

基于 TM 影像的河套灌区区域蒸散发研究

李 亮¹, 翟 进², 史海滨³

(1. 水利部牧区水利科学研究所, 呼和浩特 010020; 2. 内蒙古自治区水利水电勘测设计院, 呼和浩特 010020; 3. 内蒙古农业大学 水利与土木建筑工程学院, 呼和浩特 010018)

摘 要:通过对遥感数据进行分析,采用非监督分类法对影像进行分类,最终得到灌区土地分类及耕地种植结构。利用高分辨率 IKONOS 影像对分类结果进行精度评估,证明 TM 影像应用于灌区尺度土地利用分类具有较高的精度,能有效克服人为因素的影响,较为准确地提取灌区耕地种植面积及其空间分布。利用 SEBAL 模型对蒸散发进行反演,反演结果与实测值误差在允许范围内。研究结果可为河套灌区用水量研究提供新的方法。

关键词:TM5; 河套灌区; 蒸散量; 遥感

中图分类号:TP751

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2012)05-0248-05

Study of Regional Evapotranspiration of Hetao Irrigation District Based on TM Images

LI Liang¹, ZHAI Jin², SHI Hai-bin³

(1. Institute of Water Resources for Pastoral Area, Hohhot 010020, China; 2. Inner Mongolia

Autonomous Region Water Resource and Hydropower Survey Design Institute, Hohhot 010020, China;

3. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010018, China)

Abstract: Based on the analysis of remote sensing data, used non-supervised classification to classify the image, and at last the land classification and crop planting structure were determined. High-resolution IKONOS was used to assess the accuracy of image classification results. It proved that TM image had high accuracy for the land-use classification on the irrigation district scale. The results showed that it could effectively overcome the impact of human factors. Crop acreage and its space distribution could be extracted more accurately. The SEBAL model was used to invert evapotranspiration. The inversion results were closed to the measured values. This study provides a new method for the research of water consumption in Hetao irrigation district.

Key words: TM5; Hetao irrigation district; evapotranspiration; remote sensing

目前区域蒸散研究具有相当完善的理论基础和较成熟的模型算法。但是所有模型算法都不是通用和万能的,必须针对研究区的实际情况,建立适合本研究区的具体蒸散模型,只有这样才能使估算结果更加准确有效。蒸发散计算生态需水量是较为普遍的方法之一。由于下垫面因素、水文参数等空间的变异性和不均匀性,使得由蒸发散计算的生态需水在向大尺度的转换过程中产生了很大的误差,影响了计算结果的准确性。遥感技术的实时性、区域性,为监测大范围陆面地表能量和水分状况提供了方便。同时随着遥感空间分辨率、时间分辨率和光谱分辨率的提高,利用遥感技术定量反演地表参数和地表通量,立

足于地表能量平衡方程,进而推算陆面蒸散量已成为区域蒸散估算的发展方向。基于遥感技术的区域蒸散研究在水资源缺乏的西北干旱、半干旱地区得到了广泛的应用,而内蒙古河套灌区在区域蒸散研究方面尚属空白。

1 研究区概况

内蒙古河套灌区位于中国西部,北纬 $40^{\circ}19'$ — $41^{\circ}18'$,东经 $106^{\circ}20'$ — $109^{\circ}19'$,是全国三大灌区之一^[1]。东西长 270 km,南北宽 40~75 km。灌区地形平坦,西南高,东北低,海拔 1 007~1 050 m,坡度 0.125‰~0.2‰。灌区总土地面积约为 1.12×10^6

收稿日期:2012-03-05

修回日期:2012-04-06

资助项目:水利部行业公益项目“干旱半干旱牧区饲草地高效用水技术研究”(201201008)

