

# 1970-2012年华北平原大气可降水量时空变化及其影响因素

田晓磊 李宝富 李学伟 李 婷 朱明博 王龙飞

(曲阜师范大学 地理与旅游学院,山东 日照 276800)

**摘 要** 基于1970-2012年华北平原探空站和地面站气象资料,分析了大气可降水量的时空变化特征及其影响因素.结果表明:(1)1970-2012年,华北平原年均大气可降水量呈不显著下降趋势,速率为 $-0.10\text{ mm}/10\text{a}$ .其中,秋季大气可降水量减少速率最高,为 $-0.18\text{ mm}/10\text{a}$ .在空间上,华北平原东南部年均大气可降水量降低速率明显大于西北部.(2)近40多年来,华北平原年均降水效率基本稳定,速率为 $-0.01\%/10\text{a}$ .(3)在年和季节尺度上,华北平原大气可降水量变化与降水量仅在冬季相关性不显著.在空间上,仅华北平原南部年均大气可降水量与降水量呈显著正相关性;而降水效率与降水量在各尺度上均呈极显著相关性.(4)北半球极涡面积和亚洲区极涡强度分别对春季和夏季大气可降水量的变化影响较大.而秋、冬季,大气可降水量与西伯利亚高压和亚洲经向环流关系密切.

**关键词** 大气可降水量;降水效率;大气环流;时空变化;华北平原

**中图分类号** P426

**文献标识码** A

## 0 引言

大气可降水量(又称为空中水汽含量)是单位气柱中从地面到大气层顶的水汽总量,可表征降水的潜力,也是评估空中水资源的重要依据<sup>[1-3]</sup>.华北平原作为我国重要的政治、经济、文化中心,经济发展迅速、人口分布密集,对水资源的需求量迅速增加.同时,在全球变化背景下,近年来华北平原气温升高,降水减少,进一步加剧了水资源的供需矛盾.目前,该区已成为我国水资源严重缺乏的地区之一<sup>[4]</sup>.因此,从区域层面和国家需求来讲,开展以大气可降水量为代表的空中水汽资源演化过程与机制方面的研究,不仅有助于提高对空中水汽资源变化机理的认识,而且可为水资源极度匮乏地区制定科学的空中水汽资源开发与管理策略提供科学依据.

目前,对于大气可降水量变化特征已有一些研究成果<sup>[5-7]</sup>.例如,韩军彩<sup>[8]</sup>基于探空和再分析资料分析了华北地区1979-2008年水汽含量的时空变化特征,发现水汽含量由东南沿海向西北内陆随纬度增高而减少;王旭丹等<sup>[9]</sup>研究表明华北地区1960-2005年水汽含量在不断下降.刘园园等<sup>[3]</sup>利用1964-2008年郑州站探空资料,发现在长期线性趋势上,可降水量呈微弱下降趋势,并在1990年代末发生突变.曹丽青等<sup>[10]</sup>利用NCEP/NCAR再分析资料研究了1948-2003年华北地区大气中水汽含量与极端天气事件的关系,发现大气中水汽含量与南方涛动和厄尔尼诺都有较好的相关性.张秉祥等<sup>[11]</sup>分析了华北平原近30a空中水汽含量与降水量的关系,研究表明当空中水汽含量偏多(少)时,华北大部分地区降水量偏多(少).Zhu等<sup>[12]</sup>研究发现水汽含量对大气气溶胶具有一定影响. Shi等<sup>[13]</sup>研究了多种卫星资料在青藏高原地区对大气可降水量的监测能力.张扬等<sup>[14]</sup>指出虽然西北地区探空站点较少,但是探空资料可以较好反映空中水汽的时空变化规律及其与降水量的关系.可见,与其它资料相比,采用探空资料研究大气可降水量相对简便<sup>[14]</sup>.杨保东等<sup>[15]</sup>解读了1974-2000年河北地区大气水汽含量的变化趋势,发现了河北地区大气水汽含量的年变化总体呈现微

收稿日期:2018-08-15

基金项目:国家自然科学基金项目(41501211);曲阜师范大学国家级大学生创新创业训练计划项目(201710446006)资助

通讯作者:李宝富,男,汉族,博士,副教授,研究方向:气候水文与生态环境,E-mail:lenny006@163.com.

弱的增加趋势,但变率不大.可见,一些学者解读了华北平原部分区域的空中可降水量变化特征,但是华北平原可降水量的时空变化差异性尚不明确,尤其是从降水效率角度揭示华北平原大气可降水量与降水量的关系研究尚需深入.另外,部分地区关于大气可降水量含量的研究时段跨度小,也从一定程度上限制了可降水量演变特征的研究.

因此,本研究运用 Mann-Kendall 非参数趋势检验法、相关分析、线性趋势法、空间插值等方法,分析华北平原 1970-2012 年大气可降水量变化规律;从降水效率等角度揭示大气可降水量与降水量的联系;并分析大气环流对大气可降水量变化的影响,研究结果为华北平原空中水资源的合理开发和利用提供科学参考.

