

基于温度植被干旱指数的黄河源区土壤表层含水量反演

陈立文¹,张友静^{1,2},邓世赞³,曹 明¹,钱志奇¹

(1. 河海大学地球科学与工程学院,江苏 南京 210098 ;

2. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏 南京 210098 ;

3. 江苏省地质勘查技术院信息中心,江苏 南京 210008)

摘要 为了对黄河源区的土壤表层含水量进行反演与时空分析,利用黄河源区 2006 年第 65—321 天 MODIS 温度和植被指数产品数据,计算了温度植被干旱指数(TVDI),构建了不同像元尺度窗口的 LST/NDVI 斜率与实测表层土壤相对含水量之间的线性关系,比较了不同尺度像元窗口的拟合效果。分析结果表明:9×9 像元窗口的拟合效果(回归系数 R^2 为 0.65)优于其他像元窗口尺度,季节尺度的拟合精度(回归系数 R^2 为 0.76)优于长时间序列的拟合精度。夏季模拟值与实测值的均方根误差为 0.09,模拟精度满足实验要求,可用于黄河源区短时间序列的土壤表层含水量反演。

关键词 温度植被干旱指数;土壤含水量;像元窗口;黄河源区

中图分类号 S152.7

文献标志码 A

文章编号 1006-7647(2012)04-0006-04

Estimation of surface soil water content in source region of Yellow River based on TVDI/CHEN Li-wen¹, ZHANG You-jing^{1,2}, DENG Shi-zan³, CAO Ming¹, QIAN Zhi-qi¹ (1. School of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China ; 2. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China ; 3. Information Center of Jiangsu Geological Prospecting Techniques Institute, Nanjing 210008, China)

Abstract : For the inversion and spatial-temporal analysis of the surface soil moisture content in the source region of the Yellow River, the temperature vegetation drought index (TVDI) was calculated in this study. The linear relationship between the LST/NDVI slopes for different pixel scale windows and the measured surface soil moisture content was constructed. The fitted results for different pixel scale windows were also compared. The results show that : the fitting result for the 9×9 pixel window (regression coefficient $R^2 = 0.76$) is better than that for the other pixel scale windows ; the inter-seasonal fitting accuracy (regression coefficient $R^2 = 0.76$) is better than the long time series simulation results ; since the value of the RMS error between the simulated results and the measured data in summer is 0.09, which satisfies experimental requirements, the surface soil water content can be estimated based on the short time series soil moisture inversion in the source region of the Yellow River.

Key words : temperature vegetation drought index ; surface soil water content ; pixel window ; source region of Yellow River

土壤含水量是地表和大气界面的重要状态参数,并直接影响地表的热量和水量平衡,因而受到水文、气象等多个学科的关注^[1-5]。

在众多土壤水分遥感模型中,利用地表温度/归一化植被指数(land surface temperature/normalized difference vegetation index, LST/NDVI)特征空间以及 LST/NDVI 斜率反演土壤含水量,是土壤含水量领域研究的热点^[6-9]。Moran 等^[10]认为,在一个区域若地表覆盖类型从裸土到密闭植被冠层,土壤含水量存在从凋萎含水量到田间持水量之间的变化,则每个像元的归一化植被指数(normalized difference

vegetation index, NDVI)和地表温度组成的散点图呈梯形。Nemani 等^[11]分析了在同一幅图像上提取不同地点的 LST/NDVI 斜率,可以反映各点的土壤湿度状况。Goetz^[12]提出 LST/NDVI 斜率的变化还可以反映地区土壤湿度的时间变化和年际变化。柳钦火等^[13]利用 8 km 分辨率的 NOAA/AVHRR 合成数据集,采用 9×9 像元窗口提取的 LST/NDVI 干边斜率,反演了 1981—1994 年全国土壤含水量。姚春生^[14]利用 1 km 分辨率的 MODIS 数据,提取 49×49 像元窗口 LST/NDVI 干边斜率,反演了全国 2003 年 8—10 月土壤含水量。上述研究表明:以全国为整

基金项目 国家自然科学基金(40830639) 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2010CB951101)

