

文章编号: 1003-7578(2009)08-139-06

黑河流域土壤含水量遥感反演 及不同地类土壤水分效应分析^{*}

赵军¹, 任皓晨¹, 赵传燕², 张勃^{1,2}, 孟宝³

(1 西北师范大学地理与环境科学学院 兰州 730070 2 中国科学院寒区旱区环境工程研究所 兰州 730000 3 宜宾学院政治系 宜宾 644000)

摘要: 利用 NASA 提供的 MODIS 数据产品和黑河流域的野外实测数据, 在充分考虑研究区的下垫面特征、数据的时间特性和遥感反演土壤含水量的模型与算法的基础上, 采用了热惯量法, 计算了表观热惯量, 并与实测数据进行回归分析建模, 反演了整个黑河流域的土壤含水量。随后构建了三个区域土壤水分效应评价指标: 土壤水分单元权重指数、区域土壤水分单元权重指数和土壤水分效应贡献度, 结合黑河流域的土地利用状况, 定量评价了不同土地利用类型的土壤水分效应。研究表明: 利用 MODIS 数据产品, 反演参量获取简单, 可降低反演土壤含水量的复杂性, 有利于大、中尺度的实际应用; 利用当地积累的季节标准日变化曲线将温差修正到最大值, 使反演的表观热惯量更接近真实, 可提高模型精度; 用多个地面采样点的土壤含水量均值与一个像元对应建模, 能改善因 MODIS 数据空间分辨率低而存在大量混合像元致使反演精度降低的问题; 在黑河流域, 中覆盖度草地、有林地、高覆盖度草地、水田等用地类型的土壤水分效应最为明显, 贡献最大。

关键词: 土壤含水量; 遥感反演; 表观热惯量; 土壤水分效应**中图分类号:** S152.7**文献标识码:** A

土壤含水量是土壤质量的重要标志, 不仅影响着土壤的理化性状, 而且还影响着土壤矿物营养物质的分配和植物的吸收, 同时还影响着土壤热通量的变化, 在干旱区土壤水分是绿洲荒漠生态系统稳定性的重要指标^[1]。另外, 土壤含水量随时空的分布和变化, 对地—气间的热量平衡、土壤温度和农业等都会产生显著的影响, 因此研究土壤含水量对气候、农业、旱情监测都具有极为重要的意义。

目前, 在黑河流域等干旱半干旱地区, 进行土壤含水量研究的大多是基于有限点的地面实测数据^[2-3], 但是其样地较稀疏, 代表范围有限, 数据收集时效较差, 人力财力消耗较大, 尤其是在宏观大中尺度的土壤含水量监测中, 而且较难给出土壤不同含水量区域之间的分界线, 难以反映相对较小区域间的土壤含水量的差异^[4]。因此利用遥感数据反演土壤含水量并进行不同土地利用类型的土壤水分效应分析, 可以突破这种限制, 很好地反映其在空间分布和变化, 从而对理解黑河流域的土壤含水量的空间分异以及全球变化影响下的干旱区环境变化有着十分重要的意义, 并为评价、保护及恢复干旱区生态环境提供决策依据。

1 研究区概况

黑河流域位于祁连山和河西走廊中段 (在 37°44'~42°40'N, 97°37'~102°06'E), 东起山丹县境内的大黄山, 与石羊河流域接壤, 西部以嘉峪关境内的黑山为界, 与疏勒河相邻, 南起祁连县境内的祁连山南北分水岭, 北至额济纳旗境内的居延海。黑河流域南部为祁连山山地, 中部为走廊平原, 北部为低山山地和阿拉善高原, 并部分与巴丹吉林大沙漠和腾格里大沙漠接壤。地势西南高东北低。按行政管辖区域, 黑河流域横跨青海省、甘肃省和内蒙古自治区。

黑河干流水系以莺落峡和正义峡为界分为上、中、下游。祁连山出山口莺落峡以上为上游, 海拔大致

* 收稿日期: 2008-6-27.

