

# 苍山万花溪流域旱季土壤水氢氧稳定同位素组成空间分布特征与土壤水贮存量的关系

卢瑞涛

云南师范大学地理学部, 云南 昆明

收稿日期: 2024年3月8日; 录用日期: 2024年3月29日; 发布日期: 2024年4月19日

## 摘要

氢氧稳定同位素组成和土壤水贮存量是研究区域土壤水分特征的重要手段, 本文基于万花溪流域土壤水氢氧稳定同位素数据和土壤水贮存量数据, 分析其数据特征, 以此探讨其在流域上的空间分布格局以及土壤水贮存量与氢氧稳定同位素组成之间的相关关系。结果表明, 研究区土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-15.40\text{‰}$ ~ $0.75\text{‰}$ , 均值为 $-10.45\text{‰}$ ;  $\delta\text{D}$ 值变化范围为 $-116.11\text{‰}$ ~ $-5.95\text{‰}$ , 均值为 $-80.79\text{‰}$ , 空间差异极其显著; 拟合的各层土壤蒸发线的截距和斜率均随土层深度的增加而增加, 且均小于大气降水线, 说明各层土壤水均受到强烈的蒸发分馏作用并且随土层深度增加而减弱; 土壤水贮存量与氢氧稳定同位素组成具有显著的相关关系, 且为土壤水氢氧稳定同位素组成的主要影响因素。本研究对苍山地区水文循环研究以及水文资源的合理分配与利用具有积极意义。

## 关键词

苍山, 氢氧稳定同位素, 土壤水贮存量

## Relationship between Spatial Distribution Characteristics of Soil Water Hydroxide Stable Isotope Composition and Soil Water Storage in the Dry Season in Wanhua Creek Watershed, Cangshan, China

Ruitao Lu

Department of Geography, Yunnan Normal University, Kunming Yunnan

Received: Mar. 8<sup>th</sup>, 2024; accepted: Mar. 29<sup>th</sup>, 2024; published: Apr. 19<sup>th</sup>, 2024

文章引用: 卢瑞涛. 苍山万花溪流域旱季土壤水氢氧稳定同位素组成空间分布特征与土壤水贮存量的关系[J]. 土壤科学, 2024, 12(2): 90-105. DOI: 10.12677/hjss.2024.122012

## Abstract

Hydrogen and oxygen stable isotope composition and soil water storage are important means to study the regional soil moisture characteristics, this paper analyzes the data characteristics based on the soil water hydroxide stable isotope data and soil water storage data of Wanhua Creek watershed, so as to explore the spatial distribution pattern on the watershed and the correlation between the soil water storage and the composition of hydroxide stable isotope. The results showed that the  $\delta^{18}\text{O}$  of soil water in the study area ranged from  $-15.40\text{‰}$  to  $0.75\text{‰}$ , with a mean value of  $-10.45\text{‰}$ ; the  $\delta\text{D}$  value varied from  $-116.11\text{‰}$  to  $-5.95\text{‰}$ , with a mean value of  $-80.79\text{‰}$ , and the spatial difference was extremely significant; the intercept and slope of the fitted evapotranspiration line of each layer increased with the depth of the soil layer, and they were all smaller than that of the atmospheric precipitation line, which indicated that the soil water of each layer was subject to strong evaporative fractionation. The intercepts and slopes of the fitted soil evaporation lines increased with soil depth and were smaller than the atmospheric precipitation line, indicating that soil water in all layers was subjected to strong evaporative fractionation and weakened with soil depth. This study is of positive significance to the study of hydrological cycle and the rational allocation and utilization of hydrological resources in Cangshan.

## Keywords

Cangshan, Stable Isotope of Hydrogen and Oxygen, Soil Water Storage

Copyright © 2024 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

受全球气候变暖和淡水资源匮乏的影响,水资源的合理利用和水循环过程的研究对区域生态环境绿色发展显得尤为重要[1][2]。非饱和带中的土壤水是水循环的重要组成部分,是联系大气降水、地表水、植物水、地下水的关键纽带[3]。为了表征土壤水分动态,通常使用土壤含水量[4]和土壤水氢氧稳定同位素组成进行研究,与土壤含水量只能描述土壤水分当前动态相比,土壤水氢氧稳定同位素可以作为描述区域水循环的天然示踪剂[5],来揭示土壤水的来源[6]、补给[7]、蒸发[8]等运移过程,这对于了解气候变化下的区域水循环和水平衡至关重要。当前对于土壤水氢氧稳定同位素的研究主要体现在土壤-植物-大气连续体系统(Soil-Plant-Atmosphere Continuum, SPAC)水文过程[5][9],典型区域[10][11]、不同土地利用类型[8]的土壤水氢氧稳定同位素组成时空特征,土壤水氢氧稳定同位素组成特征对降水的响应[6]、对地下水的补给机制[12],以及土壤水的蒸发过程[13]。大气降水通过入渗补给土壤从而转化为土壤水,也即非饱和带土壤水,由于受到多种环境因素和过程的影响,不同区域、不同时空尺度下的土壤水氢氧稳定同位素组成存在显著的差异[14],此时,同位素信号在土壤剖面上的运移表现出动态水文过程[15],也显示出土壤水受蒸发的信号[8]。无论是利用土壤水氢氧稳定同位素技术探讨水体补给来源以及水分循环,还是利用模型拟合出区域蒸散发量的研究等均表明关于土壤水分的研究内容和研究方法都较为成熟,但对于特殊区域以及特定的采样时间的区域土壤水分分布成因并不明了。土壤水贮存量作为评价土壤水分的重要指标,在流域尺度上与土壤水氢氧稳定同位素均具有较强的空间异质性[13],在长期没有“新水”补给的旱季,探讨土壤水氢氧稳定同位素组成影响因素极其困难复杂[15],在这种研究环境下,土壤水贮

存量可以作为新的研究思路来分析土壤水氢氧稳定同位素组成空间分异成因。

苍山是洱海重要的水源地，但目前对于该地区土壤水分的相关研究较为空白，为了更好的了解流域尺度下旱季苍山土壤水分的空间分布格局，本研究以苍山万花溪流域为研究对象，基于旱季单次采样获取的土壤水贮存量、土壤水氢氧稳定同位素数据，分析流域土壤水氢氧稳定同位素组成，旨在揭示该地区土壤水分的空间分布格局，有助于了解苍山土壤水分运动规律和空间特征，为进一步研究地区季节性土壤水分动态变化过程及变异规律、降水入渗补给机制、多水体水分循环以及水资源管理与合理利用提供基础数据和理论依据。

## 2. 材料与方法

### 2.1. 研究区概况

苍山(99°54'30"~100°12'12"E、25°33'30"~26°59'48"N)处青藏高原南缘,属横断山脉云岭山群的一部分,位于云南省大理白族自治州中部,山势呈南北走向,自北向南由 19 座山峰组成,南北长约 48 km,东西宽 13~20.5 km,该地区受水平地带性和垂直地带性双重影响,气候独特,属亚热带西南季风气候,年均气温 15.5℃,旱雨季分明,雨季为 5 月~10 月,降水量占全年降水量的 84.8%,旱季为 11 月~次年 4 月,年内降水分配集中,年际变化较大,多年平均降水量 1683.2 mm,流域面积 336.9 km<sup>2</sup>,平均年径流量 2.339 亿 m<sup>3</sup>,苍山由于有明显的气候垂直分布带,其土壤类型垂直分布也较为明显,自山顶至山麓形成了亚高山灌丛草甸土、灰化暗棕壤(棕色针叶林土)、暗棕壤、棕壤、黄棕壤及黄红壤的垂直带谱[16]。

