

2

观测到的和预估的与水有关的气候变化

水涉及到气候系统的所有组成部分(大气圈、水圈、冰冻圈、地表和生物圈)。因此,气候变化通过各种机制影响到水。本部分讨论观测到的与水有关的变量的近期变化,以及预估的未来变化。

2.1 观测到的与水有关的气候变化

水分循环与大气温度和辐射平衡的变化紧密联系。近几十年来,气候系统的变暖是毋庸置疑的,目前从全球平均气温和海温升高、大范围雪和冰融化以及全球海平面上升的观测中得到的证据支持了这一观点。气候的人为净辐射强迫估计为正值(变暖效应),2005年最佳估计值为1.6瓦/平方米(相对于1750年工业化前的值)。1906年至2005年全球地表温度的最佳线性趋势估计值为升高0.74°C(可能范围是0.56°C至0.92°C),过去50年的变暖趋势更为迅速。新的分析表明,对流层中、低层的变暖速率类似于地表的变暖速率。归因研究表明,观测到的20世纪中叶以来大部分的全球增温很可能是由于观测到的人为温室气体浓度增加所致。在大陆尺度上,对除南极洲外的各个大陆平均而言,过去50年可能已经发生了重大的人为变暖。对于大范围地区,在过去50年中,冷昼、冷夜和霜冻的发生频率已减少,而热昼、热夜和热浪则变得更加频繁。[WGI SPM]

过去几十年观测到的气候变暖始终与水分循环和水文系统的许多分量的变化相关,诸如:降水的分布、强度和极值发生变化;大范围的雪和冰融化;大气中的水汽增加;蒸发增加;以及土壤湿度和径流发生变化。在年际到年代际时间尺度上,水分循环的所有分量都存在明显的自然变率,这往往掩盖了长期趋势。由于较大的区域差异,并且由于监测网络在空间和时间覆盖范围方面的限制,水文变量的趋势仍然存在相当大的不确定性(Huntington, 2006)。目前,记录海洋上降水的年际变化和趋势仍是一种挑战。[WGI 3.3]

认识观测到的气候变化并作出归因也是一种挑战。对于水文变量如径流,非气候相关因素可能在局地尺度上起着重要作用(例如抽水量的变化)。气候对于强迫因子的响应也很复杂。例如,吸收气溶胶(如黑碳)的效应之一是把热量拦截在气溶胶层内,否则热量将到达地表,驱动蒸发及随后的潜热在地表上方释放。因此,具有吸收作用的气溶胶可能减少局部地区的蒸发和降水。气候模式省略了许

多气溶胶过程,或者以相对简单的方式纳入这些过程。在某些情况下,我们对于气溶胶对局地降水影响的重要性知之甚少。尽管存在上述的不确定性,但在归因观测到的水文变化方面可作一些陈述,并且基于《第四次评估报告》的评估结果,本部分在对各变量的讨论中包括了这些陈述。[WGI 3.3, 7.5.2, 8.2.1, 8.2.5, 9.5.4; WGII 3.1, 3.2]

2.1.1 降水(包括极端降水)和水汽

已经使用若干数据集分析了陆地降水的趋势,特别是全球历史气候学网络(GHCN: Peterson和Vose, 1997),以及陆地降水重建(PREC/L: Chen等, 2002)、全球降水气候学计划(GPCP: Adler等, 2003)、全球降水气候中心(GPCC: Beck等, 2005)和气候研究组的数据集(CRU: Mitchell和Jones, 2005)。在20世纪,北纬30度和85度之间的陆地降水普遍增加,但在过去30年至40年里,南纬10度到北纬30度的降水显著减少(图2.1)。在北大西洋和南纬25度以南盐度减小,这表明海洋上发生了类似的降水变化。从1900年到1950年代,北纬10度到30度地区的降水显著增加,但在大约1970年之后降水减少。在南半球热带以外的大陆地区,没有明显的半球尺度的趋势。在编写本报告的时候,对全球降水变化的归因尚不确定,因为降水受到大尺度自然变率分布的强烈影响。[WGI 3.3.2.1]

根据1901年至2005年GHCN作出的全球平均线性趋势在统计学上无显著性(图2.2)。1951年至2005年的趋势估值也无显著性,因为数据集之间存在许多差异,这证明了监测降水这类变量的难度,因为它在空间和时间上都存在很大的变率。全球变化在时间上是非线性的,这表明存在显著的年代际变率,20世纪50年代至20世纪70年代是一个相对多雨的时期,之后降水减少。全球平均值主要受热带和亚热带降水的影响。[WGI 3.3.2.1]

使用GHCN的台站数据内插到 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的纬度/经度网格上,得到年降水量趋势的空间分布,如图2.3所示。自1901年起,在北美和欧亚的大部分地区,过去105年的年降水量增加,与图2.1一致。自1979年以来的时期显示出更为复杂的分布,区域变干明显(如北美洲西南部)。在欧亚的大部分地区,这两个时期显示降水增加的网格数量都多于显示降水减少的网格数量。北欧和地中海之间可能存在相反的变化趋势,这与北大西洋涛动遥相关的变化有关(另见第2.1.7节)。[WGI 3.3.2.2]

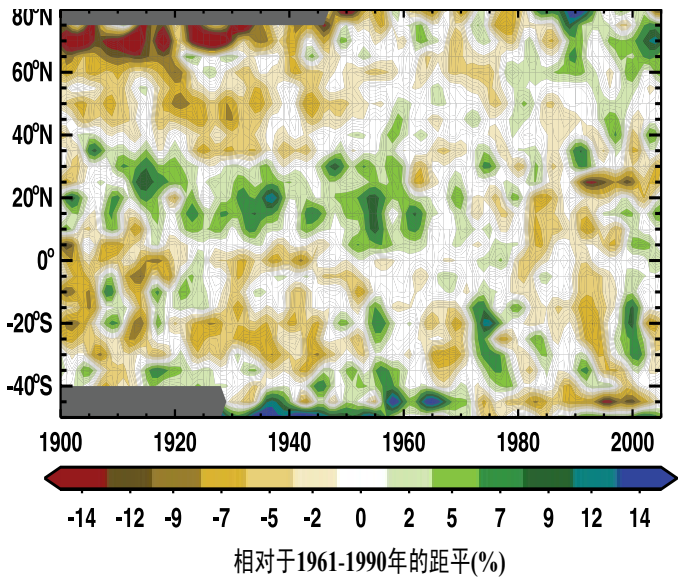


图2.1: 与1961年至1990年平均值相比,1900年至2005年陆地降水年平均距平(%)的纬度—时间剖面图。数值为所有经度上的平均值,并通过一个滤波器进行了平滑,以消除小于约6年的扰动。彩色标尺是非线性的,灰色区域表示资料缺失。[WGI 图3.15]

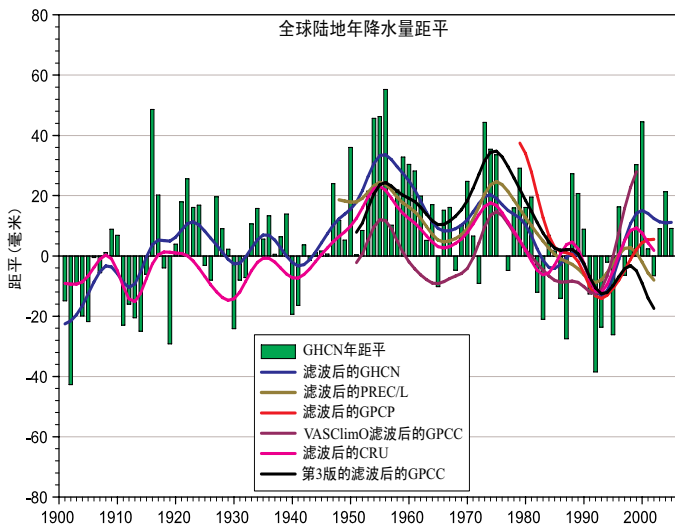


图2.2: 根据GHCN得到的1900年至2005年全球陆地年降水量距平(毫米,相对于1981年至2000年的基准期)的时间序列。对于GHCN、PREC/L、GPCP、GPCC和CRU数据集,给出了平滑后的年代尺度的距平值。[WGI 图3.12]

在整个南美洲,已经观测到亚马逊河流域和南美洲东南部(包括巴塔哥尼亚)越来越湿润,而在智利和大陆西海岸部分地区则观测到年降水量的减少趋势。亚马逊、中美洲和北美洲西部的变化表明了季风特征的纬向变化。[WGI 3.3.2.2]

自1901年以来,在非洲西部和萨赫勒地区观测到年降水量的最大减少趋势(另见第5.1节),而在非洲的许多其它部分地区以及南亚地区存在下降趋势。自1979年以来,在萨赫勒地区和热带非洲的其它地区降水增加,这部分与遥相关型态的变化有关(另见第2.1.7节)。在印度西北部的大部分地区,1901年至2005年期间显示出每百年超过20%的增加,但在同一地区,自1979年以来则显示出年降水量的明显减少。在这两个时期,澳大利亚西北地区显示出年降水量的中度到大幅增加,该地区的环境变得更加湿润,而在遥远的西南地区则有明显的下降趋势,其特征是在1975年左右转为下降。[WGI 3.3.2.2]

一些模式研究表明,辐射强迫(包括人为、火山和太阳强迫)的变化在观测到的平均降水趋势中起了作用。不过,与观测估计值相比,气候模式似乎低估了陆地平均降水的差异。目前尚不清楚这一差异是因为低估了对短波强迫的响应,还是低估了内部的气候变率、观测误差或这些因素的某种组合。理论研究表明,也许很难检测到温室气体增加对平均降水的影响。[WGI 9.5.4]

已经观测到强降水事件(如大于第95个百分位点)的大范围增加,甚至在那些总降水量减少的地方也是如此。这些增加与大气中的水汽增加有关,并与观测到的变暖相一致(图2.4)。但是,降雨量的统计数据主要受到年际到年代际尺度变化的影响,并且趋势估计值在空间上是不连贯的(如Peterson等, 2002; Griffiths等2003; Herath和Ratnayake, 2004)。此外,只有少数地区具有质量足够高和序列足够长的资料,以便可靠地评估极值的趋势。在整个欧洲和北美洲已经观测到统计上具有显著意义的强降水发生频率的增加(KleinTank和Können, 2003; Kunkel等, 2003; Groisman等, 2004; Haylock和Goodess, 2004)。季节性变化因地点不同而异:在美国,暖季中降水的增加最为显著;而在欧洲,最显著的变化则发生在寒冷季节(Groisman等, 2004; Haylock和 Goodess, 2004)。有关区域变化的进一步讨论见第5部分。[WGI 3.8.2.2]

