

硕士学位论文

荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分时空异质性研究

Spatial and temporal heterogeneity research of soil moisture of patches vegetation in desert oasis ecotone

作者姓名： 樊立娟
学科、专业： 水文学及水资源
学 号： 0212112
指导教师： 胡广录
完成日期： 2015年4月

兰州交通大学
Lanzhou Jiaotong University

摘 要

黑河中游荒漠绿洲过渡带地处中国内陆西北干旱区，在全球气候变化的大背景下，在特殊的地理位置和气候环境的控制下，该区域降水稀少且季节性分配不均匀，蒸发量较大，水资源严重短缺是干旱地区最明显的环境特征，也是制约该地区经济与社会发展的主要瓶颈之一。过渡带上天然植被呈斑块状分布格局。近年来，随着黑河调水计划实施、工农业用水需求的日益增加以及人类活动的破坏，该过渡带出现植被退化、枯萎，甚至死亡的现象，生态环境逐步恶化，表层土壤风蚀严重，从而导致周边沙尘暴频率增多。过渡带生态系统的这种脆弱性和不稳定性，就决定了土壤水分状况是该系统的重要生态因子。土壤水分是连接地气之间的纽带和中心环节，参与水分循环和能量、动量交换等陆面过程，是气候系统和生态系统中不可缺少的关键参数。尤其是对于干旱荒漠区而言，土壤水分是表征干旱区土壤状况的一个至关重要的指标，影响着植被的生长与恢复、分布格局以及演变过程，同时可以反映和解释区域土壤风蚀化程度。

土壤水分由于受下垫面类型、气候环境、土壤质地、地形地貌、人类活动等众多因素综合作用的影响，在时间上和空间上都具有高度的异质性。本研究采用三种方法从三个不同尺度对黑河中游荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的时空异质性进行研究。第一，在样方尺度上（面积为 $340\text{m} \times 300\text{m}$ 样方， $40\text{m} \times 40\text{m}$ 等间距布样），结合统计学和地统计学方法，对典型样方 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土层土壤水分的空间异质性组成、程度、尺度、变异函数及自相关性进行了定量分析；第二，在单点尺度上，在一定的初始条件和边界条件下，应用 Hydrus-1D 模型对该过渡带两种下垫面类型下，裸土样点和有植被样点处各层土壤水分在时间序列上的动态变化进行模拟，探究典型样点处各层土壤水分随时间的变化特性，并用野外实测的土壤水分数据进行验证，探究 Hydrus-1D 模型对该斑块植被区典型样点土壤水分在时间变化上的模拟效果，获得相应的模型参数，为向区域尺度推广和应用奠定基础；第三，在区域尺度上，利用同期 MODIS 数据，采用热惯量的方法反演该过渡带斑块植被区表层土壤含水量，探究区域尺度表层土壤水分在时空上的变异特征，并用实测的土壤含水量数据进行验证。研究结果如下：

(1) 通过描述性统计分析，在样方上随着土壤深度的增加，该过渡带斑块植被区土壤水分含量均值呈现逐渐增加的趋势；且 5 层土壤水分含量的变异都属于强变异性，尤其是土层 20cm 土壤含水量的变异系数最大，达到了 159.62%。

(2) 通过地统计学方法的分析，样方 5 层土壤水分含量的空间异质性特征有明显差异。5 层土壤水分空间变异的变程在 $45.5\text{m} \sim 119.4\text{m}$ 范围之间变化；10cm、20cm、40cm

土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型均为指数模型，而 60cm 和 80cm 土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型为球状模型。5 层土壤水分含量的块金系数都小于 25%，表明该荒漠绿洲过渡带斑块植被区样方土壤水分的空间异质性由随机因素引起变异的比例较小，主要由结构因素引起；样方范围较小，气候条件和立地条件基本相同，植被的斑块状分布格局是驱动该典型样区土壤水分空间异质性的主要因素。

(3) 在典型样方垂直梯度上，5 层土壤水分含量的全局空间自相关 Moran's 系数均为正值，说明各层土壤水分均具有空间正相关性，并且具有空间集聚特征；土层 60cm 土壤水分具有较为强烈的空间集聚性且其空间集聚特征较其它土层更为明显。

(4) IDW 和 Kriging 两种插值方法得到的各土层空间上土壤水分含量的预测结果趋势基本相同，但 IDW 插值法由于受土壤水分极值的影响出现了“牛眼”现象；通过比较评价指标和插值预估图而言，Kriging 插值精度较 IDW 插值精度高，插值图也较平滑。

(5) 在单点尺度上，通过 Hydrus-1D 模型对该斑块植被区两种下垫面类型下，两个典型样点处不同土层土壤水分含量随时间动态变化进行模拟，结果表明，无论在裸地单点处还是在有植被区单点处，模拟出的不同层土壤水分含量动态变化趋势与实测值的变化趋势基本一致，相关系数 R^2 均大于 0.52，均方根误差 (RMSE) 和相对误差 (RE) 都控制在较小的范围内，Hydrus-1D 模型能较好的模拟该斑块植被区土壤水分随时间的动态变化规律。

(6) 在区域尺度上，利用 MODIS 数据，采用热惯量方法对该斑块植被区表层土壤水分含量进行反演，在建立热惯量与土壤含水量关系模型的基础上，对比线性、指数、幂函数模型，发现指数函数对土壤含水量反演的相关性较高，反演的表层土壤水分与实测的土壤水分之间的误差较小，热惯量反演表层土壤含水量的应用为干旱荒漠区获得大范围长时间序列的土壤水分资料提供一种有效而可行的方法。

研究结果能更深入的认识该典型区域土壤水分的空间分布状况和时间变化规律，为区域植被分布格局、土壤风沙侵蚀的防治等研究提供理论基础；为该区域生态植被修复、维护绿洲生态环境安全以及合理利用水资源提供可借鉴的理论依据。同时为该典型区域获得大范围和长时间序列的土壤水分资料提供有效可行的方法。

关键词：荒漠绿洲过渡带；斑块植被；土壤水分；时空异质性

论文类型：应用基础研究

Abstract

The desert oasis ecotone in the middle reaches of Heihe river is located in the northwest arid area of inland China, In the backdrop of the global climate change, and under the control of special geographical position and climate environment, this research area the precipitation is scarce and distributed uneven with the season change, but evaporation is larger, so serious shortage of water resources is the most obvious environmental characteristics in arid regions. And it is one of major bottleneck restricting economic and social development in the region. natural vegetation show patch shape distribution pattern in this desert oasis ecotone. In recent years, along with the Heihe water diversion project implementation, industrial and agricultural water demand increased and destruction of human activities, this area appeared vegetation degradation, withered, even death phenomenon. And ecological environment gradually deteriorating, surface soil wind erosion is serious, surrounding the sandstorm frequency increasing. The fragility and instability of this ecological system, determines the status of soil moisture is an important ecological factor in this desert oasis ecotone. Soil moisture is the bond and central link between the earth and the atmosphere, participate in the water cycle, energy and momentum exchange land surface process, also is an indispensable and key parameter of the climate system and the ecological system. Especially in arid desert area, the soil moisture is a crucial indicator of soil condition, Affects the growth and recovery of vegetation, distribution pattern and evolution process, at the same time can reflect and explain the degree of soil wind erosion in a region.

Soil moisture influenced by numerous factors, have a high degree spatial and temporal heterogeneity. The factors include the underlying surface types, climate, soil texture, topography, human activities and so on. This study used three methods from three different dimensions study the spatial and temporal heterogeneity of soil moisture in the middle reaches of Heihe desert oasis ecotone vegetation patches. First, in the quadrat scales(The area is 340m * 300m ,40m * 40m spacing pattern), combined with statistics and statistical methods, quantitative analysis the soil moisture spatial heterogeneity level, scale, composition, variation function and correlation of typical samples 10 cm, 20 cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm soil. Second, in the single point scale, under certain initial and boundary conditions, using Hydrus-1D model to simulate the dynamic changes in the time series of soil moisture content in the transition zone of the typical samples (bare soil sample and vegetation sample). Explore the each layer variation characteristics of soil moisture content with time of typical point, and tests it by the measured soil moisture data. Explore the simulation results of Hydrus-1D model. And obtain the corresponding model parameters, Which lay the foundation for the popularization and application of the regional scale. Third, in the regional scale, using the

MODIS data and the method of thermal inertia estimate surface soil water content of patches vegetation. Explore the regional scale surface soil moisture variation characteristics in time and space. And tests it by the measured soil moisture data. The study results are as follows:

(1) Through the descriptive statistical analysis, with the increase of soil depth, average soil moisture content of the patches vegetation in desert oasis ecotone shows the tendency of increase gradually. Variation of the five layers soil water content are the strong variability, especially the 20cm soil moisture content, the coefficient of variation is the largest, which reached 159.62%.

(2) Through the geostatistical analysis, the spatial heterogeneity of 5 layers soil moisture content has obvious difference. The change range of 5 layers soil moisture of spatial variability between 45.5m ~ 119.4m. The best fitting theoretical model of 10cm, 20cm, and 40cm soil moisture content was exponential model, However, the best fitting theoretical model of 60cm, 80cm soil moisture content was spherical model. The coefficient of nugget of 5 layers soil moisture content are less than 25%, show that the spatial heterogeneity of 5 layers soil moisture of the patches vegetation in desert oasis in smaller proportion by random factors, mainly caused by structural factors, Quadrat area is small, the climate and site conditions are basically the same, patchy distribution pattern of vegetation is the main driving factors of the typical spatial heterogeneity of soil moisture.

(3) In the vertical gradient of typical quadrat, The Moran's coefficients of global spatial autocorrelation of 5 layers soil moisture content were positive, Shows each layer of soil moisture has positive spatial correlation, and has the characteristics of spatial agglomeration; Soil 60 cm soil moisture has relatively stronger spatial agglomeration and its characteristics of spatial agglomeration is more obvious than other soils.

(4) The each lay soil moisture content spatial prediction results are basically the same trend of the interpolation method of IDW and Kriging. But the IDW interpolation method is affected by the soil moisture extreme appeared "bull's-eye" phenomenon. By comparing the evaluation index and the interpolation prediction map, Kriging interpolation accuracy much higher than IDW interpolation accuracy, and interpolation map is smooth.

(5) In the single point scale, Through the Hydrus-1D model simulated different soil layers soil moisture content dynamic change with time of two typical sample points under the two types of underlying surface. The results show that, whether in the bare single point or in a single point of vegetation area, the change trend of stimulated different layers soil moisture content are basically the same with the measured values. The correlation coefficient R^2 are greater 0.52. The root mean square error (RMSE) and relative error (RE) are controlled in a small range. So the Hydrus-1D model can better simulate soil moisture dynamic change with the time of the patches vegetation in desert oasis ecotone.

(6) In the regional scale, using the MODIS data and the thermal inertia method estimated surface soil water content of patches vegetation. Based on the establishment of thermal inertia and the soil moisture relation model. Compared linear, exponential and power function model, found that the exponential function has a high correlation of soil moisture estimation. And the error between estimated values of surface soil moisture and measured values is lower. The application of the thermal inertia to estimate surface soil moisture, providing an effective and feasible method for the arid desert area to obtain a wide range and long time series soil moisture data.

The research results can be more in-depth understanding spatial distribution and time variation characteristics of the typical regional soil moisture. And lay the foundation for the study of distribution pattern of vegetation and soil wind erosion control of typical region. And also provide a theoretical basis for the regional vegetation restoration, maintenance of environmental security and the rational use of water resources. At the same time, the research results also provide an effective and feasible method for the typical region to obtain a wide range and long time series soil moisture data.

Key Words: desert oasis ecotone; patches vegetation; soil moisture; spatial and temporal heterogeneity

目 录

摘 要.....	I
Abstract.....	III
1 绪 论.....	1
1.1 研究背景及意义.....	1
1.2 国内外的研究进展.....	3
1.2.1 地统计学在土壤特性研究中的进展.....	3
1.2.2 土壤水分模型的研究现状.....	5
1.2.3 遥感反演土壤水分的研究进展.....	6
1.3 本研究的主要研究内容及技术路线.....	7
1.3.1 主要研究内容.....	7
1.3.2 技术路线.....	7
2 研究区概况及数据来源.....	9
2.1 研究区概况.....	9
2.2 数据的来源或采集.....	10
2.2.1 样方采样点布设、数据采集及数据处理.....	10
2.2.2 单样点数据测定.....	11
2.2.3 遥感验证数据的采集.....	11
3 荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性.....	13
3.1 空间异质性简介.....	13
3.2 空间异质性的分析方法.....	13
3.2.1 空间变异分析方法.....	13
3.2.2 空间自相关分析.....	15
3.2.3 空间插值预测方法.....	16
3.2.4 空间插值精度评价指标.....	17
3.3 不同层土壤水分的空间变异特征分析.....	17
3.3.1 不同层土壤水分的描述性统计特征.....	17
3.3.2 不同层土壤水分的空间异质性特征分析.....	19
3.3.3 土壤水分空间异质性尺度效应.....	21
3.3.4 土壤水分空间自相关分析.....	22
3.3.5 各层土壤水分两种插值方法对比.....	24
3.4 本章小结.....	26

4	Hydrus-1D 模型对典型样点土壤水分的时间动态模拟	28
4.1	Hydrus-1D 模型介绍及应用	28
4.1.1	Hydrus-1D 简介	28
4.1.2	Hydrus 模型在土壤水分中的应用	28
4.2	模型原理	29
4.2.1	水分运移方程	29
4.2.2	土壤水分特征曲线基本参数	29
4.2.3	根系吸水模型	30
4.3	模型的参数率定	30
4.3.1	模型基础参数确定	30
4.3.2	模型初始条件设置	32
4.3.3	模型边界条件设置	33
4.3.4	模型验证指数	33
4.4	模型模拟结果分析及精度验证	34
4.4.1	裸地单点各层土壤含水量随时间变化特征	34
4.4.2	植被区单点各层土壤含水量随时间变化特征	37
4.5	本章小结	40
5	热惯量法反演表层土壤水分	41
5.1	热惯量方法	41
5.2	数据的选择及预处理	42
5.2.1	遥感数据的选择	42
5.2.2	MODIS 数据的获取及预处理	42
5.2.3	数据预处理	43
5.3	土壤含水量模型的建立	44
5.3.1	反演地表温度日较差	44
5.3.2	反演地表反照率	44
5.3.3	反演研究区热惯量	45
5.3.4	建立热惯量与土壤含水量关系模型	46
5.4	热惯量反演土壤含水量验证	48
5.5	本章小结	51
6	结论及展望	52
6.1	结论	52

6.2 存在的问题.....	53
6.3 展望.....	53
致 谢.....	54
参 考 文 献.....	56
附录 A 附录内容名称.....	62
攻读学位期间的研究成果.....	63

1 绪 论

1.1 研究背景及意义

中国西北干旱区深居内陆，远离海洋，属于大陆性干旱气候，在特殊的地理位置和气候环境的限制下，该区域水资源短缺，是全球环境变化的敏感区之一^[1]。水资源严重短缺是干旱地区最明显的环境特征，也是制约该地区经济与社会发展的主要瓶颈之一^[2~3]。近年来为了满足社会、经济的持续发展，农业、工业及生活用水的需求不断增加，另外，随着全球气候变化和人类活动的影响，干旱区的生态环境质量日益下降并遭到严重的破坏，需要耗费一定的水资源来维持和恢复脆弱的生态环境，以至于干旱区水资源问题尤为突出。如果对西北干旱地区的水资源不加以合理的调配和有效、持续的利用，不仅会影响该区域的发展，还会影响我国社会整体的发展。

干旱区荒漠绿洲过渡带是处于荒漠生态系统和绿洲生态系统之间的缓冲带，在两种生态系统的双重影响下，该过渡带属于典型的生态交错带，它是维护绿洲稳定性的前沿阵地，也是减轻荒漠对绿洲压力的外围防护带^[4]。荒漠绿洲过渡带在保护生物多样性、抑制土地荒漠化和维护绿洲稳定性方面起着极其重要的作用^[5]。植被斑块状格局是在干旱区生态过程和水文过程长期共同作用下形成的分布状态，也是西北干旱区一种常见的、相对稳定的植被存在形式^[6]。黑河中游荒漠绿洲过渡带由于受地理条件和气候条件的限制，降水稀少，且季节分配不均匀，蒸发强烈，过渡带上天然稀疏植被的覆盖度较低，而且大多以斑块状的形态分布。所以斑块植被是黑河中游荒漠绿洲过渡带典型的植被分布特征。通过阅读近几年关于荒漠绿洲过渡带的研究文献，并在野外进行实地的调查与观测发现，黑河中游荒漠绿洲过渡带出现植被退化、枯萎甚至死亡的现象，生态环境严重脆弱，表层土壤风蚀严重，从而导致周边沙尘暴频率增多，如果不维护和恢复脆弱的生态环境，进而会威胁绿洲的稳定性，危害人类生存环境的安全。考虑导致其变化的原因，除了受全球气候变化的影响和大陆性干旱荒漠气候的控制外，主要原因可能还是从2001年7月黑河调水后，中游的用水量减少，灌溉用水由650~750m³/亩调整为450~550m³/亩后^[7]，致使地下水的下渗也减少。而黑河中游荒漠绿洲过渡带水分来源的主要途径是天然降水和地下水补给，过渡带降水稀少，且季节性分配不均，所以，该过渡带植被主要是靠吸收地下水来维持生命活动，地下水位下降导致过渡带植被根系赖以汲取的水分减少，从而出现斑块植被逐渐枯萎甚至死亡的现象，以及生态环境逐步恶化的态势。荒漠绿洲过渡带生态系统的脆弱性和不稳定性，就决定了土壤水分状况是系统重要的生态因子，与系统的水文过程和生态过程都有着直接或间接的联系^[8]。在全球范

围土壤水分是连接生物圈和大气圈的中心环节和重要纽带，是气候系统和生态系统研究中不可或缺的关键参数^[9]。特别是对干旱荒漠区而言，土壤水分是表征干旱区土壤状况的一个至关重要的物理量，是反映干旱区植物生长与恢复、植被的分布格局以及区域土壤侵蚀防治过程的重要生态因子，同时能反映和解释区域风沙活动；因为土壤水分含量的多少和分布状况，直接影响着区域固沙植被的分布格局，固沙植被的分布状况又影响着地表土壤的风沙侵蚀程度，因此，土壤水分对区域生态系统稳定、结构和功能正常发挥起着至关重要的作用。土壤水分由于受下垫面类型、气候环境、土壤质地、地形地貌、人类活动等众多因素的综合作用的影响，在时间上和空间上都具有高度的异质性^[10-11]。

土壤水分资料的时空化是目前需要迫切解决的问题，近年来国内外学者对土壤水分空间变异性和时间变化性的研究主要集中在以下几个方面：1) 在传统统计学的基础上结合地统计学，对土壤水分在时空上的变异特性进行研究。2) 对引起土壤水分时空变异的因素进行探究，找出主导因素和次要因素。3) 利用分布式水文模拟研究土壤水分时空动态变化的规律。4) 应用遥感卫星数据产品，反演土壤水分。虽然对干旱区土壤水分的研究较多，但是对干旱区典型斑块植被区土壤水分时空变异的研究鲜见报道，本研究采用三种方法从三个不同尺度对黑河中游荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的时空异质性进行探究。第一，在样方尺度上（面积为 340m×300m 样方，40m×40m 等间距采样），结合统计学和地统计学方法对该过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性特征进行研究；第二，在单点尺度上，在一定的初始条件和边界条件下，应用 Hydrus-1D 模型对该过渡带典型样点处（裸土样点和有植被样点）垂直剖面上各层土壤水分随时间的变化进行模拟，并用野外实测的土壤水分数据进行验证，探究 Hydrus-1D 模型对该过渡带斑块植被区土壤水分模拟效果，同时利用均方根误差（RMSE）、相对误差（RE）和决定系数（ R^2 ）指标对模拟结果进行评价分析，为 Hydrus 模型向区域尺度的推广和应用提供依据；第三，在区域尺度上，利用热惯量的方法反演该过渡带表层土壤含水量，并用实测的土壤含水量数据进行验证。由于样地范围较小，区域内土壤的微地形变化不显著，且气候条件和立地条件基本相同，没有对该典型区域土壤水分变异的影响因素进行探究。研究结果能更全面深入的认识该典型区域土壤水分的空间分布状况和时间变化规律，为区域植被分布格局、土壤风沙侵蚀的程度等研究提供理论基础；同时为该区域获得大范围和长时间序列的土壤水分资料提供有效可行的方法。

1.2 国内外的研究进展

1.2.1 地统计学在土壤特性研究中的进展

地统计学 (Geostatistics), 也称地质统计学, 是由法国著名统计学家 G.Matheron 在 20 世纪 60 年代率先创建的, 它的雏形是南非采矿业在矿藏勘察使用中所依据的矿产品位和储量估算方法, 在此基础上, G.Matheron 经过了大量的理论研究和实际研究, 实现了传统统计学方法与地统计学方法的相结合, 形成了一门新的统计学分和支, 即地统计学。它以区域化变量为研究对象和理论基础, 以变异函数和克里格插值为关键函数和有效工具, 对那些在空间分布上有随机性和结构性变异的系统属性进行研究的科学。不仅能够反映各种变量在空间上的分布特征, 还能够定量化的描述变量在空间上的变异程度和自相关尺度的大小, 还能够有效的解释变量空间格局对生态过程与功能的影响^[12]。

目前, 在系统属性空间分布特征及变异规律的研究中, 地统计学是被公认的有效方法之一^[13]。土壤属性 (机械组成、土壤水分含量、土壤盐分、容重、水力传导度、土壤养分等) 空间变异性的研究成为热点问题之一, 许多国内外学者对土壤属性空间变异性的研究非常的关注和重视, 并取得了很丰硕的成果。