作者简介 陈立文(1986—),男(满族),内蒙古兴安盟人,硕士研究生,主要从事地理信息系统与遥感研究。E-mail :chenliwen86@126.com

体区域进行干湿边参数提取相对容易,分区则存在很多不确定性。此外,不同区域的像元窗口的选择和拟合精度也是制约利用 LST/NDVI 斜率反演土壤含水量的重要因素。

本文针对黄河源区水资源日益缺少问题,在国家自然科学基金重点项目“气候变化下黄河源区区域水循环模型与不确定性分析研究”成果基础上,以黄河源区为研究区,利用 2006 年第 65—321 天 MODIS 产品数据生成 LST/NDVI 干边斜率,结合土壤相对含水量实测数据,分析土壤相对含水量反演的适宜窗口,并对研究区第 65—321 天的土壤相对含水量及其季节变化进行分析。

1 研究区与研究数据

黄河源区海拔高度在 3 000 m 以上,指河源至唐乃亥之间的汇水区域,属高原大陆性气候,主要为湿润半湿润气候区,多年平均气温为 5.2 ~ -4.0℃,集水面积为 12.20 万 km²,占黄河流域面积的 15.3%,据资料统计分析,多年平均径流量 205.1 亿 m³,占全流域的 34.5%,是黄河流域重要的水源地或产流区,被誉为黄河流域的“水塔”。黄河源区土壤的水平分布规律为经度地带性明显,纬度地带性不显著。受地理条件的影响,黄河源区植被分布由东南向西北依次是森林、草原、高寒草甸、荒漠等基本类型。

本文研究数据为 2006 年 3—11 月(日序数为第 65—321 天)黄河源区的地表温度和 NDVI 的 MODIS 影像数据,分别为 16 d 合成的 1 km 分辨率的 MOD13A2 植被指数产品数据和 8 d 合成的 1 km 分辨率的 MOD11A2 地表温度产品数据。在 ENVI (environment for visualizing images) 软件中对上述数据进行几何校正、投影变换,为了防止水体对特征空间造成影响,对 NDVI 数据水体进行了掩膜处理。此

外,在建立 LST/NDVI 特征空间之前利用 1 km 分辨率 DEM 对地表温度数据进行地形校正。

土壤含水量实测数据为 2006 年 3—11 月的实测 10 cm 土壤含水量数据,本研究区内有 6 个实测站点的实测数据,该数据为每 10 d 获取 1 次。

2 研究方法

2.1 干湿边的计算

温度植被干旱指数 (temperature vegetation drought index, TVDI) 的定义式^[6]为

$$T = \frac{T_s - T_{smin}}{T_{smax} - T_{smin}} = \frac{T_s - T_{smin}}{a + bN - T_{smin}} \quad (1)$$

式中: T 为 TVDI; N 为 NDVI; T_s 为研究区某像元的地表温度,即 LST; T_{smin} 为某一 NDVI 对应的最低地表温度,对应的是湿边; T_{smax} 为某一 NDVI 对应的最高地表温度,对应的是干边, $T_{smax} = a + bN$; a, b 为干边线性拟合方程的系数。湿边并不是平行于 NDVI 轴的一条直线,因此通常需要对湿边也进行线性拟合,即

$$T_{smin} = a' + b'N \quad (2)$$

式中: a', b' 为湿边线性拟合方程的系数。

T 的取值在 0 到 1 之间,湿边的 T 最小,为 0,土壤含水量接近田间持水量;干边的 T 最大,为 1,土壤含水量接近萎蔫含水量。 T 越大,土壤越干旱;反之,越湿润。

通过地表温度及 NDVI 二维散点图建立 LST/NDVI 特征空间如图 1 所示,利用 LST/NDVI 特征空间中的相应最高和最低地表温度,回归拟合可获得干湿边,从图 1 可以看出干边的斜率为负值,地表温度与 NDVI 呈负相关关系,湿边的斜率为正值,地表温度与 NDVI 呈正相关关系。最高地表温度随着 NDVI 的增大而减小,最低地表温度随着 NDVI 的增