理论和气候模式研究表明,在由于温室气体增加而导致变暖的气候背景下,与平均降水相比,预计极端降水的增加更大。因此,在极端降水中可能要比在平均降水中更容易检测到人为的影响。这是因为极端降水受可利用水汽量的控制,而平均降水受大气向太空辐射长波能量(作为潜热通过凝结释放)的能力的控制,并且后者受到温室气体增加的限制。综合考虑,观测和模拟研究得出一个总体结论,即强降水事件的发生频率(或者总降水量中强

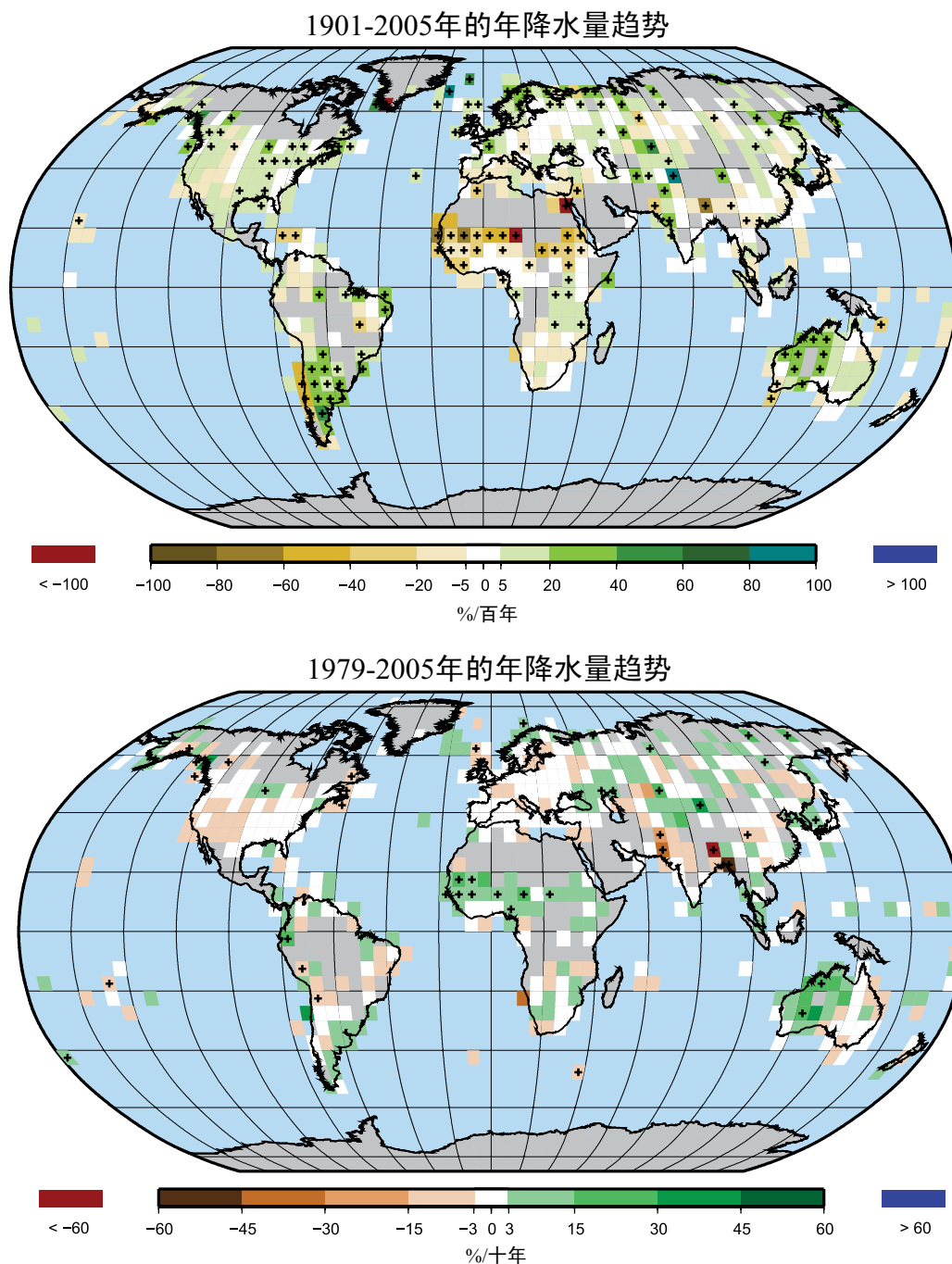


图2.3: 根据GHCN台站资料得到的相对于1961年至1990年平均值百分比的1901年至2005年(上图,每百年%)和1979年至2005年(下图,每十年%)的年降水量趋势。灰色区域的数据不足以产生可靠的趋势。(WGI 图3.13)

降水的比例)在20世纪末的大多数陆地地区可能已经增加,并且这一趋势多半可能包括人为的贡献。目前无法评估人为贡献的大小。[WGI SPM, 9.5.4, 10.3.6, FAQ10.1]

有观测证据表明,大约自1970年以来,北大西洋的强热带气旋活动增加,这与热带海面温度(SST)

上升有关。也有迹象表明在一些其它地区强热带气旋活动增加,但在这些地区人们对资料观测质量更为关切。多年代际变率的存在以及1970年前后常规卫星观测问世之前的热带气旋记录的质量使得对热带气旋活动长期趋势的检测复杂化。每年的热带气旋个数并没有明显的变化趋势。人为因素多半可能对观测到的强热带气旋活动的增加做出了贡献。不

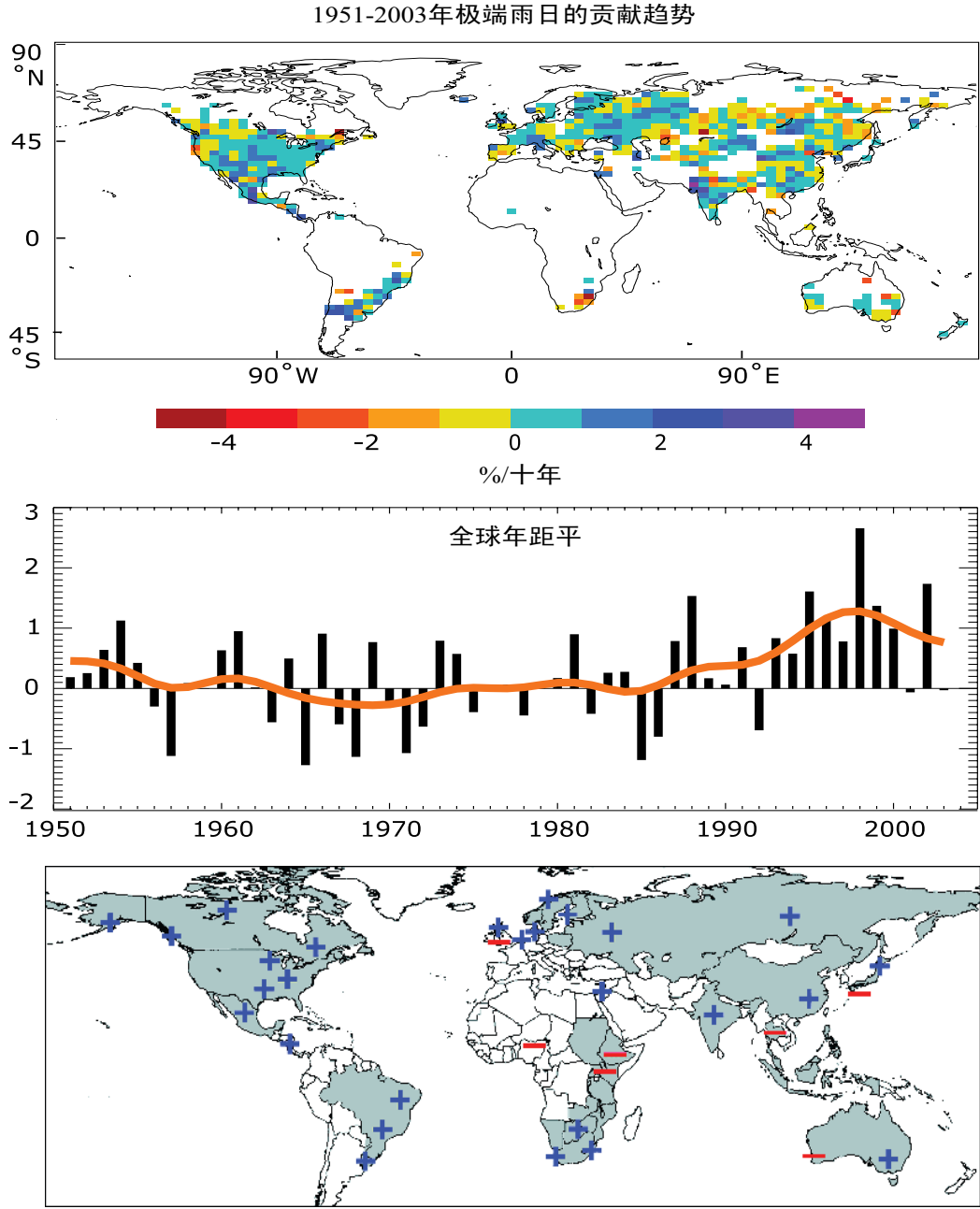


图2.4： 上图表示观测到的1901年至2003年期间极端雨日(第95个百分位点及以上)对年总降水量贡献的趋势(每十年%)。中图表示对于全球年降水量,极端雨日对年总降水量贡献的变化(% ,相对于1961年至1990年22.5%的均值)(在Alexander等之后,2006年)。下图表示与年和/或季节降水变化相比,那些记录到增加(+)或减少(-)的大雨和暴雨非比例变化的区域(根据Groisman等,2005年更新)。[WGI 图3.39]

过,自1970年以来,在一些地区,特强风暴的比例明显增加,要远远大于当前模式对这一时期模拟所得出的结果。[WGI SPM]

已观测到对流层的水汽含量在最近几十年持续增加,这与观测到的变暖和接近常数的相对湿度相一致。从1988年至2004年,全球海洋上空气柱中水汽总量每十年增加 $1.2\pm0.3\%$,其分布与海平面温度的变化相一致。许多研究显示近地面大气湿度增

加,但存在区域差异和昼夜差异。至于水分循环的其它分量,年际到年代际尺度的变化很大,但在全球海洋以及北半球一些陆地区域已经观测到显著的上升趋势。由于观测到的SST变暖可能主要是人为原因,因此,这表明人为影响对观测到的海洋上方大气中水汽含量的增加做出了贡献。然而,在编写《第四次评估报告》的时候,尚无可利用的正式归因研究。[WGI 3.4.2, 9.5.4]

2.1.2 积雪和陆冰

陆地冰冻圈(包括积雪、冰和冻土)储存了世界上大约75%的淡水。在气候系统中,冰冻圈及其变化与地表能量平衡、水循环和海平面变化有着错综复杂的联系。超过六分之一的世界人口居住在依靠冰川融水或融雪补给的流域(Stern 2007)。**[WGII 3.4.1]** 图2.5显示了冰冻圈的变化趋势,在许多部分中,冰的储量明显下降。**[WGI 第4章]**

