

政府间气候变化专门委员会 第一工作组的报告

决策者摘要



撰稿作者:

Richard B. Alley, Terje Berntsen, Nathaniel L. Bindoff, Zhenlin Chen, Amnat Chidthaisong, Pierre Friedlingstein, Jonathan M. Gregory, Gabriele C. Hegerl, Martin Heimann, Bruce Hewitson, Brian J. Hoskins, Fortunat Joos, Jean Jouzel, Vladimir Kattsov, Ulrike Lohmann, Martin Manning, Taroh Matsuno, Mario Molina, Neville Nicholls, Jonathan Overpeck, Dahe Qin, Graciela Raga, Venkatachalam Ramaswamy, Jiawen Ren, Matilde Rusticucci, Susan Solomon, Richard Somerville, Thomas F. Stocker, Peter A. Stott, Ronald J. Stouffer, Penny Whetton, Richard A. Wood, David Wratt

撰稿贡献作者:

J. Arblaster, G. Brasseur, J.H. Christensen, K.L. Denman, D.W. Fahey, P. Forster, E. Jansen, P.D. Jones, R. Knutti, H. Le Treut, P. Lemke, G. Meehl, P. Mote, D.A. Randall, D.A. Stone, K.E. Trenberth, J. Willebrand, F. Zwiers

本决策者摘要应作为以下文件标题索引:

政府间气候变化专门委员会, 2007: 决策者摘要。气候变化 2007: 自然科学基础。政府间气候变化专门委员会第四次评估报告第一工作组的报告 [Solomon, S.、Dahe Qin、M. Manning、Zhenlin Chen、M. Marquis、K.B. Averyt、M.Tignor 和 H.L. Miller (编辑)]。英国, 剑桥, 剑桥大学出版社和美国, 纽约。

引言

政府间气候变化专门委员会第四次评估报告第一工作组报告中,阐述了当前对气候变化¹的人为和自然驱动因子、气候变化观测事实、气候的多种过程及归因、以及一系列未来气候变化预估结果的科学认识水平。本稿是在此前开展的各项评估的基础上,同时吸纳了过去六年中的科研新成果形成的。自第三次评估报告(TAR)以来的科学进展,主要是基于大量更新和更全面的数据、对数据更复杂的分析、对各种过程更进一步的认识、模式对这些过程模拟的改进、以及对不确定性范围更广泛的分析得到的。

本决策者摘要中的实质性段落,均基于大括号中标出的各章节

气候变化的人为和自然驱动因子

大气中温室气体和气溶胶含量的变化、太阳辐射变化以及地表特性的变化,都会改变气候系统的能量平衡。这些变化用辐射强迫²一词表述,它被用于比较各种人为和自然驱动因子对全球气候的变暖或降冷作用。自第三次评估报告(TAR)以来,新的观测以及对温室气体、太阳活动、陆地表面属性和气溶胶某些方面的相关模拟,导致了对辐射强迫的量化估算有所改进。

由于自1750年以来的人类活动影响,全球大气二氧化碳、甲烷和氧化亚氮浓度已明

显增加,目前已经远远超出了根据冰芯记录得到的工业化前几千年中的浓度值(见图SPM-1)。全球大气二氧化碳浓度的增加,主要由于化石燃料使用和土地利用变化,而甲烷和氧化亚氮浓度的变化则主要是由于农业。{2.3, 6.4, 7.3}

- 二氧化碳是最重要的人为温室气体(见图SPM-2)。全球大气二氧化碳浓度已从工业化前的约280ppm,增加到了2005年的379ppm³。2005年大气二氧化碳浓度值已经远远超出了根据冰芯记录得到的六十五万年以来浓度的自然变化范围(180至330ppm)。尽管大气二氧化碳浓度的增长速率存在年际变率,其在近十年中(1995至2005年平均:每年1.9ppm)的增长速率,比有连续直接大气观测以来(1960至2005年平均:每年1.4ppm)的增长速率更高。{2.3, 7.3}
- 工业化时期以来大气二氧化碳浓度的增加,主要源于化石燃料的使用,土地利用变化是另一个显著的贡献,但相对要小。化石燃料燃烧所导致的二氧化碳年排放量⁴,从20世纪90年代的平均每年6.4[6.0至6.8]⁵十亿吨碳(23.5[22.0至25.0]十亿吨二氧化碳),增加到2000至2005年间的每年7.2[6.9至7.5]十亿吨碳(26.4[25.3至27.5]十亿吨二氧化碳)(2004年和2005年的数据为临时估算值)。与土地利用变化相关的二氧化碳排放量,在20世纪90年代估算值为每年1.6 [0.5至2.7]十亿吨碳(5.9[1.8至9.9]十亿吨二氧化碳),尽管这些估算值具有很大的不确定性。{7.3}

¹ 气候变化一词在IPCC的使用中,是指气候随时间的任何变化,无论其原因是自然变率,还是人类活动的结果。这有别于气候变化框架公约中的用法。在公约中,气候变化,是指直接或间接归因于改变全球大气成分的人类活动,所引起的气候的变化,这种变化是叠加在同期观测到的气候自然变率之上的。

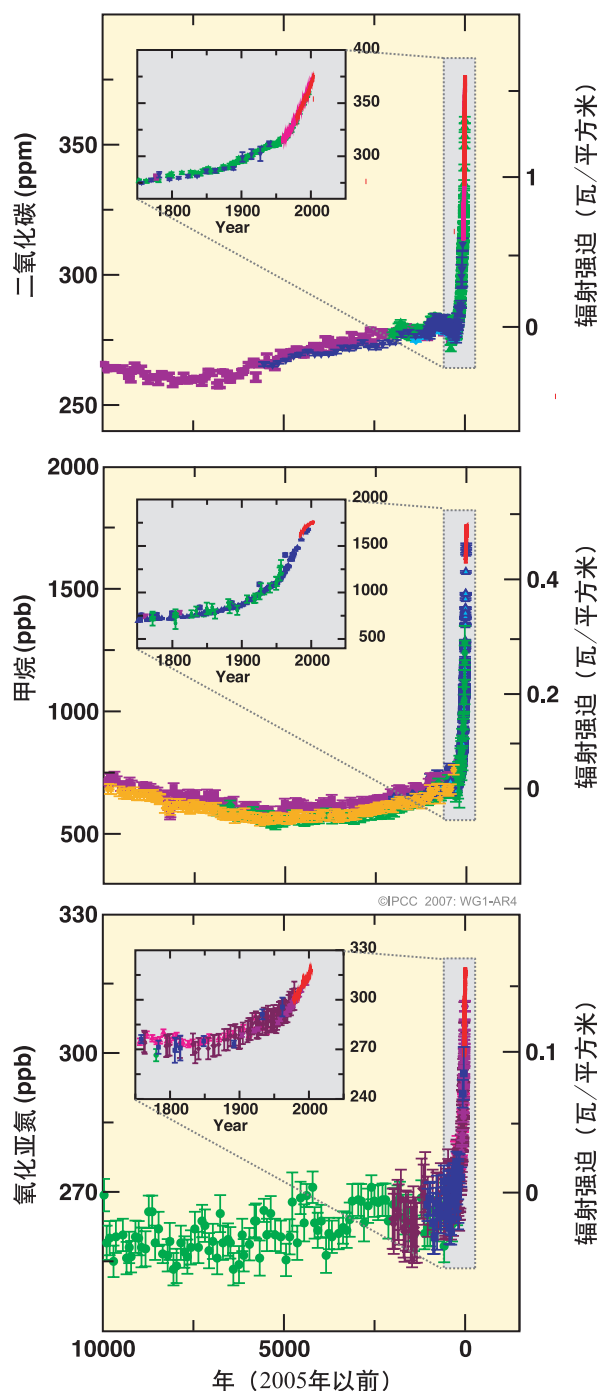
² 辐射强迫,是对某个因子改变地球-大气系统射入和逸出能量平衡影响程度的一种度量,它同时是一种指数,反映了该因子在潜在气候变化机制中的重要性。正强迫使地球表面变暖,负强迫则使其降冷。本报告中的辐射强迫值,是2005年相对于工业化前(定义为1750年)的差值,并以瓦/平方米(W m⁻²)为单位表述。详情可参见术语表和2.2节。

³ ppm(百万分之一)或ppb(十亿分之一)是温室气体分子数目与干燥空气总分子数目之比。如300 ppm的意思就是,在每一百万个干燥空气分子中,有300个温室气体分子。

