

冬小麦旱情遥感监测模型研究*

田国良 杨希华 郑柯

(中国科学院遥感应用研究所)

1991年8月12日收稿

摘 要

本研究依据土壤水量平衡及能量平衡的原理,提出了一套利用遥感方法监测冬小麦干旱及建模的方法。首先,用热惯性方法建立试区土壤表观热惯量与土壤水分的关系,用其估算初始土壤含水量(W_0);再用 NOAA-AVHRR 数字图像和气象数据相结合的方法估算冬小麦地的蒸散(E_t);从而根据水量平衡方程获得某一时段(旬)的土壤含水量(W_t);最后,根据冬小麦的需水规律和土壤有效水含量构造干旱指数模型。试验表明,此模型反映了作物干旱的本质,能大范围有效地监测作物旱情。

关键词 干旱 监测 遥感 模型

一、前 言

干旱一直是制约着农业生产的最重要因素之一,它是我国农业生产上的主要自然灾害。据30年的统计,我国多年平均受旱面积约2.94亿亩,占全国耕地总面积的19.6%^[1]。每年由于旱灾损失达102亿公斤粮食。尤其是黄淮海地区近30年受旱面积和受旱成灾面积均占全国总数一半左右^[1]。在诸多灾害中,旱灾影响最严重,占有灾害损失的50%左右。因此,探索一种切实可行的方法监测旱情,在干旱发生时采取相应的措施和对策,在农业生产中有着十分重要的意义。

然而,旱情监测却是一个公认的难题。在干旱指标及分级问题上,由于研究的角度、所用的资料的不同,从各自的研究领域提出了许多方法和观念,都存在着不同程度的局限性。

目前国内采用的干旱指标大体有三种。第一是降水指标,这是常规气象方法,常用的有正负距平法、标准差法,百分比法等^[2-4],这类指标都是以全年或某个季节的降雨量观测值或预报值与该地区的全年或某个季节的多年平均降水量相比较而确定其干旱程度。这些方法本质上都纯属数学指标。由于它们所规定的干旱指标与作物生长状况,需水量和土壤水分等没有联系,而是一种气象上的概念,因此不具有明确的农业意义。其次是土壤水分指标,基于土壤水分的不足是造成作物干旱的直接原因这一事实,而从本质上反映作物受害程度^[5-6]。在这种指标中,由于土壤水分与蒸散有关,所以也有用蒸散率来反映干旱程度的^[3]。第三是水量平衡指标,通过供水量与需水量之间的平衡关系来反映作物受旱程度^[7-8]。后两种方法在不同程度上都反映了干旱的本质,具有一定的参考意义。

* 任伏虎和董小民同志利用他们的信息系统对图像进行修整和画图输出;吕永红和扬小焕同志参加了野外工作,在此一并致谢。

基于水分平衡原理的干旱指数是表示作物遭受干旱程度的一个指标,用它来标明有无干旱并作为干旱程度的分析标准^[9]。这种方法反映了某一时期土壤有效含水量与作物需水量之间的关系。它将土壤有效含水量与作物需水量联系起来,对监测干旱、评价干旱对农作物生产的影响更具有现实意义。

但是,上述几种方法和模型多数是以实验点为基础,若大面积监测旱情,尚有很大难度。即使用有限的的数据确定一定的干旱指标,也很难较准确地反映大面积旱情分布状况。近年来,随着遥感技术的迅速发展,多时相、多光谱遥感数据反映了大面积地面信息,这些数据从定位、定量方面反映了土壤水分的丰富信息,为旱情监测开辟了一条新途径,随着遥感与信息系统的结合,旱情监测将逐渐成为可能。

在旱情监测中,最重要的参量是土壤水分和农田蒸散,也是难以大面积获得的参量。在“七五”国家科技攻关项目中,我们利用 NOAA-AVHRR 图像和气象数据估算土壤水分和作物蒸散^[10,11]。本文的目的是在上述工作的基础上,根据水分平衡原理,在动态分析的基础上根据作物需水规律,建立作物干旱指数,利用 AVHRR 图像,计算北京、天津和河北地区的干旱指数分布图,研究遥感干旱监测模型。

