干旱遥感监测方法及其应用发展

刘 欢[1,2],刘荣高[1*],刘世阳[1]

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所,北京 100101; 2. 中国矿业大学(北京)地球科学与测绘工程学院,北京 100083)

摘要: 干旱是世界上影响范围最广和造成社会经济损失最严重的一种自然灾害。本文从干旱遥感监测的不同角度出发,总结了目前干旱遥感监测的主要方法、应用状况及优缺点。主要包括针对裸土地表类型的热惯量法、微波法,针对植被覆盖地表类型的可见光、近红外、短波红外等波段反射率数据的归一化植被指数法、距平指数法、条件植被指数法、归一化差值水分指数、归一化干旱指数、植被供水指数等,以及热红外遥感数据的温度植被干旱指数、温度条件指数、作物缺水指数、水分亏缺指数等。最后,提出了加强干旱遥感监测技术研究的建议,同时指出将可见光和微波相结合的指数模型的研究是干旱遥感监测可能的发展方向。

关键词: 干旱监测;遥感;植被指数;可见光;微波

DOI: 10.3724/SP.J.1047.2012.00232

1 引言

旱灾是世界上造成经济损失最多的自然灾害,全球平均每年因旱灾造成的损失约 60-80 亿美元,同时受灾人口比其他任何自然灾害都多,影响区域也更大[1]。1994 年 12 月,第 49 届联大正式通过决议,决定从 1995 年起将每年的 6 月 17 日定为"世界防治荒漠化和干旱日",旨在通过 193 个缔约国的共同努力,缓解旱地人口贫困现象,维持并恢复土地生产力及减轻旱灾影响。近年来,在全球气候变暖的影响下,我国干旱灾害发生频率呈增加趋势。2004 年,我国南方遭受 53 年来罕见干旱,造成经济损失 40 多亿元,720 多万人出现了饮水困难[2];2006 年 5 月中旬,重庆市遭遇百年一遇大旱,直接经济损失 71.55 亿元,农作物受旱面积1 979.34万亩,815 万人饮水困难[3];从 2009 年 9 月开始,中国西南地区遭受严重旱情,并迅速波及至中国 12 个省份,旱情一直持续到 2010 年 5 月,据统计,这次灾害造成的直接经济损失为 351 亿元,受灾人口达到 5 826 万人[4];2011 年 4 月以来,长江中下游地区降水严重偏少,致使部分省份遭受不同程度旱灾,受灾人口达到 3 483.3 万人、直接经济损失 149.4 亿元[5]。干旱的监测和分析,长期以来都是政府和学术界高度关注的热点问题,利用遥感开展干旱监测是一种具有宏观、快速、客观、经济的有效手段。

20 世纪初期,美国气象局将连续 21 天以上降雨量少于往年同期降雨量的 30% 的气候现象称之为干旱[6]。随着研究的深入,干旱被广义的理解为淡水总量的非正常减少,从而对农作物生长造成危害,对居民生活、工业生产和其他社会经济活动造成影响的一种灾害性气候现象。干旱涉及气象、农业、水文、环境等学科,不同学科的着眼点不同,对干旱的定义也有所不同,世界气象组定义了 6 种干旱,即气象干旱、气候干旱、大气干旱、农业干旱、水文干旱和用水管理干旱。在以上 6 种干旱类型中,气象干旱是根本,气象干旱往往以农业干旱、水文干旱等形式表现出来[7]。

相比于其他的自然灾害,旱灾具有自己的特点:(1)形成缓慢,持续时间长,发生和结束难以判断;(2)对不同对象的影响方式不同,例如,对农作物会导致农作物枯萎,而对动物会导致饮水困难;(3)空间分布范围上难以界定;(4)水利设施和社会经济等因素决定了影响的严重程度;(5)具有时间对比性,历史记录的比较对判定有很大的影响;(6)

收稿日期: 2012-01-08; **修回日期**:2012-02-10.

