

基于 GIS 降水空间分析的逐步插值方法^{* 1}

周锁铨¹ 薛根元² 周丽峰³ 孙琪¹ 康娜¹

1 南京信息工程大学, 气象灾害与环境变化重点实验室, 南京, 210044

2 浙江省气象局, 杭州, 310002

3 陕西省气象台, 西安, 710015

摘 要

根据长江中上游 697 个气象观测站 1971—2000 年 30 年降水资料, 利用逐步回归方法和地理信息技术 (GIS), 建立了平均季降水和年降水与 4 km 分辨率的 DEM、坡向、坡度等地形数据的回归方程, 并通过了信度为 0.05 的 *F*-检验, 将降水量中地形影响部分分离出来。在此基础上, 发展了逐步插值方法 (SIA), 并与 GIS 技术和多元逐步回归方法结合, 显著提高了年、季降水空间分布的计算精度。结果表明: SIA 季节降水空间分布的相对误差为 6.86%, 绝对误差为 13.07 mm, 平均变差系数为 0.070, 平均相关系数为 0.9675; 年降水量的绝对误差为 72.1 mm, 相对误差为 7.34%, 平均变差系数为 0.092, 相关系数达到了 0.9605。对 SIA 年平均降水量的分析表明, 采用 3—5 步的 SIA 计算, 就可以显著提高计算精度, 绝对误差由 211.0 mm 下降到 62.4 mm, 相对误差由 20.74% 下降到 5.97%, 变差系数从 0.2312 下降到 0.0761, 相关系数由 0.5467 提高到 0.9619, SIA 方法 50 步的计算表明, SIA 计算的结果一致收敛于观测值。

关键词: 长江中上游, 降水资源, 空间分析, 逐步插值。

1 引 言

随着地球科学及交叉学科的发展, 需要对降水量分布做较高空间分辨率的分析, 特别是在陆面水文过程研究中有着重要意义^[1-2]。通常通过邻近气象站雨量, 利用降水的空间分布关系进行推算和插值^[2-8]。为寻找更好的方法, 有些作者对不同的插值方法作了比较^[9-12], 这些方法包括统计回归法、空间插值法及两者结合的综合法等^[13-14]。统计回归模型就是建立降水与空间位置、地形及其他影响降水因子间的关系, 推算降水的空间变化。Sevruk 等^[15]在小流域降水分布研究中考虑了坡向、坡度和海拔高度的影响, Germann^[16]根据降水观测值与地形的关系建立了精度较高的统计分布模式, Woltling 等^[17]利用主成分分析法分析了地形对降水分布的影响。最近, Marquínez^[18]考虑了多个地形变量, 计算 30

年月平均降水量的标准误差为 10%, 绝对误差为 8.1—26.1 mm, 大约为观测值的 13%—19%。统计回归模型在研究范围较小、影响降水分布的地形因子明确时效果较好, 但空间较大时计算的降水分布误差则较大。

空间插值法利用多种数学模型拟合未采样点的降水信息, 常用方法有样条函数法^[19]、多项式法、Kriging 法和距离权重法等^[20]。样条函数法和多项式法要求曲面光滑至少二次可微, 但降水的空间分布是一个不连续、不光滑的曲面。Kriging 法对具有大气平流作用影响气象要素的插值较为成功^[21], 但“不精确 (inexact)”的 Kriging 插值法, 计算值与实测值不一致, 不能输出曲面的“锐峰”和“锐谷”; 距离权重法 (IDW, Inverse Distance Weight)^[20]估值精度高于 Kriging 法, 而且插值结果的平滑程度较小, 但所取的权重是简单的距离平方倒数, 这不能准确

* 初稿时间: 2005 年 3 月 3 日; 修改稿时间: 2005 年 5 月 30 日。

资助课题: 国家自然科学基金 (40128001/D05, 49375248), 中国科学院遥感研究所开放基金 (SK050004), 浙江省科研 (C33) 项目 (2004C33082)。

作者简介: 周锁铨, 1961 年生, 男, 博士, 教授, 江苏丹阳人, 主要从事气候资源分析研究。zhou suoquan@jssmail.com.cn。

地表达降水的空间分布。此外,插值方法还需考虑方法以外的因素,如样本数量的限制^[14],要结合数据本身的特点选择合适的插值方法等^[13]。

综合法是将统计模型同空间插值相结合的方法。用统计模型可反映降水在空间上的宏观变化,尤其消除了海拔高度对降水量空间分布的影响;根据测站的观测值与统计模型计算值的差,即站点剩余值,用较理想的插值法在空间上插值,可减少统计模型在局部位置上的误差。这是相对较好的算法^[22],对年平均降水量空间分布效果较好^[23],误差为 11.1%^[24]。GIS 在气象要素的空间分析中得到了应用。基于 GIS 的空间插值可进一步减少误差,提高插值精度,使降水空间分布的研究有了新平台,如利用近 30 年平均降水量空间数据库^[22],计算并分析降水量的时空变化,显示地理信息能有效改善降水空间插值和推算效果;东北 3 省降水和湿度空间分布的数学模型所得结果与实况值较为吻合^[25]。

上述分析表明,应根据降水资源空间分布特点选择插值方法,因为即使是 Kriging 法,对降水资源的插值也可能不适用;应充分考虑降水资源空间分布的物理机制^[26];在现有的插值方法中,还没有较好的方法能有效处理计算误差以提高计算精度,特别是对降水的空间分析,计算误差还相当大^[21-27],年均降水量相对误差达到 17.8%—33.5%,且研究范围越大,计算误差越大。为此,本文提出利用 GIS 技术,考虑地形对降水影响的逐步插值法(SIA, Stepwise Interpolation Approach),能根据计算的要求,逐步提高降水空间插值的精度。

