

区域遥感土壤水分模型的方法初探

詹志明, 冯兆东

(兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000)

摘要: 遥感技术给大面积区域估算土壤水分含量提供了一种新的手段, 分析了国内外应用较好的遥感监测土壤水分的几种模型和可供参考的地面参数遥感获取方法(以 NOAA/AVHRR 数据为例), 并阐述了它们的各自的特点及彼此之间的联系。

关键词: 区域遥感; 土壤水分模型; 地面参数

中图分类号: S152.7; TP79

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2002)03-0227-04

Study on Regional Soil Moisture Model Based on Remote Sensing Method

ZHAN Zhiming, FENG Zhao-dong

(National Laboratory of Western China's Environmental System, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu Province, China)

Abstract: Remote sensing technology, by which the soil moisture magnitude of large region can be estimated, is a new method. Several remote sensing models of soil moisture and methods to derive land surface parameters from remoted sensing data, which are applied widely at home and abroad, are analyzed, and the relationship between them with their characteristics are delineated.

Key words: regional remote sensing; soil moisture model; land surface parameter

土壤水分是一个重要的环境因子, 也是在陆地表面参数化的一个关键变量。土壤水分含量随时空的分布和变化对地-气间的热量平衡、土壤温度和农业墒情等都会产生显著的影响。

国内外用遥感技术监测土壤水分的方法很多, 目前, 主要方法归纳为, 热惯量模式(热红外方法)、土壤水分光谱法、气象法、植被水分生理法、能量平衡法和微波遥感方法。国内外许多研究表明(Price J C 1985, England A W 1992, 田国良等 1991), 利用土壤热学特性的热红外技术在遥感监测土壤水分方面具有巨大潜力和广阔的发展前景。

用热红外遥感技术监测土壤含水量的研究始于本世纪 70 年代。Bowers 和 Hanks (1965) 等人对土壤光谱反射特性进行了研究; Weston (1971) 等人首次提出了一个用地表温度日较差推算热惯量的简单模式; 随后, 1978 年热容量制图卫星 HCMM 的发射成功, 以及具有高分辨率图像的 TIRISS 和 NOAA 系列等卫星的相继运行, 使得大规模地研究和应用热红外技术遥感监测土壤水分成为可能。

此后, Price (1977, 1985), Kahle (1977) 和 England (1990) 等人就用热惯量模式开展了各种应用性实验研究, 并对模式作了改进。

我国应用遥感技术, 特别是热红外技术监测土壤水分研究始于 80 年代, 但直至 80 年代末期, 这方面的研究和应用

还不多见。朱永毫(1984), 刘兴文(1987) 等人, 在 80 年代中期就开始了这一基础性的研究工作。后来, 张仁华(1991)、肖乾广等(1994)、余涛和田国良等(1997) 等人作了很多的研究和应用工作, 提出了模式的改进方法。还有很多学者开展了多方面的应用, 如刘国详(1991) 在华北地区冬小麦遥感综合估产试验中曾尝试用热红外遥感方法监测土壤水分; 田国良(1992) 等人利用土壤热惯量方法并与其它方法结合来监测冬小麦旱情取得了成功; 赵玉金(1994) 等人直接用卫星测得的地面温度差与土壤水分量建立相关关系, 从而监测土壤水分; 罗秀陵(1996) 等人用 AVHRR 的 CH4 通道反演下垫面温度, 建立下垫面温度与干旱指数的线性模式, 监测土壤水分; 戴昌达(1995) 等人用陆地卫星 TM 图像数据监测土壤水分变化; 等等。以下将介绍和分析几种近年来研究的区域遥感土壤水分的模型和方法。

1 热惯量遥感模式

1.1 基本原理

在我国目前的情况下, 用 NOAA 系列气象卫星的数字图像计算热惯量估算土壤水分是较为有效和经济的方法。

利用遥感方法监测一定层深的土壤水分变化, 关键是建立卫星数据与地表水热变化的关系。建立热惯量与相应的土壤水分的关系, 由热惯量推算土壤水分含量。

收稿日期: 2002-04-20

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目“中国北方沙漠化过程及其防治研究”(G2000048701)。

