

ipcc

기후 변화에 관한 정부간 패널

발간등록번호

11-1360000-000951-14

기후변화 2013

과학적 근거

정책결정자를 위한 요약보고서

WGI

제1실무그룹, IPCC 제5차 평가보고서

이 보고서는 제36차 IPCC총회(2013.9.27, 스웨덴 스톡홀름)에서 최종 승인된 보고서를 기상청에서 번역한 것입니다.



기후변화 2013

과학적근거

제1실무그룹

IPCC의 제 5차 평가보고서

정책결정자를 위한 요약보고서

편집

Thomas F. Stocker

제1실무그룹 공동의장
베른 대학교

Dahe Qin

제1실무그룹 공동의장
중국기상청

**Gian-Kasper
Plattner**
과학팀장

Melinda M.B. Tignor
운영팀장

Simon K. Allen
책임과학 담당

Judith Boschung
행정비서

Alexander Nauels
과학담당

Yu Xia
과학담당

Vincent Bex
IT 담당

Pauline M. Midgley
총괄책임

제1실무그룹 기술지원팀

표지사진: 노르웨이 쇠르피오르단 고원의 풀게푸나 빙하(60° 03'N-6° 20'E)©Yann Arthus-Bertrand / Altitude
2013년 10월 스위스 IPCC 인쇄. 정책결정자를 위한 요약보고서의 전자파일은 IPCC웹사이트(www.ipcc.ch)와 IPCC WGI AR5
웹사이트(www.climatechange2013.org)에서 제공하고 있습니다.

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

정책결정자를 위한 요약보고서

정책결정자를 위한 요약보고서

주저자

Lisa V. Alexander (오스트레일리아), Simon K. Allen (스위스/뉴질랜드), Nathaniel L. Bindoff (오스트레일리아), Francois-Marie Bréon (프랑스), John A. Church (오스트레일리아), Ulrich Cubasch (독일), Seita Emori (일본), Piers Forster (영국), Pierre Friedlingstein (영국/벨기에), Nathan Gillett (캐나다), Jonathan M. Gregory (영국), Dennis L. Hartmann (미국), Eystein Jansen (노르웨이), Ben Kirtman (미국), Reto Knutti (스위스), Krishna Kumar Kanikicharla (인도), Peter Lemke (독일), Jochem Marotzke (독일), Valérie Masson-Delmotte (프랑스), Gerald A. Meehl (미국), Igor I. Mokhov (러시아), Shilong Piao (중국), Gian-Kasper Plattner (스위스), Qin Dahe (중국), Venkatachalam Ramaswamy (미국), David Randall (미국), Monika Rhein (독일), Maisa Rojas (칠레), Christopher Sabine (미국), Drew Shindell (미국), Thomas F. Stocker (스위스), Lynne D. Talley (미국), David G. Vaughan (영국), Shang-Ping Xie (미국)

기여 저자

Myles R. Allen (영국), Olivier Boucher (프랑스), Don Chambers (미국), Jens Hesselbjerg Christensen (덴마크), Philippe Ciais (프랑스), Peter U. Clark (미국), Matthew Collins (영국), Josefino C. Comiso (미국), Viviane Vasconcellos de Menezes (오스트레일리아/브라질), Richard A. Feely (미국), Thierry Fichefet (벨기에), Arlence M. Fiore (미국), Gregory Flato (캐나다), Jan Fuglestvedt (노르웨이), Gabriele Hegerl (영국/독일), Paul J. Hezel (벨기에/미국), Gregory C. Johnson (미국), Georg Kaser (오스트리아/이탈리아), Vladimir Kattsov (러시아), John Kennedy (영국), Albert M.G. Klein Tank (네덜란드), Corinne Le Quéré (영국), Gunnar Myhre (노르웨이), Timothy Osborn (영국), Antony J. Payne (영국), Judith Perlwitz (미국), Scott Power (오스트레일리아), Michael Prather (미국), Stephen R. Rintoul (오스트레일리아), Joeri Rogelj (스위스/벨기에), Matilde Rusticucci (아르헨티나), Michael Schulz (독일), Jan Sedláček (스위스), Peter A. Stott (영국), Rowan Sutton (영국), Peter W. Thorne (미국/노르웨이/영국), Donald Wuebbles (미국)

이 정책결정자를 위한 요약보고서를 인용할 경우, 다음과 같이 출처를 밝혀주시기 바랍니다.

IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

A. 서론 (Introduction)

제1실무그룹(Working Group I, WGI)은 IPCC 제5차 평가보고서(AR5)에서 기후시스템의 관측값, 고기후 기록, 기후과정의 이론연구 및 기후모델을 이용한 모의 등을 총망라하는 다양한 과학적 분석결과를 근거로 기후변화에 대한 새로운 증거들을 조사하였다. 이 보고서는 WGI의 제4차 평가보고서(AR4)를 바탕으로 작성하였으며, 이후 새로운 연구결과를 추가하였다. 제5차 평가보고서의 일환으로 발표된 IPCC 기후변화 적응을 위한 극한현상 및 재해 위험관리를 위한 특별보고서(IPCC Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, SREX)는 극한기상과 극한기후현상의 변화에 대한 정보의 근간이 된다.

이 정책결정자를 위한 요약보고서(Summary for Policy Makers, SPM)는 제1실무그룹 평가보고서의 구성을 그대로 따랐다. 중요한 결과들은 강조하여 간략하게 요약 설명하였다. 평가에 대한 기상학적 배경에 대해 소개하는 단락은 기술입체로 제시하였다.

이 평가보고서에 수록된 주요 연구결과의 신뢰도는 과학적 이해도에 대한 저자들의 평가에 근거하여 정성적 신뢰도(매우 낮음에서 매우 높음)로 표현하고, 가능한 경우에는 정량화된 가능성을 확률적으로 표현하였다(사실상 발생 가능성 없음에서 사실상 확실). 연구결과의 타당성에 대한 신뢰도는 증거자료의 유형, 양, 질 및 일관성(예: 자료, 메커니즘의 이해, 이론, 모델, 전문가의 판단)과 동의 정도를 근거로 하였다.¹ 연구결과의 불확실성을 정량적으로 산출한 확률추정치는 관측, 모델결과, 혹은 두 개 모두에 대한 통계적 분석과 전문가의 판단을 기반으로 하였다.² 일부 가능한 경우에는 불확실성의 정도를 제시하지 않고 사실에 대한 진술로 연구결과를 정리하기도 하였다(IPCC가 불확실성을 표현하기 위해 사용한 용어에 대한 자세한 사항은 1장 및 박스 TS.1 참조).

이 정책결정자를 위한 요약보고서의 주요 내용에 대한 근거는 전체보고서(The underlying report) 및 기술요약보고서(The technical summary)의 각 장별 절에 수록되어 있다. 이러한 참고자료는 종괄호를 사용하여 표시하였다.

B. 기후시스템에서 관측된 변화 (Observed Changes in the Climate System)

기후시스템에 대한 관측자료는 직접적인 측정과 인공위성 같은 원격관측을 기반으로 한다. 온도와 여러 변수를 전지구 규모에서 기기를 이용하여 관측하는 것은 19세기 중반에 시작되었으며, 이러한 관측은 1950년 이후 광범위하고 다양하게 이루어졌다. 고기후 복원자료는 특정 변수에 관한 기록을 수백 년에서 수백만 년 전까지 연장시켜 준다. 이러한 정보들은 모두 대기, 해양, 빙권 및 지표에서 일어나는 변동과 장기적인 변화에 대한 종합적인 관점을 제공한다.

기후시스템의 온난화는 명백하며, 1950년 이후 관측된 많은 변화들은 지난 수십 년에서 수천 년간 전례가 없었다. 대기와 해양은 따뜻해지고, 눈과 빙하의 양은 줄어들고 해수면은 상승하였으며 온실가스의 농도는 증가하였다(그림 SPM.1, SPM.2, SPM.3, SPM.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

1. 이 정책결정자를 위한 요약보고서에서는 제시된 증거를 설명하기 위해서 제한적, 중간 또는 강력한 등과 같은 용어를, 동의 정도는 낮음, 중간 또는 높음 등의 용어를 사용한다. 신뢰도는 매우 낮음, 낮음, 중간, 높음 및 매우 높음 등의 5가지 유형을 기술입체로 표시한다(예: 중간 신뢰도). 특정 증거 및 동의에서 서로 다른 신뢰도가 지정될 수 있지만 증거자료와 동의 정도가 높아지면 신뢰도도 높아진다(자세한 사항은 1장과 박스 TS. 1 참조).

2. 이 정책결정자를 위한 요약보고서에서는 다음의 용어를 사용하여 관측자료 또는 연구결과의 평가된 가능성을 표시한다. 사실상 확실한, 99~100% 확률; 가능성이 매우 높음, 90~100% 확률; 가능성이 높음, 66~100% 확률; 가능성이 있는, 33~66% 확률; 가능성이 낮음, 0~33% 확률; 가능성이 매우 낮음, 0~10% 확률; 가능성이 매우 희박한, 0~1% 확률; 필요한 경우 추가적 용어(가능성이 대단히 높음, 95~100%; 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음, 50~100%; 가능성이 대단히 낮음, 0~5%)를 사용할 수 있다. 평가된 가능성은 기술입체로 표시한다(예: 가능성이 매우 높음)(자세한 사항은 1장과 박스 TS. 1 참조).

B.1 대기 (Atmosphere)

1850년 이래 최근 30년 동안 10년 평균 전지구 지표온도는 과거의 어떤 10년 평균보다 온난했다. (그림 SPM.1). 북반구의 경우 1983~2012년은 지난 1400년 중에서도 가장 온난한 30년일 가능성이 높다(중간 신뢰도). {2.4, 5.3}

- 독립적으로 생산된 여러 개의 데이터세트가 존재하는 1880~2012년에 전지구 육지와 해양의 평균 지표온도 자료는 선형경향성에 의해 산출하는 경우 0.85 [0.65~1.06]°C³의 온도상승을 보였다. 단일의 가장 긴 데이터세트를 이용해서 산출한 1850~1900년 평균과 2003~2012년 평균 사이의 총 온도 상승은 0.78 [0.72~0.85]°C이다(그림 SPM.1). {2.4}
- 지역규모의 경향성을 산출하기에 충분히 완성도 높은 최장 기간인 1901~2012년에 전지구 거의 모든 지역에서 지표 온난화가 일어났다(그림 SPM. 1). {2.4}
- 수십 년의 강력한 온난화와 함께 전지구 평균 지표온도의 변화는 수십 년 및 경년변동성이 뚜렷하게 나타난다(그림 SPM.1). 자연 변동성의 영향 때문에 단기간 자료에 근거한 경향성은 시작시점과 종료시점에 매우 민감하여 일반적으로 장기간의 기후경향을 잘 반영하지 못한다. 예를 들어 강력한 엘니뇨로 시작된 최근 15년 동안의 온난화 규모(1998~2012년: 0.05 [-0.05~0.15]°C/10년)는 1951년 이후의 변화경향(1951~2012년: 0.12 [0.08~0.14] °C/10년) 보다 작다⁵. {2.4}
- 대륙규모에서 지표온도의 복원자료를 살펴보면, 일부 지역에서 중세온난기(Medieval Climate Anomaly, 950~1250년)의 수십 년이 20세기 후반만큼 온난했다(높은 신뢰도). 이런 지역적 온난화는 20세기 후반의 온난화처럼 지역별로 일관되게 나타나지는 않았다(높은 신뢰도). {5.5}
- 20세기 중반 이후 전지구적으로 대류권의 온도가 높아진 것은 **사실상 확실하다**. 북반구 중위도 지역은 다른 지역에 비하여 완성도 높은 관측자료로 인해 대류권 온도변화를 추정하는데 있어 **높은 신뢰도**를 나타낸다. 북반구 중위도 대류권의 온난화율과 그 수직구조는 **중간 신뢰도**를 가지며, 그 외 지역에서는 **낮은 신뢰도**를 나타낸다. {2.4}
- 1901년부터 1951년까지 전지구 육지 강수량 변화에 대한 **신뢰도는 낮고**, 그 이후로는 **중간 신뢰도**이다. 1901년 이후 북반구 중위도의 육지에서는 강수량이 증가하였다(1951년 이전까지는 **중간 신뢰도**, 그 이후로는 **높은 신뢰도**). 다른 위도에 대해 지역 평균한 장기간 양의 경향성 또는 음의 경향성은 **낮은 신뢰도**를 나타낸다(그림 SPM.2). {TS TFE.1, 그림2; 2.5}
- 대략 1950년 이후에 다양한 극한기상과 극한 기후현상의 변화가 관측되고 있다(자세한 사항은 표 SPM.1). 전지구적으로 낮과 밤이 추운 날의 발생 빈도는 감소하고, 더운 낮과 밤의 수가 증가한다는 사실은 **가능성이 매우 높다**.⁶ 유럽, 아시아, 오스트레일리아의 대부분 지역에서 열파의 발생빈도가 증가했을 **가능성이 높다**. 육지에서 호우의 발생빈도는 증가한 지역이 감소한 지역보다 늘어났을 **가능성이 높다**. 호우의 빈도 또는 강도가 북아메리카와 유럽에서 증가했을 **가능성이 높다**. 다른 대륙에서 호우현상의 변화는 **중간 신뢰도** 정도에 머무른다. {2.6}

3. 제1실무그룹의 제5차 평가보고서에서 불확실성은 다른 언급이 없는 한 90% 불확실성 신뢰구간을 사용하여 정량화한다. []안에 제시된 90% 불확실성 신뢰구간은 추정된 값을 포함할 가능성이 90%이다. 불확실성 구간은 해당 최적 추정치를 중심으로 반드시 대칭은 아니다. 특정값의 최적 추정값은 제공 가능할 경우에 주어진다.

4. 이 단락에서 표현한 두 방법은 AR4에서도 사용되었다. 첫 번째는 1880~2012년의 모든 자료에 대한 최적 선형회귀를 사용하여 차를 계산하였다. 두 번째는 1850~1900년, 2003~2012년 두 기간에 대한 평균 간의 차를 계산하였다. 그러므로 계산값과 둘의 90% 불확실성 구간은 직접적으로 비교할 수 없다. {2.4}

5. 1995년 1996년 및 1997년을 시작년도로 한 15년 변동경향은 각각 0.13[0.02~0.24], 0.14[0.03~0.24] 및 0.07[-0.02~0.18]°C/10년이다.

6. 이 용어 (추운 낮/추운 밤, 더운 낮/더운 밤, 열파)의 정의는 용어집을 참고.

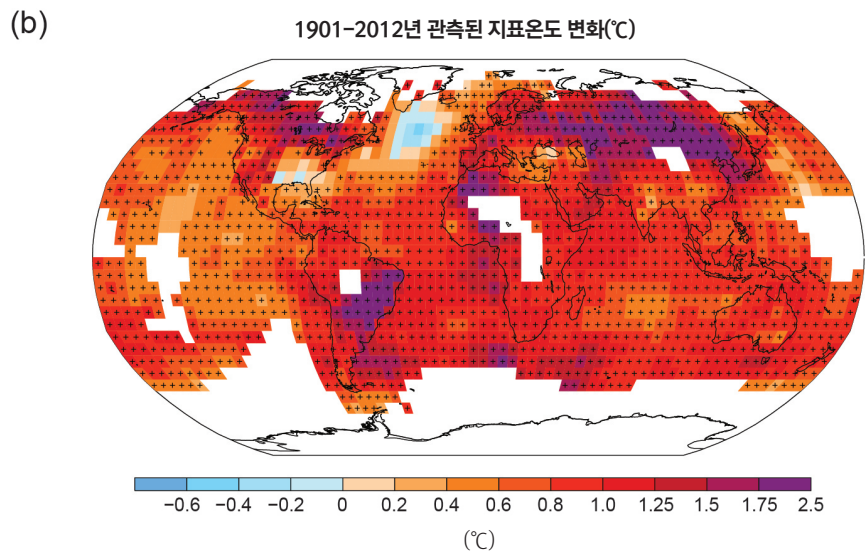
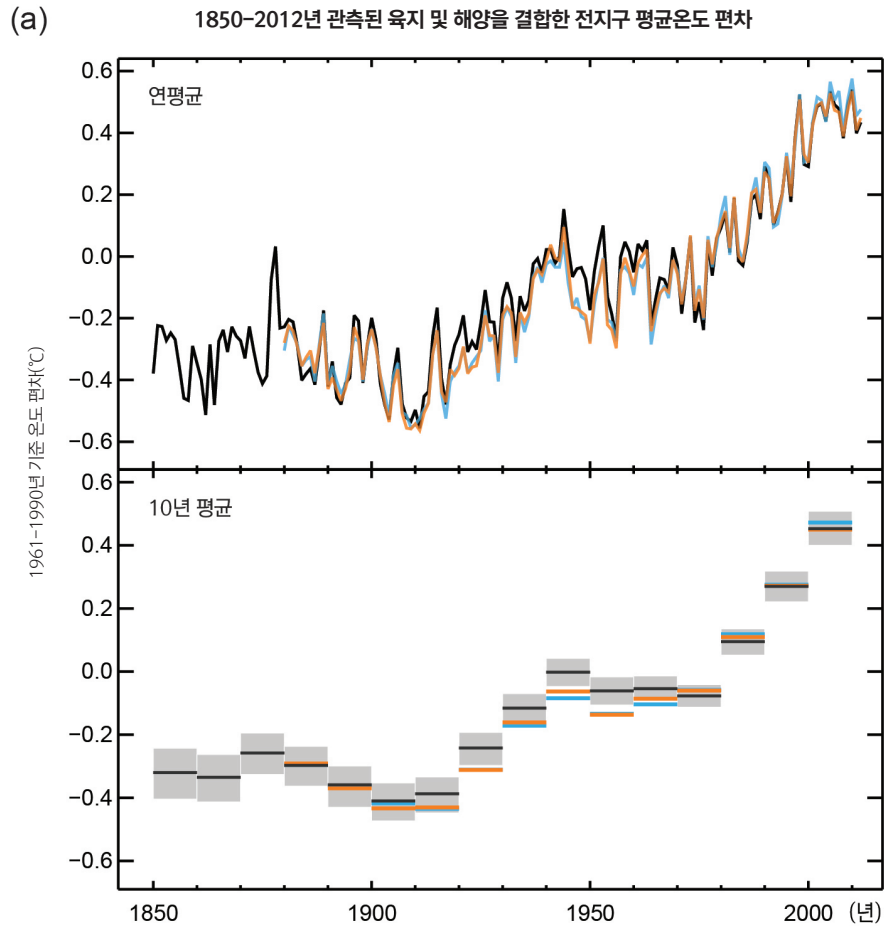