2 研究区域及资料

2.1 研究区域

根据国家自然科学基金和 973 项目的要求,研究区域选在长江中上游,流域范围覆盖湖北、湖南、四川、重庆、青海、西藏和陕西部分地区,位于 25°—36°N, 90°—115°E;流域大部分处于亚热带季风气候区,温暖湿润,年均降水量达 1100 mm,植被类型十分丰富、品种繁多,地表类型复杂;该地区有三峡工程等大型水利工程,地形复杂,降水空间、时间分布的变化较大,季节性降水明显,是暴雨频繁发生的地区,降水与地理空间有一定的关系,是研究长江中上游水资源、地-气系统相互作用和洪涝灾害的理想区域。

2.2 降水资料

本文收集了 1971—2000 年长江中上游多达

697 个气象观测站最新的逐日降水量资料,其中在本流域内有 420 站。这些站分布在长江中上游的 7 个省、市,其中一级基准站 243 个,二级基准站 454 个,分布在贵州省(79 个)、重庆市(33 个)、湖北省(76 个)、湖南省(97 个)、陕西省南部(28 个)和四川省(141 个),这是第一次在长江中上游地区使用如此密集的最新观测资料。由于该地区降水季节性较强,为此对 30 年平均的年和 4 个季节降水的空间分布作分析。为保证区域边界计算的准确性,还使用了本区域外围 79 个站的降水资料。

2.3 GIS 资料

原始 DEM 资料的分辨率为 1 km,考虑到长江流域范围较大,栅格总数达到 288 万个以上,计算量非常大,因此在 UTM(Universal Transverse Mercator)坐标中将 DEM(Digital Elevation Model)降尺度到 4 km 的分辨率上,利用 GIS 软件的三维分析功能,计算长江中上游的坡度和坡向。在此基础上,利用 ArcGIS 中的 Workstation,截取长江中上游的流域范围。

3 研究方法

3.1 统计分析

在山区特别是坡地上,由于空气扰动和阻滞作用,降水与海拔高度、坡向、坡度有密切的关系,因此,考虑山区降水时,坡度、坡向是不可忽略的因子。为此本文采用统计方法,建立地形要素与降水量间的回归方程,得到地形与降水的关系,并对此关系作信度检验,以确定地形与降水在统计意义上的关系,进而计算栅格上的降水量,并认为这是地形影响产生的降水部分^[28]。测站降水量、海拔高度由观测资料得到,坡向、坡度根据测站位置由 DEM 求得。预测点海拔高度、坡向、坡度由 UTM 坐标的 DEM 求得。参考 Marquínez 近期的工作,采用式(1)表示地形对降水空间分布的影响。从观测资料得到降水的地形影响部分为

$$P(x', y') = P_0 + a_{11}z(x', y') + a_{12}z(x', y')^2 + a_{21}d(x', y') + a_{22}d(x', y')^2 + a_{31}s(x', y') + a_{32}s(x', y')^2 \quad (1)$$

其中 $z(x', y')$ 为海拔高度, (x', y') 为站点坐标, $d(x', y')$ 和 $s(x', y')$ 分别为相应坡向和坡度, a_{ij} 为系数。但仅用统计回归还难以完全反映降水的空间分布,计算值必然与实测值有较大误差,事实证明这一

思路无法提高空间插值的精度,因而需要利用逐步插值方法做进一步处理。

3.2 逐步插值方法

许多插值方法对插值后的剩余误差没有进一步的处理方法,难以减少插值的误差。统计回归模型计算降水分布,在研究范围越大,影响降水因素越多,气候类型越复杂时,就越难得到普遍适用的回归方程,误差也就越大,且在研究区域中的不同部分,起主要作用的地形要素也不相同,各因子间的相互影响可使得地形作用总体上变得不显著。尽管分区计算能解决部分问题,但是不同区域、不同时间的回归方程不同,这就使得计算变得很复杂,增加了计算的不确定性;同时对某一特定时间降水(如某日、月)的分区,也是不现实的。

在统计回归模型的基础上,利用逐步插值法(SIA)^[29-31],考虑降水空间分布的不连续性,可提高空间插值的效果。其方法是首先利用经过 F -显著检验的统计回归方程,消除地形对降水空间分布的影响,得到测站的剩余降水量,然后采用 SIA 方法,计算剩余降水量的空间分布,最后两者叠加合成,得到降水的空间分布。

考虑气候要素的空间分布特点,设某一栅格中心的坐标为 (x, y) ,则以该栅格中心坐标为圆心,在距离 r 范围内观测站点的坐标可表示为 $(x + r\cos\theta, y + r\sin\theta)$ 。则在观测点,消除地形影响后剩余降水二维分布为 $F(x', y')$,其中 $x' = x + r\cos\theta, y' = y + r\sin\theta$ 。利用这一范围内的观测站点剩余降水量资料,可以求得栅格中心的值 $G(x, y)$ 。

$$G(x, y) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} F(x + r\cos\theta, y + r\sin\theta) \cdot \frac{1}{4\pi k} \exp\left(-\frac{\ln^2 r}{4k}\right) r dr d\theta \quad (2)$$

为简化起见,令

$$W = \frac{1}{4\pi k} \exp\left(-\frac{\ln^2 r}{4k}\right) \quad (3)$$

则式(2)可表示为

$$G(x, y) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} F(x + r\cos\theta, y + r\sin\theta) W r dr d\theta \quad (4)$$

其中积分权重函数 W 采用正态分布, k 为权重参数,可以由该气候要素的二维相关函数确定^[29-31]。如果为了简化起见而简单地取为距离平方倒数

(IDW),则会存在明显的缺陷,因为当距离为零时,权重不存在,不能正确地表示降水空间分布特点,故合理地选取 W 函数,对于计算分析效果起着重要的作用。将上述连续计算方法离散化,则可得到

$$G_0(x, y) = \sum_{i=1}^N F(x + r_i \cos\theta_i, y + r_i \sin\theta_i) W_i / \sum_{i=1}^N W_i \quad (5)$$

