DOI: 10.5846/stxb201807161532
焦丹丹,吉喜斌,金博文,赵丽雯,张靖琳,郭飞.基于 Landsat 8 和 ZY3 数据融合的西北干旱区河西走廊荒漠绿洲土地覆盖类型与蒸散关系研究.生态学报,2019,39(19): - .
Jiao D D,Ji X B,Jin B W,Zhao L W,Zhang J L,Guo F.Relationship between land cover type and evapotranspiration on the basis of Landsat 8 and ZY3 data fusion approach for a desert oasis in the middle Hexi corridor area of the arid regions of northwestern China.Acta Ecologica Sinica,2019,39(19): - .

基于 Landsat 8 和 ZY3 数据融合的西北干旱区河西走廊荒漠绿洲土地覆盖类型与蒸散关系研究

焦丹丹[1,2],吉喜斌[1,*],金博文[1],赵丽雯[1],张靖琳[1,2],郭 飞[1,2]
1 中国科学院西北生态环境资源研究院临泽内陆河流域研究站,中国科学院生态水文与流域科学重点实验室,兰州 730000
2 中国科学院大学,北京 100049

摘要:蒸散是地表水热平衡的重要分量,也是陆地生态过程与水文过程之间的重要纽带,尤其在干旱区地-气相互作用、碳循环、水循环等过程所包含的物质与能量交换中占有极其重要的地位。基于 Landsat 8 遥感影像和资源三号影像(ZY3)的高分辨率植被信息,利用 SEBS 模型对西北干旱区河西走廊中段临泽绿洲北部区域地表蒸散量进行了估算,并用绿洲内部和绿洲-荒漠过渡带两个通量塔涡动相关数据对模型进行评估,分析了不同土地覆盖类型对蒸散量空间分布的影响。结果表明:(1)SEBS 模型模拟值与实测日蒸散值之间拟合效果较好,且在均一地表时(绿洲农田区)估算精度更高($R^2=0.96$,$P<0.001$),RMSE、MAE 分别为 0.84 mm/d、0.56 mm/d;(2)从季节变化来看蒸散量与作物生长密切相关,夏季灌溉和降雨使得研究区水分充足,植被覆盖度高,蒸散量相应增加,在绿洲地区可达 5.95 mm/d,而冬季最小仅为 0.52 mm/d;(3)从蒸散量的空间变化来看,水体蒸散值最大,其余依次为农田、防护林、裸地和灌木丛,说明除水体外,随着植被覆盖的增大,蒸散量也逐渐增加。通过 ZY3 影像的高分辨率植被信息与 Landsat 8 影像热红外数据融合,提高了 SEBS 模型对该区域蒸散量的模拟效果,增进了我们对绿洲下垫面与大气间水热交换规律、水文过程、生态-水文相互作用的深入理解。

关键词:SEBS 模型;蒸散;ZY3;Landsat 8;数据融合;干旱区

Relationship between land cover type and evapotranspiration on the basis of Landsat 8 and ZY3 data fusion approach for a desert oasis in the middle Hexi corridor area of the arid regions of northwestern China

JIAO Dandan[1,2],JI Xibin[1,*],JIN Bowen[1],ZHAO Liwen[1],ZHANG Jinglin[1,2],GUO Fei[1,2]
1 *Linze Inland River Basin Research Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences; Key Laboratory of Ecohydrology and Watershed Science Chinese Academy of Sciences; Lanzhou* 730000, *China*
2 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*

Abstract: Evapotranspiration is a major component of water and heat exchange in terrestrial ecosystems, as it acts as a critical link between ecological and hydrological processes, particularly for the exchange of mass and energy involved in land surface-air interaction, carbon cycle, and hydrological cycle in arid regions. In this study, we used Landsat 8 remote-sensing images and resources NO.3 (ZY3) images, with high-resolution vegetation information, and surface energy balance system (SEBS) model to estimate surface evapotranspiration (ET) in a desert oasis in the middle Hexi corridor area of the arid regions of northwestern China. We compared the estimated ET values with the measured values by using the eddy

基金项目:国家重点研发计划项目(2017YFC0504303);国家自然科学基金项目(41771041, 41501044, 41701035)
收稿日期:2018-07-16; **网络出版日期**:2019-00-00
* 通讯作者 Corresponding author.E-mail: xuanzhij@ ns.lzb.ac.cn

covariance method. We also spatially analyzed the effects of land cover types on ET. The main results of this study indicated that (1) the estimated daily ET was consistent with the corresponding measured values, especially for homogeneous underlying surface such as oasis ($R^2 = 0.96$, $P < 0.001$) with low values of RMSE (0.84 mm/d) and MAE (0.56 mm/d). (2) In terms of seasonal changes, ET is closely related to phonological period, highest in summer, followed by spring, autumn, and winter (e.g., daily ET was 5.95 mm/d for cropland within the oasis, as opposed to 0.52 mm/d in winter), because of the peaked plant cover and summer rainfall in this study area. (3) With respect to spatial variations in ET, the surface ET for water body was the highest, followed by those for cropland, shelterbelt, bare land, and shrubland; this suggested that evapotranspiration also increases gradually with the increase in plant cover, except for water body. In addition, performance of the SEBS model for estimating ET in this region was fairly good when applying the data fusion of high-resolution vegetation information of ZY3 and thermal infrared data of the Landsat 8 remote-sensing images was performed. All these results have enhanced our understanding of the patterns of water and heat exchange between the underlying surface and atmosphere, which play a key role in hydrological and ecological processes or interaction between ecological and hydrological processes locally in arid desert oasis area. Our findings may provide some scientific insights into the decision-making for rational water utilization by the local government.

Key Words: SEBS model; evapotranspiration; ZY3; Landsat 8; data fusion; arid regions

蒸散是地气相互作用[1]、全球气候与水循环及农业灌溉用水[2]等领域研究的重要内容,在调节局地小气候乃至区域气候方面,蒸散可作为潜热减少净辐射向感热的转换,对改善大气环流有重要影响[3-4];另一方面,蒸散作为地气水热交换的主要组分,在将地表水汽带到大气中的同时消耗了大量地表热量,影响了不同下垫面地表各分量和降水的重新分配,在土壤-植被-大气系统中也发挥了重要作用[5]。Rosenberg 等[6]指出降落在地面的降水有 70%通过蒸散作用回到大气中,在干旱区甚至可达 90%,因此提高水分利用效率对于干旱区而言至关重要,而任何提高水分利用效率的尝试都应基于对每日蒸散量的精确估计[7],Ramos 等[8]曾使用遥感数据来评估灌溉用水量,依靠 SEBAL 模型计算了实际蒸散值并通过水分利用率指数计算了净灌溉量,发现此法是可行的;Yang 等[9]发现黄河引水的减少将直接导致灌区内水量减少,为了提高水资源利用率,需要根据变化的用水策略来对不同地表类型的用水量进行分配,因此获取蒸散值是必不可少的。以上研究均涉及蒸散变化趋势和灌溉水量分配情况,表明作物用水量的计算需要蒸散量来辅助,而要达到最大水分利用效率和最高产量,灌水的时间和总量都要进行合理安排[10],由此可见蒸散的研究已经被广泛应用在农田作物生长方面[11-12],它不仅可以反映作物耗水的空间分布状况,据此来做灌溉计划,还能减少作物因水分缺失或过度灌溉而导致减产现象的发生,因此准确估算蒸散对干旱区气候动态变化及维持水资源供需平衡至关重要。