2.1.2.1 积雪、冻土、湖冰和河冰

大多数地区的积雪已经减少,特别是在春季和夏季。通过卫星观测发现,1966年至2005年期间,除11月和12月以外,北半球的积雪每个月都在减少。20世纪80年代末期,年平均积雪以5%的速率逐渐下降。在较低的海拔上,北美洲西部山脉及瑞士阿尔卑斯山脉的积雪减少幅度最大。在南半球,现有的为数不多的长期记录或代用资料表明,在过去40年或更长时间内,积雪减少或者无变化。**[WGI 4.2.2]**

多年冻土和季节性冻土的退化正在导致地表特性和排水系统的变化。季节性冻土既包括非多年冻土区的季节性土壤冻融,也包括夏季消融和冬季冻结的多年冻土活动层。从1901年到2002年,北半球非多年冻土区季节性冻土的最大面积已减少了约7%,春季可达15%。自20世纪中叶以来,因冬季变暖和积雪深度增加,欧亚大陆季节性冻土的最大深度已减少了约0.3米。1956年至1990年期间,在俄罗斯31个台站测量到活动层加深了约21厘米,并且这一增加在统计上是显著的。其它地区的记录太短,不足以进行趋势分析。自1980年代以来,北极多年冻土层顶部温度已上升了3°C。多年冻土的变暖和冻土的退化似乎是夏季气温增加以及积雪深度和持续时间的变化的结果。**[WGI 4.7, 第9章]**

河冰和湖冰冻结和消融的日期表现出相当大的空间变率。根据北半球现有的过去150年的资料平均,封冻期每百年推迟 5.8 ± 1.6 天,而解冻期每百年提前 6.5 ± 1.2 天。已经发表的有关河冰和湖冰厚度的资料不足,不能进行趋势评估。模拟研究(如Duguay等, 2003)指出,最大冰厚及解冻日期的大部分变化受到降雪变化的驱动。**[WGI 4.3]**

2.1.2.2 冰川和冰盖

平均而言,在上世纪后半叶,北半球和巴塔哥尼亚的冰川和冰盖在质量循环方面显示出小幅但相

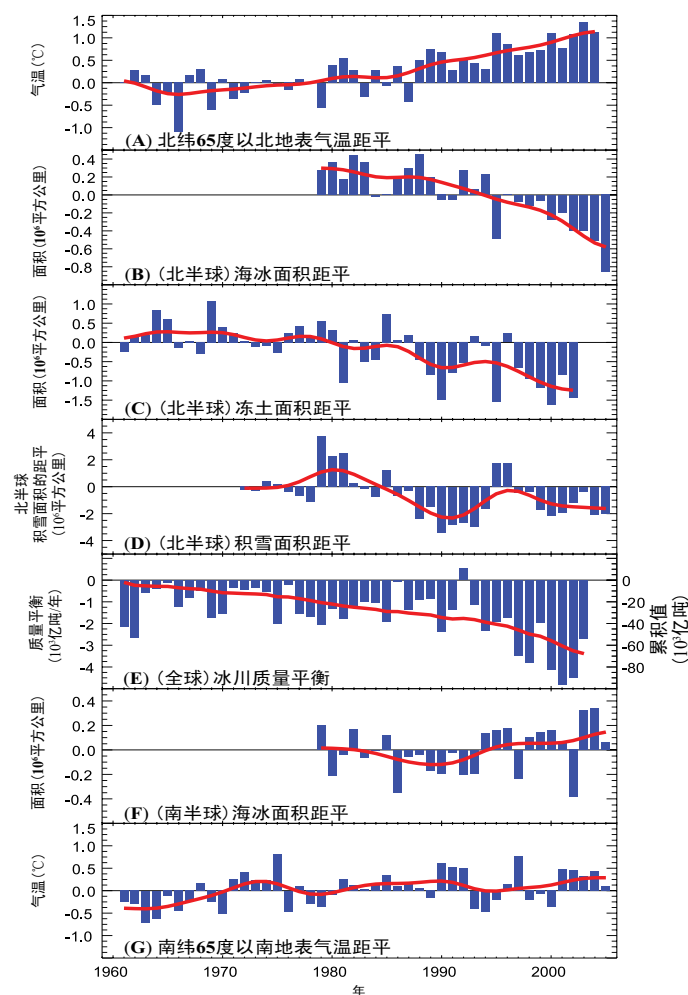


图2.5: 极地地表气温(A和E)、北半球(NH)季节性冻土面积(B)、3月至4月NH积雪面积(C)和全球冰川质量平衡(D)的距平时间序列(相对于长期平均值)。D中的红实线表示累积全球冰川质量平衡,其它红实线则代表平滑后的时间序列。**[改编自WGI FAQ 4.1]**

当一致的增加,并伴随着融冰的大幅增加。**[WGI 4.5.2, 4.6.2.2.1]**其结果,全球范围内的大多数冰川和冰盖以日益增加的速率损失了相当多的质量(图2.6):从1960/61年到1989/90年,冰质量损失为 136 ± 57 Gt(十亿吨)/年(0.37 ± 0.16 毫米/年的海平面当量(SLE)),而在1990/91年至2003/04年期间,损失为 280 ± 79 Gt/年(0.77 ± 0.22 毫米/年的SLE)。20世纪大范围的退缩似乎暗示了普遍变暖是一个主要原因,尽管在热带地区,大气水汽变化可能做出贡献。有证据表明,这一融冰很可能已经对观测到的海平面上升做出了贡献。**[WGI 4.5, 表4.4, 9.5]**

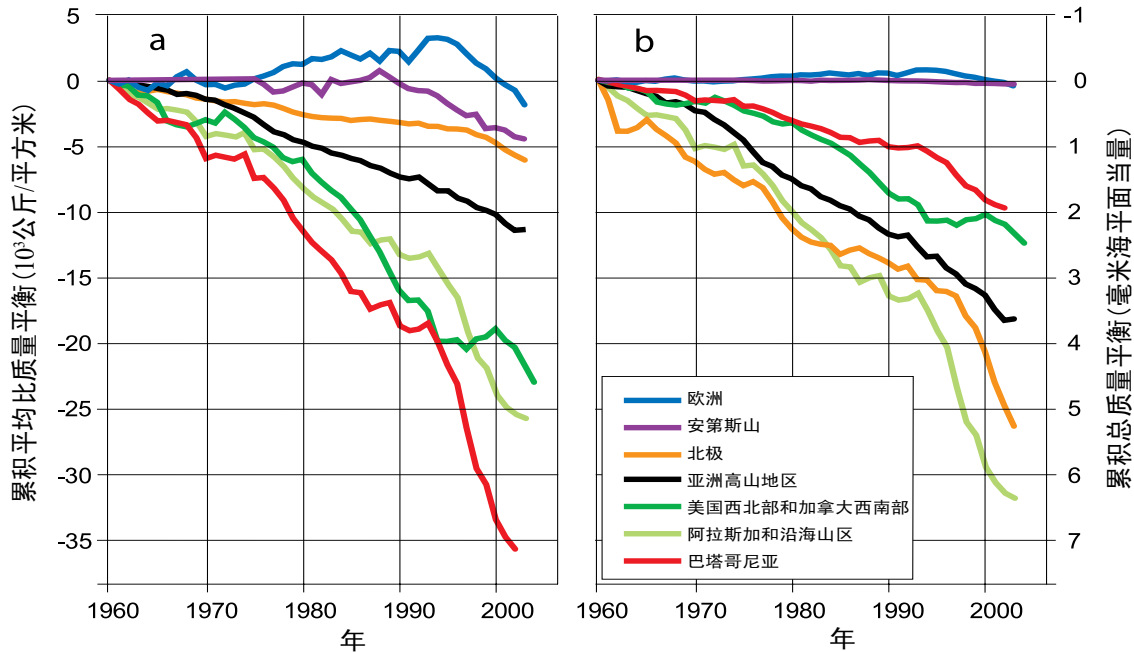


图2.6: 对于大的区域计算的冰川和冰盖的累积平均比质量平衡 (a)和累积总质量平衡 (b)(Dyurgerov和Meier,2005)。冰川质量平衡是指一个水文年期间所有质量增加和损失的总和,平均比质量平衡是指总质量平衡除以该地区所有冰川和冰盖的总表面积,它表示各个区域变化的强度。总质量平衡表示每个区域对海平面上升的贡献。[WGI 4.5.2,图4.15]

湖泊的形成发生在冰川舌从突出的几个陡峭山脉(包括喜马拉雅山脉、安第斯山脉和阿尔卑斯山)的小冰期(LIA)冰碛退缩之时,这些湖泊很可能发生冰川湖突发洪水。[WGII 1.3.1.1, 表1.2]

2.1.3 海平面

全球平均海平面一直在上升,并且具有高可信度的是,从19世纪中叶到20世纪中叶,海平面的上升速率也在增加。20世纪的平均速率为 1.7 ± 0.5 毫米/年,1961年至2003年的平均速率为 1.8 ± 0.5 毫米/年,1993年至2003年的平均速率为 3.1 ± 0.7 毫米/年。目前尚不清楚1993年至2003年期间的较高速率是由于年代际变率还是由于长期趋势的上升。海平面上升速率的空间变化很不均匀,例如,1993年至2003年期间,一些地区的上升速率是全球均值的数倍,而在其它地区,海平面却在下降。[WGI 5.ES]

在对长期海平面变化的贡献估算存在不确定性。1993年至2003年期间,源自热膨胀(1.6 ± 0.5 毫米/年)、冰川和冰盖质量损失(0.77 ± 0.22 毫米/年)以及格陵兰(0.21 ± 0.07 毫米/年)和南极(0.21 ± 0.35 毫米/年)冰盖质量损失的贡献总和为 2.8 ± 0.7 毫米/年。在此期间,这些与气候有关的贡献的总和与上述直接观测

到的海平面上升相一致,未超出观测的不确定性范围。对于1961年至2003年这一更长时期,估计与气候有关的贡献总和小于观测到的总体海平面上升。但是,1993年之前的观测系统不太可靠。对于这两个时期,源自热膨胀和冰川/冰盖的贡献估计要大于来自格陵兰和南极冰盖的贡献。南极较大的误差范围意味着尚无法确定南极对海平面的贡献是正还是负。海平面的上升与变暖相一致,并且模拟研究表明,总体上,对人为强迫的响应很可能为20世纪后半叶的海平面上升做出了贡献。然而,观测的不确定性加上缺乏适当的研究,意味着很难量化人为的贡献率。[WGI SPM, 5.5, 9.5.2]

逐渐上升的海平面潜在地影响沿海地区,但归因尚不完全清楚。自1975年以来,全球极端高水位上升与平均海平面上升和大尺度年代际气候变率均有关(Woodworth和Blackman, 2004)。[WGII 1.3.3]