作者简介: 詹志明, 男, (1964-), 江西乐安人, 在读博士生, 主要从事资源环境和遥感与 GIS 的应用研究, E-mail: zhanzm@263.net。

热惯量是土壤阻止温度变化的一个度量,反映了土壤的热特性。其定义为

$$P = (\lambda \cdot \rho \cdot c)^{1/2} \quad (1)$$

式中: P ——热惯量; λ ——土壤热传导率; ρ ——土壤密度; c ——热容量。根据地表热量平衡方程和热传导方程,进行适当的简化,即可求出 P 的解析表达式。即

$$P = 2SV(1 - \alpha)C_1/\omega^{1/2}\Delta T - 0.9B\omega^{1/2} \quad (2)$$

Price(1985)提出了表观热惯量(P_{ATI})的概念(Apparent Thermal Inertia),表达式为:

$$P_{ATI} = 2SV(1 - \alpha)C_1/\omega^{1/2}\Delta T \\ = 2Q(1 - \alpha)/\Delta T \quad (3)$$

式中: P_{ATI} ——表观热惯量; Q ——太阳总辐射通量; ΔT ——地表日温差; ω ——地球自转频率; S ——太阳常数; V ——大气透明度; α ——反射率; C_1 ——太阳赤纬和经纬度的函数。

显然,模式中的 α 和 ΔT 可以通过可见光-近红外通道和热红外通道的遥感资料获取,然后根据 P_{ATI} 与土壤水分含量之间的相关关系,求得测点的土壤含水量。

根据式3,只要获取地表反射率 α 和日温差 ΔT 就可以算出热惯量 P_{ATI} 。

1.2 日较差 ΔT 的计算方法

由于地球表面温度在 273 ~ 330 K 之间,其辐射峰值在 8 ~ 12 μm 范围,所以采用 AVHRR 第4通道遥感陆面温度较为理想。计算日较差 ΔT 是用热惯量方法遥感土壤湿度的关键。

采用 AVHRR 获取日温差 ΔT 的几种方法:

(1) 对于上行轨道卫星(NOAA - 9, NOAA - 11)星下点都通过同一地区,白天黑夜都是晴空时,获取 ΔT 的值。

(2) 对于下行轨道卫星(NOAA - 10, NOAA - 12)早上 07 点,获得晴天 T_{07} ; 上行轨道卫星(NOAA - 9, NOAA - 11)下午 14 点,获得晴天 T_{14} 。

(3) 只获得下行轨道卫星(NOAA - 10, NOAA - 12)07 和 18 时的晴天资料,用下面的方法计算 ΔT 的值:

$$\Delta T = (2T_{18} - T_{07})/(C_1 - C_2) \quad (4)$$

其中,

$$C_1 = 1 + \sin[\pi(7 - \omega)/te - 1.5\pi] \quad (5)$$

$$C_2 = 1 + \sin[\pi(18 - \omega)/te - 1.5\pi] \quad (6)$$

式中: ω ——日落的地方时, te ——日出到出现最大温度的时间, T_{07} 、 T_{18} 分别是早上 7 时 00 分和下午 18 时 00 分的温度。

在获得卫星资料的同时,收集 10 cm、20 cm、30 cm、40 cm 和 50 cm 的土壤水分资料。

1.3 热惯量与土壤水分的关系模式

通常用统计方法建立土壤水分遥感模型,线性模型较多,即

$$S_w = a + bP \quad (7)$$

肖乾广(1994)等研究认为幂函数模型比线性模型较好,因为它的物理意义与公式2的数学表达式相一致,并且

试验结果也表明拟合精度比其它函数形式的拟合精度高,幂函数形式为:

$$S_w = aP^b \quad (8)$$

式中: S_w ——土壤水分; a 、 b ——拟合系数; P ——热惯量。

本研究用这两种模式7和式8计算土壤水分与实测值比较,再选一精度较高的模式。

2 土壤水分光谱法

土壤水分光谱法是应用遥感估算光学植被度,分解象元排除法来提取土壤水分光谱信息。可以用 NOAA 1、2 通道(与 TM 2、3、4 波段相似)数据,用理论和实践相结合的方法,建立土壤水分遥感模型,便于区域土壤水分遥感估测。

