遥感遥测及计算机应用



.9
40

·中国科学院遥理研究所新技术丛稿·

81.7
140

遥感遥测及计算机应用

中国科学院地理研究所新技术室 编



气象出版社

9110052

内 容 简 介

本书内容主要有：以卫星遥感研究气候学的新途径；热红外遥感原理及其参数测量新方法；遥感作物估产、遥感土壤水分含量新模式；微机无线传输和信息采集新技术；自动化量积、数字地形模型、立体投影方法及计算机制图等方面的新途径。

全书既有理论又有实践，对从事遥感、遥测、计算机应用等方面研究的科技人员及高等院校有关专业的师生均有一定的参考价值。

DS80/22

遥感遥测及计算机应用

中国科学院地理研究所新技术室编

责任编辑　潘根娣

气象出版社出版

（北京西郊白石桥路46号）

中国科学技术情报研究所印刷厂印刷

新华书店北京科技发行所发行　　全国各地新华书店经销

开本：787×1092　1/16　印张：13.25　字数：333千字

1990年8月第一版　1990年8月第一次印刷

印数：1—1500　　定价：10.50元

ISBN　7-5029-0485-9/P·0272

前　言

地理学要加强定量化、实验化的研究是不以人们意志为转移的发展方向。遥感遥测及计算机应用是实现这个目标的重要手段。随着科学的发展，它们已在或正在地理学中生根、发芽、开花、结果。

遥感技术及其应用从70—80年代仅10多年时间，就在我国很多领域得到突飞猛进的发展。遥感信息以其快速、大范围、二维连续面采集的特点，对传统的以点代面的采集方法作了突破性的发展，大大促进了地理学专业要素的区域性规律的研究。然而，遥感技术并非万能，遥感信息是地球表面的电磁波信息，不是直接的专业应用信息。从遥感信息转化到应用信息，必须有转换模型，这是遥感应用的关键步骤之一。为此本书的作者们，较早地建立遥感试验场，在模拟的遥感平台上，采集模拟于航天、航空遥感信息，并以此信息和常规方法采集的专业信息进行对比、分析。根据地表热量平衡方程、扩散方程、热传导方程、运动方程、连续方程等理论，作出解释与演绎，旨在定量地揭示遥感信息的应用规律。这种研究思路很可能开拓遥感应用的新途径。

事实表明，在本书中收集的遥感研究成果，仅是他们所开展的实验遥感研究的一部分内容，然而已反映出这一研究途径是有效的。例如，在有植被覆盖下的作物缺水指标估算模型、无植被覆盖下土壤水分含量的热惯量遥感模型以及作物反射光谱、热红外信息的复合估产模型等，均是具有新意的研究成果。在实际应用中，提高了遥感作物估产与土壤估水的精度。

这种研究思路不仅对遥感在地理学中的应用有效，而且对遥感在其他领域中的应用也有借鉴作用。在此，他们也只是沿着这条思路作抛砖引玉的尝试。

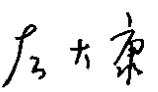
遥测是另一种信息采集技术。它是在一定的区域内，布置数十或数百个直接与被测物接触的传感器，将其测量的信号经过编码发报输送到计算机中心。因而遥测可以与遥感起到互相补偿的作用。遥测可以提供遥感测量不到的地面上空及地表以下的信息，遥感信息则可填补遥测采集的空间间隙。遥感与遥测的紧密结合，将对地理学要素的采集与研究推向新的阶段。

目前，他们研制出来的全微机信息采集和传输系统，尽可能以软件代替硬件。大大简化了系统结构，缩小了体积，提高了可靠性，降低了设备的费用。因而这个系统已在全国范围内的铁路、化工、石油、城市供排水等40多个有关部门得到广泛的应用，取得良好的经济效益。

计算机在地理学中的应用是多方面的。就遥感遥测技术而言，是与计算机紧密相连的。本书收集的计算机应用是其中有关地理要素制图及三维立体制图等方面的成果，以供有关读者参考。

在中国科学院地理研究所成立五十周年之际，新技术室提供遥感、遥测及计算机应用三个方面近30篇论文的研究成果，以此作为他们献给地理学的一份礼品！也借此机会与广大的读者与同行们进行一次学术交流。

本书中的研究成果大部分已在《中国科学》、《科学通报》、《地理学报》、《地理研究》等学术刊物上发表过。但由于作者的水平有限，难免会有错误与不周之处，请读者指正。



目　录

卫星陆地表面气候研究的发展……左大康　张仁华（1）
信息的采集与传输……胡贤洪（11）
以红外辐射信息为基础的估算作物缺水状况的新模式……张仁华（18）
三维空间投影变换与计算机编制地貌轴测投影立体图方法……刘书楼等（27）
电报信息分离在自动制图中的应用……关　理（35）
土壤属性的数值分类初探……马芬荣等（43）
表面温度的红外测量技术……张仁华（48）
自动面积量测仪的原理和应用……胡贤洪　关　理（62）
常温物体比辐射率的测量……张仁华等（68）
室内人工模拟降雨冲刷实验水沙自动取样称重装置系统介绍……张盛元等（72）
比辐射率的非封闭测定法初步探讨……张仁华（77）
利用CO_2激光较远距离测量物体比辐射率……张仁华（81）
TRS—80微型机在遥测中的应用 ……胡贤洪等（86）
野外光谱仪低消耗采集系统的特点及其应用效果……张仁华等（90）
微机无线传输信息采集和处理系统……胡贤洪等（99）
黄淮海地区主要农作物的光谱结构与时相分析方法……张仁华(106)
热红外遥感作物估产模式的理论分析及最佳遥感条件的选择……张仁华(115)
河床地貌演变研究的计算机方法——河床冲淤计算和地形图绘制……刘书楼等(122)
近、远红外波段遥感裸地土壤水分……张仁华(131)
热惯量的遥感与普遍干燥边界条件……张仁华　秦朝宇(141)
农业生态系统结构的线性规划选优探讨……马芬荣等(148)
以航空多光谱信息定量确定地表净辐射通量及其初步应用……张仁华(155)
我国晴天太阳总辐射分布特征——计算机在太阳辐射研究中的应用……
……刘书楼等(161)
遥感作物估产的一个改进模式……张仁华(172)
热红外信息在作物估产中作用分析……张仁华(176)
地理数字模型与计算机编图……刘书楼等(180)
以胶林热红外辐射研究寒害机制及林缘效应……张仁华(187)
以作物光谱与热红外信息为基础的复合估产模式……张仁华(202)

卫星陆地表面气候研究的发展

左大康　张仁华

研究由地球表面自然环境参数的变化所引起的气候变化，是地表能量物质交换规律中的一个重要分支。80年代兴起的国际卫星陆地表面气候研究，就是以卫星遥感的陆面信息为基本信息源，演绎推算地球陆地表面的各种参数，结合气候模式，表达、推断、预报气候及地理环境的变化。这是在文献[1]的基础上的发展。

目前，卫星陆地表面气候研究发展迅速，并且从卫星到地表各高度平台的国际联合试验已经开展。卫星遥感不能直接测量气候模式中所需要的陆地表面参数，必须结合地面“锚站”（anchor station）的观测资料，建立信息转换模式（算法）。因此将卫星遥感信息转换为陆地表面参数的研究，是该课题的主要研究内容。

本文将综述国际卫星陆地表面气候研究的基本思路，表面参数的推算原理，现状及问题和介绍目前国际上开展这项研究的国际联合试验。

一、基本思路

研究卫星陆地表面气候首先要建立可靠实用的信息源。这包括信息采集、信息转换模式研究和信息库三方面工作：遥感信息采集是以卫星为主，飞机、气球、高塔、遥感车为辅。而地面实况，即常规的气候、水文、土壤、植被等要素是十分重要的对照信息。所以必须在有气候代表性的地区或气候敏感地区建立地面“锚站”（图1）。

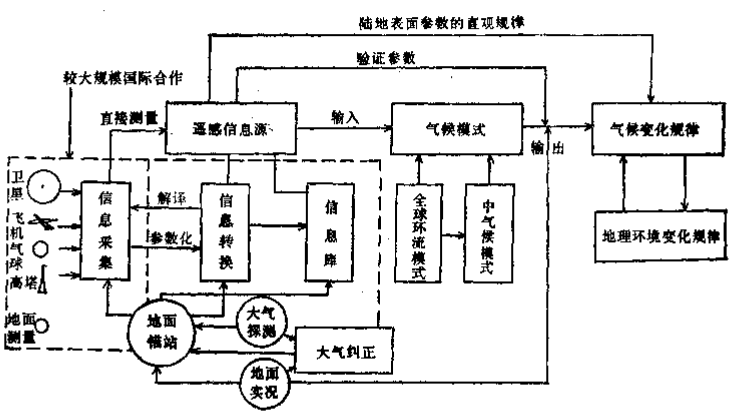


图1　卫星陆地表面气候学研究思路框图

遥感信息的转换模式（算法）研究应该在锚站进行，这样便于将遥感信息和对照信息及

9110052

时比较，对转换模式及时检验修正。通常信息转换有经验统计法，实验模拟法及理论演绎法。

建立信息库应有科学的管理办法，并研究建立资料时间序列和空间分布方面有代表性信息的方法。

气候模式有全球环流模式、中气候模式、能量平衡模式、辐射对流模式、二维统计动力模式等等。在陆地表面气候研究中主要是前两种模式。

在遥感信息源中建立的各种表面参数信息必须和气候模式中要求输入的信息匹配，达到

表1　全球环流模式的监测与验证

	陆面参数	空间尺度	时间尺度	周期	准确度	精度	注
监测	植被	250km×250km	3个月	1年	±0.05		主要陆地覆盖率及类型
	干土反射率	250km×250km	年平均	3年	±0.05	±0.02	从干土反射率预报其他土壤反射率
	总表面反射率	250km×250km	月	1—3年	±0.05	±0.02	
	陆面发射辐射	250km×250km	年平均		±0.02	±0.01	可能随着主要陆地覆盖而变化
验证	白天与夜间(3h)表面温度	250km×250km	月	1年	±1℃		也需要日振幅温度
	中午地表面的太阳辐射强度	250km×250km	月	1年	±25W/m2	±10W/m^2	
	陆面土壤湿度	250km×250km	月	1年			
	降雨指标	250km×250km					
	雪被面积深度	250km×250km	月/周	1年			利用微波辐射计
	中午净辐射及蒸发	250km×250km	日/周	1年	±10W/m^2 ±10—20%		

表2　中气候模式监测与验证

	陆面参数	空间尺度	时间尺度	周期	准确度	精度
监测	地形（高度/斜率）	10—30km	固定	日→周	±5—10%	±0.02
	主要陆地覆盖率及类型	10—30km	周/日	日→周	±10%	
	植被覆盖	10—30km	周/日	日→周	±10%	
	同一粗糙度范围	10—30km	周/日	日→周	±10%	
	反射率（总）	10—30km	周/日	日→周	±0.01—±0.03	
	植被高度	10—30km	周/日	日→周	±5—10%	
	叶面积指数	10—30km	周/日	日→周	±0.5%	
	比辐射率	10—30km	周/日	日→周	±0.02—±0.01	
	土壤结构	10—30km	季节		±10%	
验证	表面温度	5km×5km	月	1个月/1年	±0.5℃	
	蒸发	5km×5km	月	1个月/1年	±10—20%	
	净辐射	5km×5km	月	1个月/1年	±10W/m^2	
	降雨	5km×5km	日	1个月/1年	0.1mm/日	
	土壤湿度	5km×5km	周	1个月/1年	±10%	

最佳效果。表面参数的最佳空间尺度与最佳时间尺度的选择应在气候模式的试验中获得，而不是凭经验推测。表1和表2为两种气候模式对陆面参数的空间尺度、时间尺度、时间周期、准确度、精度的要求。中气候模式的输入可从全球环流模式的输出值推出。高分辨的空间信息对高分辨气候模式的论证是非常有用的。

在遥感方法和其他方法的对比验证中，空间尺度往往是不相同的。以蒸发测定为例：有如图2中的1.器测法、2.生物学法、3.热量平衡法、4.涡度相关法、5.水量平衡法等不同的测量尺度。而遥感法的尺度是随着象元素大小而变化。在对比时可以利用各种方法的尺度重叠部分进行比较（图2）。

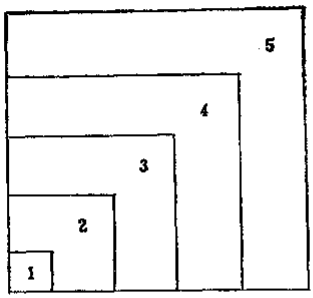


图2　重叠对比示意图

二、从卫星遥感信息推算陆面参数的原理、现状及存在的问题

（一）陆面反射率

首先测量大气顶部的双向反射率，此反射率的波长是探测器的响应波段。要得到地表反射率必须对大气顶部的反射率进行大气纠正并从仪器响应的窄光谱转化到整个太阳光谱。雨云卫星（nimbus）7的地球辐射平衡试验（ERBE）表明，双向反射方法是可以实现的。但因缺乏实时大气资料，大气纠正存在很大困难，有些研究者只得根据气候平均资料作大气纠正。

TIROS高分辨红外辐射计及ERBE中窄视场辐射计也可测定大气顶部的反射率。

卫星传感器的标定对确定反射率很重要。

观测误差主要来源于观测角的变化，反射率的光谱变化，大气纠正，薄云层。至今还没有可靠的误差统计方法。因此选择特定（地表均匀）区域进行航空遥感试验，对误差分析有作用[2]。

（二）陆地太阳辐射通量

从卫星测量到的太阳辐射推算到达地面的太阳辐射通量需进行两种订正：一是大气中的气体、水汽和气溶胶的吸收，散射效应的订正。依此订正，转换成晴天地面太阳辐射。目前用诺瓦卫星与地面观测的日射进行回归计算。在水汽和气溶胶不变的条件下，晴天的日射强度仅取决于太阳高度角。另一是云的订正，通常用辐射混合转换模式或用地面日射资料与卫星观测的日射资料进行回归计算。利用GOES同步卫星资料，每8小时1次，推算值精度为92—95%，必要时由诺瓦甚高分辨辐射计辅助，判断云状与云量。

推算中主要误差来自两个方面，一是在雪被区，云与雪被难以区别。另一是地面资料是点状小面积范围。从点外推到大面积，会引起较大误差。因此要建立一个合理分布的地面观测网。

利用无线电探空资料或TIROS卫星的温湿垂直廓线探测资料，求出大气中可降水量和气

溶胶的光学厚度。然后再对卫星上观测到的日射进行订正，比单用回归方法要好。当然探空资料也有一个以点代面的误差问题[2]。

（三）陆面长波辐射通量

由于大气的吸收，从陆面向上的长波辐射通量的整个光谱覆盖（3—100μm）不能被观测到。如果能够设定重要光谱区（5—40μm）的比辐射率，向上长波辐射通量可用表面温度计算。晴天可以用11μm窗口通道估算表面温度及向上长波辐射通量，在气溶胶影响较大时，误差高达4℃，向上长波辐射通量的误差达30W/m²。有云天误差就更高。

向下到达地表的长波辐射通量取决于大气温湿度廓线和云量、云底高度。有两种方法推断向下长波辐射：①利用多个光谱通道的辐射，例如诺瓦卫星的TIROS垂直廓线探测仪和甚高分辨率辐射仪，求出大气的温湿廓线，从这些廓线资料计算向下辐射。②利用不同光谱辐射和向下长波辐射进行多元回归计算。

这两种方法只有少数理论研究和应用工作和已有的地面站资料作过对比分析，利用多元回归比较适合于计算净辐射通量。

在复杂的天空复盖下，还没有求得地表温度的办法。改善表面温度和比辐射率的估算方法，对气溶胶和水汽影响的深入理解，对长波辐射通量的估算是肯定有价值的。在日常观测中增加平流层的气溶胶观测会提高计算精度。云底高度的不确定性会给计算向下长波辐射带来困难[2]。

（四）陆面净辐射通量

虽然陆面净辐射通量可以由进入的和反射的太阳辐射及进入的和射出的长波辐射计算，但由于用卫星资料推算长波辐射通量难以得到可靠结果，仍希望由卫星直接测量。目前从卫星观测值推算到达地面的净辐射通量的有效方法仍是回归计算法。美国和加拿大锚站的研究表明：到达地面的净辐射值和大气顶部的净辐射值高度相关：白昼全天相关系数达0.93，每小时相关系数达0.77。这些估计方法还可进一步改善[2]。

为了提高地面净辐射通量的计算精度，必须提高大气顶部净辐射通量测量的准确度。利用GOES同步卫星资料监测每天白昼的情况，可以找到一个有代表性时刻的资料。可见光和红外螺旋扫描辐射计（VISSR）的标定也必须解决。

（五）陆面温度与陆面比辐射率

射出宇宙空间的辐射与大气热状况、云、气溶胶、地表温度、比辐射率、大气吸收性质、观测仪器的光谱波段等因素有关。其中表面温度与比辐射率原则上可从窗口的光谱辐射观测值求得。在窗口的大气衰减是非常小的，为了达到需要的精度，衰减程度也应确定。卫星观测的两个窗口（8—12μm，3.5—4.0μm）不是完全透明的，大气纠正仍需要进行。8—12μm波段的纠正包括水、稀有气体和云的衰减，3.5—4.0μm波段水吸收非常小，而云的影响相当重要。太阳反射辐射在此波段有影响。

目前，确定陆面温度有两个途径：

（1）利用诺瓦卫星的甚高分辨辐射计，辅以同步卫星单红外通道辐射计作高分辨率测量（1km×1km，8km×8km）采集晴天的资料，它有可见光及4μm、12μm几个窗口通道，根据这些窗口资料可估算水和其他稀有气体的吸收。当陆面比辐射率给出后，利用类似计算海面温度的回归方法，可计算陆面温度。气溶胶的不均匀分布可能造成较大误差。

（2）利用高分辨红外探测器（HIRS）及微波探测器（MSU）作中等分辨率测量（20km×20km，200km×200km），可获得全球覆盖资料。并利用滤波技术，清除云的影响

（85%浑浊度的云除外）。这两个探测器的光谱范围分别为3.5μm，15μm及50GHz在分析资料时也必须考虑水和其他衰减作用，陆面温度和比辐射率可以通过解8—12μm中两个通道或3.5—4.0μm中两个通道的两个方程组得到。

这种方法提供了许多陆地表面的定量资料，例如陆面温度、表面比辐射率、雪和冰覆盖、昼夜温差等。

在最近10年，甚高分辨率辐射计、高分辨率红外辐射计及微波探测器将连续提供资料。同时，“高级温湿探测器”（AMTS）已计划首次试验，它有28个光谱通道：在3.5—4.0μm中有3个，在8—12μm中有2个。这5个通道对水和臭氧是最透明的，其他通道考虑了大气、云、气溶胶的效应。

（六）植被指标

描述植被覆盖有许多参数：植被覆盖率、植被类型、植被高度、叶面积指数、生长期长度等。这些参数对监测小的气候敏感区很有价值。在以遥感信息推算蒸发量的计算中，上述参数对推算粗糙度及空气阻力有用处。

由植物光谱信息推算植物指标，在理论及实践方面均有较深入的研究。

G. H. Suits提出的作物连续冠层（包括有行距影响的情况）反射模式[3]，定量表达了作物双向反射辐射和作物几何结构、生物量之间的关系。N. G. Goel又在此基础上，提出以四组不同观测角所组成的方程组，解出作物生态，几何结构等9个参数。这些进展是令人鼓舞的。但目前卫星遥感不能对同一目标作四个不同观测角度的测量，因此这些成果尚未得到应用。

项月琴、周允华利用植物冠层的直接太阳辐射、总辐射的透过率可以推算植物冠层的几何结构参数[4]。如果作物冠层的吸收率能知道，就可找出作物反射率和几何结构的关系，可在遥感中得到应用。

李小文提出森林的几何光学模式，仅用可见光波段和部分地面测量参数，就可分析森林的几何结构[5]。以后他又提出不连续植物层空隙概率的计算模式。

根据禹城遥感试验场的光谱资料，作物生态参数的信息主要蕴藏在近红外和红光波段的反射辐射的差值与比值之中。笔者提出的适合黄淮海地区的绿度模式[6]在鉴别作物类型中得到应用。

利用陆地卫星MSS及TM的各波段可以组合许多植物指标。Richardso等提出二维*垂直植物指标（PVI），Kauth等以陆地卫星多光谱波段（MSS）作线性组合，得出亮度（BR）、绿度（GN）、黄度（YE）和干扰度（NS）等指标，这些指标除表达植物生态状态外，还可表达大气状况。利用这些指标的多时相资料，得出穗帽（tasseled cap）鉴别指标，是遥感鉴别作物种类的最有效途径。

Jackson提出由n个波段组合的n维植物指标，经地面光谱试验表明，由陆地卫星TM 7个波段组成绿度的动态范围（dynamic range）比诺瓦卫星两个波段组成的要高出一倍[7]。

对于全球变化，诺瓦卫星的甚高分辨率双波段辐射计的资料比较适合。虽然没有像陆地卫星那样高空间分辨率和多波段，但时相要多得多。资料比较廉价。因此研究更多的二维植物指标是有价值的。目前通常利用“标准差”（NVI）作植物指标。大气效应中的气溶胶的散射，雷利散射和云的干扰，均增加可见光的辐射，从而使植物指标值变小。在高扫描角的

---

* 这里的维数是指光谱通道组合的变量数。

情况下，变小的最厉害。因为缺乏气溶胶资料，大面积的大气订正是困难的。

在计算中，为了消除瞬时视场出现的云，特别是白天中午小对流云，通常利用多时相同一地点的影象图，因为在这些图中植被覆盖不变，而云出现的位置有变化，从而获得该区的最大覆盖率。

在少于30%植被覆盖区，“标准差”指标的作用不肯定，因为有阴影的影响及背景土壤的干扰。K．Blurnel[8]提出一个能消去大部分大气影响、几何角度影响与土壤背景干扰的新“标准差”植物指标。

这领域的研究正在不断进展。在地面锚站建立更有应用价值的植物指标，发展标准化大气纠正的方法，建立具有稳定均一地表反射率的靶区作为卫星资料标定点等等。这些都是在发展陆地表面气候研究中建立植被定量遥感模式所应该做的内容。

（七）降水

通常，降水信息是从卫星的可见、红外成象辐射计及被动微波、主动微波辐射计的测量中获得的。对于全球尺度的气候学估计方法有：

1．可见红外成象辐射计观测法

根据云的性质判断是否有降水的方法大都是经验统计法。有根据降水云和不降水云在可见光、红外的发射辐射、反射辐射的差异[1]，有根据降水云的温度和降水概率之间的关系[1]，也有根据云的亮度及地面反射率的变化等等，作出降水估计和预报。这些方法都有局限性，没有一个能适用于所有类型的降水，也不适合所有气候区域。在日常业务中广泛采用云指标化法和云寿命法。云指标化就是在卫星云图上把云的类型、云量和降水估计作指标化处理，这方法已用于20×20km的范围。云寿命法是以同步卫星资料从对流云生长消失中分析降水的可能性。资料时间间隔需要3分钟到1小时，用于暴雨监测和洪水预报。

2．微波法

众所周知，液体水的颗粒对微波有吸收效应，据此判断降水可能性。这是今后要大力发展的直接测量法。然而目前利用微波辐射计去估计大面积降水还没有可靠的方法。因为表面发射系数不确定。如果能提出新的算法，可利用雨云卫星5，6，7号过去的被动微波资料来验证这些算法。国防气象卫星微波成象光谱仪（DMSPSSMI）的资料对发展微波测雨有价值。

（八）土壤水分含量

卫星遥感估算土壤水分含量有三种方法：主动微波法、被动微波法及热红外法。

1，被动微波法

该法利用了土壤湿度对土壤介电常数和发射系数有影响的原理。微波的大气效应很小而且易于纠正。对于平整的裸地，土壤水分含量每增加1%（典型的土壤水分含量范围是0—40%）则土壤亮度温度降低3°K。这种灵敏度随着表面粗糙度及植被的增加而减小。在低频区这种降低较小，而且可以穿透较深的土壤。当微波探测器天线尺寸固定时，其空间分辨率随频率降低而降低，最佳的频率认为是1—3GHz，而大多数研究者都用1.4GHz（L波段）。过去几十年已经在理论模式、地面基础试验和航空试验方面论证了平整的2cm厚土壤层的土壤湿度与亮度温度的关系。主要遗留问题是土壤粗糙度和植被的定量化问题。利用卫星微波资料推算土壤水分含量的应用研究也有少量报道。雨云卫星5的电扫描微波辐射计，雨云卫星7的多通道微波扫描辐射计的试验表明，可以得到有价值的土壤湿度信息。

2．主动微波法

主动微波探测器——微波雷达，是通过发生的微波对介电常数及背向散射系数的变化而提取土壤湿度信息的。这种效应受表面粗糙度、观测角的影响。植被覆盖会降低探测灵敏度。由于雷达标定困难，限制了它对土壤湿度的精确测量。利用合成孔径雷达可以获得优于30m的空间分辨率。在航天遥感平台上微波雷达测量结果表明无植被高湿区在雷达影象图上呈现暗黑色图形。

3．热红外法

在裸露土壤或植被稀疏地区，采用热惯量原理。Kahle等提出理论热惯量模式[9]，Price提出了可以应用卫星资料计算表观热惯量模式[10]。美国的热惯量卫星（HCMM）可以一日两次飞过同一地方，利用该资料可推算土壤热惯量。美国宇航局已用这种资料推算裸地土壤水分含量，其精度达79%。中国科学院地理研究所禹城遥感实验场提出的相对热惯量模式，以航空热红外资料验证，其精度达85%[11]。而后又在多年试验基础上提出了一个具有理论基础的可利用遥感资料计算的表观热惯量模式*。该模式覆盖了Price模式，并考虑了显热、潜热通量的影响。

还有一种思路是利用凌晨表面温度升高的速率，结合气象参数求得土壤水分含量。Abdellaui[12]提出利用表面温度的时间变化过程作富里叶分析，用诺瓦气象卫星资料解出热惯量，从而推算土壤水分含量。

在浓密植物覆盖区，通过热红外遥感测量植物由于土壤水分亏缺造成的受胁程度（stress），推算土壤水分含量。Jackson、Idso、Reginato提出的SDD模式和CWSI模式[13,14]，已在热红外遥感中得到应用。文献〔15〕提出了一个可以估算作物根系层土壤水分含量的计算模式。它的物理概念明确，易于计算。同时也沟通了Jackson的热量平衡模式和Idso的图解法模式。在整个小麦生长期，计算出的模式指数与实测的土壤水分含量的相关系数达0.90以上。

上述三种方法，微波法的优点是全天候，受大气影响小。缺点是受粗糙度和植被覆盖影响大，探测深度较浅（与微波波长相当），常小于10cm。热红外法受天气和云的影响较大，但空间分辨率较被动微波法要高。无论在裸地和植被覆盖处均可探测。探测深度可达5—100cm。因此，三种方法应该取长补短同时发展。

（九）陆面潜热通量

陆面潜热通量是气候变化研究及模式建立中的关键因子，对作物产量预报和地理环境中自然生态系统的稳定度估计均有重要作用。

区域尺度潜热通量是一个重要的物理量，但用常规的方法又难以获得。在近十多年发展了许多以遥感信息为基础的计算模式和算法。

1．经验模式

这种模式（Seguin，Jackson）要以遥感信息推算陆面温度T_0及净辐射通量R_n，并要测量有区域代表性的气温T_0。潜热通量LE可通过公式$LE=R_n-B(T_0-T_a)$[16]计算而得。B是待定系数，由地面测量的有代表性的潜热通量值代入上式，反求出B值。此法简单，适用于大面积绝对均匀一致的区域，在复杂的下垫面，不易取得精确结果。

2．热量平衡余项模式

此法与经验模式类似，不同之处是确定显热交换系数时不用经验的地面标定，而是发展

---

* 张仁华：一种新热惯量模式，中国科学院禹城试验站文集。

更精确的计算方法。很多研究集中在如何确定空气动力学阻力γ_a，及其影响γ_a的稳定度方面。利用红外测温仪进行这项研究有：Brown和Rosenberg，Stone和Horton，Heilman和Kanemasu，Seguin和Petit，Hatfileld[17]，Blad和Rosenberg等等，利用航空红外扫描仪进行研究的有Heilman，Bland和Rosenberg。利用卫星热红外影象图研究的有Seguin[18]和Petit等。

这类方法中下垫面粗糙度、风速和稳定度等参数是系键因子。风速和稳定度还不能用遥感信息获得精确值。因而即使有锚站的测量值，也还存在代表性问题。下垫面粗糙度有希望根据倾斜光谱测定，提出计算方法。

3．分析近似模式

这种模式是利用热红外遥感的多时相信息获得不同时刻（白天与夜晚）的表面温度，从而求得土壤热惯量（Watson，Pratt，Price…）以此表达土壤湿度状况，结合净辐射，间接表达地表潜热通量。只要遥感土壤水分含量及净辐射通量有足够的精度，利用这种模式来推算大面积潜热通量是有发展前途的。

4．地-气联合模拟模式

这模式包括Myrup和Sasamori的一维诊断模式，Blackadar的一维和三维数值模式[19]。这些模式都要以遥感信息作为边界条件。

值得提及的是Rozema，Dejace，Carlson模式[20]的反演计算方法：即利用遥感获得两个时刻的表面温度作为比较值，调整模式中的潜热通量及热惯量，使其输出的表面温度和比较表面温度的差值达到最小，这时的潜热通量就是我们所需要的值。

根据HCMM卫星资料提出的一种计算模式也与上述反演算法类似。

然而这些模式尚存在不少问题，有概念上的误差，经验参数化的误差，假设条件限止造成的误差以及测量上的误差。因此离开实际应用还有距离。

如上所述，不论哪种模式，有些问题是共同的：即由卫星资料推算表面温度，净辐射必须进行大气纠正；在卫星象元点上建立的显热交换系统与覆盖率、类型、地形间的关系问题；时间积分（瞬间测量与日总量系统）问题；在有云条件下计算方法的应用问题；空气温度及风速的代表性问题。因此，遥感潜热通量的研究还不成熟。今后应加强利用相同资料，对不同模式进行比较研究。

三、国际联合试验

目前在国际上，选择有条件的区域开展综合试验是一个趋势。在法国开展的水文大气引导试验（HAPEX），在美国开展的国际卫星陆地表面气候计划的第一次野外试验（FIFE），以及今年在苏联开展的库尔茨克试验都有类似的目的。在澳大利亚的塔斯马尼亚、利比亚沙漠、荷兰、马里等地也开展了单项蒸发联合试验。其中以在美国开展的FIFE试验最有代表性，现简介它的目标计划。

FIFE试验的主要目标[21]：

（1）进行地面、航空、卫星的同步观测：①卫星资料有诺瓦气象卫星9—10资料，法国Spot卫星资料，美国陆地卫星资料，地球同步卫星资料。②航空辐射资料：在卫星飞过试验场时，组织航空辐射同步试验。③近地面/地表通量观测：测量陆地表面潜热、显热通量、二氧化碳及动量通量。④地表面与近地面状况观测、大气光学和气象条件观测、陆地表面光

学性质、热性质、生物性质的观测和土壤水分观测。

（2）对控制能量、物质交换过程的深入研究，以及论证辐射资料分辨能力的研究。为了达到这一目标，应进行在一个区域尺度范围内资料的采集工作。这些资料可以把小尺度上已综合理解的过程（如光合有效辐射、蒸腾、叶子对光的散射等等）推广到各种卫星象元点的尺度上去。为此采集方针是：①辐射资料应采集一系列不同特征尺度的辐射资料：叶子是（cm）^{2}量级，冠层是（m）^{2}量级，通量状态是（10m）^{2}—（100m）^{2}量级，卫星分辨率是（10m）^{2}，（30m）^{2}，（100m）^{2}，（1000m）^{2}，（8000m）^{2}量级。②通量资料：这些资料也要在叶子、冠层、试验场、和整个试验区（10—20km^2）的各种不同尺度上采集。要利用各种参数的测量仪：闭合通量计、波文比测量装置、地面和航空涡度相关测量仪以及雷达设备等仪器。在试验场、试验区的尺度范围内主要测量热通量、水汽通量和CO_2通量。③生物物理学资料：包括植物的生理、物理和光学性质，土壤物理性质、土壤湿度等等。

以上这些资料将检验各种模式及陆面过程，对比它们的趋势是否正确。

（3）观测日期。1987年，观测分四个阶段：绿峰前期（5月26日到6月6日），绿峰期（6月25日到7月15日），绿峰后期（8月10日到8月21日），成熟期（10月5日到10月16日）。

（4）抽样观测安排：设置了若干观测站，如上这些地面实况观测被分配在这些有限的微气象站，这试验共有16个自动气象观测站（站内有波文观测点），6个涡度相关观测站。

国际卫星陆地表面气候研究是正在发展中的学科。由卫星遥感信息转化为陆面参数的演绎和推算方法尚处于不成熟阶级，急需发展和深化。今后，应该重视地面锚站工作，在我国的气候敏感区（例如华北、西北）应建立地面锚站。重视地面实况采集、重视标定与对比、重视方法的误差分析。积极创造条件开展各种方法、各种仪器的联合试验。

参 考 文 献

〔1〕Barrett E. C., Satellite Climatology, 1974.

〔2〕Bolle, H. J. and S. I. Rasool, Development of the Implementation Plan for the International Satellite land Surface Climatology Project, WMO/TD-NO, 46, WCP-94 1985.

〔3〕Suits, G. H., Extension of a Uniform Canopy Reflectance Model to Include Row Effects, *Remote Sensing of Environment* 13:113—129, 1983.

〔4〕项月琴、周允华，从透过率推算植冠层几何结构参数（Ⅰ）、（Ⅱ），农田生态系统能量物质交换文集，气象出版社，1987年。

〔5〕Xiaowen Li and A. H. Stranhler, Geometric Optical Modeling of a Conifer Forest Canopy, *TEEE, Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-23, No. 5, 1985.

〔6〕张仁华，黄淮海地区主要农作物的光谱结构与时相分析法，地理研究，3(2)，1984年.

〔7〕Jackson, R. D., Spectral Indices in N-Space, *Remote Sensing of Environment*, 14:160—166, 1984.

〔8〕Blumel, K. et. al., Satellite-Derived Vegetation Index over EUROP, The Proceedings of ISLSCP Conference, Rome, 1986.

〔9〕Kahle, A. B., A Simple Thermal Model of the Earth Surface for Geological Mapping by Remote Sensing, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, Nollarivl, 1673—1680, 1977.

〔10〕Price, J. C., Thermal Inertia mapping, A New View of the Earth, *Journal of Geographical Research*, pp 2582—2590, 1982.

〔11〕Zhang Renhua, Investigation of Soil Moisture of Remote Sensing, The Proceedi-

ngs of 14th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Vol. 1, 1980.

[12] Abdellaou, A., Use of Meteosat for Mapping Thermal Inertia and Evapotranspiration over a Limited Region of Mali, *Journal of Climate and Applied Meteorology* Vol. 25 No. 11, 1986.

[13] Jackson, R. D., S. B. Idso, R. J. Reginato and P. J. Pinter, Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator, *Water Resource Research*, Vol. 17 No. 4, 1133—1138, 1981.

[14] Reginate, R. J. Field Quantification of Crop Water Stress, *Transaction of ASAE*. No. 10, 1984.

[15] 张仁华，以红外辐射信息为基础的估计作物缺水状况的新模式，中国科学，第7期，1986。

[16] Seguin, B. et al., Estimation of Regional Evaporation Using Midday Surface Temperature from Satellite Thermal IR Data, The Proceedings of ISLSCP Conference, Rome, 1986.

[17] Hatfield, J. L., R. J. Reginato and S. B. Idso, Evaluation of Canopy Temperature Evapotranspiration Models over Various Crops, *Agric. For. Meteorol.* 32:41-5, 1984.

[18] Seguin, B. and B. Itier, Using Midday Surface Temperature to Estimate Daily Evaporation from Satellite Thermal IR Data. *Int. J. Remote Sensing*, 4, No. 2, 371-383, 1983.

[19] Blackadar, A. L., High Resolution model of the Planetary Boundary Layer, An Advances in Environmental Science and Engineering, Vol. Fundamentals, New York, 1985.

[20] Carlson, T. N., Regional-Scale Estimate of Surface Moisture Availability and Thermal Inertia Using Remote Sensing Measurements, *Remote Sensing Reviews*, 1985.

[21] First International Satellite Land Surface Climatology Project Field Experiment Plan, May, 1987.

信息的采集与传输

胡 贤 洪

数据通信和计算机网络正在不断地渗透到各学科的实验室、教室、商业系统以及各种信息中心。廉价通信设备和计算机元件的增长，使各部门、各实验室与大型信息中心交换信息，共享信息资源成为可能和现实。这些相互通信系统的应用包括信息存贮和检索、文字和文件的处理、电子邮件以及应用于安全和节能的控制设备。

信息的采集与传输是增强人类感官性能的一种科学技术手段。这种手段一般分为三大部分：测量端（或称敏感端），信息介质和接收端。它的信息源来自与被测介质直接接触的敏感元件。信息采集与传输技术是传感器技术、信息采集与量化技术、信息传递技术和信息处理、显示、存贮技术的综合。

地理信息（野外）对象往往面广量大，比较分散。在采集、量化和处理过程中，要求有较好的相关性，因此首先要介决采集的同步性。以前的时分制、码分制等各种信息采集系统都不可能较好的介决信息采集同步性；只有采用计算机才能使信息的数据处理、分析及建立数根库成为可能。也只有使用计算机使局部的各学科专业数据与大信息网和信息系统联结起来成为可能。例如采集系统主机可与小型机和大、中型机组成有线网络，使局部的采集系统成为大信息网的一部分，提高信息的利用率和信息的使用价值。

一、微计算机在信息采集中的应用现状

70年代末至今，中、小型计算机趋向微型化，数字电路功能块走向集成化、小型化，因而出现了全数字系统和微型计算机相结合的新一代的信息采集系统。由于微型计算机的出现，给数据自动化处理带来新的途征，给信息采集的数据处理带来新的途径，开始由集中式中心站向分散式的小型数据处理站发展，从而增添了数据处理的实时性。

全数字化信息采集加上计算机处理、以多功能的软件为后盾，具有小型化、通用性、灵活性、经济性等特点。

近两年来开始研制出全微机化的信息采集和传输系统，几乎代替了除超高频发射以外的全部硬设备，充分发挥微计算机的高速采集、高速传输、数据预处理和存取以及应用软件来代替硬件的调制——介调等等优越性，大大简化了系统的结构，缩小了体积，提高了可靠性、降低了设备的费用。

在国外，已经有单纯应用微型计算机组成信息采集系统进到根据数据信息采集要求研制专用微型计算机。例如美国爱德华基地的实时数据采集和重复系统，英国马可尼公司的CMM系统，能将大量的测点的参数集中处理，每台可测600点，多台分布式设置，总测点数可达6000点以上，中心处理机为PDP11/23。这类系统应用微计算机后具有如下特点：①功能灵活，改写软件就能适合多功能要求。②采用智能前端，可以实现前端信息采集无人管理。③易于实现闭环系统，使信息采集和控制合一，提高信息系统的自动化水平。④和数字通信相结合，

大大增加信息采集的范围。由于微型计算机的出现，使信息采集和采集系统的面貌为之一新。

二、全微机化的信息采集系统

我国70年代末计算机在信息采集中的应用主要是进行数据处理。而且往往是与信息采集系统脱机工作的，信息采集系统所采集的信息，往往要通过穿孔纸带或磁带的形式才能输入计算机进行数据处理。

数据进入计算机后，可进行如下处理：

（1）数据平滑　剔除错误数据后作插值计算。

（2）单位换算　根据传感器的变换曲线，将数据编码换算为工程单位。

（3）数据压缩　对于一些连续采集的信息往往有一定的多余度，可采用零阶预测压缩法或浮动窗口零阶压缩法解决。在压缩后发送非多余信息时还必须把信息在原来帧格式中的位置一起发送，以利于数据恢复。

（4）显示、打印或绘图。

上述微计算机与信息采集系统的结合方法，毕竟不够完善，而且采用纸带作信息输入介质，不仅速度慢、效率低，而且易出错，存放较麻烦。在此基础上，研制微型计算机与信息采集系统直接联结，互为系统的一部分，这样必须研制专用数据接口，该接口要完成下列任务：

（1）将串行遥测信息转换为并行信息进入计算机。如果遥测信息是模拟量，先进行A/D转换再转为并行数码。

（2）剔除错误。可根据信息采集中差错监督码状态，或根据信息中帧同步码错误状态进行判别。

（3）码速率匹配。当信息采集系统输出码速率与计算机允许接受的码速率不一致时，可进行挑点输入，在参数变化慢的情况下可挑选特征点，例如阶跃参数变化的瞬间。

（4）插入时间码，信息采集系统所采集的信息不包括绝对时间轴，也不包含相对时间轴，这在某些数据处理及故障插入和报警是非常有意义的。

（5）将信息采集系统所采集的信息按一定的格式重新编排，以便作综合分析处理。

近几年，开始出现全微机化信息采集系统，即微型计算机构成信息采集前端和接收端。

1．采用微型计算机作为信息采集系统前端（或称发送端）

前端有两方面的任务：一方面是数据采集；另一方面是格式控制和数据管理。由于前端采用了微型计算机，从而显示了很大的优越性。

（1）数据采集和格式控制，数据管理可以高速进行，又可增添灵活性，只要改变软件就可实现上述各功能的变化，而无需改变硬设备及增加投资。

（2）可以实现数据的预处理，如单位换算、超限判断、故障告警等。

（3）可以实现多点的同步采集。在地理研究和工程上、工业生产中往往要分析多个测点参数的相关性，所以实现同步采集是很重要的。

信息采集前端（发送端）可分为两种工作方式：

1）软件寻址方式(简称 SATC 方式)　这种方式是将工作程序存放在 EPROM 中，用软件将EPROM中储存的地址去控制多路采集器，被测的量经采样、量化后，量化数 据由

CPU编排和作进一步的综合分析，加工判断和处理。

2）自动寻址方式（简称 AATC 方式）　这种方式的本质是利用微计算机的 DMA（直接存储器存取）方式。一旦初始化之后，口地址的寻址是自动的，和前者相比，速度较快，提高了微机软件能力。

对信息采集前端采用微型计算机已由以单板机为主体进入到单片机阶段，应用8031芯片等十块组件，即能组成功能与前述相同的前端信息采集。

2．使用计算机组成信息采集接收端

微计算机都有为用户设置串行或并行的I/O接口，所以很容易实现与信息采集接收机等外部设备的联接，接收端的计算机（或称中心机）它的主要功能如下：

（1）由计算机对信息采集设备（例如远程前端）的状态进行设置。

（2）由计算机对数据输入输出通道的状态进行设置，例如允许一个或几个数据流进入缓冲存储器，并指定缓冲区大小。

（3）实现实时数据的采集、缓冲存储和控制。

（4）对存入的数据作显示、处理或输出，并随着新数据的输入而作处理、显示或输出的更新。完成数据的其他运算。

（5）根据不同需要将数据存入外存（磁带机、软磁盘或硬盘）以作重新调用和处理。

根据目前情况，对于定位站而且具有一定信息采集量和数据处理要求的信息采集网络选用IBM—PC/XT机或同类兼容机，具有较好的性能价格比。而对于半定位站或移动式信息采集网选用STM微计算机较为合适，这种微计算机系统具有丰富的外部接口，可以直接利用电话线进行信息采集和传输报文，实现微机之间的通信，即随时可将信息直接传输到几十公里甚至几百公里的地理信息库或信息系统。该机全重只有 8 kg，可用直流供电，便于携带，可随野外考察车进行随机信息采集。

三、微计算机在信息传输中的应用

信息采集的目的在于应用，它总是为一个特定要求服务的，要利用各种信息就必然会有信息传输问题。目前各种类似的微型计算机均设置了串行和并行接口。从传输的距离和速度来看，并行接口多用于近距离，通常只有几米到几十米，多用于微机与外部设备和一次仪表的联结，而不宜作长距离传输信息之用。远程传输信息多采用串行方式，串行数据传输距离通常可达几公里到几千公里。例如通过调解制调器和电话线使广州和北京的微机互相通信，共享软件和信息资源。但从传输速度来看，并行数据传输显然较高，因为同时可以传送多个比特，微型计算机所支持的数据速率可达每秒几百万比特，而串行数据传送速率则不超过每秒二百万比特，不论并行或串行的数据传送速率都与距离成反比。

在信息采集系统中，数据传送方向可分为单向、半双向、双向数据通路等三种方式。单向数据通路仅支持一个方向的数据传送，例如A设备向B设备发送数据，A仅作为发送器，B只作为接收器，这在只有一个信息采集站的简单系统中往往采用此结构。半双向数据通路，它支持设备A和B之间交替传送数据，例如信息采集前端可以向接收端传送数据，接收端也可以向信息采集前端传送数据，但这些传输绝不能同时进行，在某一个瞬间只向一个方向传送。为控制线路换向，这种半双向通路设备必须有协调及收发转换控制逻辑和功能。双向数据通路，设备A和B可同时进行数据发送和接收，即各自有独立的收发数据通路。例如信息

采集前端到接收端的数据通路必须完全与从接收端到信息采集前端的数据通路分开，这样当A向B发送，B向A发送时，实际上使两个逻辑上完全独立的单向通路。

不论近距离还是远程传输信息，都必须有基本条件（设备）。首先必须有通信接口，远程的信息传输分为有线和无线两种，有线远程传输还必须有调制介调器和双线传输介质，无线传输则必须有无线数传机（或电台）。

（1）通信接口　接口的目的是将数据传递给处理器，待CPU对此数据进行适当处理之后通过接口所提供的方法，将结果传递出去。任何数据的传送都涉及源、终点。数据本身以及控制传送的方法。在计算机世界中，有两种数据传送方式：串行传送和并行传送。本文只讨论串行传送，ELA标准RS-232-C是国际通用的串行传送接口，这种接口有下列几部份组成：①并行一串行转换，把发送的并行数据串行化，把接收到的数据反转换成并行数据。②相互同步问题，发送器和接收器必须很好地协调工作，以确保所发送的位的正确采样和读出。③状态检测。对数据终端及发送设备工作状态的检测。④控制电路，特别是对单向及半双向收发状态的控制。

串行传输又分异步和同步方式两种，在异步串行传输中，每个字符都要进行一次再同步，通过使用起始比特和停止比特来实现再同步，起始比特代表从源到终点的信号，实际上该比特后面就是数据字节。所以起始比特和停止比特都要加到每个字符中，即每个字符包括起始比特、数据比特和停止比特。在RS-232-C标准中，起始比特为1位，数据比特为5—8位，停止比特可选1或2位，由使用者自己选择。同步传输中数据字节配有一个单独的时钟信号，在本地传输中，该时钟信号可在分开的物理线路上便携；对长距离传输，该时钟信号在发送源与数据一起编码，在终点从数据中恢复，并用来提供源和终点间所需的协调，以实现数据传送。除单独的时钟外，必须将成帧比特加到原始的数据比特上，以便鉴别数据块的开始和结束。

就计算机内部的数据传送而言，TTL电平是理想的，它们的相关功率要求和热耗散都较低，并可直接同集成电路接口而无须花费较大的线路驱动器和接收器电路。但不同的数字设备，及计算机之间的信息传输若采用TTL电平则易受外部感应噪声的影响，降低所传信号电平的线路损耗也较显著。因为损耗几伏也会使逻辑0和1的差别模糊不清。因此RS-232采用了负逻辑，逻辑1，驱动器必须输出－5V到－15V之间的电压，逻辑0，驱动器必须输出＋5V到＋15V间的电位。

1973年美国电气协会EIA认为RS-232标准存在下列缺点：

数据传输速率局限于20kbps。

传速距离局限于50ft。

未充分规定连接器，有时缺乏兼容性。

两个传输方向的信道仅一个信号回路（地）。

各信号成分间产生可观的串扰。

为了克服以上缺点EIA又制定了RS-422，RS-423，RS-449等标准通信接口，目的是为了支持较高的数据传输速率，支持较远的传输距离，提供平衡电路改进接口的电气特性。这三种标准接口的重要改进是使用了差分输入，消除了由于不同信号地压差所造成的故障策源地，消除了电缆穿过能改变线路上的电压的电磁场而感应出较大的电压。逻辑零可能变反，反过来逻辑1也可能变反，使用差分电路可能显著减小这些影响。它测量两个输入间的电压差，一个是信号输入端，另一个是发送器的信号地，通过差分电路使不平衡状态迅速趋于平

衡状态，保持系统的良好稳定性。

（2）调制解调器　调制解调器能提供经济的扩大计算机的作用范围的手段，可以将相关的计算机资源从遥远的地方移到办公室或实验室，组成巨大的信息系统，这对地学研究特别有意义。不论是全国性的还是区域性的地理研究，都需要大量的多学科的微观信息，才能建立综合的宏观的区域特征及其演变的规律性。假如各省市、各地区均设置计算机地理信息系统，并通过调制解调器和电话线互相构成计算机信息网络，则就随时可以共享各地区各省市地理信息的软件和信息资源，这不仅可以节省大量的重复劳动、而且可以加速研究工作周期，提高研究工作的质量水平，这无疑对发展地理学会起重大的推动作用，而调制解调器则是重要的传输工具。

调制解调器是一种设备，能调制和解调在两个计算机或外设间用于传送数据的电气信号，调制定义为修改模拟信号（称载波）的某种特征的过程，以便按照某种模拟信号（称调制波或调制信号）变化。因为数字信号不能在电话中传输，只有声频信号可以在公共电话网络上传输。它们的传输过程是：数据从计算机系统经过RS-232电缆将串行I/O端口连到调制解调器，它将计算机的数字信号转换为调制的模拟信号，以适应在电话线传输远程到设备上；远程设备上的调制解调器对模拟信号进行解调，取出数字信息输入远程计算机中，进行计算机通信相互约定的各种信息交换和软件共享。

调解器的发送器，两个振荡器代表调制解调器的主要成分，一个振荡荡为1270Hz频率，另一个为1070Hz频率。假如，一个振荡器超过－5V的电压启动，另一个振荡器超过＋5V的电压启动，将进入的RS-232发送数据信号连到振荡器输入端，该信号将使振荡器启动和关闭，当RS-232信号为－12V时，1270Hz振荡器启动，－12V是逻辑1的表示，所以1270Hz的模拟信号是发起调制解调器逻辑1的表示。如果RS-232发送数据线达＋12V电平，则1720Hz振荡器关闭，1070Hz振荡器启动，这是RS-232逻辑0（＋12V）已转换为模拟信号逻辑0。用运算放大器的选通功能，将两个振荡器的输出组合起来实现上述逻辑这就是调解器的发送原理。

调解器的接收器。由两种不同频率组成的输入信号加到两个滤波网络的输入端，滤波网络的功能是将信号分离为独立的频率成分。由两个分开的滤波器构成的网络，滤除2225Hz和十分接近2225Hz的窄带频率外的所有输入频率，这点是通过首先让输入信号穿过频带抑制滤波器实现的。

另一个滤波网络的功能除了滤波器的中心频率为2025Hz外，其余与上相同。

两个滤波网络的输出连到检波器，检波器的功能是调制信号。当正弦波出现在输入端时，检波器输出正电压，输入端无正弦波时，检波器输出变为零。事实上，其中一个检波器的输出总是为另一个检波器的反相。如果一个检波器具有有效输出，进入的模拟信号则处于逻辑1状态，那么另一个检波器输出有效，则进入的模拟信号处于逻辑零状态。两个检波器的输出连到一个简单运算放大器的输入端，运算放大器的功能是将两个检波输出转换为RS-232信号供微机通信之用。

调制解调器用于远程有线传输，它和电话线连结组成信息传输的有线通道。

（3）无线数传机　超短波波段传输数据的数传机，在我国的水利、油田、城市供水等部门均有广泛的应用。它可省去架空线和电缆，大大降低系统投资，方便维修和操作。1W机的传输距离在10KM左右，5W机约为20Km，如果天线架设得好、地形有利，距离可大大增加。

无线数传机由高放单元、中放单元、发射单元和电源等组成。接收机是连续工作的，当

信息采集前端发来的收发转换电平为零V时，通过收发转换器将发射单元主振级电源切断，同时控制外来信号进入接收单元。接收机高放是共发共基电路，有较稳定的高增益。在高放级前后都加有螺旋滤波构成的高Q调谐回路，对信号具有良好的选择性。鉴频器采用相位鉴频，从鉴频器输出的信号分成两路，一路送往比较器作I/O判别，然后经过整形输出给微计算机，另一路送往静噪电路，实现无信号状态时，保持输出为逻辑零。

发射机是断续工作的，只有当收发转换电平为5伏时，主振电源才被接通而工作，同时控制发射机末级与天线接通，采取变容管调频方法直接调制，通过倍频和功放将高频功率发射出去。

随着计算机技术的发展，计算机的软件及硬件将代替一部份无线数传机的功能。例如，采用软件方法实现调制——解调是计算机在信息传输中又一重要的技术突破性的应用，不仅节省传输设备的电路，而且提高了传输的可靠性。在信息采集前端依次地将存放在RAM中的二进制数（首先发左半个字节，后发右半个字节）转换成（7.4）汉明码连同起始位和停止位共10比特，当信号为“零”时，采用软件方法调制成1 500Hz的脉冲序列，当信号为“1”时采用软件方法调制成3 000Hz的脉冲序列，将脉冲序列变换成占空比50%的方波后即可送入信道或直接与无线数传机的高频载波和高频发射联结，进行数据传送。

接收端仍采用软件方法与一个单稳态触发器配合即可实现载波的解调功能。这种类型的无线数传机在美国和日本均有产品。

（4）差错控制技术　任何一个远距离传输系统都不可避免地要遇到干扰问题，无论是有线传输还是无线传输干扰总是存在的。在大多数情况下干扰是随机的，例如大气干扰、雷电干扰、工业干扰、路际干扰等等。这些干扰无疑会使整个系统偏离正常的工作状态或出现很大的静态与动态误差。对信息采集系统来说，往往不是大闭路，信号一般不形成大闭路反馈，测量方法都是对被测对象进行实时测量，测量上出现差错都会将那时刻的信息丢失，因此检错、纠错技术是任何一个传输系统的重要环节。

差错控制也就是抗干扰编码技术，编码实际上也是一种变换，只不过是将一种数字信号码变为另一种数字信号，转换的目的在于提高信息传输的效率和可靠性，前者属于有效编转，后者属于可靠性编码。

任何信源的信息信号都可以编成二元码的形式，采用二元码形式，一方面是因为实际装置简单，需要传输和判别的状态只有两个，可采用脉冲的有无或极性的正负等来分别表示信号的两个状态，另一方面，二元码对噪声很不敏感，抗干扰能力极强。

抗干扰编码的基本思想就是为了在传输有用信息的同时，还必须传送一些附加的监督信息，并事先规定好两者的关系。附加监督信号的多少要根据信道条件在有效性与可靠性两方面进行折衷，并用这些附加信息来检测译码中的错误（检错编码）或纠正这些错误（纠错编码）。

差错控制方式基本上可分为三类：一类称反馈纠错，另一类称前向纠错，第三类称混合纠错。反馈纠错的方式是当收端通过检错码发现接收到的码有错误时，就通过反向信道向发端送一个请求复重信号，由此来完成检错与纠错的功能。显然，发端应有存储器把所发码组寄存起来，等接收端对收所对信息确认完全正确后才能将此信号清除。至于前向纠错，则是采用较复杂的编码方法，使得收信端在解码时不仅能发现某些错误，而且还能在一定程度上纠正某些错误，而混合纠错既具有一定的前向纠错能力，还可以在信息干扰较强的时候，通过反馈纠错方式纠正较严重的错误。

纠错编码的种类很多，这里只重点介绍一下正交编码，正交编码实际上是一种非系统的

分组码。设它的码组数目为M，码组长度为P，码元取值为“1”或“零”则它相当于一个（P，$\log_2 M$）分组码，只是码组内没有信息元和监督元的区别，称为非系统形式。它的主要性质是任何两码之间的距离均为$D \cong P/2$，即任意两码组之间对应位不同的数据D近似为码长P的一半，因此对应位相同的数目A也近似为码长P的一半。于是任意两码组之间的相互系数Q按下列公式计算：

$$Q = \frac{A-D}{P} = \frac{A-D}{A+D}$$

计算结果近似为0，故称为正交。

有些正交编码，其全部码组可由一个码组循环移位构成，故码组数目为$M = P$；并且由于一般P为奇数：

$$D = \frac{P+1}{2} \qquad A = \frac{P-1}{2} \qquad Q = -1/P$$

这就是著名的伪随机码。

正交编码的相关性能很好，故抗干扰能力（即纠错能力）很强，所以正交编码在通信、导航、信息采集中都得到广泛的应用。除此之外还有汉明码、卷积码、循环码等纠错编码都有比较广泛的应用。

这些纠错编码在没有采用计算机之前都是采用逻辑电路用硬件办法解决的，而采用微型计算机后对纠错编码技术可以不增加任何硬件而采用软件方法实现，只需按纠错编码的公式用软件编制程序即可实现。

参 考 文 献

〔1〕何绍德等，如何在OMNINET网上实现工作站点间通讯，小型微型计算机系统，(6)，1985年。

〔2〕安徽电子科学研究所，微型计算机局部网络专集，1983年。

以红外辐射信息为基础的估算作物缺水状况的新模式

张 仁 华

作物群体的活动面是具有遥感信息的辐射面，又是作物与大气进行能量、物质交换的界面。因此研究以这个界面的遥感信息为基础的作物缺水状况的计算模式，既对发展以遥感方法——大面积、快速预报作物灌溉周期、预报作物产量有重要意义，又可对定量探讨作物活动面的能量流，物质流交换的基本规律作贡献。

这方面的研究工作在国外已开展了一段时间[1~9]，其中以Jackson等[9]的成果较有代表性与理论性。他们的计算模式是基于作物活动面上水汽饱和的情况下推导出来的。而实际该面上的水汽并不一定饱和，在他的推导中虽作了补偿，但仍存在物理意义上的不确定性（见后述）。

本文是从作物的热源面和水汽源面并不重合，作物活动面并不一定饱和的普遍情况出发，推导了一个作物缺水状况的计算新模式。

一、作物缺水状况的计算模式的推导

为了有明确物理概念，我们建立作物冠层水汽输送模型（见图1）。红外测温仪所测量到的面是作物群体的活动面，也是遥感信息源面[10]。通常在冠层中的湍流输送系数K，呈$\frac{\partial K}{\partial z}>0$，则在活动面有— $\rho c_p\left(\frac{\partial K}{\partial z}\frac{\partial T}{\partial z}+K\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right)>0$，故该面也可称热源面[10]。虽然这并不是一个平面，为表达简单画成平面。即图1中所示的T_0，e_0面。由Monteith指出，作物冠层水汽压，自上而下常为递增的分布。由于作物活动面不饱和，水汽饱和面要低于热源面。如图1所示的T_{0s}，e_{0s}^{*}面。该面可能存在于气孔里，或冠层中，也许不存在。为了解Jackson的起点方程的充分必要条件，演绎如下。从e_0面向作物冠层上面空气层的水汽输送方程为：

$$LE_0=\frac{\rho c_p}{\gamma r_a}(e_0-e_a) \qquad (1)$$

式中，LE_0为e_0面向空气层的潜热通量（W/m^2），e_0是贴近活动面的水汽压（hPa），e_a是作物冠层约1m处的水汽压(hPa)，r_a是空气

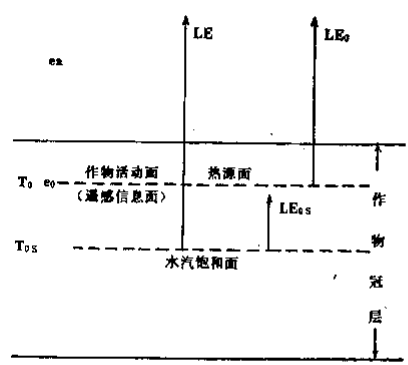


图1 作物冠层潜热通量（水汽）输送模型

阻力（s/cm），ρ是空气密度（g/cm^3），c_p是定压比热，γ是干湿表常数（hPa/℃），△为T_0对T_0温度的饱和水汽压的微分（即斜率），$\triangle \approx de^*_{0s}/dT_{0s}$。

从饱和水汽源面到作物活动面的水汽输送量、即潜热通量LE_{0s}应为：

$$LE_{0s}=\frac{\rho c_p}{\gamma r_c}(e^*_{0s}-e_0) \tag{2}$$

式中，r_c为从饱和面到e_0面的水汽输送的冠层阻力。如果从e_{0s}到e_0，及从e_0到e_a无水平输送。即在系统里水汽垂直通量为常数，应满足下式：

$$LE_{0s}=LE_0=LE \tag{3}$$

这样，从饱和面到e_a处的潜热通量LE，由（1）—（3）式，可得：

$$LE=\frac{\rho c_p}{\gamma(r_a+r_a)}(e^*_{0s}-e_a) \tag{3'}$$

Jackson是从方程（3′）开始推导的。如上演绎可知，（3′）式必须符合（3）式条件，并且存在不重叠的热源面和水汽饱和面。然而事实上他们是用红外测温仪测得的T_0代替了T_{0s}。如果这一代替要成立，要么T_0到T_{0s}是等温分布，要么T_0和T_{0s}两个面重合。我们知道等温分布不符合实际；如果两个面重合，那末为什么e_0不等于e_{0s}？这种矛盾的假设令人费解。从而也不能把r_c理解为具有物理概念的冠层阻力，只能理解为在e_0面里的抽象阻力。与其这样牵强附会，还不如直截了当从e_0面并不饱和的情况下进行推导。活动面的热量平衡方程为：

$$R=LE+H+G \tag{4}$$

R,H,G分别为净辐射通量、显热通量、土壤热通量，其量纲与LE相同（W/m^2）。而

$$H=\rho c_p(T_0-T_a)/r_a \tag{5}$$

据 Idso[13] 及 Nickerson，Smiley[14]，土壤热通量可近似为净辐射通量的线性函数，即$G=\xi \cdot R_n$，据我们测量，在小麦返青期$\xi_g=0.3$，在作物封垄后$\xi_{cov}\approx 0$，从返青到封垄的ξ值，由其叶面积指数L和封垄时的叶面积指数L_{cov}的比值决定，即$\xi=\frac{L}{L_{cov}}\times 0.3$。这样（4）式就如下式：

$$(1-\xi)R_n=LE+H \tag{6}$$

转换（1）式，有：

$$LE=\frac{\rho c_p\cdot\Delta}{\gamma\cdot r_a}\left[(T_0-T_a)+\frac{d-d_0}{\Delta}\right] \tag{7}$$

式中，d为作物冠层上空1m处的空气饱和差，d_0为T_0所在面上的空气饱和差。

将（5），（7）式代入（6）式，有：

$$T_0-T_a=\frac{(1-\xi)R_n r_a\gamma}{\rho c_p(\gamma+\Delta)}-\frac{d-d_0}{\gamma+\Delta} \tag{8}$$

当作物活动面完全湿润（如刚降雨或喷灌过后），贴活动面空气达到饱和。$d_0=0$，

$$LE_0=\frac{\rho c_p\Delta}{\gamma\cdot r_a}\left[(T_0-T_a)+\frac{d}{\Delta}\right] \tag{9}$$

当土壤水分充分供水，但作物活动面并不充分湿润时，贴活动面空气不饱和，$d_0=d^*_0\neq 0$，

$$LE^*=\frac{\rho c_p\Delta}{\gamma\cdot r_a}\left[(T_0-T_a)+\frac{d-d^*_0}{\Delta}\right] \tag{10}$$

（9）式表达潜在最大蒸发，不仅土壤水分充足，而且叶面也充分湿润，贴活动面的空气饱和差为零，我们定义为E_0。很清楚，各种作物在土壤水分充分供给时，贴作物活动面水汽压并不相同。而在活动面充分湿润时，对所有作物（植物）其贴活动面水汽压均处于饱和状态。

我们定义作物缺水指标 $F = 1 - \frac{E}{E_0}$，则：

$$F = \frac{d_0}{\Delta(T_0 - T_a) + d} \tag{11}$$

F的物理意义十分清楚。当$d_0 = 0$时，$F = 0$，作物活动面处于湿润状态，贴活动面空气中水汽饱和，达到潜在蒸发（即最大可能蒸发）。此值与作物种类、品种无关。当$d_0 = d^*$时，$F = F^*$，这表征着作物在土壤充分供水的条件下达到的可能蒸散。该值与作物种类品种有关。当$d_0 = \Delta(T_0 - T_a) + d$时，$e_0 = e_a$，$F = 1$，作物活动面水汽压$e_0$和上层空气中的水汽压相等，水汽输送处于动态平衡状态，在实际上可认为处于完全无蒸发状态。

联立（8），(11) 式，可得缺水指标F的表达式：

$$F = \left[(T_0 - T_a)(\gamma + \Delta) + d - \frac{(1-\xi) R_n r_a \gamma}{\rho c_p} \right] \Big/ \left[d + \Delta(T_0 - T_a) \right] \tag{12}$$

对于小区应用和进一步理论研究，T_0可用红外测温仪测量，T_a，d，R_n，u等资料可从小气候观测中取得。对于将发展的大面积遥感方法，T_0可用机载或星载的红外扫描辐射计测得[11]，R_n也可根据遥感资料演绎而得[12]，T_a，d，u可近似地采用附近气象站的资料。ρ，c_p，γ可认为是常数，用上式计算出查算表，以便随时查算。T值按T_0和T_a的平均值计算。空气阻力r_a采用下式：

$$r_a = r'_a \left[1 - n (z - l)(T_0 - T_a)/(\overline{T} u^2) \right] \tag{13}$$

其中

$$r'_a = \left(\ln \frac{z - l}{z_0} \right)^2 \Big/ 0.16u \tag{14}$$

式中n是常数，通常是5，$\overline{T} = \frac{1}{2}(T_0 + T_a)$，u为高度$z$处的风速；$z_0$为粗糙度（$z_0 = 0.05h$，当$h \geqslant 1.7w$，$h$为作物株高，$w$为作物行宽），$l$为抬高层高度（$l = 0.63h$，当$h \geqslant w$）。各种类型的稳定度（温度层结）对$r_a$的订正不在此文中详细讨论。

二、风速、净辐射对F值的影响及负焦点的物理意义

F表达式中T_0是基础信息，T_a，d是基准信息，R_n，r_a是环境因子。为了形象地阐明它们的物理意义及相互关系，为了沟通Idso等的经验图解模式与Jackson等的理论计算模式，从（8）和（11）式可推导出：

$$T_0 - T_a = \frac{(1-\xi) R_n r_a \gamma}{\rho c_p [\gamma + (1-F)\Delta]} - \frac{(1-F)d}{\gamma + (1-F)\Delta} \tag{15}$$

令$R_n = 244.7 \mathrm{w/m^2}$，$u = 5 \mathrm{m/s}$，$\overline{\Delta} = 2.4 \mathrm{hPa/^\circ C}$，$\xi = 0.1$，则$T_0 - T_a$，$d$和$F$三者可作出图2。

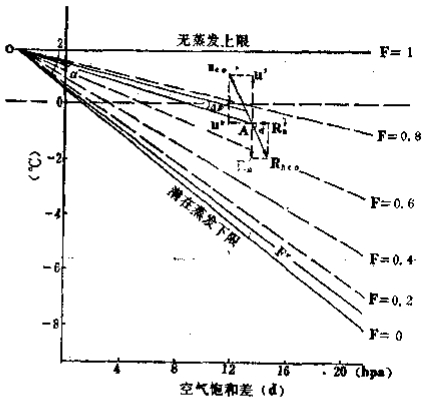


图2 F值与（T_0-T_a）、d之间的关系及风速、净辐射对A点的“合力”作用
（F^*为某种作物在土壤水分充分供给下的缺水指标。α为上、下限的夹角。β为合力方向与上限的夹角

无蒸发上限为：

$$T_0-T_a=\frac{(1-\xi)R_n r_a}{\rho c_p}\approx 1.95℃ \tag{16}$$

潜在蒸发下限为：

$$T_0-T_a=\frac{(1-\xi)R_n r_a\gamma}{\rho c_p(\gamma+\Delta)}-\frac{d}{\gamma+\Delta} \tag{17}$$

下限与上限的夹角为：

$$\alpha=\operatorname{arctg}\left(\frac{-1}{\gamma+\Delta}\cdot\eta\right) \tag{18}$$

式中η为纵坐标T_0-T_a和横坐标d的单位几何长度之比。上下限夹角α仅取决于干湿表常数γ和斜率Δ。因而Δ,γ也影响F值。

上限与下限的焦点的座标位置，由上限方程和下限方程联解而得。焦点的纵座标值就是上限值本身，焦点的横座标为：

$$d_s=-\frac{(1-\xi)R_n r_a\gamma\Delta}{\rho c_p} \tag{19}$$

焦点S与夹角α只与R_n，u，Δ，γ等环境因素有关，一旦这些因素（参数）确定，该夹角α也是固定的。

在图2中A点的座标位置代表了实测的（T_0-T_a）值和空气饱和差d值。然而实际确定F值应是A点在$F=1$及$F=0$两直线相交区内的相对位置。该两线相交区构成了一个极座标系统。它的焦点S点（极点）的上、下、左、右移动，必然引起A点相对于F值位置的下、上、右、左移动。由(16)式可知，R_n值的增大，使S点上升，从而使A点的F值下降，这样如图2所示，对A点有一个R_n'的“力”。与此同时，由(19)式可知，R_n值的增大，又使S点左移，从而又使A点的F值右移，这样A点又有一个R_n的“力”在作用。R_n'与R_n''的合力为R_{nco}（在具体作图中必须考虑纵横座标几何长度的比例为η）。同理，可分析r_a的作用。据(14)，r_a和风速u有近似反比关系。因此，正如R_{nco}的分析一样，u_{co}对A点的作用，其大小、方向也是由u'和u''进行矢量合成。通过计算、分析可知：

（1）无论R_{nco}还是u_{co}，它们与无蒸发上限的夹角β都为$\operatorname{arctg}-\frac{1}{\Delta\gamma}$，从而$R_{nco}$与$u_{co}$作用方向相差180°。当$\Delta\gamma$确定后，合力方向是固定的，其方向大小由$R_{nco}$和$u_{co}$的矢量和决定。

（2）随着T_0，T_a的变化Δ也在变化，$\frac{\alpha}{\beta}\approx 0.54\sim 0.58$，合力方向不可能与$\alpha$角中任何一条$F$值相平行或重合；因此净辐射与风速对$F$值始终在起作用。

（3）A点越接近下限，风速、净辐射对F值越敏感。

（4）A点越偏离焦点。由温度、饱和差的测量误差所引起的F值计算误差也就越小。因此在干燥地区比潮湿地区较易算准F值。

（5）对于某种给定作物的F^*值，可在土壤水分充分供给的条件下，从多组 T_0-T_a与

d值中求得。但是必须订正由风速与净辐射所引起的偏差ΔF（见图2）。

Idso等[7]认为在不实测净辐射及风速的情况下，仅用充分供水条件下测得的多组（T_0-T_a）及d值的实测资料，就可作出线性关系很好的F^*线。然而据上述分析，我们认为在我国华北地区很难达到这点。因为要A点沿着F^*线滑行，固然使作物处于充分供水条件下，是一个很重要的条件。但并不充分。R_n和u的作用必须考虑，而且在F^*线附近，R_n和u的作用更加敏感。

表1　每日相对风速$u^*=\frac{u}{u_{max}}$和相对净辐射$R^*=\frac{R}{R_{max}}$的变化（1984）

		9:00	10:00	11:00	12:00	13:00	14:00	15:00	16:00	17:00
4月26日	u^*	0.42	0.59	1.00	0.68	0.72	0.76	0.63	0.70	
	R^*	0.01	0.32	0.46	0.92	1.00	0.95	0.48	0.18	
5月1日	u^*	0.11	0.19	0.84	1.00	0.71	0.62	0.52	0.38	0.65
	R^*	-0.10	0.10	0.51	0.82	0.99	1.00	0.84	0.51	0.08
5月6日	u^*	0.36	0.46	0.83	1.00	0.66	0.97	0.90	0.80	0.56
	R^*	-0.09	0.11	0.50	0.81	1.00	0.87	0.76	0.46	0.12
5月16日	u^*	0.03	0.54	1.00	0.92	0.85	0.70	0.83	0.48	0.69
	R^*	0.02	0.19	0.55	0.83	1.00	0.84	0.59	0.11	0.06
5月21日	u^*	0.00	0.01	0.59	0.86	0.96	1.00	0.90	0.75	0.32
	R^*	0.00	0.13	0.30	0.59	0.83	1.00	0.78	0.33	0.05
5月26日	u^*	0.00	0.00	0.80	1.00	0.92	0.99	0.99	0.80	
	R^*	0.00	0.13	0.46	0.75	0.70	1.00	0.50	0.32	

在一日之中，R_n和u都在不断变化。如果要实现不考虑R_n，u的影响，仍然能观测到在F^*线上不分散的直线关系，除非R_{n0}使A点下沉作用正巧与u_{c0}使A点的上升作用互相抵消，$\Delta F=0$。或者在观测多组的（T_0-T_a），d值时，R_{n0}和u_{c0}始终都保持不变，虽不能抵消，但使ΔF=常数。

这些特殊情况是否存在？让我们首先从1984年小麦生长期随机抽样六天。每天从9h观测到17h，每1h观测一次。分析这种情况出现的机率。结果表明这种机率接近于零（见表1），其次，将1983年10月到1984年6月及1984年10月到1985年6月

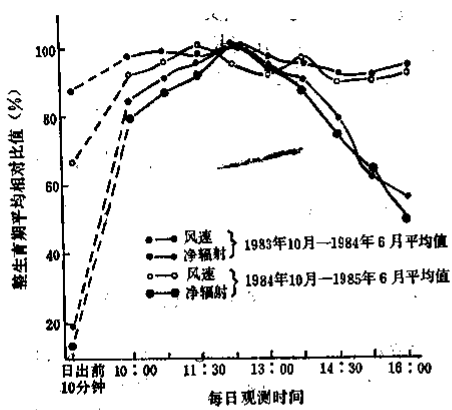


图3　小麦整生育期平均风速、净辐射的日变化过程对比

两个完整的小麦生长期上百次的风速与净辐射资料，按观测时间进行平均。以一日中每个观测时的生育期平均值除以一日中出现的最大生育期平均值，求出生育期平均的相对比值的日变化，见图3。

从图3中可见，不同时间存在明显的不同步现象，越偏离中午，离差值越大。1984年的最大离差为38%，1985年的最大离差值为42%。即使在午后14h也存在5—9%的离差(这里所指的离差值为同一时刻，R_n和u的整生育期平均相对比值的差值)。这种离差值的百分比数，就是忽略R_n和u作用后所造成的相对误差数。如此大样本的平均统计尚且如此，何况每日瞬时的观测值呢!因此考虑R_n和u的因子是完全必要的。

Idso在美国阿利桑那州能够观测到（T_0-T_a）与d之间的良好的线性关系。其原因可能是（1）该地区处于低纬度地带，无风或微风的机会很多。（2）观测的时段在中午几小时之内，净辐射通量变化不明显。（3）常出现风速与净辐射的作用相抵消的机会。

关于焦点S进入d值负区的物理意义，Jackson的模式无法给予解释。而Idso已在他的经验模式中论述了在作物上空空气处于过饱和状态。除此以外我们通过本模式分析认为，还将包含一层更完善的含意。从（15）式的等价方程（8）就可以明白，横坐标的原始含义是$d-d_0$。同时根据（11）式，在潜在蒸发下限时，$d_0=0$，即$e_{0s}=e_0$。在无蒸发上限时：

$$d_0-d=\Delta(T_0-T_a)$$

即$e_0=e_a$，在焦点S，应上、下限条件均满足，即：

$$e_{0s}=e_0=e_a \tag{20}$$

这样为了满足（20）式，根据不同的温度分布，将出现下列三种物理状态：

当$T_0>T_a$，作物上空的空气进入过饱和状态；

当$T_0=T_a$，作物上空的空气进入饱和状态；

当$T_0<T_a$，作物上空的空气处于不饱和状态。

三、缺水指标的验证和小区应用

1．实验资料来源

我们在山东禹城遥感实验场建立六个小区，另有两个小区作为这六个区的重复与备份。每块面积17.5m×17.5m。以喷灌方法，将土壤水分含量造成从田间持水量(约25%)到接近凋萎系数（约10%）的阶梯分布。其中经常保持充分湿润的一块以漫灌方式灌溉。在这8块试验地上，肥料与田间措施尽量保持相同。

在8个区的中央，有一相同面积的小区，小区中心有－30m铁塔。作物活动面温度用红外测温仪测量。在塔上和塔下同时进行。测量角度保持30°—45°。在塔下测量时，小麦封垄前，仪器要靠近小麦植株，尽量使视场角里没有土壤背景。测量时间为每日凌晨日出之前和午后13h。与此同时还测量环境辐射照度（主要是天空温度）。每7—10d测量一次作物比辐射率。这两个参数可以把辐射亮度温度换算成真实的活动面温度[11]。每次观测前将红外测温仪进行一次黑体校正。

每次观测，还测量作物上空1m处的干球和湿球温度，净辐射通量和风速。土壤水分每4—6d测量一次。

8块试验地都种相同品种的小麦。收获时，按小区分别收割、脱粒和称重。

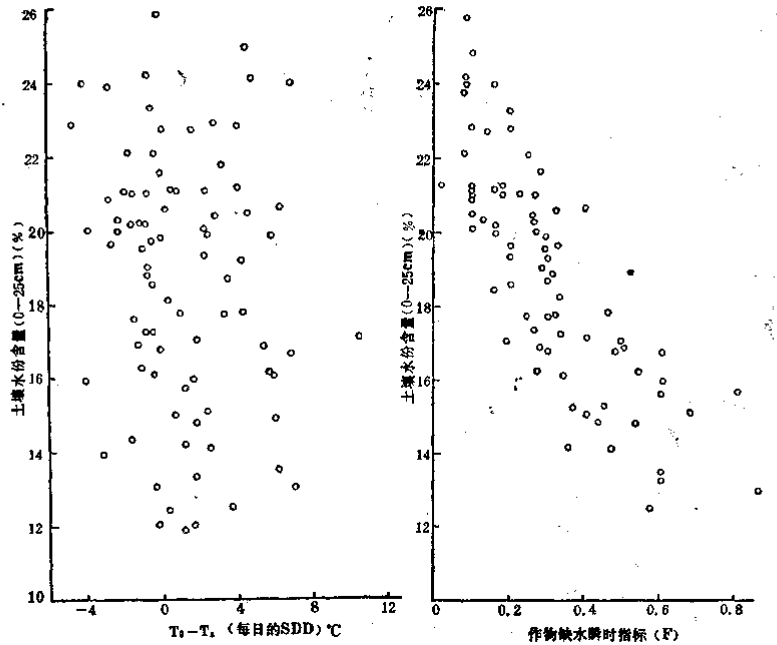


图4　风速、净辐射因子补偿前后的对比

（左图为没有经过风速、净辐射补偿时SDD指标与土壤水分含量的关系。右图为经过风速、净辐射补偿后，F指标与土壤水分含量的关系，相关性明显提高。）

2.验证及小区应用

众所周知，土壤水分不足，作物就会缺水。但作物缺水状况不完全等同土壤水分状况。特别是瞬时值有一定的差别。当突然干热空气平流或突然的土壤水分增加，两者之间会出现暂时的脱节现象。为此我们除了每日瞬时值对比之外，还以各个生育期的平均值进行对比。此外，作物长期缺水，终究要在作物产量上有所反映。产量也是作物缺水的重要指标。由此分析，本文拟从F值与土壤水分含量、作物产量的两个相关性来评价和衡量作物缺水状况。

（1）F值与土壤水分含量的相关

验算资料日期是1984年小麦生长期。（T_o-T_a）是模式中的基本信息，也是Idso[4]的SDD概念中的核心信息。首先，让我们将6块试验区（2块参考辅助区资料不用）的0—25cm土壤层的平均水分含量（水分重量/干土重量×100%）和每一天午后的（T_o-T_a）进行相关。从图4a可以看到，同一天的6个小区的土壤水分含量与当天小区小麦上空的（T_o-T_a）均有较好的相关。但是不同日期的相关方程的斜率和截距各不相同，集中在同一座标中，形成了如图4所示的分散分布，这充分说明影响（T_o-T_a）值的不仅是由土壤水分差别所造成蒸腾的差别，还有其他重要的环境参数，如饱和差、净辐射、风速等在影响着作物活动面温度T_o，也就是影响着（T_o-T_a）。

本文提出的缺水指标F值，克服了以上缺点。F值中包含了空气饱和差、净辐射和风速等因素。利用同样的资料进行计算；相关性得到了显著的改善，见图4右图。其相关方程：

$$M_1 = 31.4e^{-0.69F}, \quad r_1 = -0.85$$

符号M代表土壤水分，r为相关系数。

同样方法，将小麦各个生育期的作物平均缺水指标$\overline{F}$和相对应生育期的平均土壤水分含量进行相关，分别得到如下相关方程。

在拔节期，$\overline{M}_{拔} = 32.0e^{-0.57\overline{F}_{拔}}$，$r_{拔} = -0.91$；

在抽穗期，$\overline{M}_{抽} = 32.0e^{-0.94\overline{F}_{抽}}$，$r_{抽} = -0.99$；

在乳熟期，$\overline{M}_{乳} = 33.0e^{-1.30\overline{F}_{乳}}$，$r_{乳} = -0.99$；

在黄熟期 $\overline{M}_{黄} = 31.2e^{-0.85\overline{F}_{黄}}$，$r_{黄} = -0.88$。

在小麦整个生育期，以拔节期、抽穗期和乳熟期的小麦最需要水分。利用这三个生育期平均缺水指标$\overline{F}$，估算平均缺水状况与土壤水分，具有较高的精度，见图5。

（2）F值与作物产量的相关

作物产量虽与多种因素有关，但作物的缺水状况是一个最主要的因素。为了验证F值表达作物缺水状况的能力，实验中尽量保持除供水条件以外的其他条件相同。作物整个小麦长期的平均缺水指标$\overline{F}$和小麦最终产量Y的相关方程为：

$$Y = 7.09e^{-2.23\overline{F}_{整}}, \quad r_{产量} = -0.99。$$

以上验证表明F值不仅与土壤水分含量有高度相关，而与作物产量也有高度相关。我们认为本文提出的模式的思路是正确的，已抓住了主要影响因素。F值既可作为每日作物缺水状况的较好指标，又可作为作物生育期（小麦的拔节、抽穗、乳熟等）的很好的缺水估计指标。

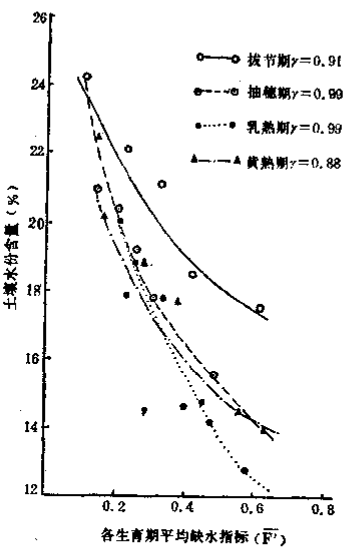


图5 各生育期平均缺水指标（$\overline{F}$）和同期平均土壤水分含量的相关

结　　语

从应用角度看，F值可反映作物缺水状况和土壤水分状况。也许有人认为在一个测点上以取土法求得土壤水分含量信息并不十分困难。然而对大面积，快速地估算作物缺水状况或土壤水分含量，常规的取土称重等方法就无能为力。而真正在实际中更需要的是大面积上分布情况。有些国家已开展用摩托车携带手持红外测温仪等仪器，去快速估算作物缺水状况的研究。在飞机上携带红外扫描辐射计等仪器并在地面气象站辅助下，大面积估算作物缺水状况的试验也已不为罕见。本文中所提模式就是为发展上述方法提供一个基础。

从理论角度看，在研究地理环境的形式和演变规律中，地表能量界面的能量流与物质流的交换是一个基本问题。本模式也正是研究作物活动面的能量流（红外辐射、显热输送）、

物质流（水汽）与作物缺水状况、根系部的土壤水分之间定量关系的一个例子。

今后拟进一步完善模式，并在多种作物，大面积，快速的遥感方法的方向上开展工作。

参 考 文 献

〔1〕 Monteith, J. L. and Szeicz, G., *Q.J.R.Meteoral. Soc.*, 88, 496—501, 1962.

