2020年4月 PLATEAU

第39卷 第2期

雷华锦,马佳培,李弘毅,等, 2020. 基于分位数映射法的黑河上游气候模式降水误差订正[J]. 高原气象, 39(2): 266-279. LEI Huajin, MA Jiapei, LI Hongyi, et al, 2020. Bias Correction of Climate Model Precipitation in the Upper Heihe River Basin based on Quantile Mapping Method[J]. Plateau Meteorology, 39(2): 266-279. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2019. 00104.

基于分位数映射法的黑河上游 气候模式降水误差订正

雷华锦^{1,2},马佳培^{1,2},李弘毅¹,王 建^{1,3},邵东航⁴,赵宏宇^{1,2}
(1.中国科学院西北生态环境资源研究院,甘肃 兰州 730000;
2.中国科学院大学,北京 100049;
3.江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心,江苏南京 210023;
4.电子科技大学,四川 成都 611731)

摘要:区域气候模式降水弥补了高寒山区气象站点稀少的缺陷,是水文模拟的重要驱动变量。然而,高 寒山区模式输出降水的总量和频率都存在较大不确定性。因此,改进了用于降水频率纠正的分位数映 射法(Quantile Mapping,QM),对中尺度数值预报模式(Weather Research and Forecasting model,WRF) 模拟的黑河上游日降水输出数据进行误差订正。选取第95分位和第98分位降水量为阈值,选择2004-2009年为建模时段,2010-2013年为验证时段,使用分段拟合的方法建立传递函数,侧重于对极端降水 进行单独订正。研究结果表明:该方法不仅对降水空间分布有明显的改善,对极端降水也有很好的订正 效果。订正前模式模拟日降水与台站之间的均方根误差为3.41 mm·d⁻¹,绝对偏差为115.67 mm·y⁻¹,订 正后均方根误差减少为3.11 mm·d⁻¹,绝对偏差有明显改善,为60.3 mm·y⁻¹。订正后流域内年降水空间 分布更加合理,年降水量也更接近于观测降水插值结果,其空间相关系数由0.74改善为0.94。春、夏季 订正效果优于秋、冬季,其中夏季订正效果较为明显,订正前降水偏差百分比在-0.1~0.1以内的区域面 积仅占流域总面积的28%,而订正后占比增加至66%。同时,该方法对极端降水有较好的订正效果,减 小了日降水强度(SDII)和极强降水量(R99p)的模拟偏差,订正后的第95分位模拟降水与观测降水插值 的相关系数由0.15提高到0.48。本研究为站点稀少的黑河上游提供了一种更有效的误差订正方案,有 利于为寒区水文研究获取更精确的降水数据。

关键词:黑河上游;气候模式降水;分位数映射法;误差订正 文章编号:1000-0534(2020)02-0266-14 中图分类号:P426.61 文献标识码:A DOI:10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00104

1 引言

水是全球气候模式和水文模型的重要组成部分,精确的降水数据对估算水量平衡及理解水循环 过程至关重要(Chen et al, 2015;叶柏生等, 2007; Li et al, 2018)。但是要获得精确的降水数据是十 分困难的,尤其是在高海拔地区(Groisman et al, 1975; 王磊, 2017)。高海拔地区地形复杂,站点稀 疏且分布不均,直接使用站点插值结果作为水文模 型驱动要素效果并不理想。

区域气候模式(Regional Climate Model, RCM) 降水是地面站点的重要补充,它能获得区域连续长 时间序列的降水,拥有较高的时间分辨率,具有重 要的利用价值(Tang et al, 2019)。区域气候模式 (RCM)是采用动力降尺度的方法对全球气候模式 (Global Climate Model, GCM)进行降尺度。由 Dickinson et al(1989)和Giorgi et al(1990)最先提出

收稿日期: 2019-08-15; 定稿日期: 2019-11-26

资助项目:科技基础资源调查专项(2017FY100503);国家自然科学基金项目(41971399);青海省基础研究项目(2020-ZJ-731) 作者简介:雷华锦(1996-),女,四川雅安人,硕士研究生,主要从事寒区水文研究.E-mail:leihuajin@lzb.ac.cn 通信作者:李弘毅(1981-),男,四川西充人,副研究员,主要从事积雪遥感和寒区水文模拟研究.E-mail:lihongyi@lzb.ac.cn

并应用到气候模拟中,它能弥补低空间分辨率的 GCM与区域或流域尺度水文模型之间的差距 (Fowler et al, 2007)。随着 RCM 的不断发展和完 善,近年来,大量的RCM降水数据被应用于水文 研究中(Ba et al, 2018; Pelt et al, 2009; Chen et al, 2013; Fekete et al, 2004)。然而, 由于数据来源、 空间分辨率、下垫面信息和参数化方案不同以及模 式自身误差,模式降水数据与同时段的观测降水相 比,仍存在较大误差(Eutschbein et al, 2012),尤其 是降水分布较为复杂的山区(潘小多等, 2011, 2012)。有研究表明,将模式输出结果不经过任何 误差订正,直接用于水文研究中,会进一步放大降 水偏差,导致更多的不确定性(Wood et al, 2002; Feddersen et al, 2005; Hagemann et al, 1920)。为 改善模拟精度,为水文模型提供一套更为精确的驱 动数据,对模式模拟降水进行订正是必不可少的 (Chen et al, 2011; Roosmalen et al, 2011)_o

误差订正(bias correction)已取得了很多的研 究进展,国内外已有不少学者使用站点观测数据 来订正气候模式的输出结果(童尧等, 2017; Teng et al, 2015, 刘绿柳等, 2012; 吴蔚等, 2018)。误 差订正方法可分为总量订正和频率订正。其中总 量订正常用方法主要有扰动法(delta change approach, DC)(Hay et al, 2000)和线性缩放法(linearscaling, LS)(Lenderink et al, 2007), 扰动法将气候 变化信号(CCS)按比例添加到日或月尺度的观测降 水中,计算得到未来气候。线性缩放法LS根据观 测值和模拟值的差异,对月降水进行订正,理论上 使得订正后的模拟月降水与观测值高度一致。扰 动法简单易行,但它对整个降水序列进行了订正, 只考虑了均值的变化,未考虑其变异性,对极端降 水的订正效果较差(Graham et al, 2007); 线性缩放 法同样只改变了该时间序列的降水总量,且上述两 种方法均不能对频率进行修正(Eutschbein et al, 2012)。频率订正方法弥补了总量订正的不足,可 以通过订正不同降水强度的频率分布来间接订正 降水的变异性及降水总量。分位数映射法是典型 的频率订正方法,是近年来国际上降水资料误差订 正的主流方法(Cannon et al, 2015; Gudmundsson et al, 2012), 它在非独立误差订正方面具有优势, 能对降水的数值和频率分布进行订正。该方法认 为降水在长时间序列上会有一个相对稳定的概率 分布函数, 而模拟降水的概率分布应服从于观测降 水的概率分布。目前已有很多学者运用该方法开 展误差订正工作(Reiter et al, 2018; Justine et al,

