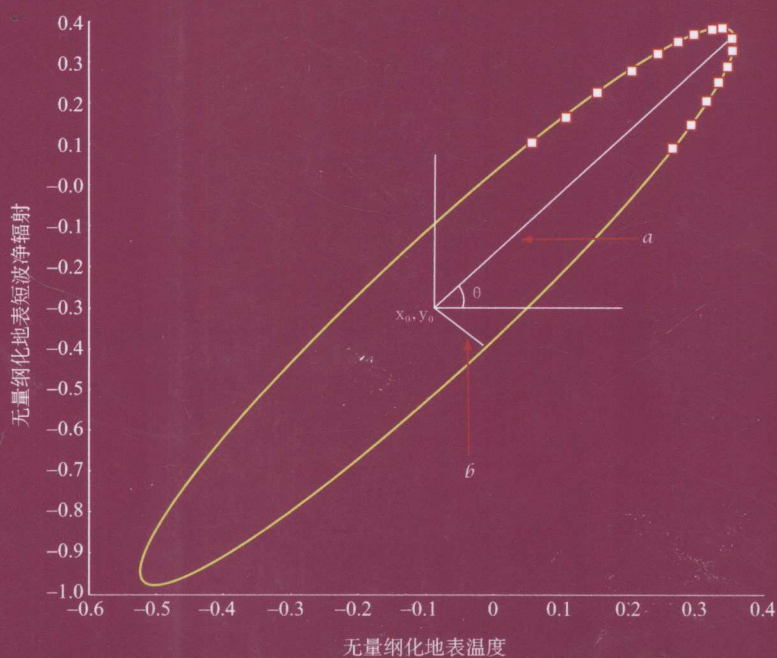


光学与热红外陆地表层 土壤水分遥感反演方法

宋小宁 冷佩 张殿君 李召良 著



科学出版社

光学与热红外陆地表层土壤水分 遥感反演方法

宋小宁 冷佩 张殿君 李召良 著

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书首先介绍了光学与热红外土壤水分遥感反演的相关基本概念、理论以及国内外研究现状,重点阐述了基于极轨卫星遥感空间信息和基于静止卫星遥感时间信息的土壤水分反演方法,包括这些方法的原理、发展过程以及方法分析;然后从应用的角度出发,对基于多源遥感数据对本书提出的方法进行了实际应用和分析;最终对土壤水分遥感反演方法的发展趋势和研究方向进行了展望。

本书适合做政府、企事业单位、高等院校以及科研院所培养研究生用书,也可供从事光学与热红外定量遥感研究人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

光学与热红外陆地表层土壤水分遥感反演方法/宋小宁等著. —北京:科学出版社, 2016

ISBN 978-7-03-048855-8

I. ①光… II. ①宋… III. ①土壤水-红外遥感-反演算法 IV. ①S152.7

中国版本图书馆CIP数据核字(2016)第134146号

责任编辑:焦健 韩鹏/责任校对:何艳萍

责任印制:肖兴/封面设计:耕者设计工作室

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2016年6月第一版 开本:787×1092 1/16

2016年6月第一次印刷 印张:8 1/4

字数:183 000

定价:98.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

土壤水分是地表与大气之间能量平衡和水分循环的关键参数。土壤水分信息的准确获取对于与人类生产生活密切相关的诸多领域，如农业、气候和生态环境等至关重要。近几十年以来，随着遥感技术的快速发展，不同时空尺度土壤水分的获取与连续监测已经得到了遥感科学工作者的广泛关注和重视，大量的理论方法研究与模型应用研究也相继得以开展。在国家自然科学基金课题“基于静止气象卫星数据的区域尺度土壤水分反演方法研究”与中国博士后科学基金资助项目“耦合地表参数时间与光谱信息的土壤水分遥感反演研究”的支持下，笔者对光学与热红外土壤水分遥感反演进行了长期的研究，以期丰富土壤水分遥感定量反演的理论与方法，提高反演精度并拓宽其应用范围，推动光学与热红外遥感的进一步发展。本书为相关研究任务成果的总结。

全书共分为六章。第1章介绍了土壤水分研究的意义以及光学与热红外土壤水分遥感反演的国内外研究进展情况；第2章给出了本书涉及的主要基本概念与理论，包括光学与热红外遥感基本理论、土壤、植被以及气象要素等概念；第3章主要从模型概念、模型建立以及模型分析的三个层次重点阐述了基于光学与热红外空间信息的土壤水分反演模型；第4章则着重挖掘光学与热红外时间信息在土壤水分反演方面的潜力，涉及基于时间信息的土壤水分反演模型的理论推导、建模以及分析过程；第5章从验证的角度出发，利用不同的遥感数据，在不同的研究区对基于光学与热红外遥感空间信息和时间信息的土壤水分反演模型进行了验证，并给出了相应的验证结果和分析；第6章对全书进行了总结，并重点展望了光学与热红外土壤水分遥感反演的未来工作重点。

本书的第1章主要由宋小宁、冷佩、张殿君、李召良等编写；第2章由冷佩、宋小宁等编写；第3章由张殿君、李召良等编写；第4章由宋小宁、冷佩、李召良等编写；第5章由宋小宁、冷佩、张殿君、李召良、李小涛等编写；第6章由冷佩、张殿君等编写。全书由宋小宁统稿、定稿。

