

基于 MODIS 数据的无定河流域蒸散模拟

陈 丹^{1,2}, 莫兴国¹, 林忠辉¹, 刘苏峡³

(1. 中国科学院生态网络观测与模拟重点实验室, 北京 100101; 2. 广州地理研究所, 广州 510070;
3. 中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101)

摘要: 利用黄土高原无定河流域水文气象资料、MODIS 数据及 GIS 背景信息, 应用分布式生态水文模型 (VIP 模型), 按 250m 空间分辨率模拟了该流域水量平衡各分量的时空分布。结果表明: 2000~2003 年无定河流域年蒸散量分别为 300 mm、397 mm、460 mm 和 443 mm; 流域蒸散有明显的由南向北, 由东到西的梯度递减特征, 降水量和地表植被覆盖度的差异是其空间变异的主要因素; 蒸腾与蒸发空间分异显著, 但两者的变化相互补偿, 降低了蒸散的空间变异性。整个流域平均而言, 不同植被类型间的年蒸散总量差异不明显。白家川等 9 个子流域年蒸散量的模拟结果与水量平衡法估计结果具有较好的一致性。

关键词: 无定河流域; 蒸散; NDVI; 水量平衡; VIP 模型

文章编号: 1000-0585(2006)04-0617-08

1 引言

作为生命活动的物质基础, 水是土壤—植物—大气系统 (SPAC) 中最为活跃的因子。蒸散过程是发生在 SPAC 系统内的连续过程, 在水分运动中具有重要的作用。蒸散研究对于进一步了解土壤水分运动、植物水分传递、植物与大气之间的水汽交换以及植被层的热量平衡状况等都有重要的意义^[1]。

传统的蒸散量获取一般采用直接测定和模型计算, 但得到的都是单点资料, 然而在大型水利工程设计、干旱监测、水资源评价等方面都需要估算流域或区域尺度的蒸散量。基于物理原理的陆面过程模型在计算单点蒸散时有较高的精度, 但从单点推广到面上仍存在很大的不确定性, 不确定性的主要来源在于地形的小气候效应、植被类型和盖度的空间差异, 以及土壤特性的空间变异等^[2]。

地理信息系统和遥感技术的发展为区域蒸散的定量化带来了希望^[3,4]。用遥感方法监测大面积地表能量平衡是遥感应应用领域的一个重要方向。多波段、多时相和多角度卫星遥感在研究非均匀地表蒸散时有其独特的优势。它可以较准确地反映下垫面几何结构和湿热状况的水平非均匀性, 且其实时、区域、可视性等特点, 是其他方法难以比拟的。

遥感蒸散基于遥感数据与陆面过程模型融合, 常用的陆面过程模型可分为大叶模型和双层模型^[5]。大叶模型将冠层假设为一个伸展的叶片, 将叶片水平的模型直接扩展到冠层^[6,7]。双层模型将冠层与土壤分开处理, 考虑二者的动量和能量平衡, 及相互作用^[8,9]。

收稿日期: 2005-08-02; 修订日期: 2005-12-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(90211007) 和中国科学院地理科学与资源所创新项目(CXIOG-A04-12) 资助

作者简介: 陈丹 (1980-), 女, 江西临川人, 硕士, 研究实习员。自然地理专业。

通讯作者: 莫兴国, 研究员, 从事生态水文学研究。E-mail: moxg@igsrr.ac.cn

基于遥感和气象资料估算区域蒸散已积累了不少成果,建立了一些基于过程和遥感信息的蒸散模型,模拟区域尺度蒸散分布特征^[10~12]。莫兴国等结合作物参数的遥感信息反演和气象要素的空间尺度扩展方法,建立以 GIS 背景数据库为支撑的土壤-植被-大气传输和植被动态模型,研究并分析了河北平原农田生态系统蒸散量的区域分布特征^[13]。

本文基于莫兴国等^[14]建立的分布式生态水文模型(VIP 模型),利用气温、降雨等资料和 MODIS 卫星遥感数据,按 250m 空间分辨率,运行模型,模拟分析无定河流域水量平衡的时空分布特征,研究结果将有助于深入了解流域水土保持综合治理的环境效应。

