

SEBAL 模型在台兰河流域蒸散发研究中的应用

王 琴

(新疆水文水资源局, 新疆 乌鲁木齐 830000)

摘 要: 由于陆地表面的空间非均匀性, 传统的观测手段难以由点向面拓展。采用基于地表热量平衡的 SEBAL 模型, 利用 MODIS 影像数据估算了位于干旱地区的台兰河流域的实际蒸散发量及其时空分布特征。结果表明: 日蒸散发量的实测值与反演值相关性为 0.88, 月蒸散发量的实测值与反演值相关性为 0.91, 精度较高。估算全年总的蒸散量约为 7.04 亿 m^3 , 比水量平衡法计算的蒸散量大 4%。通过各精度的检验可知, 该模型计算结果较为可信。

关键词: 蒸散发; 干旱区; SEBAL 模型; MODIS 数据; 台兰河流域

中图分类号: P641

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2014)01-0178-04

SEBAL model for researching evapotranspiration in Tailan river basin

WANG Qin

(Xinjiang Hydrology and Water Resources Bureau, Urumqi 830000, China)

Abstract: Due to the spatial non-uniformity of terrestrial surface, the traditional observation means is difficult to extend from point to plane. This paper used SEBAL model which is based on land surface heat balance and MODIS image data to estimate evapotranspiration and its temporal and spatial distribution characteristics in Tailan River basin located in arid region. The results indicated that the pertinence of daily evapotranspiration of actual observation and that of inversion value is 0.88, and the pertinence monthly is 0.91 that is higher precision. The estimated evapotranspiration in whole year is about $7.04 \times 10^8 \text{ m}^3$ which is 4% greater than that computed by water balance method. According to test of every precision, the results computed by SEBAL model is credible.

Key words: evapotranspiration; arid region; SEBAL model; MODIS data; Tailan River basin

地表能量平衡系统(SEBS)估算地表蒸发量的理论是由苏中波等提出的^[1-4]。陆面能量平衡算法 SEBAL 模型是一种基于遥感影像的区域蒸发量计算模型, 已应用到西班牙、巴基斯坦、印度、埃及和中国等国家和地区^[5]。MODIS 的地面分辨率有 250m, 500m, 1km 等几种, 每天过境 2 次(包括 Terra 和 Aqua 两颗星), 可用于从一个村镇到整个流域尺度的逐日蒸发蒸腾量分析。

台兰河流域位于新疆阿克苏地区温宿县境内, 地理位置在东经 $80^{\circ}21'44'' \sim 81^{\circ}10'44''$, 北纬 $40^{\circ}41'44'' \sim 42^{\circ}15'13''$ 之间, 发源于西南天山托木尔峰南麓, 属于大陆北温带干旱气候。

1 数据处理

通过 MODIS 产品处理软件 MRT 对 MODIS 数据产品进行处理, 对流域 2000 年区域 MOD09GHK

和 MOD11A1 文件进行镶嵌、地理几何校正与重采样。采样方法为邻近法, 投影体系为通用横轴墨卡托投影(UTM 投影), 椭球为 WGS84 体系, 投影中心带为 44° 带, 分辨率统一到 500 m。

2 参数的反演^[6-8]

2.1 地面反照率

对于 MODIS 数据, α 为可见光及近红外波段的地表反射率, 本文选取了经过大气校正的 MODIS L2 级 1~7 波段单波段地表反射率产品 MOD09 数据, 并利用各窄波段入射光通量占整个宽波段的入射通量的比例作为转换系数, 从而获得由窄波段到宽波段的行星反照率的反演公式:

$$\alpha_{short} = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.116\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_7 - 0.0015 \quad (1)$$

收稿日期: 2013-10-08; 修回日期: 2013-11-06

基金项目: 水利部公益性行业科研专项经费项目(200901084)