可以求出栅格 (x, y) 处的剩余降水量,其中 N 是对栅格 (x, y) 有影响的站点数。显然,用此方法得到的栅格计算值与真值间还存在一定误差。由于栅格上没有观测值,为估计计算误差,可通过以下方法进行,即:将插值得到的栅格值作为数据源,用同样方法将栅格上的值插值到观测站点,以求得观测点的剩余降水与计算值的误差。观测点的第 1 步计算值为

$$F'_1(x', y') = \sum_{j=1}^M W_j G_0(x' + r_j \cos\theta_j, y' + r_j \sin\theta_j) / \sum_{j=1}^M W_j \quad (6)$$

其中 M 为对观测点 (x', y') 有影响的栅格数,则在观测点 (x', y') 处的剩余降水量与计算值的差值表示为

$$DF_1(x', y') = F(x', y') - F'_1(x', y') \quad (7)$$

第 1 步对栅格的插值进行修正,以提高栅格插值的计算精度。用与以上相同的方法,将观测点的差值内插到栅格上,即

$$G_1(x, y) = \sum_{i=1}^N DF_1(x + r_i \cos\theta_i, y + r_i \sin\theta_i) W_i / \sum_{i=1}^N W_i \quad (8)$$

修正以后栅格上的值表示为

$$G(x, y) = G_0(x, y) + G_1(x, y) \quad (9)$$

与第 1 步的修正方式相同,进行第 2 步的订正:先是计算第 2 步观测点的计算值,即

$$F'_2(x', y') = \sum_{j=1}^M W_j G(x' + r_j \cos\theta_j, y' + r_j \sin\theta_j) / \sum_{j=1}^M W_j \quad (10)$$

则在观测点 (x', y') 处的剩余降水量与计算值的差值表示为

$$DF_2(x', y') = F(x', y') - F'_2(x', y') \quad (11)$$

同样,把观测点的差值内插到栅格上,即

$$G_2(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N DF_2(x + r_i \cos \theta_i, y + r_i \sin \theta_i) W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (12)$$

类似地,修正以后栅格上的值表示为

$$G(x, y) = G_0(x, y) + G_1(x, y) + G_2(x, y) \quad (13)$$

按上述方法叠迭下去,至第 k 步,上述量分别表示为

$$G_k(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N DF_k(x + r_i \cos \theta_i, y + r_i \sin \theta_i) W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (14)$$

$$G(x, y) = G_0(x, y) + G_1(x, y) + G_2(x, y) + \dots + G_k(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N F(x + r_i \cos \theta_i, y + r_i \sin \theta_i) W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} + \sum_{k=1}^K G_k(x, y) \quad (15)$$

将式(14)的 $G_k(x, y)$ 代入式(15),则 $G(x, y)$ 可以表示为

$$G(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N F(x + r_i \cos \theta_i, y + r_i \sin \theta_i) W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} +$$

$$\sum_{k=1}^K \frac{\sum_{i=1}^N DF_k(x + r_i \cos \theta_i, y + r_i \sin \theta_i) W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (16)$$

当 $|F(x', y') - F_{k+1}(x', y')| \leq \delta$ 时,计算结束,其中 δ 是任意给定的小量。研究表明该方案具有较高的计算精度,可以证明^[29],当 $k \rightarrow \infty$ 时,计算值一致收敛于观测值,即

$$\lim_{k \rightarrow \infty} DF_k(x', y') = \lim_{k \rightarrow \infty} (F(x', y') - F_k(x', y')) = 0$$

因此,从理论上讲,栅格处真实的降水量应为统计回归方程(1)求得的值与 SIA 方法(式(16))得到的栅格上的剩余降水量之和,即

$$G(x, y) = G_0(x, y) + G_1(x, y) + G_2(x, y) + \dots + G_k(x, y) + p(x, y) = \sum_{k=0}^K G_k + p(x, y) \quad (17)$$

4 计算结果

4.1 统计回归结果

表 1 是考虑地形因子,利用逐步回归方法和 697 站观测资料,分别对 30 年年平均、春、夏、秋、冬四季计算得到的回归方程系数,方程引入的每个变量都通过信度为 0.05 的 F -检验。此表还较难对回归方程系数进行解释,但季节性降水随海拔高度的

表 1 长江中上游 30 年平均降水量回归方程系数及计算误差

Table 1 The coefficient and error of the regression equation

系数	变量	年降水	春季	夏季	秋季	冬季
p_0	常数项	678.16	162.88	257.82	203.29	139.31
a_{11}	$Z(x, y)$	-0.1542	-0.1748	0.0641	0.0366	-0.0833
a_{12}	$z(x, y)^2$		-2.7933×10^{-5}	-2.7725×10^{-5}	-1.4673×10^{-5}	-1.4768×10^{-5}
a_{21}	$D(x, y)$		-0.3676	0.0562		
a_{22}	$d(x, y)^2$	9.0205×10^{-4}	1.3756×10^{-3}		9.0882×10^{-5}	
a_{31}	$s(x, y)$	-12.8908		-7.5509		-10.1265
a_{32}	$s(x, y)^2$					0.9831
R^2		0.5439	0.5607	0.4416	0.4737	0.5829
平均值(mm)		1111.2	281.0	526.2	216.6	87.5
均方误差(mm)		256.9	117.0	113.7	44.6	56.1
变差系数		0.2312	0.4164	0.2425	0.2062	0.6414
绝对误差(mm)		211.0	95.2	123.5	33.4	43.7
相对误差(%)		20.74	43.83	26.34	16.46	83.69
F -检验		1.77	1.77	1.77	1.77	1.77
站点数		697.0	697.0	697.0	697.0	697.0

变化呈现为二次函数关系,显示存在某一降水最大高度;年降水、春季、秋季降水在某一个坡向存在最大值;年、夏季和冬季降水随坡度的增大而减少,这些表明回归方程合理地表达了地形对降水的影响。