2 模型介绍

VIP 模型是基于植被与大气界面通量交换的分布式物理过程模型,可以模拟一个像元到整个区域范围内地气之间的生态水文过程和植被生产力。模型主要包括两个模块:(1)土壤-植被-大气物质和能量交换模块,其中包括区分受光叶和荫蔽叶的光合作用和碳同化机理模式、双源能量平衡模式和三层土壤水分模式;(2)遥感信息和地理信息、气象要素尺度扩展模块。其中冠层叶面积指数由遥感植被指数(NDVI)反演,气象要素由距离平方反比法(IDS)空间插值而得。模型运行的时间步长为 1 小时,空间分辨率主要取决于遥感数据,本文中为 250 m。

3 研究区概况

无定河流域(108°18'~111°45'E, 37°14'~39°35'N)总面积 30 260km²,地处黄土高原与毛乌素沙漠的过渡带。无定河干流全长 491km,是黄河中游一条较大的支流,发源于陕西榆林市的定边、靖边两县和延安市吴旗县交界处的白于山麓,流经榆林、延安两个地区和内蒙古伊克昭盟的部分县(旗),其主体部分在榆林市辖区,由西向东经清涧县河口村注入黄河。整个流域海拔高程 600~1800m,地势从西北向东南倾斜,以西南部的白于山最高(图版 3 图 1a)。无定河流域地形地貌主要可分为风沙草滩、河源涧地、黄土丘陵三个不同的类型区,在自然环境和土地利用方面具有明显的过渡性。流域土地利用和覆被类型以农业用地、草地和荒漠为主,林地不到 10%(图版 3 图 1b)。由于耕种措施落后、乱垦滥伐,无定河流域植被破坏和土壤侵蚀程度都非常深,加上毛乌素沙漠南侵,大风、沙暴多,整个流域生态平衡失调,自然生态环境脆弱,是我国水土流失和沙尘暴的重要源区之一。

无定河流域属于温带大陆性干旱半干旱季风气候类型,年均温在 7.9~11.2℃之间,年降水量在 300~550mm 之间,该流域多年平均降水量在空间分布上呈南多北少、东多西少的特点。降水时间分布不均匀,其中夏季(6~9月)约占 70%,多由若干次高强度的暴雨、大暴雨构成。

4 资料收集和处理

无定河流域土地利用信息由中国科学院资源与环境数据中心提供,数字高程图由 1:25 万等高线生成。卫星资料为 2000~2003 年 TERRA 卫星 MODIS 辐射计 250 m 分辨率、16 天最大值合成的归一化差值植被指数,从 MODIS 网站下载,其中 2000 年 1~3 月份数据缺失,用 2001 年相应时间的图像代替。

所有地理信息和遥感影像图件都经过严格的几何校正、配准、投影变换处理,选取的

投影方式为兰勃特等积方位投影。利用流域及周边 25 个气象站逐日气象资料, 通过距离平方反比法 (IDS) 空间插值, 得到流域每个栅格点的气象信息。

植被指数能够反映地表植被覆盖度和活力, 因此 NDVI 通常用来反演植被叶面积指数。无定河流域处于从西北部的荒漠、草地到东南部的农田过渡地带, 与此相对应, NDVI 值表现为西北部低, 而东南以及河道两岸因水分供应较好, NDVI 较高 (图版 3 图 2)。2000 年到 2003 年, 4~9 月 NDVI 平均值分别为 0.19、0.21、0.26 和 0.25, 变异系数约为 20%, NDVI 的高低与上一年和当年的降水量有关。对不同植被类型而言, 林地的 NDVI 略高, 灌丛和农田次之, 草地最低。

5 结果分析

5.1 降雨、蒸散等水量平衡分量的空间分布

以 2001 年为例, 流域平均年降水量为 419 mm, 空间变异系数为 7%, 通过频率分布分析, 发现年降水量分布范围在 420~570 mm 之间, 峰值出现于 470 mm 处。造成降水变异的原因, 除大范围天气过程外, 局地降雨主要受海拔和坡向的影响, 一般表现为迎风坡降雨较背风坡多、海拔高处降雨较低处多。年降雨量流域分布大体上表现为西北以及横山最低, 小于 450 mm, 靖边以南 (DEM 在 1800 m 左右) 以及榆林地区最高, 大于 550 mm, 其余地区均在 480 mm 左右 (图版 3 图 3)。流域的雨量测站不足会影响模型对降水空间变异性的估计, 进而影响流域水量平衡空间格局的模拟。

