

文章编号: 1001-6791(2001)04-0547-13

遥感技术在水文学中的应用与研究进展*

傅国斌, 刘昌明

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 从遥感技术在水文学中的直接和间接应用两个方面, 详细阐述了遥感技术在洪水过程实时动态监测、水域面积、冰川/积雪水文、降水、区域蒸发、土壤水分、径流和水文模型、水质等领域的应用和研究进展, 继而对遥感和地理信息系统在水文学中的联合应用问题进行了讨论。

关键词: 遥感; 水文学; 地理信息系统

中图分类号: P 338.9

文献标识码: A

遥感技术在水文学中的应用可大致分为两个方面:一是利用遥感资料推求各种水体(如湖泊、湿地等)的面积变化、监测冰川和积雪的融化状态、以及洪水过程的动态监测等, 这是遥感技术在水文学中的直接应用;二是利用遥感资料进行有关水文过程中的参数和变量的推求, 如土地覆盖状况、植物(作物)生长和发育情况, 继而利用一些经验公式、统计模型和概念性水文模型等来获取诸如径流、土壤水分、区域蒸发等水文变量。这是遥感技术在水文学中的间接应用。

1 遥感技术在水文学中的直接应用

1.1 洪水过程实时动态监测

洪水是暴雨或急骤融冰融雪等自然因素和水库垮坝等人为因素, 引起的江、河、湖等水量迅速增加或水位急剧上涨等现象, 洪水一旦威胁到人类安全和社会经济活动, 便构成洪灾。洪灾造成的经济损失和人员伤亡, 在各种自然灾害中居第一位。利用遥感手段在洪水发生过程中, 对洪水进行实时的动态监测可以为抗洪抢险提供宝贵的资料, 从而将洪水的损失降低到最低程度。例如, 对1981年三江平原大水、1984年合肥大水、1985年辽河大水等的监测都通过气象卫星取得了很好的应用效果^[1~3]。在1998年中国长江、松花江大洪水过程中, 国家遥感中心航空遥感一部、水利部遥感中心、中国科学院遥感应应用研究所、国家测绘局、国家卫星气象中心等单位分别采用各种手段对洪涝灾害进行了有效的监测与评估, 为抗洪决策提供了坚实的基础, 大大降低了洪水所造成的损失^[4]。

* 收稿日期: 2000-08-18; 修订日期: 2000-09-25

基金项目: 国家重点基础研究发展规划(973)项目(G1999043601)。

作者简介: 傅国斌(1966-), 男, 山西临猗人, 中国科学院地理科学与资源研究所副研究员, 主要从事水文水资源研究。

除了洪水发生过程的动态监测外,利用遥感资料和地形图等基本资料可以编制警戒水域遥感数据库,提供洪水有可能淹没的范围,危险地段的范围及空间分布,洪水有可能造成的损失等数据,从而为洪涝灾害的监测评估、恢复生产、重建家园等工作提供科学依据。中国科学院遥感应用研究所和水利部遥感技术应用中心已完成我国洪水易发的 12 个地区(珠江三角洲地区、洞庭湖、洪湖和荆江地区、武汉地区、鄱阳湖地区、太湖及长江三角洲地区、淮河中游地区、淮河下游地区、黄河中游地区、黄河下游地区、海河中下游地区、辽河中下游地区、嫩江、松花江下游地区)的 1:10 万警戒水域遥感数据库的研制,这对我国抗洪抢险工作的宏观指导具有积极的意义。

1.2 水域面积的识别

由于水体的反射特征同陆面、植物(作物)等其它类型的地物有明显区别,也就使得其在遥感图象中较易判读。在应用上一般有两种类型:一是在一些无资料地区或人类难以到达的地区,进行各种水体的详查工作,例如我国青藏高原湖泊和湿地的调查工作主要就是依靠遥感资料来完成的。近年来由于遥感资料越来越容易获得,分辨率越来越高,人们对遥感图象的释译水平不断提高等原因,即使在人类很容易到达的地区,也多利用遥感技术,这不仅精度可以满足要求,而且成本也较低;二是利用不同时段的遥感资料,进行各种水域的动态规律研究。如许殿元等曾利用 TM 图像研究了黄河三角洲的动态演变^[5]。

1.3 冰川/积雪水文

虽然冰雪水文遥感还存在着一些问题,但它已经被全世界的学者广泛应用,特别是在确定冰川面积分布研究领域。积雪场/冰川的分布范围和面积在水文学上具有重要意义,因为它们基本上决定着融雪融冰径流的幅度^[6]。自从 20 世纪 60 年代随着气象卫星的可见光和远红外探测器的出现,此领域的研究就逐渐开展起来(Popham, 1968)。1972 年 NOAA-AVHRR 的出现,加速了这一进程(Rango, 1986)。目前在北美洲,4 000 多个流域的冰雪分布图都已由 NOAA-AVHRR 遥感资料绘制,这些图都是以周为时段的连续资料,其中 10 % 的流域分布图被划分为垂直带(Caroll, 1995)。挪威也是利用遥感资料进行冰雪研究较早的国家之一,在 20 世纪 80 年代他们曾利用将像素转化为积雪的简单转化,用于水电枢纽工程的规划。印度学者 Ramamoorthi (1985, 1987)^[6]也曾利用遥感资料进行流域融雪径流预报。积雪/冰川的分布范围一般不能推求积雪/冰川量,而后者对融雪/冰径流更为重要。积雪/冰等融水量的估算关键在于微波波段的波谱特征。加拿大气候中心的工作人员利用被动微波遥感资料引入微波亮度温度研制了一种积雪/冰等融水量的定时预报模型,并应用到加拿大草原地区^[6]。遥感技术在冰雪水文中的应用,还包括对积雪/冰区温度、湿度、反射率、雪粒大小等的估算。我国学者在冰雪水文的遥感应用领域也做了大量的工作,如柯长青等^[7]分析了青藏高原积雪分布与变化特征;陈乾等^[8]曾利用 AVHRR 资料反演祁连山区积雪亏量;曾群柱等^[9]则对黄河上游卫星雪盖监测与融雪径流进行了较为详细的研究。