## 1 资料与方法

### 1.1 研究区概况

华北平原又名黄淮海平原,地理范围为北纬  $32^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ,东经  $114^{\circ}$ - $121^{\circ}$ ,包含北京、天津、河北、山东、河南、安徽、江苏七大大省市(图 1).华北平原水资源短缺且气候呈暖干化趋势<sup>[16,17]</sup>,属暖温带季风气候,季节变化明显,冬季寒冷干燥,夏季高温多雨,春季干旱少雨,蒸发强烈,春季旱情较重,夏季常有洪涝.近 50 多年来,华北平原年均温在  $11.86$ - $14.33$   $^{\circ}\text{C}$  之间波动,气温呈现显著上升趋势( $0.23$   $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ );年降水介于  $617.96$ - $1060.30$   $\text{mm}$  之间,呈现明显减少趋势( $-1.75$   $\text{mm}/10\text{a}$ )<sup>[18]</sup>,其中以夏季减少速率最快,而冬季降水略有增加;由南到北,降水量逐渐降低;日照时数减少明显.

### 1.2 数据资料

本研究采用了国家气象信息中心提供的华北平原范围内共 8 个探空站 1970-2012 年每天 0 时和 12 时地面和高空各标准等压面上的测量的气温和露点等资料(图 1).标准等压面选取了 1013、1000、850、700、500、400、300、250、200 Pa.另外,探空站对应的地面气象站资料和大气环流数据均来自国家气象信息中心.

### 1.3 研究方法

1.3.1 大气可降水量的计算.探空观测资料中,大气湿度量常为各个等压面上的温度露点差,实际应用中需要根据饱和水汽压与温度和气压的关系,通过温度露点差来确定各个等压面上的水汽压值.首先由温度和露点差得到露点温度  $T_d$ ,再由  $T_d$  代入饱和水汽压公式得到水汽压<sup>[19]</sup>

$$e = 0.611 \times \exp\left(\frac{a \times T_d}{273.16 + T_d - b}\right),$$

式中  $a$  和  $b$  为常数,当  $T_d < -10$   $^{\circ}\text{C}$  时,  $a = 21.37$ ,  $b = 7.66$ ,  $T_d > -10$   $^{\circ}\text{C}$  时,  $a = 17.269388$ ,  $b = 35.86$ .

然后计算出比湿

$$q = 0.62197 \times \frac{e}{P - 0.378 \times e},$$

式中  $e$  为水汽压,  $P$  为气压,最后可以计算出高空大气的水汽含量( $W$ ):  $\frac{1}{g}W = \frac{1}{g} \int_{P_z}^{P_0} q dp$ , 式中  $W$  为水汽含量( $\text{mm}$ ),  $g$  为重力加速度( $9.8\text{m}/\text{s}^2$ ),  $q$  为比湿( $\text{g}/\text{kg}$ ),  $P_0$  为地面气压( $\text{hPa}$ ),  $P_z$  为  $Z$  高度的气压( $\text{hPa}$ ).

1.3.2 可降水量的均一化订正.由于仪器换型、探测系统资料整理计算方式变化以及辐射订正方法改变和探测系统升级等原因导致 2002 年前后中国区域月平均探空相对湿度资料不均一<sup>[20]</sup>.因此,本文采取平均值订正法<sup>[20]</sup>对高空湿度资料进行均一性校正.

1.3.3 降水效率计算方法.通常某地气柱中的可降水量仅表示该地降水的潜力,不同地区所具有的可降水量向降水转化的能力不同,降水效率表征可降水量能够转化成降水的比率,可大致衡量一个地区一段时间可降水量向降水转化效率的高低.本文估算降水效率的方法<sup>[21]</sup>  $\zeta = W/P \times 365$ , 式中  $\zeta$  为水汽滞留时间( $\text{d}$ );  $W$  为空中水汽含量;  $P$  为总降水量,降水效率  $J = 1/\zeta$ , 式中  $J$  为降水效率,  $J$  大表示降水效率高;  $J$  小则低.

1.3.4 其它方法.为了便于对比大气可降水量的空间变化特征,本研究把华北平原划分为 4 个区域,分别为华北平原北部(张家口和北京)、西部(郑州和邢台)、东部(青岛和射阳)和南部(徐州和阜阳).季节划分采用气象季节,即 3-5 月为春季,6-8 月为夏季,9-11 月为秋季,12-次年 2 月为冬季.

运用线性趋势法分析华北平原大气可降水量和降水效率的时间变化趋势;采用 Mann-Kendall 非参数

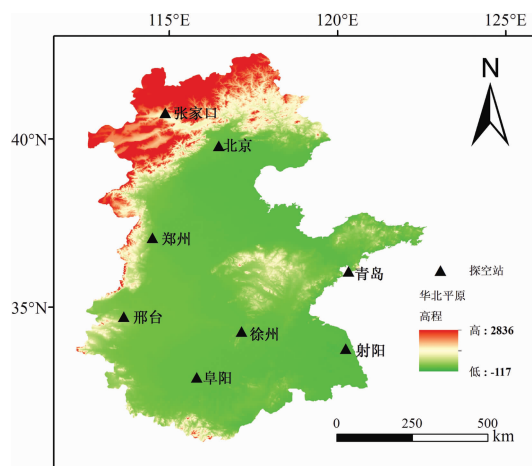


图 1 华北平原区 8 个探空站及其对应的地面气象站空间分布

趋势检验法分析气候变量序列在某一时间段内的趋势特征;运用克里金插值法和反距离权重法分析大气可降水量和降水效率的空间分布;运用相关分析法,分析降水量与大气可降水量、降水效率的相关关系。