其次,彩图 2 显示了长江流域季节性降水的空间变化特点。春季(图 2a)降水主要集中于东部平原地区,四川盆地降水量也相对较多,青藏高原上降水最少。夏季(图 2b)东部平原降水增至 600 mm 以上,且降水较多区域比春季明显增大。计算结果显示了降水与地形的关系,如西南地区,受季风影响,暖湿气流沿高原东侧北上,受到地形抬升,金沙江流域降水较多。秋季(图 2c)东部降水区受地形影响减小,表明以大尺度平流降水为主,高原东部地区降水受地形影响明显。冬季(图 2d)主要降水区域退缩到东部平原地区、四川盆地;青藏高原东部边缘降水明显减少;高原长江源头降水较多。在年平均降水量分布(图 2e)上,从东部平原沿地势较低地区向长江上游地区扩展,在青藏高原东侧,降水随海拔高度增加逐渐减少,且向风坡降水较多。上述分析表明,统计回归方程能较合理反映降水受地形影响的空间特征。

需要指出的是,以上季节和年降水量的空间分布仅仅是地形的影响部分,还不是真实降水资源空间分布的全部。因此在表 2 中可以看到,计算值与实测值还存在较大误差,最小的相对误差在秋天为 16.46%,变差系数为 0.2062,相关系数为 0.4737;最大相对误差冬季达到 83.69%,变差系数为 0.6414,相关系数为 0.5829。这些数据表明,尽管统计回归方程通过了显著性检验,但计算的降水空间分布的误差仍然可能较大,因此需要对计算误差(剩余降水量)进行空间插值,提高降水空间分布的计算精度。

4.2 SIA 计算结果

利用回归方程,得到消除地形影响后测站的降水量,对这部分降水用 SIA 进行空间插值,可以解决降水量空间分布的不均匀性,使得计算值逐步逼近实测值,最后将 SIA 插值得到的栅格降水量,与回归方程计算的降水量地形影响部分合成(图 3),得到总降水量。春季(图 3a),最大降水区主要集中在东南部,范围明显减小,降水量增大,显示出降水空间分布的不均匀性,在四川盆地降水主要集中在川东地区,最大值为 350 mm 左右,而川西地区的降

水量明显减少,降水的空间分布发生了显著的变化。夏季(图 3b)降水的区域性差异大,局地降水过程与地形的关系不明显,如华中地区范围小降水量大,这些特点难以用统计回归模型计算得到,也是其他插值方法(如 Kriging 法)所不能计算的。

秋季降水(图 3c)与统计回归方程结果不同。长江中游地区降水受地形影响不很明显,空间分布也不均匀,最大降水区域主要集中于金沙江流域、四川北部和湖北北部;长江上游降水随海拔高度增高显著减少。冬季(图 3d),主要降水区域仍位于长江中游东南部,最大降水量比回归方程的结果有所增加,四川盆地降水量在 100 mm 以下。年平均降水量空间分布(图 3e)显示降水量并不单纯与地形有关,其较大区域主要集中在东部平原,且范围明显减小。盆地西部为一降水集中区,年降水量超过 1500 mm,盆地其他地区仅为 800—900 mm 左右;金沙江中游有一范围较小的区域,降水量超过 1700 mm,降水主要出现在春、秋和冬季^[32]。

4.3 SIA 误差统计分析

为对计算的降水误差作分析,分别对位于长江中上游流域 420 个测站逐站作交叉验证,其方法是:任选一站的降水资料不参加计算,使用其余 419 个测站的降水资料建立逐步回归方程,计算站点上的降水量,得到站点上剩余降水量(即实测降水量与回归方程的计算值的差值),用 SIA 将剩余降水量插值到栅格上,进而用栅格上的值反算测站的 SIA 值,得到该测站上最终计算误差;依次进行第二个站,直到所有 420 个站都求出计算误差。用这一方法,分别计算了春、夏、秋、冬四季和全年测站降水量的主要统计参数(表 2)。

表中均方误差用站点计算值与观测值的差求得,反映计算值与观测值的离散程度。各时段降水量不同,其均方误差大小也有差异,显然均方误差与不同季节降水量级有关。为消除不同季节降水量级的影响,采用变差系数表示计算值与观测值的离散程度。春季变差系数最小,相对误差最小,可能是因为春季长江流域以大尺度平流降水为主,各地降水量较为接近,空间分布比较均匀,故用回归方程和 SIA 能得到较好的计算效果。秋季的均方误差为 18.5 mm,变差系数为 0.0793,相对误差最大,表明计算值与观测值的空间分布趋势的一致性较差。

表 2 长江流域 1971—2000 年平均年、季降水 SIA 空间插值的误差分析
Table 2 The interpolation error analysis of the SIA from 1971—2000

	平均值(mm)	均方误差(mm)	变差系数	平均误差(mm)	相对误差(%)	相关系数
春季	281.0	10.1	0.0359	8.6	3.83	0.9773
夏季	526.2	28.8	0.0548	21.7	4.35	0.9697
秋季	216.6	18.5	0.0793	15.3	11.58	0.9327
冬季	87.7	9.6	0.1101	6.7	7.69	0.9904
年降水	1111.2	87.2	0.0928	72.1	7.34	0.9609

由图 4 可见,总体上降水计算值与实测值是相当一致的,季节降水的平均均方误差为 16.75 mm,平均变差系数在 0.070,平均绝对误差为 13.07 mm,相对误差为 6.86%左右,平均相关系数为 0.9723;年降水的绝对误差为 72 mm,相对误差为 7.34%,变差系数为 0.0928,均方误差为 87.2 mm,相关系数为 0.9609。表明计算值的空间分布趋势与实测值是完全一致的,但不同时段的计算效果还是有一定的差别,春季的变差系数、相对误差都是最小的,计算值与实测也相当一致(图 4a)。夏季年降水的统计特征量均较好,长江

