气候变化 2001：
科学基础

技术摘要

此报告已为 IPCC 第一工作组接受，但未经详细批准。

工作组或委员会届会“接受”IPCC报告，指该材料未经逐行讨论并取得一致意见，但它对所涉及的主题仍提出了全面、客观和平衡的观点。

主要作者召集人:
D.L. Albritton (美国), L.G. Meira Filho (巴西)

主要作者:
U. Cubasch (德国), X. Dai (中国), Y. Ding (中国), D.J. Griggs (英国), B. Hewitson (南非), J.T. Houghton (英国), I. Isaksen (挪威), T. Karl (美国), M. McFarland (美国), V.P. Meleshko (俄罗斯), J.F.B. Mitchell (英国), M. Noguer (英国), B.S. Nyenzi (坦桑尼亚), M. Oppenheimer (美国), J.E. Penner (美国), S. Pollonais (特立尼达和多巴哥), T. Stocker (瑞士), K.E. Trenberth (美国)

撰稿作者:
M.P. Allen(英国), A.P.M. Baede (荷兰), J.A. Church (澳大利亚), D.H. Ehhalt (德国), C.K. Folland (英国), F. Giorgi (意大利), J.M. Gregory (英国), J.M. Haywood (英国), J.I. House (德国), M. Hulme (英国), V.J. Jaramillo (墨西哥), A. Jayaraman (印度), C.A. Johnson (英国), S. Joussaume (法国), D.J. Karoly (澳大利亚), H. Kheshgi (美国), C. Le Quéré (法国), L.J. Mata (德国), B.J. McAvaney (澳大利亚), L.O. Mearns (美国), G.A. Meehl (美国), B. Moore III (美国), P.K. Mugara (赞比亚), M. Prather (美国), C. Prentice (德国), V. Pamaswamy (美国), S. C.B. Paper (英国), M.J. Salinger (新西兰), P. Scholes (南非), S. Solomon (美国), P. Stouffer (美国), M-X. Wang (中国), P.T. Watson (美国), K-S. Yap (马来西亚)

编审:
F. Joos (瑞士), A. Pamirez-Pojas (委内瑞拉), J.M.P. Stone (加拿大), J. Zillman (澳大利亚)

A. 引言

A.1 IPCC及其工作组

政府间气候变化专业委员会(IPCC)是由世界气象组织(WMO)和联合国环境规划署(UNEP)于1988年创建的,其宗旨是并将继续是对气候变化[1]各方面的认识水平提供评估,包括人类活动是如何引起这些变化及其影响。人们所共识的是由于人类活动所产生的温室气体排放对气候系统的改变具有潜在的影响(见框1),其中既有负面的也有正面的影响。同时也认识到对这样一个全球范围议题的评述需要建立全球性的组织,包括全球科学机构参与的对有关议题的评估。

在第一次届会上,IPCC成立了三个工作组,目前分别负责:第一工作组,对气候系统和气候变化科学问题的阐述;第二工作组,气候变化的影响及其适应问题;第三工作组,减轻气候变化的对策。IPCC在1990年完成了第一次评估报告,又于1996年完成了第二次评估报告。

IPCC的报告有下面的特点:(1)对气候系统及相关因素已知的和未知的最新描述;(2)基于国际上专家团体的成果;(3)经过公开和平等的专业评审过程;(4)依据科学出版物,其发现按对决策者有用的方式得到归纳。尽管评估信息与政策相关,但是IPCC不会建立或支持某项公共政策。

第一工作组的评估范围包括气候系统目前变化的观测和趋势,过去变化和趋势的重建,与变化有关过程的了解以及将这些知识用于模式中,这些模式有助于了解变化的原因,并能提供气候系统中由于自然和人类引起的未来变化的模拟。

A.2 第一工作组的第一次、第二次评估报告

在1990年的第一次评估报告中,第一工作组基于过去几十年已经得到的研究成果,对气候系统和气候变化的现状理解做了详尽的描述。重点强调了一些主要的观点。温室效应是行星的自然特征,对其基本物理过程有了较好的了解,大气温室气体含量正在不断增加,而且主要是由于人类活动引起的。预计未来温室气体排放将持续上升,并将导致行星地表平均温度急剧升高,这样的升高将超过过去几千年的自然变化,并且其可逆过程是很慢的。过去一百年里,温度上升了大约0.5℃,这与气候模式中加入温室气体增加所做的预测结果非常吻合,但是对与自然变化的了解的水平也具有可比性。最后,应该指出的是,目前的理解水平和气候模式的现有能力都限制了对某些区域气候变化的预测。

根据其它的研究结果和期间完成的特别报告,IPCC第一工作组在1996年的第二次评估报告(SAP[2])中评估了新的研究进展。该报告强调大气中温室气体含量在继续增加,而保证大气温室气体浓度的稳定(这是气候变化框架公约第二款的最终目标)要求大量减少排放。另外,全球气温持续升高,至少自1860年来最近一些年为最暖年份。而气候模式模拟观测到的事件和趋势的能力也已有了提高,尤其是在气候模式中引入硫酸盐气溶胶和平流层臭氧等作为辐射强迫因子。利用这种模拟能力与观测到的区域温度变化的规律做比较,该报告得出的结论是定量描述由人类活动影响全球气候的能力是有限的,这种局限性来自于难以从自然变化的噪音中区分出所希望的信号以及其它一些关键因子的不确定性。不管怎样,该报告也证实"各种证据表明人类活动对全球气候产生可辨别的影响"。最后,根据大量的未来温室气体含量情景对气候系统的多组响应做了模拟。

[1] IPCC惯用的*气候变化*指的是一段时间内气候的任何变化,这种变化或者是由于自然变化或者是由于人类活动的结果。这里的惯用法有别于气候变化框架公约中的用法,后者的气候变化指的是由于人类活动直接或间接引起的全球大气成分的改变,并且有别于在可以比较的时间区间内所观测到的自然气候变率。详细的科学技术术语的定义见附件一中的注释。

[2] 本技术摘要的SAP指IPCC第二次评估报告。

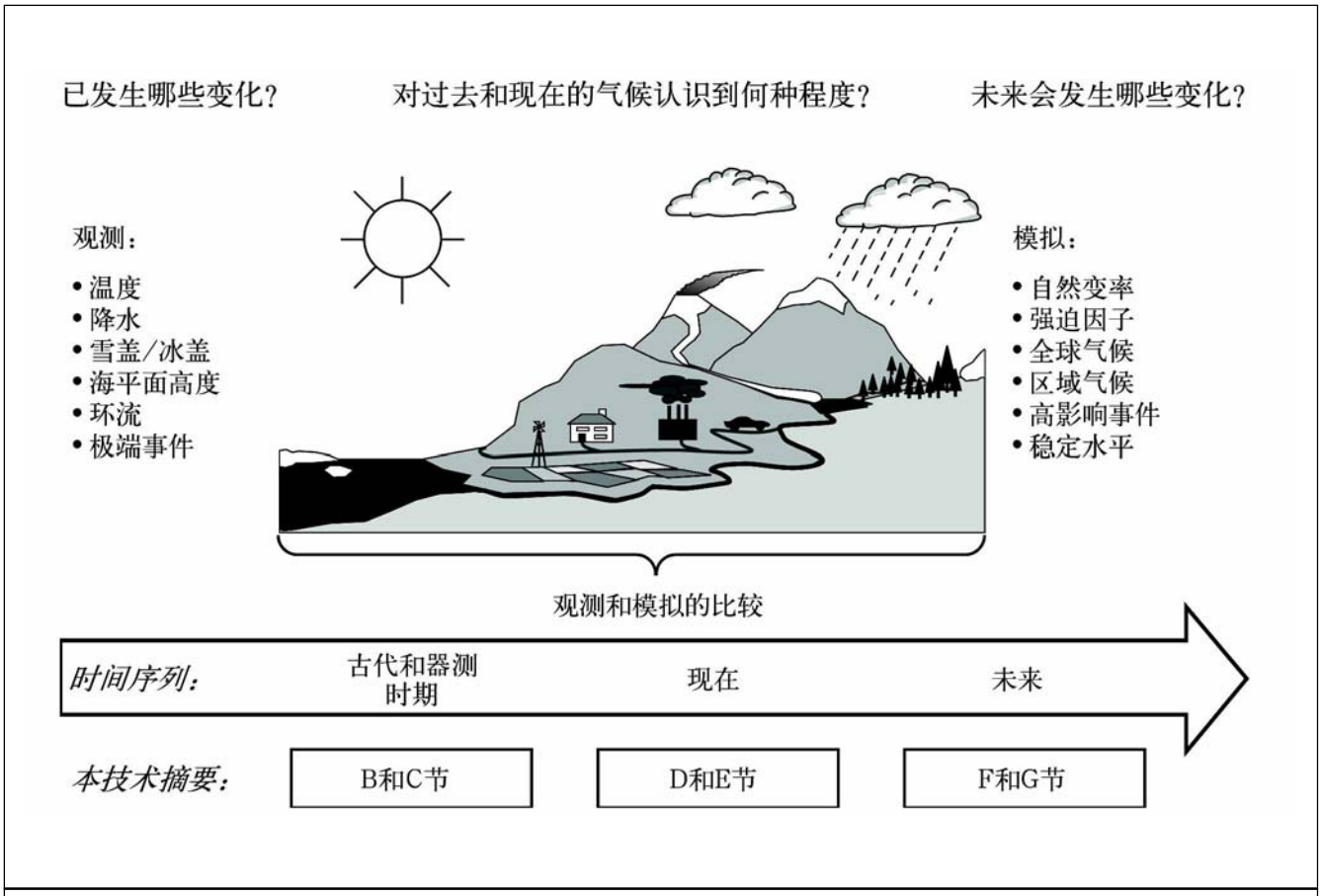


图 1：气候系统及与人类有关的关键问题。本技术报告以详细报告的各章节为基础，采用上述结构提供解答。

A.3 第三次评估报告：本技术摘要

IPCC第一工作组第三次主要评估报告以过去的评估为依据，并加进了最近五年内气候研究的成果。该技术摘要以有关章节的基础信息为基础，这些章节在附件的来源注解中可前后互相参阅。本摘要的目的是描述气候系统的主要特征（图 1）以及 21 世纪初的气候变化，主要有：

- 与过去气候变化有关的观测记录就平均状况和极端状况在全球和区域尺度上表明了什么？（章节 B）
- 对引起气候变化的因子包括自然的（例如太阳变化）和与人类有关的（例如温室气体）现象的定量了解有多少？（章节 C）
- 目前模拟气候系统对这些强迫因子的响应能力如何？特别是，目前全球气候模式中描述的关键物理和生物地球化学过程如何？（章节 D）
- 依据目前的观测数据和目前的气候预测能力，与有关人类对当今气候影响的比较表明了什么？（章节 E）
- 另外，利用目前的预报工具，可能的未来气候是什么？即对数个气候强迫因子的大量预测，目前对全球温度、区域降水结构、海平面和极端事件变化的预测了解如何？（章节 F）

最后，哪些是能提高我们对气候系统的认识水平并减少有关未来气候变化不确定性的最急需开展的研究活动？

IPCC第一工作组的第三次评估报告是几百名来自发达国家和发展中国家科学家共同努力的结果，他们对报告的编写和评审都做出了贡献，以下是他们对气候系统了解的总结。

框 1：什么驱动了气候的变化？

地球从太阳吸收的辐射主要集中在地球表面，然后这种能量又通过大气和海洋环流重新分布，并以长波（红外）方式辐射回太空。从年平均和把地球作为一个整体角度考虑的话，进入的太阳辐射能量和出去的陆地辐射大致平衡。任何改变接受太阳辐射或失去辐射到太空的因子，或改变大气和大气、陆地与海洋中的能量重新分布的因子，都会影响气候。这里和先前IPCC报告提到的全球地球－大气系统可获得的净辐射能量定义为辐射强迫。正的辐射强迫会使地球表面和低层大气变暖，而负的辐射强迫使它们变冷。

温室气体浓度的增加将降低地球表面到太空的辐射效率，因为来自地球表面的多数向外陆地辐射被大气所吸收，并在高纬和低温下重新射出。这就导致正的辐射强迫使低层大气和地表增温。由于较少的热量逃逸到太空，这就是增强的温室效应——由于水蒸汽、二氧化碳、臭氧、甲烷和氧化亚氮等温室气体的自然存在，在地球大气产生数十亿年的效应的增强。辐射强迫值依赖于每种温室气体浓度增加的大小，相关气体的辐射特性，以及业已存在在大气中的其它温室气体的浓度。另外，很多温室气体排放后，能在大气中停留几百年，因此对正的辐射强迫需要有一个长时间的约定。

对流层中人为源形成的气溶胶（微小的空中粒子或水滴），如来自化石燃料和生物质燃烧的气溶胶，能反射太阳辐射，这种情况会导致气候系统的变冷趋势。由于黑碳（煤灰）气溶胶能吸收太阳辐射，通常它使气候系统增暖。另外，气溶胶浓度的变化可以通过影响云的特性和寿命而改变云量和云反射率。大多数情况下，对流层气溶胶常常产生负的辐射强迫来使气候变冷。由于它们比大多数的温室气体（几十年到几百年）的寿命短得多（数天到数周），所以它们的浓度改变对排放变化的响应非常快。

火山活动能向平流层喷发出大量的含硫气体（主要是二硫化物），它们将形成硫酸盐气溶胶。单个火山喷发能产生较大的但是短暂的负的辐射强迫，通常在几年的时间里使地球表面和低层大气变冷。

太阳的能量输出在11年周期里变化很小(0.1%)，而在较长的时间期里则会发生变化。在数十年到数千年的时间尺度里，我们十分了解的地球轨道的缓慢变化使得太阳辐射在季节和纬度分布上有所变化，这些变化在遥远的过去如冰期和间冰期里对控制气候变化起着重要的作用。

当辐射强迫发生改变，气候系统会在不同时间尺度上作出响应。其中最长的响应是由于深海的巨大热容量和冰原的动力调整。这意味着对一个变化（或者正的或者负的）的短暂响应可能会持续几千年。地球辐射平衡的任何变化，包括那些由于温室气体或气溶胶浓度的增加都将改变全球水循环和大气海洋环流，由此影响天气分布型式以及区域温度和降水。

任何人类引起的气候变化都将融合到全时间和空间尺度范围的自然气候变化背景中。气候变率的发生是由于气候系统强迫的自然变化引起的，例如太阳辐射射入强度的改变以及由火山喷发引起的气溶胶浓度的变化。由于气候系统各成分间复杂的相互作用，如大气和海洋的耦合，自然的气候变化在外部强迫不发生变化时也会出现。厄尔尼诺和南方涛动（ENSO）现象，即是年际时间尺度的这类自然的内部变化例子。要想从自然变化中区分出人类引起的气候变化，必须在自然气候变率的背景“噪音”中判别出人类的“信号”。

B. 气候系统里观测到的变化

地球气候正在改变吗？毫不含糊的回答是“是”。大量观测支持这一结论，并且为这些变化的迅速程度提供依据。这些数据对构建一个更困难问题的答案提供了所依据的基本事实，问题是：“为什么气候系统会变化？”。这些会在后面的部分作阐述。

本节对观测事实提供了最新的归纳总结，以描述过去气候系统已发生的变化。气候系统的许多要素已经得到直接测量，即“仪器记录”。例如，地面温度广泛的直接测量始于大约19世纪中叶。其它地面天气要素，如降水和风，近全球观测也开展了大概一百年。在某些地区，海平面测量已进行了一百多年，但是潮汐观测只在某些地区才有较长的记录。探空观测是在20世纪40年代后期才系统地开始的。海洋表面观测也有较长的记录，它们是从20世纪中叶由船舶和在70年代后期由浮标完成的，现已拥有20世纪40年代后期以来的几乎全球范围的次表层海温测量数据。自20世纪70年代后期以来，由地球观测卫星获得的其它资料已对气候系统各种成分提供广泛的全球观测。另外，不断增加的古气候资料集，如树木、珊瑚、沉积物和冰正在给出距今百年和千年前地球气候的信息。

本节对关键气候要素，如温度、降水和大气湿度、雪盖、陆冰和海冰的范围、海平面、大气和海洋环流的结构、极端天气和气候事件以及气候变率的综合特征的过去变化作了重点论述，章节的结论部分对这些不同的气候要素的观测趋势进行了比较，试图给出一个整体图象。其内部一致性程度对评估了解气候系统的目前信度水平是一个关键要素。

B.1 观测到的温度变化

仪器记录的陆地和海洋温度

自19世纪后期以来全球平均地面温度已经上升了0.6±0.2℃[3]。自1861年有仪器记录以来，20世纪90年代可能是最温暖的十年，1998年是最温暖的一年（图2）。从第二次评估报告以来估计全球0.15℃增暖的主要原因是与后来6年（1995到2000年）资料的增暖记录有关，第二个原因是与估算变化方法的改进有关。目前，稍为较大的不确定性范围（±0.2℃，95%的信度间隔）还是客观

[3] 一般地，由于时间段受到资料获取程度所限，温度趋势在每单位时间大约最接近0.05℃。

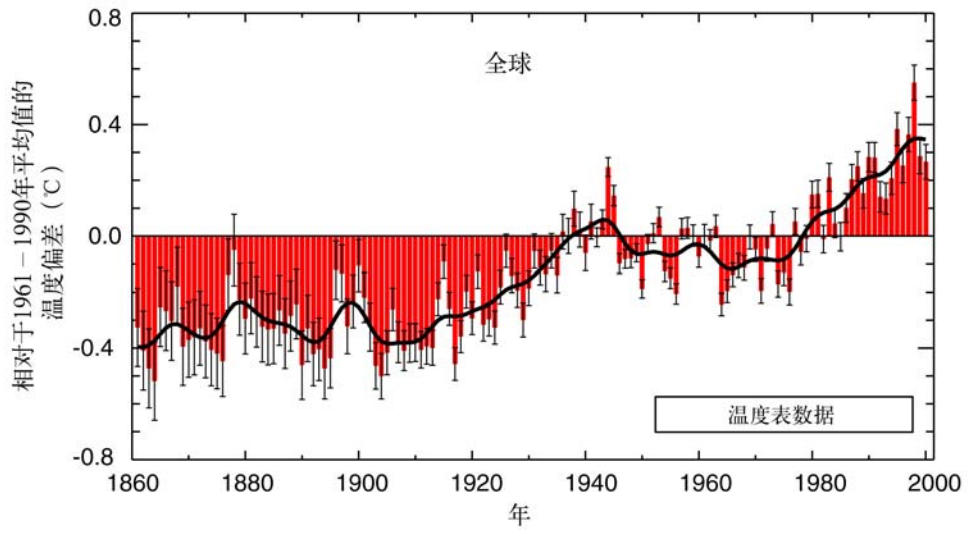


图2：相对1961－1990年综合的1861－2000年年地表和海表温度距平（℃），在年数值上刻度指示有两个标准方差的不确定。（根据图2.7c）

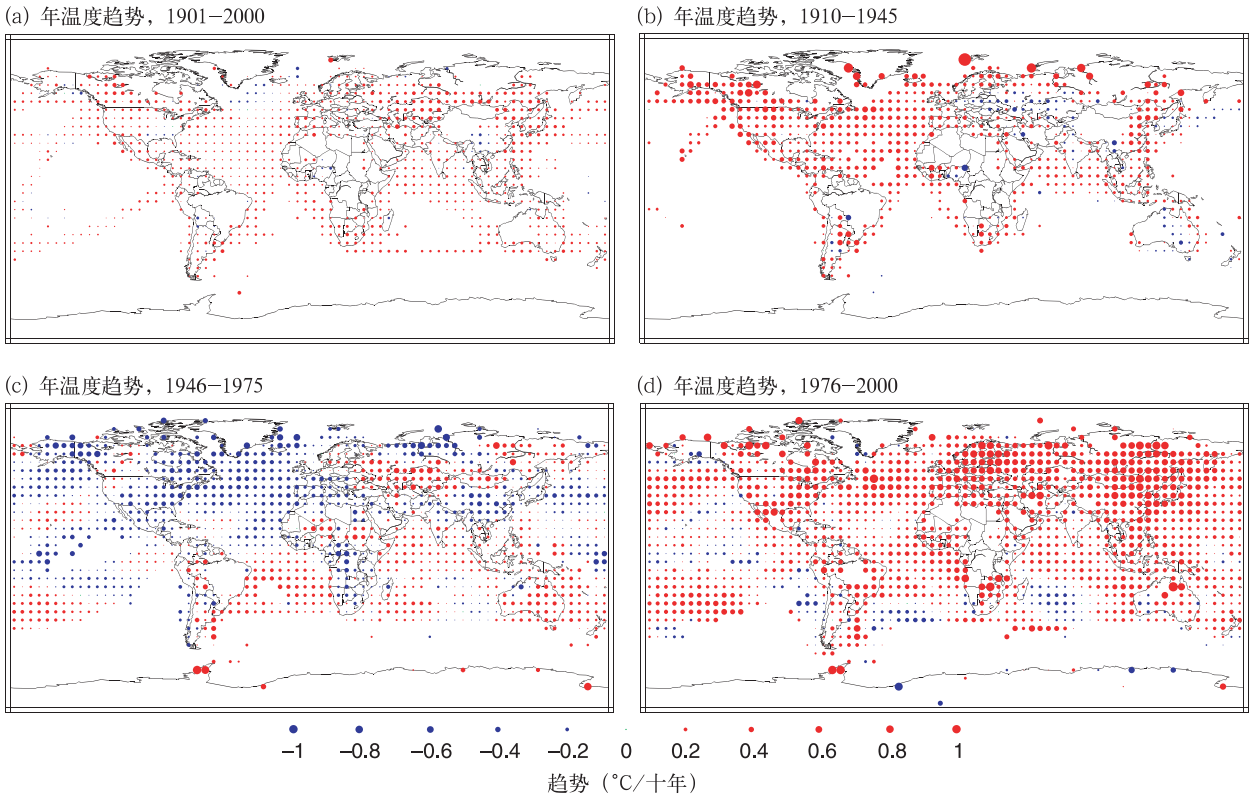


图 3：1901–2000，1910–1945，1945–1975，1976–2000四段时间的年温度趋势，趋势分别由圆点区域大小表示，红点表示增加，蓝点表示减少，绿点表示较少或没有变化，趋势是通过年平均网格距平资料计算得到的，符合计算年距平值最少需要10个月资料的要求，在1901–2000年，趋势的计算是只是利用100年中至少包括了66年年距平的网格资料，对短时间段内（1910–1945年，1946–1975年，1976–2000年）的较少的年数分别是24，20和16年。[根据图2.9]

存在的。另外，由于一些新的研究技术的提高，第二次评估报告后，估算19世纪末以来全球温度升高信度的科学基础也已有了加强，这方面包括海面温度资料根据时间连续偏差订正的独立性检验以及城市热岛效应对全球陆地温度趋势影响的新分析。正如图2指出的，19世纪后期以后大多数全球温度增暖主要出现在二个不同阶段：1910–1945年和1976年之后，两段时间温度升高的速率大约为0.15℃／十年。最近，陆地增暖大于海洋增暖，在1950–1993年海面温度的升高大约是陆地表面平均温度升高的一半。与1997、1998年厄尔尼诺事件有关的全球温度的高值可作为一个极端事件，并对最近的增暖速率也负有责任。

*20世纪初增暖与20世纪后期增暖的区域结构是不同的。*图3是整个20世纪以及3个时间段增暖的区域特征。在最近时间段的增暖（1976–1999年）几乎是全球性的，但是最大的温度增长发生在北半球大陆的中高纬度。年际变冷在北大西洋西北部和北太平洋中部比较明显，但是北大西洋变冷的趋势在近期有所改变。所显示的最近温度变化型式部分地与大气－海洋涛动的各阶段，如北大西洋－北极涛动、太平洋十年涛动有关。因此，几十年区域温度趋势受气候系统区域变率的影响很大，可以偏离全球平均。1910–1945年的增暖主要集中在北大西洋，相反，1946–1975年北大西洋和北半球大部分地区表现出明显的变冷，而在南半球大部分地区却是增暖。

新的分析表明从1950年以来全球海洋热容量已经有明显的增加，一半以上的热容量增加出现在海洋上层300米以上，相当于该层温度升高速率约为0.04℃／十年。

*1950–1993年日最大、最小地面温度的最新分析仍旧表明，虽然不是每一个地区，但大部分地区温度日较差显著减少。*平均而言，最小温度升高的速率是最高温度的2倍（0.2对0.1℃／十年）。

从卫星和气球记录得到的地表以上的温度

*地面、气球和卫星测得的温度表明对流层和地球表面发生了增暖，而平流层变冷了。在比较短的时间内（1979年以后），即同时获得卫星和气球数据时间内，卫星和气球记录表明对流层低层的增暖比观测到的地面增暖小很多。*对1958年来大气层最低层8公里和地面温度趋势的分析表明二者具有很好的一致性，如图4a，大约每十年增暖0.1℃。尽管如此，由于卫星记录开始于1979年，从卫星和气球得到的温度资料显示全球中低对流层的增暖速率大约是每十年0.05±0.10℃，全球平均地表温度升高为0.15±0.05℃／十年。增暖速率的不同从统计上讲是明显的。相反，1958–1978年，地表温度趋势变化几乎为零，而大气层最低8公里的变化趋势接近0.2℃／十年。1979年来所观测到增暖差别的一半可能[4]是由于地面和对流层观测空间范围的不同、一系列火山喷发的物理效应和发生在这段时间的厄尔尼诺（见框4关于ENSO的一般性描述）的综合作用有关。其它的差别很大可能是由于真实的而非观测性的偏差，这主要是由于热带和副热带地区温度变化速率不同引起的，该地区在1979年前大气层8公里下的变化速度较快，而之后的变化较慢。在北半球中纬度大陆的增暖速度没有明显的不同。对流层高层在20世纪60年代初来没有检测到明显的全球温度变化趋势。平流层，如图4b所示，卫星和气球观测都表明有显著变冷，同时由于火山喷发，不时穿插着1到2年的增暖。

[4] 在本技术摘要和决策者摘要中，下面的词语被用来表示信度的近似判别估计，*基本肯定*（结果是真的几率大于99%），*很可能*（90–99%几率），*可能*（66–90%几率），*中等可能*（33–66%几率），*不可能*（10–33%几率），*极不可能*（1–10%几率），*完全不可能*（低于1%几率）。读者可以详见各章节内容。

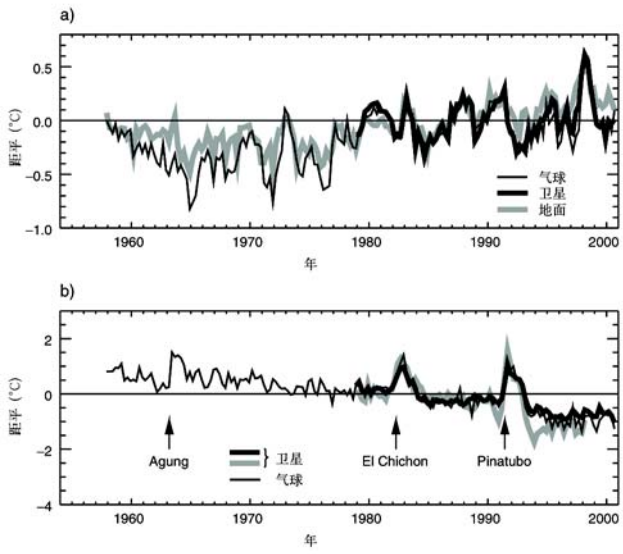


图4： (a)气球和卫星及地面观测的对流层季节温度距平时间序列，(b)气球和卫星观测的平流层低层季节温度距平时间序列。[根据图 2.12]

通过代用记录得到的器测时代前地面温度

*20世纪比过去1000年的任何时间的增暖速率和持续时间可能都要大，20世纪90年代可能是北半球1000年来最暖的十年，1998年可能是最暖的一年。*在了解最近一千年来的温度变化已取得了重大的进步，特别在单个温度重建的综合集成上。北半球新的详细的温度记录见图5，该数据显示了北半球与11–14世纪有关的相对暖和的时段和与15–19世纪有关的相对冷的时段。尽管如此，没有证据支持中世纪温暖期和小冰期分别是全球同步的。如图5表示的20世纪北半球增暖的速率和持续时间似乎在这一千年是前所未有的，这不能简单地认为是15–19世纪小冰期的恢复。通过得到的古气候资料的空间代表性的敏感分析，这些分析可得以补充，注意到即使与上一千年的最暖期比最近十年的增暖超出了温度不确定性的95%信度区间。更进一步，几种不同的分析业已完成，每一种都表明北半球过去十年的温度比过去600到1000年的任何时段都暖和。这是一个时间序列，是利用半球范围的树木年轮、冰芯、珊瑚和其它年分辨率代用资料的计算得到有年分辨率的温度时间序列。由于获得的资料较少，对从现在以前一千年的年平均，以及对1861年前南半球