2.1 土壤水分与光谱反射率的关系

土壤是含多种成分的复杂的自然综合体。土壤光谱受土壤母质、有机质、水体等多种复杂因素的影响。黄土高原的母质的因素比较一致,土壤的光谱受土壤水分的制约比较明显。研究表明(刘培君等,1997),随土壤水分含量的增加而反射率有呈指数下降趋势。两者关系为:

$$R = ae^{bp} \quad (9)$$

式中: R ——光谱反射率, P ——土壤水分百分数, a 、 b ——待定系数。

2.2 土壤反射率与辐亮度的关系

卫星传感器接收到土壤某一波长的光谱辐亮 B_λ 有下列关系(陈沈斌,1994):

$$B_\lambda = R_\lambda \tau_\lambda B_{0\lambda} \quad (10)$$

式中: R_λ ——土壤对波长 λ 光谱反射率; τ_λ ——大气对波长 λ 光谱透射率; $B_{0\lambda}$ ——土壤在 λ 处的太阳光谱辐亮度。

传感器某波段的平均光谱辐亮度 B_n 可表示为:

$$B_n = aR_n \tau_n B_{0n} + b \quad (11)$$

其中 R_n 、 τ_n 、 B_{0n} 分别为相应波段的土壤平均反射率、大气平均透射率、入射到土壤平均辐亮度; a 和 b 是系数和常数;当波段范围确定,大气稳定时, $\tau_n B_{0n}$ 可视为定量。由式(2-3)可变为:

$$B_n = aR_n + b \quad (12)$$

这说明土壤某波段平均光谱反射率与卫星遥感数据相应波段的光谱亮度成正比。利用这个关系可以将卫星遥感数据转换为相应的土壤反射率。

2.3 排除植被干扰,恢复土壤像元数据

在包含土壤和植被两种覆盖信息的一个象元中,其光谱亮度是两种地物的辐射亮度的复合。其土壤的光谱亮度 B_{si} 为:

$$B_{si} = (B_i - C_{vo}B_{iv})/(1 - C_{vo}) \quad (13)$$

式中: C_{vo} ——象元的光学植被覆盖率; B_{iv} ——第 i 波段的光谱亮度。这样就排除植被对土壤的干扰,使复合象元变成裸土光谱亮度的一种算法。

光学植被覆盖率(C_{vo})定义为实有植被的光学信息量占观测范围内全部植被光学信息量的比。对于 TM 数据而言,可由 2、3 和 4 波段的光谱亮度来估算,对于 NOAA 数据而言,可用 AVHRR 通道1和通道2的光谱亮度来估算。下面是用 TM 数据来估算的

表达式:

$$C_{vo} = (B_4 - B_{23} - Y_{so}) / (B_{v4} - B_{v23} - Y_{so}) \quad (14)$$

式中: B_4 ——4 波段的光谱亮度, B_{23} ——2、3 波段的平均光谱亮度, B_{v4} ——理想的全为植被光学信息时的 4 波段的光谱亮度, B_{v23} ——理想的全为植被光学信息时的 2、3 波段的光谱亮度, Y_{so} ——一常数(即: $Y_{so} = B_{v4} - B_{v23}$)。

2.4 土壤水分遥感的 NOAA / AVHRR 数据模型

用 NOAA / AVHRR 的通道 1 和通道 2 的遥感数据, 建立与土壤水分的关系如下:

$$P_{A2} = 56.56 - 42.91 \lg[(0.644B_{A1} - 0.2394B_{A2} + 26.5) / (1.089 - 0.006195B_{A1} + 0.05) - 18.0] \quad (15)$$

式中: P_{A2} ——表示用 NOAA / AVHRR 通道 2 算出的土壤水分百分比; B_{A1} 、 B_{A2} 分别是 AVHRR 通道 1 和通道 2 的土壤光谱亮度。刘培君(1997) 试验说明, 该模型适用于农地, 也适用于天然植被和裸地。