蒸散是半干旱地区水量平衡的主要分量。蒸散过程不仅受制于天气状况, 也与下垫面的植被和土壤条件有关。何福红等在黄土高原沟壑区的长武王东沟小流域的研究表明, 流域内各种土地利用类型的变化对整个流域的总蒸散量会产生一定的影响, 林地面积的增加, 会增加流域总的蒸散量, 并导致深层土壤干土层的出现和加厚^[15]。

无定河流域的蒸散明显受地表覆盖状况的影响, 通过频率分布分析, 发现年降水量年蒸散量分布范围为 310~510 mm, 有两个明显的峰值 (370 mm 和 430 mm), 变异系数为 9%。空间分布为西北 (多为草地荒漠) 较低, 西南山地、主要河谷地带因自然植被和农作物长势较好, 蒸散量较高。河谷的大部分农田通常需要灌溉以提高作物产量, 但因没有实际的灌溉资料, 本文忽略了灌溉对农田蒸散的影响。由降水、植被指数和蒸散的空间分布格局 (图版 3 图 2 和图 3) 对比可知, 年降水量的空间分异性小于蒸散和植被指数, 蒸散分异性更多地源于植被覆盖度的空间分异性。

5.2 蒸散及其各分量的时空变化

蒸散为生态系统中土壤蒸发、冠层蒸腾与冠层截留水蒸发之和, 蒸散各分量占蒸散的比例随季节而变, 是地表覆被度变化的反映和量度。无定河流域 2000 年~2003 年四年平均土壤蒸发、冠层蒸腾、冠层截留与总蒸散量的比例分别为 52%、45%和 3%。在华北平原地区, 作物冠层蒸腾占总蒸散的比例可高达 70~80%^[16], 相比之下, 可以看出无定河流域植被总体生长状况较差。

无定河流域蒸散主要发生在 6~9 月份, 占全年的 61~67%, 其他月份均不高。从图 4 还可以看到, 2000 年 9 月、2001 年 6 月和 2002 年 8 月的蒸散和蒸腾低于邻近两个月的值, 这是因为当月的降雨较小的缘故。2000 年至 2003 年的流域平均年蒸散量分别为 300 mm、397 mm、460 mm 和 443 mm。蒸散量年际间的差异主要与每年的降水量及植被生长状况有关, 即降水量大时, 土壤含水量增加, 植被生长变好, 表现出植被 NDVI 值和蒸

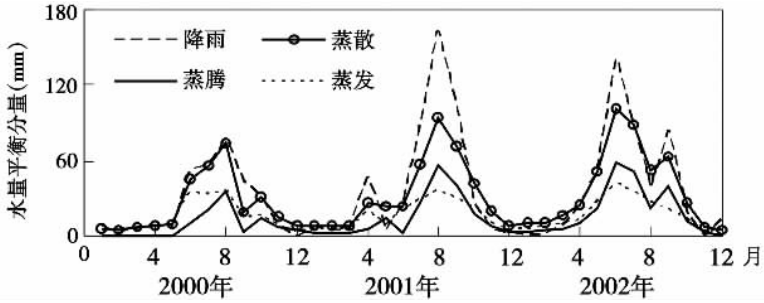


图 4 无定河流域降雨、蒸散及其各分量月均值变化图

Fig. 4 The variation of monthly rain, ET and component of ET

散量皆较高，反之则低。

土壤蒸发的发生一般包括三个阶段，其中第二阶段的影响因素主要是气象条件（决定土壤蒸发能力）和土壤含水量（土壤供水能力）^[17]。黄土高原干旱少雨，所以土壤蒸发多发生在第二阶段，即土壤蒸发速率随着含水量的减少而减慢。随着水分不断消耗，土壤表层形成片状干化硬壳。在无定河流域，土壤蒸发是蒸散的最大分量。从图版 3 图 5 可以看出，无定河流域土壤蒸发空间分布为西北山区高，其植被覆盖类型主要为草地和荒漠，而东南、河道以及平原区低，这些区域多为农田和林地，植被较好。土壤蒸发的变异系数为 30%，是无定河流域植被盖度空间差异较大的反映。

