 단파효과를 제시한다. 0.19 Wm⁻²의 평균 장파 DRE가 GISS, UMI과 UIO-CTM에서 가정 되었다. 먼지 DRE의 분포는 먼지 부하량과 τ_{aer} 가 각각 ±40과 ±44%만큼 변하는 것을 반영하는 것이며, 16개 AeroCom A 모델들 모사결과의 표준편차이다(Textor et al., 2006; Kinne et al., 2006). 여러 연구에서의 먼지 배출량 범위는 1,000에서 2,150 Tg yr⁻¹이다(Zender, 2004). 최종적으

로, 먼지의 주요 효과는 인위적인 초미세한 입자의 부하량 저감과 이의 체류시간 감소일 것이다(Bauer와 Koch, 2005; 2.4.5.7절).

보고된 먼지 순 DRE의 범위(-0.56에서 +0.1 Wm^{-2}), 먼지 DRE에 대한 개정된 인위적인 기여(0에서 20%)와 개정된 먼지의 흡수 특성은 먼지에 대한 인위적인 직접적인 복사강제력이 -0.1 Wm^{-2} 라는 작은 음의 값을 보인다는 사실을 뒷받침한다. 90%의 신뢰도 수준에서는 $\pm 0.2 Wm^{-2}$ 로 추정되는데, 이는 총 먼지 배출량과 부하량과 인위적인 먼지의 분율 범위에 대한 불확실성을 반영하는 것이다. 이러한 인위적인 먼지의 복사강제력의 불확실성의 한계 범위는, 음으로는 -0.3 Wm^{-2} , 양으로는 +0.1 Wm^{-2} 이다. 이 범위는, Myhre와 Stordal(2001a)로부터의 양수 DRE 최대값은 제외한 상태에서, 위에 보고된 모든 먼지 DRE들을 포함하고, 인위적인 먼지 부분은 최대 20%를 가정하고 있다.

2.4.4.7 결합된 총 에어러솔의 직접 복사강제력

3차 평가보고서는 여러 에어러솔 요소와 관련되어 있는 복사강제력 값들을 보고하였지만, 전체 에어러솔 복사강제력의 추정은 제공하지 않았다. 향상되고 증대된 에어러솔의 현장관측과 원격탐사 결과들은 결합된 에어러솔 복사강제력의 범위를 좀 더 명확하게 규정할 수 있게 하였다. 결합된 에어러솔 특성에 대한 모델결과의 포괄적인 검증은 현재 상당히 많이 존재하며, τ_{aer} 와 같이 대기의 전체 원주에 대한 값을 나타낸다. 결합된 추정의 사용은 복사강제력의 불확실성의 추정에 대해 대안적인 방법을 내재적으로 제공한다. 이러한 접근은 각각의 에어러솔 요소로부터의 불확실성을 증식하는 방법보다 좀 더 명백할 것이다. 게다가, 결합된 복사강제력의 추정은 에어러솔 동역학, 복사장과 에어러솔 사이의 상호작용에 따른 비선형적인 과정을 포함하고 있다. 복사강제력에서의 에어러솔 동역학의 비선형적인 과정의 역할은 최근에 내부적으로 혼합된 에어러솔 입자의 특징에 대해 설명하는 전구 에어러솔 모델들에서 연구되어왔다(Jacobson, 2001; Kirkevåg와 Iversen, 2002; Liao와 Seinfeld, 2005; Takemura et al., 2005; Stier et al., 2006b). 에어러솔 입자들의 혼합은 크기, 화학적인 구성, 상태와 형태, 에어러솔 제거와 형성 과정에 대한 되먹임 등을 변화시키기 때문에, 결합된 에어러솔의 복사 특성에 영향을 미친다. Chung과 Seinfeld(2002)는 BC가 다른 다양한 구성성분들과 내, 외부적으로 혼합된 연구들에 대한 평가에서 BC가 내부적으로 혼합되었을 때 더욱 강한 양의 직접 복사강제력을 보인다고 하였다. 비록 인위적인 에어러솔의 배출원과 관련된 과정이 그들의 초미세 특성을 뒷받침하지만, 자연적인 에어러솔은

에어러솔 전기기체에 대한 응축표면의 제공을 통해 이 과정에 참여한다. 해염입자와 먼지의 이중반응은 초미세 황산염의 부하량을 28%까지 줄일 수 있고(H.Liao et al., 2004), 그것에 의하여 직, 간접적인 복사강제력은 감소된다. Bauer와 Koch(2005)는 먼지가 황 순환에 개입되었을 때 황산염의 복사강제력이 -0.25에서 -0.18 Wm^{-2} 까지 약해진다고 추정하였다. 그것은 복사강제력에 대한 여러 다른 배출원 카테고리 기여하는 것을 확인하기 위해 유용할 것이다(2.9.3절이 이에 대해 조사함). 그러나, 특정 배출원 카테고리로부터의 복사강제력을 분리할 수 있는 모델은 없다. 결합된 에어러솔 복사강제력의 추정은 각각의 배출원 카테고리로부터 기인한 에어러솔과 기후시스템에 인위적인 동요를 정량화하는 첫 단계이다.

에어러솔의 직접적인 복사강제력에 대한 모델 중심값은 다양한 구성요소를 사용한 전구 에어러솔 모델의 최근 모사의 결과에 기초하고 있는데(표 2.6), 이것은 여러 가지 면에서 확고한 방법이다. 다양한 구성요소의 에어러솔 모델을 이용한 복잡한 모사는 비선형적인 효과를 포착할 수 있었고, 모델결과들을 통합함으로써 각 모델의 공식에서의 오류의 일부분을 제거할 수 있었다. Textor et al.(2006)에 의해 제시된 것과 같이 모델별로 다른 이송과 제거과정의 취급방법에 따라 이에 연관된 에어러솔 구성요소들의 확산이 부분적인

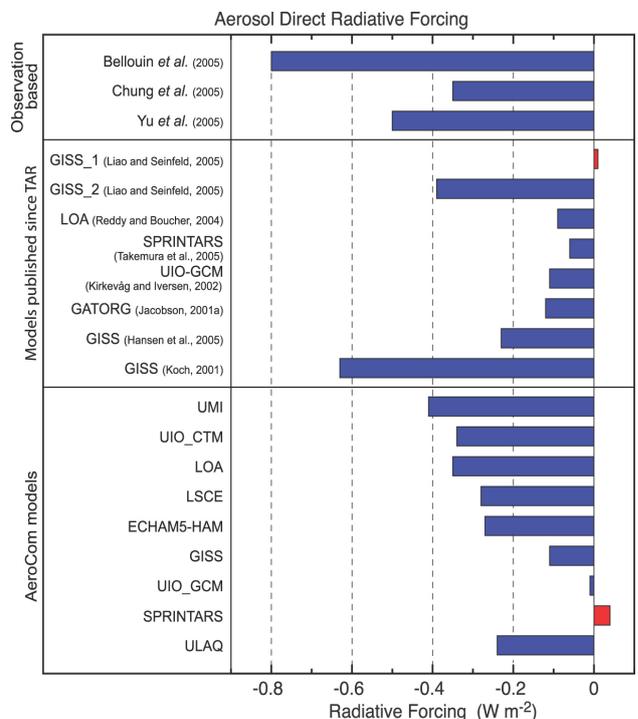


그림 2.13. 연구, 개별적인 모델연구와 동일한 에어러솔과 에어러솔 전구물질 배출량을 사용한 AeroCom 결과에 기초한 직접적인 에어러솔 복사강제력의 추정. GISS_1는 에어러솔의 내부적인 혼합을 나타냈고, GISS_2는 외부적인 혼합을 나타내었다. 표 2.4의(A)는 모델에 대해 묘사하였음.

로 달라진다. 적은 부하량과 작은 확산을 가정한 모델은 복사장과 상호작용하는 산란/흡수 에어러솔이 적다. 구름량에 대한 오류는 모든 에어러솔 요소로부터 전체 하늘의 복사강제력에 영향을 미칠 수 있다. 이러한 오류는 주어진 모델에서의 주요 에어러솔 요소에 관련된 복사강제력에 영향을 미친다. 에어러솔 복사강제력을 직접적으로 결합하면 좀 더 현실적인 에어러솔 복사강제력 불확실성을 추정할 수 있다. AeroCom의 결과물에 따르면 모델에서 산정된 국지적과 지역적 에어러솔 구성요소(그림 2.12)에서 주요한 차이가 나타났지만, 총 τ_{aer} 변이에 대한 전체적 재생은 이루어질 수 있

다고 하였다(Kinne et al., 2006). 모델의 수행능력들의 산점도를 보면, 현재 모델결과 중에 어떠한 선호도나 가중치가 사용될 수는 없다고 보인다(Kinne et al., 2006). 여러 모델로부터 합쳐진 단일 에어러솔 복사강제력은 개별 구성요소의 분석이나, 어느 하나의 모델만으로 분석된 결과보다 더 확실하다. 표 2.6에서총 에어러솔의 직접 복사강제력의 평균 추정치는 -0.2 Wm^{-2} 이며 $\pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 의 표준편차를 보인다. 이것은 에어러솔 복사강제력과 불확실성 두 부분 모두에 대해 최저값인데, 이는 질산염(-0.1 Wm^{-2} 로 산정되는, 2.4.4.5 절 참조)과 인위적인 광물질 먼지(-0.1 Wm^{-2} 로 산정되는,

표 2.6. 직접적인 에어러솔 복사강제력의 추정과 관련된 양. 최근의 인위적인 에어러솔 양의 추정(LOAD), 현재 총 인위적인 에어러솔 광학적인 깊이(τ_{aer})의 부분, 에어러솔 모델에서의 구름, 맑은 하늘과 모든 하늘의 상황, 지표 강제력과 대기 중 하늘의 강제력에 대한 모든 에어러솔 모델, 총 직접적인 에어러솔 복사강제력(RF)

번호	모델 ^a	가중치 (mg m^{-2})	τ_{aer} (0.55 μm)	$\tau_{aer \text{ ant}}$ (0.55 μm) (%)	운량(%)	맑은 하늘에 대한 복사강제력 (Wm^{-2})	모든 하늘에 대한 복사강제력 (Wm^{-2})	모든 하늘에 대한 표면 강제력 (Wm^{-2})	모든 하늘에 대한 대기 중 강제력 (Wm^{-2})	참고문헌
IPCC(2001)이후 발표된 것들										
A	GISS	5.0			79%		-0.39^b $+0.01^c$	-1.98^b -2.42^c	1.59^b 2.43^c	(Liao and Seinfeld, 2005)
B	LOA	6.0	0.049	34%	70%	-0.53	-0.09			(Reddy and Boucher, 2004)
C	SPRINTARS	4.8	0.044	50%	63%	-0.77	-0.06	-1.92	1.86	(Takemura et al., 2005)
D	UIO-GCM	2.7			57%		-0.11			(Kirkevåg and Iversen, 2002)
E	GATORG	6.4 ^d			62%	-0.89	-0.12	-2.5	2.38	(Jacobson, 2001a)
F	GISS	6.7	0.049				-0.23			(Hansen et al., 2005)
G	GISS	5.6	0.040				-0.63			(Koch, 2001)
AeroCom : 1750년과 2000년에 대해 동일한 배출량 자료가 사용되었음										
H	UMI	4.0	0.028	25%	63%	-0.80	-0.41	-1.24	0.84	(Liu and Penner, 2002)
I	UIO-CTM	3.0	0.026	19%	70%	-0.85	-0.34	-0.95	0.61	(Myhre et al., 2003)
J	LOA	5.3	0.046	28%	70%	-0.80	-0.35	-1.49	1.14	(Reddy and Boucher, 2004)
K	LSCE	4.8	0.033	40%	62%	-0.94	-0.28	-0.93	0.66	(Schulz et al., 2006)
L	ECHAM5	4.3	0.032	30%	62%	-0.64	-0.27	-0.98	0.71	(Stier et al., 2005)
M	GISS	2.8	0.014	11%	57%	-0.29	-0.11	-0.81	0.79	(Koch, 2001)
N	UIO-GCM	2.8	0.017	11%	57%		-0.01	-0.84	0.84	(Kirkevåg and Iversen, 2002)
O	SPRINTARS	3.2	0.036	44%	62%	-0.35	+0.04	-0.91	0.96	(Takemura et al., 2005)
P	ULAQ	3.7	0.030	23%		-0.79	-0.24			(Pitari et al., 2002)
평균A-G		5.1	0.046	42%	67%	-0.73	-0.23	-2.21	2.07	
평균H-P		3.8	0.029	26%	63%	-0.68	-0.22	-1.02	0.82	
표준편차A-G		1.4	0.004			0.18	0.21			
표준편차H-P		0.9	0.010	11%	5%	0.24	0.16	0.23	0.17	
평균A-P		4.3	0.035	29%	64%	-0.70	-0.22	-1.21	1.24	
표준편차A-P		1.3	0.012	13%	7%	0.26	0.18	0.44	0.65	
최소값A-P		2.7	0.014	11%	57%	-0.94	-0.63	-1.98	0.61	
최대값A-P		6.7	0.049	50%	79%	-0.29	0.04	-0.81	2.43	

주석 a. 모델 정보에 대해 표 2.4의(A)

b. 외부적인 혼합

c. 내부적인 혼합

d. 미네랄 먼지, Jacobson(2001a)에서의 인위적인 것이 고려된 일부를 제외한 양

2.4.4.6절 참조)가 거의 모든 모델 모사에서 누락되었기 때문이다. 그들의 기여를 포함한다면 모델에서 산정된 직접적인 에어러솔 복사강제력은 -0.4 Wm^{-2} (90% 신뢰도 범위: 0에서 -0.8 Wm^{-2} 까지)이 된다.

세 개의 위성 기반의 측정연구에서 직접적인 에어러솔 복사강제력을 산정하는 것이 가능해졌고, 세 연구에서 모두 모델기반 연구들보다 더욱 음의 에어러솔 복사강제력이 제안되었다(2.4.2.1.3 절). Bellouin et al.(2005)는 $-0.8 \pm 0.1 \text{ Wm}^{-2}$ 대기상한(TOA) 에어러솔의 복사강제력을 산출하였다. 이와 비슷하게 광범위한 계산에 기초하여 Chung et al.(2005)는 $-0.35 \pm 0.25 \text{ Wm}^{-2}$ 의 값을 추정하였고, Yu et al.(2006)은 $-0.5 \pm 0.33 \text{ Wm}^{-2}$ 으로 추정하였다. 그림 2.13은 3차 평가보고서 이래로 발간된 관측기반과 모델기반의 에어러솔 복사강제력 추정값을 나타낸다.

측정과 모델 사이의 불일치는 자연적인 에어러솔을 포함한 측정기반의 통합 에어러솔 DRE의 편이가 없다고 알려진, 대양의 맑은 하늘에서도 명백하게 나타났다. 이러한 지역에서, 모델은 음의 에어러솔 DRE를 20에서 40%까지 과소평가하였다(Yu et al., 2006). τ_{aer} 의 인위적인 분율은 모델기반과 측정기반 연구에서 비슷하게 나타난다. Kaufman et al.(2005a)는 인위적인 τ_{aer} 를 추정하기 위해 미세모드 τ_{aer} 의 위성관측자료를 사용하였다. 표 2.6에서는 τ_{aer} 에의 인위적인 기여가 29%로 제안되었지만, 미세모드 τ_{aer} 에 있어서 먼지와 해양 입자로부터의 기여를 수정한 결과, 총 τ_{aer} 에의 인위적인 기여는 21%가 되었다. 최종적으로, 위성자료의 구름 오염, 구름위에서의 에어러솔 광흡수 등은 몇몇 측정기반 연구에서는 고려되지 않았고, 두 방법에서 모두, 에어러솔 특성에 관한 복잡한 가정은 에어러솔 복사강제력의 현존하는 불일치와 불확실성의 증가에 기여할 수 있다.

에어러솔 복사강제력의 추정에 있어서 불확실성의 큰 원인은 에어러솔의 흡수와 관련되어 있다. Sato et al.(2003)은 AERONET 측정으로부터 흡수 τ_{aer} 을 결정하였고, 전구 에어러솔 모델에 의해 모사된 에어러솔 흡수는 두 배에서 네 배 정도로 과소평가 되었다고 제안하였다. Schuster et al.(2005)는 대륙 규모에서의 BC 부하량을 추정하였다. 그 결과 모델링된 BC의 농도와 흡수 τ_{aer} 은 AERONET으로부터 구해진 것보다 낮았다. 이러한 농도상의 차이점의 일부는 모든 에어러솔 흡수가 BC때문이라는 가정에 따른 것으로 보이지만(Schuster et al., 2005), 많은 부분 유기 에어러솔과 미네랄 먼지에 의한 흡수에 기인한 것일 수도 있다(2.4.4.2와 2.4.4.6 절 참조). 더욱이, Reddy et al.(2005a)는 모델로부터의 에어러솔 흡수 τ_{aer} 와 AERONET으로부터의 에어러솔 흡수 τ_{aer} 에 대한 비교는 매우 주의 깊게 수행되어야 한다고

하였으며, 이들은 AERONET과 모델의 주의 깊은 공동 샘플링에 의하여 불일치도를 4에서 1.2로 낮출 수 있었다. 위에서 언급하였다시피, 구름과 관련된 흡수 에어러솔의 연직적인 위치에 있어서의 불확실성은, TOA에서의 에어러솔 복사강제력의 큰 불확실성을 초래할 수 있다.

앞에서 논의된 많은 실험/관측기반의 연구결과에서와 같이 부분적 흡수하는 에어러솔의 기본특성은 저층 대류권 원주에서의 가운을 일으키며, 대기상한에서의 복사강제력보다 상당히 음의 값을 가지는 지표강제력으로 나타난다. 표 2.6에 여러 다른 모델에 의해 얻어진 지표강제력을 요약하였다. 그림 2.12에는 에어러솔 복사강제력의 지역적인 효과의 평가를 위해 중요한 여러 요인들의 지역적인 분포를 나타내었다. 여기에서의 결과는 AeroCom 모사결과 B와 PRE로부터 구성된 평균 모델에 기반하였다. 인위적인 τ_{aer} 는(그림 2.12a) 산업화된 지역과 강한 바이오매스 연소를 보이는 지역에서 지역 최대값이 나타났다. 모델 τ_{aer} 와 관측 τ_{aer} 사이의 차이는 지역적으로 0.1까지 나타났다(그림 2.12b). 그림 2.12c에서는 남아프리카 바깥쪽에 구름 상층에 위치한 바이오매스 연소 에어러솔이 지역적인 양의 복사강제력을 야기하는 지역들이 나타난다. 그림 2.12d는 아홉 개의 모델로부터의 전체 복사강제력의 표준편차를 이용하여 지역적인 변화성을 나타냈다. $\pm 3 \text{ Wm}^{-2}$ 의 최대 불확실성은 동아시아와 아프리카의 바이오매스 연소 지역에서 발견되었다. 그림 2.12e는 인위적인 에어러솔에 의한 흡수의 결과로써 대기 원주에서의 평균 0.9 Wm^{-2} 의 가운이 기대된다고 나타났다. 지역적으로, 이것은 연평균 5 Wm^{-2} 를 넘는 값에 달할 수 있다. 이러한 지역적인 효과와 단파의 음의 지표강제력(그림 2.12f)은 수문학적 순환의 변경을 통해 기후에 중요한 영향을 미칠 것으로 기대된다.

모델에서 산정된 에어러솔 직접 복사강제력에 대한 불확실성의 추정은 두 개의 선택적인 오류분석에 기초할 수 있다.

- 1) 황산염, 화석연료 BC와 유기탄소, 바이오매스 연소 에어러솔, 질산염과 인위적인 미네랄 먼지 부분에서 제시된 오류를 사용한 오류의 확장분석. 오류의 선형 가산을 가정, 이 결과 전체 90% 신뢰도 수준에서 0.4 Wm^{-2} 의 불확실성을 나타냄.
- 2) 표 2.6에 제시된 에어러솔의 직접적인 복사강제력들의 표준편차에 1.645를 곱하여, 90%의 신뢰도 수준에서 0.3 Wm^{-2} 의 불확실성이 제시되거나, 광물질 먼지와 질산염 에어러솔을 고려하면 0.4 Wm^{-2} 의 불확실성이 제안됨.

그러므로, 표 2.6과 그림2.13의 요약된 결과는, 질산염과 광물질 먼지 복사강제력과 결합된 측정기반의 산정과 함께, $-0.50 \pm 0.40 \text{ Wm}^{-2}$ 의 결합된 에어러솔 직접 복사강제력에 대한 추정을 제공한다. 에어러솔의 직접 복사강제력에 대한 전구 모델링과 측정, 양측에서의 진보로 인해, 이 부분의 과학적인 이해도는 중-하 수준이다(2.9절, 표 2.11 참조).

2.4.5 구름에 대한 에어러솔의 영향(구름 알베도 효과)

2.4.1절에서 지적했듯이, 에어러솔입자는 구름의 형성과 그 성질에 영향을 준다. 오직 에어러솔 중에 일부가 구름 응결핵(CCN)이나 빙결핵(IN)으로 작용한다. 인위적인 활동에 의해 CCN과 IN의 대기 중 농도의 증가는 구름의 미시물리적인 성질이 변경될 수 있으며, 그리하여 기후시스템에 영향을 끼친다(Penner et al., 2001; Ramanathan et al., 2001a, Jacob et al., 2005). 몇 개의 메커니즘이 그림 2.10에 도식적으로 나타나있다. Ramanathan et al.(2001)에 나와있는 것처럼, 증가한 에어러솔 농도는 액체수분함량이 고정되었다는 가정하에서 구름의 알베도를 증가시킬 수 있다(Junge, 1975; Twomey 1977); 이러한 메커니즘은 '구름 알베도 효과'라고 이 보고서에서 언급된다. 에어러솔의 증가는 또한 구름의 lifetime(유지기간)의 증가를 가져온다고 가정되어 왔다(Albrecht, 1989). 이 메커니즘은 이 보고서에서 '구름 lifetime(유지기간) 효과'라고 언급되며 7.5절에서 논의된다.

에어러솔 입자(자연적, 인위적으로 생성된)와 구름사이의 상호작용은 복잡하며 비선형적일 수 있다(Ramaswamy et al., 2001). 초기의 핵(예를 들어, 인위적인 황산염, 질산염, 먼지, 유기탄소, BC)의 크기와 화학적인 구성은 구름 방울의 초기 성장과 활성화에 중요한데, 특히 수용성의 비율과 표면장력에 영향을 주는 구성물질의 존재가 중요하다(McFiggans et al., 2006과 그 참조). 구름의 광학적인 성질은 파장에 따른 함수이다. 그 성질은 물방울 크기의 분포와 얼음결정의 농도의 특징에 좌우되며, 다양한 구름 종류의 형태에도 좌우된다.

인위적인 입자의 농도증가와 얇거나(층적운과 얇은 적운) 두꺼운 대류운(혼합된 상으로)과의 상호작용은 다음 소절에서 논의된다. 이 절은 알베도 효과의 새로운 관측과 모델 추정값을 제시한다. 운적에 대한 문맥에서 연관되는 RF가 평가되었다. RF(예를 들어, 반직접효과, 운량 효과와 lifetime(유지기간) 효과, 강수 전개에 있어서 열역학적인 반응과 변화)로 고려되지 않는 유도된 변화에 대한 깊이 있는 논의는 7.5절에 제시되어 있다. 비행운과 비행기에 의한 권운은 2.6절에서 다루어지며, 눈 알베도에 대한 에어러솔의 간접 영향은 2.5.4절에서 다루어진다.

2.4.5.1 에어러솔 입자와 구름 미시물리의 연결

인위적인 에어러솔의 국지적인 영향은 오래전부터 알려져 왔다. 예를 들어, 사탕수수과 산불로부터 발생된 연기는 현지에서 비행기 관측을 이용한 초기의 연구에서 운적의 크기를 줄어드는게 하는 것으로 나타났다(Warner and Twomey, 1967; Eagan et al., 1974). 지역적인 규모에서, 아마존유역에서의 산불로 인한 다량의 연기가 운적수의 농도를 증가시키고 운적의 크기를 작게 한다는 것이 연구에서 나타난다(Reid et al., 1999; Andrea et al., 2004; Mircea et al., 2005). TAR에 보고된 선박 경로 관측에 의해 제공되는 구름의 에어러솔에 의한 조절에 관계된 증거가 대륙의 경우와 국지적인 연구를 포괄하는 현지 비행기 자료와 위성 자료를 사용한 많은 연구로부터 확인되어 왔다. Twomey et al.(2005)은 입자수와 물방울 크기사이의 역의 관계를 나타내는 9개의 층적운 사례의 에어러솔과 구름사이의 관계를 조사하였지만, 전체 데이터 세트에서의 알베도와 입자 농도사이에서 어떤 상관성도 발견하지 못했다. Feingold et al.(2003), Kim et al.(2003)과 Penner et al.(2003)는 특정 필드 위치에서 원격탐사기술을 이용하여 대륙의 층적운 사례의 반사도의 증가에 대한 증거를 제시하였다. Feingold et al.(2003)의 추정값은 에어러솔과 운적의 수농도 사이의 관계가 비선형이라는 것을 확인하게 한다. 즉, $N_d \approx N_a^b$ 이며 여기서 N_d 는 우적의 수 밀도이고, N_a 는 에어러솔의 수농도이다. 이관계식에서 매개변수 b 는 0.06에서 0.48의 범위에서 넓게 변할 수 있다(b 의 낮은 값은 낮은 흡습성에 대응한다).

이 범위는 CCN의 프록시로써의 에어러솔의 특징(주로 크기 분포), 상승 속도와 에어러솔의 소산에 대한 민감도를 강조하게 된다(Feingold, 2003). 위성연구에 기초한 b 의 추정값(또는 그에 상응하는)의 불일치(Nakajima et al., 2001; Broen et al., 2002)는 원격 탐사로부터의 알베도 효과에 대한 양적인 추정에 문제가 있음을 나타내는데(Rosenfeld and Feingold, 2003), 특히 유사한 수적경로를 측정에서 고려하지 않았기 때문이다.

많은 최근의 연구들이 활성화 과정과 물방울 스펙트럼 변화에서 에어러솔 입자구성의 중요성을 강조하는데(Gunn and Philps, 1957의 초기 실험실 연구에서 나타나는), 그것이 드러나는 상황(picture)은 완성되지 않았다. 공기중 에어러솔 질량분광계는 예를 들어, 바이오매스(biomass) 연소, 유기체나 검댕이 다른 에어러솔 구성성분과 혼합되는 경우처럼 공기중의 에어러솔이 내부 혼합물로 대부분 구성된다는 확실한 증거를 제공한다(McFiggans et al., 2006). Mircea et al.(2005)는 바이오매스 연소 에어러솔 입자의 활성화에서 유

기 에어러솔의 비율의 중요성을 보여준다. 내부 혼합물(예를 들어, 해염과 유기 화합물)의 존재는 물의 흡수와 순수한 해염입자에 비교되는 결과인 광학특성에 영향을 줄 수 있다(Randles et al., 2004). 더군다나, 내부적으로 혼합된 입자의 수용성 물질과 불용성 물질의 다양한 함량과 유기물의 방대한 다양성, 우적 크기의 합성효과는 상황을 더욱 복잡하게 만든다. 안개의 초기의 관측들(Facchini et al., 1999, 2000)은 유기 에어러솔의 존재가 표면장력을 감소시키고 우적 수농도의 상당한 증가를 이끌 수 있다(Nense et al., 2002; Rissler et al., 2004; Lohmann and Leck, 2005; Ming et al., 2005a, McFiggans et al., 2006). 한편, Feingold and Chuang(2002)과 Shantz et al.(2003)은 CCN이 유기물 코팅이 되면, 활성화를 늦추고, 이전에 고려되지 않았던, 수의 감소와 구름방울 스펙트럼이 넓어질 것이라고 제시하였다. Ervens et al.(2005)은 물방울 수농도의 구성에 대한 효과가 표면장력과 같은 개개 구성 효과를 다루는 연구에 의해 제시된 것보다 훨씬 작음을 보여주는 일치하는 수많은 구성 효과에 초점을 두었다. 깨끗하고 오염된 층적운의 구름 광학 깊이와 수적경로(LWP) 사이에서 관측된 서로 다른 관계들(Penner et al., 2004)은 아구름 에어러솔 입자분포의 차이에 의해 설명되고 있다. 반면, 몇몇 기여들은CCN 조성에 의한 것이다(예를 들어, 내부적으로 혼합된 불용성 먼지 Asano et al., 2002). 그럼에도, McFiggans et al.(2006)의 리뷰에서는 에어러솔크기와 조성사이의 관계를 정량적으로 이해하는데 어려움이 남아있음을 지적하였고, 물방울 크기 분포를 결과로 만든다는 것을 지적하였다. Dusek et al.(2006)은 CCN의 역할을 할 수 있는 입자의 능력이 조성보다는 크기에 의해 크게 좌우된다는 결론을 내렸다.

에어러솔-구름 상호작용과 구름이 발달하고 있는 지역의 지역적인 대기 상태의 복잡성은 이러한 현상에 대해서는 큰 변화가 증명되는 요소이다. 관측 연구에 기초한 지역적인 그리고/또는 전지구적인 영향에 대한 이해가 발전되고 있는데, 특히 다른 많은 구름의 종류들보다 연구하기에 더 단순한 구름 시스템으로 구성된 하층의 층운에 대한 이해가 그러하다. AVHRR으로부터 해양 위의 에어러솔 수농도와 우적농도(Nakajima et al., 2001)는 구름의 광학깊이가 증가하면서 상관관계를 갖는 것으로 나타나며, 하층의 따뜻한 구름의 단파에 대한 반사도가 증가 함을 나타내는데, LWP는 수정되지 않은 상태로 남아있었다. 이러한 결과들은 오직 해양에 대해서만 적용될 수 있고 4개월의 데이터에 기초한 것이지만, 구름의 반사도의 증가와 증대된 대기 중의 에어러솔 농도사이의 양의 상관관계는 다른 연구들에 의해 확인되고 있다(Brenguier et al., 2000a, b; Rosenfeld et al., 2002). 그러

나, 다른 연구들은 심한 오염이 구름속으로 유입되어 LWP의 감소와 관측된 구름의 반사도의 감소를 가져오는 것과 연관하여 LWP에 대한 민감도에 초점을 맞추고 있다(Jiang et al., 2002; Brenguier et al., 2003; Twohy et al., 2005). 여전히 다른 연구들(Han et al., 2002, AVHRR을 사용)은 평균된 물방울 수농도의 증가에 반응하는 LWP 변화가 존재하지 않음을 보고하지만, 이것은 1에서 15사이의 광학깊이에 대한 다른 구름 사례들의 연구 중 1/3에 해당한다. 층적운(Jiang et al., 2002; Ackerman et al., 2004; Lu and Seinfeld, 2005)과 적운상태의 구름들(Jiang and Feingold, 2006; Xue and Feingold, 2006)의 대규모에디 시뮬레이션의 결과는 에어러솔의 증가로 인한 LWP의 증가가 없음을 명백히 하는 것으로 보인다 그들은 구름 위의 강수율과 상대습도에 대한 의존성을 지적하였다(Ackerman et al., 2004). 위의 연구들은 알베도 효과를 LWP에 영향을 주고 그로인해 구름의 RF에도 영향을 주게되는 다른 효과들(예를 들어, 기상학적인 변화, 구름 역학)로부터 불리할 수 있는 관측 연구를 강구하는데 드는 어려움을 부각시켰다.

초미세한 에어러솔량과 구름방울 크기를 추출하는 POLDER 위성 관측기로부터의 결과는 오염이 심한 대륙의 근원지와 그 근원지로부터 인접해있는 풍하측의 해양지역보다 원거리의 해양지역에서의 구름 유효 반지름이 훨씬 크다는 것을 제시하는데, 즉 최대인 14 μ m에서 6 μ m로 낮아지게 된다(Bréon et al., 2002). 이것은 AVHRR을 이용한 반구차이에 대한 초기의 연구를 확인시킨다. 더 나아가, 에어러솔과 구름의 매개변수사이의 POLDER에 의해 유도된 상관관계와 AVHRR에 의해 유도된 관계는 에어러솔의 간접 효과와 일치되는 것이다(Sekiguchi et al., 2003). 이러한 결과는 구름 미시물리에 대한 에어러솔의 영향이 전지구적이라는 것을 암시한다. 에어러솔량과 구름방울 크기의 위성측정이 일치하지 않으며, 에어러솔 지표가 구름의 존재에 의해 결정되는 것이 아님을 주의해야 한다. 게다가, LWP의 실시간 관측이 부족하여 구름 알베도 RF의 평가를 어렵게 만든다.

알베도 효과는 CTM을 이용한 위성 추출을 합성시키는 연구들로부터 추정될 수 있는데, 예를 들어 중위도 대서양에서의 두 오염 사례와 같은 경우가 있다. 결과들은 LWP가 어떠한 중요한 변화도 겪지 않은 경우의 수 일 정도의 시간 규모에 대한 구름의 밝아짐을 나타낸다(hashvardhan et al., 2002; Schwartz et al., 2002; Krüger and Graßl, 2002). 더 복잡한 기상조건에서의 에어러솔-구름 관계에 대한 연구(예를 들어, 다양한 구름 종류가 동시에 존재함)는 거의 없었다.

낮은 온도에서 형성된 구름을 구성하는 얼음 결정내의 불용성 입자의 존재는 복사전달에 중요한 영향을 가진다. 커다

란 얼음 결정안에 산란하는 입자와 흡수하는 입자가 포함된 것(Macke et al., 1996)은 중요한 영향을 시사한다. 그래서 검댕입자가 포함되었을 때, 비대칭 매개변수의 증가가 존재하여 전방 산란이 있게 된다. 대조적으로, 황산암모늄이나 공기방울을 포함하게 되면, 얼음구름의 비대칭 매개변수들이 감소하는 결과를 가져온다. 얼음 결정내의 부분적으로 불용성인 핵에 대한 최근의 관측(Cziczo et al., 2004)과 작은 결정 집단의 존재가 주어지면, 그러한 시스템을 통한 복사전달에 대한 해결을 더욱 발전시킬 필요가 있다.

2.4.5.2 모델로부터 복사강제력의 추정

대순환모델(General circulation model)은 인위적인 에어러솔의 구름 알베도 효과와 연관된 전 지구 평균 RF를 추정하기 위한 중요하고도 유용한 도구이다. 모델의 구름 반사도 변화에 대한 추정값은 전진계산에 기초하여 인위적으로 생성된 가스들로부터 인위적인 1차 입자와 2차 입자 생성물의 배출을 고려한 것이다. TAR이후로, 구름 알베도 효과는 더욱 조직적이고 엄격한 방법으로 추정되고 있으며(예를 들어, 고정된 LWC 기준의 완화를 허용함), 더 많은 모델링 결과들이 가능해졌다. 대부분의 기후 모델이 구름방울 수농도와 에어러솔의 농도를 관련시키는 매개변수를 사용한다 이것은 단순한 실험적인 값에서부터 더욱 물리적으로 배경이 되는 관계에 이르는 복잡성을 변화시킨다. 몇몇 모델들은 온실가스 농도를 증가시키는 시나리오 하에서 수행되며, 오늘날의 에어러솔 량(인위적인 근원으로부터의 1차와 2차 에어러솔 생성을 포함시킴)의 추정값을 포함한다. 이러한 전 지구 모델링 연구(표 2.7)는 에어러솔 배출의 불확실성이 깔려있기 때문에 제한이 있다(예를 들어, 1차 입자와 2차 입자의 전구 물질의 배출율). 또 다른 제한은 에어러솔 입자 농도와 구름 방울 또는 얼음 결정의 집단사이의 관계의 공식화가 다르기 때문에 일어나는 다양한 모델 결과들끼리의 의미있는 비교가 수행불가능하다는 것이다. 이것은 다시 말해서 구름의 광학특성에 대한 미시물리적인 변화의 영향에 차이가 있음을 보여준다. 게다가 심지어 서로 다른 모델에서 사용된 관계들이 유사한 경우에, 모사된 하층 구름의 공간적인 분포의 눈에 띄는 변화가 있다. 각각의 모델의 물리과정은 상당한 발전을 겪었으며, 그들이 발전시켜온 것처럼 모델내에서의 모든 변화를 분명하게 확인하는 것은 어렵다. GCM들이 잘 알려진 다른 제한들, 예를 들어, 넓은 간격의 공간적인 해상도, 부정확한 대류의 재현과 그로 인한 에어러솔 활성화와 구름 형성과정으로 이끄는 상승류 속도의 부정확한 재현과 같은 제한을 가지고 있는 반면에, 그럼에도 그들은 전지구 구름 알베도 효과를 정량화하는데 필수적인 도구로 남아있

다. 표 2.7에 에어러솔 혼합물의 처리에 대한 차이(내부 또는 외부의, 더 자주 사용되는 방법인 후자)가 나와있다. 물방울 활성화에 대한 사례 연구에 에어러솔 조성에 대한 분명한 민감도가 나타나있다(McFiggans et al., 2006); 게다가, 복사 전달은 에어러솔의 조성구름방울 속의 불용성 물질의 비율에 대해 민감하다.

모든 모델들이 구름 알베도와 연관된 전지구 평균 RF에 대해 -0.22 에서 -1.85 W m^{-2} 의 모델 결과범위의 변화폭이 넓은 음의 값을 추정을 하였다. 이러한 모델 내에는 에어러솔, 구름과정, 에어러솔-구름 상호작용 과정에 대한 처리의 중요한 차이가 있다. 몇몇의 모델은 서로 영향을 주는 황산환과 황산염으로 구성되어 있는 인위적인 에어러솔 입자를 포함하고, 해염과 먼지, 연속적으로 분출되는 화산의 황산염 에어러솔에 의해 만들어진 자연적인 에어러솔입자도 포함한다. Lohmann et al.(2000)과 Chuang et al.(2002)는 구름의 알베도 간접효과에 대해 대부분 음의 추정값으로 나타나는 황산염, 검댕 및 유기탄소, 해염과 먼지 에어러솔이 포함된다. Takemura et al.(2005)는 에어러솔의 직접과 간접효과를 추정하고 그들과 관련된 RF를 추정하기 위해 GCM과 연결된 전지구 에어러솔 수송-복사 모델을 사용하였다. 이 모델은 각각의 에어러솔 종류의 에어러솔 입자 수농도, 상승 속도, 크기 분포와 화학적인 특성에 좌우되는 Köhler 이론을 사용하여 구름방울 수농도를 분석할 수 있는 미시물리적인 매개변수를 포함한다. 그 결과는 인위적인 에어러솔에 의한 구름 방울 유효 반지름의 전지구적인 감소를 나타내는데, 전지구 평균 RF가 -0.52 W m^{-2} 로 계산되었다 육지와 해양의 기여는 각각 -1.14 와 -0.28 W m^{-2} 이다. 다른 모델링 결과에서는 또한 구름 알베도 효과에 의한 평균 RF가 평균적으로 해양에서보다 육지에서 다소 크다 해양에서는 서로 다른 모델들로부터, 모델 간의 작은 변화가 나타나는 더욱 일관적인 반응이 존재한다(Lohmann and Feichter, 2005).

체계적으로 변하는 매개변수에 의해, Chen and Penner (2005)에서는 구름 내부의 상승속도가 난류 운동에너지에 따라 만들어질 때 더 적은 음의 RF를 얻었다. 예를 들어, 다른 구름 핵생성 스킴들을 추가하여, Abdul-Razzak and Ghan (2002)의 매개변수에서 Chuang et al.(1997)의 매개변수로의 바뀜은 아무런 RF의 변화를 가져오지 않았지만, Nenes and Seinfeld(2003)의 매개변수로의 변화는 RF를 더욱 음의 값으로 만들었다. Rotstajn and Liu(2003)는 크기 분산효과가 황산염 입자의 사례에 포함될 때 RF의 12에서 35%의 감소가 있음을 발견하였다. Chen and Penner(2005)는 더 나아가 Rotstajn and Liu(2003)에서 사용된 매개변수들의 범위를 조사하고, 표준 적분에서보다 일반적으로 더 적은 음의 값을

표 2.7. 관련된 모델 설명의 제시와 함께, 구름 알베도 효과에 기인한 복사강제력에 대해 발표된 모델 연구

모델	모델 타입 ^a	에어러솔 종류 ^b	에어러솔 혼합 ^c	포함된 유형	미시물리학	복사강제력 (W m ⁻²)
Lohmann et al. (2000)	AGCM + sulphur cycle (ECHAM4)	S, OC, BC, SS, D	I	온난하고 혼합된 형태	구름물방울 수농도와 LWC, Beheng (1994); Sundqvist et al. (1989). 또한, 야외 관측을 통한 질량과 수	-1.1 (total) -0.45 (albedo)
			E			-1.5 (total)
Jones et al. (2001)	AGCM + sulphur cycle, fi xed SST (Hadley)	S, SS, D (a crude attempt for D over land, no radiation)	E	층상 및 얇은 적운	구름물방울 수농도와 LWC, Wilson and Ballard (1999); Smith (1990); Tripoli and Cotton (1980); Bower et al. (1994). 온난하고 혼합된 상태, 비구면 빙정상태인 모루 권운의 복사강제력	-1.89 (total) -1.34 (albedo)
Williams et al. (2001b)	GCM with slab ocean + sulphur cycle (Hadley)	S, SS	E	층상 및 얇은 적운	Jones et al. (2001)	-1.69 (total) -1.37 (albedo)
	AGCM, fi xed SST					-1.62 (total) -1.43(albedo)
Rotstajn and Penner (2001)	AGCM (CSIRO), fi xed SST and sulphur loading	S	n.a.	온난하고 혼합된 형태	Rotstajn (1997); Rotstajn et al. (2000)	-1.39 (albedo)
Rotstajn and Liu (2003)	Interactive sulphur cycle				Inclusion of dispersion	12 to 35% decrease -1.12 (albedo, mid value decreased)
Ghan et al. (2001)	AGCM (PNL) + chemistry (MIRAGE), fi xed SST	S, OC, BC, SS, N, D	E (for different modes); I (within modes)	온난하고 혼합된 형태	결정 농도와 얼음 녹은 물. 여러 모드에 영향을 미치는 서로 다른 과정	-1.7 (total) -0.85 (albedo)
Chuang et al. (2002)	CCM1 (NCAR) + chemistry (GRANTOUR), fi xed SST	S, OC, BC, SS, D	E (for emitted particles); I: when growing by condensation	온난하고 혼합된 형태	Chuang and Penner (1995)에 의해 수정, 충돌/병합 없음	-1.85 (albedo)
Menon et al. (2002a)	GCM (GISS) + sulphur cycle, fi xed SST	S,OC, SS	E	온난	구름물방울 수농도와 LWC, Del Genio et al.(1996), Sundqvist et al. (1989). 9개층의 발달된 수직분포를 가진 온난하고 혼합된 상태, 전구 에어러솔은 거의 강제되지 않음.	-2.41 (total) -1.55 (albedo)
Kristjánsson (2002)	CCM3 (NCAR) fi xed SST	S, OC, BC, SS, D	E (for nucleation mode and fossil fuel BC); I (for accumulation mode)	온난하고 혼합된 형태	Rasch and Kristjánsson (1998). 층상 및 대류운	-1.82 (total) -1.35 (albedo)
Suzuki et al. (2004)	AGCM (Japan), fi xed SST	S, OC, BC, SS	E	층상	Berry(1967), Sundqvist(1978)	0.54 (albedo)
Quaas et al. (2004)	AGCM (LMDZ) + interactive sulphur cycle, fi xed SST	S	n.a.	온난하고 혼합된 형태	에어러솔 질량과 구름 물방울 수농도, Boucher and Lohmann (1995); Boucher et al. (1995)	-1.3 (albedo)
Hansen et al. (2005)	GCM (GISS) + 3 different ocean parametrizations	S, OC, BC, SS, N, D (D not included in clouds)	E	온난하고 얇음 (720hpa이하)	Schmidt et al. (2005), 20개층. 구름물방울 수농도(Menon and Del Genio, 2007)	-0.77 (albedo)
Kristjánsson et al. (2005)	CCM3 (NCAR) + sulphur and carbon cycles slab ocean	S, OC, BC, SS, D	E (for nucleation mode and fossil fuel BC); I (for accumulation mode)	온난하고 혼합된 형태	Kristjánsson (2002). 층상 및 얇은 적운	-1.15 (total, at the surface)
Quaas and Boucher (2005)	AGCM (LMDZ) + interactive sulphur cycle, fi xed SST	S, OC, BC, SS, D	E	온난하고 혼합된 형태	에어러솔 질량과 구름물방울 수농도, Boucher and Lohmann (1995); Boucher et al. (1995) 이 조정	-0.9 (albedo)
					POLDER data에 적합 MODIS data에 적합	-0.5 (albedo) ^e -0.3 (albedo) ^e
Quaas et al. (2005)	AGCM (LMDZ and ECHAM4)	S, OC, BC, SS, D	E	온난하고 혼합된 형태	에어러솔 질량과 구름 물방울 수농도, Boucher and Lohmann, (1995)이 조정	-0.84 (total LMDZ-ctl) -1.54 (total (ECHAM4-ctl)
					에어러솔 질량과 구름 물방울 수농도, MODIS data에 적합	-0.53 (total LMDZ) ^e -0.29 (total (ECHAM4) ^e
Dufresne et al. (2005)	AGCM (LMDZ) + interactive sulphur cycle, fi xed SST	S	n.a.	온난	에어러솔 질량과 구름 물방울 수농도, Boucher and Lohmann, (1995), POLDER data에 적합	-0.22 (albedo) ^e
Takemura et al. (2005)	AGCM (SPRINTARS) + slab ocean	S, OC, BC, SS, D	E (50% BC from fossil fuel); I (for OC and BC)	온난	Kohler 이론과 상승 속도에 기초한 활성화	-0.94 (total) -0.52 (albedo)

모델	모델 타입 ^a	에어로솔 종류 ^b	에어로솔 혼합 ^c	포함된 유형	미시물리학	복사강제력 (W m ⁻²)
Chen and Penner (2005)	AGCM (UM) + fixed SST	S, SS, D, OC, BC	I	온난하고 혼합된 형태	에어로솔 질량과 구름 물방울 수농도 (로그정규) 조정 물방울 농도와 확산계수간의 관련성 : 높음 물방울 농도와 확산계수간의 관련성 : 중간상승속도 물방울 농도와 확산계수간의 관련성 : 낮음 (Chuang et al. (1997)) Nenes and Seinfeld (2003)	-1.30 (albedo, UM_ctrl) ^f -0.75 (albedo, UM_1) ^f -0.86 (albedo, UM_2) ^f -1.07 (albedo, UM_3) ^f -1.10 (albedo, UM_4) ^f -1.29 (albedo, UM_5) ^f -1.79 (albedo, UM_6) ^f
Ming et al. (2005b)	AGCM (GFDL), fixed SST and sulphur loading	S	n.a.	온난	Rotstayn et al. (2000), Khainroutdinov and Kogan (2000). 에어로솔 off-line	-2.3 (total) -1.4 (albedo)
Penner et al. (2006) results from experiment 1	LMDZ, Oslo and CCSR	S, SS, D, OC, BC	E	온난하고 혼합된 형태	에어로솔 질량과 구름 물방울 수농도 : Boucher and Lohmann, (1995); Chen and Penner (2005); Sundqvist (1978)	-0.65 (albedo Oslo) -0.68 (albedo LMDZ) -0.74 (albedo CCSR)

주석:

^a AGCM: Atmospheric GCM; SST: sea surface temperature; CSIRO: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation; MIRAGE: Model for Integrated Research on Atmospheric Global Exchanges;

GRANTOUR: Global Aerosol Transport and Removal model; GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory; CCSR: Centre for Climate System Research; 여기서 제시된 것과 다른 모델 및 모델링 센터는 표 2.4의 주석 (a) 참조.

^b S: sulphate; SS: sea salt; D: mineral dust; BC: black carbon; OC: organic carbon; N: nitrate.

^c E: external mixtures; I: internal mixtures.

^d 볼드체로 된 숫자는 그림 2.16에서 사용됨

^e 이러한 모사는 에어로솔 질량과 관련한 실험적 적합성과 구름 물방울 수농도를 사용하여 위성 관측에 의해 강제되었다.

^f 그림 2.14와 같이, UM은 미시건 대학교(University of Michigan)을 뜻한다.

갖는 RF를 발견하였다.

모델간의 비교연구(Penner et al., 2006)는 불확실성의 검사를 허용하는 통제된 실험들의 연속을 통해 모델간의 구름 알베도 효과 차이를 검토하였다. 이 연구는 처방된 에어로솔 mass-number concentration(Boucher and Lohmann, 1995로부터), 에어로솔 장(Chen and Penner, 2005로부터)과 그리고 강수 효율(Sundqvist, 1978)과 함께 실행된 세 개의 모델로부터 나온 결과들은 제시한다. 세 개의 모델의 구름 알베도 RF들은 많은 차이를 보이진 않는다 각각 -0.65, -0.68과 -0.74 W m⁻²이다. 그럼에도 자동전환스킴에서의 변화는 모델 간의 LWP 반응차이를 이끌고, 이것은 불확실성으로 간주된다. 모델에서 에어로솔 종류의 처리에 대한 더 가까운 (closer) 검사에 의해 결과들을 두 그룹으로 대강 분리할 수 있다 오직 약간의 에어로솔 종류를 가진 모델과 다른 조성의 에어로솔들의 더 많이 복잡한 혼합물을 포함하는 모델로 분리된다. 그래서 그림 2.14에는 RF 결과들이 시뮬레이션에서 포함된 에어로솔 종의 종류에 따라 그룹지어 있다. 그림 2.14의 위의 패널에는 인위적인 황산염을 주로 포함하는 모델로부터의 추정값이 나타나 있는데, 2001년에서 2006년 사

이에 출판된 연구들로부터 나온 모델의 범위일지라도 그 결과들이 수렴하고 있음을 알 수 있다. 이러한 연구들은 TAR에서보다 훨씬 더 적은 산란을 보이는데, 평균과 표준편차가 -1.37 ± 0.14 W m⁻²이다. 대조적으로, 그림 2.14의 밑의 패널에는 더 많은 종의 에어로솔을 포함한 연구들을 보여주는데, 훨씬 더 큰 차이가 발견되었다. 이 후자의 모델들은(표 2.7 참조) 에어로솔의 다양함에 대한 물방울 활성화의 매개 변수화의 최근 기술을 포함하며, 내부적인 그리고 외부적인 혼합물 둘다를 포함시킨다.

몇 개의 연구들은 전진과 역계산으로부터 구름 알베도 RF의 초기 추정값들 중 몇 개 사이의 불일치를 언급해왔다 (Anderson et al., 2003). 이러한 계산의 두 경향이 매우 다른 공식에 의존한다는 사실에도 불구하고, 여기의 결과들은 역계산으로부터의 추정값의 범위 안에 나타난다.

2.4.5.3 관측과 Constrained 모델로부터의 복사강제력 추정

오로지 관측에 기초하여 산업시대 이전의 시간으로부터 오늘날까지의 구름 알베도 RF의 최선의 추정을 얻기는 힘들

다. 위성 기록은 그리 오래된 것이 아니며, 다른 장기 기록들은 평가를 위해 필요한 산업시대 이전의 에어러솔과 구름의 미시물리화학적 특성을 제공하지 않는다. 몇 개몇 연구들이 위성 관측으로부터 실험적인 관계를 추가하여 RF를 추정하려는 시도를 해오고 있다. 이러한 접근은 관측이 robust할 만큼 길다는 점에서 유효하지만, 문제는 특히 hydrate 에어러솔과 구름사이를 구별하기 위해 CCN에 대한 프록시로 에어러솔 광학 두께를 사용할 때(Feingold et al., 2003), broken된 구름으로부터의 물방울 크기와 구름 광학두께를 사용할 때(Marshak et al., 2006), 그리고 상대습도 효과(Kapustin et al., 2006)를 사용할 때 여전히 남아있게 된다. 위성 관측에 의해 constrained된 복사강제력은 마음속에서 이러한 경고들을 생각할 필요가 있다.