〔2〕 Tanner, C. B., *Agron. J.*, 55, 210—213, 1963.

〔3〕 Ehrler, W. L., *Agron. J.*, 65, 404—409, 1973.

〔4〕 Idso, S. B., Jackson, R. D. and Reginato, R. J., *Science*, 196, 19—25, 1977.

〔5〕 张仁华，科学通报，28(21)，1983.

〔6〕 张仁华，红外研究，№4，1985.

〔7〕 Idso, S. B., *Agricultural. Meter*, 24, 1981.

〔8〕 O, Toole J. C. and Hatfield, J. L., Effect of wind on the Crop Water Stress Index Derived by Infrored Thermometry, 1986.

〔9〕 Jackson, R. D. Idso, S. B., Reginato, R. J. and Pater, P. J., Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator, *Water Resources Research*, Vol.17, №4, 1981.

〔10〕 Monteith J. L., PRINCIPLES OF ENVIRONMENTAL PHYSICS, Whitsable Litho Ltd., Great Britaih, 1973.

〔11〕 Zhang Renhua, Inversitigation of soil Moisture on Remote Sening, Symposium Proceedings, At 14-th International Symposium on Remote Sensing of Enviroment 4, 1980.

〔12〕 张仁华，“地球资源波谱信息及其应用”文集，1986.

〔13〕 Idso, S. B., Aase, J. K. and Jackson, R. D., *Boundary Layer Meteorol.*, 9, 113—122, 1975.

〔14〕 Nickerson, E. C. and Smiley, V. E., *J. Appl. Meteorol.*, (14), 297—300, 1975.

三维空间投影变换与计算机编制地貌轴测投影立体图方法

刘书楼　　陈宝雯

由计算机产生空间物体三维图象，绘制多面体图形，在计算机辅助设计中，如对机械零件，各种运输工具飞机、汽车、船体外形的设计研究等已被广泛应用。随着电子计算机应用范围的不断扩大，在我国从前以描述为主的地貌学，也开始应用模型方法，借助计算机产生的三维立体图象，从事地貌形态、地貌构造和地貌演变规律的研究工作。地貌学中通常采用的平面地貌类型图、局部断面图以及用等值线表示的地形图、由于缺乏立体感或者缺乏表达地貌整体概念的能力，而难以表现出所要表现的地貌特征。晕渲地图也由于对其地貌特征表现能力的局限，给人的地貌概念往往是较模糊缺乏数量概念的。可见，图形表现地貌特征和多面体的能力，对于研究地貌形态构造，多面体的外形是十分重要的。本文在讨论多面体及空间点三维空间投影变换方法的基础上，根据地貌编图和有关应用研究的特点，着重讨论了采用轴测投影变换和平行透视变换，应用计算机编制地貌立体图的方法。两幅应用实例编图，是用FORTRAN-4语言程序在NOVA—3绘图机系统上实现的。地貌轴测投影立体图，不仅便于定量判读，而且在表现地貌形态、地貌构造关系等方面具有明显的优点。

一、三维空间投影变换

1．多面体三维空间变换

一个三维空间物体（多面体），可以用它的各点在一个笛卡儿三维直角坐标系（下文称原坐标系）的坐标值Ti（X_i，Y_i，Z_i）来表示。在计算机屏幕上显示，或在绘图机二维坐标系平面上绘制一个多面体的三维图象，不仅需要消除被多面体本身所遮住的隐藏线，而且有时还需要改变对多面体透视的距离和方向，以便观察多面体的外形。这可以通过多面体在空间一系列的旋转、平移、放大缩小变换来实现[1]。对于多面体各点的空间变换，可用三维空间点T_1（X_i，Y_i，Z_i）相对应的四元素向量（X_i，Y_i，Z_i，1）与变换矩阵T的乘积得到，即：

$$(X_i\ Y_i\ Z_i\ 1) = (X_i\ Y_i\ Z_i\ 1)\ T \qquad (1)$$

其中T为4×4变换矩阵，总变换矩阵的一般形式为：

$$T = \begin{pmatrix} a & b & c & 0 \\ d & e & f & 0 \\ g & h & i & 0 \\ l & m & n & s \end{pmatrix} \qquad (2)$$

变换矩阵T按职能可以划分为下列三部分：

$$\left(\begin{array}{c|c} 3\times 3 & \\ \hline 1\times 3 & 1\times 1 \end{array}\right)$$

其中3 × 3模块，可以生成多面体空间旋转和三个轴向各自的放大缩小参数；1 × 3模块生成多面体的空间位移量；1 × 1模块为多面体三个轴向共同的放大（或缩小）系数。总变换矩阵可分解为具有平移、旋转、放大缩小独立变换职能的分矩阵，其总的变换结果也可以由这些分矩阵的乘积得到。

平移变换：假设l，m，n分别为X，Y，Z的轴向位移分量，对于三维空间任意点（X_i，Y_i，Z_i）的变换有：

$$(X_iY_iZ_i1) = (X_iY_iZ_i1)\begin{pmatrix} 1&0&0&0\\ 0&1&0&0\\ 0&0&1&0\\ l&m&n&1 \end{pmatrix} \qquad (3)$$

这里变换矩阵 $T=\begin{pmatrix} 1&0&0&0\\ 0&1&0&0\\ 0&0&1&0\\ l&m&n&1 \end{pmatrix}$

放大缩小变换：设a，e，i分别为X，Y，Z的轴向放大系数，则 $T=\begin{pmatrix} a&0&0&0\\ 0&e&0&0\\ 0&0&i&0\\ 0&0&0&1 \end{pmatrix}$

对于空间点的变换有：

$$(X_iY_iZ_i1) = (x_iy_iz_i1)\begin{pmatrix} a&0&0&0\\ 0&e&0&0\\ 0&0&i&0\\ 0&0&0&1 \end{pmatrix} \qquad (4)$$

当三个轴向的放大系数（S）相同时，变换矩阵为：

$$T=\begin{pmatrix} 1&0&0&0\\ 0&0&1&0\\ 0&0&1&0\\ 0&0&0&S \end{pmatrix}=\begin{pmatrix} \frac{1}{S}&0&0&0\\ 0&\frac{1}{S}&0&0\\ 0&0&\frac{1}{S}&0\\ 0&0&0&1 \end{pmatrix}$$

旋转变换：假设以面向坐标系原点，物体沿坐标轴逆时针方向为旋转轴的正方向，沿X轴旋转α角度的旋转变换为：

$$(X_i\ Y_i\ Z_i\ 1)=(x_i\ y_i\ z_i\ 1)\begin{pmatrix} 1&0&0&0\\ 0&\cos\alpha&\sin\alpha&0\\ 0&-\sin\alpha&\cos\alpha&0\\ 0&0&0&1 \end{pmatrix} \qquad (5)$$

沿y轴旋转β角度为：

$$[X_i\ Y_i\ Z_i\ 1]=[x_i\ y_i\ z_i\ 1]\begin{pmatrix}\cos\beta & 0 & -\sin\beta & 0\\ 0 & 1 & 0 & 0\\ \sin\beta & 0 & \cos\beta & 0\\ 0 & 0 & 0 & 1\end{pmatrix} \tag{6}$$

沿z轴旋转γ角度为：

$$[X_i\ Y_i\ Z_i\ 1]=[x_i\ y_i\ z_i\ 1]\begin{pmatrix}\cos\gamma & \sin\gamma & 0 & 0\\ -\sin\gamma & \cos\gamma & 0 & 0\\ 0 & 0 & 1 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 1\end{pmatrix} \tag{7}$$

其中，（5）、（6）、（7）右式的第二项，为其相应的变换矩阵。

沿空间任意轴的旋转，可以通过平移结合有关坐标轴连续的旋转得到。由于矩阵乘法不遵循交换律法则，沿坐标轴旋转的顺序以及平移和旋转的顺序不同，得到的结果也不同。因此，对于空间物体改变以后的位置关系进行透视变换，确定它的变换矩阵参数和顺序等，在实际地貌编图应用中，仍是比较复杂的。根据地貌编图范围变化、特征点选取和应用方面的特点，采用轴测投影改变坐标系的变换方法，编制地貌立体图是比较简便的，特别是隐藏线的处理容易实现。

2．轴测投影变换

假设F平面与多面体原坐标系三维坐标轴ox，oy，oz都相交，以F平面为投影面，将多面体与原坐标系三维坐标轴一道向轴测投影面F作平行投影，ox，oy，oz轴在F平面上的投影O_1X_1，O_1Y_1，O_1Z_1为轴测投影轴，则多面体各点的投影将由$O_1X_1Y_1Z_1$坐标系的坐标值所表征，我们将此变换称谓轴测投影变换。图1所示，A_1及O_1X_1，O_1Y_1，O_1Z_1分别是A点及ox，oy，oz轴在F平面上的轴测投影，L所指的方向是投影线的方向。

$O_1X_1Y_1Z_1$坐标系并非直角坐标系。坐标轴之间的夹角，将由轴测投影的性质决定。当L与F正交时，所得的轴测投影是正轴测投影；斜交时，所得的轴测投影是斜轴测投影。设三个轴向的缩短系数分别为$\frac{O_1X_1}{ox}=P$，$\frac{O_1Y_1}{oy}=q$，$\frac{O_1Z_1}{oz}=V$，则凡是与原坐标轴平行的线段，它们的缩短系数，都与它相应的坐标轴的缩短系数相同。因此，对于任意三维空间点$(x_i,\ y_i,\ z_i)$的轴测投影$(X_{1i},\ Y_{1i},\ Z_{1i})$，可由该点原坐标系的三维坐标值与变换矩阵

$T=\begin{pmatrix}P & 0 & 0\\ 0 & c & 0\\ 0 & 0 & r\end{pmatrix}$的乘积得到，即：

$$[X_{1i}\ Y_{1i}\ Z_{1i}]=[x_i\ y_i\ z_i]\begin{pmatrix}p & 0 & 0\\ 0 & q & 0\\ 0 & 0 & r\end{pmatrix} \tag{8}$$

对于正轴测投影，如果$p=q=r$，叫等轴投影；如果$p=q\neq r$或$p\neq q=r$或$p=r\neq q$，叫二测投影；如果$p\neq q\neq r$，叫三测投影[2]。等测投影的轴间角相等，为120°

图2a表示长方体$ABCD$—$EFGH$的正投影，图2b是它的等测投影，（9）为它的投影变换。对于等测投影有$p=q=r\approx 0.82$。

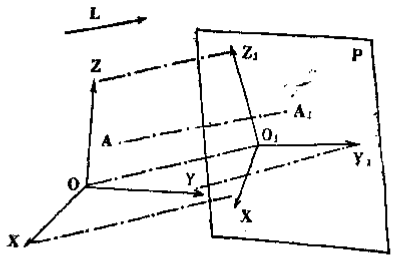


图 1

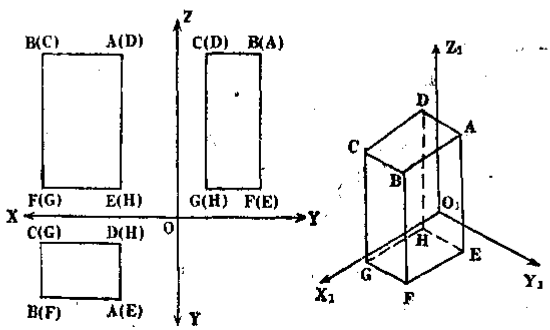


图 2

$$\begin{matrix} A \\ B \\ C \\ D \\ E \\ F \\ G \\ H \end{matrix}\begin{pmatrix} 2 & 3 & 6 \\ 5 & 3 & 6 \\ 5 & 1 & 6 \\ 2 & 1 & 6 \\ 2 & 3 & 1 \\ 5 & 3 & 1 \\ 5 & 1 & 1 \\ 2 & 1 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0.82 & 0 & 0 \\ 0 & 0.82 & 0 \\ 0 & 0 & 0.82 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1.64 & 2.46 & 4.92 \\ 4.10 & 2.46 & 4.92 \\ 4.10 & 0.82 & 4.92 \\ 1.64 & 0.82 & 4.92 \\ 1.64 & 2.46 & 0.82 \\ 4.10 & 2.46 & 0.82 \\ 4.10 & 0.82 & 0.82 \\ 1.64 & 0.82 & 0.82 \end{pmatrix} \begin{matrix} A_1 \\ B_1 \\ C_1 \\ D_1 \\ E_1 \\ F_1 \\ G_1 \\ H_1 \end{matrix} \quad (9)$$

二、地貌轴测投影图的编制

一般表现地貌形态及其构造关系时，常用局部断面图来表征。应用计算机编制地貌立体图时，也充分利用了这一常规制图的特点，把编图区域，按适当的间隔，划分成纵横正交的断面线序列，次第组合起来，形成正方形（或矩形）网格如图 3。根据着重表现的部位，选择适当的象限和轴测投影形式，把地表网格结点进行投影变换及绘图坐标转换，然后把能看

到的断面线结点光滑的描绘出来，将被地表本身遮蔽的隐藏线消去。

网格结点的地形参数，可以直接由地形测量得到或从地形图读出，也可以根据离散的地形特征点计算得到[3]。这些离散的地形特征点，必须能够正确解析和反映地表形态。因此，它的数量和质量都是至关重要的。

网格结点投影变换

图3表示在原坐标系下地表正方形（矩形网格可由正方形变换得到）网格分割的正投影图（俯视）。

假设网格结点的列阵为：

$$T=\begin{pmatrix} t_{11} & t_{12} & t_{13} & \cdots & t_{1i} \\ t_{21} & t_{22} & t_{23} & \cdots & t_{2i} \\ & & & & \\ t_{k1} & t_{k2} & t_{k3} & \cdots & t_{ki} \end{pmatrix}$$

其中对于任一结点t_{mn}可以用该点的地形参数，即原坐标系下的三维坐标值（X_{mn}，Y_{mn}，Z_{mn}）表示。若列阵经过轴测投影后的对应变换列阵为：

$$T'=\begin{bmatrix} t'_{11} & t'_{12} & t'_{13} & t'_{1i} \\ t'_{21} & t'_{22} & t'_{23} & t'_{2i} \\ t'_{k1} & t'_{k2} & t'_{k3} & t'_{ki} \end{bmatrix}$$

对应t_{mn}的结点元素t'_{mn}，则由轴测投影坐标系的三维坐标值（X_{1mn}，Y_{1mn}，Z_{1mn}）表示。它与原坐标值的变换关系由（8）式计算得到。

网格的疏密，根据编图的性质和应用要求决定，可通过内插方法实现。每条断面线的始终端点，在非规则边界情况下，应加以边界注记，用以区分断面。

坐标转换

计算机的绘图输出和屏幕显示，都是平面二维直角坐标系，而地表网格结点的轴测投影数据，是用三维坐标值表示该点所处的平面位置。因此，必须将其转换成绘图机（或显示）坐标系的坐标值。

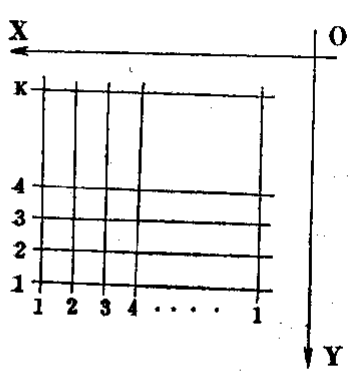


图3

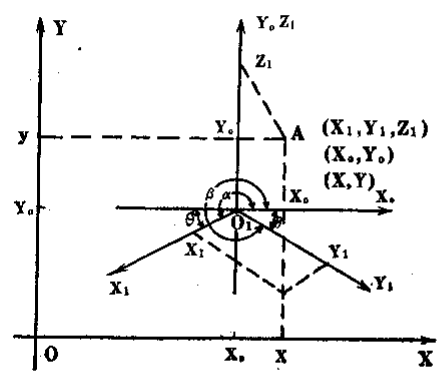


图4

图4表示A点的等测投影$A(X_1,Y_1,Z_1)$与绘图机坐标$A(X,Y)$两坐标系的坐标转换。

设坐标转换在轴测投影面F内进行，O_1X_1，O_1Y_1，O_1Z_1为等测投影坐标轴。OX，OY为绘图机坐标系。为简化转换，令OX，OY由O_1X_0，O_1Y_0直角坐标系平移得到，且O_1Y_0与O_1Z_1重合。对于等测投影，则轴O_1X_1，O_1Y_1分别落在$O_1X_0Y_0$坐标系第3、第4象限内，如图4所示$\angle X_0O_1X_1=\angle\alpha=180^\circ+\theta'$，$\angle X_0O_1Y_1=\beta=360^\circ-\theta$，其中$\theta,\theta'$为锐角。由此可以得到$A$点关于轴测投影坐标系$O_1X_1Y_1Z_1$与直角坐标系$O_1X_0Y_0$之间坐标值的转换关系：

$$\begin{cases}X_0=Y_1\cos\beta+X_1\cos\alpha\\Y_0=Y_1\sin\beta+X_1\sin\alpha+Z_1\end{cases}\tag{10}$$

或者

$$\begin{cases}X_0=Y_1\cos\theta-X_1\cos\theta'\\Y_0=Z_1-Y_1\sin\theta-X_1\sin\theta'\end{cases}\tag{11}$$

平移后可得到绘图机坐标系的坐标：

$$\begin{cases}X=x_0+Y_1\cos\theta-X_1\cos\theta'\\Y=y_0+Z_1-Y_1\sin\theta-X_1\sin\theta'\end{cases}\tag{12}$$

其中X_0，Y_0为初始位移量，以满足条件$X\geqslant0$，$Y\geqslant0$。

将（8）式与（12）式联立，可得出空间点A关于第一象限等测投影的原坐标系与绘图坐标系之间坐标值的转换关系：

$$\begin{cases}X=x_0+qy\cos\theta-px\cos\theta'\\Y=y_0+ez-qy\sin\theta-px\sin\theta'\end{cases}\tag{13}$$

对于非等测投影及其它象限的变换关系，也不难用以上方法导出。

消去隐藏线

隐藏线的判别一般根据视线由视点出发，找出可见与不可见的表面，从中消去不可见表面棱线的面判断法[4]，或者把曲线分成若干段，如果一小段中的一点，经判断是可见的，就画出这段曲线，否则就被消去的所谓点判断法[5]。我们根据轴测投影和应用断面线分割地表编图方法的特点，采用了平行透视变换判别网格结点的方法。如果两点的纵面投影重合时，距来至投影方向近的那个面上点的投影就是看得见的，远的是被隐住的。对于正方形网格结点的等测投影，由于投影线垂直于投影面，同一投影线上的重合投影点，面的远近可由$|Y_1\sin\beta+X_1\sin\alpha|$的大小判断，大者距投影来至方向近。应用地表网格分割的断面线编制地貌图，可根据距投影线来至方向的由近及远，依次沿断面线逐个结点与前排进行比较，把看得见的点存入明线场，看不见的点存入隐蔽场，并根据边界注记点区分断面线，明线场所存结点为绘图输出点。图3所示是处于第一象限内具有规则边界的正方形网格。假设首排元素$t_{11}t_{12}\cdots t_{1i}$距投影来至方向最近，不可能被地表本身其它点的投影所遮蔽，所以全部为明线场点，即为第一条断面线的输出点。次排及其后各排，首元素皆为明场点，对于正方形网格结点的等测投影，次排的第$m+1$个元素与前排的第m个元素在同一投影线上。因此，次排元素明场点的判别，可以依次与前排同一投影线上的明场点比较，若Y值大于前排明场点，则明场点被后者置换更新。若小于或等于前者，原明线场点Y值被保留，从而得到本排的明场点，顺序将后排与相邻前排进行比较，直到结束。明线场点与隐蔽场点的判别条件为：

$$\frac{Y_{(m+1)(n+1)}-Y_{mn}}{Y_{(m+1)(n+2)}-Y_{m(n+1)}}<0\tag{14}$$

其中$m=1,\ 2\cdots i,\ n=1,\ 2\cdots k$，分别表示列阵的行列数，$Y$是对应点的纵坐标（绘图坐标系）。在编制程序时，如果设置一个符号变换计数器，初始状态为0，当计数器变为1时则由明线场转为隐蔽场，由1变0时，由隐蔽场转为明线场，这样可以很方便的把看得见的与看不见的结点分离开来。明线与隐藏线分界点的坐标，可由相邻的明场点和隐蔽场点的坐标近似求出。假设相邻点分别为$T_{(m+1)n}$（$X_{(m+1)n}, Y_{(m+1)n}$）和$T_{(m+1)(n+1)}$（$X_{(m+1)(n+1)}, Y_{(m+1)(n+1)}$），则分界点的坐标为：

$$\begin{cases} X=\dfrac{1}{2}\left(X_{(m+1)(n+1)}+X_{(m+1)n}\right) \\ Y=\dfrac{1}{4}\left(Y_{mn}+Y_{(m+1)n}+Y_{m(n+1)}+Y_{(m+1)(n+1)}\right) \end{cases} \tag{15}$$

为了简化计算机编图程序，也可以把明线场与隐蔽场的转换点近似作为曲线段的起点和终点。这样每一段面线的明场点，实际就是光滑输出的绘图坐标点。

对于非规则边界，需要设置断面线边界点指针，扫描出同一投影线上的对应结点，依次进行比较。轴测投影的象限不同，距投影方向最近的首行和首列也将相应改变。

三、编图实例*

图6和图7是根据河床地貌实验数据计算机编制的两幅立体图。其中图6是河床下降运动段某时刻（$t=58$小时）的河床地貌形态；图7是上升运动段$t=98$小时的河床形态。对比图6和图7可以看到在58—98小时时间段内，第6—11横断面间的河床被明显抬高以及整个河床演变的结果。同时也可以看出在表现地貌形态方面，立体图比平面图（参考文献〔3〕）具有明显优点。

计算机编图用的原始河床地形特征点，是按横断面半规则分布的，共20个断面252个特征点。编图时采用插补的方法使断面线加密到$i=95$，$k=22$，形成95×22个正方形网格结点。根据第一象限等测投影的性质，坐标轴的缩短系数与夹角有：

$$\begin{cases} p=q=r=\dfrac{\sqrt{6}}{3} \\ \theta=\theta'=\dfrac{\pi}{6} \end{cases}$$

因此，网格结点的绘图坐标由（13）得：

$$\begin{cases} X=\dfrac{\sqrt{2}}{2}(y-x)+x_0 \\ Y=\dfrac{\sqrt{6}}{6}(2z-x-y)+y_0 \end{cases} \tag{16}$$

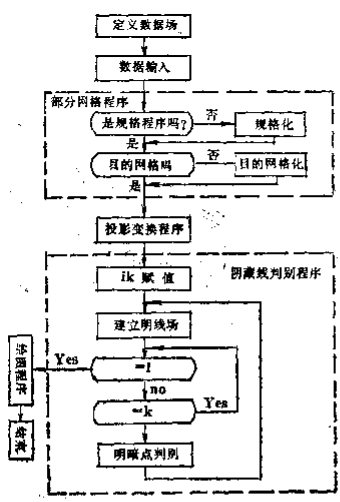


图5*

* 河床地形数据，由中国科学院·国家计划委员会地理研究所河流地貌实验室提供。

图5是计算机自动编制河床地貌立体图的程序流程图，它包括三个主要部分：①计算机剖分网格程序，②三维空间投影变换与隐藏结点的判别程序，③计算机绘图程序。本程序系统应用计算机高速处理数据和图象显示的功能，在快速地形自动检测系统的支持下，可能显示出河床段相对连续的变化过程，帮助研究河床的演变规律。

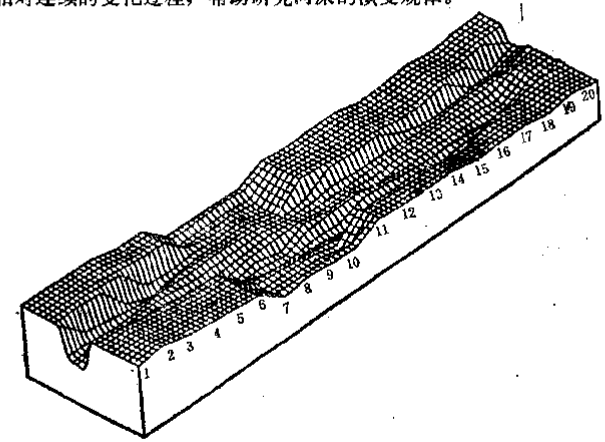


图6

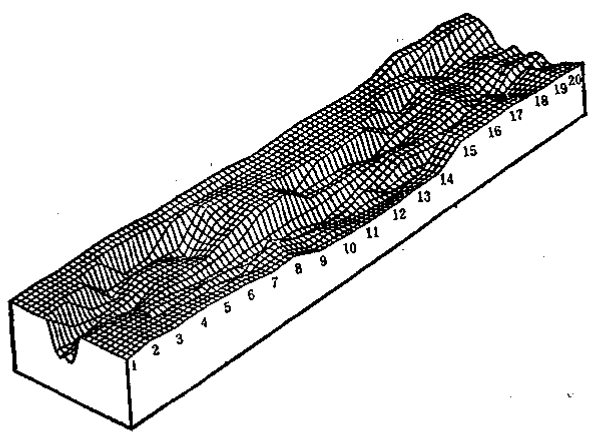


图7

结　语

应用地表断面线网格结点的轴测投影变换编制地貌立体图，对于实现计算机自动编图，是较为简便可行的一种方法。地貌轴测投影图，不仅富于立体感，而且可以根据网格点直观的判读平面坐标位置，根据轴测投影类型和编图比例尺，计算该点的相对高程。应用断面线序列编制地貌图，对于建立地貌的整体概念、表现地貌特征方面都有明显的优点。

电报信息分离在自动制图中的应用

关　理

地图制图自动化简单地说，就是利用电子计算机对地理环境信息进行分离、合并、加工、计算、处理以及取舍等，将地理环境信息转换成自动绘图机可以接受的形式，然后“命令”绘图机自动绘制出所需要的各种图形。

对不同的地理环境信息其加工、处理的方法和手段也是不同的，如对各种照片资料使用各种仪器进行量测和判读，然后获得可用于自动制图的数字信息（以后简称“自动绘图信息”）；对于地图资料一般用图形数字转换装置，自动或手扶跟踪取得“自动绘图信息”；对于各种数字信息（统计数字及观测数据等）可直接用电子计算机进行信息分类、分离、计算、加工等“工序”，从而获得必要的“自动绘图信息”。

从事制图自动化研究的工作者，希望用电报资料来制取“自动绘图信息”，下面介绍地震预报中地下水位电报信息分离在自动制图中的应用实例。

用电报信息分离的方法获得“自动制图信息”的主要特点是将电报信息直接输送到电子计算机中，让计算机去自动分类、分离、取舍、计算加工，最后得到“自动绘图信息”。下面分四个方面介绍电报信息分离获得“自动制图信息”的方法。

一、电报信息分离的意义

1．地下水位电报的格式和内容

地下水位电报的格式如下：

KH 1579 WD 735 DAXING WD 731223 0902 BGZ

YOLL BEIJING

SHB 01326 02303 03375 04380 07402 09295 10302

11491 12328 13203 14514 15304 17262 18311 19238

20227 23223 25288 26128 Z13391（338）Z17579（538）

61222 Z13404 （344）61222 Z17578（567）

这份典型的地下水位电报，其中包括日期（报文第一行倒数第三个字组）、县名（第一行第四个字组）、地下水位电报标志符（第三行第一个字组），标志符后的字组表示“一般井”的井号和埋深（即水面到地平面的距离），一般情况下，每一字组的前两位数码表示这个县的井号，后面几位数码表示相对应这口井的埋深。特殊情况，第一字符为“Z”，其后则为“专业井”的观测值，带括号的字组为“专业副井”的观测值，若一个组第一字符为数字“6”，则这一字组后面的所有字组皆为补报（或改正）前一天的监测值。这些都必须遵从《地下水位电报发报细则》（略）中的有关规定。

2．自动制图问题的提出

“地下水位电报”是与地磁电报、地电电报、地应力电报以及民用电报等同时发到有关

单位。由专门工作人员从这些电报中选出地下水位电报，然后按区（县）列成表格（略）。人工计算出前一日和本日的水位差值，并填在表中的相应位置上。正值表示该井水位上升，负值表示水位下降，值的大小表示水位上升或下降的幅度。差值为零，表示该井的水位没有变化。然后根据这个表格进行人工制图。

图1是假定的例子，把前述表格中的水位差值填在事先准备好的底图上，图上的小圆圈表示井位，圆圈左边的数表示井号，其右上方带正、负号的数为人工填上去的水位差值。正值用红色笔填，负值用蓝色笔填，零值用黑色笔填。最后一道工序是根据各井位差值的变化人工勾绘出水位上升区域和水位下降区域。为了醒目起见，同样上升区用红色笔勾绘，下降区用蓝色笔勾绘。通常将这种图称做“升降面图”。

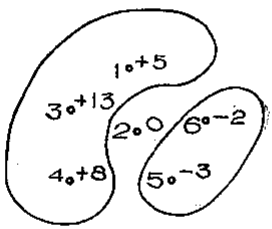


图 1

地下水位的激烈变化是地震前地壳内岩层应力的集中和构造运动的一种反映，大面积地下水位激烈变化，是强烈地震即将发生的先兆。因此，“升降面图”是专业人员预报地震的一种重要参考资料。显然手工作业是不能适应地震预报的要求的。

用人工的方法绘制“升降面图”不仅繁琐，工作量大，而且容易出错，成图制量差，效率也不高。若绘制“等水位线图”困难更大。能否让电子计算机代替人来完成上述填表格、计算水位差值，然后控制绘图机，填水位变化数字，并绘出“升降面图”，甚至绘出“等水位线图”来呢。解决这个课题的重要环节是如何利用上述电报信息，其中包括信息输入，识别、分离等计算机加工。一种途径是模拟人工的办法，将所有的井统一编号，然后依照电报资料人工分离、按井位的统一编号将各井的埋深数据穿成纸带，再输入到计算机中。但这样所用的时间往往比人工填表所用的时间还长。这就会贻误地震预报工作。所以我们通过下面介绍的途径来实现获得“自动绘图信息”的方法。

有关部门在收到前面介绍的文字电报以外，同时还可以收到一卷穿好孔的纸带，它是通过接收电报时由电传机同时自动穿孔输出的，这卷纸带就“记录”着电报的所有信息。这就为我们用电子计算机来完成自动制图任务开辟了新的途径。但收到的穿孔纸带是5单位（即每排5个孔位）的国际标准码纸带，我们使用的计算机用的是8单位（每排8个孔位）ASCII码纸带。要使用这5单位的信息必须通过一个标准程序将5单位国际标准码转换成8单位的ASCII码。因此在完成电报纸带信息输入和代码转换后，尚须解决如下四个问题。

（1）从一系列电报中挑选出地下水位电报；

（2）区分出是那一个区（县）的电报；

（3）将电文中多余的信息分离出去；

（4）将电文中每一字组所表示的井号和相应的埋深分离出来并加工成“自动绘图”信息。

二、对电报进行信息分离的可能性和实现方法

通过计算机解决前面提到的四个问题必须编制有关程序。我们知道，英文字母和数字在ASCII码中，如表1所示。

表1 部分ATCII码

8进制代码	字 符	8进制代码	字 符
060	0	101	A
061	1	102	B
062	2	103	C
063	3	104	D
064	4	105	E
065	5	106	F
066	6	107	G
067	7	110	H
070	8	111	I
071	9	112	J

电子计算机就是通过ASCII码来判别字符的。电报信息中包含很多汉语拼音字母，如县名就是用汉语拼音字母组成的，可贵的是汉语拼音字母除了比英文字母少一个“V”字，其它完全相同，因此完全可以把汉语拼音字母当做英文字母使用和处理。

电报信息除数码外，还包含很多英文字母和其它符号，这样就不能用简单的办法将电报信息输入到电子计算机内存。所以前述四个问题解决的可能性是建筑在一种特殊的输入格式基础之上的。这种格式是逐字输入的格式，在FORTRAN-IV语言中称为A1输入格式。

A1格式是把用ASCII码表示的一个数码、一个符号或一个英文字母输入到计算机内存的一个单元中，我们使用的计算机字长为16位（二进制数），A1格式是将某一数码、符号或英文字母（指ASCII码）放在某一单元的0—7位，8—15位空着。

计算机的这种特殊功能就为我们分离、加工、计算及处理电报信息奠定了基础。电报的信息量这样大，计算机的内存是容纳不下的，所以必须采用按行读入的方法，一行电文不超过72个字符，所以仅开辟一个大小为72的一维整形数组就够用了，后面介绍的数组J就指的这个数组。

1．从一系列电报中选出“地下水位电报”

前面列举的地下水典型电报，其第三行的第一个字组“SHB”是地下水位电报独有的特殊标志。因此，电子计算机对一份电报，只要判别出第三行的第一个字组为“SHB”（实际上，只判别第三行第一个字符为“S”，就能断定这份电报是地下水位电报）。对计算机来说，这种判别是十分简单的，将电文第三行第一字符与“S”比较即可。对于识别出的地下水位电报，计算机才一份一份地分离、加工和计算，对于其它电报，则不做任何处理。

2．区分出是哪一个县的地下水电报

前文介绍过的第一行第一字符为“K”，第四字组为县名，除去民用电报都遵从这一规律。为了简单明了，对各区（县）进行统一编号，如令怀安县是第一号县，万全是第二号县，宣化是第三号县，…等共55个县，在这个基础上，将所有的监测井也统一编号，其编号的顺序是按县叠加的。例如第一号县有15口井，第二号县的第一口井在统一编号中就是(15＋1＝)16号井。依此类推，即可求出某一县的第几号井在统一编号中的位置了。因此，县名识别的重要性是不言而喻的，因为只有识别出县名，才能让这个县的井使用统一编号。

电报信息分离程序用查表法区分县名。这首先要分析好每个县名是由那些字母组成，然

后将它们每一个字母的代码相加，其和是一个固定的数，这一固定的数就代表一个特定的县，将这55个数按一定顺序排成“表”，放到计算机内存中，供查表时使用。

计算机是这样识别县名的：假设计算机判断出县名字符串的位置在一行电文中的第KP1到KP2位置上，则县名中的每一字符就在数组J(KP1)，J(KP1+1)，J(KP1+2)，…J(KP2)中（其中KP2<72），然后用查表法就能识别县名。在用FORTRAN-IV算法语言编的程序中是这样实现的：

```
      L = 0
      DO 181 I1 = KP1, KP2
      IJK = J(I1)/256
      L = L + IJK
181   L1 = IABS(L)
```

L1即县名的代码和，用这个代码与计算机中预先存的县名代码表逐一比较，从而查出这个县的代号。

如果碰巧有两个县的代码和相同，例如房山（FANGSHAN）与迁安（QIAN）的代码和都是582，那么就要用二次判别来解决。即再判别该县名的第一个字符为“F”者为房山县，为“Q”者则为迁安，否则按错县名处理（后面将要介绍）。实践证明，用查表法识别县名，简单易行、灵活可靠。

3．将电文中无用的信息分离出去

电文中每一字符都有着一定的意义，这里说的无用信息，是指对加卫成“自动绘图信息没有用的信息。如除去县名以外的所有英文字母以及括号等。对这些信息，程序中采用“扔”掉的办法。例如地下水位电报的第二行没有用，就把这一行整个“跳”过去。

4．将电文中一字组分离成井号和埋深

（1）电报中每一字组的控制　电报中每一字组的控制是利用空白符号（空格）分开的。即利用空格来判别出一个字组在一行电文中的位置。

（2）一维数组的选用　最初，在程序中曾选用了二维数组M（JX，JP），JX为县的代号，JP为该县的井号，这不仅直观而且容易理解，尤其编制程序时十分简单。但是JP必须按所有县中最多的井数来开辟，浪费了计算机的大量内存，甚至造成程序无法执行。所以只好改用一维数组，使每一口井在这个数组中占据一个固定的位置，这不仅节省了计算机的内存、保证计算机正常运转，还加快了计算、处理速度。但程序的编制就比用二维数组复杂多了。

为了帮助说明问题特制表如表2所示。

程序中开辟了一个一维整形数组KO(56)，存放的内容为0，15，19，…共56个数，除0外，这些数据是每个县最后一口井在统一编号中的终止位置。从这表中可以看出每一个县的井在统一编号中的起始位置和终止位置，这对编制程序来说是远远不够的；还必须建立一般表达式才行。上表中的JX即为一般表达式，有了这个表达式就很容易地导出某一个县的第某一号井在统一编号中的位置JW，即：

$$JW = KO(JX) + JP$$

计算机就利用这个表达式将各县的每一口井在统一编号中“对号入座”的。例如：用查表法查得第4号县的第5号井，代入前式得出该井统一编号中的位置：

$$JW = KO(4) + 5 = 51 + 5 = 56$$

表 2

县　号	开辟的数组 KO（56）	该县的井在统一 编号中的起始位置	该县的井在统一 编号中的终止位置
1	KO(1)＝0	KO(1)＋1	KO(2)＝15
2	KO(2)＝15	KO(2)＋1	KO(3)＝19
3	KO(3)＝19	KO(3)＋1	KO(4)＝51
4	KO(4)＝51	KO(4)＋1	KO(5)＝66
5	KO(5)＝66	KO(5)＋1	⋮
⋮	⋮	⋮	⋮
JX	KO(JX)	KO(JX)＋1	KO(JX＋1)
	⋮	⋮	⋮

（3）井号和埋深的分离　电报中的一个字组，如25288，计算机是按“2”，“5”，“2”，“8”和“8”五个字符分别输入到内存的，在计算、处理时也必须分5个字符进行，最左边的两个字符是井号，应这样处理和计算：

$$\text{井号}=(\text{“2”}-\text{“0”})*10+(\text{“5”}-\text{“0”})$$
$$=(062_{(8)}-060_{(8)})*10+(065_{(8)}-060_{(8)})$$
$$=20+5$$
$$=25$$

其中（8）代表是8进制数。

因为选用了A1格式，即每一字符放在一个单元中的左8位，所以，预先把它们右移8位，然后才能参与上述的计算。

处理、计算埋深的方法是类似的，只是组成埋深数据的字符数不是固定的，所以需要用另一段简单的程序来计算埋深。

设：MP为埋深数据第一个字符的位置MP2为埋深数据最后一个字符的位置，程序如下：

```
      J1＝0
      DO 40 I1＝MP，MP2
      J(I1)＝（J(I1)－“0”)/256
40    J1＝J1＋J(I1)*10**(MP2－I1)
```

执行完这一段程序后的J1即埋深值。

对于专业井、专业副井的井号和埋深的分离，只要分别将“Z”和括号去掉，按前述方法处理，“对号入座”时放到相应的专业井和专业副井的位置就行了。至于补报前一天的数据，其分离的方法是相同的，不再赘述。

三、电报信息分离程序的基本功能

有关电报信息分离程序的基本功能可归纳为：

（1）从一系列电报中挑选出地下水位电报；

（2）改错；

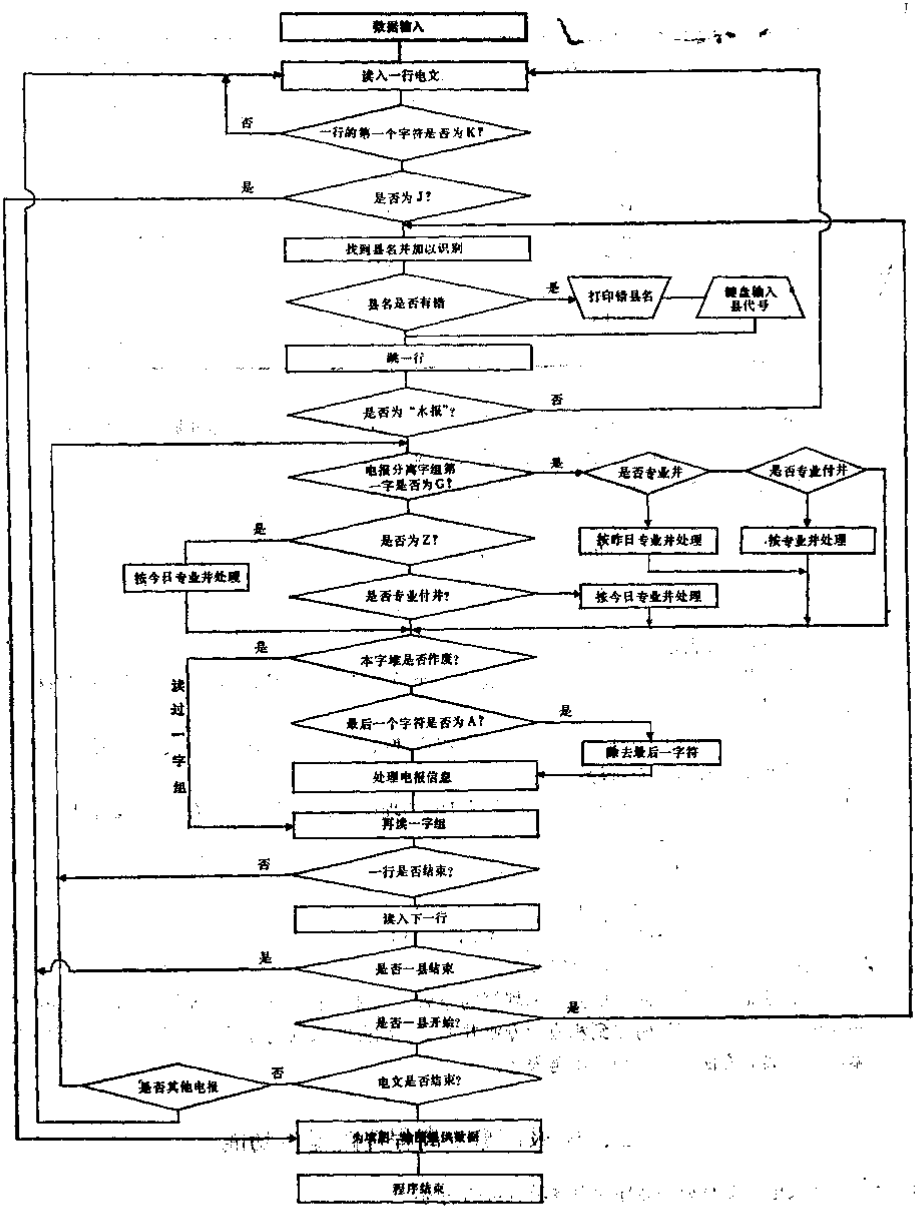


图2　电报信息分离程序粗框图

（3）对所有字组的井号和埋深进行分离；

（4）为自动绘图提供加工好了的信息。

发电报时，偶然出现一次错误是难免的，所以程序的功能应包括检查出错误并加以改正。

1．错县名的改正

县名如果有错，计算机用查表法就查不到这个县。这有两种解决办法，一种是将这个县的资料全部舍弃，这种方法简单易行。但这些监测数据来之不易，尤其是用缺少一个县的资料制成的“升降面图”，对于预报地震来说，其参考价值会有所降低。为此不应轻易舍弃，而应采用改正错县名的办法，使计算机能按正确的代号继续运转。县名打错时，最多错一、两个字符，绝不会面目全非”，因此，只要令计算机把错县名从电转打字机上印出，一望便知是那个县，再通过人机对话——人为地将正确的代号从电转打字机输入到计算机中，同时命令电子计算机继续执行程序。

2．某一组数据出错的处理

某一组数据有错会造成停机。例如一个埋深值超过32767（即超过了机器所能表示的整数范围）就停机了。对这种错误不做适当处理，就无法进行下面的工作。对于这样的数据就应该舍弃，因为各别一、二个数据的舍弃，对整个“升降面图”影响不大。

电报信息分离程序的粗框图如图2所示。

电报信息分离程序的数学模型和计算方法比较简便，主要特点是充分地利用了计算机的某些性能，并且考虑到可能出现的各种问题：即不仅按照发报细则的规定，逐条地在程序中使用，有些不属发报细则的规定，如县名的改正、错误数据的处理等，在程序中也要给予解决。编制程序的过程中还使用了一些技巧，避免了内存的浪费，加快了计算和处理的速度。

我们曾试验了55个县近一千口井的电报资料，其中包括其它电报，用电子计算机进行信息分离，仅需十多分钟即可完成。在2—3小时内可绘出“水位差值图”、“升降面图”和“等水位线图”。图3即从“升降面图”中复制的一部分。



图　3

四、电报信息分离方法的使用和推广

不难看出，用电子计算机对电报信息进行分离，是利用电报资料进行自动制图实验的重要环节。大家知道，研究自动制图的一个重要问题就是资料的索取和传递交换，对经常变化、随时观测分布在不同地区的资料，在我国计算机网络没有实现之前，采用电报线路进行信息传递，这是一个行之有效的办法。如果把各地的资料，通过电报纸带直接送到计算机中处理，其中包括信息分离，使之能够在相当短的时间内获得图形资料。这种方法无疑地将为水文、气象、环保、地震及经济统计等部门的研究提供一个新的途径。

用电报信息分离的方法获得信息然后自动制图，这种方法目前在国内很少有单位研究使用，由于这种方法为自动制图提供了新的信息，随着电报信息分离的方法在自动制图中成功

的试用，许多单位都给以很大的关注，这种方法不仅在自动制图中可以应用，在一些数据的加工处理等方面也可得到广泛的应用。

参 考 文 献

〔1〕NOVA 计算机操作系统分析报告，电子计算机参考资料，第5、6期，1976年。

土壤属性的数值分类初探

马芬荣　欧阳竹

根据土壤的物理和化学分析数据，应用数学方法探讨土壤分类，是新兴起的土壤数值分类的研究领域，近十多年来取得了一定进展。

土壤的理化性质就是土壤的本质属性，它直接决定植物的养分供应状况。因此，按土壤属性进行的分类，对评价土壤的农业利用价值更具有实际意义。我结合禹城牌子万亩试区农业结构规划工作，尝试进行了试区土壤的数值分类，现将结果简述于后。

一、资料来源和分类的数学方法

土壤的分析资料由试区土壤调查组提供，共99个土壤剖面，其中主要剖面30个，分析了表层（0—25厘米）土壤的有机质、全氮、碱解氮、全磷、速效磷、速效钾、$CaCO_3$、pH、总盐量、盐分组成（8个离子）、交换量等18个项目；副剖面66个，除$CaCO_3$和交换量未测定外，其余项目与主剖面相同。实际上分析项目重点在农化方面，大致可分为植物养分和盐分两大类项目。

调查报告中原来定名的某些土壤名称，与分类标准不符，我们根据总盐量分析资料和报告中确定的盐化程度划分标准作了调整。

我们考虑到数值分类，被分类的剖面个数应超过土壤属性项目数5—10倍的要求，并结合上述土壤属性项目，选用了有机质、C/N、碱解氮、全磷、速效磷、pH、总盐量等七项属性，对99个剖面进行了分类。

分类的数学方法采用Q型系统聚类方法，所用的相似类量度为距离和相关系数，这是由于本分类的性质和土壤的属性以具体数值表示属于间隔尺度决定的。用数学语言来说，这相当于把土壤看作其属性多维空间的一个点，点与点之间按一定法则规定相似性程度（距离和相关系数），然后根据相似程度的大小进行分类。

本文具体采用的距离计算公式为欧氏距离公式：

$$d_{ij}=\sqrt{\sum_{k=1}^{m}(x_{ik}-x_{jk})^2}$$

式中d_{ij}表示土壤i和j之间的欧氏距离，x_{ik}，x_{jk}表示土壤i和j的第k个属性测定数值。我们采用的相似性量度是相关系数，其公式如下：

$$r_{ij}=\frac{\sum_{k=1}^{m}(x_{ki}-\overline{x_i})(x_{kj}-\overline{x_j})}{\left\{\left[\sum_{k=1}^{m}(x_{ki}-\overline{x_i})^2\right]\left[\sum_{k=1}(x_{kj}-\overline{x_j})^2\right]\right\}^{\frac{1}{2}}}$$

r_{ij}表示土壤i和j之间的相关系数，x_{ki}、x_{kj}表示土壤i，j第k个属性的数值。$\overline{x_i}$、$\overline{x_j}$表示i和j的m个属性数值的平均值。

Q型系统聚类的基本思想是：首先认为各个样品（这里就是土壤剖面）各自成一类；然后选择距离最小或相关系数最大的两个土壤合并成一个新类，按着计算新类与其它各类的距离或相关系数，再重复上述步骤，这样每次减少一类，直至所有的土壤归成一类为止。

距离法聚类有最长法、最短法、重心法等，我们选用了最长法及最短法，即用d_{ij}表示土壤i和j的距离，用G_1，G_2…表示土类，土类与土类之间距离是用两类之间两个土壤最远（最近）的距离来表示。

最长法的类间距离公式如下：

$$D_{pq}=\max_{iEGp,\ jEGq} dij$$

D_{pq}表示土类G_p与G_q的距离

最长距离法聚类的步骤如下：

（1）按上述规定计算两个土壤之间的距离，列成距离的对称表，记作$D(0)$，这时每个土壤各自成一类，同时显然$D_{pq}=d_{pq}$。

（2）选择$D(0)$的最小元素，设为D_{pq}，则将G_p和G_q合并成一新类，记为G_r，

$$G_r=\{G_p,\ G_q\}$$

（3）计算新类G_r与其它类G_k的距离：

$$D_{rk}=\max_{iEGr,\ jEGk} dij=\max\begin{Bmatrix}\max\limits_{iEGP,jEGk} dij & \max\limits_{iEGq,\ jEGk} dij\end{Bmatrix}$$

$$=\max\{D_{pk},\ D_{qk}\}$$

将$D(0)$中，p，q行，p，q列删去，加上第r行r列得到距离对称表记作$D(1)$。

（4）对$D(1)$重复$D(0)$的步骤得$D(2)$如此下去直到所有的土壤成一类止。

最短法的公式和聚类步骤与最长法相似，只要将max换成min。

我们还采用了相关系数法进行聚类，其做法是：

（1）利用原始值按相关系数公式求出两两土壤之间的相关系数，列成相关系数对称表$R(0)$，这时每个土壤自成类，同时$R_{pq}=r_{pq}$。

（2）在$R(0)$中选择最大的元素，合并成为r类，称为r类。

$$R_{pq}=\max_{iEGp,\ jEGq} r_{ij}\qquad G_r=\{G_p,\ G_q\}$$

（3）把p类q类的每一属性数值加权平均，作为第r类的属性值，

$$X_{kr}=\frac{x_{kp}+x_{kq}}{2}\qquad (k=1,\ 2\cdots),$$

最后重新计算新类与其它各类的相关系数列成$R(1)$。

（4）R（1）重复R（0）的步骤得R（2）如此下去直到所有的土壤成一类为止。

上述聚类过程是在IBM4341机上完成，并且计算机自动绘出二元树状图。二元树状图要求距离的数值必须为正，故在绘图之前相关系数指标按$D=1-R$公式转换成相应的距离指标（其中D为距离，R为相关系数）。

二、结果和讨论

计算实践表明，无论用相关系数还是用欧氏距离作划分土壤类型的指标，在最短法画成

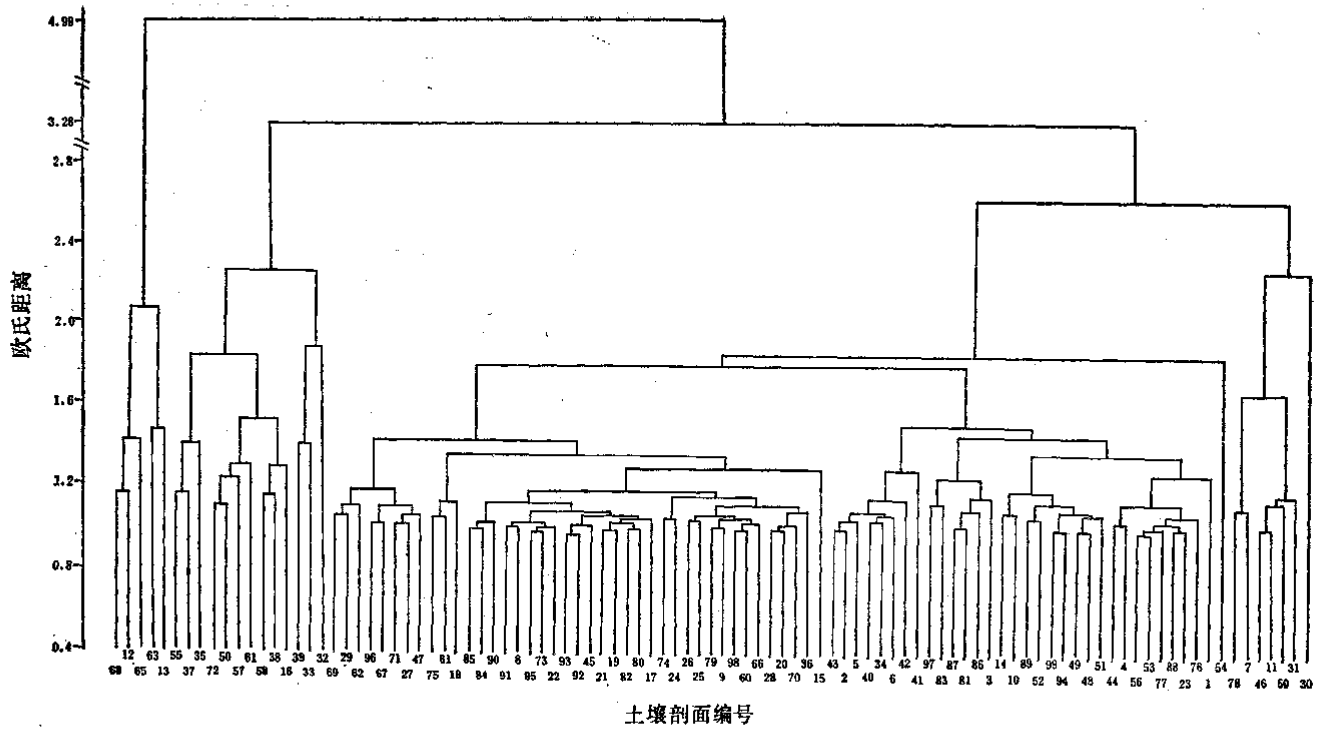


图1　二元树状图

的二元树状图中，找不到适当的距离值将99个土壤划分成比较合理的类型（表2），其原因有待于研究。而在最长距离法画成的图上则可以找到比较合理的划分类型的某个距离数值，其中划分最明显、最合理的是以欧氏距离为指标的结果（图1）。由图1可以看出，以2.27至2.62之间的某个距离为指标可将全部试区土壤划分为四类。第一类共74个剖面，除4个剖面是草甸土外(普通草甸土和轻度盐化草甸土各2个)，其余全部是普通潮土（47个）和轻度盐化潮土(23个)。第二类共7个剖面，其中轻度盐化潮土和中度盐化潮土各3个，轻度盐化草甸土1个，含盐量在0.219—0.325之间。第三类共13个剖面，其中中度盐化潮土9个，中度盐化草甸土2个，重度盐化潮土和草甸土各1个，含盐量在0.329—0.640之间。第四类共5个剖面，2个为草甸盐土，3个为重度盐化草甸上，含盐量在0.702—1.059之间。

很明显这四类土壤的农化性质是由养分较好，盐分较轻逐渐向养分较差，盐分较重的方向变化的，最后变到不能直接为农业利用的重度盐化土壤和盐土。

这四类土壤的合并过程也充分反映了上述农化性质的转变方向。二元树状图表明，在距离为1.84处，第一类土壤完成归类过程；在距离为2.06处，第四类土壤完成归类；在距离为2.26处，第三类土壤完成并类；在距离为2.27处，第二类土壤完成并类；然后分别在2.62，3.28，4.99等距离逐步并入前一类之中。二元树状图还说明在各类土壤中，尤其是在第一类土壤中还可以划分出更下一级的上壤类型，大致可以划分出6个以上的亚类型，其中有2个亚类型全部是由轻度盐化土壤构成的；如此可以逐级划下去，直至每个剖面。在第一类土壤中副剖面54（△26a）是一个较特殊的土壤，它孤立于众多的潮土之外。原分类属于轻度盐化潮土，含盐量仅0.12%，许多性质与众多潮土无异，唯独速效磷含量极高达46.6ppm，超过其它剖面的几倍至几十倍，因而加大了它与其它剖面的距离。

分类表明，如将供试土壤“点绘”在养分条件盐分条件组成的多维空间坐标体系内，它们将形成四个相对集中的分布区域，其间散在分布着少数在养分和盐分上属于过渡性质的土壤。这是十分自然的，也是必然的。因为在自然界的划分总是存在着某些模糊的性质的。

试区土壤原是浅色草甸土，由于耕种的结果造成成土过程的方向转变，成为潮土。两种成土过程的差别对几项农化性质的影响见表1。表1中列出的t值表明，耕种过程使得普通潮土的养分含量明显升高，与盐化潮土比较有显著不同，但对盐化潮土的养分性质的影响不甚明显。因此，盐化潮土和盐化草甸土养分平均值并无明显差别，差别主要在盐分含量上面，这说明按养分和盐分性质将全部供试土壤相对地分成养分较好的非盐化土壤和轻度盐化土壤，养分中等的中度盐化土壤(第二、三类)和养分较差的重度盐化土壤和盐土（第四类），对评价土壤的农业利用价值与原有分类不仅不矛盾，相反具有直观意义，容易被大家理解和接受。

根据属性的土壤数值分类与原来的分类比较肯定是不可能完全一致的。这主要是由于前者的划分完全根据定量指标数值，而后者往往是依赖于定性的推断和典型剖面的分析比较。事实上，典型剖面的全部土壤属性中只有一部分具有典型性，代表原分类过程的影响结果，而另一部分则并不具有代表性，在各类之间有较明显的交叉和过渡性质，因而导致综合指标（如距离等）的数值彼此接近，使原分类中邻近的土壤产生部分交叉现象。

从方法本身来说，那些是划分土壤类型更本质的属性，目前尚处于探索过程，这也是造成不一致的重要原因。对于具体的分类结果来说，则造成不一致因素更多，如缺少对于分类有重要作用的属性项目，本分类中就缺少土壤的物理性质项目，尤其是土壤剖面含水量资料，它是划分草甸土和潮土的重要指标。但也需认识到本分类时仅用0—25厘米耕层土壤的

属性，在耕层中这两类土壤含水量也许有明显差别。因此，即使增加了含水量数值，仍可能出现邻类土壤相互交叉的现象。又如典型剖面的代表性较差，分析数据的误差较大，选择分类的属性项目是随机决定的，而没有根据一定的数学方法选择，这些因素都会对分类结果产生影响。

表1　试区土壤主要属性比较

项目 / 类号	有机质（%）			碱解氮（ppm）			速效 P（ppm）			全盐量计算值（%）		
	n	$\bar{x}$	SD	n	$\bar{x}$	SD	n	$\bar{x}$	SD	n	$\bar{x}$	SD
普通潮土	44	0.813	0.14	44	39.761	9.282	44	3.9063	2.7474	44	0.0814	0.018863
盐化潮土	42	0.6316	0.15	42	31.852	9.42	41	3.7683	3.2515	42	0.2337	0.1574
盐化草甸土、盐土	13	0.6103	0.1283	13	27.677	6.37	13	3.1077	2.0443	13	0.4988	0.3527
普通潮土—盐化潮土	$t=4.2073$ $P<0.01$			$t=3.9210$ $P<0.01$			$t=0.2126$ $P>0.05$			$t=6.3715$ $P<0.01$		
盐化潮土—盐化草甸土	$t=1.534$ $P>0.05$			$t=1.4910$ $P>0.05$			$t=0.633$ $P>0.05$			$t=2.61198$ $P>0.01$		

表2　土壤剖面编号对照表

本文编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
原编号(主)	⊕1	⊕2	⊕3	⊕4	⊕5	⊕6	⊕7	⊕8	⊕9	⊕10	⊕11	⊕12	⊕13	⊕14	⊕15
本文编号	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
原编号(主)	⊕16	⊕17	⊕18	⊕19	⊕20	⊕21	⊕22	⊕23	⊕24	⊕25	⊕26	⊕27	⊕28	⊕29	⊕30
本文编号	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
原编号(副)	△1	△2	△3	△4a	△5	△6	△7	△8	△9	△10	△11	△12	△13	△14	△15
本文编号	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
原编号(副)	△16	△17	△18	△19	△20	△21	△22	△22a	△26a	△25	△26	△27	△24a	△29	△30
本文编号	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
原编号(副)	△31	△32	△33	△34	△35	△36	△37	△38	△39	△40	△41	△42	△43	△44	△45
本文编号	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
原编号(副)	△46	△47	△48	△49	△50	△51	△52	△53	△54	△55	△56	△57	△58	△59	△60
本文编号	91	92	93	94	95	96	97	98	99						
原编号(副)	△61	△62	△63	△64	△65	△66	△6a	△34a	△67						

表面温度的红外测量技术

张仁华

一、红外测温的必要性

所讨论到的物理特性，如红外辐射透过率、红外辐射比辐射率、膜阻等都需要准确地非接触地测定覆盖膜的表面温度。在野外快速鉴定土面增温剂的增温效果，红外测温仪是最好的测试手段。

地面和空气交界面的温度——地表温度是地气界面上能量交换的记数器。土壤里的水分通过地表逸向空气，带走蒸发潜热，首先引起地表温度的降低。地表的自身辐射降温，吸收太阳辐射的升温，也先从地表面开始，然后再通过土壤热传导传给深层土壤，通过显热、湍流交换传给空气。地表温度是地面热量平衡的结果。因此，地表温度的测量技术在研究土面增温剂影响自然水热条件的机理中是十分重要的。

然而，覆盖膜的表面温度与地表温度的测量一直被认为是测量学中的难题。它不能用普通的水银温度表所能测准的。这是因为地面和覆盖膜表面存在很大的温度梯度，特别是每日最高地面温度，最低地面温度出现的时候。国外有学者认为，在有些情况下，地面的垂直温

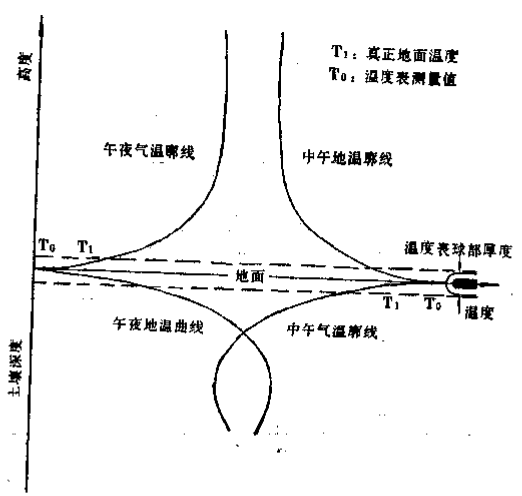


图 1　在中午及午夜普通温度表测量地表温度的误差

度梯度可达6℃/cm以上。在这样高的温度梯度里，用有一定直径的感应球部的温度表横放在土面上，只能测出一个厚度层的平均温度（见图1）。

目前在气象台站及小气候观测中地面温度表均采用感应球部约6mm的水银温度表。在测量时水平放置在土面上，感应球部有一半埋入土壤，有一半暴露在空气里。测量到的是3mm空气层和3mm土层的平均温度。在风速不大时，用普通水银温度表测得的最高温度要比真正的地表最高温度低。相反，用普通水银温度表测得的最低温度要比真正的地表最低温度高。