蒸腾是植物体内水分通过气孔扩散进入大气的过程，是作物与其环境因素相互作用关系的一个重要反映，它既受生物因素的制约，又受环境因素的调节。冠层蒸腾大部分通过叶片表面扩散到大气，因此蒸腾与叶面积指数相关。从图版 3 图 5 可以看出，冠层蒸腾的空间分布表现为西北山区低，NDVI 高的河谷和地势平坦区蒸腾较高，与土壤蒸发分布几乎正好相反。流域冠层蒸腾量分布在 $70 \sim 310 \text{ mm a}^{-1}$ 之间，变异系数为 14%，大于蒸散量的相应值（9%）。

5.3 不同植被类型的蒸散过程

图 6 为 2000 年至 2003 年各植被类型平均蒸散、蒸发和蒸腾的逐月变化，其中沙化地区也有少量草原植被，本文将将其归属为草地类型。

总体上讲，不同植被类型之间蒸散总量的差异要比蒸发和蒸腾分量小。这表明，蒸腾与蒸发之间的确存在相互作用的机制，两者的变化相互补偿，从而使得不同植被类型蒸散总量的差异不显著。四种植被类型蒸散总量都比较接近，农田蒸散略高，在生长季，草地蒸发量最高，林地农、田次之，灌木最低，冬季各植被类型蒸散总量相差很小。2000 年 9 月、2001 年 6 月和 2002 年 8 月各植被类型蒸散都低于邻近两个月的值，主要原因是这些时段内降水量较邻近月份要小，导致土壤水分不足，蒸腾蒸发受到限制。四种植被类型蒸腾的季节变化 2000 年相差不大，2001 年为农田与灌木略高，2002 年变化比较复杂，与各月的降水量有关。这也说明，该区域的植被生长受制于年降水量的多寡及其季节分配，土壤水分的补给主要依赖于降水。

5.4 模拟蒸散量的验证

在年际尺度流域水量平衡中，土壤蓄水量的变化为小项，根据模拟计算，其变化小于降水量的 5%。作为近似，年蒸散量等于年降水量与年径流量之差，称为“实际蒸散”。

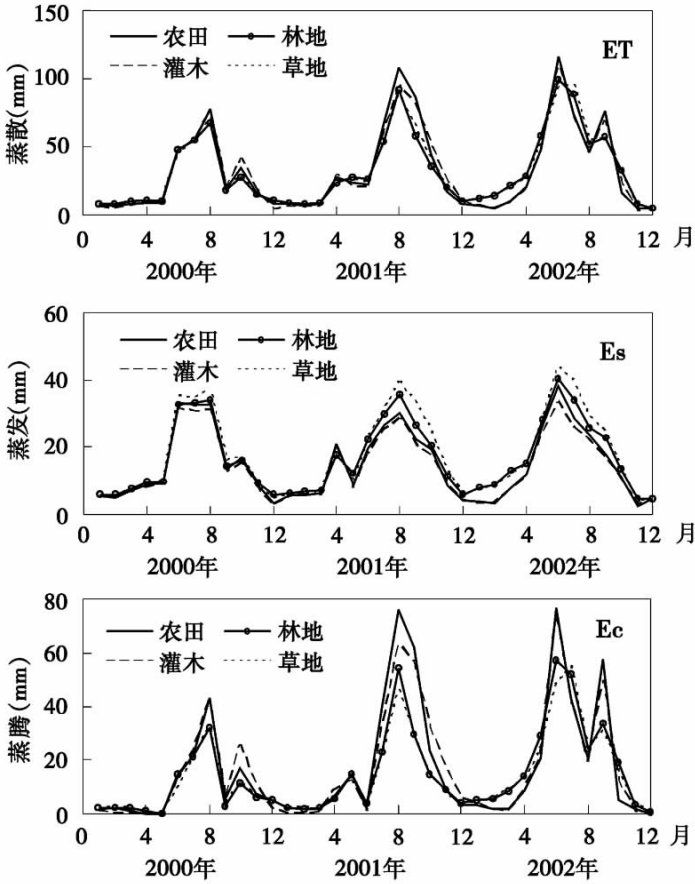


图 6 2000 年至 2003 年各植被类型逐月蒸散 (ET)、蒸发 (Es) 和蒸腾量 (Ec)

Fig. 6 Monthly ET, evaporation (Es) and transpiration (Ec) amounts of different land use types