⁴ 化石燃料燃烧所导致的二氧化碳排放包括源自化石燃料的生产、分配和燃烧,同时也作为水泥生产过程中的副产品。十亿吨碳的排放量相当于3.67十亿吨二氧化碳。

⁵ 除非特别说明,本决策者摘要所给出的结果的不确定性范围一般为90%的不确定性区间,即取值高于方括号中给定范围的可能性为5%,同时低于该给定范围的可能性为5%。本决策者摘要尽可能给出最佳估算值。所评估的不确定性区间并非总是以相应的最佳估算值为中心对称。注意TAR第一工作组给出的不确定性范围的数值,对应于两倍的标准差(95%),并经常使用专家判断。

从冰芯和现代观测资料中得到的温室气体浓度变化



图SPM-1. 最近一万年(大图)和公元1750年(嵌入图)以来大气二氧化碳、甲烷和氧化亚氮浓度的变化。图中所示测量值分别源于冰芯(不同颜色的符号表示不同的研究结果)和大气样本(红线), 所对应的辐射强迫值见大图右侧纵坐标。{图6.4}

- 全球大气中甲烷浓度值已从工业化前约715ppb, 增加到20世纪90年代初的1732ppb, 并在2005年达到1774ppb。2005年大气甲烷浓度值已远远超出了根据冰芯记录得到的六十五万年以来浓度的自然变化范围(320至790ppb)。自20世纪90年代以来, 其增长速率已下降, 这与在此期间内甲烷总排放量(人为与自然排放源的总和)几乎趋于稳定相一致。观测到的甲烷浓度的增加很可能⁶源于人类活动, 主要是农业和化石燃料的使用, 但不同种类排放源的相对贡献大小尚未很好确定。{2.3, 7.4}
- 全球大气中氧化亚氮浓度值已从工业化前约270ppb, 增加到2005年的319ppb。其增长速率自1980年以来已大致稳定。氧化亚氮总排放量中超过三分之一是人为的, 主要来自于农业。{2.3, 7.4}

自第三次评估报告(TAR)以来, 在人类活动对气候变暖和冷却作用方面的理解有所加深, 从而得出了具有很高信度⁷的结论, 即自1750年以来, 人类活动的全球平均净影响是变暖因素之一, 其辐射强迫为+1.6 [+0.6至+2.4] 瓦/平方米(见图SPM-2)。{2.3, 6.5, 2.9}

- 二氧化碳、甲烷和氧化亚氮增加所产生的辐射强迫总和为+2.30[+2.07至+2.53]瓦/平方米, 工业化时代的辐射强迫增长率很可能在过去一万多年里是空前的(见图SPM-1和SPM-2)。二氧化碳的辐射强迫在1995至2005年间增长了20%, 至少在近200年中, 它是其间任何一个十年的最大变化。{2.3, 6.4}

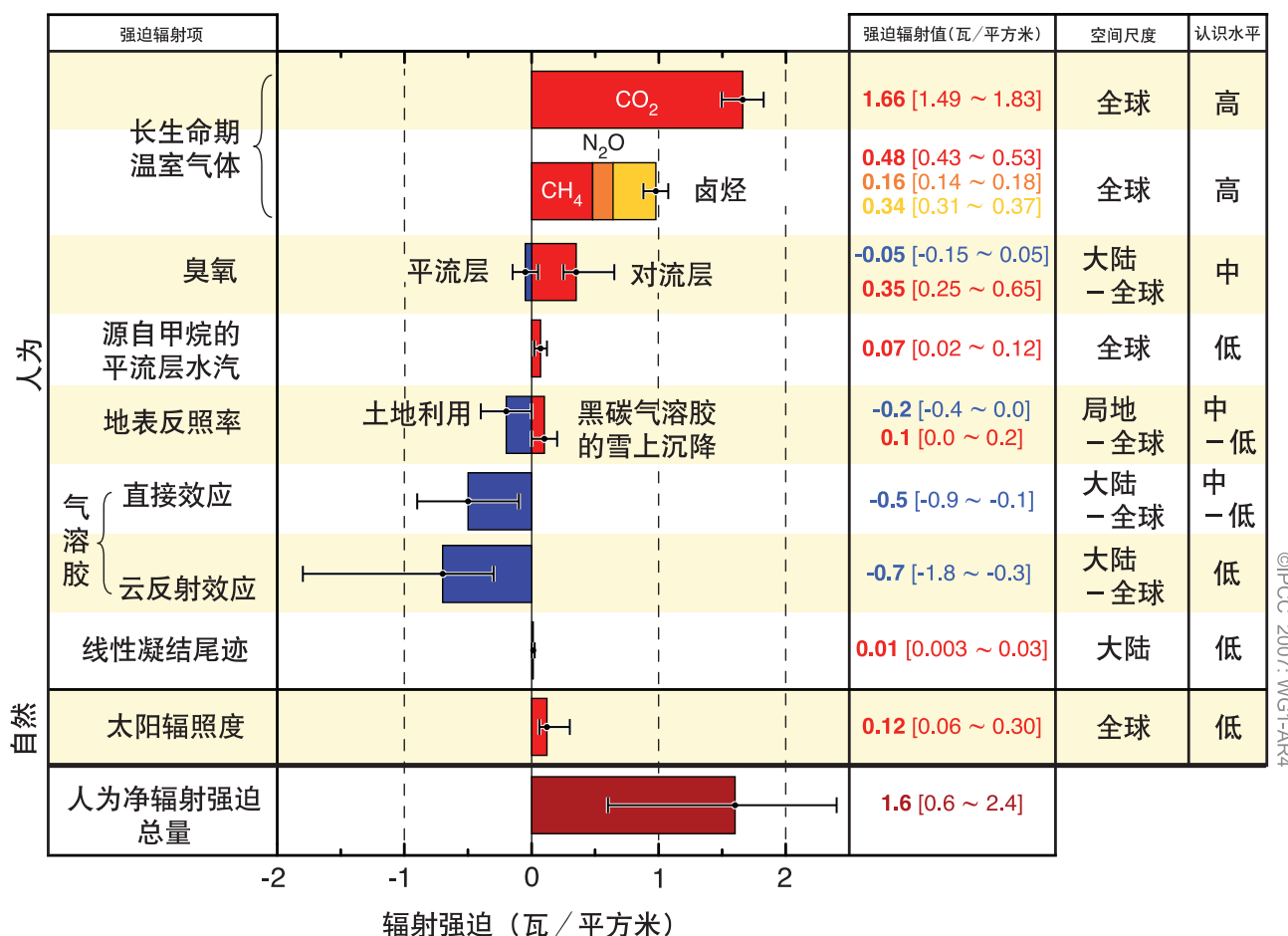
⁶ 在本决策者摘要中, 结合使用专家判断, 下列术语被用于指示所评估的某个结果或结论发生的可能性: 几乎确定 表示发生概率大于99%, 极有可能大于95%, 很可能大于90%, 可能大于66%, 多半可能大于50%, 不可能小于33%; 很不可能小于10%; 极不可能小于5%(详情可参见框TS 1)。

⁷ 在本决策者摘要中, 以下几个置信水平被用于表述关于基础科学正确程度的专家判断: 很高可信度 至少有九成机会是正确的; 高可信度 至少有八成机会是正确的(见框TS 1)。

- 人为气溶胶(主要包括硫酸盐、有机碳、黑碳、硝酸盐和沙尘)共同产生冷却效应,共产生-0.5 [-0.9至-0.1] 瓦/平方米的总直接辐射强迫,和-0.7 [-1.8至-0.3] 瓦/平方米的间接云反射强迫。由于现场、卫星和地基观测的改进和更全面的模拟,与TAR时期相比,目前对上述强迫有了更进一步的认识,但在辐射强迫中仍存在最主要的不确定性。气溶胶还影响着云生命期和降水。{2.4, 2.9, 7.5}
- 其它多个来源对辐射强迫存在着显著的人为

贡献。由于影响臭氧形成的化学物质(氧化亚氮、一氧化碳和烃)的排放,对流层臭氧变化的贡献为 +0.35 [+0.25至+0.65] 瓦/平方米,卤烃⁸变化所产生的直接辐射强迫的贡献为 +0.34 [+0.31至+0.37] 瓦/平方米。由土地覆盖变化和黑碳气溶胶雪上沉降引起的地表反照率的变化,分别产生-0.2 [-0.4至0.0] 瓦/平方米和+0.1 [0.0至+0.2] 瓦/平方米的强迫。图SPM-2中给出了此外的小于 ±0.1瓦/平方米的贡献因子。{2.3, 2.5, 7.2}