Douaik 在 2004 年在对匈牙利东部的田间土壤盐分的空间变异特征研究中就应用了地统计方法, 且证明了该方法是非常可行的^[14]。Webster 在 1980 年将地统计学方法应用到土壤特性空间变异性的分析中, 并利用克里金插值绘制了土壤特性的分布图^[15]。McBratney 在 1998 年通过对北苏格兰土壤分布的空间变异特性的分析, 发现在一定尺度上土壤颜色呈现强空间相关性特征, 但是同尺度条件下土粒大小的相关性很小, 并利用此结论与土壤实地测量数据对比发现地统计学在土壤分类具有较好的适用性^[16]。Greenholtz 在 1988 年通过对土壤水分因子的空间变异性分析, 发现除了饱和导水量空间异质性不符合指数模型外其余土壤特性都符合指数模型^[17]。Riru 在 1991 年引入土壤砂粒含量为辅助变量, 利用协克里金空间插值方法对区域土壤有效水含量进行预估^[18]。Tsegay 在 1998 年通过对精耕农田土壤的物理属性空间变异性分析, 得出农业耕作会影响土壤物理属性的空间异质性^[19]。Brain 在 2001 年通过对比 3 种不同的模型在对土壤空间变异性适用性, 发现克里格插值方法可以的对土壤空间自相关性进行分析^[20]。

国内学者 80 年代初期开始把地统计学引入土壤特性的研究中, 并取得了很多具有科学意义的成果。祖皮艳木·买买提应用地统计方法结合 GIS 技术对于田绿洲典型区土壤盐分及盐渍化的空间分布格局进行了相关研究, 结果表明该区域土壤类型属于重度盐渍化, 且呈现一定的盐分表聚趋势, 研究结果为该区域治理改良盐渍化奠定基础^[21]。李建辉等采用地统计学的方法对北运河流域下游土壤养分的空间分布规律进行探究, 土壤

类型是影响土壤 PH、有效磷分布的主要因素^[22]。杨海峰运用地统计学中的半方差分析和克里格插值研究了古尔班通古特沙漠南缘典型沙垄至垄间地主要土壤化学特征的空间异质性, 结果是研究区土壤养分含量较低, 地形高程与土壤各参数之间存在着显著的负相关性^[23]。张勇在田间尺度上, 对典型红壤区土壤含水量、全氮、硝态氮和有机质的空间变异特性进行分析, 各个参数随着深度的增加有不同的变化趋势, 且相互间的相关性也有差异, 研究结果可为研究区的精确施肥、精确灌溉以及其它的农田精确管理提供科学依据^[24]。胡艳霞综合应用传统统计、地统计学和 GIS 对北京水源保护地土壤重金属的空间分布规律、垂直空间分布规律及其污染特征进行分析^[25]。

土壤水分是土壤的基本属性之一^[26-27]。土壤水分由于受自然因素、结构因素和人为因素等众多因素的综合作用的影响, 具有高度的异质性, 且这种异质性的存在与空间尺度大小无关^[28-29]。大量学者应用地统计学的方法对土壤水分的异质性进行了深入研究, 并取得了很多有科学意义的结果。Entin 研究了土壤水分空间变异特征及影响因素后发现, 在区域尺度土壤水分异质性受气象因素(降水和蒸发、温度)影响较大; 在小尺度上土壤质地、地形、植被是影响土壤水分异质性的主要因素^[30]。Brocca 在流域尺度上对土壤水分时空变异性进行了研究, 结果表明土壤水分的强变异主要表现在大尺度上^[31]。Coppola 对意大利东南海岸农场的土壤水分进行分析, 说明该地区土壤水分的具有较高的空间自相关性^[32]。Brocca 结合统计分析、土壤水分时间稳定性分析和随机组合分析方法分析了研究区土壤水分时空变异特征, 指出土壤水分空间变异性随着空间尺度增加到 10km² 后保持稳定, 变异系数在 0.2 左右^[33]。Henninger 对美国干旱地区坡地的土壤水分异质性研究表明, 坡面起伏程度是影响该区域土壤水分差异的主要因素^[34]。王红梅在不同采样尺度对华北农牧交错带农田-草地镶嵌体土壤水分空间异质性进行分析, 揭示了在草地景观破碎化过程中产生的特殊土壤类型的土壤水分异质性的特征及分布格局^[35]。肖绪培等为了更好的理解景观尺度上的生态过程以及合理有效的利用荒漠草原区土壤水分, 分别选择枯水年和丰水年对荒漠草原区不同土地利用类型下的土壤水分进行时空特征分析^[36]。王云强等在区域尺度上对黄土高原土壤水分的分布规律、变异特征和影响因素进行了探究^[37]。为了认识干旱区草原植被对环境的响应机制, 史丽丽等对祁连山北坡甘肃臭草(*Melica przewalskyi*)退化草地土壤表层含水量的变异性进行研究^[38]。徐慧芳等分雨季和旱季对喀斯特峰丛洼地区坡地 6 种不同土地利用方式下的土壤水分进行时空变异特征分析, 虽然不同土地利用方式下旱季和雨季土壤水分的变异差异较大, 最佳拟合模型也不近相同, 但是均呈现中等或者强烈的空间相关性^[39]。由于气候变化、过度放牧等原因, 祁连山地区退化为以狼毒为优势种的高寒草甸, 在此背景下, 张泉等对该典型区域土壤水分的垂直变异特征、水平空间异质性以及分布特征进行了系统分析

^[40]。这些研究从不同尺度或者不同的土地利用方式下对土壤属性的异质性特征进行了研究，对于干旱区土壤水分时空异质性的研究也较多，但是，对于荒漠绿洲过渡带典型斑块植被区土壤水分时空异质性的研究鲜见报道。

1.2.2 土壤水分模型的研究现状

土壤水分是连接地气之间的纽带和中心环节，参与水分循环和能量、动量交换等陆地过程，是模型的输入参数或者边界条件。特别是对干旱荒漠区而言，土壤水分是植被生长与演变的重要生态因子。

用实际观测的手段来获得区域空间上和时间上的土壤水分资料费时又费力，是不现实的手段。模型模拟为水文研究提供了一个非常有效的手段，可以应用到土壤水分资料的时空化研究中。一般，在已知初始条件及边界条件的情况下，利用模型进行数值模拟是获得区域土壤水分资料的一种有效方法，可以给出土壤水分在时间和空间上的连续变化。因此，随着水文模型应用范围的拓广，利用相关模型研究区域土壤水分动态变化受到人们的青睐^[41]。2006年林建等利用VIC模型和汇流模型，在大尺度上对我国 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 逐日径流深度和土壤水分进行模拟^[42]。姚淑霞等利用土壤水分动态随机模型——Laio模型，对科尔沁沙地土壤水分的动态变化进行模拟，并揭示其与降水格局的关系，并对模型所涉及参数的敏感性进行分析^[43]。张岩等探究了土壤水分SWUF模型在黄土高原的适用性，并对模型的参数进行率定和敏感性分析^[44]。成向荣等利用SHAW模型，模拟了陕西子洲岔巴沟流域1964~1967年土壤水分和土壤蒸发的动态特征，以及神木六道沟流域2006年坡地和梯田土壤水分变化^[45]。在众多的模型软件中，Hydrus模型在模拟水分、溶质等在土壤中的分布与变化规律的效果较好，且模拟精度较高，特别适应于裸地或者植被比较稀疏的区域。

自Hydrus研发以来，在国内和国外都得到了很多学者的关注，并应用Hydrus模型在土壤水分、氮素、溶质运移等方面做了很多研究，并取得了丰硕的成果。国外的研究成果有，Khalil Ajdary等利用HYDRUS-2D模拟滴灌水分渗漏的过程得出，土壤特性是影响滴灌水分运移规律的主要因素^[46]。也有借助HYDRUS模型进行土壤水分运动参数的研究越来越多。Schwen等在实测数据的基础上，对两种情形的土壤水分进行模拟验证，结果发现在参数随时间改变的假设条件下，模拟效果比参数不变的情形下的效果较好^[47]。J. A. Vrugt等应用Hydrus模型在模拟水分、溶质运移规律的基础上，就农田管理提出了相应的对策^[48]。

Hydrus模型在2000年以后才引入我国，并在国内进行了一些初步应用。郝芳华应用HYDRUS-1D模型对河套灌区五原建丰的典型土壤在3种不同灌施情景下土壤氮元素的迁移进行了动态模拟，研究了灌溉和施肥对该区域土壤氮元素的影响^[49]。李洪利用

HYDRUS-2D 对不饱和区域中土壤水分含量在自然条件下的变化分布规律进行了模拟^[50]。汤英等选用 HYDRUS-1D /2D 对古尔班通沙漠垄间和垄顶的积雪融水随时间的变化特征进行研究, 实测数据验证后表明模拟效果较好^[51]。马欢等采用 Hydrus-1D 模型对华北平原位山引黄灌区典型农田水分运移规律进行模拟^[52]。卞建民等为了给旱田合理灌溉方案提供依据, 在野外调查和资料收集的基础上, 利用 Hydrus-1D 模型模拟分析了旱田灌溉条件下地下水的入渗补给过程^[53]。这些研究成果说明, HYDRUS 模型在模拟水分入渗、土壤有机元素的迁移等过程的效果较好, 能真实地反映整个过程, 是预测土壤水分含量的有效手段, 为在其他地区的应用和推广提供借鉴依据。

1.2.3 遥感反演土壤水分的研究进展

土壤水分是维持干旱区荒漠绿洲过渡带生态系统稳定性的重要因素, 传统的土壤水分监测方法有称重法、电阻法、中子散射法、时域反射法等, 受到实验条件、取样空间分布的限制, 上述方法难以在区域尺度对空间土壤水分进行实时观测^[54]。随着计算机的更新换代和遥感、测绘技术的不断发展, 遥感技术已成为环境、生态等诸多领域中的重要工具。近年来, 随着土壤水分遥感反演研究的深入, 多源遥感数据体系不断完善, 土壤水分反演精度得到很大的提高。不仅可以对空间土壤含水量进行定量遥感, 而且可供选择的数据众多、数据获取便捷。这使得利用遥感手段长时间对区域尺度土壤水分监测成为可能^[55]。

最近几十年, 土壤水分遥感测量方法已成为遥感研究的难点和热点。研究主要集中在反演精度、算法推演、不同土地利用下的土壤含水量反演方法、算法反演深度等方面^[56-59]。针对各类遥感数据、应用特征, 建立的土壤水分反演模型, 按测量手段不同可分为: 光学遥感反演、主动微波反演、被动微波反演等^[60]。光学遥感是通过反演土壤表面光谱反射率及其特征, 与土壤水分建立相关关系, 之后对土壤水分进行估算; 被动微波是利用土壤微波辐射或者亮度温度与土壤水分的强相关性对土壤水分进行反演; 主动微波是通过计算雷达散射系数与受土壤水分影响较为强烈的土壤介电常数之间的关系来反演土壤含水量。比较常见的即为热惯量法, 普遍的认为热惯量模型计算精度较高、表达式简单适用于裸地或者稀疏植被区^[61]。

国外利用热惯量方法对土壤水分的测量最早可追溯到上世纪七十年代, Waston 在 1974 年首先提出了利用地表温度的日较差计算土壤热惯量的简单方法^[62]; 1974 年 Pohn 对该方法应用性进行评估; Kahel 在 1975 年提出了地表热惯量的概念^[63]; price 系统总结了热惯量的遥感反射机理及其概念; 以能量平衡方程为基础, 减化潜热蒸散, 引入地表综合参数的概念, 提出利用土壤表观热惯量代替土壤热惯量对土壤含水量进行估算,

并且利用卫星红外辐射温度差计算表观热惯量^[64-66]。Carlson 在 1995 年利用 NOAA\AVHRR 资料对土壤有效水分和热惯量进行估算^[67]。

相比较国外而言，国内有关利用遥感手段反演土壤含水量的研究起步较晚。唐登银在 1986 年提出了一种以能量平衡为基础的干旱指数法^[68]；张仁华提出了表观热惯量模式^[69]。这些早期的基础性研究为我国土壤水分遥感监测奠定了基础^[70]。隋洪智等（1990）通过简化能量平衡方程，基于 NOAA 卫星数据通过四年的实地对地的测量数据，对干旱监测模型的参数进行校正，简化了模型，使原本复杂的计算变简单，又满足了其对干旱监测的精度要求^[71]。

本研究把遥感测量方法引用到干旱荒漠区的研究中，探究利用热惯量法反演该典型斑块植被区表层土壤水分的精度，为区域获得长时间序列大范围的土壤水分资料提供有效可行的方法。

1.3 本研究的主要研究内容及技术路线

1.3.1 主要研究内容

本研究采用三种方法从三个不同尺度对黑河中游荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的时空变异特性进行探究。第一，在样方尺度上（面积为 300m×340m 样方，40m×40m 等间距布样），结合统计学和地统计学方法对该过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性进行研究；第二，在单点尺度上，应用 Hydrus-1D 模型对该过渡带典型样点处（裸土样点和有植被样点）各层土壤水分在时间序列上的变化进行模拟，并用野外实测的土壤水分数据进行验证，探究 Hydrus-1D 在黑河中游荒漠绿洲过渡带斑块植被区的土壤水分模拟效果，获得相应的模型参数，为向多维区域尺度模拟奠定基础。第三，在区域尺度上，利用 Modis 数据，采用热惯量的方法反演该过渡带表层的土壤含水量，并用实测的土壤含水量数据进行验证，探究热惯量方法在该典型斑块植被区表层土壤水分反演的适用性。

1.3.2 技术路线

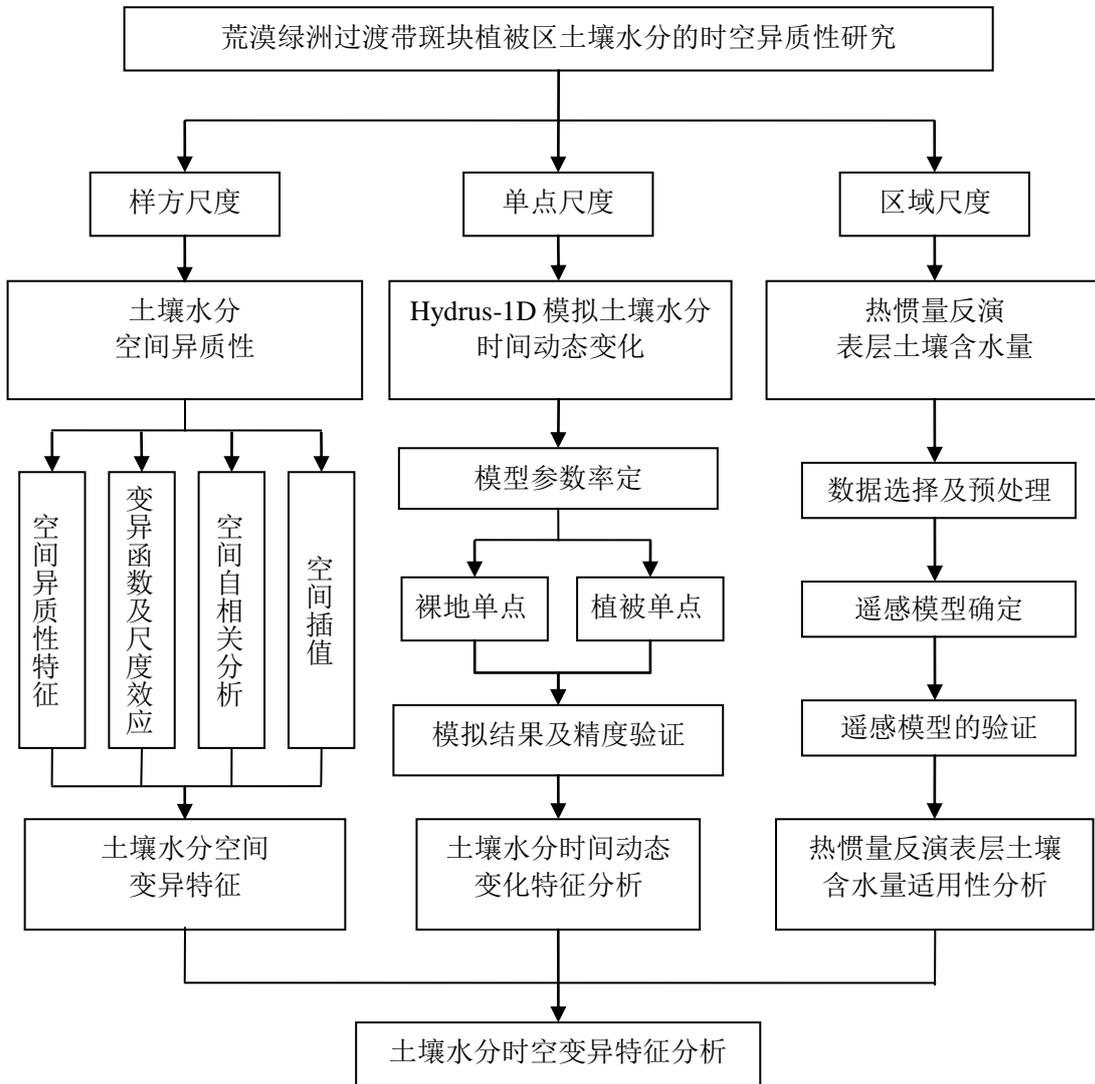


图 1.1 技术路线图

Figure 1.1 Technology Roadmap

2 研究区概况及数据来源

2.1 研究区概况

研究区位于河西走廊中段，黑河流域中游的临泽县北部荒漠绿洲过渡带，地理坐标为 $39^{\circ} 21'42'' \sim 39^{\circ} 22'05'' \text{ N}$ ， $100^{\circ} 09'05'' \sim 100^{\circ} 09'45'' \text{ E}$ ，距中国科学院寒区旱区环境与工程研究所临泽内陆河流域综合研究站约 2.5km。研究区的南侧与东侧为绿洲，西侧为荒漠戈壁，北侧为巴丹吉林沙漠延伸带，地势相对平坦，平均海拔 1350 m 左右；降水稀少，且季节性分配不均，多年平均降水量仅在 117 mm 左右，而且 70% 的降水发生在每年的 6~9 月间，潜在蒸发量高达大约 2390 mm，是降水量的 20 多倍；年均气温 7.6° C ，最高气温 39.1° C ，最低 -27° C ，无霜期 165 d，年日照时数为 3045 h，风沙活动多集中于 3~5 月，属典型的干旱荒漠气候；土壤以砂壤土为主；天然植被结构简单，种类贫乏，主要植物种有泡泡刺 (*Nitraria sphaerocarpa*)、沙拐枣 (*Calligonum mongolicum*)、梭梭 (*Haloxylon ammodendron*)、怪柳 (*Tamarix ramosissima*) 等，其次是一年生的沙米 (*Agriophyllum squarrosum*)。在西北干旱的大环境下，且受风沙活动的长期影响，研究区植被呈斑块状分布格局，覆盖度较小，具有典型荒漠植被的特点。

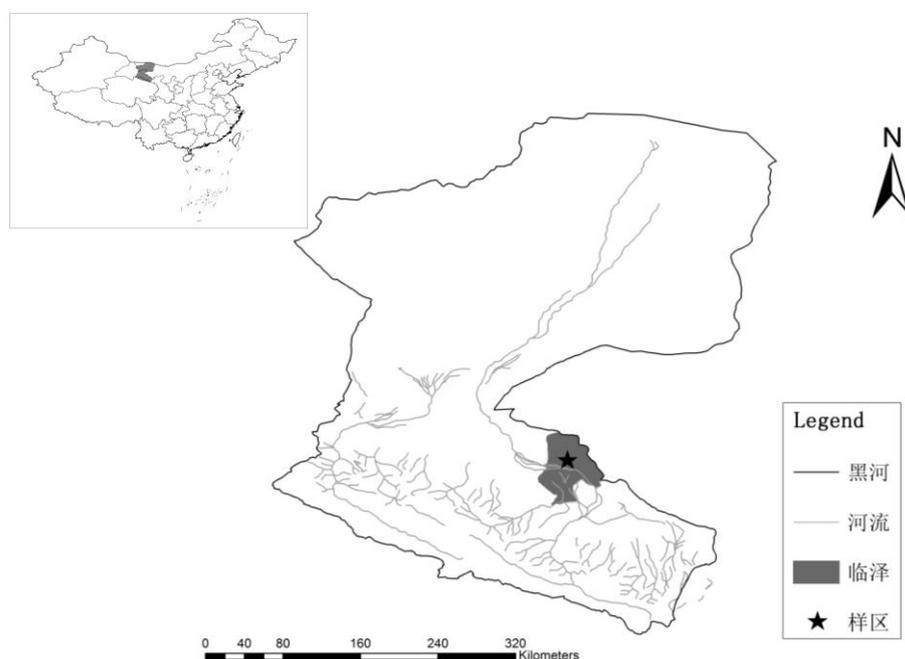


图 2.1 研究区地理位置

Figure 2.1 Location of study area

2.2 数据的来源或采集

2.2.1 样方采样点布设、数据采集及数据处理

为了研究该过渡带斑块植被区土壤水分在空间上的变异特性，在天然植被呈斑块状分布格局的荒漠绿洲过渡带，选取一块人为干扰较小的长方形样地，样地总面积为 $340\text{m} \times 300\text{m}$ 。采用等间距规则格网法 ($40\text{m} \times 40\text{m}$) 布设采样点，详见图 2.2，共计采样点 72 个。本研究土壤水分的测定时间为 2013 年 4 月中旬，因为研究区的降水主要集中在 6~9 月份，降水对土壤水分变化的影响较大，考虑到这个时期受降水的影响较小。鉴于研究区斑块植被的主要生物量根系分布在 $20\text{cm} \sim 60\text{cm}$ 的土层中，故选择 $0 \sim 80\text{cm}$ 的土壤为研究对象，在每个样点 10cm 、 20cm 、 40cm 、 60cm 、 80cm 土层处用直径 5cm 的土钻取样，剔除土壤样品中明显的枯枝杂物和植株毛细根，取出的土壤样品装入事先编号和称量过的铝盒带回实验室分析，采用烘干法测定土壤含水量。土壤含水量采用质量百分数表示，以每个土壤样品的 3 个平行土壤含水量的算术平均值作为每个样点每层的土壤含水量。

