

热红外遥感监测土壤含水量 模型及其应用^①

魏文秋 陈秀万

(武汉水利电力学院 430072)

摘 要 在从理论上分析了地表土壤日温差、热惯量和土壤含水量三者的关系后,探讨了由地表土壤日温差推求热惯量、再由热惯量推求土壤含水量的方法,建立了气象卫星热红外遥感监测土壤含水量模型。将所建立的模型应用于实际土壤含水量的监测,做出了辽宁省1988年8月11日近地表(10cm)土壤含水量分布图,通过实测资料验证,该模型具有较高精度。

关键词 土壤含水量 热红外遥感 土壤热惯量

1 引言

大面积土壤的含水量状况是防洪、抗旱的重要指标,也是地区性洪水、旱情预报的重要依据。因此,测量大面积土壤含水量是一项极其重要的基础工作。传统的测量土壤含水量方法,如重量称样法、中子水分探测法、张力计法等,由于采样速度较慢,且是点上的测量值,所以限制了它的应用。要迅速获得大面积土壤含水量分布信息,将常规方法与遥感技术相结合,是一种有效的途径。

国内外对应用遥感技术监测土壤含水量的方法已作了大量的研究^{[1][2][3]}。但由于影响土壤含水量的因素很多,这种研究基本上是实验性的,且仅局限于统计相关分析和定性分析上,还没有一个真正有效地监测土壤含水量的方法^[1]。我们将从理论上分析地表土壤日温差、热惯量和土壤含水量三者的关系,建立应用气象卫星甚高分辨率扫描仪(NOAA/AVHRR)的热红外遥感信息监测土壤含水量模型,并探讨该模型在实际土壤含水量监测中应用的可能性。

2 热红外遥感监测土壤含水量原理

理论和实践证明,热红外探测器所探测到的辐射能量主要由地物温度和辐射率决定,而

^①本项目由水利水电科学基金资助

收稿日期 1992-04-13

地物温度和辐射率主要与地物中的水分有关。因此,通过观测地表温度的变化,可以估测其土壤含水量。

2.1 由地表日温差推求土壤热惯量

以付里叶级数表达的温度周日变化的热学模式为边界条件,解热传导方程,经推导得^[4]:

$$\frac{(1-A)}{\Delta T} = \frac{1}{2S_0 C_t A_t} \sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega} BP + B^2} \quad (1)$$

$$\Delta T = T_{s(max)} - T_{s(min)}$$

式中, A 为反照率; $T_{s(max)}$ 、 $T_{s(min)}$ 分别为每天地表最高、最低温度 ($^{\circ}\text{K}$); ΔT 为日温差; A 和 ΔA 可以通过降落的可见光和热红外波段测出。 S_0 为太阳常数; P 为热惯量,以焦耳/米²·秒^{1/2}·K 为单位; C_t 为短波辐射的大气透过率; A_t 为太阳赤纬和当地纬度的函数; ω 为周日角频率; B 是天气与地面实况参数。

令 $m = 2S_0 C_t A_t (1-A)$, 由上式变为

$$m = \Delta T \sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega} BP + B^2} \quad (2)$$

求解此方程,得

$$P = \frac{-B \pm \sqrt{2(m/\Delta T)^2 - B^2}}{\sqrt{2\omega}} \quad (3)$$

利用上式,可以通过地表土壤日温差推求土壤热惯量。

2.2 由土壤热惯量推求土壤含水量

土壤热惯量是土壤对温度变化起阻碍作用的一个指标,定义为 $P = \sqrt{\lambda C}$, 式中 λ 为土壤的热导率, C 为土壤的体积热容量即比热,它们都与土壤含水量有关。

