

# 政府间气候变化专门委员会第一工作组接受 但未经详细批准的报告

IPCC的报告被IPCC工作组会议或IPCC全会“接受”是指：文字未经逐行讨论和同意，但却反映了对主题的全面、客观和平衡的观点。

## 技术摘要

### 主要协调作者:

Susan Solomon (美国)、Dahe Qin (中国)、Martin Manning (美国/新西兰)

### 主要作者:

Richard B. Alley (美国)、Terje Berntsen (挪威)、Nathaniel L. Bindoff (澳大利亚)、Zhenlin Chen (中国)、Amnat Chidthaisong (泰国)、Jonathan M. Gregory (英国)、Gabriele C. Hegerl (美国/德国)、Martin Heimann (德国/瑞士)、Bruce Hewitson (南非)、Brian J. Hoskins (英国)、Fortunat Joos (瑞士)、Jean Jouzel (法国)、Vladimir Kattsov (俄罗斯)、Ulrike Lohmann (瑞士)、Taroh Matsuno (日本)、Mario Molina (美国/墨西哥)、Neville Nicholls (澳大利亚)、Jonathan Overpeck (美国)、Graciela Raga (墨西哥/阿根廷)、Venkatachalam Ramaswamy (美国)、Jiawen Ren (中国)、Matilde Rusticucci (阿根廷)、Richard Somerville (美国)、Thomas F. Stocker (瑞士)、Ronald J. Stouffer (美国)、Penny Whetton (澳大利亚)、Richard A. Wood (英国)、David Wratt (新西兰)

### 贡献作者:

J. Arblaster (美国/澳大利亚)、G. Brasseur (美国/德国)、J.H. Christensen (丹麦)、K.L. Denman (加拿大)、D.W. Fahey (美国)、P. Forster (英国)、J. Haywood (英国)、E. Jansen (挪威)、P.D. Jones (英国)、R. Knutti (瑞士)、H. Le Treut (法国)、P. Lemke (德国)、G. Meehl (美国)、D. Randall (美国)、D.A. Stone (英国/加拿大)、K.E. Trenberth (美国)、J. Willebrand (德国)、F. Zwiers (加拿大)

### 编审:

Kansri Boonpragob (泰国)、Filippo Giorgi (意大利)、Bubu Pateh Jallow (冈比亚)

### 应按照以下方式引用本技术摘要:

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood 和 D. Wratt, 2007: 技术摘要: 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., D. Qin, M. Manning, Z. 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。

# 目录

<b>TS.1 引言</b> .....	<b>21</b>	<b>TS.4 气候变化认识及归因</b> .....	<b>58</b>
<b>TS.2 人为和自然气候驱动因子的变化</b> .....	<b>21</b>	TS.4.1 在器测时期全球温度 变化归因领域的进展： 大气、海洋和冰 .....	58
框TS.1: 第一工作组评估中对不确定性的处理方法 .....	22	框TS.7: 对全球大气海洋环流模式 的评估 .....	59
TS.2.1 温室气体 .....	23	TS.4.2 温度空间和时间变化 的归因 .....	62
TS.2.2 气溶胶 .....	29	TS.4.3 环流、降水和其它 气候变量变化的归因 .....	64
TS.2.3 航空凝结尾迹和卷云、 土地利用及其他效应 .....	30	TS.4.4 古气候归因研究 .....	64
TS.2.4 太阳活动和火山爆发产生 的辐射强迫 .....	30	TS.4.5 气候对辐射强迫 的响应 .....	64
TS.2.5 全球净辐射强迫、 全球变暖潜势和辐射强迫 分量图 .....	31	<b>TS.5 未来气候变化预估</b> .....	<b>66</b>
TS.2.6 地表强迫和水分循环 .....	35	框TS.8: 全球气候模式分类 .....	67
<b>TS.3 气候变化观测</b> .....	<b>35</b>	TS.5.1 对近期气候变化 的认识 .....	68
TS.3.1 大气变化： 器测记录 .....	35	框TS.9: 持续的气候变化 .....	68
框TS.2: 气候变率的型态 .....	39	TS.5.2 针对21世纪的大尺度 预估 .....	69
TS.3.2 冰雪圈变化： 器测记录 .....	43	TS.5.3 区域尺度的预估 .....	74
框TS.3: 冰盖动力学和稳定性 .....	44	框TS.10: 区域降尺度 .....	74
TS.3.3 海洋变化： 器测记录 .....	47	TS.5.4 气候变化与地球生物化学 循环间的耦合 .....	77
框TS.4: 海平面 .....	51	TS.5.5 气候过程及其时间尺度对 长期预估的影响 .....	79
TS.3.4 观测资料之间的一致性 .....	51	<b>TS.6 确凿的发现和关键不确定性</b> .....	<b>81</b>
框TS.5: 极端天气事件 .....	53	TS.6.1 人为和自然气候驱动因子的变化 .....	81
TS.3.5 古气候视角 .....	54	TS.6.2 气候变化观测 .....	82
框TS.6: 轨道强迫 .....	56	TS.6.3 气候变化认识及归因 .....	86
		TS.6.4 未来气候变化预估 .....	87

## TS.1 引言

自IPCC第三次评估报告(TAR)以来的六年里,在过去和近期气候变化认识以及未来气候变化预估方面取得了重大进展。这些进展是基于大量新的资料、对资料更复杂的分析、对气候模式中各种物理过程认识的提高和模拟的改进、以及对模拟结果不确定性范围更广泛的分析取得的。在IPCC第四次评估报告第一工作组报告中,这些进展明显增加了对气候科学的信任程度。

尽管本报告提供了气候变化科学认识方面新的、重要的政策相关信息,但气候系统的复杂性以及控制其特性的多重相互作用限制了我们对充分认识地球气候未来进程的能力。尚不能完全地科学认识气候系统许多分量及其在气候变化中的作用。关键不确定性包括云、冰雪圈、海洋、土地利用以及气候与地球生物化学循环之间的耦合所起的作用。本报告所涉及的科学领域仍在持续飞速进展,因此,应该认识到,目前评估只反映了至2006年中期经同行评审的现有文献基础上的科学认识。

决策者摘要展现了IPCC第一工作组评估的关键发现。本技术摘要提供了更详细的关于这些发现的科学基础的全面评述,并提供了主报告各章节的路线图。它着重于重大发现,突出了那些TAR以来的新发现。技术摘要的结构如下:

- 第2节:当前关于气候变化自然和人为驱动因子科学认识的全面评述;
- 第3节:关于观测到的气候系统(包括大气、海洋和冰雪圈)变化及其与物理过程之间关系的全面评述;
- 第4节:关于气候变化认识及归因的全面评述,包括基于气候模式和科学认识来解释观测到的气候变化;在多大程度上气候变化可

以归结为特定原因;气候对温室气体增加敏感性的最新评估;

- 第5节:关于近期和远期气候变化预估的全面评述,包括对强迫变化响应的的时间尺度、关于未来气候变化可能性的信息;以及
- 第6节:对当前气候变化科学认识中最确凿的发现和关键不确定性的综述。

技术摘要中报告实质性结果的每个段落,都在其后用大括号标注出相应的主报告章节,从这些章节可以获得对科学文献的详细评估以及更多的信息。

## TS.2 人为和自然气候驱动因子的变化

地球平均气候由太阳的入射能量和地球及其大气的特性即大气内部和地球表面的能量反射、吸收和散射所决定。虽然接收到的太阳能变化(例如因围绕太阳的地球轨道变化所引起)不可避免地影响地球能量平衡,但大气和地表的特性也很重要,并且这些特性可能受到气候反馈的影响。对于冰芯所记录的过去65万年的气候变化而言,气候反馈的重要性是显然的。

大气和地表已经发生的一些变化改变了地球的能量平衡,因此可能引起气候发生变化。这些变化包括温室气体浓度的增加,这主要增加大气对逸出辐射的吸收;以及气溶胶(大气中微小粒子或小滴)的增加,这主要反射和吸收入射的太阳辐射,并改变云的辐射特性。这些变化产生了气候系统的辐射强迫<sup>1</sup>。根据强迫的量级,这些强迫因子之间的差别相当大,其空间和时间特征的差别也很大。正、负辐射强迫分别增加和降低全球平均地表温度。本节更新了对估算的人为和自然辐射强迫的认识。

由于存在一些可对气候系统产生强烈影响的正、负反馈(例如参见第4.5节和5.4节),全球

<sup>1</sup>“辐射强迫”是对某个因子改变地气系统入射和逸出能量平衡影响程度的度量,它也是反映该因子作为一种潜在气候变化机制重要性的指数。正强迫使地表变暖,而负强迫使地表降温。本报告中的辐射强迫值是相对于1750年工业化前本底的变化值,以瓦/平方米(W m<sup>-2</sup>)为单位表述。除非特别说明,辐射强迫值指的是全球年平均值。详见术语表。

## 框TS.1: 第一工作组评估中对不确定性的处理方法

IPCC在准备其气候变化评估时已经清楚地认识到，一致和透明地处理不确定性非常重要。第1.6节论述了对以前评估中不确定性处理方法的关注正在不断增加。为了促进三个工作组对不确定性的处理方法保持一致，已要求第四次评估报告的作者们遵循一套简单的关于在评估中确定和描述不确定性的指导意见<sup>2</sup>。本框图综述了第一工作组应用这些指导意见的方式，同时涉及到一些特定的对本报告不确定性的处理方法。

根据其来源，可以几种不同的方式对不确定性进行分类。两种主要的类型是“数值不确定性”和“结构不确定性”。数值不确定性源于对特定数值或结果的不完全确定，例如，资料不准确或者不能充分代表所感兴趣的现象。结构不确定性源于对控制特定数值或结果的过程的不完全认识，例如，用于分析的概念框架或模式没有包括所有相关的过程或关系。通常使用统计学方法来估算数值不确定性，并用概率来表示。而结构不确定性则通常是根据作者们对某一结果准确性的信度的集体判断来描述。在这两种情形下，所估算的不确定性本质上是对知识局限性的描述。由于这一原因，所涉及到的也是专家对现有知识水平的判断。另一种不同的不确定性源于本质上是混沌的或不能完全确定的系统，这限制了我们的预估气候变化的能力。

这里评估的科学文献使用了各种不同的不确定性分类方法。与“随机误差”相关的不确定性具有随着更多观测资料积累而减少的特点，而与“系统误差”相关的不确定性则不具有此特点。在处理气候记录时，更多关注的是识别系统误差或者因资料样本问题以及分析和综合资料的方法所引起的无意识偏差。已经开发出基于定量分析的专门统计方法来对气候变化的检测和归因，并预估未来的气候参数。相关章节已经综述了这些方法。

为第四次评估报告提供的不确定性指南首次描述了科学认识信度水平以及特定结果可能性之间的精细区别。这使得作者们可以认为极不可能发生的事件（例如掷骰子两次都得到六点）是高信度的，也可以认为或许可能发生的事件（例如掷硬币正面朝上）是高信度的。这里使用的信度和可能性是截然不同的概念，但在实际应用时通常是相关联的。

IPCC关于不确定性的指导意见中给出的用于定义信度水平的标准术语是：

信度术语	结果正确的可信程度
非常高的信度	至少有九成机会结果正确
高信度	大约有八成机会结果正确
中等信度	大约有五成机会结果正确
低信度	大约有两成机会结果正确
非常低的信度	少于一成机会结果正确

注意“低信度”和“非常低的信度”只对特别关注的那些领域使用，在这些领域，基于风险的判断被认为是合理的。

本报告第2章在描述对辐射强迫不同贡献的不确定性时，使用了一个相关术语“科学认识水平”。使用这一术语是为了与第三次评估报告保持一致，其基础是，作者们已经使用了各种方法的集成确定了特定的科学认识水平，这些方法与IPCC关于不确定性的指导意见相一致，在2.9.2节和表2.11中有详细的解释。

(接下页)

<sup>2</sup> IPCC关于不确定性的指导意见包括在本报告的补充材料中。



本报告用来定义一个可用概率来估算的结果可能性的标准术语是：

可能性术语	发生/出现的可能性
几乎确定	发生概率大于99%
极有可能	发生概率大于95%
很可能	发生概率大于90%
可能	发生概率大于66%
多半可能	发生概率大于50%
或许可能	发生概率为33%~66%
不可能	发生概率小于33%
很不可能	发生概率小于10%
极不可能	发生概率小于5%
几乎不可能	发生概率小于1%

上面定义的术语“极有可能”、“极不可能”和“多半可能”已经被补充到IPCC关于不确定性的指导说明中，以便对包括归因和辐射强迫在内的某些方面进行更为准确的评估。

除非特别说明，本报告所给出的数值为最佳估计值，其不确定性范围为90%的信度区间（即取值低于最低估计值或者高于最高估计值的可能性为5%）。注意，在某些情形下，由于某一数值或其他可以获得信息的局限性，可能表明围绕最佳估计值的不确定性范围呈非对称分布。在这些情形下，在最佳估计值之后，用方括号给出不确定性范围。

气候对于辐射强迫的总体响应很复杂。尽管水汽是一种强烈的温室气体，但其在大气中的浓度随着对地表气候变化的响应而变化，因此被认为是一种反馈效应，而不是一种辐射强迫。本节还综述了地表能量平衡的变化及其与水循环的联系。另外，还注意到诸如气溶胶之类的因子对降水影响的观点。

### TS.2.1 温室气体

工业化时代气候辐射强迫的显著因子是大气中各种温室气体浓度的增加。几种主要温室气体是自然存在的，但在过去250年里，其大气浓度的增加则主要是由于人类活动。其它温室气体则完全是人类活动的结果。在特定时期内，每种温室气体对辐射强迫的贡献取决于其在该时期内大气浓度的变化以及该气体干扰辐射平衡的效力。本报告所考虑的不同温室气体当前大气浓度之间的差别大于8个数量级（ $10^8$ 倍），其辐射效率之间的差别则大于4个数量级（ $10^4$ 倍），这反映出它们特性和来源的巨大差

异。

一种温室气体在大气中的当前浓度是其过去历史排放及其从大气中清除的净结果。这里考虑的气体和气溶胶是通过人类活动排放到大气中，或者是由排放到大气中的前体物质所形成。这些排放被化学和物理清除过程所抵消。二氧化碳（CO<sub>2</sub>）是个重要的例外。通常的情形是，这些过程每年只能从大气中清除一部分CO<sub>2</sub>，对清除速率的反算可以得到该气体的平均生命期。在某些情形下，清除速率可能随气体浓度或者其它大气特性（例如温度或本底化学条件）而变。

长生命期的温室气体（LLGHGs）如CO<sub>2</sub>、甲烷（CH<sub>4</sub>）和氧化亚氮（N<sub>2</sub>O）的化学性质稳定，可在大气中留存十年到数百年甚至更长时间，所以它们的排放可对气候产生长期影响。由于这些气体的生命期很长，所以它们在大气中得到充分混合，其速率要远远快于其被清除的速率，因此可以根据少数地点的资料准确地估算

出它们的全球浓度。 $\text{CO}_2$ 没有一个特定的生命期，因为它在大气、海洋和陆地生物圈之间不停地循环，其从大气中的净清除涉及到具有不同时间尺度的各种过程。

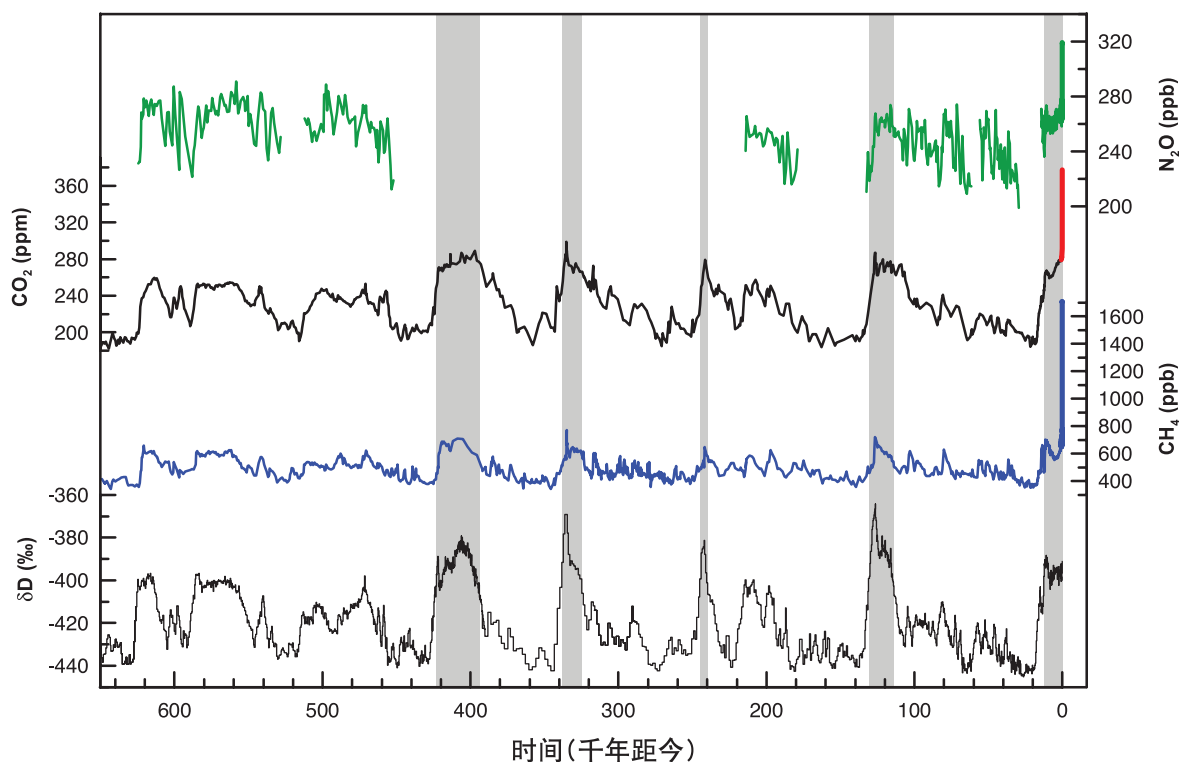
短生命期的气体(例如二氧化硫和一氧化碳)是化学反应性气体，一般通过大气中的自然氧化过程被清除，或者在地表被清除，或者因降水冲刷而清除，因此其浓度变化很大。臭氧是一种重要的温室气体，它是通过涉及大气中其它物质的化学反应被形成和破坏的。在对流层，人类主要通过导致臭氧形成的前体气体的变化对臭氧产生影响；而在平流层，人类影响主要是通过氯氟烃(CFCs)和其它消耗臭氧物质所造成的臭氧清除速率的变化。

### TS.2.1.1 大气中二氧化碳、甲烷和氧化亚氮的变化

当前大气 $\text{CO}_2$ 和 $\text{CH}_4$ 的浓度远超过根据追溯到65万年前极地冰芯大气成分记录得到的工业化前数值。有多种证据证实这些气体在工业化后的增加不能归结为自然机制(参见图TS.1和图TS.2)。{2.3, 6.3–6.5, FAQ 7.1}

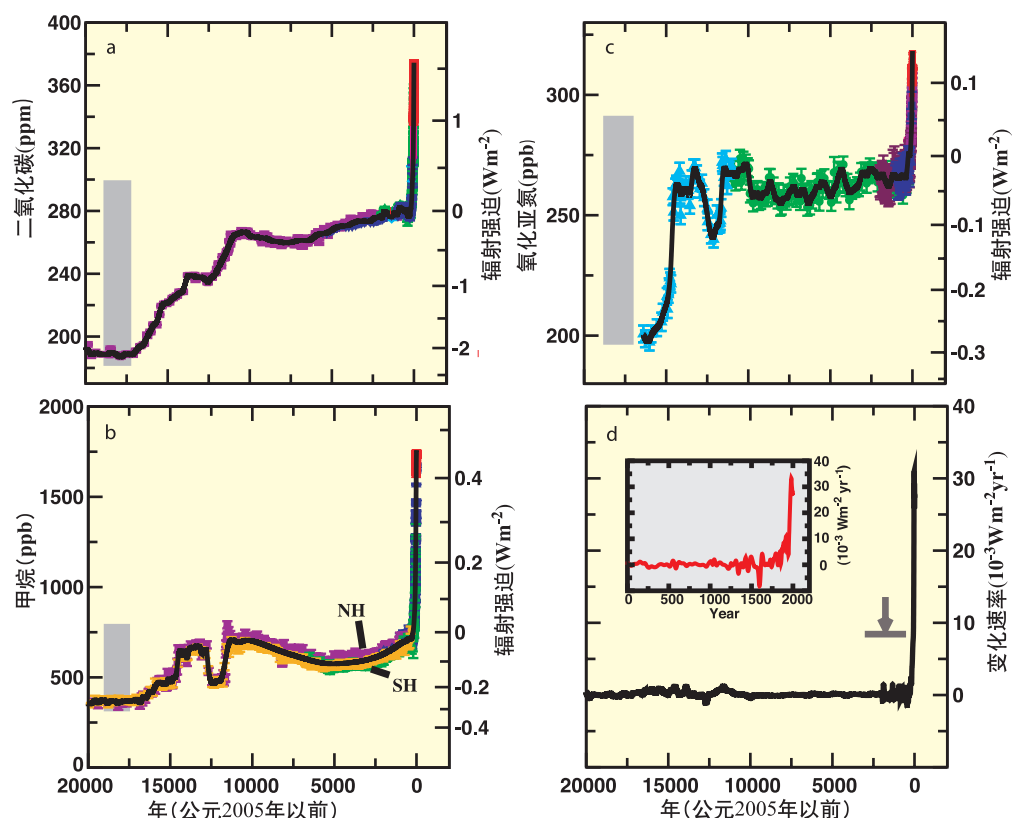
长生命期温室气体 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 和 $\text{N}_2\text{O}$ 浓度增加产生的地球气候的总辐射强迫，以及自1750年以来这些气体所产生总强迫的增加速率，在过去1万多年里是史无前例的(图TS.2)。在过去40年里，这些温室气体的总辐射强迫一直保持着大约 $+1\text{Wm}^{-2}$ 的增加速率，很可能比工业化时代前2000年中的任何时候至少快六倍，该时期的冰芯资料具有所需要的时间分辨率。在所有强迫因子中，这些长生命期温室气体所产生的辐射强迫具有最高的信度水平。{2.3, 6.4}

冰期-间冰期冰芯资料



图TS.1. 南极冰芯中气的变化( $\delta D$ )(局地温度的代用资料)，以及来自冰芯资料和近期观测资料的大气温室气体二氧化碳( $\text{CO}_2$ )、甲烷( $\text{CH}_4$ )和氧化亚氮( $\text{N}_2\text{O}$ )浓度的变化。资料覆盖65万年，阴影带状区域表示当前和以前的间冰期暖期。{改编自图6.3}

## 来自冰芯资料和当代资料的温室气体变化



图TS.2. 浓度和辐射强迫: (a) 二氧化碳( $\text{CO}_2$ ); (b) 甲烷( $\text{CH}_4$ ); (c) 氧化亚氮( $\text{N}_2\text{O}$ ); (d) 根据南极和格陵兰冰和积雪资料(符号)以及直接的大气观测资料(图a、b、c中的红色线条)重建的过去2万年里这些温室气体总辐射强迫的变化率。灰色区域表示重建的过去65万年的自然变率范围。辐射强迫变化率(图d中的黑色线条)是通过浓度资料的样条拟合来计算的。冰芯资料所覆盖的年代际范围从快速积雪地点(如南极洲的Law Dome)的20年变化到缓慢积雪地点(如南极洲的Dome C)的200年。箭头表示 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 和 $\text{N}_2\text{O}$ 的人为信号被相应于缓慢积雪地点Dome C的条件平滑掉后所产生的辐射强迫变化率的峰值。图d中出现在1600年左右的辐射强迫负变化率(显示出较高的分辨率),可能是源自Law Dome记录中大约10ppm的 $\text{CO}_2$ 浓度降低。{图6.4}

大气 $\text{CO}_2$ 浓度已从工业化前的约280ppm,增加到了2005年的379ppm。在工业化前的8000年里,大气 $\text{CO}_2$ 浓度仅增加了20ppm,几十年到百年尺度上的变化少于10ppm,并且可能主要是由于自然过程。然而,自1750年以来,  $\text{CO}_2$ 浓度已经增加了近100ppm。过去十年的 $\text{CO}_2$ 年增长率(1995~2005年平均: 每年1.9ppm)高于有连续直接大气观测以来的年增长率(1960~2005年平均: 每年1.4ppm)。{2.3, 6.4, 6.5}

自工业化时期以来, 大气 $\text{CO}_2$ 增加所产生的辐射强迫为 $+1.66 \pm 0.17 \text{ W m}^{-2}$ , 其贡献显著大于本报告考虑的所有其它辐射强迫因子。在1995至2005年间, 大气 $\text{CO}_2$ 增长导致其辐射强迫

增加了20%。{2.3, 6.4, 6.5}

来自化石燃料使用以及土地利用变化对植物和土壤碳影响所产生的 $\text{CO}_2$ 排放是大气 $\text{CO}_2$ 增加的主要来源。据估算, 自1750年以来, 排放到大气中的 $\text{CO}_2$ 大约有三分之二来自化石燃料燃烧, 三分之一来自土地利用变化。这些 $\text{CO}_2$ 大约有45%留存在大气中, 30%被海洋吸收, 其余的被陆地生物圈吸收。排放到大气中的 $\text{CO}_2$ , 大约一半在30年里被清除, 30%在几百年里被清除, 其余的20%通常将在大气中留存数千年。{7.3}

在最近几十年里,  $\text{CO}_2$ 排放持续增加(见图TS.3)。化石燃料燃烧产生的全球 $\text{CO}_2$ 年排放量<sup>3</sup>, 从20世纪90年代的平均每年 $64 \pm 4$ 亿吨碳增

加到2000至2005年间的每年 $72 \pm 3$ 亿吨碳。与土地利用变化相关的 $\text{CO}_2$ 排放量估算值，在20世纪90年代平均每年可能排放5~27亿吨碳<sup>4</sup>，中值为16亿吨碳。表TS.1给出了最近几十年来 $\text{CO}_2$ 平衡的估算值。{2.3, 6.4, 7.3, FAQ 7.1}

自20世纪80年代以来，陆地生物圈对 $\text{CO}_2$ 的自然吸收过程(即表TS.1中的剩余陆地汇)以及海洋的吸收大约清除了50%的人为排放(即表TS.1中的化石燃料燃烧产生的 $\text{CO}_2$ 排放和土地利用变化通量)。这些清除过程受大气 $\text{CO}_2$ 浓度以及气候变化的影响。海洋和陆地生物圈的吸收在量级上是类似的，但陆地生物圈的吸收较不稳定。与20世纪80年代相比，20世纪90年代每年多吸收10亿吨碳。观测表明，在海洋表面溶解的 $\text{CO}_2$ 浓度( $\text{pCO}_2$ )几乎在所有地区都增加，与大气 $\text{CO}_2$ 增加趋势相同，但具有更大的空间和时间变率。{5.4, 7.3}

陆地生物圈对碳的吸收和存储源于植被生长、再造林变化和固碳所产生的吸收与异养呼吸、收割、毁林、林火、污染损害以及其它影响生物质和土壤的干扰因素所产生的排放之间的净差异。不同地区林火发生频率的增减已经影响到净的碳吸收。在北温带北部森林地区，由于林火造成的排放在近几十年里明显增加。

利用大气观测网资料，通过反演研究估算的净 $\text{CO}_2$ 表面通量证明：在北半球中纬度地区陆地吸收很大，而在热带地区陆地—大气间的通量几乎为零，这意味着热带森林滥伐大致被森林再生长所抵消。{7.3}

所观测到的大气 $\text{CO}_2$ 增长率的短期(年际)变化主要受大气和陆地生物圈之间 $\text{CO}_2$ 通量变化的控制，海洋通量变率的影响较小，但很重要(见图TS.3)。陆地生物圈通量的变率受气候扰动的影响，气候扰动会通过植物生长影响对 $\text{CO}_2$ 的吸收，还会通过有机物的异养呼吸和林火所产生的腐烂影响 $\text{CO}_2$ 重新排放回大气。大气 $\text{CO}_2$ 增长率的年际变化主要源于厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)事件，因为ENSO事件会影响陆地通量、海平面温度、降水以及林火的发生。{7.3}

目前尚不能可靠地量化大气 $\text{CO}_2$ 增加对大尺度陆地碳吸收的直接影响。大气 $\text{CO}_2$ 浓度增加和营养物沉积(施肥效应)可以促进植物生长。可是，大多数试验和研究表明，这种响应相对而言显然是短期的，并且与其它效应如水分和营养物的获得强烈相关。同样，气候(温度和湿度)对垃圾和土壤异养呼吸影响的试验和研究也不确定。注意，气候变化对碳吸收的影响在TS.5.4节中单独论述。{7.3}

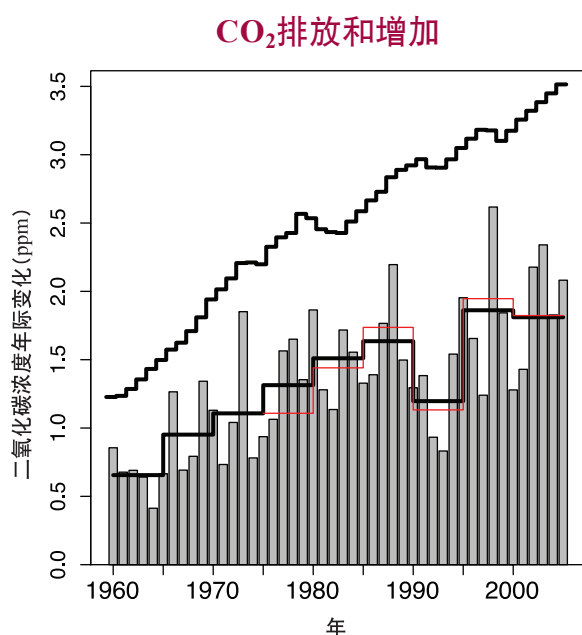
表TS.1. 全球碳平衡。按照惯例，正值表示进入大气的 $\text{CO}_2$ 通量(亿吨碳/年)，负值表示对大气 $\text{CO}_2$ 的吸收(即“ $\text{CO}_2$ 汇”)。2004年和2005年来自化石燃料燃烧的 $\text{CO}_2$ 排放量为临时估算值。由于现有的研究有限，因此对于净陆地—大气通量及其分量，不确定性范围采用65%的信度区间，并且不包括年际变率(见7.3节)。NA表示无法获得资料。

	20世纪80年代	20世纪90年代	2000–2005
大气 $\text{CO}_2$ 增加	$3.3 \pm 0.1$	$3.2 \pm 0.1$	$4.1 \pm 0.1$
化石燃料燃烧的大气 $\text{CO}_2$ 增加	$5.4 \pm 0.3$	$6.4 \pm 0.4$	$7.2 \pm 0.3$
海洋进入大气的净 $\text{CO}_2$ 通量	$-1.8 \pm 0.8$	$-2.2 \pm 0.4$	$-2.2 \pm 0.5$
陆地进入大气的净 $\text{CO}_2$ 通量	$-0.3 \pm 0.9$	$-1.0 \pm 0.6$	$-0.9 \pm 0.6$
分解如下：			
土地利用变化通量	1.4 (0.4 ~ 2.3)	1.6 (0.5 ~ 2.7)	NA
剩余的陆地汇	-1.7 (-3.4 ~ 0.2)	-2.6 (-4.3 ~ -0.9)	NA

<sup>3</sup> 化石燃料燃烧产生的 $\text{CO}_2$ 排放包括源自化石燃料生产、分配和消费的排放以及源自水泥生产的排放。排放10亿吨碳相当于排放36.7亿吨 $\text{CO}_2$ 。

<sup>4</sup> 正如7.3节中所解释的那样，土地利用变化排放的不确定性范围以及整个碳循环平衡的不确定性范围只能采用65%的信度区间。





图TS.3. 全球平均CO<sub>2</sub>浓度的年变化(灰色条纹)以及根据两个不同的观测网资料所计算的五年平均(红色和下部的黑色台阶线条)。五年平均平滑了与1972、1982、1987和1997年强ENSO事件相关的短期扰动。五年平均中的不确定性由红色线条和下部黑色线条之间的差异来表示,其量级为0.15ppm。上部的台阶线条表示所有化石燃料燃烧产生的排放都留存在大气中而没有其它排放时可能产生的年增加。{图7.4}

2005年CH<sub>4</sub>浓度约为1774ppb, 是工业化前浓度的两倍以上。在过去1万年里, 大气CH<sub>4</sub>浓度在580~730ppb之间缓慢变化; 但在过去两个世纪里增加了约1000ppb, 是该气体在至少过去8万年里最快的变化。在20世纪70年代末期和80年代初期, CH<sub>4</sub>浓度增长率达到最大值, 每年增长1%以上。但自20世纪90年代初期以来, 增长率大幅度下降, 在从1999至2005年的六年里, 增长率接近零。当排放超过清除时, CH<sub>4</sub>浓度增加。近期增长率的降低意味着目前的排放几乎与清除相当, 这主要是由于羟基(OH)的氧化。自TAR以来, 使用两种独立示踪物(甲基氯仿和<sup>14</sup>CO)所进行的新的研究表明, 没有发现全球OH浓度存在重大的长期变化。因此, 自1993年以来, 大气CH<sub>4</sub>增长率的降低可能是由于在总排放保持近似恒定期间大气接近平衡。{2.3, 7.4, FAQ 7.1}

自工业化时期以来, 大气CH<sub>4</sub>浓度增加所产生的辐射强迫为 $+0.48 \pm 0.05 \text{ W m}^{-2}$ 。在温室气体中, 该强迫仅次于CO<sub>2</sub>位于第二。{2.3}

当前大气CH<sub>4</sub>水平是由于持续的人为排放(大于自然排放)所造成的。根据观测到的浓度以及对清除速率的独立估算, 可以很好地确定CH<sub>4</sub>总排放量, 但来自单独CH<sub>4</sub>源的排放尚不能象总排放那样被很好地确定, 并且大多是生物源, 包括来自湿地、反刍动物、稻田和生物质燃烧的排放, 来自工业源包括与化石燃料相关的排放的贡献较小。对CH<sub>4</sub>源的了解, 以及对过去65万年间CH<sub>4</sub>浓度的自然范围很小(图TS.1)而自1750年以来CH<sub>4</sub>浓度剧烈增加(图TS.2)的事实了解, 可以确定观测到的CH<sub>4</sub>长期变化很可能是由于人类活动造成的。{2.3, 6.4, 7.4}

大气CH<sub>4</sub>增长率除了在过去15年里降低以外, 还呈现出很大的年际变率, 这尚未得到充分的解释。1996至2001年间年际变率的最大贡献可能源自湿地和生物质燃烧排放的变化。几个研究指出, 湿地CH<sub>4</sub>排放对于温度非常敏感, 并受到水文学变化的影响。现有模式估算指出, 由于未来气候变化, 所有的湿地排放会增加, 但这种正反馈的量级变化很大。{7.4}

2005年N<sub>2</sub>O浓度为319ppb, 大约比工业化前的数值高18%。在过去几十年里, N<sub>2</sub>O近似以每年约0.8ppb的速率线性增加。冰芯资料表明, 在工业化前的11,500年里, 大气N<sub>2</sub>O浓度的变化小于10ppb。{2.3, 6.4, 6.5}

目前, 自工业化以来N<sub>2</sub>O增加所产生的辐射强迫为 $+0.16 \pm 0.02 \text{ W m}^{-2}$ , 主要是源于人类活动, 特别是农业及相关的土地利用变化。根据当前的估算, 约40%的N<sub>2</sub>O总排放是人为的, 但对单独源排放的估算尚存在相当大的不确定性。{2.3, 7.4}



### TS.2.1.3 大气中卤烃、平流层臭氧、对流层臭氧和其它气体的变化

CFCs和含氢氯氟烃(HCFCs)是纯粹人为排放的温室气体，有着广泛的用途。由于在《蒙特利尔议定书》下正逐步淘汰这些气体，因此其排放已经减少。由于自然清除过程，目前大气中CFC-11和CFC-113的浓度正在降低。自TAR以来，极地雪芯中的观测资料已经扩充了现有的这些温室气体时间序列的信息。冰芯和实地观测资料证实，工业源是观测到的大气CFCs和HCFCs增加的主要原因。{2.3}

