

# 高斯函数参量法及其在山区降水计算中的应用

张小咏<sup>1</sup>, 刘耕年<sup>2</sup>, 李永化<sup>3</sup>, 陈正超<sup>4</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 2. 北京大学城市与环境学院, 北京 100871;  
3. 辽宁师范大学城市与环境学院, 大连 116029  
4. 中国科学院遥感应用研究所, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101)

**摘要:** 本文根据乌鲁木齐河流域 7 个雨量站点多年 (17~61 年) 的月平均降水数据的统计规律, 提出一种新的、能够同时满足空间维和时间维插值需求的降水分布及降水量计算模型——高斯函数参量化法。该模型根据高斯函数的几何意义和降水分布规律, 给高斯函数的参数赋予了明确的物理意义, 从而把对降水量和分布函数规律的计算转化为对高斯函数少量参数 (1~3 个) 的估计。不仅能够实现山区降水在时间上和空间上的插值, 而且能够实现降水量和降水分布函数的相互转换。特别是能解决在高山区降水数据稀缺条件下的降水量和降水分布估计的问题。大大提高了降水数据的可用性。

**关键词:** 高斯参量法; 山区降水; 降水分布函数; 乌鲁木齐河流域

**文章编号:** 1000-0585(2008)03-0594-09

## 1 引言

降水量大小及其空间和时间分布是山区环境研究中最重要条件之一, 它对当地气候特点、径流形成、植物分布以至动物栖息都有决定性的意义, 也是塑造山区地貌的外力条件之一<sup>[1]</sup>。但受自然环境条件及经济条件的限制, 降雨监测布点的数量和观测频率受到限制, 山区降水数据无论是在空间分布上、还是在时间尺度上, 都不能直接满足特定的应用需求。需要根据少数站点、一定时期内的观测值进行插值和扩展才能满足不同的应用需求。

目前, 对降水的空间插值研究较多<sup>[2~7]</sup>, 概括起来包括统计模型法、空间插值法和综合性方法这三大类型<sup>[8]</sup>: (1) 统计模型法, 根据实测站点的信息, 建立降水因子与位置、地形及气象等因子间的关系, 模拟降水信息的空间变化规律。(2) 空间插值法, 利用多种数学模型, 拟合未采样点的降水信息。关于采样数据的最佳内插方法, 科学工作者多年来进行了系统的研究。其中比较常见的方法包括: 趋势面法, 泰森多边形法、反距离加权法、克里金插值法<sup>[9]</sup>和样条法等。(3) 综合性方法, 将统计模型与空间插值相结合的方法可称为综合性方法。

在时间尺度上的插值研究较少, 可以分为短时间尺度上的插值和长时间尺度上的插值。短时间尺度上的插值指在较短时间间隔内利用现有观测数据对未知时刻的降水进行插值, 如根据月降水平均值得到日降水平均值。这种插值的观测样本数目需较多, 很多简单

收稿日期: 2007-10-07; 修订日期: 2008-02-20

基金项目: 国家自然科学基金 (90102016) 资助

作者简介: 张小咏 (1976-), 女, 辽宁人, 博士后。研究方向为气候变化、生态水文等。E-mail: zhangxy@reis.ac.cn

插值方法,如最临近插值法、线性插值法、三次样条插值法<sup>[10]</sup>等都能得到很好效果。长时间尺度上的插值指根据现有观测数据对历史时期的降水进行插值,这种插值一般不能直接应用函数模型,而是根据历史时期降水记录或者其他有关证据进行推算,这种推算的结果一般精度不高。

研究表明,无论是空间上还是时间上的插值,只有在观测样本足够多的情况下,插值方法的精度才比较可靠,而对于稀疏站点以及地表变化较大区域,或者无观测数据的历史时期的降水插值工作给研究者们带来了巨大的挑战。针对这一问题,为了获取降水的空间分布和时间分布数据,研究者们做了大量的研究工作,这些研究工作基本可归纳为两类<sup>[11]</sup>:一类是数据上的改进,即增加与降水相关的辅助信息,地理信息除经纬度与海拔高程被大量使用外,还有坡度、坡向、坡面连续性等地形地貌参数;大气影响因子如湿度、风向、离海岸线距离以及雷达、微波、红外遥感信息等等,通过增加这些辅助信息以提高插值模型的精度;另一类则是数学模型和插值方法上的改进,即在同样的数据源上,改进新的数学算法,以获取更优的插值模型。

