

农田蒸散双层模型及其在干旱遥感监测中的应用*

隋洪智 田国良 李付琴

(中国科学院遥感应用研究所 北京 100101)

摘 要 该文建立了在部分植被条件下估算农田蒸散的双层模型, 利用此模型和 NOAA-AVHRR数据对黄淮海平原春季旱情进行了评估, 并做出了干旱及蒸散分布图。对双层模型和单层模型的估算结果进行了比较, 结果表明在部分植被条件下双层模型估算的精度要高。

关键词 双层模型, 单层模型, 干旱, 半植被覆盖

1 引 言

蒸散和土壤水分在农业管理中是两个必须考虑的重要参量。它们影响播种时间及作物的生长发育等。蒸散和土壤水分是灌溉管理和产量预报模型中的重要参量。因此, 监测农田蒸散和土壤水分的研究十分重要。

用遥感技术监测土壤水分和作物蒸散由于其快速、宏观、方便等特点, 已被各国科学家所利用。它可以摆脱常规的土壤水分监测方法, 减少定点测量带来的地区性误差, 并能迅速地为管理机构提供干旱指标, 因此, 该研究有很重要的意义。

热红外遥感由于它所具有的特性, 即在植被条件下和非植被条件下都对水分反应敏感, 是遥感监测土壤水分的主要方法。因植被覆盖率不同, 可将土壤水分和农田蒸散监测方法分为3种:

(1) 没有植被覆盖的裸土。对这种条件下土壤水分监测方法比较成熟, 一般采用热惯量模型。

(2) 完全植被覆盖条件下, 一般是作物生长后期。而此时, 又可根据 Jackson 提出的以能量平衡为基础的作物缺水指数(CWSI)来监测。

(3) 部分植被覆盖条件下, 一般是作物生长初期或是条播作物。此时由于涉及到能量、温度、蒸散等在土壤和植被中的分配问题, 情况要复杂得多, 若用热惯量和 CWSI 模型来计算都会造成很大误差。而以中国农作物生长的现状来讲, 有很大一部分是没有全覆盖的条播作物, 即使是整播, 在农作物的生长过程中, 部分覆盖又占很长时间, 因此

解决部分条件下土壤水分和蒸散的估算是旱情监测的一个重要议题。

国际上如美国、英国及澳大利亚等国对裸土和全覆盖条件下的土壤水分、作物蒸散方法的研究较多^[1], 而对部分覆盖下的监测方法只是进行了一些初步研究, 大部分只局限在实验田的工作, 还没有推广到大面积遥感监测中。这样势必对干旱的遥感监测带来一定的误差, 尤其是黄淮海平原3月中旬下旬和4月初是小麦生长阶段, 作物没有全覆盖, 而此时又是旱情较为严重的时期, 因此, 建立一套部分植被覆盖条件下土壤水分和蒸散的监测方法与模型已变得十分重要。该文在前人的研究基础上, 以作物和土壤表层的能量平衡为基础, 用简化的双层模型建立了一套部分植被覆盖条件下土壤水分和作物蒸散的监测方法。

2 原理与方法

对于土壤水分和蒸散及干旱的研究, 我们以前都采用单层模型的方法^[2]。单层热平衡模型是土壤—植被—大气传输系统中最简单的模型, 方程(1)是用热红外温度估算蒸散的单层模型。图1是单层模型示意图。

$$LE = R_n - G - \frac{\rho C_p (T_0 - T_a)}{r_H} \quad (1)$$

式中 LE 为潜热通量 ($L = 2.49 \times 10^6 \text{ WM}^{-2} / \text{mm}$ 为汽化潜热, E 为蒸散量, 单位为 mm), R_n 为净辐射, G 为热通量, 它们的单位为 WM^{-2} 。 ρ 为空气