作者简介:李亮(1980—),男,内蒙古巴彦淖尔市人,博士,主要从事节水灌溉新技术研究。E-mail:mksliliang@163.com

通信作者:翟进(1980—),男,内蒙古化德县人,博士,高级工程师,主要从事灌区规划及需水研究。E-mail:zhaijin64@163.com

hm²,现有灌溉面积约 5.74×10⁵ hm², 占总土地面积的 51.2%左右^[2]。年降水量 136.8~213.5 mm,年蒸发量 1 993~2 372 mm,年平均气温 6~8℃,自东向西升高,平均相对湿度 40%~50%。全年封冻期 5~6 个月,最大冻结深度 1.0~1.3 m。封冻期为每年 11 月下旬至翌年 4 月,无霜期 135~150 d,全年日照期 3 100~3 300 h^[3-4]。

2 数据选择及研究方法

Landsat TM 5 影像的精度高,重复访问周期为 16 d,本研究采用 30 m 分辨率数据,可以满足灌区尺度的应用,选取 2005 年 7 月 21 日河套灌区 1 排干沟至 7 排干沟的灌区中、上游区域为研究对象,1 景 TM 5 影像可覆盖。运用遥感技术,使用 Landsat TM 5、IKONOS 多种分辨率影像数据对灌区基本特征参数进行提取。运用 Erdas 9.1 软件进行非监督分类提取耕地的种植结构,用 SEBAL 模型反演灌区蒸散量。

3 数据解译

3.1 数据预处理

原始遥感数据在使用前应进行图像校正,本研究所用的数据为已经经过辐射校正和几何粗校正的 1B 产品,因此,只需进行几何精校正,校正流程如图 1 所示。

3.2 波段选择

对影像各波段数据进行统计特征分析、主成份分析、相关分析的结果表明, TM 影像的 7 个波段数据

中, TM5 的信息量最大,其次为 TM1、TM3 和 TM4,但 TM1、TM3 的波段相关性大,数据叠加多,因此本文选择 TM5、3、4 伪彩色波段组合,叠加结果如附图 14 所示。

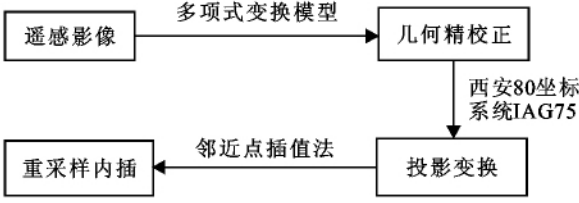


图 1 TM 影像校正流程

3.3 分类结果

3.3.1 分类精度 在 ERDAS IMAGINE 9.1 软件中,采用非监督分类法,将影像分为 40 类,根据经验以及地面实际数据逐一进行判别,最后合并为 7 个大类。由于实测资料不足,本文采用 IKONOS 影像对分类结果进行精度评价。IKONOS 影像全色波段精度为 1 m,它能够很好地反映地表覆盖,目视即可判别大部分地表覆盖。结果显示,除林地和荒地外,其他各个类别都达到了较好的分类精度,总体精度为 71.27%, Kappa 系数为 0.681 7。水体因其显著的光谱差异性而具有很高的识别精度。由此可见,影像的分类精度较高,所得数据可靠性好,分类结果如附图 14 所示。

3.3.2 分类结果 各类别名称及在研究区域所占面积及比例见表 1 及附图 15。由表 1 可见,耕地所占的比例为 50.8%,与实地调查所得的 51.2% 十分接近。

表 1 研究区遥感土地利用分布

类别名称	水体	荒地	建筑物及道路	沙地	盐碱地	耕地	林地	总面积
面积/hm ²	11493.4	97402.0	30047.4	9160.2	25941.4	241412.0	59763.5	475220
比例/%	2.4	20.5	6.3	1.9	5.5	50.8	12.6	100

