

贵州省地表温度的遥感反演评价及时空分异规律

胡泽银^{1,2,3} 王世杰^{1,3} 白晓永^{1,3*} 李 琴^{1,2,3} 吴路华^{1,2,3} 钱庆欢^{1,3,4} 肖建勇^{1,3,4}
陈 飞^{1,3,4} 曾 成^{1,3,4}

(¹中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; ²中国科学院研究生院, 北京 100049; ³中国科学院普定喀斯特生态系统观测研究站, 贵州普定 562100; ⁴贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳 550001)

摘 要 地表温度(LST)是全球变化研究中的关键参数,对生态系统和生物地球化学等具有重要意义。然而,目前针对复杂地形区域的地表温度的研究仍非常欠缺,贵州省是典型的西南喀斯特高原地区,地形复杂,生态系统脆弱。本研究以贵州省为研究区,基于多年 MODIS 遥感数据,结合地面观测气象数据,使用相关分析、趋势分析、R/S 分析和地理探测器等方法,进行地表温度的时空演变规律研究。结果表明:(1) MODIS LST 与实测气温具有良好的线性相关性;(2) 地表温度在空间上呈南高北低的空间分布格局;(3) 在时间上,地表温度的年际波动较大,最大差值为 $2.06\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{a}^{-1}$,年内主要呈现单峰型分布;(4) 海拔 800 m 以上区域,地表温度随海拔升高而降低;海拔 800 m 以下区域,地表温度与海拔呈非线性关系;(5) 不同土地利用类型的地表温度之间存在显著差异,且最大差值为 $1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。综上所述,研究区地表温度空间分布与纬度分布相对一致,受到海拔和纬度双重控制,且与土地利用类型有关。

关键词 地表温度; 遥感反演; 时空分异; 单峰分布

Remote sensing retrieval and spatial-temporal differentiation of land surface temperature in Guizhou Province. HU Ze-yin^{1,2,3}, WANG Shi-jie^{1,3}, BAI Xiao-yong^{1,3*}, LI Qin^{1,2,3}, WU Lu-hua^{1,2,3}, QIAN Qing-huan^{1,3,4}, XIAO Jian-yong^{1,3,4}, CHEN Fei^{1,3,4}, ZENG Cheng^{1,3,4} (¹State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; ²University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; ³Puding Karst Ecosystem Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences, Puding 562100, Guizhou, China; ⁴School of Geography and Environmental Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang 550001, China).

Abstract: Land surface temperature (LST) is a crucial parameter for global change investigation, which is significant to ecosystem and biogeochemical researches. However, studies on LST of complex terrain areas are limited. Guizhou Province is a typical karst landform with complex terrain and fragile ecosystems. Based on multi-year MODIS remote sensing data combined with meteorological data in Guizhou Province, the temporal and spatial changes of LST were studied by using correlation analysis, trend analysis, R/S analysis and geographic detector. The results showed that: (1) The MODIS LST displayed a linear correlation with near surface temperature; (2) LST showed a spatial distribution of the south-high and north-low; (3) The interannual fluctuation of LST was large with the maximum difference of $2.06\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{a}^{-1}$, while the annual variation was mainly in unimodal distribution; (4) LST decreased with increasing elevation in the regions with $>800\text{ m}$ above sea level, and exhibited a nonlinear relationship with elevation in the regions with $<800\text{ m}$ above sea level; (5) There were significant differences in LST among different

国家重点研发计划项目(2016YFC0502300, 2016YFC0502102)、国家科技支撑计划(2014BAB03B02)、喀斯特科学研究中心联合基金(U1612441)、国家自然科学基金(41571130074, 41571130042)、贵州省科技计划(2017-2966)、中国科学院科技服务网络计划(KFJ-STS-ZDTP-036)和国际合作局国际伙伴计划(132852KYSB20170029, No. 2014-3)资助。

收稿日期: 2017-12-17 接受日期: 2018-06-08

* 通讯作者 E-mail: baixiaoyong@126.com

land-use types, with a maximum difference of 1.3 °C. In summary, the spatial distributions of LST in the study area were relatively consistent with that of latitude, which was impacted by elevation and latitude and was related to land-use types.

Key words: land surface temperature (LST) ; remote sensing retrieval; spatial and temporal differentiation; unimodal distribution.

地表温度(land surface temperature, LST) 是地球陆面过程及全球气候变化研究中的重要参数(Wan *et al.*, 1997; 王艳慧等, 2014; Coll *et al.*, 2016; Duan *et al.*, 2017)。有研究表明, 地表温度的变化能够改变地面与大气之间物质与能量平衡, 引起气候, 降水和植被等发生变化, 进而对区域生态环境的保护与演变产生重要影响(Wilson *et al.*, 2003; Anderson *et al.*, 2008; Qin *et al.*, 2015; Sobrino *et al.*, 2016; Wu *et al.*, 2017)。

基于遥感技术反演大范围的 LST 是研究地表温度变化的一把利器, 且已被广泛的应用于生态学、水文学、气候学等科学领域(Dousset *et al.*, 2003; 拉巴等, 2011; 黄秋清等, 2016; 荣检等, 2017; 张扬建等, 2017)。目前国内众多学者主要利用 MODIS 地表温度数据研究以下几个方面: 1) 较为精确地估算气温并获取更详细的气温空间变化信息(Jones *et al.*, 2004; Mostovoy *et al.*, 2006); 2) 在城市化背景下, 地表温度与不同土地利用/覆盖类型之间的关系(张小伟等, 2010); 3) 不同区域的时空分布特征及其原因分析(姚永慧等, 2011, 2013; 王宾宾等, 2012; 管延龙等, 2015; 热伊莱·卡得尔等, 2017)。总体来说, 这些研究主要是对下垫面相对均一的平原地区的研究, 针对复杂地形区域的地表温度的研究还很薄弱, 特别是对具有特殊地形地貌的贵州高原研究相当缺乏。

目前, 国内关于中国西南典型喀斯特岩溶地区贵州气温的研究, 主要是以离散气象台站观测数据经过空间插值、等值线或多元统计分析等方法进行研究, 且该区域生态环境非常的敏感和脆弱(李阳兵等, 2006; 张明阳等, 2009; Bai *et al.*, 2011, 2013; Tian *et al.*, 2016)。因此, 准确认识贵州高原地表温度的变化, 对于解决社会经济发展, 找到喀斯特生态系统的演化方向具有重大的意义。此外, 传统的气象数据由于站点分布零星, 时间尺度不一致, 大多分布在县域或大尺度上, 很难精确到斑块或者小尺度, 由此带来工程布设失准或政府决策失误等重大问题而造成人力物力的浪费或开发利用不足等的问题。

有鉴于此, 本文以贵州省为研究区, 基于 2000—2014 年 MODIS 遥感数据, 结合地面观测数据, 采用趋势分析、R/S 分析、地理探测器和相关分析等方法, 对复杂地形区地表温度遥感反演评价与时空演变规律进行研究。这一研究将为认识喀斯特地区地表温度变化规律, 缓解气候变化提供理论基础和科学依据。

1 材料与方法

1.1 数据来源与处理

本文研究时段为 2000—2014 年, 矢量数据: 贵州行政边界数据、土地利用数据; 栅格数据: MODIS LST、DEM; 观测数据: 贵州省 17 个气象站点气温数据。空间尺度所采用的轨道行列号为 h27v06。

此外, 文中涉及四季划分为: 3—5 月为春季、6—8 月为夏季、9—11 月为秋季、12 月至第二年 2 月为冬季。具体详见表 1。

1.2 研究方法

地表温度数据是根据 MODIS Terra 全球日地表温度/辐射率数据计算得到。由于云的影响, 这些 MODIS 地表温度数据中存在部分缺失值, 这些缺失值多发生在 7—9 月份, 主要分布在贵州南部, 利用 3×3 的邻近像元的均值来替代这些缺失值。将地表温度数据集的白天和夜间的月均值进行平均, 获得贵州高原多年的月地表温度均值; 最后, 再根据月均值合成季节和多年地表温度均值并对其建立相应数据库。