基金项目: 国家自然科学基金项目 (项目编号 40671067); 甘肃省自然地理学重点学科共同资助。

作者简介: 赵军 (1963-), 男, 山西河津人, 博士, 教授, 主要研究方向为地理信息系统应用。E-mail: zhaojun@nwnu.edu.cn

在 2500~4000m 间,河道长 303 km,流域面积 1.0 万 km²,山高谷深,河床陡峻,气候阴湿,植被较好,年降水量在 350mm 以上,是黑河的产流区和水量来源区;莺落峡至正义峡区间为中游,海拔 1000~1500m,河道长 185 km,面积 2.56 万 km²,地势为川区平原,多年平均降水量 140mm,蒸发能力 1410mm,土地广阔,光热资源丰富,农业发达,是黑河流域的主要耗水区和径流利用区;正义峡以下为下游,属阿拉善高原区,海拔 1500~2000m,河道长 333 km,面积 8.04 万 km²,除河流两岸和居延三角洲绿洲外,大部分为荒漠、沙漠和戈壁,年降水量只有 40mm,而蒸发能力在 2250mm 以上,气候干燥,多风沙,是中国北方沙尘暴的发源地之一,属极度干旱区,为径流消失区。

2 数据来源及评价

2.1 遥感数据

卫星遥感数据是由 NASA (<http://edc.ssi.wvu.edu/pub/ims/welcome/>) 提供的 MODIS 全球数据产品 MOD09A1 (全球 500m 地表反射率 8 天合成) 和 MOD11A2 (全球 1 km 地表温度/发射率 8 天合成), 时间为 2005 年 8 月 15 日到 2005 年 9 月 15 日。

以上 MODIS 数据产品均是 V004 版本,在广泛具有代表性的条件下经过测试和确认。其中, MOD11A2 数据产品的精度可达到 1K。

2.2 地面采样数据

众多研究表明,利用遥感对土壤水分的监测结果与土壤中 20 cm 左右的含水量相关性最好,表层和深层土壤水分与遥感信息的相关性较差^[5]。所以土壤含水量的地面采样数据引用孟宝等^[6]于 2005 年 8~9 月,在张掖市、高台县和民乐县的绿洲-荒漠交错带布置的采样点所得到的 0~20 cm 的土壤含水量数据。对此数据做了分析处理后,从 94 个采样点中剔除了 18 个无效数据点,最终筛选了 76 个有效数据点。采样间距为 100m 300m 400m 500m 不等。

另外还用到了数字黑河网 (<http://heihe.westgis.ac.cn/>) 提供的黑河流域边界和黑河土地利用图 (2000 年), 分别用来裁切遥感图像和评价不同地类土壤水分效应。

3 模型和算法

3.1 模型选择

目前相对成熟且应用较广的方法有:热惯量法、热红外法、距平植被指数法、植被供水指数法、作物缺水指数法、绿度指数法等。在充分考虑研究区处在干旱气候区植被稀少及所用模型的实时性等因素,采用了适合低植被覆盖、不依赖地面台站资料的热惯量模型反演土壤含水量。

最早应用热惯量模型的是 Watson, Pohn 等^[7]; Kahle 等^[8]提出了地质体热惯量的概念; Rosman 和 Bijleveld^[9]进一步发展了他们的工作,提出了计算热惯量、每日蒸发的模型。

一般情况下,地表热惯量可以近似表示为地面温度的线性函数,所以地表热惯量可以通过对土壤反照率和日最大最小温度差的测量而获得。Price^[10,11]在地表能量平衡方程的基础上,简化了潜热蒸散模式,引入地表综合参数 B 通过对热惯量遥感成像的机理系统研究,推导得出热惯量的近似方程:

$$P = \frac{2SV(1-A)C_g}{\sqrt{\omega(T_d - T_n)}} - \frac{0.9B}{\sqrt{\omega}}$$

式中: P 为地表热惯量 (J·m⁻²·s^{1/2}·K¹); A 为地表反照率; (T_d-T_n) 为昼夜温差; S 为太阳常数 (1.37×10³ J·m⁻²); V 为大气透过率; C_g 为太阳赤纬 (δ) 和当地纬度 (φ) 的函数; B 为表征土壤发射率、空气比湿、土壤比湿等天气与地面实况的地表综合参数,可由地面实测数据得到。