二、原理与方法

农田水分平衡是一定时段内水分加入、移出或储存于一段土体中的情况,具有非闭合的特点。对于某一时段,农田水分平衡方程可以写成:

$$\Delta W = W_t - W_0 = P + I - R - F + C - ET \quad (1)$$

式中, ΔW 为在一定时段内土体的含水量变化, W_t 为时段末土体含水量, W_0 为时段初土体含水量, P 为降水量, I 为灌溉量, R 为地表径流量, F 为渗漏量, C 为毛管上升水量, ET 为作物蒸散量, 为土面蒸发与作物蒸腾之和。以上各分量习惯以水的厚度(毫米)表示。

(1) 式中的 $P + I - R - F$ 可以认为是降水或灌溉入渗后保存在土体中的水分, 定义为纯入渗量 $EW = P + I - R - F$, (1)式变为:

$$W_t - W_0 = EW + C - ET \quad (2)$$

(2) 式中的毛管上升水量 C 的大小主要看有无作物影响和地下水埋深两个因素。据河北省观测表明,当地下水埋深为 3.7 米以下时,作物对毛管上升量接近于零,有些研究甚至认为,当地下水埋深大于 3 米时,毛管上升量几乎小到难以测出的程度,华北平原地下水由于长期超量开采,加上连年干旱以及排水条件的改善,致使地下水位逐年有较大幅度下降,目前该地区地下水埋深大都在 3 米以下,有的深达 8.5 米,故(2)式中的毛管上升量 C 可忽略不计^[12],则:

$$W_t = W_0 + EW - ET \quad (3)$$

因此,农田土壤水分变化主要受降水或灌溉的纯入渗量 EW 和蒸散量 ET 两个变量的控制。

为了将土壤水分与作物需水(耗水)量结合起来,定义干旱指数 D :

$$D = \frac{\text{某一时期土壤有效含水量}}{\text{某一时期作物需水量}} = \frac{W_t - W_w}{W_c} \quad (4)$$

式中 W_w 为作物凋萎时土壤水分, W_c 作物需水(耗水)量。下面讨论各分量的确定方法。

1. 初始含水量 W_0

华北平原春初(2月底)的农田土壤水分可以表示一年中生长季开始(冬小麦开始返青)的土壤水分 W_0 。在这个时期,冬小麦覆盖度低,土壤基本上裸露,可用热惯量方法获取土壤水分^[10,13]。

土壤热惯量的定义为: $P = \sqrt{d \cdot c \cdot \rho}$ 式中 P 为土壤热惯量, d 为土壤密度, c 和 ρ 分别为土壤的比热和导热率。从土壤热性质不难理解,在一定气象条件下,土壤昼夜温差变化 ΔT 及其反照率 A 应是土壤热惯量 P 的函数,据此定义表观热惯量 P' ,

$$P' = 2Q(1 - A)/\Delta T \quad (5)$$

Q 为到达地面的太阳总辐射。这些因子可以用遥感方法算出。

文献[10]建立了表观热惯量和土壤水分的统计关系。这种方法比较简单,因为表观热惯量可以通过 NOAA-AVHRR 数字图像的不同通道数据计算出来。文献[13]利用前苏联的热惯量与土壤水分的实验模型,对 AVHRR 图像作了一定假设后,通过计算热惯量而获得土壤水分,但需进一步验证。

如果在冬小麦生长的某一阶段确定土壤水分初始值或时段末土壤水分 W_t , 可以采用作物缺水指数方法,通过 NOAA-AVHRR 图像和气象数据估算有作物覆盖下的土壤水分^[11]。这种方法是能量平衡为基础,经二年检验,估算精度达 80% 以上。

2. 纯入渗量 EW

由于需要应用复杂的入渗理论以及复杂的参数处理和数学计算,且在田间的应用难以实现,所以,许多学者往往将入渗过程理想化,对入渗量的计算进行简化。本研究也采用简化的方法,即假定某日(旬)的降水或灌溉在这一日(旬)末瞬时渗入土壤,渗入方式从上一层向下一层渗入,当第一层的水储量达到田间持水量时,若还有剩余,才渗入第二层,依次继续下渗,当一米土体达到田间持水量时,剩余的水全部形成深层渗漏排出一米土体。其入渗表达式为:

$$EW(i, t) = WFC(i) - SW(i, t - 1) \quad (6)$$

对于一米土体得到:

$$EW(t) = WFC - \sum_{i=1}^3 SW(i, t - 1) = PI(t) - R - F \quad (7)$$

式中 $EW(i, t)$ 为第 t 日(旬)进入 i 层土壤的纯入渗量, $WFC(i)$ 为第 i 层土壤的田间持水量, $SW(i, t - 1)$ 为第 t 日(旬)前一日(旬)第 i 层土壤的水储量, $PI(t)$ 为第 t 日(旬)的降水、灌溉量。