2005年，《蒙特利尔议定书》所管制的气体对直接辐射强迫的贡献为 $+0.32 \pm 0.03 \text{ Wm}^{-2}$ ，其中CFC-12继续成为第三种最重要的长生命期的辐射强迫因子。作为一个群体，这些气体对长生命期温室气体产生的总辐射强迫的贡献约为12%。{2.3}

《京都议定书》所包括的工业氟化气体(氢氟碳化物(HFCs)、全氟化碳(PFCs)和六氟化硫( $\text{SF}_6$ ))的浓度相对很小，但正在迅速增加。2005年，它们产生的总辐射强迫为 $+0.017 \text{ Wm}^{-2}$ 。{2.3}

对流层臭氧是短生命期的温室气体，由大气中前体物质的化学反应所产生，具有很大的空间和时间变率。改进后的观测和模拟已经提高了对形成对流层臭氧的化学前体物质的认识，它们主要是一氧化碳、氮氧化物(包括各种来源和闪电的可能长期趋势)和甲醛。总体而言，基于最根本的过程，当前模式可以成功地模拟目前全球对流层臭氧分布的主要特征。新的卫星和实地观测资料提供了关于这些模式的重要的全球限制。可是，这些模式重建与大尺度排放或气候变化相关的臭氧变化的能力的信度较低，而且这些模式模拟观测到的20世纪臭氧浓度长期变化趋势的信度也较低。{7.4}

对流层臭氧所产生的辐射强迫估计为 $+0.35 [+0.25 \sim +0.65] \text{ Wm}^{-2}$ ，其科学认识水平为中等。自TAR以来，该辐射强迫的最佳估计值并未改变。观测表明，过去几十年里许多地方的对流层臭氧变化趋势在符号和量级上变化都

很大，但在低纬度地区，主要表现为相当大的增加趋势。与TAR相比，对自工业化以来因对流层臭氧增加所产生辐射强迫的模式研究在复杂性和综合性上都得到大大改进。{2.3, 7.4}

对流层臭氧变化与空气质量和气候变化相关。一些研究已经表明，夏季白天的臭氧浓度与温度强烈相关。这种相关似乎反映了与温度相关的挥发性生物有机碳排放、硝酸过氧化乙酰热分解(作为氮氧化物( $\text{NO}_x$ )的汇)以及高温与区域停滞联合的贡献。1988年夏季，异常的炎热和停滞条件是美国东北部臭氧地表水平达到最高记录年份的原因。2003年的欧洲夏季热浪也与异常高的局地臭氧地表水平相关。{框7.4}

《蒙特利尔议定书》管制气体造成的平流层臭氧破坏所产生的辐射强迫被重新估算为 $-0.05 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$ ，小于TAR的数值，具有中等科学认识水平。尽管20世纪80年代和90年代期间观测到的愈来愈大的全球平流层臭氧耗损趋势不再发生，但全球平流层臭氧仍然比20世纪80年代以前的值大约低4%，并且尚不清楚臭氧层是否已经开始恢复。除了臭氧的化学破坏以外，动力学变化也可能导致北半球中纬度臭氧的减少。{2.3}

人类活动直接排放的水汽对辐射强迫的贡献可以忽略不计。可是，随着全球平均温度的增加，对流层水汽浓度增加，这表示了一种关键反馈，但不是一种气候变化强迫。人类主要通过灌溉向大气直接排放水汽，这也是一种可能的强迫因子，但不到大气水汽自然来源的1%。通过化石燃料燃烧直接向大气注入水汽要大大低于农业活动排放的水汽。{2.5}

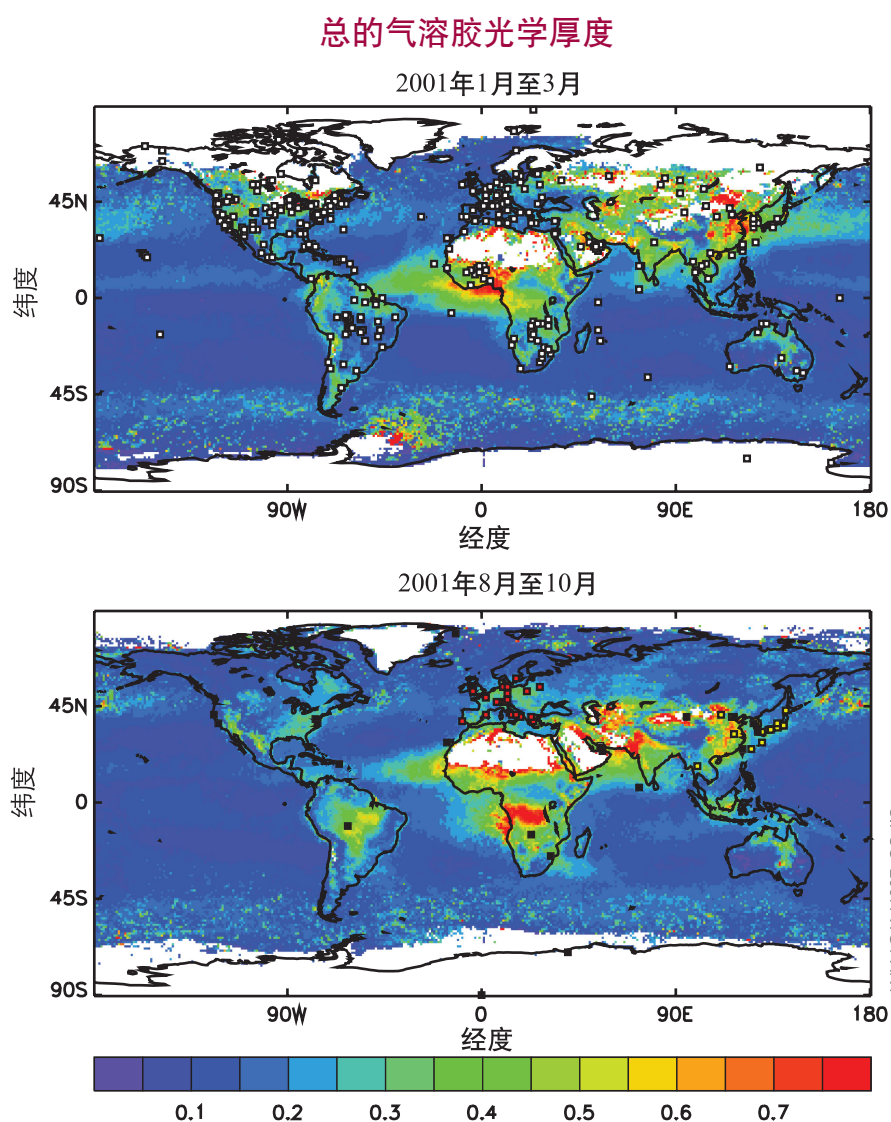
基于化学输送模式研究，由于 $\text{CH}_4$ 氧化导致的平流层水汽增加所产生的辐射强迫估计为 $+0.07 \pm 0.05 \text{ Wm}^{-2}$ 。对此的科学认识水平很低，因为 $\text{CH}_4$ 对近对流层顶水汽变化垂直结构的贡献尚不确定。导致平流层水汽增加从而产生辐射强迫的其它潜在人为原因尚未得到很好地认识。{2.3}

## TS.2.2 气溶胶

和以前相比，目前可以更好地量化气溶胶的直接辐射强迫，这体现了自TAR以来的一个主要进展，当时对几个分量的科学认识水平很低。现在，首次可以得到所有气溶胶的总直接辐射强迫为 $-0.5 \pm 0.4 \text{ Wm}^{-2}$ ，科学认识水平为中等。大气模式已经得到改进，许多模式现在能够描述所有重要的气溶胶分量。气溶胶的特性变化很大，这会影响到它们吸收和散射辐射的程度，因而不同类型的气溶胶可能具有净的降冷或变暖效应。在北半球许多大陆地区，可以清楚地辨别出主要由硫酸盐、有机碳、黑碳、硝酸盐和工业粉尘组成的工业气溶胶。实地观测、卫星和地基观测的改进（见图TS.4）已经能够验证全球气溶胶模式的模拟结果。这些改进允许首次对气溶胶的总直接辐射强迫进行量化，这是自TAR以来的一个重要进展。单一气溶胶的直接辐射强迫仍不确定。根据模式估算，硫酸盐的辐射强迫约为 $-0.4 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ ，来自化石燃料的有机碳的辐射强迫为 $-0.05 \pm 0.05 \text{ Wm}^{-2}$ ，来自化石燃料的黑碳的辐射强迫为 $+0.2 \pm 0.15 \text{ Wm}^{-2}$ ，生物质燃烧的辐射强迫为 $+0.03 \pm 0.12 \text{ Wm}^{-2}$ ，硝酸盐的辐射强迫为 $-0.1 \pm 0.1 \text{ Wm}^{-2}$ ，矿物粉尘的辐射强迫为 $-0.1 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 。两个最近的排放储量研究支持来自冰芯的资料，认为全球人为硫酸盐排在1980~2000年期间减少，硫酸盐强迫的地理分布也发生改变。{2.4, 6.6}

自TAR以来，在估算生物质燃烧、硝酸盐和矿物粉尘所产生的直接辐射强迫方

面已经取得重大进展。对于生物质燃烧产生的气溶胶，目前估算的直接辐射强迫已经从负值变为接近零，这是因为估计值受到这些气溶胶在云层以上出现的强烈影响。首次得到了硝酸盐气溶胶的辐射强迫。对于矿物粉尘，其直接辐射强迫的范围缩小了，这是因为其人为分量估计值减小。{2.4}



图TS.4. (上)通过卫星观测资料确定的2001年1~3月在中等可见光波段总的气溶胶光学厚度(由于自然和人为气溶胶产生); (下)2001年8~10月总的气溶胶光学厚度,说明了工业的和生物质燃烧产生的气溶胶的季节性变化。资料来自卫星观测,并得到图中所示地点的两种不同地基观测资料的补充(详见2.4.2节)。{图2.11}



人为气溶胶对水云的影响可产生间接的云反照率效应(参见TAR中最初的间接效应), 首次得到的最佳估计值为 $-0.7[-0.3 \sim 1.8] \text{Wm}^{-2}$ 。自TAR以来, 估算液态水云反照率效应的全球模式数量已经大大增加, 并且以更为严格的方式对这些估计值进行了评估。对这一辐射强迫的估算来自多个模式的研究, 考虑了更多的气溶胶种类, 并更详细地描述了气溶胶—云的相互作用过程。包括更多气溶胶种类或受卫星观测资料约束的模式研究, 倾向于产生相对较弱的云反照率效应。尽管自TAR以来已经取得进展, 缩小了强迫估计值的范围, 但在观测和过程模拟两方面仍然存在很大的不确定性, 导致低的科学认识水平, 相对于TAR的很低水平而言, 已经是一个提高。{2.4, 7.5, 9.2}

气溶胶的其它效应包括云的生命期效应、半直接效应和气溶胶—冰云的相互作用。这些效应被看成是气候响应的一部分, 而不是辐射强迫。{2.4, 7.5}

### TS.2.3 航空凝结尾迹和卷云、土地利用及其它效应

源自全球航空的持续线性凝结尾迹对辐射强迫的贡献很小, 为 $+0.01[+0.003 \sim +0.03] \text{Wm}^{-2}$ , 科学认识水平为低。这一最佳估计值要小于TAR中的数值, 其中的差异源于对凝结尾迹范围的最新观测以及凝结尾迹光学厚度估算值的减小。目前尚不能得到对伸展性凝结尾迹净强迫的估计值。它们对卷云的影响以及航空气溶胶对本底云的全球影响仍然未知。{2.6}

人为引起的土地利用变化已经增加了全球地表反照率, 产生的辐射强迫为 $-0.2 \pm 0.2 \text{Wm}^{-2}$ , 和TAR的数值相同, 为中低科学认识水平。沉积在雪上的黑碳气溶胶降低了地表反照率, 估计产生的相关辐射强迫为 $+0.1 \pm 0.1 \text{Wm}^{-2}$ , 科学认识水平低。自TAR以来, 已经利用更好的方法对土地利用变化产生的辐射强迫进行了各种估算, 并排除了评估中的反馈, 改进了大尺度观测的综合。估算的不确定性包括目前植被和历史状态的分布和特性, 地表辐射过程的参数化, 以及模式气候变量的偏差。雪中烟尘微粒的存在导致雪反照率的降低, 产生正的强迫,

而云则影响融雪。关于烟尘结合到雪中的方式, 不确定性很大, 因而其光学特性也存在很大的不确定性。{2.5}

预计在某些地区, 土地利用变化对气候的影响具有局地的重要性, 但在全球尺度上, 与温室气体变暖相比, 其影响很小。人类活动导致的陆地表面(植被、土壤和水)变化能通过改变辐射、云、地表粗糙度和地表温度而极大地影响局地气候。在区域尺度上, 植被覆盖变化也能对地表能量和水分平衡产生实质性影响。这些影响涉及到非辐射过程, 这意味着不能用辐射强迫来量化它们, 科学认识水平很低。{2.5, 7.2, 9.3, 框11.4}

人为能量生产过程的热量释放在城市地区可能相当大, 但在全球尺度上并不重要。{2.5}

### TS.2.4 由于太阳活动和火山爆发造成的辐射强迫

关于总的太阳辐照度的连续监测到现在已经有28年了。资料表明, 太阳辐照度有一确定的11年周期, 从周期的最小值到最大值, 太阳辐照度存在0.08%的变化, 其长期趋势不显著。新的资料更精确地量化了在宽广的波长范围内太阳光谱通量的变化与变化的太阳活动有关。由于使用高质量的多种仪器测量而提高的校准也有助于加深认识。当前关于太阳物理过程和辐照度变率的已知来源的认识表明在过去的两个太阳周期间有可以比较的发光水平, 包括太阳周期的最小值。当代知道的关于辐照度变化的基本原因是太阳黑子的太阳圆盘(主要表现为紧密的、黑暗的特征, 这里辐射局地被消耗)和太阳光球上的光斑(主要表现为大范围的发亮特征, 这里太阳辐射被局地增强)的存在。{2.7}

估算的从1750年以来由于太阳输出量的变化造成的直接辐射强迫为 $+0.12[+0.06 \sim +0.3] \text{Wm}^{-2}$ , 这个数值不到TAR中给出的估计值的一半, 对此科学认识水平较低。减少的辐射强迫估计主要是由于对1610年(蒙德极小期)以来太阳辐照度长期变化的重新评估: 使用太阳磁场通量变化模式(不使用地磁的、宇宙射线产生的或恒星的代用资料)进行的新的重建资料;

提高的对近来太阳变化及其与物理过程的关系的认识；以及对象太阳一样的行星变化的重新评估。尽管这导致了科学认识水平上的一次提高，即从TAR非常低的认识到本次报告低的认识，然而由于缺少直接的观测和对长时间尺度上太阳变率机制的不全面认识，还存在很大的不确定性。{2.7, 6.6}

**尽管受太阳调节的大气宇宙射线离子与全球平均的低层云覆盖之间的经验关系已经被揭示，但是系统的、间接的太阳影响的证据仍是不明确的。**研究表明到达对流层的具有充分能量的银河系宇宙射线可以改变了云凝结核的分布以及相应的微物理成份(云滴数和浓度)，从而产生与对流层气溶胶的间接云反照率影响相似的云过程变化以及造成气候的间接太阳强迫。研究已经探索了与特定区域或用有限云型或有限时间内云有关的各种相关；然而，宇宙射线的时间序列似乎与1991年以后全球总的云覆盖或1994年后全球低层云覆盖并不对应。由于缺少可以被证明的物理机制以及对影响云覆盖变化的其它因子的清楚认识，这将使银河系宇宙射线引起的气溶胶变化与云形成之间的关系变成一个有争议的问题{2.7}。

**突然的火山爆发显著地增加了平流层硫酸盐气溶胶的浓度。一次火山爆发可以从此使全球平均气候变冷若干年。**火山气溶胶不仅干扰平流层和地表/对流层的辐射能量收支，而且以偶然的方式干扰气候。许多过去事件在硫酸盐和温度记录的冰芯观测中是很明显的。从1991年以来皮纳图博火山爆发以来，没有爆发性火山爆发事件发生，皮纳图博火山爆发向平流层大气喷射了重要的物质。然而，目前火山爆发的潜力还是存在的，而且比1991年皮纳图博火山爆发大很多，这将可能造成更大的辐射强迫和长期的气候系统变冷。{2.7,6.4,6.6,9.2}

### TS.2.5 净全球辐射强迫，全球变暖潜势和强迫型态

从TAR以来，关于人类活动影响气候变暖和变冷的认识已经有很大提高，从而对1750年以来人类活动的影响为净的正强迫

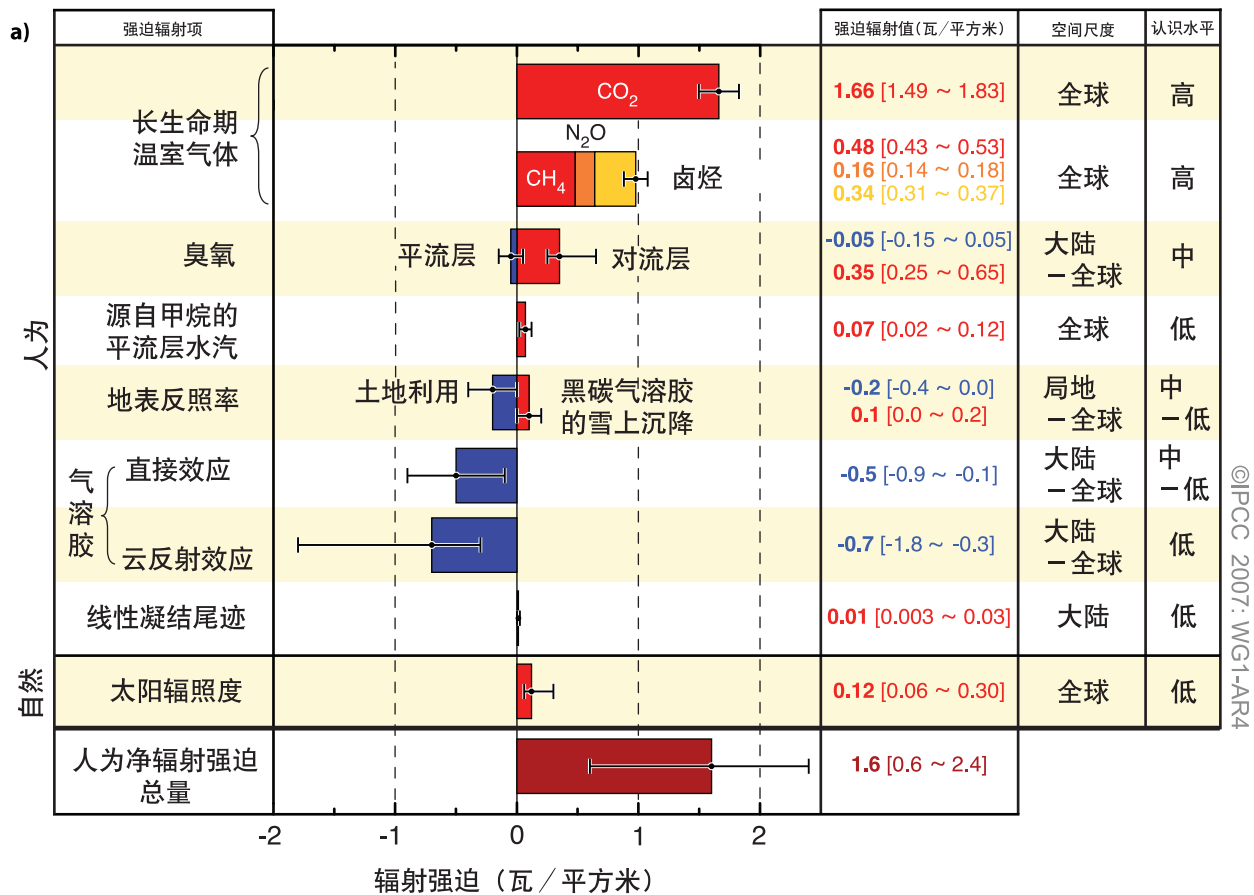
**+1.6[+0.6to+2.4]Wm<sup>-2</sup>有了非常高的信度。**从TAR以来，对强迫机制增进的认识和更好的量化使首次得到一综合的净的人类活动辐射强迫变成可能。把每一强迫因子和它们的不确定性结合在一起得出了综合的人类辐射强迫估计的概率分布(图TS.5)；太阳辐照度变化造成的辐射强迫最可能的值大约比估计值大一个量级。由于估计的范围是+0.6至+2.4Wm<sup>-2</sup>，因此对于由于人类活动造成的净的正的辐射强迫有较高的信度。LLGHG总的贡献是+2.63±0.26Wm<sup>-2</sup>，这是主要的辐射强迫项并且有最高的科学认识水平。对比而言，还没有很好地认识对负的强迫有贡献的总的直接气溶胶、云反照率和地表反照率，还有比较大的不确定性。净估计的范围增加了负的强迫项，这比正的强迫项有更大的不确定性。估计云反照率影响时的不确定性性质造成了分布方面值得注意的非对称性。分布上的不确定性包括结构方面(例如，在组成方面极端事件的表征，缺少任何权重的辐射强迫机制，没有考虑和定量辐射强迫的可能性)和统计方面(例如，关于描述组成因子不确定性分布的类型)。{2.7, 2.9}

**全球变暖潜势(GWP)对于比较不同LLGHGs排放情景下潜在气候影响是一种有用的度量尺度(见表TS.2)。**全球变暖潜势以单位质量的脉冲排放比较规定时间内的(例如，100年)总辐射强迫，它是一种比较与不同温室气体排放有联系的潜在气候变化的途径。已有研究表明GWP概念存在不足，这种不足特别现在使用它评估短生命物种的影响。{2.10}

对于所考虑的实际的强迫强度和范围，证据表明在全球平均的辐射强迫和全球平均的地表温度响应之间是一种近似的线性关系。对于不同的强迫因子，辐射强迫的空间型态是不同的。然而，气候响应的空间信号通常并不象预期的那样与强迫的空间分布型态相对应。气候响应的空间型态主要受气候过程和反馈的控制。例如，海冰-反照率反馈往往增强高纬度的响应。响应的空间型态也受到海陆之间热惯性差异的影响。{2.8, 9.2}

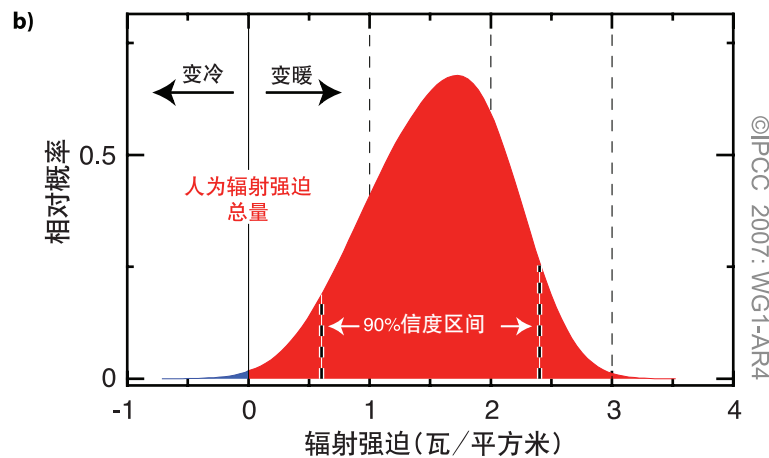
如果这种结构有助于影响大气结构或环流

### 全球平均辐射强迫



©IPCC 2007: WG1-AR4

### 概率分布



©IPCC 2007: WG1-AR4

图 TS.5. (a) 2005年各种因子和物理构成的全球平均的辐射强迫(RF)和它们90%的信度区间。右边一栏说明最佳估计和信度区间(RF值)；强迫的典型地理范围(空间尺度)；和如2.9节所解释的表明科学信度水平的科学认识水平(LOSU)。给出了CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O和卤烃的误差。也给出了净的人为辐射强迫及其范围。由于一些因子的非对称的不确定性范围，通过每一项的直接相加得不到最佳估计和不确定性范围；这里给出的值是用如2.9节所讨论的蒙特卡罗(Monte Carlo)方法得到的。这里没有包括其它的强迫因子，被认为只有非常低的科学认识水平。火山气溶胶尽管是一种另外的自然强迫形式，但由于它们的突然性质而没有在这里予以考虑。线性的飞行云范围没有包括飞行对云的其它可能影响。(b)如(a)所示的各种人为因子的全球平均的综合的辐射强迫的概率分布。分布是通过结合每一因子的最佳估计和不确定性计算得到的。通过负的强迫项显著地增加了分布的范围，它比正的强迫项有更大的不确定性。{2.9.1, 2.9.2; 图 2.20}



TS.2 相对于CO<sub>2</sub>的生命期、辐射效率和直接的(CH<sub>4</sub>除外)全球变暖潜势(GWP){Table 2.14

工业用名辐射 或通用名称 (年)	化学分子式	生命期 (年)	效率 (W m <sup>-2</sup> ppb <sup>-1</sup> )	特定时段的全球变暖潜势			
				SAR± (100-年)	20-年	100-年	500-年
二氧化碳	CO <sub>2</sub>	见注释 <sup>a</sup>	<sup>b</sup> 1.4x10 <sup>-5</sup>	1	1	1	1
甲烷	CH <sub>4</sub>	12 <sup>c</sup>	3.7x10 <sup>-4</sup>	21	72	25	7.6
氧化亚氮	N <sub>2</sub> O	114	3.03x10 <sup>-3</sup>	310	289	298	153
<b>蒙特利尔公约限制的物质</b>							
CFC-11	CCl <sub>3</sub> F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC-12	CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC-13	CCIF <sub>3</sub>	640	0.25		10,800	14,400	16,400
CFC-113	CCl <sub>2</sub> FCCIF <sub>2</sub>	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC-114	CCIF <sub>2</sub> CCIF <sub>2</sub>	300	0.31		8,040	10,000	8,730
CFC-115	CCIF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1,700	0.18		5,310	7,370	9,990
哈龙-1301	CBrF <sub>3</sub>	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
哈龙-1211	CBrClF <sub>2</sub>	16	0.3		4,750	1,890	575
哈龙-2402	CBrF <sub>2</sub> CBrF <sub>2</sub>	20	0.33		3,680	1,640	503
四氯化碳	CCl <sub>4</sub>	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
甲基溴	CH <sub>3</sub> Br	0.7	0.01		17	5	1
甲基氯仿	CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	5	0.06		506	146	45
HCFC-22	CHClF <sub>2</sub>	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC-123	CHCl <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC-124	CHClFCF <sub>3</sub>	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC-141b	CH <sub>3</sub> CCl <sub>2</sub> F	9.3	0.14		2,250	725	220
HCFC-142b	CH <sub>3</sub> CCIF <sub>2</sub>	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC-225ca	CHCl <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1.9	0.2		429	122	37
HCFC-225cb	CHClFCF <sub>2</sub> CCIF <sub>2</sub>	5.8	0.32		2,030	595	181
<b>氢氟碳化物</b>							
HFC-23	CHF <sub>3</sub>	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC-125	CHF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC-134a	CH <sub>2</sub> FCF <sub>3</sub>	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC-143a	CH <sub>3</sub> CF <sub>3</sub>	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC-152a	CH <sub>3</sub> CHF <sub>2</sub>	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC-227ea	CF <sub>3</sub> CHFCF <sub>3</sub>	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC-236fa	CF <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC-245fa	CHF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7.6	0.28		3,380	1030	314
HFC-365mfc	CH <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	8.6	0.21		2,520	794	241
HFC-43-10mee	CF <sub>3</sub> CHFCFCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500
<b>全氟化合物</b>							
六氟化硫	SF <sub>6</sub>	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
三氟化氮	NF <sub>3</sub>	740	0.21		12,300	17,200	20,700
PFC-14	CF <sub>4</sub>	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC-116	C <sub>2</sub> F <sub>6</sub>	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200

表 TS.2 (续)

工业用名辐射 或通用名称 (年)	化学分子式	寿命期 (年)	辐射效率 (W m <sup>-2</sup> ppb <sup>-1</sup> )	特定时段的全球变暖潜势			
				SAR‡ (100-年)	20-年	100-年	500-年
<b>全氟化合物 (续)</b>							
PFC-218	C <sub>3</sub> F <sub>8</sub>	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C <sub>4</sub> F <sub>8</sub>	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3-1-10	C <sub>4</sub> F <sub>10</sub>	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4-1-12	C <sub>5</sub> F <sub>12</sub>	4,100	0.41		6,510	9,160	13,300
PFC-5-1-14	C <sub>6</sub> F <sub>14</sub>	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9-1-18	C <sub>10</sub> F <sub>18</sub>	>1,000 <sup>d</sup>	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
三氟甲基苯甲醛 五氟化硫	SF <sub>5</sub> CF <sub>3</sub>	800	0.57		13,200	17,700	21,200
<b>氟化醚</b>							
HFE-125	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	136	0.44		13,800	14,900	8,490
HFE-134	CHF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	26	0.45		12,200	6,320	1,960
HFE-143a	CH <sub>3</sub> OCF <sub>3</sub>	4.3	0.27		2,630	756	230
HCFE-235da2	CHF <sub>2</sub> OCHClCF <sub>3</sub>	2.6	0.38		1,230	350	106
HFE-245cb2	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	5.1	0.32		2,440	708	215
HFE-245fa2	CHF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	4.9	0.31		2,280	659	200
HFE-254cb2	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	2.6	0.28		1,260	359	109
HFE-347mcc3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.2	0.34		1,980	575	175
HFE-347pcf2	CHF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7.1	0.25		1,900	580	175
HFE-356pcc3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	0.33	0.93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	C <sub>4</sub> F <sub>9</sub> OCH <sub>3</sub>	3.8	0.31		1,040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	C <sub>4</sub> F <sub>9</sub> OC <sub>2</sub> H <sub>5</sub>	0.77	0.3		207	59	18
HFE-43-10pccc124 (H-Galden 1040x)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OC <sub>2</sub> F <sub>4</sub> OCHF <sub>2</sub>	6.3	1.37		6,320	1,870	569
HFE-236ca12 (HG-10)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	12.1	0.66		8,000	2,800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	6.2	0.87		5,100	1,500	460
<b>乙基全氟异丁基醚</b>							
PFPME	CF <sub>3</sub> OCF(CF <sub>3</sub> )CF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	800	0.65		7,620	10,300	12,400
<b>碳氢化合物及其它化合物 - 直接影响</b>							
二甲醚	CH <sub>3</sub> OCH <sub>3</sub>	0.015	0.02		1	1	<<1
二氯甲烷	CH <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	0.38	0.03		31	8.7	2.7
氯甲烷	CH <sub>3</sub> Cl	1.0	0.01		45	13	4

注释:

‡ SAR指《政府间气候变化专门委员会第二次评估报告》(1995), 用于在《联合国气候变化框架公约》下的报告。

<sup>a</sup> 本次报告使用的CO<sub>2</sub>响应函数基于本次报告第10章所使用的Bern碳循环模式的修正版本(Bern2.5CC; Joos等. 2001), 其使用的CO<sub>2</sub>背景浓度378 ppm, CO<sub>2</sub>脉冲随时间的衰减是通过以下表达式给出。

$$a_0 + \sum_{i=1}^3 a_i \cdot e^{-t/t_i} \text{ 其中 } a_0 = 0.217, a_1 = 0.259, a_2 = 0.338, a_3 = 0.186, t_1 = 172.9 \text{ 年}, t_2 = 18.51 \text{ 年}, \text{ 和 } t_3 = 1.186 \text{ 年}, t < 1, 000 \text{ 年}.$$

<sup>b</sup> 用TAR中修正的IPCC (1990)简化表达式计算的CO<sub>2</sub>辐射效率, 其中更新的背景浓度为378 ppm+1 ppm的扰动值(见2.10.2节)。

<sup>c</sup> 如TAR中CH<sub>4</sub>的扰动寿命期是12年(见7.4节)。CH<sub>4</sub>的GWP包括臭氧和平流层水汽增加的间接影响(见2.10节)。

<sup>d</sup> 假定的1000年寿命期是一比较低的界限。

的特殊方面，那么可以充分地改变对辐射强迫响应的型态。模拟研究和资料比较表明，中高纬度环流结构可能受到一些强迫如火山爆发的影响，这与北半球环状模态(NAM)和北大西洋涛动(NAO)的变化有联系(见第3.1节和黑框TS.2)。模拟也表明吸收的气溶胶，特别是黑碳，可以减少到达地面的太阳辐射，也可以加热区域尺度范围内的大气，因而影响垂直温度廓线和大尺度大气环流。{2.8, 7.5, 9.2}

与LLGHGs辐射强迫空间型态的相对高的信度相比，臭氧辐射强迫的空间型态、气溶胶的直接影响、气溶胶-云的相互作用以及土地使用有相当大的不确定性。由于南半球比较小的气溶胶浓度，南半球的净的正辐射强迫很可能超过北半球。{2.9}

## TS 2.6 地面强迫和水分循环

观测和模式表明，地球表面辐射通量的变化影响地表热量和水汽收支，因而与水分循环有关。最近的研究表明一些强迫因子可以不同于那些通过与云的相互作用的因子来影响水分循环。特别是，气溶胶也许可以比其它人为强迫因子更强烈地影响水分循环的降水和其它方面。地表存储的能量直接影响蒸发和感热交换。地表瞬时的辐射通量变化(此后叫地面强迫)对于认识热量和水汽地表收支变化以及相应的气候变化是一种有用的诊断工具。然而，与辐射强迫不同的是，地表瞬时辐射通量可以被用来定量地比较不同因子对平衡全球平均地表温度变化的影响。净辐射强迫和地面强迫在北半球有不同的赤道-到-极地的梯度，并且在北半球和南半球之间也是不同的。{2.9, 7.2, 7.5, 9.5}

## TS.3 气候变化的观测

为了增加对全球和区域尺度的气候变化趋势、变率和过程的认识，本次报告评估了地球气候系统的变化，不仅考虑了大气，而且考虑了海洋和冰雪圈以及大气环流变化等现象。使用直接方法的观测记录具有下面描述的变量长度：现在全球温度估计最早始于1850年。讨论了极端天气和气候事件的观测，并描述了观测的极端事件的变化。也描述了将要给出的逐渐全面的不同气候变量变化之间的观测一致性。最后评估了通常使用间接代用资料推断更长时间尺度(百万年以上)气候变化的古气候信息。

### TS. 3.1 大气变化: 器测记录

这次报告包括了全球和半球平均的分析，不同经纬度和海拔上的陆地和海洋的变化以及趋势分布。从TAR以来，观测资料的改进和校正、更详细的分析方法和延长的时间序列允许对大气温度、降水、湿度、风和环流进行更深入的分析。气候极端事件是气候变率的主要表现，本次报告包括了新的资料，可以深入了解许多类型的极端事件的变化，包括热浪、干旱、大雨和热带气旋(包括飓风和台风){3.2-3.4, 3.8}

而且，从TAR以来的进步还体现在对许多季节和长期异常能否用气候变率的型态来描述方面的认识。这些型态由于内部的相互作用和对陆地和海洋、山脉以及大的加热变化的不同影响而产生。去除它们的物理源，这些响应通常在区域内可以通过大气中与大尺度波有关的大气遥相关感觉到。认识与气候变率的主要模有关的温度和降水异常对于认识许多区域气候异常和为什么它们不同于全球尺度的变化是必要的。风暴路径、急流和主要的阻塞反气旋出

现的地区以及季风的变化也可以与这些变率的主要型态一起发生。{3.5-3.7}

### TS.3.1.1 全球平均温度

**2005年和1998年是1850年器测全球地表温度记录以来最暖的两年。**1998年地表温度的加强是由于1997-1998年的ElNiño事件，但如此强的异常现象在2005年并没有出现。最近12年中(1995-2006年)有11年位列1850年以来最暖的12个年份之中(1996年除外)。{3.2}

**全球平均地表温度一直在增加，特别是从1950年前后。**由于增加了几个暖年，更新的近100全球地表温度的线性趋势为 $0.74^{\circ}\text{C}\pm 0.18^{\circ}\text{C}$ (1906-2005年)，大于TAR时给出的 $0.6^{\circ}\text{C}\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ (1901-2000)。从1850-1899到2001-2005年总的温度增加为 $0.76^{\circ}\text{C}\pm 0.19^{\circ}\text{C}$ 。近50年的变暖率( $0.13^{\circ}\text{C}\pm 0.03^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ )几乎是近100年的两倍。三种不同的全球地表温度估计都表明一致的变暖趋势，这种一致性也表现在各自的陆地和海洋范围内、海表温度(SST)和夜间海表气温之间(见图TS.6)。{3.2}