作为水文循环中最难准确估算的分量之一,自 1802 年 Dalton 提出计算蒸发的公式以来,出现了许多蒸散量的计算公式,其中传统估算法有蒸渗仪法[13]、波文比-能量平衡法[14]、涡度相关法[15]以及公式计算法[16-23],其中适用性最好的当属基于能量平衡和空气动力学的 Penman 法和 FAO-56 法。传统估算蒸散的方法虽然能够获取相对准确的均匀下垫面的蒸散量,但大多局限于一点或同一种作物的均匀下垫面来开展,难以反映蒸散的空间异质性。因遥感技术能够提供大范围地表特征参数,它的应用使得区域尺度蒸散量的估算成为可能,是定量估算区域尺度蒸散量最有效的途径,干旱区下垫面几何结构和物理性质的水平不均匀性使得该方法在干旱区蒸散研究方面得到了广泛应用。目前应用较多的有地表能量平衡指数 SEBI 模型[24]、陆面能量平衡算法 SEBAL 模型[25]、简化的地表能量平衡指数 S-SEBI 模型[26]、地表能量平衡系统 SEBS 模型[27]和 METRIC 模型[28]等。以上模型均为单层模型,因其使用效果较好,近年来在国内外被广泛应用于估算不同气候条件下的地表蒸散。Elhag 等[7]利用 SEBS 模型和 MERIS、AATSR 资料估算了尼罗河三角洲地区的日蒸散和蒸发比,并与均匀分布于研究区内的 92 个地面实测点数据进行对比验证,结果具有很强的一致性;Folhes 等[29]利用 METRIC 模型和 Landsat 遥感数据估算了巴西东北部半干旱地区的蒸散量,将计算值与微气象塔实

测蒸散值进行对比,研究结果为灌溉农业用水量提供了数据支撑;何延波等[30]在对 SEBS 模型参数进行订正的基础上,利用 MODIS 遥感数据对黄渤海地区地表通量进行了估算,并分别与地面观测点和 LAS 数据进行对比验证,结果表明精度可靠且能满足日蒸散量计算的要求。从众多研究可以看出,利用遥感计算蒸散需要反演的其中一个重要参数为地表温度,将地表温度与其他参数相结合能得到较为精确的近地表层湍流通量值和下垫面的干湿状况[31-32],对于计算区域蒸散意义重大,而温度的反演需要用到热红外波段数据,但高分辨率的热红外数据难以获取,因此尽管对区域范围内蒸散发估算的研究较多,但大部分为中低分辨率尺度获取蒸散值[33-34],为提高计算精度,有必要在该研究区开展结合高空间分辨率数据利用多尺度空间融合获取日蒸散量的研究,为小区域范围内水资源合理利用与精准分配提供借鉴。

本研究区位于西北干旱区河西走廊中段临泽绿洲北部,地表覆盖包括绿洲内部农田、绿洲-荒漠过渡带、人工-天然植被防风固沙林和荒漠。利用 Landsat 8 遥感影像的反演参数及气象数据估算研究区的日蒸散量,依靠临泽内陆河流域研究站的通量塔涡动相关数据和气象数据来验证遥感反演的精度,将不同季节的蒸散值与通量塔通量数据进行对比验证,分析 SEBS 模型在该地区的适用性,同时探讨了不同土地覆盖类型对蒸散量空间分布的影响;并利用资源三号(ZY3)影像的高分辨率植被信息来获取空间增强后的地表温度值,以提高蒸散量的估算精度,通过遥感手段来估算蒸散量为陆面过程的研究和水资源管理提供了关键参量,对于农业生态和水文学的发展意义重大[35]。

1　资料与方法

1.1　研究区概况

该荒漠绿洲位于甘肃省张掖市临泽县北部(100°06′04″E—100°09′53″E,39°19′07″N—39°24′40″N),地处河西走廊中段,属黑河流域中游,最高海拔 1481 m,最低 1273 m,根据中国科学院临泽内陆河流域研究站(100°07′48″E,39°20′50″N,海拔 1384 m)气象站的年观测数据[36],该地区年均气温 9.2℃,多年平均降水量 124 mm,有 77%集中在 7、8 月份,年均无霜期 195 d,属温带干旱气候。研究区内土地覆盖类型复杂,东部和西北部多裸地,中部和南部多农田及农田外围防护林地,主要种植杨树,裸地与农田的过渡带长有梭梭、泡泡刺、沙拐枣等防风固沙灌木,在雨水较多的年份还会生长刺蓬、雾冰藜、白茎盐生草等一年生草本植物,西南有黑河流经,为典型的荒漠绿洲农田,由于农田比例较高,区内受人类活动影响较大。该研究区主要种植作物有制种玉米、大田玉米,作物生长以灌溉为主,灌区内密布各级水渠,在生长季内大部分区域通过水渠引平川水库内水进行灌溉,也有部分抽取地下水灌溉,由于该研究区地处西北干旱区,水资源短缺,蒸发旺盛,加之人类对水资源的不合理利用,导致该地区生态环境十分脆弱,沙尘暴等恶劣天气时有发生,因此合理利用水资源以提高利用率对于生态环境保护和该地区农业的发展具有重要意义。

1.2　研究方法

本文采用 SEBS 模型[27],该模型是一种利用遥感数据和气象数据来估算地表通量的模型,模型的计算需输入两套参数:第一套为遥感反演数据,其中包括空间分布的地表反照率 α 、植被归一化指数 NDVI、植被覆盖度 P_v 、叶面积指数 LAI、地表比辐射率 ε 、地表温度 T_s 、高程 DEM 等,第二套为研究区内卫星过境时刻的气象数据,包括气温、风速、湿度、气压、日照时数等,在输入 ILWIS 软件的 SEBS 模块时,将第一套参数中的遥感反演数据统一为 30 m 分辨率的 TIFF 格式以计算日蒸散量。它的理论基础是地表能量平衡方程:

$$R_n = G_0 + H + \lambda E \tag{1}$$

式中, R_n 为净辐射量(W/m^2), G_0 为土壤热通量(W/m^2), H 为感热通量(W/m^2), λE 为潜热通量(W/m^2),其中 λ 为水的蒸发潜热,取值 2.49×10^6J/kg, E 为实际蒸散量($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$)。

1.2.1　净辐射量

$$R_n = R_s^{\downarrow} - R_s^{\uparrow} + R_l^{\downarrow} - R_l^{\uparrow} = (1-\alpha)R_s^{\downarrow} + \varepsilon R_l^{\downarrow} - \varepsilon\sigma T_s^4 \tag{2}$$

式中, $R_s^{\downarrow}$ 、$R_s^{\uparrow}$ 、$R_l^{\downarrow}$ 、$R_l^{\uparrow}$ 分别为向下、向上的短波辐射和向下、向上的长波辐射(W/m^2), α 为宽波段地表反照

率,根据 Landsat 8 窄波段地表反射率计算得到[37]; ε 为地表比辐射率,根据覃志豪等提出的 NDVI 阈值法[38]进行计算; σ 为 Stefan-Bolzmann 常数,取值 5.67×10^{-8} W m^{-2} K^{-4}, T_s 为地表温度(K),本研究中采用辐射传输方程法估算。