2.1.4 蒸散

对于全球陆地实际蒸散的直接测量非常有限,而全球分析产品¹⁰对于分析的类型很敏感,可能包含较大误差,因而不适合进行趋势分析。因此,几乎没有关于观测到的蒸散趋势的文献,无论是实际蒸

散还是潜在蒸散。[WGI 3.3.3]

2.1.4.1 蒸发皿蒸发

根据美国(Peterson等, 1995; Golubev等, 2001; Hobbins等, 2004)、印度(Chattopadhyay和Hulme, 1997)、澳大利亚(Roderick和Farquhar, 2004)、新西兰(Roderick和Farquhar, 2005)中国(Liu等, 2004; Qian等, 2006b)和泰国(Tebakari等, 2005)关于蒸发皿蒸发(从蒸发皿的开放水面测量的蒸发, 为潜在蒸散的一种代用资料)的稀少记录, 发现其在最近几十年呈下降趋势。蒸发皿的测量资料并不代表实际蒸发(Brutsaert和Parlange, 1998), 其变化趋势可能由于(美国以及欧洲和俄罗斯部分地区)地表太阳辐射的减少和中国日照时数的减少而引起, 后者也许与空气污染和大气气溶胶的增加以及云量的增加有关。[WGI 3.3.3, 框3.2]

2.1.4.2 实际蒸散

《第三次评估报告》指出, 20世纪后半叶, 美国和俄罗斯大部分地区的实际蒸散增加(Golubev等, 2001), 这是由于降水增加及较高温度造成对大气水汽的需求变大, 而使表面水汽供应量增多所致。利用降水、温度和基于云量的地面太阳辐射的观测资料及一个综合陆面模式, Qian等(2006a)发现, 全球陆地蒸散紧随陆地降水的变化。全球降水在20世纪70年代初期达到峰值, 然后有所下降, 但这主要体现了热带地区的情况。在较高纬度的陆地地区, 降水更为普遍地增加。蒸散的变化不仅取决于水汽供应, 而且取决于能量和地面风。[WGI 3.3.3]

其它影响实际蒸散的因素包括大气CO₂对植物生理的直接效应。虽然已经观测到对径流的影响, 但尚未看到有关这些直接效应(关于观测到的蒸散趋势)的文献。[WGI 9.5.4]

年蒸散量部分地取决于生长季的长度。《第四次评估报告》提出了观测到生长季节正在延长的证据。这些增加与春季晚霜冻的提前以及秋季霜冻日期的推迟有关, 在欧亚大陆温带地区(Moonen等, 2002; Menzel等, 2003; Genovese等, 2005; Semenov等, 2006)及北美大部分地区(Robeson, 2002; Feng和Hu, 2004)很明显。[WGII 1.3.6.1]

2.1.5 土壤湿度

实地测量的土壤水分含量的历史记录仅在少数地区可以获得, 并且持续时间通常很短。[WGI 3.3.4] 从各种气候下的600多个台站资料中, Robock等(2000)发现, 具有最长记录台站(主要位于前苏联、中国和美国中部)的地面(深度1米)土壤水分含量在夏季存在长期增加趋势。来自乌克兰的现有最长记录显示地面土壤总体水分增加, 尽管最近几十年的增加不太显著(Robock等, 2005)。估算土壤湿度的初步方法是根据降水和温度观测资料计算帕尔默干旱强度指数(PDSI)值。PDSI变化在第3.1.2.4节中讨论。[WGI 框3.1, 3.3.4]

2.1.6 径流与河流量

已有大量研究调查了20世纪从流域到全球尺度流量的潜在趋势。一些研究已检测到某些河流量指标的显著趋势, 并且有些研究已经证实与温度或降水的联系在统计上有显著性。不过, 许多研究并未发现趋势, 或者不能把温度和降水变化的影响从人类对流域干预的影响中分离出来。用来搜索趋势的方法也会影响结果。例如, 不同的统计检验可给出不同的显著性指示; 不同的记录时期(特别是开始和结束期)可得到不同的变化速率; 流域之间不能进行交叉相关可导致高估表现出显著变化的流域的数量。趋势分析的另一个限制是具有一致性的、经过质量控制的数据的有效性。现有的流量计记录仪覆盖了全球约三分之二主动排水的陆地面积, 并且往往包含空白, 且记录长度多变(Dai和Trenberth, 2002)。最后, 人类的干预已经影响到许多流域的河流体系。[WGI 3.3.4, 9.1, 9.5.1; WGII 1.3.2]

有证据表明, 在全球尺度上, 年径流的变化具有广泛、一致的型态, 一些地区(如高纬度地区和美国大部)经历了径流的增加, 而其它地区(如西部非洲的部分地区、欧洲南部和南美洲的最南端)则经历了径流的减少(Milly等, 2005, 以及许多流域尺度的研究)。在全球许多地区, 逐年的流量变化也受到诸如与ENSO、NAO和PNA型相关的大尺度气候型的影响¹¹。一项研究(Labat等, 2004)声称, 在20世纪, 温度每升高1℃, 全球总径流量增加4%, 区域变化也接近该趋势, 但围绕这一结论的争论(Labat等, 2004; Legates等, 2005)集中在非气候驱动因素对径流的影响以及少数资料点对结果的影响

¹¹“分析产品”是指通过同化各种观测资料进入一个天气预报或者一个气候模式从而对过去气候变化进行的估算, 以一种常规方式进行, 初始化每天的天气预报。由于业务天气分析/预报系统是随着时间推移被开发出来的, 所以开展了许多“再分析”运用, 以便把现有的观测资料同化到单一的系统中, 消除任何由于基本系统变化而引起的乱真的突变或趋势。分析系统的一个优势是, 它们产生包括许多不能直接观测的分量的全球场。一个潜在的不利因素是, 所有的场都是观测资料和模拟值的混合, 并且对于那些观测资料很少的区域/变量而言, 可能主要是再现了基本模式的气候状况。

上。Gedney等(2006)把20世纪径流的普遍增加主要归因于CO₂浓度增加造成的蒸散抑制(影响气孔的传导率),尽管很难为这种关系找到其它证据,但第2.1.4节提出了蒸散增加的证据。[WGII 1.3.2]

径流的趋势并不总是与降水的变化相一致,这可能是由于资料的限制(特别是降水资料的覆盖范围),人类干预如水库蓄水(欧亚大陆主要河流的情况都是如此)的影响,或者降水和温度变化的竞争效应(正如在瑞典那样:见Lindstrom和Bergstrom, 2004)。

然而,更为确凿和广泛的证据表明,在许多冬季降雪的地区,河流径流的时间已经大为改变。较高的温度意味着更大比例的冬季降水是雨而不是雪,并且融雪季节提前开始。在1936年和2000年期间,新英格兰部分地区的融雪提前了1至2个星期(Hodgkins等, 2003),尽管这对于夏季流量几乎没有产生可以辨别出的影响(Hodgkins等, 2005)。[WGII 1.3.2]

2.1.7 大尺度变率的型态

气候系统具有若干优先的变率分布,它们对水分循环的各个要素产生直接影响。由于诸如“遥相关”之类的影响,区域气候的变化可能是不协调的。遥相关往往与旱涝有关,并伴随对人类产生重大影响的其它变化。下面简要概述了关键的遥相关型。第一工作组《第四次评估报告》第3.6节作了更完整的讨论。

遥相关被定义为描述变化大小及阶段的空间分布和时间序列。空间分布型态可在一个网格上或通过基于台站观测资料的指数作出定义。例如,南方涛动指数(SOI)完全基于塔希提岛(东太平洋)和达尔文(西太平洋)之间平均海平面气压异常的差异,但它体现出整个热带太平洋大尺度大气环流的大部分变率。遥相关型往往在冬季(特别是在北半球)最为突出,因为此时的平均环流最强。在长时间尺度上,遥相关型的强度及其影响地面气候的方式也发生变化。[WGI 3.6.1]

SOI描述了厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)的大气分量,即全球气候年际变率的最显著模态。ENSO对大气环流、降水和温度具有全球性影响(Trenberth和Caron, 2000)。ENSO与热带太平洋降水的东西向移动有关,并与主要热带辐合带的调制有关。ENSO还与热带以外的大气环流的波状扰动有关,如太平洋-北美型(PNA)和太平洋-南美型(PSA),它们具

有重要的区域气候效应。在年代际尺度上,ENSO事件的强度和频率发生变化,这与太平洋十年振荡(PDO, 也被称为年代际太平洋涛动或IPO)有关,它能调节海洋表面温度的平均状态以及20年或更长时间尺度的热带大气环流。1976/77年的气候快变(Trenberth, 1990)与厄尔尼诺演变的变化有关(Trenberth和Stepaniak, 2001),趋势是发生持续时期更长和更强的厄尔尼诺。尚未正式检测到观测资料中ENSO变率的变化。[WGI 3.6.2, 3.6.3]

在热带以外地区,一个月或更长时间尺度的大气环流变率主要受到急流强度和位置变化的影响,并与风暴路径有关,其特征是北半球和南半球“环状模态”(分别为NAM和SAM: Quadrelli和Wallace, 2004; Trenberth等, 2005)。NAM与北大西洋涛动(NAO)密切相关,虽然后者与大西洋风暴路径及欧洲的气候变化最为相关。NAO表现了大西洋区域的温带和高纬度地区之间反相气压距平的特点。NAO在冬季的信号最强,那时,其正(负)相位表示增强的(减弱的)冰岛低压和亚述尔高压(Hurrell等, 2003)。在大西洋上空,密切相关的NAM也有类似的结构,但更多的是经向对称。NAO对于北半球大部分地区的冬季地表温度以及欧洲和北非的风暴和降水具有强烈的影响,并且在正相位时降水是向极地移动的,而在负相位时则是向赤道移动的。有证据显示,在过去几个世纪,正(负)NAO时期延长(Cook等, 2002; Jones等, 2003a)。在冬季发生了逆转,从20世纪60年代后期的最低指数值转变为20世纪90年代中期最强的正NAO指数值。自那时以来,NAO值已下降到接近其长期均值。归因研究表明,近几十年来NAM的变化趋势可能部分与人类活动有关。然而,气候模式模拟的对自然强迫和人为强迫的响应小于观测到的趋势。[WGI 3.6.4, 9.ES]

南半球环状模态(SAM)与中高纬度地区相反信号的同步气压变化相关,反映了副极地主要西风带的变化。在SAM的正相位,出现增强的南部海洋西风带,这在最近几十年中已变得较为常见,从而导致在绕极槽有更多的气旋(Sinclair等, 1997),降水向极地的移动以及对南极降水更大的贡献(Noone和Simmonds, 2002)。SAM也影响到南极洲(Genthon等, 2003)和南美洲南部(Silvestri和Vera, 2003)降水变率的空间分布。模式模拟表明,SAM的最近趋势已受到温室气体浓度增加的影响,特别是受到平流层臭氧耗损的影响。[WGI 3.6.5, 9.5.3.3]