2.2.1 土壤的比热 C

土壤的比热受土壤的固相组成(矿物质和有机质)、容重及土壤含水量的影响,通过各组分的热容量与相应容积分数加权的和,可以求得 C 值。1975 年 de Vries 提出的公式为

$$C = \sum_{i=1}^n f_{si} C_i + f_w C_w + f_a C_a \quad (4)$$

式中, f 是每个相的容积百分数,用下标 s 、 w 、 a 分别表示固相、水和空气。固相包括几个组分(如矿物质、有机质等)。多数土壤矿物质几乎具有相同的密度值(约为 $2.65\text{g}/\text{cm}^3$)和热容量值(约为 $0.48\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{K}$);由于分离土壤中不同种类的有机质比较困难,通常把它们看作一个组分(平均密度约为 $1.3\text{g}/\text{cm}^3$ 、热容量约为 $1\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{K}$);水的密度是 $1\text{g}/\text{cm}^3$,热容量是 $1\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{K}$;空气的密度只有水的千分之一,可以忽略它对土壤比热的影响。由此,可将式(4)简化为:

$$C = 0.48f_m + 0.6f_o + f_w \quad (5)$$

式中, f 的下标 m 、 o 、 w 分别代表矿物质、有机质和水。上式不适用于冻土或部分冻结的土壤。

2.2.2 土壤的热导率 λ

土壤的空间平均热导率 λ 取决于它的矿物质组成、有机质含量以及水和空气的容积。把土壤看作是水或空气的连续介质, 其热导率可以表示为:

$$\lambda = \sum_{i=0}^n K_i f_i \lambda_i / \sum_{i=0}^n K_i f_i \quad (6)$$

式中, n 是不同种类的颗粒数量; f_i 是第 i 种颗粒的体积百分数; K_i 是加权系数。 $i=0$ 时代表连续介质, 即对于干土, 空气是连续介质; 对于湿土, 水是连续介质, 此时 $K_0=1$ 。 K_i 的其他值可按式计算:

$$K_i = \frac{1}{3} \sum_{j=1}^3 \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) \cdot g_j \right]^{-1} \quad (7)$$

$i = 1, 2, \dots, n$

式中, g_j 取决于第 j 种颗粒的形状, 且有

$$g_1 + g_2 + g_3 = 1$$

根据 de Vries (1963) 的研究, 石英、有机质、其他矿物质在 10°C 时, λ_i 值分别为 20.4、0.6、7 (mcal/cm·s·K)。

对于湿土, 水作为连续介质, $K_w=1$, $\lambda_w=1.37\text{mcal/cm}\cdot\text{s}\cdot\text{K}$, 由式 (6) 可得:

$$\lambda = \frac{f_w \lambda_w + k_q f_q \lambda_q + K_o f_o \lambda_o + K_s f_s \lambda_s + K_a f_a \lambda_a}{f_w + k_q f_q + k_o f_o + k_s f_s + k_a f_a} \quad (8)$$

式中, 下标 w 、 q 、 o 、 s 、 a 分别表示水、石英、有机质、其他矿物质和空气。由式 (7) 可计算出 K_i 值: $K_q = 0.273$; $K_s = 0.522$; $K_o = 1.261$; 当 $f_w > 0.20\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 时,

$$K_a = \frac{1}{3} \left(\frac{1}{0.725 + 0.188b} + \frac{1}{0.724 - 0.337b} \right), \quad \lambda_a = 0.24\text{mcal/cm}\cdot\text{s}\cdot\text{K}, \quad \text{其中}$$

$b = (\varepsilon - f_w) / (\varepsilon - 0.2)$, ε 为总孔隙度, 即 $\varepsilon = f_a + f_w$; 当 $f_w < 0.2\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 时,

$$\lambda_a = 0.06 + 0.88f_w, \quad K_a = \frac{1}{3} \left(\frac{2}{0.99 - 0.42f_w} + \frac{1}{0.07 + 1.48f_w} \right)。$$

将上述参数值代入式 (8),

$$\lambda = \frac{1.37f_w + 5.57f_q + 3.65f_s + 0.76f_o + K_a f_a \lambda_a}{f_w + 0.273f_q + 0.522f_s + 1.261f_o + K_a f_a} \quad (9)$$