这里渗漏量 F 是指降水入渗越过根层补给地下水的数量,主要受降水(降雨量、降雨强度、降雨历时)和入渗条件(土壤质地、土壤前期含水量、地下水埋深)的影响,用下式计算:

$$F = \alpha P \quad (P > 15 \text{ 毫米}) \quad (8)$$

根据华北平原的研究,次降雨量大于 15 毫米时才产生渗漏。 α 为降雨入渗补给系数,因不同的土壤质地、不同的地下水埋深其取值不同。华北平原的 α 值可以从有关资料中查得。

当降雨强度大于土壤的入渗能力时,农田就有可能产生地表径流 R 。关于农田径流量已有研究表明,华北平原的农田径流量不大,只有次降雨量大于 80 毫米时,农田才产生地表径流,径流量为次降雨量减去 80 毫米。

3. 实际蒸散量 ET

实际蒸散量的计算相当复杂,它不仅决定于大气状况,同时还与土壤物理和水文特征及植物生长状况和生理特征有关。我们将土壤-植物-大气做为统一体来考虑,以能量平衡为基础,用 NOAA-AVHRR 数字图像与气象资料相结合估算蒸散^[11]。作物冠层的能量平衡方程为:

$$R_n = H + EE + G$$

式中 R_n 为净辐射, H 为从作物冠层到空气的显热通量, EE 是从冠层到空气的潜热通量, G 是冠层下面的土壤热通量。上式可写为

$$ET = R_n - G - H \quad (9)$$

其中, $R_n = (1 - \alpha)R_s + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4$ (10)

$$G = (0.1 - 0.042h)R_n \quad (11)$$

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_{ac} \quad (12)$$

式中 α 为反照率, R_s 为短波太阳总辐射, ϵ_a 和 ϵ_s 分别为空气和地表发射率, T_a 和 T_s 分别为空气和地表温度, σ 为 Stefan-Boltzman 常数, h 是作物高度, ρ 为空气密度, C_p 是空气比热, r_{ac} 为空气动力阻抗。

可以根据能量平衡方程式,由 NOAA-AVHRR 第一和第二通道获得地表反照率,从第四通道获得地表辐射温度,其余各项可从气象数据获得,从而实现大面积作物蒸散计算^[11]。

4. 冬小麦耗水量的确定

冬小麦一生中由于受外界条件和生理、生态的影响,各阶段耗水量有着明显的不同。一般来说,冬前由于植株幼小,生长缓慢,植株体本身蒸腾面很小。但由于此期温度尚高,土壤蒸发较大,故耗水量较高。以后,温度下降,蒸发减小,越冬期植株停止生长,耗水量最小。返青之后,温度迅速回升,叶面积扩大,耗水量很快增加,至抽穗前后达最大值。尔后,随着叶面积的减少而逐渐降低。耗水量在各生育期的分配如表 1 所示。

表 1 冬小麦不同生育期耗水量的分配

Table 1 The Water Consumption of Winter Water in Different Growing Periods

发育期 (月、日)	播种—越冬 (10.4—12.25)	越冬—返青 (12.26—3.25)	返青—拔节 (3.26—5.5)	拔节—开花 (5.6—5.23)	开花—成熟 (5.24—6.23)
阶段耗水比(%)	19.5	3.9	16.9	26.0	33.7
阶段耗水量(mm)	94.0	18.8	81.5	125.3	162.4

据朱自玺等多年的试验,冬小麦在中等肥力及正常年份下,取得最佳经济效益和水分

利用率的耗水量为 340 毫米,各生育期的耗水量由下式计算^[14]:

$$W_c(t) = 340 \times \int_{t_1}^{t_2} R_c(t) dt \quad (13)$$

式中 $W_c(t)$ 为某时段 ($t_2 - t_1$) 的耗水量; t 为生长日数, $R_c(t)$ 为日耗水比(%), 由下面经验方程确定:

$$R_c(t) = 0.18 + 1.72 \times 10^{-2}t - 4.94 \times 10^{-4}t^2 + 4.0 \times 10^{-6}t^3 - 9.25 \times 10^{-9}t^4 \quad (14)$$

5. 干旱指数分级

参考有关研究,将干旱指数分为五级: $D \geq 1.2$ 为湿润, $0.8 \leq D < 1.2$ 正常, $0.5 \leq D < 0.8$ 偏旱, $0.3 \leq D < 0.5$ 为旱, $D < 0.3$ 为极旱。