在器测时期(以及在代用资料重建中),北大西洋的SST显示出大约70年的变化,被称为大西洋多年

¹¹ 分别地,ENSO表示厄尔尼诺-南方涛动,NAO表示北大西洋涛动,PNA表示太平洋-北美;进一步的解释见第2.1.7节和术语表。

代际涛动(AMO: Kerr, 2000)。1930年至1960年期间为暖相位, 1905年至1925年和1970年至1990年期间是冷相位(Schlesinger和Ramankutty, 1994)。在1990年代中期, AMO似乎已返回到暖相位的开始。AMO可能与温盐环流的强度变化有关(Delworth和Mann, 2000; Latif, 2001; Sutton和Hodson, 2003; Knight等, 2005)。已经把AMO与北美洲的多年降水异常联系起来, 看来像是调节ENSO的遥相关(Enfield等, 2001; McCabe等, 2004; Shabbar和Skinner, 2004), 并在大西洋飓风的形成中也起到作用(Goldenberg等, 2001)。相信AMO是引发萨赫勒干旱、加勒比海降水、北美和欧洲的夏季气候、格陵兰海的海冰浓度以及美国南部、北大西洋和欧洲南部的海平面气压等多年代际变化的一个驱动因子(例如Venegas和Mysak, 2000; Goldenberg等, 2001; Sutton和Hodson, 2005; Trenberth和Shea, 2006)。[WGI 3.6.6]

2.2 水文变化对气候的影响和反馈

已经在许多地区观测到温度和降水之间存在一些确凿的相关性。这提供了证据表明, 控制水分循环和温度的过程是密切耦合的。在全球尺度上, 水汽、云和冰的变化改变了地球的辐射平衡, 因而在确定气候对温室气体增加的响应中发挥了主要作用。第一工作组的第四次评估报告第8.6节讨论了这些过程对温度响应的全球影响。在本节中, 我们讨论一些过程, 通过这些过程, 水文变量的变化可对区域气候或对主要温室气体的大气收支产生反馈效应。本节的目的不在于全面讨论这些过程, 而是讨论水文过程与气候系统的其余部分是紧密耦合的。[WGI 3.3.5, 第7章, 8.6]

2.2.1 陆表效应

地表水分平衡反映了水和能量的存在。在可用分量高的区域, 蒸散受到大气边界层和地表植被覆盖特性的双重控制。地表水平衡变化可通过水分再循环进入边界层(而不是让水产生径流或渗透到土壤深层)而反馈到气候系统。这种效应的正负及其大小往往充满变数, 取决于当地环境的细节。因此, 虽然在某些情况下, 这些反馈在全球尺度上可能相对较小, 但在较小的空间或时间尺度上可能变得极端重要, 从而导致变率或极值的区域/局地变化。[WGI 7.2]

毁林对气候的影响说明了这种复杂性。一些研究指出, 由于反照率增加、蒸腾和潜热损失, 毁林

可能导致白昼温度降低, 边界层云增加。不过, 这些效应依赖于替代植被及其下土壤/雪地面的特性, 并且在某些情况下, 已经产生了相反的效应。毁林对降水的影响同样也很复杂, 具有负面和正面的影响, 取决于地表和植被的特征。[WGI 7.2, 7.5]

许多研究表明, 在半干旱地区如萨赫勒地区, 通过土壤水分再循环进入大气(从那里水分可以再次降下), 植被的存在可以改进自身的生长条件。这可能会导致这些地区出现多种平衡的可能性, 无论是否有降水和植被; 并且还暗示出现状态突变的可能性, 正如从全新世中期到现代环境条件已经发生的变化。[WGI 第6章, 7.2]

由于土壤水分的热容量以及蒸发所需的潜热, 它是热惯性的一个来源。由于这个原因, 已建议把土壤水分作为诸如对夏季温度和降水的一种重要调节。在干旱和湿润地区之间的过渡区, 土壤湿度、降水和温度之间的反馈特别重要, 但土壤湿度和降水之间的耦合强度在不同气候模式之间的差异可达一个量级, 并且目前受到观测限制不可能减少这种不确定性。[WGI 7.2, 8.2]

对降水的进一步控制起因于通过气孔关闭以响应大气CO₂浓度的增加。除了因总蒸散量的大幅减少而产生径流增加的趋势以外(见第2.3.4节), 该效应可能会导致一些地区降水的大幅减少。[WGI 7.2]

由于区域变暖, 积雪变化通过反照率变化对温度产生反馈。尽管这一反馈的大小在不同模式之间差异很大, 但最近的研究表明, 春季融雪的速率可能为这种反馈的强度提供了一个良好的、可观察的估算, 从而为减少积雪地区未来温度变化预测的不确定性提供了前景[WGI 8.6]。

2.2.2 通过海洋环流变化的反馈

进入海洋的淡水改变了海水盐度, 因而也改变了海水密度。因此, 水分循环的变化可以改变密度驱动的(“温盐”)海洋环流, 然后再对气候产生反馈。一个特别的例子是北大西洋的经向翻转环流(MOC), 该环流对于北大西洋周边地区及更远地区的地表温度、降水和海平面具有重大的影响。预计在21世纪大西洋的MOC将减弱, 并且这种弱化在调节气候变化的整体响应方面很重要。总的来说, 预计减弱的MOC会降低北半球中纬度地区的变暖速率, 但是一些研究表明, 它也将导致北极地区变暖速率的增加。这些响应也通过大西洋中低纬度地区的蒸发变化而对大尺度降水产生反馈。虽然在许多模式中, MOC弱化的最大驱动力是地表变暖(而不是海水

淡化),但在深水源区,水文变化确实起到了重要作用,并且淡水输入的不确定性对于不同模式在预估MOC响应中出现大范围离散做出了主要贡献。观测到的最近几十年海洋盐度的变化揭示了淡水输入的变化。虽然几乎所有大气—海洋环流模式(AOGCM)的集合都显示出21世纪逐渐减弱的MOC,但是没有模式显示会突变为一种不同的状态。这种事件被认为在21世纪很不可能发生,但是不可能评估这种事件在更长时期发生的可能性。[WGI 10.3.4]

在目前的气候预估中,降水、蒸发和径流的变化及其对MOC的影响是直接模拟的。可是,只有极少数的气候模式包括了对格陵兰和南极冰盖质量平衡变化的详细表述,而这可能是一个额外的入海淡水来源。到目前为止,为数不多的包括来自格陵兰淡水输入详细模拟的研究并未表明这一额外来源将改变上述宽泛的结论。[WGI 5.2, 8.7, 10.3, 框10.1]

2.2.3 受水文过程或地球生物化学反馈影响的排放和汇

水分循环的变化可以通过大气二氧化碳、甲烷及其它通常受生物圈控制的辐射活跃的化学气体收支对气候产生反馈。所涉及到的过程都是复杂的,例如,土壤异养呼吸作用(二氧化碳的一种来源)对温度升高的响应强烈地依赖于土壤水分含量。新一代的气候模式考虑了植被和碳循环对气候变化的响应,因而首次允许对其中的一些过程进行探讨。所有的模式都表明,气候变化对全球碳循环有一个正反馈,导致在变暖的气候下,有更多的人为二氧化碳排放保留在大气中。然而,不同模式之间总反馈的大小差异很大,陆地净初级生产力的变化尤其不确定,这反映了在区域降水变化预估中存在着离散。[WGI 7.3]

甲烷的一些源和汇,例如湿地、多年冻土和水稻农业(源)以及土壤氧化(汇),对于水文变化很敏感。其它活跃的化学气体如臭氧也被证明对气候很敏感,通常也是通过复杂的地球生物化学机制。大气气溶胶的收支直接对降水敏感(如通过抑制地面沙尘源以及湿沉降作为一种汇的重要性),并且气溶胶通过作为凝结核而对降水产生反馈,因而影响云的降水效率。这些反馈的大小仍不确定,并且目前的气候模式如果包括这些反馈,通常也只是以简单的方式。[WGI 7.4]

2.3 预估的与水有关的气候变化

与《第三次评估报告》的考虑相比,气候变化预估的一项主要进展是从有更多的气候模式中针对各种排放情景得到的大量可用的模拟结果。模式预估的最佳估值表明,在有人类居住的各个大陆,到2030年,十年平均变暖幅度对SRES情景的选择并不敏感,并且很可能至少是相应模式估算的20世纪自然变率的两倍(大约每十年 0.2°C)。在SRES非减缓情景下,以等于或高于当前的速率持续排放温室气体,这会导致进一步变暖,并引发21世纪全球气候系统的许多变化,这些变化很可能大于20世纪的观测结果。在SRES的解释性标志情景下,预估的2090年至2099年的全球平均温度变化(相对于1980年至1999年)范围从B1情景的 1.8°C (最佳估算值,可能范围为 1.1°C 至 2.9°C)到A1FI情景的 4.0°C (最佳估算值,可能范围为 2.4°C 至 6.4°C)。预计陆地上和大多数北半球高纬度地区的变暖最为显著,而南大洋和北大西洋部分地区的变暖最弱。热极端事件和热浪的发生频率很可能将会持续增加。[WGI SPM, 第10章]

水文预估的不确定性

在预估水文系统变化方面的不确定性起源于气候系统的内部变率,未来温室气体和气溶胶排放的不确定性,这些排放通过全球气候模式转化为气候变化,以及源于水文模式的不确定性。到21世纪末,在A1B情景下,不同气候模式降水预估值之间的差异是比内部变率更大的不确定性来源。这也意味着,在许多情况下,模拟的年平均降水变化超过目前(模拟的)内部变率。随着空间尺度缩小,不同模式预估值之间的一致性也愈来愈差。[WGI 10.5.4.3] 在高纬度地区和热带部分地区,所有或几乎所有的模式都预估降水会增加,而在一些亚热带地区和较低的中纬度地区,所有或几乎所有的模式都预估降水会减少。即使在这些降水确凿增加和减少的地区之间,降水变化的符号在目前的所有模式中也是不一致的。[WGI 10.3.2.3, 10.5.4.3] 至于水分循环的其它方面,如蒸发、土壤湿度和径流的变化,预估的相对差异类似于或者大于降水的变化。[WGI 10.3.2.3]

水文预估的另外一些不确定性起源于当前气候模式的结构。一些过程的例子充其量只是第2.2节中给出的在气候模式中被简单描述的那些过程。当前模式通常不包括从植被变化到气候变化的一些反馈。大多数(虽然不是全部)用来推导气候预估的模拟也不包括土地覆盖的人为变化。在大多数气候模

式中,对人为气溶胶强迫的处理相对简单。虽然有些模式包括了宽范的人为气溶胶种类,但大多数的AR4模拟缺乏具有潜在重要性的种类如黑碳(见第2.1节中有关观测到的变化归因的讨论)。一半以上的AR4模式也不包括气溶胶对云的间接效应。当前气候模式的分辨率也限制了对热带气旋和暴雨的适当再现。[WGI 8.2.1, 8.2.2, 8.5.2, 8.5.3, 10.2.1]

