

ipcc

政府间气候变化专门委员会

气候变化 2013

自然科学基础

决策者摘要

WG I

政府间气候变化专门委员会
第五次评估报告
第一工作组报告



气候变化2013 自然科学基础

政府间气候变化专门委员会 第五次评估报告 第一工作组报告

决策者摘要

编辑

Thomas F. Stocker
第一工作组联合主席
伯尔尼大学

秦大河
第一工作组联合主席
中国气象局

Gian-Kasper Plattner
科学主任

Melinda M.B. Tignor
业务主任

Simon K. Allen
高级科学官

Judith Boschung
行政助理

Alexander Nauels
科学助理

Yu Xia
科学官

Vincent Bex
IT官

Pauline M. Midgley
组长

第一工作组技术支持小组

封面图片：挪威南峡湾高原上的福尔格冰川（60°03' N - 6°20' E）© Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

IPCC 2013年10月于瑞士印刷。本决策者摘要的电子版见IPCC网站www.ipcc.ch和IPCC WGI AR5网站www.climatechange2013.org。

© 2013 政府间气候变化专门委员会

决策者摘要

决策者摘要

撰稿作者:

Lisa Alexander (澳大利亚)、Simon Allen (瑞士/新西兰)、Nathaniel L. Bindoff (澳大利亚)、François-Marie Bréon (法国)、John A. Church (澳大利亚)、Ulrich Cubasch (德国)、Seita Emori (日本)、Piers Forster (英国)、Pierre Friedlingstein (英国/比利时)、Nathan Gillett (加拿大)、Jonathan M. Gregory (英国)、Dennis L. Hartmann (美国)、Eystein Jansen (挪威)、Ben Kirtman (美国)、Reto Knutti (瑞士)、Krishna Kumar Kanikicharla (印度)、Peter Lemke (德国)、Jochem Marotzke (德国)、Valerie Masson-Delmotte (法国)、Gerald A. Meehl (美国)、Igor I. Mokhov (俄罗斯)、朴世龙 (中国)、Gian-Kasper Plattner (瑞士)、秦大河 (中国)、Venkatachalam Ramaswamy (美国)、David Randall (美国)、Monika Rhein (德国)、Maisa Rojas (智利)、Christopher Sabine (美国)、Drew Shindell (美国)、Thomas F. Stocker (瑞士)、Lynne D. Talley (美国)、David G. Vaughan (英国)、谢尚平 (美国)

撰稿贡献作者:

Myles R. Allen (英国)、Olivier Boucher (法国)、Don Chambers (美国)、Jens Hesselbjerg Christensen (丹麦)、Philippe Ciais (法国)、Peter U. Clark (美国)、Matthew Collins (英国)、Josefino C. Comiso (美国)、Viviane Vasconcellos de Menezes (澳大利亚/巴西)、Richard A. Feely (美国)、Thierry Fichefet (比利时)、Arlene M. Fiore (美国)、Gregory Flato (加拿大)、Jan Fuglestad (挪威)、Gabriele Hegerl (英国/德国)、Paul J. Hezel (比利时/美国)、Gregory C. Johnson (美国)、Georg Kaser (奥地利/意大利)、Vladimir Kattsov (俄罗斯联邦)、John Kennedy (英国)、Albert M. G. Klein Tank (荷兰)、Corinne Le Quéré (英国)、Gunnar Myhre (挪威)、Tim Osborn (英国)、Antony J. Payne (英国)、Judith Perlwitz (美国)、Scott Power (澳大利亚)、Michael Prather (美国)、Stephen R. Rintoul (澳大利亚)、Joeri Rogelj (瑞士/比利时)、Matilde Rusticucci (阿根廷)、Michael Schulz (德国)、Jan Sedláček (瑞士)、Peter A. Stott (英国)、Rowan Sutton (英国)、Peter W. Thorne (美国/挪威/英国)、Donald Wuebbles (美国)

本决策者摘要的引用格式如下:

IPCC, 2013: 决策者摘要。政府间气候变化专门委员会第五次评估报告第一工作组报告——气候变化2013: 自然科学基础。[Stocker, T.F., 秦大河, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex 和 P.M. Midgley (编辑)]。剑桥大学出版社, 英国剑桥和美国纽约。

A. 引言

IPCC第五次评估报告（AR5）第一工作组报告考虑了气候变化的新证据，这些新证据建立在对气候系统观测、古气候档案、气候过程理论研究和气候模式模拟等的独立科学分析基础之上。本报告以IPCC第四次评估报告（AR4）第一工作组报告为基础，并吸收了后续研究中的新发现。作为第五次评估周期的一部分，IPCC《管理极端事件和灾害风险，推进气候变化适应特别报告》（SREX）是本报告有关极端天气和气候事件变化信息的一个重要基础。

本《决策者摘要》（SPM）沿用了第一工作组报告的结构。内容叙述得到了加底色突出的一系列总体结论的支持，这些总体结论可以一起构成一份简明摘要。本摘要每个主要部分均以斜体字起始段对该部分的评估方法基础进行了简要介绍。

本评估报告根据作者团队对基础科学认知水平的评估给出各重要发现的确定性程度，以信度水平（从很低到很高）来定性表述，并在可能的条件下，使用概率来量化表述出现的可能性（从极不可能到几乎确定）。某一发现有效性信度的基础是证据的类型、数量、质量和一致性（如：数据、对机理的认识、理论、模式、专家判断）及其一致性的程度¹。对某一发现不确定性概率的定量估计建立在对观测或模式结果或对两者的统计分析以及专家判断²的基础之上。在合适的情况下，对作为事实陈述的某些发现，不使用不确定性词语。（关于IPCC不确定性表述所使用的特定语言，详见第1章和文框TS.1）

本《决策者摘要》中实质性段落的依据来自本评估报告全文的相关章节和《技术摘要》，并在大括号中给出了索引信息。

B. 观测到的气候系统变化

气候系统的观测基于直接测量和卫星及其它平台的遥感手段。器测时代对全球尺度温度和其它变量的观测始于19世纪中叶，1950年以来的观测更为全面和丰富。古气候重建可使一些记录延伸到几百年乃至几百万年前。以上信息提供了有关大气、海洋、冰冻圈和地表的变率和长期变化的综合视角。

气候系统的变暖是毋庸置疑的。自20世纪50年代以来，观测到的许多变化在几十年乃至上千年时间里都是前所未有的。大气和海洋已变暖，积雪和冰量已减少，海平面已上升，温室气体浓度已增加。（见图SPM.1、SPM.2、SPM.3和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 在本《决策者摘要》中，使用下列术语描述证据的可获得性：有限、中等，或确凿；对于证据的一致性使用：低、中等或高。用五个限定词表述信度水平：很低、低、中等、高和很高，并用斜体字标出，如：中等信度。对于某一给定的证据和一致性的陈述，可以赋予不同的信度水平，但随着证据增多、一致性程度提高，相应的信度也增加（详见第1章和文框TS.1）。

² 在本《决策者摘要》中，使用下列术语来评估某一成果或结果的可能性：几乎确定的概率为99 - 100%、很可能的概率为90 - 100%、可能的概率为66 - 100%、或许可能的概率为33 - 66%、不可能的概率为0 - 33%、很不可能的概率为0 - 10%、几乎不可能的概率为0 - 1%。还可酌情使用其它术语（极可能的概率为95 - 100%、多半可能的概率为>50 - 100%，以及极不可能的概率为0 - 5%）。可能性的评估均采用斜体字，如：*很可能*（详见第1章和文框TS.1）。

B.1 大气

过去三个十年的地表已连续偏暖于1850年以来的任何一个十年。在北半球，1983–2012年可能是过去1400年中**最暖的30年**（**中等信度**）。{2.4, 5.3}

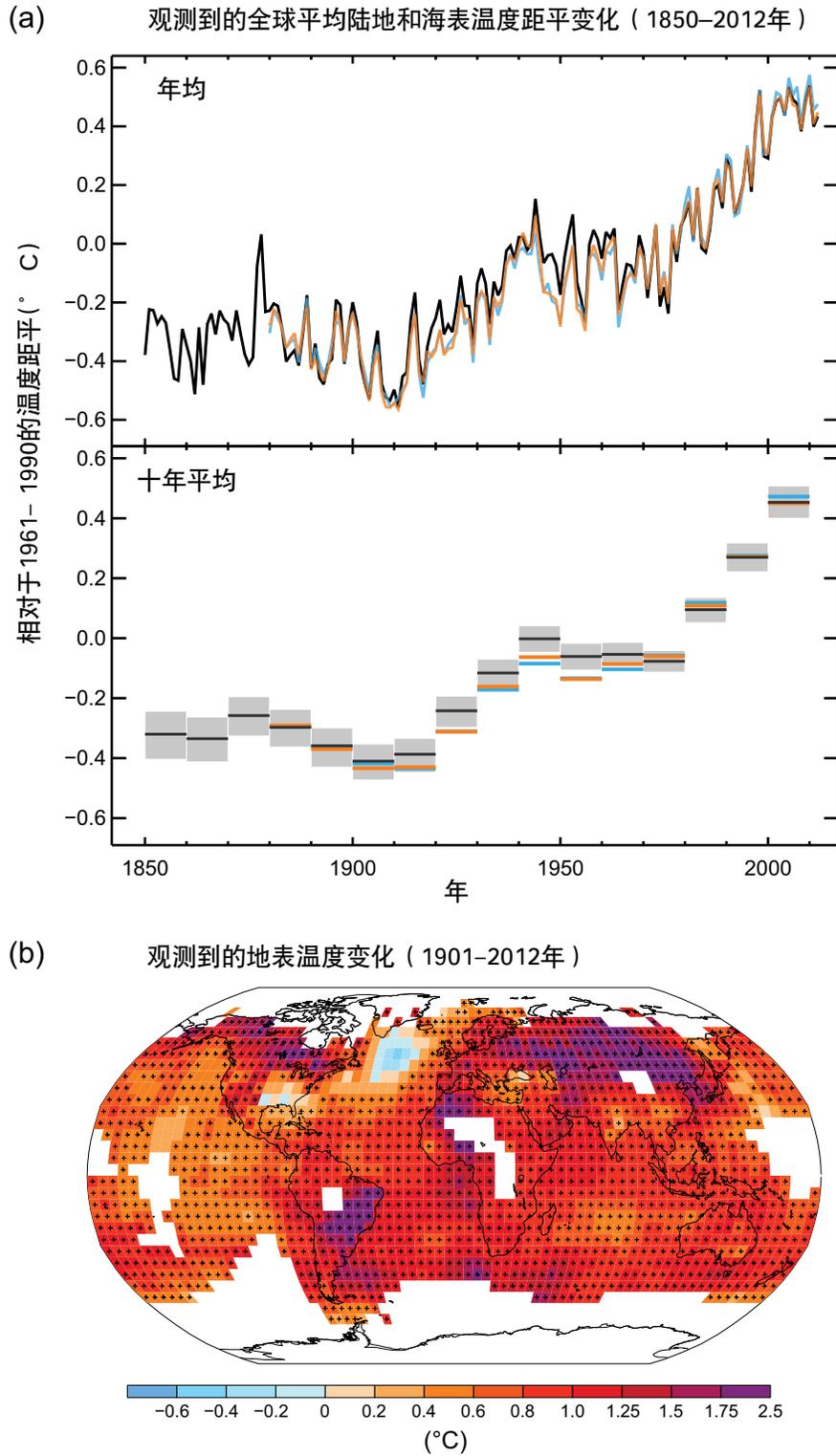
- 全球平均陆地和海洋表面温度的线性趋势计算结果表明，在1880–2012年期间（存在多套独立制作的数据集）温度升高了0.85 [0.65至1.06]°C³。基于现有的一个单一最长数据集⁴，1850–1900年时期和2003–2012年时期的平均温度之间的总升温幅度为0.78 [0.72至0.85]°C。（见图SPM.1）{2.4}
- 在有足够完整的资料以计算区域趋势的最长时期内（1901–2012年），全球几乎所有地区都经历了地表增暖。（见图SPM.1）{2.4}
- 除了存在确凿的多年代际变暖外，全球地表平均温度还表现出明显的年代际和年际变化（见图SPM1）。由于自然变率，选取不同的起止期，对短期记录趋势的计算是非常敏感的，而且一般不能反映长期气候趋势。例如，始于强厄尔尼诺事件的过去15年间的升温速率（1998–2012年；每十年温度升高0.05 [–0.05至+0.15]°C）小于1951年以来的升温速率（1951–2012年；每十年温度升高0.12 [0.08至0.14]°C）⁵。{2.4}
- 大陆尺度的地表温度重建表明：具有**高信度**的是，在中世纪气候异常期（950至1250年）中的多个年代内一些区域的温暖程度与20世纪后期相当，但是这些区域性暖期并没有像20世纪后期的变暖那样出现区域一致性（**高信度**）。{5.5}
- **几乎确定**的是，自20世纪中叶以来，在全球范围内对流层已变暖。更完整的观测使北半球热带以外地区的对流层温度变化的估算值比其它地区具有更高的信度。北半球热带以外对流层的变暖速率及其垂直结构变化具有**中等信度**，而在其它地区只具有**低信度**。{2.4}
- 1901年以来，全球陆地区域平均降水变化在1951年之前为**低信度**，之后为**中等信度**。1901年以来，北半球中纬度陆地区域平均降水已增加（在1951年之前为**中等信度**，之后为**高信度**）。对于其它纬度，区域平均降水的增加或减少的长期趋势只具有**低信度**。（见图SPM.2）。{TSTFE.1, 图2; 2.5}
- 约自1950年以来，已观测到了许多极端天气和气候事件的变化（详见表SPM.1）。**很可能**的是，在全球尺度上冷昼和冷夜的天数已减少，而暖昼和暖夜的天数已增加⁶。在欧洲、亚洲和澳大利亚的大部分地区，热浪的发生频率**可能**已增加。与降水减少的区域相比，更多陆地区域出现强降水事件的数量**可能**已增加。在北美洲和欧洲，强降水事件的频率或强度**可能**均已增加。在其它各洲，强降水事件变化的信度最高为**中等**。{2.6}

