

# 复杂地形下黄河流域月平均气温分布式模拟

曾燕<sup>①\*</sup>, 邱新法<sup>②</sup>, 何永健<sup>②</sup>, 施国萍<sup>②</sup>, 刘昌明<sup>③</sup>

① 江苏省气象科学研究所, 南京 210008;

② 南京信息工程大学遥感学院地理信息系统系, 南京 210044;

③ 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

\* E-mail: [jlzengyan@sina.com](mailto:jlzengyan@sina.com)

收稿日期: 2008-06-16; 接受日期: 2009-01-13

中国气象局气象新技术推广重点项目(编号: CMATG2006Z10)、江苏省气象灾害重点实验室项目(编号: KLME050102)资助

**摘要** 通过对常规气象站月平均气温资料的分析, 发现在影响气温的众多因素中, 海拔高度、太阳总辐射、地表长波有效辐射对气温具有显著影响. 建立了月平均气温的物理经验统计模型, 结合复杂地形下太阳总辐射分布式模拟结果, 提出了依托常规地面气象观测资料实现复杂地形下月平均气温分布式模拟的方法, 生成了黄河流域 1 km×1 km 分辨率月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温的空间分布图. 分析表明, 模拟结果能较好地反映气温的宏观分布趋势和局地分布特征. 交叉验证结果表明, 模型具有很好的稳定性, 各月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温的模拟误差平均为 0.19~0.35℃; 加密站验证和个例年验证表明, 模型具有良好的空间维和时间维模拟能力. 提出的月平均气温分布式模型立足于常规地面气象观测资料, 不依赖于山地野外考察资料, 可以方便地在广大地区推广应用.

**关键词**

黄河流域  
月平均气温  
复杂地形  
分布式模拟

气温是表征地区热量特征的重要指标之一<sup>[1]</sup>. 气温的高低直接影响到自然界各种植物、动物的生长发育进程及其地域分布<sup>[2]</sup>; 在众多自然科学研究领域建立的模拟模式中, 气温也是重要驱动因子<sup>[3]</sup>. 因此, 有关气温时空分布特征的研究一直是地理、气象、水文、农业、林业、生态等研究和应用领域广泛关注的热点问题之一<sup>[4~7]</sup>.

当前, 对气温时空分布特征研究的热点是借助遥感、地理信息系统等技术, 利用有限的地面测站资料, 建立栅格化(空间化)的气温数据库<sup>[8~10]</sup>. 自 20 世纪 80 年代起, 美国、加拿大、日本、欧洲、澳大利亚等国家和地区相继建立了不同空间分辨率的空间气象数据信息系统<sup>[11]</sup>. 近年来, 我国部分学者也对气

象数据栅格化进行了研究<sup>[12~16]</sup>.

现有的气温数据栅格化方法主要有两大类: 一是利用地统计学空间内插技术直接对气温进行内插; 二是建立多元地理统计模型进行趋势面拟合并外推. 常用的气温空间内插方法有逆距离权重法(IDW)<sup>[17]</sup>、克立格法(Kriging)<sup>[18,19]</sup>、样条函数法(Spline)<sup>[20]</sup>等, 大量研究表明, 不同内插方法得到的气温空间分布结果存在较大差异<sup>[21~23]</sup>, 不同研究者认为的最适气温空间内插方法存在明显的不一致<sup>[24~27]</sup>. 有研究认为, 不存在绝对最优的气温空间插值方法<sup>[28]</sup>. 多元地理统计模型中, 常用的统计因子包括: 纬度、海拔高度、经度等地理参数<sup>[29~34]</sup>, 在部分研究中还试图引用坡度、坡向、遮蔽度、开阔度等局地地形因子<sup>[35]</sup>, 其中

最典型的是美国 Oregon 州立大学空间气候研究中心建立的 PRISM 模型(parameter elevation regressions on independent slopes model)<sup>[41]</sup>, 这类模型一般可以取得较好的拟合精度。

大多数研究认为, 对山地气温分布而言, 海拔高度的影响是重要的, 考虑海拔高度的影响可以明显改善气温的模拟效果<sup>[36]</sup>; 局地地形的订正是必要的, 然而, 在大多数的研究中局地地形因子的引入是困难的, 只有在少数使用短期野外考察资料的研究中, 引入了个别局地因子. 针对这种情况, 有的研究引入坡地太阳直接辐射项进行地形因子订正<sup>[37]</sup>.

对地形起伏、下垫面性质多样等地表非均匀因素对气温分布影响的复杂机理认识不足和山地实测资料缺乏是气温栅格化研究中的主要困难. 因此, 对复杂地形下气温形成机理的认识和对常规地面气象站气温观测资料的理解是实现气温栅格化模拟的基础. 气象观测站一般设置在水平开阔地段, 其气温观测资料代表了开阔水平面上气温的宏观分布特征, 不代表实际复杂地形条件下局地气温的分布特征. 因此, 在不加入其他因素的前提下, 不管采用哪种方法直接对气温进行插值, 只能得到气温的宏观分布特征; 在缺乏大量野外考察资料的情况下, 采用地理、地形因子的多元地理统计模型方法, 尽管可以达到较高的拟合精度, 但难以揭示复杂地形下气温形成的机理, 所绘制的栅格化气温分布图也很难准确反映出局地气温的空间分布规律.

本文在深入分析月平均气温影响因素的基础上, 建立了月平均气温物理经验统计模型, 立足常规地面气象站观测资料, 结合复杂地形下太阳总辐射分布式模拟结果, 提出了实现复杂地形下月平均气温分布式模拟的方法. 以黄河流域为例, 实现了 1 km×1 km 分辨率的月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温的分布式模拟, 为复杂地形条件下气温栅格化提供了一种切实可行的技术方法.

## 1 资料及处理

模型建立过程中, 所用气象资料主要包括: 黄河流域及周边 148 个气象站(简称 148 个站, 以下同)1961~2000 年月平均气温、月平均最高(最低)气温、月平均日照百分率、月平均相对湿度资料和 35 个气

象站太阳辐射量资料(包括: 总辐射、直接辐射和散射辐射), 辐射资料均为月总量值. 加密站验证分析过程中, 采用了黄河流域内陕西省 38 个加密站 1961~2000 年月平均气温、月平均最高(最低)气温资料. 个例年验证分析过程中, 利用了 148 个站 2005 年月平均气温、月平均最高(最低)气温、月平均日照百分率和相对湿度资料. 在资料应用之前, 对所有资料进行了严格的质量检测和筛选, 并将月总量辐射资料转换为月平均日总量资料(即: 在建模时采用月平均日总量辐射资料). 1 km×1 km 分辨率的 DEM 数据为国家基础地理数据.

## 2 月平均气温物理经验统计模型的建立

构建有物理意义的月平均气温计算模型, 建立在对气温形成机理和对常规地面气象站气温观测资料认识的基础上. 气象站对气温的观测包括每日 02:00, 08:00, 14:00, 20:00 4 个时次的定时观测和每日最高、最低气温的观测, 绝大多数情况下, 日最高气温出现在白天, 日最低气温出现在夜晚. 每日 4 次定时观测的算术平均为日平均气温, 各日平均气温的算术平均即为月平均气温, 各日最高(最低)气温的算术平均即为月平均最高(最低)气温.

### 2.1 月平均气温的组成

从气象站气温观测资料的整理过程不难看出, 平均气温(包括日平均气温、月平均气温)是一项派生数据, 由白天气温和夜晚气温两部分组成. 有的研究中, 也采用最高气温和最低气温的算术平均或加权平均作为平均气温. 因此, 可以利用下式来表示月平均气温与月平均最高、最低气温的关系:

$$T_{Mavg} = C_{Mmax} \cdot T_{Mmax} + C_{Mmin} \cdot T_{Mmin}, \quad (1)$$

式中,  $T_{Mavg}$  为月平均气温,  $T_{Mmax}$  为月平均最高气温,  $T_{Mmin}$  为月平均最低气温,  $C_{Mmax}$ ,  $C_{Mmin}$  为经验系数.