辐射强迫分量



图SPM-2. 2005年全球平均辐射强迫(RF)估算值及其范围,包括人为二氧化碳(CO₂)、甲烷(CH₄)、氧化亚氮(N₂O)和其它重要成分和机制,以及各种强迫的典型地理范围(空间尺度)和科学认识水平(LOSU)的评估结果,同时给出人为净辐射强迫及其范围。这些需要计算各分量的非对称不确定性估算值的总和,不能用简单叠加得到。这里未包含的其它强迫因子被认为存在很低的科学认识水平。火山气溶胶是又一种自然强迫,但鉴于其阶段性特性,故未包含在此图内。线性凝结尾迹的范围不包含其它航空对云的可能影响。{2.9, 图2.20}

⁸ 卤烃的辐射强迫已在近期的《IPCC保护臭氧层和全球气候系统特别报告(2005)》中作了详细评估。

- 自1750年以来，太阳辐照度变化造成的辐射强迫估算值为+0.12 [+0.06至+0.30] 瓦/平方米，低于TAR估算值的一半。{2.7}

当前气候变化的直接观测

自TAR以来，通过大量数据集和资料分析的改进与延伸、地理覆盖范围的扩大、对不确定性更深入的认识、以及更为广泛多样的观测等途径，在认识气候如何发生时空变化方面取得了进展。自20世纪60年代以来对冰川和积雪，以及近十年来对海平面高度和冰盖，有了不断增加的综合观测。然而，某些地区的资料覆盖仍然是有限的。

气候系统的变暖是毫不含糊的，目前从全球平均气温和海温升高、大范围雪和冰融化、以及海平面上升的观测中得到的证据支持了这一观点(见图SPM-3)。{3.2, 4.2, 5.5}

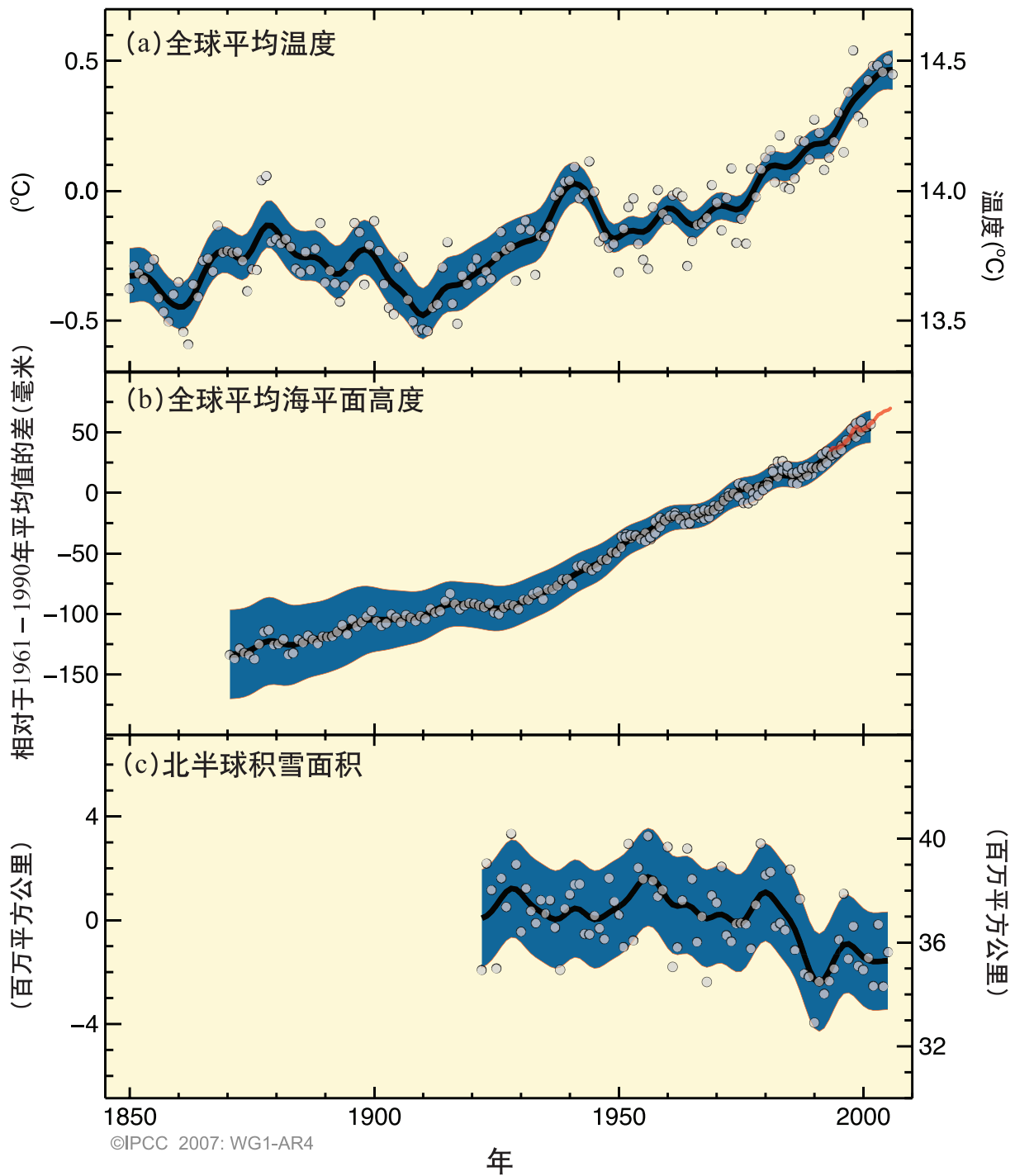
- 根据全球地表温度⁹器测资料，最近12年中(1995至2006年)有11年位列最暖的12个年份之中(1850年以来)。更新的100年线性趋势(1906至2005年)为0.74[0.56至0.92°C]，因此大于TAR时给出的1901至2000年0.6[0.4至0.8°C]的相应趋势值。近50年的线性变暖趋势(每十年0.13[0.10至0.16°C]几乎是近100年的两倍。)从1850至1899年到2001至2005年，气温升高总量为0.76[0.57至0.95]°C。城市热岛效应的影响是存在的，但也是局部的，对上述数值的影响可被忽略(在陆地上小于每十年0.006°C，在海洋上为零)。{3.2}
- 对探空和卫星观测资料所进行的新的分析表明，对流层中下层温度的升高速率与地表温度记录类似，并在其各自的不确定性范围内

相一致，这在很大程度上弥合了TAR中所指出的差异。{3.2, 3.4}

- T至少从20世纪80年代以来，无论在陆地和海洋上空，还是在对流层上层，平均大气水汽含量都有所增加，这与较暖空气能够容纳更多水汽总体一致。{3.4}
- 自1961年以来的观测表明，全球海洋平均温度的增加已延伸到至少3000米深度，海洋已经并且正在吸收80%以上被增添到气候系统的热量。这一变暖引起海水膨胀，并造成海平面上升(见表SPM1)。{5.2, 5.5}
- 南北半球的山地冰川和积雪总体上都已退缩。冰川和冰帽的大范围减少造成了海平面上升(冰帽不包括格陵兰和南极冰盖的贡献)(见表SPM1)。{4.6, 4.7, 4.8, 5.5}
- 自TAR以来目前的最新资料显示，格陵兰和南极冰盖的损耗，很可能造成了1993至2003年的海平面上升(见表SPM1)。某些格陵兰和南极溢出冰川流速已经加快，这些溢出冰川把冰从冰盖内部排出。相应地，冰盖物质损耗的增加，已经常伴随着冰架的变薄、缩减或损耗，或浮动冰舌的损耗。冰的这种动力损耗，足够解释南极大部分的净物质损耗和格陵兰大致一半的净物质损耗。剩余的格陵兰冰损耗，是由于融化损耗超过了降雪累积。{4.6, 4.8, 5.5}
- 在1961至2003年期间，全球平均海平面上升的平均速率为1.8 [1.3至2.3] 毫米/年。在1993至2003年期间，该速率有所增加，约为3.1 [2.4至3.8] 毫米/年。尚不清楚在1993至2003年期间出现的较高速率，反映的是年代际变率还是长期增加趋势。从19到20世纪，观测到的海平面上升速率的增加具有高信度。20世纪海平面上升的总估算值为0.17 [0.12至0.22] 米。{5.5}