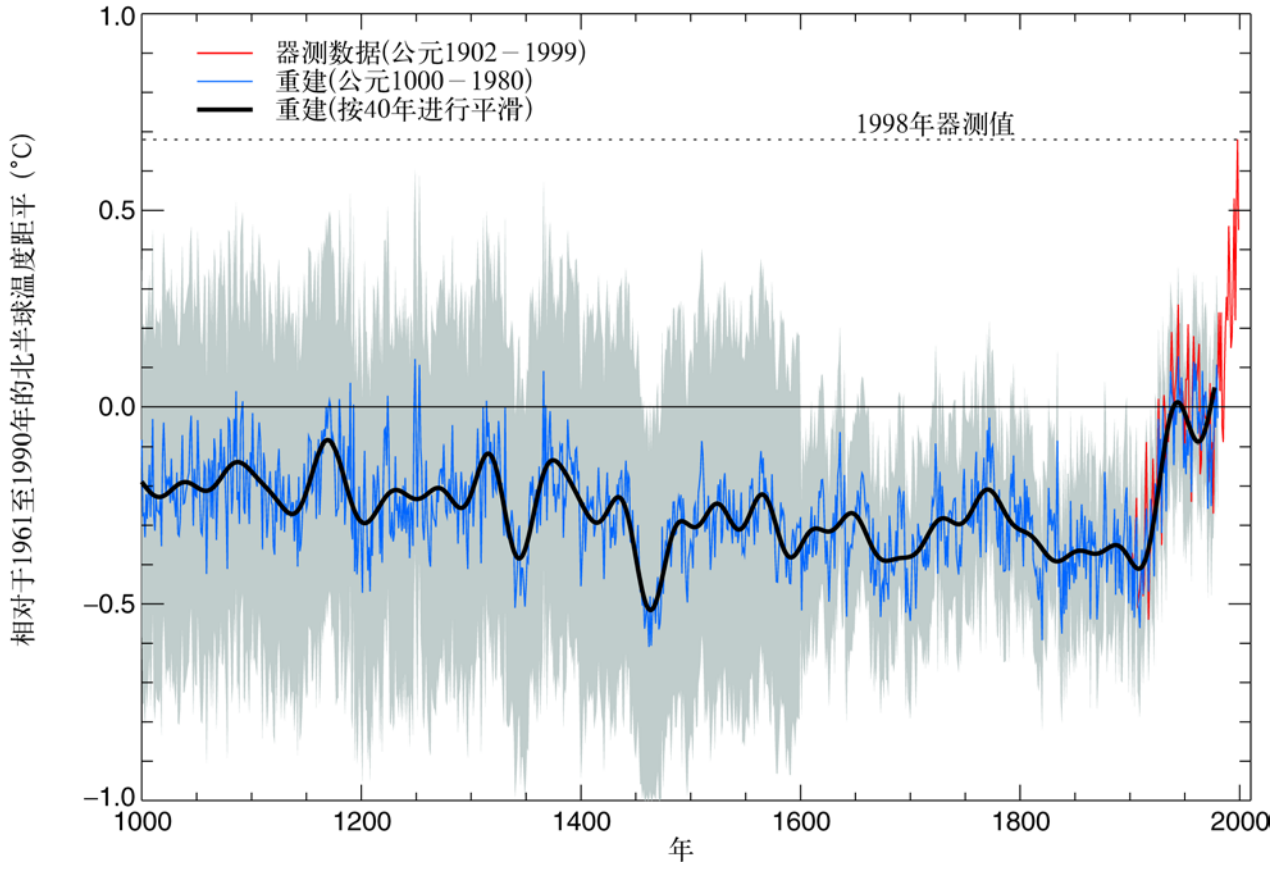


图5：公元1000−1999年北半球千年温度重建（蓝色－树木年轮，珊瑚，冰芯和历史记录）以及仪器记录（红色），并注明了北半球平滑后的曲线（黑色）和两个标准方差限度（灰色区域）。[根据图2.20]

多数地区的状况了解得较少。

*在上一个冰期和消冰期（在大约100000和10000年前）可能发生了大而迅速的年代际温度变化，特别在北半球高纬度地区。*在消冰期，一些地方局地温度增暖5−10℃可能出现在数十年的时段段里。在最近10000年，有迹象表明出现了明显快速的区域温度变化，这部分是由于气候的自然变率造成的。

B.2 观测到的降水和大气湿度变化

*自第2次评估报告以来，除东亚外北半球中高纬度陆地年降水量继续增加（很可能，0.5 至1%／十年）。*在副热带地区(10°N 至 30°N)，平均而言陆地－地表降水下降（可能约为0.3%／十年），尽管已有信号显示近几年有恢复的迹象。热带陆地表面降水测量表明在20世纪降水可能增加了约0.2−0.3%／十年，但是过去几十年增加不是很明显， 10°N至10°S热带地区（相对海洋）的数值相对较小。不用说，降水直接测量和模式降水估算再分析都表明在热带海洋大部分地区降水都增加了。在某些有资料的地方和时段，径流的年变化与总降水的变化有着很好的联系。北半球中高纬度陆地降水的增加与总云量的长期增加有很强的相关性。与北半球相比，南半球就大范围纬度平均分布来讲可比较的系统性降水变化没

有被检测到。

*在北半球多数地区大气总水汽含量可能每十年增加了几个百分点。*利用固定地点地面观测以及卫星和天气气球得到的对流层低层测量结果，对某些选择地区以往25年时间里的水汽变化作了分析。尽管会存在资料的时间连续性偏差和趋势的区域变化，过去几十年大多数可靠的数据集资料表明总体的地面和对流层低层水汽增加情况出现。自有观测数据记录（1980年）以来，平流层低层水汽也可能每十年增加了约10%。

*北半球中－高纬度大陆地区总云量的变化表明20世纪开始以来云覆盖的可能增加约为2%，现在已证实这与同期温度的下降有正相关。*对于澳大利亚，南半球大陆唯一完成的分析也得到了类似的变化。副热带和热带陆地地区以及海洋上空的总云量变化尚不确定。

B.3 观测到的雪盖和陆－海冰范围变化

*雪盖和陆冰范围的减少与陆地表面温度的的升高有正相关关系。*卫星资料表明自20世纪60年代后期以来雪盖的范围很可能减少了约10%，北半球陆地温度的升高与雪盖的减少有很高的相关。现在有充足的证据支持高山和陆地冰川响应20世纪增暖引起的大量撤退。在一些海洋地区，由于区域大气环流的变化引起的降水增加掩盖了过去二十年温度的升高和冰川的重新推进。过去100到150年，地面观测表明在北半球中－高纬度每年湖冰、河冰持续时间很可能大约缩短了约2个星期。

*北半球海冰量减少了，但是南极海冰范围显著变化趋势不明显。*20世纪50年代以来北极春夏海冰范围缩小了10−15%，这与春季温度的升高和一定程度上高纬度夏季温度的升高都是一致的，在冬季温度升高的区域，北极海冰范围没有减少的征兆。相比较，1973年来南极温度和海冰范围的年代际变化没有明显的关系，在20世纪70年代中期稍微减少后，南极海冰范围保持稳定，甚至稍微增加了。

*新的数据表明在1958−1976年和20世纪90年代中期的夏末秋初北极海冰厚度有可能减少了40%，在冬季减少得更少。*相对短的数据记录长度和不完整的采样限制了对这些数据的解释，年际的变化和年代际的变化可能是影响这些变化的原因。

B.4 观测到的海平面变化

在仪器记录阶段的变化

根据潮汐测量数据，20世纪全球平均海平面的升高速度在1.0−2.0毫米／年范围内，中心值为1.5毫米／年（中心值不应该作为最好的估算值来解释）。（见注释栏2关于影响海平面的要素）如图6所示，最长（最多200到300年）的区域海平面仪器记录值来自潮汐测量，基于较少的长期潮汐测量数据，20世纪海平面上升的平均速度大于19世纪的速度。没有检测到20世纪明显的海平面加速升高现象。由于订正因子的可能影响和数据的有限，与模式结果并不吻合。

有仪器记录前的变化

*自最多大约20000年前上一次冰期以来，海平面的位置与现在的大不相同，由于大团冰原的消失，先前的冰原使海平面升高了120米以上。*在大团冰原转变为海洋时，也会导致垂直大陆运动，既有上升运动，也有下降运动。全球海平面最快的上升发生在15，000到6，000年前间，平均速度大约为10毫米／年。利用地质数据，海平面升降变化（如相应的海洋容量变化）在过去6，000年平均上升速度为0.5毫米／年，在过去3，000年速度达到了0.1−0.2毫米／年。这个速度大约为20世纪发生速度的1/10，在过去3，000−5，000年，全球海平面在100−1，000时间尺度的振荡没有超过0.3−0.5米。

B.5 观测到的大气和海洋环流结构的变化

*自20世纪70年代中期开始，ENSO的变化情况（见框4有关描述）与以前100年比有很大的不同，ENSO的暖位相比冷位相变得更频繁、持续和加强。*最近ENSO的变化影响了全球热带和副热带的降水和温度变化，这种影响可能已经对过去几十年全球温度的升高产生了一些影响。年代际间太平洋振荡和太平洋年代振荡与太平洋盆地年代际到几十年的气候变率有关，可能这些振荡调节着与ENSO有关的气候变率。

其它影响全球大部分区域的重要环流特征正在被确

框 2：什么引起海平面的变化？

海岸线的海平面变化决定于全球环境的诸多要素，它们在大范围的时间尺度上起作用，从数小时（潮水）到百万年（由于大地构造和沉积物引起的海盆变化），在几十年到几百年的时间尺度内，对平均海平面大的影响与气候和气候变化过程有关。

首先，海水变暖时，它就会膨胀。在海温观测和模式结果基础上，热膨胀被认为是引起历史上海平面变化的最主要原因之一，而且热膨胀也被认为是未来几百年海平面升高的最主要原因。但深海的温度变化较慢，因此即使大气温室气体浓度稳定了，热膨胀还将持续几百年。

海水增暖值和影响水深随区域而变化。而在给定的温度变化下，暖水的膨胀比冷水的大。由于热膨胀的地理差异、盐度、风场和海洋环流的变化，海平面变化也具有地理分布特点。与全球平均海平面升高相比，区域变化的程度很大。

当海洋中水的质量增加或减少时，海平面也会变化。当海水与存储在陆地的水进行交换时，这种现象就会发生。主要的陆地存储是冻结在冰川或冰原的水。事实上，上一次冰期造成海平面较低的主要原因是存储在北半球大陆冰原大量扩展引起水量的变化。热膨胀之后，山地冰川和冰盖的融化会对未来数百年的海平面升高造成较大的贡献。这些冰川和冰盖只占世界陆冰面积的百分之几，但是它们对气候变化的敏感程度比格陵兰和南极大的冰原大得多，这是由于在较冷的气候下，冰原具有较低的降水和融化率。因此，确信较大的冰原对未来几十年海平面的变化只具有较小的净贡献。

海平面也受到与气候变化不是明显有关的过程的影响。陆地水的存储（以及海平面）会因地上水的枯竭、水库建设、地表径流的变化以及由于水库和灌溉渗入深蓄水层而改变。这些因素都可能会影响到由于热膨胀和冰川融化引起的海平面上升程度。另外，河流三角洲地区海岸带的下沉也会影响区域海平面。由于自然地质过程引起的垂直大陆运动，如地幔的缓慢运动和地壳的大地构造移动会对局地海平面产生影响，这种影响与气候有关的影响差不多。最后，对季节的、年际的和年代际时间尺度，海平面的变化受到大气和海洋动力变化影响，最有力的一个例子就是厄尔尼诺事件。

定。北大西洋涛动（NAO）与大西洋和温带欧亚的西风急流强度有关。在冬季NAO表现出年际到几十年时间尺度的不规则振荡。20世纪70年代以来，冬季NAO经常处在促进强西风急流的位相，这与欧亚冷季的增暖有关。新的证据表明NAO和北极海冰的变化可能有很大关系，现在人们相信NAO是大尺度大气北极振荡的一部分，这种振荡影响着北半球温带的大部分地区。同样的南极振荡在过去15年处于一个加强的正位相，使南大洋上空有较强的西风急流。

B.6 观测到的气候变率和极端天气、气候事件变化

*新的分析表明，在一些总降水已经增加的地区，强的和极端的降水事件很可能有了很显著的增加。*相反的情况也是存在的。尽管如此，在某些地区，虽然总降水下降了或保持不变，但是强的和极端的事件（定义为在十个百分点之上或之下）却增加了，这要归因于降水事件频率的减少。总的来说，可能对中－高纬度，主要在北半球，统计上讲由强的和极端的降水事件引起的总的年降水量比例显著增加了，在20世纪后50年强的降水事件发生频率可能增加了2−4%。在20世纪（1900−1995年），全球大陆经历严重干旱和严重洪涝的地区相对有少量增加。在一些地区，如亚洲和非洲的部分地区，业已观测到干旱发生的频率和强度在最近几十年有所增加。在大部分地区，这些变化主要受年代际和几十年的气候变率控制，如ENSO向更暖事件转变。在许多地区，日间的温

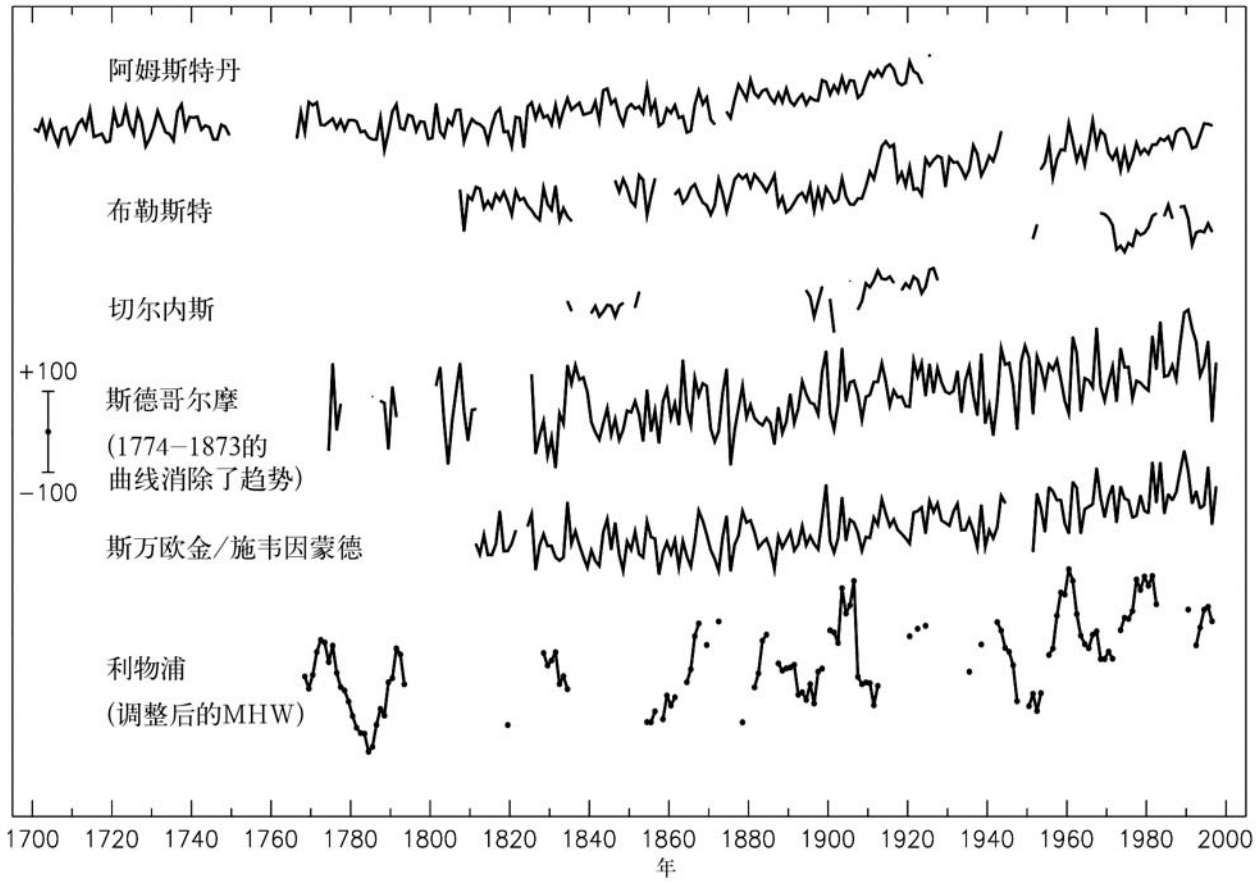


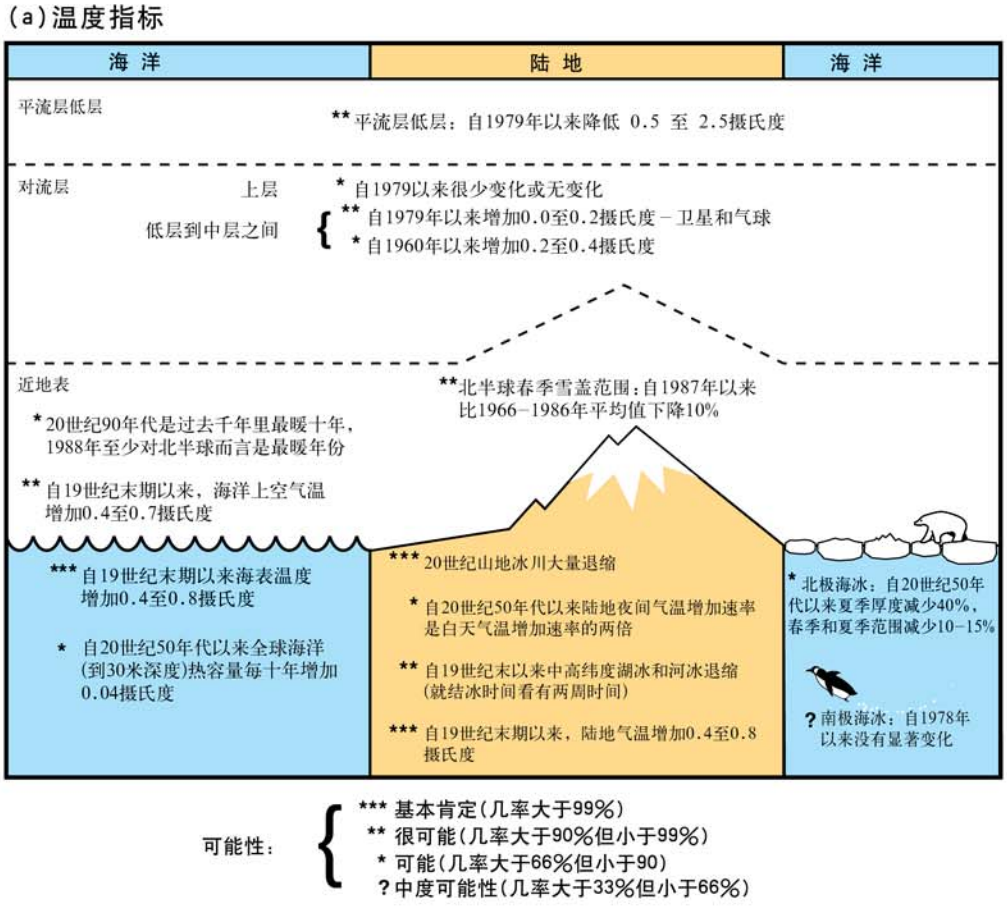
图6：利用北欧：荷兰的阿姆斯特丹、法国的布勒斯特、英国的切尔内斯、瑞典的斯德哥尔摩（在1774–1873年的曲线消除了趋势，以去除冰后期反弹的一级贡献），波兰的斯万欧金（前德国Swinemunde）以及英国的利物浦资料。利物浦资料是“调整过的平均高水”资料而不是平均海平面资料，其中有一段间隔期（18.6年），刻度指示为±100毫米。[根据图11.7]

度差别减少了，而日最低温度的升高使大部分中－高纬度地区无霜期加长。自1950年以来，全球许多地区低于正常的季节平均温度的频率很可能显著减少了，但是高于正常的季节温度频率稍有增加。

*没有令人信服的证据表明热带和温带风暴的特征已经变化了。*热带风暴强度和频率的变化主要受年代际到几十年变化的控制，这个可能是明显的，如在热带北大西洋。由于数据的不完整、分析的局限和矛盾，尚无法确定北半球温带气旋的强度和频率有长期的和大规模的增加，过去几十年里在北太平洋、北美部分地区和欧洲区域性的增加已经得到了证实。在南半球，少量的分析业已完成，它们表明自20世纪70年代以来温带气旋活动减少了。对一些选定地区局地灾害性天气变化（如龙卷、雷暴日数和冰雹）的最新分析没有提供长期变化方面有说服力的证据。一般而言，由于相对少的发生几率和大的空间变化，灾害性天气事件趋势的检测是极其困难的。

B.7 整体图象：一个变暖的世界和气候系统的其它变化

正如上面总结的，气候的全面变化已有很多资料证明，尤其是最近几十年到一百年的时间阶段，此时间段里有不断增加的直接测量。图7展示了温度指标（图7a）和水文及暴雨指数（图7b）的变化趋势，并且提供了关于这些变化确定性的说明。



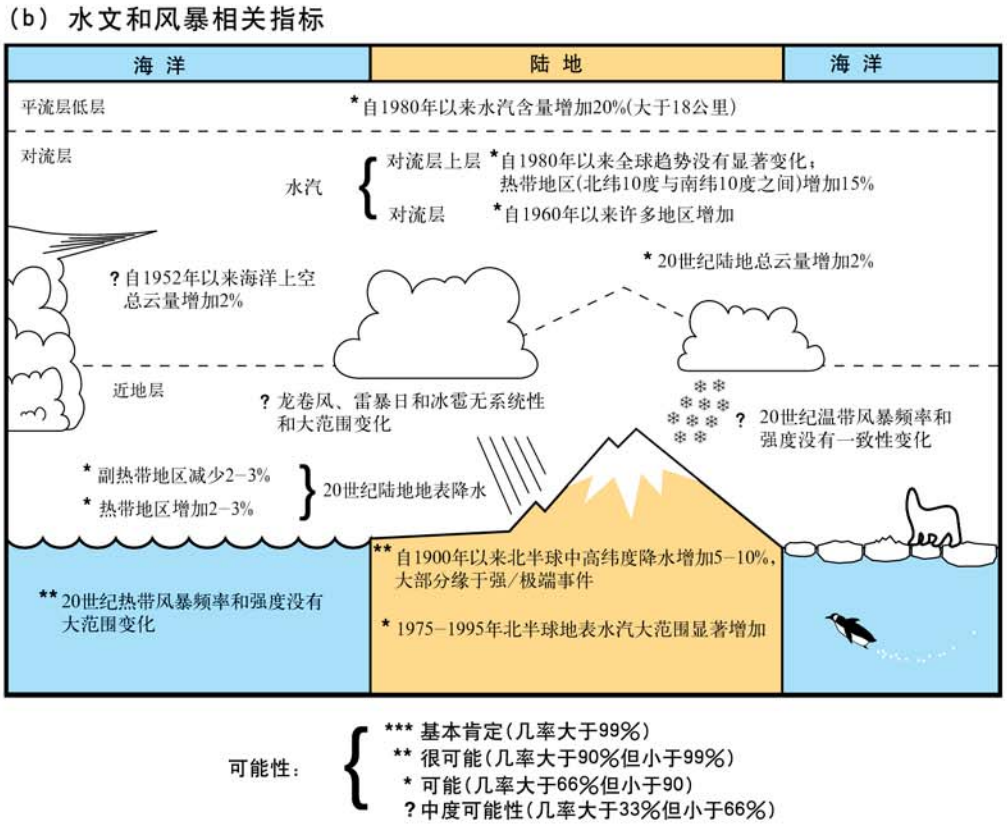


图 7：a)气温指标变化观测框架。[根据图2.39a]；b) 水文和与风暴有关的指标变化观测框架。[根据图2.39b]

综上所述，些趋势描绘出一幅全球变暖的整体图像。

- 人们分别完成了对陆地和海洋表面温度的观测及其校正工作（海温估计采用了两种完全不相关的方法）。所有数据均显示出全球一致的升温趋势，其中包括两段全球性主要变暖期：从1910年至1945年和从1976年至今。这些数据还显示出全球陆表升温速度快于海洋表面的趋势。
- 气球观测结果显示自1958年以来对流层低层温度一直在长，尽管自1979年以来仅有微弱增长。1979年之后，有气象卫星数据，它的分析结果显示出与气球相似的趋势。
- 陆地日较差变化范围变小与云量和降水量的增多以及水汽总量的增加相一致。
- 几乎全球范围的山地冰川范围和陆地冰量的减少与全球地表温度的增加相一致。但最近在沿海地区也有少数少数例外，这些例外与大气环流异常以及相关的降水增加相符合。
- 雪盖的减少以及湖、河冰期的缩短与北半球地表温度的增加密切相关。
- 北极春夏季海冰总量和厚度的系统少与其邻近地区陆地和海洋的温度升高相一致。
- 海洋热容量在增加，全球平均海平面在上升。
- 从定性的角度来说，过去25年对流层水汽总量的增加与对流层温度的升高和水圈循环的加强相一致。这就导致了许多地区更多的极端的和强的降水事件以及降水量增加，如在北半球中高纬度地区。

气候在一些重要方面还没有显示出变化的迹象。

- 地球上有些地区主要是南半球的某些海域和南极洲的部分地区，在最近几十年内并没有变暖。
- 自有系统的卫星观测后(1978年以来)，南极洲海冰的范围没有出现重大的变化趋势。
- 基于有限的数据，在过去的半个世纪里所观测到的热带和副热带气旋和局地强风暴没有出现明显的异常趋势，尽管有时几十年的震荡周期比较明显。

各种选用指标的变化和趋势表明，在过去的20世纪里全球地表温度有普遍的增加趋势，尽管在短时期内和某些区域可能存在偏差，但这是基本肯定的。

C. 引起气候变化的强迫因子

除了地球气候过去的变异与变化之外，许多观测还记载了一些可以引起气候变化的因子的变动。其中最瞩目的就是大气温室气体和气溶胶(微小气粒或液粒)浓度的增加以及太阳活动的变化，它们能够改变地球辐射收支平衡，进而改变气候。这些气候强迫因子的观测记录是了解上节所记述的过去气候变化输入信息的一部分，十分重要的是预测未来气候的变化(参见章节F)。

正如过去气候变化的记录一样，强迫因子的观测数据在记录长度和质量上也是参差不齐。太阳辐射的直接观测只有大约20年的历史。持续性的大气二氧化碳浓度的直接监测大约从20世纪中叶开始。其它长寿命的气体。例如甲烷，监测开始得就更晚。从冰芯所得远古大气数据可以揭示出一些温室气体浓度上百万年的变化。相反地，那些大气中短寿命的强迫因子(例如气溶胶)的时间序列观测是最近才开始的，且远不完整，因为它们比较难于观测，且空间分布变化较大。目前的数据已显示出人类活动在过去的一百万年后期既对长寿命的温室气体浓度有影响，也对短寿命的强迫因子有影响。图8显示出工业革命期间人为排放所导致的温室气体和二氧化硫(气溶胶的前体物)大幅度增加的结果。

由于这些强迫因子变化而造成的全球地气系统能量的变化可用一个术语来表示，那就是气候系统的辐射强迫(Wm^{-2}) (参见框1)。按这种方式定义，气候变化的辐射强迫就是一个指数，它代表的是由于自然和人为原因对地面－对流层系统所造成的基于全球平均水平的相对影响。本节阐述了自工业革命前至今的气候变化辐射强迫的最新进展。图9给出了自工业革命开始(1750年)至1999年辐射强迫的估计值，其中包括自然定量的和人为引起的辐射强迫两部分。尽管由于火山爆发的不连续性而在图中没有考虑其影响。但火山爆发的确是另一个重要的自然强迫因子。在本节下面的各小节中将对强迫因子进行逐一综述。

图9中所示的强迫因子在其形式、数量和空间分布上变化都很大。有一些温室气体是直接被排放到大气中，另一些则是排放到大气中的化学物质通过化学过程而产生。有一些温室气体在大气中具有较长的寿命，所以它们在大气中均匀混合，而另一些寿命较短，其浓度空间变化很

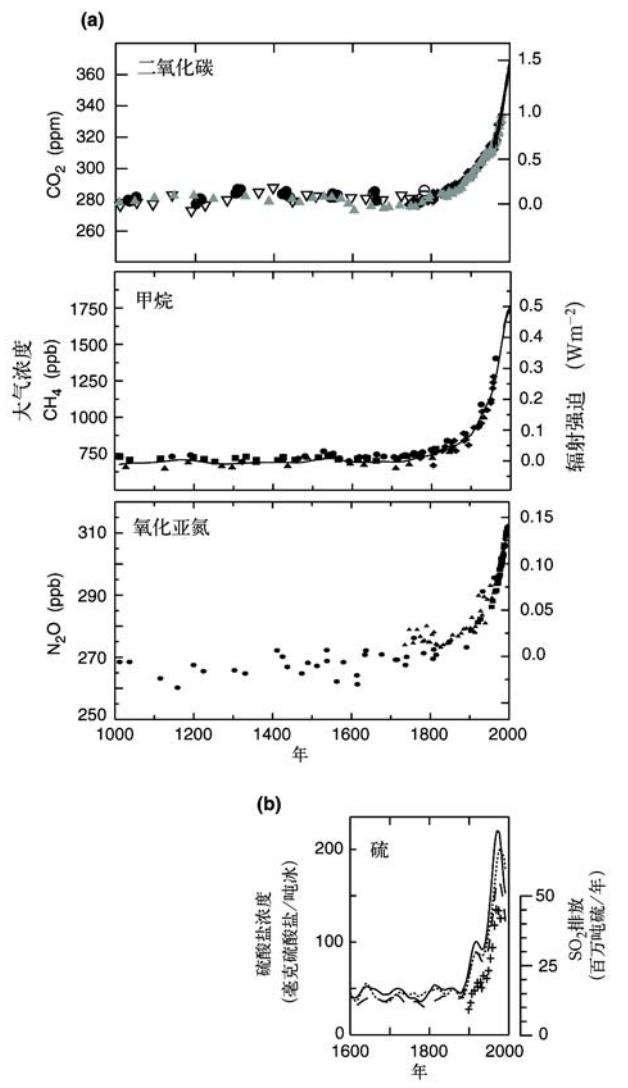


图 8：大气组成变化的记录(a)在过去 1,000 年中大气 CO_2，CH_4 和 N_2O 浓度。这些记录来自于过去几十年的大气直接采样数据(图中直线表示 CO_2，而曲线表示全球平均 CH_4)和取自南极和格陵兰岛的多个样点的冰芯和积雪资料(用不同的符号表示)。右侧坐标刻度表示这些气体的辐射强迫估计值。(b)由于火山爆发影响而存留于格陵兰岛若干冰芯中硫酸盐浓度(直线)和美国与欧洲的 SO_2 排放总量(十字符号)。[根据图3.2b（CO_2)，图4.1a和b(CH_4)以及图 4.2（N_2O）和（b)图 5.4a]