表 1 主要数据来源

Table 1 The major data sources

数据类型	来源	网址
MOD11A12	地理空间数据云	http://www.gscloud.cn/
贵州省行政区划图	国家地球系统科学数据共享平台	http://www.geodata.cn/
DEM	地理空间数据云	http://www.gscloud.cn/
土地利用图	中国科学院资源环境科学数据中心	http://www.resdc.cn
气象观测数据	中国气象数据网	http://data.cma.cn/site/index.html

1.2.1 劈窗算法 利用 MODIS 每日地表温度产品,通过分裂算法反演得到。计算公式如下(Kerr *et al.*,1992):

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} - T_{32}}{2} \quad (1)$$

其中, $\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})$, $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}$, ε_{31} 可根据地表类型差异从查找表中查找, T_{31} 、 T_{32} 为 MODIS 第 31、32 通道的亮度温度值; 随着传感器高度角、大气下界温度、大气水汽含量组成的区间不同, A_1 、 A_2 、 A_3 、 B_1 、 B_2 、 B_3 、 C 等方程的系数不断的变化, 然后进行两次迭代运算, 通过不同组合值的系数从系数查找表中得到各系数值。

1.2.2 趋势分析法 借鉴线性倾向估计法计算 2000—2014 年 LST 时间线性倾向率(S) (喻元等, 2015):

$$S = \frac{n \sum_{i=1}^n (i \times LST_i) - \sum_{i=1}^n i \sum_{i=1}^n LST_i}{n \times \sum_{i=1}^n i^2 - \left(\sum_{i=1}^n i \right)^2} \quad (2)$$

式中: S 为线性倾向率; n 为年序列长度($n = 14$); i 为具体计算年份; LST_i 为第 i 年的 MODT1m。 S 为负, 表示随 i 的增加, LST 处于减少趋势; S 为正, 表示随时间 i 的增加, LST 处于增加趋势。

1.2.3 相关分析法 相关分析是一种分析变量之间密切程度的统计学方法。用于分析年均地表温度与海拔之间的相关性。且相关系数(R) 取值区间位于 $[-1, 1]$, 计算公式为(管延龙等, 2015):

$$R = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3)$$

式中: n 为年份数 1~14(2000—2014 年); x_i 和 y_i 为相关分析的两个变量; $\bar{x}$ 与 $\bar{y}$ 为变量样本的平均值。

1.2.4 R/S 分析法 R/S 分析法是 Hurst(1951) 提出的一种统计时间序列的方法。R/S 分析法是计算时间序列的 Hurst 系数值 H ($0 \leq H \leq 1$), H 能揭示出时间序列中的趋势性成分, 同时可以根据 H 的大小来判断趋势性成分的强弱。当 $H = 0.5$ 时, 说明时间序列为独立分布的随机序列, 即现在的变化对未来没有影响; 当 $0 \leq H < 0.5$ 时, 表明该过程具有反持续

性, 未来变化将与过去总体趋势相反, H 越接近 0.5 反持续性越强; 当 $0.5 < H \leq 1$ 时, 时间序列具有长期依赖性, 即未来与过去具有相同的变化趋势, H 越接近 1, 持续性越强。其计算式为:

$$\langle \zeta \rangle_\tau = \frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} \zeta(t) \quad (4)$$

式中: $\zeta(t)$ ($t = 1, 2, \dots, n$) 为时间序列, 其他时间跨度 τ 为正整数, 且 $\tau \geq 1$, 则时间内 τ 存在均值序列 ζ_τ 。

进而可以计算出累积离差 $X(t, \tau)$:

$$X(t, \tau) = \sum_{\mu=1}^t [\zeta(\mu) - \langle \zeta \rangle_\tau] \quad (5)$$

在此基础上, 标准差 $S(\tau)$ 和极差 $R(\tau)$ 可根据下式依次计算:

$$S(\tau) = \sqrt{\frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} [\zeta(t) - \langle \zeta \rangle_\tau]^2} \quad (6)$$

$$R(\tau) = \max_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau) - \min_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau) \quad (7)$$

于是, Hurst 指数可表示为:

$$\frac{R(\tau)}{S(\tau)} = (c\tau)^H \quad (8)$$

式中: H 为 Hurst 指数; c 为常系数。

对式(8) 两边取自然对数, 可得:

$$\ln \frac{R(\tau)}{S(\tau)} = H \ln \tau + H \ln c \quad (9)$$

最后, 通过添加 $\ln(R(\tau)/S(\tau))$ 与 $\ln \tau$ 之间的趋势线, 可求出趋势线的斜率即为 H 。

1.2.5 地理探测器 地理探测器(王劲峰等, 2017) 是一种通过比较因变量与自变量因子地理图层空间一致性, 判定自变量因子对因变量取值变化贡献大小的度量方法, 度量指标为因子贡献力 P :

$$P_{X,Y} = 1 - \frac{1}{n\sigma^2} \sum_{i=1}^m X_i \sigma_i^2 \quad (10)$$

式中: Y 表示因变量, 即本文中的地表温度; X 为自变量, 即本文中的海拔、坡度、坡向、纬度; σ^2 与 n 分别表示 Y 的栅格值方差和栅格总数; σ_i^2 、 n 和 m 分别表示 X 的第 i 类栅格值方差、栅格数和类型总数。因子贡献力取值范围为 0~1 之间, 0 表示自变量因子与因变量完全无关, 1 表示自变量因子完全控制因变量。

当自变量因子(X_1, X_2) 共同作用时彼此间相互增强、拮抗或独立关系称为交互探测。用符号“ $\cap$ ”表示两个因子的交互作用, 具体见表 2 所示:

表 2 两个自变量对因变量交互作用的类型
Table 2 Two independent variables interact with the dependent variable

判断依据	交互作用
$P(X1 \cap X2) < \min(P(X1), P(X2))$	非线性减弱
$\min(P(X1), P(X2)) < P(X1 \cap X2) < \max(P(X1), P(X2))$	单因子非线性减弱
$P(X1 \cap X2) > \max(P(X1), P(X2))$	双因子增强
$P(X1 \cap X2) > P(X1) + P(X2)$	非线性增强
$P(X1 \cap X2) = P(X1) + P(X2)$	相互独立

2 结果与分析

2.1 精度验证分析

利用 17 个气象站的地表温度对 MODIS LST 精度验证,表 3 显示了其统计结果,17 个台站中,除兴仁、望谟、安顺等 3 个县位于贵州西南部的地区台站的决定系数 R^2 低于 0.8 外,其他约 82% 的台站决定系数均较高且大于 0.8,标准误差都低于 3℃。由此说明,MODIS LST 产品和站点实测地温具有较高的一致性,MODIS LST 产品可以充分地反映实测地表温度的真实状况,由此可知 MODIS LST 产品数据适用于复杂地形区域的研究。

2.2 地表温度空间分异规律与变化过程

2.2.1 空间多年年均分异与变化过程 由图 1 可知,2000—2014 年,贵州地表温度的空间分布存在显著差异,多年平均地表温度的空间最高值为 22.72℃,最低值为 8.98℃,均值为 16.99℃。贵州高原的

气温具有如下的特点: 气温分布具有明显的地形特征,自南部至北部,气温逐渐减低。西南部地表温度最高,西北部地表温度最低,总体上呈现出一定的交叉分布特点,且与山脉走势是相对一致。其中地表温度高值区域主要集中在西南部等地区,且多年平均地表温度在 19.2℃左右;地表温度低值区域主要集中在西北地区,且多年平均地表温度约 15℃左右;除以上的高值区和低值区外,研究区的其他大部分区域年均温 17℃左右。综上可知,多年年均地表温度在空间上呈南高北低的纬度地带性分布格局,主要是由于研究区的南北纬度跨度大(24°37'N—29°13'N),从而导致受到的太阳辐射差异大,热量分布不均。

2.2.2 空间四季分异规律与变化过程 结合图 1 和图 2a 可知,贵州春季地表温度的空间分布与年平均的空间分布基本类似,主要表现在黔西南区域的地表温度最高,在西北及东北等区域地表温度最低,主要在 10.74~26.80℃,且平均值为 18.94℃。由于夏季正值贵州雨季,因此,除铜仁梵净山、凯里苗岭、威宁等地区的地表温度在 20℃以下外,其余大部分地区地表温度在 20℃以上,主要在 13.94~27.98℃,平均值为 22.68℃(图 2b),最高值不超过 30℃,这也正是贵州被称为避暑之都的原因。与夏季相比,秋季地表温度降低非常明显,其空间分布与年和春季平均分布基本一致,主要表现在贵州西南以及峡谷等仍是 LST 最高的区域,梵净山、苗岭、黔西