三、数据处理和分析

1. 数据的获取

所用 NOAA-AVHRR 为国家气象局卫星气象中心提供的 1990 年 3 月 9 日和 5 月 4 日的 CCT 磁带,气象数据抄自各气象台站。

2. 数据库的建立

为对研究区气象情况进行系统分析,为今后对干旱的预测做准备,而在 DBASEIII 支持下,建立了气象数据库,它包括了 1979—1990 年 3—6 月的诸旬气温、降水、日照、风速、湿度等数据。数据库可以查询、更改、检索、运算等。

3. 图像处理

对 NOAA-AVHRR CCT 磁带及气象数据,分别按第二部分介绍的方法进行处理,并参照文献[10]、[11]和[13],分别获得土壤水分的初始值,5月4日的蒸散和土壤水分等。再按干旱指数的定义,求出冬小麦的干旱指数分布图。

四、结果与讨论

图版 1 图 1 为用 NOAA-AVHRR 数字图像和气象数据等获得的 1990 年 5 月 4 日的干旱指数分布图。图版 1 图 1 按干旱指数分成五级。图中表明,在东北部大部分属于正常地区 ($0.8 \leq D < 1.2$)。只有玉田、宝坻、丰润县的部分地区偏旱。在研究区的西南部显示了偏旱的现象。其中易县、涞水、唐县、定县、蠡县、河间等县干旱现象较为严重。只有极少数地区比较湿润。图版 1 图 1 是计算机处理的图像,个别像元显得比较零乱,对少数像元进行归类后,得到图版 1 图 2,就可以看出研究区旱情分布状况。图中黑的部分是在处理中去掉了水体,山区和城镇。总之,用干旱指数模型监测旱情,将土壤墒情、作物蒸散和需水结合起来,可以反映旱情分布规律。

我们以唐山实测资料为例,检验一下干旱指数计算的精度。唐山地区土壤属于褐土类轻壤土,其容重为 1.35 克/厘米³,5月5日测得土壤水分为 19.9%,其凋萎系数为 5.5%,有效含水量为 14.4%,对于 30 厘米深,折算成毫米数为 58.3,在此旬作物耗水量为 50.1 毫米,故干旱指数为 1.16。属于正常情况,在图中表示为粉红色。(干旱数为 0.8—

1.2) 基本符合事实。

然而,在图像处理和计算过程中,做了一些简化。扩大到一定范围内,其适应性如何,有待于进一步检验,概括起来有如下问题有待于在“八五”攻关中加以解决或完善,以便建立一个适合于黄淮海平原实用的旱情监测模型:

1. 在水平衡中应该考虑灌溉量。我们在计算中未考虑此项,可以通过水利工程等有关资料加以修正。

2. 毛管上升问题,要紧密结合地下水埋深图综合考虑。

3. 不同品种作物耗水量地区差异性,要结合不同品种,研究不同地区的作物耗水量,以便推广到大面积应用。

4. 干旱指数指标分级标准问题,要结合不同地区和不同作物深入研究,定出不同干旱情况下的分级标准。

5. 监测干旱有许多模型和方法,本文只提出一种干旱指数模型,其优点是将土壤水分和作物需水联系起来。它与其它模型比较,精度评价,方法的繁简程度等有待于进一步研究。

6. 在建立干旱指数模型过程中,深感建立信息系统的必要性和重要性。但由于经费和时间的原因未能实现,只是建立了气象数据库,在输出画图过程中应用了信息系统,在“七五”攻关中,必须以信息系统为基础,实现大面积旱情的监测。

五、结 论

在“七五”攻关成果的基础上,依据水平衡原理,利用已发展的 NOAA-AVHRR 数字图像和气象数据大面积估算土壤水分和冬小麦田的蒸散的方法,构造干旱指数模型,反映某一时期土壤有效含水量与作物需水量的关系,用此来监测旱情。其构思的依据是正确的,对监测农作物受旱情况是有实际意义的。但模型所需要的参量较多,地区差异因素的影响,有待进一步改进和简化,在“八五”攻关中要通过不同干旱监测模型比较和评价,解决干旱分类分级标准问题,在干旱监测信息系统的支持下,建立实用的旱情监测技术。