1.4 降水

降水是陆地表面水文气象的重要因素,对区域水循环过程和水平衡都具有重要的意义,一般采用雨量站的实际观测而得到。但降水的空间分布对水文过程更为重要,这就要借助遥感资料获得其空间特征,特别是在雨量站和雷达观测站点较稀的地区。降水一般利用遥感资料的红外(IR)和可见光(VIS)波段,但自 1987 年 SSM/I 发射之外,微波也成为获得陆地降水的有效手

段。红外和可见光波段的优点是具有较高的空间分辨率,并具有时间上的大量样本,不足之处在于云顶反射率和温度与地表降水速率的关系,并不是一种直接关系。截至目前,大量的研究表明,由VIS/IR生成的连续降水区域只有在大尺度上或长时间上平均状况才有意义,而且要经过仔细的区域和季节调整。微波技术由于能够穿透云端,而获得云层之下实际降雨微粒的特征,而被广泛采用,虽然与VIS、IR相比,微波更加侧重于地面的自然特征,但它还是无法直接确定地面的降水速率,而只能通过垂直梯度的水分差异而间接获得,但有时两者之间的相关性又是很差的。依据其采用的资料来源,将利用遥感资料进行降水量计算的公式与算法,大致分为三大类^[10]:一是利用VIS/IR资料;二是利用微波资料;三是两者结合。

利用VIS/IR遥感资料的算法基本上都依据这样一个基本假定,即降水与浓云,特别是冷云层顶部有关,而VIS/IR所获得的就是云层顶部的红外图象。可见光部分云的反射率常常用来区分薄的无降水的云团和厚的可能降水的云团。但是,可见光影像只能应用到太阳高于地平面的时段,而红外影像则不受一天内时间变化的影响,因而更为广大学者所采用。由于降水仅占空间云区的一小部分,因而VIS/IR一般都过大地估计降水的空间范围。为了克服这一缺陷,一般的经验公式都有意地缩小降水速率。目前比较著名的经验公式有^[10]:GPI(The Gies Precipitation Index, Arkin 和 Meisner, 1987; Arkin 等 1994)是在热带和亚热带地区利用红外影像最为简单和最为流行的方法;NAWT(Negri-Adler-Wetzel Technique, Negri, 1984)是由Giffithr-Woodley(Giffith, 1978)方法,不考虑时间历史关系而发展的一种红外技术;CST(The Convective - Stratiform Technique, Adler 和 Negri, 1998)试图将对流体与红外亮度温度场的极小值位置相联系;RAMSAT是一种集成的分类算法,它是利用VIS/IR影像相结合来确立降雨面积的方法(Lovejoy 和 Austin, 1979; Bellon 等, 1980; Hogg, 1990; King, 1989)。陈乾等^[11]利用GMS卫星的红外和可见光资料,及与之相匹配的数字化地形模型来反演复杂地形下的降水率。

微波辐射的降雨释译则主要在于分析顶层雨滴尺度冰粒的分散特征。如果这些冰粒存在,通常存在于较厚的雨云。由于云的较强热辐射,那么观察到的微波辐射强度相对于“暖”的地面背景就应该大大降低。有各种各样的算法来区分时空分布上这种遥感信号同地面背景的特征,继而将微波辐射信号转化为降水速率,以下是几种具有代表性的算法^[10]:SRL(The Satellite Research Laboratory)是NOAA - NESDIS的SRL实验室建立的在无降水条件下,利用SSM/I低频波段来预测垂直方向85.5GHZ偏振的亮度温度的经验公式(Gody 1991; Ferraro 等 1994)。利用观测到的亮度温度和预测的亮度温度之间的关系引入离散指数(Scattering Index)来推求降水强度(Ferraro 和 Marks, 1995);GSCAT(The Goddard Scattering algorithm)算法首先由Adler在1993年提出来,随后又进行了改进,在此算法中,经验逻辑树被应用到多波段信息中去,来确定在像素中降雨是否初始存在;Bristol算法由Kidd和Barrett(1990)对PCT(Polarization - corrected temperature, spencer 等, 1989)算法改进而来的,以SSM/I 85.5GHZ波段为基础,对陆地和水面降水估计的一种算法;HPR(Hydrometeor profile retrieval algorithms)是一种对水文大气(如雨水、软雹、雪、云水等)纵断面不断进行修正,直到模型计算多波谱亮度温度同观测到的相一致,然后利用最低层雨水的浓度来获得地表降雨率的方法。这种方法最大的优点是具有一定物理意义,而非纯粹的统计模型,典型的例子可参见文献[12~15]。

IR算法一般都没有物理基础,而SSM/I算法虽有物理基础,但样本稀缺,因而一种试图将两者结合,利用IR图象的时空连续性和微波技术对降水的直接探测的方法就应运而生。最

普遍的算法就是假定每天 1~2 次的 SSM/I 的降水速率有足够的精度来对基于 IR 方法的关系进行验证(Adler 1994, Xie 和 Arkin 1996)^[10]。

总之,目前利用遥感资料来估算降水量还处在一种不断完善的阶段,在时相和区域上还存在着许多未解决的问题。利用 VIS/IR 资料在最为理想的条件下:即空间尺度为 2°~5° 的气候尺度,时间尺度为周或月,在热带和亚热带地区中纬度的暖季,对流降水估算的相关性可达 0.8 以上;而微波技术对 0.5°~1° 范围内的连续降雨的估算相关性,可达 0.7 以上。

2 遥感技术在水文学中的间接应用

2.1 区域蒸发

区域蒸发在全球/区域气候模式、水文循环过程以及农业、林业、环境中都具有重要意义。目前对于蒸发的计算与测定都是基于单点或同一种植物(作物)而展开的,对于区域尺度上蒸发的估算,遥感信息不仅具有常规手段无法比拟的,对大面积地面特征信息同时快捷获得的手段,而且就目前科技水平而言,遥感技术是最为经济和最为准确的手段。