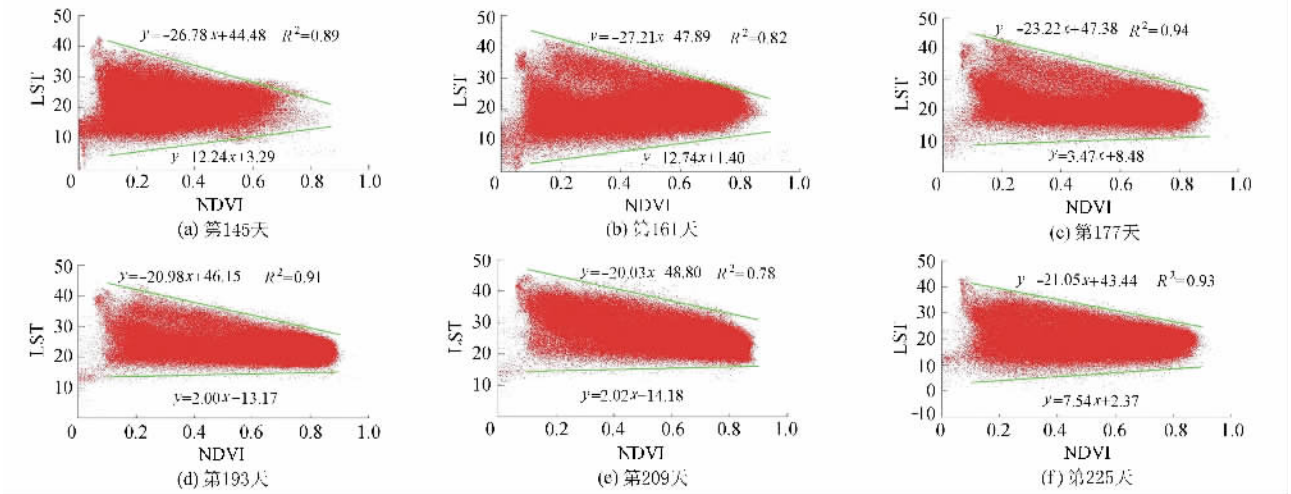


图 1 LST/NDVI 特征空间

大而增大,且最高、最低地表温度与 NDVI 呈近似线性关系且回归系数 R^2 都大于 0.8。

根据 LST/NDVI 特征空间提取该天的干湿边,线性拟合得到拟合函数如表 1 所示。根据拟合函数确定式(1)中的系数 a, b 和 a', b' 利用式(1)计算出该天的 TVDI 值。从图 1 可以看出每一期的特征空间的干边和湿边都具备相似的形状。由于 NDVI 小于 0.1 时很难指示区域的植物生物量,在 0.1 ~ 0.9 之间时,随植物量的增大呈线性迅速增加,大于 0.9 时,增大延缓而呈现饱和状态,对植被检测灵敏度下降,所以在拟合干湿边方程时,选择 0.1 ~ 0.9 的中间范围特征点来拟合 LST/NDVI 特征空间。

表 1 LST/NDVI 特征空间干湿边方程

日序数	干边方程	干边方程 回归系数	湿边方程	湿边方程 回归系数
65	$y = -23.55x + 26.66$	0.81	$y = 10.36x - 1.32$	0.84
81	$y = -30.72x + 31.34$	0.89	$y = 11.62x - 1.33$	0.81
97	$y = -39.84x + 41.35$	0.92	$y = 15.60x - 1.63$	0.81
113	$y = -33.08x + 45.81$	0.93	$y = 23.95x + 0.27$	0.88
129	$y = -30.69x + 44.47$	0.95	$y = 13.18x + 1.71$	0.87
145	$y = -26.78x + 44.48$	0.89	$y = 12.24x + 3.3$	0.92
161	$y = -27.21x + 47.89$	0.82	$y = 12.74x + 1.4$	0.85
177	$y = -23.22x + 47.38$	0.94	$y = 3.47x + 8.48$	0.89
193	$y = -20.98x + 46.15$	0.91	$y = 1.99x + 13.16$	0.81
209	$y = -20.03x + 48.80$	0.81	$y = 2.02x + 14.18$	0.88
225	$y = -21.05x + 43.44$	0.93	$y = 7.54x + 2.37$	0.83
241	$y = -16.23x + 37.05$	0.84	$y = 5.25x + 4.85$	0.87
257	$y = -16.85x + 35.77$	0.87	$y = 9.96x + 2.39$	0.86
273	$y = -9.84x + 27.92$	0.81	$y = 10.99x + 0.91$	0.83
289	$y = -24.52x + 30.89$	0.88	$y = 10.83x + 1.34$	0.81
305	$y = -24.41x + 28.65$	0.94	$y = 10.01x + 0.51$	0.89
321	$y = -28.13x + 25.02$	0.87	$y = 3.24x + 1.13$	0.91