1.2.2 土壤热通量

$$G_0 = R_n [\Gamma_c + (1 - P_v) (\Gamma_s - \Gamma_c)] \tag{3}$$

式中,$\Gamma_c = 0.05$,为全植被覆盖条件下土壤热通量与净辐射的比率; $\Gamma_s = 0.315$,为裸土条件下土壤热通量与净辐射的比率。P_v 为植被覆盖度[39-40],由归一化植被指数 NDVI 计算得到:

$$P_v = [(NDVI - NDVI_s)/(NDVI_v - NDVI_s)]^2 \tag{4}$$

式中, $NDVI_v$ 、$NDVI_s$ 分别为植被和裸土的 NDVI 值,分别取研究区内累积百分比 98%和 5%的值。

根据下式中叶面积指数 LAI 与植被覆盖度之间的关系,可以得到 LAI 值[41]:

$$LAI = [\ln(1 - P_v)]/(-0.5) \tag{5}$$

1.2.3 感热通量

$$u = \frac{u_*}{k}\left[\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z - d_0}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right)\right] \tag{6}$$

$$\theta_0 - \theta_a = \frac{H}{k u_* \rho C_p}\left[\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z - d_0}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right)\right] \tag{7}$$

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^{\ 3} \theta_v}{kgH} \tag{8}$$

式中, u 为风速(m/s), u_* 为摩擦风速(m/s), k 为 von Karman 常数,取值 0.4, z 为参考高度(m), d_0 为零平面位移(m), z_{0m}、z_{0h} 分别为动量、热量交换粗糙度(m), ψ_m、ψ_h 分别为动力交换和热力交换的 MOS 稳定度订正函数, L 为奥布霍夫长度,定义为式(8), θ_0、θ_a 分别为观测高度和参考高度的位温(K), ρ 为空气密度(kg/m^3), C_p 为空气热容($J\ kg^{-1}\ k^{-1}$), θ_v 为近地表虚位温(K), g 为重力加速度(m/s^2)。其中,摩擦风速、奥布霍夫长度和感热通量利用 MOS 相似性理论通过 Broyden 非线性方程组进行求解,其余所需参数均可通过气象数据结合遥感影像信息获取。

1.2.4 日蒸散量

由于蒸发比在一日之内可被认为是常数,利用蒸发比不变法可进行日时间尺度扩展[42],因此由卫星过境时刻的瞬时蒸散值可得到日蒸散量:

$$ET_{day} = 8.64 \times 10^7 \times \overline{\Lambda} \times \frac{\overline{R_n} - \overline{G_0}}{\lambda \rho_w} \tag{9}$$

式中, ET_{day} 为日蒸散量, $\overline{\Lambda}$ 为日平均蒸发比,取值为 Λ, $\overline{R_n}$ 为日平均净辐射通量(W/m^2), $\overline{G_0}$ 为日平均土壤热通量(W/m^2), ρ_w 为水的密度(1000 kg/m^3)。在该式中只有取值为 Λ 的日平均蒸发比 $\overline{\Lambda}$ 未知,可根据以下步骤进行求解:

在极端干旱状态下,由于土壤水分的缺失潜热通量约为零,而此时的感热通量达最大值: $H_{dry} = R_n - G_0$,式中: H_{dry} 为干燥地表环境下的感热通量(W/m^2);在土壤供水充足的极端湿润环境下,蒸散发旺盛且达到潜在蒸发速率,此时的感热通量取最小值: $H_{wet} = R_n - G_0 - \lambda E_{wet}$,式中: H_{wet} 为湿润地表环境下的感热通量(W/m^2), λE_{wet} 为湿润地表环境下的潜热通量(W/m^2)。

根据以上两种极端状态就可计算相对蒸发比 Λ_r ,在该模型中定义 Λ_r 为实际蒸发速率与潜在蒸发速率(即湿限蒸发速率)之比:

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_{wet}} = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}} \tag{10}$$

由此可知瞬时蒸散量可用下式计算:

$$ET_{\text{inst}} = \frac{\Lambda_r \lambda E_{\text{wet}}}{\lambda} \tag{11}$$

同时可以得到蒸发比 Λ ,定义为实际蒸散与潜热通量与感热通量之和的比值,即可带入式(9)计算日蒸散量:

$$\Lambda = \frac{\lambda ET_{\text{inst}}}{R_n - G_0} = \frac{\Lambda_r \lambda E_{\text{wet}}}{R_n - G_0} \tag{12}$$

1.3　数据来源与处理

根据 Landsat 8 影像条带号及本研究区所在地理位置,选择 133 行、33 列遥感数据,下载地址为 https://earthexplorer.usgs.gov/,该影像全色波段空间分辨率为 15 m,基本分辨率 30 m,还包括了两个 100 m 空间分辨率的热红外波段,所下载热红外数据已经过重采样将分辨率转为 30 m。本文选取了研究区 2014 年 8 景质量较好的 Landsat 8 遥感影像(1 月 13 日、2 月 14 日、3 月 18 日、6 月 6 日、7 月 24 日、8 月 9 日、9 月 26 日、11 月 13 日),这几日均为晴朗天气,研究区云量均在 8%以下,并用 ENVI5.3 软件进行辐射定标、大气校正、裁剪等处理,反演出 SEBS 模型需要输入的地表参数。同时在该网站下载 ASTER DEM 高程数据,投影为 UTM/WGS84,空间分辨率为 1 ″(约 30 m),按照研究区边界进行拼接裁剪。在 2014 年 6—8 月份覆盖该研究区的众多高分辨率遥感影像中,资源三号卫星在 2014 年 8 月 27 日获取的该研究区影像晴朗无云,因此选购该景影像与 2014 年 8 月 9 日的 Landsat 8 影像进行融合,因时间距离较近,可将植被信息看作同一时相,其全色数据空间分辨率为 2.1 m,多光谱数据分辨率为 5.8 m。本文只选了生长季的高分辨率影像来进行植被空间信息的增强,而未选择冬季月份的,是因为该研究区冬季降水稀少,几乎无植被,蒸散量较小,即便使用高分辨率影像进行空间信息增强,变化也不甚明显。

气象数据来自临泽内陆河流域研究站,同时收集位于该研究区内的绿洲内部农田观测场和绿洲-荒漠过渡带观测场两个不同下垫面(图 1)的通量塔数据对相应位置像元内遥感反演的日蒸散值进行地面验证。

1.3.1　土地覆盖类型分类

土地覆盖类型的特点影响着蒸散量的空间分布,为进一步分析不同土地覆盖类型对蒸散发的影响,运用监督分类里的支持向量机分类法将地表分为裸地、防护林、梭梭群落、白刺群落、农田、水体、其他共计 7 类,由于荒漠内部在几米范围内就会有多种植被覆盖,为提高分类精度,选用 ZY3 数据进行分类,并用混淆矩阵法检验分类精度,总体分类精度为 88.96%,Kappa 系数为 0.83,分类精度较高,图 1 所示为地物类型图,以 6 种地表类型(在统计分析时将梭梭群落和白刺群落合并为绿洲外围防风固沙灌木丛)为掩膜图像,借助 ArcGIS 软件中的区域分析功能,计算各类土地覆盖在不同时间的日蒸散值并分析。

