

能量指数法在黑龙江干旱监测中的适用性研究^①

郑有飞^{1,2,3}, 刘 茜², 王云龙³, 吴荣军³, 陈 鹏²

(1 江苏省气象灾害重点实验室, 南京 210044; 2 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044;

3 南京信息工程大学环境科学与工程学院, 南京 210044)

摘要: 基于 MODIS 产品资料, 结合土壤墒情实测数据, 就能量指数法在黑龙江省农业干旱遥感监测中的适用性展开研究。结果表明: 能量指数法的监测效果明显优于热惯量法和植被供水指数法, 同时该方法还解决了其他方法不能连续监测土壤含水量的问题, 适用于各种植被覆盖条件下以及各种土层深度的干旱监测。同时, 运用多年资料分时、分层建立了基于能量指数法的土壤水分反演模型, 模型的拟合效果在 50 cm 深度时最好, 20 cm 深度次之, 10 cm 深度稍差。此外, 模型在 2009 年黑龙江省干旱监测应用中的效果表明, 反演结果与实际情况基本一致, 能较好地反映黑龙江省旱情的空间分布和发展过程。

关键词: 能量指数模式; EOS/MODIS 资料; 干旱监测

中图分类号: TP79

干旱是影响我国农业生产的最严重的气象灾害。进行有效、快速的干旱监测, 对于各级政府部门及时了解旱情的发生、发展, 并适时采取抗旱措施具有重要意义。传统监测方法主要根据有限站点测定的土壤含水量来监测旱情。这种方法样点数目少、代表性差, 结果并不能真实反映大面积区域内的干旱状况。遥感技术的出现和发展, 为土壤墒情的宏观、动态和实时监测提供了一种全新的手段。

国外对干旱遥感监测的研究始于 20 世纪 60 年代末。与之相比, 我国在这方面的研究起步较晚, 从 20 世纪 80 年代才开始, 但近年来已取得很大进展。目前在业务上运用比较成熟的主要有土壤热惯量法和植被供水指数法。最早应用热惯量模型进行土壤水分反演的是 Waston 等^[1-2]。随着研究的进一步深入, Price^[3]通过引进地表热量平衡方程和热传导方程, 对土壤热惯量模式进行了改进, 并提出了表观热惯量的概念。在我国, 刘兴文和冯勇进^[4]、张仁华^[5]、余涛和田国良^[6]、隋洪智等^[7]、肖乾广等^[8]运用热惯量原理在利用 NOAA/AVHRR 图像反演土壤湿度方面做了大量工作, 并取得了一系列成果。而植被供水指数则由 Carlson^[9]提出, 主要针对作物覆盖度较高、植被蒸腾较强季节的干旱监测。在我国, 郭锐等^[10]、刘丽等^[11]、张春桂和李文^[12]、邓玉娇等^[13]利用 NOAA/AVHRR 资料采用

植被供水指数分别对甘肃、贵州、福建、广东的干旱灾害进行了监测, 取得了较好的效果。

虽然热惯量和植被供水指数法已在干旱灾害的监测中发挥了重要作用, 成为气象部门的一项基本业务, 但在实际使用中, 这两种方法均有其优势和局限性。热惯量法需要卫星连续两次过境的数据以计算地面最高和最低温度, 这在实际工作中不易获取, 影响其时效性; 而且热惯量法只适于裸土或稀疏植被下垫面, 在中高植被覆盖条件下, 则效果不佳。植被供水指数法获取资料容易, 时效性强, 需要有较长年代的资料积累, 只适用于高植被覆盖情况下的土壤水分监测, 对低中植被下垫面效果不佳。因此, 有必要寻找一种适用于任意植被覆盖度下的干旱监测方法, 与其他常用方法结合起来使用, 提高监测精度。张文宗等^[14]在总结现有业务化监测方法利弊的基础上, 根据土壤热力学理论, 提出了一种利用 EOS/MODIS 资料遥感监测农业干旱的新方法——能量指数模式, 并将该模式应用于河北省干旱监测的研究。实际应用结果表明, 能量指数模式适用于各种植被覆盖条件的下垫面, 监测效果优于目前业务使用的其他方法。

能量指数法计算简单、监测效果良好, 将其使用范围向全国推广有利于大幅度提高我国干旱监测的精度和水平。因此, 本文应用 EOS/MODIS 卫星数据,

^①基金项目: 中国气象局干旱气象科学研究基金项目 (IAM201101) 和中国气象局小型基建项目“农业干旱监测预报与农情分析业务系统建设”资助。
作者简介: 郑有飞 (1959—), 男, 江苏无锡人, 博士, 教授, 主要从事环境气象、农业气象、生态环境研究。E-mail: zhengyf@nuist.edu.cn

结合黑龙江省各地气象站土壤墒情观测结果, 研究能量指数法在黑龙江省干旱监测中的适用性, 并利用多年资料建立模型进行土壤湿度的反演和验证, 目的在于探讨遥感资料反演各种植被覆盖条件下土壤湿度的方法, 从而为农业、气象等部门的决策和生产提供及时有效的信息和技术支持。