⁹ 指陆地上近地表气温和海表温度的平均。

温度、海平面高度和北半球积雪的变化



图SPM-3. (a) 全球平均地表温度、(b) 从验潮站(蓝色)和卫星(红色)资料得到的全球平均海平面上升、以及(c) 3至4月北半球积雪变化的观测结果。所有变化均相对于1961至1990年的相应均值。平滑曲线表示十年均值, 圆圈表示年值。阴影区为不确定性区间, 由已知不确定性(a和b)及时间序列(c)的综合分析估算得出。{问题3.1, 图1, 图4.2和图5.13}

- 在1993至2003年间，气候因子的贡献量总和与直接观测的海平面上升总量在不确定性范围内相一致(见表SPM-1)，这些估算值基于目前改进的卫星和实地观测资料。在1961至2003年间，气候因子的贡献量总和估算值，比观测到的海平面上升要小。对1910至1990年，TAR给出了相似的差异。{5.5}
- 在大陆、区域和洋盆尺度上,已观测到气候的多种长期变化,包括北极的温度和冰、大范围的降水量、海水盐度、风场、以及包括干旱、强降水、热浪和热带气旋¹⁰强度在内的极端天气方面的变化。{3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 5.2}**
- 近100年来，北极平均温度几乎以两倍于全球平均速率的速度升高。北极温度具有很高的年代际变率，在1925至1945年期间也观测到一个暖期。{3.2}
 - 1978年以来的卫星资料显示，北极年平均海冰面积以每十年2.7%[2.1至3.3%]的速率退缩，较大幅度的退缩出现在夏季，为每十年7.4% [5.0至9.8%]。这些数值与TAR给出的结果一致。{4.4}
 - 自20世纪80年代以来，北极多年冻土层顶部温度普遍上升(高达3℃)。自1900年以来，北半球季节冻土的最大面积减少了约7%，春季减少高达15%。{4.7}
 - 已在许多大的地区¹¹观测到降水量在1900至2005年间存在长期趋势。在北美和南美东部、欧洲北部、亚洲北部和中部，已观测到降水量显著增加；在萨赫勒、地中海、非洲南部、亚洲南部部分地区，已观测到降水量的减少。降水的时空变化很大，且在某些地区缺少观测资料。对于所评估的其它大的地区，尚未观测到长期趋势。{3.3, 3.9}
 - 中高纬海水的淡化与低纬海水盐度的升高，表明海洋上的降水与蒸发存在变化。{5.2}
 - 自20世纪60年代以来，南北半球的中纬度西风带西风都在加强。{3.5}
 - 自20世纪70年代以来，在更大范围地区，尤其是在热带和副热带，观测到了强度更强、持续更长的干旱。与温度升高和降水减少有关的变干增加，促成了干旱的变化。海表温度(SST)和风场的变化、以及积雪减少，也

表SPM-1. 观测到的海平面上升速率以及估算的各种因子的贡献。{5.5, 表5.3}

海平面上升的贡献因子	海平面上升速率(毫米/年)	
	1961–2003	1993–2003
热膨胀	0.42± 0.12	1.6 ± 0.5
冰川和冰帽	0.50± 0.18	0.77± 0.22
格陵兰冰盖	0.05± 0.12	0.21± 0.07
南极冰盖	0.14± 0.41	0.21± 0.35
海平面上升的单个气候因子的贡献总和	1.1 ± 0.5	2.8 ± 0.7
观测到的海平面上升总量	1.8 ± 0.5 ^a	3.1 ± 0.7 ^a
差 (观测值减去气候贡献因子估算总值)	0.7 ± 0.7	0.3 ± 1.0

表注:

a 1993年之前为验潮站资料，之后为卫星测高资料

¹⁰ 热带气旋包括飓风和台风。¹¹ 所评估的地区为TAR中有关地区预估的章节和本报告第11章所考虑的地区

与干旱的发生有关。{3.3}

- 大多数陆地上的强降水事件发生频率有所上升，这与变暖和观测到的大气水汽增加相一致。{3.8, 3.9}
- 近50年来已观测到极端温度的大范围变化。冷昼、冷夜和霜冻的发生频率已减小，而热昼、热夜和热浪的发生频率已增加(见表SPM-2)。{3.8}

- 一些观测证据表明，大约从1970年以来，北大西洋的强热带气旋活动增加，与热带海表温度升高相关。在其它一些地区也存在一些迹象，表明强热带气旋活动增加，而对这些地区数据质量的关注更多。多种年代际变率的存在，以及1970年前后开始的常规卫星观测之前的热带气旋记录的资料质量，使对热带气旋活动长期趋势的检测复杂化。每年的热带气旋个数没有明显变化趋势。{3.8}

表SPM-2.近期的趋势，人类活动对其影响的评估，和对20世纪后期观测到存在变化趋势的极端天气事件的预估。{表3.7, 3.8, 9.4, 章节3.8, 5.5, 9.7, 11.2至11.9}

现象 ^a 和变化趋势	20世纪后期出现变化趋势的可能性 (以1960年之后为代表)	人类活动对观测到的变化趋势产生影响的可能性 ^b	基于SRES情景的21世纪预估结果，未来存在变化趋势的可能性
多数大陆地区冷昼/冷夜偏暖/偏少	很可能 ^c	可能 ^d	几乎确定 ^d
多数大陆地区热昼/热夜偏暖/偏多	很可能 ^e	可能(夜) ^d	几乎确定 ^d
暖事件/热浪。多数大陆地区发生频率增加	可能	多半可能 ^f	很可能
强降水事件。多数地区发生频率(或强降雨占总降水的比例)增加	可能	多半可能 ^f	很可能
受干旱影响地区增加	自20世纪70年代以来许多地区可能	多半可能	可能
强热带气旋活动增加	自1970年以来某些地区可能	多半可能 ^f	可能
由极高海平面所引发的事件增多(不含海啸)	可能	多半可能 ^{f, h}	可能

表注:

a 定义详见表3.7。

b 见表TS-4、框TS 3.4和表9.4。

c 降低的冷昼/冷夜发生频率(最冷的10%部分)。

d 每年最极端昼/夜的变暖。

e 增加的热昼/热夜发生频率(最热的10%部分)。

f 未评估人为贡献的大小。这些现象的归因分析是基于专家判断，而非正式的归因研究。

g 极高海平面决定于平均海平面和区域天气系统。这里定义为某给定时段内某站每小时的海平面观测值中最高1%的部分。

h 观测到的极高海平面变化与平均海平面变化紧密相随{5.5.2.6}，人类活动很可能造成平均海平面的上升{9.5.2}。

i 在所有情景中，预估的2100年全球平均海平面高于参考时段{10.6}。尚未评估区域天气系统变化对极端海平面的影响。

尚未观测到气候某些方面的变化。{3.2, 3.8, 4.4, 5.3}

- TAR给出了温度日较差(DTR)降低的结果,但可用的资料年限仅为1950至1993年。更新的观测揭示出1979至2004年DTR未发生变化,因为日间和夜间温度均以大致相同的速率升高。不同地区的变化趋势差异很大。{3.2}
- 南极海冰范围仍表现出年际变率和局地变化,但在统计上不存在显著的平均趋势,这与整个地区平均气温无变暖相一致。{3.2, 4.4}
- 尚无足够的证据确认全球海洋经向翻转环流(MOC)或一些如龙卷、雹、闪电和沙尘暴等小尺度现象是否存在着变化趋势。{3.8, 5.3}

古气候视角

古气候学研究利用对气候敏感的指示物的变化,推断过去数百年至数百万年时间尺度的气候变化。这些代用数据(如树木年轮宽度)可能会同时受到局地温度和其它因子(如降水)的共同影响,并通常代表特定的季节而非全年。TAR以来的研究从增加的资料中取得了更高的信度,显示出世界各地多种指示物变化规律的一致性。然而,由于空间覆盖范围的减少,不确定性通常会随着历史时间的追溯而增加。

古气候信息支持近50年气候变暖至少在此前1300年中是异常的解释。在最近的一次极区显著暖于现在并持续了较长时间(约12.5万年前)的时期,极冰体积的缩减导致了海平面上升4至6米。{6.4, 6.6}