4 蒸散发反演

4.1 基本原理

太阳辐射是地表能量交换的基础,当辐射能量经过大气衰减到达地表后,其能量主要被用于加热空气与土壤以及促进水分蒸发,SEBAL 模型就是利用了地表能量平衡原理来计算蒸腾量,其表达式如下:

$$\lambda ET = R_n - G - H - PH \tag{1}$$

式中:λET——潜热通量,其中λ为汽化潜热;ET——蒸腾量;R_n——净辐射通量;G——土壤热通量;H——感热通量;PH——用于植物光合作用的能量(其值很小可以忽略)^[5-7]。SEBAL 模型根据 Landsat 5 数据以及相关气象资料逐像元地计算出研究区地

面反照率,植被指数,比辐射率和地表温度资料,并依据反演参数逐步计算出卫星过境时刻的 R_n, G, H 值,求出瞬时 ET 值,最终通过计算蒸发比的方法推求出时段的 ET 量。

4.2 参数推求

(1) 大气外光谱反射率 r_b。Landsat TM/ETM 波段 1~5 和 7 的波长为 0.45~2.35 μm,接收的主要是地面物体反射的太阳辐射,因此可以计算地面物体在大气外光谱反射率 r_b。

$$r_b = \frac{\pi L_b d^2}{E_b \cos(\theta)} \tag{2}$$

式中:L_b——地面物体在波段 b 处的大气外光谱辐射亮度[W/(m²·μm·sr)];d——日地天文单位距离;

E_b ——波段 b 处的大气顶层太阳光谱照射度 [$\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr})$]; θ ——太阳天顶角。

计算每个波段的反射率,需将灰度值(DN)转化为辐射量。

$$L_b = \text{Gain}Q_{DN} + \text{Bias} \quad (3)$$

$$\text{Gain} = (L_{\max} - L_{\min}) / (Q_{\text{CAL}_{\max}} - Q_{\text{CAL}_{\min}}) \quad (4)$$

$$\text{Bias} = L_{\min} - (\text{Gain} \cdot Q_{\text{CAL}_{\min}}) \quad (5)$$

式中:Gain——增益 [$\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr})$]; Bias——偏差 [$\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr})$]; QCAL——经过定标和量子化的比辐射率,无量纲; L_{\min} ——QCAL=0(或 1)时

的波谱辐射率, L_{\max} ——QCAL_{max} 时的波谱辐射率; QCAL_{max}——新的比辐射率(Rescaled Radiance)范围,对于所有的 TM 值, QCAL_{max}=255。 L_{\min} 和 L_{\max} 的值可以从 Landsat 技术手册得到(Landsat 7 Science Data Users Handbook, 2002)。

(2) 地面反射率 α 。各波段反射率计算大气顶层反射率 α_{toair} 的公式为:

$$\alpha_{\text{toair}} = \sum [\omega_b r_b] \quad (6)$$

式中: ω_b ——波段 b 的权重系数,各波段权重参见表 2; r_b ——波段 b 的反射率。

表 2 各波段权重

波段	1	2	3	4	5	7
E_b	1597	1826	1554	1036	215	80.67
ω_b	0.253144	0.289443	0.246328	0.164218	0.034080	0.012787

对大气外反射率作简单的大气辐射校正,得到地面的反射率 α :

$$\alpha = (\alpha_{\text{toair}} - \alpha_{\text{path}}) / \tau_{\text{sw}}^2 \quad (7)$$

式中: α_{toair} ——大气外反射率; α_{path} ——考虑了大气影响的程辐射。本文中原始影像已进行了大气校正,故忽略了大气对地表反射率计算的影响,取 $\alpha_{\text{path}} = 0$ 。晴空单向大气透射率的值一般可以由经验公式估算^[8]:

$$\tau_{\text{sw}}^2 = 0.75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (8)$$

式中: z ——地面高程(m)。

(3) 归一化差值植被数 NDVI。

$$I_{\text{NDV}} = \frac{\text{CH}_4 - \text{CH}_3}{\text{CH}_4 + \text{CH}_3} \quad (9)$$