表 3 贵州 17 个气象站点的基本情况及 T_s 与 T_a 回归分析结果
Table 3 The basic situation of 17 meteorological stations and the results of T_s regression between T_s and T_a for each station

台站编号	名称	纬度(°N)	经度(°E)	海拔(m)	T_s (MODIS)	T_a (实测)	决定系数	标准误差
56691	威宁	104.28	26.87	2238	14.38	11.64	0.82	2.26
57741	铜仁	109.18	27.71	283	17.38	17.58	0.90	2.08
57803	黔西	106.01	27.03	1231	16.10	15.74	0.84	2.31
57806	安顺	105.91	26.25	1431	16.37	14.34	0.74	2.07
57816	贵阳	106.72	26.58	1224	18.16	14.60	0.87	2.16
57825	凯里	107.98	26.60	720	16.98	16.62	0.87	2.22
57832	三穗	108.67	26.97	627	16.72	18.76	0.87	2.09
57902	兴仁	105.18	25.43	1379	18.51	15.95	0.74	2.25
57906	望谟	106.08	25.18	567	14.37	15.44	0.79	2.01
57916	罗甸	106.77	25.43	440	16.79	20.34	0.84	2.30
57922	独山	107.55	25.83	1013	17.20	15.93	0.87	2.05
57932	榕江	108.53	25.97	286	16.35	14.55	0.86	2.08
57614	习水	106.21	28.33	291	17.88	20.01	0.92	2.32
57707	毕节	105.23	27.30	1511	18.30	13.36	0.87	2.29
57722	湄潭	107.46	27.76	792	16.10	15.74	0.89	2.06
57731	思南	108.25	27.95	417	16.37	14.34	0.89	2.13
57606	桐梓	106.83	28.13	972	18.70	15.14	0.91	2.15

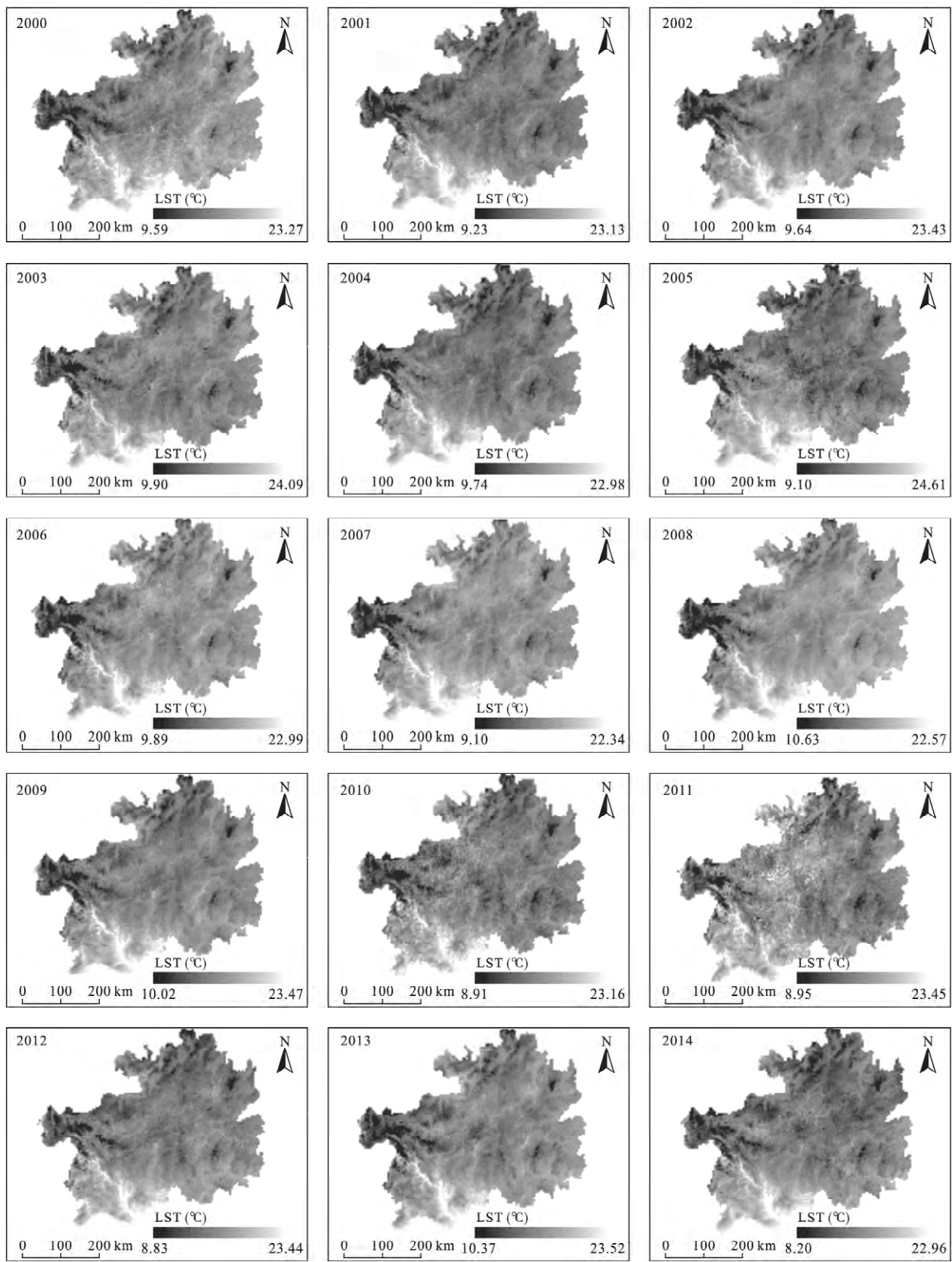


图 1 2000—2014 年贵州省年平均 LST 空间分布
Fig.1 The spatial distribution of annual mean LST in Guizhou

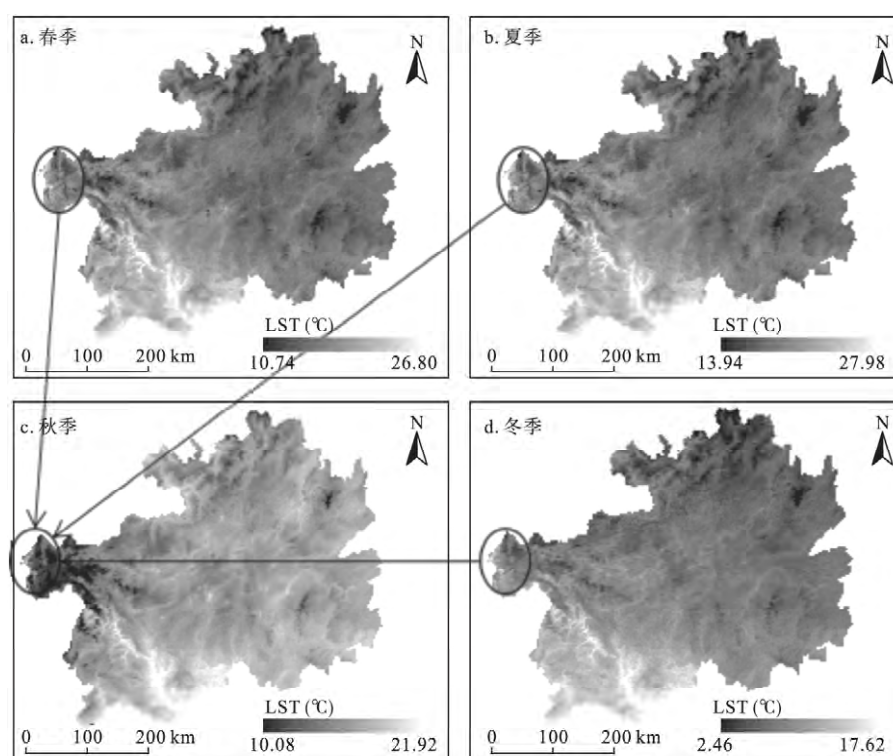


图2 不同季节的 LST 空间分布

Fig.2 Spatial distribution of LST in different seasons

北等地区的 LST 仍很低(图 2c);与年平均空间分布相比,贵州西北部的高原低温区 LST 有明显增加;与春季相比,秋季的丘陵和盆地等低洼地区 LST 升高不明显,平均值为 16.95 °C,而春季为 18.94 °C,主要是贵州中部和北部地区温度增加不明显有关(图 2c)。由于秋季是高原大气环流从夏季型到冬季型的过渡季节,随着冷空气逐渐活跃,这种有利的降温条件使得秋季降温覆盖范围较大,仅次于春季和冬季。冬季平均 LST 空间分布与年平均分布基本类似,高温区仍集中在黔西南峡谷地区,北部仍是低温区,温度是从东北方向向西南方向逐渐升温,但与春、秋季两季相比存在明显的差异,贵州东北部等地区温度明显增加(图 2d)。冬季平均值为 9.39 °C,与春季相差较大,且是四个季节 LST 最低的一个季节,其空间分布与年平均和春秋两季的主要差异在于贵州西北部地区 LST 增加较为明显。