参 考 文 献

- [1] 沈振荣,我国近三十年旱情的时空分布规律,自然资源,第4期,1982年。
- [2] 董凤藻,农作物需水关键期的干旱及其预报,气象,1981。
- [3] 丘宝剑、卢其尧,农业气候区划及其方法,科学出版社,1987。
- [4] 崔读昌,我国北方旱地农业的分类分区研究,农业气象,1987。
- [5] 董振国,对土壤水分指标的研究,气象,第3期,1985年。
- [6] Diem Ho, A soil Thermal Model for Remote Sensing, IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, Vol, GE-25, No. 2, 1987.
- [7] 陈志雄,农田水量平衡,土壤学进展,NO. 1, 1985。
- [8] Musembi, D. K. The Use of Precipitation Data to Identify soil Moisture Patterns and the Growing season in Eastern Kenya, Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 37, 1986.
- [9] 关兆涌、冯智文,利用水分平衡指标检验农业干旱的研究,干旱地区农业研究, No. 1, 1986。
- [10] 隋洪智、田国良等,热惯量方法监测土壤水分,黄河流域典型地区遥感动态研究,科学出版社,1990年。
- [11] 田国良、郑柯等,用 NOAA-AVHRR 数字图像和地面气象站资料估算麦田的蒸散和土壤水分,黄河流域典型

- 区遥感动态研究,科学出版社,1990年。
- [12] 鹿洁忠,农田水分平衡和干旱的计算与预报,北京农业大学学报,第8卷,第2期,1982年。
- [13] 马霁乃、薛勇,土壤含水量遥感信息模型的研究,黄河流域典型地区遥感动态研究,科学出版社,1990年。
- [14] 朱自玺、牛现增、付湘军,冬小麦耗水量和耗水规律的分析,气象,第13卷,第2期,1987。

Remote Sensing Model for Wheat Drought Monitoring

Tian Guoliang Yang Xihua

(Institute of Remote Sensing Application, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

This paper presents a remote sensing approach for wheat drought monitoring and modeling, which based on the principles of soil water balance and energy balance. At first, the original soil water content (W_c) was obtained from the relationship of the soil moisture and in apparent thermal inertia which was established through the experiments conducted over nearly bare fields in the North China Plain. Secondly, the evapotranspiration (E_t) of the wheat fields was estimated using the remotely sensed reflected solar radiation and surface temperatures extracted from the NOAA-AVHRR digital image as well as the meteorological data such as incoming solar radiation, air temperature, windspeed and vapor pressure from ground meteorological station. Then, the soil water content (W_t) in a particular period of time (say 10 day period) can be calculated using the equation of soil water balance. At last, A drought index model was developed by considering the water requirement of winter wheat and the available soil water content. This model has been proved to be effective in monitoring the wheat drought in a large area.

Key words Drought Monitoring Remote Sensing Model

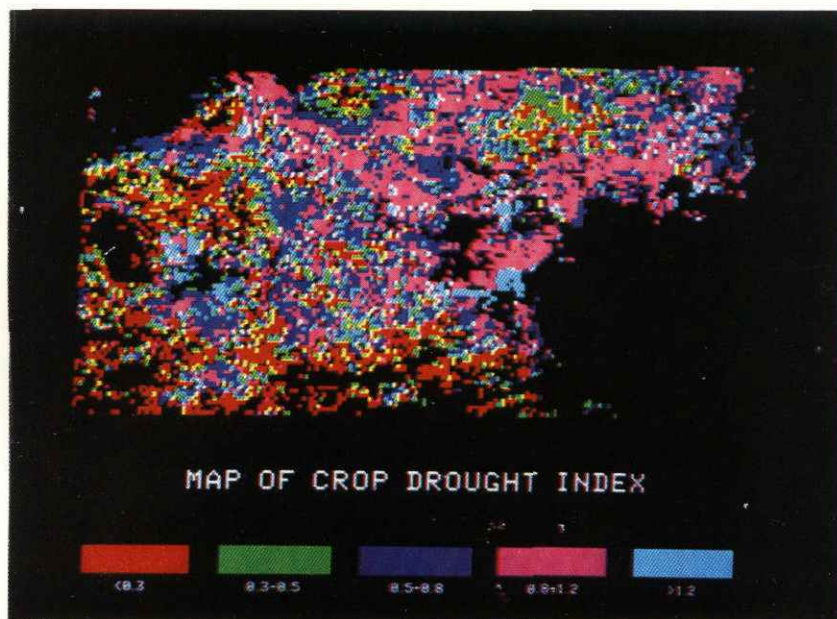


图1 北京、天津和河北部分地区干旱指数分布图 (1991年5月4日)



图2 经计算机平滑后的干旱指数分布图