그림 SPM.1: (a) 1850~2012년의 3개 지표온도 데이터세트로부터 육지와 해양온도를 결합하여 산출한 관측된 전지구 지표온도의 편차. 상단: 연 평균값, 하단: 1개 데이터세트(검정)의 불확실성 추정치를 포함한 10년 평균값. 편차는 1961~1990년 평균을 기준으로 산출하였다. (b) 1개 데이터세트(상단에서 오렌지선)에 선형회귀를 적용하여 산출된 온도의 경향에서 1901~2012년의 관측된 지표온도 변화 경향을 나타냄. 변화 경향은 보다 정확한 추정이 가능할 정도의 자료를 확보한 지역에서만 산출하였다(즉, 전 기간에서 70% 이상의 자료를 보유하며, 처음과 마지막 10% 기간에서 20% 이상의 자료를 보유하는 격자에 대해서만). 나머지 지역은 흰색으로 표시하였다. 유의수준 10%인 격자는 + 기호로 표시하였다. 자료와 방법론에 대한 상세한 기술은 TS 보충자료를 참조 (그림 2.19-2.21; 그림 TS.2)

표 SPM.1: 극한기상 및 극한기후 현상: 최근 관측된 변화, 변화에 대한 인류의 기여 및 21세기 후반(2081~2100년)의 전망에 대한 전지구 규모의 평가. AR5(검정)가 SREX(파랑) 또는 AR4(빨강)에서 수정된 전지구 규모의 평가를 제시할 때는 진한 글씨로 나타내었다. 이전의 평가보고서에서는 21세기 초반에 대한 전망치를 제공하지 않았다. 달리 지정하지 않는 한 AR5의 전망은 1986~2005년을 기준기간으로 제시하고, 새로운 대표동경로(RCP) 시나리오를 사용한다(박스 SPM.1). 극한기상과 기후현상에 관해서는 용어사전을 참고

현상과 변화경향	발생한 기후변화에 대한 평가 (달리 표시하지 않는 한 1950년 이후)		관측된 기후변화에 대한 인류의 기여 평가		추가적인 변화 가능성	
	가능성 매우 높음	가능성 매우 높음 가능성 매우 높음 가능성 매우 높음	가능성 매우 높음	가능성 매우 높음 가능성 매우 높음 가능성 매우 높음	21세기 초반	21세기 후반
대부분의 육지 지역에서 추운 낮과 밤이 온난 및/또는 건조	[2.6]	가능성 매우 높음 가능성 매우 높음 가능성 매우 높음	[10.6]	가능성 매우 높음 가능성 매우 높음 가능성 매우 높음	가능성 높음 [11.3]	사실상 확실함 [12.4] 사실상 확실함 사실상 확실함 사실상 확실함
대부분의 육지 지역에서 더운 낮과 밤이 온난 및/또는 증가	[2.6]	가능성 매우 높음 가능성 매우 높음	[10.6]	가능성 매우 높음 가능성 매우 높음 (범예만)	가능성 높음 [11.3]	사실상 확실함 [12.4] 사실상 확실함 사실상 확실함
온난기/열파, 대부분의 육지 지역에서 빈도 및/또는 지속기간이 증가함	[2.6]	전지구 규모에서 중간 신뢰도 유럽, 아시아, 오스트레일리아 대부분 지역에서 가능성 높음 가능성 높음 많은 지역(전체는 아님)에서 중간 신뢰도	[10.6]	가능성 높음 가능성 높음 (범예만) 가능성 높음*	[11.3]	가능성 매우 높음 [12.4] 가능성 매우 높음 사실상 확실함 사실상 확실함
호우현상 호우의 빈도, 강도 및/또는 양이 증가함	[2.6]	감소하기보다 증가하는 육지지역이 많아질 가능성 높음 감소하기보다 증가하는 육지지역이 많아질 가능성 높음 대부분의 육지지역에서 가능성 높음	[7.6, 10.6]	정식으로 평가되지 않음 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음 중간 신뢰도 중간 신뢰도 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	[11.3]	가능성 매우 높음 [12.4] 가능성 매우 높음 대부분의 중위도 육지 지역과 습윤한 열대 지역에서 가능성 매우 높음 많은 지역에서 가능성 높음 대부분의 육지에서 가능성 매우 높음
가뭄의 강도 및/또는 지속기간이 증가함	[2.6]	전지구 규모에서 낮은 신뢰도 일부 지역에서 변화할 가능성 높음*	[10.6]	낮은 신뢰도 중간 신뢰도* 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	[11.3]	지역에서 전세계적 규모까지 가능성 높음(중간 신뢰도)* 일부 지역에서 중간 신뢰도 가능성 높음*
강력한 열대 저기압의 빈도수가 증가함	[2.6]	장기적(100년) 변화에서 낮은 신뢰도 1970년 이래 북태평양에서 사실상 확실함 가능성 매우 높음 1970년 이후 많은 지역에서 가능성 높음*	[10.6]	낮은 신뢰도 중간 신뢰도* 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음 낮은 신뢰도 중간 신뢰도* 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	[11.3]	북서태평양과 북대서양에서 발생하지 않을 가능성 보다 발생할 가능성 높음 [14.6] 일부 해양에서 발생하지 않을 가능성 보다 발생할 가능성 높음 가능성 높음
극한 고해수면 규모 및/또는 발생의 증가	[3.7]	가능성 높음(1970년 이후) 가능성 높음(20세기 후반) 가능성 높음	[3.7]	가능성 높음* 가능성 높음* 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음*	[13.7]	가능성 매우 높음! 가능성 매우 높음 ^m 가능성 높음

* 보고서간의 평가결과를 직접 비교하는 것은 어렵다. 일부 기후요소에 대한 다양한 측면이 평가되어졌고, 불확실성에 대한 수정된 기어던스(SREX와 AR5)에 사용되어졌다. 새로운 정보, 개선된 과학적 이해, 데이터와 모델의 지속적인 분석, 평가된 연구에 적용된 방법론의 상세한 차이, 이 모든 것이 수정된 평가결과에 기여하였다.

- 주: (a) 원인규명을 위한 연구는 기반으로 한 것이다. 몇몇 지역에서 관측된 일부 열파의 발생 가능성이 2배 이상 증가하는 데 인간이 영향을 줬을 가능성이 높다.
- (b) 모델들은 열파와 온난기의 기간, 강도 및 공간적 범위가 단기간에 증가할 것임을 전망한다.
- (c) 약간의 계절적 및/또는 지역적 차이가 있지만 집중호우의 빈도나 강도가 증가했을 가능성이 높은북미 지역과 유럽 지역을 제외하고 대부분의 대륙의 경우 이런 경향의 신호는 **중간 신뢰도**보다 높지 않다. 북미의 중부 지역과 동부 북서부 지역에서는 감소했을 가능성이 높다.
- (d) 지중해 지역과 사이프러스 지역의 경우에는 기온의 빈도와 강도가 증가했을 가능성이 높고, 북미의 중부 지역과 호주 북서부 지역에서는 감소했을 가능성이 높다.
- (e) AR4는 가뭄의 피해를 일으키는 지역을 평가한다.
- (f) SREX는 인간에 의한 영향이 강우량과 기온 변화에 미친 영향을 기반으로 해서 20세기 후반부터 관측된 몇몇 가뭄 패턴의 변화에 인간이 영향을 미쳤다는 사실에 대해 **중간 신뢰도** 평가를 내렸다. SREX는 단일 지역 수준에서의 가뭄의 변화에 기여한 것에 대해서는 **낮은 신뢰도** 평가를 내렸다.
- (g) 토양 수분에 대해 예측된 변화는 **낮은 신뢰도**를 갖는다.
- (h) RCP8.5 시나리오 하에서는 금세기 말까지 전체 건조한 지역의 경우, 토양 수분의 감소와 농사기온의 증가가 지역에서부터 전지구적 규모로 발생할 가능성이 높다(중간 신뢰도). 지중해 지역과 미국 남서부 지역, 남아프리카 지역에서 토양 수분이 감소하고 있는 현상은 해를 더 순환에 서 예측한 변화와 자료온도 상승 현상과 일치한다. 그렇기 때문에 RCP8.5 시나리오 하에서 금세기 말까지 이 지역에서 표면 건조가 진행될 가능성이 높다는 사실은 **낮은 신뢰도**를 갖는다.
- (i) 북대서양에 대한 에어로졸 강제력의 강도가 최소한 부분적으로 이 지역에서 1970년 이후 관측된 열대저기압 활동의 증가에 영향을 미친다는 사실은 **중간 신뢰도**를 갖는다.
- (j) SRES A1B 시나리오(또는 이와 유사한 시나리오)의 전망에 대한 평가와 전문가 판단을 기반으로 한다.
- (k) 원인규명은 최고 해수면과 평균 해수면의 관측된 변화 간 밀접한 관계를 기반으로 한다.
- (l) 최고 해수면이 높아지면 결과적으로 평균 해수면이 높아질 것이라는 사실은 **높은 신뢰도**를 갖는다. 특정 지역에 대한 폭풍우 발생과 관련 폭풍 해일 증가 관련 예측은 **낮은 신뢰도**를 갖는다.
- (m) SREX는 평균 해수면이 상승하면서 해안의 해수위가 극도로 높아지는 경향에 영향을 줄 가능성이 매우 높다고 평가했다.

관측된 육지의 연간 강수량 변화

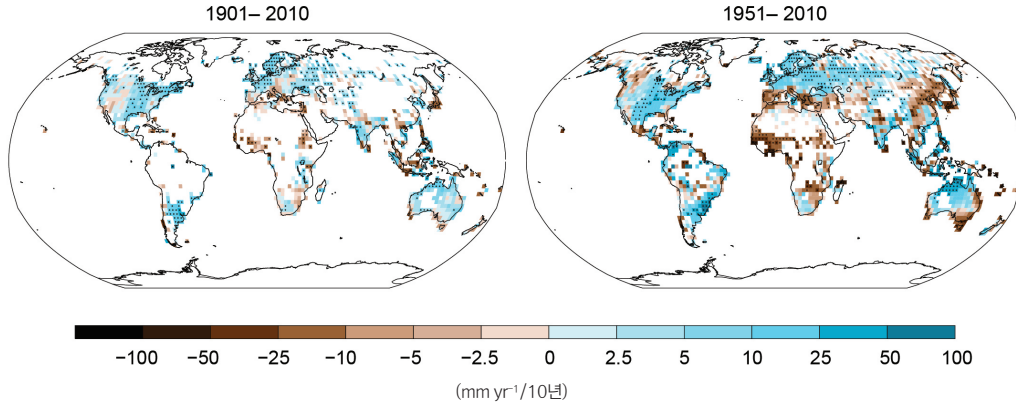


그림 SPM.2: 1개의 데이터셋을 이용하여 1901~2010년과 1951~2010년의 관측된 강수량 변화를 나타냄(연간 축적된 변화경향은 그림 SPM.1과 같은 기준을 사용하여 계산함). 더 상세한 기술은 TS 보충자료 참조. {TS TFE.1, 그림 2: 그림 2.29}

B.2 해양 (Ocean)

해양온난화는 기후시스템 내에 저장된 에너지 증가가 중요한 요인으로 1971~2010년에 축적된 에너지의 90% 이상을 차지한다 (높은 신뢰도). 해양 상층부(0~700 m)가 1971~2010년에 온난해진 것은 사실상 확실하며(그림 SPM.3), 1870년대와 1971년에도 온난화되었을 가능성이 높다. {3.2, 박스 3.1}

- 전지구 규모에서 해양온난화는 표층부 부근에서 가장 크며, 1971~2010년에 수심 75 m 상층부는 0.11 [0.09~0.13]°C/10년 더워졌다. AR4 발간 이후, 해양상층부 수온자료의 기기오차(instrumental biases)가 확인되고, 그 오차가 감소되어 변화의 평가에 대한 신뢰도를 높여 주었다. {3.2}
- 수심 700~2000 m의 해양이 1957~2009년에 온난화되었다는 사실은 가능성이 높다. 수심 2000 m 이하의 전지구 해역에서 수온변화의 평가가 가능할 정도로 충분한 자료가 1992~2005년에 존재한다. 이 기간 동안 수심 2000~3000 m 깊이에서는 유의한 온도 경향성이 관측되지 않았을 가능성이 높다. 같은 기간에 수심 3000m 이하의 해양이 온난해졌다는 사실은 가능성이 높으며, 남빙양에서 최대 온난화가 관측되었다. {3.2}
- 비교적 자료가 잘 수집된 1971~2010년(40년)에 기후시스템에서 일어난 순에너지 증가의 60% 이상이 해양상층부(0~700 m)에 저장되었고, 약 30%는 700 m 수심 이하에 저장되었다. 같은 기간에 선형경향(linear trend)에서 추정된 상층 해양 열용량(heat content)의 증가량은 17 [15~19]×10²² J 일 가능성이 높다(그림 SPM.3). {3.2, 박스 3.1}
- 수심 0~700 m의 해양 열용량은 1903~2002년 보다 2003~2010년이 느리게 증가했을 가능성이 있다(그림 SPM. 3). 경년변동성이 작은 700~2000 m 해역에서 열흡수는 1993~2009년에 약화되지 않고 지속되었다는 사실은 가능성이 높다. {3.2, 박스 9.2}
- 1950년대 이후 증발량이 커서 염도가 높은 해역에서는 염도가 더 높아지는 반면에, 강수량이 많아서 염도가 낮은 해역에서는 염도가 더 낮아질 가능성이 매우 높다. 해양 염도의 지역적 변화 경향은 해양에서 증발량과 강수량이 변화했다는 간접적인 증거를 제시하고 있다(중간 신뢰도). {2.5, 3.3, 3.5}
- 10년 정도의 대서양 자오면순환(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 전체 자료와 개개 AMOC 구성요소에 대한 장기간 자료를 근거로 했을 때, AMOC의 변화 경향에 대해 관측된 증거는 없다. {3.6}

7. 해양표면에 1년에 1 W m⁻²의 비율의 열이 공급되면 해양의 열용량은 1.1 × 10²² J씩 증가한다.

B.3 빙권 (Cryosphere)

지난 20년간 그린란드와 남극빙상의 질량이 감소하였고, 전지구적으로 빙하는 지속적으로 감소되었으며, 북극해 해빙과 북반구의 봄철 적설면적도 지속적으로 감소하고 있다(높은 신뢰도) (그림 SPM.3). {4.2~4.7}

- 전지구적 빙하의 감소율⁸이 빙상의 주변빙하⁹를 제외하고, 평균적으로 1971~2009년에는 226 [91~361] Gt yr⁻¹이었을 가능성이 매우 높고, 1993~2009년에는 275 [140~410] Gt yr⁻¹이었을 가능성이 매우 높다.¹⁰ {4.3}
- 그린란드 빙상의 평균 감소율은 1992~2001년에 34 [-6~74] Gt yr⁻¹에서 2002~2011년에 215 [157~274] Gt yr⁻¹로 상당히 증가했을 가능성이 매우 높다. {4.4}
- 남극빙상의 평균 감소율은 1992~2001년에 30 [-37~97] Gt yr⁻¹에서 2002~2011년에 147 [72~221] Gt yr⁻¹로 증가했을 가능성이 높다. 빙상의 감소 현상이 남극반도의 북쪽과 남극대륙의 서쪽 아문센해 지역에서 주로 발생했다는 사실은 그 신뢰도가 매우 높다. {4.4}
- 북극해의 연평균 해빙면적은 1979~2012년에 3.5~4.1%/10년(0.45~0.51×10⁶ km²/10년) 감소하고, 여름철에 최소해빙(다년해빙)이 존재할 범위는 9.4~13.6%/10년(0.73~1.07×10⁶ km²/10년)으로 감소할 가능성이 매우 높다. 북극해에서 10년 평균 해빙면적의 평균 감소율은 여름에 가장 빨랐다(높은 신뢰도). 해빙면적은 모든 계절에서 면적이 줄었으며, 1979년 이후 매 10년 단위로 보아도 연속적으로 감소했다(높은 신뢰도) (그림 SPM.3). 적어도 지난 1,450년을 기준으로 볼 때 지난 30년 동안 북극 여름 해빙면적의 감소는 전례가 없었고, 해수면 온도가 올라간 정도가 이례적이라는 복원 결과는 중간 신뢰도를 갖는다. {4.2, 5.5}
- 남극의 연평균 해빙면적은 1979~2012년에 1.2~1.8%/10년(0.13~0.20×10⁶km² /10년)의 속도로 증가했을 가능성이 매우 높다. 일부 지역에서 해빙면적이 확장되거나 축소되는 등 연변화율이 지역별로 차이가 매우 크게 나타난다는 사실은 신뢰도가 높다. {4.2}
- 북반구의 적설면적이 20세기 중반 이후로 감소한다는 사실은 그 신뢰도가 매우 높다(그림 SPM.3). 1967~2012년에 3, 4월 북반구 평균 적설면적은 1.6 [0.8~2.4]/10년, 6월 평균 북반구 적설면적은 11.7 [8.8~14.6]/10년 정도로 줄었다. 이 기간 동안에 북반구의 적설면적은 모든 월에서 통계적으로 의미 있는 증가를 보이지 않았다. {4.5}
- 1980년대 초반부터 대부분의 지역에서 영구동토층의 온도가 상승했다는 사실은 높은 신뢰도를 가진다. 관측된 온난화 정도는 알래스카 북부에서는 최고 3.0°C(1980년대 초반~2000년대 중반), 유럽과 접한 러시아 북부에서는 2.0°C(1971~2010년)에 달했다. 1975~2005년에 유럽과 접한 러시아 북부에서는 영구동토층의 두께와 면적이 상당히 줄어들었다(중간 신뢰도). {4.7}
- 20세기 중반 이후 북극해의 뚜렷한 온난화를 보여주는 다양한 증거들이 제시되었다. {박스 5.1, 10.3}

8. '빙하 손실' 혹은 '질량 손실'에 대한 모든 언급은 총누적량에서 순수 용해와 빙산의 분리를 뺀 순 빙하손실이다.

