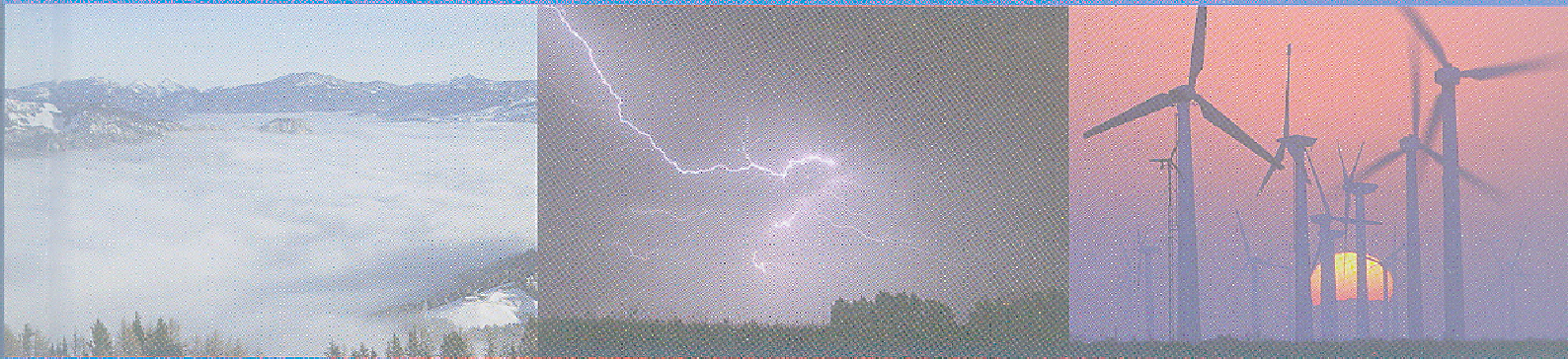


第三次 气候变化国家评估报告

《第三次气候变化国家评估报告》编写委员会 编著



科学出版社

内 容 简 介

《第三次气候变化国家评估报告》由科学技术部、中国气象局、中国科学院和中国工程院联合多部门共同组成的编写领导小组组织实施,共有18位领衔专家、96名首席作者、442名贡献作者组成的编写专家组参与了评估报告的编写。这是中国第三次组织编写气候变化国家评估报告。

本书内容包括“气候变化的事实、归因和未来趋势”“气候变化的影响与适应”“减缓气候变化”“气候变化的经济社会影响评估”“政策、行动及国际合作”5个部分,共42章。《第三次气候变化国家评估报告》以满足中国应对气候变化内政外交需求为目标,对中国应对气候变化研究的关键问题进行了系统梳理,全面反映中国科学界在气候变化领域的最新研究进展,展示了中国在应对气候变化方面的成果。

本书可供中央、地方和国家各级决策部门,以及气候、气象、经济、外交、水文、海洋、农林牧、地质和地理等领域的科研与教学人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

第三次气候变化国家评估报告/《第三次气候变化国家评估报告》编写委员会编著. —北京:科学出版社,2015.9

ISBN 978-7-03-045481-2

I. ①第… II. ①第… III. ①气候变化-研究报告-中国 IV. ①P467

中国版本图书馆CIP数据核字(2015)第190441号

责任编辑:朱海燕 张欣 张力群/责任校对:赵桂芬 韩杨

责任印制:肖兴/封面设计:图阅

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号
邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2015年9月第 一 版 开本:889×1194 1/16

