

用遥感资料估算深层土壤水分的方法和模型^{*}

陈怀亮¹⁾ 冯定原²⁾ 邹春辉¹⁾ 关文雅¹⁾

(河南省气象科学研究所, 郑州 450003)¹⁾ (南京气象学院, 南京 210044)²⁾

提 要

该文以热惯量法为基础, 在 EPPL7 地理信息系统(GIS)的支持下, 考虑土壤质地的影响, 探讨了利用 NOAA/AVHRR 遥感资料估算深层土壤水分的方法和模型. 结果表明: 表层土壤水分与深层土壤水分之间有良好的非线性关系, 可以用遥感得到的表层土壤水分去估算深层土壤水分, 且效果优于直接分层建立统计模型.

关键词: 遥感资料 热惯量法 深层土壤水分

引 言

干旱属重大自然灾害之一. 探讨一套客观、动态、实时的干旱监测方法, 对于及时了解旱情程度及其分布, 采取积极有效的防、抗措施具有重要意义.

近年来, 随着遥感(简称 RS)与地理信息系统(GIS)技术的飞速发展, 将 GIS 与 RS 结合, 用 NOAA/AVHRR 资料监测土壤水分(即土壤湿度或干旱)已成为可能.

目前, 遥感监测土壤水分的方法主要有热惯量法、植被缺水指数法、植被距平指数法、温度法等. 其中, 对自然条件下土壤表层水分含量与一定深度土壤水分含量的关系模型的研究是热惯量法监测土壤水分研究的一个主要方面^[1]. 本文以热惯量法为基础, 在 EPPL7 地理信息系统的支持下, 探讨了用遥感资料估算深层土壤水分的问题.

1 用遥感资料估算深层土壤水分存在的问题

目前用热惯量法监测土壤水分主要限于土壤表层, 以 0~20 cm 效果较好, 从 30 cm 往下, 随着深度的增加, 监测精度越来越低. 若用遥感资料直接和深层土壤水分建立反演模型(简称直接建模法), 效果往往较差, 究其原因, 热惯量法主要是基于土壤日温差, 而土壤日温差的变化主要限于土壤表层, 未涉及深层温度变化, 对此, 肖乾广等^[2,3]采用不同时次的资料来反演不同深度的土壤湿度, 反演效果以 0~30 cm 较好. 赵玉金^[4]根据 10~20 cm 与 0~10 cm 实测土壤湿度建立线性统计模型, 再用遥感得到的 0~10 cm 的土壤湿度

^{*} 本文得到河南省科委科学基金和武汉区域气象中心气象科技开发基金的资助.
1997-08-28 收到, 1997-12-12 收到修改稿.

推算 10~20 cm 的土壤湿度,对于 20 cm 以下深度则没有推算.

上述方法在一定程度上解决了表层和浅层土壤湿度的反演问题,而不能反演 50 cm 以下深层土壤湿度,对于根系扎得比较深的作物,有时需要了解深层(50~100 cm 或更深)的墒情.

2 根据表层土壤水分资料估算深层土壤水分的原理

研究表明,土壤水分变化具有以下特点^[5,6]:

①某一厚度土层的土壤水分储量与表层水分储量之间的变化近于直线关系.即随着表层水分储量的增大而以下各深层的水分储量也呈增大趋势.图 1 为 1995~1997 年河南郑州小麦地表层(0~10 cm)与其下深层实测土壤水分的变化.

②土壤水分随深度的变化呈曲线形式,但随着表层土壤水分的减少,其随深度的变化近于直线关系.图 2 为 1995~1997 年河南郑州小麦地实测土壤水分随土壤深度的变化.

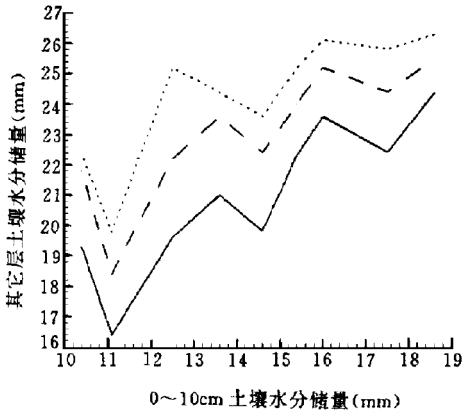


图 1 1995~1997 年河南郑州小麦地表层(0~10 cm)与其它土层实测土壤水分储量(mm)变化(实线:10~20 cm,虚线:40~50 cm,点线:90~100 cm)