利用遥感技术估算区域蒸发的基本依据是能量平衡方程,即

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad (1)$$

式中 R_n 为净辐射; G 为土壤热通量; H 为显热通量; LE 为潜热通量。

R_n 可通过天文辐射(理论太阳辐射)用经验公式求得,亦可通过遥感方法求得。如果用遥感技术,则一般利用 GOES 卫星资料,获取下式中的参数,从而求得净辐射^[16]:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + (1 - \epsilon_s) R_{ld} - \epsilon_s \delta T_{sh}^4 \quad (2)$$

式中 R_s 为太阳短波辐射收入项; R_{ld} 为长波辐射收入项; σ 为地面短波反射率; ϵ_s 为地表反射率; δ 是斯蒂芬-波尔兹曼常数; T_{sh} 为半球辐射温度(Norman 和 Becker, 1975)。 $\epsilon_s \delta T_{sh}^4$ 为向上的长波辐射通量,可写为 R_{lu} 。空间运载工具上的红外辐射仪所测到的辐射温度 $Trad$ 假定接近 T_{sh} 。

R_s 和 α 均可利用 GOES 遥感资料,通过经验/统计模型或具有物理基础的模型求得。地表净长波辐射通量亦可从遥感资料获得,如 NOAA 卫星 TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) 的红外和微波探测资料可用于 R_{ld} 和 $Trad$ 的估算。也有的学者,如 Jackson 等(1987)由地面气象资料,利用经验公式求得 R_{ld} ,然后利用 $Trad$ 计算长波向上部分的辐射。Sellers 等^[16]曾经讨论了对由以上 4 个参数估算来求得 R_n 的误差累积问题,这就导致了一些学者试图利用大气层顶部的 R_n 来推求地表的 R_n (Pinker 和 Tapley, 1988),但 Harshvardhan 等的研究^[21]表明两者之间的相关性很小。

土壤热通量 G 是土壤热传导性和垂直温度梯度的函数。因为温度梯度不可能利用遥感手段获得,因而求解 G 的数值模型一般都将土壤划分为若干层 (Campbell, 1985)^[16]。这就需要对土壤属性有详细的了解,因此,常规气象资料一般均能获得满意的 G 值。遥感上的应用,一般是将 G/R_n 作为植被覆盖状况 (VI) 或叶面积指数的函数,遥感资料通常可获得满意的后者的值^[16]。Choudhury 等 (1987) 的研究表明^[16],在裸露土壤条件下, G/R_n 为 0.4;而完全被植被覆盖时, G/R_n 仅为 0.05。虽然目前的观测都表明 VI 和 G/R_n 之间是线性关系,但从理论上分

析, 它们之间应该非线性关系 (Clothier 等, 1986; Kustas 等, 1993)^[16]。

在获得 R_n 和 G 之后, 如果能准确地区分开 H 和 LE , 则由式(1)可求得区域蒸发。目前区分 H 和 LE 的方法主要有三大类^[16]:

(1) 经验、半经验公式 这类公式一般采用遥感的连续观测资料来估计天的蒸发量, 通常假定白天的 H 和 LE 与 $(R_n + G)$ 之间有一定联系, Hall 等 (1992) 的试验观测结果表明, 用于蒸发部分的能量 (EF) (即: $EF = -LE / (R_n + G)$) 在白天相当稳定。

一种最为流行的方法是假定 ET 和 R_n 之差可用以下线性方程表示 (Jackson 1977):

$$R_n, d + LE_d = A + B(Trad, i - T_a, i) \quad (3)$$

式中 下标 i 和 d 分别表示连续和日, T_a 为近地表 (如 2 m) 空气温度, A 和 B 为回归常数。Seguin 和 Itier (1983) 则将上式改写为指数形式, 即:

$$R_n, d + LE_d = B(Trad, i - T_a, i)^n \quad (4)$$

式中 B 取决于地表粗糙度, 而 n 则取决于是否稳定。

(2) 有物理基础的分析模型 Price (1980) 曾建立了一个以能量平衡为基础的计算通量的模型, 来计算日蒸发量。此模型需要的输入参数包括 $Trad$ 的最大最小差值及常规气象观测要素, 如风速、空气温度、水汽等。由于 NOAA - AVHRR 可以提供白天和晚上的表面辐射温度, 因而可用于此模型中。此模型在 1982 年经 Price 改进后, 成为一个预测模型, 与利用气象资料和蒸发器所获得的结果基本一致。

另一类模型是显热通量 H 由下式求得后, 利用能量平衡方程获得 LE 。

$$H = \frac{\rho c_p (T_{aero} - T_a)}{r_H} \quad (5)$$

式中 ρ 是空气密度; c_p 是空气比热; r_H 是热传输阻力; T_{aero} 是表面空气动力学温度; T_a 是空气温度。由于 T_{aero} 不能用遥感资料求得, 故一般由 $Trad$ 代替, 对于均一、冠层完全覆盖的植被, 两者之差一般小于 2 (Choudhury 等, 1986; Huband 和 Monteith, 1986)^[16]。但对于部分植被覆盖, 两者之差可高达 10 (Kustas, 1990)^[16]。这就导致许多学者利用经验公式通过无向量的热糙度来修正 r_H (Kustas 等, 1989; Sugita 和 Brutsaert, 1990; Köhsiek 等, 1993), 或引入额外阻力 (Stewart 等, 1994)^[16]。

另一类方法是利用微波和辐射传输模型来进行物理模拟, 从而将 $Trad$ 和 T_{aero} 之间的关系作为地表条件 (如, 植被覆盖、叶面子指数、地表土壤湿度、太阳天顶和高度角等) 的函数 (Prevot 等, 1994)。

(3) 数值模型 在过去几十年, 出现了大量的数值模型来模拟地表能量通量的交换, 同时利用遥感资料 (如 $Trad$) 来提取模型参数^[16] (Comillo 等, 1983; Carlson 等, 1981; Soer 等, 1980; Taconet 等, 1986)。