由上可知,在不同季节的空间分布上,地表温度均呈南高北低,东西延伸的纬度地带性分布格局,这是由于研究区的纬度跨度大(24°37'N—29°13'N),东西经度跨度大(103°36'E—109°35'E)导致太阳辐射差异大,地表接收的热量分布不均。此外,秋季还受到大气环流的影响呈东高西低分布格局。

2.3 地表温度时间分异与演变特征

2.3.1 年际分异与演变 2000—2014 年贵州逐年 LST 及相对变化率统计结果如图 3 所示。15 年间贵州地区年均 LST 波动范围处于 15.59~17.65 °C,多年平均值为 16.99 °C。整个贵州区域年际波动较为明显,其中,高于多年平均水平的年份 2000—2003 年、2006—2009 年、2013 年,其中 2000、2002、2007 和 2008 年分别超出均值为 0.66、0.47、0.45 和 0.44 °C;相对变化率分别达到了 3.15%、2.24%、2.15%和 2.10%。其他年份 LST 低于多年平均值,尤以 2000 年和 2010 年波动最为剧烈,2000 年超出多年 LST 均值为 0.66 °C,2010 年低于多年均值为 0.68 °C,相对变化率分别达到了 3.15%、-3.21%,其他年份呈下降趋势。地表温度在年际上的总体趋势呈现先降后升再降的变化趋势,其中 2000 年达到最高值 17.65 °C。

2.3.2 年内分异与演变 由图 4 可知,2000—2014 年间地表温度的月均值总体呈现先升后降的单峰型变化趋势,3—8 月温度缓慢上升,7 月达到最高值,且为 23.88 °C,在此期间受到大量太阳辐射,特别是在夏季太阳照射角度高,日照时间长,再加上研究区具有特殊的喀斯特地貌特征,大面积基岩裸露,从而

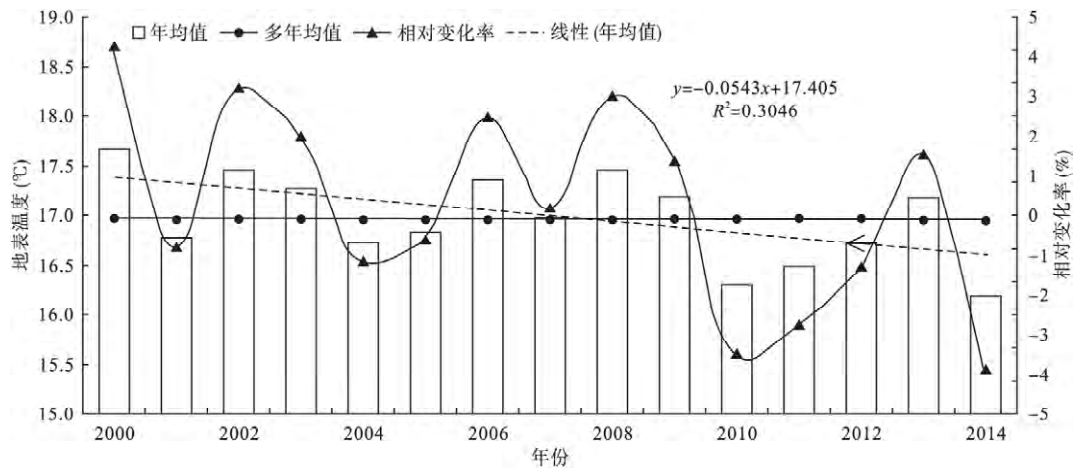


图 3 2000—2014 贵州地表温度的年际变化
Fig.3 Annual variation of LST in Guizhou during 2000–2014

使达到地表的热量增多; 因此地表温度达最高。随后温度急剧下降, 1 月 LST 最低, 达到 $-0.56\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。在此期间, 太阳高度角小, 太阳辐射能量逐渐较弱, 导致温度下降。

2.3.3 季节分异与演变 2000—2014 年, 贵州地表温度季节差异明显, 夏季温度最高, 冬季温度最低, 夏季平均地表温度达 $22.68\text{ }^{\circ}\text{C}$, 冬季平均地表温度达 $9.39\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。冬季地表温度的变异系数达到 21.43%, 而夏季地表温度波动幅度较小, 变异系数有 8.05%, 春、秋季的地表温度变异系数分别为 9.49%、9.01% (表 4)。由图 5 可知, 冬季地表温度波动幅度最大, 可能是气候的年际变化引起冬季降温发生变化, 进而导致不同年份冬季下垫面反射和吸收太阳辐射的能力出现差异, 引起冬季地表温度波动幅度高于其他季节。

2.4 海拔与土地利用对地表温度的影响

2.4.1 海拔对地表温度的影响 由图 6a 可知, 地表温度与海拔存在显著的负相关关系, 相关系数为 0.817。海拔每升高 100 m, 年平均 LST 下降 $0.48\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。海拔 2000 m 以下区域平均 LST 值为 $17.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 海拔每升高 100 m, 年平均 LST 下降 $0.12\text{ }^{\circ}\text{C}$, 比 2000 m 以上相关性高; 海拔 2000 m 以上区域平均

值为 $14.46\text{ }^{\circ}\text{C}$, 海拔每升高 100 m, 年平均 LST 下降 $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}$; 海拔 2000 m 以上区域的 LST 下降速率比 2000 m 以下区域稍快。在海拔 2000 m 以上区域, 具有低 LST 的特性。由此可知, 地表温度随海拔的升高而降低, 使地表温度呈海拔地带性分布规律, 主要是由于研究区具有特殊的喀斯特地貌特征, 地势起伏较大, 地形较为复杂, 导致地表温度的垂直分布十分明显, 由此可知, 研究区的地表温度呈纬度地带性分布和垂直地带性分布的特点。由图 6b 可知, 在海拔低于 800 m 的区域, 地表温度与海拔不呈线性关系, 海拔与地表温度之间出现分叉现象, 即同一海拔, LST 有高有低, 海拔每升高 100 m, 年均 LST 下降 $0.22\text{ }^{\circ}\text{C}$, 然而随着海拔继续升高, 地表温度与海拔之间的关系逐渐趋于线性。

为了进一步分析地表温度与海拔之间存在的分叉现象原因, 应用探测器探测低海拔区域的地理因子对地温的具体影响。如表 5 所示, 按照 4 个影响因子对地温空间分布格局的贡献力统计结果强弱排序如下, 纬度 > 海拔 > 坡度 > 坡向。纬度对地表温度空间分布的都有较强影响力, 且占各因子总贡献力的 78.26%。

在自然环境中, 地表温度变化是多种因素共同作用的结果, 而实际环境中, 也不可能存在单一因素

表 4 2000—2014 年年均地表温度的四季变化 ($^{\circ}\text{C}$)
Table 4 Seasonal changes of LST during 2000–2014

	最高值	最低值	平均值	标准差	变异系数 (%)
春季	26.8	10.74	18.94	1.80	9.49
夏季	27.98	13.94	22.68	1.83	8.05
秋季	21.92	10.08	16.95	1.53	9.01
冬季	27.98	13.94	9.40	2.01	21.43