2015年9月第 二 版 印张:61

字数:1 670 000

定价:398.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

第五章 全球水循环与区域气候异常

首席作者：姜 彤 黄 刚 张寅生

贡献作者：杨大庆 柳艳菊 黄 平 李修仓 翟建青 孙赫敏 郑小童

刘 波 刘 波 李 莹

摘 要

克拉珀龙-克劳修斯方程 (C-C 公式) 是研究气候变暖和水循环过程的科学基础。气候变暖条件下, 克拉珀龙-克劳修斯方程表征的大气水汽含量和降水变化的差异导致大气环流的改变, 而大气环流的变化会改变全球海表温度的空间分布特征, 进而反馈于大气水汽含量和降水等水循环过程。对近 50 年来全球和中国降水、蒸发、地表径流、冰冻圈以及大气水汽含量等陆地水文循环系统要素变化的评估表明: 全球陆地降水量在时间变化上具有较大的不确定性 (不同数据集的结果不同), 北半球中高纬度降水主要以上升为主; 中国西部降水增加趋势明显, 东部长江中下游、东北北部局地、华南局地略有增加, 其他地区降水减少。全球蒸发皿蒸发量普遍下降, 实际蒸散发变化趋势具有南北区域差异; 中国蒸发皿和潜在蒸发量总体呈现下降趋势, 绝大部分地区水面蒸发呈减少趋势, 西北地区减少最大。实际蒸散发在中国东南部呈现下降的趋势, 而西北干旱区呈现上升的趋势。中国十大水资源一级区径流总量除东南诸河、西南诸河和西北内陆河表现为增加趋势外, 其余流域均表现为减少趋势。中国平均水汽含量呈西北—东南走势, 与中国降水量的空间分布总体较为吻合。在 108°E 以东, 水汽含量等值线基本呈纬向分布, 由东南部沿海向西北、东北递减, 在四川地区也有一个高值区, 沿云贵高原边缘等值线较密集。东北与西北各大流域平均水汽含量相对较少, 平均水汽含量最大的为珠江和东南诸河流域。中国水循环平衡表明, 2001~2012 年与 1961~2000 年相比, 陆地水循环总量变动不大, 但受气候变化和人类活动影响, 各个流域差异大。近几十年来, 大范围的积雪、冰川、冻土和海冰面积都呈现出明显的减小趋势。海洋与陆面过程或高原积雪的变化导致了近 50 年中国东部格局的明显变化, 全球气候变暖在这种格局转变中有着一定的作用。未来中国降水格局或由南旱北涝转为南涝北旱, 气候变化和气候的自然变化将共同起着驱动作用。

5.1 热带海洋-水循环关系及其对全球水分平衡的作用

5.1.1 克拉珀龙-克劳修斯方程的阐释和应用

1. 克拉珀龙-克劳修斯方程的阐述

克拉珀龙-克劳修斯方程 (C-C 公式) 给出: 假设水蒸气是理想气体, 则水蒸气的体积

远大于液态水的体积；又假设相变潜热 L_v 为常数，则积分式 (5.1) 可得到大气饱和水汽压 $e_s(T)$ 与大气温度 T 的近似表达式，即：

$$e_s = 611 \exp \left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (5.1)$$

式中： e_s 表示饱和水汽压；“611”为 $T=273.15\text{K}$ 时的饱和水汽压，Pa； R_v 表示水蒸气的气体常数， $461.39\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ 。实际上相变潜热随温度的降低略有增加，因此计算出来的理论值与实验值并不完全吻合。

利用 C-C 方程还可以计算饱和比湿，只要利用饱和水汽压 (e_s) 和湿度的关系，在大气压 (P) 已知情况下，通过关系式 $q_{\text{sat}} = 0.622 e_{\text{sat}} / P$ 即可。

值得注意，全球变暖背景下，C-C 方程对预测全球水循环的变化具有重要的启示。

水圈、冰雪圈、大气圈、陆地圈和生物圈各个圈层之间的相互作用构成了地球系统的基本物理过程，而水循环则是海洋、陆地、大气之间相互作用中一种最活跃且最重要的枢纽，在全球气候和生态环境变化中发挥着至关重要的作用。

水循环在地球能量平衡中扮演着重要的角色。一方面，它对辐射平衡有重要影响：水蒸气是大气中最重要的温室气体；冰、雪影响地表反照率；云影响长波和短波辐射通量。同时，水也是一种重要的能量传输媒介。对大气而言，水汽凝结释放的潜热具有显著的热效应。海洋与大气之间的水汽交换对于热量的输送也是不可或缺的。另一方面，水循环促进了地球生态环境的形成。水是生命存在的重要因子。水也是地球系统内各种理化过程和物质转化必不可少的条件。因而，水循环是气候系统的重要组成部分。