³ 在第五次评估报告第一工作组报告中，除非另有说明，不确定性用90%不确定性区间进行量化。方括号内给出的90%不确定性区间表示这一区间预计有90%的可能性涵盖了估算值。不确定性区间与相应最佳估算值之间不一定是对称关系。只要有最佳估算值则给出。

⁴ 在第四次评估报告中也采用了这一要点中提到的两种方法。第一种方法利用1880–2012年间所有点的最佳拟合线性趋势计算温度差。第二种方法计算1850–1900年和2003–2012年两个时期的平均温度差。因此，这两种方法得出的值及其90%不确定性区间不具有直接的可比性（2.4）。

⁵ 从1995年、1996年和1997年开始的三个15年期的趋势分别为每十年温度升高0.13 [0.02至0.24]°C、0.14 [0.03至0.24]°C和0.07 [–0.02至0.18]°C。

⁶ 这些术语的定义见术语表：冷昼/冷夜、暖昼/暖夜、热浪。



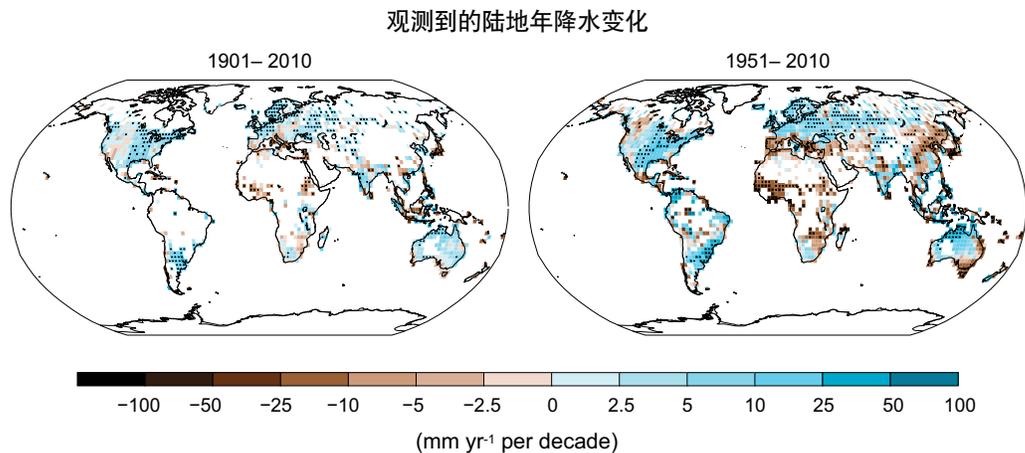
图SPM.1: (a) 观测到的全球平均陆地和海表温度距平 (1850–2012年)，源自三个资料集。上图：年均值，下图：十年均值，包括一个资料集（黑色）的不确定性估计值。各距平均相对于1961–1990年均值。(b) 观测到的地表温度变化 (1901–2012年)，温度变化值是通过某一资料集（图a中的橙色曲线）进行线性回归所确定的趋势计算得出的。只要可用资料能够得出确切估算值，均对其趋势作了计算（即仅限于该时期前10%和后10%时段内，观测记录完整率超过70%并且资料可用率大于20%的格点），其它地区为白色。凡是趋势达到10%显著性的格点均用“+”号表示。有关资料集清单和更多技术细节，详见技术摘要的补充材料{图2.19–2.21；图TS.2}

表SPM.1: 极端天气和气候事件; 近期观测到的变化在全球尺度上的评估、人类因素对这些变化的贡献, 以及预估的21世纪初(2016-2035年)和世纪末(2081-2100年)的进一步变化。粗体字表示第五次评估报告(AR5)(黑色)与《管理极端事件和灾害风险, 推进气候变化适应特别报告》(SREX)(蓝色)或第四次评估报告(AR4)(红色)就全球尺度评估所作的修订*。在以前的评估报告中没有提供对21世纪初的预估。除非另有说明, 第五次评估报告中各项预估是相对于1986-2005年的参照期, 并使用新的典型浓度路径(RCP)情景(见文框SPM.1)。有关极端天气和气候事件的定义见术语表。

趋势的现象和方向	评估发生的变化(特别是自1950年以来, 除非另有说明)	评估人类因素对观测到的变化的贡献	未来变化的可能性	
			21世纪初	21世纪末
大部分陆地地区更暖 和/或更少冷量和冷夜	很可能 很可能 很可能 (2.6)	很可能 可能 可能 (10.6)	可能 (11.3)	几乎确定 几乎确定 几乎确定 (12.4)
大部分陆地地区更暖和/ 或更频繁的热量和热夜	很可能 很可能 很可能 (2.6)	很可能 可能 可能 (10.6)	可能 (11.3)	几乎确定 几乎确定 几乎确定 (12.4)
暖期/热浪。 大部分陆地地区的频率 和/或持续时间增加	在全球尺度为 中等信度 在欧洲、亚洲和澳大利亚的大部分地区 可能 (2.6) 在许多(但并非所有)区域为 中等信度 可能	可能 没有正式评估 多半 可能 (10.6)	没有正式评估 ^b (11.3)	很可能 很可能 很可能 (12.4)
强降雨事件。 强降雨的频率、强度 和/或雨量增加	可能 增加的陆地地区 大于减少 的区域。 (2.6) 可能 增加的陆地地区 大于减少 大部分陆地地区可能	中等信度 (7.6, 10.6)	在许多陆地地区 可能 (11.3)	大多数中纬度陆地地区和潮湿的热带地区 很可能 (12.4) 许多地区 可能 大部分陆地地区很可能
干旱的强度和/或 持续时间增加	全球尺度为 低信度 可能某些区域有变化 ^d (2.6) 某些区域为 中等信度 自1970年以来在许多区域 e 为 可能 。	低信度 中等信度 多半 可能 (10.6)	低信度 (11.3)	区域到全球尺度 可能 (中等信度) ^h (12.4) 某些区域为 中等信度 可能
强热带气旋活动增加	长期(百年)变化为 低信度 北大西洋自1970年以来几乎确定 (2.6) 低信度 自1970年以来在某些区域 可能	低信度 低信度 多半 可能 (10.6)	低信度 (11.3)	在西北太平洋和北大西洋地区 多半可能 ⁱ (14.6) 某些流域 多半可能 可能
极端高海平面事件的 频繁和/或程度增加	可能 (自1970年后) (3.7) 可能 (20世纪末期) 可能	可能 ^k 可能 ^k 多半 可能 ^k (3.7)	可能 ^l (13.7)	很可能 ^l 很可能 ^m 可能 (13.7)

* 很难将各份报告的评估结果进行直接比较。目前已对某些气候变量的不同方面进行了评估, SREX和ARS已经使用了修订后的不确定性指导说明, 新信息的提供, 更深入的科学理解, 资料和数据式的持续分析, 评估研究中所用方法的特殊差异, 所有这些都有助于改进评估结果。

注:
a 归因于已有的案例研究。人类活动可能使一些地点观测到的热浪发生的可能性提高了一倍。
b 各模式预估的热浪和暖期的持续时间、强度和空间范围会出现短期的增加。
c 除北美和欧洲外, 大多数大洲的趋势信度不高于**中等**, 而在这些大洲强降雨的频率或强度**可能**出现了上升, 但有季节性或区域性变化。北美洲中部**很可能**出现了上升。
d 在地中海和西南非干旱的频率和强度**可能**已经增加, 在北美洲中部和澳大利亚西北部**可能**已经减小。
e AR4评估了受干旱影响的地区。
f SREX评估认为由于人为影响对降水和温度变化有作用, 所以造成了20世纪后半叶观测到的干旱形势发生了一些变化, 该结论为**中等信度**, SREX评估认为一些地区层面的干旱变化的归因为**低信度**。
g 预估的土壤湿度变化为**低信度**。
h 在RCP8.5情景下, 稻米区域到全球尺度的预估, 到本世纪末在目前的干燥区域土壤湿度**可能**会降低, 农业干旱**可能**会增加(**中等信度**)。在地中海、美国西南部和非洲南部, 土壤湿度降低, 这与热带季风流的预估变化和地表温度增加相一致。因此, 具有**高信度**的是, 在RCP8.5情景下到本世纪末这些区域地表**可能**变干。
i 具有**中等信度**的是: 北大西洋气溶胶强迫的降低至少对该地区1970年代后观测到的热带气旋活动的增加有部分作用。
j 基于专家判断和使用SRES A1BI(或相似情景)的预估评估。
k 归因于观测到的极端海平面变化和平均海平面变化之间的紧密关系为基础。
l 具有**高信度**的是: 极端高海平面的增加主要是由于平均海平面上升造成的。具体区域的风暴程度和相关风暴潮的预估为**低信度**。
m SREX评估认为平均海平面上升**很可能**加剧未来海岸带极端高水位事件呈上升趋势。



图SPM.2: 观测到的1901-2010年和1951-2010年期间的降水变化图, 基于一个数据集的计算而得(逐年累积趋势的计算标准同图SPM.1)。有关技术细节, 详见技术摘要的补充材料。{TS TFE.1; 图2; 图2.29}

B.2 海洋

海洋变暖在气候系统储存能量的增加中占主导地位, 1971-2010年间累积能量的90%以上可由此加以解释(高信度)。几乎确定的是, 1971-2010年, 海洋上层(0-700米)已经变暖; 19世纪70年代至1971年间, 海洋上层可能已变暖。{3.2, 文框3.1}

- 全球尺度上, 海洋表层温度升幅最大。1971-2010年期间, 在海洋上层75米以上深度的海水温度升幅为每十年0.11 [0.09至0.13]°C。自第四次评估报告以来, 已发现并减少了海洋上层温度记录中的仪器测量偏差, 增强了评估变化的信度水平。{3.2}
- 1957-2009年间, 海洋在700米和2000米深度之间可能已经变暖。1992-2005年期间, 已有充分的观测可用于评估全球2000米以下海水温度的变化。在此期间, 可能的是, 2000-3000米之间的海洋没有观测到显著的温度趋势。在这一时期, 从3000米至洋底海洋可能已经变暖, 在南大洋观测到的海水温度升幅最大。{3.2}
- 在观测数据相对充足的1971-2010年这40年间, 气候系统增加的净能量中有60%以上储存在海洋上层(0-700米), 另有大约30%储存在700米以下。通过线性趋势估算, 在此时期, 海洋上层的热含量可能增加了17 [15 to 19] x 10²²焦耳⁷(图SPM.3)。{3.2, 文框3.1}
- 多半可能的是, 与1993-2002年相比, 2003-2010年间海洋上层(0-700米)热含量的增速较为缓慢(见图SPM.3)。1993-2009年间, 在年际变率较小的700-2000米深处, 海洋吸收的热量可能没有减少。{3.2, 文框9.2}
- 很可能的是, 自20世纪50年代以来, 以蒸发为主的高盐度海区的海水已变得更咸, 而以降水为主的低盐度海区的海水已变得更淡。这些区域性海洋盐度的变化趋势间接表明, 海洋表面的蒸发和降水已发生变化(中等信度)。{2.5, 3.3, 3.5}
- 根据完整的大西洋经向翻转环流(AMOC)十年期记录和有关AMOC各分量的更长记录, 尚无观测证据表明AMOC出现变化趋势。{3.6}