大。大多数气体既有自然源，又有人为源。最后，如图 9 所示，各个因子的辐射强迫既可以是正效应(使得地球表面增温)，也可以是负效应(使得地球表面降温)。

C.1 观测到的全球均匀混合的温室气体浓度及其辐射强迫变化

在工业革命之前的一千年里，大气中温室气体的浓度保持相对稳定。然而，自工业革命以来，由于人类活动的直接或间接影响，许多温室气体的浓度都明显增加。

表 1 列出了几种重要的温室气体，并综合了它们在 1750年和1998年的浓度，1990−1999年期间浓度的变化，和它们在大气中的存留时间。一种成份对气候变化辐射强迫的贡献，取决于该气体的分子辐射特性，大气中浓度增加量，以及释放后在大气中的存留时间等。*温室气体在大气中的存留时间是与政策密切相关的参数。也就是说，在自然过程把排放到大气中的温室气体清除掉之前，具有长寿命的温室气体在大气中存留至少几十年，几百年，甚至几千年，在此期间它们都对维持大气辐射强迫具有准不可逆的贡献。*

二氧化碳（CO_2）

*大气二氧化碳的浓度从 1750 年的 280ppm[5] 增加到 1999 年的 367ppm(增加 31%，见表 1)。今天大气中二氧化碳的浓度在过去42万年没有被超过，甚至在过去2000万年也没有被超过。过去一个世纪的增长率几乎是史无前例的，至少在过去的2万年期间是这样的(参见图 10)。*二氧化碳的同位素组成和观测到的大气氧气的减少，表明大气二氧化碳的增加主要由于化石燃料燃烧以及森林破坏过程中有机碳的氧化所致。来自于数十万年前冰芯气泡中远古时代大气数据为工业革命时期二氧化碳浓度增加提供了依据（图10）。与早先几千年间相对不变的大气二氧化碳浓度(280 ± 10ppm)相比，工业革命期间这种增加非常引人注目。自 1980 年以来，平均增加速率是 0.4%/年。这种增加来源于二氧化碳排放的增加。过去 20 年的主要排放来自化石燃料的燃烧，剩下的(10−30%)主要由于土地使用的变化，其中特别是森林砍伐。从图 9 中可以看出，二氧化碳是最主要的受人类活动影响的温室气体。它目前的辐射强迫是 1.46Wm^{-2}，占全球长寿命且均匀混合温室气体浓度变化引起的辐射强迫的 60%。

[5] 本文中微量气体的大气浓度以该气体相对于干空气的摩尔比例（摩尔混合比）来表示 （ppm = 10^{-6}，ppb = 10^{-9}，ppt = 10^{-12})。大气总量表示大气中该气体总的质量（如，Mt = Tg = 10^{12} g)。全球碳循环中碳的质量单位是 PgC = GtC。

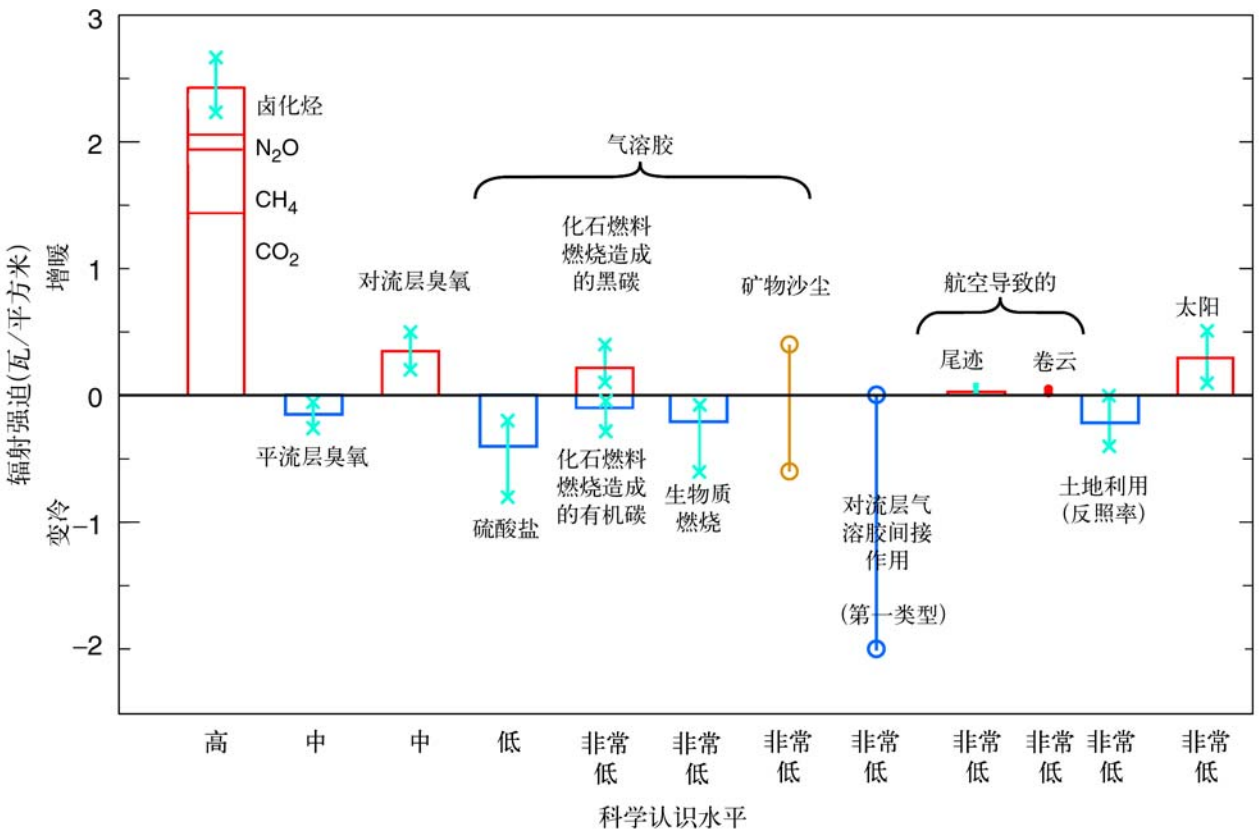


图 9：从工业革命前(1750 年)至今(20 世纪 90 年代后期；大约 2000 年)这一时期内多个因子的全球年平均辐射强迫(Wm^{-2})（数值也列于第六章的表 6.11)。详细说明参见第六章的 6.13。矩形框的高度表示中间值或最佳估计值，无矩形框的表示没有最佳估计值。矩形框上垂直线带有“x”分隔符的代表不确定性范围的估计，大部分业已发表的强迫值都在此范围内。没有矩形框的垂直线带有“o”分隔符的代表由于不确定性范围很大而不可能给出估计中间值。此处的不确定性范围没有统计基础，因此与本报告其它地方相同的术语有所区别。科学理解水平这一指数是根据人们对各种辐射强迫的了解而定的，有高，中，低和很低情形。它代表了人们对强迫估计的可靠性的主观判断，例如，对计算强迫有关的某些必要因子的假设，对决定强迫的物理／化学机制的了解，以及对强迫进行定量估计的不确定性的认识(参见表 6.12)。均匀混合的温室气体(如 CO_2，CH_4，N_2O 和 CFC)(见表 6.1 和 6.11)的各自平均贡献归并一个单矩形条框表示。化石燃料燃烧则根据人们对它们各自的最佳了解程度和范围被区分为黑碳和有机碳两种。矿物灰尘带来辐射强迫影响的符号至今仍不能确定。人们对对流层气溶胶，飞机尾迹，以及卷云的间接强迫影响的了解仍十分有限。本文中只考虑了把对流层气溶胶当作液态云滴所带来的第一种间接影响。飞机尾迹，以及卷云的第二种间接辐射影响概念上很重要，但在定量估计上仍存在较大困难。与火山爆发有关的平流层气溶胶在其影响时间内所产生的强迫变化很大，本处不予考虑(但参见图 6.8)。所有的强迫都有明显的空间分布和季节变化的特征（图 6.7)，所以全球年平均等概念在此处不能给出辐射扰动的完整图像。它们只是相对地给出全球年平均范围内第一层次的描述，而不能当作是对总的自然和／或人为强迫的气候响应。如第二次评估报告中强调，全球平均的辐射强迫的正负效应不能简单地相加，也不能完全基于全球气候影响这样的出发点就把辐射强迫的正负效应作为一个优先事项。[根据图 6.6]

*过去40年大气二氧化碳浓度的直接观测表明二氧化碳浓度增长速率的年际变化很大。20世纪90年代年增长率从0.9变化到2.8 ppm／年，相当于1.9到6.0 PgC／年。*这种年际变化统计上与短期气候变率有关，这种短期气候变率改变了海洋和陆地对大气二氧化碳吸收和排放的速率。大气二氧化碳增加的最快的时候通常是在强厄尔尼诺年（框4)。这些较高速率的增加似乎可以解释成厄尔尼诺年期间陆地吸收二氧化碳量的减少，相应抑制

表1：例举几种受人类活动影响的温室气体。[根据第三章和表4.1]

	CO_2 (二氧化碳)	CH_4 (甲烷)	N_2O (氧化亚氮)	CFC-11 (氟利昂-11)	HFC-23 (Hydrofluoro-carbon-23)	CF_4 (Perfluoro-methane)
工业革命前浓度	约280ppm	约700ppb	约270ppb	0	0	40ppt
1998年浓度	365ppm	1745ppb	314ppb	268ppt	14ppt	80ppt
浓度变化比[b]	1.5ppm/年[a]	7.0ppb/年[a]	0.8ppb/年	−1.4ppt/年	0.55ppt/年	1ppt/年
大气寿命	5至200年[c]	12年[d]	114年[d]	45年	260年	>50,000年

[a] 在1990−1999年期间，二氧化碳的速率在0.9ppm/年－2.8ppm/年之间变化，甲烷的速率在0−13ppb/年之间变化。
[b] 只计算1990−1999期间的速率。
[c] 二氧化碳的生命期长短不一，这是由于不同的清除过程其更新速率不同。
[d] 生命期曾被定义为“调节时间”，那是考虑了气体存留的间接影响。

表2：根据大气二氧化碳和氧气测量所得全球二氧化碳收支(PgC/年)。正值表示向大气中释放，负值表示从大气中吸收。[根据表3.1和3.3]

	第二次评估报告[a,b]	此次报告[a]	
	1980至1989	1980至1989	1990至1999
大气中碳的净增加	3.3 ± 0.1	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1
碳排放(化石燃料，水泥)[c]	5.5 ± 0.3	5.4 ± 0.3	6.3 ± 0.4
海洋－大气通量	−2.0 ± 0.5	−1.9 ± 0.6	−1.7 ± 0.5
陆地－大气通量[d]	−0.2 ± 0.6	−0.2 ± 0.7	−1.4 ± 0.7

[a] 注意表中不确定性标准差范围在±1之间。第二次评估报告(SAP)中的不确定性标准误差范围为±1.6(大约90%可信度)，本报告中把它调整到±1之间。准误差范围表示的是不确定性，不是年际变化，事实上它的量值大得多。
[b] 以往IPCC碳收支是根据模式中海洋的吸收以及陆地－大气系统通量之差所得。
[c] 20世纪80年代化石燃料的排放自第二次评估报告(SAP)之后作了适当的向下调整。
[d] 陆地－大气通量表示由于土地利用变化量与剩余陆地汇的差。这两项在目前大气测量中不能被分开。通过不同分析估计1980至1989年土地利用变化，剩余陆地汇，可用如下方法推出：土地利用变化1.7PgC/年(0.6至2.5)； 剩余陆地汇−1.9PgC/年(3.8至0.3)。90年代以后的数据暂时没有。

了海洋比平常吸收更多的二氧化碳的趋势。

*现在，人们可以根据大气观测计算过去20年来人为产生的二氧化碳在大气中的增加与在陆地和海洋的吸收之间的分布比例。*表2给出的是20世纪80年代(与SAP在有海洋模式帮助情况下得到的结果相似)和20世纪90年代的全球二氧化碳收支。观测到的大气氧气的减少和二氧化碳的增加被用来建立这种收支。这项研究与其它分析结果相似(如对大气二氧化碳同位素组成的分析，以及对海水中CO_2和$^{13}CO_2$的不同测量等)。20世纪90年代收支建立在新的观测数据基础上，重新估计1989至1998年收支这是用SAP中的方法，并反映在IPCC《土地利用、土地利用变化和林业特别报告》中(2000)。陆地生物圈作为一个整体在20世纪80年代和90年代是碳汇，即

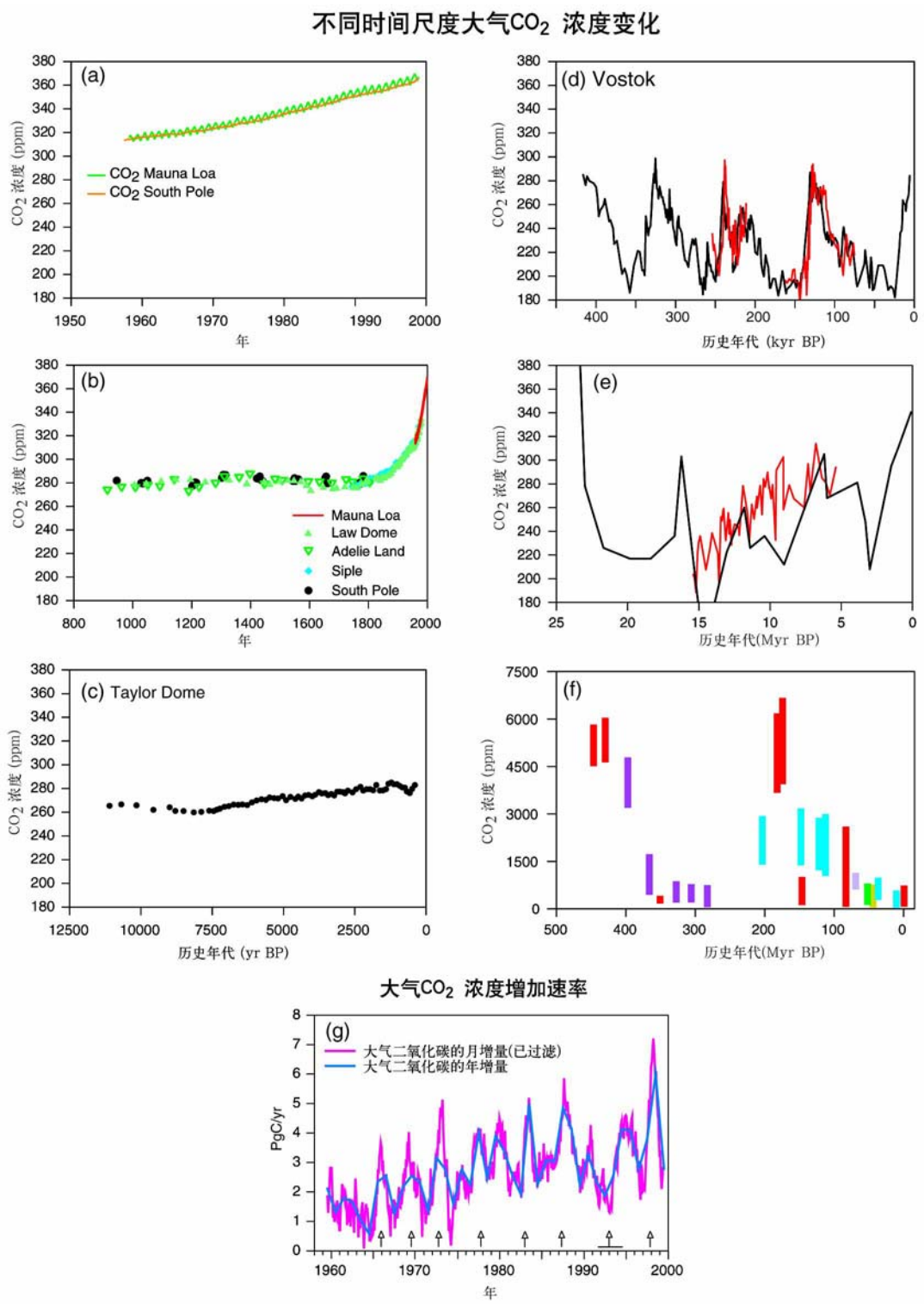


图 10：大气 CO_2 浓度在不同时间尺度上的变化。(a) 大气 CO_2 浓度的直接观测。(b) 过去一千年南极冰芯所得大气 CO_2 浓度 CO_2，为比较也给出近期的大气观测(Mauna Loa)的结果。(c) Taylor Dome 南极冰芯中 CO_2 浓度。(d) Vostok 南极冰芯中 CO_2 浓度。(颜色代表不同的研究)。(e 至 f) 根据地球化学循环理论推导的 CO_2 浓度。(彩条和线代表不同的研究)。(g) 大气 CO_2 浓度的年增量。剔除季节循环的大气 CO_2 浓度的月增量。垂直箭头表示厄尔尼诺事件，水平线表示 1991–1994 的加强的厄尔尼诺事件。[根据图 3.2 和 3.3]

是说，土地利用变化(主要是森林砍伐)释放的二氧化碳将完全被其它陆地汇所抵消，这主要发生在热带地区和北半球副热带地区。估计土地利用变化而引起的二氧化碳的释放仍存在很大的不确定性（同样，剩余陆地汇的大小也是这样）。

*基于过程的模拟研究（陆地和海洋碳循环模式）使全球碳循环机制有了初步的量化认识。*陆地模式结果显示二氧化碳高浓度（CO_2施肥作用）将促进植物的生长，人为氮沉降过程对二氧化碳的吸收有重要作用，和其它机制一起，如土地管理的变化，有可能是造成上述陆地剩余碳汇的原因。模拟出的20世纪80年代气候变化对陆地汇的影响较小，并有不确定性。

甲烷(CH_4)

*甲烷(CH_4)浓度自1750年以来增加了150%(1060ppb)，但过去42万年里目前的甲烷浓度没有被超过。*甲烷（CH_4）是一种温室气体，它既有自然源(如湿地)，也有人为源(如农业，天然气开发，废弃物等)。大气中目前大约一半稍多的甲烷排放来自人为源。它们通过化学反应从大气中清除。如图11所示，自1983年以来大气甲烷浓度全球有代表性的系统观测业已开展。人们还从冰芯和岩石层中获得样品，从而推算出很久以前的大气中甲烷的浓度。目前甲烷的直接辐射强迫是0.48Wm^{-2},大约是全球长寿命且均匀混合气体贡献总量的20%(参见图9)。

*大气甲烷含量持续增加，从1983年的1610 ppb 到1998年的1745 ppb，但观测到的年增加率在这期间却在减少。*年增加率在20世纪90年代变化很大，其中，1992年几乎为零，1998年为13ppb。目前对这种变化没有明确的定量解释。自从SAR以来，人们对某些甲烷的人为源，例如水稻田，有了更精确的研究。

*大气甲烷浓度增加速率是根据没有完全了解清楚的源和汇之间很小偏差计算得到的，这使得人们对未来大气甲烷浓度的预测变得困难。*虽然影响全球甲烷收支的主要因素已经被识别，但从定量的角度看它们大部分还是相当不确定的，因为估计多变的生物源排放率十分困难。对甲烷的源强的定量和定性的了解的有限限制了人们根据任何给定的人为排放情景对未来大气甲烷浓度的预测(也相应地限制了辐射强迫贡献的预测)，特别是因为甲烷的自然排放和清除相当大地受气候变化的影响。

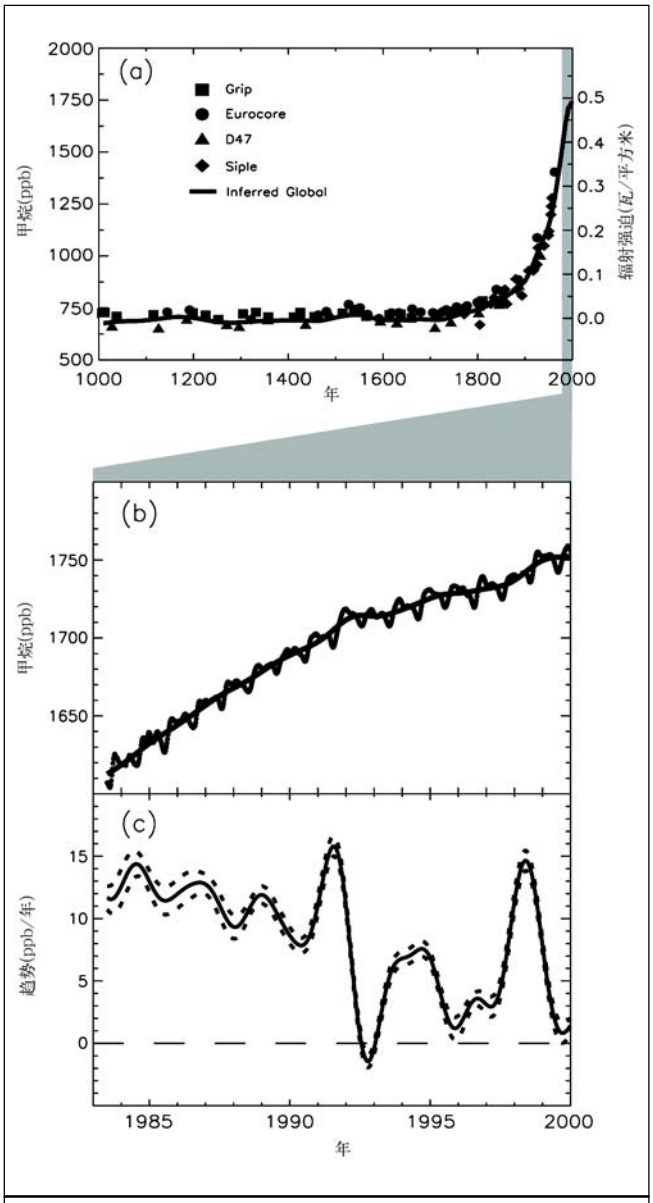


图11：(a) 由冰芯、积雪和整体空气样品画出过去1000年内CH_4浓度变化(摩尔比，按 ppb=10^{-9})。在右坐标轴上显示出自工业革命以来辐射强迫几乎是线性增加。(b)1983–1999年全球平均CH_4浓度的月平均（逐月变化）和季节平均（光滑线）。(c)从1983年至1999年全球大气甲烷浓度年增长速率。其计算是根据上述季节变化趋势曲线推导而得。不确定性为±1个标准偏差。[根据图4.1]

氧化亚氮(N_2O)

*氧化亚氮（N_2O）的大气浓度自工业革命以来稳步增长，目前比1750年增加16%(46ppb）。*但目前其浓度在至少过去一千年里是最大的。氧化亚氮是一种既有自然源又有人为源的另一种温室气体。它在大气中主要通过化学反应清除。大气中氧化亚氮的增加速率持续在0.25%/年（1980至1998年）。业已观测到氧化亚氮浓度增加有明显的年际变化，例如从1991到1993年间年增长率减少50%。可能的原因有：与氮有关的肥料使用的减少；生物源排放的减小：由于火山爆发引起大气环流的变化所带来的大范围平流层的消失等等。自1993年以来，氧化亚氮浓度的增加速率恢复到20世纪80年代的观测值。这种观测到的多年变化周期对我们了解控制大气氧化亚氮的过程有所帮助。至今，我们仍不能解释这种温室气体多年变化趋势。

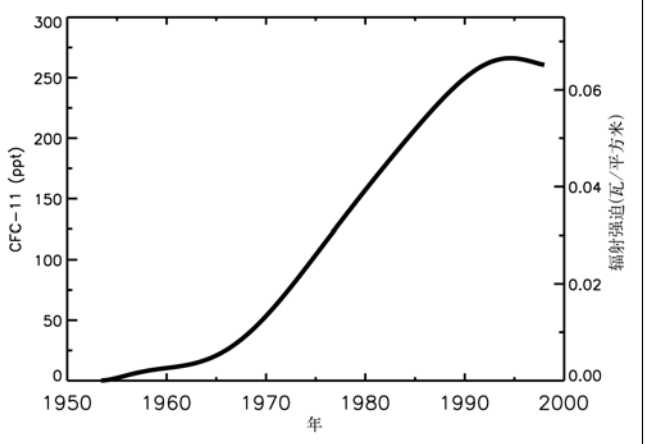


图12：根据平滑后的观测值和排放模式得出的1950-1998年的全球平均CFC-11（$CFCl_3$)的对流层浓度（ppt)。右侧坐标轴表示CFC-11的辐射强迫。[根据图4.6]

*与SAR相比，氧化亚氮的全球收支处于较好的平衡状态，但单个源排放的不确定性仍然很大。*氧化亚氮自然源的排放估计大约是10 TgN/年（1990年），其中土壤贡献大约65%，海洋贡献大约30%。现在，新的、估计更高的人为源(如农业，生物质燃烧，工业活动以及牲畜管理)排放大约为7 TgN/年，与SAR相比，这使源与汇估计趋于平衡。然而，自SAR以来，对这种长寿命的重要温室气体的可预测性认识并没有明显的改进。它对辐射强迫的贡献大约是0.15Wm^{-2}，是长寿命且全球均匀分布温室气体总量的6%(参见图9)。

卤化碳及其有关化合物

*这些气体既能使得臭氧消失又对温室效应有贡献，自蒙特利尔议定书及其修正案限制它们的排放以来，它们在大气中的浓度有的在减少（如CFC-11，CFC-113，CH_3CCl_3 和 CCl_4)，有的在缓慢增加（如CFC-12)。许多卤化碳还是有辐射活性而且长寿命的温室气体。*卤化碳是由碳和氟，氯，溴，碘等合成的化合物。人类活动是这些化合物大部分唯一的源。含有氯的卤化碳（如氟里昂-CFC）和含有溴的卤化碳（如哈龙）对平流层臭氧有耗损破坏作用，在蒙特利尔议定书中受到控制。在1994年对流层中臭氧消耗气体总量达到极大值，随后逐渐减小。一些重要的卤化碳在大气中的含量已经达到峰值，参见有关CFC-11的图12。对流层中CFC和卤化碳的浓度与报告的排放相一致。卤化碳对辐射强迫的贡献是0.34Wm^{-2}，这是全球均匀混合温室气体贡献的14%。(图9)

*观测表明，CFC替代品的大气浓度正在增加，许多这些替代品都是温室气体。*HCFC和HFC含量的增加来源于它们早期的持续使用以及作为CFC替代品的使用。例如，HFC-23的浓度在1978至1995年期间增加了2倍。因为目前的浓度相对较低，HFC对辐射强迫的贡献还相对较小。HCFC对辐射强迫的贡献也很小。所有这些气体未来的排放都受到蒙特利尔议定书的限制。

*PFC（如CF_4和C_2F_6）和SF_6也是人为产生，它们大气寿命非常长，对红外辐射有强吸收。*所以这些化合物虽然它们的排放量较小，但对未来气候的影响很大。CF_4在大气中可以至少存留50000年。它有自然源，但目前的人为排放是自然源的1000倍多，并是观测到的浓度增加的主要原因。在每千克单位基础上，一个SF_6分子的温室效应是CO_2分子的22200倍。虽然它目前的大气浓度较低(4.2ppt)，但它的增长速率明显(0.24 ppt/年)。观测到的SF_6增长率与根据销售和储存数据而计算所得的排放十分一致。

C.2 其它重要辐射强迫气体变化的观测

大气臭氧(O_3)

*臭氧是平流层和对流层中都很重要的温室气体。*它在大气辐射收支平衡中的作用强烈地依赖于高度分布，因为它的浓度随着高度的变化而变化。而且它的浓度的空间分布变化也很大。大气中臭氧不是直接释放成份，它是在大气中通过光化反应而产生的，这些光化反应与自然产生以及同人类活动密切相关的前体物有关。一旦形成，大气中臭氧的存留时间相对来说较短，通常从几周到几月。所以，估计臭氧辐射作用非常复杂，比以上全球均匀分布的长寿命温室气体不确定性大得多。

*观测到的过去20年间平流层臭氧的减少引起了地面－对流层系统0.15 ± 0.1 Wm^{-2}的负辐射强迫(即起致冷作用)。*IPCC1992气候变化科学评估补充报告指出，人为卤化碳引起的臭氧层破坏将带来负的辐射强迫。图9中显示出其估计大小比SAP结果略大，因为过去5年里臭氧层的破坏在继续，同时根据许多模式研究结果这是比较确定的。大气环流模式研究表明，尽管臭氧消失各地存在差异(例如高纬度低平流层)，这种负辐射强迫的大小与地面温度减少的大小成正比。所以，过去20年这一负辐射强迫部分抵消了长寿命且均匀混合气体增加带来的正辐射强迫(图9)。估计负辐射强迫的不确定性来源于对对流层顶附近臭氧耗损机制认识的不够。模式计算指出，平流层臭氧的减少将使得紫外辐射穿透到更低的对流层，从而增加某些气体(如甲烷)的清除速率，进而放大臭氧减少带来的负辐射强迫。由于蒙特利尔议定书的作用，未来几十年臭氧层将逐渐恢复，与目前相比，未来与平流层臭氧相关的辐射强迫可能变为正值。

自工业革命以来由于对流层臭氧增加引起的全球平均辐射强迫估计在人为源温室气体强迫基础上增加了0.35 ± 0.2Wm^{-2}，这使得对流层臭氧成为继二氧化碳和甲烷之后第三种重要的温室气体。臭氧是在大气中通过光化学反应而产生，而其未来的变化除其它因素外决定于甲烷以及其它污染物的排放(参见下文)。臭氧浓度对污染物排放变化的响应很快。在有限的观测结果和几个模式研究的基础上，对流层臭氧被认为自工业革命以来增加了大约35%，其中有些区域增加较多，有些区域增加较少。自20世纪80年代中叶以来，对几个有常规测量的背景站点，多数观测表明对流层臭氧的浓度没有增加。这种情况在北美洲和欧洲可以解释为这些大陆的臭氧前体物排放量的减少。然而，对亚洲某些站点，观测表明对流层臭氧可能在增加，这可能与东亚排放量的增加有关。目前的模式研究越来越多，对对流层臭氧的辐射强迫的估计的可信度也越来越大。然而，跟均匀混合的温室气体的研究相比，仍比上不足，但与气溶胶的研究相比，却比小有余。对工业革命之前的大气臭氧分布的了解不够以及对当代（即1960年之后）模拟全球趋势的认识不足是不确定性的主要来源。