资料显示：地壳中的含水量最多，约为 10^{22}kg 。其次为海洋，大约为地壳中的 $1/10$ 。但是，地下深层的水体和其他水体的交换相当缓慢，以至于它们在地表水循环中所起的作用十分微弱。因而一般情况下，全球水循环中可以不予考虑地下水体的作用（图 5.1）。另外，还有大量的水主要以冰的形式存在于格陵兰与南极冰盖中。实际上，大气中的含水量极低，如果大气中的含水量全部降落到地表，则降水量大约只有 2.5cm 。而事实上地表每年的平均降水量为 1m ，那么大气中的水分必然得到快速的补给，这主要通过海洋的蒸发和陆地的蒸发与蒸腾。海洋蒸发的水分大部分最终会返回到海洋，类似的，陆地上蒸发和蒸腾的水分大部分也会返回到陆地，同时大气会将一部分水分从海洋输送到陆地。值得注意的是，大气输送到陆地上的水分净输送量只相当于陆地全部降水的 35% ，这部分水分要通过地表径流（主要为河流）补充给海洋（Goosse et al., 2010）。

根据 C-C 方程，热带地区蒸发十分强烈。在赤道地区，由于辐合作用和强烈上升运动，暖湿空气在对流层低层上升。上升过程中，水汽凝结，易形成云，导致降水率增大。尽管赤道地区温度高、蒸发强，但总体上降水大于蒸发。而在副热带地区，由于下沉作用，蒸发明显大于降水。在中高纬度地区，从纬向平均意义上来说，降水明显大于蒸发，这主要是热带地区向中高纬度地区净水汽输送造成的。

从长期来看，地表径流几乎和净降水相平衡，因而陆地上水分收支近于平衡。由于地形的作用，地表径流对于维持海洋中某些洋盆的水分平衡发挥着重要作用。例如，北冰洋中的水有 10% 来自于地表径流（主要源于俄罗斯的河流），这从某种程度上解释了北冰洋盐度相对较低的原因（Goosse et al., 2010）。

在海洋上，由于净海水输送较地表径流强，则海表水分收支严重失衡。实际上，净海水输送与大气中自副热带地区至赤道地区、中高纬度地区的水汽输送相互平衡。从某种意义上讲，海水输送能够弥补海表的净蒸发，使得大气中净的径向水汽输送和相关的能量输送得以

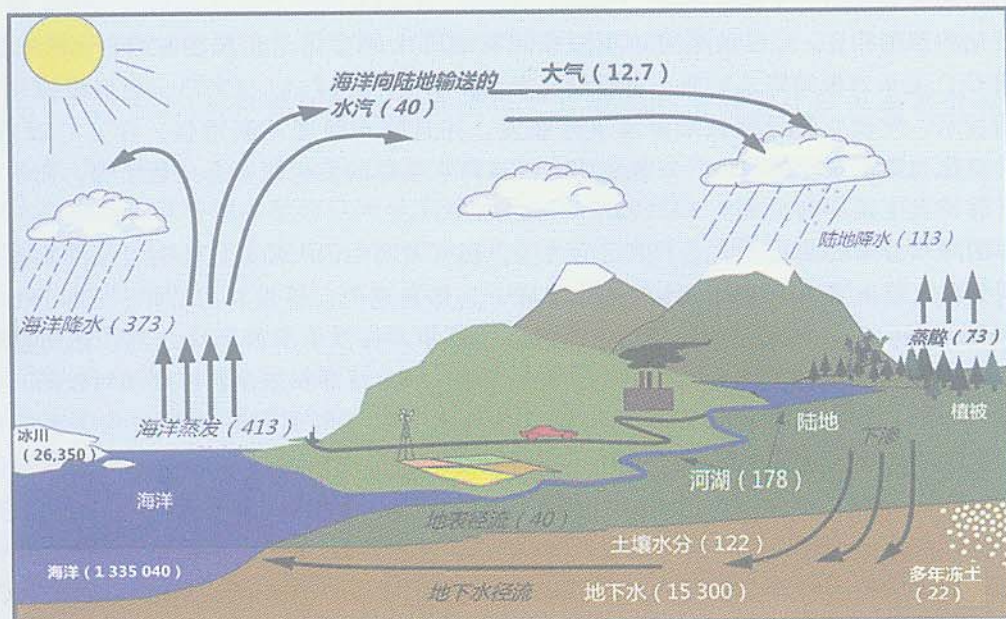


图 5.1 全球水循环平均状况 (据 Trenberth et al., 2007 改绘)