对于一般均匀大气条件和平坦地表来说,大气透过率 V 和大气-土壤界面综合因子 B 均可以认为是常数。用 Q 表示入射到达地面的太阳总辐射量,则热惯量的近似方程可简化为^[12]:

$$P = 2Q(1-A) / \Delta T$$

式中: Q(1-A) 表征地表对太阳辐射的净收入 R_s, ΔT 为昼夜温差。

这种方法概念清楚,计算简单,但 Price 在对 B 值的求解过程中,需要代入大量的地面实测数据作为支持,降低了这种方法的实时性。所以在实际应用中常用表观热惯量 (AT) 来代替真实热惯量 P,即不考虑测地的纬度、太阳偏角、日照时数和日地距离,而只考虑反照率和温差,热惯量方程可进一步简化为^[12]:

$$ATI = (1 - A) / \Delta T$$

式中: ATI 为表观热惯量, A 为全波段地表反照率, ΔT 为昼夜温差。

3.2 关键参数反演算法

3.2.1 全波段反照率

全波段反照率为地物波长从 0 到 ∞ 反射率, 它是太阳辐射到达地表再分配的重要参数。由于太阳辐射能量主要集中在 0.25~1.5 很窄的范围, 所以可以由可见光与近红外波段的反射率近似地计算。Liang^[13] 用宽波段的反照率来代替全波段的反照率, 得出针对 MODIS 数据的一般计算公式

$$A = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.116\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_6 - 0.0015\alpha_7$$

式中: A 为全波段反照率, $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4, \alpha_5, \alpha_6, \alpha_7$ 分别为 MODIS 各波段的反射率。

3.2.2 地表昼夜温差计算

遥感数据是瞬间信息, 卫星过境时刻获得的并非绝对的最大温差, 这一点可以由当地积累的季节标准日变化曲线(近似正弦曲线)来校正^[14], 昼夜最大温差的推算公式如下:

$$\Delta T = 2 \frac{T(t) - T(t)}{\sin(\pi t / 12 + \omega) - \sin(\pi t / 12 + \omega)}$$

式中: $T(t)$ 和 $T(t)$ 是指 t 和 t 时间的地表温度, $\omega = \cos^{-1}(-\sin\phi \times \sin\delta)$, ϕ 为当地纬度, δ 为太阳赤纬。

3.3 热惯量与含水量的建模

国内研究的热惯量法含水量模型种类多, 关于表观热惯量 ATI 的经验公式也有许多不同形式, 一般最为常用的是线性模型和指数模型, 另外还有幂函数、对数函数等其他形式的经验模型。

由于 MODIS 数据的空间分辨率较低, 因此图像中存在大量的混合像元, 这些像元中包含有多种地物类型, 像元值记录的是这些不同地物类型光谱响应特征的综合。若采用像元和地面采样点一一对应去建立模型, 就有可能影响模型精度, 进而影响到反演土壤含水量的精度。地面采样数据的采样间距为 100m, 300m, 400m, 500m 不等, 遥感图像的空间分辨率为 1km, 这样一个像元就对应多个地面采样数据点, 为了改善因混合像元导致的精度降低问题, 将这些点的土壤含水量取均值, 其中最大的标准方差为 4.415, 最小为 0.214, 平均为 1.757, 整体符合精度要求。然后将均值与表观热惯量 (ATI) 进行对应, 得到 18 组数据。经计算表明: 相关系数为 0.646, 即自由度为 16 时, $t_{0.01} = 0.5897$, 同向相关的概率为 99%。最后进行建模, R^2 为 0.4177 (图 1)。

