

引用格式:周田田,韩冬梅,宋献方,等. 干旱区滴灌水盐调控改良重度盐碱地棉田的包气带水分运移分析[J]. 资源科学, 2018, 40(4): 818-828. [Zhou T T, Han D M, Song X F, et al. Water movement through unsaturated zones in the severe saline-alkali cotton fields in inland arid regions under water and salt regulation by drip irrigation[J]. *Resources Science*, 2018, 40(4): 818-828.] DOI: 10.18402/resci.2018.04.15

干旱区滴灌水盐调控改良重度盐碱地棉田的包气带水分运移分析

周田田^{1,2}, 韩冬梅^{1,2}, 宋献方^{1,2}, 马英^{1,2}, 张应华¹

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049)

摘要:包气带水分运移规律的研究能够为干旱区滴灌水盐调控改良盐碱地的技术提供理论基础。本文以克拉玛依农业开发区经改良的重度盐碱地棉田为例,观测棉花生长季内的土水势、土壤含水量和不同水体的同位素组成的时空分布特征,分析包气带水分运移。结果表明:①在滴灌水盐调控下,经改良的重度盐碱地棉田0~60 cm 土层的含水量随时间的变化最大,受灌溉水(降水)入渗、蒸散发的影响最为明显;60~220 cm 土壤含水量、土水势和土壤水同位素组成随时间的变幅相对较小,受灌溉水(降水)入渗、蒸散发的影响相对较小;220~260 cm 土壤含水量、土水势和土壤水同位素组成随时间的变幅最小,受地下水的的影响较明显;②120 cm 和 150 cm 土壤水,100 cm 和 180 cm 土壤水,260 cm 土壤水中降水和灌溉水的贡献比例分别约为22%和78%,40%和60%,46%和54%左右,分别反映本次试验入渗水、前期土壤水、地下水的同位素组成特征;③灌溉水对地下水的的影响较小,试验期间地下水位的抬升主要来自于侧向径流补给。

关键词:干旱区;盐碱地;滴灌棉田;稳定同位素;包气带;地下水补给;克拉玛依农业开发区

DOI: 10.18402/resci.2018.04.15

1 引言

合理的灌溉洗盐是改良干旱区盐碱地和防止水土环境恶化的重要措施。传统的灌溉洗盐方法以漫灌与排水相结合,但对于排水系统不完善的地区,大水漫灌引起潜水位普遍上升^[1,2]。此外,由于盐碱地土壤粘重,导水率低,水分下渗慢,传统的灌溉洗盐方法不再适用^[3]。滴灌具有高频率、小流量、长时间的特点,有利于作物根系吸水、盐分淋洗和实现精准灌溉^[4-9]。覆膜减少了蒸发,垄作相当于降低地下水位,能够减少盐分的上移^[10]。通过“滴灌+垄作+覆膜”的模式以及控制滴头正下方20cm深度处土壤基质势相结合的方法,有利于提高灌溉水利

用效率和减小土壤次生盐渍化风险,被广泛应用于中国干旱半干旱区盐碱地的开发利用^[10,11]。有研究表明,通过控制滴头正下方20cm深度的土壤基质势下限为-5~-10kPa,在苗期结束时,宁夏地区重度盐碱化糯米田的0~80cm已转化为轻度盐碱化水平^[11];通过控制滴头正下方20cm深度处基质势下限为-5kPa,3年后,克拉玛依农业开发区重度盐碱化棉田0~40cm由重度盐渍土转为轻度盐渍土^[3]。这些研究主要关注调节包气带表层或作物根区范围内的水盐状况使之有利于作物生长。由于盐随水动,包气带水分运移规律的研究将为盐分运移规律的研究提供重要的理论基础。通过土水势、土壤含

收稿日期:2017-09-18,修订日期:2018-02-08

基金项目:国家自然科学基金面上项目(41371057)。

作者简介:周田田,女,湖北咸宁人,硕士生,主要从事地下水水文过程研究。E-mail: zhoutt.15s@igsnrr.ac.cn

通讯作者:韩冬梅, E-mail: handm@igsnrr.ac.cn

2016年4月

水量和稳定同位素的综合观测,可以更为准确地揭示包气带水分运移的过程^[12]。

克拉玛依农业开发区位于准格尔盆地西部边缘的半荒漠平原上,由于地势低平,加上蒸发强烈,该区遍布湖积沼泽土和盐土^[11,2]。本研究以开发区经滴灌水盐调控改良的重度盐碱化棉田为例,通过分析土水势、土壤含水量和土壤水同位素组成的时空分布特征,揭示包气带水分运移的过程,估算土壤水分来源的贡献比例,评价灌溉对地下水可能的影响。该研究可为开发区及类似干旱区的农业水资源管理和土壤次生盐渍化防治提供理论依据。

