

DOI: 10.5846/stxb201712142250

张振宇, 李小玉, 孙浩. 地表反照率不同计算方法对干旱区流域蒸散反演结果的影响——以新疆三工河流域为例. 生态学报, 2019, 39(8): - .
Zhang Z Y, Li X Y, Sun H. Influence of different surface albedo calculation methods on the simulation of evapotranspiration from the Sangong River Basin in the arid region of Xinjiang. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(8): - .

地表反照率不同计算方法对干旱区流域蒸散反演结果的影响

——以新疆三工河流域为例

张振宇^{1,2,3}, 李小玉^{1,2,*}, 孙 浩^{2,3}

1 浙江农林大学 林业与生物技术学院, 杭州 311300

2 中国科学院新疆生态与地理研究所 荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 乌鲁木齐 830011

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 地表蒸散是维持地球表面水量平衡和热量平衡的重要环节, SEBAL 模型作为一种快速且有效的反演地表蒸散的遥感物理模型方法, 在地表蒸散研究中得到广泛应用。地表反照率作为影响地表能量平衡的重要因素, 同时也是 SEBAL 模型的重要输入参数, 因此不同的地表反照率计算方法对 SEBAL 模型的反演结果有重要影响。以新疆三工河流域为研究区, 利用 Landsat8 OLI/TIRS 数据, 以应用最为广泛的 Smith 地表反照率计算法和 Liang 地表反照率计算方法两种方法计算地表反照率, 并输入 SEBAL 模型中反演日蒸散量, 比较分析两种地表反照率计算方法对蒸散反演结果的影响, 得出以下结论: (1) 两种地表反照率计算方法下经 SEBAL 模型得到的日蒸散量与实测值拟合程度均较高, 不同年份下线性拟合决定系数大于 0.75, 但是使用 Smith 方法计算出的地表反照率结合 SEBAL 模型得到的日蒸散量与实测值拟合程度更高; (2) 通过 RMSE 等精度指标比较两种地表反照率计算方法下基于 SEBAL 模型反演的日蒸散量, 结果显示, Smith 地表反照率计算方法下反演的日蒸散量精度略高; (3) Smith 地表反照率计算方法下最终得到的区域日均蒸散量高于使用 Liang 地表反照率计算方法最终得到的区域日均蒸散量, 夏季差异最大, 差异为 0.64 mm/d, 其他季节差异较小, 差异约为 0.2 mm/d。 (4) 进一步比较研究日内两种地表反照率计算方法得到的地表反照率, 结果显示, Smith 地表反照率计算法得到的地表反照率均值均小于同时期 Liang 地表反照率计算法得到的地表反照率均值。

关键词: 干旱区; 地表蒸散; SEBAL 模型; 地表反照率

Influence of different surface albedo calculation methods on the simulation of evapotranspiration from the Sangong River Basin in the arid region of Xinjiang

ZHANG Zhenyu^{1,2,3}, LI Xiaoyu^{1,2,*}, SUN Hao^{2,3}

1 School of Forest and Biotechnology, Zhejiang A&F University, Hangzhou 311300, China

2 State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, China

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Surface evapotranspiration is an important link for maintaining the water and heat balance of the earth. The SEBAL model is a remote sensing evapotranspiration estimation model used widely in the evapotranspiration research field. Surface albedo is not only a significant factor for the surface energy balance but is a vital input parameter in the SEBAL model. Different surface albedo computing methods will affect the results of the SEBAL model. In this study, we used two

基金项目: 国家自然科学基金项目 (31470708、U1503182 和 41271202)

收稿日期: 2017-12-14; 网络出版日期: 2018-00-00

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: lixy76@163.com

surface albedo computing methods, which were proposed by Smith Ronald and Liang Shunlin, respectively, to calculate the surface albedo for the Sangong River Basin in Xinjiang. Then, the calculated surface albedo was input into the SEBAL model to obtain a diary surface evapotranspiration. By analyzing two kinds of evapotranspiration and surface albedo results, we were able to draw several conclusions. The diary evapotranspiration results calculated from the two kinds of surface albedo methods and the SEBAL model fit well with the measured values. The smallest coefficient of determination was 0.75. The evapotranspiration results calculated using Smith's surface albedo showed a higher correlation with the measured diary evapotranspiration value than that of Liang's surface albedo. We compared the two diary evapotranspiration results using RMSE and other indicators, and we found that the evapotranspiration results from Smith's albedo method was more accurate than Liang's. The average diary evapotranspiration using Smith's surface albedo was higher than that of Liang's albedo; the difference was greater in the summer than in the other seasons tested (0.64 mm/d). The difference in the other seasons was smaller (0.2 mm/d). An additional comparison of the two kinds of average surface albedo revealed that the average surface albedo calculated by Smith's method was less than that of Liang's method for 6 periods.