Bimodal 로그노말 크기 분포를 가정하여, Nakajima et al.(2001)은 해양에서의 AVHRR 데이터(4달의 기간에 대한) 구름의 특성, 광학두께 그리고 유효 반지름과 함께 Ångstrom exponent를 결정하였다. 에어러솔 number concentration과 얻어진 구름방울 농도 ($N_d \approx (N_c)^b$)사이의 비선형 관계는 Twomey의 가설과 일치된다; 그러나, 매개변수 b는 이전의 추정값보다 작지만 (0.7에서 0.8과 0.5를 비교했을 때; Kaufman et al., 1991), Martin et al.(1994)에 의해 얻어진 0.26보다는 큰 값이다. 이 관계를 이용하여 Nakajima et al.(2001)은 -0.7에서 -1.7Wm^{-2} 사이의 범위의 구름 알베도 RF에 대한 추정값과 전 지구 평균인 -1.3Wm^{-2} 을 제시하였다. Lohmann and Lesins(2002)는 에어러솔 지표와 구름방울 반지름을 추정하기 위해 POLDER 데이터를 사용하였다; 그들은 European Centre Hamburg(ECHAM4) 모델로 시뮬레이션한 결과를 규모화 하였다. 그 결과는 N_d 의 변화가 관측에서의 변화보다 모델에서의 N_d 의 더 큰 변화를, 특히 육지 위에서 구름 알베도 효과를 과대추정하여 이끌어 낸다는 것을 보여준다. POLDER로부터 강제된 것을 사용하여 조정한 값은 전지구의 구름 알베도 RF를 -0.85Wm^{-2} 라고 추산하였는데, 그들의 이전 추정 값들로부터 거의 40% 감소된 것이다. Sekiguchi et al.(2003)은 해양에서의 AVHRR 데이터의 분석과 육지와 해양에서의 POLDER 데이터의 분석으로부터 결과를 제시하였다. 산업시대 이전으로부터 30%의 에어러솔 컬럼 수 농도가 증가되었다고 가정할

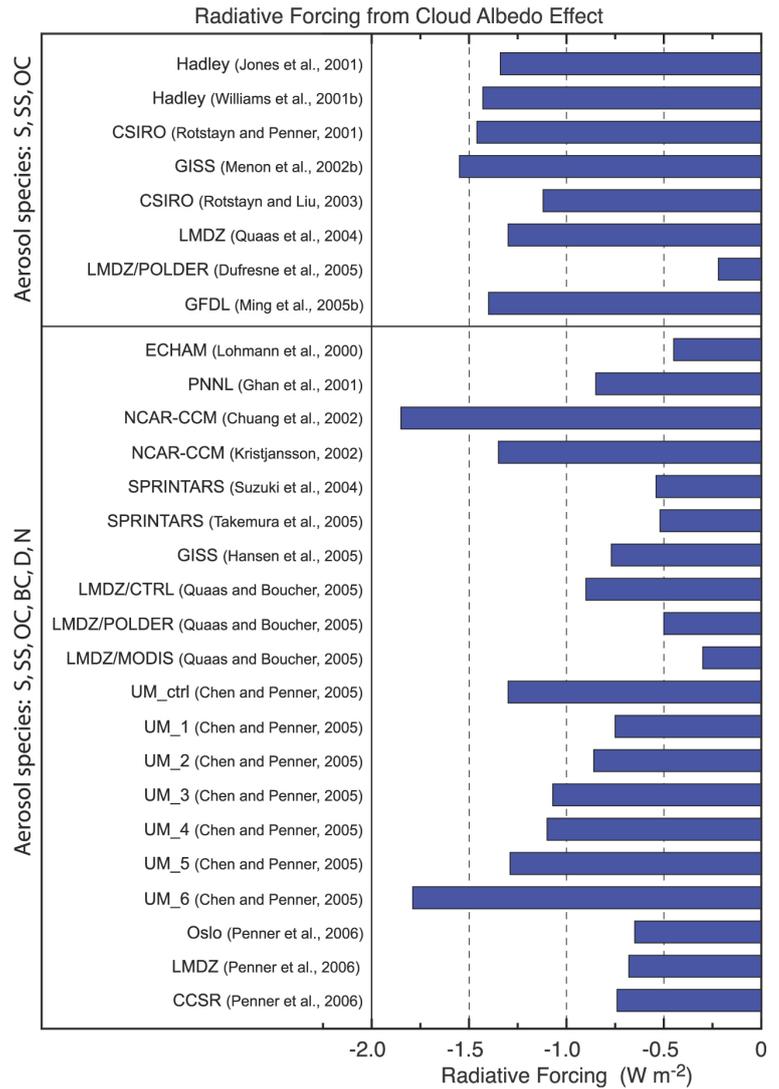


그림 2.14. 표 2.7에 제시한 전구 기후모델에서 구름과 관련된 알베도 효과로 인한 복사강제력. 막대 옆의 라벨은 발표된 연구를 나타낸다; 표 2.7의 주석은 본 표 왼쪽에 나열된 종의 약어를 설명해 놓았다. 상단 패널: 제한된 종의 수, 주로 인위적으로 발생하는 황산염(S)을 고려한 모델의 결과. 하단 패널: 다양한 에어러솔 합성 및 혼합을 포함한 결과이다; 여기서 추정값은 상단패널의 것보다 더 큰 범위를 가진다. Chen and Renner(2005)는 모델에서 모수화를 변화시켜 얻어진 민감도 연구를 수행했는데, 결과는 독립적으로 고려될 수 있고, 각각 분리되어 나열되었다. Penner et al.(2006)은 내부비교연구를 수행했는데, 개개의 모델 결과는 분리되어 나열되었다.

때, 그들은 현재와 산업시대 이전의 조건에서의 강제력들 사이의 차이로 구름에 대한 에어러솔의 영향을 인한 효과를 추정하였다. 그들은 구름에 대한 전체 오존의 영향에 대한 전 지구 효과(구름 알베도 효과와 체류시간 효과의 합)를 -0.6Wm^{-2} 에서 -1.2Wm^{-2} 사이로 추정하였으며, 이는 Nakajima et al.(2001)의 해양에 대한 추정값보다 다소 낮은 수치이다. 액상물 함량이 일정하다는 가정이 이루어졌을 때, AVHRR 데이터로부터 추정된 구름 알베도 RF는 $-0.64 \pm 0.16\text{Wm}^{-2}$ 이고, POLDER 데이터를 사용한 경우 추정값은 $-0.37 \pm 0.09\text{Wm}^{-2}$ 이다. 이러한 두 연구로부터의 결과는 산업시대 이전부터 최근의 상태까지의 에어러솔의 농도 증가의

크기와 공간적인 분포에 매우 민감하다.

Quaas and Boucher(2005)는 GCM에 전 지구규모의 구름의 특성과 에어러솔 농도사이의 관계를 추가하려고, 이들의 관계를 평가하기 위해 POLDER와 MODIS 데이터 사용하였다. 그들은 에어러솔의 광학두께가 증가함에 따라 유효반지름이 줄어드는 것을 보이는 해양의 층운형 구름과 육지의 대류구름에 대한 관계를 얻었다. 이러한 추출은 관계들 안의 불확실성을 이끄는 가정들의 다양함을 포함하는데, 특히 에어러솔과 구름의 성질에 대한 추출이 일치하지 않는다는 사실과 에어러솔의 광학 두께가 야구름 에어러솔 농도와 연관될 수 있다는 가정을 포함한다. 이러한 실험적인 매개변수화가 기후모델에 포함될 때, 구름 알베도 효과로 인해 모의된 RF는 그들의 표준모의로부터 50%정도 감소되었다. Quaas et al.(2005)은 또한 구름 액상물함량에 대한 의존도를 최소화시키지만 많은 경우에 현실적이지 않을 수 있는 단일 가정을 포함시키는 구름방울 수 농도와 미세모드 에어러솔 광학 두께 사이의 관계를 성립시키는데 위성 데이터를 사용했다. 이 관계는 ECHAM4와 Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom(LMDZ) 기후모델에서 실행되고, 그 결과는 본래의 매개변수화가 구름 알베도 효과의 크기를 과대추정된 두 모델에 사용되었음을 나타낸다. 심지어 두 모델이 RF가 일관되게 약해짐을 보여준다 해도, 각자의 RF의 본래의 추정값은 매우 다름에 유의해야 한다(거의 두 배에 가깝게); 감소된 양은 LMDZ에서 37%, ECHAM4에서 81%였다. 두 모델이 하층운과 모의된 에어러솔 농도, 인위적인 에어러솔의 비율의 공간적인 분포가 매우 다름에 주의해야 한다.

오직 황산염 에어러솔만이 고려될 때, Dufresen et al.(2005)는 약화된 구름 알베도 RF를 얻었다. 그들의 모델은 Boucher and Lohmann(1995)에 의해 처음 제안된 것으로부터 수정되어 POLDER 데이터에 적용된 에어러솔 질량농도와 구름방울 수 농도사이의 관계를 사용했다. 그들의 시뮬레이션은 이전의 매개변수화와 비교했을 때, 두 배 약해진 RF를 제공했지만, 그 결과는 육지 위 구름의 분포에 대해 매우 민감하다는 것이 주목되었다.

2.4.5.4 위성 추정의 불확실성

비록 위성측정이 자연적인 에어러솔을 인위적인 에어러솔과 확실하게 구분할 수 없다 해도, 추출과 위성 관측기기의 개선이 구름의 특성에 대한 에어러솔의 영향에 대한 관측근거 평가를 시작하는데 귀중한 자료를 제공하였다. 그럼에도 위성자료의 명확한 장점은 전 지구를 포함할 수 있다는 것이며, 그렇게 광범위한 영역이 지구를 둘러싼 수 많은 지역의 에어러솔과 구름의 특성 사이의 관계를 결정되도록 분석

될 수 있다는 점이다. 이러한 자료를 이용하여, 몇 개의 연구들(Sekiguchi et al., 2003; Quaas et al., 2004)은 RF의 크기가 해상도에 좌우되는데, 이는 GCM에서의 대류와 구름의 표현과 그들 자신의 활성화에 영향을 미치는 상승속도의 시뮬레이션이 해상도에 좌우되기 때문이다. 몇몇 위성 데이터 세트의 다소 낮은 공간적이고 시간적인 해상도는 다른 특성들과 에어러솔 종을 구분하는데 실패함으로써 바이어스를 이끌어 낼 수 있다. 몇 개의 예에서 일관된 LWP 측정이 부재함과 함께, 이것은 그러한 연구들로부터 추론을 불리하게 하고 RF의 정확한 분석과 추정을 방해한다. 더욱이, 위성 관측에서 기상학적인 영향과 화학적인 영향을 분리할 수 있는 능력은 얼마나 구름이 기상조건에 반응하는가에 대한 이해에 달려있다.

추출은 그 관계 속에서 불확실성을 도입할 다양한 가정들을 가지고 있다. 앞에서 언급한대로, 에어러솔과 구름의 특성에 대한 추출은 일관성이 없고 그 가정은 에어러솔의 광학 두께가 구름 밑의 에어러솔 농도와 연관될 수 있다는 가정이 만들어졌다. POLDER 기기는 구름의 샘플링에서의 불확실성으로 인해 평균 cloud-top 물방울 반지름을 과소평가할지도 모른다(Rosenfeld and Feingold, 2003). 육지의 에어러솔 지표에 대한 추출은 신뢰성이 떨어질 수 있고, 육지의 구름 알베도 효과에 대한 과소평가를 이끌 수 있다. MODIS에 의한 구름방울 반지름과 POLDER로부터 유도된 것 사이의 계통적인 바이어스에 대한 지적이 있었고(Breon and Doutriaux-Boucher, 2005), 해결될 필요가 없는 기기들로부터의 에어러솔 광학 두께의 추출된 차이 또한 지적되었었다(Myhre et al., 2004a).

2.4.5.5 모델 바이어스로 인한 불확실성

불확실성의 커다란 근원 중의 하나는 모델 시뮬레이션에 사용되는 인위적인 에어러솔의 양과 분포에 대한 지식이 부족함인데, 특히 산업시대 이전의 상황에 대한 지식이 그러하다. 몇 개의 연구들은 오늘날에 대한 산업시대 이전의 에어러솔 수농도의 비에 대한 RF의 큰 민감도를 보여준다.

위에서 논의한 모든 기후 모델들은 황산염 입자를 포함하는데, 몇 개의 모델들은 대기중의 농도가 낮은 해양 위의 기체 상의 전구물질로부터 황산염 입자를 만들어내는 반면, 다른 몇 개의 모델들은 오직 대륙 위의 기존의 입자들에 대해서 질량을 응축시킨다. 다른 몇 개의 기후 모델은 또한 전형적으로 풍속과 입자의 생성을 연관시켜 자연적으로 생성되는 해염과 먼지입자들을 포함시킨다. 몇 개의 모델들에는 인위적으로 생성된 차례로 활성화에 영향을 미치는 질산염, BC와 유기 화합물을 포함된다. 모델들은 또한 대류과정과

에어러솔의 분포를 표현하는 것과 상승 속도와 대류-구름의 상호작용을 시뮬레이션 하는 것에 약점을 지닌다. 심지어 모델이 생성하는 구름에 바이어스가 존재함을 고려하지 않으면, 에어러솔의 화학적이 조성과 활성화에 수반되는 처리의 차이가 정량화하고 평가하는데 어려운 불확실성을 이끈다. 유기탄소의 흡습 특성과 흡수에 대한 특성이 분명하기 때문에, 유기탄소의 존재가 열대의 구름 알베도 효과에 특히 중요하다(Ming et al., 2007).

첫번째 원칙으로부터 구름 알베도 효과를 모델링 하는 것이 기후모델에서 에어러솔-구름과 대류-구름의 상호작용을 표현하는 것이 여전히 미숙하기 때문에 어려움을 증명해왔다(Lohmann and Feichter, 2005). 구름은 종종 완전한 격자 박스를 cover하지 않고, 미시물리적인 복사 전달의 계산에 있어서 복잡함을 더하는 물방울 농도, 유효반지름과 LWP에 대해 비동질하다. 모델의 상호비교들은(예를 들어, Lohmann et al., 2001; Menon et al., 2003) 예측된 구름의 분포가 모델들 사이에서 특히 그들의 수평적 연직적 범위에 대해 상당한 차이를 가지게 한다고 제안하였다; 또한 대류운과 층운형 구름의 연직 해상도와 매개변수화는 모델들 사이에서 많은 차이를 보인다(Chen and Penner, 2005). 고해상도 모델마저도 격자 박스 안에 구름의 액체와 결빙 물 함량의 양을 추정하는데 정확도면에서 어려움을 가진다.

불확실성이 잘 정량화되지 않고 확인되지 않은 것처럼, 직접적으로 다른 모델로부터 결과들을 비교하는 것이 어렵다는 것이 증명되어 왔다. 모든 모델들이 유사한 바이어스로부터 어려움을 겪을 수 있고, 모델링 연구들은 제시된 RF 추정값의 통계적인 중요함을 종종 인용하지 않는다. Ming et al.(2005b)에서는 그들의 모델이 비강제된 모델 차이와 비교할 때, 95%의 신뢰수준에서 RF 결과들을 내는 것은 오로지 북반구 중위도에서임을 설명하였다. 서로 다른 모델들이 에어러솔 입자와 그에 수반되는 구름방울 형성의 양상과 발달을 처리하는 방법에 있어서 커다란 차이가 역시 존재한다. 수평적이고 연직적인 해상도의 차이는 인위적인 에어러솔 입자에 의한 변화에 가장 영향을 받기 쉬운 해양 위의 얇고 따뜻한 구름층을 정확하게 표현하는 그들의 능력에 있어서의 불확실성을 발표하였다. 더욱 기본적인 문제는 GCM이 에어러솔-구름의 상호작용이 일어나는 작은 규모(100m 단위의)의 해상도를 가지지 않는다는 점이다. 비록 몇 개의 모델링 연구에서 알베도 효과가 에어러솔의 조성보다는 그 크기에 더 민감하다고 나타났지만, 화학적인 조성과 크기 분포 스펙트럼은 미시물리적인 수준에서 또한 불충분하게 이해되는 것으로 보인다(Feingold, 2003; Ervens et al., 2005; Dusek et al., 2006). 관측은 자연에서의 에어러솔 입자가 몇몇 개의

혼합물로 구성되는 경향이 있고, 내부적으로나 외부적으로 혼합될 수 있음을 지적한다. 실제의 조건은 모의되기 어려우며, 기후모델들 사이에서의 차이를 이끄는 것이 가능하다. 구름의 알베도 효과에 대한 계산은 입자의 화학 조성(활성화)의 세부사항과 혼합물의 상태(외부적으로나 내부적으로)에 민감하다. 대기중의 에어러솔 입자 농도와 결과된 구름방울 크기 분포 사이의 관계는 활성화 과정 동안에 중요하다; 이것은 기후모델 내의 결정적인 매개변수화 요소이다. 이것은 단순한 실험적인 함수들(Menon et al., 2002a)로부터 더 계산에 용량이 많이 필요한 경향이 있는 더 복잡한 물리적 매개변수화의 까지의 범위에서 서로 다른 모델들이 서로 다른 방법으로 처리되게 된다(Abdul-Razzak and Ghan, 2002; Nenes and Seinfeld, 2003; Ming et al., 2006). 결국, 관측과의 비교는 확인의 단계까지 아직 이르지 못했는데, 예를 들면 직접적인 RF의 추정값에 대한 것이 그렇다; 이것은 관측적인 기초 또한 명확한 기본에 아직 이르지 못하였기 때문에 단지 모델의 제한으로부터 기인한 것은 아니다.

더욱이 불확실성은 깨끗하고 오염된 상황하에서 기후모델의 전형적으로 고려되는 변하지 않지만, 전형적인 대기 조건에서 대체로 달라질 수 있는 물방울 스펙트럼 형태의 변화에 기인한 것이다(예를 들어, Feingold et al., 1997; Ackerman et al., 2000b; Erlick et al., 2001; Liu and Daum, 2002). Liu and Daum(2002)은 크기 분포의 너비가 15% 증가하면 간접적인 구름 알베도 효과의 추정되는 RF의 10에서 80%사이의 감소를 유발할 수 있다고 추정하였다. Peng and Lohmann(2003), Rotstayn and Liu(2003) and Chen and Penner(2005)는 이러한 분산 효과에 대한 그들의 추정값의 민감도를 연구하였다. 이들 연구는 구름 알베도 RF에 대한 그들의 추정값이 물방울 스펙트럼 변화에 대한 고려 없이 15에서 35%정도로 과대평가된 것을 확인한다.

비동질적 결빙 형성에 에어러솔 입자가 끼치는 영향은 관측이나 모델링에서 둘다 현재 충분한 이해가 되지 않고 있으며, 도전의 또 다른 정도를 제시하고 있다. 얼음 결정 농도는 작은 입자를 탐지하는 데에 드는 어려움(Hirst et al., 2001)과 탐지기의 사용으로 빈번하게 일어나는 얼음 입자의 쪼개짐(Korolev and Isaac, 2005)때문에 현재의 현지에서 기기사용으로 측정하는 것이 쉽게 될 수 없다. 최근의 GCM들은 정확하게 권운형 구름이나 과 냉각구름을 예측하기 위해 정밀한 미시물리학이나 아격자 규모의 과정들을 충분히 가지지 않는다. 구름 내부의 얼음 입자는 비록 대부분의 얼음 결정이 현실에서는 그렇지 않다는 것이 잘 알려져 있지만, 종종 단순한 형태(예를 들어, 구의 형태)로 표현된다. GCM에서의 얼음입자의 복사 특성은 종종 정상적으로는 발견되는

불규칙적인 형태를 효과적으로 모의하지 못하며, 결정 내에서 껍질이나 검댕의 포함을 잘 모의하지 못한다.

2.4.5.6 구름 알베도 복사강제력의 평가

TAR에서처럼, 오직 액체 구름의 문맥에서 충분치 않다고 생각된 얼음 구름과의 상호작용에 대한 지식으로 에어러솔 상호작용이 평가되었다. TAR 이후로, 구름 알베도 효과는 더욱 체계적인 방법으로 추정되고 있으며, 현재 더 많은 모델링 결과들이 이용 가능하게 되었다. 모델들은 전방계산을 통해서 에어러솔-구름의 상호작용의 복잡함을 잡아내는 것에 발전을 이루고 있다. 비록 주요한 불확실성들이 남아있더라도, 서로 다른 모델링 성과로부터 추정 값들의 수렴을 이끄는 분명한 발전이 이뤄지고 있다. 그림 2.14에 보여지는 모든 모델링 연구로부터 나온 결과에 기초하여, TAR와 비교했을 때 -0.3에서 -1.8Wm²의 5부터 95%범위에서, 구름 알베도 RF에 대하여 중간 값으로는 -0.7Wm²로 최선의 추정값을 제시하는 것이 가능해졌다. TAR이후로 에어러솔-구름의 상호작용에 대한 지식의 증가와 구름 알베도 RF의 퍼짐(spread)의 감소는 낮은 과학적 이해의 수준을 끌어올리는 결과를 가져올 것이다(2.9절, 표 2.11)

2.5 인간에 의한 지표 알베도와 에너지 복사의 변화

2.5.1 서론

인간에 의한 지표의 물리적 성질의 변화는 그 자체로 기후를 변화시킬 수 있는 복사강제력을 가지거나 또는 잠열과 현열의 플럭스 와 대기로부터의 운동량 이동을 바꿈으로 인해 기후변화에 영향을 끼치게 된다. 지구온난화 기체와 에어러솔의 농도 변화에 기여할 뿐만 아니라 인간에 의한 식생의 변화는 지표의 물리적인 성질 예를 들면, 반사도등에 영향을 끼치게 된다. 농작물이 분포하는 지표는 산림이 우거져 있는 자연적인 지표와 비교해서 반사도가 크게 다르다. 산림의 반사도는 일반적으로 나지에 비해서 반사도가 적는데 왜냐면 캐노피의 잎으로 덮힌 면적이 훨씬 더 크므로 인해 다중반사에 의해 빛의 흡수성이 증가하게 된다. 지표의 반사도의 변화는 태양복사 수지에 변동을 줌으로 인해 복사강제력을 끼친다(Ramaswamy et al., 2001). 이러한 효과는 특히 눈이 존재하는 시기에 강화된다. 왜냐면 나지는 완전히 눈에 의해 덮이기 때문에 반사율이 아주 높아진다. 반면에 나무가 있는 산림의 경우 여전히 눈위로 솟아 있기 때문에 알베도 감소에 영향을 끼친다. 심지어 눈덮인 산림의 경우

상대적으로 작은 알베도를 보이는데 이는 삼림내의 여러번의 반사에 기인한다(Harding and Pomeroy, 1996). 그러므로, 지표알베도의 변화는 중위도 내지 고위도에서 기후에 대한 토지피복 변화의 영향을 강력하게 한다(Betts, 2001; Bounoua et al., 2002). TAR 에서는 PNV에 기준해서 인간에 의한 식생변화로 기인한 지표 알베도의 변화가 끼치는 복사강제력을 대략 -0.4Wm² 내지는 -0.2Wm²로 추정했다. 그리고 1750년에 기준해서 이러한 복사강제력은 약 절반정도 될거라 가정 함으로써 지표 알베도 변화에 의한 복사강제력의 대략적인 추정치를 약 -0.2Wm²±0.2Wm² 정도로 추정한다.

지표 알베도는 지상으로 침착하는 에어러솔에 의해서도 변화 될 수가 있다. 특히 검댕 에어러솔이 눈으로 침착하는 경우에 그렇다(Hansen and Nazarenko, 2004). 이러한 기작은 엄격한 복사강제력의 기준으로 그 영향을 평가함으로써 또 다른 복사강제력으로 간주 될 수도 있다. 하지만 TAR 에서는 논의가 되지 않았다.

식생변화는 또한 다른 물리적인 성질에 영향을 끼친다. 즉 지표 배출율, 증발산을 통한 수증기의 입출력, 잠열과 현열의 입출력 비(보웬 비) 그리고 대기의 마찰력과 관련된 기역학적 거칠기 등이다. 또한 식생변화는 열과 수증기의 난류 수송에 영향을 끼친다. 모든 이러한 프로세스는 지표근처의 대기온도에 영향을 끼치며 또한 습도, 강수, 풍향을 변화시킨다. 관개와 같은 직접적인 인간에 의한 물수지의 변화도 지표의 수증기의 일출력을 바꾸고 이로인해 지표의 에너지 균형에 영향을 끼친다. 식물층의 변화는 dust 생성에 영향을 끼쳐 복사강제력을 끼친다. 이산화탄소, 오존 등과 같은 특정 기체들의 변화 또한 식물의 성장에 영향을 끼침으로 보웬 비를 바꾸게 되면서 기후에 영향을 끼친다. 이러한 프로세스들은 좀더 구체적으로 7.2절에 기술되어 있다. 이러한 프로세스들이 기후시스템에 끼치는 인류에 의한 작용들이며(Pielke et al., 2002) 적어도 기후변화에 의한 영향 및 적응을 연구하는 개념적인 모델의 일정부분 하나의 강제력으로 생각되어 진다하더라도 이러한 프로세스들을 되먹임과 반응으로부터 완전하게 강제적으로 정량화 하기는 어렵다. Jacob et al.(2005)은 '비복사적 강제력'이라는 개념을 제안했으며 이 보고서에서도 비슷한 개념으로 '비초기 복사효과'라는 term을 사용하기로 한다. 하지만 직접적으로 복사수지에 영향을 끼치지 않으면서 기후변화에 영향을 끼치는 하지만 되먹임과 반응이라는 개념으로부터 완전히 자유롭지 못하는 그러한 강제력을 정량화 하기 위한 도구는 아직 개발되어 있지 않다(2.2절 참조).

인간의 에너지 사용(난방, 전자제품, 자동차) 는 직접적으로 열을 배출 할 수 있다. 이러한 난방 역시 TAR에서 논의

되지 않았다. 인간 활동에 의한 열의 배출은 복사수지에 영향을 끼치지 않기 때문에 복사강제력은 아니다; 또한 그 기작도 확실하게 밝혀져 있지 않기 때문에 여기서는 ‘비초기 복사효과’라 지칭하자. 그러나 지구시스템으로 어느 정도의 에너지를 더하는지는 복사강제력의 단위인 Wm^2 으로 정량화 할 수 있다.

2.5.2 1750년 이후로의 지표변화

1750년에는 7.9에서 9.2 백만 km^2 (육지의 6에서 7%)가 개간지이거나 목초지였다(그림 2.15). 주로 유럽이나, 인도-간자스 평원 그리고 중국에서(Ramankutty and Foley, 1999; Klein Goldewijk, 2001), 그후 약 백년간 위의 지역들에서 경작지와 목초지가 계속 증가해 왔고 새로운 농경지역들이 북미에 출현했다. 1850년에서 1950년 기간에는 좀더 경작지와

목초지의 증가속도가 좀 더 빨라졌다. 그리고 지난 50년간, 경작지의 면적이 더 이상 증가하지 않거나 심지어 감소하는 경향을 보여왔다. 미국에서는 경작이 동부에서 중서부로 옮겨짐에 따라 지난 세기말을 기점으로 미동부의 해안선을 따라서 경작지들이 버려지고 대신 새로운 삼림이 출현했다. 비슷하게도 경작하는 지역들이 중국이나 유럽에서도 감소해왔다. 대체적으로 전지구적 경작지와 목초지의 증가는 1950년 후로는 그 전보다 느려졌다. 그에반해 산림훼손은 적도지역에서 빠르게 일어나고 있는 중이다. 남미, 아프리카, 그리고 남아시아, 남동아시아에서는 20세기까지 느린 경작지의 증가가 있었다 그러나 지난 50년간 기하급수적인 증가가 있어왔다. 1990년에는 경작지와 목초지가 차지하는 면적이 45.7에서 51.3 백만 km^2 (육지의 35-39%)이고 산림원 면적인 대략 11 백만 km^2 정도 감소했다(Ramankutty and Foley,

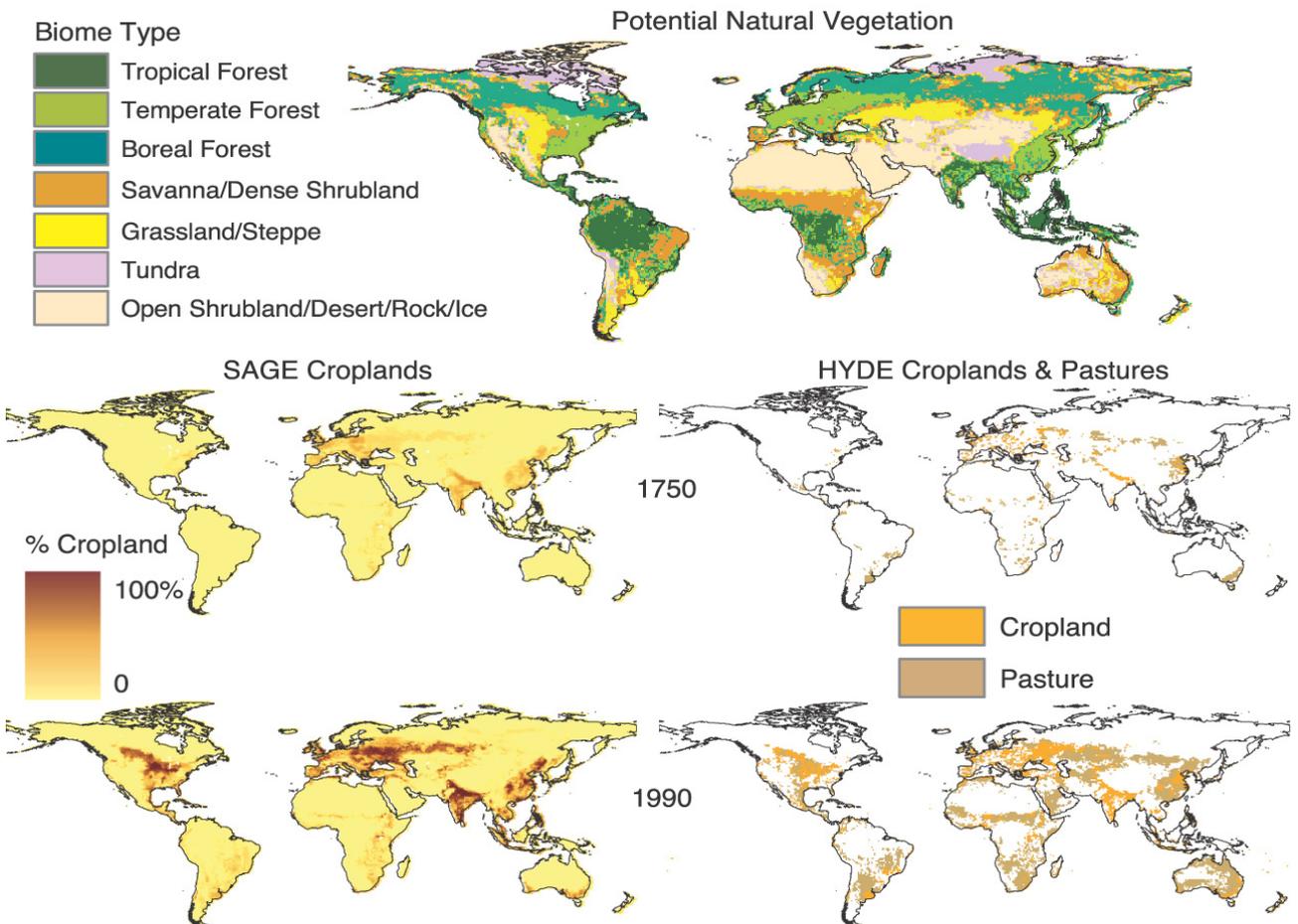


그림 2.15. 1990년까지 토지피복의 인위적인 변화. 상단 패널 : 잠재적 자연식생의 복원(Haxeltine and Prentice, 1996). 하단 패널 : 1750년에서 1990년동안 경작지 및 목초지의 복원. 왼쪽 하단 : 0.5° 해상도의(entre for Sustainability and the Global Enviroment(SAGE;Ramankutty and Foley, 1999))에 의한 경작지 비율을 나타낼 것. 오른쪽 하단 : 0.5° 경작 당 하나의 토지피복을 나타내는 History Database of the Environment(HYDE : Klein Goldewijk, 2001)에 의한 복원.

1999; Klein Goldewijk, 2001; 표 2.8).

대략적으로 20세기 중반까지 대다수의 산림훼손이 온대지역에서 일어났다(그림 2.15). 그러나 최근에는 서유럽과 북미에서의 경작포기가 산림화를 일으키고 있고 대신에 산림훼손은 현재 적도지역에서 빠르게 진행되고 있다. 1980년대와 비교해서 1990년대에는 적도지역 산림훼손이 미주대륙에서는 점차 감소하고 있는 반면에 아프리카와 아시아에서는 증가하고 있다.

2.5.3 인간에 의한 지표 알베도 변화에 의한 복사강제력: 지표사용

TAR 이후에, 산업시대의 지표사용 변화로 인한 복사강제력이 여러번 추정 되어졌었다(표 2.8). 주된 TAR 추정치는 다르게, 근래의 연구들은 지표 커버의 변화에 따른 ‘순수한’ 복사강제력 계산들이 대부분이며 적설지역 변화와 같은 피드백은 포함시키지 않는다. Brovkin et al.(2006)은 1700 이후의 경작지의 변화만을 고려해서 전지구 평균 복사강제력을 -0.15Wm^{-2} 로 추정하였다(Ramankutty and Foley, 1999). Hansen et al.(2005) 역시 경작지 변화만을(Ramankutty and Foley, 1999). 고려한 후 1750년 이후의 복사강제력이 -0.15Wm^{-2} 로 계산하였다. 경작지와(Ramankutty and Foley, 1999) 목초지의(Klein Goldewijk, 2001) 과거 자료 재건을 이용하

표 2.8. 인위적인 토지피부 변화로 인한 CO₂ 증가에 기여하는 산림의 추정치와 토지이용변화가 유류라는 CO₂ 증가와 지표알베도 변화로 인한 RF. 산업화 이전 식성과 PNV에 대한 상대값. CO₂ RF는 1850년에 비교한 2000년값이고 1850년에서 2000년까지 총 CO₂ 증가에 기여한 토지이용 변화에 산출됨. 탄소순환모델에 의한 토지이용과 화석연료를 이용하여 모사. 1980년대와 1990년대 토지피부변화로 인한 탄소 배출량은 7.3절과 표 7.2에서 설명되어 있다.

토지피부데이터의 주요 출처	삼림면적 PNV 10 ⁶ km ²	1700년경 삼림면적 ^b 10 ⁶ km ²	1990년경 삼림면적 ^c 10 ⁶ km ²	1850-2000년 동안 CO ₂ 증가에 대한 기여도 ^a (ppm)	CO ₂ 복사강제력 (W m ⁻²)	알베도 복사강제력 PNV (W m ⁻²)	알베도 복사강제력 (W m ⁻²)
Ramankutty and Foley (1999)	55.27	52.77 ^b	43.97 ^c	16 ^d	0.27	-0.24 ^e -0.29 to +0.02 ^f -0.2 ^e	-0.18 ^e -0.22 to +0.02 ^h -0.14 ^{g,i} -0.15 to -0.28 ^{i,j} -0.15 ^k -0.075 to -0.325 ^{i,l}
Klein Goldewijk (2001)	58.6	54.4	41.5	12 ^d	0.20	-0.66 to +0.1 ^f	-0.50 to +0.08 ^h -0.275 ^{i,l}
Houghton (1983m, 2003)		62.15	50.53 ⁿ	35 ^d 26 ^o	0.57 0.44		
MODIS (Schaaf et al., 2002)						-0.09 ^p	-0.07 ^h
Wilson and Henderson-Sellers (1985)						-0.2 ^q -0.29 ^f	-0.15 ^h -0.22 ^h
SARBr						-0.11 to -0.55 ^f	-0.08 to -0.41 ^h
Mathews (1983)						-0.12 ^f -0.4 ^s -0.08 ^t	-0.09 ^h -0.3 ^h -0.06 ^h

주석

- ^a 문헌에서는 1850년의 토지이용을 고려하거나 고려하지 않아도 CO₂ 증가를 모사한다.
- ^b 1750년 삼림면적은 51.85x10⁶km²
- ^c 1995년 삼림면적
- ^d Brovkin et al.(2004)이 밝힌 토지이용에 따른 CO₂ 증가에 대한 기여도
- ^e Betts et al.(2007)의 알베도강제력. Ramankutty and Foley(1999), Klein Goldewijk(2001), Wilson and Henderson-Sellers(1985)를 통합한 토지피부자료
- ^f Myhre and Myhre(2003)의 알베도강제력. 각각의 토지피부데이터에 대한 추정치 범위는 서로 다른 알베도 값을 사용하였다.
- ^g Goosse et al.(2005) in Brovkin et al.(2006)의 알베도강제력
- ^h Betts et al.(2007)와 Brovkin et al.(2006)에 의한 PNV와 관련한 0.75의 복사강제력으로서 여기서 추정된 1750년에 대한 복사강제력

- ⁱ 1700년과 관련한 추정치
- ^j Mathews et al.(2003)의 알베도강제력
- ^k Hansen et al.(2005)의 알베도강제력
- ^l Mathews et al.(2004)의 알베도강제력
- ^m Richards(1990)에 의해 통합된 삼림면적
- ⁿ 1980년 삼림면적
- ^o Mathews et al.(2004)에 의한 토지이용에 따른 CO₂ 증가에 대한 기여도. 추정치는 1750년이 아닌 185.....년만이 이용가능하다.
- ^p Myhre et al.(2005a)의 복사강제력
- ^q Betts(2001)의 복사강제력
- ^r 표면 및 대기복사 수치
- ^s Hansen et al.(1997)의 복사강제력
- ^t Govindasamy et al.(2001a)의 복사강제력

여, Betts et al.(2007)은 1750년 이후 -0.18 Wm^{-2} 의 복사강제력을 계산했다. 이 연구에서는 또한 PNV 이후의 복사강제력은 -0.24 Wm^{-2} 로 계산했다. TAR 이후의 다른 연구들은 PNV 이래 현재의 복사강제력을 추정했다(표 2.8). Govindasamy et al.(2001a)은 -0.08 Wm^{-2} 로 추정했고 Myhre et al.(2005a)은 MODIS 인공위성으로부터 지표 커버와 알베도 자료를(Friedl et al., 2002; Schaaf et al., 2002) 이용하여 -0.09 Wm^{-2} 로 추정했다. Betts et al.(2007)과 Brovkin et al.(2006)의 결과에 따르면 1750년 이후의 복사강제력은 PNV 이후의 복사강제력의 약 75% 정도이다. 그러므로 기존에 발간된 PNV 이후의 복사강제력과 위의 비율을 이용하여 1750년 이후의 복사강제력을 추정할 수 있다(표 2.8).

모든 출판된 연구에서는 어떤 지역에서는 1750년 이후 1990년의 복사강제력 값이 전혀 없거나 북미나 유라시아의 주된 농경지역에서는 대략 -5 Wm^{-2} 보다 더 큰 음의 값을 보이는 등 토지사용에 따른 복사강제력은 아주 큰 공간적 변동성을 보인다. 지역적인 복사강제력은 지역적인 알베도 변화에 좌우되며 이러한 알베도 변화는 PNV에서 농경지로의 변화에 의해 결정된다(그림 2.15의 맨 위 패널 참조). 과거 시기의 모델 실험 결과는 PNV 이후의 지표상에 따른 복사강제력의 공간적인 변화가 시간에 따라서 일반적으로 그다지 변화하지 않음을 보이며 1750년에 지역적인 복사강제력이 커지거나 점점 확대됨을 보여준다. 1750년 이후 지표 커버의 변화가 가장 컸던 지역은 북미나 중앙 러시아 그리고 동부 러시아이다.

에어러솔에 의한 복사강제력은 아래의 지표 알베도의 변화에 영향을 받는다. 비슷하게 지표 알베도에 의한 복사강제력 역시 에어러솔의 농도에 좌우 될지도 모른다. 에어러솔과 지표 알베도의 복사강제력의 시간적인 변화를 추정함에 있어서 서로간의 변화를 고려함이 필요할 지도 모른다.

2.5.3.1 불확실성

인위적인 지표 알베도 변화에 의한 복사강제력 추정값의 불확실성은 여러 가지 요인에 기인한다.

2.5.3.1.1 현재 식물의 분포와 특성에 대한 불확실성

TAR에 보고되었던 복사강제력값은 지도 작성시 이용되었던 현재의 식물 분포의 자료를 사용했다(Matthews, 1983; Wilson and Henderson-Sellers, 1985). 지표 커버에 좀더 근래의 자료는 인공위성 원격탐사를 통해 얻어진다. 1992년과 1993년의 AVHRR의 자료는 다른 방법을 사용한 1 km 해상도를 가진 두 개의 전지구 지표 커버 자료를 제작하는데 사용되었다(Hansen and Reed, 2000; Loveland et al., 2000).

International Geosphere-Biosphere Programme Data and Information System(IGBP-DIS)자료는 현재의 전 지구 경작지 지도와(Ramankutty and Foley, 1999) 경작지, 목초지, 다른 식물종에 대한 과거자료를(Ramankutty and Foley, 1999; Klein Goldewijk, 2001) 구성하는 근간으로 사용되었다(표 2.8). MODIS(Friedl et al., 2002)와 Global Land Cover 2000(Bartholome and Belward, 2005)는 다른 자료들을 제공한다. AVHRR 자료에 대한 두가지 다른 해석은 식물을 큰 식물(우림이나 사바나) 혹은 작은 식물(모든 다른 지표 커버)로 분류하는데 있어서 약 84% 이상의 지표에서 일치한다(Hansen and Reed, 2000). 그러나 인간에 의한 지표사용의 변화가 있는 지역들에서는 중요한 불일치가 존재하며 이것에 의한 복사강제력을 추정함에 있어 중요한 요인일 될 수도 있다. Betts et al.(2007)은 Hadley Centre Atmospheric Model(HadAM3) GCM을 이용하여 PNV이후의 복사강제력 지도 자료에 기반한 Wilson and Henderson-Sellers(1985)의 지표사용 자료를 이용하면 -0.2 Wm^{-2} 에서 같은 자료이지만 Ramankutty and Foley(1999)의 경작지 자료와 일치하게끔 보정된 자료를 이용하면 -0.24 Wm^{-2} 로 변화하는 것을 발견했다. Myhre and Myhre(2003)은 PNV이후의 복사강제력이 현재의 지표자료를 Wilson and Henderson-Sellers(1985), Ramankutty and Foley(1999), 혹은 자료를 쓰느냐에 따라서 -0.66 Wm^{-2} 에서 0.29 Wm^{-2} 로 변화하는 것을 발견했다.

2.5.3.1.2 과거의 기준 상태의 분포와 특성에 대한 불확실성

지난 시간의 지표사용 상태를 재건하는 것은 인간이 사용했던 지표에 대한 특징이나 범위에 대한 그리고 가능한 자연상태의 식물의 특징에 대한 정보나 가정을 요구한다. Ramankutty and Foley(1999)는 IGBP Global Land Cover Dataset과 과거의 목록자료를 통합하여 그리고 과거의 식물은 현재의 식물이 있는 지역에서만 존재한다는 가정하에 1700년에서 1990년까지의 경작지에 대한 자료를 0.5° 의 해상도로 만들었다(그림 2.14, 표 2.8). Klein Goldewijk(2001) 경작지와 목초지 자료와 과거의 인구밀도 지도 그리고 PNV 자료를 통합하여 1700년에서 1990년까지의 모든 지표 종류별 자료를 만들었다(그림 2.15, 표 2.8). Klein Goldewijk는 불리안 방법 즉 0.5° 격자에서 곡물이 100% 또는 0%로 존재하는 두가지 경우만을 고려한 방법을 사용하였다. Klein Goldewijk의 전지구 경작지 자료는 일반적으로 Ramankutty and Foley(1999)의 자료에 비해 1700년에서 1990년 까지 25% 정도 적다. 지역적인 범위에서는 공간적인 이질성 크기 때문에 두 자료의 차이가 더 크다. 큰 스케일의 PNV(그림 2.15)가 모델을 이용하거나 또는 현재 훼손되어지지 않은 작

은 지역의 식물이 큰 범위의 PNV 상태를 대표한다는 가정 하에 재건되어 졌다. Matthews et al.(2004)은 1700년 이후의 복사강제력을 위의 재건된 지표사용 자료들을 이용하여 -0.20Wm^{-2} 와 -0.28Wm^{-2} 로 계산했다.

2.5.3.1.3 지표 복사 과정 모수화의 불확실성

주어진 지표나 식물종에 따른 알베도는 지정되거나 또는 식물 잎사귀의 면적과 같은 근원적인 특성에 따라서 계산되어 질 수도 있다. 그러나 어떠한 방법으로라도 모델 변수는 소스에 따라서 서로 상충하는 면이 있을 수도 있는 관측된 자료에 기준하여 정하게 된다. AVHRR과 MODIS(Schaaf et al., 2002; Gao et al., 2005)관측 도구는 서로 다른 지역과 다른 계절에서 IGBP 식물종에 따른 지표 알베도를 정량화하기 위해서 이용되어져 왔으며 어떠한 경우에는 주어진 식물 유형의 알베도를 산출함에 있어 두가지 자료가 거의 두배의 차이를 보이는 경우도 있다(예, Strugnell et al., 2001; Myhre et al., 2005a). Myhre and Myhre(2003)은 다른 식물종의 유형별로 같이 혹은 각각에 따라 변하는 알베도의 영향을 검증했으며 PNV 이후의 복사강제력이 -0.65Wm^{-2} 에서 $+0.47\text{Wm}^{-2}$ 로 변환을 발견했다. 그러나 양의 복사강제력은 반건조 지역에서 목초지로 변하면서 아주 큰 알베도의 감소가 있는 단지 몇몇의 경우에만 생기며 이연구의 저자들도 실제적인 현상에는 거리가 있는 것으로 간주하였다. Myhre and Myhre(2003)에 의한 연구의 불확실성에 가장 중요한 하나의 요인은 경작지의 지표 알베도이었다. 단지 경작지의 알베도를 0.15, 0.18, 0.20으로 각각 변화하는 실험에서 계산된 복사강제력은 각각 -0.06 , -0.20 , -0.29Wm^{-2} 이었다. 비슷한 결과가 역시 목초지를 뺀 경작지만의 변화를 고려한 Matthews et al.(2003)에 의해 발견되었으며 이 경우 1700년 이후의 복사강제력은 경작지의 알베도를 0.17과 0.20한 상태에서 각각 -0.15 와 -0.28Wm^{-2} 로 계산되어 졌다.

2.5.3.1.4 다른 모델 부분의 불확실성

기후모델이 복사강제력을 추정하기 위해서 사용되었을 때 모델의 다른 부분의 불확실성 또한 추정값에 영향을 끼친다. 특히 강설지역의 모사가 지표 알베도에 대한 지표사용 변화에 영향을 끼친다. Betts(2000)는 HadAM3 강설지역 모사의 구조적인 바이어스가 삼림과 평지 사이의 변환으로 인한 지역적인 복사강제력 모의에 약 최고 10% 정도의 오차를 유발함을 계산했다. 이러한 불확실성은 복사전달을 계산하는 모델에서 관측된 강설지역 기후값을 사용함으로써 줄일 수 있다(Myhre and Myhre, 2003). 구름의 모의도 지구 알베도에 영향을 끼치는 지표 알베도의 변화의 정도에 영향을 끼친다. 구름의 양이 많아지면 지표 알베도가 전지구의 알베도에 기

여하는 영향을 감소시킨다.

여기서 검증된 연구들에 기반하고 TAR 이후의 여러 가지 새로운 추정치를 포함해도 지표사용의 변화로 인한 지표 알베도 변화가 유발하는 1750년 이후의 복사강제력의 최적 추정치는 여전히 $-0.2\pm 0.2\text{Wm}^{-2}$ 이어야 한다. 추가적인 모델링 연구, 피드백 효과의 제거, 그리고 진보된 큰 규모 관측의 포함과 1750년 지표사용에 대한 재건된 자료의 자세한 고려 등을 감안하면 과학적 이해도는 지난 TAR에서 하로 평가되었던 것보다 높은 중하 정도이다(2.9절, 표 2.11).

2.5.4 인간에 의한 지표 알베도의 변화: 눈과 얼음내의 무기탄소

눈 속에 포함된 검댕 에어러솔은 눈의 알베도 감소와 더불어 눈을 녹게 만들 수 있다. Hansen et al.(2000)은 이러한 BC의 효과가 0.2Wm^{-2} 의 복사강제력을 끼칠 수 있다고 처음으로 제안했다. 이러한 추정치는 후에 여러 지역에서 지표의 알베도 변동을 추정하기 위해서 직접적으로 눈이나 얼음속에 존재하고 있는 관측된 BC의 양을 이용한 Hansen과 Nazarenko(2004)의 연구에 의해서 약 0.15Wm^{-2} 로 수정되어 졌다. 여전히 BC와 눈알갱이가 서로 하나의 알갱이로 아님 별개의 알갱이로 존재하는냐 또는 BC와 눈알갱이의 모양과 크기, BC내의 공극 그리고 BC의 태양흡수도를 결정하는 허수산란계수 등에 연관된 큰 불확실성으로 인해 여전히 지표 알베도를 변화시키는 BC에 의한 복사강제력 추정치는 불확실성은 매우 크다. Jacobson(2004)은 BC가 강우와 건성침착으로 인해 눈속으로 들어가서 지표알베도와 배출율을 변화를 모사하는 전지구 모델을 개발하였다. 모델에서 모사된 눈속의 BC의 양이 관측 값과 적절하게 비슷함을 보이고 그에 따른 지표 알베도의 감소가 전지구 평균 0.4% 북반구에서는 1%임을 계산했다. Hansen et al.(2005)은 알베도의 변화가 지역적인 Koch(2001)에서 계산된 BC 침작량과 비례하게끔 해서 좀더 개선된 0.08Wm^{-2} 의 값을 제시했다. 또한 이러한 복사강제력 기작이 같은 복사강제력을 갖는 이산화탄소에 의한 복사강제력 보다 1.7배정도 큰 온도변화를 일으킨다고 주장했다, 즉 효율성이 더 크다(2.8.5.7 절 참조). 이 보고서는 눈속의 BC에 의한 가장 적절한 복사강제력값을 $+0.10\pm 0.10\text{Wm}^{-2}$ 이라 하고 과학적 이해도는 낮은 것으로 한다(2.9절, 표 2.11).

2.5.5 인간에 의한 지표변화의 다른 효과들

인간의 토지사용과 지표변화 또한 다른 기작들을 통해서 기후를 변화시킬 수 있다. 그러한 기작들은 직접적으로 지구

의 복사수지를 변화시키거나 또는 다른 프로세스들을 바꿈으로서 영향을 끼친다. 이산화탄소, 메탄, 생체소각 에어러솔. 먼지입자들의 배출에 대한 지표변화의 효과는 2.3, 2.4 절에서 논의되었다. 지표변화 그자체 역시 증발, 잠열, 현열 입출입의 변화를 통해 직접적으로 강수와 대기 순환 뿐만 아니라 온도에 영향을 끼침으로 인해 지표의 에너지와 수증기 수지를 변화시킨다. 모델 결과에 따르면 과거 적도지역의 산림훼손의 복합적인 영향이 PNV와 비교해서 약 0.2°C 정도의 지역적인 온난화와 전지구적인 대기순환을 변화시켰고 이는 토지피복변화에서 먼 지역기후에 영향을 끼친다 (Chase et al., 2000; Zhao et al., 2001; Pielke et al., 2002; 7, 9, 11장).