只有间接辐射影响的气体

几种化学活性气体，包括活性氮族成份(NO_x)，一氧化碳(CO)，以及挥发性有机化合物（VOC），它们在对流层的氧化能力上起着部分的作用，因此对大气臭氧的分布有重要影响。这些污染物不仅通过影响臭氧而成为间接温室气体，还影响甲烷及其它温室气体的大气寿命。氮氧化物(NO_x)和一氧化碳的源主要是人类活动。

*一氧化碳可确认是重要的间接温室气体。*模式计算表明，100Mt一氧化碳的排放的间接影响与5 Mt甲烷排放的直接影响相当。北半球一氧化碳的总量大约是南半球的一倍，它主要是在20世纪后半叶由于工业化和人口增加所致。

活性氮族NO和NO_2(合称NO_x)是对流层中最重要的化学成份，但是它们总的辐射影响很难评估。NO_x对辐射收支平衡的影响来自于它的增加将影响其它几种重要的温室气体的浓度，例如，甲烷及HFC的减少和对流层臭氧的增加。NO_x化学反应生成物的沉降对生物圈有施肥作用，从而对减少大气二氧化碳有一定贡献。虽然人们很难定量描述，但预计未来2100年NO_x的增加将引起的其它温室气体的显著变化。

C.3气溶胶变化的观测和模拟

气溶胶(非常小的气粒或液滴)对地气系统的辐射收支有重要影响。气溶胶的辐射效应主要在两个不同方面，其一，直接影响，气溶胶本身散射和吸收太阳辐射以及红外热辐射；其二，间接影响，气溶胶改变云的微物理特性，进而对云量的大小和云的辐射特性有所影响。气溶胶是由不同的过程产生的，其中包括自然过程(例如沙尘暴，火山爆发)和人为过程(例如化石燃料及生物质燃烧)。

大气中对流层气溶胶的浓度在最近几年由于人类活动的排放(既有气溶胶本身的排放,也有其前体物的排放)而有所增加，从而使得辐射强迫增加。大多数气溶胶存留在低对流层(几公里以下),但许多气溶胶的辐射特性对垂直分布非常敏感。气溶胶在大气中参与物理和化学反应,特别是在云中。它们主要是在降雨过程中迅速被清除(一周之内)。因为气溶胶的短寿命以及源的不均匀分布，它们在对流层的分布很不均匀，其中极大值都在源附近。气溶胶的辐射强迫不仅依赖于它们的空间分布，而且依赖于它们的粒子大小，形状，化学组成以及水循环中的其它因子(如云的形成)。从观测试验和理论的角度看,考虑所有的因子，给出气溶胶辐射强迫的精确估计十分具有挑战性。

*然而，人们在准确定义许多不同气溶胶直接作用方面取得了显著进展。*SAP考虑了三种人为气溶胶成份:硫酸盐气溶胶，生物质燃烧气溶胶以及化石燃料燃烧产生的黑碳(烟灰)。观测表明,化石燃料燃烧和生物质燃烧产生的有机物气溶胶十分重要。自SAP以来，考虑与工业气溶胶有关的化石燃料有机碳气溶胶增加将带来总的光学厚度的增加(随之而来的负辐射强迫)。目前人们可以通过观测和用气溶胶辐射模式对这些成份分开进行定量估计,以及对矿物灰尘的辐射强迫范围进行估计,如图9所示。硫酸盐的直接辐射强迫是 $-0.4Wm^{-2}$，生物质燃烧气溶胶是$-0.2Wm^{-2}$,化石燃料有机碳气溶胶是$-0.1Wm^{-2}$,化石燃料碳黑气溶胶是$0.2Wm^{-2}$。然而，不确定性仍然很大。这主要来源于确定大气气溶胶浓度和辐射特性,以及确定人为气溶胶比例的困难，特别是对含碳气溶胶源的了解十分有限。这将使得人们对气溶胶总量估计的误差很大(达到2-3倍)，对气溶胶垂直分布估计的误差则更大(达到10倍)。人们对人为灰尘气溶胶的了解也十分有限。结合模式计算，卫星观测使得人们能够定性地识别晴空情况下总的气溶胶的辐射影响，但定量仍然不确定性很大。

*估算人为气溶胶的间接辐射强迫仍有困难，尽管观测表明在暖云中气溶胶将带来负的辐射强迫。*目前有两种不同的方法来估算气溶胶的间接影响：经验方法和机理方法。前者用来估计工业气溶胶的影响，后者用来估计硫酸盐，化石燃料有机碳气溶胶和生物质燃烧气溶胶的影响。另外，分析间接影响模式用来估计气溶胶粒子大小和浓度的初始变化(第一位间接影响),以及估计随从的降水效率的改变(第二位间接影响)。图9所示的研究给出第一位间接影响变化范围的专家判断，现在的结果范围比SAP稍大,第二位间接影响有关的辐射扰动跟与第一位间接影响相比是同符号的，且程度相当。

*人们对在冰及多相云中的气溶胶的间接辐射影响有所定性了解，但定量了解仍然不够，尽管可以确定是正反馈。*目前不可能估计冰核人为源的数目。除了在很低温度(-45摄氏度)各项同性核化过程起主要作用情形下,对云中的冰形成机制至今认识不足。

C.4观测到的其它人为强迫因子变化

土地利用(反照率)的变化

*土地利用的变化，其中主要是森林的砍伐，将引起$-0.2\pm0.2Wm^{-2}$的负辐射强迫(参见图8)。*在高纬度地区估计影响最大。这是因为森林砍伐将使得相对低反照率的雪盖森林被相对高反照率的雪盖区域而代替。以上的估计建立在假设工业革命之前植被与现在的相同的模拟上。然而,这种强迫的不确定性较大,与本报告中的其它因子相比较，土地利用的变化因子研究廖廖无几。

C.5太阳活动和火山活动变化的观测和模拟

*自1750年至今,由于太阳辐射变化而引起的对气候系统的辐射强迫大约是$0.3\pm0.2Wm^{-2}$(见图8)，并且最主要的变化估计发生在20世纪上半叶。*地球气候系统能量的最基本来源是太阳辐射。所以，太阳辐射输出的变化是重要的辐射强迫因子。地球全光谱积分的总太阳辐照度(TSI)的绝对值误差大约是$4Wm^{-2}$，但是自20世纪70年代末期的卫星观测结果表明在过去两个太阳11年周期循环中总太阳辐射相对变化大约为0.1%,相当于辐射强迫变化$0.2Wm^{-2}$。在卫星观测之前，没有对太阳辐射可信的直接测量。人们从其它量的观测(例如太阳黑子)来重新建立总太阳辐照度历史序列的方法尚未证实有效，较长时间范围内的变化也很大。太阳辐射的变化不仅仅表现在总量度变化，还表现在各光谱区间分布的改变，尤其是紫外区域，它们与平流层臭氧的形成密切相关。气候模式研究表明考虑太阳辐照度变率和太阳光谱变化对臭氧的效应对评估太阳变化对气候的影响模式模拟有所改进。人们还提出了放大太阳变化对气候影响的

其它机制，但是缺少严密的理论基础和观测事实的支持。

火山爆发引起的平流层气溶胶的增加在过去几年里带来了负强迫。比较大规模的火山爆发发生在1880至1920以及1960至1991。自1991以后，没有火山爆发。火山爆发引起的平流层气溶胶的增加，与较小的太阳辐射变化一起，在过去20年里，也许40年里，带来了负的净自然辐射强迫。

C.6 全球增温潜势

表3所示的是各种气体的辐射强迫和全球增温潜势(GWP)。全球增温潜势是某一给定物质在一定时间积分范围内与二氧化碳相比而得到的相对辐射影响值。表3中包括了新气体类型的有机氟化物分子，它们当中有许多是醚，它作为未来的碳氢化合物替代品。一些气体的全球增温潜势比其它的不确定性更大，尤其是那些没有详细寿命测量值的气体。直接的全球增温潜势是通过使用改进的二氧化碳辐射强迫的计算，SAP中CO_2值脉冲的响应函数，以及许多卤化碳化合物辐射强迫及大气寿命的新数值而得到相对于CO_2的比值。。某些气体来源于间接辐射反馈的间接全球增温潜势也有估计值，其中包括CO。具有准确大气寿命值的气体的直接全球增温潜势的误差估计大约在±35%，而间接全球增温潜势的则更加不确定。

D. 气候系统及其变化的模拟

前面两节内容报告了从遥远的过去到现在的气候，主要是通过给出气候变量的观测事实，及引起气候变化的幅射因子的观测事实。这一节将通过描述对未来气候变化进行定量估计的唯一工具，即数值模式，建立理解未来气候的桥梁。对地球系统能量收支平衡的基本认识意味着相当简单的模式可以对某些全球平均变量进行广泛的定量预测，但只有精密的气候模式才能对复杂的反馈过程以及详细的局地变化进行准确的预测。气候系统过程的复杂性使得人们不能用外推过去趋势的方法，或统计的方法，或其它纯经验的技术去研究未来的气候。气候模式可以用来研究对未来辐射因子不同输入情景的气候响应(章节F)。同样地，预测未来二氧化碳（含各种不同碳库的相对吸收）以及其它温室气体释放对气候的影响需要人们对生物地球化学过程的理解，并把这些过程考虑进数值碳循环模式中。

气候模式是对地球气候系统的简单的数学表达(见框3)。模式对气候系统响应的模拟程度很大程度上取决于对控制气候系统的物理、地球物理、化学和生物过程的理解程度。自从SAP以来，研究者用模式对地球气候系统的模拟有了长足的进步。首先，本节详述了目前人们对控制气候系统的最重要的过程的理解以及它们在目前气候模式模拟中如何很好地得到体现，然后，本节还评估了目前模式的综合能力，以便对未来气候做出有价值的预测。

D.1 气候过程与反馈

气候系统中的过程决定了气候系统的自然变率，以及对诸如大气温室气体浓度增加的扰动的响应。许多基本气候过程的重要性得到充分认识，其过程也很好地得到模拟。反馈过程对初始扰动起着放大(正反馈)或减小(负反馈)的作用，因此，它对正确模拟气候演化有着重要的影响。

水蒸气

*用于解释由气候模式预测的对应于CO_2增加引起的大的增暖的主要反馈是大气中水蒸气的增加。*大气中温度的升高，引起了其含水能力的增加，尽管如此，由于绝大部分大气是非饱和的，这并不直接意味着水蒸气自己一定会增加。在边界层内(大约是大气最低的1到2公里)，水蒸气随温度的增加而增加。而在边界层以上的自由对流层，那里水汽的温室效应是最重要的，情况较难确定。由现有模式得到的水汽反馈，大约把相对于固定含量水蒸气的增暖放大了一倍。在SAP以来，尽管云中水汽的逸失还存在较大的不确定，模式中水汽的分布和实际观测还存在差别，模式中水汽的处理已得到了较大的改善。模式已经能够模拟到位于热带和副热带有观测记录的潮湿和干燥地区，以及它们如何在各年、各季节间进行演化。如果更进一步的话，这并没有提供一个反馈的检验，尽管明显的差值倾向于一个正的晴空水汽反馈，其量级可以和模拟中的相比。

云

自1990年IPCC第一次评估报告以来，在未来气候预测中的最大不确定性来自云及其辐射相互作用。云可

表3: 相对于二氧化碳的直接全球增温潜能(GWP)(对于大气寿命有确切值的气体)。全球增温潜能是估计由于大气释放1千克特定温室气体而带来的全球增温相对于大气释放1千克二氧化碳所带来的全球增温的比值。不同时间尺度全球增温潜能的值不同表示了不同气体的大气寿命的影响。[根据表6.7]。

气体		寿命(年)	全球增温潜能 时间长度(年)		
			20 年	100年	500 年
二氧化碳	CO_2		1	1	1
甲烷[a]	CH_4	12.0[b]	62	23	7
氮氧化物	N_2O	114[b]	275	296	156
氢氟碳					
HFC−23	CHF_3	260	9400	12000	10000
HFC−32	CH_2F_2	5.0	1800	550	170
HFC−41	CH_3F	2.6	330	97	30
HFC−125	CHF_2CF_3	29	5900	3400	1100
HFC−134	CHF_2CHF_2	9.6	3200	1100	330
HFC−134a	CH_2FCF_3	13.8	3300	1300	400
HFC−143	CHF_2CH_2F	3.4	1100	330	100
HFC−143a	CF_3CH_3	52	5500	4300	1600
HFC−152	CH_2FCH_2F	0.5	140	43	13
HFC−152a	CH_3CHF_2	1.4	410	120	37
HFC−161	CH_3CH_2F	0.3	40	12	4
HFC−227ea	CF_3CHFCF_3	33	5600	3500	1100
HFC−236cb	$CH_2FCF_2CF_3$	13.2	3300	1300	390
HFC−236ea	CHF_2CHFCF_3	10	3600	1200	390
HFC−236fa	$CF_3CH_2CF_3$	220	7500	9400	7100
HFC−245ca	$CH_2FCF_2CHF_2$	5.9	2100	640	200
HFC−245fa	$CHF_2CH_2CF_3$	7.2	3000	950	300
HFC−365mfc	$CF_3CH_2CF_2CH_3$	9.9	2600	890	280
HFC−43−10mee	$CF_3CHFCHFCF_2CF_3$	15	3700	1500	470
全氟品种					
SF_6		3200	15100	22200	32400
CF_4		50000	3900	5700	8900
C_2F_6		10000	8000	11900	18000
C_3F_8		2600	5900	8600	12400
C_4F_{10}		2600	5900	8600	12400
c−C_4F_8		3200	6800	10000	14500
C_5F_{12}		4100	6000	8900	13200
C_6F_{14}		3200	6100	9000	13200
醚和卤化醚					
CH_3OCH_3		0.015	1	1	<<1
HFE−125	CF_3OCHF_2	150	12900	14900	9200
HFE−134	CHF_2OCHF_2	26.2	10500	6100	2000
HFE−143a	CH_3OCF_3	4.4	2500	750	230
HCFE−235da2	$CF_3CHClOCHF_2$	2.6	1100	340	110
HFE−245fa2	$CF_3CH_2OCHF_2$	4.4	1900	570	180
HFE−254cb2	$CHF_2CF_2OCH_3$	0.22	99	30	9
HFE−7100	$C_4F_9OCH_3$	5.0	1300	390	120
HFE−7200	$C_4F_9OC_2H_5$	0.77	190	55	17
H−Galden 1040x	$CHF_2OCF_2OC_2F_4OCHF_2$	6.3	5900	1800	560
HG−10	$CHF_2OCF_2OCHF_2$	12.1	7500	2700	850
HG−01	$CHF_2OCF_2CF_2OCHF_2$	6.2	4700	1500	450

[a]甲烷的全球增温潜能包括了它对平流层水汽和臭氧贡献的间接影响。
[b]甲烷和氧化亚氮的值经过了时间调整,这主要是考虑了它们在生存期间的间接影响。

框 3：气候模式：是如何建立的？又该如何应用？

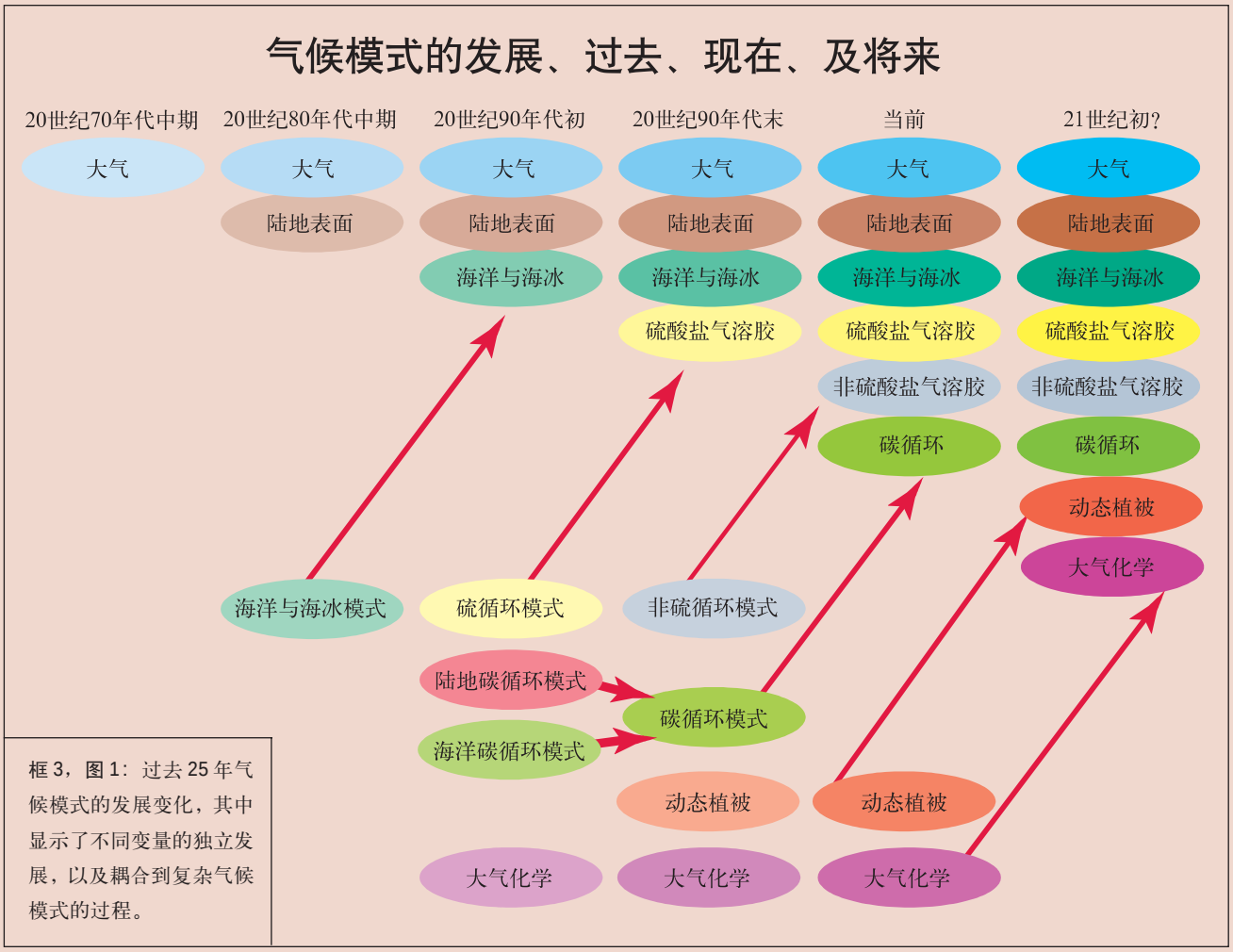
综合气候模式是建立在用数学方程表示的物理定律基础之上，它的求解是采用全球三维格点来得到的。对于气候模拟来说，气候系统的主要组成都应在子模式(大气，海洋，陆地地表，冰雪圈，以及生物圈)中有所表达，其中包括它们本身之间以及相互之间的过程。本报告中的大多数结果都来自模式结果，这包括这些所有组成的一些内容。包含大气和海洋耦合过程的全球气候模式也称之为大气－海洋环流模式(AOGCM)。例如，在大气模式中，有描述大尺度动量、热量以及湿度传输的方程。类似的方程在海洋模式中也存在。目前典型的大气模式分辨率是大约水平 250 公里和垂直 1 公里(边界层以上)；典型的海洋模式分辨率是大约水平125−250公里和垂直 200−400 公里。模式中方程的积分步长是半个小时。许多物理过程，例如与云和海洋对流相关的过程，其空间尺度远小于模式格点，故不能用模式模拟进行显示求解。它们的平均影响通过考虑与大尺度变量的物理相关而近似地被考虑。这种技术就叫做参数化。

为了对未来气候变化进行定量预测，人们必须用气候模式对控制未来气候变化的所有重要过程进行模拟。随着计算能力的日益强大，气候模式在过去的几十年里业已发展起来。这期间，气候系统各组成部份的模式，包括大气，陆地，海洋，海冰，均独立发展完成，并逐渐实现耦合。不同组成间的耦合困难重重。最近，硫循环组成部份被耦合进气候模式，它们被用来考虑硫的排放以及气溶胶粒子的氧化形成。目前在少数几个模式中考虑了陆地碳循环和海洋碳循环，而大气化学组成部份则均在气候模式本身之外运行。当然，最终目的是尽可能考虑所有的地球气候系统组成部份及其相互作用，在对未来气候变化的预测中不断考虑到各个组成部份的反馈影响。下图显示出气候模式过去，现在和未来的可能演化。

有些模式通过“通量调整”来处理误差或近地通量不平衡，这些都是为了使得模拟与观测结果更接近而根据经验在大气和海洋界面上在一定时间内进行的系统校正。人们设计了一个技术，以去除一些模式误差对结果的大部分影响。经常采用的方法如下：首先用模式进行一次“控制”气候模拟，然后用模式进行气候变化试验模拟，例如增加模式大气中二氧化碳的浓度。最后，两者的差被用来估计由于扰动带来的气候变化。这种误差技术过滤掉了模式中大多数人为调整影响，以及前后不同模拟过程中的系统误差。然而，不同模式结果的比较使得某些误差特征对结果输出的影响仍十分显著。

地球气候系统的许多方面是无秩序的，例如它的演化对初始状况小的扰动非常敏感。这种敏感性限制了为时两周的中期天气预报的可预报性。然而，由于气候系统更缓慢变化组成部分对大气的系统影响，气候仍然有其可预报性。不管怎样，为了能够在目前的初始条件和模式不确定性的情况下作出可靠的预报，人们需要用不同的全球模式，在不同的初始扰动情况下进行多次重复运算。这些集合是对气候状况进行概率预报的基础。

以吸收和反射太阳辐射(从而降低地表气温)，同时又吸收和放射长波辐射(从而增暖地面)。这些作用的整体效果取决于云的高度、云的厚度及其辐射特性。云的辐射特性和变化取决于大气中水汽、水粒、冰粒、大气气溶胶的分布和云的厚度。尽管还有相当大的不确定性，云参数化的物理基础因在云水收支方程中引入云微物理特性的整体表示 而在模式中有很大的改进。云表现为气候模拟中一个显著的潜在误差。模式系统性地低估云对太阳辐射的吸收，这种可能仍然是一个存在争执的问题。云净反馈的符号还是一个不确定的问题，不同的模式给出了相当大的差异。更进一步的不确定性来自于降水过程，及在准确模拟日循环及降水量和频率方面的困难。



框 3，图 1：过去 25 年气候模式的发展变化，其中显示了不同变量的独立发展，以及耦合到复杂气候模式的过程。

综合大气 - 海洋环流模式非常复杂，需要大量的运行计算资源。为了探讨温室气体排放的不同情景，以及更全面地估计模式参数化假定或近似的影响，简单模式也得到广泛应用。这些简单模式包括模式分辨率的降低，动力和物理过程的简化。简单的，较复杂的，综合的模式一起构成了“气候模式系列”，它们对于探讨模式参数化的选择，评估气候变化的重要结论起着唇齿相依的作用。

平流层

*由于平流层结构的变化和对其辐射与动力过程的重要作用的认识，平流层在气候系统中的重要性越来越多得到重视。*大气中包括平流层的温度变化的垂直廓线，是检测和成因研究中一个重要指标。大部分观测到的平流层低层的温度降低被归因于臭氧的减少，南极的臭氧洞是其中的一部分，而非 CO_2 浓度的增加。对流层中产生的波动可以传播到平流层，并在那里被吸收。结果，平流层的变化会改变这些波的吸收地点和方式，这种作用又可以下传到对流层。太阳光照的变化，主要是在紫外波段(UV)，会引起由光化学反应造成的臭氧变化，从而

改变平流层加热速率并进一步改变对流层的环流。分辨率的局限和对一些平流层过程相对较差的描述，增加了模式结果中的不确定性。

海洋

*在海洋过程的模拟方面有了一些大的进展，特别是热量传输方面。这些进展，与分辨率的增加相联系，在减少模式对通量调整的要求，形成自然大尺度环流型的真实模拟和改进厄尔尼诺模拟方面非常重要（见框4）。*海洋洋流携带热量从热带到高纬度地区。海洋与大气交换热量、水(通过蒸发和降水）、和CO_2。由于其巨大的质量和热容量，海洋减缓了气候变化，并影响海－气系统变率的时间尺度特征。在与气候变化相联系的海洋过程的了解方面有了较大进展。分辨率的增加，以及对重要的次网格尺度过程(如中尺度涡旋)表征(参数化)的改进，增加了模拟的真实性。在小尺度过程，如溢流(通过狭窄通道的洋流，如通过格陵兰和冰岛的)，西部边界流(即沿岸的大尺度狭窄流)，对流和混合等的表征方面仍存在很大的不确定性。尽管对气候的影响还不清楚，气候模拟中的边界流较实际的弱而宽。

冰冻圈

*对海冰过程的表征在不断改进，现在一些气候模式引入了冰动力过程的物理处理。全球模式中，对陆地冰过程的表征仍需发展。*冰冻圈包括地球上那些季节性或长年性被雪冰覆盖的地区。海冰是很重要的，因为它较海面反射更多的入射太阳辐射(即有较高的反照率)；并且在冬季绝缘海洋，减少其热量损失。这样，海冰的减少给高纬度气候变暖提供一个正的反馈。更进一步，由于海冰较海水包含较少的盐，因此海水结冰时，海洋表层的含盐量(盐度)和密度会增加。这促进了与低层海水的交换，而影响海洋环流。冰山的形成和冰架的融解将淡水由陆地返还海洋，因此这些过程速度的变化可以通过表面盐度的变化影响海洋环流。雪盖较陆地有较高的反照率；因此，尽管作用比海冰小，雪盖的减少也会导致类似的正反照率反馈。雪方案和冰覆盖及其厚度的次网格尺度变率的复杂性不断增加，这可以显著地影响反照率和大气－海洋交换，它们已经被引入部分气候模式。

陆面

*包括最新陆面表征的模式研究表明，CO_2增加对植物生理的直接效应，可以导致热带大陆地区土壤水分蒸发蒸腾损失总量的相对减少，这与区域增暖和变干相联系的，由通常的温室效应预测的。*当人为气候变化(如，气温增加，降水变化，净辐射加热变化，和CO_2的直接效应）可以影响陆面状况(如，土壤湿度，反照率，粗糙度和植被)时，陆面变化有重要的反馈作用。能量、动量、水、热量和碳在陆面和大气间的交换，在模式中可以被定义为局地植被类型和密度，以及土壤厚度和物理特性的函数，它们都基于由于使用卫星观测而不断得到改进陆面数据库。最近在植物光合作用和水利用方面的认识进展在新一代的陆面参数化中，被利用来耦合陆地能量、水和碳循环，它们已为场地观测验证并引入到部分GCM中，得到了陆地－大气通量模拟中可证实的改进。尽管如此，在土壤湿度过程、径流预报、土地利用改变和雪以及次网格尺度不均匀性处理等方面还有一些重要的问题需要解决。

陆面覆盖的改变可以在几方面影响全球气候。潮湿的热带地区(如南美，非洲和东南亚)大规模的森林砍伐已被证实为最重要的在进行中的陆面过程，因为它减少了蒸发，增加了表面温度，这些作用已经定性在模式中得到体现。但是，大规模森林砍伐，特别是在亚马逊河地区对水文循环的定量作用还存在着很大的不确定性。

碳循环

*基于过程的陆地和海洋碳循环模式的最新进展和它们相对于观测的检验，给它们在未来情景研究中的应用提供了可靠依据。*在自然界中，CO_2快速地循环于大气、海洋和陆地。但是，人类活动引起的CO_2扰动需要非常长的时间才能够消除。这是由于海洋和陆地碳储存地增加率受到限制的过程引起的。人为CO_2由于海水的高溶解度(因碳化学的自然性质)而被海洋吸收，但吸收的速度由于有限的垂直混合速度而受到限制。人为CO_2被陆地生态系统的吸收有几种可能机制，如土地管理，CO_2施肥作用(由于大气CO_2浓度增加引起的植物生长的加强)，以及人为氮输入的增加。这种吸收由于只有相对较少份额的植物碳可以进入长期储存(木材和腐植质）受到限制。排放的CO_2被海洋和土地吸收的比例随CO_2浓度的增加会减少。基于过程的海洋和陆地碳循环模式(包括物理，化学和生物过程的表述)被开发出来并与相关自然碳循环

观测进行比较评估。不建立模式来模仿碳循环中人类活动的扰动，并能够产生与观测到的全球趋势总体类似的海洋和陆地碳吸收的时间序列。模式间还存在很大的不同，特别是在如何处理物理海洋环流和陆地生态系统对气候的局地响应方面。尽管如此，现在的模式一致指出，当气候变化的效应得到考虑时，海洋和陆地对CO_2的吸收会减小。

D.2 耦合系统

如D.1节所指出的，气候系统各不同的组成部分(大气，海洋，冰雪圈，陆面）内部间存在着许多的反馈。但是，许多重要的过程和反馈的发生是通过气候系统各组成部分间耦合来实现的。它们的表征程度对预测大尺度响应是非常重要的。

自然变率模态

*现在越来越认识到，自然环流型，如ENSO和NAO，在全球气候及其年际和更长时间尺度变率中起着至关重要的作用。*最强的年际尺度气候的自然波动，是ENSO现象(见框4)。它是一个固有的大气－海洋耦合模态，其活动中心位于赤道太平洋，但对世界范围内的局地气候都有重要的影响。全球气候模式现在只能表现出代表ENSO的热带太平洋的变率，这主要是通过增加赤道地区径向分辨率实现的。类似于ENSO期间发生的海表温度和大气环流型，同样发生在年代际或更长时间尺度上。