作者简介: 王 琴(1982-), 女, 河北定州人, 硕士, 研究方向为干旱区地下水可持续利用。

2.2 植被指数

对 MODIS 数据,NDVI 的构造公式为:
$$NDVI = (VNIR_2 - VNIR_1)/(VNIR_2 + VNIR_1)$$
 (2)
式中: $VNIR_1$ 、 $VNIR_2$ 分别为 MODIS 的第一(近红外)和第二(红)波段 DN 值。

2.3 地表辐射率

对地表辐射率可以根据经验公式结合 NDVI 计算:
$$\varepsilon = 1.009 + 0.047\ln(NDVI)$$
 (3)

2.4 地表温度

可以直接采用 MODIS 的 L2 级地温产品 MOD11 经过投影变换和几何校正来直接获取,对于 MOD11 中的数据坏点(零值点),可以采取了条件赋值的方法,将坏点周围象元的地温值人为的赋给数据坏点,以尽量达到不影响计算的目的。在计算中尽量采用数据坏点少的数据,这样减少误差的产生。

2.5 地表净辐射

地面净辐射通量(Net Radiation)又称辐射平衡或辐射差额,它是指用地表净得的短波辐射与长波辐射之和,是地表能量、通量、水分输送与交换过程中的主要能量来源,其计算公式为:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon)R_{L\downarrow}$$
 (4)
式中: $R_{s\downarrow}$ 为入射到地表的太阳短波辐射; $R_{L\downarrow}$ 为入射长波辐射; $R_{L\uparrow}$ 为反射长波辐射, W/m^2 ; α 为地表反照率; ε 为比辐射率。

反演中主要是利用遥感地表参数:地表反照率 α 、地表温度 T_s 、比辐射率 ε 、植被指数 NDVI 等计算入射短波辐射 $R_{s\downarrow}$ 、入射长波辐射 $R_{L\downarrow}$ 和反射长波辐射 $R_{L\uparrow}$ 。

2.6 土壤热通量

土壤热通量(Soil Heat Flux)指的是由于热传导作用而存储在土壤和植被中的那部分能量,它表征土壤表层与深层间的热交换状况,影响陆地表面能量平衡的重要因素之一。由于涉及到较复杂的地面过程,很难直接通过遥感方法计算土壤热通量。在植被覆盖区域,土壤热通量是一个相对较小的量,可以根据植被覆盖状况对植被下垫面的土壤热通量进行简单估算:

$$\frac{G}{R_n} = \frac{(T_s - 273.15)}{\alpha} \times (0.0032\alpha + 0.0064\alpha^2)(1 - 0.978NDVI^4)$$
 (5)

式中: T_s 为地表温度,K; α 为比辐射率; NDVI 为植被指数。对于非植被下垫面,采用 NDVI 值作为阈值对研究区的植被下垫面与非植被下垫面进行分类,在非植被下垫面地区按表 1 提供的下垫面类型

计算。

表 1 土壤热通量与净辐射通量比值表	
下垫面类型	G/R_n
冰雪($T_s < 4$ 且 $\alpha > 0.45$)	0.5
沙漠	0.2 ~ 0.4
耕地	0.05 ~ 0.15
裸土	0.2 ~ 0.4
全覆盖苜蓿	0.04
岩石	0.2 ~ 0.6

对于大面积水体,采用美国爱达荷州熊河流域项目中所总结的经验公式来估算:

$$G_o = 0.9R_n - 50 \quad (1 - 6 \text{ 月})$$
 (6)
$$G_o = R_n - 100 \quad (7 - 12 \text{ 月})$$
 (7)

2.7 感热通量

感热通量的计算由于涉及到下垫面与大气的湍流热交换,物理过程复杂,需要大量遥感难以获取的气象以及阻抗参数。为了能够实现遥感的蒸散反演,SEBAL 模型在感热通量的计算上做了不少改进与创新。感热通量的经典计算公式为:

$$H = \rho C_{pair} \frac{T_{z1} - T_{z2}}{r_{ah}}$$
 (8)

