

不同土地覆被对区域蒸散的影响

刘文娟, 安瑞平 (宁夏大学农学院, 宁夏银川 750021)

摘要 利用 Landsat TM5 遥感数据, 用简化的遥感-能量平衡模型进行区域实际蒸散量的估算。以美国俄克拉荷马州为研究区域, 探讨了不同植被覆盖对区域实际蒸散量的影响, 对不同植被类型的月蒸散量和年总蒸散量进行分析。结果表明, 无论月蒸散量还是年总蒸散量林地均大于草地, 即林地对水分的消耗大于草地; 而对于不同林分而言, 年总蒸散量常绿林最高, 落叶林次之, 混交林最低; 对不同城市绿地而言, 俄克拉荷马的草地和雪松月蒸散量动态变化仍为单峰型曲线, 7 月份达到最大值, 1 月份最小; 1~2 月雪松和草地的蒸散量基本一样, 3~6 月雪松和草地的蒸散量差异非常大, 雪松明显高于草地; 年总蒸散量雪松明显高于草地。

关键词 蒸散; 遥感; 土地覆被

中图分类号 S127 文献标识码 A 文章编号 0517-6611(2014)36-13133-03

The Effects of Different Land Cover on Regional Evapotranspiration

LIU Wen-juan, AN Rui-ping (School of Agriculture, Ningxia University, Yinchuan, Ningxia 750021)

Abstract A Simple-Surface-Energy-Balance ET algorithm was implemented to estimate ETa at a higher spatial resolution using Landsat 5 satellite images and determine the variation with regards to varying types of land cover. Comparing the monthly ET and annual ET among different land cover, the results showed that forests had higher average ETa than grass land all over the year. For different forest types, the annual ET was the highest for the evergreen forest, the medium for the deciduous forest, and the lowest for the mixed forest. The monthly ET of mixed forest was lower than the evergreen forest and deciduous forest except for January and December. From March to August, the ET of evergreen forest and deciduous forest were the same. In general, the water consumption of the mixed forest was the lowest. For different green land, grass and cedar had similar ET trends throughout the year, reaching the minimum in January and the maximum in July. Annual ET of Cedar was generally higher than grass land.

Key words Evapotranspiration; Remote sensing; Land cover

区域蒸散量的大小会影响土地利用土地覆被变化, 同样, 土地利用土地覆盖类型又可以控制区域蒸散量的大小, 两者之间相互作用相互影响^[1-2]。一个地区蒸散量的大小不仅受区域自然气候条件、自然地理条件等因素影响, 还与下垫面土地利用/覆被类型、作物种类、土壤含水量、植被覆盖度、水体面积、地下水埋深等因素有关^[3-4]。因此如何从土地覆盖的角度来控制区域蒸散量的大小, 即区域蒸散与土地利用土地覆盖的关系, 已经成为全球变化的重要研究内容。分析不同土地利用覆被的实际蒸散量。研究结果有利于分析人类活动水量平衡的影响, 为区域水资源管理提供依据。

笔者选取美国典型半干旱性气候区的俄克拉荷马州为研究区域, 利用遥感资料、地面观测资料及土地利用资料, 分析不同土地覆被条件下的蒸散量变化, 为全球变化背景下的区域水资源管理提供依据。另外, 可以将这种方法应用于我国尤其是对于黄土高原地区。

1 数据来源与研究方法

1.1 研究区概况 试验区位于美国俄克拉荷马州, 地理坐标为 94.4°~103.0°W、33.6°~37.0°N。该区位于美国中南部, 属于半干旱性气候, 年降水量为 870 mm, 年平均气温为 15.5℃, 降水量自东向西递减。该区是典型的灌溉农业区, 很多水分通过蒸散发散失到到达大气中。俄克拉荷马州的面积为 181 089 km², 其中, 陆地面积 178 023 km², 水域面积 3 173 km²。东缘为欧扎克高原和沃希托山脉, 西端为锅柄区, 北部和中部为面积广阔的平原, 南部为从德州延伸过来

的墨西哥湾沿岸平原。该区平均海拔 395 m。

1.2 数据准备 研究所需要的数据主要包括: 遥感数据、气象数据、土地利用/覆盖数据。遥感数据由美国地质调查局 (USGS) 提供, 所选用的 Landsat 的影像为 path 028 row 035, 过境时间为 16.55 (GMT) 扫描宽度为 185 km。参考蒸散数据由俄克拉荷马的 Mesonet 站点提供。

1.3 研究方法 采用简化的地表能量平衡方程 (Simplified Surface Energy Balance, SSEB) 计算实际蒸散量。蒸散量估算用近地表温差, 通过选取研究区域“Cold”点和“Hot”点。“Cold”点是指影像中、水分供应很足、植被覆盖度很高蒸散量很大、且温度很低的像元, 该点的蒸散量与潜在蒸散量相等; “Hot”点是指位于非常干燥的没有种植任何植被的闲置农田的像元, 该点被认为蒸散量是零。其他像元的地表温度将在热点和冷点之间^[5]。因此需要地表温度 (Land Surface Temperature, LST) 和植被指数 (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) 和参考 ET (reference ET) 来计算实际蒸散量。