数值模拟同统计模型和分析模型相比有两大优点: 一是它们是揭示土壤 - 植被 - 大气系统 (SVAT) 能量传输的物理过程; 二是它们在一定的初始和边界条件下, 可以模拟能量通量的连续变化过程。但在实际应用中, 有关参数的估算需要大量和详尽的植被和土壤信息, 所以很难应用于区域尺度。这就要求将物理模拟与遥感技术相联系, 这方面的一些尝试还是较为成功的 (Sellers 等, 1992; Crosson 等, 1993)。

数值模型的不足之处在于需要大量有关区域植被和土壤的参数^[16]。由于这些参数很难获

得,在实际应用中往往简化模型、减少参数,以便遥感技术应用(Bougeault 等,1991),例如,Brunet 等(1991)曾利用大气边界层模型(Atmospheric Boundary layer, ABL)估算区域尺度能量通量,其中土壤-植被-大气界面的能量传输是利用 Penman-Montieth 公式进行参数化的。

除以能量平衡方程为基本出发点的求解区域蒸发的方法外,还有一些其它方法,试图通过某个环节或过程,利用遥感信息来估算区域蒸发。如利用 $VI/Trad$ 关系,因为许多研究表明^[16], $NDVI$ 和 $Trad$ 有着极好的相关性(Goward 等,1985; Hope 和 McDowell, 1992; Nemani 和 Running, 1989; Nemani 等, 1993)。Hope 等(1986)还从理论上阐述了如何利用 VI 和 $Trad$ 之间的关系得到冠层阻力; Price(1990)则利用 $NDVI/Trad$ 关系来推求裸露土壤和植被的温度,并利用土壤水分空间分布资料,计算全部覆盖下、干湿土壤中的蒸散量; Carlson 等(1990, 1994)则在 Price(1990)的基础上,将 ABL 和 SVAT 模型相结合,来推算土壤水分、植被覆盖状况和地面通量。

此外,微波遥感由于较少受到大气和云的影响,因而在区域蒸发的估算方面是大有可为的^[21]。同热红外遥感资料相比,微波技术还有一个优点就是可以获得不同深度(虽然深度极其有限)的土壤信息,在获得土壤水分垂直分布应用上有积极意义(Jackson 等,1995)。

虽然利用遥感资料估算区域蒸发量还存在着许多问题,但应该指出,利用遥感资料结合地面气象和植被要素,反演区域蒸发通量,仍是估计区域蒸发通量最有前途的手段^[17~19]。

2.2 土壤水分

利用遥感技术对土壤水分的监测从宏观上可分为两大类^[20]:一类是利用微波遥感手段对地表土壤湿度进行直接测量;一类是依据可见光/红外波段遥感资料,利用热惯量、作物缺水指数、距平植被指数等方法,获得地表能量和作物生长状况等信息,然后建立与土壤水分的相关函数/经验公式,从而计算土壤水分。

(1) 微波遥感 微波遥感可以对各种地表覆盖条件下的土壤水分进行直接测定。通常有两种基本方法:被动微波遥感和主动微波遥感。被动遥感技术利用高精度的辐射仪测量特定波段内地表的热发射率。通常用亮度温度表示,亮度温度在数量上等于发射率乘以物理温度。如果物理温度能确定,则发射率可简单求得。微波发射率对大多数地表在 0.6~0.95 之间^[20]。微波的反射率等于 1 减去发射率,而反射率则通过 Fresnel 方程与土壤水分相联系。Jackson (1993)曾利用这种方法结合有关土壤结构、地表粗糙度、温度等提出了一种算法。

由于植被会降低土壤水分变化的灵敏度,但这种影响会随着波长增加而降低,这就是被动遥感使用波长较长的重要原因。Jackson 和 Schmugge (1989)曾使用植被水分含量有关的参数,进行较长波长的植被修正。被动遥感的另一个问题是空间分辨率较低,一般都大于 10 km。总之,虽然有一些问题,但被动遥感对裸露土壤和植被覆盖条件下土壤水分估算的方法基本成熟,被国内外广泛使用。

主动微波遥感(如雷达)是发射和回收微波信号,然后利用两者之差来分析目标物体的特征,方法主要是后向散射系数法。因为土壤含水量直接影响土壤的介电特性,使雷达回波对土壤水分极为敏感。对雷达发出微波信号,不同介电常数的物体,回波信号不同,即不同含水量土壤的微波后向散射系数不同。但由于后向散射系数不仅同土壤水分含量有关,而且与地表土壤的几何特征、植被覆盖状况等因素有关,因而纠正过程较为复杂和困难。

对裸露土壤而言,所有涉及后向散射系数的模型都涉及到两个土壤参数:土壤介电常数和

地表高程标准差(Oh 等, 1992; Dubois 等, 1995)。由于主动微波的空间分辨率较高, 一般均小于 100 m, 因而后者的精度就显得尤为重要。而对于植被覆盖影响的综合性模型, 还不多见。大部分模型都是针对某一特定植被类型而言(Lin, 1994)。由于以上原因, 主动微波遥感的应用还很有限。

微波遥感土壤水分测定, 精度较高, 且可排除云等影响, 可全天候使用, 因而是监测大面积土壤水分最为行之有效的方法。不足之处是成本很高, 但随着 JERS-1 SAR, EOS-ASR, Radarsat 等行载雷达的发射和运行, 其成本将会不断下降, 广泛应用的前景十分光明^[20]。