安装了温度表后，地面的温度场已被改变。压在温度计底下的土面照不到太阳，与暴露的土面不同，温度表感应球部的太阳辐射反射率与土壤反射率更不一样。

综上所述，用普通水银地面温度表测不出真正的地面温度，很可能淹没掉地面温度变化的真正规律。

早在50年代，有学者为了知道真正的地面温度[6]，只能用传导方程的经典解，由离地面1cm处所测得的周日波动外推到地面，以避免直接测量地面温度所遇到的棘手问题。

二十多年前，英国微气象学家萨顿(O.G.Sutton)对测量地表温度就这样向往着[6]："最理想的就是所采取的观测方法，应该允许辐射可以在进行测量时自由传到土壤上，或从土壤传出，同时仪器本身又不受直接辐射的影响。"

红外测温技术就能很好地满足上述要求。因此，本节将系统地讨论红外测温原理与技术，并介绍国产HD型红外测温仪的结构与电子线路，以便读者更好地使用红外测温仪；更准确地测量地表温度；更好地测定土面增温剂物理特性和增温效果。

二、红外测温技术

红外测温的基本过程是用红外传感器以非接触方式探测物体的红外辐射能量，用它反演出被测物表面温度。几千度以上的高温红外测温技术，多年来已为大家所熟知，并已广泛采用。灼热的金属放出的红外辐射能量很强，对仪器的灵敏度与技术要求都比较低。常温下物体发出的红外辐射能量只有高温金属（1000℃）的三千分之一。因此，探测常温物体的红外测温技术要求比较高。直到能制造灵敏的热释电元件以及集成化电路以后，不需要制冷的便携式常温红外测温仪才得到较快的发展。

由于红外测温是以非接触方式进行的，它可以完成一般常规的测温仪不能胜任的测试任务，为测定真正的表面温度填补空白。

红外测温技术按原理上划分有两类：一类是辐射比红外测温仪，这类仪器是利用物体相近两波段发射的辐射值之比取出信息，从而求出物体的表面温度。这类仪器的优点是不需要知道物体的比辐射率。但目前这类仪器只能测量50℃以上的物体。另一类是亮度红外测温仪。这类仪器测量方法由下式决定：

$$T_s=\sqrt[4]{\frac{M'_B-(1-\varepsilon_B)E_e}{\sigma\varepsilon_B}} \qquad (1)$$

式中，T_s是目标物的表面温度，M'_B是传感器接受到被测物体表面的出辐射度，E_e是环境辐射对被测物的辐射照度，ε_B是被测物体的比辐射率。

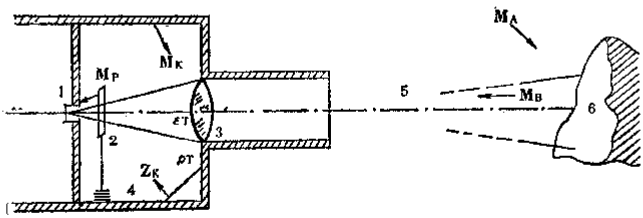
从（1）式可知，采用亮度红外测温仪精确地测量物体表面温度，必须测量三个要素：①传感器接收到被测物体的实际红外出辐射度M'_B（其中包括了一部分环境辐射）。②被测物体的比辐射率ε_B。③被测物体所受的环境辐射照度E_e。下面分别阐明这三个要素的测量

原理及其技术。

1．常温物体的实际红外出辐射度的测定

（1）红外测温仪内部结构的辐射关系及线性输出的论证　对于红外测温仪来说，最重要的设计要求（包括光学和电子）就是仪器输出的电信号正比于被测物体的实际红外出辐射度。考虑到探测器对被测物所张的视场角，仪器输出电信号应正比于被测物在所测方向上的辐射亮度。

不经过致冷的常温下的红外测温仪，其调制片、镜片、机壳等都与被测物有相同量级的出辐射度，因此光学结构部分的辐射关系十分重要。一般常温红外测温仪的光学系统和辐射关系可以用图2表示。



1．红外探测器；2．调制片；3．锗透镜；4．机壳；5．环境；6．被测物

图2　常温红外测温仪光学系统的辐射关系图

本文所讨论的红外测温仪的传感元件是热释电元件，其感应面约1mm×1mm，感应面前的窗口面积大些，实质上窗口也是一个光栏。在设计中元件与窗口所张视场角应于锗透镜聚焦角相重。如果所张视场角大于透镜聚焦角，会降低信噪比。如图2所示：M_B为与目标同温度的黑体出辐射度，ε_B为目标物的比辐射率，E_e为环境辐射照度，ρ_T、τ_T、ε_T为锗透镜的反射率，透过率，比辐射率，M_P为与调制片相同温度的黑体出辐射度，ε_P为调制片的比辐射率，M_K为与机壳内表相同温度的黑体出辐射度，ε_K为机壳内壁的比辐射率。

由于红外探测器是热释电元件，必须把目标物的直流信号调制成交流信号。因此现分析，当仪器中的调制片分别掩盖和不掩盖目标物时，探测元件所受辐射照度的变化情况。

当调制片掩盖目标物时，探测器感应面所受辐射度为：

$$E_1=\left[\varepsilon_P M_P+(1-\varepsilon_P)M_K\right]\frac{\theta}{\pi}+Z_K \qquad (2)$$

式中，θ为探测器所张立体角，Z_K为机壳M_K经多次反射而得内杂散光（由于镜头外加了长光栏，外杂散光可忽略）。当机壳温度与调制片的温度一致时，即达到平衡，由基尔霍夫定律可知：

$$\varepsilon_P M_P+(1-\varepsilon_P)M_K=\varepsilon_K M_K \qquad (3)$$

则

$$E_1=\varepsilon_K M_K\frac{\theta}{\pi}+Z_K$$

当调制片不掩盖目标物时，与上述同理分析，探测器所受辐照度为：

$$E_2=\left[\varepsilon_B M_B+(1-\varepsilon_B)E_e\right]\frac{\tau_T\theta_T}{\pi}$$

$$+\left[\rho_T\varepsilon_K M_K+\varepsilon_T M_K\right]\frac{\theta}{\pi}+Z_K \qquad (4)$$

其中，θ_T为锗透镜视场角。(4)式减去(2)式，并以$\tau_T+\rho_T+\varepsilon_T=1$，$\varepsilon\approx1$（由于机壳内涂以多层黑体漆）代入可得照度差：

$$\Delta E=\left\{\left[\varepsilon_B M_B+(1-\varepsilon_B)E_e\right]\theta_T-M_K\theta\right\}\frac{\tau_T}{\pi}$$

$$\varepsilon_B M_B+(1-\varepsilon_B)E_e=\Delta E\cdot\frac{\pi}{\tau_T\theta_T}+M_K\frac{\theta}{\theta_T} \qquad (5)$$

其中：

$$\varepsilon_B M_B=M'_B$$

(5)式表达了被测物、环境、调制片、机壳之间的辐射关系。

由于钛酸锂探测器的热释电特性与集成运算放大器的输出特性均控制在线性阶段，仪器的相敏检波输出电压V_C可调节成正比于ΔE，调制片的温度补偿器的输出电压V_P可调节成正比于M_K。因此在相加电路输出端的电压V_S有下式：

$$V_S\sim\frac{\Delta E\pi}{\tau_T\theta_T}+M_K\frac{\theta}{\theta_T}$$

上式代入（5）式有：

$$V_S\sim\varepsilon_B M_B+(1-\varepsilon_B)E_e \qquad (6a)$$

这一表达式的物理意义是很明显的，它表明仪器输出电压与接收的能量(实际上是亮度)成正比。接收的能量包括二部分：一部分是被测目标物的自身辐射，另一部分是反射的环境辐射。

我国采用的HD型常温红外测温仪，经黑体源鉴定表明，只要使调制腔里温度一致，并尽量使$\varepsilon_K\to1$，被测物出辐射度是与仪器输出电压成正比的。因此实践也证明(6a)式是成立的。

应该指出，仪器的能量标定是黑体温度，仪器测量到的只是某一方向的辐射亮度，而根据普朗克定律黑体表面温度决定着黑体出辐射度。它是向2π空间发射的。因此，上述仪器是测定物体的某一方向的辐射亮度来代表向2π空间发射的出辐射度的。当测量的物体各向同性，从任何角度测量都一样。当测量的物体不各向同性，最好测量法向亮度，并注意亮度的角分布规律。

上述证明了仪器的线性化特性，根据这个特性，我们有理由认为有一电压输出值$V_B\sim M_B$，有一电压输出值$V_E\sim E_e$，虽然V_B是测量不出来，那也无关紧要。这样就有：

$$V_S=\varepsilon_B V_B+(1-\varepsilon_B)\varepsilon_E V_E \qquad (6b)$$

（6b）是我们测量物体比辐射率和环境辐射的依据。

从上面分析可知，为了测量被测物的出辐射度，应该进行光学系统的损耗补偿，调制片的温度补偿。并把这个电压信号相加，再把电压信号转换成温度信号，这一切都必须经过精心的设计与调试才能得以实现。为了使读者能熟悉与掌握红外测温技术，现将以我国试制成功的HD常温红外测温仪为例，比较概括介绍该仪器的结构和电子线路。

（2）国产HD型常温测温仪的结构和电子线路　根据上述原理，仪器应该由光学系

统、红外探测器、调制器、前置及选频放大器、相敏检波器、信号相加器、比辐射率校正器、信号四次方处理及温度显示等部分构成。下面为仪器方框图。

现将仪器各部分的原理及电子线路简介如下[1]。

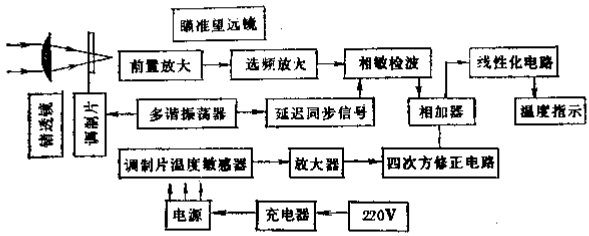


图3　HD型常温红外测温仪结构方框图

①透镜选择　在大气的臭氧层以下，吸收红外辐射的主要是水汽和二氧化碳。为了更能远距离测试物体温度，选择透镜的透过波长范围应是水汽、二氧化碳吸收最少的区域。锗是最为适合的透镜材料，用单晶锗制成的透镜，波上一层8—14μ的干涉滤光膜与增透膜，其透过率在大气窗口（8—14μ）处最大。在8—14μ处，水汽、二氧化碳的红外辐射吸收率最小。经实验表明，8—14μ之间的辐射量占总辐射量的40—50%，这部分能量仍与物体温度4次方成正比[2]。

②红外探测元件与前置放大器　被测物体的红外辐射经锗透镜聚焦于红外探测元件。HD型红外测温仪的传感器大多采用钽酸锂探测器。它是热释电元件，要求交流或脉冲热辐射的照射才有电信号输出。它能在很宽的光谱区有比较均匀的响应，并能在较高的频率下工作。钽酸锂是高阻抗电容性元件，要求采用高输入阻抗低噪声前置放大器与它匹配。前置放大器采用源极输出电路，图4是一种参考电路。

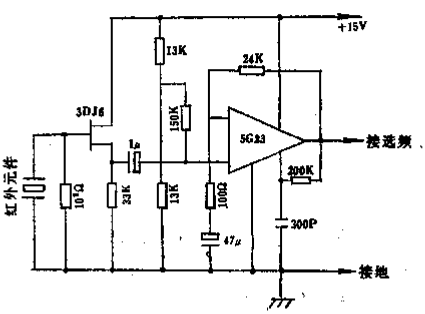


图4　一种源极输出型前置放大电路

1）该仪器由石保安、张才根、徐寅豪、秦华、辜弘岗、金贤、卫林、孙惠南等与作者共同研制而成。

2）石保安等，HD型低温红外测温仪的试制。

结型场效应管的输入阻抗最好能达到$10^{12}\Omega$。在场效应管和管脚基部涂以环氧树脂，可以大大提高输入阻抗和抗湿性能。正确地调试其工作点，至为重要。整个前置级用金属外套屏闭，金属套内应保持高度清洁并密封起来。一级放大可达20—30分贝。

③调制器　在锗透镜与红外元件之间置于调制片，使前置级输出交流电信号。这一方面是热释电元件的要求，另一方面可以避免直流放大的零点漂移。经过元件的选择与精心调试，前置级输出交流电信号基本正比于ΔE。调制器采用坡膜合金谐振片，其一端置入连接多谐振荡器的线圈里，当流过线圈的交流脉冲频率与谐振片的固有频率相同时，谐振片产生谐振。这种调制器和电机调制器相比有很多优点：耗电少，可以长期连续使用，无机械损耗等。调制频率可从80周—200周。为了使谐振频率更加稳定，也可以采用石英晶体振荡器或音片振荡器。图5a、b为多谐振荡器和音片振荡调制器的一种参考电路。

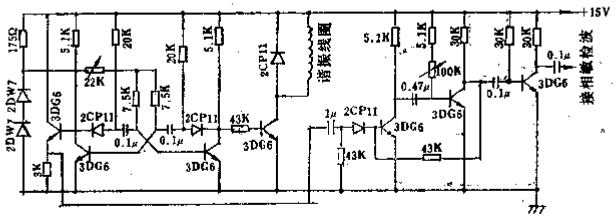


图5a　多谐振荡调制器

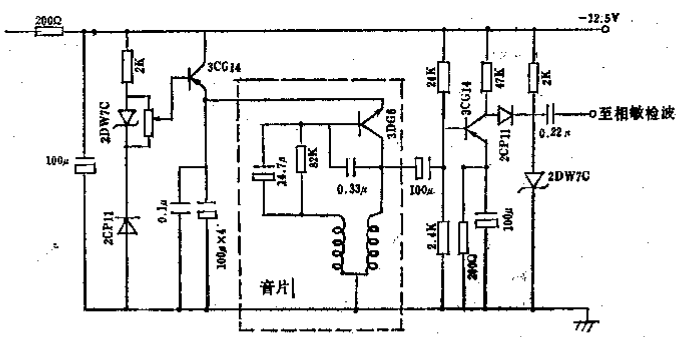


图5b　音片振荡调制器

④选频放大器　为了提高信噪比，前置级输出信号通过选频器把噪声滤掉。选频放大器电路没有采用双T滤波电路，而采用了较为简单的中心频率可调的有源带通滤波器。根据调制片的频率f，设计带宽Δf，增益G和电容值C。求出选频放大器中的电阻值，下面三个式子为电路中R_1、R_2、R_3三个电阻应遵循的关系式。

$$R_1 = \frac{1}{2\pi \Delta f C} \tag{7}$$

$$R_2 = \frac{1}{\pi \Delta f \cdot C} \tag{8}$$

$$R_3=\frac{1}{2\pi C\left(2\cdot\frac{f}{\Delta f}-\Delta f\cdot G\right)} \qquad (9)$$

调节电位器R_3，能改变中心频率，同时也改变了信号的相位（见图6）。

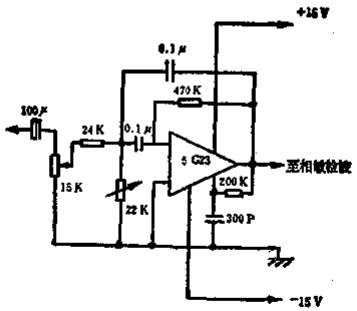


图6 选频放大器

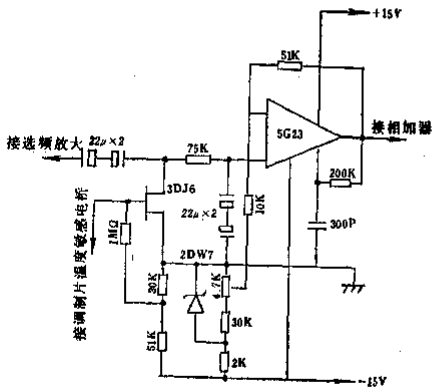


图7 相敏检波器

⑤相敏检波器　相敏检波器的作用是把选频级输出的交流信号变成直流信号。由多谐振荡器的延迟电路产生的同步脉冲信号控制结型场效应管，使其相间地导通和不导通，交流信号相间地接地与不接地，把交流正弦波切割成不完整的脉冲波，输入R。积分电路进行积分，使正弦交流信号变成与其峰值成正比的直流电平。这种检波器没有二极管桥式检波器固有的正向压降问题，因此对低电平信号检波不失真。利用由集成电路运算放大器5G23组成的直流放大器，把直流信号放大到所需要的电平。使得直流电平正比于ΔE，并且与后一级调制片温度补偿器的直流电平协调一致，以便两级电信号相加（见图7）。

⑥调制片温度补偿器　要使仪器输出的电信号和被测物的红外辐射成正比，必须进行调制片温度的补偿。这种补偿即为在调制片温度的基点上进行ΔE的相加或相减。

利用晶体二级管正向电压具有负温度系数这一特性，将五只二极管作为电桥的一个臂，组成温度敏感电桥。当温度发生变化时，五只二极管的二端就产生与温度变化成正比的电压变化。把五只二极管与调制片放置在一个腔内，并尽量贴近，使它与调制片的温度保持一致。

现有一种调制片，它的比辐射率接近于零，调制片的出辐射度完全由环境黑体腔——即调制温度补偿器的温度所决定。这显然是十分理想的。

电桥的输出电压由直流放大器放大至适当的直流电平。这里应该提出的是在仪器调试过程中，相敏检波后输出的直流电平是用黑体源来校准的。根据5G23的输入容量和常温目标温度的变化范围，规定黑体源每变化1℃，相敏检波后输出的直流电平改变100mV。同样调制片温度补偿器的放大倍数也调成100mV/℃。图8是一种调制片温度补偿器的参考电路。电路右侧网络为把线性输出校正为四次方输出。

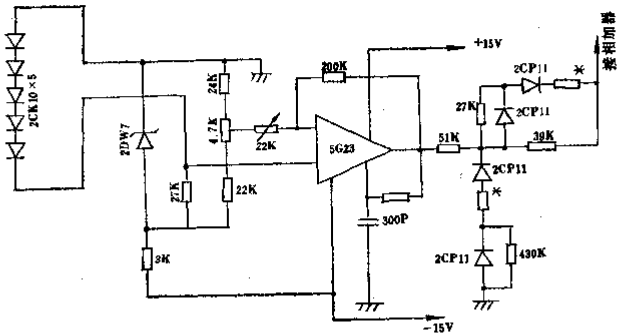


图8　调制片温度补偿器

⑦相加电路　　相敏检波后的输出电压和调制片温度补偿器输出电压同时输入由5G23组成的相加器进行相加。因为相敏检波后的输出电压与目标物表面温度四次方成正比，调制片温度补偿器输出电压与调制片温度成线性关系，所以两者相加之前必须进行协调。有两种协调办法，一种是将相敏检波后的输出电压线性化，另一种是将调制片温度补偿器四次方化。经实践和理论证明，后一种方法更为合理。

根据（1）式，在环境辐照度很小的情况下，可近似地把前两级信号相加以后，直接在电路里进行除以比辐射率的运算。这种电路的运算实际上只要调节相加器的放大倍数，即调节5G23运算放大器的反馈电阻就可完成上述运算（见图9中100K电位器）。

这里应该指出，比辐射率调节电位器是串联在反馈电阻上的，电阻加大就增加放大倍数。这种加大放大倍数调节方法，只适合于环境辐射接近于零，且调制片温度低于被测目标物温度的情况下使用。当相反情况时，即调制片温度高于被测目标物时，应该缩小放大倍数，即反馈电位器应减小电阻值。因此比辐射率调节电位器在黑体源校正时，应放在电位器的中心值上，不应放在电阻最小值上。

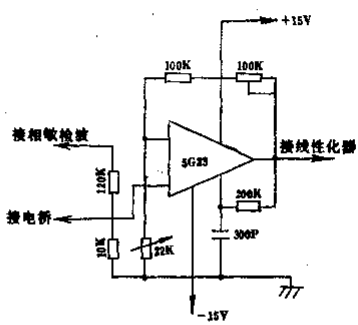


图9　相加电路

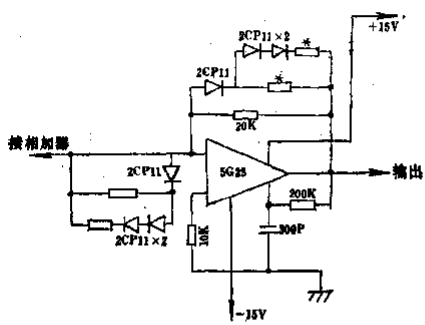


图10　线性化处理电路

⑧线性化处理　　相加后的电压与被测物温度四次方成正比。为了作线性记录或用数值显示。还应进行线性化处理。这电路的原理是调制片温度敏感电桥信号四次方修正的逆过

程。适当组合二极管的串并电路，使线性化电路中的直流放大器在不同的输入电压值有不同的放大倍数，从而使输出电压得到修正（见图10）。

经过以上八级电路，基本上完成了测量实际物体出辐射度M_B'的运算步骤。

在被测物比辐射率ε_B接近于1和环境辐射照度与被测物的出辐射差不多时，可直接用红外测温仪测出表面温度。当被测物比辐射率较小，环境辐射照度与被测物的出辐射相差比较大时，就必须精确测定物体的比辐射率和环境辐照度。

2．比辐射率的测定原理与方法

在本文前一部分已谈到测量土面增温剂的比辐射率的原理，土面增温剂对于红外辐射有一定透明度的。在本节中将较详细地讨论一般对于红外辐射不透明物体的比辐射率的具体测定方法、设备和计算公式。该方法既适用室内，也适用于野外，十分方便易行。

由于物质成分、含水量和表面粗糙度的差别，同一种物质的比辐射率可以相差很大。以某种场合测定到的数据，通用于所有场合，这显然是不精确的。应该在测温前首先测量比辐射率，这样的前提下，有一个方便易行的比辐射率测定设备与方法是十分必要的。

该方法是制作两个质地完全一样的环境辐射筒，一般内壁高度要大于窗口直径六倍以上，也可称为黑体筒。可以用金属薄板制作，应做成双夹层式，外层起保温作用，在内夹层灌注热容量大的液体。在筒内壁涂上无光黑体漆。我们用两种质地，两种形状的黑体筒进行测量，效果都很好。将一个黑体筒的内夹层灌注稍大于50℃的热水，（简称高温筒）。另一个则灌注室温水（简称室温筒）。当两个黑体筒罩于被测物时，就创造了两个不同的环境辐射照度。被测物置于黑体下侧窗口，红外测温仪置于上侧窗口。由于黑体内壁温度是相同的，（这个条件非常重要而且是容易达到的）在黑体筒内壁达到平衡状态时，根据基尔霍夫定律，黑体内壁任何一小块面积的出辐射度都等于整个内壁（即环境）对这块面积的照度。由于黑体内壁各向同性，可用任何方向亮度转换成出辐射度。因此用红外辐射计瞄准黑体内壁所测得的电压值$V_s \backsim E_s$，即V_s正比于黑体筒内壁对被测物的辐射照度。这里应该指出，这个V_s的输出电压值应在线性化电路之前取出。在上述条件下，测量出的V_s值与黑体内壁形状大小无关，实际上黑体越大，窗口影响就越小。

当测量物体时，被测物的温度与黑体内壁不一致，因为黑体的热容量很大，所以窗口对被测物的影响可以忽略不计，黑体内壁对被测物的辐射照度仍没有变。又因为测量时间很短，被测物仍保持其原辐射照度。用红外测温仪对准被测物所得电压值V_B正比于原来物体所持有的出辐射度，$V_B \backsim M_B$。

测量顺序是这样：第一步用红外测温仪对准室温筒内壁，读出对应于内壁辐射照度的电压值V_{E1}。第二步对准室温筒内的被测物，读出对应于其出辐射度的电压值V_{S1}。第三步迅速将高温筒罩于被测物，并将红外测温仪先对准被测物读数，读出电压值V_{S2}。第四步再对准高温筒内壁读数，读出电压值V_{E2}。

在两种不同环境辐射度下测得的两个V_E和两个V_S值，分别代入（6b），得下面一组方程：

$$\left.\begin{aligned} V_{B1} &= \frac{1}{\varepsilon_B}(V_{S1}-V_{E1}) + V_{E1} \\ V_{B2} &= \frac{1}{\varepsilon_B}(V_{S2}-V_{E2}) + V_{E2} \end{aligned}\right\} \qquad (10)$$

（10）式中V_{B1}和V_{B2}是未知数，如果在第一次测量到第二次测量之间时间很短，并且尽量

使第一次测量的环境温度和被测物温度相同，即对被测物没有加温作用。即$V_{B1}=V_{B2}$，解方程（10）得出ε_B。

$$\varepsilon_B=\frac{V_{B1}-V_{S2}+V_{E2}-V_{E1}}{V_{E2}-V_{E1}} \tag{11}$$

将观测到的四个数据代入（11）式，即可得到被测物的比辐射率。

比辐射率是波长的函数，按公式（11）式所求得波长范围，随着红外测温仪的光学系统的透过范围而定。如果采用红外波谱仪进行测定，即可得分光比辐射率分布值。

我们也可以利用天空冷辐射环境来进行测量，原理与上述相同，天空的辐射照度的测定方法参见下节。

除了土面增温剂的比辐射率之外，我们还用上述方法测定了一些常遇物质的比辐射率，见表1，仅供参考。

3．环境辐照度的测定

环境辐射照度的测定之所以麻烦，就是因为整个环境的出辐射度分布不均匀。在室内，天花板与墙壁的温度不一致，南面墙壁与北面墙壁可以相差好几度。在室外，天空的出辐射度不均匀，在天空有大块的低云的时候，天空的出辐射度就更不均匀，用窄视场角的红外测温仪对天空不同方位角，不同的天顶角进行测量，再进行加权平均。虽然对晴朗无云的天空尚可进行近似的测定，但在多云的天空，测量起来既麻烦又不准确。

表1　一些常遇物质的8-14μ平均比辐射率参考值

物质名称	ε	物质名称	ε	物质名称	ε	物质名称	ε
黑　体	1.00	黑　土	0.87	绢	0.78	云母板岩	0.84
人体皮肤	0.99	黄粘土	0.85	羊毛	0.78	灰绿色板岩	0.88
水、冰	0.98	纸　张	0.92	不锈钢	0.74	花岗岩	0.83
木　板	0.96—0.98	磁　器	0.92	黄　铜	0.61	磁铁矿	0.86
雪	0.995	尘　土	0.90	钢（氧化）	0.56	赤磁铁矿	0.88
玻　璃	0.94	石　膏	0.92	镍（氧化）	0.37	闪长岩	0.88
混凝土	0.94	石　绵	0.89	铸铁（光泽）	0.28		
砖	0.94	青　铜	0.80	铝	0.20		
石灰石	0.91	钢	0.78	大理石	0.86		

本文提出有两种途径可以进行环境辐射照度的测量。一种途径是研制具有180°立体视场角的红外辐射计，同时制作一个可以连续调节温度的黑体罩，罩内壁温均匀，以便对180°视场角的红外辐射计进行鉴定。鉴定的标准与窄视场红外测温仪的黑体源的标准一样，以便所测得的数据可以互相运算。但目前一般的热释电元件本身就有一个比较窄的视场角。因此，要从元件一直到仪器的光学结构重新进行设计，比较麻烦。另一种途径比较简便实用，下面介绍这种由作者提出的测定方法的设备与计算公式。

该方法是采用HD型窄视场红外测温仪进行测量的。事先制作一个铝质盒子，形状为立方体（80×40×30厘米），表面要平而没有镜面反射，并加工成各向同性，将上表面的一半涂上黑体漆，盒子水平放置。先用上一节提出的比辐射率测量方法，分别测出一个涂上无光黑漆的和另一个没有涂上黑漆的比辐射率ε_1，ε_2。然后在较远（3米以远）处将红外辐射计

瞄准该两个不同比辐射率的表面进行测定，要充满视场。分别测出两个电压值V_{S1}，V_{S2}。其中每一个电压值都对应于实际出辐射度及反射环境辐射两者之和。由于铝质内装满了水，（水温50℃左右）热容量很大。这样，两个表面下有相同温度的水，他们实际表面温度相同，这一点要求很重要。由此可知，这两个表面的黑体出辐射度所对应的电压值V_B是相等的，$V_{B1}=V_{B2}$，又因两次测定中环境辐射照度不变，其对应的电压输出值也不变，$V_{R1}=V_{R2}$。

同样利用（6b）式，可得下面一组方程：

$$\left.\begin{aligned} V_{S1}&=\varepsilon_1 V_{B1}+(1-\varepsilon_1)V_{R1}\\ V_{S2}&=\varepsilon_2 V_{B2}+(1-\varepsilon_2)V_{R2}\end{aligned}\right\} \tag{12}$$

解（12）式即得：

$$V_B=\frac{\varepsilon_2 V_{S1}-\varepsilon_1 V_{S2}}{\varepsilon_2-\varepsilon_1} \tag{13}$$

算出V_B值后，可以通过黑体定标的逆运算，求出环境辐射照度E。

作者用此方法测定环境辐射照度既方便，又准确。

三、测量中的几个问题

1．使用不当所造成的误差

红外测温仪由于元器件的温漂和时漂所引起的误差，是属于仪器出厂前应加以克服或补偿的，这方面的问题暂不在此讨论。

另外，在此应提出的，用红外测温仪测温时，人们往往把红外测温仪测出的表面温度和地表放置一支普通水银地面温度表进行对比，把它们之间的差值认为就是红外测温仪的误差这显然是不对的，在本文第三部分一开始就详细地作了分析，这里不再重复。下面分三点讨论由于使用不当所造成的误差：

（1）调制片温度与机壳内壁不一致所造成的误差。

当使用者将红外测温仪从室内拿到室外，特别是在冬天，从室内的20℃气温骤然拿到室外的0℃左右的气温中去的时候；或者在夏天使用者不注意把仪器放在太阳里曝晒的时候，往往会造成仪器的机壳内壁温度和调制片温度不一致。在上述讨论仪器结构及其辐射关系的时候，强调了调制片温度要和机壳内壁温度一致，才能运用基尔霍夫定律，消去一部分结构部件之间的附加辐射。如果不一致，就会产生附加辐射去干扰被测物的辐射信息。据初步估算：如果被测物温度为300°K，被测物比辐射率为0.9，环境辐射照度相当于290°K，而调制片温度比机壳温度高1℃，即291℃，其测量误差为1.5%。如果相差10℃，其测量误差可增加到18.9%。这误差是相当惊人的。

因此，在使用的时候，在夏天要避免太阳曝晒。在冬天最好给红外测温仪加以保温套。

（2）调制片温度和调制片温度补偿感应元件的温度不一致所造成的误差。

与上述相同，这种误差也是由于把仪器从一个环境骤然拿到另一个不同温度的环境里造成的。调制片温度的热惯性小，调制片温度补偿感应元件热惯性大。有时使用不当，两者可以相差好几度。根据电路与结构可知。两者相差1℃，就有1℃的误差。显然这也是应该尽量避免的。改进方法除了避免太阳曝晒仪器和给仪器加保温罩外，在设计中，应使调制片和调制片温度补偿感应元件的热惯性相同，或者采用低比辐射率（例如镀金）调制片，使调制

片的出辐射度完全同步于机壳和补偿器感应元件的出辐射度。

（3）比辐射率旋钮使用不当所引起的误差

前面已讲到，比辐射率的校正旋钮只能在被测物温度高于调制片温度时使用。当被测物温度低于调制片温度时，如用现行设计的比辐射率校正旋钮进行校正，非但没有起到比辐射率校正作用，而且引起大幅度测量误差。日本产品ER2007同样也存在这个问题。改进方法前面已经讲到了。

2．忽略环境辐射和比辐射率所引起的误差。

由于目前国内外的红外测温仪都没有配上测量环境辐射照度和比辐射率的设备，而把仪器的直接读数就认为是被测物体真正的表面温度。现估计其误差。其相对误差用百分比来表示：

$$W_{r0}=\frac{M_B-(\varepsilon_B M_B+(1-\varepsilon_B)E_e)}{M_B}\cdot 100\%$$

$$=(1-\varepsilon_B)\left(1-\frac{E_e}{M_B}\right)\cdot 100\% \qquad (14)$$

式中W_{r0}是忽略环境辐射和比辐射率所引起的误差。其它符号同前。现分三种情况讨论：

（1）$E_e=0$，即无环境辐照度这种情况，误差完全由被测物的比辐射率造成。即由下式决定：

$$W_{r0}=(1-\varepsilon_B)\ 100\% \qquad (15)$$

比辐射率越小，其观测误差越大。对于比辐射率为0.8的物质，忽略比辐射所造成的误差为20%。在晴天的野外，周围无大的遮蔽，用大气窗口处更窄波段的（8—12.5μ）的红外测温仪测量时，可近似地认为$E_e\approx 0$。

（2）$E_e=M_B$，即环境辐照度和被测物黑体出辐射度相等，这时有：

$$W_{r0}=\frac{(1-\varepsilon_B)(M_B-E_e)}{M_B}=0 \qquad (16)$$

由上式可知，不管被测物比辐射率是多少，其测量误差恒等于零，也就是说，当环境辐射照度和被测物的黑体出辐射度相等情况，任何物体都可作为黑体。在室内，墙壁温度与被测物温度一致时，可出现这一情况。

（3）$E_e\neq M_B$，$E_e\neq 0$，观测误差由环境辐照度和比辐射率共同决定。$E_e<M_B$，误差为负误差，即观测值小于真正的表面温度。环境辐照度越小，比辐射率越小，观测值越小于真正表面温度。$E_e>M_B$，其误差为正误差，即观测值大于真正的表面温度。环境辐射越大，被测物比辐射率越小，观测值越大于真正的表面温度。观测误差由（14）式十分简单被计算出来。当$E_e=\frac{1}{5}M_B$，$\varepsilon_B=0.5$则$W_{r0}=40\%$，当$E_e=\frac{1}{5}M_B$，$\varepsilon_B=0.8$则$W_{r0}=16\%$。从上两例可以看到，要精确地测量物体表面温度，必须首先测定环境辐射照度与被测物比辐射率。

3．远距离测定

远距离测量温度时，首先应注意目标物是否充满视场，如果不充满视场，背景信号和目标信号混在一起，严重影响测量精度。视场面积与测定距离之关系为：

$$S = \pi L^2 \left(\mathrm{tg}\frac{\theta}{2}\right)^2 \tag{17}$$

式中S为视场面积，L为测定距离，θ为仪器视场角。

国产HD型常温红外测温仪透镜视角有两种，一种为1°，一种为2.5°。表2为测定距离与视场直径的对照关系。

表2　测定距离与视场直径对照表

测定距离（米）		1	2	5	15	20	50
		视场直径					
视场角	1°	1.7厘米	3.4厘米	8.6厘米	26厘米	35厘米	87厘米
	2.5°	4.4厘米	8.8厘米	21.8厘米	65厘米	87厘米	210厘米

测定距离（米）		70	100	200	500	1000	2000
		视场直径					
视场角	1°	1.2米	1.7米	3.5米	8.7米	17.4米	34.8米
	2.5°	3.1米	4.4米	8.7米	21.8米	43.6米	87.0米

锗透镜的透过率$\tau(\lambda)$在非大气窗口处没有完全截口，大气的红外辐射仍然被红外元件吸收。在近距离测定时，由于光学迹径短，能量比较小，透过率在非大气窗口处也比较低，达到红外元件的非信号大气红外辐射很小，可忽略不计。当测定远距离物体时，大气的影响就不得不考虑。据国外同类产品在飞机上测定海水温度试验表明，在相对湿度为80%，空气温度为25—30℃的大气条件下，飞行高度超过200米就应考虑大气的影响。不同的气象条件，不同的透镜，距离所造成的影响也不一样，最方便的校正方法是远距离与近距离同时观测一目标找出差值，进行订正。在飞机上测量地面温度，可以利用近似校正办法。假设大气在不太长的距离里是线性衰减，先垂直向下（即俯角为90°）测出某一目标的表面温度T_{90}，然后飞机往前飞时继续用红外测温仪瞄准刚才测过的目标，并随时观察俯角的变化，当俯角逐渐变小至30°时，再读数，即为T_{30}。由三角知识很容易知道T_{30}通过大气光学迹径恰为T_{90}的两倍，很明显（$T_{30}-T_{90}$）为垂直向下测量时的光学迹径的贡献。因此真正的地表温度T_1为：

$$T_1 = 2T_{90} - T_{30} \tag{18}$$

上式中的T_{30}，和T_{90}当然要先经过环境辐射度和比辐射率订正后，T_1才能为真实的地表温度。

用红外测温仪鉴定各种土面增温剂，各种不同使用剂量的大面积增温效果十分方便。观测者站在田埂上，用瞄准器对准各种处理，可迅速地测出几十块田的黑体等效增温效果。虽然测量时每次通过的大气迹还不一样，但在几十米的距离内，大气影响可忽略不计。当然，更精确的测量，尚需确定环境辐射和各种履盖膜的比辐射率。

参 考 文 献

〔1〕K. J. Hanson, The radiative effectiveness of plastic films for greenhouse, *J. App. Meter.*, 2, 793-797, 1963.

〔2〕荻原、守堀口郁夫，农业用被覆资料の长波透过率の测定。日本，农业气象，第28卷，第1号，1972年7月。

〔3〕泊功，多分子膜被覆にとる植物の蒸散と吸水の制御，日本，农林省农业技术研究所，农业技术研究所报告，A（物理统计）第12号，1970年2月。

〔4〕Szeiz G., Endrodi G. and Jajchman S., Aerodynamic and Surface factors in evaporation, *Water Resour. Res.*, 5. 380-394, 1969。

〔5〕N. K. Johnoson and E. L. Davies, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 45, 1953.

〔6〕O. G. 萨顿，微气象学，徐尔灏，吴和胜译，高等教育出版社，1959年。

〔7〕C. A. 萨鲍尼斯科娃，小气候与地方气候，江广恒、李怀瑾、傅抱 等译，科学出版社，1955年。

〔8〕(JR) R. D. Hudson, INFRARED SYSTEM ENGINEERING, John Wiley & Sons, Inc. 1969。

〔9〕山桂五朗等，焦电形检出器を用いた赤外线放射温度计，ER-2002，*National Technical Report*, Vol. 18, No. 2, 1974.

自动面积量测仪的原理和应用*

胡贤洪　关　理

我国的领土和海域的面积以及耕地、森林、草场、沙漠、冰川、平原、山地等等的面积，都迫切需要地图工作者通过地图量算来确定。获得这些数据对社会主义建设的各方面，诸如农业、工业、水利、林业等等都是非常重要的，此外对提高地图精度和地图分析工作也有重要的作用。但地图面积的量测方法和工具近百年来一直是用手工操作的，迄今为止，广泛用于地图量测工作的主要工具和方法多属于机械法和几何法，例如各种图解法、求积仪法、积分计法、天平称重法等等。暂且不谈这些作业方法的精度如何，但它们的作业效率是远远赶不上客观实际需要的。

近代科学技术的进步为我们改变这种落后的方法提供了极其有利的基础，如光学、机械和电子等理论与技术的发展为实现地图自动量测工作创造了有利的条件。

在国外，例如在日本现在有三种光电型式的面积量测仪。中国科学院地理研究所和上海劳动仪表厂也在1963—1966年研制了单色光电自动面积量测仪的样机。可量测460×560毫米的图幅，量测误差小于5‰。仪器有比例尺转换装置，能直接读出各种比例尺被测图形的面积。1978年长沙矿山设计院、长沙东风电器厂和地理研究所联合试制了彩色自动面积量测仪，目前已完成正式样机，即将鉴定投产。这种彩色面积量测仪一次可以自动分别量测出三种颜色的图形面积，对一些平面形薄的物体如树叶等亦可直接上机量测。

一、基本原理

自动面积量测仪是以二重积分为数学基础，用光电方法对被量面积进行微分，用电子计数进行积分。仪器操作是自动控制的。

从一般梯形求面积的近似计算方法可知，将平面图形划分为若干小梯形如图1，从梯形求积公式可得出每一小梯形面积：

$$S_1 = \frac{l_1 + l_2}{2} \times d$$

$$S_2 = \frac{l_2 + l_3}{2} \times d$$

……

$$S_{n-1} = \frac{l_{n-1} + l_n}{2} \times d$$

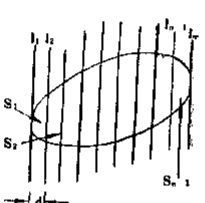


图　1

---

* 自动面积量测仪，在设计过程中曾得到陈述彭、吴忠性、陆漱芬等教授的指导。周上益、叶忠临、岳岑陞等同志曾先后参加过自动面积量测仪的研制工作。

若用光电扫描方法，l_i就是光点扫描轨迹与量测区相交的起点和终点行程内的计数值，d就是扫描带的间距，也就是图纸滚筒旋转一周后扫描头所移动的距离，它由图纸滚筒和扫描头传动丝杆的减速比决定。

被量面积$S = S_1 + S_2 + \cdots + S_{n-1}$

$$= \frac{d}{2}\left(l_1 + 2\left(l_2 + l_3 + \cdots l_{n-1}\right) + l_n\right)$$

l_1和l_n分别为两端线，其值为零。故：

$$S = \frac{d}{2}\left(2\left(l_2 + l_3 + \cdots + l_{n-1}\right)\right)$$

$$= d\left(l_2 + l_3 + \cdots + l_{n-1}\right) = d\sum_{i=2}^{n-1} l_i;$$

将这一值乘以常数即得平面图形的面积。

同理，若用定积分求面积方法也是如此，即在xoy平面上（见图2），有一曲线$y = f(x)$和x轴上a、b两点的垂线所围成的面积，把ab分为n小段，分别为$\triangle x_1$，$\triangle x_2 \cdots \triangle x_{n-1}$，$\triangle x_n$，并以此为底分别作$x$轴垂线，则得高为$y_0$，$y_1 \cdots y_{i-1} \cdots y_{n-1}$的$n$个小矩形，求和数则有：

$$S = y_0\triangle x_1 + y_1\triangle x_2 + \cdots + y_{n-1}\triangle x_n$$
$$= f(x)\triangle x_1 + f(x_1)\triangle x_2 + \cdots$$
$$+ f(x_{n-1})\triangle x_n$$

取极限即得所求面积等于$\lim\limits_{n\to\infty}\left(f(x)\triangle x_1 + f(x_1)\triangle x_2 + \cdots + f(x_{n-1})\triangle x_n\right)$。小矩形分割愈多，则这些矩形面积的和数所表示的面积愈正确。

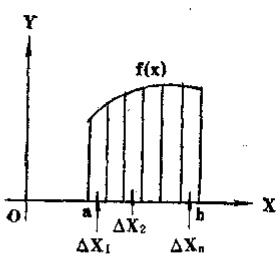


图 2

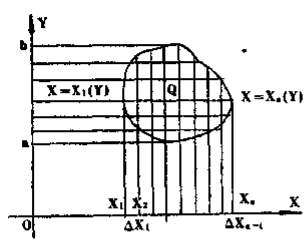


图 3

我们进而推论从二重积分的原理来求面积。

在xoy坐标平面上有一闭曲线$\phi(x, y)$所围成的区域Q，如图3，根据二重积分定义，Q区域可以分为任意形状的子域。但为了能用叠积分计算起见，先用x轴的垂线，即$x = x_i$，（$i = 1, 2, \cdots n$）分Q为n个狭带条，宽为$\triangle x_1$，$\triangle x_2$，$\triangle x_i \cdots \triangle x_{n-1}$，再用$y$轴的垂线，把每条狭带分为二个三角形与若干个矩形，各以$\triangle y_1$，$\triangle y_2 \cdots \triangle y_k \cdots \triangle y_{n-1}$为高。这样就把积分域的子域分为两种，一种为矩形，另一种为三角形。当$\triangle x \to 0$时可将所有子域都视为矩形。

在直角坐标中，因为面积元素$\triangle A=\triangle x\cdot\triangle y=dx\cdot dy$，这样$Q$区域内的$n$个子域其面积各为$\triangle A_1$，$\triangle A_2\cdots\triangle A_n$，从每个子域上任取一点（$\xi_1\eta_1$）…（$\xi_n\eta_n$）作和式：

$$f(\xi_1\eta_1)\triangle A_1+f(\xi_2\eta_2)\triangle A_2+\cdots+f(\xi_n\eta_n)\triangle A_n=\sum_{i=1}^{n}f(\xi_i\eta_i)\triangle A_i$$

取极限就可以建立二重积分表达式：

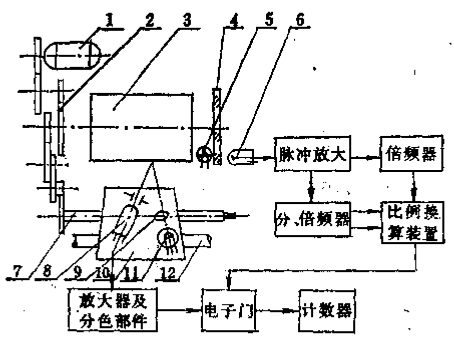
$$\lim\sum_{i=1}^{n}f(\xi_i\eta_i)\triangle A_i=\iint_{Q}f(x\cdot y)\,dA$$

$$=\int_{\alpha}^{\beta}dy\int_{x_1(y)}^{x_2(y)}f(x\cdot y)\,dx$$

将Q区域分割得越小则这个求和数值的极限越趋近实际面积。

二、仪器的结构

根据二重积分$\triangle x\cdot\triangle y$增量的分割及被测区域积分原理来设计的仪器结构见图4。设计将平面图形展布在圆形滚筒上，与滚筒母线平行的为x轴，滚筒的法线方向为y轴，这就



1．电动机 2．传动减速齿轮 3．圆滚筒 4．脉冲发生器 5．光源灯 6．光电池 7．螺杆 8．光电倍增管 9．聚光镜 10．x向传动拖板 11．光源灯 12．导轨

图 4

是直角坐标平面的建立。用机械方法可以使二者以不同的速度和不同的方向运动。今设两轴，一为滚筒（固定测量图纸），一为扫描头传动丝杠，二者的减速比根据$\triangle x$增量分割密度（也就是从理论上保证量测精度）而定。但它们的运动值都是时间的函数。滚筒只作自转，在空间中没有坐标移动量。在滚筒的法线方向有一光电扫描系统，它由与滚筒母线平行的传动丝杠带动，这样光学系统的光束就投射在滚筒面上——即扫描光点。

在滚筒运转的同时，丝杠带动光电扫描系统在x轴移动了相应的长度，在单位时间内，二者之比就是$\triangle x$增量的大小，即：

$$\triangle x=\frac{a}{n}=\frac{\text{光点沿}x\text{轴移动的距离}}{\text{滚筒旋转的次数}}$$

由此，固定在滚筒上的量测区域被光点划分成有限条光带，每条光带与量测区边线的交点就是光电讯号的起始点。由于量测区域的颜色不同，因而反射回来的光强也不同，控制光电阴极激发电子，这样就把光量变成了电量。但这个电量很微小，需经过放大器放大后才能控制电子门启或闭。当电子门开启时，由脉冲发生器所产生的方波，通过比例转换器和电子门推动计数器记数。$\triangle y$的微分增量是光点扫描的线速度$(\overline{u})$被除于脉冲发生器的固定频率(K)，即 $\triangle y=\frac{\overline{u}}{K}$。在滚筒旋转一周（即光点扫描一周）计数器上所储存的代量就是这一扫描带所有小矩形面积的求和值。当光点扫描整个被测面积后，计数器上所储存的数就是被量测区域的面积。因此，$\triangle y$的增量必须像$\triangle x$的增量一样，在滚筒表面法线上位移0.1毫米的间距时，为一个计数单位量。

从上所述，对量测区域进行$\triangle x$、$\triangle y$分割后，求和取极限，就是二重积分求曲边图形面积的基本方法。

现将与仪器精度直接有关的主要技术结构简介如下：

（1）比例换算装置为了便利大、小不同比例尺地图面积的测定，仪器附设有比例换算装置（见图4），它将固定频率脉冲发生器发出的脉冲信号经过按比例尺换算关系而特定设计的分、倍频器，来实现比例换算的功能，其关系如下：

A．分频器2:1，实现比例尺1:5000，1:50000地图的面积量测；

B．倍频器1:2，实现比例尺1:10000，1:100000地图的面积量测；

C．倍频器1:8，实现比例尺1:20000，1:20000地图的面积量测。

比例换算由一个选择开关来控制。

（2）固定频率脉冲发生器　这是面积量测仪的关键性部件，是面积量测的计数源。它由主光栅、指示光栅及光电元件构成（图5）。脉冲发生器安装在滚筒的主轴上，钢性联结，与滚筒的转速保持严格的同步。

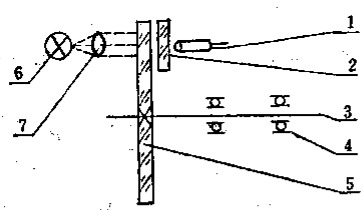


图　5

1．光敏三极管　2．指示光栅　3．主轴
4．滚筒轴承　5．主光栅　6．灯泡
7．聚光镜

主光栅及指示光栅用玻璃材料经研磨、抛光制成，玻璃表面真空镀上一层不透光的铬层，透光的光栅条纹用照相腐蚀法制成，按光栅形式不同可分普通光栅和相位光栅两种，普通光栅是等宽等距的光栅线，相位光栅相邻两光栅线之间错开1/4间距，即在相位上相差1/4周期。

当主轴带动主光栅转动时，与主光栅平行的指示光栅后面即产生光线亮暗变化的相位讯号，此讯号由光敏三极管（或光电池）接收并经放大、整形后输出正向矩形脉冲，即为计数脉冲。

（3）分色部件　解决彩色地图分色量测的方法很多，例如采用滤色系统，多光电接收系统，或采用电压比较法。前二种方法结构复杂、投资大，后一种方法简单实用。

当光点扫描彩色图形时，由于彩色不同反射回来的光强也不一样，经过放大器以后，从放大器的输出端可以明显的区别出对应于不同彩色的跃阶电压。这样，我们将跃阶电压输入到三个电压比较器，电压比较器是鉴别一个未知电压低于、高于或等于已知参考电压的电路。它有两个输入端和一个输出端，一个输入端加未知电压，另一个输入端加参考电压，其

输出端反映出二者比较的结果。我们可以根据不同的彩色设置不同的参考电压，这样在自动量测时，不同的彩色信号就通过对应的电压比较器和计数器进行计数，达到同时量测不同彩色图形面积的目的。

（4）计数器直接获得量测图形面积　按微积分的原理，把被量区域分割得越小，它的求和极限越趋近实际面积。要达到这一要求，一方面是增大滚筒和扫描头的减速比，即使Δx增量相当小，另一方面是提高与滚筒同步运转的脉冲发生器的频率，即使Δy增量相当小。而Δx和Δy的值又必须实现求积分式，即$\Delta x \cdot \Delta y$等于被测图形某子域的面积。现设滚筒周长为500毫米，脉冲发生器频率为5000次/周，那么Δy的增量为$\Delta y = \frac{500}{5000} = 0.1$毫米。另设滚筒旋转一周，扫描头移动距离$\Delta x$也为0.1毫米。$\Delta x \cdot \Delta y = 0.1 \times 0.1 = 0.01$平方毫米，这就是被测图形某子域的面积，所有子域面积求和即为被测图形总面积。求和可在计数器中用累计的方法实现。

三、量测面积的方法和精度

1．量测面积的方法

测定地球表面在地球椭球面上投影面积的大小，在用等积投影（面积无变形）所编制的地图上可直接测定。在一些地形图上（虽然不是用等积投影编制的，但因面积变形很小，其误差远小于编图和制图误差）量测面积也不必加面积改正数。值得注意的是：如果地图比例尺1:M地图上量得的面积为f平方厘米，则实地面积S为：

$$S = fM^2\text{平方厘米} = fM^2/10^{10}\text{平方公里}$$

当某种地图投影的面积变形不容忽视时，就必须用地图投影的面积改正数进行订正。设地图投影面积改正数为K，而$K = \frac{1}{P}$（P为面积比例尺），则量得的实地面积S为：

$$S = (fM^2/10^{10})\,K\text{平方公里}$$

由于自动面积量测仪的读数就是实地面积的真值，对于不同比例尺有转换开关控制，量测值不需任何换算，使用非常简便。为了使量测结果更加准确可靠，可反复量测几次，取面积的算术平均值做为量测结果。

2．量测面积的精度

自动面积量测仪量测精度不受操作人员和滚筒转速的影响。估算仪器量测面积的精度时，可分别取1、25、100、900平方厘米的四块标准面积各量测10次，用量测值与标准值分别求取四块标准面积的量测误差，最后求出自动面积量测仪的总误差e，实测结果表明，仪器的总误差$e \leqslant 5‰$。

由于本仪器可量测用一般方法难以量测的图形面积，例如可量测小块和分散的面积，边界比较曲折的图形面积。我们曾用本仪器做过下述实验：

取10×10（cm^2）标准面积，用仪器量测出面积值为$S_{标}$，然后把它剪成各种形状的若干部分，不重叠地贴在白纸上，再用仪器量测求得面积为S，S对于$S_{标}$的相对误差为e，则

$$e = |S_{标} - S| / S_{标}。$$

反复进行多次试验——即剪成不同形状和不同块数，其e都满足$e \leqslant 5‰$。

四、自动面积量测仪的优越性

自动面积量测仪为图上量测面积提供了新的手段，其优点是明显的。

（1）量测速度快　对于460×560（平方毫米）的图，10分钟左右即可量测完毕。一次即可完成对三种颜色面积的量测。

（2）量测精度高　自动面积量测仪的量测精度是方格法、求积仪法和称重法所无法比拟的。由于仪器设有比例尺转换开关，可不经任何运算就得到面积读数，避免了人工计算造成的误差。应该指出，离开地图本身或其他几何图形的精度，只谈仪器量测结果的精度是全面的，应考虑到制图投影的选择和比例尺的大小、编图资料的准确性、制图的精度、纸张变形的大小等因素的影响。

（3）量测分散复杂的图形面积方便　对于特别分散、且边界特别曲折的图形，如全国各省森林面积，用方格法，求积仪法和称重法量测是很难设想的，而用自动面积量测仪量测这样的面积是比较适宜的。

（4）与用手扶跟踪数字化仪量测面积方法的比较　目前还有一种新兴的量测面积的方法——数字化法。即用手扶跟踪数字化仪量测出封闭图形边界上的一系列坐标点，并将这些点的坐标值按照一定的格式穿孔在纸带上。然后用电子计算机计算出该图形的面积。

这种方法比求积仪法量测面积的速度快2—8倍，只要操作员比较熟练，精度也可大大提高，其最大弱点是：使用手扶跟踪数字化仪仍脱离不开手工操作的形式，且数字化仪费用昂贵。

自动面积量测仪的缺点是不能从所有的地图上直接进行量测，有些地图要经过一些处理才能进行量测。

常温物体比辐射率的测量

张仁华　　田国良

一、引　言

任何物体的比辐射率$\varepsilon(T,\lambda)$定义为在温度T波长λ处的出辐射M度$_s(T,\lambda)$与同温度、同波长下的黑体出辐射度$M_B(T,\lambda)$的比值，即：

$$\varepsilon(T,\lambda)=\frac{M_s(T,\lambda)}{M_B(T,\lambda)} \tag{1}$$

对于全波段的比辐射率$\varepsilon(T)$有：

$$\varepsilon(T)=\int_0^\infty M_s(T,\lambda)d\lambda \Big/ \int_0^\infty M_B(T,\lambda)d\lambda=\frac{M_s(T)}{\sigma T^4}$$

因此

$$T=\left[\frac{M_s(T)}{\sigma\varepsilon(T)}\right]^{1/4} \tag{2}$$

从（2）式可知，即使由传感器获得$M_s(T)$的信息，仍然不能得到温度信息，还必须知道物体比辐射率。在一张红外热图象上，具有同一出辐射度的不同物质，它们的真正表面温度可能相差很大。例如27℃的水体、64℃的石英和32℃的大理石具有同一出辐射度[1]。在常温下，比辐射率相差0.01，而实际温度可差1℃左右。随着红外遥感技术的发展，红外辐射计及红外扫描辐射计的应用已遍及许多领域。为用这些仪器获得一个点或一个面的真正表面温度分布，对各种物体的比辐射率的测量提出了迫切的要求。

从（1）、（2）式看来，似乎比辐射率只要用红外辐射计测出物体的出辐射度及相同表面温度下黑体的出辐射度相比就可以。但事实上在自然环境下要证明被测物和一个黑体的表面温度相同是很困难的，更关键的是测得的被测物的出辐射度中包含了一部分环境辐射，不知道比辐射率就无法把它们分开。因此不能用（1）、（2）式直接求得比辐射率。

国外学者从1965年到1976年先后提出了几种测量物体比辐射率的方法[1,2,3]，但这些方法有些设备较复杂，有些计算公式较繁锁。本文提出一种用两个大热容量黑体筒，直接以红外辐射计的电压输出值进行计算，方法简便实用。

二、原理与方法

在常温环境里，不经过致冷的红外辐射计其调制片、镜片、机壳都与被测物有相同量级的出辐射度，因此光学结构的辐射关系十分重要。国产HD型红外辐射计结构可用下图示意。

现分析仪器输出电压和被测物出辐射度的线性关系。假如先对温度为T距离不太远的黑

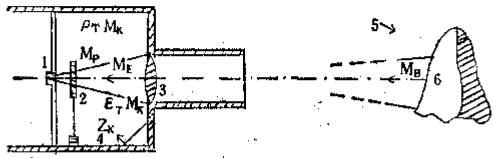


图1　红外辐射计结构辐射关系图

1．红外探测器元件；2．调制片；3．透镜；4．机壳；5．环境；6．被测物

体目标进行测量，目标物充满瞬时视场。当调制片掩盖目标物时，热释电元件所受的辐照度（这时机壳内壁温度一致）为：

$$H_1=[\varepsilon_p M_p+(1-\varepsilon_p)\varepsilon_k M_k]\frac{\theta}{\pi}+z_k \tag{3}$$

当调制片不掩盖黑体目标时，所受辐照度为：

$$H_2=\frac{1}{2}M'_B\tau_T\theta_T D_o(NA)+(\rho_T\varepsilon_k M_k+\varepsilon_T M_k)\frac{\theta}{\pi}+z_k \tag{4}$$

式中$M'_B=\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} m_B\tau_T(\lambda)\,d\lambda$为黑体目标物在$\lambda_1$、$\lambda_2$之间的积分出辐射度，$M_p$、$M_k$为与调制片、机壳的相同温度的黑体出辐射度。$\varepsilon_p$、$\varepsilon_k$为调制片、机壳内表面的比辐射率。$Z_k$为机壳$M_k$经多次反射而产生的内杂散辐射。$\varepsilon_T$、$\rho_T$、$\tau_T$为锗透镜的比辐射率、反射率及透过率。$\theta$为热释电元件的感应面对屏蔽光栏所张视场角，$\theta_T$为锗透镜的视场角，$D_o$为锗透镜的孔径光栏直径。$(NA)$为数值孔径，$NA=\frac{D_o}{2f}$，$f$为焦距。

若使机壳温度与调制片温度一致，这样就有：$\varepsilon_p M_p+(1-\varepsilon_p)\varepsilon_k M_k=\varepsilon_k M_k$（有一种红外辐射计是使$\varepsilon_p\approx 0$，也可使调制片的出辐射度等于机壳的出辐射度）。并创造条件使$\varepsilon_k=\varepsilon_p\approx 1$，（4）式减（3）式，将$\tau_T+\rho_T+\varepsilon_T=1$代入得：

$$H_2-H_1=\frac{1}{2}\tau_T\theta_T D_o(NA)M'_B-\frac{1}{\pi}\tau_T\theta M_k \tag{5}$$

热释电元件前置系统（包括元件、前置放大、选频放大）输出电压V_k应是辐照度差（H_2-H_1）、系统噪声电压V_n、系统带宽$\triangle f$、元件探测率D^*及视场角θ_T的函数。调制片出辐射度补偿系统（包括温感元件、电桥放大及四次方校正）输出电压V_o也应是该系统的元件响应率T^*、系统噪声电压V'_n的函数[4]。因此（5）式可变成：

$$M'_B=\frac{2\sqrt{\triangle f}\cdot\eta}{D_o V_n D^*\sqrt{\theta_T}(NA)\tau_T}V_k+\frac{2\eta'\theta T^*}{\pi D_o V'_n\theta_T(NA)}V_o \tag{6}$$

式中η为前置系统放大系数，η'为补偿系统放大系数。当$\eta'=\pi\sqrt{\theta_T}\sqrt{\triangle f}V'_n\eta/D^*\theta\tau_T T^* V_n$时，（6）式变为：

$$M'_B=kV_B \tag{7}$$

式中：

$$k=\frac{2\sqrt{\triangle f}}{D^*\tau_T V_n D_o\sqrt{\theta_T}(NA)}\eta$$

或

$$k=\frac{2\theta T^{*}}{\pi\theta_T V'_n D_o(NA)}\eta',\quad V_B=V_k+V_o$$

在调试仪器时，上述条件很容易达到。HD型红外辐射计两个系统均按100mV/℃的标准调试。由于上述各种参数中D^{*}与T^{*}控制在线性范围，其余各项对于固定的仪器均为常数，k也为常数。这就证明了仪器输出电压V_B正比于被测黑体的出辐射度。我国HD型红外辐射计经黑体鉴定表明*：只要使调制腔温度平衡，$\varepsilon_k=\varepsilon_p\approx1$，动态范围控制在－10—50℃之内，$\eta$和$\eta'$放大系数调试合适，输出电压确实正比于被测物出辐射度。

同理可证明，仪器对准具有均匀亮度的黑体环境时，有：

$$M'_B=kV_B, \tag{8}$$

若环境辐射亮度$L_E(\theta,\ \varphi,\ T,\ \lambda)$不均匀，则：

$$M'_B=\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\int_0^{\pi/2}\int_0^{2\pi}L_E(\theta,\ \varphi,\ T,\ \lambda)\sin\theta d\theta d\varphi d\lambda \tag{9}$$

将红外辐射计对准被测物，在入射瞳之前的M'_S为：

$$M=\varepsilon_B M'_B+(1-\varepsilon_B)\varepsilon_B M'_E \tag{10}$$

联立(7)、(8)、(10)式有

$$V_S=\varepsilon_B V_B+(1-\varepsilon_B)\varepsilon_E V_E \tag{11}$$

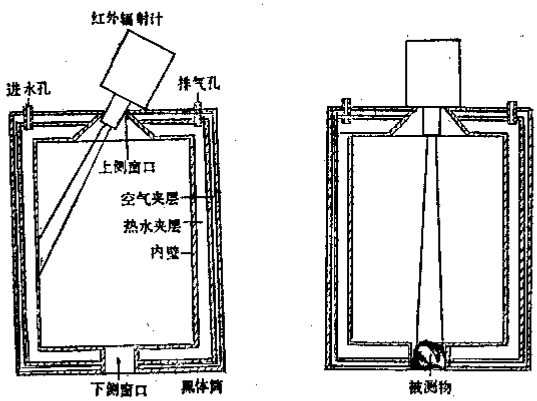


图2　黑体筒结构剖面及测量方法示意图

现设计二个大热容量黑体筒（见图2），创造二个不同的环境辐射，被测物置于下侧小窗口，红外辐射计镜头置于上侧小窗口。由于黑体内壁温度相同，达到热平衡状态，黑体筒内任何一小块面积的出辐射度等于筒壁对该面积的辐照度。黑体筒内涂以多层中性黑体漆，其比辐射率可为0.999，达到各向同性，可用任何方向辐射亮度转换成被测物的辐照度，其值与黑体筒形状无关。黑体筒热容量越大，筒高与窗口直径比值越大，被测物和辐射计的影响就越小（据实验，比值大于6，窗口影响可忽略不计）。因此用红外辐射计瞄准黑体内壁所测得

*根据石保安等《HD型红外辐射计的研制》一文。

的出辐射度等于整个黑体筒内壁对被测物的辐照度，当测量被测物时，被测物的温度与黑体内壁不一致，由于黑体的热容量很大，窗口和被测物影响可以忽略不计，黑体内壁对被测物辐照度仍没有变，而被测物的出辐射度与黑体内壁的出辐射度不等。根据这一原理，利用在两种不同温度的黑体筒里测得两个V_s和两个V_E值，可求得物体比辐射率。

制作两个完全一样的黑体筒，做成双夹层式，外层空气夹层起保温作用，内夹层分别灌注常温水和50℃左右的水。将被测物置于常温筒的底部窗口。测量开始第一步把红外辐射计镜头插入常温筒，读出内壁出辐射度所对应的电压输出值V_{E1}。第二步对准常温筒内的被测物，并读出V_{S1}。第三步迅速将高温筒（50℃左右）罩于被测物，并将红外辐射计迅速对准被测物，读出V_{S2}。第四步对准高温筒内壁读出V_{E2}。根据（11）式，在常温筒下：

$$V_{B_1} = \frac{1}{\varepsilon_B}(V_{S_1} - V_{E_1}) + V_{E_1} \tag{12}$$

在高温筒下：

$$V_{B_2} = \frac{1}{\varepsilon_B}(V_{S_2} - V_{E_2}) + V_{E_2} \tag{13}$$

(12)、(13)式中V_{B1}、V_{B2}是未知数。如果在第二步测量到第三步测量的时间间隔很短，并且尽量使常温筒内壁温度与被测物相近，这样可做到在常温筒下被测物不被加温。这时$V_{B1}=V_{B2}$，解(12)、(13)式得：

$$\varepsilon_B = 1 - \frac{V_{S_2} - V_{S_1}}{V_{E_2} - V_{E_1}} \tag{14}$$

将上述测得的V_{S1}，V_{S2}，V_{E1}，V_{E2}代入(14)式可算出ε_B值。如用输出为线性化的红外测温仪测量，输出应在线性化电路之前引出。

三、结　语

测量应注意，被测物的体积要大些。二个黑体筒的温度差不应小于13℃。对被测物测量方向应以垂直方向为宜，两次测量中应对准物体同一块面积上。我们在1977年到1979年对各种物体进行了广泛的测定。对于同一种物质又进行多次重复测定，其测量值稳定，测量结果的标准差很小。对于已知比辐射率的物质，如铝与水所测结果与已知值很相一致。这种测量方法有许多优点：设备简单，小型轻便；测量方法与计算方法简便，既适用于室内，又适用于野外。比辐射率值是由几个测量的电压差值相比而得，对仪器的绝对精度要求不高。若配合红外波谱仪，可以测出比辐射率随波长的分布曲线。

参　考　文　献

〔1〕Konrad, J. K. Buettner et al., *Journal of Geophysical Research*, 70(6), 1329—1337, 1965.

〔2〕Davies, J. A., Robinson, P. J, & Nunez, M., *Journal of Applied Meteorology*, 10, 811—819, 1971.

〔3〕Robert, J. R., Idso, S. B., Jackson, R. D. & Reginato, R. J., *Journal of Applied Meteorology*, 15(16), 1976.

〔4〕R. D. 小哈得逊著，红外系统原理，国防工业出版社，16、253，1975.