课题组的李召良老师等对本书的结果和文字修改方面给出了很多建设性的意见和建议，王亚维、刘馨和夏龙等对文字的修改和格式的调整付出了辛勤的劳动，参与课题研究的其他许多老师和同学也为本书的出版做出了很大贡献，在此一并表示感谢。

由于作者水平有限，加上光学与热红外遥感土壤水分反演研究一直是国际定量遥感科学的难点，因此书中难免有不足，敬请读者和同行专家批评指正。

作 者

2016年5月

目 录

前言

第 1 章 绪论	1
1.1 研究背景	1
1.1.1 土壤水分研究意义	1
1.1.2 土壤水分遥感估算优势	1
1.2 光学与热红外土壤水分遥感反演研究现状	2
1.2.1 光学土壤水分遥感反演研究进展	2
1.2.2 热红外土壤水分遥感反演研究进展	4
1.2.3 光学与热红外结合的土壤水分遥感反演研究进展	6
1.3 存在的问题	8
第 2 章 基本概念与理论	10
2.1 基本概念	10
2.1.1 土壤及土壤水分相关基本概念	10
2.1.2 植被相关基本概念	12
2.1.3 基本气象因子	13
2.1.4 其他相关基本概念	14
2.2 光学遥感基本理论	15
第 3 章 光学与热红外空间信息的土壤水分反演	21
3.1 地表温度-植被指数特征空间概述	21
3.2 归一化土壤水分模型建模	22
3.2.1 Noah 模型介绍	22
3.2.2 极限温度求解	25
3.2.3 地表温度归一化	25
3.2.4 土壤水分利用率关系推导	26
3.2.5 土壤水分获取	27
3.3 归一化土壤水分模型分析	27
3.3.1 模型敏感性分析	27
3.3.2 适用性分析	29
3.4 本章小结	35
第 4 章 光学与热红外时间信息的土壤水分反演	37
4.1 地表温度-短波净辐射椭圆关系概述	37
4.2 基于时间信息的土壤水分模型原理	38
4.2.1 地表温度-短波净辐射椭圆关系模型的理论推导	38

4.2.2	地表温度-短波净辐射椭圆关系与土壤水分变化	39
4.3	基于时间信息的土壤水分模型建模	42
4.3.1	裸土土壤水分反演	43
4.3.2	植被覆盖条件下土壤水分反演	50
4.4	基于时间信息的土壤水分模型分析	60
4.4.1	土壤分层对表层土壤水分反演模型的影响分析	60
4.4.2	气象因子对表层土壤水分反演模型的影响分析	68
4.4.3	土壤水分反演模型对输入参数的敏感性分析	73
4.5	本章小结	74
第 5 章	土壤水分反演模型应用与验证	76
5.1	基于 HJ-1B 与 Landsat8 数据的土壤水分反演与分析	76
5.1.1	研究区与土壤水分实测数据	76
5.1.2	土壤水分反演模型的适用性研究	79
5.1.3	基于 HJ-1B 数据的土壤水分反演结果	83
5.1.4	基于 Landsat8 数据的土壤水分反演结果	86
5.2	基于 MODIS 数据的土壤水分反演与分析	87
5.2.1	研究区与数据	87
5.2.2	土壤水分反演模型系数的计算	90
5.2.3	理论干湿边获取	92
5.2.4	线性与非线性插值比较	92
5.2.5	土壤水分反演结果与验证	94
5.3	基于 MSG 数据的土壤水分反演与分析	95
5.3.1	研究区与土壤水分实测数据	95
5.3.2	欧洲第二代静止气象卫星数据	97
5.3.3	每天模型系数的获取	99
5.3.4	表层土壤水分反演结果与验证	102
5.4	基于 FY 数据的土壤水分反演与分析	104
5.4.1	研究区与数据	104
5.4.2	地表参数定量反演	107
5.4.3	表层土壤水分反演结果与验证	111
5.5	本章小结	113
第 6 章	总结与展望	114
6.1	主要研究成果	114
6.2	主要创新点	114
6.3	问题与展望	115
参考文献		118

第 1 章 绪 论

1.1 研究背景

1.1.1 土壤水分研究意义

水资源问题是维持可持续发展最应该优先考虑的问题，2002 年的世界可持续发展首脑会议、2003 年的第三届水论坛及联合国水资源联合会的世界水资源评估方案中都对这一点进行了确认。土壤水分是水资源中的重要组成部分，它决定了地表能量向显热和潜热转换的分配比例，以及地表水的下渗量和形成地表径流量的比例，进而控制着地表-大气之间能量和水量交换过程，对农业、气象、资源环境等领域的研究和应用起到了非常重要的作用。

作为一个地表系统中的关键参数，土壤水分是农业生产、气候变化和资源环境监测中必不可少的参数。在农业生产中，实时准确的土壤水分监测数据对农业灌溉、作物光合作用和养分吸收及产量预测等具有十分重要的指导作用（Wang *et al.*, 1998; Bastiaanssen *et al.*, 2000; Holzman *et al.*, 2014; Champagne *et al.*, 2015）；在气候研究和应用领域，土壤水分被认为是气候系统中一个重要的缓慢变量，它能够影响从几小时到多年时间尺度的气候变化（Seneviratne *et al.*, 2010; Guillod *et al.*, 2015），已成为全球气候变化研究中的一个具有决定性意义的焦点问题，从而被广泛关注和探讨（Henderson-Sellers, 1996; Falloon *et al.*, 2011）。早在 2010 年，世界气象组织（world meteorological organization, WMO）就将土壤水分列为全球气候观测系统研究中的一个基本气候变量（Karl *et al.*, 2010）。对于生态环境来说，土壤水分通常是影响和控制旱涝、水土流失等过程的重要因子（Dai *et al.*, 2004; Komma *et al.*, 2008; Ziadat and Taimeh, 2013）。