Key Words: arid region; surface evapotranspiration; SEBAL model; surface albedo

地表蒸散 (Evapotranspiration, 简称 ET) 是地球表面与大气相互作用过程中的关键一环, 是地球水量平衡的重要组成部分, 地表蒸散的过程伴随着能量的吸收与释放, 也是维持地球能量平衡的重要环节。近年来, 针对全球气候变化的研究不断深入, 对地表蒸散的研究也越来越多, 在这个过程中产生了较多的 ET 估算模型, 如 SEBAL 模型^[1]、SEBS 模型^[2]、ETwatch 模型^[3]等, 其中 SEBAL 模型是应用最为广泛的 ET 估算模型之一。SEBAL 模型是由 Bastiaanssen 提出的一种地表蒸散估算模型, 研究者利用 SEBAL 模型结合不同种类遥感数据进行了不同区域的蒸散反演, 并且取得了较好的反演结果。Santos^[4]利用 Landsat5 TM 数据结合 SEBAL 模型进行了巴西布吉达河流域蒸散反演, Rawat 等^[5]基于 Landsat7 TM 数据和 SEBAL 模型对印度哈里亚邦区域的小麦农田进行了蒸散反演, Alemayehu 等^[6]利用 MODIS 数据结合 SEBAL 模型进行了东非玛拉盆地的地表蒸散估算。曾丽红、杜嘉等^[7-9]利用 Landsat TM 和 MODIS 数据结合 SEBAL 模型对中国东北地区的扎龙湿地、三江平原以及松嫩平原地区进行了蒸散量的反演与分析; 张殿君等^[10]利用 SEBAL 模型对中国黄土高原典型流域区进行了蒸散反演, 并讨论了土地利用对蒸散的影响; 张发耀等^[11]利用 MODIS 数据结合 SEBAL 模型对浙江省蒸散量进行了估算; 王秋云^[12]利用 SEBAL 模型进行了北京平原造林区的蒸散研究; 周玲等^[13]基于 Landsat TM/ETM+数据, 应用 SEBAL 模型对中国西南地区漓江流域进行了蒸散量变化分析; 杨肖丽等^[14]利用 MODIS 数据和 SEBAL 模型对中国半干旱区的老哈河流域进行了蒸散研究; 李宝富、陈亚宁等^[15]利用 TM 数据, 结合 SEBAL 模型对中国干旱区的塔里木河干流区进行了蒸散估算; 张楠楠等^[16]利用 HJ-1B 数据结合 SEBAL 模型对淮河上游段进行了蒸散估算。以上研究都是利用 SEBAL 模型实现了地表蒸散的反演, 而对 SEBAL 模型的参数计算方法影响讨论较少, 只有少数研究讨论了 SEBAL 模型反演结果受气象条件^[17]和地表类型的影响。地表反照率, 是指地表物体各个方向上发射的太阳辐射通量与到达该物体表面上的总辐射通量之比, 是各个方向上反射率的积分。地表反照率是影响地球能量平衡的关键变量, 相关研究^[18-19]表明, 地表反照率的增加促使地表净辐射减少, 造成区域降水和云量的降低, 同时, 云量的减少使得地表净辐射通量进一步增大, 促进降水和云的形成, 这种反馈作用维持着区域气候与热量的稳定与平衡。在遥感反演研究中, 针对同一物理量的多种求解方法可能导致衍生结果的差异。地表反照率作为影响地表能量平衡的关键变量, 是 SEBAL 模型的重要参数, 分析不同地表反照率计算方法造成的 SEBAL 模型反演结果差异, 对提高 SEBAL 模型反演精度具有重要意义。本文拟在控制 SEBAL 模型其他参数一致的基础上, 基于两种地表反照率计算方法, 对研究区进行蒸散反演, 通过反演值与实测值的拟合程度、偏离程度差异, 实现不同地表反照率计算方法对 SEBAL 模型的影响分析。

1 研究区概况

三工河流域(图 1),位于新疆阜康市境内,区域主要由绿洲与部分荒漠构成,地势南高北低。平原区北部为古尔班通古特沙漠,南部为天山山脉,境内自西向东分布有水磨河、三工河、四工河 3 条河流,区域内干旱少雨,年降水量 150—240 mm,水资源主要依赖高山冰川和积雪融水。研究区气候类型为典型的温带大陆性气候,夏季日照时间长,热量高,冬季较早,寒冷漫长,流域内主要农作物为小麦、玉米等经济作物。

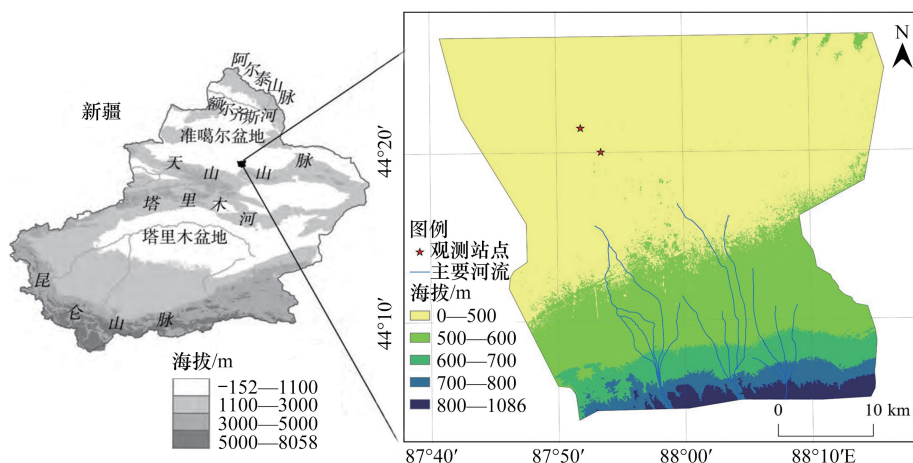


图 1 三工河流域位置示意图

Fig.1 Location of Sangong river basin

2 研究数据及预处理

2.1 遥感和其他空间数据获取与预处理

①Landsat 8 OLI/TIRS 影像数据来源于美国地质调查局网站(<https://glovis.usgs.gov/>),共六期,日期分别为 2016 年 5 月 25 日、2016 年 6 月 26 日、2016 年 7 月 12 日、2016 年 7 月 28 日、2016 年 8 月 29 日和 2016 年 9 月 30 日。影像数据整体云量小于 0.6%,其中 6 月 26 日和 7 月 12 日影像云量较高,分别为 1.1%和 7.45%。对 6 期 Landsat 8 OLI/TIRS 影像数据进行辐射定标、大气校正获取纠正后数据。

②ASTER 高程数据来源于马里兰大学全球土地覆盖数据库(<http://www.landcover.org/data/>),空间分辨率为 30 m,对高程数据进行拼接与裁剪得到所需研究区高程数据。

③三工河流域矢量边界由中国科学院新疆遥感与地理信息系统重点实验室提供。

2.2 波文比数据

波文比数据主要来自于中国科学院新疆遥感与地理信息系统重点实验室设立的 2 台波文比观测站,经纬度坐标分别为(44.33°N,87.89°E)和(44.36°N,87.87°E),波文比观测站放置于均一的农田内部,基于波文比-能量平衡法(BREB)^[20]获得瞬时蒸散,进一步获得每小时蒸散和日蒸散。大量研究证明^[21-22]利用波文比观测仪器测量蒸散精度较高。波文比数据监测间隔为 1 小时。