1750년 이후로 가장 중요한 지표변화중의 하나가 온대지역에서의 산림훼손 이었기 때문에 지구 평균온도에 대한 인위적인 지표변화의 종합적인 효과는 대체로 겨울과 봄철의 지표 알베도의 증가(냉각효과)와 여름철과 적도지역에서의 증발의 감소(온난화효과)의 상대적인 중요성에 좌우될 것이다(Bounoua et al., 2002). 과거 산림훼손으로 인한 지구의 온도 변화는 0.01°C(Zhao et al., 2001)에서 -0.25°C(Govindasamy et al., 2001a; Brovkin et al., 2006)으로 추정된다. 만약 지표 알베도의 증가로 인해 냉각효과가 지배한다면 과거 지표변화의 효과는 여전히 복사강제력을 통해 적절히 표현될 지도 모른다. 근래의 좀 더 심각한 적도지역의 산림훼손으로 기인한 수증기 증발의 감소가 유발하는 온난화가 전지구적으로 증가하는 지표 알베도보다 훨씬 중요하게 될지도 모른다. 그러면 복사강제력은 최근과 앞으로의 지표변화로 기인한 기후변화를 추정할 수 있는 적절한 잣대로는 부적합 할지도 모른다.

2.5.6 인간 활동에 의한 대류권 수증기

인간의 물사용은 자연적인 수증기원의 1% 보다도 적고 인간활동을 위한 물사용의 약 70%는 관개용수 이다(Doll, 2002). 여러개의 지역연구는 온도, 습도, 강수에 대한 관개용수의 영향을 보였다(Barnston and Schickedanz, 1984; Lohar and Pal, 1995; de Ridder and Gallee, 1998; Moore and Rojstaczer, 2001; Zhang et al., 2002). Boucher et al.(2004)는 관개용수가 전지구적인 온도와 습도에 영향이 있음을 보이기 위해서 GCM을 사용했다. 모델결과에 따르면 대부분의 관개용수가 존재하는 아시아에서 하루 대류권의 수증기양이 최고 1%까지 변하며 이로인해 복사강제력이 +0.03Wm⁻²이 발생함을 보였다. 그러나 지표온도에 대한 관개의 영향은 수증기에 의한 온실효과 보다는 증발에 의한 냉각 효과가 더

크며 그로인해 지표온도의 감소가 일어난다. 관개는 온도, 습도, 구름, 강우 뿐만 아니라 지표온도의 변화를 통한 자연적인 증발에 영향을 주며 이같은 효과들에 대해 복사강제력이라는 개념을 적용 하는데에 있어서 상당한 의문을 불러 일으킨다. 관개용수에서 대기로의 수증기의 유입에 관한 불확실성은 상당히 크며, Gordon et al.(2005)은 Boucher et al.(2004)의 결과보다 훨씬더 큰 값을 추정했다. 대부분의 불확실성은 관개를 위한 전체 저수와 실제로 사용된 양의 차이에 관련성이 있을 것으로 생각된다(Boucher et al., 2004). 게다가 Gordon et al.(2005)은 특히 중요한 적도지방에서 산림개척으로 인한 대기중으로의 수증기 유입 감소를 추정했다. 이러한 수증기 유입의 감소는 Boucher et al.(2004)의 관개에 의한 수증기 증가보다 약 3배이상 크지만 아직까지 이것에 의한 대기중의 수증기 양과 복사강제력에 대한 추정은 없다. 산림개발에 의한 수증기변화는 관개에 의한 것처럼 지표에서의 증발과 대기중의 온도와 물순환에 영향을 줄 것이다. 대류권 수증기의 인위적인 소스의 복사강제력은 비복사적인 과정을 통해서 지표온도에 영향을 중요하게 끼치기 때문에 그리고 복사강제력의 엄격한 적용에 문제가 있기 때문에 여기서 검증되지는 않는다. 화석연료 연소로부터의 수증기 배출은 토지 사용변화에 의한 배출보다는 아주 적다 (Boucher et al., 2004).

2.5.7 인간에 의한 열 배출

도시열섬은 부분적으로 도시 조망의 물리적 특성과 인간 활동 즉 난방과 도구및 운송기관의 운용을 위한 에너지사용에 따라 주변으로의 열 배출에 기인한다(인위적 에너지 생산). 이러한 전지구적 열수송의 총량은 0.03Wm⁻²로 추정된다(Nakicenovic, 1998). 이러한 에너지 배출이 전 지구 표면의 0.046% 정도를 차지하는(Loveland et al., 2000) 도시에 집중되어 졌다면, 지역적인 도시로의 평균 열수송은 65Wm⁻²에 이를 것이다. 도쿄 중심가의 한낮의 값은 통상 400Wm⁻²를 초과하고 겨울철 최고치는 1,590Wm⁻²에 이른다(Ichinose et al., 1999). 인간의 에너지 생산이 전지구적으로는 작은 영향임에도 불구하고 도시의 기후변화에는 아주 중요할 지도 모른다(Betts and Best, 2004; Crutzen, 2004).

2.5.8 식물 생리현상에 의한 이산화탄소 변화가 기후에 끼치는 영향: '생리강제력'

대기중의 CO₂ 농도의 증가는 기후시스템에 복사강제력을 끼칠 뿐만 아니라 식물의 생리현상에 직접적인 영향을 끼침으로 인해 기후 시스템에 변화를 가져올 수 있다. 식물의 기

공은 높은 농도의 이산화탄소에서 적게 열리며(Field et al., 1995), 이는 직접적으로 지표에서 대기로의 수증기 유입을 줄인다(Sellers et al., 1996). 수증기 유입의 감소는 지표 에너지 균형을 변화시키고 현열과 잠열 플럭스의 비를 증가시키며 그로인해 지표근처의 공기를 따뜻하게 한다(Sellers et al., 1996; Betts et al., 1997; Cox et al., 1999). Betts et al.(2004)는 이러한 기작을 일컫는 ‘생리강제력’이라는 용어를 제안했다. 이러한 생리강제력에 대한 현재의 온도변화를 정량적으로 계산한 구체적인 연구는 아직까지는 없지만 이러한 강제력의 존재는 전지구 물수지에서 탐지되어 지고 있었다(Gedney et al., 2006; 9.5절). 이러한 과정은 처음에는 기후변화에 대한 반응이 아니라 대기 CO₂ 증가에 대한 직접적인 반응에 관여하기 때문에 피드백과는 다른 비복사효과로 간주 되어질 수 있다. 이것을 복사강제력으로 정량화하는 것은 불가능하다. 전지구적인 발산의 감소는 음의 강제력을 갖는 대기중의 수증기를 감소 할 것으로 기대되지만 아직까지 이것에 대한 추정치는 없었다.

증가한 CO₂ 농도는 또한 광합성을 촉진하여 식물을 잘 자라게 할 수 있으며, 모델결과에 따르면 이러한 효과가 20세기에 식물의 커버나 나뭇잎의 표면적 증가에 기여 한 것으로 나타난다(Cramer et al., 2001). 기후변화를 포함한 다른 원인에 의한 기여가 있을 수 있지만 나뭇잎 면적, 바이오매스, 그리고 잠재적인 광합성을 나타내는 원격탐사 자료인 Normalized Difference Vegetation Index가 측정되어 졌었다(Zhou et al., 2001). 증가한 식물의 커버와 나뭇잎 면적은 지표 반사도를 감소시키고 이는 산림 채벌에 의한 알베도 증가에 반대되는 효과를 갖게 된다. 이러한 과정에 의한 복사강제력은 아직 검증되어지지 않았으며 이효과에 대한 과학적인 이해도는 아주 낮다.

2.6 비행운과 항공유도운

2.6.1 서론

아음속과 초음속 비행기에 의한 복사강제력은 IPCC가 항공기와 전지구 대기(IPCC, 1999)라는 특별 보고서에서 다룬 바 있다. 그 특별 보고서를 여기서부터는 IPCC-1999이라 칭한다. 지구에서 아음속 비행기의 사용은 다른 섹터들처럼 직간접적으로 기후변화에 영향을 끼친다. 이장에서는 항공기 운항과 관련된 특별한 측면들, 즉 비행운, 권운에 끼치는 영향, 항공기에서 나오는 에어러솔이 끼치는 영향 등에 대해서 다룬다. 비행운 생성은 운항궤도의 대기중 수증기나 온도에

의해 좌우 되기 때문에 항공기 운항이 끼치는 영향중 간접 효과에 해당된다. 그러므로 대기상한에서의 미래의 수증기나 온도의 변화가 비행운 생성에 중요한 영향을 가질 것이다. 또한 비행 에어러솔의 대기중으로의 배출은 구름의 물리적 특성을 변화시키는데 중요한 역할을 할 것이다.

2.6.2 지속적인 선모양의 비행운이 끼치는 복사강제력 추정

항공기는 얼음에 대해 과포화 상태인 대기 상한에서 지속적인 비행운을 생성한다(IPCC, 1999). 여기서 비행운이란 태양복사를 반사하며 지구의 장파복사를 흡수하는 역할을 하는 얇은 권운들을 말한다. 권운에 의한 지구 장파복사 흡수는 태양복사를 반사하는 냉각효과 보다 큼으로 추정되기 때문에(Hartmann et al., 1992; Meerkotter et al., 1999) 비행운에 의한 복사강제력 또한 양의 값을 갖게 된다. 전지구 비행운의 분포는 기박스료를 이용하거나(예, Sausen et al., 2008) 또는 기후모델에서의 변화된 권운 생성 모수화 기법(Ponater et al., 2002)을 이용해 계산되어져 왔다. 대기에서의 과포화 지역의 분포가 잘 알려져 있지 않는 관계로 비행운의 전지구적 분포계산은 불확실 하다. 비행운에 의한 복사강제력을 계산하기 위해서는 계산된 비행운 분포의 광학적두께 계산을 수반한다. 비행운에 의한 복사강제력은 만약 비행기 운항에 관련된 대기조건이 동일하다고 한다면 비행한 거리에 선형적으로 비례할 것이라 가정 할 수 있다. 현존하는 비행운에 의한 복사강제력의 가장 최적의 추정치는 2000년을 기준으로 +0.010Wm⁻²이다(표 2.9; Sausen et al., 2005). Myhre

표 2.9. 지구 음속이하 항공기 운항에 의한 비행운과 권운 효과에 대한 복사강제력

	복사강제력(Wm ⁻²) ^a		
	1992 IPCC ^b	2000 IPCC ^c	2000 ^d
CO ₂ ^d	0.018	0.025	0.025
지속적인 선형 비행운	0.020	0.034	0.010 (0.006-0.015)
지속적인 비행운이 아닌 항공기가 야기하는 구름	0-0.040	n.a.	
지속적인 비행운을 가진 항공기가 야기하는 구름			0.030 (0.010-0.080)

주석 :

a 비행운의 값은 최적추정치이고, 괄호값은 불확실성 범위

b IPCC-1999(IPCC, 1999) 값

c IPCC-1999의 1992-2015년 추정치에서 배합된 값(Sausen et al., 2005)

d sausen et al.(2005). 값은 2000년과 2005년 사이에 항공운항연료 사용이 천천히 성장하기 때문에 2005년에 대해서만 10% 범위 내에서 타당하다고 간주

and Stordal(2001b)와 Marquart et al.(2003)에 의한 별개의 추정치에 의하면 복사강제력은 각각 $+0.015\text{Wm}^{-2}$ 와 $+0.006\text{Wm}^{-2}$ 이다. 현재 비행운과 관련된 복사강제력의 불확실성은 아주 작게 추정하더라도 줄잡아 약 3배 정도에 이른다. 2005년 기준으로 비행운에 의한 복사강제력은 2000년에서 2005년 사이의 비행연료의 완만한 증가를 감안할 때 $+0.010\text{Wm}^{-2}$ 이 가장 최적의 추정치로 생각된다. TAR에서 추정한 값보다 약 2배 이상 감소한 이유는 새로운 비행운 분포와 좀더 낮은 광학두께로 기인한다(Marquart and Mayer, 2002; Meyer et al., 2002; Ponater et al., 2002; Marquart et al., 2003). 새로운 추정치는 태양복사의 일변화를 포함하는데 이것은 같은 비행운의 경우에도 약 20% 정도의 순 복사강제력의 감소를 일으킨다(Myhre and Stordal, 2001b). 비행운에 의한 복사강제력의 과학적 이해는 낮게 평가하며 특히 전지구적 값의 결정에 중요한 불확실성이 존재한다(2.9절 표 2.11). 예를 들면, 유럽과 미국사이의 비행운의 광학두께의 지역적인 차이는 현재 완전히 이해가 되어 있지 않으며 또한 모델계산에서도 포함되어 있지 않은(2.9절 표 2.11). 예를 들면, 유럽과 미국사이의 비행운의 광학두께의 지역적인 차이는 현재 완전히 이해가 되어 있지 않으며 또한 모델계산에서도 포함되어 있지 않은(Meyer et al., 2002; Ponater et al., 2002; Palikonda et al., 2005).

2.6.3 항공유도운에 의한 복사강제력 추정

개개의 지속 비행운들은 권운이 분포하고 있는 넓은 지역에서 뻗치고 나아가거나 또는 퍼지는 것이 일상적으로 관측된다(Minnis et al., 1998). 항공기 에어러솔 또한 권운의 변화를 일으킬 수 있다(2.6.4절 참조). 항공유도운(AIC)은 항공기 운항에 관련된 구름 변화의 모든 합으로 정의된다. 그러므로 항공유도운의 추정값은 비행운을 포함한다. 퍼지는 비행운의 경우 비행운의 특징인 선형모양이 사라지기 때문에 기존의 권운과 구분하기가 어렵다. 이러한 기본적인 불명료함이 IPCC-1999에서 항공운에 의한 복사강제력을 제대로 추정하는 것을 어렵게 하며 여전히 여기에도 존재하고 있다. 항공운과 선형 비행운의 비는 1.8에서 10 정도로 추정되면 이러한 큰 범위는 항공운의 양을 추정하는데 있어서 여전히 큰 불확실성이 있음을 나타낸다(Minnis et al., 2004; Mannstein and Schumann, 2005). 초창기의 항공운량의 추정은 항공연료를 많이 쓰는 지역과 적게 쓰는 지역에서의 권운의 양의 시간적인 추세를 이용했다(Boucher, 1999). IPCC-1999 이후로 두 개의 연구가 항공기운항이 많은 지역에서 권운 양과의 중요한 양의 추세를 발견했고 또한 그렇지 않은 지역에서는 작거나 혹은 음의 상관관계를 보였다(Zerefos et al., 2003; Stordal et al., 2005). 이러한 연구들은 International Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP)의 자료를 이용하

여 지난 10-20년간 유럽에서 권운 양이 10년에 1-2% 증가함을 계산하였다. Television Infrared Observation Satellite(TIROS) Operational Vertical Sounder(TOVS)를 이용한 연구는 이러한 변화추세를 뒷받침 했다(Stubenrauch and Schumann, 2005). 그러나 이러한 연구들은 자연변동, 기후변화, 다른 인위적인 효과들에 의한 권운의 변화를 제대로 설명하지 못했다. 미국에서의(그러나 유럽은 아님) 권운의 변화는 비행운 커버와 발생빈도와 일치함이 발견됐다(Minnis et al., 2004). 이처럼 관측된 권운의 변화경향을 항공에 의한 영향으로 하기에는 아직 심각한 불확실성이 존재한다.

지역적인 권운의 변화추세가 2000년에 항공운에 의한 전지구 평균 복사강제력을 $+0.030\text{Wm}^{-2}$ 로 그리고 그 값의 가능한 범위를 $+0.01$ 에서 $+0.08\text{Wm}^{-2}$ 로 계산하는 근간으로 사용되어졌다(Stordal et al., 2005). 이 값은 항공운의 광학두께와 항공의 운량을 계산하기 위해 사용된 가정들에 존재하는 불확실성 때문에 최적의 추정치로 생각되어 지지는 않는다. 그러나 이 값은 지상과 인공위성 구름관측으로부터 추정된 1992년 항공운 복사강제력 $+0.026\text{Wm}^{-2}$ 의 상한값과 잘 일치한다. 복사강제력 0.03Wm^{-2} 은 IPCC-1999에서 추정한 항적운이 아닌 구름에 의한 값 $+0.04\text{Wm}^{-2}$ 의 상한값과 근접한다. 항공운에 의한 복사강제력의 최적의 추정값이 없는 관계로 항공운에 의한 복사강제력의 총합은 단지 지속적인 선형 비행운에 의한 값만을 포함한다. 권운의 변화추세 자료를 이용한 항공운의 복사강제력 추정값은 지속적인 선형 비행운과 퍼지는 비행운, 항공 에어러솔의 효과들을 구분할 수가 없다. 어떤 항공기 효과들은 복사강제력이라기 보다는 피드백 과정으로 고려되어져야 더 적당할 지도 모른다(2.2, 2.4.5 절 참조). 그러나 이러한 프로세스들에 대한 낮은 이해와 정량적인 연구의 부재는 이번 보고서에서 항공기의 효과를 강제력이나 피드백이나 하는 믿음만한 구분을 하는 것을 방해한다.

항공구름에 대한 기후반응에 연관된 두 가지 이슈는 여기서 언급 할 만한 가치가 있다. 첫 번째는, Minnis et al. (2004)은 경험적 모델내에 미국에서의 전체 항공운의 복사강제력을 사용해서 1973년에서 1994년 기간의 지표온도 변화가 미국에서 관측된 지표온난화(약 10년간 0.3C)와 거의 비슷한 것으로 결론지었다. Minnis et al.(2000)의 결론에 대한 반응으로 비행운의 복사강제력에 대해 두가지의 전지구 기후모델을 이용해서 검증되어 졌다(Hansen et al., 2005; Ponater et al., 2005). 이 두 개의 연구 모두 Minnis et al.(2004)에 의해 계산되어진 지표온도증가는 약 1내지 2 차수 정도로 너무 크다고 결론지었다. Minnis et al.(2005)의 결과가 옳기 위해서는 비행운의 복사강제력에 대한 기후효율 또는 기후 민감도가 다른 큰 복사강제력을 갖는 항들(예, 이

산화탄소) 보다 훨씬 커야 할 필요가 있다. 하지만, 비행운의 복사강제력은 동등한 정도의 이산화탄소의 복사강제력에 비해서 적은 기후변화효율을 가지고 있는 것으로 알려진다(Hansen et al., 2005; Ponater et al., 2005)(2.8.5.7절 참조), 이것은 일반적으로 고도가 높은 곳의 구름이 주간 지표온도에 매우 비효율적으로 영향을 끼치는 것과 일치한다(Hansen et al., 1995, 2005). Minnis et al.(2005)의 연구에서 보여진 부정확한 기후반응에 대한 여러 가지 현실적인 설명들이 제시되어져 왔다(Hansen et al., 2005; Ponater et al., 2005; Shine, 2005).

두 번째 이슈는 미국에서 모든 항공기의 운항이 멈췄던 2001년 9월 11일에 지상관측자료에서 보여진 온도의 일교차(DTR) 증가의 원인이 항공운의 부재 일 수 있다는 주장이다(Travis et al., 2002, 2004). Travis et al.의 연구들은 i)그 기간 동안 지표온도의 일교차(DTR)가 인접한 전 미국지역에서 증가하였으며, 특히 최저온도의 증가없이 최고온도의 증가로 인해, 그리고 ii) 가장 큰 온도의 일교차는 비행운이 가장 많이 존재했던 지역과 잘 일치함을 보였다. Travis et al. (2002, 2004)의 결론은 정량적인 모델이 아닌 상관도에 근거하며 또한 상당히 제한된 자료를 이용했기 때문에 설득력이 떨어진다고(Schumann, 2005). 비행기 운항이 없었던 그 기간 동안 특별하게도 맑은 미국의 날씨가 관측된 온도의 일교차의 설명으로 제안되어 졌다(Kalkstein and Balling, 2004). 그러므로 지역적인 비행운과 온도의 일교차에 대한 의미있는 관계를 좀더 고려하기에 앞서서 더 많은 증거와 정량적인 물리적 모델이 필요하다.

2.6.4 항공기 에어러솔

전지구적인 항공기 운항은 상부 대류권과 하부 성층권에 에어러솔과 에어러솔 생성에 관여하는 전구물질을 배출한다(IPCC, 1999; Hendricks et al., 2004). 그 결과로 에어러솔의 수와 질량이 이 지역들에서 배경치 보다 훨씬 더 높다. 항공운은 이러한 항공 에어러솔이 권운량에 끼칠 수 있는 가능한 영향까지를 포함한다. 가장 중요한 에어러솔은 황산염과 무기탄소(검댕) 에어러솔이다. 황산염 에어러솔의 경우 연료 내의 황으로부터 생성되며 무기탄소 에어러솔은 항공연료의 불완전한 연소로 배출된다. 항공기 운항은 배경대기에서 황산염과 무기탄소를 증가시킨다(IPCC, 1999; Hendricks et al., 2004). 항공 에어러솔의 중요성은 그것들은 대기에서 빙정형성에서 핵으로서의 역할을 하며 그로인해 구름의 미세물리적 특성을 변화시켜(Jensen and Toon, 1997; Karcher, 1999; Lohmann et al., 2004) 운량까지도 바꾼다.

Hendricks et al.(2005)에 의한 모델링 연구는 항공기에서 배출된 무기탄소 수의 증가가 권운에 중대한 변화를 가져올 수 있음을 가능성을 보여줬다. 이러한 변화는 항공로뿐만 아니라 에어러솔의 수송으로 인해 항공로에서 멀리 떨어진 지역에서도 일어날 수가 있다. 이 연구에서는 항공 에어러솔은 구름생성 과정의 가정에 따라서 배경 권운의 빙정핵의 수를 증가하거나 감소 시킨다. 실험실 내의 구름생성 실험결과는 황산염으로 둘러싸인 검댕미립자는 빙정핵으로서는 덜 효과적이라는 것을 보였다(Mohler et al., 2005). 빙정핵의 개수 혹은 에어러솔의 핵 성질의 변화는 권운의 복사성질을 변화시켜서 2.4.1, 2.4.5, 7.5절에서 논의 되었던 에어러솔과 구름의 상호작용과 비슷하게 기후계에 끼치는 복사영향을 바꿀 수 있다. 비록 상관연구에 의해 구해진 항공운의 복사강제력이 항공 에어러솔의 효과와 약간의 연관성이 있겠지만 아직까지 항공 에어러솔이 배경 구름에 끼치는 영향에 의한 전지구적 또는 지역적 복사강제력에 대한 추정론은 존재하지 않는다.

2.7 자연적인 강제력

2.7.1 태양의 변화

TAR에서 쓰인 태양복사조도의 장기간 변화에 대한 추정치(예를 들어, Hoyt and Schatten, 1993; Lean et al., 1995)는 줄어드는 방향으로 수정되어왔다. 이는 맑은 태양의 흰반점(faculae)이 마운더 극소기(Mounder Minimum)이후, 본래 태양과 비슷한 밝기 범위의 항성에 의한 것보다 더 적게 복사조도의 증가에 기여한다는 새로운 연구에 기초한 것이다(Hall and Lockwood, 2004; M. Wang et al., 2005). 그러나 TAR이후로, 실험적인 결과들에 의해 태양 주기 기간까지를 포함하는 태양의 변화와 관련된 탐지 가능한(detectable) 대류권의 변화를 확인하게 되면서, 기후변화에 대한 태양 강제력의 증거가 강화되었다(9.2절; van Loon and Shea, 2000; Douglass and Clader, 2002; Gleisner and Thejll, 2003; Haigh, 2003; Stott et al., 2003; White et al., 2003; Coughlin and Tung, 2004; Labitzke, 2004; Crooks and Gray, 2005). 가장 유사한(likely) 메커니즘은 총 태양복사조도의 변화에 의한 직접 강제력과 성층권에서의 자외(UV) 복사의 간접적 효과의 조합으로 생각된다. 가장 확실치 않은 것(Least certain)은 은하계의(galactic) 우주선(cosmic ray)에 의한 간접적인 효과로 TAR에서 다루었던 것처럼 논의가 진행 중이다(예, Marsh and Svensmark, 2000a, b; Kristjánsson et al., 2002; Sun and Bradley, 2002).

2.7.1.1 직접적인 태양복사조도의 관측

2.7.1.1.1 총 태양복사조도의 위성 측정

우주에 위치한 네개의 독립적인 측정기기가 현재 직접 총 태양복사조도를 측정하면서 1978년 11월 이후로 남아있는 데이터베이스에 기여하고 있다(Fröhlich and Lean, 2004). 태양권 관측(SOHO, Solar Heliospheric Observatory)의 복사조도와 중력 진동의 변화(VIRGO, the Variability of Irradiance and Gravity Oscillations) 실험은 1996년부터 이루어졌고, ACRIMSAT(the Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor Satellite)의 ACRIM Ⅲ는 1999년부터, ERBS(the Earth Radiation Budget satellite)는 1984년부터 간헐적으로 이루어졌다. 가장 최근의 측정은 2003년부터인 SORCE(Solar Radiation and Climate Experiment)의 TIM(the Total Solar Irradiance Monitor)에 의한 것이다.

2.7.1.1.2 관측된 10년의 경향과 변화

서로 다른 직접 복사 관측들의 조합으로부터 서로 다른 혼합된 총 태양복사조도의 기록이 만들어졌다. 그림 2.16에 나타난 The Physikalisch-Meteorologisches Observation Davos (PMOD) 조합(Fröhlich and Lean, 2004)은 the Solar Maximum Mission(SMM)의 the ACRIM I, NIMBUS 7의 the Hickey-Friedan 복사계, Upper Atmosphere Research Satellite(UARS)의 ACRIM II, SOHO의 VIRGO에 의한 관측을 결합시키는데, 각각의 복사계의 민감도 표류 분석이 복사상세를 결정하는 것보다 우선하도록 한다. 반대로 그림 2.16에 나타난 ACRIM 조합(Wilson and Mordvinov, 2003)은 최근의 VIRGO 관측보다 ACRIMSAT 관측을 이용하여 복사민감도 표류가 이미 충분히 설명된다고 여겨지는 보고된 데이터를 교차보정한다. 세번째 조합인 the Space Absolute Radiometric Reference(SARR) 조합은 서틀로부터 위성관측을 교차보정하기 위해 개별적인 절대 복사조도 관측을 이용한다(Dewitte et al., 2005). 조합들의 복사조도 기록의 총체적이고 일시적인 특징은 아주 유사하다. 각각은 일에서 주 단위로 자전축에 대한 태양의 자전에 연관된 변화와 11년의 태양 활동 주기로부터의 십년단위의 변동을 보인다. 그러나 1986년과 1996년에 태양 활동 극소기의 수준에 이르면서 선형 기울기는 세가지 다른 조합의 기록에서 차이가 난다. 이러한 차이는 서로 다른 교차보정과 조합을 만들 때 개별적인 복사 민감도에 적용된 표류 조정의 결과이다(Fröhlich and Lean, 2004).

태양복사조도의 수준은 절대적인 불확실성과 측정에서의 민감도 표류가 지적된 가장 최근의 두 주기의 극소기에서 비교가능하다(Fröhlich and Lean, 2004와 그 참조). 비록 불

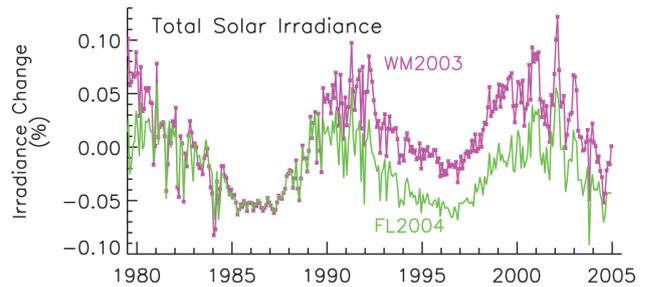


그림 2.16. Willson과 Mordvinov의 총 태양복사조도 composite(2003; WM2003, 자주색)와 Fröhlich와 Lean의 전체 복사조도 composite(2004; FL2004, 녹색)의 월별 값의 변화 퍼센트.

완전하게 이해되지만, the ACRIM의 복사조도 조합(Wilson and Mordvinov, 2003)의 27년 기간에 대한 0.04%의 초과량에서의 증가는 태양 자체보다는 기계에 의한 것으로 더 여겨진다(Fröhlich and Lean, 2004). ACRIM 조합의 복사조도 증가는 NIMBUS 7 데이터에서 나타난 1989년과 1992년 사이에 있었던 일시적인 증가를 나타낸다(Lee et al., 1995; Chapman et al., 1996). 독립적으로 중첩한 ERBS 관측은 이런 증가를 나타내지 못하며 의미있는 장기적인 경향도 제시하지 못한다(Lee et al., 1995). 이러한 경향은 PMOD 조합에서는 나타나지 않으며, 연속된 태양의 극소기사이에서 총 복사조도가 거의 일정하여 0.01%를 증가하는 것이다(Fröhlich and Lean, 2004). 비록 0.01%단위의 장기적인 경향이 1986년과 1996년의 연속적인 태양 활동 극소기사이에서 SARR 조합에서 나타난다해도 추정되는 불확실성이 $\pm 0.026\%$ 이므로 그 경향은 통계적인 의미가 없는 것이다(Dewitte et al., 2005).

태양 활동과 복사조도의 변화 원인에 대해 알려진 현재의 이해로부터 과거의 두 태양 극소기 동안 복사조도의 수준이 비슷했음을 알 수 있다. 당시의 복사조도 변화의 일차적으로 알려진 원인은 태양 디스크 위의 흑점(복사가 국소적으로 고갈되는 조그맣고 어두운 곳)과 흰 반점(복사가 국소적으로 강해지는 넓고 밝은 지역)의 존재이다. 전구의 흑점의 어두워짐 기록이 결합된 모델을 이용하여 태양 활동 극소기동안 특징적인 장기 경향이 나타나지 않는 흰 반점 신호에 대한 프록시를 위해 백색 광 이미지와 마그네슘(Mg) 복사조도 지표로부터 직접 계산하였다(Fröhlich and Lean, 2004; Preminger and Walton, 2005). 1950년대 이후로 은하계 우주선과 10.7cm 플럭스, 지자기 지표의 최근의 기계적인 측정(Benestad, 2005)도 이러한 사실을 나타내지 못하고 있다. 이론적인 측면에서, 자기 흑점과 흰 반점 지역에 의한 표면 배출율의 변화가 복사조도를 변화시키는데 가장 효과적인 반면에(Spruit, 2000), 다른 메커니즘도 또한 추가적으로 장기적으로 가능한 복사조도의 변화를 유발시킨다고 제시되어 왔다. 이것들 중에, 태양 지름의 변화가 후보로 생각되어 왔

다(예를 들어, Sofia and Lim 2001). 그러나 주로 SOHO의 Michelson Doppler Imager(MDI) 기기로부터의 태양의 상(imagery)에 대한 최근의 분석에는 태양 지름의 변화가 태양 주기 동안 일년에 수 킬로미터 이하이고(Dzienbowski et al., 2001), 복사조도의 변화와 관련하여서는 0.001%로 측정된 태양복사조도 주기보다 그 크기에서 두 단위가 작은 것이다.

2.7.1.1.3 태양 스펙트럼 복사조도의 측정

120nm에서 400nm의 태양 UV 스펙트럼은 우주로부터 꾸준히 UARS의 두 기기에 의해 1991부터 이루어진 SORCE 관측으로 모니터링 되고 있다(Woods et al., 1996). SORCE 또한 처음으로 우주로부터 가시영역과 근적외영역 스펙트럼의 태양 스펙트럼 복사조도를 감시하는데, 태양 스펙트럼 복사조도의 자세한 특징을 주는 새로운 스펙트럼 범위를 제공한다. 예상되었듯이, 초기결과는 흑점과 흰 반점의 변화에 우선적으로 반응하면서, 복사조도의 변화가 모든 파장에서 일어난다는 것이 나타난다. 확장된 데이터베이스의 자외영역 스펙트럼 복사조도 변화는 TAR에서 설명되었듯이 1991년부터 UARS 관측에서 보여진 것과 일치한다.

가시 영역과 적외영역 스펙트럼의 복사는 300nm이하의 스펙트럼보다 뚜렷하게 다른 일시적인 특징을 가진다. 최대의 에너지 변화는 400nm에서 500nm사이의 파장에서 일어난다. 부분적인 변화는 UV 파장에서 가장 크지만 실제적인 에너지 변화는 가시 스펙트럼에서보다 상당히 작다. 11년의 태양 주기의 시간 규모에 걸친, 흰 반점의 밝기는 흑점이 가로막힌 경우에 2배이상 초과하며, 스펙트럼 복사조도의 증가가 전부는 아니더라도 태양 주기의 극소기에서 극대기에 이르기까지 대부분의 파장에 존재한다. 추정된 태양 주기의 변화는 총 태양복사조도의 0.08%이다. 파장범위로 분류하면, 이러한 복사조도의 변화는 200nm에서 300nm까지 1.3%, 315nm에서 400nm까지 0.2%, 400nm에서 700nm까지 0.08%, 700nm에서 1,000nm까지 0.04%, 1,000nm에서 1,600nm까지 0.025%이다.

그러나, 강한 태양 활동 시기 동안에, 흑점의 가로막음은 흰 반점이 밝아지는 것을 지배할 수 있고, 대부분의 파장에서 복사조도를 감소시키도록 할 수 있다. 현재 SORCE에 의해 측정되고 있는 이러한 짧은 시간 크기에서의 스펙트럼 복사조도 변화는 태양복사조도 변화 모델에서 파장에 의존한 흑점과 흰 반점 매개변수화를 검증하게 한다. 모델화된 스펙트럼 복사조도의 변화가 초기의 SORCE 관측에 전반적으로 좋은 일치를 보이지만, 아직 SORCE 관측은 태양 주기 동안의 태양 스펙트럼 복사조도 변화의 진폭에 대한 결정적인 정보를 제공하기에는 너무 짧다.

2.7.1.2 과거의 태양 복사강제력의 추정

2.7.1.2.1 태양복사조도의 과거 변화 재해석

과거 400년에 걸친 장기간의 태양복사조도 변화는 기후 변화 시뮬레이션을 위해 TAR에서 재해석된 것보다 2배에서 4배정도까지 더 작을 수도 있다. TAR에서 쓰인 Hoyt and Schatten(1993), Lean et al.,(1995), Lean(2000), Lockwood and Stamper(1999), Solanki and Fligge(1999)와 같은 복사조도 재해석은 17세기의 마운더 극소기의 총 복사조도가 당시의 태양 극소기 밑으로 0.15%에서 0.3%의 범위에서 감소된 것으로 알려진 11년 주기를 포함한 장기 변화 구성요소의 존재가 가정되었다. 전형적으로 흰 반점 발달과 관련하여, 이러한 장기 구성요소의 일시적인 구조는 평활된 태양 활동 주기의 진폭이나 주기의 길이를 추적하도록 가정되었다. 장기적인 복사조도의 구성요소를 채택하기 위한 동기는 세가지가 있었다. 하나는 태양과 비슷한 항성의 변화 범위(Baliunas and Jastrow, 1990), 두번째는 지자기 활동의 장기 경향, 세번째인 우주선의 작용으로 생긴 동위원소의 태양 변환인데, 이 모든것들이 태양이 최근의 태양 주기동안 목격된 것보다 더 넓은 범위의 활동이 가능하다는 것을 제시하였다(즉, 그림 2.16에서의 관측 기록). 이러한 복사조도의 재해석으로부터 17세기 마운더 극소기에서 현재의 활동 극소기에 이르는 총 태양복사조도의 증가에 대한 다양한 추정들이 표 2.10에 최근의 결과들과 비교되어있다.

중요한 장기 복사조도의 구성요소 존재에 대한 위의 3가지 각각의 가정은 현재 문제가 되고 있다. 항성 데이터의 재평가는 Lean et al.(1995)와 Lean(2000)의 복사조도 재해석을 지지하는, 주기를 가진 항성의 더 많은 칼슘(Ca) 배출(Hall and Lockwood, 2004)과 비교해서 주기를 가지지 않는 항성(마운더 극소기 타입의 상태에 있다고 가정된)의 더 적은 배출의 본래의 두 가지 모드로의 분리를 되찾는 것이 불가능하였다. 오히려, 현재의 태양은 다른 천체들에 비해 전형적인(혹은 보다 높은) 활동을 갖는 것으로 생각된다. 항성 관측으로부터 유추된 최저의 그럴듯한 밝기 수준은 Baliunas and Jastrow(1990)의 초기 분포의 낮은 모드의 피크보다 더 높다. 다른 연구들은 Lockwood and Stamper(1999)의 복사조도 재해석의 장기 경향을 다소 감소시키는 지자기활동(Svalgaard et al., 2004)의 역사적 지표의 장기 기기 drifts의 가능성을 증가시킨다. 더욱이 태양복사조도와 지자기 지표와 우주선의 작용으로 생긴 지표들 사이의 관계는 복잡하고, 선형적일 필요는 없다. 태양위의 자기 플럭스 수송의 시뮬레이션과 '오픈' 자기 플럭스(지자기 활동과 우주선 동위원소를 조절하는)를 의미하는 태양권으로의 오픈 플럭스의 전달

은 심지어 닫힌 플럭스(흑점이나 흰 반점에서의 밝은)도 하지 않을 때, 주기 내의 시간 크기에서 측정할 수 있다(Lean et al., 2002; Y. Wang et al., 2005).

지자기, 우주선 또는 항성 프록시를 적용하지 않는 태양의 자기 플럭스 변화(Y. Wang et al., 2005) 모델을 기초로한 태양복사조도의 새로운 재해석은 배경 구성요소의 진폭이 구체적으로 Lean(2000)의 것에 0.27배로 이전에 가정했던 것보다 매우 작다고 한다. 이러한 추정값은 다양한 남북방향의 흐름을 포함하는 플럭스 수송 모델을 사용하여 과거 300년 동안의 자기 플럭스의 분출, 수송, 축적의 시뮬레이션으로부터 나온 결과이다. 두가지 총 플럭스 변화와 태양권(오픈 플럭스)로 확장되는 플럭스의 변화가 양극 자기 영역(활성 영역)의 퇴적과 흑점 수에 비례한 세기와 수의 태양 표면에서의 작은 규모의 밝은 특징(임시 영역)으로부터 추정된다. 오픈 플럭스를 부분적으로 태양권 조절로부터 변화가 발생하는 우주선 동위 원소와 함께 합리적으로 비교하는데, 이것은 접근이 현실에 가깝다는 신뢰를 제공한다. 총 플럭스(가능한 임시 영역 포함)의 작은 축적은 흑점의 가로막힘과 함께 결합된 흰 반점의 밝기의 순 증가를 만들고, 그림 2.17에서 보여진 총 태양복사조도의 재해석을 가능하게 한다. 마운더 극소기에서 현재의 주기 극소기에 이르기까지 0.04%의 태양복사조도 증가가 있었다. 1610년경 착수된 흑점의 직접 망원 측정에 우선하여, 태양 활동에 대한 지식은 90년, 200년, 2,300년 근처의 태양의 상대적인 주기를 보여주는 나이트의 ^{14}C 와 빙하코어의 ^{10}Be 의 우주선 동위원소 기록들로부터 간접적으로 추론할 수 있다. 우주선 동위원소(Jirikowic and Damon, 1994)와 흑점 기록의 스펙트럼 분석(Rigozo et al., 2001)에 대한 몇몇의 연구에서는 12세기 중세 태양 극대기 동안의 태양 활동이 현재의 태양 극대기와 유사하다고 한다. 최근의 작업은 차례로 은하계 우주선의 전달을 변화시키면서 태양의 자기장이 태양권을 조정하는 물리적 과정의 연쇄를 설명하려 하는데, 이러한 플럭스는 추가적인 수송과 화학 과정이 따르는 육지의 시스템에서 결과적으로 퇴적된 우주선 동위원소를 만든다. 초기의 노력은 8000년 앞선 것에 비해 과거 70년의 태양활동이 예외적인 높은 수준임을 알렸다(Solanki et al., 2004). 반면, 동위원소 기록들 사이의 차이가 고려되고, 화석연료 연소에 대한 ^{14}C 의 기록이 수정될 때, 태양활동의 현재 수준은 역사적으로는 높지만, 그렇게 예외적인 것은 아니다(Muscheler et al., 2007).

2.7.1.2.2 태양 복사강제력에 대한 함축

그렇듯한 물리적인 이해의 관점에서, 마운더 극소기부터 현재 주기의 극소기까지의 총 복사조도의 가장 그럴싸한 장기 증가는 0.04%이다(복사조도의 증가는 대략 $1,365\text{Wm}^{-2}$ 중

0.5Wm^{-2} 이다). 이는 $+0.1\text{Wm}^{-2}$ 의 RF에 해당하는 것이다. 표 2.10에서 큰 RF는 $+0.38\text{Wm}^{-2}$ 에서 $+0.68\text{Wm}^{-2}$ 의 범위에서 추정되는데, 이는 더 이상 유효하지 않은 태양과 비슷한 항성의 밝기 변동으로부터 유도된 주기의 극소기에서 가정된 태양복사조도의 변화에 해당된다. 마운더 극소기에서 현재까지 11년 주기의 진폭은 증가해왔기 때문에, 현재 주기의 평균에 대한 총 복사조도의 증가는 0.08%이다. 그림 2.17에서 보이듯이, 1750년부터 현재까지 Y. Wang et al.(2005)의 11년 주기의 완만화된 총 태양복사조도의 시계열에 따르면, 총 태양복사조도는 순수하게 0.05%의 증가가 있었다. 이것은 $+0.12\text{Wm}^{-2}$ 의 RF에 해당하는 것인데, 1750년부터 현재까지에 대한 TAR의 태양 RF 추정값보다 두 배이상 적은 것이다. Lean(2000)의 재해석(그림 2.17에서 낮은 envelope)을 상한으로 사용할때, 1750년 이후의 복사조도 증가는 0.12%이며 이에 해당하는 RF는 $+0.3\text{Wm}^{-2}$ 이다. 1750년부터 현재까지의 복사조도의 증가의 하한은 0.026%인데, 이는 오로지 11년 주기의 증가에 의한 것이다. RF의 이에 상응하는 하한은 $+0.06\text{Wm}^{-2}$ 이다. 태양 주기가 변함에 따라, 장기 복사조도 변화는 중요한 스펙트럼 의존성을 가지는 것으로 예상되었다. 예를 들어, Y. Wang et al.(2005)의 플럭스 수송 추정값들은 마운더 극소기 동안의 감소를 포함하는데, 이는 당대의 활동 주기 극소기에 비해 200nm부터 300nm까지는 0.43%, 315nm부터 400nm까지는 0.1%, 400nm부터 700nm까지는 0.05%, 700nm부터 1,000nm까지는 0.03%, 1,000nm부터 1,600nm까지는 0.02%(Lean et al., 2005) 해당하는 값

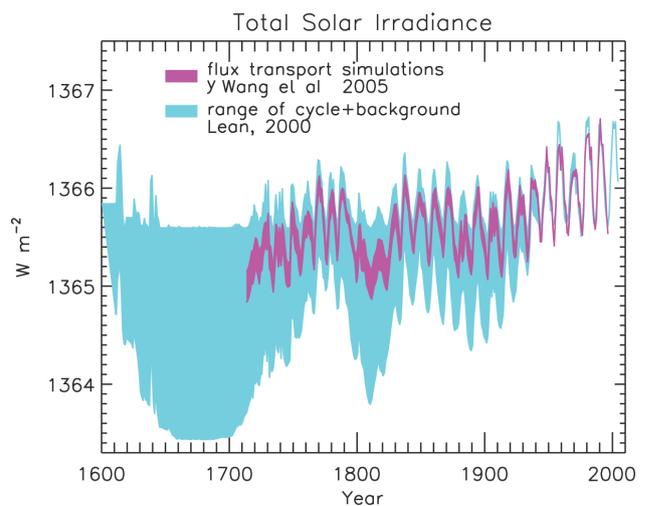


그림 2.17. 1600년부터 시작되는 총 태양복사조도의 시계열의 재해석. 위의 색칠된 envelope는 11년 활동주기로부터 발생되는 복사조도 변화를 나타낸다. 밑의 envelope는 태양과 비슷한 항성의 밝기 변화로부터 장기 경향이 유추되는 Lean(2000)에 의한 총 태양복사조도 재해석이다. 이것과 비교하여, Y. Wang(2005)의 최근의 재해석은 밝은 흰 반점을 만들어내는 닫힌 플럭스의 장기 발달을 시뮬레이션하는 플럭스 수송 모델을 사용하여 태양만을 고려한것에 기초한다.

표 2.10. 3차 평가보고서 이후 새로운 이해를 기록한 17세기 마운더 극소기에서 현대 태양 최소기로 RF 증가 추정치 비교

참고문헌	가정과 기법	마운더 극소기에서 일시적인 최소기 까지 복사강제력 증가(Wm^{-2}) ^a	현재 이해수준에서의 해설
Schatten and Orosz (1990)	태양흑점 기록을 사용한 MM의 11년 복사주기의 외삽	~0	항구적으로 변함없는 최소의 주기에서 복사량 수준
Lean et al. (1992)	MM기간 동안 가정한 Ca 이미지에서 반점, plage 또는 네트워크는 없음.	0.26	태양의 밝기 변화에 기인한 비자기성 태양으로부터 최대 복사량의 증가
Lean et al. (1992)	반점, plage 또는 네트워크는 없고, MM 아날로그로 가정한 비자기성 항성에서 감소한 밝기에 대해 Ca 이미지에서 셀 중앙의 감소한 기초 배출량	0.45	항성 자료의 새로운 추정치(Hall and Lockwood, 2004)는 원래 항성 밝기 분포를 뒷받침하지 않거나 MM 아날로그로서 Baliunas와 Jastrow(1990)의 '비자기성' 항성의 밝기 감소의 이용
Hoyt and Schatten (1993) ^b	MM에서 현재까지 태양흑점/흑점대 명부 비율의 변화에 의해 포함된 대류의 재편성: Lean et al.(1992)에 의한 비자기성 항성 밝기에 기초한 MM에서 현재까지 증가폭	0.65	위와 같음
Lean et al. (1995)	대표적인 MM으로 가정된 활동 주기를 가진 비자기성 항성의 감소된 밝기	0.45	위와 같음
Solanki and Fligge (1999) ^b	위의 것을 통합	0.68	위와 같음
Lean (2000)	대표적인 MM으로 가정된 비자기성 항성의 밝기 변화	0.38	위와 같음
Foster (2004) Model	MM동안 가정된 MDI 이미지로부터 밝은 형상을 제거한 비자기성 태양의 추정치	0.28	Lean et al.(1992)에 의한 반점, plage, 네트워크의 제거에 대한 방법은 유사
Y. Wang et al. (2005) ^b	MM부터 현재까지 총 자기 플럭스 변화의 플럭스 수송 모사	0.1	태양 모델은 태양 주기에서 다음 까지 자기 플럭스의 적절한 누적은 태양 주기 최소화에서 복사 수준에서 알맞은 증가를 생산
Dziembowski et al. (2001)	태양 내부 진동의 helioseismic 관측은 태양이 현재 활동의 최소치보다 더 약화되지 않았음을 제시했다.	~0	

주석 a RF는 4(기하)로 나누고, 0.701 곱해진(알베도) 조도변화이다. 마운더 극소기 동안에는 무시해도 되고, 최근에는 $1Wm^{-2}$ (최저에서 최고) 정도 차이가 나는 태양흑점활동은 주기의 최소에서 조도변화를 주었다. 20년 평활했을 때 이 주기는 추가적인 $0.09Wm^{-2}$ 에 의해 표에서 순 RF가 증가했다.

b 이 재현은 1713년까지만 해당되고 이는 마운더 극소기의 끝이다.

로, 이전의 Lean의 모델(2000)에서의 1.4%, 0.32%, 0.17%, 0.1%, 0.06%과 각각 비교된다.

2.7.1.3 태양 변화의 간접 효과

약 태양 복사 에너지의 1%가 지구의 대기가 흡수하는 약 300nm 이하의 파장에 해당하는 스펙트럼의 UV 부분이다. 비록 총 복사조도에 비해 절대적으로 작은 에너지이지만, 태양 UV 복사는 부분적으로 적어도 한 단위 이상의 크기로 더 다양하다. 그것은 총 태양복사조도를 변화시키는데 중요하게 기여하며(총 복사조도 주기의 15%; Lean et al., 1997), 오존층을 만들고 조절하는데 중요하지만, 대류권에 도달하지 않으므로 직접적인 RF로 간주되지는 않는다. TAR이후로, 새로운 연구들이 태양 UV 복사조도 변화(그리고 가능하게는 중간권과 열권 하층에 걸친 태양에 의해 전도된 변화)에 의한 성층권의 조절을 포함하는 간접 효과의 그럴듯함을 후의 대류권에서의 역학과 복사의 결합과 함께 확인하고 진척

시켰다(9.2절 참조). 태양풍 변동(Boberg and Lundstedt, 2002)이나 은하계의 우주선의 태양에 의해 유도된 태양권의 조절(Marsh and Svensmark, 2000b)은 또한 간접적인 강제력을 모호하게 남도록 한다.

대류권에서 인간에 의한 효과, 내부 주기(예를 들어, 준 2년 주기 진동)와 자연적인 영향 모두 성층권에 영향을 준다. 실험과 모델 연구에서 모두 UV 복사의 태양 주기 변화는 중간 대기의 오존 농도를 조절하고(Fioletov et al., 2002; Geller and Smyshlyayev, 2002; Hood, 2003), 온도와 바람을 조절하며(Ramaswamy et al., 2001; Labitzke et al., 2002; Haigh, 2003; Labitzke, 2004; Crooks and Gray, 2005), 준 2년 주기 진동에도 마찬가지로이다(McCormack, 2003; Salby and Callaghan 2004). 기후에 미치는 태양의 영향에 대한 이들의 최근 조사에서, Gray et al.(2005)는 동서방향으로 평균된 성층권 온도, 오존, 순환에 대한 앞선 11년 주기 신호가 통계적인 신뢰가 증가와 함께 업데이트된 관측적인 분석이 확인되었다고 알렸다. 태양 주기 극대기에 2%에서 3%의 전

지구 전체 오존의 태양 주기에 의해 유도된 증가가 약 50km에 1°C 정도의 고도에 따른 증가로 온도에 반응하면서 존재한다. 그러나 그 진폭과 이러한 변화들에 대한 고도와 지리학적 패턴이 대략적으로만 알려져 있고, 강제력에 대해 쉽게 인식할 수 있는 방법으로 연결되어 있지 않다. 예를 들어, 태양 강제력이 행성과 전파에 영향을 주는 온도의 변화에 의해 야기되는 역학적인 기원을 가진 중요한 성층권에서의 반응(Hood, 2003)을 유도하는 것처럼 보이는데, 이는 현재 모델에 의해 제거된다.

태양의 활동이 왕성할 때, 더 복잡한 태양권의 자기 배열이 지구 대기에서의 은하계 우주선 플럭스를 감소시킨다. 어떤 방법에 의해 태양에 의해 유도된 은하계 우주선의 변동은 기후에 영향을 줄 수 있는지가 다양한 시나리오들에서 제시되었다(Gray et al., 2005의 조사에 의하면). Carlsaw et al.(2002)은 대류권에서 우주선의 이온화에 의해 생성된 플라즈마가 지구의 표면에서부터 이온층으로 확장된 전기 회로의 일부이기 때문에, 우주선이 뇌우의 대전현상에 영향을 준다고 하였다. 구름 응결핵의 수가 바뀌고 그리하여 미시물리적인 구름의 성질(물방울 수와 밀도)이 바뀌에 의해, 우주선은 또한 대류권 에어러솔의 간접적인 영향과 유사한 과정을 유도할 수 있다. 우주선에 의해 생성되는 것과 같은 이온의 존재는 여러 미시물리적인 메커니즘에 영향을 줌으로써 인식되었다(Harrison and Carlsaw, 2003). 에어러솔은 또한 대기중의 클러스터 이온에 우선하여 응집된다. 기체상의 황산 농도가 낮은 경우에는, 이온이 유도한 핵화는 황산과 물의 2 성분 핵화에 우선할 수 있다. 게다가, 구름 주위에 난류지역의 증가된 이온의 핵화 반응률과 증가된 소멸 반응률이 비슷하게 보인다. 복잡하게 상호작용하는 긴 과정의 연쇄를 통해 이온으로 야기된 특정한 변경의 영향을 추적하는데에 어려움이 있기 때문에, 에어러솔과 구름 형성에 은하계 우주선에 의해 유도된 변화의 양적인 추정은 아직 이루지 못하고 있다.