本文从插值方法上入手,根据乌鲁木齐河流域 7 个雨量站点多年(17~61 年)的年平均降水量进行分析,提出了一种基于降水分布规律的数学函数模型参量化方法——高斯函数参量化法,将传统的插值过程转换成对函数模型参数估计过程,解决山区降水在时间和空间上的插值,以及降水量和降水分布函数的相互转换问题。

## 2 资料来源

本文使用的数据是乌鲁木齐河流域 7 个站点多年(17~61 年)的月降水量数据。乌鲁木齐河流域位于我国北天山东段北麓,处于北半球中纬度西风带内,水汽来源主要靠纬向西风环流带来的水汽,其次是北冰洋的干冷气流。冬季严寒、晴朗,夏季高温、干旱。西北带来的冷湿气流受天山地形抬升作用,山区降雨模式为单峰型。研究区内垂直景观明显,从低到高依次为山地荒漠—半荒漠景观带、山地草原景观带、山地森林景观带、亚高山草甸草原景观带、高山冰雪砾漠景观带,在 2800m 以上即亚高山草甸以上基本无人类活动,降水受人为因素影响较小<sup>[12]</sup>。

位于乌鲁木齐河流域内的 7 个山区雨量站分布在海拔 900~4000m 之间,分别是乌鲁木齐站、天山站、后峡站、总控站、大西沟站、1 号冰川站、空冰斗站。7 个雨量站降水观测数据最多的是乌鲁木齐站,共有 61 年观测数据;最少的是后峡站,共 17 年。各个站点观测值的海拔信息和观测起止年份统计见表 1。

表 1 乌鲁木齐河流域各个观测站点历年的降水观测值信息统计表

Tab. 1 The statistics of precipitation collected by various stations in the Urumqi River basin

观测站名	乌鲁木齐站	天山站	后峡站	总控站	大西沟站	1 号冰川站	空冰斗站
海拔高度(m)	919	1776	2130	3408	3539	3659	3805
观测起止年份	1941~2001	1968~1996	1986~2002	1985~2002	1959~2002	1980~2002	1985~2002
观测年限(年)	61	29	17	18	44	23	18

## 3 高斯参量模型

为了分析乌鲁木齐河流域降水规律,寻求适当插值方法,将现有的 7 个站点的多年数据平均,表 2 是每个站点多年降水数据的平均值,图 1 是多年月平均降水值曲线,可以发

表 2 乌鲁木齐河流域各站点原始降水平均值

Tab. 2 The original mean precipitation in the Urumqi River basin

站点	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
乌鲁木齐站	7.2	9.0	18.1	28.3	29.5	31.5	23.0	20.0	22.9	22.5	18.1	12.3
天山站	22.3	27.8	56.9	92.7	119.0	123.1	105.2	70.4	64.7	51.4	50.1	38.2
后峡站	2.8	2.7	7.0	27.3	49.3	88.7	110.0	62.6	34.3	14.1	3.6	3.8
总控站	2.3	2.3	6.2	22.2	50.7	93.9	129.3	85.9	32.3	13.3	2.9	1.9
大西沟站	2.7	3.7	8.4	23.8	49.3	97.5	118.4	86.2	44.9	12.0	3.0	2.3
1号冰川站	2.0	2.7	5.7	17.9	52.5	100.1	124.0	83.9	23.0	12.1	2.0	1.5
空冰斗站	1.9	2.5	5.1	18.3	49.0	97.5	121.7	77.9	24.6	10.4	1.6	1.4

现以下现象：①在海拔 2000m 以下的乌鲁木齐站（919m）和天山站（1776m）的降水分布和其他站点明显不同；②在海拔 2000m 以上各观测站点，即高山区站点的降水分布极其相似，且在统计时间段内，乌鲁木齐河源区降水分布基本稳定；③高山区降水分布夏季多，冬春季节少，基本对称分布，总体上呈高斯函数分布。