1 研究区域与数据处理

1.1 研究区概况

黑龙江省位于我国东北边疆, 地处 $43^{\circ}22' \sim 53^{\circ}24' N$, $121^{\circ}13' \sim 135^{\circ}05' E$ 之间, 属于典型的大陆性季风气候区。黑龙江省是农业大省, 是我国重要的商品粮基地, 耕地主要分布在松嫩平原和三江平原, 土地集中, 地形平稳。全省年均降水量在 $380 \sim 650 \text{ mm}$, 水资源时空分布极不均匀, 西部较少、东部较多, 平原较少、山区较多; 全省年内降水主要集中在 6—9 月份, 约占全年总降水量的 $60\% \sim 80\%$; 4—6 月降水很少, 只占全年降水量的 10% 左右; 而 12 月至次年 2 月的降水量仅有 $5 \sim 20 \text{ mm}$, 只占全年的 $5\% \sim 10\%$, 极易发生春旱^[15]。近年来更是干旱频发, 甚至连续出现了春旱连夏旱, 夏旱连秋旱, 使农业生产蒙受了巨大损失。因此, 探讨一套科学、有效的干旱监测方法, 对于促进当地的农业生产和社会经济发展具有重要的现实意义。

1.2 数据源

土壤湿度数据来自 2003—2009 年 5—9 月黑龙江省 40 个气象台站每旬观测的 10、20 和 50 cm 的土壤相对湿度数据, 这些观测站点的空间分布见图 1。

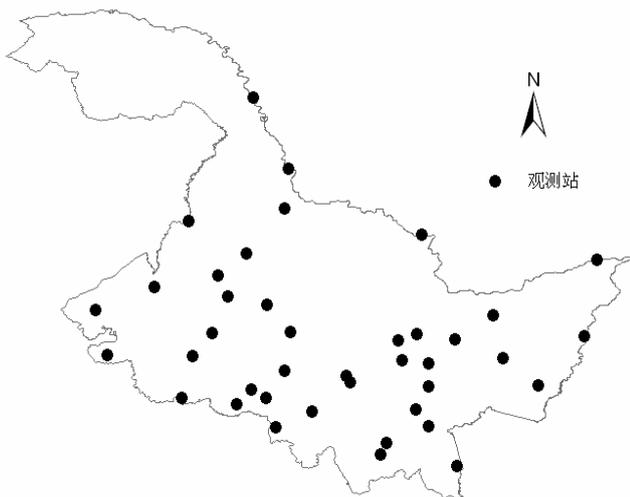


图 1 土壤湿度观测站点分布图

Fig. 1 Soil moisture sites in Heilongjiang Province

从图中可以看出, 这些观测站的分布相对均匀, 但在西北部站点较少。个别观测数据是人工灌溉后测量的, 这些数据会影响到土壤湿度反演的准确性, 要将其剔除掉。另外, 由于天气气候等多种因素的影响, 这些测站并非每月、每旬都有上报来的湿度资料。因此, 土壤湿度数据存在时空的不均匀性, 这对资料分析会有所影响^[16]。遥感资料来源于 NASA (美国航空航天局) 的陆地数据分发中心 (Land Processes, DAAC) 免费提供的 Terra-MODIS 标准数据产品, 包括 8 天合成的 500 m 地表反射率产品 MOD09A1 和 1 km 地表温度产品 MOD11A2。数据时间范围为 2003—2009 年的 5—9 月。地表反射率产品 MOD09A1 包括可见光、近红外和短波红外等 7 个波段的反射率等数据, 采用最大值法合成, 合成过程中考虑云和云阴影、太阳天顶角大小以及蓝色波段反射率等因素的影响。MOD11A2 是对 8 天内晴空日地表温度数据 MOD11A1 平均得到, 包括白天地表温度、夜间地表温度、31 和 32 波段通道的发射率等数据。其地表温度是通过建立 31、32 通道亮温的线性组合, 采用分裂窗算法计算获取的。其中通道亮温值根据辐射度与 0.1 K 步长亮温的查找表来确定, 在计算地表温度过程中需要的发射率是根据 MODIS 土地覆盖产品确定的^[17]。对已知发射率的象元点反演陆地表面温度的精度可以达到 1 K 。

1.3 数据处理

遥感数据获得后, 首先利用 NASA 提供的 MODIS 数据产品投影变换软件 MRT 作图幅拼接和投影变换, 采用 Geographic 投影, 最近邻方法重采样, 空间分辨率为 1 km 。并分别从 MOD09A1 和 MOD11A2 产品中提取出白天、夜间地表温度 T_s 和各通道反射率数据。然后, 在遥感图像处理软件 ENVI 的支持下, 利用黑龙江省行政边界图对拼接后的遥感影像进行裁剪, 同时利用 ENVI 的掩膜技术滤去水体以及不能有效去除云影响的区域。最后, 在 Fortran 编程环境下, 计算归一化植被指数 NDVI, 以及土壤热惯量、植被供水指数和能量指数。

2 基本原理

2.1 热惯量法

土壤热惯量是土壤热稳定性的衡量指标, 其大小取决于土壤的比热、密度和热导率三者的乘积。水的比热大, 而干燥土壤的比热则较小。因此, 随着土壤含水量的增加, 土壤的比热和热导率便随之增大, 同时由于土壤中的空隙被水填充, 土壤密度也会随之增

大,这必然引起土壤热惯量的增大^[18]。由此可知,土壤含水量越高,热惯量越大,反照率越小,地表的日温差就越小;反之,土壤含水量越低,热惯量越小,反照率越大,地表的日温差就越大。

热惯量 P 的表达式为:

$$P = \sqrt{\lambda \cdot \rho \cdot C} \quad (1)$$

式中, λ 是热导率 ($\text{J}/(\text{m} \cdot \text{s} \cdot \text{K})$), ρ 是密度 (kg/m^3), C 是比热 ($\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$)。