当土壤含水量 f_w 小于凋萎含水量 f_{wt} 时, 可以认为土壤干燥了, 此时按式 (9) 所求得的 λ 值需乘一个校正参数 x , 其值为

$$x = 1 + \frac{0.65}{f_{wt}^4} (f_{wt} - f_w)^4 \quad (10)$$

2.2.3 土壤热惯量 P

求出土壤的比热 C 和热导率之后, 即可计算土壤的热惯量 P , 现将有关公式列于下面:

$$P = \sqrt{\lambda C} \quad (\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1/2} \cdot \text{K}^{-1}) \quad (11)$$

$$C = 0.48f_m + 0.60f_o + f_w \quad (\text{cal} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}) \quad (12)$$

$$\lambda = x \cdot \frac{1.37f_m + 5.57f_q + 3.65f_s + 0.76f_o + K_a f_a \lambda_a}{f_w + 0.273f_q + 0.522f_s + 1.261f_o + K_a \lambda_a} \cdot 10^{-3} \quad (13)$$

(cal · cm⁻¹ · s⁻¹ · K⁻¹)

式中, $f_m = f_q + f_s$

$$x = \begin{cases} 1 & f_w \geq f_{wt} \\ 1 + \frac{0.65}{f_{wt}^4} (f_{wt} - f_w)^4 & f_w < f_{wt} \end{cases}$$

$$\lambda_a = \begin{cases} 0.24 & f_w \geq 0.20 \\ 0.06 + 0.88f_w & f_w < 0.20 \end{cases}$$

$$K_a = \begin{cases} \frac{1}{3} \left(\frac{2}{0.725 + 0.188b} + \frac{1}{0.724 - 0.337b} \right) & f_w \geq 0.20 \\ \frac{1}{3} \left(\frac{2}{0.99 - 0.42f_w} + \frac{1}{0.07 + 1.48f_w} \right) & f_w < 0.20 \end{cases}$$

$$b = \frac{\varepsilon - f_w}{\varepsilon - 0.2} \quad f_a = \varepsilon - f_w$$

由上述推导可以看出, 对于某种土壤, f_a 、 f_o 、 f_s 、 f_{wt} 、 ε 均为已知, 因而它的热惯量唯一地由其土壤含水量来决定。而热惯量计算中的参数 A 和 ΔT , 可以由卫星遥感资料获得, 所以利用卫星遥感资料可以推求土壤含水量。

3 热红外遥感监测土壤含水量模型的结构

根据上述原理, 由气象卫星 NOAA / AVHRR 的热红外遥感信息推求地表日温差, 可见光遥感信息推求反照率, 从而求得土壤热惯量, 再由热惯量推求土壤含水量。这就是要建立的热红外遥感监测土壤含水量模型, 其基本结构如图 1 示。

模型包括输入、输出及分区情况, 说明如下:

3.1 模型输入

模型输入包括①太阳常数 S_0 、周日角频率 ω 、太阳赤纬 δ 、当地纬度 φ 等常数; ②极轨气象卫星甚高分辨率扫描仪 (NOAA / AVHRR) 的一、二、四通道 (CH_1 、 CH_2 、 CH_4) 原始资料 (包括昼夜两次); ③地面状况资料, 如数字地形模型 (DTM) 等; ④天气状况; ⑤实测土壤含水量资料, 它是检验模型精度所必须的。

3.2 模型输出

模型输出土壤含水量分布图, 可以用计算机打印, 也可以拷贝成图像, 或为土壤含水量等值线图。

3.3 按天气状况与地面状况进行分区

短波辐射的大气透过率 C_i 因各地大气条件的差异而具有不同的值, 所以在模型中规定

按天气状况分区, 使 C_t 在同一分区内按常数处理。另一方面, B 是天气与地面实况参数, 在气象条件及地面条件都较一致的情况下, 可以认为是常数。前面按天气状况分区可满足气象条件比较一致的条件, 为满足地面较一致的条件, 需作第二次分区。第二次分区主要考虑地形对热惯量成像的影响, 分区依据为数字地形模型 (DTM)。