利用 148 个站 1961~2000 年逐月气温观测资料分析了月平均气温与月平均最高、最低气温的统计关系, 表 1 列出了(1)式的统计参数. 由表 1 可见, 就黄河流域而言, 月平均气温的组成中月平均最低气温的贡献略大于月平均最高气温. 全年平均情况下, 月平均最低气温的贡献约为 55.5%, 月平均最高气温的贡献约为 44.5%. 从系数季节变化情况看, 冬季月平均最

低气温对月平均气温的贡献达到最大, 月平均最高气温对月平均气温的贡献达到最小, 夏季反之, 这与昼、夜长度的季节变化一致。

表 1 公式(1)经验系数及相应统计指标<sup>a)</sup>

月份	<i>R</i>	<i>C</i> <sub>Mmax</sub>	<i>C</i> <sub>Mmin</sub>	<i>n</i>
1	0.9994	0.417	0.563	6768
2	0.9990	0.426	0.550	6776
3	0.9984	0.444	0.541	6783
4	0.9993	0.467	0.532	6796
5	0.9996	0.481	0.524	6796
6	0.9997	0.485	0.514	6801
7	0.9998	0.474	0.520	6809
8	0.9998	0.459	0.536	6815
9	0.9997	0.443	0.557	6833
10	0.9994	0.430	0.575	6842
11	0.9986	0.421	0.575	6852
12	0.9992	0.411	0.570	6851
全年	0.9995	0.450	0.562	81722

a) *R* 为复相关系数; *n* 为资料长度

### 2.2 海拔高度对气温的影响

图 1 是 148 个站的 7 月气候平均气温与海拔高度的相关关系图。可以看出, 两者呈显著的负相关。进一步分析表明, 这种负相关关系在月平均最高(最低)气温中均有稳定的体现, 但夏季的相关性比冬季显著。表明尽管气象站一般设在水平开阔地段, 但利用各气象台站之间的海拔高度差异, 分析气温随高度的递减率是可行的, 这要比直接采用自由大气中的气温直减率推算山区气温更加符合实际。

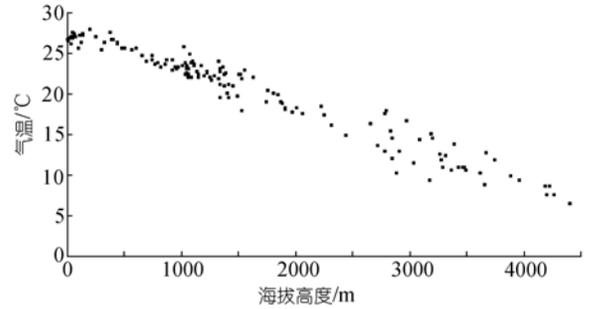


图 1 148 个站 7 月气候平均气温与海拔高度相关关系 (1961~2000 年)

### 2.3 太阳总辐射对气温的影响

气温与太阳辐射的关系非常密切, 在气温的日变化和年变化中均有明显的体现。通过天文因子(太阳常数、日地相对距离、太阳赤纬等)与宏观地理因子(纬度等)的综合作用, 各地水平面接收到的太阳总辐射表现出良好的季节变化规律和地带性分布规律, 与气温的季节变化规律和纬向分布特征一致。这也是多元地理统计模型中地理纬度因子成为稳定的气温推算因子的根本原因。图 2 给出了兰州站 1961~2000 年历年逐月平均气温与太阳总辐射之间的关系。就全年情况看, 气温随太阳总辐射的增加而上升, 呈明显的正相关关系, 体现了气温的季节变化规律; 其中, 以月平均最高气温与太阳总辐射的关系最为显著, 其次为月平均气温, 再次为月平均最低气温, 表

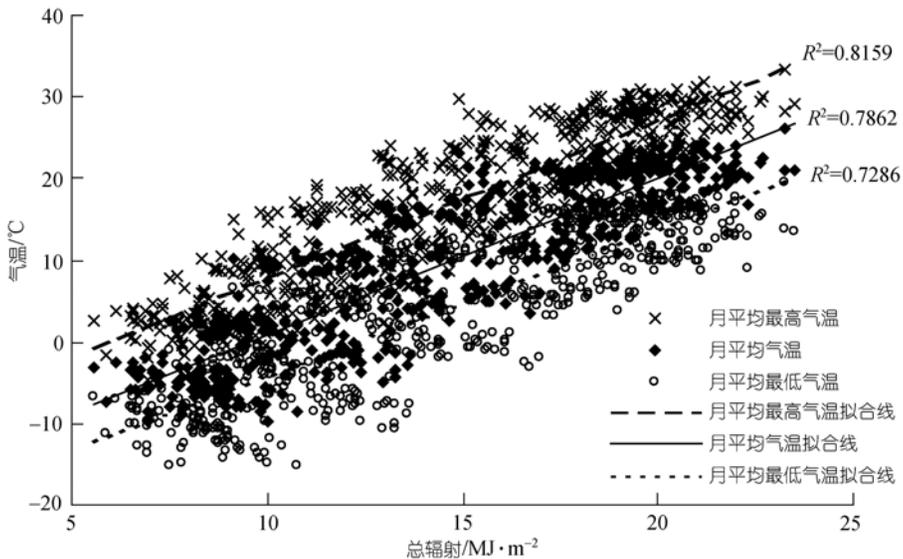


图 2 1961~2000 年兰州站历年逐月平均最高、平均最低、平均气温与太阳总辐射相关关系

明太阳总辐射对白天气温的影响强于对夜晚气温的影响。

### 2.4 长波有效辐射对气温的影响

长波有效辐射由地面长波辐射和大气逆辐射两部分组成, 是影响地表和近地层温度的重要因素之一。在目前的地面气象观测中, 有效辐射实测资料往往通过对辐射平衡方程中其他要素的观测而间接获得, 资料非常有限。图 3(a)给出了格尔木、兰州两站 1993~2001 年 1 月平均最低气温与月平均日长波有效辐射的相关关系, 图中月平均最低气温与长波有效辐射之间明显的负相关关系表明了长波有效辐射在夜晚地表降温过程中的重要作用; 长波有效辐射对近地层气温的影响在气温日较差方面表现得更为显著, 图 3(b)给出了格尔木、兰州两站 1993~2001 年冬季(12, 1, 2 月)月平均气温日较差与月平均日长波有效辐射的相关关系, 两者间呈明显的正相关。进一步分析表明, 长波有效辐射与月平均最低气温、月平均气温日较差的这种相关关系在黄河流域全年各月均

有表现, 以冬季最为显著; 此外, 长波有效辐射与月平均气温、月平均最高气温也存在不同程度的相关关系, 但其相关显著程度不如月平均最低气温。由此可见, 长波有效辐射的强度是决定气温日较差和最低气温的重要因素。

针对长波有效辐射观测资料有限这一现实, 采用对长波有效辐射有重要影响的常规气象观测资料日照百分率和相对湿度替代长波有效辐射, 分析其与月平均气温的相互关系。图 3(c)是 148 个站 1 月气候平均最低气温与日照百分率的相关关系图。从图 3(c)可见, 两者呈显著的负相关。进一步分析表明, 这种负相关关系在冬季的月平均气温、月平均最高气温中均有体现, 但以月平均最低气温与日照百分率的负相关关系最为稳定和显著, 表明冬季晴空夜晚强烈的长波有效辐射对最低气温具有主导性的作用。图 3(d)是 148 个站 7 月气候平均气温日较差与相对湿度的相关关系图, 可以看出, 两者呈显著的负相关, 深入分析表明这种负相关关系在全年各月均有不同程度的体现, 以夏季最为明显。通过上述分析, 提出