图中白体字的单位为 10^{12} m^3 , 斜黑体字的单位为 $10^{12} \text{ m}^3/\text{a}$ 。海洋平均每年蒸发水汽量 $413 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 其中有 $373 \times 10^{12} \text{ m}^3$ 用于海洋降水, $40 \times 10^{12} \text{ m}^3$ 输送到陆地, 为陆地降水提供水汽。陆地平均每年降水 $113 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 其中 $73 \times 10^{12} \text{ m}^3$ 用于植被蒸散, $40 \times 10^{12} \text{ m}^3$ 转变为地表径流。冰川储水量为 $26\,350 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 海洋储水量 $1\,335\,040 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 大气储水量 $12.7 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 地下水储水量 $15\,300 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 土壤储水量 $122 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 永久冻土储水量 $22 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 河湖储水量 $178 \times 10^{12} \text{ m}^3$

实现。净海水输送也能够平衡大气中纬向水汽输送。例如, 大西洋地区蒸发大于降水, 即大西洋是一个净蒸发的洋盆。而太平洋地区降水大于蒸发, 则太平洋是一个净降水的洋盆。因而大西洋表层的盐度较太平洋表层更大。综合来看, 全球性的海洋环流会引起太平洋至大西洋的净海水输送, 以维持两个洋盆的水平衡。

2. 克拉珀龙-克劳修斯方程在全球变暖中的作用

C-C 公式 (5.1) 的意义在于给出了大气中饱和水汽压与气温之间的关系, 也就是空气在不同温度状态下所能容纳水汽的能力。由于在热带地区, 降水和蒸发都十分强烈, 热带大气常常处于准饱和状态。因此在全球变暖背景下, 随着气温的升高, 较暖的空气会容纳更多的水蒸气, 大气中水汽的含量也遵循 C-C 公式逐步增加 (一般情况下对流层低层大气的相对湿度基本保持不变), 这会增加向下长波辐射, 减小向外短波辐射, 总体上改变地球表面的辐射通量, 进而改变全球平均的降水/蒸发及表面温度 (Boer, 1993), 从而极大的影响全球降水分布的不均匀性。

根据 C-C 公式, 饱和水汽压会随大气温度 (T) 的上升而增加, 因此在气候变暖过程中大气中的水汽含量也会随着全球温度的上升而增加。通过观测和模式模拟研究发现, 大气的水汽含量的变化基本遵循 C-C 关系: 气温每升高 1°C , 水汽含量上升 7% 左右 (Boer, 1993; Held and Soden, 2006)。而且有证据显示, 至少在海洋上, 观测得到的大气水汽含量的增长率和气候模式估计的水汽含量增长率几乎一致 (Trenberth et al., 2005; Santer et al., 2007)。GCM 分析也表明地表温度每升高 1°C , 蒸发将会增加 1%~3%, 这与 C-C 关系估

算出的结果极为相似 (Wentz et al., 2007)。此外, 在 CO_2 加倍产生的增暖效应下, 与平均降水变化的预测相比, C-C 关系可以更好预测极端降水的变化, 尤其在 $60^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{S}$ 之间。这表明 C-C 关系对极端降水的变化有很好的指示作用 (Pall et al., 2007)。数值模拟和卫星观测均显示, 气候变暖导致极端降水事件频发, 并且降水强度不断增强。在 C-C 试验中, 海温的变化与降水频率的线性回归也表明, 极端降水事件的发生频率会显著增加, 而小雨或无雨事件的发生频率则会减小 (Richard et al., 2008)。