*北大西洋涛动(NAO)是北半球冬季大气环流变率的主导型，现在已不断地得到真实模拟。*NAO与北极涛动(AO)紧密相连，它有一个另外的环北极的分量。有很强的证据表明，NAO主要是由于对流层－平流层系统的大气内部过程引起的。大西洋海表温度(SST)的波动与NAO的强度相联系，在NAO和大西洋间一个中等强度的双向相互作用，会导致年代际变率，其出现对气候变化预测十分重要。

*气候变化可以表现为围绕平均值的变动，同时也可以表现为其对特定气候状态的倾向，如已证明的，观测到的最近30年NAO指数向正值发展的趋势，以及1976年以来热带太平洋的气候“位移”。*耦合模式可以模拟观测到的自然气候变率特征，如NAO和ENSO，这表明模式中已包括许多相关的过程，但还需要更多的努力，来准确描述这些自然状态。更进一步，由于ENSO和NAO是区域气候变化的决定性因子，并且可能引起突发和超出直观想象的变化，因此在严格取决于局地变化的气候变化的这些方面存在着增加的不确定性。

温盐环流（THC）

*温盐环流(THC)在大西洋中纬度热量输送中起着主要的作用。*由温度和盐度效应引起的密度差异引起的THC是海洋中全球尺度的循环。在大西洋表层温暖海水向北流动，在北大西洋下层冷咸海水回流，这一过程中热量得到传输。大西洋THC的重新组织可以由表面浮力的扰动触发， 影响表面浮力的有降水、蒸发、 大陆径流、海冰形成、热量交换、 导致区域和全球气候变化的过程等。考虑到THC的引入，大气和海洋的相互作用看起来也对年代际和更长时间尺度有重要影响。大尺度大气强迫的相互影响，包含有在低纬的加热和蒸发，在高纬的降温和降水增加，组成了现代大西洋THC潜在不稳定的基础。ENSO通过改变热带大西洋的淡水平衡，也可能会影响THC，从而提供了一个低纬和高纬间的耦合。表征通过海底山脊和狭窄海峡的小尺度洋流的不确定性，限制了模式对THC显著变化的模拟。北太平洋较少的盐分，使得太平洋中不能发生深的THC。

非线性事件和快速气候变化

*气候系统中快速和不可逆变化的可能性是存在的，但其有关机制有很大程度的不确定性，同样在这种转换的可能性或时间尺度方面也有很大的不确定性。*气候过程包括许多复杂的过程和反馈，它们以复杂的非线性方式进行相互作用。如果系统被充分扰动的话，这种相互作用可以引起气候系统超过临界状态。从极地冰芯获取的证据表明，大气状态可以在几年内变化，大尺度半球的变化可以有几十年那么快。例如，大西洋THC的快速转向崩溃的临界的可能性，已被一系列模式所证实。现在还不清楚这种临界值是什么，以及人类活动引导超越它可能性有多大(见章节F.6)。大气环流可以被描述为不同的倾向性类型；例如，从ENSO和NAO/AO引起，以及它们位相的变化会发生得很快。基本的理论和模式说明气候变化可以首先被描述为这些形态出现频率的变化。植被的变化，或者通过直接

框 4：厄尔尼诺 / 南方涛动

在年际时间尺度上最强的自然变率是厄尔尼诺／南方涛动(ENSO)。“厄尔尼诺”一词，最早是指每年在圣诞节期间发生的，沿秘鲁海岸向南的弱的暖洋流，仅与其后不寻常的大的增暖相连。但是，这种沿岸的增暖，一般与国际日界线附近的更广阔海洋的异常增暖相联系，而就是这个太平洋海盆范围现象建立了其与异常全球气候型的连接。与“厄尔尼诺”相连的大气部分就是“南方涛动”。科学家们经常将这种大气和海洋共同作用的现象合起来，称为ENSO（厄尔尼诺－南方涛动）。

ENSO是一个自然现象，在珊瑚芯和安第斯山脉的冰芯证据表明，它已经存在了上千年。赤道太平洋地区的海洋和大气条件很少达到平衡状态，但厄尔尼诺与它的反位相拉尼娜，由一个赤道太平洋海盆范围变冷组成，两者之间在某种程度上波动是不规则的，倾向于3到6年周期。每次事件最强的位相一般可以延续为大约一年。

太平洋海表温度明显不同的分布型，决定了ENSO事件不同的阶段。关键的特征是，位于赤道西太平洋的“暖池”，那里有全世界最暖的海水；东太平洋冷很多的海水；和沿赤道在10月份最强、3月份最弱的冷舌。大气在赤道从东方来的信风，将西部的暖水堆积起来，产生沿赤道从东向西0.60米高的向上的斜坡。风驱动表面洋流，这决定了表面海水向哪里流动和转向。这样，较冷的富含营养的海水沿赤道和美洲西部沿岸自下层上翻，有利于浮游植物、浮游动物、以及鱼的发育生产。由于对流和雷暴易于在暖水上方发生，海表面温度的分布型决定了热带地区降水的分布，反过来，这通过潜热释放又决定了大气加热型。加热驱动热带大尺度季风型环流，从而决定风的整体情况。热带这种大气和海洋间很强的耦合作用引起了厄尔尼诺现象。

厄尔尼诺期间，从热带西太平洋来的暖水当信风减弱时向东迁移，使热带风暴的分布型迁移，进一步减弱了信风，从而加强了海水温度的变化。当暖水沿赤道向东涌动时，海面在西部下降，而在东部升高，最高达0.25米。但是，大气环流的变化并不局限于热带地区，而是伸展到全球，影响急流分布和中纬度的风暴路径。大致相反的型式发生在相反的拉尼娜相位现象中。

与ENSO相联系的变化产生了每年全世界天气和气候很大的变化。这些经常对人类和社会有深远的影响，因为和它们经常相联系的有干旱、洪水、热浪和其他一些严重破坏农业、渔业、环境、健康、能源需求、空气质量 以及火灾危险等的变化。ENSO在模拟大气中CO_2变化中也起着显著的作用。热带太平洋正常的富营养和CO_2海水上翻，在厄尔尼诺期间被抑制。

的人为森林砍伐或者通过全球变暖，可以发生得很快，可能会导致进一步的气候变化。大约5,500年前撒哈拉的快速出现，可能代表了这种陆地覆盖的非线性变化的一个例子。

D.3 区域化技术

*在SAP中，区域气候信息仅给予了有限程度的强调。在SAP以来，加强区域细节的技术也得到了显著提高，并得到了更广泛的应用。*它们被划分为三类： 高和可调节分辨率的AOGCM；区域（或嵌套有限区域）气候模式（PCM）；以及经验／统计和统计／动力方法。这些技术表现出了不同的长处和短处，它们在大陆尺度的应用强烈取决于特定应用的需求。

总体来说，粗分辨率的AOGCM可以较好地模拟

大气平均环流特征。在区域尺度，它们依地区不同，模式不同而表现出区域平均偏差变化很大；在次大陆级的地区，平均的季节温度误差典型值为±4℃，降水的偏差为−40到+80%间。这表明了与SAP评估的AOGCM相比，有了重要的改进。

自SAP以来高／可变分辨率大气环流模式(AGCM)通常表明，模式中的动力和大尺度流随分辨率的增加而改进。尽管只有很少的工作，但在某些个例中，结果表明与粗的全球模式相比，其系统误差会变坏。

自SAP以来，高分辨率PCM明显成熟很多。与AGCM相比，区域模式不断地改善所模拟气候的空间细节。由观测到的边界条件驱动的PCM所模拟的区域平均温度误差一般低于2℃(区域尺度从10^5到10^6 km²)，降水误差一般低于50%。区域化工作表明，在细尺度上，与大的区域平均结果相比，变化可能在幅度或符号上都会有很大的不同。模式结果之间还有相对较大的差别，尽管形成这些差别的原因还不清楚。

D.4 能力的总体评价

自SAP以来，耦合模式有了显著的发展和改进。总体来说，它们提供了可信的气候模拟，至少到次大陆级尺度和从季到年代际的空间范围。耦合模式，作为一个整类，被认为是提供未来气候估计的适当工具。这些模式到目前为止还不能模拟气候的所有方面（如，它们还不能完全解释观测到的自1979年来的地面−对流层温度差别的趋势）。云和湿度还是明显的不确定性的源，但在模拟它们方面已经有了改进。没有一个模式可视为是“最好的”，使用一系列经过仔细检验的耦合模式，来探讨不同情况的效果是非常重要的。对模式表现不断增加信心的理由来自于以下方面。

通量调整

模式预测的总体信心由于一些模式不使用通量调整的良好性能而得到增加。这些模式现在一直可得到稳定的、多世纪的地面气候的模拟结果，这被看作它们在用于进行气候变化预测时有足够的能力。许多模式现在可以不使用通量调整进行运行，这种改变来自于大气和海洋两个组成部分的改进。在大气模式中，对流、边界层、云和地表潜热通量方面的改进得到广泛关注。在海洋模式中，改进体现在分辨率、边界层混合以及涡旋的表示等方面。使用和不使用通量调整的模式得到的气候变化研究结果表现出广泛的一致性，尽管如此，稳定的、不使用通量调整的模式的发展增加了它们在模拟未来气候能力方面的信心。

20世纪的气候

由于一些模式使用增加的温室气体和硫化物气溶胶再现20世纪地面气温增暖趋势，模式在预测未来气候方面能力的信心不断增强。这在图13得到证实。但是，只是使用了理想化的硫化物气溶胶，其他一些额外过程和强迫的贡献或许还没有包括在模式中。一些模拟研究表明，额外强迫如太阳变率和火山气溶胶的引入会改善所模拟的20世纪气候变率的某些方面。

极端事件

对气候模式中模拟的极端事件的分析和信心仍在显现，特别是对风暴路径和风暴频率。“热带气旋状”涡旋在气候模式中被模拟，尽管在对它们进行解释，用于提出可靠的关于热带气旋变化的预测方面还有许多的不确定性。但总体来说，对极端事件在观测（参见B.6节）和耦合模式两方面的分析研究工作仍不发达。

年际变率

耦合模式在模拟ENSO方面的性能得到了改进；但其位置偏西，强度总体来说低估。在适当使用表面风和次表层海洋数据初始化的情况下，一些耦合模式在预测ENSO事件方面取得了一定程度的成功。

模式比较

模式间系统性比较的不断增加提供了气候模式不断增长能力的重要依据。例如，耦合模式比较计划（CMIP）使得能够对在标准配置耦合模式响应标准强迫运行下进行一个广泛和系统性地评估和互相比较。现在已能给出

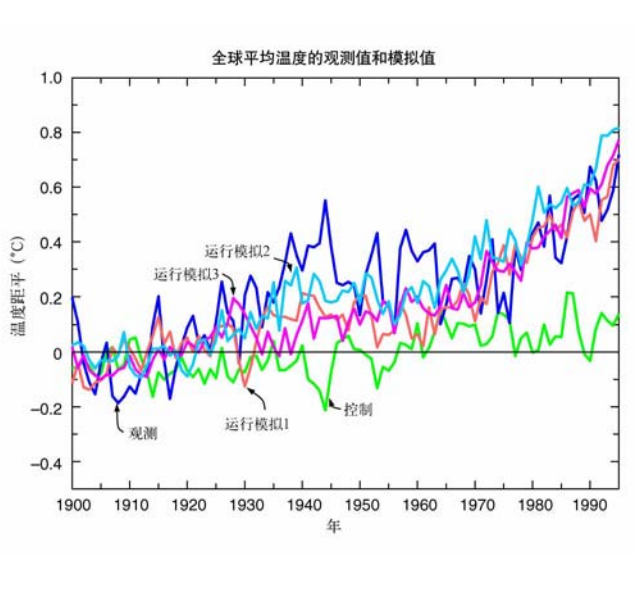


图13：相对于1900−1930年观测平均值的全球年平均温度距平观测和模拟值（摄氏度），利用AOGCM模式，在相同的温室气体与气溶胶强迫和少量不同的初始条件做出的控制试验和三个独立模拟，三种温室气体与气溶胶的模拟分别标有“运行模拟1”，“运行模拟 2”和“运行模拟3”。[根据图8.15]

在某种程度上定量化的耦合模式的改进结果。古气候模式比较计划（PMIP）提供了模式对中全新世（距今6,000年)和晚冰川最盛期（距今21,000年前)模拟的比较。这些模式模拟古气候某些方面的能力，与一系列古气候代用资料相比较，给出了模式（至少在大气部分）在一系列不同强迫下的信心。

E. 人类对气候变化影响的辨认

B和C节分别给出观测到的过去气候和强迫因子的变化。D节通过预测气候系统对这些变化的响应，对气候模式进行了检验。本节使用那些信息，检验迄今人类活动对气候变化的影响能否被识别这一问题。

这是一个需要特别注意的地方。SAR总结“有一系列证据表明， 存在一个可辨别的人类活动对全球气候产生影响”。它注意到人为气候变化信号的检测和归因可以通过不断的证据积累过程来完成。SAR同样指出在一些因子中的不确定性，包括内部变率、强迫和响应的量级和类型，这使得它们不能得到一个确定的结论。

E.1 检测和归因的含义

***检测**是证明一个观测到的变化比能被自然变率解释得更显著(在统计意义上)的过程。**归因**是在一些给定可信度基础上建立因果的过程，包括有争议假设的评估。*人为气候变化强迫变化的响应，发生在自然界内部和外部强迫的气候变率背景下。内部气候变率，即不是被外界因子强迫的气候变率，发生在从数周到数世纪乃至上千年的所有时间周期上。慢气候部分，例如海洋，因为与天气变率想相关，而在年代际和世纪的时间尺度上有非常重要的作用。这样，气候就能在没有外来影响的情况下，产生具有相当大小的长时间尺度的变化。强迫气候变率（信号）的外部因子，可以是由于自然强迫因子的变化，比如太阳辐射或火山气溶胶；或由于人为强迫因子的变化，比如温室气体浓度或气溶胶的增加。这种自然气候变率的存在，意味着人为气候变化的检测和归因是一个统计“信噪比”问题。检测研究证明一个观测到的变化是否在统计意义上高度非同寻常，但并不一定意味着我们知道它的原因。将气候变化归因为人为原因，需要使用统计分析和对多种证据仔细的评估，在事先给定的误差界限下，观测到的变化为：

- 不可能全部是因为内部变率；
- 与所估计的且与给定的人为和自然强迫结合产生的响应一致；而且
- 与对除去给定共同强迫的重要因素下最近气候变化物理上可能解释不一致。

E.2 一个更长时间的，经过更仔细核查的观测记录

*最近5年中的 3年(1995，1997和1998)是全球有仪器观测记录以来的最暖年份。*对全球和半球平均温度记录观测样本误差的影响进行了估计。对基于卫星的温度记录(微波辐射计，MSU)的误差和不确定性也有了更深入的了解。MSU和探空资料的差异得到了很大程度上的解决，尽管地面和对流层低层间差别的观测趋势还不能被完全解释(B节)。最近1,000年新的温度重建表明，即使考虑到在古气候重建方面很大的不确定性(参见B节)，最后100年温度的变化不可能全部归因于自然原因。

E.3 内部变率新的模式估计

*如现在的模式估计所表明的，最近100年的变暖看起来非常不像仅是由于内部变率引起的。*器测记录较短，包括人类影响时期；古气候记录包括了自然强迫变化，比如那些由于太阳辐射变化和重要火山喷发的频率。这些局限性使得在使用耦合模式进行长期的“控制”模拟估计内部气候变率方面很少有其他替代。自SAR以来，更多的模式被用来估计内部变率的大小，其中一个事例在图 14 中给出。如所看到的，这些模式中有相对的全球尺度的内部变率。与检测和归因相联系的长时间尺度的估计还不能确定，但在年际和十年际时间尺度，一些模式表示出较观测类似或大的变率，即使模式不包括外源的变化。关于人为影响信号的检测，结论是它对用以估计内部变率的模式不敏感，最近的变化也不能单纯由内部信号解释，即使在模拟的内部变率的幅度由于增加2个或更多的因子而最多的情况下。大多数最新的检测和归因研究发现没有证据表明，在扣除在用来作检测和归因研究的大的空间尺度和长的时间尺度的人为信号估计外的剩余变率后，由模式估计的地表内部变率与仍在观测中的剩余变率是不一致的。但是请注意，用来估计不一致性的能力是有限的。如图14所示，没有模式控制的模拟表现出地面气温趋势和最近1,000年的观测趋势一样大。

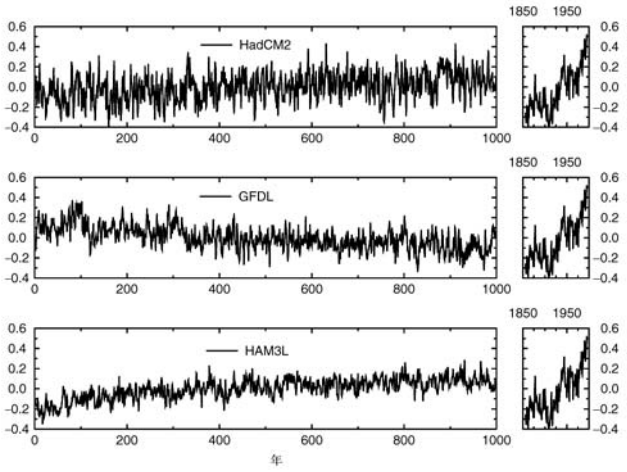


图 14：利用三个不同的气候模式－哈得莱，地球流体动力实验室和汉堡模式，得到的 1000 年的全球平均地表气温距平控制模拟结果，并与最近的仪器记录进行比较。模式控制试验没有表明地面气温的趋势与观测趋势一样大，假如这些模式的内部变率是正确的话，最近的增暖不可能是由于气候系统单独的变化引起的。[根据图 12.1]

E.4 对自然强迫响应的新的估计

*基于物理原理和模式模拟的评估表明，仅有自然强迫不能够解释最近观测到的全球变暖，或者观测到的大气温度垂直结构的变化。*海洋－大气全部耦合的模式使用最近1到3个世纪的太阳和火山强迫重建资料，来估计自然强迫对气候变率和变化的贡献。尽管自然强迫的重建还不确定，包括它们的影响会产生长时间尺度(多年代)变率的增加。这带来了与由古气候重建所带来的相近的低频变率。有可能净的自然强迫(即太阳加火山)在过去的20年，可能甚至是40年中，是负的。统计评估证实，模拟的自然变率，包括内部和自然的强迫，不可能解释20世纪下半叶的变暖(见图15)。 但是，存在有可以检测的火山对气候影响的证据，及可以检测的太阳影响的证据，特别是在20世纪早期。即使模式低估了太阳和火山强迫响应的强度，空间和时间型式表明，仅有这一效果自身不能解释观测到的 20 世纪的温度变化。

E.5 估计气候变化信号的敏感性

*在观测到的气候变化和模式对人为强迫的响应方面，有许多定性的一致性。*模式和观测均表现出全球气温的增加，陆地－海洋温度差的增加，海冰范围的缩小，冰川后退，以及在北半球高纬度地区降水的增加。还存在一些定性的不一致，包括模式预报了在中至高层对流层较观测到的或者卫星或者对流层探空仪的温度记录更快的变暖这一事实。

*在检测研究中考虑温室气体和硫化物气溶胶的所有模拟发现，在解释最近30年地面和对流层趋势方面，一个强的人为信号贡献是需要的。*自SAR以来，有了更多模拟考虑温室气体的增加，也有一些对气溶胶作用进行描述的方法。一些研究包括了温室气体的显示表示(与 CO_2 当量增加相对的)。其它一些还包括了对流层臭氧变化，交互式的硫循环，硫化物气溶胶散射的显示辐射处理，以及改进的对平流层臭氧变化估计。大体来说，

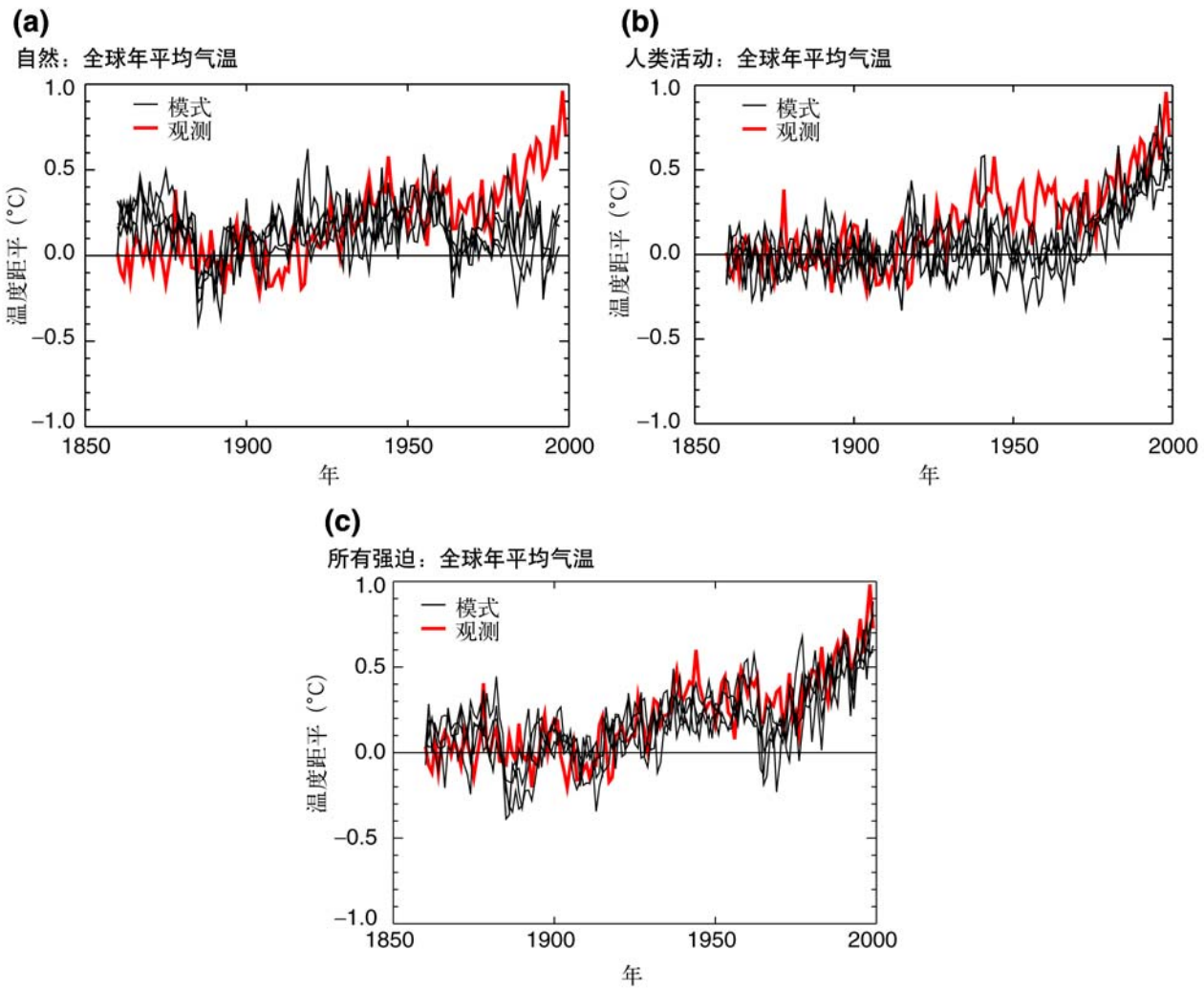


图15：相对1880−1920年平均的全球平均地表温度距平，它是根据仪器记录并与耦合海气气候模式强迫得到的四个模拟结果集成比较后得到的（a）只有太阳和火山强迫；(b）包括加入混合均匀的温室气体、平流层和对流层臭氧变化和硫酸盐气溶胶的直接和间接作用的人类活动强迫，(c)包括所有的强迫，既有自然的也有人类活动的。粗线表示的是仪器记录资料，细线表示的是每一个模式在四个模式集成中的单独模拟结果。注意资料是年均值。模式资料只是在有观测点的地方采样得到。硫酸盐气溶胶变化的计算是相互影响的，对流层臭氧的变化利用了一个化学传输模式单独计算得到。云的亮度（硫酸盐气溶胶的第一个间接影响）变化利用单独模拟计算得到，并包含在模式中。平流层臭氧变化的计算基于观测。火山和太阳强迫基于测量到的和代用资料合成后的业已发表的研究结果，1990年净的人类强迫为$1.0Wm^{-2}$，包括由于硫酸盐气溶胶引起的净的$1.0Wm^{-2}$冷却。相对于1860年，1990年的净自然强迫为$0.5\ Wm^{-2}$。由于Pinatubo火山爆发，1992年是净的冷却$2.0Wm^{-2}$。受人类活动强迫的其它模式给出了与(b)相同的结果。[根据图12.7]

当气候对这些人为因子响应的检测经常还比较含糊的情况下，温室气体对过去50年地面气温变化影响的检测还是确凿的。在一些个例中，进行了集合模拟，以减少依赖于时间的响应估计的噪音。估计气候变化信号的不确定性，使得将观测到的气候变化归因于人为和自然影响的特定组合是困难的，但是所有的研究都发现显著的人类贡献在解释至少最近30年的地表和对流层趋势是需要的。

E.6 广泛分布的检测技术

温度

*人类影响气候的证据是由根据大量的检测技术得到的。*SAP 以来的一个主要进步是所用检测技术的增加，以及在使用这些技术方面结果独立于假设程度的评估。有使用型相关的研究，也有使用一个或更多固定型及可变时间型的优化检测研究，以及其它一些技术。研究数量的增加，技术广度的增加，评估人为气候强迫作用能力的提高，以及结果相对于使用这些技术作出的假定的确凿性，使得人们在检测和归因方面增加了信心。

*结果对所考虑的时间尺度和空间范围是敏感的。*数十年的数据在区分出内部变率信号方面是必须的。理想化研究表明，地表温度变化只在 5,000 公里尺度内是可以检测的。这些研究表明，型相关研究中在模拟和观测间发现的一致程度与在理论上预计的是一样的。

*大多数归因研究发现，在最近50年，估计单独由于温室气体增加引起的全球变暖的速度和大小，即可以与观测到的增暖相当，或者会更大。*归因研究强调这一问题，即“相对于一个特定的强迫因子，模拟的响应幅度是否与观测一致”。多信号技术的应用，使得能够在多个气候影响因子中分辨它们各自不同的效果。时间依赖信号的引入，促进了自然和人为强迫影响的区分。随着更多的响应型的引入，不可避免地出现退化问题(不同组合的型得到相对于观测类似的结果)。尽管如此，即使在分析中引入了所有主要的响应，某一明确的温室气体信号仍是可检测到的。而且，大部分模式同时引入温室气体和硫化物气溶胶的估计和在这一阶段的观测是一致的。当人为和自然因子都被引入考虑时，就得到了最近140年模式模拟和观测最好的一致结果(参见图15)。这些结果说明，强迫的引入足以解释观测到的变化，但不排除其它强迫也有贡献的可能性。总体来说，可以发现温度响应增加的温室气体浓度的幅度，与在考虑的尺度范围内所观测的结果之间存在一致性(参见图 16)，但是在其它自然和人为因子方面，模拟和观测还存在着差异。

*所包括的其它强迫的不确定性，不妨碍最近50年人为温室气体效应的确认。*尽管还不确定，但硫化物强迫在这段时期是负的。这段时期大部分的时间，自然强迫的变化强迫也被估计为负的。这样，人为温室气体影响的检测，既不能被硫化物气溶胶强迫的不确定性，也不能因为自然强迫没有引入所有的模式模拟中所消除。区分温室气体，硫化物气溶胶强迫等不同响应的研究，对硫化物气溶胶和自然信号幅度的不确定性进行了估计，但几乎所有的研究都仍然能够在最近气候记录中检测到人为温室气体信号的存在。

*使用的检测和归因方法，不应该对由个别强迫引起的全球平均响应幅度的误差表现出敏感。*在本报告使用的信号估计方法中，信号的幅度是由观测估计而来的，而不是模拟响应的幅度。这样估计就和那些决定响应模拟幅度的因子是独立的，就如模式使用的气候敏感性一样。此外，如果由于一个给定强迫产生的信号被单独估计，其幅度在很大程度上与用以产生响应的强迫的幅度独立。太阳和硫化物气溶胶间接强迫幅度的不确定性不应该影响估计信号的幅度。

海平面

*通过海水的热力膨胀和广泛的陆冰丧失，20世纪的增暖对观测到的海平面升高很可能有显著贡献。*在现在的不确定性中，观测和模式都一致表明，在20世纪中没有明显的海平面升高加速过程。

E.7 在检测和归因中尚存的不确定性

在减少不确定性方面有了一些进展，尽管在SAP中辨认的许多不确定性的源仍然存在。它们包括：

- *对流层中温度变化的垂直廓线在观测和模式中的差别。*这些随着更真实的强迫历史记录在模式中的应用而减少，尽管没有完全解决。同样，在最近20年观测到的地面和对流层低层的趋势，不能通过模式模拟完全生成。
- *从模式和观测中估计内部气候变率还有很大的不确定性。*尽管如上文所指出的，它们不可能是(接近很不可能)有足够大，能够把检测到的气候变化业已发生这一结论否定掉。
- *除最近20年外的，建立在代用资料或有限观测基础上的太阳和火山强迫的重建还有很大的不确定性。*温室气体对气候影响的检测，可能由于太阳强迫被臭氧－太阳或太阳－云相互作用的放大，在这些不改变型或者依赖于时间的对太阳强迫的响应情况下，而看起来很确凿。这些过程引起的太阳信号的放大

