

基于地形和主风向效应模拟山区降水空间分布

孙鹏森¹, 刘世荣¹, 李崇巍²

(1. 中国林业科学研究院 森林生态环境与保护研究所, 北京 100091; 2. 北京师范大学 生命科学学院, 北京 100875;
3. 中国林业科学研究院 林业研究所, 北京 100091)

摘要:在 ANUSPLIN 和 GIS 空间分析技术的支持下, 采用岷江流域内及周边地区共计 51 个雨量站的 1988~2002 年各月连续观测数据, 模拟产生岷江上游面积积达 22919km² 的流域范围内月平均降水量的空间分布栅格。为了体现当地季风方向和坡向之间的耦合效应, 建立主风向效应指数 (PWEI), 并从 DEM 中提取海拔高度形成两个协变量, 以雨量站的大地坐标位置作为独立变量。降水的模拟采用样条平滑技术, 利用降水量值和 4 个变量的统计关系拟合产生样条表面, 并进而结合 DEM 和 PWEI 栅格产生空间分辨率达 500m 的降水量栅格。依据归一化交叉检验值 (GCV) 确定平滑参数, 并通过多次诊断运行实现平滑降噪, 提高预测精度。统计结果表明, 月平均降水量的预测误差变动在 15%~42% 之间, 是现有雨量站分布条件所能实现的较好的结果。雨季 (5~9 月份) 的预测误差远小于旱季, 表明东南季风对迎风坡面有明显的致雨效应, 并因 PWEI 的运用提高了模拟精度; 旱季 PWEI 效果不明显, 降水分配主要依赖地形。和单纯利用海拔高度一个变量相比, 增加 PWEI 可使全年平均预测误差降低 3.0% 左右。

关键词:岷江上游; 降水量; 主风向效应指数; 插值; 归一化交叉检验

Estimation of precipitation using altitude and prevailing wind direction effect index in Mountainous region

SUN Peng-Sen¹, LIU Shi-Rong¹, LI Chong-Wei² (1. *Research Institute of Forest Ecology, Environment, and Protection, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China*; 2. *College of Life Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China*). *Acta Ecologica Sinica*, 2004, 24(9): 1910~1915.

Abstract: Spatial explicit data of precipitation contribute to water resource management as well as large-scale eco-hydrological processes modeling. In this paper, spatial interpolation model ANUSPLIN and Geographic Information System techniques were employed to simulate the spatial distribution of mean monthly precipitation in the mountainous region. Upper Stream of Minjiang (USM), where this study was carried out, is a critical area in Southwest China. USM locates between the east Tibet plateau and Sichuan basin, covers 22919km² watershed area.

Precipitation data were acquired through 51 rain observation gauges for the period of 1988~2002. Two independent variables and two covariates were used in simulating surfaces of monthly precipitation. Independent variables x , y are position information of the gauges in a projected coordinate system of Beijing 1954. Topographic descriptor DEM and Prevailing Wind-direction Effect Index (PWEI) were extracted as covariates. The latter were established by linking the interacting effects of aspect and prevailing wind direction (i. e. wind direction of monsoon). All variables were calculated and discretized as raster surfaces with 500 m resolution.

Thin plate smoothing spline surfaces for monthly precipitation were fitted on the basis the gauged precipitation points, which enable the regular gridded precipitation data set to be produced by coupling spline surfaces with DEM and PWEI.

基金项目: 国家科技部重大基础研究计划资助项目 (2002CB111504); 国家科技部杰出青年基金资助项目 (30125036); 国家林业局森林生态环境重点实验室基金资助项目

收稿日期: 2004-02-27; **修订日期:** 2004-06-12

作者简介: 孙鹏森 (1971~), 男, 山东莱州市人, 博士, 副研究员, 主要从事森林生态学研究。

Foundation item: The National "973" Fundamental Research Program (No. 2002CB111504), the National Science Foundation of China for Distinguished Young Scholars (No. 30125036) and Fund of State Forestry Administration key lab. of forest ecology and environment

Received date: 2004-02-27 **Accepted date:** 2004-06-12

Biography: SUN Peng-Sen, Ph. D., Associate professor, mainly engaged in forest ecology.

Generalised Cross Validation (GCV) is applied to determine smoothing parameter that can be used to minimize the prediction error.

Mean monthly precipitation varied significantly throughout the year. The highest mean monthly precipitation 174.05mm occurred in August and the lowest 7.98mm occurred in December. Spatial distribution patterns of precipitation appeared to be high topographic relevant. The higher precipitation occurred in the southeast upslope that exposed to the prevailing moisture-bearing wind, and the lower occurred in the north plateau and in the middle dry valley.