室内人工模拟降雨冲刷实验水沙自动取样称重装置系统介绍*

张盛元　陈　浩　蔡强国

降雨径流冲刷实验自动取样，国外早已实现，为提高我们的实验精度，按称重原理设计了供室内人工模拟降雨冲刷用的自动取样系统。

现介绍于下：

一、系统的功能

此装置系统由计算机、电子天平、采样器所组成，采样器和电子天平由计算机控制。

在实验前把采样杯放在采样器上，采样器取样时间用计算机控制。当坡面产流后，径流量经过径流槽流入采样杯中，就可得到坡面侵蚀过程的径流量。采样杯经烘干置于电子天平上输入计算机，便可进行数据处理，得到单位时间的产沙量，并打印出来。

为保证上述功能并节省费用，主机选用LASER-300微电脑，该机内存可由18K扩充到64K还可直接连接彩色显示，带彩色打印机。

二、系统结构介绍

整个系统结构如图1，其中人工模拟降雨实验装置是系统的主要部分，详细内容见《室内人工模拟降雨实验装置系统》一文。仅就有关微机控制的部分加以详尽说明。

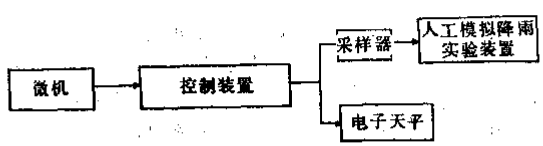


图1　实验装置

采样器是一个由三相步进电机驱动的圆盘，将样杯等角度地放置在转盘上。实验时将取样杯对准汇流槽，接取实验中的径流，由计算机定时按步进电机输入信号真值表（图2）。逆时针运转方向发出一串周期脉冲，使圆盘转动一固定的角度，换取另一个样杯，这样就可以得到从产流开始到试验结束整个过程中各单位时间内的产流量和含沙量。

称量装置使用上海天平仪器厂生产的电子天平，精度0.1克该天平上有供与外部设备联

*陈永宗、胡贤洪为系统的建设做出了贡献。

结的接口插座，即可将称量重量用数码直接显示出来，又能以十进制的BCD码形式输出，供与计算机联接。将所取的样杯，按前后次序称量输入到计算机中，经计算机处理后，便可得到径流和含沙量的曲线。

	A	B	C	
顺时针转	1	0	0	逆时针转
	1	1	0	
	0	1	0	
	0	1	1	
	0	0	1	
	1	0	1	

图2　步进电机输入信号真值表

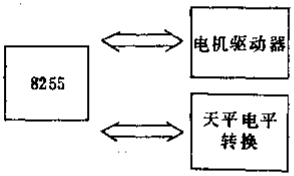
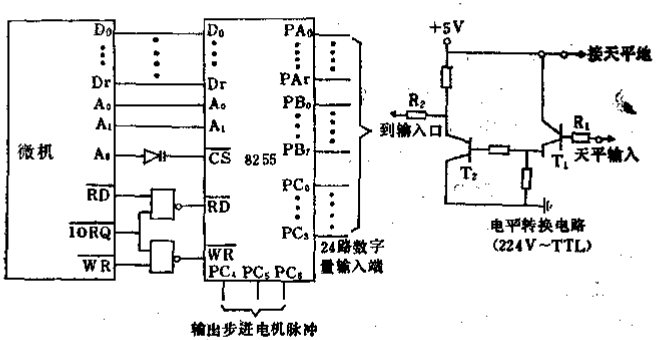


图3　控制装置框图

控制装置如图3，包括18路电平转换线路，用于将天平输出的PMOS-24伏BCD码转换成与计算机联接的TTL＋5伏BCD码；三路步进电机驱动电路，将微机输出的控制信号做电流放大，驱动步进电机。在计算机应用系统中，需要有外围接口芯片，将微机的命令传送到外部设备中去，并把外部设备中的数据传送到微机中来。本系统中使用的是8255接口片，它有三个输入输出口，其中C口的高四位和低四位可分别定义为输入或输出。我们将8255的A口，B口和C口的低四位做为输入端，输入电子天平称量出的重量。用8255C口的高四位做为控制步进电机的输出端，计算机通过该口发出脉冲指挥采样器换取采样杯。

三、线路图

电平转换电路：特点是R_1、R_2为限流电阻，保护晶体管T_1和8255不致于被过大的电流损坏。天平的地接到转换电路的＋5伏上，是为了保证只有当天平输出为－24伏时，才能将T_1导通。而输出0伏时T_1不被导通。如果将天平地线接到转换电路的地线上，因PMOS输出0伏时并不真正的为0伏，而是为负的零点几伏，这样T_1总是处于导通状态，将天平地线接＋5伏上，使得天平输出电压抬高，这时再输出0伏时，就不会使T_1导通了。



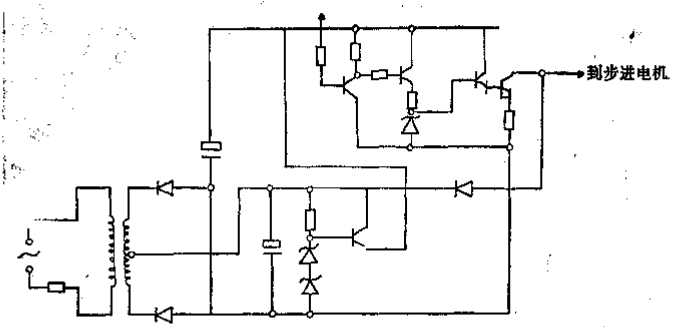


图4　步进电机驱动电路

四、实 验 程 序

控制程序

```
0：U = 0
5：U = U + 1
8：OUT 67, 147
10：FOR I = 32000 TO 32037
20：READ A：POKE I, A：NEXT
40：DATA62, 255, 50, 48, 125, 17, 32, 125, 6, 6, 26, 211, 66, 33, 2, 2,
    45, 32, 253
50：DATA37, 32, 250, 19, 16, 241, 58, 48, 125, 61, 32, 226, 201
51：DATA10, 30, 20, 60, 40, 50
64：PRINT U;
66：POKE 30862, 6：POKE 30863, 125
68：W = USR (0)：RESTORE
69：OUT 67, 0
70：IF U > 20 THEN GOTO 81
80：FOR K = 0 TO 50：NEXT：GOTO 90
81：IF U > 40 THEN GOTO 83
82：FOR K = 0 TO 29200：NEXT：GOTO 90
83：IF U > 50 THEN END
84：FOR K = 0 TO 63640：NEXT
90：GOTO 5
```

1．采样控制程序

应用8255时必须先填写控制字，规定各口子的工作方式，根据前面的介绍，8255的A口、B口和C口的低四位做为输入使用，C口的高四位做为输出端。控制字为：

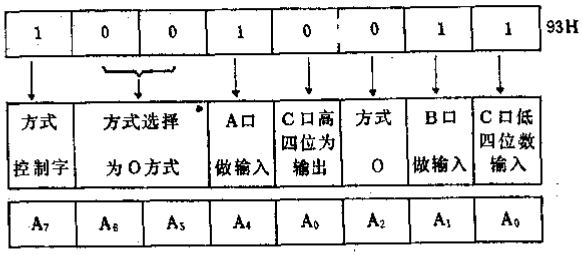


图 5

当执行OUT67，147这条指令后，8255的各口便被设置为前述的要求，直到下一条控制字到来之前。

本系统中使用的步进电机的启动频率为650HZ，即每秒钟最少输出650个脉冲才能使电机运行，由于LARSER-300微机的时钟频率比较低，因此本程序中微机发出的脉冲，脉冲频率和步进步数使用的都是机器语言，执行机器语言要比执行BASIC语言快得多，机器语言是汇编语言机器码的十进制形式，先将其存放在固定的地址单元中，供BASIC程序调用。下面给出汇编语言的代码和程序框图。

脉宽保持决定了脉冲频率，SSS是电机脉冲真值表，首地址FF是电机步进步数。

2．称量程序

```
10: CLS: OUT 67, 147: R=4: Y=0
11: R=R-1: GOTO 20
15: FOR L=0 TO 2000: NEXT: R=R-1: IF R=0 THEN 120
20: A=INP (64): B=A: A=A AND 15: PRINT: "Q1=" A; : B=B AND
    240: B=B/16
30: PRINT "Q2=" B
40: U=INP (65): E=U: C=U AND 15: PRINT "Q3=" C;
50: E=E AND 240: D=E/16: PRINT "Q4=" D
60: E=INP (66): F=E: E=E AND 15: E=E/4: PRINT "Q5=" E
70: T=A*0.1+B+C*10+D*100+E*1000
80: F=F AND 240: IF F=0 THEN 100
90: T=+T: PRINT "WELGHT=" T "G": GOT0115
100: T=-T: PRINT "WECGHT=" T "G"
115: Y=Y+T: GOTO 15
120: PRINT "T=" Y/3 "G": LPRINT "WEIGHT=" Y/3 "G"
130: FOR I=0 TO 11650: NEXT: GOTO 10
```

为保证导度，称量每个杯都采三次数据，即平均值打印出来。

五、结 束 语

本系统的运用可节省人力和时间，而且只花费几千元钱，便可实现人工模拟降雨实验产

流、产沙采样的半自动化。这对于计算机日益普及的今天，具有较现实的意义，此外今后还可以利用计算机进一步控制人工降雨过程和条件，达到实验的自动化，从而使微机更好地为水土流失规律的研究服务。

```
7D00    3EFF            LDA, FFH
7D02    32 30 7D  000   LD  (7D30H),A
7D05    11 20 7D        LD DE, SSS
7D08    06 06           LD B, 06H
7D0A    26        FF    LD A, (DE)
7D0B    D342            OUT (42H),A
7D0D    210202          LD HL, 0202H
7D10    2D        KK    DEC L
7D11    20FD            JR NZ, KK
7D13    25              DEC H
7D14    20FA            JR NZ, KK
7D16    13              INC DE
7D17    10 F1           DJNZ FF
7D19    3A307D          LD A, (7D30H)
7D1C    3D              DEC A
7D1D    20 E2           JR NZ, 000
7D1F    C9              RET
7D20            SSS     DEFB 10H
                        DEFB 30H
                        DEFB 20H
                        DEFB 60H
                        DEFB 40H
                        DEFB 50H
```

汇编语言

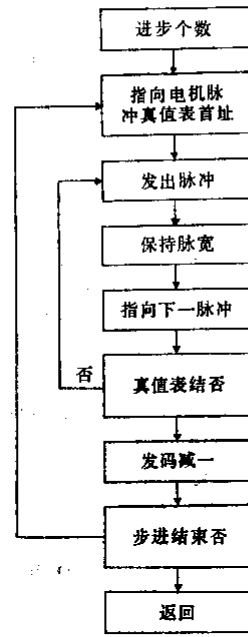


图 6　程序框图

比辐射率的非封闭测定法初步探讨

张 仁 华

一、问题的提出

比辐射率是红外遥感中十分重要的参数。用红外遥感进行农作物估产、水资源勘探、地质探矿、环境污染及进行气象、水文等方面的研究，首先就应求得地物的比辐射率。我们[1]在1978年对比辐射率的测量提出了一个采用两个黑体罩的封闭测量方法。这个方法比较方便，而且实用。然而该法只能在地面作点的测量，为了求得比辐射率的大面积分布情况，必须一个点一个点地测定。能否从飞机上甚至卫星上直接把地物的比辐射率的大面积分布测出来？这就是我们要探索的课题。本文用主动红外和被动红外相结合方法，提出一个非封闭测定比辐射率的方法与实验结果，旨在为用航空或航天方法测定比辐射率铺平道路。

二、非封闭法的推导

为了与封闭法相对应，本法称为非封闭法。也就是说不用封闭的黑体罩进行测量。

根据红外系统原理[2]，任何红外辐射计（包括红外扫描辐射计）在任一光谱区间，所测得信号电压为：（目标物充满瞬时视场）

$$V_s=\frac{D_0^2D^*\sqrt{\omega}}{4FN\sqrt{\Delta f}}\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\left[\varepsilon_{\lambda\omega}L_{\lambda\omega}+(1-\varepsilon_{\lambda\omega})\frac{E}{\pi}\right]\tau_a\tau_o d\lambda \qquad (1)$$

式中D_0为光学系统的入射孔直径，F为光学系统等效焦距，D^*为探测器响应度，Δf为等效噪声带宽，n为信噪比，ω为辐射计的瞬时视场角，τ_a为大气透过系数，τ_o为透镜透过系数，$L_{\lambda\omega}$为在辐射计视场角方向与地物同温的黑体辐射亮度，E为环境辐射照度，$\varepsilon_{\lambda\omega}$为指向辐射计方向的定向比辐射率。

环境辐射照度是由下式积分表达：

$$E_1=\int_0^{\frac{\pi}{2}}\int_0^{2\pi}\varepsilon_s L_s(\theta,\phi,\lambda)\sin\theta d\theta d\phi \qquad (2)$$

式中L_s是与环境同温的黑体辐射亮度，ε_s是环境的比辐射率，Φ是方位角，θ是天顶角。

设$\varepsilon_{\lambda\omega}$在$\lambda_1$到$\lambda_2$波段内变化不大，在（1）式中用其平均值$\bar{\varepsilon}_\omega$来取代，并从积分号中提出，即得：

$$V_s=\frac{D_0^2D^*\sqrt{\omega}}{4FN\sqrt{\Delta f}}\left[\bar{\varepsilon}_\omega\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}L_{\lambda\omega}\tau_a\tau_o d\lambda+(1-\bar{\varepsilon}_\omega)\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\frac{E}{\pi}\tau_a\tau_o d\lambda\right] \qquad (3)$$

也就是说，在辐射计接收到的能量中，有两部分组成，一部分是被测物本身的辐射，另一部分是反射环境辐射照度的辐射。如果被测物是黑体，$\bar{\varepsilon}_\omega=1$辐射计的对应输出电压为$V_L$，

$$V_L=\frac{D_0^2D^*\sqrt{\omega}}{4FN\sqrt{\Delta f}}\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}L_{\lambda\omega}\tau_a\tau_o d\lambda \qquad (4)$$

如果被测物是白体，$\bar{\varepsilon}_\omega=0$，则辐射计的对应输出电压为$V_B$，即仅接收到环境辐射，

$$V_B=\frac{D_0^2D^*\sqrt{\omega}}{4FN\sqrt{\Delta f}}\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\frac{E}{\pi}\tau_a\tau_o d\lambda \qquad (5)$$

联立（3）、（4）、（5）方程，仍可得

$$V_S=\bar{\varepsilon}_\omega V_L+(1-\bar{\varepsilon}_\omega)V_B \qquad (6)$$

在（6）式中除V_S这一辐射计实际测得的信号电压是已知数外，V_L、V_B及$\bar{\varepsilon}_\omega$都是未知数。为了解出$\bar{\varepsilon}_\omega$，让我们来创造两次环境辐照度，也就是变化两次环境辐射亮度。第一次环境辐照度的数学表达式是（2）式。第二次是在第一次的基础上，在2π立体角里某一天顶角和方位角，叠加一个红外辐射源，如果该红外辐射源的横截面积很小，而且出辐射度较大，第一次环境辐射的被遮挡部分可以忽略，则第二次环境辐射照度为：

$$\begin{aligned}E_2=&\int_0^{\pi/2}\int_0^{\pi_2}\varepsilon_s L_s(\theta,\Phi,\lambda)\sin\theta d\theta d\Phi\\&+\int_{\theta_1}^{\theta_2}\int_{\varphi_1}^{\varphi_2}\varepsilon'_s L'_s(\theta,\ \phi,\ \lambda)\sin\theta d\theta d\Phi\end{aligned} \qquad (7)$$

式中L_s'为叠加的黑体辐射亮度，ε_s'为其比辐射率。根据（5）式，第一次环境辐射所对应的电压为V_{B1}，第二次环境辐射所对应的输出电压为V_{B2}。同理，新叠加的红外辐射源也有一对应的输出电压V_p，显然有

$$V_{B2}-V_{B1}=\frac{D_0^2D^*\sqrt{\omega}}{4FN\sqrt{\Delta f}}\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\frac{1}{\pi}(E_2-E_1)\tau_a\tau_o d\lambda=V_p \qquad (8)$$

又根据（6）式，在第一次环境辐射度下，辐射计所对应输出电压为

$$V_{s1}=\bar{\varepsilon}_\omega V_{L1}+(1-\bar{\varepsilon}_\omega)V_{B1} \qquad (9)$$

在第二次环境辐射照度下，

$$V_{s2}=\bar{\varepsilon}_\omega V_{L2}+(1-\bar{\varepsilon}_\omega)V_{B2} \qquad (10)$$

当第一次和第二次之间的时间间隔很短，有理由认为$V_{L1}=V_{L2}$，则解（9）、（10）式，可得

$$\begin{aligned}\bar{\varepsilon}_\omega&=\frac{(V_{s1}-V_{s2})+(V_{B2}-V_{B1})}{V_{B2}-V_{B1}}\\&=\frac{(V_{s1}-V_{s2})+V_p}{V_p}\end{aligned} \qquad (11)$$

从（11）式可知，测量出在两次环境辐照度下，辐射计对准被测物所对应的输出电压值，以及两次环境辐照度所对应的电压值之差，即可求得比辐射率。

三、实验结果

试验是这样进行的，第一次环境辐射就是实验室内的墙壁与天花板所发射的红外辐射，其出辐射度分布也许是不均匀的，但这无关紧要，因为从式（11）中可知，第一次环境辐射

和第二次环境辐射中的相同部分所抵消，也就是说，第二次环境辐射是在第一次环境辐射的基础上叠加一个红外辐射源。本次实验采用碳化硅辐射源。其结构为带有螺纹槽的锥形碳化硅灯罩。当电热丝通电加热，碳化硅灯罩也随之升温，十多分钟后，碳化硅灯罩变成暗红色，这是光谱的边缘部分，其主峰在8—9μ之间，灯后用镀铬的凹面镜聚焦反射。这样的面辐射源的照度标定是首要问题。我们采用经过铬酸处理过的无镜面反射铝板作为标定比辐射率板。它的比辐射率值仍用封闭法进行多次重复测定而得。

把标定的已知比辐射率的铝板作为被测物，在两次辐射照度下，即一次把红外碳化硅灯以双层薄木板挡住（双层之间有一层空隙，使得朝着被测物的一个面不受辐射源的加热）。第二次不挡双层薄木板，红外辐射计对准标定比辐射率板，分别获得V'_{s1}及V'_{s2}两个信号电压。利用（11）式进行逆运算，可求得叠加的红外辐射源所对应的电压值。即：

$$V_P = \frac{V'_{s2} - V'_{s1}}{1 - \bar{\varepsilon}'_m}, \tag{12}$$

式中$\bar{\varepsilon}'_m$为标定铝板在λ_1到λ_2波段，在辐射计方向的平均比辐射率。

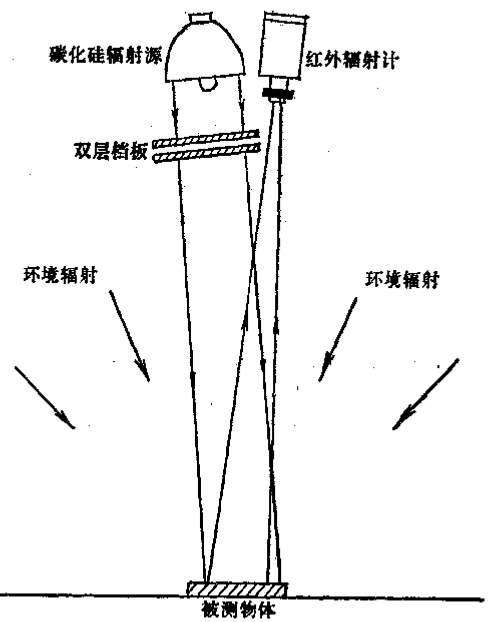


图1　非封闭测量示意图

叠加的红外辐射源所对应的辐射计输出电压求得后，把标定铝板拿开，放上被测物，再与前述相同程序，把双层挡板挡上和不挡上分别获得V_{s1}和V_{s2}两个信号电压，连同V_P值一起代入（11）式即可求得被测物的比辐射率。

表1所列数据表明，封闭法与非封闭法所测得结果基本一致。另外，也可以看出，表面光泽较高的铝板与搪瓷，用两种方法所得结果相差稍大些。其原因是铝板和搪瓷有镜面反

表1　非封闭法与封闭法所测比辐射率对比

测量方法	铝板（有光泽）	铁板	砂纸	纤维板	木板	土砖	搪瓷（有光泽）	水
封闭法	0.28	0.47	0.79	0.88	0.90	0.95	0.88	0.98
非封闭法	0.22	0.45	0.79	0.91	0.88	0.96	0.66	0.99

射。要求被测物，红外辐射源和辐射计光轴的测量角比较严格。而无镜面反射的被测物，测量角度无需很严格。由于入射角度不垂直所引起的辐射源的削弱都是一样的，只要在标定辐射源时，三者的角度保持不变即可。

四、结　　语

非封闭法的意义在于能作远距离测定，关键是红外辐射源，若在飞机上测定，只要有一束红外辐射源，透过大气到达地面能保持足够的强度，使得在红外辐射计（或扫描辐射计）测量视场角里的地面所受辐射照度发生变化，就可获得地表被测物的比辐射的信息。经测定表明，野外地物所受辐射照度来源是大气层。在8—14μ的窗口里，大气层的辐射照度一般有10—20mw/cm^2，而太阳只有0.1mw/cm^2。为了改变地面辐射照度，在辐射计的灵敏度范围内有明显感应，红外辐射源达地面的照度应有大气逆辐射相当量级。若采用碳化硅面辐射源，必须加大反射镜的直径及增多辐射源的个数。我们曾采用另一种辐射源——二氧化碳激光器，作了较远距离测定。结果是满意的，因为它的测量与计算方法与上述不同，所以另文再叙。激光辐射源具有远距离传输的优点，体积小，功率大，它将给在飞机上测量比辐射率带来广阔前景。

参 考 文 献

〔1〕张仁华、田国良，科学通报，26，5：297—300，1981。

〔2〕Hundso, R. D., *INFRARED SYSTEM ENGINEERIGN*, John Wiley & Sons, Inc., 16—253, 1969。

利用CO_2激光较远距离测量物体比辐射率

张 仁 华

定量热红外遥感是发展的必由之路。为了使热红外遥感信息与地物的物理过程发生有机联系，测准真实的地物表面温度是当务之急。红外传感器所直接测定出的是红外出射辐射度，对于非黑体的真实温度与出射辐射度有一个差值，这差值主要取决于物体的比辐射率。当地物出辐度为27℃，天空温度为－70℃，比辐射率变化0.03，真实表面温度就变化2℃。这个数字相当可观，它通常已占去了红外遥感所获得的地物之间出辐度差值信息的20%到30%。经野外多次测量表明，地物的比辐射率相差0.05到0.10是经常发生的。这样，比辐射率将占去40—70%的信息。为此，进一步强调了比辐射率在热红外遥感中的重要性。然而，目前国内外，在热红外遥感实际应用中，这个问题还没有得到很好的解决。主要原因是目前缺乏大面积，快速实时测量方法。而现有的若干种[1,2]实验室的，野外点上的测量方法，尚不能适用于测量大面积地物的复杂比辐射率分布情况。我们在1981[3]年提出的非封闭比辐射率测量法（包括此文中用CO_2激光器测量设想）以及在本文中提出的CO_2激光测量法的具体方法和实验结果，其目的就是为快速，大面积的航空测量作预备性研究。

在1981年以来三年多的实验基础上，我们确认了利用CO_2激光测量物体比辐射率的可能性与适用性。在本文中提出三种不同设计方案的测量比辐射率的计算公式，讨论了这三种方案的实验结果，并对若干种物体比辐射率、反射率的角分布的规律作了总结。

一、实验设计与计算公式

本文所用的CO_2激光器由上海激光研究所生产。中心波长为10.6μm，波长带宽不超过0.1μm，视场角为2毫弧度。输出功率可以通过放电电流进行调节。标称输出功率为7W，实际输出最大功率为5.8W，放电电流与输出功率的对照表如表1。

表1 CO_2激光器放电电流与输出功率对照表

放电电流（mA）	4	5	6	7	8	9	10	11	12
输出功率（W）	4.4	5.0	5.1	5.8	5.4	2.3	2.3	1.6	0.7

红外出射辐射度的测量仪器采用红外测温仪，型号为ER2007。测量直径$\frac{L}{28.6}$cmφ，L（cm）为红外测温仪到被测物体的距离，灵敏度：0.1℃（气温－10℃以上），响应时间：0.7秒。

由于红外测温仪的视场角大于CO_2激光器，当CO_2激光器离被测物为35米时，激光照在被测物上的热斑直径约7cm，为了使这热斑直径大于红外测温仪在被测物上的测量直径，

红外测温仪离被测物约为1.5米（见图1）。

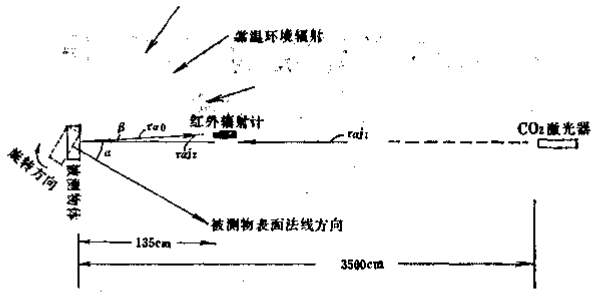


图1　实验条件示意图（俯视）

为了得到物体比辐射率信息，必须建立两种不同的环境辐射照度。本实验CO_2激光源的输出功率被控制为5.8W与0.7W两种，从5.8W调节到0.7W、或相反过程，时间不到2秒钟。这种由常温环境辐射小功率激光源和较大功率激光源进行组合，可构成三种不同计算途径：（1）环境辐射与小功率激光源；（2）环境辐射与较大功率激光源；（3）小功率激光源和大功率激光源。将这三种计算途径进行比较，目的在于说明不同输出功率的CO_2激光源所得出比辐射率的结果是否相同，也试图了解CO_2激光源和普通红外辐射源对物体的比辐射率测量结果有无差别。

关于被测物体的红外出射辐射度与红外测温仪输出电压的线性关系，光学系统的衰减与电子线路补偿等问题，我们已作过论证[2]。当被测物体在常温环境辐射下，红外测温仪的输出电压V_{s1}应遵循下面的灵敏度方程：

$$V_{S1}=\overline{\varepsilon}_W V_L \overline{\tau}_{a0}+(1-\overline{\varepsilon}_W)\overline{\varepsilon}_E V_E \cdot \overline{\tau}_{a0}\cdot\overline{\tau}_{ac} \qquad (1)$$

式中$\overline{\varepsilon}_W$为被测物体对应于环境辐射波长范围内的平均比辐射率，V_L是与被测物体同温的黑体的出射辐射度在红外测温仪上所对应的输出电压值，V_E是与环境物体（室外为天空、云等，室内为天花板、墙壁等）同温的黑体出射辐射度在红外测温仪上所对应的输出电压值，ε_E为环境物体的平均比辐射率，$\overline{\tau}_{a0}$为被测物体到红外测温仪之间的8—12.5μ平均透过率，$\overline{\tau}_{ac}$为环境物体到被测物之间的8—12.5μ平均透过率。

当在常温的环境辐射照度下，叠加一个小功率CO_2激光辐射源，对应的灵敏度方程应为：

$$V_{S2}=\overline{\varepsilon}_W V_L \overline{\tau}_{a0}+(1-\overline{\varepsilon}_W)\overline{\varepsilon}_E V_E \overline{\tau}_{a0}\overline{\tau}_{ac}+(1-\varepsilon_{10.6})V_{jm}\cdot\tau_{aj1}\cdot\tau_{aj2}。 \qquad (2)$$

同样，当在常温的环境辐射照度下，叠加一个较大功率CO_2激光辐射源，对应的灵敏度方程应为：

$$V_{S3}=\overline{\varepsilon}_W V_L \overline{\tau}_{a0}+(1-\overline{\varepsilon}_W)\overline{\varepsilon}_E V_E \overline{\tau}_{a0}\overline{\tau}_{ac}+(1-\varepsilon_{10.6})V_{jb}\cdot\tau_{aj1}\cdot\tau_{aj2} \qquad (3)$$

（2）、（3）式中V_{s2}、V_{s3}分别为小功率和较大功率CO_2激光源投射在被测物体上，由红外测温仪测量所对应的输出电压值，V_{jm}、V_{jb}分别为较小和较大输出功率的CO_2激光源照射在标准的比辐射率板上后，反演出激光源强度在红外测温仪上对应的输出电压值，$\varepsilon_{10.6}$为被测物在10.6μm$\pm\delta$处的比辐射率。τ_{aj1}为激光源到被测物之间的10.6$\mu\pm\delta$透过率，τ_{aj2}为被测物到红外测温仪之间的10.6$\mu\pm\delta$处的透过率。δ为激光源的半带宽。

实测中，无论环境辐射照度如何复杂分布，只要在测量时保持不变，在解（1）、（2）、（3）式组合的任何两个方程组中，均可将它消掉。

为简化，假设红外测温仪与激光源到被测物的距离相等，则$\tau_{aj1}=\tau_{aj2}=\tau_{aj}$。这种假设在将来的航空测量中是成立的。因为红外传感器和激光源肯定是在同一高度的航空遥感平台上的。而在本试验中由于$\tau_{aj1}\approx 1\approx\tau_{aj2}$，这种假设也依然成立。

当常温辐射与小功率CO_2激光源组合，即由（1）与（2）式联立得（使在红外测温仪最初响应时间里可以认为V_L值保持不变）：

$$\varepsilon_{10.6}=\frac{(V_{s1}-V_{s2})-\tau_{aj}^2V_{jm}}{\tau_{aj}^2V_{jm}} \tag{4}$$

当常温辐射与较大功率CO_2激光源组合，即由（1）与（3）式联立，得（使V_L值保持不变）：

$$\varepsilon_{10.6}=\frac{(V_{s1}-V_{s3})-\tau_{aj}^2V_{jb}}{\tau_{aj}^2V_{jb}} \tag{5}$$

当小功率与较大功率激光源组合，即由（2）与（3）联立，得（使V_L值保持不变）：

$$\varepsilon_{10.6}=\frac{(V_{s2}-V_{s3})-\tau_{aj}^2(V_{jb}-V_{jm})}{\tau_{aj}^2(V_{jb}-V_{jm})} \tag{6}$$

当被测物体在10.6μ_m波长处的比辐射率已知时，该物体就可以当作参考板，通过（4）、（5）、（6）的逆运算，可求出CO_2激光源的V_j。

$$V_{jm}=\frac{V_{s2}-V_{s1}}{\tau_{aj}^2(1-\varepsilon_{10.6})} \tag{7}$$

$$V_{jb}=\frac{V_{s3}-V_{s1}}{\tau_{aj}^2(1-\varepsilon_{10.6})} \tag{8}$$

$$V_{jb}-V_{jm}=\frac{V_{s3}-V_{s2}}{\tau_{aj}^2(1-\varepsilon_{10.6})} \tag{9}$$

为了防止因激光源强度的波动而带来的测量误差，在每次测量中均穿插了参考（已知）的比辐射率物体的标定。本文标准比辐射率物体采用花岗岩样品。据多种途径得知花岗岩自然面（不磨光）的比辐射率为0.848。

当在远距离测定（如在航空遥感平台上）大气对CO_2激光的吸收作用不可忽略，透过率将会降低，可用下任意一式求得透过率τ_{aj}。

$$\tau_{aj}=\sqrt{\frac{V_{s2}-V_{s1}}{V_{jm}(1-\varepsilon_{10.6})}}=\sqrt{\frac{V_{s3}-V_{s1}}{V_{jb}(1-\varepsilon_{10.6})}}=\sqrt{\frac{V_{s3}-V_{s2}}{(V_{jb}-V_{jm})(1-\varepsilon_{10.6})}} \tag{10}$$

在此应说明一点，CO_2激光源虽然单色性能好，但它还有一个带宽，因而

$$V_{jm}\ or\ V_{jb}\sim\int_{10.6-\delta}^{10.6+\delta}M_j\tau_{aj1}\tau_{aj2}d\lambda \tag{11}$$

V_{s1}对应的出辐射度的波长范围是ER2007的滤光片的透过波长，是8-12.5μ，即：

$$V_{s1}\sim\int_{\delta}^{12.5\mu}\overline{\varepsilon_W}M_L\tau_{ao}+(1-\overline{\varepsilon_W})\overline{\varepsilon_E}M_E\tau_{ao}\overline{\tau_{ao}}d\lambda \tag{12}$$

其中M_L，M_E，M_j分别为被测物，环境与激光源的出射辐射度。其它符号同前面。

从以上分析不难理解，本文的计算途径中合理地运用了能量叠加与波长覆盖原理，使复杂的问题得到较为简单的解决方法。

根据（4）、（5）、（6）得到的是10.6μm的比辐射率，然而，只要激光源的波长能在一个较宽的波段内连续可调（这种技术已经可以实现），利用本文的方法，就可得相应波长的连续的比辐射率分布值。

二、实验结果及其分析

从1981年到1984年，选择了从5℃到25℃的不同环境温度，进行了几十次重复试验。实验条件如图1所示。红外测温仪的中心线（硅透镜中心）偏离CO_2激光器中心光轴为7 cm，两者的夹角β为2.67°，小于3°。β角在每次试验及测量过程中均保持不变。被测物体的平均法线（因为物体不是绝对平面）与CO_2激光器的中心光轴的夹角为α。α角通过旋转被测物体而被改变。α角从0°变化到45°。

（1）不同辐射源及不同的辐射源强度的试验结果。表2为根据（4）、（5）、（6）式三种计算途径的试验结果。

表2　三种计算途径的测量结果（$\alpha=0°$）

$\varepsilon_{10.6}$	铝板	三合木板	纤维纸板（光）	纤维纸板（粗）	铜板	铁板	橡胶板	闪长岩	板岩	玄武岩	蛇纹岩
公式（4）	0.19	0.84	0.70	0.85	0.62	0.69	0.72	0.85	0.77	0.74	0.80
公式（5）	0.24	0.83	0.73	0.85	0.56	0.60	0.73	0.84	0.79	0.73	0.78
公式（6）	0.19	0.84	0.77	0.85	0.71	0.66	0.71	0.87	0.74	0.74	0.84

从表2可以看到，三种不同途径所得结果基本相同，没有明显的系统差别，这表明以上几种物体的比辐射率测量结果不随CO_2激光源的辐照功率大小而变化，也表明CO_2激光源与普通红外辐射源一样可适用物体比辐射率的测量。表面粗糙度大的纤维板（粗面）三种计算途径完全吻合。对于铝板与铜板的计算结果三种计算途径有一定差别。

（2）不同的α角的测量结果。由于地物不可能是完全水平的，以及航空红外扫描辐射计的测量角度在同一幅热象图中都在不断变化，因此纯粹研究垂直测量结果是远远不能满足实际应用要求。本文所讨论的角度变化，从0—45°，是模拟一种航空扫描辐射计90°视场角（$-45°$—$+45°$）的变化情况。

测量结果见图2，三合木板、纤维纸板（粗面）与石棉板有好的朗白体特征。在小于15°到大于15°的两个区域里相对反射能量比几乎接近于1。这种类型的物体具有较高的测量精度。

铝板、铜板、铁板等对CO_2激光源的反射辐射相对比值（不同的角度所测的反射辐射值与$\alpha=0°$时的值相比）随α夹角增大呈指数降低，在$\alpha<15°$区域内，相对反射比为急剧下降不稳定区，在$\alpha>15°$区域内为平缓变化稳定区。

橡胶板与纤维纸板（光面）的情况介于前两者之间。

这种试验结果启示我们，在未来利用CO_2激光源的航空遥感热象图中，将包含着更多的物质差异信息与地形差异信息。与一般热象图对比处理，就可以把这些信息分离出来。再者，

这种多次实验所获得较可靠的变化曲线。一方面可以作为寻找差异的依据和帮助判图，另一方面利用这种曲线可研究物质表面结构与比辐射率的理论关系。

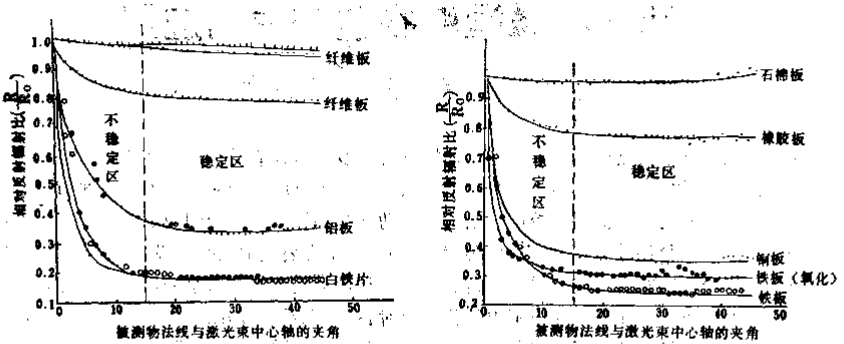


图2　相对反射辐射比的角分布

本文实质上是在被动红外遥感发展到主动红外遥感的道路上的一种探索性试验。

三、结　论

1．CO_2激光可以作为测量物体比辐射率的红外辐射源，与碳化硅等红外辐射源相比，它具有单色性能好，可以远距离测量的优点。

2．不同强度的CO_2激光源对测量物体比辐射率无明显差异。

3．表面粗糙度小的物体对CO_2激光源的反射辐射与α角度呈指数分布。$\alpha<15°$为急剧变化区，$\alpha>15°$为稳定区。通过这种多次实验的可靠曲线两个区域的值可以互相推算。表面粗糙度大的物体，各向同性特性好，比辐射率容易测准。

4．通过本试验似可认为，利用CO_2激光的主动红外遥感，以及快速、大面积比辐射率航空测量方法已出现好的前景。

参　考　文　献

〔1〕Konrad, J. K. Buettner et al., *Journal of Geophysical Research*, 70 (6), 1329—1337, 1965.

〔2〕Zhang Ren-hua, Tian Guo-liang, *Proceedings of the 14th International Symposium on Remote Sensing of Enviroment*, 1, 153—158, 1980.

〔3〕张仁华，科学通报，26 (23)，1444—1447，1981.

〔4〕Hundos, R.D., INFRARED SYSTEM ENGINEERING, John Wiley and Sons, Inc, 16—253, 1969.

TRS—80微型机在遥测中的应用

胡贤洪　关　理　易遵文

在工农业生产中对远距离信息的检测和控制目前多采用分立元件或数字集成电路组成远动装置或称遥测遥控系统，这种装置在我国工农业生产中有广泛的应用；如各大城市自来水公司对水厂的水井及泵的检测和控制，电厂的远动检测和控制，水坝闸门的检测和控制，各种野外观测站、实验站等等。利用这种装置可以对200平方公里的实验站设置99个采集终端，可以对约4000个传感器信息进行采集和检测。但这种远动装置只有信息的显示和打印，没有信息存储和处理系统。而在实际应用中往往需要对各种原始信息加以加工、计算和分析，才能对远程目标作出准确的判断和控制。为此我们将TRS—80微计算机系统通过I/O接口与远动装置联接起来，扩大远动装置的功能，使遥测遥控的效益更为显著，不仅节省了大量信息处理的劳动力，而且大大加快了和提高了信息处理的速度和精度。

在地学研究中往往要长期采集环境信息或生态变化信息，例如温度、雨量、蒸发、土壤水份、地下水等等，这些信息的采集往往不能让人参与活动。以前由于没有较先进的技术手段，只能靠一些简单的记录仪器以及照相机等，很难取得完整的信息。由于技术手段落后，也在一定程度上影响了地学科学的发展。

将TRS—80微计算机系统和远动装置联接应用在山东禹城野外实验站的远程信息采集，经较长时间的使用，效果良好。现将联机的有关问题介绍如下：

一、远动装置的结构和功能

JYFT—045C型功能组件数字式分散型远动装置是远距离传送、测量和控制信息的装置，可对分散或集中对象进行遥测、遥控、遥信及遥调。本系统使用的远动装置出厂前做了部份改动——加强了遥测功能。其主要技术指标如后：

A．调度端（即中心台）

1．容量：可带终端100台。

2．通道：分有线和无线两种，可同时使用。有线为晶体管直流通道，无线为超短波无线数传机。

3．作用距离：有线、无线均不大于20公里。

4．体制：时分制脉冲编码系统。

5．同步：帧同步。

6．数据传输速度：100波特。

7．传送形式：有脉冲为“1”，无脉冲为“0”。

8．传递时间：每个终端5.12秒。

9．使用环境温度：－10－40℃。

10．电源：220V 50Hz，充差±10%。

11．耗电：实测为60VA。

B、终端技术指标：

1．每个终端可对25路模拟量：0～10mA（或0～+5V）经A/D转换后进行传输。或者每个终端对24路12位二进制数（或循环码）的数字量进行采样和传输（还可以扩展）。

2．精度：模拟量为±1%，数字量为±1位（二进制最低位）。

3．电源220V或直流±24V，耗电6VA。

C．无线数传机：

1．工作频率：223.2M±8KC。

2．发射输出功率：

WSC－1型为1W，WSC－2为5W。

3．接收灵敏度≤1.5μA S/N=20db。

4．传输速率：100波特。

5．工作方式：受远动装置控制进行时分双工。

6．接口电平：逻辑"0"为+12V，逻辑"1"为0V。

7．天线：本系统全部采用J型防雷全向天线。

二、TRS—80微机系统与远动装置的联结

TRS—80微机系统把遥测系统看成自己的一个外部设备，通过I/O接口电路与自己相联结，在采样软件管理下将所有传感器的信息按一定的时序存入内存，并直接进行系数转换，随机输出由打印机打印结果。

远动装置由终端、通道和控制台三部份组成。终端的作用是将各传感器的信息按规定的时序通过有线或无线通道发往控制台。

控制台是远距离传送和控制测量信息的装置，是一个按时间划分的多路脉冲编码系统，由时序、选址、通道、控制和显示等几部分组成。

I/O接口的主要部份是大规模集成电路8255，8255有三个通道：分别为A通道、B通道、C通道，每个通道都可以输入输出，工作时先由CPU给定工作方式和编程状态。它有三种工作方式：分别为方式0、方式1、方式2，它们均通过程序预先设定。接口采用方式1，方式1是一种询问式输入输出操作方式。将通道分为A、B两组，各组均由一个八位数据通道和一个四位控制通道（C通道的高或低半部份）组成。数据通道在输入输出操作时都可使用，它是一种锁存通道。四位控制通道是数据通道的控制信号，例如中断、选通，回答信号等。8255芯片还设有控制字寄存器，是专门用作给定控制字的。通道的选择由A_0，A_1线完成，A_2（$\overline{CS}$）仅用作芯片选择，只有当$\overline{CS}=0$，8255才被CPU选上，可以与CPU交换信息，否则就处于高阻状态。A_0，A_1，A_2端和D_0～D_7以及$\overline{RD}$，$\overline{WR}$端分别联结到CPU的地址总线、数据总线和控制总线上。

在设计遥测系统处理机的接口时必须考虑接口两端对象的功能、时序、电平及输入输出方式等的参数。接口的一端是TRS—80微机系统，另一端是遥测控制台。遥测控制台是时分脉冲编码系统，有独立的时序、选址系统；数据传输速率为100波特，输出为十二位二进制码。

根据上述条件设计接口必须解决下列两个问题：

（1）同步问题：由于微处理机的时钟频率为3.9MHZ，而遥测系统的时钟为100HZ，

就不能简单的采用分频方法实现同步，这样既麻烦又不可靠。所以采用微处理机询问方式，即微处理机通过可编程外围接口片8255的PC_2询问遥测系统是否可以采集，可以采集遥测系统通过接口电路将PC_2置"1"，微处理机立即将数据采集到内存后通过8255的C口将PC_0置"1"以达到给PC_2清"0"的目的。这样就使两部份协调起来了。

为了使计算机采样每次都从第一终端的第一个传感器开始，在开机后微处理机先通过I/O接口的PC_5发总清零信号，使遥测系统总清复"0"，从第一终端开始巡回检测。

（2）双字长采样问题：TRS—80的微处理机字长8位，而遥测系统每点参数为12位二进制码，最有效的解决办法是双字长采样，将12位二进制码分别从8255接口片A、B两通道输入，B口为低8位，A口为高4位。由微处理机分先后两次将A、B通道的信息采入内存后用软件合并为一个传感器的信息。

接口图如下：

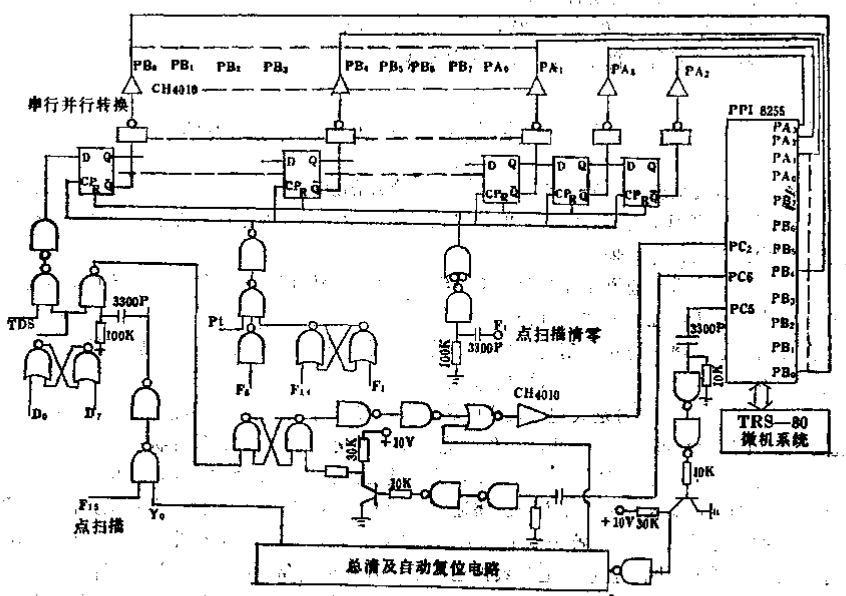


图1　接口图

三、采样软件的设计

主程序及数据处理程序用BASICⅡ编写，数据采集子程序用汇编语言编号。

程序启动后，即进入等待键盘命令状态，由CRT显示出命令种类及应回答的相应字符。计算机等待操作员输入不同的键盘命令，以完成不同的功能。

1．数据采集命令：

发完数据采集命令后，计算机等待回等采集的终端个数，回答完采集终端个数，即转入

采集子程序进行数据采集工作，采集完毕后，返回到键盘命令状态。

2．数据存盘命令：

接到此命令，即将本次采集到的全部数据存入软盘中（以供数据处理时查询使用），然后返回到键盘命令状态。

3．打印数据命令：

接到此命令，即问操作员，需打印第几号终端的数据，回答完终端号，即打印该终端号采集到的数据。然后再问尚需打印的终端号，若不需打印只要按下非数字键的任意键，即返回到键盘命令状态。

4．显示数据命令：

与打印数据命令大同小异，不再重复。

5．数据处理命令：

接到此命令即将数据处理程序自动调入内存，从而进入数据处理程序的键盘命令级，计算机根据不同命令完成各种数据的处理工作，最后打印出各种表格供使用，保存。

6．返回到DOS命令

7．程序结束命令：

程序运行后的第一个应发数据采集命令，第二个应发数据存盘命令，以防丢失数据，其余先后次序无关紧要。

由于TRS—80微型机内存、外存都很小，目前只能对遥测到的数据进行计算和进行日统计处理，打印成表格供保存、使用，（因磁盘数量有限，不能长期保存在盘中），目前每日平均约采集130个有效数据。

TRS—80微型机通过8255接口读取遥测系统所采集的各种数据。8255芯片按下列要求编程和设立控制字：A通道（8位），B通道（8位）为输入，C通道的PC_0～PC_3（4位）为输入，PC_4～PC_7（4位）为输出。

当给PC_5输出一个正脉冲方波时，经微分电路和总清复位电路使遥测系统总清零，即强制遥测系统从第一终端开始采集数据。

当遥测系统准备好一个数据时，立即给PC_2置"1"，通知CPU可以从8255的A通道、B通道取数据。取完数据后应给PC_2置"0"，但因PC_2只能用于输入，因此通过给PC_6输出一个方波转而给询问电路的RS触发器翻转一次，给PC_2置"0"。

这里有一个时间匹配问题，当给PC_6输出一个方波经过由CMOS元件组成的询问电路给PC_2置"0"时，延迟了一段时间，但微处理机询问PC_2的速度很快，即置"0"速度慢、询问速度快往往造成对同一对象重复采样或将两个对象的信息合并为一个数据，变得混乱不堪，解决的办法是用软件延时。

采样程序的流程框图如下：

根据用户的不同要求，可编制各种数据处理程序，最后可将处理结果打印或绘图。

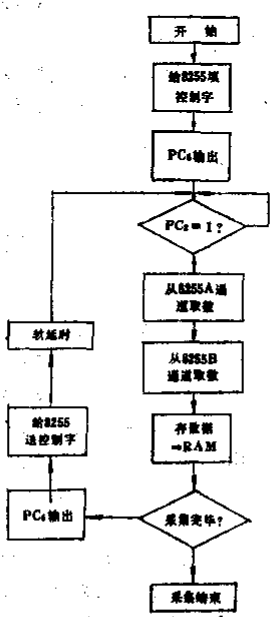


图2 采样程序框图

野外光谱仪低消耗采集系统的特点及其应用效果

张仁华　秦朝宇　姜东文　梅有义　杨秀菊　倪苏华

一、问题提出

我国遥感界曾一度推荐101W 型野外光谱辐射计作为野外光谱测试统一测量仪器。该仪器是单光路，需用参考灰板配合相间测量，才能求得地物的反射率。计算工作量相当大。因此，设计一个采集、计算的完整系统是十分必要的。

在地物发射的热红外波段部分，最通用的是 8—14μ或 8—12.5μ 的红外测温仪。我们使用的红外测温仪的视场角为 2°。适用于点测量及利用扫描方式测量一个面的分布特别是扫描测量，在某种程度上可以起到热象仪的部分功能。对研究下垫面的非均匀性很有意义。

我们在中国科学院禹城综合试验站遥感实验场建立了30米及60米的遥感高塔，把光谱仪和红外测温仪安装在高塔平台上。光谱仪可以作准垂直测量和倾斜测量，对于同样的下垫面，即可作垂直和倾斜测量光谱的对比，也可以作双向反射函数的研究。红外测量仪可以作不同倾斜角度的测量（对于作物而言，最佳测量是倾斜而在视场角里没有土壤背景的测量），也可以作一块试验地的扫描测量，地物反射光谱的信号和红外辐射的信号通过电缆传送至机房里的微机系统中。

二、采集系统的概况与特点

1．概况

本装置的采样速率为100次/秒，分辨率12位，转换速度25μS。A/D转换采用电压反馈逐位比较的方式，（逐次逼近A/D转换器），编址方式利用I/O编址制，输入信号极性有两种：单极性和双极性。信号幅度又分两种：大信号与小信号。这样对于单极性可测信号范围为0～10V和10～100mV，对于双极性可测信号范围为－5～＋5V和－50～＋50mV。

由于本系统主要是为光谱仪与红外测温仪而设计的，采样路数不需要很多，因此有15路已足够，除采集上述两仪器的信号外，还可留下多路为采集空气温度，净辐射等信号所耗用。

本系统是从廉价的DJS—041单板机作主机，模拟信号接输入端，由键盘输入指令至主机，通过主机打开湿簧开关，信号到达光电隔离器，由编好的程序控制AD7502开关，使信号进入277放大器，放大至A/D转换器所需要的10V级的量级，把模拟信号变成12位的2进位制的数值信号，再进入主机运算，最后，输入打印机，译码后打印输出。电路简略框图如图1。

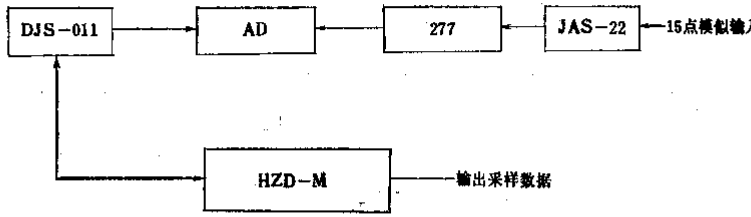


图 1 采样系统的框图

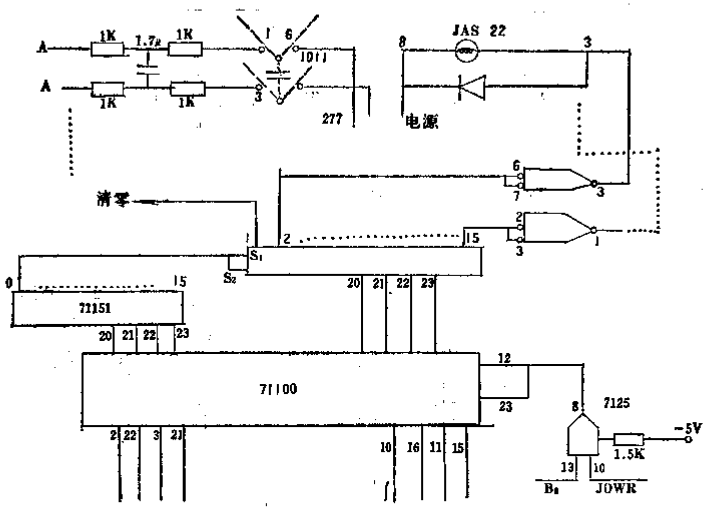


图 2　电容转换和湿簧开关电路

2．硬件设计方面的特点

（1）采用电容转换电路和湿簧开关　电容转换开关，可具有很高的输入阻抗，在A/D转换期间，现场信号对电容的光电值，可以忽略不计。这个开关允许系统在高压电场下测量低电平信号。考虑到本系统的采样速度不需要很快，而光谱仪的输出电信号很弱，为了稳定而可靠，我们采用了湿簧继电器，其特点是有一定的速度，灵敏度高，接触电阻小，无泄漏电流，无抖动，非常适合本系统中速低电平输入。电路见图 2 。

采样译码驱动功能是 8 D锁存器接收DB_0～DB7的信号。低四位为点译码，高 四位为组译码，分别由74154组件译出0～15。D作为清零使用。这样本系统可接收 1 ～15 路传感器信号。但如需要也可以扩展到（15×16）240路。

（2）选用了最新精密屏蔽数据程控放大器277（K）　光谱仪的输出电压在mv 级甚至更低，在A/D转换前必须放大至满量程为10V的电平。必须有一级可靠的放大电路，对直 流放大来说历来被认为是一个关键而棘手的问题，放大器的时漂，温漂和共模干扰是三个主要

困难，为此本系统选用了一种型号为277（K）的最新精密屏蔽数据程控放大器，图3为277（K）数据放大器的结构图。

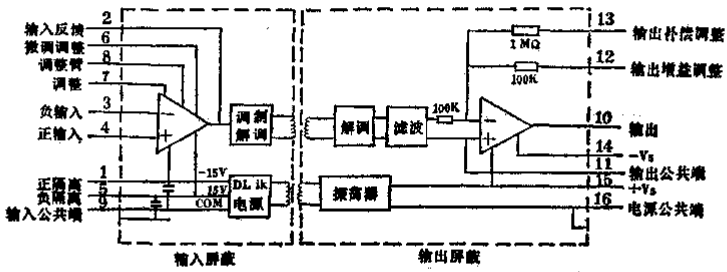


图3　277（K）精密屏蔽数据放大器结构图

277（K）数据放大器由输入部分和输出部分组成。输入部分由运算放大器，特殊的调制解调器，DL/DC电源等组成。输出部分由运算放大器，振荡器、解调器，滤波器等组成。

本系统程控放大增益通过开关绝缘电路实现，控制开关的输入信号由光电隔离器把它和电源分开，见图4。

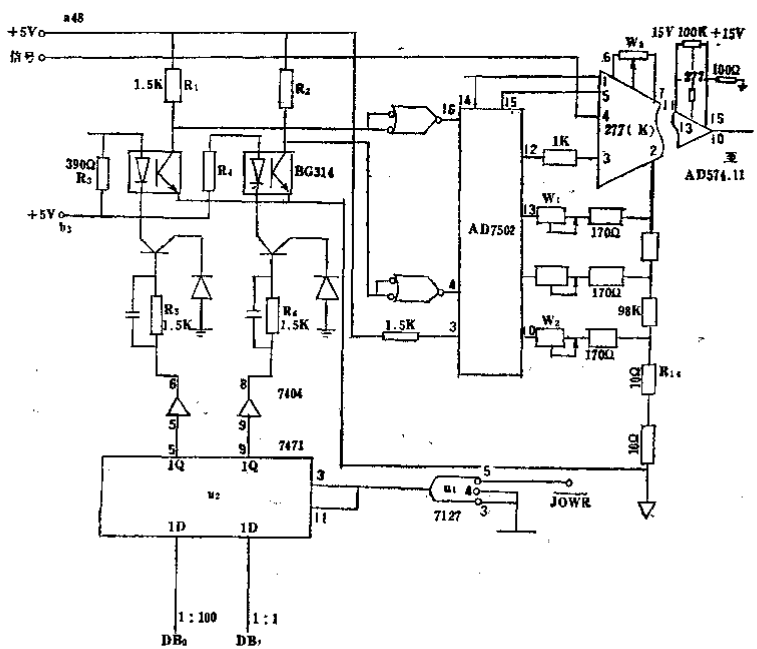


图4　程控放大电路。

从图20—4可以看到，该电路具有两路程控开关。大信号挡适用于红外测温仪，小信号挡适用于光谱仪，由主机键盘输入“1”（表示大信号）触发信号至7474组件中的一组D触发器，触发后经反向器和跟随器，使光电耦合器BG314中二极管导通；通过光电耦合使其中三极管也导通，从而触发7502组件（通道开关）12、13脚导通，使277（K）构成（2.3极构成回路）$K=\frac{R_F}{R_1}=1$的放大倍数，也就是对大信号不进行放大。同理分析，由主机键盘输入“0”（表示小信号）开始，直至使通道开关口，10脚导通277（K）K=100的放大倍数，对小信号放大100倍。这样，依此类推，可以设计多级程控放大器。每级应有一组光电耦合电路和一组由通道开关作为组带的反馈输入电阻。

本电路是手动程控放大，当模拟信号在输入光电耦合电路之前，如果以多级标准信号进行比较，然后利用程序选中合适的档次这就可实现自动选档。

本电路被设计为同相接法，模拟信号直接输入277（K）第4脚。

从电路可知，通道开关电路与触发电路完全隔离，277（K）的输入部分与输出部分也隔离并且屏蔽，这样确保了触发电路不被电源所干扰，不被模拟输入端的现场共模所干扰。

277（K）的最佳工作温度为25℃，但通过实践证明，该组件的温漂和时漂均很小，从而使得低电平直流放大工作完成得较好。

（3）采用负脉冲启动的A/D转换电路 AD574是逐次逼近式AD转换器，当经过277（K）放大的模拟信号达±10v时，信号从组件第13脚输入，见图5。

通常AD574有三种启动方式，第一种，在CE端加正脉冲，则R/C起控制和读取作用，这种启动适用于较大系统的标准微处理机，其特点是启动速度快，但启动信号较为复杂。第二种，CE=1用正脉冲加到$R/\overline{C}$，这种启动方式的特点是数据上保持时间短，而每次转换输出的数字是上次转换的结果。第三种CE=1在$R/\overline{C}$上加负脉冲，这种启动方式的特点是启动速度比前者快，而且每次转换即是输出结果，控制信号简单，数字在输出总线上保持时间较长，比较适用于中继转换时的采样输出结果。

比较这三种方式的利弊，我们认为第三种启动方式最适合于本系统。

当独立使用AD574芯片时，CE被置“1”，CS被置“0”，R/C按需要而定。

为了保证采集精度，本系统的分辨率设计为12位，但主机的字长仅8位，因此设计了如下A/D转换过程，从单板机来的信号IOWR和PIO的口地址98分别通过V_4、V_1（见图20—5中的7427组件）给AD574一个400μs的负脉冲，25μs之后完成A/D转换，12位一次转换完毕，保存在AD574的锁存器中。组件中的57S（第28脚）在A/D转换过程中保持高电平，当A/D转换一结束，57S转为低电平，经V_1使触发器Ve翻转，从而使A_0置“1”，为PIO取高8位数据做好准备。与此同时，经过V_A向PIO发出中断信号$\overline{ASTB}$，PIO接到中断信号后，取走高8位数据（20—27脚）紧接主机的IOWR信号又和PIO口地址$\overline{QC}$通过U_{10}（7432），U_9（7408）向PIO发出第二次中断，同时又使A_0置“0”，使PIO取出低4位数据送走，这样就完成了12位数据的采集。

3．本系统软件部分的特点

①单路采集，采集时间周期任意，并且即刻可以将每个采集样本及其平均打印输出，还可将采集数据乘以任意转换系数，以满足各种实际要求。例如，红外测温仪实际输出100mV为1℃，可输入转换系数10，即可输出电压值直接表示温度值。每次采样间隔时间可以用软件控制。红外测温仪的采样间隔控制成大于该仪器的响应时间0.7秒。

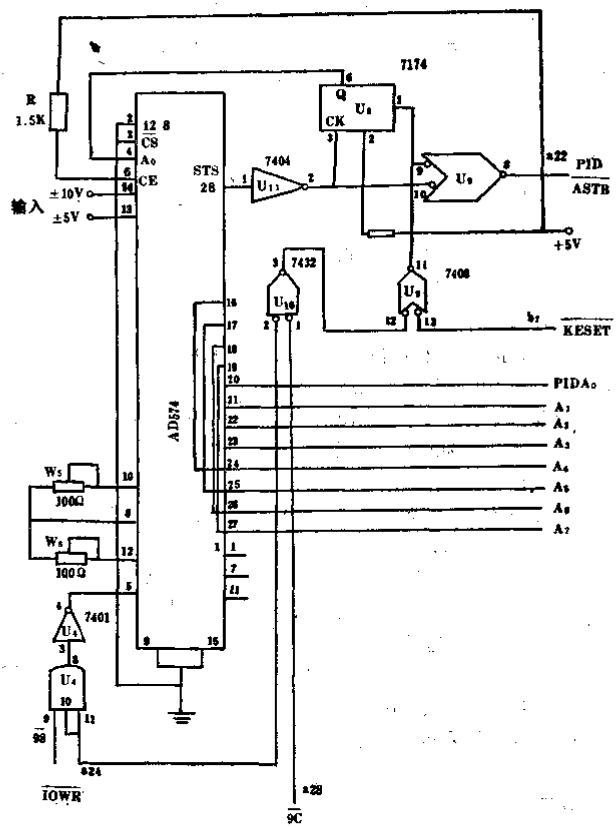


图5　A/D转换器及其接口电路

②可以对15路进行巡回检测，每路均重复上述功能。

③能通过比辐射率筒（红外遥感中的一个重要参数）的8次测量，直接从打印机输出比辐射率值。

④可以通过对地物目标，参考灰板交替地多次测量直接打印出地物反射率的数值。采样点的数目可以根据实际需要而定（即光谱仪的扫描周期），光谱仪扫描周期是每次采样时间正巧70，140，280倍，这样便于与习惯上的光谱曲线相比较，通常是每5 mμm（毫微米）取一个反射率值。采样间隔也通过软件控制，可通过多次调整采样的间隔，从而找到合适的采样间隔。

⑤能适时处理两个地物样本的t检验。对两种地物可重复测量n次和n＋1次，每次又分地物—灰板—地物三条光谱扫描而求出反射率，每条扫描曲线可有70个点，140个点，240个点三种。因此，求这两种地物显著性差异试验，如用人工计算其工作量是相当大的，计算任务相当繁重，而本系统可以在观测时立刻将每一个光谱点的t值求出。并与事先输入的显著

性差异的临界t值相比较，$t_i > t_s$，则这两个样本不显著，在该光谱取样值下打印“S”，若$t_i \geqslant t_s$，则在该值下打印“D”，表示两样本为有显著差异。

为可达到以上五项功能，软件的设计作了如下的考虑：

①由于本系统要实现以上多种功能，每个功能的工作组件又是多样的，为了方便测试人员灵活方便的使用本系统，有条不紊的输入所要求的全部数据，我们采用了交互方式工作。例如工作任务的选择，采样速度的输入，转换系数的输入，t值的输入……等等，软件都给出相应的提示。操作人员要根据提示，输入相应的数据，即可正常的工作。

②为简化运算又方便操作人员和分析人员阅读。数据用两种格式：机内全是整数，输入输出格式则按通常格式，例如光谱测量中灰板的反射率输入就是如此，$K_1 = 0.12$，输入时就打入$K_1 = 0.12$，而在机内则放在K表的第一个字节里OCH。

③为保证精度，我们采取了下列措施，（a）优化公式：减少除法运算和减少四舍五入的运算次数。

（b）运算的中间结果不舍、不入，尽量采用四字节运算。

（c）整数和小数的位数不固定，输出结果保证有五位有效数。

④为了节省内存需要，降低成本，提高稳定性，采用了覆盖技术，由于本系统采样数据量大，计算所得中间的结果和最终结果的量也很大，不采用覆盖技术势必在有限内存情况下

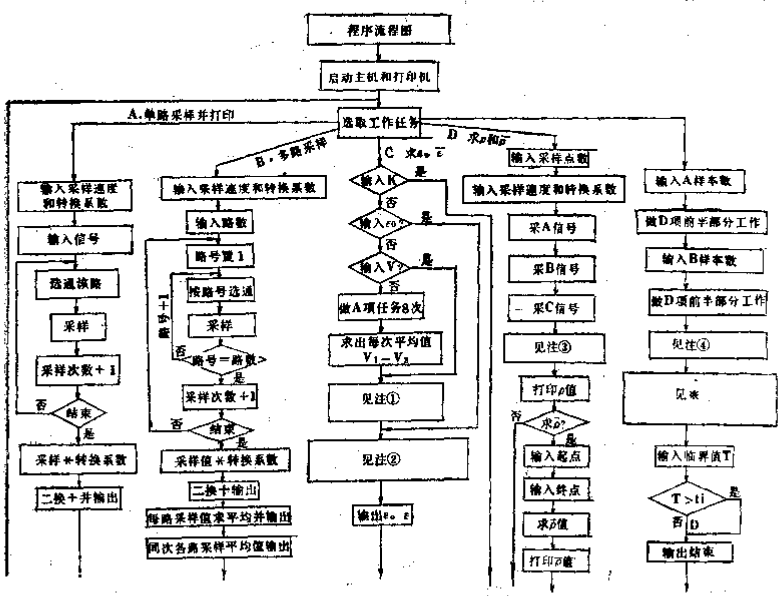


图6　五种功能的程序流程图

注①：$\varepsilon_0 = 1 - \dfrac{V_2 - V_1}{V_4 - V_3}$　注③：$\rho = \dfrac{A - C}{2BK}$　※$t_i = \dfrac{\bar{\rho}_A - \bar{\rho}_B}{\sqrt{\dfrac{(NA-1)\sigma^2_{A_i} - (NB-1)\sigma^2_{B_i}}{N}\left(\dfrac{1}{N_A} + \dfrac{1}{N_B}\right)}}$

注②：$\varepsilon = 1 + \dfrac{(V_7 - V_8)(1 - \varepsilon_0)}{V_5 - V_6}$　注④：$\sigma^2 = \dfrac{\varepsilon(\rho_i - \bar{\rho}_i)^2}{NA - 1}$

不能完成任务，扩充内存势必增加成本，同时也降低系统稳定性。

通过以上几种技巧，可以使这有限的内存的8位机发挥较大的计算精度。图6为本系统实现以上五种功能的程序流程图。

三、应用效果

1．红外测温仪扫描测量效果

红外测温仪扫描测量的意义在于测量不均匀的下垫面，如果下垫面均匀，用这个面的任意一点值可代替整个面的值，扫描测量就无意义。反之，该面的温度越不均匀效果就越明显。

下面例举一块不太均匀的小麦地的扫描测量结果。在这块试验地纵横各取10行，即100个点。结果表明最低值为27.9℃，最高值为38.2℃，两值相差10.3℃，平均值为31.5℃。（100个数据平均）平均差为2.46℃，均方差为8.32℃，标准差为2.88℃，在这样不均匀的小麦地测量，如仅用8点测量，将会带来较大的测量误差，图7（下）为1984年6月1日第4号地的实际扫描测量打印记录。

为了说明以上测量不是由于仪器不稳定及采样不稳定所造成的。在同一天同一测量时间，列举一块均匀的小麦地和扫描测量结果。最高值为28.76℃，最低值为27.20℃，两者仅相差为1.56℃平均差为0.48℃，均方差为0.29℃标准差为0.54℃，见图7（上）。

```
28.760  28.760  28.760  27.980  27.980  27.980  27.200  27.200  27.980  27.980
27.980  27.980  27.980  27.980  27.980  27.980  27.200  27.200  27.200  27.980
27.980  27.980  27.980  27.980  27.980  27.200  27.200  27.200  27.980  27.980
27.980  27.980  27.980  27.980  27.200  27.200  27.200  27.200  27.980  27.980
27.980  28.760  27.980  27.980  27.980  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200
28.760  27.980  27.200  27.980  28.760  28.760  27.200  27.200  27.200  27.200
28.760  28.760  27.980  27.980  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200
27.200  29.540  27.980  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200
27.200  27.200  27.980  27.980  27.200  27.980  27.200  27.200  27.200  27.200
27.200  27.200  27.980  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200  27.200  27.980
27.680


30.320  29.540  29.540  28.760  28.760  27.980  27.980  27.980  28.760  28.760
27.980  27.860  29.540  30.320  31.100  30.320  28.760  29.540  29.540  29.540
31.100  31.100  31.100  32.660  32.660  29.540  27.980  27.980  27.980  27.980
28.760  31.100  32.660  35.000  34.200  31.100  28.760  28.760  27.980  27.980
31.100  33.440  35.000  34.220  31.100  28.760  29.340  28.760  28.760  27.980
29.540  37.400  38.180  36.620  34.200  32.660  35.000  31.880  31.100  31.100
28.760  28.760  33.440  35.000  35.790  36.620  33.790  32.660  30.320  31.880
35.790  31.100  29.540  31.100  35.000  35.790  33.440  34.220  34.220  36.620
36.620  29.540  28.760  31.800  35.790  33.440  33.440  35.790  35.100  37.400
34.220  29.540  31.100  30.320  32.660  30.320  28.760  28.760  29.540  31.100
31.500
```

图7　均匀及不均匀小麦地扫描测量现场记录

表1为在抽样两次测量时间，八块地的扫描测量结果的统计分析。

通过扫描测量结果的统计分析，我们得知，①方差，标准差，平均差等离散统计指标均可反映作物的覆盖情况和长势。②由于小麦是南北向条播，向东西方向测量的离散性要大于

南北方向。从表1中的3′和4′地的σ、S、M值可以看出，这是因为东西方向测量时容易暴露出土壤背景。特别是作物生长稀疏的地块，以及作物长势较差的地块，温度的分布尤显不均匀。③这种扫描测量特别适用于非均匀场的研究。

表1　八块地块的温度分布离散情况

测量时间	试验地编号	1	2	3	3′	4	4′	5	6
1984年6月1日 13:00	均方差 σ	2.40	3.06	2.91	8.40	1.38	12.11	1.69	7.06
	标准差 S	1.55	1.75	1.71	2.90	1.17	3.48	1.30	2.66
	平均差 M	1.04	1.25	1.25	2.29	0.83	2.87	1.02	2.22
1984年6月1日 14:30	均方差 σ	0.29	3.41	1.06	4.93	0.58	8.32	0.66	2.83
	标准差 S	0.54	1.85	1.03	2.22	0.76	2.88	0.81	1.68
	平均差 M	0.48	1.00	0.80	1.69	0.55	2.46	0.65	1.86

2．光谱仪测量的结果

光谱仪接上采集系统的主要意义在于节省人工计算的时间，使野外光谱测量实现半自动化。

图8为根据单板机采集系统，对裸地，小麦和棉花三个样本进行t检验时，测量的打

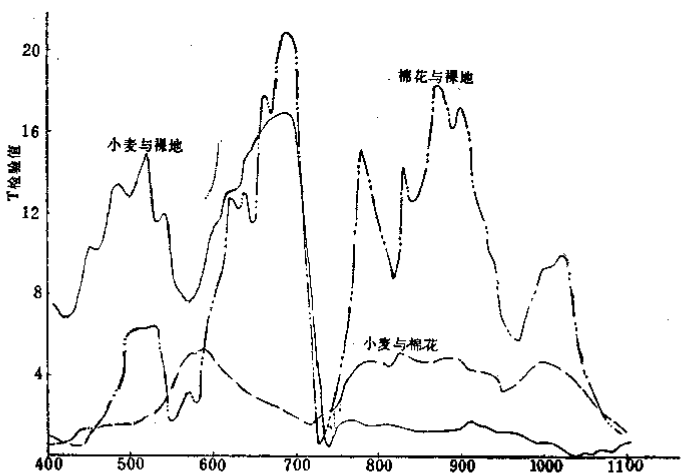


图8　三条t检验值随光谱的变化曲线

印记录所作的t值变化曲线（为节省出版篇幅，不再附打印资料。）

现在我们分析以上三条t值的合理性，从而判别本系统这项功能的有效性与准确性。

①三条t值曲线均在760mμ处t值最小。也就是在这个波段上小麦与棉花和裸露土壤都没有显著性差异。

这点是完全符合实际的，在760mμ处三条光谱曲线几乎相交在一个点上。

②小麦与棉花（1号）的光谱差异显然小于裸地与小麦（2号）、裸地与棉花（3号）的差异。这也是近乎合理的，不证自明。2号线，3号线在575mμ处t值较小，而在650mμ附近达到最高值。因为在红光区作物的反射率最低，而土壤在这段都较亮，而在575mμ处小麦与棉花的反射率与土壤相近，这些都是合理的。

③在近红外波段3号线的t值最大，其次是2号线，最小是1号线，这与反射率的差值是十分符合的。

仅以上三个现象说明，本系统在作显著性差异的分析中是有效的。

参 考 文 献

〔1〕 738厂，DJS--41单板机说明，1980年。

〔2〕 乌振生等，Z80汇编语言程序设计手册，清华大学出版社，1981年。

微机无线传输信息采集和处理系统

胡贤洪　关　理　易遵文　陈秀琴　张盛元

随着四化建设的发展，石油化工、水利、水电及气象等部门均需要及时掌握生产过程的各种信息：例如水位、压力、流量、温度、风速、雨量……等等各种量的变化，为此必须进行随机采集以便进行综合分析、及时进行生产调度。由于这些信息往往量大面广，地点又相当分散，所以应用微处理和异频收发无线数传等先进技术来对上述信息进行采集和数据处理是较为理想的。

信息采集、传输和处理系统简称遥测系统。目前国内生产和使用的各种遥测系统，在技术结构上大多属时分脉冲编码体制，它的选址、采样、传输和显示、记录等功能的实现均按时间顺序排队，这样，对分散在不同地点、同一对象的信息采集，随采集对象的增多，使同一对象瞬时变化的采集同步效果变差，而且由于元件和技术的限制，系统体积庞大，可靠性较差，维护较麻烦。此外这种结构本身对数据只能记录，不能作分析处理。因此，为了提高信息的使用价值，便于进行综合分析，应建立同步性强、可靠性高、传输速度快并能迅速进行数据处理分析的遥测新系统。

微型机遥测系统的组成

本系统由前置放大器、单板微处理机、调制解调器、无线数传机和微处理机主机等几部分组成。系统的终端往往设置在无人的危险地区，所以传输部件——数传机是连续工作的。在每次遥测之前先由中心站的无线数传机发遥控命令，将各终端的单板机的电源接通，使单板机处于工作状态。接着主机通过传输部份将采集命令发往各终端。各终端收到采样命令后，各自完成采样操作并将信息存入终端单板机的内存，中心站可按信号顺序或任意选站调用终端的信息并直接用各种数据处理。

主机完成信息采集操作后，通过中心站无线数传机的遥控开关关闭各终端单板机的电源，本次信息采集工作即告结束。主机可进行其它的数据处理工作。

系统技术结构如图一

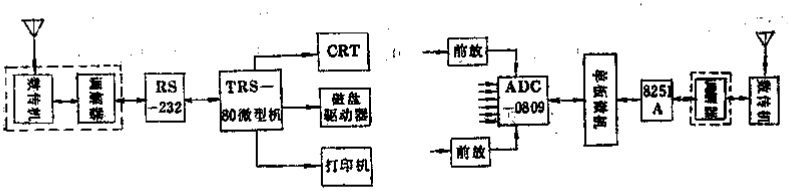


图 1

系统主要功能及指标如下：

1．容量：可联接256个遥测终端。

2．信道：半双工异频收发超短波无线数传机，中心站发送频率223.9mhz，接收频率228.7mhz。作用距离20公里。也可用有线传输。

传输速率：1200b/s、2400b/s、4800b/s任选。

工作方式：异步通信，发送字符时选用起始位1位、停止位2位、数据8位，无奇偶校验。

检错方式：求代码和检错。

系统各部份简介如下：

1．前置放大器

测量各种随机变化的物理量，例如温度、辐射、压力等等的传感器，其输出信号一般多在10毫伏或～10毫安左右的微弱信号，必须进行放大才能传输和处理，所以要设计有一定放大倍数、低漂移而且稳定可靠的放大器，这是保证系统精度的重要一环。解决这一问题的办法之一，是采用高密度封装、温度严格跟踪、参数精度匹配的集成器运放器件来组成自动调零放大器。

在精度要求较高的场合可采用U.S.A 277K型多功能高精度隔离放大器，该器件最大非线为0.025%，输入失调电压漂移1μv/℃，其模抑制比，最小160db。工作环境温度为－25℃～＋85℃平均无故障率时间为133000小时。

2．单板微处理机

它是各终端采集信息并分别存入内存，管理采集、传输并与主机交换指令进行通信的首要机构。由于它具备计算机的基本功能，所以它可以将采集来的各传感器信息直接进行系数转换，并可进行数据的预处理。

按其功能要求来讲可以做成专用单板机更为经济合理，因为普遍单板机上一部份器件为作远程采集终端显得没有必要。甚至采用三片芯片组成的单板机或单片机作为远程采集终端也是可能的。若用信号处理机则更为理想，它是一个完整的实时数字信号处理机。它包括A/D变换器，D/A变换器，高速处理机，读／写存贮器，可擦洗编程的只读存贮器。输入和输出多路开关，取样和保持电路。信号处理机被广泛用于通信、过程控制、信号处理和仪器智能化方面。

3．信道传输部份

信道传输由调制解调器和无线数传机两个部份组成。调制解调器可把数字脉冲信号调制成等幅调频正弦波送入外线，又可将外线收到的等幅调频波解调还原成数字脉冲信号，通过8251A或RS—232C接口输入微处理机。为了减小体积将调解器的功能与无线数传机安装在一个部件内。异频收发无线数传机是在超短波电台基础上改制的，发射频率为223.9mhz，接收频率为223.7mhz，作用距离：1 W机可在10公里范围内工作，5 W机可在20公里范围内工作。

无线通道较之有线通道具有架设灵活、投资省、维修方便等优点。若距离近也可采用有线通道联接。

4．中心控制台

即中心站，由TRS—80微机、RS—232C接口和异频收发无线数传机组成。异频收发无线数传机（包括调制解调器）与终端部份相同，不再重述。通信接口视计算机功能和结构的

不同而有所区别。若用单板机做中心站，通信接口仍可用 8251A 组件；若用 TRS—80 或 Z8000微机做中心控制机，则必须采用RS—232C接口。RS—232C 是微机和其它外部设备间进行通信时最广泛使用的接口。它在驱动程序管理下可以从某一台微机向其它微机自动传送BASIC程序。