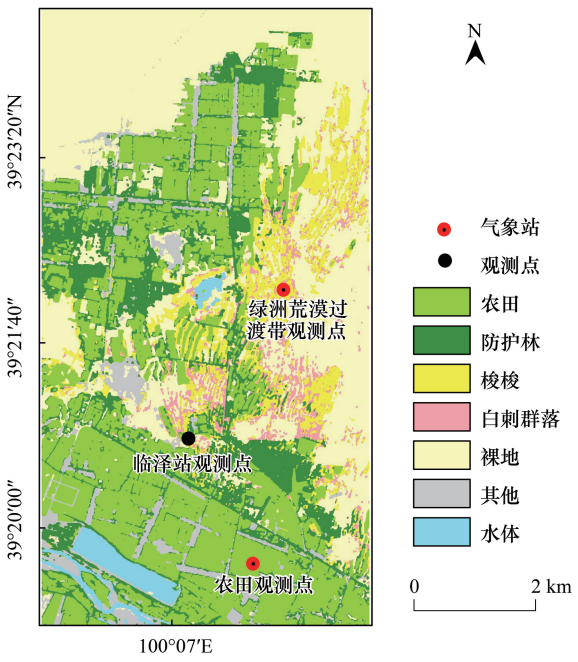

图 1　研究区土地覆盖类型分类

Fig.1　Classification of land cover in study area

1.3.2　地表温度求取

基于 Kustas[43] 和 Anderson[44] 提出的植被指数与地表温度之间的最小二乘法拟合关系,可以利用高分辨率的植被信息获取空间增强后的地表温度,该方法使用二次回归分析式而非线性公式求解回归系数是因为线性公式只能考虑到平均状态,会忽略土壤湿度对模型的影响。本研究利用空间分辨率为 2.1 m 的 ZY3 影像反

演植被指数 NDVI,并结合 Landsat 8 影像模拟高空间分辨率的地表温度信息,步骤如下:

(1)将 2.1 m 空间分辨率的 NDVI 值重采样至 30 m,在不同地物类型上分别选取纯像元的 $NDVI_{30}$ 值(ZY3 提供)和 T_{30} 值(Landsat 8 提供),计算系数 a、b、c,王万同等[45]构建了一种纯像元选取需遵循的原则:区域相似度判定函数,可用来进行纯像元的选取。

$$T_{30} = a + b\mathrm{NDVI}_{30} + c\mathrm{NDVI}_{30}^{\ 2} \tag{13}$$

(2)利用该回归方程估算整个研究区在 30 m 分辨率 NDVI 值下的地表温度 $\hat{T}_{30}$,并计算实际值与估算值之间的差 $\Delta\hat{T}_{30}$,同时在式(13)中代入 2.1 m 分辨率 NDVI 值,获取地表温度 $\hat{T}_{2.1}$ 并用差值 $\Delta\hat{T}_{30}$ 进行修订,得到增强后的地表温度值 $\hat{\mathrm{T}}_{2.1\mathrm{real}}$。

$$\begin{aligned} \hat{T}_{30} &= a + b\mathrm{NDVI}_{30} + c\mathrm{NDVI}_{30}^{2} \\ \Delta\hat{T}_{30} &= T_{30} - \hat{T}_{30} \\ \hat{T}_{2.1\mathrm{real}} &= \hat{T}_{2.1} + \Delta\hat{T}_{30} \end{aligned} \tag{14}$$

1.3.3 蒸散量测定

蒸散量利用位于绿洲内部农田和绿洲-荒漠过渡带的开路式涡动相关系统测定的潜热通量换算得到,其中位于绿洲内部农田的开路式涡动相关系统由三维超声风速仪(HS-50,Gill Solent Instruments,英国)和红外 CO_2/H_2O 气体分析仪(LI-7500,LI-COR inc.,美国)组成,观测高度距地面 4.5 m,风浪区范围均为灌溉玉米农田;绿洲–荒漠过渡带开路式涡动相关系统由三维超声风速仪(WindMaster Pro, Gill Solent Instruments,英国)和红外 CO_2/H_2O 气体分析仪(LI-7500A,LI-COR inc.,美国)组成,观测高度距地面 8.0 m,风浪区范围是由梭梭、沙拐枣和白刺等组成的稀疏灌木林地。两套开路式涡动相关观测系统的红外 CO_2/H_2O 气体分析仪与垂直方向夹角为 10°,与三维超声风速仪的感应面相距均为 20 cm。两个通量塔周围地势相对平坦。

2 结果

2.1 SEBS 模型验证

绿洲农田观测场下垫面主要种植玉米,植被均一,荒漠-绿洲过渡带观测场下垫面为梭梭群落、白刺群落、裸地等,植被类型较为复杂,为保证数据的准确性,在 SEBS 模型计算的蒸散结果中提取两个通量塔所在经纬度的像元值与通量塔数据分别进行对比,以模型计算值为自变量,实测日蒸散值为因变量,用回归方程对二者进行拟合,以决定系数 R^2 来表示回归方程拟合的好坏,同时计算了模型计算值与实测日蒸散值之间的均方根误差(RMSE)、平均绝对误差(MAE),二者绝对值越小,表明两种方法之间的差异越小。由图 2 明显可以看出:模型估算值不管是在绿洲农田还是在绿洲–荒漠过渡带都存在高估现象,且在蒸散量越小时高估现象越严重。农田区模型计算值与实测值回归方程斜率为 1.07($R^2 = 0.96$, $P<0.001$),相比回归方程斜率为 0.80($R^2 = 0.72$, $P<0.001$)的绿洲–荒漠过渡带来看,变化趋势较为一致且方程拟合效果较好,且农田区随着蒸散量的增加,模型值与实测值的拟合程度越好,说明用 SEBS 模型估算该研究区蒸散值是可行的。单独看 SEBS 模型计算值与绿洲农田蒸散值之间的差异(表 1),RMSE、MAE 分别为 0.84 mm/d、0.56 mm/d,而模型计算值与绿洲–荒漠过渡带蒸散值之间的 RMSE、MAE 分别为 1.33 mm/d、1.12 mm/d,均比与绿洲农田之间的差异要大,说明在下垫面为均一农田时,SEBS 模型的估算结果更为准确。

2.2 绿洲-荒漠过渡带蒸散季节变化

SEBS 模型计算的研究区日蒸散量分布如图 3 所示,图 3a、3b,图 3c、3d,图 3e、3f,图 3g、3h 可近似代表冬(1 月 13 日、2 月 14 日)、春(3 月 18 日、6 月 6 日)、夏(7 月 24 日、8 月 9 日)、秋(9 月 26 日、11 月 13 日)四季,可以明显看出该地区蒸散量的季节变化规律:夏季>春季>秋季>冬季。空间上整体变化特征主要受土地覆盖类型的影响,南部多农田、林地,靠近水域(河流:黑河;水库:平川水库),多植被覆盖且供水充足,蒸散量

较大;北部和东部多裸地,水分不足因此蒸散值较小。

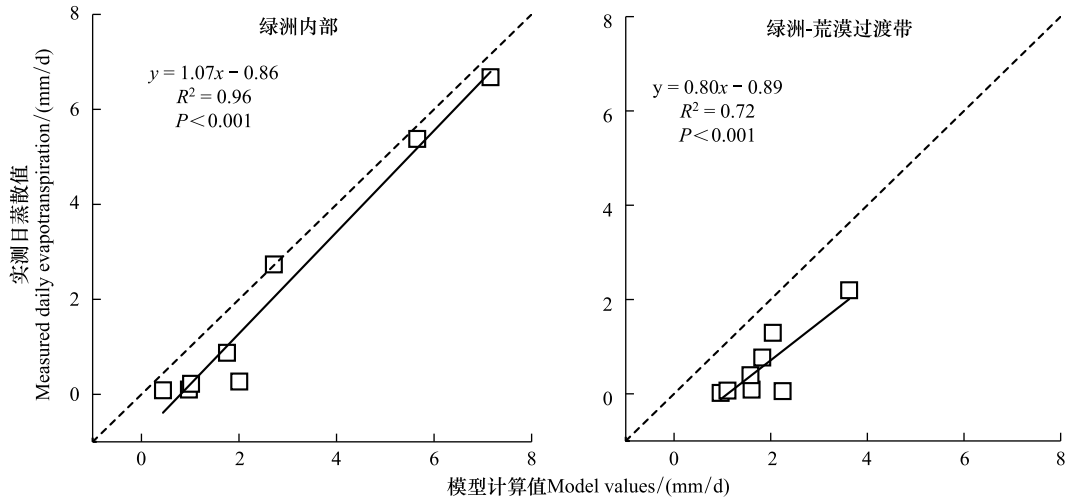

图 2　实测值和地表能量平衡系统(SEBS)模型计算值之间的相关性

Fig.2　Correlation between measured values and ET_{daily}(daily evapotranspiration) estimated by surface energy balance system (SEBS) model