3 模型及参数

SEBAL 模型^[23]的理论基础是地表能量平衡方程,即地表的净辐射通量由从下垫面到大气的感热通量、从下垫面到大气的潜热通量和土壤热通量组成:

$$R_n = G + H + \lambda ET \quad (1)$$

式中, R_n 代表净辐射通量(W/m^2), G 代表土壤热通量(W/m^2), H 代表感热通量(W/m^2), λET 代表潜热通

量(W/m^2), λ 代表水的汽化潜热, 通常为 $2.49 \times 10^6 \text{ W m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$; ET 表示蒸散量, $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。

3.1 净辐射通量(R_n)计算

净辐射通量计算公式为:

$$R_n = (1 - a) R_{sd} + R_{ld} - R_{lu} - (1 - k) R_{ld} \quad (2)$$

式中, a 为地表反照率, R_{sd} 为太阳下行短波辐射(W/m^2), R_{ld} 为太阳下行长波辐射(W/m^2), R_{lu} 为地表反射的长波辐射(W/m^2), k 为地表比辐射率(发射率)。

3.2 土壤热通量(G)的计算

土壤热通量是单位时间、单位面积上的土壤热交换量, 一般存储在土壤和植被中, 这部分能量在整个热量平衡过程中占比重较小, 而且计算较为困难, 这里使用曾丽红^[24]推导的公式。

$$G = \frac{T_s - 273.16}{a} \times \left[0.0032 \times \frac{a}{c} + 0.0074 \left(\frac{a}{c} \right)^2 \right] \times (1 - 0.978 \text{NDVI}^4) \times R_n \quad (3)$$

式中, T_s 为地表温度, NDVI 为归一化植被指数, c 表示卫星过境时间对 G 的影响, 过境时间在地方时 12:00 点以前取 0.9; 在 12:00 点到 14:00 点之间取 1.0; 在 14:00 点到 16:00 点之间取 1.1。

3.3 感热通量(H)的计算

感热通量表征的是下垫面与大气间的湍流形式的热量交换, 与大气稳定度、风速、表面粗糙度有关。通用计算公式如下:

$$H = \frac{P_{\text{air}} C_p dT}{r_{\text{ah}}} \quad (4)$$

式中, P_{air} 为空气密度(kg m^{-3}); C_p 是空气定压比热($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); dT 是距离地面高 Z_1 和 Z_2 处的温差(一般 Z_1 为 0.1 m, Z_2 为 2 m), r_{ah} 为空气动力学阻抗。

3.4 小时蒸散量与日蒸散量计算

小时蒸散量的计算公式^[25]为:

$$ET_{\text{inst}} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (5)$$

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \times (T_s - 273.15) \quad (6)$$

式中, λ 为水的汽化潜热, ET 为蒸散量, ET_{inst} 为小时蒸散量。

通过小时蒸散量结合日照时长计算日蒸散量 ET_{day} :

$$ET_{\text{day}} = \frac{2 \times N \times ET_{\text{inst}}}{\pi \times \sin\left(\frac{\pi \times t}{N - 2}\right)} \quad (7)$$

式中, N 为区域内平均日照时长, t 为日出到卫星过境时间间隔(h)。

4 地表反照率计算

4.1 基于各波段反射率的大气表观反射率计算

求取大气表观反射率, 这一过程在辐射定标中即可完成:

$$\rho = \frac{\mu DN + \varphi}{\sin\theta} \quad (8)$$

式中, ρ 代表表观反射率, DN 为影像灰度值, μ 、 φ 分别为 landsat8 OLI/TIRS 影像的反射率增量和修正值, θ 为太阳高度角。

4.2 求取地表反照率

①Liang 地表反照率计算方法(下称 Liang 方法)^[26]:

$$a = \frac{(0.356 \times \rho_2 + 0.130 \times \rho_4 + 0.373 \times \rho_5 + 0.085 \times \rho_6 + 0.072 \times \rho_7 - 0.0018) - a_p}{t_{sw}} \quad (9)$$

式中, ρ_2 、 ρ_4 、 ρ_5 、 ρ_6 、 ρ_7 为各波段大气表观反射率, a_p 为大气程辐射值影响, 一般取 0.03, t_{sw} 为大气单向透过率。

大气单向透过率计算公式如下^[27]:

$$t_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times Z \quad (10)$$

式中, Z 为海拔高度(m), 从 DEM 数据中获取。

②Smith 地表反照率计算方法(下称 Smith 方法)^[28]:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^7 \frac{\rho_i \times S_i \times \Delta \lambda_i}{\sum_{i=1}^7 (S_i \times \Delta \lambda_i)} - a_p}{t_{sw}} \quad (11)$$

式中, ρ_i 为波段反射率(对于 Landsat 8 OLI/TIRS 数据使用 2、4、5、6、7 波段), $\Delta \lambda_i$ 为各波段范围, S_i 为 1—7 波段的平均太阳辐照度(表 1), a_p 为大气程辐射值影响, 一般取 0.03, t_{sw} 为大气单向透过率。

表 1 Landsat 8 OLI 数据波段平均太阳辐照度^[28]

Table 1 Landsat 8 OLI band average solar irradiance

波段 Band	1 First	2 Second	3 Third	4 Fourth	5 Fifth	6 Sixth	7 Seventh
波长范围 Wavelength range/ μm	0.433—0.453	0.450—0.515	0.525—0.600	0.630—0.680	0.845—0.885	1.560—1.660	2.100—2.300
$S_i / (\text{W}/\text{m}^2)$	1719	1787	1746	1536	997	811	75