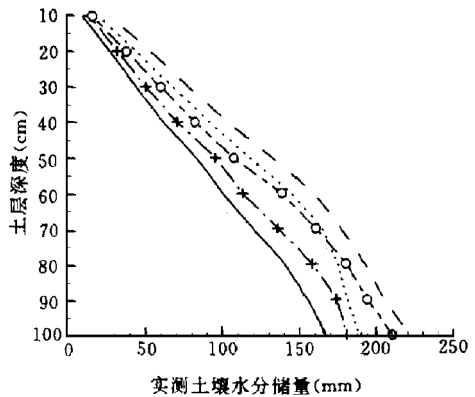


图 2 1995~1997 年河南郑州小麦地实测土壤水分储量(mm)随土层深度(cm)的变化(实线:1995-03-28,虚线:1995-05-08,点线:1995-10-18,○:1997-02-08,+ :1996-04-08)

由以上特点,提出了根据表层土壤水分来确定深层土壤水分的方程式:

$$S = A \times (d - d_0) + S_0 \times [1 + B \times (d - d_0)^2] + S_c \tag{1}$$

式中, S 为土层 d 处的水分储量, S_0 为土壤表层深度 d_0 处的水分储量, A 、 B 和 S_c 为常数.

将式(1)变换成:

$$S - S_0 = S_c + A \times (d - d_0) + S_0 \times B \times (d - d_0)^2 \tag{2}$$

令 $Y = S - S_0$, $X_1 = d - d_0$, $X_2 = S_0(d - d_0)^2$, 则式(2)化为:

$$Y = A \times X_1 + B \times X_2 + S_c \tag{3}$$

用多元线性回归方法可确定式(3)中的 A 、 B 、 S_c 值,从而可由表层土壤水分储量和土层深度 d 推算出任意土层水分储量.

Biswas^[5]的计算采用土壤相对湿度(%),鹿洁忠^[6]则采用土壤水分储量(mm),验证结果表明用土壤水分储量的形式效果较好,这也许与计算土壤水分储量时用到土壤容重,从而考虑了土壤性质有关,Biswas用7.5cm的实测土壤湿度对印度的几种土质区、几种作物地进行了试验推算,平均相对误差在20%以内;鹿洁忠用河北曲周县裸露试验地的0~150cm实测土壤水分储量资料进行推算,平均相对误差低于5%。本文试图将这种方法用于估算河南省大范围的深层土壤水分(以下简称表层估算深层法),由于实测土壤水分最浅层为10cm,故在建模时表层土壤水分采用10cm的遥感土壤水分储量资料。

3 用 NOAA/AVHRR 遥感资料估算深层土壤水分

本文采用的遥感表层土壤水分的基本方法为热惯量法^[7],在GIS的支持下考虑了土壤质地的影响,即分别建立不同土质区的土壤水分反演模型,从而消除了土壤质地对反演结果的影响^[8]。

3.1 资料来源与处理

土壤水分资料取自河南省农业气象服务中心,其精度达1%,测点的经纬度精确到0.01°。

NOAA/AVHRR极轨气象卫星资料取自中国气象局卫星气象中心和河南省气象台,主要包括午后过境的通道1(CH1)、通道2(CH2)的反照率、通道4的亮温(CH4)及午夜02:00左右过境的通道4的亮温(NCH4)等。正星下点资料分辨率为1.1km。

在建模时,首先对照典型地物,将经预处理后的河南省范围的NOAA/AVHRR的CH1、CH2、CH4、NCH4资料再进行一次精定位,使中午和午夜的两次资料在地理位置上尽可能匹配。

至于卫星资料和地面实测资料的匹配问题,根据有关研究¹⁾,考虑实测土壤湿度(W)的代表性,取气象站所在经纬度附近3×3象元的表观热惯量(ATI)^[7]平均值与地面实测值匹配建模。

此外,在建模时,又剔除了云、水体及噪声象元。根据波谱分析和试验对比,确定经验剔除规则为:凡白天亮温低于-10℃,且CH1<35%或CH2<40%时均作云处理,CH2<CH1,且CH2、CH1小于9%时作水体处理,ATI<0或ATI>250时作噪声点处理。

3.2 土壤水分储量计算

在建模时,先计算出10cm的遥感土壤水分,并将其换算成水分储量,以此作为 S_0 ,并与其它层次的实测土壤水分储量资料建立形如式(3)的估算模型,然后再用此模型去反演全省各土层的土壤水分。

$$\text{某一土层水分储量} = \text{土壤湿度} \times \text{土壤容重} \times \text{土层厚度} \times 10 \quad (7)$$

在反演其它层土壤水分时,首先分土层(如0~10cm、10~20cm等)计算各分层的土壤水分储量;其次,因为式(1)中 d 为0~ d (cm)整个土层的厚度,故建模时需再经过一次

1)毛留喜. 冬小麦干旱 NOAA/AVHRR 遥感监测应用研究硕士学位论文. 南京气象学院, 1996年.

