

全球变暖背景下不同空间尺度降水谱的变化

吴福婷^①, 符淙斌^{①②*}

① 南京大学气候与全球变化研究院, 南京大学大气科学学院, 南京 210093;

② 中国科学院大气物理研究所, 中国科学院东亚区域气候环境重点实验室, 北京 100029

* 联系人, E-mail: fcb@nju.edu.cn

2012-07-09 收稿, 2012-12-24 接受, 2013-02-21 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2011CB952002)和国家自然科学基金(40810059003)资助

摘要 利用 477 个地面观测站上的日降水数据分析了中国整个降水强度谱在 1961~2008 年的长期变化特征. 结果发现, 毛毛雨整体呈现出空间一致的减少趋势, 但不同区域的减少幅度存在明显差异. 有观测记录的可测降水则表现出显著地季节性和区域性特征. 秋季, 可测降水部分在 98°E 以东的我国东部地区普遍减少, 而夏季和冬季, 在我国东部的南方地区, 小雨减少而大雨呈现增加的趋势. 在我国西部地区, 可测降水在 4 个不同季节都是有所增加的. 合成分析的结果显示全球尺度上气温和降水之间存在着准线性关系. 不同强度的降水对全球性变暖的响应有所不同, 表现为降水谱由小雨向强度较大的降水方向发生偏移. 与海洋上的降水相比, 陆地上的降水由于受到水汽条件的约束, 变化幅度要相对偏小. 另外, 与全球尺度上的降水相比, 区域降水随全球性变暖的变化表现出更大的不确定性, 这很可能是由于局地复杂的地形和下垫面覆盖以及人类活动影响等因素所造成的.

关键词

降水谱
全球变暖
空间尺度
极端降水
合成分析

在实际生活中, 由于不同强度降水的影响不同, 它们的变化对整个社会和人类生产生活也有着不同的意义. 持续而稳定的小雨和中等强度降水可以有效地渗透到土壤, 缓解干旱, 而短时间内的强降水(比如暴雨)则有可能导致洪涝和土壤侵蚀^[1]. 另外, 它们的形成机制也是不同的, 强降水通常形成于快速成长的对流云, 多与大气的动力辐合、地形抬举和地表加热所导致的水汽上升运动有关^[2~4]. 相比之下, 强度较小的降水则更多地与云的微物理过程有关, 受到气溶胶、大气中的水汽含量等因素的影响^[5~8].

过去的大量研究认为, 日益升高的全球气温是极端强降水增加的一个重要原因^[1,9]. 在区域尺度上, 同样有很多研究将频繁发生的洪涝灾害归咎于全球性的变暖^[4,10,11]. 然而, 在温度升高对降水贡献的定量估计上仍然没有得出一致的结论. 从理论上讲, 按照克劳修斯-克拉伯龙水汽方程, 大气的持水能力(也

就是饱和水汽压)会以 7%/K 的比率随气温升高而增加^[1]. 考虑到全球尺度上相对湿度基本维持一个常数^[12], 这意味着可降水量(也就是大气中的水汽含量)会以相同的速率增加^[12]. 但是, 17 个最新一代的气候模式结果预测, 全球平均降水强度将以 2%/K 的比率随气温升高而增加^[13], 这与理论估计值是不一致的. 局地尺度上, Lenderink 和 Meijgaard^[14] 利用荷兰德比尔特站(De Bilt in Netherlands)每小时的降水数据分析发现, 在温度超过 12℃时, 极端降水随气温的增加是克拉伯龙方程估计值(~7%/K)的 2 倍. 究其原因, 可能是由于极端降水过程中释放的潜热进一步补充了降水系统的能量, 从而促进低层水汽的辐合所致^[1].

如上所述, 过去已经有很多关于极端降水尤其是强降水事件的研究^[1,10,15,16]. 而与此同时, 关于中国小雨的研究也取得了重要进展, 研究发现我国的

引用格式: 吴福婷, 符淙斌. 全球变暖背景下不同空间尺度降水谱的变化. 科学通报, 2013, 58: 664–673

英文版见: Wu F T, Fu C B. Change of precipitation intensity spectra at different spatial scales under warming conditions. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-013-5699-0

小雨在过去几十年呈现显著的减少趋势^[17,18]. 一些研究认为小雨的减少与气温的升高有关^[17,19], 而也有一些研究则认为是增加的气溶胶颗粒通过云的微物理过程导致了小雨的减少^[8]. 但是, 想要对不同空间尺度上整个降水谱的变化及其可能的原因有个了解需要更为详细的分析.

在本研究中, 首先利用中国地面观测站上的日降水数据分析了整个降水谱在 1961~2008 年的长期变化特征. 其次, 研究了全球和区域尺度上 10 类不同强度降水在全球变暖背景下的变化特征, 并利用一种最近发展的分析方法比较了它们与增加的全球地表气温之间的联系. 这一新的方法由 Liu 等人^[20]率先提出, 可以定量地估计出升高的全球气温和降水变化之间的关系.

1 资料和方法

1.1 资料

本文所用日降水资料来自于中国 753 个地面测站在 1961~2009 年的观测数据, 由中国气象局国家气象信息中心提供, 且经过了严格的质量控制. 在研究时段内, 有一些站点存在缺值情况, 考虑到数据的完整性和连续性对分析长期变化趋势的重要影响, 我们排除了其中含有缺测记录的 276 个站点, 剩下 477 个站点的数据作为本研究最终的分析资料. 图 1 给出了这些站点的具体位置. 鉴于降水的区域差异性, 我们将按照经纬度(表 1)将 477 个站点分为 8 个子区域:

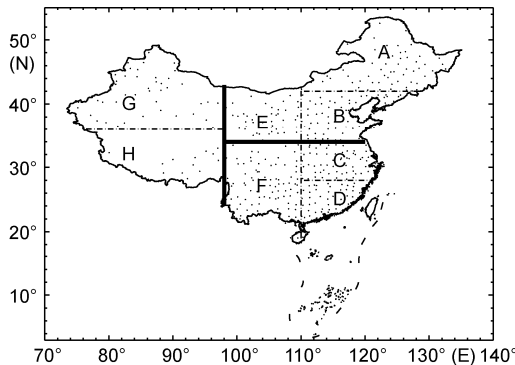


图 1 中国的站点分布以及 8 个分区

分区: A, 东北; B, 华北; C, 长江中下游; D, 东南; E, 黄河上游; F, 西南; G, 西北; H, 西藏东部. 黑色实线划分 3 个主要的气候区: I, 东北、华北和黄河上游地区; II, 长江中下游、东南和西南; III, 西北和西藏东部

表 1 按照经纬度分布的 8 个分区

分区	经度(°E)	纬度(°N)
东北	≥110	>42
华北	≥110	(34, 42]
长江中下游	≥110	(28, 34]
东南	≥110	<28
黄河上游	[98, 110)	>34
西南	[98, 110)	≤34
西北	<98	≥36
西藏东部	<98	<36

东北(NE)、华北(NC)、长江中下游(YZ)、东南(SE)、黄河上游(YW)、西南(SW)、西北(NW)和西藏东部地区(TB), 这一分区方法在一定程度上与当地的气候特征是一致的. 站点的降水数据在每天的 00:00 和 12:00 世界标准时间 (08:00 和 20:00 北京时间)分别观测一次. 中国标准雨量计(CSPG)从 20 世纪 50 年代开始投入使用, 测量气象和水文观测网的固态和液态降水^[18]. 降水量不足 0.1 mm 的降水是无法被雨量计观测到的, 记录为痕量降水(毛毛雨)^[21]. 在本文的研究中, 同时考虑了日降水量超过 0.1 mm 的可测降水和雨量计无法记录的痕量降水事件.

另外, 本文基于全球降水气候计划(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)资料, 即卫星反演与地面站点雨量计观测相融合的降水数据, 分析了全球尺度上降水谱在 1979~2007 年的变化特征, 并调查研究了降水与全球增暖之间的联系. GPCP 降水数据的空间分辨率为 2.5°×2.5°, 时间分辨率为连续 5 d 的候降水数据^[22]. 全球气温数据由美国海洋和大气管理局/国家气候数据中心(National Oceanic and Atmospheric Administration/National Climatic Data Center, NOAA/NCDC)提供, 是海洋和陆地上气温的平均值^[23]. 该数据给出了 1880 年至今的气温距平值, 基准年份为 1901~2000 年(也就是 20 世纪的百年平均). 这里, 我们只提取了研究阶段内的数据.

1.2 方法

利用线性拟合方法估计了每一类降水的长期变化趋势. 需要指出的是, 从气候长期变化的角度上考虑, 这并不能代表真正的趋势. 更确切的说, 它代表的是降水在这一研究时段内的单调变化倾向. 在分析全球增暖对降水谱的影响时, 我们沿用了一种相对较新的方法, 即利用每一类降水和气温的每两年

之差(也就是“年际差”)来代替单纯的时间序列分析.按照温度差的大小对每类降水的年际差进行排序,合成分析就是基于每两年之差序列展开.这一方法首次由 Liu 等人^[20]提出来,可以有效地从影响降水的多种因素中提取出全球气温变化对降水的定量贡献值.

为了比较不同空间尺度上降水受气温影响的相似性和不同之处,我们按照对特定区域上总降水量的贡献率把降水分为10类(例如, Fujibe 等人^[10]).这一分类方法使得10类降水强度的划分随所选择区域和时段的不同而有所不同,有利于实现不同地区之间的比较.表2中列出了60°S~60°N和20°~40°N纬度带上10类降水的阈值以及北半球中纬度地区(20°~40°N)海洋和陆地上10类降水的阈值.可以看到,海洋上小雨(bin1~bin5)的上限要比陆地上偏大,而中大雨的上限则相对偏小.同样的特征存在于20°~40°N纬度带和60°S~60°N纬度带降水的比较上.这说明小雨在陆地上所占的比例要比海洋上偏大.另一方面,强降水在陆地区域不如海洋上的强度大,因此需要较宽的降水区间才能使得在总降水量中所占的比例持平,这与陆地上空水汽供给有限是一致的.

2 结果与分析

2.1 中国降水谱的变化

受典型的季风气候影响,中国降水表现出显著的区域性和季节性特征.空间上,降水从东南到西北表现出总体减少的趋势.在季节上,降水因为受到夏季风的影响在夏季降水最多(图2).不仅如此,降水强度的范围也在四个季节的不同区域上也是不同的.图2比较了中国东南和西北两个子区域在1961~2008年平均的降水谱分布情况.很明显,我国东南部地区降水的谱区间要比西北部宽很多.该地区的日降水量范围从不足0.1 mm的痕量降水可到200 mm甚至

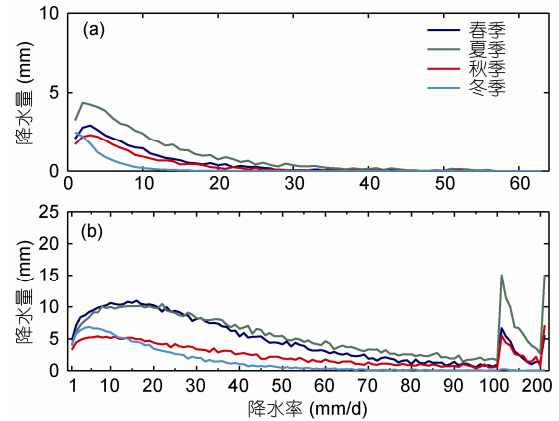


图2 中国西北(a)和东南(b)地区在不同季节的降水强度谱分布

更多,而西北地区的降水主要包括0.1~30 mm的中小雨,强度更大的降水是非常稀少的.