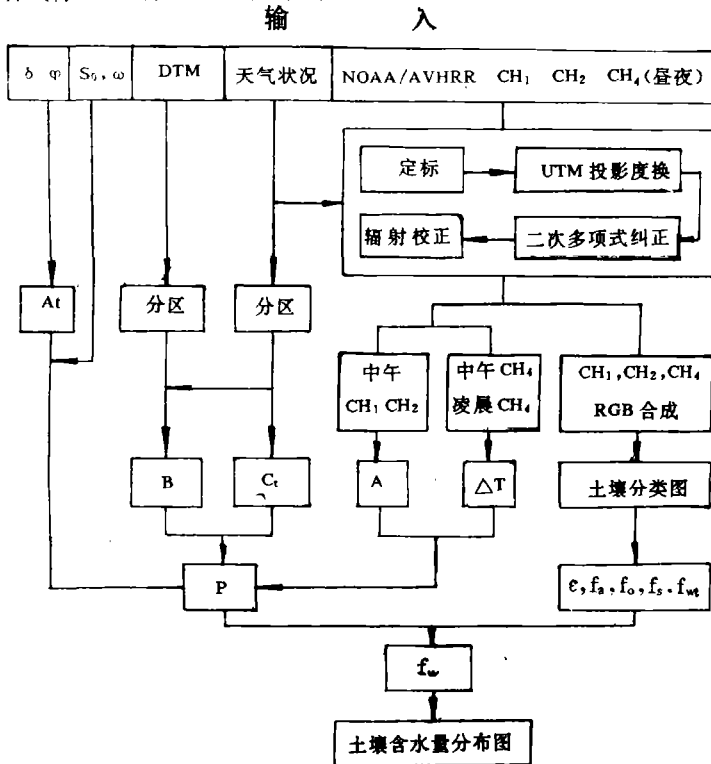


图1 热红外遥感监测土壤含水量模型框图

4 模型的验证与应用

选择辽宁省为研究区, 首先对模型进行验证和精度分析; 在保证一定精度条件下, 做出研究区的土壤含水量分布图。

4.1 研究区简况

研究区辽宁省位于东北地区的南端, 南临渤海的黄海, $118^{\circ} \sim 126^{\circ} \text{E}$, $39^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$, 属半湿润半干旱地区。该区旱涝灾害严重, 一般年份7月底8月初出现严重旱情, 到8月中旬开始进入雨季, 又易涝成灾。

辽宁省7.8月份正是植物长势良好时期, 主要农作物是玉米、高粱和水稻, 东部山区有部分森林地带, 植被覆盖较好, 这对于遥感土壤含水量而言是一个不利因素。

辽宁省内的土壤类型划分为8土类17亚类, 亚类还可以进一步细分^[5]。

4.2 地面实测土壤含水量资料

辽宁省对监测土壤含水量的工作极为重视, 每当旱情出现时, 各水文站每隔10天观测一次地表10cm、20cm、30cm深处的土壤含水量, 为抗旱服务。本文收集了1988年8月11日上午8时各水文站的地表10cm深处的点土壤含水量(重量含水量)资料, 列于表2。

4.3 卫星遥感资料的选择与处理

检验模型需有实测土壤含水量资料, 故选择与实测土壤含水量同步的 NOAA / AVHRR 的遥感资料, 计有 1988 年 8 月 10 日下午 3 时 10 分的 CH₁、CH₂、CH₄ 和 8 月 11 日上午 7 时 23 分的 CH₁、CH₂、CH₃ 等 6 幅图像资料 (CCT 磁带)。这些图像已在接收站进行了初步处理, 即灰度变换、亮度温度或反照率的标定。为精确提取有关点的图像信息, 只需作几何精度正处理^[6]。

4.4 模型参数的确定

(1) $S_0 = 1360$

(2) $\omega = 2 \times 3.14 / (24 \times 3600) \times 1$

(3) $\delta = \frac{43}{94} \times 23^\circ 26' = 10^\circ 43' 10''$ (1988.8.11)

(4) $\varphi = 39^\circ \text{N} \sim 43^\circ \text{N}$

(5) A 由 8 月 10 日下午的 AVHRR 第一、二通道资料求得。

(6) ΔT 由 8 月 10 日下午和 8 月 11 日凌晨的 AVHRR 第四通道资料求得。

(7) 根据 8 月 10 日下午的 CH₁、CH₂、CH₄ 假彩色合成图像, 结合常规土壤图对研究区的土壤进行分类, 并确定每一类土壤的参数, 列于表 1。

表 1 辽宁省土壤类型及其特性参数值 (表层 10cm 容积百分数)