Scatterplots of observed versus predicted precipitation showed overestimate in the upper end of the range and underestimate in the lower end of the range in dry season (October to April). In contrast, wet season (May to September) appeared to be well predicted. Narrow range of the value in May and June indicate there were no remarkable annual change of precipitation at the beginning of wet season.

Statistics showed the prediction errors of monthly precipitation vary between 15.02%~42.06%. The prediction errors in wet season varies between 15.02%~21.04% and dry season 17.71%~42.06%. Lower prediction errors in wet season indicated stronger effect of prevailing wind-direction of monsoon than dry season. Better performance occurred when simulating has been done with PWEI than without it. Annual mean prediction error can be reduced by 3.0 percent when applying PWEI.

Key words: upper stream of Minjiang; precipitation; prevailing wind-direction effect index; interpolation; generalised cross validation

文章编号:1000-0933(2004)09-1910-06 中图分类号:P338+.1, S715, S718.5 文献标识码:A

区域降水量是重要的环境变量,是生态水文模拟中的重要参数之一,对于研究区域植被分布格局及生态演变规律,流域水资源合理规划与利用具有重要科学价值。目前降水量都是来自固定气象站点的独立观测资料,但是,当研究扩展到景观和区域尺度时,仅仅基于站点的观测资料远远不能满足要求,降水的连续性空间分布数据更为重要。因此,对降水量进行插值和模拟的研究越来越多^[1~5],由于降水通常随海拔高度升高而升高^[6],因而大量早期研究都是通过一定的插值算法或趋势分析模型,将样点的地理位置和海拔高度作为空间变量,利用空间变量与降水的关系进行插值并生成降水空间分布图。也有许多学者运用地统计学方法计算降水^[7,8],依据相邻样点的空间相似性原理生成降雨趋势面,如反距离权重法(IDW)、普通 Kriging 法、协同 Kriging 法。这些模拟方法虽然取得了一定的效果,但是由于考虑了较少的空间属性,因此,在地形复杂的山区效果并不理想。最近的研究趋向是增加不同的地形变量,例如除了经纬度和高程外,还增加了坡度、坡向、坡面连续性、测点至上风侧障碍物距离等因子,并利用统计分析的方法计算^[9~12]。Jorge 通过采用子流域平均坡度(气象站所在的子流域)、子流域平均海拔高度(气象站所在的子流域)、测站到海岸线的距离等因子而显著改善了模拟精度,因为它们更能准确地反映气象站位置及周边地形条件的平均水平^[13];PRISM 模型基于多个地形变量建立观测点权重函数,并通过“移动窗口”程序分别计算空间上每个栅格单元的海拔与降水的线性回归关系,这一方法模拟精度比基于 IDW 的地统计学方法具有显著的提高^[14];ANUSPLIN 模型在多变量统计分析基础上引入样条平滑机制^[15,16],并通过人机交互使归一化交叉检验值(GCV)达最低,从而达到理想的模拟精度。综上所述,针对不同区域特点,适当增加有效的地形变量或景观特征因子并结合空间分析和表面拟合技术,是提高降水模拟精度的新途径。

岷江上游地处北半球中纬度内陆,四川盆地和青藏高原的过渡地带,地形复杂,大部分地区受季风环流控制,夏季的东南季风使得盆地西部边缘山地和其他一些地势起伏较大的地方,在迎风坡对暖湿空气的阻挡而加强上升作用,降水量较大,且有随地势升高而增大的趋势,因此,盆地西缘素有“华西雨屏”之称,年降水量可达 1300~1700mm;相反,一些焚风效应显著的河谷区,受地形阻挡,冷暖气流均不易侵入,加之气流越山下沉而增温,不易饱和,因而很少产生降水,形成干旱河谷,如岷江上游流域内的茂汶干旱河谷地区,年降水量不足 500mm。总之,该地区的降水兼有海拔、坡向和季风影响的多重因素。因此,在降水模拟的过程中,仅仅考虑海拔高度不能满足要求,必须将坡向和夏季暖湿季风的关系考虑在内,才可能达到比较好的模拟效果。

基于该区上述特点,本文除了采用大地坐标位置、海拔高度以外,增加季风方向与坡向耦合效应的指标,即“主风向效应指数”,辅助进行区域降水的空间模拟,以探索在固定雨量站分布稀少情况下优化的降水空间模拟方法。