9. 방법론적 이유로, 남극 및 그린란드 빙상으로부터의 빙하 손실 평가는 주변빙하의 변화를 포함한다. 따라서 이 주변빙하는 빙하에 대하여 주어지는 값으로부터 제외된다.

10. 빙하 100Gt yr⁻¹의 손실은 전지구 평균 해수면이 0.28 mm yr⁻¹ 증가하는 것과 같다.

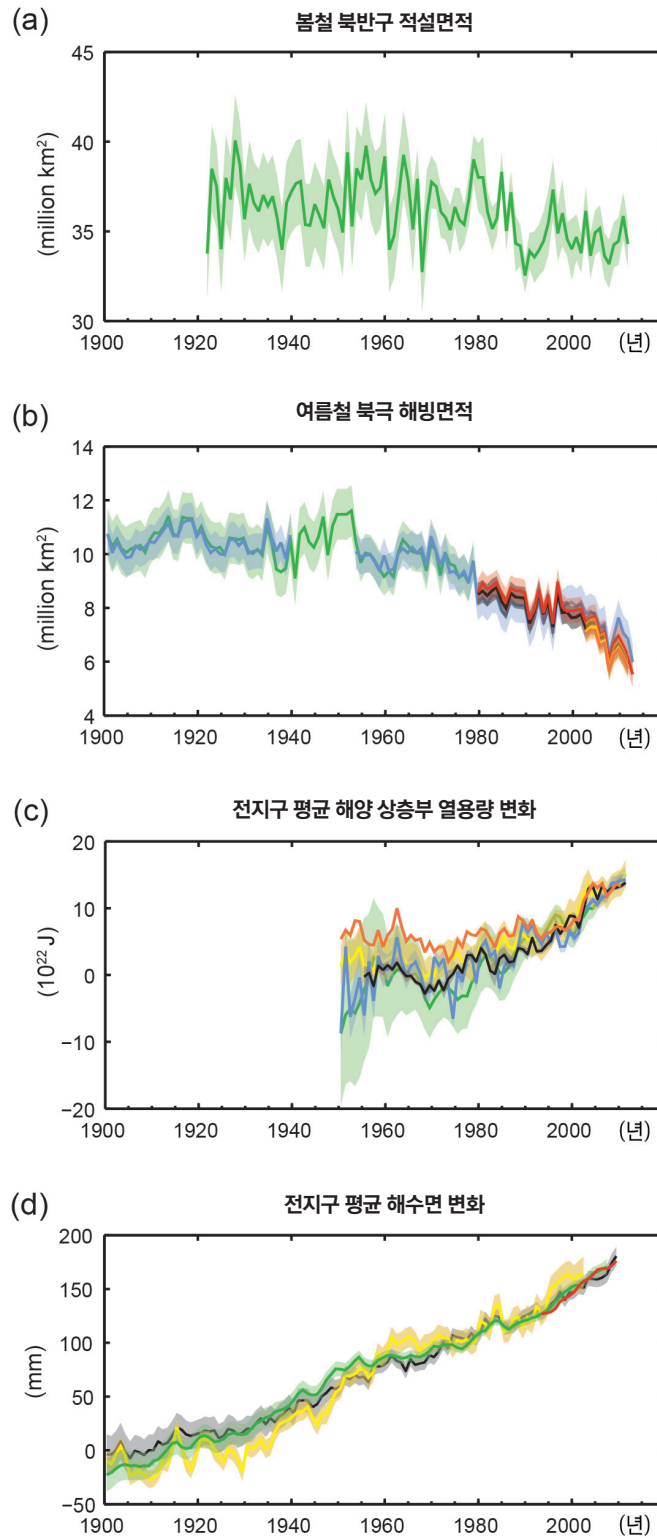


그림 SPM.3: 전지구 변화를 보여 주는 관측된 다양한 지표(indicator): (a) 북반구 3~4월(봄) 평균 적설 면적, (b) 북극 7-8-9월(여름) 평균 해빙 면적, (c) 2006~2010년에 맞춰 정렬시키고, 1970년에 대해 모든 데이터 세트의 평균을 기준으로 한 전지구 평균 해양 상층부(0~700 m) 열용량변화, (d) 해수면 고도 위성측정자료가 처음 수집된 해인 1993년도에 모든 데이터세트가 동일한 값을 갖도록 정렬된 상태로 최장기간 연속 데이터세트의 1900~1905년 평균과 비교한 전 지구 평균해수면. 모든 시계열(색상이 지정된 선들)은 연평균값을 보여 주며, 평가된 불확실성은 서로 다른 색상 음영으로 표시하였다. 데이터세트 목록은 TS 보충자료 참조. {그림 3.2, 3.13, 4.19, 4.3; FAQ 2.1, 그림 2: 그림 TS.1}

B.4 해수면 (Sea Level)

19세기 중반 이후 해수면 상승률은 과거 2000년의 평균보다 컸다(높은 신뢰도). 1901~2010년에 전지구 평균해수면은 0.19 [0.17~0.21] m 상승했다(그림 SPM.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- 프록시 자료와 기기 관측자료는 해수면 상승률이 19세기 후반~20세기 초반에 상대적으로 낮은 평균 상승률을 보이는 이전 2000년보다 더 높게 변화하고 있음을 보여준다(높은 신뢰도). 전지구 평균해수면의 상승률이 20세기 초반부터 증가했다는 사실은 가능성이 높다. {3.7, 5.6, 13.2}
- 전지구 평균해수면의 평균 상승률은 1901~2010년에 1.7 [1.5~1.9] mm yr⁻¹였고, 1971~2010년에 2.0 [1.7~2.3] mm yr⁻¹였으며, 1993~2010년에는 3.2 [2.8~3.6] mm yr⁻¹였을 가능성이 매우 높다. 1993~2010년의 더 높은 상승률은 검조기와 인공위성 고도계 자료에서 모두 일치한다. 유사하게 1920~1950년에도 상승률이 높았을 가능성이 높다. {3.7}
- 1970년대 초반 이후 온난화로 인한 빙하의 질량손실과 함께 해양 열팽창은 관측된 전지구 평균해수면 상승의 75%를 설명한다(높은 신뢰도). 1993~2010년의 전지구 평균해수면 상승은 높은 신뢰도를 가지고, 온난화로 인한 해양 열팽창(1.1 [0.8~1.4] mm yr⁻¹), 빙하(0.76 [0.39~1.13] mm yr⁻¹), 그린란드 빙상(0.33 [0.25~0.41] mm yr⁻¹) 및 남극빙상(0.27 [0.16~0.38] mm yr⁻¹)의 변화, 육지에서 물유입(0.38 [0.26~0.49] mm yr⁻¹)이 각각 기여한 부분의 총합과 일치한다. 기여도의 합은 2.8 [2.3~3.4] mm yr⁻¹이다. {13.3}
- 마지막 간빙기(119,000~116,000년 전)에 전지구 평균해수면의 최고치는 수천 년 동안 현재 해수면보다 최소 5m 더 높았을 것이라는 사실은 매우 높은 신뢰도를 가지며, 현재의 해수면 고도보다 10 m 이상 높지 않았을 것이라는 사실도 높은 신뢰도를 갖는다. 마지막 간빙기에 그린란드 빙상은 해수면을 1.4~4.3 m 정도 상승시켰을 가능성이 매우 높고, 남극빙상이 전지구 평균해수면 변화에 추가로 기여했다는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다. 이와 같은 해수면의 변화는 지구궤도 강제력의 변화와 고위도 지표온도가 수천 년간 평균했을 때 현재보다 적어도 2°C(높은 신뢰도) 높았기 때문에 일어났다. {5.3, 5.6}

B.5 탄소 및 기타 생지화학적 순환 (Carbon and Other Biogeochemical Cycles)

대기 중 이산화탄소(CO₂), 메탄, 아산화질소의 농도는 최소한 지난 800,000년간 전례 없는 수준을 나타냈다. CO₂ 농도는 산업화 이후 일차적으로는 화석연료 사용으로 인한 배출과 2차적으로는 순토지이용변화로 인한 배출로 40% 정도 증가하였다. 해양은 인위적으로 배출된 이산화탄소의 30%를 흡수했으며 이는 해양산성화에 주요 원인이 되었다(그림 SPM.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- 인위적인 활동으로 대기 중 이산화탄소(CO₂), 메탄(CH₄), 아산화질소(N₂O) 등 온실가스의 농도는 1750년 이후로 모두 증가했다. 이러한 온실가스들의 농도는 2011년에 각각 391 ppm¹¹, 1803 ppb, 324 ppb로 산업화 이전보다 약 40%, 150%, 20% 높아졌다. {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- 현재 CO₂, CH₄, N₂O 농도는 과거 800,000년 동안의 빙하코어에 기록되어 있는 농도범위를 크게 초과한다. 지난 세기 동안 대기농도의 평균 증가율은 지난 22,000년 동안 전례가 없었다는 사실은 매우 높은 신뢰도를 갖는다. {5.2, 6.1, 6.2}

11. ppm (백만분율) 또는 ppb (십억분율, 1 billion = 1,000 million)는 건조한 공기의 총 분자 수에서 해당 가스분자가 차지하는 비율이다. 예를 들어, 300 ppm은 건조한 공기 100만 개 분자당 300개의 해당 가스분자가 있음을 의미한다.

- 2002~2011년에 화석연료의 연소와 시멘트 생산으로 인해서 대기 중으로 배출된 CO₂의 양은 8.3 [7.6~9.0] GtC¹yr⁻¹ 이며(높은 신뢰도), 2011년에는 9.5 [8.7~10.3] GtC yr⁻¹ 으로, 1990년 수준에 비해 54% 증가한 것이다. 2002~ 2011년에 인위적 활동으로 인한 토지이용변화로 인해서 발생한 연평균 순 이산화탄소 배출량은 0.9 [0.1~1.7] GtC yr⁻¹ 이었다(중간 신뢰도). {6.3}
- 1750~2011년에 화산연료의 연소와 시멘트 생산으로 375 [345~405] GtC의 이산화탄소를 배출하였고, 벌채와 토지이용의 변화로 180 [100~260] GtC의 이산화탄소를 배출한 것으로 추정되었다. 이런 결과로 인위적 누적 배출량은 555 [470~640] GtC 이다. {6.3}
- 인위적으로 배출된 누적 CO₂ 배출량은 대기에 240 [230~250] GtC, 해양에 155 [125~185] GtC, 자연 육상생태계에 160 [70~250] GtC축적되었다(누적 잔류 토양 흡수량 참조). {그림 TS.4, 3.8, 6.3}
- 해양산성화는 pH¹³의 감소에 의해 정량화된다. 해양표층수의 pH는 산업화시대가 시작된 이후 0.1정도 낮아졌고(높은 신뢰도), 수소이온농도는 26% 높아졌다(그림 SPM.4). {3.8, 박스 3.2}

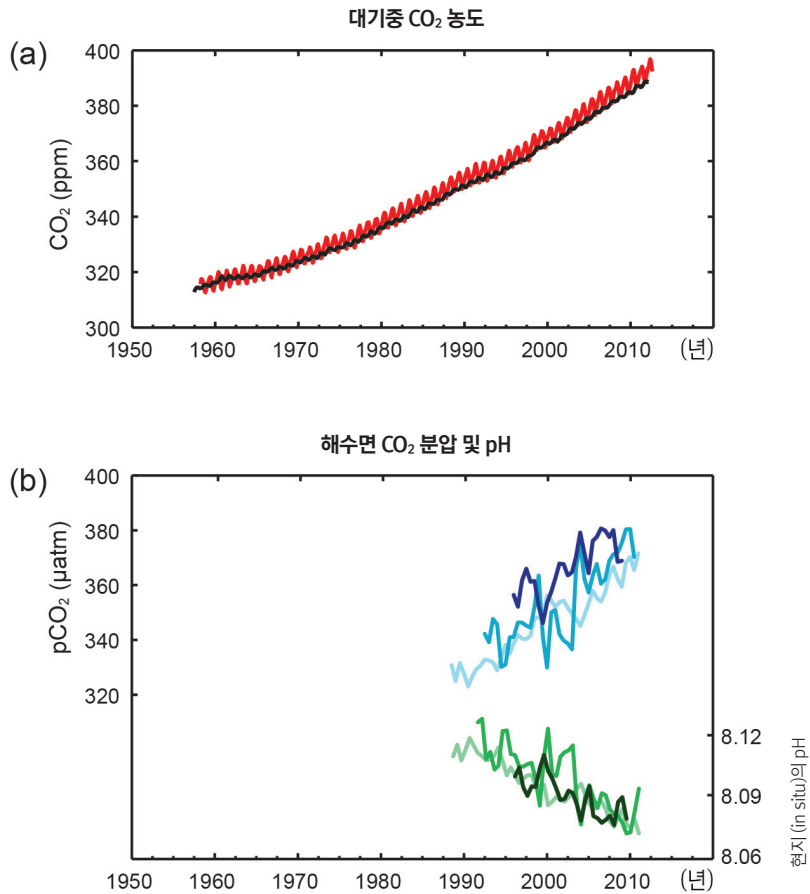


그림 SPM.4: 전지구 탄소순환의 변화를 보여주는 다양한 관측 지표(indicator). (a) 1958년 이후 마우나로아(19° 32′ N, 155° 34′ W-빨강)와 남극(89° 59′ S, 24° 48′ W-검정)에서 측정된 대기 중 CO₂ 농도. (b) 해수면에 용해된 CO₂ 분압값(파란선)과 관측지점에서의 pH(녹색선), 해수의 산도측정. 측정은 대서양 2개 지점(29° 10′ N, 15° 30′ W-짙은 파랑/짙은 녹색, 31° 40′ N, 64° 10′ W-파랑/녹색)과 태평양 1개 지점(22° 45′ N, 158° 00′ W-밝은 파랑/밝은 녹색) 등 세 관측 지점에서 이루어졌다. 여기 정리되어 있는 데이터셋에 대한 전체 세부사항은 부문별 상세 보고서(underlying report)와 기술적 요약 보충 자료(The Technical Summary Supplementary Material)에 수록되어 있다. {그림 2.1, 3.16; 그림 TS.5}

12. 1 Gigatonne of carbon = 1 GtC = 10¹⁵ grams of carbon 이는 3.667 GtCO₂와 일치한다.

13. pH는 로그단위로 산도의 척도이다. pH 1단위가 감소하면 수소이온의 농도나 산도가 10배 증가한다.

C. 기후변화의 원인들 (Drivers of Climate Change)

지구 에너지수지를 변경시키는 자연적 또는 인위적으로 발생하는 물질 및 과정이 기후변화의 원인이다. 복사강제력(RF)¹⁴은 달리 표시하지 않는 한 이들 원인의 변화로 초래된 에너지 플럭스의 변화를 정량화 한 것으로 1750년을 기준으로 2011년의 변화량으로 표시한다. 복사강제력이 양수이면 지표온난화가 진행되고, 음수이면 지표냉각화가 진행된다. 복사강제력은 지표 및 원격 관측값, 온실가스 및 에어로졸의 특성, 관측된 과정을 모의하는 수치모델이 산출한 모델값 등을 기반으로 추정한다. 일부 배출 화합물은 다른 물질의 대기농도에 영향을 미친다. 복사강제력은 각 물질의 농도변화에 근거하여 제시하였다¹⁵. 또는 인류활동과의 직접적인 연관을 나타내는 화합물의 배출량 기반 복사강제력을 제시하였다. 배출에 의해서 영향을 받는 모든 물질은 배출량 기반의 복사강제력에 기여한다. 모든 원인을 고려한다면, 두 접근법의 인위적 총 복사강제력은 일치한다. 이 요약서에서는 두 접근법을 모두 사용하였지만, 배출량 기반 복사강제력을 강조하였다.