많은 실험적인 제후들이 전지구 평균된 하층의 운량과 우주선 플럭스 사이에서 알려져 왔다(예를 들면, Marsh and Svensmark, 2000a, b). 태양에 의해 조절된 우주선 플럭스로부터 대기의 이온화가 바뀌는 것이 원인으로 전제되어, 1984년에서 1990년 사이 기간에 운량 변화와 태양 주기와의 실험적인 연관은 논쟁거리로 남아있다. 태양활동과 함께 단계적과 반 단계적인 십년간 신호 그 자체의 실재에 대한 불확실성과 상, 중, 하층의 구름에 대해 분리된 의존성 때문이다. 특히, 우주선의 시계열은 증명되지 않은 추세제거없이 1991년 이후의 전지구 총 운량이나 또는 1994년 이후의 전지구 하층의 운량(Kristjánsson and Kristiansen, 2000; Sun and Bradley, 2002)에 대응되지 않는다(Usoskin et al., 2004).

더욱이, 오직 적외선(가시광이 아닌) 감지에 기초하였을 때 하층의 운량과의 상관성이 중요하다. 그리고 선박의 종관 보고로부터 운량의 수 십년의 시계열(1952년부터 1997년)에는 우주선 플럭스와 관계가 나타나지 않는다. 그러나 작지만 통계적으로는 중요한 양의 상관성이 1951년부터 2000년까지의 기간동안에 UK 위의 구름과 은하계 우주선 플럭스 사이에 있다(Harrison and Stephenson, 2006). 이에 반하여, USA 위의 1900년부터 1987년까지의 운량 아노말리는 은하계 우주선 플럭스와 반대 위상인 11년에 신호를 가진다(Udelhofen and Cess, 2001). 메커니즘의 확실하지 않기 때문에, 태양 변화와 운량의 분명한 관계는 태양권에서의 태양활동(Usoskin et al., 2004)과 태양에 의해 유도된 오존의 변화(Udelhofen and Cess, 2001)에 의해 조절된 우주선 플럭스의 변화뿐만 아니라, 총 태양복사조도의 변화(Kristjánsson et al., 2002)와 엘니뇨-남방진동에 의한 내부 변화(Kernthaler et al., 1999)에 의해 직접적으로 변경된 해수면온도로부터도 그 결과로 해석되고 있다. 실제로, 서로 다른 직접 물리과정과 간접 물리과정(9.2절에서 설명한 것과 같은)은 동시에 작용할 수 있다.

태양복사조도의 증가로 인한 직접적인 RF는 TAR에 비해 감소하였다. 가장 좋은 추정값은 $+0.12\text{Wm}^{-2}$ 이다(90% 신뢰구간: $+0.06$ 에서 $+0.30\text{Wm}^{-2}$). 직접적인 태양복사조도의 변화에 발달이 있어온 반면, 커다란 불확실성이 남아있다. 과학적인 이해의 수준이 직접적인 복사조도 변화에 의한 태양 강제력에 대해 TAR에 비해 낮게 올려졌다. 그러나 우주선의 영향에 대해서는 아주 낮았다(2.9절, 표 2.11).

2.7.2 폭발하는 화산 활동

2.7.2.1 화산 에어러솔의 복사 효과

화산의 황산염 에어러솔은 폭발적인 화산 분출에 의해 성층권으로 배출되는 황 성분 가스의 산화의 결과로 형성된다. 기체에서 입자 전환 과정은 대략 35일 정도의 시간을 갖는다(Bluth et al., 1992; Read et al., 1993). 질량에 대한 황산염 에어러솔의 침전에 대한 시간은 보통 약 12개월에서 14개월 정도이다(Lambert et al., 1993; Baran and Foot, 1994; Barnes and Hoffman, 1997; Bluth et al., 1997). 또한 분출되는 동안 직접적으로 배출되는 것은 재 입자이다. 이것들은 보통 중력에 의해서 3개월 정도 혹은 이내로 꽤 빠르게 성층권 밖으로 침전되는 2 μ m보다 큰 입자들이다. 그러나 분출의 즉각적인 영향에 대해 복사 섭동의 역할을 할 수 있다. 기후 변화 시뮬레이션과 결합된 성층권 에어러솔 데이터는 황산염이 대부분인 경향이 있다(Sato et al., 1993; Stenchikov et al., 1998; Ramachandran et al., 2000; Hansen et al., 2002;

Tett et al., 2002; Ammann et al., 2003). 두번째 평가 보고서 (SAR)와 세번째 평가 보고서에 쓰였듯이, 폭발적인 화산의 경우는 일시적이지만, 에어러솔의 미시물리적인 특징(예를 들어, 크기 분포)에 대해 민감한 단파와 장파의 효과로, 그것의 결과인 성층권 에어러솔은 지구의 복사에너지 균형에 즉각적으로 일시적인 섭동을 가져온다.

장기간 지표에 위치하거나 풍선을 띄우는 기기 관측은 화산 에어러솔의 광학적인 효과와 미시물리적인 전개에 대한 이해를 갖도록 해왔다(Deshler et al., 2003; Hofmann et al., 2003). 위성 시대 이전의 스펙트럼 소멸 측정에서부터 중요한 지표에서의 에어러솔 특성 관측은 Stothers(2001a, b)에 의해 분석되어 왔으나, 전지구에 대한 것은 아니었다. 지난 25년에 걸친 성층권 에어러솔에 대한 전지구 관측은 많은 위성 플랫폼 덕에 가능해졌다. 예를 들어, TOMS와 TOVS는 화산 분출로부터 SO₂를 추정하는데 이용되었다(Krueger et al., 2000; Prata et al., 2003). The Stratospheric Aerosol and Gas Experiment(SAGE)와 Stratospheric Aerosol Measurement (SAM) 프로젝트(예를 들어, McCormick, 1987)는 20년에 걸친 긴 기록에 해당하는 연직으로 분석된 성층권 에어러솔 스펙트럼 소멸 데이터를 제공해왔다. 이 데이터 세트는 1982년의 El Chichón의 분출 당시(1991년 Mt. Pinatubo이후로 20세기에 두번째로 중요한 분출)와 에어러솔 구름이 질을 때 중요한 차이를 가진다 이러한 차이는 라이다 측정과 필드 캠페인(예를 들어, Antuña et al., 2003; Thomason and Peter, 2006)에 의해 부분적으로 좁혀졌다.

대기에 의해 극지방으로 수송되는 화산 에어러솔은 빙산에 보존되어, 수 천 년에 대한 지구의 화산활동의 역사를 기록하게 된다(Bigler et al., 2002; Palmer et al., 2002; Mosley-Thompson et al., 2003). 그러나, 빙하 기록들로부터 얻어지는 대기의 에어러솔의 위도에 대한 분포에 대한 불분명한 지식으로 인한 불확실성으로 어려움이 있으며, 이는 하나의 빙하코어에서 하나의 분출에 대한 신호에 영향을 끼치는 축적되는 잡음과 같은 것으로, 에어러솔의 미시물리적인 성질에 대해 좋지 못한 강제가 있다.

믿을만하고 정확한 관측으로 가장 문서화가 잘된 폭발적인 화산의 사건은 1991년 Pinatubo 화산의 분출이다. 이 분출로 인해 에어러솔의 성장과 붕괴는 폭발적인 화산으로 인한 RF를 모델링하는데 기초로 제공된다. Pinatubo 화산 이후로는 폭발적이거나 기후적으로 중요한 화산 활동이 없었다. Ramaswamy et al.(2001)에서 지적했듯이, 성층권 에어러솔 농도는 지금 1980년 경 시작된 전 지구에 대한 적용과 위성 시대 이후로 가장 낮은 농도를 보이고 있다. 원추형 광학적 그리고 물리적인 측정과 함께, 몇 개의 파장에서 고도에

따른 성층권의 광학적인 관측은 화산 활동의 영향으로 형성된 성층권 에어러솔 크기 분포의 시간에 따른 전 지구 장을 만드는데 사용되어 왔다. 태양이나 장파 스펙트럼으로 계산된 파장에 따른 성층권 에어러솔 단일-산란의 특징은 복사(단파와 장파) 섭동을 결과로 생각한 기후 모델에 배치되었다.

가능한 위성과 지표에서의 관측을 이용하여 Hansen et al.(2002)은 1850년에서 1999년 기간에 대한 화산 에어러솔 데이터 세트를 만들었다. 이것은 가시광 영역 파장과 기동으로 평균된 유효 반지름에 대해 연직으로 분석된 에어러솔 광학 두께의 동서방향으로의 평균을 산출해왔다. Stenchikov et al.(2006)은 Hansen et al.(2002)와 비교하여 유효 반지름을 수정하기 위해 UARS 관측을 이용해서 이 데이터 세트에 약간의 변화를 주었다. 그래서 고도에 따른 변화를 계산하였다. Ammann et al.(2003)은 Krakatau 분출을 포함하지 않은 1980년 부터의 기간에 대한 전체 에어러솔 광학 두께의 데이터 세트를 구축하였다. 이 데이터 세트는 대기의 수송의 단순화된 매개변수화하여 사용하고 광학 성질을 계산하는데 고정된 에어러솔 유효 반지름(0.42 μ m)을 사용하여 전지구적으로 분포된 대기의 로딩을 실험적으로 추정하는데 바탕이 된다. 위의 데이터 세트는 20세기 기후 적분을 수행해온 모든 모델들에 가상적으로 제공된 화산 에어러솔에 대한 기초를 제공하였다(Stenchikov et al., 2006). Sato et al.(1993)과 비교했을 때, Ammann et al.(2006)의 추정값은 광학 두께를 20세기의 두번째 부분에 대해서는 20에서 30%까지, 19세기 말엽과 20세기의 시작의 분출에 대해서는 예를 들어, 1902년의 Santa Maria 분출과 같이 경우에 대해서는 50%까지, 더 큰 값으로 산출되었다(그림 2.18).

Sato et al.(1993)의 데이터를 이용하여 계산된 전 지구 평균 RF는 강한(배출된 SO₂에 대한 비율로 생각할 때) 1860년과 1991년의 Krakatau와 Mt.Pinatubo에 대해 약 -3Wm⁻²의 복사섭동의 피크를 나타낸다. 이 값은 상대적으로 강도가 덜했던 El Chichón이나 Agung 분출에 대해서는 약 -2Wm⁻²정도로 감소되었다(Hansen et al., 2002). 위의 주장에서 예상되듯이, Ammann의 RF는 Sato의 RF보다 대략 20에서 30% 정도 더 크다.

모든 에어러솔에 대한 특징이 다 잘 정량화된 것이 아니며, 데이터 세트를 확장시키고 개선하는 것이 중요한 연구분야로 남아있다. 이것은 에어러솔의 크기 분포에 대해 개선된 추정을 하고(Bingen et al., 2004), SAGE와 UARS 데이터를 이용하여 에어러솔의 광학적 특성을 계산하는 새로운 접근과(Bauman et al., 2003) 다른 위성들과 그들을 조합하여 차이를 줄이기 위한 데이터의 상호 비교(Randall et al., 20010)를 포함하는 것이다. 에어러솔의 특징이 Pinatubo 화산과 El

Chichón이나 Agung 분출에 대해서 어느 정도는 더 강제한 반면에 광학 두께나 크기 성장에 대해 관측적인 강제가 거의 없는 훨씬 과거의 폭발적인 화산 활동으로부터의 에어러솔에 대한 신뢰는 떨어졌다.

주요 분출로부터 배출된 화산 에어러솔로 인한 복사 효과는 반사된 태양 복사의 전지구적인 아노말리에 대해서 뚜렷하다. 이 변수는 실제로 관측에 반하여 테스트될 수 있는 복사 효과에 대해 좋은 추정을 할 수 있다. 그러나 RF와는 달리, 이 변수는 피드백으로 인한 효과(예를 들어, 구름 분포의 변화)를 포함하기 때문에, 기후 반응에 대해 실제로 더 신뢰가 된다. Pinatubo 화산의 분출 경우에, 전 지구 가시 영역의 광학 두께의 피크는 약 0.15였는데, 시뮬레이션은 약 -3Wm^{-2} 보다 위인 큰 음의 섭동을 보였다(Ramachandran et al., 2000; Hansen et al., 2002)(9.2절 참조). 이 반사된 태양 복사의 모델에 의한 추정 값은 ERBS 관측과 함께 합리적으로 비교할 수 있다(Minnis et al., 1993). 그러나, ERBS 관측은 상대적으로 짧은 기간이고, 모델과 관측의 비교는 시뮬레이션과 측정에서의 다른 구름효과에 영향을 받게 될 수도 있다. 기록하기 흥미롭게도(Stenchikov et al., 2006), Pinatubo 화산의 경우는 Sato et al.(1993)의 데이터를 이용한 Gaddard Institute for Space Studies(GISS)모델이 더 큰(Ammann et al., 2003) 광학 두께의 추정값을 사용한 National Center for Atmospheric Research(NCAR)의 모델보다 더 훨씬 태양 반사값을 산출하였다.

2.7.2.2 화산 에어러솔에 의해 강제된 열적, 역학적, 화학적인 섭동

네가지 다른 메커니즘들이 화산 에어러솔의 RF에 반응하는 기후에 대하여 제시했다. 첫째로, 이러한 강제력들은 직접적으로 지구의 복사 균형에 영향을 주어 표면 온도를 바꿀 수 있다. 둘째로, 이것들은 수평으로나 연직으로 가열의 정도를 가져오는데, 이러한 것들이 성층권 순환을 바꿀 수 있으며, 차례로 대류권에도 영향을 줄 수 있다. 셋째로, 강제력들이 내부 기후 시스템의 변화(예를 들어, 엘니뇨-남방진동, 북대서양 진동, 준 2년 주기 진동)와 역학적인 잡음과

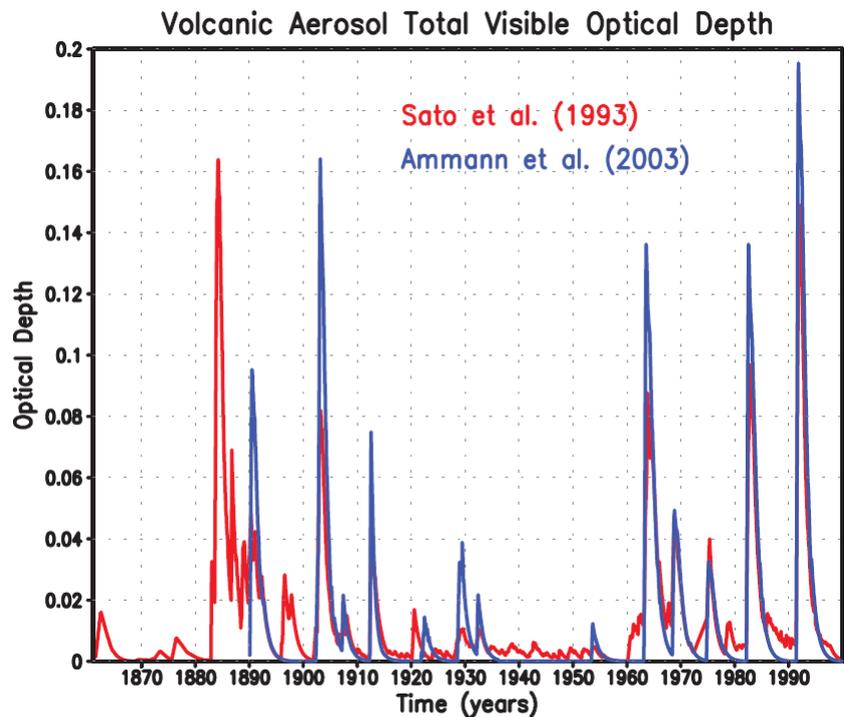


그림 2.18. 1860년과 2000년에 발생한 화산 폭발 후 형성된 성층권 황산염에 에어러솔의 가시(파장 $0.55\mu\text{m}$) 광학 두께 추정치. 결과는 최근 기후모델통합에 사용된 2개의 다른 자료세트에서 결과로 제시되었다. Ammann et al.(2003) 자료는 1890년에 시작된다.

서로 상호작용하여 이러한 모드를 촉발시키거나 증폭시키거나 이동시킬 수 있다(9.2절 참조; Yang and Schlesinger, 2001; Stenchikov et al., 2004). 넷째로, 화산 에어러솔은 전 지구 성층권 오존 분포에 영향을 주고(Chipperfield et al., 2003), 분출이 따르는 중요한 기간에 대해 다른 미량 기체들을 섭동시키는 비균질 화학을 위한 표면을 제공한다. 위의 각 메커니즘은 각자의 공간적이고 일시적인 반응 패턴을 가진다. 게다가, 메커니즘들이 기후 시스템의 배경 상태와 다른 강제력들에 좌우될 수 있고(예를 들어, 잘 혼합된 기체들에 의한, Meehl et al., 2004) 또는 서로 상호작용 할 수 있다.

화산의 영향에 의해 강제된 복사-역학적인 반응의 복잡함은 모델 내에서 상호적으로 에어러솔의 복사 효과를 계산하는 것이 그들을 규정하는 것보다 더 중요함을 나타낸다(Andronova et al., 1999; Broccoli et al., 2003). 적용된 화산 에어러솔의 매개변수의 차이에도 불구하고, 에어러솔의 복사 효과를 상호적으로 계산하는 모델들은 열대와 전 지구에서 서로 분명하게 일치되고 관측되고 일치되는 평균적인 성층권 하부의 온난화를 추산하였다(Ramachandran et al., 2000; Hansen et al., 2002; Yang and Schlesinger 2002; Stenchikov et al., 2004; Ramaswamy et al., 2006b). 그러나 극의 성층권과 대류권에서의 중요한 반응의 점위가 있다. 성층권 하부의 전 지구 평균 온난화는 주로 장파 스펙트럼의 에어러솔 효과에 의한 것이고 대조적으로, TOA에서의 플럭스 변화는

본질적으로 태양 스펙트럼의 에어러솔 효과에 의해 일어난다. 열적, 수문학적 균형에서 화산 에어러솔의 순 복사 효과는(예를 들어, 지표 온도와 수분) 최근의 연구에 의해 강조되었다(Free and Angell, 2002; Jones et al., 2003; 6장 참조; 20세기 분출에 대한 시뮬레이션 된 반응과 모델-관측의 비교의 중요함을 위해 9장 참조). 거의 광학 두께의 섭동과 뒤이어 열대 성층권 하부의 온난화와 연결된 메커니즘은 대류권 계면을 통과하는 수증기 플럭스의 잠재적인 변화이다(Joshi and Shine, 2003; 2.3.7절 참조).

전 지구 복사 가열의 분포를 이끄는 화산 에어러솔의 아노말리는 대기 순환에 중요한 변화를 이끌 수 있는데, 예를 들면, 적도-극 가열 기울기를 섭동하고(Stenchikov et al., 2002; Ramaswamy et al., 2006a; 9.2절 참조), 유라시아와 북미에 걸쳐 중위도와 고위도의 counteractive boreal 겨울 온난화를 차례로 야기하는 북극 진동의 양의 위상을 강제한다(Perlwitz and Graf, 2001; Stenchikov et al., 2002, 2004, 2006; Shindell et al., 2003b, 2004; Perlwitz and Harnik, 2003; Rind et al., 2005; Miller et al., 2006).

성층권의 에어러솔은 성층권의 화학과정과 수송과정에 영향을 주고 오존의 감소를 가져온다(Brasseur and Granier, 1992; Tie et al., 1994; Solomon et al., 1996; Chipperfield et al., 2003). Stenchikov et al.(2002)는 오존의 감소와 북극 진동 반응이 연결되어 있음을 주장하였다. 이것은 본질적으로 성층권 화학을 통해 화산 에어러솔에 의해 유도된 2차 복사 메커니즘이다. 화산의 효과로 시작된 강한 극 소용돌이와 연관된 북극 지역이 성층권 냉각은 극 성층권 구름의 형성 가능성을 증가시킬 수 있어서 성층권 오존의 비균질 화학적인 파괴, 특히 북반구에서의 비율이 강화된다(Tabazadeh et al., 2002). 위의 연구는 화산의 분출이 활성화되고 강화된 인간에 의한 할로젠 로딩의 조건 하에서 성층권의 오존층에 대한 영향을 지적한다. 미시물리-화학-기후의 상호모델들은(Rozanov et al., 2002, 2004; Shindell et al., 2003b, Timmreck et al., 2003; Dameris et al., 2005) 에어러솔에 의한 성층권의 가열이 화산 에어러솔 구름의 분산에 영향을 주고 그래서 공간적인 RF에 영향을 준다고 지적한다. 그러나 모델의 단순화된 에어러솔의 미시물리 처리는 바이어스를 일으킨다; 나아가, 그것들은 대개 대류권계면 위치에서의 혼합과 성층권에서의 남북방향의 수송의 강도를 과대평가한다(Douglass et al., 2003; Schoeberl et al., 2003). 현재의 기후 연구를 위해, 에어러솔의 관측으로 믿을 수 있도록 강제된 더 단순화된 접근을 이용하는 것이 실용적이다.

그것의 일시적인 본성때문에, 다른 agent와는 다르게, 화산의 RF에 대한 최선의 추정값을 제시하는 것은 불가능하

다. 최선의 추정값이나 과학적인 이해의 수준이 TAR에 제시되지 않았다. 폭발적이었던 1991년의 Pinatubo 화산 분출처럼 문서화가 잘 된 경우에 대해서는 좋은 과학적 이해가 이루어져있지만, 이전의 일시적이고, 폭발적인 사건과 연관된 RF에 대한 제한된 지식은 과학적인 이해의 수준이 낮음을 알려준다(2.9절, 표 2.11).

2.8 복사강제력의 유용성

TAR를 비롯한 다른 보고서에 따르면 복사강제력은 일차적으로 여러 기후변화를 일으키는 기작들의 상대적인 기후 효과를 추정 하는데에 있어서 상당히 유용한 도구라는 데에는 이견이 없다(Ramaswamy et al., 2001; Jacob et al., 2005). 복사강제력은 여러 강제력의 전 지구 평균 지표온도 변화에 대한 상대적인 기여도를 추정하는데에 있어서 특히 유용하다. 그러나 복사강제력은 기후변화의 다른 측면들 또는 배출량의 역할들을 측정하는데에 있어서는 적합하지 않다(2.2절, 2.10절 참조). 이전의 기후모델 연구에 의하면 여러 기작들에 의한 기후민감도 변수는 대체적으로 일정하다고(약 25% 내의 변화로) 밝혀졌다(Ramaswamy et al., 2001; Chipperfield et al., 2003). 하지만 이러한 일정한 기후민감도 변수도 여전히 특정 고도에서의 오존의 변화나 빛을 흡수하는 에어러솔의 변화등과 같은 몇몇 기작들에는 잘 적용되지 않는다. 기후모델 연구에 따르면 기후반응, 특히 평형 상태의 기후민감도는 25% 이상 변화하기 때문에(9.6절 참조), Ramaswamy et al.(2001)과 Jacob et al.(2005) 등은 복사강제력은 기후변화를 일으키는 여러 기작들에 의한 영향을, 특히 LLGHG에 의한, 정량적으로 평가하는 가장 간단하고도 직접적인 측정치라고 결론지었다. 이 절에서는 TAR 이후에 복사강제력과 기후반응의 상관관계를 고찰했던 여러 연구들을 다루기로 한다. 이러한 연구들은 순전히 기후모델 결과들에 기반한 것임을 밝혀둔다.

2.8.1 강제력의 연직분포와 지표 에너지 평형 변화

강제력 매개체의 수직적인 변화는 효율 뿐만 아니라 기후반응의 여러 측면에서도 특히 지역적인 그리고 수직적인 온도변화의 양상과 물순환의 변화를 산정함에 있어서 중요하다. 예를들어, 빛을 흡수하는 에어러솔의 경우 지표강제력이 기후반응을, 특히 물순환과 연관되어서, 추정 하는데에 있어서 분명히 복사강제력에 비해서 유용한 측정치 이다(Ramanathan et al., 2001a; Menon et al., 2002b). 장단파복

사와 더불어 직열과 잠열에 의한 열 수송이 지표에너지 수지의 변화에 연관되어 있다. 그러므로 대류권계면에서 계산되는 복사강제력과 상당히 다를 수 있다 그리고 지표와 대류권의 기후 시스템의 변화를 야기하는 에너지 평형 변화를 제대로 표현하기에는 무리가 있다. 지표강제력이 복사강제력에 비해 여러 기작들에 의한 복합적인 요과를 포함하고 있는바 복사강제력과 지표강제력의 직접적인 비교는 지양되어야 하며 지표강제력은 기후반응을 평가하는 것으로서 고려되어야 한다(예, Manabe and Wetherald, 1967; Ramanathan, 1981). 그러므로 지표강제력은 기후반응을 이해하기 위한 중요하고도 유용한 진단 도구로서 제시되어야 한다(2.9.4, 2.9.5절 참조)

2.8.2 복사강제력의 수평적 패턴

각각의 복사강제력 인자들은 개개의 독특한 수평적 패턴을 가진다(Ramaswamy et al., 2001, 그림 6.7 참조). 여러 인자들의 효과를 결합할 때 단지 전지구 평균 복사강제력만을 고려해서는 안된다. 예를 들면, 전지구 평균 복사강제력이 제로라고 하더라도 상당한 지역적 복사강제력이 존재할 수 있고 이것들이 전지구 평균온도 변화에 영향을 끼칠 수 있다(2.8.5절 참조). 복사강제력의 수평 패턴은 또한 기후반응의 패턴에 영향을 끼친다. 하지만 일차적으로 아주 다른 복사강제력의 수평적 패턴이 비슷한 지표온도의 변동의 패턴을 야기하기도 한다. 그리고 복사강제력이 가장 큰 지역에서 가장 큰 온도변화가 일어나지는 않는다(Boer and Yu, 2003b). 다른 변화양상의 인자는 특히 특정한 기작들에 의한 과거 기후변화를 설명하거나 또한 미래 기후변화에 의한 지역적인 변화 현상을 예측하는데 중요하다. 이장에서는 복사강제력을 이용하여 평형상태에서의 전지구 평균온도 변화에 영향을 끼치는 여러 기작들의 순위를 나타내는데 사용한다. 그리고 이러한 강제력-변동의 관계 측면에서만 다를 것이며 복사강제력의 패턴은 2.9.5절에서 다룬다.

2.8.3 복사강제력을 계산하는 다른 방법들

복사강제력은 점점 더 아주 복잡한 계산들을 포함하고 있는 전 지구 순환모델에서 도출되어진다(Stuber et al., 2001b; Tett et al., 2002; Gregory et al., 2004). 이장에서는 대류권에서의 구름변화 같은 몇몇 반응을 포함하는 여러 가지 기작에 대해서 논의한다. 이러한 기작들은 처음에는 그자체가 복사전달에 관여하지 않으나 차츰 대기상향에서 측정될 수 있을 정도의 지표-대류권 시스템 내의 복사변화를 일으키게 될 것이다. Jacob et al.(2005)은 이러한 기작들을 비복사강제

력이라 칭한다(2.2절 참조). 성층권의 적응 후에 정의되는 표준 복사강제력에 반하여 위의 기작들을 포괄할 수 있는 대안들이 제안되어 졌다. TAR 이후에 몇몇 연구들은 지구표면 온도변화가 변하지 않는 상태의 복사강제력을 측정하기 위해 GCM을 이용하였다(그림 2.2, 2.2절 참조). 이러한 연구들은 여러 가지 다른 방법들을 사용하였다. Shine et al.(2003)은 전 지구의 육지와 바다의 표면온도를 고정한 후에 복사에너지의 불균형을 계산하였다. 이러한 방법은 상대적으로 간단한 지표 모사를 가지고 있는 GCM에서만 가능하다. Hansen et al.(2005)은 바다표면 온도를 고정한 후 육지 표면이 어떻게 반응하는지를 고려하는 복사불균형의 여분의 항들을 추가하면서 복사강제력을 계산하였다. Sokolov(2006)은 지구표면 온도 변화가 없는 복사강제력을 단지 지표로만 그리고 대기로만의 기후반응 구성요소들을 슬랩-모델에서 따로따로 계산하면서 그리고 성층권이 적용된 후의 단지 대기반응 요소들만의 복사강제력을 변화시키면서 진단하였다. Gregory et al.(2001; Hansen et al., 2005; Forster and Taylor, 2006 참조)은 지구표면 온도 변화가 없는 복사강제력을 구하기 위해서 전지구적으로 평균된 온도변화를 세로 좌표로 하는 회귀분석 방법을 사용하였다. 이런 방법은 아주 큰 불확실성을 가진다. Shine et al.(2003), Hansen et al.(2005)와 Sokolov(2006) 모두 지표온도가 고정된 복사강제력이 성층권이 적용한 후의 복사강제력보다 평형상태의 전지구 평균 지표온도 변화의 변화를 훨씬 더 잘 예상할 수 있는 지표라는 사실을 발견했다. 나아가서 이것은 기존의 성층권 적응 후 복사강제력이 지표온도 반응의 변화를 예견하는데 실패했던 흡수하는 에어로솔에 의한 변화를 진단하는데 훨씬 유용하다(2.8.5.5절 참조). 지표온도변화가 없는 상태의 복사강제력과 성층권 적응후 복사강제력의 차이점은 구름반사효과에 의한 복사강제력의 반직접 효과와 구름-에어로솔의 상호작용효과에 기인한다. 특별한 몇몇 에어로솔의 변화외에는 대부분의 기작들에서 위의 두 복사강제력의 차이는 대체로 작다(Shine et al., 2003; Hansen et al., 2005; Sokolov, 2006). 이러한 계산들은 또한 성층권 적응후 복사강제력 계산을 위해 필요한 대류권계면을 어떻게 정의해야 하는가에 대한 문제를 없애준다(Shine et al., 2003; Hansen et al., 2005). 그러나 성층권 적응후의 복사강제력은 구름변화 같은 GCM반응의 상대적으로 불확실한 구성요인들에 좌우되지 않는다는 장점을 가진다. LLGHGs의 경우 성층권이 적응후의 복사강제력은 자세한 복사코드에서 쉽게 계산되어질 수 있다는 장점이 또한 있다. 이러한 이유로 이장에서는 성층권이 적응후 복사강제력인 비교하는 기준치로 여전히 그 위치를 유지한다(2.2절 참조). 그러나 우선적으로 모든 방

법은 서로 비교할 만한 결과를 내야 하며 기후반응을 이해하기 위해서 유용해야 한다.

2.8.4 강제력과 반응관계의 선형성

여러 연구들의 발견을 보고하면서 TAR는 개개의 복사강제력에 대한 반응들이 전지구 평균 반응을 판단함에 있어 선형적으로 더해질 수 있다는 결론을 내렸다 하지만 지역적인 반응은 반드시 그렇지는 않다(Ramaswamy et al., 2001). 그이후에 몇몇 평형상태 또는 시간에 따라 변하는 GCMs 결과들은 온난화 기체와 황산염 에어로솔의 변화에 대한 어떤 비선형성도 발견하지는 못했다(Boer and Yu, 2003b; Gillett et al., 2004; Matthews et al., 2004; Meehl et al., 2004). 이런 연구들중에 두 개의 연구는 여러 가지 강제력 요인들의 실제적인 변화를 검증했으며 다른 비선형적인 반응의 증거들은 발견하지 못했다(Meehl et al., 2004; Matthews et al., 2004). 모든 4가지의 연구에서 심지어 지역적인 변화도 대체적으로 선형적으로 합산될 수 있었다. 그러나 Meehl et al.(2004)은 강수변화나 모든 지역적인 온도변화는 선형적으로 합산될 수 없음을 발견했다. 이러한 선형적인 관계는 전지구 평균 온도에서도 구름반사 복사강제력 이상의 에어로솔-구름 상관성을 GCMs에 포함하는 경우 깨어질 수 있다(Feichter et al., 2004; Rotstayn and Penner, 2001; Lohmann and Feichter, 2005 참조). 이러한 효과들을 포함한 연구들은 모델에서 추가적인 복사불균형을 만들어 내면서 구름을 변형시킨다. Rotstayn and Penner(2001)는 이러한 에어로솔-구름 효과들이 추가적인 강제력 향으로 고려되어 진다면 선형성에 대한 추정치는 바뀌어 질수 있다는 사실은 발견했다(2.8.3 and 2.8.5절 참조). 대기상하에서의 정적안정도의 변화가 기후피드백에 영향을 끼칠 수 있는 큰 음의 복사강제력의 경우 비선형성이 존재할 수 있다(예, Hansen et al., 2005). 이장에서 언급된 구름과 에어로솔의 상호작용효과를 제거한 실제적인 복사강제력의 크기와 범위를 고려하면 전지구 평균 복사강제력과 전지구 평균 지표온도 변화에 대한 선형적인 관계는 크게 신뢰할 수 있다.

2.8.5 복사강제력의 효율

효율(E)는 주어진 강제력인자에 대한 기후민감도 변수(λ) 대 이산화탄소 변화에 대한 기후민감도 변수의 비로 정의된다, 즉, $E_i = \lambda_i / \lambda_{CO_2}$ (Joshi et al., 2003; Hansen and Nazarenko, 2004). 그래서 효율은 유효 복사강제력(= $E_i RFi$) 정의하는데 사용될 수 있다(Joshi et al., 2003; Hansen et al., 2005). 유효 복사강제력의 경우 기후민감도변수가 기

작에 독립적이다 그래서 강제력 비교가 평형상태의 전지구 지표온도 변화를 비교하는 것과 동등하다. 즉 $\Delta T_s = \lambda_{CO_2} \times E_i \times RFi$. 연구들에 따르면 각 강제력 동인의 효율값이 기후변화 민감도 값보다 모델의 의존도가 적음을 보인다(Joshi et al., 2003). 유효 복사강제력은 복사강제력만을 사용할 때 보다 한발 더 나아가서 지표온도 변화를 제대로 추정할 수 있게끔 해주었다(Sausen and Schumann, 2000; Hansen et al., 2005; Lohmann and Feichter, 2005). 효율이 1에 가까운 지표온도변화 없는 복사강제력의 채택역시 비슷한 목적을 이루는 하나의 방법이 될지도 모른다(2.8.3절 참조). 이절에서는 이장에서 채택된 복사강제력의 정의인 성층권 적용 후 복사강제력과 연관된 효율을 검증한다(2.2절 참조). 그러므로 구름 반사 복사강제력을 넘는 구름-에어로솔의 상호작용 효과가 효율항에 포함된다. 이절에서 제시되는 결과들은 그림 2.19의 각주에 인용된 모든 연구들에서 나온것이며 효율결과에 대한 종합을 제시한다. 공간이 제한되어 있기 때문에 모든 연구들이 구체적으로 본문에서 논의 되지는 않는다.

2.8.5.1 일반적인 이해

TAR 이후에 몇 개의 GCM 연구에서 효율을 계산하였으면 어떻게 왜 효율이 기작에 따라서 변하는지에 대한 이해가 서서히 시작 되고 있다. 초기 기후상태와 복사강제력의 부호나 크기는 덜 중요하지만 여전히 효율에 영향을 끼칠 수 있다(Boer and Yu, 2003a; Joshi et al., 2003; Hansen et al., 2005). 이러한 연구들은 강제력 기작에 따른 효율 변동을 설명하기에 용이한 유용한 개념적 모델을 개발했다. 효율을 주로 강제력의 공간적인 구조와 다양한 피드백 기작에 투영되는 방법에 달려있다(Boer and Yu, 2003b). 그러므로 강제력과 반응의 관계에서 복사강제력이나 비선형성의 다른 패턴은 효율에 영향을 준다(Boer and Yu, 2003b; Joshi et al., 2003; Hansen et al., 2005; Stuber et al., 2005; Sokolov, 2006). 그림 2.19에 보이는 많은 연구들이 강제력의 지형적인 그리고 연직적인 분포가 효율에 가장 중요한 영향을 끼침을 보인다(특히 Boer and Yu, 2003b; Joshi et al., 2003; Stuber et al., 2005; Sokolov, 2006 참조). 관련된 대부분의 연구에서 고위도의 강제력이 적도지방의 강제력보다 높은 효율을 가지고 있음을 나타낸다. 효율 또한 적용된 강제력의 연직적인 분포에 따라서 변화한다(Hansen et al., 1997; Christiansen, 1999; Joshi et al., 2003; Cook and highwood, 2004; Roberts and Jones, 2004; Forster and Joshi, 2005; Stuber et al., 2005; Sokolov, 2006). 상부 대류권에 주로 영향을 끼치는 복사강제력은 종종 지표에 영향을 끼치는 것들보다 효율이 떨어지는 것으로 알려져 있다. 그러나 이것은

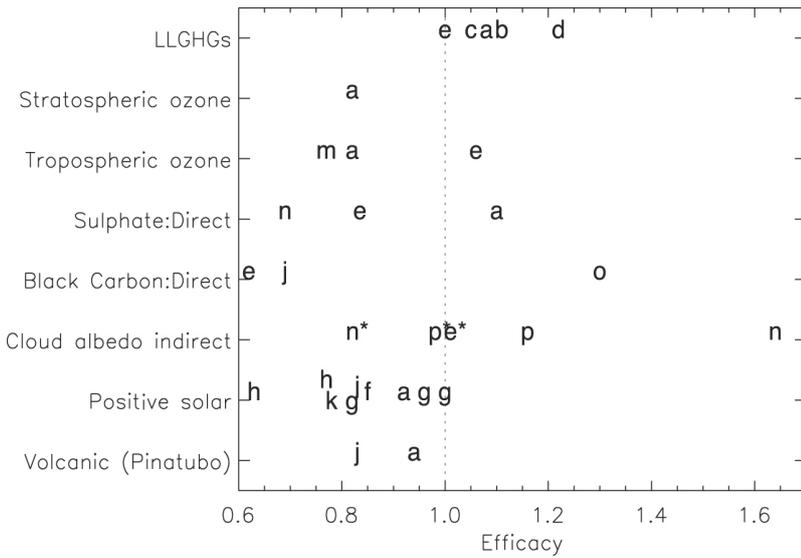


그림 2.19. RF 매개체의 실제 변화에 대한 다양한 GCM 모델에 의해 계산된 효력. 문자는 효력값에 위치하고, 문헌 연구에서 얻어졌다(2.8.5절 참조). 개개 RF 범주에서 모델 당 하나의 값만 취해졌다. 구름-알베도 효력은 2가지 방법으로 평가된다. 보통 글자는 구름체류 시간을 포함한 것이고, 별이 붙은 것은 배제한 것이다. 포함된 연구는 다음과 같다. a) Hansen et al.(2005); b) Wang et al. (1991); c) Wang et al.(1992); d) Govindasamy et al.(2001b); e) Lohmann and Feichter (2005); f) Forster et al.(2000); g) Joshi et al.(2003; see also Stuber et al., 2001a); h) Gregory et al. (2004); i) Sokolov (2006); k) Cook and Highwood (2004); m) Mickley et al.(2004); n) Rotstajn and Penner (2001); o) Roberts and Jones(2004) and p) Williams et al.(2001a).

기후 피드백(구름이나 수증기같은)이 대류권의 안정도에 좌우될 것이고 이로인해 상부 대류권의 온도변화의 방향에 좌우 됨으로 동일하게 일어나지는 않는다(Govindasamy et al., 2001b; Joshi et al., 2003; Sokolov, 2006).

2.8.5.2 긴 수명의 온난화 가스

모든 LLGHG 가스들의 변화에 대한 효율을 조사했던 몇몇의 모델 연구에 의하면 일반적으로 효율은 1.0 보다 약간 큰 것으로 나타난다(그림 2.19). 게다가 NCAR Community Climate Model(CCM3) GCM(Covindasamy et al., 2001b)의 가장 최근 결과는 1.2 보다 약간 큰 효율을 나타낸다. 이러한 결과는 같은 모델의 이전 버전의 결과로부터 변화된 것이지만 아직 그 이유는 명확하지는 않다. 개개의 LLGHG 효율은 둘 내지는 세 개의 모델에서 조사되어 졌다. 두 개의 GCM연구는 각각의 구성원에 대해 높은 효율을 제시한다(Hansen et al., 2005에서 CFCs의 경우 약 30% 이상). 이와는 반대로 다른 GCM은 1보다 약간 작은 CFCs(Forster and Joshi, 2005)와 CH₄(Berntsen et al., 2005)의 효율을 보인다. 대체적으로 모든 LLGHG변화에 대한 관측된 변화가 가지는 효율이 1.0에(10%내의 오차로) 근접하다는 결과에 대해서는 중간정도의 신뢰가 존재하지만 개개의 종에 대한 효율을 정하기에는 아직 연구들이 충분히 이루어 지지 않았다.

2.8.5.3 태양복사

CO₂에 비해 태양복사의 변화는 고위도에서 작은 복사강제력을 가지며 대부분이 지표에 영향을 끼친다. 적어도 몇몇의 모델에서는 태양복사에 의한 효율을 1.0에 근접하게 만드는 이러한 두가지 효과의 부분적인 상호 보완이 존재한다. 양의 태양 복사강제력을 갖는 모든 모델에서의 효율은 1.0 이거나 그보다 작다. 한 연구에 따르면 다른 모델들보다 작은 효율을 제시한다(0.63; Gregory et al., 2004). 그러나 기후 민감도를 계산하는 방법이 큰 불확실성을 가진다(2.8.4 절 참조). 이러한 연구들은 모든 태양복사의 변화의 영향 중에서 태양복사의 직접 복사강제력만을 검증했다. 다른 간접적인 태양복사의 효과들은 위의 효율계산에서 포함되지 않았다(2.7.1.3절 참조). 대체로 직접 태양복사의 효율은 0.7에서 1.0 범위내에 있다는 결과에는 중간정도의 신뢰도가 존재한다.

2.8.5.4 오존

성층권 오존에 의한 효율은 보통은 인위적인 오존 증가로부터 계산되어져 왔다. 세가지 다른 모델 실험에 의하면(Stuber et al., 2001a; Joshi et al., 2003; Stuber et al., 2005) 그같은 변화에는 좀더 큰 효율을 가짐을 보였다. 이같은 결과는 성층권의 수증기에 의한 양의 피드백을 일으키는 적도 대류권계면의 온도변화에 기인한다. 그러나 이러한 기작은 모다 적은 효율을 계산하는 GISS모델의 두 버전에서는 작동하지 않았을지도 모른다. 단지 한 연구만이 실제에 가까운 성층권 오존 변화를 이용하였다(그림 2.19 참조) 그러므로 아직 여기에 대한 지식은 불충분 하다. 이상화된 연구들에 의한 결론은 다음과 같다(1) 효율은 0.5에서 2.0 이며 중간정도의 신뢰도가 존재하며(2) 어떻게 그리고 왜 효율이 1.0보다 클 수 있는지에 대한 물리적 이해는 정착되었지만 아직 부족한 상태 이다. 대류권에서 실제로 변화된 오존에 대한 효율이 0.6에서 1.1 정도의 범위라는 결과에는 중간정도의 신뢰도가 존재한다.

2.8.5.5 산란 에어러솔

이상적인 전지구적 섭동에서 산란에어러솔의 직접효과에 대한 효율은 태양상수의 변화에 의한 그것과 매우 비슷하다

(Cook and Highwood, 2004). 오존의 경우, 산란에어러솔의 실제적인 섭동이 고위도에서 보다 큰 변화를 보인다. 그럼으로 태양복사 변화보다 더 큰 효율을 가진다(Hansen et al., 2005). 모델결과의 수가 제한적임에도 불구하고 효율은 다른 태양복사 효과들과 비슷할 것이다. 그러므로 산란에어러솔의 효율이 0.7에서 1.1의 범위를 갖는다는 결과에는 중간정도의 신뢰가 존재한다. 산란에어러솔에 의한 효율은 대류권이나 성층권에서 비슷할 것으로 생각된다.

이장에서 사용된 복사강제력의 구성으로 구름반사 복사강제력의 효율은 구름의 수명효과를 고려한다(2.8.3 절). 두 개의 연구만이 이러한 방법으로 효율을 계산할 만큼 충분한 정보를 포함하고 있었다. 두연구에서 공통적으로 효율은 1.0 보다 큼을 보였다. 그러나 구름수명효과를 정량화 함에 있어서의 불확실성이 효율을 상당히 불확실하게 만든다. 만약 구름수명효과가 효율항에서 제외된다면 구름반사 효율은 직접 효과의 효율과 상당히 비슷할 것으로 보인다(그림 2.19 참조).

2.8.5.6 흡수 에어러솔

흡수 에어러솔의 경우 간단한 개념의 선형적 강제력-반응의 관계와 효율이 점점 파괴될 수 있다(Hansen et al., 1997; Cook and Highwood, 2004; Feichter et al., 2004; Roberts and Jones, 2004; Hansen et al., 2005; Penner et al., 2007). 특정한 범위의 단일 산란 알베도 값을 갖는 에어러솔의 경우는 음의 복사강제력을 갖지만 전지구적 평균에서 온난화를 초래한다. 즉 효율이 음일 수 있기 때문이다. 지표 반사도와 구름에 비해 상대적인 에어러솔 층의 고도 또한 이러한 관계에 영향을 끼친다(7.5절; Penner et al., 2003; Cook and Highwood, 2004; Feichter et al., 2004; Johnson et al., 2004; Roberts and Jones, 2004; Hansen et al., 2005). 대기 혼합층에서 검댕에어러솔을 증가시킨 연구에 의하면 효율이 1.0 보다 훨씬 큼을 보인다(Cook and Highwood, 2004; Roberts and Jones, 2004; Hansen et al., 2005). 이런 연구들은 또한 검댕에어러솔이 혼합층보다 위에서 변할 때 효율이 1.0보다 훨씬 작음을 발견한다. 이러한 효율의 변화는 적어도 흡수하는 에어러솔에 의해 대기의 배경온도 연직 프로파일과 대류권 구름의 변화를 일으키는 semi-direct 효과에 부분적으로 기인한다(7.5절 참조). 다른 가능한 기작은 검댕 에어러솔에 의한 눈의 반사도의 변화이다(Hansen and Nazarenko, 2004; Hansen et al., 2005); 그러나 이 보고서에서는 이효과를 기후반응의 범주가 아니라 독립적인 복사강제력으로 분류한다(2.5.4절, 2.8.5.7절 참조). 대부분의 GCMs은 어느정도의 반직접 효과를 모델내에서 가지고 있지만(Cook and Highwood, 2004) 그 크기는 아주 불확실 하며

(7.5절 참조) 모델내의 구름 모수화에 좌우된다(Johnson, 2005). 실제와 가까운 검댕에어러솔의 수평 수직적 분포를 이용한 두 개의 연구에서는 전체적으로 효율이 약 0.7임을 보였다(Hansen et al., 2005; Lohmann and Feichter, 2005). 그러나 Hansen et al.(2005)은 혼합층내의 검댕에어러솔은 실제보다 적게 모사했음을 인정함과 동시에 실제와 가까운 검댕에어러솔의 연직 분포를 이용한 다른 연구에서는 효율이 1.3임을 보였다(Sokolov, 2006). 더구나 Penner et al.(2007) 역시 검댕 에어러솔의 변화를 모사하였으며 그 효율이 biomass로부터 인 경우 1.0 보다 매우 크고 화석연료로 부터인 경우 1.0 보다 매우 적음을 보였다(Hansen et al.(2005)도 바이오매스와 화석연료탄소의 경우 비슷한 효율을 보였다). 요약하면, BC 효율에 대해서는 아직까지 일치된 의견이 없으면 이는 성층권 적용후 정의된 복사강제력의 문제점을 나타내고 있는 지도 모른다.

2.8.5.7 다른 강제력 요인

다른 효과들에 대한 효율은 하나 혹은 둘 정도의 모델링 그룹에서 계산되어 졌다. Hansen et al.(2005)은 토지 이용에 따른 반사도 변화가 가지는 복사강제력은 대략 1.0 정도의 효율을 반면에 BC-는 반사도 복사강제력은 1.7의 효율임을 보였다. Ponater et al.(2005)은 비행운의 복사강제력이 0.6의 효율을 가지며 이것은 Hansen et al.(2005)에 의한 고도가 높은 구름변화는 적은 효율을 가진다는 주장에 일치한다. Hansen et al.(2005)과 Forster and Shine(1999)의 결과는 성층권 수증기의 효율을 대략 1 정도임을 보인다.

2.8.6 효율과 강제력-반응의 상관성

효율을 TAR 이후에 도입된 새로운 개념이다 그리고 그것의 물리적인 이해가 정착되어 가고 있는 중이다(2.8.5절 참조). 성층권이 적용된 후의 복사강제력을 이용할 때는 에어러솔과 성층권 오존변화를 제외한 대부분의 실제적인 복사강제력 기작의 효율이 0.75에서 1.25의 범위 라는 데에는 중간정도의 신뢰가 존재한다. 실제적인 에어러솔과 오존의 변화가 0.5에서 2.0정도의 효율을 갖는다는 추정에도 중간정도의 신뢰가 있다. 게다가 지표온도변화가 없는 상태의 복사강제력의 경우는 모든 기작이 1.0에 상당히 근접할 가능성이 크다. 여기서 효율을 단지 GCMs에서 계산되어지는 것이며 실제적인 기후 효율은 2.8.5절에서 인용된 것과 다를 수 있음을 밝힌다.

2.9 종합

이장은 복사강제력의 개념에 대한 논의를 종합하면서 시작한다. 앞서서 평가했었던 전지구 평균 복사강제력의 요약 을 제시하며 그리고 복사강제력의 시간에 따른 변화와 수평적 분포에 대해서는 다룬다. 또한 지표강제력 진단학에 대한 간단한 종합도 제시한다. 기후변화를 유발하는 것들에 대한 이해를 돕고 증진하기 위해서 여러 가지 방법으로 복사강제력을 분석한다.

복사강제력은 기작에 따라서 즉 배출량의 변화, 또는 농도변화 그리고 관측을 이용하거나 기후변화 동인의 다른 정보들을 통해 여러 가지 방법으로 계산될 수 있다. 지금의 복사강제력은 과거에서 지금까지의 배출량의 변화에 의해 결정되어지는 강제 기작요인들의 오늘날의 농도에 의해 좌우된다. 이러한 복사강제력들에 대한 어떤 기후반응은 이미 일어났을 것이라 여겨진다. 또한 복사강제력이 평형상태의 기후변화를 나타내는 비교적인 측정치임으로 그리고 현재 지구의 기후가 평형 상태가 아니기 때문에 오늘날의 복사강제력으로 인해 미래에 추가적인 기후변화가 일어날 것으로 기대된다(2.2절, 10.7절 참조). 2.2절에서 이미 언급된 대로 복사강제력 그것만으로는 배출량의 영향을 측정하기에 적절한 잣대가 될 수 없으며 이것 때문에 강제동인의 수명 또한 고려되어야 할 필요가 있다(2.9.4절, 2.10절 참조).

복사강제력은 기후계에서 외부적인 요인으로 간주된다(2.2절 참조). 자연적인 복사강제력은(태양, 화산) 차지하고, 다른 복사강제력은 주로 인간에 기인한 것으로 여겨진다. 수명이 긴 온난화 기체의 경우 산업혁명 이후로 그것들의 농도 변화는 순전히 인위적인 요인 때문으로 가정된다(인간에 의한 직접배출 이거나 토지의 사용 변화에 의한); 이런 가스들의 농도변화가 복사강제력을 계산하는데 사용되어 진다. 비슷하게 인공위성에서 관측된 성층권의 오존농도 변화 역시 몬트리올 의정서에서 규제하고 있는 가스들 때문이다. 오존농도의 변화 경향에는 물론 기후변화 피드백의 기여가 존재한다(2.3.4절 참조). 다른 복사강제력의 경우 인류에 의한 강제력을 계산하기 위해 인간에 의한 배출량과 인류에 의한 지표사용의 변화가 대기화학수송모델 또는 전지구 순환 모델과 함께 사용된다.