2.2 土壤相对含水量的反演

土壤相对含水量即土壤含水量与田间持水量之比,根据已有研究^[15],为了估算每个像元的土壤含水量状况,首先建立 LST/NDVI 斜率与土壤相对含水量的定量关系:

$$R = R_W - T(R_W - R_D) \tag{3}$$

式中: R 为某一像元土壤相对含水量; R_W 为湿边上最大土壤相对含水量, $R_W = 1$; R_D 为干边上土壤相对含水量, $R_D = c + dx$, c, d 为由某一窗口尺度的干边斜率与土壤相对含水量经过模拟得出的系数,用干边斜率代替 x 用于计算 R_D 。

考虑到研究区和研究尺度的差异,影像与观测点数据的拟合存在窗口大小或适宜尺度选择问题。在逐一比较分析了多种尺度拟合精度的基础上,发现 9×9 像元窗口与 49×49 像元窗口的拟合结果较好,并对这两种尺度窗口的模拟精度进行了比较,由图 2 可见,随着 LST/NDVI 斜率减小,土壤相对含水量呈减小趋势,利用站点附近 9×9 像元窗口模拟的

效果更好,回归系数 R^2 为 0.65, 49×49 像元窗口的回归系数 R^2 为 0.53,说明不同时空条件下,存在着适宜的拟合窗口;同时还发现, 9×9 像元窗口对土壤湿度高值具有较强的敏感性。

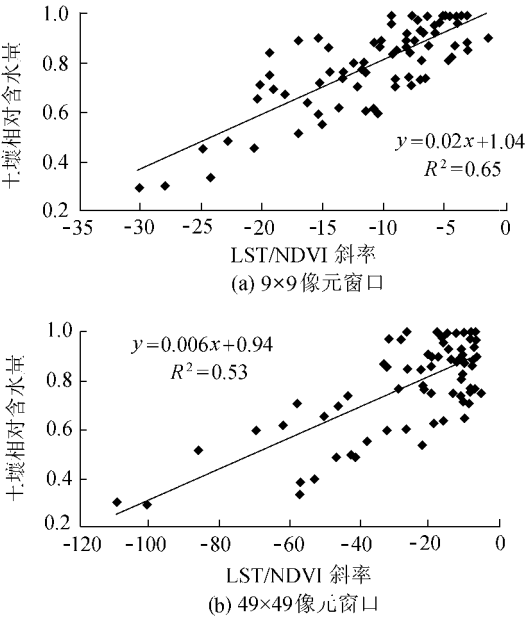


图 2 土壤相对含水量与 LST/NDVI 斜率拟合关系
进一步分析各季节土壤相对含水量与 LST/NDVI 斜率的关系发现,模拟精度较之以年为尺度的模拟结果均有所提高。图 3 是夏季 9×9 像元窗口和 49×49 像元窗口 LST/NDVI 斜率与土壤相对含水量回归关系。由图 3 可见, 9×9 像元窗口模拟相关系数 R^2 为 0.76, 49×49 像元窗口的模拟相关系数 R^2 为 0.70,均大于图 2 的以年为尺度的模拟结果。这表明在黄河源区,季节尺度的土壤相对含水量拟合效果更好,其原因在于,随着时间尺度减小,拟合