图 7 为白家川等 9 个子流域 2000 年模拟蒸散与实际蒸散对比，其中实际蒸散为降雨中减去实际径流的部分。本研究模拟蒸散与实际蒸散的相关系数高达 0.90，均方误差 (RMSE) 为 12 mm，全年模拟蒸散略大于实际蒸散 (4%)，这说明本模型模拟结果是可信的。

6 结论

无定河流域地处干旱半干旱地区，为荒漠、草地到农田的过渡带，受气候变化和人类活动的显著影响，深入研究该区域生态水文过程和 水资源形成机制，对黄河中游地区土壤侵蚀控制和植被恢复措施的制订具有重要的科学意义。本文利用无定河流域 2001~2003 年水文、气象以及 MODIS 遥感信息，通过分布式生态水文模型 (VIP 模型) 模拟分析了该流域蒸散及其分量的时空分布特征。无定河

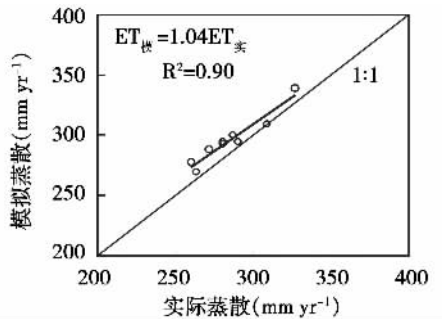


图 7 2000 年模拟蒸散与实际蒸散结果对比图
Fig. 7 Comparison of simulated ET and real ET

流域蒸散年总量的空间分布与植被指数分布格局基本一致, 变异性为 9% 左右。蒸散主要发生在 6~9 月份, 占全年的 61~67%。植被蒸腾量占总蒸散量的 45% 左右, 与基于 NO-AA-AVHRR 数据的计算结果相符^[13]。各植被类型间年蒸散总量都比较接近, 其中农田蒸散略高, 而在生长季, 草地蒸发量最高, 林地、农田次之, 灌木最低, 冬季各植被类型相差很小。根据子流域的实测资料与模拟结果的比较, 表明本文模拟的流域蒸散与实际观测结果具有很好的一致性。分析和验证表明, VIP 模型应用于流域蒸散和水量平衡的模拟是可靠的。

本文没有考虑流域内地形的坡度和坡向对地表能量平衡和蒸散过程的影响, 这对沟壑纵横的无定河流域东南部地区是不太合适的; 模拟时, 植被的季节变化过程作为外部驱动因子, 不是真正意义上的土壤-植被-大气传输模式与植被动态模式的有机耦合, 不能完全反映植被对水文过程的动态调节。此外, 流域内沿河两岸有部分灌溉农田和坝地, 模拟时未考虑其灌溉用水量, 也是本研究的不足之处。

致谢: 感谢黄河水利委员会水文局赵卫民教授、戴东高级工程师提供无定河水文资料。感谢国家气象局国家气象信息中心气象资料室提供气象资料。

参考文献:

- [1] 莫兴国. 区域蒸发研究综述. 水科学进展, 1996, 7(2): 180~185.
- [2] Shuttleworth W J. Evaporation model in hydrology, and surface evaporation: measurement and parameterization. Schmutge T J, Andre J C(eds). Springer-Verlag, 1991:93~120.
- [3] 任立良, 刘新仁. 基于 DEM 的水文物理过程模拟. 地理研究, 2000, 19(4): 369~376.
- [4] 郑红星, 刘昌明, 王中根, 等. 黄河典型流域分布式水文过程模拟. 地理研究, 2004, 23(4): 447~454.
- [5] Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture within inclusion of a layer of vegetation J. Geophys. Res., 1978, 83: 1889~1903.
- [6] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. Quart. J. Roy Meteor. Soc., 1985, 111: 839~855.
- [7] Sinclair T R, Murphey C E, Knoerr K R. Development and evaluation of simplified models simulating canopy photosynthesis and transpiration. J. Appl. Ecol., 1976, 13: 813.
- [8] Monteith J L. The quest for balance in crop modeling, Agron. J., 1996, 88: 695~697.
- [9] Thom A S. Momentum mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith J L. (ed.). Vegetation and the Atmosphere. Chapter 3. Vol. 1 Academic Press, London. 1975. 57~109.
- [10] Running S W, Coughlan J C. A general model of forest ecosystem processes for regional applications I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. Ecol. Mod., 1988, 42: 125~154.
- [11] Chen J, Chen X, Ju W, Geng X. Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs. Journal of Hydrology, 2005, 305: 15~35.
- [12] Strasser U, Mauser W. Modelling the spatial and temporal variations of the water balance for the Weser catchment 1965-1994. Journal of Hydrology, 2001, 254: 199~214.
- [13] 莫兴国, 林忠辉, 李宏轩, 等. 基于过程模型的河北平原冬小麦产量和蒸散量模拟. 地理研究, 2004, 23(5): 623~631.
- [14] 莫兴国, 刘苏峡, 林忠辉, 陈丹. 无定河流域水量平衡变化的模拟. 地理学报, 2004, 59(3): 341~348.
- [15] 何福红, 黄明斌, 党延辉. 黄土高原沟壑区小流域综合治理的生态水文效应. 水土保持研究, 2003, 10(2): 33~37.
- [16] 莫兴国, 刘苏峡, 于沪宁, 刘昌明. 冬小麦能量平衡及蒸散分配的季节变化. 地理学报, 1997, 52(6): 536~542.
- [17] 谢贤群, 吴凯. 麦田蒸腾需水量的计算模式. 地理学报, 1997, 52(6): 528~535.