2 研究区概况与数据获取

2.1 研究区概况

克拉玛依农业开发区(84°50'E—85°20'E, 45°22'N—45°40'N)地处准噶尔盆地西北边缘的湖积平原,属典型的温带大陆性干旱荒漠气候,年降水量多年平均为105mm,且70%集中在7—9月,全年潜在水面蒸发量(采用直径为20cm的蒸发皿测量)达3545mm^[1]。地带性土壤主要为沼泽土和各类盐土以及砂质土、钙积土,易产生板结和盐渍化问题^[1]。由于降雨量低,邻近山区之间坡度小,除了暴雨洪水之外,降水难以对开发区的地表水和地下水构成有效补给,目前已无有效地表径流。地下水主要受到降水入渗、山区地下水侧向径流和灌溉回归流渗漏补给,通过浅层土壤的蒸散发和向下游的侧向径流排泄^[2],地下水矿化度高达31.2g/L^[13]。随着引额济克工程的实施,一部分富余的水源被规划用于克拉玛依市的农田灌溉^[2]。该区主要依靠水利工程输水管网引用区域外的水(额尔齐斯河淡水,矿化度为0.3g/L^[13])进行灌溉,以地面灌溉为主^[1]。因为极端气候、水文地质条件和不完善的排水系统的影响,区内地下水位普遍上升。克拉玛依农业开发区2005年8月地下水埋深小于4m(开发区土壤发生次生盐渍化的临界埋深^[14])的面积达到7.4km²,到2008年8月增加到99.9km²,而到2009年10月增加到115.8km²,约66.7%的地下水埋深小于4m^[15]。

2.2 滴灌水盐调控试验概况

试验在开发区的重度盐碱化棉田上进行,表层30cm内的土壤含盐量为(6~12)g/kg^[16],该试验田周围主要是灌溉管理粗放的滴灌棉田以及漫灌处理

的林地。试验田棉花品种为新陆中26,属中熟品种,从播种到开始采收120~135天,株高一般为1~2m,生育期分为:苗期(4月下旬—5月下旬),蕾期(6月上旬—7月上旬),花期(7月中旬—8月中旬),棉铃期(8月下旬—9月中旬),吐絮期(9月下旬—10月中旬),收获期(10月中旬—11月下旬)^[13]。

2010年试验期间,棉花于5月7日播种,6月1日开始进行灌溉处理,8月26日结束灌溉试验。试验田共设15个试验小区,包括5个基质势处理,分别控制滴头正下方20cm处的基质势下限为-5kPa、-10kPa、-15kPa、-20kPa、-25kPa,每个处理重复3次,按随机区组布置。灌溉由1m高的灌溉桶控制,滴头流量为(0.4~0.56)L/h。播种后当天进行首次灌溉,灌水定额(灌溉水深)为39.2mm(即4桶水,每桶水的灌溉量为灌溉桶的体积/灌溉面积),以淋洗土壤盐分和提高土壤底墒。处理开始前统一灌溉(控制土壤基质势下限为-10kPa)。棉花定苗后开始处理,利用负压计(位于滴头正下方20cm处)控制灌溉,一天观测3次(8:00, 12:00, 18:00),当土壤水基质势下降到设计值,立即开始灌溉,每次的灌水定额是9.8mm(1桶水)。试验开始前,地下水埋深为290cm左右(图1)。

试验田为垄作方式,垄高为15cm,垄宽为40cm,垄间距为80cm,膜宽为80cm(图1)。垄长为380cm,每垄布设一条滴灌带,两行棉花,滴头间距为20cm,棉花株距为10cm,每个试验小区有10垄10条滴灌带,面积为30.4m²。

2.3 观测项目

选择其中一个基质势下限为-10kPa的试验小区,观测棉花生育期(2010年5—9月)的气象、土壤水、地下水等,以研究包气带水分运移规律。试验期间该小区的总降水量为59.8mm,累积灌溉量为607.6mm。