## 2 结果与分析

### 2.1 大气可降水量变化

2.1.1 年际变化. 1970-2012 年,华北平原多年平均大气可降水量为 22.43 mm,其中最大值出现在 2003 年,高达 25.15 mm;最小值出现在 2011 年,仅为 19.82 mm(图 2)。从变化速率来看,1970-2012 年,华北平原大气可降水量呈不显著下降趋势,速率为-0.1 mm/10a。其中,在 1970-2003 年大气可降水量具波动微升趋势,而 2003 年后,大气可降水量则呈急剧波动下降态势。同时,大气可降水量变化具有明显的空间差异,主要表现在东南部降低速率较高,而西北部降低速率较低。其中射阳大气可降水量下降速率最大,为-0.27 mm/10a,且通过了 0.05 的显著性检验,而其余各站的大气可降水量变化趋势均不显著。

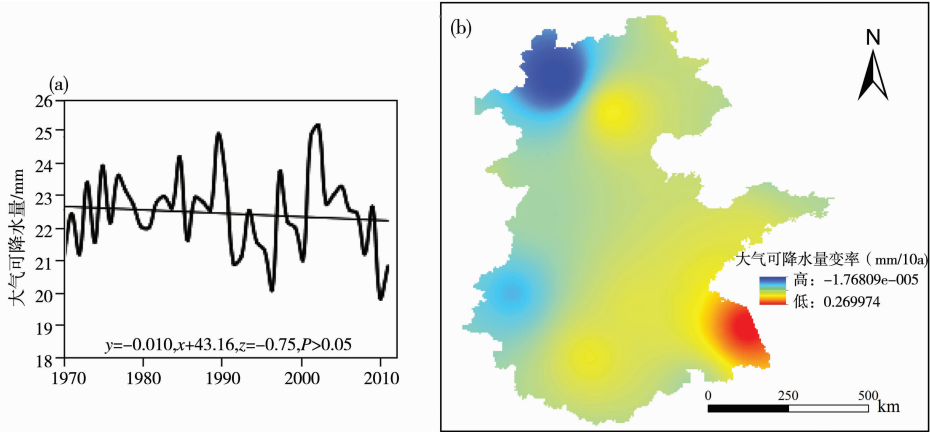


图 2 1970-2012 年华北平原大气可降水量线性变化(a)和大气可降水量变化速率的空间分布(b)

2.1.2 季节变化. 从各季节(图 3a)来看,夏季和秋季大气可降水量下降速率较大,分别为-0.13 mm/10a、-0.18 mm/10a;而在春季和冬季变化相对平稳。Mann-Kendall 检验结果表明,各季节大气可降水量均未通过 0.05 的显著性检验。1970-2012 年,夏季平均大气可降水量最多(48.27 mm);冬季平均大气可降水量最少(5.59 mm);春季和秋季大气可降水量相当(分别为 15.12 mm、20.62 mm),这与华北平原实际降水量的季节变化是相吻合的<sup>[21]</sup>。

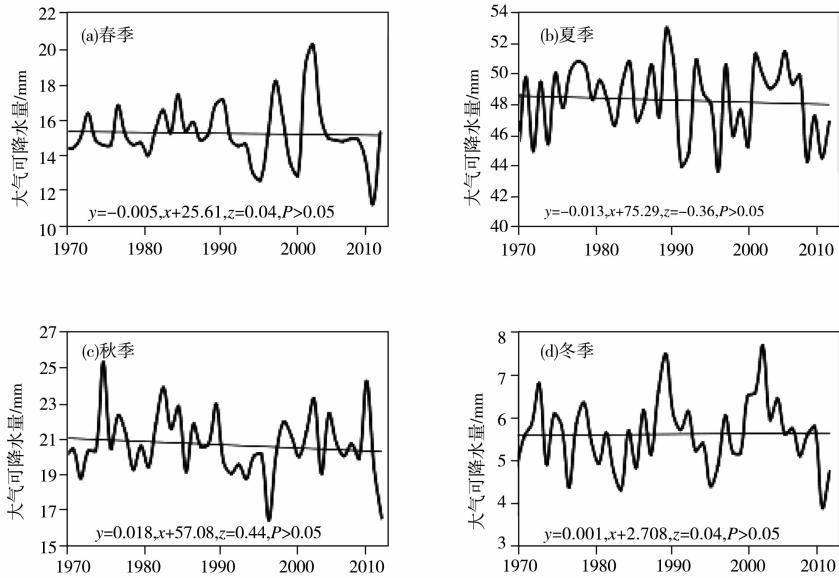


图 3 1970-2012 年华北平原各季节平均大气可降水量变化

从空间上来看,不同季节大部分站点的大气可降水量均呈减少趋势,仅张家口站点一年之中有三季的大气可降水量呈增加趋势。春季和秋季的所有站点均未通过 0.05 的显著性检验,夏季仅射阳和张家口通过 0.05 的显著性检验,而冬季仅张家口通过 0.05 的显著性检验。

春季,华北平原北部大气可降水量降低速率较大,为-0.144 mm/10a,而南部大气可降水量降低速率较

小,仅为 $-0.086\text{ mm}/10\text{a}$ 。夏季,大气可降水量下降速率由东南沿海向西北内陆逐渐降低后转为上升趋势,东部大气可降水量降低速率最大,为 $-0.385\text{ mm}/10\text{a}$ 。而位于华北平原西北部的郑州和张家口大气可降水量呈现上升趋势,其值分别为 $0.02\text{ mm}/10\text{a}$ 和 $0.05\text{ mm}/10\text{a}$ 。秋季,华北平原东部大气可降水量降低速率较快,为 $-0.355\text{ mm}/10\text{a}$ ,而华北平原北部大气可降水量呈增加趋势,其值为 $0.08\text{ mm}/10\text{a}$ 。冬季,华北平原北部和南部的大气可降水量呈现上升趋势,而华北平原中部呈现不显著的下降趋势。