1 方法和数据

1.1 研究区位置及气象站点分布

研究区覆盖了岷江流域上游,紫坪铺水文站以上的流域范围,总面积约 22919km²,海拔高度从 500m 至 6000m 变化。本研究主要依据四川省水利厅水资源局提供的雨量站资料,岷江流域上游及周边地区的雨量站共计 51 个(图 1),时间为 1988~2002 年,共 15a。雨量站提供的资料为月累计降水量(简称月降水量)。

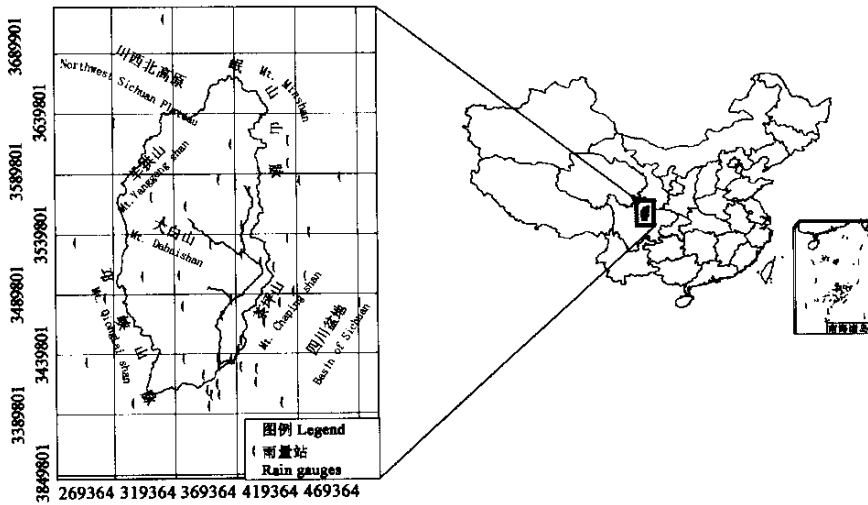


图 1 研究区位置及雨量站分布

Fig.1 Position of study area(i.e. USM) and the distribution of rain observation gauges

2.2 自变量的获取和处理

海拔高度是必不可少的影响因素,从数字高程模型(DEM)提取高程信息并用于表面拟合。数字高程模型从购置的 1 : 100000 的地形图,数字化后,利用 ARCGIS 8.1 (Esri, inc., 2001)的 GRID 模块计算产生。采用 1954 年北京坐标系,500m 的栅格单元,位置变量取自大地坐标的 x, y 值。气象站的高程变量是重要的变量之一,从 DEM 中对应气象站的位置提取。主风向效应的确定比较复杂,主要依据影响该区的季风环流的多年平均方向来确定。冬半年(10~翌年 4 月份),西风带急流分成南北两支绕过青藏高原,在大陆东岸汇合,西川盆地及西部边缘山地处在南北两支气流所不能及的中间地带,形成干暖气候(干季),因此,冬季季风对降水的影响不大,因此不予考虑;夏半年(5~9 月份),西风带北移至北纬 40° 以北,盆地西部边缘常处于副热带太平洋高压和西藏高原低压天气系统的接触地带,依据 850mb 平均流量场图和风向频率图^[17],确定夏季盆地西缘岷江流域上游地区的主风向大约是方向角 135° 东南季风。由于东南季风携带大量的太平洋暖湿气流,是该区迎风坡面降雨的主要水汽来源,因此,坡向和季风方向之间角度成了影响该区降雨的另一关键因素,称之为“主风向效应”,为了能够量化描述主风向效应,构建“主风方向效应指数($PWEI$, Prevailing Wind-direction Effect Index)”作为协变量之一参与降雨的插值。 $PWEI$ 主要通过坡向和当地的主风向两个因子建立。

$$PWEI = \cos(\pi \cdot (\alpha - \beta + 360) / 180) + 1 \quad (0^\circ \leq \alpha < \beta)$$

$$= \cos(\pi \cdot (\alpha - \beta) / 180) + 1 \quad (\beta \leq \alpha < 360^\circ)$$

式中, α 为某点的坡向, β 为主风向。 $PWEI$ 的值域区间为 0~2, 0~1 之间为背风坡, 1~2 之间为迎风坡, 当坡向为 β 时, $PWEI$ 达到最大值 2.0, $PWEI$ 综合了主风向和坡向的耦合效应。运用 ARCGIS/GRID 模块在 DEM 的基础上, 生成坡向栅格, 然后, 在坡向栅格中利用 $PWEI$ 计算公式和地图代数运算法计算产生 $PWEI$ 栅格。由于采用 500m 的较小栅格单元, 在复杂变化的地形条件下, $PWEI$ 值的随机性较大, 噪声大, 为了能够真实的反映气象站及周边地形的平均状况, $PWEI$ 值取 5×5 卷积降噪处理, 即采用气象站周边 6.25km² 范围内的平均 $PWEI$ 值, 从而有效的避免了因局部地形变异造成的随机误差(图 2)。