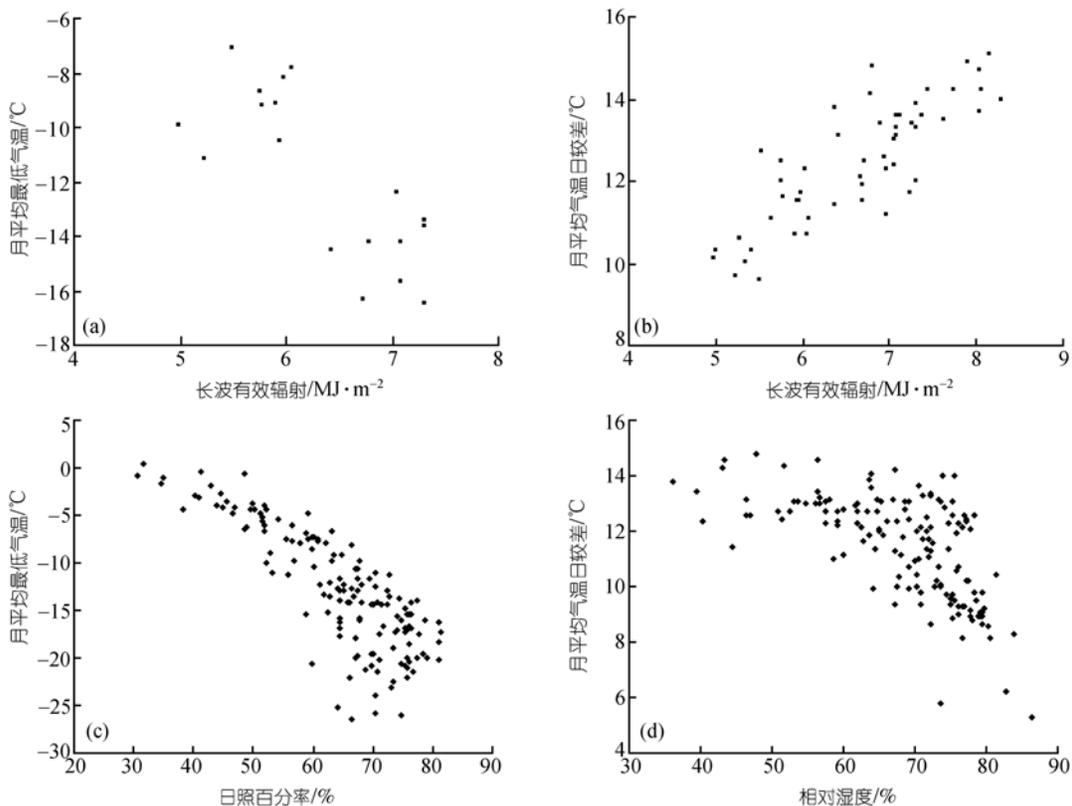


图 3 长波有效辐射及相关要素与气温诸要素相关关系图

在缺乏长波有效辐射资料的情况下, 在月时间尺度上, 可以利用日照百分率和相对湿度作为长波有效辐射强度的指标, 分析长波有效辐射对气温的影响.

## 2.5 月平均气温物理经验统计模型

影响气温空间分布的因素较多, 通过上述分析认为: 平均气温由白天气温和夜晚气温两部分组成, 在影响气温的众多因素中, 海拔高度、太阳总辐射、长波有效辐射对区域气温的形成具有显著影响且有明确的物理意义. 为此, 针对气象站观测资料构造如下月平均气温(月平均最高、最低气温)的通用物理经验统计模型:

$$T = a + bH + cQ + d(1-s)(1+w \cdot h) + \Delta T, \quad (2)$$

式中,  $T$  为月平均气温(月平均最高、最低气温), 单位  $^{\circ}\text{C}$ ;  $H$  为海拔高度, 单位为  $\text{m}$ ;  $Q$  为水平面月平均日太阳总辐射量, 单位为  $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ;  $s, h$  分别为月平均日照百分率和相对湿度, 二者组合成一项, 代表长波有效辐射影响;  $a$  为回归常数项;  $b$  为气温随海拔的递减率;  $c$  为气温随太阳总辐射的递增率;  $d$  代表长波有效辐射对气温的影响强度;  $w$  为经验系数;  $\Delta T$  为其他因素对气温影响的综合余项.

利用 148 个站 1961~2000 年逐月气温资料拟合(2)式, 表 2 列出各项统计参数. 由表 2 可见, 各月的复相关系数均在 0.85 以上, 大部分月份的复相关系数在 0.9 以上, 各项模型系数符合气温形成机理, 且有良好的季节变化规律.

表 2 中的统计参数 MABE (mean absolute bias error), 即绝对误差平均值, 代表了综合余项  $\Delta T$  的绝对平均值; NMABE 为利用(2)式计算获得的各站气温气候平均值的绝对误差平均值, MABE 的数值在  $0.97 \sim 2.17^{\circ}\text{C}$  之间, NMABE 数值在  $0.67 \sim 1.56^{\circ}\text{C}$  之间, 夏季各月误差小于冬季. 尽管模型有良好的拟合效果, 但对于气温估算而言, 综合余项仍不可忽略.

## 3 复杂地形下黄河流域月平均气温的分布式模拟

### 3.1 复杂地形下月平均气温计算模型

由于气象站一般设在水平开阔地段, 其观测资料为水平面观测结果. 因此(2)式体现了无地形影响情况下的气温拟合情况. 实际地形是相对起伏的(尤

其在山区), 可将其称为复杂地形(起伏地形), 对于起伏不平的地面(坡面), 由于太阳光线的入射角不同, 局地接收的太阳辐射量有显著的差异. 以具有一定分辨率的栅格为计算单元, 改写(2)式, 将水平面上的气温物理经验统计模型推广到山地, 即可给出复杂地形下气温的模拟模型:

$$T_{\alpha\beta} = a + bH_{\alpha\beta} + cQ_{\alpha\beta} + d(1-s)(1+w \cdot h) + \Delta T, \quad (3)$$

式中,  $T_{\alpha\beta}$  为复杂地形下月平均气温(月平均最高、最低气温), 单位  $^{\circ}\text{C}$ ;  $H_{\alpha\beta}$  为海拔高度, 单位  $\text{m}$ , 可从 DEM 数据获取;  $Q_{\alpha\beta}$  为复杂地形下月平均日太阳总辐射量,  $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 采用分布式太阳总辐射模型模拟获得, 模型全面考虑了天文因子、大气因子、宏观地理因子、局地地形因子(坡向、坡度、地形相互遮蔽)对太阳总辐射的综合作用, 结合数字高程模型(DEM)数据、遥感影像数据和地面气象观测资料计算得到, 详细的计算过程可参见文献[38~40];  $\Delta T$  为综合余项, 代表了其他因素对气温的综合影响, 根据各气象站气温拟合余项(即通过(2)式)采用 IDW 插值方法进行空间内插获得; 日照百分率  $s$  和相对湿度  $h$  也采用 IDW 插值方法根据气象站观测资料进行空间内插获得. 采用(3)式实现对黄河流域各月平均气温的分布式模拟, 栅格单元的空间分辨率为  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ , (3)式中经验系数  $a, b, c, d, w$  采用表 2 参数.

### 3.2 复杂地形下黄河流域月平均气温的空间分布

图 4 给出了黄河流域 1961~2000 年年平均气温的空间分布, 根据 12 个月平均气温的模拟结果采用算术平均计算而得. 由图 4 可见, 黄河流域年平均气温在  $-19.0 \sim 17.1^{\circ}\text{C}$  之间, 气温随地势分布的地区差异明显. 高温区分布在黄河下游的低海拔地区和局部河谷地带, 年平均气温普遍在  $11.0^{\circ}\text{C}$  以上; 低温区主要分布在兰州以上的黄河上游高原地区和局部山区, 年平均气温普遍在  $5.0^{\circ}\text{C}$  以下; 流域中北部的鄂尔多斯高原地区, 地势相对平坦, 年平均气温在  $2.0 \sim 8.0^{\circ}\text{C}$  之间, 且分布相对均匀.