大量的研究证实,土壤热惯量可以作为遥感监测土壤含水量的指标。在实际应用中,通常用简化后的表观热惯量 ATI 来代替真实热惯量 P ,表观热惯量的表达式为:

$$ATI = (1 - A)/(T_d - T_n) = (1 - A)/\Delta T \quad (2)$$

式中, $\Delta T = T_d - T_n$, 为昼夜温差 (K); T_d 、 T_n 分别为昼、夜温度 (K); A 为 EOS 卫星全波段反照率 (%)

(本文取 $A = 0.16CH_1 + 0.291CH_2 + 0.243CH_3 + 0.116CH_4 + 0.112CH_5 + 0.081CH_7 - 0.0015$, 其中, CH_1 、 CH_2 、 CH_3 、 CH_4 、 CH_5 、 CH_7 分别为 MODIS 上述各通道的反照率 (%))。

2.2 植被供水指数法

对于有植被区域,遥感监测到的地表温度实际上是植被的冠层温度。当土壤水分充足时,植物生长状态好,蒸腾作用强,冠层温度低。当作物受旱时,为减少水分散失,叶片会通过关闭部分气孔以减少蒸腾量,植被冠层温度就会升高;同时作物生长也会受到影响,导致植被指数降低^[19]。因此,作物冠层温度和植被指数可以作为反映作物受旱程度的指标。基于这种认识,植被供水指数 ($VSWI$) 定义为:

$$VSWI = NDVI / T_s \quad (3)$$

$$NDVI = (CH_2 - CH_1)/(CH_2 + CH_1) \quad (4)$$

式中, $NDVI$ 为归一化植被指数, T_s 为地表温度, CH_1 和 CH_2 分别为 EOS 卫星第 1 和第 2 通道的反射率值。

由 (3) 式可知, $VSWI$ 越大,说明作物长势越好,干旱程度越低;反之,则说明作物供水不足,干旱程度越高。

2.3 能量指数法

根据土壤热力学理论,地球表面接收太阳短波辐射的同时,也以长波辐射的形式向外发射能量,根据斯蒂芬-波尔兹曼定律,地表发射长波辐射的强度与地表绝对温度的四次方成正比。能量指数模式的基本思路是:地球表面单位面积上得到的短波辐射为 $(1 - A_1)$,土壤越干燥,地表和植被冠层温度的增温幅度越大,

向外发射的长波辐射的强度越大;相反,因为土壤或植被中的水分吸收了一部分太阳辐射,土壤越湿润,地表和植被冠层温度就越低,经过转换向外放出的长波辐射越弱^[14]。张文宗等^[14]使用 2004—2005 年的 EOS/MODIS 资料和河北省 100 多个气象台站监测的土壤墒情资料,建立了能量指数模式,表达式为:

$$D = (1 - A_1)/T_s \quad (5)$$

式中, A_1 为 EOS 卫星 CH_2 (光谱范围 841~876 nm) 的反照率, T_s 为地表温度。

3 结果与讨论

3.1 三种指数模型的比较

结合同期的 MODIS 影像,对云覆盖地区样点和无效测点作进一步剔除后,获得黑龙江省 2003—2008 年 5—9 月各旬土壤湿度有效样点。将计算得到的热惯量 ATI 、植被供水指数 $VSWI$ 和能量指数 D 分别按不同时期和不同土层深度与土壤实测湿度进行回归拟合和相关分析,建立各时期不同指数与不同厚度土壤相对湿度的直线回归方程 ($Y = a + bX$)、对数回归方程 ($Y = a + b \ln(X)$) 以及指数回归方程 ($Y = a \times e^{bX}$)。由于总体上直线模型的拟合效果比其他两种模型的拟合效果好,同时考虑到模型的简单、实用以及稳定性,可以确定直线模型是最理想的拟合函数。

根据黑龙江省作物生长变化特点,结合遥感资料的分析,选择 5 月中旬—6 月上旬为低植被覆盖期、7 月中旬—8 月上旬为高植被覆盖期进行研究。对这两个时期不同指数的直线模型拟合结果进行显著性检验和相对误差分析,回归检验结果见表 1 和表 2。

由表 1 和表 2 可以看出:在 5 月中旬到 6 月上旬,由于作物刚刚播种或出苗,土壤大部分为裸地或处于植被覆盖较少的阶段。这一时期能量指数法的监测效果最好,热惯量法次之,两种指数的拟合精度均明显优于植被供水指数法。能量指数法在 10、20 和 50 cm 深度的相对拟合误差分别为 15.5%、9.7% 和 9.6%,各层平均为 11.6%,并且与土壤湿度的相关性达到 $P < 0.05$ 或 $P < 0.01$ 显著水平;热惯量法在 10 cm 和 20 cm 深度分别为 12.6% 和 11.0%,各层平均为 11.8%;而植被供水指数法在 10、20 和 50 cm 深度的相对拟合误差分别为 20.8%、12.7% 和 10.6%,各层平均为 14.7%,且与土壤湿度的相关性不显著。从以上数据可以看出,能量指数法在 20 cm 和 50 cm 土层深度的相对误差相差不大,但在 10 cm 处的相对误差明显增大;热惯量