S_i , 平均太阳辐照度, Average solar irradiance

5 结果与分析

5.1 日蒸散量比较

基于 SEBAL 模型得到两种地表反照率计算方法下反演的地表日均蒸散量(表 2)及其空间分布图(图 2 和图 3), 对比 6 个研究日区域日蒸散量的分布, 结果显示两种地表反照率方法下最终得到的日蒸散量空间和时间分布规律保持一致。时间上, 日蒸散量在 6 月—7 月末明显高于其他月份; 空间上, 流域绿洲的日蒸散量明显高于其他类型区域(水体除外); 另一方面, 两种地表反照率方法下基于 SEBAL 模型得到的日蒸散量分布曲线(图 4)则有较大不同。5 月 25 日, 两种地表反照率方法下的日蒸散量分布曲线在形态上保持一致, 但是 Liang 方法下的日蒸散量分布曲线在 6 mm/d 处开始接近横坐标轴, 而 Smith 方法下日蒸散量分布曲线在日蒸散量 7 mm/d 处才开始接近横坐标轴。6 月 26 日、7 月 12 日、7 月 28 日三天同一地表反照率计算方法下的日蒸散量分布曲线形态上较为一致, 但是不同地表反照率计算方法下得到的曲线则差异较大: Liang 方法下得到的 3 期日蒸散量分布曲线波峰出现在日蒸散量 4 mm/d 附近, 在日蒸散量 6 mm/d 处开始接近横坐标轴, 而 Smith 方法下的 3 期日蒸散量分布曲线均在日蒸散量 6—6.5 mm/d 处达到峰值, 在日蒸散量 7.5 mm/d 处才开始接近横坐标轴。8 月 29 日和 9 月 30 日两期日蒸散量分布曲线则呈现出与前 4 期较为不同的特征: 曲线波峰开始向低日蒸散量区间移动, Liang 方法下得到的日蒸散量分布曲线波峰分布在日蒸散量 1—1.5 mm/d 附近, 而 Smith 方法下得到的日蒸散量分布曲线在日蒸散量 1.5—2.5 mm/d 处达到峰值。两种方法下最终得到的多条日蒸散量分布曲线在日蒸散量区间末端均出现了一个较为明显的波峰, 是由区域内的水库水体所引起。总的来说, Smith 方法下基于 SEBAL 模型反演的区域日蒸散量分布曲线峰值出现更晚。

此外, 两种地表反照率计算方法下最终求得的日均蒸散量也有较大差异, Liang 方法下最终得到的区域日均蒸散量在所选取的 6 个研究日内均小于 Smith 方法下最终得到的结果, 其中, 春季(5 月 25 日)、秋季(8 月 29 日和 9 月 30 日)的日均蒸散量差距较小, 平均差异 0.2 mm/d, 而夏季(6 月 26 日、7 月 12 日、7 月 28 日)的

日均蒸散量差距较大,平均差异 0.64 mm/d。

表 2 两种地表反照率计算方法下得到的区域日均蒸散量/(mm/d)
Table 2 Daily average evapotranspiration using two kind Surface albedo methods

地表反照率计算方法 Surface albedo calculation method	5 月 25 日 May 25th	6 月 26 日 June 26th	7 月 12 日 July 12th	7 月 28 日 July 28th	8 月 29 日 August 29th	9 月 30 日 September 30th
Liang	2.0789	3.1049	2.7906	2.7284	1.7572	1.0955
Smith	2.3733	3.8507	3.4315	3.2518	1.9678	1.2002

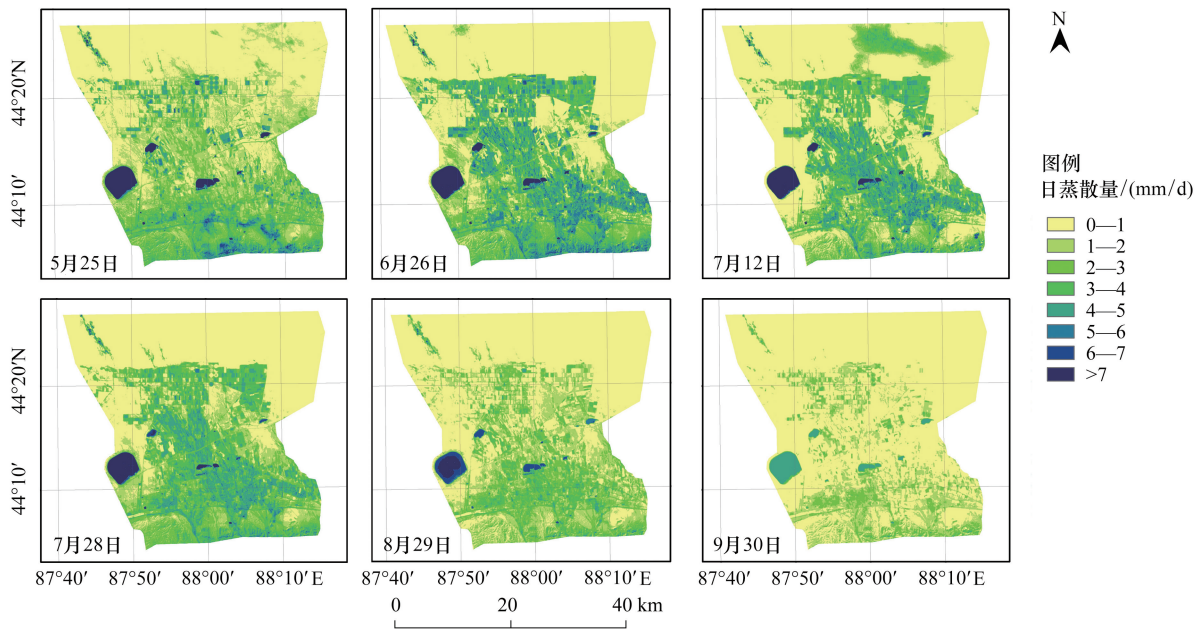


图 2 Liang 地表反照率计算方法下日蒸散量分布
Fig.2 Daily evapotranspiration distribution using Liang Surface albedo formula