2017)。Piani et al(2010)使用基于Gamma分布的概率密度函数对RCM模拟的欧洲日降水数据进行误差订正,结果表明该方法订正整体效果较好。随后又提出通过观测值和模拟值之间构建传递函数TF 调整降水。周林等(2014a,2014b)使用该方法对PRECIS 区域输出结果进行订正。Themeβl et al (2011)使用6种订正方法对阿尔卑斯地区的RCM 降尺度日降水进行订正,结果表明分位数映射法效 果最佳,尤其是在高值区,适用于订正极端降水 事件。

目前,大多数QM研究都是基于某种理论分布 函数构建传递函数的,即假定数据服从于某种函数 分布(如Gamma, Weibull等), 但在高寒山区, 当观 测数据不能很好的满足函数分布时,订正效果并不 理想(Lafon et al, 2013)。Gutjahr et al(2013); Gudmundsson et al(2012)研究认为,基于经验的QM法 表现优于基于理论分布函数的QM法。此外,由于 地形、风速等因素的影响,高寒山区观测降水通常 被低估,其中降雪受风速的影响损失更大(何晓波 等,2009;赵求东等,2014),而目前的误差订正研 究侧重于对模式输出数据误差的订正,并未考虑观 测降水风速修正对模式输出降水订正结果的影响。 Yang et al(1995)指出: 在降水观测中, 风速引起的 动力损失是主要的误差来源,风速越大,雨量计的 捕捉率就越低,它可使固态降水观测值比实际降水 量偏小。同时,有研究表明(李弘毅等,2009, 2012;郑勤等,2018),祁连山区高海拔地区风速 大,导致降雪观测值与实际降雪量存在较大偏差。

本研究拟考虑风速引起的观测降水损失对订 正效果的影响,结合高寒山区的降水特征,使用基 于经验分布的分位数映射法对不同强度的降水单 独进行频率订正,为高寒山区提供一套更适用的降 水订正方法。本文以黑河上游为研究区域,选择 2004年1月至2009年12月作为建模时段,2010年1 月至2013年12月作为验证时段,基于分位数映射 法,使用误差修正后的观测降水插值结果对WRF 模式输出降水逐个格点建立传递函数,将建模时段 所建立的传递函数用于验证时段进行频率订正,为 水文模拟研究提供更精确的驱动数据。

2 研究区概况及数据来源

2.1 研究区概况

黑河流域是中国西北地区第二大内陆河流,位于 河西走廊中部。选取黑河流域上游为研究区(图1)。 控制站点为莺落峡水文站(38°48′N,100°11′E),



River Basin. The stations in the frame at the top right are interpolation stations, the grey area represents the entire Heihe River basin and the black area represents the upper reaches of Heihe River

上游分为东西两岔,东岔名为八宝河,西岔为野牛 沟河。流域地势南高北低,地形复杂,气候寒冷。 黑河上游流域面积为10009 km²,海拔为1704~ 4883 m,降水量随海拔升高而增加,年平均降水量 在200 mm以上,在高山区最高可达700 mm,降水 主要集中在夏季。上游河川径流量在春季以冰雪 融水和地下水补给为主,夏秋季以降水补给为主, 径流年内分配不均匀,年际变化较大。黑河上游形 成的径流是中游和下游农业灌溉的主要供给,有利 于整个流域社会经济的发展(程国栋等,2006)。

2.2 数据来源

本研究所需资料包括DEM数据、WRF模式输 出降水数据以及观测降水数据。DEM数据为90 m 分辨率的 SRTM4 (Shuttle Radar Topography Miss) 数据,WRF模式输出降水数据来自西部数据中心 黑河流域2000-2015年大气驱动数据集(潘小多等, 2013)(http://westdc.westgis.ac.cn/),数据空间分 辨率为0.05°×0.05°,时间分辨率为1h。该数据为 WRF3.1气候模式输出结果,采用双层嵌套方案,第 一层范围为32.6°N-47.4°N,92.4°E-107.6°E,第 二层覆盖整个黑河流域(37°N-43°N, 96.6°E-103.4°E),初始场采用空间分辨率为1°的FNL (NCAR-NCEP's Final Analysis)数据(Pan et al, 2012)。降水观测资料选用黑河周围的气象站点 2004-2013年观测数据,其中,葫芦沟气象数据来 自于西部数据中心(陈仁升等, 2014a, 2014b), 其 余数据来自中国气象数据网(http://data.cma.

cn/),包括逐日降水、风速和气温。由于流域内站 点稀少(仅有野牛沟和祁连站),因此选取流域内及 其周围的8个气象站点用于结果验证(表1),能较 好地反映流域整体情况。

表1 流域及其周围气象台站信息

Table 1	Information about meteorological stations in
	the basin and surrounding area

			-	
站名	经度	纬度	海拔/m	时间范围
刚察	100. 11°E	37. 25°N	3302.4	2004-2013年
张掖	100. 46°E	38. 91°N	1483.7	2004-2013年
祁连	100. 24°E	38. 19°N	2788.5	2004-2013年
野牛沟	99. 58°E	38. 42°N	3320.0	2004-2013年
山丹	101.08°E	38. 78°N	1765.9	2004-2013年
托勒	98. 02°E	39. 03°N	3368.3	2004-2013年
高台	99. 79°E	39. 36°N	1332.9	2004-2013年
永昌	101.58°E	38. 18°N	1976. 5	2004-2013年
葫芦沟	99. 88°E	38. 27°N	2981.0	2012-2013年

3 研究方法

使用分位数映射法(QM)对WRF模式降水分 段进行误差订正,而观测降水数据本身存在的误差 会高估或低估模拟降水偏差,影响订正结果。因此 需要对降水观测数据进行误差修正。同时,为评价 分位数映射法对模式降水误差的订正效果,本文使 用相关系数(R)、平均绝对误差(MAE)、均方根误 差(RMSE),年降水偏差(ΔP)、平均日降水强度 (SDII)等评价因子对订正前后的流域降水从数值上 和空间上进行对比分析。