基金项目: 国家科技支撑计划:"中国重大自然灾害风险等级综合评估技术研究"项目(2008BAK50B06);"多尺度基础地理信息与综合灾情信息集成分析技术研究"项目(2008BAK49B01)。

作者简介: 刘欢(1985-),男,陕西宝鸡人,硕士生,研究方向为 3S 技术及其集成应用研究。E-mail:liuhuanraul@126.com

*通讯作者: 刘荣高(1970-),男,贵州锦屏人,博士,研究员,研究方向为定量遥感与应用。E-mail:liurg@igsnrr.ac.cn

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

影响具有滞后性,如一定时间后爆发粮食危机等。

2　干旱遥感监测研究背景

最早和最主要的干旱监测研究集中在与人类生活密切相关的农业生产方面。传统的农业干旱监测,是以测量土壤水分的含量与作物适宜含水量相比较得到的土壤墒情特征指标来判断。测量土壤水分的干旱监测方法采样速度较慢、范围有限、花费大量的人力物力,而且考虑到土壤水分的空间分布很不均匀,要以较少的采样点代表较大范围的土壤水分分布状况有很大不确定性,难以满足实时、大范围监测的需要。

卫星遥感技术以其观测周期短、获取空间信息范围大、并能实现快速的定量分析,大幅度减少野外工作量,提高工作效率,迅速成为最为有效的对地观测技术和信息获取手段。早在 20 世纪 60 年代,就有了土壤水分遥感监测的开创性试验研究。这一阶段的研究主要涉及可见光及热红外波段,侧重于反射率[8]、亮度温度[9]对土壤湿度变化的响应,为土壤水分遥感监测研究奠定了理论基础。80 年代,土壤水分遥感研究从实验测量走向遥感数据的实际应用,将地面、航空及卫星遥感 3 个不同尺度的数据进行集成。随着 LANDSAT/TM,NOAA/AVHRR 等数据的广泛应用,与水循环有关的热惯量与蒸散模型得到了进一步的发展,并提出了表观热惯量[10]的概念。20 世纪 90 年代以来,由于一系列带有微波传感器的卫星(TERRA、AQUA、RADARSAT 等)发射成功,极大地推动了微波遥感土壤湿度的研究[11],随着一些经验、半经验及理论模型的建立及改进,推动了微波遥感在干旱监测中的应用,同时,气象卫星遥感也日益受到重视,将热惯量、作物缺水指数、地表温度、植被指数等相结合,日益完善了土壤水分的监测研究。我国的遥感干旱监测,从 90 年代以来,进入了快速发展的时期,在干旱监测的理论和应用方面,都有了很大的发展。

3　干旱遥感监测方法与应用分析

干旱的遥感监测,主要是探究不同地表类型的水分含量,包括裸土、部分植被覆盖和全植被覆盖等情形。对于裸土,热惯量法等模型能够得到较好的结果;部分植被覆盖和全植被覆盖情况下,植被指数模型,如归一化植被指数、作物缺水指数模型、供水植被指数法等比较适用。

3.1　裸土地表类型的监测方法

3.1.1　热惯量法

热惯量是表征土壤热变化的一个物理量,在地物温度的变化中,热惯量起着决定性的作用。通常可表示为:

$$P = \sqrt{\rho\gamma c} \tag{1}$$

其中:P 为热惯量,ρ 为密度,γ 为热导率,c 为比热容。

土壤热惯量与土壤的热传导率、比热容等有关,而这些特性与土壤含水量密切相连,因此,可通过推算不同形式的土壤热惯量反演土壤水分。

Watson 等[12]最早将热惯量应用于卫星遥感中,根据地物热惯量的不同来区分不同的地质单元,绘制了不同地区的热惯量图,但是,由于遥感数据无法直接获取原始热惯量模型中参数 ρ、γ 及 c 的值,Price[10]根据地表热量平衡方程和热传导方程对热惯量的模型进行了改进,提出了表观热惯量。在实际应用时,通常使用表观热惯量(ATI)来代替真实热惯量(P),建立表观热惯量与土壤含水量之间的关系,表示为:

$$ATI = \frac{(1-A)}{(T_{MAX} - T_{MIN})} \tag{2}$$

其中:A 为全波段反照率,T_{MAX}、T_{MIN} 为一天中最高、最低温度。

利用表观热惯量(ATI)反演土壤含水量(W),可用线性模型:

$$W = a + b \cdot ATI \tag{3}$$

其中:W 为土壤湿度,a、b 为线性模型系数。

利用上述模型,可结合观测数据与 NOAA/AVHRR 数据,对麦地及覆盖麦田用表观热惯量法反演分析土壤水分,在土壤深度为 0～10cm 时反演值与实测值的相对误差均值为 11%,精度比较高[13]。