式中: CH_3, CH_4 ——式(9)计算的波段 3 和 4 的反射率。NDVI 主要在 -1~+1 之间,水体、建筑物、沙地及裸地的值接近于 0;对应于高覆盖度植被 NDVI 的值越大。

(4) 比辐射率 ϵ 。比辐射率是一个无量纲值,取值在 0~1 之间。假定研究目标对热辐射是不透明的,取值为 0^[9-11]。SEBAL 中采用经验公式计算比辐射率 ϵ :

$$\epsilon = 1.009 + 0.047 \ln I_{\text{NDV}} \quad (10)$$

式中: $I_{\text{NDV}} > 0$, 否则假设 ϵ 为 0。研究区地表比辐射率均值为 0.915,植被好的区域比辐射率较高,一般在 0.96 以上;盐碱地及荒地的比辐射率最低,基本在 0.90 以下。

(5) 地面温度 T_s 。Landsat TM/ETM 波段 6 的波谱范围是 10.4~12.5 μm ,主要接收地面长波辐射,可以用来计算地面温度。Stafan—Boltzman 定律反映物体温度与辐射之间的关系,单波段 6 的波谱范围太窄,因此利用 Plank 公式计算地面物体的亮度温度 T_s :

$$T_s = \frac{K_2}{\ln(\frac{K_1}{L_6}) + 1} \quad (11)$$

式中: L_6 ——地面物体在波段 6 处的大气顶层光谱辐射亮度, K_1 和 K_2 为计算常数,见表 3。

表 3 计算常数 K_1 和 K_2

卫星	K_1	K_2
Landsat 5 TM	607.76	1260.56
Landsat 7 ETM+	666.09	1282.71

4.3 模型参数确定

(1) 地表净辐射 R_n 。由所有的入射能量减去出射能量来计算,如图 2 所示:

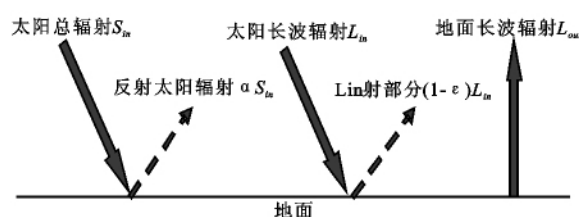


图 2 地表辐射平衡示意图

$$R_n = (1 - \alpha) S_{in} + (L_{in} - L_{out}) - (1 - \epsilon) L_{in} \quad (12)$$

式中: S_{in} ——入射短波辐射; L_{in} ——入射长波辐射; L_{out} ——出射长波辐射; $(1 - \epsilon) L_{in}$ ——经地表反射的入射长波辐射项; α ——地表反射率。研究区净辐射量(R_n)值集中在 500~600 W/m^2 ,占研究区域面积的 90%以上,均值为 581.4 W/m^2 。

(2) 土壤热通量 G 。土壤热通量取决于地表特征和土壤含水率等因素,在本文中,通过对多种计算土壤热通量经验公式的比较,我们采用 Bastiaansen^[12]提出的经验公式来估算地表(包括植被覆盖区和裸地)的 G :

$$G = (T_s - 273.16)(0.0038 + 0.0074\alpha)$$

$$(1-0.98NDVI^4)R_n$$

(13)

式中: T_s ——地表温度(K)。

研究区土壤热通量(G)集中在 $40\sim80\text{ W/m}^2$ 之间的值占研究区域面积的 90% 以上,其分布和地表温度大致相同,而与地表反射率相反,即地表反射率越高,相应土壤吸收热量的能力就越弱。

(3) 感热通量 H 。感热通量的计算,假定研究区内 T_s 为线性关系,通过在地表温度分布图上选择“冷点”与“热点”,采用 Monin-Obukor 迭代方法;通过对摩擦风速 u^* 和空气动力学阻力 r_{ah} 经过多次循环递归最终求出稳定的 H 值,计算公式如下:

$$H=\frac{\rho_{air}C_{pair}(aT_s+b)}{r_{ah}}$$

(14)

$$H=dT_s\cdot\rho_{air}\cdot C_{pair}/r_{ah}$$

(15)