表 1　实测值与地表能量平衡系统(SEBS)模型计算值对比

Table 1　Comparison between measured values and ET_{daily} (daily evapotranspiration) estimated by surface energy balance system (SEBS) model

时间 Time	SEBS 计算值 Simulated values by SEBS/(mm/d)	绿洲农田值 Values for oasis/(mm/d)	SEBS 计算值 Simulated values by SEBS/(mm/d)	绿洲-荒漠过渡带值 Values for oasis-desert ecotone/(mm/d)
1 月 13 日 January 13th	0.44	0.09	0.96	0.02
2 月 14 日 February 14th	0.97	0.10	1.61	0.09
3 月 18 日 March 18th	2.01	0.27	2.25	0.06
6 月 6 日 June 6th	2.72	2.74	1.83	0.77
7 月 24 日 July 24th	7.16	6.68	3.62	2.20
8 月 9 日 August 9th	5.66	5.38	2.04	1.29
9 月 26 日 September 26th	1.76	0.88	1.58	0.40
11 月 13 日 November 13th	1.02	0.22	1.11	0.07
RMSE:均方根误差 Root mean squared error	0.84		1.33	
MAE:平均绝对误差 Mean absolute error	0.56		1.12	

由图 3 可知研究区的时间变化特征:1 月 13 日、2 月 14 日表征冬季蒸散情况,气温低且地表裸露,水库内水结冰,蒸发微弱,大部分蒸散量均在 1.5 mm/d 以下;比较这两日蒸散值可知,2 月 14 日蒸散量在整个研究区内相比 1 月 13 日有小幅上升,这与温度值升高有关。

3 月 18 日代表初春,农田地区作物还未播种,但因温度升高,蒸散值也相应增大,均在 2.0 mm/d 左右,水库与河流解冻,蒸发加强。6 月 6 日为春末夏初时节,农田作物已进入生长阶段,该地区为引水灌溉,且此时作物已经过第一轮浇水及施肥,生长旺盛,蒸散量明显增加。从图 3d 可以看到北部农田蒸散值比南部高,这是由于引水灌溉并不能在一天内对研究区内所有农田进行浇水,这充分说明了水分对于蒸散的影响是极其显著的,同时水库、河流及湖面(中部水域为锁龙潭)的蒸散值大幅上升,可达 7.0 mm/d。

7 月 24 日蒸散结果代表仲夏时节,此时为该地区雨季,是荒漠地区植物的生长季,因此荒漠地区蒸散值增加明显,约为 3.0 mm/d;农田作物此时进入生长关键期,需大量引水灌溉,且已经过第二轮施肥,蒸散量达

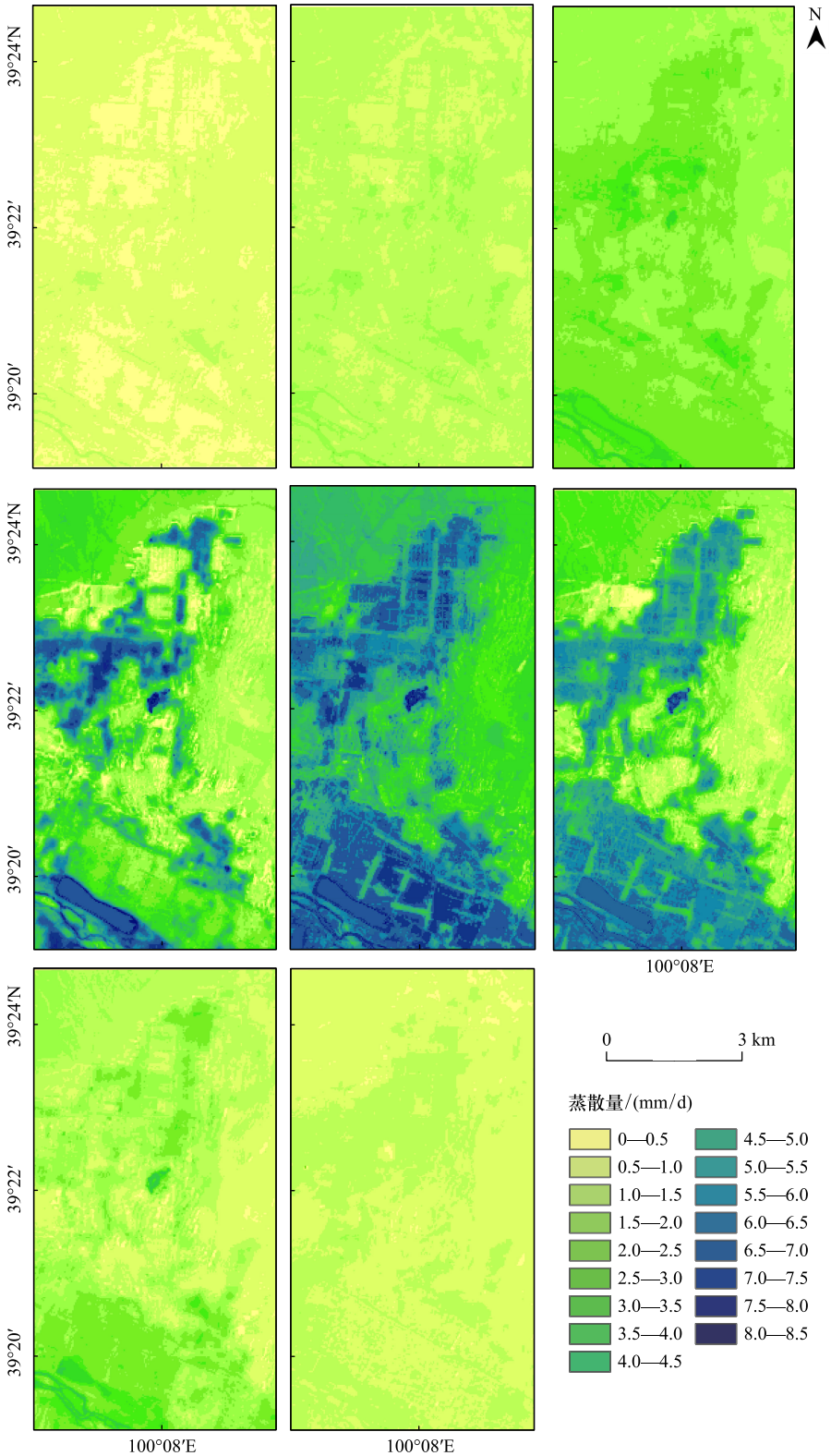

图 3 SEBS 模型计算日蒸散量对比

Fig.3 ET_{daily} estimated by SEBS model for various days

全年最高,均在 6.0 mm/d 以上,同时蒸散差异也达最大。8 月 9 日整个研究区蒸散值较 7 月 24 日有所回落,但仍处于较高水平。

9 月 26 日蒸散结果对应秋季,此时农作物生长结束,进入收割季节,该地区种植的作物大部分为玉米,需在 9 月 20 日至 10 月 1 日前后进行收割[46],且此时温度也有所下降,因此蒸散量较 8 月 9 日大幅降低。11 月 13 日为秋末,温度降低且地表又恢复裸露状态,蒸散值极小,均在 1.5 mm/d 以下。