Estimation of evapotranspiration over Wuding River Basin with an eco-hydrological model and MODIS data

CHEN Dan^{1,2}, MO Xing-guo¹, LIN Zhong-hui¹, LIU Su-xia³

(1. Key Lab of Ecosystem Network Observation and Modeling, CAS, Beijing 100101, China;

2. Guangzhou Institute of Geography, Guangzhou 510070, China;

3. Key Lab of Water Cycle and Related Land Surface Processes, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract: A physically distributed eco-hydrological model (VIP model), under support of Terra-MODIS remotely sensed vegetation index, land use and DEM data, is applied to simulate the temporal and spatial variation of evapotranspiration and other water balance components over the Wuding River Basin on the Loess Plateau, from 2000 to 2003. The spatial resolution of the simulation is 250 m and time step of 1 hour. The results show that the mean evapotranspiration is 300 mm, 397 mm, 460 mm and 443 mm in 2000, 2001, 2002 and 2003, respectively; the annual evapotranspiration amount is the main component of water budget and the evaporation value from soil is a bit larger than the canopy transpiration; evapotranspiration over the basin mainly occurred during summer time, which contributes more than 60% of the annual amount; and the annual values of evapotranspiration from the vegetation types are similar, though their monthly processes are quite different. This is the common phenomenon in the semi-arid region. Over the whole basin, the annual amount of evapotranspiration and its components are decreasing gradually from the south-eastern part to the northwestern part of the basin; the coefficient of variation of evaporation and transpiration is 30% and 14% respectively, whereas that of evapotranspiration is only 9%, due to the compensating effect of evaporation and transpiration. The simulated annual evapotranspiration values over the nine sub-basins of the Wuding River Basin agree well with the evapotranspiration derived from water balance method, showing that the simulation results of VIP model are reasonable. The result from this study is valuable for assessing water conservation projects and serves as reference for re-vegetation policy making.

Key words: Wuding River Basin; evapotranspiration; NDVI; water balance; VIP model

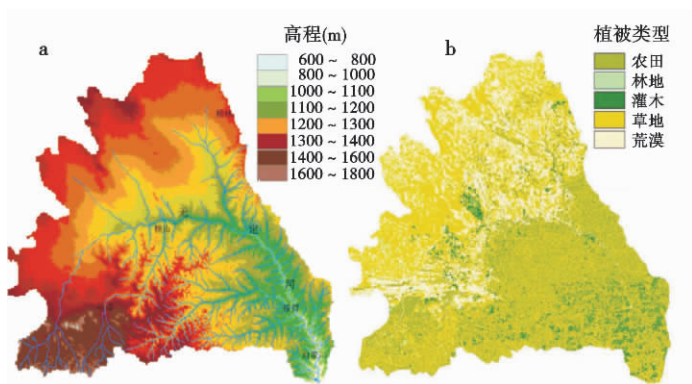


图 1 无定河流域高程图(a)和土地利用图 (b)
Fig.1 Maps of DEM and land use of the Wuding River basin