(1)气象。利用DAVIS自动气象站(精度为每15分钟记录一次数据),观测降雨量等气象要素。

(2)土水势。利用DLS-II系列直管式负压计,在滴头正下方不同深度(100cm, 120cm, 150cm, 180cm, 220cm, 260cm, 见图1)监测土壤水基质势的动态变化,每天上午(8:00)人工记录,观测期为5月19日—9月21日。

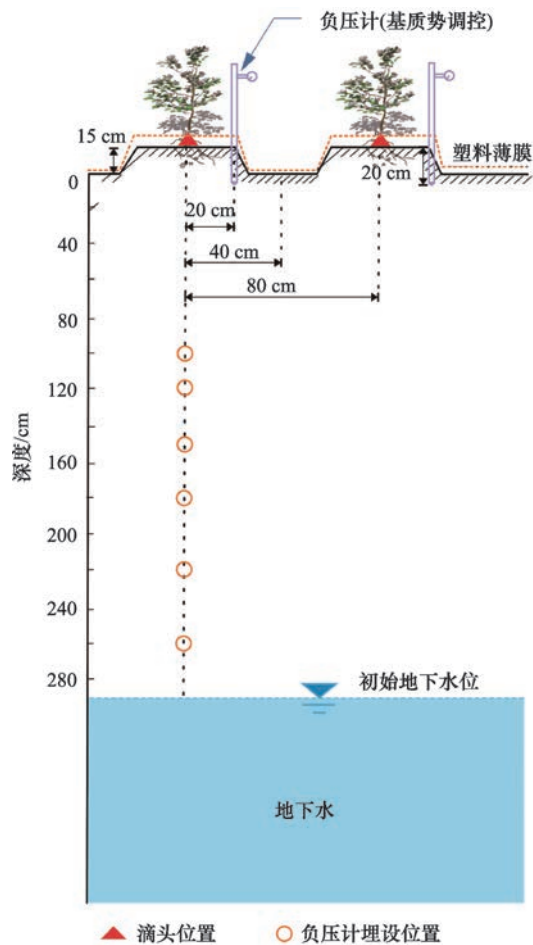


图1 试验田滴灌试验布置和包气带监测与采样方案

Figure 1 Drip irrigation experiment layout and monitoring and sampling plan of the unsaturated zone in the experiment field

(3)地下水。在试验点附近人工开挖的大口井,直接测量地下水位,每天上午(8:00)人工观测一次,观测期为5月20日—9月22日。

(4)土壤与土壤水。在土壤水基质势观测点附近约2 m的地方用土钻取不同深度的土壤样品,用于测定土壤粒径组成(采样间隔为20 cm)和土壤含

水量(采样间隔为10cm),采样时期为8月4日—9月18日。土壤含水量采用烘干法测定。土壤粒径在中科院地理资源所理化实验室,利用激光粒度仪(Mastersizer 2000)测定,根据国际制土壤类型分类标准进行划分,并结合野外人工开挖实测的土壤剖面,综合得到试验田的土壤类型见表1。

(5)水样采集与氢氧稳定同位素的测定。降水通过漏斗收集在100ml塑料瓶内,每次降雨停止后采集。灌溉水的采样时期为7月19日—8月26日。在土壤含水量高时,利用手动低真空装置连续抽取剖面不同深度(与负压计监测深度相同)的土壤水,装入25ml采样塑料方瓶,采样时期为8月20日—9月6日。样品保存在4℃的环境中,并送回中科院地理资源所理化实验室,利用LGR液态水同位素分析仪对所采集水样进行氢氧环境同位素分析(偏轴光腔积分光谱输出技术(OA-ICOS)),氢氧同位素的测定误差分别为 $\pm 1\text{‰}$ 和 $\pm 0.1\text{‰}$ 。同位素组成样品的同位素比值($R_{\text{sample}} = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}$ 或 ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$)相对于国际标准平均海水(Vienna Standard Mean Ocean Water, VSMOW)中相应比值(R_{VSMOW})的标准偏差(δ_{sample})表示(单位为 ‰)^[17],计算公式为:

$$\delta_{\text{sample}} = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}} \times 1000\text{‰} \quad (1)$$