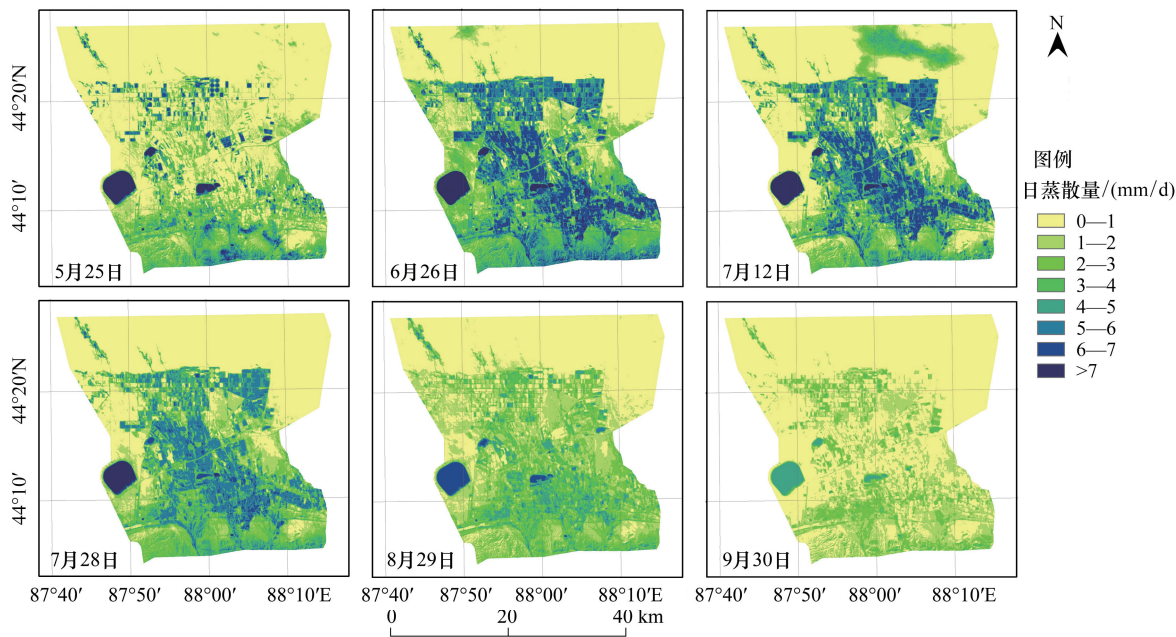


图 3 Smith 地表反照率计算方法下日蒸散量分布
Fig.3 Daily evapotranspiration distribution using Smith Surface albedo formula

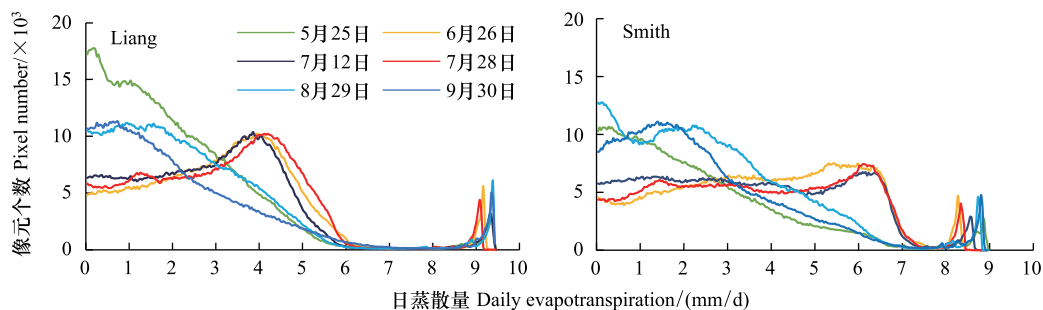


图4 Liang 反照率计算方法和 Smith 反照率计算方法下的日蒸散量分布曲线

Fig.4 Distribution curve of daily evapotranspiration using Liang and Smith Surface albedo method

5.2 两种地表反照率计算方法下的日蒸散反演精度比较

将 SEBAL 模型反演值与实测值进行拟合,并使用决定系数 R^2 、均方根误差 RMSE、平均偏差 BIAS 和平均绝对偏差 MAE^[29]对两种地表反照率方法下基于 SEBAL 模型反演的日蒸散量进行比较与评价。评价指标计算公式如下:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - Q_i)^2}{N}} \quad (10)$$

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - Q_i)}{N} \quad (11)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |P_i - Q_i|}{N} \quad (12)$$

式中, N 为观测个数, P_i 为反演值, Q_i 为实测值。得到的结果如表 3 所示:

表3 两种地表反照率计算方法下 SEBAL 模型反演值精度比较

Table 3 Comparison of simulation accuracy of SEBAL model using two kind albedo methods

地表反照率计算方法 Surface albedo calculation method	R^2	RMSE/(mm/d)	BIAS/(mm/d)	MAE/(mm/d)
Liang	0.7839	1.0957	-0.5297	1.0448
Smith	0.8524	0.4811	-0.0385	0.6187

R^2 , 决定系数, Coefficient of determination; RMSE, 均方根误差, Root mean square error; BIAS, 平均偏差, Bias; MAE, 平均绝对偏差, Mean absolute error

两种地表反照率计算方法下基于 SEBAL 模型反演的日蒸散量与实测值散点图及拟合方程(图 5)表明, Smith 方法下最终得到的日蒸散量与实测值的线性拟合程度更高,决定系数达到了 0.85,相比之下, Liang 方法下得到的模型反演日蒸散量与实测值的线性拟合决定系数仅为 0.76; F 检验显示, Smith 方法下最终得到反演值与实测值线性拟合 P 值 < 0.001 , 而 Liang 反照率计算方法下得到的拟合直线 P 值为 0.0016, 大于 0.001, 可见相同时间空间条件下, Smith 方法下基于 SEBAL 模型得到的日蒸散量与实测值更为接近, 可信程度更高。另外通过 RMSE、BIAS、MAE 3 种指标对反演值与实测值进行偏离程度分析, Smith 方法下最终得到的日蒸散量与实测值的偏离程度小于使用 Liang 方法下得到的结果, 多项结果表明: 在应用 SEBAL 模型对于干旱区地表进行蒸散反演过程中, 使用 Smith 方法结果作为 SEBAL 模型地表反照率参数输入更优。