热惯量法及其改进方法模型都是从土壤本身的热特性出发反演土壤水分,要求获取纯土壤单元的温度信息。当有植被覆盖时,受混合像元分解技术的限制精度必然降低,因此,热惯量法主要适用于裸土地表类型,在有植被时则因植被会改变土壤的热传导而不适用。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

3.1.2 微波法及其模型

微波遥感具有全天候、穿透力强、精度高等优点，是土壤湿度监测的强有力工具。在裸土地表上，微波后向散射系数主要受到土壤的介电常数和土壤粗糙度的影响。水和干土的介电常数差别很大，土壤介电常数的变化反映了土壤水分含量的变化，而从传感器得到的后向散射系数可根据模型反推得到土壤的介电常数。主要模型包括有几何光学模型(GOM)、物理光学模型(POM)、小扰动模型(SPM)等。随着极化技术的发展，通过多模式(多波段、多极化、可变入射角)地表散射计数据分析雷达后向散射系数与频率、极化、入射角及地表参数(介电常数、表面均方根高度、相关长度)间的相关关系，发展了一些极化雷达同时反演介电常数和地表粗糙度的经验模型，如 Oh 模型、Dubois 模型和 Shi 模型，这些模型主要适用于裸露地表区域。

通过测量土壤水分、土壤后向散射系数，结合同步获取的 X 波段、HH 极化的 SAR 图像资料，可以分析 X 波段 SAR 图像的灰度和土壤水分之间的关系。微波遥感监测土壤水分精度较高，如由 SAR 数据获取土壤水分的相对误差率仅为 12%[14]，但对有植被覆盖的土壤水分监测精度较低。

3.2 植被覆盖地表类型的监测方法

3.2.1 基于反射率的植被指数法

植被的生长状态与土壤水分具有密切的关系。当植被受水分胁迫时，反映绿色植被生长状态的植被指数会变化，从而达到干旱监测的目的。常用的干旱遥感监测植被指数有：归一化植被指数(NDVI)、距平植被指数(AVI)、条件植被指数(VCI)、归一化差值水分指数(NDWI)、归一化干旱指数(NDDI)、植被供水指数等。这些指数是由可见光、近红外、短波红外波段进行线性或非线性组合得到。

(1)归一化植被指数(NDVI)是表征植被绿度的最常用指数，其定义为：

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \tag{4}$$

其中：ρ_{NIR} 是近红外波段的反射率，ρ_{RED} 为红波段的反射率。植被生长好时，NDVI 值较大，而干旱导致植被缺水时，NDVI 会降低，从而 NDVI 的波动可以用于表征指示干旱程度，Rouse[15] 最早将归一化植被指数用于美国中部大草原地区的植被季节性干旱监测。归一化植被指数在不同区域、不同植被类型其可比性较差，因而仅把 NDVI 作为旱情指标，可能会导致较大的不准确性，而且 NDVI 对于降水的响应具有明显的时间滞后性[16]，这显然不能及时捕捉旱情的发生和结束景况。

(2)距平植被指数(AVI)为某年 NDVI 值与多年平均 NDVI 值的偏离值，定义为：

$$AVI = NDVI_i - NDVI_A \tag{5}$$

其中：$NDVI_i$ 为某一年某一时期 NDVI 的值，$NDVI_A$ 为同期多年 NDVI 的平均值。如果 AVI 的值大于 0，表明植被生长较一般年份好；如果 AVI 的值小于 0，表明植被生长较一般年份差。这种相对偏差的方法消除了植被空间上的差异，但与降水响应的滞后性仍然存在。

(3)条件植被指数(VCI)表示年度 NDVI 波动的相对偏差[17]，定义为：

$$VCI = \frac{(NDVI_i - NDVI_{MIN})}{(NDVI_{MAX} - NDVI_{MIN})} \tag{6}$$

其中：$NDVI_{MAX}$、$NDVI_{MIN}$ 为最大、最小 NDVI 值。VCI 指数可以反映出 NDVI 指数因气候变化的影响而产生的变化，可指示大范围干旱状况，尤其适合于低纬度(<50°)地区的干旱监测[18]。但是，物候的变化也会造成 VCI 的差异，因而只适用于物候期比较平稳的植被生长的中后期或者常绿植被。

(4)归一化差值水分指数(NDWI)，其形式与 NDVI 类似[19]，但引入了短波红外波段，因而能更有效地提取植被冠层的水分含量，在植被冠层受水分胁迫时，NDWI 指数更能及时地响应，定义为：

$$NDWI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{SWIR}}{\rho_{NIR} + \rho_{SWIR}} \tag{7}$$