对土壤水分的研究起源于 20 世纪 60 年代，当时由于基础设备的限制和理论技术的不成熟，对土壤水分的研究探索还处于初级阶段，主要靠经验关系或是单点实测进行研究。到七八十年代，理论逐渐成熟及设备的进步，土壤水分已经作为一个重要参数，结合其他地表参量来进行综合研究。九十年代之后，由于遥感技术的兴起，人们逐渐将视线转移到能大面积监测地表的遥感技术上来，开创了土壤水分监测的新纪元。充分发挥遥感优势，创新土壤水分遥感反演理论，发展切实可行的区域土壤水分遥感反演方法，能够为区域尺度农业、气候和生态环境等领域提供可靠的土壤水分数据，具有十分重要的理论价值与实际意义。

1.1.2 土壤水分遥感估算优势

众所周知，传统获取土壤水分信息的方式主要依靠地面站点取样分析或用特定仪器

直接观测。具体的方法有称重法、土壤湿度计法、蒸渗法、电阻法和中子仪测定法等。虽然地面站点观测法测定的土层较多，深度较大，精度较高，可以不受大气、植被等影响，但样点的代表范围极其有限，以点代面，只能反映观测点周围极小范围内的土壤水分状况，无法扩展到模型网格尺度上，很难客观描述区域土壤水分的时空变化规律，且人力和财力消耗相当大。运用遥感数据反演，则能够获取土壤水分的区域信息，而且能够稳定获取长时间序列的土壤水分，成本也相对较低。国外利用遥感方法进行土壤水分反演的可行性研究始 20 世纪 60 年代末。20 世纪 70 年代以后，逐步开展了土壤水分遥感反演的应用研究。目前，遥感反演土壤水分的方法日益增多，并在干旱监测、环境变化以及水土流失等方面取得了可喜的成绩。例如，20 世纪 90 年代，我国在华北平原地区开展了基于陆地卫星 TM 数据的盐碱土分类、土壤水分估算研究，美国在“农业与资源航天遥感调查计划”中通过微波遥感监测土壤水分等。

1.2 光学与热红外土壤水分遥感反演研究现状

土壤水分遥感反演是基于不同土壤水分条件下土壤表面发射或反射电磁辐射能的差异发展而来的。在光学波段，遥感土壤水分反演主要是利用土壤的光谱反射特性，一般来说，当土壤水分较高时，地表反射率较低；在热红外波段，土壤水分通过影响地表的热特性，从而导致地表温度发生变化。本书将目前的光学与热红外土壤水分遥感反演分为三类：一是光学土壤水分遥感反演；二是热红外土壤水分遥感反演；三是光学与热红外结合的土壤水分遥感反演。

1.2.1 光学土壤水分遥感反演研究进展

遥感传感器在可见光-近红外波段接收的主要是来自地表对太阳短波辐射的反射信息。在此光谱区间内，不同的土壤水分会直接导致不同的光谱反射特征。早在 1925 年，Ångström 在观测实验中就发现了土壤反射率随着土壤水分的增大而减小这一规律。在此基础上，一些学者相继围绕土壤水分对土壤反射率的响应进行了研究。Bowers 和 Hanks (1965) 测量了短波范围内的土壤水分与土壤反射率，发现在整个测量波段范围内，土壤反射率随着土壤水分的增大而减小，而吸收率随着土壤水分的增大而增大。他们特别指出，在 $1.9\mu\text{m}$ 这个水分敏感的波段，土壤水分与土壤反射率的关系最好。此后，Bowers 和 Smith (1972) 测量了三种不同土壤质地对应的土壤水分在 $1.94\mu\text{m}$ 处的吸收率，发现用一个线性模型就能很好地表征土壤水分和吸收率的关系。这些发现虽然准确地指出了土壤水分与土壤反射率之间的关系，具有深远的意义，然而，受到当时研究条件的限制，这些工作大多只是通过实验研究定性地给出了土壤水分与土壤反射率之间存在的关系，并没有更加深入地探讨如何在自然条件下利用观测的反射率估算土壤水分。在这些实验和理论结果的基础上，Idso 等 (1975a) 在不同季节开展的大量野外实验的基础上，对裸土土壤水分与反照率的关系进行了深入的研究，其研究表明，消除太阳天顶角影响后的地表反照率与土壤水分之间呈现良好的线性关系，且这种线性关系是独立于季节的。Robinove 等 (1981) 在美国犹他州西南的一个沙漠试验站进行了一次为期四年的观

测试验,同时,他们还利用美国陆地卫星(Landsat)计划的多光谱扫描仪数据计算了同步的地表反照率,结果发现地表反照率与土壤水分之间存在较好的相关性。Liu等(2002)针对十种不同的土壤质地,研究了不同的土壤水分条件下土壤反射率与土壤水分的关系,结果表明,当土壤水分处于较低值时,土壤反射率随着土壤水分的增加而减少,而当土壤水分高于某个值时,土壤反射率反而会随着土壤水分的增加而呈现增大的趋势。Lobell和Asner(2002)在测量获取不同水分状况的四种土壤短波光谱的基础上,发现土壤反射率与土壤水分之间能用一种指数模型来表达。进而,他们采用蒙特卡罗分析法分析了土壤水分与反射率之间的关系,发现短波红外比近红外波段更适合于土壤水分的反演。Whiting等(2004)在深入分析土壤水分的吸收特征的基础上,建立了基于土壤水分高斯模型提取土壤反射率光谱的外包络线的方法,并用反向高斯分布函数进行拟合,进而根据对高斯函数中各参数和土壤水分之间的关系的分析,发现采用高斯模型可以较好地估算土壤水分。