以上现象表明，天山乌鲁木齐河流域降水量较多受制于地形对气流和水汽的抬升作用，在干旱大陆气团控制的冬季就表现不出降水海拔梯度，即海拔 2000m 以下的站点夏季降水量受地形抬升作用不明显，年内降水分布规律不明显；海拔 2000m 以上的山区站点，夏季降雨量受地形抬升作用明显，降水分布规律明显。

基于上述分析，采用公式（1）中的高斯函数对乌鲁木齐河流域高山区的 5 个站点多年降水均值进行了拟合：

$$f(t) = a \times e^{-\left(\frac{t-b}{c}\right)^2} \quad (1)$$

其中 a、b、c 是高斯函数参数；t 是时间，可以是一年中的任何时间，对乌鲁木齐河源各站点月降水值进行拟合采用“月”为单位。

从高斯拟合效果和拟合残差分布看（图 2，图 3），表明拟合效果很好，拟合优度都高于 0.98，拟合均方根误差最大仅为 5.71（表 3）。图 3 中拟和残差 = 观测值 - 拟和值，当观测值大于拟和值，拟和残差为正，反之拟和残差为负。

上述分析表明：乌鲁木齐河流域山区（海拔 2000m 以上）的年降水分布呈高斯分布，通过高斯函数模型可以把降水量分布用高斯函数的 3 个参数 a、b、c 来表达。结合高斯函数的几何意义，并对照降水量的分布规律，本文将高斯函数及其参数和降水分布以及降水量之间的联系定义如下：

①参数 a 表示高斯函数的极值，对年降水分布来讲，a 表示了一年中最大降水量的峰值。后峡站的最大降水量最小，对应的拟合函数的参数 a 也最小，一号冰川站点则是最大。

②参数 b 表示高斯函数的对称轴的位置，b 决定了高斯函数在 x 轴上的位置。对于年

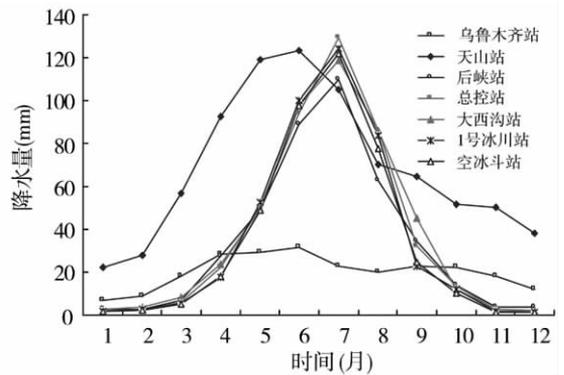


图 1 研究区各站点原始平均月降水值分布

Fig. 1 The distributing curves of monthly mean precipitation

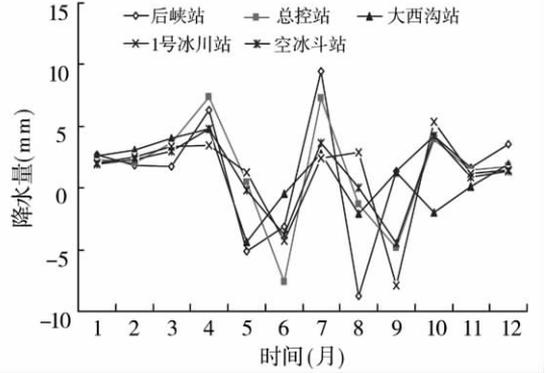
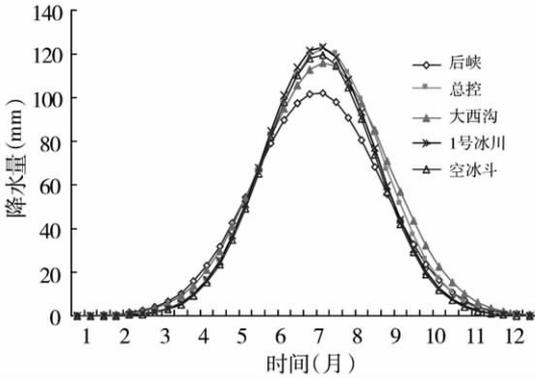