图 5 给出了黄河流域 1961~2000 年 1 和 7 月平均气温的空间分布. 1 月气温与 7 月气温空间分布格局上的最大差异表现在局地气温分布特征方面. 1 月局地气温分布差异非常明显, 向阳坡与背阴坡气温存在明显差异, 山地气温分布较平地而言非均匀性更

表 2 月平均气温拟合模型统计参数表<sup>a)</sup>

要素	月份	<i>R</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>w</i>	<i>n</i>	MABE	NMABE
月平均气温	1	0.9276	-51.6389	-0.005114	3.8840	54.1347	-0.3498	6690	1.57	1.04
	2	0.8921	-60.6375	-0.005418	3.7558	65.0747	-0.3378	6723	1.86	1.01
	3	0.8959	-56.3727	-0.005281	2.9183	63.9035	-0.2553	6772	1.68	1.09
	4	0.9181	-26.7267	-0.005095	1.5614	41.0479	-0.2100	6785	1.58	1.07
	5	0.9536	1.1467	-0.004915	0.6690	24.0128	-0.4712	6773	1.27	0.88
	6	0.9739	15.4512	-0.004970	0.2894	23.7161	-0.8846	6786	1.03	0.76
	7	0.9764	18.0599	-0.005059	0.3447	19.3050	-0.8684	6751	0.97	0.66
	8	0.9726	7.3762	-0.005241	0.7222	27.4540	-0.6203	6749	1.00	0.71
	9	0.9589	-17.6144	-0.005241	1.6568	41.4027	-0.3265	6774	1.12	0.74
	10	0.9541	-27.9085	-0.005442	2.3561	39.9169	-0.1868	6793	1.21	0.72
	11	0.9374	-36.6595	-0.005705	3.2193	42.7645	-0.2417	6806	1.48	0.91
	12	0.9135	-42.4476	-0.005256	3.6966	45.5250	-0.3256	6776	1.76	1.05
月平均最高气温	1	0.8934	-49.3629	-0.004524	4.3425	57.0199	-0.4361	6690	1.63	1.03
	2	0.8346	-59.3654	-0.005144	4.2090	69.9563	-0.4278	6723	2.04	1.05
	3	0.8440	-59.4666	-0.005231	3.4519	73.5849	-0.3308	6772	1.86	1.19
	4	0.8758	-30.6350	-0.005136	2.0094	52.3729	-0.3097	6785	1.83	1.23
	5	0.9286	-0.5108	-0.004954	0.9747	32.7477	-0.5072	6773	1.54	1.07
	6	0.9591	15.6843	-0.005009	0.5190	29.6340	-0.8270	6786	1.27	0.94
	7	0.9594	15.4989	-0.004906	0.6450	29.7730	-0.8087	6751	1.17	0.87
	8	0.9516	2.3307	-0.005061	1.1555	38.9230	-0.6115	6749	1.21	0.90
	9	0.9327	-21.2853	-0.005222	2.1871	47.3833	-0.3402	6774	1.35	0.90
	10	0.9240	-29.5827	-0.005549	2.9659	45.2458	-0.2653	6793	1.42	0.92
	11	0.8942	-37.0024	-0.005582	3.8873	47.8450	-0.3480	6806	1.66	0.95
	12	0.8661	-41.0728	-0.004649	4.2665	47.6839	-0.3926	6776	1.85	1.01
月平均最低气温	1	0.9151	-54.0459	-0.005717	3.6039	52.1972	-0.2679	6690	2.04	1.56
	2	0.8957	-62.0565	-0.005802	3.4356	61.1939	-0.2404	6723	2.17	1.49
	3	0.8983	-53.3076	-0.005231	2.4343	54.9243	-0.1347	6772	1.91	1.38
	4	0.9173	-22.6964	-0.004778	1.1010	29.4907	0.0714	6785	1.70	1.25
	5	0.9420	4.2574	-0.004541	0.2784	12.9736	-0.0712	6773	1.41	1.05
	6	0.9624	16.1812	-0.004765	0.0010	15.6137	-0.7675	6786	1.24	0.98
	7	0.9694	18.1733	-0.005130	0.1139	10.1754	-0.5919	6751	1.18	0.87
	8	0.9659	8.1639	-0.005363	0.4494	18.9609	-0.3860	6749	1.22	0.91
	9	0.9472	-18.4110	-0.005110	1.3606	36.9940	-0.1909	6774	1.34	0.95
	10	0.9432	-28.9318	-0.005176	1.9861	36.2430	-0.0408	6793	1.45	0.95
	11	0.9311	-37.2755	-0.005738	2.7857	38.4977	-0.1021	6806	1.79	1.31
	12	0.9098	-44.6912	-0.005814	3.4049	43.6391	-0.2391	6776	2.13	1.53