- 20世纪后半叶北半球平均温度很可能比近500年中任何一个50年时段的平均温度都高,并且可能至少在最近1300年中是最高的。最近一些研究表明,北半球温度的变率比TAR提出的要大,尤其是在12至14世纪、17世纪和19世纪这些偏冷的时期。20世纪之前的偏暖时期处在TAR给出的不确定性范围之内。{6.6}
- 主要由于极冰退缩,在末次间冰期(约12.5万年前),全球平均海平面高度可能比20世纪高出4至6米。冰芯资料显示,那个时期平均极地温度比现在高出3至5°C,这是由地球轨道差异导致的。格陵兰冰盖和北极其它冰原所造成的观测到的海平面上升可能不超过4米,南极对海平面上升或许也有所贡献。{6.4}

气候变化认识及归因

基于TAR以来的研究，目前的评估考虑了更长、更完备的资料、范围更广的观测以及对气候及其变率诸多方面模拟的改进。它同时也考虑了新的归因研究成果，这些成果已经评价了观测到的变化是否在定量上与对外部强迫的预期响应一致，是否与其它物理学合理解释不一致。

观测到的20世纪中叶以来大部分的全球平均温度的升高，很可能是由于观测到人为温室气体浓度¹²增加所导致的。这是一个进步，因为TAR的结论是“最近50年观测到的大部分变暖可能是由于温室气体浓度的增加”。目前，可辨别的人类活动影响扩展到了气候的其它方面，包括海洋变暖、大陆尺度的平均温度、温度极值以及风场(见图SPM-4和表SPM-2)。{9.4, 9.5}

- 由于火山气溶胶和人为气溶胶抵消了一部分本来会出现的变暖，因此如果单独考虑温室气体浓度的增加，其导致的变暖可能比观测到的更大。{2.9, 7.5, 9.4}
- 观测到的大气和海洋大范围变暖现象及冰量损失，均支持这样一个结论，即如果不考虑外来强迫，极不可能造成近50年的全球气候变化，它很可能不是由已知的自然强迫单独造成的。{4.8, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}
- 气候系统的变暖，在地表和自由大气温度，海表以下几百米厚度上的海水温度，以及对海平面上升的贡献因子方面已被检测到变化。归因研究已经明确了对所有这些变化

的人为作用的贡献。观测到的对流层变暖和
平流层降温型，在很可能归因于温室气体增加和平流层臭氧耗损的共同影响。{3.2, 3.4, 9.4, 9.5}

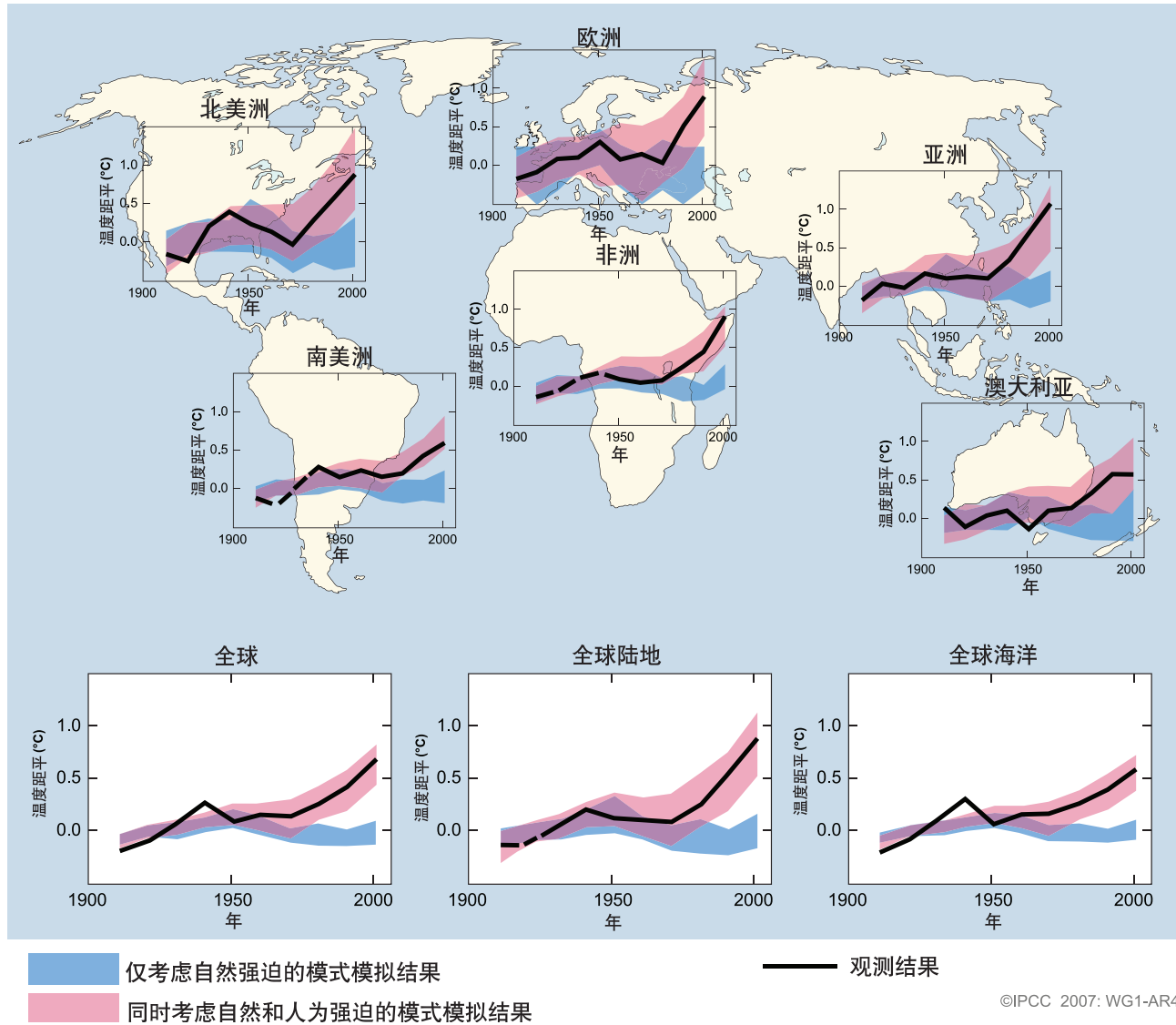
- 近50年来，除南极外，各大陆平均可能出现了显著的人为变暖(见图SPM-4)。观测到的变暖型，包括陆地比海洋更明显的变暖及其随时间的变化，都已被包含人为强迫的模式所模拟到。耦合气候模式对六个大陆中每个大陆上观测到的温度演化的模拟能力，提供了比TAR关于人类活动影响气候的更强有力的证据。{3.2, 9.4}
- 对较小尺度温度变化观测结果进行可信的模拟和归因仍有一定难度。在这些尺度上，由于气候自然变率比外部强迫相对更大，这就更难辨识出期望的外部强迫的变化。局地强迫和反馈的不确定性，也使得估算温室气体增加对观测到的小尺度温度变化的贡献变得困难。{8.3, 9.4}
- 人为强迫可能造成了风场¹³的改变，影响到南北半球热带外地区的风暴路径与温度分布型。然而，观测到的北半球环流变化，比响应于20世纪强迫变化的模拟结果更大。{3.5, 3.6, 9.5, 10.3}
- 多数最极端热夜、冷夜和冷昼的温度可能由于人为强迫的作用已升高。人为强迫多半可能已经增加了热浪发生的风险(见表SPM-2)。{9.4}

对气候模式以及观测约束的分析，得以首次给出气候敏感性的可能性评估范围，提

¹² 对尚存的不确定性的考虑，是基于目前的方法学。

¹³ 特别是南北半球的环状模态及其相关的北大西洋涛动变化。{3.6, 9.5, 框TS 2}

全球和大陆的温度变化



图SPM-4. 观测到的大陆与全球尺度地表温度与使用自然和人为强迫的气候模式模拟结果的对比。相对于1901至1950年相应平均值，1906至2005年观测到的年代际平均值(黑线)绘于年代中心。虚线部分表示空间覆盖率低于50%。蓝色阴影表示仅使用太阳活动与火山自然强迫的5个气候模式19个模拟试验结果的5至95%置信区间。红色阴影表示同时使用自然强迫和人为强迫的14个气候模式58个模拟试验结果的5至95%置信区间。{问题9.2, 图1}