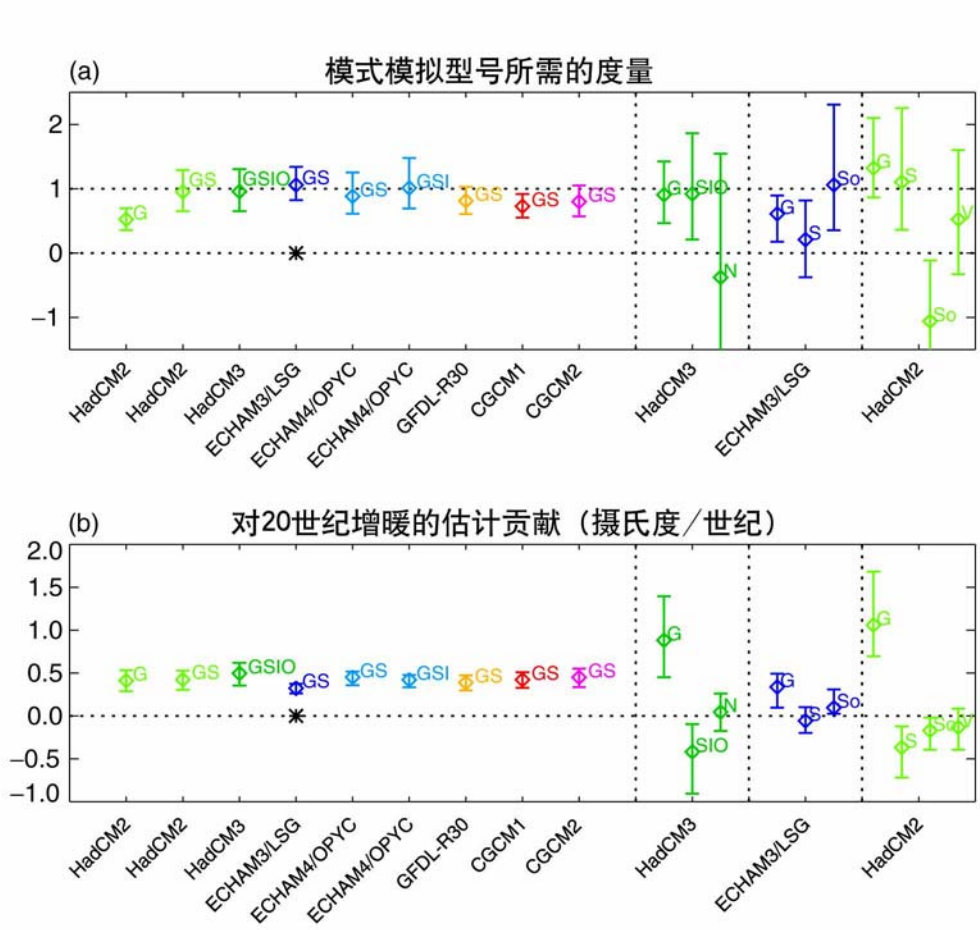


图16：(a)“度量指标估算”，据此将几个模式模拟的信号叠加，以重构观测记录中相应的变化。垂直线段表示由于内在变率而产生的5%−95%的不确定性。一个围绕单位量的范围意味着强迫振幅与模式模拟响应部分叠加，其结果与相应观测变化相一致，而一个包含零的变化范围意味着此模式的模拟信号无法被检测。信号定义为大尺度（＞5000公里）范围内1946年到1996年近地面气温（相对于1896年到1996年之间的平均）作为外部强迫的集合平均响应。第一个输入（G）显示了根据观测结果仅包含对温室气体的响应与内在变率假设得到的尺度因子和5%−95%的置信区间。范围明显小于1（与其它模式结果一致），说明仅由温室气体强迫的模式对观测到的变暖信号估算过高。另外的8个输入表示温室气体和硫强迫（GS）下模式模拟的尺度因子，包括间接硫酸盐强迫和对流层臭氧强迫两个过程，臭氧强迫也包括平流层臭氧耗损（分别为GSI和GSIO）。除了CGCM1外，这一范围其它模式模拟都与单位量一致。很少有证据显示，在仅仅考虑GS信号和内在变率的假设下，模式会系统性地过高或过低估算观测到的响应幅度（也就是说此种诊断分析中自然强迫净效应很小）。除了ECHAM3（用星号表示）外，其它模式观测的残差变率与这一假设一致。有人想引入假设，使模式仅仅模拟对人类活动的响应，但是由于没有考虑对自然强迫的响应，因此在这些单一信号的模拟中，估算的不确定性是不完全的。然而，正如这些不同模式模拟的一样，高置信度范围表明，近年来近地面温度变化不能解释为气候的内在变率造成的。接下来的三个输入对不确定性进行了更全面的分析，这三个输入分别代表单一的温室气体（G）、硫酸盐气溶胶（S）、太阳因子加火山（N），在只考虑太阳因子（SO）和只考虑火山（V）的情况下也进行了相应信号的模拟。在这些情况下，为了考虑自然强迫响应中的不确定性，同时进行多个因子的模拟。不确定性在增加，但仍能检测到温室气体的响应。只有一种情况（ECHAM3）似乎过高地估算了温室气体的响应（G信号的尺度范围与单位量不一致）。但是这一结论对利用何种成分作为控制量来定义检测空间比较敏感。目前的研究仍不清楚对引入火山信号会如何响应这一问题。在包含太阳因子和火山强迫的情况下（HadCM2和HadCM3），G和S信号可以被检测出来，与是否联合或单独估算自然信号无关，并且与单位量保持一致（对S、V响应允许存在不同误差）。(b) 基于（a）中的结果，在5%−95%置信区间上，对20世纪全球平均增暖贡献的估算。尽管估算结果变化依赖于所假设的模式信号及强迫，并且估算一个以上的信号会出现高的不确定性，但是所有模式模拟的结果都表明，人类活动对气候变化的影响对20世纪全球变暖具有明显的贡献。[根据图12.12]

方面，它们还没有引入模式中，也有许多推测性。

- *人为强迫中的高不确定性与气溶胶的影响有关*。目前的检测和归因研究尚未包括一些人为因子的影响，诸如有机碳、黑碳、生物质气溶胶、土地利用变化等。尽管它们各自的全球影响估计相对较小，但是这些强迫的影响量级和空间分布存在相当大的差异。
- *不同模式对同一强迫的响应存在很大差异*。这些差异，往往远大于同一模式是否考虑气溶胶的影响所存在的差异，这充分说明气候变化预测存在非常大的不确定性，同时有必要通过获得高质量的观测记录和进一步完善模式来量化和降低不确定性。

E.8 概要

根据新的证据，并考虑到尚存在的不确定性，最近50年来观测到的大部分变暖可能是由于温室气体浓度的增加而引起的。

F. 地球未来气候预测

气候模式作为一种工具，将各种强迫因子（例如温室气体、气溶胶等）的未来情景作为模式输入，给出一系列预计未来可能发生的气候变化的可能性。F.1部分描述了IPCC 排放情景特别报告（SPES）中给出的强迫因子的未来情景，本节中提出的未来变化也是尽可能基于这些情景做出的。F.2–F.9部分给出了未来气候变化的预测结果。最后，F.10给出了未来温室气体浓度稳定的情景下气候变化的预测结果。

F.1 IPCC 排放情景特别报告（SRES）

1996年，为了有效地更新和替代众所周知的IS92系列情景，IPCC着手制订一套新的排放情景。IPCC排放情景特别报告（SPES）对这些被批准的新排放情景进行了描述。分别拟定出四个不同的叙述性框架来一致地描述排放驱动因子及其演变之间的关系，并且为有关情景量化奠定了基础。最后确定的40个情景广泛涵盖了人口、经济、技术等方面未来温室气体和硫排放驱动因子（其中35个情景包含运行气候模式所需要的所有温室气体资料）。每一个情景都代表了四个框架中某一特定情景的量化描述。所有基于同一框架的情景组成一个情景系列（见框5，简要描述了四个SPES框架及其情景系列的主要特征）。这些SPES情景没有考虑额外的气候行动计划，也就是说，SPES中没有任何情景明确假定履行联合国气候框架公约或京都议定书中的排放目标。但是，温室气体的排放直接受到为其他目的而采取的非气候政策的影响（例如空气质量）。此外，政府的政策可以在不同程度上影响温室气体的排放，如人口的变化、社会和经济的发展、技术变化、资源利用、污染治理等等。这些影响明确地体现在SPES的发展框架及相应的情景当中。

由于SPES到2000年3月15日才被通过，模式模拟者没有时间将最后通过的情景应用到模式中去，也来不及在第三次评估报告中反映出相应的模拟结果。但是，根据1998年IPCC主席团的决定，情景草案已经提前提供给模拟者，以便于第三次评估报告的编写。当时，直接从每个框架（A1B、A2、B1和B2）的情景群组中选取了一个标示性情景。标示性情景是基于其初始的量化值能充分反映框架及模式的特征而选取的。标示性情景不意味着或多或少比其它的排放情景更可能发生，但它只是作为某一框架的示意性情景。后来在A1系列中选择了其它两个情景（A1FI和A1T），这两个情景分别代表了在其它强迫因子保持不变的情况下两种不同技术的发展方向。因此6个情景组均有一个用来示例的情景，所有都具有同等的可能性。由于后来两个情景在最后阶段才被提出来，因此在本报告中AOGCM的模拟结果只用了四个草案标示性情景中的两个作为模式输入。目前，仅有A2、B2情景被多个AOGCM模式综合在一起应用。简单气候模式应用所有6个示意性情景，其输出结果是AOGCM模式模拟结果的补充。在许多情况下，也采用IS92a，以便同第二次评估报告（SAP）中的结果进行直接对比。

SPES中最后确定的四个标示性情景与本报告中用于AOGCM试验使用的情景草案只存在很小的差异。为了确定草案和SPES中的情景之间的差别可能产生的影响，四个情景草案和最终标示性情景分别被用于一个简单的气候模式来进行研究。其中三个标示性情景（A1B、A2、B2），分别应用其草案和SPES情景模拟出的温度差异很小。对于所有的这些情景来说，主要的差异在于用于标准化的值从1990年变为2000年，使得该期间早期产生一个较高的强迫。净强迫存在很小的差异，到2100年，随着这些情景两个版本间的温度变化差异达到1%–2%的范

框 5：排放情景特别报告（SRES）中的排放情景

A1. A1框架和情景系列描述的是一个这样的未来世界，即经济快速增长，全球人口峰值出现在21世纪中叶、随后开始减少，新的和更高效的技术迅速出现。其基本内容是强调地区间的趋同发展、能力建设、不断增强的文化和社会的相互作用、地区间人均收入差距的持续减少。A1情景系列划分为3个群组，分别描述了能源系统技术变化的不同发展方向，以技术重点来区分这三个A1情景组：化石密集（A1FI）、非化石能源（A1T）、各种能源资源均衡（此处的均衡定义为，在假设各种能源供应和利用技术发展速度相当的条件下，不过分依赖于某一特定的能源资源）。

A2. A2框架和情景系列描述的是一个极其非均衡发展的世界。其基本点是自给自足和地方保护主义，地区间的人口出生率很不协调，导致持续的人口增长，经济发展主要以区域经济为主，人均经济增长与技术变化越来越分离，低于其它框架的发展速度。

B1. B1框架和情景系列描述的是一个均衡发展的世界，与A1描述具有相同的人口，人口峰值出现在世纪中叶，随后开始减少。不同的是，经济结构向服务和信息经济方向快速调整，材料密度降低，引入清洁、能源效率高的技术。其基本点是在不采取气候行动计划的条件下，更加公平地在全球范围实现经济、社会和环境的可持续发展。

B2. B2框架和情景系列描述的世界强调区域性的经济、社会和环境的可持续发展。全球人口以低于A2的增长率持续增长，经济发展处于中等水平，技术变化速率与A1、B1相比趋缓、发展方向多样。同时，该情景所描述的世界也朝着环境保护和社会公平的方向发展，但所考虑的重点仅仅局限于地方和区域一级。

围，这些差异将随之减小。但是，对于B1情景，最后版本中的温度变化明显偏低，作为所有温室气体均达到低排放标准的结果，2100年将产生大约20%的温度变化的差别。

图17六个示例情景给出了CO_2、CH_4、N_2O三种主要的温室气体及SO_2的人为排放。很显然这些排放情景覆盖很大的排放范围。为了比较，图中也给出了IS92a排放情景。特别值得注意的是，有别于IS92a，6个SPES排放情景的SO_2的排放明显减少，这主要归因于能源系统结构调整以及人们对局地和区域空气污染的关注。

F.2 温室气体和气溶胶未来变化的预测

*模式表明，SPES示例情景将产生极其相异的CO_2浓度变化轨迹（见图18）。*采用SPES示例排放情景，碳循环模式预测2100年大气中二氧化碳浓度将达到540–970ppm（比1750年的280ppm超出90%到250%）。如模式所示，由于海洋和陆地对CO_2的吸收量减少，陆地和海洋气候反馈的净效应使得大气中的CO_2浓度进一步增高。不确定性，特别是陆地生物圈的气候反馈幅度的不确定性，将导致每一个情景出现大约从–10%到30%的变化，总的范围为490ppm到1260ppm（比1750年浓度值超出75%到350%）。

*增加陆地生态系统碳存储的措施将影响大气中的CO_2浓度，但是通过这一手段CO_2浓度减少的上限平均为40–70ppm。*在本世纪，如果历史上土地利用变化排放的碳能够重新存贮在陆地生物圈（例如通过再造林），CO_2的浓度将降低40到70ppm。因此，在本世纪内，化石燃料的CO_2排放明显地控制着大气CO_2浓度的变化趋势。

*模式计算结果表明，到2100年主要的非CO_2的温室气体浓度在6个SPES示例情景中差异很大。*总的来说，A1B、A1T和B1增加最少，而A1FI和A2增加最多。CH_4

从1998年到2100年的变化范围是−190到+1970ppb（−11到112%，而N_2O从+38提高到+144ppb（+12到+46%）（见图17b和c）。HFC（134a，143a和125）从当今可以忽略的水平升高到了成百上千的ppt浓度值。PFC CF_4预计升至200到400ppt，而SF_6预计升至35到65ppt。

*对于6个SRES示例性排放情景来说，间接的温室气体（NO_x，CO，VOC）和CH_4排放的可能变化，预计将改变对流层烃基（OH）的全球平均浓度，到下个世纪变化范围从−20%达到+6%。*由于OH在对流层化学中具有重要作用，CH_4和HFC两种温室气体在大气中的存留时间将会因此发生变化。这很大程度上取决于NO_x和CO排放的数量及其之间的平衡。经计算，2000年到2100年对流层臭氧的变化范围是−12到+62%。21世纪预计A1FI和A2情景下臭氧排放增加的幅度最大，将是工业革命以来的两倍多。臭氧浓度的升高是由目前人为NO_x和CH_4排放同时和大幅度增加所造成的。

这6个SRES示例情景中一些情景所预计的全球温室气体和其他污染物排放的大幅度增加，除导致气候变化

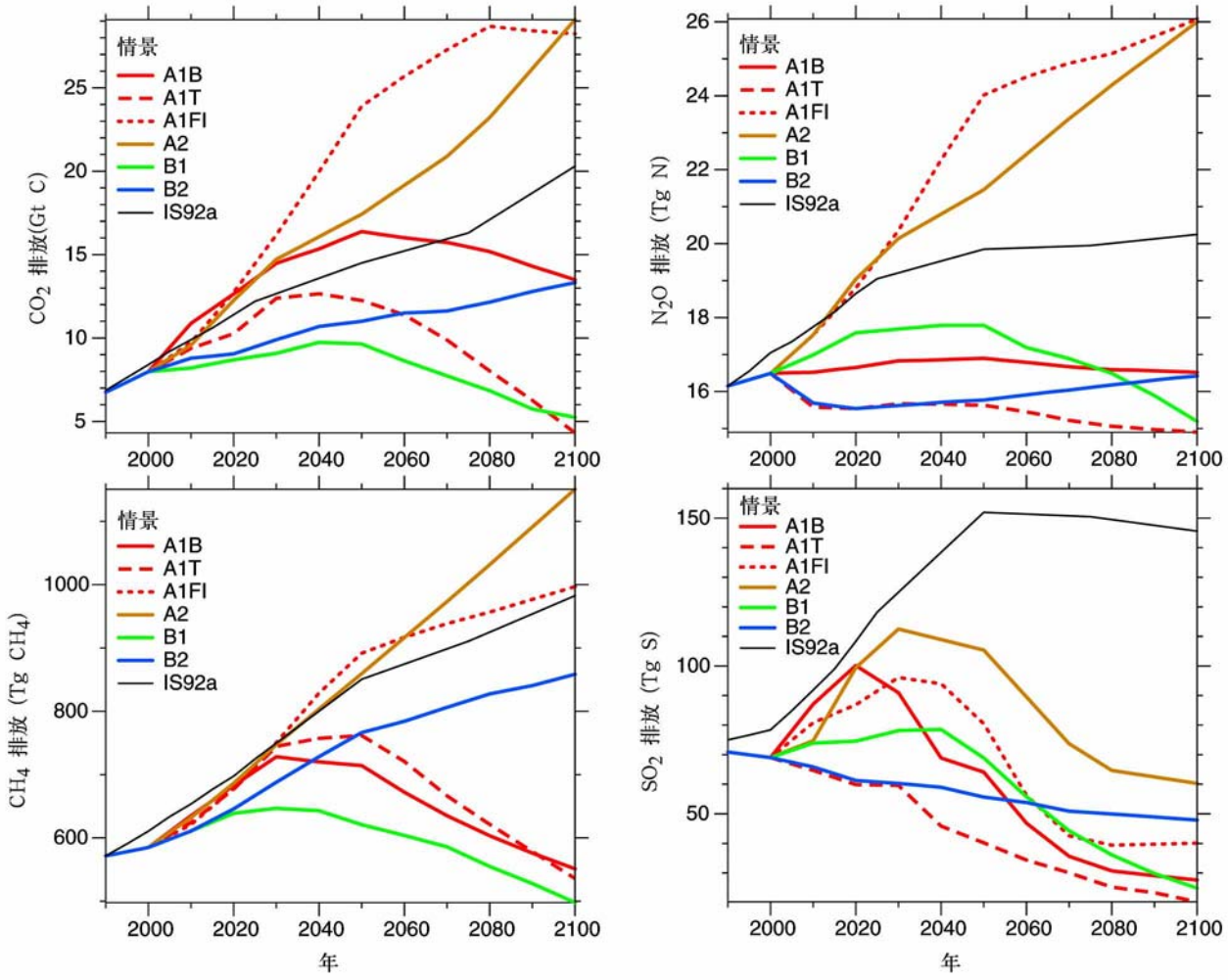


图17：6个SRES示例性情景A1B，A2，B1和B2，A1FI和A1T中，CO_2，CH_4，N_2O和二氧化硫的人为排放量。为了对比，还给出了IS92a情景的结果。[根据IPCC排放情景特别报告]

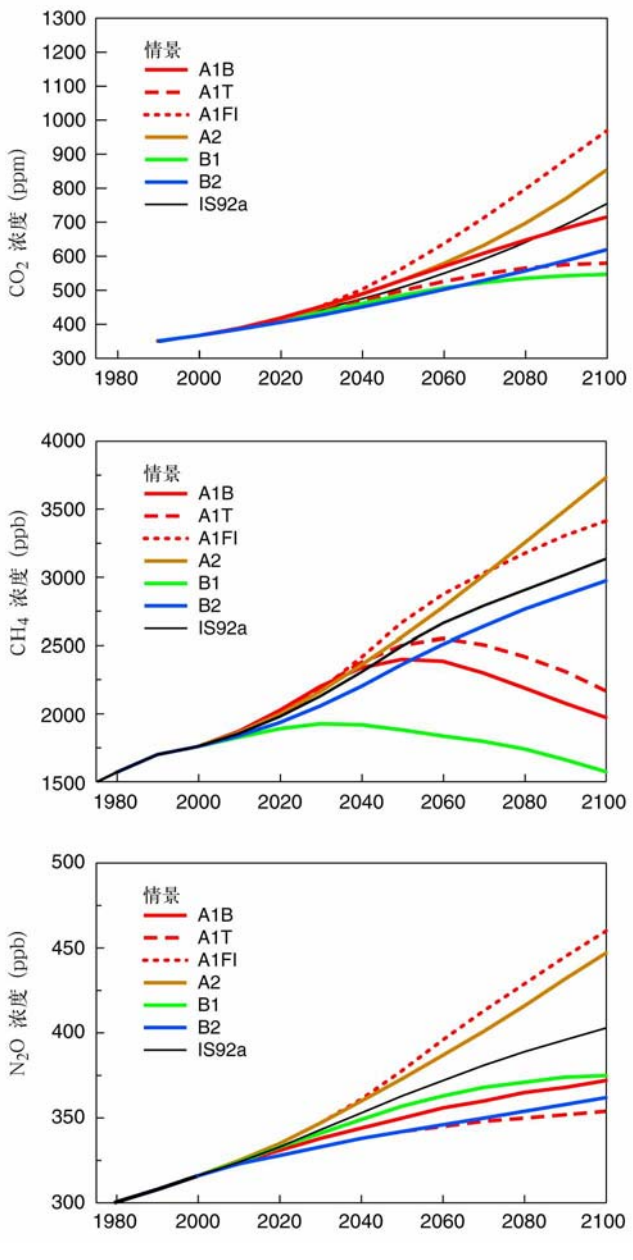


图 18：对 6 个 SRES 情景和 IS92a 情景，运用目前的方法计算出的大气 CO_2，CH_4 和 N_2O 浓度值。[根据图 3.12 和 4.14]

外，还将造成全球环境恶化。由于提高对流层臭氧的本底水平，SRES A2 和 A1FI 情景预计的变化将使全球大部分地区空气质量下降。在北半球中纬度地区的夏季，近地面 O_3 的浓度平均升高 30ppb 或更多。其本底水平将提高到 80ppb，这将使大多数都市甚至农村地区难以达到现有的空气质量标准。农作物和森林生产力也会遭到损失。这个问题会跨越大陆边界，并在半球尺度上与 NO_x 的排放发生耦合和相互作用。

除了硫和黑碳外，模拟表明气溶胶浓度和排放之间为线性关系。决定黑碳清除速率的过程实际上在模式之间有很大不同，这导致黑碳未来浓度的预测具有很大不确定性。自然气溶胶例如海盐、灰尘以及气溶胶气相前体物如萜烯、二氧化硫（SO_2）和二甲基硫化物等的排放可能会由于气候和大气化学的变化而增加。

6个示例性SRES排放情景几乎覆盖了整套SRES情景的所有强迫因子范围。图 19 给出了 1765 到 1990 年期间总的历史人为辐射强迫估算量，同时也给出了 6 个 SRES 情景的辐射强迫量。图中 35 个 SRES 情景的辐射强迫范围用一个阴影区域表示，原因是单个情景的辐射强迫随时间变化会产生交叉。生物质燃烧气溶胶产生的直接强迫以毁林速率表示。SRES 排放情景包括了人为气溶胶（例如磷酸盐气溶胶，生物质气溶胶，黑碳和有碳机气溶胶）排放增加或减少这两种可能性，这取决于化石燃料利用程度以及减少污染物排放的政策。这些 SRES 情景不包括非硫酸盐气溶胶排放量的估算。该报告中提出了两个预测这些气溶胶排放量的方法：第一种方法以 CO 为参照来估算化石燃料和生物质气溶胶的排放，而第二种方法以 SO_2 的排放和毁林为参照。只有第二种方法用于气候预测。为了对比，也给出了 IS92a 情景的辐射强迫。很明显，这些新的 SRES 情景与 IS92 情景相比，涵盖的范围更大。这主要是因为 SRES 情景同 IS92情景相比降低了未来的SO_2排放量，而且一些SRES 情景的累积碳排放量也较大。

在几乎所有的SRES情景中，CO_2、CH_4、N_2O和对流层臭氧的辐射强迫持续增强。其中 CO_2 辐射强迫占总辐射强迫的比例将从一半提高到 3/4。由于采取抑制平流层臭氧损耗的控制措施，消耗臭氧层气体所造成的辐射强迫得以下降。直接气溶胶（硫酸盐和黑碳及有机碳化合物）的辐射强迫（相对于 2000 年）在各情景中是不同的。直接气溶胶加间接气溶胶的作用在数量上比 CO_2 的作用要小。对未来强迫的空间分布未作估算。简单气候模式的计算考虑了气溶胶对云的间接影响，与 SO_2 排放呈非线性关系，同SAR一样，计算时假定当前日辐射强迫量为 $-0.8Wm^{-2}$。

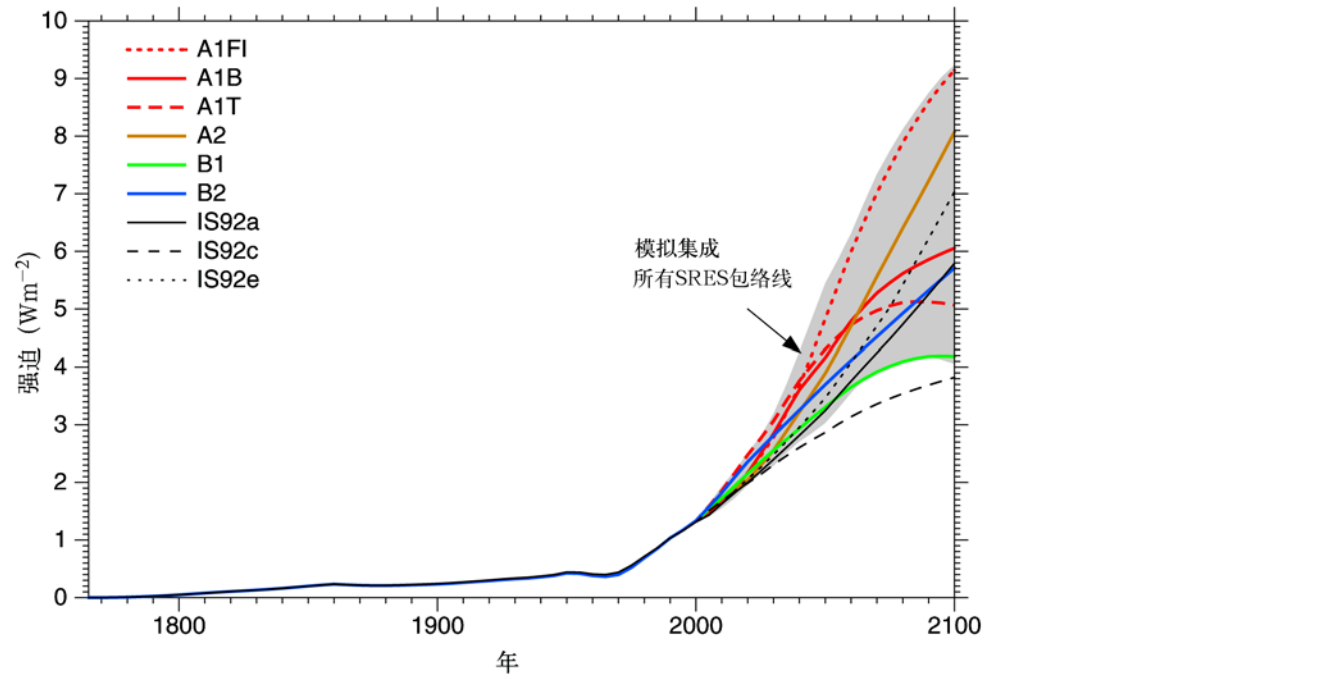


图19： 简单模式结果：至2000年的历史人为辐射强迫估算量，和6个SRES示例性情景的辐射强迫量。图中阴影区域涵盖了35个SRES情景的辐射强迫范围。计算方法基本完全采用各章中描述的方法。这些数值是基于7个AOGCM CO_2加倍条件下的辐射强迫得出的。利用同样的计算方法，也给出了IS92a，IS92c和IS92e强迫值。[根据图9.13a]

F.3 未来温度变化的预测

AOGCM的结果

*气候敏感性可能处在1.5℃–4.5℃范围内。与1990年IPCC第一次评估报告及第二次评估报告相比，该估算没有发生变化。*气候敏感性是指在CO_2浓度加倍的情况下全球表面温度的平衡响应。由于气候模式及其内在反馈机制的不确定性，尤其是与云相关过程的反馈机制的不确定性，致使估算出的范围往往偏大。IPCC本次评估报告中第一次使用瞬时气候响应（TCR）。TCR定义为在CO_2浓度加倍时间范围内以1%/年速度增加的试验中，全球平均地表温度所发生的变化。假定这种二氧化碳浓度升高速率反映了所有温室气体的辐射强迫。TCR综合了模式敏感性各种要素及影响响应的因子（例如海洋的热吸收）。目前AOGCM使用的TCR范围为1.1℃–3.1℃。

*模式中引入硫酸盐气溶胶的直接效应，将减缓21世纪中叶全球平均增暖的幅度。*与两个模式对同一强迫的响应方式相比，对于一个给定的模式，在有无硫酸盐气溶胶影响的两种情况下，其地表温度的响应方式更为相似。

*模式推算出几个大尺度气候变量的变化。*由于气候系统辐射强迫的变化，陆地增暖速度和幅度大于海洋，并且在高纬度地区出现强的相对变暖。根据模式推算，在北大西洋和环南极海域，相对于全球平均来说，出现较小的地表气温升高；在许多地区，气温的日变化范围缩小，夜间最低温度的增加大于白天最高温度的增加。许多模式表明，在北半球陆地，冬季地表气温日变化总的来说减小，而夏季日变化增大。由于气候变暖，推算结果显示冰雪覆盖和海冰的范围将缩小。所有这些变化与近年来的观测趋势一致，正如B章节所述。

*将AOGCM对一系列情景进行的多模式集合预报用于量化平均气候变化和模式模拟结果的不确定性。*到21世纪末（2071–2100年），全球平均表面气温的平均变化，相对于1961–1990年，对A2标示性情景草案为3.0℃（1.3℃–4.5℃），对B2标示性情景草案为2.2℃（0.9℃–3.4℃）。与其低CO_2浓度增长率相一致，B2情景下模拟出一个较小的变暖趋势。