表 5 地表温度单因子评价的贡献率
Table 5 LST single factor assessment contribution rate

指标	P 值 (%)	q 统计值
坡度	9.05	0.052
海拔	12.32	0.071
坡向	0.37	0.002
纬度	78.26	0.451

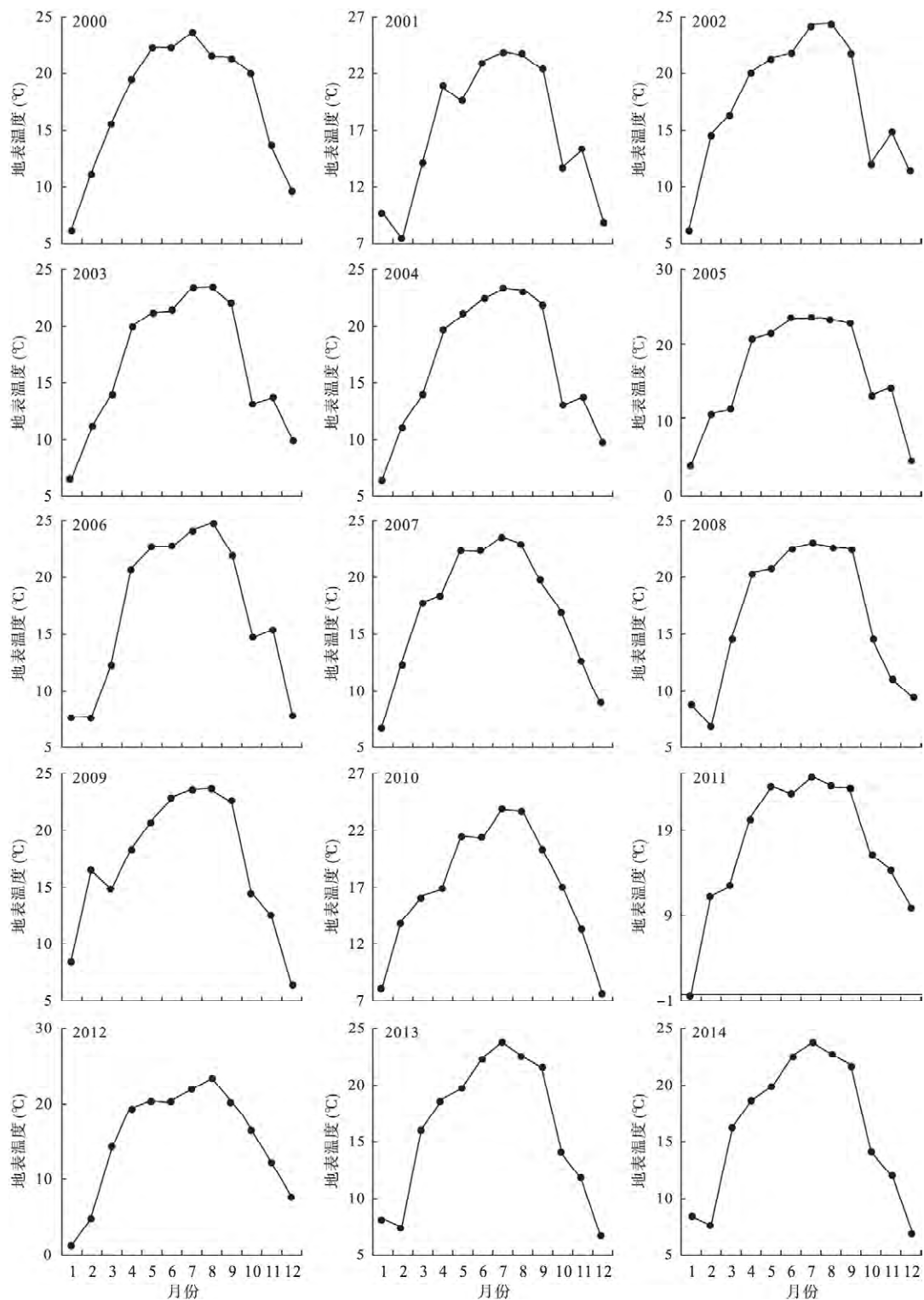


图4 2000—2014年地表温度的月变化
Fig.4 Monthly variation of LST from 2000 to 2014

或单一性质的因素影响地温的变化。因此,利用交互探测器探测驱动因子之间影响地温变化的相互关系。驱动因子之间主要是协同作用和非线性协同作

用,不存在相互独立作用的因子(表6),各个驱动因子交互后结果表明,海拔率∩纬度率两种因子在影响气温变化时具有协同作用(海拔率∩纬度率

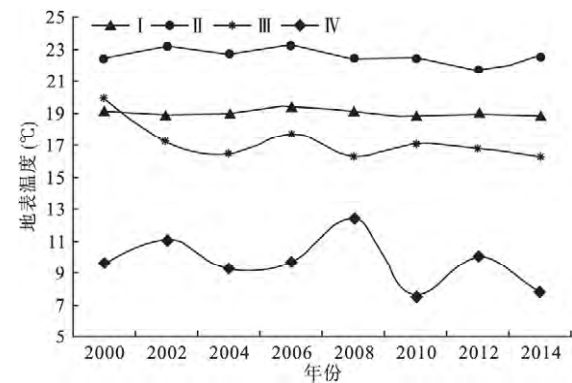


图 5 2000—2014 年研究区地表温度的季节变化
Fig.5 Interannual change of land surface temperature (LST) in four seasons in the study area during 2000–2014
I: 春季; II: 夏季; III: 秋季; IV: 冬季。

(55.3%) > 海拔率(7.1%) + 纬度率(45.1%)) , 根据 C 与 A 的差值来分析, 协同作用相对于其他因子之间的协同作用较为显著。而坡度率∩坡向率两种因子在影响气温变化时具有非线性协同作用(坡度率∩坡向率(5.7%) < 坡度率(5.2%) + 坡向率(0.2%)) , 根据 C 与 A 的差值来分析, 协同作用相对于其他因子之间的非线性协同作用较为显著。由此可见, 海拔与纬度是影响地温变化的主导驱动因子。所以低海拔地区的地温不仅受到海拔影响还受到纬度的影响。

2.4.2 土地利用/覆盖类型对地表温度的影响 由图 7 可知, 2000、2005、2010 和 2014 年土地利用/覆盖类型的年平均 LST 的变化趋势相对一致, 都呈现先升后降再升再降的变化趋势。LST 较高的土地利用类型是建设用地、旱地、未利用地, 且以建设用地、未利用地为主的土地利用类型年均地表温度明显高于其他土地利用类型, 说明该下垫面状况的地表温度变化最为剧烈; 建设用地的地表温度明显大于水域、林地和水田, 略低于旱地。由此可知, 不同土地利用类型的地表温度存在明显的差异。主要是由于社会经济的快速发展, 人口迅速的增加, 城市兴建,

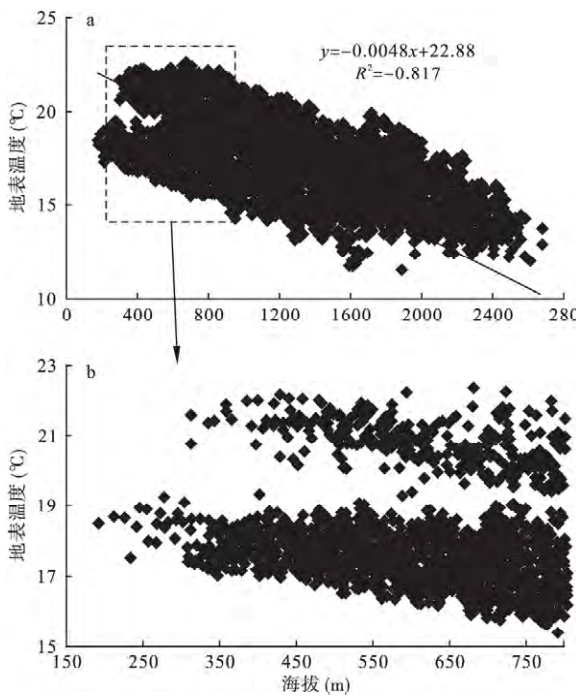


图 6 LST 与海拔之间的线性关系
Fig.6 Relationship between LST and altitude

耕地、林地、水域、草地等土地利用类型的面积减少, 导致研究区的下垫面发生变化, 从而使下垫面对太阳辐射吸收度、热导率和热容量发生变化。

由图 8 可知, 不同土地利用类型的月平均 LST 变化趋势基本一致。LST 较高的土地利用/覆盖类型是水域、建设用地、未利用地和水田, 1 月至 7 月 LST 逐渐升高, 其中 1 月至 4 月 LST 迅速升高, 4 月过后缓慢升高, 直到 7 月达到最高值, 如未利用地 24.61 °C, 与水域相比, 高 2.04 °C, 从 7 月开始温度变化曲线处于下降状态。各类土地利用类型最高、最低值 LST 的出现时间存在显著差距, 除未利用地的最值是 6 月份外, 其他土地利用类型都是 7 月份达到最高, 但是 6—8 月温度曲线变化不大; 而水域最高 LST 出现的月份是 8 月, 主要是由于热传导率小、热容量大, 温度上升缓慢。总体来讲, 不同土地