*国家自然科学基金重大项目资助。

收稿日期: 1996年11月11日; 收到修改稿日期: 1997年元月20日

气密度, C_p 为空气定压比, T_0 为热红外辐射温度, T_a 为参考高度处的空气温度, r_H 为空气动力阻抗。

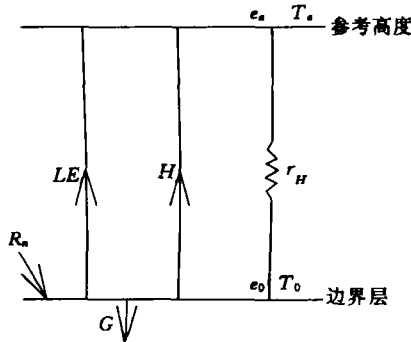


图 1 单层模型示意图

Fig.1 Structure of one-layer model

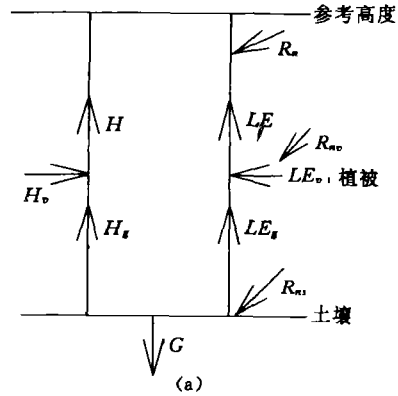
图 1 中的边界层是把土壤和作物做为一个整体而假设的一个层面, 这个层面与参考高度处的空气间进行热交换, 也就是说, 单层模型是研究了边界层和参考高度处的能量传输过程。

多年的研究表明, 对于全覆盖条件下, 单层模型是方便、简单、精度也比较高的估算蒸散和干旱的方法^[1-3]。而对于部分植被覆盖条件下, 由于自然条件的复杂化, 它的估算精度就有所下降。例如, 我们对 NOAA 气象卫星获取的 1994 年 4 月 26 日黄淮海平原的资料进行分析, 此时该地区的小麦覆盖率已近 100%, 单层模型估算的精度达到 85% 以上。而对 1994 年 3 月 26 日部分植被条件下的资料分析, 它的精度约为 74.3%。由此我们发展了以下的双层模型。

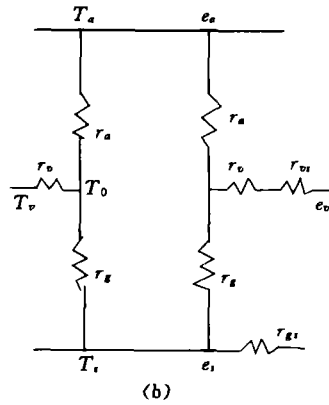
部分植被覆盖时, 蒸散的情况比较复杂, 一般把蒸散分成二部分来计算, 一是土壤蒸发, 二是植被蒸腾, 并考虑它们各不相同的量。图 2 显示了稳定条件下的双层热平衡模型示意图^[4,5]。

图 2(a)中, H_g 为土壤与冠层间的显热交换, H_v 为冠层中叶与空气的显热交换, H 为冠层与参考高度处空气的显热交换。 LE_g 为土壤表层与冠层间的潜热交换, LE_v 为冠层中叶与空气的潜热交换, LE 为冠层与参考高度处的空气间的潜热交换。 R_{ns} 为到达土壤表层的净辐射, R_{nv} 为到达冠层的净辐射。

图 2(b)中, T_s 、 e_s 分别为土壤温度和水汽压, T_v 、 e_v 分别为植被温度和水汽压, T_0 、 e_0 分别为冠层中空气温度和水汽压。 r_g 为土壤与冠层进行热交换的阻抗, r_v 为冠层叶与空气热交换阻抗, r_{vs} 为叶茎阻抗, r_a 为冠层与参考高度处空气热交换阻抗, r_{gs} 为地表阻抗, T_a 、 e_a 分别为参考高度处的气温和水汽压。



(a)



(b)

图 2 双层模型示意图

Fig.2 Structure of two-layer model

假如把土壤和植被做为均一的一个参考物, 则根据彭曼-蒙蒂斯方程, 显热和潜热表示为:

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{(e_0 - e_a)}{r_a} \quad (2)$$

$$H = \rho C_p \frac{(T_0 - T_a)}{r_a} \quad (3)$$

如果把能量在植被和土壤中的传输分开考虑, 则根据阻抗公式和彭曼方法有:

$$LE_v = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{[e_s(T_v) - e_0]}{(r_v + r_{vs})} \quad (4)$$

$$H_v = \rho C_p \frac{(T_v - T_0)}{r_v} \quad (5)$$

$$LE_g = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{(e_s(T_s) - e_0)}{(r_g + r_{gs})} \quad (6)$$

$$H_g = \rho C_p \frac{(T_s - T_0)}{r_g} \quad (7)$$

式中 $e_s(T_s)$ 和 $e_s(T_v)$ 分别是 T_s 和 T_v 时的饱和水汽压。

根据能量平衡原理得^[6,7]:

$$LE_v + LE_g = LE \quad (8)$$

$$H_v + H_k = H \quad (9)$$

$$LE_v + H_v = R_{nv} \quad (10)$$

$$LE_k + H_k = R_{ng} - G \quad (11)$$

$$LE + H = R_n - G \quad (12)$$

$$R_{nv} + R_{ng} = R_n \quad (13)$$

假定各项同性, 能量和温度分配是均匀的, 根据权重原理又得到:

$$T_{eff} = f_v T_v + (1-f_v) T_s \quad (14)$$

$$R_{nv} = f_v R_n \quad (15)$$

$$R_{ng} = (1-f_v) R_n \quad (16)$$

其中 T_{eff} 是冠层混合温度, f_v 为覆盖率。

要解方程还需寻求另一方程。许多人提出了各种假定方程, 其中要算 David, L. B. Jupp 的比较合理, 他假定^[8] $P = r_v H_v^2 + r_k H_k^2 + r_a H^2$ 为最小, 得:

$$H = \rho C_p \frac{(T_0 - T_a)}{r_{ac}} = \rho C_p \frac{(T_s - T_a)}{r_a} \quad (17)$$

$$\text{而 } r_a = r_{av} + f_v^2 r_v + (1-f_v)^2 r_k \quad (18)$$

以此将复杂的双层模型变成了一层模型。而又根据冠层的能量平衡方程, 得到计算蒸散的方程

$$LE = R_n - G - H \quad (19)$$

而潜在蒸散的计算又根据修正过的彭曼公式得:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{0.26\gamma}{\gamma + r} [1 + f(u) \times 0.750062(e_b - e_a)] \quad (20)$$

其中 γ 为干湿球常数, $\gamma = 0.66 \text{ Pa}^\circ\text{C}^{-1}$; e_b 为饱和水汽压; e_a 为实际水汽压。

刘昌明^[9]等认为在作物生长条件下, 用彭曼的方法计算的潜在蒸散值与实际值有差异, 故他们对每种作物进行了研究, 得出不同作物修正系数, 对于小麦而言, 该潜在蒸散应为:

$$E_{p\text{麦}} = 1.914 + 1.013E_p \quad (21)$$

我们对此进行了进一步的修正得:

$$E_{p\text{麦}} = 1.914 + 2.5E_p \quad (22)$$

根据方程 (19) 和 (22) 计算出的值, 进而可以计算出干旱指数 $CWSI$:

$$CWSI = 1 - LE / E_p \quad (23)$$

由此, 可以进行某地区的旱情评价并能够估算出土壤水分及其占田间持水量的比值。

3 模型中各参数的计算

方程 (17) 和 (18) 中 r_v 和 r_k 的计算是根据 Monteuth(1988) 提出的模型^[4, 10]:

$$r_s = \frac{H \exp(\alpha)}{\alpha K_{II}} \left\{ \exp\left(-\alpha \frac{Z_{0s}}{H}\right) - \exp\left[-\alpha \frac{(d + Z_0)}{H}\right] \right\} \quad (24)$$

$$r_v = \frac{50\alpha}{L[1 - \exp(-\alpha/2)]} \left[\frac{W}{u_{II}} \right]^{1/2} \quad (25)$$