2.4 数据处理方法

(1)土水势计算。土水势由基质势与重力势之和得到,这里选取地表处为重力势零点。

(2)不同深度土壤水的水分来源及其贡献比例计算。土壤水同位素剖面的变化主要受降水(灌溉水)入渗补给、土壤水蒸发以及浅层地下水位抬升的影响。根据降水、灌溉水的同位素组成的加权平均值,通过同位素质量守恒方法,可以计算不同深

表1 试验田不同深度土壤类型与干容重

Table 1 Soil types and dry bulk density at different depths of the experiment field

深度/cm	<0.002mm 黏粒	0.002~0.050mm 粉粒	>0.050mm 砂粒	土壤类型	干容重/(g/cm ³)
0~40	2.39	90.27	7.34	粉土	1.31
40~120	1.73	92.05	6.22	粉土	1.49
120~140	0.46	42.05	57.49	砂质壤土	1.53
140~160	0.16	19.27	80.57	壤质砂土	1.32
160~180	0.00	10.98	89.02	砂土	1.29
180~200	0.02	13.28	86.70	砂土	1.36
200~260	0.00	15.34	84.66	壤质砂土	1.32

2016年4月

度土壤水分来源的贡献比例,见计算公式:

$$f_p \delta_p + f_i \delta_i = \delta_s \quad (2)$$

$$f_p + f_i = 1 \quad (3)$$

式中 f_p 、 f_i 分别为降水、灌溉水的贡献比例(%); δ_p 、 δ_i 、 δ_s 分别为降水、灌溉水、土壤水的同位素组分值(‰)。

3 结果及分析

3.1 土水势的动态变化规律

图2a、图2b分别表示在棉花不同生育阶段,试验田灌溉(降水)和地下水埋深、土壤水基质势的动态变化。观测期土水势梯度统计值见表2。

各层的土水势梯度在观测期基本为负值,随深度增加,土水势梯度绝对值由2.22减小到0.02,说明土壤水以向下入渗为主,且随深度增加,土壤水运移减慢(表2)。对于100cm,120cm,150cm,180cm

土层,在苗期、蕾期和花期,灌溉增加,这些深度的土壤水基质势随时间增大,其中在苗期的波动较大。在花期时,土壤水基质势基本都达到-9~-8kPa,即田间持水量以上^[18]。在棉铃期以后,灌溉减少至停止,土壤水基质势随时间减小。对于220cm和260cm土层,土壤水基质势在苗期末减小,且波动较大,在蕾期和花期随时间增大。在棉铃期,灌溉减小至停止,地下水位稍有下降,土壤水基质势随时间稍有减小。在花铃期,220cm和260cm土壤基质势基本都达到0kPa以上,处于饱和状态。

100cm的土壤水基质势范围为-15.4~-3.8kPa,变幅为11.6kPa;120cm的土壤水基质势范围为-14.9~-6.7kPa,变幅为8.3kPa;150cm的土壤水基质势范围为-12.2~-4.3kPa,变幅为7.9kPa;180cm的土壤水基质势范围为-7.6~-0.4kPa,变幅为7.2kPa;