1.3.1 地表温度的计算。 根据李红军等的相关研究试验^[6], 求取地表温度也能精确地反演地面温度, 可以通过热红外波段的亮度温度 T₆ 并经过地表发射率的校正, 其表达式为:

$$T_s(i, j) = \frac{K_2}{\ln[k_1/L_6(i, j) + 1]} \quad (1)$$

式中, $L_6(i, j)$ 是第 6 波段在像元 (i, j) 的辐亮度值; K_1 (单位: $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$)、 K_2 (单位: K) 是定标常数, 对于 Landsat 5, $K_1 = 666.09$; $K_2 = 1 282.71$ 。

$$L_\lambda(i, j) = \frac{L_{\max} - L_{\min}}{QCAL_{\max} - QCAL_{\min}} \times (DN(i, j) - QCAL_{\min}) + L_{\min} \quad (2)$$

基金项目 宁夏大学科学研究基金项目 (ZR1267)。

作者简介 刘文娟 (1982 -), 女, 陕西榆林人, 讲师, 博士, 从事环境生态研究。

收稿日期 2014-11-10

式中, $L_{\lambda}(i, j)$ 为 TM 传感器所接收到的辐射强度 ($W/m^2/sr/\mu m$); $QCAL_{max}$ 为最大的 DN 值, 即 $QCAL_{max} = 255$; $DN(i, j)$ 为 TM 数据的象元灰度值; L_{max} 和 L_{min} 为 TM 传感器所接收到的最大和最小辐射强度, 即相对应于 $DN = 255$ 和 $DN = 0$ 时的最大和最小辐射强度。对于 Landsat 5, TM 传感器的热波段 TM6 的中心波长为 $11.475\mu m$ 。发射前已经预设了 TM6 的常量, 即当 $L_{min} = 0.12378 (W/m^2/sr/\mu m)$ 时, $DN = 0$; 当 $L_{max} = 15.303 (W/m^2/sr/\mu m)$ 时, $DN = 255$ (Schneider and Mauser 1996)。因此, 公式(2)中热辐射与灰度值之间的相关关系可进一步简化为:

$$L_{\lambda}(i, j) = \frac{L_{max} - L_{min}}{255} \times DN(i, j) + L_{min} \quad (3)$$

因为在 TM6 数据的灰度值 DN 已知, 所以根据上式(3)可以计算出相应的热辐射强度。当求出 L_{λ} 后, 所对应的象元亮度温度就可以用公式(1)进行计算^[7-9]。该研究应用 ERDAS 软件建模进行地表温度的计算。

1.3.2 植被指数 NDVI 的计算。 归一化差值植被指数计算公式:

$$NDVI(i, j) = \frac{RED(i, j) - NIR(i, j)}{RED(i, j) + NIR(i, j)} \quad (4)$$

式中, RED 和 NIR 分别代表近红外波段和红光波段的反射值。对于 TM/ETM+ 数据, 分别对应 4 波段和 3 波段。该研究运用 ERDAS 软件进行 $NDVI$ 的计算。

1.3.3 参考蒸散。 由俄克拉荷马州的 Mesonet 站点提供。计算公式是目前使用较为普遍的估算参考作物蒸散的方法^[10-11]。

$$ET_r(i, j, t) = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (5)$$

式中, $ET_r(i, j, t)$ 为在像元 (i, j) 参考作物蒸发蒸腾量 (mm); R_n 为作物表面的净辐射量 [$MJ/(m^2 \cdot d)$]; G 为土壤热通量 [$MJ/(m^2 \cdot d)$]; γ 为干湿表常数 ($kPa/^\circ C$); u_2 为 2 m 高处的日平均风速 (m/s); Δ 为饱和水汽压与温度曲线的斜率 ($kPa/^\circ C$); e_s 为饱和水汽压 (kPa); e_a 为实际水汽压 (kPa); C_p 是空气热量常数; C_d 空气热量常数。

1.3.4 参考蒸散比 ET_f 的计算。 参考蒸散比 (ET_f) 是通过

选取研究区域“Cold”点和“Hot”点, 来的计算。通过上面计算得到的地表温度和植被指数在 MATLAB 中计算得到“Cold”点和“Hot”点的值。

$$ET_f(i, j, t) = \frac{T_{hot} - T(i, j, t)}{T_{hot} - T_{cold}} \quad (6)$$

式中, T_{hot} 是给定影像热点的平均地表温度, T_{cold} 是给定影像冷点的平均地表温度; $T(i, j, t)$ 是给定影像中任意一点的在卫星过境时的地表温度。