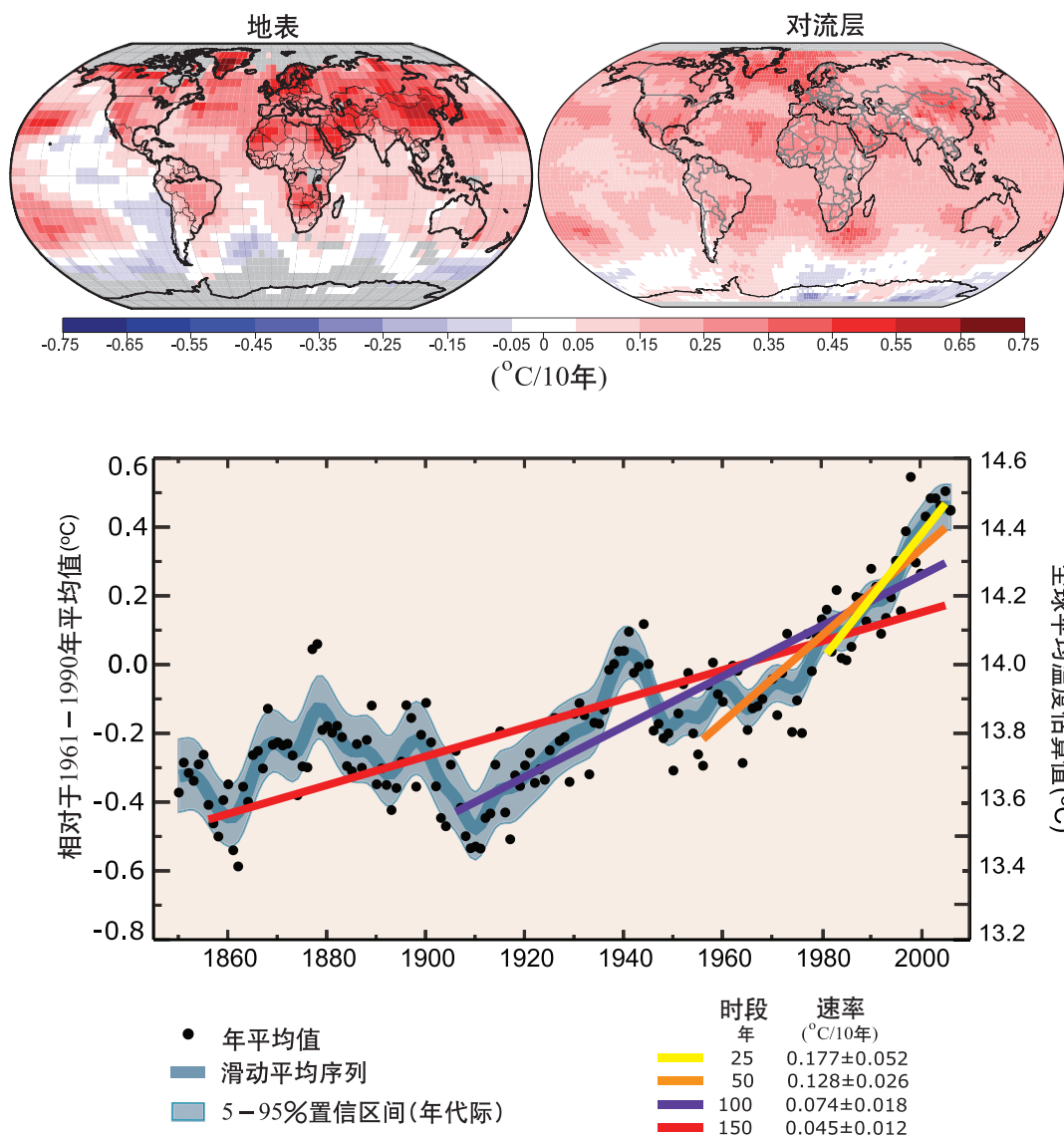
**就半球和大陆尺度而言，最近的研究证实城市化和土地使用变化对全球温度记录的影响是可以忽略的(陆地上不到 $0.006^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ ，而海洋上为0)。**所有的观测资料经过质量和均一性的检查以校正可能的偏差。在所使用的陆地温度资料中考虑了城市区域实际的但是局地的影响。城市化和土地使用与观测到的大范围海洋变暖并不相关。增加的证据表明城市热岛也影响降水、云和温度日较差(DTR)。{3.2}

**全球平均的DTR已经停止减少。**在TAR中指出1950-1993年期间DTR以大约 $0.1^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ 的速度减少。最新的观测揭示，从1979-2004年尽管日间和夜间的温度在以相同的速率升高，但DTR没有变化。从一个地区到另一个地区趋势是十分不同的。{3.2}

**由探空和卫星观测度对对流层中、低层温度进行的新的分析表明，二者之间的变暖率基本上是一致的，并且在各自的不确定性范围内与1958-2005年和1979-2005年之间的地表温度记录一致。**这基本上弥合了TAR中所指出的差异(见图TS.7)。探空记录在空间上的分布明显不如地面记录完整。增加的证据表明许多探空资料库是不可靠的，特别是在热带地区。1979年以来由卫星微波探空仪(MSU)和先进的微波探空仪测量的不同的对流层温度趋势之间还存在差异，并且所有的测量可能包含着剩余误差。然而，从TAR以来，通过对局地跨越时间变化的卫星、轨道衰变和漂移的调整，显著地改进了趋势估计，并且资料集之间的差别也减小了。如果考虑平流层对微波探空仪(MSU)第2通道的的影响，似乎卫星得到的对流层温度记录与地表温度趋势一致。与MSU得到的对流层温度变暖率 $0.12^{\circ}\text{C}-0.19^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ 相比，1979年以来全球地表的变暖在不同资料集之间的范围是 $0.16^{\circ}\text{C}-0.18^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ 。在热带，随着纬度从地表到大部分对流层，变暖可能在增强，而平流层在明显变冷，并且对流层顶在向更高趋势发展。{3.4}

**由调整后的探空、卫星和再分析资料对平流层温度的估计都是一致的，即1979年以来每10年变冷 $0.3^{\circ}\text{C}-0.6^{\circ}\text{C}$ (图TS.7)。**更长时间的探空记录(追溯到1958年)也表明平流的变冷，但是受实际仪器不确定性的影响。1979年后变冷率增加，但在最近的10年在减弱。由于没有考虑探空装置的变化，所以探空资料很可能过高地估计了平流层的变冷。由于平流层的变暖事件与主要的火山爆发事件有关，因此变冷的趋势并不是不变的。{3.4}

### 全球气温变化趋势



图TS.6. (上) 1979—2005年全球地表温度(左)和卫星观测的对流层温度(右)的线性趋势型态。灰色表示资料不完整的区域。(下)全球年平均气温(黑点)及对应的线性拟合。左边的坐标轴表示相对于1961—1990年平均的温度距平,右边的坐标轴表示估算的实际温度。单位均是°C。图分别给出了25年(黄色)、50年(橙色)、100年(红紫色)、200年(红色)的线性趋势。蓝色的平滑曲线表示年代际变化(见附录3.A),淡蓝色曲线表示90%的年代际误差范围。从1850—1899年到2001—2005年,全球温度增加 $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$ 。{问题3.1, 图1。}

#### TS.3.1.2 温度, 环流和相关变量变化的空间分布

在南北半球, 陆地表面温度的变暖速率都比海洋快。已有的长时间记录表明, 近20年来陆地温度增温明显快于海洋(陆地和海洋的增温速率大约分别为 $0.27^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ 和 $0.13^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ )。{3.2}

近30年来全球大范围增温, 最大增温幅度出现在北半球高纬地区。最大增温期发生在北半球冬季(12, 1, 2月平均)和春季(3, 4, 5月平均)。近100年来, 北极平均温度几乎以两倍于其它地区的速率升高。不过, 北极温度具有很高的变率。在1925至1945年期间也观测到一个较长的暖期, 该时段内北极变暖的幅度几乎和现在一样。但是由于此次变暖范围不是全球

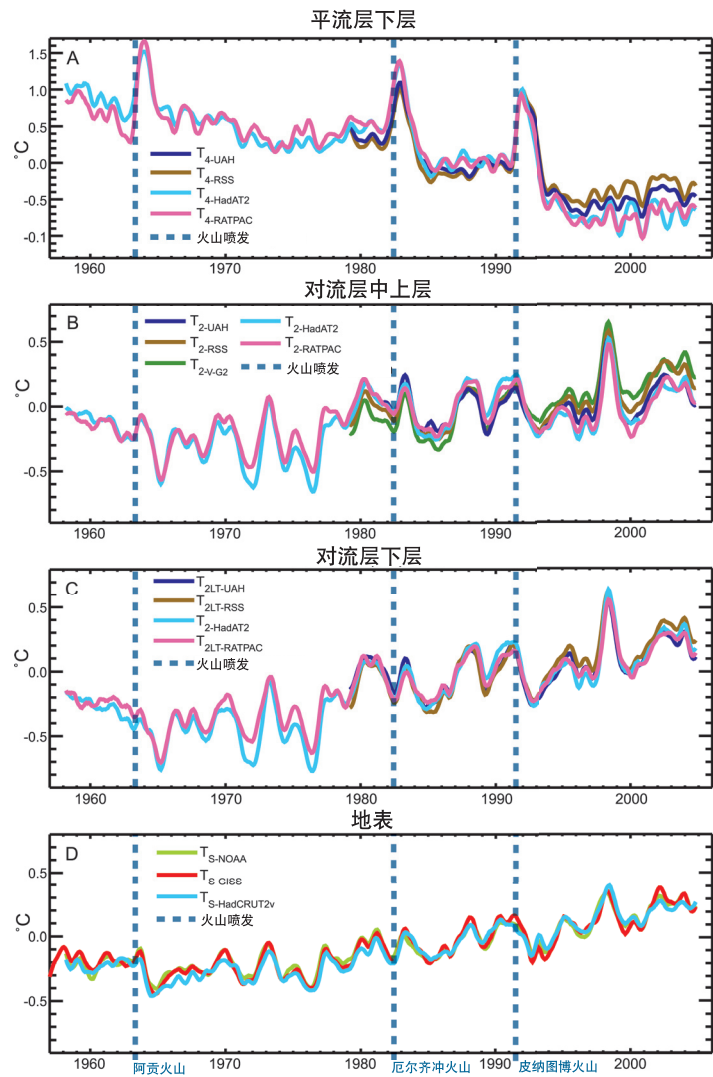


性的，所以增温区的地理分布和近年来的不一样。{3.2}

有证据表明大尺度大气环流发生了长期变化，如西风气流向极地方向移动，并且强度增加。区域气候变化趋势非常不同于全球平均气候变化趋势，反映出大气环流、海气相互作用以及气候系统其它组成部分的变化。文献资料记录表明，至少从1979年到20世纪90年代末期的大部分季节里，南北半球中纬度西风带最大风速变强，大西洋和南大洋极锋急流向极地移动。从20世纪60年代到90年代北半球西风气流加强，但此后西风强度又恢复到接近长期平均值。北半球西风气流加强改变从海洋吹向陆地的气流，这是影响观测到的中高纬度冬季风暴路径以及相关的降水和温度场趋势分布形态变化的一个主要因素。基于再分析资料的证据表明，从20世纪70年代末的再分析记录开始直至90年代末，北半球热带外风暴发生了变化，对风场和有效波高度的分析支持这一证据。这些变化伴随着对流层整层和平流层低层的冬季极涡加强。{3.2, 3.5}

许多区域气候变化能用气候变率的众值突显型态来描述，因此，区域气候变化可认为是用于刻画这些型态强度和位相特征的指数发生变化。经常注意到，北大西洋西风气流和风暴路径的变率在所有时间尺度上都很重要，这些变率可通过NAO来描述(对NAO和其它突显型态的解释见框TS.2)。近年来，北半球和南半球的纬向平均西风变率波动特征分别用各自的“环状模态”刻画，即北半球环状模态和南半球环状模态(NAM和SAM)。这些观测到的变化可表示为环流向着与这些主要型态相关的某种结构转移。北大西洋中纬度西风加强很大程度上可视为反映NAO或NAM的变化；大西洋区域大气和海洋的多年代际变率也很明显。从20世纪60年代到现在，与SAM变强相关联的南半球大气环流的变化同南极半岛强烈升温以及南极大陆部分地区小范围冷却有关。太平洋

### 气温观测结果



图TS.7. 观测的表面气温(D)，对流层低层气温(C)，对流层中高层气温(B)和平流层低层气温(A)。月平均距平相对于1979至1997年的7月滑动平均值，虚线表示火山爆发时期。{图3.17}

海气相互作用也发生了变化。尽管ENSO有时不太明显，但它仍是全球尺度上年际变率的主要模态。

1976—1977年间，北太平洋年代际振荡(PDO)的位相朝厄尔尼诺事件增多方向发展，而且ENSO的演变也出现变化，与此相关的气候转型影响到许多地区，包括大多数热带季风区。例如，北美区域与ENSO和太平洋—北美(PNA)遥相关型相关的变化造成整个陆地上不

## 框TS.2: 气候变率型态(模态)

大气和气候的变率分析表明，可以利用少数的主要气候变率众值突显的型态指数的振幅和符号变动来描述变率的重要部分。一些常见的型态如下：

- 厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)，大气和赤道太平洋之间的耦合波动，显著周期为2-7年。ENSO通常利用塔希提和达尔文站的表面气压差以及中东赤道太平洋的海表温度来衡量。
- 北大西洋涛动(NAO)，主要描述冬季冰岛低压和亚速尔高压的强度变化以及它们之间的西风变化。NAO与从北大西洋到欧亚大陆的风暴路径，温度和降水具有联系(见框TS.2，图1)。
- 北半球环状模态(NAM)，冬季北极区表面低气压和中纬度强西风的波动。NAM与北半球和平流层的极涡具有联系。
- 南半球环状模态(SAM)，南极区表面低气压和中纬度强西风的波动，类似于NAM，不同的是，SAM全年都存在。
- 太平洋-北美型态(PNA)，大气的一种大尺度波列，在对流层中从副热带西太平洋到北美东海岸表现出一连串的高、低气压异常。
- 太平洋年代际振荡(PDO)，描述北太平洋海表温度的变化，该区域海温与刻画阿留申低压强度的北太平洋指数(NPI)具有很强的相关。不过，该信号在太平洋大部分区域都存在。

所有这些气候变率型态在多大程度上能认为是气候系统的真实模态？这是科学研究的一个主题。不过，有证据表明它们的存在可以导致比预想中更大幅度的区域强迫响应。特别是，20世纪观测到的许多气候变化事实可利用这些型态的变化来解释。因此，检验气候模式对这些型态的模拟能力(见TS.4，框TS.7)，考虑观测到的和这些型态相联系的变化与气候系统内部变化或由人类活动造成的气候变化之间存在多大的关系，都是十分重要的。{3.6,8.4}

### NAO和NAM的正位相



框TS.2, 图1: NAO和NAM位于正位相时大气环流变化的示意图。图中给出了气压、风场和降水的变化。暖色表示温度异常偏高的区域，蓝色表示温度异常偏低的区域。

同的气候变化特征，如北美西部气温比北美东部偏暖，但后者的云量偏多，湿度偏大。20世纪太平洋地区的大气呈现出重要的低频变化，1900-1924年和1947-1976年，大气环流减弱；1925-1946年和1977-2003年，大气环流增强。{3.2, 3.5, 3.6}

**极端温度变化与变暖相一致。**观测结果显示，中纬度区域霜冻日数大范围减少，极端暖日数(最暖10%的白昼或黑夜)增加，极端冷日数(最冷10%的白昼或黑夜)减少(见框TS.5)。冷夜变化最显著，1951至2003年间，在有观测资料的所有区域(76%的陆地)冷夜均减少。{3.8}

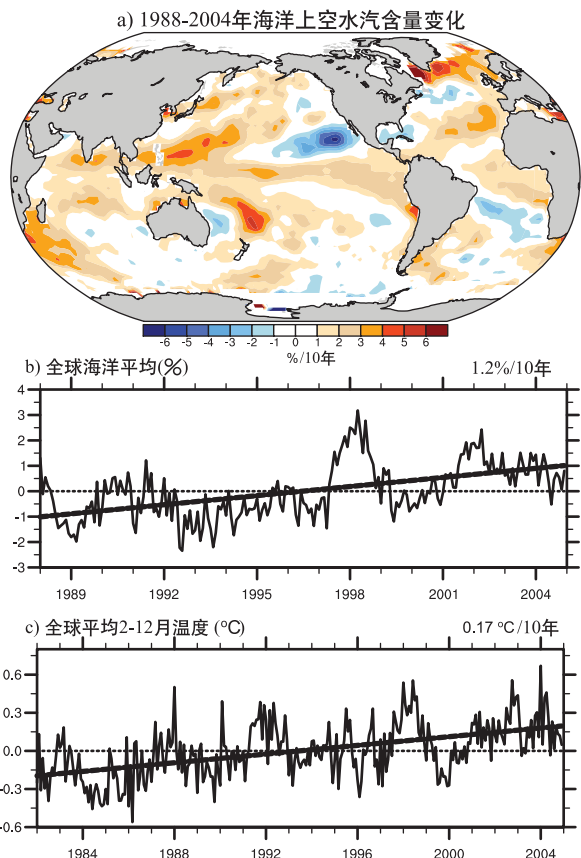
自20世纪下半叶以来，热浪一直在持续增长。2003年夏季，发生在欧洲中西部创记录的热浪就是近年极端气候异常的一个很好的例子。那个夏季(6, 7, 8月平均)是自1780年开始拥有器测记录以来最暖的(比先前最暖的1807年高1.4°C)。春季欧洲陆地表面干燥是2003年极端温度事件发生的一个重要因素。证据表明其它地区的热浪发生频率和持续的时间也在增加。夏季热带地区陆地干燥度和高温的强相关突显出水汽在气候调节中的重要作用。{3.8, 3.9}

尚无足够的证据确认一些如龙卷、冰雹、闪电和沙尘暴等中小尺度事件是否存在着变化趋势。{3.8}

### TS.3.1.3 水分循环变化: 水汽、云、降水 和热带风暴

**对流层水汽增加(图TS.8)。**自1976年以来，陆地和海洋表面的比湿普遍增加，这与温度偏高具有密切联系。自1988年到2004年，全球海洋上空整层水汽以每十年 $1.2 \pm 0.3\%$ (95%信度)的速度增长。观测到的区域变化在分布形态和数量方面与海表温度的变化及水汽混合比中相对湿度几乎定常增加相一致。额外的大气水汽表明降水可用水汽增加。{3.4}

## 大气水汽



图TS.8.(a) 1988-2004年可降水(整层水汽)的线性趋势(%/10年)。(b)全球海洋区域平均的距平时间序列及相应的线性趋势，距平相对于给定时段的价值。(c)全球平均(80°N到80°S)的对流层上层水汽辐射与卫星亮温距平(°C)的月平均时间序列，距平相对于1982至2004年的平均值，虚线表示亮温的线性趋势(单位: °C/10年)。{3.4, 图3.20和3.21}

**对流层上层水汽也在增加。**由于仪器测量的局限性，很难评估对流层上层水汽的长期变化，而对流层上层的辐射是很重要的。不过，现有的资料证实近20年来全球对流层上层的比湿增加(图TS.8)。这些观测结果和观测到的温度升高相一致，这是自TAR以来的一个重要进展。{3.4}

**云量变化受ENSO控制。**陆地上DTR大范围下降(但并不是到处都是如此)与云量的增加相符合。地表观测的海洋上空总云量和低云云量的变化与卫星观测到的不一致。不过，从20世纪



80年代到90年代，大气顶的辐射变化(可能部分与ENSO现象有关)似乎和热带地区上层云量的减少有关，这与能量收支和观测到的海洋热容量变化相一致。{3.4}

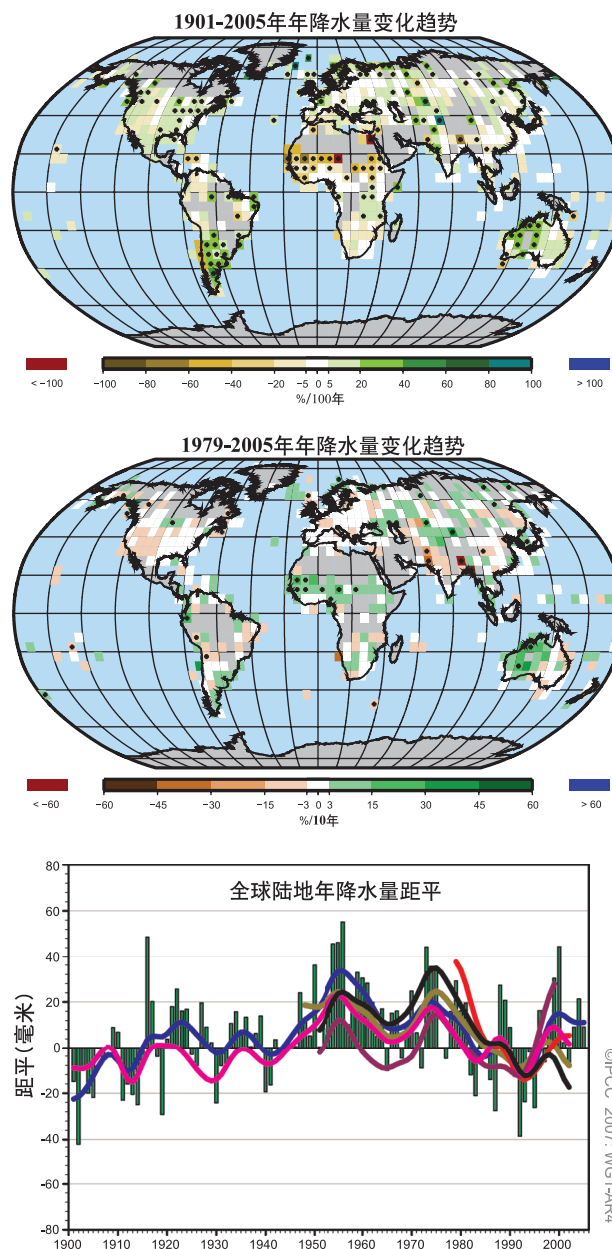
全球变暖的范围并不具有全球性，而且1990年以后不再继续。据报道，从1970年到1990年入射地球表面的太阳辐射减少，这种减少存在城市间的差异。而且，大约自1990年起入射地球表面的太阳辐射增加。由人类活动造成的气溶胶增加降低区域的空气质量和到达地球表面的太阳辐射总量。在一些地方，比如东欧，近来观测到太阳辐射变化和空气质量改善相联系的反效应。{3.4}

已在许多大的地区观测到降水量在1900至2005年间存在长期趋势(图TS.9)。在南北美东部、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、非洲南部和亚洲南部部分地区已观测到降水量减少。降水的时空变化很大。在其它大的区域尚未观测到长期趋势<sup>5</sup>。{3.3}

观测到强降水事件大体上增加。大约自1950年以来，许多陆地上的强降水事件(例如：高于95个百分点)发生次数可能增加，甚至在那些总降水量减少的区域也是如此。据报道，极弱降水事件也在增加(50年1次)，但是仅有少数地区有足够的资料来评估这种趋势的可信性(见图TS.10)。{3.8}

观测证据表明，大约自1970年以来，北大西洋的强热带气旋活动增加，这与热带海表温度上升相关。在其他一些资料质量备受关注的区域，也有迹象表明强热带气旋活动在增加。多年代际变率的存在，以及1970年左右常规卫星观测问世之前的热带气旋记录的资料质量，使得对热带气旋活动长期变化趋势的检测复杂化。每年的热带气旋个数并没有明显的变化趋势。对热带气旋潜在破坏力的估算表明，20世纪70年代中期以来热带气旋的生命史变长，强度增加，具有上升趋势。SST是影响热带气旋发展的一个重要变量，它的变化也具有很明显

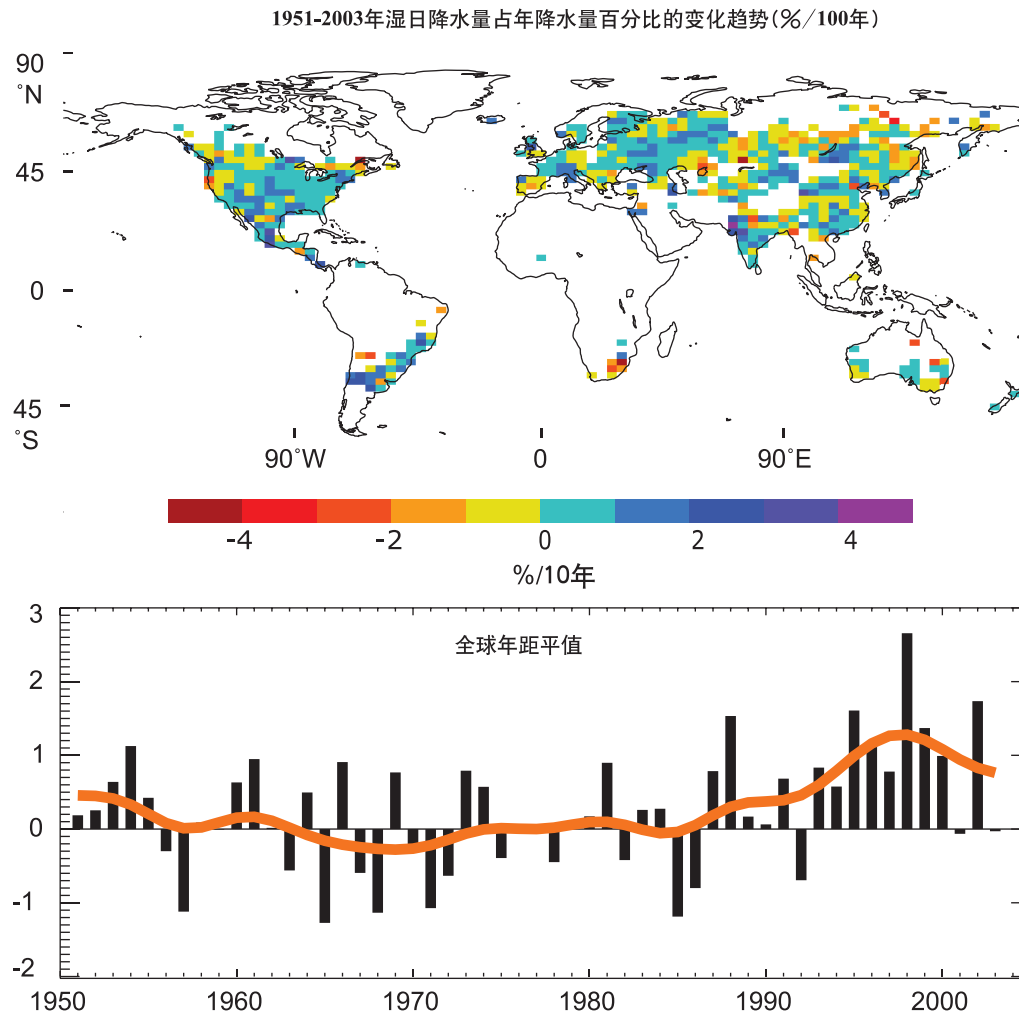
## 全球平均降水



图TS.9. 1901至2005年间(上图，单位：%/100年)和1979至2005年间(中图，单位：%/10年)陆地上年降水量的线性趋势分布。灰色区域表示尚无足够多的数据计算出可信的趋势。(下图)1900至2005年全球陆地年降水量距平的时间序列。距平变化相对于1961至1990年的平均值。平滑曲线表示不同数据集的年代际变化(见附录3.A)。{3.3, 图3.12 和3.13}

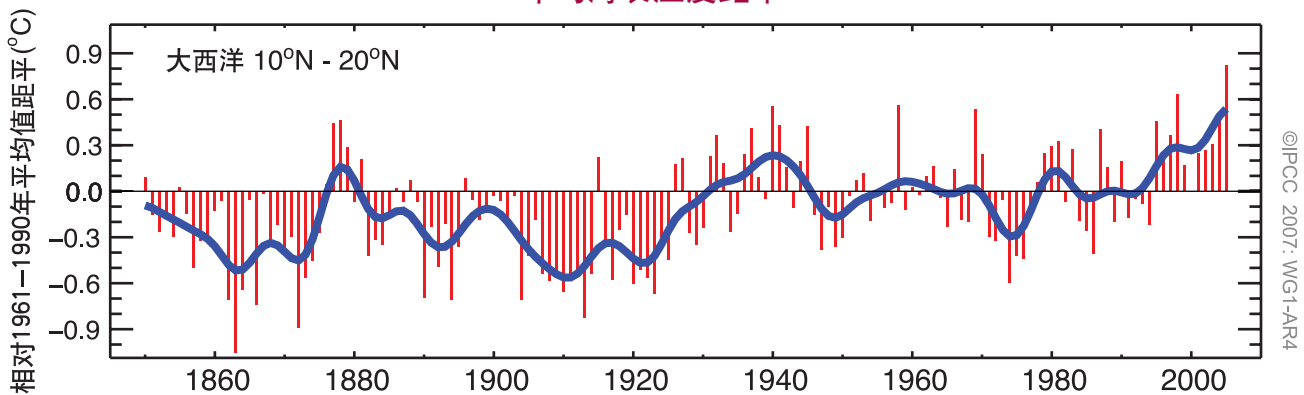
<sup>5</sup> 被评估的地区是指《第三次评估报告(TAR)》“区域观测”以及本报告第二章所涉及地区。

### 年降水量的变化趋势



图TS.10.(上)观测的1951至2003年湿天(比如: 等于或大于95个百分点)对年总降水量贡献的趋势(单位: %/10年)。白色陆地区域表示尚无足够的估算趋势; (下)全球(上图显示的有资料记录区域)年均湿天距平(相对于1961-1990年, 单位: %)时间序列。湿天定义为相对基准时段平均值(22.5%)的百分数变化。平滑的橙色曲线表示年代际变化。(见附录3.A)。{图3.39}

### 年均海表温度距平



图TS.1 大西洋飓风形成区里的热带大西洋(10°N-20°N)年均海表温度距平变化(单位: °C)。所有变化相对于1961至1990年的均值。{图3.33}



的趋势(见图TS.11)。ENSO以及年代际变率导致热带气旋总数发生变化,也致使热带风暴数量和风暴路径重新分配。1995至2005年期间,北大西洋飓风数有9年高于平均状况(基于1981–2000年)。{3.8}

**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地区,观测到了强度更强、持续时间更长的干旱。**虽然有很多种不同的方法来衡量干旱,但是不少研究仍采用降水和温度的变化来表示<sup>6</sup>。由温度升高和陆地降水减少造成的变干增加,促成了干旱的这些变化。{3.3}

### TS.3.2 冰雪圈的变化: 器测记录

当前,冰的常年覆盖面积占地表的10%,只有极小的一部份位于南极和格陵兰之外。冰还每年平均覆盖大约7%的海洋。在隆冬季节,雪盖约占北半球陆表面积的49%。雪和冰的一个重要特性就是其较高的地表反照率。因为达90%的太阳辐射被雪面和冰面反射,而只有约10%的辐射被海洋或被林地反射,雪盖和冰盖的变化是气候变化中的重要反馈机制。另外,雪和冰是有效的隔离体。季节性冻土比积雪范围更广,冻土的存在对能量通量和湿度通量很重要。因此,冻土表面在能量过程和气候过程中发挥着重要作用。{4.1}

冰雪圈储存了世界上大约75%的淡水。在区域尺度上,山地积雪、冰川和小型冰帽的变化对淡水的可用量起着关键作用。因为冰变成液态水是在特定的温度下发生的,所以冰是气候系统的一个组成部分,有可能会因气候变暖到一定程度后而发生突变。自TAR以来,扩大并改进了对冰变化的观测和分析,包括山地冰川量的缩减、雪盖的减少、多年冻土层和冻土的变化、北冰洋海冰面积的缩减、格陵兰冰盖沿海部分变薄的速度超过内陆因降雪增加而变厚的速度、及季节性冻土的减少和江河湖泊冰盖的减少。这些可以增加人们对冰雪圈的变化方式的了解,包括其对近期海平面变化的贡献。1961年到目前这段时期和1993年到目前这段时

期分别是这份报告的焦点,这是由于有了直接测量的冰川物质平衡资料和冰盖测高观测资料的原因。{4.1}

**大多数区域的雪盖已经减少,特别是在春季。**通过卫星观测发现1966年至2005年这一时期北半球的雪盖每个月都在减少,11月和12月除外,上世纪八十年代后期,其年均值以5%的速度逐步下降(参见图TS.12)。在南半球,为数不多的长期记录或代用资料大多数表明在过去的40多年里情况或者是减少或者是没有变化。北半球四月份雪盖范围与40°N到60°N四月份温度有着很强的相关性,这反映了雪和温度之间的反馈关系。{4.2}

**根据山地雪水当量和雪深年度时间序列记录显示,全世界几个地区的积雪已经下降。**山地积雪可对温度的细小变化具有敏感性,特别是在温带气候区,因为在这样的地区,从雨到雪的转变一般与结冰层的高度有着密切联系。北美洲西部和阿尔卑斯山脉瑞士地区山地积雪的下降在较低、较暖的海拔高度上是最大的。山地雪水当量自1950年以来已经减少,为北美洲西部台站监测值的75%。阿尔卑斯山脉和澳大利亚东南部的山地积雪厚度也已减少。积雪厚度的直接观测资料太为有限,无法确定安第斯山脉的变化,但是温度测值表明南美洲山区有雪的高度(雪线以上)可能已经上升。{4.2}

**大部分地区的多年冻土层和季节性冻土近几十年来出现了重大变化。**多年冻土层条件的变化会影响江河径流、供水、碳交换和景观稳定,并会对基础设施造成损坏。报告称自上世纪八十年代以来,多年冻土层顶部温度上升了3°C。还观测到多年冻土层出现了变暖,加拿大北冰洋地区、西伯利亚、青藏高原和欧洲地区程度不等。多年冻土层的底部出现融化,速度范围为阿拉斯加的0.04米/年到青藏高原的0.02米/年。{4.7}

**二十世纪后半叶,北半球季节性冻土覆盖的最大面积减少了约7%,春季减至15%。**自二十世纪中叶以来,其最大深度在欧亚地区减少

<sup>6</sup> 本报告中,将组合帕默尔干旱指数(PDSI)的降水和温度作为衡量干旱的一种方法。PDSI不包括如风速、太阳辐射、云量和水汽等物理量,但能很好地单独衡量降水。

### 框TS.3: 冰盖动力学和稳定性

冰盖是又厚又宽的冰物质，主要是由密实的雪形成的。冰盖在其自身重量作用下而扩展开，将物质向其边缘传送，到了边缘，物质主要是通过表面融水径流而失去或者通过冰山溶解后进入边缘的大海或湖泊而失去。冰盖通过变形而在冰里流动或通过融水润滑在下面的物质之上而滑动。冰盖底部快速运动要求底部温度提高到熔点，所需热量或来自地球内部，通过融水输送而传导，或来自冰的运动“摩擦”。在一定重力应力下的滑动速度可分为几个不同的量级，取决于存不存在可变形的沉积物、下部地层的粗糙度及水的供应和分布。底部条件一般描述模糊，给了解冰盖的稳定性带来很大的不确定性。{4.6}

冰流经常形成通道，成为快速运动的冰溪(在移速缓慢的冰墙之间流动)或成为溢出冰川(伴有石体)。冰溪流动的加强或是因重力应力的增加(与基岩槽冰加厚有关)，或是因冰盖底部润滑作用加大。{4.6}

在海岸溢出的冰常常与冰盖连成一体，成为漂浮冰架。冰架向前运动，在自身的重量作用下散开并变薄，落到其表面上的雪和来自冰盖的冰是冰架的补充来源。冰架边缘与当地浅滩之间的摩擦放慢了冰架的流动，因而也放缓了冰盖的溢出。冰架物质的失去是通过位于前部的冰山崩塌和通过底部融化形成下部洋穴。研究表明海温上升1°C可使冰架的底部融化增加10米/年，但是由于大部分冰架穴是无法到达的，因此对其的认识是不够的，这影响了此类估值的精度。{4.6}