表 1 不同指数对土壤湿度的拟合效果

Table 1 Fitting results of soil moisture under different indices

时间	深度 (cm)	ATI		VSWI		D		
		<i>r</i>	△ (%)	<i>r</i>	△ (%)	<i>r</i>	△ (%)	
低植被覆盖期	2003年5月中旬	10	0.450**	15.9	0.210	21.0	0.488**	21.1
		20	0.425*	12.5	0.127	12.6	0.669**	9.6
		50	0.452*	11.0	0.056	11.7	0.566**	10.0
	2008年5月下旬	10	0.393*	10.6	0.048	12.0	0.479**	9.3
		20	0.347*	10.3	0.160	10.7	0.491**	9.5
		50	0.220	10.4	0.318	10.7	0.389*	10.7
	2004年6月上旬	10	0.349	11.2	0.190	29.3	0.564**	16.0
		20	0.430*	10.2	0.270	14.9	0.522**	9.9
		50	0.421*	8.0	0.189	9.3	0.575**	8.2
高植被覆盖期	2005年7月中旬	10	0.158	13.1	0.291	13.1	0.408*	13.1
		20	0.062	9.7	0.330	10.4	0.447*	9.1
		50	0.173	7.2	0.414*	10.8	0.421*	8.0
	2008年7月下旬	10	0.058	17.2	0.296	16.7	0.430*	15.8
		20	0.159	13.2	0.430*	13.2	0.529**	13.6
		50	0.165	11.5	0.339	12.8	0.440*	12.0
	2008年8月上旬	10	0.041	17.6	0.375*	15.3	0.550**	15.9
		20	0.039	13.6	0.469**	11.5	0.569**	12.6
		50	0.079	2.9	0.366*	13.1	0.405*	12.4

注: ATI、VSWI 和 D 分别表示热惯量法、植被供水指数法和能量指数法, *r* 为相关系数, △为相对误差; * 和 ** 表示相关性分别达到了 $P<0.05$ 和 $P<0.01$ 显著水平。

表 2 不同指数的拟合值与实测值的相对误差分析

Table 2 Relative error analysis between observations and fitted values under different indices

拟合方法	土壤深度 (cm)	相对误差 △ (%)		
		低植被期平均	高植被期平均	各植被期平均
D	10	15.5	14.9	15.2
	20	9.7	11.8	10.75
	50	9.6	10.8	10.2
	各层平均	11.6	12.5	12.05
ATI	10	12.6	16.0	14.3
	20	11.0	12.2	11.6
	各层平均	11.8	14.1	12.95
VSWI	10	20.8	15.0	17.9
	20	12.7	11.7	12.2
	50	10.6	12.2	11.4
	各层平均	14.7	13.0	13.85

注: 由于 2008 年 8 月上旬在 50 cm 深度 ATI 的拟合相对误差出现了异常值, 因此本表中未对 ATI 在 50 cm 深度的拟合相对误差进行统计分析。

法在 10 cm 和 20 cm 处的相对误差相差不大, 各层平均相对误差略大于能量指数模式。

7 月中旬到 8 月上旬是作物生长旺盛的阶段, 地

表植被覆盖量多。能量指数法的监测效果依然最好, 在 10、20 和 50 cm 深度的相对拟合误差分别为 14.9%、11.8% 和 10.8%, 各层平均为 12.5%, 并且与土壤湿度的相关性均达到 $P<0.05$ 或 $P<0.01$ 显著水平; 而热惯量法的监测精度则明显降低, 在 10 cm 和 20 cm 深度拟合误差分别为 16.0% 和 12.2%, 各层平均为 14.1%, 并且与土壤湿度的相关性不显著; 植被供水指数法则与热惯量法刚好相反, 拟合精度有了显著提高, 在任一土层深度均明显优于热惯量法, 各层误差分别为 15.0%、11.7% 和 12.2%, 各层平均为 13.0%。由以上数据可以看出, 能量指数法在各土层深度的监测效果与低植被覆盖阶段基本一致, 植被供水指数法在 10 cm 和 20 cm 深度相对误差与能量指数法相差不大, 其各层平均相对误差比能量指数法大 0.5%。

综上所述, 热惯量法与植被供水指数法的监测效果随着时间的变化起伏比较大, 只能分别用于低植被和高植被覆盖条件下的土壤水分监测; 而能量指数法不仅适用于各种植被覆盖条件下的土壤水分监测, 同时监测精度也明显优于其他两种方法。

究其原因, 可以发现热惯量法计算公式中的 *A* 因

为是全波段的反照率, 使得植被对近红外的强反射信号被削弱, 所以在高植被覆盖时效果不好; 而 $VSWI$ 与植被指数 $NDVI$ 成正相关, 因此在植被覆盖稀少的下垫面其监测精度大大降低; 能量指数法计算公式中的 A_1 正是植被对近红外的强反射区的反照率, 从理论上更加符合植被冠层温度与土壤水分成反比的规律, 所以能量指数法不仅能弥补另外两种方法受应用时段

限制的问题, 同时还使土壤旱情监测的精度有所提高。

图 2 给出了 2008 年 3 种指数模型在 20 cm 深度处与土壤湿度的相关系数和相对误差随时间变化的趋势。可以明显看出, 热惯量法与植被供水指数法的监测效果很不稳定, 而能量指数 D 与土壤湿度的相关性和拟合精度随时间的变化不大, 且在各个时期均优于热惯量法和植被供水指数法。