3.1 观测降水误差修正

由于雨量桶观测过程中的损失,观测降水通常 小于实际降水,尤其是高山地区,降雪的观测损失 更大。降水观测误差主要包括蒸发损失、湿润损 失、微量降水及动力损失。本文首先对2004-2013 年所有站点进行误差修正,使用经过误差修正后的 站点数据进行后续模拟降水订正与结果分析。

使用杨大庆等(1988)提出的我国标准雨量桶 降水误差方法,具体公式如下:

式中: P_{o} 为修正后的降水; P_{s} 为观测降水; ΔP_{w} 、 ΔP_{t} 分别表示湿润损失和微量降水;CR为捕捉率,表示观测降水和实际降水量之比;1/CR为修正系数。高山地区蒸发较小,因此修正时不考虑蒸发损失。

我国标准雨量桶捕捉率与风速的关系如下(杨

 $2001)_{\circ}$

大庆等,1990):

*CR*_{snow} = exp(-0.056*W_s*)·100,0<*W_s*<6.2 (2) *CR*_{rain} = exp(-0.04*W_s*)·100,0<*W_s*<7.3 (3) *CR*_{mixed} = *CR*_{snow} - (*CR*_{snow} - *CR*_{rain})·(*T_d* - *T_r*)/(*T_r* - *T_s*) (4)
式中: *T_r*, *T_s*表示降雨和降雪的临界温度。设定 *T_r*=
2 °C, *T_s*=-2 °C,温度高于2 °C时为降水,低于-2 °C
时为降雪,介于两者之间则为雨夹雪(Yang et al,

降水观测的湿润损失大小主要取决于降水类型。我国标准雨量桶每次观测湿润损失,降水或雨夹雪为0.29 mm,降雪为0.3 mm,(杨大庆等,1990;Yang,1988)。由于我国标准雨量计的观测精度为0.1 mm,因此将降水量低于0.1 mm的微量降水按0.1 mm进行修正(Ye et al, 2004)。

3.2 站点插值

由于流域内气象站点稀疏,且高寒山区降水受 海拔的影响更为明显(Wang et al, 2017), 仅使用简 单的插值方法对气象站点进行插值,会使得流域降 水空间分布不合理(贾洋等, 2018)。因此本文将高 程作为插值变量,扩大流域的插值范围,增加插值 样本点,以获得一套更合理的插值降水。选用流域 周围的34个气象站点进行插值,气象站点均经过 降水误差修正。其空间范围为35.22°N-42.7°N, 94.41°E-103°E,同时预留出葫芦沟和山丹作为独 立验证点,不将其作为样本点参与插值。本文使用 的插值站点均为长时间序列的国家气象站点,原因 在于后续的降水频率订正需要用长时间序列的降 水来构建传递函数,研究区内虽然有其他的观测数 据,但其观测时间较短,插值站点时间的不统一可 能会影响降水的稳定性,而且不能代表长时间序列 的降水特性,不适合用于模式降水频率订正。此 外,研究区内除国家站点外的多数降水测量都是安 装在气象塔5m处的简易降水测量,只是作为降水 观测的参考,并不适合于用做格点数据的插值和 验证。

尽管流域内的插值站点较少,但增加其周围的 站点数量会增加整个插值范围的整体密度,影响降 水与海拔之间的关系以及插值过程中的全局参数, 使其在有限的观测数据条件下获得相对较优的插 值结果。具体插值方法分为三步:首先将DEM重 采样为1km的分辨率,使用三维薄板样条函数插 值月降水总量,然后使用普通克里金方法插值逐日 降水相对于月降水的比例,最后结合日降水比例与 月降水插值结果得到逐日降水数据,将插值结果聚 合到流域范围,水平分辨率与模式模拟降水一致, 为0.05°×0.05°。

3.3 分位数映射法

分位数映射法(Quantile-Mapping,QM)是基于 频率分布的订正方法,认为观测降水和模拟降水在 频率分布上是一致的。该方法通过建立模拟降水 和观测降水之间的传递函数,对模拟降水进行订 正。本文基于分段拟合法建立传递函数,使用观测 降水对WRF模式模拟降水逐格网进行订正,具体 方法如下:

(1) 计算累计分布函数(Cumulative distribution function, CDF)。选择2004-2009年降水数据 对模拟降水和观测降水进行升序排序,将日降水量 大于0.1 mm的降水日视为有效降水日,同时将降 水分为100个区间,最小区间内使用线性插值的方 法。使用建模时段的降水序列分别计算模拟降水 和观测降水插值中每个格点的累计概率密度值,计 算方法如下:

$$pdf(x) = \int_{a}^{b} f(x) dx \quad , \tag{5}$$

$$cdf(x) = \int_{0}^{x_{p}} pdf(x) dx \quad , \tag{6}$$

式中: x为降水量; pdf(x)为降水量在[a, b]区间内的频率分布; cdf(x)为降水量小于某一降水阈值 x_p 时的累计概率分布, 当 x_p 为降水最大值时, 累计概率为1。

(2)构建传递函数(Transfrom Function, TF)。 由于降水量多为低值降水,直接对整个降水序列进 行订正,对于中小强度降水订正效果较好,但对于 极端降水则效果较差。为了更好地捕捉极端降水, 利用某一降水概率阈值将常规值与极端值分段,对 每段数据分别进行误差订正。通过参数调整,确定 累计降水概率的最优阈值为95%和98%,通过建模 时段模拟值与观测值之间的CDF。由于两者之间 的关系更接近于线性关系,且线性拟合精度要优于 非参数拟合,因此,在大于98%和小于95%的两段 中使用线性的方法拟合订正系数[图4(a)],将订正 参数用于构建整个降水序列的传递函数(包括大于 98%和小于95%的中间段)。理论上使得订正后的 累计分布函数与观测值相同。方法如下:

$$TF(x) = \begin{cases} a_{0} \cdot x , & x < x_{95th} \\ a_{0} + a_{1} \\ 2 \\ a_{1} \cdot x , & x > x_{95th} \end{cases} (7)$$

$$cdf_{obs}[TF(x)] = cdf_{sim}(x) , (8)$$

式中: x_{95th}和x_{98th}分别表示第95分位和第98分位的降水量; TF(x)为传递函数; a₀和a₁分别代表小于95% 部分和大于98%部分的订正系数; cdf_{obs}和 cdf_{sim}分别 表示观测降水插值和模拟降水的累计概率分布。