2.3　土地覆盖类型对蒸散的影响

将 8 月 27 日 ZY3 数据的高分辨率影像和 8 月 9 日 Landsat 8 影像融合(图 4)与仅使用 8 月 9 日 Landsat 8 影像(图 3f)计算结果对比来看,在大面积农田的中部和水域中部,蒸散值有所增大,而在东部、西北部的荒漠处蒸散值整体上变小,仅在 0.5 mm/d 以下,在这些地区大部分为纯像元,空间增强后像元内地表类型未发生变化,因此蒸散值发生变化主要是由于植被信息的增强。南部占比例较小的居民地和道路(归在其他类)在空间增强后蒸散值变小,与周围农田、防护林的蒸散值区分度增大。由此可见,在地物类型交界的地方,如农田与荒漠交界处、居民地和道路与农田的交界处,都不再是缓慢地发生变化,区分度变得明显,变化值约在 2 mm/d 左右;而在面积较大的地方空间增强前后变化程度较小,约在 1 mm/d。

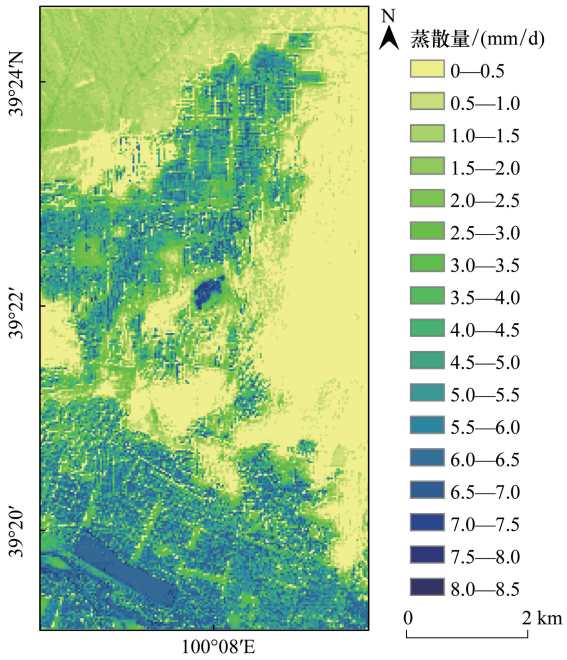

图 4　Landsat 8 与 ZY3 数据融合的蒸散结果

Fig.4　The results of evapotranspiration of Landsat 8 and ZY3 data fusion

将所选 8 景数据的日期以儒略日的形式表示出来,得到不同土地覆盖类型日平均蒸散值的比较(表 2),可知这 6 种地物蒸散值的季节变化趋势一致,均在 7 月 24 日(205)取得最大值。但各土地覆盖类型的季节变化幅度不同,水体的季节变幅最大(6.20 mm/d),其次为农田(5.43 mm/d),而灌木丛的变幅最小,仅为 2.66 mm/d。由表中信息还可看出,在 3 月 18 日(77)以前,各土地覆盖类型的蒸散值均在缓慢变大且差距不大,而从 6 月 6 日(157)开始蒸散量出现明显差异,在 9 月 26 日(269)之后,各土地覆盖类型的蒸散值又回到相差不大的状态。蒸散量的多少按照土地覆盖类型排序依次为:水体>农田>防护林>裸地>绿洲外围防风固沙灌木丛,其中水体蒸散值在这几日均为最大,其他类由于包含水体和农田等,蒸散值也较高,在此不列入排序。

表 2　不同土地覆盖类型日平均值及变化幅度

Table 2　ET_{daily} and range of variation in different land covers

儒略日 Julian day	农田 Cropland/(mm/d)	防护林 Shelterbelt/(mm/d)	灌木丛 Shrubland/(mm/d)	裸地 Bare land/(mm/d)	其他 Others/(mm/d)	水体 Water body/(mm/d)
13	0.52	0.69	0.72	0.59	0.68	0.74
45	1.09	1.29	1.27	1.08	1.28	1.36
72	2.18	2.29	1.91	1.67	2.23	2.93
157	3.48	3.90	1.73	2.19	3.43	6.57
205	5.95	5.14	3.38	3.78	4.85	6.94
221	4.84	4.20	1.69	2.05	3.88	6.34
269	1.74	1.71	1.14	1.14	1.81	3.01
317	1.03	1.08	0.91	0.74	1.03	1.20
变化幅度/(mm/d) Range of variation	5.43	4.45	2.66	3.19	4.17	6.20

"儒略日"表示一年中的第几日

裸地与生长在荒漠中的灌木丛群落的蒸散变化趋势极为相似,由于荒漠地区植物生长需依靠降水和地下水作为水分补给来源,而 7 月份为该研究区雨季,水热条件较好,植物生长迅速,所以 7 月 24 日蒸散量较大,其他时间均在 2 mm/d 以下,由此可见,裸地与灌木丛可代表荒漠地区蒸散量的季节变化。农田的日蒸散值除夏季的 7 月 24 日和 8 月 9 日外,其他时间均小于林地,这是由于作物在夏季供水充足,作物生长旺盛,蒸散能力极强,因此要高于林地的蒸散值。

3 讨论

从 SEBS 模型值和通量塔实测值所建立的回归方程来看,斜率接近于 1,说明变化趋势较一致,拟合程度较好且两者之间差异不大,表明该模型适用性较强。但是该模型在估算日蒸散值时存在明显的高估现象,在缺水的荒漠地区比农田地区高估现象更严重,这是由于在干旱区植被生长过程中会遭受水分胁迫,因此会低估感热通量,高估蒸散量,Gokmen 等[47]在研究中发现:SEBS 模型中在计算蒸散量时并未明确考虑到土壤水分的依赖性,对此他们将利用微波遥感获取的土壤水分信息整合进 SEBS 模型中显热通量的计算,以获取在水分胁迫下的蒸散值,改进后的模型即成为将土壤水分考虑在计算蒸散量内的单源模型。连晋姣等[48]将利用 METRIC 模型计算的黑河中游生长季日蒸散值与通量数据做对比,同样也发现模型存在高估现象。Ma 等[49]利用改进后的 SEBS 模型估算了黑河中游 6—9 月农田地区的日蒸散,为 4.9 mm/d,与本文在 7 月 24 日利用 SEBS 模型估算得到的农田区日蒸散值 6.0 mm/d 有一定出入,但两个研究的范围有所不同,亦可能与 SEBS 模型存在高估现象有关。相比较异质性较强的绿洲-荒漠过渡带,下垫面为均一农田时模型的模拟效果更好,该结果与吴雪娇等[50]利用 MODIS/Terra 影像,基于 SEBS 模型在黑河中游估算日蒸散值并用不同下垫面的通量塔数据进行验证而得出的结论一致,也是在下垫面为均一条件时的估算结果更为精准。值得注意的是在将模型计算值与实测值进行对比时所选取的像元个数和位置会影响模拟的精度,Meijninger 等[51]曾测试了大口径闪烁仪 LAS 在非均质地表的适用性并确定了用于模拟的像元数量,本文中为了精确起见,仅选择了通量塔所在经纬度的一个像元值,在实际应用中,可根据分辨率大小来确定所选像元个数。同时,由于通量塔覆盖范围与像元大小并不完全一致,因此蒸散值存在差别是确定的,这也会对验证结果的准确性产生影响,为进一步对模型计算值做精确验证,应选取与通量塔覆盖范围相当的像元大小范围,以消除卫星轨道漂移及其他原因造成的像元变形等问题。由于该研究区只有农田和荒漠两种土地覆盖类型下设有通量塔,其他几种类型的蒸散值无验证数据,仅用两组数据来验证模型的适用性显得过于单薄。