不难看出,上述研究结论大多是基于裸土条件的实验观测数据和通过模型分析得到的。考虑到实际地表的复杂性和大气对短波信号的影响,基于土壤水分与土壤反射率的关系模型还鲜见有应用到遥感数据估算区域土壤水分的报道。由于植被生长状况能够在一定程度上反映土壤水分的状况,尤其是在干旱-半干旱地区,土壤水分对植被生长起着决定性的作用。因此,基于可见光-近红外波段反射率发展而来的植被指数,也是间接估算土壤水分尤其是进行干旱监测的较为常用的方法。其中,利用红光和近红外波段反射率计算得到的归一化植被指数(normalized difference vegetation index, NDVI)是一种较为简单且被广泛用来监测干旱或者土壤水分状况的植被指数。随着研究的深入,人们发现NDVI与土壤供水状况之间并不是一一对应的关系,其原因是NDVI不仅受到植物长势的影响,同时也受到土壤背景、大气状况、地形和光照等的影响。为尽量消除这些因素的影响,一些学者在NDVI的基础上,陆续提出了消除土壤背景影响的土壤调节植被指数(soil adjusted vegetation index, SAVI)和减小大气影响的增强型植被指数(enhanced vegetation index, EVI)等。然而,这些植被指数更多的意义仍然在于指示植被的生长状态,虽然它们在一定程度上能够反映干旱或者土壤水分状况,但在表征定量的土壤水分含量方面还远远不足。除此之外,一些学者还基于长时间序列的植被指数(如NDVI),陆续发展了植被状态指数(vegetation condition index, VCI)和距平植被指数(anomaly vegetation index, AVI)等,大量的研究表明,这些植被指数能够较好地反映区域土壤水分、干旱或者洪涝状况。尽管如此,这些要求长时间序列遥感数据的指数实际上只是通过植被的长势来判断一个时期内相对土壤水分状况,它们无论是从时间上还是空间上都与实际的土壤水分含量相去甚远。此外,需要注意的是,干旱是一个十分复杂的过程,其中涉及气象、水文等异常自然条件的累积,最后才通过植被的缺水现象表现在植被指数上,因此,土壤水分只是干旱这个复杂的过程中的一个因子而已。诸如VCI和AVI这类指数的意义仍然更多偏重指示“干旱”而非“定量的土壤水”信息。

除了植被指数之外,学者们还根据可见光-近红外波段反射率的组合发展了许多不同的指数来表征干旱或者土壤水分状况,如Wang和Qu(2007)根据一个近红外($0.86\mu\text{m}$)和两个短波红外($1.64\mu\text{m}$ 和 $2.13\mu\text{m}$)反射率提出的归一化多波段干旱指数(normalized

multi-band drought index, NMDI), Ghulam 等 (2007) 基于近红外和红外波段提出的改进的垂直干旱指数 (modified perpendicular drought index, MPDI) 以及 Zhang 等 (2013) 利用可见光和短波红外发展的干旱指数 (visible and shortwave-infrared drought index, VSDI) 等。与之前植被指数类似的是, 这些指数仍然只是一种表达土壤相对干湿状况的指标, 并不是真正的土壤水分含量。

1.2.2 热红外土壤水分遥感反演研究进展

热红外遥感是通过 3.5~14 μm 波段探测地表的热特性, 而与地表热特性密切相关的遥感地表温度反演技术的发展, 为热红外遥感反演土壤水分提供了有力的数据支撑。当前, 在热红外遥感土壤水分反演中, 热惯量法是最为常用的一种。热惯量是一种量度物质热惰性大小的物理量, 它是物质热特性的一种综合量度, 反映了物质与周围环境能量交换的能力, 即反映物质阻止热变化的能力。热惯量被定义为

$$P = (K\rho c)^{1/2} \quad (1.1)$$

式中, P 为热惯量, $\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{1/2} \cdot \text{K})$; K 为热传导率, $\text{J}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{K})$; ρ 为物质密度, g/cm^3 ; c 为物质比热容, $\text{J}/(\text{g} \cdot \text{K})$ 。

对大多数物质来说, 热惯量随着物质热传导率、密度和比热容的增加而增加。由于土壤热传导率和热容量等特性的变化在一定条件主要取决于土壤水分的变化, 因此土壤热惯量与土壤水分之间存在一定的相关性, 这也是利用热惯量反演土壤水分的物理基础。从宏观来看, 土壤热惯量具有反映土壤阻止土壤温度变化的能力, 它能够决定土壤温度日较差的大小, 因此有可能利用热红外遥感得到土壤温度日较差, 进而计算土壤热惯量。20 世纪 70 年代初, Watson 等 (1971) 与 Watson (1973) 基于一维热传导方程, 最早提出了从地表温度日较差推算热惯量的简单模式。在随后的研究中, Idso 等 (1976) 用地表温度日较差估算了土壤水分。Price (1977) 提出了一个简单的热惯量计算方法, 该方法假定潜热和显热及长波净辐射之和可以近似用地表温度的线性函数来表示, 根据能量平衡原理, 结合地表温度变化的傅里叶形式展开, 可以得到了一天内的地表温度变化曲线:

$$T(t) = \bar{T} + S_0 \tau (1 - A) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{C_n \cos(n\omega t - \phi_n)}{P(n\omega)^{1/2} [1 + \alpha^2 / n + \alpha(2/n)^{1/2}]^{1/2}} \quad (1.2)$$