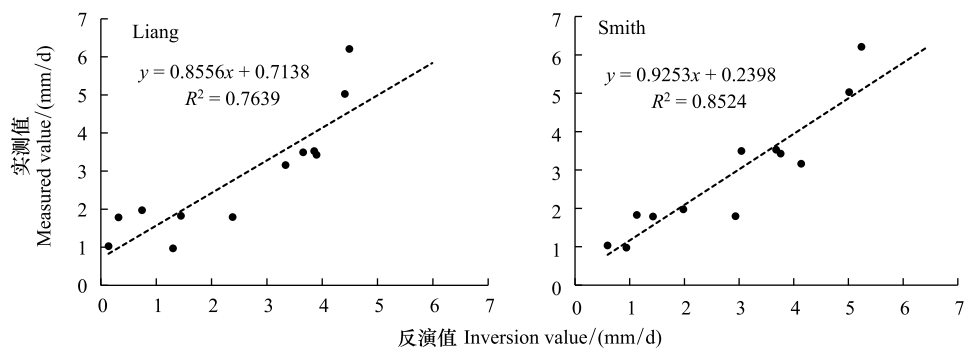


图5 Liang 反照率计算方法和 Smith 反照率计算方法下的日蒸散量拟合

Fig.5 Daily evapotranspiration fitting using Liang and Smith Surface albedo method

6 讨论

6.1 两种方法计算下的地表反照率比较

2016 年 6 个研究日的流域地表反照率分布曲线(图 6)表明,两种方法得到的地表反照率分布曲线类似,都呈较明显的正态分布,然而不同方法下的曲线波峰处反照率存在明显差异,基于 Liang 方法得到的地表反照率分布曲线波峰处反照率在 6 个时期均高于 Smith 方法得到的曲线波峰反照率,波峰处地表反照率相差 0.02—0.06,尽管这种差异较小,但是这种差异使得整个区域的反照率分布出现较大不同,Smith 方法下得到的地表反照率更低,两种方法计算出的地表反照率均值(表 4)可进一步印证这一点,地表反照率的差异使得由此计算出的流域净辐射通量、显热通量产生了更大的差异,进一步的造成了两种地表反照率计算方法下基于 SEBAL 模型反演结果在分布上的差异。

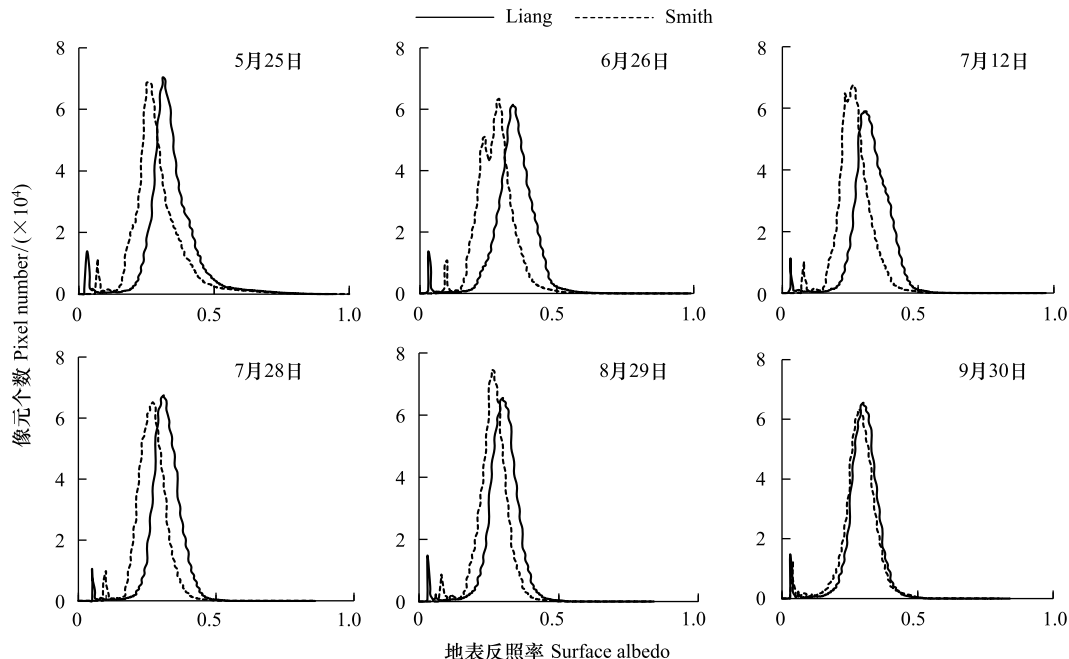


图6 两种方法计算下反照率像元分布曲线

Fig.6 Albedo pixel distribution curves under two methods

表 4 两种方法计算下反照率均值

Table 4 Average albedo calculated by two methods

地表反照率计算方法 Surface albedo calculation method	5 月 25 日 May 25th	6 月 26 日 June 26th	7 月 12 日 July 12th	7 月 28 日 July 28th	8 月 29 日 August 29th	9 月 30 日 September 30th
Liang	0.3638	0.3469	0.3285	0.3183	0.3013	0.2916
Smith	0.2944	0.2684	0.2552	0.2558	0.2520	0.2520

6.2 两种方法计算下地表反照率与 MCD43A3 产品的比较

为进一步比较两种方法计算出的地表反照率在研究区的可靠性,在缺乏地表反照率测量仪器的情况下,参考 He 等^[30]的方法,使用 MODIS 地表反照率产品 MCD43A3 与两种方法计算出的地表反照率进行比较,由于研究区所选 Landsat 8 数据云量均较少(晴空条件),因此提取 MCD43A3 数据中的短波白空反照率(WSA)作为参考标准。在研究区内部随机布置了 36 个监测点(图 7),通过 6 个研究日共得到 216 个数据。数据比对结果(图 8)表明:①两种方法下得到的地表反照率均偏高于 MCD43A3 WSA, Liang 方法计算出的地表反照率与 MCD43A3 WSA 拟合程度($R^2 = 0.35$)略高于 Smith 方法计算结果($R^2 = 0.2$),说明 Liang 方法计算出的地表反照率一致性更好。②RMSE 比较上, Smith 方法计算出的地表反照率与 MCD43A3 WSA 误差相对较小(Smith 方法 RMSE = 0.075; Liang 方法 RMSE = 0.13)。