2.9.1 복사강제력의 불확실성

TAR에서는 전지구 평균 복사강제력값의 불확실성을 각각의 복사강제력 값에 에러바를 추가함으로써 추정했다. 또

한 출판된 값들의 범위와 물리적인 이해도와 함께 제시했다. 그것들은 추정치의 신뢰에 대한 주관적인 판단인 과학적인 이해도(LOSU)로 인용되어졌다. 과학적인 이해도라는 개념은 IPCC의 네 번째 보고서의 불확실성 기준에 기인해서 약간 변형되어졌다. 에러바는 5에서 95%(90%) 신뢰구간을 나타낸다(TS.1 참조). 단지 “잘 정착된” 복사강제력 값만이 표기된다. 여기서 “잘 정착된”이라는 것은 복사강제력의 중간 값과 범위를 추정함에 정성적으로 충분한 증거와 기존의 출판된 결과들로부터 충분한 일치가 존재함을 시사한다. ‘증거’는 A에서 C단계로 나뉘어 검증된다. 여기서 A단계는 강력한 증거를 의미하며 C단계는 불충분한 증거를 의미한다. 강력한 증거는 관측값이 복사강제력의 기작을 증명하며 그리고 이러한 복사강제력을 설명할 수 있는 제대로 된 물리적 모델이 존재함을 의미한다. ‘일치’는 1에서 3까지의 숫자를 이용해 평가된다. 여기서 1은 상당한 정도의 일치를 3은 불충분한 일치를 의미한다. 이것은 여러 연구들이 얼마나 잘 복사강제력을 정량화함에 있어 일치하는지 그리고 특히 관측에 기반한 연구들이 모델 결과와 얼마나 잘 일치 하는지에 대해 순위를 매긴다. ‘증거’와 ‘일치’ 점수의 곱이 LOSU의 단계를 정한다. 이러한 단계들은 높은, 중간, 중간아래, 아래, 또는 최저가 있다. 최저단계들은 아직 검토되어지지 않는다. 인용된 복사강제력의 90% 신뢰구간은 전문적으로 추정된 출판된 값과 범위로 부터 불확실성 값을 정량화한다. 대부분의 복사강제력의 경우 많은 연구들이 지난 TAR에 비교해서 좀더 그 샘플의 수가 넓어지고 불확실성을 정량화가 좀더 현실화 되게끔 출판되어 졌다. 특히 에어러솔의 직접 복사강제력과 구름반사에어러솔 복사강제력의 경우가 그렇다(2.4절 참조). 표 2.11은 주된 확실성과 불확실성을 요약하고 90% 신뢰구간 추정의 근거를 나타낸다. 에어러솔항은 불확실한 반직접 구름체류시간에 기인한 불확실성 새로 추가할 것이다. 이러한 복사강제력에 대한 불확실성은 2.8.5절에서 논의된다.

표 2.11은 이번 장에서 논의된 대부분의 복사강제력에 대해서 좀더 확실한 증거들이 존재함을 나타낸다. 어떤 효과들은 충분한 증거가 존재하지 않거나 또는 값들의 일치가 아직은 충분하지 않아서 정량화되어지지 않는다. 주로 지표 사용, 성층권 수증기 그리고 우주선에 관련된 특정한 기작들이 해당한다. 구름수명과 반직접 효과는 그것들이 기후반응의 일부분일 경우일 수 있기 때문에 이번 분석에서 제외된다(7.5절 참조). 수명이 긴 지구온난화 기체의 복사강제력은 높은 수준의 일치와 많은 양의 증거를 가지고 있으므로 다른 효과들에 비해서 훨씬 더 높은 수준의 이해도를 부여한다.

표 2.12. 1750년 이후 지구 평균 복사강제력 및 발간된 평가보고서와 비교한 것. 볼드체의 열은 그림 2.20에 나타내었다. 첫 열은 그림 2.20의 B에서 확률밀도함수로 나타난 결합된 인위적 복사강제력을 나타낸다. 각각의 복사강제력의 합과 추정치는 확률밀도함수의 통계구축에 의해 아래의 열로 제시된 수와 완전히 일치하지는 않는다.

결합된 인위적 복사강제력	지구 평균 복사강제력(Wm ⁻²) ^a			TAR이후 변화에 대한 해석의 요약
	SAR(1750-1993)	TAR(1750-1998)	AR4(1750-2005)	
	계산되지 않음	계산되지 않음	1.6 [-1.0, +0.8]	새로 계산되었음. 확률밀도함수 추정
장수명 온실가스 (CO₂, CH₄, N₂O, 할로카본을 포함)	+2.45 [15%] (CO ₂ 1.56; CH ₄ 0.47; N ₂ O 0.14; 할로카본 0.28)	+2.43 [10%] (CO ₂ 1.46; CH ₄ 0.48; N ₂ O 0.15; 할로카본 0.34 ^b)	+2.63 [±0.26] (CO ₂ 1.66 ±0.17; CH ₄ 0.48 [±0.05]; N ₂ O 0.16 [±0.02]; 할로카본 0.34[±0.03])	특히, 이산화탄소의 증가경향으로 인해 총 복사강제력은 증가한다. 할로카본 복사강제력은 양의 경향성을 나타낸다 ^b
성층권 오존	-0.1 [2x]	-0.15 [67%]	-0.05 [±0.10]	재계산 했을 때 더 약화된 것으로 판명됨.
대류권 오존	+0.40 [50%]	+0.35 [43%]	+0.35 [±0.1, +0.3]	최적추정치는 변하지 않음. 하지만 복사강제력은 더 커질 수 있음
메탄으로부터 생성된 수증기	계산되지 않음.	+0.01 to +0.03	+0.07 [±0.05]	재계산 했을 때 더 강화된 것으로 판명됨.
총 직접 에어러솔	계산되지 않음.	계산되지 않음.	-0.50 [±0.40]	새로 계산되었음.
직접 황산염 에어러솔	-0.40 [2x]	-0.40 [2x]	-0.40 [±0.20]	더 강제됨.
직접 화석연료 에어러솔 (유기탄소)	계산되지 않음.	-0.10 [3x]	-0.05 [±0.05]	재계산 했을 때 더 약화된 것으로 판명됨.
직접 화석연료 에어러솔 (검댕)	+0.10 [3x]	+0.20 [2x]	+0.20 [±0.15]	TAR와 최적추정치가 유사하다. 반응은 반직접효과에 의해 영향을 받는다.
직접 바이오매스 연소 에어러솔	-0.20 [3x]	-0.20 [3x]	+0.03 [±0.12]	재계산되고 부호가 바뀌었음. 반응은 반직접효과에 의해 영향을 받는다.
직접 질소 에어러솔	계산되지 않음.	계산되지 않음.	-0.10 [±0.10]	새로 계산되었음.
직접 광물 먼지 에어러솔	계산되지 않음.	-0.60 to +0.40	-0.10 [±0.20]	인위적인 부분이 더 작아지게 재계산 되었음.
구름알베도 효과	0 to -1.5 (황산염의 경우에만)	0.0 to -2.0 (모든 에어러솔)	-0.70 [-1.1, +0.4] (모든 에어러솔)	현재 주어진 최적추정치
표면알베도(토지이용)	계산되지 않음.	-0.20 [100%]	-0.20 [±0.20]	부가연구
표면알베도 (눈위의 검댕 에어러솔)	계산되지 않음.	계산되지 않음.	+0.10 [±0.10]	새로 계산되었음.
지속적인 선행 비행운	계산되지 않음.	0.02 [3.5x]	0.01 [-0.007, +0.02]	더 작게 재계산되었음.
태양복사	+0.30 [67%]	+0.30 [67%]	+0.12 [-0.06, +0.18]	절반 이하로 재계산되었음.

주석: ^a AR4 열에 의하면 불확실성 값은 괄호로 나타낸다: 5-95% 신뢰구간에서 최적추정치의 값이 구해졌다. 두 개의 값이 불확실성 값으로 인용되었을때, 비정규분포로 나타낸다. SAR과 TAR에서 불확실성은 유사한 기준을 따르지만, 값은 더 주관적이다. [15%]는 15%의 상대적 불확실성을 나타내며, [2x]는 복사강제력 추정의 불확실성과 로그정규분포에서 두 개의 요인과 관련되어 있음을 의미한다.

^b 할로카본에 대한 TAR에서의 복사강제력과 그로인한 총 LLGHG 복사강제력은 0.01Wm⁻² 더 높고 잘못 계산되었다. 이러한 복사강제력의 실제 경향은 본 표에서 제시된 수보다 더 양의 값을 가진다(표 2.1은 갱신된 경향성을 보여준다.).

2.9.2 전지구 평균 복사강제력

이번장에서 논의된 복사강제력과 그것들의 불확실성의 범위 그리고 효율은 그림 2.20 과 표 2.12에 요약되어져 있다. 주된 그룹별로 각각의 강제기작들의 복사강제력은 취합되어져 있다. 이러한 분류는 특히 에어러솔의 경우 특히 유용하다. 왜냐하면 각 에어러솔 성분보다는 전체의 복사강제력이 훨씬 잘 알려져 있기 때문이다(2.4.4절 참조). 수명이 긴 지구 온난화 가스들의 각 요소별 복사강제력은 표 2.1에 주어져 있다. 이 경우의 복사강제력은 성층권이 적용된 복사강제력의 값으로 효율은 곱해져 있지는 않은 값이다(2.2절, 2.8절 참조).

TAR에서는 모든 인위적인 강제력 인자에 의한 전체의 복사강제력 합은 주어지지 않는 것이다. 왜냐하면 a) 몇몇 강제력

인자들은 적절한 또는 최상의 추정치가 존재하지 않았으며; b) 오차 추정에 있어서도 상당히 주관적이며; c) 선행적인 합산가정과 효율에 대한 불확실성도 아직 검증되어지지 않았었다. 이러한 몇몇의 제한은 여전히 유효하다. 그러나 객관적으로 각각의 종들에 의한 복사강제력을 합산할 수 있는 방법은 개발되어져 왔다(예, Schwartz and Andreae, 1996; Boucher and Haywood, 2001). 더구나 효율에 대한 이해가 높아지고 정량화 되면서(2.8.5절 참조) 그리고 선행적인 합산가정이 좀더 철저히 평가되어지면서(2.8.4절 참조), 아래 기술된 몇몇 예외를 제외하고는 다른 기작들에 의한 복사강제력을 합산하는 것이 과학적으로 정당화 되었다. 그림 2.20의 패널(A)에 보여지는 인간에 의한 복사강제력의 합산과 각각의 불확실성을 결합해서 패널(B)에 보이는 확률밀도함수(PDF)를 만든다. 그림에서는 온난화기체에(LLGHGs and

표 2.11. 이장에서 토의된 강제력 매개체의 불확실성 평가. 강제력에 대한 증가는 A~C까지 등급을 제시했다. A는 강력한 증거이고 C는 불충분한 것이다. 강제력 추정에 대한 동의정도는 1, 2, 3등급으로 제시했다. 1은 동의정도가 높고 3은 낮다. 이 두 요소로부터, 과학적 이해도가 결정된다. 불확실성도 제시하였다.

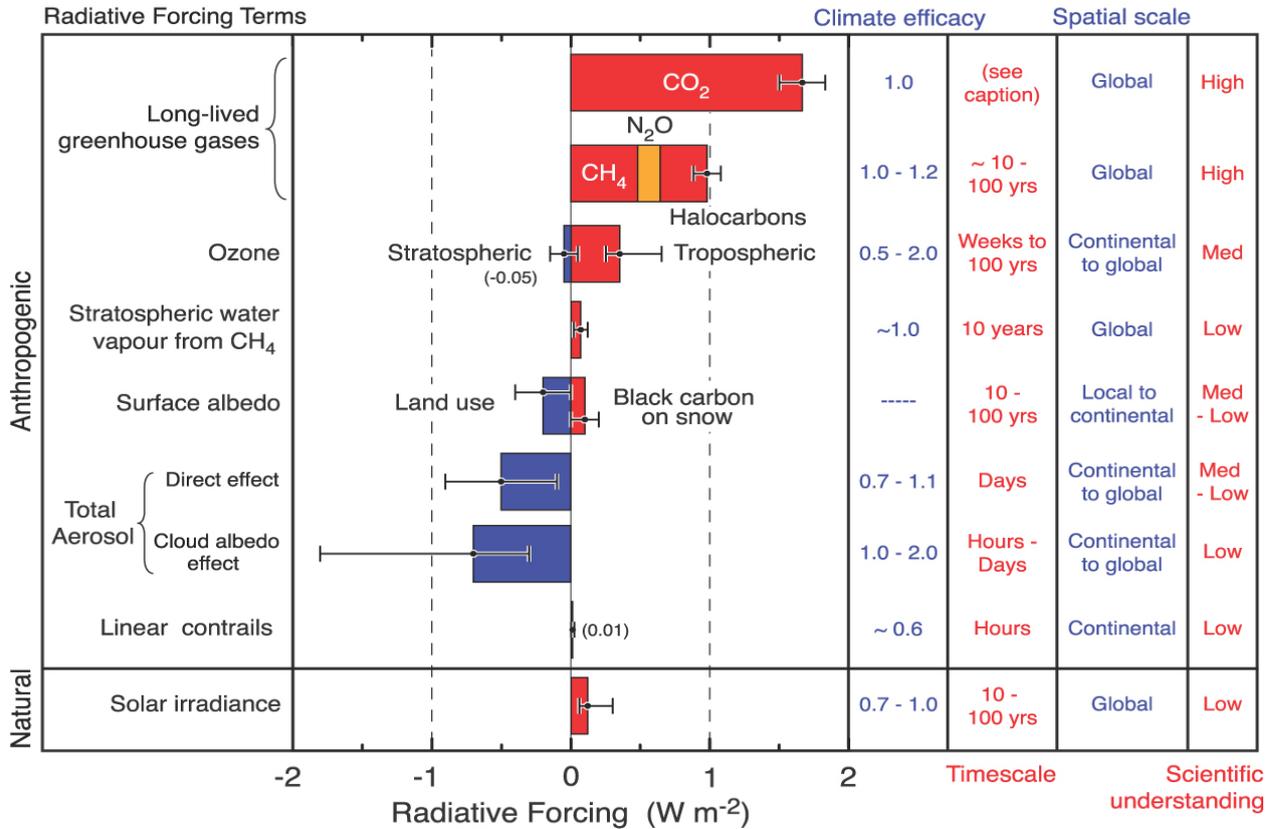
	증거 일치성	과학적이해 수준	확실성	불확실성	복사강제력 범위의 기준
LLGHGs	A	1	높음	과거 및 현재의 농도; 분광학	일부 중의 산업시대 이전 농도; 관측된 여러 가지 데이터셋과 성층권의 연직 프로파일; 음의 값을 갖는 가스의 분광학적 길이
성층권 오존	A	2	중간	1980년 이후의 경향 및 그것의 연직 프로파일; 성층권의 냉각; 분광학	1970년 이전의 변화; 대류권 근처의 경향이 최근 경향의 효과
대류권 오존	A	2	중간	표면에서의 현재 농도 및 농도와 배출의 연직 및 공간 구조의 일부 지식; 분광학	산업시대 이전 및 번개의 변화에 관한 역할; 대류권 근처의 경향성의 연직 구조; 배출 및 화학적 측면
CH ₄ 로 부터 생성된 성층권 수증기	A	3	낮음	1990년 이후 전구 경향; 경향성에 대한 CH ₄ 의 기여; 분광학	1990년 이전의 전구 경향; 기후 모델의 복사 전이; CH ₄ 산화의 CTM 모델
직접 에어러솔	A	2-3	중간-낮음	전구 및 위성 관측; 일부 요인 지역 및 모델링	배출 요인 및 에어러솔의 시간적 연직 구조, 광학적 특성, 자연적 배경 에어러솔의 혼합 및 분리
구름알베도 효과 (모든 에어러솔)	B	3	낮음	사례 연구에서 관측 - 예, 선박 트랙; GCMs 모델	전구 강제력의 직접 관측 증거의 부족
표면 알베도 (토지이용)	A	2-3	중간-낮음	삼림파괴 및 사막화에 대한 정량화의 일부	자연적 원인에서 인위적인 변화를 분리
표면 알베도(눈 위의 검댕 에어러솔)	B	3	낮음	눈위의 검댕 에어러솔의 추정치; 일부 모델 연구는 연관성을 제시함.	자연적 원인에서 인위적인 변화를 분리; 눈과 검댕 에어러솔의 혼합; 복사강제력의 정량화
지속적인 선형 비행운	A	3	낮음	권운 복사 및 미시물리적 특성; 항공기 배출; 어떤 지역의 비행운의 발생 면적	비행운의 전구 면적 및 광학적 특성
태양복사	B	3	낮음	최근 25년에 걸친 측정; 태양 활동의 대리지표	대리자료 및 총 태양복사와의 관련성; 간접적 오존 효과
화산 에어러솔	A	3	낮음	피나투보 및 엘치촌 화산 폭발로부터 관측된 에어러솔 변화; 과거 화산폭발에 대한 대리자료; 화산 에어러솔의 복사효과	1980년 이전 폭발에 대한 성층권 에어러솔 농도; 대기 되먹임
CH ₄ 산화와 다른 원인으로부터 생성된 성층권 수증기	C	3	매우낮음	경험 및 단순 모델 연구는 연관성을 제시함; 분광학	수증기 경향성의 다른 원인은 이해 수준이 낮음
관개로부터 생성된 대류권 수증기	C	3	매우낮음	과정의 이해; 분광학; 일부 지역 정보	전구 수준의 양은 거의 정량화 되지 않음.
항공기로 인해 생성된 권운	C	3	매우낮음	권운 복사 및 미시물리적 특성; 항공기 배출; 어떤 지역의 비행운의 발생 면적	권운으로의 비행운의 전환; 권운에 대한 항공기의 효과
우주선	C	3	매우낮음	미시물리적 모델 뿐만 아니라 일부 경험적 증거 및 일부 관측은 구름과 연관되어 있음을 제시함.	물리적 메커니즘에 관한 일반적인 부족/의구심; 상관성 연구에 의존
다른 표면효과들	C	3	매우낮음	일부 모델은 연관성을 제시 및 관련된 과정의 일부 증거	복사강제력의 정량화 및 강제력 되먹임 결과의 해석에 대한 어려움

오존)의한 결합된 복사강제력, 에어러솔의 직접효과와 구름 반사의 결합된 복사강제력 그리고 모든 인간에 의한 복사강제력의 결합등 세가지의 확률밀도함수가 보인다. 태양에 의한 복사강제력은 이러한 분포에는 포함되어지지 않았다. 이러한 확률밀도함수는 서로 각기 독립적이다라는 가정하에 그리고 확률밀도함수를 유도하기 위한 백만포인트 Monte

Carlo 실험을 통해서 각각의 복사강제력값들의 90% 신뢰추정치를 결합하여 생성된다(자세한 설명은 Boucher and Haywood, 2001; 그림 2.20의 주석 참조).

확률밀도함수는 LLGHGs 와 오존이 $+2.9 \pm 0.3 \text{ Wm}^{-2}$ 의 양의 복사강제력을 기여함을 보인다. 에어러솔의 직접효과와 구름반사효과의 합은 거의 확실한 음의 복사강제력 값이며,

A. Radiative forcing of climate between 1750 and 2005



B.

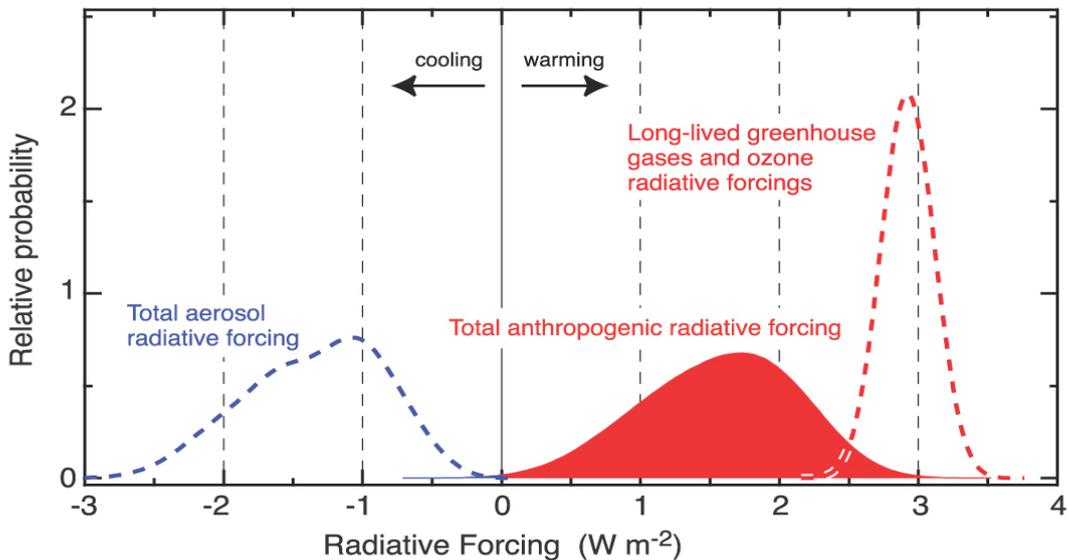


그림 2.20. (A) 인자에 의해 그룹화 된 본 장에서 논의된 인자 및 메커니즘에서 전구 평균 복사강제력. 인위적 강제력 및 자연 강제력 태양 복사강제력이 나타나 있다. 제시된 복사강제력 값은 표 2.12의 볼드체로 된 값과 일치한다. 열은 복사강제력의 다른 특성과 일치한다: 복사강제력효율성은 제시된 복사강제력을 수정하기 위해 이용되지 않는다. 시간규모는 시간 길이를 나타낸다. 시간규모는 복사강제력과 연관된 배출 및 변화가 중 지된 대기에서의 복사강제력의 시간길이를 나타낸다. 시간규모를 길게 연장할 수 있는 과정의 범위를 수반하는 대기로부터 이를 제거함으로써 CO₂의 시간규모는 나타나지 않았다. 과학적 이해수준은 표 2.11에 설명된 각각의 용어로 표현된다. (B) (A)의 인위적 복사강제력을 결합한 것으로 부터의 확률분포수(PDFs). 3가지 경우가 제시되었다: 인위적 복사강제력의 총량(내부에 적색으로 채워진 곡선; 표 2.12 참조); LLGHGs와 오존 복사강제력(적색 점선); 직접 에어러솔과 구름 복사강제력(청색 점선). 표면 알베도, 비행은, 성층권 수증기 복사강제력은 총 곡선에 포함되지만 다른 것들은 그렇지 않다. 강제력 매개체에 기여하는 모든 것들에 대해서, 예외적으로 비행운을 포함하여 불확실성은 정규분포(90% 신뢰구간)로 표현된다고 가정할 수 있다. 로그정규 분포는 대류권오존, 직접 에어러솔 복사강제력(황산염, 유기화석연료 및 검댕, 바이오매스 연소로 발생한 에어러솔), 구름 알베도 복사강제력의 3가지 요인으로 예를 들 수 있는 불확실성으로 설명될 수 있다고 가정할 수 있으며 그림 2.9, 표 2.6 및 표 2.7에 기초한 이산값은 무작위로 추출되었다. 표 2.6에서 질산 및 광물성 먼지에 대한 직접 에어러솔 효과를 명확하게 설명되지 않기 때문에 이를 정규분포에 포함시켰다 one-million point Monte Carlo 모사는 PDFs를 설명하기 위해 수행되었다(Boucher and Haywood, 2001). 자연적 복사강제력(태양 및 화산폭발)은 이러한 3가지 PDF를 포함하지 않는다. 복사강제력효율성은 PDFs로 설명되지 않는다.

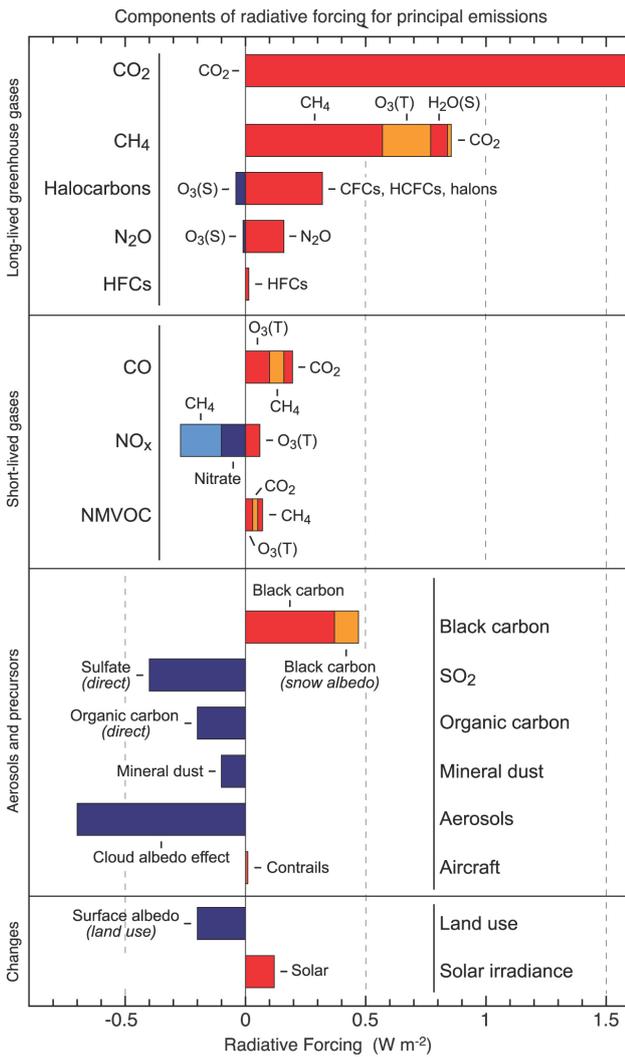


그림 2.21. 주요가스, 에어러솔, 에어러솔 전조물질의 배출과 다른 변화에 대한 복사강제력 요소. 1750년부터 배출량과 변화에 기인한 2005년의 복사강제력 값이 나타나 있다. 가스 옆에 가입된(S)와 (T)는 각각 성층권 및 대류권을 나타낸다. 불확실성은 표 2.13 주석에 제시되었다. 정량화된 값은 표 2.13에 표시되었다.

중간값이 -1.3Wm^{-2} 에 90% 신뢰구간이 -2.2Wm^{-2} 에서 -0.5Wm^{-2} 의 범위를 갖는다. 에어러솔 확률밀도함수의 경우 비대칭 분포를 갖는 이유는 표 2.6과 2.7에서 보여지는 값들이 비가우시안 분포를 갖기 때문이다. 모든 인간에 의한 복사강제력은 1.6Wm^{-2} 값을 가지며 90% 신뢰구간은 0.5에서 2.4Wm^{-2} 이다. 지표면사변화, 성층권 수증기 변화, 그리고 비행운에 의한 복사강제력은 단지 인위적인 확률밀도함수의 총합에만 포함되어 있다.

확률적으로, 그림 2.20의 확률밀도함수는 인간에 의한 복사강제력이 음의 값을 가질 확률이 단지 0.2% 임을 보인다. 이는 인간 활동이 양의 복사강제력을 가짐이 거의 확실함을 나타낸다. 더욱이, 인간에 의한 복사강제력의 총합이 $+0.6\text{Wm}^{-2}$ 보다 크을 확률밀도함수는 보이고 있다. 여기서 보이

는 모든 인간에 의한 복사강제력의 확률밀도함수는 Boucher and Haywood(2001)의 그것보다 좀 더 불확실성이 낮다 왜냐하면 90%의 신뢰수준으로 정량화된 각각의 복사강제력의 값들이 사용되어 졌기 때문에 좀더 결정적인 평가가 가능하며 몇몇 복사강제력에 대한 불확실성이 상당부분 감소가 되었기 때문이다. 예를 들면, 에어러솔의 직접효과 모델링이 인공위성이나 지상 관측에 의해서 보다 잘 알려졌으며(2.4.2절) 구름반사의 간접적인 효과에 대한 값은 현재 가장 최적의 추정치이다. 수명이 긴 온실가스들의 복사강제력은 1998년 이후 또한 0.20Wm^{-2} 정도 증가해서 Boucher and Haywood (2001)에 비교해서 양의 복사강제력 값을 가능성이 높아 졌다.

그럼에도 불구하고, 확률밀도함수를 구성함에 있어서 그리고 각 컴포넌트의 불확실성을 설명함에 있어 사용된 가정들에 대한 구조적인 불확실성이 존재한다. 대부분의 복사강제력 기작에서는 정규분포가 가정 되지만(예외는 각주 참조) 이러한 가정이 극한값을 잡아내는데 부정확할지도 모른다. 추가적으로 Boucher와 Haywood(2001)에서처럼, 모든 각각의 복사강제력 기작들에 대해서 그것들이 다른 과학적인 이해도를 가짐에도 불구하고 똑같은 가중치가 주어진다. 또한 효율의 변동과 그로 인한 반직접효과와 구름수명 효과가 이장에서 복사강제력으로 고려되어지지 않는 것처럼 포함되지 않는 것에 주목해야 한다(2.2절 참조). 이러한 위의 효과들과 지금까지 복사강제력으로 정의되어지지 않거나 정량화되어지지 않았던 다른 가능한 기작들과 함께 추가된 불확실성을 제공하지만 인위적인 동인들의 역할에 대한 좀더 완전한 상황파악을 제시한다. 효율을 고려하면 넓은 확률밀도함수가 더 넓어지고 구름의 수명효과는 중간값을 더 줄일지도 모른다. 이러한 단서들이 존재함에도 각각의 강제력을 가지는 기작에 대한 현재의 지식은 여전히 인간에 의한 복사강제력의 총합은 양수이며 상당히 큼이 거의 확실시 된다(최적의 추정치: $+1.6\text{Wm}^{-2}$).

2.9.3 배출 선행물질에 의한 전지구 평균 복사강제력

여러 물질들의 배출은 강제력을 갖는 하나의 물질의 농도를 변화시켜 복사강제력에 기여한다(Shindell et al., 2005). 예를 들어, 메탄의 복사강제력은 메탄의 배출뿐만 아니라 NOx 배출에도 영향을 받는다. 표 2.12에 인용되고 그림 2.20에 보이는 메탄의 복사강제력은 두 개의 효과를 합한 값이다. 인위적인 또는 자연적인 배출은 여러 가지 강제력 동인에 영향을 끼칠수 있기 때문에 각각의 주된 배출에 의한 현재의 복사강제력을 평가하는 것이 유용하다. 예를 들어

표 2.13. 대기중 농도 변화에 의한 것보다 다른 복사강제력 효과를 가진 배출요소에 대한 배출-기반 복사강제력, $0.01(Wm^{-2})$ 보다 작은 추정된 복사강제력에서 음의 효과는 포함되지 않았다. 황산배출은 황산염 에어러솔에 영향을 미치는 주요원인이기 때문에 황산염 에어러솔의 효과는 포함되지 않았다. 계산방법과 불확실성 범위는 주석에 제시되어 있다. 1750년 이후의 배출과 변화에 기인한 2005년의 복사강제력 값이 나타나있다. 그림 2.21에 값이 도표로 제시되어 있으니 참조할 것.

배출요소	CO ₂	CH ₄	CFC/ HCFC	N ₂ O	HFC/ PFC/SF ₆	검댕- 직접적	검댕 눈 알베도	유기탄소	O ₃ (T) ^a	O ₃ (S) ^b	H ₂ O(S) ^c	질산염 에어러솔	구름 알베도 간접효과
배출요소 복사강제력이 원인이되는 대기 또는 표면의 직접적인변화													
CO ₂	1.56 ^d												
CH ₄	0.016 ^d	0.57 ^e							0.2 ^e		0.07 ^f		
CFC/ HCFC			0.32 ^g							-0.04 ^h			
N ₂ O				0.15 ^g						-0.01 ^h			
HFC/ PFC/S F ₆					0.017 ^g								
CO/V OC	0.06 ^d	0.08 ^e							0.13 ^e				
NO _x		-0.17 ^e							0.06 ^e			-0.10 ⁱ	X _j
BC						0.34 ^k	0.1 ⁱ						X _j
OC								-0.19 ^k					X _j
SO ₂													X _j

주석:

^a 대류권 오존

^b 성층권 오존

^c 성층권 수증기

^d 화석연료로 인한 원인이 제거된 CH₄, CO and VOC 배출로부터의 기여를 가지고 관측된 CO₂변화(표2.12)의 총 복사강제력에서 산출된 값. Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR)-History Database of the Environment (HYDE)에 의한 CH₄, CO VOCs의 시간적 배출량 변화 (Van Aardenne et al., 2001), Joos et al (1996)이 제시한 CO₂ 모델을 포함하여 계산한 CH₄, CO VOCs에 의한 CO₂ 기여도

^e 관측된 CH₄변화의 총 복사강제력에서 산출된 값(표2.12). 여기서 제거된 것은 OH농도를 변화시키는 NO_x, CO, VOC 배출에 의한 체류시간 변화의 기여도이다. NO_x, CO, VOCs의 효과는 Shindell et al. (2005)에 의한 것이다. 이러한 관련성과 연관된 주요한 불확실성이 존재한다. Shindell et al. (2005)에 의하면 불확실성 추정은 CH₄ 배출은 ±20%, CO, VOC, NO_x 배출은 ±50%로 고려된다.

^f 성층권 수증기의 모든 복사강제력 변화는 CH₄배출에 기인한다. (2.3.7 절과 표 2.12 참조)

^g 계산된 복사강제력은 관측된 농도 변화에 기초한다. 표 2.12와 2.3절 참조

^h 성층권에서 관측된 오존고갈에서 복사강제력의 80%는 CFCs/HFCs에, 20%는 N₂O에 기인한다.

ⁱ 표 2.12의 복사강제력, 불확실성은 ±0.10 Wm⁻².

^j 각각의 에어러솔에 대한 간접구름 알베도 효과를 배분하기에 불확실성은 매우 큼.

^k 표 2.5에서 모든 연구들은 화석 연료, 생물 연료, 바이오매스 연소를 포함한다. ±0.25 Wm⁻² (검댕) 와 ±0.20 Wm⁻² (유기탄소)의 불확실성은 표 2.5에 보고한 값의 범위에 기초한다.

^l 표 2.12의 복사강제력, 불확실성은 ±0.10 Wm⁻².

NO_x의 배출은 메탄과, 대류권 오존 그리고 대류권 에어러솔에 영향을 끼친다. TAR이후에 개발된 것에 기초하여 이 장에서는 각각의 주된 배출에 관련한 복사강제력 항들과 다른 강제동인의 변동에 관련된 간접적인 복사강제력을 포함하여 평가하며 그 결과는 그림 2.21에 보여진다. 아래의 간접적인 강제력 기작들을 고려한다:

- 궁극적으로 대기중의 이산화탄소를 증가시키는 이산화탄소가 아닌 다른 기체들의 화석탄소(CO, CH₄, NMVOC

배출);

- 성층권 오존의 변화(N₂O와 halocarbon(CFCs, HCFC, halons 등)배출)
- 대류권 오존의 변화(CH₄, NO_x, CO, 와 NMVOC 배출)
- CH₄의 수명을 바꾸는 OH의 변화(CH₄, CO, NO_x와 NMVOC 배출)과
- NO_x와 SO₂배출의 변화로 인한 질산염과 황산염에어러솔의 변화

몇몇 주요한 복사강제력(즉, BC, 토지이용과 먼지입자)의 경우 간접효과를 산정에 필요한 충분한 정량적 정보가 없으므로 그것들은 복사강제력은 표 2.12에 보인것과 같다. 그림 2.21에 보여진 평균값을 구하는데 사용되어진 검댕과 유기탄소 에어러솔의 직접 복사강제력의 총합(화석연료와 바이오매스 연소)은 표 2.5에 주어진다. 그림 2.21에 제시된 직접 복사강제력은 구하는 방법과 관련된 불확실성과 함께 표 2.13에서 요약된다. 화학적으로 반응성이 높은 기체들의(즉 OH 또는 오존) 변화에 의한 간접효과에의 경우 배출에 기초한 복사강제력은 다른 기체에 의해 영향을 받을 수 있기 때문에 딱 하나로 정의되어지지 않는다. NOx, CO,와 VOC 배출이 끼치는 메탄과 오존에 대한 간접효과에의 복사강제력은 인간에 의해 배출되는 개개의 종들을 하나씩 제거하면서 산출되어진다. Shindell et al.(2005)에 의한 민감도 분석은 각각의 전구물질을 따로 취급하는데 있어서 발생하는 비선형적인 효과가 약 10%정도이거나 그보다 적다라고 제시한다. 표 2.13 과 그림 2.21에서는 아주 불확실한 간접효과들은 포함되지 않았다. 이러한 것들은 태양에 의한 오존변화나, 오존과 OH의 변화를 통한 2차 유기에어러솔의 변화 그리고 각각의 에어러솔에 의한 구름반사의 변화들이다(Hansen et al., 2005).

2.9.4 현재의 배출이 미래기후에 끼치는 영향

그림 2.20에 있는 복사강제력을 가지는 수명이 긴 구성요소들의 산업혁명 이후의 농도변화는 과거의 배출량의 변천에 대부분 영향을 받는다. 한해에 전지구적 배출량의 변동이 앞으로의 미래에 가져올 복사강제력을 시간에 따라 적분하면 전혀 다른 시각이 얻어진다(예, Jacobson(2002) 화석연료 연소에 의한 유기탄소와 검댕에어러솔의 효과를 이산화탄소와 비교 하기위해 이러한 방법을 이용했다). 그림 2.22에 있는 여러 인자들의 기여를 비교하면 미래기후에 대한 현재(2000년 기준) 배출이 가지는 영향을 나타낸다. 에어러솔의 경우 통합된 복사강제력은 표 2.4와 2.5에 요약되어진 AeroCOM 실험으로 부터 에어러솔의 수명, 적재량 그리고 복사강제력에 기초하여 구해진다. 오존의 전구물질의 경우(CO, NOx, NMVOCs) 데이터는 Derwent et al.(2001), Collins et al.(2002), Stenvenson et al.(2004)과 Berntsen et al.(2005)에서 수명이 긴 종들은 복사효율과 수명이 사용됐고 CO₂는 반응함수가 역시 사용됐다(2.10.2절, 표 2.14 참조). 종합 복사강제력의 추정에 관한 불확실성은 수명, 광학성질 그리고 현재 전지구 배출량의 불확실성에서 기인한다.

그림 2.22는 앞으로 20년 그리고 100년 동안의 종합 복사

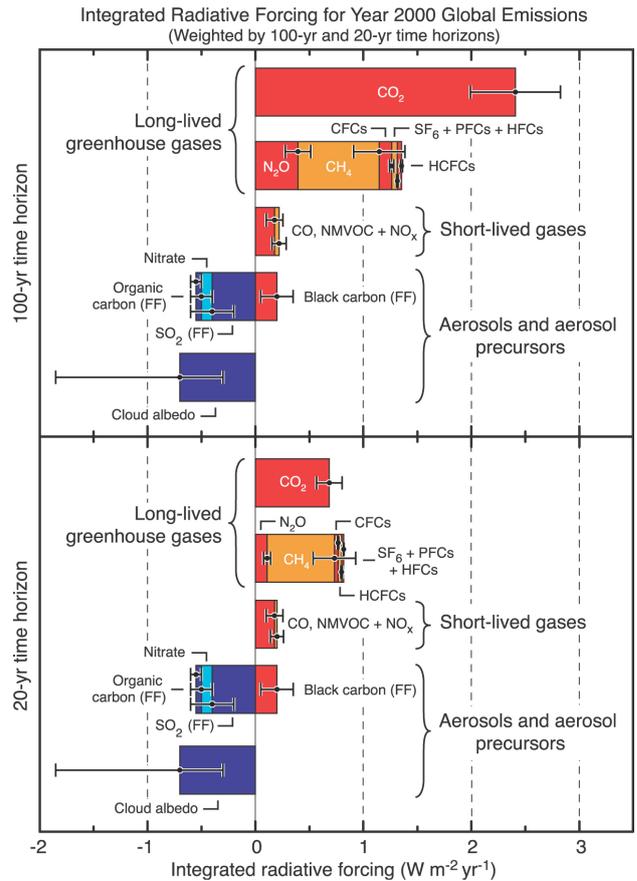


그림 2.22. 2000년 기준 미래 20년과 100년 동안의 종합복사강제력. 그림은 현재 배출량에 대한 미래의 기후효과 전망을 나타낸 것이다. 에어러솔 및 에어러솔 전조물질의 복사강제력 수치는 두 시간범위에서 본질적으로 동일하다. 단수명 가스와 에어러솔의 복사강제력은 이들이 언제, 어디에서 배출되느냐에 따라 달라진다; 그림의 값은 전지구 연평균 총 배출량을 적용한 것이다. 유기탄소와 검댕은 화석연료와 바이오매스 연소로 인한 배출량이 포함되어 있다. 불확실성 추정치는 배출원, 수명, 복사 효율 추정의 불확실성에 기초한다.

강제력을 나타낸다. 교토협약에 포함된 오래 존재하는 종들에 대한 GWP를 구할때처럼 100년동안의 긴 시간을 산정하면 수명이 짧은 종들의 중요성은 명백히 줄어든다. 수명이 길고 배출된 시간이 짧았던 물질은 표준 IPCC 복사강제력 도형에서 보다 이러한 미래를 내다보는 관점에서 계산하면 총 복사강제력에 더 큰 기여를 하는 경향이 있다(그림 2.20).

2.9.5 복사강제력과 지표강제력의 시간적인 진화

LLGHG의 농도의 시간적 변화에 대해서는 지난 몇십년간의 직접관측을 통해서 그리고 만년설이나 빙하자료를 이용한 과거자료를 통해서 잘 알려져 있다(2.3절, FAQ2.1, 그림 1, 6장). CO₂가 복사강제력의 증가에 명백히 가장 큰 영향을 끼친다. 할로탄소의 복사강제력은 1950년 이후로 급격히 증가해왔다 그러나 몬트리올협약으로 증가가 급격히 줄어들었다(2.3.4절 참조). 염화불화탄소의 복사강제력은 감소중이다

더욱이 오존을 감소시키는 모든 물질(ODS)의 총 복사강제력은 2003년에 0.32Wm^{-2} 로 정점을 이룬 것 같다. 그러나 ODS 대체물질은 좀더 빠른추세로 증가하고 있는 중이며 할로탄소의 복사강제력의 증가도 여전히 양의 값이다(표 2.1). TAR이후에 할로탄소의 복사강제력의 증가추세가 양수였음에도 불구하고 이번 보고서에는 2.12표에서처럼 할로탄소의 복사강제력을 여전히 TAR와 같다. 이것은 TAR의 결과를 재검증한 것 때문이다.

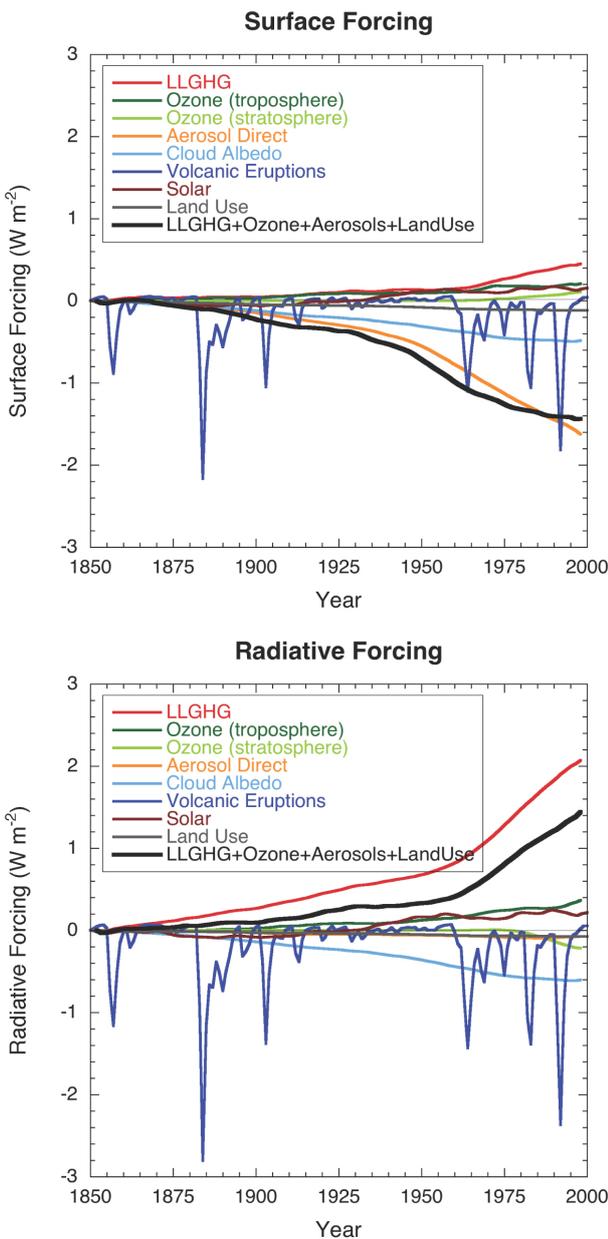


그림 2.23. MIROC+SPRINTARS 모델(Nozawa et al., 2005; Takemura et al., 2005)로 모사된 다양한 인자에 기인한 순간 전하를 복사강제력(위)과 표면 강제력(아래)의 전구 및 연 평균한 시간적 변화. 이는 AR4에 관여한 기후모델의 하나로서 계산되고 이행됨으로서 강제력에 대한 실례가 된다. 모델간 복사강제력에 차이가 있을 수 있음을 주지하라. 대부분의 모델은 거의 유사하게 LLGHG 복사강제력 변화를 모사한다.

자연강제력(태양, 화산에어러솔)의 복사강제력의 시계열은 과거 25년간은 대체로 잘 알려져 있다. 좀더 지난 과거의 값들은 불확실한 경우일 때가 많다(2.7절). 에어러솔과 오존의 복사강제력의 시계열을 결정하는 것은 과거의 배출과 화학-미세물리 모델링의 지식에 대한 불확실성 때문에 훨씬 어렵다. 이것들과 다른 복사강제력에 대한 몇몇의 시계열 자료가 작성되어 졌다(예, Myhre et al., 2001; Ramaswamy et al., 2001; Hansen et al., 2002). 대기대순환 모델은 상관된 농도의 시간적 변화에 기초하여 여러 가지 강제력의 시간적 변화를 계산한다. 한 예로서 그림 2.23은 Interdisciplinary Research on Climate(MIROC) + Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species(SPRINTARS)GCM 모델에서 모의된 주된 동인들에 의한 전지구 년평균, 순간 전하를 복사강제력과 지표강제력의 시간적 변화를 제시한다. 물론 모델들마다 복사강제력과 시간변화에서 차이가 존재하지만 대체적으로 비슷한 배출자료를 사용하였기 때문에 정성적으로 비슷한 시간적 변화를 보여주고 있다.

대기대순환모델은 강제력 동인과 그것들의 시간적인 변화에 기인하여 기후반응을 계산한다. 오늘날 대부분의 GCMs는 미량기체의 복사강제력, 에어러솔의 직접효과, 태양, 화산등을 포함하지만 몇몇은 토지사용변화 구름 반사효과 등도 추가로 포함한다. 지난 20년간 LLGHGs는 급속도로 증가해 왔으며 오늘날의 복사강제력에 가장 큰 기여를 하는 반면에(그림 2.20과 FAQ 2.1, 그림 1 참조), 그림 2.23은 또한 지난 20세기 후반에 모든 지구온난화 기체에 의한 양의 복사강제력이 모든 다른 인위적인 동인들에 의한 것을 초과함을 나타낸다.

태양의 복사강제력은 작은 양의 값을 가진다. 태양복사의 양의 복사강제력은 적어도 인위적인 동인들에 의한 총 복사강제력보다 적어도 5배 정도 적으며 모든 온난화기체의 기여보다는 약 10배 정도 적다(그림 2.20, 2.23, 표 2.12 Foukal et al., 2006 review 또한 참조). 자연 복사강제력의 총합은 태양 복사강제력과 지난 50년간 수차례 일어났던 아주 크지만 일시적인 음의 값을 갖는 화산폭발의 복사강제력으로 구성되어 있다. 특히 1950년에서 2005년 기간에 자연강제력의 총합은 음의 값이거나 아주 적게나마 양의 값이여 왔다(약 0.2Wm^{-2} 보다 적은) 이는 TAR의 결론을 재확인하거나 또는 연장선상에서 있는 것이다. 그러므로 자연적인 복사강제력이 1950년에서 2005년사이에 모든 인위적인 복사강제력의 총합에 버금가는 양의 복사강제력의 원인일 가능성은 지금이 낮다(그림 2.23). GCMs를 이용한 원인분석 연구는 20세기 강제력의 시간적인 변화에 대한 자료 특히 인위적인 동인과 자연적인 동인을 구분하는 특성들을 채용한다.

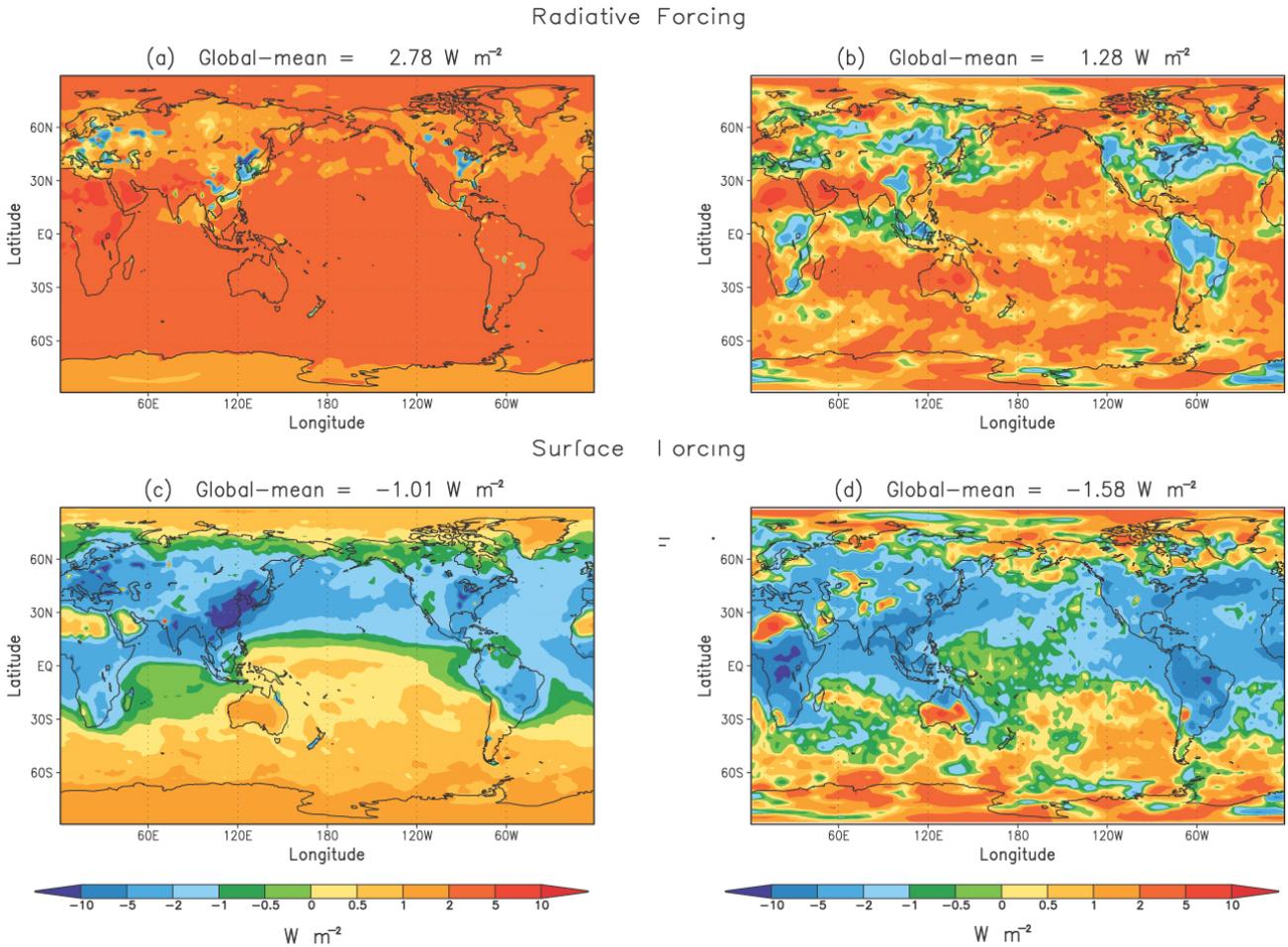


그림 2.24. 1860년에서 2000년의 자연 및 인위적 요인을 합한 강제력에 기인한 순(태양+장파)복사플러스(Wm^{-2})의 공간분포의 순간 변화. 이 결과는 두 개의 서로 다른 기후모델의 정량화를 나타내는 실례가 된다. (a)와 (c)는 GFDL CM2.1 모델을 이용한 대류권계면 및 표면의 결과이다 (Knutson et al., 2006 인용). (b)와 (d)는 MIROC+SPRINTARS 모델을 이용한 대류권계면 및 표면의 결과이다(Nozawa et al., 2005; Takemura et al., 2005 인용). MIROC+SPRINTARS 모델은 에어러솔 구름 알베도 효과를 고려하지만 CM2.1 모델은 그렇지 않음을 주지할 것.