累加,得到各整层(如 0~20 cm、0~30 cm 等)的土壤水分储量;最后,通过计算某两层(如 0~20 cm 和 0~30 cm)间的水分储量差值,可得到某分层(如 20~30 cm)的水分储量,再根据该分层的土壤容重,即可反推出该分层的土壤水分.依次类推,可以计算出某深度内(如 100 cm)以 10 cm 间隔层次的任一厚度土层的水分储量和土壤水分.

表 1 河南省部分站点 0~10 cm 土壤容重比较(g/cm³)

土壤质地	黄泛区	三门峡	伊川	永城	太康	驻马店	新乡	沁阳	濮阳	卢氏
砂土	1.27				1.18					
壤土		1.38		1.26			1.39	1.44	1.34	
粘土			1.51			1.48				1.58
土壤质地	方城	襄城	西华	正阳	汝州	南阳	沈丘	商丘	封丘	巩县
砂土								1.20	1.26	
壤土	1.21	1.26	1.34		1.25	1.24	1.34			1.35
粘土				1.45						

在实际反演工作中,试用两种方法计算各象元的土壤容重:①根据实测土壤容重和测点的土壤质地,每种土壤质地求一个平均土壤容重;②用 EPPL7 系统将土壤容重散点图和土壤质地分布图叠加,在每种土壤质地地区内插出各象元的土壤容重值,从而可生成河南省土壤容重分布图(HNCAP, EPP).经试验比较,用第二种方法得到的各象元土壤容重去反演深层土壤水分效果较好.事实上即使同一种土壤质地,其土壤容量也会有所差别,将其取平均的作法肯定有所偏差(见表 1).

3.3 结果分析

采用表层估算深层法和直接建模法反演出的深层土壤水分结果见表 2.

表 2 遥感表层水分估算深层土壤水分模型及结果(相对误差:%)

	1995 年	1995 年	1995 年	1996 年	1996 年	1997 年	平均值	
	2 月 28 日	3 月 19 日	5 月 4 日	3 月 3 日	12 月 13 日	10 月 31 日		
样本数	108	112	91	106	117	116		
表层估算深层法	A	2.420339	1.268371	1.2405889	2.653565	2.717656	2.462515	
	B	-0.000003	0.001027	0.000999	-0.000281	0.000245	0.000006	
	Sc	-3.156113	6.140748	0.802147	-6.239037	-0.355479	-2.234472	
	R	0.9225**	0.8769**	0.8784**	0.8779**	0.9237**	0.8638**	
	△ _{20 cm}	8.2	13.8	19.9	10.9	7.5	13.7	12.3
	△ _{30 cm}	10.2	15.6	18.5	15.1	9.7	17.1	14.4
△ _{40 cm}	11.7	17.0	17.6	16.9	11.5	17.7	15.4	
△ _{50 cm}	13.0	18.7	18.0	17.8	12.8	19.0	16.6	
直接建模法	△ _{20 cm}	17.8	22.3	28.9	18.5	10.9	24.1	20.4
	△ _{30 cm}	11.7	20.8	27.7	18.9	18.0	23.2	20.1
	△ _{40 cm}	18.0	20.6	30.1	19.0	13.3	24.5	20.9
	△ _{50 cm}	19.6	20.4	32.1	19.3	14.1	31.5	22.8

从表 2 可以看出,用遥感 10 cm 土壤水分估算 20~50 cm 土壤水分各时相平均相对误差为 12.3%~16.6%,最大低于 20.0%,比用遥感资料直接和深层土壤水分建模反演平均相对误差降低 5.5%~8.1%,平均降低 6.4%,虽然两种方法都有随深度增加反演精

度下降的趋势,但表层估算深层法反演精度下降较慢,到 50 cm 时,其反演精度仍可达 87.2%~81.0%,平均为 83.4%,而直接建模法此时的精度却只有 85.9%~67.9%。平均为 77.2%,几乎无利用价值。这里还需要说明的是,用实测 10 cm 土壤水分和实测深层土壤水分建立形如式(3)的模型,方程的复相关系数 R 为 0.95~0.97,达极显著水平,说明土壤水分随土壤深度确实存在形如式(1)的变化规律。