총 복사강제력은 양의 값이며, 결과적으로 기후시스템이 에너지를 흡수하게 된다. 1750년 이후 대기 중 CO₂ 농도의 증가가 총 복사강제력에 가장 큰 기여를 했다(그림 SPM.5). {3.2, 박스 3.1, 8.3, 8.5}

- 1750년을 기준으로 산출한 2011년의 인위적인 총 복사강제력은 2.29 [1.13~3.33] W m⁻² (그림 SPM.5)이며, 1970년 이후 그 이전 수십년보다 더 빠르게 증가했다. 2011년의 인위적인 총 복사강제력 추정값은 AR4에서 산출한 2005년도 추정값보다 43% 더 높다. 이것은 대부분의 온실가스 농도가 지속적으로 증가하였고, 약한 순냉각 효과(음의 RF)를 나타내는 에어로졸로 인한 복사강제력의 추정치가 개선되었기 때문이다. {8.5}
- 1750년을 기준으로 잘 혼합된 온실가스(CO₂, CH₄, N₂O 및 할로카본)의 배출로부터 산출한 2011년 복사강제력은 3.00 [2.22~3.78] W m⁻²이다(그림 SPM.5). 온실가스의 농도변화에 의한 복사강제력은 2.83 [2.26~3.40] W m⁻²이다. {8.5}
- CO₂ 배출량은 단독으로 1.68 [1.33~2.03] W m⁻²의 복사강제력을 나타냈다(그림 SPM.5). CO₂ 농도가 높아지는데 기여한 다른 탄소화합물질의 배출을 포함하면 CO₂ 복사강제력은 1.82 [1.46~2.18] W m⁻²가 된다. {8.3, 8.5}
- CH₄ 배출량은 단독으로 0.97 [0.74~1.20] W m⁻²의 복사강제력을 나타냈다(그림 SPM.5). 이것은 농도기반 추정값인 0.48 [0.38~0.58] W m⁻²(AR4와 동일) 보다 훨씬 큰 것이다. 이렇게 두 추정값 사이에 차이가 발생하는 이유는 CH₄ 배출로 인한 오존과 성층권 수증기량의 농도변화와 CH₄에 간접적으로 영향을 미치는 다른 배출물질 때문이다. {8.3, 8.5}
- 성층권 오존을 파괴하는 할로카본의 배출은 0.18 [0.01~0.35] W m⁻² 정도로 순 양의 복사강제력으로 작용하였다(그림 SPM.5). 이런 양의 복사강제력은 할로카본이 오존층을 파괴하기 때문에 발생한 음의 복사강제력보다 크다. CFC로 인해 복사강제력은 감소하였지만, 대체물질로 인한 복사강제력은 증가하여 모든 할로카본으로 인한 양의 복사강제력은 AR4의 값과 유사하다. {8.3, 8.5}
- 단수명 가스(short-lived gases)의 배출이 인위적 총 복사강제력에 영향을 미쳤다. 일산화탄소(CO)의 배출로 인해서 양의 복사강제력이 초래되었을 가능성은 **사실상 확실하다**. 반면에 질소산화물(NOx)의 배출은 순음의 복사강제력을 초래했을 가능성이 높다(그림 SPM.5). {8.3, 8.5}
- 에어로졸로 인한 구름의 작용을 포함하여 대기 중 총 에어로졸이 영향을 미치는 복사강제력은 -0.9 [-1.9~-0.1] Wm⁻²이고(중간 신뢰도), 이는 대부분의 에어로졸이 초래하는 음의 강제력과 태양복사를 흡수하는 검댕이 초래하는 양의 효과를 포함한 것이다. 에어로

14. 기후변화 원인의 강도는 이전 IPCC 평가보고서와 마찬가지로 W m⁻² 단위를 사용하여 복사강제력(RF)으로 정량화했다. 복사강제력은 각각의 원인에 작용하는 에너지 플럭스의 변화이고, 대류권계면 또는 대기 상층에서 산출된다. 이전의 IPCC 보고서에서 채택한 기존의 복사강제력 개념에서는 모든 지표와 대류권 조건이 고정되었다. 이 보고서에서는 잘 혼합된 온실가스와 에어로졸에 대한 복사강제력을 계산할 때, 해양과 해빙을 제외한 물리적 변수들을 신속하게 수정하여 작은 변화에 대응할 수 있게 하였다. 이 강제력을 유효복사강제력(Effective Radiative Forcing, ERF)이라고 전체 보고서에서 명명하였다. 이 변화는 이전 평가보고서보다 과학적으로 진전된 것이며, 원인별 온도반응을 더 잘 나타낸다. 잘 혼합된 온실가스와 에어로졸 외에 다른 원인들의 경우 신속한 수정이 특성화되지 않고, 적게 추정되면 기존의 복사강제력을 사용했다. {8.1}

15. 이 접근법은 AR4 SPM에서 복사강제력을 제시하기 위해서 사용되었다.

줄 및 에어로졸과 구름의 상호작용이 잘 혼합된 온실가스로 인한 전지구적 평균강제력의 상당 부분을 상쇄했다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 총 복사강제력을 추정할 때 에어로졸 및 에어로졸과 구름의 상호작용이 가장 큰 불확실성을 일으킨다. {7.5, 8.3, 8.5}

- 성층권의 화산에어로졸에서 기인하는 강제력은 화산폭발 후 상당한 기간(수년) 동안 기후에 큰 영향을 미칠 수 있다. 2008~2011년에 발생한 몇 개의 소규모 화산분화로 인해서 -0.11 [$-0.15 \sim -0.08$] $W m^{-2}$ 의 복사강제력이 발생했으며 이것은 1999~2002년 화산 에어로졸 복사강제력의 약 2배가 되는 수치이다. {8.4}
- 태양조도의 변화로 인한 복사강제력의 추정값은 0.05 [$0.00 \sim 0.10$] $W m^{-2}$ 이다(그림 SPM.5). 1978~2011년의 총 태양조도의 변화를 인공위성으로 관측한 것을 보면 최근 최저 태양조도량이 이전의 두 값보다 낮았음을 알 수 있다. 결과적으로 가장 최근인 2008년의 최저와 1986년 최저 사이의 총 복사강제력은 -0.04 [$-0.08 \sim 0.00$] $W m^{-2}$ 이다. {8.4}
- 태양조도의 변화와 성층권의 화산 에어로졸에 기인한 자연적 총 복사강제력은 대형화산이 분화한 후 아주 짧은 기간을 제외하면 지난 세기를 통해서 순 복사강제력에 작은 부분을 기여했다. {8.5}

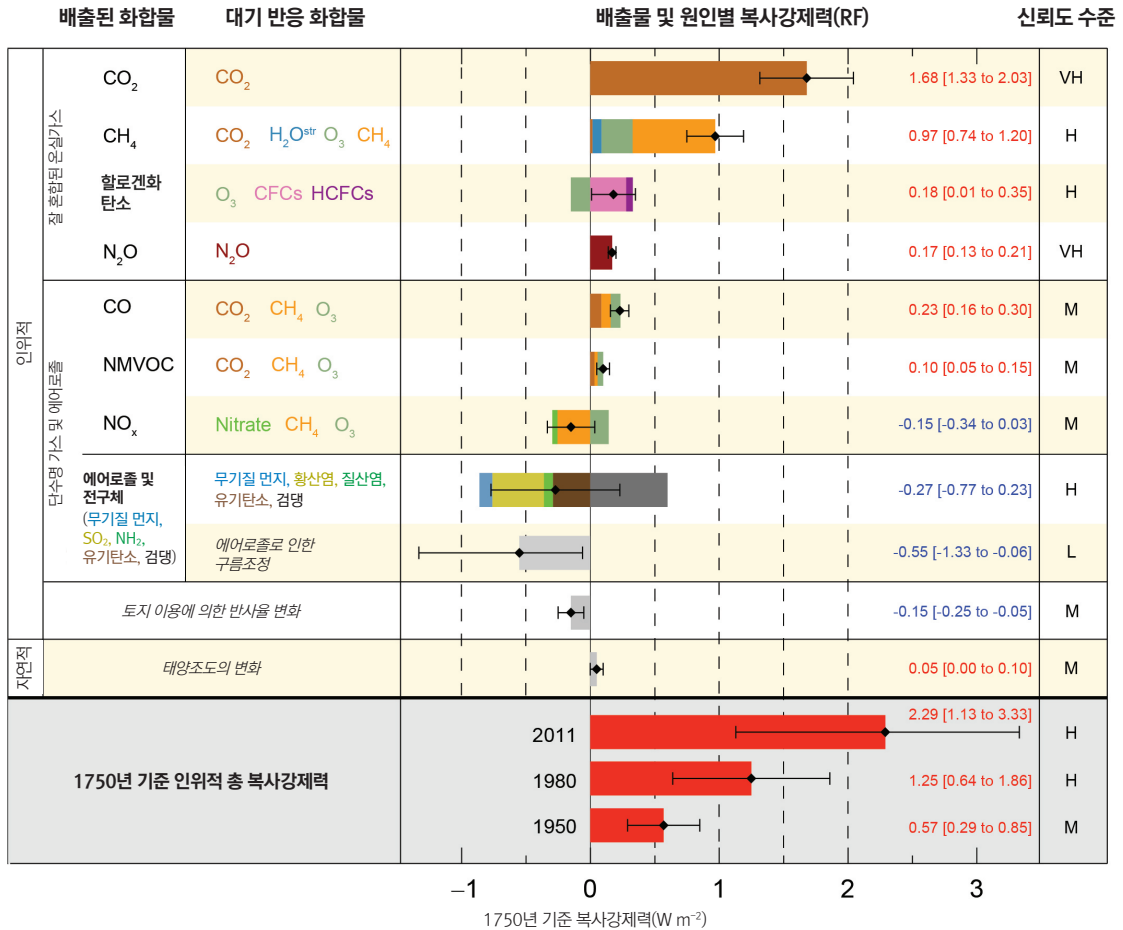


그림 SPM.5: 1750년 대비 2011년의 기후변화의 주요 원인별 복사강제력 추정값과 불확실성. 표시된 값들은 다양한 원인들의 조합을 만들어내는 배출된 화합물과 과정에 따라 구분된 전지구 평균 복사강제력(RF⁽⁴⁾)이다. 순 복사강제력의 최저 추정값은 검정 다이아몬드로 표시하고, 상응하는 불확실성 구간을 함께 제시하였으며, 그 값은 그림의 오른쪽에 신뢰도 수준(VH-매우 높음, H-높음, M-중간, L-낮음, VL-매우 낮음)과 함께 표시하였다. 눈과 빙하 위의 검댕으로 인한 알베도 강제력은 검댕 에어로졸 막대에 포함시켰다. 비행운으로 인한 작은 강제력(비행운 때문에 생길 권운을 포함하여 $0.05 W m^{-2}$), HFC, PFC, SF₆(총 $0.03 W m^{-2}$)은 제시하지 않았다. 가스에 대한 농도 기반 복사강제력은 할산하여 유사한 색의 막대그래프로 표현하였다. 화산강제력은 사건 단위로 발생해서 다른 강제력과 비교하기 어렵기 때문에 포함시키지 않았다. 인위적 총 복사강제력은 1750년을 기준으로 3개의 다른 연도에 대해서 제공하였다. 각 물질과 과정에 대한 불확실성 범위 등 보다 기술적인 상세 내용은 TS 보충자료를 참조 {8.5; 그림 8.14~8.18; 그림 TS.6, TS.7}

D. 기후시스템과 최근 변화에 대한 이해(Understanding the Climate System and its Recent Changes)

기후시스템의 최근 변화를 이해하기 위해서는 관측, 피드백 과정에 대한 연구, 모델을 이용한 모의를 함께 활용해야 한다. 최근 변화를 모의하는 기후모델의 성능을 평가하기 위해서는 모의를 시작하는 시점에서 모든 모델화된 기후시스템 구성요소들의 상태와 모델을 작동하게 하는 자연 및 인위적 요인들에 대한 고려가 필요하다. AR4와 비교할 때 현재는 공간적으로 더 상세하고, 장기적인 관측이 가능해졌고, 기후모델이 개선되었기 때문에 더 많은 기후시스템 구성요소에서 탐지된 변화의 원인이 인간에게 있다는 것을 잘 규명할 수 있다.

기후시스템에 대한 인류의 영향은 명백하다. 이 사실은 대기 중 온실가스의 농도 증가, 양의 복사강제력, 관측된 온난화, 기후시스템의 이해를 고려했을 때 분명하다. {2-14}

D.1 기후모델의 평가(Evaluation of Climate Models)

기후모델은 AR4 이후 개선되었다. 기후모델들은 20세기 중반 이후의 급속한 온난화와 대형 화산분화 직후 일어난 냉각화를 포함하여 지난 수십년간 대륙 규모에서 관측된 지표온도 패턴과 경향성을 잘 재현하고 있다(매우 높은 신뢰도). {9.4, 9.6, 9.8}

- 장기 기후모델은 1951~2012년의 전지구 평균 지표기온을 실제 관측된 경향과 일치되게 모의한다(매우 높은 신뢰도). 하지만 10~15년과 같이 단기간(예를 들면 1998~2012년)에 대해서는 모의된 경향과 관측된 경향 간에 차이가 존재한다. {9.4, 박스 9.2}
- 1951~2012년과 비교한 1998~2012년에 관측된 지표온난화 감소경향은 복사강제력 감소경향 및 해양내부에서 일어나는 열 재분배를 포함한 내부변동성에 의한 냉각요인에 기인한다(중간 신뢰도). 복사강제력 감소 경향은 주로 화산폭발 및 11년 태양주기의 활동 감소시기에서 기인한다. 하지만 온난화 경향의 감소를 유발하는데 있어 복사강제력의 변화를 정량화하는 과정은 낮은 신뢰도를 가진다. 10년 단위의 내부변동성이 관측과 모의간의 상당한 차이를 유발한다는 설명은 중간 신뢰도를 가진다. 모델은 자연적 내부변동성의 시점을 재생산하지는 못한다. 이는 강제력의 부정확성 및 일부 모델에서 온실가스의 증가와 다른 인위적 강제력(주로 에어로졸 영향에 의한)의 반응이 과다 추정되는 것에 기인할 수도 있다. {9.4, 박스 9.2, 10.3, 박스 10.2, 11.3}
- 지역규모에서 지표온도를 모의하는 모델성능(model capability)의 신뢰도는 전지구 규모에서 보다 낮다. 하지만 지역규모의 지표 온도 모의능력은 AR4 당시보다 향상되었다는 사실은 신뢰도가 높다. {9.4, 9.6}
- AR4 이후로 극한기상과 극한기후현상에 대한 평가는 크게 개선되었다. 20세기 후반 50년간 극한으로 덥고 추운 낮과 밤이 출현한 빈도를 모의해서 산출한 전지구 평균경향은 관측값과 전반적으로 일치한다. {9.5}
- AR4 이후 대륙규모에서 강수량의 발생패턴을 모의하는 과정이 일부 개선되었다. 지역규모의 경우에는 여전히 강수량을 잘 모의하지 못하며, 관측의 불확실성으로 인해서 평가 자체가 어렵다. {9.4, 9.6}
- 현재 일부 중요한 기후현상은 모델에 의해 잘 재현되고 있다. AR4 이후 다중모델 앙상블에 근거한 몬순과 엘니뇨-남방진동(ENSO)의 모의가 개선되었다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. {9.5}

- 최신 기후모델에는 AR4 때 보다 더 많은 구름 및 에어로졸 과정과 그 상호작용이 포함되어 있지만, 모델 내에서 이러한 과정에 대한 표현과 정량화 문제에 있어서는 낮은 신뢰도를 갖는다. {7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- 1979년 이후 북극 여름 해빙면적이 줄어드는 경향을 보이고 있다는 강력한 증거가 있으며 현재 이러한 사실을 AR4 때 보다 더 많은 모델이 재현 할 수 있다. 전체 모델중 약 1/4이 관측값에서 확인할 수 있는 경향과 같거나 더 큰 변화를 보여주고 있다. 관측값에서는 소폭의 증가 경향이 나타나는 반면에 모델간의 분산도가 크긴 하지만 대부분의 모델들은 남극의 해빙면적이 조금 줄어들고 있는 것으로 모의한다. {9.4}
- 많은 모델들이 1961~2005년에 해양 상층부(0~700 m)에서 관측된 열용량의 변화를 모의하고(높은 신뢰도), 다중모델의 평균 시계열은 대부분의 기간에 대하여 관측 추정치의 범위 내에 포함된다. {9.4}
- 탄소순환을 포함하는 기후모델(지구시스템모델)은 열대에서는 배출, 중위도 및 고위도에서는 흡수로 해양-대기 CO₂ 플럭스 전지구 패턴을 모의하였다. 대부분 지구시스템 모델 대부분은 20세기 후반 모의한 전지구 육지 및 해양의 탄소 흡수원은 관측 추정치의 범위 내에 든다. {9.4}

D.2 기후시스템 반응의 정량화 (Quantification of Climate System Responses)