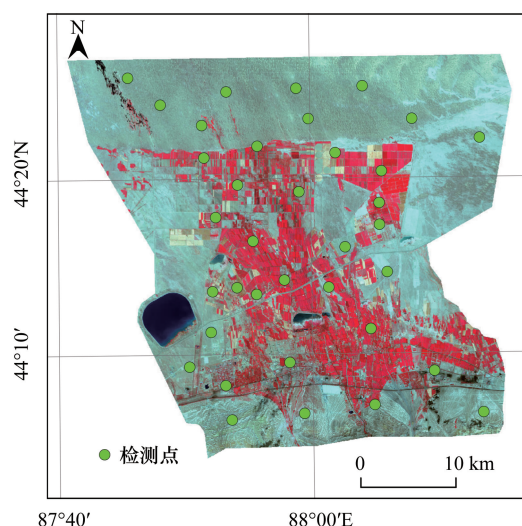


图 7 地表反照率检测点位置

Fig.7 Location of surface albedo detection points

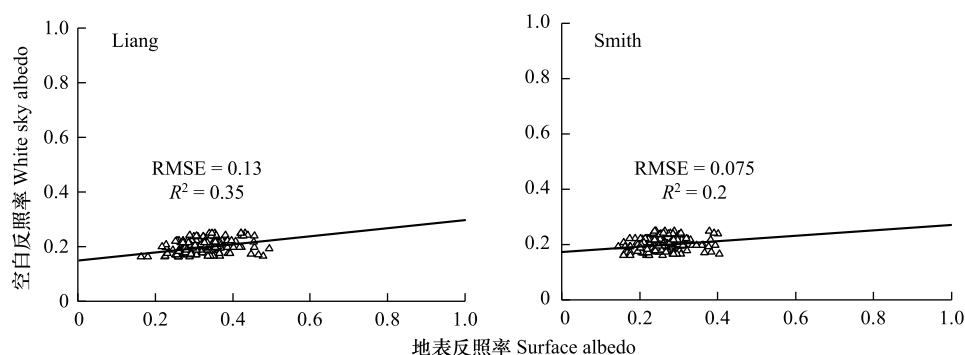


图 8 两种方法计算下地表反照率与 MCD43A3 短波白空反照率对比

Fig.8 Comparison between surface albedo calculated by two methods and MCD43A3 shortwave white sky albedo

同时由于 Landsat 8 数据部分参数官方尚未明确公布,计算 Landsat 8 数据地表反照率时仍采用针对上一代传感器的方法,这也可能会对结果造成一定影响;基于此,Smith 提出了针对 Landsat 8 数据地表反照率的计算方法,并在阿拉斯加、佛罗里达等地区进行了实验,近期部分学者^[30]提出利用大气顶反照率和站点测量数据直接估计 Landsat 8 地表反照率,实验效果较好,但由于中国西北地区缺少地表反照率国际测量站点,因此,各种方法在中国西北地区的适用性仍有待进一步检验。

另一方面,由于 USGS(美国地质调查局)至今未公布 Landsat 8 数据各波段平均太阳辐照度,因此在使用 Smith 方法过程中使用了其提供的各波段平均太阳辐照度。在理想状态下,平均太阳辐照度可通过大气光谱

曲线和各波段响应函数获得,分别使用 WRC 太阳光谱曲线和 Thuillier 太阳光谱曲线结合 Landsat 8 数据 1—7 波段响应函数进行平均太阳辐照度估计^[31-32],结果(表 5)显示,两种谱线对应的波段平均太阳辐照度存在差异,其中 1 和 4 波段差异较大,其他波段结果相近,同时 Smith 方法的 1、2、3 波段平均太阳辐照度均小于两种谱线对应估计值,而在第 6 波段(短波红外)上高于谱线估计值,这使得 Smith 方法在计算地表反照率时更侧重于短波红外波段,而由此得出的地表反照率与相关产品的偏差较小,这说明 Landsat 8 地表反照率计算中短波红外波段的权重增加可能改善了研究区地表反照率反演质量,部分研究^[33]也表达了相似的结果。

表 5 利用 Thuillier 和 WRC 太阳光谱曲线估算的 Landsat 8 OLI 数据各波段平均太阳辐照度

Table 5 Landsat 8 OLI data's band average solar irradiance based on Thuillier and WRC Solar spectral curve respectively

波段 Band	1 First	2 Second	3 Third	4 Fourth	5 Fifth	6 Sixth	7 Seventh
波长范围/ μm Wavelength range	0.433—0.453	0.450—0.515	0.525—0.600	0.630—0.680	0.845—0.885	1.560—1.660	2.100—2.300
Thuillier S_i / (W/m^2)	1895.33	2004.57	1820.75	1549.49	991.76	247.55	85.46
WRC S_i / (W/m^2)	2504.43	1971.044	1849.95	1644.23	970.51	245.97	66.13

Thuillier S_i , 利用 Thuillier 太阳光谱曲线估算的波段平均太阳辐照度, Band average solar irradiance based on Thuillier Solar spectral curve; WRC S_i , 利用 WRC 太阳光谱曲线估算的波段平均太阳辐照度, Band average solar irradiance based on WRC Solar spectral curve

7 结论

研究基于两种地表反照率计算方法结合 SEBAL 模型,对西北干旱区典型流域日蒸散进行反演并进行比较,结果表明:(1)Smith 方法下最终得到的日均蒸散量均高于 Liang 方法下最终得到的日均蒸散量,这种差异在夏季最明显。同时,Smith 方法下基于 SEBAL 模型得到的反演结果与实测值的拟合程度和偏离程度略优于 Liang 方法下得到的结果。(2)两种方法计算的地表反照率差异是导致 SEBAL 模型反演日蒸散量差异的主要原因,相同日期内 Liang 方法得到的地表反照率均高于 Smith 方法结果(高约 0.04—0.08)。(3)与 MCD43A3 产品的比较结果显示,Liang 方法得到的地表反照率与 MCD43A3 产品一致性较好,但是其偏离程度也较高。综合考虑之下,Smith 方法在研究区的适用性略好。

参考文献 (References):