由图中可得到反演土壤含水量的经验模型, 公式如: $W = 514.56 \times ATI - 9.17$

式中: W 为土壤含水量, ATI 为表观热惯量。

3.4 不同土地利用类型的土壤水分效应定量评价

为了定量衡量不同土地利用类型的土壤水分效应, 文中构建了土壤水分单元权重指数、区域土壤水分单元权重指数和土壤水分效应贡献度三个指标。

土壤水分单元权重指数 (I) 表示高于平均土壤含水量的地块面积在本土地利用类型中所占的比重; 区域土壤水分单元权重指数 (I) 表示高于平均土壤含水量的地块面积占区域土地总面积的比重:

$$I = \frac{n_1}{N_1} \times 100\% \quad \bar{I} = \frac{n_1}{N} \times 100\%$$

式中: n_1 为地类 i 中高于区域平均含水量的像元数, N_1 为地类 i 的像元数量, N 为整个区域的总像元数。

水分效应贡献度 (H_i) 指第 i 类的土壤水分对区域平均土壤水分的影响程度, 即对区域土壤水分的贡献:

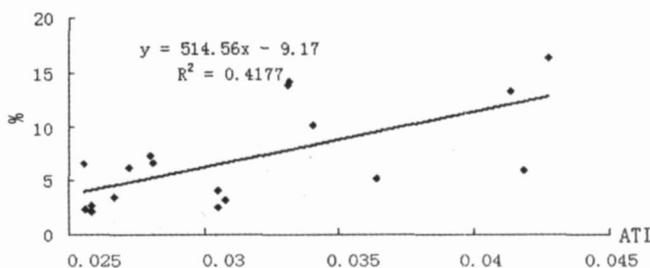


图 1 表观热惯量与含水量相关性分析图

Fig1 The correlation analysis between the ATI and soil moisture

$$H_i = \frac{H_i'}{\sum_{i=1}^{n_i} H_i'} \times 100\%$$

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{n_i} (W_{ij} - W_0) \times \eta_i}{W_0 N} \times 100\%$$

式中： W_{ij} 为地类 i 中高于区域平均含水量的第 j 个像元的含水量， W_0 表示成像时区域的平均含水量， n_i 为地类 i 中高于区域平均含水量的像元数， N 表示区域总像元数， H_i' 为初始水分效应贡献度。

4 结果及分析

4.1 土壤含水量反演

利用上面建立的经验模型，进行图像运算，反演出黑河全流域的土壤含水量。由于地面采样点有限，且分布不够分散，反演出的土壤含水量中有部分溢出 0~100%，因此对这些溢出值进行邻域平滑处理，得到土壤含水量空间分布状况(图 2)。

图 2 显示，土壤含水量的高值分布在黑河流域南部的祁连山山地和中游河流的两岸，而在下游的极度干旱区土壤含水量值极低。这种分布与南部气候较为湿润、为黑河流域的产流区，而中下游地区分布广阔的荒漠、沙漠和戈壁，绿洲只沿河分布的格局是非常吻合的。

4.2 不同土地利用类型土壤水分效应分析

以数字黑河网提供的黑河流域土地利用图为模板，提取了水田、旱地、有林地、灌木林地、高覆盖度草地、中覆盖度草地、沙地、盐碱地、裸土地等 9 种不同用地类型的土壤含水量，通过统计分析得到各类用地土壤含水量的最大值、最小值、均值、标准差，并计算土壤水分单元权重指数、区域土壤水分单元权重指数和土壤水分效应贡献度(表 1)。

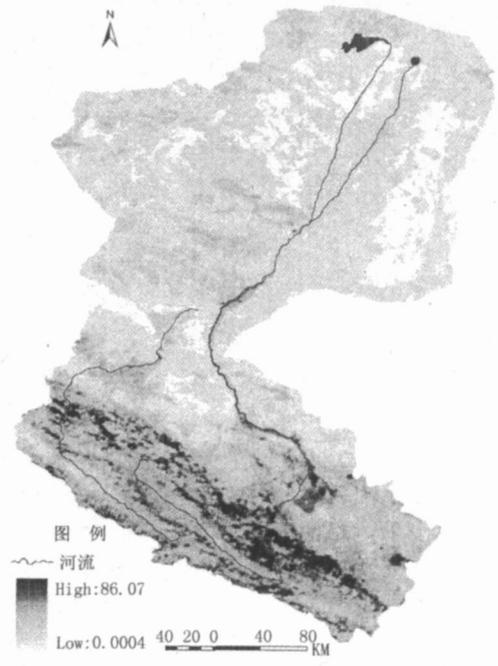


图 2 黑河流域土壤含水量空间分布图

Fig 2 The special distribution of soil moisture in Hehe River Basin

表 1 不同土地利用类型的土壤水分效应分析
Tab 1 The analysis of soil moistures in different land-use types