3 遥感红外温度估算法

利用红外温度遥感技术估算土壤水分状况的研究在国外开始于 70 年代(Jackson R. D 1977, Idso S. B 1981), 在国内这个研究领域是近年来才开始的(张仁华 1990, 蔡焕杰 1994), 研究结果表明热红外温度信息可比较准确地用于估算土壤水分状况。特别估算有植被覆盖的土壤水分, 效果显著。

3.1 理论基础

能量平衡方程可用下面表达方式:

$$R_n - G - H - LE = 0 \quad (16)$$

式中的变量与 1 式相一致, 当有植被覆盖时, 土壤热通量 G 很小, 可忽略不计。则 16 式简化为

$$R_n - H - LE = 0 \quad (17)$$

H 和 LE 取决于植被冠层温度 T_c 、气温 T_a 、风速 W_s 和空气湿度 R_h 。在有植被覆盖的地表面, 潜热通量 LE 是能量消耗的一个主要的方式。由于植被蒸散所需要的水分是由土壤提供的。因此, 随着土壤含水量的增加, 蒸散冷却作用加大, 植被冠层温度降低。反之, 植被冠层温度就升高。所以 17 式就反映了土壤含水量估算模型中各变量之间的关系, 为模型的建立提供理论基础。

3.2 热红外温度估测土壤水分模型

由上述的能量平衡理论分析可知, 土壤含水量(S_{wc}) 是植被冠层温度与气温的差值($T_c - T_a$)、净辐射通量(R_n)、风速(W_s) 和相对湿度(R_h) 的函数。所以, 由方程 17 可得如下表达式:

$$S_{wc} = f(T_c - T_a, R_n, W_s, R_h) \quad (18)$$

我们可以利用实测资料, 建立具体形式的模型, 如多元回归模型:

$$S_{wc} = a + b(T_c - T_a) \quad (19)$$

$$S_{wc} = a + b(T_c - T_a) + cR_n \quad (20)$$

$$S_{wc} = a + b(T_c - T_a) + cR_n + dR_h \quad (21)$$

$$S_{wc} = a + b(T_c - T_a) + cR_n + dR_h + eW_s \quad (22)$$

式中: a 、 b 、 c 、 d 和 e 是回归系数。 T_c 是用遥感热红外技术获取

(用红外测温仪作定向测定植被冠层温度)。

4 地表反射率、温度和 NDVI 值的获取

近 20 年来, 定量遥感技术迅速发展, 特别是利用多传感器、多时相遥感数据进行监测和分析全球资源环境、气候变化等需要, 使得遥感数据的定标、大气辐射校正和地表物理参数反演方法研究越来越受到重视。在很多区域遥感土壤水分模型计算中, 需要从遥感影像信息中获取或反演地面反射率、地表温度和 NDVI 指数等参数。

4.1 地面反射率

地表反射率既是重要的地表特征参数, 又是改变地面辐射平衡最敏感的因素, 如植被破坏、土地荒漠化后地表反射率迅速增大, 从而削弱地表吸收的太阳辐射。因而及时获取地表反射率的时空分布极为必要, 而利用卫星资料反演地表反射率是最理想的方法。这里用 NOAA / AVHRR 卫星资料反演。

4.1.1 辐射各异向性的订正 通道 1 与通道 2 的观测值(count) 经过定标太阳天顶角订正可得到各向同性假定下的反射率, 实际上, 由于反射辐射的各向异性, 观测反射率强烈地依赖于太阳 - 目标物 - 探测器之间的相对位置, 即依赖卫星观测角与太阳天顶角。根据各向异性订正函数按下式订正:

$$\alpha_i^* = \alpha_i / f(\theta/\theta_0), i = 1, 2 \quad (23)$$

式中: α_i 、 α_i^* 分别为订正前与订正后 1、2 通道的反射率; f ——依赖于太阳天顶角 θ_0 、卫星天顶角 θ 与卫星方位角 ψ 的订正函数。

我所获得 NOAA / AVHRR 的数据, 可能已经作了辐射各异向性的订正。

4.1.2 从窄带反射率到宽带反射率的换算 AVHRR 通道 1 与 2 测得的反射率为可见光与近红外波段两个窄带内的反射率。从计算辐射能收支的目的出发, 必须考虑从窄带反射率的测量值换算成宽带(约为 0.24 ~ 4.2 μm) 行星反射率。根据 Nimbus - 7/ERB 的宽带资料与 NOAA - 7/AVHRR 的窄带资料得到的检验关系:

$$\alpha_p = A_0 + A_1 \alpha_1^* + A_2 \alpha_2^* \quad (24)$$

式中: α_1^* 、 α_2^* 分别为经过各向异性订正的通道 1 与 2 的窄带反射率; α_p 为宽带行星反射率; A_0 、 A_1 和 A_2 为与下垫面类型有关的回归系数。

4.1.3 由宽带行星反射率计算地表反射率 由 24 式估算出行星反射率后, 再根据下式计算地表反射率,

$$\alpha_s = (\alpha_p - f) / \alpha + f \quad (25)$$

式中:

$$\alpha = 1 - (1 - \alpha_0) \exp(-KZ^2) \quad (26)$$

$$\alpha_0 = 0.73515 - 0.0021447 \times 10^{0.0225\xi} \quad (27)$$

$$K = 0.033795 - 0.0016448 \times 10^{0.015\xi} \quad (28)$$

式中: f ——行星反射率与地面反射率相等时的反射率, 一般取 0.212; Z ——海拔高度(km); ξ ——太阳天顶角($^\circ$)。

4.2 NDVI 值

利用卫星资料反演地表面温度主要使用红外(最常用的 8 ~ 14 μm 大气窗) 和微波波段通道的辐射资料。常用的

方法是采用大气窗区吸收特征不同的两个临近波段的辐射量进行大气订正。这里使用NOAA/AVHRR四个通道的资料,即,CH1(可见光 $0.58 \sim 0.68 \mu\text{m}$)、CH2(近红外 $0.725 \sim 1.10 \mu\text{m}$)、CH4(热红外 $10.5 \sim 11.3 \mu\text{m}$)和CH5(热红外 $11.5 \sim 12.5 \mu\text{m}$)。其中CH1和CH2是用百分比表示的地面反射率,而CH4和CH5是用开氏温度表示的大气上界的亮度温度。

4.2.1 计算归一化植被指数NDVI值

$$NDVI = (CH2 - CH1) / (CH2 + CH1) \quad (29)$$

式中:CH1——可见光通道;CH2——近红外通道;NDVI的值在-1到+1范围内,NDVI值越大,表示绿色植被就越多。

4.2.2 计算地表比辐射率 ϵ 比辐射率是用以描述实际物体的辐射能力相对于黑体辐射能力的放射的辐射能与同温度条件下黑体辐射能之比。通过地面实验,Griend and Owe (1993)发现NDVI与比辐射率有很强的相关性,相关系数为0.941,可以通过NDVI值近似计算像元的等效比辐射率,方程为:

$$\epsilon = 1.0094 + 0.047 \ln(NDVI) \quad (30)$$

在修正的分裂窗算法中,使用的是分波段的比辐射率,Josef(1997)等在此基础上,计算出AVHRR的 ϵ_a 和 $\Delta\epsilon$ 方程为:

$$\epsilon_a = 0.9897 + 0.029 \ln(NDVI) \quad (31)$$

$$\Delta\epsilon = \epsilon_a - \epsilon \quad (32)$$

$$\epsilon_s = 0.01019 + 0.01344 \ln(NDVI) \quad (33)$$

由公式可计算出分波段的比辐射率 ϵ_a 和 ϵ_s 。

4.3 地表温度

这里采用Becker and Li(1990)的分裂窗算法计算地面温度 T_s ,表达式为:

$$T_s = 1.274 + (T_4 + T_5) / 2 \{ 1 + [0.15616(1 - \epsilon) / \epsilon] - 482(\Delta\epsilon / \epsilon) \} + (T_4 + T_5) / 2 \{ [6.26 + [3.98(1 - \epsilon) / \epsilon] + 38.33(\Delta\epsilon / \epsilon^2)] \} \quad (34)$$