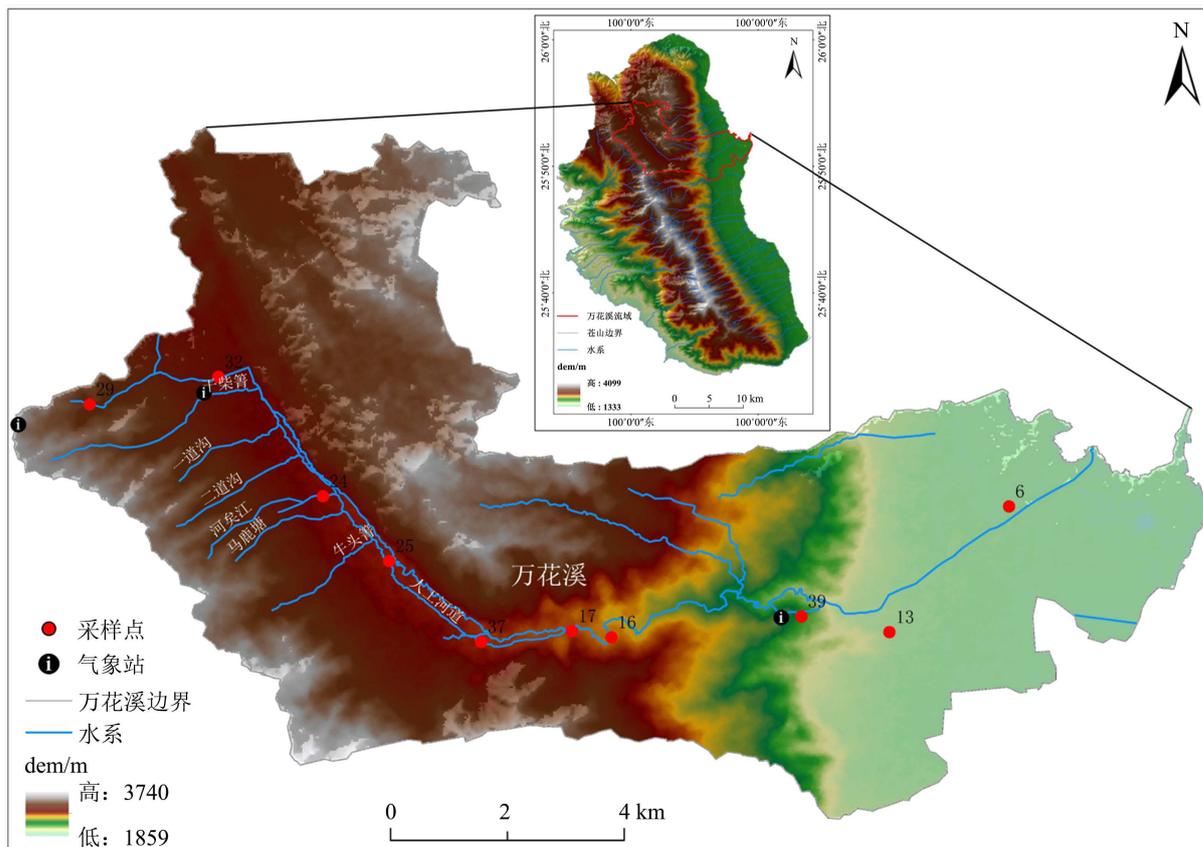


Figure 1. Overview map of the study area

图 1. 研究区域概况图

万花溪流域(图 1)位于苍山北段,属“苍山十八溪”中年径流量、流域面积最大的溪流,流域面积 86.07 平方千米,研究区内地形地貌复杂,地势陡峻、土层较薄,主要土壤类型有水稻土、黄红壤、黄棕壤、棕壤、暗棕壤,森林茂密,植物种类繁多,流域径流主要由大气降水形成,在出山口之前溪水常年不断,在这之后,由于用水较多,再加上下游的大理坝为冲洪积扇,部分地表水潜入地下,以地下水的形式汇入洱海,所以出山口至入湖口会出现断流的情况。根据研究区花甸坝气象站监测数据显示,采样期间平均温度为 10.0℃,土壤平均温度为 11.7℃,平均环境湿度为 75.9% RH,平均蒸发量 25.7 mm。

## 2.2. 样品采集与分析

### 2.2.1. 样品采集

2023 年 4 月 26 日~5 月 5 日在苍山万花溪流域内采集样品采样点分布如图 1 所示,共有 10 个采样点(表 1)。土壤样品:在研究区选择的样点内挖掘 80 cm 的土壤剖面或使用一米的土钻进行采集,以 20 cm 为间隔采集不同深度(0~20、20~40、40~60、60~80 cm)的土壤样品,分两种样品进行采集,第一种是土壤水氢氧稳定同位素样品,在每土层的中部位置采样,每层采集 2 个平行样品,采样过程中使用 15 ml 离心管采集后用保鲜膜封口,待拧紧瓶盖后立即用 Parafilm 膜封口,做好记录后低温保存,待样品整理好后通过冷冻运输送样测定。第二种为土壤质量含水量和容重样品,每层采集 2 个平行样品,密封于铝盒中,用于土壤质量含水量的测定,同时使用体积为 100 cm<sup>3</sup> 的环刀进行原状土样的采集,用于土壤容重的测定,采集完盖好盖子后立即做好标记并用保鲜膜封好防止盖子松掉撒漏样品。共采集 117 个土壤样品。

**Table 1.** Basic information sheet for soil sampling sites

**表 1.** 土壤采样点基本信息表

名称	经度	纬度	海拔/m	土地利用类型	采样时间
6	100.13	25.86	1941	耕地	05.05 19:00
13	100.11	25.84	1972	耕地	04.28 16:30
16	100.07	25.84	2655	林地	05.01 10:30
17	100.06	25.84	2738	林地	05.01 11:40
24	100.02	25.86	2868	草地	05.02 15:30
25	100.03	25.85	2836	草地	05.02 16:50
29	99.99	25.88	3157	林地	05.03 12:40
32	100.01	25.88	2927	耕地	05.03 15:30
37	100.05	25.84	2806	林地	05.05 09:30
39	100.10	25.85	2283	林地	05.05 10:50

### 2.2.2. 样品分析

土壤水氢氧稳定同位素样品在中国科学院内陆河流域生态水文重点实验室分析测试,在分析土壤样品之前,将冷冻的土壤样品解冻后采用土壤水分全自动真空抽提系统(LI-2100, LICA, 中国)进行抽提,抽提率 > 98%。经过滤后采用美国 Picarro L2140-i 超高精度液态水和水汽同位素分析仪测试,测试精度:  $\delta^{18}\text{O} = \pm 0.5\%$ ,  $\delta\text{D} = \pm 0.20\%$ 。在测试过程中,每个样品和标准样品测试均进样 6 次,由于前两针考虑到同位素的记忆效应所以剔除,取后四针的平均值作为样品水体同位素的测量值[8]。测得的样品中的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  用同位素比率来表示。表达式为:

$$\delta(\text{‰}) = \left( \frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \quad \#(1)$$

式中： $R_{\text{sample}}$  和  $R_{\text{standard}}$  分别为样品和维也纳标准平均海水的氢氧稳定同位素同位素比值  $R$  ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、 $^2\text{H}/^1\text{H}$ )。

土壤水氢氧稳定同位素在蒸发过程中不仅受平衡分馏控制，同时也受到动力分馏的影响，氘盈余 (d-excess) 值可以直观反映其分馏程度，蒸发越强，水体同位素受到的分馏作用越大，氘盈余值就越小[17]。计算表达式为：

$$\text{d-excess} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O} \quad \#(2)$$

lc-excess 为水体同位素值与当地大气降水线(LMWL)的偏离程度，可以表征不同水体对比当地大气降水的蒸发程度，表明蒸发引起的动力学分馏过程[18]。相较于 d-excess，土壤水中 lc-excess 变化平缓，可以更好解释蒸发分馏过程[13]。但由于采样期间，未收集到大气降水，所以本研究中使用 d-excess 值表征土壤水的蒸发分馏强弱。

土壤质量含水量和容重样品在当天采样的晚上立即测定，使用恒温烘干法(105℃, 12 h)测量土壤样品的含水量，由于在采样前已经获取了空铝盒和空环刀的重量数据，所以测定的过程只需称量烘干前和烘干后的土壤样品重量。土壤水贮存量(Soil Water Storage, SWS)是指一定厚度土层中所有水分形成的水层厚度[19]，其可以很好反映区域内某一时间段内一定土壤深度的水粉状况。表达式为：

$$c_w = \frac{m_1 - m_2}{m_2} \times 100(\%) \quad \#(3)$$

$$\rho_s = \frac{m_2}{100} \quad \#(4)$$

$$W = \rho_s \times c_w \times d \quad \#(5)$$

(3)式中： $c_w$  为土壤质量含水量(%),  $m_1$  为样品湿土重(g),  $m_2$  为样品干土重(g); (4)式中： $\rho_s$  为土壤容重( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ), 100 为环刀体积( $\text{cm}^3$ ), (5)式中： $W$  为一定土层的土壤水贮存量(mm),  $d$  为土层厚度(mm)。

本文基于实地采样获取的土壤水分数据和土壤水氢氧稳定同位素数据，利用 ArcGIS 10.8 地统计学模块的空间拟合插值模型对研究区土壤水分以及土壤水氢氧稳定同位素值进行空间插值以此探讨其空间分布格局，在这个过程中比较了各种插值方法的误差结果以及图谱的表现，选择了最优的拟合方法。利用 Origin 数据分析软件对研究区土壤水氢氧稳定同位素的空间分布成因进行相关性分析，从而得出影响流域土壤水氢氧稳定同位素空间分布格局的直接因素和间接因素。