- [1] Bastiaanssen W G M, Pelgrum H, Wang J, Ma Y, Moreno J F, Roerink G J, van der Wal T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL).: Part 2: validation. *Journal of Hydrology*, 1998, 212-213: 213-229.
- [2] Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2002, 6(1): 85-100.
- [3] 吴炳方,熊隽,闫娜娜,杨雷东,杜鑫. 基于遥感的区域蒸散量监测方法——ETWatch. *水科学进展*, 2008, 19(5): 671-678.
- [4] Santos C A G, da Silva R M, Silva A M, Neto R M B. Estimation of evapotranspiration for different land covers in a Brazilian semi-arid region: a case study of the Brígida River basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 2017, 74: 54-66.
- [5] Rawat K S, Bala A, Singh S K, Pal R K. Quantification of wheat crop evapotranspiration and mapping: a case study from Bhiwani District of Haryana, India. *Agricultural Water Management*, 2017, 187: 200-209.
- [6] Alemayehu T, van Griensven A, Senay G B, Bauwens W. Evapotranspiration mapping in a heterogeneous landscape using remote sensing and global weather datasets: application to the Mara Basin, East Africa. *Remote Sensing*, 2017, 9(4): 390.
- [7] 曾丽红,宋开山,张柏,杜嘉. 基于 SEBAL 模型的扎龙湿地蒸散量反演. *中国农业气象*, 2008, 29(4): 420-426.
- [8] 杜嘉,张柏,宋开山,王宗明,曾丽红. 基于 MODIS 产品和 SEBAL 模型的三江平原日蒸散量估算. *中国农业气象*, 2010, 31(1): 104-110, 162-162.
- [9] 曾丽红,宋开山,张柏,王宗明,杜嘉. 基于 SEBAL 模型与 MODIS 产品的松嫩平原蒸散量研究. *干旱区资源与环境*, 2011, 25(1): 140-147.
- [10] 张殿君,张学霞,武鹏飞. 黄土高原典型流域土地利用变化对蒸散发影响研究. *干旱区地理*, 2011, 34(3): 400-408.
- [11] 张发耀,王福民,周斌,周柳萍. 基于 SEBAL 模型的浙江省区域蒸散发量估算研究. *人民长江*, 2013, 44(17): 40-44.

- [12] 王秋云. 基于 SEBAL 模型的北京平原造林区蒸散发量研究[D]. 南昌: 东华理工大学, 2016.
- [13] 周玲, 张丽, 许君一, 刘广. 基于 SEBAL 模型的漓江流域蒸散发量变化分析. 水土保持研究, 2015, 22(4): 332-337.
- [14] 杨肖丽, 任立良, 雍斌. 基于 SEBAL 模型的老哈河流域蒸散发研究. 水电能源科学, 2010, 28(1): 9-11.
- [15] 李宝富, 陈亚宁, 李卫红, 曹志超. 基于遥感和 SEBAL 模型的塔里木河干流区蒸散发估算. 地理学报, 2011, 66(9): 1230-1238.
- [16] 张楠楠, 王文, 王胤. 基于 HJ-1B 数据和 SEBAL 模型的陆面蒸散发遥感估算. 地理空间信息, 2013, 11(5): 69-73.
- [17] 陈强, 苟思, 严登华, 倪广恒. 基于 SEBAL 模型的区域 ET 计算及气象参数敏感性分析——以天津市为例. 资源科学, 2009, 31(8): 1303-1308.
- [18] Charney J G, Stone P H, Quirk W J. Drought in the Sahara: a biogeophysical feedback mechanism. Science, 1975, 187(4175): 434-435.
- [19] 肖登攀, 陶福禄, Moiwo J P. 全球变化下地表反照率研究进展. 地球科学进展, 2011, 26(11): 1217-1224.
- [20] Grace J, Lloyd J, McIntyre J, Miranda A, Meir P, Miranda H, Moncrieff J, Massheder J, Wright I, Gash J. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. Global Change Biology, 1995, 1(1): 1-12.
- [21] Cellier P, Brunet Y. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. Agricultural and Forest Meteorology, 1992, 58(1/2): 93-117.
- [22] 颜廷武, 尤文忠, 张慧东, 魏文俊, 王睿照, 赵刚. 辽东山区天然次生林能量平衡和蒸散. 生态学报, 2015, 35(1): 172-179.
- [23] Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, Holtslag A A M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. Journal of Hydrology, 1998, 212-213: 198-212.
- [24] 曾丽红, 宋开山, 张柏, 杜嘉. 应用 Landsat 数据和 SEBAL 模型反演区域蒸散发及其参数估算. 遥感技术与应用, 2008, 23(3): 255-263.
- [25] 李根. 基于 SEBAL 和 SEBS 模型的鹰潭小流域蒸散发估算研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2014.
- [26] Liang S L. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: algorithms. Remote Sensing of Environment, 2001, 76(2): 213-238.
- [27] Morse A T, Tasumi G, Richard A, Willam J K. Application of the Sebal Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho Through Remote Sensing. Waltham, MA: The Raytheon Systems Company-Earth Observation System Data and Information System Project, 2000.
- [28] Smith R. Understanding Landsat 8: two methods of computing Albedo. [2017-12-13]. <http://surfaceheat.sites.yale.edu/sites/default/files/files/Albedo.pdf>.
- [29] Willmott C J. Some comments on the evaluation of model performance. Bulletin of the American Meteorological Society, 1982, 63(11): 1309-1313.
- [30] He T, Liang S L, Wang D D, Gao Y F, Gao F, Yu Y Y, Feng M. Evaluating land surface albedo estimation from Landsat MSS, TM, ETM+, and OLI data based on the unified direct estimation approach. Remote Sensing of Environment, 2018, 204: 181-196.
- [31] 张璐, 施润和, 徐永明, 李龙, 高伟. 国产遥感传感器大气层外波段平均太阳光谱辐照度计算. 地球信息科学学报, 2014, 16(4): 621-627.
- [32] 胡顺石, 张立福, 张霞, 王倩, 韩冰, 张楠. 卫星传感器波段平均太阳辐照度计算及可靠性分析. 国土资源遥感, 2012, (3): 97-102.
- [33] 刘三超, 张万昌, 蒋建军, 赵登忠. 用 TM 影像和 DEM 获取黑河流域地表反射率和反照率. 地理科学, 2003, 23(5): 585-591.