복사강제력에 반하여 지표강제력(그림 2.23, 윗 패널)은 에어러솔의 단파장 산란에 따른 음의 효과에 의해서 크게 좌우된다(대류권과 간헐적인 화산폭발). LLGHGs는 작은 양의 효과를 가진다. 각기 다른 동인에 의한 복사강제력과 지표강제력의 정량적인 값은 모델내의 물리적인 혹은 짧은 수명을 가진 종들에 의한 강제력 모사의 차이에 따라서 모델마다 다른 값을 가진다(10.2절 참조, GCM에서의 복사강제력과 지표강제력 계산 및 그에 따른 불확실성에 대한 논의는 Collins et al.(2006)과 Forster and Taylor(2006) 참조). 복사강제력의 경우 LLGHGs를 빼고는 모든 다른 종들의 배출과 농도의 시간변화가 제대로 알려지지 않기 때문에 시간변화에 따른 불확실성을 산정하기가 어렵다.

2.9.6 복사강제력과 지표강제력의 수평적인 분포

이장에서 논의될 대부분의 복사강제력 동인들에 대한 수평적인 분포는 Ramaswamy et al.(2001)의 그림 6.7에서 제시

되어 있다. 그 그림에서 보여진 대부분의 특성들은 일반적이다. 그러나 전지구 평균 복사강제력에 비해서 추가적인 불확실성이 수평분포에서 존재한다. 에어러솔의 복사강제력의 수평분포는 모델별로 에어러솔의 종과, 그들의 특성 그리고 간접 구름반사 효과에 의한 복사강제력이 포함되어 있는가 아닌가에 따라서 가장 큰 차이를 보인다. 에어러솔의 직접 효과와 구름 반사효과에 의한 복사강제력 역시 구름의 위치에 결정적으로 좌우되며 GCMs 별로 차이를 보인다. 그림 2.24는 1860년에서 현재까지의 자연적인 강제력과 인위적인 강제력의 합에 의한 순간적인 복사강제력의 수평적인 분포를 두 개의 GCM의 결과로 부터 보여준다. 화산에 의해 배출된 에어러솔은 거의 아무 역할을 하고 있지 않음을 보여준다. MIROC+SPRINTARS 모델은 에어러솔의 구름 알베도 효과를 포함하지만 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Coupled Climate model(GFDL CM2.1)(Delworth et al., 2005; Knutson et al., 2006)은 포함하지 않는다. 대부분의 지역에

서 복사강제력은 양이고 LLGHGs의 영향이 크다. LLGHGs의 중요성은 북반구 보다 남반구에서 좀더 뚜렷한데 이는 북반구 중위도 특히 에어러솔의 소스가 풍부한 대륙에서 에어러솔의 복사강제력이 뚜렷하게 나타남으로 인한 에어러솔 효과 때문이다(그림 2.12 참조). 두 GCMs의 전지구 평균 복사강제력 값의 정량적인 차이가 있는데 이는 LLGHG가 아닌 다른 인자에 의한 복사강제력에 불확실성이 존재함을 의미하고 특히 에어러솔에 의한 영향임을 제시한다(2.4절 그림 2.12d 참조). 에어러솔의 직접효과는 북반구 대륙지역에서 GFDL 모델의 총 복사강제력에서 보여진다. 반면 MIROC+SPRINTARS 모델에서는 층적이 존재하는 저층 바다에서 구름 반사효과가 두드러진다. 여기서 보여지는 수평적인 강제력의 분포는 기후반응의 분포는 아님에 주목해라.

에어러솔이 많이 존재하는 지역에서(주로 북반구) 지표강제력은 산업혁명 이전과 비교해서 음의 값이다(그림 2.24). 에어러솔에 의한 지표에 도달하는 단파복사의 감소 때문에(그림 2.12f 참조) 대부분의 지역에서 최종적으로 단파와 장파의 합이 음의 값을 갖는 지표강제력이 된다(그림 2.23 참조). 에어러솔이 없는 경우는 LLGHGs는 지표에 도달하는 장파복사의 증가를 수반하며 지구 장파복사를 증가시킨다. 고위도와 남반구 일부 지역에서는 인위적인 에어러솔은 거의 없으며 LLGHGs로 인해 지표강제력은 양의 값을 가진다.

이러한 복사강제력과 지표강제력의 수평적 분포는 지표와 대류권계면에서 북반구의 적도와 극사이의 다른 변화를 의미한다. 바꿔말하면 대류권의 저위도와 고위도에서 흡수된 에너지의 다른 변화를 의미하는 것이다. 에어러솔의 영향은 또한 북반구와 남반구 사이의 복사강제력과 지표강제력의 값에서 확연하게 나타난다.

2.10 지구온난화잠재력지수와 다른 배출들을 비교하기 위한 다른 지표들

2.10.1 배출 도량형지표(지표)과 전 지구 온난화 잠재력 지수의 정의

인간에 의한 기후 변화를 제한하는 다중-요소 감소 정책들은 서로 다른 강제력 유발제들 사이의 상쇄/교환을 위한 하나의 체제와 수치 값들을 필요로 한다. 지구 온난화 잠재력 또는 다른 배출 지표는 집중되지 않은 방식으로 포괄적이고 소요 비용면에서 효과적인 정책(UNFCCC의 Article 3)들을 실행하기 위해 사용될 수 있는 하나의 도구를 제공하여 다중-가스 배출자들(국가들, 산업들이) 서로 다른 기후 유발제들 간의 교환을 허용하는 것에 의해 지정된 배출 제한에

따르는 감쇄 정책을 수립할 수 있게 한다. 지표의 수학적 공식화는 장기간 기후 변화 제한이 수립되어 왔는가(예로써, Manne and Richels, 2001) 또는 어떠한 특정 장기 제한이 토의 되어지지 않았는가(Kyoto Protocol에서 처럼)에 따라 달라질 것이다. 각 지표 공식은 다양한 요소들의 시간에 따른 배출들의 기후변화에 대한 기여도에 대한 지식을 요구한다. 본 보고서에서 평가된 지표는 순전히 물리적으로 근거한 것이다. 그러나, 많은 경제학자들은 배출 지표는 그들이 지적하고자했던 문제의 경제적인 측면들을 고려하는 것도 필요하다고 주장해왔다는 것도 주지되어야 한다(예를 들어, Bradford, 2001; Manne and Richels, 2001; Godal, 2003; O'Neill, 2003). 경제적인 요소들을 포함하는 장기간 목적의 국제 기후 정책 내의 문제가 되는 가스들의 교체에 대해서는 IPCC WGIII AR4의 3장에서 토론된다. 이 접근법에 근거한 지표는 이 보고서에서는 토의되지 않을 것이다.

한 가지 배출 지표의 매우 일반적인 공식은 다음과 같이 주어졌다(예, Kandlikar, 1996).

여기서, t 는 시간 t 에서의 기후에서의 변화(ΔC)가 미치는 영향(손해와 이익)을 표현하는 함수이다. 표현 $g(t)$ 는 시간에 따른 가중함수이다(예를 들면 $g(t) = e^{-kt}$ 는 짧은 시간의 영향에 더 많은 가중치를 주는 단순한 할인법이다)(Heal 1997; Nordhaus, 1997). 아래 첨자 r 은 기준 배출 경로를 나타낸다. i 와 j 는 두 가지 배출 섹터에 대해, 절대 지표값 AM_i 와 AM_j 는 그 두 배출 시나리오들의 정량적인 비교를 제공하도록 계산되어 질 수 있다. 배출 시나리오가 단지 하나의 요소로 구성되는(GWP의 정의에서 가정된 펄스 배출에 대한 것처럼) 특별한 경우에는 AM_i 와 AM_j 의 비율은 요소 i 대 기준요소 j (GWP의 경우 CO_2 처럼)라는 상대적인 배출 지표로 해석되어질 수 있다.

위에서 주어진 일반 공식에 근거한 한 도량형지표를 정의에 관련되어 몇 가지 문제가 되는 이슈들이 있다(Fuglested et al., 2003). 하나의 주된 문제는, 가능한 기후 영향의 범위를 잡기 위한 몇 가지 초기 시도들이 있었지만(Hammit et al., 2996; Tol, 2002; den Elzen et al., 2005), 적당한 영향 함수들을 정의하는 것이다. 영향 함수들이 정의 되었다고 치면, AM 계산들은 내재적인 불확실성(Shine et al., 2005a)들을 가진 GCM 결과에 근거하여야 할지도 모르는 지역적으로 분해된 기후 변화 자료들(온도, 강수, 바람 등)을 요구할 지도 모른다. 다른 문제가 되는 이슈들은 시간에 따른 가중 함수 $g(t)$ 의 정의와 기준 배출 시나리오를 포함한다.

이러한 어려움들 때문에 더 단순하고 순전히 물리적인 GWP 지수가, 어떤 물질(i) 1 kg의 펄스 배출이 기준 가스 CO_2 1 kg의 펄스 배출에 상대적으로 변화시킨 시간 평균된

전 구 평균 RF에 근거해서, 개발되었다(IPCC, 1990). 그리고, Kyoto Protocol에서 사용되도록 채택되었다. 구성요소 i 의 GWP는 다음과 같이 정의된다.

여기서, TH는 시간 영역, RFi는 구성요소 i 의 전구 평균 RF이고, a_i 는 구성요소 i 의 대기 중 존재량 중 단위 질량 증가량 당 RF(복사적 효율)이고, $[C_i(t)]$ 는 시간에 따라 변하는 대기 존재량이고, 기준 가스(r)에 대응하는 해당량은 분모에 있다. 분자와 분모는 각각 i 와 r 의 절대 지구 온난화 잠재력 지수(AGWP)라고 불린다. 이 보고서에 주어진 모든 GWP 값들은 CO_2 를 기준 가스로 사용한다. 표준 GWP 지수를 유도하기 위해 사용된 단순화는(1) 시간영역의 끝까지 $g(t)=1$ (즉, 할인되지 않는다)로 잡고, 그 후부터 $g(t)=0$ 로 고정,(2) 1-kg의 펄스 배출을 선택,(3) 영향함수 $I(\Delta C)$ 를 지구평균 RF로 정의함,(4) 기후 반응은 모든 RF 메커니즘들에 동등하다고 가정,(5) 현재의 농도와 같은 기준 상태에 대한 상대적인 영향을 평가(즉, $I(\Delta Cr(t))=0$ 로 세팅)하는 것과 같은 것들을 포함한다. GWP 지표에 대한 비판들은 이러한 모든 단순화들에 초점이 맞춰졌다(예, O'Neill, 2000; Smith and Wigley, 2000; Bradford, 2001; Godal, 2003). 그러나, 어떤 영향 함수 $I(\Delta C)$ 와 시간변화하는 가중함수를 사용할지(두 가지 모두 대한 가치판단을 포함한다)에 대한 합의가 없는 한, 이러한 단순화가 내포하는 바를 평가하기는 어렵다(O'Neill, 2000; Fuglestedt et al., 2003).

그 GWP 개념의 적당성은 도입이후로 널리 논쟁이 되어 오고 있다(O'Neill, 2000; Fuglestedt et al., 2003). 그 정의에 의해서, GWP-가중 배출의 견지에서 동등한 두 세트의 배출은 기후 반응에 대한 시간적인 진전의 견지에서는 동등하지 않을 것이다(Fuglestedt et al., 2000; Smith and Wigley, 2000). Kyoto Protocol에서처럼 100년 시간영역을 사용하여, 잔류기간이 짧은(short-lived) 물질(예, CH_4)을 상당한 비율로 포함하는 현재 배출 감소의 효과(예, Kyoto Protocol 이후 첫 서약기간 중)는, CO_2 배출만을 감소시키는 것에 비교할 때, 시간영역의 끝에 가까이에서도 덜한 온도 감소를 줄 것이다. 지구 온난 잠재력 지수들은 한 가지 기후 변화의 척도 - 순간 배출 충격을 따라 적분된 온도 변화 -와 특별한 세트의 가정들 하에서만 동일한 변화들을 생산하기로 정말로 기대만 될 수 있다(O'Neill, 2000). 전구 온도 잠재력(GTP) 지표(2.10.4.2절 참조)는 주어진 시간 영역의 마지막에서의 전구 평균온도 변화를 비교하는 것에 의해 대체적인 접근법을 제공한다. GWP와 비교할 때, 짧은 잔류기간의 화학물질(예, CH_4)의 배출에 의해서 야기된 단기간 기후 변동을 훨씬 덜 강조하지만, GTP는 선택된 시간에서 동등한 기후 반응을 준다. 그러나, '위험한 인간활동에 의한 기후시스템의 간섭'를

평가하는 적당한 시간 영역이 무엇이어서 하는지 과학적, 경제학적, 정치적이던지 간에 결정되지 않는 한, 그러한 시간적인 동등성의 부족은 GWP개념을 무효로 만들지 못하거나 어떻게 그것을 바꿔야 할지에 관한 가이드를 제공하지 못한다. 몇 가지 알려진 부족함이 있다손 치더라도, GWP를 이용한 다중-기체 전략은 CO_2 만의 전략을 넘어서는 이득이 있을 가능성이 크다(O'Neill, 2003). 따라서, GWP는 잔류기간이 긴(long-lived) 기후 기체들의 배출에 대한 미래 기후 영향을 비교하는 추천되는 지표로 남아 있다.

전구적으로 평균된 GWP들은 짧은 잔류기간의 화학물질들에, 예를 들어 오존 선구물질들과 흡수성 에어러솔, 대해서도 계산되었다(Fuglestedt et al., 1999; Derwent et al., 2001; Collins et al., 2002; Stevenson et al., 2004; Berntsen et al., 2005; Bond and Sun, 2005). 기후와 공기 오염물질들에 영향을 주는 짧은 잔류기간의 물질들을 포함하는 완화 조치들에서 실현되는 상당한 공동이익이 있을 지도 모른다(Hansen and Sato, 2004).; 그러나, 국제간의 협정에 짧은 잔류기간의 강제력 전달 물질의 포함의 효과는 명확하지 않다(Rypdal et al., 2005). 잔류기간이 짧은 강제력 유발제들의 가능한 기후 영향을 평가하고 이것을 잔류기간이 긴 온난화 물질들(LLGHGs)의 영향과 비교하기 위해서는 하나의 지표가 필요하다. 그러나, 전구 평균 GWP를 이 목적을 위해서 사용하기에는 심각한 한계가 있다. LLGHGs의 GWP들은 배출의 위치와 시간에 의존하지 않는 반면에, 잔류기간이 짧은 물질들의 GWP들은 지역적으로 시간적으로 값이 다르다. LLGHGs의 RF에 비교되는 강수의 에어러솔 RF에 대한 다른 반응은 또한 GWP 개념이 에어러솔에 적용되었을 때 너무나 단순화되었을 수 있음을 시사한다.

2.10.2 직접 지구 온난화 지수들

모든 GWP들은 CO_2 에 대한 AGWP(GWP 정의의 분모)에 의존한다. 그 CO_2 의 AGWP는 다시 약 380 ppm정도의 현재 수준값에 약간을 CO_2 섭동에 대한 복사적 효율성에 의존한다. CO_2 의 단위 킬로그램 당 복사적 효율성은 2.3.1절에 있는 CO_2 RF에 대한 것과 같은 표현을 사용하여 378 ppm의 갱신된 CO_2 배경 혼합비를 가지고 계산되어졌다. 367 ppm 으로부터의 작은 섭동에 대한 RF는 $0.01413Wm^{-2} ppm^{-1}$ (TAR 값보다 8.7% 낮은)이다. CO_2 반응 함수(표 2.14 참조)는 378 ppm 배경 탄소 농도를 사용하는 Bern 탄소 순환 모델의 최신 버전(Bern2.5CC; Joos et al., 2001)에 근거한다. 그렇게 증가된 CO_2 배경농도는 CO_2 에 대한 AGWP의 증가에 기여하며 배출된 CO_2 (7.3절)의 공기 중 비율이 증가된다는 것을

표 2.14. 체류시간, 복사강제력 효율성, CO₂에 관계가 있는 직접적(CH₄제외) 지구온난화 지수. 오존고갈물질과 이의 대체재, 자료는 다른 방법으로 설명되지 않은 경우에 IPCC/TEAP(2005)의 것을 취한다.

산업에서 사용하는 명칭 및 일반적인 이름(년)	화학식	체류시간 (년)	복사강제력 효율성 (Wm ⁻² ppb ⁻¹)	시간 규모단위로 제시된 지구온난화 지수			
				SAR [†] (100-yr)	20-yr	100-yr	500-yr
이산화탄소	CO ₂	See elow ^a	^b 1.4x10 ⁻⁵	1	1	1	1
메탄 ^c	CH ₄	12 ^c	3.7x10 ⁻⁴	21	72	25	7.6
아산화질소	N ₂ O	114	3.03x10 ⁻³	310	289	298	153
몬트리올 의정서에 의해 조정된 물질							
CFC-11	CCl ₃ F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC-12	CCl ₂ F ₂	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC-13	CClF ₃	640	0.25		10,800	14,400	16,400
CFC-113	CCl ₂ FCClF ₂	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC-114	CClF ₂ CClF ₂	300	0.31		8,040	10,000	8,730
CFC-115	CClF ₂ CF ₃	1,700	0.18		5,310	7,370	9,990
Halon-1301	CBrF ₃	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
Halon-1211	CBrClF ₂	16	0.3		4,750	1,890	575
Halon-2402	CBrF ₂ CBrF ₂	20	0.33		3,680	1,640	503
Carbon tetrachloride	CCl ₄	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
Methyl bromide	CH ₃ Br	0.7	0.01		17	5	1
Methyl chloroform	CH ₃ CCl ₃	5	0.06		506	146	45
HCFC-22	CHClF ₂	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC-123	CHCl ₂ CF ₃	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC-124	CHClF ₂ CF ₃	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC-141b	CH ₃ CCl ₂ F	9.3	0.14		2,250	725	220
HCFC-142b	CH ₃ CClF ₂	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC-225ca	CHCl ₂ CF ₂ CF ₃	1.9	0.2		429	122	37
HCFC-225cb	CHClF ₂ CClF ₂	5.8	0.32		2,030	595	181
Hydrofl uorocarbons							
HFC-23	CHF ₃	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH ₂ F ₂	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC-125	CHF ₂ CF ₃	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC-143a	CH ₃ CF ₃	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC-227ea	CF ₃ CHFCF ₃	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC-245fa	CHF ₂ CH ₂ CF ₃	7.6	0.28		3,380	1030	314
HFC-365mfc	CH ₃ CF ₂ CH ₂ CF ₃	8.6	0.21		2,520	794	241
HFC-43-10mee	CF ₃ CHFCFCF ₂ CF ₃	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500
Perfl uorinated compounds							
Sulphur hexafl uoride	SF ₆	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
Nitrogen trifl uoride	NF ₃	740	0.21		12,300	17,200	20,700
PFC-14	CF ₄	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC-116	C ₂ F ₆	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200
Perfl uorinated compounds (continued)							
PFC-218	C ₃ F ₈	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C ₄ F ₈	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3-1-10	C ₄ F ₁₀	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4-1-12	C ₅ F ₁₂	4,100	0.41		6,510	9,160	13,300
PFC-5-1-14	C ₆ F ₁₄	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9-1-18	C ₁₀ F ₁₈	>1,000 ^d	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
trifluoromethyl sulphur pentafluoride	SF ₅ CF ₃	800	0.57		13,200	17,700	21,200
Fluorinated ethers							

산업에서 사용하는 명칭 및 일반적인 이름(년)	화학식	체류시간 (년)	복사강제력 효율성 ($Wm^{-2} ppb^{-1}$)	시간 규모단위로 제시된 지구온난화 지수			
				SAR [†] (100-yr)	20-yr	100-yr	500-yr
HFE-125	CHF2OCF3	136	0.44	13,800	14,900	8,490	
HFE-134	CHF2OCHF2	26	0.45	12,200	6,320	1,960	
HFE-143a	CH3OCF3	4.3	0.27	2,630	756	230	
HCFE-235da2	CHF2OCHClCF3	2.6	0.38	1,230	350	106	
HFE-245cb2	CH3OCF2CHF2	5.1	0.32	2,440	708	215	
HFE-245fa2	CHF2OCH2CF3	4.9	0.31	2,280	659	200	
HFE-254cb2	CH3OCF2CHF2	2.6	0.28	1,260	359	109	
HFE-347mcc3	CH3OCF2CF2CF3	5.2	0.34	1,980	575	175	
HFE-347pcf2	CHF2CF2OCH2CF3	7.1	0.25	1,900	580	175	
HFE-356pcc3	CH3OCF2CF2CHF2	0.33	0.93	386	110	33	
HFE-449sl (HFE-7100)	C4F9OCH3	3.8	0.31	1,040	297	90	
HFE-569sf2 (HFE-7200)	C4F9OC2H5	0.77	0.3	207	59	18	
HFE-43-10pccc124(H-Galden 1040x)	CHF2OCF2OC2F4OCHF2	6.3	1.37	6,320	1,870	569	
HFE-236ca12 (HG-10)	CHF2OCF2OCHF2	12.1	0.66	8,000	2,800	860	
HFE-338pcc13 (HG-01)	CHF2OCF2CF2OCHF2	6.2	0.87	5,100	1,500	460	
Perfl uoropolyethers							
PFPMIE	CF3OCF(CF3)CF2OCF2OCF3	800	0.65	7,620	10,300	12,400	
Hydrocarbons and other compounds -- 직접효과							
Dimethylether	CH3OCH3	0.015	0.02	1	1	<<1	
Methylene chloride	CH2Cl2	0.38	0.03	31	8.7	2.7	
Methyl chloride	CH3Cl	1.0	0.01	45	13	4	

주석: ^a 여기서 사용한 CO₂ 반응함수는 378ppm의 CO₂ 배경농도를 이용한 본 보고서 10장(Bern2.5CC; Joos et al., 2001)의 Bern 탄소 사이클 모델의 개정된 버전에 기초하였다.

^b CO₂ 복사강제력효율성은 378ppm의 갱신된 배경농도값과 +1ppm의 섭동과 함께 TAR에서 개정되어 단순화된 표현을 사용하여 계산되었다(2.10.3.1절 참조).

^c 메탄의 섭동 체류시간은 TAR과 같이 12년이다(7.4절 참조). 메탄의 GWP는 오존과 성층권 수증기의 강화로 인한 간접효과를 포함한다(2.10.3.1절 참조).

^d Shine et al. (2005c), 수렴된 CO₂에 대한 AGWP로 갱신됨. 1,000년의 체류시간으로 가정한 값은 하한값이다.

^e Hurley et al. (2005)

^f Robson et al. (2006)

^g Young et al. (2006)

의미한다. CO₂ AGWP 값은 20, 100, 그리고 500년 시간 영역에 대해 각각 2.47×10^{-14} , 9.69×10^{-14} , 그리고 $28.6 \times 10^{-14} Wm^{-2} yr(kg CO_2)^{-1}$ 이다. CO₂ AGWP에서의 불확실성은 CO₂ 반응함수와 RF 계산에서 동등하게 공헌하여 $\pm 15\%$ 정도로 추산된다.

잘 혼합된 온실가스에 대한 최신의 복사적 능률은 표 2.14에 주어져 있다. TAR이후로 복사적 능률은 Montzka et al.(2003)와 Velders et al.(2005)에 의해 리부되었다. Gohar et al.(2004)와 Forster et al.(2005)는 HFC 화학물을 조사했고 이전 출판된 결과들과 40%까지의 차이들 보였다. 다양한 복사 전달 프로그램에 근거하여, 그들은 그 불확실성들이 잘 통제된 실험으로 12% 주변까지 감소할 수 있다는 것을 발견했다. 연구된 HFC들은 HFC-23, HFC-32, HFC-134a, 그리고

HFC-227ea이다. Hurley et al.(2005)는 퍼플루오로메탄(perfluoromethane, COF₄)의 적외선 스펙트럼과 RF를 연구했고 TAR에서 주어진 값보다 30% 높은 GWP값을 유도했다. CH₄, N₂O, 그리고 할로젠을 담고있는 잘 혼합된 온실가스들에 대한 GWP를 위한 RF의 계산은 Ramaswamy et al.(2001; TAR의 표 6.2 참조)에서 주어진 단순한 공식들을 채용하고 있다. 표 2.14는 20, 100, 500년의 시간영역에 대한 GWP 값들을 준다. 표 2.14에 있는 화학물질들은 상당한 농도나 농도에서 큰 변화추세가 관측되었거나 미래 배출에 대한 명확한 잠재력이 확인된 것들이다. 이 물질들의 직접 GWP의 불확실성들은 5에서 95%(90%)의 신뢰도 범위에 대해 $\pm 35\%$ 로 받아들여진다.

2.10.3 간접 GWP들

간접적인 복사 효과는 배출 기체의 존재나 그것의 분해물질들에 의해 야기된 다른 온실가스들의 농도의 변화에 의한 복사효과 또는 분해물질의 직접 효과를 포함한다. 분해물질의 온실가스들에 대한 직접 효과는 중대하다고 생각되지는 않는다(WMO, 2003). 여기서 토의되는 간접 효과들은 오존의 형성과 파괴, 성층권 수증기의 증가, CH₄의 수명을 변화시키는 주된 효과를 가지는 OH 라디칼의 농도와 이차 에어로솔 형성에서의 변화들과 연관되어 있다. 간접 GWP들에 대한 불확실성들은 직접 GWP들에 대한 것보다 일반적으로 훨씬 더 크다. 간접 GWP는 많은 경우에 배출들의 위치와 시간에 달려있을 것이다. NO_x와 같은 몇 가지 화학물들에 대해서 간접 효과들은 반대 부호를 가져 순 GWP의 불확실성을 더 증가할 수 있다. 이것은 반응성 있는 화학물의 배경농도들이 비선형적으로 화학반응에 영향을 줄 수 있기 때문이고/때문이거나 형성된 잔류기간이 짧은 이차 화학물질의 수명 또는 복사효과들이 지역에 따라 달라질 수 있기 때문이다. 그러므로, 정책 결정을 위해 보고되는 전구 평균 GWP들의 유용성은 제한될 수 있다. 그러나, 그것들은 쉽게 계산될 수 있고, 기후 정책에서 어떤 강제력 유발제를 포함하는 것에 의해 기후 변화를 완화시키는 것과 같은 순 잠재력의 표시를 제공한다. SAR과 TAR에서 받아들여진 접근법을 따라, 화석에서 유래한 CH₄, CO, NMVOCs들의 산화로부터 생산된 CO₂는 이러한 탄소가 국가 CO₂ 배출자료들에 포함되어 있기 때문에 GWP의 계산에는 포함되지 않는다. 이러한 이슈는 배출자료목록의 가이드라인들이 갱신되었을 때 재고되어야 할 필요가 있을지도 모른다.

2.10.3.1 메탄

메탄 배출의 네 가지 간접 복사효과들이 확인되었다(Prather et al., 2001; Ramaswamy et al., 2001 참조). 메탄은 OH 농도에서의 변화를 통해 자기 자신의 수명을 증가 시킨다: 이 효과는 대류권 오존 변화를 유도하고 성층권 수증기 농도를 증가 하고, CO₂를 생산한다. 표 2.14에서 주어진 GWP는 이러한 효과의 처음 세 가지를 포함한다. 그러한 수명 효과는 12년의 섭동 수명을 채택하는 것에 의해 포함된다(7.4절 참조). 오존 형성의 효과는 여전히 불확실한데, TAR에서처럼 직접효과와 수명효과의 총량을 25% 증가시킴으로 포함된다. 성층권 수증기의 증가에 의해서 생기는 RF의 추정치는 TAR 이후로 상당히 증가되었다(2.3.7절 참조). 이것은 또한 5%(TAR)에서 15%로 증가 계수를 증가함으로 GWP 추정치에도 고려되어졌다. 결과적으로 CH₄의 100년

GWP는 TAR의 23에서 25로 증가했다.

2.10.3.2 일산화탄소

CO의 간접효과들은 감소된 OH 농도수준(메탄의 농도를 증가하도록 유도하는)과 오존의 증가를 통해 발생한다. TAR은 100년 GWP 값으로 1.0에서 3.0의 범위를 준다. 그 TAR 이후로, Collins et al.(2002)와 Berntsen et al.(2005)는 배출 위치에 의존하여 1.6에서 2.0의 범위에 있는 CO 배출에 대한 GWP를 계산했다. Berntsen et al.(2005)는 아시아로부터의 CO 배출이 유럽 배출과 비교할 때 25%나 더 높은 GWP를 가지게 됨을 발견했다. CO에 대한 100년 GWP로 그 TAR 값들과 새로운 추정치의 평균은 평균치 1.9를 준다.

2.10.3.3 비메탄 휘발성 유기 물질

Collins et al.(2002)는 삼 차원 라그랑지 화학-수송모델을 가지고 10가지 NMVOC들에 대한 간접 GWP를 계산했다. 각각의 기체에 대한 주된 배출원으로 '인간활동에 의한' 배출 분포 또는 '자연' 배출 분포를 사용하여, 대류권 오존, CH₄(OH에서의 변화를 통한), 그리고 CO에 미치는 영향들이 고려되었다. 그 간접 GWP 값들은 표 2.15에 주어진다. 각각의 물질들의 배출로 이러한 GWP들에 가중치를 두는 것은 가중 평균 100년 GWP 값으로 3.4를 준다. 이 물질들의 짧은 수명과 오존과 OH 화학에 포함된 비선형적인 화학에 기인하여, 계산된 GWP 값들에 중대한 불확실성이 존재한다. Collins et al.(2002)는 불확실성 범위로 -50%에서 +100%로 추산했다.

2.10.3.4 질산화물

짧은 수명과 오존의 증가와 CH₄의 감소를 통해 두 가지 반대되는 간접효과를 야기하는 복잡한 비선형 화학은 NO_x 배출에 대한 GWP의 계산을 매우 불확실하게 한다(Shine et al., 2005a). 또한, 현재까지 NO_x의 GWP를 계산하는 모델 연구들에 포함되지 않는 질산 에어로솔의 형성(2.4.4.5절 참조)의 효과는 중대할 수 있다. 비선형적인 화학 때문에 NO_x 배출의 순 RF는 배출의 위치에 강하게 의존하고, GWP를 위한 펄스 배출의 엄격한 정의로 배출의 시기(일간, 계절간)에도 의존할 것이다(Fuglestedt et al., 1999; Derwent et al., 2001; Wild et al., 2001; Stevenson et al., 2004; Berntsen et al., 2005, 2006). 질산 에어로솔 효과를 다루지 않고 다른 연구들간의 NO_x에 대한 전구 평균 GWP의 부호에서조차도 일치하지 않기 때문에, NO_x에 대한 100년 GWP의 중간 추산치는 제공되지 않는다.

2.10.3.5 할로젠화 탄소, 할로카본

염소와 불소를 포함하는 할로카본은 할로카본 분자가 성층권에서 깨어져 염소 또는 불소 원자들이 배출되었을 때 오존의 감소를 유도한다. 오존을 감소시키는 할로카본들에 대한 간접 GWP들은 Velders et al.(2005; 표 2.7)에서 추산되었다. 이러한 추산들은 Daniel et al.(1995) 공식을 사용하여 2005년 배출에 대해 1980년과 1990년 사이의 관측된 오존 감소에 근거하였다. Velders et al.(2005)는 CFC 온난화 효과와 오존 냉각효과의 물리적인 특징들은 서로 서로 매우 다르다는 것을 지적하면서 순 GWP를 인용하지는 않았다.

2.10.3.6 수소

수소분자(H₂)의 주된 손실은 지표 침적을 통한다고 믿어지나 약 25%의 수소는 OH에 의한 산화를 통해서 잃는다. 성층권에서 이 과정이 수증기 농도를 증가시켜 오존의 농도 또한 영향을 준다. 대류권에서는 화학적 영향은 오존의 생성과 메탄의 증가를 유도하여 CO의 영향과 유사하다(Prather, 2003). Derwent et al.(2001)은 CH₄ 수명과 대류권 오존의 효과를 고려하여 H₂의 대류권 영향에 대한 100년 GWP의 값을 5.8로 계산하였다.

2.10.4 배출을 평가하기 위한 새로운 대체 도량형 지표들

GWP는 정책 입안자들이 다른 온실가스들의 배출의 순위를 매기도록 적용할 수 있는 단순하고 분명한 지표인 반면에, 다른 물질들의 배출들 간의 '동등/등가성'이 어떤 근거로 얻어졌는지 분명하지 않다(Smith and Wigley, 2000; Fuglestvedt, 2003). 그러한 GWP 지표는 앞에서 토의된 바와 같이 잔류기간이 짧은 기체들과 에어러솔들(예, NO_x 또는 BC 에어러솔)에 대해 또한 문제가 있다. 한 가지 차선책인 IPCC(1999)에 의해서 소개된 RF 지수(RFI)는 다른 강제력 유발제의 체류시간을 고려하지 않기 때문에 배출 지표로써 사용되지 않아야 한다.

2.10.4.1 수정된 GWP 공식들

2.10.4.1.2 GWPL내에 기후 효율 포함

2.8.5절에서 토의된 바와 같이 기후 효율은 서로 다른 강제력 유발제들 간에 차이(가장 현실적인 RF에 대해서 25% 내에서)가 날 수 있다. Fuglestvedt et al.(2003)는 한 가지 강제력 유발제의 효율성을 포함하는 수정된 GWP 개념을 제안했다. Berntsen et al.(2005)는 NO_x와 CO 유럽내의 배출과 남동아시아에서의 배출에 대한 GWP 값들을 이 방법으로 계

산했다. 이 효율성은 기후 민감도들에 비해서 덜 불확실하다. 그러나, Berntsen et al.(2005)는 NO_x 배출들에 의해 생성되는 오존에 대한 기후 효율들이 배출의 위치에 또한 의존하고 있을 것임을 보였다.

2.10.4.2 지구 온도 잠재력 지수

Shine et al.(2005b)는 새로운 상대 배출 지표로써 GTP를 제안하였다. GTP는 어떤 화학물질 x의 어떤 배출(펄스 또는 지속성) 후 이에 따르는 주어진 미래 시간 영역(TH)내에서의 전구 평균 지표온도변화의 기준 기체 r(예, CO₂)에 상대적인 비율로 정의된다:

여기서 는 화학물질 x의 어떤 배출 후 H년 지난 후 전구 평균 지표면 온도 변화를 표시한다. 그 GTP는 AOGCM을 가지고 모의할 것을 요구하지 않으나 계산을 위해서 요구되는 소수의 입력변수들을 채택하는 분명하고 간단한 공식으로 주어진다. GWP는 시간영역에 대해 적분된 양(즉, 시간영역의 시작과 끝에서의 RF의 기여는 정확하게 같다)인 반면에 GTP는 시간 H에서의 온도변화(즉, 시간 H에 더 근접한 RF는 상대적으로 더 많이 기여한다)를 이용한다. GTP 지표는 GWP 지표와 같은 변수(복사효율과 수명)에 대한 지식을 요구하지만, 특별히 화학물질 x의 수명이 기준물질의 수명과 매우 다르다면 추가적으로 기후시스템에 대한 반응시간이 알려져 있어야 한다. 기후효능에서의 차이들은 GTP 지표로 쉽게 포함되어질 수 있다. 기후 시스템에 대한 반응시간의 포함덕분에 기준기체보다 더 짧은 수명을 가진 기체들의 펄스 배출에 대한 GTP 값은 해당하는 GWP 값보다 더 낮을 것이다. Shine et al.(2005b)에서 주지된 것처럼 지속된 배출 변화에 대한 GTP와 펄스 GWP 사이에는 거의 동등성이 존재한다. GTP 지표는 GWP를 능가하는 지표 온도 변화에 더 직접적으로 연관되어져 잠재적인 이득이 있다.

표 2.15. Collins et al.(2002)에 의한 10NMVOCs와 Derwent et al.(2001), Wild et al.(2001), Bernstein et al.(2005), Stevenson et al.(2004)에 의한 NO_x 배출량에 대한 간접 GWPs(100년). 두 번째와 세 번째 열은 각각 순 GWP에 대한 메탄과 오존의 기여도를 나타내며, 네 번째 열은 순 GWP를 나타낸다.

유기성분/연구	GWP ^{CH4}	GWP ^{O3}	GWP
Ethane (C ₂ H ₆)	2.9	2.6	5.5
Propane (C ₃ H ₈)	2.7	0.6	3.3
Butane (C ₄ H ₁₀)	2.3	1.7	4.0
Ethylene (C ₂ H ₄)	1.5	2.2	3.7
Propylene (C ₃ H ₆)	-2.0	3.8	1.8
Toluene (C ₇ H ₈)	0.2	2.5	2.7
Isoprene (C ₅ H ₈)	1.1	1.6	2.7
Methanol (CH ₃ OH)	1.6	1.2	2.8
Acetaldehyde (CH ₃ CHO)	-0.4	1.7	1.3
Acetone (CH ₃ COCH ₃)	0.3	0.2	0.5
Derwent et al. NH surface NO _x ^{a,b}	-24	11	-12
Derwent et al. SH surface NO _x ^{a,b}	-64	33	-31
Wild et al., industrial NO _x	-44	32	-12
Berntsen et al., surface NO _x Asia	-31 to -42 ^c	55 to 70 ^c	25 to 29 ^c
Berntsen et al., surface NO _x Europe	-8.6 to -11 ^c	8.1 to 12.7	-2.7 to +4.1 ^c
Derwent et al., Aircraft NO _x ^{a,b}	-145	246	100
Wild et al., Aircraft NO _x	-210	340	130
Stevenson et al. Aircraft NO _x	-159	155	-3

주석:

^a Stevenson et al.(2004)에 의해 수정된 값

^b 1월 펄스 배출량에 대한 것

^c 두 개의 3차원 화학 수송 모델과 두 개의 복사 수송 모델의 범위

참고문헌

- Abdul-Razzak, H., and S.J. Ghan, 2002: A parametrization of aerosol activation: 3. Sectional representation. *J. Geophys. Res.*, **107**(D3), 4026, doi:10.1029/2001JD000483.
- Abel, S.J., E.J. Highwood, J.M. Haywood, and M.A. Stringer, 2005: The direct radiative effect of biomass burning aerosol over southern Africa. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 1165-1211.
- Abel, S.J., et al., 2003: Evolution of biomass burning aerosol properties from an agricultural fire in southern Africa. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1783, doi:10.1029/2003GL017342.
- Ackerman, A.S., M.P. Kirkpatrick, D.E. Stevens, and O.B. Toon, 2004: The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, **432**, 1014-1017.
- Ackerman, A.S., et al., 2000a: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**, 1042-1047.
- Ackerman, A.S., et al., 2000b: Effects of aerosols on cloud albedo: evaluation of Twomey's parametrization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2684-2695.
- Adams, P.J. and J.H. Seinfeld, 2002: Predicting global aerosol size distributions in general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 4370, doi:10.1029/2001JD001010.
- Adams, P.J., et al., 2001: General circulation model assessment of direct radiative forcing by the sulfate-nitrate-ammonium-water inorganic aerosol system. *J. Geophys. Res.*, **106**(D1), 1097-1112.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.
- Allan, W., et al., 2005: Interannual variation of ^{13}C in tropospheric methane: Implications for a possible atomic chlorine sink in the marine boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11306, doi:10.1029/2004JD005650.
- Ammann, C.M., G.A. Meehl, W.M. Washington, and C.S. Zender, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 1657, doi:10.1029/2003GL016875.
- Anderson, T.L., et al., 2003: Climate forcing by aerosols: a hazy picture. *Science*, **300**, 1103-1104.
- Anderson, T.L., et al., 2005a. Testing the MODIS satellite retrieval of aerosol fine-mode fraction. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18204, doi:10.1029/2005JD005978.
- Anderson, T.L., et al., 2005b: An "A-Train" strategy for quantifying direct climate forcing by anthropogenic aerosols. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 1795-1809.
- Andreae, M.O., and P. Merlet, 2001: Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**(4), 955-966, doi:10.1029/2000GB001382.
- Andreae, M.O., et al., 2004: Atmospheric science: smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**(5662), 1337-1341.
- Andres, R.J., G. Marland, T. Boden, and S. Bischof, 2000: Carbon dioxide emissions from fossil fuel consumption and cement manufacture, 1751-1991, and an estimate of their isotopic composition and latitudinal distribution. In: *The Carbon Cycle* [Wigley, T.M.L., and D.S. Schimel (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 53-62.
- Andronova, N.G., et al., 1999: Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 to 1994. *J. Geophys. Res.*, **104**(D14), 16807-16826.
- Antuña, J.C., et al., 2003: Spatial and temporal variability of the stratospheric aerosol cloud produced by the 1991 Mount Pinatubo eruption. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4624, doi:10.1029/2003JD003722.
- Asano, S., et al., 2002: Two case studies of winter continental-type water and mixed-phased stratocumuli over the sea. II: Absorption of solar radiation. *J. Geophys. Res.*, **107**(D21), 4570, doi:10.1029/2001JD001108.
- Baliunas, S., and R. Jastrow, 1990: Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars. *Nature*, **348**, 520-522.
- 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, Amsterdam, pp. 239-267.
- Bange, H.W., S. Rapsomanikis, and M.O. Andreae, 1996: Nitrous oxide in coastal waters. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**(1), 197-207.
- Baran, A.J., and J.S. Foot, 1994: A new application of the operational sounder HIRS in determining a climatology of sulfuric acid aerosol from the Pinatubo eruption. *J. Geophys. Res.*, **99**(D12), 25673-25679.
- Barnes, J.E., and D.J. Hoffman, 1997: Lidar measurements of stratospheric aerosol over Mauna Loa Observatory. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(15), 1923-1926.
- Barnston, A.G., and P.T. Schickedanz, 1984: The effect of irrigation on warm season precipitation in the southern Great Plains. *J. Appl. Meteorol.*, **23**, 865-888.
- Bartholome, E., and A.S. Belward, 2005: GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *Int. J. Remote Sens.*, **26**, 1959-1977.
- Bates, T.S., et al., 2006: Aerosol direct radiative effects over the northwest Atlantic, northwest Pacific, and North Indian Oceans: estimates based on in situ chemical and optical measurements and chemical transport modelling. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 175-362.
- Bauer, S.E., and D. Koch, 2005: Impact of heterogeneous sulfate formation at mineral dust surfaces on aerosol loads and radiative forcing in the Goddard Institute for Space Studies general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D17202, doi:10.1029/2005JD005870.
- Bauman, J.J., P.B. Russell, M.A. Geller, and P. Hamill, 2003: A stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 2. Results and comparisons, 1984-1999. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 4383, doi:10.1029/2002JD002993.

- Beheng, K.D., 1994: A parametrization of warm cloud microphysical conversion process. *Atmos. Res.*, **33**, 193-206.
- Bekki, S., K. Law, and J. Pyle, 1994: Effect of ozone depletion on atmospheric CH₄ and CO concentrations. *Nature*, **371**, 595-597.
- Bellouin, N., O. Boucher, D. Tanré, and O. Dubovik, 2003: Aerosol absorption over the clear-sky oceans deduced from POLDER-1 and AERONET observations. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(14), 1748, doi:10.1029/2003GL017121.
- Bellouin, N., O. Boucher, J. Haywood, and M.S. Reddy, 2005: Global estimates of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. *Nature*, **438**, 1138-1141.
- Benestad, R.E., 2005: A review of the solar cycle length estimates. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15714, doi:10.1029/2005GL023621.
- Bergamaschi, P., et al., 2005: Inverse modelling of national and European CH₄ emissions using the atmospheric zoom model TM5. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2431-2460.
- Bergstrom, R.W., P. Pilewskie, B. Schmid, and P.B. Russell, 2003: Estimates of the spectral aerosol single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8474, doi:10.1029/2002JD002435.
- Berntsen, T.K., et al., 2005: Climate response to regional emissions of ozone precursors: sensitivities and warming potentials. *Tellus*, **4B**, 283-304.
- Berntsen, T.K., et al., 2006: Abatement of greenhouse gases: does location matter? *Clim. Change*, **74**, 377-411.
- Berry, E.X., 1967: Cloud droplet growth by collection. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 688-701.
- Betts, R.A., 2000: Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, **408**(6809), 187-189.
- Betts, R.A., 2001: Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near-surface temperature change and radiative forcing. *Atmos. Sci. Lett.*, **2**(1-4), doi:1006/asle.2001.0023.
- Betts, R.A., and M.J. Best, 2004: *Relative impact of radiative forcing, landscape effects and local heat sources on simulated climate change in urban areas*. BETWIXT Technical Briefing Note No. 6, Met Office, Exeter, UK, 15 pp.
- Betts, R.A., P.M. Cox, S.E. Lee, and F.I. Woodward, 1997: Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, **387**, 796-799.
- Betts, R.A., P.D. Falloon, K.K. Goldewijk, and N. Ramankutty, 2007: Biogeophysical effects of land use on climate: model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change. *Agric. For. Meteorol.*, **142**, 216-233.
- Betts, R.A., et al., 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 157-175.
- Bigler, M., et al., 2002: Sulphate record from a northeast Greenland ice core over the last 1200 years based on continuous flow analysis. *Ann. Glaciol.*, **35**, 250-256.
- Bingen, C., D. Fussen, and F. Vanhellemont, 2004: A global climatology of stratospheric aerosol size distribution parameters derived from SAGE II data over the period 1984-2000: 2. Reference data. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06202, doi:10.1029/2003JD003511.
- Blake, D., and F. Rowland, 1988: Continuing worldwide increase in tropospheric methane, 1978 to 1987. *Science*, **239**, 1129-1131.
- Blake, N.J., et al., 2001: Large-scale latitudinal and vertical distributions of NMHCs and selected halocarbons in the troposphere over the Pacific Ocean during the March-April 1999 Pacific Exploratory Mission (PEMTropics B). *J. Geophys. Res.*, **106**, 32627-32644.
- Bluth, G.J.S., W.I. Rose, I.E. Sprod, and A.J. Krueger, 1997: Stratospheric loading of sulfur from explosive volcanic eruptions. *J. Geol.*, **105**, 671-683.
- Bluth, G.J.S., et al., 1992: Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, **19**(2), 151-154, doi:10.1029/91GL02792.
- Boberg, F., and H. Lundstedt, 2002: Solar wind variations related to fluctuations of the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(15), doi:10.1029/2002GL014903.
- Boer, G.J., and B. Yu, 2003a: Climate sensitivity and climate state. *Clim. Dyn.*, **21**, 167-176.
- Boer, G.J., and B. Yu, 2003b: Climate sensitivity and response. *Clim. Dyn.*, **20**, 415-429.
- Bond, T.C., 2001: Spectral dependence of visible light absorption by carbonaceous particles emitted from coal combustion. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(21), 4075-4078.
- Bond, T.C., and H. Sun, 2005: Can reducing black carbon emissions counteract global warming? *Environ. Sci. Technol.*, **39**, 5921-5926.
- Bond, T.C., et al., 1999: Light absorption by primary particle emissions from a lignite burning plant. *Environ. Sci. Technol.*, **33**, 3887-3891.
- Bond, T.C., et al., 2004: A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14203, doi:10.1029/2003JD003697.
- Born, M., H. Dorr, and I. Levin, 1990: Methane consumption in aerated soils of the temperate zone. *Tellus*, **42B**, 2-8.
- Bortz, S.E., and M.J. Prather, 2006: Ozone, water vapor, and temperature in the upper tropical troposphere: Variations over a decade of MOZAIC Measurements. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05305, doi:10.1029/2005JD006512.
- Boucher, O., 1999: Air traffic may increase cirrus cloudiness. *Nature*, **397**, 30-31.
- Boucher, O., and U. Lohmann, 1995: The sulfate-CCN-cloud albedo effect: a sensitivity study using two general circulation models. *Tellus*, **47B**, 281-300.
- Boucher, O., and D. Tanré, 2000: Estimation of the aerosol perturbation to the Earth's radiative budget over oceans using POLDER satellite aerosol retrievals. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(8), 1103-1106.
- Boucher, O., and J. Haywood, 2001: On summing the

- components of radiative forcing of climate change. *Clim. Dyn.*, **18**, 297–302.
- Boucher, O., and M. Pham, 2002: History of sulfate aerosol radiative forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(9), 22–25.
- Boucher, O., H. Le Treut, and M.B. Baker, 1995: Precipitation and radiation modeling in a general circulation model: introduction of cloud microphysical processes. *J. Geophys. Res.*, **100**(D8), 16395–16414.
- Boucher, O., G. Myhre, and A. Myhre, 2004: Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Clim. Dyn.*, **22**, 597–604.
- Bounoua, L., et al., 2002: Effects of land cover conversion on surface climate. *Clim. Change*, **52**, 29–64.
- 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**, 1679–1731.
- Bower, K.N., et al., 1994: A parametrization of warm clouds for use in atmospheric general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2722–2732.
- BP, 2006: *Quantifying Energy: BP Statistical Review of World Energy June 2006*. BP p.l.c., London, 45 pp., <http://www.bp.com/productlanding.do?categoryId=6842&contentId=7021390>.
- Bradford, D.F., 2001: Global change: time, money and tradeoffs. *Nature*, **410**, 649–650, doi:10.1038/35070707.
- Brasseur, G., and C. Granier, 1992: Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons and ozone depletion. *Science*, **257**, 1239–1242.
- Brenguier, J.L., H. Pawlowska, and L. Schuller, 2003: Cloud microphysical and radiative properties for parametrization and satellite monitoring of the indirect effect of aerosol on climate. *J. Geophys. Res.*, **108**(D15), 8632, doi:10.1029/2002JD002682.
- Brenguier, J.L., et al., 2000a: Radiative properties of boundary layer clouds: droplet effective radius versus number concentration. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 803–821.
- Brenguier, J.L., et al., 2000b: An overview of the ACE-2 CLOUDYCOLUMN closure experiment. *Tellus*, **52B**, 815–827.
- Bréon, F.-M., and M. Doutriaux-Boucher, 2005: A comparison of cloud droplet radii measured from space. *IEEE Trans. Geosci. Remote. Sens.*, **43**, 1796–1805, doi:10.1109/TGRS.2005.852838.
- Bréon, F.-M., D. Tanré, and S. Generoso, 2002: Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, **295**, 834–838.
- Broccoli, A.J., et al., 2003: Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4798, doi:10.1029/2003JD003812.
- Brock, C.A., et al., 2004: Particle characteristics following cloud-modified transport from Asia to North America. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1–17.
- Brovkin, V.M., 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.
- Brovkin, V.M., et al., 2006: Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six earth system models of intermediate complexity. *Clim. Dyn.*, **26**(6), 587–600.
- 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.
- Campbell, J.R., et al., 2003: Micropulse Lidar observations of tropospheric aerosols over northeastern South Africa during the ARREX and SAFARI-2000 dry season experiments. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8497, doi:10.1029/2002JD002563.
- Carlsaw, K.S., R.G. Harrison, and J. Kirkby, 2002: Atmospheric science: Cosmic rays, clouds, and climate. *Science*, **298**, 1732–1737.
- Chapman, G.A., A.M. Cookson, and J.J. Dobias, 1996: Variations in total solar irradiance during solar cycle 22. *J. Geophys. Res.*, **101**, 13541–13548.
- Chase, T.N., et al., 2000: Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Clim. Dyn.*, **16**, 93–105.
- Chen, Y., and J.E. Penner, 2005: Uncertainty analysis of the first indirect aerosol effect. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2935–2948.
- Chen, Y.-H., and R.G. Prinn, 2005: Atmospheric modelling 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 emissions between 1996–2001 using a 3D global chemical transport model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D10307, doi:10.1029/2005JD006058.
- Chiappello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, 2005: Understanding the longterm variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18S10, doi:10.1029/2004JD005132.
- Chipperfield, M.P., W.J. Randel, G.E. Bodeker, and P. Johnston, 2003: Global ozone: past and future. In: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002* [Ennis, C.A. (ed.)]. World Meteorological Organization, Geneva, pp. 4.1–4.90.
- Chou, M.-D., P.-K. Chan, and M. Wang, 2002: Aerosol radiative forcing derived from SeaWiFS-retrieved aerosol optical properties. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 748–757.
- Christiansen, B., 1999: Radiative forcing and climate sensitivity: the ozone experience. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 3011–3035.
- Christopher, S.A., and J. Zhang, 2004: Cloud-free shortwave aerosol radiative effect over oceans: strategies for identifying anthropogenic forcing from Terra satellite measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18101, doi:10.1029/2004GL020510.
- Christopher, S.A., J. Zhang, Y.J. Kaufman, and L. Remer, 2006: Satellite based assessment of the top of the atmosphere anthropogenic aerosol radiative forcing over