序 号	土壤名称	ϵ	f_q	f_o	f_s	f_{wt}
1	暗棕色森林土	0.559	0.234	0.100	0.107	0.104
2	棕色森林土	0.590	0.235	0.070	0.105	0.090
3	褐 土	0.500	0.320	0.011	0.169	0.160
4	淋溶褐土	0.517	0.280	0.010	0.193	0.190
5	草甸土	0.485	0.300	0.017	0.198	0.180
6	潜育草甸土	0.420	0.300	0.150	0.130	0.180
7	碳酸盐、苏打盐化草甸土	0.420	0.300	0.020	0.260	0.180
8	盐 土	0.550	0.260	0.022	0.168	0.220
9	砂 土	0.580	0.328	0.008	0.084	0.021

(8) 参数 B、C_i 的确定

由于整个研究区均在一幅图像上, 大气条件差异不大, 而各个土壤含水量监测点基本上都在平坦地上, 根据地形分区应同属一个区。因此, 参数 B、C_i 取常数。本文共收集了 27 个水文站的土壤含水量观测资料, 除 6 个水文站因其卫星图像上云的影响无法提取有关信息外, 可利用的实测土壤含水量值共 21 个。任选 6 个站的数据通过最小二乘法推求参数 B、C_i, 其余 15 个站的数据可用于验证。

4.5 土壤含水量计算及精度分析

将上述参数值代入模型中, 就可计算出 1988 年 8 月 11 日第 7~21 号水文站的土壤含水量值 (地表 10cm 深度), 结果列于表 2。

用来验证的 15 个水文站的土壤含水量, 其计算值与实测值的相对误差为 27.5%, 最小相对误差为 18.9%, 这说明模型具有一定的精度。

4.6 植被对模型计算精度的影响及修正

卫星接收到有植被覆盖的土壤的热红外辐射能量包括两个部分：一部分是直接来自植被的辐射能量；另一部分是来自土壤经植被反射、吸收、散射后透过的能量。所以，在用热红外图像推求土壤温度时必然受到植被的影响。为此，采用下列修正公式对前面求得的亮度温度或温差进行修正。

$$T' = T (1 + \frac{D - D_o}{D_{max} - D_o})$$
 (14)

式中，T、T'分别为修正前后的亮度温度或温差；D为绿度，是衡量植被覆盖程度的一个指标，植被覆盖程度越高，其绿度越大，反之越小；D_o为裸土的绿度；D_{max}为植被完全覆盖下的绿度。绿度计算公式为：

$$D = \frac{CH_2 - CH_1}{CH_2 + CH_1}$$
 (15)

利用气象卫星图像上直接提取的CH₁、CH₂灰度值，可以计算不同地物的绿度。据统计，式（14）的D=0~0.46，D_{max}=0.50，D_o=0~0.20。利用式（14）修正后的温差值重新计算各水文站处的土壤含水量，其结果列于表2。比较修正前后的计算值可以看出，修正后的

表 2 热红外遥感监测土壤含水量模型检验计算表

序号	水文站	经度	纬度	土壤含水量	土壤含水量计算值		绝对误差		相对误差	
				量实测值	修正前	修正后	修正前	修正后	修正前	修正后
1*	关家屯	121°45′	39°42′	9						
2*	望宝山	122°28′	40°26′	14						
3*	巨流河	122°47′	41°57′	13						
4*	朱家房	122°39′	41°15′	9						
5*	彭家堡	123°05′	42°17′	15						
6*	韭菜河	123°02′	41°31′	22						
7	辽 阳	123°12′	41°16′	15	11.8	12.3	-3.2	-2.7	21.3	18.0
8	赫家店	123°16′	40°59′	17	13.6	14.0	-3.4	-3.0	20.0	17.6
9	岫 岩	123°18′	40°18′	13	15.8	15.1	2.8	2.1	21.5	16.2
10	宝力镇	123°47′	42°56′	11	13.4	13.2	2.4	2.2	21.8	20.0
11	东 陵	123°33′	41°50′	19	15.0	15.8	-4.0	-3.2	21.0	16.8
12	铁 岭	123°50′	42°20′	13	10.0	10.1	-3.0	-2.9	23.1	22.3
13	文家街	123°34′	40°14′	4	5.1	5.0	1.1	1.0	27.5	25.0
14	沙里寨	123°42′	40°09′	9	6.8	7.2	-2.2	-1.8	24.4	20.0
15	松 树	124°21′	42°43′	14	11.1	12.0	-2.9	-2.0	20.7	14.3
16	南 甸	124°24′	41°16′	8	9.7	9.6	1.7	1.6	21.3	20.0
17	小 市	124°09′	41°19′	8	9.9	9.6	1.9	1.6	23.8	20.0
18	黎树沟	124°22′	40°19′	19	15.4	15.9	-3.6	-3.1	18.9	16.3
19	北口前	124°36′	42°00′	18	14.0	14.7	-4.0	-3.3	20.2	18.3
20	永 陵	124°36′	41°43′	19	22.7	22.0	3.7	3.0	19.5	15.8
21	桓 仁	125°22′	41°17′	7	5.3	5.4	-1.7	-1.6	24.3	22.9
均值									21.95	18.90