### 3. 结果与分析

#### 3.1. 土壤水贮存量、氢氧稳定同位素组成特征与分析

万花河流域土壤水贮存量、氢氧稳定同位素的统计结果显示(表 2)，0~20、20~40、40~60、60~80 cm 各土层土壤水贮存量的变化范围分别为 23.30~98.52 mm、28.95~96.91 mm、37.19~89.14 mm、31.82~108.35 mm，平均值分别为 58.47 mm、62.89 mm、66.72 mm、73.95 mm，表现出随土壤深度的增加，各土层土壤水贮存量变化幅度先减小后增大，平均贮存量逐渐增加的趋势。变异系数(Cv)可以反映土壤指标的空间变异程度， $Cv < 10\%$  为弱变异性， $10\% \leq Cv \leq 100\%$  为中等变异性， $Cv > 100\%$  为强变异性[20]，各土层土壤水贮存量 Cv 分别为 39.99%、33.73%、26.84%、29.49%，均为中等变异性，且呈现出表层(0~20 cm) 土壤水贮存量变异程度最大，随土层深度增加变异程度逐渐减小的趋势。各土层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化范

围分别为-14.27‰~0.75‰、-13.78‰~-7.39‰、-15.40‰~-4.44‰、-14.30‰~-8.76‰，平均值分别为-6.88‰、-11.26‰、-11.57‰、-12.08‰，Cv 分别为 69.97%、19.42%、29.02%、16.80%，表现出随土壤深度的增加逐渐贫化的趋势，与土壤水贮存量相同，表层(0~20 cm)土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值变异性最大，且均为中等变异程度。各土层土壤水  $\delta\text{D}$  值的变化范围分别为-98.92‰~-5.95‰、-106.01‰~-53.60‰、-116.11‰~-28.81‰、-112.73‰~-62.98‰，平均值分别为-58.42‰、-88.07‰、-86.94‰、-89.72‰，由于 D 比  $^{18}\text{O}$  稳定性差，所以两者并未完全表现出相同的趋势，Cv 分别为 48.47%、17.43%、30.82%、20.19%，均为中等程度变异，与  $\delta^{18}\text{O}$  值表现的变异程度趋势相同，0~20 cm 变异程度最大，其次为 40~60 cm 层。各层土壤水 d-excess 值的变化范围为-19.56‰~15.21‰、-11.71‰~11.73‰、-4.16‰~14.32‰、-1.51‰~10.72‰，平均值分别为-3.36‰、2.03‰、5.59‰、6.94‰，0~20 cm、20~40 cm 土层表现出强变异性，但各层土壤水 d-excess 值的变化幅度逐渐减小，表现出随土壤深度的增加受蒸发影响越小的趋势，与其他研究所得到的结论一致[13] [21] [22]。

**Table 2.** General characterization of soil water storage,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ , d-excess Table  
**表 2.** 土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ 、d-excess 总体特征表

土层深度(cm)		0~20	20~40	40~60	60~80
SWS (mm)	Max	98.52	96.81	89.14	108.35
	Min	23.30	28.95	37.19	31.82
	Average	58.47	62.89	66.72	73.95
	SD	23.38	21.21	17.91	21.80
	Cv (%)	39.99	33.73	26.84	29.49
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Max	0.75	-7.39	-4.44	-8.76
	Min	-14.27	-13.78	-15.40	-14.30
	Average	-6.88	-11.26	-11.57	-12.08
	SD	4.81	2.19	3.36	2.03
	Cv (%)	69.97	19.42	29.02	16.80
$\delta\text{D}$ (‰)	Max	-5.95	-53.60	-28.81	-62.98
	Min	-98.92	-106.01	-116.11	-112.73
	Average	-58.42	-88.07	-86.94	-89.72
	SD	28.32	15.35	26.79	18.12
	Cv (%)	48.47	17.43	30.82	20.19
d-excess (‰)	Max	15.21	11.73	14.32	10.72
	Min	-19.56	-11.71	-4.16	-1.51
	Average	-3.36	2.03	5.59	6.94
	SD	12.34	8.17	5.29	4.06
	Cv (%)	367.13	401.87	94.69	58.51

各土层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值的关系如图 2 所示，由于万花溪流域山地气候的多变性，流域上游至下游的气候条件、立地条件有较大差异，导致土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值有很大的变异性。根据花甸坝气象站观测数据，万花溪流域上游采样前降水事件发生在一周前(04.22，日降水量 16.8 mm)，中下游采样前降水事件发生在大约一个月前(04.02，日降水量 7.8 mm)。在采样期间未发生降水事件，通过查找本研究区域

及附近区域有关旱季降水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值的文献, 结果为空白, 所以文中未能表现土壤水与局域降水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  值之间的关系。通过拟合不同深度土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值的土壤水线(SWL)以及对比全球大气降水线(GMWL), 发现 0~20 cm、20~40 cm、40~60 cm 土层的 SWL 斜率均小于 GMWL, 表明 0~60 cm 土层受到不同程度的蒸发作用, 60~80 cm 层受地下水补给的影响, 且受蒸发影响极小, 所以表现出趋于贫化的趋势。随着土壤深度的增加, SWL 的斜率逐渐增大(斜率:  $l_{0-20\text{ cm}} = 5.75 < l_{20-40\text{ cm}} = 6.21 < l_{40-60\text{ cm}} = 7.83 < l_{60-80\text{ cm}} = 8.73$ ), 表明土壤水受蒸发作用逐渐减弱。根据水体氢氧稳定同位素的海拔效应, 随着海拔高度的降低, 土壤水分的蒸发量增加,  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值偏正, 但通过对数据的分析, 发现苍山万花溪流域土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值未表现出相应的海拔效应, 流域下游( $\delta^{18}\text{O}$ :  $-13.67\text{‰}$ 、 $\delta\text{D}$ :  $-98.45\text{‰}$ )土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值比上游( $\delta^{18}\text{O}$ :  $-9.77\text{‰}$ 、 $\delta\text{D}$ :  $-74.36\text{‰}$ )更为贫化, 这可能是因为洱海使区域空气湿度增加, 局地水汽环流的驱动力减弱造成, 又由于下游的采样点为耕地, 人为灌溉引水也会导致土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值偏负。同时发现, 土层 0~20 cm 与 40~60 cm 土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  值空间变异性最为显著, 出现这个结果可能是因为表层受不同蒸发作用的影响, 40~60 cm 土层受上次降雨事件雨水渗透补给的影响。

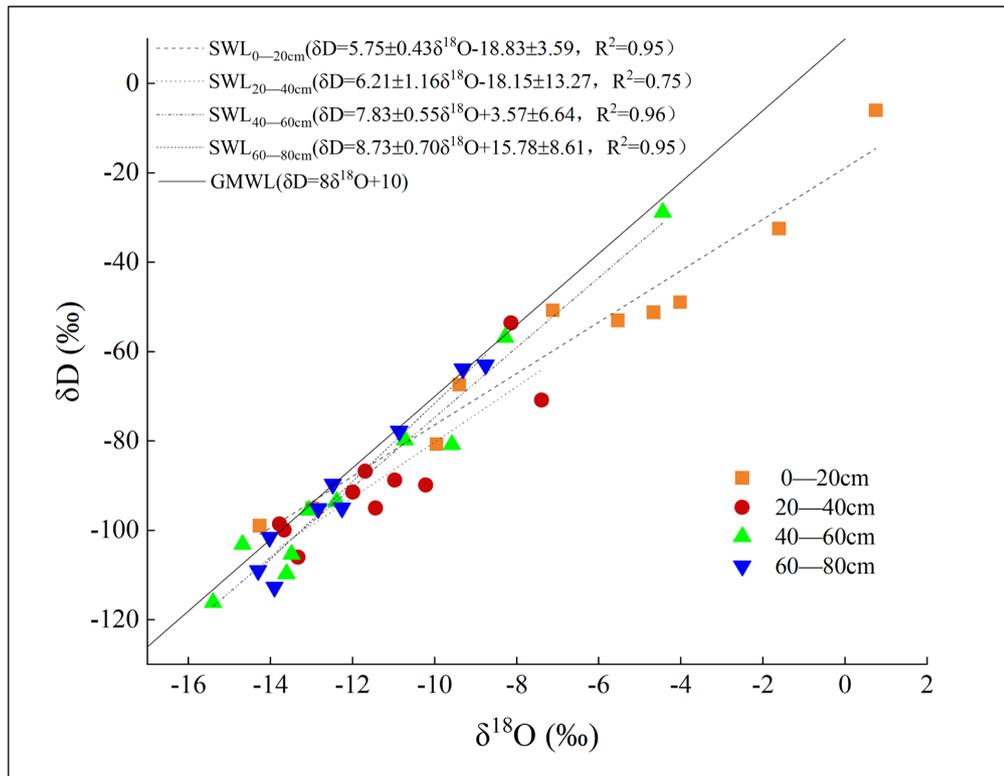


Figure 2. Hydrogen and oxygen stable isotope composition of soil water in various layers in the Wanhua Creek Watershed