⁷ 海洋表面平均1Wm⁻²的加热速率可使海洋热含量每年增加1.1 x 10²²焦耳。

B.3 冰冻圈

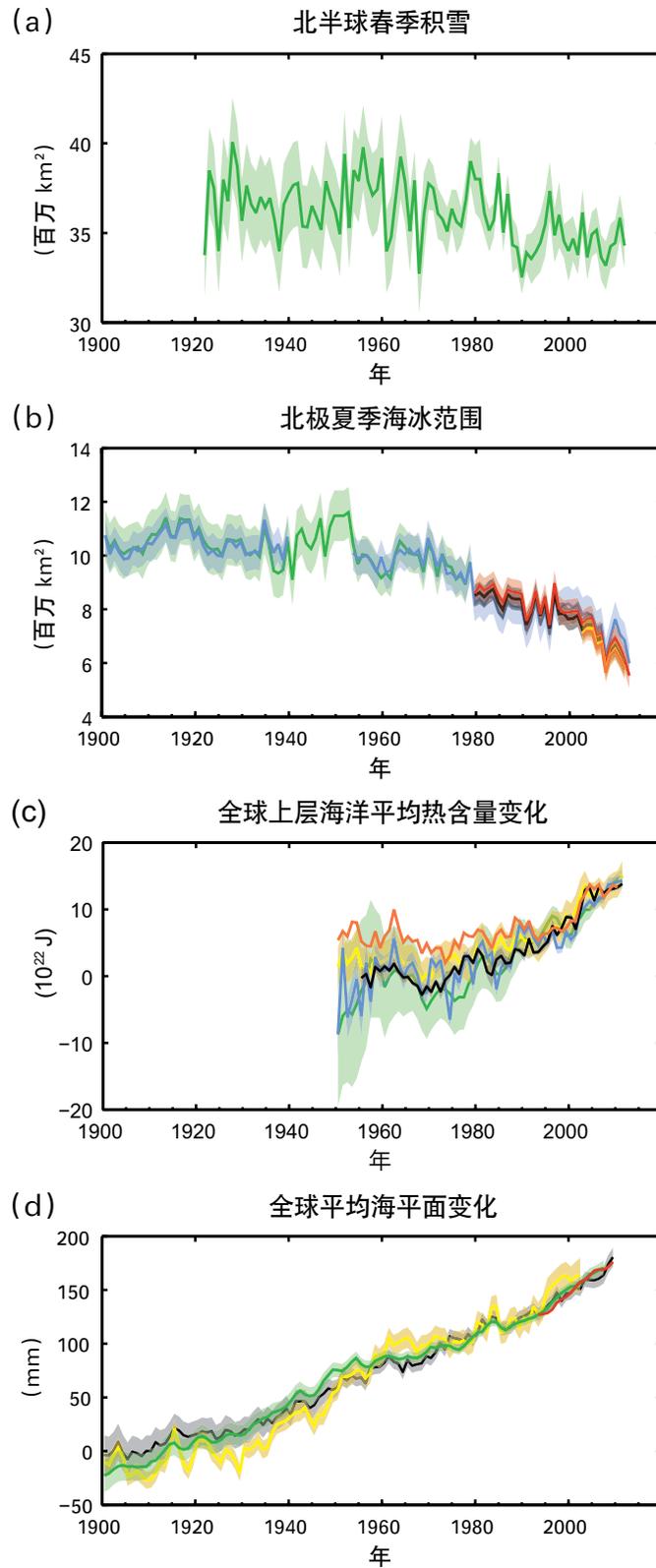
过去20年以来，格陵兰冰盖和南极冰盖的冰量一直在损失，全球范围内的冰川几乎都在继续退缩，北极海冰和北半球春季积雪范围在继续缩小（**高信度**）（见图SPM.3）。{4.2-4.7}

- 在1971-2009年间，全世界冰川的冰量损失平均速率⁸（不包括冰盖外围的冰川⁹）*很可能是*每年226[91至361]Gt，在1993-2009年间*很可能是*每年275[140至410]Gt¹⁰。{4.3}
- 格陵兰冰盖的冰量损失平均速率*很可能*已从1992-2001年间的每年34[-6至74]Gt大幅度增至2002-2011年间的每年215[157至274]Gt。{4.4}
- 南极冰盖的冰量损失平均速率*可能*从1992-2001年间的每年30[-37至97]Gt增至2002-2011年间的每年147[72至221]Gt。具有*很高信度*的是，这些冰量损失主要发生在南极半岛北部和南极西部的阿蒙森海区。{4.4}
- 1979-2012年间北极年均海冰范围在缩小，缩小速率*很可能*是在每十年3.5%至4.1%的范围内（每十年0.45至0.51百万平方公里的范围），夏季最低海冰范围（多年海冰）*很可能*每十年缩小9.4%-13.6%（每十年0.73至1.07百万平方公里的范围）。北极海冰每十年平均范围的平均减少速度在夏季最高（**高信度**）；1979年以来连续的几个十年，每个季节北极海冰的空间范围都在缩小（**高信度**）（图SPM.3）。根据资料重建，具有*中等信度*的是，过去30年间，北极夏季海冰范围退缩史无前例，北极海表温度至少在过去1450年来异常偏高。{4.2, 5.5}
- 在1979-2012年期间南极年均海冰范围*很可能*以每十年1.2%至1.8%区间（每十年0.13至0.20百万平方公里范围）的速度增加。具有**高信度**的是，这一速率存在很大的区域差异，有些区域在增加，有些区域在减小。{4.2.}
- 具有*很高信度*的是，自20世纪中叶以来，北半球积雪范围已缩小（见图SPM.3）。在1967-2012年时期，北半球三月和四月份平均积雪范围每十年缩小1.6[0.8至2.4]%，六月份每十年缩小11.7[8.8到14.6]%。在此期间，北半球积雪范围在任何月份都没有显现具有统计意义的显著增加。{4.5}
- 具有**高信度**的是，自20世纪80年代初以来，大多数地区多年冻土温度已升高。在阿拉斯加北部一些地区，观测到的升温幅度达到3°C（20世纪80年代早期至21世纪00年代中期），俄罗斯的欧洲北部地区达到2°C（1971-2010年）。在俄罗斯的欧洲北部地区，1975-2005年期间已观测到多年冻土层厚度和范围的大幅减少（*中等信度*）。{4.7}
- 多重证据表明，自二十世纪中叶以来北极出现了大幅度增暖。{文框5.1, 10.3}

⁸ 所有提到的‘冰量损失’或‘物质损失’均指净冰量损失：累积冰量减去融化冰量和冰山崩塌量。

⁹ 由于方法原因，对南极冰盖和格陵兰冰盖的冰损失评估包括了冰盖外围的冰川变化。因而从冰川的给定值中剔除了这些外围冰川。

¹⁰ 100Gt/年的冰损失大约相当于海平面每年上升0.28毫米。



图SPM.3: 观测到的多项全球气候变化指标: (a) 北半球3-4月(春季)平均积雪范围; (b) 北极7-8-9月(夏季)平均海冰范围; (c) 调整到2006-2010年时段相对于1970年所有资料集平均值的全球平均海洋上层(0-700m)热含量变化; (d) 相对于1900-1905年最长的连续资料集平均值的全球平均海平面, 所有资料集均调整为1993年(即有卫星高度仪资料的第一年)的相同值。所有时间序列(不同颜色的曲线表示不同的资料集)给出年度值, 经评估后的不确定性用不同颜色的阴影区表示。关于资料集列表, 见技术摘要的补充材料{图3.2, 图3.13, 图4.19和图4.3; 常见问题2.1, 图2; 图TS.1}

B.4 海平面

19世纪中叶以来的海平面上升速率比过去两千年来的平均速率高（**高信度**）。1901–2010年期间，全球平均海平面上升了0.19[0.17至0.21]米（见图SPM.3）。{3.7, 5.6, 13.2}

- 海平面的代用数据和器测数据表明，在19世纪末至20世纪初出现了海平面从过去两千年相对较低的平均上升速率向更高的上升速率的转变（**高信度**）。*可能*的是，20世纪初以来，全球平均海平面上升速率不断加快。{3.7, 5.6, 13.2}
- 很可能*的是，全球平均海平面上升速率在1901–2010年间的平均值为每年1.7[1.5至1.9]毫米，1971–2010年间为每年2.0 [1.7至2.3]毫米，1993–2010年间为每年3.2 [2.8至3.6]毫米。对于后一个时期海平面上升速率较高的问题，验潮仪和卫星高度计的资料是一致的。1920–1950年间*可能*也出现了类似的高速率。{3.7}
- 二十世纪七十年代初以来，观测到的全球平均海平面上升的75%可以由冰川冰量损失和因变暖导致的海洋热膨胀来解释（**高信度**）。具有**高信度**的是，1993–2010年间全球平均海平面上升与观测到的海洋热膨胀（每年1.1 [0.8至1.4] 毫米）、冰川（每年0.76 [0.39至1.13] 毫米）、格陵兰冰盖（每年0.33 [0.25至0.41] 毫米）、南极冰盖（每年0.27 [0.16至0.38] 毫米）以及陆地水储量变化（每年0.38 [0.26至0.49] 毫米）的总贡献一致。这一总贡献为每年2.8[2.3至3.4]毫米。{13.3}
- 具有**很高信度**的是，末次间冰期（距今约12.9万年至11.6万年间）的几千年中，全球平均海平面的最大值至少比当前高5米；具有**高信度**的是，那一时期的海平面没有高于当前的海平面10米。在末次间冰期，格陵兰冰盖对海平面上升的贡献很可能在1.4到4.3米之间，这意味着南极冰盖也对全球海平面上升做出了额外贡献（**中等信度**）。海平面的这种变化是在不同的轨道强迫，以及高纬度几千年平均的地表温度比目前至少高出2°C的背景下出现的。{5.3, 5.6}

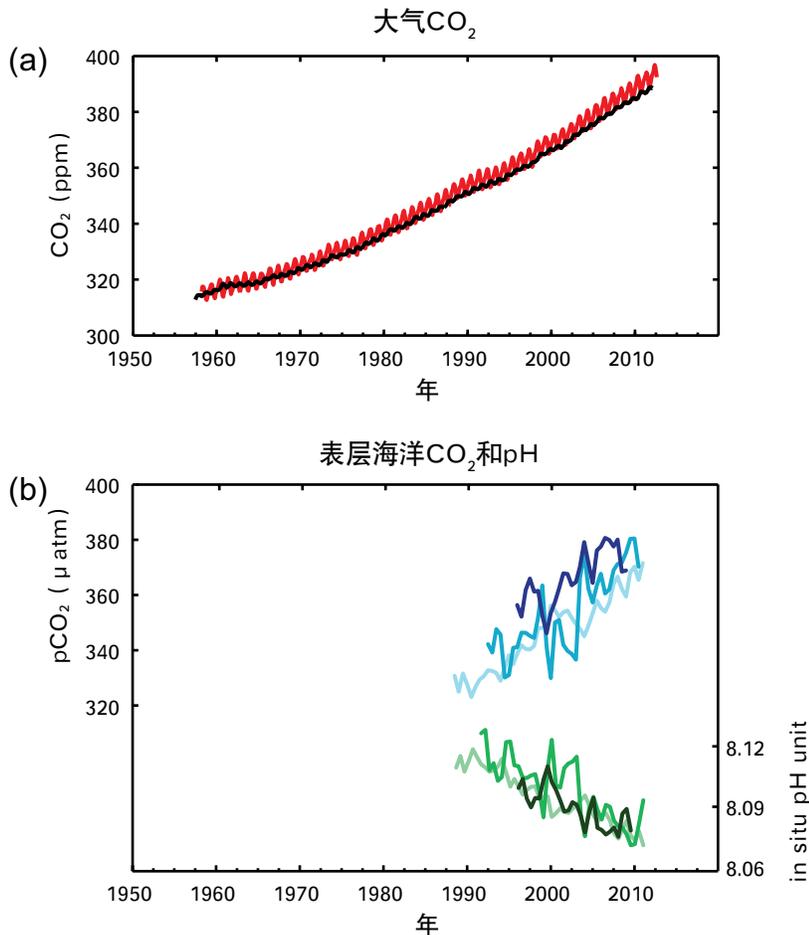
B.5 碳和其它生物地球化学循环

二氧化碳、甲烷和氧化亚氮的大气浓度至少已上升到过去80万年以来前所未有的水平。自工业化以来，二氧化碳浓度已增加了40%，这首先是由于化石燃料的排放，其次是由于土地利用变化导致的净排放。海洋已经吸收了大约30%的人为二氧化碳排放，这导致了海洋酸化（见图SPM.4）。{2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- 自1750年以来，由于人类活动，大气中二氧化碳（CO₂）、甲烷（CH₄）和氧化亚氮（N₂O）等温室气体的浓度均已增加。2011年，上述温室气体浓度依次为391ppm¹¹、1803ppb和324ppb，分别约超过工业化前水平的40%、150%和20%。{2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- 当前CO₂、CH₄和N₂O的浓度大大超过了冰芯记录的过去80万年以来最高浓度。具有**很高信度**的是，上世纪CO₂、CH₄和N₂O浓度增加的平均速率是过去2.2万年来前所未有的。{5.2, 6.1, 6.2}

¹¹ ppm（百万分之一）或ppb（十亿分之一，十亿=1000百万）是温室气体分子数与干燥空气的分子总数之比。例如，300ppm是指干燥空气中每百万个分子中有300个某一温室气体的分子数。

- 2002–2011年期间，因化石燃料燃烧和水泥生产造成的CO₂年平均排放量为每年8.3 [7.6至9.0] GtC¹²（*高信度*），2011年是9.5 [8.7至10.3] GtC，比1990年水平高出54%。在2002–2011年期间，因人为土地利用变化产生的CO₂年净排放量平均为每年0.9 [0.1至0.7] GtC（*中等信度*）。{6.3}
- 从1750年至2011年，因化石燃料燃烧和水泥生产释放到大气中的CO₂排放量为375 [345至405] GtC，因毁林和其它土地利用变化估计已释放了180 [100至260] GtC。这使得人为CO₂排放累积量为555 [470至640] GtC。{6.3}
- 在这些人为CO₂排放累积量中，已有240 [230至250] GtC累积在大气中，有155 [125至185] GtC被海洋吸收，而自然陆地生态系统累积了160 [70至250] GtC（参见累积残留土地汇）。{图TS.4, 3.8, 6.3}
- 海洋酸化可用pH值¹³的下降来度量。自工业化时代初期以来，海表水的pH值已经下降了0.1（*高信度*），相当于氢离子浓度增加了26%（见图SPM.4）。{3.8, 文框3.2}。