其中：ρ_{NIR} 是近红外波段的反射率，ρ_{SWIR} 为短波红外波段的反射率。NDWI 与植被的冠层含水量有很好的相关性，并能在不同湿度的草地呈现出较强的层次感，反映出植物体内水分信息的细微差异[20]。

但是，NDWI 并不适用于作物生长前期或植被覆盖度较低情况下的旱情监测[21]。而且，NDWI 对旱情的反应也有一定的滞后性，因为作物冠层水分的变化有一个过程，发生旱情时叶片的水分不一定就会有大的变化，有充足的水分时，叶片水分也不一定就能达到饱和。

(5)归一化干旱指数(NDDI)是 NDVI 和 NDWI 的组合，结合二者的优势反映地表因干旱导致的植被长势和土壤湿度的变化，进而反映出当前地

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表的干旱程度[22],定义为:

$$NDDI = \frac{NDVI - NDWI}{NDVI + NDWI} \tag{8}$$

NDDI 指数有较好的普适性,不仅适用于植被茂盛的地区,在植被稀少地区也同样适用,同时适用于整个植被的生长期[22]。

另外,通过组合不同的光谱波段,提出了更多、更复杂地表状态的植被指数,如归一化多波段干旱指数 NMDI,是利用 MODIS 传感器的 2、6、7 这 3 个波段数据建立的指数模型[23]。

(6)植被供水指数(VSWI)。植物的冠层的气孔在植物缺水的压迫下,会关闭气孔防止水分的蒸发,这也同时导致了植物冠层温度的升高。在水分充足时,植被指数和冠层温度都保持在一定范围内,如出现旱情,植被指数会降低,同时植被冠层缺水,其温度也会因气孔被迫关闭而升高,以此原理得出植被供水指数。供水指数越小,指示旱情越严重,VSWI 定义为:

$$VSWI = \frac{NDVI}{T_S} \tag{9}$$

其中:T_s 为植被冠层温度,$NDVI$ 为归一化植被指数。

植被冠层温度随植被指数变化的直线斜率是反映土壤湿度的理想指标[24],利用这一指标,可建立 VSWI 和地面干旱指数之间的回归方程,来确定某一区域的干旱的面积。

植被供水指数法的应用有几个必须条件,首先,此模型方法适用于植被覆盖度高的地区。其次,受土壤的物理参数,以及植被的生理特点影响,如植被叶片气孔的开闭、土壤含水量的滞后效应,光照及植被种类等。第三,由于温度的变化具有明显的季节性和波动较大,不同时期、不同地区的供水指数与土壤含水量的关系,不具有普遍意义,必须积累长期的遥感资料进行对比分析。

3.2.2　地表辐射的植被指数法

常温下的地表物体发射的红外能量主要在大于 3μm 的中远红外区,是热辐射。热红外遥感就是利用星载或机载传感器收集、记录地物的这种热红外信息,并利用这种热红外信息来识别地物和反演某些地表参数。

(1)温度干旱植被指数(TVDI)。热红外遥感是获得大面积陆地表面温度的有效工具,为利用地表温度进行区域土壤温度、湿度的监测提供了可能。遥感直接测得的温度为亮温度(BT),经过大气校正和地面比辐射率修正后得到地表温度(LST)。热红外波段数据反演 LST 比较常见的算法有:单通道算法、多通道(包括分裂窗)算法、单通道多角度算法、多通道与多角度相结合的方法。

Gurney[25]、Moran[26]、Price[27] 等研究发现,如果研究区植被覆盖包含从裸土到全覆盖,土壤湿度从极干旱到极湿润的各种情况,以遥感数据获得的 NDVI 和 LST 横纵坐标的散点图呈三角形,或梯形状,在线性关系上呈负相关关系,这就是所谓的 NDVI-LST 空间。Sandholt[28] 等对简化的 NDVI-LST 三角形空间进行研究,提出温度植被干旱指数 TVDI 的概念。

定义为:

$$TVDI = \frac{LST_i - (a_2 + b_2 \times NDVI)}{(a_1 + b_1 \times NDVI) - (a_2 + b_2 \times NDVI)} \tag{10}$$