中上游的降水主要集中在 400—700 mm(图 4b),平均降水量为 526.2 mm,超过 800 mm 的降水量只是少数,同时低于 200 mm 的降水量很少,散点大多集中在对角线上。秋季(图 4c)计算值与观测值的误差较大,相对误差为 11.58%,计算值与观测值的一致性较低。年降水量(图略)从 200 mm 到 2000 mm,年降水量集中了一年四季不同降水过程的空间分布,要反映这样复杂天气过程产生的降水分布是困难的,这给降水的空间插值带来了难度,变差系数略微偏大。

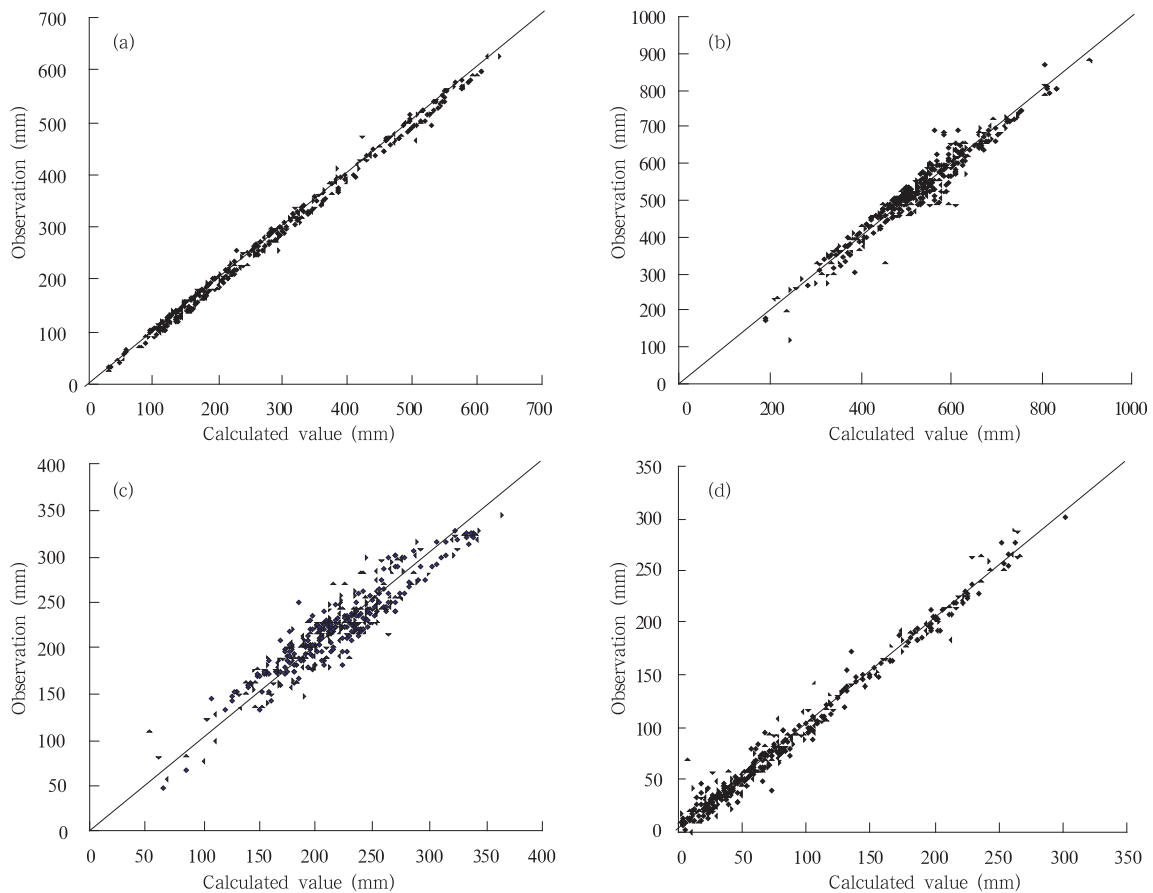


图 4 长江中上游 30 年季节平均降水 SIA 计算值和观测值的散点分布
(a. 春季, b. 夏季, c. 秋季, d. 冬季)

Fig. 4 The scatter charts of the observation and SIA calculated values of the seasonal average precipitation for 30 years
(a. spring, b. summer, c. autumn, d. winter)

4.4 SIA 算法的效果分析

为了说明 SIA 方法对降水空间插值的作用,需要给出一些中间结果和数据。表 3 是 SIA 对年平均

降水,不同插值步骤的均方误差、变差系数、平均误差、相对误差和相关系数。图 5 是计算值与观测值比较的散点分布。

表 3 年平均降水量 SIA 结果的统计分析

Table 3 The statistic analysis of the SIA results of annual average precipitation

	平均值(mm)	均方误差(mm)	变差系数	平均误差(mm)	相对误差(%)	相关系数
无 SIA	1094.5	256.9	0.2312	211.0	20.74	0.5467
1 步 SIA	1107.5	111.1	0.0999	82.5	7.93	0.9335
5 步 SIA	1110.3	84.5	0.0761	62.4	5.97	0.9619
10 步 SIA	1110.6	73.9	0.0665	54.3	5.19	0.9709
20 步 SIA	1111.4	52.9	0.0476	39.4	3.77	0.9852
50 步 SIA	1116.0	20.8	0.0187	17.9	1.76	0.9978

由表 3 可见,仅仅采用统计回归方程推算降水的空间分布,尽管回归方程已达到了 0.05 信度的 F -检验,但是年降水量的平均误差达 211.0 mm,相对误差为 20.74%,均方误差和变差系数均较大,相

关系数较小,离散程度高,观测值与计算值基本上不吻合(图 4a),即使对回归方程作进一步的改善,由于长江中上游地区范围大,地形复杂,形成的降水系统多样,也很难提高计算精度。当利用 SIA 进行第