式中: H ——感热通量(W/m^2); ρ_{air} ——空气密度; $C_{pair}=1004[\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})]$; r_{ah} ——空气动力学阻力(s/m)。

$$\rho_{air}=\frac{1000\times P}{1.01\times T_s\times 287}$$

(16)

式中: P ——大气压。 H 、 aT_s+b 和 r_{ah} 都是未知量,且彼此直接相关。计算 Monin-Obukov 长度时还需用到感热通量 H ,因此只能进行迭代求解确定感热通量 H 。

通过计算得到 $a=0.499$, $b=-143.66$, $r_{ah}=21.15\text{ s/m}$ 。计算得到感热通量分布在 $0\sim599.8\text{ W/m}^2$,均值为 282.81 W/m^2 。低值主要分布在水域,高值主要分布在沙地,植被条件好的感热通量为 $200\sim300\text{ W/m}^2$,占区域面积的 50% 左右。

(4) 潜热通量。潜热通量是下垫面与大气之间交换的水汽通量,是水循环和能量平衡的重要组成部分,潜热通量与显热通量正好相反。研究区潜热通量在 $0.022\sim704.77\text{ W/m}^2$,均值为 212.12 W/m^2 。其分布规律与感热通量相反。遥感反演区域潜热通量见图 3—4。

(5) 时段蒸腾量 ET 。根据上式计算出的能量平衡方程的各项结果,即可求得潜热通量 λET 。但这一结果仅为卫片拍摄时的瞬时蒸散值,可以通过蒸发比在一天之中为常数的特性,通过计算蒸发比率 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:

$$ET_{inst}=3600\lambda ET\cdot\cos(s)/\lambda$$

(17)

$$\lambda=2.501-0.00236\times(T_s-273.16)\times10^6$$

(18)

$$\Lambda=\lambda ET/(R_n-G)$$

(19)

$$ET_{24}=86400\Lambda(R_{n24}-G_{24})/\lambda$$

(20)

式中: ET_{inst} ——区域瞬时蒸散值; $\cos(s)$ ——地表坡度余弦; λET ——潜热通量; ET ——蒸腾量; λ ——汽化潜热; Λ ——蒸发比率; G ——土壤热通量; G_{24} ——全天土壤热通量; R_n ——净辐射通量; R_{n24} ——全天太阳净辐射。