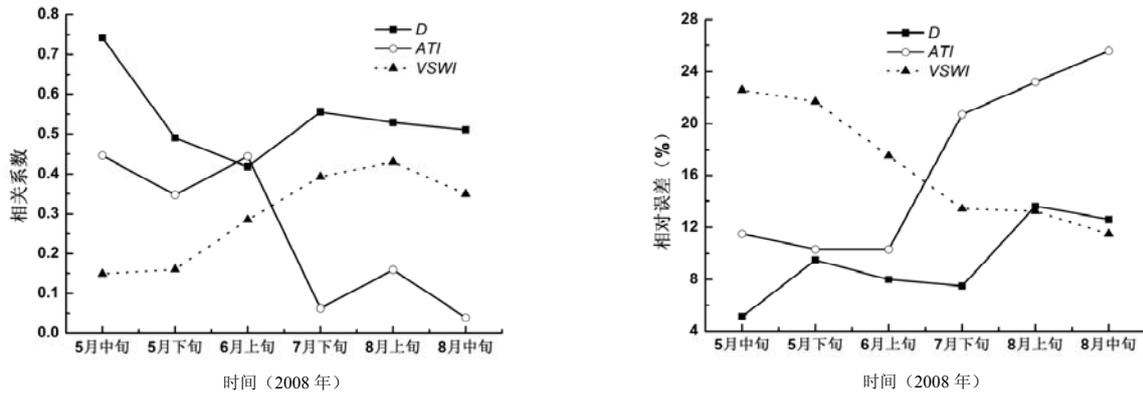


图 2 2008 年 20 cm 深度处不同指数与土壤湿度的相关系数和相对误差随时间变化的趋势

Fig. 2 Trends of correlation coefficients and relative errors between different indices and the relative soil moisture at the depth of 20 cm in 2008

3.2 能量指数模型的建立与验证

5—9 月是黑龙江省农作物的主要生长期。在生长期中, 植被覆盖程度的高低会随时间的变化而有所不同。为了能够较为精确地监测到作物生长各个时期的

土壤水分状况, 本文运用 2003—2008 年的多年数据, 将能量指数 D 分别按不同时期和不同土层深度与土壤实测湿度建立起土壤水分反演模型 ($SWC=a \times D+b$), 结果如表 3 所示。

表 3 各旬各层土壤湿度监测模型

Table 3 The monitoring models of soil moistures at different depths in various periods

时间	10 cm			20 cm			50 cm			
	a	b	r	a	b	r	a	b	r	
5 月	上旬	274.316	4.779	0.326	272.819	11.081	0.399	184.731	36.782	0.276
	中旬	113.136	44.592	0.221	89.590	59.011	0.222	126.160	52.220	0.215
	下旬	308.647	-5.691	0.315	217.375	25.233	0.309	140.404	48.518	0.210
6 月	上旬	266.228	2.292	0.274	208.184	25.892	0.281	140.590	47.947	0.227
	中旬	168.816	27.096	0.166	130.320	44.691	0.170	150.023	43.978	0.223
	下旬	133.043	37.894	0.212	102.899	52.001	0.192	94.927	59.308	0.207
7 月	上旬	149.481	42.132	0.250	147.050	46.487	0.289	138.415	51.891	0.320
	中旬	89.841	57.353	0.182	121.758	52.960	0.311	104.675	60.464	0.289
	下旬	100.155	51.449	0.192	108.546	53.273	0.243	104.953	59.280	0.279
8 月	上旬	128.330	45.684	0.181	115.859	51.471	0.188	109.689	56.309	0.214
	中旬	121.397	46.538	0.217	94.457	56.598	0.191	88.196	61.997	0.202
	下旬	134.137	42.623	0.185	108.578	50.413	0.184	91.717	58.379	0.174
9 月	上旬	137.746	39.395	0.186	128.563	44.220	0.188	102.704	54.117	0.158
	中旬	137.262	40.034	0.191	175.005	32.210	0.257	151.645	40.575	0.220
	下旬	139.188	33.973	0.180	177.927	53.188	0.233	126.606	45.473	0.175

注: r 为相关系数, 表中 r 值均达到了 $P < 0.05$ 或 $P < 0.01$ 显著水平。

为了验证模型的拟合效果,将计算得到的 2009 年的能量指数 D 分别代入各旬和各层的模型,得到不同时期和不同土层深度的土壤水分反演值,并计算其与土壤实测湿度的相对误差,结果如表 4 所示。

表 4 能量指数模型对土壤湿度的拟合效果

Table 4 Fitting results of the energy index models

时间		10 cm	20 cm	50 cm	各层平均
		Δ (%)	Δ (%)	Δ (%)	Δ (%)
2009 年 5 月	上旬	12.5	11.1	9.2	10.9
	中旬	13.7	12.1	9.9	11.9
	下旬	12.1	11.4	12.8	12.1
2009 年 6 月	上旬	19.3	11.7	10.6	13.9
	中旬	13.5	9.6	9.5	10.9
	下旬	9.4	8.0	7.8	8.4
2009 年 7 月	上旬	14.8	10.9	8.2	11.3
	中旬	10.9	9.4	10.1	10.1
	下旬	14.2	13.3	10.1	12.5
2009 年 8 月	上旬	19.1	18.3	16.2	17.9
	中旬	19.9	18.6	14.6	17.7
	下旬	10.1	8.5	9.3	9.3
2009 年 9 月	上旬	14.5	11.0	10.8	12.1
	中旬	14.9	13.1	11.6	13.2
	下旬	15.9	13.2	11.6	13.6
各旬平均 Δ (%)		14.3	12.0	10.8	12.4