从时间变化来看,夏季热量充足,作物生长需水量大,植被覆盖度增加,且是荒漠地区的雨季,达到水热最佳耦合点,因此是蒸散量最大的季节。蒸散的多少主要是由于下垫面供水状况和植被生长差异造成,绿洲农田和防护林供水充足,植被指数较大,具有高蒸散量,荒漠则恰好相反,为低蒸散值区。为具体说明植被与蒸散之间的关系,将不同土地覆盖类型的 NDVI 像素点与对应的蒸散量(7 月 24 日影像)进行对比分析,在农田取 NDVI 为 0.74 时,模型计算蒸散值为 7.14 mm/d,防护林取 NDVI 为 0.44 时,蒸散量为 4.91 mm/d,灌木丛取 NDVI 为 0.22 时,蒸散量为 3.19 mm/d,裸地取 NDVI 为 0.13 时,蒸散量为 2.98 mm/d,由此可说明随着植被覆盖度增加,蒸散量也随之增加。

利用空间增强后的地表温度值求取蒸散量相当于采用较高空间分辨率的数据来解析混合像元内部的情况,能够得到更为准确的地表蒸散值。对比分析空间增强前后的影像,受混合像元的影响,土地覆盖类型交界部分的信息会被夸大或忽略,在交界处一个像元内若存在着裸土和植被至少两种土地覆盖类型,则该部分的土壤热通量因为裸土的存在会比空间增强前增加,因此蒸散值会变小;若交界处一个像元内存在着农田、林地、道路及居民地等地表类型,面积较小的地表类型将会被忽略,而在空间增强后又被考虑进去,显热通量就会增加,蒸散值相应变小。该研究结果与辛晓洲等[52]将 MODIS 数据与 CBERS-02 提供的地表类型图相结合并用面积权重平均法得到 MODIS 像元的通量一文中所得的结论,以及刘雅妮等[53]用同样方法在黑河流域进行地表通量的估算所得出的结论是一致的。王万同等[45]在利用 ETM+与 MODIS 数据对伊洛河流域地表蒸散

值进行估算时也发现低分辨率影像中的混合像元容易被忽略或夸大。为提高计算的精度,所选择高分辨率植被信息的时间应尽可能地接近 Landsat 8 影像的获取时间,这样才可以保证地表植被信息是在相同时相下获取的,但是由于两种数据获取周期的差异,导致很难选择到时间近乎接近的两日数据。并且从整个计算过程来看,仅有植被信息部分使用了高分辨率数据,而影响蒸散的还有多种气象因素,单纯提高某个参数对计算结果的影响是极小的,以上都是空间增强法需要改进的地方。

从各土地覆盖类型的日蒸散量统计分布来看,季节变化趋势是一致的,但变化幅度不尽相同,变化幅度由大而小依次为:水体>农田>防护林>裸地>绿洲外围防风固沙灌木丛。蒸散值达最大的时间都在夏季。夏季是农作物生长的黄金时期,灌溉充足且热量条件丰富,农田和林地的蒸散值明显增加。此时为该地区雨季,裸地水热条件好且荒漠植物也进入生长季节,因此裸地和绿洲外围防风固沙灌木丛的蒸散变化特征可用来表示荒漠地区蒸散量的季节变化。其他类主要包括了居民地和道路,其具有较高蒸散值可能与实际不符,这是由于尽管使用了分辨率较高的 ZY3 数据来提取地物类型,但不可避免地将农田或林地划分进去,且农田和其他类的地表与近地面大气之间热力性质差异较大,地气能量交换的主要方式不同,居民地、道路等以感热交换为主,近地表形成不稳定层结,而农田、林地主要通过潜热进行交换,因此两者间容易造成平流交换,产生“冷岛效应”[54-55],使得临近居民地的林地和农田的蒸散值更高,也就解释了其他类蒸散值较高的原因。

4　结论

本文利用我国资源三号影像提供的高分辨率植被信息获取了空间增强后的地表温度值,运用 SEBS 模型对黑河中游绿洲-荒漠过渡带地表蒸散量进行了估算,探讨了不同土地覆盖类型对蒸散量空间分布的影响,得到的主要结论有:

(1)将高分辨率的 ZY3 影像与 Landsat 8 数据进行融合后由于植被信息的增强,在地物交界处蒸散量的区分度变得明显;通过与通量数据的观测值对比分析表明:SEBS 模型对该地区日蒸散量进行估算可行,且在均一地表类型时精度更高。

(2)从季节变化来看,各土地覆盖类型的季节变化趋势一致(夏季>春季>秋季>冬季),但变幅存在差异:水体>农田>防护林>裸地>绿洲外围防风固沙灌木丛,主要与下垫面供水、热量收支和植被覆盖有关。

(3)在空间分布上,除水体外,地表植被覆盖对蒸散量影响明显,夏季绿洲内部农田和防护林蒸散量较高,最大值分别为 5.95 mm/d、5.14 mm/d,是绿洲以外荒漠裸地的 2—3 倍。

参考文献(References):

[1] Anderson M C, Kustas W P, Norman J M, Hain C R, Mecikalski J R, Schultz L, González-Dugo M P, Cammalleri C, d′Urso G, Pimstein A, Gao F. Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. Hydrology and Earth System Sciences, 2011, 15(1): 223-239.

[2] Tasumi M, Allen R G. Satellite-based ET mapping to assess variation in ET with timing of crop development. Agricultural Water Management, 2007, 88(1/3): 54-62.

[3] Shukla J, Mintz Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth′s climate. Science, 1982, 215(4539): 1498-1501.

[4] Yates D N. Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models. Journal of Hydrology, 1997, 201(1/4): 289-310.

[5] 刘树华, 黄子琛, 刘立超. 土壤-植被-大气连续体中蒸散过程的数值模拟. 地理学报, 1996, 51(2): 118-126.

[6] Rosenberg N J, Blad B L, Verma S B. Microclimate: The Biological Environment. New York: Wiley, 1974.

[7] Elhag M, Psilovikos A, Manakos I, Perakis K. Application of the sebs water balance model in estimating daily evapotranspiration and evaporative fraction from remote sensing data over the Nile Delta. Water Resources Management, 2011, 25(11): 2731-2742.

[8] Ramos J G, Kay J A, Cratchley C R, Casterad M A, Herrero J, López R, Martínez-Cob A, Domínguez R. Crop management in a district within the Ebro River Basin using remote sensing techniques to estimate and map irrigation volumes. WIT Transactions on Ecology and the Environment, 2006, 96: 365-377.

[9] Yang Y T, Shang S H, Jiang L. Remote sensing temporal and spatial patterns of evapotranspiration and the responses to water management in a large irrigation district of North China. Agricultural and Forest Meteorology, 2012, 164: 112-122.