(3)使用建模时段的传递函数对验证时段 (2010年1月至2013年12月)的模式降水逐个格网 进行订正,最终得到整个流域的降订正结果。

$$x_{\rm cor} = TF(x_{\rm sim}) \quad , \tag{9}$$

式中: x_{sim}为模拟输出值; x_{cor}为订正值。

3.4 结果分析方法

数据验证与对比分为两部分。第一部分为站 点验证。分位数映射法是对长时间序列的模拟降 水频率分布进行订正,从而给出更加合理的降水强 度分布,而不是直接使用站点降水总量对模拟的降 水进行订正。因此,采用站点降水总量对频率订正 后的模拟降水数据进行验证是合理的。本文将站 点观测值作为真实值,将该站点所处的格网订正前 后的模拟降水量与观测值进行时间序列对比。

第二部分则从整个流域的空间分布和数值上 进行对比分析。使用站点插值后的格点数据对订 正前后的模拟降水进行对比。本文选用以下5个指 标对结果进行分析对比,分别为相关系数(*R*)、平 均绝对误差(*MAE*)、均方根误差(*RMSE*)、年降水 偏差(*ΔP*)、平均日降水强度(*SDII*)和极强降水量 (R99p)。其中平均日降水强度为年降水量与降水 日数(日降水量大于1 mm)之比,年降水偏差为模 拟值或订正值与观测值的年平均降水偏差,极强降 水量为日降水量大于99%分位数的总降水量。其 他各指标计算方法如下:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x - \bar{x})(x_{obs} - \bar{x}_{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x - \bar{x})^2 (x_{obs} - \bar{x}_{obs})^2}} , \qquad (10)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} |x - x_{obs}| , \qquad (11)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x - x_{obs})^2} \quad , \tag{12}$$

式中:当进行单点验证时,n为降水次数;当计算流 域范围内指标时,n为格点数。x为模拟降水量或订 正降水量;x为模拟平均值或订正平均值;x_{obs}和x_{obs} 为观测降水及其算术平均值。R越靠近于1,则说 明模拟值或订正值更接近于观测数据。MAE、 RMSE 越小,表示模拟值或订正值与观测值之间的 误差越小。

4 数据合理性评价

象

由于降水订正使用的数据为修正后站点降水的插值结果,并非直接的观测数据。为了保证降水 订正结果的合理性和可靠性,需要对降水订正所用 到的输入数据进行评价,包括观测降水修正结果和 降水插值结果。

4.1 观测降水修正结果

以流域周围的8个气象站点为例对观测降水修 正结果进行分析,所有站点都不同程度的进行了损 失修正。从图2可以看出,风速引起的动力损失是 最主要的误差来源,而微量降水所占修正比例较 少,年修正量在1.98~3.46 mm之间。同时,结合 表2可知,年降水量较高的台站其修正量也较高, 其中野牛沟站最高,修正量为100.5 mm。主要原 因在于流域高海拔地区降水量较高,而风速也较





站名	总修正量/	观测降水/	修正后降水/	修正损失
	mm	mm	mm	(CF)
刚察	98.0	407.1	505.1	1.24
张掖	36.9	144.3	181.2	1.26
祁连	70.6	421.0	491.7	1.17
野牛沟	100. 5	480.9	581.4	1.21
山丹	48.7	219.9	268.6	1.22
托勒	73.3	343.1	416.4	1.21
高台	33.5	124.0	157.6	1.27
永昌	56.0	215.2	271.2	1.26

大,因此由风速引起的动力损失也相对较大。站点 修正系数(修正系数(Correction coefficient, CF)为 实际降水与观测降水之比)在1.17~1.27之间。这 说明各站点实际降水均被低估了20%左右。

观测降水修正是影响降水总量的关键,经过修 正后的站点观测降水高于修正前的降水,观测降水 修正是对所有的有效降水日进行整体的各项损失 修正,因此对降水总量的影响极大,同时会改变高 风速部分的降水频率分布。若使用未修正的站点 观测降水进行误差修正,则会高估正偏差,低估负 偏差,可能导致订正结果更偏离真实值。

4.2 降水插值结果验证

为分析流域插值降水合理性,使用山丹站 2004-2013年和葫芦沟2012-2013年经过修正后 的站点降水对插值降水进行独立验证,同时增加 WRF模式对应的格点数据进行对比,以突出插值 降水和模拟降水之间的差异性。将这两个站点作

为独立验证点的原因在于葫芦沟流域位于黑河流 域中,海拔较高,而山丹位于流域周围低海拔地 区,这两个站点在一定程度上可代表流域不同海拔 的插值情况。此外,由于流域内站点稀少,若过多 的预留验证点,站点密度过低得到的插值结果会影 响降水频率订正的效果。对比结果显示,插值降水 效果较好且更接近于观测降水。山丹的插值格点 年均降水为259.3 mm,十分接近于268.6 mm的站 点观测降水, 而模拟的年均降水则偏低, 为204 mm。 同时,插值降水与站点(表3)之间的相关系数, MAE 以及 RMSE 分别为 0.82, 0.72 mm·d⁻¹, 1.67 mm·d⁻¹,均优于模拟降水。葫芦沟流域插值结果与 站点降水偏差较小, 2012年和2013年的观测降水 分别为 372.4 mm 和 608.4 mm, 插值降水分别为 389.1 mm 和 630.6 mm(其中 2012 年 8 月 2 日至 10 月2日缺测)。葫芦沟插值降水与台站之间的相关 系数为0.78,其余评价指标表现也较好。

表3 葫芦沟和山丹站降水插值、模拟值以及观测值对比结果

Table 3 Comparsed the interpolated, simulated and observed precipitation in Hulugou and Shandan

	R		$MAE/(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{d}^{-1})$		$RMSE/(mm \cdot d^{-1})$		年均降水量/mm		
	TSP	WRF	TSP	WRF	TSP	WRF	Measured	TSP	WRF
葫芦沟	0.79	0.57	0.65	1.07	2. 23	3.66	608.4	630. 6	792.1
山丹	0.82	0.33	0.72	1.19	1.67	3.17	268.6	259.3	204

表中葫芦沟年均降水为2013年降水,山丹年均降水为2004-2013年年均降水,其中TSP表示插值降水

总的来说, 插值降水结果具有一定的合理性, 较符合站点观测降水, 且其误差都在一定范围内。 高寒山区站点稀少, 缺少高精度的流域降水, 用误 差可控范围内的插值降水去订正模式降水是较为 合理的, 使用插值降水去订正模式降水可以减少模 式降水与观测降水之间的误差, 具有一定的订正效 果, 使得订正后的模拟降水表现更好。