起源于把气候模式结果用于淡水研究而产生的不确定性是由于以下两个原因:全球气候模式和水文模式具有不同的空间尺度,以及针对当前气候的全球气候模式所计算的长期平均降水存在偏差。一些方法已被用来解决尺度上的差异,从对气候模式结果进行简单插值,到动力或统计降尺度方法,但所有这些方法都把不确定性带入预估中。模拟的平均降水偏差往往是通过把模拟的距平值加入到降水观测值中来解决,从而获得水文模式的驱动数据集。因此,在大多数水文影响研究中,并未考虑气候参数的年际变化或逐日变率,这导致低估了未来洪水、干旱和灌溉用水的需求。[WGII 3.3.1]

在气候变化对水资源、干旱和洪水影响方面的不确定性源自各种原因,如经济发展的不同情景、温室气体排放、气候模拟和水文模拟。不过,至今尚无一项研究评估不同的水文模式如何对相同的气候变化信号作出反应。[WGII 3.3.1]自《第三次评估报告》以来,通常使用多模式集合来考虑气候模式对淡水评估的预估的不确定性。正式的概率评估仍然罕见。[WGII 3.3.1, 3.4]

尽管存在这些不确定性,但仍可得到一些确凿的结果。在《第四次评估报告》的基础上,后面各节讨论了预估变化的不确定性。

2.3.1 降水(包括极端降水)与水汽

2.3.1.1 平均降水

多模式集合的气候预估显示,在21世纪,全球平均的水汽、蒸发和降水增加。模式表明,在热带降水的区域极大值地区(如季风区,特别是热带太平洋地区)和高纬度地区,降水普遍增加;而在亚热带地区普遍减少。[WGI SPM, 10.ES, 10.3.1, 10.3.2]

冬季和夏季高纬度地区的降水增加在所有模式中具有高度一致性(见图2.7)。在热带海洋地区和一些季风区如夏季南亚季风区(六月至八月)和夏季澳大利亚季风区(十二月至翌年二月)的降水增加是显著的,但在局地并不一致,发现在热带地区较大的尺度上存在相当大的一致性。中纬度地区的夏季降水普遍减少,除了在东亚地区降水增加。根据多模式

集合的平均,在许多亚热带地区,降水明显减少,模式之间变化方向的一致性通常很高——特别是在一些地区,如中美洲热带地区—加勒比地区和地中海地区。[WGI 10.3.2]有关区域变化的进一步讨论见第5部分。

在SRES的A1B情景下,2080年至2099年的年平均降水变化的全球分布如图2.8所示,一些其它的水文量值来自15个模式的集合。年降水量超过20%的增加大多出现在高纬度地区,以及非洲东部、中亚北部和赤道太平洋地区。降水达20%的大幅度减少出现在地中海和加勒比地区以及各大陆亚热带西海岸地区。总体而言,陆地降水约增加5%,而海洋降水增加4%。陆地降水的净变化占全球降水平均增加的24%。[WGI 10.3.2]

根据气候模式对21世纪的预估,全球平均蒸发变化几乎抵消了全球降水变化,但在区域尺度上,由于大气中水汽输送的变化,这种关系并不明显。在大部分海洋上,年平均蒸发量增加,其空间变化趋于和地表变暖相关。在赤道海洋和高纬度地区,大气中的水汽辐合增加。在陆地上,降雨的变化常常被蒸发和径流所抵消。在全球尺度上,预计由于温度升高,大气中的水汽含量将增加,但相对湿度大致保持恒定。这些水汽增加提供了对气候变暖的正反馈,因为水汽是一种温室气体。与此相关的是大气温度垂直廓线(“直减率”)的变化,它部分地抵销了正反馈。最近,来自模式和观测的证据强烈支持水汽/递减率对气候的联合反馈,其强度可与在气候环流模式中发现的相比。[WGI 8.6, 10.ES, 10.3.2]

2.3.1.2 极端降水

强降水事件很可能将更为频繁。预计降水事件的强度将增加,特别是在平均降水增加的热带和高纬度地区。中纬度大陆地区夏季趋于变干,这表明在这些地区发生干旱的风险增大。在大多数热带和中高纬度地区,极端降水的增加超过平均降水的增加。[WGI 10.3.5, 10.3.6]

正如在《第三次评估报告》中指出的那样,来自全球耦合模式的长期结果预计中纬度地区夏季变干的可能性增加,这就增加了干旱的相关风险(图2.8)。15个AOGCM在未来变暖气候下的最近试验结果表明,在北半球亚热带和中纬度的大部分地区,夏季将变干燥,但各模式之间夏季干燥的幅度范围很大。与这种夏季干燥相关的干旱可能会导致区域植被的枯死,从而对任一时间遭受干旱的土地面积的百分比增加做出了贡献。例如,在A2情景下,极端干旱从目前土地面积(按定义)的1%增加到2100年

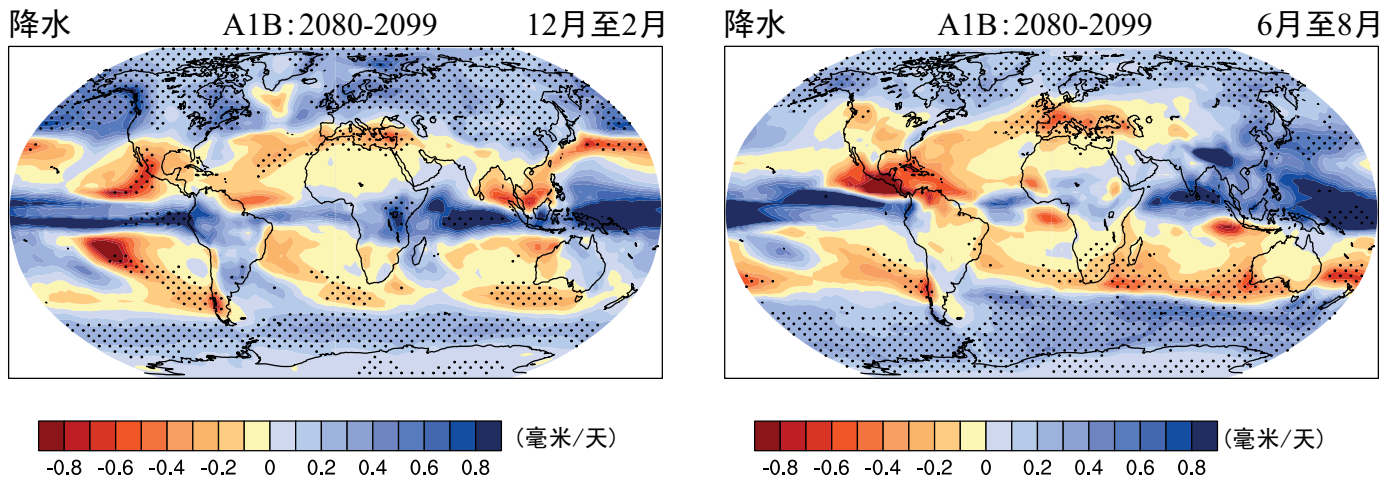


图2.7:15个模式平均12月至2月(左图)和6月至8月(右图)降水变化(单位: 毫米/天)。这些变化是指在SRES A1B情景下,2080年至2099年期间降水相对于1980年至1999年降水的变化。小点表示那些多模式集合的平均值超过模式标准偏差的地区。[WGI 图10.9]

的30%。变干的土壤条件也有助于产生更严重的热浪。[WGI 10.3.6]

此外,与干燥风险相关的是,预计强降水和洪涝的风险将增加,虽然这与直觉有点相反,这是因为预计降水将集中在更强的降水事件中,而较长的时期里只有较少的降水(进一步解释见第2.1.1节)。因此,伴随着高径流量的强降雨事件点缀在相对长的蒸散增加的干燥时期中,特别是在亚热带地区。不过,根据用来确定这类事件的阈值,干燥日数频率的增加并不一定意味着极端强降雨事件频率的减少。这些变化的另一个方面则与平均降水的变化相关,在平均降水增加的许多地区,降雨的极值变得更大,而在平均降水减少的地区,极端干燥变得更为严重。[WGI 10.3.6]

对于21世纪的多模式气候预估显示,在许多地区,降水强度和连续干旱的日数均增加(图2.9)。几乎各地的降水强度均增加,但特别是在平均降水也增加的中高纬度地区。然而,在图2.9(下图)中,在亚热带和较低的中纬度地区,各个降水事件之间的干旱日数增加,但在平均降水增加的较高的中纬度地区和高纬度地区,干旱日数减少。[WGI 10.3.6.1]

由于在多模式平均中存在降水事件之间的连续干旱日数增加和减少的区域(图2.9),因此全球平均的变化趋势较小,并且各模式之间不太一致。一个模式的扰动物理集合表明,7月的雨日频率仅在有限区域一致地增加。在这一集合中,降水极值的变化相对于控制集合平均值(与对温度极值更一致的响应相比)的变化更大。这表明,与温度极值相比,对降水

极值的响应通常不太一致。[WGI 10.3.6, FAQ10.1]

基于各种模式,未来热带气旋的强度可能增强,热带海面温度的不断增加会带来更大的峰值风速和更强的降水。具有较低可信度的是,预计全球热带气旋的数量将减少。[WGI SPM]

2.3.2 积雪与陆冰

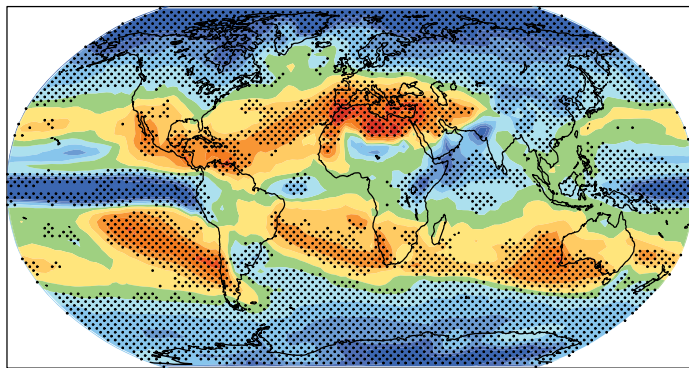
随着气候变暖,预计积雪将退缩和减少,并且由于夏季融化的增加将大于冬季降雪的增加,冰川和冰盖的质量将减少。由于气候变暖,预计在大多数多年冻土区,解冻深度将普遍增加。[WGI SPM, 10.3.3]