온도변화, 기후피드백, 지구에너지 수지의 변화에 대한 관측 및 모델 연구 모두가 과거 및 미래 강제력에 따라 반응하는 지구온난화 규모에 대한 신뢰성을 제공한다. { 박스 12.2, 박스 13.1}

- 대기 중 수증기의 변화 및 대기와 지표온난화의 차이가 합쳐져서 산출되는 순되먹임 현상은 양의 값이 될 가능성이 대단히 높고, 이는 기후변화를 증폭시킨다. 모든 구름 유형이 결합된 순복사피드백은 양의 값이 될 가능성이 높다. 구름피드백의 변화경향과 규모에 대한 불확실성은 대부분 하층운에 대한 온난화의 영향이 지속적으로 불확실하다는 점에서 기인하는 것이다. {7.2}
- 평형기후민감도(Equilibrium Climate Sensitivity, ECS)는 수백 년 시간 규모에서 일정한 복사강제력에 대한 기후시스템의 반응을 정량화한 것이다. ECS는 대기 중 CO₂ 농도를 두배로 증가시켰을 때 만들어진 평형상태의 전지구 평균 지표온도 변화로 정의된다. ECS는 1.5°C~4.5°C 범위가 될 가능성이 높고(높은 신뢰도) 1°C 미만일 될 가능성은 매우 희박하며(높은 신뢰도), 6°C 이상이 될 가능성도 매우 낮다(중간 신뢰도)¹⁶. 평가된 ECS범위의 온도 하한값은 AR4에서 제시된 2°C 보다 낮을 가능성이 높지만, 상한값은 같다. 이런 평가는 이해도의 개선, 대기 및 해양의 온도자료 연장, 복사강제력의 새로운 추정값이 반영된 결과이다. {TS TFE.6, 그림 1; 박스 12.2}
- 전지구 기후변화의 속도 및 규모는 복사강제력, 기후피드백 및 기후시스템에 의한 에너지 저장량에 의해서 결정된다. 최근 수십 년에 대해 이들 요인들을 정량화한 추정치는 불확실성 평가 범위 내에서 평형기후민감도가 발생할 가능성이 높은 것으로 평가되는 범위와 일치한다. 이는 인위적 기후변화를 이해하는데 강력한 증거를 제공한다. {박스 12.2, 박스 13.1}
- 점진적 기후반응(Transient Climate Response, TCR)은 10년에서 100년 시간규모로 증가하는 복사강제력에 대한 기후시스템의 반응을 정량화한 것이다. TCR은 농도가 연간 1%씩 증가하는 시나리오에서 대기 중 CO₂ 농도를 두배로 했을 때, 전지구 평균 지표온도의 변화로 정의된다. TCR은 1.0°C~2.5°C 범위에 들 가능성이 높고(높은 신뢰도), 3°C 이상 될 가능성이 매우 희박하다. {박스 12.2}
- 또 다른 관련된 수치로 누적 탄소배출량에 대한 점진적 기후반응(Transient Climate Response to cumulative carbon Emission, TCRE)이 있다. 이것은 기후시스템이 누적 탄소배출량에 점진적으로 반응하는 정도를 정량화한 것이다(E.8절). TCRE는 대기

16. 현재는 증거 및 연구에서 평가된 값에 대한 의견이 달라서 평형기후민감도 최적추정치(best estimate)는 제공할 수 없다.

중에 배출된 1000 GtC당 전지구 평균지표 온도변화로 정의된다. TCRE는 1000 GtC당 0.8~2.5°C 범위에 들 가능성이 높고, 온도가 최고점에 도달할 때까지 누적 배출량은 약 2000 GtC에 해당된다(그림 SPM.10). {12.5, 박스 12.2}

- 다양한 물질의 배출로 인한 기후변화 기여도를 비교하는데 여러 가지 측정기준이 사용될 수 있다. 측정기준의 유형 및 시간기준은 특정 적용상황에 가장 중요하게 고려되어야 할 기후변화 양상이 무엇인지에 따라 달라진다. 다양한 배출량에 따른 모든 반응의 결과를 정확하게 비교할 수 있는 단일 측정기준은 없고, 모두 한계와 불확실성을 가진다. 지구온난화지수(Global Warming Potential)는 특정기간에 누적된 강제복사력에 기반하여 산출되며, 지구온도변화지수(Global Temperature change Potential)는 특정 시점의 전지구 평균 지표기온의 변화를 기반으로 산출된다. 갱신된 값이 종합보고서(underlying Report)에 제공된다. {8.7}

D.3 기후변화의 탐지와 원인 규명(Detection and Attribution of Climate Change)

인위적 영향이 대기와 해양의 온난화, 전지구 물순환의 변화, 적설면적과 빙하의 감소, 전지구 평균 해수면의 상승, 일부 기후극한 현상에서 탐지되었다(그림 SPM.6, 표 SPM.1). AR4 이후 인간의 영향을 증명하는 증거는 점점 더 확대되고 있다. 20세기 중반 이후 관측된 지구 온난화의 주요 원인이 인간의 영향이었을 가능성이 대단히 높다. {10.3-10.6, 10.9}

- 1951~2010년에 관측된 전지구 평균기온 상승의 절반 이상을 인위적인 온실가스 농도 증가와 함께 다른 인위적 강제력의 증가가 유발하였을 가능성은 대단히 높다. 온난화에 대한 인위적 기여도의 최적추정치는 동일 기간에 관측된 온난화와 유사하다. {10.3}
- 1951~2010년에 온실가스는 전 지구평균 온난화에 0.5~1.3°C 범위에서 기여했을 가능성이 높다. 이 온실가스에 의한 전지구 평균 온난화는 에어로졸의 냉각효과와 함께 다른 인위적 강제력의 기여를 포함하며, 에어로졸의 냉각효과를 포함한 다른 인위적 강제력은 -0.6~0.1°C 범위에서 전지구 평균온난화에 기여했을 가능성이 높다. 자연적인 강제력은 -0.1~0.1°C 범위, 내부변동성은 -0.1~0.1°C 범위에서 지구온난화에 기여했을 가능성이 높다. 이들 평가된 기여도는 동일기간에 관측된 온난화 규모인 약 0.6~0.7°C와 일치한다. {10.3}
- 20세기 중반 이후 남극대륙을 제외한 모든 대륙에서 인위적 강제력이 지표온도의 상승에 상당한 기여를 했을 가능성이 높다(그림 SPM.6). 남극대륙의 경우, 관측 불확실성이 크기 때문에 가용한 관측소들의 자료를 평균하여 산출한 관측 온난화에 인위적 강제력이 기여했다는 사실은 낮은 신뢰도를 갖는다. 20세기 중반 이후로 발생한 북극의 뚜렷한 온난화에 인위적인 영향이 있을 가능성이 높다. {2.4, 10.3}
- 인위적인 영향, 특히 온실가스와 오존층의 파괴 등은 1961년 이후 관측된 대류권의 온난화와 성층권 하층 냉각화와 관련이 있을 가능성이 매우 높다. {2.4, 9.4, 10.3}
- 1970년대 이후 관측된 전지구 해양상층부(0~700 m)의 열용량에 인위적 강제력이 상당한 기여를 했을 가능성이 매우 높다(그림 SPM.6). 일부 해양분지에서도 인위적 영향이 있다는 증거가 있다. {3.2, 10.4}
- 인위적 영향이 1960년 이후 전지구물순환과 그 패턴에 영향을 미쳤을 가능성이 높다. 인위적 영향이 대기 중 수분량의 증가(중간 신뢰도), 육지에서 전 지구 규모의 강수패턴 변화(중간 신뢰도), 자료가 충분한 육지에서 호우의 강화(중간 신뢰도), 해수면과 해양상층부의 염도변화(매우 가능성 높음)에 기여했다. {2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}

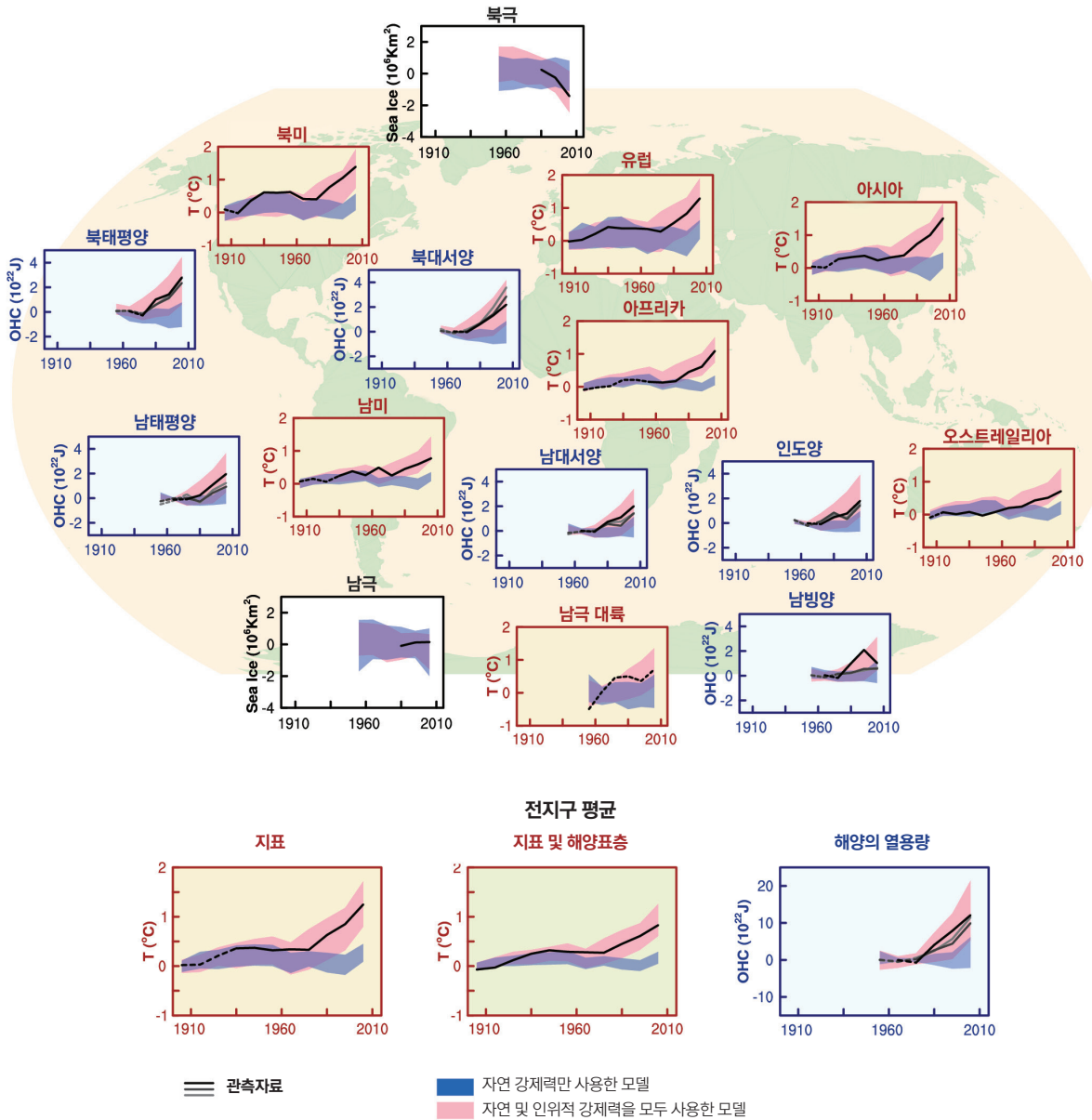


그림 SPM.6: 대기, 빙권 및 해양에서의 3개 대규모 지표(indicator)를 근거로한 관측과 모델의 기후변화 비교: 시계열(대륙에서 지표대기온도 변화(노랑 배경), 북극 및 남극 9월 해빙면적(하얀 배경)의 변화, 주요 대양분지의 해양표층 열용량(파랑 배경)의 변화. 전지구 평균변화도 제시하였다. 편차는 지표온도에 대해서는 1880~1919년, 해양 열용량에 대해서는 1960~1980년, 해빙에 대해서는 1979~1999년을 기준으로 했다. 모든 시계열은 10년 단위 평균값이고, 10년의 중앙에 이를 표시하였다. 온도의 경우, 분석된 영역이 차지하는 공간이 50% 이하일 때는 관측값을 점선으로 표시하였다. 해양의 열용량과 해빙은 자료의 양이 풍부하고 품질이 좋은 경우에 실선으로 표시하였으며, 자료의 양이 적절하지만 불확실성이 더 큰 경우에는 점선으로 표시하였다. 표시된 모델 결과값은 CMIP5 다중모델 평균값이고, 5~95% 신뢰도 구간을 나타내는 음영 부분과 범위가 같다. 지역구분 및 상세한 방법론은 TS를 참조. (그림 10.21; 그림 TS.12)

- SREX 이후 극한기온 현상에 미치는 인위적 영향에 대한 증거가 강화되고 있다. 20세기 중반 이후 관측된 일극한 기온의 발생빈도와 강도의 전지구 규모의 변화는 기여했을 가능성이 매우 높고, 인위적 영향으로 일부 지역에서 열파의 발생 확률이 두배 이상 증가되었을 가능성이 높다(표 SPM.1).{10.6}
- 인위적인 영향이 1979년 이후 북극 해빙감소에 기여했을 가능성이 매우 높다. 남극 해빙 면적이 약간 확장한 것에 대한 과학적 이해는 변화 원인에 대한 과학적 설명이 불완전하고 논란의 여지가 있기 때문에 낮은 신뢰도를 갖는다. 해당 지역의 내부변동성에 대한 추정값도 낮은 신뢰도를 갖는다(그림 SPM.6). {10.5}
- 1960년대 이후 빙하가 후퇴한 것과 1993년 이후 그린란드 빙상의 질량 손실이 늘어난 것에 인위적 영향이 기여했을 가능성이 높다. 과학적 이해의 부족으로 인해서 지난 20년 동안 관측된 남극빙상의 질량 손실 원인을 찾는 것은 그 신뢰도가 낮다. {4.3, 10.5}
- 1970년 이후 북반구 봄 적설 면적이 감소한 사실에 인위적 요소가 기여했을 가능성이 높다. {10.5}
- 1970년대 이후로 인위적 영향이 전지구 평균 해수면 상승에 크게 기여했을 가능성은 매우 높다. 해수면 상승의 가장 중요한 2가지 원인은 열팽창과 빙하질량 감소이며, 이후 원인에 인위적 영향이 존재한다는 사실은 높은 신뢰도를 가진다. {10.4, 10.5, 13.3}
- 인공위성을 이용하여 직접 측정한 총 태양조도에 근거했을 때 총 태양조도는 1986~2008년의 전지구 평균지표온도의 증가에 영향을 미치지 않았다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 일부 지역의 경우 11년 주기 태양변동성이 10년 기후변동성에 영향을 미친다는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다. 현재까지 우주방사선의 변화와 구름량 사이의 연관성은 밝혀진 바 없다. {7.4, 10.3, Box 10.2}

E. 미래 전지구 및 지역 기후변화 (Future Global and Regional Climate Change)

기후시스템의 변화에 대한 전망은 간단한 기후모델에서 중간복잡도 모델, 통합 기후모델 및 지구시스템모델까지 다양한 모델들을 사용한다. 이러한 모델들은 일련의 인위적 강제력 시나리오를 기반으로 변화를 모의한다. 새로운 기후모델을 모의하기 위해서 세계기후연구프로그램(World Climate Research Programme, WCRP) CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)의 프레임워크 하에서 새로운 시나리오인 대표농도경로(Representative Concentration Pathways, RCPs)가 사용되었다. 모든 RCP에서 대기 중 CO₂농도는 21세기에 대기로 배출된 누적 CO₂량이 증가한 결과로 현재보다 2100년에 더 높다(박스 SPM.1). 이 정책결정자를 위한 요약보고서에 수록된 전망은 달리 표시되지 않은 한 1986~2005년을 기준으로 주어진 21세기말(2081~2100년)에 대한 것이다. 이와 같은 전망을 역사적 맥락에서 사용하려면 서로 다른 다양한 기간에 관측된 변화를 고려하여야 한다. 가장 긴 전지구 지표온도 데이터세트에 근거한 1850~1900년 평균과 AR5 기준기간 평균 사이의 관측된 변화는 0.61 [0.55~0.67]°C이다. 그러나 온난화는 AR5 기준기간의 평균이상으로 일어났다. 그러므로 이 값이 현재까지의 온난화 추정치는 아니다(2장).