5 结果与分析

5.1 站点验证

从累计频率分布以及累计降水分布曲线(图 3)分析,订正后WRF降水从频率和降水量上都有 明显改善。从频率上看,站点累计频率在0.9以内 的降水都发生在0~10mm之间,订正前观测和模拟 降水的频率分布差异主要集中在0.95以内,主要 原因是中小型降水占总降水量的比例较大,而极端 降水所占的比例较小,QM订正后WRF模拟降水的 累计分布曲线更符合观测降水,其中,极端降水 (大于0.9)的累计分布曲线更接近于观测降水,订 正后模拟降水的最大值与观测降水的偏差减小。 从年均降水上看,观测年均降水与模拟年均降水差 异较大,不同程度上的高估或低估了降水,而订正 后大部分站点偏差都明显减小。野牛沟订正前模 拟年均降水量为464.9 mm,订正后为515.4 mm, 观测值为558 mm。托勒订正前模拟年均降水量为 190.6 mm,订正后为306.9 mm,观测值为409 mm。 两个站点的年均降水偏差分别由93.1 mm,218.4 mm 减少为42.6 mm,102.1 mm,订正效果较为明显。

经过QM订正后各站模拟年均降水平均偏差 (表4)明显减小,由原来的115.67 mm减小为60.3 mm。订正前平均相关系数和均方根误差分别为 0.41和3.41 mm·d⁻¹,订正后分别为0.42和3.11 mm·d⁻¹,总体误差有所改善。

尽管总体上订正效果较好,但部分站点出现了 过度订正的情况,即订正后更偏离观测值,如山丹 站订正前年降水偏差为27.37 mm,而订正后反而 增加到63.81 mm。图4是山丹站的传递函数及降 水订正效果。从图4中可以看出,山丹位于流域北 部低海拔地区。使用传递函数进行订正之后,低值 降水得到了很好的改善,更接近于观测值,而高值



Fig. 3 Cumulative frequency and average annual precipitation before and after the correction in Yeniugou and Tuole

站点		订正前		 订正后			
	R	$RMSE/(mm \cdot d^{-1})$	$ \Delta P /(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{y}^{-1})$	<i>R</i>	$RMSE/(mm \cdot d^{-1})$	$ \Delta P /(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{y}^{-1})$	
野牛沟	0.49	3.64	93.20	0.51	3. 59	42.69	
托勒	0.36	3.32	218.37	0.40	3.48	102.12	
张掖	0.31	2.84	7.25	0.36	2.40	10.09	
山丹	0.37	3.24	27.37	0.42	2.73	63.81	
永昌	0.29	3.78	175.31	0.28	3.72	127.54	
祁连	0.45	3.88	50.44	0.46	3. 52	17.89	
刚察	0.46	4. 99	277.77	0.43	3. 53	56.62	
高台	0.52	1.87	75.67	0.50	1.91	61.60	
平均值	0.41	3. 41	115.67	0.42	3. 11	60.30	

表 4 各站点订正前后降水对比 Table 4 Comparison of precipitation before and after correction at each station

表中加粗字体为所有站点的平均值

降水订正结果仍然存在一定偏差。主要原因在于 站点年均降水量较少(年均251.8 mm),降水主要 集中在低值区,构建传递函数时,低值区的样本点 较多,可以构建出稳定的传递函数,而极端降水的 传递函数时,从图4(a)可以看出,用于构建极端降 水传递传递函数的样本点较少,函数拟合度不高, 且不稳定,从而使得订正后的极端降水效果较差。 其次,流域内站点稀少,不可能完全代表高海拔地 形复杂地区的降水分布特征,也是导致订正结果不 理想的原因之一。

5.2 流域年均降水

订正后的模拟的年降水空间分布更合理,年均

降水量更接近于观测降水插值结果。模拟降水量 空间分布极不均匀[图5(b)],流域南面降水量偏 高,而西北面以及北面地区降水偏低。订正前流 域内模拟降水年平均降水量为674.7 mm,流域内 13%的格点降水量大于1000 mm,降水最大值高 达1711.6 mm,而观测降水插值得到的[图5(a)] 年平均降水量为605.7 mm,最大值为782.9 mm, 尽管模拟降水与降水插值在年均降水上数值相差 不大,但空间分布差异非常明显。订正后[图5(c)] 的年平均降水都在1000 mm以内,年均降水为604 mm,在总量上更接近于观测降水插值结果,年降 水空间相关系数由0.74增加至0.94。平均绝对误 差和均方根误差分别由0.25 mm·d⁻¹,2.41 mm·d⁻¹ 减少至0.06 mm·d⁻¹,0.49 mm·d⁻¹。总而言之,该 方法对于年平均降水量和空间分布订正效果 明显。









5.3 流域季节偏差

与观测降水插值对比表明,从季节偏差来看, 流域内季节偏差分布与降水量和地形有关,且春、 夏季订正结果优于秋、冬季。流域内年内降水变动 大,夏季降水占全年总降水的70%左右,因此模拟 降水偏差值主要集中在夏季。夏季[图6(a)]流域 北部存在较大负偏差,而南部存在较大正偏差,偏 差百分比在-0.48~1.4之间,偏差最大值为590.3 mm,而订正后[图6(c)]偏差百分比在-0.23~0.18 之间,偏差最大值减小为69 mm,除部分地区出现 了小范围过订正的情况外,夏季格网偏差百分比 都在-0.1~0.1之间的面积占比高达66%,而订正 前仅为28%。订正前(表5)平均绝对误差为0.24 mm·d⁻¹,订正后为0.08 mm·d⁻¹,均方根误差由 1.44 mm·d⁻¹减小至0.42 mm·d⁻¹。

冬季降水偏差空间分布[图6(b)]与夏季一致, 即流域南部为正偏差,北部为负偏差。冬季订正效 果[图6(d)]略低于夏季,其偏差百分比订正前为 -0.61~2.69,订正后为-0.5~0.96。分位数映射法 对冬季降水正偏差的订正效果较好,而对负偏差并







无明显改善,且订正后负偏差更大,这就使得订正 后的年均降水量略低于观测降水插值。订正前冬 季偏差百分比在-0.1~0.1以内格网占总格网面积 的15%,而订正后增加为23%。总体上冬季降水偏 差有所改善,冬季订正前后(表5)平均绝对误差分 别为0.5 mm·d⁻¹、0.28 mm·d⁻¹,均方根误差分别为 0.11 mm·d⁻¹、0.05 mm·d⁻¹。可以看出,该方法对 于偏差较大的区域订正效果更明显。

通过比较订正前后 2010-2013 年模拟降水与 观测降水插值的月平均降水(图7),春季和夏季的 订正结果优于秋季和冬季,秋冬季出现了过订正的 情况,主要区域为莺落峡水文站所处的低海拔地 区。同时从站点验证可看出,低海拔地区所在站点 订正后效果较差。