考虑到降水强度区间的空间差异性,我们结合不同季节特定区域降水谱的分布(图2)定义了不同地区在不同季节的降水强度最大值边界,以保证拟合趋势的有效性.初步的分析发现,降水谱区间在中国8个子区域的变化可大致分为3类:(I)中国东部北方地区:包括东北,华北和黄河上游;(II)中国东部南方地区:包括长江中下游,东南和西南;(III)中国西部:包括西北和西藏东部地区.这3个区域在图1中由粗实线标出.

按照国家气象标准,我们首先将可测降水初步分为5类:小雨(0.1~10 mm/d),中雨(10~25 mm/d),大雨(25~50 mm/d),暴雨(50~100 mm/d)和大暴雨(>100 mm/d).考虑到降水的区域差异,不同地区不同季节的降水最大阈值会有所不同.表3给出了8个子区域上降水强度分类的具体阈值.鉴于小雨占了总降水的很大一部分,我们以1 mm为间隔将其进一步细分为10类.通过计算痕量降水的发生频次(天数)和每一类可测降水的降水量,分析它们1961~2008年间在8个不同地区的长期变化趋势.

表2 在60°S~60°N纬度带和北半球中纬度地区(20°~40°N)的海洋、陆地以及海陆混合区上10类不同强度降水的阈值(单位: mm/d)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
60°S~60°N	<1.68	2.78	3.82	4.94	6.23	7.78	9.79	12.6	17.6	≥17.6
20°~40°N(海洋)	<1.53	2.73	3.89	5.11	6.42	7.92	9.78	12.4	17.1	≥17.1
20°~40°N	<1.46	2.65	3.82	5.04	6.38	7.92	9.86	12.6	17.4	≥17.4
20°~40°N(陆地)	<1.30	2.43	3.59	4.85	6.27	7.95	10.1	13.1	18.3	≥18.3

表3 不同季节中8个子分区最大降水强度的阈值
(单位: mm/d)

	I 区	II 区	III 区
春季	≥50	≥100	≥25
夏季	≥100	≥100	≥50
秋季	≥50	≥100	≥25
冬季	≥10	≥50	≥10

(i) 痕量降水. 痕量降水(又称“毛毛雨”)是指人体能够感知但雨量计无法探测得到的一种降水类型. 它在一定程度上从一个侧面反映了大气的干湿状况^[24], 对土壤水分的补给起着重要作用. 图3给出了8个不同区域上, 痕量降水在1961~2008年不同季节的长期变化趋势. 结果发现, 痕量降水的发生频次在四个季节表现出空间一致的减少趋势. 事实上, 过去的一些研究同样发现了这一现象^[17,19,24,25]. Liu 等人^[18]更进一步指出痕量降水从1982年开始急剧减少, 而这也正是中国气温开始快速上升的时期, 在时间上二者是一致的. 在本文的研究中, 我们发现华北、东北、黄河上游和西藏东部地区的痕量降水以大约10%/10 a的速率减少, 是包括长江中下游地区、东南和西南在内的中国东部南方地区毛毛雨减少速率的2倍(-5%/10 a). 季节上, 痕量降水的发生频次在冬季减少最为强烈, 这可能与当地气温不同的升高幅度有关.

(ii) 可测降水. 图4是中国东部北方地区(I区: 包括东北、华北和黄河上游地区)的降水量谱在1961~2008年4个不同季节的变化趋势. 从图中可以看到, 降水谱的变化表现出显著的季节性和区域性特征. 春季, 几乎中国东北地区的整个降水谱都是呈增加

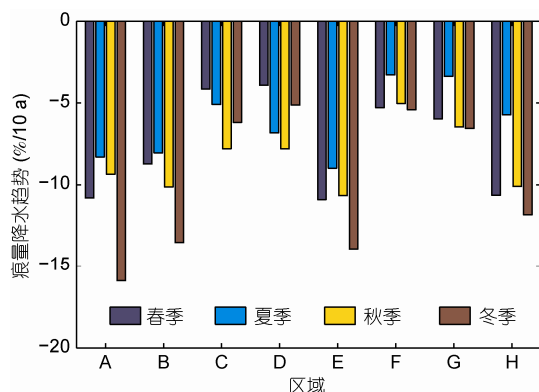


图3 痕量降水发生频次在中国8个子分区内不同季节的长期变化趋势

的趋势, 尤其是强度较小的降水. 在华北和黄河上游地区, 大雨和暴雨有所增加, 而中小雨是减少的. 夏季和秋季, 除日降水量介于8~25 mm的中雨以及夏季黄河上游地区的暴雨外, 几乎所有类型的降水呈现统一的减少趋势. Wang 和 Yan^[26]分析了中国季节性降水在1951~2007年的变化趋势, 发现了与本研究一样的极端降水变化模态. 他们同时指出大尺度降水和区域尺度降水在不同季节的降水机制是不同的. 与夏季风减弱有关的夏季降水的显著减少或许可以解释近年来华北地区的持续性干旱. 作为受到东亚季风控制的典型区域, 中国东部地区的降水模态在20世纪70年代末发生了显著的年代际转变(长江流域降水多, 华北地区降水少), 这一转变普遍认为与亚洲夏季风的减弱有关^[27]. Li 等人^[28]同样分析了极端降水的变化认为东部北方地区增强的降水极值与东亚夏季风和相应的大气环流有关. 而在冬季, 该地区日降水量超过10 mm的降水是很少的, 分析发现冬季降水表现出一致可观的增加趋势, 这与夏季和秋季的变化是明显不同的.