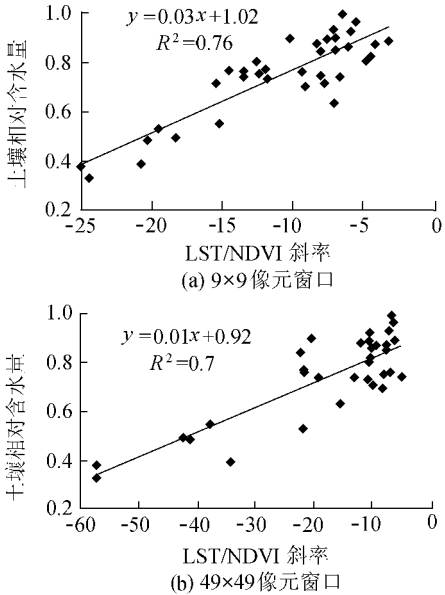


图 3 夏季土壤相对含水量与 LST/NDVI 斜率拟合关系

的不确定性也随之减小。

为了分析反演结果的精度,根据黄河源区夏季地面实测点的位置(经、纬度),在 ENVI 软件中查询出土壤相对含水量的模拟值,并与实测数据进行对比分析,结果见表 2。

表 2 土壤相对含水量实测值与模拟值							
站点	日序数	实测值	模拟值	站点	日序数	实测值	模拟值
兴海	145	0.45	0.73	甘德	145	0.88	0.76
	161	0.45	0.49		161	0.86	0.77
	177	0.77	0.72		177	0.89	0.85
	193	0.90	0.88		193	0.73	0.70
	209	0.86	0.86		209	0.49	0.70
	225	0.74	0.85		225	0.87	0.82
玉树	145	0.74	0.79	河南	145	0.74	0.78
	161	0.81	0.79		161	0.87	0.79
	177	0.80	0.81		177	0.91	0.87
	193	0.55	0.59		193	0.85	0.87
	209	0.69	0.78		209	0.70	0.77
	225	0.76	0.75		225	0.82	0.89
石渠	145	0.84	0.79	玛曲	145	0.89	0.77
	161	0.93	0.79		161	0.63	0.58
	177	0.86	0.80		177	0.71	0.73
	193	0.75	0.77		193	0.76	0.77
	209	0.48	0.60		209	0.71	0.77
	225	0.76	0.73		225	0.99	0.85

由表 2 中实测值和模拟值经过计算得出模拟值与实测值的均方根误差为 0.09,其精度高于类似研究中的土壤相对含水量模拟精度。同时,所有数据中的 94.4% 的模拟值与实测值偏差小于 0.14 ;75% 的偏差小于 0.10,表明本研究的模拟精度可以满足区域模型输入参数的要求。表 2 中实测值和模拟值的相对误差最大值出现在兴海站的第 145 天,偏差为 0.28。由于本研究中实测值和模拟值代表的时间尺度不同,均化过程和前期降水可能是导致这种偏差出现的主要原因。但总体而言,利用 LST/NDVI 斜率反演土壤含水量的方法适用于黄河源区。

2.3 土壤含水量时空分异

图 4 为黄河源区 6—8 月土壤相对含水量模拟值,土壤相对含水量值在 0~1 之间。从图 4 可以看出,在第 161 天(6 月上旬)时黄河源中西部地区土壤相对含水量较高,但两湖北部较低。东部地区整体土壤相对含水量较低,大部分地区在 0.5 以下。在第 193 天(7 月中旬)黄河源东部地区变得湿润,中、西部比较干旱,但在阿尼玛卿与玛多交界地区土壤相对含水量较高。在第 225 天(8 月中旬)从东部到西部研究区土壤湿度比较均匀,但南部地区含水量较低。从第 161—225 天在阿尼玛卿区土壤相对含水量均小于 0.7,变化不大。黄河源区大部分地区的土壤相对含水量在 0.5~0.8 之间。