a) *R* 为复相关系数, *n* 为资料长度, MABE 为绝对误差平均值, NMABE 为气候平均值绝对误差平均值

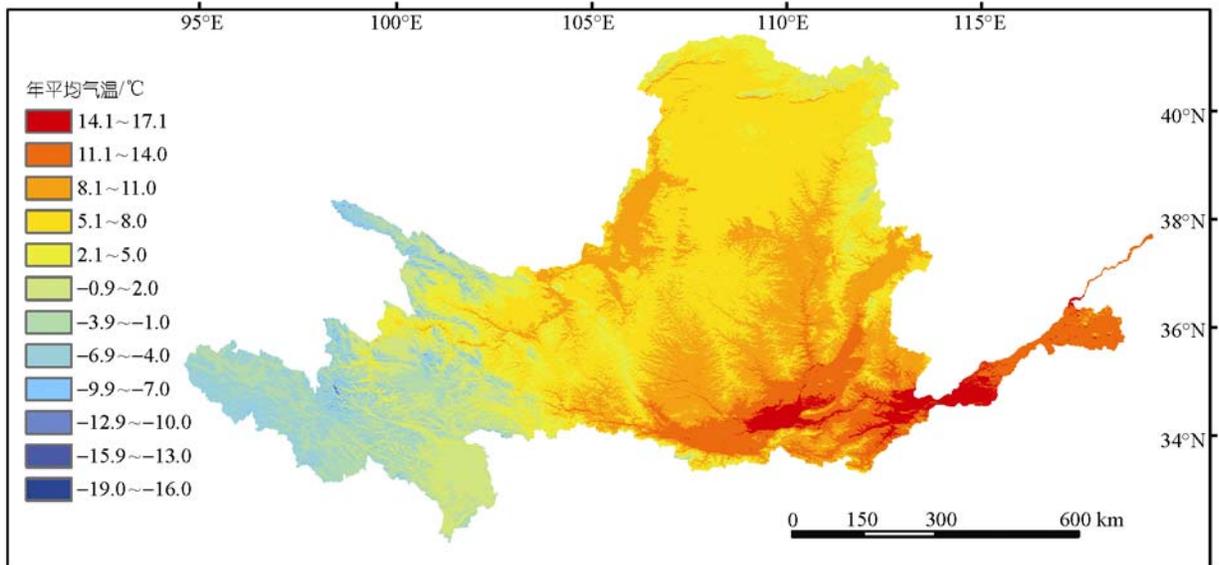


图 4 1961~2000 年黄河流域年平均气温空间分布图

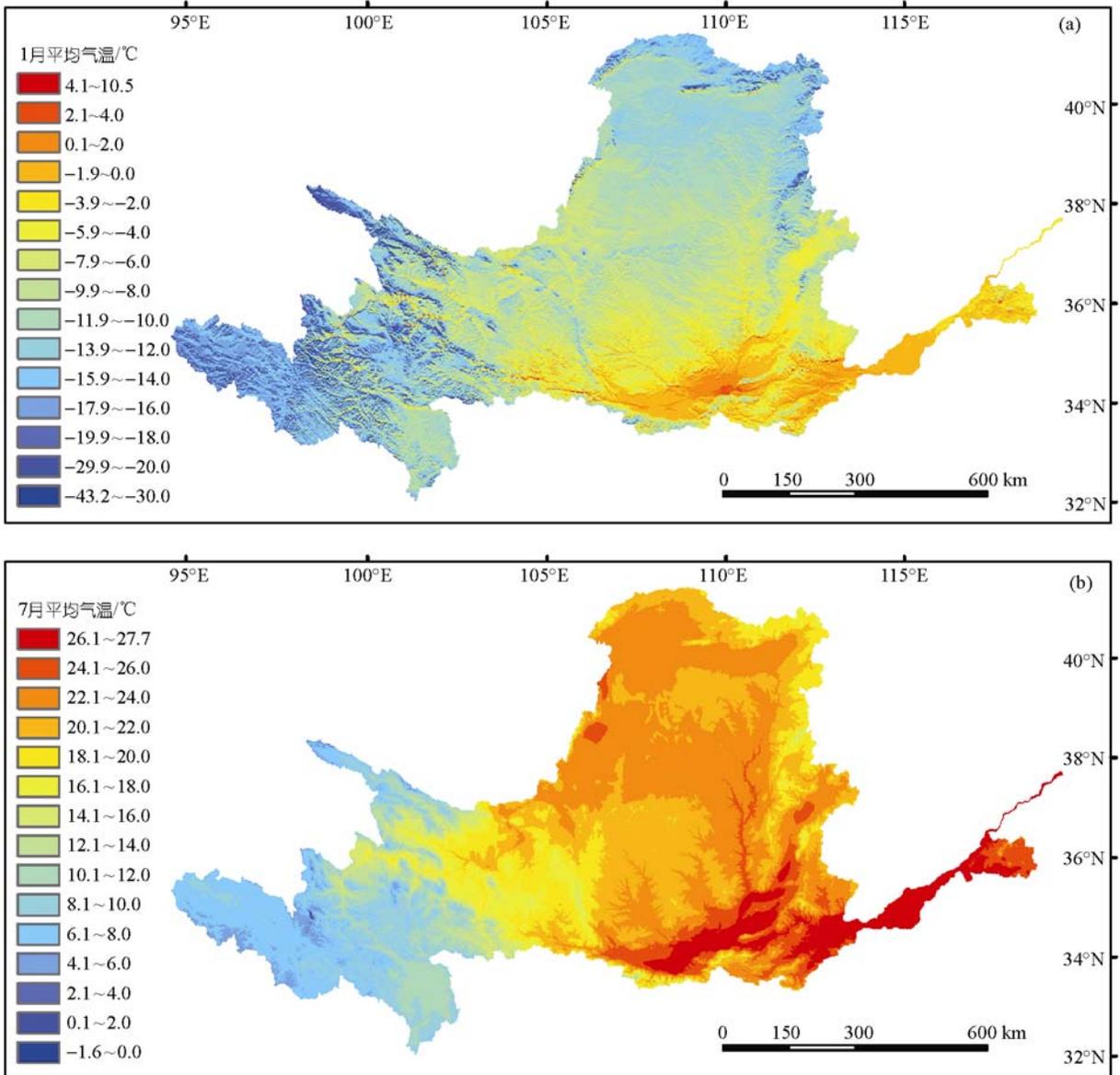


图5 1961~2000年黄河流域1和7月平均气温空间分布图

(a) 1月, (b) 7月

强; 相比而言, 7月气温的空间分布相对均匀, 除了因海拔高差造成各地气温差异外, 局地地形对气温分布的影响较1月明显减小. 气温的这种空间分布规律与观测事实相符, 其主要原因在于不同季节局地太阳总辐射的收支差异程度不同引起的, 在太阳高度角较低的冬季, 局地地形对山区太阳总辐射的影响远大于太阳高度角较高的夏季, 表明本文采用的太阳总辐射分布式模拟结果在表现气温局地分布特征

方面起到了重要作用, 对解决缺乏野外考察资料情况下, 详细考虑局地地形条件对气象要素分布影响有一定的借鉴作用.

图6(a), (b)给出了黄河流域1961~2000年年平均最高、最低气温的空间分布. 可以看出, 年平均最高、最低气温也遵循地势高差的空间分布规律. 另外, 对局地气温分布分析发现, 受地形起伏的影响, 山区年平均最高气温的局地差异更加明显, 在1月气候平均