5.4 流域极端降水验证

图8给出了观测降水插值与订正前后模拟降水 的强降水指数(SDII)和极强降水量(R99p)分布。 从图8中可以看出,从强降水指数(SDII)来看,订 正后的极端降水在空间上和数值上都更符合观测 降水插值。黑河流域WRF模式降水强度相对于插 值降水强度偏高。订正前流域内降水强度平均值

表 5 WRF 模拟降水订正前后各季节平均绝对误差和 均方根误差

Table 5	The mean absolute error (MAE) and root-mean-
square	error (RMSE) of each season before and after
bia	s correction of WRF simulated precipitation

	平均绝对设 /(mm	吴差(<i>MAE</i>) u·d ⁻¹)	均方根误差(<i>RMSE</i>) /(mm·d ⁻¹)		
	订正前	订正后	订正前	订正前	
春	0.39	0.2	0.64	0.28	
夏	0.24	0.08	1.44	0.42	
秋	0.23	0.11	0.34	0.14	
冬	0.5	0.28	0.11	0.05	
年均	0.25	0.06	2.41	0.49	

表中加粗部分为最显著的订正结果

为 6. 29 mm·d⁻¹,最大值为 10. 09 mm·d⁻¹,而经过 订正后的日降水强度在 5. 06~7. 06 mm·d⁻¹之间,平 均值为 5. 92 mm·d⁻¹,更接近于 5. 77 mm·d⁻¹的观测 降水插值。订正前后降水强度空间相关系数由 0. 31 变为 0. 46。

订正后的极强降水(R99p)略有改善,主要为极 值的改善。订正前[图8(e)]模拟的极强降水东南





部出现高值,而北部出现低值,由此可知,流域降 水偏差主要由极端降水引起,当极端降水得以改善 时,流域的降水分布才更加合理。流域内观测降水 插值[图8(d)]的极强降水平均值为56.7 mm, 订正 前模拟的极强降水量为60.4 mm, 而订正后[图8 (f)]为56.2 mm, 与观测降水插值更为接近, 订正 前后的相关系数由0.26增加至0.46, 有所提高。

然而,该方法对低海拔地区的极端降水订正效 果不佳。订正前莺落峡水文站所处区域的降水强 度与观测降水插值更为接近,反而订正后高估了其 降水强度。其订正前降水强度为5.01 mm·d⁻¹,订 正后为5.65 mm·d⁻¹,而观测降水插值为4.69 mm·d⁻¹。由于该区域订正后年均降水量[图5(a)] 略低于观测值[图5(c)],而降水强度为年总降水量 与降水日数的比值,这就说明订正后的降水日数偏 高。可能原因是低海拔地区发生的降水次数较少, 其有效降水日数不足以构建较为稳定的传递函数, 尤其是极端降水部分[图4(a)],从而使得订正结果 不理想。



黑色线框为莺落峡水文站所处区域



最后,对长时间降水序列第95分位(强降水),第99分位(极强降水),第99分位(极强降水),第99.9分位(超强降水)所有格点的降水量进行对比(图9),可统称为极端降水。结果显示,WRF模式对极端降水的模拟效果较差,订正前(表6)第95分位,第99分位,第99.9分位的降水模拟值和观测值(*R*=0.15, *R*=0.01和*R*=0.07)相关性极小。经过QM订正

后,尽管相关系数始终较低,但所有百分位的情况 都有改善,尤其是第95分位(R=0.48)效果显著。 订正前第95分位,第99分位,第99.9分位的平均 绝对误差分别为0.24,0.23和0.26 mm·d⁻¹,订正 后减小为0.1,0.15和0.18 mm·d⁻¹。同时,各分 位数模拟降水与观测降水插值之间的均方根误差 也有改善。



Fig. 9 Scatterplots of the 95th, 99th and 99. 9th percentiles precipitation for all grid point pairs

表 6 订正前后第 95、99、99.9分位模拟降水与观测插值降水的对比结果

 Table 6
 Comparison of simulation precipitation and interpolated precipitation at 95th, 99th

and 99.9th percentiles	before and	after	correction
------------------------	------------	-------	------------

第95分位数			第99分位数			第99.9分位数			
	R	$MAE / (\mathbf{mm} \cdot \mathbf{d}^{-1})$	$RMSE/(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{d}^{-1})$	R	$MAE /(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{d}^{-1})$	$RMSE /(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{d}^{-1})$	R	$MAE / (\mathbf{mm} \cdot \mathbf{d}^{-1})$	RMSE /(mm·d ⁻¹)
订正前	0.15	0.24	4.37	0.01	0. 23	7.17	0.07	0.26	9.7
订正后	0.48	0.1	1.80	0.23	0.15	4. 59	0.35	0.18	5.78

6 结论与讨论

以黑河上游为例,基于分段函数的分位数映射法,使用分段拟合法建立传递函数,并考虑观测降水的风速误差修正,使用2004-2009年修正后的站点数据和WRF模式输出降水建立传递函数,对2010-2013年的降水进行频率订正。通过对订正前后WRF模拟降水数值和空间分布上的对比分析,得出以下结论:

(1)模式模拟降水在数值、空间分布、频率上 都有着明显的非系统误差。分位数映射法能有效 的订正模式降水频率和总量。订正后的模式降水 与站点观测降水对比,其绝对偏差和均方根误差都 有所改善,格点降水的频率分布也与观测降水更加 符合。此外,该方法对流域内降水量的空间分布有 显著的改善,尤其是偏差较大的区域,其订正效果 更为明显。

(2)该方法可以分别对中小型降水和极端降水进行单独订正,订正后流域内中小型降水和极端降水频率分布更符合观测降水插值频率分布,且流域年均降水量更接近于降水插值。

(3)该方法对春夏季的订正效果优于秋冬季。 夏季订正前后均方根误差由1.44 mm·d⁻¹减小至 0.42 mm·d⁻¹。夏季订正前降水偏差百分比在-0.1~ 0.1以内的区域占流域总面积的28%,订正后占流 域面积的66%,而冬季从15%提高为23%。

(4)分段拟合订正对极端降水的订正效果显 著,年平均降水最大值由1711.6mm减少至879.1 mm,流域内降水强度(SDII)均值和极强降水量 (R99p)均更接近观测值,空间相关系数分别由原来 的0.31,0.26改善至0.49,0.46。