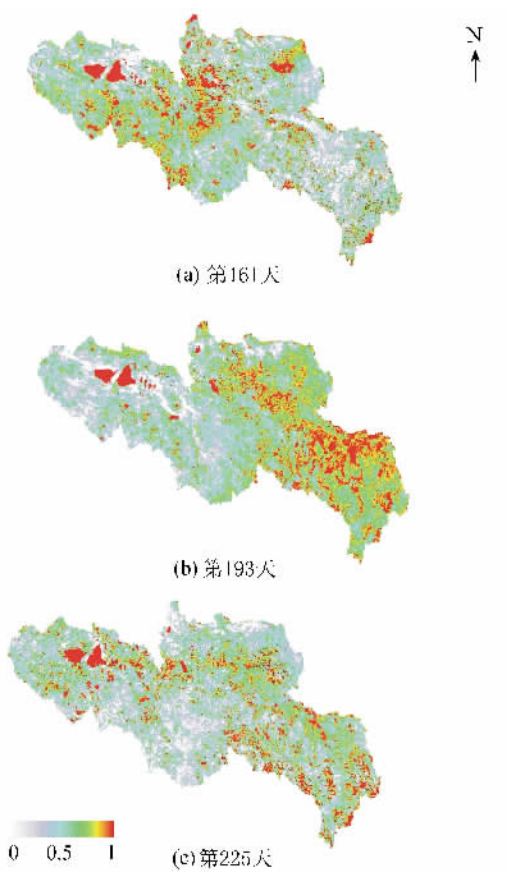


图 4 黄河源区土壤相对含水量时空分布

3 结 语

采用 1 km 分辨率 MODIS 数据,对黄河源区 2006 年土壤相对含水量进行反演,考虑到地域的差异和气象、植被等条件的影响,在模拟 LST/NDVI 斜率与土壤相对含水量实测值关系时,同时采用多种尺度的像元窗口计算 LST/NDVI 斜率,结果表明,9×9 像元窗口为黄河源区反演土壤相对含水量最适宜窗口。

目前基于实测土壤相对含水量与 LST/NDVI 斜率模拟进行土壤相对含水量反演存在空间尺度问题;对于其他传感器数据或者不同分辨率的数据此尺度像元窗口是否适合还需更多的研究;对于其他地区反演土壤相对含水量此尺度像元窗口是否适合还需要更多验证。

参考文献：

[1] 许丽娜,牛瑞卿,尚秀枝. 利用温度植被干旱指数反演三峡库区土壤水分[J]. 计算机工程与应用,2011,47(25) 235-244.

[2] 白志远,邢立新,潘军,等. 土壤湿度信息遥感研究[J]. 测绘与空间地理信息,2011,34(3) 50-55.

[3] 王丽娜,王崇倡. 阜新地区干旱监测研究[J]. 测绘科学,2011,4(35) 86-88.

(下转第 22 页)

验证结果表明,该方法可根据不同要求估计出不同置信水平下的河流水质参数,在计算过程中具有一定的稳定性、可靠性和灵活性,是分析河流水团示踪试验数据、确定河流水质参数的一种有效途径。

参考文献：

[1] 常文婷,王冠韩,龙喜.基于平面二维水质模型的潮汐河流污染源反演[J].水资源保护,2010,26(6) 5-8.
[2] 邹海明,蒋良富,李粉茹.2004 年淮河流域水质状况和聚类分析[J].水资源保护,2007,23(1) 60-62.
[3] 芮孝芳.水文学原理[M].北京:中国水利水电出版社,2004 370-372.
[4] 郭建青,温季.示踪实验确定河流纵向弥散系数的直线图解法[J].环境科学,1990,11(2) 24-27.
[5] 顾莉,华祖林,何伟,等.河流污染物纵向离散系数确定的演算优化法[J].水利学报,2006,38(12) 1421-1425.
[6] 郭建青,李彦,王洪胜,等.确定河流水质参数的抛物方程

近似拟和法[J].水利水电科技进展,2005,25(2) 11-14.
[7] 郭建青,王洪胜,李云峰.确定河流纵向离散系数的相关系数极值法[J].水科学进展,2000,11(4) 387-391.
[8] 马洪波,崔柏林,常文娟.改进的 BP 网络模型在确定河流纵向离散系数中的应用[J].水电能源科学,2010,28(9) 19-21.
[9] 郭建青,李彦,王洪胜,等.粒子群优化算法在确定河流水质参数中的应用[J].水利水电科技进展,2007,27(6) 1-5.
[10] 顾莉,华祖林.天然河流纵向离散系数确定方法的研究进展[J].水利水电科技进展,2007,27(2) 85-89.
[11] BREE R M, METIN M O, GEORGE F P. Transmissivity and storage coefficient estimation by coupling the Cooper-Jacob method and modified fuzzy last-squares regression [J]. Journal of Hydrology, 2008, 353 267-274.
[12] 杨纶标,高英仪.模糊数学原理及应用[M].3 版.广州:华南理工大学出版社,2002 162-170.