图5是中国东部南方地区(II区: 包括长江中下游、东南、西南部)的降水量谱在1961~2008年的变化趋势. 该地区是典型的季风气候区. 在暖月份(5~10月), 从海洋而来的强烈的水汽输送是该地区主要的降水来源. 如图5所示, 该地区的一个显著特征是秋季整个降水谱表现出一致的减少趋势, 这与中国东部北方地区是一致的. 另外需要指出的是, 在具体的变化幅度上, 小雨比大雨减少更多. 春季, 日降水量不足7 mm的降水在3个子区域一致减少, 减少最多的位于长江中下游地区. 其他强度的降水则在3个地区表现为不同的变化特征, 但趋势并不显著. 夏季, 东南和西南地区大雨显著增加, 而小雨尤其是强度很小的降水则明显减少. 其中, 大雨、暴雨和大暴雨在长江中下游地区增加最多, 超过5%/10 a. 不仅如此, 降水的增加幅度与降水强度呈正相关, 强度越大, 增加也越多, 也就是所谓的“富者愈富, 穷者愈穷”效应. 需要指出的是, 即使在强度不足10 mm/d的降水范围内, 夏季不同强度降水的变化也是有所不同的. 在长江中下游和东南地区, 日降水量介于4~7 mm的降水其实是增加的. Liu 等人^[18]发现了类似的结果, 它们指出降水的减少主要在于日降水量介于0.1~0.3 mm的降水类型的减少. 冬季, 整个降水谱表现为增加的趋势, 只有在东南地区, 日降水量不足2 mm和