高在气候系统对辐射强迫响应认识上的信度。{ 6.6, 8.6, 9.6, 框10.2 }

- 平衡气候敏感度是对气候系统响应持续辐射强迫的一种量度。它不是一种预估，而是定义为二氧化碳浓度倍增后，全球平均地表的变暖。它可能在2至4.5°C的范围内，最佳估算值约为3°C，它很可能低于1.5°C。不能排除该值远高于4.5°C的可能性，但对此，模拟与观测的一致性较差。水汽的变化决定着影响气候敏感性的各种反馈，目前对其的认识比TAR更为深入。云的各种反馈依然是最大的不确定性来源。{8.6, 9.6, 框10.2}
- 在1950年以前的至少7个世纪中，气候变化很可能不单由气候系统自身所产生的变率造成。该时段内北半球年代际温度变率重建结果中的相当部分，很可能归因于火山爆发和太阳活动变化，并且在该记录中较明显的20世纪初的变暖可能归因于人为强迫。{2.7, 2.8, 6.6, 9.3}

未来气候变化预估

与TAR相比，本次气候变化预估评估的一项重要进展，就是有从更多的模式中得到的大量可用的数值模拟结果。连同使用从观测得到的附加信息，这为估算未来气候变化诸多方面的可能性提供了量化的基础。模式模拟覆盖了一系列包括理想化排放或浓度假定的未来可能情形。这些包括2000至2100年SRES¹⁴解释性标志情景，以及2000年或2100年后温室气体和气溶胶浓度保持稳定条件下的模式试验。

在一系列SRES排放情景下，预估的未来20年变暖为每十年0.2°C。即使所有温室气体和气溶胶浓度稳定在2000年水平，仍会出现每十年0.1°C的进一步变暖。{10.3, 10.7}

- 自1990年IPCC第一次评估报告以来，预估结果显示自1990至2005年全球平均温度升高约为每十年0.15至0.3°C，而观测结果为每十年约增加0.2°C，二者的可比性增强了近期预估结果的信度。{1.2, 3.2}
- 假定所有辐射强迫因子都控制在2000年水平，模式试验显示，主要由于海洋响应缓慢，未来20年仍会以每十年约0.1°C的速率，存在进一步变暖趋势。如果排放处于SRES各情景范围之内，则变暖幅度预计将是其两倍(每十年0.2°C)。模式预估结果的最佳估算值表明，在所有有人类居住的大陆，SRES情景的选择对2030年前的十年平均变暖幅度影响不大，且很可能至少是20世纪相应模式估算的自然变率结果的两倍。{9.4, 10.3, 10.5, 11.2至11.7, 图TS-29}

以等于或高于当前的速率持续排放温室气体，会导致进一步变暖，并引发21世纪全球气候系统的许多变化，这些变化将很可

¹⁴ SRES指《IPCC排放情景特别报告(2000)》。在本决策者摘要结尾处的文框中，总结了SRES情景族及其解释性个例，其中不包含其它的气候政策干预内容。对应于计算得出的2100年人为温室气体和气溶胶辐射强迫(见TAR第823页)，解释性标志情景SRES B1、A1T、B2、A1B、A2和A1F1分别大致对应600、700、800、850、1250和1550 ppm等二氧化碳浓度当量。B1、A1B和A2情景已成为模式比较研究中的焦点，很多的研究结果在本报告中进行了评估。

能大于20世纪的观测结果。{10.3}

- 气候变化模拟的进展，使目前能够给出针对不同排放情景下，变暖预估结果的最佳估算值及其可能性评估的不确定性范围。本报告明确给出了不同排放情景下的预估结果，以避免政策相关信息的损失。表SPM-3给出了相对于1980至1999年平均的21世纪末(2090至2099年)全球平均地表变暖的预估。这反映了低排放与高排放情景的差别，以及与这些情景相关的变暖预估结果的不确定性。{10.5}
- 本次评估和表SPM-3给出了六个SRES排放标志情景下，全球平均地表变暖的最佳估算值及其可能性范围。例如，对于低排放情景(B1)，最佳估算值为1.8°C(可能性范围1.1至2.9°C)，对于高排放情景(A1FI)，最佳估算值为4.0°C(可能性范围2.4至6.4°C)。尽管这些预估结果与TAR给出的范围(1.4至5.8°C)较为一致，但它们不能用来直接比较(见图SPM-5)。由于AR4给出了每个标致情景的最佳估算值及其可能性范围，因此在这点上更进了一步。对可能性范围的最新评估，是根据更多的气候模式结果得出的，这些模式更为复杂，更接近真实情况，同时考虑了碳循环反馈的本质，以及从观测得到的气候响应约束。{10.5}
- 变暖趋向于降低陆地和海洋的大气二氧化碳吸收，提高存留在大气中的人为排放的比例。例如，在A2情景下，二氧化碳反馈作用对应的2100年相应的全球平均变暖在1°C以上。温度预估结果不确定性范围的上限大于TAR(见表SPM-3)，主要是因为目前可用的更多的模式，都揭示了存在更强的气候-碳循环反馈。{7.3, 10.5}
- 表SPM-3给出了基于模式结果的21世纪末(2090至2099年)全球平均海平面上升幅度的预估。对于每个情景，表SPM-3中预估范围的中心点，都在TAR模式给出的2090至2099年平均值的10%界限内。信度范围比TAR更为集中的主要原因，是由于对预估的贡献因子¹⁵不确定性认识的提高。{10.6}

表SPM-3. 21世纪末全球平均地表变暖和海平面上升预估结果。{10.5, 10.6, 表10.7}

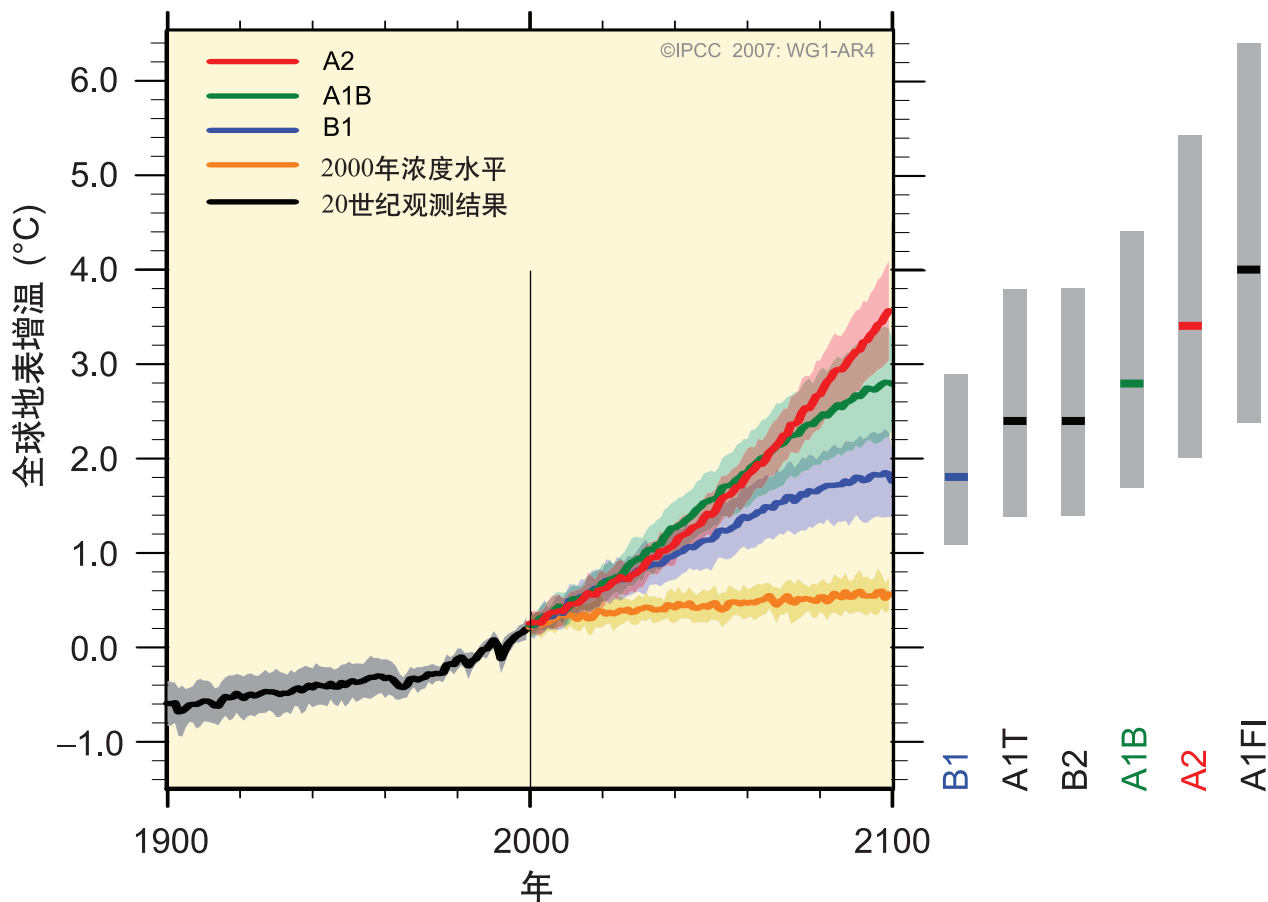
个例	温度变化(单位: °C, 相对1980至1999年平均的2090至2099年结果)		海平面上升(单位: 米, 相对1980至1999年平均的2090至2099年结果)
	最佳估值	可能性范围	可能性范围
稳定在2000年的浓度水平	0.6	0.3 - 0.9	NA
B1情景	1.8	1.1 - 2.9	0.18 - 0.38
A1T情景	2.4	1.4 - 3.8	0.20 - 0.45
B2情景	2.4	1.4 - 3.8	0.20 - 0.43
A1B情景	2.8	1.7 - 4.4	0.21 - 0.48
A2情景	3.4	2.0 - 5.4	0.23 - 0.51
A1FI情景	4.0	2.4 - 6.4	0.26 - 0.59