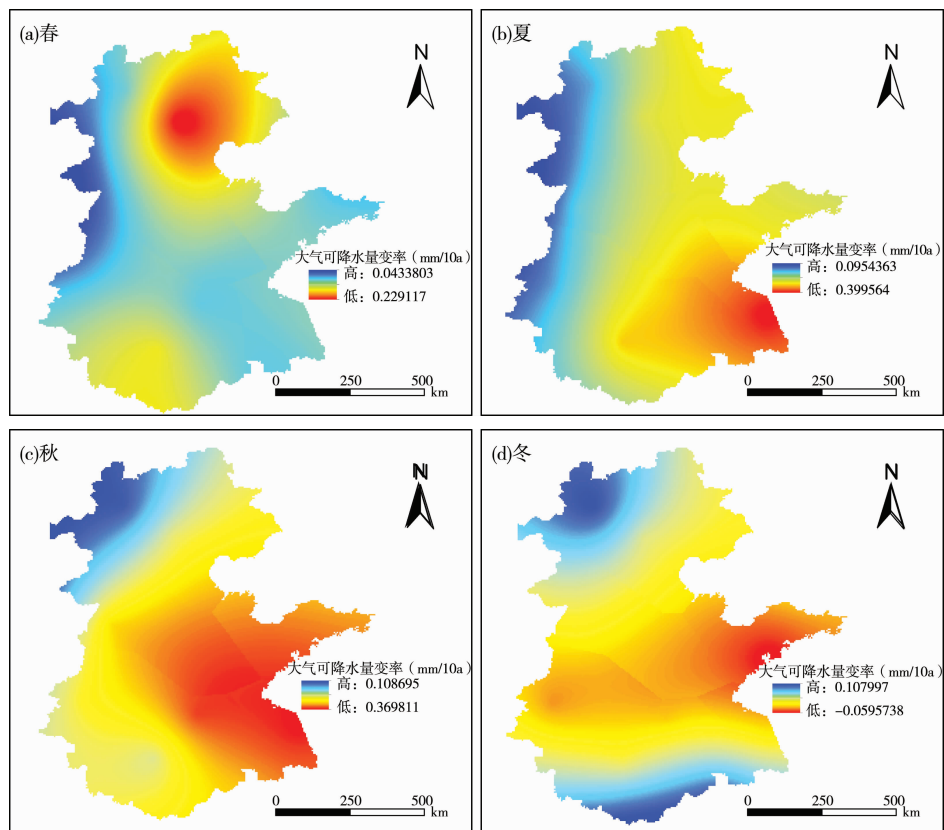


图4 华北平原各季节平均大气可降水量的空间变化

## 2.2 降水效率变化

2.2.1 年际变化. 1970-2012年,华北平原降水效率均值为 $8.42\%$ ,年平均降水效率最高值出现在1996年,高达 $10.90\%$ ,最低值出现在1999年,仅为 $6.15\%$ 。

从变化速率来看,1970-2012年华北地区年平均降水效率呈不显著减少趋势,变化速率为 $-0.01\%/10\text{a}$ ,与前人研究结果基本一致<sup>[11]</sup>。1970-2012年,华北平原降水效率变化速率具有明显的空间分布差异,研究区中有一半的站点呈现增加趋势,其中增加最明显的为邢台站点,速率为 $0.20\%/10\text{a}$ 。降水效率减少变化速率最明显的为射阳站点,速率为 $-0.20\%/10\text{a}$ ,其次为张家口( $-0.11\%/10\text{a}$ )和北京( $-0.10\%/10\text{a}$ )。

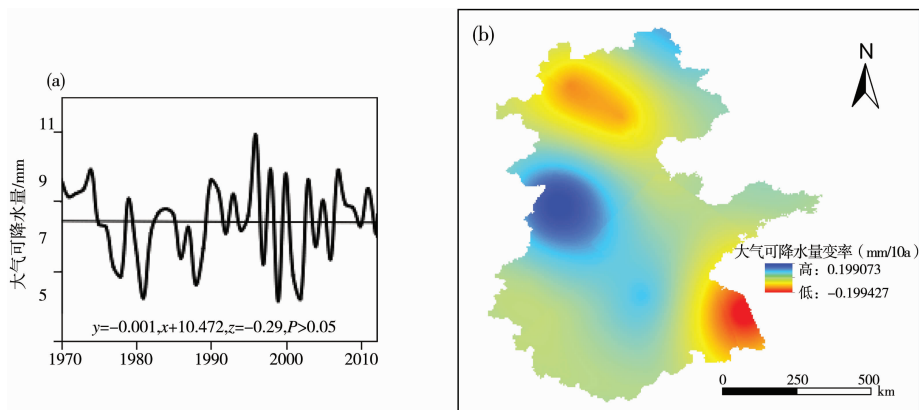


图5 1970-2012年华北平原降水效率年际变化线性趋势(a)和降水效率变化速率的空间分布(b)

2.2.2 季节变化. 1970-2012年,华北平原各季节平均降水效率在夏季最大,为 $9.12\%$ ,其次为春季( $8.37\%$ )。秋季与冬季相当,分别为 $6.96\%$ 和 $7.0\%$ 。卓嘎等<sup>[22]</sup>研究表明西藏地区夏季平均降水效率约为 $23\%$ 。