图 2 研究区各站点降水观测值均值高斯拟和结果  
Fig. 2 The mean precipitation and its Gaussian fitting

图 3 各站点降水观测值均值的高斯拟和残差  
Fig. 3 The Gaussian fitting residuals of the mean precipitation at observation stations

降水分布来说， $b$  表示了一年中最大降水量出现的时间。表 3 中  $b$  的数值基本上都是接近 7，表示最大降水出现在 6 月底，这和实际情况相符合。

③ 参数  $c$  表示高斯函数的陡峭程度， $c$  越小表示高斯函数越陡峭， $c$  越大表示高斯函数越平缓；对于年降水分布来说， $c$  表示了一年中降水量的集中程度，后峡站的降水分布最平缓，对应的拟合参数  $c$  最大。

④ 高斯函数即对应一年的降水分布，在任意时间范围内  $[t_1, t_2]$  的降水等于高斯函数曲线在该范围内和  $x$  轴围成的面积，即任意时间内的降水可以用公式 2 来计算：

$$rain_{t_1-t_2} = \int_{t_1}^{t_2} a \times e^{-\left(\frac{t-b}{c}\right)^2} dt \tag{2}$$

上面的 4 点定义解释了高斯函数及其系数和山区降水分布规律的内在联系，实现了山区降水分布和高斯函数之间的相互转换，把对山区降水量以及降水分布转换成对少数参数的估算，从而大大简化了对原始数据的依赖，这就是本文建立的“高斯参量模型”（公式 1），参数  $a$ 、 $b$ 、 $c$  分别对应了年内最大降水量、最大降水时间、年降水分布集中情况，而任意时段内的降水量可以通过高斯函数积分来计算（公式 2）。

表 3 高斯拟合参数与拟合精度

Tab. 3 The Gaussian fitting parameters and the accuracy

站点名称	拟合系数 a	拟合系数 b	拟合系数 c	拟合优度(R <sup>2</sup> )	拟合均方根误差(RMSE)
后峡(hx)	102.3	6.709	2.151	0.980	5.710
总控(zk)	122.7	6.854	1.963	0.989	5.100
大西沟(dxg)	116.0	6.881	2.143	0.995	3.264
1号冰川(yhbc)	123.3	6.773	1.892	0.992	4.244
空冰斗(kbd)	119.9	6.769	1.874	0.995	3.483

上述高斯参量模型只能用来描述中心对称、且只有一个峰值的降水分布，为了描述非中心对称、且可能有两个降水峰值的降水分布情况，只需要将公式(1)中的高斯模型作以下推广，即：

$$f(t) = a1 \times e^{-\left(\frac{t-b_1}{c_1}\right)^2} + a2 \times e^{-\left(\frac{t-b_2}{c_2}\right)^2} \tag{3}$$

公式(3)中的  $a_1$  和  $a_2$  分别对应两个降水峰值,  $b_1$  和  $b_2$  分别对应两个最大降水时间,  $c_1$  和  $c_2$  分别是两个降水峰值左右的平缓或陡峭情况。

## 4 模型验证与应用

高斯参量模型在应用中主要有两种情况,一种是高斯参量模型正算,是根据雨量站点的降水数据拟合得到高斯函数的参数,进而计算任意时段内的降水总量,即“观测数据—高斯函数参数—任意时段降水量”;另外一种是高斯参量模型反算,是根据某一时段的降水总量反推得到高斯函数参数,进而得到全年降水分布函数和任意时刻的降水值,即“降水量—高斯函数参数—降水分布—任意时刻降水值”。

### 4.1 高斯函数参量法正算

下面以表 2 中海拔在 2130m 到 3805m 的后峡、总控、大西沟、1 号冰川、空冰斗几个站点的降水数据为例,说明高斯参量法的正算过程,并验证模型的正确性。表 4 对比了利用高斯拟和方法得到的降水值和实际降水值的差异。其中高斯法计算结果是根据公式 2 利用表 3 中的拟和参数计算得到,计算时  $t_1=0$ ,  $t_2=12$ ;实际降水值是利用表 2 中的月降水量累加得到;相对误差=(高斯参量法计算值—实际值)/实际值。