二、信息采集、传输和处理软件

系统是受相应的软件的指挥来完成各种功能的。系统软件包括信息采集程序、通信程序和数据处理程序三部份。

1．信息采集程序

信息采集程序的主要任务是将各传感器的数据采集到单板机终端的内存中。

由于各终端采集的对象不同，使用的传感器不同，终端的接口不同，因此各终端的信息采集程序也不相同。

A．单板机终端使用ADC0809（A/D转换）芯片时，采用中断或询问方式对信息进行采集，每一通道每次采集的数据为八位二进制数，共有 8 个通道。数字量传感器可采用8255、PID或8212芯片进行信息采集，其信息采集程序流程见图 2 —A及图 2 —B。

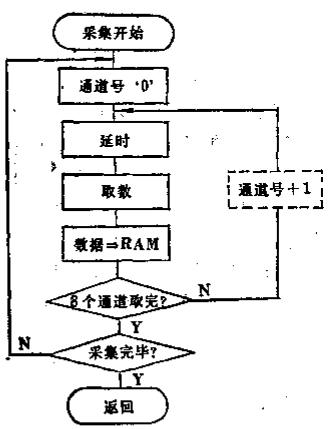


图 2 —A　用ADC-0809芯片采集程序流程图

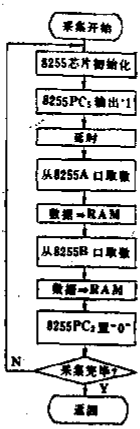


图 2 —B　使用8255芯片采集程序流程图

B．通过数据采集器对信息进行采集，单板机终端使用8255A并行接口与数据采集器联接，共有16个通道（还可以扩展），每次采集到的数据为12位二进制数。因单板机是 8 位机，因此，必须进行双字节采集，这种结构的采集程序流程见图 8 。

信息采集程序全部用汇编语言编写，并与单板机终端的主程序一同固化在EPROM中。

2．通信程序

本系统中心站设计与远程终端交换信息（即通信）有以下几个步骤和内容。

A．中心站向所有终端发信息采集命令。这一命令发出后，所有远程终端同时收到，命

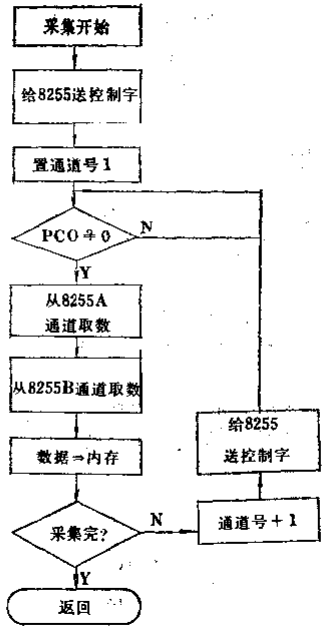


图8

令对所有终端同时起作用；

B．所有终端收到中心站发来的采集命令后，同时进行各自的信息采集工作。采集完毕后，等待中心站呼叫（由于各终端是同时进行信息采集的，所以同步性极强）；

C．中心站发完信息采集命令后，延迟一段时（间待终端信息采集完毕），再发呼叫指令，这一指令是对某一终端才有效的，其作用是中心站了解某一终端是否准备好要发送的数据；

D．被呼叫的终端回答中心站；

E．中心站对被呼叫的终端发接收数据命令，其作用是命令被呼叫的终端向中心站发送采集到的全部数据；

F．被呼叫的终端向中心站发送数据指令及特征码，接着就发“发送字节数”及字节数的校核码，即字节数的反码，然后发送所有数据，边发送边计算代码和，最后发送一代码和，即检查和；

G．中心站接收终端发来的数据，边接收、边存储、边计算代码和，最后与接收到的代码和比较，两代码和相同，则传输正确，把正确的数据存入中心站计算机的磁盘中，以备进行处理时调用；两代码和不同，说明传输有错，中心站可命令终端再发数据一一，直到正确为止。

本系统目前最多可配接256个终端，每个终端可传输256个字节。这样的容量是目前一般远动装置所不能比拟的，特别适合石油、水利、水电、水文等各种野外站网的需要。

通信时，中心站TRS—80微型计算机只使用一个RS—232C接口与多个单板机通信，因此采用了“终端判别法”，即中心站选某一单板机终端时，单板机终端通过判别中心站发来的呼叫特征码来判别是否呼叫“自己”，是，则进行数据通讯，否则继续等待呼叫。采用此技术方案可使技术结构大为简化，减少系统的投资。

通信程序分为两大部份：一部份是单板机终端通讯程序；另一部份为主台通信程序。每部份通信程序又都是由接收程序和发送程序组成（图4及图5）。

3．数据处理程序设计

在信息采集中，原始数据仅仅是一个代码，不是“观测”的真值。例如：各种辐射传感器的输出是模拟量——电压，电压值被系统转换成二进制数传输到中心站。要使用这种数据，首先必须将这一代码“复原”为原来的模拟量，再依该传感器的标定系数计算出“观测”的真值，这是最基本的数据处理内容。

本系统还可完成辐射观测日总量的计算，温度、风向、风速等观测的统计处理以及各种蒸发量的计算等等。数据处理程序有以下几个模块：

（1）辐射数据处理

要求对直接辐射、天空辐射、反射辐射进行日总量计算，从日出到日落，每隔一小时采

集数据一次，用地方时。

计算公式为：

$$S=\frac{60\times An_1}{2}+\sum_{k=n_1}^{n_2-1}\frac{(A_K+A_{K+1})60}{2}+\frac{60+An_2}{2}$$

程序设计时，公式尚可进一步化简，就不详细叙述了。

（2）蒸发数据处理

日出、日落各采集一次。

1）水力蒸发数据处理：

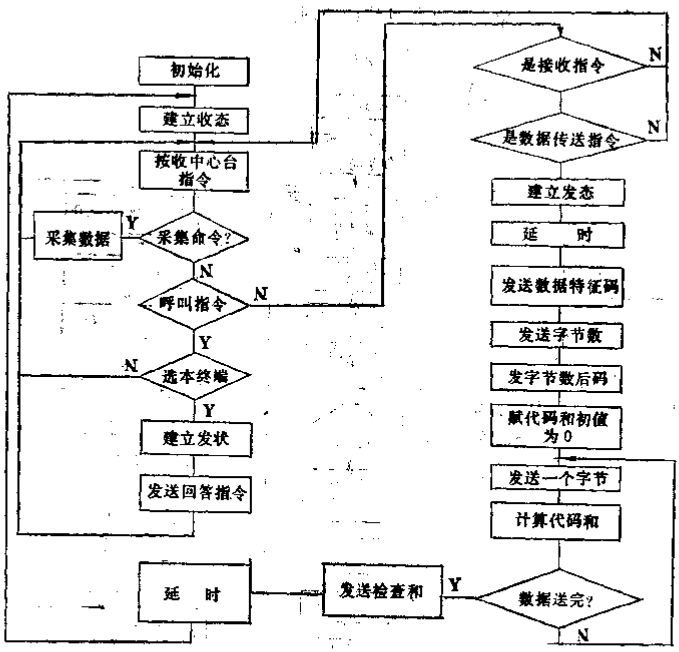


图4

一台水利蒸发器包括4个传感器，H_{i1}、H_{i2}、H_{i3}和h_i，$I=1$时为前次数据，$I=2$为本次数据，计算公式为：

$$E=K\left((H_1-H_2)-(h_1-h_2)\right)$$

其中：E为蒸发量，K为常数；

$$H_1=(H_{11}+H_{12}+H_{13})/3$$

$$H_2=(H_{21}+H_{22}+H_{23})/3$$

2）自动供水式蒸发数据处理计算公式为：

$$E=\frac{S_1}{S_2}(h_1-h_2)$$

其中：E 为蒸发量$\frac{S_1}{S_2}$为仪器常数，h_1为前次采集到的数据，h_2为本次采集到 的数据。

3）水面蒸发数据处理：

水面蒸发数据处理是计算相当两次采集到的数据差值。

（3）气象要素数据处理

气象要素包括干球温度、湿球温度、平均风速、瞬时风速风向和雨量等。

温度是一个频率量，是个代码。把鉴定值输入计算机，用对分搜索法查表并计算出温度值，风向分32个方向。对气象要素进行日统计处理。

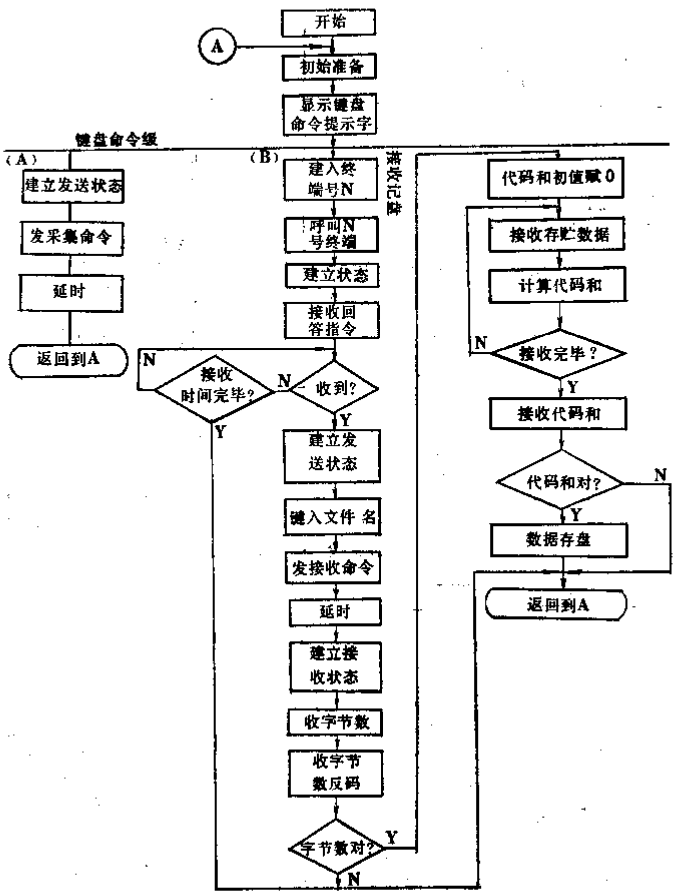


图5　主台通讯程序流程图

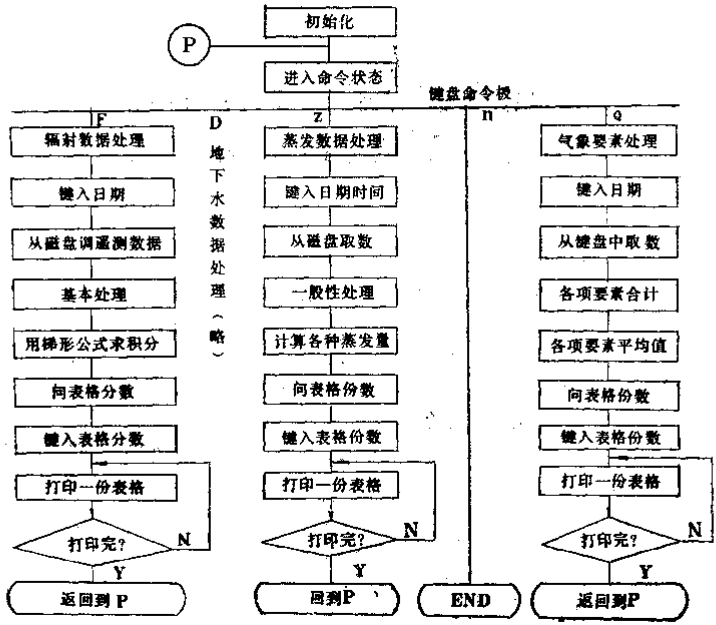


图 6

此外，还有地温数据处理，地下水数据处理，土壤温度数据处理等就不一一介绍了。

打印输出格式完全按照一般专用表格设计，不同对象有不同的格式。

为了便于移植和推广，数据处理程序全部用TRS—80I，磁盘 BASIC 编写，程序 流程见图 6 。

今后，我们将根据不同用户的需要，研制功能更强的数据处理系统，如对遥测数据进行自动绘图及人工智能方面的研究。

由于本系统应用微型机和单板机及异频无线传输技术，可对几公里、几十公里、甚至通过微波信道对千余公里以外的各种信息进行采集和传输，而且避免人对观测项目及观测环境的干扰，保护了生态环境。本系统结构简单、容量大、可靠性高、传输速率快、投资少，所以特别适合各种野外观测站的信息采集和数据处理。

黄淮海地区主要农作物的光谱结构与时相分析方法

张 仁 华

应用遥感资料进行土地复盖分类、作物估产、农业规划以及土壤水分和地表水分蒸发的研究中，作物鉴别都是相当主要的内容，而作物的光谱研究又是作物鉴别的基础。近年来，遥感工作者[1~3]对陆地卫星已有的波段，进行线性或非线性组合，将其实质性的信息以某种指标、模式或某种图形概括地表达出来，并将这些应用到作物鉴别与作物分类中去。同样，这也就是本文研究光谱结构的目的。1981年、1982年，在山东禹城进行了较频繁的光谱观测，在此工作基础上，探讨了黄淮海地区小麦、玉米、大豆、棉花四种农作物的光谱结构和绿度时间剖面曲线。对冬小麦、大豆与玉米还提出一个更逼近叶绿素含量的绿度模式。最后阐明时相分析法在作物鉴别中的可能作用。

一、四种农作物的光谱结构

（一）作物光谱的相关性与主要波段的动态轨迹

对小麦（1981年—1982年），玉米（1981年），大豆（1981年）棉花（1981年）的整个生长期进行测定，光谱范围是0.4—1.1μ，每隔一星期测定一次，小麦共测了13次，玉米8次，大豆8次，棉花12次。每次测定均重复12遍。每遍测定包括两条目标物和一条参考板的0.4—1.1μ的连续辐射亮度曲线。实际上小麦共测了468条曲线，玉米288条曲线，大豆288条曲线，棉花432条曲线。每次最后所得农作物反射率均由12遍重复数据平均而得，基本可以避免由于叶面伸展角度、阴影比例、表层叶子下面背衬（土壤或底层叶子）的差别造成的干扰。

根据作物的反射率曲线，很难鉴别作物类型。但是，从各波段反射率的各种线性组合及非线性组合中，可定量地分析出各种作物光谱结构的差别。

首先从两套不同波段的划分，剖析作物光谱结构。一套是从0.5—0.6μ，0.6—0.7μ，0.7—0.8μ，0.8—1.1μ的四个光谱段，即美国陆地卫星-3（MSS）的多光谱波段。另一套是0.45—0.52μ，0.52—0.60μ，0.63—0.69μ，0.76—0.90μ的四个光谱段，即美国陆地卫星-4（TM）的专题制图波段。以上各光谱段均在连续的反射率曲线上，每隔0.01μ取一读数，然后按上述波段进行平均。

对于四种农作物，整个生长期的光谱，两套波各自波段间的相关程度如表1所示。

从表1可归纳如下几点：

1．对于四种农作物整个生长期的光谱而言，陆地卫星-3的第4波段（0.5—0.6μ）与第5波段（0.6—0.7μ）呈高度相关。陆地卫星-4的第1波段（0.45—0.52μ）、第2波段（0.52—0.60μ）、第3波段（0.63—0.69μ）相互之间也呈高度相关。相关系数均在95%

表1　两套波段的各波段之间的反射率相关系数

波段 / 相关系数(%)	MSS4 0.5—0.6μ 小麦	玉米	大豆	棉花	MSS5 0.6—0.7μ 小麦	玉米	大豆	棉花	MSS6 0.7—0.8μ 小麦	玉米	大豆	棉花	MSS7 0.8—1.1μ 小麦	玉米	大豆	棉花	波段 / 相关系数(%)
TM1 0.45—0.52μ	100			100	99	94	93	91	65	60	87	-47	5	21	43	-58	MSS4 0.5—0.6μ
TM2 0.52—0.60μ	98	85	98	97	100			100	62	51	56	-42	2	17	40	-48	MSS5 0.6—0.7μ
TM3 0.63—0.69μ	98	91	94	99	99	91	93	98	100			100	75	89	89	94	MSS6 0.7—0.8μ
TM4 0.76—0.90μ	10	15	22	-50	14	36	27	-44.5	10	15	19	-55.4	100			100	MSS7 0.8—1.1μ
波段 / 相关系数(%)	小麦	玉米	大豆	棉花	小麦	玉米	大豆	棉花	小麦	玉米	大豆	棉花	小麦	玉米	大豆	棉花	
波段	TM1 0.45—0.52μ				TM2 0.52—0.60μ				TM3 0.63—0.69μ				TM4 0.76—0.90μ				

左右。

2．对于可见光波段（0.4—0.7μ）[1]，与近红外波段（0.8—1.1μ）之间而言，小麦呈现高度不相关，相关系数在2—10%之间。而玉米不相关次之，相关系数在15—36%之间，第三为大豆，相关系数22—45%之间。棉花则呈负相关，相关系数变化在－45%到－58%之间。

3．陆地卫星-3的第6（0.7—0.8μ）与第7（0.8—1.1μ）波段亦呈较高的相关性，陆地卫星-4的第3（0.63—0.69μ）与第4（0.76—0.90μ）波段则不甚相关。

由上述可知，对于这四种农作物所有可见光波段的反射率均呈高度相关，也就是说可见光的任一波段所含有的信息是差不多的。可见光波段之间的线性组合或非线性组合不可能带来更多的信息。同样两个近红外波段的反射率也呈现高度相关，它们之间的线性或非线性组合也不会得到额外的信息；而农作物的主要信息蕴藏在可见光波段与近红外波段的组合，复杂的综合参数及其动态变化之中。

从观测资料看出，这四种作物具有如下共同点：即在0.45和0.67μ附近反射率较小，在0.55μ附近反射率较大些，到0.7μ后反射率急剧增大。这是由于植物体内所包含的色素（如叶绿素，叶黄素、胡萝卜素等）和细胞构造所造成的[4]。在可见光区，主要反映了作物所含的色素。叶绿素虽然在0.55μ处（即第4波段）呈明显反射峰，而它又在0.645和0.663μ处有明显的吸收峰（即第5波段），根据前节分析，作物在这两波段的信息量相近。另外叶黄素与胡萝卜素的主要信息在0.6—0.7μ波段。再加上大气传输的结果（在黄绿光部分，大气

1）实际上，可见光与近红外光的分界线在0.72—0.76μ，这里为了与陆地卫星波段相对应。

程辐射强）陆地卫星照片（磁带记录相同）第5波段的效果比第4波段好，综合上述各点，通常用第5波段来表达作物在可见光区的信息。近红外光主要反映作物叶子的细胞结构。不同的作物，由于它们的表皮等组织的细胞大小、形状，排列均不一样，它们存在的液相与气相细胞间隙也不同。因此受到太阳辐射照射时，势必会形成细胞间的多次反射、折射、散射三方面的差异，在总体效果上看，就形成近红外区的不同反射率值，同理说明，对于同一作物，这种细胞大小、形状、排列的差异很小，具有相对的稳定性。从而也使得近红外区成为判别作物的有效波段。

显然，第6波段（0.7—0.8μ）属于过渡波段对于作物信息是不稳定的。

由此分析，第5波段与第7波段能有效表达作物在色素与结构方面的信息。本文采用这两个波段来研究作物光谱结构。

图1为冬小麦整个生长期两个波段的相关动态轨迹。

图中第四点到第五点显示了*MSS7*的急剧升高，这两个阶段既是叶绿素上升阶段又是叶面积指数上升阶段。它们的轨迹图形生动地反映了作物色素与结构上的信息。但由于*MSS5*的尺度在横坐标上难以处理，再加上其他因素，引入绿度概念，显得更有实用价值。这将在下面讨论。

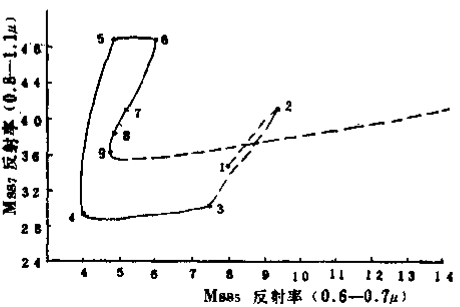


图1　小麦*MSS5*与*MSS7*的动态轨迹
测量日期：1—3月22日，2—3月25日，3—4月1日，4—4月7日，5—4月13日，6—4月26日，7—5月4日，8—5月13日，9—5月20日

（二）作物绿度模式及其与四波段平均反射率的关系

美国宇航局和密执安环境研究所的遥感工作者，在鉴别作物方面提出了许多有实用价值的参数或指标，并着重研究它们的动态变化。其中有代表意义的是绿度模式（Greenness）和图形转换模式[5]（Tasseled-Cap）。

本文以两套绿度模式进行计算，其中一套是

$$G1=\frac{MSS7}{MSS5},\qquad G3=\sqrt{\frac{MSS7-MSS5}{MSS7+MSS5}}$$

$$G2=\sqrt{\frac{MSS7}{MSS5}},\qquad G4=\sqrt{\frac{MSS7-MSS5}{MSS7+MSS5}+0.5}$$

这里G为绿度，*MSS7*为0.8-1.1μ的平均反射率，*MSS5*为0.6—0.7μ的平均反射率。另一套是

$$G1'=\frac{TM4}{TM2}\qquad G3'=\sqrt{\frac{TM4-TM2}{TM4+TM2}}$$

$$G2'=\sqrt{\frac{TM4}{TM2}}\qquad G4'=\sqrt{\frac{TM4-TM2}{TM4+TM2}+0.5}$$

这里$TM4$为0.76—0.96μ的平均反射率值，$TM2$为0.52—0.60μ平均反射率值。

如果上述的绿度模式要在鉴别作物中有实用价值，则模式应该与叶绿素含量、叶面积指数、作物水势（plant water stress）等有较好的相关关系，为了探求绿度与作物水势的关系，我们于82年5月23日10—14时（天气晴朗，空气干燥，天空偶有高云）在六块不同土壤水分含量的小麦地上同时测量了作物反射光谱和土壤含水量。（每块地重复测定3次）结果表明：不同的波段，不同的绿素和土壤水分有不同的相关系数。其中以$G2$与土壤水分有较高的相关性。相关方程为

$$S_m = 5.18 + 4.76G2$$

这里S_m为土壤水分，单位为百分比。方程相关系数为0.71。

绿度表征作物叶面积指数（单位面积里叶子总面积比数）的功能，在下节的绿度的时间曲线中可直观地看到。绿度也可以表征作物的存在临界线。没有作物的背景（如土壤）其绿度值并不为零。在播种前与收割后，我们测定了这四种农作物的背景（即土壤）绿度值，见表2。这是没有大气辐射叠加的作物存在的临界值。表中指出作物存在的临界值是$G1 = 1.90$—1.98。有人经验地指出[6]，利用陆地卫星各波段的亮度计算作物存在的$MSS7/MSS5$比

表2 作物背景绿度值*（山东禹城测点）

绿　度	干　土**	湿　土**	绿　度	干　土	湿　土
$G1$	1.90	1.98	$G1'$	2.94	1.77
$G2$	1.38	1.41	$G2'$	1.72	1.33
$G3$	0.31	0.33	$G3'$	0.49	0.23
$G4$	0.90	0.91	$G4'$	0.99	0.88

* 绿度值为播种前收割后二次测量平均值、土壤为中壤土。

** 土壤水分含量：干土14.1%，湿土20.3%

值为0.55。这可能一方面是两地背景绿度值的差异；另一方面是大气影响。文献[6]利用卫片印象密度转换的亮度值除了地物反射率信息外，还有很多不固定参数（由大气成分不同造成太阳辐射、环境辐照度的差异等），因此地面与卫片临界值的差异是必然的。而且，详细地研究与测定这种差异对大气订正与卫片解释均是有用的。

如果将四种作物的$MSS5$和$MSS7$组合绿度模式作为变量，而将0.4—1.1μ平均反射率作为另一个基本变量在这两个变量的象限里，每种作物有没有独特平面图形？能不能包含富有特色的鉴别信息？

回顾一下Kauth和Thomas[5]所提出的绿度，是以陆地卫星-3中多光谱MSS的各波段辐射亮度值作为变数，由于这两个变量是卫星数字磁带电信号或磁带回放以后的照片密度信号，它们只能表达亮度值。显然，这亮度值包括了太阳辐射、大气传输、环境辐射照度以及作物反射率等综合信息。其中真正反映作物信息的是作物反射率。因为前三项因子与环境、天气条件，大气状况密切有关，由此而得的图形转换模式，很有可能随外界条件的变化而带来波动。

进行地面测量获得的作物反射率资料，不随外界条件变化而变化，本文绿度模式中的MSS值，一律采用反射率，而不用辐射亮度值。因此绿度是一个反射率的比值，是无量纲

的。而平均反射率应有一个渐变过程，因环境因子而波动的异常情况可得到纠正。

图2为四种农作物的绿度$G1$与0.4—1.1μ平均反射率$\overline{\rho}$两个变量的转换图形。

四种作物的转换图形，与典型的Tasseled-Cap转换图形相近。每一种作物均有其本身独特的图形，并在$G1-\overline{\rho}$象限里占有不同的空间位置。

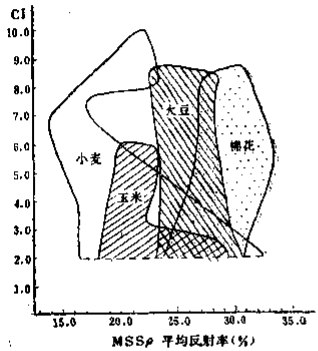


图2 小麦、玉米、大豆、棉花的$G1-\overline{\rho}$转换图形

二、光谱时相分析方法

如上面所述，绿度转换图形反映了两维变量的形象变化规律。对于不知道作物播种，收割的具体日期的遥感资料，这种绿度转换图形确实能起到非常重要的作用。然而，它尚缺乏时间变量。例如上面描述的四种作物图形，就无法知道它们的生长期的长短，特别是两种作物在图形与空间位置相近时，需要时间参量来加以鉴别时，它就有一定的局限性。同时它也无法用类似叶绿素含量、水势叶面积指数等具有时间性变化的生理生态参量来对比、校正和分析。事实上，作物生长本身就是时间的函数。作物生态的变化是渐变的而不是突变的。作物生长的连续性一定伴随着光谱的连续性。有理由认为农田的作物光谱随时间的变化是一个连续函数[7]。陆地卫星照片（影象图）是连续函数的抽样，如果通过地面光谱频繁的测定而建立的连续函数模式，可以对两张相隔18天的卫片上的信息进行内插，从而也就扩大了卫片的应用范围。

（一）绿度的时间剖面曲线

我们仍按两套波长，四种绿度模式，画出了小麦、玉米、大豆、棉花四种农作物的绿度时间剖面曲线。图3为按陆地卫星-3的波段计算的四种绿度的时间剖面曲线。从图中可看出，绿度值不是从零值开始，即作物的背景——土壤有一个绿度起始值，当作物封垄之前，或作物层不完全复盖时，所测得的是作物和土壤的混合光谱。本文讨论的四种作物一般都能完全复盖。

又如图3所示，四种绿度的时间剖面线有相似之处，也各有其特征，$G1$的绿度曲线波动较大，$G2$、$G3$、$G4$的波动逐渐变小。曲线的特征峰位置均一致。按陆地卫星-4专题制图波段计算的$G1'G2'G3'G4'$，其曲线轮廓特征相似，峰谷的相位均相同，不再赘述。现讨论小麦的四种绿度曲线与叶绿素含量变化曲线的吻合情况。在82年3月21日小麦返青后，叶绿素含量一直上升到4月13日成为整个生长期的峰值。绿度$G1$-$G4$在3月31日出现一个小波动后，再迅速上升，到4月13日也达到峰值。在此峰值以后，绿度与叶绿素含量均开始下降，叶绿素含量在扬花以后又有回升，在5月12日扬花和灌浆期，叶绿素含量明显下降。$G3$、$G4$绿度在抽穗扬花期保持不变，一直到灌浆以后才急剧下降。然而$G1$、$G2$却在扬花灌浆期也有所回升。

值得指出的是，我们改变绿度模式，使绿度变为$G6=\frac{MSS7}{(MSS5)^2}$，也就是说在分母上

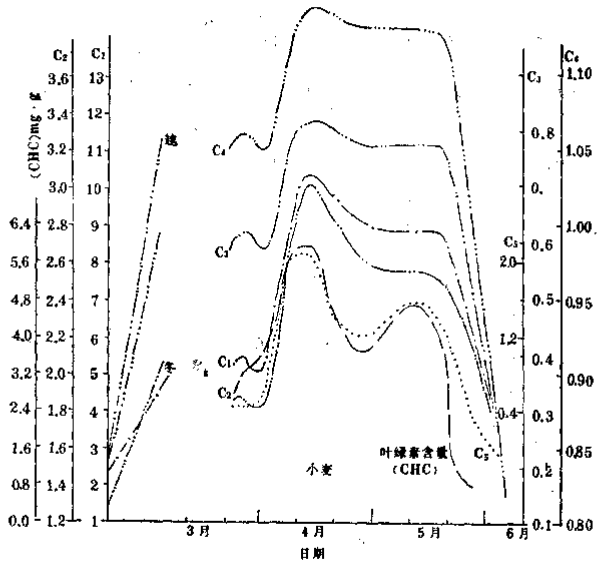


图3a　小麦几种绿度和叶绿素含量的时间剖面曲线

逐渐加大MSS5的指数，绿度曲线由单峰形逐渐变成了双峰形。G6 的曲线与叶绿素含量吻合得很好。

对于大豆，G3 的曲线已经与叶绿素含量曲线比较一致，我们不再选择绿度模式作进一步拟合。见图3b。

对于玉米，我们也可寻找一个绿度函数拟合叶绿素含量：即采用上面公式：

$$G7\ (t) = \begin{cases} \dfrac{MSS7}{(MSS5)^{a2}} \times 5 + 1 & t \leqslant 7\text{月}21\text{日} \\ \dfrac{MSS7}{MSS5} & t > 7\text{月}21\text{日} \end{cases}$$

则G 7 的曲线与叶绿素含量拟合得相当一致，见图3c。

对于棉花，四种绿度均出现三个峰值，而叶绿素含量只出现两个峰值。特别是在生长旺期的八月下旬，反而叶绿素含量降低。这可能是棉花的叶绿素含量测定存在一定问题，因此不再作进一步拟合。

以上是在没有改变波段范围，仅改变波段的比所作的拟合，可以想像出，如果波段的范围作有目的的选择，绿度模式会组合得更丰富。通过对三种作物的某生理参量的拟合，启发我们，有些作物的真实生理生态参量可以通过各种绿度模式去拟合，也进一步说明可见光和近红外波段的组合，蕴藏着丰富的信息。

如果叶绿素含量是作物健康、旺盛的主要指标，那么可以建议，以 G 6 表达冬小麦，以G3表达大豆，以G 7 表达玉米为好。

另外，分析图3c也可看出，玉米的绿度时间剖面曲线由于波段划分的差别，出现有显著差别的两样绿度曲线。这事实表明，象绿度这样物候概念较明确的参数，由于波段的划分不同，可以得出不同的物质特征。用陆地卫星-3波段的G7绿度峰值出现在7月12日前后，即在玉米抽雄之前，并与叶绿素含量变化十分一致。而用陆地卫星4波段的绿度峰值出现在8月9日前后，在抽雄之后。如果考虑到与叶绿素含量配合，陆地卫星-3波段G7更适合表达玉米的特征。这种波段划分所引起的差异，也是在我国卫星最佳波段选择中应该考虑的因素之一。

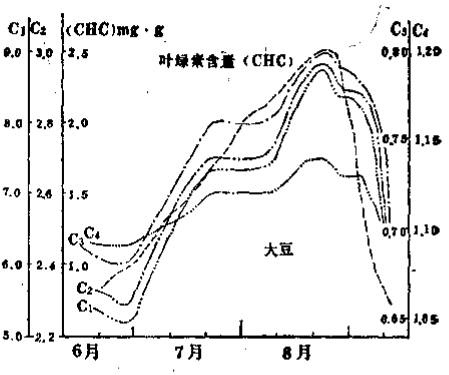


图3b 大豆的几种绿度与叶绿素含量时间剖面曲线

（二）作物鉴别

陆地卫星的数字化资料分析与解译已普遍采用。对农作物的鉴别，传统的类聚训练法已不能胜任。这是因为很多不同农作物在某一张陆地卫星图片上往往具有相同的亮度甚至相同的绿度。也就是说，在类聚图上是属于同一类。也无法通过地面采样对计算机进行训练。如，大豆、玉米与棉花三种作物在7月、8月有些时段绿度是相同的。即使在绿度有差异的时段，由于缺乏前后的动态过程，也很难根据他们的某些绿度差异来鉴别他们的类别。此，建立作物的动态多时相资料就显得更加必要。

图4a、4b为玉米、大豆、棉花在1981年7月、8月间绿度G2和G3′的时间剖面比较图。

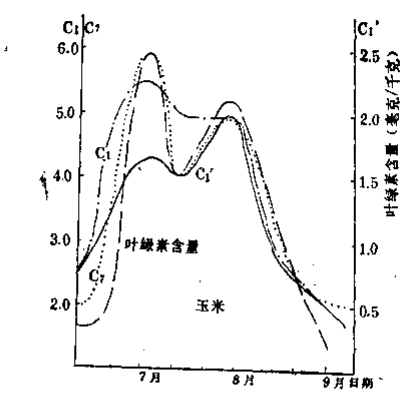


图3c C7和玉米的叶绿素含量对比，及C1、C1′两套波段的绿度剖面曲线对比

三种作物的特异性是明显的。我们如果将三种作物的绿度曲线分别向正负方向扩展20%，使它们由一条线扩展成一条带，它们的特异性仍然是明显的。也就是说，即使81年的资料与其他年份的资料误差（或不稳定度）为20%，根据三种作物的7月8月的绿度全过程曲线，仍可把它们分辨出来。再者，从图4a、4b的差异可知，改变绿度模式，可以由原来差异小的变成差异大的（见7月10日附近）。如果进一步采用各种线性与非线性组合，可得出更多有鲜明差异的绿度曲线。

因此有了这些动态模式作依据，使用18天重复一次的陆地卫星资料，一般能把这三种作物鉴别出来。

以1981年为例，在选择陆地卫星资料时，应避免选用类似7月10日、8月22日这种绿度相近的资料。如果陆地卫星的资料已经日期固定，而且正巧落在这些日子里，又只有一张卫

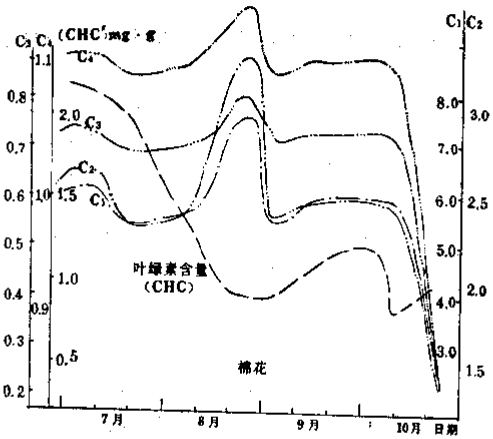


图3d　棉花的几种绿度时间剖面曲线

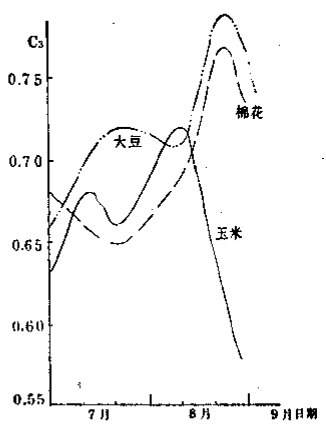


图4a　7、8月份三种作物的绿度G2对比

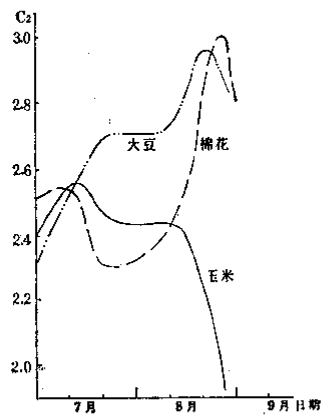


图4b　7、8月份三种作物的绿度G3′对比

片，没有连续资料，这就必须有这三种作物的多年平均的绿度动态模式，并且知道每年的变率，方可采用多种绿度指标作多次对比，把这三种作物鉴别出来。例如，（假定81年资料是相当稳定的）在7月10日可用G3′区别大豆、玉米、棉花。8月10日可用G2鉴别出大豆，用G3′鉴别出棉花，8月22日可用G3′鉴别出这三种作物。

三、结　论

1．小麦、玉米、大豆、棉花在可见光几个波段之间，以及在近红外几个波段之间均具有高度相关性。这四种农作物的鉴别信息主要蕴藏在可见光和近红外波段的反射率所组合的

综合参数里边。

2．这四种农作物各自具有独特的绿度转换图形为用动态遥感资料鉴别它们提供形象依据。

3．小麦、玉米、大豆、棉花的两套波长的绿度时间剖面曲线各具特色，是更细鉴别作物的有用手段。本文提出的新的绿度组合模式G6和G7分别与小麦和玉米的叶绿素含量曲线十分吻合，G3和大豆的叶绿素含量曲线较为吻合。

4．巧妙组合绿度模式，合理运用绿度模式，可带来更多的信息。

5．对于玉米，不同的波段划分，可得出不同的绿度时间剖面曲线。关于这点，也是我国卫星最佳波段选择应考虑的因素之一。

本文主要目的是阐明作物多时相光谱在作物鉴别中的作用，重点介绍研究方法。由于资料年代尚短、结论尚是初步的。笔者旨在抛砖引玉，以求得我国的遥感作物鉴别工作的发展。

本工作得到左大康同志和张晋同志的指导和帮助，审稿同志也对本文提了不少修改意见参加本工作的还有姜东文等五位同志，一并在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

〔1〕Tucek, C. j. , Red and Phoeographic Infrared Liner Combination for Monitoring Vegetation, *Remote Sensing of Environment*, (8), 127—150,1979.

〔2〕Nalepka, R. J. , Colwell and D. Rice, Forecasts of winter wheat and Production Using Landsat Data, Report 114800-38-F, Environmental Res. Inst. of Mich, Ann Arbor, MI, December 1977.

〔3〕Malila, W., J. Gleasson, F. Sadowsi, F. Sadowsi, R. Cicone, and E. crist, Applications of Modeling to Analysis and Processing of Landsat Data, Proc. of 12th International Res. Inst. of Ann Arbor, Mt., April 1978.

〔4〕Swain, P. H. and Davis, S. M. et. al. REMOTE SENSING THE QUATITATIVE APPROACH,Mcgraw-Hill Inc.,1978.

〔5〕Kauth, R. J. and G. S. Thomas, The Tasseled-cap——A Graphic Description of the Spectral-Temporal of Development of Agricultural Crops As Seen by Landstat, Machine Processing of Remotely Sensed Data, Symposium Proceedings, Rurdue/LARS, Were Lafavette IN, 1976.

〔6〕Malila, W. A. , P. F. Lambeck and E. P. Crise: Landsat Features for Agricutural Applications,Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of Environment, April 1980.

〔7〕Crist, E. P. and W. A. Malila, A Tomporal-Spectural Analysis Technique for Regetation Application of Landsat, Symposium Proceedings, At 14-th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 4, 1980.

热红外遥感作物估产模式的理论分析及最佳遥感条件的选择

张 仁 华

一、引 言

从遥感平台上获得作物的热红外辐射，是发自于仅几个微米的表面层，然而这一层是作物能量与物质交换的界面。它是能流、物质流必经的大门。因此作物热辐射信息也就成为能量与物质输入、输出的一种指标。对于作物群落而言，这界面是向各种方向伸展的叶子的表面的总体反映。显然，作物群体的热红外信息发自这个界面，通常称其为活动面。

Idso，Jackson，Reginato等提出利用作物活动面的热红外信息进行作物估产的SDD模式，进而又发展了CWSI指标，改进了SDD模式[1]。我们在1981、1982年也进行类似的试验，在1983年以后进行扩大面积的试验，也取得相似的结果。这表明，这种估产模式是有一定的应用价值的。同时，我们在试验中发现，该模式也受到环境条件的影响与干扰。为了更好地利用遥感信息进行估产，本文试图对这种估产的理论根据作一探讨，并通过环境参数对模式影响的分析，试图找到更主动地选择最佳的遥感条件。

二、估产模式的理论分析

SDD估产模式的核心是利用作物活动面温度和空气温度的差值（T_a-T_o），在作物干物质积累的转折时期，开始累加（T_a-T_o）值，因此分析与推导从（T_a-T_o）入手。

作物活动面温度取决于这个面的热量平衡过程。由此可知，从遥感传感器接收到的热辐射信息，包含了地表作物热量各分量的信息。作物活动面的热量平衡方程为

$$I_a = LE + H + S \qquad (1)$$

式中I_a为作物活动面的净辐射，LE为作物群落活动面的蒸散(包括蒸发与蒸腾)潜热，H为这个面对空气的湍流热通量，S为这个面对地面传递的热通量。它们的量纲为(Cal·cm^{-2}·s^{-1})

将各分量的物理表达式代入，并可认为在作物全覆盖的活动面，土壤热通量相当小，而且近似相当于净辐射通量成比例的一个数值。这样（1）就可写成上面形式：

$$-(1-\beta)I_a = \frac{L\cdot\rho}{P(R_a+R_s)}(e_a-e_o) + \frac{\rho C_p}{R_a}(T_a-T_o) \qquad (2)$$

式中T_a为空气温度（℃），T_0为作物活动面温度（℃），R_a为空气阻力（S/cm），R_a为作物气孔阻力（s/cm），P为大气压力（mb），L为汽化潜热（Cal/g），ρ为空气密度(g/cm^3)，C_p为定压比热（Cal/g·℃），$\beta=\frac{S}{I_a}$。变换（2）式：

$$(\beta-1)\ I_a = -\frac{L\rho}{P(R_a+R_s)}(e_{ao}-e_a) + \frac{\rho C_p}{R_a}(T_o-T_o) + \frac{L\rho}{P(R_a+R_s)}(e_{ao}-e_{oo})$$

$$(\beta-1)\ I_a = -\frac{L\rho}{P(R_a+R_s)}(D+D') + \frac{L\rho}{P(R_a+R_s)}(e_{ao}-e_o) + \frac{C_p\rho}{r_a}(T_a-T_o)$$

$$(\beta-1)\ I_a \cdot \frac{L\rho}{P(R_a+R_s)}(D+D') = (T_a-T_o)\left[\frac{R_aL\rho\Phi + C_p\rho P(R_a+R_s)}{P(R_a+R_s)\cdot R_a}\right] \quad (3)$$

$$(T_a-T_o) = \frac{(\beta-1)I_aP(R_a+R_s)r_a}{R_aL\rho\Phi + P(R_a+R_s)C_p\cdot\rho} + \frac{L\rho(D+D')R_a}{R_aL\rho\Phi + PC_p\rho(R_a+R_s)}$$

$$= \frac{(B-1)I_aP(R_a+R_s) + L\rho(D+D')}{L\rho\Phi + \dfrac{C_p\rho P(R_a+R_s)}{R_a}}$$

式中 $D=e_{ao}-e_a$ 为空气中水汽饱和差，$D'=e_{ao}-e_o$ 为贴叶面水汽饱和差，e_{ao} 为空气中（离作物活动面1.5m左右）饱和水汽压，e_a为空气实际水汽压，ϕ为温度-饱和水汽压的曲线斜率（℃/mb），e_{oo}为贴近叶面的饱和水汽压，e_o为贴近叶面的实际水汽压，在土壤水分充分供应，气孔阻力r_s接近于零，则$e_o=e_{ooo}$。

二氧化碳吸收方程为：

$$F = f\cdot\frac{(C_2O)_{空气}-(C_2O)_{叶绿体}}{r_a+r_s+r_m} \quad (4)$$

式中r_m为叶肉阻力（s/cm）。通常在叶绿体中二氧化碳的浓度很小，接近于零。在空气中的二氧化碳浓度保持一个相对稳定浓度。如果在相同的二氧化碳浓度下，并具有相同的光辐射照度，作物的根系处于充分供水与不充分供水的两种土壤里，两者的气孔张开程度不一样，气孔阻力当然也不一样。在充分供水的土壤里气孔对于水汽阻力接近零，对于CO_2的吸收阻力不等于零，而保留一个残存阻力R_{so}。在不充分供水的土壤里，气孔阻力与土壤水势有密切关系，气孔阻力在很大程度上和土壤水分含量有较为复杂的定量。

以充分供水的作物的二氧化碳吸收量与不充分供水的进行相比，得出相对的二氧化碳吸收量，它与作物的生长量密切相关。我们定义G_r为相对生长量：

$$G_r = \frac{R_a+R_m+R_{so}}{R_a+R_m+R_s} \quad (5)$$

式中Rm为叶肉阻力。相对生长量既与气孔阻力、叶肉阻力有关，也与空气阻力有关。

转换（5）式：

$$T_a+T_s = \frac{R_m+R_a+R_{so}}{G_r} - r_m \quad (6)$$

以（6）式代入（3）式，得：

$$T_a - T_o = \frac{P(\beta-1)I_s\left(\frac{R_m+R_a+R_{so}}{G_r}-r_m\right)+C_1(D+D')}{C_2+C_3P\left(\frac{R_m+R_a+R_{so}}{G_r}-r_m\right)/R_a} \quad (7)$$

式中$C_1=0.655$，$C_2=1.573$，$C_3=2.71\times10^{-3}$，通过量纲分析，（7）式在物理含义上是正确的。

$P(\beta-1)I_s\{((R_m+R_a+R_{so})/G_r)-r_m\}$是辐射增温项，$R_a$、$R_s$就是增温速率指标。

$C_1(D+D')$是蒸散降温项，它是降低活动面温度的。

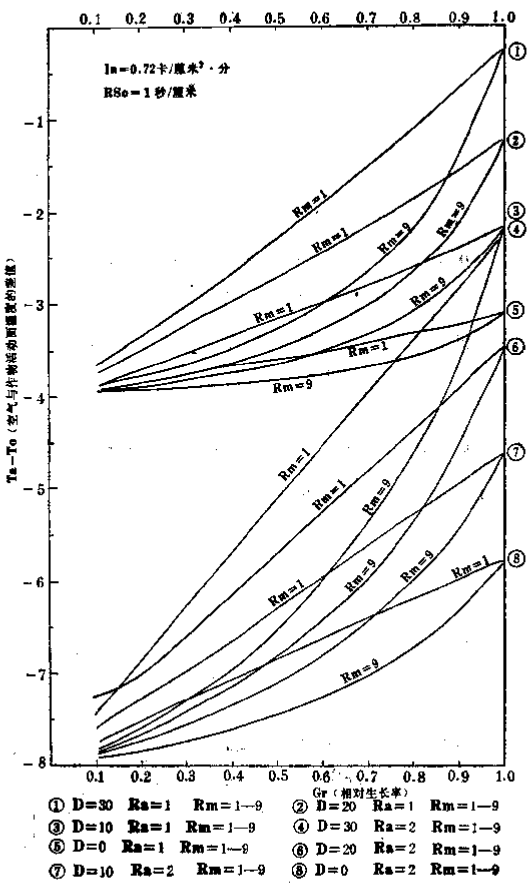


图1 （a）白天典型的Ta—To与Gr的定量关系

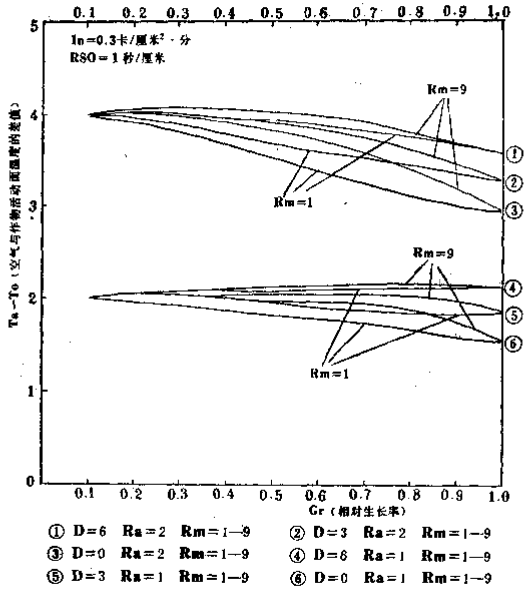


图1 （b）夜间典型的Ta—To与Gr定量关系

当上述两项贡献相等时，就是T_a与T_o相等的转折点，该点的净辐射

$$I_n = \frac{C_1(D+D')}{P(\beta-1)(R_a+R_s)}$$

$C_2+C_3P\{((R_m+R_a+R_{so})/G_r)-R_m\}/R_a$也为增温速率系数，在作物活动面获得能量后，改变温度的速率主要取决于$\frac{R_s}{R_a}$的比值，R_s和R_a两者的作用是相反的。

三、最佳遥感条件选择

为了更准确地从热红外遥感中提取作物长势的信息，提取干物质积累以致最终的作物产量的信息，必须排除环境参数I_n、$(D+D')$、R_a等对作物产量信息的干扰；必须探讨作物本身的叶肉阻力r_m对信息的影响。

1．作物种类对（T_a—T_o），Gr函数值的影响

不同作物除了各种定性的生态特征以外，对于水汽与二氧化碳均存在定量的指标，而对于光合作用，其主要的内在指示性参数是叶肉阻力r_{mo}。这种阻力对于水汽却并不存在。

叶肉阻力的变化范围很大，决定于非常复杂的生物化学因子。El. Sharkawy和Hesketh发现其范围从玉米和向日葵的1.0s/cm左右到狗牙根的10s/cm。对分析（T_a-T_o）与G_r的关系来说，不同的叶肉阻力表征着不同的作物。

图1（a）中可以看到，叶肉阻力从1变化到9时，当T_a—T_o的变化为$G_r=0.5$附近时，

T_a-T_o可有1℃左右；在$G_r=1.0$，即在作物处于充分供水的条件下，T_a-T_o没有任何差异。当$C_r=1$时，（7）式变为：

$$T_a-T_o=\frac{P(\beta-1)I_a(R_a+R_{a_o})+C_1(D+D')}{C_2+C_3P\left(1+\frac{R_{a_o}}{R_a}\right)} \qquad (8)$$

从此式中看到R_m参数已不存在，这规律是非常有用处的。当作物种类不清楚时，应该选择充分湿润，作物长势旺盛的地块，在那里遥感的T_a-T_o与作物种类无关，显然可以避免r_m的影响。

2．总空气饱和差的影响

总空气饱和差（$D+D'$）包含两个因子，D是环境参数，D'除受环境因素控制外，还受到作物水分状况的影响。叶面的气孔是水汽出口，如果作物从根系不断吸水，输送到气孔逸出至大气，叶面气孔口就可能饱和。相反，作物取决于受胁状况，缺乏应有的水分，作物自卫地呈现高水势，叶面气孔口就不可能饱和。因此D'是作物受胁状况的指针，比$Ta-To$更直接，更确切，然而e_{o_o}取决于To，因此D'也是活动面温度的函数。

（$D+D'$）控制着（$Ta-Ts$）和相对生长量变化速率。对于相同的作物，（$D+D'$）越大，（$Ta-To$）随Gr的变化速率也越大。

当$Ra=1$，$D+D'=0$，$Gr=0.1—1.0$，$Ta-To=-3.3—-3.8$℃；

$Ra=1$，$D+D'=30$，$Gr=0.1—1.0$，$Ta-To=-0.2—-3.7$℃；

而$Ra=2$，$D+D'=0$，$Gr=0.1—1.0$，$Ta-To=-4.9—-7.8$℃；

$Ra=2$，$D+D'=30$，$Gr=0.1—1.0$，$Ta-To=-2.6—-7.8$℃。

这种特性说明，热红外遥感应选择在低湿气团控制下的天气。南方长期的阴雨无法进行遥感试验；即使在阴雨过后的晴天，如果空气湿度很大，对探测作物长势和相对生长量也是不利的。

一日之中，饱和差变化也很大。在凌晨因夜间辐射冷却，气温下降，空气接近饱和状态，有时因过饱和而出现露水。在中午由于太阳辐射的加温，空气饱和差迅速变大。在山东禹城的春天，饱和差从早晨的5mb，变化到中午的30mb，甚至40mb。因此对作物相对生长量进行遥感时，应选择在中午或午后1—2时，那时具有最大的（$Ta-To$）值。

3．风速对（Ta—To）与Gr函数值的影响

空气阻力基本上取决于风速，以最通用的u（风速）与Ra的物理表达式计算出表1。

从图1（a）中可以明显地看到，（$Ta-To$）随Ra变化非常剧烈。同样，风速对$Ta-To$的影响也非常大。

表1　Ra与风速对照表（u：m/s，作物高度=50cm）

Ra / u / Z_o (cm)	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
$Z_o=5$	6.00	3.00	2.00	1.50	1.20	1.00	0.90	0.70	0.66	0.60	0.54	0.49	0.45	0.42	0.39	0.37	0.35	0.33
$Z_o=10$	3.59	1.79	1.19	0.89	0.72	0.59	0.51	0.45	0.40	0.36	0.33	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22	0.21	0.20
$Z_o=15$	2.48	1.24	0.83	0.62	0.49	0.41	0.35	0.31	0.28	0.24	0.23	0.21	0.19	0.18	0.17	0.16	0.15	0.14

在所有气象参数中，风速对T_a-T_o的控制作用最大。热红外遥感在静风下获得的作物生长量和活动面温度的信息要比在大风下高3—4倍。无疑在静风或小风的条件下，对热红外遥感是最有利的。

4 净辐射对（T_a-T_o）与Gr函数值的影响

图1（a）为净辐射$I_n=0.76Cal/cm^2\cdot min$，各气象因子与（$T_a-T_o$）的关系图。这基本上代表了晴朗天气的中午的情况。图1（b）为$I_n=-0.30Cal/cm^2\cdot min$的情况，反映了晴朗夜间的情况。

从这两个图的差别可知，在白天净辐射通量为正值，T_a-T_o通常是负值，也就是作物活动面温度高于空气温度，作物长势越好，土壤水分越充足，G_r值就越小，T_a-T_o值也就越小。作物生长旺盛的地区，在热红外遥感影响图上呈现冷区。在夜间，净辐射为负值，T_a-T_o通常为正值，也就是作物活动面温度低于空气温度。因此在作物长势好的地区，有较小的正温差，在遥感图象中呈现出暖区。

夜间与白天相比，在夜间的热红外图象中作物长势的信息要少得多。在图1(b)中示出，G_r从0.1变化到1.0，T_a-T_o的变化甚微；而在白天，如图1（a）所示，G_r从0.1变化到1.0，T_a-T_o的变化值高达6—8℃之多。在$R_n>2$时，即风速更小的场合，T_a-T_o值更大。

四、玉米估产的实践

玉米是碳四作物，它的叶肉阻力约1 s/cm，测量时间在1983年7—9月，测量平台为30m，测试面积3500m^2。每日选择午后2时的最佳观测时刻。用喷灌方式，人工控制着6块试验地的土壤水分含量，尽量使其呈现等差级数分布，从而控制不同等级的长势。由于玉

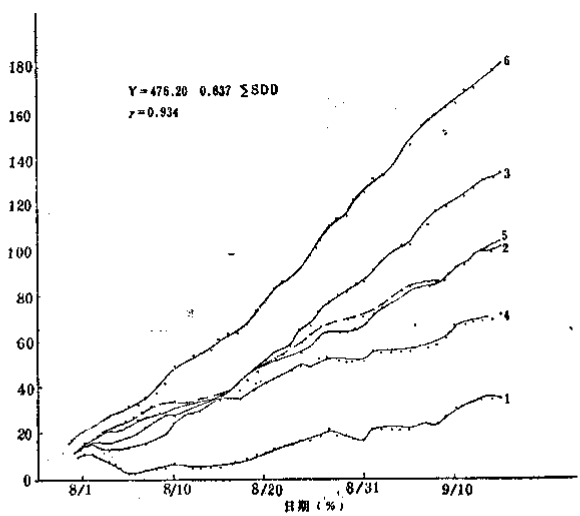


图2 1983年六块玉米地的ΣSDD发展图

米生长处于多雨的夏季，对于G_r信息的获得不太有利。图2中可看到8日12—20日，In值较小，风速较大，雨水较多，（T_a-T_o）的差异不太明显；2、3、4、5号试验地的ΣSDD发展曲线重叠在一起，特别是2号地与5号地发展曲线始终交织在一起。

1号试验地保持充分湿润，6号地从播种到收割不进行灌溉，这块地的土壤水分全是由天然降水供给。这两块地ΣSDD发展有较明显差异。

产量的验收是以每块试验地的总玉米棒子数的重量来衡量。最终产量结果和1982年相似：以1、4、2、5、3、6号地顺序排列。产量Y与ΣSDD的相关方程为

$$Y = 476.2 - 0.837\Sigma SDD$$

此相关方程与1982年小麦的产量相关方程相比，呈现了两种不同的类型，因小麦生长季节处于春季，空气干燥，蒸散强烈，G_r和T_a-T_o的信息量大，活动面温度常低于空气温度，特别是1号地，在1983年夏季多雨，蒸腾量相对地变小，作物面经常呈现高于气温的现象，特别是6号地。在夏季玉米地的ΣSDD累积值都大于零的区域里发展。

在美国阿利桑那州农业部水保持实验室也经常观测到叶面温度低于空气温度的现象。根据本文的机理分析，可以明确解释这个现象。干燥的阿利桑那地区，使作物加剧蒸散，甚至抵消了强烈的净辐射值。

五、结　语

通过作物活动面的热量平衡方程和二氧化碳吸收方程，联解出热红外信息和作物生长率的定量关系，作出了部分条件下的列线图，明确了SDD估产模式的机理。通过分析，找到了这种估产模式的最佳遥感条件：低风速，强净辐射（晴天、中午），大的空气饱和差（中午、春季）和充分湿润的土壤。

通过高塔平台对玉米的热红外信息，再次求得相关系数为0.934的估产精度。

在类似这样的估产试验中，还必须注意到随着估产面积的增大，环境多数的影响也会增大。因此应对空气饱和差、风速、净辐射通量引起足够的重视。有些参数，例如净辐射通量可以通过遥感手段获得。有些参数可以从周围气象台站取得。如何将这获得的参数应用到模式中，如何订正和延伸这些参数，也将成为这种遥感作物估产的一部分内容。

参考文献

〔1〕Idso, S.B., R.D.Jackson and R.J.Keginato, *Science*, Vol.196, P.19, 1977.

〔2〕Idso, S.B., R.D.Jackson, P.J.Pinten and Rejinato, *Agric.Meteorol*, Vol.24, P.45, 1981.

〔3〕张仁华，科学通报，第21期，1982.

〔4〕张仁华，红外研究，第4期，第215页，1985.

〔5〕罗森堡，小气候——作物环境（李怀谨等译），科学出版社，1982.

河床地貌演变研究的计算机方法
——河床冲淤计算和地形图绘制

刘书楼　洪笑天　马绍嘉　彭玉水　孙　力　陈宝雯

一、前　言

河床冲淤结果的形态分布和量值的计算，在研究河床地貌及其演变过程中占有重要地位。有了精确的河床冲淤数量和冲淤部位，就可以深入分析河床地貌的成因过程，研究其演变规律。应用现代技术手段，有效的解决和处理上述问题，是水利工作者、河流地貌工作者所面临的重要课题。目前，冲淤量传统的人工计算方法和河床地形等高线图的人工编制，不仅费人费时，而且任意性很大，精度很难保证。应用计算机方法计算河床冲淤量和自动编图，可以克服以上弊病。本文将着重讨论根据河床随机分布的离散点的地形参数（平面座标X，Y和高程座标Z），计算河床冲淤量值和自动编绘河床地形等高线图的计算机方法。

二、冲淤量计算的数学模式和计算方法

为了简化其分析研究过程，本文首先把河道（河床）分解为各自独立的河床段。把每个段设想为一个满足于冲淤条件的有源的长方体形水箱，本文称之谓“箱式模型”来进行描述，建立其数学模式和计算方法。

假设：把物质（泥沙）迁移转化的空间（河道），看成是多个有源箱式模型的连接体，不考虑物质变化的细节，只研究泥沙分布随时间变化的函数关系。亦即只研究床面层以外，悬移质的平均浓度（含沙量）随时间变化的函数关系。取其中一个模式模型为例，根据物质守恒定律得：

$$\Sigma Q = \Sigma Q_1 + \Sigma Q_2 \qquad (1)$$

其中：ΣQ——总注入量；ΣQ_1——总排出量；ΣQ_2——总冲淤量

总冲淤量ΣQ_2可直接根据箱式模型的地形参数，计算两个不同时刻（时间段）T_1，T_2时的河床沙体体积（下文简称体积）差得到，也可以根据箱式模型泥沙总注入量和总排出量之差来计算。前者我们称谓直接计算法，后者称谓间接计算法，现分述如下。

（一）ΣQ_2的间接计算方法

根据悬移质相对分布的紊流交换理论，泥沙浓度的垂直分布为：

$$C_y = c_a\left(\frac{d-y}{y}\cdot\frac{a}{d-a}\right)^z \qquad (2)$$

其中：C_y：距床面y处的浓度，C_a：距床面a处的浓度，d：平均水深，$z = V_s/KU^*$，

$$V_s^2 = \frac{F}{Co}\cdot\frac{1-\rho_f}{P_f}\cdot qD$$

V_s：沉速，U*：泥沙阻力摩擦流速，K：卡门常数，F：与泥沙形状有关的常数，C_D：阻力系数，ρ_s：泥沙的密度，ρ_1：水的密度，g：重力加速度，D：粒径。

所以只要知道沉速为V_s的泥沙在床面a处的浓度C_a，即可求出距床面任何高度y处的浓度C_y。

根据悬沙运动的理论，断面输沙量Q为：

$$Q = \int [\int \overline{C}_y \overline{V} \, d_s] d_t \qquad (3)$$

其中：$\overline{C}_y$——断面平均浓度；$\overline{V}$——水流断面平均流速；S——断面面积。

此种方法计算河床冲淤量，由于输沙理论的局限和泥沙测量技术的限制，床面a处的泥沙浓度C_a，很难正确测定，计算误差往往很大；因此，实际上则不得不求助于经验方法来估算。

（二）ΣQ_2的直接计算方法

ΣQ_2和冲淤体积是直接相关的，以下的讨论中将引用冲淤体积V来代替Q。

假设：Vt_1表示T_1时刻河床沙体的体积，Vt_2表示T_2时刻的河床沙体体积，则冲淤体积为：

$$\triangle V = Vt_2 - Vt_1 \qquad (4)$$

当：

$\triangle V > 0$时，表示淤积

$\triangle V < 0$时，表示冲刷

$\triangle V = 0$时，冲淤量值平衡

为了减少由于计算方法所产生的误差，在计算某时刻T_i时的体积时，可应用长方体分割、横断面分割和柱体分割三种方法分别求出，再进行平均。其方法是：

1．长方体分割法

假设：将给定的某一河床段（箱式模型），置于指定的直角座标系（X、Y、Z）下，（如图1）。它的体积是由曲面：$Z = F(x, y)$，和x、y平面上矩形区域$a \times b$所组成。其中函数$F(x, y)$在〔a、b〕区域内是连续的。根据重积分的概念不难得出：

$$V_i = \int_0^b \int_0^a F(x, y) dx dy \qquad (5)$$

我们知道，重积分的概念是在"分割求和"的基础上加上"取极限"的过程形成的。因此，可以用平行x轴和y轴的直线网把a—b平面，分成若干个正方形（或矩形）的小区。记以$\triangle S_1$，$\triangle S_2 \cdots \triangle S_n$，用来表示小区域的面积标号。相应的也把河床分成了$n$个小长方体$\triangle V_1$，$\triangle V_2 \cdots \triangle V_n$。我们在这样的每一个小区域中，取任意一点$(x_1, y_1)$，$(x_2, y_2) \cdots (x_n, y_n)$的$\Delta Si$作为底，$F(x_i, y_i)$为高的立方体代替长方体$V_i$，其体积分别为：

$F(x_1, y_1) \triangle S_1$，$F(x_2, y_2) \triangle S_2 \cdots$

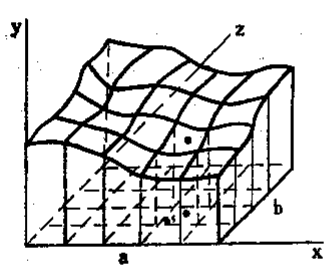


图1

$F(x_n, y_n) \triangle S_n$，相加起来就可以得到所求河床沙体体积的近似值。

$$V_i = F(x_1, y_1)\triangle S_1 + F(x_2, y_2)\triangle S_2 + \cdots + F(x_n, y_n)\triangle S_n$$

则：

$$V_i = \sum_{i=1}^{n} F(x_i, y_i)\triangle S_i \tag{6}$$

当平行于x轴和y轴的直线网的间隔$\triangle x$，$\triangle y$一旦被确定之后，$\triangle S_i = \triangle x \cdot \triangle y$即为固定常数$K$也随之而被确定下来。显然，只要求出相应的$Z_i = F(x_i, y_i)$，问题便得到解决。

一般所得到的地形参数，往往是随机分布的离散点。所以上述问题，可归结为由已知随机分布离散点的地形参数(x, y, z)，求正方形（或矩形）网格结点高程Z_i的计算方法。本文采用“双线性插补加权平均法”求得，其方法如下：

设：某一网格点位于i，j网格座标的交点上，通过$x=i$，$y=j$按如下逻辑条件选择参考点1）。

$$T_1(x_1, y_1, z_1)\begin{cases} x_1 - x_i \geqslant 0 \\ y_1 - y_i \geqslant 0 \\ |[(x_1-x_i)^2 + (y_1-y_i)^2]^{\frac{1}{2}}|_{min} \end{cases}$$

$$T_2(x_2, y_2, z_2)\begin{cases} x_2 - x_i \leqslant 0 \\ y_2 - y_i \geqslant 0 \\ |[(x_2-x_i)^2 + (y_2-y_i)^2]^{\frac{1}{2}}|_{min} \end{cases} \tag{7}$$

$$T_3(x_3, y_3, z_3)\begin{cases} x_3 - y_i \leqslant 0 \\ y_3 - y_i \leqslant 0 \\ |[(x_3-x_i)^2 + (y_3-y_j)^2]^{\frac{1}{2}}|_{min} \end{cases} \tag{8}$$

$$T_4(x_4, y_4, z_4)\begin{cases} x_4 - x_i \geqslant 0 \\ y_4 - y_j \leqslant 0 \\ |[(x_4-x_i)^2 + (y_4-y_j)^2]^{\frac{1}{2}}|_{min} \end{cases} \tag{9}$$

$$\tag{10}$$

其中：T_1，T_2，T_3，T_4为随机分布的已知参考点。

假设：结点$T_{i,j}$被所选参考点屏蔽，则根据T_1—T_4的座标和高程可求结点的高程$Z_{i,j}$。以$T_{i,j}$为相对新原点，T_1—T_4用新座标表示，则：

$$Z_{i,j} = (\overline{Z}_{Tx} + \overline{Z}_{Ty})/2 \tag{11}$$

其中：$\overline{Z}_{Tx} = Z_{2-3} + (Z_{1-4} - Z_{2-3}) \cdot |X_{2-3}| / (|X_{1-4}| + |X_{2-3}|)$

$\overline{Z}_{Ty} = Z_{3-4} + (Z_{1-2} - Z_{3-4}) \cdot |y_{3-4}| / (|y_{1-2}| + |y_{3-4}|)$

$Z_{1-2} = Z_2 + (Z_1 - Z_2) \cdot |x_2| / (|x_1| + |x_2|)$

$Z_{2-3} = Z_3 + (Z_2 - Z_3) \cdot |y_3| / (|y_2| + |y_3|)$

$Z_{3-4} = Z_4 + (Z_3 - Z_4) \cdot |x_4| / (|x_3| + |x_4|)$

1）当参考点位于i，j网格交点上或座标轴上时，取本参考点代替相应所求的点。

$$Z_{1-4} = Z_4 + (Z_1 - Z_4) \cdot |y_4| / (|y_1| + |y_4|)$$

由(11)式不难建立以$Z_{i,j}$为元面的网格结点矩阵$\{Z_{i,j}\}$。

$$\{Z_{i,j}\} = \begin{Bmatrix} Z_{1,1} & Z_{1,2} \cdots\cdots Z_{1,t} \\ Z_{2,1} & Z_{2,2} \cdots\cdots Z_{2,t} \\ \cdots \\ \cdots \\ Z_{j,1} & Z_{i,2} & Z_{j,t} \end{Bmatrix}$$

则

$$V_t = \sum_{j=1}^{j} \sum_{i=1}^{t} \{Z_{i,j}\} \cdot K \qquad (12)$$

其中：K—与网格分割间隔相关的常数。

2．横断面分割法

断面分割是一般常用的体积计算方法，横断面可以垂直于X轴，也可以垂直于y轴。设：横截面垂直x轴，其截面面积为$S(x)$。

则：$$V_t = \int S(x)\,dx \qquad (13)$$

当$x = x_i$时，$S(x_i) = \int F(x_i, y)\,dy$

因此，当x的增量$\triangle X$（间隔）给定后，根据结点矩阵$\{Z_{i,j}\}$的建立方法可知，对应矩阵列（或行）元素，即是所求断面各结点的高程$Z_1 = F(x_i, y_j)$，按梯形法求其部分面积。

$$S_1(x_i) = (Z_{1,1} + Z_{1,2}) \cdot \triangle y/2$$
$$S_2(x_i) = (Z_{1,2} + Z_{2,3}) \cdot \triangle y/2$$
$$\vdots$$
$$S_i(x_i) = Z_{1,(j-1)} + Z_{i,j}) \triangle y/2$$

其截面总面积为：

$$S(x_i) = \sum_{1}^{j} \frac{z_{j-1} + z_j}{2} \cdot \triangle y$$

则体积为：

$$V_i = \sum_{1}^{i} \sum_{2}^{j} \frac{z_{j1} + z_j}{2} \triangle y \cdot \triangle x$$
$$= \sum_{1}^{i} \sum_{2}^{j} \frac{z_{j-1} + z_j}{2} K \qquad (14)$$

对于垂直于y轴的横截面，同理可得：

$$V_i = \sum_{1}^{j} \sum_{2}^{i} \frac{z_{i-1} + z_i}{2} K \qquad (15)$$

3．柱体分割法

这里谈及的所谓柱体分割，是用等高面切割地形。当我们取的等高距足够小时，由于每个量级的等高线本身，或通过模型边界所闭合。因此，可近似的把两等高面之间的形体看作柱体，分别计算体积，再进行求和得总体积。其方法与绘制等高线地形图相仿。不同的是在处理等高线时，根据要求适当的减少了等高距。另外，为了计算每一个等高面的面积，在处理每个等高线的同时，以二维数组格式，记录下按规定的x增量$\triangle x$（或$\triangle y$）等高线上逐点对应的座标值(x_i, y_i)，并辅以记录座标点的线条归宿。这样当被检索出的特殊点（切点）

作重复处理后，对应每个X值，将是成对的y值座标。我们以奇偶序号来区分。然后用梯形法计算等高面面积，再根据等高距计算体积。

设：S_i为第i个等高面面积

则：$S_i = \int F(x)\,dx$ (16)

假设对每个X值成对的y座标用（1，2），（3，4）…（$2n-1$，$2n$）表示，$n=1$，2，3…。X被分割数为K，按序号1，2，3…K排列。

$$
\begin{aligned}
S_i &= S_{i1} + S_{i2} + \cdots + S_{ik} \\
&= \left[\frac{(y_{1,1}-y_{1,2}) + (y_{2,1}-y_{2,2})}{2} + \frac{(y_{1,3}-y_{1,4}) + (y_{2,3}-y_{2,4})}{2} \right. \\
&\quad \left. + \cdots + \frac{(y_{1,(2n-1)}-y_{1,2n}) + (y_{2,(2n-1)}-y_{2,2n})}{2} \right] \triangle z \\
&\quad + \left[\frac{y_{2,1}-y_{2,2}) + y_{3,1} - - y_{3,2})}{2} + \frac{(y_{2,3}-y_{2,4}) + y_{3,3}-y_{3,4})}{2} \right. \\
&\quad \left. + \cdots + \frac{(_{2,2(u-1)}-y_{2,2n}) + (y_{3,(2n-1)}-y_{3,2n})}{2} \right] \triangle x \\
&\quad + \cdots \\
&\quad + \left[\frac{(y_{(k-1),1}-y_{(k-1),2}) + (y_{k,1}-y_{k,2})}{2} + \right. \\
&\quad \left. + \frac{(y_{(k-1),3}-y_{(k-1),4}) + (y_{k,3}-y_{k,4})}{2} \right. \\
&\quad \left. + \cdots + \frac{(y_{(k-1),(2n-1)}-y_{(k-1),2n}) + (y_{k,(2n-1)}-y_{k,2n})}{2} \right] \Delta x \\
&= \left\{ \left[\Sigma y_{1,(2n-1)} + 2\Sigma y_{2,(2n-1)} + 2\Sigma y_{3,(2n-1)} + \cdots + \Sigma y_{k,(2n-1)} \right] \right. \\
&\quad \left. - \left[\Sigma y_{1,2n} + 2\Sigma y_{2,2n} + 2\Sigma y_{3,2n} + \cdots + \Sigma y_{n,2n} \right] \right\} \cdot \frac{\triangle x}{2}
\end{aligned}
$$

化简得：

$$
\begin{aligned}
Si &+ \frac{\triangle x}{2} \left[\Sigma y_{1,(2n-1)} + \Sigma y_{k,(2n-1)} - \Sigma y_{1,2n} - \Sigma y_{k,2n} \right] \\
&+ \triangle x \left[\sum_{i=2}^{k-1} y_{i,(2n-1)} - \sum_{i-2}^{k-1} y_{i,2n} \right]
\end{aligned}
\qquad (17)
$$

其中：$y_{k,2n}$，下标K为x分割序号，n为成对的y座标序号。设等高距为$\triangle Z$，则：

$$Vt = \sum_{1}^{m} S_i \cdot \triangle Z$$

其中m为切割数，为节约运行时间，确定切割等高面时，应首先扫描出两次地形的最高值和最低值，找出边界条件。

三、河床地形图的绘制方法

编绘河床地形图，首先根据河床地貌结构线选取能够解析河床形态的特征点T_i。由点集$\{T_i\}=\{x_i, y_i, z_i\}$，求出所选择的正方形（或矩形）网格结点的高程，建立网格式河床数字地形模型（或由特征点建立三角网式数字模型）。河床数字地形模型，是实现计算机自动编绘河床地形图的先决条件。然后按以下逻辑条件扫描插补等值点。

$$\begin{cases}(Z-Z_o(i_1))\cdot(Z-Z_o(i_2))\geqslant 0\\(Z-Z_o(i_2))\cdot(Z-Z_o(i_3))\geqslant 0\\(Z-Z_o(i_3))\cdot(Z-Z_o(i_4))\geqslant 0\\(Z-Z_o(i_4))\cdot(Z-Z_o(i_1))\geqslant 0\\(Z-Z_o(i_1))\cdot(Z-Z_o(i_3))\geqslant 0\end{cases}\tag{19}$$

其中：Z—被选等高线高程

Z_o—正方形顶点高程

i_{1-4}—顶点序号

绘制等高线时，需要的是一条光滑的曲线，它通过平面上所有的已知点，把面表示为数学函数，通过面拟合的数学技术，确定这种函数的参数，这里是用分段三次多项式的方法[1]实现的。

设：(x_1, y_1)，(x_2, y_2)为已知两点的座标，曲线在该两点的方向分别为$(\cos\theta_1, \sin\theta_1)$，$(\cos\theta_2, \sin\theta_2)$，它由已知的五个点确定。

光滑的方法：

$$\begin{cases}x=p_o+p_1Z+P_2Z^2+p_3Z^3\\y=q_o+q_1Z+q_2Z^2+q_3Z^3\end{cases}\tag{20}$$

这里p，q都是常数，Z为参数，曲线从(x_1,y_1)变到(x_2,y_2)时，Z从0变到1。且x,y满足条件：

当$Z=0$时，$x=x_1$，$y=y_1$，$dx/dz=\gamma\cos\theta_1$，$dy/dz=\gamma\sin\theta_1$。

当$Z=1$时，$x=x_2$，$y=y_2$，$dx/dz=\gamma\cos\theta_2$，$dy/dz=\gamma\sin\theta_2$。

其中：$\gamma^2=(x_2-x_1)^2+(y_2-y_1)^2$

$$p_0=x_1$$

$$p_1=\gamma\cos\theta_1$$

$$p_2=3(x_2-x_1)-\gamma(\cos\theta_2+2\cos\theta_1)$$

$$p_3=-2(x_2-x_1)+\gamma(\cos\theta_2+\cos\theta_1)$$

$$q_0=y_1$$

$$q_1=\gamma\sin\theta_1$$

$$q_2=3(y_2-y_1)-\gamma(\sin\theta_2+2\sin\theta_1)$$

$$q_3=-2(y_2-y_1)+\gamma(\sin\theta_2+\sin\theta_1)$$

四、实　例

图2，3是根据实验室五次地壳上升运动的始末塑造而成的模型河流的实测数据（两次测验数据时间为$T_1=58$小时，$T_2=98$小时）利用NOVA-3，XYNET-1200绘制的河床地形等高线图。并按前文介绍的三种地形分割方法，进行了冲淤量的计算。

原始数据采用了58小时和98小时同位特征点252个地形参数，建立的结点矩阵为$\{T_{i,j}\}=46\times200$个元素，立方体分割个数为9000个，每450个输出一个“部分和”中间结果，共20个。断面分割法，分割为200个断面，每10个一组，输出20个中间结果与立方体分割相对应。柱体分割法等高距为地形图等高距的五分之一（2mm）。实际分割数，由自动扫描出的边界条件决定。不同的分割数将输出不同的中间结果，这里仅给出了总结果。

冲淤量三种方法的计算结果如表1

表1

分割方法	时　间	中间结果　单位：（立方米）	总体积（立方米）	冲淤体积（立方米）	平均冲淤（立方米）
长方体	$T_2=98$	0.984175 0.980875 0.902307 0.811850 0.711850 0.735050 0.695920 0.804475 0.770876 0.730150 0.616320 0.615900 0.597825 0.595195 0.576300 0.576650 0.633500 0.484325 0.610475 0.529001	14.023110	0.621480	0.620000
	$T_1=58$	0.985925 0.981275 0.936300 0.875040 0.809320 0.782690 0.596425 0.586375 0.522703 0.533051 0.608395 0.610601 0.568975 0.586225 0.564250 0.556575 0.554800 0.545950 0.598150 0.598600	13.401630		
断面	$T_2=98$	0.984575 0.981175 0.902897 0.811250 0.772000 0.735175 0.696070 0.804675 0.770776 0.730271 0.616282 0.615866 0.598365 0.595315 0.576600 0.576650 0.633300 0.484370 0.610435 0.529076	14.025120	0.621670	
	$T_1=58$	0.985985 0.982075 0.936550 0.875915 0.809256 0.782865 0.596540 0.586015 0.522753 0.533005 0.608315 0.610561 0.569020 0.586345 0.564385 0.556655 0.554851 0.546070 0.598230 0.598760	13.403450		
柱体	$T_2=98$		14.021510	0.616850	
	$T_1=58$		13.404650		

由表1可知，三种分割方法的计算结果基本一致，但仍存在一定的误差。误差的来源，大体上可归结为两个方面。①原始资料方面，原始资料获得手段的可靠性以及原始特征点的数量和质量是产生误差的一个主要因素。②计算方法方面，这是本文涉及到的主要问题，并力求减小到尽可能小的程度。这里利用双线性插补加权平均法计算结点高程，是提高精度对原始资料进行予处理的重要步骤。应用河床数字模型，绘制等高线进行柱体分割，也是尽量向地表形态逼近的有效方法。最后引用三种方法计算的结果求平均值，可以消除固定方向的

误差。需要指出的是，在进行实际结果分析后，也可以进行三取二平均。

由实测计算结果可知，计算方法产生的最大相对误差在10^{-2}以下。只要分割体足够小（这是可以做到的），误差还可以减小。

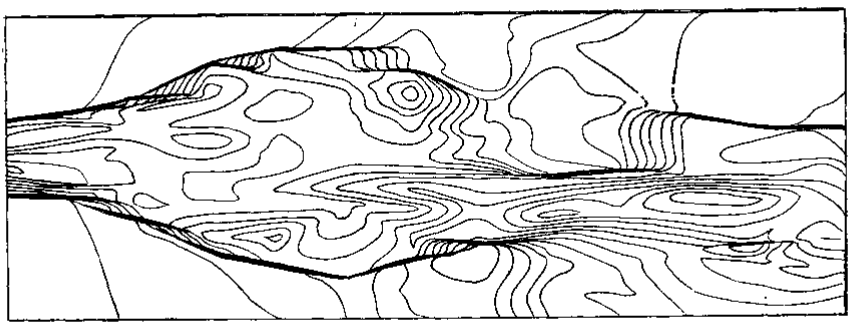


图2　T－98河床地形图

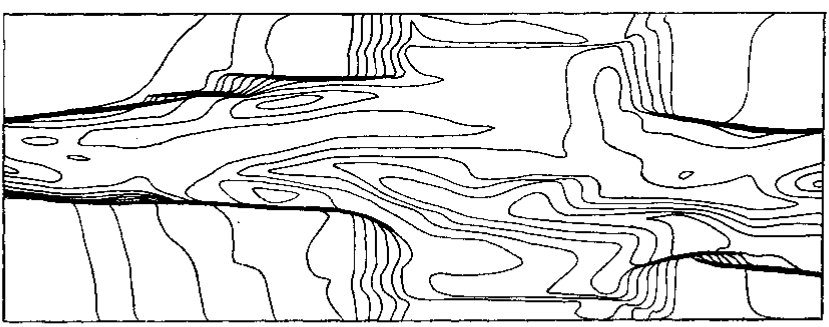


图3　T＝58河床地形图

五、结束语

本文着重探讨了应用电子计算机编绘河床地形图和冲淤量的计算方法。并对人工塑造的河流模型，进行了自动编绘和计算，获得了满意的结果。冲淤量三种方法的计算精度，不仅能满足于天然河流，同时也能满足小比例尺模型塑造的河流要求。绘制的地形图，既反映出了河床的基本形态，而且也较准确的反映了河床微地貌的变化过程。

本文方法，既适用于河流地貌模拟实验的研究，也适用于实验地貌学的其它更多领域。只要有足够的地形特征点的资料，天然河流的河床演变、河道工程、水库枢扭以及公路、铁路等工程计算设计亦都适用。

参 考 文 献

[1] Hiroski Akima: "a new method interpolation and smoth curve fittiny based on Loadprocedures", *Journal of the association for Computing machinery*, Vol. 17, No.4, 1970.