表 6 2000—2014 年贵州高原低海拔地温各驱动因子的交互作用
Table 6 Interaction of driving factors of low elevation LST in Guizhou Plateau from 2000 to 2014

驱动因子 D1/D2	C=PD,H (D1∩D2)	PD,H(D1)	PD,H(D2)	A=PD,H(D1) + PD,H(D2)	C 与 A 大小比较	解释
坡度/海拔	0.122	0.052	0.071	0.123	C<A	非线性增强
坡度/坡向	0.057	0.052	0.002	0.054	C>A	相互增强
坡度/纬度	0.473	0.052	0.451	0.504	C<A	非线性增强
海拔/坡向	0.074	0.071	0.002	0.073	C>A	相互增强
海拔/纬度	0.553	0.071	0.451	0.522	C>A	相互增强
坡向/纬度	0.453	0.002	0.451	0.454	C<A	非线性增强

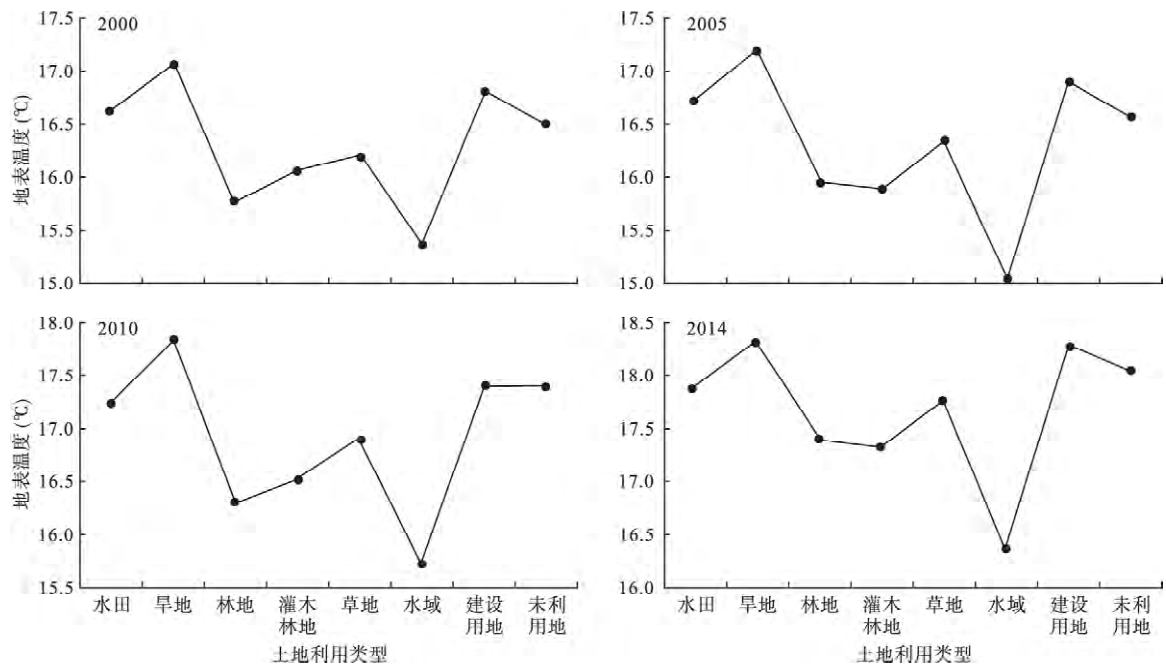


图 7 不同土地利用的年均地表温度
Fig.7 Yearly mean LST over different land-use types

利用类型的年平均 LST 顺序和月平均 LST 变化顺序比较一致,植被覆盖度的增加都能引起地表温度 LST 降低(图 8)。

2.5 动态趋势及其持续性分析

2.5.1 动态趋势 根据趋势分析法计算 2000—2014 年的 LST 时间线性倾向率,研究区域 LST 明显下降的区域约占 23.62%,主要为遵义习水、贵州中部地区、威宁西南部等区域,主要原因是环境容量低、生态环境系统变异敏感度高、空间转移能力强、稳定性差、森林植被遭受到破坏后极易造成水土流失、基岩裸露、旱涝灾害频繁等现象;随着人口的增加、经济的发展,近年来当地建设用地有所增加,林地、草地面积减少,最终造成 LST 的升高; LST 轻度下降的区域约占 57.34%,主要分布在西南部、毕节、东南部、中部等的区域; LST 基本不变区域仅占 10.68%,主要是遵义西北部、中部等的区域;轻度升高和明显升高区域分别占 5.12%、2.84%,主要分布在遵义、中部以及东南部等区域(图 9)。总体而言, LST 呈现总体下降趋势(即下降面积>升高面积)。

2.5.2 持续性分析 Hurst 指数计算所得(图 10a),Hurst 值范围为 0.171~0.882,平均值为 0.495,年均 LST 不可持续性的比例为 42.50%,可持续性的比例为 52.15%,不确定性的比例为 5.35%。LST 的

可持续性改善趋势比不可持续性趋势更为显著,表明 LST 的总体趋势不断改善。将 LST 动态趋势与 Hurst 指数叠加,得到 LST 动态趋势持续性的分布(图 10b)。持续升高的 LST 面积约占研究区面积的 35.22%,多分布于东南部、六盘水以及北部等区域;持续下降的 LST 面积占研究区面积的 45.45%,主要分布于中部等区域;持续不变所占比例为 11.14%,主要集中在遵义习水等区域。此外,未来变化趋势无法确定的区域占总面积的 8.26%。由上述分析可得,LST 在未来的变化趋势呈现持续下降的趋势。

LST 持续升高的面积占研究区总面积的 5.75%,多分布于水田、旱地等土地利用/覆盖类型中。持续

表 7 不同土地利用类型 LST 变化特征统计
Table 7 Statistics of LST variation by different land-use types

土地利用类型	分配比例(%)					
	持续升高	持续轻度升高	持续稳定不变	持续轻度下降	持续下降	不确定性
水田	6.37	20.80	14.76	28.52	12.71	16.84
旱地	6.66	21.49	16.50	30.42	10.05	14.89
林地	5.12	21.58	14.35	29.37	10.69	18.89
灌木林地	5.32	20.50	16.66	31.72	9.15	16.64
草地	6.06	22.13	15.88	28.62	10.86	16.45
水域	4.61	18.79	19.34	37.18	8.45	11.62
建设用地	5.24	20.40	16.75	32.37	10.19	15.05
未利用地	3.16	11.49	13.42	33.40	10.08	28.45