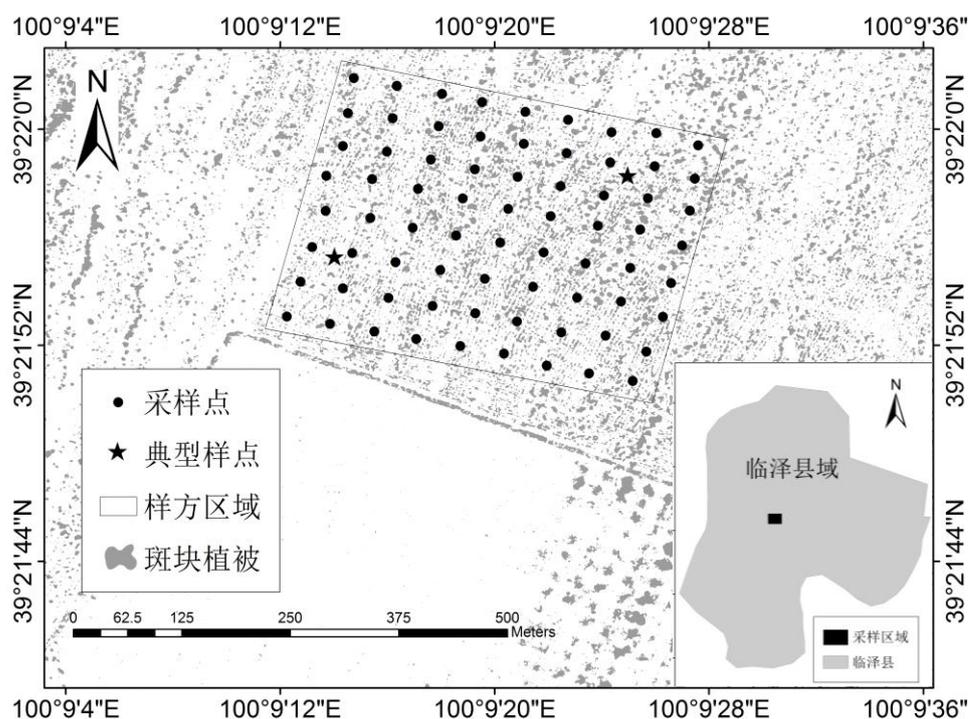


图 2.2 采样区域及样点的布设图

Figure 2.2 The sample area and sample layout diagram

土壤水分含量的计算公式为：

$$W_s = \frac{W_1 - W}{W - W_2} \times 100\% \quad (2-1)$$

式中： W_s 为土壤水分的质量百分数（%）； W_1 为烘干前土壤质量与铝盒质量的和； W 为烘干后土壤的质量与铝盒质量的和， W_2 为铝盒的质量。

样方实际测量的土壤水分含量数据用于第三章土壤水分空间异质性的分析，实际的测量和计算后，采用 SPSS17.0 软件对样方不同层土壤水分含量进行描述性统计分析，统计分析不同土层土壤水分含量的变异特征，并基于 GS+9.0 软件对各层土壤水分含量的空间变异特征以及变异函数进行分析，在筛选出最佳理论变异函数模型及参数的基础上，利用 Arcgis9.3 软件对样方不同层面上土壤水分含量做普通克里格法和反距离权重法插值的空间预测，预估各层土壤水分在面上的空间分布特征，并对两种方法得到的插值结果精度进行对比，选择最优插值方法。

2.2.2 单样点数据测定

本研究使用 Hydrus-1D 模型模拟该过渡带典型样点处各层土壤水分随时间的动态变化特征，考虑选择两个典型样点，裸土区样点和有植被区样点（样点位置见图 2.2）。同样用烘干法测定土层 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm、100cm、120cm 的土壤水分含量，测定的实验数据用于对模型模拟结果的验证，探究 Hydrus-1D 模型的模拟精度以及在该区域的适用性。由于模型模拟出的土壤含水量是体积含水量，需要把测得的质量含水量换算为体积含水量，需要用到土壤容重，所以在测定每层土壤水分的时候，先利用环刀在对应层取原状土，密封后在实验室进行容重的测定，模型所用到的气象参数均来源于中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站的人工观测和自动观测数据。具体的数据在章节 4.3 做详细的说明。

2.2.3 遥感验证数据的采集

在区域尺度上，对该荒漠绿洲过渡带斑块植被区表层土壤水分的反演数据采用 MODIS 全球数据产品 MODO21 和 MODO3。数据来源于 NASA 的官方网站所提供的 MODIS 数据 <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>，选用的数据产品时间为 2014 年 5 月 2 日，2014 年 5 月 14 日、2014 年 6 月 1 日、2014 年 6 月 28、2014 年 8 月 1 日等。由于热惯量反演地表反照率受天气影响较大，因此本研究选择上述时间段内天气均

为晴朗、少云、风速较小的情形。为保证与热惯量计算数据同步，土样的采集时间为上午 9:00—下午 4:00 点之间。采集 0~10cm 的土壤样本，同样用烘干法测定土壤含水量。

MODIS 传感器是搭载在 Terra 和 Aqua 卫星上的遥感传感器（Terra 和 Aqua 为美国航天局发射地球测量卫星）。该传感器可以为用户提供 0.4-14.5 μm 的 36 个离散波段。可提供的像元分辨率有 250m、500m、1000m 等，可提供连续的地表白天反射图像和白天/昼夜的发射的影像数据。此外，MODIS 数据是完全免费的资源，给很多用户带来了很大的方便，因此，对实时地球观测和应急处理有较大的实用价值。

3 荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性

3.1 空间异质性简介

空间异质性 (Spatial heterogeneity, 简记 SH) 的涵义是系统属性在空间上所表现出来的复杂多变特性, 主要由属性的空间组成、空间构型和空间相关等组成。空间异质性一直是生态学、环境学及地理学等领域研究的热点问题。大量研究表明, 它与许多生态学现象密切相关, 是形成空间格局的主要原因之一, 对生态系统的功能和过程有着重要的影响。属性可以是生态学所涉及的植被类型、植被盖度、生物量、土壤氮含量、土壤水盐含量、土壤有机质等任何变量。

土壤水分是土壤最基本的属性之一。由于受下垫面类型、气候环境、土壤质地、地形地貌和人类活动等众多因素的综合作用的影响, 土壤水分在时间和空间上具有高度的异质性。特别是对干旱荒漠区而言, 土壤水分是植被格局形成与演变、植被恢复和维持生态系统稳定性的关键限制因子。本研究结合统计学和地统计学的方法, 对黑河中游荒漠绿洲过渡带典型斑块植被区土壤水分的空间异质性进行研究。以期对研究区土壤水分的分布有更深入的认识, 同时为该脆弱生态系统区域的植被的恢复, 土壤风沙侵蚀的防治提供相关的依据。

3.2 空间异质性的分析方法

3.2.1 空间变异分析方法

目前, 地统计学是研究土壤水分异质性最有效的方法之一。它是在传统统计学的基础上发展而来, 克服了传统统计学的不足, 不仅能有效而定量地揭示土壤水分变量在空间上的分布、变异和相关特征, 还能将空间格局与生态过程联系起来, 可有效地解释空间格局对生态过程和功能的影响^[72]。同时, 还能确定土壤水分空间变异的尺度, 为以后的研究取样提供依据^[73]。

变异函数又称半方差函数, 是地统计学中研究空间变异性的关键函数和有效工具, 同时也是进行精准克里格插值的基础^[74]。它既能描述区域化变量的结构性变化, 又能描述其随机性变化^[75]。变异函数一般用变异曲线来表示, 它显示了采样点分离距离 h 与相应的变异函数值 $\gamma(h)$ 的对应关系。变异函数结构示意图 (见图 3.1)。

一维变异函数的计算公式表示为:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (3-1)$$

式中： h 为两个土壤水分样本间的分离间距； $N(h)$ 是以 h 为间距的所有观测点成对的对数； $Z(x_i)$ 和 $Z(x_i+h)$ 分别是 x_i 、 x_i+h 处的土壤水分的实测值^[76]。

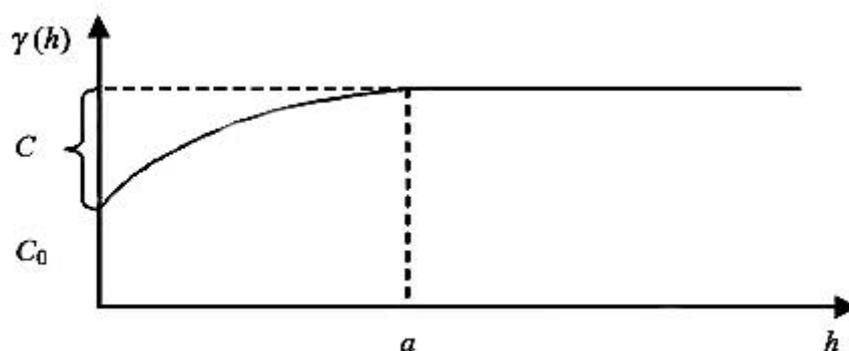


图 3.1 变异函数结构示意图

Figure 3.1 Schematic diagram of variation function

变异函数曲线的结构参数主要由块金值(C_0)、基台值($C_0 + C$)和变程(A)组成，可以用于空间变量的结构分析^[77]。块金值(C_0)是变异函数在原点处的值，反映区域化变量内部随机性的可能程度；拱高(C)表示自相关因素引起的空间异质性程度^[78]。因此，变异函数的空间异质性就由随机变异和自相关变异两部分组成，随机因素和自相关因素对总变异的贡献比例不同。基台值($C_0 + C$)等于区域化变量空间结构值和块金值之和，反映区域化变量总体的异质性程度，基台值越大，总体的空间异质性的程度越高。在基台值趋于稳定时所对应的空间距离为变程(A)，也叫做自相关距离，是区域化变量达到最大变异的空間距离。变程是区域化变量由空间自相关转为空间不相关的拐点，在变程范围之内，空间自相关性存在，超过变程范围，空间自相关性消失^[79]。

当需要定量的描述区域化变量的特征和结构时，必须对变异曲线拟合相应的理论模型。拟合的最佳理论模型将直接参与后续的克里金插值等研究。常用的理论模型有球面模型(spherical model)、高斯模型(Gaussian model)、指数模型(exponential model)和线性有基台值模型(linear with sill model)^[80]。

球状模型(Spherical model)的一般公式为：

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & , h=0 \\ C_0 + C\left(\frac{3}{2} * \frac{h}{a} - \frac{1}{2} * \frac{h^3}{a^3}\right) & , 0 < h \leq a \\ C_0 + C & , h > a \end{cases} \quad (3-2)$$

式中：C₀为块金常数；a为变程；C为拱高；C+C₀为基台值。

高斯模型（Gaussian model）的一般公式为：

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & , h=0 \\ C_0 + C\left(1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}}\right) & , h > 0 \end{cases} \quad (3-3)$$

指数模型（exponential model）的一般公式为：

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & , h=0 \\ C_0 + C\left(1 - e^{-\frac{h}{a}}\right) & , h > 0 \end{cases} \quad (3-4)$$

线性有基台模型（linear with sill model），其一般公式为：

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & , h=0 \\ Ah & , 0 < h \leq a \\ C_0 + C & , h > a \end{cases} \quad (3-5)$$

式中：A为常数，表示直线斜率。其他符号同上

拟合的理论模型作为重要参数直接参与克里格插值，影响着插值的效果，同时也决定着空间结构分析的可靠性。决定系数和残差是判断和选择最佳理论拟合模型的主要参数，决定系数越大，残差越小就说明该理论模型对实验半变异函数的拟合效果越好^[81]；其他的参数如块金值、基台值、变程通常作为参考。

3.2.2 空间自相关分析

空间自相关是指属性变量在同一个分布区内的观测数据之间潜在的相互依赖性。空间自相关分析（spatial autocorrelation analysis）是检验具有空间位置的观测点是否显著地与其相邻空间点上的观测值相关联，空间自相关可以用来发现空间的异质性和空间集聚特征^[82]。土壤水分具有空间的异质性和空间集聚特征，因而空间自相关方法很适合用于分析土壤水分的空间分布特征。本研究采用常用的空间自相关系数—Moran's I 系数进行土壤水分空间自相关分析，其计算公式如下：

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (3-6)$$

式中： n 为土壤含水量样点数，即空间位置的个数。 x_i 、 x_j 是空间位置 i 和 j 的土壤含水量， w_{ij} 表示相邻权重，当 i 和 j 相邻时， $w_{ij}=1$ ；反之， $w_{ij}=0$ 。全局 Moran 系数 I 的取值范围为 $[-1, 1]$ 。 I 值越接近于 0，表明在指定步长下空间自相关性越小，而 I 值越接近于 ± 1 ，则表明在指定步长下空间自相关性越强。

对于 Moran's I 系数，可以用标准化统计量 Z 来检验 n 个区域是否存在空间自相关关系， Z 的计算公式为：

$$Z(I) = \frac{I - E(I)}{\sqrt{VAR(I)}} \quad (3-7)$$

式中， $E(I)$ 和 $VAR(I)$ 是 Moran's I 系数的理论期望和理论方差。数学期望 $E(I) = -I/(n-1)$ 。当 Z 值为正且显著时，表明存在正的空间自相关，也就是说相似的观测值(高值或低值)趋于空间集聚；当 Z 值为负且显著时，表明存在负的空间自相关，相似的观测值趋于分散分布；当 Z 值为零时，观测值呈独立随机分布。

3.2.3 空间插值预测方法

克里格法 (Kriging) (也称空间局部估计) 是地统计学的主要方法之一，是以变异函数理论和结构分析为基础，对空间分布的数据求线性最优、无偏内插估计的一种方法^[83]。其可以实现有效表征离散的点状信息向面状连续信息的转换，能够反映整体系统属性在面上的连续状态。包含有普通克里格法、简单克里格法、泛克里格法、概率克里格法、指示克里格法和协同克里格法等各种方法。

反距离权重法 (IDW) 基本思想是，空间上分布的事物相互之间是有联系的，距离越近，事物间的相似性越大，反之，相似性就越小。即 IDW 方法认为离估值点的距离越近对估值点值的贡献越大，其贡献与距离成反比，离估值点越近的样本点赋予的权重越大，具体描述为：

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(h_i)^p} Z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(h_i)^p}} \quad (3-8)$$

式中： Z 为估计值； Z_i 为第 i 个样本点的观测值； h_i 是估值点与第 i 个样本点的距离； n 为样本数， p 为距离的幂，它控制随着距离增大权系数的变化，其选择标准是最小平均误差，同时 p 也决定着内插结果的平滑效果^[84]。

这种插值适用于呈均匀分布且密集程度足以反映局部差异的样点数据集。在布点密度达到一定水平的时候，特别是等间距均匀布点的时候，可以以较高的精度对布样区进行插值，不会忽略样点的极值对土壤水分评价的影响。

3.2.4 空间插值精度评价指标

为了检验插值效果，在本研究中采用交叉验证方法对插值结果进行评价。交叉验证的原理是，首先假定同一层，每一个采样点的土壤含水量是未知的，都用周围样点的值插值估计，然后计算所有样点的实际观测值与估计值之间的误差。因为 IDW 插值方法只提供采样点实测值与估值点之间的平均预测误差（ME）和均方根误差（RMSE）。本研究就选取这两个指标来评价两种插值结果的精度高与插值效果的好坏。计算公式分别描述为：

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [A_i - M_i] \quad (3-9)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - M_i)^2} \quad (3-10)$$

式中： M_i 为插值估计土壤含水量， A_i 为实际测量土壤含水量， n 为样区内土壤含水量同层采样点数量，共计 72（8×9）个。交叉检验的评价标准为： ME 的绝对值越接近零插值效果越好； $RMSE$ 越小越好插值精度越高。

3.3 不同层土壤水分的空间变异特征分析

3.3.1 不同层土壤水分的描述性统计特征

描述性统计分析虽然只是从数理统计的角度反应随机变量的总体空间变异的基本特征，不能分析属性的空间分布和空间变异结构，但是描述性统计分析是进一步进行区

域化变量空间异质性研究的前提和基础。因此，依据经典描述性统计方法，利用 SPSS 19.0 软件，对研究区样方区域的 72 个样点统计不同土壤层土壤水分的均值、最大值、最小值、标准差、变异系数等描述性统计特征。结果见表 3.1 所示。

表 3.1 各层土壤水分含量的描述性统计特征

Table 3.1 The descriptive statistical characteristics of soil moisture content in different layers

土壤层	样本数	最小值 (%)	最大值 (%)	均值 (%)	标准差 (%)	变异系数 Cv(%)	K-S 检验 (Asymp.值)	数据变换
10cm	72	0.42	12.04	1.1485	1.4385	125.2565	0.226	Box-Cox
20cm	72	0.76	19.33	2.0232	3.2295	159.6220	0.177	Box-Cox
40cm	72	1.06	22.98	3.5239	5.4683	155.1785	0.053	Box-Cox
60cm	72	0.89	22.62	3.9913	5.3991	135.2729	0.122	Box-Cox
80cm	72	0.57	21.99	4.7993	5.5807	116.2816	0.079	Box-Cox

统计结果表明（表 3.1），不同土层土壤水分含量差异明显，10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土层土壤水分含量的变化波动范围分别是：0.42% ~ 12.04%、0.76% ~ 19.33%、1.06% ~ 22.98%、0.89% ~ 22.62%、0.57% ~ 21.99%；不同土层土壤水分含量的均值的变化表明，随着土壤深度的增加，土壤水分含量呈现逐渐增加的趋势，其中，10cm 土层上土壤水分的均值最小，仅为 1.1485%；80cm 土层上土壤水分的均值最大，是 4.7993%；变异系数 C_v 可以反映土壤水分含量的相对变异程度，即区域化土壤水分变量的离散程度^[85]。变异系数值越大，表示土壤含水量具有越大的空间离散特征，反之表示土壤含水量结构越稳定^[86~87]。在土壤学中，根据变异系数 C_v 值可对土壤性质的变异程度进行分类，根据已有研究结论，变异系数 $\leq 10\%$ 属于弱变异性， $10\% < \text{变异系数} < 100\%$ 属于中等变异性，变异系数 $\geq 100\%$ 属于强变异性^[88~89]。各层土壤含水量的变异系数均 $\geq 100\%$ ，表明 5 层土壤水分含量的变异都属于强变异性。尤其是土层 20cm 土壤含水量的变异系数最大，达到了 159.62%。原因可能是，10cm ~ 20cm 土壤层是植被根系的主要地下生物量的分布层^[90]，植被根系的不规则分布导致土壤水分含量的变异系数最大。

运用地统计学研究区域化变量时，要求所研究的变量均服从正态或近似于正态分布，如果数据不满足正态或近似于正态分布，可能会出现比例效应，会导致变异函数的波动大，从而影响分析结果的可靠性和合理性^[91]。本研究利用单个样本 Kolomogorov - Semirnov(柯尔莫哥洛夫-斯米诺夫) 检验方法对不同土壤层的土壤含水量进行正态分布检验，设置信度为 0.05，若检验结果的 P 值小于 0.05，则拒绝原假设，判定数据呈非正态分布。土壤含水量原数据经 K-S 检验后，均不符合正态分布，将各层的土壤水分含量原始数据通过 Box-Cox 变换后，结果如表 1 所示，各层土壤水分含量的 P 值均大于 0.05，

说明转换后的土壤含水量数据符合正态分布，能满足平稳性假设，可以进行后续的空间异质性特征分析、变异函数计算和空间插值的相关分析。

3.3.2 不同层土壤水分的空间异质性特征分析

块金系数通常作为重要的参数，来划分土壤水分空间变异性的强弱。若块金系数 <25%，说明变量土壤水分有很强的空间自相关性；25%~50%说明变量土壤水分有明显的空间自相关；50%~75%时变量土壤水分有中等空间自相关；块金系数 >75%时变量空间自相关弱，变异主要由随机因素引起，这样不能做后续的变量自相关分析和空间插值估算。一般认为，变异函数（半方差函数）只有在最大间隔的 1/2 范围内才有意义，本研究中变异函数的有效滞后距均设置为最大采样间隔的一半^[92]。通过最优回归分析及多种线型比较筛选，决定系数越大越好、残差越小越好的前提下，再考虑块金值、基台值和变程等参数大小，选出了不同土层深度土壤含水量的变异函数的最佳理论拟合模型及相关参数，结果如表 3.2 所示。

表 3.2 不同土层土壤含水量的变异函数的最佳理论拟合模型及相关参数

Table 3.2 The best theoretical models and their parameters of soil moisture in different soil layer

土层深度	理论模型	块金值 C_0	基台值 C_0+C	块金系数 $C_0/C_0+C(\%)$	变程 A	决定系数 R^2	残差 RSS
10cm	指数	0.0010	0.1282	0.1	45.5	0.936	3.508E-04
20cm	指数	0.0080	0.0745	10.7	89.4	0.804	2.380E-05
40cm	指数	0.0002	0.0346	0.6	64.5	0.925	7.356E-07
60cm	球状	0.0107	0.0465	23.0	119.4	0.988	2.080E-06
80cm	球状	0.0068	0.1036	6.6	85.2	0.838	8.267E-05