图SPM.4: 观测到的多项全球碳循环的变化指标：（a）从1958年起在莫纳罗亚（19°32′ N, 155°34′ W - 红色曲线）和南极（89°59′ S, 24°48′ W - 黑色曲线）观测到的大气二氧化碳（CO₂）浓度；（b）海洋表面溶解的CO₂分压（蓝色曲线）和实地pH测量值（绿色曲线，测量海水酸度）。观测值来自位于大西洋（29°10′ N, 15°30′ W - 深蓝/深绿；31°40′ N, 64°10′ W - 蓝/绿）和太平洋（22°45′ N, 158°00′ W - 淡蓝/淡绿）的三个观测站。关于此处展示的数据集，详见基础报告和技术摘要补充材料。{图2.1和图3.18；图TS.5}

¹² 10亿吨碳 = 1 GtC = 10¹⁵克碳=1拍克碳=1 PgC。这相当于3.67GtCO₂。

¹³ pH值是使用对数标度来衡量酸度的指标，pH值下降1个单位对应氢离子浓度或酸度增加10倍。

C. 气候变化的驱动因子

改变地球能量收支的自然和人为物质与过程是气候变化的驱动因子。辐射强迫¹⁴ (RF) 量化了与1750相比在2011年由这些驱动因子引起的能量通量变化, 除非另有说明。正辐射强迫值导致地表变暖, 而负辐射强迫值导致地表变冷。辐射强迫的估算是基于实地观测和遥感观测、温室气体和气溶胶的特性以及基于利用可代表已观测到的各种过程的数值模式的计算结果。某些排放的化合物会影响其它物质的大气浓度。辐射强迫量可根据每一种物质的浓度变化进行计算¹⁵。亦可以根据排放计算某一化合物的辐射强迫, 这与人类活动有着更直接的联系。它包含了受排放影响的所有物质的贡献。在考虑所有驱动因子的情况时, 两种方法的人为辐射强迫总估计值是一致的。虽然在本摘要中两种方法均有使用, 但是更侧重于基于排放的辐射强迫。

总辐射强迫是正值, 并导致了气候系统的能量吸收。对总辐射强迫的最大贡献来自于1750年以来的大气CO₂浓度的增加 (见图SPM.5)。 {3.2, 文框3.1, 8.3, 8.5}

- 相对于1750年, 2011年总人为辐射强迫值为2.29 [1.13至3.33] Wm⁻² (见图SPM.5), 自1970年以来其增加速率比之前的各个年代更快。2011年的总人为辐射强迫的最佳估计值比《IPCC第四次评估报告》给出的2005年值高43%。这是由大多数温室气体浓度的继续增加和气溶胶强迫作用的估算值得到改善 (气溶胶强迫产生的净冷却效应 (负辐射强迫) 比之前的评估偏弱) 共同造成的。{8.5}
- 相对于1750年, 2011年由混合充分的温室气体 (CO₂、CH₄、N₂O和卤代烃) 排放产生的辐射强迫为3.00 [2.22至3.78] Wm⁻² (见图SPM.5)。由这些气体浓度变化造成的辐射强迫为2.83 [2.26至3.40] Wm⁻²。{8.5}
- 仅CO₂排放产生了1.68 [1.33至2.03] Wm⁻²的辐射强迫 (见图SPM.5)。将造成CO₂浓度增加的其它含碳气体的排放包括在内, CO₂的辐射强迫值为1.82 [1.46至2.18] Wm⁻²。{8.3, 8.5}
- 仅CH₄排放产生了0.97 [0.74至1.20] Wm⁻²的辐射强迫 (见图SPM.5)。这远大于基于浓度的估算值0.48 [0.38至0.58] Wm⁻² (自《IPCC第四次评估报告》以来无变化)。估算值中的差异是由于CH₄排放导致的臭氧浓度的变化和平流层水汽含量的变化以及其它间接影响CH₄的排放所造成的。{8.3, 8.5}
- 平流层中耗损臭氧的卤代烃排放引起0.18 [0.01至0.35] Wm⁻²的净正辐射强迫 (见图SPM.5)。卤代烃本身的正辐射强迫已超过了它导致的臭氧损耗所产生的负辐射强迫。所有卤代烃的正辐射强迫与第四次评估报告的值相似, 其中CFCs造成的辐射强迫降低, 但其很多替代物造成的辐射强迫增加了。{8.3, 8.5}
- 短寿命周期气体的排放对总人为辐射强迫值有贡献。一氧化碳 (CO) 排放几乎确定已引起正辐射强迫, 氮氧化物 (NO_x) 可能已引起净负辐射强迫 (见图SPM.5)。{8.3, 8.5}
- 大气中气溶胶总效应 (包括气溶胶造成的云调节) 的辐射强迫为 -0.9 [-1.9至-0.1] Wm⁻² (中等信度), 这是将大多数气溶胶产生的负强迫作用和黑碳吸收太阳辐射产生的正贡献合计得到。具有高信度的是, 气溶胶及其与云的相互作用已抵消了源于充分混合的温室气体引起的全球平均强迫的很大一部分。它们仍然是总辐射强迫估算中的最大不确定性来源。{7.5, 8.3, 8.5}

¹⁴ 辐射强迫 (RF) 用于量化驱动因子的强度, 如同之前的IPCC评估报告, 均以瓦/平方米 (Wm⁻²) 为单位表示。RF是由某一驱动因子造成的能量通量变化, 在对流层顶或大气层顶计算。在之前的IPCC报告采用的RF传统概念中, 所有地表和对流层状况均保持不变。在本报告中, 在计算充分混合的温室气体和气溶胶的RF过程中, 除海洋和海冰外, 允许物理变量利用快速调节的方式响应各种扰动。这种产生的强迫在报告全文中被称为有效辐射强迫 (ERF)。这一变化体现了自之前评估报告发表以来所取得的科学进展, 并更好地表示温度对这些驱动因子的最终响应。对于除充分混合的温室气体和气溶胶外的所有其它驱动因子, 描述它们快速调节的效果要差一些, 而且假定这些调节作用不大, 因此用传统的RF作为强迫作用的最佳估计值。{8.1}

¹⁵ AR4 SPM中使用此方法计算RF。

- 在火山爆发后的若干年内，平流层火山气溶胶的强迫作用对气候有很大影响。2008–2011年间几座小火山的喷发已产生了 -0.11 [-0.15 至 -0.08] Wm^{-2} 的辐射强迫，其强度大约是1999–2002年火山气溶胶辐射强迫的两倍。{8.4}
- 由于太阳辐照度变化产生的辐射强迫估计为 0.05 [0.00 至 0.10] Wm^{-2} （见图SPM.5）。1978至2011年期间对太阳总辐照度变化的卫星观测表明，最后一个太阳极小值低于前两个极小值。这导致最近一次极小值（2008年）与1986年极小值之间产生了 -0.04 [-0.08 至 0.00] Wm^{-2} 的辐射强迫差值。{8.4}
- 除了几次大规模火山爆发以后的短暂时期以外，太阳辐照度和平流层火山气溶胶产生的总自然辐射强迫在整个过去一个世纪对净辐射强迫的贡献很小。{8.5}



图SPM.5: 相对于1750年，2011年的气候变化主要驱动因子的辐射强迫估计值和总的不确定性。图中给出的估计值是全球平均辐射强迫值 (RF^{15})，这些估计值的划分是根据使驱动因子复合的排放混合物或排放过程。净辐射强迫的最佳估计值用黑色菱形表示，并给出了相应的不确定性区间；在本图的右侧给出了各数值，包括净辐射强迫的信度水平（VH - 很高，H - 高，M - 中等，L - 低，VL - 很低）。黑碳气溶胶柱状图中包括积雪和冰上的黑碳产生的反照率强迫。图中没有给出凝结尾迹 (0.05Wm^{-2} ，其中包括凝结尾迹产生的卷云) 和氢氟碳化物 (HFCs)、全氟化碳 (PFCs) 和六氟化硫 (SF_6) (共计 0.03Wm^{-2}) 产生的小的强迫作用。可以通过合计同色柱状图的数值获得各种气体基于浓度的辐射强迫。图中没有包括火山强迫，因为该强迫间断时续的特点使其很难与其它强迫机制进行比较。本图给出了相对于1750年的三个不同年份的人为辐射强迫总值。进一步的技术细节，包括与各种成分和过程相关的不确定性范围，参见技术摘要补充材料。{8.5；图8.14–8.18；图TS.6和图TS.7}

D. 认识气候系统及其最近的变化

认识气候系统最近的变化是基于对观测、反馈过程的研究和模式模拟的综合。评估气候模式模拟最近变化的能力时需考虑所有被模拟的气候系统分量的初始状态，以及用于驱动各模式的自然和人为强迫。与第四次评估报告相比，目前的观测资料更加详尽、时间序列更长，气候模式得到进一步改进，它们能够在更多的气候系统分量中把已检测到的变化归因于人为影响。

人类对气候系统的影响是明确的。从大气中温室气体浓度增加、正辐射强迫、观测到的变暖以及对当前气候系统的科学认识均清楚地表明这一点。{2-14}

D.1 对气候模式的评估

自《第四次评估报告》以来，气候模式已得到改进。模式能够再现观测到的大陆尺度地表温度分布和多年代际趋势，包括自20世纪中叶以来的快速增温和大规模火山爆发后立即出现的降温（*很高信度*）。{ 9.4, 9.6, 9.8}

- 长期气候模式模拟结果显示的1951-2012年的全球平均地表温度趋势与观测到的趋势相一致（*很高信度*）。然而，模拟与观测的10 - 15年(例如1998到2012年)的短期趋势之间存在差异。{9.4, 文框9.2}
- 与1951-2012年相比，1998-2012年间观测到的地表增温趋势减少是因为辐射强迫趋势减弱以及内部变率（包括海洋内部可能的热量再分配）致冷效应，二者的贡献不相上下（*中等信度*）。辐射强迫趋势减弱主要是因为火山爆发和为期11年的太阳周期处于下行阶段。但是，对造成变暖趋势减少的辐射强迫变化的作用进行量化仅有*低信度*。具有*中等信度*的是，自然内部年代际变率在很大程度导致了观测和模拟之间的差异；模式模拟不能重现内部变率的时间。还有可能是由于不足的强迫，以及某些模式高估了对增加的温室气体和其它人为强迫（主要是气溶胶效应）的响应。{9.4, 文框9.2, 10.3, 文框10.2, 11.3}
- 模式模拟地表温度的能力在区域尺度上比更大尺度上的可信度要低。然而，具有*高信度*的是，对区域尺度地表温度的模拟能力好于第四次评估报告时期。{9.4, 9.6}
- 自第四次评估报告以来，对极端天气气候事件的评估取得了重要进展。模拟的20世纪后50年极暖和极冷昼夜频次的全球平均趋势与观测基本一致。{9.5}
- 自第四次评估报告以来，对大陆尺度降水分布的模拟得到一些改进。在区域尺度仍然不能很好地模拟降水，而且由于观测的不确定性使得评估工作仍然很难开展。{9.4, 9.6}
- 现在模式能够更好地再现一些重要的气候现象。具有*高信度*的是，自第四次评估报告以来，基于多模式模拟的季风和厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）的结果有所改进。{9.5}
- 与第四次评估报告相比，气候模式目前包括更多的云和气溶胶过程以及它们的相互作用，但是模式中这些过程的表征和量化仍然是*低信度*。{7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- 具有确凿证据的是，与第四次评估报告相比，更多的模式能够再现1979年以来夏季北极海冰范围的下降趋势，大约四分之一的模式模拟的趋势与观测的趋势一样大或更大。尽管模式间结果的离散度很大，大多数模式模拟的南极海冰范围呈小幅下降的趋势，这与观测到的小幅增加的趋势相反。{9.4}

- 许多模式再现了1961年至2005年间观测到的海洋上层（0–700米）热含量的变化（*高信度*），在大部分时期中，多模式平均的时间序列都在现有观测的估计值范围内。{9.4}
- 包括碳循环的气候模式（地球系统模式）能够模拟出全球海洋–大气二氧化碳通量分布，包括热带地区的排放和中、高纬度地区的吸收。其中的大多数模式模拟的20世纪后半期的全球陆地和海洋碳汇都在观测的估计值范围内。{9.4}