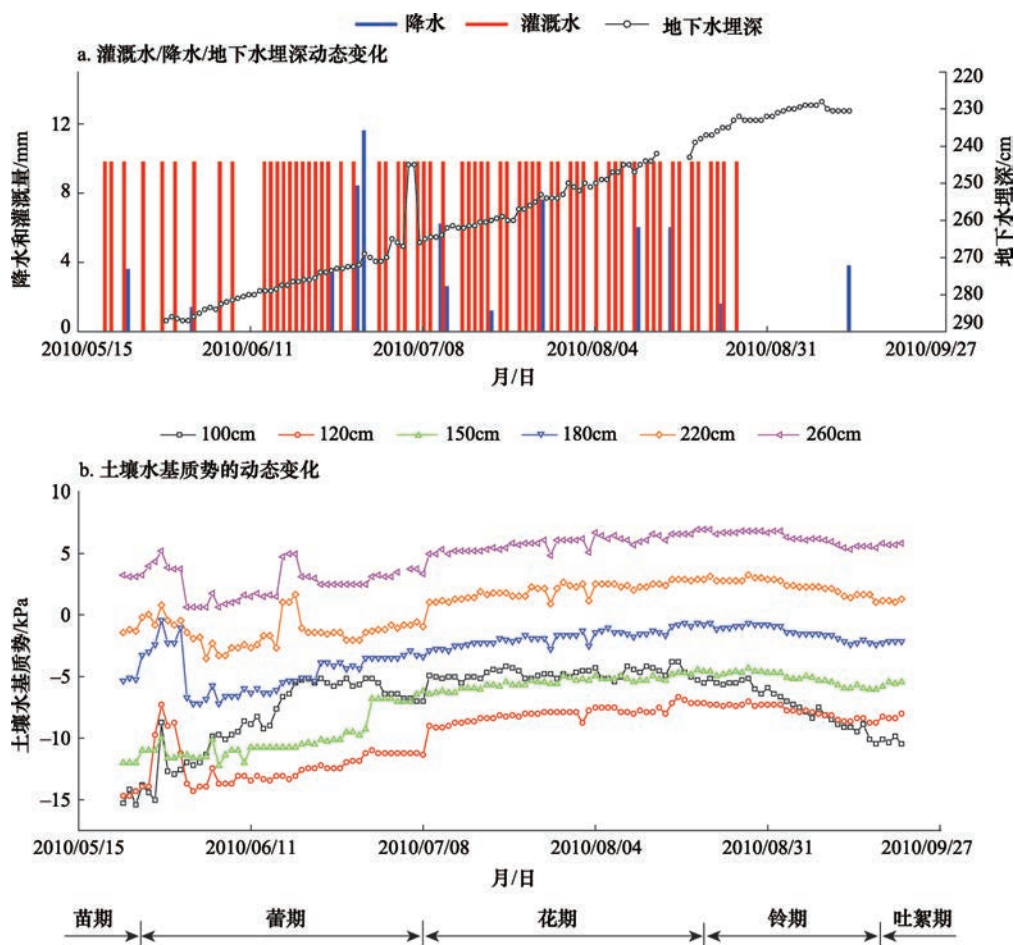


图2 棉花生育期内试验田的灌溉水、降水、地下水埋深、不同深度土壤水基质势的动态变化

Figure 2 Dynamics of irrigation water, precipitation, water table depth, and soil matric potential at different depths of the experiment field during cotton growth seasons

表2 棉花生育期内试验田不同深度土水势梯度的统计特征

Table 2 Statistical characteristics of soil water potential gradients at different depths of the experiment field during cotton growth seasons

深度/cm	最大值	最小值	平均值	标准差
100~120	2.58	-4.85	-2.22	1.38
120~150	0.76	-1.97	-0.15	0.36
150~180	4.53	-0.04	0.60	0.75
180~220	0.79	-2.17	-0.12	0.38
220~260	0.63	-0.47	0.02	0.13

注: 正值表示土水势梯度向上, 土壤水向上运移, 负值则相反。

220cm的土壤水基质势范围为-3.5~3.3kPa, 变幅为6.8kPa; 260cm的土壤水基质势范围为0.6~6.9kPa, 变幅为6.3kPa。整体来看, 土壤水基质势的变幅随深度增加而减小, 220cm和260cm的土壤水基质势随时间的变幅小于100cm、120cm、150cm和180cm。

3.2 花铃期土壤含水量的分布特征

图3表示在棉花生长关键期(花铃期), 试验田土壤含水量的分布特征(图3a)和对应时刻的土壤水基质势分布特征(图3b)。

从土壤含水量的分布特征来看(图3a), 0~60cm土壤含水量从0.20~0.35增加到0.45, 且随时间的变化最明显, 表现为在灌溉期(8月4日、8月18日), 含水量明显增大, 在非灌溉期(9月11日、9月18日), 含水量明显减小, 各深度随时间的变幅为0.05~0.15。60~220cm土壤含水量随时间的变化相对0~60cm较小, 各深度随时间的变幅为0.02左右。60~220cm土壤含水量随深度的变化受土壤质

地控制, 表现为在粉土层(60~120cm)含水量由0.30增加到0.45; 在砂质壤土层(120~140cm)含水量减小到0.20左右, 在砂土层(140~220cm)保持在0.30左右。220~260cm(壤质砂土层), 土壤含水量由0.30增加至0.45左右, 各深度随时间的变幅为0.05左右。整体来看, 100~200cm土壤水基质势接近或大于-9~-8kPa(图3b), 即土壤含水量接近或大于田间持水量。200~260cm土壤水基质势为0kPa, 甚至出现压力势(图3b), 即土壤含水量已达到饱和。