온실가스가 계속 배출되면 온난화가 더 많이 진행되고, 기후시스템의 모든 구성요소가 변화하게 될 것이다. 기후변화를 막기 위해서는 온실가스의 배출량을 상당히 지속적으로 줄여야 한다. {6, 11~14}

- 가까운 미래 수십 년에 대하여 수행된 미래전망에 따르면 기후변화의 지역적 패턴은 규모는 작지만 21세기 후반부에 전망된 것과 매우 유사하다. 자연적 내부변동성은 특히 단기간이나 지역규모에서 기후에 영향을 미치는 주요 원인이 될 것이다. 21세기 중반이 되면 전망된 변화의 규모는 배출시나리오의 선택에 따라 크게 영향을 받는다(박스 SPM.1). {11.3, 박스 11.1, 부록 I}

- RCP 기반으로 전망한 기후변화는 시나리오 차이를 감안하면 패턴과 규모에서 AR4와 유사하다. 고농도 RCP에 대한 전망치의 범위는 AR4에서 사용된 대응 시나리오에 비해 작다. 그 이유는 AR4에서 사용된 SRES 배출시나리오와 다르게 AR5에서 사용된 RCP는 농도경로로 정의되어지고, 대기 중 CO₂농도에 영향을 미치는 탄소순환의 불확실성이 농도 기반 CMIP5 모의에서는 고려되지 않았기 때문이다. 육지-빙하 기여도의 모델링 개선으로 해수면 상승에 대한 전망은 AR4의 전망보다 크다. {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 대기: 온도(Atmosphere: Temperature)

21세기 말의 전지구 지표온도 변화는 RCP2.6을 제외한 모든 RCP 시나리오에서 1850~1900년 이전과 비교하여 1.5°C를 초과할 가능성이 높다. RCP6.0과 RCP8.5에서 전지구 지표온도는 2°C를 초과할 가능성이 높으며 RCP4.5에서도 2°C를 초과하지 않을 가능성보다 초과할 가능성이 높다. RCP2.6을 제외한 모든 RCP 시나리오에서 온난화는 2100년 이후에도 지속될 것이다. 온난화는 경년에서 수십 년 변동을 지속적으로 나타낼 것이며, 지역적으로 일정하지 않을 것이다(그림 SPM.7, SPM.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- 1986~2005년을 기준으로 2016~2035년의 전지구 평균지표 온도변화는 0.3~0.7°C 범위일 가능성이 높다(중간 신뢰도). 이 평가는 다양한 증거에 기반한 것이고, 대형화산 분화활동이나 총 태양조도량의 장기적 변화가 없다는 가정을 하고 있다. 자연변동성과 관련하여 단기간의 계절평균과 연평균온도 증가는 중위도보다 열대와 아열대에서 더 클 것으로 예상된다(높은 신뢰도).{11.3}
- 1986~2005년을 기준으로 2081~2100년의 전지구 평균지표 온도상승은 CMIP5 기후모델에서 도출된 범위(0.3~1.7°C (RCP2.6), 1.1~2.6°C(RCP4.5), 1.4~3.1°C(RCP6.0), 2.6~4.8°C(RCP8.5)) 내에 들 것으로 전망되었으며, 그 가능성이 높다. 북극지역은 전지구 평균보다 더 급속하게 온난화 될 것이고, 육지의 평균온난화는 해양보다 클 것이다(매우 높은 신뢰도) (그림 SPM.7, 그림 SPM.8, 표 SPM.2). {12.4, 14.8}
- 1850~1900년 평균을 기준으로 21세기 말까지 전지구 지표온도 변화는 RCP4.5, RCP6.0 및 RCP8.5에서 1.5°C를 초과할 가능성이 높을 것으로 전망되었다(높은 신뢰도). RCP6.0과 RCP8.5의 경우 온난화가 2°C를 초과할 가능성이 높을 것으로 전망(높은 신뢰도)되었으며, RCP4.5에서는 2°C를 초과하지 않을 가능성보다 초과할 가능성이 높지만(중간 신뢰도), RCP2.6에서는 2°C를 초과할 가능성이 낮다(중간 신뢰도). 온난화가 RCP2.6, RCP4.5 및 RCP 6.0에서 4°C 이상을 초과할 가능성은 낮고(높은 신뢰도), RCP8.5에서는 4°C를 초과할 가능성이 있다(중간 신뢰도). {12.4}
- 전지구 평균기온이 상승하고 있기 때문에 대부분의 육지 지역에서 일 및 계절단위 시간 규모의 고온현상은 더 자주 발생하고, 저온현상은 덜 발생할 것이라는 전망은 사실상 확실하다. 열파가 보다 빈번하게 긴 지속시간으로 발생할 가능성이 매우 높다. 가끔씩 발생하는 겨울철 혹한도 지속적으로 나타날 것이다(표 SPM.1). {12.4}

E.2 대기: 물순환(Atmosphere: Water Cycle)

21세기 이후 온난화에 반응하여 나타나는 전지구 물순환의 변화는 일정하지 않을 것이다. 지역적으로 예외가 있긴 하겠지만 건조한 지역과 습윤한 지역, 습윤하고 건조한 계절 사이의 강수량 차이가 크게 날 것이다(그림 SPM.8). {12.4, 14.3}

- 미래 수십 년에 대한 물순환의 변화 전망은 21세기 말로 가면서 유사한 대규모 패턴을 보이고 있지만 그 규모는 작아진다. 단기간의 변화는 지역규모에서 자연적인 내부변동성에 의해서 크게 영향을 받을 것이고, 인위적 에어로졸 배출에 의한 영향도 받을 수 있다. {11.3}

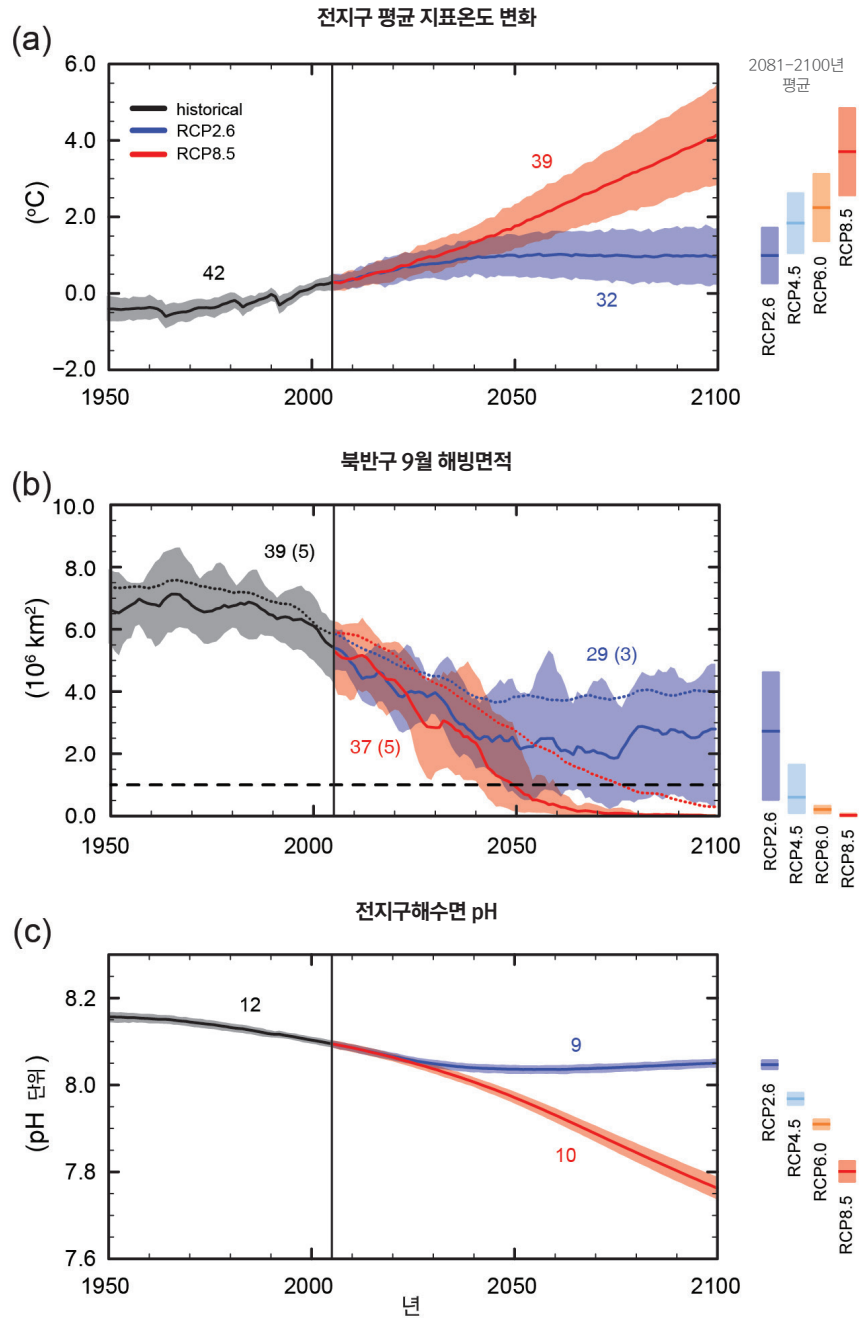


그림 SPM.7: CMIP5 다중모델에 의해 모의된 1950~2100년 시계열. (a) 1986~2005년과 비교한 전지구 연평균 지표온도 변화, (b) 9월 북반구 해빙면적(5년 이동평균), (c) 전지구 평균 해수면 pH. 전망치의 시계열과 불확실성(음영)은 RCP2.6(파랑)과 RCP8.5(빨강) 시나리오에 대해 표시하였다. 검정(회색 음영)은 과거 복원 강제력을 사용하여 모의된 과거의 경향을 나타낸 것이다. 2081~2100년의 평균값과 이와 연관된 불확실성은 색 막대로 모든 RCP 시나리오에 표시하였다. 다중모델 평균을 계산하기 위해서 사용된 CMIP5 모델의 수도 표시하였다. 해빙면적(b)의 경우, 북극 해빙의 기후적인 평균상태와 1979~2012년의 경향성을 가장 가깝게 모의하는 서브셋 모델들의 전망된 평균과 불확실성(최저-최고 범위)을 제시하였다(괄호 안에 제시된 모델의 수). 마지막으로 CMIP5 다중모델 평균을 점선으로 표시하였다. 긴 점선은 거의 해빙이 없는 상태(즉, 해빙면적이 적어도 5년 연속으로 10^6 km^2 이하 일 때)를 표시한다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 (그림 6.28, 12.5, 12.28~12.31; 그림 TS.15, TS.17, TS.20)

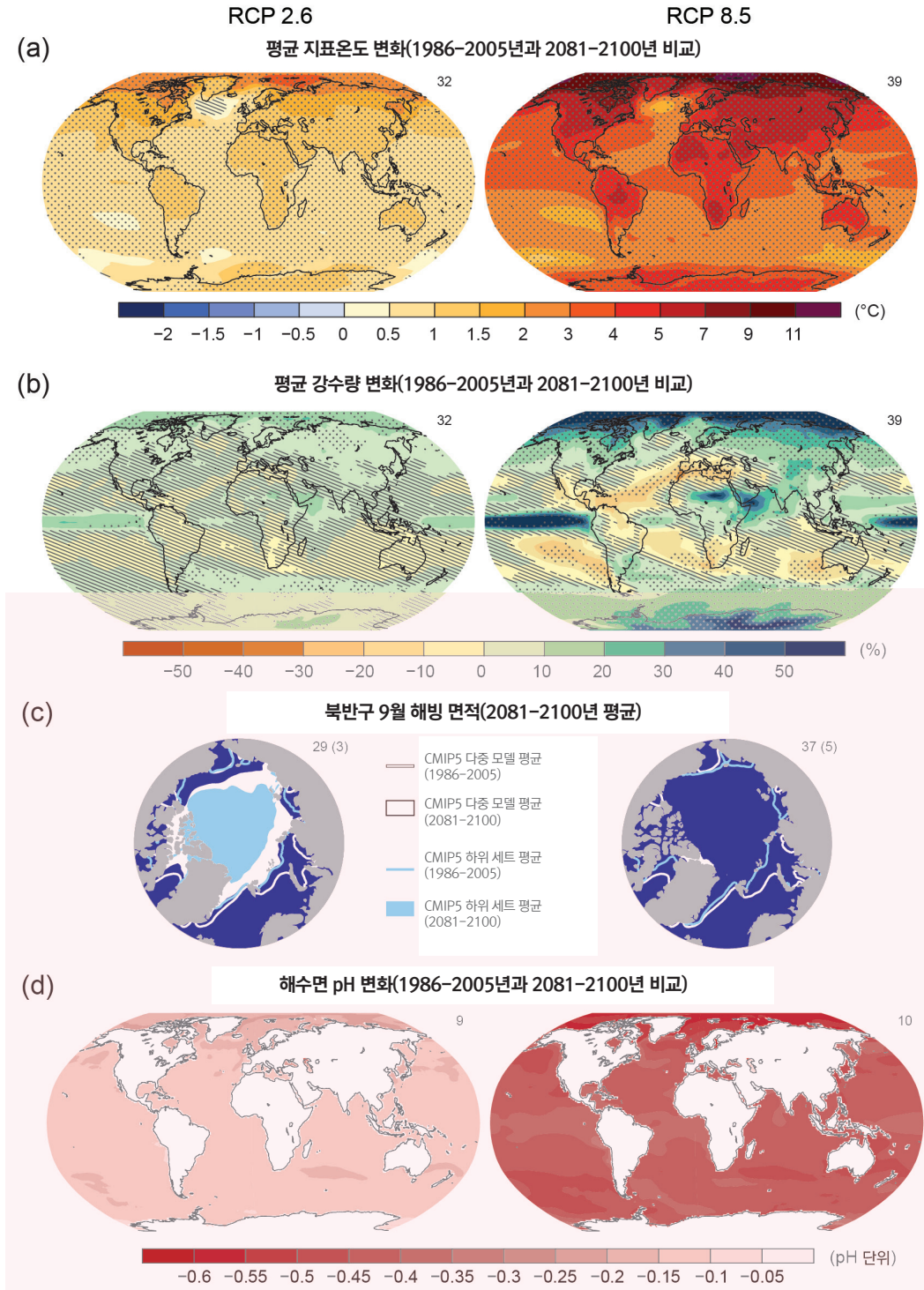


그림 SPM.8: (a) 연평균 지표온도 변화, (b) 연평균 강수량의 평균 변화율, (c) 북반구 9월 해빙면적 (d) 해수면 pH 변화에 대해 CIMP5 다중모형을 이용한 RCP2.6과 RCP8.5 시나리오의 2081~2100년 평균값의 결과를 나타냄. (a), (b)와 (d)의 변화는 1986~2005년 기준기간과 비교하여 표시하였다. 다중모형 평균을 계산하기 위해 사용한 CIMP5 모형의 수는 각 패널의 우측 상단에 표시하였다. 패널 (a)와 (b)의 경우, 선영(hatching) 부분은 다중모형 평균이 자연적 내부변동성(20년 평균에서 자연적 내부변동성의 1 표준편차보다 작은 경우)보다 작은 지역을 표시한다. 점모(stippling) 부분은 다중모형 평균이 자연적 내부변동성(20년 평균에서 자연적 내부변동성의 2 표준편차보다 크다)보다 큰 지역을 표시하고, 모형의 90%가 변화의 경향이 일치하는 경우를 표시한다(박스 12.1). 패널 (c)의 선은 1986~2005년에 대해 모의된 평균이다. 채워진 부분은 금세기 말에 대한 것이다. CIMP5 다중모형 평균은 흰색으로 표시하였고, 기후적 평균상태를 가장 가깝게 재현하는 모형의 서브셋이 예측한 평균 해빙면적(괄호 안에 제시된 모형의 수)과 북극 해빙면적의 1979~2012년 변화경향은 밝은 파란색으로 표시하였다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 (그림 6.28, 12.11, 12.22, 12.29; 그림 TS.15, TS.16, TS.17, TS.20)

- RCP8.5 시나리오에 의하면 21세기 말까지 고위도와 적도태평양에서 연평균 강수량이 증가하게 될 가능성이 높다. RCP8.5 시나리오에 의하면 21세기 말까지 많은 중위도와 아열대 건조지역의 경우에는 평균강수량이 감소할 가능성이 높지만, 대부분의 습윤한 중위도지역에서는 평균강수량이 증가할 가능성이 높다(그림 SPM.8). {7.6, 12.4, 14.3}
- 전지구 평균기온이 상승하면 대부분의 중위도 육지와 습윤한 열대에서 호우현상이 금세기 말에는 더 강하고 더 빈번하게 발생할 가능성이 매우 높다(표 SPM.1). {7.6, 12.4}
- 21세기에는 전지구적으로 문순시스템의 영향권에 놓이는 지역이 늘어날 가능성이 높다. 또한 계절풍은 약해질 가능성이 높지만, 대기 수분의 증가로 인해서 문순강수량은 더 강해질 가능성이 높다. 문순의 시작날짜는 더 빨라지거나 크게 변하지 않을 가능성이 높다. 문순의 종료날짜는 더 늦춰질 가능성이 높고 그렇기 때문에 많은 지역에서 문순의 지속기간이 길어질 것이다. {14.2}
- 21세기에 엘니뇨-남방진동(ENSO)은 열대태평양에서 경년변동성이 지배적인 모드로 유지되고, 전지구적으로 영향을 미칠 것이라는 사실은 신뢰도가 높다. 수분 가용성 증가로 인해 지역규모에서 ENSO와 관련한 강수량의 변동성이 커질 가능성이 높다. ENSO의 공간패턴과 규모에 대한 자연변동이 크기 때문에 21세기의 ENSO와 관련 지역의 기후 현상에 대한 구체적인 변화 전망에 대한 신뢰도는 낮다. {5.4, 14.4}

표 SPM.2: 1986~2005년을 기준으로 한 21세기 중반 및 후반 전지구 평균지표 온도와 평균해수면 상승의 변화 전망. {12.4, 표 12.2, 표 13.5}