*对于几十年的时间尺度，尽管在气候敏感性方面存在不确定性，目前观测到的增暖率可以用来约束既定排放情景下推算出的响应。*通过对简单模式的分析以及AOGCM模式对理想化的强迫情景响应的比对，发现未来几十年对大多数排放情景来说，大尺度温度预测的误差可能会随总体响应幅度的升高而相应地升高。当前所观测到且归因于人类影响的增暖速率及其不确定性，在大多数情景下，为数十年预测提供了与模式相对无关的不确定性估算量。为了与近年来的观测事实相符，在IS92a情景下，未来几十年人为增暖的幅度可能位于0.1℃-0.2℃/十年之间。这个结论很类似于图22中所示的在此情景下七个简单模式模拟出的响应范围。

*在SPES情景试验中，对不同情景地理响应特征大部分都是类似的（见图20），理想化的1%CO_2浓度增加积分试验也具有类似的特征。*1%CO_2浓度增加试验，此试验不含硫酸气溶胶，与SPES试验最大的差异在于，SPES试验中工业化地区硫酸盐气溶胶的负强迫最大，变暖呈现区域性缓和。在第二次评估报告中只有两个模式提及这种区域效应，但现在的大多数模式都能模拟反映出该效应。

*同全球平均相比，很有可能几乎所有的陆地将会更加迅速地增暖，尤其在北半球高纬度的冬季更是如此。*目前，由SPES A2和B2排放情景驱动的AOGCM模式的模拟结果（见图21）表明，对于每一个模式，模拟出的冬季所有高纬度北部地区的增暖幅度均超过全球平均增暖率40%以上（所考虑的模式和情景范围为1.3℃-6.3℃）；在夏季，中亚和北亚增暖速率超过全球平均速率的40%，只是在南亚、南美洲南部的6/7/8月份期间、东南亚两个季节，模式模拟结果一致显示其增暖速率低于全球平均。

简单气候模式模拟结果

*受计算费用的制约，AOGCM只能在一定数量的情景下运行：*经过调试和校准，一个简单模式可体现出全球平均的AOGCM响应，这样可以在大多数情景下进行模拟运行。

*在1990-2100年期间，全球平均地表温度预计升高1.4到5.8℃（图22（a））。*这些结果涵盖是在所有35个SPES情景下得到的并基于许多气候模式得出的。[6, 7]预计的温度升高要比SAP的预测值大，SAP根据6个IS92情景计算得出的范围大约是1.0-3.5℃。预测的温度较高且变化范围较大主要是因为SPES情景与IS92相比降低了SO_2的排放。根据古气候资料，预计的变暖速率比20世纪已观测的变化大得多，并且很可能至少在过去10000年间也没有过这样的先例。

*以全球平均温度变化作指标，SPES情景的相对排序会随时间而变化。*尤其是对于较高化石燃烧利用的情景（既高CO_2排放量，例如A2），SO_2排放量也很高。短期内（大约到2050年），情景（例如A2）中高的SO_2排放量显著减缓了因温室气体排放增加而引起的变暖。在情景B1和B2中，可看出相反的作用，情景中既降低了化石燃料的排放量，也降低了SO_2的排放量，却导致了近期的大幅度变暖。从长期来看，生命期长的温室气体如CO_2和N_2O，它们的排放水平是最终气候变化的主要决定因子。

*到2100年，SPES情景排放量的差别和不同的气候模式响应对全球温度变化的不确定性具有大致相同的影响。*辐射强迫的不确定性导致更多的不确定性出现。其中最大的辐射强迫不确定性是由硫酸盐气溶胶引起的。

F.4 未来降水变化的预测

*全球平均水汽、蒸发量和降水量预计会增加。在区域尺度，降水的增加与减少都已出现。*最近基于SPES A2和B2排放情景的AOGCM模拟结果（见图23）显示，高纬度地区夏季和冬季的降水可能会增加。在冬季，北半球中纬度地区、热带非洲和南极降水也有所增加。在夏季，东亚、南亚地区的降水有所增加。澳大利亚、中美洲和南部非洲的冬季降雨量持续降低。

*据一些的最新AOGCM模式、老的GCM模式和区域化研究结果，降水量的年际变率与平均降水量之间存在很强的相关性。*未来平均降水量的增加可能导致降水

[6] 基于物理的复杂气候模式主要用于未来气候变化的预测。为了拓宽情景范围，利用简单气候模式进行补充，以获得与复杂气候模式等价的温度和海平面响应。这种预测通过运行简单气候模式而进行，该模式的气候敏感度和海热通量需要和7个复杂气候模式进行校正。简单气候模式中应用的气候敏感度范围是1.7-4.2℃，与通常接受的1.5-4.5℃的范围具有可比性。

[7] 该范围不包括辐射强迫模拟过程中的不确定性，例如气溶胶强迫不确定性。包括了一个小的碳循环气候反馈机制。

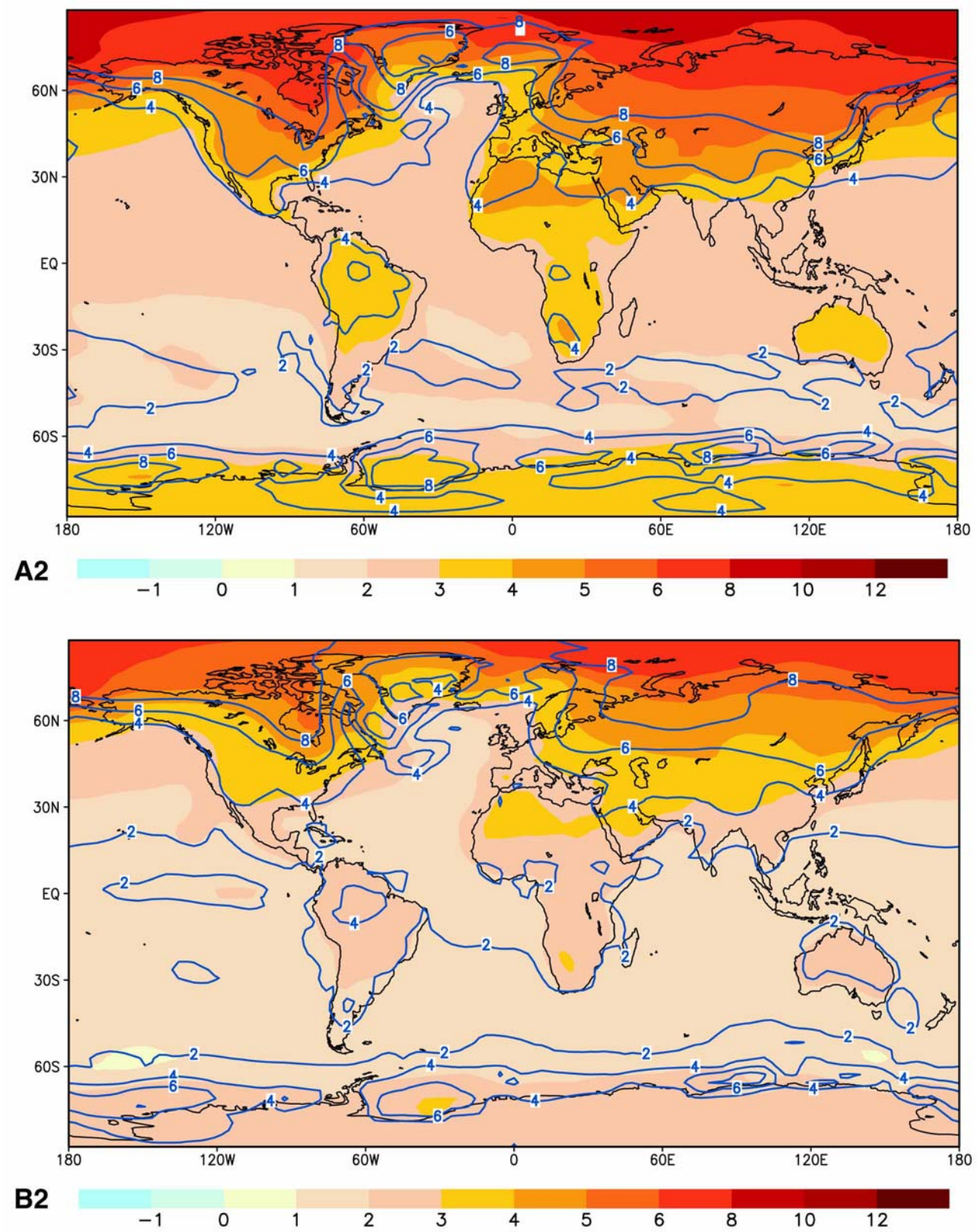


图 20：SRES A2情景（上图）温度的年平均变化（彩影）及其年均变化范围（等值线）和SRES B2情景（下图）的相应温度年均温度变化及其范围（单位：℃）。两个SRES情景都给出了2071−2100年期间与1961−1990年期间的关系，都是由AOGCM来完成的。[根据图9.10d和9.10e]

变率的提高，反之，降水变率的减小仅仅可能出现在平均降水量减少的地区。

F.5 极端事件未来变化的预测

*直到最近，才将当前已观测的极端天气、气候事件变化与模式模拟的变化进行对比（见表4）。*很可能几乎所有的陆地均出现越来越多的酷暑天气和热浪，这种增加预计主要在土壤湿度减少的地区最大。预计陆地上几乎所有的地方均发生日最低温度升高的现象，在冰雪消退的地区一般更为明显。霜冻天气和寒潮天气可能会越来越少，预计地表气温和地面绝对湿度的变化将导致热指数（温度和湿度的综合效应指标）的升高。地表温度的增加将导致“冷度日”（一天中温度超过某一临界值，需要降温的度量指标）的增加、“暖度日”的减少。根据推算，降水极端事件频繁发生，其增加的程度大于平均降水和降水强度增加的幅度。极端降水事件的频率在几乎所有地区预计都将增加。预测显示，夏季内陆地区将普遍干燥，这归因于温度的升高和潜在蒸发的共同作用，而这种共同作用并未被降水的增多所平衡。不同模式在关于中纬度风暴强度、发生频率以及变率的未来变化问题上没有多少一致性的证据。没有多少一致性的证据支持热带气旋的频率和形成源地将发生变化。然而，一些强度指标显示将会增强，而一些理论的和模拟的研究表明，这些强度的上限也将上升。热带气旋的均值和最大降水强度将可能明显升高。

*对于其他一些极端现象，其中部分对环境和社会可能具有重要影响，目前还缺乏足够的信息来评估近期趋势，而且模式的信度和认识水平也不足以制作确定的预测。*特别是，很小尺度的天气现象，如雷暴、龙卷、冰雹和闪电等不能用全球模式来模拟。对于中纬度气旋将如

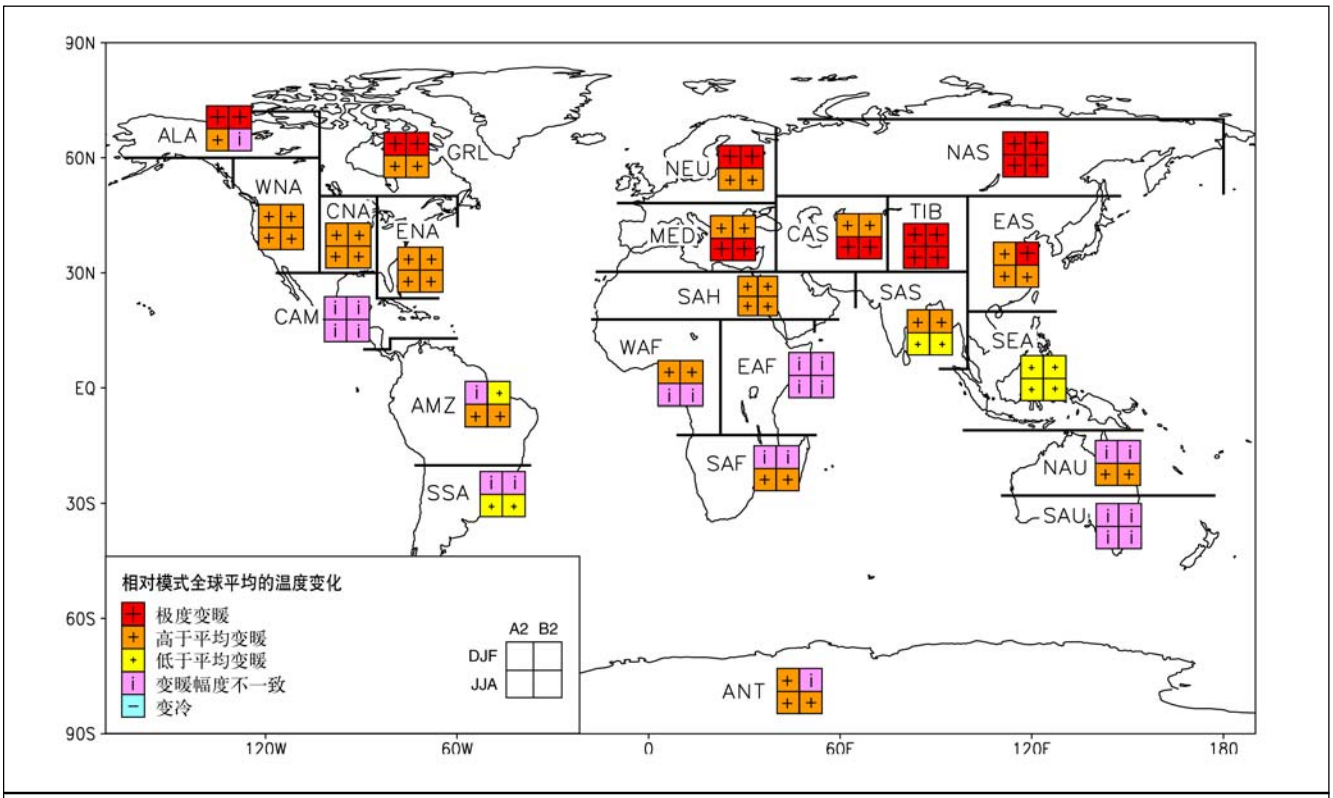


图21：关于区域性相对变暖的模式间一致性分析（这里的变暖是相对于每一个模式的全球平均变暖）。图中所示的区域划分遵照以下的原则：变暖幅度超过全球平均40%（极度变暖）；变暖大于全球平均（高于平均变暖）；变暖幅度小于全球平均（低于平均变暖）；或者模式间关于区域性的相对变暖幅度不一致（变暖幅度不一致）；当然也包括变冷的类型（从未发生）。这里的一致性结果是指9个模式中至少有7个模式结果一致。所用模式模拟出的全球年平均增暖幅度为：A2情景1.2℃−4.5℃，B2情景0.9℃−3.4℃。因此，区域性的40%的增幅表示增暖范围为：A2情景1.7℃−6.3℃，B2情景1.3℃−4.7℃。[根据第10章，方框1，图1]

何变化问题的研究仍显不足。

F.6 温盐环流未来变化的预测

大多数模式表明，北半球温盐环流（THC）正趋于减弱，这有助于减缓北大西洋北部表层海水的变暖。即使在温盐环流减弱的模式中，仍然存在欧洲的变暖，原因在

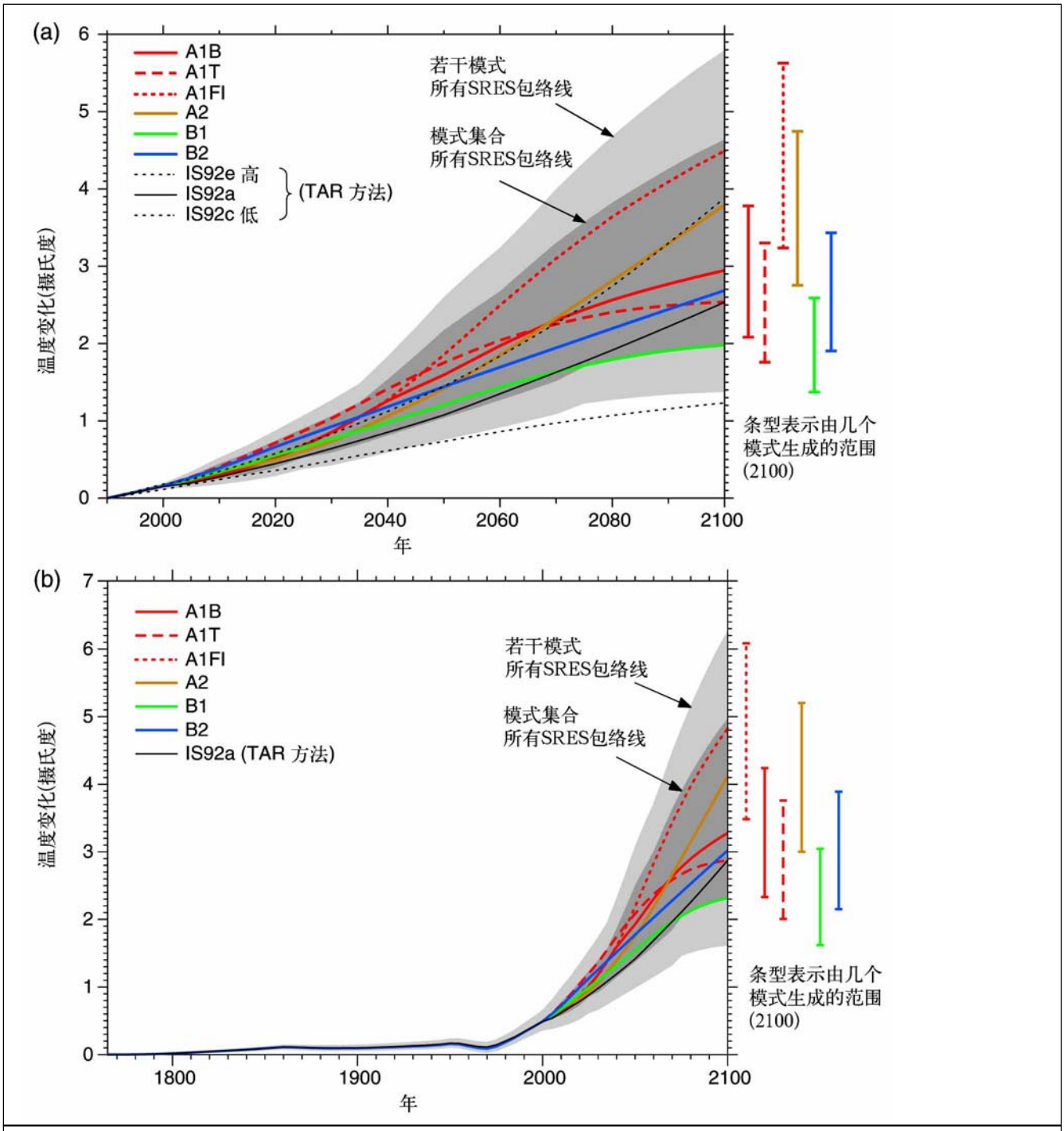


图 22：简单模式结果：(a) 使用一个简单气候模式，经许多具有各种气候敏感性的复杂模式对比调试，预测出的在6种示例性SRES排放情景下的全球平均温度。为了比较，运用同样的方法计算了IS92a的情景。较暗的阴影表示，在使用平均模拟结果（平均气候敏感率为2.8℃）情况下35种SRES情景的全部预测结果。较轻的阴影表示，所有7个模式的预测结果（气候敏感率为1.7–4.2℃）。竖线表示，在6种示例性SRES情景下，通过7个AOGCM模式调试后，简单模式2100年预测值的变化范围。(b) 除使用人类活动强迫历史资料外，其它与（a）一致。[根据图9.14和9.13b]

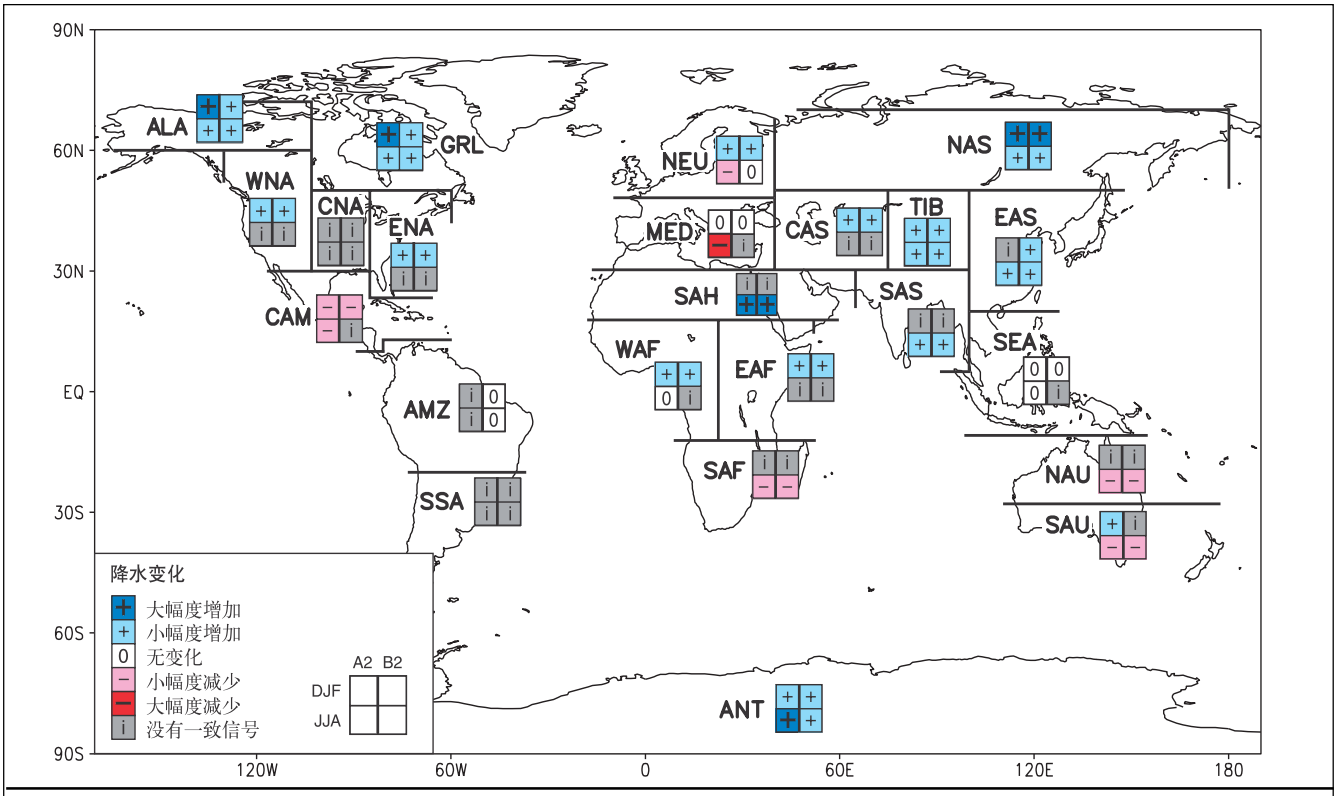


图 23：区域性降水变化的模式间一致性分析。图中所示区域划分遵照以下的原则：降水平均增加 20% 以上（大幅度增加）；降水平均增加 5%–20%（小幅度增加）；降水平均变化 −5%–5%（无变化）；降水平均变化为 −5%–−20%（小幅度减少）；降水平均减少在 20% 以上（大幅度减少）；或者模式模拟结果不统一（没有一致信号）。一致性定义为 9 个模式中至少有 7 个模式的模拟结果一致。[根据第 10 章，框 1，图 2]

*于温室气体的增加。*在大气温室气体浓度稳定为目前值两倍的实验中，北大西洋温盐环流预计在一至几个世纪内将从初始的减弱状态恢复过来。只有在辐射强迫的变化速度足够大而且能维持足够长的时间的情况下，温盐环流才会在任一半球完全崩溃。模式指出，温盐环流的减弱将降低它自身对扰动的抵制能力，即一经减弱的温盐环流会表现为更不稳定，因而它的关闭就变得更加可能。但是，还没有把握说温盐环流不可逆的崩溃是否可能发生，或者在什么临界点上它才可能发生以及它的气候含义何在。目前，没有一个耦合模式的预测显示 2100 年以前温盐环流将完全关闭。虽然大多数模式给出了北大西洋温盐环流减弱的结果，但表层热通量和淡水通量的相对作用模式之间各不相同。在瞬时响应中，风应力的变化看上去作用很小。

F.7 自然变率模态的未来变化的预测

*许多模式显示出赤道太平洋地区为类似平均厄尔尼诺的响应，预计赤道中、东太平洋的海温增暖将强于赤道西太平洋，并伴随降水形势出现相应的平均东移。*尽管许多模式显示赤道太平洋表层海温平均态呈类似厄尔尼诺的变化，原因还是不确定的。在某些模式中这与云辐射强迫和/或东西向海表温度梯度的蒸发性抽吸有关。在复杂模式中，由于在对如何准确模拟厄尔尼诺问题上还存在若干缺陷，降低了对未来热带太平洋厄尔尼诺事件的发生频率、振幅、空间分布的变化预测的信度。目前的预测表明，未来100年内厄尔尼诺事件的振幅几乎不发生变化或略有增大。然而，尽管厄尔尼诺的振幅变化不大或不变，全球变暖也可能导致更严重的干燥和暴雨等极端事件，并且使得一些地区随着厄尔尼诺事件的增多发生干旱和洪涝的风险增大。同样可能发生的是，与温室气体浓度增加相关的气候变暖将引起亚洲夏季风降水变率的增大。季风平均维持时间和强度的改变依赖于排放情景的详细过程。这类预测的可信度受到气候模式模拟季风在季节演变细节上的好坏程度的制约。在诸如北大西洋涛动这类变率的自然发生模态的频率和结构的变

表4：观测和预计的天气、气候极端事件的可信度估算。表中描述的是对观测到的20世纪下半叶极端天气、气候事件的变化（左栏）和预计的21世纪极端事件的变化（右栏）的信度评估[a]。该评估基于专家的判断结果，不仅依赖于观测和模式模拟的研究成果，而且取决于通用情景下未来预测的实际合理性（见脚注4）。（根据表9.6）

观测变化的信度（20世纪下半叶）	*发生变化的现象*	*预计变化的信度（21世纪）*
可能	几乎所有陆地上出现较高的最高温度、更多的酷热天气	很可能
很可能	几乎所有陆地上出现较高的最低温度、较少的寒冷、霜冻天气	很可能
很可能	大部分陆地气温日变化幅度减少	很可能
可能，很多地区	陆地热指数[8]增高	很可能，大部分地区
可能，北半球中高纬度的许多地区	更大强度的降水事件发生[b]	很可能，很多地区
可能，有些地区	大陆更加干燥及相应的干旱风险增加	可能，大部分中纬度内陆地区（其它地区缺少连续的预测资料）
有限的分析资料中没有观测到	热带气旋峰值风速强度增加[c]	可能，某些地区
缺乏资料进行评估	热带气旋平均和峰值降水强度增加	可能，某些地区

[a] 详情见第2章（观测）和第9、10章（预测）。
[b] 其它地区要么缺乏资料，要么分析存在矛盾。
[c] 过去和未来热带气旋位置和频率的变化是不确定的。

化问题上还没有明显的一致性，也就是说，模式之间变化的幅度和特征各不相同。

F.8 陆冰（冰川、冰盖和大冰原）、海冰和雪盖的未来变化预测

*21世纪，冰川和冰盖将继续它们本来已经广泛蔓延的消退，而北半球的雪盖和海冰预计也将进一步减少。*目前已经开发了一些方法，用于估计那些起因于季节性和地理性地面气温变化的从属型冰川融化，这些结果来自大气海洋环流模式（AOGCM）试验。模拟研究表明，全球平均情况下，冰川体的演变主要是受气温变化而非降水变化的控制。

*南极冰盖可能会因为更大的降水而使总量增加，与此同时，格陵兰冰盖则可能由于径流的增加超过降水的增加而总量减少。*西南极冰盖（WAIS）已经吸引了特别的关注，原因在于它拥有足以使海平面抬升6米的冰总量以及这样的可能性，即当周围的冰架削弱可能导致冰层的迅速消退时与基底处于海平面以下相关的不稳定性。然而，目前普遍认为，在21世纪，产生于这种原因的接地冰损失会导致海平面的真正上升是非常不可能的，尽管其动力学问题仍未得到适当的认识，尤其是对于更长时间尺度的预测而言。

F.9 海平面的未来变化预测

*应用一些大气海洋环流模式，按照IS92a情景（包含硫酸盐气溶胶释放的直接作用），1990年至2100年期间全球平均海平面上升预计将在0.11 到 0.77 米范围内。*这一范围反映出模式存在着系统的不稳定性。导致这样的海平面升高的主要贡献有：

[8] 热指数：衡量人体舒适度的气温和湿度的联合指标。

- 21世纪加速的热膨胀贡献0.11到 0.43 米，
- 冰川贡献0.01 到 0.23米；
- 格陵兰贡献 −0.02 到 0.09米；
- 南极贡献−0.17 到 +0.02米。

同样包含在变化总量中贡献较小的因子如永冻土解冻、沉积物的沉积作用和自上一次大冰期以来因气候变化带来的仍存在的冰盖贡献。为了建立从不同SPES情景选择所得到的海平面升高的范围，应用了经过几个大气海洋环流模式调整过的简单模式关于热膨胀和陆冰变化的结果(F.3关于温度一节)。

*对于所有的SPES情景，预计在1990至2100年间海平面将升高0.09 至 0.88米（见图24），主要是热膨胀和来自冰川以及冰盖的质量损失造成的。*中值是0.48米，这相当于20世纪海平面上升速度的大约2至4倍的平均情况。在IS92情景基础上，第二次评估报告中海平面上升的范围是0.13至0.94米。尽管这次评估中温度变化比原来高，但海平面高度的预测却比原来略低，这主要是因为使用了降低冰川和冰盖的贡献的改进模式。如果陆冰的储量维持目前的比率，海平面高度的变化幅度可能在−0.21到0.11米之间。对大气海洋环流模式平均而言，对于21世纪上半叶这些SPES 情景得到的结果只相差0.02 米或更小。在2100年之前，这些结果将在大约中值的50%幅度范围内变化。而2100年以后，海平面升高的情况则严格依赖于排放情景。