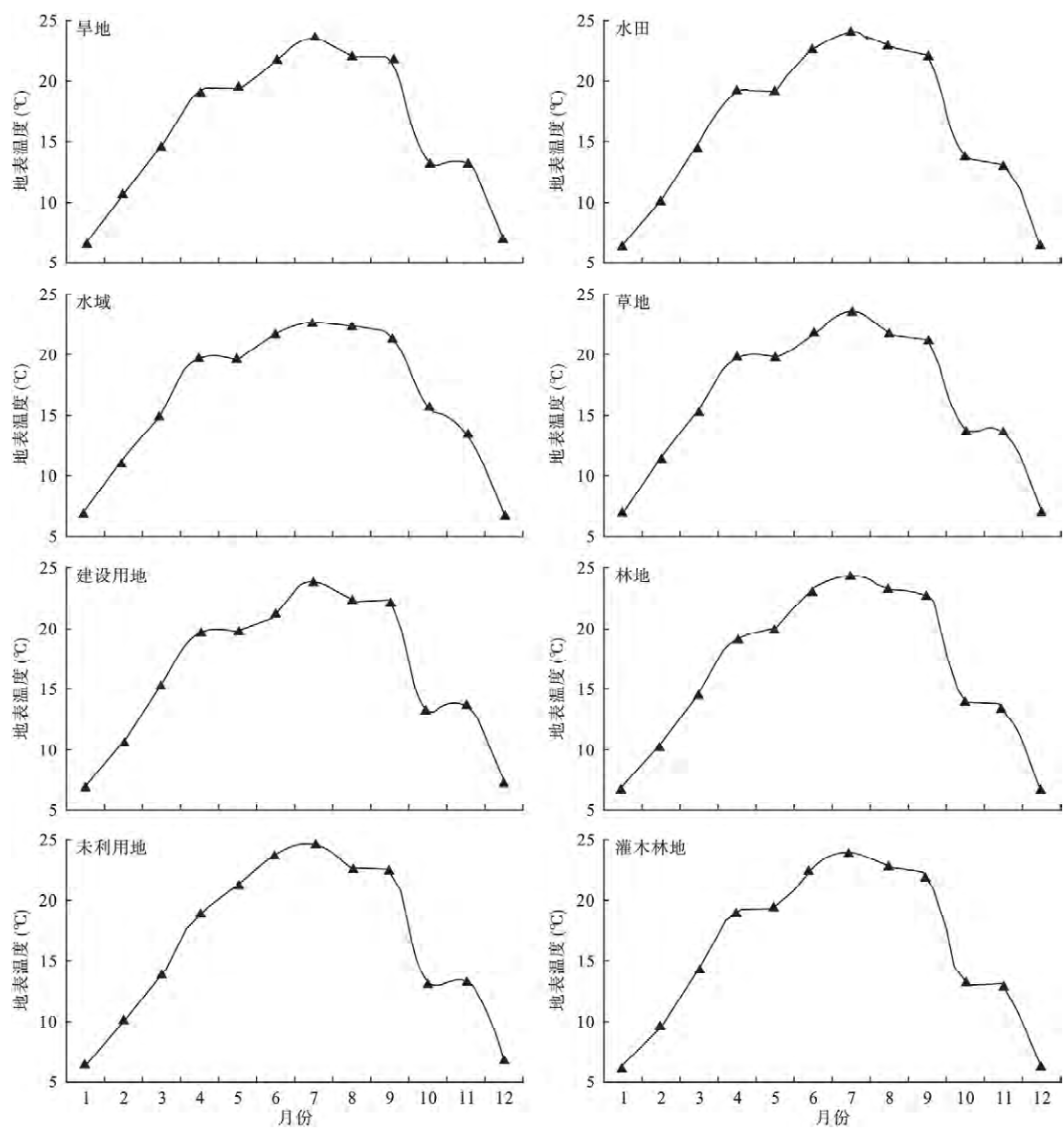


图 8 不同土地利用/覆盖的月均地表温度
Fig.8 Monthly mean LST over different land use/cover types

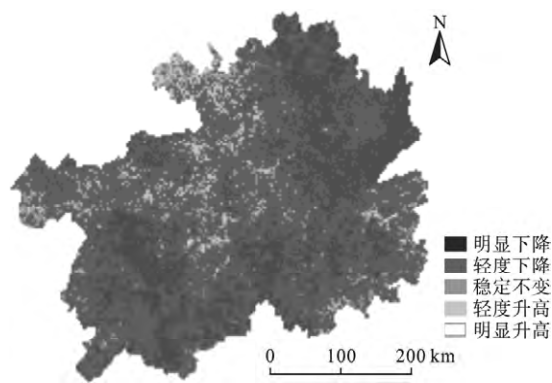


图 9 2000—2014 年贵州年平均 LST 的变化趋势
Fig.9 Change trend of LST in Guizhou during 2000–2014

下降的 LST 面积占研究区总面积的 10.38%,但多分布于水田、草地等土地利用/覆盖类型中;此外,未来变化趋势无法确定的区域占面积的 16.91%,对集中在未利用地的土地利用类型的区域(表 6)。

3 讨论

3.1 MODIS 数据的适用性

本文为了获得贵州高原气温的时空演变特征,也尝试过利用克里格插值法将 17 个气象台站的观测数据进行内插,但内插结果非常不理想,很难反映出研究区内气温的空间变化特征。相对于内插的气

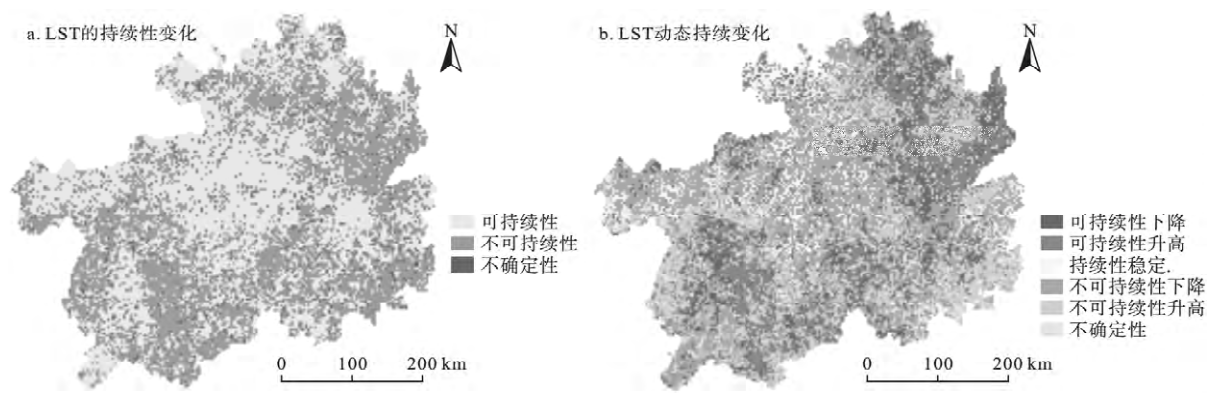


图 10 基于 Hurst 指数的 LST 变化特征空间分布
Fig.10 Spatial distribution of LST variation based on Hurst index

表 8 MODIS 地表温度数据适用性与精度提高结果比较
Table 8 Comparison of MODIS LST data accuracy results

研究者	时间尺度	研究数据	研究区	研究方法	决定系数 (R^2)	标准误差 ($^{\circ}\text{C}$)
Stisen <i>et al.</i> ,2007	2005 年	AVHRR 数据、气象观测资料	西非	回归分析	>0.68	<2.96
Lin <i>et al.</i> ,2016	2000—2010 年	MODIS 地表温度数据、地面气象观测资料	全国	线性回归分析	>0.80	<12.60
Benali <i>et al.</i> ,2012	2000—2009 年	MODIS 地表温度数据气象观测资料	葡萄牙	统计分析	>0.85	<1.83
姚永慧等,2011	2001—2007 年	MODIS 地表温度、气象观测台站数据	横断山区	时序分析、回归分析	>0.50	<2.51
郑文武等,2011	2010 年	MODIS 数据、TM 数据	中国	普适性单通道算法	—	<1.23
闵文彬等,2010	2005、2006、2008 年	MODIS 地温资料、气象站观测地温资料	四川盆地	统计分析、回归分析、误差分析	>0.80	<4.85
本文	2000—2014 年	MODIS 地温资料、气象站观测地温资料	贵州	趋势分析、Hurst 指数、相关分析	>0.74	<2.32

温空间分布,根据 MODIS 地表温度估算的气温能反映更详细的空间变化信息。本文以 MODIS LST 产品为数据源估算贵州高原地表温度的决定系数 (R^2) 介于 0.74~0.92,标准误差介于 2.05~2.32 $^{\circ}\text{C}$ 之间,MODIS LST 产品地温和站点实测地温具有较高的一致性。由此可知,本文采用 MODIS 地表温度数据与气象台站的观测数据结合起来估算高原气温与现有研究相近,与其他研究对比如表 8 所示。