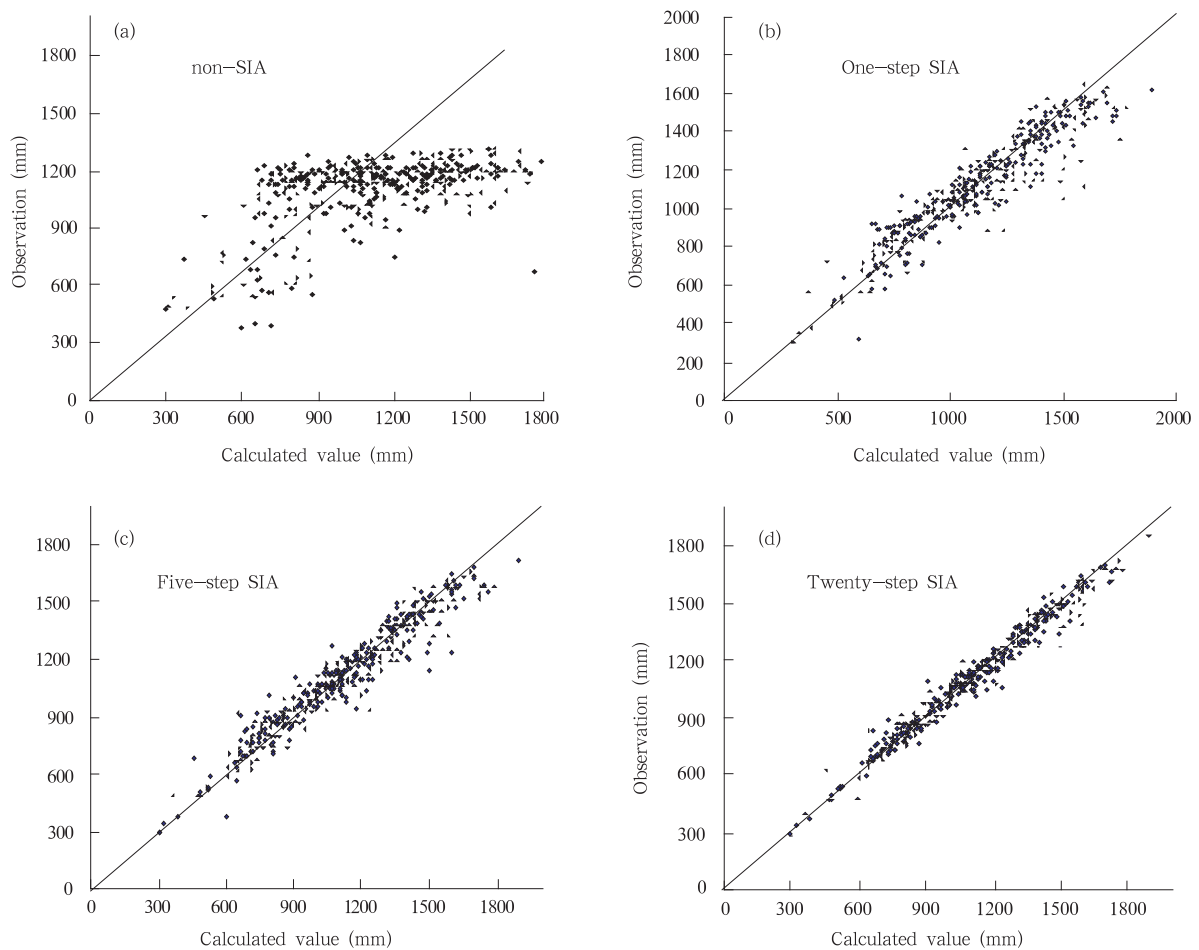


图 5 SIA 计算值与观测值的散点分布

(散点在对角线上的聚集程度,表示计算值与实测值的一致程度和误差大小,也表示计算值对观测值的收敛状况)

Fig. 5 The scatter charts of the observation and SIA calculated values of the annual and seasonal average precipitation (the convergent extent around the diagonal of the scatter points represents the consistency between the calculated and the observed precipitation, the calculation error, and the convergence of the calculation to the observation)

一步插值时,计算结果有明显的改善,均方误差减少了 145 mm,这是非常显著的,反映离差情况的变差系数,由 0.2312 降到 0.0999,计算值的离散程度有明显改善;平均误差、相对误差明显下降,相关系数显著上升,观测值和计算值的对应点也明显向对角线上聚集(图 4b)。

第 5 步 SIA 结果比第 1 步又有所改善,均方误差下降到 84.5 mm,变差系数也下降了 0.0238,绝对误差下降到 62.4 mm,相对误差为 5.97%,相关系数达到 0.9619,这一结果实际上已经超过了目前气象要素空间插值的精度水平,计算值与观测值比较吻合(图 4c),因此在一般情况下,逐步插值只要进行到 3—5 步,基本上能达到变差系数在 0.10、相对误差在 10%以下的水平,这对于水资源、生态、环境、气象等领域的研究和应用是可行的。从第 5 步到第 20 步,相对误差从 5.97%左右下降到 3.77%,变差系数为从 0.0761 下降到 0.0476 左右,相关系数从 0.9619 提高到 0.9852,统计参数虽有所改善,但计算量增加了,计算结果的改善不是很明显,图 4c、d 散点图中的差异也不是很明显。当 SIA 进行到 50 步后,计算精度相当高,误差很小,离散度较小,这也从实际资料的计算中,证明了 SIA 的计算结果一致收敛于实际观测资料。

5 结论及讨论

从目前研究工作的结果来看,应该根据具体气象要素的特点,选择插值方案^[22];对一些连续的变量,采用协方差类的插值方法较好;但对于在空间上不连续的变量,有些插值方法(如 Kriging 方法等)不适用,因此对某一特定的变量,比较不同插值方法的优劣也是不恰当的^[33]。对于降水的空间分布,本文得出如下的结论:

(1) 首先应考虑形成降水的物理过程,并把这类过程尽可能反映到降水的空间分布中。统计分析表明,长江中上游地区春、夏、秋、冬四季和全年的降水分别与特定的海拔高度、坡向、坡度有关,建立的各时段统计回归方程,能较好地反映降水中地形的影响部分。

(2) SIA 方法与统计回归方法的结合,使得四季降水的相对误差最小达到 3.83%以下,最大的相对误差为 11.58%,平均相对误差为 6.86%;变差系数最小为 0.0359,最大为 0.1101,平均为 0.0700,绝

对误差为 13.07 mm。年平均降水量的绝对误差为 72.1 mm,相对误差为 7.34%,均方误差为 87.2 mm,计算值相对于观测值的变差系数为 0.0928。

(3) 不采用 SIA 方法,回归方程的绝对误差达到 211.0 mm,相对误差为 20.74%,均方误差达到 256.9 mm,变差系数为 0.2312,计算效果不理想。SIA 对年平均降水量的计算表明,如果 1 步 SIA 计算,相对误差显著下降到 7.93%,绝对误差降低到 82.5 mm,表明 SIA 对提高降水空间插值精度有效果。计算结果还表明,采用 3—5 步 SIA 计算,就可取得较高的精度;随着 SIA 计算步骤的增加,计算值将一致收敛于观测值。当然,不能认为本方案最好,因为任何方案计算结果的验证都有一定局限性,表现在资料的局限性和认识上的局限性,但本方案在合理性、客观性,以及计算的精度方面,具有一定的优势。

参考文献

- [1] 刘晶淼,丁裕国,周秀骥. 地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响. 气象学报, 2003, 61(6):712-717
Liu Jingmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, et al. The influence of land surface heterogeneity on parameterization of regional mean water vapor flux. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(6): 712-717
- [2] 王守荣,黄荣辉,丁一汇等. 分布式水文—土壤—植被模式的改进及气候水文 off-line 模拟试验. 气象学报, 2002, 60(3): 290-299
Wang Shourong, Huang Ronghui, Ding Yihui, et al. Improvement of a distributed hydrology model DHSVM and its climate-hydrology off-line simulation experiment. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2002, 60(3): 290-299
- [3] 任传友. 辽宁省 10×10 km 网格温度及玉米品种布局. 气象学报, 2000, 58(增刊): 918-927
Ren Chuanyou. The temperature and corn species distributions at 10×10 km grid of Liaoning Province. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2000, 58(suppl): 918-927
- [4] Kurtzman D, Kadmon R. Mapping of temperature variables in Israel: a comparison of different interpolation methods. Climat Res. 1999, 13:33-43
- [5] Oliver M, Kriging A. A method of interpolation for geographical information systems. Int J Geographic Information Systems, 1990, 4(4):313-332
- [6] Martinez-Cob A. Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. J Hydrol. 1996, 174(1-2): 19-35

- [7] Prodhomme C, Duncan W R. Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland. *Int J Climatol*, 1999, 19(12): 1337-1356
- [8] Goovaerts P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J Hydrol*. 2000, 228: 113-129
- [9] Basist A, Bell G D, Meentenmeyer V. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *J Clim*, 1994, 7(9): 1305-1315
- [10] Goodale C L, Alber J D, Ollinger S V. Mapping monthly precipitation, temperature and solar radiation for Ireland with polynomial regression and digital elevation model. *Climat Res*, 1998, 10: 35-49
- [11] Ninyerola M, Pons X, Roure J M. A methodological approach of climatological modeling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int J Climatol*, 2000, 20(14): 1823-1841
- [12] Weisse A K, Bois P. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *J Appl Meteor*, 2001, 40(4): 720-740
- [13] 李新,程国栋,卢玲. 青藏高原气温分布的空间插值方法比较. *高原气象*, 2003, 22(6): 565-573
Li Xin, Chen Guodong, Lu Ling. The interpolation method comparison for temperature distribution in Tibetan Plateau. *Plateau Meteorology(in Chinese)*, 2003, 22(6): 565-573
- [14] 庄立伟,王石立. 东北地区逐日气象要素的空间插值方法研究. *应用气象学报*, 2003, 14(5): 606-615
Zhuang Liwei, Wang Shili. The research on the spatial interpolation methodology for daily meteorological factors in North-east China. *J Appl Meteor(in Chinese)*, 2003, 14(5): 606-615
- [15] Sevruk B, Nevenic M. The geography and topography effects on the areal pattern of precipitation in a Amall Prealpine Basin. *Wat Sci Tech*, 1998, 37: 163-170
- [16] Germann U, Joss J. Spatial continuity of Alpine precipitation. *Phys Chem Earth(B)*, 2000, 25: 903-908
- [17] Wolting G, Bouvier C, Danloux J, et al. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *Journal of Hydrology*, 2000, 233: 86-101
- [18] Marquínez J, Lastra J, Garcia P. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *J Hydrol*. 2003, 270: 1-11
- [19] Franre R. Smooth interpolation of scattered path by local thin plate splines. *Comp & Maths with Appls Great Britain*, 1982, 8(4): 237-281
- [20] Waston D F, Philip G M. A refinement of inverse distance weighted interpolation. *Geoprocessing*, 1985, (2): 315-327
- [21] 尚宗波,高凉,杨奠安. 利用中国气候信息系统研究年降水量空间分布规律. *生态学报*, 2001, 21(5): 689-694
Shang Zongbo, Gao Liang, Yang Dianan. The study on the precipitation spatial distribution by using the climate information system in China. *Acta Ecologica Sinica (in Chinese)*, 2001, 21(5): 689-694
- [22] 梁天刚,王兮之,戴若兰. 多年平均降水资源空间变化模拟方法的研究. *西北植物学报*, 2002, 20(5): 856-862
Liang Tiangang, Wang Xizhi, Dai Ruolan. The study on the simulation methodology of the spatial change of multi-year average precipitation resource. *J Northwest Acta Botanica Sinica(in Chinese)*, 2002, 20(5): 856-862
- [23] 戴若兰,梁天刚,徐雨清等. 集雨农业降水资源评估方法的研究. *兰州大学学报*, 1999, 35(1): 165-170
Dai Ruolan, Liang Tiangang, Xu Yuqing, et al. The research of the assessment methodology of precipitation resource for the convergent agriculture. *Journal of Lanzhou University*, 1999, 35(1): 165-170
- [24] 张连强,赵有中,欧阳宗继等. 运用地理因子推算山区局地降水量的研究. *中国农业气象*, 1996, 17(2): 6-10
Zhang Liangqiang, Zhao Youzhong, Ouyang Zongji, et al. The research of the local precipitation estimation by using geographical factors in mountain area. *J Agrometeorology in China(in Chinese)*, 1996, 17(2): 6-10
- [25] 李正泉,于贵瑞,刘新安等. 东北地区降水与湿度气候资料的栅格化技术. *资源科学*, 2003, 25(1): 72-77
Li Zhengquan, Yu Guirui, Liu Xinan, et al. The rasterization technique of the precipitation and humidity climate data in North-east China. *Resources Science(in Chinese)*, 2003, 25(1): 72-77
- [26] 蒋忠信. 山地降水垂直分布模式讨论. *地理研究*, 1989, 7(1): 73-77
Jiang Zongxin. The discussion on the precipitation vertical distribution in mountain area. *Geographical Research(in Chinese)*, 1989, 7(1): 73-77
- [27] 封志明,杨艳昭,丁晓强. 气象要素空间插值方法优化. *地理研究*, 2004, 23(3): 357-364
Feng Zhiming, Yang Yanzhao, Ding Xiaoqiang. The method optimize of the spatial interpolation for meteorological factors. *Geographical Research(in Chinese)*, 2004, 23(3): 357-364
- [28] 傅抱璞. 地形和海拔高度对降水的影响. *地理学报*, 1992, 47: 302-314
Fu Baofu. The effect of topography and elevation on the precipitation. *Acta Geogrphica Sinica (in Chinese)*, 1992, 47: 302-314
- [29] 周锁铨,缪启龙. 日照百分率的小网格分析方法. *气象科学*, 1993, 16(3): 15-27
Zhou Suoquan, Miao Qilong. Microscale grids method of calculating sunshine percentage. *Scientia Meteorologica Sinca(in Chinese)*, 1993, 16(3): 15-27
- [30] 周锁铨,缪启龙. 山区降水资源的小网格分析方法. 见傅抱璞主编. *气候资源开发利用*, 北京: 气象出版社, 1995. 243-