式中: ρ 为空气密度, kg/m^3 , C_{pair} 为空气定压比热, $J/(kg \cdot K)$; T_{z1} 、 T_{z2} 分别为高度 z_1 、 z_2 处温度(通常 $z_1 = 0.01 \text{ m}$,相当于裸露土地的粗糙长度, $z_2 = 2.0 \text{ m}$,为气象数据中的参考高度; r_{ah} 为空气动力学阻力, s/m 。

3 蒸散量的计算

3.1 日蒸散量的计算

根据上述计算结果,可以计算出潜热通量 λET 。此时结果为卫片拍摄时的瞬时蒸散值,利用蒸发比在一天之中基本为常数的特性,通过计算蒸发比 Λ 将瞬时的蒸散值 ET 延伸为全天蒸散值 ET_{24} ,计算公式如下:

$$ET_{24} = 86400\Lambda(Rn_{24} - G_{024})/\lambda$$
 (9)

$$\Lambda = \lambda E/(R_n - G_n)$$
 (10)

式中: G_{024} 为全天土壤热通量; R_{n24} 为全天太阳净辐射; Λ 为日蒸发比。

3.2 月蒸散量的计算

在得出全天的区域蒸散分布后,可以在所求时段内选取一景或多景具有代表性的数据首先计算出日蒸散量,然后利用求参考 ET 比的方法外推计算更长时段的 ET :

$$ET_r F = ET_{inst} / ET_r \tag{11}$$

式中: $ET_r F$ 为参考 ET 比,其值在一定的时段内(一个月)可以看作常数; ET_{inst} 为作物实际蒸散量,可由 SEBAL 模型获取, ET_r 为作物参考蒸散量,可以用彭曼-蒙特斯公式计算,公式中如净辐射,土壤热通量等参数可根据遥感数据反演获取。

4 反演结果的验证

4.1 反照率分析

根据文献[2],反照率典型值如表 2 所示。
通过以上分析可知:反演值均在典型值的范围之内。

4.2 日蒸发分析

4.2.1 日蒸发量对比分析 实测蒸发值为 ϕ_{20} 蒸发皿的值,将其折算为 E_{601} 水面蒸发值,而反演值取

在研究区河流上距站点较近的一点,将二者值进行对比。表 3 与图 1 为实测日蒸发与反演日蒸发对比:相对误差在 $\pm 5\%$ 以内的占 52%,在 $\pm 10\%$ 以内的占 78%,最大的相对误差为 18%,这说明反演值较符合实际,反演结果较好。

表 2 地表反照率典型值与反演值对比表		
表面类型	典型值 ^[2]	反演值
雪	0.42~0.95	
干燥砂土	0.18~0.45	0.2~0.3
草地	0.15~0.25	0.19~0.21
大多数农作物	0.14~0.30	0.17~0.20
森林	0.10~0.20	
湖泊、水面	<0.10	0.06~0.08

表 3 实测日蒸发与反演日蒸发对比表													mm
日 期	05-06	05-11	05-18	05-19	05-27	05-28	06-03	06-06	06-24	06-26	06-28	07-01	
实测值	3.913	3.640	3.822	4.277	4.550	4.914	3.822	5.187	4.186	3.458	4.368	2.821	
反演值	3.811	3.875	3.986	4.363	4.658	4.795	3.902	5.307	4.063	3.790	4.104	2.839	
日 期	07-05	07-09	08-20	08-21	08-23	09-13	09-16	09-18	09-26	09-29	09-30	10-05	
实测值	5.460	5.642	4.004	3.549	3.915	2.912	4.095	2.548	2.821	2.730	2.548	2.184	
反演值	4.678	4.769	3.532	3.176	3.537	2.556	4.275	2.479	2.728	2.397	2.179	1.950	