表注:

^a 这些估算值的评估源自一系列模式，包含一个简单的气候模式，几个中等复杂程度的地球模拟器(EMICs)，以及大量的全球海气耦合模式(AOGCMs)。

^b 2000年稳定水平仅得自于海气耦合模式

地表温度的海气耦合模式预估结果



图SPM-5. 各实线分别表示A2、A1B和B1情景下的多模式全球平均地表变暖(相对于1980至1999年平均), 并作为20世纪模拟结果的延续, 阴影区表示各模式年值的正负一个标准差范围。橘红色线表示将控制在2000年浓度水平上的模拟试验结果, 右侧的灰色条表示最佳估算值(各条中间的实线)和六个SRES标志情景可能范围的评估结果。对灰色条中最佳估算值及其可能范围的评估结果, 包括图左边的海气耦合模式结果, 以及一系列单个模式和观测约束和结果。{图 10.4 和 10.29}

- 因为仍缺少文献基础, 目前使用的模式都没有考虑气候-碳循环反馈的不确定性, 也没有包括冰盖流变化的全部影响。预估结果包含了一个贡献因子, 即以观测到的1993至2003年格陵兰和南极冰流速率为参照的增大的冰流速率, 但未来这些冰流速率可能会增加, 也可能会减小。例如, 如果冰流速率的贡献与全球平均温度变化同样呈线性增长的话, 那么表SPM-3中给出的SRES情景下海平面上升预估上限会再增加0.1至0.2米。不排除出现更大值的可能性, 但由于对各种作用的理解非常有限, 还不足以评估其可能性

范围、给出最佳估算值或给出海平面上升的上限值。(10.6)

- 大气二氧化碳浓度的不断增加导致了海水酸化程度的不断增加。基于SRES情景的预估结果显示, 21世纪全球平均大洋表面的pH¹⁶将会降低0.14至0.35个单位, 加剧了工业化前至今0.1个单位的降幅。{5.4, 框7.3, 10.4}

目前对变暖型和其它区域尺度特征的预估结果更为可信, 包括风场、降水、以及极

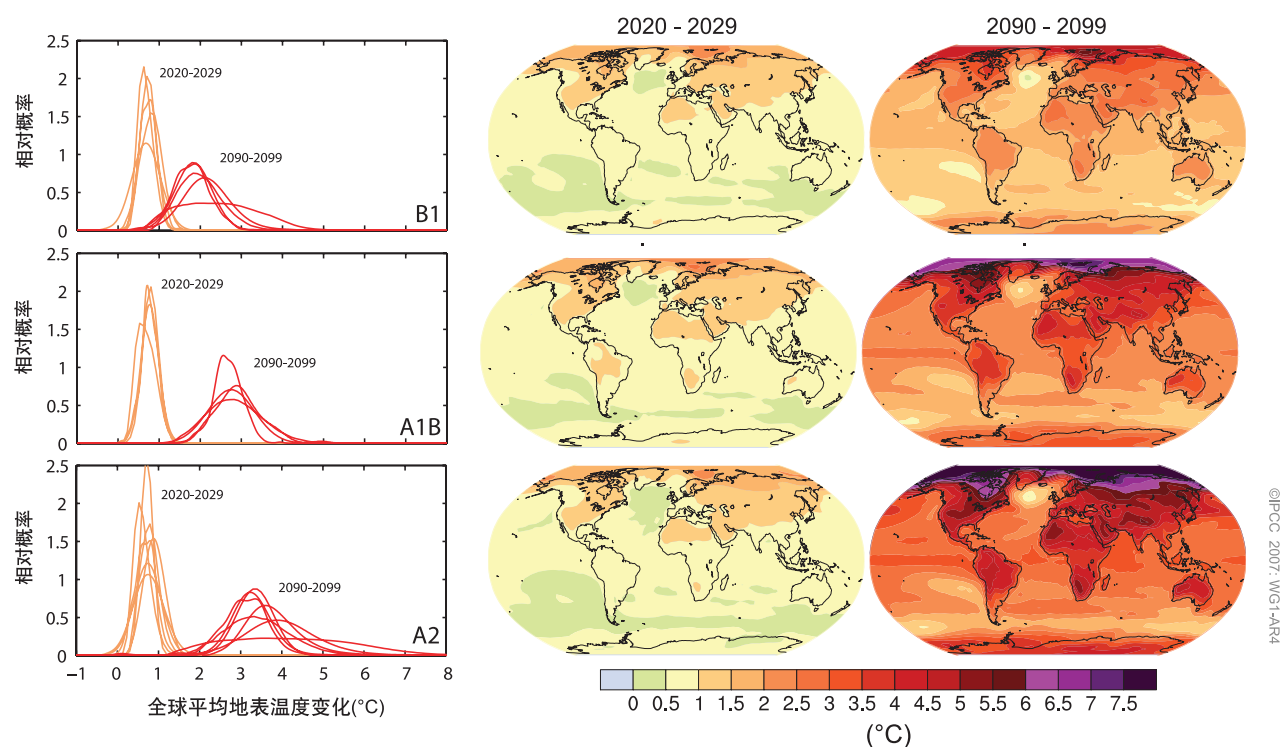
¹⁵ TAR的预估结果限定在2100年, 而本报告的预估结果为2090至2099年。若按照相同的不确定性处理办法, TAR也会给出与表SPM-3相似的不确定性区间。

¹⁶ pH值减小意味着溶液的酸性增加。详见术语表

端事件和冰的某些方面的变化。{8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 9.4, 9.5, 10.3, 11.1}

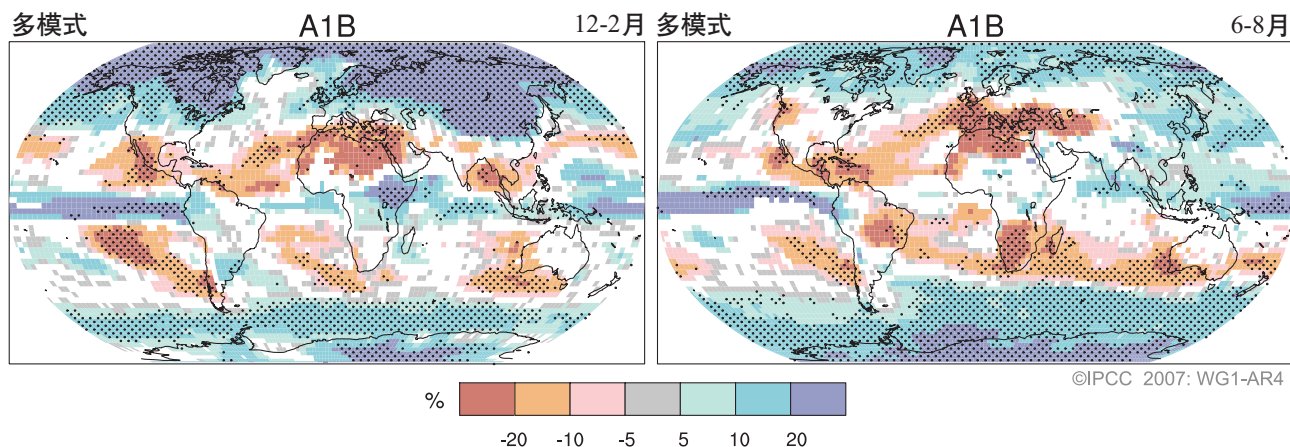
- 21世纪的变暖预估结果显示与情景无关的空间地理分布型，这与近50年的观测结果相似。预计陆地上和大多数北半球高纬地区的变暖最为显著，而南大洋和北大西洋的变暖最弱(见图SPM-6)。{10.3}
- 预估结果显示，积雪会退缩，大部分多年冻土区的融化深度会广泛增加。{10.3, 10.6}
- 所有SRES情景下的预估结果显示，北极和南极的海冰会退缩。某些预估结果显示，21世纪后半叶北极暮夏的海冰几乎会完全消融。{10.3}
- 热事件、热浪和强降水事件的发生频率很可能将会持续上升。{10.3}
- 基于大量的模式结果，随着热带SST的上升，未来热带气旋(台风和飓风)可能将变得更强，并伴随着更高峰值的风速，以及与热带海表温度持续增加有关的更强的降水。全球热带气旋数目减少预估结果的信度不高。1970年以来，某些地区超强风暴的比例明显增加，远大于现有模式的同期模拟结果。{9.5, 10.3, 3.8}
- 预估结果显示，温带地区的风暴路径会向极地方向移动，引起风、降水和温度场的相应变化，延续了近半个世纪以来所观测到的总体分布型的变化趋势。{3.6, 10.3}