中国降水分布的变化也引起了广泛的关注。研究表明中国大陆地区小时极端降水强度阈值空间分布出现东南大、西北小的整体特征, 具体表现为: 重现期为 2 年、5 年、10 年、50 年的降水强度阈值在东南沿海最高, 西部地区最小, 长江中下游地区北部、四川盆地西部、华北地区东部较东南沿海次之, 而云南中西部、华北西部和东北西部则相对较低。孙激等也指出华南暖季日极端降水强度和小时极端降水强度与气温存在明显对应关系。低于 25°C 时, 二者随气温升高而增大, 且随着极端程度增强出现向两倍 C-C 变率对应气温逐渐降低的情况; 高于 25°C 时, 二者均出现不同程度的降低, 且日极端降水强度下降尤其显著; 从降水时长来看, 小时极端降水在气温高于 25°C 的情况下随气温升高而减弱, 这主要归因于短时降水的贡献; 另外, 长时降水在气温高于 28°C 时几乎不发生。分析小时降水发现: 北方和东南沿海地区弱强度降水比例随着温度降低呈现下降趋势, 而中东部则表现出显著上升的趋势。弱强度降水与温度显著负相关, 强降水则与温度明显正相关。与此同时, 极端降水与温度显示出很强的区域依赖性。此外, 在最近几十年夏末 (7 月、8 月), 由于中低强度降水的贡献导致华东地区降水呈现出“南涝北旱”的特征。长江中下游地区降水量和频率均显著增加, 而降水强度则减少。同时, 北方地区显示出相反的变化特征。由于延长的降水持续性的影响, 雨天平均降水时长增加, 进一步导致日降水量增加, 并且小时降水强度减少。

3. 克拉珀龙-克劳修斯方程在观测和气候模式模拟中的差异

尽管全球水汽含量与气温的关系遵循 C-C 关系, 但全球降水/蒸发对气候变暖的响应却有很大的不确定性。Wentz 等 (2007) 基于过去 20 年的卫星资料对全球降水和表面温度进行分析, 发现全球平均温度每上升 1°C , 全球平均降水/蒸发会大致增加 6%, 这个数字与从 C-C 公式中得到的 $7\%/^\circ\text{C}$ 的幅度大致相当 (Wentz et al., 2007)。考虑到干燥地区蒸发和蒸腾作用的减弱效应, 这种微小的差异是合理的。但另一方面, 气候模式对于降水和气温变化的关系的模拟则和 C-C 关系大相径庭。对 IPCC (2007b) 第四次报告 (AR4) 的气候模式评估也发现, 模式平均的全球降水/蒸发与气温的关系大致为气温每升高 1°C , 降水增加 2%, 而 CMIP 模式比较计划和相关模式分析得出的变化范围大致为 $1\%\sim 3\%/^\circ\text{C}$, 远低于 C-C 公式中给出的 7% 的增幅 (Held and Soden, 2006)。模式结果进一步的研究发现, 随着全球气温上升以及水汽含量的增加, 大气的表面风速会有所减弱, 同时大气边界层的相对湿度以及稳定度会增加 (Richter and Xie, 2008)。这些因素都会导致全球降水/蒸发的上升速度在全球变暖的过程中小于 C-C 关系所得到的大气中水汽含量的上升速度。

尽管卫星观测表明全球平均降水/蒸发上升的幅度要小于遵循 C-C 公式得到的结果, 但有研究发现气候变暖之后全球平均的极端降雨事件将会增加 (Trenberth, 1999; Allen and Ingram, 2002; Hegerl, 2004)。产生这种现象的主要原因是气候变暖后空气中的水汽含量明显增加 (遵循 C-C 公式), 气候变暖后空气中的水汽含量会增加, 因此在极端降雨发生之后降雨处可转化为降雨的云水也会增加, 从而有效地增加极端降水的强度。进一步对区域降水变化的研究发现, 这种极端降水增强的现象主要出现在中高纬度 (Pall et al., 2007)。此