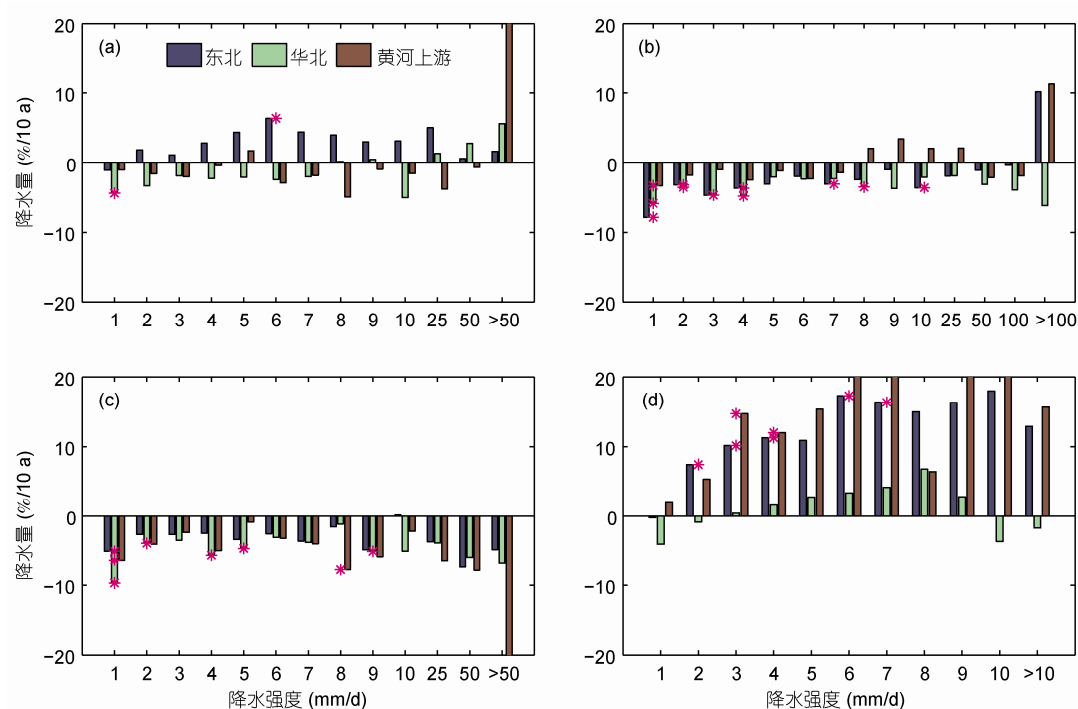


图 4 中国东部北方地区(I 区: 包括东北、华北和黄河上游)不同强度降水在 1961~2008 年的长期变化趋势
*表示趋势通过了 95%的显著性 t 检验

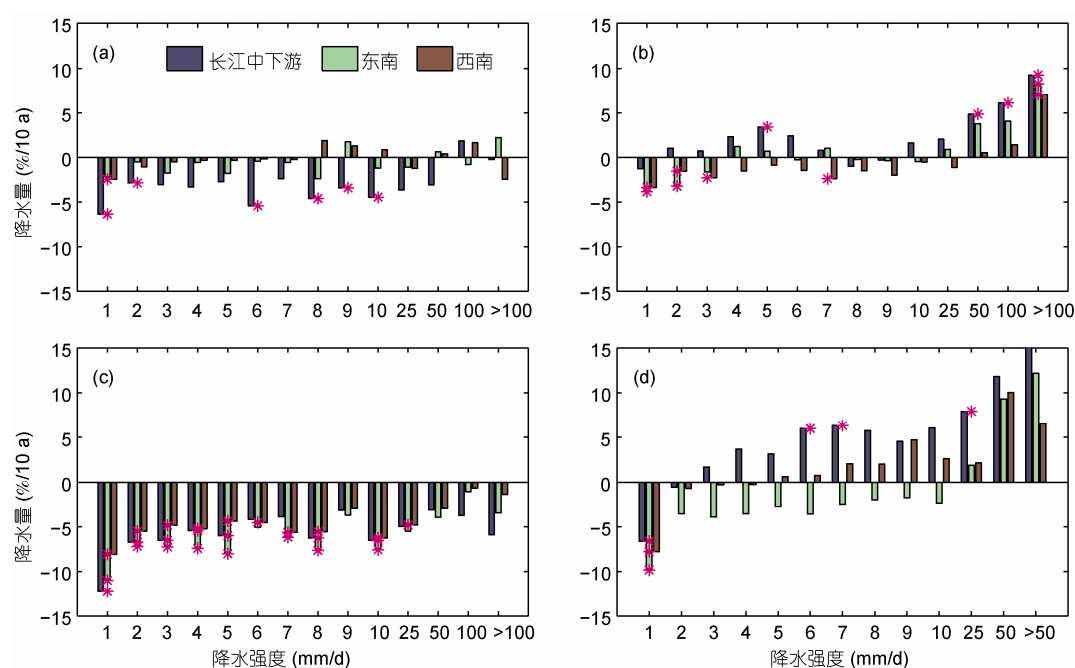


图 5 与图 4 同,但是为中国东部南方地区(II),包括长江中下游地区、东南和西南

超过 9 mm 的降水在 1961~2008 年是呈减少的趋势。

在我国西部地区(III 区: 包括西北和西藏地区), 总降水量十分有限, 这也导致了该地区干旱和半干旱的气候特征。最近有研究发现了该地区总降水量增加的趋势^[29]。图 6 是我国西部地区(西北和西藏地区)降水谱的变化。可以看到, 几乎所有强度的降水在四个季节都呈增加趋势。这进一步证实了过去研究中提到的我国西部变湿润的趋势^[29~32]。Li 等人^[31]研究指出, 导致该地区由暖干向暖湿气候转变的一个重要因素是大气环流的调整使得从印度洋和西太平洋到北方的水汽输送有所增加。

2.2 全球降水谱的变化

为了比较不同空间尺度上的降水特征, 我们利用 GPCP 候降水数据分析了全球尺度上降水谱在 1979~2007 年的长期变化。图 7(a)是利用线性回归方法计算得到的整个降水谱的趋势。实心柱状图表示趋势通过了 95%的 t 检验, 统计上是显著的。从图中可以看到, 日降水量不足 2 mm 的小雨和超过 13 mm 的大雨在这期间有增加的趋势, 而且变化的幅度与降水强度存在着正相关, 强度越大的降水增加的幅度也越大。相比之下, 降水强度介于 2~13 mm/d 的中

小强度降水则是减少的。总体看来, 降水增加的幅度要比减少的幅度更大, 这意味着平均降水强度会有一定程度的增加。

全球变暖通过增加大气中的水汽含量促进降水的发生已经得到广泛的承认^[1,3]。根据克劳修斯-克拉伯龙方程, 饱和水汽压随着气温的升高以 $\sim 7\%/K$ 的比率增加^[1]。在全球平均相对湿度基本稳定的情况^[33]下, 这意味着大气中的可降水量会按照相同的速率增加。图 7(b)比较分析了 $60^{\circ}S\sim 60^{\circ}N$ 纬度带上最冷两年(1984, 1985)和最暖两年(1998, 2005)的平均降水谱特征。结果显示, 冷暖年份降水谱差异的模式与降水谱在 1979~2007 年的变化趋势是一致的, 表现为暖年份的极小强度降水和强降水要比冷年份的降水偏多。考虑到全球平均气温在这段时间内以 $0.14^{\circ}C/10\ a$ 的速率升高, 二者的一致性从一个侧面证明全球增暖对于降水的特征有着重要影响。

2.3 全球降水谱对全球增暖的响应

为了定量估计不同强度降水对全球气温升高的响应, 引入了 Liu 等人^[20]介绍的一个新方法。他们利用降水和气温的年际差(每两年之差)序列代替单纯的时间序列分析极端降水和全球气温之间的关系,