统计结果表明（表 3.2）：该过渡带斑块植被区 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土层土壤水分含量的空间异质性特征有明显差异，但是分别能用指数模型和球状模型进行较好的拟合。10cm、20cm、40cm 土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型均为指数模型；而 60cm 和 80cm 土层土壤水分含量以球状模型为最佳理论拟合模型，两层拟合模型的决定系数 R^2 都较大，分别是 0.988 和 0.838，残差相比较其他模型而言较小，说明筛选的理论拟合模型能很好的反映这两层土壤水分含量的空间变异特征。不同层土壤水分含量各结构参数如表所示，统计结果说明，不同土层土壤水分含量的异质性差异明显，各层的块金值均较小，块金值的变化范围是 0.0002 ~ 0.0107，较小的块金值表明小尺度上生态学过程不容忽视。相比较而言，20cm 和 60cm 土层土壤水分含量的块金值与基台值的比值较高，分别为 10.7% 和 23%，其他各层都较小（0.6% ~ 6.6%），但是纵观 5 层

土壤水分的块金系数都小于 25%，说明该荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性由随机因素引发空间变异所占的比例很小；主要由结构因素引起，例如植被、地形、土壤质地等因素对土壤水分空间异质性的影响^[93~94]。该过渡带，由于选择的斑块植被区样方范围较小且地形相对平坦，气候条件和立地条件基本相同，可能植被的斑块状分布状况是驱动该典型区域土壤水分空间异质性的主要因素，同时土壤水分的空间异质性特征又影响样区植被的分布格局，干旱区植被对土壤水分异质性的这种响应方式是植物适应干旱生境的主要机理。

图 3.2 就是通过最优回归分析及多种线型比较筛选，依据“决定系数越大越好、残差越小越好”的原则，再综合考虑块金值、基台值和变程大小，选出的不同土层深度土壤含水量的变异函数的最佳理论拟合模型图。

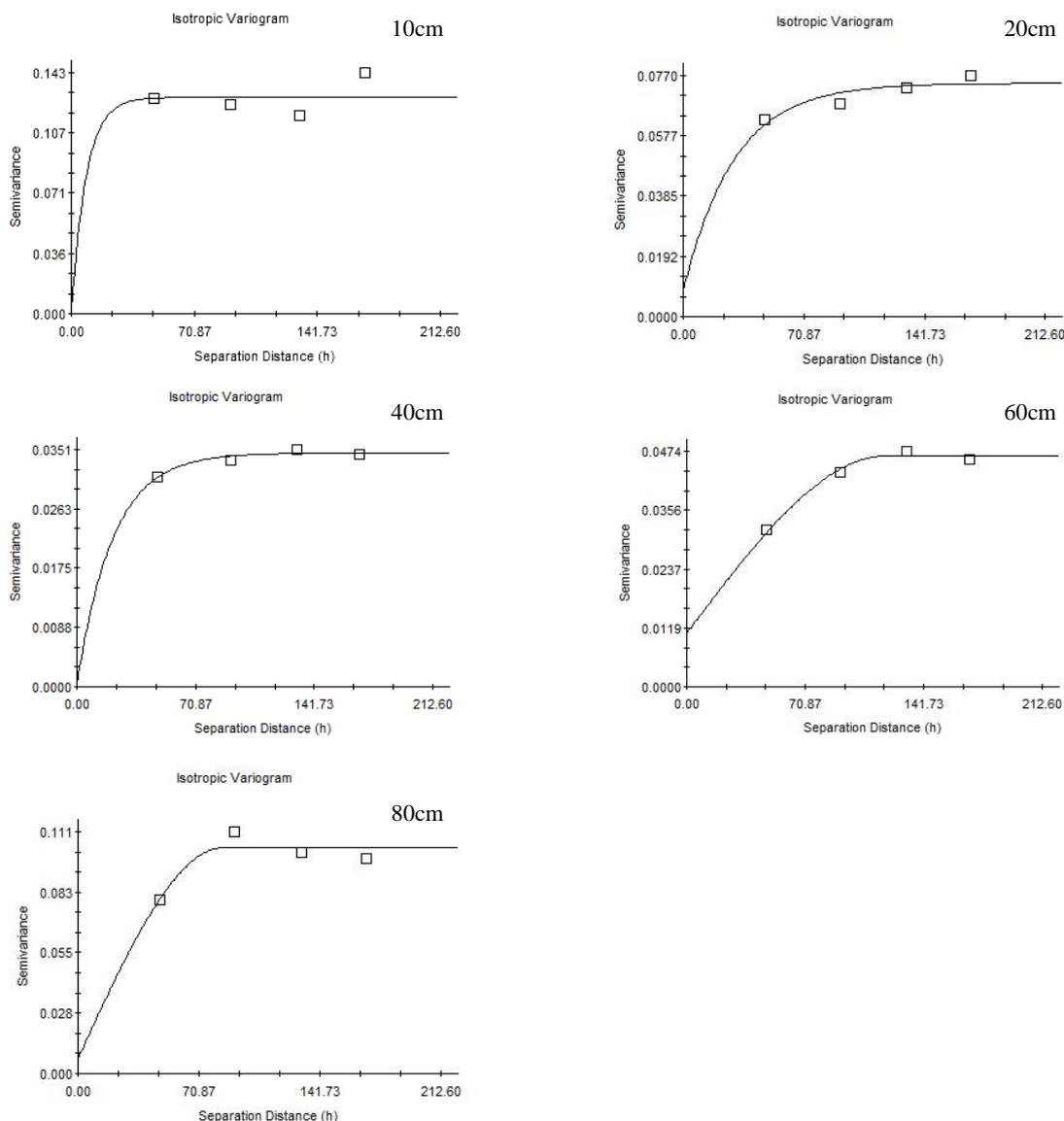


图 3.2 不同层土壤水分含量空间变异的最好理论拟合模型图

Figure 3.2 The best theoretical model graph of soil moisture in different soil layer

3.3.3 土壤水分空间异质性尺度效应

空间异质性是尺度的函数，变异函数中的变程(A) 是描述空间异质性尺度的有效参数。不同土层土壤水分含量空间异质性尺度不同，说明由结构性因素所引起的空间自相关范围的大小是不同的。5层土壤水分含量空间异质性尺度不同，说明引起各层土壤水分空间自相关范围的大小是有差异的。5层土壤含水量的变程在45.5m ~ 119.4m之间变化，其中土层10cm土壤含水量的空间自相关范围最小是45.5m，土层60cm土壤含水量的

空间自相关的变化范围最大是119.4。由表3-2不同层土壤水分含量空间变异的变程结果显示,表明对于研究区的5层土壤,土壤含水量变化的连续性程度大小依次是60cm>20cm>80cm>40cm>10cm。土壤水分含量的理论变异函数模型图的拐点处是格局发生变化的尺度,即当采样间距 $h \geq A$ 以后,区域化变量的空间自相关性消失,据此可以判断各层土壤水分含量的格局及其变异的的空间尺度。确定理论变异函数的变程,可以为以后研究采样尺度提供理论依据,从而为进一步探讨土壤水分空间格局与植被生态过程的关系奠定基础。

3.3.4 土壤水分空间自相关分析

利用 GeoDa 软件计算的样方土层 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土壤水分含量的全局空间自相关 Moran's I 系数,计算结果均通过 Z 值检验 ($p \leq 0.05$)。从图 3.3 中可以看出,各层土壤水分全局 Moran's I 系数均为正值,说明各层土壤水分均具有空间正相关性,并且具有空间集聚特征,即土壤水分较高的地区与土壤水分较高的地区相邻接,土壤水分较低的地区与土壤水分较低的地区相邻接。在垂直梯度上,10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土层土壤水分的全局 Moran's I 系数分别为:0.1287、0.1451、0.1252、0.3602 和 0.2763,说明在样方布样的 40cm 步长下,土壤水分的空间自相关性较小,土壤水分的全局 Moran's I 指数在 60cm 土层最大,表明 60cm 土层土壤水分具有较为强烈的空间集聚性且其空间集聚特征较其它土层更为明显。

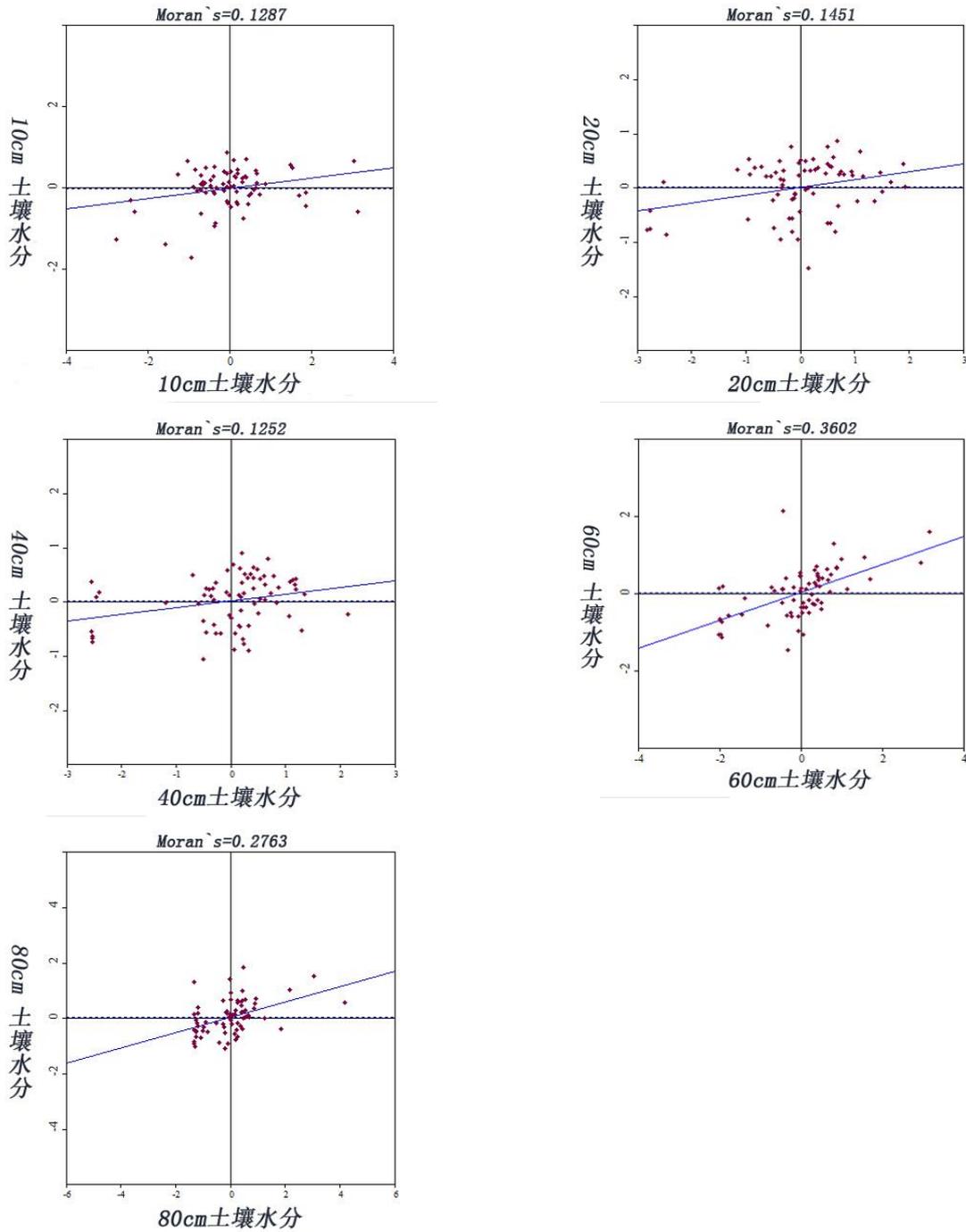


图 3.3 各层土壤水分 Moran's I 系数图

Figure 3.3 The Moran's I coefficient map of soil moisture in different soil layer

3.3.5 各层土壤水分两种插值方法对比

为了更直观地了解该斑块植被区不同土层土壤水分含量的空间分布和变化特征，根据表 3.3 中择优选取的不同土壤水分含量的变异函数的最佳理论拟合模型及相关参数，应用 Arcgis 9.3 软件中的普通克里格法 (Kriging) 和反距离权重法 (IDW) 绘制了 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土层土壤水分含量在同一土层面上的空间分布图 (图 3.5)。并用平均误差、均方根误差评价指标，对两种插值方法的插值效果与精度进行评价。

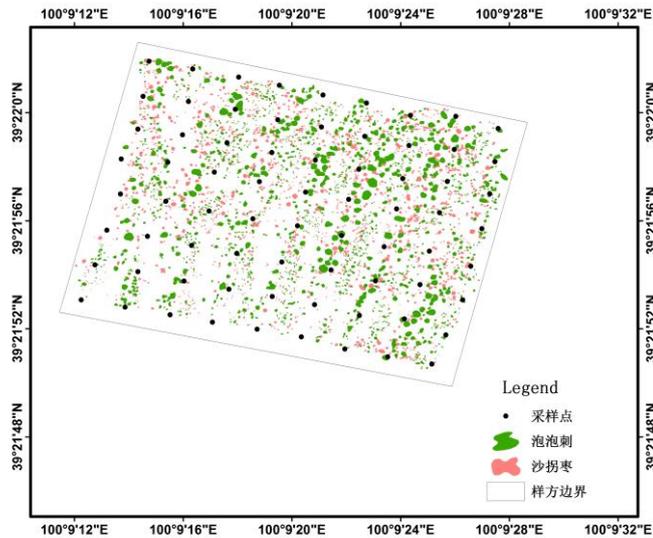
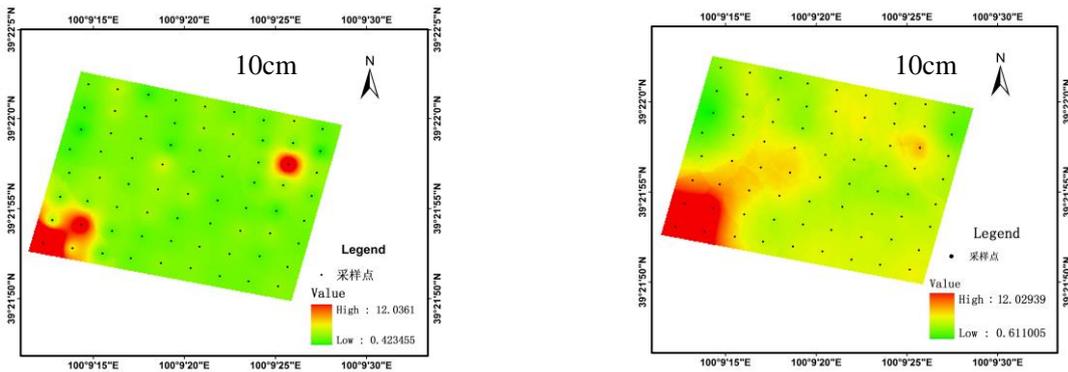
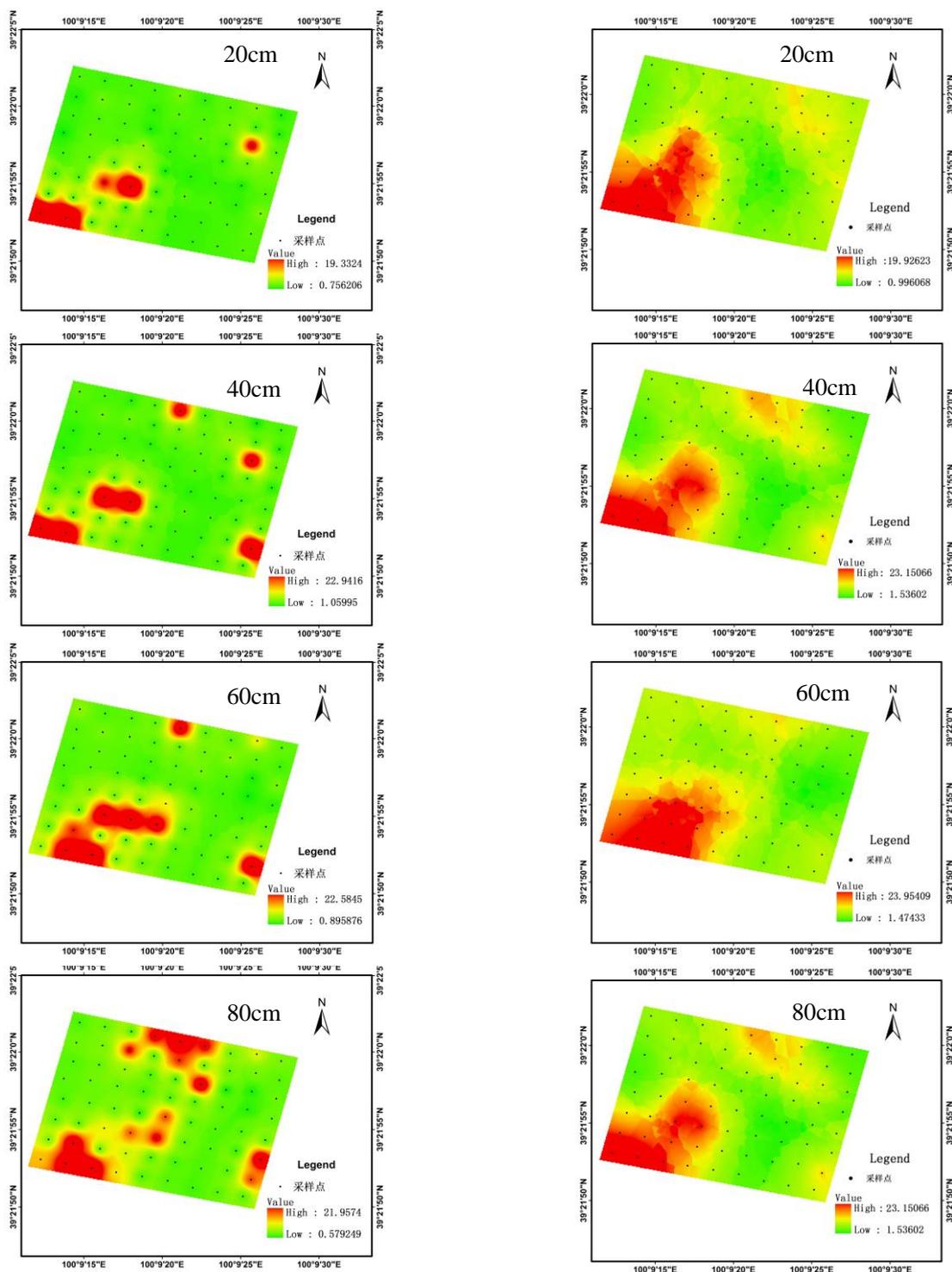


图 3.4 样方斑块植被的分布格局图

Figure 3.4 Distribution pattern of patches vegetation in quadrats





注1)：左图均为土壤水分含量IDW插值结果，右图均为土壤水分含量Kriging插值结果。

图3.5 不同层土壤水分含量的IDW和Kriging插值图

Table 3.5 The interpolation map of soil moisture content in different Layers used IDW or Kriging method

插值预测结果显示，两种插值方法得到的每层土壤水分含量的预测结果趋势基本相同，IDW 插值法由于受土壤水分极值的影响出现了“牛眼”现象。孤立点土壤水分含量明显高于周围点土壤水分含量，相比较而言，各层土壤水分含量的 Kriging 插值图较平滑。同一气候条件下，5 层土壤水分含量在各层空间分布有显著的差异，存在明显的空间结构，但纵观 5 个层面上土壤水分含量整体的分布状况而言，土壤含水量在样地的西部、西南方位处明显高于东部、东南、东北方位上，主要可能受区域斑块植被的分布格局的影响较大，从图 3.4 中可明显的看出，样方植被呈斑块状分布格局，且在空间上具有明显的差异性，植被在样方的东北部分布较多且覆盖面积也较大，植被相对比较繁茂的区域，由于植被蒸腾作用的影响，相应的土壤水分含量较低。

同时采用交叉验证的评价方法对两种不同插值方法的空间插值结果精度进行比较，评价指标选择平均误差 (ME) 和均方根误差 (RMSE)，两种方法的空间插值精度统计结果如表 3.3 所示。

表 3.3 各层土壤水分含量的插值精度统计表

Table 3.3 The interpolation precision statistics of soil moisture content in different Layers

土层	Kriging插值		IDW插值	
	ME	RMSE	ME	RMSE
10cm	0.0011	0.3845	0.0055	0.3598
20cm	0.0020	0.2191	0.0046	0.2994
40cm	0.0003	0.1306	0.0026	0.1752
60cm	0.0023	0.1513	0.0049	0.1753
80cm	0.0058	0.2041	0.0080	0.2077

平均误差 (ME) 的绝对值越接近 0 精度越高，均方根误差 (RMSE) 越小插值精度越高^[95]。依据评判标准，比较 5 层土壤水分的两种插值结果，Kriging 插值法得到平均误差的绝对值更接近 0，均方根误差也较 IDW 法小，所以，Kriging 插值法能更精准的预测不同层土壤水分含量的空间分布特征，且插值图较平滑，没有像 IDW 法出现明显的“牛眼”现象。为该典型斑块植被区域获得土壤其他属性在面上的分布资料提供一种有效的空间预测方法。

3.4 本章小结

采用统计学和地统计学相结合的方法，对黑河中游荒漠绿洲过渡带斑块植被区典型小样方 72 个样点 0~80cm 深度的 5 层 (10cm、20cm、40cm、60cm、80cm) 土壤水分含量的空间异质性进行研究，得到的结果如下：

(1) 在垂直剖面上, 随着土壤深度的增加, 土壤水分含量均值呈现逐渐增加的趋势, 其中, 10cm 土层上土壤水分的均值最小, 仅为 1.1485%; 80cm 土层上土壤水分的均值最大, 是 4.7993%;