式中, $T(t)$ 为 t 时刻的地表温度, K ; \bar{T} 为日平均地表温度, K ; S_0 为太阳常数 ($1367\text{W}/\text{m}^2$); τ 为大气透过率; A 为地表反照率; $\alpha = B/[P(\omega)^{1/2}]$, 其中 B 为包含空气湿度、风速等气象因素的综合参数, P 为热惯量, ω 是地球自转角速度; $\phi_n = \cot^{-1}[1 + \alpha(2/n)^{1/2}]$; C_n 是傅里叶展开级数, 可表示为

$$C_n = \frac{2}{\pi(n^2 - 1)} (n \sin nk \cos k - \cos nk \sin k) \quad (1.3)$$

式中, $k = \arccos(\tan \delta \tan \phi)$, 其中, ϕ 表示纬度, δ 表示赤纬。

根据地表温度的日周期变化形式 [式 (1.2)], 在地表反照率已知的条件下, 热惯量可以利用每天的温差 $\Delta T = T(t_1) - T(t_2)$ 进行计算, 即

$$P = \frac{2S_0\tau(1-A)}{\omega^{1/2}[1+\alpha^2+\alpha\sqrt{2}]^{1/2} \cdot \Delta T} \quad (1.4)$$

式中, $T(t_1)$ 和 $T(t_2)$ 分别为 t_1 和 t_2 时刻的地表温度, 这两个时刻的地表温度之差 ΔT 最好能够近似地描述地表温度的日变化幅度。例如, 可以将这两个时刻分别选在当地时间下午 1:30 和凌晨 1:30 左右。

在式 (1.4) 的基础上, 进一步对潜热和显热通量作一定的近似后, 保留一级傅里叶展开级数, 热惯量 P 可以表示为

$$P = \frac{2S_0\tau(1-A)C_1 / \sqrt{\omega}}{\Delta T} - \frac{1.3B}{\sqrt{\omega}} \quad (1.5)$$

式中, $C_1 = (1/\pi)[\sin \delta \sin \phi(1 - \tan^2 \delta \tan^2 \phi)^{1/2} \arccos(-\tan \delta \tan \phi)]$; B 是一个综合参数, 包含空气湿度、风速等气象因素的信息。

通过式 (1.5) 可知, 参数 B 是一个包含空气湿度、风速等气象因素的综合参数, 很难求解, 从而导致真实热惯量的求取非常困难。基于此, Price (1985) 简化了潜热蒸发的表达形式, 系统地总结了热惯量法及热惯量的遥感成像机理, 提出了表观热惯量的概念, 即

$$ATI = 1000\pi \frac{(1-A)C_1}{T(1330) - T(0230)} \quad (1.6)$$

式 (1.6) 增加的 1000π 是为了使 ATI 范围控制在 0~255。如果从卫星数据上可以得到地表反照率和最高最低温度, 根据式 (1.6) 便能够方便地得到 ATI。表观热惯量概念的提出, 使利用遥感图像获得区域热惯量成为可能。此后, 越来越多的研究者致力于遥感热惯量的获取, 从而使人们能够更方便地利用热惯量进行土壤水分反演。张仁华 (1990) 提出了考虑地表显热通量及潜热通量的热惯量模式, 该模式利用了地面定标的方法并充分利用了热像图的空间分布信息, 因而较大幅度地提高了估算土壤水分含量的精度。Xue 和 Cracknell (1995) 通过引入描述地表温度日变化的相位信息的参数, 发展了一种简单的真实热惯量模型, 该模型不需要知道地表综合参量 B , 只需要提供日最高气温出现的时间。针对 Xue 和 Cracknell (1995) 真实热惯量模型需要地面气象观测数据的缺点, Sobrino 和 El Kharraz (1999a, 1999b) 提出了利用一天四个时刻 (2:30, 7:30, 14:30 和 20:30) 的卫星数据计算真实热惯量的方法, 达到了仅用卫星数据计算热惯量的目的。刘振华和赵英时 (2006) 提出了一种改进的遥感热惯量模型, 只需要知道地表最高温度即可求得土壤热惯量, 改进的热惯量模型将地表潜热通量和地表显热通量引入热惯量模型中, 提高了对表层土壤水的反演精度。在利用表观热惯量反演土壤水分方面, Verstraeten 等 (2006) 基于时间序列的 MSG 数据获取了最大和最小表观热惯量, 提出了饱和土壤水分指数 (soil moisture saturation index, SMSI), 进而通过 SMSI 计算了土壤水分含量。Minacapilli 等 (2009) 基于高空间分辨率的机载光学和热红外数据首先计算得到表观热惯量, 进而用两种经验模型反演了土壤水分。Van doninck 等 (2011) 将 MODIS (moderate resolution imaging spectroradiometer) 数据计算的表观热惯量与 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) 土壤水分产品数据进行了相关分析, 结果表明,