对比高斯参量法的计算值和实际年降水值,以及相对误差可以看出,高斯参量法计算值和实际值相差不大,总体上略低于实际降水值,最大相对误差为 4%。另外,采用同样的方法计算了 1 号冰川站从 1980 年到 2002 年间共 23 年的数据也同样得到这样的结论,即高斯参量法计算值略低于实际值,总体相对误差不超过 5%。5% 的相对误差主要是因为高斯函数的参数是根据月降水总量进行拟合得到的,由于月降水均值都小于月最大降水值,因此导致根据月降水量拟合得到的降水分布函数略低于实际降水分布。根据这一原理,用来拟合的降水观测值的时间间隔越小,最后计算的精度越高。考虑到本文方法的应用主要是观测数据奇缺的高山区,4% 的误差是可以接受的。

另外,根据高斯参量模型和公式(2),可以计算任意时刻的降水量。例如,如果要计算汛期(5 月 15 日~8 月 15 日)的降水量,则积分式(2)中的  $t_1=5$  月 5 日,  $t_2=8$  月 5 日即可(表 4)。所以说能灵活计算任意时段的降水量是高斯参量法的一个优点,而一般的空间差值很难做到灵活计算任意时段的降水量。

表 4 高斯参量法计算结果和实际降水值

Tab. 4 The real precipitation data and the result of Gaussian method

	后峡站	总控站	大西沟站	1 号冰川站	空冰斗站
高斯法计算的年降水总量(mm)	390.0	426.9	440.6	413.5	398.3
实际年降水总量(mm)	406.2	443.2	452.2	431.0	411.9
相对误差	-4%	-4%	-3%	-4%	-3%
汛期(5.15~8.15)降水量(mm)	260.2	306.3	298.0	302.2	292.8

### 4.2 在数据缺少情况下的应用

在计算高山区降水量的应用中常常会遇到数据短缺问题。例如现在只有乌鲁木齐河源区 3 个站点的 1987 年 6 月 15 日至 8 月 31 日期间的降水总量(表 5),并且没有其他任何数据条件下,需要计算该站点全年的降水量。这类问题会常常遇到,如果根据一般插值方法很难解决这个问题,应用高斯参量法则可以解决这类问题。

首先让我们再次考查表 2 和图 2、图 3 中后峡站、总控站、大西沟站、1 号冰川站、空冰斗

的降水分布规律,不难发现乌鲁木齐河源区降水有如下规律:

①随着海拔高度的变化不同站点的降水峰值也变化,即降水分布高斯函数的系数  $a$  随着海拔高度变化;

②不同海拔高度站点的降水峰值出现的时间都出现在 6 月底,即降水分布高斯函数的系数  $b$  基本不随海拔高度变化;

③不同海拔高度站点的降水分布的对称性基本不变,即降水分布高斯函数的系数  $c$  基本不随海拔高度变化。

根据上述分析可知乌鲁木齐河源区降水分布函数中最重要的参数就是系数  $a$ 。由于近 20 年来乌鲁木齐河流域海拔 2000m 以上站点的年降水分布满足同一分布规律(图 1,图 2),那么在数据稀缺的情况下,可以只估算降水分布函数的系数  $a$  就能近似得到全年的降水分布函数,进而可以计算全年中任何时间段降水量和任意时刻降水值。

基于上述推导,以乌鲁木齐河流域海拔 2000m 以上站点多年总降水均值曲线为降水分布函数参考基准,1987 年的降水分布函数的系数  $a$  通过和降水分布函数参考基准相比较得到。具体的计算方法和步骤如下:

①以乌鲁木齐河流域 2000m 以上站点多年月降水量的平均值为基准降水值(表 6),拟合得到基准降水分布函数(公式 4),并计算基准降水分布函数在 6 月 15 日~8 月 31 日期间的降水量为 216.5mm,  $MaxRain$ 。

$$f(x) = 116.6 \times e^{-\left(\frac{x-6.798}{2.001}\right)^2} \quad (4)$$

②分别计算表 5 中每个站点在 6 月 15 日~8 月 31 日期间的降水量和  $MaxRain$  的比值,得到每个站点估计系数  $a$  的修正系数,记作  $\Delta$ 。