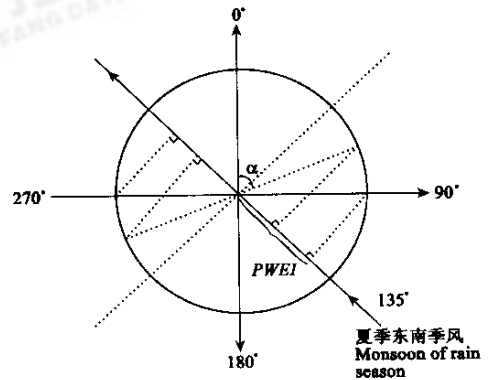


图 2 主风向效应指数($PWEI$)的构建

Fig.2 Establishment of prevailing wind-direction effect index

2.2 样条平滑

降水量的模拟是基于平滑样条的表面拟合技术^[18],这一技术首次被 Hutchinson 运用到气象模拟中,并取得了很好的效果^[15,16]。样条模型对 n 个观测值的统计结果可以表达为:

$$Z_i = f(x_i) + b^T y_i + e_i (i = 1, \dots, N)$$

式中, x_i 是 d 维样条独立变量的向量, f 是 x_i 的未知平滑函数, 每一个 y_i 是 p 维独立协变量的向量, b 为未知 p 维 y_i 系数的向量, e_i 为独立零均余项, 方差为 $w_i \sigma^2$ 。当没有协变量时 ($p=0$), 样条模型可以简化为简单的多元回归模型, 但是独立变量一般不允许缺失。样条平滑函数 f 和系数向量 b 可以通过多次迭代求极小值:

$$\sum_{i=1}^N \left[\frac{Z_i - f(x_i) b^T y_i}{w_i} \right]^2 + \rho J_m(f)$$

式中, $J_m(f)$ 表示平滑度, 表达为平滑函数 f 的 m 阶导数的积分值, ρ 为平滑参数 (正整数), ρ 值通过最小化拟合曲面预测误差 (用归一化交叉检验值 (GCV) 表示) 确定。样条模型通常至少包含 2 个独立变量, 对于气候分析而言, 这两个变量通常是气象站的位置信息 (如经纬度), 其他的变量可以作为协变量, 选择与气候过程有重要影响的因子, 例如海拔等。样条平滑假设拟合曲面随着独立变量的改变而平滑改变, 并且尽量减小表面的曲率, 增加平滑度。平滑过程中将不断产生预测误差和对输入数据的误差诊断信息, 需要用户多次介入拟合过程, 以提高信噪比, 尽量降低归一化交叉检验值 (GCV), 从而达到最佳的拟合效果。整个模拟和诊断过程在澳大利亚国立大学资源和环境研究中心研发的 AUNSPLIN (ver. 4.1) 支持下完成。

3 结果分析与讨论

3.1 运用 PWEI 模拟结果及误差分析

表 1 所示为 1988~2002 年共 15a 时间平均每月的统计结果。从降水量的多年平均值来看, 5~9 月份可确定为湿季, 其他月份则为干季, 降水量平均值显示了明显的季节变化特征, 平均降水量最高为 7、8 月份, 分别为 174.05mm 和 177.87mm, 最低为 12 月份 7.98mm (图 3), 根均方差 (RTMSE) 变动在 3.36 到 37.43 之间, 预测误差在 15.02% 到 42.06% 之间; 虽然干季 RTMSE 较小, 但是由于平均月降水量小, 预测误差反而较大。总体上讲拟合偏差较大, 这主要是由于气象站点少、分布位置不合理造成的。