변수	시나리오	2046-2065		2081-2100	
		평균	가능성이 높은 범위 ^c	평균	가능성이 높은 범위 ^c
전지구 평균지표 온도 변화 (°C) ^a	RCP2.6	1.0	0.4 - 1.6	1.0	0.3 - 1.7
	RCP4.5	1.4	0.9 - 2.0	1.8	1.1 - 2.6
	RCP6.0	1.3	0.8 - 1.8	2.2	1.4 - 3.1
	RCP8.5	2.0	1.4 - 2.6	3.7	2.6 - 4.8
전지구 평균 해수면 상승 (m) ^b	시나리오	평균	가능성이 높은 범위 ^d	평균	가능성이 높은 범위 ^d
	RCP2.6	0.24	0.17 - 0.32	0.40	0.26 - 0.55
	RCP4.5	0.26	0.19 - 0.33	0.47	0.32 - 0.63
	RCP6.0	0.25	0.18 - 0.32	0.48	0.33 - 0.63
RCP8.5	0.30	0.22 - 0.38	0.63	0.45 - 0.82	

주:

- (a) CMIP5 앙상블을 기반으로 하여 1986~2005년 기간을 기준으로 산출된 편차. HadCRUT4 및 불확실성 추정치(5~95% 신뢰구간)를 사용하여 기준 기간(1986~2005)에 관측된 온난화 규모는 1850~1900년에 대해서 0.61 [0.55~0.67]°C이고, 전망에 사용된 AR4 기준 기간인 1980~1999년에 대해서는 0.11 [0.09~0.13]°C이다. 모델과 관측값의 불확실성을 결합하는 방법론이 문헌에 일반적으로 존재하지 않기 때문에 이전 기준 기간에 대한 가능성이 높은 범위는 여기에서 평가하지 않았다. 예측된 변화치와 관측된 변화치를 추가하여도 관측치와 비교한 모델 바이어스의 잠재적 영향과 관측 기준 기간 동안의 자연적 내부 변동성을 설명할 수 없다. {2.4; 11.2; 표 12.2, 12.3}
- (b) 21개 CMIP5 모델을 기반으로 하여 1986~2005년 기간을 기준으로 산출된 편차. CMIP5 결과가 없는 특정 AOGCM 및 시나리오의 경우에는 13장의 표 13.5에 설명되어 있는 대로 추정했다. 빙상의 급격한 역학적 변화와 인간에 의한 지표수 저장에 의한 영향은 균일한 확률분포를 가지는 것으로 처리하였고, 대체적으로 시나리오와 독립적인 것으로 취급했다. 그렇다고 해서 이런 영향이 다음 시나리오에 의존하지 않음을 의미하는 것은 아니며, 단지 현재의 지식 수준으로는 그 의존성을 정량적으로 평가할 수 없다는 것이다. 현재까지 우리가 이해하고 있는 사실을 기반으로 할 때 남극 빙상의 해양과 접한 부분만 붕괴되더라도 21세기 중에 발생 가능성이 높은 전지구적 평균 해수면 높이 이상으로 해수면이 크게 상승하는 일이 발생할 수 있다. 21세기 중에 다른 원인에 의해서 해수면이 십 분의 몇 미터 이상 상승하지는 못할 것이라는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다.
- (c) 모델에서 전망된 5~95% 범위를 기준으로 계산됨. 이 범위는 모델에서 추가적인 불확실성 또는 다양한 신뢰도를 고려하였기 때문에 발생 가능성이 높은 범위로 평가되었다. 2046~2065년의 전지구적 평균 지표온도 변화에 대한 추정치는 중간 신뢰도를 갖는다. 그 이유는 내부적 변동성의 상대적 중요도와 비온난화 가스 강제력 및 빙하의 불확실성이 2081~2100년 보다 더 크기 때문이다. 2046~2065년 사이의 발생 가능한 범위는 5~95% 모델 범위보다 낮은 가까운 미래(2016~2035)의 전지구적 평균 지표 온도 변화에 대해 평가된 범위를 도출하게 된 요인들에 의한 영향을 고려하지 않았다. 그 이유는 더 먼 미래에 대한 예측에 이런 요인들에 의한 영향이 불충분한 과학적 이해도로 인해서 정량화되지 않았기 때문이다. {11.3}
- (d) 모델에서 전망된 5~95% 범위를 기준으로 계산됨. 이 범위는 모델에서 추가적인 불확실성 또는 다양한 신뢰도를 고려하였기 때문에 발생 가능성이 높은 범위로 평가되었다. 전지구적 평균 해수면 상승의 전망치에 대한 신뢰도는 양 기간 모두에서 중간이다.

E.3 대기: 대기질 (Atmosphere: Air Quality)

- 대기질 전망의 범위(지표 부근 대기의 오존과 PM_{2.5}¹⁷⁾)는 물리적 기후변화보다는 배출량(CH₄를 포함)에 의해서 우선 결정된다(중간 신뢰도). 전지구적으로 온난화가 배경지표오존을 감소시킨다는 사실은 신뢰도가 높다. 높은 CH₄(RCP8.5) 농도는 이 감소를 상쇄시켜서, 작은 CH₄변화를 가지는 시나리오(RCP4.5, RCP6.0)와 비교하여 2100년에 평균 약 8ppb(현재 수준의 25%) 배경지표 오존을 증가시킬 수 있다(높은 신뢰도). {11.3}
- 다른 모든 조건이 동일하다면, 관측과 모델링의 증거는 오염된 지역에서 국지적인 지표기온 상승이 지역적 화학반응과 배출을 촉진하여 오존과 PM_{2.5}의 농도를 최대로 증가시킬 것이라는 사실을 보여준다(중간 신뢰도). PM_{2.5}의 경우에 기후변화는 강수현상에 의한 제거뿐만 아니라 자연적인 에어로졸 배출원을 변경시킬 수 있지만, PM_{2.5}의 분포에 대한 기후변화의 총체적 영향은 그 신뢰도 평가가 이루어지지 않았다. {11.3}

E.4 해양(Ocean)

전지구 해양은 21세기동안 지속적으로 온난화될 것이다. 열은 해수면에서 심해까지 전달되어 해양순환에 영향을 미칠 것이다.{11.3, 12.4}

- 가장 강력한 해양온난화는 열대와 북반구 아열대의 해양표층에서 나타날 것으로 전망되었다. 남빙양에서는 온난화가 심해에서 가장 뚜렷하게 나타날 것이다(높은 신뢰도). 21세기 말까지 상층부 100 m에서 해양온난화의 최적 추정치가약 0.6°C(RCP2.6)~2.0°C(RCP8.5) 정도이고, 약 1,000 m 깊이에서는 0.3°C(RCP2.6)~0.6°C(RCP8.5) 정도이다. {12.4, 14.3}
- 21세기에 대서양 자오선면순환(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)은 약화될 가능성이 매우 높다. CMIP5로부터 산출된 AMOC의 감소에 대한 최적추정치와 범위¹⁸⁾는 RCP2.6에서 11%(1~24%), RCP8.5에서 34%(12~54%)이다. 2050년까지 AMOC가 약간 약화될 가능성이 높지만 내부변동성이 크기 때문에 AMOC가 강화하는 기간도 있을 것이다. {11.3, 12.4}
- 21세기에 고려된 시나리오에서 AMOC가 갑작스런 변화나 붕괴를 경험할 가능성은 매우 낮다. 분석자료의 수가 제한적이고, 결과가 불일치하기 때문에 21세기 이후까지 AMOC의 변화양상을 평가하는 것은 낮은 신뢰도를 갖는다. 그러나 온난화가 대규모로 지속될 경우, 21세기이후 AMOC의 붕괴 가능성을 배제할 수 없다. {12.5}

E.5 빙권(Cryosphere)

전지구 평균 지표온도가 상승했기 때문에 21세기에는 북극의 해빙면적이 지속적으로 줄어들고 얇아질 것이며, 북반구 봄철 적설면적이 줄어들 가능성이 매우 높다. 전지구 빙하부피는 더 감소할 것이다. {12.4, 13.4}

- 다중모델 평균에서 북극해빙면적은 21세기 말까지 연중 감소될 것으로 전망되어진다. 9월의 경우 RCP2.6에서 43%, RCP8.5에서 94%범위에 있고, 2월의 경우에는 각각 8%와 34%의 범위에 있다(중간 신뢰도) (그림 SPM.7, SPM.8). {12.4}

17. PM_{2.5}는 대기 중 에어로졸 농도 측정치의 하나로 직경이 2.5 μm미만의 분진이다.

18. 여기서 범위는 CMIP5 모델 분산도를 가리킨다.

- 북극 해빙면적의 기후적 평균상태와 1979~2012년 경향성을 가장 가깝게 재현하는 서브세트(subset) 모델들의 평가에 기반했을 때 세계 중반 전에 RCP8.5에서 9월에 해빙이 거의 없는 북극해¹⁹⁾는 *가능성이 높다(중간 신뢰도)* (그림 SPM.7, SPM.8). 21세기 9월에 해빙이 거의 없는 북극해에 대한 전망은 다른 시나리오 대해서는 신뢰도가 없다. {11.3, 12.4, 12.5}
- 남극의 경우, 전지구 평균 지표온도가 상승함에 따라서 21세기 말에는 해빙면적과 부피가 줄어들 것으로 *낮은 신뢰도*를 가지고 전망되었다. {12.4}
- 21세기 말까지 남극 주변의 빙하를 제외하고 전지구 빙하부피는 RCP2.6에서는 15~55%가 감소하고, RCP8.5에서는 35~85%가 감소할 것으로 전망되었다(중간 신뢰도). {13.4, 13.5}
- 21세기 말까지 모델평균에 따르면 북반구에서 봄철 적설면적은 RCP2.6의 경우 7%, RCP8.5의 경우 25% 줄어들 것으로 전망되었다(중간 신뢰도). {12.4}
- 전지구 지표기온이 상승함에 따라 북반구 고위도에서 지표부근 영구동토층 면적이 감소할 가능성은 *사실상 확실하다*. 21세기 말까지 지표부근(상층 3.5m까지) 영구동토층의 면적은 37%(RCP2.6)~81%(RCP8.5) 정도 줄어들 것으로 전망되었다(중간 신뢰도). {12.4}

E.6 해수면(Sea Level)

21세기에 전지구적으로 평균해수면은 지속적으로 상승할 것이다(그림 SPM.9). 모든 RCP 시나리오에서 해수면 상승률은 해양온난화의 강화와 빙하 및 빙상의 질량감소로 인해서 1971~2010년에 관측된 상승률을 초과할 가능성이 매우 높다. {13.3-13.5}

- 해수면 구성요소에 대한 물리적 이해도의 향상, 과정기반 모델과 관측값의 일치도 향상, 빙상역학 변화의 도입으로 전지구 평균해수면 상승 전망에 대한 신뢰도가 AR4 이후 증가되었다. {13.3 ~ 13.5}
- 2081~2100년 기간의 전지구 평균해수면은 1986~2005년 보다 RCP2.6에서 0.26~0.55 m, RCP4.5에서 0.32~0.63 m, RCP6.0에서 0.33~0.63 m, RCP8.5에서 0.45~0.82 m 상승할 가능성이 높다(중간 신뢰도). RCP8.5의 경우 2100년 해수면은 0.52~0.98 m 상승하고, 2081~2100년 동안 해수면 상승률은 8~16 mm yr⁻¹ 이다(중간 신뢰도). 이러한 범위는 과정기반 모델과 빙하 및 빙상 기여도에 대한 문헌 평가를 결합하여 CMIP5 기후전망으로부터 산출한 것이다(그림 SPM.9, 표 SPM.2). {13.5}
- RCP 전망에 21세기 전지구 평균해수면의 상승의 원인으로 열팽창이 30~55%, 빙하가 15~35%를 차지한다. 그린란드 빙상의 표면용해 증가량은 강설량의 증가량을 초과할 것이고, 이는 표면 질량 균형의 변화에서 미래해수면까지 양(+)의 기여를 하게 될 것이다(높은 신뢰도). 표면의 용해량은 작을 것이지만, 남극빙상의 강설량이 증가할 것으로 예상되며(중간 신뢰도) 이는 표면 질량 균형의 변화로 인한 미래해수면에 대해서 역(-)으로 기여할 것이다. 북극과 남극 빙상 모두에서 흘러나오는 용해수의 변화는 2081~2100년까지 0.03~0.20 m 범위에서 기여할 가능성이 높다(중간 신뢰도). {13.3 ~ 13.5}
- 현재까지 이해된 수준으로 볼 때 만약 남극빙상의 바다 쪽 부분이 붕괴가 시작된다면 전지구 평균해수면이 21세기 동안의 범위 이상으로 상승할 가능성이 높다. 그러나 21세기 중에는 이러한 추가적인 해수면 상승 기여요소가 수십cm 정도의 해수면 상승을 넘지 못할 거라는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다. {13.4, 13.5}

19. 적어도 연속적으로 5년간 해빙면적이 10⁶ km² 이하로 존재할 때 북극해는 해빙이 거의 없는 상태로 정의한다.

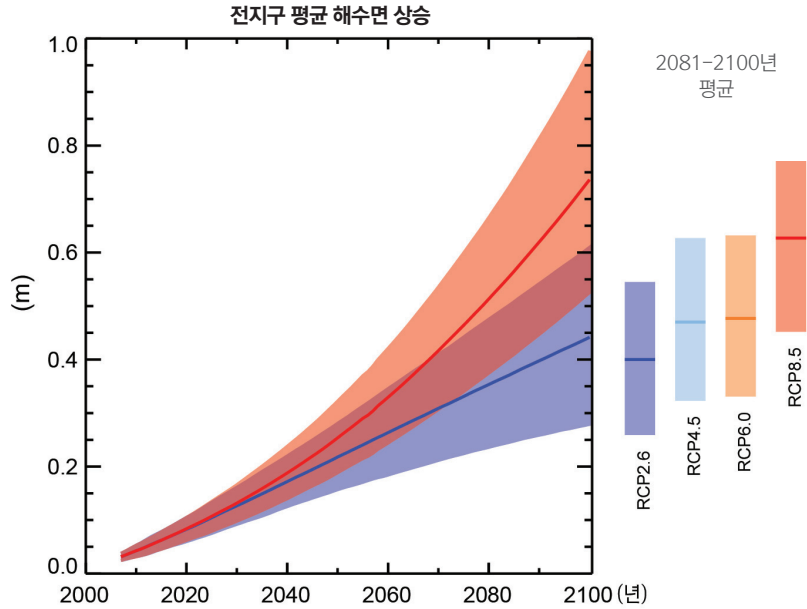


그림 SPM.9: RCP2.6과 RCP8.5 배출시나리오에 대해서 CMIP5와 과정기반 모델을 결합하여 1986~2005년과 비교한 21세기 전지구 평균해수면 상승 전망. 가능성이 높은 것으로 평가된 범위는 음영밴드로 표시하였다. 모든 RCP 시나리오에서 2081~2100년 평균에 대해 가능성이 높은 것으로 평가된 범위는 수직의 색 막대로, 중간 값은 수평선으로 표시하였다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 (표 13.5, 그림13.10, 13.11; 그림 TS.21, TS.22)

- 21세기 전지구 평균 해수면상승의 더 높은 전망치의 근거를 검토한 결과, 가능성이 높은 것으로 평가된 범위 이상의 특정 높이의 가능성을 평가하기에는 현재 증거가 충분치 않다는 결론을 얻었다. 많은 준경험 모델이 전망한 전지구 평균해수면 상승은 과정기반 모델 전망보다 높지만(약 2배까지도 높음) 신뢰도에 대해서는 과학계에서 동의가 이루어지지 않았고, 전망에 대한 신뢰도는 낮다. {13.5}
- 해수면상승이 모든 지역에서 동일하게 나타나지는 않을 것이다. 21세기 말까지 전체 해양면적의 약 95% 이상에서 해수면이 상승할 가능성이 매우 높다. 전지구 해안선의 약 70%에서 전 지구 평균해수면 변화의 20% 이내의 해수면 변화를 겪을 것으로 전망된다. {13.1, 13.6}

E.7 탄소 및 기타 생지화학적 순환(Carbon and Other Biogeochemical Cycles)

기후변화는 탄소순환 과정에 영향을 주고 이런 과정은 대기 중 CO₂ 증가를 강화시킬 것이다(높은 신뢰도). 해양에 의한 탄소 흡수의 증가는 해양산성화를 악화시킬 것이다. {6.4}

- RCP 4종 모두에서 2100년까지 인위적으로 배출된 CO₂를 해양이 계속 흡수할 것이며 고농도 경로의 경우 흡수량이 더 많아질 것이다(매우 높은 신뢰도). 육지 탄소흡수에 대한 미래 변화는 다소 불확실하다. 모든 RCP에서 대부분의 모델이 미래 육지의 지속적인 탄소흡수를 전망하지만, 일부 모델의 경우 기후변화와 토지이용 변화의 영향이 합쳐져 육지의 탄소흡수 감소를 모의한다. {6.4}
- 지구시스템 모델에 근거하면 21세기에는 기후와 탄소순환이 양의 되먹임이 될 것이라는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 즉, 기후변화가 대기 중 CO₂의 증가로 초래된 육지와 해양의 탄소 흡수원의 일부를 상쇄할 것이다. 그 결과 인위적으로 배출된 많은 CO₂가 대기에 남아있게 될 것이다. 백년에서 천년 시간규모에서 기후와 탄소순환 간의 양의 피드백은 고기후자료와 모델링을 통해 그 근거를 찾을 수 있다. {6.2, 6.4}

표 SPM.3: CMIP5 지구시스템 모델로 모의한 RCP 대기 농도와 비교한 2012~2100년 기간 동안의 누적 CO₂ 배출량 (6.4, 표 6.12, 그림 TS.19)

시나리오	2012~2100년 CO ₂ 총누적배출량 ^a			
	GtC		GtCO ₂	
	평균	범위	평균	범위
RCP 2.6	270	140 - 410	990	510-1505
RCP 4.5	780	595 - 1005	2860	2180-3690
RCP 6.0	1060	840 - 1250	3885	3080-4585
RCP 8.0	1685	1415 - 1910	6180	5185-7005

주: (a) 1 Gigatonne of carbon = 1 GtC = 탄소 10¹⁵ gram, 3.667 /GtCO₂에 해당됨.