	Min(%)	Max(%)	Mean(%)	Std	I(%)	J(%)	H(%)
水田	0.484	22.638	7.957	3.378	84.698	6.864	7.004
旱地	2.036	14.347	8.751	1.924	97.592	0.185	0.005
有林地	0.006	86.070	11.888	6.960	90.631	7.085	16.198
灌木林地	0.416	39.362	7.483	4.095	72.080	0.254	0.011
高覆盖度草地	0.008	46.699	9.797	5.402	83.960	6.655	11.441
中覆盖度草地	0.000	70.813	5.819	4.878	52.225	19.011	65.204
沙地	0.003	20.985	1.722	1.119	1.925	0.382	0.012
盐碱地	0.001	53.256	2.164	1.875	6.709	1.136	0.114
裸土地	0.001	18.333	2.947	2.109	17.621	0.426	0.011

表 1 显示，林地、高覆盖度草地、旱地、水田、灌木林地、中覆盖度草地等用地类型平均含水量要高于黑河流域的土壤平均含水量 5.292%，其中林地的平均含水量在 11%以上，处在首位。

就土壤水分单元权重指数 (I) 来说，旱地、有林地、水田、高覆盖度草地的权重指数位居前列，表明这些用地类型中高于平均含水量的面积所占比重很高，而裸土地、盐碱地、沙地的权重指数排在最后，表明这些用地类型中高于平均含水量的面积所占比重很低。

就区域土壤水分单元权重指数 (J) 来说，中覆盖度草地、有林地、水田、高覆盖度草地的区域土壤水分单元权重指数排在前列，表明这些地类中，高于平均土壤含水量的面积在区域土地总面积中所占比重最大。

就水分效应贡献度 (H) 来说，中覆盖度草地、有林地、高覆盖度草地、水田等用地类型的水分效应贡

献度均在 6% 以上, 而盐碱地、沙地、裸土地、灌木林地、旱地等其他利用土地的水分效应贡献度均接近于零。

综合考虑, 就黑河流域而言, 中覆盖度草地、有林地、高覆盖度草地、水田这四种用地类型的水分效应最为明显, 贡献最大。

5 结论和讨论

以 MODIS 数据和地面采样点 0~20 cm 的土壤含水量数据为基础, 利用热惯量模型, 反演了黑河流域的土壤含水量。在此基础上利用文中构建的土壤水分效应贡献度、土壤水分单元权重指数和区域土壤水分单元权重指数这 3 个土壤水分效应指标, 定量评价了不同土地利用类型对区域土壤水分环境的影响作用和程度。

(1) 利用 NASA 提供的 MODIS 数据产品, 使反演参量获取简单, 降低了反演土壤含水量的复杂性, 有利于大、中尺度的实际应用。

(2) 利用当地积累的季节标准日变化曲线将温差修正到最大值, 使反演的表观热惯量更接近真实, 可提高模型精度。

(3) 将多个地面采样点的含水量数据去对应一个像元, 平均后与像元对应建立模型, 可改善因 MODIS 数据空间分辨率低存在大量混合像元、使反演精度降低的问题。

(4) 利用区域土壤水分效应指标定量评价表明, 就黑河流域而言, 中覆盖度草地、有林地、高覆盖度草地、水田是水分效应最为明显、贡献最大的 4 种用地类型。

由于各方面的限制, 文中用来建模的数据组较少, 而且对少数植被覆盖较高区域, 采用表观热惯量模型, 从而使反演结果存在一定程度的误差。地面土样的布设、采集和不同模型的集成应用应是以后研究的主要方向。