(2) 可见光/红外遥感 VIS/IR 监测土壤水分的内容十分丰富, 算法也很多, 下面仅从几个方面加以简单说明: 热惯量和表现热惯量法。土壤热惯量是土壤的一种热特性, 它是引起土壤表层温度变化的内在因素, 它与土壤含水量有密切的相关关系, 同时又控制着土壤温度日较差的大小。土壤温度日较差可以由卫星遥感资料(如 NOAA/AVHRR)获得, 因此可以由热惯量推求土壤水分。但热惯量法主要适用于裸露土壤或作物生长前期。实际应用时, 也常常用表现热惯量代替热惯量, 如隋洪智等^[21]建立了表现热惯量值与土壤水分含量的关系; 余涛、田国良^[22]在 Price(1985), Pratt(1979)等工作的基础上, 反演土壤表层水分含量分布。但对于这种关系模型至今尚无理论公式, 最为简单且较为广泛的经验公式是线性模型或指数模型^[23]。张仁华则先后提出了相对热惯量模型和广义热惯量遥感模型^[24], 并利用热红外辐射的二维分布等信息排除潜热和显热通量对热惯量的干扰。作物缺水指数法。作物缺水指数(CWSI)最初由 Jackson(1981)以能量平衡为基础提出^[25]。该指数是以植物叶冠表层温度(T_c)和周围空气温度(T_a)的测量差值, 以及太阳净辐射的估算值计算出来的。实质上反映出植物蒸腾与最大可能蒸发的比值, 因此, 在较均一的环境条件下可以把作物缺水指数与平均蒸发量联系起来, 作为植物根层土壤水分状况的估算指标。田国良等^[26]曾计算过河南省 72 个县的 CWSI, 并利用 CWSI 与各气象站土深 5~50 cm 土壤水分的关系, 进行土壤水分分布估算。距平植被指数法。由于植物生长状况在光(日照)、热(温度)条件变化不大时, 主要与水分有关, 因此, 水分供应程度便成了作物生长的关键要素: 水分供应充足, 植被生长良好; 反之, 生长变差。此法通过多年遥感资料积累, 计算出常年句平均植被指数, 然后由年句植被指数与常年值的差异程度, 判定当年作物长势优劣, 继而判断出受旱程度^[22], 从而间接反映土壤水分状况。与此相类似的方法还有植被供水指数法, 绿度指数法等。

目前, 对使用遥感资料及其它辅助手段进行土壤水分监测的理论已趋成熟, 各种模型应运而生。对各种模型的适应范围、优缺点都存在着相对一致的看法, 如裸露土壤采用热惯量模型, 完全覆盖采用 CWSI, 部分覆盖采用农田蒸散双层模型或改进的热惯量模型。同时对模型的完善, 也在不断深入, 如考虑风速的影响等。

2.3 径流及水文模型

由于任何遥感手段都无法直接测量河道径流, 因此, 遥感信息一般都用来间接估算河川径流, 这就要借助于水文模型。综合 G. A. Schultz^[27]和陆家驹等^[28]的工作, 可将使用遥感信息的水文模型粗略分为三大类:

第一类是遥感信息和地面同步实测资料的回归模型。由于此类模型基本上没有物理机制, 因而时空分辨率都较低, 可用于较大流域(如 10 000~20 000 km²)长时段(如月)的水资源规划和管理。早在 1976 年 Hollday 就用美国陆地卫星资料确定出水体、森林和河边植被等流域物理

特征，改善了传统的回归方程，成功地推算出美国东部地区的一些河川径流。Papadakis(1993，1984)也曾将此类模型用于西非加纳的 Tano 河流域。

第二类是将遥感信息用于水文模型，这是遥感水文研究的重中之重，又可大致分为两个方面：一是作为水文模型的输入与模型参数的估计；二是发展新的遥感水文模型。

(1) 水文模型参数的输入与估计 一般而言，水文模型中的参数可分为三大类别^[29]：参数是点尺度的时间序列参数，如空气温度、点雨量、风速、日照等； 参数是面状的时间序列参数，如面气温、面雨量、NDVI 等； 是水文模拟的时间尺度中，不随时间变化的“静态”参数，如融雪率、土壤覆盖类型、坡度、坡向等。表 1 是一些学者利用遥感资料获得水文参数的成果，其中积雪面积、积雪深度、积雪等融水量、降水、蒸散发、土壤水分等前面已有叙述。土地覆被和土地利用是水文模型中极为重要的参数，也是遥感应应用中比较成熟的领域，只是以往的研究往往侧重土地利用类型的划分，而很少从水文模型使用的角度进行分类。

表 1 利用遥感资料获得的部分水文参数^[29]

Table 1. Some hydrological Parameters obtained by remote sensing data

水文参数	卫星/传感器	波长或频率	分辨率	覆盖范围	典型案例
积雪面积	NOAA	0.62, 10.80 mm	1 km	2 次/d	Kite, 1989; Carroll & Baglio, 1989; Rango, 1980
积雪深度	GOES	0.65 mm	2 km	2 次/h	Donald 等, 1990
	Nimbus 7	37 GHz	30 km	2 次/h	Chang 等, 1982
等雪水量	DMSP SSM/ I	19.3, 37.0 GHz	25 km	2 次/d	Goodison, 1989;
	MOS - 1 MSR	23, 31 GHz	23 ~ 32 km	2 次/d	Slough & Kite, 1992; Walker 等, 1989
表面温度	NOAA	10.80 mm	1 km	2 次/d	Dousset, 1989
蒸散发	NOAA	0.62, 0.91, 10.80, 12.0 mm	1 km	2 次/d	Price, 1980
降水	GOES	0.64, 11.5 mm	2 ~ 8 km	2 次/h	Bussieres 等, 1990
土地覆盖	Meteosat	0.65 mm	3 km	2 次/h	Pietroniro 等, 1989
/ 利用	Landsat 5	0.55, 0.65, 0.75, 0.9 μm	80 m	8 ~ 16 d	Whiting, 1990; Kite & Kouwen, 1992
植被	MSS				
	NOAA	0.62, 0.91 mm	1 km	2 次/d	Dobson 等, 1986; Allison 等, 1989
悬移质	Landsat 5	0.55, 0.65, 0.75, 0.9 μm	80 m	8 ~ 16 d	Ritchie 等, 1986
	MSS				
泉水径流	Nimbus 5	19 GHz	30 km	2 次/h	Wankiewicz, 1989;
融雪时间变化	ERS - 1	C - band (5.3GHz) SAR	30 m	35 d	Wankiewicz, 1993; RSI, 1993
土壤水分时间变化	JERS - 1	L - band (1GHz) SAR	30 m	35 d	Wankiewicz, 1993
地下水	Landsat	0.95 μm	80 m	8 ~ 16 d	Bobba 等, 1978
水深	Landsat	0.48, 0.56, 0.66 μm	30 m	8 ~ 16 d	Hallada, 1984