外,一般性降雨的变化不大(Wilby and Wigley, 2002)。综上所述,受 C-C 公式控制气候变暖后全球平均降水的变化并不显著,但极端降水的强度会有所增强。

4. 克拉珀龙-克劳修斯方程在模式中响应差异引出的大气环流减弱假说

在气候变暖中, C-C 公式不但会控制全球平均的水汽含量及其水循环变化,还会进一步影响大气环流以及海温增暖的空间分布特征。在气候模式的全球变暖模拟中,根据 C-C 公式全球大气的水汽含量会增加 ($7\%/^{\circ}\text{C}$),但由于地表辐射能量增加的限制全球平均降水/蒸发的变化率却小得多 ($1\%/^{\circ}\text{C}\sim 3\%/^{\circ}\text{C}$)。Held 等指出这种水汽含量和降水变化率不一致的现象必将导致大气总体的垂直质量输送减弱(Held et al., 2006)。根据长期的海表面气压变化趋势的分析,确实发现在过去 100 年中全球的 Walker 环流有减弱的迹象(Vecchi et al., 2006),并且此现象可以在绝大多数气候模式的全球变暖模拟中得到再现(Vecchi and Soden, 2007a; Tokinaga et al., 2012)。而经向 Hadley 环流对于全球变暖的响应则不像纬向 Walker 环流那样显著(Vecchi and Soden, 2007b),并且模式间表现出一定差异。进一步研究发现对于 Hadley 环流来说, SST 增暖的分布型至关重要(Ma et al., 2012)。

综上所述, C-C 公式控制的气候变暖中大气水汽含量变化和降水变化的不一致会导致大气环流的改变,而大气环流的变化会进一步改变球海表温度的空间分布特征。由于全球平均降水对于气候变暖的响应并不显著 ($\sim 2\%/^{\circ}\text{C}$),因此降水变化的区域特征就更为重要(Xie et al., 2010a, 2010b)。

5.1.2 气候变暖对全球和中国水循环的作用

1. 气候变暖对全球水循环的作用

自 20 世纪以来,由于人类活动改变了大气成分,辐射效应随之发生变化,引起全球水循环明显加强,导致洪水灾害频繁发生,并有持续增加的趋势(Milly et al., 2002)。随着温室气体的增加,温度的响应幅度还存在很大的不确定性,但一个不争的事实是:对流层低层水汽含量将会明显增加。由于辐射通量变化较小,导致全球水循环增加的强度受到抑制,并且与对流层低层水汽的增加不同步。这表明边界层与对流层中层水汽通量交换将会减少,由于大部分水汽交换发生在热带湿对流中,对流质量通量也会减少。通过对边界层与自由大气水汽通量的垂直交换进行估算,发现大气环流将会减弱。另外,从纬度分布来看,热带地区和极地地区会变得更加湿润,而热带外地区则会更加干旱。总之,全球变暖将会加剧降水分布的不平衡性,湿润地区会更加湿润,湿季也会变得更湿;干旱地区则会更加干旱,干季也会变得更干(Held and Soden, 2006; Huang et al., 2013)。

美国航天局戈达德航天中心研究人员的工作证明了这种迹象,他们通过对 14 种气候模型的分析,估算了全球变暖对降雨模式的影响。结果表明:全球气温每升高 1 华氏度(0.56°C),暴雨将增加 3.9%,赤道附近的热带地区受到的影响将会最大,其中赤道太平洋地区和亚洲季风区发生暴雨的概率将会大大增加。与此同时,有一部分地区将会变得更加干旱少雨。该研究还表明,全球气温每升高 1 华氏度,全球无雨的时间将会增加 2.6%。在北半球,包括美国西南部、中国西北部、巴基斯坦和北非、中东等在内的干旱地区所受的影响会最大;在南半球,南非、澳大利亚西部和中美洲地区等,可能会面临更加严重的干旱。