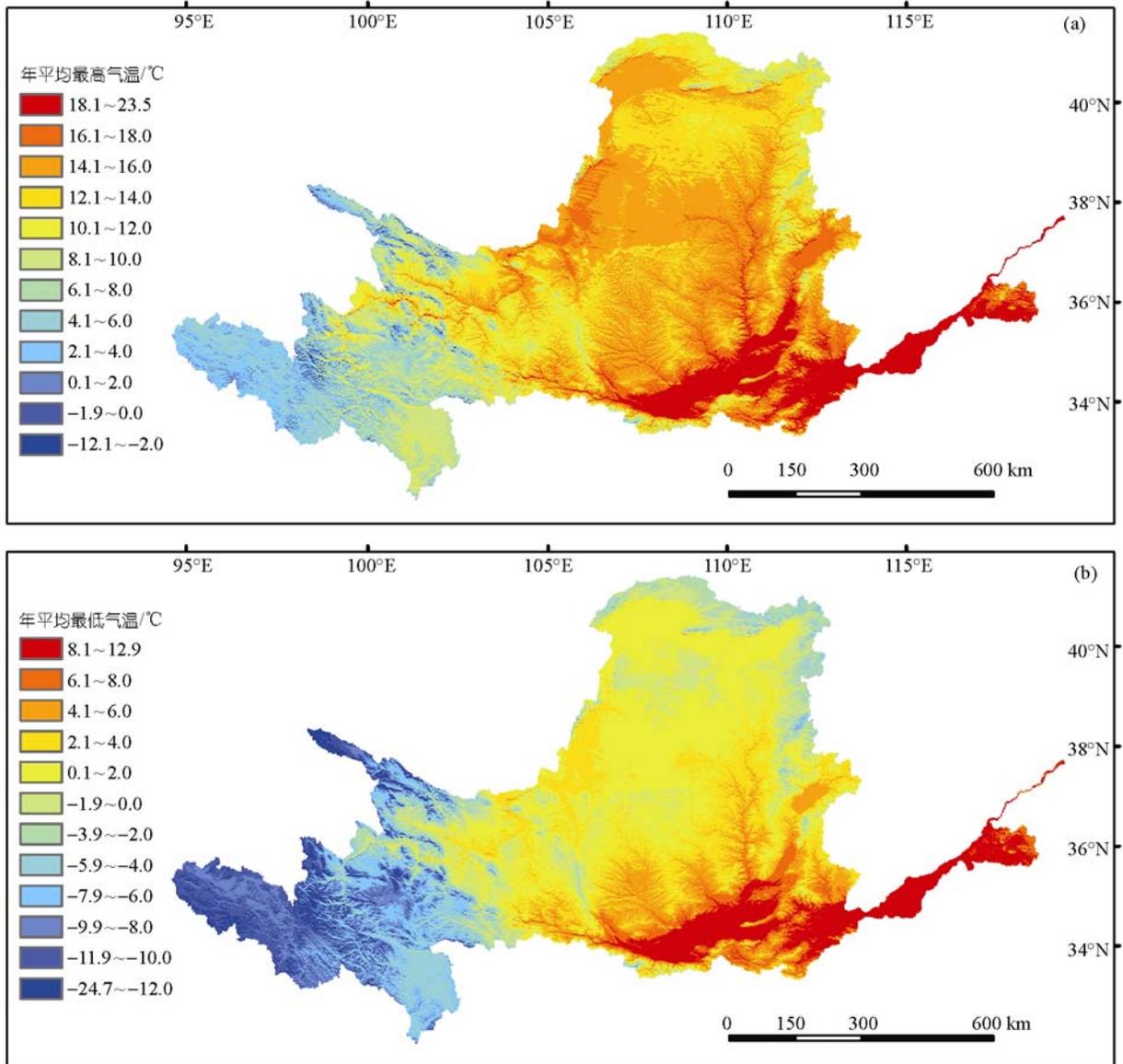


图 6 1961~2000 年黄河流域年平均最高、最低气温空间分布图  
(a) 最高气温; (b) 最低气温

最高气温的空间分布图上, 局地气温的差异最为显著, 表现出了太阳辐射对白天气温的影响程度大于对夜晚气温影响的规律, 尤其是对冬季白天气温的影响。

### 3.3 月平均气温的局地分布规律

从地理因素和局地地形因素分析, 影响月平均气温空间分布的要素包括纬度、经度、海拔高度、坡度、坡向等。为了分析所模拟的月平均气温的局地分

布规律, 将逐栅格的月平均气温按纬度、海拔高度、坡度、坡向 4 个要素进行分组统计, 限定其他 3 个要素在相同取值范围, 分析月平均气温随单一要素的分布规律。

图 7(a)反映的是 34°N, 4000 m 海拔高度、10°坡地上 1, 4, 7, 10 月平均气温随坡向的变化规律, 其中, 横坐标为坡向, 90°为东坡, 180°为南坡, 270°为西坡, 0°或 360°为北坡; 纵坐标为月平均气温距平, 指某一坡向上栅格平均气温与所有坡向上所有栅格平均气

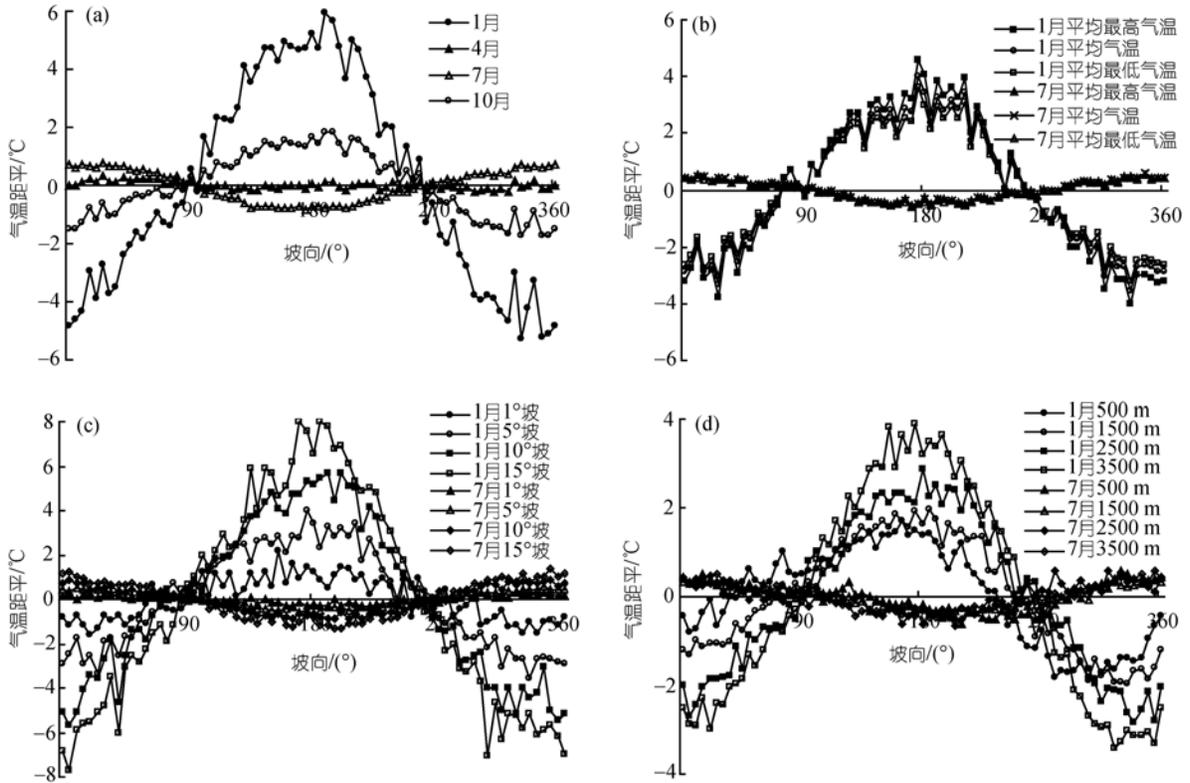


图7 黄河流域月平均气温受地形影响规律特征

温之差; 图上每个点的气温距平是同一坡向上多个栅格气温距平的平均值. 由图 7(a)可见: 1, 10 月偏南坡的气温高于偏北坡, 4 月各坡向的气温无明显差别, 7 月偏南坡的气温略低于偏北坡; 冬季南北坡的气温差远大于夏季, 全年以 1 月份南北坡的气温差为最大; 所有月份, 东坡和西坡的气温与各坡向平均气温相当. 曲线上微小的气温距平波动, 主要反映了地形遮蔽对气温的影响.

图 7(b)反映的是 35°N, 4000 m 海拔高度、5°坡地上 1 和 7 月气温随坡向的变化规律. 可以看出 1 月不同坡向上月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温均存在明显的差异, 相对而言, 不同坡向上的气温差异以月平均最高气温为最大, 月平均气温次之, 月平均最低气温最小; 7 月不同坡向上平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温的差异基本相当.

图 7(c)给出了 35°N, 4000 m 海拔高度、不同坡度的坡地上 1, 7 月月平均气温随坡向的变化规律. 由图可见, 在 0°~15°的范围内, 向阳坡与背阴坡的气温差异随坡度的增加而增加, 但这种差异 1 月比 7 月表现

的更为突出.

图 7(d)给出了 35°N, 不同海拔高度、5°坡度的坡地上 1, 7 月月平均气温随坡向的变化规律. 可以看出, 1 月向阳坡与背阴坡气温差异随海拔高度的增加而增加; 7 月不同海拔高度处, 向阳坡与背阴坡气温差异较 1 月份要小得多.

### 3.4 误差来源分析

表 3 列出了黄河流域内 80 个气象站 1961~2000 年各月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温与对应栅格模拟值的对比分析情况. 如前所述, 气象站观测的气温代表了水平开阔地段的气温分布, 按(3)式计算方案, 在回代综合余项的情况下, 如果各气象站对应栅格的海拔高度与气象站实际高程相同, 且坡度为零, 则气象站对应栅格的气温模拟值应该与实测气温值相同. 表 3 所列的气温误差代表了因各气象站对应栅格的地理地形参数与实际地理地形参数偏差所引起的气温模拟误差, 称其为地理地形参数气温模拟误差. 从表 3 中统计参数可见, 流域内 80 个

气象站对应栅格的高程与各气象站实际海拔高度的绝对误差平均值为 60 m, 最大误差超过了 1000 m; 80 个气象站对应栅格的平均坡度为 1.43°, 其中有 2 个气象站对应栅格的坡度误差超过了 10°。造成气象站对应栅格的地理地形参数与实际情况有差异的原因有以下两方面: ① DEM 数据在表达地形上的不确定性. DEM 是对真实地形高程的综合数字化表达, 代表了栅格点所在面域的平均高程, 与真实地形高程必然存在一定差距, 由 DEM 数据派生的坡度、坡向等地理参数也必然与真实地形参数存在一定差距. 不同比例尺的 DEM 数据对真实地形的表达精度和详细程度是不同的, 利用不同比例尺 DEM 数据模拟的气象要素对真实地表气象要素分布的表达精度和详细程度也是不同的. ② 气象站位置参数误差. 目前, 各气象站的经纬度位置参数只精确到分, 位置参数的精度误差为 1~2 km, 是造成气象站对应栅格的地理地形参数与各气象站实际地理地形参数存在差距的另一原因, 气象站位置参数误差影响了准确读取气象站对应栅格的数据. 相对本文所用 1 km×1 km 分辨率 DEM 数据比较而言, 站点位置误差对气温模拟结果的影响应该很小.