(2) 遥感水文模型 由于现行的多数水文模型都无法直接使用遥感资料，因此，调整模型结构，使之能使用具有时空特征的遥感信息，就成为一种必然^[27]。一种行之有效的方法是分布式水文模型，它将流域分为若干水的单元，模拟各个子单元上的水文特征，然后将流域水文参数空间分布特征，与水文模型耦合。真正的分布式模型将会使径流预报迈上新的台阶(Link，1983)。各种对流域划分的原则和方法，也就产生了许多分布式水文模型^[29]，如 SHE 模型(Abbott 等，1986)，Hydrotel 模型(Fortin 等，1986)，USGS 降雨径流模型(Leavesley 和 Stannard，1990)，SLURP 模型(Kite,1995a)、WATHLOOD 模型(Kouwen，1988)等。这些模型划分的基本依据和原则有：代表性元素区域(Representative Element Area，REA，Wood 等，1988)、水文响应单元

(Hydrological Response Unit, HRU)、分组响应单元 (Grouped Response Unit, GRU, Kouwen 等, 1993), 集合模拟区域 (Aggregated Simulation Areas, ASA, Kite, 1995) 等。

Schumann 和 Funke (1996) 曾详细地叙述了利用 Landsat 卫星资料, 对德国 Prum 和 Nims 流域, 依据 HSU 进行区域土壤持水能力的空间分异研究, 继而用于分布式水文模型。在过去的 20 年间, 我国水文工作者在遥感水文模型领域也作了大量而坚实的工作^[28,30~36]。

第三类是水量平衡模型。此类模型的结构非常简单而清晰, 即水量平衡方程。利用遥感信息结合地面实测资料, 求得降水、区域蒸散发及土壤持水量的变化后, 即可得到径流量。此类型最大的问题是误差累积问题, 例如, 在某一降水量为 500 mm 的半湿润半干旱地区, 实际蒸散发量为 420 mm。由于区域蒸散量估算的困难和精度, 如误差为 $\pm 10\%$, 即估算区域蒸散发量为 378 或 462 mm, 尚在满意程度范围内, 但径流量的误差则高达 $\pm 50\%$ 以上, 令人无法接受。

2.4 水质

水中影响太阳光吸收和散射的要素通常称为光学水质参数 (Water Quality Parameters 简称 WQP)。Dekker^[37]认为利用遥感信息可以获得的光学水质参数包括: (1) 叶绿素 - α (Chlorophyll - α)、青藻蓝蛋白 (cyanophycocyanin)、悬浮质、水生腐殖质等的浓度, 因为这些因子与光色素有关; (2) 是否存在着繁茂的海藻; (3) 漂浮于水面或潜入水中的大型植物; (4) 光线下沉或上涌的垂直衰减率; (5) 水的透明度; (6) 点源污染, 如油泄露。Morel 和 Gordon^[38]曾指出三种不同的方法 (经验公式法、半经验法和分析模型法), 利用遥感信息来测算光线的上涌光谱辐射率 L_{rs} , 继而估计海水中各种组分的浓度。Dekker 和 Donze^[39]将这些方法应用到内陆水体。李京^[40]曾探讨了水域悬浮固体含量的遥感定量方法。李冬田^[41]根据 MSS4、5 波段和 TM1、2、3 波段的影象上的色调研究东太湖的水污染。许珏等^[42,43]则根据 SPOT 影象灰度值与水体反射率 and 水中悬浮固体含量之间的相关关系, 配合实测数据, 先后研究了台湾基隆河和淡水河的悬浮固体含量。

目前水质评价的方法有三大类^[44]: 站点的水质检测、数学模型和遥感信息, 其中站点的观测是基础, 但所获得的是单点上许多水质参数; 数学模型可以模拟单点过去和现在的水质参数, 而且可预测未来水质; 遥感信息虽然获得的水质参数十分有限, 但可提供这些参数的空间分布。可见三者结合不仅可以大大拓宽水质评价的内容, 而且可以提高水质评价的精度。

遥感图象的时空分辨率决定了目前它在水质方面的应用十分有限, 但是随着新一代传感器的发射, 遥感在水质中的应用越来越受到水文工作者的重视。

3 遥感与地理信息系统在水文学中联合应用

遥感与 GIS 作为地学分析的工具和手段, 可以分别用于水文学的各个方面的研究。但如果把这两者联合起来, 发挥各自的特点与优势, 那么将极大拓宽水文学研究的思路和方法, 拓宽水文学研究的广度和深度。大量遥感图象的处理过程、GIS 的空间分析功能、数据库的查询、分析与修正、水文模型的构造与运行等一系列复杂的过程就构建了一个“集成”系统。这就使得水文学工作者可以利用先进的技术与手段来分析和解决水文问题, 而没有必要对计算机技术、航天航空技术、以及光学技术等有很深刻的了解^[45]。

这类“集成”系统解决水文问题一般可分为^[45]：深入分析，认识和了解所要解决的水文问题；通过遥感和地面常规观测等手段获得必要的水文参数；设计一个包括数据分层、数据属性等的地理信息系统；构造一个数据库；利用遥感图象处理、GIS 分析、回归和相关分析等获得与水文模型有关的变量和参数；选择或设计水文模型；将所有参数代入模型，进行误差分析；比较模拟结果与实测值，进行模型的率定与完善。Habbri^[46]、Sharma 和 Anjaneyulu^[47]论述了遥感图象解译、GIS 和水文模型的“集成”。Baumgartner 和 Rangó^[48]则利用遥感和 GIS 工具，建立了融雪模型，并利用此模型研究气候变化对积雪面积和融雪径流的可能影响。此模型由五个模块构成：图象处理、GIS、关系数据库、水文模型、图形显示与输出。

GIS 是一种对空间数据进行收集、存储、更新、管理、操作、分析及显示的一种系统工具。在它的支持下，遥感数据的解译、分析、处理和传输速率将大大提高，为遥感技术应用在深度和广度上扩充以及社会经济效益发挥，提供良好的技术环境与支持^[49]。另一方面，大量、实时和动态的遥感数据又在一定程度上解决空间数据库数据源相对“老化”和“静态”的问题，辅助 GIS 数据库的更新，从而提高水文模型的精度。因此，遥感技术与 GIS 相集成在水文学中的应用，不仅为传统的水文科学注入新的活力，拓宽了研究的领域和深度，提高了工作的效率和精度，而且是现代遥感技术在水文学中应用不断完善和必然选择和重要标志。遥感、GIS 与水文模型的耦合是一个快速、机动、准确、集成的模块化系统，是水文学当前面临的核心课题之一^[50]。