③根据修正系数  $\Delta$  计算每个站点的降水分布函数系数  $a$ ,即表 7 中观测站点降水分布函数参数。

④根据高斯参量法推论,表 5 中每个站点的降水分布函数的系数  $b$ 、 $c$  取参考的基准值(公式 4),即  $b=6.798$ ,  $c=2.001$ ,即得到每个站点的降水分布函数。对每个降水分布函数作积分就得到年降水量(表 7)。

表 6 乌鲁木齐河流域 2000m 以上站点多年平均月降水量值

Tab. 6 The mean monthly precipitation data from stations above 2000m in elevation in the Urumqi headriver region

时间(月)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2000m 以上站点总体平均值(mm)	2.4	2.8	7.2	21.9	50.2	95.5	120.7	79.3	31.8	12.4	2.6	2.2

表 7 乌鲁木齐河源区降水量计算参数和结果

Tab. 7 The fitting parameter and the result of precipitation in Urumqi headriver region

观测点 (海拔 m)	观测降水量 (mm)	基准降水量 (mm)	修正系数 $\Delta$	基准降水分布 函数参数 $a$	观测站点降水分 布函数参数 $a$	年降水量 (mm)
大西沟站(3539)	246.9	216.5	1.1404	116.6	133.0	471.7
冰舌末端(3720)	254.6	216.5	1.1760	116.6	137.1	486.3
侧碛场(3870)	394.1	216.5	1.8203	116.6	212.2	752.6

表 5 乌鲁木齐河源区站点夏季降水量

Tab. 5 The summer rainfall data of the Urumqi River headriver region

观测点海拔(m)	观测降水量(mm)
大西沟气象站(3539)	246.9
冰舌末端(3720)	254.6
侧碛观测场(3870)	394.1

上述结果说明了如何针对具体数据情况简化高斯参数模型的应用方法，是高斯参量化法的一种典型应用。其应用前提是近 20 年来乌鲁木齐河流域海拔 2000m 以上站点的年降水分布满足同一分布规律，正是基于这种假设才能把多年的平均值作为参考基础值。然而，1987 年降水也可能不服从乌鲁木齐河近 20 年的降水分布规律，不过在目前没有足够数据情况下，本例不失为一种令人满意的做法。

### 4.3 高斯函数参量法反算

在很多特殊情况下，由于数据丢失或者无数据记录，仅仅知道一定时期内的降水总量，需要根据降水总量反算降水这个时期内的分布情况。对于这类问题的解决，则是本文高斯参量法的反算。由于高斯参量法把降水分布抽象为数学模型，通过对 1~3 个参数的估计就能得到降水分布函数，因此，通过某种条件估计得到高斯参数即能得到降水分布函数。

为了说明这一计算过程，本文以计算乌鲁木齐河流域末次冰期降水分布为例。根据研究资料<sup>[13~15]</sup>，乌鲁木齐河大西沟地区在末次冰期的年降水量约为 132.5mm，现在要计算该地区年降水分布函数。根据高斯函数参量法推论，假设古冰川时期降水分布规律符合大西沟现代降水分布规律，那么该区域不同时期的降水分布函数的系数 b 和 c 分别等于大西沟现代降水分布规律函数系数 b 和 c。根据大西沟 1959~2002 年的月平均降水拟合得到大西沟降水分布函数为公式 5，(拟和优度  $R^2=0.995$ )，即系数  $b=6.882$ ， $c=2.141$ 。

$$f(x) = 116 \times e^{-\frac{(x-6.882)^2}{2.141^2}} \tag{5}$$

在已知系数 b 和 c 的情况下，根据降水量和降水分布函数系数一一对应的关系，可以根据降水量来反求系数 a：

$$rainYear = \int_{x=0}^{12} f(x) = \int_{x=0}^{12} a \times e^{-\frac{(x-b)^2}{c^2}} = a \times \int_{x=0}^{12} e^{-\frac{(x-b)^2}{c^2}} \tag{6}$$