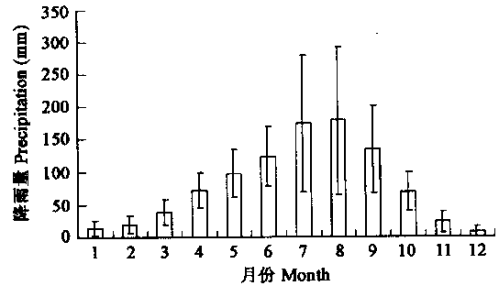


图 3 月降水量平均值及其季节变化

对比表 1、表 2 的统计结果就可以看出, 加入 PWEI 变量比单独使用海拔一个变量可以提高预测精度, 并在一定程度上降低标准偏差, 提高了表面平滑的信号强度。从预测误差的季节分布来比较, 干季预测误差两者都比较大, 湿季预测误差较小; 从两者之间比较来看, 不同月份差异也较大, 增加 PWEI 后, 1 月份预测误差甚至降低 8.0% 以上, 而 11、12 月份则比只用高程的预测误差反而增大 1.5% 和 2.6%。干季两者预测误差的差值不稳定, 有正有负, PWEI 的效果不明显, 而湿季, 增加 PWEI 后的预测误差全部降低且较稳定, 这很好的解释了夏季季风的效应, 并证明 PWEI 较恰当的描述了这种效应。但从全年平均值来看, 增加 PWEI 比单纯使用海拔高度降低预测误差约 3.0%, 这一效果不能说明 PWEI 比海拔高度在模拟中更重要, 但毫无疑问, PWEI 是很重要的辅助变量。3.0% 的预测误差的降低对于生态和水文过程的模拟来说具有重要意义。

Fig. 3 Fitted mean monthly precipitation and seasonal variation

由于研究区域较大, 要在整个流域重新观测并验证模拟效果是非常困难的, 事实上, 重新观测验证方法只能运用在小尺度

表 1 利用海拔和 PWEI 两个变量对各月降水栅格数据表面拟合统计
Table 1 Summary statistics for months of precipitation surfaces fitted by two variables: PWEI and altitude

月份 Months	信号强度 Signal	标准偏差 STD DEV	根均方差 RTMSE	根归一化交叉检验 RTGCV	预测误差 Predict error %
1 Jan.	15.44	11.31	4.80	10.21	35.67
2 Feb.	15.70	14.07	5.93	12.48	30.85
3 Mar.	15.13	18.94	7.77	16.26	20.55
4 Apr.	15.56	27.75	12.82	27.37	17.87
5 May	16.82	36.95	14.61	30.61	15.02
6 Jun.	16.43	45.48	20.01	42.51	16.21
7 Jul.	16.51	104.97	35.75	76.02	20.54
8 Aug.	16.89	114.79	37.43	78.45	21.04
9 Sep.	17.43	67.49	22.89	49.79	17.08
10 Oct.	15.75	28.88	12.24	26.05	17.71
11 Nov.	16.63	16.35	6.20	13.12	26.88
12 Dec.	15.27	7.72	3.36	7.36	42.06

表 2 只利用海拔一个变量对各月降水栅格数据表面拟合统计
Table 2 Summary statistics for months of precipitation surfaces fitted by one variable: altitude

月份 Months	信号强度 Signal	标准偏差 STD DEV	根均方差 RTMSE	根归一化交叉检验 RTGCV	预测误差 Predict error %
1 Jan.	13.83	11.84	5.66	10.01	44.12
2 Feb.	14.57	14.11	6.53	12.74	33.77
3 Mar.	13.22	20.08	9.83	16.65	25.02
4 Apr.	14.70	29.00	17.03	28.45	24.78
5 May	14.39	38.97	18.17	32.35	17.92
6 Jun.	13.24	44.06	27.79	58.43	22.40
7 Jul.	15.23	119.54	43.49	87.34	22.86
8 Aug.	15.02	127.15	38.43	90.96	22.09
9 Sep.	15.76	67.92	26.14	49.31	19.28
10 Oct.	13.61	30.38	14.49	26.99	20.44
11 Nov.	16.17	15.37	5.37	11.42	25.33
12 Dec.	13.26	7.93	2.93	7.46	39.47

研究上。当样本较大时,可以采取保留部分站点不参与模拟,专门用于验证的方法^[13]。但由于用于本研究雨量站偏少,研究尺度较大,抽取大量站点用于验证势必降低模拟精度,为此,本文运用另一种方法即归一化交叉检验(GCV)的方法,即通过逐一剔除站点观测值并利用剩余站点进行模拟,产生每个站点的实测值和模拟值进行模拟效果的检验,进而分析预测误差在各站点和各月的分布情况。结果表明,月降水量的实测值和模拟值表现了较强的线性相关性(图4),其中,3,4,5,7,9,10,11月份的效果较好,11月份 R^2 最高可达0.97,7月份最低为0.68,总体上讲模拟的效果比较理想。但是在降水量较低的干季,数据点集中值域区间的低端,其高端模拟值偏高而低端模拟值偏低;而雨季降水量较大情况下,模拟值与实际值相关性较好,但5月和6月容易出现值域区间相对较窄的情况,说明该时段(雨季开始时)多年降水量变化不大。ANUSPLIN模拟过程需要不断的人工介入剔除产生噪声较大的站点,并通过最小化GCV值以达到每个连续表面的最佳拟合效果。表1、表2所示根归一化交叉检验值(RTGCV)是能够使平滑过程所产生的信号强度满足要求的最低值。RTGCV随降水量大小的变化而具有明显的季节特征(表1,表2)。