总的来说,改进后的分位数映射法对模式模拟 降水在数值和空间分布上都有很好的效果,尤其是 对极端降水有很好的改善。但由于模式分辨率以 及地形的影响,局部地区订正效果并不明显。此 外,插值得到的面降水量并不能代表实际的流域降 水量,流域内的稀疏站点分布本身就存在误差,高 寒山区的气象站点可能并不能完全代表周围地区 的降水分布,观测降水数据对复杂地形的代表性还 有待进一步验证。同时,WRF模式对高海拔地形 复杂地区的降水模拟精度也有待提高。要获得更 为准确的高寒山区降水数据,不仅需要一套好的降 水订正方案,高精度高分辨率的模式输出降水也十 分必要。

参考文献:

- Ba W, Du P, Liu T, et al, 2018. Simulating hydrological responses to climate change using dynamic and statistical downscaling methods: A case study in the Kaidu River Basin, Xinjiang, China[J]. Journal of Arid Land, 10(6): 905–920.
- Cannon A J, Sobie S R, Murdock T Q, 2015. Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? [J]. Journal of Climate, 28(17): 6938–6959.
- Chen J, Brissette F P, Chaumont D, et al, 2013. Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two North American river basins[J]. Journal of Hydrology, 479: 200–214.
- Chen J, Brissette F P, Leconte R, 2011. Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology [J]. Journal of Hydrology (Amsterdam), 401(3/4): 190–202.
- Chen R, Liu J, Kang E, et al, 2015. Precipitation measurement intercomparison in the Qilian Mountains, north-eastern Tibetan Plateau[J]. The Cryosphere, 9(5): 1995–2008.
- Dickinson R E, Errico R M, Giorgi F, et al, 1989. A regional climate model for the western United States [J]. Climatic Change, 15 (3): 383-422.
- Eutschbein C, Seibert J, 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods [J]. Journal of Hydrology (Amsterdam), 456–457: 12–29.
- Feddersen H, Andersen U, 2005. A method for statistical downscaling of seasonal ensemble predictions [J]. Tellus, Series A (Dynamic Meteorology and Oceanography), 57(3): 398–408.
- Fekete, Balázs M, Vörösmarty, et al, 2004. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates [J]. Journal of Climate, 17(2): 294–304.
- Fowler H J, Blenkinsop S, Tebaldi C, 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling[J]. International Journal of Climatology, 27(12): 1547–1578.
- Giorgi, Filippo, 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model [J]. Journal of Climate, 3(9): 941-964.
- Graham L P, Hagemann S, Jaun S, et al, 2007. On interpreting hydrological change from regional climate models [J]. Climatic Change, 81(Suppl 1): 97–122.
- Groisman P Y, Koknaeva V V, Belokrylova T A, et al, 1975. Overcoming biases of precipitation measurement: A history of the USSR experience [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 72(1991): 1725–1834.
- Gudmundsson L, Bremnes J B, Haugen J E, et al, 2012. Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using

statistical transformations – a comparison of methods[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 16(9): 3383–3390.

- Gudmundsson L, Bremnes J B, Haugen J E, et al, 2012. Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping-a comparison of methods [J]. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 9(5), 6185 - 6201.
- Gutjahr O, Günther H, 2013. Comparing precipitation bias correction methods for high-resolution regional climate simulations using COSMO-CLM[J]. Theoretical and Applied Climatology, 114(3/ 4): 511-529.
- Hagemann S, Chen C, Haerter J O, et al, 1920. Impact of a statistical bias correction on the projected hydrological changes obtained from three GCMs and two hydrology models[J]. Journal of Hydrometeorology, 12(4): 556–578.
- Hay L E, Wilby R L, Leavesley G H, 2000. A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States. [J]. Jawra Journal of the American Water Resources Association, 36(2): 387–397.
- Justine R, Frederique S, Laurent L, 2017. A quantile mapping bias correction method based on hydroclimatic classification of the Guiana Shield[J]. Sensors, 17(6): 1413-1429.
- Lafon T, Dadson S, Buys G, et al, 2013. Bias correction of daily precipitation simulated by a regional climate model: A comparison of methods [J]. International Journal of Climatology, 33 (6) : 1367–1381.
- Lenderink G, Buishand A, Van D W, 2007. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: Direct versus delta approach[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 11(3): 1145–1159.
- Li C, Tang G, Hong Y, 2018. Cross-evaluation of ground-based, multi-satellite and reanalysis precipitation products: Applicability of the triple collocation method across mainland China[J]. Journal of Hydrology, 562: 71-83.
- Pan X, Li X, Shi X, et al, 2012. Dynamic downscaling of near-surface air temperature at the basin scale using WRF-a case study in the Heihe River Basin, China[J]. Frontiers of Earth Science, 6 (3): 314-323.
- Pelt S C V, Kabat, Maat H W T, et al, 2009. Discharge simulations performed with a hydrological model using bias corrected regional climate model input [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 12(12): 2387–2397.
- Piani C, Haerter J O, Coppola E, 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe [J]. Theoretical and Applied Climatology, 99(1/2): 187–192.
- Reiter P, Gutjahr O, Schefczyk L, et al, 2018. Does applying quantile mapping to subsamples improve the bias correction of daily precipitation? [J]. International Journal of Climatology, 8 (4) : 1623-1633.
- Roosmalen L V, Sonnenborg T O, Jensen K H, et al, 2011. Comparison of hydrological simulations of climate change using perturbation of observations and distribution-based scaling [J]. Vadose Zone Journal, 10(10): 136–150.

象

- Tang X, Zhang J, Wang G, et al, 2019. Evaluating suitability of multiple precipitation products for the Lancang River Basin[J]. Chinese Geographical Science, 29(1): 37–57.
- Teng J, Potter N J, Chiew F H S, et al, 2015. How does bias correction of regional climate model precipitation affect modelled runoff? [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 19 (2) : 711–728.
- Themeßl M J, Gobiet A, Leuprecht A, 2011. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models [J]. International Journal of Climatology, 31(10): 1530–1544.
- Wang Y, Yang H, Yang D, et al, 2017. Spatial interpolation of daily precipitation in a high mountainous watershed based on gauge observations and a regional climate model simulation[J]. Journal of Hydrometeorology, 18(3): 845–862
- Wood, Andrew W, 2002. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States [J]. Journal of Geophysical Research, 107(D20): 4429.
- Yang D, 1988. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi River basin, Tianshan[D]. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, 169.
- Yang D, Goodison B E, Metcalfe J R, et al, 1995. Accuracy of Tretyakov precipitation gauge: Result of WMO intercomparison[J]. Hydrological Processes, 9(8): 877–895.
- Yang D, Goodison B, Metcalfe J, et al, 2001. Compatibility evaluation of national precipitation gage measurements [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 106(D2): 1481–1491.
- Ye B, Yang D, Ding Y, et al, 2004. A bias-corrected precipitation climatology for China [J]. Journal of Hydrometeorology, 5 (6) : 1147-1160.
- 陈仁升, 韩春坛, 宋耀选, 等, 2014a. 葫芦沟流域 2012年10m 气象 梯度数据集[Z]. 黑河计划数据管理中心, DOI: 10.3972/hei-he.078.2014.db.
- 陈仁升, 韩春坛, 宋耀选, 等, 2014b. 葫芦沟流域 2013 年 10m 气象 梯度数据集[DB]. 黑河计划数据管理中心. DOI: 10. 3972/hei-he. 078. 2014. db.
- 程国栋,肖洪浪,徐中民,等,2006.中国西北内陆河水问题及其应 对策略一以黑河流域为例[J].冰川冻土,28(3):406-413.
- 何晓波,叶柏生,丁永建,2009. 青藏高原唐古拉山区降水观测误 差修正分析[J]. 水科学进展,20(3):403-408.