6%，班显秀等<sup>[23]</sup>分析表明沈阳夏季降水转化效率为 3%，华南夏季降水效率在 11% 左右<sup>[24]</sup>。可见，华北平原夏季降水效率处于全国中等水平，空中水资源开发潜力巨大。从各季节变化趋势(图 6a-d)来看，1970-2012 年仅夏季平均降水效率呈减少趋势，速率为 -0.066%/10a。其它季节降水效率均呈增加趋势，其中冬季增幅最大，为 0.162%/10a，春季和秋季变化较为平稳，分别为 0.008%/10a 和 0.023%/10a。各季节降水效率变化趋势均不显著，比较全年与夏季降水效率变化趋势(图 5a、图 6b)，两者变化趋势极为相似。

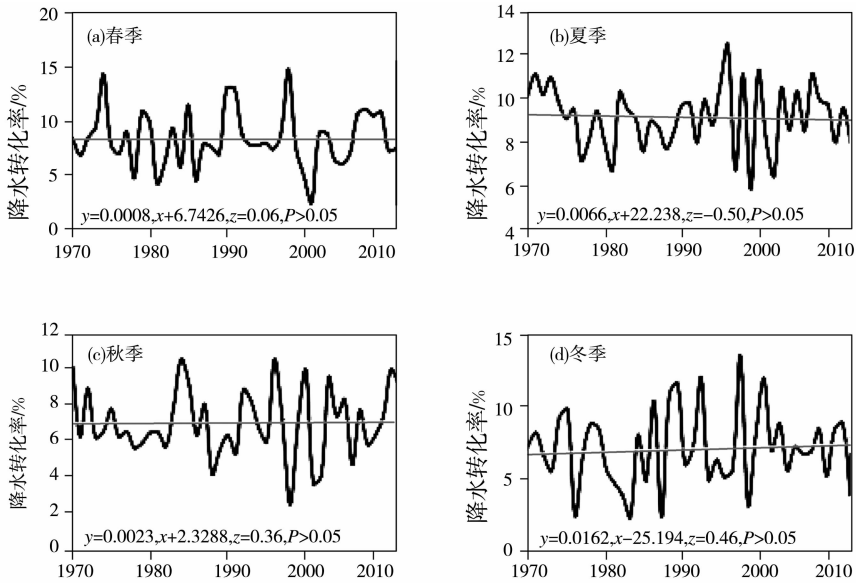


图 6 1970-2012 年华北平原降水效率季节变化及线性趋势

1970-2012 年，华北平原各季节降水效率变化的空间差异明显。春季和秋季均有 50% 的站点呈线性增加趋势，增加地区主要为北京、石家庄等华北平原北部(0.798%/10a)，而南部则呈减少态势(-0.410%/10a)。秋季也呈南部减(-0.465%/10a)北部增(0.685%/10a)的趋势。夏季，变率空间特征与春秋两季相反，表现为北部减幅较大(-0.677%/10a)，南部(0.391%/10a)和西部(0.094%/10a)呈增加趋势。冬季，仅北部降水效率呈减少趋势，为 -0.027%/10a。

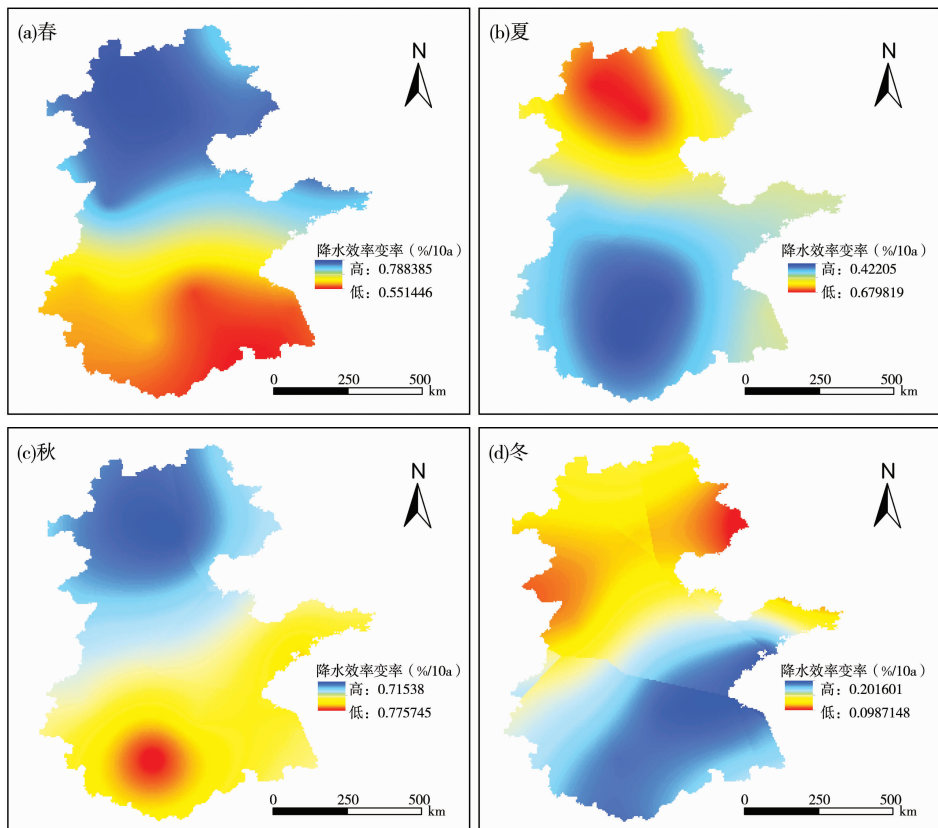


图 7 华北平原各季节降水效率的空间变化

### 2.3 降水量与大气可降水量、降水效率的关系

1970-2012年,华北平原大气可降水量与实际降水量具有显著正相关,相关系数为0.35( $P < 0.05$ ),而降水效率与实际降水量相关性更为显著,相关系数分别为0.93( $P < 0.001$ ).这表明降水效率对降水量的影响程度明显强于可降水量.