在干旱-半干旱地区, 表观热惯量能够较好地表征土壤水分状况。Sohrabinia 等 (2014) 基于 MODIS 数据, 利用两种计算地表温度日较差的方法获得了表观热惯量, 并利用表观热惯量进行了土壤水分的反演。

热惯量法基于土壤的热特性, 物理意义明确。在热惯量的基础上简化而来的表观热惯量计算简单, 已经被广泛用来表征土壤水分状况。但是, 表观热惯量受到蒸发影响较大, 当蒸发明显时, 表观热惯量通常会失效, 不能替代热惯量。所以在表层土壤水分变化较大, 或者有一定量的植被覆盖情况下, 表观热惯量将不能使用。此外, 当前将热惯量或表观热惯量与土壤水分联系起来的方法仍然是传统的统计学方法和经验模型, 而这些经验模型并不是唯一的, 模型中的系数通常会随着土壤质地以及研究区的变化而变化, 这些都使热惯量法在区域土壤水分反演中受到了极大的限制。

除了热惯量法, 一些学者还基于热红外遥感反演的地表温度发展了许多能够表征土壤水分状况的指数, 如 Idso 等 (1981)、Jackson 和 Pinter (1981) 提出的作物水分胁迫指数 (crop water stress index, CWSI), Moran 等 (1994) 在 CWSI 基础上发展的水分亏缺指数 (water deficit index, WDI), McVicar 等 (1992) 发展的归一化温度指数 (normalized difference temperature index, NDTI), 以及王鹏新等 (2001) 建立的温度条件植被指数 (temperature condition index, TCI) 等。但总的来说, 这些指数得到的并不是定量的土壤水分, 它们更多的意义在于定性地表征地表相对干湿状况。

1.2.3 光学与热红外结合的土壤水分遥感反演研究进展

考虑到光学与热红外遥感在土壤水分反演中各具特色又各自存在一定的局限性, 学者们不断尝试将这两种信息结合起来进行土壤水分反演。而将光学遥感中这两种信息结合起来反演土壤水分, 也是当前遥感土壤水分反演中最为常用的一种。在这之中, 基于光学波段反射率发展的植被指数与基于热红外遥感反演的地表温度之间的散点形成的近似三角或者梯形形状的特征空间以及基于该特征空间发展的各种指数, 当前仍然在区域土壤水分反演, 尤其是在获取植被覆盖条件下土壤水分起到了十分重要的作用。

自 20 世纪 80 年代开始, 许多科学家陆续注意到了遥感反演的地表温度和植被指数的散点图呈现三角或者梯形的形状 (图 1.1), 并称之为温度/植被指数特征空间。他们基于生物物理学的分析, 将这种温度/植被指数特征空间与地表能量通量及土壤水分联系起来。Goward 等 (1985) 的研究表明, 利用温度/植被指数特征空间推导出的温度随植被指数的变化率具有表征土壤表面水分阻抗的能力。随后, Carlson 和 Buffum (1989) 在 Goward 等 (1985) 工作的基础上, 利用一个一维边界层模型对温度/植被指数特征空间进行了深入的探索, 他们发现土壤水分的变化可以用特征空间中的一系列等值线来描述, 而土壤水分则可以被表达成温度和植被指数的函数。Carlson 等 (1990, 1995) 进一步研究了温度在不同的植被覆盖情况下对土壤水分变化的敏感性, 结果表明, 在裸土条件下, 温度对土壤水分变化的敏感性远远大于植被覆盖地区, 该结论同时也证实了温度/植被指数特征空间中关于温度对土壤水分的敏感性的假设。在这之后, 许多科学家从不同尺度的空间数据出发, 证明了温度/植被指数的三角特征空间可能具备表征土壤水分有效性 (M_0) 的能力。

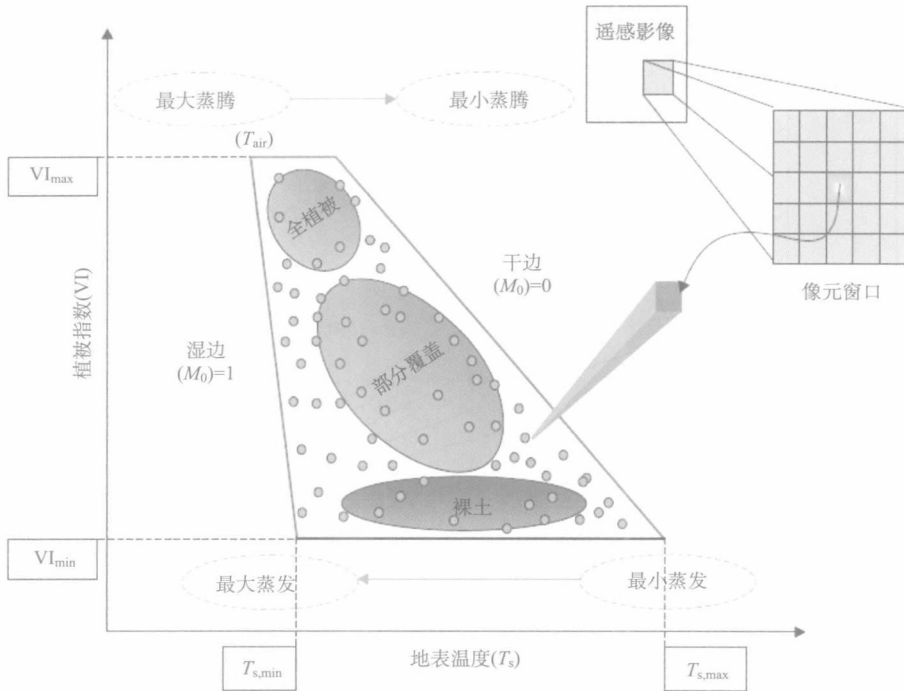


图 1.1 温度/植被指数特征空间的物理基础和描述 (Petropoulos *et al.*, 2009)