(2) 描述性统计的结果表明, 5 层土壤水分含量的变异都属于强变异性, 因为 5 层土壤水分含量的变异系数均大于 100%, 尤其是土层 20cm 土壤含水量的变异系数最大, 达到了 159.62%。原因可能是, 20cm 左右土壤层是植被根系主要地下生物量的分布层, 植被根系的不规则分布导致土壤水分含量的变异系数最大。

(3) 地统计学的变异函数拟合结果表明, 该过渡带斑块植被区 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土层土壤水分含量的空间异质性特征有明显差异, 10cm、20cm、40cm 土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型均为指数模型; 而 60cm 和 80cm 土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型分别为球状模型。

(4) 地统计学的结构参数表明, 5 层土壤水分的块金系数都小于 25%, 说明该荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性主要由自相关因素(结构因素)引起, 由于选择的斑块植被区样方范围较小, 气候条件和立地条件基本相同, 植被的斑块状分布状况是驱动该典型样区土壤水分空间异质性的主要因素, 反过来, 土壤水分的空间异质性特征又影响样区植被的分布, 干旱区植被对土壤水分异质性的这种响应方式是植物适应干旱生境的主要机理。同时, 5 层土壤含水量的变程在 45.5m ~ 119.4m 之间变化。

(5) 在垂直梯度上, 土层 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土壤水分含量的全局空间自相关 Moran's 系数均为正值, 说明各层土壤水分均具有空间正相关性, 并且具有空间集聚特征; 土层 60cm 土壤水分具有较为强烈的空间集聚性且其空间集聚特征较其它土层更为明显。

(6) 两种插值方法得到的各层土壤水分含量的预测结果趋势基本相同, IDW 插值法由于受土壤水分极值的影响出现了“牛眼”现象; 相比较而言, Kriging 插值法预测图较平滑且精度高。纵观 5 个层面上土壤水分含量整体的分布状况, 土壤含水量在样地的西部、西南方位处明显高于东部、东南、东北方位上, 土壤水分在样方空间上的分布差异主要可能受区域斑块植被的分布格局的影响。植被分布多且覆盖度高的区域, 由于植被蒸腾量较大, 土壤水分含量较低。

研究结果以期对该典型斑块植被区土壤水分的空间分布有更深入的认识, 同时为土壤水分与生态系统的关系研究奠定基础, 进而为该脆弱生态系统区域的植被的恢复, 土壤风沙侵蚀的防治提供相关的依据。

4 Hydrus-1D 模型对典型样点土壤水分的时间动态模拟

4.1 Hydrus-1D 模型介绍及应用

4.1.1 Hydrus-1D 简介

Hydrus 模型是由美国国家盐渍土改良中心(US Salinity Laboratory)在 SWMS 模型的基础上研发的一套用于模拟恒定或非恒定的边界条件下,饱和-不饱和和多孔介质中水分、能量、溶质运移的新型数值模型^[96]。随着版本的升级, HYDRUS-1D 模型由于具有使用简单方便、适用模拟条件广泛以及模拟效果好、精度高、可靠性高的优势,在国内国外得到了广泛的应用。首先,其应用方便简单主要体现在 HYDRUS 提供了友好的人机交互界面,并可以对模型、参数、边界条件进行选择,提供了详细的帮助文件,同时还提供了很多可供参考和借鉴的土壤经验参数库和实例,为学习和熟练该软件带来了很大的方便;其次,模型提供了多种常用的描述土壤水分运动参数、根系吸水、根系分布、蒸散发等土壤性质和过程的模型,土壤水分运动参数模型可供选择的有 VG 模型、BC 模型等,根系吸水可供选择的模型有 Feddes 模型、van Genuchten 模型等,蒸散发可供选择的计算公式有 Penman-Monteith 公式、Hargreaves 公式等;最突出的优势 HYDRUS 还提供了常见情况下的边界条件,几乎涵盖了所有模拟情景,所以适用模拟条件广泛。

HYDRUS 有二维和三维模型,且都应用的比较广泛。本研究之所以选用 Hydrus-1D 模型在两个典型样点做土壤水分随时间的动态变化模拟,首先是因为没有实验条件和足够多的数据(气象数据)来支撑和验证多维模型的实现,其次,Hydrus 模型在该过渡带斑块植被区的适用性效果如何,只有先在单点处模拟验证好了,才能推广到二维和三维的面上。以期为区域土壤水分长时间的研究提供一种比较有效的手段,同时为在多维上面的应用及推广提供借鉴的依据。

4.1.2 Hydrus 模型在土壤水分中的应用

土壤水分是 SPAC 系统的中心环节和联系纽带,土壤水分的动态变化是指土壤水分随着时间和空间的不同,在不同下垫面类型、不同气候环境下、不同土壤质地等多种条件的综合作用下的变化特性^[97]。利用水文模型模拟土壤水分的动态变化有助于认识特定区域水分运移规律,且能为获得长时间序列的土壤水分数据提供一种有效的方法。特别是对于干旱荒漠区而言,了解土壤水分的动态变化规律,能够反映植被的生长和分布状况,进而为防治表层土壤风沙侵蚀提供一定的依据。利用 Hydrus 模型对土壤水分的时

空变化规律的研究一直是比较热点的话题。Bridget R.Scanlon[2002]认为对土层深度为0~300cm, Hydrus 在土壤水分动态平衡模拟效果较好^[98]。Bufon 等利用 HYDRUS 模拟了德克萨斯州滴灌棉田的土壤水分入渗过程和分布状况, 模拟误差小效果好^[99]。朱忠礼等应用 Hydrus-1D 模型, 对海河流域不同的下垫面(果园林地、城郊农田、平原农田)的土壤水分的动态变化进行模拟, 并与 RE 模拟结果进行了对比^[100]。张化等在田间试验的基础上, 利用 HYDRUS-2D 模型对海冰水田间水盐运移规律进行模拟与验证^[101]。王鹏等以运城市董村农场为例, 采用 Hydrus-1d 模型估算了运城地区三种主要农作物(夏玉米、棉花和冬小麦)的农田水分通量^[102]。

本研究应用 Hydrus-1D 软件对黑河中游荒漠绿洲过渡带斑块植被区, 两个典型样点处(裸地区单点和有植被区单点)不同土层深度土壤水分含量随着时间变化的规律进行模拟, 并用实测的数据对模型模拟的结果进行验证, 由于实验条件的限制, 区域尺度空间土壤含水量模型输入参数较多, 因此, 本研究使用该区域典型下垫面点对一维模型进行模拟。主要目的是若一维模型的验证效果好, 往后可以推广到二维和三维的面上, 能够从面上揭示该典型区域土壤水分的变化规律和特征, 能更好的解释和反映该区域植被的分布格局以及土壤水分与植被间的相互关系。

4.2 模型原理

4.2.1 水分运移方程

在本研究中, Hydrus-1D 模型对土壤水分运移的模拟选用 Richards 方程, 其方程描述:

$$\frac{\partial \theta(h,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \right] - S \quad (4-1)$$

式中: θ 为土壤体积含水率, cm^3/cm^3 ; h 为土壤基质势, cm ; t 为时间, h ; z 为土壤深度, 以地表为原点, 向下为正, cm ; $K(h)$ 为非饱和导水率, cm/h ; S 为根系吸水项^[103]。

4.2.2 土壤水分特征曲线基本参数

水分特征曲线是非饱和土壤的基本水力特质。根据已有研究, Van Genuchten 模型在非饱和区能很好的模拟水势与含水量的关系, 且拟合度较高^[104], 本研究选用 Van Genuchten 模型拟合土壤水分特征曲线参数, 具体方程表述为:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha h|^n \right]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (4-2)$$

$$K(h) = \begin{cases} K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})]^2, & h < 0 \\ K_s, & h \geq 0 \end{cases} \quad (4-3)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4-4)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}, n > 1 \quad (4-5)$$

式中： S_e 为相对有效含水量； θ 为体积含水量， cm^3/cm^3 ； θ_r 和 θ_s 分别为残余含水量和饱和含水量， cm^3/cm^3 ； α 、 n 和 m 均为VG-M模型参数，其中 $m=1-1/n$ ； K_s 为饱和导水率， cm/h ；1为经验拟合参数，通常取平均值0.5^[105]。

4.2.3 根系吸水模型

本研究对有植被区样点土壤水分的模拟，选择Feddes根系吸水模型，其具体的方程描述如下：

$$S(z, t) = \alpha(h, z) \beta(z) T_p \quad (4-6)$$

$$\alpha(h) = \begin{cases} \frac{h}{h_1} & h_1 < h \leq 0 \\ 1 & h_2 < h \leq h_1 \\ \frac{h - h_3}{h_2 - h_3} & h_3 < h \leq h_2 \\ 0 & h < h_3 \end{cases} \quad (4-7)$$

式中， $\alpha(h, z)$ 表示水分胁迫反应方程； $\beta(z)$ 为根系吸水分布函数($m m^{-1}$)， $S(z, t)$ 用来描述根系吸水强度。 T_p 为植物的潜在蒸腾速率(mm/d)

本研究HYDRUS-1D使用水分胁迫模型处理根系的吸水。对于水分胁迫模型，计算公式为：

$$Ta = \int_{L_R} S(h, h_\phi, x) dx = T_p \int_{L_R} \partial(h, h_\phi, x) b(x) dx \quad (4-8)$$

4.3 模型的参数率定

4.3.1 模型基础参数确定

模型模块选择：因为研究区分为裸土区和植被区的两个典型样点模拟土壤水分含量在垂直方向上各层土壤水分含量随时间的变化规律，故选择水流模块和根系模块分别模拟。

土壤参数：在 Hydrus-1D 主程序的几何信息中，输入模型的土层划分信息，本研究区，模拟土层的深度为地面向下 120cm，因为，对两个典型样点处的土壤在 0~10cm、10cm~20cm、20~40cm、40~80cm、80~120cm 处测定过各层土壤的机械组成和容重，所以，将土层性质分为这 5 层，然后利用 Neuro Theta 软件对 5 层土壤的土壤水分特征曲线的基本参数进行预估。

表 4.1 裸土区各土层土壤水分特征曲线的基本参数

Table 4.1 The basic parameters of the soil water characteristic curve of each soil layer of bare soil area

土层	θ_r cm ³ /cm ³	θ_s cm ³ /cm ³	α l/cm	n	Ks cm/h
0~10cm	0.0186	0.4347	0.0852	1.163	1341.95
10~20cm	0.0255	0.4018	0.1033	1.164	1369.39
20~40cm	0.0269	0.4250	0.0821	1.187	1077.17
40~80cm	0.0246	0.4322	0.0526	1.213	1379.88
80~120cm	0.0589	0.4189	0.1096	1.171	553.29

表 4.2 植被区各土层土壤水分特征曲线的基本参数

Table 4.2 The basic parameters of the soil water characteristic curve of each soil layer of vegetation area

土层	θ_r cm ³ /cm ³	θ_s cm ³ /cm ³	α l/cm	n	Ks cm/h
0~10cm	0.0187	0.4327	0.0852	1.163	1341.95
10~20cm	0.0256	0.4218	0.1033	1.164	1369.39
20~40cm	0.0268	0.4450	0.0821	1.187	1277.17
40~80cm	0.0245	0.4627	0.0526	1.213	1279.88
80~120cm	0.0584	0.4285	0.1096	1.171	1553.29

时间参数：研究模拟的时间是 2014 年 5 月 1 日至 2014 年 9 月 30 日，总计 153 天，所以在时间信息中选择时间的单位是 Days，初始时间为 0，最终的时间是 153，初始时间步长设置为 0.01，最小时间步长也是 0.01，最大时间步长设置为 1，然后在下面的时间变化边界条件上的复选框打钩，并设置变化的时间边界为 153，即表示上边界是随时间变化的，总计有 153 组数据。

气象参数输入：模型使用的气象数据均来源于中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站的人工观测和自动观测核实后的数据，主要有降水、辐射、气温等，用到的潜在蒸散发的数据依据公式计算。

输出信息的设置：可以对输出时间的步长，天数，具体需要输出哪个时间点的结果进行设置。

模型迭代标准的设置：HYDRUS-1D 是采用迭代法来处理非线性 Richards 方程的，在 Water Flow- Iteration Criteria 可以对迭代次数、含水量迭代的精度、压力水头迭代精度、增大步长迭代次数、缩小步长迭代次数、步长增大比例、步长缩小比例、最大最小吸力间距进行设置。这些控制参数的设置具有高度的专业技术性，除非特别了解，一般可以使用默认值。如果模拟结果出现不收敛的情况，需要对最大迭代次数、迭代精度等参数进行调整，但是在缺乏经验的情况下很难操作。本研究选择模型默认值。

土壤水力特性模型选择：Hydrus-1D 提供了多种单孔介质模型、双重介质模型、吸湿和疏干滞后过程模型，双重介质模型主要是在溶质运移中使用，本研究选择单孔介质模型中的 Van Genuch-Mualem 模型，在没有吸湿滞后的情况下模拟。

4.3.2 模型初始条件设置

把土壤垂直剖面平均分为 61 个等间距节点，节点间间距为 2cm（如图）。

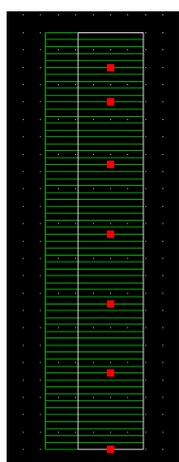


图 4.1 土层节点位置图

Figure 4.1 Soil node location map

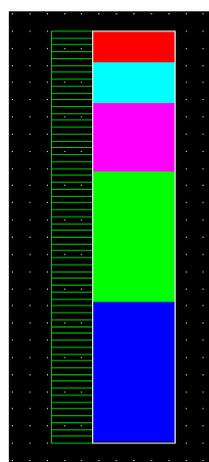


图 4.2 土壤性质划分

Figure 4.2 Soil properties division map

本次试验模拟的时间范围是 2014 年 5 月 1 日至 2014 年 9 月 30 日，时间单位以天计算，总计 153 天。初始时间间隔设置为 1d，最小时间间隔为 0.01d，最大时间步长为 5d，时间迭代方案如下图所示

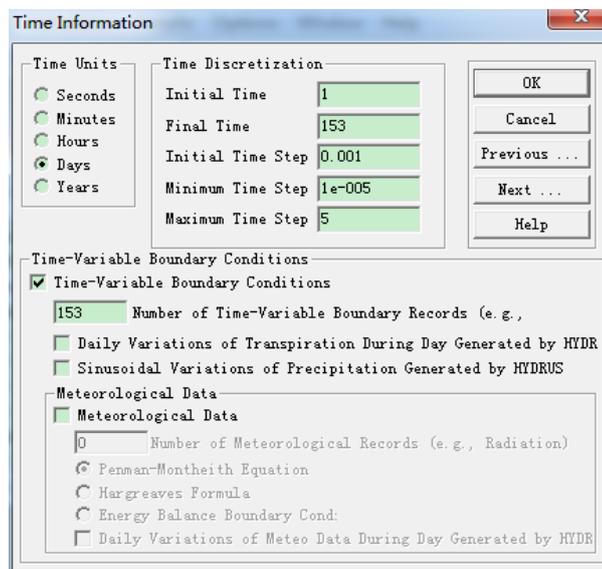


图 4.3 时间迭代参数

Figure 4.3 Time iteration parameters

4.3.3 模型边界条件设置

模型提供了多种情形单个或组合的上边界条件，有定压力水头、定水分通量、地表大气边界、有产流的地表大气边界、变水头、变水头和通量，本研究区的上边界选择没产流的地表大气边界。同样，下边界条件有定压力水头、定水分通量、变地下水、变流量、自由下渗排水、渗出面、水平排水情形，本研究区的地势相对的平坦，地下水的埋深在 4.5 米左右，选择定压力水头进行模拟。

4.3.4 模型验证指数

为验证模型模拟精度，利用均方根误差 (RMSE)、相对误差 (RE) 和决定系数 (R^2) 统计学指标对模拟结果进行分析评价，验证模型模拟的合理性及其水动力参数、初始条件和边界条件的准确性。均方根误 (RMSE) 反映实测值与模拟值的绝对误差的平均程度，决定系数 (R^2) 反映实测值与模拟值变化过程的符合程度，相对误差 (RE) 反映实测值与模拟值总量之间的相对误差。其中 RMSE、RE 和 R^2 的计算公式如下式。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - A_i)^2} \quad (4-9)$$

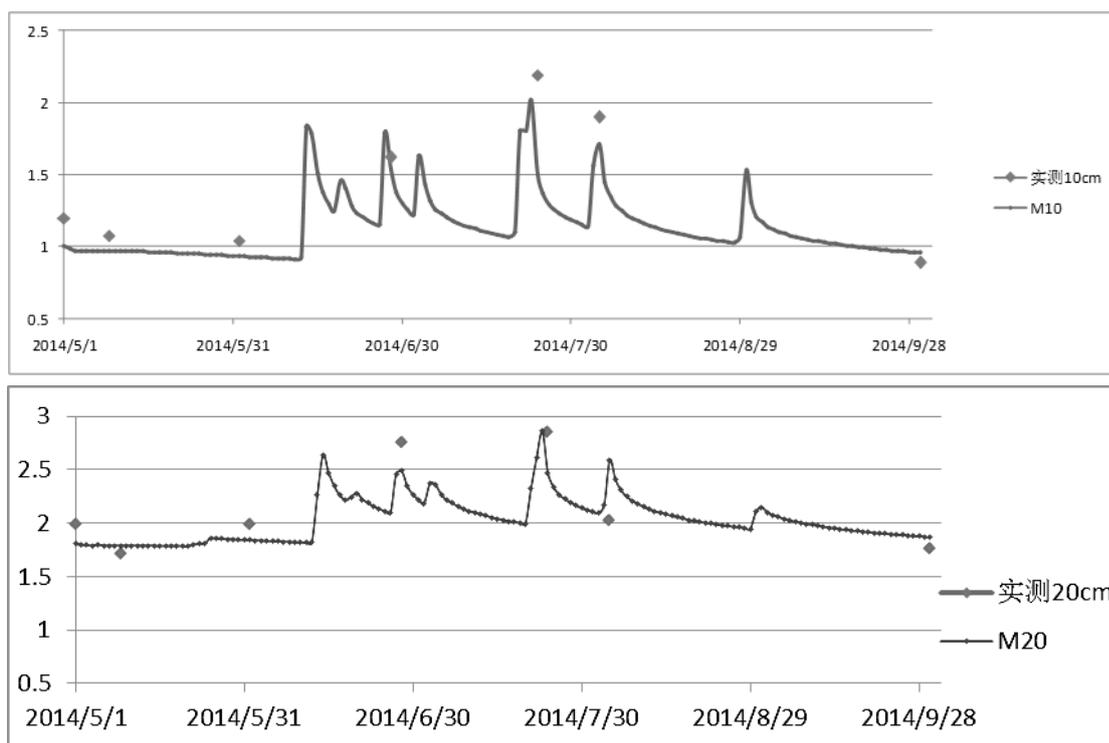
$$RE = \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n M_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \right| \times 100\% \quad (4-10)$$

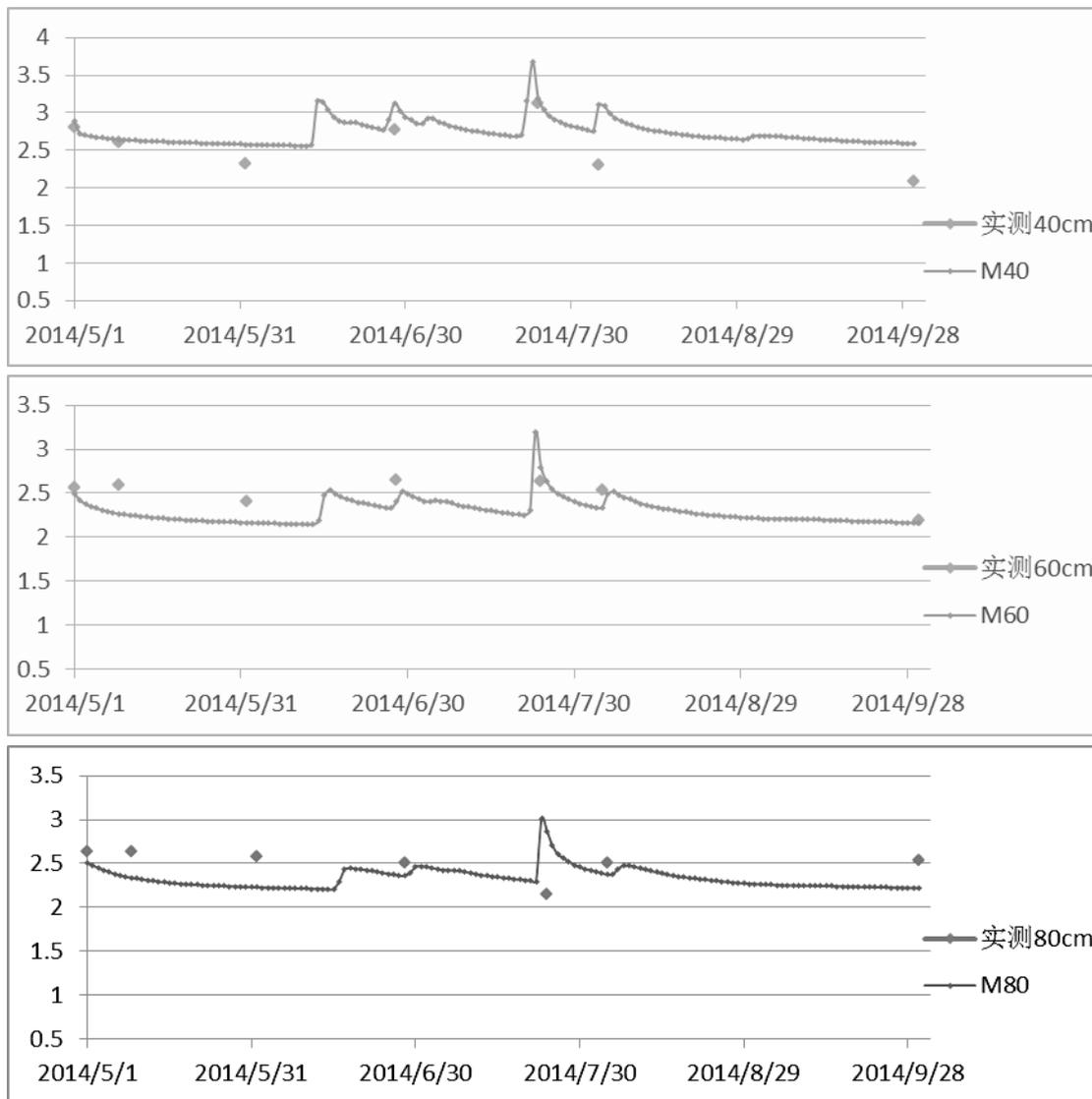
$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - A_i)^2}{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2} \quad (4-11)$$