由表 4 可知,在作物整个生长期中,各土层深度的相对拟合误差均小于 20%,总体上拟合效果很好。在 10、20 和 50 cm 深度的各旬平均相对误差分别为 14.3%、12.0% 和 10.8%,各层总平均相对误差为 12.4%。由此可见,能量指数反演模型对于各土层深度的土壤水分状况的估算能力都很强。其中,50 cm 处深层土壤的拟合精度最高,20 cm 深度次之,10 cm 处稍差。

3.3 能量指数模型在旱情监测中的应用

2009 年 5 月,黑龙江全省持续高温少雨,加之大风天气增多,导致土壤失墒加快,全省大范围出现严重旱情。据国家气象中心土壤墒情动态监测,至 6 月 2 日,黑龙江大部分 10 cm 土壤相对湿度在 70% 以下,小部分 20 cm 土壤相对湿度小于 70%,处于干旱状态。截至 6 月 3 日,全省总干旱面积(10 cm 耕层)为 375.8 万 hm^2 。然而进入 6 月以后却降雨不断,出现

了少有的旱涝急转。6 月份全省大部分地区的降水日数达到了 25 天之多,降雨强度和降雨总量均达到有气象史以来的极值,从而导致部分地区发生洪涝灾害。

图 3 ~ 图 8 给出了运用多年数据建立的能量指数反演模型对 2009 年 6 月 2 日、7 月 4 日的旱情进行的监测结果。根据土壤墒情状况和水利相关标准,将土壤干旱程度划分为 5 个等级:重旱(土壤相对湿度 < 40%),中旱(土壤相对湿度 40% ~ 50%),轻旱(土壤相对湿度 50% ~ 60%),正常(土壤相对湿度 60% ~ 80%),湿润(土壤相对湿度 > 80%),形成旱情等级的分布图像。

从监测结果来看,2009 年 6 月 2 日,黑龙江大部分地区 10 cm 土壤相对湿度在 60% 以下,处于轻旱状态;小部分地区 10 cm 土壤相对湿度低于 50%,处于中旱状态。20 cm 的土壤墒情明显好于 10 cm,大部分地区的土壤相对湿度在 60% ~ 80% 之间,处于正常状态;只有小部分地区的土壤相对湿度低于 60%,处于轻旱状态。而 50 cm 的深层土壤墒情则较好,大部分地区的土壤相对湿度在 60% ~ 80% 之间,处于正常状态;个别地区甚至超过了 80%,达到湿润状态。总体来看,大部分地区浅层土壤的干旱程度较下层土壤高一个干旱等级。到了 7 月 4 日,由于 6 月份全省范围内的普遍降雨,所有地区 10、20 和 50 cm 土壤的墒情状况均达到了湿润状态。这与实际情况是一致的。

4 结论

(1) 能量指数法的旱情监测效果明显优于热惯量法和植被供水指数法,同时能量指数法还解决了另外两种方法不能连续监测土壤含水量的问题,适用于作物整个生长期中不同发育阶段以及不同深度土层的旱情监测。

(2) 运用多年资料建立的能量指数模型在各土层深度的反演精度都很高,其中在 50 cm 深度时最好,20 cm 深度次之,10 cm 深度效果稍差。

(3) 由于资料和时间有限,本文只研究了能量指数法在黑龙江省干旱监测中的适用性,要将该方法在全国范围内进行推广仍有待于今后的进一步研究。

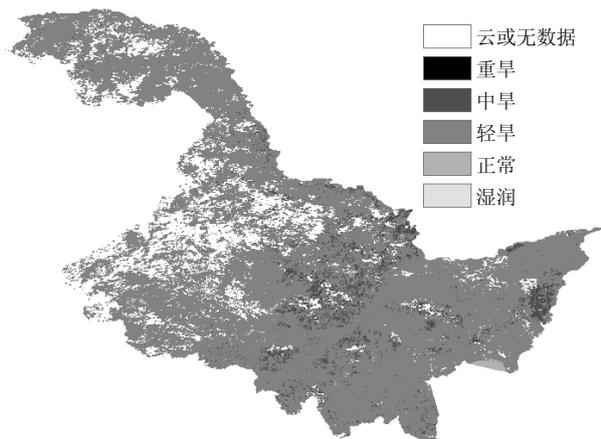


图 3 2009 年 6 月 2 日干旱遥感监测图像 (10 cm)

Fig. 3 Drought monitoring image on Jun. 2, 2009

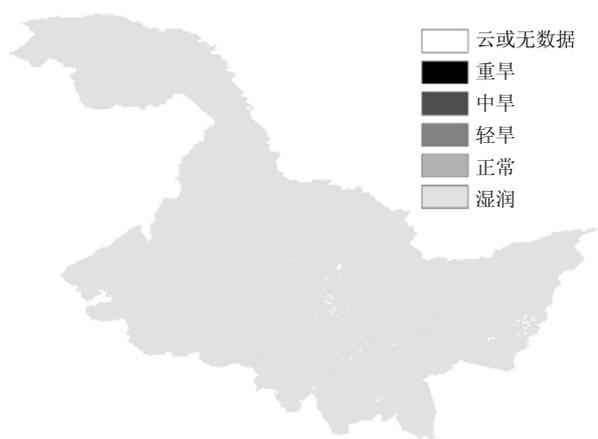


图 4 2009 年 7 月 4 日干旱遥感监测图像 (10 cm)