- 지구시스템모델은 모든 RCP 시나리오에서 해양산성화가 전지구적으로 심화될 것으로 전망한다. 이에 따른 21세기 말 해수면의 pH 값 감소의 범위¹⁸는 RCP2.6에서 0.06~0.07, RCP4.5에서 0.14~0.15, RCP6.0에서 0.20~0.21 그리고 RCP8.5에서는 0.30~0.32이 된다(그림 SPM.7, SPM.8). {6.4}
- 15개 지구시스템모델에서 산출된 결과처럼 RCP 대기 CO₂ 농도와 비교할 수 있는 2012~2100년의 CO₂ 누적배출량²⁰은 RCP2.6에서 140~410 GtC, RCP4.5에서 595~1005 GtC, RCP6.0에서 840~1250 GtC, RCP8.5에서는 1415~1910 GtC의 범위¹⁸에 있다(표 SPM.3). {6.4.}
- RCP2.6를 이용하여 지구시스템모델에서 2050년까지 산출된 연 CO₂ 배출량은 1990년 수준보다 작다(14~96% 범위)(그림 TS.19). 21세기말까지 모델의 반 정도가 거의 제로 배출량을 모의하지만, 나머지 반은 대기 중의 이산화탄소가 줄어드는 것으로 모의한다. {6.4, 그림 TS.19}
- 21세기에 영구동토층에 저장된 탄소가 녹아서 대기 중으로 CO₂나 CH₄로 배출될 양은 RCP8.5에서 50~250 GtC의 범위로 평가된다(낮은 신뢰도). {6.4}

E.8 기후안정화, 기후변화 이행 및 불가역성(Climatic Stabilization, Climate Change Commitment and Irreversibility)

21세기 후반과 그 이후의 전지구 평균 지표온난화는 주로 CO₂ 누적배출량에 의해서 결정된다(그림 SPM.10). 온실가스의 배출이 중단되어도 기후변화의 양상은 대부분 수백 년 동안 지속될 것이다. 이것은 수세기동안 발생된 주요 기후변화가 과거, 현재, 미래의 이산화탄소 배출량에 의해 지속됨을 의미한다. {12.5}

- 누적 CO₂ 총 배출량과 전지구 평균 지표온도의 변화는 거의 선형적인 관계를 가진다(그림 SPM. 10). 주어진 온난화 정도는 누적된 이산화탄소 배출량²¹과 관련이 있다. 따라서 초기의 배출량이 많으면 많을수록 후에 배출량을 더 많이 줄여야 한다. {12.5}
- 인위적인 CO₂ 배출만으로 발생한 온난화를 1861~1880년²² 이후 2°C 이하로 억제하는 확률이 각각 >33%, >50%, >66%이려면, 같은 기간동안 인위적인 원인으로 배출되는 누적 CO₂량을, 0~1570 GtC (5760 GtCO₂), 0~1210 GtC (4440 GtCO₂), 0~1000 GtC (3670 GtCO₂) 이하로 유지해야 한다²³. RCP2.6에서처럼 비-CO₂ 강제력을 고려할 때는 상한은 900 GtC (3300 GtCO₂), 820 GtC (3010 GtCO₂), 790 GtC (2900 GtCO₂)이 저감되어야 한다. 2011년까지 515 [445~585] GtC (1890 [1630-2150] GtCO₂)가 이미 배출되었다. {12.5}

20. 화학연료, 시멘트, 산업과 폐기물 부문

21. 이산화탄소 배출량 범위의 정량화는 비이산화탄소 원인을 고려하여 결정한다.

22. 모델로부터 산출 가능한 첫 20년 기간

23. 누적탄소배출량에 대한 단기기후반응(Transient Climate Response to Cumulative Carbon Emission, TCRE)을 바탕으로 계산한 것임(D.2절)

- 온난화 목표치를 낮추기 위해서 혹은 특정한 목표치 이하로 유지할 가능성을 높이기 위해서는 누적된 CO₂의 배출량을 낮춰야 한다. 비-CO₂ 온실가스의 증가, 에어로졸의 감소 및 영구동토층에서 배출되는 온실가스의 양을 고려하면, 특정 온난화 목표치를 달성하기 위해서 배출 할 수 있는 누적 CO₂ 배출량은 더 적어진다(그림 SPM. 10). {12.5}
- 장기간에 걸쳐서 대기 중 이산화탄소를 대량으로 제거하는 경우를 제외하면 CO₂ 배출로 인한 인위적인 기후변화의 많은 부분은 수세기 또는 수천 년 시간 규모에서 돌아킬 수 없다. 인위적인 순 CO₂ 배출이 완전히 멈춘 이후에도 지표온도는 수세기 동안 높은 정도를 거의 일정하게 유지할 것이다. 해양표면에서 심해로 장기간 열이 전달되어 발생한 해양온난화는 수세기 동안 지속될 것이다. 시나리오에 따라 다르지만, 배출된 CO₂의 15~40%가 1,000년 이상 대기 중에 남아 있을 것이다. {박스 6.1, 12.4, 12.5}
- 수세기 동안 지속된 열팽창으로 인해 해수면이 상승한 것과 같이, 2100년 이후에도 전 지구 평균해수면 상승이 지속될 것은 **사실상 확실하다**. 2100년 이후를 모의하는 소수 모델에서 산업화 이전부터 2300년까지 전지구 평균해수면 상승은 RCP2.6에서처럼 CO₂ 농도가 최대에 도달했다가 감소하여 500 ppm 이하로 감소하는 복사강제력(RF)의 경우 1 m 미만이 될 것이다. RCP8.5에서처럼 700 ppm 이상의 CO₂ 환산 농도(단, 1500 ppm 미만)에 해당하는 복사강제력의 경우 1~3 m 상승할 것으로 전망된다(중간 신뢰도). {13.5}

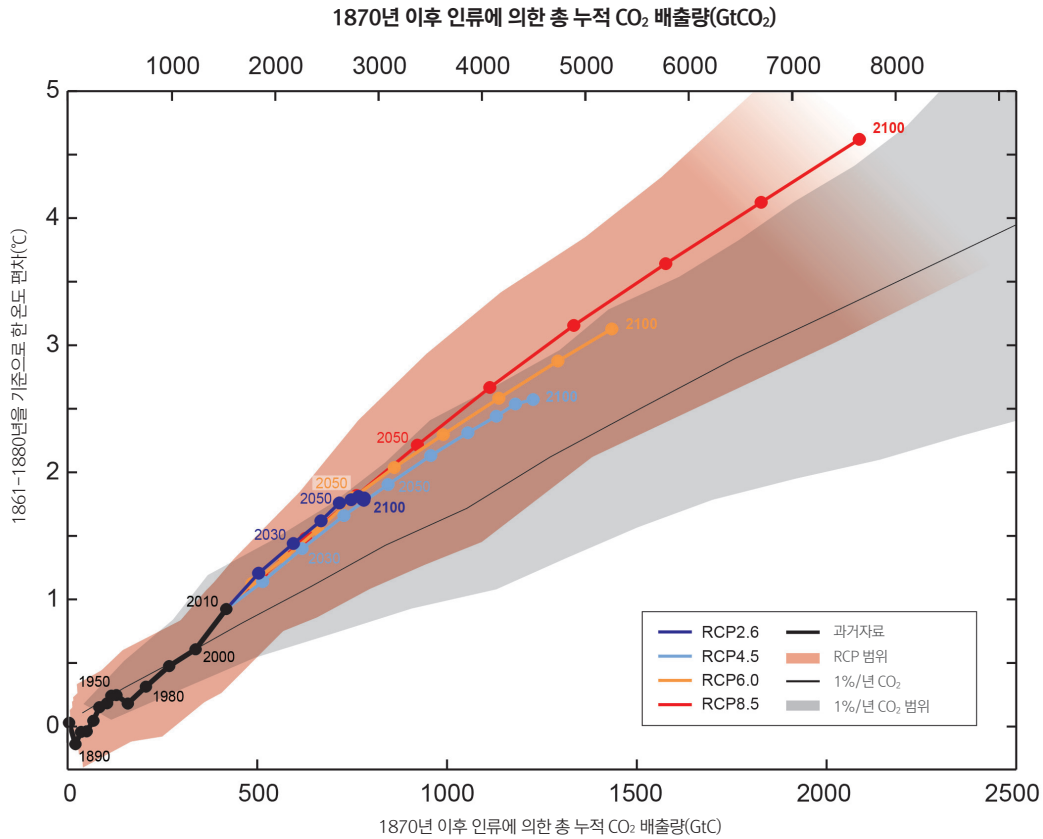


그림 SPM.10: 다양한 증거로부터 산출한 전지구 누적 총 CO₂ 배출량의 함수로서 전지구 평균온도 상승. 2100년까지 각각의 RCP에 대해 기후-탄소순환 모델에서 도출된 다중모델 결과를 여러 색의 선과 10년 평균(점)으로 표시하였다. 일부 10년평균은 명확성을 위해서 표시하였다(예를 들어 2050년은 2040~2049년을 나타냄). 과거 기간(1860~2010년)에 대한 모델결과는 검정색으로 표시하였다. 밝은 오렌지 면으로 표시된 것은 RCP 4종 시나리오의 다중모델 범위를 나타내며, RCP8.5의 경우 가용모델의 수가 줄어들면 점점 사라진다. CO₂가 연 1%씩 증가함(연간 CO₂ 1% 모의)에 따라 강제되는 CMIP5 모델에서 모의된 다중모델 평균과 범위는 검정색 얇은 선과 회색으로 표시하였다. 특정 누적 CO₂ 배출량에 대한 연간 1% CO₂ 모의는 부가적인 비-CO₂ 원인을 포함하는 RCP에 의해서 도출되는 것보다 작은 온난화를 보여준다. 기준 기간은 기온의 경우 1861~1880년이고, 배출량은 1870년이다. 10년 평균은 직선으로 연결한다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 (그림 12.45; TS TFE.8, 그림 1)

- 빙상의 지속적인 질량손실은 더 큰 해수면상승을 일으키고, 일부 빙상의 질량손실은 되돌릴 수 없다. 임계값보다 더 큰 온난화가 지속되면 천년 또는 그 이상의 기간에 걸쳐 그린란드 빙상이 거의 완전히 사라지고, 그로인해 전지구 평균해수면이 최대 7 m 높아질 수 있다는 사실은 높은 신뢰도를 가진다. 산업화 이전과 비교해서 현재의 추정치는 임계값이 약 1°C 이상(낮은 신뢰도), 4°C 미만의 전지구 평균온난화(중간 신뢰도) 범위에 있다. 기후 강제력에 반응한 남극빙상의 잠재적 불안정성으로 급속하고, 되돌릴 수 없는 빙하손실의 가능성이 있지만, 현재 가지고 있는 증거와 해석은 정량 평가를 하기에 아직 충분치 않다. {5.8, 13.4, 13.5}
- 지구공학(geoengineering)이라고 불리는 기후변화에 대응할 수 있도록 기후시스템을 의도적으로 변경시키는 방법들이 제안되었다. 태양복사관리(Solar Radiation Management, SRM) 및 이산화탄소 제거(Carbon Dioxide Removal, CDR)방법과 기후시스템에 대한 이들의 영향을 정량적으로 평가하기에는 증거가 충분하지 않다. 이산화탄소 제거방법(Carbon Dioxide Removal, CDR)은 전지구 규모에 적용하기에는 생지화학적과 기술적인 한계가 있다. 1세기의 규모에서 이산화탄소 제거방법을 통해서 감축할 수 있는 CO₂량을 정량화할 수 있는 지식은 아직까지 충분하지 않다. 몇몇 모의결과에 따르면 태양복사관리(Solar Radiation Management, SRM) 같은 방법이 전지구 기온상승을 크게 상쇄할 수 있는 잠재력을 갖고 있지만 이러한 방법들은 전지구 물순환도 바꾸게 될 것이며, 해양의 산성화는 막을 수 없다. 어떤 이유로든 SRM이 중단되면 전 지구 지표온도는 온실가스 강제력과 같은 수준까지 매우 빠르게 상승할 것이라는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. CDR와 SRM 방법들은 전지구적으로 의도치 않은 부작용들을 동반할 수 있다. {6.5, 7.7}

박스 SPM.1: 대표농도경로(Representative Concentration Pathways, RCPs)

IPCC 제1실무그룹의 기후변화 전망은 미래 온실가스 및 에어로졸의 배출량 또는 농도, 기타 온난화 원인에 대한 정보가 필요하다. 이 정보는 다양한 인간활동 시나리오로 표현된다(이 보고서에서는 평가하지 않음). 제1실무그룹에서 사용한 시나리오는 인위적 배출량에 초점을 맞추고, 태양 및 화산강제력, 자연적으로 배출되는 CH₄나 N₂O 같은 자연적 원인의 변화는 고려하지 않는다.

IPCC 제5차 평가보고서를 위해서 과학계는 대표농도경로(RCP, 용어집 참조)라고 부르는 4종 새로운 시나리오를 정의했다. 이 시나리오들은 RCP2.6의 2.6 W m⁻², RCP4.5의 4.5 W m⁻², RCP6.0의 6.0 W m⁻², RCP8.5의 8.5 W m⁻² 등 각각 1750년을 기준으로 한 2100년 총 복사 강제력으로 정의한다. CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 결과에 따라서 이들 값은 지지자로서만 이해되어야 한다. 그 이유는 특정 모델의 특성과 단순명 기후강제요인의 처리방법에 따라 모든 원인의 기후강제력이 모델 별로 달라지기 때문이다. 이들 4종의 시나리오는 매우 낮은 강제력 수준에 도달하는(RCP2.6) 1개의 완화시나리오, 2개의 안정화 시나리오(RCP4.5, RCP6.0), 1개의 고농도온실가스 배출시나리오(RCP8.5)를 포함한다. RCP에는 제3차 평가보고서와 제4차 평가보고서에서 사용되었던 비기후 정책 SRES(Special Report on Emissions Scenarios) 시나리오와 비교했을 때 21세기의 다양한 기후정책을 포함한다. RCP6.0과 RCP8.5의 경우, 복사강제력이 2100년까지 정점에 도달하지 않지만 RCP2.6의 경우에는 정점에 도달했다가 감소하고, RCP4.5의 경우에는 2100년까지 안정화된다. 각각의 RCP는 토지이용 변화, 부문별 대기오염 물질의 배출량에 대한 높은 공간해상도 자료를 공급하고, 2100년까지 연별 온실가스 농도와 인위적 배출량을 구체적으로 제공한다. 각각의 RCP는 통합평가모델, 단순 기후모델, 대기화학 및 전지구 탄소순환모델에 근거한다. RCP는 다양한 범위의 총강제력 값을 사용하지만 문헌에 제시된 모든 배출량을 고려하지는 못하고, 특히 에어로졸은 제한적이다.

대부분의 CMIP5와 지구시스템 모델(ESM)에 의한 모의는 대부분 2100년까지 CO₂ 농도가 약 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5), 670 ppm (RCP6.0), 936 ppm (RCP 8.5)에 도달 할 것이라는 가정하에 수행된다. CH₄와 N₂O의 농도를 고려하면 CO₂ 환산 농도는 475 ppm (RCP2.6), 630 ppm (RCP4.5), 800 ppm (RCP6.0), 1313 ppm (RCP8.5)이다. RCP8.5의 경우, 통합평가 모델들에서 제공되는 것처럼 가정된 CO₂ 배출량을 이용하여 추가적인 CMIP5 ESM 모의가 수행된다. 화학적으로 반응하는 가스(CH₄, N₂O, HFC, NOx, CO, NMVOC)의 RCP 가정배출량을 이용해서 모든 RCP에 대해서 갱신된 대기화학자료와 모델(CMIP5의 대기화학과 기후 구성요소를 포함)을 가지고 추가적인 계산을 수행했다. 이러한 모의를 통해서 탄소순환 되먹임 현상 및 대기화학성질과 관련된 불확실성을 분석 할 수 있다.

이 보고서는 제36차 IPCC총회(2013, 스웨덴 스톡홀름)에서 최종 승인된 보고서를 기상청에서 번역한 것입니다.

원본출처: IPCC 홈페이지(<http://www.ipcc.ch>)

교 정 및 감 수

최영은(건국대학교), 민승기(포항공과대학교), 박창용(포항공과대학교), 장찬주(한국해양과학기술원)
권원태(기후과학국장), 기후정책과

CLIMATE CHANCE 2013 - The Physical science Basis -

기후변화 2013
- 과학적근거 -

발 행 : 기상청

발행일 : 2013년 12월

편 집 : 기상청 기후과학국 기후정책과

전 화 02-2181-0403

팩 스 02-2181-0469

이 메 일 clpol@korea.kr

Website www.Climate.go.kr