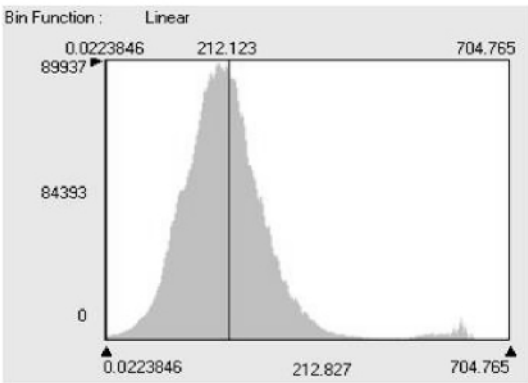


图 3 遥感反演区域潜热通量 Histogram 图

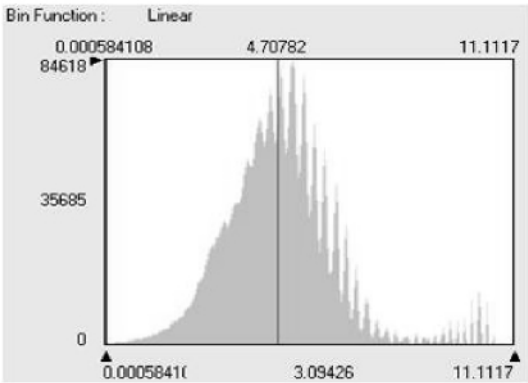


图 4 遥感反演研究区蒸散量 Histogram 图

4.4 区域蒸散量反演

利用蒸发比率推算出的日蒸散量结果如表 4 所示,根据区域内 5 个试验点田间微气象站及蒸散量反演值,日蒸散量均值为 4.81 mm/d ,实测均值为 5.09 mm/d ,相对误差平均为 5.8%,结果合理可靠。由于外界热量平流输入会破坏自我稳定状态,使能量构成比例发生变化,因而在使用瞬时蒸发比计算日蒸散量时存在一定误差。对于更长时间的蒸散量计算,需要长序列的遥感影像,鉴于本地区遥感影像数据的不足,本文暂未考虑。

表 4 反演值与实测值对比

试验点	反演值/ (mm · d ⁻¹)	实测值/ (mm · d ⁻¹)	误差/ %
1	4.85	5.09	4.9
2	4.76	4.96	4.2
3	4.84	5.13	6.0
4	4.68	4.97	6.2
5	4.92	5.21	5.9
均值	4.81	5.09	5.8

5 结 论

通过遥感数据分析,确定了 TM 影像的最佳波段组合,经过几何校正采用非监督分类对影像进行分类,最终得到灌区土地分类及耕地种植结构。利用高分辨率 IKONOS 影像对分类结果作了精度评估,精度分析证明多时相中分辨率 TM 影像用于灌区尺度土地利用分类有很高的精度。

利用基于地表能量平衡原理的 SEBAL 模型,根据 Landsat TM 5 数据以及相关气象资料逐像元地计算出研究区地面反照率,植被指数,比辐射率和地表温度资料,并依据反演参数逐步计算出卫星过境时刻的 R_n, G, H 值,求出瞬时 ET 值,最终通过计算蒸发比的方法推求出时段的 ET 量。经过反演得到日蒸散量均值为 4.81 mm/d,实测均值为 5.09 mm/d,相对误差平均为 5.8%,结果合理。利用地表能量平衡原理的 SEBAL 模型对蒸散发进行反演,反演结果与实测值误差在允许范围内,为河套灌区区域用水量研究提供新的方法。

参考文献:

- [1] 李亮,史海滨,贾锦凤,等. 内蒙古河套灌区荒地水盐运移规律模拟[J]. 农业工程学报,2010,26(1):31-35.
- [2] 李亮. 内蒙古河套灌区秋浇荒地水盐运移规律的研究[J]. 中国农村水利水电,2012(4):41-44.
- [3] 李瑞平,史海滨,赤江刚夫,等. 季节性冻融土壤水盐动态预测 BP 网络模型研究[J]. 农业工程学报,2007,23

(11):125-128.

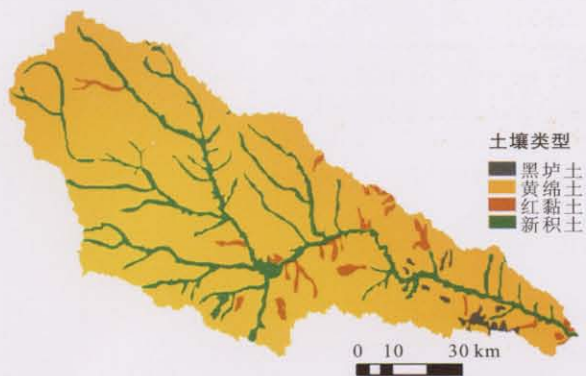
- [4] Shi Haibin, Akae Takeo. Simulation of leaching requirement for Hetao irrigation district considering salt redistribution after irrigation[J]. Transactions of the CSAE, 2002,18(5):67-72.
- [5] 李亮,史海滨,赤江刚夫,等. 内蒙古河套灌区耕地与荒地间水盐补排规律的研究[J]. 灌溉排水学报,2010,29(5):73-77.
- [6] Jackson R D, Idso S B, Reginato R J, et al. Canopy temperature as a crop water stress indication[J]. Water Resour. Res.,1981,17(4):1133-1138.
- [7] Medina J L, Camacho E, Reca J, et al. Determination and analysis of regional evapotranspiration in southern Spain based on remote sensing and GIS [J]. Phys. Chem. Earth,1998,23(4):427-432.
- [8] Moran M S, Clarke T R, Inoue Y, et al. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index[J]. Remote Sens. Environ.,1994,49(3):246-263.
- [9] 黄妙芬,刘绍民. 地表温度和地表辐射温度差值分析[J]. 地球科学进展,2005,10,20(10):1075-1081.
- [10] 蔺文静,董华. 基于 SEBAL 模型的区域蒸发蒸腾遥感估算[J]. 遥感信息,2008(5):50-54.
- [11] 曾丽红,宋开山,张柏,等. 应用 Landsat 数据和 SEBAL 模型反演区域蒸散发及其参数估算[J]. 遥感技术与应用,2008,23(3):255-263.
- [12] Bastiaanssen W G M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey[J]. Journal of Hydrology,2000,229(1/2):87-100.