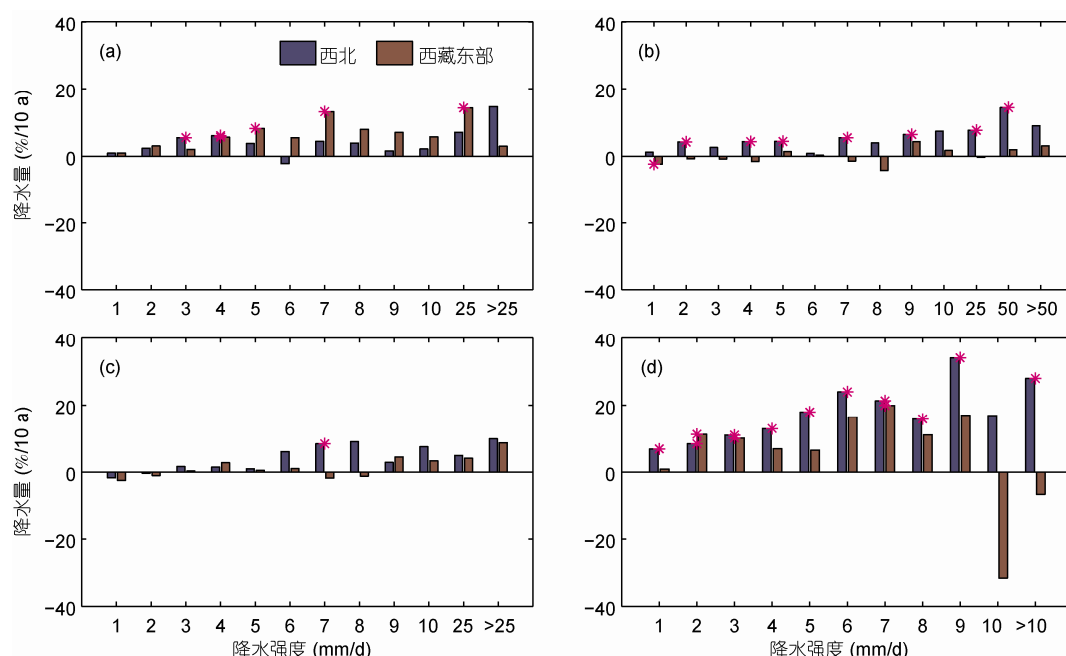


图 6 与图 4 同, 但是为西部地区降水谱的变化, 包括西北和西藏东部地区

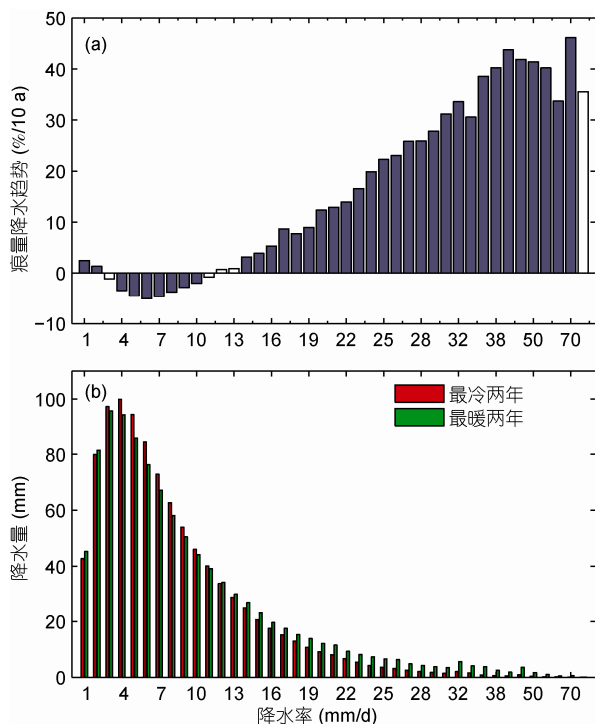


图7 60°S~60°N 纬度带上(a)降水谱在1979~2007年的变化趋势;(b) 冷暖年份的降水谱差异

冷两年: 1984 和 1985 年; 暖两年: 1998 和 2005 年

如此可以有效地提取全球气温对降水变化的影响。他们的研究指出, 极端降水的年际差与全球气温的年际差在温度升高达到一定程度时存在一定的准线性关系。基于这个发现, 我们计算了每一类降水随气温的准定常变化率, 以降水年际差与温度变化 0.48°C (1979~2007 年的温度变化最大值) 时的比值表示。

图8是气温每升高 1°C 时 $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 纬度带上每一类降水的准定常变化率, 图中标出了极端降水的变化幅度。可以看到, 日降水量介于 $1.68\sim 12.6\text{ mm}$ 的小雨和中等强度降水随着气温的升高表现出一致的减少趋势, 其中日降水量介于 $4.94\sim 6.23\text{ mm}$ 的中雨(bin5)减少最多, 以 $27.1\%/^{\circ}\text{C}$ 的比率减少。与此不同的是, 伴随全球性的增暖, 日降水量超过 6.23 mm 的极端强降水和强度极小的 ($<1.68\text{ mm}$) 小雨降水则表现出增加的趋势。其中, 日降水超过 17.6 mm 的强度最大的降水类型(bin10)随气温的增长率高达 $98.2\%/^{\circ}\text{C}$ ($8.6\%/^{\circ}\text{C}$), 括号内的值表示一个标准偏差。

我们进一步计算了北半球中纬度地区 ($20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$) 降水随全球气温的准定常变化率, 并比较了该地区海洋和陆地的异同之处。如图9所示, 陆地上整

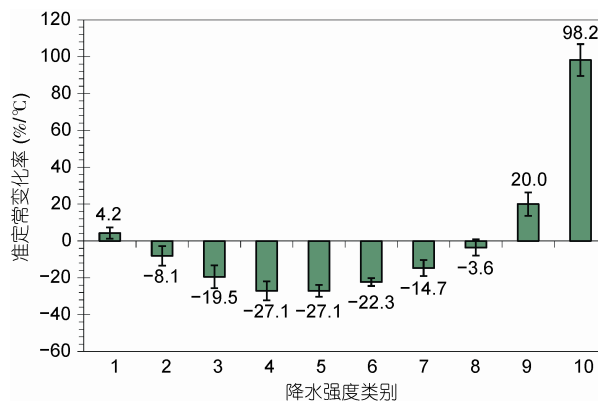


图8 全球尺度 ($60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$) 上 10 类不同强度降水在气温升高 1°C 时的准定常变化率
竖直误差棒表示 1 个标准偏差

个降水谱随气温的变化模态和海洋上是类似的, 只是在变化幅度上有一些差异。从具体的变化量值上看, 无论是中小雨的减少还是大雨的增加, 陆地上都要比海洋上偏小。这可能与陆地上空有限的水汽供给有关。与海洋上不同, 在陆地上水汽并不那么丰富。有限的水汽供给在一定程度上会抑制极端强降水的增加幅度。另外一个显著的不同是强度很小的小雨 (bin1)。在海洋上这一类降水是增加的, 而陆地上则表现为随气温升高而减小的趋势 ($-7.9\%/^{\circ}\text{C}$)。这与陆地和海洋上不同的降水特征有关。海洋上空的降水在一次强对流过程中的强度可以很大。几小时甚至更短时间内的降水有可能在平均化过程中人为地减小了强度而被归为小雨。而在陆地上, 小雨的减少除了气温的影响外还有可能与包括气溶胶、改变的下垫面条件等人类活动有关。过去的许多研究将小雨的

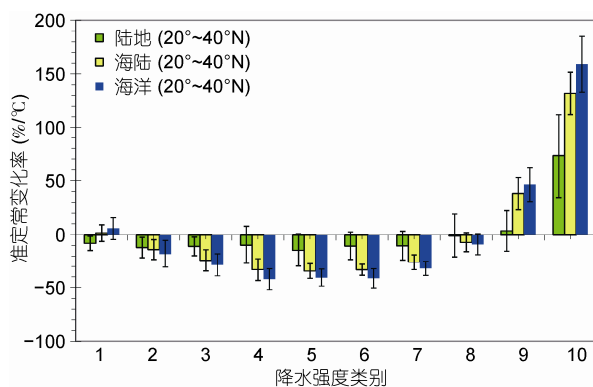


图9 与图8同, 但是针对于北半球中纬度地区 ($20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$) 的海洋、陆地和陆海混合区域

减少归结于大气中气溶胶的增加^[6,8]。这些研究认为增加的气溶胶会显著地增加大气中的云滴数浓度而减小云滴半径,抑制降水的发生。由于降水迟迟不能形成雨滴降落地面,这有利于大气中水汽的累积,随着大气中水汽含量的增加,在其足以达到饱和的时候形成雨滴降落地面,形成降水。这实际上是削弱了小雨而最终将其转化成为大雨。