其中:LST_i 为陆地表面温度,$T_{MAX} = (a_1 + b_1 \times NDVI)$ 为干边,即某一 $NDVI$ 对应的最高地表温度,$T_{MIN} = (a_2 + b_2 \times NDVI)$ 为湿边,即某一 $NDVI$ 对应的最低地表温度,a_1、b_1、a_2、b_2 分别为线性拟合的系数。

显然,在 NDVI-LST 空间中任一点 TVDI 值介于−1—1。TVDI 值越大,LST 越接近干边,土壤干旱越严重;反之,TVDI 值越小,LST 越接近湿边,土壤湿度越大。基于 NDVI 和 LST 的散点特征空间为三角形,同时利用长时间序列的 AVHRR、MODIS 数据和气象台站的常规观测资料,可进行大区域 TVDI 指数的干旱监测[29]。

TVDI 指数在被广泛研究应用的同时也存在另外的一些问题。首先,TVDI 假设随着 NDVI 的增加,LST 的最大值逐渐降低,且两者呈线性关系。但实际情况是 NDVI 和 LST 并不总是呈线性关系,在植被生长初期 NDVI 值过高地估计了植被的覆盖度,而植被生长后期却过低地估计了植被覆盖度,所以提取干边、湿边时一般限制 NDVI 在 0.15-0.85 之间[30]。其次,干边、湿边提取的不准确,会导致 TVDI 值普遍过高。如果研究区域较大,遥感数据分辨率过高,形成的 NDVI-LST 空间中数据的点过多,会造成干边,即最大值边变小,湿边,即最小值边变大,所以,TVDI 指数适用于小区域的干旱监测。第三,NDVI 和 LST 之间的关系受地区、纬度、地形、季节、水分及太阳辐射的影响,并不是呈

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

三角形或规则梯形分布。例如，在植被生长季的前期和后期，高纬度和高海拔地区就无法应用 NDVI-LST 空间的相关模型，这种关系变化是因为太阳辐射而非土壤的水分[31]。

(2)温度条件指数(TCI)。植被的蒸腾作用与能量、土壤水分的含量密切相关，它本身是一个耗热过程，植被当水分充足时，植被冠层温度处于稳定较低的状态。当植被受到水分胁迫时，蒸腾作用减弱，从而导致植被冠层温度升高，由此可用冠层温度作为反映植被水分状况和干旱的指标。温度条件指数 TCI，以及下文将要介绍的作物缺水指数 CWSI、水分亏缺指数模型 WDI，都是基于蒸腾原理及能量平衡原理，从土壤、植被冠层，以及两者结合的角度来进行研究的。

Kogan[32] 1995 年提出了基于 NOAA/AVHRR 数据，蒸腾原理及能量平衡原理的温度条件指数 TCI，研究的对象是土壤层面的，定义为：

$$TCI = \frac{(T_{MAX} - T_S)}{(T_{MAX} - T_{MIN})} \tag{11}$$

其中：T_{MAX}、T_{MIN}是其拥有数据集所有图像的最大、最小地表亮温。TCI 指数模型最大的优点是不受作物生长季的限制，在作物播种或收割期间也可以监测，适用于长时间序列及大区域的相对干旱监测，但同时由于季节性地温差异、空气湿度等因素影响，会降低监测精度。

(3)作物缺水指数(CWSI)。Idso 等[33] 于 1981 年根据能量平衡原理，提出了作物缺水指数 CWSI，以反映植被的蒸腾与最大可能蒸腾之间的比值，定义为：

$$CWSI = \frac{D_T - D_{T1}}{D_{TN} - D_{T1}} \tag{12}$$

其中：D_T为植被冠层温度与外界温差，D_{T1}代表植被冠层温度与气温差上限，即植被完全停止蒸腾的状态，D_{TN}代表下限，即作物水分充足，处在潜在蒸发、平衡的状态。

用 NOAA/AVHRR 得到热红外温度 Ts，它与日蒸散量有简单的线性关系。而用热红外温度又计算出日平均温度，进而计算出蒸散发能力，从而对旱情做出分级。但是，CWSI 模型也有一定的局限性，主要是不适于植被覆盖度较低的地区[34]。