以往冰期的古记录表明冰盖随变暖而缩小，随变冷而扩大，而且缩小的速度能比扩大的速度快得多。格陵兰冰盖和南极冰盖的总量相当于分别让海平面上升约7米和约57米。古气候资料表明，过去有可能其中一个冰盖或者两个冰盖均发生过实质性融化。然而，冰芯资料表明在至少过去百万年中的暖期期间两个冰盖均没有完全消失过。冰盖能够在很长的时间尺度上对环境强迫做出响应，表明当前的变暖可以导致未来的变化。例如，地表变暖可需要一万多年的时间来渗透到深层并去改变那里的温度。大部分冰盖上的冰速随冰盖形状的变化或表面温度的变化而缓慢变化，但是速度的重大变化发生在冰溪和溢出冰川的快速流动中，因为它相应于底部条件的变化、表面融水向底层的渗透或所流入的冰架的变化。{4.6, 6.4}

当前配置针对长期整合的模式在处理表面累积和消融方面仍是最为可靠的，如同TAR，但是这些模式不包括对冰动力的全面处理；因此使用此类模式对过去变化或未来预估的分析可低估冰流对海平面上升的贡献，但是此一效应的程度如何尚不为人所知。{8.2}

了约0.3米。另外，从1956年到1990年期间，北冰洋俄罗斯地区的季节性融化最大深度增加了约0.2米。{4.7}

在过去150年，平均起来，北半球河冰和湖冰的总体趋势表明封冻期推迟，平均速度为每世纪延迟 $5.8 \pm 1.9$ 天，同时解冻日期提前，速度为每世纪提前 $6.5 \pm 1.4$ 天。然而，所观测到的空间变率也很大，部分地区呈现相反迹象的趋势。{4.3}

根据卫星观测，自1978年以来，北冰洋年平均海冰范围以每十年大约 $2.7 \pm 0.6\%$ 的速度在缩小(参见图TS.13)。夏季范围的下降比冬季范围的下降要大，夏季最低下降速度约为每十年 $7.4 \pm 2.4\%$ 。其它资料表明夏季下降开始于

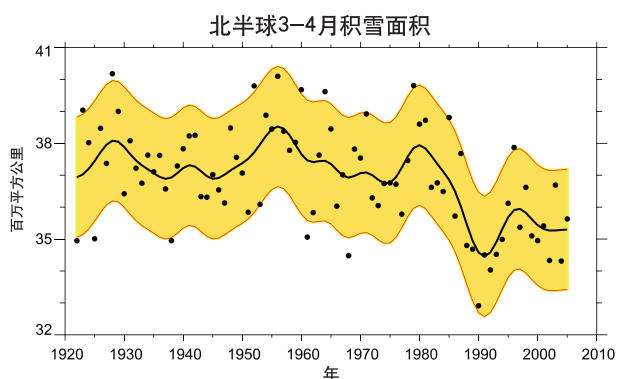
1970年前后。对南极洲进行的类似观测显示年际变率要更大一些，但是在卫星观测期间趋势却不尽一致。与陆冰变化形成对比，诸如冰盖和冰川，海冰的变化对海平面的变化没有直接贡献(因为此冰已处于漂浮状态)，但能通过输入淡水而对盐浓度的变化做出贡献。{4.4}

二十世纪期间，冰川和冰帽遭受大范围物质损失并造成海平面上升。冰川和冰帽的物质损失(不包括格陵兰冰盖和南极冰盖周围的那些冰物质的损失)在1961年至2003年期间估计为 $0.50 \pm 0.18$ 毫米/年的海平面当量(SLE)，在1991年至2003年期间估计为 $0.77 \pm 0.22$ 毫米/年SLE。二十世纪后期冰川的浪费可能是对1970年后变暖的响应。{4.5}

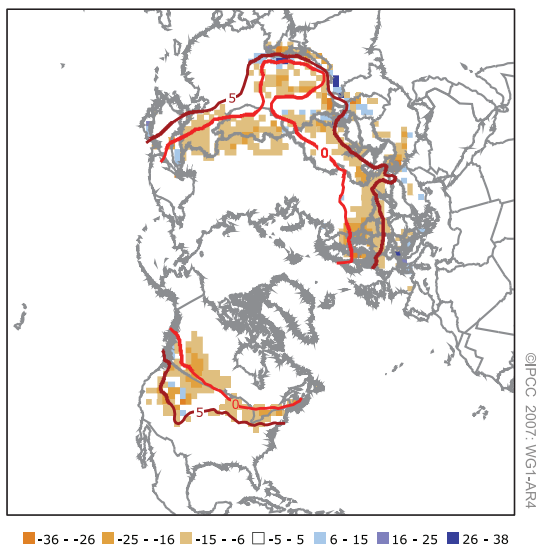
近期观测资料证明部分区域的冰流变化迅速，促进了海平面的上升，还表明冰动力学可能是冰架、沿海冰川和冰盖在未来响应气候变化过程中的一个关键因素。格陵兰岛、南极半岛和南极洲西部部分近沿海地区冰架变薄或丧失是与附近冰川和冰溪加速流动有关，这表明冰架(包括几公里或几十公里长度的短冰

架)在稳定或抑制冰动方面所发挥的作用可能更大。海洋温度和大气温度似乎都促进了所观测到的变化。南极半岛地区夏季重大变暖很可能在随后于2002年发生的拉森-B冰架快速解体方面起到作用，即增加了夏季融水，并流进了裂缝，将之胀开。模式并没有准确地获取所有似涉及所观测到的冰山溶解的物理过程(如拉森-B的解体)。{4.6}

### 雪盖的变化

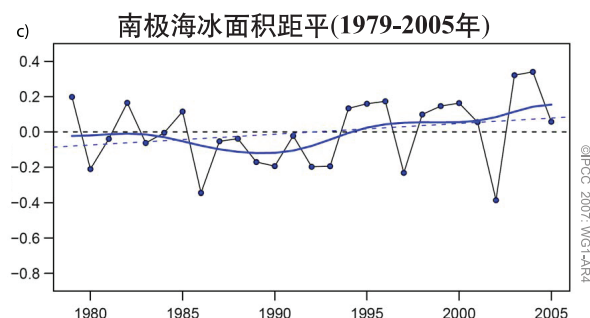
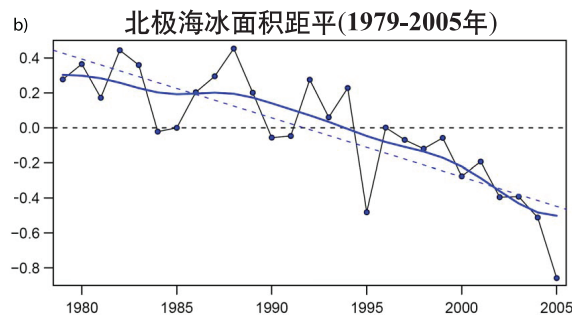
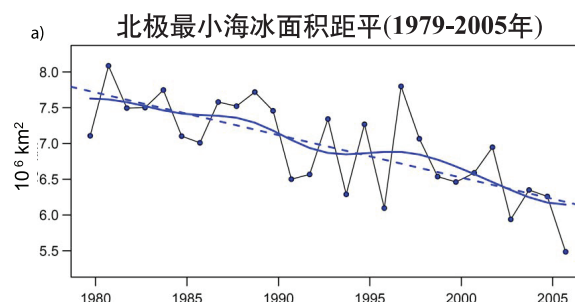


3-4月积雪面积差  
(1988-2004年)减去(1967-1987年)



图TS.12. (上)北半球三月-四月的雪盖地区，来自台站推导的雪盖指数(1972年之前)和来自卫星资料(1972年期间和之后)。平滑曲线表示十年变化(参见附件3.A)，5-95%的资料范围设为黄色。(下)卫星时代较早时期(1967-1987年)和较后时期(1988-2004年)之间三月-四月雪盖分布的差别(用百分比范围表示)。棕黄色表示这些地区的雪盖已经减少。红色曲线表示0°C和5°C等温线在1967年至2004年的三月-四月的平均值，来自气候研究小组(CRU)格点地面温度第2版(CRUTEM2v)资料。最大下降一般是在0°C和5°C的等温线上，反映了积雪与温度之间很强的反馈关系。{图4.2, 4.3}

### 海冰面积的变化



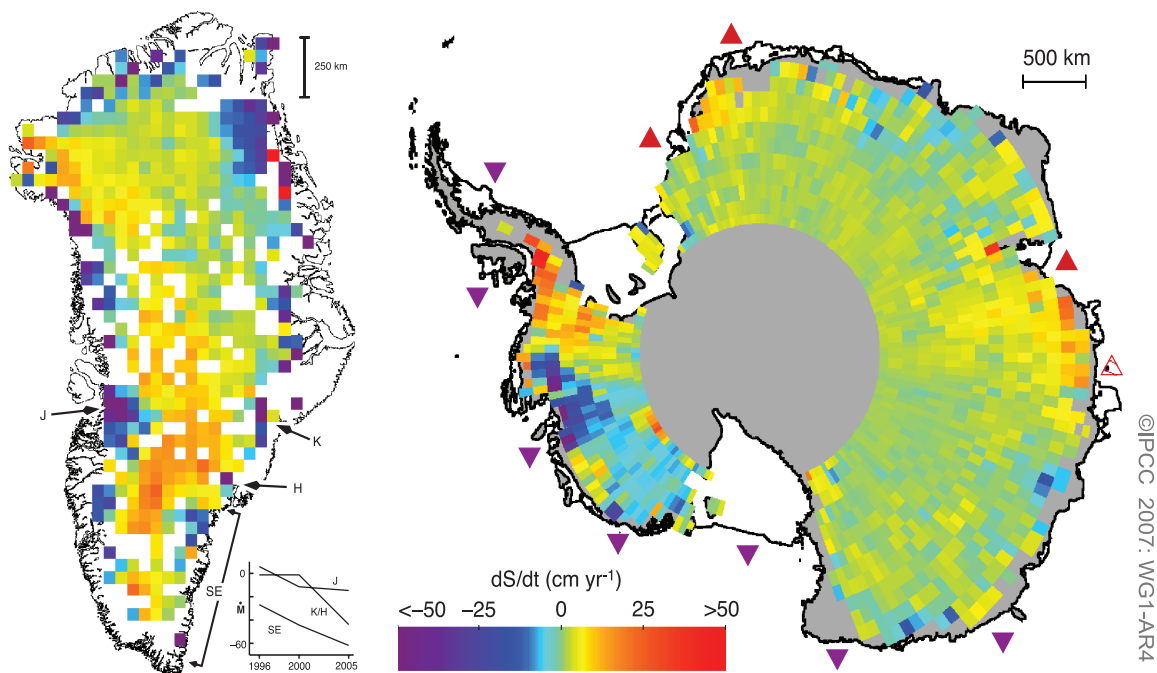
图TS.13. (a)北冰洋最低海冰面积；(b)北冰洋海冰面积距平；和(c)南极海冰面积距平，均指1979年至2005年期间。符号表示的是年度值，而蓝色平滑曲线表示的是十年变化(参见附件3.A)。虚线表示的是线性趋势。(a)结果表示线性趋势  $-60 \pm 20 \times 10^3$  公里<sup>2</sup>/年，或约每十年  $-7.4\%$ 。(b)线性趋势是  $-33 \pm 7.4 \times 10^3$  公里<sup>2</sup>/年(等于每十年约  $-2.7\%$ )，在95%的信度水平上很显著。(c)南极的结果是一个小的正趋势： $5.6 \pm 9.2 \times 10^3$  公里<sup>2</sup>/年，在统计上并不重大。{图4.8和图4.9}



格陵兰冰盖和南极冰盖加起来很可能促进了海平面过去十年的上升。格陵兰冰盖在1993年至2003年期间出现退缩是很有可能，中部地区加厚，超量补偿了沿海地区融化的增加。冰盖在超过年代际时间尺度上是扩大了还是退缩了，观测资料尚未给出完全的定论。在技术工具和少量估值之间缺乏一致性使之无法确定最佳估值，或者统计上的严格误差要求改变冰盖的物质平衡。然而，溢出冰川的加速将冰从内部排出，这种情况在这两个冰盖上都观测到了(参见图TS.14)。对资料和技术工具的评估表明1993年至2003年期间格陵兰冰盖的物质平衡为-50至-100十亿吨/年(冰盖退缩可造成全球海平面上升0.14至0.28毫米/年)，2005年

的损失量甚至更大。对于更早时期和对于南极而言，不确定性就更大了。对1961年至2003年时期格陵兰冰盖物质平衡的估计范围是在扩大量25十亿吨/年和退缩量60十亿吨/年(-0.07至+0.17毫米/年SLE)之间。对所有资料的评估可得出整个南极冰盖的物质平衡估值，其范围在1961年到2003年期间是从扩大量100十亿吨/年到缩小量200十亿吨/年(-0.27至+0.56毫米/年SLE)，在1993年到2003年期间是从+50到-200十亿吨/年(-0.14至+0.55毫米/年SLE)。冰流的近期变化有可能足以解释所估测的南极洲物质失衡方面的许多情况或者全部情况，同时冰流、降雪和融水径流的近期变化足以解释格陵兰冰物质失衡。{4.6, 4.8}

### 观测到的地表高度的变化速度



图TS.14. 观测到的格陵兰岛近期表面高度的变化速度(左: 1989-2005年)和南极洲(右: 1992-2005年)。红色表示表面上升，蓝色表示表面下降，一般意味着某个点的冰物质的增加和减少，虽然基岩高度的动态变化和近表面密度的动态变化会是很重要的。对于格陵兰岛而言，快速变薄的溢出冰川Jakobshavn (J)、Kangerdlugssuaq (K)、Helheim (H)和东南沿海地区(SE)已经显示了出来，同时还有对其估测的物质平衡/时间(将K和H相结合，单位: Gt yr<sup>-1</sup>，负值表示物质损失: 从冰盖流入海洋)。对于南极洲而言，冰架估计在加厚或变薄，速度超过30 cm yr<sup>-1</sup>，这些通过下指的紫色三角形(变薄)和上指的红色三角形(变厚)予以表示，即有关冰架朝海方向的图。{图4.17和4.19}



### TS.3.3 海洋变化: 器测记录

海洋在气候和气候变化方面发挥着重要作用。海洋受到物质、能量和动能等与大气交换的影响。其热容量比大气的要大大约1000倍,海洋热量的净吸收能力因此比大气的要大许多倍(参见图TS.15)。对海洋吸收热量的全球观测资料现在可以视为是对全球能量收支变化的明确的测试。海洋上层吸收能量的数量变化也对季节至年际时间尺度的气候变迁起着关键性作用,诸如厄尔尼诺。热量输送的变化和SST的变化对全世界许多区域气候有着重要影响。海洋生命依赖海洋的地球生物化学状况,海洋生命也受到其物理状态和环流的影响。海洋的地球生物化学变化还能反馈到气候系统,例如通过对放射性活性气体的吸收或释放的变化,诸如CO<sub>2</sub>。{5.1,7.3}

全球平均海平面变化部分是由密度变化驱动的,通过海洋体积的热膨胀或热冷缩。由于

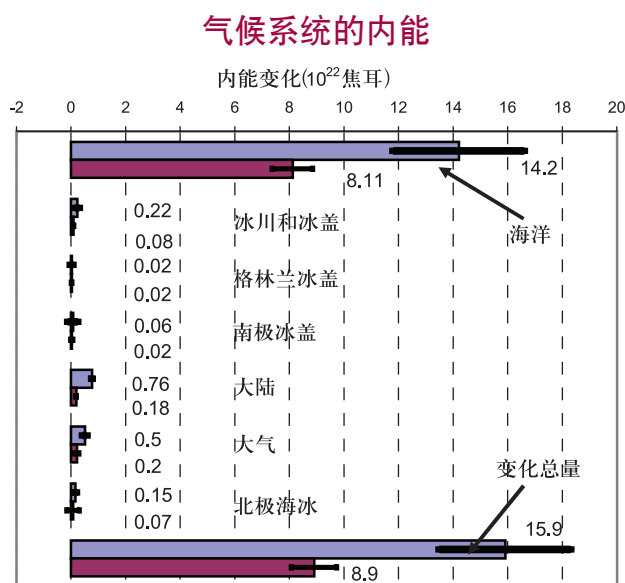
温度和盐度的变化,海平面的局地变化还有一个与密度有关的分量。另外,海洋与其它水区(例如冰盖、山地冰川、陆地水库和大气)之间水的交换能够改变海洋物质,因此也能对海平面的变化做出贡献。海平面的变化在地理上是不统一的,因为诸如海洋环流变化这样的过程在全球范围也是不统一的。(参见框TS.4)。{5.5}

海洋变量可以对检测气候变化很有用,特别是海面下混合层的温度和盐度变化,因为这个层面的变率更小,信噪比更高。自TAR以来,通过对观测结果的分析为下列各种变化提供了新的证据:全球海洋热容量和盐度、海平面、热膨胀对海平面上升的贡献、水物质的演变和地球生物化学循环。{5.5}

#### TS.3.3.1 海洋热容量和环流的变化

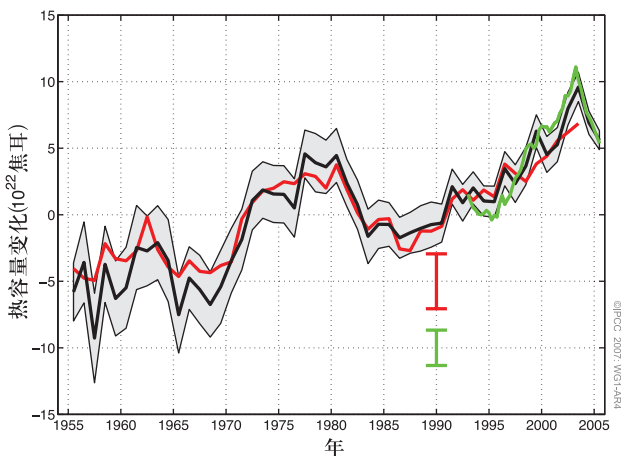
世界海洋自1955年以来变暖了,该时段的变化占地球气候系统内能变化的80%多。海洋温度垂直廓线总共建立了790万条,因此可以构建改进型的全球时间序列(参见图TS.16)。对全球海洋热收支的分析是由几个独立分析机构重复完成,所用的方法是可靠的。资料覆盖率的局限性要求对深海作几十年的平均,对所观测到的全球热容量年代际变率尚未有充分了解。然而,资料分布不充分(特别是对南部海洋和南太平洋的覆盖率)可能会造成热容量的十年变化较明显。在1961年到2003年期间,0米至3000米海洋层已吸收了约 $14.1 \times 10^{22} \text{J}$ ,等于平均加热速度为 $0.2 \text{Wm}^{-2}$ (地球表面的单位面积)。在1993年至2003年期间,在较浅的0米至700米海洋层的相应变暖速度要高一些,约为 $0.5 \pm 0.18 \text{Wm}^{-2}$ 。相对于1961年至2003年时段,1993年至2003年期间的变暖速度较高,但是在2004年和2005年时段,与2003年相比,出现了一些冷却情况。{5.1-5.3}

在全球海洋700米这一上部层面,变暖是大范围的。大西洋45°N以南已变暖。大西洋洋盆变暖的渗透现在比太平洋的、印度洋的和南部海洋的都要深,这是由于北大西洋可发生深翻转环流圈。根据现有资料,南半球深翻转环流没



图TS.15. 地球系统中不同组分的内能变化分为两个时期(1961-2003年和1993-2003年)。兰柱是指1961年至2003年;紫柱是指1993年至2003年。正的内能变化意思是储存的能量有所增加(即海洋中的热容量、冰或海冰数量减少而带来的潜热、大陆中的热容量(不包括永冻层变化而带来的潜热)、和大气中的潜热和感热及动能)。所有误差估值均为90%的信度区间。大陆热增益尚无信度估值。部分结果摘自针对各自两个时段已发表的结果。{图5.4}

全球海洋热容量(0米-700米)



图TS.16. 全球海洋热容量时间序列( $10^{22}$ J), 处于0米至700米这一层面。三条彩色线是对海洋资料的独立分析。黑色曲线和红色曲线表示其1961年至1990年平均值的偏差, 较短的绿色曲线表示1993年至2003年这段时期黑色曲线平均值的偏差。黑色曲线90%的不确定性范围由灰色遮蔽部分表示, 对于其他两条曲线, 是由误差柱表示。{图5.1}

有显示出什么变化证据。然而, 南部海洋上层对总体变暖做出很大的贡献。至少在亚热带纬度上有两个海洋(地中海和日本/中国东海)正在变暖。虽然全球趋势是变暖, 在全球时间序列里也观测到重大的十年变化, 但是仍有大片地区的海洋正在冷却。北大西洋部分地区、北太平洋和赤道太平洋在过去50年已经变冷。太平洋的变化表明ENSO式的空间形势与PDO有着部分联系。{5.2, 5.3}

部分南大西洋经向翻转环流显示出很大的十年变率, 但是从资料上并看不出翻转环流具有连贯性趋势。{5.3}

### TS.3.3.2 海洋地球生物化学和盐度的变化

对自1750年以来人类活动产生的碳的吸收致使海洋更为酸化, 使表面pH平均下降了0.1个单位。<sup>7</sup>海洋对CO<sub>2</sub>的吸收可改变其化学平衡。CO<sub>2</sub>的溶解形成弱酸, 同样CO<sub>2</sub>的溶解增加, 则pH值降低(即海洋更加酸化)。总体pH的变化是通过对人类活动产生的碳的吸收的估测

和通过简单海洋模式而计算出的。现有台站对过去20年的pH的直接观测还显示了pH的下降趋势, 速度为每十年约0.02个pH单位。海洋pH的下降使碳酸钙溶解的深度下降, 并增加了海洋体积, 在矿物霏石(碳酸钙的准稳形式)和方解石方面饱和不足, 而这些矿物质是海洋有机物用来建造其贝壳的。海洋表面的pH下降, 表面温度上升还可导致海洋对CO<sub>2</sub>的缓冲能力的下降, 还会使海洋吸收过量大气CO<sub>2</sub>的速度下降。{5.4, 7.3}

1970年至1995年期间, 大多数洋盆的海气交换温越层(大约100米至1000米)含氧浓度有所下降。这些变化可以反映为海气交换率下降, 并与上层变暖和/或生物活动方面的变化有关联。{5.4}

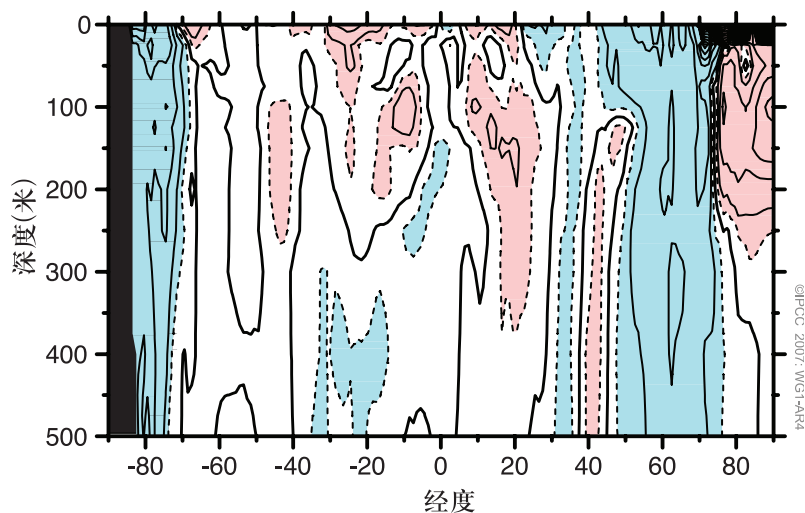
现有广泛的证据说明在过去半个世纪海洋盐度发生了GYRE尺度和洋盆尺度的变化(参见图TS.17), 在蒸发性更高的地区近表面水体盐度有所增加, 几乎所有洋盆均如此。这些盐度变化意味着海洋上空的水分循环的变化。在两个半球的高纬度地区, 表面水体呈总体变凉, 与有较大降水的地区相一致, 虽然经向翻转环流中的径流增加、冰体融化、出现平流和变化也可做出贡献。两个半球的亚热带纬度地区的特点是在500米的上层盐度有所增加。有关形势与地球水分循环的变化是一致的, 特别是与降水变化和所推导的大气中更大的水分输送相一致, 即从低纬度向高纬度输送和从大西洋向太平洋输送。{5.2}

### TS.3.3.3 海平面的变化

1961年至2003年期间,全球平均海平面上升的平均速度根据验潮仪资料估计为 $1.8 \pm 0.5$ 毫米/年(参见图TS.18)。为了研究海平面的收支, 对所有陆冰的贡献量提供了最佳估值和5%至95%的信度区间。这一时期对海平面上升的平均热膨胀贡献为 $0.42 \pm 0.12$ 毫米/年, 十年变化显著, 同时冰川、冰帽和冰盖的贡献估计为 $0.7 \pm 0.5$ 毫米/年(参见表TS.3)。这些与气候有关的约过去四十年的估测贡献之和达 $1.1 \pm 0.5$ 毫米/年, 少于根据

<sup>7</sup> 酸度是衡量H<sup>+</sup>离子浓度的指标, 以pH单位予以报告, 其中 $pH = -\log(H^+)$ 。pH减少1个单位意味着H<sup>+</sup>浓度或酸度增加10倍。

**纬向平均的盐度的线形趋势  
(1955年 - 1998年)**



**图TS.17.** 世界海洋纬向平均的盐度(切合实际的盐度尺度)的线形趋势(1955年-1998年)。廓线间隔为每十年0.01, 虚廓线位每十年±0.005。黑色实线是零等值线。红色遮蔽部分表示等于或大于每十年0.005的值, 蓝色区域表示等于或小于每十年-0.005的值。{图5.5}

验潮仪观测的最佳估测值(与第三次评估报告中提到的差异相似)。因此, 1961年至2003年期间的海平面收支没有令人满意地实现平衡。{4.8, 5.5}

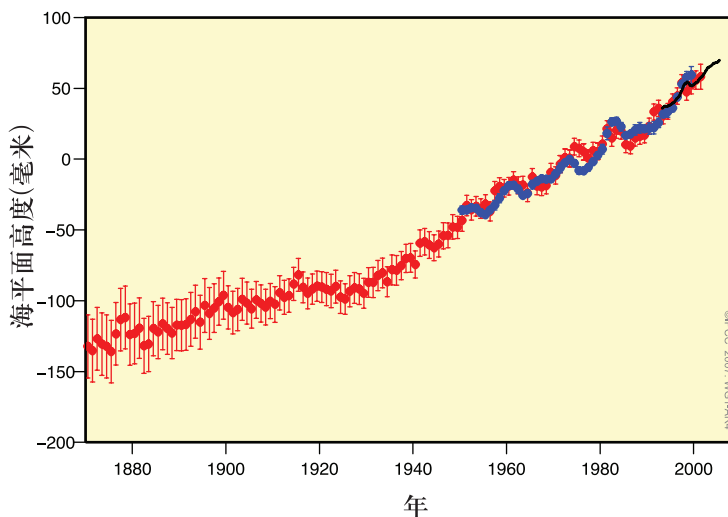
**通过TOPEX/Poseidon卫星高度仪于1993年至2003年期间测量的海平面上升全球平均速度为 $3.1 \pm 0.7$ 毫米/年。**该观测到的近期速度接近估测总量 $2.8 \pm 0.7$ 毫米/年, 即热膨胀( $1.6 \pm 0.5$ 毫米/年)和陆冰变化( $1.2 \pm 0.4$ 毫米/年)产生的与气候有关的贡献量。因此, 对最近这个时期收支的认识已有显著提高, 其中气候的贡献构成海平面收支(在已知误差内是闭合的)的主要因素。1993年至2003年的速度比1961年至2003年的速度更快是否是反映了年代际变率或是更长期趋势的增加, 这一点尚不清楚。验潮仪记录显示与1993年至2003年期间观测到的相类似的较快上升速度自1950年以来在其它十年时期曾有发生。{5.5, 9.5}

**根据验潮仪资料和地质资料, 19世**

纪中叶到20世纪中叶之间海平面上升速度有所加快这点具有高信度。最近利用最佳的现有潮位记录对追溯至1870年的海平面变化进行了重建, 提供了高的信度: 海平面在1870年至2000年期间有所加速上升。地质观测资料表明在以往2000年期间, 海平面变化很小, 平均速度的幅度在0.0至0.2毫米/年之间。利用来自考古的代用海平面资料, 这在地中海地区已充分建立, 表明从大约公元1世纪到公元1900年期间的海平面涛动没有超过±0.25米。现有证据表明现代海平面上升的启动开始于19世纪中叶到20世纪中叶之间这一时段时期。{5.5}

**自1993年以来获取的准确卫星测量资料现提供了明确的证据证明海平面变化的区域变率。在该时段部分区域的上升速度比全球均值高出几倍。同时其它区域的海平面正在下降。**自1992年以来最大的海平面上升发生在太平洋西部和印度洋东部(参见图TS.19)。几乎整个大西洋在过去十年都呈

**全球平均海平面**



**图TS.18.** 全球平均海平面的年平均值, 根据自1870年以来重建的海平面场(红色)、自1950年以来的验潮仪测量结果(蓝色)和自1992年以来的卫星测高结果(黑色)。单位是毫米(mm), 相对于1961年至1990年时段的平均值。误差柱在90%的信度区间内。{图5.13}



表TS.3. 对海平面上升的贡献，根据观测资料(左栏)，与本评估所用模式相比(右栏；详情参见第9.5节和附件10.A)。介绍的值是针对1993年至2003年和过去四十年，包括观测总量。{摘自表5.3和表9.2}

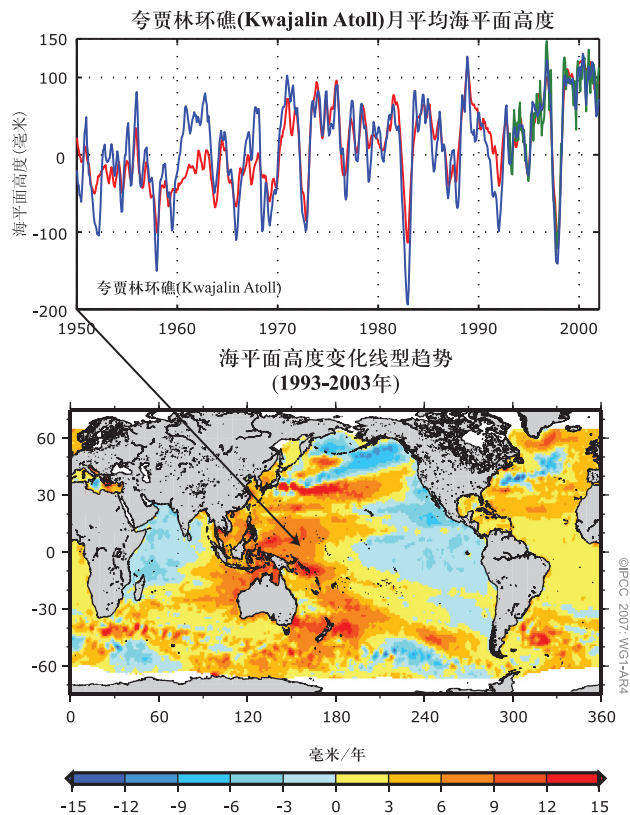
海平面上升的根源	海平面上升(毫米/年)			
	1961–2003		1993–2003	
	观测的	模拟的	观测的	模拟的
热膨胀	0.42 ± 0.12	0.5 ± 0.2	1.6 ± 0.5	1.5 ± 0.7
冰川和冰帽	0.50 ± 0.18	0.5 ± 0.2	0.77 ± 0.22	0.7 ± 0.3
格陵兰冰盖	0.05 ± 0.12 <sup>a</sup>		0.21 ± 0.07 <sup>a</sup>	
南极冰盖	0.14 ± 0.41 <sup>a</sup>		0.21 ± 0.35 <sup>a</sup>	
对海平面上升的个别气候贡献之和	1.1 ± 0.5	1.2 ± 0.5	2.8 ± 0.7	2.6 ± 0.8
海平面上升观测总量	1.8 ± 0.5 (验潮仪)		3.1 ± 0.7 (卫星测高仪)	

注：  
a 根据观测资料而规定的（参见第9.5节）

现海平面上升，而太平洋东部海平面和印度洋西部海平面是在下降。这些区域海平面上升的时空变迁部分受到耦合海洋大气变率形势的影响，包括ENSO和NAO。自1992年以来所观测到的海平面变化形势与根据海洋温度变化所计算的热膨胀是相类似的，但是与过去50年的热膨胀形势不同，显示了区域年代际变率的重要性。{5.5}

观测资料表明自1975年以来极端高潮位有所增加，且遍布世界许多地点。更长的记录在空间上较有限，在时间上采样不足，因此，无法对整个20世纪作出全球分析。在许多地方，极端值的长期变化与平均海平面的变化相类似。在其它地方，大气条件的变化诸如风暴性质在确定长期趋势方面更为重要。高潮位极端值年际变率与区域平均海平面呈正相关关系，与区域气候指数诸如太平洋ENSO和大西洋NAO也是正相关的关系。{5.5}

### 海平面变化形势



图TS.19. (上) 1950年至2000年Kwajalein的月平均海平面(mm)曲线(8°44' N, 167°44' E)。所观测的海平面(验潮仪观测值)为蓝色，重建的海平面为红色，卫星测高记录为绿色。年度信号和半年度信号已从每个时间序列中排除，并且验潮仪资料作了平滑处理。(下) 1993年至2003年期间平均海平面的短期线性趋势的地理分布(mm yr<sup>-1</sup>)基于TOPEX/Poseidon卫星测高资料。{图5.15和图 5.18}



## 框TS.4: 海平面

沿岸海平面是由许多种因素决定的，这些因素的时间尺度又宽泛不一：几小时到几天(潮汐和天气)、几年到几千年(气候)以及更长时间。陆地本身可上升和下降，当使用验潮仪测量资料评估海洋气候变化对沿岸海平面的影响时，对这种区域性陆地运动需要加以考虑。沿岸验潮仪显示全球平均海平面在20世纪有所上升。自90年代初以来，通过卫星对海平面一直进行着连续近全球的覆盖观测。卫星资料和验潮仪资料在众多空间尺度上是吻合的，表明全球平均海平面在这一时段继续上升。海平面变化显示了地理变化，由于几个因素的原因，包括海洋温度、盐度、风、和海洋环流的变化分布。区域海平面受到气候变率影响的时间尺度要短一些，例如与厄尔尼诺和北大西洋涛动的关系，这种区域性年际变化可比全球趋势大得多，也可弱得多。

根据对海洋温度的观测，海水在变暖时的热膨胀极大促进了最近几十年的海平面上升。气候模式与海洋观测是一致的，表明热膨胀预期在未来100年继续对海平面上升做出贡献。由于深海温度变化缓慢，热膨胀会在许多世纪里继续发生，即使大气中温室气体浓度稳定了下来。

当水从陆地传送到海洋或从海洋传送到陆地时，全球平均海平面也随着上升或下降。某些人类活动可促进海平面的变化，特别是抽取地下水和建造水库。然而，陆地上储存的淡水主要是冻结在冰川、冰帽和冰盖中的水。海平面在冰期阶段低了100多米，因为北半球大陆当时大量部分为冰盖所覆盖。冰川和冰帽现在退去从而正极大地促进着海平面的上升。预期在未来100年会继续如此。由于这一储存的淡水的减少，其贡献在其后几个世纪应会下降。

格陵兰冰盖和南极冰盖含冰量要多得多，可为许多世纪做出重大贡献。最近几年，格陵兰冰盖出现了更大程度的融化，而且预计融化程度还会进一步加大。在气候偏暖的情况下，模式显示冰盖会积累更多的降雪，海平面呈下降趋势。然而，最近几年，任何此类趋势可能被冰流加速所超过，在这些冰盖的边沿地区，观测到更大的冰流溢出。虽然对冰流加速的过程尚未完全认识，但是该过程可导致海平面因冰盖变化而在未来出现总体净上升。

与气候和天气相关的对海平面的最大影响是时间尺度为几天和几小时的极端事件，即与热带气旋和中纬度风暴相关。低气压和大风生成大的地海平面移动，称为“风暴潮”，当风暴潮与高潮汐重合时，情况尤为严重。这些极端海平面事件发生频率的变化既受到平均海平面变化的影响，又受到引起极端情况的气象现象变化的影响。{5.5}