2.4 区域降水谱对全球变暖的响应

利用相同的方法,我们计算了1961~2009年中国8个子分区内10类不同强度降水随气温的准定常变化率。结果如图10所示,8个分区表现出一致的变化模态,小雨随气温升高而减少,大雨则随气温的升高而增加,不过这一变化伴随有较大的不确定性。另外,降水的强度越小,减少的幅度越大,强度越大,增加的幅度也越大,这意味着在全球变暖的情景下,降水会从小雨向大雨发生偏移。

与利用GPCP候降水数据分析得到的结果相比,我们注意到中国降水谱的变化与全球尺度降水谱的后半段(bin5~bin10)是一致的。考虑到两种数据的时间分辨率是不同的,中国8个分区所用数据是站点观测的日降水数据,而GPCP为连续5d平均的降水数据。我们怀疑粗糙的时间分辨率有可能在平均化的过程中将一些短时内的强降水归为小雨,而产生人

为的假降水谱段(比如 bin1~bin4)。要检验这一推断是否正确,仍需要进一步的研究。如果这一推断成立,那么全球尺度和区域尺度上降水谱随气温的变化是一致的,均表现为小雨向大雨、强降水方向的偏移,最明显的不同在于不确定度的大小。究其原因,在陆地上除了气温之外还会有一些其他的因素影响到降水。

事实上,区域尺度上的降水要更为复杂。正如前面所提到的,不均一的下垫面条件和地形特征会改变当地的能量、动量和水汽通量特征以及不同地区间的水汽输送。另外,人类活动产生大量的气溶胶粒子,这些污染物会通过直接或间接效应影响降水,比如通过云的微物理过程改变云滴谱分布。而由于气溶胶的扩散性较弱,它对降水的影响更多地局限在局地 and 区域尺度上。因此,从众多因素中提取出气温对区域降水的影响难度更大。

3 小结与讨论

在本研究中,我们利用477个地面测站上的日降水数据分析了中国整个降水谱在1961~2008年的长期变化趋势,降水数据由中国气象局气象信息中心(NMIC/CMA)提供。另外,我们利用1979~2007年的GPCP候降水数据分析了全球尺度上10类不同强度降水的变化。研究中,我们采用了Liu等人^[20]提出的

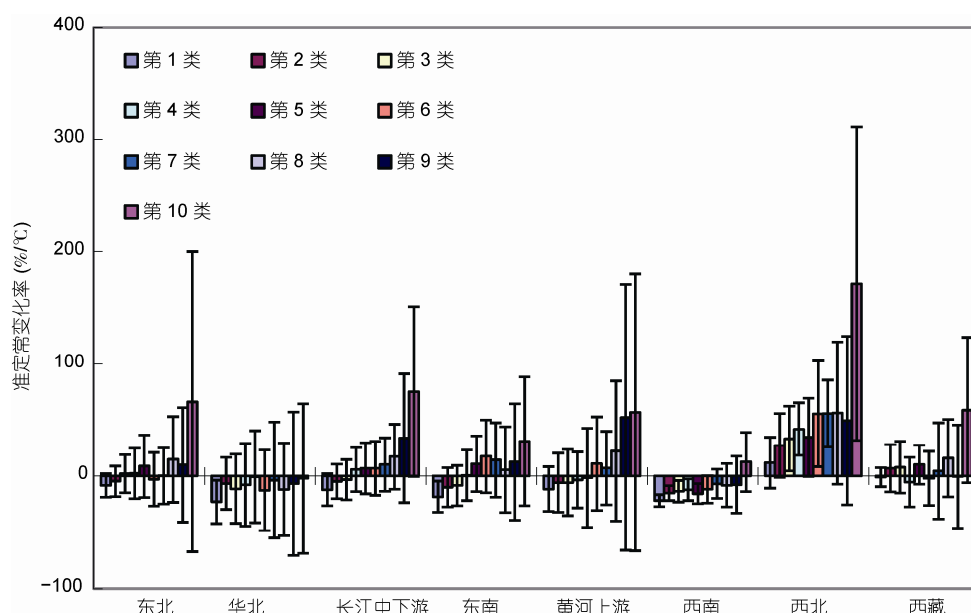


图10 与图8同,但是针对于中国的8个子分区

相对较新的合成分析方法来探讨气温和降水谱分布之间的关系. 通过分析得出了以下结论:

(1) 从对观测数据的分析发现, 我国的痕量降水在1961~2008年表现出空间一致的减少趋势. 而日降水量不足1.0 mm的可测小雨部分在我国东部地区是减少的, 而在西部是增加的. 这说明痕量降水和可测的小雨变化的影响因素是不同的. 因为痕量降水的尺度是非常小的, 一般直径不超过0.5 mm, 如此小的粒子很容易在未达到地面时已经被蒸发掉. 与相对较大的小雨相比, 痕量降水对气温的变化更为敏感, 升高的气温可以显著地抑制痕量降水的发生频次.

(2) 可测降水部分的变化趋势则表现出明显的季节性和区域性特征. 在我国的东部北方地区, 可测降水部分在夏季和秋季呈现出一致减少的趋势. 而在该地区的冬季, 整个降水谱的降水量是增多的. 在我国东部的南方地区, 小雨和中雨在夏季和冬季显著减少, 而大雨则在这两个季节表现出增加的趋势. 在春季和秋季, 整个降水谱的降水量呈减少的趋势. 而在我国的西部, 可测降水部分是一致增加的.

(3) 合成分析表明降水强度和全球气温的变化存在着紧密的正相关. 伴随持续上升的气温, 中小雨显著减少, 而强度极大的强降水和小雨则表现为增加的趋势, 这一现象在全球尺度上(60°S~60°N)和北半球中纬度地区(20°~40°N)的海洋上是一致的.