基于地表温度与植被指数特征空间, Nemani 等 (1993)、Goetz (1997) 和 Goward 等 (2002) 均发现地表温度与植被指数的斜率与土壤水分呈负相关, 并强调了从温度/植被指数特征空间获取土壤水分信息的可行性。在此基础之上, 众多学者陆续开展了利用遥感数据和温度/植被指数特征空间进行蒸散发 (蒸发比) 和土壤水分反演的研究。其中, 当前应用最广泛的当属在地表温度与归一化植被指数的斜率与土壤水分呈负相关关系的基础上发展而来的温度植被干旱指数 (temperature vegetation dryness index, TVDI)。Sandholt 等 (2002) 认为地表温度/归一化植被指数特征空间中存在一系列的土壤水分等值线, 这些等值线是不同土壤水分条件下地表温度与归一化植被指数的斜率。在 Sandholt 等 (2002) 的定义中, 湿边被认为是一条与 X 轴平行的直线, 而干边则是利用不同植被指数对应的最大温度拟合得到, 图 1.2 为计算 TVDI 的示意图。该指数假设土壤水分是温度变化的主要来源, 而且 TVDI 与土壤水分的关系主要受热惯量和蒸发的影响。作为一个无需地面辅助数据, 直接通过遥感数据就能直接获取的干旱指数, TVDI 被广泛地用来反演区域土壤水分和评价干旱状况。虽然 TVDI 理论相对成熟, 简单易行, 能够从遥感数据上提取主要的信息, 但是它对下垫面要求较为苛刻, 且干湿边的确定还有待于进一步深入研究。与其他光学和热红外遥感土壤水分反演方法类似的是, TVDI 仍然只是一种地表相对干湿的指标, 而不是定量的土壤水分含量。

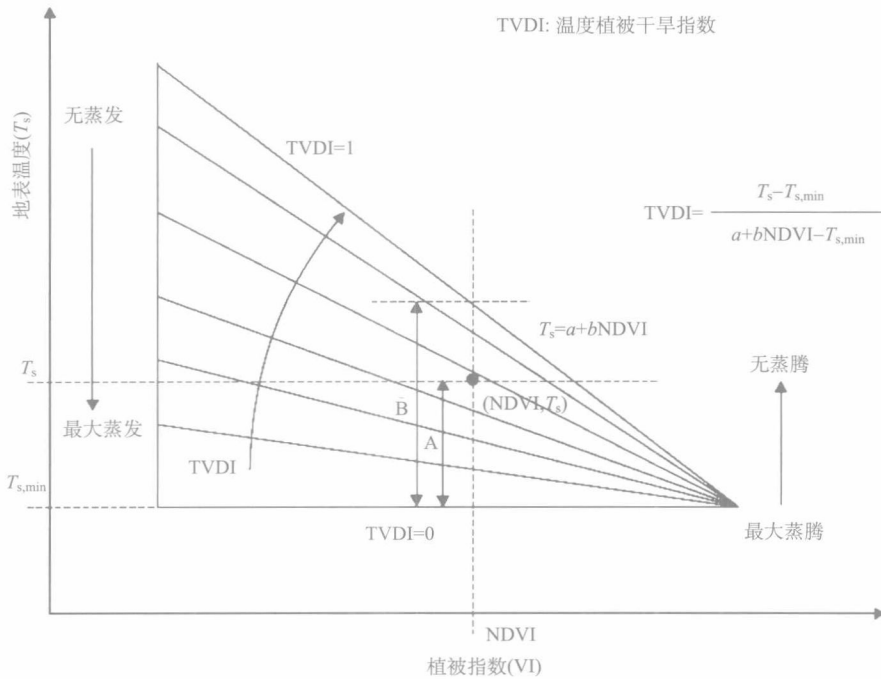


图 1.2 TVDI 计算示意图 (Sandholt et al., 2002)

1.3 存在的问题

针对上述光学与热红外土壤水分遥感反演研究现状，以及各相关研究和应用领域对土壤水分的实际需求，土壤水分遥感反演目前还存在以下亟须解决的主要问题。

1) 在理论方法研究中，尚没有构建能够直接反演自然地表非均一植被与土壤质地条件下土壤水分的光学与热红外遥感模型

现有基于光学与热红外遥感光谱或空间信息的土壤水分反演方法，并不能“直接”反演土壤水分，而只是获取表征土壤相对干湿状况的参数；要反演区域土壤水分，目前通常需要建立这些遥感反演的干湿状况参数与地面土壤水分观测值之间的统计关系，或者需要知道下垫面土壤质地等辅助信息来建立经验模型。需要强调的是，这些遥感反演的干湿状况参数往往也是与土壤质地耦合在一起的。例如，常用的热惯量与土壤水分之间的经验关系的系数随着土壤质地的变化而变化；基于地表温度-植被指数特征空间计算的土壤水分实际上是一种人们常说的“有效土壤水分”，其可以视为土壤体积含水量与田间持水量的比值。我们知道，区域尺度上准确的土壤质地信息往往难以获取，如何在不需要知道下垫面土壤质地等信息前提下，建立能够从遥感信息直接反演各领域所迫切需求的土壤体积含水量，成为当前光学与热红外土壤水分遥感反演的热点和难点。另外，由于植被的影响，当前基于光学与热红外遥感光谱或空间信息的土壤水分反演方法大多存在一定的局限性，如热惯量法仅仅适用于裸土和低植被覆盖条件，将蒸发比转化为土壤水分的经验公式一般更适合裸土和浅根植物覆盖地区。光学与热红外遥感在不同下垫