### TS.3.4 观测资料之间的一致性

在本节中，根据对变量之间物理关系的概念了解，对不同气候变量方面的变率和趋势进行了检验，包括大气、冰雪圈和海洋，以检验其一致性。例如温度增加将加强水汽的持有能力。温度和/或降水的变化应与那些冰川中的明显变化相一致。使用不同技术工具和变量开展的独立观测之间的一致性对认识水平提供了一次关键的检验，因而提高了信度。{3.9}

**大气、冰雪圈和海洋方面的变化毫不含糊地表明世界正在变暖。{3.2, 3.9, 4.2, 4.4–4.8, 5.2, 5.5}**

**地表气温和SST两者都呈现变暖。在两个半球上，过去几十年，陆上地区变暖速度比海洋变暖速度更快，这与大得多的海洋热惯性是一致的。{3.2}**

**气候变暖与所观测到的日暖极值数量的增加是一致的，与日冷极值数量的减少以及中纬度地区霜日数量的减少也是一致的。{3.2, 3.8}**

**自1979年以来的地表气温趋势与更高高度上的气温趋势是一致的。可能是对流层的变暖稍微大于地表的变暖，并有一个更高的对流层顶，这与对基本自然过程的预期是一致的，与所观测到的温室气体增加以及平流层臭氧耗减也是一致的。{3.4, 9.4}**

温度变化大体与所观测到的几乎全球性的冰雪圈退缩相一致。山地冰川物质和范围出现了广泛的减少。气候变化与变暖的一致性还表现在雪盖、积雪厚度、北冰洋海冰范围、常年冻土层厚度和温度、季节性冻土范围和江河湖泊结冰季节长度的减少。{3.2, 3.9, 4.2-4.5, 4.7}

自1993年以来的海平面上升的观测结果与所观测到的海洋热容量和冰雪圈的变化相一致。1993年至2003年期间，海平面上升了 $3.1 \pm 0.7 \text{mmyr}^{-1}$ ，这一时段有全球测高资料。在此期间，所观测到的是近平衡情况，即全球海平面上升观测总量与冰川、冰帽和冰盖消退的贡献之间，以及与海洋热容量增加和有关海洋膨胀的贡献之间的近平衡。这一平衡提高了信

图TS.4. 近期趋势、对趋势的人类影响评估、和对极端天气和气候事件的预估，对于这些方面，20世纪后半叶所做的观测结果可供证明。‘D’字头栏中的星号表示利用了正式的探测和归因研究，附加了专家的判断，以评估可辨别的人类影响的可能性。没有这个的地方，对人类影响可能性的评估则根据归因结果：一个变量均值的变化或物理相关变量的变化，和/或根据观测和模拟的变化的数量相似性，再结合专家的判断。{3.8, 5.5, 9.7, 11.2-11.9; 表3.7、3.8、9.4}

现象 <sup>a</sup> 和趋势方向	20世纪后半叶(一般是1960年后)发生的趋势可能性	在所观测到的趋势中人类贡献的可能性	D	根据使用SRES <sup>b</sup> 情景对21世纪的预估，未来趋势的可能性
多数大陆地区冷昼和冷夜偏暖并偏少	很可能 <sup>c</sup>	可能 <sup>e</sup>	*	几乎确定 <sup>e</sup>
多数大陆地区，热昼和热夜温偏暖并偏多	很可能 <sup>d</sup>	可能(夜) <sup>e</sup>	*	几乎确定 <sup>e</sup>
暖潮/热浪：多数大陆地区发生频率增加	可能	多半可能		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		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		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 <sup>g</sup>		可能 <sup>h</sup>

注：

- a. 定义详见表3.7。
- b. SRES指IPCC关于排放情景的特别报告。SRES情景系列和图解案例在决策者摘要最后部分的框中作了概述。
- c. 降低的冷昼和冷夜发生频率(最冷的10%部分)
- d. 热昼和热夜的频率增加(最热的10%部分)
- e. 每年最极端昼/夜的变暖
- f. 极高海平面取决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的1%部分。
- g. 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}
- h. 在所有情景中，预估的2100年全球平均海平面高于参考时段{1 0.6}。尚未评估区域天气系统变化对极端海平面的影响

度：所观测到的海平面上升是变暖的一个强烈信号。然而，对于1961年至2003年这一更长时段，海平面的收支并非实现平衡。{5.5, 3.9}

**观测结果与对水汽和温度之间预期关联性的物理认识水平相一致，与全球变暖后降水事件的加强相一致。**柱体和上对流层水汽已经增加，为简单物理模式的假设提供了重要支持：

比湿在全球变暖后出现上升，它是对气候变化的一个重要正反馈。随着水汽量在大气中的上升，强降水事件的数量广泛增加，许多陆上地区的洪水事件可能性上升，即使降水总量有所下降的那些地区也是如此。独立的海洋盐度变化观测结果也支持着这一观点：即：地球水分循环发生了变化，这与观测是一致的，观测表

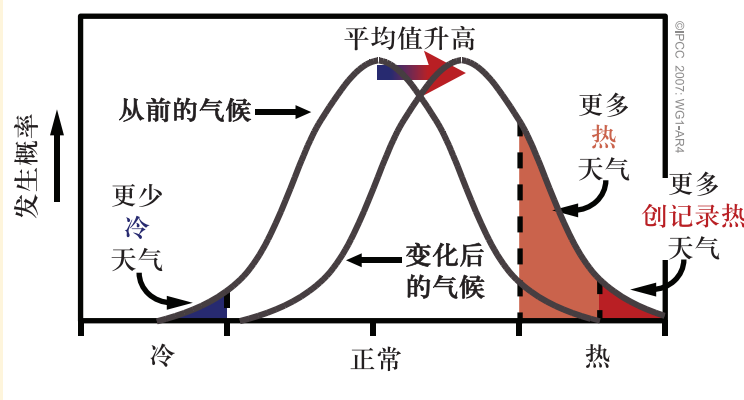
### 框TS.5: 极端天气事件

受极端天气事件(如2003年出现在欧洲的极端炎热的夏天；2005年7月出现在印度孟买的暴雨)影响的人们经常问道，人类对气候的影响是否应对这些事件负责。即使气候不变，预计多数区域也将出现许多极端天气事件，因此很难将任何单独的事件归因于气候变化。在大多数区域，仪器对气候变率的观测记录通常仅追溯大约150年，所以描述这些气候事件的极端罕见特征的信息是有限的。此外，通常需要将若干个因素结合起来才能揭示一次极端事件，所以将一个特定的极端事件与一个单独而具体的原因联系起来就会出现困难。在某些情况下，可在发生极端事件的概率中估算人类活动对此类变化的贡献。

然而，简单的统计推理表明，天气或气候变量分布的小幅度偏移能导致极端事件的频率(和最大可行极端值，如在特定地点可能发生的持续24小时的最大降雨量)发生很大的变化。

极端事件是在一个特定变量的高限和低限范围内发生的罕见事件。在此范围内的发生概率称为概率分布函数(PDF)，对于某些变量，PDF形成一个“正态”曲线或“高斯”曲线(人们所熟悉的“钟”形曲线)。框TS.5图1显示了PDF的示意图并举例说明一个小的偏移(相当于分布平均值或中心的一个小的变化)能影响该分布任何一端的极端频率。某个极端的频率增加(如热天的天数)通常伴随着一个相对应的极端的下降(在这种情况下冷天的天数，如霜冻)。变率或分布形态的改变能使该简单图像变得复杂。

IPCC第二次评估报告指出与气候变化有关的极值资料和相关分析不多。截至TAR时，已有了改进后的极端变化的监测和资料，正在分析气候模式以便对各极值进行预估。自TAR以来，分析极值的观测基础大大增加，所以目前已在审定大部分地区的极值(日温气度和降雨极值)。模拟和预估极值使用了更多的模式，而且目前具有不同初始条件(集合)的多重积分提供了有关PDF和极值的更多可靠信息。自TAR以来，已有了一些有关气候变化检测和归因的研究，这些研究的重点放在全球极值统计的变化(表TS.4)。对于某些极值(如热带气旋的强度)，仍然在资料和/或模式的完善性方面存在着忧虑。有些评估仍然依靠简单推理来推导极值可能如何随全球变暖(如预计变暖将引发更多的热浪)而预计会发生变化。其它一些评估则依靠观测到的变化与模拟变化之间的定性相似性。若评估基于间接的证据，那么经评估的人类活动对趋势的贡献可能性则往往得出低的变量值。



框TS.5, 图1: 该示意图表明, 对正常温度分布而言, 当平均温度升高时对极端温度的影响。



明在热带和亚热带之外存在更大的降水与河流的径流；而越来越多的淡水从海洋转移到更低纬度的大气之中。{3.3, 3.4, 3.9, 5.2}

虽然全球许多地区的降水增加，但干旱面积也增加。干旱持续时间延长，旱情强度也增大。虽然过去发生了区域干旱，但目前干旱广泛的空间范围大致符合变暖背景下水分循环的预期变化。由于有地表水分的蒸发不断增加，所以水汽随全球温度的升高而增多，且有增加降水的趋势。然而，预计大陆温度的升高将导致更多的蒸发和干旱，这在地表水分有限的干旱地区尤其重要。积雪场、积雪、大气环流形势和风暴路径的变化也能减少现有的季节性水汽，并是干旱形成的原因之一。SST的变化、大气环流和降水的有关变化助长了干旱，尤其是在低纬度地区。结果，自20世纪70年代以来，干旱变得更加寻常，尤其是在热带和亚热带地区。在澳大利亚和欧洲，通过最近伴随干旱出现的高温和热浪极值，推断这与全球变暖有直接的联系。{3.3, 3.8, 9.5}

### TS.3.5 古气候视角

古气候研究利用钻孔测得过去的温度、海洋沉积物孔隙水变化、冰川范围变化的测量、以及涉及化学、物理和生物参数变化的代用测量资料。上述参数反映了过去环境的变化，而在这些环境中代用资料增加或存在。古气候研究依靠多种代理资料，以便能对结果进行交叉检验并更好地认识不确定性。目前广泛接受和经检验的观点是，许多生物有机体(如树木、珊瑚、浮游生物、动物)改变其生长和/或种群动态，以适应不断变化的气候。活的和死的(化石)标本或有机体的集合在过去的生长过程中很好地记录了这些因气候引发的变化。在时间尺度上与仪器资料相叠加进行标定的基础上，使用树木年轮宽度和树木年轮密度年代学测量网络来推断过去温度的变化。虽然这些方法被大量采用，但是在以下方面存在一些担忧：如现有测量值的分布；这些测量值如何在全球取样；这些方法存在多大程度上存在空间和季节

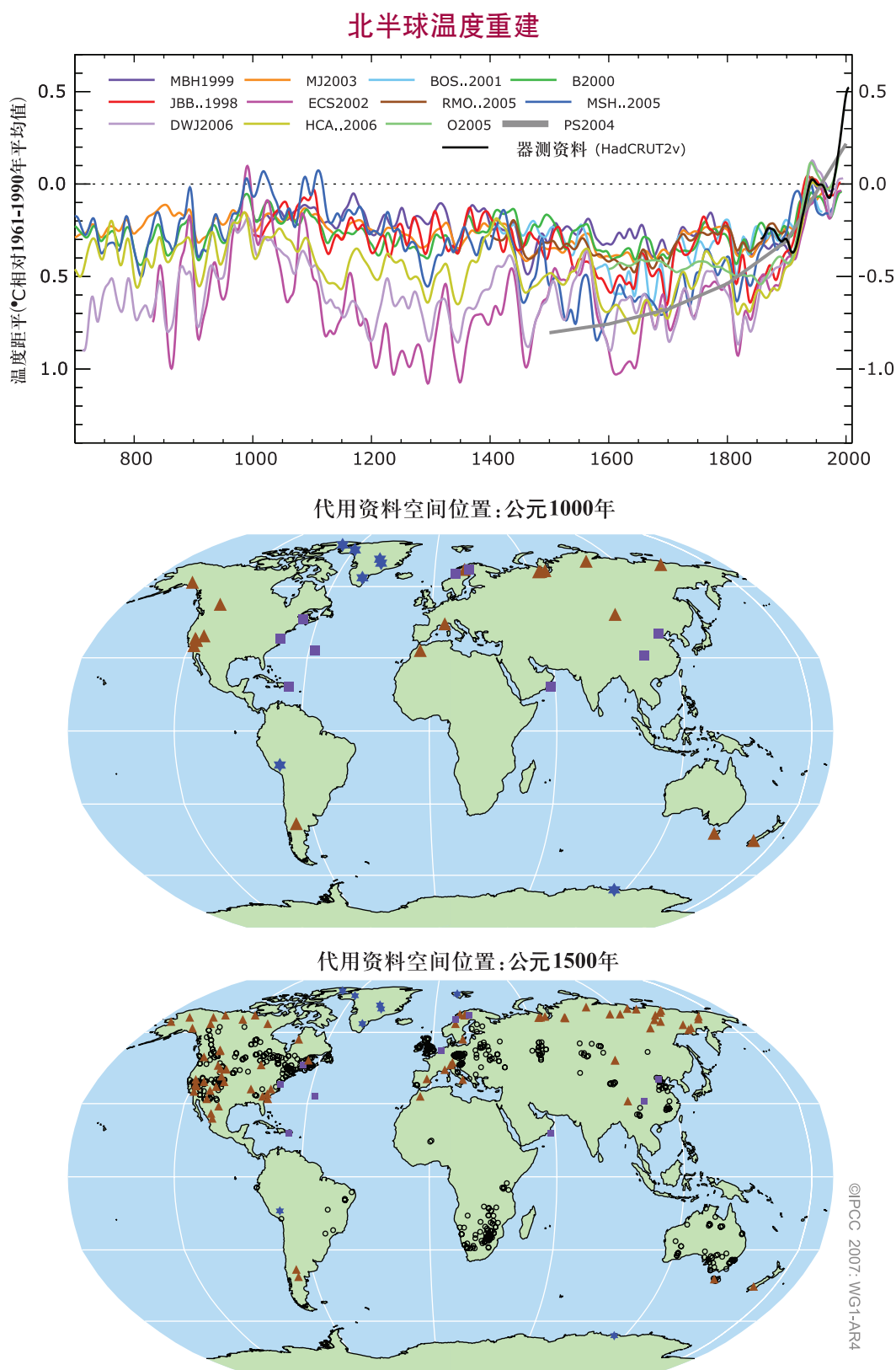
偏差，或者在与最近气候变化的关系上所存在的明显分歧。{6.2}

20世纪下半叶北半球的平均温度很可能比过去500年内的任何其它50年的温度高，并可能是至少过去1300年内最温暖的时候。支持这些结论的资料最为广泛，遍及夏季温带陆地地区(尤其是较长的时间段；见图TS.20)。这些结论以代用资料(如树木年轮的宽度和密度、冰的各种要素的同位素组成、珊瑚生长带的化学成份)为基础，这需要进行分析以获取温度信息和相关的不确定性。温度和降水是关键的不确定性要素，在某些情况下难于分开，或代表特定的原因而非代表所有的年份。目前，有自TAR以来改进后的及扩充后的资料，例如包括更多站点的测量资料、改进后的对钻孔温度资料的分析以及对冰川、珊瑚和沉积物进行更广泛的分析。然而，自1850年以来，无论是在时间和空间上古气候资料比仪器记录更为有限，所以使用统计方法来构建全球平均值，且这些也容易引起不确定性。目前的资料太有限而不能在仪器资料时期之前对南半球的温度进行类似的评估。{6.6, 6.7}

TAR之后的一些研究表明，由于使用特定替代资料、处理的具体统计方法和/或调节尺度以反映过去的温度，所以北半球多个世纪的变率大于TAR给出的变率。增加的变率意味着主要是在12—14世纪、17世纪和19世纪期间的气候更加凉爽，由于火山爆发和/或太阳活动，这些现象可能与自然强迫有关。例如，与目前的情况相比，各种温度重建意味着17世纪太阳活动的减少和火山灰活动的增加。一次重建揭示11世纪比TAR给出的温度略温暖一些，但仍处于TAR所引用的不确定性范围内。{6.6}

过去的一千年期间冰芯CO<sub>2</sub>的记录对自然气候变率带来另一种制约。北半球在工业化前从基于代用资料的温度重建(<1°C)的年代际(十年)北半球温度变化幅度与冰芯CO<sub>2</sub>的记录和对碳循环-气候反馈强度的认识大体一致。南极洲大气中的CO<sub>2</sub>和气温在过去650,000年期间共同





**图TS. 20.** (上) 12次温度重建工作用过去1300年期间北半球温度变化的记录，使用了颜色表示的多个气候代用记录和用黑色表示的仪器记录。(中和下)对温度敏感的代用记录的位置，包括公元1000年和1500年的资料(树木年轮：褐色三角形；钻孔：黑色圆圈；冰芯/冰的钻孔：蓝色的星形；其它记录包括低分辨率记录：紫色的正方形)。表6.1和图6.10给出了资料来源，并在第六章作了讨论。{表6.10和6.11}

## 框TS.6: 轨道强迫

众所周知, 根据天文计算, 地球围绕太阳沿地球轨道转动为特征的周期性变化控制着从大气顶部射入太阳辐射的季节和纬度分布(此后统称‘日射’)。可计算具有高信度的过去和未来数百万年内的日射变化。{6.4}

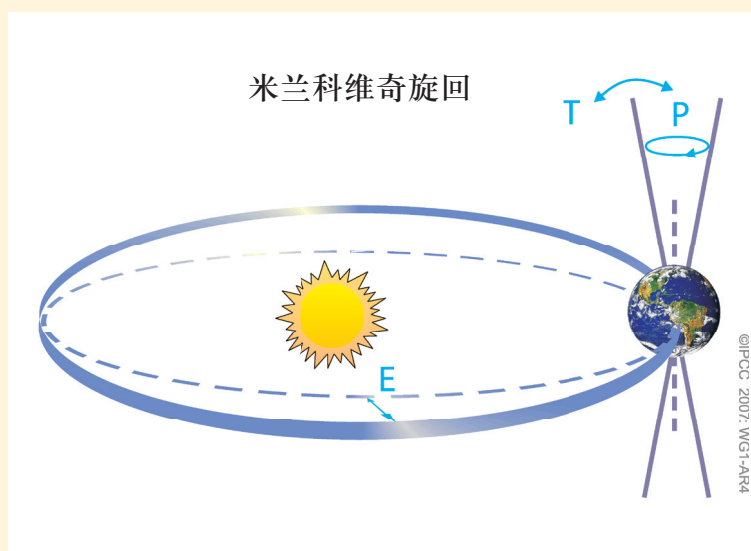
岁差是指当地球在某年最靠近太阳时的时间变化, 准周期约为19,000和23,000年。因此, 轨道位置的变化和季节的持续时间对日射的纬度和季节分布具有强有力的调节作用。日射的季节变化比年平均变化大得多, 并可达到 $60\text{Wm}^{-2}$ (框TS.6, 图1)。

地球轴的倾斜度(斜面)在大约 $22^{\circ}-24.5^{\circ}$ 之间变化, 两个相邻的准周期约为41,000年。倾斜度的变化对季节反差和年平均日射变化进行调节, 并在低纬度和高纬度产生相反的影响(因此对全球平均日射没有影响){6.4}。

地球绕太阳的轨道离心率在400,000年和100,000年时有更长的准周期。由于太阳和地球之间距离非常微小的变化, 所以离心率本身的变化对日射产生的影响有限。然而, 离心率的变化与二分点的倾斜度和岁差所引起的季节性效应相互作用。在低离心率期间, 如大约400,000前和在下一个100,000年期间, 岁差引起的季节日射的变化没有更大离心率期间的变化大(框TS.6, 图1)。{6.4}

目前, 米兰科维奇周期或冰期‘轨道’理论已经成熟。冰期通常由北半球夏季高纬度日射的最小值引发的, 这使冬季降雪持续整年并因此堆积成北半球冰川的冰盖。同样, 轨道变化决定了具有强烈的北半球高纬度夏季日射的时间段, 这被认为引起了冰川的快速消失、有关的气候变化和海平面升高。这些轨道强迫决定了气候变化的速度, 同时全面的响应似乎是由扩大轨道推动力的强有力的反馈过程决定的。在多个千年时间尺度上, 轨道强迫也对关键的气候系统(如地球上的主要季风、全球海洋环流和大气温室气体含量)产生重大的影响。{6.4}

现有证据表明, 自然冷却趋势不会将目前的变暖减缓到冰川状况。有关地球对轨道强迫的认识表明, 地球在至少30,000年内不会自然进入另一个冰期。{6.4, FAQ 6.1}



框TS.6, 图1. 推动冰川周期的地球轨道变化示意图(米兰科维奇周期)。*‘T’*表示地球轴的斜面(或倾斜度)所发生的变化; *‘E’*表示轨道离心率的变化; *‘P’*表示岁差, 也就是在给定轨道点上轴倾斜方向的变化。{FAQ 6.1, 图1}

变化。现有资料表明，CO<sub>2</sub>起到了放大反馈作用。{6.4, 6.6}

冰川的变化在全新世资料中很明显，但这些变化是由于不同的过程而并非20世纪晚期的退缩造成的。在11,000年和5000年前，北半球若干个山区冰川退缩以响应轨道强迫的区域变暖。这些冰川在5000年以前的各个时期比20世纪末的规模小(或甚至不复存在)。目前几乎全世界山区的冰川都在退缩，这不能归因于同一原因，因为过去数千年北半球夏季日射的减少有利于冰川的发展。{6.5}

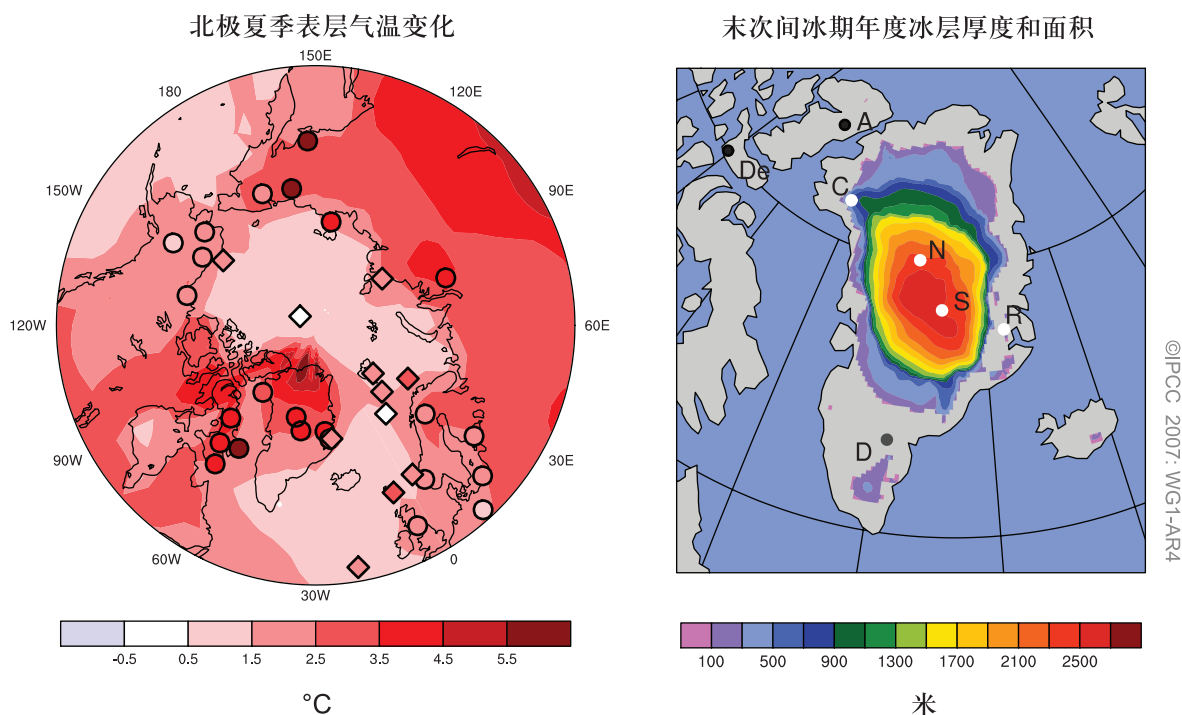
古气候资料为许多区域气候变化提供证据。ENSO事件的强度和频率在过去的气候条件下发生了变化。有证据表明，亚洲季风的强度和由此带来的降雨量存在很大的变化。北非、东非和北美的古气候记录表明，持续几十年到几百年的干旱是这些地区气候的经常性特征，

所以最近北美和中非的干旱并非史无前例。单独的年代际分辨率古气候资料集支持区域准周期性气候变率的存在，但这些区域信号不可能在全球尺度上保持一致。{6.5, 6.6}

从海洋沉积物资料和模拟中获得的强有力的证据与末次冰间期的气候突变以及与间冰期向大西洋环流变化过渡相关联。目前的认识表明，当超过关键阈值时，海洋环流变得不稳定并发生快速变化。这些事件对格陵兰岛温度的影响高达16°C，并影响热带降雨分布。这些变化或许与北半球和南半球之间热量的重新分配有关，但与全球平均温度的大的变化无关。过去8000年期间尚未发现这类事件。{6.4}

通过提高目前模拟过去气候状况的模式的能力，认识过去气候变化和轨道强迫变化的信度。末次冰盛期(LGM; 约21,000年前的末

### 北极和末次间冰期



图TS.21. 约在125,000年前的末次间冰期，根据多模式和多种代用资料合成法(获得的)夏季地面气温变化，这是相对于北极(左边)当前气温、格陵兰岛的冰层厚度和面积、北极西部冰川(右边)的变化。(左边)将陆地(圆圈)和海洋(钻石状图标)站点夏季最大增温的代用资料估值叠加在末次间冰期夏季增温的多模式模拟结果上。(右边)末次间冰期内，格陵兰冰盖、西加拿大和冰岛冰川的各自最小面积和厚度，表示为三个冰模式的多模式平均值。冰芯观测值显示了末次间冰期在以下站点(白点)的冰，即Renland (R)、北格陵兰冰芯项目(N)、Summit (S, GRIP 和 GISP2)和世纪营地(C)；但在以下站点(黑点)无冰，即Devon (De) 和 Agassiz (A)。Dye-3 (D,灰点)的末次间冰期证据尚未定论。{图6.6}

次“冰期”)和中全新世(6000年前)与目前的气候不同,这不是由于随机变率,而是由于改变的与已知的地球轨道差相关的季节和全球强迫(见框TS.6)。地球生物化学和地球生物物理反馈放大了对轨道强迫的响应。对LGM的模拟的状况和重建状况的比较表明,模式抓住了推断的温度和降水型态变化的总体特征。对中全新世而言,耦合的气候模式能够模拟中纬度变暖和增强的季风,全球平均温度变化不大( $<0.4^{\circ}\text{C}$ ),这与我们对轨道强迫的认识是一致的。{6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

主要由于极冰的退缩,全球平均海平面可能比大约125,000年前的末次间冰期高出4-6米(图TS.21)。冰芯资料表明格陵兰顶峰地区在这期间被冰覆盖,但格陵兰岛南部的一些地区冰盖面积在减少。冰芯资料还显示,由于地球轨道的差异,那时候的极地平均温度比20世纪还高出 $3-5^{\circ}\text{C}$ 。格陵兰冰盖和其它北极冰盖可能造成观测到的海平面升高不低于4米,这意味着南极也可能做出了贡献。{6.4}

## TS.4 气候变化的认识和归因

归因是评价观测到的变化是否与经充分考验的模式所获得的不同强迫的量化响应相一致,但并非与各种可替代的物理上有依据的解释相一致。IPCC第一次评估报告(FAR)包括很少有关可检测到的对气候有人为影响的观测证据。6年之后的IPCC第二次评估报告(SAR)的结论是:平衡各种证据,人类对20世纪气候有可辨别的影响。TAR的结论是:‘过去50年期间大部分观测到的变暖可能是由于温室气体浓度的增加’。自TAR以来,评估人类对最近气候变化的贡献的信度有很大提高,部分原因是从更长时间的记录获得的更强的信号,以及扩充的和改进的一系列观测资料,以便结合气候系统的其它变化更全面地研究变暖的归因。在很大程度上解决了一些明显不一致的观测记录(如温度变化的垂直廓线)。在季节至年代际时间尺度

上,虽然改进了目前平均气候及其变率的许多方面的模拟工作,但仍然存在不确定性(见框TS.7)。目前模式对与气溶胶和其它强迫有关的过程进行更加精细的表述。在模拟20世纪气候变化方面,使用了比TAR中更多的模式和更多更完整的人为强迫和自然强迫。通过改进对模式不确定性的表述,现有的多模式集合提高了归因结果的信度。目前,在全球尺度大气温度之外的气候系统各方面的正式归因研究中更清晰地出现人类活动影响的信号,包括全球海洋热容量、大陆尺度温度趋势、极端温度、环流和北极海冰面积的变化。{9.1}

### TS.4.1 在器测时期全球温度变化归因领域的进展: 大气、海洋和冰

气候系统的人为变暖很普遍,并可在地表、自由大气和海洋的温度中检测到。{3.2, 3.4, 9.4}

自TAR以来,人类活动和自然对气候系统产生的外部影响的证据继续增加。模式和资料的改进、集合模拟、改进的对气溶胶和温室气体强迫的表述以及其它影响导致提高了目前多数模式相当好地制作年代际和跨年代际大时间尺度的大气强迫变率的信度。这些进展证实,过去大空间尺度的气候变化受到了外部强迫的很大影响。然而,例如由于模式对强迫响应的不确定性,在单独的强迫(而不是充分混合后的温室气体)贡献估测的强度和空间演化方面仍然存在不确定性。在多数正式检测和归因研究中尚未考虑一些具有潜在重要意义的强迫因素,如黑碳气溶胶。在评估自然内部气候变率方面仍存在不确定性。例如,虽然模式的海洋热容量变化估值与观测资料之间存在差异,尽管全世界的部分海洋采样匮乏可解释这一差异。此外,利用现有的观测记录难于评估内部变率,因为它们受到了外部强迫的影响,而且器测资料的记录时间不够长,或者代用资料的重建不够精确,所以不能完整地描述年代际乃至更长时间尺度的变率(见图TS.22和框TS.7)。{8.2-8.4, 8.6, 9.2-9.4}



## 框TS.7: 对大气 - 海洋环流模式的评价

大气-海洋环流模式(AOGCM)是用于认识和归因过去气候变化并对未来进行预估的主要工具。由于预计没有与21世纪人类活动引起的扰动完全相似的对辐射强迫的历史扰动,因此必须按下文所述使用一些间接方法建立模式的信度。在上述每个领域中,自TAR以来取得了实质性进展,提高了模式的总体信度。{8.1}

国际上协调一致的努力促进了对模式表现的仔细检查和分析,以采集和分发在共同条件下开展的模式试验的模拟结果。这已鼓励对模式进行更全面和公开的评价,包括各种不同的角度。{8.1}

**使用全球气候模式对不同尺度和时段进行预估。**气候模式预测未来几十年或更长时间的气候。由于没有跟踪和预报单个天气系统的细节,因此大气的初始条件远不如天气预报模式重要。对气候预估而言,强迫更加重要。这些强迫包括到达地球的太阳能、火山爆发在大气中产生的微粒物质的数量、大气中人为气体和微粒的浓度。由于关注的领域从全球向区域和局地转移,或者所关注的时间尺度缩短,关于长期气候变化的信号,与天气相联系的变率幅度增加,这使在更小的尺度上检测气候变化的信号更加困难。海洋的条件也很重要,尤其是对年际间和年代际的时间尺度。{FAQ 1.2, 9.4, 11.1}

**模式的建立。**通过改进后的空间分辨率、数值方案和参数化(如海冰、大气边界层、海洋混合)来开发AOGCM。在许多模式中纳入了更多的过程,包括对强迫很重要的许多关键过程(如气溶胶在许多模式中的交互式模拟)。目前多数模式不使用通量调整来保持稳定的气候,但由于海洋的过程缓慢,所以在AOGCM控制积分中保持一些长期的趋势。{8.2, 8.3}

**当前气候的模拟。**由于模式建立的改进,因此当前平均气候许多方面的模拟得到了改进。虽然降水、海平面气压和地表温度的模拟得到了整体改进,但仍然存在缺陷,特别是在热带降水方面。虽然在云(和影响气候敏感性的相应反馈)的模拟方面存在明显不足,但一些模式在模拟某种云系(主要是海洋层积云)的状况方面有所改进,改进了极端事件(尤其是极端温度)的模拟,但模式在多数极端事件中一般很少模拟降水。改进了对温带气旋的模拟。用于预估热带气旋变化的一些模式能成功地模拟已观测到的热带气旋的发生频率和分布。改进了对海洋水体结构、经向翻转环流和海洋热量输送的模拟。但是,多数模式在模拟南大洋方面出现一些偏差,所以当气候发生变化时,给模拟的海洋热吸收带来某些不确定性。{8.3, 8.5, 8.6}

**气候变率模式的模拟。**模式模拟那些类似观测事实的温带气候变率的主要模态(NAM/SAM,PNA, PDO),但是它们在体现这些方面却存在问题。目前,一些模式能模拟ENSO的重要方面,同时大气季节内振荡的模拟普遍不理想。{8.4}

**对过去气候变化的模拟。**过去气候变化的模拟取得了进展。摆脱这些变化的任何归因,气候模式对观测到的各种时间尺度的气候变化作出物理上前后一致解释的能力建立了这样的信度,即:模式为21世纪气候的演变捕获了许多关键的过程。最近取得的进展包括在模拟观测到的20世纪更多气候变量的变化方面所取得的成功(如大陆尺度地面温度和极值;海冰面积、海洋热容量变化趋势和陆地降水)。利用与研究当前气候相同的模式或相关的模式,还提高了模拟过去非常不同的气候状态(如全新世中叶和LGM)一般特征的能力。有关在古气候计算中作为边界条件处理的各要素包括该期间冰盖的不同情况。后来的观测资料证明了日渐升高的全球温度的早期气候模式宽泛的预测能力,其目的是响应日渐增加的温室气体。这提高了短期气候预估的信度并有助于认识持续的气候变化。{6.4,6.5,8.1,9.3-9.5}

(接下页)

**使用气候模式开展天气和季节预测。**当使用适当的观测资料进行初始化时，在从天气预报(几天)到季节气候变化的时间尺度上，检验(并展示)了几个气候模式的初值预测能力。虽然在这种运行方式中模式的预测能力并不一定意味着它们将展示对气候强迫因子(如温室气体)变化的正确响应，但是这种能力的确提高了信度，即：这些模式充分地代表了气候系统中的一些关键过程和遥相关。{8.4}

**模式预估精确度的措施。**在上述评估方法的基础上，为第一次利用模式集合方法探讨开发模式能力的措施(“矩阵”)的可能性，通过对模式气候预估提供量化限制，能够减少不确定性。虽然这些方法证明具有前景，但是仍须建立一套经过证实的措施。{8.1, 9.6, 10.5}

如果没有外部强迫，解释过去半个世纪观测到的全球变暖形势极不可能(<5%)。当非人为强迫因素(即太阳强迫和火山强迫的总和)可能产生冷却而非变暖时(见图TS.23)，在一段时间内就发生这些变化。归因研究表明，很可能这些自然强迫因素本身不能解释观测到的变暖(见图TS.23)。此外，已提高的信度在于自然内部变率不能解释观测到的变化，部分原因是一些改进后的研究证实，海洋和大气在变暖，随之观测到的冰体在减少。{2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