265

Zhou Suoquan, Miao Qilong. The small grid analysis methodology of precipitation resource in mountain area. In: Fu Baopu, ed. The Utilization and Development for Climate Resource. Beijing: Chinese Meteorological Press, 1995. 243-265

- [31] 周锁铨, 缪启龙. 山区总辐射的小网格分析方法. 低纬高原天气, 1993, 6:55-60

Zhou Suoquan, Miao Qilong, The small grid analysis meteorology of total radiation in mountain. Weather on Plateau in Lower Latitude. (in Chinese) 1993, 6:55-60

- [32] 中华人民共和国气候图集编委会. 中华人民共和国气候图集. 北京: 气象出版社, 2002. 49-57

Editorial committee for "Climatological Atlas of the People's Republic of China". Climatological Atlas of the People's Republic of China. Beijing: China Meteorological Press, 2002. 49-57

- [33] 薛根元, 周锁铨, 余越辉等. 复杂地形条件下气候变量空间分析方案研究. 科技导报, 2004, 22(8): 42-46

Xue Genyuan, Zhou Suoquan, Liang Xu, et al. The improved projects considering complicated terrain conditions used to analyze spatial interpolation of climate variables. Science and Technology Review(in Chinese), 2004, 22(8): 42-46

THE STEPWISE INTERPOLATION APPROACH OF PRECIPITATION FOR SPATIAL ANALYSIS BASED ON GIS

Zhou Suoquan¹ Xue Genyuan² Zhou Lifeng³ Sun Qi¹ Kang Na¹

1 *Nanjing University of Information and Technology, Key Laboratory of Meteorological Calamity, Nanjing 210044*

2 *Meteorological Bureau of Zhejiang Province, Hangzhou 310002*

3 *Shangxi Province Meteorological Observatory, Xian 710015*

Abstract

The regression equations of the precipitation and the topographical data in the upper-middle reaches of Yangtze basin were established based on the 30 years seasonal and annual average precipitation of 697 meteorological stations, from 1971 to 2000. The topographical data include the elevation, aspect and slope. The regression equations had passed 0.05 *F*-confidence tests. The effect of topography on precipitation is extract from the total annual and seasonal precipitation. Then, the improved Stepwise Interpolation Approach (SIA) was combined with the GIS technique and the multi-variable successive regression equations. SIA considerably improves the accuracy of the annual and seasonal spatial interpolation. The results show that the relative error of the seasonal precipitation interpolation is 6.86%, the absolute error is 13.07 mm, the average coefficient of variation is 0.070, the average correlation coefficient is 0.9675; the absolute error of the annual average precipitation is 72.1 mm, the relative error is 7.34%, the average coefficient of variation is 0.092, the correlation coefficient is 0.9605. The analysis of the annual mean precipitation in terms of SIA shows that the SIA calculation with 3—5 steps considerably improves the interpolation accuracy, such as decreasing the absolute error from 211.0 mm to 62.4 mm, the relative error from 20.74% to 5.97%, the coefficient of variation from 0.2312 to 0.0761, and increasing correlation coefficient from 0.5467 to 0.9619. The SIA iterative results after 50 steps identically converges at the observed precipitation.

Key words: The upper-middle reaches of Yangtze river, Precipitation resource, Spatial analysis.