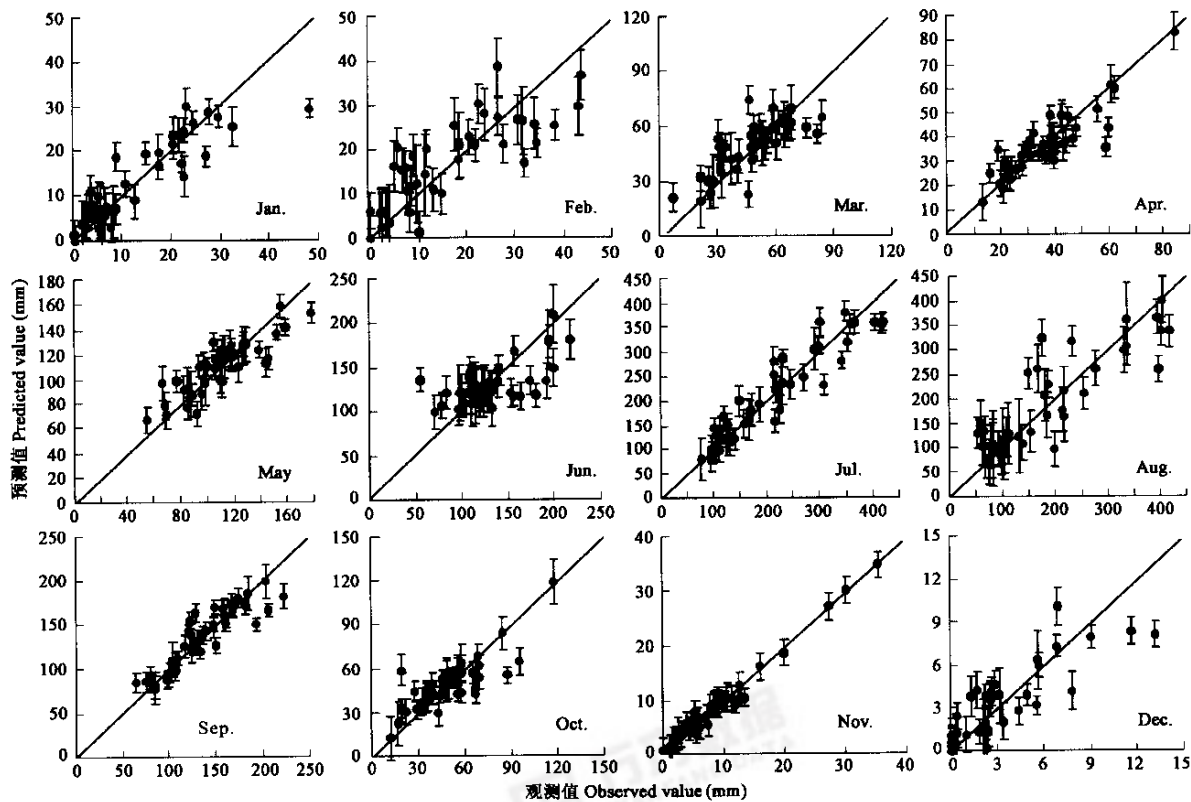


图4 岷江上游降水量的观测值和模拟值

Fig. 4 Scatterplots of observed versus predicted precipitation for USM

3.2 岷江上游降水的季节动态和空间格局

从地势上看,岷江流域上游地势由西北向东南倾斜,形成高原-山地峡谷-盆地相间的地貌格局。岷江流域东部为四川盆地边缘地区(海拔1500~3000m的中低山地为主)是第一台阶,主要以岷山山脉及其余脉、茶坪山组成;西北部为川西北高原地区(地面海拔4000~4500m,分为川西北高原和川西山地两部分,自北向南依次为羊拱山、鹧鸪山和邛崃山脉,构成西线第二台阶。岷江流域内的杂谷脑、黑水两大支流下游是位于两大台阶之间的河谷地带(图1)。从降水在空间的分布上来看,两大台阶的东南迎风方向上具有较高的降水量(彩版I中8月份降雨分布图最明显),夏季从东南方向来的暖湿气流经过两级抬升后产生大量的地形雨。河谷地带的降水量偏少,可见干旱河谷的主要成因主要是特殊的地形所致。彩版I中可以看出,在干季,东南季风的影响相对减弱,降水的分布的地形相关性显著,降水呈现明显的海拔梯度;而湿季, $PWEI$ 指数作用提高,降水的DEM相关性相对下降,可见, $PWEI$ 指数在湿季降水模拟中取得了良好的效果,这与表1的统计结果是相符的。