由上述分析可知: 根据气象站点位置读取的气温模拟数据并非真实气象站点处的气温数据, 是气

象站附近栅格面域上的气温平均值, 与气象站观测数据间存在误差的根本原因是气象站对应栅格的地理地形参数与实际地理地形参数存在偏差所致. 表 3 中的误差分析也证实了这一点, 由表 3 可见, 随着栅格点高程与气象站实际海拔高度误差的减小和栅格点坡度的减小, 栅格点上的气温模拟值与气象站观测气温值之间的误差迅速减小, 也即随着栅格点的地理地形参数与真实气象站地理地形参数趋于相似, 栅格点上的气温模拟值迅速趋近于气象站观测气温值, 这从一个侧面证明了本文气温模拟结果的可靠性.

### 3.5 交叉验证分析

为了进一步分析模型的稳定性, 采用了交叉验证方案. 交叉验证过程中, 考虑到验证次数和工作量等因素, 每次按照空间位置分布, 均匀地抽取 5 个气象站点, 表 4 列出了交叉验证的误差分析结果.

表 4 各数据是黄河流域内 80 个气象站月平均气温模拟绝对误差的平均值. 第 1 栏中的数据是经过交叉验证过程, 在部分气象站被抽取, 不参加建模的情况下, 对应栅格点气温模拟值与实测值之间的绝对误差平均值, 由地理地形参数气温模拟误差和交叉验证气温模拟误差两部分综合组成, 因此, 称之为总体气温模拟误差. 表 4 中第 2 栏中的数据是未经过交

表 3 地理地形参数误差与对应气温模拟误差分析表

栅格点地理地形 参数绝对误差	高程差/m					坡度差/(°)					平均误差	
	>1000	1000~500	500~100	100~50	<50	>10	10~5	5~2	2~1	<1	高程 60 m	坡度 1.43°
	台站数	1	2	2	20	55	2	3	11	19	45	80
最高气温绝对误差/°C	7.25	3.62	2.30	0.89	0.49	3.62	1.88	0.89	0.74	0.60	0.80	
平均气温绝对误差/°C	7.15	3.62	2.07	0.79	0.41	3.62	1.70	0.74	0.64	0.54	0.71	
最低气温绝对误差/°C	7.04	3.86	1.84	0.69	0.36	3.86	1.59	0.62	0.54	0.49	0.65	

表 4 交叉验证气温模拟误差分析表

月	总体气温模拟误差/°C			地理地形参数气温模拟误差/°C			交叉验证气温模拟误差/°C		
	平均气温	最高气温	最低气温	平均气温	最高气温	最低气温	平均气温	最高气温	最低气温
1	1.58	1.72	1.44	1.32	1.47	1.23	0.26	0.25	0.21
2	1.32	1.42	1.22	1.02	1.11	0.94	0.30	0.30	0.28
3	0.98	1.11	0.86	0.69	0.80	0.57	0.30	0.31	0.29
4	0.76	0.83	0.70	0.44	0.49	0.39	0.32	0.34	0.30
5	0.71	0.77	0.64	0.40	0.45	0.36	0.31	0.33	0.28
6	0.65	0.76	0.56	0.38	0.42	0.36	0.27	0.34	0.20
7	0.68	0.79	0.57	0.38	0.42	0.36	0.30	0.37	0.22
8	0.69	0.80	0.59	0.40	0.45	0.37	0.29	0.35	0.21
9	0.78	0.86	0.70	0.50	0.56	0.46	0.28	0.30	0.24
10	0.94	1.04	0.83	0.72	0.83	0.64	0.22	0.21	0.19
11	1.28	1.38	1.17	1.01	1.15	0.88	0.28	0.23	0.29
12	1.54	1.65	1.43	1.28	1.42	1.22	0.26	0.22	0.21
全年	0.99	1.09	0.89	0.71	0.80	0.65	0.28	0.30	0.24

交叉验证过程, 所有气象站参加建模的情况下, 对应栅格点气温模拟值与实测值之间的绝对误差平均值, 是由于气象站对应栅格的地理地形参数与气象站实际地理地形参数不一致造成的, 是表 3 中气温模拟误差各月的分布情况, 称之为地理地形参数气温模拟误差. 表 4 中第 3 栏为交叉验证气温模拟误差, 是第 1 栏与第 2 栏对应列之差. 在地理地形参数气温模拟误差与交叉验证气温模拟误差相互独立的假设条件下, 代表了因采用交叉验证引进的气温模拟误差, 可以用来分析模型的稳定性. 由表 4 可见, 各月平均气温, 平均最高、最低气温的交叉验证模拟误差在 0.19~0.35℃ 之间, 表明所建立的月平均气温分布式模型具有良好的稳定性.

### 3.6 加密站验证分析

为了分析模型空间维的模拟能力, 利用黄河流域内陕西省未参加建模的 38 个加密站 1961~2000 年气温资料对模型进行验证. 表 5 中总体气温模拟误差表示 38 个加密站 1961~2000 年(气候平均)各月平均气温, 平均最高、最低气温模拟绝对误差平均值, 其中包含了地理地形参数气温模拟误差. 与表 4 中总体气温模拟误差相比, 表 5 误差小于表 4. 因为加密站未参加建模, 无法确定其地理地形参数气温模拟误差, 但根据其总体气温模拟误差可以推断, 模型具有良好的空间维模拟能力.

### 3.7 个例年验证分析

为了分析模型时间维的模拟能力, 利用未参加建模的 148 个站 2005 年资料, 采用本文模型对 2005 年黄河流域各月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温进行了模拟. 表 6 中列出的是 2005 年各月平均气温的总体模拟误差, 与表 4 总体气温模拟误差

对比分析可以看出, 2005 年各月平均气温的总体模拟误差优于表 4, 表明应用本文模型模拟逐年月平均气温时, 模拟误差没有明显的变化, 即模型具有很好的时间维模拟能力.

## 4 结论

气温的形成机理相当复杂, 影响因素众多. 本文通过建立的月平均气温计算模型, 实现了复杂地形下黄河流域月平均气温的空间制图. 通过本项研究, 得出以下几点结论:

(1) 建立的月平均气温物理经验统计模型具有明确的物理意义. 在深入认识气象站观测气温含义和详细分析影响气温物理因子的基础上, 建立的以海拔高度、太阳总辐射、长波有效辐射及其他因素综合作用为因子的月平均气温计算模型, 尽管也为统计模型, 但模型因子的物理意义明确, 相对于前人采用的内插法和多元地理统计模型方法而言, 模型的物理意义有明显改进.

(2) 分布式模拟结果能较好地反映出黄河流域月平均气温的宏观分布趋势和局地分布特征. 模拟的月平均气温空间分布能很好地反映出月平均气温随地势高差和宏观气候特征的分布规律, 符合黄河流域月平均气温的宏观分布趋势; 对模拟结果的局地分布规律分析表明, 月平均气温随坡向、坡度等局地地形因素的分布规律能得到较好地表达.