1.3.5 ET 的计算。

$$ET_a(i, j, t) = ET_f(i, j, t) \times ET_r(i, j, t) \quad (7)$$

一个重要的假设就是晴天白天的 ET_f 大致维持不变^[12-13], 这就可以用 Landsat 5 过境时刻的 ET_f 来外推计算日蒸散量。所以日蒸散量可以用下面的公式计算得到:

$$ET_{daily}(i, j) = \sum_{t=1}^{day=24h} [ET_f(i, j) \times ET_r(i, j, t)] \quad (8)$$

式中, ET_{daily} 是日实际蒸散量 (mm/d); ET_r 是通过俄克拉河马州 MESONET ET 模型计算的参考蒸散。

1.3.6 不同土地覆被的蒸散。 运用 ArcGIS9.3 软件, 用美国国家土地覆被数据库提供的土地利用分布图与蒸散量分布进行叠加分析, 最后得出各类土地利用蒸散量的大小分布。

2 结果与分析

森林植被对陆地生态系统水分循环有着重要的调节作用。森林资源可分为常绿林和落叶林 2 个主要类型。落叶林因冬季落叶, 夏季绿叶, 所以又被称围“夏绿林”。

从图 1 可以看出, 研究区不同植被月蒸散量的动态变化曲线为单峰型曲线, 4~5 月开始进入生长季, ET 逐渐升高; 6~8 月为植被的生长旺盛期, ET 达到最高值; 9 月份 ET 均逐渐下降; 12~2 月 ET 达到最低值。从图 1 可以看出无论月蒸散量还是年总蒸散量林地均大于草地, 即林地对水分的消耗大于草地; 而对于不同林分而言, 年总蒸散量常绿林最高, 落叶林次之, 混交林最低; 混交林的月蒸散量除在 1 月和 12 月高于落叶林外, 2~11 月都明显低于落叶林和常绿林, 3~8 月落叶林的蒸散量与常绿林相当, 甚至高于常绿林。总的来讲, 混交林的蒸散耗水量最少。据研究, 接受的净辐射量、生物量和气孔导度是决定植被蒸腾作用强弱的关键因素^[14]。林地冠层较高, 冠层上部接受的辐射量高, 而且其生物量叶大于草地, 因此蒸散量也较大。