注：加“*”号的六个站的值用以确定模型参数B、C₁

精度有所提高,但不明显。这说明植被对地表亮度温度或温差的影响十分复杂,它与其他因素如空气湿气、薄层云等一起综合影响着地表土壤的辐射温度。尽管植被的影响确实存在,但要单独考虑却是困难的。当植被覆盖较好时,卫星所探测到的热红外辐射能量与其说来自地表土壤,还不如说是来自植被本身更确切一些。然而,由于较厚的植被覆盖层基本上吸收了来自地表的热辐射,而植被本身的温度又与其供水状况即土壤含水量有关,所以卫星通过遥感植被温度而间接地获得了土壤含水量信息。

4.7 土壤含水量分布图的绘制

利用热红外遥感监测土壤含水量模型可以计算辽宁省 1988 年 8 月 11 日气象卫星影像上各像元的土壤含水量(地表 10cm 深处),根据精度要求将其分为若干级并赋予不同的颜色,就制成了表示土壤含水量分布的假彩色图像;也可根据各像元的土壤含水量值制成土壤含水量等值线图(图略)。

5 结 语

大面积土壤含水量分布的热红外遥感监测土壤含水量模型,为利用 NOAA / AVHRR 遥感资料和少量的土壤含水量资料,迅速获得大面积土壤含水量信息提供了可能,并能以假彩色图像或土壤含水量等值线图表示土壤含水量的分布,为防洪抗旱服务。模型应用简便,并具有一定的精度。当然,由于资料所限,还存在一些问题,如检验模型的实测资料尚嫌太少,并且已有的资料观测精度不高;如何定量识别植被对地表温度的影响,又如何消除植被的影响等有待进一步研究。

参 考 文 献

1. 田国良.黄河流域典型地区遥感动态研究.科学出版社,1990
2. Thomas J. Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. Eighteenth International Symposium on Remote Sensing of Environment, 1984
3. Blanchard B J, Chang A T. Estimation of Soil Moisture from Seasat SAR Data. Water Resources Bulletin, 1983, 19 (5)
4. 张向前等.热惯量成像研究.遥感信息,1986,2 (2)
5. 中科院林业土壤研究所.中国东北土壤.科学出版社,1980
6. 李铁芳等.遥感图像数字处理原理及应用.云南科技出版社,1987

The Model of Soil Water Content Monitoring by Thermal Infrared Remote Sensing and Its Application

Wei Wenqiu Chen Xiuwan

(Wuhan University of Hydraulic and Electric Engineering)

Abstract

Estimation large area near-surface soil water content has great value. The relations among surface soil diurnal temperature difference, soil thermal inertia and soil water content are theoretically analysed in this paper. The method of calculating soil water content from soil thermal inertia and calculating soil thermal inertia from surface soil diurnal temperature difference are researched. The model of soil water content Monitoring by Thermal Infrared Remote Sensing is established. The model has certain precision in accordance with test of the observed data. The proposed model is used to obtain the near-surface soil water content map of Liaoning Province on August 11, 1988.

Key words Soil water content Thermal infrared remote sensing Soil thermal inertia