数据类型是当今遥感和 GIS 在水文学中应用的制约因素之一。地理信息系统一般使用两种数据：图形数据和非图形数据。图形数据是地图属性的数字化表示，一般可存储为栅格或矢量格式，水文模型应用中一般倾向于栅格形式，这是因为水文模型中涉及到的水文参数往往是分区域的，有利于参数估算及模型运转。但另一方面，栅格类型导致空间数据文件过大，极大地降低了模型的运算速度。这是遥感和地理信息系统耦合在水文学中应用的关键问题。

4 基本结论

(1) 虽然到目前为止，还没有专门为水文学研究而发射的卫星，但水文工作者利用气象卫星、陆地资源卫星、微波技术等遥感手段在遥感应用于水文学领域取得了巨大的成就。

(2) 遥感技术在水文学中的应用从宏观方面可大致分为两个方面：一是直接用于水文变量和水文参数的测定与估算，如积雪面积、湖泊面积、降水量等；二是利用地表探测到的地表波谱特征，来推求水文参数，例如，利用 NDVI、气温等来计算区域蒸散发，估算土壤含水量，利用水文模型计算河川径流量等。

(3) 遥感技术可提供面状信息而非点状，可在直接或间接测量常规手段无法测量到的水文变量和参数(如区域土壤湿度)，可提供长期、动态和连续的大范围资料值，因此，在水文学上有着广泛的前景。Castruccio 等估计^[51~53]，遥感在水文学中应用的投入产出比为 1: 75 ~ 1: 100，这主要是指遥感用于防洪抢险、水资源规划与管理中的效率，利益驱动将推动遥感在水文水资源研究中的应用。

(4) 遥感和 GIS 可分别单独用于许多水文问题，但两者联合，优势互补，不仅拓宽和深入了遥感技术在水文学中的应用，而且解决了 GIS 空间数据库的“老化”和“静态”问题。因

此,遥感、GIS与水文模型的耦合,是现代水文科学研究的重要方面和内容。

(5) 未来水文科学的发展在很大程度上取决于水文数据的获得和精度。尽管目前遥感在水文学中的应用还受到传感器、分辨率(时空)以及释译图象精度等的影响,但遥感图象可为水文学提供大量有关数据已是无可辨驳的事实。在未来,如果水文学离开遥感技术的支持,它将会停滞不前甚至倒退;反之,在遥感信息的支持下,水文学研究将会不断深入,进入新的发展阶段,更好地为人类服务。

参考文献:

- [1] 曹述互. 遥感技术在防洪中的应用[J]. 水文, 1983, 4:25.
- [2] 曹述互, 等. 应用气象卫星图像监测辽河洪水[J]. 遥感信息, 1987, 3:42.
- [3] 陈秀万. 洪水灾害损失评估系统 - 遥感与 GIS 技术应用研究[M]. 北京:中国水利水电出版社, 1999.
- [4] 李纪人. 遥感与水问题[J]. 国土资源遥感, 1999, 41(3):23 - 27.
- [5] 许殿元, 马芬荣. 黄河三角洲的动态演变[A]. 黄河流域典型地区遥感动态研究[C], 北京:科学出版社, 1990. 239 - 244.
- [6] Rangó A. Spaceborne remote sensing for snow hydrology applications[J]. Hydrological Sci J, 1996, 41(4): 477 - 494.
- [7] 柯长青, 李培基. 青藏高原积雪分布与变化特征[J]. 地理学报, 1998, 53(3), 209 - 215.
- [8] 陈 乾, 陈添宁, 陈维慈, 等. 用 AVHRR 资料反演祁连山区积雪亏量[J]. 冰川冻土, 1990, 12(4):281 - 292.
- [9] 曾群柱. 黄河上游卫星雪盖监测与融雪径流研究总结[A]. 黄河流域典型地区遥感动态研究[C]. 北京:科学出版社, 1990. 1 - 13.
- [10] Petty G W, Krajewski W F. Satellite estimation of precipitation over land[J]. Hydrological Sciences J, 1996, 41(4): 433 - 452.
- [11] 陈 乾, 扬兰芳, 韩 涛. 用 GMS 卫星资料反演复杂地形下的降水率[J]. 水科学进展, 1997, 8(4):353 - 358.
- [12] Kummerow C D, Giglio L. A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space Part I Algorithm description[J]. J Appl Met 1994, 33:3 - 18.
- [13] Mugnai A, Smith E A. Radiative transfer to space through a precipitating cloud at multiple microwave frequencies, Part I: Model description[J]. J Appl Met, 1988, 27: 1 055 - 1 073.
- [14] Mugnai A, Smith E A, Tripoli G J. Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements, Part II: Emission source and generalized weighting function properties of a time-dependent cloud-radiation model[J]. J Appl Met, 1993, 32:17 - 39.
- [15] Smith E A, Xiang X, Mugnai A, *et al.* Design of an inversion-based precipitation profile retrieval algorithm using an explicit cloud for initial guess microphysics[J]. Met Atmos Phys, 1994, 54:53 - 78.
- [16] Kustas W P, Norman J M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces[J]. Hydrological Sciences J, 1996, 41(4):495 - 516.
- [17] 莫兴国. 区域蒸发研究综述[J]. 水科学进展, 1996, 7(2):180 - 185.
- [18] Huang X, Lyons T J. Estimation of surface energy balance from radiant surface and NOAA AVHRR sensor reflectances over agricultural and native vegetation[J]. J Appl Met, 1993, 32:1 441 - 1 449.
- [19] 陈 鸣, 潘之棣. 用卫星遥感热红外数据估算大面积蒸散量[J]. 水科学进展, 1994, 5(2):126 - 133.
- [20] Jackson T J, Schmugge J, Engman E T. Remote sensing applications to hydrology: soil moisture[J]. Hydrological Sciences J, 1996, 41(4):517 - 530.
- [21] 隋洪智, 田国良, 等. 热惯量方法监测土壤水分[C]. 黄河流域典型地区遥感动态研究[M]. 北京:科学出版