从季节来看,各季节降水效率与实际降水量相关性均显著,且均通过0.001水平相关性检验(表1).可降水量与实际降水量的关系较为复杂,春季两者通过0.001水平显著性检验,夏季和秋季通过0.05水平相关性检验,而冬季两者相关性不显著.这一方面说明春季华北平原大气可降水量对降水量的贡献最大;另一方面表明大气可降水量与降水量的关系具有明显的季节性差异.从不同区域来看(表2),华北平原各区域降水效率与降水量的均达到 $P < 0.001$ 的显著性水平,而华北平原仅南部大气可降水量与降水量的关系达到显著性水平( $P < 0.01$ ),可见大气可降水量与降水量的关系也具有明显的空间差异性.这表明降水量虽与大气可降水量有一定的关系,但与决定某地区降水效率的水汽动力条件等区域性因素的关系更为紧密.

表1 华北平原季节降水量与大气可降水量和降水效率的相关性

|      | 1970-2010年 | 春       | 夏       | 秋       | 冬       |
|------|------------|---------|---------|---------|---------|
| 可降水量 | 0.35*      | 0.64*** | 0.31*   | 0.34*   | 0.22    |
| 降水效率 | 0.93***    | 0.96*** | 0.96*** | 0.94*** | 0.96*** |

注: \*表示通过0.05显著性检验, \*\*表示通过0.01显著性检验, \*\*\*表示通过0.001显著性检验.

表2 华北平原不同区域降水量与大气可降水量、降水效率的相关性

|      | 华北平原    | 北部      | 南部      | 西部      | 东部      |
|------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 可降水量 | 0.35*   | 0.29    | 0.40**  | 0.27    | 0.28    |
| 降水效率 | 0.93*** | 0.95*** | 0.95*** | 0.91*** | 0.96*** |

注: \*表示通过0.05显著性检验, \*\*表示通过0.01显著性检验, \*\*\*表示通过0.001显著性检验.

### 2.4 大气可降水量与大气环流的相关关系

春季,亚洲纬向环流、北半球极涡面积与大气可降水量呈极显著的相关性,相关系数分别为0.451( $P < 0.001$ )和-0.522( $P < 0.001$ ),而与其它环流的相关性相对较弱.

夏季,绝大部分环流与大气可降水量的相关关系较弱,仅有亚洲区极涡强度指数与大气可降水量呈显著地负相关关系( $R = -0.386, P < 0.01$ ).隋波等<sup>[25]</sup>研究表明7-8月亚洲极涡指数较弱时,同期长江流域多雨,这与本文研究结果一致.

秋季和冬季,大气可降水量与西伯利亚高压和亚洲经向环流关系极为密切;秋季相关系数分别为-0.517( $P < 0.001$ )和-0.421( $P < 0.01$ ),冬季相关系数分别为-0.485( $P < 0.001$ )和-0.529( $P < 0.001$ ).这说明西伯利亚高压越强,大气可降水量越少.龚道溢等<sup>[26]</sup>研究表明,西伯利亚高压偏强一个标准差时,亚洲大陆的大部分地区降水量减少5%,与本文研究的西伯利亚高压对大气可降水量的影响关系一致.

表3 华北平原大气可降水量与大气环流的相关性

|           | 春季        | 夏季       | 秋季        | 冬季        |
|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|
| 北半球副高     | 0.153     | 0.109    | 0.03      | 0.193     |
| 西太平洋副高    | 0.046     | 0.078    | 0.09      | 0.185     |
| 西伯利亚高压    | -0.161    | -0.181   | -0.517*** | -0.485*** |
| ENSO      | 0.146     | -0.254   | -0.423    | 0.107     |
| 东亚槽强度     | 0.175     |          | 0.323*    | 0.391**   |
| 西藏高原      | -0.001    | 0.242    | -0.056    | 0.285*    |
| 亚洲区极涡强度指数 | 0.169     | -0.386** | 0.135     | 0.229     |
| 大西洋副高强度   | -0.002    | 0.103    | 0.191     | 0.181     |
| 南海副高强度    | 0.142     | 0.054    | -0.223    | 0.187     |
| 印度副高面积强度  | 0.356*    |          | -0.218    | 0.196     |
| 印度副高脊线    | 0.11      |          | 0.0143    | 0.216     |
| 大西洋副高面积   | -0.0001   | 0.141    | 0.175     | 0.173     |
| 亚洲纬向环流    | 0.451***  | -0.057   | 0.109     | 0.446**   |
| 亚洲经向环流    | -0.206    | -0.196   | -0.421**  | -0.529*** |
| 南方涛动      | -0.309*   | 0.194    | 0.359*    | -0.141    |
| 太阳黑子      | 0.091     | 0.091    | -0.09     | 0.321*    |
| 北半球极涡面积   | -0.522*** | -0.182   | -0.09     | -0.2      |

注: \*表示通过0.05显著性检验, \*\*表示通过0.01显著性检验, \*\*\*表示通过0.001显著性检验.