- 贾洋,崔鹏,2018. 高山区多时间尺度 Anusplin 气温插值精度对比 分析[J]. 高原气象,37(3):757-766. DOI: 10.7522/j. issn. 1000-0534.2017.00072.
- 李弘毅, 王建, 白云洁, 等, 2009. 黑河上游冰沟流域典型积雪期水 文情势[J]. 冰川冻土, 31(2): 293-300.
- 李弘毅,王建,郝晓华,2012. 祁连山区风吹雪对积雪质能过程的 影响[J]. 冰川冻土,34(5):1084-1090.
- 刘绿柳,任国玉,2012.百分位统计降尺度方法及在GCMs日降水 订正中的应用[J].高原气象,31(3):715-722.
- 潘小多,李新,2011. 水平分辨率对WRF模式的影响研究——以黑 河流域WRF模拟为例[J]. 科研信息化技术与应用,2(6): 126-137.
- 潘小多, 李新, 2013. 黑河流域 2000-2015 年大气驱动数据集[DB].黑河计划数据管理中心. DOI: 10.3972/heihe.019.2013. db.
- 潘小多,李新,冉有华,等,2012. 下垫面对WRF模式模拟黑河流 域区域气候精度影响研究[J]. 高原气象,31(3):657-667.
- 童尧,高学杰,韩振宇,等,2017.基于RegCM4模式的中国区域日尺度降水模拟误差订正[J].大气科学,41(6):1156-1166.
- 王磊, 陈仁升, 宋耀选, 2017. 高寒山区面降水量获取方法及影响 因素研究进展[J]. 高原气象, 36(6): 1546-1556. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2017. 00007.
- 吴蔚,梁卓然,刘校辰,2018. CDF-T方法在站点尺度日降水预估 中的应用[J]. 高原气象,37(3):796-805. DOI: 10.7522/j. issn. 1000-0534.2017.00064.
- 杨大庆,姜彤,张寅生,等,1988.天山乌鲁木齐河源降水观测误差 分析及其改正[J].冰川冻土,10(4):384-400.
- 杨大庆, 施雅风, 康尔泗, 等, 1990. 乌鲁木齐河源高山区固态降水 对比测量的主要结果[J]. 科学通报, 36(13): 1105-1109.
- 叶柏生,杨大庆,丁永建,等,2007.中国降水观测误差分析及其修 正[J].地理学报,62(1):3-13.
- 赵求东,叶柏生,何晓波,等,2014. 唐古拉山区 Geonor T-200B 雨 雪量计日降水观测误差修正[J]. 高原气象,33(2):452-459. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00013.
- 郑勤, 陈仁升, 韩春坛, 等, 2018. 祁连山 TRwS204 与中国标准雨 量筒降水观测对比研究[J]. 高原气象, 37(3): 747-756. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2018. 00039.
- 周林,潘婕,张镭,等,2014. 气候模拟日降水量的统计误差订正分 析——以上海为例[J]. 热带气象学报,30(1):137-144.
- 周林,潘婕,张镭,等,2014. 概率调整法在气候模式模拟降水量订 正中的应用[J]. 应用气象学报,25(3):302-311.

Bias Correction of Climate Model Precipitation in the Upper Heihe River Basin based on Quantile Mapping Method

LEI Huajin^{1, 2}, MA Jiapei^{1, 2}, LI Hongyi¹, WANG Jian^{1, 3}, SHAO Donghang⁴, ZHAO Hongyu^{1, 2}

(1. Northwest Institute of Eco-Environmental Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. Geography of Jiangsu Province Collaborative Innovation Center for Information Resources Development

and Utilization, Nanjing 210023, Jiangsu, China;

4. University of Electronic Science and Technology, Chengdu 611731, Sichuan, China)

Abstract: Regional climate model precipitation makes up for the deficiency of scarce meteorological stations in the alpine and cold mountains, which is an important variable of hydrological simulation. However, there is great uncertainty of model outputs in alpine region, both in the total amount and frequency. In view of this, we have improved the existing quantile mapping method (OM) for precipitation frequency correction, and corrected the daily precipitation simulated by WRF model of the upper reaches of Heihe river. Precipitation at the 95th and 98th percentiles were selected as the threshold, and 2004–2009 as the modeling period and 2010–2013 as the validation period. The transfer function was established by piecewise fitting method, focusing on correct the simulated extreme precipitation separately. The results show that the method not only has a significant improvement on the spatial distribution of precipitation, but also has a great correction effect on extreme precipitation. Before the correction, the *RMSE* between the sinulated and the stations precipitation was 3. 41 mm \cdot d⁻¹, and the absolute deviation was 115. 67 mm \cdot y⁻¹. After correction, the *RMSE* was reduced to 3. 11 mm \cdot d⁻¹, and the absolute deviation was significantly improved to 60.3 mm \cdot y¹. The spatial distribution of annual precipitation in the basin improved obviously, and the annual precipitation amount is closer to the precipitation interpolated, the spation correlation coefficient increased from 0. 74 to 0. 94. The correction effect in spring and summer is better than that in autumn and winter, among which the correction effect in summer is the most obvious. Before the correction, precipitation deviation during -0. 1~0. 1 only accounts for 28% of the total area of the basin, while after the correction the proportion increased to 66%. At the same time, this method performs well in extreme precipitation correction, reduces the simulation deviation of simple daily intensity index (SDII) and very extremely precipitation (R99p), the correlation coefficient of simulated and interpolated precipitation at the 95th percentiles was improved from 0.15 to 0.48. This study provides a more effective bias correction method for the upper Heihe river with scarce stations, which is conducive to obtaining more accurate precipitation data for the hydrological research of the cold regions.

Key words: The upper Heihe River; climate model precipitation; quantile mapping method; bias correction