D.2 气候系统响应的量化

温度变化的观测和模式研究，气候反馈和地球能量收支的变化一起，为全球变暖对过去和未来强迫的响应幅度提供了信度。{文框12.2, 文框13.1}

- 水汽变化以及大气和地表增暖之间差异的共同影响所造成的净反馈*极有可能*为正，因此会放大气候的变化。包括所有云型产生的净辐射反馈*可能*为正。造成云反馈正负符号和大小不确定性的主要原因是变暖对低云影响的持续不确定性。{7.2}
- 平衡气候敏感度量化了气候系统对多世纪时间尺度上恒定辐射强迫的响应。它是指大气CO₂浓度加倍后达到平衡时的全球平均地表温度的变化。平衡气候敏感度的范围*可能*是1.5°C至4.5°C（*高信度*），*极不可能*低于1°C（*高信度*），*很不可能*大于6°C（*中等信度*）¹⁶。因此评估的平衡气候敏感度*可能*范围的温度下限小于第四次评估报告中的2°C，但是上限是相同的。这一评估反映了更好的科学认识，增加的大气和海洋资料记录，以及对辐射强迫的最新估计。{TS TFE.6, 图1; 文框12.2}
- 全球气候变化的速率和幅度决定于辐射强迫，气候反馈和气候系统储存的能量。对这些量近几十年的估计值与评估的平衡气候敏感度的*可能*范围相一致，为认识人为气候变化提供了有力证据。{文框12.2, 文框13.1}
- 瞬时气候响应量化了年代际到百年时间尺度上气候系统对增加的辐射强迫的响应。它是指大气CO₂浓度每年增加1%直至加倍时的全球平均地表温度的变化。瞬时气候响应的范围*可能*为1.0°C至2.5°C（*高信度*），*极不可能*大于3°C。{文框12.2}
- 一个相关的变量是累积碳排放的瞬时气候响应（TCRE）。它量化了气候系统对累积碳排放的瞬时响应（见E.8）。TCRE定义为向大气中每排放1000GtC时的全球平均地表温度变化。TCRE的范围*可能*是每1000PgC引起0.8°C至2.5°C的温度变化，这适用在达到温度峰值之前，累积排放不超过2000GtC的情况下（见图SPM.10）。{12.5; 文框12.2}

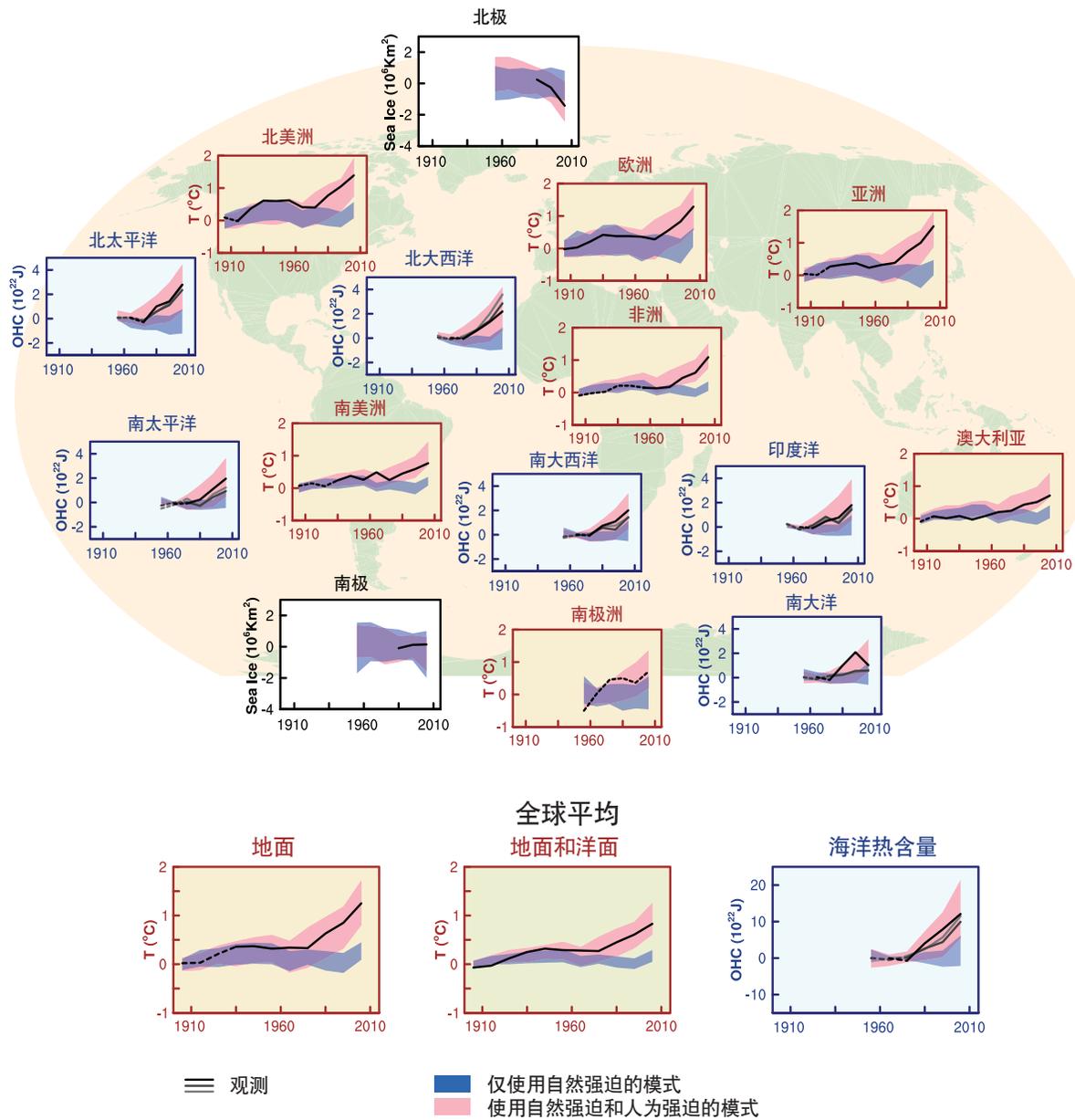
¹⁶ 现在不能给出平衡气候敏感度的最佳估算，因为在已评估的多项证据和研究中缺乏评估值的一致性。

- 许多指标可用于比较不同物质的排放对气候变化的贡献。最合适的指标和时间尺度取决于在特定的应用中气候变化哪方面最重要。没有一种指标能精确比较不同排放的所有后果，每个都具有局限性和不确定性。全球增温潜势是基于特定时间尺度上的累积辐射强迫，全球温度变化潜势是基于选定时间点上的全球平均地表温度的变化。在报告全文中提供了更新后的数值。{8.7}

D.3 气候变化的检测与归因

已经在大气和海洋的变暖、全球水循环的变化、积雪和冰的减少、全球平均海平面的上升以及一些极端气候事件的变化中检测到人为影响。自《第四次评估报告》以来，有关人为影响的证据有所增加。**极有可能的是，人为影响是造成观测到的20世纪中叶以来变暖的主要原因。**{10.3-10.6, 10.9}

- **极有可能的是**，观测到的1951-2010年全球平均地表温度升高的一半以上是由温室气体浓度的人为增加和其他人为强迫共同导致的。人类活动引起的变暖最佳估计值与这个时期观测到的变暖相似。{10.3}
- 1951-2010年间，温室气体造成的全球平均地表增温**可能**在0.5°C至1.3°C之间，包括气溶胶降温效应在内的其它人为强迫的贡献**可能**在-0.6°C至0.1°C之间。自然强迫的贡献**可能**在-0.1°C至0.1°C之间，自然内部变率的贡献**可能**在-0.1°C至0.1°C之间。综合起来，所评估的这些贡献与这个时期所观测到的约0.6°C到0.7°C的变暖相一致。{10.3}
- 在除南极以外的每个大陆地区，人为强迫**可能**对20世纪中叶以来的地表温度升高作出了重要贡献（见图SPM.6）。对南极地区，很大的观测不确定性导致人为强迫对现有台站观测到的变暖具有贡献这一结论具有**低信度**。**可能**的是，人类活动对20世纪中叶以来北极明显的变暖具有贡献。{2.4, 10.3}
- **很可能**的是，人为影响特别是温室气体和平流层臭氧损耗，导致了可检测到的1961年以来对流层升温以及平流层下部相应降温的分布。{2.4, 9.4, 10.3}
- **很可能**的是，人为强迫对观测到的20世纪70年代以来全球海洋上层热含量（0-700米）增加作出了重要贡献（见图SPM.6）。有证据表明人类活动影响了某些个别洋盆。{3.2, 10.4}
- **可能**的是，人为活动影响了1960年以来的全球水循环。人为影响对观测到的大气水汽含量的增加（**中等信度**），全球尺度陆地降水分布的变化（**中等信度**），资料充分的陆地地区强降水的加强（**中等信度**），以及海洋表层和次表层盐度的变化（**很可能**）作出了贡献。{2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}



图SPM.6: 利用大气、冰冻圈和海洋的三个大尺度指标比较观测到的和模拟的气候变化。三个指标分别为: 大陆地表气温变化(黄色部分)、北极和南极9月海冰范围(白色部分)以及主要洋盆的海洋上层热含量(蓝色部分)。同时也给出了全球平均变化。地表温度的距平相对于1880-1919年, 海洋热含量的距平相对于1960-1980年, 海冰距平相对于1979-1999年。所有时间序列都是在十年的中心处绘制的十年平均值。在气温图中, 如果研究区域的空间覆盖率低于50%, 则观测值用虚线表示。在海洋热含量和海冰图中, 实线是指资料覆盖完整且质量较高的部分, 虚线是指仅资料覆盖充分而不确定性较大的部分。模式结果是耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)的多模式集合范围, 阴影带表示5%至95%信度区间。进一步的技术细节, 包括区域定义, 参见技术摘要补充材料。{图10. 21; 图TS. 12}

- 自SREX以来，极端温度人为影响的证据进一步增强。目前，*很可能*的是，人为影响对观测到的20世纪中叶以来日极端温度的频率和强度的全球变化作出了贡献，人类影响*可能*使一些地区热浪发生的概率加倍（见表SPM.1）。{10.6}
- 人为强迫*很可能*对1979年以来北极海冰的损耗作出了贡献。由于对南极海冰范围变化原因的科学研究不完整且相互矛盾，而且对该地区自然内部变率的估计具有*低信度*，因此对观测到的南极海冰范围小幅增加的科学研究具有*低信度*（见图SPM.6）。{10.5}
- 人为影响可能对20世纪60年代以来的冰川退缩和1993年以来格陵兰冰盖表面冰量损耗加剧作出了贡献。由于科学认识的水平还较低，对观测到的过去二十年南极冰盖冰量损耗的归因具有*低信度*。{4.3, 10.5}
- *可能*的是，观测到的1970年以来北半球春季积雪减少有人为贡献。{10.5}
- *很可能*的是，人类活动对20世纪70年代以来的全球平均海平面上升作出了重要贡献。这是由于人类活动对造成海平面上升的两大因子，即热膨胀和冰川冰量损耗产生影响的这一结论具有高信度。{10.4, 10.5, 13.3}
- 具有*高信度*的是，基于对太阳总辐射的直接卫星观测，1986–2008年间，太阳总辐射的变化未对此期间的全球平均地表温度上升作出贡献。具有*中等信度*的是，太阳变率的11年周期影响了某些地区的年代际气候波动。宇宙射线和云量的变化之间没有确凿的联系被发现。{7.4, 10.3, 文框10.2}

E. 未来的全球及区域气候变化

对气候系统变化的预估基于一系列气候模式得出，包括简单气候模式、中等复杂模式、综合气候模式以及地球系统模式。这些模式基于一系列人为强迫的情景来模拟气候变化。典型浓度路径（RCPs）是世界气候研究计划（WCRP）中耦合模式比较计划第五阶段（CMIP5）框架下的一套新情景，被用来进行新的气候模式模拟。在所有RCP中，由于21世纪累计排放到大气中的二氧化碳进一步增加，2100年大气二氧化碳浓度比当前要高（见文框SPM.1）。除另有说明，本决策者摘要预估的是21世纪末（2081–2100年）相对于1986–2005年的变化。为了将这种预估结果置于历史背景下，有必要考虑观测到的不同时期之间的变化。基于可用的最长的全球地表温度数据集，观测到的1850年至1900年间平均值与AR5参照期平均值的变化为 $0.61 [0.55 \text{ 到 } 0.67]^\circ\text{C}$ 。然而，变暖已经超出了AR5参照期的平均值。因此，这不是对到现在的历史变暖的估算（参见第2章）。

温室气体继续排放将会造成进一步增暖，并导致气候系统所有组成部分发生变化。限制气候变化将需要大幅度 and 持续地减少温室气体排放。{第6章, 第11–14章}

- 未来几十年的预估显示气候变化的空间模态与21世纪后期的预估结果类似，但幅度较小。自然内部变率仍将是影响气候的主要因素，在近期和区域尺度上尤其如此。到21世纪中叶，预估的变化幅度基本取决于所选择的排放情景（文框SPM.1）。{11.3, 文框11.1, 附录1}

- 考虑情景差异后，基于各RCPs预估的气候变化在模态和幅度方面都与第四次评估报告的预估结果相似。与第四次评估报告中可比的SRES排放情景相比，利用高RCPs得出的预估总体离散度要窄一些，这是因为相对于第四次评估报告中使用的SRES排放情景，第五次评估报告使用的RCPs是用浓度路径来定义，因此影响大气CO₂浓度的碳循环不确定性在以浓度驱动CMIP5模拟中未予以考虑。对于海平面上升的预估大于AR4中的预估，这主要是因为改进了对陆地冰贡献的模拟。{11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 大气：温度