近、远红外波段遥感裸地土壤水分

张 仁 华

正确、快速、大面积地测定土壤水分，在水文、水资源的研究以及农业生产上都具有重要意义。然而到目前为止，土壤水分测量方法虽然很多，测量仪器也有各种型式，但它们都只能测量一个点的土壤水分。由于土壤水分的地区分布不均匀性，一个点上的资料，尽管进行多次重复，要代表较大面积上的土壤水分还是比较困难的。而用遥感的方法就可大面积测定土壤水分的分布及其变化情况。

所谓遥感土壤水分，就是利用地表反射的太阳辐射或利用地表本身发射的远红外、微波辐射的信息及变化规律来反演土壤的水分。近红外波段遥感一般只能估算表层裸地土壤水分；远红外波段不仅能估算裸地土壤水分，而且可以估算有植被复盖下的土壤水分。微波遥感对云层与地表有穿透能力，其亮度温度与土壤水分关系密切，可用于全天候遥感土壤水分。本文仅就云南腾冲地区的近红外、远红外波段遥感裸地土壤水分的方法及试验结果概述如下。

一、近红外遥感裸地土壤水分

1.土壤近红外波段反射率与土壤湿度的关系

在近红外这个波段里，主要能反映出太阳辐射反射光谱与土壤水分的关系。土壤颗粒受水湿润后，改变了原来的表观光学特性，使太阳的反射辐射发生了变化。我们曾在云南腾冲地区，选择具有代表性的土壤，对不同土壤湿度*的反射波谱特性进行了测定。详见图1。

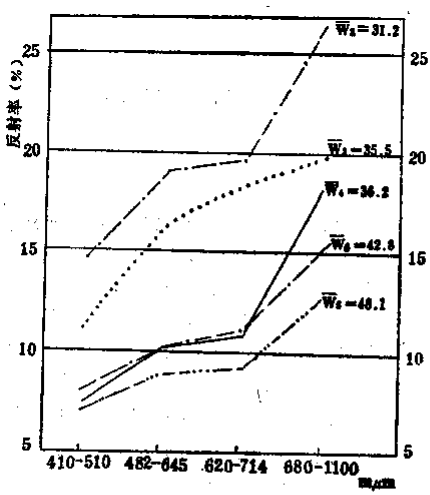


图1 不同土壤湿度的四个波段反射率
（$\overline{W}_1$,$\overline{W}_2$,$\overline{W}_3$,$\overline{W}_4$,$\overline{W}_5$,$\overline{W}_6$,——土壤湿度）

由图1可知，在兰（410—510mμm）、黄（482—645mμm）、红（620—714mμm）和近红外（680—1100mμm）的4个波段反射波谱，以近红外波段对土壤水分的反应最为敏感。反射率随着土壤水分的减小而增大。在同一个试验点里，相隔半个月之后，再用CF-1型波谱仪测定（详见图2），所得结论仍与上述相同。在不同时间，采用不同的仪器，所得的结论是一致的，因此这种相关特性不能认为是偶然的。根据这个特性，我们选用了多光谱影象图的近红外波段透射密度来推算土壤水分的分布情况。

首先对这一地区有代表性的土壤水分进行

（*本文中土壤湿度与土壤水分属于同一概念）

细致地观测，并综合两次波谱测定结果，作出土壤湿度与近红外波段反射率的相关方程，即

$$M = 55.36 - 0.84\rho \qquad (1)$$

式中：M为土壤湿度（%）；

ρ为近红外波段的反射率。

方程（1）是下面从近红外波段的反射率推算土壤湿度的根据。

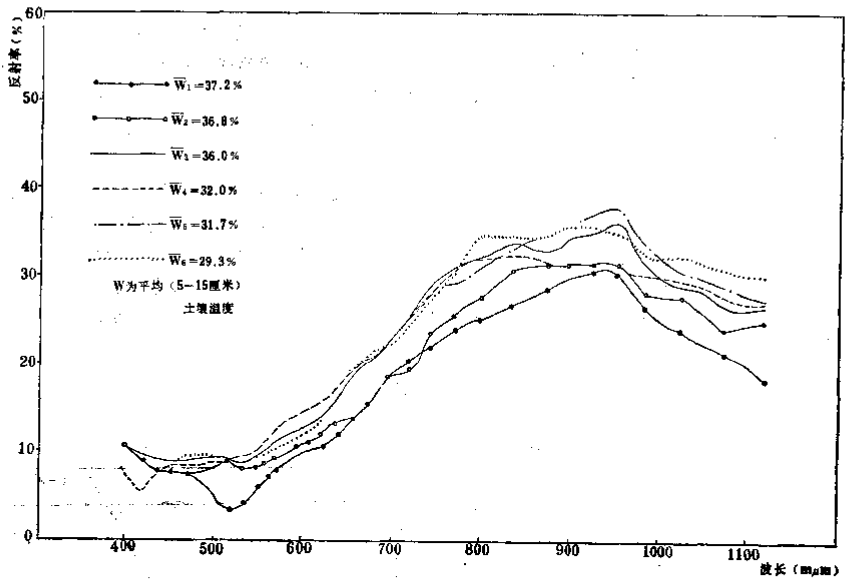


图2　不同土壤湿度的分光反射率图

2.从近红外波段土壤影象密度求反射率

（1）从近红外波段土壤影象密度求辐射亮度　多光谱遥感（有蓝、黄、红、近红外四个波段）是用感光胶卷记录土壤表面的辐射亮度的。土壤表面的单位面积、单位立体角向外发射的能量包括反射辐射与发射辐射，总称为土壤表面辐射亮度。不同的地表辐射亮度在感光胶片上形成不同的透射密度，它们之间有如下关系式，即：

$$B_\lambda = \frac{4f}{\pi \cdot K' \tau_\lambda t \cos^4\beta} 10^{\frac{D_\lambda - C}{\gamma}} \qquad (2)$$

式中B_λ为地表辐射亮度；f为多光谱照相机的相对孔径，即光圈；K'为镜头斜光束的通光面积和轴向光束通光面积之比，τ_λ为滤光片的透过系数，t为曝光时间，β为某点影象偏离象主点的角度，D_λ为某点对应于亮度B_λ的透过密度，C为常数，对于固定的胶片该值是不变的，它等于曝光量为1时的密度，γ为底片（照片）反差系数。

（2）从辐射亮度求反射率　反射率为地表出辐射度与太阳辐射、天空散射辐射所形成的辐射照度之比。地表任意两个点的反射率的比值由下式表示：

$$\frac{\rho_i}{\rho_{i+1}} = \frac{M_i/E_i}{M_{i+1}/E_{i+1}} \qquad (3)$$

式中：ρ_i、M_i、E_i分别为i点上的反射率、出辐射度、辐射照度；ρ_{i+1}、M_{i+1}、E_{i+1}分别为$i+1$点上的反射率、出辐射度、辐射照度。如果地表的亮度在2π空间是各向同性的，则两个点的亮度之比与出辐射度之比应相等，这样（3）式可变为下式：

$$\frac{\rho i}{\rho i_{+1}} = \frac{B_i/E_i}{B_{i+1}/E_{i+1}} \qquad (4)$$

又因在相距不太远的i和$i+1$点上，其所受辐射照度应相同，即$E_i = E_{i+1}$。并且在多光谱相机镜头前的亮度B_0要减去大气本身产生的亮度B_a，加上大气衰减的亮度B_s，才能等于地表辐射亮度B。因此（4）式转换成下式：

$$\frac{\rho_i}{\rho_{i+1}} = \frac{(B_0)_i - (B_a)_i + (B_s)_i}{(B_0)_{i+1} - (B_a)_{i+1} + (B_s)_{i+1}} \qquad (5)$$

由于大气衰减的亮度B_s与大气散射的亮度B_a作用正好相反，它们对某种波长来说，两者的作用可以互相抵消。对于别的波长虽然两者作用不能完全抵消，但为了简单起见，仍可用下式来表示，误差不会太大。即：

$$\frac{\rho_i}{\rho_{i+1}} = \frac{(B_0)_i}{(B_0)_{i+1}} \qquad (6)$$

如令$K' \approx 1$；又忽略渐晕效应，即$\frac{\cos^4\beta_i}{\cos^4\beta_{i+1}} \approx 1$，把（2）式代入（6）式，则得

$$\rho_{i+1} = \rho_i \cdot 10^{\frac{D_{i+1}-D_i}{\gamma}} \qquad (7)$$

其中γ可以下式表示：

$$\gamma = \frac{D_i - D_{i+1}}{log\rho_i - log\rho_{i+1}} \qquad (8)$$

由式（7）和（8）可知，只要确切知道地面某两个点的反射率以及在图象中相应两个点的密度，就可以通过（8）式求出底片或照片的反差系数γ。再通过（7）式，以图象中每个点的密度反演出地面相应点的反射率，这就是所谓地面定标法。如果忽略大气作用，可以用图片下灰阶直接定标，计算反差系数就更为方便。

假如用密度分割仪对图象进行密度分割。即可获得地表反射率分级图。根据事先在这代表性土壤上所建立的相关方程（1）进行查算，就得到土壤水分的分布图。

使用这方法应注意：所测的土壤类型应与地面建立相关方程的土壤类型相同；地面定标点的面积要大到足够在图片上有1～2平方毫米；所测的反射率要能代表该面积的反射率；地面应平坦，如果地形起伏，便会产生地貌晕，应根据太阳方位角、天顶角以及地形的坡向、坡度进行订正。以上这些条件也限制了近红外波段遥感土壤水分的适用范围。

3．从土壤近红外反射率求土壤湿度的试验结果

现选腾冲东南角平坦地区的一幅近红外波段影象图，用密度分割的仪器，测量出它的透射密度ρ_i，根据公式（8），以两个在地面上有反射率的点，求出该张影象图的反差系数γ。

再根据公式（7），从照片中每一个点所测量出的密度值D_i求出每一个点所对应的反射率值。最后根据在试验区所建立的有代表性的相关方程（1），反演出土壤水分分布图，（见图3）。该图的1～10公分土壤平均湿度分级值见表1，并附实测资料以资对照。

表1　土壤湿度分级表

（单位：%）

土壤湿度等级	1	2	3	4	5
0～10公分土壤平均湿度	40～45	33～40	25～33	20～25	20以下
实测0～10公分土壤平均湿度	48	—	—	—	23*

*这个点的资料是用多光谱摄影前几天资料外延而得的

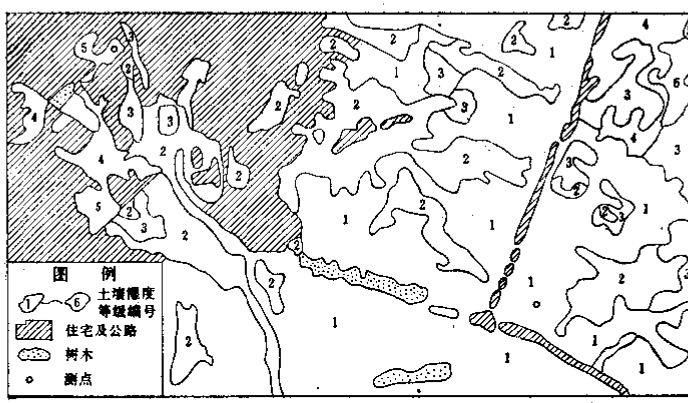


图3　近红外遥感土壤湿度样片分析图

二、远红外遥感裸地土壤水分

该方法即为热惯性法或热容量法。测量可分两个步骤：首先是把红外扫描图演算成地表温度分布图，然后通过地表温度的时、空分布推算出土壤水分分布。

1.从红外扫描影象图演算成地表温度分布图

（1）10.3～11.4μm 波段的红外扫描图的代表性　红外扫描图是基本资料。如果是现成的航天或航空的红外扫描影象图，应了解扫描影象图的波长范围。如果进行专题航空遥感，应根据条件与可能，使所选的波长范围在大气窗口区，并与地面上进行同步观测的红外测温仪的波长范围相一致。在云南腾冲试验的红外扫描影象图的波长范围是10.3～11.4μm。地面上采用同步观测的红外辐射温度计的透镜透过波长是8～14μm（国产HD型），或者是8～12.5μm（日本产ER2007型）。在腾冲南部曾同时采用10.3～11.4μm及8～14μm两个扫描波段，比较这两个波段的土壤扫描影象图象，没有发现特异性差别，基本上可以从土壤的10.3～11.4μm波段的影像推算8～14μm波段及全波段的能量。

由于在10.3～11.4μm波段里，整层大气柱里的水汽与二氧化碳对红外辐射吸收是微弱的。在航高为4000～5000米的路径里，10.3～11.4μm波段被吸收的红外辐射则更微弱，可以忽略大气的衰减与路径辐射。这样忽略大气传输作用后，红外扫描仪所接收到的辐射亮度就与地面同步观测的红外测温仪所接收到辐射亮度相同（这里把两种仪器作为同一视场角来考虑的）。

（2）遥感地表温度的三个要素　地面物体的实际出辐射度W_m（也称为辐射通量密度）为：

$$W_m(\varepsilon,\lambda,T)=\varepsilon_B(\lambda,\ \theta,\ T)W_B(\varepsilon,\ \lambda,\ T)$$
$$+\rho_B(\lambda,\ \theta,\ T)\int_0^{\frac{\pi}{2}}\int_0^{2\pi}\varepsilon_E(\lambda,\theta,T)L_E(\theta,\psi,T)\sin\theta d\psi d\theta \qquad (9)$$

式中：W_B——温度T_B的黑体的出辐射度；

ρ_B、ε_B——分别为地物的红外辐射反射率与比辐射率；

ε_E——环境的比辐射率；

L_E——天顶角等于θ、方位角等于ψ、温度等于T时的环境辐射亮度。

根据黑体出辐射度和温度的关系，W_B可以用下式表示：

$$W_B=\sigma\cdot T_B^4$$

式中：σ——斯蒂芬-波耳兹曼常数。

令环境辐射照度Z_E为：

$$\int_0^{\frac{\pi}{2}}\int_0^{2\pi}\varepsilon_E\ (\lambda,\ \theta,\ T)\ L_E\ (\theta,\ \psi,\ T)\ \sin\theta d\psi d\theta$$

不透明和各向同性的地物红外辐射反射率为：

$$\rho_B\simeq 1-\varepsilon_B$$

则（9）式可转换成地表温度表达式，即：

$$T_B=\sqrt[4]{\frac{W_m-(1-\varepsilon_B)Z_E}{\sigma\varepsilon_B}} \qquad (10)$$

（10）式表明，要遥感地表温度，必须知道三个要素，即地物的实际红外出辐射度W_m，地物的比辐射率ε_B和环境辐射照度Z_E。

（3）从红外影象密度求地表实际出辐射度　为了从红外扫描仪遥感地物所记录下来的胶卷的影象透过密度反演地表出辐射度W_m，应该知道各光学系统、电子系统及光化系统的传递函数。为简单起见，在实用上可以不必过细探讨这些传递函数，而利用高温标、低温标以及8个等级能量间隔的密度灰阶，求出密度-能量换算曲线（高、低温在胶卷上的透过密度不应超出八个灰阶的密度范围）。由于每个航带的高、低温标都不一样，加上拷贝过程中的失真，故每张扫描航带都应单独作出密度

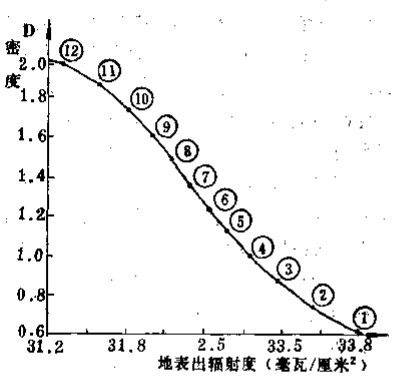


图4　某航带某日凌晨的密度-能量转换曲线

-能量转换曲线。如下图为某航带、某日凌晨的密度-能量转换曲线。

用等密度分割仪对红外影象图（正片或负片）进行密度测定与分级，可以以彩色图案表示。彩色图案从略。

通过图4和彩色图案及公式（10），就可以求出全幅红外影象图中每一点的实际出辐射度W_m。

（4）地物比辐射率和环境辐射照度的确定　根据对该区土壤的多次测定可以看出，腾冲坝区的土壤是第四纪冲积母质上发育起来的，由于表面结构与水分不同，比辐射率可以从0.85变化到0.95。如果土壤比辐射率为0.90，当亮度温度为30℃时，其真正的土壤表面温度为38℃，竟相差8℃之多。因此，比辐射率的影响是不可忽略的。我们提出了一个测量比辐射率的新方法[1]，对被测地区的地物比辐射率进行了测定。表2为该航带上地物比辐射率的测定值。

表2　8～14μm平均比辐射率测定值

（无量纲数值）

地物名称*	水体	翻耕地	小道	小麦地	草地	黄棕土
ε_B	0.99	0.89～0.90	0.88	0.95	0.85	0.93

* 表2所列的各种地物类型可借助航空相片、彩色近红外相片以及不同时间的热红外图象进行判别。个别地区结合实地调查进行判别。

环境辐射照度的测定较为复杂。在飞机飞过试验区上空时，我们用8—14μm红外测温仪对环境（包括天空、四周的山岭与房屋）以不同天顶角、不同方位角进行测定，然后按公式计算得出环境平均温度。测定和计算表明，在8～14μm波段里，对于比辐射率为0.90的地物其环境辐射照度约有4℃贡献，而对于本次采用的10.3～11.4μm波段其环境辐射照度只有0.5℃左右的贡献。在天空没有密云分布的情况下，环境辐射是可以忽略的。这样，我们只要把地物出辐射度和地物比辐射率代入（10）式就可求得地表温度，同时采用红外影象图的等能量分割图即可获得地表温度分布图。

2．从地表温度的时空分布推算土壤湿度

（1）对现有的计算模式的试验与评价　上述步骤完成后，下一步就是如何通过地表温度的时、空分布推算出土壤湿度。土壤热惯性取决于土壤含水量，土壤容重，土壤的化学、矿物特性和土壤分散度等九个因素。而诸因素中起决定性作用的是土壤湿度与容重。对于一个不太长的研究时段，容重一般变化不会太大，因此土壤含水量对土壤热惯性起着控制作用，它可以使导热率改变4倍以上[2]。而土壤导热率是决定地表温度时、空分布的关键因素之一。因此，以地表温度的时、空分布反推土壤湿度是有充分物理依据的。

我们曾以腾冲坝区有代表性的土壤为例，详细地观测了土壤湿度与地表温度之间的关系。图5中反映了一块干地（实线表示）和一块湿地（虚线表示）1月14日到2月6日的4次实测地温垂直分布情况。图5中左侧曲线为每日凌晨的地温垂直分布，右侧为午后的地温垂直分布。

从图5中可以看出二点：（1）凌晨的地温与午后的地温差，干土比湿土大，表层比深层大；（2）随着湿土变干，两块地的地温垂直分布逐渐趋向一致。因此可证明，国外[3]采用地表温度日较差（$T_{max}-T_{min}$）来表示土壤湿度，是可以取得最大信息量的。

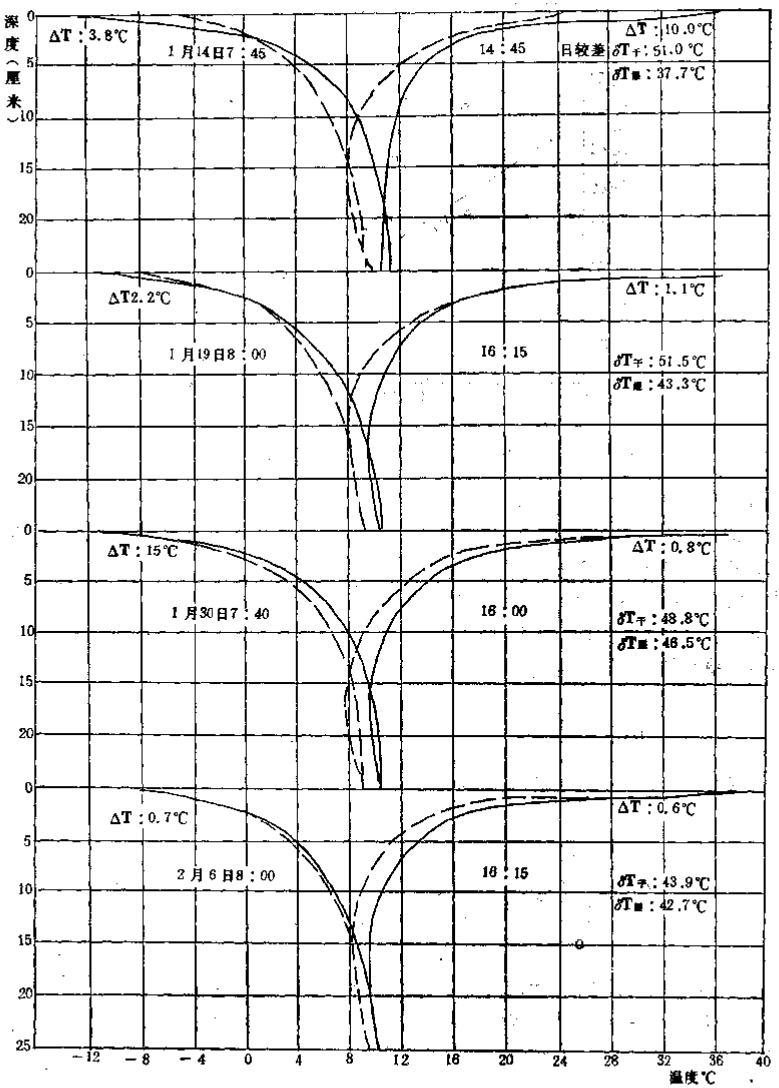


图5　不同土壤湿度的地温剖面变化过程图

但是，单用（$T_{max}-T_{min}$）这一指标来衡量土壤含水量，显然有不够的地方。它没有考虑每日地表能量的基本收入值，不同日期的地表温度日较差无法综合在一起加以利用。例如把同一个测点相隔半月的地表温度日较差资料和土壤湿度的关系绘于图6。

图6中，土壤湿度M和（$T_{max}-T_{min}$）的相关方程为：

$$M = 50.88 - 0.64\ (T_{max} - T_{min}) \tag{11}$$

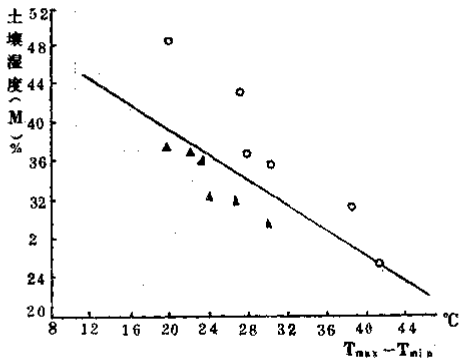


图6　不同日期的（$T_{max} - T_{min}$）和土壤湿度M关系图

式（11）相关系数为0.60。不仅相关系数低，而且在天气类型不同时，甚至会得到荒谬的结论。例如，第一天是晴天，温度日较差很大；第二天是阴天，温度日较差小，如按同一关系式计算就会算出两个大小不同的土壤湿度，第二天的土壤湿度在没有水分补给的情况下反而大于第一天的土壤湿度。因此这种模式在实际应用上是存在问题的。

（2）新的计算模式的建立与试验结果　为了寻找更好的模式，我们分析了地表热量平衡方程和土壤热传导方程。土壤热传导方程为：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \tag{12}$$

经过推导，（12）式可变成下式：

$$K = \frac{\int_0^h (T(Z,\ t) - T(Z,\ 0))\ (Z - h)\ dZ}{h \int_0^h \frac{\partial T}{\partial Z}_{t=0} d\tau + \int_0^t (T(0,\ t) - T(h,\ t)) d\tau} \tag{13}$$

式中：h—— 土壤温度日变幅为零的深度；K——导热系数。

分析（13）式，物理意义很清楚：该式的分子项表示整层升温幅度（包括表层）；该式的分母项表示从$t = 0$到$t = t$的时间内整层的热量收入。

正如前面所指出的，导热系数K对土壤湿度起着控制作用，也就是说，求出导热系数后就可估算出土壤湿度。因此，从红外遥感信息中求土壤湿度转换模式时，与求导热系数一样，既要考虑升温幅度，又要考虑热量收入。这是推求遥感土壤湿度模式的一个基本出发点。

地表热量平衡方程为：

$$LE + P + R + G = 0 \tag{14}$$

式中：LE——潜热交换；

P——显热交换；

R——净辐射；

G——土壤热通量。

经过推导表面温度T_s可用下式表示：

$$T_s=\left[(1-A_s)Q+I-\frac{\rho c\psi}{\gamma(r_a+r_s)}\times(T_a+\delta)+\frac{\rho c}{\gamma r_a}T_a+G\right]\Big/$$

$$\left[\varepsilon\sigma\overline{T}_s^3-\frac{\rho c\psi}{\gamma(r_a+r_s)}-\frac{\rho c}{\gamma r_a}\right] \tag{15}$$

式中：ρ——空气密度；

c——空气比热；

γ——干湿表常数；

δ——饱和差；

ψ——温度T_a对T_a时饱和水汽压的导数；

r_a——空气交换的阻抗；

r_s——土壤层对水汽交换的阻抗；

Q——太阳总辐射；

A_s——地表反射率；

I——大气逆辐射；

ε——地表比辐射率；

T_a——空气温度；

T_s——地表温度。

分析（15）式，并经整理归纳得：

$$T_s=T_{sQ}+T_{sI}+T_{s\delta}+T_{sB_p}+T_{sG} \tag{16}$$

式中：T_s——地表温度；

T_{sQ}——太阳辐射对地表面温度的贡献；

T_{sI}——大气逆辐射对地表面温度的贡献；

$T_{s\delta}$——空气饱和差对地表温度的影响；

T_{sB_p}——蒸发与乱流对地表温度的影响；

T_{sG}——土壤热通量对地表温度的影响。

在式（16）各项中，土壤热通量（T_{sG}）分量的方向在每日的最高温度与最低温度时一定相反，其他各分量的方向不一定相反，所以在（$T_{max}-T_{min}$）中，土壤热通量分量（T_{sG}）的作用将大为显著，其他分量的作用则相对削弱。相反，在（$T_{max}+T_{min}$）中，土壤热通量分量的作用几乎抵消，太阳辐射分量的作用将会加强，即突出了地表热量收入。因此，（$T_{max}-T_{min}$）可以较好地表达土壤热通量，而（$T_{max}+T_{min}$）可以较好的表达土壤热量收入。据此，我们采用了以下新的转换模式：

$$K\times\frac{2\ (T_{max}-T_{min})}{T_{max}+T_{min}} \tag{17}$$

式中K为与天气类型、季节、土壤类别有关的系数，可以通过地面试验求得。

式（17），既考虑了土壤热通量所造成的地表温度日变幅，又反映了每日地表热量收

入。符合前面土壤热传导方程中提出的两点要求。因此，新的转换模式可较好地反映出土壤湿度的信息。

我们采用上述相同的观测资料，即用$T_{max}-T_{min}$作为转换模式时的资料，求出土壤湿度M与新的转换模式的相关方程，即

$$M = 126.1 - 93.0\frac{T_{max}-T_{min}}{T_{max}+T_{min}} \quad (17)$$

该方程的相关系数从现有国外采用的模式所算出的0.60提高到0.90，详见图7。

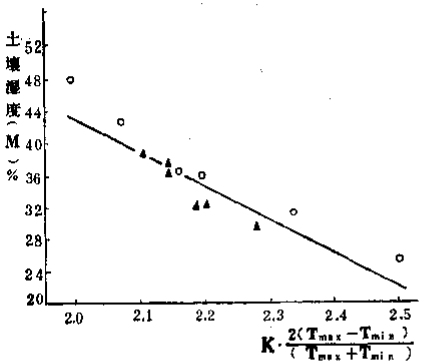


图7　不同日期的$K\times\frac{2(T_{max}-T_{min})}{T_{max}+T_{min}}$与土壤湿度$M$的相关图

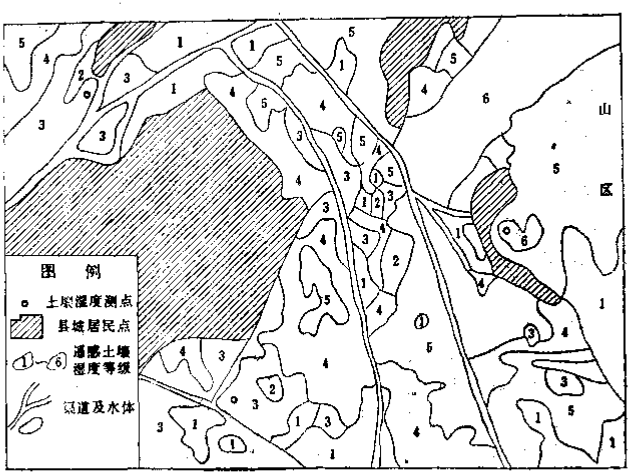


图8　在云南腾冲坝区用新转换模式计算的土壤湿度分布图

参考文献

[1] Idso, S. B., J. J. Schmugge, R. D. Jackson and R. J. Reginato. The vtility of Surface Temperature Measurement for the Remote Sensing of Soil Water status. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, 3044—3049, 1975.

[2] Konrad, C.D., Buettner, J.K., The determination oi infrared emissivities oi terrestrial surface, *Journal of Geophysical Research*, , Vol. 70, 1329—1337, 1965.

[3] Idso, S.B., B.D.Jackson and R.J. Reginato, Determining emissivity for use in infrared thermometry: A simple technique for expanding the utility of existing methods. *Journal of Applied Meteorology*, 16—20, 1976.

热惯量的遥感与普遍干燥边界条件

张仁华　秦朝宇

一、概　述

无论是航天遥感还是航空遥感，最常用的光谱波段是可见光和红外波段（包括近红外，远红外波段）。从这两个波段所获得的反射，发射辐射信息，为地质识别，农业估产，土地森林、植被、沙滩等地物的调查提供了一种新的勘测手段。然而这些信息仅仅是表面的，缺乏深度概念。即使是微波遥感，也只能穿透几个厘米厚的土壤层。能不能使用遥感手段，探测到更深一点的信息呢？多时相的信息为解决这个问题提供了思路。所谓“多时相”，其作用也就是在时间座标上开拓新的信息。

地表热惯量是一种多时相信息。它可以探测到土壤温度在一昼夜之内不变化的深度。国外许多科学家，在研究地表层（包括土壤、岩石、水体等）热惯量方面作出了不少成果。

热惯量和土壤水分含量之间的关系是令人感兴趣的。1978年美国发射了一颗热容量测绘卫星（HCMM），通常也称热惯量卫星。经过飞行轨道的设计，在美国等地区，每日2:00及14:00两次飞越同一地点的上空。从而可以获得这两个时相的热红外出辐射度信息。通过转换可以得到地面最高、最低温度。美国宇航局科学家已开始利用热惯量卫星的资料计算土壤水分含量。

A．Rosema[1]除了利用白天的最高地面温度与夜间的最低地面温度之外，还论述了土壤热传导方程和地表热量平衡方程中有关参数对热惯量的影响，其中最重要的参数是贴地面相对空气湿度和作物层水汽输送阻力。

从A．Rosema的论文中，我们认为有两点值得斟酌：

①文中假设贴地表空气相对湿度从白天到晚上是不变的。然而，事实上我们认为贴地表相对空气湿度是随着这一层的温度与绝对湿度的变化而变化的。因此不变化的假设显然会引起概念上的模糊和计算上的误差。

②在他的文中，在裸地上利用相对表面空气湿度，而在作物覆盖下运用作物冠层阻力作为边界条件，两者不能合而为一，缺乏普遍意义。

本文针对以上两点，提出一个新的干燥边界条件。它既能确切表达白天到夜间湿润状况的周期变化，又能在裸地和作物上共用一个干燥边界条件。

本文还用山东禹城遥感实验场的实测资料，对提出的新的思路与方法进行验算。

二、土壤热传导方程和热惯量

为了简化，通常假设水平面上的温度是均匀一致的，一维的热传导方程如下：

$$\frac{\partial T(z,\ t)}{\partial t} = K\frac{\partial^2 T\ (z,\ t)}{\partial z^2} \qquad (1)$$

式中$T(z,\ t)$为在深度z，时间t时的土壤温度，k为热扩散率，它也是深度的函数。

导热率λ与热扩散率之间有如下关系：

$$\lambda = kc\rho_s \tag{2}$$

其中c是土壤比热（$cal \cdot g^{-1} \cdot ℃^{-1}$）$\rho_s$是土壤密度（$g \cdot cm^{-3}$）。热惯量$P$定义为：

$$P = \sqrt{\lambda c_s \rho_s} \tag{3}$$

热惯量的量纲为：$cal \cdot cm^{-2} \cdot s^{-\frac{1}{2}} \cdot ℃^{-1}$，由（1）、（2）、（3）式土壤热传导方程可转为：

$$\frac{\partial T(z,\ t)}{\partial t} = \left(\frac{P}{c_s \rho_s}\right)^2 \frac{\partial^2 T(z,\ t)}{\partial z^2} \tag{4}$$

解（4）式要已知起始条件和边界条件，如果起始条件，即从地表到地温日较差不变的深度（约50cm）的温度梯度，在某一时刻已知。并且边界条件即表面温度的日较差已知，我们可以通过差分法数值解，求出热惯量和温度随深度分布函数之间的关系（见图1）。

图1为以实测的地温廓线的起始值，和热惯量从0.01变化到0.11两个极值范围的地温廓线的差分数值介。

图1给出了一个明确的概念，热惯量与土壤热焓量之间的变化关系，土壤热惯量可以图中相同P值时的实线与虚线之间的面积衡量。

然而在遥感信息中，地温的廓线的起始值是比较难获得的。而热惯量的变化与土壤热通

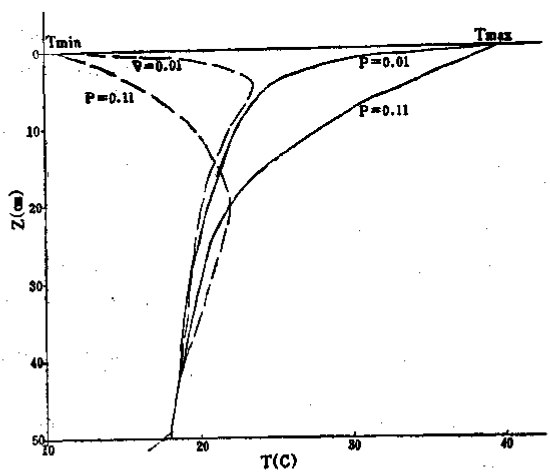


图1　地温廓线、日较差和热惯量的关系图

量是正比的。因此我们就不难获得：

$$G(t) = C(t)(T_{0max} - T_{0min}) \cdot P \cdot \sin\left(\omega t + \frac{\pi}{4}\right) \tag{5}$$

式中$G(t)$是土壤热通量。$c(t) = \frac{1}{2}\omega^{\frac{1}{2}(2)}$，$\omega$是角频率。因而热惯量可用下式表达：

$$P=\frac{2G(t)}{\omega^{\frac{1}{2}}\ (T_{0max}-T_{0min})\sin(\omega t+\frac{\pi}{4})} \tag{6}$$

从上式可知，热惯量可理解为单位地面温度的增高所需要的土壤热通量。$G(t)$在最高温度时，是由地表向地中流。反之，在最低温度时，由地中向地表流。我们通常把前者作为正值，后者作为负值。ω是角频率，应为15°/小时，（5）式中t_0从正中午算起，G值在午后的15时达到最大值。

现在问题归结到，求土壤热惯量，只要求地表的最高与最低温度，以及求出土壤热通量，前者在遥感技术是完全能够提供的，后者，实质上是方程（1）的边界条件的最终结果。即是由地表热量平衡的最终结果。

三、地表热量平衡要素的考虑

如上所述，土壤热通量取决于地表热量平衡方程。太阳辐射经地表的反射、大气的衰减，大气的逆辐射和地表的热辐射，在地表形成净辐射Rn(cal·cm^{-2}·s^{-1})，地表水分蒸发消耗潜热LE（cal·cm^{-2}·s^{-1}），地—气温差与动力因子又从地表带走显热H（cal·cm^{-2}·s^{-1}）。因此土壤热通量又可以下式表达：

$$G=R_n-LE-H \tag{7}$$

其中H应为

$$H=\frac{\rho c_p}{r_a}(T_0-T_a) \tag{8}$$

式中ρ是空气密度（g cm^{-3}），c是空气定压比热、(cal g^{-1}℃$^{-1}$)，T_a为空气温度(℃) T_0是地表温度，与前几式概念相同，r_a是空气阻力（s/cm）。

经推导我们可得到蒸发潜热的表达式

$$LE=\frac{\rho c_p\Delta}{\gamma r_a}\left[(T_0-T_a)+\frac{d-[\Delta(T_0-T_a)+d)F}{\Delta}\right] \tag{9}$$

（9）式既适合裸地，又适合于作物覆盖，它避免了在不同下垫面采用不同的边界参数。

（9）式中F被定义为：[3]

$$F=\frac{d_0}{\Delta(T_0-T_a)+d} \tag{10}$$

（9）、(10）中的d为离作物活动面或地面上空1.5m处的空气饱和差，d_0为贴作物活动面或地面的一薄层空气的饱和差。

F值的实质是蒸发状态的一个参数，当$F=1$，无空气湿度梯度，也就是无蒸发，当$F=0$作物或土壤均处于最大蒸发状态。从这种角度分析，F值完全与下垫面的干躁、湿润状态联系在一起。不仅如此而且还包括了下垫面的蒸发的热力因子。

由于d，d_0，T_0，T_a在一天之中均在变化，F值当然也在变化，T_0可以用红外测温仪测得，d_0、T_a可以用通风干湿表测量。小气候的规律指出，地面上面的水汽压廓线几乎总是递减的（随高度减小），除非出现凝结现象。但水汽压廓线的形状在一天中是不断变化的。拂晓时，它近于等湿状态，随着白天蒸发或蒸腾的增加，近地面的水汽密度增大，水汽从地

表面的位移效应随风力和扰动的增强而增大：中午水汽压廓线就形成了很陡的递减曲线；在下午的后半段或傍晚时，由于湍流减小了，蒸发通量也随之减小，湿度廓线又演变成中性，甚至逆湿状态。

饱和差的周期变化是由绝对湿度和温度两个因子形成的，同样它也是正弦曲线复合而成。经推导，白天的F与夜间F′可有下列关系：

$$F' = \frac{(F\triangle(T_0 - T_a) + d)\ \frac{d' - \bar{d}_m}{d - \bar{d}_m} - \frac{d' - d}{d - \bar{d}_m}\ K\bar{d}_m}{\triangle'(T_0' - T_a') + d'} \tag{11}$$

如果d、d′恰巧处于最高最低温度时的饱和差。

则

$$F' = \frac{\frac{1}{2}K\bar{d}_m - (F\triangle(T_0 - T_a) + d)}{\triangle'(T_0' - T_a') + d'} \tag{12}$$

而

$$K = \frac{\bar{d}_{0m}}{\bar{d}_m}$$

式中：符号加“′”者均为夜间值，“—”和下标m为平均值。

F值与T_0的绝对值是无关的，而只与温度差有关。F虽然是下垫面的边界条件参数，但和地面上空的空气饱和差有关，d值越大，F值越小。这就告诉我们一个现象，在短期内空气干燥状况并不反映下垫面的湿润与干燥状况，但是在长期内，由于空气的干燥，势必引起蒸发的增强，从而减小下垫面的湿润状况。除了下垫面的水源源不断地供给外，终究要造成下垫面变干，从而减少蒸发，进而使F值变大。因此，这必须密切注视条件，不能一概而论。

通过（6）、（7）、（8）、（9）、（10）可得

$$T_0 = T_a + \frac{R_n \cdot r \cdot \gamma - G \cdot r \cdot \gamma}{\rho c(\gamma + (1 - F)\triangle)} - \frac{(1 - F)d}{\gamma + (1 - F)\triangle} \tag{13}$$

又由（6）与（13）可得：

$$p = \frac{\left\{T_a - T_0 + R_n \cdot r \cdot \gamma - \frac{(1 - F) \cdot d \cdot c_p(\gamma + (1 - F))}{\gamma + (1 - F) \cdot d}\right\}}{\frac{\sqrt{\omega}}{2}\left(T_{0max} - T_{0min}\right)\sin(\omega t + \frac{\pi}{4})} \tag{14}$$

式中的T_a、Rn、r、d在白天与夜晚均可由实验场或气象站提供，而在（12）、（13）、（14）可解出三个未知数，P、F、F′。而K值可以近似根据在近地面2 m之内，以对数分布的饱和差值的基本原理由0.5m、2.0m或0.5m、1.5m的实际值外延而得，其更详细的研究，将在另文再述。

四　试验结果

在大面积遥感下垫面的（土壤及其它地物）热惯量之前，在实验场里进行预试验，这是完全必要的。

遥感试验场位于山东禹城中国科学院禹城综合试验站。遥感平台在30m和60m两座铁塔

的顶端和中部，可安装红外测温仪、光谱仪、多光谱照相机。高塔周围设有可以进行土壤水分控制的试验场。全场可分为八块17.5m×17.5m的小区，可控制成不同土壤水分含量的地块。在小块地上设有小气候观测仪器，可测量0.5m，及1.5m或2.0m的空气温度，空气湿度，风速、净辐射等气象要素。

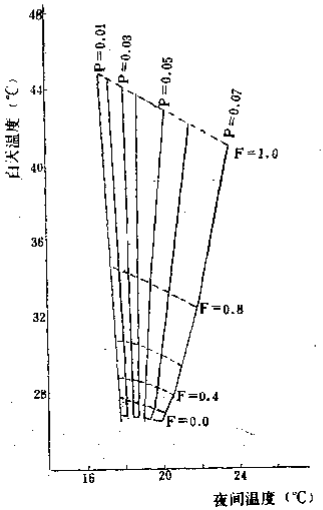
这次裸地的热惯量试验，是在1985年麦收之后。试验地呈裸露状，只有极少的一点麦茬，，绝大部分的麦茬被耕入土内。

重点测试三种类型的处理，即湿处理，干处理，与适中湿度处理，如上所述的遥感传感器和小气候仪器全套都进行观测。裸地试验的观测时间前后为一周。

试验分两部分进行，如上所述的是第一步裸地试验，利用本文的模式，对三个不同土壤水分的处理进行计算。

第二步是回到85年小麦未收割之前，其目的是为了试验F值的干燥边界条件对作物覆盖下的适用情况。因为本文主要是讨论裸地的土热惯量，而对作物覆盖下F值试验，仅是为了论证它的普遍意义，所以放在第二步计算，虽然观测时间是在第一步之前。

第一步中，首先按A·Rosema的思路，认为贴地湿润边界条件在一天之中不变化。图2为热惯量P与F值之间的列线图。



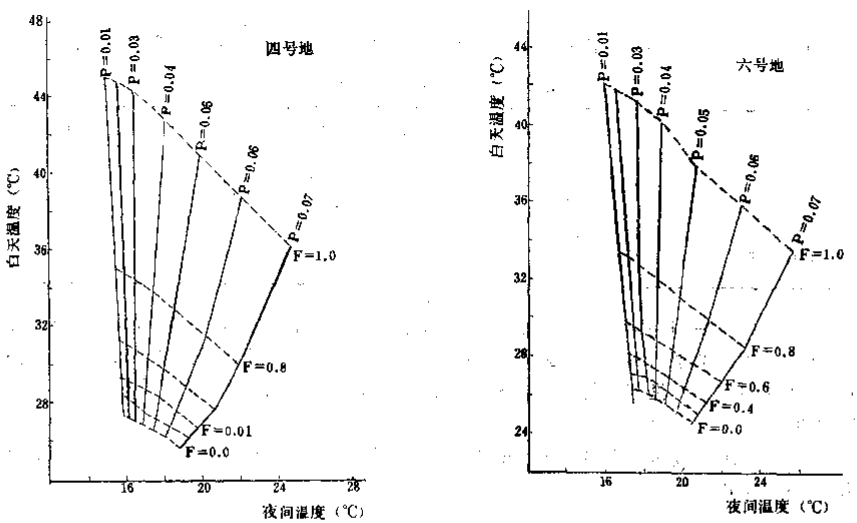


图2　新边界条件的热惯量列线图

图2是用实际观测到的5月平均气象参数而作出的。

而表1是根据本文的思路（即干燥（或湿润）边界条件在白天和夜间是不同的）而计算的热惯量值。

表1　两种边界条件的计算结果对比

	可变干燥边界条件				不变干燥边界条件		平均
	Pch	Fch	F′ch	K	P_{NC}	F_{NC}	土壤水分含量
湿处理	2.96×10^{-3}	0.33	0.41	0.93	9.6×10^{-3}	0.84	22%
适中处理	2.71×10^{-3}	0.40	0.74	1.02	2.7×10^{-3}	0.82	18%
干处理	2.61×10^{-3}	0.54	0.91	1.23	3.25×10^{-3}	0.96	13%

从表1中不难看出两种不同干燥边界条件所计算结果的区别。显然不变的干燥边界条件是不合理的。造成热惯量计算值（查图而得）不合理的排列及土壤越干热惯量越大的结果。在湿处理中，F的计算值也偏高，而按本文思路（即干燥的边界条件在白天和夜间不同）的计算结果是合理的：土壤水分含量越大、热惯量也越大，反之亦然。F值的分布也合理，土壤越干燥，F值越大。白天与夜间的F值分布也合理，由于夜间蒸发减小，F值显然要增大。

第二步试验是在小麦覆盖下进行的，在作物覆盖下，土壤热通量相当小。在作物完全覆盖的情况下，土壤热通量接近于零。热量平衡界面已抬升到作物活动面。土壤水分就不能用土壤热惯量来衡量，而可以直接用干燥边界条件F值来衡量。F值又可以环境参数演译而得

$$F=\left[(T_0-T_a)(\triangle+\gamma)+d-\frac{(1-\xi)Rnr\gamma}{\rho c_p}\right]/\left[d+\Delta(T_0-T_a)\right] \tag{15}$$

随机抽出1985年小麦生长期中4月18日和4月31日两天的资料进行计算，结果如表2。

表2　模式验证结果

F值	湿处理		适中处理		干处理	
	上午	下午	上午	下午	上午	下午
4月18日	0.32	0.21	0.47	0.41	0.80	0.78
4月31日	0.48	0.47	0.54	0.51	0.75	0.74

4月18日为灌溉后第一天，土壤水分含量较大。4月31日为灌溉周期前一天，土壤水分含量较小。F值也能看到其中的变化。而对于干处理，不管在灌溉前后，由于它始终不被灌溉，F值在4月31日没有变大，而变小的原因可能是在4月18日到4月31日中间的少量降水造成的。

关于F值在作物覆盖下的表征土壤水分的能力已在1984年作过较长的试验，并已有结果[3]不在这里重复。

五、结 束 语

研究土壤热惯量与土壤水分的关系，有多种研究途径，本文是其中的一种，其关键是剖析热惯量与环境参数的关系，作为大面积遥感土壤等地物的热惯量的基础。在今后实践中，遥感地物的热惯量，尚待作必要的提炼，保其主要影响参数，尽可能使这些参数在遥感信息中，及其他辅助信息中能被获取。

这种基础研究对遥感气候学这一领域而言，也是十分必须的。

按本文的思路所进行的研究，尚有许多工作要做，作者正在进一步研究之中。本文是一个开端。

参 考 文 献

〔1〕 Rosema, A., Tell-us Model of Thermal Inertia, 12-th-International Symposium on Remote Sensing of Environment, 1978.

〔2〕 Cihar, J., Soil moistare Determination by Thermal Infrared Remote Sensing, Remote Sensing of Soil Moisture and Grodndwater, Workshop proceedings in Ontario Canada, 1976.

〔3〕 张仁华，以红外信息为基础估算作物缺水状况的新模式，中国科学，第7期，1986。

农业生态系统结构的线性规划选优探讨

马芬荣　浦汉昕　钱　翌

很久以来，我国各地农业生产的结构和布局存在着不合理现象。随着各项农村政策的贯彻，经济效益和生态平衡的提倡，人们越来越认识到只有改变这种不合理现象，农业才能获得持久而稳定的发展，因而提出了农业生产结构的最优化问题。

线性规划是求解有约束条件下极值问题的数学工具[1]，而农业生产活动正是在多种自然和经济条件约束下求得（总）净收益最大的实践活动，因此用线性规划方法调整农业生产结构是可行的，近年来在有些县级近期的农业生产规划中已应用了这种方法。同时开始了对地区级农业规划的探索。

京津农业生态系统是跨省市的区域性农业生态系统，要对这种大范围的区域性系统的结构进行选优，必须由点到面逐步展开。我们选择了大兴县崔营大队做为试点。

一、崔营农业生产结构的现状和存在问题

崔营地处大兴县南部，南以永定河为界，与河北省廊坊地区相望，属暖温带气候，春季多风沙干旱，土地多沙质。近年农业生产有了较快的发展，1983年收入达118083元，粮食亩产366斤，皮棉70斤；各种树木已有875亩，覆盖率接近20%。畜牧业发展了牛、马、驴、骡、羊等，全年上市肉牛40头，兔385只，蛋2620斤；工副业是收入的主要来源，年利润10万元以上。1983年人均分配232元，比1979年增加16%，生活水平日益提高。

1983年崔营农业结构状况如表2所示。由表不难看出，崔营的农业生产结构不合理。种植业是系统的主要部门，不仅经济效益低，且经常出现亏损，而经济效益较高的林果业、畜牧业等部门所占的比重很小，因此净产值几乎全部来自工副业。

调查证明，崔营系统的生产力水平较低：农田能量产投比在1.4以下，在全国属于低产类型；农田投入的无机能占总投入能的30.8%，高于全国平均水平23%，低于全县平均水平33.2%，表明农业现代化水平尚低；农产品商品率很低，商品能仅占投入的无机能的11%，说明崔营目前还是一个自产自销，对社会贡献不大的系统。崔营生产力水平不高的原因，一方面与系统的结构不合理密切相关，另一方面是系统各产业部门的生产力水平都比较低造成的。具体来说是：

1．有机肥源不足，且因土地多沙质而降低了肥料的利用效率。

2．种植业比例失调，养地用地不平衡。1983年崔营粮食作物占地81.9%，经济作物占地18.1%。绿肥极少，氮、磷肥施用的比例不当，有机氮和无机氮施用比例失调，造成本地土壤肥力的降低。据本县土壤调查，崔营土壤的有机质氮、碱解氮、速效磷钾的含量均低于

*本工作得到邢嘉明，张晋同志的指导，罗俊杰参加了资料收集工作，特此致谢。

全县平均值[1,2]。

3．养分非生产性输出大，导致养分转化率较低。农业氮素的输入输出比是衡量养分收支和预测生产性能的重要指标。崔营的比值为2.74，但土壤肥力却很低，产量也不高。主要原因是大量养分由于风蚀，挥发和渗漏等损失了。根据实验观察[2]，每年每亩沙质耕地因风蚀损失的氮可达10—11公斤，磷6公斤，有机质近200公斤。由于养分的非生产性损失，崔营氮素转化率仅36.5%，低于全县平均值（38.5%）。

4．地面缺乏植被保护，风沙危害严重。实验说明灌草结合的多种群落，才能根治沙害，同时又能获得生态效益和经济效益相统一的效果。

二、崔营农业生产结构的最优化方案

（一）选优原则和具体措施

农业生态系统的功能具体表现为农业生产力的水平，这一方面与系统的结构（各产业部门的比例）密切有关，另一方面与各产业部门的生产力水平有关。如果系统各部门的生产力水平都比较低，则系统的功能必定不会最优。但正如牛迈（Von Neumann）在三十年前指出的，如果结构比较合理，可以补充各部门生产力之不足，使系统总体功能达到相对高的水平；相反系统各部门的水平虽都处于最优状态，但由于结构不合理，总体功能并不是最优的。所以我们选优的原则是在系统约束条件下兼顾调整系统的结构和提高系统各组成部门的生产力水平两个方面。具体措施是：

1．保护已有防田林网，扩大上述多种群群落的规模。

2．实行草田轮作，种植多年生豆科牧草，使地表在风季有稳定的草被覆盖率，增加地面粗糙度，降低风速，减少养分损失。

3．扩大花生、沙打旺与苜蓿种植面积，即解决饲料，又提高土壤肥力。据大兴县土地科测定，种一年可增加有机质0.01—0.03%。农科院试验资料证明绿肥腐解，可增加土壤有效磷5—15ppm。

4．发展沼气，使秸杆和牲畜粪便得到更合理的利用，又解决部分生活用能源。据测定沼气渣肥效高，较牲畜粪直接施用增产幅度更大，且不易造成环境污染。

5．发展苗圃、果林，作到长短结合，以短养长。

6．扩大畜牧业比重，增加有机肥源，增加产品输出。

（二）目标函数的选择

决策目标的选择原则是 ①合理的农业生产结构要求投资少，产出多，成本低，效益大，即从经济效益来说，应最大限度地增加收入。②从生态经济效益来说，要求实现自然生态过程的良性循环与农业生产过程的良性循环相结合，这样才能将长远利益和目前利益更好的统一起来，才能为农业生产创造一个稳产高产，资源永续利用的良好条件。由于线性规划的目标函数只有一个，考虑到农业生产的最终目的是要求经济收入最大。所以我们选择净产值最大作为规划目标。

（三）决策变量及其约束条件

1）大兴县土壤普查队：大兴县土壤，1982年5月。

2）大兴县农业区划办：综合农业区划，1981年；大兴县种植业生产结构—生产布局模型及系统分析，1982年。

表1　雀营农业生产结构最优化方案的有关参数

j	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Di
Cj	19.25	12.25	60.65	10.2	22.8	469.07	118.55	44.25	42.96	45.31	317.04	218.66	91.26	-34.8	668	-174	19.45	
	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1700
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	350
	300	160	150	1000	600	200	1000	130	150	100	100	100	100	0	0	0	0	16×10^5
$A_{i,j}$	170	170	70	200	170	530	530	70	0	0	190	70	70	0	0	0	0	454880
	15	10	10	13	10	40	40	35	5	3	10	3	3	25	25	25	1	49471
	33.25	23.75	24.85	49.6	28.2	55.93	63.45	18.75	2.04	1.69	18.99	81.34	8.74	34.8	232	174	5.8	186000
	0	0	0	0	0	0	0	0	-1500	-1500	0	0	0	10000	10000	5000	600	0
	1.5	0.5	0.5	2	1.5	5	4	1	3	3	3	0.5	0.5	-250	0	-360	0	0

表1　的部分参数：

$A_{9,14}$, $A_{9,15}$, D_9, $A_{10,3}$, D_{10}, $A_{11,7}$, D_{11}, $A_{12,11}$, D_{12}, $A_{13,6}$, D_{13}, $A_{14,1}$, $A_{14,4}$, $A_{14,5}$, D_{14}, $A_{16,1}$, $A_{16,4}$, $A_{16,5}$, $A_{17,9}$, $A_{17,10}$, $A_{18,4}$　$A_{18,5}$, $A_{19,11}$, $A_{19,12}$, $A_{19,13}$, D_{19} 依次取值 1，1，100，-40.5，-19800，-5000，-198000，-1，-150，-1，-50-300，-350，-300，-33×10^4，300，-1050，-900，4500，-10500，2，-1，1，1，1384，$A_{15,j}$ (j=1，10) 均为1，D_{15}为3075，其余的$A_{i,j}$，Di均为0。

1．决策变量的设置　基于上述分析，为求得崔营农业生态系统中各业的合理配比（结构），考虑设置下列变量作为决策变量：X_1——小麦（播种面积，亩，下同），X_2——玉米，X_3——花生，X_4——水稻，X_5——旱稻，X_6——西瓜，X_7——菜蔬，X_8——棉花，X_9——苜蓿，X_{10}——沙打旺，X_{11}——果林（亩），X_{12}——苗圃（亩），X_{13}——防风建材林（亩），X_{14}——耕牛（头），X_{15}——肉牛（头），X_{16}——马（匹），X_{17}——羊（只）。

2．约束条件　约束条件有：1．资源约束条件，包括播种面积、林木覆盖面积、水资源、劳力、畜力、化肥用量、投资金额等条件；2．需求约束，包括粮食、食用油、蔬菜、果林、西瓜、苗圃、饲草等总生产量或总面积约束。3．比例约束，包括小麦——稻谷，小麦——玉米，水稻——旱稻，苜蓿——沙打旺，耕牛——肉牛等发展比例关系。

（四）最优化方案的线性规划模型

根据上述决策目标和决策变量与约束条件，可写出下列具体的线性规划模型

目标方程式：$Max.\ Z=\sum_{j=1}^{17} C_jX_j$

约束条件：$\sum_{j=1}^{17} a_{ij}X_j \geqslant D_i$　　$i=1,\ 2,\ \cdots 14$

$\sum_{j=1}^{17} a_{ij}X_j = D_i$　　$i=15,\ 16,\ \cdots 19$

$X_j \geqslant 0$　　$j=1,\ 2,\ \cdots 17$

模型的有关参数见表1。

三、最优化方案计算结果及其分析评价

最优化方案计算结果指出种植业安排：小麦播面825亩，玉米零亩，水稻86.8亩，旱稻173.7亩，花生425.8亩，西瓜50亩，蔬菜39.6亩，棉花零亩，按以上面积可生产粮食33×10^4斤，种植业净产值76058.7元。林业用地如下：防风建材林254.4亩，果林779.6亩，苗圃350亩，按此面积林业每年净产值可达到346911.9元。畜牧业应发展肉牛100头，耕牛零头，役马26匹，羊1802只（集体养）。牧草应种植苜蓿1031.9亩，沙打旺442.2亩，按此方案畜牧业今后每年净产值可达161691.4元。系统（总）净产值584662.0元。

（一）农林牧结构分析

由表2可以看出，系统调整后结构比较合理了，由单一的种植业为主的结构，被四业兴旺，相互促进，共同发展的新结构所代替。牧业的加强，林业的进一步发展，将有力地促进农业的发展。从具体数字来看，优化方案中农林牧的总土地利用面积为4598.9亩（林草间作既算作林业，又算作畜牧业）。农业占34.8%比优化前的57.4%减少了22.6%，林果业从优化前的31.7%增加到33.1%，畜牧业从优化前的10.9%增加到32.1%。优化方案的各业费用开支也反映了上述的趋势。总之，上述结果说明调整以后的结构是农林牧相结合的结构，是林果业和畜牧业迅速发展的结构，是生态效益和经济效益相结合的结构。

（二）经济效益分析

农业生态系统结构的调整是否合理，还可从调整后的各业净产值和总产值与调整前的比较看出（见表2）。最优化方案中种植业净产值为76058.7元比1983年的－22508元增加了

表2　崔营农林牧结构调整前后比较

指标 \ 项目		种植业		林果业		畜牧业		合计
		数量	%	数量	%	数量	%	
土地利用（亩）	前	1586	57.4	875	31.7	300	10.9	2761
	后	1600.9	34.8	1524	33.1	1474	32.1	4598.9
劳力分配（工）	前	23100	52.4	15000	34.0	6000	13.6	44100
	后	37344	59.1	16095.3	25.5	9738.1	15.4	63177.4
总收入（元）	前	72217	87.4	5597	6.8	4812	5.8	82626
	后	128589.7	16.3	395255.1	58.1	202678.1	25.6	726522.9
费用（元）	前	94725	96.7	3164	3.2	118	0.1	98007
	后	52531.0	37.0	48343.2	34.1	40916.7	28.9	141860.9
净产值（元）	前	-22508		2433		4694		-15381
	后	76058.7	11.7	346911.9	63.4	161691.4	24.9	584662.0
收入/费用	前	0.76		1.77		40.78		
	后	2.44		8.17		4.94		

98566.7元，林果业净产值比1983年增加了141倍，畜牧业净产值比1983年增加了32倍。

（三）生态效益分析

1．结构调整后，崔营的林木覆盖率将达到31.6%，比1983年的20%增加了11.6%，由于林木覆盖率的增加，农田中风速将降低40%左右，水分蒸发量减少10—20%，土壤含水量提高5%左右，空气相对湿度将提高10%，与此相应作物产量也将增产10%。随着农田中风速的降低和土壤中含水量的提高，肥料利用率将随之提高，土壤的无效输出将减少，因而农田产投比，氮素转化率将提高。同时由于作物增产，农田中粮食作物的光能利用率，显然也提高。2．由于在整个系统内扩大了花生和豆科牧草的种植比重及扩大了乔灌草相结合的多种群镶嵌式群落结构的规模，因而将大大提高牲畜，特别是肉牛的生产性能及促进生态系统的良性循环。豆科牧草（苜蓿、沙打旺），根系发达，其根茬约占整个植株的三分之一，这不仅可以充分利用深层土壤的养分和水分、并且耕翻归还土壤，可直接增加土壤有机质，从而改善了养分的循环状况。按照最优化方案结果，种植豆科牧草以后，固氮量将达到1180^{0}公斤，相当于138823.5斤碳酸氢氨，土壤肥力提高。此外，由于饲料的增加，牧业将增产。由于牧业发展肥料又将增加，所以必然促进农业增产，经过双方增产又引起多次增产的连锁反应。

（四）敏感性分析

1．约束条件系数的变动　由表3可以看出，影响系统结构和各部门生产力水平的约束条件的变动必然也影响到系统的总体功能（反映在目标函数上）的变化，具体情况可以分为三种类型：

1）水资源、劳力资源、投资量、小麦和玉米播种面积以及果林种植面积等系数在上下限内变动时对系统目标函数无任何影响，即不改变系统的功能状况。这是由于这类资源或条件在现有生产力水平下有富裕未完全投入生产，或者尚欠不足，因而不存在边际利润，所以

表 3　约束条件系数的变动范围及其对目标函数的影响

约束条件系数 变动范围	D_1 小麦玉米播面 （亩）	D_2 苗圃面积 （亩）	D_3 灌溉水量 （方）	D_4 化肥量 （斤）	D_5 劳力资源 （工）	D_6 投资 （元）	D_7 饲草供求平衡 （斤）	D_8 畜力供求平衡 （工）	D_9 牛需求量 （头）
上　限	∞	604.4	∞	485405.7	∞	∞	3204487.0	9356.6	208
下　限	825.0	0.0	889399.6	379325.9	44130.2	139048.2	-1081185.0	-77845.5	0
系数上限时目标函数（万元）	58.46	61.57	58.46	64.01	58.46	58.46	68.72	59.20	62.05
系数下限时目标函数（万元）	58.46	53.87	58.46	44.26	58.46	58.46	54.83	51.06	54.89

D_{10} 花生需求量 （斤）	D_{11} 蔬菜需求量 （亩）	D_{12} 果林面积 （亩）	D_{13} 西瓜播面 （亩）	D_{14} 粮食（小麦水稻需求量）（斤）	D_{15} 种植业总面积	D_{16} 小麦水稻产量平衡（斤）	D_{17} 苜蓿沙打旺产量平衡（斤）	D_{18} 水旱稻播面平衡（斤）	D_{19} 林业总面积 （亩）
54591.5	910779.9	779.6	192.6	463230.7	3833.8	10329999.8	6633308.0	471.4	2463.3
0.1	42.0	-∞	0.0	276171.3	2333.6	-989997.7	-15478550.0	-275.0	1223.9
46.38	44.62	58.46	49.61	41.11	65.12	58.28	58.23	58.26	54.06
65.13	62.14	58.46	61.39	65.29	51.70	58.50	58.58	58.37	58.97

对系统的功能不产生任何影响。

2）有的系数对目标函数影响甚微。例如小麦-水稻产量，苜蓿-沙打旺产量比例关系和水旱稻播种面积比例关系。这是因为他们的平衡比例变化很小，因此基本上不影响相应的决策变量的数值。

3）其余的系数对目标函数都产生或大或小的影响，其中苗圃的面积、畜力供求平衡、牛的发展数量和林业总面积等系数使目标函数的值相差10万元以下，且目标函数的最大值在58.97万元至62.05万元之间，比原值增加不多。化肥供应量、饲草供求平衡、种植业总面积、花生蔬菜粮食需求量、西瓜播种面积等系数使目标函数的值相差达10万元以上。目标函数最大值在61.39—68.72万元之间，比原值增加了3—10万元以上，是影响系统功能最大的一类系数，也即是最敏感的系数。

2．净产值系数的变动　由计算结果得出系数的变动对目标函数的影响有如下几种情形：

1）非基本决策变量的净产值系数在上下限内变动不影响目标函数。因为这些变量的值均为零。

2）基本决策变量中马、羊的系数对目标函数的影响较小。

3．其余的决策变量对目标函数的影响分两种情形　一种是系数的下限为负无穷或很大的负值；另一种是系数上限为无穷或很大的正值。从经济意义来看后一类系数更为重要，可以使系统获得更大的净产值，是系统最敏感的净产值系数。