2.3.2.1 积雪、冻土、湖冰和河冰的变化

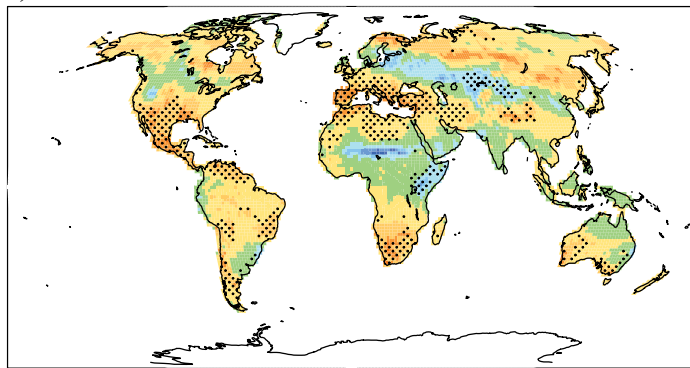
积雪是对温度和降水的综合响应,在大多数具有季节性积雪的地区,它表现出与气温强烈的负相关。由于这种温度相关,模拟结果预计在整个21世纪积雪普遍减少,尽管有一些结果预计在较高纬度地区积雪增加。例如,在北极气候影响评估(ACIA)中使用的气候模式预计,在B2情景下,到本世纪末,北半球年平均积雪覆盖范围将减少9%至17%。一般而言,预计积雪季节将推迟开始,而融雪季节将提前开始,并且雪季期间的积雪覆盖范围将缩小。[WGI 10.3.3.2, 第11章]

用各种IPCC气候情景强迫的模式结果表明,到21世纪中叶,北半球多年冻土面积可能要缩小20%至35%。预计季节性解冻深度的变化无论在空间上还是在时间上都是不一致的。在未来30年里,大部

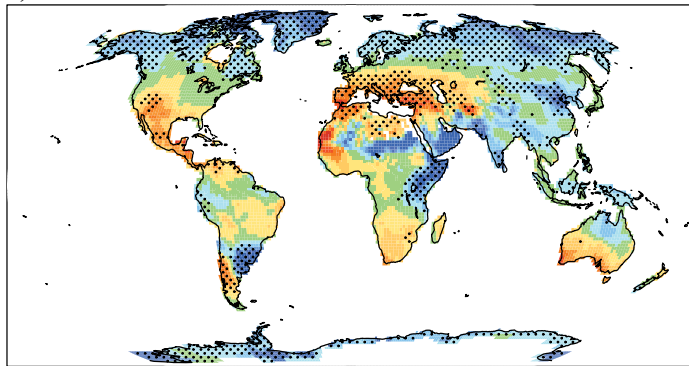
a)降水



b)土壤水分



c)径流



d)蒸发

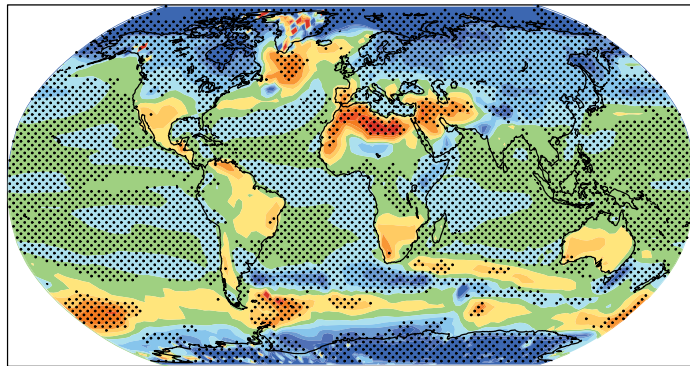


图2.8: 15个模式的(1)降水(%); (2)土壤水分含量(%); (3)径流(%) 和(4)蒸发(%)的平均变化。为了指出变化方向的一致性,那些用点描绘的区域表示至少80%的模式一致同意其平均变化的方向。这些变化是指在SRES A1B情景下,2080年至2099年期间的年平均变化(相对于1980年至1999年)。在那些至少具有10个模式的有效数据的陆地点上才显示土壤湿度和径流的变化。(基于WGI图10.12)

分多年冻土区的活跃层深度可能是目前深度的10%至15%;到本世纪中叶,季节性解冻的深度可能平均增加15%至25%,在最北端的地方,增加50%或更多;到2080年,在所有的多年冻土区,可能增加30%至50%或更多。[WGII 15.3.4]

预计变暖将造成河冰和湖冰的减少。不过,由于南北温度以及相关水文和物理梯度的区域差异的缩小,预期这种对一些向北流动的大河的影响将被抵销。[WGII 15.4.1.2]

2.3.2.2 冰川和冰盖

随着整个21世纪气候的变暖，预计冰川和冰盖将损失质量，原因是夏季融化超过冬季降水的增加。基于对不同地区11个冰川的模拟结果，预计到2050年这些冰川的体积将损失60%(Schneeberger等，2003)。一项包括7个GCM在大气CO₂加倍条件下的模拟的比较研究推断，由于平衡线高度的增加，许多冰川可能完全消失(Bradley等，2004)。这些冰体的消失远远快于潜在的重新形成冰川的几百年时间，因此，在一些地区这些消失可能是不可逆转的。[WGI 10.7.4.2, 框10.1] 21世纪的全球预估显示，冰川和冰盖的退缩相当于0.07米至0.17米的海平面(SLE)，而目前估算的冰川和冰盖的质量为0.15米至0.37米的SLE。[WGI 第4章，表4.1；第10章，表10.7]

2.3.3 海平面

由于目前我们对于驱动海平面上升的一些重要影响的了解非常有限，所以《第四次评估报告》既未评估海平面上升的可能性，也未提供海平面上升的最佳估值或者上限。预估结果既不包括气候—碳循环反馈的不确定性，也不包括冰川流变化的全部影响。因此，变化范围的高值不能被视为海平面上升的上限。模式预计，从20世纪后期(1980年至1999年)到本世纪末(2090年至2099年)，全球平均海平面大约上升0.18米至0.59米，这是基于AOGCM的各种模拟结果和不同的SRES情景，但不包括上述升幅的不确定性。在所有的SRES标志性情景(除了B1情景)下，21世纪海平面上升的平均速率很可能超过1961年至2003年的平均速率(1.8±0.5毫米/年)。热膨胀是最大的分量，对所有情景预估结果的中间估值的贡献率为70%至75%。预计冰川、冰盖和格陵兰冰川也将对海平面上升做出正的贡献。GCM表明，总体而言，南极冰川将有更多降雪，而地表融化不会大幅度增加，因此将获得质量，从而对海平面做出负的贡献。预计21世纪的海平面上升具有相当大的地理变率。[SYR3.2.1；WGI SPM，10.6.5，TS 5.2] 格陵兰和/或南极冰川的部分损失可能意味着数米的海平面上升、海岸线的重大变化和低洼地区的海水侵蚀，对河流三角洲和低洼岛屿的影响最大。目前的模拟表明，在千年时间尺度上，这种变化对于格陵兰是可能的，但由于目前对这两个冰川的动力冰流过程的了解甚少，不能排除更迅速的百年时间尺度的海平面上升。[WGI SPM；WGII 19.3]

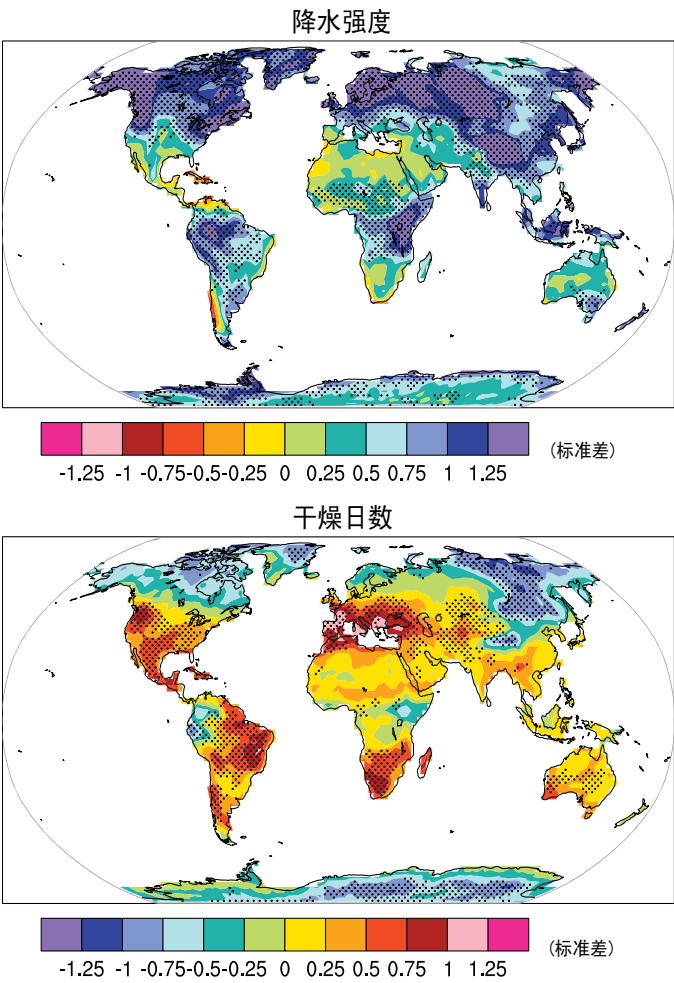


图2.9：在A1B情景下,基于9个全球耦合气候模式模拟的2080年至2099年相对于1980年至1999年的极值变化。降水强度(定义为每年的总降水量除以降水日数)空间分布的变化(上图)；以及干燥日数(定义为每年连续干燥日数的最大数量)空间分布的变化(下图)。点是指这样一些地区,在9个模式中至少有5个模式同意所确定的变化在统计学上具有显著意义。仅对陆地计算了极端指数。变化是以标准差为单位给出的。[WGI图10.18]

2.3.4 蒸散

预计几乎所有地区的蒸发需求或“潜在蒸发”都将增加，这是因为大气的持水能力随着温度升高而增加，而相对湿度预计不会发生显著变化。因此，正如蒸发速率的变化一样，大气中的水汽亏损将增加(Trenberth等，2003)。^[WGI 图10.9和图10.12; WGII 3.2, 3.3.1] 开放水域的实际蒸发预计将增加，例如大部分海洋^[WGI图10.12] 和湖泊，其空间变化趋于和地表变暖的空间变化相关。^[WGI 10.3.2.3, 图10.8] 陆地蒸散的变化受到降水变化和辐射强迫变化的控制，并且这些变化反过来将影响包括径流、土壤水分、水库水、地下水位和浅含水层的盐碱化在内的水平衡。^[WGII 3.4.2]