流域内降水的季节变化特征也非常明显,在1、2、11、12月份,月降水量基本在0~50mm之间变动,且整个流域变化不大;

在湿季的 6、7、8、9 月份,降水最高,且空间变异较大,如 8 月份平均降水量 416mm,几乎占全年降水总量(949mm)的一半,且空间分异较大,跨越 20~50mm 到 400~450mm 的多个值域区间。

4 结论

在地形复杂的山区降水模拟中,增加精度最直接的方法当然是增加雨量站的数量,但是,一方面由于流域面积过大,通过人为增设雨量站的数量提高精度是不可能的;另外,现有的雨量资料来源于不同部门的观测设施,且不说数据的可靠性如何,气象站在整个流域的分布并不是在统一的规划下设立,因此,样点的代表性并不能达到令人满意的效果。在这样的前提下,试图在大流域模拟降水的时空格局,只有有效的选取敏感性参数,才能提高模拟的精度。

运用 *PWEI* 指数和海拔高度两个变量模拟流域降水量,在地形复杂的山区取得了较好的效果,尤其是雨季,季风的致雨效应显著,*PWEI* 指数可明显减小预测误差,最低可达 15%~16%,而干季,季风效应不明显,*PWEI* 指数作用不显著,降水主要随海拔梯度分布,预测误差相对较高,为 35%~42%。增加 *PWEI* 比单纯利用海拔进行模拟能提高约 3.0% 的预测精度。

岷江流域降水时空分布格局的分析表明,岷江流域东南的盆周山地、羊拱山南坡是降水的两个高发地带,杂谷脑、黑水下游,汶川一带全年降水较少,是干旱河谷形成的主要气候因素。

References:

- [1] Oliver M A, Webster R. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographic Information System*, 1990, **4** (3): 313~332.
- [2] Weng D M, Luo Z X. *Mountain climate*. Beijing: China Meteorology press, 1990.
- [3] Kurtzman D, Kadmon R. Mapping of temperature variables in Israel: a comparison of different interpolation methods. *Climate Research*, 1999, **13**: 33~43.
- [4] Shang Z B, Gao Q, Yang D A. Spatial pattern analysis of annual precipitation with climate information system of China. *Acta Ecologica Sinica*, 2001, **21**(5): 689~694.
- [5] Zhu H Z, Luo T X, Daly C. Validation of simulated grid data sets of China's temperature and precipitation. *Geographical research*, 2003, **22**(3): 349~359.
- [6] Smith R B. The influence of mountains on the atmosphere. *Advance of Geophysics*, 1979, **21**: 87~230.
- [7] Prudhomme C, Duncan W R. Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland. *International Journal of Climatology*, 1999, **19**(12): 1337~1356.
- [8] Goovaerts P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 2000, **228**: 113~129.
- [9] Basist A, Bell G D, Meentemeyer V. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of Climate*, 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. *Climate Research*, 1998, **10**: 35~49.
- [11] Ninyerola M, Pons X, Roure J M. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of climatology*, 2000, **20** (14): 1823~1841.
- [12] Wotling 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.
- [13] Jorge Marqui'nez, Javier Lastra, Pilar Garcí'a. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *Journal of Hydrology*, 2003, **270**: 1~11.
- [14] Daly C, Helmer E H and quinones M. Mapping the climate of puerto rico, vieques and culebra. *International Journal of Climatology*, 2003, **23**: 1359~1381.
- [15] Hutchinson M F, Dowling T I. A continental hydrological assessment of a new grid-based digital elevation model of Australia. *Hydrological Processes*, 1991, **5**: 45~58.
- [16] Hutchinson M F, Gessler P E. Splines-more than just a smooth interpolator. *Geoderma*, 1994, **62**: 45~67.
- [17] Zhao J. *Physical Geography of China*. Beijing: Higher Education Press, 1995.
- [18] Wahba G, Wendelberger J. Some new mathematical methods for variational objective analysis using splines and cross-validation. *Monthly Weather Review*, 1980, **108**: 1122~1145.