3.2 地域的特殊性

在贵州喀斯特特殊地貌环境条件下,地势起伏大,地形差异大,土壤贫瘠且浅薄导致植被覆盖度低;加之地表水下渗、水分散失、人类活动的干扰等因素,导致土壤流失快,岩石裸露,产生了石漠化;从而造成地表组成物质比热容小,热惯量小,陆地表面复杂。因此,陆地表面组成结构的显著差异,对地表热辐射的复杂性及大气等产生了影响,导致 MODIS 地表温度与实测地表温度之间存在着一定的差异。

3.3 局限性与展望

贵州高原受所处地理位置和地形之间相互遮蔽的影响,导致局地能量收支存在较大的差异,再加之受到云等因素影响,MODIS LST 有大量缺失值,因此,不能反映完整年或季节性规律,对统计结果造成一定的偏差。尤其在特殊的天气情况下,局部区域数据存在较大误差。但在实际使用过程中,可采用提高地面观测资料的时间分辨率、增加像元尺度内地面观测点数量、亚像元分解等方法对 MODIS LST 产品精度作进一步的评价。

4 结 论

MODIS 地表温度与气象站实测气温的相关分析表明,二者之间在一定程度上呈正相关关系。贵州高原地表温度在年际和年内变化都存在显著差异,在年际上,地表温度呈下降趋势,且波动较大,2000—2014 年地表温度的下降趋势具有持续性,并

表明未来一段时间内该趋势可能会加剧;在年内上,月均地表温度变化具有季节分异特征,呈先增后减的单峰型分布。

贵州高原地表温度空间分布及变化规律上存在显著差异。在水平分布上,西高于东低的特征;在垂直分布上,地表温度与海拔呈显著的负相关关系。此外,在800 m以下区域,地表温度与海拔呈现出分叉现象,主要受纬度的影响。

参考文献

- 管延龙,王让会,李成,等. 2015. 基于MODIS数据的天山区域地表温度时空特征. 应用生态学报, 26(3): 681-688.
- 黄秋清,胡宝清,罗琛. 2016. 遥感技术在地质灾害应用的研究分析. 广西师范学院学报: 自然科学报, 33(1): 130-134.
- 拉巴,拉巴卓玛,陈涛. 2011. 基于MODIS影像的西藏典型内陆湖泊变化研究及成因分析. 气象与环境科学, 34(3): 37-40.
- 李阳兵,王世杰,谭秋,等. 2006. 喀斯特石漠化的研究现状与存在的问题. 地球与环境, 34(3): 9-14.
- 闵文彬,李跃清. 2010. 利用MODIS反演四川盆地地表温度与地面同步气温、地温观测值得相关性试验. 气象, 36(6): 101-104.
- 热伊莱·卡得尔,玉苏甫·买买提,玉素甫江·如素力,等. 2017. 伊犁河谷2001—2014年地表温度时空分异特征. 中国沙漠, 38(3): 1-8.
- 荣检,胡宝清,闫妍. 2017. 广西西江流域植被净初级生产力时空分布特征及其影响因素. 生态学杂志, 36(4): 1020-1028.
- 王宾宾,马耀明,马伟强. 2012. 青藏高原那曲地区MODIS地表温度估算. 遥感学报, 16(6): 1289-1309.
- 王劲峰,徐成东. 2017. 地理探测器: 原理与展望. 地理学报, 72(1): 116-134.
- 王艳慧,肖瑶. 2014. 北京市1989—2010年地表温度时空分异特征分析. 国土资源遥感, 26(3): 146-152.
- 姚永慧,张百平,韩芳. 2011. 基于MODIS地表温度的横断山区气温估算及时空规律分析. 地理学报, 66(7): 917-927.
- 姚永慧,张百平. 2013. 基于MODIS数据的青藏高原气温与增温效应估算. 地理学报, 68(1): 95-107.
- 喻元,白建军,王建博,等. 2015. 基于MOD16的关中地区实际蒸散发时空特征分析. 干旱地区农业研究, 33(3): 245-253.
- 张明阳,王克林,陈洪松,等. 2009. 喀斯特生态系统服务功能遥感定量评估与分析. 生态学报, 29(11): 5891-5901.
- 张小伟,何月,蔡菊珍,等. 2010. 基于GIS的浙江省土地利用/覆盖与地表温度的关系. 中国农业气象, 31(2): 295-299.
- 张扬建,范春捆,黄珂,等. 2017. 遥感在生态系统生态学上应用的机遇与挑战. 生态学杂志, 36(3): 809-823.
- 郑文武,曾永年. 2011. 地表温度的多源遥感数据反演算法对比分析. 地球信息科学, 13(6): 840-847.
- Anderson MC, Norman JM, Kustas WP, et al. 2008. A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sensing of Environment*, 112: 4227-4241.
- Bai XY, Wang SJ, Xiong KN. 2013. Assessing spatial-temporal evolution processes of karst rocky desertification and indications for restoration strategies. *Land Degradation & Development*, 24: 47-56.
- Bai XY, Zhang XB, Chen H, et al. 2010. Using Cs-137 fingerprint technique to estimate sediment deposition and erosion rates from Yongkang depression in karst region of Southwest China. *Land Degradation & Development*, 21: 474-479.
- Benali A, Carvalho A, Nunes J, et al. 2012. Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data. *Remote Sensing of Environment*, 124: 108-121.
- Coll C, García-Santos V, Niclòs R, et al. 2016. Test of the MODIS land surface temperature and emissivity separation algorithm with ground measurements over a rice paddy. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54: 3061-3069.
- Dousset B, Gourmelon F. 2003. Satellite multi-sensor data analysis of urban surface temperatures and land cover. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 58: 43-54.
- Duan SB, Zhao L, Leng P. 2017. A framework for the retrieval of all-weather land surface temperature at a high spatial resolution from polar-orbiting thermal infrared and passive microwave data. *Remote Sensing of Environment*, 195: 107-117.
- Hurst HE. 1951. The long-term storage capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116: 776-808.
- Jones P, Jedlovec G, Suggs R, et al. 2004. Using MODIS LST to estimate minimum air temperatures at night// The 13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography. Norfolk, VA: AMS 4.13. 2004.
- Kerr YH, Lagouarde JP, Imbernon J. 1992. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 41: 197-209.
- Lin X, Zhang W, Huang Y, et al. 2016. Empirical estimation of near-surface air temperature in China from MODIS LST data by considering physiographic features. *Remote Sensing*, 8: 629.
- Mostovoy GV, King RL, Reddy KR. 2006. Statistical estimation of daily maximum and minimum air temperatures from MODIS LST data over the state of Mississippi. *Geoscience & Remote Sensing*, 43: 78-110.
- Qin LY, Bai XY, Wang SJ. 2015. Major problems and solutions on surface water resource utilisation in karst mountainous

- areas. *Agricultural Water Management*, **159**: 55–65.
- Sobrino JA, Frate FD, Drusch M, et al. 2016. Review of thermal infrared applications and requirements for future high-resolution sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **54**: 2963–2972.
- Stisen S, Sandholt I, Norgard A. 2007. Estimation of diurnal air temperature using MSG SEVIRI data in West Africa. *Remote Sensing of Environment*, **110**: 262–274.
- Tian YC, Wang SJ, Bai XY, et al. 2016. Trade-offs among ecosystem services in a typical karst watershed, SW China. *Science of the Total Environment*, **566**: 1297–1308.
- Wan Z, Li ZL. 1997. A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**: 980–996.
- Wilson JS, Clay M, Martin E. 2003. Evaluating environmental influence of zoning urban ecosystems with remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **86**: 303–321.
- Wu LH, Wang SJ, Bai XY. 2017. Quantitative assessment of the impacts of climate change and human activities on runoff changes in a typical karst river basin, SW China. *Science of the Total Environment*, **601–602**: 1449–1465.
-
- 作者简介** 胡泽银,女,1993 年生,硕士研究生,研究方向为环境科学与全球变化。E-mail: 1658591659@qq.com
责任编辑 魏中青
-