其中,

$$\epsilon = (\epsilon_a + \epsilon_s) / 2 \quad (35)$$

$$\Delta\epsilon = \epsilon_a - \epsilon_s \quad (36)$$

由式36计算得到的 T_s 还需要与实测值进行校正。

5 结 语

遥感土壤水分,就是利用地表反射的太阳辐射或本身发射的远红外、微波辐射的信息及变化规律推算土壤水分含量。然而,地表面的反射辐射与土壤含水量之间存在复杂的函数关系,因此要研究太阳辐射的反射特性与土壤含水量的确切定量函数关系并不是一件很简单的事情。尽管以上的几种应用遥感技术监测土壤水分含量的方法或模型在应用领域中觉得不是十分理想,但仍然表达了土壤水分与太阳反射辐射的一定的关系。

参考文献:

- [1] 钟强 地面辐射气候学研究进展[J]. 地球科学进展, 1996, 11(3): 238- 244
- [2] 陆文杰, 郑新江 用NOAA/AVHRR数据求地面温度场的分裂窗方法[J]. 地球物理学进展, 1996, 11(2): 35- 52
- [3] 余涛, 田国良 热惯量法在监测土壤表层水分变化中的研究[J]. 遥感学报, 1997, 1(1): 24- 31
- [4] 刘培君, 张琳, 等 卫星遥感估测土壤水分的一种方法[J]. 遥感学报, 1997, 1(2): 135- 138
- [5] 蔡杰杰, 熊运章, 等 遥感红外温度估算农田土壤水分状况研究[J]. 西北农业大学学报, 1994, 22(1): 113- 118
- [6] 陈怀亮, 冯定原, 等 用NOAA/AVHRR资料遥感土壤水分时风速的影响[J]. 南京气象学院学报, 1999, 22(2): 219- 224
- [7] 田国良 土壤水分的遥感监测方法[J]. 环境遥感, 1991, 6(2): 89- 99
- [8] 肖乾广, 陈维英, 等 用卫星监测土壤水分的试验研究[J]. 应用气象学报, 1994, 5(3): 312- 318
- [9] 吴康迪 用热惯量分析土壤水分[J]. 水土保持科技情报, 1993, (2): 58- 60
- [10] 李杏朝 微波遥感监测土壤水分的研究初探[J]. 遥感技术与应用, 1995, 10(4): 1- 8
- [11] 张仁华 土壤含水量的热惯量模型及其应用[J]. 科学通报, 1991, (12): 924- 927
- [12] 张仁华 实验遥感模型及地面基础[M]. 科学出版社, 1996 149- 197
- [13] Price J C. Thermal inertia, aping: a new view of the earth[J]. J Geophys Res, 1977, 82: 2 582- 2 590
- [14] Price J C. On the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent thermal inertia[J]. Rem Sens Environ, 1985, 18: 59- 93
- [15] Kahle A B. A simple thermal model of the Earth's surface for geologic mapping by remote sensing[J]. J Geophys Res, 1977, 82: 1 673- 1 680
- [16] Waston K, Rowen L C, Offield T W. Application of thermal modeling in geologic interpretation of IR images[A]. Proc 7th Int Symp. Remote sensing Environ[C]. 1971, 3: 2 017- 2 041.
- [17] Shuttleworth W J. Insight from large-scale observational studies of land/atmosphere interactions[A]. Land Surface- Atmosphere Interactions for Climate Modeling, Observations, Models and Analysis[M]. [s.l]: E. F Wood, Ed., Kulwer Academic 1991.
- [18] Nemani R R, Pierce L, et al. Developing satellite derived estimates of surface moisture status[J]. Climate Appl Meteor., 1993, 32: 75- 391.
- [19] England A W. Radiobrightness of diurnally heated freezing soil[J]. IEEE Trans Geosci Remote Sensing, 1990, 28(3): 464- 476
- [20] England A W, Galantowicz J F, Schretter M S. The radiobrightness thermal inertia measure of soil moisture[J]. IEEE Trans Geosci Remote Sensing, 1992, 30(1): 132- 139