(上接第 247 页)

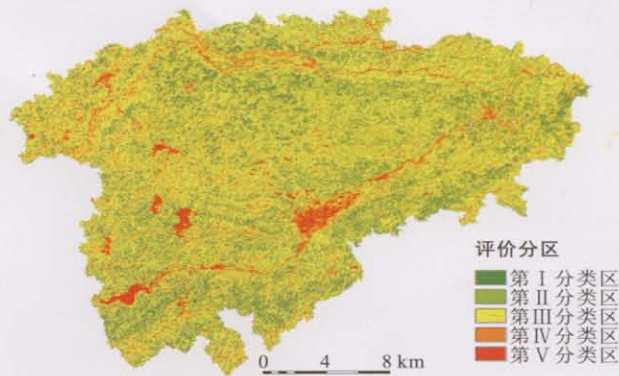
- [7] 毛德华,陈秋林,汪子一. 关于环境友好型土地利用模式的若干基本问题的探讨[J]. 资源环境与工程,2007,21(1):75-78.
- [8] Chen Li-ding, Wang Jun, Fu Bo-jie. Land use change in a small catchments of northern loess plateau China[J]. Agriculture, Ecosystem&Environment, 2001, 86 (2): 163-172.
- [9] 罗明,王军. 中国土地整理的区域差异及对策[J]. 地理科学进展,2001,20(2):97-103.
- [10] Ray W Archer. Urban land consolidation for metropolitan Jakarta expansion[J]. Habitat International,1994,

18(4):51-73.

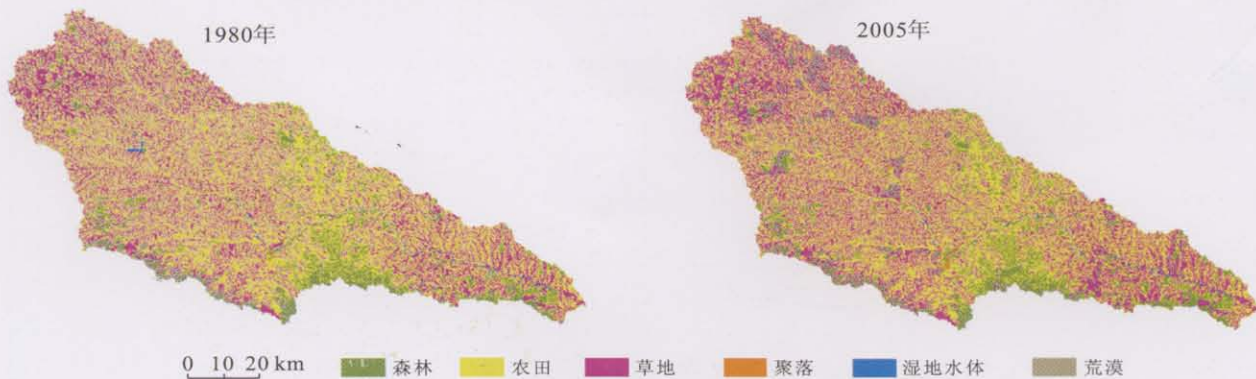
- [11] Zhang T W. Land market forces and government's role in sprawl: the case of China[J]. Cities,2000,17(2): 123-135.
- [12] 郭璐斐. 泰安市环境友好型土地利用及其评价指标体系研究[D]. 北京:中国农业大学,2006.
- [13] 杜加强,王金生. 重庆市环境友好型土地利用评价研究[J]. 中国土地科学,2008,22(12):18-24.
- [14] 周勇,田有国. 量化土地评价指标体系及评价方法探讨[J]. 生态环境,2003,12(1):37-41.
- [15] 单胜道,黄祖辉. 农业现代化模糊综合定级法研究[J]. 农业技术经济,2006(6):1-5.