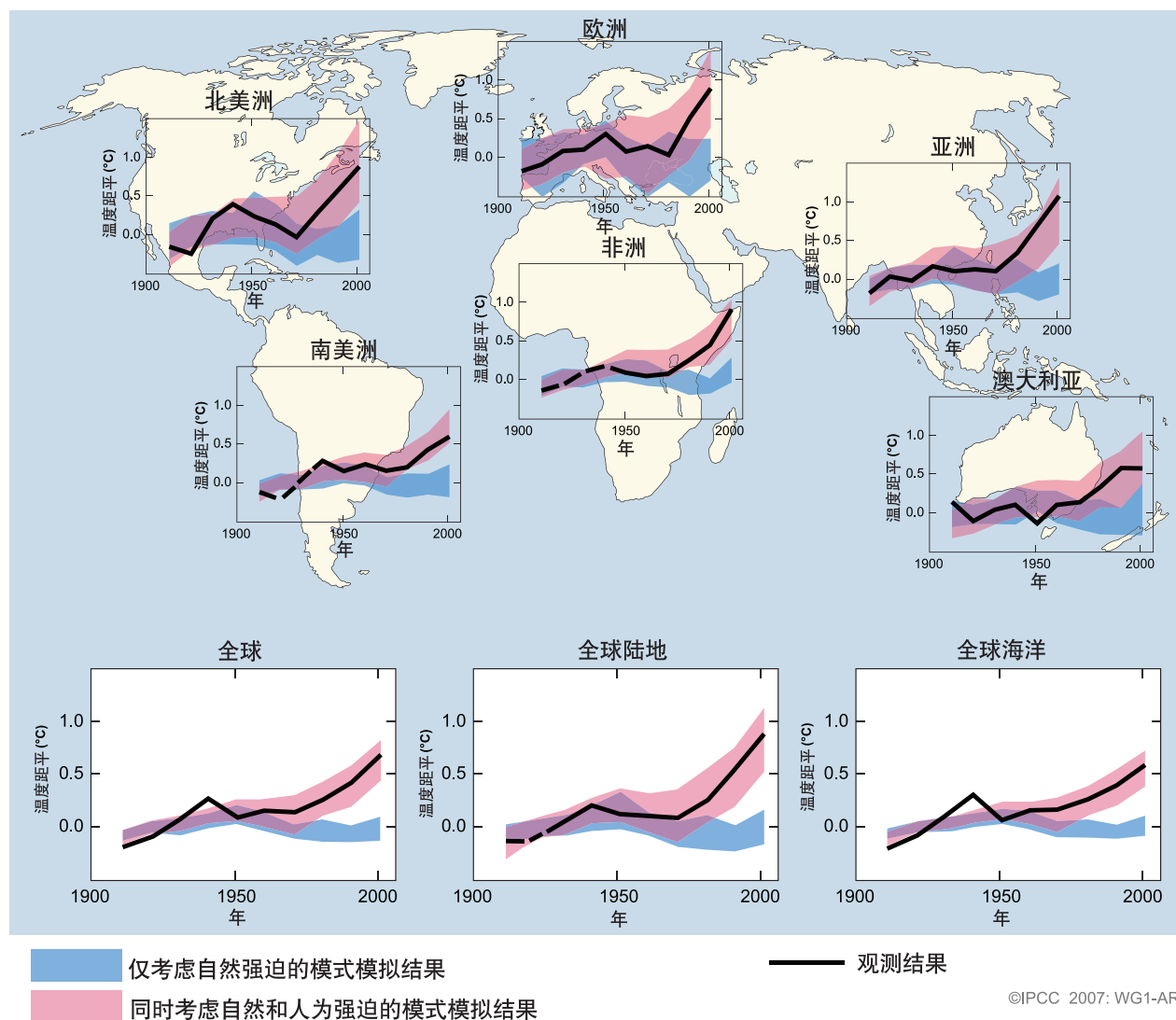
自20世纪中叶以来，很可能人为温室气体的增加导致观测到的大多数全球平均温度升高。如果没有大气气溶胶的冷却作用，可能在过去50年期间温室气体本身将使全球平均温度比观测到的温度升高更多。确定温室气体痕迹以及冷却抵消温室气体变暖量的一个关键要素是通过时间和半球变暖比较后的温度变化(见图TS.23)。温室气体强迫占主导地位的结论考虑了观测和强迫的不确定性；对于利用不同的气候模式和不同的方法估算对外部强迫的响应而言，这一结论是确凿的。该结论还允许可能对太阳强迫的影响进行放大。{2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

**检测到海洋温度的普遍变暖。**目前，正式的归因研究提出，在20世纪下半叶人为强迫对观测到的全球海洋上层数百米的变暖作出了贡献。{5.2, 9.5}

人为强迫可能对最近北极海冰范围的缩小作出了贡献。假设观测到北极变暖，那么预计北极海冰将发生变化。归因研究以及在海冰和海洋热量输送的模拟表达方面取得的进步提高了该结论的信度。{3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

很可能对人为强迫的响应在20世纪下半叶促进了海平面的升高，但是对海平面升高的十年变率仍认识甚少。热膨胀对海平面升高所作贡献的模拟估值较好地符合1961—2003年期间基于观测资料的估值，但是这期间海平面升高的收支没有结束。正如物理要素的定性预期那样，观测到的冰川和冰帽质量损失速度的提高与全球平均温度的升高成适当的比例(见表TS.3)。1993—2003年期间海平面升高的速度比1961—2003年的速度更高可能与人为强迫的增加有关，这种人为强迫可能对观测到的海洋上层和普遍的冰川退缩做出了贡献。另一方面，验潮站对全球平均海平面的记录表明，自1950年以来的过去10年期间出现了同样高的速率，这意味着自然内部变率也是1993—2003年期间高速率的一个要素。验潮站记录中观测到的十年变率大于热膨胀和陆冰变化的观测估值的变率。此外，观测到的热膨胀年代际变率大于20世纪模式的模拟值。因此，验潮站记录中变率的物理成因是不确定的。从1961—2003年，这些与海平面变化有关的未解决的问题及其年代际变率使以下问题变得很不清楚，即1993—2003年期间，海平面上升速率有多大

### 全球和大陆温度变化



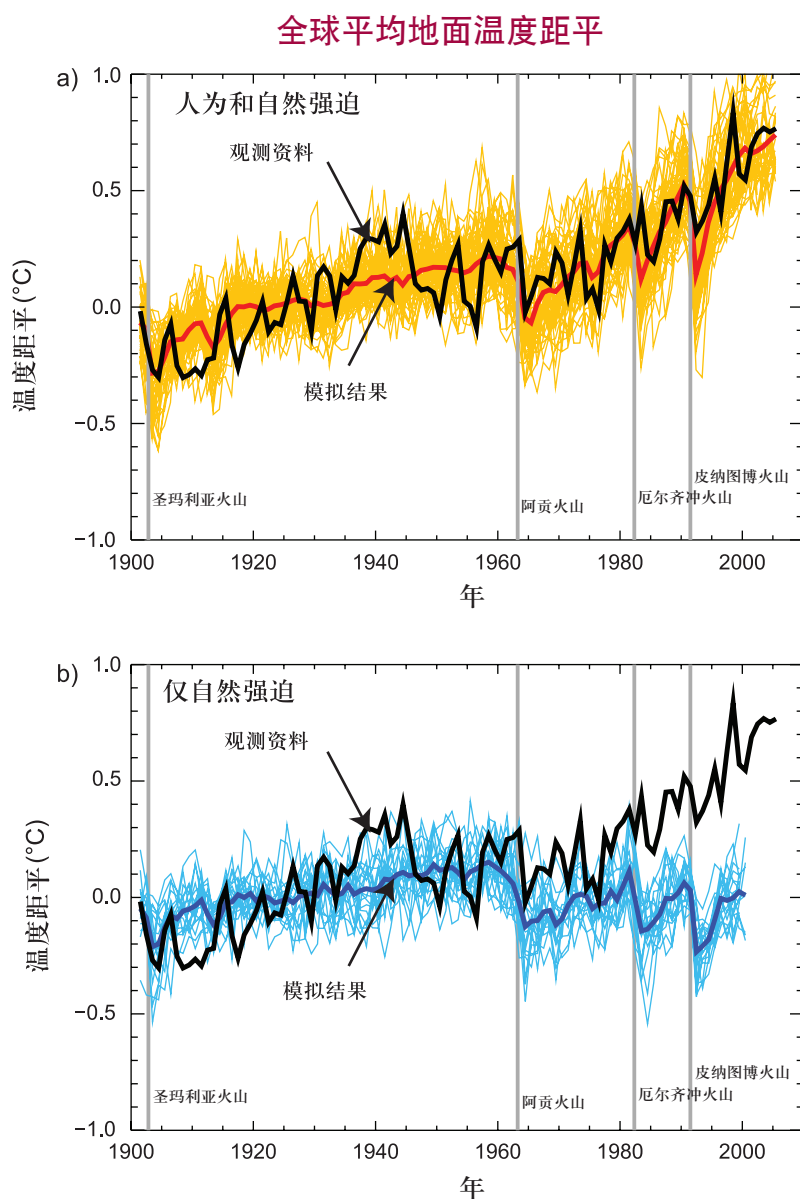
**图TS.22.** 观测到的大陆和全球地表温度的变化与使用自然和人为强迫气候模式的模拟结果进行比较。图中展示了1906—2005年期间的年代际观测平均值(黑线), 并对照填出1901—1950年期间十年和相对应时段的中值。空间覆盖小于50%的地方用虚线表示。由于太阳活动和火山的原因, 蓝色阴影条纹仅使用自然强迫来表示5个气候模式19次模拟的5%—95%的范围。红色阴影条纹使用自然强迫和人为强迫来表示14个气候模式58次模拟的5%—95%的范围。第9.4节、FAQ 9.2、表8.1和第9章的补充信息描述了所使用的资料来源和模式。{FAQ 9.2, 图1}

程度源于自然内部变率; 另有多大程度源自人为气候变化。{5.5, 9.5}

### TS.4.2 温度空间和时间变化的归因

观测到的对流层变暖和平流层冷却的形势很可能源于人为强迫的影响，尤其是因为温室气体增加和平流层臭氧耗损。TAR以来新的分析表明，该形势与对流层顶高度的增加是一致的，这可能在很大程度上由于温室气体和平流层臭氧的变化。在评估对流层温度趋势尤其是无线电探空仪记录方面存在显著的不确定性。{3.2, 3.4, 9.4}

自20世纪中叶以来，人为对除南极以外的每个大陆地表温度的平均升高可能做出了实质贡献。南极没有足够的观测覆盖率用于开展评估。还在某些次大陆的陆地区域确认了人为变暖。耦合气候模式模拟六个大陆中每个大陆的温度演变的能力提供了比TAR关于人类活动影响全球气候的更强有力的证据。仅使用自然强迫的耦合全球气候模式都不能重现观测到的全球平均变暖趋势，或20世纪下半叶单个大陆(南极除外)的平均变暖趋势。{9.4}



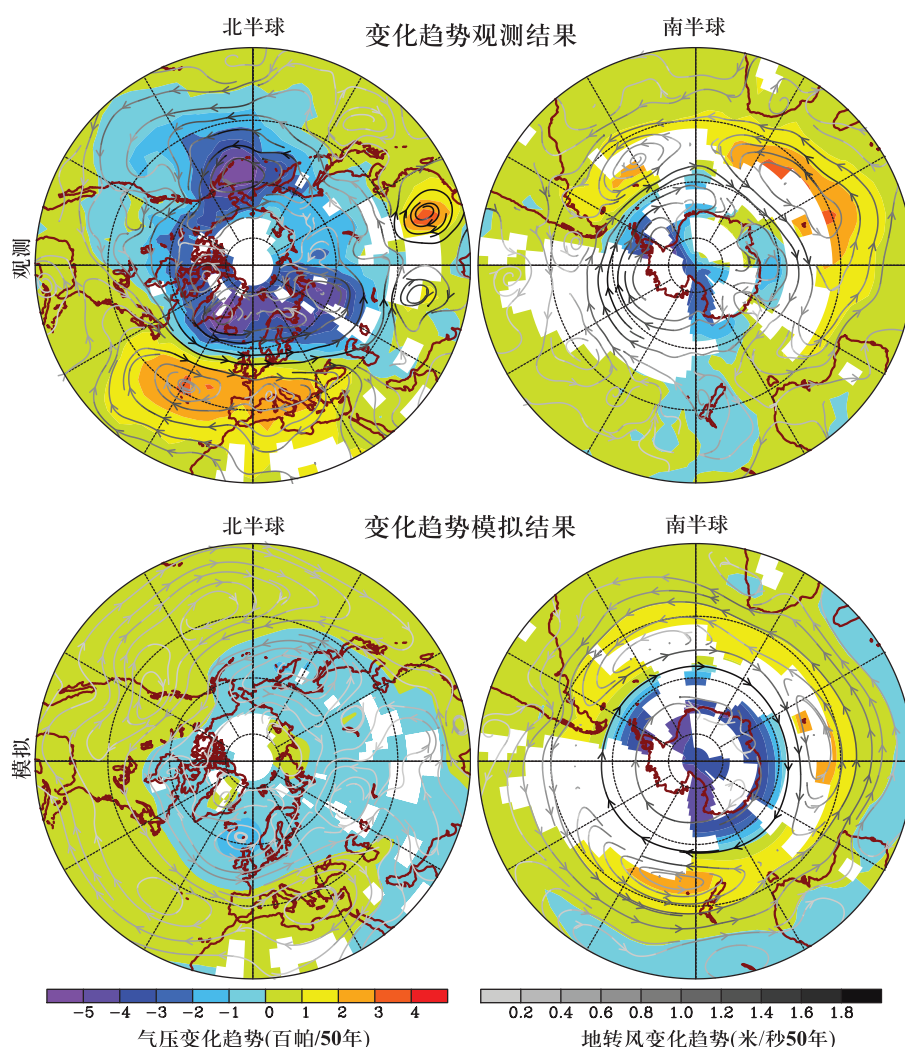
图TS.23. (a) 相对1901—1950年的全球平均地面温度距平，正如观测值(黑线)和使用人为强迫和自然强迫进行模拟所获得的情况。红色粗曲线表示多模式集合平均，而较浅的红色细曲线表示单独的模拟。垂直的灰色直线表示主要的火山活动时间。(b)与(a)所示相同，但仅考虑自然强迫的模拟的全球平均温度距平除外。蓝色粗曲线表示多模式集合平均；而较浅的蓝色细曲线表示单独的模拟。对每次模拟进行采样，以便覆盖率与观测值的覆盖率相对应。{图9.5}



在小于大陆的尺度上和少于50年的时间尺度上温度变化的归因仍存在各种困难。尚未建立这些尺度的归因结果，但有少数例外。与求较大区域的平均值减少自然变率相比，求较小区域范围的平均值减少自然变率的幅度偏低。从而更难区分外部强迫的变化和变率。此外，在某些地区和季节，模式不能满意地模拟与一些变率模态相关的温度变化。而且，外部强迫的一些细节和模式模拟的响应不如一些大尺度特征可信。{8.3, 9.4}

人为强迫可能影响了地表温度的极值。许多极值指标(包括每年暖和冷昼夜的数量和极值、霜冻天数)表明与变暖相一致的变化。在一些指标中检测出人为的影响。有证据表明，人为强迫或许大大增加了区域性极端炎热夏季的风险，比如2003年欧洲的热浪。{9.4}

### 12月-2月海平面气压趋势



图TS.24. 基于1955-2005年十年平均值的12月-2月海平面气压趋势。(上部)根据观测资料集估测的趋势并显示在有观测覆盖的区域。(下部)为响应8个耦合模式中自然和人为强迫的变化而模拟的平均趋势。仅在显示观测趋势的地方显示模式模拟的趋势。没有掩盖的流线表示从海平面气压趋势获得的地转风趋势的方向；流线的阴影区表示变化的量级，而更黑的流线对应地转风的更大变化。第9章及其补充材料描述了资料来源和模式。表8.1给出了模式的详细资料。{图9.16}

### TS.4.3 环流、降水和其它气候变量变化的归因

近几十年南北半球环形模态的趋势符合两极地区海平面气压的降低和大气环流的有关变化，该趋势可能与人类活动部分相关。(见图TS.24)。模式重现NAM趋势的迹象，但是模拟的响应小于观测的结果。模式(包括温室气体和平流层臭氧的变化)模拟SAM的现实趋势，从而使人类对全球海平面气压产生可检测的影响，这也符合观测到的南极部分地区地面气候的冷却趋势。半球环流中的这些变化及其归因于人类活动意味着人为影响可能对中高纬度的环流和温度形势变化以及对风和风暴路径的变化做出贡献。然而，量化的影响是不确定的，因为对20世纪北半球的强迫变化的模拟响应仅在定性方面与观测资料吻合，而在量化方面则与观测资料不相吻合。{3.6, 9.5, 10.3}

有一些证据表明外部因素对水分循环的影响。从定性的角度着眼，观测到的20世纪陆地降水变化的大尺度型态与模拟相一致，这意味着人类的影响。考虑到人为和自然强迫的因素，使用模式重建观测到的全球在20世纪下半叶干旱增加的趋势。目前一些研究证实，土地利用的变化(例如，由于过度放牧和将林地转变成农业用地)不可能是萨赫勒地区和澳大利亚干旱的首要原因。对观测资料和模式的比较表明，季风、风暴强度和萨赫勒地区降雨的变化至少与观测到的SST有部分相关性。预计人为强迫将影响全球SST的变化，但尚未建立区域SST的变化与强迫之间的关联性。降雨的变化不仅取决于SST，而且也取决于SST空间和时间形势的变化以及大气环流的区域变化，这就使归因于人类影响变得困难。{3.3, 9.5, 10.3, 11.2}

### TS.4.4 古气候归因研究

在1950年前的至少7个世纪中，气候变化很可能并非仅仅由于非强迫变率所致。检测和归因研究指出，这些世纪内北半球年代际内温度变率重建结果中的相当部分，很可能归因于自然外部强迫。这类强迫包括因众所周知的火山爆发而引起的不明冷却期，其中一些(强迫)比(基于诸如冰芯证据的)20世纪的强迫和太阳辐照度的长期变化(如蒙德极小期辐射减少)更大。此外，人为强迫可能对这些记录中的20世纪初期变暖做出了贡献。不确定性不太可能导致温度重建和强迫重建之间取得虚假的一致性，因为它们是从独立的代用资料反演而来。现有的资料不足以开展类似的南半球评估。{6.6, 9.3}

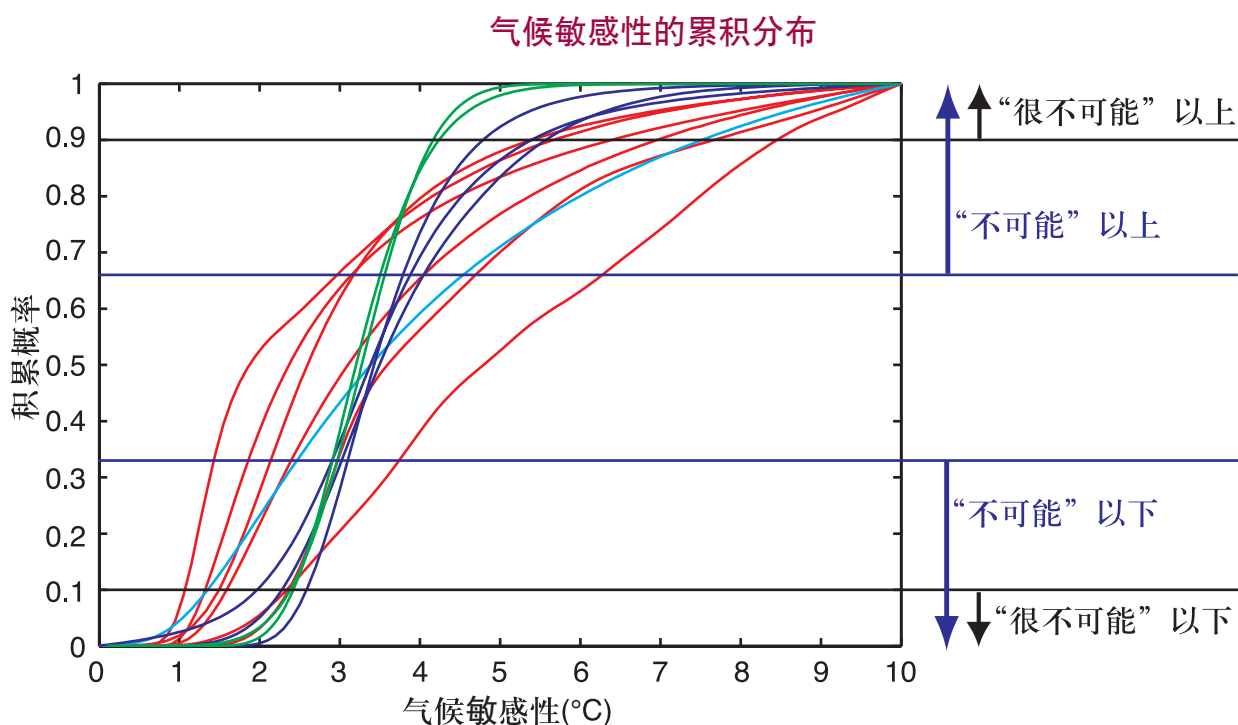
### TS.4.5 气候对辐射强迫的响应

在本报告中，平衡气候敏感性<sup>8</sup>可能的范围和最可能的值的设定表示在以下方面取得了显著进展，即量化气候系统自TAR以来对辐射强迫的响应；以及在挑战存续了30多年认识上所取得的进展。如果二氧化碳的浓度维持在工业化前(大约550 ppm)的两倍，预计可达到全球平衡的平均变暖，TAR给出了平衡气候敏感性的范围介于1.5°C—4.5°C之间。以前不可能提供最佳的估值，或估算可能超出上述范围的气候敏感度概率。该评估使用了若干种方法来限制气候敏感性，其中包括使用AOGCMs，检查过去150年(地面、高空和海洋)温度的短暂演变，并检查在火山爆发造成的强迫中全球气候系统对各种变化做出的快速响应(见图TS.25)。基于古气候研究(如重建北半球过去一千年的温度记录和LGM)的估值对上述变化进行补充。气候模式模拟的大集合表明，模式模拟当前气候的能力在限制气候敏感性方面具有价值。{8.1, 8.6, 9.6, 框10.2}

<sup>8</sup> 参见气候敏感性详细定义的术语

根据观测对模式及其局限性的分析表明，平衡气候敏感性的范围可能处于 $2^{\circ}\text{C} - 4.5^{\circ}\text{C}$ 之间，其最佳气候估值约为 $3^{\circ}\text{C}$ ，但低于 $1.5^{\circ}\text{C}$ 是很不可能的。不能排除那些大大高于 $4.5^{\circ}\text{C}$ 的值，但是对于这些高值，与观测资料缺乏很好的吻合。从不同的信息和方法反演出的概率密度函数倾向于有一个长期的迹象，表明超出了 $4.5^{\circ}\text{C}$ 的高值。对过去几个世纪的气候和强迫演变分析以及模式集合研究没有排除高达 $6^{\circ}\text{C}$ 或以上温度的气候敏感性。其中一个要素是，如果气溶胶的间接冷却效应处于其不确定性范围的上限，那么20世纪有可能出现较小幅净辐射强迫，由于温室气体的原因，因此取消了大多数正强迫。然而，没有成熟的方式用于估算单一结果的单个概率分布函数，同时还要考虑每项研究的不同假设。由于缺乏限制高气候敏感性的强有力的限制条件，因此无法设定一个第95个百分位的上限或气候敏感性的一个很可能的范围。{框10.2}

由于模式间以及模式与观测之间的分析和比对得到改善，目前对关键气候过程的认识的信度提高了，这些过程对气候的敏感性非常重要。水汽变化在影响气候敏感性的各种反馈中占主要地位，目前对其有了更好的认识。来自观测和模拟的新证据强有力地支持大气环流模式(GCMs)中环绕强度的综合水汽递减率<sup>9</sup>反馈，即全球温度每上升1度约 $1\text{Wm}^{-2}$ ，相当于全球平均变暖扩大50%。这些GCM展示了模拟陆地和海洋上空对流层上部季节到年代际间的湿度变化的能力，这些模式成功地模拟了已观测到的与火山爆发有关的地表温度和湿度的变化。云反馈(尤其是低云反馈)仍然是最大的不确定性的源。冰雪圈反馈，例如积雪的变化，显示出对模式的气候敏感性估测的离散度的贡献小于云或水汽的贡献，但是它们对中高纬地区的区域气候响应可能很重要。一次新的模式比对显示，辐射传递公式间的差异对上述区间也有贡献。{3.4, 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, 框10.2}



图TS.25. 根据20世纪实测变暖(红色)、模式气候学(蓝色)、衍生证据(青色)以及AOGCM的气候敏感性(绿色)反演出的气候敏感性的累积分布。水平线和箭头是IPCC第四次评估不确定性指南注释中确定的可能性估值的界限(见文框TS. 1)。{文框10.2, 图1和2}

<sup>9</sup> 气温随着高度下降的比率



改进后的气候敏感性量化能够估算平衡温度和预计能够达到的范围的最佳估值，但条件是如果根据对全球能量平衡的考虑，CO<sub>2</sub>浓度在不同水平上实现稳定(见表TS.5)。正如气候敏感性估值一样，很可能无法设立一个上限。应注意辐射强迫和气候敏感性概念的一些局限性。仅有几个AOGCM在CO<sub>2</sub>浓度增加情况下运算达到平衡状态，而且一些结果显示气候反馈也许随着长时间尺度的推移而发生变化，导致根据从海洋混合层模式和过去气候变化反演的平衡气候敏感性得出的变暖估值的偏差很大。{10.7}

自TAR以来，预估瞬变气候变化模式之间的一致性也得到了改进。模式间瞬变气候响应范围(是指在每年增长1%的试验中围绕CO<sub>2</sub>实现翻倍时的20年期间全球平均地表气温)比平衡气候敏感性的区间小。这一参数目前通过多模式集合并与观测资料比对得到了更好控制；很可能会大于1°C而很可能大于3°C。瞬变气候响应与敏感性的关系是非线性的，以至于高敏感性在短期影响中无法迅速显现出来。瞬变气候响应深受海洋热吸收率的影响。虽然海洋模式已得到改进，但是用于评估海洋热吸收的系统模式误差和有限的海洋温度资料影响目前估值的精度。{8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5}

表TS.5. 根据气候敏感性反演的工业化前不同水平的CO<sub>2</sub>当量辐射强迫的全球平均地表平衡温度增幅(°C)最佳估值、可能的区间和很可能的最低限。

平衡CO <sub>2</sub> 当量 (ppm)	温度增长(°C)		
	最佳估值	很可能 以上	可能性区间
350	1.0	0.5	0.6-1.4
450	2.1	1.0	1.4-3.1
550	2.9	1.5	1.9-4.4
650	3.6	1.8	2.4-5.5
750	4.3	2.1	2.8-6.4
1000	5.5	2.8	3.7-8.3
1200	6.3	3.1	4.2-9.4

## TS.5 未来气候变化预估

自第三次评估报告以来，气候变化预估科学取得了许多重要的进展。付出了前所未有的努力将新模式的结果及时提供给模拟中心以外的研究人员审查。来自10个国家的14个AOGCM模拟小组利用23个模式开展了一系列协调、标准的试验。经全球几百位研究人员分析的多模式结果资料库构成了这次评估各模式结果的主要基础。许多进展来自于对各单个模式的多元集合(例如，测试响应对初始条件的敏感性)以及多模式集合的利用。这两种不同类型的集合使得对模式结论区间研究更加可靠，根据观测结果对模式的评估更加量化，并提供了有关模拟统计变率的新信息。{8.1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

自第三次评估报告以来出现了若干用于全球平均和地理描述的概率气候变化预估的方法，这些方法是本报告的一个重点。这些方法包括基于未正式采用观测限制的AOGCM集合结果的方法和基于检测算法和大模式集合方法，这些方法提供的预估与气候变化观测结果及其不确定性相一致。目前某些方法清晰地考虑了关键不确定性的源，如：气候反馈、海洋热吸收、辐射强迫和碳循环。短期预估同样也受到近期趋势观测的限制。某些研究探索了其它概率问题，例如由于人类影响可引发的极端事件未来变化的可能性，如：热浪。自第三次评估报告以来，在更广泛的关于持续的气候变化研究和碳-气候反馈研究领域也取得了进展。{8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

这些在气候变化模拟学科中取得的进展为区分不同SRES标志情景描述的气候变化预估奠定了基础。这与第三次评估报告形成对照，第三次评估报告无法以概率形式给出不同标志情景的范围。因此，本次评估确定并量化了各种



气候模拟产生的不确定性与因以往缺乏对有关决定的认识所产生的不确定性之间在特征上的差异，这些决定会影响温室气体的排放。缺少与政策相关的信息可能是由于合并概率预估所致。因此，本报告对不同排放情景的预估不作综合处理。

这里所使用的模式模拟通过利用理想排放或浓度假设考虑了自然气候系统对一系列未来可能的状况的响应。其中包括稳定在2000年温室气体和气溶胶的水准上，CO<sub>2</sub>翻一翻和翻两翻，采用SRES从2000至2100年的标志情景的试验，以及设定温室气体和气溶胶在2100年以后实现稳定的试验，从而提供了长期气候变化和稳定的物理特性的新信息。SRES情景不包括气候活动。第一工作组的本次评估不评估任何具体排放情景的可行性或可能性。{10.1, 10.3}

一个利用中等复杂性地球系统模式(EMIC)建立的新的多模式资料集是对AOGCM实验的补充，从而将时间尺度延伸至未来几个世纪。这为本评估报告提供了一个更全面的模式相应区间，并提供了在温室气体和气溶胶浓度保持稳定的情况下长时间尺度气候变化的新信息。某些AOGCM和EMIC包括了诊断分析的碳循环分量，这样可以估测碳循环反馈的可能影响以及与之相关的不确定性。{10.1}

## 框TS.8: 全球气候模式的分类

利用简单的气候模式(SCM)能够估测由于热膨胀导致的全球平均温度的变化和海平面的上升，此类模式以一套全球或者半球框的形式代表海洋-大气系统，进而利用能量平衡方程预测全球地表温度，气候敏感性的描述值和海洋热吸收的基本表征。此类模式能够与地球生物化学圈简化模式耦合，而可以快速估测气候对各种气候情景的响应。{8.8, 10.5}

中等复杂性地球系统模式(EMIC)包括一些大气和海洋环流的动力过程，或参数化方案，而且通常包括地球生物化学圈的表征，但是这些模式通常降低了空间分辨率。利用模式大集合的运算或在几个世纪尺度上的运算，这些模式可以调查大陆尺度的气候变化以及在地球系统各组成部分实现耦合后的长期及大尺度影响。考虑到通过调节更全面的气候模式、实现观测资料的匹配以及利用专家判断之后反演的参数不确定性，对于SCM和EMIC，从计算的角度上对整个参数空间内进行采样是可行的。因此，这两种类型的模式很适合制作未来气候的概率预估，并可以用气候模式参数不确定性中引起的“响应不确定性”与正在考虑之中的一系列排放情景产生的“情景区间”进行比较。对中等复杂性地球系统模式的评估比以前更深入，相互比对工作显示它们对于研究涉及到时间尺度长或者需要大的模拟结合的研究很有用。{8.8, 10.5, 10.7}

AOGCM是最全面的气候模式。它们包括描述大气、海洋和陆地表面过程的动力、海冰和其它分量。自第三次评估报告以来取得了很多进展(见框TS.7)，而且不同的中心现在可以运行20多个气候模拟模式。虽然这些模式的大尺度动力很全面，但是仍然需要利用参数化来表现仍未解决的物理过程，例如云和降水的形成，由于海浪过程造成的海洋混合，以及水体形成等。参数化的不确定性是造成AOGCM之间的气候预估差异的主要原因。虽然AOGCM的分辨率迅速提高，但是它常常还是不足以抓住很多区域气候变量的精细尺度的结构。在这种情况下，可以使用AOGCM的结果驱动有限区域(或者区域气候)模式，这些模式将把与AOGCM相似过程表征的全面性与更高的空间分辨率结合起来。{8.2}

### TS.5.1 认识近期的气候变化

对气候系统的认识加上模式模拟确认了温室气体浓度过去发生的变化将导致一个已持续的变暖(见框TS.9的定义)以及未来气候变化。新的试验模式的结果可更好地估测大气变量中持续变化, 由于气候系统的响应时间长, 尤其是海洋, 因此这种变化可能后显现出来。在这些试验中所有强迫因子的浓度保持在稳定水平上。{10.3, 10.7}

现在能够用IPCC以往对未来气候变化的预估与近期观测结果比较, 从而提高了短期预估以及对未来几十年持续的气候变化的自然背景认识的信度。第一次评估和第二次评估中对1990至2005年的预估表明全球平均温度每十年分别上升约 $0.3^{\circ}\text{C}$ 和 $0.15^{\circ}\text{C}$ <sup>10</sup>。两者之间的差异主要在于在SAR包括了气溶胶的冷却效应, 而第一次评估报告中没有这方面的量化基础。第三次评估报告中的预估与第二次评估报告中的类似。如图TS.26所示, 这些结论与每十年约 $0.2^{\circ}\text{C}$ 的观测值相当, 这为此类短期预估提供了宽泛的信度。其中某些变暖是这些早期评估之前的温室气体浓度变化持续的效应。{1.2, 3.2}

由于2000年大气成分持续的气候变化(见框TS.9)对应的是在未来二十年每十年约 $0.1^{\circ}\text{C}$ 的变暖趋势, 如果火山强迫或者太阳强迫没有大的变化。如果排放降至SRES标志情景的范围, 预计变暖幅度约为两倍(每十年 $0.2^{\circ}\text{C}$ )。该结论对SRES标志情景的选择不敏感, 所有情景均未考虑各种气候倡议的影响。到2050年, 预计变暖的幅度显示选择何种SRES情景的敏感性有限(与1980–1999相比 $1.3^{\circ}\text{C}$ 到 $1.7^{\circ}\text{C}$ ), 约有四分之一情景是根据持续的气候变化, 如果所有辐射强迫因子稳定在目前的水平上。{10.3, 10.5, 10.7}

预计海平面今后几十年继续上升。在AOGCM集合中的SRESA1B情景下预估在2000到2020期间的热膨胀率预估为 $1.3\pm 0.7\text{mmyr}^{-1}$ , 这与A2或者B1情景的没有显著的差异。这些预估热膨胀比率未超出1993至2003年的热膨胀率: $1.6\pm 0.6\text{mmyr}^{-1}$ , 仍处在观测到的贡献率的不确定性区间内。由稳定在2000年大气成分的持续热膨胀与总热膨胀(即2000年以后的热膨胀与2000年前后发生的热膨胀相比)的比率高于全球平均地表温度的相应比率。{10.6, 10.7}

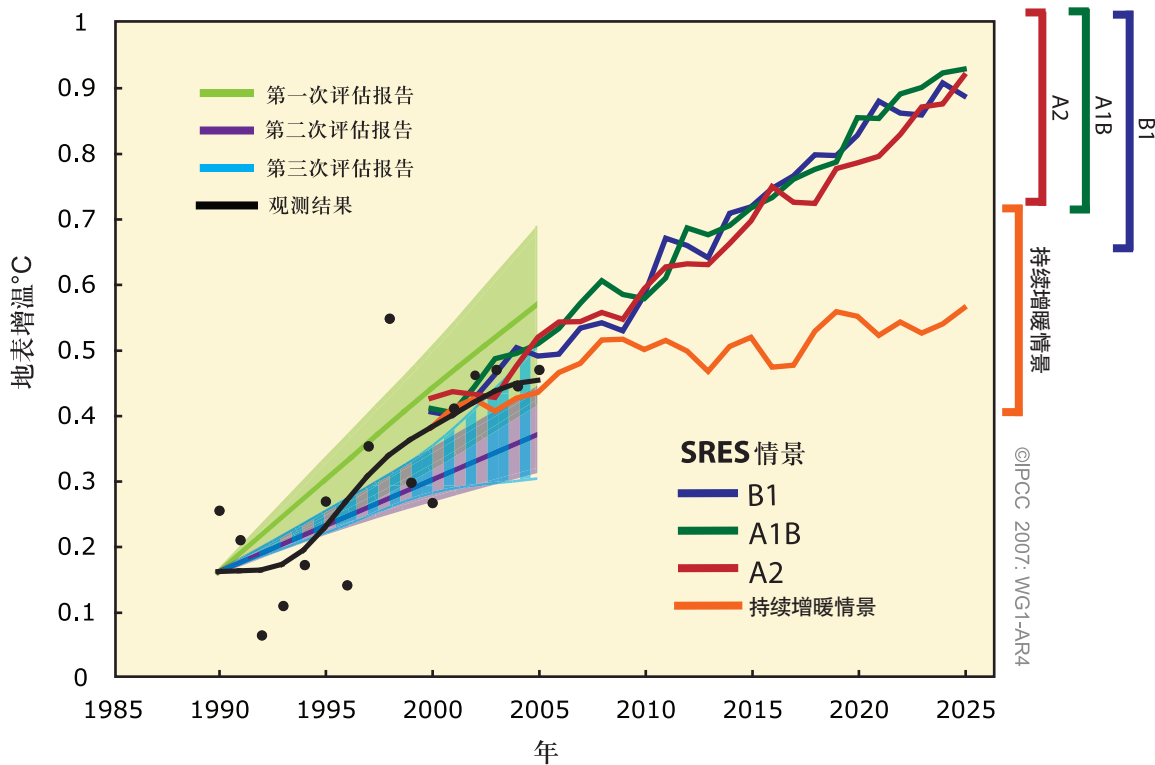
### 框TS.9: 气候变化的持续性

如果温室气体和气溶胶浓度在一个变化时段之后固定下来, 那么气候系统将由于海洋和冰盖的热惯性及其长时间尺度的调节作用而继续做出响应。这里的“持续的变暖”定义为全球平均温度在大气成分及其辐射强迫保持不变之后进一步的变化。持续的变化还涉及到气候系统的其它方面, 尤其是海平面。注意到辐射活跃的物质浓度保持不变则表明正在产生的排放量与自然清除率相当, 这对于大多数物质将相当于排放大幅度减少, 虽然相应的模式试验却无意图被视为排放情景。{FAQ 1 0.3}