### 3 讨论

分析表明,华北平原大气可降水量变化对降水量具有一定的影响,这与前人研究结果一致<sup>[11]</sup>,但是,大气可降水量与降水量的相关性存在明显的时空差异性. 时间上,仅冬季降水量与大气可降水量的相关性不显著,这可能与该季节大尺度、高强度的大气环流有关<sup>[27]</sup>. 华北平原冬季主要受西伯利亚高压等大气环流的影响,因此该区冬季主控于环流从西北带来的干冷空气的影响,大气可降水量相对较低,而降水量的多少主要与水汽辐合或辐散有关<sup>[28]</sup>. 另外,因为冬季大尺度的天气系统削弱了复杂中小系统和热力作用对降水的影响,因而凸显了气溶胶对降水的抑制作用<sup>[29]</sup>,一定程度降上低了可降水量对降水量的影响.

空间上,除南部大气可降水量与降水量相关性较高外,其它地区两者相关性较低. 这可能与华北平原地形南北差异大有关,华北平原除南部地势较为平坦外,其它地区分别为冀北山地、山东丘陵、太行山脉等地形,地势起伏程度不同. 靳晓超和刘熙<sup>[30]</sup>指出太行山脉东侧地区地势西高东低,处于太行山迎风坡,导致空中有效水资源大于周边地区. 王秀玲等<sup>[31]</sup>指出唐山地区北依燕山,北部受地形抬升作用,提高了降水效率. 可见,地形等不同条件形成的动力条件也影响着降水量的多少. 总之,降水形成的过程复杂,降水量不仅与大气可降水量有关,还受大气环流、天气系统、地形、人为排放气溶胶等自然和人为因素的影响.

研究表明,华北平原大气可降水量在秋、冬季与西伯利亚高压和亚洲经向环流呈显著的负相关关系. 这是因为西伯利亚高压或亚洲经向环流越强,秋、冬季节盛行的西北风<sup>[32]</sup>或偏北风<sup>[33]</sup>则越强,从而将西北内陆更多的干空气吹入华北平原,降低了大气可降水量. 春季,大气可降水量与北半球极涡面积呈显著负相关,原因是春季华北平原仍然受西北气流的控制,北半球极涡面积越大,该区受干冷空气的影响程度越大<sup>[33]</sup>,从而导致大气可降水量偏少. 夏季,大气可降水量与亚洲区极涡指数强度呈显著负相关,这是由于当极涡强度偏弱时,南亚地区海平面气压明显偏高,即极涡对亚洲区海平面的气压梯度具有显著影响,从而影响到亚洲夏季风<sup>[34]</sup>,进而使大气可降水量增多.

### 4 结论

(1) 1970-2012年,华北平原大气可降水量呈不显著下降趋势,速率为 $-0.10\text{ mm}/10\text{a}$ ,其中秋季下降速率最大,速率为 $-0.18\text{ mm}/10\text{a}$ . 空间上,华北平原东南部大气可降水量降低速率较大.(2) 近40多年来,华北平原年平均降水效率呈不显著减少趋势,速率为 $-0.01\%/10\text{a}$ ,空间上,华北平原东南部和西北部降水效率呈减少趋势,而中部呈增加趋势.(3) 1970-2012年,华北平原大气可降水量与降水量基本存在显著的正相关关系,但冬季两者相关性不显著. 空间上,仅华北平原南部大气可降水量和实际降水量存在显著的正相关性. 而降水效率与实际降水量在各时空尺度上均具有极显著的正相关关系.(4) 春季,大气可降水量与北半球极涡面积的相关性最高( $-0.522, P < 0.001$ );夏季,亚洲区极涡强度指数与大气可降水量呈显著的负相关关系( $-0.386, P < 0.05$ );秋冬季,大气可降水量均与西伯利亚高压和亚洲经向环流呈现极显著的负相关关系.

### 参 考 文 献

- [1] 翟盘茂,周琴芳. 中国大气水分气候变化研究[J]. 应用气象学报,1997,8(3):342-351.
- [2] 杨红梅,葛润生,徐宝祥. 用单站探空资料分析对流层气柱水汽总量[J]. 气象,1998,24(9):8-11.
- [3] 刘园园,周顺武,吴斐斐,等. 近45a郑州夏季大气可降水量及其降水转化率分析[J]. 干旱气象,2013,03:486-490.
- [4] 张书萍. 华北空中水资源年代际变化及其与大尺度海-陆温度变化的关系[D]. 北京:中国气象科学研究院,2011.
- [5] 刘园园. 河南省空中大气水汽含量演变特征及其与夏季降水的关系[D]. 南京:南京信息工程大学,2013.
- [6] 杨广基. 华北地区的可降水特征及趋势估计[J]. 高原气象,1999,16(4):668-677.
- [7] 张玉香,李晓静,顾行发. 利用太阳光度计测值估算北京上空水汽含量[J]. 遥感学报,2006,(05):749-755.
- [8] 韩军彩. 华北地区空中水汽含量的演变特征[D]. 南京:南京信息工程大学,2011.
- [9] 王旭丹,王立亚. 华北地区水汽含量及降水量分布特征分析[J]. 水电能源科学,2010,28(09):5-7.
- [10] 曹丽青,余锦华,葛朝霞. 华北地区大气水汽含量特征及其变化趋势[J]. 水科学进展,2005,(03):439-443.
- [11] 张秉祥,韩军彩,陈静,等. 华北地区空中水汽含量与降水量的关系[J]. 干旱气象,2012,30(02):207-214.
- [12] Zhu J, Che H, Xia X, et al. Analysis of water vapor effects on aerosol properties and direct radiative forcing in China[J]. Science of The Total Environment, 2009,650:257-266.