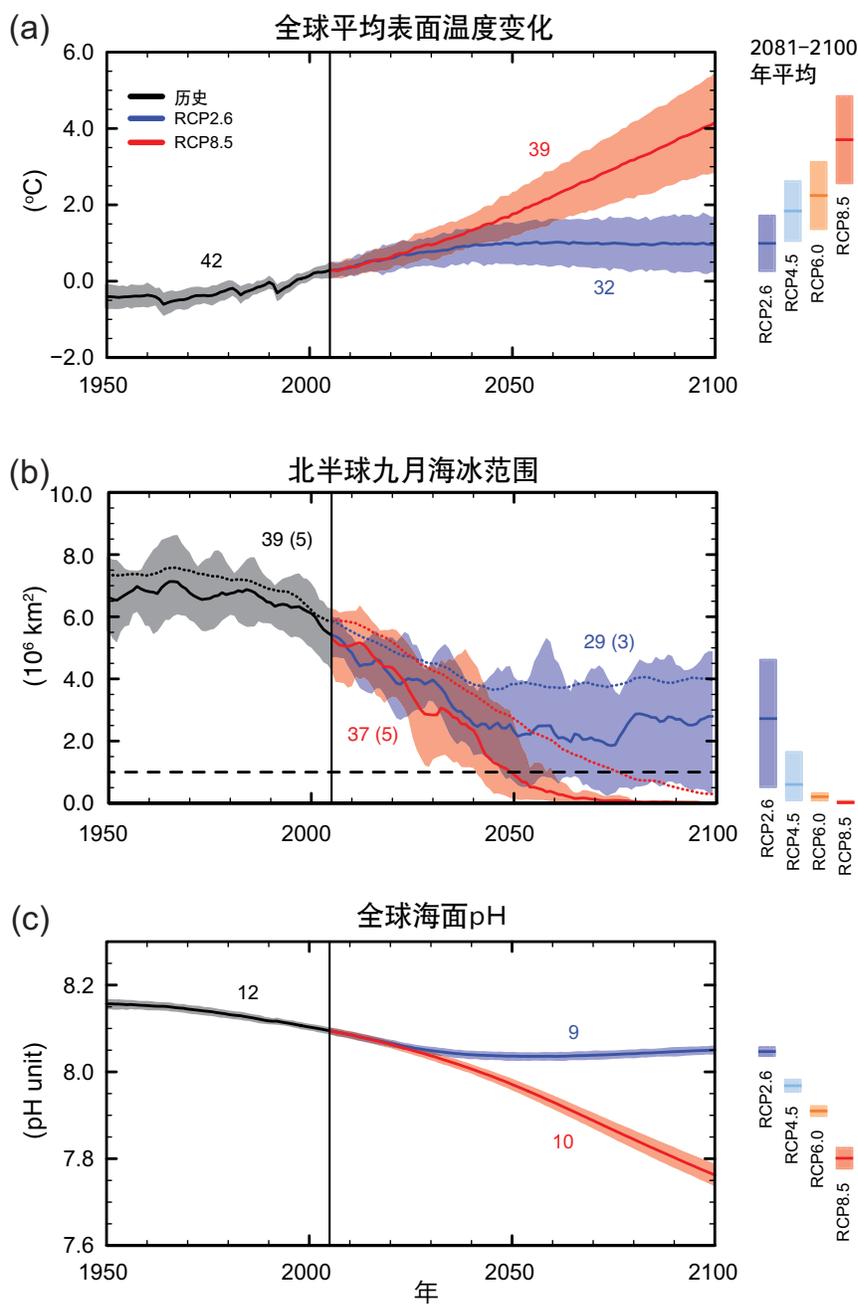
相对于1850–1900年，在所有情景下（RCP2.6情景除外），21世纪末全球表面温度变化可能超过1.5°C。在RCP6.0和RCP8.5情景下，可能超过2°C。在RCP4.5情景下多半可能超过2°C。在所有情景下（RCP2.6情景除外），2100年之后仍将持续变暖。变暖将继续表现为年际到年代变率，并且不具有区域一致性（见图SPM.7和SPM.8）{11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- 与1986–2005年相比，2016–2035年期间全球平均表面温度变化可能升高0.3°C到0.7°C（中等信度）。这一评估是以多个证据链为依据，并假定没有大的火山喷发或太阳总辐照度的长期变化。与自然内部变率相比，热带和副热带的季节平均温度和年平均温度的近期上升幅度预计会大于中纬度地区（高信度）。{11.3}
- 与1986–2005年相比，预估2081–2100年全球平均表面温度上升可能处于由浓度驱动的CMIP5模式模拟得出的范围，即0.3°C至1.7°C（RCP2.6），1.1°C至2.6°C（RCP4.5），1.4°C至3.1°C（RCP6.0），2.6°C至4.8°C（RCP8.5）。北极地区变暖速度将高于全球平均，陆地平均变暖幅度将大于海洋（很高信度）（见图SPM.7和SPM.8，以及表SPM.2）。{12.4, 14.8}
- 与1850–1900年平均值相比，预估到21世纪末全球表面温度变化在RCP4.5、RCP6.0和RCP8.5情景下可能都超过1.5°C（高信度）。在RCP6.0和RCP8.5情景下，升温可能超过2°C（高信度），在RCP4.5情景下多半可能超过2°C（高信度），但在RCP2.6情景下升温不可能超过2°C（中等信度）。在RCP2.6、RCP4.5和RCP6.0情景下升温不可能超过4°C（高信度），在RCP8.5情景下或许可能超过4°C（中等信度）。{12.4}
- 几乎确定的是，随着全球平均温度上升，日和季节尺度上，大部分陆地区域的极端暖事件将增多，极端冷事件将减少。很可能的是，热浪发生的频率更高，时间更长。偶尔仍会发生冷冬极端事件。（见表SPM.1）。{12.4}

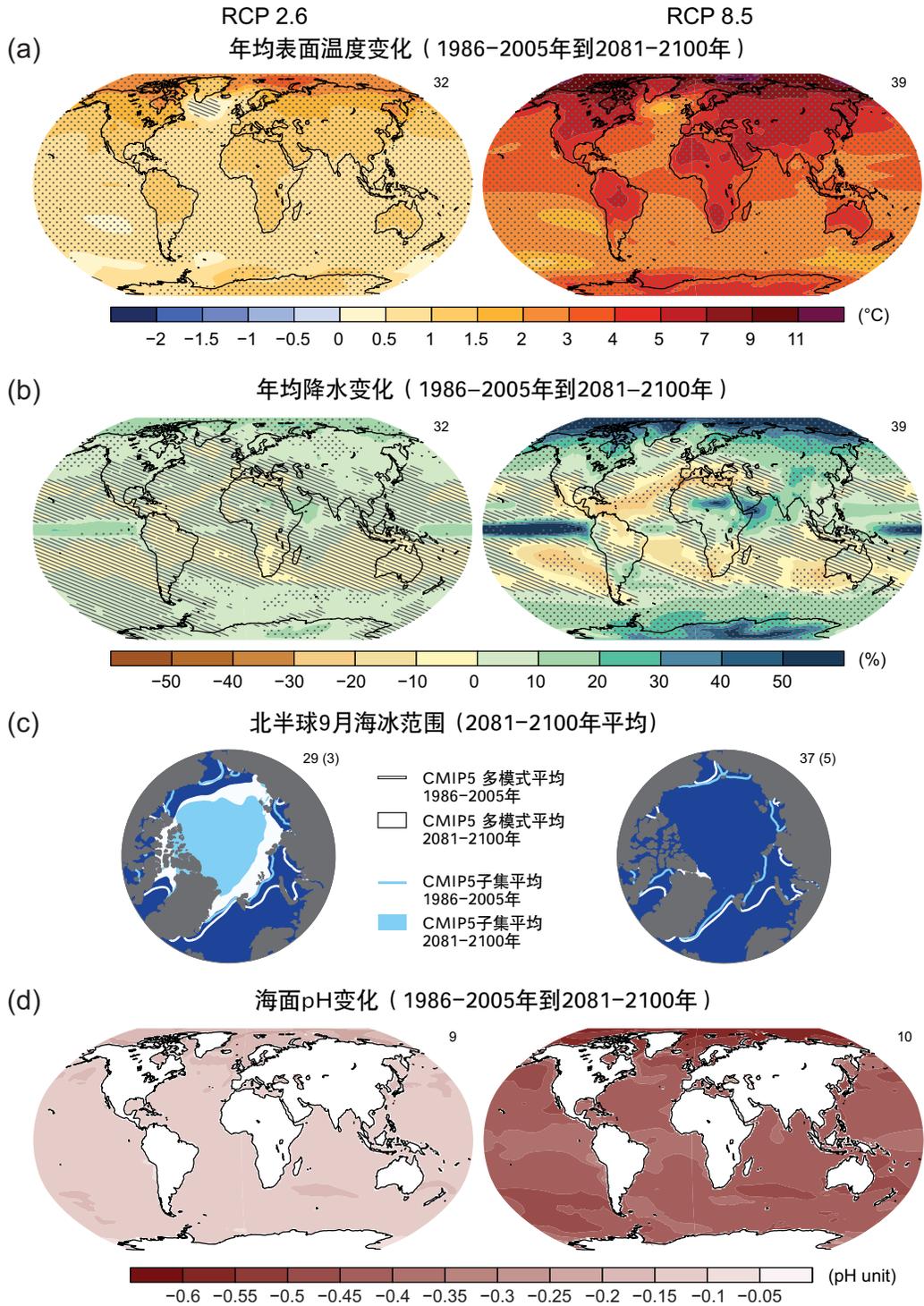
E.2 大气：水循环

在21世纪，全球水循环对变暖的响应不均一。干湿地区之间和干湿季节之间的降水差异将会增大，尽管有的区域例外（见图SPM.8）。{12.4, 14.3}

- 预估未来几十年水循环的变化在大尺度型态方面与到本世纪末的变化相似，但是幅度较小。近期区域尺度的变化将受自然内部变率的强烈影响，并可能受人为气溶胶排放的影响。{11.3}



图SPM.7: CMIP5多模式模拟的1950至2100年时间序列：(a) 相对于1986-2005年的全球年均地表温度的变化，(b) 北半球9月海冰范围（5年滑动平均），以及(c) 全球平均海洋表面pH。图上是RCP2.6（蓝色）和RCP8.5（红色）情景下预估的时间序列和不确定性（阴影）。黑色（灰色阴影）是利用历史重建强迫模拟的历史演变。垂直色块是所有RCP情景下2081-2100年期间的平均值和相关的确定性。在此也给出了用于计算多模式平均的CMIP5模式数量。对于海冰范围(b)，给出了最准确重现北极海冰气候平均状况和1979-2012年趋势的子模式集（括号中给出模式的数量）预估的平均值和不确定性（最小值到最大值的范围）。为了完整性，也用点线给出了CMIP5多模式平均值。虚线代表的是几乎无冰条件（即海冰范围至少连续五年小于10⁶平方公里）。更多的技术详情参见技术摘要补充材料。{图6.28, 12.5和12.28-12.31；图TS.15, TS.17和TS.20}



图SPM.8: CMIP5多模式在RCP2.6和RCP8.5情景下对2081-2100年模拟的平均结果: (a) 年均表面温度变化, (b) 年均降水百分率变化, (c) 北半球9月海冰范围, 以及 (d) 海洋表面pH的变化。图(a)、(b)和(d)部分的变化相对于1986-2005年。每个部分右上角都标明了用于计算多模式平均的CMIP5模式数量。图(a)和(b)中的阴影是指多模式平均值小于内部变率的地区(即, 小于20年平均自然内部变率一个标准差)。点状部分是指多模式平均值大于自然内部变率(即, 大于20年平均自然内部变率两个标准差)且90%的模式在变化特征上吻合的地区(见文框12.1)。图(c)中, 线条表示模拟的1986-2005年均值; 填充部分是本世纪末的均值。白色是CMIP5的多模式平均值, 浅蓝色是最准确重现北极气候平均状况和北极海冰范围1979-2012年趋势的模式子集(模式的数量见括号)预估的平均海冰范围。更多的技术细节参见技术摘要补充材料。{图6.28, 12.11, 12.22和12.29; 图TS.15, TS.16, TS.17和TS.20}

- 在RCP8.5情景下，到本世纪末，高纬度地区和赤道太平洋年平均降水*可能*增加。在RCP8.5情景下，到本世纪末，很多中纬度和副热带干旱地区平均降水将*可能*减少，很多中纬度湿润地区的平均降水*可能*增加（见图SPM.8）。{7.6, 12.4, 14.3}
- 随着全球平均表面温度的上升，中纬度大部分陆地地区和湿润的热带地区的极端降水事件*很可能*强度加大、频率增高（见表SPM.1）。{7.6, 12.4}
- 全球范围内受季风系统影响的地区在21世纪*可能*增加。而在季风*可能*减弱的同时，由于大气湿度增加，季风降水*可能*增强。季风开始日期*可能*提前，或者变化不大。季风消退日期*可能*推后，导致许多地区的季风期延长。{14.2}
- 具有*高信度*的是，厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）在21世纪仍是热带太平洋地区年际变率的主导模态，并且影响全球。由于水汽供应增加，区域尺度上ENSO相关的降水变率将*可能*加强。ENSO的振幅和空间分布有显著的自然变化，因此对21世纪ENSO及相关区域现象进行的具体预估变化的信度仍然为*低*。{5.4, 14.4}