在全球变暖背景下,大气响应的核心问题主要体现在降水的变化上。全球降水的分布极为不均匀,热带地区的降水尤其多。热带降水在全球气候变化中扮演着重要角色,对全球能

量的分配、区域气候的变化以及旱涝灾害的异常等都起着举足轻重的作用。近年来,在降水对全球变暖的响应机制方面,国际上形成了两种主流的观点:第一种观点认为多雨地区的降水将会增多;第二种观点则认为未来海温增暖幅度较大的区域将会是降水增多的集中区。不过,上述两种观点在解释降水变化的季节循环方面均与数值模拟结果存在很大的出入。究竟热带降水的变化会带来什么样的影响,科学界对此极为关注。

有研究显示:降水主要取决于水汽的含量和上升运动的强度。Chou 和 David (2004)、Held 和 Soden (2006) 提出“wet-get-wetter”机制:全球变暖导致大气中水汽含量增加,同时上升运动异常强烈,引起水汽通量大幅度增加,造成降水偏多地区的降水进一步增加,而降水偏少的区域降水会更少。但是“wet-get-wetter”机制没有考虑海温分布所产生的热强迫效应。CMIP 数值试验表明热带地区降雨量的空间分布与海温的分布有很好的相关性(Ma and Xie, 2013)。“warmer-get-wetter”机制则认为,全球变暖以后,海表温度增加明显高于热带平均增暖的区域,降水会显著增加(Xie et al., 2010a)。由于大气对流层温度受赤道波和热带平均海温的影响,对流不稳定性的局地变化和热带降水量会受到海表温度分布的制约(Vecchi and Soden, 2007b; Johnson et al., 2010)。另外,Chou 和 David (2004) 利用过去 30 年干季与雨季的降水资料分析了全球降水趋势的变化,结果表明:气候变暖会导致降水年循环显著加强,但季节循环的变化机制还不清楚。未来降水年循环的平均态和强度都有可能发生变化,同时干季与雨季的转换时间也可能会延迟,这从侧面反映了赤道外热带地区海温的变化、陆面过程作用和陆地、海洋耦合系统的作用所产生的影响不可忽视。

综上所述,研究结果,Huang 等(2013)利用最新的 CMIP5 数值模式资料发现:“wet-get-wetter”机制的作用主要体现在季节平均降水量的变化中,由于太阳辐射的季节变化,雨带跨越赤道南北移动导致降水出现季节性异常变化。而“warmer-get-wetter”机制主要在年平均降雨量的变化中发挥作用,在海表温度增暖最强的赤道地区,对流增强导致降水增加;而对于赤道两侧地区,气流下沉强烈增暖使得大气变干,致使降水减少。两种机制分别演绎了降水变化的两个不同的方面,共同组成了降水变化的季节分布和空间特征。“wet-get-wetter”机制与“warmer-get-wetter”机制两者相互补充,叠加在一起共同驱动热带降水的变化(图 5.2)。即全球变暖背景下,海温的分布型在赤道地区引起异常的上升运动,并在两侧形成异常的下沉运动,这一影响常年保持不变;与此同时,气候平均的上升运动将湿润的大气抬升导致降水增加,这一影响伴随着季节变化而南北摆动。海温变化和气候平均环流分别主导动力和热力变化过程,两者互补共同决定热带降水变化的季节和空间分布型。

区域降水的预测取决于气候变暖的内在不确定性,一方面包括气候系统内部变率的不确定性,另一方面也包括温度对全球变暖响应的不确定性。考虑到“wet-get-wetter”机制的效应,未来数值模拟在热带地区季节降水量的预测方面会有更高的可信度(Huang et al., 2013)

2. 气候变暖对中国水循环的作用

在全球变暖情形下,近 50 年以来,中国北方西北东部、华北和东北地区干旱化加剧,降水持续性减少,并且半干旱地区面积有进一步扩大的趋势。未来中国会呈现出“南涝北旱”的显著特征,未来 10 年(估计到 2020 年)东部沿海地区的南部仍然维持偏湿期,长江下游地区从现在到 2040 年将会处于偏干期,2020 年前后东部沿海北方则会进入 30 年的偏湿期(钱维宏等, 2011)。