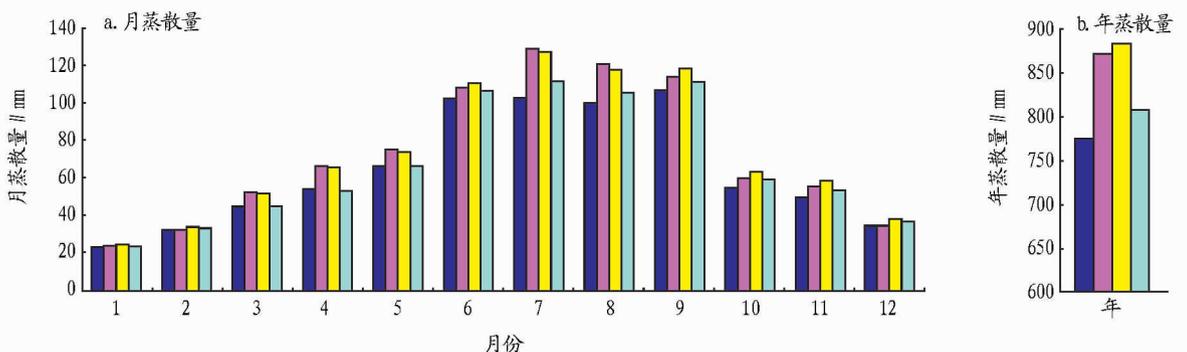


图 1 2005 年研究区不同植被覆被的月蒸散量和年蒸散量

雪松为常绿乔木,树冠尖塔形,大枝平展,小枝略下垂。叶针形,质硬,灰绿色或银灰色,在长枝上散生,短枝上簇生。

在俄克拉荷马州,雪松被认为是外来入侵的物种,耗水量较大,所以有必要对其的蒸散量进行研究。

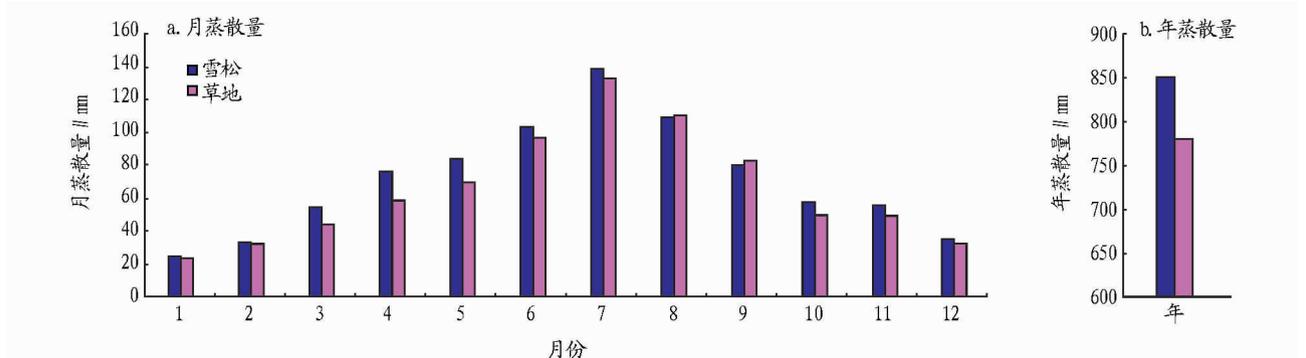


图2 2005年研究区草地、雪松的月蒸散量和年蒸散量

从图2可以看出,研究区草地和雪松月蒸散量的动态变化曲线仍为单峰型曲线,且在1月份最小,7月份达到峰值,草地和雪松的分布趋势基本一致。1~2月雪松和草地的蒸散量基本一样,1月分别为24.51和23.79 mm,2月分别为33.10和32.21 mm。3~6月雪松和草地的蒸散量差异非常大,雪松均明显高于草地。年蒸散雪松明显高于草地,雪松的年蒸散量为850.50 mm,草地为780.24 mm。这是由于根系深度、叶面指数、植被覆盖及地表反照率的差异,使雪松具有较高的蒸发能力。

3 结论

对于不同植被类型的月蒸散量和年总蒸散量进行分析,结果发现无论月蒸散量还是年总蒸散量林地均大于草地,即林地对水分的消耗大于草地;而对于不同林分而言,年总蒸散量常绿林最高,落叶林次之,混交林最低;混交林的月蒸散量除在1月和12月高于落叶林外,2~11月都明显低于落叶林和常绿林,3~8月落叶林的蒸散量与常绿林相当,甚至高于常绿林。总的来讲,草地的蒸散耗水最少,在不同的林地中,混交林的蒸散耗水量最少。

对不同城市绿地而言,俄克拉荷马的草地和雪松月蒸散量动态变化仍为单峰型曲线,7月份达到最大值,1月份最小;3~6月雪松和草地的蒸散量差异非常大,雪松明显高于草地;年蒸散雪松明显高于草地。作为城市绿地草地的耗水要明显少于雪松。这不仅导致土壤水分大量损失,而且会使土壤质量恶化,变得不适应植物生长,也导致湿地盐碱化,干燥地区土壤沙化。

参考文献

- [1] 王黎明. 吉林省西部区域遥感蒸散模型研究及其应用[D]. 长春: 吉林大学, 2005.
- [2] 王黎明, 周云轩. 吉林省西部区域蒸散时空变化分析[J]. 遥感信息, 2010(2): 103-108.
- [3] 李金柱. 区域蒸散发影响因素综合分析[J]. 山西水利, 2003(3): 23-24.
- [4] 金翠, 张柏. 土地利用/覆被变化对区域蒸散影响的遥感分析[J]. 干旱区研究, 2009, 26(5): 734-742.
- [5] SENAY G B, BUDDÉ M, VERDIN J P, et al. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields[J]. Sensors, 2007, 7(6): 979-1000.
- [6] 李红军, 雷玉平. SEBAL模型及其在区域蒸散研究中的应用[J]. 遥感技术与应用, 2005(3): 321-325.
- [7] GOETZ S J, HALTHORE R N, HALL F G, et al. Surface temperature retrieval in a temperate grassland with multiresolution sensors[J]. Journal of Geophysical Research, 1995, 100(D12): 25.
- [8] SCHOTT J, VOLCHOK W. Thematic Mapper thermal infrared calibration[J]. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 1985, 51: 1351-1357.
- [9] WUKELIC G E, GIBBONS D E, MARTUCCI L M, et al. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band[J]. Remote Sensing of Environment, 1989, 28: 339-347.
- [10] ALLEN R G, SMITH M, PEREIRA L S, et al. An update for the calculation of reference evapotranspiration[J]. ICID Bulletin, 1994, 43(2): 35-92.
- [11] ALLEN R G, SMITH M, PERRIER A. An update for the definition of reference evapotranspiration[J]. ICID Bulletin, 1994, 43(2): 1-34.
- [12] BRUTSAERT W, SUGITA M. Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation[J]. J Geophys Res, 1992, 97(17): 18377-18382.
- [13] CRAGO R. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime[J]. Journal of Hydrology, 1996, 180(1/4): 173-194.
- [14] 韩惠. 基于遥感技术的祖厉河流域土地利用/土地覆盖变化与蒸散发研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2006.