(4)水分亏缺指数模型(WDI)。由于植被和土壤具有不同的热特性，所以有必要将地表蒸腾细化为植被蒸腾和土壤蒸发，但同时，在研究过程中又必须将两者紧密联系起来。Moran 等[26] 通过把有植被覆盖的地表分为植被层和土壤层，提出植被指数温度梯形理论 VIT，并建立了水分亏缺指数模型(WDI)。其定义为：

$$WDI = \frac{(LST_i - T_a)_{MAX} - (LST_i - T_a)_i}{(LST_i - T_a)_{MAX} - (LST_i - T_a)_{MIN}} \tag{13}$$

其中：LST_i为陆地表面温度，T_a 为气温。

WDI 模型，以作物缺水指数为理论基础，假设陆地表面温度是冠层温度与土壤表面温度的线性加权，以及土壤与植被冠层之间不存在热量交换，结合陆地表面温度及气温得到区域性的干旱评价指标，这样就简化了模型，水分亏缺指数法的应用范围就可以拓展到裸地、完全植被和部分植被覆盖条件下的土地上[35]。

无论是单层模型还是双层模型都很复杂，涉及大量参数，而这些参数特别容易受气候、地形等各种因素的影响，无法准确地确定，往往需依赖于经验，各种简化模型也不例外，所以，在实际应用中还存在比较多的问题。

3.2.3 其他指数模型

除了上述模型外，还有大量的具有区域性应用特点的模型，例如，Kogan[36] 提出了基于植被条件指数(VCI)与温度条件指数(TCI)的植被健康指数(VHI)，但其中系数的确定很大程度上依靠人为经验，具有不确定性；齐述华等[37] 利用 MODIS 数据建立的温度植被干旱指数(TVDI)，建立了温差植被干旱指数(DTVDI)；Kondoh[38] 使用修正的土壤调整植被指数(MSAVI)代替归一化植被指数，形成 Ts-PMSAVI 指数；Li[39] 等人认为对于植被密集地区，传统的 TVDI 方法夸大了干旱的程度，为此建立蒸发植被干旱指数模型 EVDI，对其进行改进。

4 发展前景与建议

遥感技术为快速和定量地了解干旱提供了强有力的手段。但是，干旱现象所涉及的土壤、水分、植被之间的关系非常复杂，遥感手段用于还原真实地表特性还存在很大的困难，只能从土壤水分、作物长势、温度、气候等角度，以及能量平衡、水分平衡等方面建立、改进监测模型，来提高监测结果的精度。在目前遥感技术水平下，可从以下几方面提高干旱监测的效果：

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

(1)提高模型输入数据的质量。输入数据的精度是阻碍模型反演精度的重要原因,发展更好的数据预处理方法,获取更好的输入数据非常必要。另外,模型参数的判断来源于历史长时间序列数据的分析,对历史数据的回溯处理也有助于对干旱的监测;

(2)干旱具有相对性,所以,要求有实时的、高精度的背景参考信息来加以判别。因而,需要利用各种可以获得的多源数据建立干旱遥感监测背景库;

(3)针对不同植被覆盖度采用不同的干旱遥感监测模型。但是,对裸露土壤的植被覆盖没有明确的界定,这就造成了操作的不确定性。所以,建立适合于植物各时期的植被指数适用模型对于获得一致性的干旱信息非常重要。

目前,利用遥感技术进行干旱监测,主要是利用可见光等来建立指数模型,而以微波建立的模型较少,这是由于雷达微波对于有植被覆盖的地表,受植被叶片的影响,无法准确地探测土壤中的水分,反之对于裸露地表中土壤水分比较敏感,且低分辨率的微波数据,能更好地用于水分的监测,利用微波的这一优势,将其与可见光结合起来,使高分辨率和低分辨率数据得以定量融合,是进行干旱遥感监测的可行方法。

参考文献:

[1] Wilhite D A. Drought as a natural hazard: Concepts and definitions[M]. //Wilhite D A (ed.). Drought: global assessment. New York: Routledge, 2000,3-18.

[2] 北京青年报. http://news.sina.com.cn/c/2004-11-03/06294122595s.shtml. 2004-11-3.

[3] 新民晚报. http://news.ifeng.com/mainland/special/changjiangganhan/content-4/detail_2011_05/30/6711403__0.shtml. 2011-5-30.

[4] 第一财经日报. http://news.sohu.com/20100521/n272247152.shtml. 2010-5-21.

[5] 中华人民共和国救灾司. http://jzs.mca.gov.cn/article/zhjz/gzdt/201105/20110500156716.shtml. 2011-5-28.