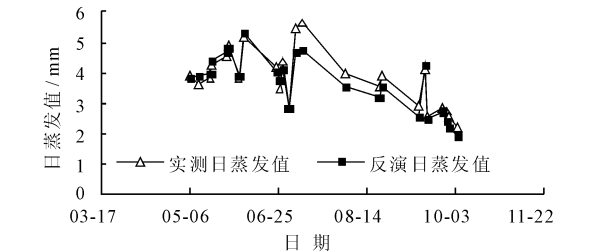


图 1 实测日蒸发值与反演值对比图

4.2.2 日蒸发量精度检验 为了分析上述计算结果的精确性,对计算结果进行精度检验。通过图 2 分析可知,计算值和实测值较接近,在选取的 23 个数据中,相关性为 0.89,精度较高。从拟合线可知:该模型对日的高蒸发和低蒸发都有低估计的趋势。

4.3 月蒸发分析

4.3.1 月蒸发量对比分析 月蒸散结果见图 3。实测月蒸发与反演月蒸发对比,结果见表 4。

从表 4 中可以看出:5、6、7 月的相对误差值较小,在 5% 以内,而 8、9、10 月的相对误差较大,在 12%~20% 之间。结合原始数据分析知 5、6 月的原始数据在上、中、下旬都有,因此,数据基本包含了相应月份的蒸发特征;7 月的原始数据虽然只有上旬的,查阅资料^[9]知:7 月上旬的地面上空大气层顶接收的太阳辐射 Ra 值在全月内最大,而通过该模型日精度的分析值该模型对蒸发的估计整体偏低,所以其中

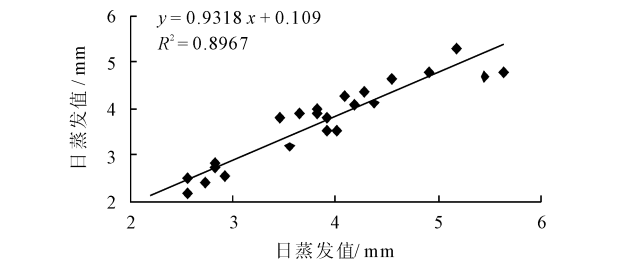


图 2 日反演值与实测值的关系图

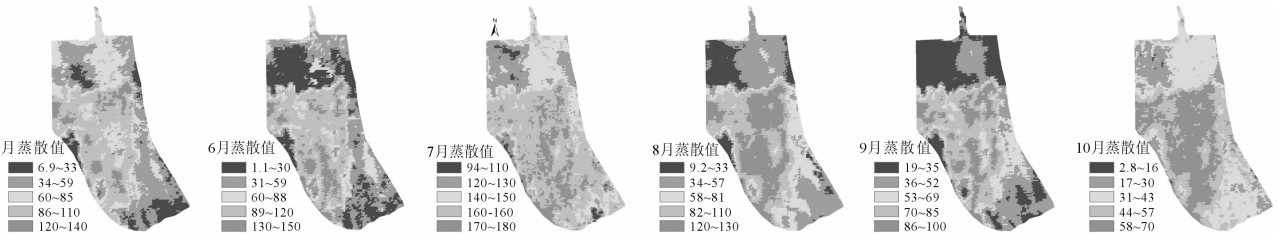


图 3 台兰河流域 5-10 月遥感反演蒸散发分布图(单位:mm)

表 4 实测月蒸发与反演月蒸发对比表 mm, %							
月 份	5	6	7	8	9	10	合计
实测值	132.6	120.6	152.8	131.0	106.5	66.1	709.5
反演值	131.7	116.5	146.4	105.9	87.0	57.9	645.3
相对误差	0.7	3.4	4.2	19.2	18.3	12.4	9.0

的误差有所抵消,最终得出的月的蒸发较符合实际观测值;8 月只有下旬的数据,其 Ra 值在全月最小,这样加上模型本身的固有影响,造成误差较大;9 月的情况与 8 月类似;10 月的原始数据只有 1 景,虽然其在全月最大,所以误差也较大。总体来说其误差为 9%,认为在可接受的范围之内,反演值较可靠。

4.3.2 月蒸发量精度检验 为了分析上述计算结果的精确性,对计算结果进行精度检验。通过图 4 分析可知,计算值和实测值较接近,在 6 个月的数据中,相关性为 0.91,精度较高。