(4) 对北半球中纬度地区(20°~40°N)海洋和陆地上降水谱对全球增暖响应的比较发现, 尽管变化幅度有所差异, 中大雨的变化在整体模态上是一致的, 但是对于强度极小的降水(bin1)来说, 海洋和陆地上存在显著地不同. 在陆地上, 小雨是减少的(准定常变化率为5.8%/K), 而在海洋上是增加的(准定常变化率为-7.9%/K). 这种差异很有可能是由于陆地上的气溶胶粒子对小雨产生抑制作用^[8]. 对于陆地上其他强度降水变化幅度比海洋相对较小的情况, 我们怀疑很有可能与当地有限的水汽含量有关. 因为与陆地相比, 海洋上的水汽含量十分丰富, 而在陆地上则与当地蒸发散作用和水汽的远程输送有关, 受到大气环流等因素的影响. 当降水的空间尺度缩小到中国的8个分区上时, 降水谱随全球气温的变化与全球尺度是类似的, 只是这一变化伴随有更大的不确定度. 这也从一个侧面证明了区域降水影响因素的多样性和复杂性.

目前的研究主要针对中国整个降水谱的长期变化趋势展开, 并比较分析了气温升高对不同空间尺度上降水的影响, 旨在发现局地尺度上影响陆地降水谱的其他可能因子. 我们的研究发现上升的气温会使得降水谱从小雨向强降水发生偏移, 平均降水强度增加. 为了对影响降水(尤其是区域尺度降水)的因素(比如气溶胶)有一个清楚明确的认识, 接下来还需要进一步的研究.

致谢 该研究得到江苏省高等教育学院优势学科项目发展工程的支持.

参考文献

- 1 Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R M, et al. The changing character of precipitation. *Bull Am Meteorol Soc*, 2003, 84: 1205–1217
- 2 Fowler A M, Hennessy K J. Potential impacts of global warming on the frequency and magnitude of heavy precipitation. *Nat Hazards*, 1995, 11: 283–303
- 3 Trenberth K E. Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change. *Clim Change*, 1998, 39: 667–694
- 4 Goswami B N, Venugopal V, Sengupta D, et al. Increasing trend of extreme rain events over India in a warming environment. *Science*, 2006, 314: 1442–1444
- 5 Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 2001, 294: 2119–2124
- 6 Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G, et al. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 2008, 321: 1309–1313
- 7 Gong D, Ho C, Chen D, et al. Weekly cycle of aerosol-meteorology interaction over China. *J Geophys Res*, 2007, 112: D22202, doi: 10.1029/2007JD008888
- 8 Qian Y, Gong D, Fan J, et al. Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *J Geophys Res*, 2009, 114: D00K02, doi: 10.1029/2008JD011575
- 9 Lau K M, Wu H T. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979–2003. *Int J Climatol*, 2007, 27: 979–988

- 10 Fujibe F, Yamazaki N, Katsuyama M, et al. The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundred years. *SOLA*, 2005, 1: 41–44
- 11 Gong D Y, Wang S W. Severe summer rainfall in China associated with enhanced global warming. *Clim Res*, 2000, 16: 51–59
- 12 Soden B J, Wetherald R T, Stenchikov G L, et al. Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, 2002, 296: 727–730
- 13 Sun Y, Solomon S, Dai A, et al. How often will it rain? *J Clim*, 2007, 20: 4801–4818
- 14 Lenderink G, Van M E. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nat Geosci*, 2008, 1: 511–514
- 15 Easterling D R, Meehl G A, Parmesan C, et al. Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, 2000, 289: 2068–2074
- 16 Alpert P, Ben G T, Bahradad A, et al. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1536, doi: 10.1029/2001GL013554
- 17 Qian W, Fu J L, Yan Z W. Decrease of light rain events in summer associated with a warming environment in China during 1961–2005. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L11705, doi: 10.1029/2007GL029631
- 18 Liu B H, Xu M, Henderson M. Where have all the showers gone? Regional declines in light precipitation events in China, 1960–2000. *Int J Climatol*, 2010, 31: 1177–1191
- 19 Fu J L, Qian W, Lin X, et al. Trends in graded precipitation in China from 1961 to 2000. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 267–278
- 20 Liu S C, Fu C B, Shiu C-J, et al. Temperature dependence of global precipitation extremes. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L17702, doi: 10.1029/2009GL040218
- 21 Ye B, Yang D, Ding Y, et al. A bias-corrected precipitation climatology for China. *J Hydrometeorol*, 2004, 5: 1147–1160
- 22 Xie P, Janowiak J E, Arkin P A, et al. GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J Clim*, 2003, 16: 2197–2214
- 23 Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J Clim*, 2008, 21: 2283–2296
- 24 严中伟, 杨赤. 近几十年中国极端气候变化格局. *气候与环境研究*, 2000, 5: 267–272
- 25 Liu B, Xu M, Henderson M, et al. Observed trends of precipitation amount, frequency, and intensity in China, 1960–2000. *J Geophys Res*, 2005, 110: D08103, doi: 10.1029/2004JD004864
- 26 Wang Y, Yan Z W. Trends in seasonal precipitation over China during 1961–2007. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2009, 2: 165–171
- 27 Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 376–386
- 28 李娟, 董文杰, 严中伟. 中国东部 1960–2008 年夏季极端温度与极端降水的变化及其环流背景. *科学通报*, 2012, 57: 641–646
- 29 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨. *第四纪研究*, 2003, 23: 152–164
- 30 翟盘茂, 任福民, 张强. 中国降水极值变化趋势检测. *气象学报*, 1999, 57: 208–216
- 31 李栋梁, 魏丽, 蔡英, 等. 中国西北现代气候变化事实及未来趋势展望. *冰川冻土*, 2003, 25: 135–142
- 32 杨晓丹, 翟盘茂. 我国西北地区降水强度、频率和总量变化. *科技导报*, 2005, 23: 24–26
- 33 Bony S, Colman R, Kattsov V M, et al. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J Clim*, 2006, 19: 3445–3482