[10] 胡中民, 于贵瑞, 王秋凤, 赵风华. 生态系统水分利用效率研究进展. 生态学报, 2007, 29(3): 1498-1507.
[11] 谢贤群. 遥感瞬时作物表面温度估算农田全日蒸散总量. 遥感学报, 1991, 6(4): 253-260.
[12] 郭晓寅. 黑河流域蒸散发分布的遥感研究. 自然科学进展, 2005, 15(10): 1266-1270.
[13] Howell T A, Schneider A D, Jensen M E. History of lysimeter design and use for evapotranspiration measurements//Proceedings of the International Symposium on Lysimetry: Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements, Honolulu: ASCE, 1991: 1-9.
[14] Bowen I S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Physical Review, 1926, 27(6): 779-787.
[15] Dyer A J. Measurements of evaporation and heat transfer in the lower atmosphere by an automatic eddy-correlation technique. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1961, 87(373): 401-412.
[16] Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1948, 193(1032): 120-145.
[17] Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. Irrigation and Drainage Paper No 56. Rome, Italy Allen: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 1998.
[18] Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, 1948, 38(1): 55-94.
[19] Makkink G F. Testing the penman formula by means of lysimeters. Journal of the Institution of Water Engineering, 1957, 11(3): 277-288.
[20] Jensen M E, Haise H R. Estimating evapotranspiration from solar radiation. Journal of the Irrigation and Drainage Division, 1963, 89(4): 15-44.
[21] Turc L. Evaluation de Besoins en eau D'irrigation, ET potentielle. Annals of Agronomy, 1961, 12: 13-49.
[22] Hargreaves G H, Samani Z A. Estimating potential evapotranspiration. Journal of the Irrigation and Drainage Division, 1982, 108(3): 225-230.
[23] Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 1972, 100(2): 81-92.
[24] Menenti M, Choudhury B. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range//Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales. Wallingford: IAHS Publication, 1993, 212: 561-568.
[25] 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.
[26] Roerink G J, Su Z B, Menenti M. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 2000, 25(2): 147-157.
[27] Su Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrology and Earth System Sciences, 2002, 6(1): 85-100.
[28] Allen R G, Tasumi M, Morse A, Trezza R. Satellite-based evapotranspiration by energy balance for western states water management//Proceedings of World Water and Environmental Resources Congress. Anchorage, Alaska: ASCE, 2005: 1-18.
[29] Folhes M T, Rennó C D, Soares J V. Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. Agricultural Water Management, 2009, 96(10): 1398-1408.
[30] 何延波, Su Z B, Li J, 王石立. SEBS 模型在黄淮海地区地表能量通量估算中的应用. 高原气象, 2006, 25(6): 1092-1100.
[31] 郭晓寅, 程国栋. 遥感技术应用于地表面蒸散发的研究进展. 地球科学进展, 2004, 19(1): 107-114.
[32] 何延波, Su Z, Jia L, 王石立. 遥感数据支持下不同地表覆盖的区域蒸散. 应用生态学报, 2007, 18(2): 288-296.
[33] 邓兴耀, 刘洋, 刘志辉, 姚俊强. 中国西北干旱区蒸散发时空动态特征. 生态学报, 2017, 37(9): 2994-3008.
[34] 王海波, 马明国. 基于遥感和 Penman-Monteith 模型的内陆河流域不同生态系统蒸散发估算. 生态学报, 2014, 34(19): 5617-5626.
[35] Roderick M L, Rotstayn L D, Farquhar G D, Hobbins M T. On the attribution of changing pan evaporation. Geophysical Research Letters, 2007, 34(17): L17403.
[36] Ji X B, Zhao W Z, Kang E S, Jin B W, Xu S Q. Transpiration from three dominant shrub species in a desert-oasis ecotone of arid regions of Northwestern China. Hydrological Processes, 2016, 30(25): 4841-4854.
[37] Liang S L. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. Remote Sensing of Environment, 2001, 76(2): 213-238.
[38] 覃志豪, 李文娟, 徐斌, 陈仲新, 刘佳. 陆地卫星 TM6 波段范围内地表比辐射率的估计. 国土资源遥感, 2004, 16(3): 28-32.
[39] Baret F, Clevers J G P W, Steven M D. The robustness of canopy gap fraction estimates from red and near-infrared reflectances: a comparison of approaches. Remote Sensing of Environment, 1995, 54(2): 141-151.
[40] Jia L, Su Z B, van den Hurk B, Menenti M, Moene A, de Bruin H A R, De B, Yrisarry J J B, Ibanez M, Cuesta A. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 2003, 28(1/3): 75-88.
[41] French A N, Schmugge T J, Kustas W P, Brubaker K L, Prueger J. Surface energy fluxes over El Reno, Oklahoma, using high-resolution remotely sensed data. Water Resources Research, 2003, 39(6): 164.

[42] 周剑, 程国栋, 李新, 王根绪. 应用遥感技术反演流域尺度的蒸散发. 水利学报, 2009, 40(6): 679-687.

[43] Kustas W P, Norman J M, Anderson M C, French A N. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. Remote Sensing of Environment, 2003, 85(4): 429-440.

[44] Anderson M C, Norman J M, Mecikalski J R, Torn R D, Kustas W P, Basara J B. A multiscale remote sensing model for disaggregating regional fluxes to micrometeorological scales. Journal of Hydrometeorology, 2004, 5(2): 343-363.

[45] 王万同, 王卷乐, 杜佳. 基于 ETM+与 MODIS 数据融合的伊洛河流域地表蒸散估算. 地理研究, 2013, 32(5): 817-827.

[46] 赵丽雯, 赵文智, 吉喜斌. 西北黑河中游荒漠绿洲农田作物蒸腾与土壤蒸发区分及作物耗水规律. 生态学报, 2015, 35(4): 1114-1123.

[47] Gokmen M, Vekerdy Z, Verhoef A, Verhoef W, Batelaan O, van der Tol C. Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. Remote Sensing of Environment, 2012, 121: 261-274.

[48] 连晋姣. 基于遥感方法的黑河中游荒漠绿洲区生长季蒸散量估算[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2016.

[49] Ma Y F, Liu S M, Song L S, Xu Z W, Liu Y L, Xu T R, Zhu Z L. Estimation of daily evapotranspiration and irrigation water efficiency at a Landsat-like scale for an arid irrigation area using multi-source remote sensing data. Remote Sensing of Environment, 2018, 216: 715-734.

[50] 吴雪娇, 周剑, 李妍, 潘晓多, 周彦召. 基于涡动相关仪验证的 SEBS 模型对黑河中游地表蒸散发的估算研究. 冰川冻土, 2014, 36(6): 1538-1547.

[51] Meijninger W M L, Hartogensis O K, Kohsiek W, Hoedjes J C B, Zuurbier R M, de Bruin H A R. Determination of area-averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface-flevoland field experiment. Boundary-Layer Meteorology, 2002, 105(1): 37-62.

[52] 辛晓洲, 柳钦火, 唐勇, 田国良, 顾行发, 李小文, 张宏升, 陈家宜. 用 CBERS-02 卫星和 MODIS 数据联合反演地表蒸散通量. 中国科学 E 辑 信息科学, 2005, 35(S1): 125-140.

[53] 刘雅妮, 辛晓洲, 柳钦火, 周春艳. 基于多尺度遥感数据估算地表通量的方法及其验证分析. 地球科学进展, 2010, 25(11): 1261-1272.

[54] 苏从先, 胡隐樵, 张永丰, 卫国安. 河西地区绿洲的小气候特征和“冷岛效应”. 大气科学, 1987, 11(4): 390-396.

[55] 苏从先, 胡隐樵. 绿洲和湖泊的冷岛效应. 科学通报, 1987, 32(10): 756-758.