表SPM.2:与1986-2005年参照期相比，21世纪中期和后期全球平均表面气温和全球平均海平面上升的预估变化。{12.4; 表12.2, 表13.5}

		2046-2065		2081-2100	
	情景	平均	可能性区间 ^c	平均	可能性区间 ^c
全球平均表面温度变化 (°C) ^a	RCP2.6	1.0	0.4 to 1.6	1.0	0.3 to 1.7
	RCP4.5	1.4	0.9 to 2.0	1.8	1.1 to 2.6
	RCP6.0	1.3	0.8 to 1.8	2.2	1.4 to 3.1
	RCP8.5	2.0	1.4 to 2.6	3.7	2.6 to 4.8
	情景	平均	可能性区间 ^d	平均	可能性区间 ^d
全球平均海平面上升 (m) ^b	RCP2.6	0.24	0.17 to 0.32	0.40	0.26 to 0.55
	RCP4.5	0.26	0.19 to 0.33	0.47	0.32 to 0.63
	RCP6.0	0.25	0.18 to 0.32	0.48	0.33 to 0.63
	RCP8.5	0.30	0.22 to 0.38	0.63	0.45 to 0.82

注:

^a 基于CMIP5集合；距平相对于1986-2005年。根据HadCRUT4及其不确定性估计（5-95%的置信区间），参照期1986-2005年比1850-1900年偏暖0.61 [0.55至0.67] °C，比1980-1999年偏暖0.11 [0.09至0.13] °C，1890-1999年是AR4的预估参照期。因为文献中的方法总体不能用于结合模式和观测中的不确定性，所以此处没有评估与较早参照期相应的*可能性*区间。将预估和观测到的变化加入后，不能解释与观测相比的模式偏差的潜在影响，也不能解释观测参照期的内部变率{2.4; 11.2; 表12.2和12.3}

^b 基于21个CMIP5模式；距平相对于1986-2005年。如果在一个特定的AOGCM和情景下CMIP5无结果时，距平是估算的，有关解释见第13章中的表13.5。在处理冰盖的快速动态变化和人类陆地水储存的贡献时采用一致的分布，并且其贡献大小基本不取决于情景。这种处理方法并不意味着相关的贡献与模式使用的情景无关，而是因为现有知识水平无法量化评估对情景的依赖性。根据目前的理解，只有当南极大冰盖的海上部分崩塌后，才有可能使全球平均海平面在21世纪大幅上升至*可能性*区间以上。在21世纪这种额外的贡献不会超过海平面上升几厘米，此判断具有*中等信度*。

^c 由模式预估计算得到5-95%的区间。在考虑附加的不确定性或模式信度水平后，这些区间被评估为*可能性*区间。2046-2065年全球平均表面温度变化预估信度为*中等*，是因为自然内部变率的重要性以及非温室气体强迫和响应比2081-2100年要大。2046-2065年的可能性区间没有考虑导致近期（2016-2035）全球平均地表温度变化区间低于5-95%模式区间的因素的可能影响，这是因为科学认知的不足使这些因素对于长期预估的影响无法量化。{11.3}

^d 由模式预估计算得到5-95%的区间。在考虑更多不确定性或模式信度水平后，这些区间被评估为*可能性*区间。两个时间段的全局平均海平面上升预估信度都为*中等*。

E.3 大气：空气质量

- 空气质量（近地表空气中的臭氧和PM_{2.5}¹⁷）的预估范围主要是以排放（包括CH₄）为驱动，而不是以自然气候变化为驱动（*中等信度*）。具有*高信度*的是，在全球尺度上，变暖会降低本底地表臭氧。高CH₄水平（RCP8.5）可以抵消这种下降，相对于CH₄变化小的情景（RCP4.5、RCP6.0），到2100年本底地表臭氧平均上升约8ppb（目前水平的25%）（*高信度*）。{11.3}
- 观测和模拟的证据表明，当其它条件都相同时，受污染地区的局地较高地表温度将会触发区域化学和局地排放反馈，进一步推高臭氧和PM_{2.5}的峰值水平（*中等信度*）。对于PM_{2.5}，气候变化可能会改变自然气溶胶的源，并改变可发挥清除作用的降水，但气候变化对PM_{2.5}分布总体影响的信度水平尚未确定。{11.3}

E.4 海洋

21世纪全球海洋将持续变暖。热量将从海面输送到深海，并影响海洋环流。

{11.3, 12.4}

- 预计海洋变暖最强的区域是热带和北半球副热带地区的海表面。深海变暖以南大洋最为明显（*高信度*）。到21世纪末，上层100米内海洋变暖幅度的最佳估计值约为0.6°C（RCP2.6情景）至2.0°C（RCP8.5情景），1000米深的海洋变暖幅度大约为0.3°C（RCP2.6情景）至0.6°C（RCP8.5情景）。{12.4, 14.3}
- *很可能*的是，在21世纪，大西洋经向翻转环流（AMOC）将会减弱。CMIP5模拟的AMOC减弱的最佳估计值和范围¹⁸在RCP2.6情景下为11%（1-24%），在RCP8.5情景下为34%（12-54%）。*可能*的是，大约到2050年，AMOC会有一些减弱，但由于显著的内部变率，AMOC可能会在其中几十年间增强。{11.3, 12.4}
- 依据现有的情景，21世纪内AMOC发生突变或者崩溃的情况是*很不可能*的。因为分析有限，结果不确定，对21世纪之后AMOC演变的评估只有*低信度*。但是，不排除21世纪之后由于显著持续升温致使AMOC崩溃的可能。{12.5}

E.5 冰冻圈

很可能的是，在21世纪随着全球平均表面温度上升，北极海冰覆盖将继续缩小、变薄，北半球春季积雪将减少。全球冰川体积将进一步减少。{12.4, 13.4}

- 到21世纪末，根据多模式平均值，预估北极海冰范围全年都会减少。9月份减少的范围从RCP2.6情景下的43%到RCP8.5情景下的94%；2月份减少的范围从RCP2.6情景下的8%到RCP8.5情景下的34%（*中等信度*）（见图SPM.7和SPM.8）。{12.4}

¹⁷ PM_{2.5}是指直径小于2.5微米的颗粒物，是大气气溶胶浓度的计量单位。

¹⁸ 本段中的范围是指CMIP5的模式离散度。

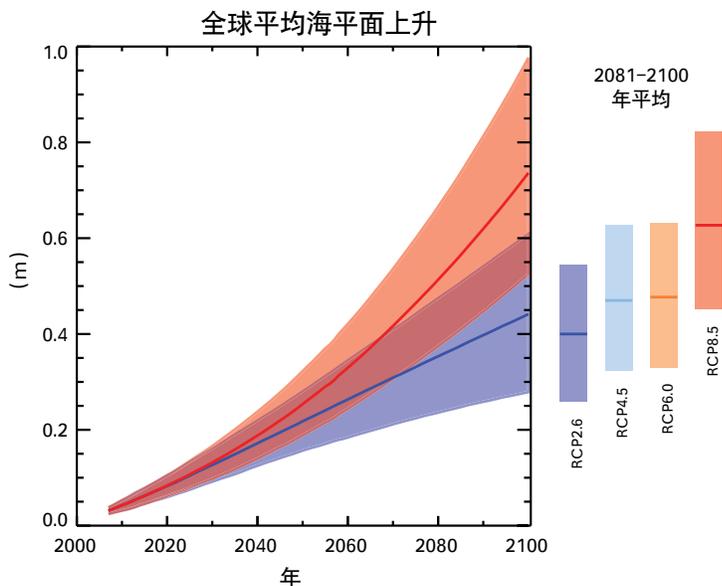
- 根据对最能重现气候平均状态和1979–2012年北极海冰范围变化趋势的各种模式子集的评估，在RCP8.5情景下，在本世纪中叶前，9月份 *可能出现* 北冰洋几乎无冰¹⁹的情况（*中等信度*）（见图SPM.7和SPM.8）。在其它情景下，无法对21世纪北极9月份何时会出现几乎无冰情况做出具有信度的预估。{11.3, 12.4, 12.5}
- 随着全球地表平均温度上升，预估南极海冰范围和体积到21世纪末将减少，这具有 *低信度*。{12.4}
- 到21世纪末，在RCP2.6情景下全球冰川体积（不包括南极周边地区的冰川）预估减少15–55%；在RCP8.5情景下将减少35–85%（*中等信度*）。{13.4, 13.5}
- 到21世纪末，模式预估的北半球春季积雪范围的平均值在RCP2.6情景下将减少7%，在RCP8.5情景下将减少25%（*中等信度*）。{12.4}
- *几乎确定*的是，随着全球平均表面温度的上升，北半球高纬度地区近地表多年冻土范围将减少。到21世纪末，模式预估的近地表（上层3.5米）多年冻土范围的平均值将减少37%（RCP2.6情景）到81%（RCP8.5情景）（*中等信度*）。{12.4}

E.6 海平面

21世纪全球平均海平面将持续上升。在所有RCP情景下，由于海洋变暖以及冰川和冰盖冰量损失的加速，海平面上升速率很可能超过1971–2010年间观测到的速率。{13.3–13.5}

- 随着对影响海平面变化主要过程物理机制理解的深入，以及物理模式与观测数据之间一致性的提高，同时考虑了冰盖的动力学变化，第四次评估报告以来，对全球平均海平面上升的预估信度得到了提高。{13.3–13.5}
- 与1986–2005年相比，2081–2100年间全球平均海平面上升区间可能为：0.26–0.55米（RCP2.6情景），0.32–0.63米（RCP4.5情景），0.33–0.63米（RCP6.0情景），0.45–0.82米（RCP8.5情景）（*中等信度*）。在RCP8.5情景下，2100年底全球平均海平面将上升0.52–0.98米，2081–2100年间的上升速度为每年8–16毫米（*中等信度*）。这些估计来源于CMIP5模式的气候预估以及对关于冰川和冰盖贡献的相关文献的分析（见图SPM.9，表SPM.2）。{13.5}
- 在RCP情景预估中，热膨胀的贡献占21世纪全球平均海平面上升的30–55%，冰川融化占15–35%。格陵兰冰盖表面的融化量将超过降雪的增加量，从而使格陵兰冰盖表面物质平衡的变化对未来海平面的贡献为正（*高信度*）。南极冰盖表面融化仍将很少，且预计降雪量将增加（*中等信度*），这将使南极冰盖表面物质平衡的变化对未来海平面的贡献为负。到2081–2100年，两个冰盖的总流出量变化可能会导致海平面上升0.03至0.20米（*中等信度*）。{13.3–13.5}
- 根据目前的认知，只有当南极冰盖的洋基部分崩溃时，全球平均海平面才会出现高于21世纪 *可能* 变化范围的大幅度上升。然而，具有 *中等信度*的是，在21世纪，这一额外贡献可能造成的海平面上升将不超几十厘米。{13.4, 13.5}

¹⁹ 北冰洋海冰面积至少连续五年小于10⁶平方公里的状况称为几乎无冰。



图SPM.9: RCP2.6和RCP8.5情景下, CMIP5气候模式集合预估的相对于1986-2005年的21世纪全球平均海平面上升。阴影带表示预估的**可能**区间。彩色柱表示所有RCP情景下预估的2081-2100年间平均海平面上升的**可能**区间, 横线表示相应的中值。更多技术细节可参见技术摘要补充材料(表13.5,图13.10和13.11; 图TS.21和TS.22)

- 考虑了对21世纪全球平均海平面上升作出更高预估的可能性, 但结论是目前没有足够的证据来评估高于上述**可能**区间特定水平的概率。一些半经验模式的预估值高于物理模式(最高可达两倍左右), 但科学界对其可靠性尚未达成共识, 因此这些预估为**低信度**。{13.5}
- 海平面上升不是全球一致的。到21世纪末, **很可能**全球超过95%的海平面会上升。预计全球约70%的海岸带会经历不超过全球平均海平面变化区间20%的海平面变化。{13.1, 13.6}

E.7 碳和其它生物地球化学循环

气候变化将通过加剧大气中二氧化碳的增长来影响碳循环过程 (**高信度**)。海洋对碳的进一步吸收将加剧海洋的酸化。{6.4}

- 在所有四个RCP情景下, 到2100年海洋都将继续吸收人为二氧化碳排放, 越高的浓度路径下吸收量越大 (**很高信度**)。关于未来陆地碳吸收趋势的确定性较小。大多数的模式预估, 在所有RCP情景下将有持续的陆地碳吸收, 但由气候变化和土地利用变化的综合作用, 一些模式模拟出了陆地发生碳损失的情况。{6.4}
- 根据地球系统模式的结果, 具有**高信度**的是, 21世纪气候和碳循环之间是正反馈, 即气候变化将部分抵消由于大气二氧化碳浓度上升造成的陆地和海洋碳汇的增加。因此, 会有更多人为排放的二氧化碳滞留在大气中。在世纪到千年时间尺度上, 气候和碳循环之间为正反馈的结论也得到了古气候观测和模拟的支持。{6.2, 6.4}