对流层在一个月左右的时间尺度上调节其边界条件的变化。海洋上层响应的的时间尺度是七到十年, 深海和冰盖的响应时间尺度则为几百年到上千年。当辐射强迫发生变化, 大气内部特性会迅速调节。然而, 大气与海洋混合层耦合性强, 随后, 该混合层与深层海层耦合, 因此大气变量需要相当长的时间才能达到平衡。在地表气候缓慢发生变化的长时段内, 可认为大气处于准平衡状态, 而且大部分能量被海洋吸收, 因此海洋的热吸收是气候变化的一个关键指标。{1 0.7}

<sup>10</sup> 见IPCC第一次评估报告决策者摘要和第二次评估报告技术摘要, 图18。

### 全球平均变暖： 与观测比较的模式预估



**图TS.26.** 与观测到的变暖比较的全球平均变暖模式预估。如图TS.6所示，观测到的温度距平用年(黑点)和十年(黑线)均值表示。绿色和红色紫色实线以及阴影区分别表示IPCC第一次评估报告(FAR)和第二次报告(SAR)中的预估趋势和区间，垂直蓝柱表示TAR的预估区间。对这些预估作了调整以便从1990观测到的年代际均值开始。本报告图TS.32中的SRES B1, A1B和A2情景2000至2025年的多模式平均预估分别以蓝色、绿色和红色曲线表示，右轴表示不确定性区间。橙色曲线表示模式变暖预估，如果温室气体和气溶胶浓度稳定在2000年的水平上，即持续的变暖。{图 1.1 and 10.4}

### TS.5.2 针对21世纪的大尺度预估

本节内容包括在认识全球尺度气候预估和将影响21世纪的大尺度型态方面所取得的进展。TS.5.3将更具体地讨论区域尺度的变化。

**21世纪末(2090–2099年)全球平均地表变暖的预估**依赖排放情景，实际的变暖将受到实际发生的显著影响。表TS.6表示与1980至1999年相比6个SRES情景<sup>11</sup>稳定在2000年浓度水平上给出的最佳变暖估值和相应的可能区间。这些结论基于AOGCM模式，观测的局限以及其它量化模式响应区间的方法(见图TS.27)。结合多种依

据为产生的各种区间分别赋予可能性等级，这是自TAR以来的一个重要进展。{10.5}

评估的不确定性区间比TAR给出的区间大，因为考虑到更完整的模式和各种气候-碳循环反馈。变暖将降低陆地和海洋对大气CO<sub>2</sub>的吸收，从而增加了留在大气的人为排放部分。以A2情景为例，由于CO<sub>2</sub>反馈，2100年相应的全球平均温度变暖上升了1°C。{7.3, 10.5}

<sup>11</sup> 对于SRES B1, A1 T, B2, A1 B, A2和A1 FI示标志情景，2100年人为温室气体和气溶胶(见TAR第823页)引起的辐射强迫相对应的CO<sub>2</sub>当量浓度计算值分别约为600, 700, 800, 850, 1,250和1,550 ppm。稳定在2000年排放水平将导致在2100年仅CO<sub>2</sub>浓度一项可达到520 ppm。

表TS.6. 21世纪末预估的全球平均地表变暖和海平面上升。{10.5, 10.6, Table 10.7}

情景	温度变化 (与1980-1999相比2090-2099年的情况°C)		海平面上升 (与1980-1999相比2090-2099年的情况m)
	最佳估值	可能性区间	基于模式提供的区间 不包括未来冰流快速动力变化
稳定在2000年的浓度水平 <sup>b</sup>	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

注:

<sup>a</sup> 这些估值来自于一系列模式的评估, 这些模式包括一个简单气候模式, 几个中等复杂性地球模式 (EMIC) 和多个大气-海洋全球环流模式 (AOGCM)。

<sup>b</sup> 稳定在2000年排放水平的值仅从各AOGCM模式反演而来。

如表 TS.6 所示, 到 21 世纪末 (2090 到 2099 年) 与 1980 到 1999 期间相比六个 SRES 标志情景预估的全球平均海平面上升情况, 根据模式结果的 5% 至 95% 的离散度区间给出。热膨胀对每个情景的最佳估值的贡献率是 70-75%。第三次评估报告以后的一个进展是利用了 AOGCM 评估海洋热吸收和热膨胀。与第三次评估报告中使用的简单模式相比预估值有所降低。除 B1 以外的所有 SRES 标志情景的海平面平均上升幅度很有可能超过 1961 到 2003 年期间的平均值 (1.8 ± 0.5 毫米/年)。作为一个平均模式, 情景在海平面上升的离散度到本世纪中叶仅为 0.02 米, 但是到本世纪末则是 0.15 米。这些范围不包括碳循环反馈和冰流过程的不确定性, 因为缺乏公开发表的文献基础。{10.6, 10.7}

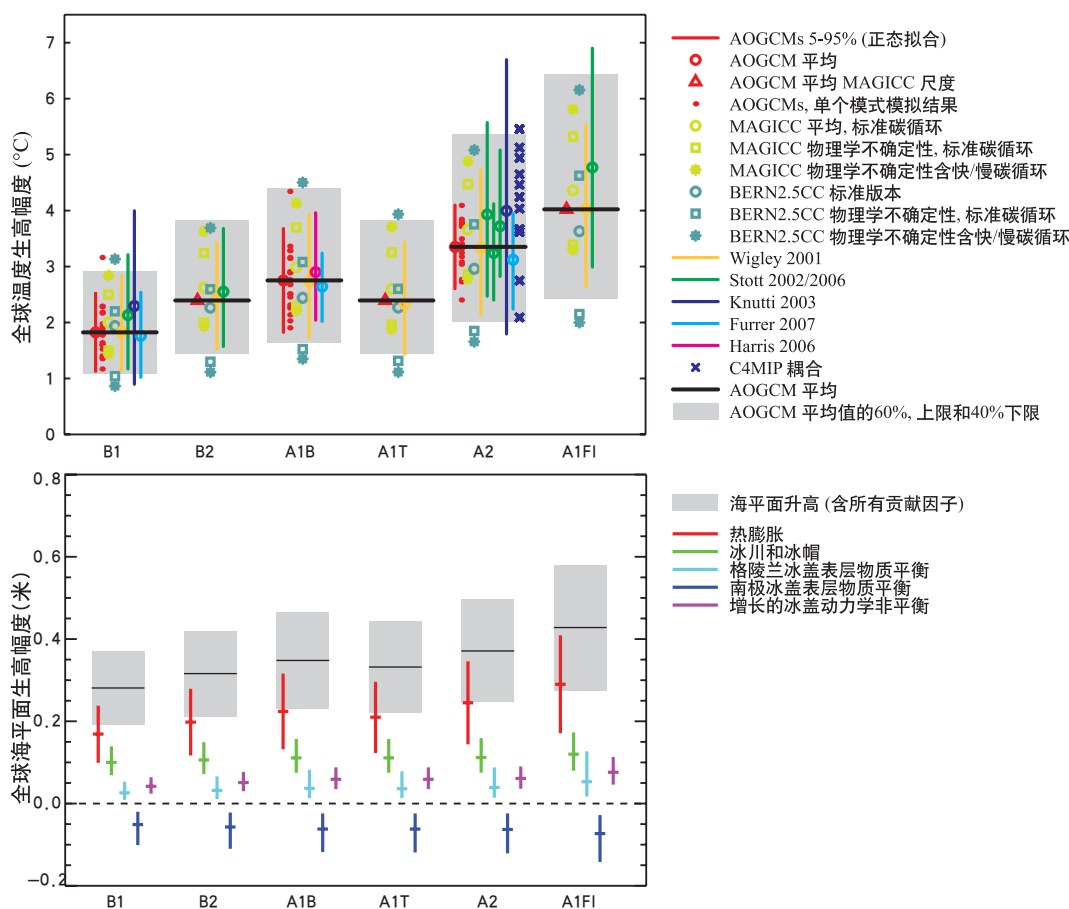
对于每个情景, 此处给出的区间中值处在 TAR 中 2090-2099 年的模式均值的 10% 之内, 同时注意到 TAR 是针对 2100 年预估, 而本报告则是针对 2090-2099 年预估。这些预估的不确定性比 TAR 的小, 原因是: 假定陆冰模式的不确定性不依赖于温度预估和膨胀预估的不确定性; 改进后的对冰川近期质量损失的观测提供了更好的观测限值; 以及本报告给出的不确定性区间处于 5% 到 95% 之间, 相当于 ±1.65 标准偏差, 而第三次评估报告不确定性的标准偏差是 ±2。

如果第三次评估报告采用同样方式处理不确定性, 它预估的海平面区间则会与本报告的差不多。{10.6, 10.7}

冰雪圈的变化将继续影响 21 世纪的海平面的上升。预估冰川、冰帽和格陵兰冰盖在 21 世纪会有冰物质的损失, 因为融化加速将会超过降雪的增加。目前的模式显示南极冰盖保持着寒冷状态, 不会出现普遍融化, 因而在未来通过降雪增加仍可能增加冰盖的冰物质, 因而起到降低海平面上升的作用。然而, 冰动力过程的变化能够增加格陵兰和南极对 21 世纪海平面上升的贡献。近期对格陵兰一些冰川溢出的观测给出了强有力的证据, 当冰架消失, 溢流会加强。针对格陵兰中西部观测到冰流的率季节性变化和与夏季温度变化的相关性表明表层融化水可能会加入沿次冰川路经形成的排冰系统, 起到冰流润滑作用, 增加了海平面的贡献。通过这两种机制, 21 世纪冰盖表面融化的加强可能加速冰流及其溢出, 进而增加对海平面的贡献。在南极西部的某些地区近期发生冰流大幅加速, 可能是由于海洋变暖致使冰架变薄所致。虽然这未正式归因于由于温室气体造成的人为气候变化, 但是表明未来的变暖可能造成冰物质的损失会更快。目前尚不能够做出有把握的量化预估。如果近期观测到的格陵兰



### 2090–2099期间预估的变暖



**图TS.27.** (上图)与1980到1999期间相比,在不同而且相互独立的模式结果基础上六个SRES标志情景预估的全球平均温度在2090到2099年期间的变化。黑色水平实线和灰柱分别表示多模式AOGCM平均负40%到正60%的区间。根据耦合碳循环气候模式项目(C4MIP)的模式(深蓝交叉线)的A2情景对碳循环不确定性作了估测,同时利用EMIC(浅蓝色标识)对所有标志情景的碳循环不确定性作了估测。其它符号表示单独的研究(具体的模式详见图10.29)。(底部)六个SRES标志情景2090至2099年(与1980–1999年相比)的预估全球平均海平面上升及其组成部分。不确定性表示的是5-95%的区间,根据模式结果的离散度,但不包括碳循环的不确定性。通过改变AOGCM结果的尺度和通过估算由于温度变化造成的陆地冰变化的方式反演贡献率(详见附件10.A)。各贡献叠加起来求出总体海平面上升率,但不包括冰盖动力不平衡做出的贡献,因为目前认识水平尚无法给出最佳估值。{图10.29和10.33}。

冰盖和南极冰盖的冰溢流速率增加与全球平均温度变化保持线性增长,那么这将会把海平面上升的上限提高0.1到0.2m。对这些效应的认识非常有限,不足以评估其可能性或给出最佳估值。{4.6, 10.6}

**TAR**预估中的许多全球和区域温度和降水型态在新一代模式和集合结果中仍然存在(见图TS.28)。这些型态的确凿程度有所提高,因为这些型态在很大程度上没有改变,而是模式的总体模拟能力得到了改进(框TS.7)。这加大了这

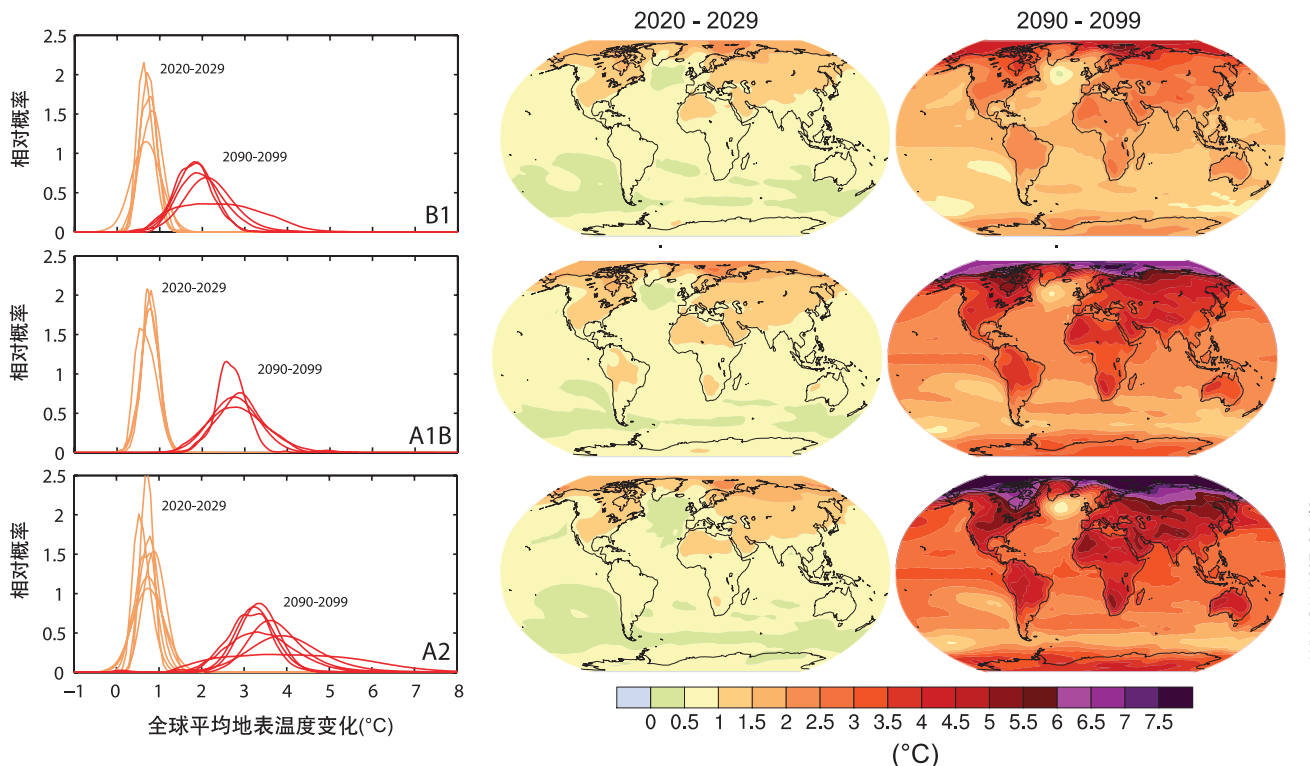
些模式在气候系统变暖情况下体现基本物理限度的信度。{8.3–8.5, 10.3, 11.2–11.9}

预估的21世纪温度变化在任何地方都为正值。陆地和冬季北半球大部分高纬地区的变化最大,从沿海扩大到内陆。在其它地理相似地区,最典型的是,变暖幅度在干旱地区要比在潮湿地区大。{10.3, 11.2–11.9}

相反，南部海洋和部分北大西洋地区变暖幅度最小。预估温度将升高，包括北大西洋和欧洲地区，尽管在大多数模式预估经向反转环流会放缓，原因是温室气体增加造成更大的影响。大气区域平均温度变化的预估型态显示热带对流层上部变暖幅度最大，平流层冷却。预计进一步的海洋区域平均变暖首先发生在近地表层和北半球中纬度地区，变暖逐渐到达海洋内部，最明显是在高纬地区，那里的垂直混合率最高。按平均变暖平滑的纬向平均场与检验的情景非常相似。(见图TS.28)。{10.3}

21世纪大西洋MOC很可能将放缓。到2100年，对于SRES A1B排放情景。多模式结果显示平均放缓25%(区间从零到50%)预估大西洋地区的温度将上升，尽管此类变化是因为与温室气体预估的上升造成的较大变暖。大西洋MOC预估放缓的原因是高纬度温度上升和降水增加的双重影响，这将降低北大西洋表面水体的密度。这可能导致拉布拉多海在形成水方面的显著下降。几乎没有AOGCM的研究包括了格陵兰冰盖融化产生更多淡水所带来的影响，但是那些具备此类研究的模式却表明这不会导致MOC完全中断。综上所述，MOC很可能放缓，但是MOC不可能在21世纪出现大幅度突变。对MOC长期变化的评估信度不高。{8.7,10.3}

### 地表温度预估



图TS.28. 与1980至1999年相比21世纪早期和晚期表面温度的变化。中间和右边的图板显示2020到2029年期间(中部)和2090到2099年期间(右边)两个十年SRES B1(上部), A1B(中部)和A2(底部)情景AOGCM多模式平均预测(°C)。左边图板显示了相应不确定性以作为几个不同AOGCM和EMIC研究对同一时期估测全球平均变暖的相对概率。某些研究仅仅提出了SRES情景的子集或者几个模式版本的结论。因此左边图板显示的曲线数量的差异的原因仅仅是由于获得的结果数量不同造成的。{根据图 10.8 和 10.28改编}

模式显示21世纪期间海平面上升在地理分布上将不统一。A1B情景下的2070至2099年AOGCM的空间中间标准偏差为0.08米，约为全球平均海平面上升中间估值的25%。未来海平面变化的地理形态主要是由于海洋热量和盐度分布的变化进而改变海洋环流引起的。预估的形态显示模式间的相似性比TAR中的要大。共同的特征是南半球海洋的海平面上升比平均值偏低，北冰洋海平面上升大于平均值，而明显的南大西洋和印度洋海平面上升的海域显得狭窄。{10.6}

与TAR相比，对极值变化(如热浪频率)的预估得到更好的量化，因为模式得到改善以及基于多模式集合能对模式离散度做出更好的评估。TAR的结论是极端温度有增加的风险，未来气候的热极端事件更多。该结论在近期更多的研究中得到证实和发展。预估未来温度极值将随着世界大部分地区平均温度的升高而增加，但地表特征(如积雪或土壤湿度)发生变化的地方除外。根据三种情景14种模式的模拟结果，多模式分析调查了极端季节(12-2月和6-8月)温度，此处的“极值”定义是指高于20世纪模拟温度分布的95个百分点。到21世纪末，预估的极端暖季概率在很多热带地区上升高于90%，而其它地区达到约40%。近期若干研究着手未来热浪可能的变化，研究发现在未来的气候条件下，预估热浪强度增大，持续时间更长，发生频率更高。根据一个9要素多模式集合，模拟的热浪在20世纪后半叶持续增多，预估在全球范围的大部分地区热浪天气将继续增加。{8.5, 10.3}

在未来偏暖的气候条件下，模式预估了与目前北半球冬季大部分地区相比冷空气爆发的频率会减少50-100%。9要素多模式集合的结果显示从20世纪一直到21世纪在大多数地区模拟的霜冻天数会减少。作物生长季节的长度与霜冻天数有关，预估该生长期在未来气候条件将会延长。{10.3, FAQ 10.1}

预估积雪会减少。预估解冻深度普遍增加的地区发生在大多数多年冻土区。{10.3}

在几个不同的情景下(SRES A1B, A2和B1)，预估到21世纪末北冰洋大部分不会有终年的冰盖。北极海冰对变暖很敏感。虽然预估冬季海冰面积变化属于中等，但在A2情景下某些模式预估夏末海冰将在21世纪末几乎完全消失。由于气候系统的若干正反馈会使这种下降趋势加速。冰的反照率反馈可以使无冰水域在夏季接收到来自太阳更多的热，海冰的隔热效应降低，而海洋向北极热输送的增加会进一步减少冰盖。模式模拟显示夏季末海洋冰盖大幅减少，通常它们在相同时间尺度上随着全球变暖而不断变化。预估南极海冰面积将在21世纪减少。{8.6, 10.3, 框10.1}

预估海平面气压在副热带和中纬度地区增大，在与Hadley环流和环形模态变化(NAM/NAO和SAM，见框TS.2)有关的高纬度地区海平面气压会下降。很多模式对NAM/NAO的正趋势和SAM指数作了预估。预估增幅通常对SAM普遍偏高，而且在模式间的离散度却很大。由于这些变化，预估风暴移动路径为极地方向的走势，在热带地区之外的风、降水和温度类型发生相应的变化，继续呈现出在过去半个世纪中观测到那种宽泛趋势的模态。一些研究显示中纬地区的风暴减少。还有迹象表明与不断变化的风暴路径和环流相关的浪高极值也将发生变化。{3.6, 10.3}

大多数模式显示，中部和东部太平洋赤道SST比西部太平洋赤道附近的SST偏高，因此造成降水平均东移。所有模式预估ENSO年际变率将持续，虽然因模式不同而不一。模式间关于厄尔尼诺振幅变化的预估存在差异，而且模式中厄尔尼诺内在百年尺度的变率排除了对ENSO变率趋势的明确预估。{10.3}

利用改进的分辨率从100公里提高到20公里的全球模式开展的近期研究显示未来热带气旋(台风和飓风)数量和强度的变化。最新的模式综合结果表明在未来气候变暖的情况下未来热带气旋的最高风力强度、平均和最高降水强度均会增加，相对偏弱的飓风数量有可能减少而强飓风的数量可能增加。然而，预估全球热带气



旋的总数量会下降。自1970年以来某些地区明显观测到的甚高强度的飓风比例的增加属于同一个发展方向，但是比理论模式预测的强度高很多。{10.3, 8.5, 3.8}

自TAR以来对预估的降水型态的认识不断提高。降水量的增加很有可能发生在高纬地区，而大部分亚热带陆地地区有可能减少(A1B情景中2100年减少约20%)。预估朝极地方向纬度达到50°度的地区平均降水会增加，因为大气中水蒸汽增加，从而造成来自低纬度的水汽输送的增加。往赤道方向移动，在亚热带(纬度20°-40°)降水呈大幅度减少的过渡趋势。由于从亚热带输送的水蒸汽增加而亚热带高压系统向极地方向延伸，因此亚热带高纬度边缘地区的干燥少雨的趋势尤为明显(见图TS.30)。{8.3,10.3,11.2-11.9}

模式显示平均降水量的变化(甚至在证据确凿的地方)其增加幅度将大于自然变率，但比温度信号的上升速度慢。{10.3, 11.1}

现有的研究显示很多地区日暴雨事件有增多的趋势，包括那些预估平均降雨量会下降的地区。对于后者，降雨的减少通常是指降雨日数的减少，而不是雨的强度。{11.2-11.9}

### TS.5.3 区域尺度的预估

根据SRES排放情景，预估每个大陆地区2000至2050年变暖幅度既大于全球平均变暖幅度，也大于过去一个世纪的已观测到的变暖幅度。在对各大陆变暖进行单独平均时，预估21世纪接下来几十年的变暖幅度大大超过20世纪所有情况下的自然强迫和非强迫变率的估值，只有南极洲除外(图TS.29)。根据模式最佳估值的预估表明到2030年时，除南极外各大陆年代际平均变暖很可能至少相当于20世纪期间相应的模式估测的自然变率的两倍。在此期间模拟变暖对于图TS.32所示的各种SRES情景的选择不非常敏感。如图TS.28所示，情景的选择对大时间尺度更为重要。对大多数次大陆地区的平均估值，在SRES各情景中2000至2050年的预估变暖也超过了自然变率的估值。{11.1}

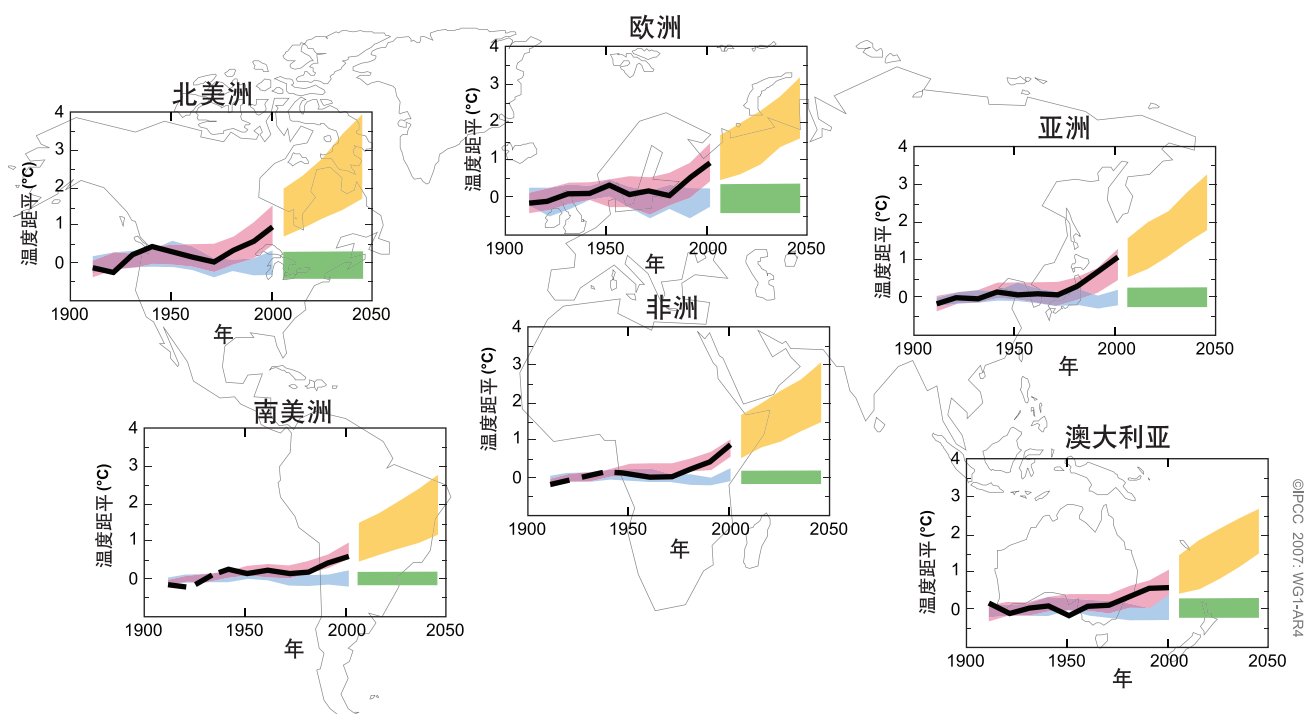
## 框TS.10. 区域降尺度

各AOGCM中的区域气候模拟得到改进，因而改进了区域气候嵌套模式和经验降尺度技术。动力和经验降尺度均显示，当利用当前的AOGCM作为区域和经验模式的初始条件以体现所观测到的区域尺度上的大气状态时，动力降尺度技术和经验降尺度技术均表明当今气候模拟的技巧水平正在不断提高。降尺度技术的掌握和其它以区域为重点的研究在各区域仍不平衡，从而造成了在可提供评估方面的不平衡，尤其是极端天气事件的评估。降尺度研究显示局地降水的变化与根据大尺度水文响应模态预期的变化相比有显著的差异，在地形复杂的地区尤为如此。{11.1.10}

仍然还有一些重要的不确定性源限制了预估区域气候变化的能力。虽然在某些主要的次极地和亚热带区域水文响应相对确凿，但是在对降水增加和减少的边界地精确划定方面仍有不确定性。有些重要的气候过程对区域气候会产生显著影响，但是对气候变化对这些过程的响应仍认识甚少。这些过程包括ENSO、NAO、阻塞效应、温盐环流以及热带气旋分布变化等。对于那些地形对气候型态有很强控制作用的地区，有关地形的细空间分辨率的气候变化信息通常不充足。在某些地区针对极端天气事件的研究非常有限。另外，预估的气候变化信号已相当于较小时空尺度上较大的内部变率，从而更加难以用来评估模式性能的近期趋势。{11.1, 11.2-11.9}



### 各大陆地面温度距平： 观测和预估

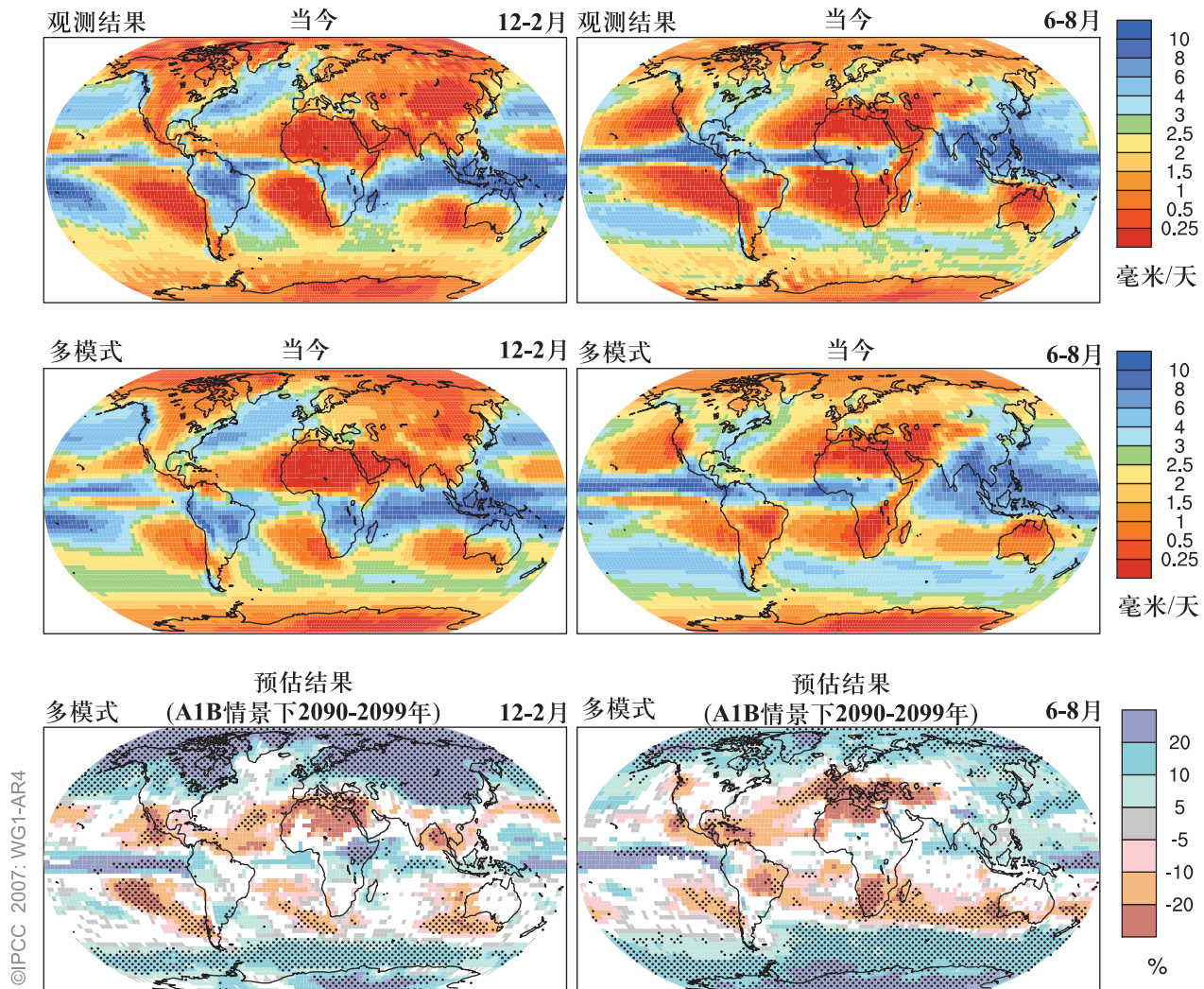


**图TS.29.** 对1906-2005年期间观测和模拟的年代际大陆平均地面温度距平(°C)和2001-2050年的预估。根据1901-1950年的平均值计算距平值。黑线表示观测数据, 粉色和蓝色色带是图TS.22中模拟的20世纪平均温度距平(即: 粉色包括人为和自然强迫, 而蓝色仅包括自然强迫)。黄色阴影区表示根据SRESA1B排放情景预估的变化区间(百分之五到九十五)。绿色区表示仅有自然强迫(即: 自然年代际变率衡量指标的20世纪模拟的年代际平均距平区间(百分之五到九十五)。对于这些图中已观测到的部分, 年代际平均仅位于公历十年的边界点(即: 1996-2005期间, 末点为2000年), 而对于未来时期年代际平均则位于公历十年的中点(即2001年到2010年的起点为2005年)。为了建立距平和预估变化区间, 所有模式的所有模拟均被视为在应用特定的强迫条件下独立实现气候演变。这涉及14个模式的58个模拟(用红线标注), 5个模式(14个模式子集)的19模拟(用蓝线和绿柱标注)和18个模式的47个模拟(用黄色曲线标示)。{常问的问题9.2.1, 图 1和框 11.1, 图 1}

在北半球, 在21世纪北美和欧洲的预估降水形势中, 次极地降水增加, 亚热带降水减少是确凿的降水形势, 而亚洲出现亚热带变干则不太明显(见图TS.30)。几乎所有模式都预估北美洲北部大部分地区降水将增加, 中美洲降水将减少, 美国大陆部分和墨西哥北部的大部分地区处于不确定的过渡带, 该过渡带随季节从北向南移动。可以有信心地预估欧洲南部和非洲地中海沿岸地区降水将减少, 降水趋势逐步

过渡, 在欧洲北部降水将增加。在这两大洲, 由于过渡带在夏季向极地方向移动以及蒸发加大, 会发生广泛的夏季少雨。在亚洲北部的大部分地区预计会发生亚极地降水增加, 但是伴随着亚热带变干从地中海地区的逐渐扩大, 从中亚地区向东, 变干逐渐被显著的季风特点所取代。{11.2-11.5}

### 季节平均降水率



图TS.30. 1979—1993年观测到的(最上方)和多模式平均的(中间)季节平均降水率(毫米/天)的空间形势, 以及根据SRES A1B情景, 2090—2099年同与1980—1999年相对应变化的多模式平均值(%变化)(最下方)。左列为12月—2月的均值; 右列为6月—8月的均值。在最下方的两个图中, 只有当66%以上的模式与变化迹象吻合时才标示在图上。彩点表示90%的模式与变化迹象吻合。{数据集与图 8.5和图 10.9所提到的数据集相同}。

在南半球, 在21世纪预估的次极地潮湿带中没有多少陆地地区, 亚热带少雨的趋势更加突显(见图TS.30)。新西兰南岛和阿根廷火地岛将处于次极地降水增加带内, 而非洲最南端、南美洲安第斯山脉南部和澳大利亚南部地区将经历亚热带少雨。{11.2, 11.6, 11.7}

对热带陆地地区的降水预估比对高纬度地区的预估存在更大的不确定性, 但是, 虽然在

模拟热带对流和大气—海洋相互作用中仍存在显著不足, 以及增加了与热带气旋相关的不定性, 但是模式仍然显示了一些确凿的特征。大部分模式都显示, 南亚和东南亚夏季季风季节降雨将增加, 东非降雨也是如此。亚马逊地区和非洲萨赫勒地区降水相应的迹象不足以确定。这些地区有增加的不定性, 主要是潜在的植被和气候间的关联性, 而且对这些地区, 即使不考虑植被反馈, 模式结果也欠确凿。{8.3, 11.2, 11.4, 11.6}