其中： M_i 和 A_i 分别模拟和实测的土壤水分值， \bar{M} 为模拟值的平均。其中，RESM 的值越小，精度就越高，模拟效果就越好。

4.4 模型模拟结果分析及精度验证

4.4.1 裸地单点各层土壤含水量随时间变化特征





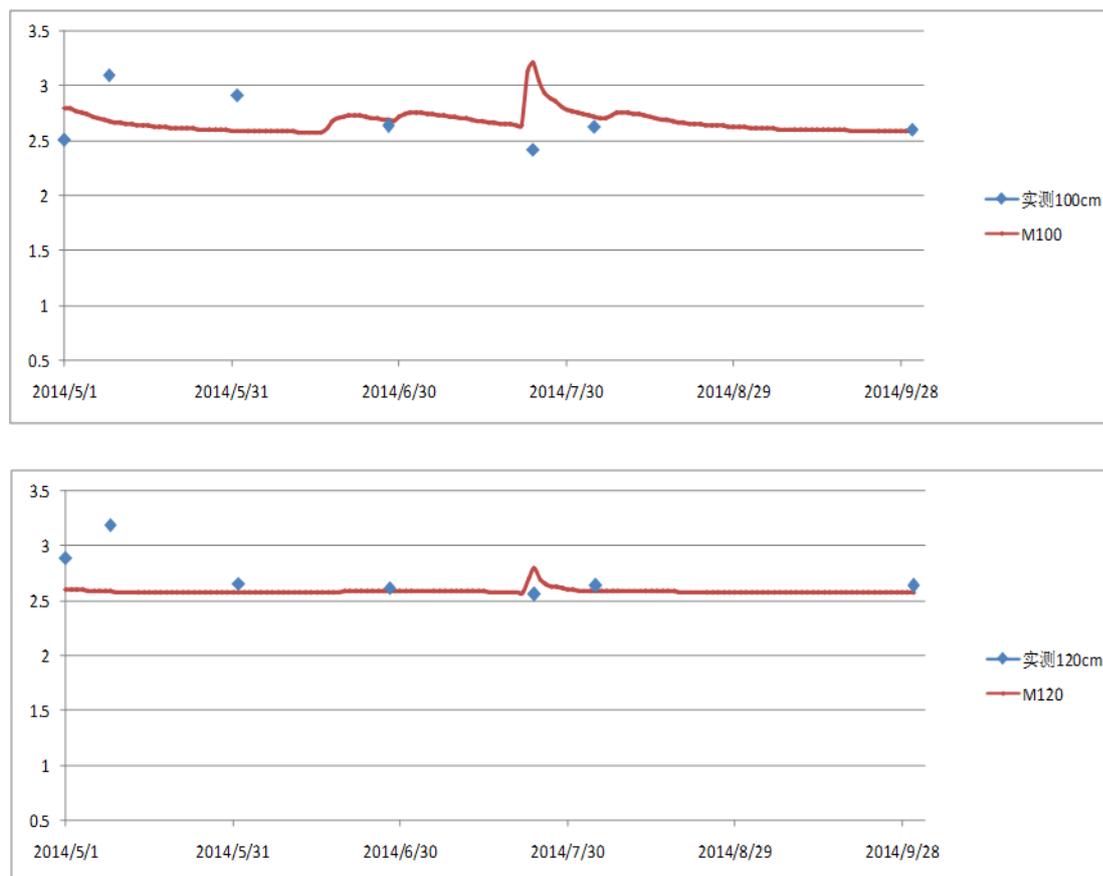


图 4.4 裸地单点不同层土壤水分模拟值与实测值

Figure 4.4 Soil moisture simulated and measured values of different layers in bare ground a single point

在裸地样点处，纵观各层土壤水分的模拟值与实测值的散点图，观察到不同深度土层土壤水分含量随时间变化的模拟值与实测值总体变化趋势基本一致。10cm、20cm、40cm、60cm 土层模拟的土壤水分变化的波动比较大，土层 80cm、100cm、120cm 土壤水分的变化相对比较的平稳；但是与实际情况相符合，降水对地表浅层的土壤水分的影响较显著，有降水，土壤水分就有波动的变化。但是通过比较各个评价指标（如表 4.3 统计结果），不同层模拟效果存在差异。各层土壤含水量的模拟值与实测值的相对误差 RE 在 0.24%~1.01% 之间变化，RMSE 在 0.037~0.072 之间变化， R^2 模拟结果较好基本都在 0.6 以上。40cm 层土壤水分含量的模拟效果较其他层差，决定系数最小，均方根误差（RMSE）和相对误差（RE）较其他层大，其主要原因可能是，该区域属于干旱区，该区域植被普遍具有根系深大的特点，尽管选择地点为表面裸土区，无法保证样点周围的植被根系侧向发展的影响；此外，模拟过程中所使用的时间步长和空间离散点分配均会在一定程度上影响模型模拟的结果。但总体来看，在裸地单点处模型可以较好的估计出

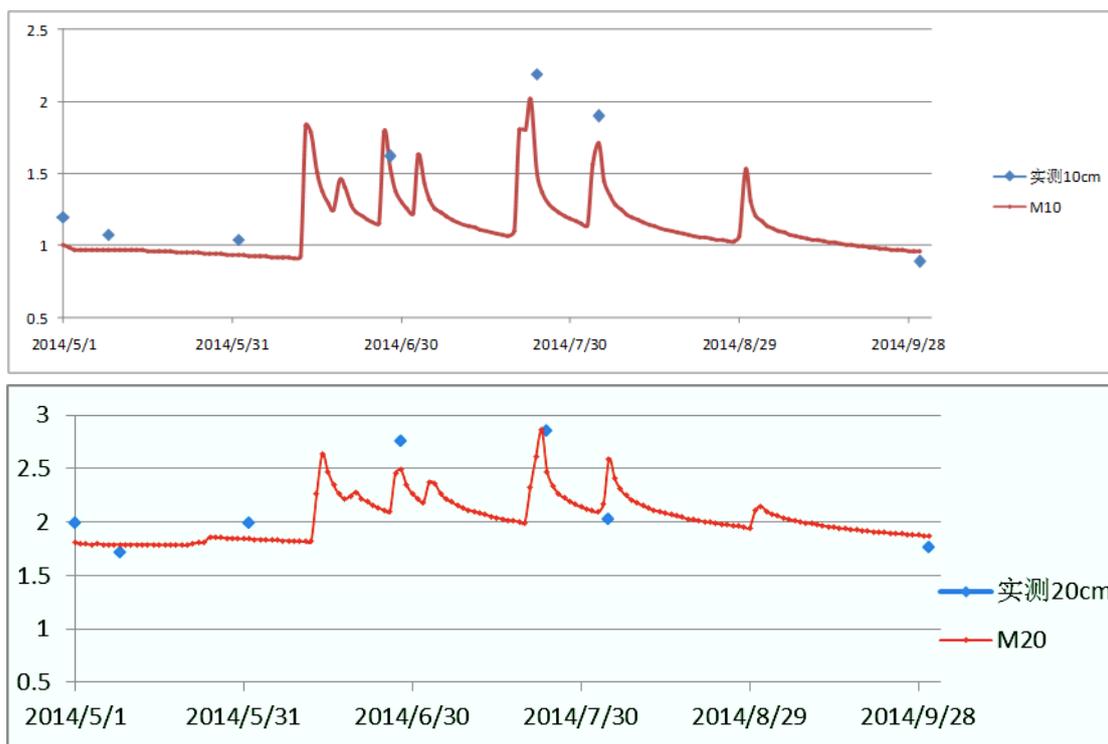
不同层土壤水分变化趋势，且误差范围较小，可以反映斑块植被区裸地土壤水分在时间上的动态变化特征。

表 4.3 裸地单点土壤水分模拟结果精度统计

Table 4.3 The precision statistics of soil moisture content simulation in different Layers

土层	R^2	RESM	RE
10cm	0.77	0.042	0.24%
20cm	0.72	0.037	0.63%
40cm	0.64	0.072	1.01%
60cm	0.66	0.047	0.65%
80cm	0.75	0.062	0.88%
100cm	0.71	0.065	0.89%
120cm	0.78	0.059	0.77%

4.3.2 植被区单点各层土壤含水量随时间变化特征



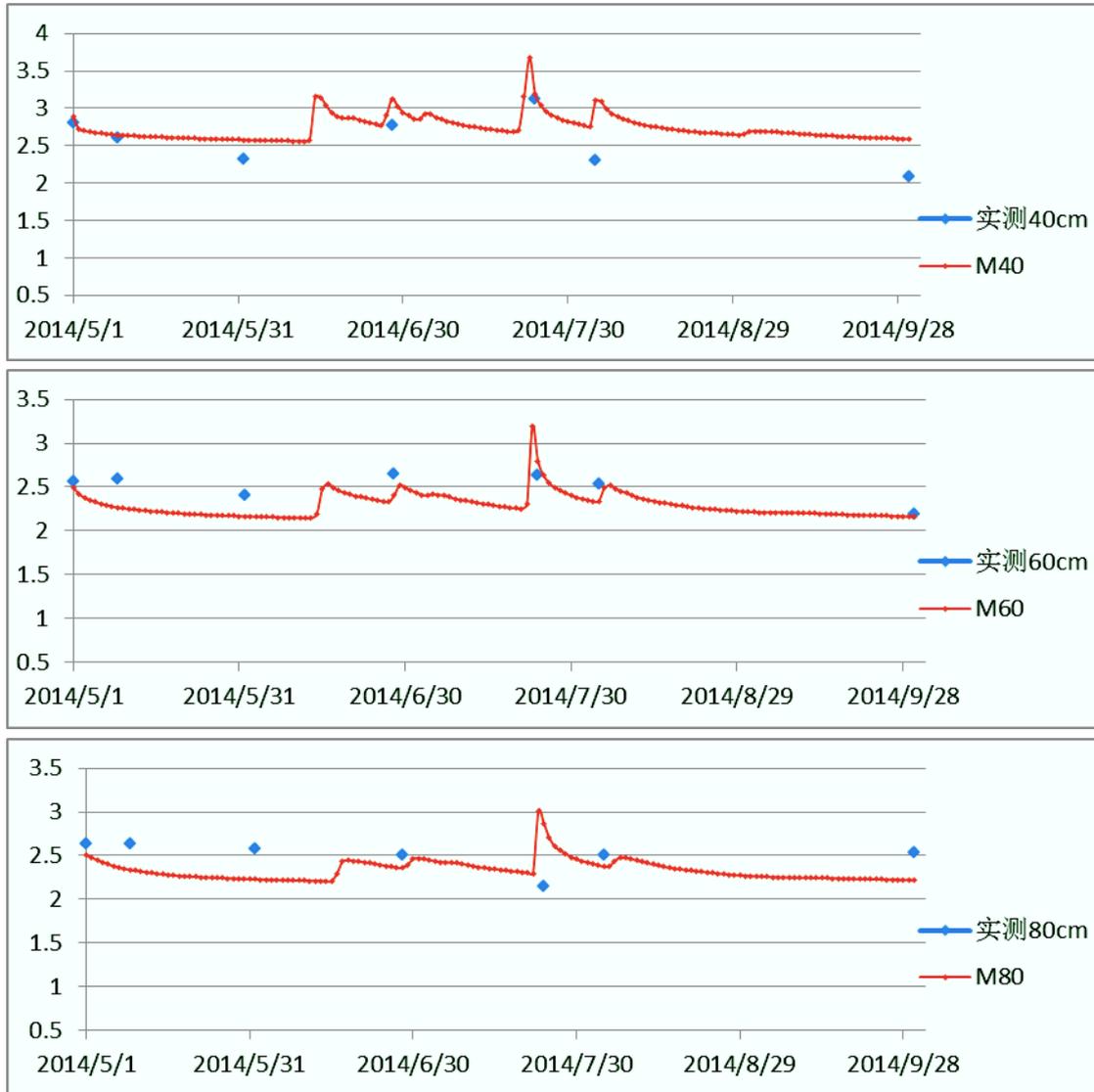




图 4.5 植被区单点不同层土壤水分模拟值与实测值

Figure 4.5 Soil moisture simulated and measured values of different layers in bare ground a single point

在植被区样点处，模拟的各层土壤水分含量与实测值相对误差 RE 在 0.27%~0.91% 之间变化, RMSE 在 0.007~0.105 之间变化, 决定系数 R^2 基本都在 0.52 以上。尽管 Hydrus 模型在有植被区域充分考虑了植被根系吸水模型。模拟效果没有裸地单点处模拟效果理想, 可能的原因是干旱区植被, 根系强大的吸水能力可能有一定的模拟偏差; 同时在模拟过程中所使用的时间步长和空间离散点分配均会在一定程度上影响模型模拟的结果。但是, 总体来看不同深度土层土壤水分含量的模拟值与实测值总体基本趋势一致。

表 4.4 植被区单点土壤水分模拟结果精度统计

Table 4.4 Vegetation soil moisture simulation precision of the single point statistics

土层	R ²	RESM	RE
10cm	0.71	0.066	0.27%
20cm	0.66	0.030	0.69%
40cm	0.52	0.007	0.87%
60cm	0.55	0.059	0.75%
80cm	0.63	0.061	0.81%
100cm	0.61	0.072	0.83%
120cm	0.64	0.105	0.91%

4.5 本章小结

本章在考虑该斑块植被区下垫面类型的前提下，选择两个典型样点，裸地区单点和有植被区单点，利用 Hydrus-1D 模型模拟典型样点处不同土层土壤水分含量随时间的变化规律，模拟时间从 2014 年 5 月 1 日至 2014 年 9 月 30 日，共计 153 天。并用样点处实测土壤含水量数据对模拟值进行验证。结果如下：

(1) 无论是裸地样点土壤水分的模拟还是有植被区样点土壤水分的模拟，纵观各层土壤水分的模拟值与实测值的散点图，发现不同深度土层土壤水分含量随时间变化的模拟值与实测值总体变化趋势基本一致。

(2) 10cm、20cm、40cm、60cm 土层模拟的土壤水分变化的波动比较大，土层 80cm、100cm、120cm 土壤水分的变化相对比较的平稳，但是与实际情况相符合，降水对地表浅层的土壤水分的影响较显著，有降水，就会有土壤水分的波动。但是通过比较各个评价指标，不同层模拟效果存在差异。

(3) 通过比较多个评价指标，有植被区样点的模拟效果没有裸地单点的满意，可能是干旱区植被根系强大的吸水能力，使模拟值存在偏差。

模型中土壤水分运动参数的精度确定需要进一步的提高，但总体上土壤水分含量的模拟值和实测值基本吻合，可以反映裸地或有植被区不同层土壤水分含量随时间的变化，所以 Hydrus 模型在一定程度上可以用于模拟斑块植被区土壤水分动态变化过程。研究结果，为区域获得大范围长时间的土壤水分资料提供一种有效方法，为向二维或三维面上的应用与推广提供借鉴和依据。

5 热惯量法反演表层土壤水分

获得长时间序列大尺度范围的土壤水分资料是水文、气象、生态、环境等相关研究的基础。对于斑块植被区而言，土壤含水量是影响其生态系统的重要因素，制约着植被的形成和发展。因此，快速、准确地获取区域尺度地表土壤水分空间分布信息是一个迫切需要解决的问题。利用遥感手段反演土壤含水量，建立相关的定量反演模型可以提供长期有效的空间含水量数据，为相关研究提供基础性数据。本研究所选用的热惯量法，在裸地和植被稀疏区反演土壤含水量具有参数简单，数据易获得，精确性高等特点。适合用于斑块植被区表层土壤含水量反演。

5.1 热惯量方法

热惯量是表征物质温度变化热反应的度量，反映物质与周围环境能量交换的能力，与物质的比热、热传导、以及密度有密切关系^[106]。土壤热惯量受土壤水分影响较大，不同含水量的土壤热惯量差异明显。一般来讲土壤含水量与土壤热惯量呈现正相关关系^[107]，土壤热惯量定义为：

$$P = \sqrt{\lambda \rho c} \quad (5-1)$$

式中： P 为土壤热惯量 ($Jm^{-2} K^{-1} s^{-1/2}$)； λ 为土壤热传导系数 ($Jm^{-1} s^{-1} K^{-1}$)； ρ 为土壤密度 ($kg m^{-3}$)； c 为土壤比热容 ($J kg^{-1} \cdot K^{-1}$)。

受到资料及计算复杂度的限制，以上公式中的参数不能全部从遥感影像中提取。实际应用中常采用 Price1985 年所提出的表观热惯量方法近似代替土壤热惯量^[108~109]，公式如下：

$$ATI = (1 - A) / \Delta T \cdot B \quad (5-2)$$

式中， ATI 为表观热惯量， A 为地表全波段反射率（地表反照率）， B 为太阳辐射校正系数； ΔT 为地表温度日较差。

太阳辐射校正系数由如下公式计算：

$$B = \sin \theta \sin \varphi (1 - \tan 2\theta \tan 2\varphi) + \cos \theta \cos \varphi \arccos(-\tan \theta \tan \varphi) \quad (5-3)$$

式中： B 为太阳辐射校正系数； θ 为纬度； φ 为太阳辐射偏差量，由于本研究所反演区域较小可以认为区域太阳辐射量统一，表观热惯量公式可以近似的简化为^[110]：

$$ATI = (1 - A) / \Delta T \quad (5-4)$$

确立土壤表观热惯量与土壤水分之间的关系建立遥感模型，由于土壤水分与表观热惯量之间的关系较为复杂，目前尚无明确的理论支持。比较常用的是利用经验公式计算土壤水分，常用的经验公式有线性、指数函数、幂函数等模型。有关表观热惯量与土壤水分之间的经验模型选择上，缺乏统一的认识。因此，需要对模型进行选择，公式如下：

$$W = a \times ATI + b \quad (5-5)$$

$$W = a + ATI^b \quad (5-6)$$

$$W = a + b \log(ATI) \quad (5-7)$$

式中，W 为土壤含水量；a、b 为经验参数；

5.2 数据的选择及预处理

5.2.1 遥感数据的选择

热惯量法反演土壤含水量可供选择的数据源众多，选择合适的数据源关乎定量反演的精度，因此有必要对遥感数据源进行筛选。在本研究中，要求源数据具有一定的时间连贯性、兼备一定的空间分辨率、获取方便、成本低廉、数据处理简便等。目前，应用于热惯量法的遥感源数据主要有：TM、MODIS、AVHRR、SPOT5 等。其中 TM 空间分辨率相对较高 30m，但其过境时间为 16 天/次；SPOT5 具备较高的时空分辨率，但是其使用费用较高；AVHRR 具有较为成熟的算法，但是空间分辨率较低；MODIS 数据具有较高的光谱分辨率、数据更新频率高、完全免费的优势；因此，本研究选择 MODIS 数据作为热惯量法的源数据对区域土壤含水量进行反演。

5.2.2 MODIS 数据的获取及预处理

本研究计算表观热惯量采用 MODIS1B 数据，有 MOD021KM、MOD02HKM、MOD02QKM、MOD03 等数据产品。其中 MOD021KM 各波段分辨率均为 1km，包含 1-36 波段；MOD02HKM 各波段分辨率均为 500m，包含 1-7 波段；MOD02QKM 各波段分辨率均为 250m，包含 1、2 两个波段。本研究选择天气比较晴朗的 2014 年 5 月 2 日白昼和夜晚两景 MODIS 图像，采用热惯量方法需要热红外波段来反演地表温度，而 MODIS 影像的 8 个热红外波段分辨率是 1000 米，所以本研究选择 1000 米分辨率的产品，即 MOD021KM。本研究选在 2014 年 5 月 2 日上午九点到下午四点之间实地进行取样，尽可能与卫星数据信息具有同期性。取样当天天气晴朗、而且风力较小适合后续遥感实验的进行。在室内使用烘干法对土壤含水量进行测定。

5.2.3 数据预处理

本研究采用 ENVI 4.8 遥感处理软件对 MODIS 1B 数据进行处理, 尽管 MODIS 数据产品已经经过定位和定标处理, 但影像还存在一定量的漂移和扭曲。在实际反演过程中还需要对数据进行大气校正、物理定标、去除条带噪声和蝴蝶结现象、几何校正和影像裁剪等预处理工作^[111]。

本研究中所实测的研究区表层土壤水分数据均在晴天状况下进行的, 因此, 在处理同期的影像时忽略影像的大气校正, 其余校正均使用 ENVI 自带功能处理。其中去除蝴蝶结效应使用 NASA 提供的 Modistools 插件进行处理。几何校正使用 albers 投影, Krasovsky 椭球体坐标系。