- cloud-free oceans. *Geophys Res. Lett.*, **111**, L15816, doi:10.1029/2005GL025535.
- Chu, D.A., et al., 2002: Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(12), doi:10.1029/2001GL013205.
- Chu, D.A., et al., 2005: Evaluation of aerosol properties over ocean from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) during ACEAsia. *J. Geophys. Res.*, **110**, D07308, doi:10.1029/2004JD005208.
- Chuang, C.C., and J.E. Penner, 1995: Effects of anthropogenic sulfate on cloud drop nucleation and optical properties. *Tellus*, **47B**, 566-577.
- Chuang, C.C., et al., 1997: An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate. *J. Geophys. Res.*, **102**(D3), 3761-3778.
- Chuang, C.C., et al., 2002: Cloud susceptibility and the first aerosol indirect forcing: Sensitivity to black carbon and aerosol concentrations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D21), 4564, doi:10.1029/2000JD000215.
- Chuang, P.Y., 2003: Measurement of the timescale of hygroscopic growth for atmospheric aerosols. *J. Geophys. Res.*, **108**(D9), 5-13.
- Chung, C.E., V. Ramanathan, D. Kim, and I.A. Podgorny, 2005: Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and groundbased observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24207, doi:10.1029/2005JD006356.
- Chung, S.H., and J.H. Seinfeld, 2002: Global distribution and climate forcing of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD001397.
- Chylek, P., and J. Wong, 1995: Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. *Geophys. Res. Lett.*, **22**(8), 929-931.
- Chylek, P., B. Henderson, and M. Mishchenko, 2003: Aerosol radiative forcing and the accuracy of satellite aerosol optical depth retrieval. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4764, doi:10.1029/2003JD004044.
- Clarke, A.D., et al., 2004: Size distributions and mixtures of dust and black carbon aerosol in Asian outflow: Physiochemistry and optical properties. *J. Geophys. Res.*, **109**, D15S09, doi:10.1029/2003JD004378.
- Claquin, T., M. Schulz, and Y. Balkanski, 1999: Modeling the mineralogy of atmospheric dust. *J. Geophys. Res.*, **104**(D18), 22243-22256.
- Coen, M.C., et al., 2004: Saharan dust events at the Jungfraujoch: detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and first climatology analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2465-2480.
- Collins, W.D., et al., 2001: Simulating aerosols using a chemical transport model with assimilation of satellite aerosol retrievals: Methodology for INDOEX. *J. Geophys. Res.*, **106**(D7), 7313-7336.
- Collins, W.D., et al., 2006: Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases: Estimates from climate models in the IPCC AR4. *J. Geophys. Res.*, **111**, D14317, doi:10.1029/2005JD006713.
- 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**, 453-479.
- Considine, D.B., J.E. Rosenfeld, and E.L. Fleming, 2001: An interactive model study of the influence of the Mount Pinatubo aerosol on stratospheric methane and water trends. *J. Geophys. Res.*, **106**(D21), 27711-27727.
- Conway, T.J., et al., 1994: Evidence for interannual variability of the carbon cycle from the NOAA/CMDL sampling network. *J. Geophys. Res.*, **99**(D11), 22831-22855.
- 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**(D16), doi:10.1029/2001JD001274.
- Cooke, W.F., C. Liou, H. Cachier, and J. Feichter, 1999: Construction of a $1^\circ \times 1^\circ$ fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model. *J. Geophys. Res.*, **104**(D18), 22137-22162.
- Coughlin, K., and K.K. Tung, 2004: Eleven-year solar cycle signal throughout the lower atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21105, doi:10.1029/2004JD004873.
- Cox, P.M., et al., 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, **15**, 183-203.
- Cramer, W., et al., 2001: Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: Results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biol.*, **7**, 357-373.
- Crooks, S.A., and L.J. Gray, 2005: Characterization of the 11-year solar signal using a multiple regression analysis of the ERA-40 dataset. *J. Clim.*, **18**, 996-1015.
- Crutzen, P.J., 2004: New directions: the growing urban heat and pollution "island" effect - impact on chemistry and climate. *Atmos. Environ.*, **38**, 3539-3540.
- Cunnold, D.M., et al., 2002: In situ measurements of atmospheric methane at GAGE/AGAGE sites during 1985-2000 and resulting source inferences. *J. Geophys. Res.*, **107**(D14), doi:10.1029/2001JD001226.
- Cunnold, D.M., et al., 2004: Comment on "Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?" by W. Steinbrecht et al. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14305, doi:10.1029/2004JD004826.
- Cziczo, D.J., D.M. Murphy, P.K. Hudson, and D.S. Thompson, 2004: Single particle measurements of the chemical composition of cirrus ice residue from CRYSTAL-FACE. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04201, doi:10.1029/2003JD004032.
- 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. Discuss.*, **5**, 2121-2145.
- Daniel, J.S., S. Solomon, and D.L. Albritton, 1995: On the evaluation of halocarbon radiative forcing and global warming potentials. *J. Geophys. Res.*, **100**(D1),

- 1271-1286, doi:10.1029/94JD02516.
- de Ridder, K., and H. Gallée, 1998: Land surface-induced regional climate change in southern Israel. *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 1470-1485.
- Decesari, S., M.C. Facchini, S. Fuzzi, and E. Tagliavini, 2000: Characterization of water-soluble organic compounds in atmospheric aerosol: a new approach. *J. Geophys. Res.*, **105**(D1), 1481-1489.
- Decesari, S., et al., 2001: Chemical features and seasonal variation of fine aerosol water-soluble organic compounds in the Po Valley, Italy. *Atmos. Environ.*, **35**, 3691-3699.
- Del Genio, A.D., M.S. Yao, and K.-W. Lo, 1996: A prognostic cloud water parametrization for global climate models. *J. Clim.*, **9**, 270-304.
- Delworth, T.L., V. Ramaswamy, and G.L. Stenchikov, 2005: The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24709, doi:10.1029/2005GL024457.
- den Elzen, M., et al., 2005. Analysing countries' contribution to climate change: Scientific and policy-related choices. *Environ. Sci. Technol.*, **8**(6), 614-636.
- Dentener, F., et al., 2006: Emissions of primary aerosol and precursor gases in the years 2000 and 1750 - prescribed data-sets for AeroCom. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 2703-2763.
- 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**, 463-487.
- Deshler, T., et al., 2003: Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41N), using balloon-borne instruments. *J. Geophys. Res.*, **108**(D5), 4167, doi:10.1029/2002JD002514.
- Deuzé, J.L., et al., 2000: Estimate of the aerosol properties over the ocean with POLDER. *J. Geophys. Res.*, **105**, 15329-15346.
- Deuzé, J.L., et al., 2001: Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS-1 polarized measurements. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4913-4926.
- Dewitte, S., D. Crommelynck, S. Mekaoui, and A. Joukoff, 2005: Measurement and uncertainty of the long-term total solar irradiance trend. *Sol. Phys.*, **224**, 209-216.
- Diab, R.D., et al., 2004: Tropospheric ozone climatology over Irene, South Africa, from 1990 to 1994 and 1998 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **109**, D20301, doi:10.1029/2004JD004793.
- Dlugokencky, E.J., K.A. Masarie, P.M. Lang, and P.P. Tans, 1998: Continuing decline in the growth rate of atmospheric methane. *Nature*, **393**, 447-450.
- Dlugokencky, E.J., et al., 1996: Changes in CH₄ and CO growth rates after the eruption of Mt. Pinatubo and their link with changes in tropical tropospheric UV flux. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(20), 2761-2764.
- Dlugokencky, E.J., et al., 2001: Measurements of an anomalous global methane increase during 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(3), 499-502.
- Dlugokencky, E.J., et al., 2003: Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady-state? *Geophys. Res. Lett.*, **30**(19), doi:10.1029/2003GL018126.
- Dlugokencky, E.J., et al., 2005: Conversion of NOAA CMDL atmospheric dry air CH₄ mole fractions to a gravimetrically prepared standard scale. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18306, doi:10.1029/2005JD006035.
- Döll, P., 2002: Impact of climate change and variability on irrigation requirements: a global perspective. *Clim. Change*, **54**, 269-293.
- Douglass, A., M. Schoeberl, R. 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.
- Douglass, D.H., and B.D. Clader, 2002: Climate sensitivity of the Earth to solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(16), 33-36.
- Dubovik, O., and M.D. King, 2000: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, **105**, 20673-20696.
- Dubovik, O., et al., 1998: Single-scattering albedo of smoke retrieved from the sky radiance and solar transmittance measured from ground. *J. Geophys. Res.*, **103**(D24), 31903-31923.
- Dubovik, O., et al., 2000: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, **105**, 9791-9806.
- Dubovik, O., et al., 2002: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 590-608.
- Dufresne, L.-L., et al., 2005: Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21703, doi:10.1029/2005GL023619.
- Duncan, B.N., et al., 2003: Indonesian wildfire of 1997: Impact on tropospheric chemistry. *J. Geophys. Res.*, **108**(D15), 4458, doi:10.1029/2002JD003195.
- Dusek, U., et al., 2006: Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles. *Science*, **312**, 1375-1378.
- Dziembowski, W.A., P.R. Goode, and J. Schou, 2001: Does the sun shrink with increasing magnetic activity? *Astrophys. J.*, **553**, 897-904.
- Eagan, R., P.V. Hobbs, and L. Radke, 1974: Measurements of CCN and cloud droplet size distributions in the vicinity of forest fires. *J. Appl. Meteorol.*, **13**, 537-553.
- Easter, R., et al., 2004: MIRAGE: Model description and evaluation of aerosols and trace gases. *J. Geophys. Res.*, **109**, D20210, doi:10.1029/2004JD004571.
- Eatough, D.J., et al., 2003: Semivolatile particulate organic material in southern Africa during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8479, doi:10.1029/2002JD002296.
- Eck, T.F., et al., 2003: Variability of biomass burning aerosol optical characteristics in southern Africa during

- the SAFARI 2000 dry season campaign and a comparison of single scattering albedo estimates from radiometric measurements. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8477, doi:10.1029/2002JD002321.
- 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.
- Ehhalt, D.H., 1999: Gas phase chemistry of the troposphere. In: *Global Aspects of Atmospheric Chemistry, Vol. 6* [Baumgaertel, H., W. Gruenbein, and F. Hensel (eds.)]. Springer Verlag, Darmstadt, pp. 21-110.
- EPA, 2003: *National Air Quality and Emissions Trends Report, 2003 Special Studies Edition*. Publication No. EPA 454/R-03-005, U. S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, 190 pp, [220](http://www.epa.gov/air/airtrends/aqtrnd03/Erlick, C., L.M. Russell, and V. Ramaswamy, 2001: A microphysics-based investigation of the radiative effects of aerosol-cloud interactions for two MAST Experiment case studies. J. Geophys. Res., 106(D1), 1249-1269.</p>
<p>Ervens, B., G. Feingold, and S.M. Kreidenweis, 2005: The influence of water-soluble organic carbon on cloud drop number concentration. <i>J. Geophys. Res.</i>, 110, D18211, doi:10.1029/2004JD005634.</p>
<p>Etheridge, D.M., L.P. Steele, R.J. Francey, and R.L. Langenfelds, 1998: Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. <i>J. Geophys. Res.</i>, 103(D13), 15979-15993.</p>
<p>Etheridge, D.M., et al., 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. <i>J. Geophys. Res.</i>, 101(D2), 4115-4128.</p>
<p>Facchini, M.C., M. Mircea, S. Fuzzi, and R.J. Charlson, 1999: Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets. <i>Nature</i>, 401, 257-259.</p>
<p>Facchini, M.C., et al., 2000: Surface tension of atmospheric wet aerosol and cloud/fog droplets in relation to their organic carbon content and chemical composition. <i>Atmos. Environ.</i>, 34, 4853-4857.</p>
<p>Feichter, J., E. Roeckner, U. Lohmann, and B. Liepert, 2004: Nonlinear aspects of the climate response to greenhouse gas and aerosol forcing. <i>J. Clim.</i>, 17, 2384-2398.</p>
<p>Feingold, G., 2003: Modelling of the first indirect effect: Analysis of measurement requirements. <i>Geophys. Res. Lett.</i>, 30(19), 1997, doi:10.1029/2003GL017967.</p>
<p>Feingold, G., and P.Y. Chuang, 2002: Analysis of influence of film-forming compounds on droplet growth: Implications for cloud microphysical processes and climate. <i>J. Atmos. Sci.</i>, 59, 2006-2018.</p>
<p>Feingold, G., R. Boers, B. Stevens, and W.R. Cotton, 1997: A modelling study of the effect of drizzle on cloud optical depth and susceptibility. <i>J. Geophys. Res.</i>, 102(D12), 13527-13534.</p>
<p>Feingold, G., W.L. Eberhard, D.E. Veron, and M. Previdi, 2003: First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors. <i>Geophys. Res. Lett.</i>, 30(6), 1287, doi:10.1029/2002GL016633.</p>
<p>Feng, Y., and J. Penner, 2007: Global modeling of nitrate and ammonium: Interaction of aerosols and tropospheric chemistry. <i>J. Geophys. Res.</i>, 112(D01304), doi:10.1029/2005JD006404.</p>
<p>Ferretti, D.F., D.C. Lowe, R.J. Martin, and G.W. Brailsford, 2000: A new GC-IRMS technique for high precision, N₂O-free analysis of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in atmospheric CO₂ from small air samples. <i>J. Geophys. Res.</i>, 105(D5), 6709-6718.</p>
<p>Field, C.B., R.B. Jackson, and H.A. Mooney, 1995: Stomatal responses to increased CO₂: implications from the plant to the global scale. <i>Plant Cell Environ.</i>, 18, 1214-1225.</p>
<p>Fioletov, V.E., et al., 2002: Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964-2000. <i>J. Geophys. Res.</i>, 107(D22), 4647, doi:10.1029/2001JD001350.</p>
<p>Formenti, P., et al., 2003: Inorganic and carbonaceous aerosols during the Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000) experiment: Chemical characteristics, physical properties, and emission data or smoke from African biomass burning. <i>J. Geophys. Res.</i>, 108(D13), 8488, doi:10.1029/2002JD002408.</p>
<p>Forster, P.M.F., and K.P. Shine, 1999: Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. <i>Geophys. Res. Lett.</i>, 26(21), 3309-3312.</p>
<p>Forster, P.M.F., and K. Tourpali, 2001: Effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing. <i>J. Geophys. Res.</i>, 106(D11), 12241-12251.</p>
<p>Forster, P.M.F., and K.P. Shine, 2002: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor. <i>Geophys. Res. Lett.</i>, 29(6), doi:10.1029/2001GL013909.</p>
<p>Forster, P.M.F., and M.J. Joshi, 2005: The role of halocarbons in the climate change of the troposphere and stratosphere. <i>Clim. Change</i>, 70, 249-266.</p>
<p>Forster, P.M.F., and K.E. Taylor, 2006: Climate forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations. <i>J. Clim.</i>, 19, 6181-6194.</p>
<p>Forster, P.M.F., M. Blackburn, R. Glover, and K.P. Shine, 2000: An examination of climate sensitivity for idealised climate change experiments in an intermediate general circulation model. <i>Clim. Dyn.</i>, 16, 833-849.</p>
<p>Forster, P.M.F., et al., 2005: Resolving uncertainties in the radiative forcing of HFC-134s. <i>J. Quant. Spectrosc. Radiative Transfer</i>, 93, 447-460.</p>
<p>Foster, S.S., 2004: <i>Reconstruction of Solar Irradiance Variations for use in Studies of Global Climate Change: Application of Recent SOHO Observations with Historic Data from the Greenwich Observatory</i>. PhD Thesis, University of Southampton, Faculty of Science, Southampton, 231 p.</p>
<p>Foukal, P., C. Frohlich, H. Spruit, and T.M.L. Wigley, 2006: Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. <i>Nature</i>, 443, 161-166.</p>
</div>
<div data-bbox=)

- Francey, R.J., et al., 1995: Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982. *Nature*, **373**, 326–330.
- Francey, R.J., et al., 1999: A history of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CH_4 from the Cape Grim Air Archive and Antarctic firn air. *J. Geophys. Res.*, **104**(D19), 23633–23643.
- Frankenberg, C., et al., 2005: Assessing methane emissions from global space-borne observations. *Science*, **308**, 1010–1014.
- Free, M., and J. Angell, 2002: Effect of volcanoes on the vertical temperature profile in radiosonde data. *J. Geophys. Res.*, **107**(D10), doi:10.1029/2001JD001128.
- Friedl, M.A., et al., 2002: Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sens. Environ.*, **83**, 287–302.
- Fröhlich, C., and J. Lean, 2004: Solar radiative output and its variability: Evidence and mechanisms. *Astron. Astrophys. Rev.*, **12**, 273–320.
- Fueglistaler, S., H. Wernli, and T. Peter, 2004: Tropical troposphere-tostratosphere transport inferred from trajectory calculations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03108, doi:10.1029/2003JD004069.
- Fuglestedt, J.S., T.K. Berntsen, O. Godal, and T. Skodvin, 2000: Climate implications of GWP-based reductions in greenhouse gas emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(3), 409–12, doi:10.1029/1999GL010939.
- Fuglestedt, J.S., et al., 1999: Climatic forcing of nitrogen oxides through changes in tropospheric ozone and methane; global 3D model studies. *Atmos. Environ.*, **33**, 961–977.
- Fuglestedt, J.S., et al., 2003: Metrics of climate change: assessing radiative forcing and emission indices. *Clim. Change*, **58**, 267–31.
- Fuller, K.A., W.C. Malm, and S.M. Kreidenweis, 1999: Effects of mixing on extinction by carbonaceous particles. *J. Geophys. Res.*, **104**(D13), 15941–15954.
- Fuzzi, S., et al., 2001: A simplified model of the water soluble organic component of atmospheric aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(21), 4079–4082.
- Gao, F., et al., 2005: MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo Climate Modeling Grid products and the variability of albedo for major global vegetation types. *J. Geophys. Res.*, **110**, D01104, doi:10.1029/2004JD005190.
- Gauss, M., et al., 2006: Radiative forcing since preindustrial times due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 575–599.
- Gedney, N., et al., 2006: Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, **439**, 835–38, doi:10.1038/nature04504.
- Geller, M.A., and S.P. Smyshlyayev, 2002: A model study of total ozone evolution 1979–2000: The role of individual natural and anthropogenic effects. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(22), 5–8.
- Geogdzhayev, I.V., et al., 2002: Global two-channel AVHRR retrievals of aerosol properties over the ocean for the period of NOAA-9 observations and preliminary retrievals using NOAA-7 and NOAA-11 data. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 262–278.
- Ghan, S., et al., 2001: Evaluation of aerosol direct radiative forcing in MIRAGE. *J. Geophys. Res.*, **106**(D6), 5295–5316.
- Gillett, N.P., M.F. Wehner, S.F.B. Tett, and A.J. Weaver, 2004: Testing the linearity of the response to combined greenhouse gas and sulfate aerosol forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14201, doi:10.1029/2004GL020111.
- Gleisner, H., and P. Thejll, 2003: Patterns of tropospheric response to solar variability. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(13), 1711, doi:10.1029/2003GL017129.
- Godal, O., 2003: The IPCC assessment of multidisciplinary issues: The choice of greenhouse gas indices. *Clim. Change*, **58**, 243–249.
- Gohar, L.K., G. Myhre, and K.P. Shine, 2004: Updated radiative forcing estimates of four halocarbons. *J. Geophys. Res.*, **109**, D01107, doi:10.1029/2003JD004320.
- Goloub, P., and O. Arino, 2000: Verification of the consistency of POLDER aerosol index over land with ATSR-2/ERS-2 fire product. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(6), 899–902.
- Goloub, P., et al., 1999: Validation of the first algorithm applied for deriving the aerosol properties over the ocean using the POLDER/ADEOS measurements. *IEEE Trans. Remote Sens.*, **37**, 1586–1596.
- Goosse, H., H. Renssen, A. Timmermann, and R.S. Bradley, 2005: Internal and forced climate variability during the last millennium: a model–data comparison using ensemble simulations. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1345–1360.
- Gordon, L.J., et al., 2005: Human modification of global water vapor flows from the land surface. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 7612–7617.
- Govindasamy, B., P.B. Duffy, and K. Caldeira, 2001a: Land use changes and Northern Hemisphere cooling. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(2), 291–294.
- Govindasamy, B., et al., 2001b: Limitations of the equivalent CO_2 approximation in climate change simulations. *J. Geophys. Res.*, **106**(D19), 22593–2603.
- Gray, L.J., J.D. Haigh, and R.G. Harrison, 2005: *Review of the Influences of Solar Changes on the Earth's Climate*. Hadley Centre Technical Note No. 62, Met Office, Exeter, 82 pp.
- Gregory, J.M., et al., 2004: A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03205, doi:10.1029/2003GL018747.
- Gunn, R., and B.B. Phillips, 1957: An experimental investigation of the effect of air pollution on the initiation of rain. *J. Meteorol.*, **14**(3), 272–280.
- Hadjinicolaou, P., J.A. Pyle, and N.R.P. Harris, 2005: The recent turnaround in stratospheric ozone over northern middle latitudes: a dynamical modeling perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12821, doi:10.1029/2005GL022476.
- Haigh, J.D., 2003: The effects of solar variability on the Earth's climate. *Phil. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **361**, 95–111.
- Hall, J.C., and G.W. Lockwood, 2004: The chromospheric activity and variability of cycling and flat activity

- solar-analog stars. *Astrophys. J.*, **614**, 942-946.
- Hamilton, J.F., et al., 2004: Partially oxidised organic components in urban aerosol using GCXGC-TOF/MS. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 1279-1290.
- Hammitt, J.K., A.K. Jain, J.L. Adams, and D.J. Wuebbles, 1996: A welfare-based index for assessing environmental effects of greenhouse-gas emissions. *Nature*, **381**, 301-303.
- Han, Q., W.B. Rossow, J. Zeng, and R. Welch, 2002: Three different behaviors of liquid water path of water clouds in aerosol-cloud interactions. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 726-735.
- Hansen, J., and M. Sato, 2001: Trends of measured climate forcing agents. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **98**, 14778-14783.
- Hansen, J., and L. Nazarenko, 2004: Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**, 423-428.
- Hansen, J., and M. Sato, 2004: Greenhouse gas growth rates. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**, 16109-16114.
- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1995: Long-term changes of the diurnal temperature cycle: Implications about mechanisms of global climate change. *Atmos. Res.*, **37**, 175-209.
- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**(D6), 6831-6864.
- Hansen, J., et al., 2000: Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **97**, 9875-9880.
- Hansen, J., et al., 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D18), 4347, doi:10.1029/2001JD001143.
- Hansen, J., et al., 2005: Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.
- Hansen, M.C., and B. Reed, 2000: A comparison of the IGBP DISCover and University of Maryland 1km global land cover products. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1365-1373.
- Harder, J., et al., 2005: The spectral irradiance monitor I. Scientific requirements, instrument design and operation modes. *Sol. Phys.*, **230**, 141-167.
- Harding, R.J., and J.W. Pomeroy, 1996: The energy balance of the winter boreal landscape. *J. Clim.*, **9**, 2778-2787.
- Harnisch, J., R.R. Borchers, P.P. Fabian, and M.M. Maiss, 1996: Tropospheric trends for CF₄ and C₂F₆ since 1982 derived from SF₆ dated stratospheric air. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(10), 1099-1102.
- Harries, J.E., H.E. Brindley, P.J. Sagoo, and R.J. Bantges, 2001: Increases in greenhouse forcing inferred from the outgoing longwave radiation spectra of the Earth in 1970 and 1997. *Nature*, **410**, 355-357.
- Harrison, R.G., and K.S. Carslaw, 2003: Ion-aerosol- cloud processes in the lower atmosphere. *Rev. Geophys.*, **41**, 1021.
- Harrison, R.G., and D.B. Stephenson, 2006: Empirical evidence for a nonlinear effect of galactic cosmic rays on clouds. *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, **462**, 1221-1233.
- Hartmann, D.L., M.E. Ockert-Bell, and M.L. Michelsen, 1992: The effect of cloud type on Earth' energy balance: global analysis. *J. Clim.*, **5**, 1281-1304.
- Hashvardhan, S.E. Schwartz, C.E. Benkovitz, and G. Guo, 2002: Aerosol influence on cloud microphysics examined by satellite measurements and chemical transport modelling. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 714-725.
- 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), 32337-2360, doi:10.1029/2001JD900175.
- Haxeltine, A., and I.C. Prentice, 1996: BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**(4), 693-699.
- Haywood, J.M., and K.P. Shine, 1995: The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. *Geophys. Res. Lett.*, **22**(5), 603-606.
- Haywood, J.M., and K.P. Shine. 1997: Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **123**, 1907-930.
- Haywood, J.M., and O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.*, **38**, 513-543.
- Haywood, J.M., V. Ramaswamy, and B.J. Soden, 1999: Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans. *Science*, **283**, 1299-1305.
- Haywood, J.M., et al., 2003a: Comparison of aerosol size distributions, radiative properties, and optical depths determined by aircraft observations and Sun photometers during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8471, doi:10.1029/2002JD002250.
- Haywood, J.M., et al., 2003b: The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8473, doi:10.1029/2002JD002226.
- Haywood, J.M., et al., 2003c: Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002687.
- Haywood, J.M., et al., 2005: Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003? *J. Geophys. Res.*, **110**, D05105, doi:10.1029/2004JD005232.
- Heal, G., 1997: Discounting and climate change: an editorial comment. *Clim. Change*, **37**, 335-43.
- Hegg, D.A., et al., 1997: Chemical apportionment of aerosol column optical depth off the mid-Atlantic coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, **102**(D21), 25293-25303.
- Hély, C., et al., 2003: Release of gaseous and particulate carbonaceous compound from biomass burning during the SAFARI 2000 dry season field campaign. *J.*

- Geophys. Res.*, **108**(D13), 8470, doi:10.1029/2002JD002482.
- Hendricks, J., B. Kärcher, U. Lohmann, and M. Ponater, 2005: Do aircraft black carbon emissions affect cirrus clouds on the 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. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2521–2541.
- Herman, M., et al., 1997: Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements. *J. Geophys. Res.*, **102**(D14), 17039–17050, doi:10.1029/96JD02109.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998: Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 831–844.
- Highwood, E.J., et al., 2003: Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002552.
- Higurashi, A., and T. Nakajima. 1999. Development of a two-channel aerosol retrieval algorithm on a global scale using NOAA AVHRR. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 924–941.
- Higurashi, A., et al., 2000: A study of global aerosol optical climatology with two-channel AVHRR remote sensing. *J. Clim.*, **13**, 2011–2027.
- Hirsch, A.I., et al., 2006: Inverse modeling estimates of the global nitrous oxide surface flux from 1998–001. *Global Biogeochem. Cycles*, **20**, GB1008, doi:10.1029/2004GB002443.
- Hirst, E., et al., 2001: Discrimination of micrometre-sized ice and supercooled droplets in mixed-phase cloud. *Atmos. Environ.*, **35**, 33–7.
- Hofmann, D., 2003: et al., Surface-based observations of volcanic emissions to stratosphere. In: *Volcanism and the Earth's Atmosphere* [Robock, A., and C. Oppenheimer (eds.)]. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 57–63.
- Holben, B.N., et al., 1998: AERONET: A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, **66**, 1–16.
- Holben, B.N., et al., 2001: An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.*, **106**(D11), 12067–12097.
- Holzer-Popp, T., M. Schroedter, and G. Gesell, 2002: Retrieving aerosol optical depth and type in the boundary layer over land and ocean from simultaneous GOME spectrometer and ATSR-2 radiometer measurements - 2. Case study application and validation. *J. Geophys. Res.*, **107**(D21), 4578, doi:10.1029/2002JD002777.
- Hood, L.L., 2003: Thermal response of the tropical tropopause region to solar ultraviolet variations. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2215, doi:10.1029/2003GL018364.
- 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., 2000: A new estimate of global sources and sinks of carbon from land use change. *Eos*, **81**(19), S281.
- Houghton, R.A., 2003: Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management. *Tellus*, **55B**, 378–390.
- Houghton, R.A., et al., 1983: Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980: a net release of CO₂ to the atmosphere. *Ecol. Monogr.*, **53**, 235–262, doi:10.2307/1942531.
- Hoyt, D.V., and K.H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992. *J. Geophys. Res.*, **98**(A11), 18895–18906.
- Hsu, N.C., J.R. Herman, and C. Weaver, 2000: Determination of radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE data. *J. Geophys. Res.*, **105**(D16), 20649–20661.
- Hsu, N.C., J.R. Herman, and S.C. Tsay, 2003: Radiative impacts from biomass burning in the presence of clouds during boreal spring in southeast Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 28, doi:10.1029/2002GL016485.
- Huang, J., and R.G. Prinn, 2002: Critical evaluation of emissions of potential new gases for OH estimation. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4784, doi:10.1029/2002JD002394.
- Huebert, B.J., et al., 2003: An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts. *J. Geophys. Res.*, **108**(D23), 8633, doi:10.1029/2003JD003550.
- Hurley, M.D., et al., 2005: IR spectrum and radiative forcing of CF₄ revisited. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02102, doi:10.1029/2004JD005201.
- Hurst, D.F., et al., 2004: Emissions of ozone-depleting substances in Russia during 2001. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14303, doi:10.1029/2004JD004633.
- Husar, R.B., J.M. Prospero, and L.L. Stowe, 1997: Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *J. Geophys. Res.*, **102**(D14), 16889–16910.
- Husar, R.B., et al., 2001: Asian dust events of April 1998. *J. Geophys. Res.*, **106**(D16), 18317–18330.
- Ichinose, T., K. Shimodozono, and K. Hanaki, 1999: Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmos. Environ.*, **33**, 3897–3909.
- Ichoku, C., et al., 2003: MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern Africa during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8499, doi:10.1029/2002JD002366.
- Ignatov, A., and L. Stowe, 2002: Aerosol retrievals from individual AVHRR channels. Part I: Retrieval algorithm and transition from Dave to 6S Radiative Transfer Model. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 313–334.
- IPCC, 1990: *Climate Change: The Intergovernmental Panel on Climate Change Scientific Assessment* [Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New

- York, NY, USA, 364 pp.
- IPCC, 1999: *Aviation and the Global Atmosphere: A Special Report of IPCC Working Groups I and III* [Penner, J.E., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 373 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC/TEAP, 2005: *Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons* [Metz, B., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 488 pp.
- Ito, A., and J.E. Penner, 2005: Historical emissions of carbonaceous aerosols from biomass and fossil fuel burning for the period 1870-000. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB2028, doi:10.1029/2004GB002374.
- Iversen, T., and O. Seland, 2002: A scheme for process-tagged SO₄ and BC aerosols in NCAR CCM3: Validation and sensitivity to cloud processes. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4751, doi:10.1029/2001JD000885.
- Jacob, D.J., et al., 2005: *Radiative Forcing of Climate Change*. The National Academies Press, Washington, DC, 207 pp.
- Jacobson, M.Z., 1999: Isolating nitrated and aromatic aerosols and nitrated aromatic gases as sources of ultraviolet light absorption. *J. Geophys. Res.*, **104**(D3), 3527-3542.
- Jacobson, M.Z., 2001a: Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols. *J. Geophys. Res.*, **106**(D2), 1551-1568.
- Jacobson, M.Z., 2001b: Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature*, **409**, 695-697.
- 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**(D19), 4410, doi:10.1029/2001JD001376.
- Jacobson, M.Z., 2004: Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot' feedback to snow and sea ice albedo and emissivity. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21201, doi:10.1029/2004JD004945.
- Jaffe, D., et al., 2003: Increasing background ozone during spring on the west coast of North America. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1613, doi:10.1029/2003GL017024.
- Jensen, E.J., and O.B. Toon, 1997: The potential impact of soot particles from aircraft exhaust on cirrus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(3), 249-252.
- Jeong, M.J., Z.Q. Li, D.A. Chu, and S.C. Tsay, 2005: Quality and compatibility analyses of global aerosol products derived from the advanced very high resolution radiometer and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S09, doi:10.1029/2004JD004648.
- Jiang, H., and G. Feingold, 2006: Effect of aerosol on warm convective clouds: Aerosol-clouds-surface flux feedbacks in a new coupled large eddy model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D01202, doi:10.1029/2005JD006138.
- Jiang, H., G. Feingold, and W.R. Cotton, 2002: Simulations of aerosolcloud-dynamical feedbacks resulting from of entrainment of aerosols into the marine boundary layer during the Atlantic Stratocumulus Transition Experiment. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4813, doi:10.1029/2001JD001502.
- Jirikowic, J.L., and P.E. Damon, 1994: The Medieval solar activity maximum. *Clim. Change*, **26**, 309-16.
- Johnson, B.T., 2005: The semidirect aerosol effect: comparison of a singlecolumn 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.
- Jones, A., D.L. Roberts, and M.J. Woodage, 2001: Indirect sulphate aerosol forcing in a climate model with an interactive sulphur cycle. *J. Geophys. Res.*, **106**(D17), 20293-20301.
- Jones, P.D., A. Moberg, T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 2003: Surface climate responses to explosive volcanic eruptions seen in long European temperature records and mid-to-high latitude tree-ring density around the Northern Hemisphere. In: *Volcanism and the Earth's Atmosphere* [Robock, A., and C. Oppenheimer (eds.)]. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 239-254.
- Jonson, J.E., D. Simpson, H. Fagerli, and S. Solberg, 2005: Can we explain the trends in European ozone levels? *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 5957-985.
- Joos, F., et al., 1996. An efficient and accurate representation of complex oceanic and biospheric models of anthropogenic carbon uptake. *Tellus*, **48B**, 397-417.
- Joos, F., et al., 2001. Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 891-908, 2001
- Joshi, M.M., and K.P. Shine, 2003: A GCM study of volcanic eruptions as a cause of increased stratospheric water vapor. *J. Clim.*, **16**, 3525-3534.
- Joshi, M., et al., 2003: A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: Towards an improved metric of climate change. *Clim. Dyn.*, **20**, 843-854.
- Junge, C.E., 1975: The possible influence of aerosols on the general circulation and climate and possible approaches for modelling. In: *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling: Report of the International Study Conference in Stockholm, 29 July-10 August 1974: organised by WMO and ICSU and supported by UNEP Global Atmospheric Research Programme (GARP), WMO-ICSU Joint Organising Committee*. World Meteorological Organization, Geneva, pp. 244-251.
- Kahn, R., P. Banerjee, and D. McDonald, 2001: Sensitivity

- of multiangle imaging to natural mixtures of aerosols over ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**(D16), 18219–18238.
- Kahn, R.A., et al., 2005: Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observation. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S04, doi:10.1029/2004JD004706.
- Kalkstein, A.J., and R.C. Balling Jr., 2004: Impact of unusually clear weather on United States daily temperature range following 9/11/2001. *Clim. Res.*, **26**, 1–4.
- Kanakidou, M., et al., 2005: Organic aerosol and global climate modelling: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1053–1123.
- Kandlikar, M., 1996: Indices for comparing greenhouse gas emissions: integrating science and economics. *Energy Econ.*, **18**, 265–282.
- Kapustin, V.N., et al., 2006: On the determination of a cloud condensation nuclei from satellite: challenges and possibilities. *J. Geophys. Res.*, **111**, D04202, doi:10.1029/2004JD005527.
- Kärcher, B., 1999: Aviation-produced aerosols and contrails. *Surv. Geophys.*, **20**, 113–167.
- Kasischke, E.S., and J.E. Penner, 2004: Improving global estimates of atmospheric emissions from biomass burning. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14S01, doi:10.1029/2004JD004972.
- Kaufman, Y.J., C.J. Tucker, and R.L. Mahoney, 1991: Fossil fuel and biomass burning effect on climate: Heating or cooling? *J. Clim.*, **4**, 578–588.
- Kaufman, Y.J., D. Tanré, and O. Boucher, 2002: A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, **419**, 215–223.
- Kaufman, Y.J., et al., 1997: Operational remote sensing of tropospheric aerosols over the land from EOS-MODIS. *J. Geophys. Res.*, **102**(D14), 17051–17068.
- Kaufman, Y.J., et al., 2001: Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(8), 1479–1482.
- Kaufman Y.J., et al., 2005a: Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17804, doi:10.1029/2005GL023125.
- Kaufman, Y.J., et al., 2005b: A critical examination of the residual cloud contamination and diurnal sampling effects on MODIS estimates of aerosol over ocean. *IEEE Trans. Geosci. Remote*, **43**(12), 2886–2897.
- 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-flask/sio-keel-flask.html>.
- Keeling, C.D., A.F. Bollenbacher, and T.P. Whorf, 2005: Monthly atmospheric ¹³C/¹²C isotopic ratios for 10 SIO stations. 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/iso-sio/iso-sio.html>.
- Keeling, C.D., T.P. Whorf, M. Wahlen, and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, **375**, 666–670.
- Keeling, R.F., and S.R. Shertz, 1992: Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature*, **358**, 723–727.
- Keeling, R.F., S.C. Piper, and M. Heimann, 1996: Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, **381**, 218–221.
- Keil, A., and J.M. Haywood, 2003: Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000: A case study based on measured aerosol and cloud properties. *J. Geophys. Res.*, **108** (D13), 8467, doi:10.1029/2002JD002315.
- Keppler, F., J.T.G. Hamilton, M. Brass, and T. Röckmann, 2006: Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature*, **439**, 187–91, doi:10.1038/nature04420.
- Kerthaler, S.C., R. Toumi, and J.D. Haigh, 1999: Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(7), 863–66, doi:10.1029/1999GL900121.
- Khainroutdinov, M., and Y. Kogan, 2000: A new cloud physics parametrization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 229–243.
- Khalil, M.A.K., et al., 2003: Atmospheric perfluorocarbons. *Environ. Sci. Technol.*, **37**, 4358–4361.
- Kiehl, J.T., et al., 2000: Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3. *J. Geophys. Res.*, **105**(D1), 1441–1457.
- Kim, B.-G., S.E. Schwartz, and M.A. Miller, 2003: Effective radius of cloud droplets by ground-based remote sensing: Relationship to aerosol. *J. Geophys. Res.*, **108**(D23), doi:10.1029/2003JD003721.
- Kinne, S., et al., 2003: Monthly averages of aerosol properties: a global comparison among models, satellite data, and AERONET ground data. *J. Geophys. Res.*, **108** (D20), 4634, doi:10.1029/2001JD001253.
- Kinne, S., et al., 2006: An AeroCom initial assessment: optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1815–1834.
- Kirchstetter, T.W., T. Novakov, and P.V. Hobbs, 2004: Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21208, doi:10.1029/2004JD004999.
- Kirkevåg, A., and T. Iversen, 2002: Global direct radiative forcing by process-parametrized aerosol optical properties. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 4433, doi:10.1029/2001JD000886.
- Klein Goldewijk, K., 2001: Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE database. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 417–433.
- Knutson, T.R., et al., 2006: Assessment of twentieth-century

- regional surface temperature trends using the GFDL CM2 coupled models. *J. Clim.*, **10**(9), 1624-1651.
- Koch, D., 2001: Transport and direct radiative forcing of carbonaceous and sulfate aerosols in the GISS GCM. *J. Geophys. Res.*, **106**(D17), 20311-20332.
- Korolev, A.V., and G.A. Isaac, 2005: Shattering during sampling OAPs and HVPS. Part I: snow particles. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **22**, 528-542.
- Kotchenruther, R.A., and P.V. Hobbs, 1998: Humidification factors of aerosols from biomass burning in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**(D24), 32081-32089.
- Kotchenruther, R.A., P.V. Hobbs, and D.A. Hegg, 1999: Humidification factors for atmospheric aerosols off the mid-Atlantic coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, **104**(D2), 2239-2251.
- Kristjánsson, J.E., and J. Kristiansen, 2000: Is there a cosmic ray signal in recent variations in global cloudiness and cloud radiative forcing? *J. Geophys. Res.*, **105**(D9), 11851-11863.
- Kristjánsson, J.E., A. Staple, J. Kristiansen, and E. Kaas, 2002: A new look at possible connections between solar activity, clouds and climate. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015646.
- Kristjánsson, J.E., et al., 2005: Response of the climate system to aerosol direct and indirect forcing: the role of cloud feedbacks. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24206, doi:10.1029/2005JD006299.
- Krizan P., and J. Lastovicka, 2005: Trends in positive and negative ozone laminae in the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10107, doi:10.1029/2004JD005477.
- Kroeze, C., E. Dumont, and S.P. Seitzinger, 2005: New estimates of global emissions of N₂O from rivers, estuaries and continental shelves. *Environ. Sci.*, **2**(2-), 159-165.
- Krol, M., and J. Lelieveld, 2003: Can the variability in tropospheric OH be deduced from measurements of 1,1,1-trichloroethane (methylchloroform)? *J. Geophys. Res.*, **108**(D3), 4125, doi:10.1029/2002JD002423.
- Krol, M., et al., 2003: Continuing emissions of methyl chloroform from Europe. *Nature*, **421**, 131-135.
- Krueger, A.J., et al., 2000: Ultraviolet remote sensing of volcanic emissions. In: *Remote Sensing of Active Volcanism* [Mouginis-Mark, P.J., J.A. Crisp, and J.H. Fink (eds.)]. Geophysical Monograph 116, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 25-43.
- Krüger, O., and H. Graßl, 2002: The indirect aerosol effect over Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL14081.
- Labitzke, K., 2004: On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere and its modulation by the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, **66**, 1151-1157.
- Labitzke, K., et al., 2002: The global signal of the 11-year solar cycle in the stratosphere: observations and models. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, **64**, 203-210.
- Lambert, A., et al., 1993: Measurements of the evolution of the Mt. Pinatubo aerosol cloud by ISAMS. *Geophys. Res. Lett.*, **20**(12), 1287-1290.
- Langenfelds, R.L., et al., 2002: Interannual growth rate variations of atmospheric CO₂ and its delta C-13, H-2, CH₄, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/2001GB001466.
- Lawrence, M.G., P. Jöckel, and R. von Kuhlmann, 2001: What does the global mean OH concentration tell us? *Atmos. Chem. Phys.*, **1**, 43-74.
- Lean, J., 2000: Evolution of the sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2425-2428.
- Lean, J., A. Skumanich, and O. White, 1992: Estimating the sun's radiative output during the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, **19**(15), 1595-1598.
- Lean, J., J. Beer, and R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195-3198.
- Lean, J.L., Y.M. Wang, and N.R. Sheeley, 2002: The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(24), 2224, doi:10.1029/2002GL015880.
- Lean, J., G. Rottman, J. Harder, and G. Kopp, 2005: SOLAR contribution to new understanding of global change and solar variability. *Solar Phys.*, **230**, 27-53.
- Lean, J.L., et al., 1997: Detection and parametrization of variations in solar mid and near ultraviolet radiation (200 to 400 nm). *J. Geophys. Res.*, **102**(D25), 29939-29956.
- Lee, K.H., Y.J. Kim, and W. von Hoyningen-Huene, 2004: Estimation of regional aerosol optical thickness from satellite observations during the 2001 ACE-Asia IOP. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19S16, doi:10.1029/2003JD004126.
- Lee, R.B. III, M.A. Gibson, R.S. Wilson, and S. Thomas, 1995: Long-term total solar irradiance variability during sunspot cycle 22. *J. Geophys. Res.*, **100**(A2), 1667-1675.
- Lefohn, A.S., J.D. Husar, and R.B. Husar, 1999: Estimating historical anthropogenic global sulfur emission patterns for the period 1850-1990. *Atmos. Environ.*, **33**, 3435-3444.
- Lelieveld, J., P.J. Crutzen, and F.J. Dentener, 1998: Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus*, **50B**, 128-150.
- Lelieveld, J., W. Peters, F.J. Dentener, and M.C. Krol, 2002: Stability of tropospheric hydroxyl chemistry. *J. Geophys. Res.*, **107**(D23), 4715, doi:10.1029/2002JD002272.
- Lelieveld, J., et al., 2004: Increasing ozone over the Atlantic Ocean. *Science*, **304**, 1483-1487.
- Levy, R.C., et al., 2003: Evaluation of the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) retrievals of dust aerosol over the ocean during PRIDE. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 8594, doi:10.1029/2002JD002460.
- Li, J., et al., 2005: Halocarbon emissions estimated from AGAGE measured pollution events at Trinidad Head, California. *J. Geophys. Res.*, **110**, D14308, doi:10.1029/2004JD005739.
- 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.
- Liao, H., J.H. Seinfeld, P.J. Adams, and L.J. Mickley, 2004: Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D16207, doi:10.1029/2003JD004456.
- Liao, T., C.D. Camp, and Y.L. Yung, 2004: The seasonal cycle of N₂O. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17108, doi:10.1029/2004GL020345.
- Lioussé, C., et al., 1996: A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.*, **101**(D14), 19411-19432.
- Liu, H.Q., R.T. Pinker, and B.N. Holben, 2005: A global view of aerosols from merged transport models, satellite, and ground observations. *J. Geophys. Res.*, **110**(D10), doi:10.1029/2004JD004695.
- Liu, X.H., and J.E. Penner, 2002: Effect of Mount Pinatubo H₂SO₄/H₂O aerosol on ice nucleation in the upper troposphere using a global chemistry and transport model. *J. Geophys. Res.*, **107**(D12), doi:10.1029/2001JD000455.
- Liu, Y., and P.H. Daum, 2002: Indirect warming effect from dispersion forcing. *Nature*, **419**, 580-81.
- Lockwood, M., and R. Stamper, 1999: Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(16), 2461-2464.
- Loeb, N.G., and S. Kato, 2002: Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over the tropical oceans from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) satellite instrument. *J. Clim.*, **15**, 1474-1484.
- Loeb, N.G., and N. Manalo-Smith, 2005: Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over global oceans from merged CERES and MODIS observations. *J. Clim.*, **18**, 3506-3526.
- Lohar, D., and B. Pal, 1995: The effect of irrigation on premonsoon season precipitation over south west Bengal, India. *J. Clim.*, **8**, 2567-2570.
- 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 C. Leck, 2005: Importance of submicron surface active organic aerosols for pristine Arctic clouds. *Tellus*, **57B**, 261-268.
- Lohmann, U., B. Kärcher, and J. Hendrichs, 2004: Sensitivity studies of cirrus clouds formed by heterogeneous freezing in ECHAM GCM. *J. Geophys. Res.*, **109**, D16204, doi:10.1029/2003JD004443.
- Lohmann, U., J. Feichter, J.E. Penner, and W.R. Leaitch, 2000: Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols: a mechanistic treatment. *J. Geophys. Res.*, **105**(D10), 12193-12206.
- Lohmann, U., et al., 2001: Vertical distributions of sulfur species simulated by large scale atmospheric models in COSAM: comparison with observations. *Tellus*, **53B**, 646-672.
- Loveland, T.R., et al., 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1303-1330.
- Lowe, D.C., and W. Allan, 2002: A simple procedure for evaluating global cosmogenic ¹⁴C production in the atmosphere using neutron monitor data. *Radiocarbon*, **44**, 149-157.
- Lowe, D.C., M.R. Manning, G.W. Brailsford, and A.M. Bromley, 1997: The 1991-1992 atmospheric methane anomaly: Southern hemisphere ¹³C decrease and growth rate fluctuations. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(8), 857-860.
- Lowe, D.C., et al., 2004: Seasonal cycles of mixing ratio and ¹³C in atmospheric methane at Suva, Fiji. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23308 doi:10.1029/2004JD005166.
- Lu, M.-L., and J. Seinfeld, 2005: Study of the aerosol indirect effect by large-eddy simulation of marine stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3909-3932.
- Luo, C., N.M. Mahowald, and J. del Corral, 2003: Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution. *J. Geophys. Res.*, **108** (D15), 4447, doi:10.1029/2003JD003483.
- MacFarling Meure, C., et al., 2006: The Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14810, doi:10.1029/2006GL026152.
- Macke, A., M. Mishchenko, and B. Cairns, 1996: The influence of inclusions on light scattering by large ice particles. *J. Geophys. Res.*, **101**(D18), 23311-23316.
- Magi, B.I., and P.V. Hobbs, 2003: Effects of humidity on aerosols in southern Africa during the biomass burning season. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8495, doi:10.1029/2002JD002144.
- Magi, B.I., et al., 2005: Properties and chemical apportionment of aerosol optical depth at locations off the U.S. East Coast in July and August 2001. *J. Atmos. Sci.*, **62**(4), 919-933, doi:10.1175/JAS3263.1.
- Mahowald, N.M., and C. Luo, 2003: A less dusty future? *Geophys. Res. Lett.*, **30**(17), doi:10.1029/2003GL017880.
- Mahowald, N.M., G.C. Rivera, and C. Luo, 2004: Comment on Tegen et al., 2004, on the "relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emissions" *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24105, doi:10.1029/2004GL021272.
- Mak, J.E., M.R. Manning, and D.C. Lowe, 2000: Aircraft observations of ^δ13C of atmospheric methane over the Pacific in August 1991 and 1993: evidence of an enrichment in ¹³CH₄ in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **105**(D1), 1329-1335.
- Malm, W.C., et al., 2004: Spatial and monthly trends in speciated fine particle concentration in the United States. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03306, doi:10.1029/2003JD003739.
- Manabe, S., and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.