- [13] Shi F, Xin J, Yang L, et al. The first validation of the precipitable water vapor of multisensor satellites over the typical regions in China [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2018, 206: 107-122.
- [14] 张扬, 李宝富, 陈亚宁. 1970-2013年西北干旱区空中水汽含量时空变化与降水量的关系[J]. *自然资源学报*, 2018, 33(6): 1043-1055.
- [15] 杨保东, 银燕, 段英, 等. 河北地区大气水汽含量分布特征及其变化趋势的初步分析[J]. *内蒙古气象*, 2007(2): 10-12+38.
- [16] Liu M, Shen Y, Zeng Y, et al. Trend in pan evaporation and its attribution over the past 50 years in China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2010, 20(4): 557-568.
- [17] 刘敏, 沈彦俊. 海河流域近50年水文要素变化分析[J]. *水文*, 2010, 30(6): 74-77.
- [18] 阿多, 熊凯, 赵文吉, 等. 1960-2013年华北平原气候变化时空特征及其对太阳活动和大气环境变化的响应[J]. *地理科学*, 2016, 36(10): 1555-1564.
- [19] 丁一汇. 天气诊断分析[M]. 北京: 北京科技出版社, 1990.
- [20] 陈哲, 杨溯, 刘靓珂. 1979-2012年中国探空相对湿度资料的非均一性检验与订正[J]. *气象*, 2015, 11: 1374-1382.
- [21] 张良, 张强, 冯建英, 等. 祁连山地区大气水循环研究(II): 水循环过程分析[J]. *冰川冻土*, 2014, 36(5): 1092-1100.
- [22] 卓嘎, 边巴次仁, 杨秀海, 等. 近30年来西藏地区大气可降水量的时空变化特征[J]. *高原气象*, 2013, 32(1): 23-30.
- [23] 班显秀, 房彬. 沈阳夏季降水效率分析[J]. *安徽农业科学*, 2011, 39(24): 14928-14930.
- [24] 马晓波. 华北地区水资源的气候特征[J]. *高原气象*, 1999, 18(4): 520-524.
- [25] 隋波, 隋戈, 隋丹. 太平洋副热带高压、西风环流、极涡指数变化与中国夏季降水相关的研究[J]. *地理科学*, 2007, 27(s1): 69-77.
- [26] 龚道溢, 朱锦红. 西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响分析[J]. *高原气象*, 2002, 21(1): 8-14.
- [27] 孙照渤, 刘华, 倪东鸿. 中国华北地区冬季降水异常特征及其与大气环流和海温的关系[J]. *大气科学学报*, 2017, 40(5): 577-586.
- [28] 陈思宇, 黄建平, 付强, 等. 气溶胶对我国中东部地区秋季降水的影响[J]. *热带气象学报*, 2012, 28(3): 339-347.
- [29] 靳晓超, 刘熙. 邯郸地区空中水资源分布特征及开发潜力分析[J]. *现代农业科技*, 2017, 13: 212-214.
- [30] 王秀玲, 刘光河, 武瑞焕. 唐山地区空中云水资源特征及开发潜力分析[J]. *中国农学报*, 2013, 2929: 190-194.
- [31] Ding Y H, Krishnamurti T N. Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon [J]. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 2428-2449.
- [32] 周淑贞. 气候学与气象学[M]. 北京: 高等教育出版社, 1997.
- [33] 徐青竹. 中国东部春季降水的演变特征及其与大气环流和海温的关系[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2015.
- [34] 张恒德. 极涡的活动特征与数值模拟及其对我国气候的影响[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2005.

## Spatiotemporal Variation of Precipitable Water and Its Influencing Factors in the North China Plain During 1970-2012

TIAN Xiao-lei LI Bao-fu LI Xue-wei LI Ting ZHU Ming-bo WANG Long-fei

(School of Geography and Tourism, Qufu Normal University, Rizhao 276826, China)

**Abstract** Based on meteorological data of radiosonde stations and ground stations in North China Plain from 1970 to 2012, a variety of statistical methods were used to analyzing the temporal and spatial variation characteristics of atmospheric precipitable water and its influencing factors. The results show that: (1) From 1970 to 2012, the average annual precipitable water of the North China Plain showed no significant downward trend with a rate of  $-0.10\text{mm}/10\text{a}$ . Among them, the rate of decrease in precipitable water in autumn is the highest, which is  $-0.18\text{mm}/10\text{a}$ . In space, the annual mean precipitable water in southeastern China decreased significantly more than that of the northwest. (2) In the past 40 years, the average precipitation efficiency in the North China Plain has been basically stable with a rate of  $-0.01\%/10\text{a}$ . (3) On the annual and seasonal scales, the correlation between the precipitable water change of the North China Plain and precipitation is only insignificant in winter. In spatiality, only the average annual water vapor content and precipitation in southern North China Plain showed a significant positive correlation. Precipitation efficiency and precipitation are significantly correlated at all scales. (4) The polar vortex area in the Northern Hemisphere and the polar vortex intensity in the Asian region have great effects on the changes of the precipitable water in spring and summer, respectively. In the autumn and winter, the precipitable water is closely related to the Siberian high and the meridional circulation in Asia.

**Key words** atmospheric precipitable water; precipitation efficiency; atmospheric circulation; spatiotemporal variation; North China Plain