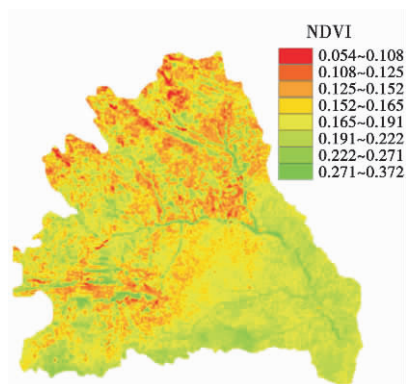


图 2 无定河流域 2001 年 NDVI 年均值空间分布
Fig.2 The spatial patterns of annual mean NDVI in 2001

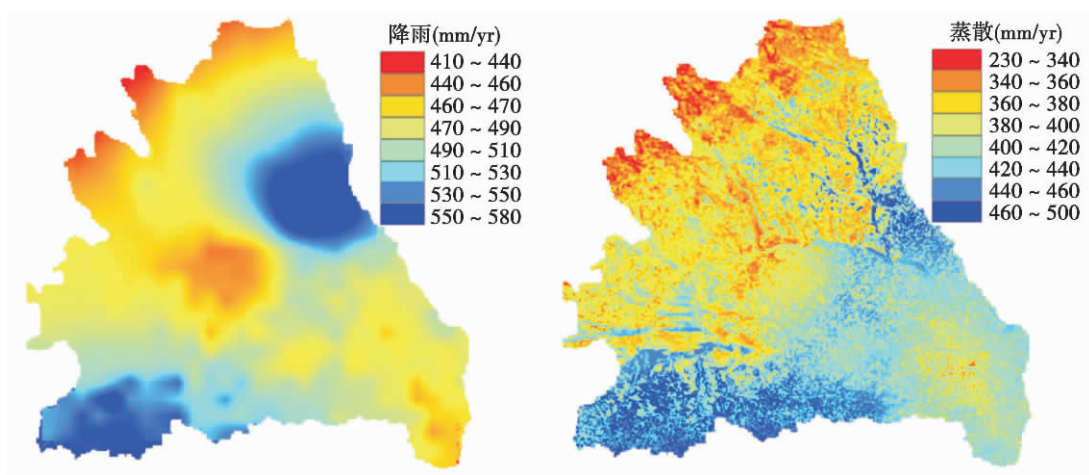


图 3 2001 年无定河流域降雨和实际蒸散空间分布图
Fig.3 The spatial patterns of rain and ET in 2001

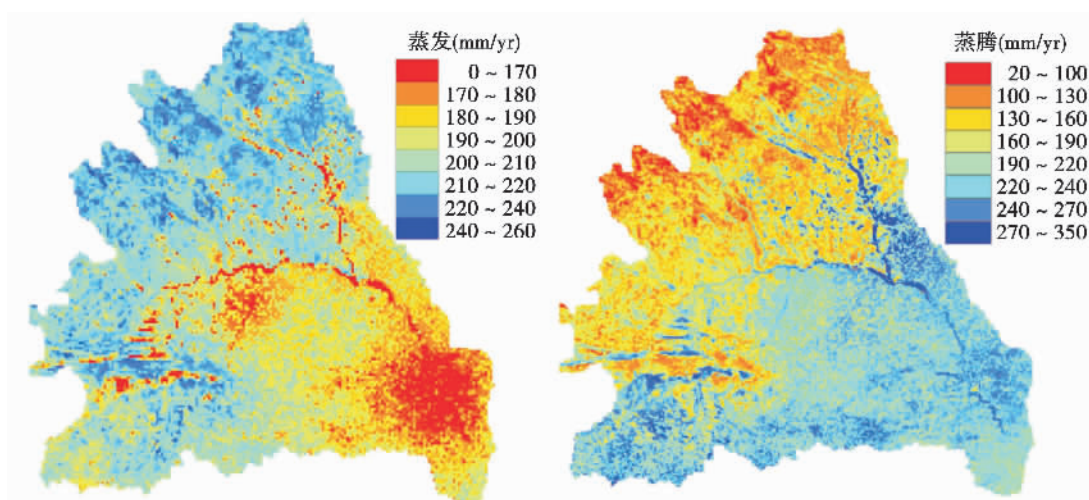


图 5 2001 年无定河流域蒸发和蒸腾空间分布图
Fig.5 The spatial variation of evaporation and canopy transpiration