- 社,1990.122 - 132.
- [22] 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.
- [23] 陈怀亮,毛留喜,冯定原.遥感监测土壤水分的理论、方法及研究进展[J].遥感技术与应用,1999,14(2):55 - 65.
- [24] 张仁华.实验遥感模型及地面基础[M].北京:科学出版社,1996.
- [25] Jackson R D. Canopy temperature and crop water stress[A]. In: Advances in Irrigation[C]. Ed D Hillel, Academic Press, New York, USA, 1981, 1:43 - 85.
- [26] 田国良,杨希华,郑 柯.冬小麦旱情遥感监测模型研究[J].环境遥感,1996,7(2):83 - 89.
- [27] Schultz G A. Remote sensing applications to hydrology: runoff[J]. Hydrological Sciences J, 1996, 41(4):453 - 475.
- [28] 陆家驹.遥感资料在水文模型中的有效应用[J].水文,1990,6:62 - 64.
- [29] Kite G W, Pietroniro A. Remote sensing applications in hydrological modeling[J]. Hydrological Sciences J. 1996, 41(4), 563 - 591.
- [30] 张仁杰.从遥感信息到水文模型参数[J].遥感信息,1987,1:13 - 16.
- [31] 熊江波.用遥感资料确定水文模型参数的方法[J].环境遥感,1987,1:33 - 43.
- [32] 王燕生.遥感水文模型及其应用[J].水文,1989,(5):20 - 24.
- [33] 杨积成.新一代水文遥感潜力展望[J].环境遥感,1991,3:187 - 190.
- [34] 许有鹏.遥感信息在水文模型参数确定中的应用研究[J].遥感技术与应用,1992,4:16 - 22.
- [35] 许有鹏,陈钦彦,朱静玉.遥感信息在水文动态模拟中的应用[J].水科学进展,1995,6(2):156 - 161.
- [36] 李纪人.遥感和地理信息系统在分布式流域水文模型研制中的应用[J].水文,1997,(3):8 - 12.
- [37] Dekker A G. Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing[R]. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, The Netherlands, 1993.
- [38] Morel A, Gordon H R. Report of the working group on water color[J]. Boundary Layer Meteorol. 1980, 18, 343 - 355.
- [39] Dekker A G, Donze M. Imaging spectrometry as a research tool for inland water resources analysis[R]. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, 1994.
- [40] 李 京.水域悬浮固体含量的遥感定量研究[J].环境科学学报,1986,6(2):166 - 173.
- [41] 李冬田.遥感在东湖湖水环境研究中的应用[J].国土资源遥感,1989,2:8 - 14.
- [42] 许 琚,傅肃性,黄 洵.遥感与 GIS 在河流水质环境背景分析中的应用——以台湾基隆河为例[J].环境科学,2000,21(4):1 - 5.
- [43] 许 琚,傅肃性,黄 洵.运用 SPOT 数据进行河流水体悬浮固体浓度的研究——以台湾淡水河为例[J].遥感技术与应用,1999,14(4):17 - 22.
- [44] Dekker A G, Zamurovic - Nenad Z, Hoogenboom H J, *et al.* Remote sensing, ecological water quality modeling and in situ measurements: a case study in shallow lakes[J]. Hydrological Sciences J, 1996, 41(4):531 - 547.
- [45] Baumgartner M F, Apfl G M. Remote sensing and geographic information systems[J]. Hydrological Sciences J, 1996, 41(4), 593 - 607.
- [46] Fabbri A G. Remote sensing, geographic information systems and the environment: a review of interdisciplinary issues [J]. ITC Journal, 1992,2:119 - 126.
- [47] Sharma S K, Ajaneyulu D. Application of remote sensing and GIS in water resources management[J]. Int J Remote Sens, 1993, 14(17):3 209 - 3 220.
- [48] Baumgartner M F, Rango A. A microcomputer - based alpine snow cover analysis system. Photogramm[J]. Engng Remote Sens 1995, 61(12):1 475 - 1 486.
- [49] 阎守邕.现代遥感技术系统及其发展趋势[J].环境遥感,1995,10(1):52 - 61.

- [50] 魏文秋, 于建营. 地理信息系统在水文学和水资源管理中的应用[J]. 水科学进展, 1997, 8(3): 296 - 300.
- [51] Castruccio P A, H L Loats Jr, Lloyd D, *et al.* Cost/ benefit analysis for the operational application of satellite snowcover observation (OASSO) [A]. In: Proc. Final Workshop on OASSO[M]. Washington, USA, NASA, CP - 211b, 201 - 222, 1980.
- [52] Rang A. Operational applications of satellite snowcover observation[J]. Wat Resour Bull, 1980, 16: 1 066 - 1 073.
- [53] Carol T R, Snow surveying. Yearbook of Science and Technology[M]. McGraw - Hill, New York, USA, 1985. 386 - 398.

Advances in Applications of Remote Sensing Data to Hydrology^{*}

FU Guo-bin, LIU Chang-ming

(*Institute of Geographical Science and Natural Resources, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*)

Abstract: This paper gives the recent advances in applications of remote sensing data to hydrology. The direct remote sensing applications to hydrology means the hydrologic variables, such as areas covered by lakes, snow, glaciers or swamps, can be obtained from direct interpretation and analysis of remote sensing images. The indirect remote sensing applications to hydrology means the electromagnetic variables measured by remote sensing techniques have to be related to the hydrological variables empirically or with transfer functions. The most hydrologic parameters, such as runoff discharge, regional evapotranspiration, soil moisture etc., can only be acquired by this indirect way. The combination of remote sensing and GIS with hydrological process is also overviewed.

Key words: remote sensing; hydrology; geographic information system

* The project is supported by a Key Basic Research Programme(973) of China(G1999043601)