大气中二氧化碳富集对于植被蒸散具有两种潜在的相反影响。一方面，较高的CO₂浓度可以减少蒸腾，因为这时为了吸收相同量的CO₂进行光合作用，叶片气孔(植物通过气孔进行蒸腾)需要张开的程度减小(见Gedney等，2006，虽然关于这种关系的其它证据很难发现)。相反，较高的CO₂浓度可以促进植物生长，导致叶面积增加，从而增加了蒸腾。这两种效应的相对大小因植物种类以及对其它影响因素如养分供应、温度和水分供应变化的影响的响应而不同。要考虑CO₂富集对蒸散的影响，需要引入动力植被模式。目前，少量模式正在这样做(Rosenberg等，2003; Gerten等，2004; Gordon和 Famiglietti，2004; Betts等，2007)，但通常是在全球而不是流域尺度上。尽管用平衡植被模式进行的研究表明，叶面积的增加可能会抵消气孔的关闭(Betts等，1997; Kergoat等，2002)，但用全球动力植被模式进行的研究指出，气孔关闭的影响超过叶面积增加的影响。考虑到CO₂引起的植被变化，已经模拟出CO₂加倍的气候下，由于CO₂富集本身造成的蒸散减少，全球平均径流大约增加5%(Leipprand和 Gerten，2006; Betts等，2007)。^[WGII 3.4.1]

2.3.5 土壤湿度

土壤湿度的变化不仅依赖于降水量和降水时间的变化，而且依赖于蒸发量和蒸发时间的变化(这可能受到植被变化的影响)。因此，土壤湿度变化的地理分布稍微不同于降水变化的分布，较高的蒸发可能要多于对降水增加的抵消。模式以不同的方式模拟地表上层数米的水分，并且对土壤湿度含量的评估仍存在困难。对年平均土壤水分含量的预估(图2.8b)普遍显示，在亚热带和地中海地区，土壤水分减少，但在东非、中亚和其它一些降水增加的地区，土壤水分增加。在积雪减少的高纬度地区，土壤水分也出现减少(第2.3.2节)。尽管变化的大小

常常是不确定的，但在许多这些地区，变化的方向是一致的。季节变化也有着类似的变化型态。^[WGI 10.3.2.3]

2.3.6 径流与河流量

由于气候变化引起的河流量的变化以及湖泊和湿地水位的变化，主要取决于降水量和降水时间的变化，并且最重要的是，无论降水是雪还是雨。蒸发的变化也影响河流量。有关气候变化对河流量潜在影响的数百项研究已经在科学杂志上发表，更多的研究则出现在内部报告中。研究重点着眼于欧洲、北美和大洋洲，少量研究来自亚洲。几乎所有的研究都使用基于气候模式模拟结果的情景来驱动流域水文模式，并且几乎所有的研究都是在流域尺度上。已经使用直接由气候模式模拟的径流(WGI 10.3.2.3)和水文模式单独模拟的径流(WGII 3.4)进行了为数不多的全球尺度的研究，研究表明，在高纬度地区和潮湿热带地区，径流增加；在中纬度地区和干旱热带部分地区，径流减少。图2.8c给出了A1B情景下集合平均的径流变化。在欧洲南部，径流明显减少；在东南亚和高纬度地区，径流明显增加；不同模式之间变化的方向存在一致性(尽管变化的大小不太一致)。较大的变化达到1980年至1999年模拟值的20%或更多，从较潮湿地区的1毫米/日至5毫米/日，到沙漠地区的低于0.2毫米/日。高纬度地区的河流量增加，而中东、欧洲和中美洲的主要河流量趋于减少。^[WGI 10.3.2.3] 不过，变化的大小随气候模式而变，在一些地区如南亚，径流可能增加，也可能减少。正如第2.2.1节所指出的那样，CO₂富集的影响可能导致蒸发减少，从而引起径流量的较大增加或小幅减少。^[WGI 7.2]

图2.10显示了2090年至2099年期间年径流量相对于1980年至1999年的变化。数值表示采用SRES A1B情景的12个气候模式的中值。阴影和涂白分别被用来标明在变化方向上模式一致或者不一致的那些地区，注意到有很大一片区域，其变化方向是不确定的。这幅全球年径流量的图只阐明了大尺度的变化，并不准备解释在小时间(如季节)和空间尺度上的变化。在那些降雨和径流极少的地区(如沙漠地区)，很小的径流变化可能导致很大的百分率变化。在一些地区，预估的径流变化的方向不同于最近观测到的趋势(第2.1.6节)。在预估径流将增加的一些地区，预计将出现不同的季节影响，如雨季径流增加，旱季径流减少。^[WGII 3.4.1]

一个非常确凿的发现是，变暖将导致河流量季节性的变化，在那些大多数冬季降水目前是雪的地区，由于融雪减少或者提前，春天的流量将减少。这一情形已经在欧洲阿尔卑斯山、斯堪的纳维亚半岛和波罗的海附近地区、俄罗斯、喜马拉雅山以及北美洲的西部、中部和东部地区出现。影响最大的是较低海拔地区，那里的降雪比较有限，在许多情形下，到21世纪中叶，洪峰流量将至少提前一个月出现。在那些很少或者没有降雪的地区，径流的变化更多地依赖于降雨的变化而不是温度的变化。在这些地区进行的大多数研究预计，流量的季节性增加，在洪峰流量季节通常具有较高的流量，而在低流量的季节或者延长的旱季则具有较低的流量。[WGII 3.4.1]

许多流经冰川覆盖地区(特别是亚洲高山脉和南美洲安第斯山脉)的河流，是通过暖干时期的冰川融化来维持的。由于全球变暖引起的这些冰川的后退将导致短期内河流流量的增加，但在未来几十年里，冰川融化的贡献率会逐渐减小。[WGII 3.4.1]

湖泊水位的变化反映了河流流入量的季节分布、降水和蒸发的变化，在某些情形下，反映了多年的综合变化。因此，湖泊可能以一种完全非线性的方式对于流入量的线性变化作出响应。对北美洲大湖地区和里海的研究表明，到本世纪末，水位的变化量级为数十厘米，有时候为若干米。[WGII 3.4.1]

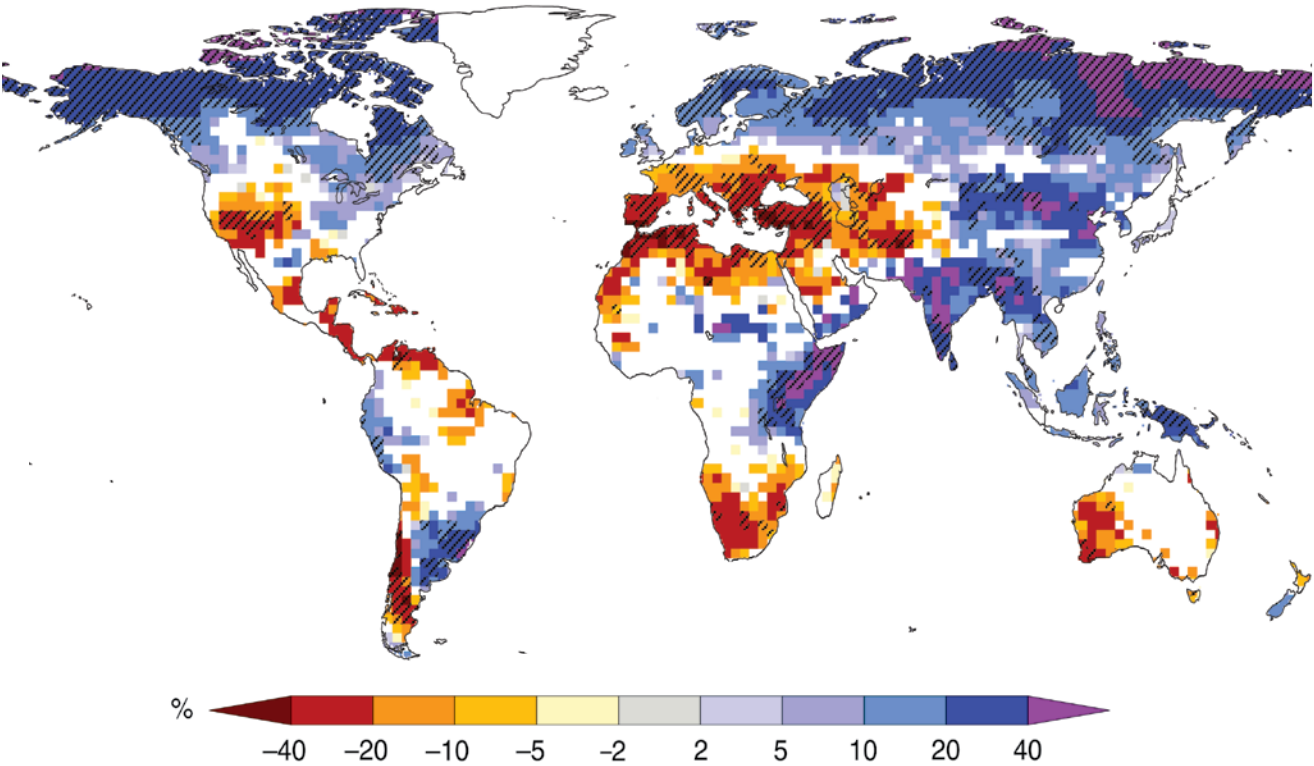


图2.10: 2090年至2099年期间年径流量相对于1980年至1999年的大尺度变化。白色区域表示那些12个模式集合关于变化方向的一致性小于66%的地区,阴影区域表示那些模式关于变化方向的一致性大于90%的地区(Milly等,2005)。(基于SYR图3.5和WGII图3.4)

2.3.7 大尺度变率的型态

基于《第四次评估报告》的全球气候模式，预估在亚热带和中纬度地区海平面气压将增加，在高纬度地区海平面气压将减小。这些变化与哈德莱环流的扩大以及北半球环状模态/北大西洋涛动(NAM/NAO)和南半球环状模态(SAM)的增加趋势有关。由于这些变化，预估风暴路径将向极地方向移动，引起热带以外地区的风、降水和温度的相应变化，从而延续过去半个世纪所观测到的普遍的变化趋势。[WGITS, 10.3.5.6, 10.3.6.4]

未来的热带气旋可能将变得更强，带来更大的峰值风速和更强的降水，这与热带SST的不断升高有关。[WGISPM, 10.3.6.3]

预估东赤道太平洋的海面温度将高于西赤道太平洋的海面温度，降水也相应东移。所有模式均表明，未来厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)的年际变化将继续，但不同模式在预估的厄尔尼诺幅度变化和模拟的厄尔尼诺固有的多年代时间尺度变率方面存在大的差异，这不可能明确地预估ENSO变率的趋势。[WGITS, 10.3.5.3, 10.3.5.4]

预估在北半球温带地区的寒冷季节，月平均地表气温的年际变率将减小；在低纬度和北半球中纬度地区的温暖季节，年际变率将增大。前者可能是由于海冰和雪随着温度升高而减少，后者则是由于中纬度地表夏季土壤水分的减少。预估在大多数地区，无论是绝对值(标准偏差)还是相对值(变异系数)，月平均降水变率都将会增加。然而，这些变率变化预估值的显著性水平却很低。[WGI 10.3.5.1]