### TS.5.4 气候变化和地球生物化学循环间的耦合

所有处理碳循环和气候变化耦合的模式都显示正反馈效应，变暖会抑制陆地和海洋对CO<sub>2</sub>的吸收，进而导致任何给定排放情景中大气CO<sub>2</sub>含量的大量增加以及更大的气候变化。但是，这种反馈效应的强度在各个模式中有明显的差异。自从TAR以来，已经进行几次根据碳循环-气候完全耦合模式的新的预估，并对结果作了比较。按照SRES A2情景以及一系列模式结果，21世纪预估的大气CO<sub>2</sub>浓度可能比无此反馈的预估值高10-25%，这样高排放SRES情景的至2100年的预估平均变暖就要增加1°C以上。相应地，这种效应造成的CO<sub>2</sub>吸收的减少要求目标稳定水平的CO<sub>2</sub>排放也要降低。但是，由于对陆地生态系统和土壤的动力学缺乏足够的认识，因此仍存在显著的不确定性。{7.3, 10.4}

大气CO<sub>2</sub>浓度的不断增加直接导致了海洋表面酸化的不断加大。SRES情景所作的预估显示，21世纪pH值的减少介于0.14和0.35单位之间(取决于情景)，加大了现在与工业化前时代相比0.1单位的降低速度。海洋酸化会导致浅水碳酸盐沉积物的分解。预估如果CO<sub>2</sub>浓度超过600ppm，南大洋表层海水将出现碳酸钙(CaCO<sub>3</sub>)欠饱和状态，大多数情景都显示600ppm的水平在21世纪下半叶就会超过。低纬度地区和深海也将受到影响。这些变化将影响海洋生物利用碳酸钙形成外骨骼，但是对海洋中碳的生物循环的净影响还未得到充分的认识。{框 7.3, 10.4}

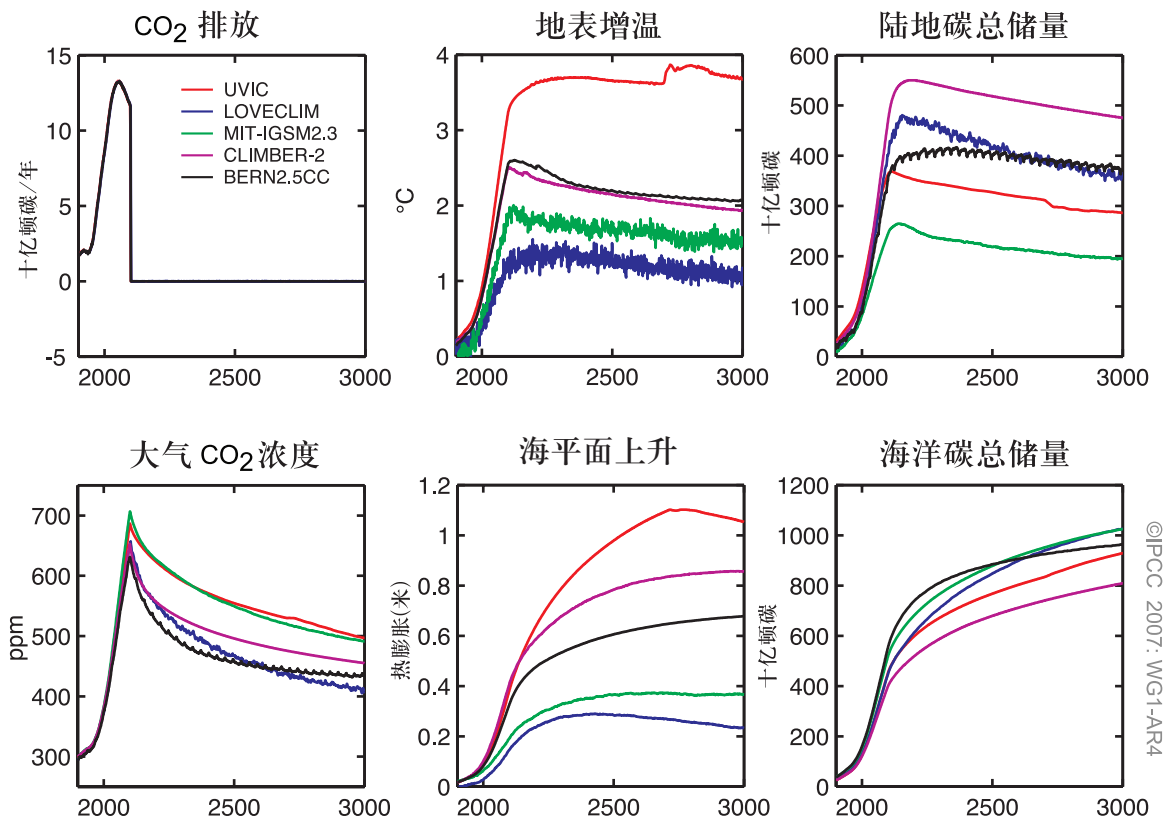
不同强迫因子在地球大气中的生命期有很大不同，因此历史排放而持续的气候变化也不相同(见框TS.9)。由于历史排放而持续的气候变化考虑了(1)气候系统对辐射强迫变化响应的滞后；和(2)不同强迫因子被排放后在大气中的持续存在时间，因为它们的生命期是不同的。通常由于历史排放而持续的气候变化包括一段初始期，在此时段内因为上述讨论的原因，温度进一步增加，

然后随着辐射强迫降低会出现一段长时间的减少。一些温室气体在大气中的生命期相对较短(几十年或更少)，例如CH<sub>4</sub>和CO，而其它气体如N<sub>2</sub>O的生命期则可达一个世纪，甚至一千年，如SF<sub>6</sub>和PFC。如果排放停止，大气CO<sub>2</sub>浓度的衰减并非遵循一个单一和清晰的生命期。在许多时间尺度上可以清除排放至大气中的CO<sub>2</sub>，但是一些CO<sub>2</sub>会在大气中存在数千年，因此排放会对气候变化造成非常长期的影响。海洋长期缓慢的缓冲作用，包括碳酸盐沉积物的反馈，需要30,000至35,000年的时间帮助大气CO<sub>2</sub>浓度达到平衡。使用耦合的碳循环成份，EMIC显示由于历史CO<sub>2</sub>排放而持续的气候变化持续了1000多年，因此即使在这些非常长的时间尺度上，温度和海平面也未能恢复到工业化前的值。气候变化的长期性通过以下方式可见一斑，按照实现750ppm稳定浓度的路径规定人为CO<sub>2</sub>排放，但是将2100年的排放值强制设定为零。按照这一情形，各模式显示，由于持续但缓慢的碳从大气和陆地吸收库向海洋的转移过程，要实现人为CO<sub>2</sub>浓度从最高值(即650至700ppm)降至工业化前CO<sub>2</sub>浓度的两倍(即约560ppm)，需要约100-400年的时间(见图TS.31)。{7.3, 10.7}

许多非CO<sub>2</sub>温室气体和它们的前体物质的浓度将和未来气候变化进行耦合。对CH<sub>4</sub>增长速度的最近变化还缺乏了解，这显示对这一气体的未来预估仍然存在大的不确定性。湿地CH<sub>4</sub>的排放可能在更暖和更潮湿的气候中出现增加，但在更暖和更干的气候中则会下降。观测显示，北半球正在经历多年冻土溶解的泥炭湿地排放的CH<sub>4</sub>不断增加，虽然还无法很好量化这一影响的幅度。温度、湿度和云量的变化都可能影响臭氧前体物质的生物源排放，例如挥发性有机物。气候变化也会通过化学性质和传输的变化影响对流层臭氧。气候变化可能通过湿度变化诱发OH的变化，并可能改变平流层臭氧浓度以及对流层中相应的太阳紫外线辐射。{7.4, 4.7}



### 气候变化的持续性



图TS.31. 五个不同的EMIC对历史排放对气候变化影响的计算，以及排放遵循到达750ppm稳定水平的路径，但是在达到这一目标之前，排放在2100年被消减至零的理想情景。(左图) CO<sub>2</sub>排放和大气CO<sub>2</sub>浓度；(中间) 热膨胀引发的地表变暖和海平面上升；(右图) 自工业化前时期以来陆地和海洋碳总储量的变化。{图10.35}

预计气溶胶及其前体物质的未来排放也会受到气候变化的影响。几个气候和土地利用情景对未来沙尘排放的变化估测表明，在控制未来的沙尘排放方面，气候变化比土地利用变化产生更大的影响。一项研究结果显示，气象和气候比荒漠化对未来亚洲的沙尘排放以及相关的亚洲沙尘暴发生频率的影响更大。已知挥发性有机化合物的生物源排放是二级有机气溶胶的一个重要来源，而其对温度是非常敏感的(并随温度上升而增加)。但是，气溶胶的生成量随温度变化而下降，而且降水变化和生理适应性的影响目前尚无定论。因此，在偏暖的气候中生物源二级有机气溶胶生成的变化可能大大低于生物源挥发性有机碳排放的响应。气候变化可能影响来自海洋的二甲硫醚(是某些硫酸盐气溶胶的前体物质)和海盐气溶胶的通量，但是，其对温度和降水的影响还不确定。{7.5}

CO<sub>2</sub>的变暖效应是在许多世纪内存在，而气溶胶可以在几天内从大气中清除，因此气溶胶产生的负辐射强迫会发生迅速变化，以响应气溶胶或气溶胶前体物质排放过程中的任何变化。因为硫酸盐气溶胶很可能在当前产生着相当大的负辐射强迫，因此未来净强迫对硫酸盐排放变化非常敏感。一项研究显示，假如把当前大气中所有人为排放的硫酸盐气溶胶颗粒完全清除，则全球平均气温会在10年或20年中迅速增加约0.8°C。气溶胶的变化同时也会对降水产生影响。因此，旨在减缓气候变化的环境策略既需要考虑温室气体也需要考虑气溶胶排放的影响。提高空气质量的措施可能带来气溶胶排放的变化，进而可能对气候变化产生影响。{框7.4, 7.6, 10.7}



气候变化将改变一系列控制空气质量的化学和物理过程，其净效应可能因区域而异。通过改变污染物扩散的速度，气溶胶和可溶物质从大气中清除的速度，污染物产生的总体化学环境，以及生物圈、火灾和沙尘排放的强度，预计气候变化会影响空气质量。气候变化也会减少全球臭氧本底。总体而言，对气候变化对空气质量的净影响的认识还存在高度不确定性。{框7.4}

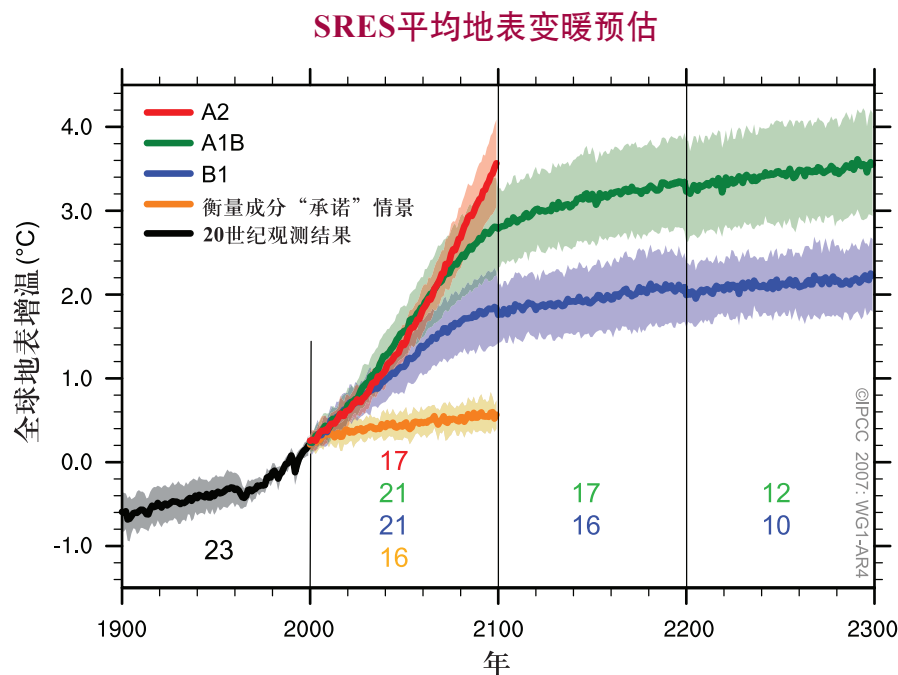
### TS.5.5 气候过程及其时间尺度对长期预估的影响

在辐射强迫稳定后，气候变化幅度预计大约在 $0.5 - 0.6^{\circ}\text{C}$ 上下，大都可能发生在下个世纪。在对20世纪气候进行模拟、并运算了后100年的情景之后，当将温室气体和气溶胶稳定在2000年的水平时，多模式均值显示，同1980—1999年相比，2100年的变暖约为 $0.6^{\circ}\text{C}$ （见图TS.32）。假如在达到这些稳定值后，21世纪

的排放呈现B1或A1B的情景特点，那么在实现稳定后的额外变暖幅度是相似的，约 $0.5^{\circ}\text{C}$ ，主要发生在随后的几百年中。{10.3, 10.7}

气候变化和碳循环间的正反馈幅度还存在不确定性。这导致了实现某一特定大气 $\text{CO}_2$ 浓度的稳定水平所需的 $\text{CO}_2$ 排放轨迹的不确定性。根据现有对气候—碳循环反馈的认识，模式研究显示，为了将 $\text{CO}_2$ 稳定在450ppm，21世纪的累计排放可能需要从约670[630-710]GtC的模式均值降低至约490[375-600]GtC。同样，如果要将 $\text{CO}_2$ 稳定在1000ppm，该反馈可能会使累计排放从约1415[1340-1490]GtC的模式均值降低至约1100[980-1250]GtC。{7.3, 10.4}

假如辐射强迫能够稳定在2100年A1B的浓度水平上，热膨胀一项就会使海平面在2300年前上升 $0.3 - 0.8$ 米（同1980—1999年相比），其后由于将热融入深海的过程缓慢，上升趋势仍将以递减的速度保持多个世纪。{10.7}



图TS.32. 地表变暖的多模式均值(同1980—1999年基准期相比)，SRES情景A2(红)，A1B(绿)和B1(蓝)，显示为20世纪模拟的延续。后两个情景值延续至2100年以后，强迫保持不变(持续的气候变化的定义见框图TS.9)。另一试验(强迫保持在2000年的水平)结果也展示在图中(橙色)。这些时间序列已剔除了相应控制运算的线性趋势。图中线条为多模式的平均值，阴影部分为 $\pm 1$ 标准偏差区间。不同时段的不连续性没有物理意义，其原因是运算某个特定情景的模式的数量在每个时段和情景均存在差异(模式数量见本图)。基于同样的原因，不应当用本图解释各情景之间的不确定性(不确定性估算见10.5节)。{图10.4}

预估格陵兰冰盖的退缩在2100年后仍将继续促使海平面上升。如果稳定在2100年A1B的浓度，预计由于热膨胀，海平面每世纪的上升速度是0.03-0.21米。假如在千年内，同工业化前相比，全球平均变暖为1.9°C-4.6°C，格陵兰冰盖将大部分消失，仅在地山有残余冰川。这将使海平面上升7米，而且可能不可逆转。这样的温度同反演的125,000年前的末次间冰期的温度相当，古气候资料显示当时极地冰范围缩小，海平面上升了4-6米。{6.4, 10.7}

当前模式没有包括动力学过程，但是观测显示，动力学过程可能增加冰盖对变暖的脆弱性，增大未来的海平面上升的幅度。当前对这些过程的认识有限，而且其可能的强度也无一致结论。{4.6, 10.7}

当前全球模式研究预估，南极洲冰盖将不会发生大范围的表面融化，并且由于降雪增加，其质量将增加。但是，如果在冰盖的物质平衡中动态冰流溢出成为主导，则可能出现净冰物质损失。{10.7}

虽然用于评估运算的各个模式均未显示，在21世纪大西洋经向翻转环流(MOC)可能出现突然中断，但一些降低复杂程度的模式显示，MOC的中断可能是变暖到达一定程度后的长期响应。但是，现在无法对这种可能性进行可靠的评估。为数不多的复杂程度不同的模式模拟显示可能发生百年尺度的环流减缓。如果辐射强迫实现稳定，MOC可能恢复，但需要数百年时间。通过系统模式比较研究，已经建立了一些导致分析海洋对气候变化(特别是海洋热吸收)响应模式间差异的重要过程。{8.7, FAQ 10.2, 10.3}

## TS.6 确凿的发现和关键不确定性

### TS.6.1 人为和自然气候驱动因子的变化

#### 确凿的发现:

当前大气CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>的浓度以及它们的相关正辐射远远超过了通过冰芯测量资料确定的过去650,000年的值。{6.4}

化石燃料的使用、农业和土地使用已经成为过去250年温室气体增加的主要原因。{2.3, 7.3, 7.4}

燃烧化石燃料、水泥生产和天然气无烟燃烧的CO<sub>2</sub>年排放从1990年的6.4±0.4十亿吨/年增加到2000至2005年的7.2±0.3十亿吨/年。{7.3}

过去40年CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>和N<sub>2</sub>O辐射强迫的持续增长比过去至少2000年的任何时期都大。{6.4}

海洋和陆地生物圈的CO<sub>2</sub>自然吸收过程清除了50—60%的人为排放(例如化石CO<sub>2</sub>排放和土

地利用变化通量)。在最近几十年中,海洋和陆地生物圈的吸收在强度上基本一致,但是陆地生物圈的吸收更加多变。{7.3}

人为气溶胶产生净负辐射强迫(冷却效应),其幅度在北半球比南半球更大,这一点几乎肯定。{2.9, 9.2}

对温室气体、气溶胶和地表变化产生的综合人为强迫的新的估测显示:自1750年起,人类活动极有可能已经对气候产生了相当大的净变暖影响。{2.9}

太阳辐射对全球平均辐射强迫的贡献远小于工业化时期温室气体增加所做出的贡献。{2.5, 2.7}

#### 关键不确定性:

对气溶胶对云特性改变的全过程尚未有充分的认识,对其相关间接辐射效应强度尚没有很好的定论。{2.4, 7.5}

对平流层水汽变化的原因及其辐射强迫仍不能进行很好的量化。{2.3}

对20世纪气溶胶变化产生的辐射强迫的地理分布和时间变化仍不能进行很好的特征表述。{2.4}

对大气CH<sub>4</sub>增长率最近变化的原因仍然缺乏充分的认识。{7.4}

对自工业化前以来对流层臭氧浓度增加的不同因子的作用仍不能进行很好的特征表述。{2.3}

对产生辐射强迫的地表特性和陆地-大气相互作用仍不能进行很好的量化。{2.5}

有关世纪时间尺度的历史太阳变化对辐射强迫贡献的知识并非建立在直接测量的基础上,因此在很大程度上依赖于对物理过程的认识。{2.7}

## TS.6.2 气候变化观测

### TS. 6.2.1 大气和地表

#### 确凿的发现:

全球地表平均温度持续上升。在过去12年中有11年位列自1850年以来有记录的最热的12个年度之内。{3.2}

地表变暖的速度在20世纪70年代中期加快，而且自那时起，全球陆地表面变暖的速度是海洋变暖速度的两倍。{3.2}

地表温度极端事件的变化与气候变化相一致。{3.8}

对中低对流层温度趋势的估测已经有了很大的改进。从1958年至2005年，低对流层的温度增加的速度已经略大于地表的增温速度。

#### 关键不确定性:

无线电探空资料的空间覆盖面比地表资料相差很多，而且证据显示一些探空资料的可靠性差，特别在热带地区。有可能对流层温度趋势的所有资料仍然存在残留误差。{3.4}

虽然大尺度大气环流的变化很明显，但是分析的质量只在1979年后才达到最佳，这使得对变化和变率的分析 and 区分变得困难。{3.5, 3.6}

对海洋上空的总云量和低空云量的变化，地表观测和卫星观测结果不一致。{3.4}

对DTR的多年代际变化仍然没有充分的认识，部分原因是云量和气溶胶变化的观测有限。{3.2}

在量化全球和区域降水趋势时，降水量测量的难度仍然是一个关切的问题。{3.3}

{3.4}

已经观测到了1900至2005年许多大区域的降水量的长期趋势。{3.3}

强降水事件的数量增多。{3.8}

自从20世纪70年代以来，干旱已经变得更加普遍，特别在热带和亚热带地区。{3.3}

至少从20世纪80年代以来，对流层水汽增多。{3.4}

土壤墒情和径流的记录通常时间较短，而且只在几个区域有记录资料，这妨碍了对干旱变化进行完全的分析。{3.3}

有限的可用观测资料限制了对极端事件类型的分析。极端事件愈少，对其长期变化的判定就愈加困难，因为目前个例不多。{3.8}

有关卫星时代前的飓风频率和强度的资料有限。对卫星记录资料的解释也存在疑问。{3.8}

由于缺乏足够的证据，无法确定小空间尺度的龙卷风、冰雹、闪电和沙尘暴是否存在变化趋势。{3.8}



### TS.6.2.2 雪、冰和冻土

#### 确凿的发现:

地球的冰的总量在减少。自19世纪末以来，山地冰川出现了大规模的退缩。冰川和格陵兰冰盖的物质损失速度在不断加快。{4.5, 4.6}

北半球积雪范围已经缩小。在过去150年中，季节性河流和湖泊结冰期已经缩短。{4.2, 4.3}

从1978年以来，北极海冰的年均面积正在不断退缩，北极夏季冰的最小面积已经减少。

{4.4}

在20世纪九十年代，南极半岛和亚孟森冰架发生了冰层变薄。分支冰川已经加速，而且在2002年发生了拉森-B冰架的崩塌。{4.6}

从20世纪八十年代以来，多年冻土层顶部的温度已经升高了3°C。从1900年以来，北半球季节冻土的最大面积已经缩小了7%，而且自20世纪中叶以来，亚欧大陆季节冻土的最大深度已经减少了约0.3米。{4.7}

#### 关键不确定性:

在1960年以前，没有全球性的实地降雪资料。没有卫星时代的经过准确标定的雪水当量资料。{4.2}

没有足够资料，无法对南极海冰厚度趋势作出任何结论。{4.4}

因为全球储量资料有限、面积-容积关系资料不完整以及地理覆盖率的不均衡，在冰川物质损失的估测中存在不确定性。{4.5}

对冰架和冰盖，特别是南极洲冰架和冰盖的物质损失的估测受到对卫星测高和重力测量检测到的变化进行标定和检验的限制。{4.6}

对底部变化过程和冰架动力过程的认识有限，因此对冰流过程和冰盖稳定性的认识存在大的不确定性。{4.6}

### TS. 6.2.3 海洋和海平面

#### 确凿的发现:

从1955年以来，全球海洋温度(或热容量)已经增高。{5.2}

已经观测到最近几十年大尺度区域性一致的盐度趋势，副极地地区海水变淡，热带和亚热带地区较浅部分的盐度增加。这些趋势同降水变化和从低纬度地区到高纬度地区以及从大西洋到太平洋的大气中水汽输送增多的反演结论是一致的。{5.2}

在20世纪全球平均海平面上升。从19世纪中叶到20世纪中叶，海平面上升的速度加快，这一结论有高置信度。1993年至2003年海平面上升的速度高于1961年至2003年的速度。{5.5}

海洋热膨胀以及冰川和冰帽的物质损失是观测到海平面上升的重要原因。{5.5}

1993至2003年间观测到的海平面上升速度同观测到的热膨胀和陆地冰损耗之和相吻合。{5.5}

最近几十年海平面变化的速度在地理分布上并不均一。{5.5}

自1750年以来，由于对人为排放CO<sub>2</sub>的吸收，海洋表面的酸性增大。{5.4, 7.3}

#### 关键不确定性:

海洋采样的限制意味着对全球热容量、盐度和海平面变化的评估只有中等信度。{5.2, 5.5}

对MOC趋势的观测只有低信度。{框5.1}

1961至2003年全球平均海平面上升似乎大于热膨胀和陆地冰消融的结果。{5.5}

### TS.6.2.4 古气候

#### 确凿的发现:

在末次间冰期内，即约125,000年前，全球海平面可能比现在高4至6米，主要原因是极冰的退缩。{6.4}

几次突发历史气候变化很可能同大西洋环流变化有关，并广泛地影响了北半球的气候。{6.4}

在至少30,000年内，地球很不可能自然进入另一个冰期。{6.4}

地球生物化学和地球生物物理反馈曾经放大了气候变化的影响。{6.4}

20世纪下半叶北半球的平均温度很可能比过去五百年中任何五十年的平均温度都高，而且可能这段时期也是过去1300年中最温暖的五十年。{6.6}

古气候记录资料显示(高信度)，在过去2000年中，在几个区域发生持续数十年甚至更长时间的干旱是气候的一个周期性特征。{6.6}

#### 关键不确定性:

对历史突发气候变化的发生和演变机理以及相关气候阈值仍缺乏充分的认识。这降低了对气候模式模拟现实突发气候变化能力的信度。{6.4}

对历史冰盖退缩的程度、此类变化的速度以及其中的过程仍缺乏充分的认识。{6.4}

由于缺乏古气候记录资料，对南半球和热带地区近几百年以前的气候变率的认识受到了限制。{6.6}

在现有的北半球千年尺度的温度重建中观察到的不同的幅度和变率，以及这些差异与代用资料和统计标定方法选择的关系仍然需要调整一致。{6.6}

由于缺乏近二十年温度的广泛代用资料网络，因此限制了对这些代用资料如何迅速响应全球变暖的认识，并限制了对其它环境变化影响的认识。{6.6}

### TS.6.3 气候变化的认知和归因

#### 确凿的发现:

温室气体强迫很可能造成了过去五十年中所观测到的大部分全球变暖。假如没有气溶胶和其它强迫具有抵消作用的冷却效应，那么过去半个世纪的温室气体强迫可能导致比观测到的变暖更暖。{9.4}

过去半个世纪的全球变暖形势极不可能(<5%)脱离外部强迫进行解释，而且很可能仅由已知自然外部原因引起。海洋和大气都发生了变暖，而且变暖发生在自然外部强迫因子可能产生冷却效应的时期。{9.4, 9.7}

可能人为强迫已经造成了观测到的20世纪下半叶海洋上层数百米的普遍变暖。人为强迫

导致了海洋变暖的热膨胀以及冰川物质的损失，而且很可能造成了20世纪下半叶的海平面上升。{9.5}

在重建的北半球近七百年的年代际温度变率中有相当一部分很可能可归因于自然外部强迫(火山爆发和太阳变率)。{9.3}

#### 关键不确定性:

一些气候变化现象归因于人类影响的信度当前受到辐射强迫以及反馈和观测中存在的 uncertainties 的影响。{9.4, 9.5}

小于大陆尺度的归因和低于50年时间尺度的归因受到较小尺度的较大气候变率的限制，并受到在外部强迫的小尺度细节中和模式模拟响应中存在的 uncertainties 的制约、以及受到模拟小尺度内部变率时存在的，包括与变率模态相关的不确定性的制约。{9.4}

对降水和地表气压强迫变化认识的信度低于对温度认识的信度。{9.5}

由于缺乏正式对某些现象(例如一些极端事件)的检测和归因研究或此类研究数量极少，因而归因陈述的范围受到了限制。{9.5}

缺乏完整的极端事件分析和模式 uncertainties 的全球资料集依然是开展区域和不同类型的极端事件检测研究的制约因素。{9.4, 9.5}

虽然认识水平有所提高，但是模式模拟内部气候变率的 uncertainty 仍然制约着归因研究的某些方面。例如：海洋热容量变率的模式模拟结果和观测结果间仍然存在明显差异。{5.2, 9.5}

缺乏对人为强迫对海洋热容量的增加和冰川消融进行量化的研究以及1961至2003年海平面收支中空白部分均属于量化人类活动对海平面上升过程中的 uncertainty。{9.5}



## TS.6.4 未来气候变化预估

### TS.6.4.1 模式评估

#### 确凿的发现:

气候模式的基础是牢固确立的科学原则，并已证明可以重现最近气候和历史气候变化的观测到的特征。有相当大的信度证明AOGCM模式能够对未来气候变化，特别是大陆尺度及更大尺度的变化提供可信的量化估值。某些气候变量(如温度)估算的信度高于其它气候变量(如降水)估算的信度{FAQ8.1}模式的信度已经提高，因为:

- 对当前气候的许多方面，包括重要的气候变率模态和极端冷热事件模态的模拟已经有改进；
- 模式分辨率、计算方法和参数化以及融入其它的过程均已有所改进；
- 更加全面的诊断试验，包括对在观测条件下进行初始化后，模式从几天到一年预测能力的各种检验；以及
- 通过国际间协调努力对相同条件下运行的各个模式试验的结果进行收集和分发，加大了对模式的检查力度，并扩大了对模式性能的诊断分析范围。{8.4}

#### 关键不确定性:

仍需开发一套经过检验的模式标准，用于比较模拟和观测结果，而且可以用来缩小可信的气候预估区间。{8.2}

大部分模式仍不能控制气候漂移，特别是在深海的气候漂移。在分析许多海洋变率的变化时，必须将这种漂移考虑在内。{8.2}

在估测气候系统中不同反馈的强度时，模式间存在较大的差异。{8.6}

对一些变率模态，特别是Madden-Julian振

荡，周期性大气阻塞和极端降水的模拟仍然存在各种问题。{8.4}

在大部分模式对南大洋的模拟中都发现了系统误差，这同瞬变气候响应中存在的非线性相关。{8.3}

气候模式的制约因素仍然存在，包括现在计算机资源能够达到的空间分辨率有限，需要更加广泛的集合运算以及需要把更多的额外过程纳入其中。{8.1-8.5}

### TS. 6.4.2 平衡和瞬变气候敏感性

#### 确凿的发现:

以计算多重观测和模拟限制为基础，平衡气候敏感性的可能区间是 $2^{\circ}\text{C}$ 至 $4.5^{\circ}\text{C}$ ，最可能的值是 $3^{\circ}\text{C}$ 。很不可能低于 $1.5^{\circ}\text{C}$ 。{8.6, 9.6, 框图 10.2}

对瞬变气候响应的限制优于平衡气候敏感性的限制。很可能大于 $1^{\circ}\text{C}$ ，很不可能大于 $3^{\circ}\text{C}$ 。{10.5}

现在对不同模式平衡气候敏感性的差异原因已由好的认识。各种云反馈是模式间平衡气候敏感性差异的主要原因，低云是最主要的原因。{8.6}

新观测和模拟证据都强有力地支持综合水汽递减率反馈，其强度与AOGCM中发现的强度相当。{8.6}

#### 关键不确定性:

关于云可能对全球气候变化的响应仍然存在某些大的不确定性。{8.6}

### TS.6.4.3 全球预估

#### 确凿的发现:

即使辐射强迫物质的浓度能够实现稳定, 预计进一步的持续的变暖和相关的气候变化仍将发生, 这在很大程度上是因为与各种海洋过程相关的时间滞后。{10.7}

近期变暖预估受不同的情景假设或不同的模式敏感性的影响不大, 并符合过去数十年观测的结果。对于这里考虑到的所有AOGCM, 取与1980-1999年相对应的2011-2030年时段的平均值, 在三个不同的SRES排放情景(情景B1,A1B和A2)下, 多模式平均变暖值均处在 $0.64^{\circ}\text{C}$ - $0.69^{\circ}\text{C}$ 的小幅区间之内。{10.3}

预估变暖的地理形势, 北半球高纬度地区和陆地的增温最高, 南半球海洋和北大西洋变暖较小。{10.3}

降水变化显示确凿的大尺度形势: 由于全球水循环的加强, 热带降水最大值普遍增加, 亚热带地区减少, 高纬度地区增加。{10.3}

随着气候变暖, 积雪和海冰面积将减少, 冰川和冰帽将融解并将促进海平面上升。在

21世纪, 北极和南极的海冰面积都将减少。由于正反馈, 北极地区积雪减少将加速, 大部分多年冻土地区的融解深度将大大增加。{10.3}

依据现有的模拟, 大西洋经向翻转环流(MOC)非常可能在2100年前速度变缓。但是, 在21世纪中, 经向翻转环流出现大的突然转变非常不可能。{10.3}

在未来气候更暖的情况下, 热浪的发生频率会增加, 而且持续时间更长。预估几乎所有中高纬度地区结霜日会减少, 生长期延长。存在大陆中部地区夏季少雨的趋势, 意味着这些地区干旱发生的风险增大。{10.3, FAQ 10.1}

未来变暖将减少地球系统(陆地和海洋)吸收人类产生的 $\text{CO}_2$ 的能力。因此, 在气候变暖的情况下, 越来越多的人类产生的 $\text{CO}_2$ 将停留在大气中。这种反馈要求需要按照假设没有这一反馈的情况所设定的大气 $\text{CO}_2$ 的稳定水平减少累积排放。稳定情景的值越高, 气候变化的量越大, 需要减排的量就越大。{7.3, 10.4}

#### 关键不确定性:

21世纪后经向翻转环流(MOC)发生大的突变的可能性尚无法进行可靠的评估。到2100年大气温室气体浓度若稳定在低和中排放情景的水平上, 经向翻转环流会在一至数百年内从最初不断减弱过程中恢复。但是如果强迫的强度大和时间长, 那么则不能排除经向翻转环流出现永久性衰减的可能。{10.7}

同温度的预估相比, 极端降水的幅度和地理位置的模式预估结果存在较大的区间。{10.3, 11.1}

气候变率(如ENSO)的一些主要模态的响应

仍因模式的不同而不一, 这或许与当前各种条件的空间和时间代表性的差异有关。{10.3}

许多热带气旋对气候变化的模式响应的可靠性仍然受到热带气候模式的分辨率的限制。{10.3}

对驱动一些全球和区域气候变化的重要过程(例如ENSO, NAO, 阻高, MOC, 地表反馈和热带气旋分布)的变化仍缺乏认识。{11.2-11.9}

未来碳循环反馈强度仍不能充分确定 {7.3, 10.4}

#### TS.6.4.4 海平面

##### 确凿的发现:

由于热膨胀和陆地冰的消融，21世纪海平面将持续上升。在过去海平面上升的地理分布就不统一，将来也不会统一。{10.6}

21世纪由于温室气体排放持续的预估变暖可能在其后数百年中为海平面上升做出贡献。{10.7}

##### 关键不确定性:

能够分析造成南极冰盖和格陵冰盖发生大的迅速的动力变化的关键过程的模式还不存在，这些动力变化可能增加溢入海洋的冰。{10.6}

即使在辐射强迫能够实现稳定的条件下，由于热膨胀和冰盖消融，海平面上升仍将持续数百年甚至上千年。{10.7}

靠观测仍不能很好地对冰盖表面物质平衡(融化和降水)对全球气候变化的敏感性作出充分的限定，而且在模式中也有大差异。因此，对如果全球变暖持续，可能导致格陵兰冰盖消失的全球变暖幅度的研究存在很大的不确定性。{10.7}



### TS.6.4.5 区域预估

#### 确凿的发现:

在下一个50年中，所有人类可居住的大陆以及许多次大陆地区的平均温度将很可能以超过全球平均的速度增加，而且增加量会大大超过自然变率引发的增温。{10.3, 11.2–11.9}

在大部分次极地和极地地区降水可能增加。这种增加的结论是尤为确凿的，而且非常可能发生在欧洲北部的大部分地区、加拿大和美国东北部以及北极地区的年降水以及亚洲北部和西藏高原的冬季降水过程中。{11.2–11.9}

在许多亚热带地区降水可能减少，特别在亚热带的朝着极地方向的边缘地区。这种减少的结论是特别确凿的，而且非常可能会发生在欧洲和非洲濒临地中海地区的年度降水以及西南澳大利亚的冬季降水过程中。{11.2–11.9}

许多地区日降水极值可能会增加。这种增加很可能发生在欧洲北部、南亚、东亚、澳大利亚和新西兰，所列地区也部分反映出在已出版的科研文献中现有资料存在的不均衡的地理覆盖率。{11.2–11.9}

#### 关键不确定性:

某些地区缺乏区域气候变化的重要方面的研究，特别缺少有关气候极端事件的研究。{11.2–11.9}

各大气-海洋环流模式对一些关键区域(例如：南美洲北部、澳大利亚北部和萨赫勒地区)的降水变化的模拟结果表明缺乏一致性。

{10.3, 11.2–11.9}

在许多区域，气候的精确空间尺度是由地形生成的，但缺乏足够的信息来描述气候变化如何在这些尺度上体现。{11.2–11.9}