Fig. 4 Drought monitoring image on Jul. 4, 2009

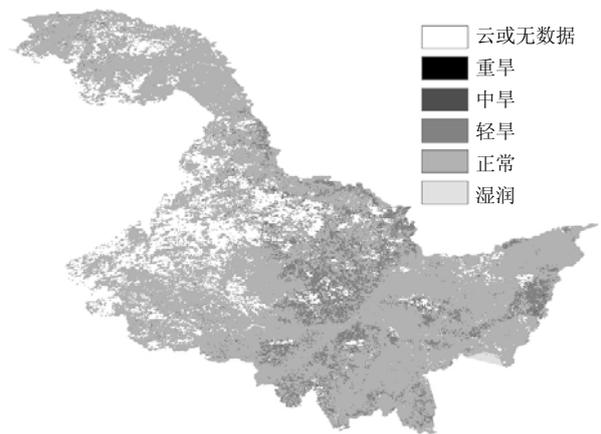


图 5 2009 年 6 月 2 日干旱遥感监测图像 (20 cm)

Fig. 5 Drought monitoring image on Jun. 2, 2009

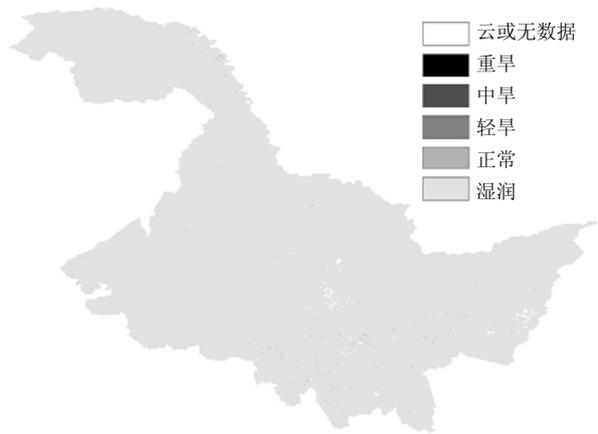


图 6 2009 年 7 月 4 日干旱遥感监测图像 (20 cm)

Fig. 6 Drought monitoring image on Jul. 4, 2009

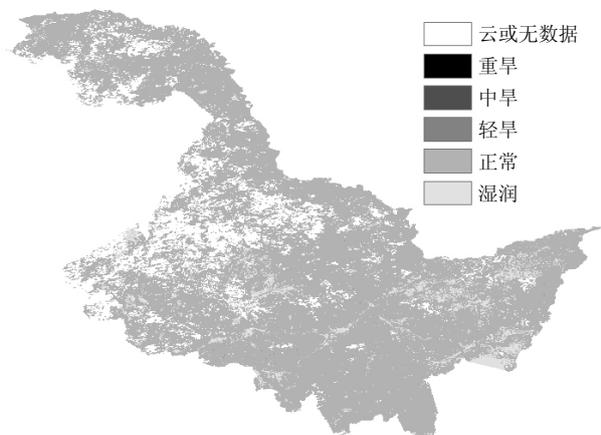


图 7 2009 年 6 月 2 日干旱遥感监测图像 (50 cm)

Fig. 7 Drought monitoring image on Jun. 2, 2009

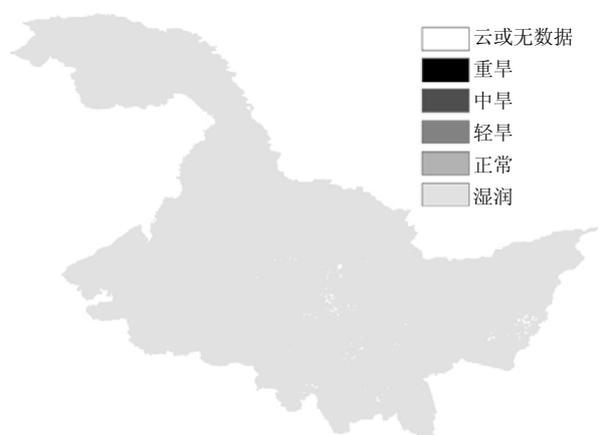


图 8 2009 年 7 月 4 日干旱遥感监测图像 (50 cm)

Fig. 8 Drought monitoring image on Jul. 4, 2009

参考文献:

- [1] Watson K, Rowen LC, Offield TW. Application of thermal modeling in the geologic interpretation of IR image. *Remote Sensing of Environment*, 1971, 3: 2017-2041
- [2] Watson K, Pohn HA. Thermal inertia mapping from satellites discrimination of geologic unit in Oman. *Journal of Research Geology Surveying*, 1974, 2(2): 147-158
- [3] Price JC. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1990, 28: 940-948
- [4] 刘兴文, 冯勇进. 应用热惯量编制土壤水分图及土壤水分探测效果. *土壤学报*, 1987, 24(3): 272-280
- [5] 张仁华. 改进的热惯量模式及遥感土壤水分. *地理研究*, 1990, 9(2): 101-112
- [6] 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): 24-32
- [7] 隋洪智, 田国良, 李付琴. 农田蒸散双层模型及其在干旱遥感监测中的应用. *遥感学报*, 1997, 1(3): 220-224
- [8] 肖乾广, 陈维英, 盛永伟, 李靖. 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
- [9] Carlson TN. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurement to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sensing of Environment*, 1994, 9: 161-173
- [10] 郭锐, 陈添宇, 雷建勤, 杨兰芳. 用 NOAA 卫星可见光和红外资料估算甘肃省东部农田区土壤湿度. *应用气象学报*, 1997, 8(2): 212-218
- [11] 刘丽, 周颖, 杨凤, 宋国强. 用遥感植被供水指数监测贵州干旱. *贵州气象*, 1998, 22(6): 17-21
- [12] 张春桂, 李文. 福建省干旱灾害卫星遥感监测应用研究. *气象*, 2004, 30(3): 22-25
- [13] 邓玉娇, 肖乾广, 黄江, 曹静. 2004 年广东省干旱灾害遥感监测应用研究. *热带气象学报*, 2006, 22(3): 237-240
- [14] 张文宗, 姚树然, 赵春雷, 王云秀. 利用 MODIS 资料监测和预警干旱新方法. *气象科技*, 2006, 34(4): 501-504
- [15] 庞治国. 干旱遥感监测模型研究及墒情预报探索—以黑龙江省为例 (博士学位论文). 北京: 中国水利水电科学研究院, 2003
- [16] 冯强, 田国良, 王昂生, 柳钦火. 基于植被状态指数的全国干旱遥感监测试验研究(I)—资料分析与处理部分. *干旱区地理*, 2004, 27(2): 131-136
- [17] Wan ZM. MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document (LST ATBD), Version 3.3. Institute for Computational Earth System Science, University of California, 1999
- [18] 裴浩, 范一大, 乌日娜. 利用气象卫星遥感监测土壤含水量. *干旱区资源与环境*, 1999, 13(1): 73-76
- [19] 莫伟华, 王振会, 孙涵, 马轮基, 何立. 基于植被供水指数的农田干旱遥感监测研究. *南京气象学院学报*, 2006, 29(3): 396-401
- [20] 魏国栓, 沈润平, 丁国香. 仪征地区农田深层土壤湿度遥感反演初探. *遥感技术与应用*, 2008, 23(1): 36-41
- [21] 黄淑娥, 聂秋生, 祝必琴, 王怀清. 江西省干旱遥感监测研究. *江西农业大学学报*, 2008, 30(5): 944-948
- [22] 郑有飞, 徐芳, 关福来, 杨彬云. AVHRR 植被产品在干旱研究中的应用. *科技信息*, 2007, 29: 324-326
- [23] 冯锐, 张玉书, 纪瑞鹏, 陈鹏狮, 张淑杰, 孙龙戩, 武晋雯. 基于 MODIS 数据的作物苗期干旱监测方法. *气象科技*, 2008, 36(5): 606-608
- [24] 潘卫华, 陈家金, 陈惠, 张春桂, 李丽纯. 基于 MODIS 数据的福建省干旱遥感动态监测分析. *中国生态农业学报*, 2008, 16(4): 1015-1019
- [25] 李红梅, 马玉寿. 基于 EOS/MODIS 的青海草原春季干旱监测模型. *草业科学*, 2008, 25(11): 20-23
- [26] 张树誉, 李登科, 李星敏, 景毅刚, 王钊. MODIS 资料在 2005 年陕西春旱过程监测中的应用. *中国农业气象*, 2006, 27(3): 204-209
- [27] 孙丽, 王飞, 吴全. 干旱遥感监测模型在中国冬小麦区的应用. *农业工程学报*, 2010, 26(1): 243-249
- [28] 李星敏, 刘安麟, 张树誉, 王钊. 热惯量法在干旱遥感监测中的应用研究. *干旱地区农业研究*, 2005, 23(1): 54-59
- [29] 赵伟. 基于 VSWI 的重庆市农业干旱评价研究. *安徽农业科学*, 2009, 37(23): 11 070-11 072
- [30] 张树誉, 杜继稳, 景毅刚. 基于 MODIS 资料的遥感干旱监测业务化方法研究. *干旱地区农业研究*, 2006, 24(3): 1-6
- [31] 肖国杰, 李国春, 赵丽华, 张洪玲. 植被供水指数法在辽西干旱监测中的应用. *农业网络信息*, 2006(4): 106-107
- [32] 杨丽萍, 杨晓华, 张存厚. 植被供水指数法在内蒙古干旱监测中的应用. *内蒙古农业科技*, 2008(1): 58-59
- [33] 李星敏, 郑有飞, 刘安麟, 张树誉, 邓凤东. 陕西渭北东部干旱遥感监测模型研究. *南京气象学院学报*, 2004, 27(1): 73-78

Application of Energy Index Method on Drought Monitoring in Heilongjiang

ZHENG You-fei^{1,2,3}, LIU Xi², WANG Yun-long³, WU Rong-jun³, CHEN Peng²

(1 *Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing 210044, China;*

2 *College of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;*

3 *College of Environmental Science and Engineering, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China)*

Abstract: The application of energy index method (D) on drought monitoring in Heilongjiang was studied in this paper by using EOS/MODIS data and the soil moisture data. The results showed that energy index method was obviously better than apparent thermal inertia (ATI) and vegetation supply water index (VSWI) in drought monitoring. Further more, energy index method solved the disadvantages of the other two methods that couldn't monitor soil moisture continuously and was suited to monitor soil moisture at any soil layer with any level of vegetation cover. In addition, soil moisture retrieval model based on energy index method was built by using several-year data in different periods and soil layers. The fitting result of the energy index models on the depth of 50 cm showed the highest one and the fitting result on the depth of 20 cm was higher. Then the model was used to monitor the drought in Heilongjiang in 2009 and the results showed that not only the spatial distribution but also the development process of drought accorded with the observations of soil relative humidity.

Key words: Energy index method, EOS/MODIS data, Drought monitoring