(收稿日期 2011-12-01 编辑 骆超)

(上接第 9 页)

[4] 霍艾迪,康相武,张广军,等.基于 MODIS 数据的毛乌素沙地土壤水分模型的建立[J].干旱地区农业研究,2010,28(4) 19-23.
[5] 扎西央宗,杨秀海,边巴次仁,等.基于 TVDI 的西藏地区旱情遥感监测[J].气象科技,2010,38(4) 495-499.
[6] 王文种,张友静.半干旱区旱情监测指数应用分析[J].地球信息科学,2008,10(2) 273-278.
[7] 宋春桥,游松财,刘高焕,等.基于 TVDI 的藏北地区土壤湿度空间格局[J].地理科学进展,2011,30(5) 569-576.
[8] 康为民,罗宇翔,向红琼,等.贵州卡斯特山区的 NDVI-Ts 特征及其干旱监测应用研究[J].气象,2010,36(10) 78-83.
[9] 陈晨,刘媛媛,王文种,等.基于温度植被干旱指数的三花间流域旱情监测[J].东北水利水电,2008,26(2) 32-34.
[10] MORAN M S, CLARKE T R, INOUE Y. Estimating crop water deficit using the relation between surface air temperature and

spectral vegetation index[J]. Remote Sensing of Environment, 1994, 49 246-263.
[11] NEMANI R R, RUNNING S W. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal IR/VHRR data [J]. Journal of Applied Meteorology, 1989, 28(4) 276-284.
[12] GOETZ S J. Multisensor, analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site [J]. International Journal of Remote Sensing, 1997, 18(15) 71-94.
[13] 柳钦火,辛景峰,辛晓洲,等.基于地表温度和植被指数的农业干旱遥感监测方法[J].科技导报,2007,25(6) 12-17.
[14] 姚春生.使用 MODIS 数据反演土壤水分研究[D].北京:中国科学院研究生院,2003.
[15] 范辽生,姜纪红,盛晖,等.利用温度植被干旱指数(TVDI)方法反演杭州伏旱期土壤水分[J].中国农业气象,2009,30(2) 230-234.

(收稿日期 2011-12-09 编辑 熊水斌)

(上接第 18 页)

[8] 赵升伟,茅泽育,罗吁,等.等宽明渠交汇水流数值计算[J].河海大学学报:自然科学版,2005,33(5) 494-499.
[9] 刘同官,郭炜.主支汇流比对交汇区域水流脉动特性影响试验[J].水利水电科技进展,2009,29(3) 6-9.
[10] 冯镜洁,李然,王协康,等.河流交汇分离区特性研究[J].水动力学研究与进展:A 辑,2009,24(3) 321-325.
[11] 吴迪,郭维东,刘卓也.复式断面河道“Y”型交汇河口水流水力特性[J].水利水电科技进展,2007,27(3) 21-23.

[12] 郭维东,梁岳,冯亚辉,等.Y 型明渠交汇水流分离区的数值分析[J].水利水电科技进展,2007,27(6) 50-52.
[13] 郭维东,王晓刚,曹继文,等.“Y”型汇流口水流水力特性试验研究[J].水电能源科学,2005,23(3) 53-56.
[14] 王福军.计算流体动力学分析:CFD 软件原理与应用[M].北京:清华大学出版社,2004 87-91.
[15] WEBER L J, SCHUMATE E D, MAWER N. Experiments on flow at a 90° open-channel junction [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2001, 127(5) 340-350.

(收稿日期 2011-12-26 编辑 骆超)