3.4 应用效果

1997 年麦播时节,河南省发生了较严重的旱情,小麦播种和出苗受到了较大影响,各级领导急需了解各层次的土壤墒情。为此,我们根据 1997 年 10 月 31 日的遥感资料,用上述方法反演 20~50 cm 的土壤水分,并对外进行了服务。由于表层估算深层法的反演精度比直接建模法提高了 6.1%~12.5%,因而取得了较好的服务效果。

4 几个问题的说明

①利用土壤表层与深层水分储量之间的关系建立模型,是计算各深度土壤水分储量的简便而可靠的方法。建立了形如式(3)的模型后,理论上输入一个深度值 d ,便可以估算 0~ d cm 的水分储量,从而可以估算任意深度的土壤水分。然而,由于表 2 中的模型是用 0~50 cm 资料建立的,故不可能无限制地向深处估算。用表 2 的各模型反演了郑州站 60~100 cm 土壤水分,各时相平均误差为 14.6%~22.1%,而且一般越往深层,误差越大,到 100 cm 时,误差大部分已达 17.4%~30.1%(见表 3)。因此,用上述方法估算深层土壤水分的深度以不超过 100 cm 为宜。

表 3 用遥感表层水分估算郑州 60~100 cm 土壤水分的误差(%)

深度	1995 年	1995 年	1995 年	1996 年	1996 年	1997 年	平均值
	2 月 28 日	3 月 19 日	5 月 4 日	3 月 3 日	12 月 13 日	10 月 31 日	
60 cm	15.9	14.7	12.3	11.5	17.0	15.9	14.6
70 cm	16.7	17.7	18.5	11.7	16.0	16.3	16.1
80 cm	17.6	21.2	14.0	14.3	14.8	16.6	16.4
90 cm	18.3	26.2	20.5	16.3	15.7	17.0	19.0
100 cm	20.5	30.1	27.7	18.4	17.4	18.3	22.1

②由于降水后的土壤水分变化特点与本文所述的情况有所差别,故在这种情况下,使用该方法的精度可能要低些。

③本文所述的方法最初用于裸露地,经验证,在作物地土壤表层与深层水分储量之间也存在类似式(1)的关系,故对作物地深层水分的估算也可应用此方法。

④在用本方法反演深层土壤水分时,地下水位的深浅对反演效果也有一定影响,具体影响关系有待进一步研究。

参 考 文 献

- 1 余涛,田国良.热惯量法在监测土壤表层水分变化中的研究.遥感学报,1997,1(1):24~31.
- 2 肖乾广,陈维英,盛永伟,等.用气象卫星监测土壤水分的试验研究.应用气象学报,1994,5(2):312~317.
- 3 肖乾广,陈维英,盛永伟,等.用气象卫星监测干旱灾害的方法研究.见:中国气象局天气司和卫星气象中心主编.气

- 象卫星遥感技术为农业服务应用研讨会文集. 北京:气象出版社,1996. 22~29.
- 4 赵玉金. 极轨气象卫星遥感监测山东土壤墒情的试验研究. 见:中国气象局天气司和卫星气象中心主编. 气象卫星遥感技术为农业服务应用研讨会文集. 北京:气象出版社,1996. 30~35.
- 5 Biswas B C, Dasgupta S K. Estimate of soil moisture at deeper depth from surface layer data. *Mausam*, 1979, **30** (4): 40~45.
- 6 鹿洁忠. 根据表层数据估算深层土壤水分. 农业气象, 1987, **2**: 60~62.
- 7 隋洪智, 田国良. 热惯量方法监测土壤水分. 见:田国良主编. 黄河流域典型地区遥感动态研究. 北京:科学出版社, 1990. 122~132.
- 8 陈怀亮. GIS支持下的冬小麦干旱 NOAA/AVHRR 遥感监测方法研究(硕士学位论文). 南京:南京气象学院, 1997. 16~20.

THE MONITORING METHOD AND MODEL OF DEEP SOIL LAYER MOISTURES BY REMOTELY SENSED DATA

Chen Huailiang¹⁾ Feng Dingyuan²⁾ Zou Chunhui¹⁾ Guan Wenya¹⁾

1)(Henan Research Institute of Meteorological Science, Zhengzhou 450003)

2)(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

By using NOAA/AVHRR remotely sensed data, the monitoring method and model of deep soil layer moisture with GIS technology based on thermal inertia are developed. The results show that the effects of the deep soil layer moistures calculated from soil surface moistures obtained by remote sensing are better than those in establishing a statistical model directly by distinguishing soil layers, because a good nonlinear relation exists between the soil surface layer moisture and deep soil layer moisture.

Key words: Remotely sensed data Thermal inertia Deep soil layer moisture