式中 H 为作物高度; u 为风速; Z_{0s} 为土壤粗糙度, 取常数; d 为零平面位移, Z_0 为粗糙度, 单位为 m; W 为作物的叶宽。

$$d = 0.63H, \quad Z_0 = 0.13H$$

作物覆盖率 f_v 和叶面积指数 L 的计算如下:^[11]

$$f_v = a_1 + a_2 \frac{CH_2}{CH_1} \quad (26)$$

通过野外资料及卫星资料得:

$$a_1 = 0.082367, \quad a_2 = 0.178259$$

CH_1 , CH_2 为气象卫星 1, 2 通道的反射率。

$$L = A \exp(Bx)$$

$$x = \frac{CH_2 - CH_1}{CH_2 + CH_1} \quad (27)$$

其中 $A = 4.4$, $B = 1.6$ 。

净辐射 R_n 的计算

$$R_n = (1-a)Q + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (28)$$

a 为反照率, 可通过实验得到 a 与

NOAA-AVHRR 第 1, 2 通道反射率的关系为:

$$a = 0.0168CH_1 + 0.1012CH_2 + 16.83 \quad (29)$$

Q 为总辐射, 由经过气象资料得到;

σ 为斯蒂芬常数, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

$\varepsilon_a \sigma T_a^4$ 为大气长波辐射。

ε_a 为空气发射率, $\varepsilon_a = 1.24(e_a / T_a)^{1/7}$ 。

e_a 为气温 T_a 时的实际水汽压 (mb)。

T_a 为气温。

$\varepsilon_s \sigma T_s^4$ 为地表长波辐射。

ε_s 为地表发射率, 土壤发射率一般为 0.92—

0.94, 取 0.93; 植被发射率一般为 0.96—0.98, 取

0.97; 据此可求得地表发射率:

$$\varepsilon_s = (1-f_v) \times 0.93 + 0.97f_v \quad (30)$$

Δ 的计算

Δ 为饱和水汽压与温度关系曲线的斜率:

$$\Delta = \frac{24630.93}{(235 + T_0)^2} \times 10^{\frac{7.45T_0}{235 + T_0}} \quad (30)$$

$f(u)$ 的计算

$f(u)$ 为风速、月平均最高气温及最低气温的函数:

$$f(u) = \begin{cases} 0.54u_2 & \text{当 } \bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min} \leq 12^{\circ}\text{C} \\ [0.54 + 0.07(\bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min} - 12)] & \text{当 } \bar{T}_{\min} > 5^{\circ}\text{C} \text{ 且 } 12^{\circ}\text{C} < (\bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min}) < 17^{\circ}\text{C} \\ 0.89u & \text{当 } \bar{T}_{\min} > 5^{\circ}\text{C} \text{ 且 } \bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min} \geq 17^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (31)$$

4 结果与讨论

我们对黄淮海平原 1994 年 3 月 26 日的 NOAA 气象卫星资料进行分析。此时该地区的小麦处于

生长期，是部分植被覆盖的条件，由于几年来的连续干旱，此地区农田底墒严重不足，处于干旱状态，从图 3 旱情分布图上可以看出，大部分地区是中旱和轻旱，只有少数地区经过灌溉是湿润状态。