- Manne, A.S., and R.G. Richels, 2001: An alternative approach to establishing trade-offs among greenhouse gases. *Nature*, **410**, 675-676.
- 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**, 95-116.
- Manning, A.J., et al., 2003: Estimating European emissions of ozone-depleting and greenhouse gases using observations and a modelling back-attribution technique. *J. Geophys. Res.*, **108** (D14), 4405, doi:10.1029/2002JD002312.
- Manning, M.R., A. Gomez, and G.W. Brailsford, 1997: Annex B11: The New Zealand CO₂ measurement programme. In: *Report of the Ninth WMO Meeting of Experts on Carbon Dioxide Concentration and Related Tracer Measurement Techniques*. WMO Global Atmosphere Watch No. 132; WMO TD No. 952, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Melbourne, pp. 120-23.
- Manning, M.R., et al., 2005: Short term variations in the oxidizing power of the atmosphere. *Nature*, **436**, 1001-1004.
- Mannstein, H., and U. Schumann, 2005: Aircraft induced contrail cirrus over Europe. *Meteorol. Z.*, **14**, 544-549.
- Maria, S., F. Russell, L.M. Turpin, and R.J. Porcja, 2002: FTIR measurements of functional groups and organic mass in aerosol samples over the Caribbean. *Atmos. Environ.*, **36**, 5185-5196.
- 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.
- Marquart, S., and B. Mayer, 2002: Towards a reliable GCM estimation of contrail radiative forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8), doi:10.1029/2001GL014075.
- Marquart, S., M. Ponater, F. Mager, and R. Sausen, 2003: Future development of contrail cover, optical depth, and radiative forcing: Impacts of increasing air traffic and climate change. *J. Clim.*, **16**, 2890-2904.
- Marsh, N.D., and H. Svensmark, 2000a: Low cloud properties influenced by cosmic rays. *Phys. Rev. Lett.*, **85**, 5004-5007.
- Marsh, N.D., and H. Svensmark, 2000b: Cosmic rays, clouds, and climate. *Space Sci. Rev.*, **94**, 215-230.
- Marshak, A., et al., 2006: Impact of three-dimensional radiative effects on satellite retrievals of cloud droplet sizes. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09207, doi:10.1029/2005JD006686.
- Martin, G.M., D.W. Johnson, and A. Spice, 1994: The measurement and parametrization of effective radius of droplets in warm stratiform clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823-1842.
- Martin, S.T., et al., 2004: Effects of the physical state of tropospheric ammonium-sulfate-nitrate particles on global aerosol direct radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 183-214.
- Martonchik, J.V., et al., 2004: Comparison of MISR and AERONET aerosol optical depths over desert sites. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16102, doi:10.1029/2004GL019807.
- Matthews, E., 1983: Global vegetation and land-use: new high-resolution data-bases for climate studies. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 474-487.
- Matthews, H.D., A.J. Weaver, M. Eby, and K.J. Meissner, 2003: Radiative forcing of climate by historical land cover change. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(2), 271-274.
- Matthews, H.D., et al., 2004: Natural and anthropogenic climate change: Incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. *Clim. Dyn.*, **22**, 461-479.
- Matthias, I., et al., 2004: Multiyear aerosol observations with dual wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET. *J. Geophys. Res.*, **109**, D13203, doi:10.1029/2004JD004600.
- McCormack, J.P., 2003: The influence of the 11-year solar cycle on the quasi-biennial oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (22), 2162, doi:10.1029/2003GL018314.
- McCormick, M.P., 1987: SAGE II: An overview. *Adv. Space Res.*, **7**, 219-226.
- McCulloch, A., and P.M. Midgley, 2001: The history of methyl chloroform emissions: 1951-2000. *Atmos. Environ.*, **35**, 5311-5319.
- McFiggans, G., et al., 2006: The effect of aerosol composition and properties on warm cloud droplet activation. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 2593-2649.
- Meehl, G.A., et al., 2004: Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate. *J. Clim.*, **17**, 3721-3727.
- Meerkötter, R., et al., 1999: Radiative forcing by contrails. *Ann. Geophys.*, **17**, 1080-1094.
- Melillo, J.M., et al., 2001: Nitrous oxide emissions from forests and pastures of various ages in the Brazilian Amazon. *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 34179-34188.
- Menon, S., and A. Del Genio, 2007: Evaluating the impacts of carbonaceous aerosols on clouds and climate. In: *Human-Induced Climate Change: An Interdisciplinary Assessment* [Schlesinger, M., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, in press.
- Menon, S., A.D. Del Genio, D. Koch, and G. Tselioudis, 2002a: GCM simulations of the aerosol indirect effect: sensitivity to cloud parametrization 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**, 2250-2253.
- Menon, S., et al., 2003: Evaluating aerosol/cloud/radiation process parametrizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4762, doi:10.1029/2003JD003902.
- Meyer, R., et al., 2002: Regional radiative forcing by line-shaped contrails derived from satellite data. *J. Geophys. Res.*, **107**(D10), 4104, doi:10.1029/2001JD000426.

- 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**(D4), 3389–3399 doi:10.1029/2000JD900594.
- Mickley, L.J., D.J. Jacob, B.D. Field, and D. Rind, 2004: Climate response to the increase in tropospheric ozone since preindustrial times: a comparison between ozone and equivalent CO₂ forcings. *J. Geophys. Res.*, **109**, D05106, doi:10.1029/2003JD003653.
- Mikami, M., et al., 2006: Aeolian dust experiment on climate impact: an overview of Japan–China Joint Project ADEC. *Global Planet. Change*, **52**, 142–172, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.03.001.
- Miller, B.R., et al., 1998: Atmospheric trend and lifetime of chlorodifluoromethane (HCFC-22) and the global tropospheric OH concentration. *J. Geophys. Res.*, **103**(D11), 13237–3248, doi:10.1029/98JD00771.
- Miller, R.L., G.A. Schmidt, and D.T. Shindell, 2006: Forced annular variations in the 20th century IPCC AR4 models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Millet, D.B., and A.H. Goldstein, 2004: Evidence of continuing methylchloroform emissions from the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17101, doi:10.1029/2004GL020166.
- Ming, Y., and L.M. Russell, 2002: Thermodynamic equilibrium of organic–electrolyte mixtures in aerosol particles. *Am. Inst. Chem. Eng. J.*, **48**, 1331–1348.
- Ming, Y., V. Ramaswamy, P.A. Ginoux, and L.H. Horowitz, 2005a: Direct radiative forcing of anthropogenic organic aerosol. *J. Geophys. Res.*, **110**, D20208, doi:10.1029/2004JD005573.
- Ming, Y., V. Ramaswamy, L.J. Donner, and V.T.J. Phillips, 2006: A new parametrization of cloud droplet activation applicable to general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **63**(4), 1348–1356.
- Ming, Y., et al., 2005b: 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.
- Ming, Y., et al., 2007: Modelling the interactions between aerosols and liquid water clouds with a self-consistent cloud scheme in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **64**(4), 1189–1209.
- Minnis, P., 2005: Reply. *J. Clim.*, **18**, 2783–2784.
- Minnis, P., J.K. Ayers, R. Palikonda, and D. Phan, 2004: Contrails, cirrus trends, and climate. *J. Clim.*, **17**, 1671–1685.
- Minnis, P., et al., 1993: Radiative climate forcing by the Mt. Pinatubo eruption. *Science*, **259**, 1411–1415.
- Minnis, P., et al., 1998: Transformation of contrails into cirrus during SUCCESS. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1157–1160.
- Mircea, M., et al., 2005: Importance of the organic aerosol fraction for modeling aerosol hygroscopic growth and activation: a case study in the Amazon Basin. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 3111–2126.
- Mishchenko, M.I., et al., 1999: Aerosol retrievals over the ocean by use of channels 1 and 2 AVHRR data: sensitivity analysis and preliminary results. *Appl. Opt.*, **38**, 7325–7341.
- Möhler, O., et al., 2005: Effect of sulfuric acid coating on heterogeneous ice nucleation by soot aerosol particles. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11210, doi:10.1029/2004JD005169.
- 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: Controlled substances and other source gases. In: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*. World Meteorological Organization, Geneva, pp. 1.1–1.83.
- Moore, N., and S. Rojstaczer, 2001: Irrigation-induced rainfall and the Great Plains. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1297–1309.
- Morgan, C.G., et al., 2004: Isotopic fractionation of nitrous oxide in the stratosphere: Comparison between model and observations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04305, doi:10.1029/2003JD003402.
- Morimoto, S., S. Aoki, T. Nakazawa, and T. Yamanouchi, 2006: Temporal variations of the carbon isotopic ratio of atmospheric methane observed at Ny Ålesund, Svalbard from 1996 to 2004. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01807, doi:10.1029/2005GL024648.
- Mosley-Thompson, E., T.A. Mashiotta, and L.G. Thompson, 2003: High resolution ice core records of Late Holocene volcanism: Current and future contributions from the Greenland PARCA cores. In: *Volcanism and the Earth's Atmosphere* [Robock, A., and C. Oppenheimer (eds.)]. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 153–164.
- Mouillot, F., et al., 2006: Global carbon emissions from biomass burning in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01801, doi:10.1029/2005GL024707.
- Moulin, C., and I. Chiapello, 2004: Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979–2000). *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02107, doi:10.1029/2003GL018931.
- Moulin, C., H.R. Gordon, V.F. Banzon, and R.H. Evans, 2001: Assessment of Saharan dust absorption in the visible from SeaWiFS imagery. *J. Geophys. Res.*, **106**(D16), 18239–18249.
- Murayama, T., et al., 2001: Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in East Asia. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18345–18360.
- Murphy, D.M., 2005: Something in the air. *Science*, **307**, 1888–1890.
- Muscheler, R., et al., 2007: Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 82–97, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.012.
- Myhre, G., and F. Stordal, 2001a: Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18193–18204.
- Myhre, G., and F. Stordal, 2001b: On the tradeoff of the solar and thermal infrared radiative impact of contrails.

- Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3119–3122.
- Myhre, G., and A. Myhre, 2003: Uncertainties in radiative forcing due to surface albedo changes caused by land-use changes. *J. Clim.*, **16**, 1511–1524.
- Myhre, G., A. Myhre, and F. Stordal, 2001: Historical evolution of radiative forcing of climate. *Atmos. Environ.*, **35**, 2361–2373.
- Myhre, G., M.M. Kvalevåg, and C.B. Schaaf, 2005a: Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21410, doi:10.1029/2005GL024004.
- Myhre, G., et al., 2003: Modelling the solar radiative impact of aerosols from biomass burning during the Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000) experiment. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8501, doi:10.1029/2002JD002313.
- Myhre, G., et al., 2004a: Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over ocean. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 499–513.
- Myhre, G., et al., 2004b: Uncertainties in the radiative forcing due to sulfate aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 485–498.
- Myhre, G., et al., 2005b: Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over ocean during the period September 1997 to December 2000. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1697–1719.
- Naja, M., and H. Akimoto, 2004: Contribution of regional pollution and long-range transport to the Asia-Pacific region: Analysis of long-term ozone-sonde data over Japan. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1306, doi:10.1029/2004JD004687.
- Naja, M., H. Akimoto, and J. Staehelin, 2003: Ozone in background and photochemically aged air over central Europe: analysis of long-term ozone-sonde data from Hohenpeissenberg and Payerne. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4063, doi:10.1029/2002JD002477.
- Nakajima, T., and A. Higurashi, 1998: A use of two-channel radiances for an aerosol characterization from space. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3815–3818.
- Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. Penner, 2001: A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1171–1174.
- Nakajima, T., et al., 1996: Aerosol optical properties in the Iranian region obtained by ground-based solar radiation measurements in the summer of 1991. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 1265–1278.
- Nakazawa, T., S. Morimoto, S. Aoki, and M. Tanaka, 1997: Temporal and spatial variations of the carbon isotopic ratio of atmospheric carbon dioxide in the Western Pacific region. *J. Geophys. Res.*, **102**, 1271–1285.
- Nakicenovic, N., A. Grübler, and A. McDonald (eds), 1998: *Global Energy Perspectives*. Cambridge University Press, New York, NY, 299 pp.
- Nenes, A., and J.H. Seinfeld, 2003: Parametrization of cloud droplet formation in global climate models. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002911.
- Nenes, A., et al., 2002: Can chemical effects on cloud droplet number rival the first indirect effect? *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1848, doi:10.1029/2002GL015295.
- Nevison, C.D., S. Solomon, and R.S. Gao, 1999: Buffering interactions in the modeled response of stratospheric O₃ to increased NO_x and HO_x. *J. Geophys. Res.*, **104**(D3), 3741–754, 10.1029/1998JD100018.
- Nevison, C.D., D.E. Kinnison, and R.F. Weiss, 2004a: Stratospheric influences on the tropospheric seasonal cycles of nitrous oxide and chlorofluorocarbons. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20103, doi:10.1029/2004GL020398.
- Nevison, C., T. Lueker, and R.F. Weiss, 2004b: Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB1018, doi:10.1029/2003GB002110.
- Nevison, C.D., et al., 2005: Southern Ocean ventilation inferred from seasonal cycles of atmospheric N₂O and O₂/N₂ at Cape Grim, Tasmania. *Tellus*, **57B**, 218–229.
- 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.
- Nordhaus, W.D., 1997: Discounting in economics and climate change: an editorial comment. *Clim. Change*, **37**, 315–328.
- Notholt, J., et al., 2005: influence of tropospheric SO₂ emissions on particle formation and the stratospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07810, doi:10.1029/2004GL022159.
- Novakov, T., D.A. Hegg, and P.V. Hobbs, 1997: Airborne measurements of carbonaceous aerosols on the East coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, **102**(D25), 30023–30030.
- Novakov, T., et al., 2003: Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1324, doi:10.1029/2002GL016345.
- Nozawa, T., T. Nagashima, H. Shiogama, and S.A. Crooks, 2005: Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20719, doi:10.1029/2005GL023540.
- O’herthy, S., et al., 2004: Rapid growth of hydrofluorocarbon 134a and hydrochlorofluorocarbons 141b, 142b, and 22 from Advanced Global Atmospheric Gases Experiment (AGAGE) observations at Cape Grim, Tasmania, and Mace Head, Ireland. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06310, doi:10.1029/2003JD004277.
- Oinas, V., et al., 2001: Radiative cooling by stratospheric water vapor: big differences in GCM results. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2791–2794.
- Olivier, J.G.J., and J.J.M. Berdowski, 2001: Global emissions sources and sinks. In: *The Climate System* [Berdowski, J., R. Guicherit, and B.J. Heij (eds)], A.A. Balkema/Swets & Zeitlinger, Lisse, The Netherlands, pp. 33–78, updated at <http://www.mnp.nl/edgar/>.
- Oltmans, S.J., et al., 2006: Long-term changes in tropospheric ozone. *Atmos. Environ.*, **40**, 3156–3173.
- O’Neill, B.C., 2000: The jury is still out on global warming potentials. *Clim. Change*, **44**, 427–443.

- O'eill, B., 2003: Economics, natural science, and the costs of global warming potentials. *Clim. Change*, **58**, 251–260.
- Oram, D.E., 1999: *Trends of Long-Lived Anthropogenic Halocarbons in the Southern Hemisphere and Model Calculations of Global Emissions*. PhD Thesis, University of East Anglia, Norwich, UK, 249 pp.
- Oram, D.E., et al., 1998: Growth of fluorine (CHF₃, HFC-23) in the background atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 35–8, doi:10.1029/97GL03483.
- Osborne, S.R., J.M. Haywood, P.N. Francis, and O. Dubovik, 2004: Shortwave radiative effects of biomass burning aerosol during SAFARI2000. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1423–1448.
- Palikonda, R., P. Minnis, D.P. Duda, and H. Mannstein, 2005: Contrail coverage derived from 2001 AVHRR data over the continental United States of America and surrounding area. *Meteorol. Z.*, **14**, 525–536.
- Palmer, A.S., et al., 2002: Antarctic volcanic flux ratios from Law Dome ice cores. *Ann. Glaciol.*, **35**, 329–332.
- Palmer, P.I., et al., 2003: Eastern Asian emissions of anthropogenic halocarbons deduced from aircraft concentration data. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4753, doi:10.1029/2003JD003591.
- Pan, W., M.A. Tatang, G.J. McRae, and R.G. Prinn, 1997: Uncertainty analysis of direct radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.*, **102**(D18), 21915–21924.
- Parrish, D.D., et al., 2004: Changes in the photochemical environment of the temperate North Pacific troposphere in response to increased Asian emissions. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23S18, doi:10.1029/2004JD004978.
- Pavelin, E.G., C.E. Johnson, S. Rughooputh, and R. Toumi, 1999: Evaluation of pre-industrial surface ozone measurements made using Schönbein's method. *Atmos. Environ.*, **33**, 919–929.
- 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.
- Penner, J.E., S.Y. Zhang, and C.C. Chuang, 2003: Soot and smoke aerosol may not warm climate. *J. Geophys. Res.*, **108**(D21), 4657, doi:10.1029/2003JD003409.
- Penner, J.E., X. Dong, and Y. Chen, 2004: Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect. *Nature*, **427**, 231–234.
- Penner, J.E., 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., et al., 2002: A comparison of model- and satellite-derived aerosol optical depth and reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 441–460.
- Penner, J.E., et al., 2006: Model intercomparison of indirect aerosol effects. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 1579–1617.
- Penner, J.E., et al., 2007: Effect of black carbon on mid-troposphere and surface temperature trends. In: *Human-Induced Climate Change: An Interdisciplinary Assessment* [Schlesinger, M., et al., (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, in press.
- Perlwitz, J., and H.-F. Graf, 2001: Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 271–274.
- Perlwitz, J., and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Clim.*, **16**, 3011–3026.
- Pham, M., O. Boucher, and D. Hauglustaine, 2005: Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scenarios for 1990–2100. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06112, doi:10.1029/2004JD005125.
- Philipona, R., et al., 2004: Radiative forcing - measured at Earth's surface - corroborate the increasing greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03202, doi:10.1029/2003GL018765.
- Pielke, R.A. Sr., et al., 2002: The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system - relevance to climate change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **360**, 1705–1719.
- Pitari, G., E. Mancini, V. Rizi, and D.T. Shindell, 2002: Impact of future climate and emissions changes on stratospheric aerosols and ozone. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 414–440.
- Platt, U., W. Allan, and D.C. Lowe, 2004: Hemispheric average Cl atom concentration from 13C/12C ratios in atmospheric methane. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2393–2399.
- Ponater, M., S. Marquart, and R. Sausen, 2002: Contrails in a comprehensive global climate model: Parametrization and radiative forcing results. *J. Geophys. Res.*, **107**(D13), doi:10.1029/2001JD000429.
- Ponater, M., S. Marquart, R. Sausen, and U. Schumann, 2005: On contrail climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10706, doi:10.1029/2005GL022580.
- Posfai, M., et al., 2003: Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: 1. Compositions and size distributions of carbonaceous particles. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8483, doi:10.1029/2002JD002291.
- Prata, A., W. Rose, S. Self, and D. O'rien, 2003: Global, long-term sulphur dioxide measurements from TOVS data: a new tool for studying explosive volcanism and climate. In: *Volcanism and the Earth's Atmosphere* [Röck, A., and C. Oppenheimer (eds.)]. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 75–92.
- Prather, M.J., 2003: Atmospheric science: an environmental experiment with H₂? *Science*, **302**, 581–583.
- 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.
- Preminger, D.G., and S.R. Walton, 2005: A new model of total solar irradiance based on sunspot areas. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14109, doi:10.1029/2005GL022839.
- 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. 184-238.
- Prinn, R.G., 2004: Non-CO₂ greenhouse gases. In: *The Global Carbon Cycle* [Field, C., and M. Raupach (eds.)]. Island Press, Washington, DC, pp. 205-216.
- Prinn, R.G., et al., 1990: Atmospheric emissions and trends of nitrous oxide deduced from ten years of ALE-GAGE data. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18369-18385.
- Prinn, R.G., et al., 2000: A history of chemically and radiatively important gases in air deduced from ALE/GAGE/AGAGE. *J. Geophys. Res.*, **105**(D14), 17751-17792.
- Prinn, R.G., et al., 2001: Evidence for substantial variations of atmospheric hydroxyl radicals in the past two decades. *Science*, **292**, 1882-1888.
- Prinn, R.G., et al., 2005a: Evidence for variability of atmospheric hydroxyl radicals over the past quarter century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07809, doi:10.1029/2004GL022228.
- Prinn, R.G., et al., 2005b: *The ALE/GAGE/AGAGE Network: DB1001*. Carbon Dioxide Information and Analysis World Data Center, <http://cdiac.esd.ornl.gov/ndps/alegag.html>.
- 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**(1), doi:10.1029/2000RG000095.
- Putaud, J.P., et al., 2004: European aerosol phenomenology-2: chemical characteristics of particulate matter at kerbside, urban, rural and background sites in Europe. *Atmos. Environ.*, **38**, 2579-2595.
- Pyle, J., et al., 2005: Ozone and climate: a review of interconnections. In: *Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons* [Metz., B., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 83-132.
- Quaas, J., and O. Boucher, 2005: Constraining the first aerosol indirect radiative forcing in the LMDZ GCM using POLDER and MODIS satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17814, doi:10.1029/2005GL023850.
- Quaas, J., O. Boucher, and F.-M. Breon, 2004: Aerosol indirect effects in POLDER satellite data and the Laboratoire de Météorologie Dynamique-Zoom (LMDZ) general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D08205, doi:10.1029/2003JD004317.
- Quaas, J., O. Boucher, and U. Lohmann, 2005: Constraining the total aerosol indirect effect in the LMDZ and ECHAM4 GCMs using MODIS satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 9669-9690.
- Quay, P., et al., 2000: Atmospheric (CO)-C-14: A tracer of OH concentration and mixing rates. *J. Geophys. Res.*, **105**(D12), 15147-15166.
- Quinn, P.K., and T.S. Bates, 2005: Regional aerosol properties: comparisons from ACE 1, ACE 2, Aerosols99, INDOEX, ACE Asia, TARFOX, and NEAQS. *J. Geophys. Res.*, **110**, D14202, doi:10.1029/2004JD004755.
- Raes, F., T. Bates, F. McGovern, and M. Van Liedekerke, 2000: The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): general overview and main results. *Tellus*, **52B**, 111-125.
- Ramachandran, S., V. Ramaswamy, G.L. Stenchikov, and A. Robock, 2000: Radiative impact of the Mt. Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response. *J. Geophys. Res.*, **105**(D19), 24409-24429.
- Ramanathan, V., 1981: The role of ocean-atmosphere interactions in the CO₂ climate problem. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 918-930.
- Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001a: Atmosphere: aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- Ramanathan, V., et al., 2001b: Indian Ocean experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *J. Geophys. Res.*, **106**(D22), 28371-28398.
- Ramankutty, N., and J.A. Foley, 1999: Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 997-1027.
- Ramaswamy, V., S. Ramachandran, G. Stenchikov, and A. Robock, 2006a: A model study of the effect of Pinatubo volcanic aerosols on the stratospheric temperatures. In: *Frontiers of Climate Modeling* [Kiehl, J.T., and V. Ramanathan (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 152-178.
- Ramaswamy, V., et al., 2001: Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349-416.
- Ramaswamy, V., et al., 2006b: Anthropogenic and natural influences in the evolution of lower stratospheric cooling. *Science*, **311**, 1138-1141.
- Randall, C.E., R.M. Bevilacqua, J.D. Lumpe, and K.W. Hoppel, 2001: Validation of POAM III aerosols: Comparison to SAGE II and HALOE. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27525-27536.
- Randles, C.A., L.M. Russell, and V. Ramaswamy, 2004: Hygroscopic and optical properties of organic sea salt aerosol and consequences for climate forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16108, doi:10.1029/2004GL020628.

- Rasch, P.J., and J.E. Kristjánsson, 1998: A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parametrizations. *J. Clim.*, **11**, 1587-1614.
- Read, W.G., L. Froidevaux, and J.W. Waters, 1993: Microwave limb sounder measurements of stratospheric SO₂ from the Mt. Pinatubo volcano. *Geophys. Res. Lett.*, **20**(12), 1299-1302.
- Reddy, M.S., and O. Boucher, 2004: A study of the global cycle of carbonaceous aerosols in the LMDZT general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14202, doi:10.1029/2003JD004048.
- Reddy, M.S., O. Boucher, Y. Balanski, and M. Schulz, 2005a: Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12803, doi:10.1029/2004GL021743.
- Reddy, M.S., et al., 2005b: Estimates of global multicomponent aerosol optical depth and direct radiative perturbation in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S16, doi:10.1029/2004JD004757.
- Reid, J.S., et al., 1999: Use of the Angstrom exponent to estimate the variability of optical and physical properties of aging smoke particles in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **104**(D22), 27473-27490.
- Reid, J.S., et al., 2003: Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and ground-based remote sensing methods during the Puerto Rico Dust Experiment (PRIDE). *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 8586, doi:10.1029/2002JD002493.
- Reimann, S., et al., 2005: Low methyl chloroform emissions inferred from long-term atmospheric measurements. *Nature*, **433**, 506-508, doi:10.1038/nature03220.
- Remer, L.A., and Y.J. Kaufman, 2006: Aerosol direct radiative effect at the top of the atmosphere over cloud free oceans derived from four years of MODIS data. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 237-253.
- Remer, L.A., et al., 2002: Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(12), doi:10.1029/2001GL013204.
- Remer, L.A., et al., 2005: The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 947-973.
- Richards, J.F., 1990: Land transformation. In: *The Earth as Transformed by Human Action* [Turner, B.L. II, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, New York, NY, pp. 163-178.
- Richter, A., et al., 2005: Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space. *Nature*, **437**, 129-32.
- Rigozo, N.R., E. Echer, L.E.A. Vieira, and D.J.R. Nordemann, 2001: Reconstruction of Wolf sunspot numbers on the basis of spectral characteristics and estimates of associated radio flux and solar wind parameters for the last millennium. *Sol. Phys.*, **203**, 179-191.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005: AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12107, doi:10.1029/2004JD005103.
- Rissler, J., et al., 2004: Physical properties of the sub-micrometer aerosol over the Amazon rain forest during the wet-to-dry season transition - Comparison of modeled and measured CCN concentrations. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2119-2143.
- Roberts, D.L., and A. Jones, 2004: Climate sensitivity to black carbon aerosol from fossil fuel combustion. *J. Geophys. Res.*, **109**, D16202, doi:10.1029/2004JD004676.
- Robles-Gonzalez, C., J.P. Veefkind, and G. de Leeuw, 2000: Mean aerosol optical depth over Europe in August 1997 derived from ATSR-2 data. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(7), 955-959.
- Robson, J.I., et al., 2006: Revised IR spectrum, radiative efficiency and global warming potential of nitrogen trifluoride. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10817, doi:10.1029/2006GL026210.
- Rockmann, T., J. Grooss, and R. Müller, 2004: The impact of anthropogenic chlorine emissions, stratospheric ozone change and chemical feedbacks on stratospheric water. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 693-699.
- Rosenfeld, D., and G. Feingold, 2003: Explanation of discrepancies among satellite observations of the aerosol indirect effects. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(14), 1776, doi:10.1029/2003GL017684.
- Rosenfeld, D., R. Lahav, A. Khain, and M. Pinsky, 2002: The role of sea spray in cleansing air pollution over the ocean via cloud processes. *Science*, **297**, 1667-1670.
- Ross, K.E., et al., 2003: Spatial and seasonal variations in CCN distribution and the aerosol-CCN relationship over southern Africa. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8481, doi:10.1029/2002JD002384.
- Rotstayn, L.D., 1997: A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. I: Description and evaluation of the microphysical processes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1227-1282.
- Rotstayn, L.D., and J.E. Penner, 2001: Indirect aerosol forcing, quasi forcing, and climate response. *J. Clim.*, **14**, 2960-2975.
- Rotstayn, L.D., and Y. Liu, 2003: Sensitivity of the first indirect aerosol effect to an increase of the cloud droplet spectral dispersion with droplet number concentration. *J. Clim.*, **16**, 3476-3481.
- Rotstayn, L.D., B.F. Ryan, and J. Katzfey, 2000: A scheme for calculation of the liquid fraction in mixed-phase clouds in large scale models. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 1070-1088.
- Rottman, G., 2005: The SORCE Mission. *Solar Phys.*, **230**, 7-25.
- Rozañov, E.V., et al., 2002: Climate/chemistry effect of the Pinatubo volcanic eruption simulated by the UIUC stratosphere/troposphere GCM with interactive photochemistry. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4594, doi:10.1029/2001JD000974.
- Rozañov, E.V., et al., 2004: Atmospheric response to the observed increase of solar UV radiation from solar minimum to solar maximum simulated by the University of Illinois at Urbana-Champaign climate-chemistry model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D01110,

- doi:10.1029/2003JD003796.
- Russell, P.B., and J. Heintzenberg, 2000: An overview of the ACE-2 clear sky column closure experiment (CLEARCOLUMN). *Tellus*, **52B**, 463-483, doi:10.1034/j.1600-0889.2000.00013.x.
- Russell, P.B., P.V. Hobbs, and L.L. Stowe, 1999: Aerosol properties and radiative effects in the United States East Coast haze plume: An overview of the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment (TARFOX). *J. Geophys. Res.*, **104**(D2), 2213-2222.
- Rypdal, K., et al., 2005: Tropospheric ozone and aerosols in climate agreements: scientific and political challenges. *Environ. Sci. Policy*, **8**, 29-43.
- Salby, M., and P. Callaghan, 2004: Evidence of the solar cycle in the general circulation of the stratosphere. *J. Clim.*, **17**, 34-46.
- Santer, B.D., et al., 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21104, doi:10.1029/2004JD005075.
- Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick, and J.B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. *J. Geophys. Res.*, **98**(D12), 22987-22994.
- Sato, M., et al., 2003: Global atmospheric black carbon inferred from AERONET. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **100**, 6319-6324.
- Sausen, R., and U. Schumann, 2000: Estimates of the climate response to aircraft CO₂ and NO(x) emissions scenarios. *Clim. Change*, **44**, 27-58.
- Sausen, R., K. Gierens, M. Ponater, and U. Schumann, 1998: A diagnostic study of the global distribution of contrails part I: Present day climate. *Theor. Appl. Climatol.*, **61**, 127-141.
- Sausen, R., et al., 2005: Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999). *Meteorol. Z.*, **14**, 1-7.
- Schaaf, C.B., et al., 2002: First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.*, **83**, 135-148.
- Schaap, M., et al., 2004: Secondary inorganic aerosol simulations for Europe with special attention to nitrate. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 857-874.
- Schatten, K.H., and J.A. Orosz, 1990: Solar constant secular changes. *Sol. Phys.*, **125**, 179-184.
- Schmidt, G.A., et al., 2005: Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite and reanalysis data. *J. Clim.*, **19**, 153-192.
- Schnaiter, M., et al., 2003: UV-VIS-NIR spectral optical properties of soot and soot-containing aerosols. *J. Aerosol Sci.*, **34**(10), 1421-1444.
- Schoeberl, M., A. 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**, L4113, doi:10.1029/2002JD002652.
- Scholes, M., and M.O. Andreae, 2000: Biogenic and pyrogenic emissions from Africa and their impact on the global atmosphere. *Ambio*, **29**, 23-29.
- Schulz, M., S. Kinne, C. Textor, and S. Guibert, 2004: *AeroCom Aerosol Model Intercomparison*. <http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM/>.
- Schulz, M., et al., 2006: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 5095-5136.
- Schumann, U., 2005: Formation, properties, and climatic effects of contrails. *Comptes Rendus Physique*, **6**, 549-565.
- Schuster, G.L., O. Dubovik, B.N. Holben, and E.E. Clothiaux, 2005: Inferring black carbon content and specific absorption from Aerosol Robotic Network (AERONET) aerosol retrievals. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S17, doi:10.1029/2004JD004548.
- Schwartz, S.E., and M.O. Andreae, 1996: Uncertainty in climate change caused by aerosols. *Science*, **272**, 1121-1122.
- Schwartz, S.E., D.W. Harshvardhan, and C.M. Benkovitz, 2002: Influence of anthropogenic aerosol on cloud optical depth and albedo shown by satellite measurements and chemical transport modeling. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**, 1784-1789.
- Sekiguchi, M., et al., 2003: A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite datasets of aerosol and cloud parameters. *J. Geophys. Res.*, **108**(D22), 4699, doi:10.1029/2002JD003359.
- Sellers, P.J., et al., 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, **271**, 1402-1406.
- Shantz, N.C., W.R. Leitch, and P. Caffrey, 2003: Effect of organics of low solubility on the growth rate of cloud droplets. *J. Geophys. Res.*, **108**(D5), doi:10.1029/2002JD002540.
- Sherwood, S., 2002: A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture. *Science*, **295**, 1272-1275.
- Shi, G.Y., et al., 2005: Sensitivity experiments on the effects of optical properties of dust aerosols on their radiative forcing under clear sky condition. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **83A**, 333-346.
- Shindell, D.T., 2001: Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1551-1554.
- 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, 2003a: 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., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and M. Mann, 2003b: Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *J. Clim.*, **16**, 4094-4107.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M. Mann, and G. Faluvegi, 2004: Dynamic winter climate response to large tropical

- volcanic eruptions since 1600. *J. Geophys. Res.*, **109**, D05104, doi:10.1029/2003JD004151.
- Shindell, D.T., G. Faluvegi, N. Bell, and G. Schmidt, 2005: An emissions-based view of climate forcing by methane and tropospheric ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04803, doi:10.1029/2004GL021900.
- Shine, K.P., 2005: Comment on 'ontrails, cirrus, trends, and climate' *J. Clim.*, **18**, 2781-2782.
- Shine, K.P., J. Cook, E.J. Highwood, and M.M. Joshi, 2003: An alternative to radiative forcing for estimating the relative importance of climate change mechanisms. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (20), 2047, doi:10.1029/2003GL018141.
- Shine, K.P., T.K. Berntsen, J.S. Fuglestvedt, and R. Sausen, 2005a: Scientific issues in the design of metrics for inclusion of oxides of nitrogen in global climate agreements. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 15768-15773.
- Shine, K.P., J.S. Fuglestvedt, K. Hailemariam, and N. Stuber, 2005b: Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases. *Clim. Change*, **68**, 281-02.
- Shine, K.P., et al., 2005c: Perfluorodecalin: global warming potential and first detection in the atmosphere. *Atmos. Environ.*, **39**, 1759-763.
- Simmonds, P.G., R. Derwent, A. Manning, and G. Spain, 2004: Significant growth in surface ozone at Mace Head, Ireland, 1987-2003. *Atmos. Environ.*, **38**, 4769-4778.
- Simpson, I.J., D.R. Blake, F.S. Rowland, and T.Y. Chen, 2002: Implications of the recent fluctuations in the growth rate of tropospheric methane. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), doi:10.1029/2001GL014521.
- Smith, C.A., J.D. Haigh, and R. Toumi, 2001: Radiative forcing due to trends in stratospheric water vapour. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(1), 179-182.
- Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 435-460.
- Smith, S.J., and T.M.L. Wigley, 2000: Global warming potentials: 2. Accuracy. *Clim. Change*, **44**, 459-469.
- Smith, S.J., E. Conception, R. Andres, and J. Lurz, 2004: *Historical Sulphur Dioxide Emissions 1850-2000: Methods and Results*. Research Report No. PNNL-14537, Joint Global Change Research Institute, College Park, MD, 16 pp.
- Smith, W.L. Jr., et al., 2005: EOS terra aerosol and radiative flux validation: an overview of the Chesapeake Lighthouse and Aircraft Measurements for Satellites (CLAMS) experiment. *J. Atmos. Sci.*, **62**(4), 903-918, doi:10.1175/JAS3398.1.
- Sofia, S., and L.H. Li, 2001: Solar variability and climate. *J. Geophys. Res.*, **106**(A7), 12969-12974.
- Sokolov, A., 2006: Does model sensitivity to changes in CO2 provide a measure of sensitivity to the forcing of different nature. *J. Clim.*, **19**, 3294-3306.
- Solanki, S.K., and M. Fligge, 1999: A reconstruction of total solar irradiance since 1700. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(16), 2465-2468.
- Solanki, S.K., et al., 2004: Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, **431**, 1084-1087.
- Solomon, S., et al., 1996: The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, **101**(D3), 6713-6727.
- Solomon, S., et al., 2005: On the distribution and variability of ozone in the tropical upper troposphere: Implications for tropical deep convection and chemical-dynamical coupling. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23813, doi:10.1029/2005GL024323.
- Soufflet, V., D. Tanre, A. Royer, and N.T. O'eill, 1997: Remote sensing of aerosols over boreal forest and lake water from AVHRR data. *Remote Sens. Environ.*, **60**, 22-34.
- Spahni, R., et al., 2005: Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science*, **310**, 1317-1321.
- Spinhirne, J.D., et al., 2005: Cloud and aerosol measurements from GLAS: overview and initial results. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22S03, doi:10.1029/2005GL023507.
- Spruit, H., 2000: Theory of solar irradiance variations. *Space Sci. Rev.*, **94**, 113-126.
- Steinbrecht, W., H. Claude, and P. Winkler, 2004a: Enhanced upper stratospheric ozone: sign of recovery or solar cycle effect? *J. Geophys. Res.*, **109**, D020308, doi:10.1029/2003JD004284.
- Steinbrecht, W., H. Claude, and P. Winkler, 2004b: Reply to comment by D. M. Cunnold et al. on "enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?" *J. Geophys. Res.*, **109**, D14306, doi:10.1029/2004JD004948.
- Stenchikov, G.L., et al., 1998: Radioactive forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, **103**(D12), 13837-13857.
- Stenchikov, G.L., et al., 2002: Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4803, doi:10.1029/2002JD002090.
- Stenchikov, G., et al., 2004: Arctic Oscillation response to the 1991 Pinatubo eruption in the SKYHI GCM with a realistic quasi-biennial oscillation. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03112, doi:10.1029/2003JD003699.
- Stenchikov, G., et al., 2006: Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.
- Stern, D.I., 2005: Global sulfur emissions from 1850 to 2000. *Chemosphere*, **58**, 163-175.
- 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.
- Stier, P., et al., 2005: The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1125-1156.
- Stier, P., et al., 2006a: Impact of nonabsorbing anthropogenic aerosols on clear-sky atmospheric absorption. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18201,

- doi:10.1029/2006JD007147.
- 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.
- Stordal, F., et al., 2005: Is there a trend in cirrus cloud cover due to aircraft traffic? *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2155-2162.
- Stothers, R., 2001a: Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Stellar extinction period, 1961-1978. *J. Geophys. Res.*, **106**(D3), 2993-3003.
- Stothers, R., 2001b: A chronology of annual mean radii of stratospheric aerosol from volcanic eruptions during the twentieth century as derived from ground-based spectral extinction measurements. *J. Geophys. Res.*, **106**(D23), 32043-32049.
- Stott P.A., G.S. Jones, and J.F.B. Mitchell, 2003: Do models underestimate the solar contribution to recent climate change? *J. Clim.*, **16**, 4079-4093.
- Streets, D.G., et al., 2001: Black carbon emissions in China. *Atmos. Environ.*, **35**, 4281-4296.
- Streets, D.G., et al., 2003: An inventory of gaseous and primary aerosol emissions in Asia in the year 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D21), 8809, doi:10.1029/2002JD003093.
- Strugnell, N.C., W. Lucht, and C. Schaaf, 2001: A global albedo data set derived from AVHRR data for use in climate simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(1), 191-194.
- Stubenrauch, C.J., and U. Schumann, 2005: Impact of air traffic on cirrus coverage. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14813, doi:10.1029/2005GL022707.
- Stuber, N., M. Ponater, and R. Sausen, 2001a: Is the climate sensitivity to ozone perturbations enhanced by stratospheric water vapor feedback? *Geophys. Res. Lett.*, **28**(15), 2887-2890.
- Stuber, N., R. Sausen, and M. Ponater, 2001b: Stratosphere adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model. *Theor. Appl. Climatol.*, **68**, 125-135.
- Stuber, N., M. Ponater, and R. Sausen, 2005: Why radiative forcing might fail as a predictor of climate change. *Clim. Dyn.*, **24**, 497-510.
- Sun, B., and R.S. Bradley, 2002: Solar influences on cosmic rays and cloud formation: a re-assessment. *J. Geophys. Res.*, **107**(D14), doi:10.1029/2001JD000560.
- Sundqvist, H., 1978: A parametrization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 677-690.
- Sundqvist, H., E. Berge, and J.E. Kristjánsson, 1989: Condensation and cloud parametrization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1641-1657.
- Suzuki, K., et al., 2004: A study of the aerosol effect on a cloud field with simultaneous use of GCM modeling and satellite observation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 179-194.
- Svalgaard, L., E.W. Cliver, and P. Le Sager, 2004: IHV: A new long-term geomagnetic index. *Adv. Space Res.*, **34**, 436-439.
- Swap, R.J., et al., 2002: The Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000): overview of the dry season field campaign. *S. Afr. J. Sci.*, **98**, 125-130.
- Swap, R.J., et al., 2003: Africa burning: a thematic analysis of the Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000). *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8465, doi:10.1029/2003JD003747.
- Tabazadeh, A., et al., 2002: Arctic "zone hole" in cold volcanic stratosphere. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**, 2609-2612.
- Takemura, T., T. Nakajima, T. Nozawa, and K. Aoki, 2001: Simulation of future aerosol distribution, radiative forcing, and long-range transport in East Asia. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **2**, 79, 1139-1155.
- Takemura, T., et al., 2000: Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins. *J. Geophys. Res.*, **105**(D14), 17853-17874.
- Takemura, T., et al., 2005: Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02202, doi:10.1029/2004JD005029.
- Tang, I.N., 1997: Thermodynamic and optical properties of mixed-salt aerosols of atmospheric importance. *J. Geophys. Res.*, **102**(D2), 1883-1893.
- Tang, I.N., K.H. Fung, D.G. Imre, and H.R. Munkelwitz, 1995: Phase transformation and metastability of hygroscopic microparticles. *Aerosol Sci. Tech.*, **23**, 443.
- Tanré, D., Y.J. Kaufman, M. Herman, and S. Mattoo, 1997: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *J. Geophys. Res.*, **102**(D14), 16971-16988.
- Tanré, D., et al., 2003: Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: overview of the SaHaran Dust Experiment (SHADE). *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), doi:10.1029/2002JD003273.
- Tarasick, D.W., et al., 2005: Changes in the vertical distribution of ozone over Canada from ozonesondes: 1980-2001. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02304, doi:10.1029/2004JD004643.
- Tegen, I., and I. Fung, 1995: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18707-18726.
- Tegen, I., A.A. Lacis, and I. Fung, 1996: The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, **380**, 419-421.
- 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., M. Werner, S.P. Harrison, and K.E. Kohfeld, 2005: Reply to comment by N. M. Mahowald et al. on "relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission" *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2004GL021560.
- Tett, S.F.B., et al., 2002: Estimation of natural and

- anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, **107**(D16), 4306, doi:10.1029/2000JD000028.
- Textor, C., et al., 2006: AeroCom: The status quo of global aerosol modelling. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1777-1813.
- Tie, X.X., G.P. Brasseur, B. Breiglib, and C. Granier, 1994: Two dimensional simulation of Pinatubo aerosol and its effect on stratospheric chemistry. *J. Geophys. Res.*, **99**(D10), 20545-20562.
- Thomason, L., and T. Peter, 2006: *Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP): Report on the Assessment Kick-Off Workshop, Paris, France, 4-6 November 2001*. SPARC Report No. 4, WCRP-124, WMO/TD No. 1295, http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/News18/18_Thomason.html.
- Thompson, A.M., et al., 2001: Tropical tropospheric ozone and biomass burning. *Science*, **291**, 2128-132.
- Thompson, T.M., et al., 2004: Halocarbons and other atmospheric trace species. In: *Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Summary Report No. 27* [Schnell, R.C., A.-M. Buggle, and R.M. Rosson (eds.)]. NOAA CMDL, Boulder, CO, pp. 115-135.
- 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.
- Timmreck, C., H.-F. Graf, and B. Steil, 2003: Aerosol chemistry interactions after the Mt. Pinatubo Eruption. In: *Volcanism and the Earth's Atmosphere* [Robock, A., and C. Oppenheimer (eds.)]. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 227-236.
- Tol, R.S.J., 2002: Estimates of the damage costs of climate change, Part II. Dynamic estimates. *Environ. Resour. Econ.*, **21**, 135-160.
- Torres, O., et al., 2002: A long-term record of aerosol optical depth from TOMS: Observations and comparison to AERONET measurements. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 398-413.
- Travis, D.J., A.M. Carleton, and R.G. Lauritsen, 2002: Contrails reduce daily temperature range. *Nature*, **418**, 601-602.
- Travis, D.J., A.M. Carleton, and R.G. Lauritsen, 2004: Regional variations in U.S. diurnal temperature range for the 11-14 September 2001 aircraft groundings: evidence of jet contrail influence on climate. *J. Clim.*, **17**, 1123-1134.
- Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1980: A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over South Florida. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 1037-1063.
- Twohy, C.H., et al., 2005: Evaluation of the aerosol indirect effect in marine stratocumulus clouds: droplet number, size, liquid water path, and radiative impact. *J. Geophys. Res.*, **110**, D08203, doi:10.1029/2004JD005116.
- Twomey, S.A., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.
- Udelhofen, P.M., and R.D. Cess, 2001: Cloud cover variations over the United States: An influence of cosmic rays or solar variability? *Geophys. Res. Lett.*, **28**(13), 2617-2620.
- Usoskin, I.G., et al., 2004: Latitudinal dependence of low cloud amount on cosmic ray induced ionization. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16109, doi:10.1029/2004GL019507.
- Van Aardenne, J.A., et al., 2001: A 1×1 degree resolution dataset of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890-1990. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 909-928.
- van der Werf, et al., 2004: Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Nino/La Nina period. *Science*, **303**, 73-76.
- Van Dorland, R., F.J. Dentener, and J. Lelieveld, 1997: Radiative forcing due to tropospheric ozone and sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.*, **102**(D23), 28079-28100.
- van Loon, H., and D.J. Shea, 2000: The global 11-year solar signal in July-August. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(18), 2965-2968.
- Veefkind, J.P., G. de Leeuw, and P.A. Durkee, 1998: Retrieval of aerosol optical depth over land using two-angle view satellite radiometry. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(16), 3135-3138.
- Velders, et al., 2005: Chemical and radiative effects of halocarbons and their replacement compounds. In: *Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons* [Metz, B., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 133-180.
- Vestreng, V., M. Adams, and J. Goodwin, 2004: *Inventory Review 2004: Emission Data Reported to CLRTAP and the NEC Directive*. EMEP/EEA Joint Review Report, Norwegian Meteorological Institute, Norway, 120 pp.
- von Hoyningen-Huene, W., M. Freitag, and J.B. Burrows, 2003: Retrieval of aerosol optical thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance. *J. Geophys. Res.*, **108**(D9), 4260, doi:10.1029/2001JD002018.
- Walter, B.P., M. Heimann, and E. Matthews, 2001a: Modeling modern methane emissions from natural wetlands 2. Interannual variations 1982-1993. *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 34207-34220.
- Walter, B.P., M. Heimann, and E. Matthews, 2001b: Modeling modern methane emissions from natural wetlands 1. Model description and results. *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 34189-34206.
- Wang, C., 2004: A modeling study on the climate impacts of black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03106, doi:10.1029/2003JD004084.
- Wang, H.J., et al., 2002: Assessment of SAGE version 6.1 ozone data quality. *J. Geophys. Res.*, **107**(D23), 4691, doi:10.1029/2002JD002418.
- Wang, M.H., K.D. Knobelspiesse, and C.R. McClain, 2005: Study of the Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) aerosol optical property data over ocean in combination with the ocean color products. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S06, doi:10.1029/2004JD004950.

- Wang, W.-C., M.P. Dudek, and X.-Z. Liang, 1992: Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in assessing the regional climate change due to other radiatively active gases. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1375-1378.
- Wang, W.-C., M.P. Dudek, X.-Z. Liang, and J.T. Kiehl, 1991: Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in simulating the greenhouse effect of other radiatively active gases. *Nature*, **350**, 573-577.
- Wang, Y.M., J.L. Lean, and N.R. Sheeley, 2005: Modeling the sun's magnetic field and irradiance since 1713. *Astrophys. J.*, **625**, 522-538.
- Warner, J., and S.A. Twomey, 1967: The production and cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 704-706.
- Warwick, N.J., et al., 2002: The impact of meteorology on the interannual growth rate of atmospheric methane. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(26), doi:10.1029/2002/GL015282.
- Weatherhead, E.C., and S. B. Andersen, 2006: The search for signs of recovery of the ozone layer. *Nature*, **441**, 39-45.
- Welton, E.J., J.R. Campbell, J.D. Spinhirne, and V.S. Scott, 2001: Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micro-pulse lidar systems. In: *Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring* [Singh, U.N., T. Itabe, and N. Sugimoto (eds.)]. SPIE, Bellingham, WA, pp. 151-158.
- Wennberg, P.O., S. Peacock, J.T. Randerson, and R. Bleck, 2004: Recent changes in the air-sea gas exchange of methyl chloroform. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16112, doi:10.1029/2004GL020476.
- Westerling, A.L., H.G. Hidalgo, D.R. Cayan, and T.W. Swetnam, 2006: Warming and earlier spring increase western U.S. forest wildfire activity. *Science*, **313**, 940-943.
- White, W.B., M.D. Dettinger, and D.R. Cayan, 2003: Sources of global warming of the upper ocean on decadal period scales. *J. Geophys. Res.*, **108**(C8), doi:10.1029/2002JC001396.
- 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.
- Williams, K.D., C.A. Senior, and J.F.B. Mitchell, 2001a: Transient climate change in the Hadley Centre models: the role of physical processes. *J. Clim.*, **14**, 2659-2674.
- Williams, K.D., et al., 2001b: The response of the climate system to the indirect effects of anthropogenic sulfate aerosols. *Clim. Dyn.*, **17**, 846-856.
- Willson, R.C., and A.V. Mordvinov, 2003: Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21-23. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 3-6.
- Wilson, D.R., and S.P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 1607-1636.
- Wilson, M.F., and A. Henderson-Sellers, 1985: A global archive of land cover and soils data for use in general-circulation climate models. *J. Climatol.*, **5**, 119-143.
- WMO, 1986: *Atmospheric Ozone 1985*. Global Ozone Research and Monitoring Project Report No.16, World Meteorological Organisation, Geneva, Volume 3.
- WMO, 2003: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*. Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47, World Meteorological Organization, Geneva, 498 pp.
- Wong, J., and Z. Li, 2002: Retrieval of optical depth for heavy smoke aerosol plumes: uncertainties and sensitivities to the optical properties. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 250-261.
- 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.
- Woods, T.N., et al., 1996: Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: comparison with the ATLAS 1 and 2 measurements. *J. Geophys. Res.*, **101**(D6), 9541-9569.
- Xiong, J.Q., et al., 1998: influence of organic films on the hygroscopicity of ultrafine sulfuric acid aerosol. *Environ. Sci. Technol.*, **32**, 3536-3541.
- Xue, H., and G. Feingold, 2006: large eddy simulations of trade-wind cumuli: investigation of aerosol indirect effects. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1605-1622.
- Yang, F., and M. Schlesinger, 2001: Identification and separation of Mount Pinatubo and El Niño-Southern Oscillation land surface temperature anomalies. *J. Geophys. Res.*, **106**(D14), 14757-14770.
- Yang, F., and M. Schlesinger, 2002: On the surface and atmospheric temperature changes following the 1991 Pinatubo volcanic eruption: a GCM study. *J. Geophys. Res.*, **107**(D8), doi:10.1029/2001JD000373.
- Yokouchi, et al., 2005: Estimates of ratios of anthropogenic halocarbon emissions from Japan based on aircraft monitoring over Sagami Bay, Japan. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06301, doi:10.1029/2004JD005320.
- Yoshioka, M., N. Mahowald, J.L. Dufresne, and C. Luo, 2005: Simulation of absorbing aerosol indices for African dust. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18S17, doi:10.1029/2004JD005276.
- Yu, H., et al., 2003: Annual cycle of global distributions of aerosol optical depth from integration of MODIS retrievals and GOCART model simulations. *J. Geophys. Res.*, **108**(D3), 4128, doi:10.1029/2002JD002717.
- Yu, H., et al., 2006: A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 613-666.
- Yvon-Lewis, S.A., and J.H. Butler, 2002: Effect of oceanic uptake on atmospheric lifetimes of selected trace gases. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 4414, doi:10.1029/2001JD001267.
- Zender, C.S., 2004: Quantifying mineral dust mass budgets: terminology, constraints, and current estimates. *Eos*, **85**, 509-512.
- Zerefos, C.S., et al., 2003: Evidence of impact of aviation

- on cirrus cloud formation. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1633–1644.
- Zhang, J., and S. Christopher, 2003: Longwave radiative forcing of Saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR and CERES observations on Terra. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(23), doi:10.1029/2003GL018479.
- Zhang, J., S.A. Christopher, L.A. Remer, and Y.J. Kaufman, 2005: Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 2. Seasonal and global distributions. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S24, doi:10.1029/2004JD005009.
- Zhang, J.P., Z. Yang, D.J. Wang, and X.B. Zhang, 2002: Climate change and causes in the Yuanmou dry-hot valley of Yunnan China. *J. Arid Environ.*, **51**, 153–162.
- Zhao, M., A. Pitman, and T.N. Chase, 2001: The impacts of land cover change on the atmospheric circulation. *Clim. Dyn.*, **17**, 467–477.
- Zhao, T.X.P., I. Laszlo, P. Minnis, and L. Remer, 2005: Comparison and analysis of two aerosol retrievals over the ocean in the terra/clouds and the earth' radiant energy system: moderate resolution imaging spectroradiometer single scanner footprint data: 1. Global evaluation. *J. Geophys. Res.*, **110**, D21208, doi:10.1029/2005JD005851.
- Zhou, L.M., et al., 2001: Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *J. Geophys. Res.*, **106**(D17), 20069–20083.
- Zhou, M., et al., 2005: A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from aerosol robotic network aerosols and moderate resolution imaging spectroradiometer albedos. *J. Geophys. Res.*, **110**, D19202, doi:10.1029/2005JD005909.