(3) 误差分析结果表明, 提出的月平均气温分布式模型具有很好的可靠性和稳定性. 由于气象站位置误差以及 DEM 数据结构特点等原因, 气象站对应栅格的气温模拟值与实测气温值的物理含义不同, 之间存在一定偏差. 对误差成因的分析发现, 当栅格的地理地形参数与气象站实际地理地形参数趋近时, 气温模拟值迅速趋近于实测气温值, 表明本文提出

表 5 陕西加密站总体气温模拟误差统计表

月		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
总体气温模拟误差/℃	平均气温	1.11	1.28	0.72	0.57	0.39	0.45	0.34	0.34	0.49	0.77	1.21	1.31	0.75
	最高气温	1.48	1.68	1.10	1.05	0.91	0.76	0.56	0.82	0.86	1.11	1.50	1.68	1.13
	最低气温	0.97	1.06	0.67	0.70	0.60	0.66	0.53	0.51	0.50	0.67	0.97	1.00	0.74

表 6 2005 年气温模拟误差分析表

月		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
总体气温模拟误差/℃	平均气温	1.42	0.88	0.80	0.35	0.26	0.23	0.24	0.26	0.35	0.63	1.10	1.49	0.67
	最高气温	1.58	0.98	0.93	0.40	0.28	0.24	0.25	0.28	0.41	0.76	1.33	1.72	0.76
	最低气温	1.32	0.83	0.69	0.29	0.21	0.20	0.23	0.25	0.31	0.54	0.97	1.38	0.60

月平均气温分布式模型具有很好的可靠性;交叉验证结果显示,模型对月平均气温,月平均最高、最低气温的模拟误差平均为 0.19~0.35℃,表明模型具有很好的稳定性;加密站和个例年验证分析表明,模型具有良好的空间维和时间维模拟能力。

(4) 本文提出的月平均气温分布式模型立足于常规地面气象观测资料,可以方便地在广大地区推广应用.山区气象观测资料短缺是各地普遍存在的问题,如果有山区野外考察资料的支持,模型依然适用,计算精度将得到有效改善。

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见。

## 参考文献

- 1 李军,游松财,黄敬峰. 中国 1961—2000 年月平均气温空间插值方法与空间分布. 生态环境, 2006, 15(1): 109—114
- 2 李军,黄敬峰. 山区气温空间分布推算方法评述. 山地学报, 2004, 22(1): 126—132
- 3 李新,程国栋,卢玲. 空间内插方法比较. 地球科学进展, 2000, 15(3): 260—265
- 4 Dodson R, Marks D. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Clim Res*, 1997, 8(1): 1—20[DOI]
- 5 Nalder I A, Wein R W. Spatial interpolation of climate normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agric For Meteorol*, 1998, 92: 211—225[DOI]
- 6 Jeffrey S J, Carter J O, Moodie K B, et al. Using spatial interpolation to construct a comprehensive archive of Australian climate data. *Environ Model Software*, 2001, 16(4): 309—330[DOI]
- 7 Thornton P E, Running S W, White M A. Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain. *J Hydrol*, 1997, 190: 214—251[DOI]
- 8 陈晓峰,刘纪远,张增祥,等. 利用 GIS 方法建立山区温度分布模型. 中国图像图形学报, 1998, 3(3): 234—238
- 9 于贵瑞,何洪林,刘新安,等. 中国陆地生态信息空间化技术研究(I). 自然资源学报, 2004, 19(4): 537—543
- 10 尹洪涛,刘新安,刘寿东,等. 辽西地区热量资源分析与栅格化. 资源科学, 2006, 28(1): 169—173
- 11 朱华忠,罗天祥, Daly C. 中国高分辨率温度和降水模拟数据的验证. 地理研究, 2003, 22(3): 351—359
- 12 刘新安,于贵瑞,范辽生,等. 中国陆地生态信息空间化技术研究(III)——温度降水要素. 自然资源学报, 2004, 19(6): 818—825
- 13 廖顺宝,李泽辉. 积温数据栅格化方法的实验. 地理研究, 2004, 23(5): 633—640
- 14 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
- 15 廖顺宝,李泽辉,游松财. 气温数据栅格化的方法及其比较. 资源科学, 2003, 25(6): 83—88
- 16 任传友,于贵瑞,刘新安,等. 东北地区热量资源栅格化信息系统的建立与应用. 资源科学, 2003, 25(1): 66—71
- 17 Patrick M B. Multivariate interpolation to incorporate thematic surface data using inverse distance weighing. *Comput Geosci*, 1996, 22(7): 795—799[DOI]
- 18 Holdaway M R. Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using Kriging. *Clim Res*, 1996, 6(3): 215—225[DOI]
- 19 Hudson G, Wackernagel H. Mapping temperature using Kriging with external drift theory and an example from Scotland. *Int J Climatol*, 1994, 14(1): 77—91[DOI]
- 20 Luo Z, Wahba G, Johnson D R. Spatial temporal analysis of temperature using smoothing spline ANOVA. *J Clim*, 1998, 11(1): 18—28[DOI]
- 21 Jarvis C H, Stuart N A. Comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: the interaction between number of guiding variables and the type of interpolation method. *J Appl Meteorol*, 2001, 40(6): 1075—1084[DOI]
- 22 Price D T, McKenney D W, Nalder I A, et al. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agric For Meteorol*, 2000, 101(2-3): 81—94[DOI]
- 23 Robeson S M, Janis M J. Comparison of temporal and unresolved spatial variability in multiyear time averages of air temperature. *Clim Res*, 1998, 10(1): 15—26[DOI]
- 24 林忠辉,莫兴国,李宏轩,等. 中国陆地地区气象要素的空间插值. 地理学报, 2002, 57(1): 47—56
- 25 潘耀忠,龚道溢,邓磊,等. 基于 DEM 的中国陆地多年平均温度插值方法. 地理学报, 2004, 59(3): 366—374
- 26 刘宇,陈洋勤,张稳,等. 一种地面气温的空间插值方法及其误差分析. 大气科学, 2006, 30(1): 146—152
- 27 甄计国,赵军. 区域积温插值的 GIS 方法. 冰川冻土, 2005, 27(4): 591—597

- 28 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
- 29 傅抱璞. 山地气候要素空间分布的模拟. 气象学报, 1988, 46(3): 319—325
- 30 Lennon J J, Turner J R G. Predicting the spatial distribution of climate: temperature in Great Britain. *J Anim Ecol*, 1995, 64: 370—392[[DOI](#)]
- 31 王菱. 华北山区温度推算模式和应用. 自然资源学报, 1996, 11(2): 150—156
- 32 顾卫, 史培军, 刘杨, 等. 渤海和黄海北部地区负积温资源的时空分布特征. 自然资源学报, 2002, 17(2): 168—173
- 33 李军, 黄敬峰, 王秀珍. 山区月平均气温的高空间分辨率分布模型与制图. 农业工程学报, 2004, 20(3): 19—23
- 34 方书敏, 秦将为, 李永飞, 等. 基于 GIS 的甘肃省气温空间分布模式研究. 兰州大学学报(自然科学版), 2005, 41(2): 6—9
- 35 郭文利, 吴春艳, 柳芳, 等. 北京地区不同保证率下热量资源的推算及结果分析. 农业工程学报, 2005, 21(4): 145—149
- 36 游松财, 李军. 海拔误差影响气温空间插值误差的研究. 自然资源学报, 2005, 20(1): 140—144
- 37 张洪亮, 倪绍祥, 邓自旺, 等. 基于 DEM 的山区气温空间模拟方法. 山地学报, 2002, 23(3): 360—364
- 38 曾燕, 邱新法, 刘绍民. 起伏地形下天文辐射分布式估算模型. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1028—1033
- 39 曾燕, 邱新法, 刘昌明, 等. 起伏地形下黄河流域太阳直接辐射分布式模拟. 地理学报, 2005, 60(4): 680—688
- 40 曾燕, 邱新法, 刘昌明. 起伏地形下黄河流域太阳散射辐射分布式模拟研究. 地球物理学报, 2008, 51(4): 991—998