[6] Heim R R. A review of twentieth-century drought indices used in the United States[J]. Bull. Am. Meteorol. Soc., 2002, 83:1149-65.

[7] 齐述华. 干旱监测遥感模型和中国干旱时空分析[D]. 中国科学院研究生院论文,2004.

[8] Curran P J. The use of polarized panchromatic and falscolor infrared film in the monitoring of soil surface moisture[J]. Remote Sensing of Environment, 1979, 8(3):249-266.

[9] Bartholic J E, Namken L N, Wiegand C L. Aerial thermal scanner to determine temperatures of soils and crop canopies differing in water stress[J]. Agronomy Journal, 1972, 64: 603-608.

[10] Price J. The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation[J]. Water Resour. Res., 1980, 16(4): 787-795.

[11] Jackson R D. Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres[J]. Remote Sensing of Environment, 1983, 13: 187-208.

[12] Waston K, Rowen L C, Offield T W. Application of thermal modeling in the geologic interpretation of IR images[J]. Remote Sensing of Environment, 1971, 3: 2017-2041.

[13] Guo Q, Li G C. Monitoring of soil moisture by apparent thermal inertia method[J]. Chinese Journal of Agrometeorology, 2005, 26(4):215-219.

[14] 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.

[15] Rouse J W Jr., Haas H R, Deering D W, Schell J A and Harlan J C.. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation[R]. NASA/GSFC Type III Final Rep., Greenbelt, Md. 1974,371.

[16] Reed B C. Using remote sensing and Geographic Information Systems for analyzing landscape/drought interaction[J]. International Journal of Remote Sensing, 1993, 14, 3489-3503.

[17] Kogan F N. Remote sensing of weather impacts on vegetation in nonhomogeneous area[J]. International Journal of Remote Sensing, 1990, 11:1405-1420.

[18] Liu W T, Kogan F N. Monitoring regional drought using the vegetation condition index[J]. International Journal of Remote Sensing, 1996, 17(14): 2761-2782.

[19] Feng Q, Tian G L, Wang A S, *et al*. Experimental study on drought monitoring by remote sensing in China by using vegetation condition index (I) -Data analysis and processing[J]. Arid Land Geography, 2004, 27(2): 131-136.

[20] 宋小宁, 赵英时. 应用 MODIS 卫星数据提取植被-温度-水分综合指数的研究[J]. 地理与地理信息科学,

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

2004, 20(2): 13-17.

[21] Fensholt R, Sandholt I. Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near and shortwave infrared data in a semiarid environment[J]. Remote Sensing of Environment, 2003(87): 111-121.

[22] Gu Y, Brown J F, Verdin J P and Wardlow B. A five-year analysis of MODIS NDVI and NDWI for grassland drought assessment over the central Great Plains of the United States[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34, L06407. doi:10.1029/2006GL029127.

[23] Wang L, Qu J J, Hao X. Forest fire detection using the normalized multi-band drought index (NMDI) with satellite measurements[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2008, 148:1767-1776.

[24] **陈添宇,姚志华. 用** NOAA **卫星资料监测土壤湿度方法的探讨**[J]. **甘肃气象**,1997 ,15 (3) :28-29.

[25] Gurney R J, Ormsby J P and Hall D K. Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape[R]. Permafrost: Fourth Int. Conf., Fairbanks, AK, University of Alaska and National Academy of Sciences, 1983, 401-404.

[26] Moran M S, Clarke T R, Inoue Y, Vidal A. Estimating crop water deficit using the relation between surface air-temperature and spectral vegetation index[J]. Remote Sensing of Environment, 1994, 49 (2): 246-263.

[27] Price J C. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration[J]. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens, 1990, 28:940-948.

[28] Sandholt Z, Rasmussen K, Andersen J. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status [J]. Remote Sensing of Environrnent, 2002, 79: 213-224.

[29] **齐述华,王长耀,牛铮. 利用温度植被旱情指数进行全国旱情监测研究**[J]. **遥感学报**, 2003, 7 (5) :420-428.

[30] **姚春生,张增祥,汪潇. 使用温度植被干旱指数法**(TVDI)**反演新疆土壤湿度**[J]. **遥感技术与应用**, 2004, 19(6):473-478.

[31] Karniel A. Use of NDVI and land surface temperature for drought assessment: Merits and limitations[J]. Journal of Climate, 2009, 23:618-633.