$$a = \frac{rainYear}{\int_{x=0}^{12} e^{-\frac{(x-b)^2}{c^2}}} \tag{7}$$

按照上面的推导，根据末次冰期的年降水 132.5mm 计算出末次冰期大西沟站点的降水分布函数系数  $a=34.8$ ；另外系数 b 和 c 都等于现代值， $b=6.882$  和  $c=2.141$ ，即可得到末次冰期的降水分布函数为：

$$f(x) = 34.8 \times e^{-\frac{(x-6.882)^2}{2.141^2}} \tag{8}$$

表 8 是根据公式 8 计算末次冰期大西沟站每月的降水值。

表 8 大西沟站点末次冰期和现代时期的降水量

Tab. 8 The rainfall of the modern time and the Last Glacier Maximum at Daxigou station

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年降水量(mm)
1959~2002 年	2.74	3.65	8.36	23.76	49.26	97.45	118.44	86.18	44.87	12.01	2.97	2.25	440.04
末次冰期	0.06	0.67	4.54	19.86	56.14	102.60	121.21	92.56	45.69	14.58	3.01	0.40	132.05

需要说明的是，本文假设“古冰川时期降水分布规律符合大西沟现代降水分布规律”的目的仅仅是为了演示高斯参量法反算过程，并不要求假设是否成立。

## 5 结论

本文基于乌鲁木齐河流域 7 个观测站点多年的观测数据，总结了该流域高山区降水分

布规律,提出了一种新的降水计算方法——高斯函数参量法,该方法将降水分布规律用高斯函数来描述,通过分析高斯函数的几何性质和降水分布实际情况,给高斯函数的每一个参数赋予了明确的物理意义,从而把对降水量和分布函数规律的计算转化为对高斯函数少量参数(1~3个)的估计。该方法具有较高的实用价值,且操作简单,应用广泛,能够满足以下应用:

①降水分布函数是时间的函数,可以计算任意时刻的降水值;②通过对降水分布函数在一定时段内积分,可以计算任意时间周期内降水量;③模型经过简化,可以将3个参数的估计转化为对1个参数 $a$ 的估计,从而能够满足观测数据稀缺的应用需求;④模型经过推广,能够适用于降水分布有超过一个峰值的情况,从而扩大了高斯参量法的应用范围,包括在不同地区以及不同时间尺度上的应用。

由于高斯参量法是基于乌鲁木齐河流域几个站点、几十年的观测数据的统计规律提出的,因此模型在应用中也存在一定的局限性,这些局限性将是高斯参量化法需要进一步完善的工作。①模型在区域上的应用局限:本文的模型和方法仅适用于天山山区,在其他地区将需要进一步验证。②模型在时间上应用的限制:本文的模型和方法对近几十年的数据计算行之有效,对历史时期的应用可能误差较大;但是由于扩展模型(公式3)在参数估计上的灵活性,如果历史证据充分,也能够获得相对精确的数据。③由于高斯函数曲线是平滑过渡曲线,这种平滑实际上掩盖了降水分布在时间上的差异,因此不能表达降水分布的细微差别,只能总体上表达降水分布规律,而且计算降水量的时间间隔不能太小。