规划是建立在对系统的明确辩识和确切诊断的基础上的。建国以来各部门对京津区域系统已经累积了大量的基础资料，近年来又进行了全区的国土整治研究和环境保护与防治对策研究，同时国家对京津两大城市的建设总方针也早已明确，因此对京津农业生态系统进行最优化规划设计的条件基本成熟。

线性规划在国内外已广泛应用于各个部门，但是在国内农业部门起步较晚，直到最近才开始应用。京津生态系统是一个区域性系统，属于自然-经济-社会复合系统，既有城市生态系统，又有农村（业）生态系统，还有城乡交错区（具有边缘效应）。在这种区域性农业生态系统中，各种约束条件之间的关系错综复杂，参数的准确选择和取得更加困难，因此在规划开始前应建立相应的数据库。

为了更好的而又及时的对京津农业生态系统进行最优化规划，应采取自下而上和自上而下相结合的工作方法，以便加速规划的进程，即一方面自下而上从县级规划入手，选择全区具有不同自然经济特征的农业生态类型（亚区）中，包括远离城市的平原地区、山区、丘陵、沿海地区和国营农场、林场、果园等有代表性的县进行县级规划，另一方面自上而下的从全区着眼，着手建立相应的数据库，确定总体规划目标和全区性生产结构规划，然后向下以代表性的县为基础对上述不同亚区进行规划，最后进行总体协调。

参考文献

〔1〕席少霖、赵凤治，最优化计算方法，上海科技出版社，1983年。
〔2〕刘恕，生态原则在沙漠化土地整治中的应用，生态学杂志，第1期，1982年。

以航空多光谱信息定量确定地表净辐射通量及其初步应用

张 仁 华

一、引 言

以多光谱信息确定地表净辐射通量是一种具有明确物理意义的信息转换。净辐射通量是地表热量平衡中的重要因子，是标征地表能量来源的数据。它的分布及演变规律对气候形成及中长期数值天气预告具有重要意义。在遥感应用领域里，如作物估产、地热勘探、水资源调查等方面，地表净辐射通量是十分有用的指示性参数。在识别地物的能力方面，地表净辐射影象图要大大优于单独的多光谱及热红外影象图。

在五十年代，研究地表净辐射通量的分布规律，所依据的资料是分布稀疏的气象台站的观测值，这样就把丰富的下垫面信息抹煞掉了，远远不能代表周围广大地区的情况。六十年代，我国左大康教授等系统介绍了用泰罗斯气象卫星资料确定全球净辐通量概图[1]，在我国开创了一条以遥感资料确定地表气象要素研究新途径。当今，具有多光谱和热红外影象图的陆地卫星已发射了五颗，我国已引进了陆地卫星地面接受站，并具有丰富航空遥感经验与资料。因此，用多光谱与热红外的遥感资料定量确定地表净辐射通量已具备了物质条件。

本文旨在介绍经过我们多次试验的，以遥感资料确定地表净辐射量的方法。地表净辐射通量的数学表达式为

$$R_N = (1 - A(Q))Q + (1 - A')q - \sigma\varepsilon(T)T_s^4 + \overline{\varepsilon}(T)\overline{E} \qquad (1)$$

式中：R是净辐射通量；Q是太阳直接辐射通量；q是散射辐射通量；$A(Q)$为直接辐射反射率；A'为散射辐射的反射率；$\overline{\varepsilon}(T)$是地物对波长的积分比辐射率；$\sigma$是斯蒂芬-玻耳兹曼常数；$T_s$是地表温度；$\overline{E}$是对波长及整个天穹的积分辐射照度。

实际上，在遥感平台上传感器接收到的红外辐射通量M_b为：

$$M_b = \sigma\varepsilon(T)T_s^4 + (1 - \overline{\varepsilon}(T))\overline{E} + P_r \qquad (2)$$

当地物的朗白特性较好时，可认为A(Q) = A′ = A，并将（2）式代入（1）式：

$$R_N = (1 - A)(Q + q) + M_b + P_r - \overline{E} \qquad (3)$$

在3000m遥感平台近似地将程辐射P_r忽略，则

$$R_N = (1 - A)(Q + q) + M_b - \overline{E} \qquad (3')$$

对（3′）可知，从航空遥感多光谱信息中确定R_N，归结为如何求A、M_b及$(Q+q)$、E。在航天遥感平台上，还需考虑程辐射P_r。

二、转换模式及其分析

1．地表反射率的确定

地物反射率随波长的变化是十分复杂的，信息也是十分丰富的。特别是农作物、植被，在近红外部分反射率很高。用航空单色黑白片远远不能满足要求。标用四波段的多光谱片，分

段求反射率是完全必要的。

从多光谱正片（或负片）求反射率，有两种方法，即内定标法与外定标法。内定标在每幅影象图拍摄（或扫描）的同时，把设置在机内具有标定反射率灰标也拍摄进去。外定标是在地面设置标定的反射率板。外定标的优点是地物和灰标受大气的影响完全一样，推算反射率比较准确。当没有外定标灰标时，只要在一幅图片中已知两种地物，或同一种地物两个不同反射率目标，也能从我们已推导出的公式[2]中求出图片中每一个点的反射率。这公式在如下条件：当物镜的斜光束的通光面积和近轴光束通光面积之比接近1时，并且被求地物偏离主光轴小于45°时，应为：

$$\frac{A_i}{A_{i+1}}=10^{\frac{D_i-D_{i+1}}{(D_i-D_{i+1})/(lgA_i-lgA_{i+1})}} \qquad (4)$$

式中D_i，D_{i+1}为影象图中任意二点的密度；A_i，A_{i+1}为对应的任意二点的反射率。

用数字扫描密度计求出每一象元的密度，其中只要有两点密度有对应的反射率值。即可求得全幅的反射率。也可采用彩色密度分割计把影象图分成若干等级密度。已知两个等级的密度所对应的反射率，即可求得所有等级的反射率，后者适合于光学图象处理。

2．地表热红外出射辐射度的计算

在忽略地物到传感器之内的路程辐射，M_b等于实际红外出射辐射度。M_b可以从红外扫描影象图中直接求得，它避开了比辐射率的测量，给转换带来了方便。

与多光谱摄影基本同时试验的机载热红外扫描波段是10.3—11.4μm。讨论在大气窗口的热红外波段的地物实际出辐射度与全波段的出辐射度的同步程度是重要的。也就是说考虑这一波段的信息能否代表全波段？如果可以，其精度又如何？通过云南腾冲遥感的实践，8—14.0μm和10.3—11.4μm两波段同时用胶卷记录。在两种波段的热红外图中，基本地物在影象密度上没有发现明显的差别。在山东禹城作了多次试验，用8—14μm的热红外测温仪和全波段净辐射计进行对比（见图1）。在夜间，没有太阳辐射，净辐射通量为地表的热辐射和整个天穹的热辐射之差。用窄视场的红外测温仪测量天穹温度的方法是用多种角度对天穹测量，将其测量值乘以面积和角度的权函数[3]。结果表明全波段的测量值与8-14μm段换算的计算值相当一致，这证明用大气窗口的波段转换全波段的红外辐射，对于农田、作物等地物

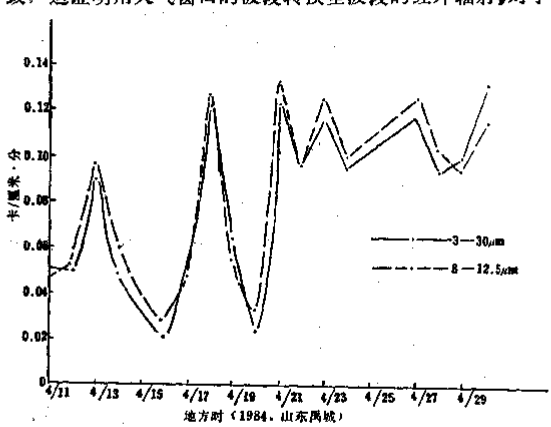


图1　全波段的实测值与8—14μm的计算值对比

而言是可以的。

从红外扫描辐射计的胶卷密度反演地表出辐射度，可以暂时不去研究各级光学和电子线路的传递函数，而采用定标的办法。红外扫描辐射计的定标也有两种，本文采用内定标法。

红外扫描辐射计在调试时，将探测元件和各级电子放大均控制在线性范围内，仪器的输出电压是和被测地物的红外出辐射度成线性关系。在仪器内部，扫描腔的两侧各设高、低温标一个。这温标实际是一个黑体。并且在每个温标和影象之间有八级等出辐射度灰标。高温标与低温标的密度不应超过八个密度灰阶的范围，这样就可以求出热红外影象图的密度与出辐射度的换算曲线[2]，通过这种曲线就可以用胶卷密度反演每个象素点的红外辐射度。同样，可用等密度分割仪对全幅影象图作等密度分级，以不同彩色表示。然后进行光学图象处理。

3．太阳总辐射和环境辐射照度的确定

太阳总辐射（Q＋q）和环境辐照度E的正值是射向地表方向的。当然可以在遥感平台上用传感器对准太阳与天穹测量。但这除了要增加传感器外，还得订正遥感平台到地面之间的区别。也可以用大气顶端的太阳常数和大气传输模式，推算地面的总辐射，但这还需要许多大气参数，这些参数是在变化的，仍需要一个气象站网络来测定。本文采用气象台站的地面测定值，因为在航空遥感的范围内，太阳总辐射变化不大。下面先来定量探讨太阳总辐射在多大范围内仍能保持其代表性。

水平地表接受到的太阳总辐射随纬度（南北方向）与时角（东西方向）的变化率为：

$$\frac{\partial Q_A}{\partial \varphi} = (Q+q)(\cos\phi \sin\delta - \sin\phi \cos\delta \cos\omega) \qquad (5)$$

$$\frac{\partial Q_A}{\partial \omega} = -(Q+q)\cos\phi \cos\sigma \sin\omega \qquad (6)$$

式中Φ为当地纬度，δ是太阳赤纬，ω是当地的（地与时）时角。

投射到水平面的太阳总辐射在区域范围的变化值，可以用纬度ϕ和时角ω代入求得。计算结果表明在北纬25°N，每变化纬度1°，即南北方向相距110km，太阳总辐射的相对变化1.7%。同样在北纬25°N，在中午时间，相差4分钟，即东西方向相距90km，太阳辐射变化只有0.02%，也就是说大约在10000km²范围，太阳总辐射值变化不到2%。由此可见，在千余平方公里范围内用一个台站的资料去计算入射辐射，其误差是很小的，值得指出的是这里是计算太阳的入射总辐射，而在几千平方公里范围内出射红外辐射和太阳反射辐射的变化是相当大的，绝不能用一个台站资料代替。即使太阳入射辐射，在多云的天气，仍必须用遥感的云图进行订正。

另一个问题是多光谱的几个波段（例如*MSS*的四个波段）能否代表0.2—3.0μm的范围的太阳总辐射值？我们用太阳辐射在*MSS*四波段的能量与全波段的能量作了一次对比观测。1984年5月7日是大气透明度非常好的晴天，5月8日比较混浊。资料表明在这两天中全波段的辐射值与0.5—1.1μm的辐射值随太阳高度角基本保持稳定的比例，见图2。在这两种天气类型，不同的大气质量（即不同的太阳高度），全波段与0.4—1.1μm太阳辐射值如此相近，而且变化几乎平行，这应该说，这波段可以近似表达0.3—3.0μm的太阳辐射。

E值在遥感平台上难以测准，故在气象台站测定。测量方法有两种：一种是采用两块不同的比辐射率板，控制它们的相同的表面温度，计算公式为：

$$\overline{E} = K\frac{M_1\varepsilon_2 - M_2\varepsilon_1}{\varepsilon_2 - \varepsilon_1} \qquad (7)$$

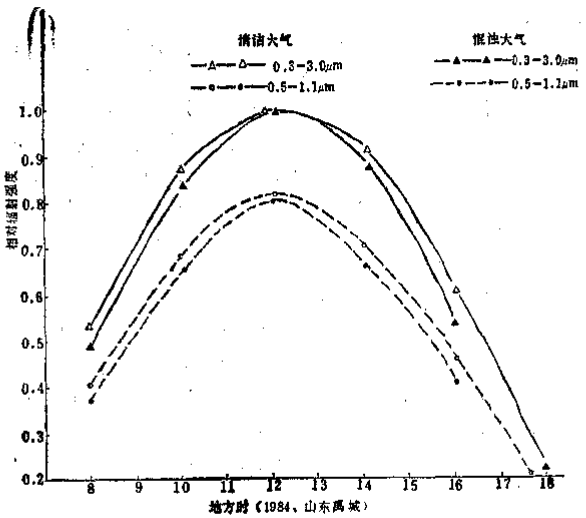


图2　不同大气条件0.5—1.1μm波段和全波段对比

式中e_1，e_2为两块板的比辐射率，M_1、M_2分别为对准这两块板时，红外测温仪的读数值，K为转换系数。

在天气晴朗，云量很少的条件下，$\overline{E}$的值可代表几千平方公里范围的值。但在多云天气，或天气不稳定的情况下，代表的范围要小一些。

在缺乏两块标准比辐射率板的情况下，也可用红外测温仪，对天穹进行不同仰角的测量，最后以加权函数计算。

4．净辐射通量分布图的合成

为了求得净辐射通量的分布图，首先要求得多光谱各个波段的反射率分布图和热红外出辐射分布图。并且把气象台站观测到的总辐射分波段通量与对应的波段的反射率相乘。再把

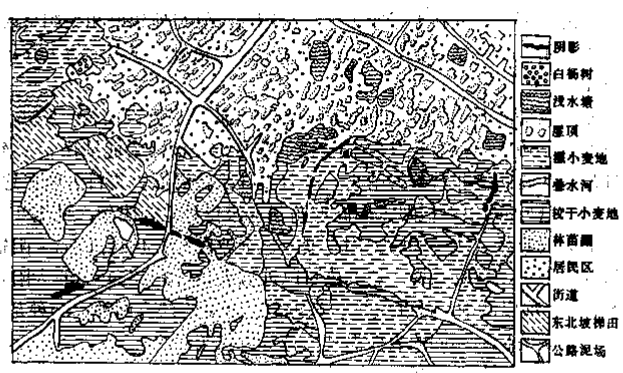


图3　云南腾冲近郊的净辐射通量分布图

各波段的乘积相加，乘以转换成全波段总辐射的系数，得出总辐射分布图。其次把热红外图中的每一个点的M，减去环境辐射照度$\overline{E}$。然后把这张图与太阳总辐射分布图的每个对应的点密度值相加，最后得出净辐射分布图。

合成也可采用光学方法，把多光谱影象图及热红外影象进行等密度分割，再以上述步骤将每一级密度换算成（1—A）Q和（$M-\overline{E}$），然后作复合运算。由于不同密度基本上能归纳出不同地物，而同一地物也具有不同的密度，每一密度等级的廓线，在多光谱和红外影象图上大多数具有相似性。这给复合带来方便。最困难的是用纠正仪作影象图的几何纠正，要经过多次试验才能趋于一致。图3是根据复合图清绘出的净辐射通量分级图。

三、净辐射通量图初步应用

在复合的密度等级中可看到，地物等级比单一的反射率图或单一的热红外图增加了。相应鉴别能力也提高了。在太阳总辐射分布的同一密度等级中具有不同的热红外出辐射度；在热红外出辐射度的同一密度等级中具有不同的太阳总辐射量。由此可见，地表净辐射通量不仅在气象学、地理学中有学术价值，而且在识别地物方面也是很好的指标。每一种地物的表观状态（颜色、粗糙度等）、密度、热惯量、含水量、比辐射率、反射率、水分蒸发量和土壤热通量等等都使净辐射通量变化；反之，净辐射通量包含着这些因素的信息。

表2　净辐射通量图各级量值　　（Cal/cm·min）

净辐射级别	地物名称	反射率（%）	地表出辐射度（℃）	净辐射通量	净辐射级别	地物名称	反射率（%）	地表出辐射度（℃）	净辐射通量
0	阴影区	12.5	25.0	-0.544	6	较干小麦地	22.0	20.5	0.230
1	白杨树	16.6	25.0	0.384	7	林苗圃	26.8	28.6	0.190
2	浅水塘	12.5	28.6	0.359	8	居民区平均状态	26.8	29.5	0.176
3	居民区屋顶	12.5	29.5	0.342	9	街道	33.0	28.6	0.045
4	较湿小麦地	16.6	26.5	0.326	10	东北坡梯田	51.9	23.0	-0.059
5	蓄水河	26.6	20.0	0.267	11	公路泥场	51.9	25.9	0.083

在一般情况下，高反射地区为低温，低反射地区为高温，即多光谱影象图与热红外影象图具有共轭特征。然而使我们感兴趣的是，这两种影象图往往出现非共轭区。这说明非共轭区具有非太阳辐射的其他热量收入，或者具有其他类型（非辐射冷却）的热量支出。这正是获得信息的新的来源。在图3中，白杨树是非共轭的，反射率和温度都低。（白杨树在近红外波段虽然有较高的反射率，但各波段平均后，与其他高反射率相比，仍然是较低）这说明白杨树生长旺盛，叶面蒸腾耗热较大，但其叶面温度不高。然而白杨树的净辐射通量是最大的，这有利于光合作用和干物质积累。因此净辐射通量对农作物产量也是一个有用的参考性环境参数。街道也出现另一种非共轭，即高反射高温。这说明街面的热容量大，并在较深层有热量补给。这也启发我们，可以用净辐射通量的非共轭性去研究和勘探地热资源。有很多气象学家直接采用或经过一定的计算后的净辐射通量来衡量地表水分蒸发值（或蒸腾值），

注：1 cal/cm·min=0.6978kW/m²

因此净辐射通量在水资源估算中也是一个有用参数。

本文的方法加上大气传输的因素后，同样适用于航天遥感计算净辐射。陆地卫星4及5都具有热红外波段又具有可见光近红外波段，不用经过几何纠正即可作复合运算。中国科学院上海技术物理所的航空多光谱扫描仪，也具有这种多重波段性能。对合成净辐射图提供了必要的物质条件。

参 考 文 献

〔1〕左大康等，气象卫星的辐射测量及其应用，科学出版社，1966。

〔2〕Zhang, R. H., Inverstigation of Remote Sensing of Soil Moisture, Proceedings of the 14th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Vol. I, 1980.

〔8〕张仁华，红外测温仪在西双版纳橡胶防寒试验中的应用，云南省出版社，1979。

〔4〕张仁华，红外比辐射率的非封闭测量方法，科学通报，第21期，1981。

我国晴天太阳总辐射分布特征*

——计算机在太阳辐射研究中的应用

刘书楼　　陈宝雯

我国实际太阳总辐射的分布特征已有较详尽的资料和研究[1-4]。有关我国晴天总辐射的研究，虽然在文献〔3、4〕部分章节和〔5〕中讨论过，但尚缺少时空分布图。本文在分析〔3、4、5〕算法的基础上，根据中央气象局资料室各气象台站“地面气象观测记录年、月报表”截止到1978年止10—22年的资料[1]（个别7年），进行统计处理，应用电子计算机自动编制了我国晴天太阳总辐射年、月总量分布图。

晴天总辐射Q_0是指在晴天状况下，地面所接受到的太阳直接辐射Q_B和散射辐射q_o的总和：$Q_0 = Q_B + q_0$。它在历年的变化中，具有相当的稳定性，它是太阳辐射可能被利用的最大值。在太阳能应用设计中，它是最基本的参数之一，也常作为计算实际总辐射的依据。

本文主要目的是应用计算机手段，通过560个气象站的数据处理分析和更多点（5—7倍站点数）的插补运算，自动编制我国晴天总辐射年、月分布图，较全面深入地阐明晴天总辐射资源的分布规律和特征，以适应飞速发展的太阳能应用技术和研究的需要。

二、Q_0计算方法的讨论

文献〔3〕应用B．H．乌克拉英采夫方法，根据我国26个台站三年半的资料，建立了较适应我国情况的Q_0的计算方法，把我国分为高原区和平原区，比采用北半球平均值得到了较好的结果。文献〔4、5〕在〔3〕考虑海拔的基点上，根据我国幅员辽阔、自然条件复杂的情况，引入多影响因素，分别运用了多元回归的方法，来计算青藏高原地区和我国范围的晴天总辐射。回归方程分别为：

$$Q_0 = b_0 + b_1\phi + b_2\phi^2 + b_3H + b_4H^2 \qquad (1)$$

$$Q_{0i} = b_{0i} + b_{1i}\phi + b_{2i}H + b_{3i}E \qquad (2)$$

其中：b_0、b_1、b_2、b_3、b_4——相应项的回归系数

$i = 1, 2 \cdots\cdots 12$，表示月份

ϕ——纬度（度）

H——海拔（米）

E——月平均绝对湿度（百帕）

可见，计算青藏高原晴天总辐射量的回归方程（1），涉及了纬度与海拔非线性的二次函数，没有考虑湿度的影响。（2）式考虑了湿度，但没有考虑纬度与海拔的二次项。根据

*本研究工作是在左大康教授指导下完成的，特此致谢。

1）西藏自治区是根据中国科学院青藏高原综合科学考察队气候组整编的“西藏气候资料累年值”的资料进行统计处理的。

（4）对14个不同时段的晴天总辐射分别统计它们与纬度和海拔的关系结果表明，在绝大多数时段，二次相关系数b_2和b_4等于零（b_4仅有1个时段不为0，b_2有4个）。因此，（2）式也近似适应（1）式条件。

综上所述，Q_0的计算方法都基于本地点的天文气象参数和观测值。对于我国绝大多数地区，由于缺少日射气象资料，直接引用将受到很大限制。因此，在特征点引用上述算法的基础上，辅以插补任意地点Q_0的计算方法，将使Q_0的计算更趋于完善和适用，尤其适于计算机批量处理，对应用计算机自动编图更为重要。

插补运算，方法繁多，列举如下四种进行讨论。并引用我国各类地区的一些参考特征点，计算任意地点的Q_0值，与其应用本地点的天文气象参数的计算值（下文称标称值）比较，校验其可靠性。

1．临近点代替法设$T_i(X_i, Y_i, Q_{0i})$为所求的任意地点，其中X_i，Y_i为坐标，Q_{0i}为该点的晴天总辐射量。参考点用T_n（X_n，Y_n，Q_{0n}）表示，$n=1$，$2\cdots n$代表特征点序号。则选取T_n代替T_i点的逻辑判别式为：

$$R=\left|\left[(X_i-X_n)^2+(Y_i-Y_n)^2\right]^{\frac{1}{2}}\right|min \qquad (3)$$

其中：R——计算点到特征点的距离

2．平均法　假设，以计算点为新坐标原点，其两坐标轴将所有特征点划归四个象限，在每个象限内按③式扫描出的参考点分别为T_1（X_1，Y_1，Q_{01}），T_2（X_2，Y_2，Q_{02}），T_3（X_3，Y_3，Q_{03}），T_4（X_4，Y_4，Q_{04}）。我们取四个参考点的平均值为计算点的辐射量即：

$$Q_{0i}=\frac{1}{4}(Q_{01}+Q_{02}+Q_{03}+Q_{04}) \qquad (4)$$

3．双线性插补法　将T_1，T_2，T_3，T_4依次相连，设连线与坐标轴的交点分别为T_{12}（X_{12}，Y_{12}，Q_{012}），T_{23}（X_{23}，Y_{23}，Q_{023}），T_{34}（X_{34}，Y_{34}，Q_{034}），T_{41}（X_{41}，Y_{41}，Q_{044}）则：

$$Q_{0i}=Q_{023}+\frac{(Q_{041}-Q_{023})\cdot|X_i-X_{23}|}{|X_{41}-X_{23}|} \qquad (5)$$

或者

$$Q_{0i}=Q_{034}+\frac{(Q_{012}-Q_{043})\cdot\left|\begin{matrix}X_i-X_{34}\\Y_i-Y_{34}\end{matrix}\right|}{|X_{34}-X_{12}|} \qquad (6)$$

按⑤和⑥计算的结果，由于区域内各方向变化的趋势不同而可能呈现出不同程度的差别，这是本方法的不足之处。

4．双线性插补加权平均法　本方法综合了各方向上的变化趋势，克服了双线性插补法的缺点，提高了精度。设（5）式的运算结果为Q_{0x}，（6）式运算结果为Q_{0y}则：

$$Q_{0i}=\frac{1}{2}(Q_{0x}+Q_{0y}) \qquad (7)$$

我们根据以上四种插补运算方法，演算了我国不同区域的一些地点的Q_0值，以进行校验，结果如表1。

表1　插补计算方法校验（千卡·厘米$^{-2}$·年$^{-1}$）

计算点	参考点	标称值	方法1	误差%	方法2	误差%	方法3	误差%	方法4	误差%
哈尔滨	绥化、安达 三岔河、尚志	182.9	181.2	0.92	182.775	0.06	182.966	0.3	182.971	0.03
济　南	淄博、德州 聊城、沂源	198.7	197.9	0.4	198.625	0.03	198.706	0.01	198.059	0.32
长　沙	平江、元江 双峰、宜春	210.4	209.5	0.43	210.7	0.14	210.755	0.16	210.741	0.16
内　江	遂宁、成都 宜滨、泸州	209.0	209.6	0.28	208.625	0.17	208.194	0.38	208.436	0.27
黔　西	遵义、毕节 安顺、贵阳	223.6	225.6	0.89	223.225	0.16	223.329	0.12	223.455	0.06
拉　萨	林周，羊八井 尼木、泽当	242.6	245.6	1.27	244.875	0.93	244.559	0.81	244.552	0.8
申　札	班戈，改则 定日、羊八井	248.3	247.6	0.28	247.2	0.44	247.245	0.42	247.425	0.35
茶　卡	门源，德令哈 都兰，共和	224.1	225.8	0.75	222.35	0.78	222.767	0.59	222.737	0.6
杭锦旗	包头，磴山口 鄂托克旗，新街	204.7	206.1	0.68	202.975	0.84	202.77	0.93	202.82	0.91
新　源	乌苏，伊宁 库车，伦台	190.6	188.2	1.25	192.125	0.8	189.877	0.37	189.92	0.35
最大相对误差%			1.27		0.93		0.93		0.91	

由表1可以看出，双线性插补加权平均法计算的结果，就其最大误差和误差的离散性两个方面而论，都优于其它方法，这与模式建立的理论是相一致的。

需要指出的是，插补计算方法，应首先建立在正确选取特征点的基础上。这些特征点应能正确解析我国日照参数的分布规律，它的数量和质量都是重要的。

二、我国晴天太阳总辐射分布特征

为较明确地阐明我国晴天太阳总辐射的分布特征，我们根据我国50年代中期至70年代末560个台站的资料，应用（2）式回归方程和（7）式插补运算方法进行计算机处理，并自动编制了我国晴天太阳总辐射年总量分布（图1）和月总量分布（图2-5）。计算程序用FORTRAN-4语言编写，曲线光滑采用5点3次多项式方法在NOVA-3计算机系统上执行的。

（一）我国晴天太阳总辐射的年分布

我国不同经纬度（间隔5°）交界处晴天太阳总辐射的年总量如表2。

年总量是年内各月晴天太阳总辐射量累积的结果，量值变化在170—250千卡·厘米$^{-2}$·

注：1千卡·厘米$^{-2}$=0.041868兆焦耳·米$^{-2}$。

表2　我国不同经纬度交界处辐射量值表（千卡·厘米$^{-2}$·年$^{-1}$）

北纬 \ 东经	75°	80°	85°	90°	95°	100°	105°	110°	115°	120°	125°	130°
50°										178.0	175.1	
45°		190.3	185.8	192.8					191.0	186.9	184.5	184.5
40°	201.5	200.5	200.5	205.6	203.8	203.0	203.5	203.0	198.3	191.0	191.2	
35°		222.5	226.5	232.0	233.5	230.5	215.0	208.0	200.7			
30°			245.5	246.1	233.1	243.1	208.3	210.0	207.0	207.0		
25°						228.4	226.7	216.0	216.5			
20°								219.0				

年$^{-1}$之间。它的分布趋势，可以和某些月份相似，也可以不相类。由图1可知，我国晴天总辐射的年分布，除大约北纬35°以南、东经92°—108°左右，它包括云南、贵州、西藏东部、甘肃和陕西的南部、四川和广西的大部以及北纬35°—40°之间、东经115°左右的山西和河北西部之外的我国绝大部分地区，都呈现出大致平行纬度的分布特征。台湾的辐射量值处于210—215千卡之间，大致呈西北—东南走向。全国范围由南向北其量值随着纬度的增高而减小。北纬约40°以南，以东经100°—105°为界（下文阐称东部、西部），明显的呈现出同纬度的西部高于东部的特点。而40°以北，同纬度的量值东西相差很小，这与表2所列完全相符。

（二）我国晴天太阳总辐射的月分布

由于太阳赤纬的变化，海拔、湿度、纬度诸影响因素，以及它们对我国不同地区，在不同时段的影响程度不同，致使我国晴天太阳总辐射的月分布呈现出显著的差异。尤其是夏半年（4—9月）与冬半年各月份的差异更为突出。其量值也明显不同，变化范围约在3.79—27.2千卡·厘米$^{-2}$·月$^{-1}$之间。最低值为3.79千卡，出现在12月份我国东北北纬50°以北地区。最高值出现在7月份我国西藏北纬30°—35°，东经85°—95°之间的大部分地区，量值约达27.2千卡。

地处北纬35°以南，东经100°—105°之间的广大地区，包括云南全部、西藏东部、四川和贵州西部。除赤纬变化的影响表现为月总辐射量值随季节的变化外，其影响本地区晴天总辐射的主要因素是海拔，湿度次之。表现为1—12月晴天总辐射的月分布几乎与纬度没有关系的南北走向，而由东向西的海拔梯度变化与其分布密切相关（参考（图2—5））。如经度5°（100°—105°），海拔约3000米的变化，引起辐射量值的变化大致为3—4千卡·厘米$^{-2}$·月$^{-1}$，约是纬度变化13°（22°—35°）引起辐射变化的2—3倍。本区域内25°以南，夏半年的湿度影响相对增强，表现等值线分布的不规则性。

除上述地区外的我国绝大部分地区，在1、2、10、11、12月份都明显的呈现出大致平行纬度的分布趋势，量值上随着纬度的增高而减小。更为明显的冬至前后的1月和12月，由于太阳直射南半球，北半球随着纬度的增加，日照时数缩短，致使地面接受到的太阳辐射强度明显减小。这时纬度每变化5°，约使Q_0变化2千卡·厘米$^{-2}$·月$^{-1}$左右。这说明，在此时段纬度是影响本区域的主要因素。而北纬大约35°以南，又表现为西高东低的分布特点，平均同纬度的西部约高于东部1千卡以上，所以青藏高原也表现出海拔的影响。而2月份以后同纬度的东西两部，Q_0的差值可高达2—3千卡，这表示随着冬季的离去，海拔对青藏高原Q_0的

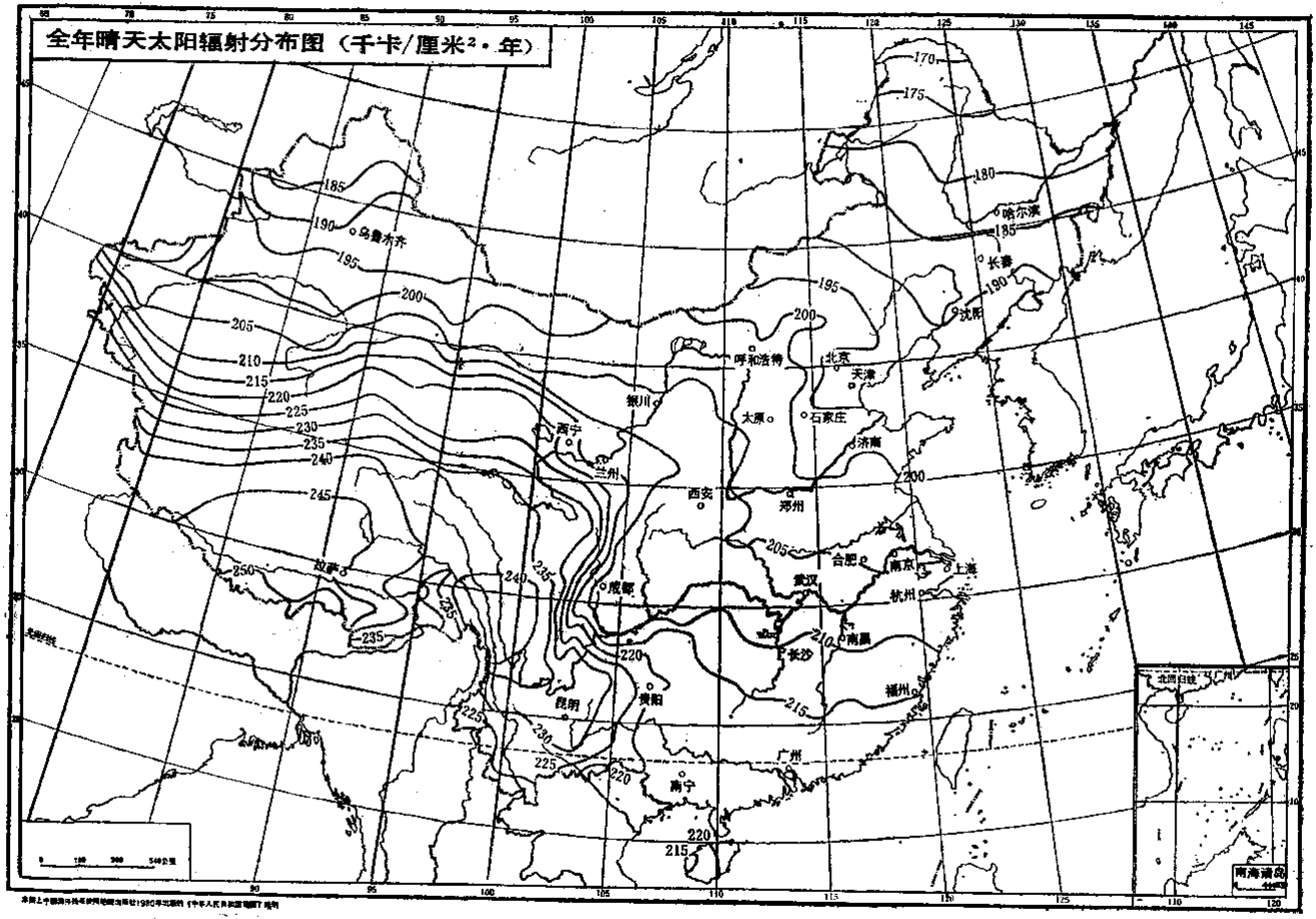


图 1　我国晴天太阳总辐射年总量分布图

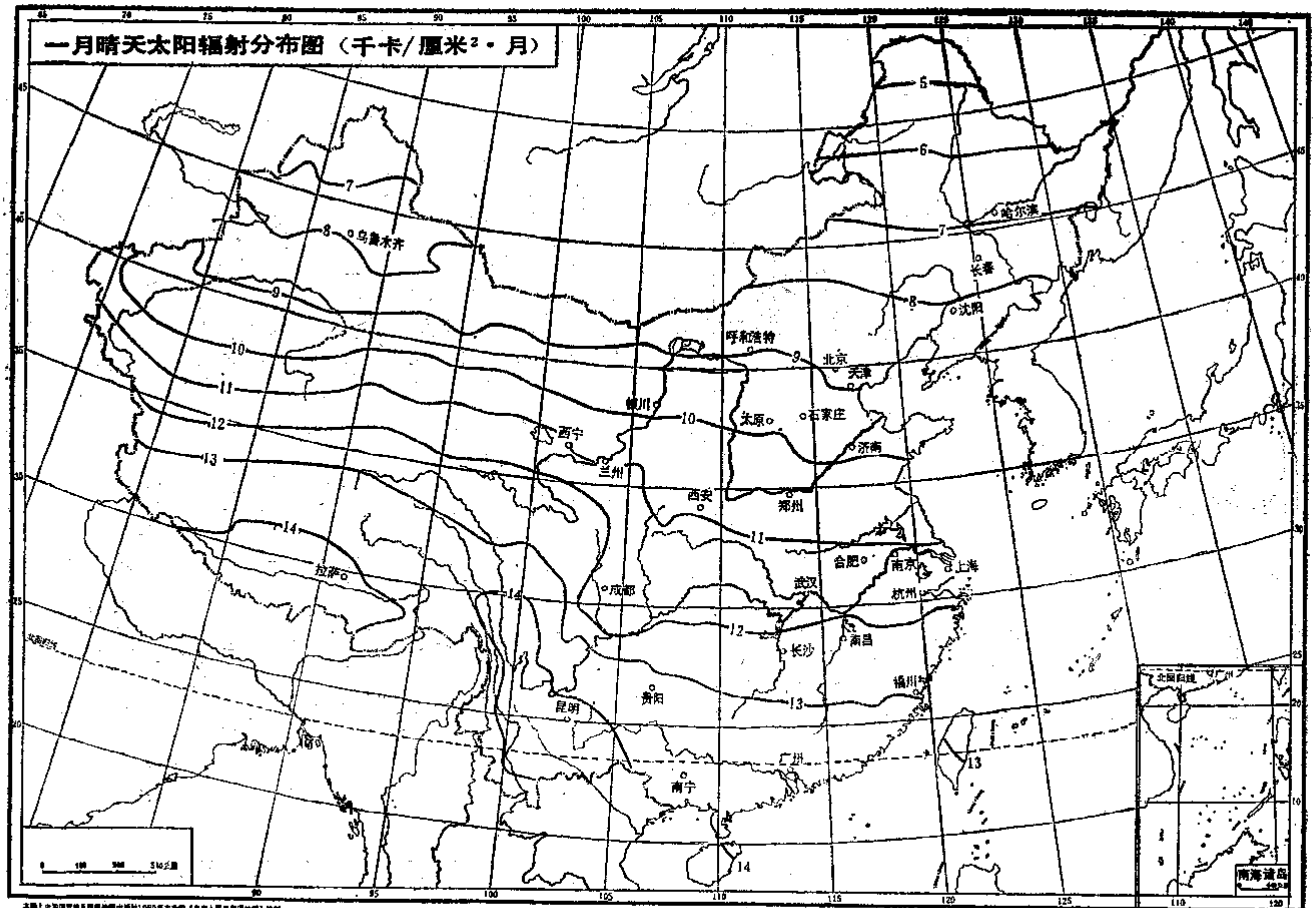


图2　我国晴天太阳总辐射1月总量分布图

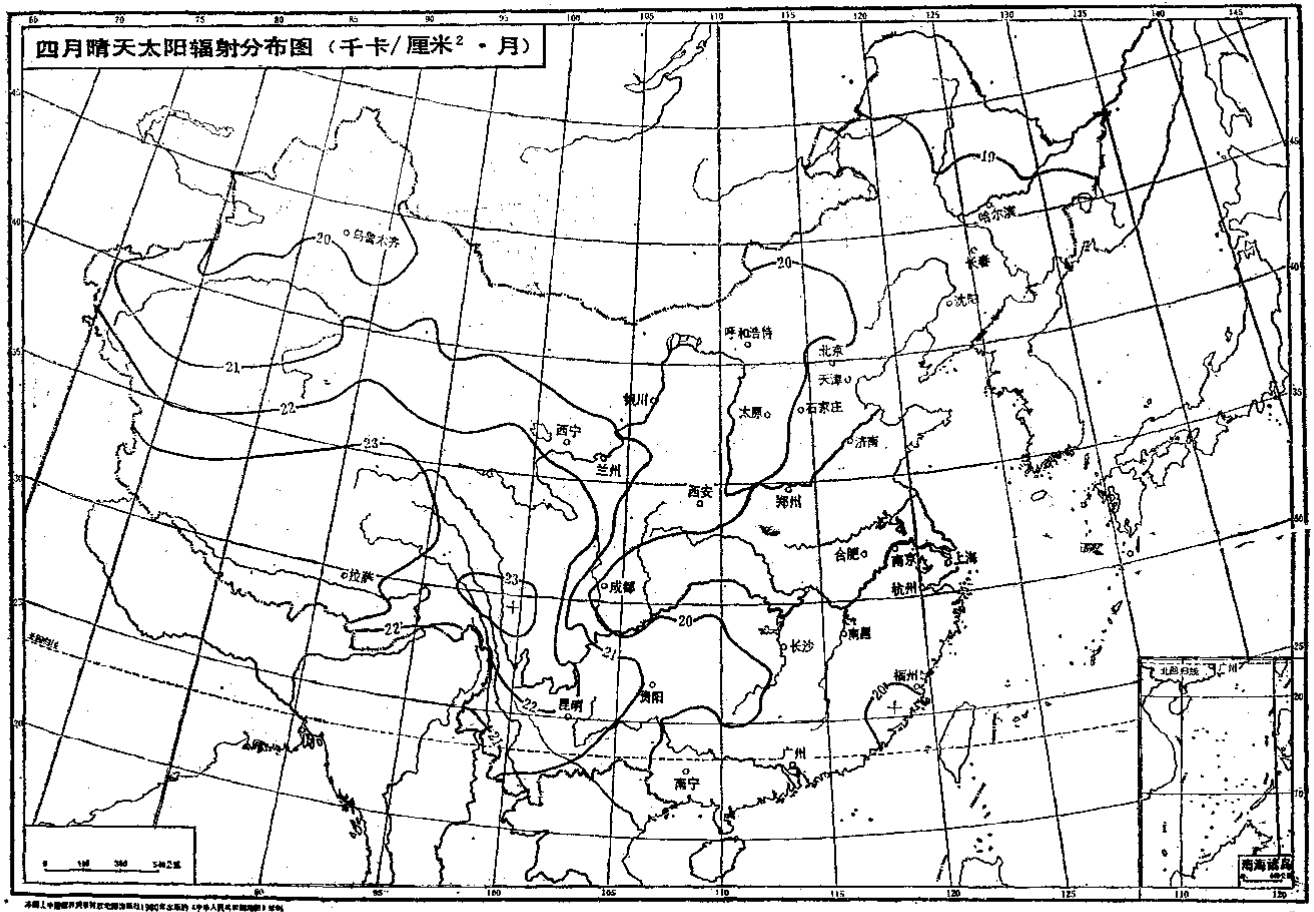


图3　我国晴天太阳总辐射4月总量分布图

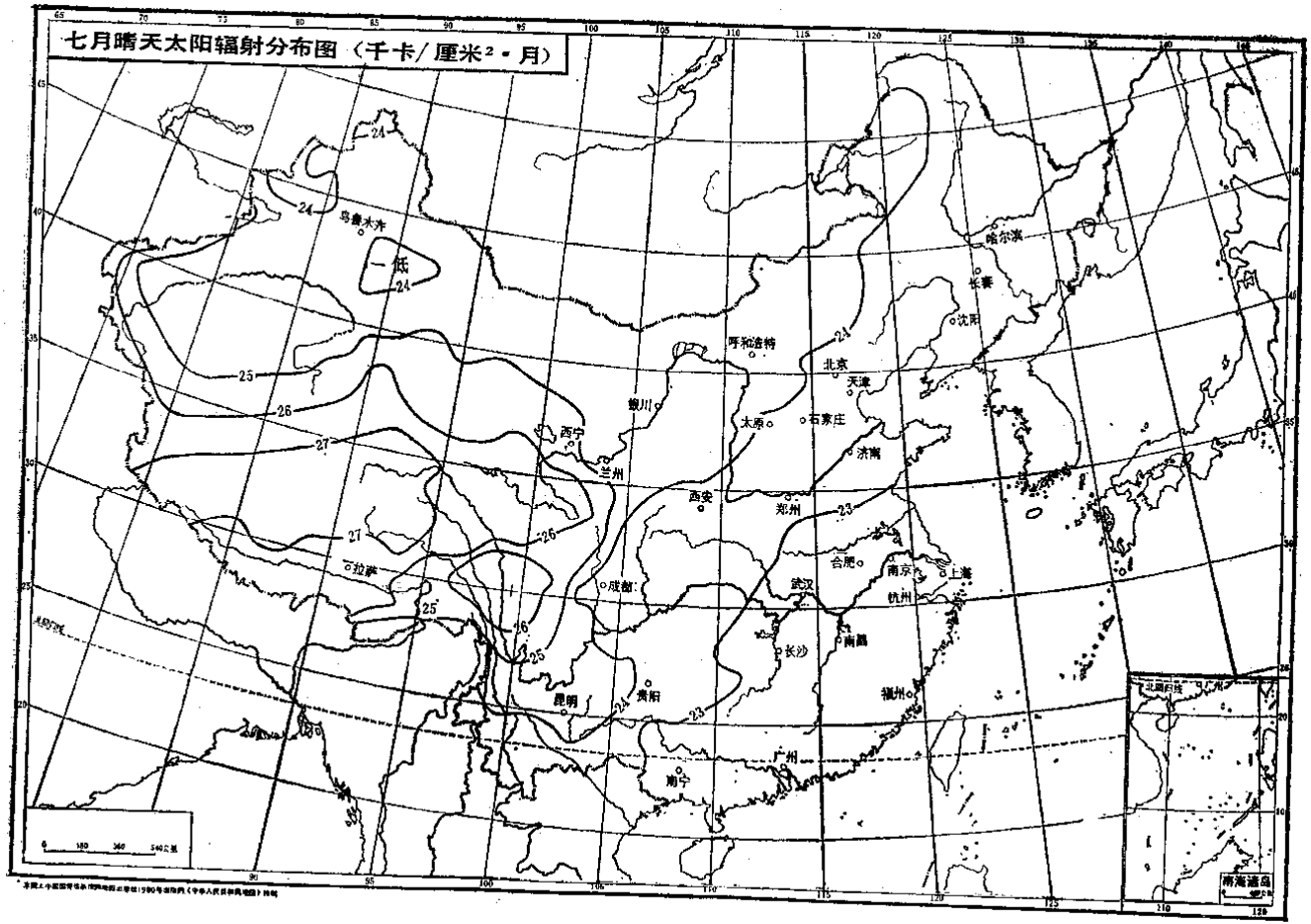


图 4　我国晴天太阳总辐射 7 月总量分布图

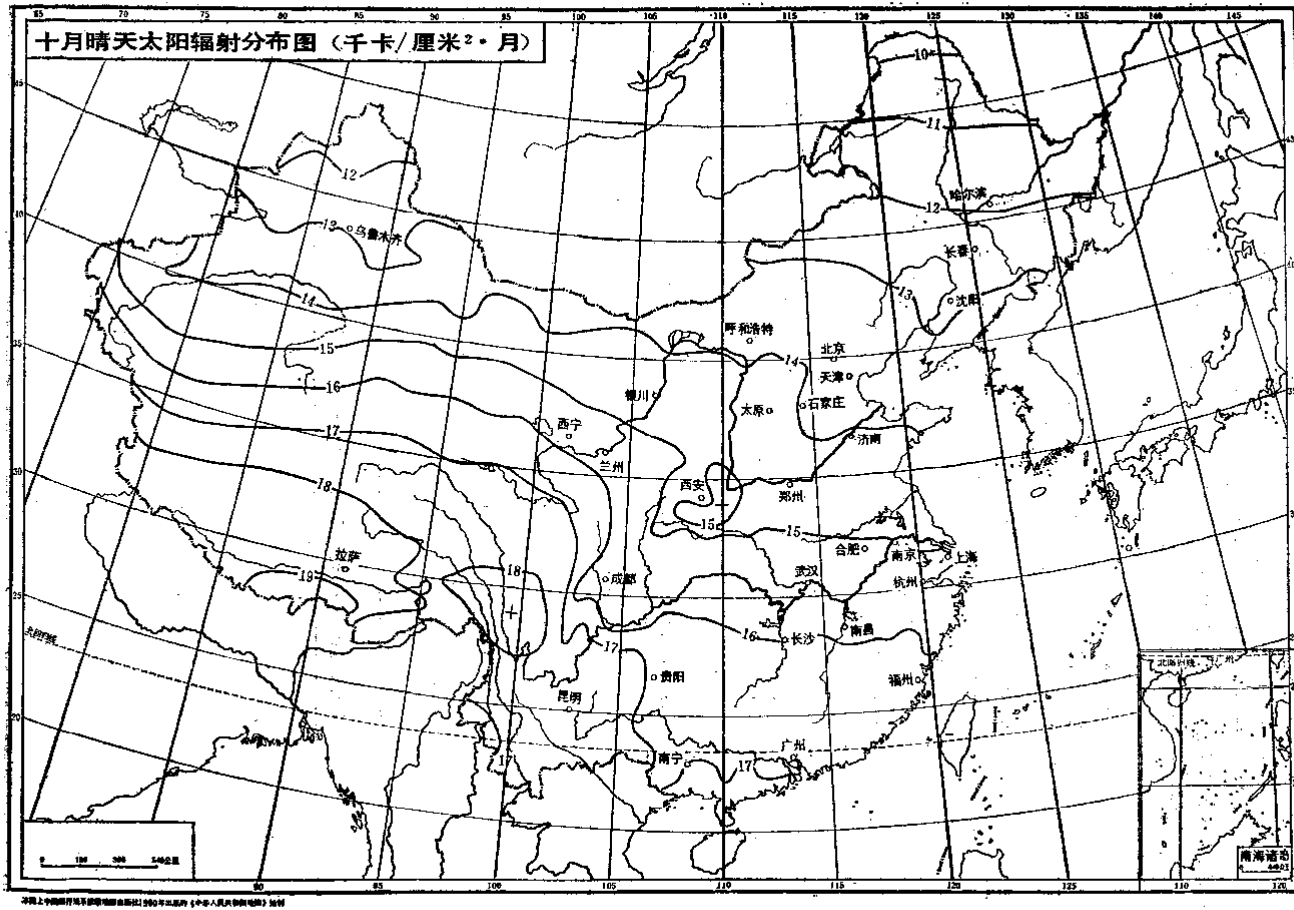


图5　我国晴天太阳总辐射10月总量分布图

影响逐渐增大。

在夏半年期间，以4—7月较为明显，除我国北纬35°以北的西部地区（不包括新疆北部）外，其余的广大地区，各月的晴天太阳总辐射分布和纬度没有明显关系。显然，这个时段的我国东部和西部，分别以湿度和海拔的影响为主。这主要表现为我国东部Q_0的等值线呈东北—西南走向；青藏高原的等值线呈半环形分布，且最高量级（27千卡）绝大部分分布在4000米以上的地区。另外，还表现为夏至前后的6、7月份，北纬35°以南，东经110°以东绝大部分地区，Q_0的量值几乎处于同一量级22千卡。而35°以北的大部分地区，Q_0的量值却高于35°以南，在23千卡量级以上，形成与冬半年恰相反的分布。这是因为6月份北纬35°以北，绝对湿度（毫巴）小于20，以南大于20。7月份35°以北绝对湿度小于30，以南大于30，致使大气透明度有明显差异对Q_0影响的结果。

从月总量分布图2还可以看出，我国东部地区，4月以后随着夏季的到来，温度因素的影响逐渐增大，纬度的影响相对减弱。而9月份以后随着夏季的离去，影响Q_0分布的主导因素恰恰向相反的方向转化。这从等值线的东北—西南走向与平行纬度趋势方向的相互转化，以及量值的南高北低与南低北高的相互转化关系可以看出。另外，4—7月Q_0等值线西北高东南低的变化趋势说明，在此时段，由东向西随着经度的减小，海拔影响的因素逐渐增大，湿度的影响相对逐渐减弱。也反映了我国西部地区海拔影响的重要性。

月分布图也显示了夏半年期间气团交绥、锋面进退的季风影响。湿度只不过是我国季风气候间接模拟量度的一种具体表现而已。海拔不仅是一个表征日地距离，影响日射强度的一个重要参数，而且，它和湿度同是影响大气透明度、决定日射强度的重要因素。纬度的差

表3　12月我国经纬交界处（间隔5°）辐射量值表（千卡·厘米$^{-2}$·月$^{-1}$）

北纬 \ 东经	75°	80°	85°	90°	95°	100°	105°	110°	115°	120°	125°	130°
50°										4.76	4.50	
45°		6.51	6.25	6.71					6.65	6.35	6.21	6.21
40°	8.81	8.30	8.31	8.42	8.35	8.50	8.33	8.61	8.31	7.91		
35°		10.91	11.13	11.71	11.46	11.35	10.21	10.13	9.57			
30°			13.13	13.30	12.50	13.10	10.82	11.23	10.99	11.01		
25°						13.51	13.10	12.67	12.60			
20°								13.50				

表4　7月我国经纬交界处（间隔5°）辐射量值表（千卡·厘米$^{-2}$·月$^{-1}$）

北纬 \ 东经	75°	80°	85°	90°	95°	100°	105°	110°	115°	120°	125°	130°
50°										24,12	23.70	
45°		23.90	24.11	24.53					24.27	23.61	23.51	23.56
40°	25.23	24.32	24.32	24.07	24.31	24.39	24.36	24.57	24.04	23.16		
35°		25.41	25.88	26.91	26.34	26.41	24.73	23.66	23.04			
30°			27.00	26.77	25.45	26.54	23.13	23.34	22.85	22.87		
25°						24.33	24.02	22.82	22.91			
20°								22.57				

异，随着太阳赤纬的变化，标志着地面接受日照时数的长短。我国晴天太阳总辐射月分布时地差异变化的特点，反映出诸影响因素交错变化的结果。

月分布图与应用计算机对我国各地区晴天总辐射不同时段相关分析[4,5]和校验的结果，以及数据处理的结果相一致。其冬半年的典型月份（12月）和夏半年典型月份（7月）我国经纬度交界处（间隔5°）的结果数据由表3、表4所表征。

三、结束语

据据数据分析的结果和年、月分布图可以看出，我国晴天太阳总辐射的分布特征主要表现为：

1．年总量变化约在170—250千卡·厘米$^{-2}$·年$^{-1}$之间，年分布大致平行纬度，同纬度的西部高原区大于东部平原区，由南向北随着纬度的增高而减小。

2．月总量与月分布，冬夏半年有显著差异。1、12月主要影响因素是纬度，其分布大致平行于纬度，主要表现为南高北低，同纬度的西部高原区高于东部平原区的分布特征。6、7月份，西部高原主要影响晴天总辐射的因素是海拔，东部地区是湿度，其余月份表现为诸影响因素交织影响、相互转化的过渡时段特征。

3．东西两部分界的大约北纬35°以南，东经100°—105°的过渡区，主要表现为以海拔梯度为主要影响因素的经向分布特征。

参考文献

〔1〕中央气象局，中华人民共和国气候图集，地图出版社，1979。
〔2〕萧文俊，气象学报，30（2），186—190，1959。
〔3〕左大康等，气象学报，33（1），78—95，1963。
〔4〕寇有观等，兰州冰川研究所集刊（8），1—19，1982。
〔5〕张炯远等，自然资源（1），38—46，1981。

遥感作物估产的一个改进模式

张 仁 华

一、引 言

遥感作物估产在许多国家正在积极开展。美国宇航局等先用遥感方法鉴别作物与估算面积，并在当年产量＝历史平均产量＋倾向＋天气影响的基本思想指导下，建立作物产量与气温、雨量的计算模式，根据预报的天气对产量进行逐月逼近估算[1]。美国学者S.B.Idso[2]试图更多地利用遥感信息进行作物估产。他在田间试验的基础上，提出一个所谓“SDD”概念（Strees degree days），用每日14:00的作物活动面温度（用红外测温仪测量）和气温的差值进行累计。差值中包含了土壤水分和气温的信息。以作物反射率的转折日期作为累计起始日期，以此累计值与作物产量相关。他们在美国很多地方重复了这试验，取得很好的结果。相关系数竟达0.98。这方法的关键是如何确定累计SDD值的起始与终止日期。最近他们又把累计前生长期的太阳辐射总和对累计值进行补偿，提出了不同作物的估产统一模式[3]。

我们在实践中认识到，利用Idso模式有两点尚需改进。（1）利用作物反射率的变化确定累计值起始日期，特异性不明显。（2）利用太阳辐射值作统一模式的修正，不能用遥感方法，必须设很多地面辐射观测点，限制了模式的应用。1981和1982年，我们在山东禹城对小麦、玉米、大豆进行小区估产试验。在试验基础上，提出了一个新的确定累计起始日期的方法；提出另一种补偿统一模式的参数。旨在更多地应用遥感信息进行估产。

二、试验方法及其结果

试验地是土质肥力均匀的中壤土。划分12块等面积小区，每小区25m^2。利用井灌保持六种不同土壤水分含量。自东至西按区交替种大豆、玉米。收割后种小麦。从播种开始，每日观测三次。观测内容有气温、气湿、风速（均离地面或活动面1.5米）、作物活动面温度（用日本ER2007型红外测温仪测量）、比辐射率和环境辐照度。约隔一星期左右用国产101W型光谱仪测量一次作物野外反射光谱。101W型光谱仪，在1小时以上时段的观测，有时会出现5％左右的零点漂移。不过我们在每一个反射率数据测量中，地物与参考板的观测时段均在几分钟之内，基本上无漂移，并每次观测前均调零，加上反射率的计算取相对比值，因此不影响观测精度。

众所周知，小麦的抽穗、玉米的抽雄、大豆开花均标志着干物质将开始积累。正确地用遥感方法确定干物质积累开始日期，对估产至为重要。

分析如上三种作物的0.4—1.1μ波段光谱，发现近红外波段反射率与可见光某一波段反射率的比值，可以敏感地反映作物长势、叶绿素含量、叶面积指数等。有很多文献[4]，把这种比值或组合称作绿度（Greenness）。本文利用的绿度定义为G＝MSS7/MSS5，或G＝TM4/TM2，这里MSS7，MSS5分别为0.8—1.1μ，0.6—0.7μ的平均反射率。即陆地卫星3

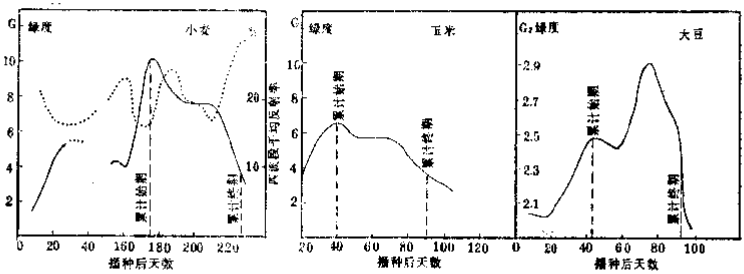


图1 小麦、玉米、大豆的绿度时间剖面曲线

的第7波段与第5波段。TM4，TM2分别为0.76—0.90μ，0.52—0.60μ的平均反射率，即陆地卫星D的第4、第2波段。图1a，b，c分别为小麦、玉米和大豆的绿度时间剖面曲线。观测资料表明，小麦的绿度峰值在4月13日，与叶面积指数峰值很一致。玉米的绿度峰值在7月11日也与叶面积指数峰值吻合较好。在绿度峰值以后，由于穗头逐渐出现，叶面积指数逐渐下降，作物的干物质开始积累。从图1中看出绿度的转折极为明显，特征性很强。仅用全波段的反射率的转折确定这个日期不够鲜明。并与叶面积指数变化曲线不相吻合。出现多个反射率数值相近的最低、最高值。见图1a中虚线。近红外波段反射率在抽穗后变小，而黄波段反射率却增强，采用全波段的平均反射率，势必中和了一些有用信息。

六块冬小麦试验地，用绿度的转折作为累计起始日期，以黄熟期的绿度作为终止日期，累计了SDD指标的总和，与每块小麦实际产量（y）作相关分析，其相关方程为：$y=295.79-0.48\sum_{i=b}^{e}SDD_i$，式中$b$为起始日期，$e$为终止日期。其相关系数达0.99，见图2$a$。结果表明这累计起始日期与终了日期是合适的。

为了分析比较估产模式中作物活动面温度与气温两者对产量信息的贡献，用六块小麦活动面温度的日较差$\triangle T_{ij}$进行累计，将其累计值与产量相关，也得到一个高度线性相关方程 $y=957.16-0.42\sum_{i=b}^{e}\triangle T_{ij}$，相关系数仍为0.99。分解$\triangle T_{ij}$，$\triangle T_{ij}=T_{max}-T_{min}=2\cdot\left(T_{max}-\frac{T_{max}+T_{min}}{2}\right)$，实际上$\frac{T_{max}+T_{min}}{2}$是接近作物活动面日平均温度，表征着作物活动面平均状况，当然与空气温度有密切关系。因此日较差累计值与ΣSDD效果相近。另外，一个有意义的现象：作物活动面虽然增加了一项由气孔开闭所控制的蒸腾，然而试验表明，当土壤和作物株茎饱含水分时，活动面温度日较差变小。反之，日较差就变大。似乎也像非生命地物一样具有热惯性。利用作物活动面温度的日较差累计值估算作物产量，最大的优点是纯粹采用遥感获得的信息。

如用相距1公里以远的气象站百叶箱的气温代替小麦活动面上空1.5米的气温，其结果仍有0.98的相关系数。33℃气温是总蒸发与净辐射相等的临界值上限[6]，用此值代替活动

面上空的气温，也得到高度相关的方程，相关系数为0.99，即$y=-71.82-0.48\sum_{i=b}^{e}SDD'_i$。

对以上几个相关方程的分析，可以领悟到作物活动面温度在作物估产中起了主宰作用。

玉米与大豆大部分时间生长在雨季，土壤水分不易控制，规律没有小麦明显。但到生长后期六种不同土壤湿度处理的累计值也逐渐拉开，仍有小麦类似的规律性。玉米的相关方程为 $y=80.0-8.72\sum_{i=b}^{e}SDD_i$，相关系数也达0.96。不过，若不采用绿度峰值作为累计起始日期，相关系数均下降。大豆的相关性较差，相关方程为$y=13.39-2.87\sum_{i=b}^{e}SDD_i$，相关系数为0.64。

三、统一模式的探讨

以上三种作物相关方程各有差异，它们是否存在统一的估产模式？在这方面美国Idso已做了不少工作。他利用累计前太阳辐射值总和与一个标准值相比较，所谓标准化，得到一个统一的模式，显然这种思路是正确的。但是，我们认为太阳辐射值是属于外界气象条件，外因通过内因起作用，如果在作物本身能找到更直接的补偿参数，那末不仅不需要为估产建立密集的辐射观测网，而且能反映作物本身在生长发育上的差异。通过分析，认为绿度是较好的补偿参数。我们把各种作物在SDD累计之前的绿度积分值与一个标准绿度值相比较，然后把相除的比值与实际产量相乘，得到相对比较产量y'，即 $y'=y\frac{G_{st}}{\int_{t1}^{t2}g(t)dt}$，这里$G_{st}$为标准

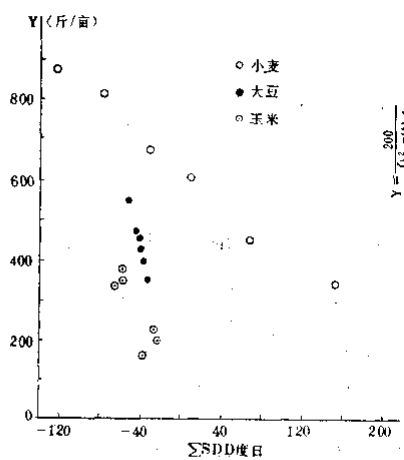


图2a 三种作物标准化前的相关图

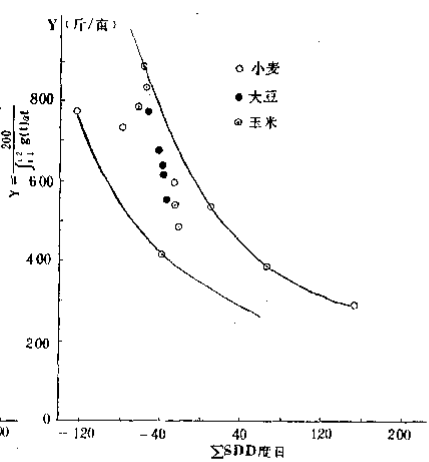


图2b 三种作物标准化后的相关图

绿度值，$g(t)$为绿度随时间的变化函数。可根据实际曲线作出逼近函数或作数值积分。t_1为出苗初期，t_2为累计开始期。根据实际资料，确定$G_{s_t}=200$，图2*a*及图2*b*为标准化前后的三种作物的相关图。由图1可知，经过标准化后，三种作物的相关点集中在一个指数方程带内，分散性得到明显改善。

建立多种作物的统一模式后，这种估产方法不仅对大面积单一作物适用，对较小面积（大于卫星影象图分辨力）多种作物也能适用。在实际应用中先用陆地卫星多光谱（MSS，或TM）影象图（或磁带），根据影象密度，采用内、外定标法[5]求出每个象元的反射率，算出绿度，按绿度时间函数，鉴别作物。再利用配准的热惯性卫星或气象卫星红外热象图。以内定标法，求出相应象元的红外出辐射度，并换算成活动面温度。最后，结合地面气象站气温资料及绿度峰值日期、峰值前积分值，一并算出SDD累计值及补偿参数。根据相关方程估算出作物产量。这一过程当然要高速计算系统及图象处理系统才能完成。由此可见，这种估产方法的关键在于卫星图象的分辨力，以及如何获得每日的精确作物活动面温度资料，本文的估产模式是解决该问题的前提。

参 考 文 献

〔1〕Jerry, D.H.et al., *Journal of Applied Meteorlogy*, 19, 1: 22—34,1981.
〔2〕Idso, S.B.et al., *Science*, 196: 19—25, 1977.
〔3〕Idso, S.B.et al., *Agric.Meteorol.*, 21: 205—211, 1980.
〔4〕Malila, W.A.et al., *Proceeding of the 14th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 793—799, 1980.
〔5〕张仁华，第十四届国际环境遥感会议论文集（英文版），Vol.1 121—133, 1980.
〔6〕Sumayao, C.R.et al., *Agric. Meteorol.*, 22: 153—166, 1980.

热红外信息在作物估产中作用分析

张 仁 华

一、引 言

美国学者Idso S. B.，Jackson R. D.，和Reginato R. J.，在大量田间试验基础上，提出用作物热红外信息进行作物估产的SDD（stress degree days）概念[1]，其数学形式为：

$$Y = A + B\sum_{i=b}^{e} SDD_i \qquad (1)$$

式中Y是作物产量，A、B是系数，SDD是每日午后二点的作物活动面温度和同一时间的距该面一米上空的空气温度之差，SDD单位为度/日；b是种子干物质积累的起始日期，e是终了日期。他们在美国很多地区进行了多年试验，取得了很理想的结果。我们在山东禹城也取得了同样的结果。该估产模式采用的最基本信息是用手持红外测温仪测量的作物活动面温度。这信息也是红外辐射信息。

本文将讨论作物红外辐射信息和产量的关系及其机理。

二、估产模式机理的分析

定量研究作物从环境中吸收二氧化碳和水的规律，是分析估产模式机理的关键。

作物对二氧化碳的吸收方程[3]为：

$$P = K\frac{M_{co_2空气} - M_{co_2叶绿体}}{r_a + r_s + r_m} \qquad (2)$$

式中P为光合作用的驱动力（$g\cdot cm^{-2}s^{-1}$）；K是把二氧化碳从ppm转换成$g\cdot cm^{-3}$时的系数；M这里是表示CO_2克分子浓度；r_a、r_s、r_m分别为对CO_2扩散的空气阻力、作物叶子气孔阻力和作物叶肉阻力，它们的量纲均是$s\cdot cm^{-1}$。

式（2）表明，作物的光合作用与空气阻力r_a及气孔阻力r_s有直接的关系，而空气阻力与气孔阻力又直接影响了作物活动面的红外温度。作物活动面辐射温度取决于能量平衡方程：

$$I_n = H + LE + S \qquad (3)$$

式中In为作物活动面的辐射通量（$cal\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}$）；H为作物表面与作物上空之间的热交换通量（$cal\cdot cm^{-2}s^{-1}$）；LE为作物表面由于水份蒸发而失去的热通量（$cal\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}$）；S为土壤的热辐射通量（$cal\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}$）。

在作物进入抽穗阶段，通常作物已经完全覆盖，土壤的热辐射通量S已很小，其值可近似用$S=\zeta In$来表达。ζ是与作物覆盖率有关的参数。作物抽穗后$\zeta \doteq 0.1$，因此式（3）可

改写成：

$$(1-\xi)\,I_n - LE - H = 0$$

作物活动面蒸发热通量LE和r_a、r_s有如下关系式：

$$LE = \frac{\rho C}{\gamma}(e_a - e_0)/(r_a + r_s) \qquad (5)$$

作物活动面的热交换通量H和r_a有如下关系式：

$$H = \rho C(T_a - T_0)/r_a \qquad (6)$$

式（5）和式（6）中，空气密度ρ约为$1.13\times10^{-3}g\cdot cm^{-3}$；定压比热C约为$0.24cal\cdot g^{-1}\cdot ℃^{-1}$；干湿表常数$\gamma$约为$0.65mb℃^{-1}$；$e_a$是作物活动面上空一米处的水汽压；$e_0$是近作物活动面水汽压；$T_0$是近作物活动面（4）温度（可由通风干湿表测定）；$T_a$是作物活动面上空一米处的温度（可由通风干湿表测定）。

当作物活动面水汽压e_0饱和时，则$e_s - e_0 = \frac{\partial e}{\partial T}(T_a - T_0)$，变换式（5）为：

$$LE = \frac{\rho C}{\gamma}\frac{\partial e}{\partial T}(T_a - T_0)/(r_a + r_s) - \frac{\rho C}{\gamma}(e_a - e_a)/(r_a + r_s) \qquad (7)$$

将式（6）代入式（7），得：

$$LE = \psi H\frac{r_a}{r_a + r_s} - LE_d\frac{r_a}{r_a + r_s} \qquad (8)$$

式中$LE_d = \frac{\rho C}{\gamma}(e_a - e_a)/r_a$，称为作物活动面上一米处空气水汽压饱和压差的蒸发热通量，e_a是空气温度等于Ta时的饱和水汽压，$\psi = \frac{1}{\gamma}\frac{\partial e}{\partial T}$，是饱和水汽压对温度的斜率。

将式（4）代入式（8），得：

$$LE = \frac{r_a}{(1+\psi)r_a + r_s}(\psi(1-\xi)I_n - LE_d) \qquad (9)$$

从式（2）和式（9）可知CO_2吸收方程与作物热量蒸发方程共同受到r_a和r_s的制约，也就是说作物的光合作用是与作物的水份蒸发有其内在的联系，这样作物的产量就与水份蒸发有关，而水份的蒸发又与作物活动表面的温度有关，因此，作物的产量与红外辐射温度有其一定的函数关系，这就是探讨SDD估产模式的基本原理。

在相同气象条件下，土壤水份供给充足时，作物的气孔阻力r_s很小，蒸发可达最大值LE_o，反之蒸发就降低。这两种蒸发量的比值α反映土壤对作物的供水情况，也反映了作物的生长状况，根据式（9）可得：

$$LE_o = (\psi(1-\xi)I_n - LE_d)/(1+\psi) \qquad (10)$$

蒸发比α为：

$$\alpha = \frac{LE}{LE_o} = \frac{(1+\psi)r_a}{(1+\psi)r_a + r_s} \qquad (11)$$

当空气中CO_2含量相同的条件下，由于土壤水份含量不同，作物通过根系可间接引起叶子气孔阻力不同，因而CO_2吸收量也就不同。设充分供水和不充分供水之间作物对CO_2吸收量之比

β为：

$$\beta = \frac{r_a + r_m + r'_s}{r_a + r_m + r_s} \tag{12}$$

式中 r'_s 为充分供水时作物叶子的气孔阻力（$s \cdot cm^{-1}$）。CO_2 的吸收量可表达为作物的生长量，β值则可表达为相对生长量，由式（11）和式（12）可得：

$$\beta = \frac{r_a + r_m + r_s}{r_m + r_a[1 + (1 + \psi)(1 - \alpha)/\alpha]} \tag{13}$$

由式（4）和式（6）得：

$$r_a = \frac{T_a - T_o}{A} \tag{14}$$

式中：$$A = \frac{\nu}{\rho\sigma}[(1 - \xi)I_n - \alpha LE_o]$$

因此可得：

$$\beta = \frac{(T_a - T_o)/A + r_m + r'_s}{\frac{(T_a - T_o)}{A}\left[1 + \frac{(1 + \psi)(1 - \alpha)}{\alpha}\right] + r_m} \tag{15}$$

式（15）表达了CO_2相对吸收量与作物活动面温度之间的函数关系，这样也就反映了红外辐射温度与作物产量之间的关系。

作物相对生产量在抽穗之前与作物根茎叶的干物质积累成正比，在抽穗之后与作物种子干物质积累成正比。CO_2的吸收量表达了干物质的积累。令每天干物质积累量为y，则：

$$y = a + b\beta \tag{16}$$

令作物收割时的产量为Y（从抽穗到黄熟的种子干物质积累），

$$Y = a + b\sum_{i=\text{抽穗期}}^{\text{黄熟期}} \beta_i \tag{17}$$

抽穗以后的积累生物量仅与作物种子产量有关。为了避免因为作物疯长引起的估产误差，以式（15）代入式（17），更换相关方程的系数，可得：

$$Y = A + B\sum_{i=\text{抽穗期}}^{\text{黄熟期}} (T_a - T_o) \tag{18}$$

上式与式（1）相同，由此可见产量确实与作物红外辐射有密切关系。说明*SDD*估产模式有坚实的气象学与作物生理学基础。

式（18）还表明，作物产量与包含在A、B系数里的净辐射通量I_n、蒸发比α、作物叶肉阻力r_m等因素有关。这些因素还在一定程度上影响着产量。它们随着不同地区、不同气象条件、不同的作物品种和类型而变化，从而也造成不相同的线性相关方程的系数。

三、试验结果

1981年到1982年，我们在山东禹城遥感试验场试验了*SDD*估产模式。其目的是证实作物红外射辐信息在估产中的作用；研究*SDD*模式的适用性。

作物活动面温度用手持红外测温仪测量。波段为8～12.5μm。测量时间为每日凌晨日出

之前和午后二点。保证观测目镜里全是作物而无土壤。在测量同时，用红外测温仪及辅助设备测环境辐照度和比辐射率。比辐射率大约相隔七天测定一次。然后，将以上测得的三个要素换算成作物活动面温度[4]。

试验是在六块土壤质地相同、而土壤水份含量不同的田块上进行的。土壤水份用喷溉进行控制，从凋萎系数（含水量11%左右）到田间最大持水量（25%左右）之间，基本按等差级数分布。

试验结果表明，六块土壤水份不同的小麦田的产量与每日（$T_a - T_o$）的累加值（即*SDD*值）成十分理想的线性关系。相关系数为0.99，见图1。

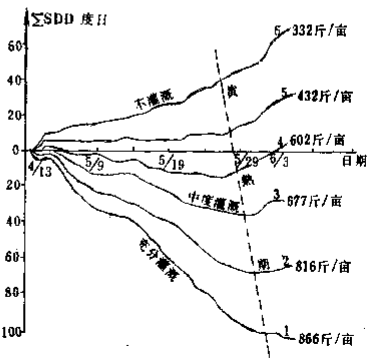


图1　六块小麦地的SDD值发展过程及亩产量
（山东禹城1981～1982年）

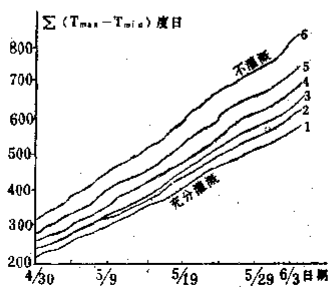


图2　六块小麦地的作物活动面温度日较差
（$T_{(max)o} - T_{(min)o}$）的发展关系

从图1中可以看出，由于每日午后二点的作物活动面温度呈阶梯分布，造成了*SDD*值呈规律性的阶梯分布。

我们用相同资料，避开在*SDD*估产模式中所需要的空气温度T_o，采用了早晨和午后二点的作物活动面温度之差（即象征着热惯性的温差），作与*SDD*估产模式类似计算，即：

$$Y = A' + B' \sum_{f=b}^{e} (T_{(max)e} - T_{(min)e}) \tag{19}$$

式中$T_{(max)e}$，$T_{(min)e}$分别为一月中作物活动面的最高与最低温度。

试验结果表明，相关系数仍达0.99。这是因为

$$\frac{1}{2}(T_{(max)e} - T_{(min)e}) = T_{(max)e} - T_o = T_{(max)e} - f \cdot T_a \tag{20}$$

式中T_o为一日的作物活动面平均温度，f为系数。

式（20）表明利用热惯量估产在原理上与*SDD*概念相似，见图2。这一试验揭示了用热惯量进行估产的可能性。

参 考 文 献

〔1〕Idso S. B. et al., *Science*, 19—25, 1977.