参考文献:

- [2] 翁笃鸣, 罗哲贤. 山区地形气候. 北京: 气象出版社, 1990.
- [4] 尚宗波, 高琼, 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.
- [5] 朱华忠, 罗芳数据 C. 中国高分辨率温度和降水模拟数据精度分析. 地理研究, 2003, **22**(3): 349~359.
- [17] 赵济主编. 中国自然地理. 北京: 高等教育出版社, 1995.

孙鹏森, 等: 基于地形和主风向效应模拟山区降水空间分布

SUN Peng-Sen, et al: Estimation of precipitation using altitude and prevailing wind direction effect index in mountainous region

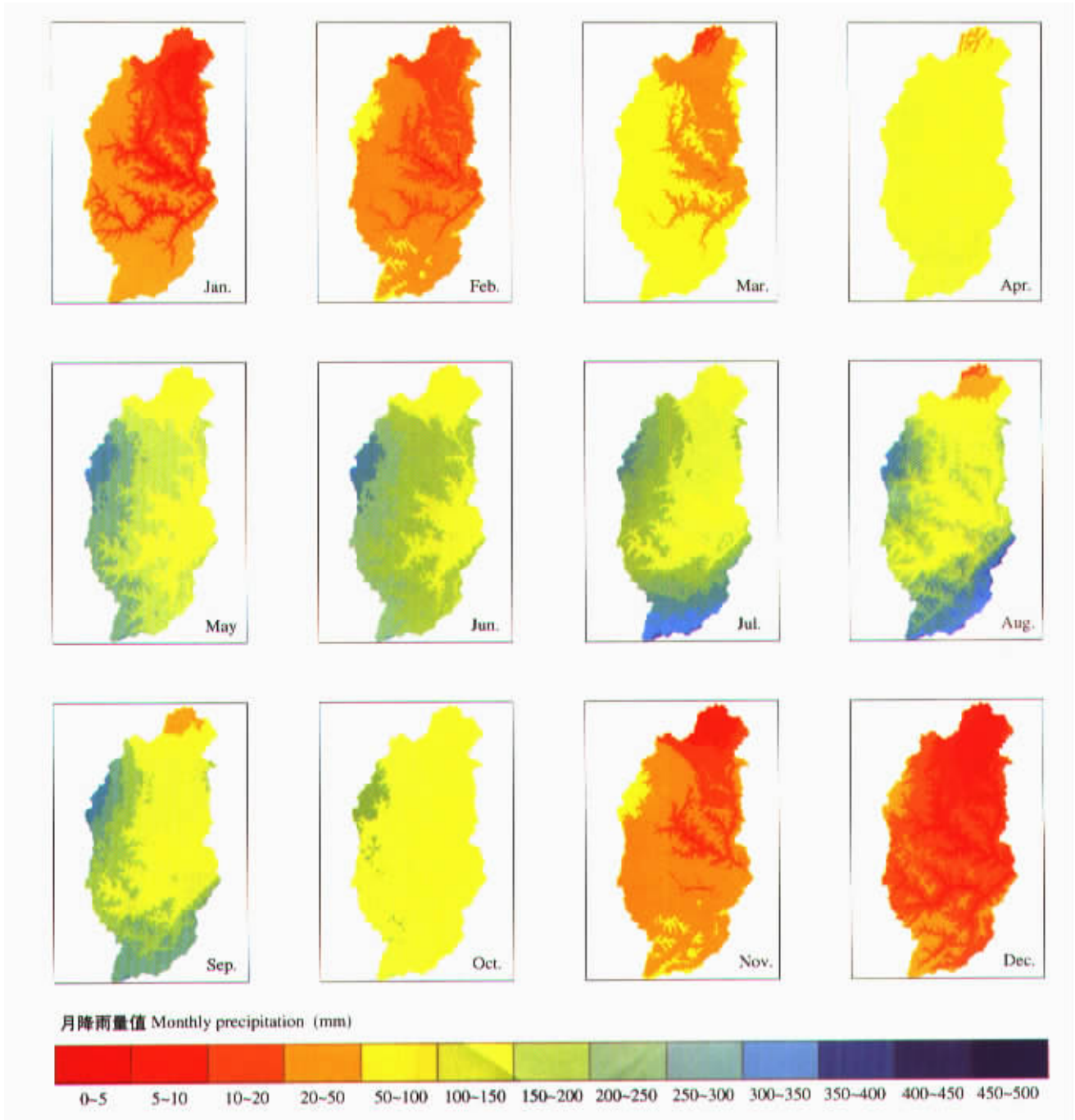


图 I 岷江上游降水量多年平均(1988~2002年)的季节及空间变化图

Plate I Averaged monthly precipitation (1988~2002) and its spatial distribution pattern of USM