表SPM.3: 与CMIP5地球系统模式模拟的RCP情景下大气CO₂浓度相对应的2012-2100年间的累积CO₂排放量

情景	2012-2100年间累积CO ₂ 排放量			
	GtC		GtCO ₂	
	平均	区间	平均	区间
RCP2.6	270	140 - 410	990	510 - 1505
RCP4.5	780	595 - 1005	2860	2180 - 3690
RCP6.0	1060	840 - 1250	3885	3080 - 4585
RCP8.5	1685	1415 - 1910	6180	5185 - 7005

注:

° 1GtC=10亿吨=10¹⁵克碳, 相当于3.667 GtCO₂。

- 地球系统模式预估, 在所有RCP情景下全球海洋酸化都将加剧。到21世纪末, 表层海洋的pH值相应下降, 其下降区间¹⁸在RCP2.6情景下为0.06-0.07、RCP4.5情景下为0.14-0.15、RCP6.0情景下为0.20-0.21、RCP8.5情景下为0.30-0.32 (见图SPM.7和SPM.8)。{6.4}
- 根据15个地球系统模式的结果, 2012-2100年期间与RCP情景下大气CO₂浓度相对应的累积CO₂排放量²⁰在RCP2.6下为140至410GtC, 在RCP4.5下为595至1005GtC, 在RCP6.0下为840至1250GtC, 在RCP8.5下为1415至1910 GtC (见表SPM.3)。{6.4}
- 根据地球系统模式, 在RCP2.6情景下, 到2050年前年均CO₂排放要比1990年水平低 (范围在14%-96%)。至21世纪末, 大约一半的模式推算排放会略高于零, 而另一半模式推算将实现大气中的CO₂的净消除。{6.4, 图TS.19}
- 在RCP8.5情景下, 21世纪因储存碳的多年冻土融化释放大气中的CO₂或CH₄预计为50GtC到250GtC (低信度)。{6.4}

E.8 气候稳定性、气候变化的持续性和不可逆性

21世纪末期及以后的全球平均地表变暖主要取决于累积CO₂排放。即使停止CO₂排放, 气候变化的许多方面将持续许多世纪。这意味着过去、现在和将来的CO₂排放会产生显著的、长达多个世纪的持续气候变化。{12.5}

- 累积总CO₂排放和全球平均表面温度响应为近似线性相关 (见图SPM.10)。任一给定的变暖水平都对应着一定的累积CO₂排放范围²¹, 所以, 如果早期排放较多, 那么后期排放就会较低。{12.5}
- 如果要在概率>33%, >50%和>66%的条件下, 将人为CO₂排放单独引起的变暖限制在2°C (相对于1861至1880年²²) 以内, 则需要将1861-1880年以来所有人为CO₂累积排放量分别限制在0至约1570 GtC (5760GtCO₂)、0至约1210 GtC (4440GtCO₂)和0至约1000 GtC (3670GtCO₂)²³。如果按RCP2.6考虑非CO₂强迫, 那么这些区间的上限将分别降至约900 GtC (3300GtCO₂)、820 GtC (3010GtCO₂)和790 GtC (2900GtCO₂)。2011年以前已经排放了515[445至585] GtC (1890[1630-2150]GtCO₂)。{12.5}

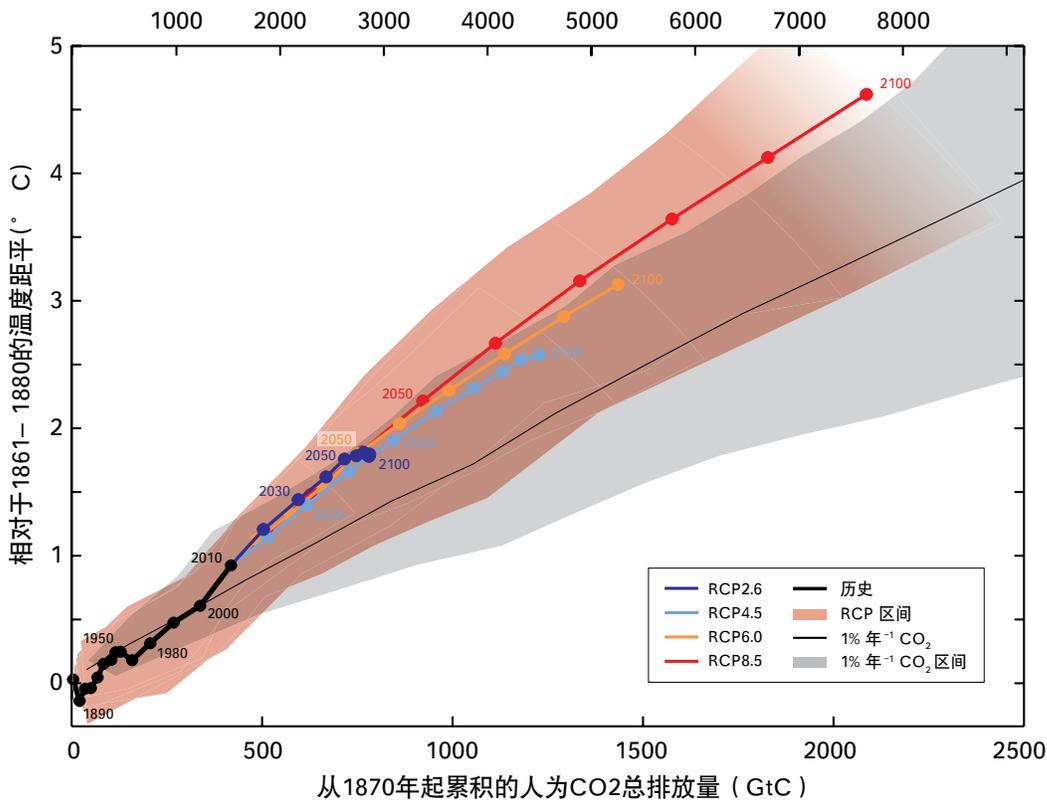
²⁰ 来自化石燃料、水泥、工业和废物处理部门。

²¹ 对该CO₂排放范围的量化要求考虑非CO₂驱动因子。

²² 模式中可得到的最早的20年。

²³ 基于累积二氧化碳排放瞬变气候响应的评估 (TCRE, 见D.2部分)

- 较低的温升目标，或保持低于特定温升目标的较高可能性，都要求降低CO₂的累积排放量。考虑到非CO₂温室气体的增加、气溶胶的减少或多年冻土层温室气体的释放均会产生温升效应，这还将降低达到特定温升目标的CO₂累积排放量（见图SPM.10）。{12.5}
- 就多世纪至千年时间尺度而言，由CO₂排放导致的大部分人为气候变化是不可逆转的，除非在持续时期内将大气中的CO₂大量净移除。在净人为CO₂排放完全停止后，表面温度仍会在多个世纪基本维持在较高水平上。由于从海洋表面到海洋深处的热转移的时间尺度较长，所以海洋变暖将持续若干世纪。在不同的情景下，排放的CO₂中有大约15%到40%将在大气中保持1000年以上。{文框6.1；12.4，12.5}
- 几乎确定的是，全球平均海平面到2100年之后仍会持续上升，因热膨胀造成的海平面上升会持续数个世纪。少数现有的模拟2100年后的模式结果表明，如RCP2.6情景，在CO₂浓度达到峰值后下降并保持低于500ppm对应的辐射强迫下，到2300年全球平均海平面相对于工业化前时期的上升会小于1米，但是，如RCP8.5情景，在对应CO₂浓度高于700ppm但低于1500ppm的辐射强迫情况下，预估上升幅度会在1米到3米以上（中等信度）。{13.5}



图SPM.10: 以不同证据源的全球CO₂累积排放总量为函数计算得出的全球平均表面升温图。各RCP情景下一系列气候-碳循环模式模拟的到2100年的多模式结果以彩色线条和十年均值（点）表示。为清楚起见，标出了一些十年均值（如2050表示2040-2049年）。历史时期（1860-2010年）的模式结果以黑色表示。彩色羽状表示四个RCP情景的多模式离散，并随着RCP8.5中可用模式的减少而渐淡。细黑线和深灰区域是用CMIP5模式模拟的、以每年1%的CO₂增量（每年1%的CO₂模拟）强迫的多模式平均和范围。针对一定量的累积CO₂排放，每年1%的CO₂模拟显示的升温比RCP驱动的升温低，这些RCP中还包括其它非CO₂驱动因子。所有给出的数值均与1861-1880年基准期对比。十年平均值用直线连接。更多技术细节请见技术摘要补充材料。（图12.45；TSTFE.8，图1）

- 持续的冰盖冰量损失可造成海平面更大的升幅，有些冰量损失是不可逆的。具有*高信度*的是，高于某一阈值的持续变暖会导致一千多年或更长时间内格陵兰冰盖几乎完全消失，其导致的全球平均海平面上升幅度可高达7米。目前的估算表明，该阈值为比工业化前增温1°C以上（*低信度*）4°C以下（*中等信度*）。不能排除气候强迫造成南极冰盖的海洋部分由于潜在的不稳定性而出现突然的、不可逆的冰量损失的可能性，但现在的证据和认识不足以做出量化的评估。{5.8, 13.4, 13.5}
- 已经提出称之为地球工程的方法，旨在有意改变气候系统以抵消气候变化。有限的证据无法对太阳辐射管理（SRM）和二氧化碳清除（CDR）以及其对气候系统的影响进行全面定量评估。CDR方法在全球应用的潜力尚存在生物地球化学和技术方面的局限。由于知识不足，目前还无法计算出在世纪尺度上通过CDR能够减少多少CO₂排放量。模拟表明，SRM方法如果可以实现的话，有可能会显著抵消全球温度上升，但同时也会改变全球水循环，而且无法抵消海洋酸化。不管SRM以何种原因终止，具有*高信度*的是，全球表面温度会极快地上升，升幅与温室气体强迫相一致。SRM和CDR会在全球尺度带来副作用和长期后果。{6.5, 7.7}

文框SPM.1: 典型浓度路径（RCPs）

IPCC第一工作组（WG1）的气候变化预估需要关于未来温室气体排放或浓度、气溶胶以及其它气候驱动因子的信息。此类信息通常表述为人类活动的一个情景，在本报告未对此加以评估。WGI使用的情景关注的是人为排放，并未包括自然驱动因子（如太阳、火山强迫、甲烷和氧化亚氮等的自然排放）的变化。

对于IPCC第五次评估报告，科学界已定义了一套新的四个情景，称之为典型浓度路径（RCPs，见词汇表）。这些情景是用相对于1750年的2100年的近似总辐射强迫来表示的，在RCP 2.6情景下为2.6 Wm⁻²，在RCP 4.5情景下为4.5 Wm⁻²，在RCP 6.0情景下为6.0Wm⁻²，在RCP 8.5情景下的8.5 Wm⁻²。在耦合模式比较计划第五阶段（CMIP5）中，由于每个模式的特点和对短寿命气候强迫因子的处理方法不同，源自所有驱动因子的气候强迫在各模式之间是不同的，所以这些值应当被理解为仅是表征性的。这4个情景中，一个为极低强迫水平的减缓情景（RCP2.6），两个为中等稳定化情景（RCP4.5和RCP6.0），一个为温室气体排放非常高的情景（RCP8.5）。与第3次和第4次评估报告中所用的排放情景特别报告（SRES）中的非气候政策相比，RCPs可以代表一系列21世纪的气候政策。对于RCP6.0和RCP8.5情景，到2100年辐射强迫还没有达到峰值；对RCP2.6情景，辐射强迫先达到峰值，然后下降；对RCP4.5情景，辐射强迫在2100年前达到了稳定。每个RCP都提供全面的高空间分辨率资料集，涉及土地利用变化、基于行业的空气污染物排放量、到2100年的人为排放量和温室气体浓度。RCPs是基于综合评估模式、简单气候模式、大气化学和全球碳循环模式的结合。虽然RCP情景涵盖的总强迫值范围很广，但并未涵盖文献中的所有排放范围，特别是气溶胶排放。

大多数CMIP5和地球系统模式模拟都按规定的CO₂浓度运行，即，到2100年大约为421ppm（RCP2.6）、538ppm（RCP4.5）、670ppm（RCP6.0）和936ppm（RCP8.5）。在计入预先规定的CH₄和N₂O浓度后，综合CO₂当量浓度为475ppm（RCP2.6）、630ppm（RCP4.5）、800ppm（RCP6.0）和1313ppm（RCP8.5）。对RCP8.5，额外的CMIP5地球系统模式模拟按规定的CO₂排放（由综合评估模式提供）运行。在所有的RCP情景下，都使用更新的大气化学资料和模式（包括大气化学和CMIP5的气候组分）及RCP情景规定的化学反应气体（CH₄、N₂O、HFCs、NO_x、CO、NMVOC）的排放进行额外计算。这些模拟可用于分析研究碳循环反馈和大气化学的不确定性。