面条件下接收到的反映土壤水分状况的信息存在较大差异,这也直接导致在裸土和植被覆盖条件下土壤水分反演的物理机理不同,从而很难发展和建立具有统一形式和物理机理的方法直接进行自然地表条件下土壤水分的定量遥感反演。总而言之,深入开展光学与热红外土壤水分遥感反演的理论方法研究,建立能够直接反演自然地表非均一植被与土壤质地条件下土壤水分的遥感模型,是一个亟须解决的问题。

2) 在区域尺度应用实际中,尚缺乏较高空间分辨率的遥感土壤水分产品

虽然近几十年来土壤水分遥感反演方法与模型研究取得了一些重要成果,但是当前仅有微波遥感能够提供直接可用的土壤水分产品。然而,这些产品的精度仍然有待更为深入的分析 and 验证。除此之外,基于被动微波的土壤水分产品的空间分辨率通常为几十千米的级别,而多数相关应用领域对土壤水分数据的空间分辨率要求为 1~10km。被动微波土壤水分产品较粗的空间分辨率决定了其更适合于全球尺度的研究,而很难在较小的区域尺度研究中发挥良好的作用。因此,充分利用具有更高空间分辨率的光学与热红外数据发展可靠的土壤水分产品,具有十分重要的科学价值与实际意义。尤其是在理论方法研究的基础上,解决土壤水分遥感反演模型应用和土壤水分产品生产中的难题,使其真正达到“可用”和“好用”的目的,为区域尺度农业、气象和生态环境等领域提供可靠的土壤水分数据,具有十分重要的科学意义和应用价值。

第 2 章 基本概念与理论

2.1 基本概念

2.1.1 土壤及土壤水分相关基本概念

1. 土壤质地

土壤质地是指土壤颗粒大小的变动范围，具体来说就是指某一土壤颗粒大小分布或者各种大小颗粒的相对比例。土壤质地是土壤的一个稳定的自然属性，也是最常用的描述土壤物理特性的属性之一。

2. 土壤质地分类

土壤质地分类是按照土壤颗粒组成的相对比例对土壤所作的分类，如砂土、壤土和黏土等。联合国粮农组织（Food and Agriculture Organization, FAO）定义的土壤质地分类见表 2.1。

表 2.1 FAO 土壤质地分类

序号	砂土/%	壤土/%	黏土/%	土壤质地
1	92	5	3	砂土
2	82	12	6	壤质砂土
3	58	32	10	砂质壤土
4	17	70	13	粉质壤土
5	10	85	5	粉土
6	43	39	18	壤土
7	58	15	27	砂质黏壤土
8	10	56	34	粉质黏壤土
9	32	34	34	黏壤土
10	52	6	42	砂质黏土
11	6	47	47	粉质黏土
12	22	20	58	黏土

3. 土壤孔隙度

土壤孔隙度是指单位土壤中孔隙体积所占的比例，它表示土壤的疏松程度，与土壤质地有关。

4. 土壤含水量

土壤含水量是土壤绝对水量相对于土壤的一些特性指标(如固相质量、土壤总体积、土壤空隙体积、土壤总质量、土壤固相容积等)的比值。几种常用的土壤含水量定义和表示方法如下。

1) 质量含水量

质量含水量 (θ_m) 通常也称为重量含水量, 是指土壤中所含水的质量 (m_w) 与干土质量 (m_s) 的比值, 可以表示为

$$\theta_m = \frac{m_w}{m_s} \quad (2.1)$$

2) 体积含水量

体积含水量 (θ_v) 是指土壤中水所占的体积 (V_w) 与土壤容积 (V) 的比值, 可以表示为

$$\theta_v = \frac{V_w}{V} \quad (2.2)$$

体积含水量消除了土壤中三相介质密度的差异, 更能直观地反映土壤水分的存在状况, 因此在实际生活中比质量含水量的应用更加广泛。体积含水量和质量含水量可以通过式 (2.3) 进行转换, 即

$$\theta_v = \frac{\rho_b}{\rho_w} \theta_m \quad (2.3)$$

式中, ρ_b 是土壤容重, ρ_w 是水的密度。

3) 饱和度

饱和度 (s) 是指土壤水的体积 (V_w) 与土壤空隙总体积 ($V_w + V_g$) 的比值, 可以表示为

$$s = \frac{V_w}{V_w + V_g} \quad (2.4)$$

对于非膨胀性土壤来说, 土壤的饱和体积含水量与土壤孔隙度相等, 则饱和度也可以表示为

$$s = \frac{\theta_v}{\theta_s} \quad (2.5)$$

式中, θ_s 是土壤的饱和体积含水量或者孔隙度。

5. 凋萎系数

凋萎系数是指生长在湿润土壤上的作物经过长期的干旱后, 因吸水不足以补偿蒸腾消耗而叶片萎蔫时的土壤含水量。