#### 参考文献:

- [1] 程伟根. 贡嘎山极高山区的降水分布特征探讨, *山地研究*, 1996, 14(3): 177~182.
- [2] 何红艳, 郭志华, 肖文发. 降水空间插值技术的研究进展, *生态学杂志*, 2005, 24(10): 1187~1191.
- [3] Daly C, Helmer E H, Maya Quinones. Mapping the climate of Puerto Rico, Vieques and Culebra, *International Journal of Climatology*, 2003, 23(11): 1359.
- [4] Hofierka J, Parajka J, Mitasova H *et al.* Multi variate interpolation of precipitation using regularized spline with tension. *Transactions in GIS*, 2002, 6(2): 135.
- [5] Hutchinson M F. Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines, *International Journal of Geographical Information Science*, 1995, 9(4): 385.
- [6] Hutchinson M F, Bischof R J. A new method for estimating the spatial distribution of mean seasonal and annual applied to the Hunter valley, New South Wales. *Australian Meteorological Magazine*, 1983, 31(3): 179.
- [7] 封志明, 杨艳昭, 丁晓强, 等. 气象要素空间插值方法优化, *地理研究*, 2004, 23(3): 357~364.
- [8] 朱芮芮, 李兰, 王浩, 等. 降水量的空间变异性和空间插值方法的比较研究. *中国农村水利水电*, 2004, 7: 25~28.
- [9] 李丽娟, 等. 无定河流域降雨量空间变异性研究. *地理研究*, 2002, 21(4): 434~440.
- [10] 朱万清, 吴明官, 姬忠光. 三次样条插值法还原入库洪水过程线. *黑龙江水利科技*, 2005, 33(4): 6~8.
- [11] 辜智慧, 史培军, 陈晋. 气象观测站点稀疏地区的降水插值方法探讨——以锡林郭勒盟为例, *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2006, 42(2): 204~208.
- [12] 崔之久, 熊黑钢, 刘耕年, 等. 中天山冰冻圈地貌过程与沉积特征. 石家庄: 河北科学技术出版社, 1998. 184~248.
- [13] 叶佰生, 李世杰, 施雅风. 从未次冰盛期冰川规模探讨当时的气候环境——以乌鲁木齐河源区末次冰盛期冰川为例. *冰川冻土*, 1997, 19(1): 1~9.
- [14] 李世杰. 青藏高原北部与天山地区末次冰期晚阶段的冰川、湖泊发育与气候环境. 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 硕士学位论文, 1993.
- [15] 赵林, 邱国庆, 金会军. 天山乌鲁木齐河源末次冰期以来气候变化与多年冻土的形成. *冰川冻土*, 1993, 15(1): 103~109.

## Gauss parameter method and its application in calculating the rainfall from the mountainous areas

ZHANG Xiao-yong<sup>1</sup>, LIU Geng-nian<sup>2</sup>, LI Yong-hua<sup>3</sup>, CHEN Zheng-chao<sup>4</sup>

(1. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2. College of Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China;

3. College of Urban and Environment Science, Liaoning Normal University, Dalian 116029, China;

4. Institute of Remote Sensing Applications, CAS, Beijing 100101, China)

**Abstract:** Based on the seven monthly mean precipitation data averaged over years from the Urumqi River basin, the authors put forward the Gauss parameter model which can meet the interpolation demand in time and space dimensions. The fitting goodness of the models is 4%. This model builds the relationship between the Gauss function and precipitation, according to the mathematical meaning of the Gauss function and distributional rule of precipitation, and converts the traditional interpolation into function model, advances the application of the precipitation data, solves the problem of calculating precipitation and precipitation distribution under the conditions of the scarcity of rainfall data, especially in the alpine mountain with sparse meteorological stations. It will significantly improve the availability of precipitation data. This paper presents the principle, derivation process and the typical application methods, integrating with specific data.

The precipitation distribution simulated by the Gaussian function is consistent with the actual precipitation amount. Each parameter of Gaussian function has a very clear physical meaning. The method of Gaussian function parameter has a strong practical value, and is widely used. The details are discussed below.

As the time function of precipitation distribution, the model can calculate precipitation amount of any time. Through integration of the precipitation distribution function within a certain period, the precipitation amount of any time cycle can be calculated. Through the spatial interpolation of rainfall distribution parameters of different sites, the precipitation distribution function can be achieved in different regions, thereby calculating the precipitation amount of any time periods and at any time. The simplified Gauss model can transform the estimates of three parameters into one parameter, which can meet the needs of application in the high mountains with sparse meteorological stations, but also can calculate precipitation amount in the historical period. The promoted model can be applied to the precipitation distribution of more than one peak, which expands the application of Gaussian parameters.

However, we must point out that the method of the Gaussian model is based on the data of meteorological stations in Urumqi River valley. The application of models might have some limitations, especially in this region.

**Key words:** Gaussian function; mountain precipitation; Urumqi River basin