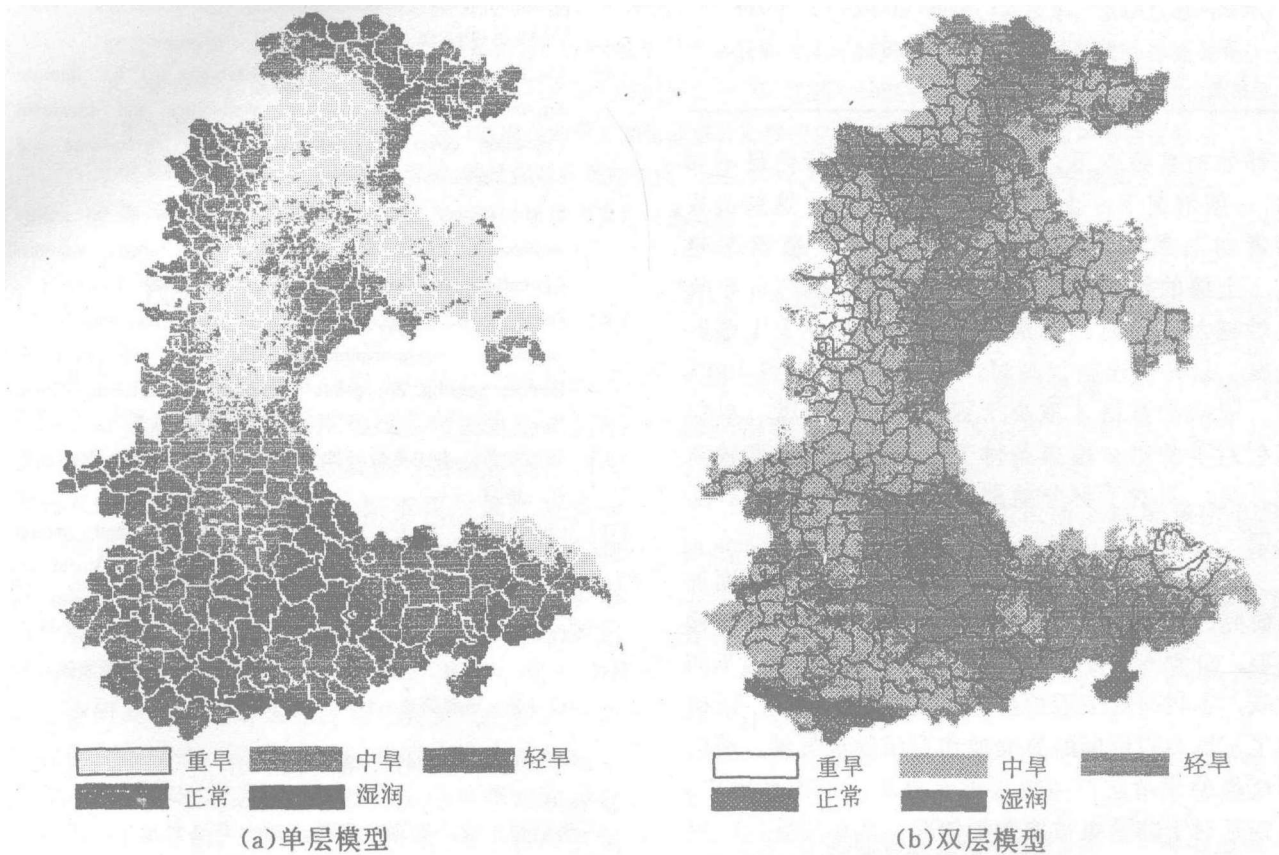


图 3 黄淮海平原旱情分布图
(a) 单层模型 (b) 双层模型

Fig.3 Drought distribution in Huang Huai Hai plain

表 1 列出了单层模型和双层模型的分析结果，从两种方法所做的旱情分布图上可以看出，在用单层模型做出的分布图中，重旱主要分布于河北、天津、山东，重旱中心在河北的邢台、内丘、邯郸一带；中旱主要分布于河南北部、天津大部 and 山东部分地区；轻旱主要分布于河南南部和安徽北部及北京部分地区；整个地区中湿润地区很少，只在北京、安徽、江苏有零星分布。在双层模型做出的分布图中，重旱区域大大缩小，只分布于河北的邢台、内丘、邯郸一带；而轻旱区大大增加，主要分布于河北、河南、天津、山东、安徽地区；轻旱分

布也有所减少，主要在北京、安徽、江苏零星分布；湿润区的分布和单层模型的结果一致。从以上分析中得到两种模型的结果主要是重旱和轻旱分布区的变化，双层模型中重旱的面积大大减少，轻旱面积有所增加，但两种模型的结果中，重旱的中心邢台、内丘、邯郸是相吻合的，这也与实地调查的结果一致。

单层模型是最简单的土壤—植被—大气传输系统的热平衡模型，从图 1 中也可以看出，它实质上是把土壤和作物做为一个边界层来研究，只建立了此边界面和参考高度间的热交换模型。而