图 2. 万花溪流域各层土壤水氢氧稳定同位素组成关系图

### 3.2. 土壤水贮存量空间分布特征

为了更好的反映土壤水贮存量、土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值和 d-excess 值的空间分布情况, 使用每个采样点不同深度的测量值, 利用 ArcGIS 中径向基函数插值法(RBF)拟合出不同指标在流域空间上的分布。结果显示, 各层土壤水贮存量的空间分布在整体上差异显著(图 3), 经掩膜处理将其平滑化, 0~20 cm 层土壤水贮存量在整个流域中上游都较低, 下游由于耕地灌溉、海拔较低的原因使得土壤水贮存量较高, 最高值出现

在流域下游地区，最低值出现在中游河谷地区。20~40 cm 层土壤水贮存量在空间分布上与 0~20 cm 层大致相同，但在上中游地区土壤水贮存量值都较为偏高，可能原因是随土层深度增加蒸发强度降低。40~60 cm 层土壤水贮存量在空间分布差异显著，在空间分布上也与其他土层深度土壤水贮存量空间分布有明显差异，呈流域上游盐井山沟和花甸坝较高外，其余地区都普遍较低的趋势分布，最高值出现在上游花甸坝地区，最低值出现在中游河谷地区。从空间插值图谱上看，60~80 cm 层土壤水贮存量在空间分布上与 20~40 cm 层较为一致，相较于 20~40 cm 层低值区域有明显的减少，且最高值与最低值的位置相同。从整体上看，流域 0~80 cm 层土壤水贮存量为 30.32~90.72 mm，均值为 64.60 mm，在空间分布上与 20~40 cm 层大致相同，自流域上游至中游出山口呈逐渐降低的趋势分布，且从拟合的插值图上看，流域上游除盐井山沟地区土壤水贮存量较高外，其余地区普遍较低，且流域中游河谷地区由于位于阳坡，所以土壤水贮存量最低，整个流域最高值出现在下游耕地引水灌溉区。

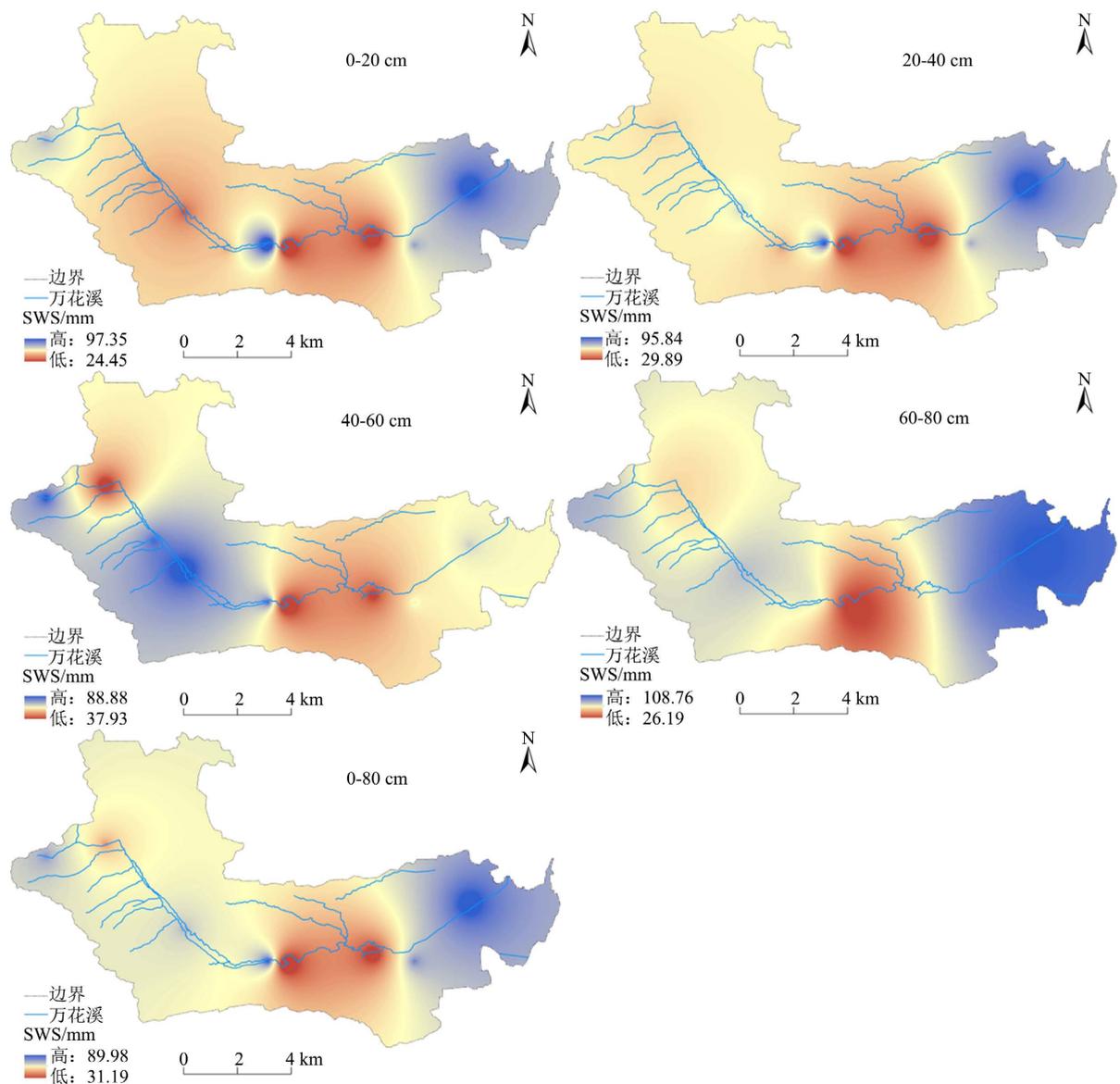


Figure 3. Characteristic map of the spatial distribution of soil water storage by layer in the Wanhua Creek watershed

图 3. 万花溪流域各层土壤水贮存量空间分布特征图

### 3.3. 土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值、D-Excess 值空间分布特征

#### 3.3.1. 土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值空间分布特征

由同位素蒸发效应可知， $^{18}\text{O}$  比  $^2\text{H}$  含量差小且更稳定[17]，所以本文主要使用土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值进行分析。利用 RBF 对土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值进行空间插值，经拟合插值的各层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值在万花河流域空间分布(图 4)结果显示，0~20 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值在空间分布上差异显著，自流域西北向东南方向呈较贫化 - 富集 - 贫化的趋势分布，最大值出现在上游花甸坝地区，最小值出现在流域下游。20~40 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值相较于 0~20 cm 层的空间分布在流域上中游地区变化明显，在流域方向上呈富集 - 较贫化 - 贫化的趋势分布，最小值地区不变，最大值出现在流域西北部鸡茨坝地区。40~60 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值在空间分布上高值区域明显扩大，且连续性不佳，但高值区域数值较其他土层偏负，呈较富集 - 较贫化 - 富集 - 贫化的趋势分布，最大值出现在流域中游河谷地区，最小值出现在流域下游耕地灌溉区。60~80 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值在空间分布上与 20~40 cm 层相比，除在流域中下游地区更为富集，上游花甸坝林地地区更为贫化外，其余地区分布特征大致相同。从整体来看，万花河流域 0~80 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-6.42\text{‰}$ ~ $-14.43\text{‰}$ ，均值为  $-10.36\text{‰}$ ，由于耕地灌溉用水下渗，导致下游地区土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  较贫化，中游河谷地区土层薄、气候环境较为干热，所以土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  最为富集，而在流域西北部的鸡茨坝地区，由于植被稀疏，土层裸露，所以该地区土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  普遍较为富集。