影像裁剪, 由于采样区域范围较小, 选取的 MODIS 数据为 1km 分辨率数据, 地面所选研究区所占像元较少。为了更好的说明问题本研究采用临泽行政区边界对遥感影像进行裁剪。

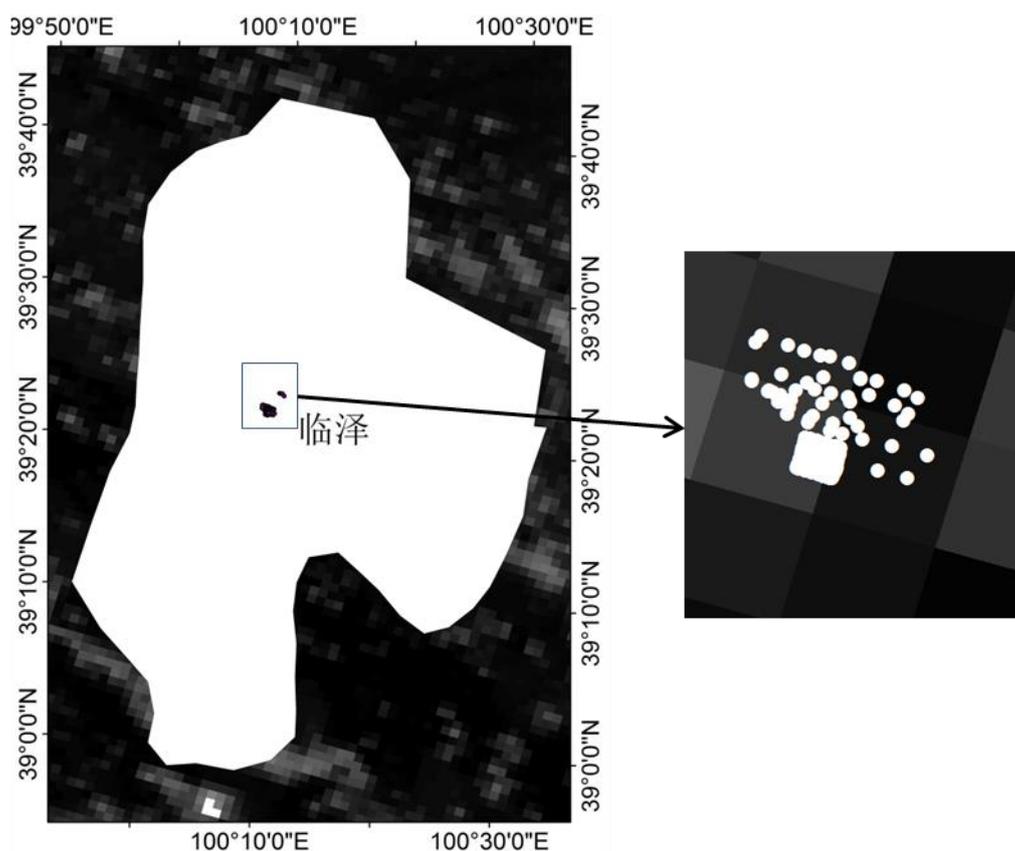


图 5.1 临泽行政区边界与采样区域

Figure 5.1 The boundary of the Linze Administrative Region and sampling area

5.3 土壤含水量模型的建立

5.3.1 反演地表温度日较差

地表温度日较差是指在一昼夜内地表最高温度与最低温度的差值。研究表明，亮温（即由遥感影像反演出的辐射温度）差与实际地表温差相比差别较小，可以利用亮温差近似代替地表温度日较差^[112]。公式如下：

$$\Delta T = T_{LST_d} - T_{LST_n} \quad (5-8)$$

式中， ΔT 为地表温度日较差， T_{LST_d} 和 T_{LST_n} 分别由白昼和夜晚的亮温，由于地表多数物质在 31 波段比辐射率相对稳定，因而采用 31 波段的亮温近似计算地表温度。公式如下

$$\Delta T = T_{31d} - T_{31n} \quad (5-9)$$

式中， T_{31d} 和 T_{31n} 分别为 MODIS 白昼与夜晚 31 波段亮温。本研究使用 modistools 中计算亮温工具对地表亮温进行计算如下图：

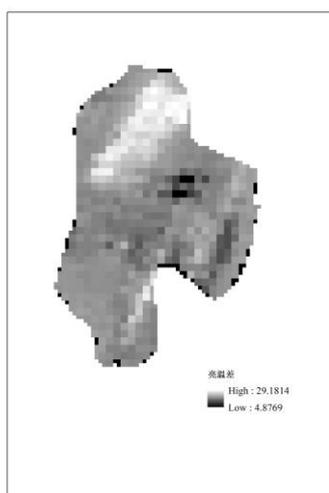


图 5.2 亮温差

Figure 5.2 Brightness temperature difference

5.3.2 反演地表反照率

全波段地表反照率定义为地表全波段的反射比，是反应地表能量平衡的重要因素。由于太阳辐射能量主要集中于波长为 $0.25-1.5\mu m$ 的范围内。因此可以用宽波段的反照率来近似反演全波段的反照率^[113]。利用宽波段对地表反射率的计算方法很多，其中 liang 的方法应用比较广泛且反演精度较高^[114]。

$$A = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.116\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_7 - 0.0015 \quad (5-10)$$

式中， α_n 为第 n 波段的反射率，其他符号同上。地表反照率结果如图：

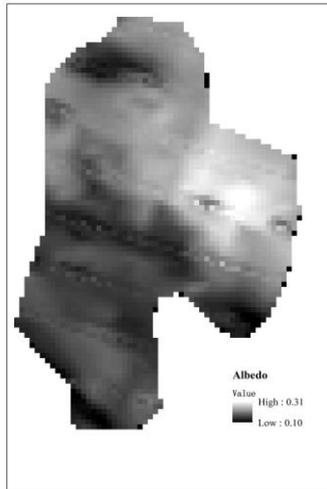


图 5.3 地表反照率

Figure 5.3 The surface albedo

5.3.3 反演研究区热惯量

根据表观热惯量计算公式 $ATI=(I-A)/\Delta T$ ，计算土壤表观热惯量如图：

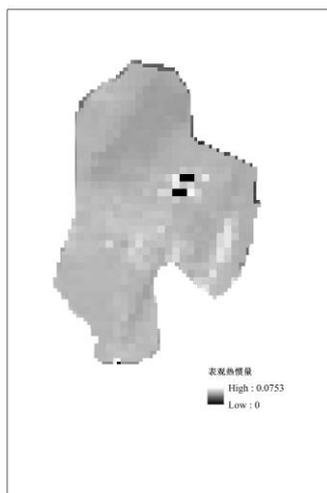


图 5.4 表观热惯量

Figure 5.4 Apparent thermal inertia

5.3.4 建立热惯量与土壤含水量关系模型

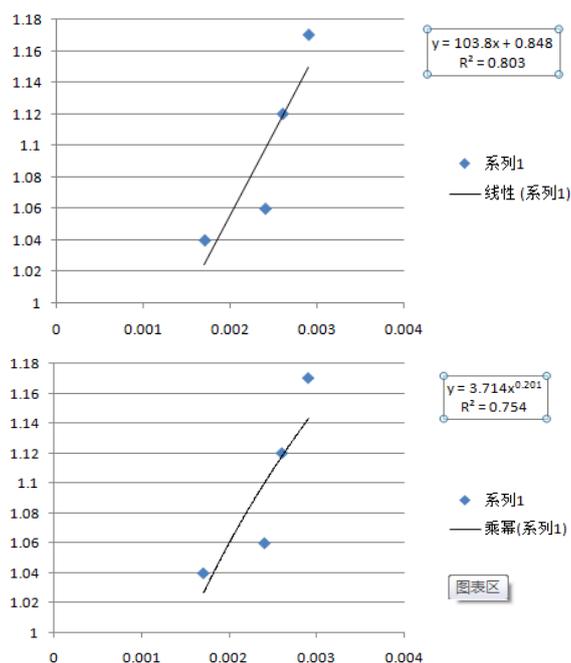
本研究采用的遥感影像分辨率为 1km，为保证野外采样数据能够代表每个像元内土壤含水量数据。在像元内采若干随机样点（见图 5.1），并对像元内所采样品土壤含水量数据进行平均。样地所在像元实测数据与表观热惯量数值见表 5.1。

表 5.1 2014 年 5 月 2 日对应像元表观热惯量与实测土壤含水量对比表

Table 5.1 Comparison table of measured soil moisture content and apparent thermal inertia In May 2, 2014

像元编号	土壤含水量 W	表观热惯量 ATI
1	1.04	0.0017
2	1.06	0.0024
3	1.17	0.0029
4	1.12	0.0026

由于表观热惯量与土壤含水量经验公式形式较多，且对检验公式的选择上存在较大争议。本研究分别对土壤表观热惯量与对应的土壤含水量分别进行一元线性函数、指数函数，幂函数进行回归分析，使用 SPSS19.0 中最小二乘法拟合它们之间的回归方程。



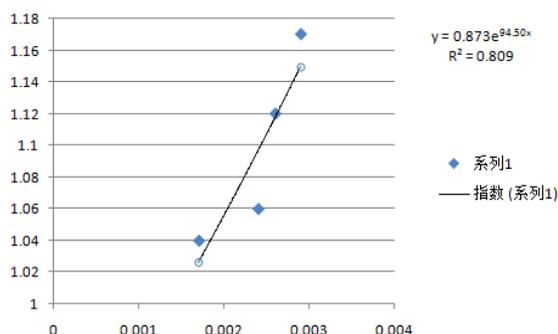


图 5.5 土壤表观热惯量与对应的土壤含水量的回归方程

Figure 5.5 The regression equation of of apparent thermal inertia and corresponding soil moisture content

表 5.2 土壤含水量与表观热惯量的回归统计结果

Table 5.2 The regression results of thermal inertia and surface soil moisture content.

模型	a	b	R ²	F 检验	F fig
线性	0.848	103.8	0.803	18.6217	0.187
幂函数	3.417	0.201	0.754	12.5301	0.864
指数	0.873	94.502	0.809	14.3325	0.236

结果表明，三种模型均通过，置信度为 0.05 的显著性水平 F 检验，其中指数函数模型相对其他模型具有较高的相关性，相关系数为 0.809，表明指数模型与数据拟合程度较高。因此，可以用指数模型对土壤含水量进行反演。反演公式如下：

$$W = 0.873 + ATI^{94.502} \quad (5-11)$$

使用公式 5-11，计算土壤含水量如图（5.4）所示：

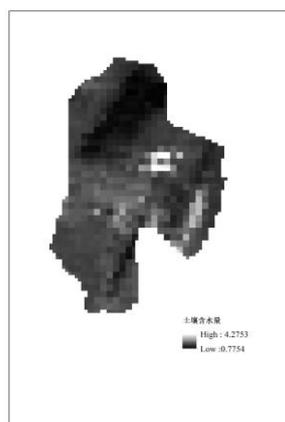


图 5.4 2014 年 5 月 2 日表层土壤含水量的反演结果

Figure 5.4 The estimation results of surface soil moisture In May 2, 2014

为保证反演的可靠性，有必要对指数模型反演结果进行精度计算，使用如下公式计算反演精度：

$$\varphi = \left(1 - \frac{\bar{W}_a - \bar{W}_r}{\bar{W}_a} \right) \times 100\% \quad (5-12)$$

式中： φ 为遥感反演精度； \bar{W}_a 为样地像元内采样点实测平均含水量； \bar{W}_r 为热惯量反演土壤含平均水量。计算结果表明使用指数函数模型计算的实际精度达到 70.06%。因此，可以应用指数型热惯量方法反演斑块植被区内的土壤含水量。

5.4 热惯量反演土壤含水量验证

为验证指数模型热惯量计算方法在时间上对斑块植被区的符合程度，本研究分别于 2014 年 5 月 9 日、6 月 1 日、7 月 2 日、8 月 8 日、9 月 30 日对斑块植被区土壤含水量进行 5 次采集。采集选择晴朗、少风且有利于 MODIS 数据反演的天气进行，并通过 NASA 下载同期的 MODIS 数据。相同方法反演的土壤含水量结果。

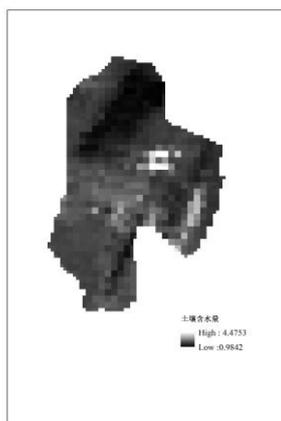


图 5.5 2014 年 5 月 9 日土壤水分反演结果

Figure 5.5 The estimation results of surface soil moisture In May 9, 2014



图 5.6 2014 年 6 月 1 日土壤水分反演结果
Figure 5.6 The estimation results of surface soil moisture In June 1, 2014



图 5.7 2014 年 7 月 2 日土壤水分反演结果
Figure 5.7 The estimation results of surface soil moisture In July 2, 2014



图 5.8 2014 年 8 月 8 日土壤水分反演结果
Figure 5.8 The estimation results of surface soil moisture In August 8, 2014



图 5.9 2014 年 9 月 30 日土壤水分反演结果
Figure 5.9 The estimation results of surface soil moisture In September 30, 2014

通过对比不同时期斑块植被区热惯量反演土壤含水量，发现经验指数模型在不同时期反演斑块植被区土壤含水量均有一定的精度，反演精度分别为：66.25%、67.29%、58.27%、56.64%、69.24%。从反演精度可以看出，使用指数模型反演土壤水分在时间上

具有一定的平稳性。表明在合适的模型条件下，可以使用热惯量法对该区域土壤含水量进行长期监测。

其中7月2日和8月8日相对较低，由于热惯量法反演土壤含水量适用条件为裸地或植被稀疏区。7月、8月处于斑块植被生长季节，植被生长可能导致热惯量法测量土壤水分精度降低。亦可能为7月、8月该区域内频繁降水，而土壤反馈具有一定的延迟性，使得热惯量反演精度降低。总体来看，热惯量法是定量反演斑块植被区土壤含水量并进行长期的检测的一种有效手段。

5.5 本章小结

本研究利用 MODIS 数据采用热惯量方法反演了荒漠绿洲过渡带斑块植被区表层土壤含水量。

(1) 通过对比线性、指数、幂函数模型，发现指数函数对土壤含水量反演的相关性较高。

(2) 通过对该区域不同时期土壤含水量反演，发现在斑块植被区，使用同种经验模型精度相对稳定。在遥感数据充足的情形下可以使用热惯量法对该区域土壤水分进行长时间监测。

总之，MODIS 数据在土壤水分监测方面的应用具有巨大的潜力。在全球变化背景下，可以利用遥感方法长期动态监测荒漠绿洲过渡带土壤水分的时空分布状况，对于干旱区气候变化、水文循环、生态环境等方面的研究具有极为重要的意义，并为同类型区域的模型和研究工作提供一定的参考依据。

6 结论及展望

6.1 结论

为实现土壤水分资料的时空化做一些初步的探究，本研究采用三种方法从三个不同尺度对黑河中游荒漠绿洲过渡带典型斑块植被区土壤水分的时空异质性进行探究。第一，在样方尺度上（面积为 $300\text{m} \times 340\text{m}$ 样方， $40\text{m} \times 40\text{m}$ 间距采样），结合统计学和地统计学方法对该过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性进行研究；第二，在单点尺度上，应用 Hydrus-1D 模型对该过渡带典型样点处（裸土样点和有植被样点）垂直梯度上各层土壤水分在时间序列上的变化进行模拟，并用野外实测的土壤水分数据进行验证，探究 Hydrus-1D 模型对该过渡带斑块植被区土壤水分模拟效果；第三，在区域尺度上，利用热惯量的方法反演该过渡带表层的土壤含水量，并用实测的土壤含水量数据进行验证。研究结论如下：

(1) 通过描述性统计分析，在样方上随着土壤深度的增加，该过渡带斑块植被区土壤水分含量均值呈现逐渐增加的趋势。且 5 层土壤水分含量的变异都属于强变异性，尤其是土层 20cm 土壤含水量的变异系数最大，达到了 159.62%。

(2) 通过地统计学方法的分析，5 层土壤水分含量的空间异质性特征有明显差异。5 层土壤水分变程在 45.5m ~ 119.4m 范围之内变化，10cm、20cm、40cm 土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型均为指数模型；而 60cm 和 80cm 土层土壤水分含量的最佳理论拟合模型分为球状模型。5 层土壤水分的块金系数都小于 25%，说明该荒漠绿洲过渡带斑块植被区土壤水分的空间异质性由随机因素引起的变异比例较小，主要自相关因素（结构因素）引起，样方范围较小，气候条件和立地条件基本相同，植被的斑块状分布状况是驱动该典型区域土壤水分异质性的主要因素。

(3) 在垂直梯度上，土层 10cm、20cm、40cm、60cm、80cm 土壤水分含量的全局空间自相关 Moran's I 系数均为正值，说明各层土壤水分均具有空间正相关性，并且具有空间集聚特征；土层 60cm 土壤水分具有较为强烈的空间集聚性且其空间集聚特征较其它土层更为明显。

(4) IDW 和 Kriging 两种插值方法得到的各层土壤水分含量的预测结果趋势基本相同，但 IDW 插值法由于受土壤水分极值的影响出现了“牛眼”现象；相比较各个评价参数和插值图而言，Kriging 插值精度较 IDW 插值精度高，插值图也较平滑。

(5) 通过 Hydrus-1D 模型对该斑块植被区两种下垫面类型下，两个典型样点处土壤水分含量随时间动态变化进行模拟，结果表明，无论在裸地单点处还是在有植被区单点处，模拟出的不同层土壤水分含量动态变化趋势与实测值的变化趋势基本一致，相关

系数 R^2 在 0.52~0.78 的范围之内，均方根误差 RMSE 和相对误差 RE 都控制在较小的范围内，Hydrus-1D 模型能较好的模拟该斑块植被区土壤水分随时间的动态变化规律。

(6) 在区域尺度上，利用 MODIS 数据，采用热惯量方法对该斑块植被区表层土壤水分含量进行反演，在建立热惯量与土壤含水量关系模型的基础上，对比线性、指数、幂函数模型，发现指数函数对土壤含水量反演的相关性较高，反演的土壤水分与实测的土壤水分间的误差较小。

论文主要的创新点：虽然对干旱区荒漠绿洲过渡带土壤水分时空变异特征的研究较多，但是在该过渡带典型斑块植被区域未见相关报道，本研究探讨了该样方区域土壤水分空间变异特性，为研究区域土壤水分的分布格局与植被的生态系统关系奠定基础。另外，Hydrus 模型的应用主要集中在农田系统，并未在干旱区的得到广泛的应用，本研究利用 Hydrus-1D 模型得到了该典型样点处土壤水分随时间的变化规律，获得相应的模型参数，为向区域尺度推广和应用奠定基础。同样，热惯量模型的应用，也为该过渡带获得大范围长时间的土壤水分资料提供了一种有效的方法。

6.2 存在的问题

1、土壤水分空间异质性的研究主要限定在小样方上，空间范围较小，未能揭示在大范围上土壤水分的变异特性。

2、模型中需要土壤水分运移的参数，由于实验条件的限制，没有精确的实验室测定，是根据已经测得的土壤属性推算的，参数的精确度有待进一步的提高。

3、本研究由于篇幅问题，未能从模型方面和数据方面减少遥感反演土壤含水量带来的不确定性。

4、受到各种条件的制约，本研究所选样地较小，导致可供遥感反演方法验证的数据较少，有必要在未来的研究中扩大斑块植被区地面监测范围。

6.3 展望

斑块植被区是在干旱区广泛存在的区域，且该区域植被相对比较稳定，在以后的研究中希望能在更大的范围揭示该典型区域土壤水分时空变异的特性，在土壤水分的空间分布特征和时间变化规律研究的基础上，进一步去研究土壤水分分布格局与植被的生态系统关系；进一步精确模型的参数，提高模拟精度，并把模型的适用性推广到二维或三维面上，同时扩大地面实际监测的范围，保证验证数据和模拟数据的有效，为实现土壤水分资料的时空化带来实质性的进展。

致 谢

三年的研究生生活转瞬即逝，回首往昔的点点滴滴，感慨颇多。这三年来我不仅在知识上有了扩充和提升，在生活 and 为人处事等方面都得到了很大的锻炼，使我收获了很多，也成长了很多。

首先，感谢父母对我二十多年的养育和栽培，是您们默默地付出与支持，我才能安心的学习；您们无私的爱，是我前进的动力，是我终身都报答不完的恩情。本该颐养天年的您们，还要为我以后更好的生活操心 and 辛劳。看着父母双鬓增添的白发 and 逐渐变老的身躯，心里是五味杂陈，感谢家人的理解与支持。愿父母身体健康，笑口常开！

其次，特别感谢我的导师胡广录教授。他踏实认真的做事态度，对科学问题执着的钻研精神，使我们受益匪浅。由于我是跨专业进入这个学科，最初对专业的认识只是比较肤浅的表面知识，是您耐心的教导 and 以身作则的坚持，指引 and 鞭策着我更深入的去学习和探索。从论文的选题，野外实验的进行，到最后论文的撰写、修改 and 审查，每个过程胡老师都认真的核实，每一份注满批语的稿件无不凝聚着导师的心血。正是在您的谆谆教导 and 指引下，我才能顺利的完成论文工作。有时候，我做事很拖延，也总是做不好，会惹您很生气，谢谢您的宽容与包涵。总之，在您的言传身教下，我进步 and 成长了很多。

感谢我可爱的师弟们，与你们朝夕相处的日子里，我感受到了家的温暖与快乐，忘不了我们一起顶着炎炎烈日在野外观测 and 调查的日子，你们处处照顾 and 帮助着师姐，大家虽然很苦，但收获的是满满的甜乐 and 心情的释然。