表1 两种模型比较分析表

Table 1 precision of one-layer and two-layer models

省 市	黄淮海平原		双层模型	单层模型
	总县数	抽样数	精度(%)	精度(%)
北京	6	5	87.1	75.2
天津	5	4	89.2	76.1
河北	20	14	85.6	73.5
河南	30	20	87.1	76.1
山东	11	8	86.3	72.2
安徽	12	7	82.7	72.6
江苏	10	6	87.2	75.7
总精度			86.5	74.3

在部分植被覆盖下,土壤和作物的热特性是不同的,一般情况下,土壤温度要比叶子高,这就造成两者对蒸散的贡献不同。植被越小,覆盖率越低,土壤的作用就越大,对于冠层的小气候影响也就越大,此时,冠层的蒸散主要取决于土壤的状况。只有当作物很高时,覆盖率几乎达到100%时,冠层的蒸散才取决于冠层本身。所以,单层模型对于测量全覆盖条件下蒸散是一个精度较高的方法,而对于部分植被覆盖条件下则采用双层模型。

双层模型是把土壤和作物冠层作为两个层面加以研究。在土壤、作物和参考面间建立复杂的传输模型,分别考虑了两者不同的热特性对蒸散的不同贡献。不仅研究了冠层参考高度处的热交换,还研究了土壤与冠层间的热交换和冠层的小气候。所以双层模型比单层模型更接近大自然,适用性更广,特别是对于部分植被覆盖的情况,其精度要高,更具有优越性。

参 考 文 献

[1] 田国良. 资源环境的动态遥感与模型分析试验研究. 遥感信

息, 1993, (2).

- [2] 李付琴等. 用每日一次的热红外温度估算日蒸散. 黄河流域典型地区遥感动态研究, 北京: 科学出版社, 1989, 141—149.
- [3] 田国良等. 用 NOAA-AVHRR 数字图象和地面气象资料估算麦田的蒸散和土壤水分. 黄河流域典型地区遥感动态研究. 北京: 科学出版社, 1989, 161—175.
- [4] B.J.Choudhury, J.L.Monteith. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. R. Meteorology Soc.* 1988, (144): 373—379.
- [5] Shuttleworth, W.J., Willace, J.S. Evaporation from sparse crops—an energy comoration theory. *Q. J. R. Met. Soc.*, 1985, (111): 839—855.
- [6] Carlson T. N., Perry E. M., Schmutge, T. J., Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agriculture field. *Agriculturel and Forest Metcology*, 1990, 52: 45—49.
- [7] P. M. Lafleur, W. R. Rouse. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies *Agricultural and Forest Meteorology*. 1990, 49: 135—153.
- [8] David L. B. Jupp. Constrained two layer models for estimating evapotranspiration. 11th Asia, conference on Remote Sensing Zhongshan University, Guangzhou, China. Nov., 1990.
- [9] 刘昌明等. 农田蒸散计算. 农田小气候, 北京: 气象出版社, 1991.
- [10] Choudhury, B. J. Estimating evaporation and carbon assimilation Using infrared teperature data: Vistas in modeling. G. Asrtar. (Ed) *Theory and applications of Optical Remote Sensing*, John Wiley Sons. NY., 1989.
- [11] 余涛, 田国良. 小麦叶面积指数与覆盖率之间关系及遥感数值计算. 遥感信息, 1993, (2).

作 者 简 介

隋洪智, 女, 助理研究员, 1964年2月出生, 1986年毕业于北京大学地理系自然地理专业。现在主要研究领域是根据能量平衡原理, 利用 NOAA-AVHRR数据估算农田蒸散和土壤水分, 进行监测干旱。先后发表了近10篇论文。

Two-layer Model for Monitoring Drought Using Remote Sensing

Sui Hongzhi Tian Guoliang Li Fuqin

(Institute of Remote Sensing Applications, CAS, Beijing 100101)

Abstract In this paper a tow-layer model for evapotranspiration is established in partial vegetation canopy. The vegetation canopy has two layers, the first one extends. from a refrence height in the atmosphere to the virtual sink for momentum and the second one from the virtual sink to the soil surface. NOAA-AVHRR data and the two-layer model are applied to estimate evapotranspiration and drought of wheat grown in Huang Huai Hai plain.

Key words Two-layer, One-layer, Dought, Partial vegetation canopy