地表温度的预估结果



图SPM-6. 相对于1980至1999年平均，21世纪初期和末期全球平均温度变化的预估结果。中图和右图分别为SRES B1(上)、A1B(中)和A2(下)情景下2020至2029年(中)和2090至2099年(右)海气耦合模式的多模式平均预估结果。左图为以全球平均变暖估算的相对概率表示的相应不确定性，相对概率得自于针对相同时段所作的几个不同的海气耦合模式和中等复杂程度地球模拟器的研究。由于一些研究仅给出了部分SRES情景下的结果，或者给出了多种模式版本的结果，因此左图中曲线数目的不同，仅仅是由于所得到的结果数目的差异。{图10.8和10.28}

降水量变化分布的预估结果



图SPM-7. 相对于1980至1999年平均的2090至2099年降水（百分率）变化。图中所示为SRES A1B情景下12至2月（左图）、6至8月（右图）的多模式平均结果。白色区域为模式变化符号一致性少于66%的区域，点状区域为模式变化符号一致性多于90%的区域。{图10.9}

- 自TAR以来，对降水分布预估结果的认识不断提高。高纬地区的降水量很可能增多，而多数副热带大陆地区的降水量可能减少（在A1B情景下，到2100年会减少多达20%，见图SPM-7），延续了近期所观测到的变化趋势。{3.3, 8.3, 9.5, 10.3, 11.2至11.9}
 - 基于目前模式的模拟，21世纪大西洋经向翻转环流(MOC)将很可能减缓。多模式平均计算结果表明，在SRES A1B排放情景下，到2100年降低25%（范围从0到约50%）。预估结果表明，大西洋地区温度会升高，尽管这种变化是由于预估的温室气体增加所导致的大得多的变暖。21世纪期间，经向翻转环流很可能不会出现明显的突变。经向翻转环流的更长期的变化尚无法进行可靠的评估。{10.3, 10.7}
- 鉴于各种气候过程、反馈及其相应的时间尺度，即使温室气体浓度趋于稳定，人为变暖和海平面上升仍会持续数个世纪。{10.4, 10.5, 10.7}
- 当气候系统变暖时，气候-碳循环的耦合预期还会向大气中增加二氧化碳，但尚不清楚这种反馈的大小。这增加了为达到某一特定大气二氧化碳稳定浓度水平所需的二氧化碳排放轨迹的不确定性。基于当前对气候-碳循环反馈的认识，许多模式结果表明，要使二氧化碳稳定在450ppm的水平，需要将21世纪的累积排放从670[630至710]十亿吨碳（合2460[2310至2600]十亿吨二氧化碳），减少到约490[375至600]十亿吨碳（合1800[1370至2200]十亿吨二氧化碳）。类似地，要使二氧化碳稳定在1000ppm的水平，这种反馈需要将累积排放从1415[1340至1490]十亿吨碳（合5190[4910至5460]十亿吨二氧化碳）减少到约1100[980至1250]十亿吨碳（合4030[3590至4580]十亿吨二氧化碳）。{7.3, 10.4}
 - 如果到2100年辐射强迫稳定在B1或A1B水平¹⁴上，仍然预计全球平均气温会再变暖0.5℃，并主要在2200年之前。{10.7}

- 如果到2100年辐射强迫稳定在A1B水平¹¹上，到2300年之前，仅热膨胀就会引起海平面上升0.3至0.8米(相对于1980至1999年)，并且由于将热量混合到深海需要一段时间，热膨胀会持续许多个世纪。{10.7}
- 预估结果显示，格林兰冰盖的退缩会在2100年后继续造成海平面上升。现有模式结果表明，在1.9至4.6°C的全球平均变暖(相对于工业化前)情况下，与温度变化相关的冰物质损耗的增加，比由于降水变化得到的积累更为迅速，因此表面的物质平衡为负。如果负的表面物质平衡持续千年，会最终导致格林兰冰盖的完全消融，进而造成海平面上升约7米。这些温度值与推断出的12.5万年前末次间冰期的温度相当，古气候资料显示，当时极冰面积缩减，海平面上升4至6米。{6.4, 10.7}
- 与冰流有关的某些动力过程未包含在当前的模式中，但近期观测显示，它有可能会增大冰盖对变暖的脆弱性，进而加剧未来海平面上升。但限于对这些过程的认识程度，尚未在其作用程度上达成共识。{4.6, 10.7}
- 目前的全球模式研究预估结果表明，南极冰盖将会维持在非常寒冷的状态，不至于会出现大范围表层融化的现象，而且由于降雪增加，冰量还会增大。然而，如果动力冰耗主导了冰盖的质量平衡，有可能会发生冰量的净损失。{10.7}
- 鉴于清除大气中二氧化碳气体所需的时间尺度，过去和未来的人为二氧化碳排放将使变暖和海平面上升现象延续到千年以上。{7.3, 10.3}

《IPCC排放情景特别报告(SRES)》中的排放情景¹⁷

A1: A1情景族描述了这样一个未来世界：经济增长非常快，全球人口数量峰值出现在本世纪中叶并随后下降，新的更高效的技术被迅速引进。主要特征是：地区间的趋同、能力建设、以及不断扩大的文化和社会的相互影响，同时伴随着地域间人均收入差距的实质性缩小。A1情景族进一步化分为3组情景，分别描述了能源系统中技术变化的不同方向。以技术重点来区分，这3种A1情景组分别代表着化石燃料密集型(A1FI)、非化石燃料能源(A1T)、以及各种能源之间的平衡(A1B)(平衡在这里定义为：在所有能源的供给和终端利用技术平行发展的假定下，不过分依赖于某种特定能源)。

A2: A2情景族描述了一个很不均衡的世界。主要特征是：自给自足，保持当地特色。各地域间生产方式的趋同异常缓慢，导致人口持续增长。经济发展主要面向区域，人均经济增长和技术变化是不连续的，低于其它情景的发展速度。

B1: B1情景族描述了一个趋同的世界：全球人口数量与A1情景族相同，峰值也出现在本世纪中叶并随后下降。所不同的是，经济结构向服务和信息经济方向迅速调整，伴之以材料密集程度的下降，以及清洁和资源高效技术的引进。其重点放在经济、社会和环境可持续发展的全球解决方案，其中包括公平性的提高，但不采取额外的气候政策干预。

B2: B2情景族描述了这样一个世界：强调经济、社会和环境可持续发展的局地解决方案。在这个世界中，全球人口数量以低于A2情景族的增长率持续增长，经济发展处于中等水平，与B1和A1情景族相比技术变化速度较为缓慢且更加多样化。尽管该情景也致力于环境保护和社会公平，但着重点放在局地和地域层面。

对于A1B、A1FI、A1T、A2、B1和B2这6组情景，各自选择了一种情景作为解释性情景，所有的情景均应被同等对待。

SRES情景不包括额外的气候政策干预，这意味着不包括明确假定执行《联合国气候变化框架公约》或《京都议定书》排放目标的各种情景。

¹⁷ IPCC第一工作组报告不对排放情景进行评估。该框总结的SRES情景取自TAR，并且事先经过了政府间气候变化专门委员会的逐行批准。