参考文献

- [1] 张勃, 张华, 张凯, 等. 黑河中游绿洲及绿洲—荒漠生态脆弱带土壤含水量空间分异研究 [J]. 地理研究, 2007, 26(2): 321—327.
- [2] 赵从举, 雷加强, 王雪芹, 等. 古尔班通古特沙漠腹地春季土壤水分空间分异研究 [J]. 干旱区地理, 2003, 26(2): 154—158.
- [3] 陈宝群, 赵景波, 李艳花. 特大丰水年洛川人工林地土壤水分特征研究 [J]. 干旱区地理, 2006, 29(4): 532—537.
- [4] 裴浩, 范一大, 乌日娜. 利用气象卫星遥感监测土壤含水量 [J]. 干旱区资源与环境, 1999, 13(3): 73—76.
- [5] 陈怀亮, 毛留喜, 冯定原. 遥感监测土壤水分的理论、方法及研究进展 [J]. 遥感技术与应用, 1999, 14(2): 55—63.
- [6] 孟宝, 张勃, 张华, 等. 黑河中游张掖市土地利用/覆盖变化的水文水资源效应分析 [J]. 干旱区资源与环境, 2006, 20(3): 94—99.
- [7] Watson K, Pohn H A. Thermal inertia mapping from satellites discrimination of geologic units in Oman [J]. J Res Geol Surv, 1974, 2(2): 147—158.
- [8] Kahle A B. A simple thermal model of the Earth's surface for geologic mapping by remote sensing [J]. J Geophys Res, 1977, 82: 1673—1680.
- [9] Rosema A, Bijleveld J H, Reiniger P, et al. Tell Usa combined surface temperature, soil moisture and evaporation mapping approach [C]. Proceedings of 12th ERMS Symposium on Remote Sensing Manila, Philippines 1978, 20—26.
- [10] Price J C. Thermal inertia mapping: a new view of the earth [J]. J Geophys Res, 1977, 82: 2582—2590.
- [11] Price J C. On the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent inertia [J]. Remote Sensing of Environment, 1985, 18: 59—73.
- [12] 赵英时. 遥感应用分析原理与方法 [M]. 北京: 科学出版社, 2003, 449—450.
- [13] Liang S L. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo II: A British [J]. Remote Sensing of Environment, 2000, 76: 213—238.
- [14] 刘晶森, 丁浴国, 王纪军. 利用任意时刻 AVHRR 资料近似估计区域地表温度日较差的试验 [J]. 南京气象学院学报, 2001, 24(3): 323—329.

The study of the soil moisture retrieval and effects of different land— use types in Heihe River Basin

ZHAO Jun¹, REN Haochen¹, ZHAO Chuanyan², ZHANG Bo², MENG Baoguo³

(1. College of Geographical and Environmental Sciences, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, P. R. China; 2. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, P. R. China; 3. Political Department, Yibin University, Yibin 644000, P. R. China)

Abstract: The research used the MODIS data products provided by NASA and the soil moisture data measured from the field data in Heihe River Basin. Taking full account of the surface feature of the study area, time feature of the data and the model and algorithm of soil moisture retrieval by remote sensing, the thermal inertia was adopted to calculate the apparent thermal inertia (ATI). Then ATI and soil moisture were used to build experience model by regression analysis. At last the soil moisture of whole Heihe River Basin was successfully retrieved by this model. Then three soil moisture effect estimating indices (soil moisture pixels proportion index, regional soil moisture pixels proportion index, soil moisture effect contribution index) were designed to quantitatively evaluate soil moisture effects of the different land— use types by combination of the Heihe River Basin land— use map. The results showed that using MODIS products provided by NASA could predigest the retrieval parameters and reduce the complex of soil moisture retrieval and ensure the application for large, middle— scale region. Using the local standards accumulation season temperature curves to modify the temperature range could make Apparent Thermal Inertia (ATI) more realistic and improve the accuracy of the model. The average of a number of the spots soil moisture corresponding to a pixel to build experiential model building could improve the lower accuracy problem of the retrieval model due to many mixed pixel because low spatial resolution of MODIS data. For Heihe River Basin, the soil moisture effect of middle coverage grasslands, woodland, high coverage grassland and paddy fields are the most obvious and they make the biggest contributions.

Key words: soil moisture; retrieval by RS; apparent thermal inertia (ATI); soil moisture effect