模式结果在定性结论方面是一致的，即与全球平均海平面升高相比，海平面的区域变化幅度是非常大的。然而，由于模式间几乎没有多少相似性，大气环流模式预测的海平面变化的区域分布的信度还很低，尽管几乎所

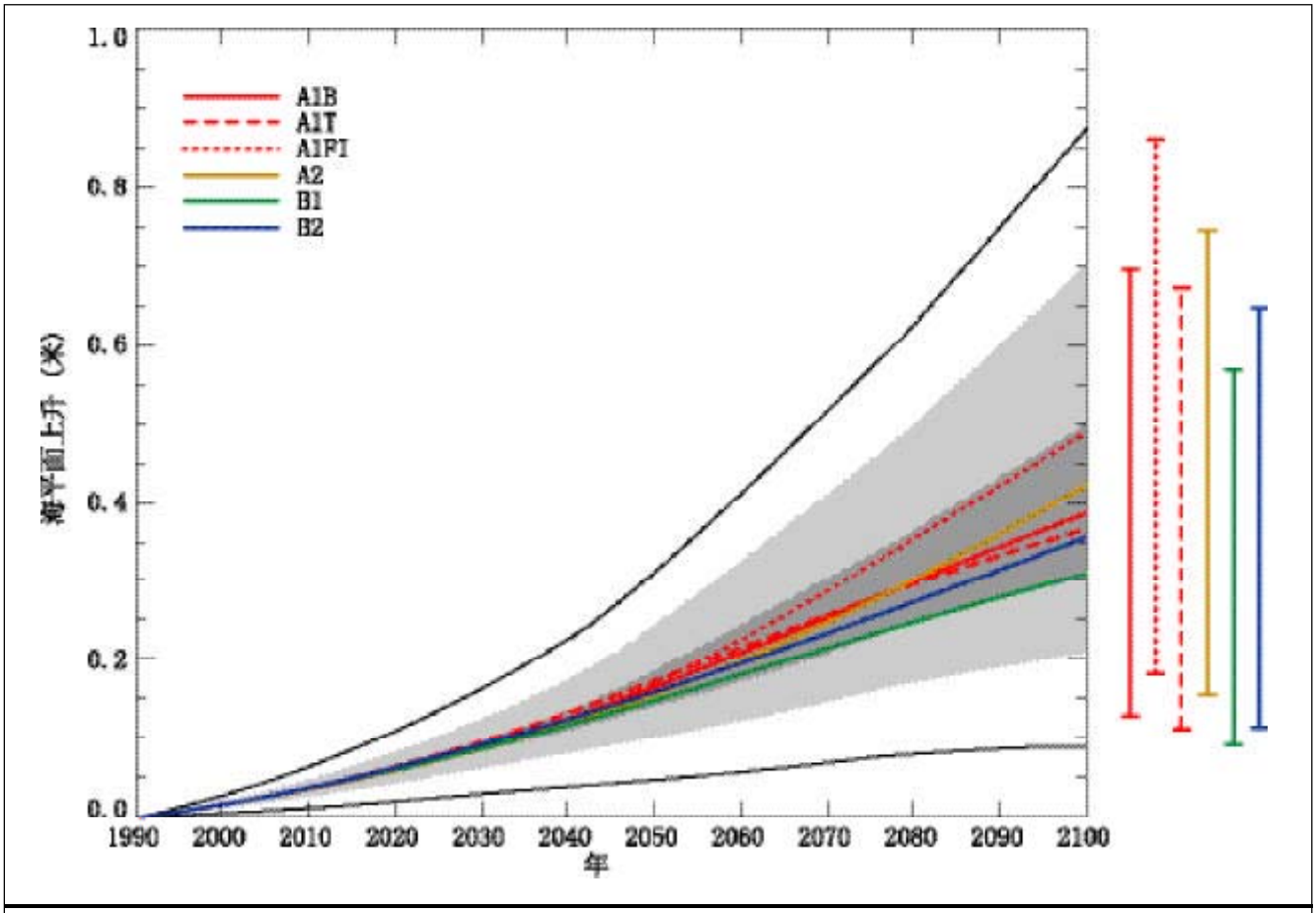


图24: SPES情景的1990至2100年全球平均海平面上升。热膨胀和陆冰的变化是利用一个分别对7个大气海洋环流模式较准过的简单气候模式计算得到的，而且已加入永久冻土变化、沉降物沉积的影响以及冰盖对于历史气候变化的长期调整的贡献。图中6条曲线分别代表了6种示例性情景下AOGCM的平均。深色阴影区域给出所有35种SPES情景下AOGCM的平均变化范围。浅色阴影区域给出所有35种SPES情景下所有AOGCM的变化范围。最外围曲线包含的区域为所有AOGCM和情景的幅度，这包含了陆冰变化、永久冻土变化和沉降物沉积的不确定性。注意该范围并没有考虑西南极冰盖中与冰动力变化有关的不确定性。[根据图11.12]

有模式都预测北冰洋海平面升高较平均值高，南半球海洋海平面升高较平均值低。另外，无论对于均衡说或运动说，陆地运动在21世纪都将继续以不受气候变化影响的速度在变化。可以预计，在2100年以前，目前正经历相对的海平面下降的许多地区将会被相对的海平面上升所替代。最后，作为平均海平面上升的一种结果，极端高水位将更加频繁地发生。如果气候变化引起风暴变得更加频繁或更加严重的话，极端高水位的频率可能进一步增大。

F.10 对 CO_2 浓度稳定廓线响应的未来变化预测

温室气体和气溶胶

*所有研究的稳定廓线都要求 CO_2 排放最终下降到低于目前的水平。*达到稳定的CO_2浓度水平450至1000ppm的人为CO_2排放速率可以用前述的CO_2廓线推算得到（图25a）。该结果（图25b）与第二次评估报告中的结果没有本质的差别；但是，结果的变化幅度比原来的更大，主要应归因于模式中不同假设造成的未来陆地碳吸收存在的变化幅度。CO_2稳定在450，600或1000 ppm要求分别在几十年、约1百年或2百年左右之内使全球的人为排放下降到低于1990年的水平，而且在那之后还要坚持稳定地降低排放。尽管海洋具有足够的吸收容量可以吸收大气中可预见的人为CO_2排放量的70−80%，但是由于海洋混合速度太慢使得这个过程需要耗费数百年的时间。结果是，尽管排放发生几百年以后，这些排放产生的浓度增量的1/4仍然残存于大气中。为了在2300年以后维持定常的CO_2浓度，就要求那时的排放量降低到可以与碳吸收率相平衡。具备持续千万年的能力的陆地和海洋自然吸收是小量的（<0.2 PgC/年）。

气温

*在未来 CO_2 浓度达到稳定水平后，由于海洋中的长时间尺度过程，全球平均气温将在数百年里持续以每世纪零点几度的速率升高。*利用经7个大气海洋环流模式校准的一个简单气候模式做的2.8℃的平均气候敏感性试验，研究了CO_2浓度廓线达到的450ppm 至1000ppm的稳定水平对气温的影响。对于所有达到稳定的途径，气候系统均表现出在21世纪及以后会明显增暖（见图26）。稳定的浓度越低，总的气温变化就越小。

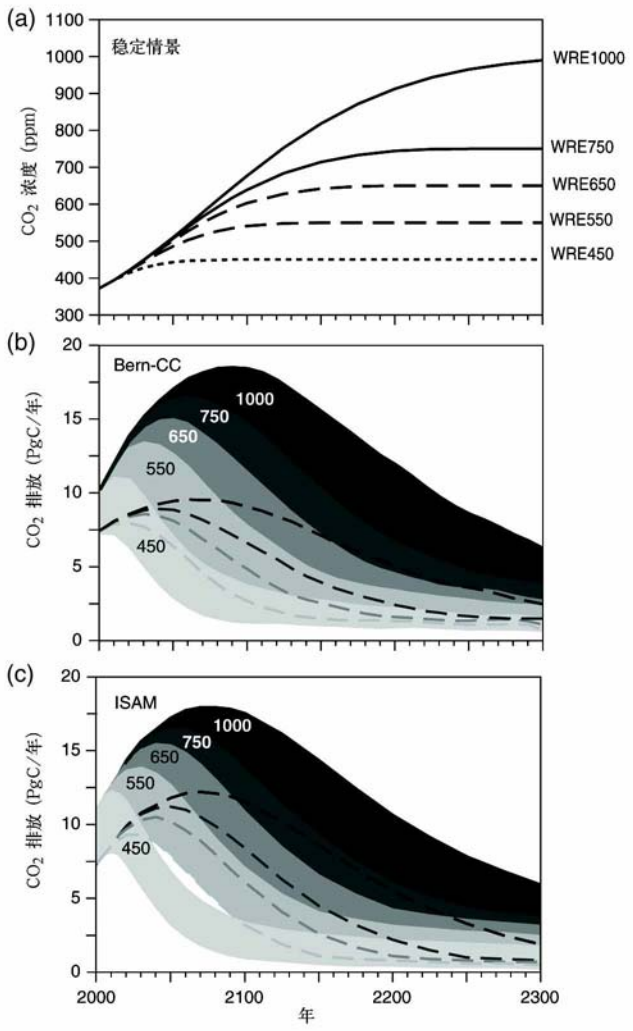


图25：在不同大气中CO_2浓度的稳定水平终值情况下预测的CO_2排放量。(a) 组代表假定的CO_2浓度轨迹（WRE情景），(b) 组和(c)组分别代表用两个快速碳循环模式即Bern−CC 和 ISAM预测的可能CO_2排放量。通过这样的方法，即把模式调试为近似对CO_2和气候响应的范围，来获得ISAM模式的范围。这种方法产生出一个关于碳循环响应中不确定性的下边界。而对于Bern−CC模式，其范围是通过将CO_2施肥效应行为的不同边界化的假定与异氧呼吸对温度和海洋的翻转时间的响应合并考虑来获得的，由此取得关于碳循环响应中不确定性的上边界。对于每一个模式，上下边界是由阴影区的上下边缘来确定的。相应地，下边界（隐蔽的）由一条底线来表示。[根据图3.13]

海平面

*如果温室气体浓度达到稳定（即使维持目前的水平），海平面在数百年年内仍将继续升高。*500年以后，热膨胀引起的海平面上升可能只能达到其最终水平的一半。模式预计在CO_2浓度为前工业时期的2倍和4倍时，海平

面上升的幅度分别为0.5到2.0米和1到4米。长时间尺度是将热量传入深海的弱扩散和慢环流过程的特点。

*总冰川体相当部分的减少是可能的。*目前的冰川边缘地区最可能变成无冰。

*即使气候进入了稳定状态，在未来几千年内冰盖也将继续对气候变化作出响应。*另外，目前南极洲和格陵兰的冰盖如果融化，它们所含的淡水量足以使海平面抬升约70米。因此，即使是冰盖中小量的变化也将产生显著的影响。

*模式预测，如果出现持续几千年的超过3℃的年平均局地变暖，将肯定导致格陵兰冰盖完全融化，并造成海平面抬升7米。*对于第11章中用到的所有模式，预测的格陵兰温度一般高出全球平均温度1.2到 3.1℃。对于中等幅度稳定情景那样格陵兰气温增暖5.5℃的情形（见图26），1000年后格陵兰冰盖可能将造成海平面抬升3米。当气温增暖8℃时，海平面抬升达6米，伴随着冰盖大量地消失。如果气温升高幅度较小，冰盖融化将变得相当缓慢（见图27）。

*目前的冰动力模式预测，在未来一千年内，即使冰架出现显著变化，西南极冰盖（WAIS）对海平面上升的贡献将不超过3毫米／年。*这些结果强烈依赖于模式对气候变化情景、冰动力和其他因子的假定。如果不考虑内在的冰动力不稳定性的可能性，表层融化将影响到南极冰盖的长期变率。如果变暖超过10℃，简单径流模式预计在冰盖表面净质量损失带将发展。一旦WAIS易于出现边缘融化和开始消退，它就不可能回撤到更高的地面上，因此将导致WAIS出现不可逆的瓦解。这种瓦解过程将至少需要几千年时间。由表面融化引起东南极冰盖彻底瓦解的临界值估计超过20℃的增暖，该情形在过去至少1500万年内未曾发生过，而且也远远超出了当前考虑的任何一种气候变化情景的预测结果。

G．不断提高的认识

前面几部分包含了对下列问题的介绍，即目前对过去和现在气候的认知程度、目前对气候系统中各种强迫和物理过程的认识以及它们在气候模式中得到多好的反映。以今天拥有的知识水平，最好的评价应该是能否检测出气候变化以及这种变化能否归因于人类影响。利用

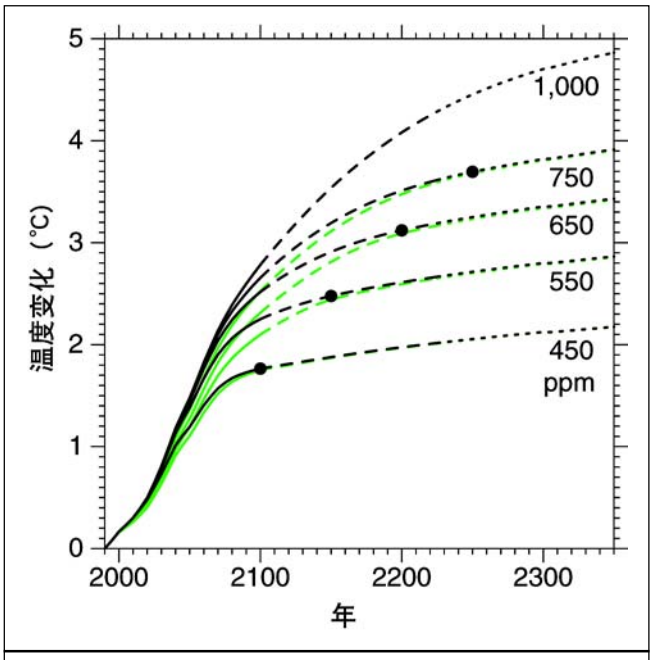


图26： 简单模式的结果：当CO_2浓度沿WRE廓线达到稳定时（见第9章的9.3.3节）预测的全球平均气温的变化。为了比较，在SAR中基于S廓线的结果也用绿色标出（S1000未给出）。结果是由一个与7个大气海洋环流模式校准的简单气候模式平均产生的。基线情景是A1B情景，它只对于2100年前来说是明确的。2100年以后，除CO_2以外的其他温室气体的排放被假定为维持A1B中2100年的值。根据CO_2浓度的稳定水平，图中对各种预测作了标识。2100年以后的断线表明在简单模式对于2100年以后的结果中不确定性增加。黑点代表CO_2出现稳定水平的时间。对于WRE1000廓线而言，稳定水平年份是2375年。[根据图9.16]

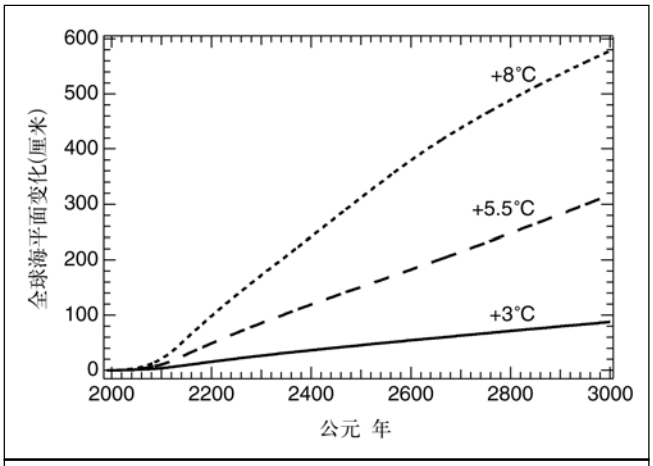


图27：在同等的海平面高度变化情况中格陵兰冰盖的响应，这些响应是对于在第3个千年期间的三种气候变暖情景而出现的。曲线标识指的是公元3000年之前格陵兰年平均气温的增温量，这是一个两维气候和海洋模式的预测结果，该模式考虑了温室气体浓度在公元2130年之前的上升和之后维持定常的强迫。注意，对于第11章中使用的模式，预测的格陵兰温度一般比全球平均温度高出1.2到3.1倍。[根据图11.16]

今天可用的最好的手段，可以制作对于不同的温室气体排放情景未来气候将如何变化的预测。

这一部分将从一个不同的角度展望未来。从温室气体和气溶胶的排放到它们对气候系统和社会产生影响整个过程中的每一个环节，都存在着不确定性（见图28）。许多因素继续制约了我们对目前气候变化的检测、原因分析和了解的能力，以及对未来气候变化可能是何种情形的预测。在以下九个广泛的领域需要做深入的工作。

G.1 资料

*在世界许多地区出现的观测网倒退的状况应该得到控制。*除非观测网有了显著提高，否则在全球许多地区就很难或者说不可能检测出气候变化。

*扩大气候研究的观测基础以便提供具有宽广的时间和空间覆盖范围的准确、长时间资料。*考虑到气候系统的复杂性和内在的几十年时间尺度过程，需要长时间的、具有一致性的资料来支持对气候和环境变化的研究和预测。目前和近期历史的资料，过去数百年和数千年与气候相关的资料，都是需要的。极区资料和能用于对全球尺度的极端事件做定量评估的资料目前尤其缺乏。

G.2 气候过程和模拟

*估计更合适的未来温室气体和气溶胶的排放。*特别重要的是当前和将来能够在以下几方面取得实际的提高，即在温室气体特别是气溶胶的排放所造成的浓度，在解决生物地球化学的固碳和循环，尤其是在决定当前和未来 CO_2 的源和汇的时空分布上。

*更加全面地了解和刻画主要过程（如海洋混合）和大气、生物群落、陆地和海洋表层以及深层海洋中的各种反馈（如来自云和海冰的反馈）。*对于如何从总体上提高诊断预测能力，这些子系统、现象和过程是重要的，而且会有效地增加人们的注意力。观测与模式间的相互配合是取得进步的关键。非线性系统的快强迫会产生令人惊奇的发展前景。

*强调更加全面的长期气候变率分布型。*在模式计算和气候系统中都存在这一问题。模拟中，模式结果出现的气候漂移在某些部分需要进一步澄清，因为它使得信号和噪声的区分变得更加困难。就气候系统自身的长期自然变率而言，重要的是要理解这个变率以及提高现有对那些有序变率分布型如ENSO的预报能力。

*通过发展模式结果的多种集合预报，更全面地探索未来气候状态的概率特征。气候系统是非线性的、无序的耦合系统，因此要做出准确*的未来气候状态的长期预测是不可能的。因而更应该把焦点放在对系统的未来可能状态的概率分布预报上，这可以通过加强对模式结果的集合方法的研制来实现。

*提高全球或区域气候模式的完整体系，以提高对地区影响和极端天气事件的模拟。*这就要求在两个方面有进一步提高，即对主要的大气、海洋和陆地系统之间的耦合过程的认识，以及广泛的用于评估和提高模拟表现的诊断性模拟和观测研究。一个特别重要的问题是，对于解决极端事件的变化问题所需资料的充足性问题。

G.3 人类影响方面

*更正式地将物理的气候生物地球化学模式与人类系统模式联系起来，从而为拓宽的探索联系着地球系统中人类和非人类两大组成的可能因—果—因关系型奠定基础。*目前，人类的影响一般只通过对气候系统提供外部强迫的排放情景来考虑。未来需要更多的综合模式，这些模式中需要开始从一系列有贡献的活动、反馈和响应的角度考虑人类活动与物理、化学、生态子系统的动力学之间的相互作用。

G.4 国际框架

*通过加强国际框架的建设，加速国际社会对气候变化认识的进展，这对于协调国家的和学术机构的努力是必要的，因此研究、计算和观测的资源可能会成为最大的总体优势。*这个框架的要素存在于受国际科学联盟理事会（ICSU）、世界气象组织（WMO）、联合国环境规划署（UNEP）以及联合国教科文组织（UNESCO）支持的国际计划与项目中。在以下方面存在一种加强合作的相应需求，即在国际性的研究团体、一些地区研究能力建设，以及正如在这次评估的目标中提及的有效地描述与决策相关的研究进展。

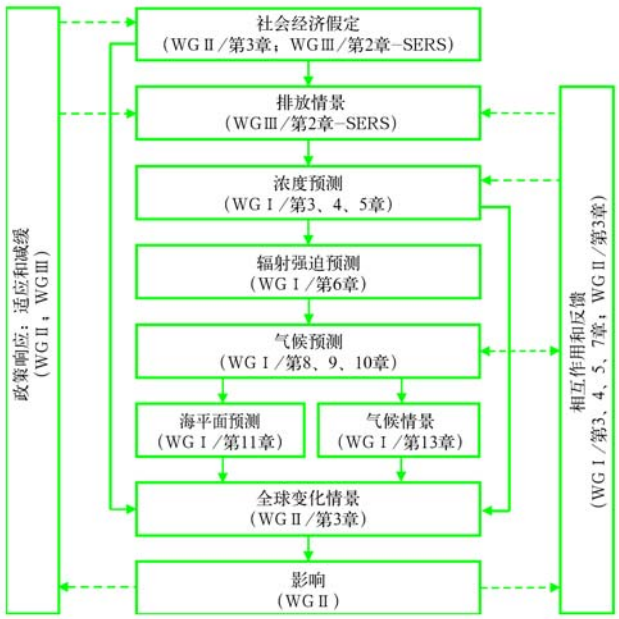


图 28：在开发气候变化影响、适应和减缓评估所需的气候和相关情景中应该考虑的预测中的不确定性梯次传递表。[根据图 13.2]

信息来源：技术摘要

本附件提供了技术摘要各标题页码和章节与详细报告各章节的交叉参阅。

A 部分：简介

TS 页码	技术摘要中的章节和标题－详细报告的章节
168	*A.1 IPCC 及其工作组* 对政府间气候变化专业委员会的介绍（来自 IPCC 秘书处，日内瓦）或 IPCC 的网站为 http://www.ipcc.ch
168	*A.2 第一工作组的第一次和第二次评估报告* IPCC，1990a：气候变化：IPCC科学评估。J.T. Houghton，G.J. Jenkins 和J.J. Ephraums(eds.)，剑桥大学出版社，剑桥，英国，365 页。 IPCC，1992：气候变化 1992：IPCC 科学评估补充报告。J.T. Houghton，B.A. Callander 和S.K. Varney(eds.)，剑桥大学出版社，剑桥，英国，198 页。 IPCC，1994：气候变化 1994：气候变化的辐射强迫和对 IPCC IS92 排放情景的评价。J.T. Houghton，L.G. Meira Filho，J. Bruce，Hoesung Lee，B.A. Callander，E. Haites，N. Harris 和 K. Maskell (eds.)，剑桥大学出版社，剑桥，英国，339 页。 IPCC，1996a：气候变化 1995：气候变化科学。第一工作组对IPCC第二次评估报告的贡献[J.T. Houghton,L.G. Meira Filho，B.A. Callander，N. Harris，A. Kattenberg 和 K. Maskell (eds.)]，剑桥大学出版社，剑桥，英国和美国纽约，572 页。
169	*A.3 第三次评估报告：本技术摘要* 这些问题的背景在第一章。 框 1：什么驱动着气候变化？— 第一章。

B 部分：气候系统中观测到的变化

TS 页码	技术摘要中的部分与专题章节
171−174	*B.1 观测到的温度变化* 器测记录中陆地和海洋的温度−2.2.2和2.3。

卫星和天气气球记录中表层以上的温度
–2.2.3和2.2.4。
来自器测记录前代用记录的表面气温
最近的1000年–2.3。
最近的冰河期和间冰期–2.4。

174–175 *B.2 观测到的降水和大气湿度变化*
陆地表面年降水–2.5.2。
水蒸汽–2.5.3。
云量–2.5.5。

175 *B.3 观测到的雪盖和陆–海冰范围变化*
雪盖和陆冰面积–2.2.5。
海冰面积–2.2.5。
北冰洋海洋厚度–2.2.5。

175 *B.4 观测到的海平面变化*
器测记录时期的变化
20世纪的潮汐资料–11.3.2。
框2：什么原因导致海平面变化？ –11.2。
器测记录前的变化–11.3.1。

175–176 *B.5 观测到的大气和海洋环流结构变化*
厄尔尼诺与南方涛动（ENSO）–2.6.2 和 2.6.3。
北大西洋、北冰洋和南极洲涛动–2.6.5 和 2.6.6。

176–177 *B.6 观测到的气候变率和极端天气气候事件变化*
暴雨和极端降水–2.7.2。
热带和温带风暴–2.7.3。

177–179 *B.7 整体图象：一个变暖的世界和气候系统的其他变化*
变暖的世界–2.8。
微小变化或不变–2.2.5和2.7.3。

C部分：引起气候系统变化的强迫因子

TS页码 技术摘要中的部分与专题章节

180–185 *C.1 观测到的全球均匀混合的温室气体浓度及其辐射强迫变化*
二氧化碳–3.2.2，3.2.3，3.3.1，3.3.2和3.5，6.13。
甲烷–4.2.1和6.13。
氧化亚氮–4.2和6.13。
卤烃及相关混合物–4.2.2和6.13。

185–186 *C.2 其它重要辐射强迫气体变化的观测*
大气中的臭氧–.2.2，4.2.4和 6.13。

186–187 只具有间接辐射影响的气体–4.2.3和 6.13。

C.3 气溶胶变化的观测和模拟
气溶胶变化的观测和模拟–5.1，5.2，5.3，5.
187 4，6.7和6.8。

C.4 观测到的其它人为强迫因子变化

187–188 土地利用（地面反照率）的变化–6.13。

C.5 太阳活动和火山活动变化的观测和模拟

188 太阳活动和火山活动变化的观测和模拟–6.10。

C.6 全球增暖潜能

全球增暖潜势–6.12。

D部分： 气候系统及其变化的模拟

188–193 TS页码 技术摘要中的部分与专题章节

D.1 气候过程与反馈
框3：气候模式：它们是如何建立并如何应用的？ –8.3。
水汽–7.2.1。
云–7.2.2，7.2.3和8.5.1。
平流层–7.2.4和7.2.5。
海洋–7.3和8.5.2。
冰雪圈–7.5和8.5.3。
陆地表层–7.4和8.5.4。

193–194 碳循环–3.6。

D.2 耦合系统
自然变率的型–7.6和8.7
框4：厄尔尼诺／南方涛动（ENSO）–7.6.5和8.7.1。
温盐环流–7.3.7，7.7和 9.3.4。

194–195 非线性事件和快气候变化–7.7。

D.3 区域化技术
技术目录–10.1，10.2和13。
低分辨率的大气海洋环流模式–10.3和13。

195–196 高分辨率的辐射对流模式–10.5和13。

D.4 能力的总体评价
通量调整–7.2，7.3，7.6，8.4和8.9。
20世纪的气候–8.6。
极端事件–8.8。
年际变率–8.7。
模式比较–8.6.2和8.10。

E部分:人类对气候变化影响的辩认

TS页码　技术摘要中的部分与专题章节

196　*E.1 检测和归因分析的意义*
检测/归因分析-12.1.1和 12.2。

196-197　*E.2 一个更长的,经过更仔细核查的观测记录。*

197　*E.3 内部变率新的模式估计*
过去的3个五年-12.2.1。

197　*E.4 对自然强迫响应的新估计*
仅是自然强迫-12.2.3。

197-198　*E.5 估计气候变化信号的敏感性*
对人为强迫的响应-12.2.3
显著的人为强迫的贡献-12.2.3。

199　*E.6 广泛分布的检测技术*
温度-12.3和12.4
海平面-11.4。

199-201　*E.7 在检测和归因中存在的不确定性*
总结-12.5。

201　*E.8 概要*
过去50年观测的大部分变暖现象-12.6。

F部分:地球未来气候预测

TS页码　技术摘要中的部分与专题章节

201-202　*F.1 IPCC排放情景特别报告(SPES)*
SPES情景-6.15.2,SPES报告。
框5:排放情景特别报告中的排放情景-6.15.2,SPES报告,附录Ⅱ。

202-204　*F.2 温室气体和气溶胶未来变化的预测*
CO_2浓度曲线-3.3,3.7和附录Ⅱ。
陆地生态系统中的碳存量-3.2和3.6。
非CO_2温室气体浓度-4.3,6.15和附录Ⅱ
间接温室气体的排放与大气化学-4.4.4,4.4.5和6.15。
间接温室气体的排放与空气质量-4.4.5。
气溶胶浓度对于排放的依赖性-5.5,6.15和附录Ⅱ。
预测的气溶胶排放和SPES情景-5.5。
辐射强迫-6.15和附录Ⅱ。

205-206　*F.3 未来温度变化的预测*
大气海洋环流模式结果-9.3。
简单气候模式结果-9.3。

206　*F.4 未来降水变化的预测*
全球平均降水及变率-9.3。

208　*F.5 极端事件未来变化的预测*
极端事件的变化-9.3.6。

209-210　*F.6 温盐环流未来变化的预测*
温盐环流的减弱-9.3.4。

210　*F.7 自然变率模态的未来变化预测*
自然变率模态的变化-9.3.5。

211　*F.8 陆冰(冰川、冰盖和大冰原)、海冰和雪盖的未来变化预测*
冰川、冰盖和大冰原-11.5.4。

211-213　*F.9 海平面的未来变化预测*
全球平均海平面变化-11.5.1。
区域海平面变化-11.5.2。
海平面的极值-11.5.3。

213-214　*F.10 对CO_2浓度稳定廓线响应的未来变化预测*
温室气体与气溶胶-3.7.3。
温度-9.3.3。
海平面-11.5.4。

G部分:逐步提高认识

TS页码　技术摘要中的部分与专题章节

215　*G.1 资料*
观测网和观测系统现状恶化-14.2.1。

215　*G.2 气候过程和模拟*
温室气体与气溶胶-14.2.6。
过程-14.2.3。
变率的类型-14.2.2。
模式结果的集成-14.2.2。
模式的层次-14.2.2。

215　*G.3 人类影响方面*
物理系统/人类系统-14.3,13.1。

215　*G.4 国际框架*