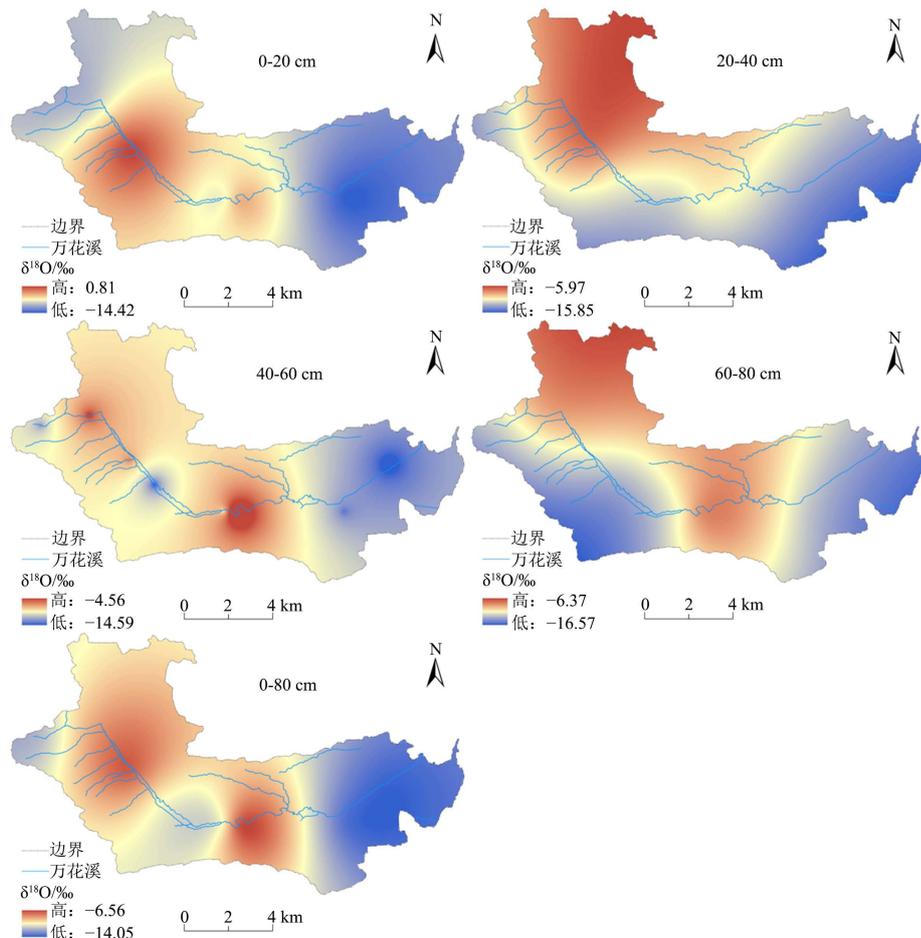


Figure 4. Characteristic map of spatial distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  values in Wanhua Creek watershed  
图 4. 万花河流域  $\delta^{18}\text{O}$  值空间分布特征图

### 3.3.2. 土壤水 D-Excess 值空间分布特征

降水入渗后形成土壤水，由于处于旱季，进行样品采集前流域内长时间未下雨，土壤水未得到新的降水补给，因此处于连续的蒸发条件下，d-excess 值的变化最主要与蒸发强度有关，d-excess 值越小表明土壤水所受蒸发越强烈，蒸发分馏越明显。利用 RBF 对土壤水 d-excess 值进行空间插值，结果显示(图 5)，0~20 cm 层土壤水 d-excess 值与  $\delta^{18}\text{O}$  值在空间分布上有较高的一致性，表现为上游盐井山沟地区与下游较富集，上游花甸坝与中游河谷地区较贫化。20~40 cm 层土壤水 d-excess 值的分布情况与 0~20 cm 层有较大差异，表现为流域上中游分界区域附近低值区较为减少，流域西北部高值区增加，在流域空间分布上表现为弱-强-较强-弱的趋势分布。40~60 cm 层土壤水 d-excess 值较 20~40 cm 层在流域上游地区蒸发强烈区域有所扩大，在空间格局上分布趋势与 0~20 cm 层大致相同。60~80 cm 层土壤水 d-excess 值的空间分布情况，主要表现为流域下游地区蒸发分馏增强明显。从整体上看，0~80 cm 层土壤水 d-excess 值为 -6.68‰~10.94‰，均值为 2.47‰，空间分布情况与 20~40 cm 层大致相同，自上游花甸坝至中游河谷出山口土壤水受蒸发影响较大，上游盐井山沟以及下游地区受蒸发分馏程度较小。

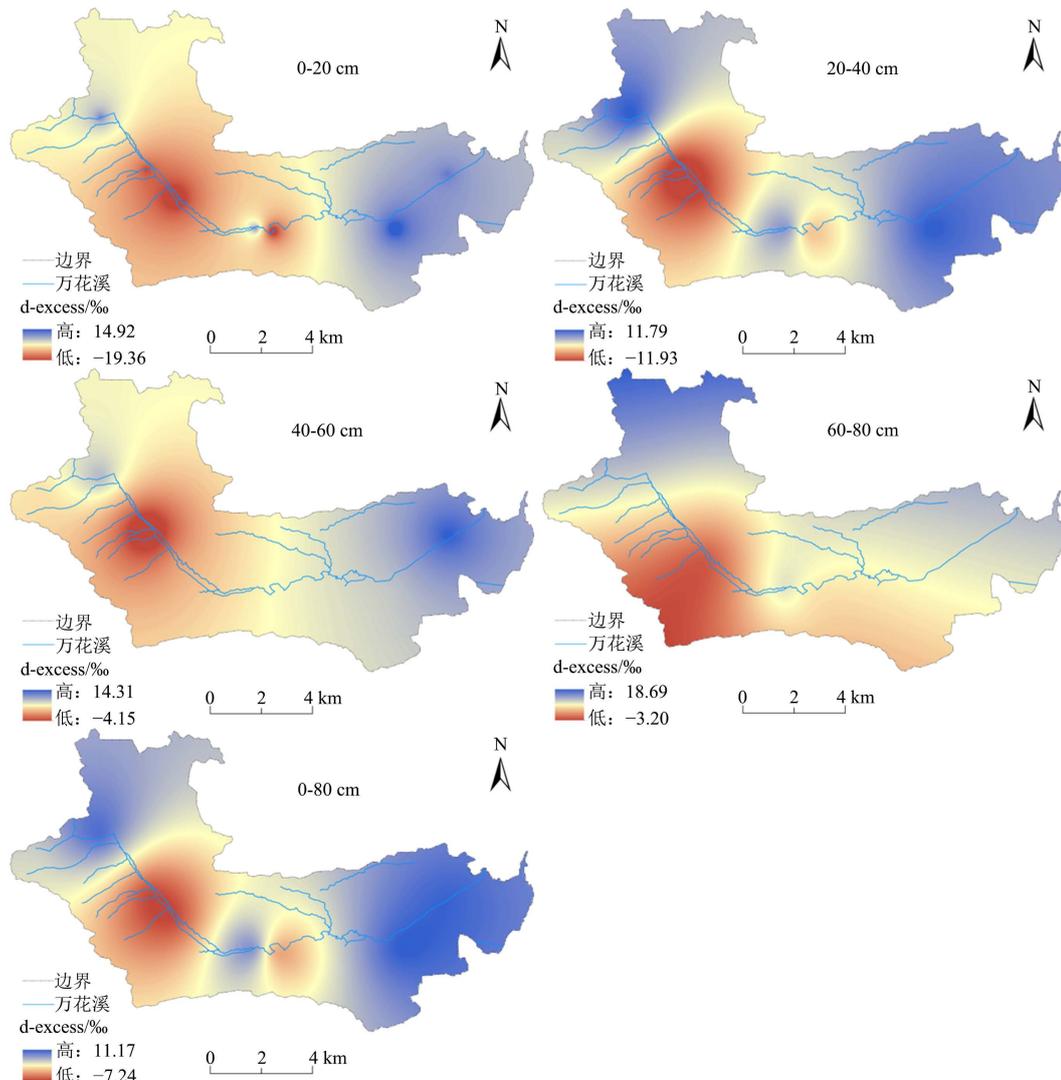


Figure 5. Characterization of the spatial distribution of d-excess values in the Wanhua Creek watershed  
 图 5. 万花溪流域 d-excess 值空间分布特征图

从水体氢氧稳定同位素分馏特征可以得出,  $\delta^{18}\text{O}$  值、 $\delta\text{D}$  值与  $\text{d-excess}$  值在空间特征表现上应该较为一致, 但从数据拟合的  $\text{d-excess}$  值与各层  $\delta^{18}\text{O}$  值空间分布格局相比较, 在 20~40、60~80 cm 层所表现的空间特征并不一致。从数据的分析来看, 在各层土壤水氢氧稳定同位素数据中, 20~40 cm 以及 60~80 cm 层数据较为稳定, 变异性相对较低, 由此分析该两层土壤水氢氧稳定同位素受其他因素的影响, 从而导致拟合的空间分布格局产生较大差异。