[32] Kogan F N. Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection[J]. Advances in Space Research, 1995(15) : 91-100.

[33] Idso S B, Jackson R D, Pinter P J Jr, *et al*. Normalizing the stress degree day for environmental variability [J]. Agricultural Meteorology, 1981(24): 45-55.

[34] Jackson R D, Kustas W P, *et al*. A reexamination of the crop water stress index[J]. Irrigation Science, 1988 (9): 309-317.

[35] **齐述华,张源沛,牛铮,等. 水分亏缺指数在全国干旱遥感监测中的应用研究**[J]. **土壤学报**, 2005 ,42 (3) :367-372.

[36] Kogan F. Global drought and flood-watch from NOAA polar-orbitting satellites[J]. Advances in Space Research, 1998, 21(3): 477-480.

[37] **齐述华, 李贵才. 利用** MODIS **数据产品进行全国干旱监测的研究**[J]. **水科学进展**, 2005, 16 (1) : 56-61.

[38] Kondoh A, Kishi S. The use of multi-temporal NOAAPAVHRR data to monitor surface moisture status in the Huaihe River basin, China[J]. Advances in Space Research, 1998, 22 (5): 645-654.

[39] Li H, Lei Y, Li Z, Mao R. Calculating regional drought indices using evapotranspiration (ET) distribution derived from Landsat7 ETM+ data[R]. SPIE Conference on Remote Sensing & Modeling of Ecosystems for Sustainability II, San Diego, CA (US), 2005.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Review of Drought Monitoring by Remote Sensing

LIU Huan[1,2], LIU Ronggao[1] and LIU Shiyang[1]

(1. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing* 100101, *China*;
2. *College of Geoscience and Surveying Engineering, CUMTB, Beijing* 100083, *China*)

Abstract: Drought is one of the most extensive natural disasters in the world which could cause serious economic losses. It is important to monitor large area drought events. Remote sensing technology has a great advantage in large-area monitoring of drought. In this paper, methods for drought monitoring by remote sensing are reviewed, including their advantages and disadvantages and their applications. These methods includes thermal inertia and microwave methods for bare surface, Normalized Difference Vegetation Index, Anomaly Vegetation Index, Vegetation Condition Index, Normalized Difference Water Index, Normalized Difference Drought Index and Vegetation Supplication Water Index based on visible, near infrared, shortwave reflectance data for partly and fully covered surface. Temperature Vegetation Dryness Index, Temperature Condition Index, Crop Water Stress Index, and Water Deficit Index based on thermal infrared remote sensing data for partly and fully covered surface are introduced too. Finally, the trend of remote sensing for drought monitoring is discussed.

Key words: drought monitoring; remote sensing; vegetation index; visible light; microwave

创新·合作·发展·共赢

——“21 世纪科技促进绿色经济和可持续发展”高层学术论坛在京举行

由国际欧亚科学院(IEAS)和联合国教科文组织(UNESCO)共同主办,并得到联合国环境署、联合国人居署、国际城市与区域规划师学会、国际数字地球学会、中国节能环保集团公司和美国能源基金会中国可持续能源项目支持与承办的“21 世纪科技促进绿色经济和可持续发展”的高层论坛于 2012 年 4 月 6-7 日在北京国际会议中心召开。全国人大副委员长、原中国科学院院长、国际欧亚科学院中国科学中心名誉主席路甬祥院士出席会议并致贺辞;北京市副市长苟仲文代表北京市致辞,祝贺会议成功;国际欧亚科学院院长邦达尔院士与国际欧亚科学院执行院长、国际欧亚科学院中国科学中心主席蒋正华院士共同主持论坛,并分别做了主旨发言。国际欧亚科学院院士,来自欧亚区域以及相关国际科技组织的科学家、工程技术专家、经济学家、社会学家、管理学家、企业家以及社会各界人士 200 多人参加了论坛。宋健、邦杜尔、徐冠华、基库诺夫、汪光焘、盛馥来等 12 位中外科学家在会上做了大会发言。与会的专家学者还分别围绕应对全球气候变化、促进城市良性发展、加强数字地球应用 3 个主题开展了热烈的学术研讨与交流。论坛期间,中共中央政治局委员、北京市市委刘淇书记亲切会见了国际欧亚科学院的中外领导成员,表达了对这个非政府性质的、跨国性科学技术组织的关切和支持。

(国际欧亚科学院(中国)秘书处)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net