〔2〕牛文元，张仁华等著，土面增温剂的机理与效应，科学出版社，72—95，1982.

〔3〕N. J. 罗森堡著，小气候——生物环境，科学出版社，231—232，1982.

〔4〕Zhang Renhua, Proceedings of the Fourteenth International Symposium on Remote Sensing of Environment, Environmental Research Institute of Michigan, 121—133, 1980.

地理数字模型与计算机编图

刘书楼　　陈宝雯

一、　前言

建立地理综合要素的数字模型，是实现地理信息计算机自动编图的先决条件。而在地理诸要素中，地形要素（经度、纬度、高程）是表现地理特征的最基本最主要的要素。因此，地形数字模型是建立地理综合要素数字模型的基础。地形数字模型它不仅能够表现地形的数值特征，而且还考虑到地貌结构和各地貌形态之间的联系。如山脊、谷底等，在计算机编图中，必须能够识别。在本文建立的地形数字模型中，付诸于实现山脊、谷底，诸如土地类型，土地价值等地性属注性记，分别作为自动扫描联网的先决条件和综合评价进行等值线取舍的选择参数，使该数字模型具有在地学中更广泛的实用意义，是我们力求达到的目的。建立辅以地性注记的地理数字模型，主要是根据地理图编绘区别于一般工程制图和其它制图，如特征点的离散性和图形的不规则性，编图区域大，比例尺的变化范围大（有些小比例尺地图甚至为几千万分之一）以及不同目的的专题图所要表现的特征有显著的差异等特点决定的。

计算机自动编制地理图的过程，主要是以建立地形数字模型为基础，然后根据地理专题用图的性质和要求加以演变，进行原始资料的予处理，建立目的（具体用途和内容）要素的数字模型，再把地理图形的大多数过程规格化，用计算机方法加以实现。

需要指出的是，我们这里所建立的地形数字模型的概念，是将地形以经纬度座标和高程及地性注记所表示的点的集合。模型首先是根据地性属性建立为近似地表形态的三角形平面棱体，组成棱体的三角形平面，在空间组成各边互不相交的三角形网系。每一个三角形平面，它将表征地表形态的趋势面。编绘时，用相应的数学方法，逐步向地表形态逼近，最后将此模型还原为以等值线形式（或其它形式）所表示的地形图。假设成图以等值线集合的形式表示则：

$$A_j=\{T_i\ (x_i,\ y_i,\ h_i)\ |h_i=j\} \qquad (1)$$

其中Aj表示等值线的集合，j为等值线的量级。T表示等值点，$i=1,\ 2,\ 3\cdots n$为点的序号，x、y、h分别为经纬度座标（或平面座标）和高程。

二、地形数字模型的建立方法

假设把地表看作有限个任意平面几何图形所组成的集合体，不难设想，这些表征局部地表形态的趋势面图形，将共同组合成地表形态模型。为了使模型规格化以便于数据处理，采用同一种几何图形，如三角形、正方形或矩形是较为适宜的。本文采用了三角形，这主要是根据一般大地测量所选择的地形特征点往往是不规则随机分布的特点。表征地形特征点的数量和质量，是决定计算机自动编图质量的重要因素。它不仅要保证几何形状的精度，而且必须具有地貌特征的代表性；它不仅要体现出地貌类型的局部特征，而且还要通过一定数量的特

征点，建立起地貌类型之间过渡特性和地貌结构关系。假若我们把一些特征点反映到成图以后的等值线上，所选的特征点应包括：等值线的起点，终点，局部极值点及其拐点。若把一条等值线分成若干段，其中每一段由三点组成，则三个点应包括两个局部极值点和一个拐点。由此得出，地形特征点与地貌结构线有关。因此，沿地貌结构线选取特征点，建立地形数字模型，能够较准确的解析地表形态，是保证计算机编图质量的基础。

由地形特征点联结三角网时，首先把地性属性注记和高程作为联网的先决条件，即把同一属性的特征点，如山脊、谷底等，根据高程参数，优先选择联结，然后由无属性点向不同属性点转联。这是确保等值线正确走向，控制其不穿山脊和谷底，满足地理制图要求的重要保证。属性注记用事先规定的标识符进行识别。根据本文地形数字模型的特点，三角网的联结必须满足以下条件：①三角形不能互交，②三角形不能相互包含，③三角形不能互相重叠。为此，我们依据地形特征点的平面座标数据，建立了自动联网的计算方法和扫描程序。其计算方法如下：

设三角网的首三角形顶点分别为：T_1（x_1，y_1，h_1），T_2（x_2，y_2，h_2），T_3（x_3，y_3，h_3）。其中1、2、3为三角形的顶点序号，T为地形特征点。三角网由最高脊点h_{max}开始，则T_1（x_1，y_1，h_1）选取条件为：

$$h_1 \geqslant h_{i\,max} \tag{2}$$

T_2（x_1，y_2，h_2）的逻辑判断条件为：

$$|L_1|_{min}=\left[(x_i-x_1)^2+(y_i-y_1)^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{3}$$

其中：$|L_1|_{min}$—T_i与T_1最小距离，

$i=1$、2、3…n特征点序号。

设以T_1，T_2的连线为基边，p为座标原点到该线的距离，a为以原点引该线垂线为正方向与x座标轴之间的夹角，则：

T_3（x_3，y_3，h_3）满足条件：

$x_i\cos a+y_i\sin a-P\neq 0$

$$|L_{12}|_{min}=\left[(x_i-\frac{x^2+x_1}{2})^2+(y-\frac{y_2+y_1}{2})^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{4}$$

其中：$|L_{12}|_{min}$—T_i与T_1，T_2连线中点的最小距离。

三角网的建立是以T_1，T_2，T_3组成的首三角形为基础三角形，向外扩展形成的。扩展三角形根据③式计算，并按照以下条件选取。

$$S_i\times S_{i+1}<0$$

$$S_i=\frac{1}{2}\begin{vmatrix} x_{i1}-x_{i2} & y_{i1}-y_{i2} \\ x_{i2}-x_{i3} & y_{i2}-y_{i3} \end{vmatrix} \tag{5}$$

其中：S_i——为基础三角形的面积*，

S_{i+1}——为扩展三角形的面积。

当高程h作为参数联网时，需根据地形特征点的性质和绘图比例尺的大小，将④式中的$|L|_{min}$规定一个适当的变化范围，然后把范围内的特征点高程h值进行比较，选取h_{max}的T_i点。

为了监督自动扫描三角网的进程，在程序编制时，设置了两个计数器，一个是已联三角

* 文中面积是指边矢量叉乘的二分之一。

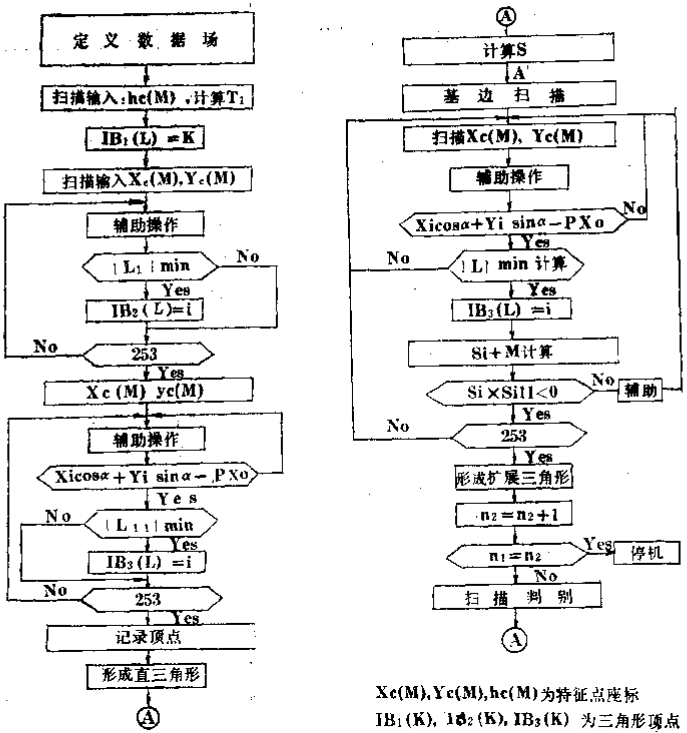


图1 自动扫描联结三角网程序框图

形个数计数器n_1，，另一个是扩展三角形个数计数器n_2。一般说来，n_1开始变化较快，n_2较慢。到后来因符合条件的三角形逐渐减少，以至达到再没有符合条件的三角形，此时，两个计数器相等。因此，把$n_1=n_2$作为联网的结束标志。自动扫描联结三角网的计算程序框图（原程序略）如图1。

三、地理图的编绘方法

地理图的编制是以地形数字模型为基础，根据地性属性注记，依照专题图的应用目的和要求，进行综合取舍，最后进行绘制。现以等值线图为例说明其编绘方法。

编绘等值线图，首先要扫描出地形特征点的最大高程h_{max}和最小高程h_{min}。然后根据目的图的用途，比例尺的大小等确定绘图的量级和等高距$\triangle h$，计算出所绘制的等值线量级个数。不难看出，当等高距$\triangle h$作为可变参数给定时，等值线图的疏密，将由目的图的制定者任意确定。$\triangle h$和绘图的量级线一旦被确定之后，既可以由低至高，或者由高向低顺次在地形模型的三角形平面棱体网线上，扫描插补出每个量级等值线的等值点。显然，所插补的等值点位于被选量级的地形等值面上。因此，可以根据三角形顶点高程所决定的趋势面进行，即：

$$\begin{aligned}(h_i-h(_{i1}))\cdot(h_i-h(_{i1}))\geq 0\\(h_i-h(_{i2}))\cdot(h_i-h(_{i2}))\geq 0\\(h_i-h(_{i3}))\cdot(h_i-h(_{i1}))\geq 0\end{aligned}\qquad(6)$$

其中：h_i——插补等值线的高程量级，

$i_{1,2,3}$——三角形顶点序号。

在进行插补运算时，把求得的插补点座标以二维数组的方式记录下来。

$$\begin{cases}x_1\ (M,\ K)\\ y_i\ (M,\ K)\end{cases}\qquad(7)$$

其中：K表示插补三角形，$M=1$，2表示插补点序号。

平面图形的等值线，是由等值点通过面拟合的技术绘制的一条光滑曲线，这可通过多种方法来实现。本文采用了分段多项式的计算方法〔1～2〕。即在两个节点之间配置一个三次多项式。如果我们知道每个节点上的导数，则通过两个节点和在这两个节点上的斜率值，就可以确定唯一的向地表形态逼近的三次多项式。由于曲线两边在这个节点上的斜率相等，所以得到的曲线是光滑的。

扫描插补等值点整理等值线的程序流程框图（源程序略）如图2。

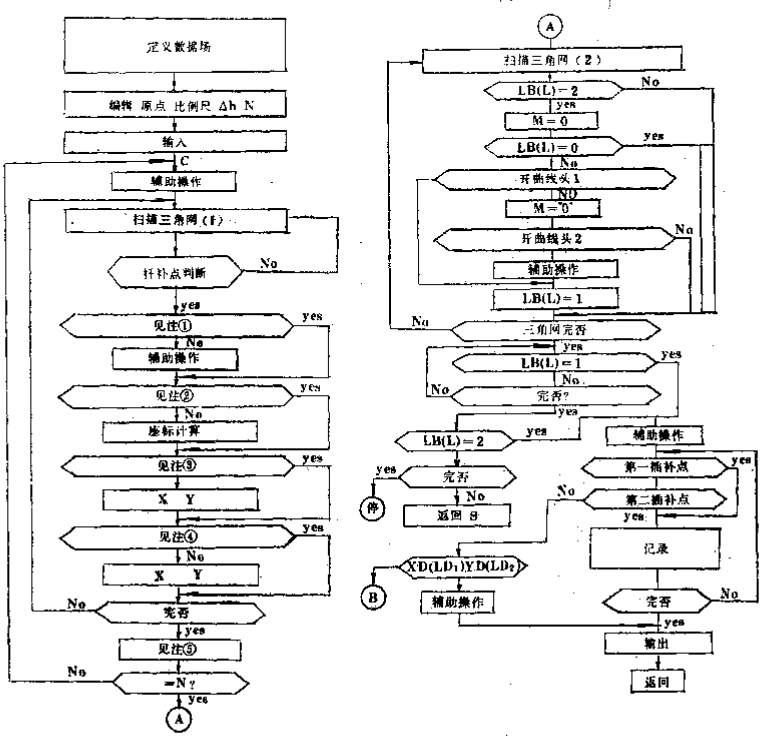


图2　插补等值点整理等值线程序框图

应该指出的是，在编制地理图时，由于比例尺大小的区别和不同目的的用途，专题图所表现的要素，将会有显著的差异。因此，在地理图的自动编制过程中，研究制图的综合算法，以便编制计算机选取和简化地图内容要素的程序是很重要的。大家知道，最大和最重要的地物在地图上要全部表示，最小的地物则根本不表示，而中等的只表示一部分。等高线的化简，主要是略去较小的、次要的地貌形态。例如：对于在形成水中的浸蚀活动起明显作用的地貌，谷地就是这样的地貌形态；对于丘陵地貌，山顶可略去等等。为了实现计算机编图中的综合与简化，我们根据地性注记设置了相应的综合参数，并按照要素的数量和质量，体现在闭合等值线圈（或通过边界闭合）所包含特征点个数的多寡、面积的大小、形状和量值的高低进行评价取舍的计算方法。如果用F表示综合价值，则取舍等值线的条件为：

$$F \geq \sum_{1}^{n} T n_i \cup q so/s \cup (qoso/s \cap \omega h_i/h)$$

其中：　T_{n_i}——等值线圈含特征点个数；

so、s——分别为闭合线圈的面积和编图总面积；

qo、q、ω——为参数；

n——等值线量级个数；

h——分布在h_i四个象限最近特征点的平均高程。

四、实　　例

图3—5是根据模拟五次地壳上升运动，人工塑造的实验室河床模型（T = 48,98小时）的两次实测数据，按照测点建立的河床三角网图和河床地形图。测点是根据河床地貌的特征半规测分布的，共253个。河床地形数字模型的建立和地形图的编绘数据处理是在 NOVA—3，XYENT—1200绘图机上执行的，共约1.5小时。

图3为自动扫描联接的河床三角网。图4是模拟实验中，其中T = 48小时的一幅河床地形图。图5是经过冲淤地形演变后T = 98小时的地形图。图4、5基本上较准确的表现出了河床地貌形态及其地貌结构，在体现微地貌形态变化特征方面，突出表现出计算机编绘的优越性。在地貌仿真方面，获得了较满意的结果

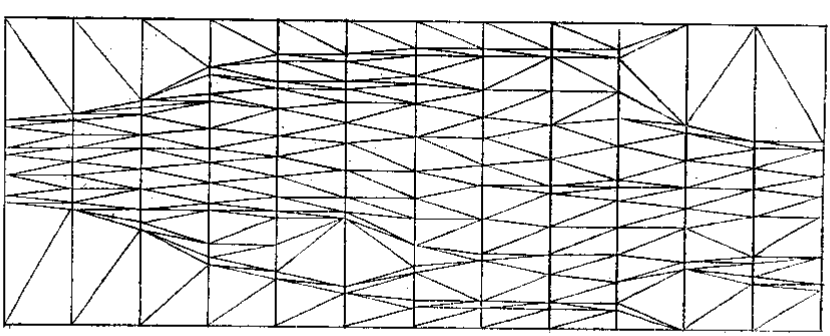


图3　河床三角网图

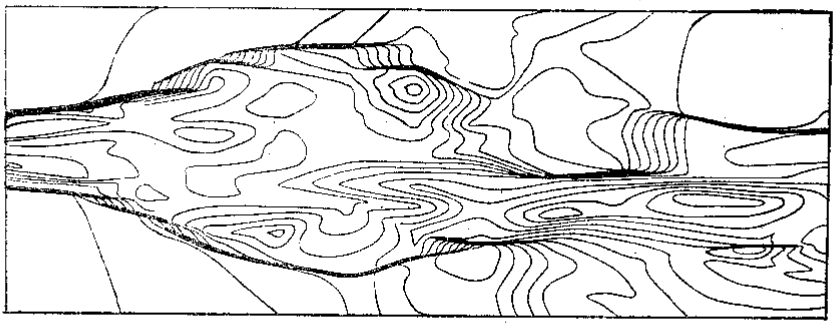


图 4　河床地形图

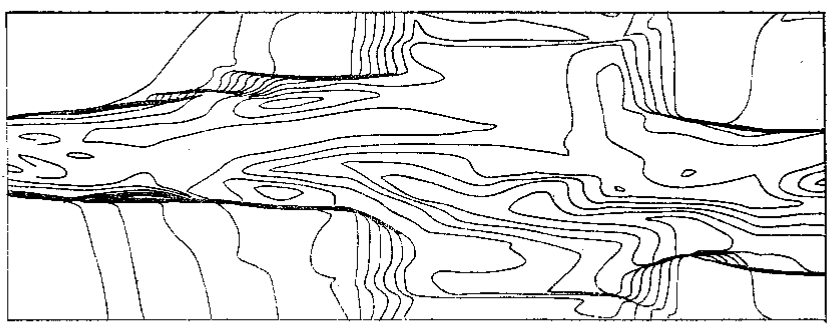


图 5　河床地形图

五、结　束　语*

应用计算机自动编制地理图，在曲线拟合方法获得成功以后，确定等值线正确的唯一走向以及研究地理要素制图的综合与化简的计算机方法，将成为计算机自动编图中的重要研究课题。它对计算机编制地理专题图的质量，具有决定性的作用。根据编图区域的地理特征，应用地性属性注记的方法，建立地形数字模型，是寻求上述技术问题解决的途径之一。对于从未实践过的辅以地性注记的地理数字模型方法[3]，本文进行了初步探讨，我们的实践证明，它在计算机地理编图中是行之有效的。

* 参加本工作的有中国科学院地理研究所洪笑天、马绍嘉、彭玉水、孙力等，仅此感谢。

计算机自动编图的理论，虽然在很多方面已经确立，但在实践方面的技术方法，却是十分复杂的，如制图的边界处理，特别是对于具有特殊要求的国界等，就是有待解决的问题之一。

参 考 文 献

〔1〕 Hiroski Akima: "A New Method Interpolation and Smooth Curve Fittiny Based onLoadprocedures". *Journal of the Associatiou for Computing Macninery*, Vol. 17, No. 4, 1970.

〔2〕 刘书楼等，河床地貌演变研究的计算机方法 地理研究，Vol.1，No.4，1982年。

〔3〕 F.J.Doyle，数字化地形模型综述 测绘科技通讯 Vol.9，No.1，1980年。

以胶林热红外辐射研究寒害机制及林缘效应

张 仁 华

我国云南南部的橡胶林因有寒害，影响扩大北移种植面积。主要是烂脚病。这是因为凌晨在橡胶树脚周围（高1—2米）有冷空气堆积所至。据观测，冠层下缘与地面之间，实际已形成热红外辐射平衡状态。地面温度不可能因辐射而首先冷却，从而也不可能通过湍流或热辐射造成贴地面空气堆积。那么造成这种寒害机制是什么？林缘效应又如何？就是本文要回答的问题。

一、林冠活动面温度和夜间辐射降温机制

林冠活动面是橡胶林接受与散发能量的界面，又是林段中热含量变化的表征处。如果把橡胶林冠作为下垫面，则在活动面上的热量平衡方程取：

$$B(h)+P(h)+LE(h)+G(h)=O \qquad (1)$$

式中：

$B(h)$：活动面上的辐射平衡；

$P(h)$：活动面上的乱流热通量；

$LE(h)$：活动面上的蒸发与凝结潜热；

$G(h)$：林冠层、树干空气层、土壤层三者总体的热通量；

h：林冠活动面高度，它与林冠平均高度相近（但又不是林冠叶尖的平均高度）。

辐射平衡值为：

$$B(h)=\{S'(h)+Q(h)\}(1-a)(1-P)+E(h)=O \qquad (2)$$

$S'(h)$：达到林冠活动面的太阳直接辐射；

$Q(h)$：天空散射辐射；

a：林冠反射率；

P：太阳总辐射能的透过率；

$E(h)$：林冠向大气散发的中、远红外辐射能（即长波辐射）。

要获得林冠活动面上的辐射平衡值，应搭高架直接测量。我们这次是先用HD—I型低温红外测温仪，升到林冠上空向下所测得的林冠活动面温度，与在地面向天空所测到的天空平均温度来计算林冠有效辐射。这样，林冠活动面有效辐射可由下式决定：

$$E(h)=\varepsilon\sigma T_{林冠}^{4}-\varepsilon'\sigma\overline{T}_{天空}^{4} \qquad (3)$$

式中：

$T_{林冠}$：林冠活动面温度；

$\overline{T}_{天空}$：“天空”平均温度（具体含义后文解释）；

σ：斯蒂芬波耳兹曼常数；

ε：橡胶林冠的比辐射率，在实验室测得为0.95；

ε'：天空水汽、二氧化碳的比辐射率，$\varepsilon' \approx 1$。

林冠上的太阳直接辐射与天空散射辐射，采用在地面上约1.2米处的观测值。用天空辐射表升至林冠上空所测得林冠反射辐射$A(h)$除以太阳总辐$[S'(h)+Q(h)]$，得林冠反射率，

下面我们分别叙述林冠活动面温度及天空温度是怎样测定的。

在红外测温仪问世以前，林冠的活动面温度是无法测定的。很多气象学家都十分向往能直接测定活动面温度，曾有人[1]用林冠层三分之二高处的气温代替活动面温度，显然这会造成很大误差。有资料表明，活动面温度和相同高度的气温最多能相差15—20℃。我们用红外测温仪升至林冠活动面之上3米（高约17米），从不同方位角进行多次测定，所求得的平均数作为林冠活动面温度。通过观测可以看到，林冠活动面温度与株高三分之二处气温相差很大。

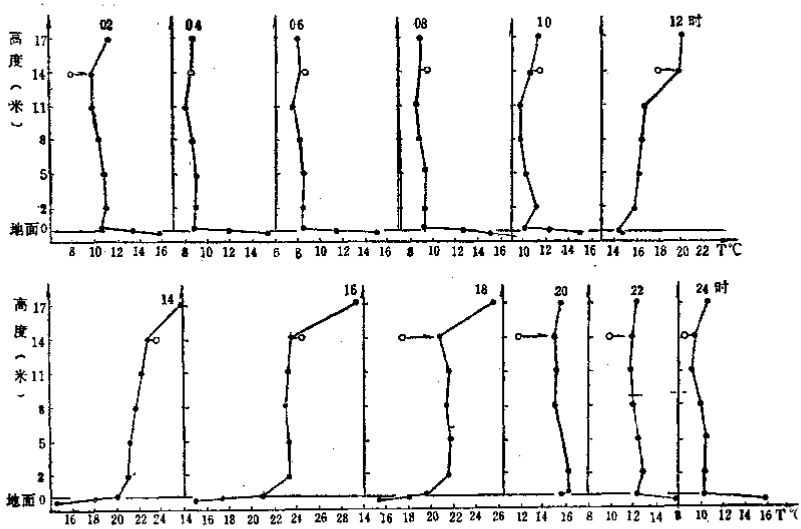


图1　每2小时林冠活动面温度与各高度气温的差异
（1月12、13、14、15、17、18日平均）
——：各高度温度，　　：活动面温度。

图1是活动面温度与气温的差异，从中可以看到在清晨02时由于林冠活动面向天空强烈的发射红外辐射，活动面温度低于相同高度的气温2℃左右。在活动面以下到2米处，温度分布呈上冷下热型，冷空气向下输送。到2米以下，由于冷空气轻微堆积，温度分布呈现轻微逆温。在04、06时，由于雾的形成，活动面向太空发射红外辐射能迅速减少，活动面温度与气温相等。从04到06时整层气温下降辐度变得很小。08时以后太阳已经出来，但由于雾的遮挡，林冠活动面只能接受到很少的散射辐射，活动面温度略高于气温，且上升辐度不

大。过了11—12时，近地层已经消雾，太阳辐射强烈照射在林冠活动面上，林内整个空气开始增温，但由于胶树叶面上的露水强烈蒸发，活动面温度反而低于空气温度。14—16时，活动面温度高于气温，整个林层热量从上向下传递，林层开始升温。这时由于林冠还有强烈的蒸腾消耗了活动面的热量，所以活动面温度比气温高的不多。到18时，太阳辐射迅速减弱，活动面温度迅速下降，这时活动面温度可比气温低5—6℃，平均值也达3℃以上。到20时，整个林层空气温度均在冷却，冷却的幅度先快后慢，到雾形成以后变得更慢，林中气温在5米以上呈下热上冷型，空气传热方向又变成由下向上。在最低温度出现时，2米以下空气出现很小的逆温或等温，但地温要比气温高2—6℃，这说明从林冠下沉的冷空气不足以使热容量很大的土壤很快的降温。

从以上分析可知，活动面温度是林层升温、降温的先导，是林层产生热变化的关键。图2是几种温度一日之中的变化曲线，从中可以看到，活动面温度变化曲线的波峰与波谷领先于气温变化曲线的一个位相角*。

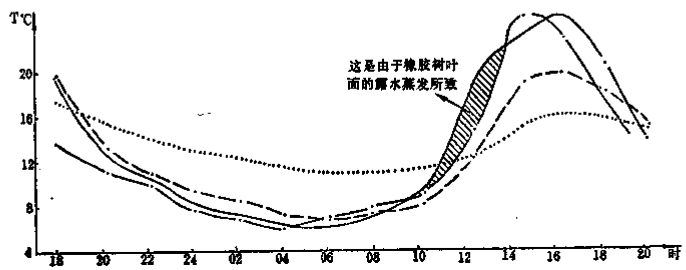


图2　林冠活动面温度及气温、地温的日变化曲线
……：地面温度，　　------：20厘米气温，
———：14米高气温，　　—·—·：树冠活动面温度。

用公式（3）计算有效辐射$E(h)$，需要知道“天空温度”。所谓天空温度就是用红外测温仪对着天空所观测到的读数。据红外测温仪的原理，只能测量物体表面温度，不能测量空气温度，因此这读数实际上是指红外测温仪滤光镜片所张立体角里的水汽、二氧化碳所发射的红外辐射能的总和。即为：

$$W=\int_0^W\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\int_0^Z F(Z\cdot\lambda)dZ\cdot d\lambda dW \tag{4a}$$

对于固定的视场角、固定的透镜，可简化为：

$$W_0=\int_0^H F(Z\cdot\lambda)dZ \tag{4b}$$

（透镜的波长限制和衰减作用所造成的能量损失，由电子放大线路加以补偿，并用黑体源校正）

*从飞机或卫星上遥感地物表面的温度，凡是在植物表面的均是活动面温度。通过活动面温度可以获得下垫面热状况的许多重要信息。因此，这次工作为今后大规模用遥感的方式调查橡胶宜林地、林段生产潜力与寒害作了一次尝试。

W_o：天顶角为零度时，在w视场角，从地面到H高度的红外辐射能总和（大气逆辐射）。

$F(Z\cdot\lambda)$：二氧化碳、水汽在透镜透过波段里的发射函数。

H：大气层里水汽、二氧化碳消失高度。

水汽大部份分布在对流层下层。对流层的厚度与地球半径相比是很小的。因此，我们可以把地面及大气层作为互相平行的平面来考虑。对于不同的天顶角，其光学途径应为：

$$H_\theta = H\sec\theta$$

在天顶角为θ时，W视场角里从地面到H高度的红外辐射总和应为：

$$W_\theta = \int_o^{H\sec\theta} F(Z\cdot\lambda)dZ \tag{4c}$$

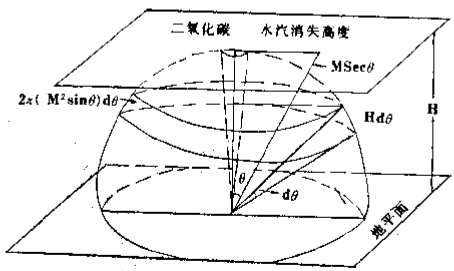


图3　观察天空温度示意图

但根据视觉，天空又为半球，天空平均温度应以各天顶角在天穹所占圆环面积与整个天穹面积的比，进行加权平均。不同天顶角的大气逆辐射投射到水平面还应乘以$Cos\theta$因子，因此天空平均大气逆辐射为：

$$\overline{W} = \frac{1}{2\pi H^2}\int_o^{H\sec\theta} F(Z\cdot\lambda)\cos\theta\cdot 2\pi H^2 \sin\theta d\theta$$

$$\int_o^{H\sec\theta} F(Z\lambda)\cos\theta\sin\theta d\theta \tag{4d}$$

如用实际观测的天空温度，并用差分法求和，则得：

$$\overline{T} = \sum_{n=0}^{k} e\delta\left(\frac{T_{n\pi}}{2k} + \frac{T_{(n+1)\pi}}{2k}\right) \Big/ 2\cdot\cos\left(\frac{\theta_{n\pi}}{2k} - \frac{\theta_{(n+1)\pi}}{2k}\right)$$

$$\cdot\left(\cos\frac{\theta_{n\pi}}{2k} - \cos\frac{\theta_{(n+1)\pi}}{2k}\right) \tag{4e}$$

$n \leqslant k$，　　$n = 1、2、3、4\cdots k$，

k：为0到$\frac{\pi}{2}$之间的分级求和阶数，

$\frac{T_{n\pi}}{2k}$：为天顶角$\theta = \frac{n\pi}{2k}$时的天空温度，

k的数目取得越大，计算越精确，在这次观测中$k = 6$。

在天空晴朗或云层均匀时，每个天顶角只需观测一次，在天空不均匀时，每个天顶角应在8个不同方位角分别观测取其平均数。

为方便起见，暂用四个不同天顶角的算术平均数粗略地作为天空平均温度。今后准备设计视场角为180°的仪器，一次读数即取得天空平均温度。

从图4可见，在8—14μ的大气窗口处，水汽二氧化碳对于地面红外辐射吸收与发射[1]只是很微弱的一部份（图中阴影部份为水汽、二氧化碳在大气窗口处吸收地面红外辐射的微弱部份）。但在很大程度上它却决定着地面向太空发射红外辐射的多少和地面冷却的快慢。地面发射的红外辐射在小于7μ大于14μ之外的区域里，几乎全部吸收，且又重新射回地面。这部份对地面冷却基本上不起作用。

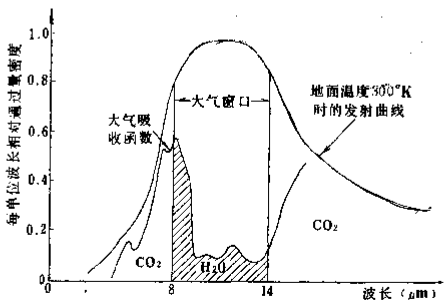


图4　地面温度300°k时的发射函数与大气吸收函数

由以上的分析，可以求得“平均天空温度”，通过公式（3）即可求得林冠上的辐射平衡值[2]如表1：

表1　1月17日林冠活动面各时辐射平衡值

（卡/厘米²分）

时 日	16/20	17/2	4	6	8	10	12	14	16	18	22
辐射平衡值	-0.238	-0.163	-0.016	-0.004	-0.013	0.115	0.727	0.725	0.472	0.058	-0.191
					有　雾　时　间						

在夜间无风时P(h)≪B(h)，在凝结雾之前，凝结潜热可暂且不考虑，方程（1）变成：

$$B(h) = -G(h) \qquad (5)$$

由上式可知，在林冠活动面发射的能量等于林层的热焓量改变。林层的热量变化包括林冠层、树干空气层与土壤层的热量变化。即：

$$G(h) = (\Delta Q_1 + \Delta Q_2 + \Delta Q_3) / \Delta t$$

1）根据基尔霍夫定律，物体吸收红外辐射的本领越大，其发射红外辐射本领也越大。

2）由于锗透镜在8—14μ之外的（大约2—8μ，14—20μ）波段里透过率约为40%，而大气逆辐射的能量主要分布在这波段。因此所算的大气逆辐射，还得乘以一个订正系数k。

$$=\left[\int_{o}^{h}\int_{t_1}^{t_2}\rho_1 C_1 T(Z\cdot t)dt\ dZ+\int_{o}^{h}\int_{t_1}^{t_2}\rho_2 C_2 T'(Z\cdot t)dtdz\right.$$

$$\left.+\int_{o}^{h'}\int_{t_1}^{t_2}\rho_3 C_3 T''(Z\cdot t)dZ\ dt\right]\frac{1}{t_2-t_1} \qquad (6)$$

式中：

ΔQ_1、ΔQ_2、ΔQ_3：分别为林冠树干层、空气层、土壤层释放的热量；

$\rho_1 C_1$、$\rho_2 C_2$、$\rho_3 C_3$：分别为这三层的密度及比热；

$T(Z\cdot t)$、$T'(Z\cdot t)$、$T''(Z\cdot t)$：分别为这三层的温度随高、深度分布曲线；

h：为林冠活动面高度；

h'：为土壤温度没有日变化的深度。

林冠活动面上的热通量可以用$T(Z\cdot t)$、$T'(Z\cdot t)$、$T''(Z\cdot t)$三个曲线在t_1到t_2时间内变化的面积求得。

图5、6、7、8分别为每小时观测一次的树皮南、北随高度分布曲线与气温随高度分布曲线比较图。图中虚线为气温分布曲线，实线为树皮及树冠的温度分布曲线，线旁的数字为观测时间。

从图中明显地看到一棵橡胶树从树冠、树干到树根所在的土壤层是如何冷却及升温的。在冷却过程中，首先是树冠冷却，然后使树冠周围空气冷却，这冷空气通过林冠空隙再下沉到地面，形成冷空气堆积。第三步，通过冷空气和树脚的热交换才使树脚降温。因此，可以说活动面降温是树皮降温的先兆，从而用活动面温度来作为衡量寒害指标是完全可以的，很可能是十分确切的指标。

同样，在升温过程中，首先是树冠升温，然后使树冠周围空气升温，热量传递方向从下到上，第三步才是树皮升温。只有在林缘树皮直接受到太阳照射，树皮温度的升温才在气温上升的前头。

树皮温度的升降为什么落在后头，这是因为在林冠以下的树干及地表面等辐射体的红外辐射，受到了树冠层的阻挡，或者说他们两者之间互相进行红外辐射达到一定的补偿，使树干自身辐射冷却很慢，只有到空气降温后树干才能较快的冷却，图九、十是活动面温度与50厘米高的气温和树皮的时间变化曲线，从图中可见，树冠活动面温度冷却在先、增温也在先，它与整个林层的降温、升温是非常密切的。这个过程对我们理解分析橡胶林地的热状况是非常有帮助，通过这降温与升温模式可以进一步揭示云南橡胶树烂脚寒害的成因。这个模式也能帮助我们作定量分析。

在西双版纳地区，冬季夜间绝大多数情况是无风的，乱流交换很小。林冠活动面上的热量平衡应遵循公式（5）。将（6）式代入（5）式即得：

$$E(h)=B(h)=\frac{1}{t_2-t_1}\left[\int_{o}^{h}\int_{t_1}^{t_2}\rho_1 C_1 T(Z\cdot t)dZ\ dt\right.$$

$$\left.+\int_{o}^{h}\int_{t_1}^{t_2}\rho_2 C_2 T'(Z\cdot t)dZ\ dt+\int_{o}^{h'}\int_{t_1}^{t_2}\rho_3 C_3 T''(Z\cdot t)dZ\ dt\right] \qquad (7)$$

式中$E(h)$可根据活动面温度及平均天空温度求得。

林段中的空气层及土壤的热焓量变化可以通过实测资料求得，并通过（7）式的余项法

求得树体的热性质，然后由一定的经验模式，利用外推方法定量估计橡胶树冠及树皮的夜间最低温度。公式（5）可改为一组热传导方程，并求其值，可得林层活动面上下的温度分布。

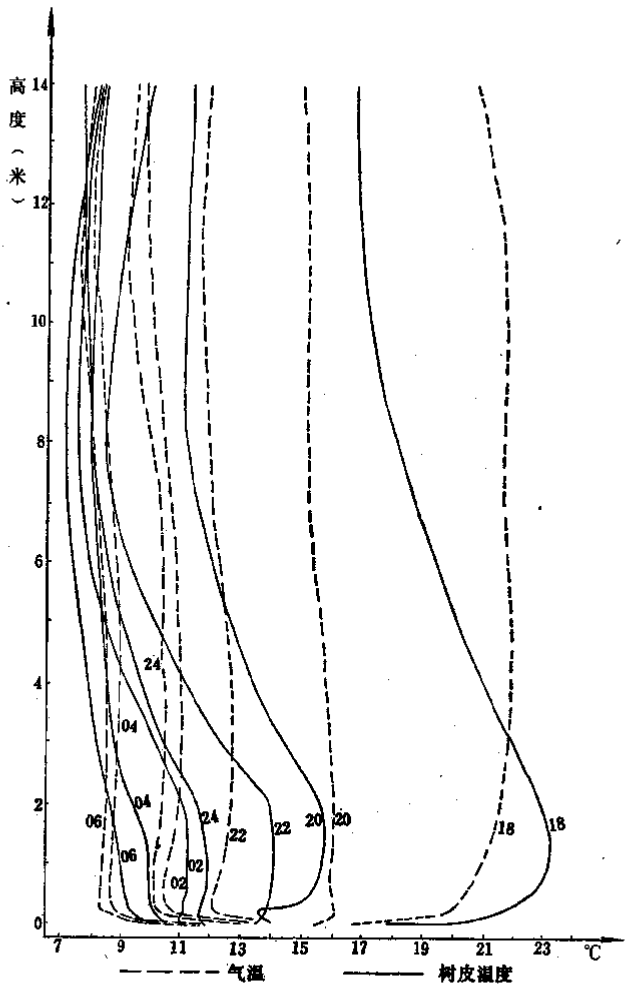


图5　树皮南面降温过程图

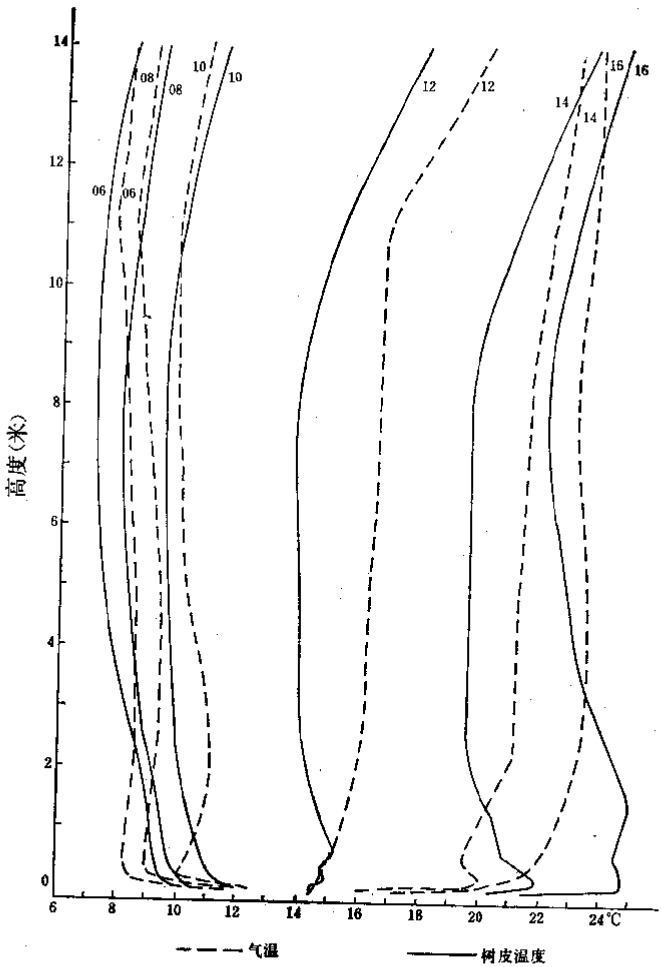


图 6　树皮南面升温过程图

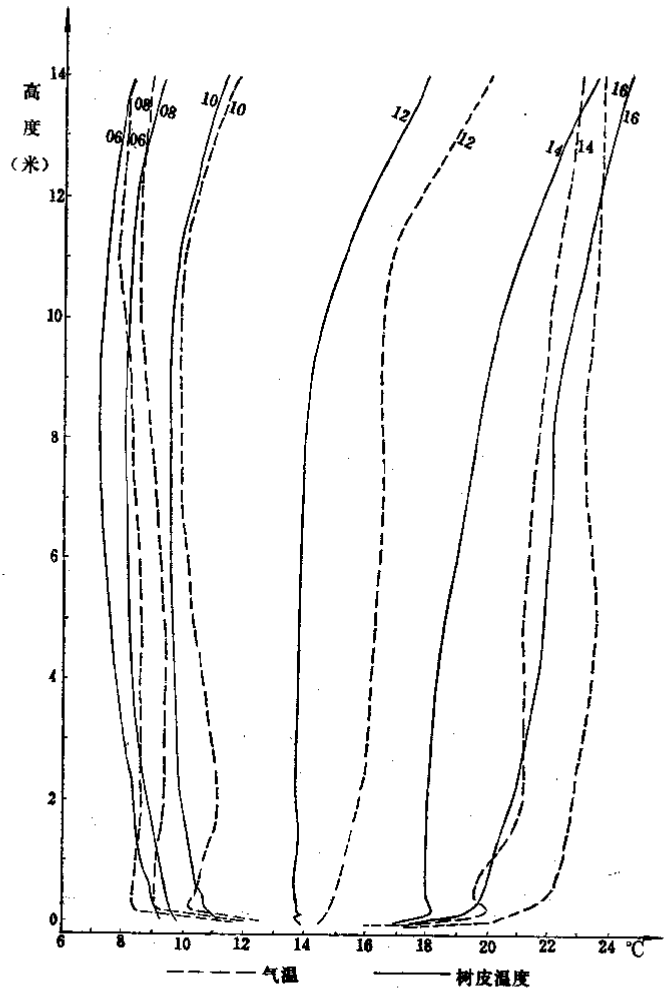


图 7　树皮北面升温过程图

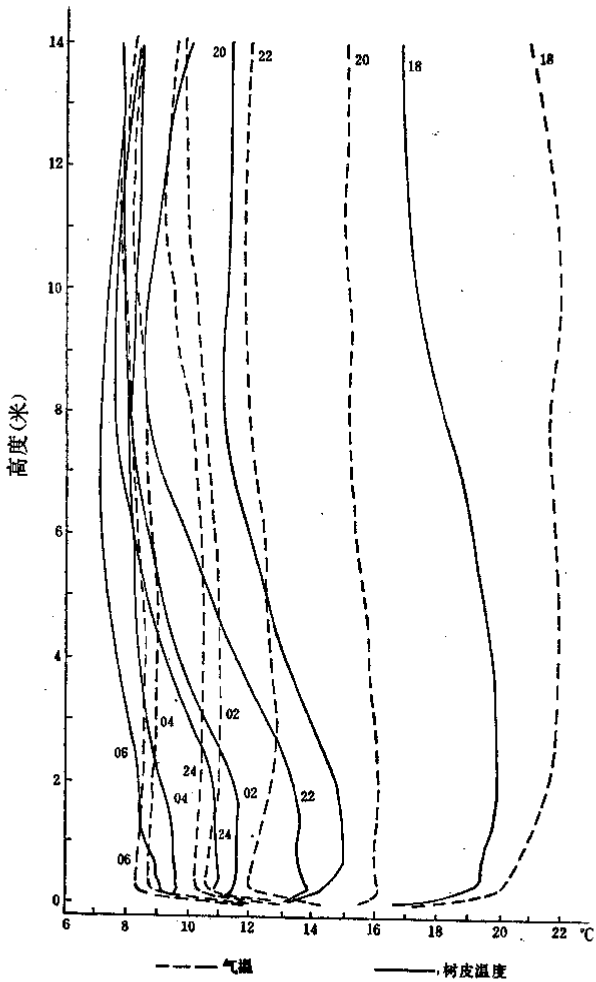


图 8　树皮北面降温曲线图

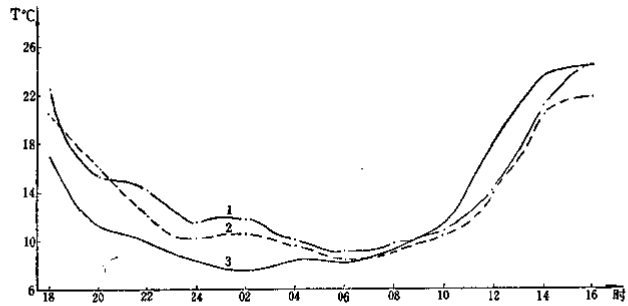


图9　林冠活动面温度、气温、南面树皮温度日变化曲线图
1：50厘米树皮温度，2：50厘米气温，3：林冠活动面温度。

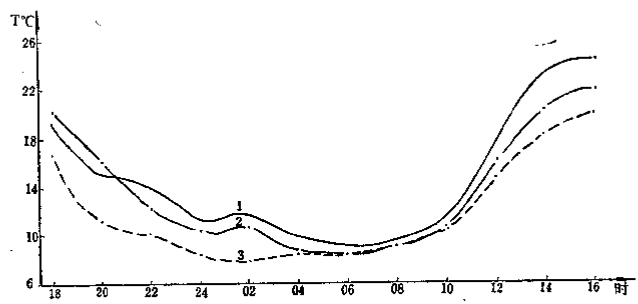


图10　林冠活动面温度、气温、北面树皮温度日变化曲线图
1：林冠活动面温度，2：50厘米气温，3：50厘米树皮温度。

二、橡胶树皮温度及林段边缘效应

生产实践证明橡胶树林地朝南林缘很少出现烂脚寒害，这无疑的是由于日照条件好、气温、地温高的缘故。但林缘橡胶树自身的热状况如何？林缘效应影响的距离有多大？目前尚未完全清楚。为了弄清上述问题，我们用HD-Ⅰ型红外测温仪对橡胶树皮温度进行了大量的观测工作。测点布置如下图：

林段行向为西北-东南走向。我们沿西南边缘向内垂直走向每隔一棵树观测一株，共取4株，被观测树间隔为14米。每棵树观测南、北两面，每面又观测八个高度（地面、3、8、20、35、60、150、240厘米），林冠层下缘也用红外测温仪观测表面温度。每次观测全过程大约需时5分钟。

1．橡胶树皮温度变化规律

在冬季，橡胶林内树皮温度的变化规律，有以下特点：

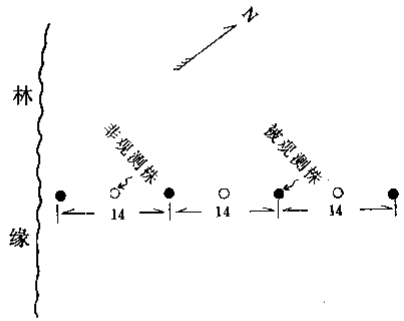


图11　树皮温度测点分布图

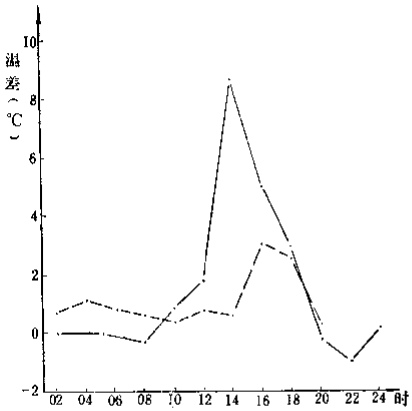


图12　晴天和有雾晴天南北树皮温度日变化
——：晴天（1.12）
……：有雾晴天（1.17）

表2　晴天各高度南北树皮温度差　（12日四株树平均值）

高度＼时间	02	05	08	10	12	14	16	18	20	22	24
地面0厘米	0.2	0.1	0.7	0.8	0.9	5.3	7.3	1.2	0.6	0.7	0.3
3　厘　米	0.1	-0.1	0.4	0.5	0.7	9.1	7.3	1.7	0.3	0.5	0.2
8　厘　米	0.0	-0.1	-0.1	0.1	1.1	9.3	6.9	1.4	0.2	0.2	0.2
20　厘　米	0.0	0.0	-0.3	0.9	1.8	8.6	5.0	3.0	-0.2	-1.0	0.2
35　厘　米	0.1	0.0	-0.3	0.7	1.5	7.9	5.0	3.3	0.1	0.3	0.0
60　厘　米	0.0	-0.1	0.2	0.8	4.2	6.0	4.5	4.3	-1.3	0.5	0.0
150　厘　米	-0.1	0.0	0.4	0.5	0.9	4.0	3.9	4.3	-1.0	0.7	0.2
240　厘　米	-0.1	0.0	0.2	0.1	-0.6	0.8	3.7	2.5	-0.4	0.4	0.2

表3　有雾晴天各高度南北树皮温度差　（17日四株树平均值）

高度＼时间	16/20	22	24	17/02	04	06	08	10	12	14	16	18	20
地面0厘米	1.7	-1.1	1.6	0.3	1.4	1.8	1.5	0.3	0.4	0.7	3.0	-1.1	0.6
3　厘　米	1.2	1.2	1.4	0.0	1.5	0.6	1.2	0.2	0.7	1.2	2.8	2.9	0.8
8　厘　米	0.5	1.1	0.7	1.0	1.6	0.7	0.8	0.5	1.0	0.8	3.0	3.2	0.5
20　厘　米	0.6	0.9	1.0	0.7	1.1	0.8	0.6	0.4	0.8	0.7	3.1	2.6	0.3
35　厘　米	0.3	0.9	0.6	0.7	1.1	0.8	0.7	0.3	0.7	1.3	3.3	2.9	0.3
60　厘　米	0.2	0.1	0.3	0.7	0.9	0.6	0.6	0.3	0.8	1.2	2.5	3.0	0.8
150　厘　米	0.0	0.1	0.1	0.3	0.8	0.5	0.3	0.4	1.1	1.0	3.2	2.3	1.0
240　厘　米	0.2	-0.2	-0.1	-0.1	0.2	0.7	0.2	0.5	1.3	0.8	0.9	2.8	1.4

树干南面的树皮温度比北面高。这种差异白天较夜晚明显，林缘较林内明显，晴天比阴天明显。

有太阳直接照射的树，南北面树皮温差幅度大，反之则小。从表2可以看出南北面树皮温差脉动性较大，其原因是太阳光要穿过林冠层的空隙才能投射到树皮上，而林冠空隙分布是随机的，因此投射到树皮上的阳光也是随机分布的，照到阳光的树皮要比没照到阳光的树皮温度要高得多。

南北树皮的温差在一日中变化很大，在夜间温差一般小于2℃，最小温差值为零，偶尔北面树皮温度要比南面树皮温度高出0.2℃。但在白天温差变大，下午14时可高达9.3℃。图12是1月12及17日两个典型天气20厘米高处南北树皮温差的日变化。12日上午没雾，南北树皮温差高峰在14时出现，南北树皮温差的幅度也达最大值。17日早上有雾，南北树皮温差高峰值在下午16时出现，温差的幅度也较小。

树皮温度随高度的变化规律与气温随高度的变化规律大致相同，在白天呈现逆温，夜间呈现顺温。从20时开始降温，1米以下为逆温（即上高下低），1米以上为顺温（即下高上低）。树皮最低温度出现在50厘米以下部位。

树皮温度升降规律有两种类型：一种在林缘，白天树干照到太阳，夜间树皮有较强的有效辐射，升降温均领先于空气与树冠升降温时间相同。另一种在林内（也是占大多数的）白天照不到直接太阳辐射，或照到一小点辐射，夜间树皮有效辐射很小；升降温均要落后于空气，升降温幅度也较小；白天树皮温度低于气温，夜间树皮温度高于气温，它的升温是空气给它的热量，而降温则是树皮还给空气以热量。

2．林缘效应

朝南林缘直接受到阳光照射，热态况与林里大不相同。为了叙述方便，我们称这种热状况变化为林缘效应。

我们观测的橡胶林缘面向西南，在上午11时左右林缘就能照到太阳，朝南树皮急剧升温，升温幅度随着向林里深入而迅速减小。林缘树皮温度与林内树皮温度差$\triangle T_{4-1}$随着时间又有剧烈的变化。

从表4可知$\triangle T_{4-1}$在16时达最大，峰值可达20—25℃，而在夜间或凌晨差值就很小。为了平滑脉动值我们将相同天气类型每2小时一次的观测值进行平均绘成图13，从图中清楚看到，林缘增温效应随着林深距离增加而指数递减，递减率随着时间在变化，下午16时最大，到了夜间递减率等于零，基本上成等温分布。

表4　林缘与林内树皮温度 ΔT_{4-1} 日变化

ΔT_{4-1} 项目 \ 时间		02	04	06	08	10	12	14	16	18	20	22	24
1月	朝南树皮	0.0	-0.3	-0.5	-0.2	2.1	1.4	15.9	20.3	8.5	1.4	1.2	0.9
13日	朝北树皮	0.3	0.9	0.0	+0.2	1.2	0.4	3.2	4.8	1.9	0.5	0.7	0.8
1月	朝南树皮	0.0	-0.3	0.0	0.2	0.4	1.0	5.3	24.7	15.4	2.1	1.4	—
18日	朝北树皮	0.3	-0.2	0.1	0.0	-0.1	-0.5	1.0	6.1	3.5	1.3	0.2	—

令林缘为X轴坐标的零点，林深距离沿X方向为正。令Y轴为温度坐标。我们将每棵树的南面树皮与北面树皮进行各高度逐日逐时平均，这平均值代表林缘的平均增温效应，则平均林缘效应如图14所示。用最小二乘方配出的方程如下：

朝南树皮：$T南 = 26.9X^{-0.182}$　　（8）

朝北树皮：$T北 = 18.2X^{-0.091}$　　（9）

式中：

T南、T北：分别为朝南、朝北的各高度逐日逐时的总平均温度，它们反映树皮南北两面的整个平均温度；

X：为林缘向林内的距离。

由图14可知，朝南树皮的平均林缘效应为20米，也就是说到20米处的树皮就没有增温效

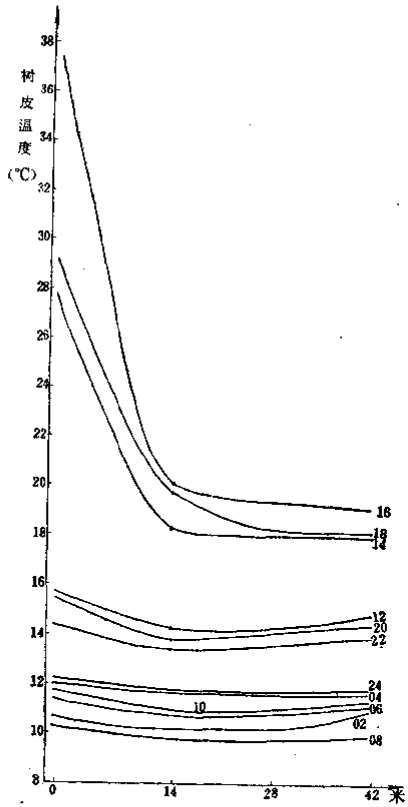


图13　林缘效应日变化
（每2小时多日平均值）

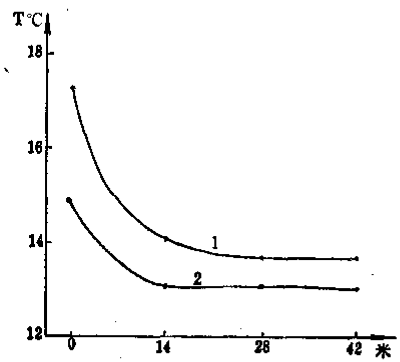


图14　平均林缘效应
1．朝南树皮，
2．朝北树皮。

应了。从14米到20米这段距离增温效应也很微弱。朝北树皮平均效应约为14米。从整株树来考虑其平均林缘效应为14米。林缘效应与树高有着密切的关系，我们观测点的树高正好是14米，它们绝不是巧合。很明显在太阳高度角不变的情况下，树越高林冠下缘的树干也就越高（树干遮阴面积很小），从林缘投射到林内的阳光也就越远，林缘增温效应也就越远。因此，我们可以认为，在一月份西南行向的橡胶林段，平均林缘效应距离等于橡胶树平均高度。这个结论可以作为设计宽行密株的行距的依据。

从资料分析中可以看出，林缘的朝南树皮白天能增温20—25℃，晚上基本上与林内等温或者略低于林内。这说明适当增加行距对防寒是有益无害的。

三、结　　论

1．本文介绍了用红外测温仪来测定橡胶林林冠活动面温度与天空温度，并通过它们计算林冠活动面的有效辐射。由计算值表明，这方法是可行的。

2．通过林冠活动面温度及树皮温度的观测，发现胶林的升温和降温有如下规律：胶林的升温过程先从林冠活动面开始，即太阳辐射先使林冠活动面升温，然后使活动面周围空气升温，热量传递方向从上到下，最后增热了的空气才使树皮升温。如果树皮直接受到太阳的照射，则增温领先于气温。胶林的降温过程也先从林冠活动面开始，冷却了的活动面使周围空气降温，冷空气下沉，热量传递方向从下到上，最后冷却了的空气再使树脚的树皮降温。林冠活动面温度的日变化曲线始终领先于气温、树皮温度日变化曲线一个位相角。林冠活动面温度能很好反映林段内的热状况。由此可见，利用航空航天的热红外遥感信息研究和预报寒害，有应用前景。

3．林缘平均增温效应随着林深距离加大而指数递减。平均林缘效应遵循如下指数方程：

朝南树皮：$T_{南}=26.9X^{-0.182}$

朝北树皮：$T_{北}=18.2X^{-0.091}$

林缘效应有效距离与林高相等，在我们观测点为14米。

参 考 文 献

〔1〕Monteith, John.I., PRINCIPIES OF ENVIRONMENTAL PHYSICS, Edward Arnold Limited, 1973.

以作物光谱与热红外信息为基础的复合估产模式

张仁华

在遥感作物估产过程中，最关健的是建立有效的估产模式。Idso等继美国大面积作物估产模式后，提出一个更多地利用遥感信息的SDD估产模式[1]。作者于1983年提出了SDD改进作物估产模式[2]。这两个模式要求每日的遥感资料才能保证精度。本文的目的就是以18天重复一次的作物光谱及热红外资料，建立有一定精度的作物估产模式.

一、模式的建立

众所周知，任何作物分生长期和发育期两个阶段。绿度由作物反射光谱的红光(0.6—0.7μm)、近红外光(0.8—1.1μm)波段作线性、非线性的组合或比值的指标，可以很好表达作物生态参数[3,4]，从而表征了作物的长势及水肥供给情况。

由于叶子不同作物的叶子形状、倾角、密度、株高及其反射率、透过率等均不相同，造成红光及近红外的总体反射率也各不相同，从而存在一个最佳绿度表达式。最佳绿度的评价函数(Merit function)定义为

$$\theta_{mer}=\left\{\sum_{i=1}^{R}[G(t_i)-L(t_i')]^2\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{1}$$

式中$G(t_i)$为绿度随时间变化函数，$L(t_i')$为某种生态参数随时间变化函数。当θ_{mer}值趋向零时。称其为最佳拟合绿度。这可使遥感光谱资料在表达生态参数时发挥最大潜力。

在生长期末发育期初，叶面积指数达最大值，绿度$G(t)$也应达到峰值。利用多时相作物光谱，可确定峰值前的绿度累积值，即$\int_{t_1}^{t_2}G(t)dt$。对于实际计算，观测次数是有限的，因此由下式表达：$\sum_{i=1}^{n}G(t_i)\cdot\tau$。这值标志着将来种子的潜在产量$Y_p$：

$$Y_p=K_1\sum_{i=1}^{n}G(t_i)\cdot\tau, \tag{2}$$

式中K_1为系数，τ为观测周期长度。如果在这个峰值以后的发育期中不受任何胁迫(stress)状态，就是说水肥条件能保证作物需要，没有病虫害的冲击，那末作物最终产量应为潜在产量。

在绿度峰值后，光合作用产生的碳水化合物提供种子形成。因此这时间的CO_2的吸收量直接影响产量。控制CO_2吸收量的最直接是空气阻力r_a，气孔阻力r_s及叶肉阻力r_m。不充分供水对充分供水的作物的CO_2吸收阻力比η为：

$$\eta = \frac{r_a + r_m + r_s}{r_a + r_m + r_s^*} \tag{3}$$

式中r_s^*为充分供水条件下的气孔阻力。显然η值越大、干物质积累越慢。

气孔阻力直接影响作物的潜热输送。空气阻力又和作物冠层的潜热、显热输送相关连。因此我们利用微气象参数及作物缺水指标来表达η值。令$F = 1 - \frac{LE}{LE_0}$，称F为作物缺水指标。LE、LE_0分别为不充分供水及充分供水条件下的潜热输送。潜热输送方程为

$$LE = \frac{\rho c_p}{\nu}(e_s - e_a)/(r_a + r_s) \tag{4}$$

水分充分时，

$$LE_0 = \frac{\rho c_p}{\nu}(e_s^* - e_a)/(r_a + r_s^*) \tag{5}$$

因而

$$r_s = \frac{(e_s - e_a)(r_a + r_s^*)}{(e_s^* - e_a)}(1-F)^{-1} - r_a$$

$$= \frac{[\Delta(T_s - T_a) - (d_s + d_a)](r + r_s^*)}{[\Delta(T_s - T_a) - d_a]} \cdot (1-F)^{-1} - r_a \tag{6}$$

CO_2吸收阻力比η可表达：

$$\eta = A + B(1-F)^{-1} \tag{7}$$

其中

$$A = \frac{r_m}{r_a + r_m + r_s^*},\quad B = \frac{[\Delta(T_s - T_a) - (d_s + d_a)](r_a + r_s^*)}{(r_a + r_m + r_s^*)[\Delta(T_s - T_a) - d_a]}$$

其中T_s、T_a分别为作物冠层表面温度及空气温度，d_s、d_a分别为冠层表面及冠层上空的空气饱和差。利用冠层热量平衡方程及（4）、（5）式，F值可用下式表达[5]：

$$F = \left[(T_s - T_a)(\nu + \Delta) + d_a - \frac{(1-\xi)R_n r_a \nu}{\rho C_p}\right] \Big/ [d + \Delta(T_s - T_a)] \tag{8}$$

式中R_n为冠层表面净辐射通量，ξ为土壤热通量与R_n之比值，$\Delta = \frac{de}{dT}$，即饱和水汽对温度的微分，ν为干湿表常数，ρ为空气密度，c_p为空气定压比热，这些参数中R_n、T，可以用遥感方法获得，T_a、d可从当地附近气象站资料近似得到，r_a、ξ可以根据小气候试验站测得，或从气象站资料近似求得。

在发育期开始后，如果水分供应始终十分充足，每日的$F = 0$，$\eta = 1$，CO_2吸收的阻力比最小。如果又不受到其他灾害冲击，理论上，在收获时的产量应等于潜在产量，当水分供应不足时，$F > 0$，$\eta > 1$，CO_2吸收的阻力比增大，作物生长受到胁迫，产量降低，F值越大，减产越厉害。由此得到复合估产模式：

$$Y = K_1 \sum_{i=1}^{m} G(t_i)\tau_1 - K_2 \sum_{j=1}^{n} F(t_j)\tau_2 \qquad (9)$$

Y为最后种子产量。m、n分别为生长期和发育期的观测次数。τ_1、τ_2分别为生长期和发育期的观测周期（天为单位）。本模式与SDD模式相比，具有两个优点：（1）本模式以绿度累积值表达了生长期的长势，SDD无法表达。（2）本模式包含微气象参数，排除了在（$T_s - T_a$）信息中非蒸腾的干扰因素，从而能够确切表达作物的蒸腾强度，也就是可以较正确地反映由光合作用造成的干物质积累程度。在这些优点的支持下，减少观测次数，仍能保持一定的估产精度。本模式的观测周期可与陆地卫星的测量周期相一致。

二、试验设计及结果分析

试验是在中国科学院禹城综合试验站的遥感试验场进行的，土壤为灰潮土，质地为中壤，试验面积约3500m^2。共分9个小区，中心小区树立30m高塔，在塔的15m及30m处有两个观测平台。周围8个小区用喷灌、漫灌方式造成阶梯式的土壤水分含量。最干的不灌水，土壤水分含量由天然降水决定。最湿的用漫灌方式灌水，使其接近田间持水量。每个小区之间用2m深的油毡相隔，以免土壤水分互相渗透。

常规微气象观测有净辐射通量R_n、气温T_a、气湿e_a、风速u等，均在每小区中心巡迴检测，用红外测温仪在30m平台上观测每个小区的作物活动面温度，与微气象同步观测。另外也用红外测温仪在每个小区的中心向东南、西南、西北、东北四个方向观测（作物行向为南北向），以此四个方向的平均温度代表作物冠层表面温度T_s。以上微气象参数均在最低气温及最高气温出现的两个时刻观测。用SE590电刷式光谱辐射计分别在每个小区1m上空，及15m、30m平台上对作物进行垂直与倾斜观测，观测时间间隔为4—5天。在作物成熟后，在每个小区分别采16m^{2}的产量，推算亩产。

以叶面积指数和叶绿素含量为基础，把近红外波段及红光波段的光谱数据作线性组合，选择最佳的绿度拟合模式。经试验表明，在作物上空1m处的测量中，以两波段的简单比为佳。在高塔平台测量中，以两波段的标准差为佳，以这种拟合的绿度随时间变化曲线，表征了作物长势过程（图1）。

小麦在三月底，绿度逐渐增高，四月中旬达到峰值。从1#区到6#区土壤水分逐渐减少。1#区常达田间持水量。6#区不灌溉。6个区长势也有明显差异。绿度曲线下积分面积为绿度的累积值（图1）。这种累积值奠定了产量基础，表征着潜在产量，6个区的潜在产量已有明显差异。在无病虫害的前提下，每区能否保持它的潜在产量、主要取决于水肥供应条件，如果在绿度峰值以后水肥供应不足，势必气孔关闭，在冠层的红外温度中可以较敏感地反映出来。如前所述，CO_2吸收阻力比η取决于F值，F值越高，η值也越大，干物质积累越少，减产越历害。由于F值包含净辐射、空气饱和差和风速等环境参数，表征作物受胁状态就更准确。

现采用18天的观测周期，比较F值与单项（$T_s - T_a$）值对产量的影响。用1987年的资料，在小麦绿峰后随机抽样三个不同的起始日期，然后都以18天间隔往后继续抽样并累计$F \cdot \tau_1$值及（$T_s - T_a$）$\cdot \tau_2$值（在相同观测周期中，可以不乘以周期长度τ）。ΣF值与产量的相关系数分别为-0.88，-0.83，-0.85。$\Sigma (T_s - T_a)$值与产量的相关系数分别为

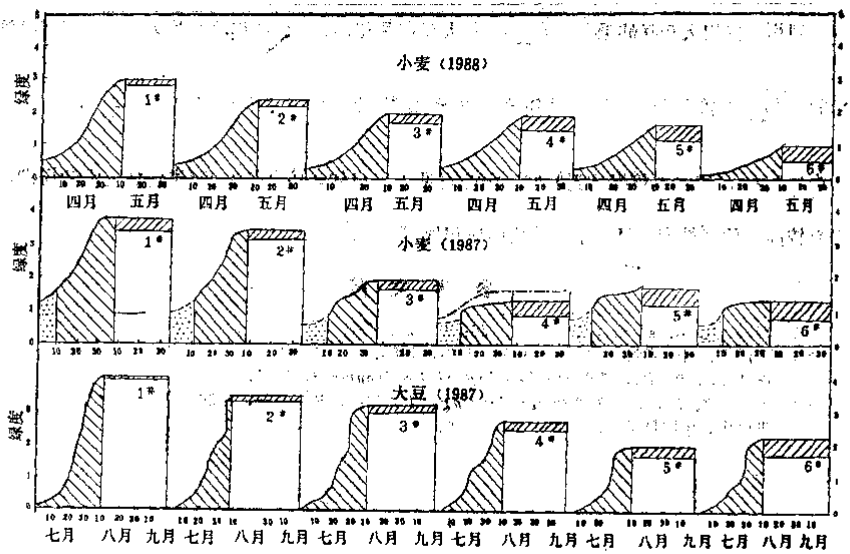


图1　复合估产模式的时间变化图

-0.82，-0.52，-0.30。以同样方法，计算1988年小麦资料，ΣF 值与产量相关系数分别为：-0.89，-0.85，-0.87。$\Sigma(T_s-T_a)$ 值与产量相关系数为 -0.39，-0.45，-0.78。

大豆在绿峰后抽样四个起始日期。以同样方法，得到 ΣF 与产量相关系数分别为 -0.82，-0.85，-0.75，-0.74，$\Sigma(T_s-T_a)$ 与产量相关系数分别为 -0.27，-0.81，-0.67，-0.58。

从这些相关分析可知，ΣF 比 $\Sigma(T_s-T_a)$ 要稳定得多，$\Sigma(T_s-T_a)$ 的不稳定性完全是由于环境因素（净辐射、气温、风速等）的影响造成的，而 ΣF 值在不同的抽样时间里相当稳定，这说明采用18天一次观测周期，以 $\sum_{\triangle=18天}(T_s-T_a)$ 作为作物产量影响，指标将会造成较大的误差而 $\sum_{\triangle=18天}F$ 值却展示了良好前景。

图1中每区绿峰后的斜线面积表征着平均的 F 值。1987、1988年的小麦资料表明，从1*到6*作物的缺水状况呈现阶梯变化。大豆资料也是如此。

仅用绿峰前绿度累积值 $\sum_{\triangle=18天}G$ 与小麦实际产量相关，1987、1988年两年平均相关系数为0.88。仅用绿峰后的 $\sum_{\triangle=18天}F$ 值与小麦实际产量相关，两年平均为 -0.85。而采用复合估产模式 $K_1\sum_{\triangle=18天}G\cdot\tau-K_2\sum_{\triangle=18天}F\cdot\tau$ 与小麦实际产量相关系数提高到0.92。

同样，仅用大豆绿峰前的 $\sum_{\Delta=18天} G$ 与大豆产量相关，1987年相关系数为0.82。仅用绿峰后的 $\sum_{\Delta=18天} F$ 值与大豆实际产量相关，相关系数为－0.80，而采用 $K_1 \sum_{\Delta=18天} G \cdot \tau - K_2 \sum_{\Delta=18天} F \cdot \tau$，相关系数提高到0.88。由此可见，采用复合估产模式，即使是18天观测周期，仍有较高的估产精度，显示了这模式的应用价值。

参 考 文 献

〔1〕 Idso, S. B. et al., *Science*, 196: 19—25, 1977.
〔2〕 张仁华，科学通报，28，20：1259—1262，1983。
〔3〕 Jackson, R. D., *Remote Sensing of Environment*, 1984.
〔4〕 Goel, N. S., *Int. J. Remote Sensing*, 7, 10: 1263—1286, 1986.
〔5〕 张仁华，中国科学，7：776—784，1986。