## 4. 讨论

### 4.1. 土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$ 、D-Excess 值空间分布特征影响因素分析

#### 4.1.1. 空间插值方法选取及参数设定

空间插值是获取要素空间信息的重要方法, 可预测降水[23]、污染物[24]等自然地理要素的空间分布情况。对于空间插值来说, 没有绝对最优的方法[25], 在预测数值效果无很大差异的情况下, 对本研究区实际情况最符合的便为最佳方法。由于研究区处于高山环境, 各环境因子和过程具有很大的差异性, 为了揭示土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\text{d-excess}$  值的空间分布总体规律, 反映其在空间变化上的主要特征, 利用 ArcGIS10.8 地统计学模块数据分析工具, 先对样本数据是否符合正态分布进行判别。经检验本文样本数据通过了正态分布检验, 然后在进行空间插值过程中, 选取确定性插值方法(反距离权重(IDW)、全局多项式(GP)、局部多项式(LP)、径向基函数插值法(RBF))和地统计学插值方法(普通克里金(Ordinary Kriging))两类五种插值方法进行比较, 采用均方根误差(RMSE)以及平均标准误差(ASE)评估插值结果, 值越小, 预测结果越准。最终选择 RBF 空间插值方法。

Ordinary Kriging 考虑了不同的核函数和拟合模型, 且在比较的过程中插值的趋势效应分别选择了无、一阶(线性)、二阶(二阶多项式)和常数。在对比过程中发现, 在相同的核函数以及模型条件下, 趋势移除阶数“无”和“常数”所得的评估结果以及插值图件反映效果相同, 趋势移除阶数为“一阶”时, RMSE 值较“常数”大, 趋势移除阶数为“二阶”时, RMSE 数值较大, 所以后续在表中未做说明。经评估(表 3), 选取 RBF(核函数为张力样条函数, RMSE 为 1.589)作为土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值空间插值方法, 再使用相同方法分别对土壤水贮存量以及土壤水  $\text{d-excess}$  值进行空间插值方法评估, 最终选取 RBF(核函数为张力样条函数, RMSE 为 23.206)为土壤水贮存量空间插值方法, RBF(核函数为张力样条函数, RMSE 为 6.664)为土壤水  $\text{d-excess}$  值空间插值方法。

**Table 3.** Comparison of spatial interpolation methods for  $\delta^{18}\text{O}$  values of soil water in the 0~80 cm layer of Wanhua Creek Table

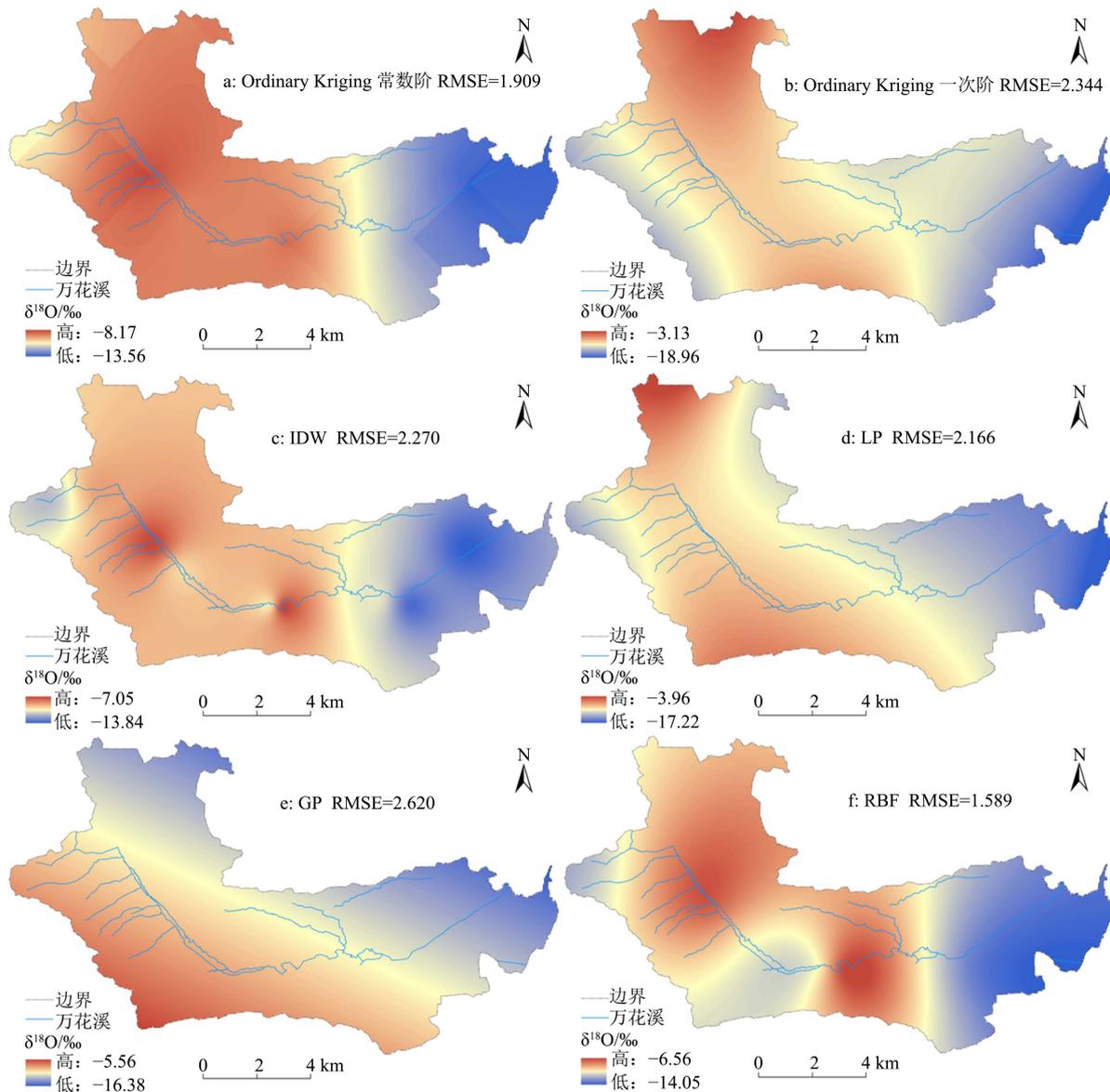
**表 3.** 万花溪 0~80 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值空间插值方法比较表

方法	核函数	模型	趋势移除阶数	均方根误差 (RMSE)	平均标准误差 (ASE)	
Ordinary Kriging	Exponential	Spherical	无	2.097	2.212	
			常数	2.097	2.212	
			一阶	2.344	2.025	
			二阶	9.486	1.208	
		Trigonometric	Exponential		2.206	2.310
			Gaussian	常数	2.119	2.193
			Gaussian		2.079	2.160
			Stable		2.079	2.160

续表

		Exponential	1.909	1.325
		Trigonometric	1.909	1.325
	Polynomial	Spherical	1.909	1.325
		Gaussian	1.909	1.325
		Stable	1.909	1.325
		Exponential	1.982	1.809
		Trigonometric	2.039	1.809
	Gaussian	Spherical	1.982	1.809
		Gaussian	1.982	1.809
		Stable	2.039	1.809
		Exponential	2.206	2.310
		Trigonometric	2.119	2.193
	Constant	Spherical	2.097	2.212
		Gaussian	2.079	2.160
		Stable	2.079	2.160
GP			一阶	2.620
			二阶	9.443
	Exponential			2.382
	Gaussian			2.325
LP	Polynomial			2.166
	Constant			2.620
IDW				2.270
	规则样条函数			1.776
	张力样条函数			1.589
RBF	高次曲面函数			1.682
	反高次曲面函数			1.695
	薄板样条函数			1.796

为探讨是否由于空间插值方法的选择会导致各层土壤水 SWS、 $\delta^{18}\text{O}$  值以及 d-excess 值空间分布格局产生较大误差，为此以土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值(土层 0~80 cm)为例进行不同插值方法的比较(图 6)，从预测的数值来看，Ordinary Kriging 趋势移除阶数选择“一阶”(图 6(b))、LP(图 6(d))以及 GP(图 6(e))的拟合数值中低值较正常土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值偏负，且图谱显示为线性分布；而 Ordinary Kriging 趋势移除阶数选择“常数阶”(图 6(a))所预测的高值同样偏负，以上四种插值方法及参数选择的情况均有较大偏差。IDW(图 6(c)) RMSE 为 2.270，相较于 RBF 法较大，所以最终选取了该方法作为万花溪流域各层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  的空间插值方法，但同样可以看出，拟合预测的土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  空间分布格局与现实情况仍存在较大差异。



**Figure 6.** Characteristic map of spatial distribution of soil water  $\delta^{18}\text{O}$  values in the 0~80 cm layer of Wanhua Creek watershed fitted by each interpolation method