感谢一起度过三年研究生生活的同窗好友，来自五湖四海的你们，让我的生活更加地丰富多彩，特别是班长，事事先为大家考虑，不辞辛劳地为大家办好各项事务。同时，特别感谢同寝室的好姐妹，虽然南北生活方式有差异，但大家都能相互的理解，遇到麻烦事情时，大家能互相的帮忙并出谋划策，遇到不开心的事情，大家会相互的开导，遇到你们是我非常幸运 and 开心的事情。一起度过的三年美好时光，是我一辈子都珍藏的记忆，祝大家都能找到称心的工作，越来越好。

感谢中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站提供的气象数据资料，并为我们野外实验解决食宿问题，在生活 and 学习上提供了很大的方便。感谢在站上做实验期间遇到的师兄师姐，有你们的关心和帮助，我们的实验才能进展的顺利。

最后特别感谢我男朋友王岗，在生活 and 学习上对我默默的帮助与支持，是你的鼓励与指引，才让我充满信心的坚定向前。因为有爱，所以幸福；因为有希望，才会有努力的动力。

研究生生活即将结束，带着母校的情怀和老师的谆谆教导，带着父母殷切的希望和自己努力向上、积极进取的热情踏上新的人生旅程，感谢有你们的一路相伴，以后的路会越走越好。

参 考 文 献

- [1] 陈亚宁,李稚,范煜婷,等.西北干旱区气候变化对水文水资源影响研究进展[J].地理学报,2014,69(9):1295-1304.
- [2] 陈亚宁,杨青,罗毅,等.西北干旱区水资源问题研究思考[J].干旱区地理,2012,35(1):1-9.
- [3] 王浩,秦大庸,郭孟卓,等.干旱区水资源合理配置模式与计算方法[J].水科学进展,2004,15(6):689-694.
- [4] 解婷婷,苏培玺,周紫鹃,等.荒漠绿洲过渡带沙拐枣种群结构及动态特征[J].生态学报,2014,2(15):4272-4279.
- [5] 赵文智,常学礼.河西走廊水文过程变化对荒漠绿洲过渡带 NDVI 的影响[J].中国科学:地球科学,2014,44:1561-1571.
- [6] 胡广录,赵文智,王岗.干旱荒漠区斑块状植被空间格局及其防沙效应研究进展[J].生态学报,2011,31(24):7609-7616.
- [7] 胡广录.干旱区绿洲水分生产率分布格局及影响因素研究[M].兰州:甘肃人民出版社,2012.
- [8] 赵文智,常学礼.河西走廊水文过程变化对荒漠绿洲过渡带 NDVI 的影响[J].中国科学:地球科学,2014,44(7):1561-1571.
- [9] 刘昌明,王中根,杨胜天,等.地表物质能量交换过程中的水循环综合模拟系统(HIMS)研究进展[J].地理学报,2014,69(5):579-587.
- [10] Ali, G.A., Roy, A.G., Legendre, p.Spatial relationships between soil moisture patterns and topographic variables at multiple scales in a humid temperate forested catchment[J].Water Resources Research, 2010,46,w10526, doi: 10.1029/2009WR008804.
- [11] Brocca, L., Morbidelli, R., Melone, F, Moramarco, T. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy[J].Journal of Hydrology,2007,333:356-373.
- [12] 王幼奇,白一茹,展秀丽.在不同尺度下宁夏引黄灌区农田土壤养分空间变异分析[J].干旱区研究,2014,31(2): 209- 215.
- [13] 刘玲,王海燕,戴伟,等.长白山低山区森林土壤有机碳及养分空间异质性[J].2014,25(9): 2460-2468.
- [14] Douaik A,Vanmeirvenne M,etal.Space-time mapping of soil salinity using probabilistic Bayesian maximum entropy [J]. Stoch Environ Res Risk Assess,2004,18: 219-227.
- [15] Webster R, Burgess T M.Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties III Changing drift and univesal kriging[J].J SoilSc.i,1980, 31: 505-524.
- [16] McBratneyAB,Webster R. Spatial dependence and classification of the soil along a transect in northeast Scotland [J] .Geoderma,1981, 26: 63-82.
- [17] Greenholtz D E, JinYehTC, NashM S B, eta.IGeostatistical analysis of soil hydrologic properties in a field plot [J].JContam Hydrol,1988, 3: 227-250.
- [18] Rieu M, SpositoG.Soil Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties[J]. Application Soil Sci.,1991,55:1231-1238.
- [19] Tsegaye T, HillRL.Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties [J]. SoilScience,1998,163(2): 143-154.

- [20] Brain A Needelman. envirmetal management of soil phosphorus[J]. SoilSci.i Soc. Am., 2001,65: 1516-1522.
- [21] 祖皮艳木 买买提,海米提 依米提,吕云海.于田绿洲典型区土壤盐分及盐渍土的空间分布格局[J]. 土壤通报,2013,44(6):1314-1320.
- [22] 李建辉,李晓秀,张汪寿,等.基于地统计学的北运河下游土壤养分空间分布[J].地理科学, 2011, 31(8):1001-1006.
- [23] 杨海峰,钱亦兵,蒋超,等.古尔班通古特沙漠南缘主要土壤化学特征的空间异质性[J].中国沙漠, 2010,30(2):319-325.
- [24] 张勇,陈效民,杜臻杰,等.典型红壤区田间尺度下土壤养分和水分的空间变异研究[J].土壤通报, 2011,42(1):7-12.
- [25] 胡艳霞,周连第,魏长山,等.北京水源保护地土壤重金属空间变异及污染特征[J].土壤通报,2013, 44(4):1483-1490.
- [26] 郭德亮,樊军,米美霞.黑河中游绿洲区不同土地利用类型表层土壤水分空间变异的尺度效应[J].应用生态学报,2013,24(5):1199-1208.
- [27] Li J W, Richter Daniel de B, Mendoza A,etal..Effects of land-use history on soil spatial heterogeneity of macro-and trace elements in the Southern Piedmont USA[J]. Geoderma, 2010,156:60-73.
- [28] 张凯,冯起,吕永清,等.民勤绿洲荒漠带土壤水分的空间分异研究[J].中国沙漠,2011,5, 1149-1155.
- [29] 陈丽娟,冯起,成爱芳.民勤绿洲土壤水盐空间分布特征及盐渍化成因分析[J].干旱区资源与环境, 2013,11: 99-105.
- [30] Entin J K, Robock A, Vinnikov K Y, et al. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. Journal of Geophysical Research, 2000, 105:865-877.
- [31] Brocca L, Tullo T, Melone F. Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability. Journal of Hydrology, 2012, 422:63-75.
- [32] Coppola A, Comegna G, Dragonetti, etal. Average moisture saturation effects on temporal stability of soil water spatial distribution at field scale. Soil and Tillage Research, 2011, 114: 155-161.
- [33] Brooca L, Tullo T, Melone R, etal. Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales[J]. Water Resources Research, 2010, 46, W02516. doi: 10. 1029/2009WR008016.
- [34] Henninger D L, Petersen G W, Engman E T. Surface soil moisture within a Watershed-variations factors in fluencing and relationships to surface runoff [J].soil Science Society of America Journal, 1976, 40(5): 773-776.
- [35] 王红梅,王仲良,王堃,等.华北农牧交错带农田-草地景观镶嵌体土壤水分空间异质性[J]生态学报, 2013,33(19):6287-6294.
- [36] 肖绪培,宋乃平,谢腾腾,等.荒漠草原区不同土地利用类型土壤水分时空特征[J].生态与农村环境学报,2013,29(4):478-482.
- [37] 王云强,邵明安,刘志鹏.黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性[J].2012,23(3):310-316.
- [38] 史丽丽,赵成章,高福元,等.基于地统计学的甘肃臭草群落土壤水分空间异质性[J].山地学报, 2011, 29(6):649-653.
- [39] 徐慧芳,宋同清,黄国勤,等.喀斯特峰丛洼地区坡地不同土地利用方式下土壤水分的时空变异特征 [J].生态学报,2014,34(18):5311-5319.

- [40] 张泉,刘咏梅,杨勤科,等.祁连山退化高寒草甸土壤水分空间变异特征分析[J].冰川冻土,2014, 36(1):88-94.
- [41] 马春锋,王维真,吴月茹,等.采用 BBH 模型模拟计算黑河中上游农田和草地的土壤水分研究[J].冰川冻土,2011,33(6):1294-1301.
- [42] 林建,谢正辉,陈锋,等.2006 年汛期 VIC 水文模型模拟结果分析[J].气象,2008,34(3): 69- 77.
- [43] 姚淑霞,张铜会,赵传成.科尔沁沙地土壤水分动态分析及其概率密度函数模拟[J].水科学进展,2013,24(1):62-72.
- [44] 张岩,朱岩,张建军,等.林地土壤水分模型 SWUF 在晋西黄土高原的适用性[J].林业科学, 2012, 48(5):8-14.
- [45] 成向荣,黄明斌,邵明安.基于 SHAW 模型的黄土高原半干旱区农田土壤水分动态模拟[J].2007, 23(11):1-7.
- [46] Khalil A, Singh D K, Singh A K, et al . Modeling of nitrogen leaching from experimental onion field under drip fertigation[J]. Agricultural Water Management, 2007, 89(2):15-28.
- [47] Schwen A, Bodner G, Loiskand W. Time-variable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. Agriculture Water Manage, 2011, 99:42-50.
- [48] J.A.Vrugt, J.W. Hopmans, J. Šimůnek. Calibration of a Two-Dimensional Root Water Uptake Model [J]. American Society of Agronomy, 1999, V65 (4):1027-1037.
- [49] 郝芳华,孙雯,曾阿妍,等.HYDRUS-1D 模型对河套灌区不同灌施情景下氮素迁移的模拟[J].2008, 28(5):853-858.
- [50] 李洪.自然条件下土壤不饱和区中水含量分布模拟[J].农业环境科学学报, 2004, 23(6):1232-1234.
- [51] 汤英,徐利岗,张红玲,等.HYDRUS-1D /2D 在土壤水分入渗过程模拟中的应用[J].2011, 39(36): 22390-22393.
- [52] 马欢,杨大文,雷慧闽,等. Hydrus-1D 模型在田间水循环规律分析中的应用及改进[J].农业工程学报,2011,27(3):6-12.
- [53] 卞建民,李育松,胡昱欣,等.基于 Hydrus-1D 模型的大安灌区旱田灌溉入渗补给研究[J].干旱地区农业研究.2014, 32(2):191-195.
- [54] 吴黎,张有智,解文欢,等.改进的表观热惯量法反演土壤含水量[J].国土资源遥感,2012, 25(1):44-49.
- [55] 杨胜天,刘昌明.黄河流域土壤水分遥感估算[J].地理科学进展,2003,22(50):108-111.
- [56] 张显峰,赵杰鹏,刘羽.一种改进的土壤水分微波遥感反演模型[J].地理科学进展,2013, 32(1):78-86.
- [57] 张滢,丁建丽,周鹏.干旱区土壤水分微波遥感反演算法综述[J].干旱区地理,2011,34(4): 671-678.
- [58] 赵军,任皓晨,赵传燕,等.黑河流域土壤含水量遥感反演及不同地类土壤水分效应分析[J].干旱区资源与环境,2009,23(8):139-144.
- [59] 蒋金豹,张玲,崔希民,等.植被覆盖区土壤水分反演研究——以北京市为例[J].国土资源遥感, 2014, 26(2):27-32.
- [60] 陈书林,刘元波,温作明.卫星遥感反演土壤水分研究综述[J].地球科学进展,2012,27(11): 1192-1203.
- [61] 余涛,田国良.热惯量法在监测土壤表层水分中的研究[J].遥感学报,1997,1(1):24-31.
- [62] Watson K, Pohn HA. Thermal inertia mapping from satellites discrimination of geologic units in

- Oman [J]. *J.Res.Geol.Surv.*, 1974,2(2):147-151.
- [63] Kahle AB. A simple thermal model of the Earth's surface for geologic mapping by remote sensing [J].*J.GeophysRes*, 1977, 82:1673-1680.
- [64] John C. Price. On the Analysis of Thermal Infrared Imagery.The Limited Utility of Apparent Thermal Inertia. *Remote Sensing of Environment*, 1985, 18:59-73.
- [65] John C. Price. Thermal Inertia Mapping: A New View of the Earth. *J. of Geophysical Res.*,1977,82(18):131-139.
- [66] John C. Price. The Potential of Remotely Sensed Thermal Infrared Data to Infer SurfaceSoil Moisture and Evaporation. *Water Re-sources Research*,1980,16(4):787-795.
- [67] Carlson TN, Gillise RR, Schmugge TJ, An Interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content [J].*Agricultural and Forest Meteorology*,1995,77(3): 191-205.
- [68] 唐登银.一种以能量平衡为基础的干旱指数[J].*地理研究*,1987,6(2):21-31.
- [69] 张仁华.热红外信息在作物估产中作用分析[J].*红外研究(A 辑)*,1985,3:215-219.
- [70] 刘志明,张柏,晏明,等.土壤水分与干旱遥感研究的进展与趋势[J].*地球科学进展*,2003,18(4):576-581.
- [71] 隋洪智,田国良,李付琴.农田蒸散双层模型及其在干旱遥感监测中的应用[J].*遥感学报*, 1997, 1(3): 220-224.
- [72] 张凯,冯起,吕永清,等.民勤绿洲荒漠带土壤水分的空间分异研究[J].*中国沙漠*,2011,33(5): 1149-1155.
- [73] 贾晓红,李新荣,张景光,等.沙冬青灌丛地的土壤颗粒大小分形维数空间变异性分析[J]. *生态学报*, 2006,26(9):2827-2833.
- [74] 刘畅,李凤日,贾炜玮,等.基于局域统计量的黑龙江省多尺度森林碳储量空间分布变化[J].2014, 25(9):2493-2500.
- [75] 黄中秋,傅伟军,周国模,等.浙江省森林土壤有机碳密度空间变异特征及其影响因素[J].*土壤学报*, 2014,51(4):906-913.
- [76] 蒋超,钱亦兵,杨海峰,等.古尔班通古特沙漠南缘浅层风沙土含水量空间变异[J].*干旱区研究*, 2009, 26(4): 519-525.
- [77] 刘爱利.*地统计学概论*[M].北京:科学出版社,2012.
- [78] 张正偲,董治宝.土壤风蚀对表层土壤粒度特征的影响[J].*干旱区资源与环境*,2012, 26(12):86-89.
- [79] 刘金伟,李志忠,武胜利,等.新疆艾比湖周边白刺沙堆形态特征空间异质性研究[J].*中国沙漠*, 2009, 29(4): 628-635.
- [80] 谭万能,李志安,邹碧,等.地统计学方法在土壤学中的应用[J].*热带地理*,2005,25(4): 307-311.
- [81] 吴黎军,贺军亮,冯晓森.地统计学及其在土壤生态学研究中的应用与进展[J].2009,4(25): 12353-12356.
- [82] 霍霄妮,李红,孙丹峰,等.北京耕作土壤重金属含量的空间自相关分析[J].*环境科学学报*, 2009,29(6):1339-1344
- [83] 魏智,金会军,蓝永超,等.基于 Kriging 插值的黑河分水后中游地下水资源变化[J].*干旱区地理*,2009, 32(2) :196-203.
- [84] 袁峰,白晓宇,周涛发,等.元素空间分布插值方法的对比研究——以铜陵地区土壤中的重金属元素为例[J].*地学前缘*,2008,15(5):103-109.

- [85] M.Herbst,B.Diekkruger. Modelling the spatial variability of soil moisture in micro-scale catchment and comparison with field data using geostatistics.Physies and Chemistry of the Earth, 2003(8): 239-245.
- [86] 刘庚,牛俊杰,朱炜歆等.黄土丘陵区不同植被土壤水分的分异性特征[J].水土保持通报, 2014, 34(6):83-88.
- [87] 贾艳红,赵传燕,南忠仁.黑河下游地下水波动带土壤盐分空间变异特征分析[J].干旱区地理,2008, 31(3):379-388.
- [88] 马成霞,丁建丽,杨爱霞等.绿洲区域土壤盐渍化主要参数的空间异质性分析[J].干旱区资源与环境, 2015,29(2):144-150.
- [89] 张川,陈洪松,张伟等.喀斯特坡面表层土壤含水量、容重和饱和导水率的空间变异特征[J].应用生态学报,2014,25(6):1585-1591.
- [90] 张泉,刘咏梅,杨勤科,等.祁连山退化高寒草甸土壤水分空间变异特征分析[J].冰川冻土,2014, 36(1):88-94.
- [91] 李强,周冀衡,杨荣生,等.曲靖植烟土壤养分空间变异及土壤肥力适宜性评价[J].应用生态学报, 2011, 22(4):950-956.
- [92] 宋同清,彭晚霞,曾馥平,等.喀斯特木论自然保护区旱季土壤水分的空间异质性[J].应用生态学报, 2009,32(1):98-104.
- [93] Schlesinger WH, Reynolds J F, Cunningham G L,et al. Biological feedbacks in global desertification [J]. Sciences,1990, 247:1043-1048.
- [94] 何志斌,赵文智.荒漠绿洲区人工梭梭林土壤水分空间异质性的定量研究[J].冰川冻土, 2004, 26(2):207-211.
- [95] 刘波,陈东湘.基于 Cokriging 的土壤重金属空间变异研究——以昆山市为例[J].环境保护科学, 2012,39(2):34-37.
- [96] 郭瑞,冯起,司建华,等.土壤水盐运移模型研究进展[J].冰川冻土,2008,30(3):527-534.
- [97] 苏子龙,张光辉,于艳.东北典型黑土区不同土地利用方式土壤水分动态变化特征[J].地理科学, 2013,33(9):1104-1110.
- [98] Bridget R. Scanlon, Marty Christman, Robert C. Reedy, et al. Intercode comparisons for simulating water balance of surficial sediments in semiarid regions[J].Water Resources Researche, 2002, V38: 1323-1339.
- [99] Bufon VB, Lascano RJ, Bednarz C, Booker JD, Gitz DC. Soil water content on drip irrigated cotton: comparison of measured and simulated values obtained with the Hydrus-2D model.Irrigation Sci, 2011, 30:259-273.
- [100] 朱忠礼,林柳莺,徐同仁.海河流域不同下垫面土壤水分动态模拟研究[J].地球科学进展,2012, 27(7):778-787.
- [101] 张化,王静爱,张峰,等. HYDRUS-2D 模型对海冰水灌溉情景下水盐迁移的模拟[J].资源科学, 2011, 33(2):377-382.
- [102] 王鹏,宋献方,袁瑞强,等.基于 Hydrus-1d 模型的农田 SPAC 系统水分通量估算——以山西省运城市董村农场为例[J].地理研究,2011,30(4):622-634.
- [103] 余根坚,黄介生,高占义.基于 HYDRUS 模型不同灌水模式下土壤水盐运移模拟[J].水利学报, 2013,

- 44(7):826-834.
- [104] 杨栩,尤学一,季民.天津城市绿地土壤水分特征曲线模型及参数确定[J].干旱区资源与环境., 2013,27(8):115-119.
- [105] 肖庆礼,黄明斌,邵明安,等.黑河中游绿洲不同质地土壤水分的入渗与再分布[J].农业工程学报, 2014,30(2):124-131.
- [106] 李红梅,马玉寿.基于 EOS/MODIS 的青海草原春季干旱监测模型[J].草业科学, 2008, 25(11):20-23.
- [107] 黄泽林,覃志豪.利用 MODIS 数据监测大面积土壤水分与农作物旱情研究[J].安徽农业科学, 2008, 20(11):4784-4787.
- [108] Price J C. on the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent thermal inertia [J].Remote sensing of environment,1985,18:59-73. Meteorology, 1995, 77(3): 191-205.
- [109] 郭虎,王瑛,王芳.旱灾灾情监测中的遥感应用综述[J].遥感技术与应用,2008,22 (1): 111-116.
- [110] 于健,杨国范,王颖,等.基于 MODIS 数据反演阜新地区土壤水分的研究[J].遥感技术与应用,2011, 26(4):413-419.
- [111] 杜启胜,刘志平,等.基于 ENVI 的 MODIS 数据预处理方法[J].地理空间信息,2008,7(4): 98-100.
- [112] 姚艳丽,傅玮东,邢文渊,等.基于 MODIS 资料的新疆土壤水分遥感应用研究[J].中国农业气象, 2011,32(1):161-164.
- [113] 马春锋,王维真,吴月茹,等.基于 MODIS 数据的黑河流域土壤热惯量反演研究[J].遥感技术与应用, 2012,27(02): 197-207.
- [114] 吴静,李纯斌,胡自治,等.基于定量遥感的甘肃省草原综合顺序分类[J].农业工程学报,2013,29(1): 136-133.

附录 A 附录内容名称

攻读学位期间的研究成果

[1] 樊立娟,胡广录,廖亚鑫,等.河西走廊斑块植被区表层土壤粒径及其分形维数的空间变异特征[J].干旱区研究,2014.(待刊)

[2] Hu Guanglu, Fan Lijuan, Zhang Zhongrong. Study on influential factors of crop water productivity in irrigable land of arid area oasis.GIWRM2012.

[3]胡广录,樊立娟,王德金,等.荒漠-绿洲过渡带斑块植被表层土壤颗粒的空间异质性[J].兰州交通大学学报(自然科学版),2013,32(6):159-164.

[4]樊立娟,胡广录.CMORPH 卫星遥感降水产品在甘肃省的适用性的初步探讨,(水文在投)

[5]樊立娟,胡广录.基于 Cokriging 的荒漠绿洲过渡带年积沙量的空间变异分析(水土保持研究在投)