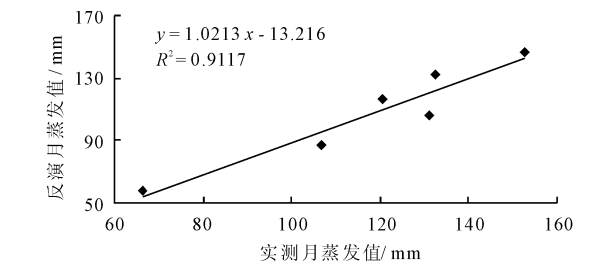


图 4 月反演值与实测值的关系图

4.4 全年蒸散量对比分析

由水量平衡计算得到的研究区的水量平衡表(表 5)可知,研究区现状年总的出区水量为 10.6969 亿 m³,其中蒸散发量为 6.7668 亿 m³,其余则为地表水与地下水的流出量。

表 5 台兰河流域水量平衡表 亿 m ³			
收入项	数值	支出项	数值
地表水流入量	9.40	蒸散发量	6.7668
降水量	1.24	地下水流出量	2.7521
地下水流入量	0.0729	地表水流出量	1.178
总流入量	10.6969	总流出量	10.6969

通过 SEBAL 模型计算的数据,可以得到研究区 5-10 月的总蒸散量,研究区的计算面积为 18.03 亿 m²,则 5-10 月蒸散量为 5.28 亿 m³,根据实测数据知 5-10 月的蒸散量占全年总蒸散量的 75%,由此类推全年总的蒸散量约为 7.04 亿 m³。比水量平衡计算的蒸散量大 4%,通过以上各精度的检验可知,该模型计算得到的结果较为可信。

5 结 语

本文利用 SEBAL 模型对台兰河流域蒸散发进

行研究,结果表明站点附近可以得出该模型对蒸散量的估计有偏低趋势。一方面由于研究区内站点较少,要充分验证其结果的准确性具有一定的局限性,这需要实测资料详尽和站点分布均匀,能控制全区;另一方面,传统计算方法是点观测为基础,气象资料中的蒸发仅仅能代表蒸发皿附近较小区域内的蒸发情况,只适用于均匀分布、完全覆盖的农田。通过 SEBAL 模型计算出来的结果,反映了面上蒸散的强弱。通过各精度的检验可知,该模型计算得到的结果较为可信,为把握全流域蒸散量提供了依据,进而对研究区的排泄量进行了验证。

参考文献:

[1] Roerink G J, Su Z B. Menenti. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance [J]. Physics and Chemistry of the Earth, 2000, 25 (2): 147-157.

[2] Su Z B, Zhang T, Ma Y M, et al. Energy and water cycle over the Tibetan Plateau: surface energy balance and turbulent heat fluxes [J]. Advances in Earth Science, 2006, 21 (12): 1224-1235.

[3] Su Z B. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2002, 6(1): 85-99.

[4] Su Z B, Schmugge T, Kustas W P, et al. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere [J]. Journal of Applied Meteorology, 2001, 40: 1933-1951.

[5] 刘志武,雷志栋,党安荣. 遥感技术和 SEBAL 模型在干旱区腾发量估算中的应用[J]. 清华大学学报(自然科学版)2004, 44(3): 421-424.

[6] Morse A, Tasumi M, Asahiro, Allen R G, et al. Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River basin of Idaho through remote sensing [R]. the Raytheon Systems Company Earth Observation System Data and Information System Project, Idaho Department of Water Resources and University of Idaho, 2000.

[7] 马耀明,王介民,MASSIMO Menenti,等. 卫星遥感结合地面观测估算非均匀地表区域能量通量[J]. 气象学报, 1999, 57(2): 180-190.

[8] 郭玉川. 基于遥感的区域蒸散发在干旱区水资源利用中的应用 [D]. 乌鲁木齐:新疆农业大学,2007.

[9] 周金龙,虎胆·吐马尔白,董新光,等. 新疆平原区大气降水、灌溉水、土壤水与地下水水量转化关系实验研究 [M]. 新疆科技卫生出版社,2002. 6.