**图 6.** 各插值方法拟合万花溪流域 0~80 cm 层土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值空间分布特征图

#### 4.1.2. 土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$ 值以及 D-Excess 值空间分布成因

为了分析万花溪流域土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$  值以及 d-excess 值空间分布格局的成因，对其可能的影响因素进行相关性分析(图 7)，结果显示，万花溪流域土壤水贮存量与坡度呈显著的负相关关系( $p < 0.01$ ，相关系数-0.48)，表明随着坡度的增加，土壤水贮存量逐渐减少；与土壤含水量呈显著的正相关关系( $p < 0.01$ ，相关系数 0.74)，表明随着土壤含水量的增加，土壤水贮存量逐渐增加；与毛管孔隙度( $p_c$ )呈显著的正相关关系( $p < 0.05$ ，相关系数 0.35)，表明随着毛管孔隙度的增加，土壤水贮存量逐渐增加。流域土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值与海拔呈显著的正相关关系( $p < 0.01$ ，相关系数 0.42)，表现出水体氢氧稳定同位素的海拔效应；与容重( $\rho_s$ )呈显著的负相关关系( $p < 0.05$ ，相关系数-0.36)，随着土壤容重的增加， $\delta^{18}\text{O}$  值逐渐偏负。万花溪流域土壤水 d-excess 值与坡度呈显著的负相关关系( $p < 0.05$ ，相关系数-0.35)，表明随着坡度的增加，

土壤水 d-excess 值逐渐偏负, 说明蒸发分馏作用越显著; 与容重呈显著的正相关关系( $p < 0.05$ , 相关系数 0.34), 随着土壤容重的增加, 土壤水 d-excess 值偏正, 受蒸发分馏影响越小。

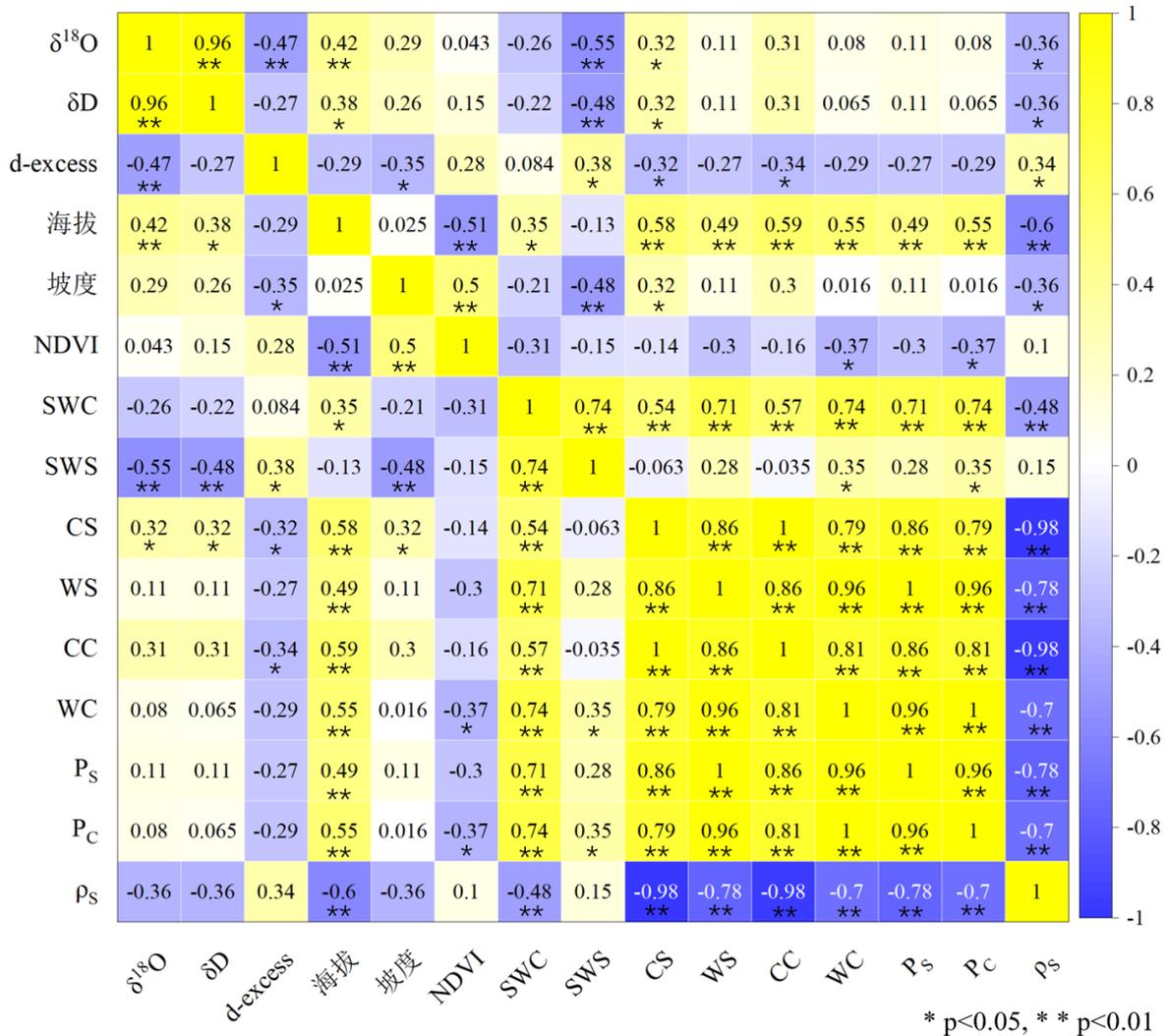
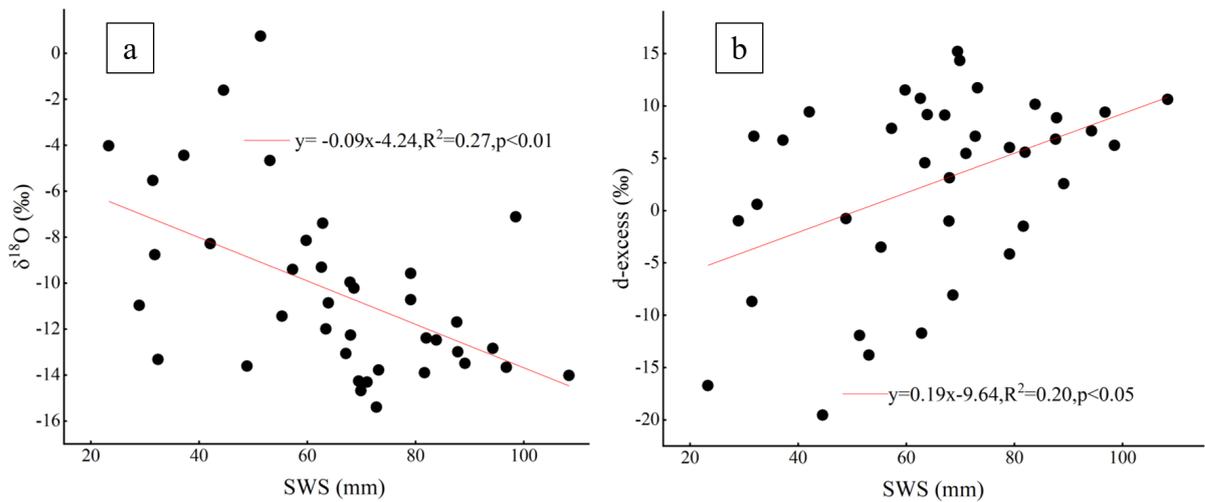


Figure 7. Correlation between spatial distribution of soil water storage,  $\delta^{18}\text{O}$  value and d-excess value  
 图 7. 土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$  值以及 d-excess 值空间分布相关关系图

#### 4.2. 土壤水贮存量与土壤水氢氧稳定同位素组成的关系

通过对比分析不同土层深度土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$  值、d-excess 值拟合的空间插值图可以看出, 0~20 cm 以及 40~60 cm 层, 土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值与 d-excess 值在空间分布上具有较高的一致性; 各土层土壤水贮存量与土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值、d-excess 值在空间分布上一致性较差。为了得到更准确的分析结论, 对不同土层深度土壤水贮存量与  $\delta^{18}\text{O}$  值、d-excess 值进行相关性分析(图 8), 可以看出, 万花溪流域土壤水贮存量与  $\delta^{18}\text{O}$  值(图 8(a))呈显著的负相关关系( $y = -0.09x - 4.24, R^2 = 0.27, p < 0.01$ ), 表明随着土壤水贮存量的增加, 土壤水  $\delta^{18}\text{O}$  值逐渐偏负; 土壤水贮存量与土壤水 d-excess 值(图 8(b))呈显著的正相关关系( $y = 0.19x - 9.64, R^2 = 0.20, p < 0.05$ ), 表明随着土壤水贮存量的增加, 土壤水 d-excess 值逐渐偏正, 土壤水受蒸发分馏作用越弱, 此结果符合一般规律[8] [26] [27], 但在拟合的空间分布特征中并未表现出相关关系。