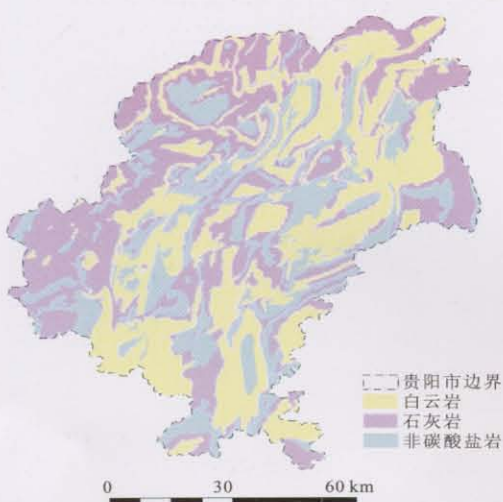
附图9 延河流域土壤类型



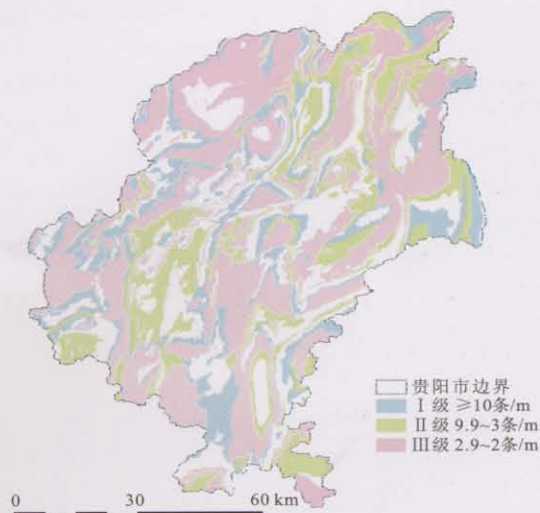
附图10 蒲江县生态环境综合评价



附图11 1980年和2005年延河流域土地利用现状



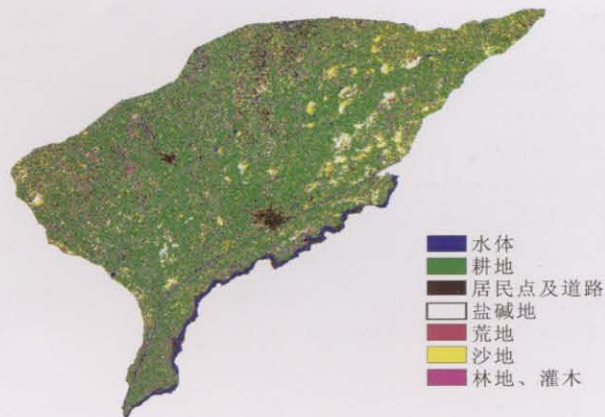
附图12 贵阳市碳酸盐岩分布



附图13 贵阳市层间节理频度分布



附图14 内蒙古河套灌区TM影像波段534波段叠加结果



附图15 内蒙古河套灌区土地利用分类