对中国而言,降水比气温相对更重要。中国夏季季风降水将会增加,这有助于缓解目前中国华北地区水资源短缺的问题,相应中国南方地区将会面临更加严重的洪水威胁。此外,

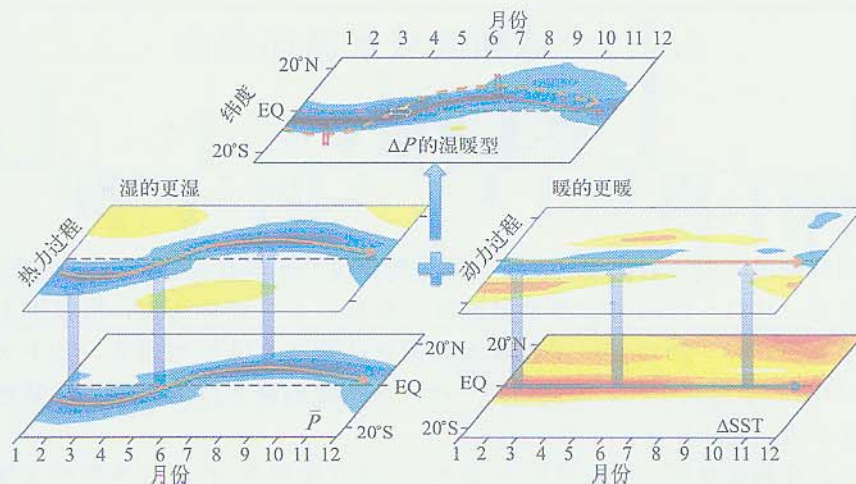


图 5.2 热带降水变化对全球变暖响应机制示意图

季节平均气候态降水（左下）和海温增长分布型（右下）分布影响了降水变化的热力分量（左中）和动力分量（右中）；进一步导致热力和动力分量分别具有气候态降水和海温分布型的空间和季节变化特征，两者叠加在一起共同驱动热带降水的变化（上）

最近几十年中国水循环及其相关过程存在明显的趋势变化和年际变率特征 (Richard and Klaus, 2006)。一方面由于人类活动或气候系统内部低频变率的影响, 近地表温度和湿度明显加强, 这从 1961~1990 年台站数据可反映出来 (Wang et al., 2001)。另一方面, 近 50 年的 NCEP 再分析资料显示: 干旱的年代际变率存在相当程度大的差异性 (Bordi et al., 2004a, 2004b)。

数值模式表明: 降水的预报与地表温度、雪盖和土壤湿度存在显著相关性 (Liang et al., 2002)。全球变暖背景下, 洪水灾害具有明显增加的趋势 (Milly et al., 2002)。另外, 由于冬季长江储水量的增加, 夏季长江的流量会显著加强, 同时, 东亚夏季风也会持续性增强 (Buhe et al., 2003)。水循环与气候变化存在较强的延迟相关关系, 这对气候变化机制与潜在的预报性具有一定的启示作用 (Richard and Klaus, 2006)。Qian (2003) 等通过对 1957~1998 年的降水与降雪资料做诊断分析以及利用区域气候模式试验证实: 西藏冬季降雪与夏季降水存在遥相关关系, 雪盖面积和厚度增加导致夏季风延迟和华南降水减少。降雪、土壤湿度和地表温度相互作用, 引起热通量和水汽通量的改变, 进而会激发大气环流做出相应的调整。水循环的年代际变率显著增强, 尤其在华东和西藏地区, 近地表温度、土壤温度、土壤湿度、雪深、降水、蒸发和径流的年代际变率明显加强。数值实验和观测资料均表明长江和黄河流量均存在明显的年代际尺度变化 (Richard and Klaus, 2006)。

Huang 等 (2013) 的研究揭示了全球增暖背景下气候平均状态和未来气候变化相互作用的情形, 深化了对热带降水季节循环变化的理解。针对未来全球气候变化的谈判, 降水变化应该得到更多的关注。降水的变化和海温异常的变化为东亚旱涝的预测提供了新的依据, 这对预估中国季风气候对全球增暖的响应具有指导性意义, 同时有助于提高中国长期气候变化的预测能力。