**Figure 8.** Correlation plot of soil water storage with  $\delta^{18}\text{O}$  values and d-excess values in the Wanhua Creek watershed  
**图 8.** 万花溪流域土壤水贮存量与  $\delta^{18}\text{O}$  值、d-excess 值相关关系图

## 5. 结论

(1) 万花溪流域土壤水氢氧稳定同位素组成中,  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围为 $-15.40\text{‰}$ ~ $0.75\text{‰}$ , 均值为 $-10.45\text{‰}$ ;  $\delta\text{D}$  值变化范围为 $-116.11\text{‰}$ ~ $-5.95\text{‰}$ , 均值为 $-80.79\text{‰}$ ; 土壤水贮存量为 23.30~108.35 mm, 均值为 65.51 mm, 土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$  值与  $\delta\text{D}$  值均呈中等程度变异。拟合的各层土壤蒸发线斜率与截距均随着土层深度的增加而逐渐增大, 表明随土层的增加土壤水氢氧稳定同位素受蒸发分馏作用加剧。

(2) 土壤水贮存量、 $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  在空间分布上极为不均匀, 土壤水贮存量整体表现为中游河谷地区水分贮存量最少, 上游次之, 下游贮存量相对较高; 土壤水氢氧稳定同位素整体表现出上中游富集, 下游贫化的趋势分布; d-excess 整体表现为上游花甸坝草场和中游河谷地区蒸发分馏作用强烈, 其他区域受蒸发影响较小。

(3) 流域土壤水贮存量影响因素有毛管孔隙度( $p < 0.05$ )以及土壤含水量( $p < 0.01$ ), 氢氧稳定同位素组成的影响因素有海拔、土壤容重以及土壤水贮存量, 直接因素为土壤水贮存量( $p < 0.01$ ); d-excess 影响因素有坡度、土壤水贮存量以及容重( $p < 0.05$ )。

## 参考文献

- [1] Peters-Lidard, C.D., Rose, K.C., Kiang, J.E., *et al.* (2021) Indicators of Climate Change Impacts on the Water Cycle and Water Management. *Climatic Change*, **165**, Article No. 36. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03057-5>
- [2] Shen, Y. and, Chen, Y. (2009) Global Perspective on Hydrology, Water Balance, and Water Resources Management in Arid Basins. *Hydrological Processes*, **24**, 129-135. <https://doi.org/10.1002/hyp.7428>
- [3] McColl, K.A., Alemohammad, S.H., *et al.* (2017) The Global Distribution and Dynamics of Surface Soil Moisture. *Nature Geoscience*, **10**, 100-104. <https://doi.org/10.1038/ngeo2868>
- [4] Vereecken, H., Huisman, J.A., Bogaen, H., *et al.* (2008) On the Value of Soil Moisture Measurements in Vadose Zone Hydrology: A Review. *Water Resources Research*, **44**. <https://doi.org/10.1029/2008WR006829>
- [5] Sprenger, M., Leister, H., Gimbel, K., *et al.* (2016) Illuminating Hydrological Processes at the Soil-Vegetation-Atmosphere Interface with Water Stable Isotopes. *Reviews of Geophysics*, **54**, 674-704. <https://doi.org/10.1002/2015RG000515>
- [6] Zheng, W., Wang, S., Sprenger, M., *et al.* (2019) Response of Soil Water Movement and Groundwater Recharge to Extreme Precipitation in a Headwater Catchment in the North China Plain. *Journal of Hydrology*, **576**, 466-477. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.071>
- [7] Wang, J., Zhang, M., Argiriou, A.A., *et al.* (2021) Recharge and Infiltration Mechanisms of Soil Water in the Floodplain Revealed by Water-Stable Isotopes in the Upper Yellow River. *Sustainability*, **13**, Article 9369.

- <https://doi.org/10.3390/su13169369>
- [8] Zhu, G., Yong, L., Xi, Z., *et al.* (2021) Evaporation, Infiltration and Storage of Soil Water in Different Vegetation Zones in Qilian Mountains: From an Perspective of Stable Isotopes. <https://doi.org/10.5194/hess-2021-376>
- [9] Dai, J., Zhang, X., Luo, Z., *et al.* (2020) Variation of the Stable Isotopes of Water in the Soil-Plant-Atmosphere Continuum of a *Cinnamomum camphora* Woodland in the East Asian Monsoon Region. *Journal of Hydrology*, **589**, Article 125199. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125199>
- [10] Gui, J., Li, Z., Feng, Q., *et al.* (2022) Water Resources Significance of Moisture Recycling in the Transition Zone between Tibetan Plateau and Arid Region by Stable Isotope Tracing. *Journal of Hydrology*, **605**, Article 127350. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127350>
- [11] Biggs, T.W., Lai, C.-T., Chandan, P., *et al.* (2015) Evaporative Fractions and Elevation Effects on Stable Isotopes of High Elevation Lakes and Streams in Arid Western Himalaya. *Journal of Hydrology*, **522**, 239-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.023>
- [12] Xiang, W., Si, B.C., Biswas, A., *et al.* (2019) Quantifying Dual Recharge Mechanisms in Deep Unsaturated Zone of Chinese Loess Plateau Using Stable Isotopes. *Geoderma*, **337**, 773-781. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.006>
- [13] Yong, L., Zhu, G., Wan, Q., *et al.* (2020) The Soil Water Evaporation Process from Mountains Based on the Stable Isotope Composition in a Headwater Basin and Northwest China. *Water*, **12**, Article 2711. <https://doi.org/10.3390/w12102711>
- [14] 车存伟, 张明军, 王圣杰. 基于氢氧稳定同位素的兰州市南北两山土壤蒸发时空变化及影响因素研究[J]. 地理研究, 2020, 39(11): 2537-2551.
- [15] Kleine, L., Tetzlaff, D., Smith, A., *et al.* (2020) Using Water Stable Isotopes to Understand Evaporation, Moisture Stress, and Re-Wetting in Catchment Forest and Grassland Soils of the Summer Drought of 2018. *Hydrology and Earth System Sciences*, **24**, 3737-3752. <https://doi.org/10.5194/hess-2020-81>
- [16] 孙明. 苍山志[M]. 昆明: 云南民族出版社, 2008.
- [17] 顾慰祖. 同位素水文学[M]. 北京: 科学出版社, 2011.
- [18] Landwehr, J.M., Coplen, T.B. and Stewart, D.W. (2014) Spatial, Seasonal, and Source Variability in the Stable Oxygen and Hydrogen Isotopic Composition of Tap Waters throughout the USA. *Hydrological Processes*, **28**, 5382-5422. <https://doi.org/10.1002/hyp.10004>
- [19] Milly, P.C.D. (1994) Climate, Soil Water Storage, and the Average Annual Water Balance. *Water Resources Research*, **30**, 2143-2156. <https://doi.org/10.1029/94WR00586>
- [20] 郑纪勇, 邵明安, 张兴昌. 黄土区坡面表层土壤容重和饱和导水率空间变异特征[J]. 水土保持学报, 2004, 18(3): 53-56.
- [21] 戴军杰, 章新平, 罗紫东. 长沙地区樟树林土壤水稳定同位素的变化及影响因素[J]. 土壤学报, 2020, 57(6): 1514-1525.
- [22] Liu, Q., Wang, T., Liu, C.Q., *et al.* (2022) Characterizing the Spatiotemporal Dynamics of Shallow Soil Water Stable Isotopic Compositions on a Karst Hillslope in Southwestern China. *Journal of Hydrology*, **610**, Article 127964. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127964>
- [23] Katipolu, O. (2021) Spatial Analysis of Seasonal Precipitation Using Various Interpolation Methods in the Euphrates Basin, Turkey. *Acta Geophysica*, **70**, 859-878. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00756-0>
- [24] Qiao, P., Yang, S., Wei, W., *et al.* (2021) Effectiveness of Predicting Spatial Contaminant Distributions at Industrial Sites Using Partitioned Interpolation Method. *Environmental Geochemistry and Health*, **43**, 23-36. <https://doi.org/10.1007/s10653-020-00673-5>
- [25] 李新, 程国栋, 卢玲. 空间内插方法比较[J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 260-265.
- [26] 侯瑶芳, 曹生奎, 曹广超. 青海湖沙柳河流域土壤水氢氧稳定同位素组成与土壤贮水量关系[J]. 中国沙漠, 2022, 42(6): 153-164.
- [27] Xu, M., Liu, Q., Wu, D., *et al.* (2022) Characterization of Spatiotemporal Patterns of Soil Water Stable Isotopes at an Agricultural Field. *Science of the Total Environment*, **828**, Article 154538. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154538>