3.3 花铃期降水(灌溉水)-土壤水-地下水同位素组成的分布特征

图4为不同水体的 $\delta^2H-\delta^{18}O$ 关系图。表3为不同水体同位素组成的统计特征。特定区域大气降水的氘氧同位素组成之间的线性相关线称当地大气降水线, 当地大气降水线(LMWL)是其他水体同位素组成的基线。由于试验区没有长时间序列的降水同位素观测资料, 本文中的试验区的大气降水线来自于前人文献^[19, 20], 分别是根据全球降水同位素观测网(<http://isohis.iaea.org/>)的乌鲁木齐降水同位素资料(1986—2002年)拟合得到的大气降水线(公式(4)), 以及根据北疆4个观测站点(乌鲁木齐、阿勒泰、高山、后峡)1986—2004年的降水同位素资料拟合得到的大气降水线(公式(5))。根据实测的地下水样点得到地下水的 $\delta^2H-\delta^{18}O$ 关系(公式(6))。整体来看, 由于夏季降水过程中的蒸发作用, 降水的同位素组成明显富集。灌溉水同位素组成明显贫

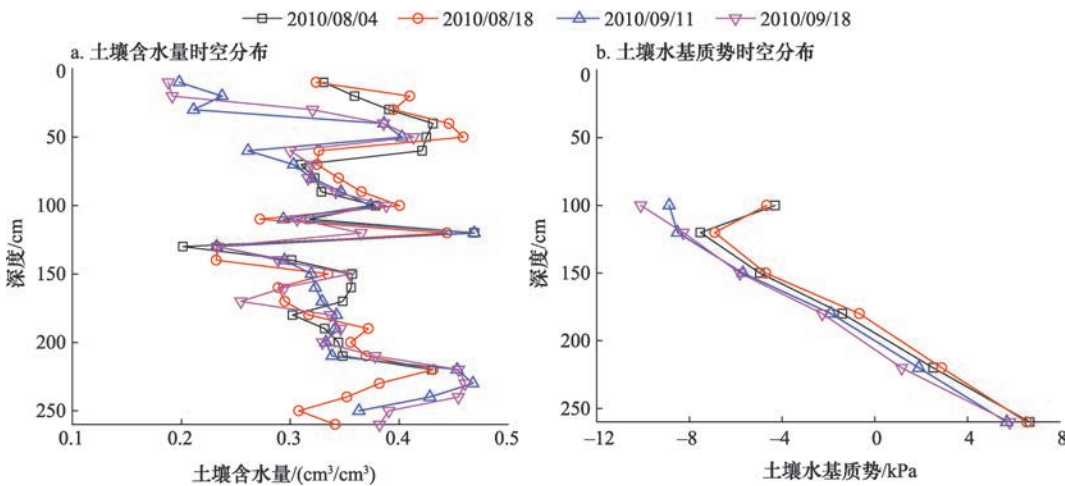


图3 花铃期试验田的土壤含水量和土壤水基质势的时空分布

Figure 3 Spatial and temporal distribution of soil water content and soil matric potential of the experiment field during blossom and boll periods

2016年4月

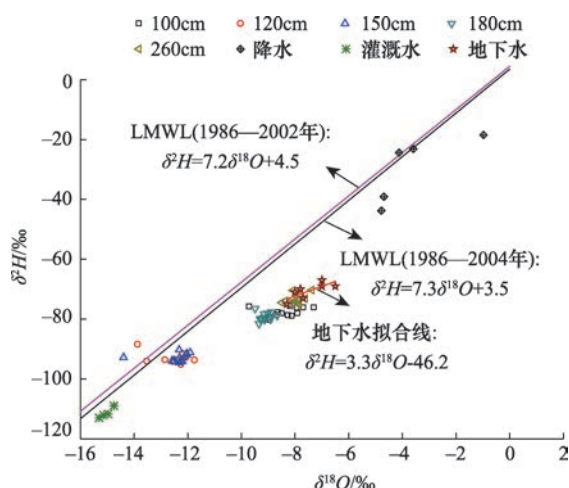


图4 花铃期试验田不同深度土壤水以及降水、灌溉水、地下水的 δ^2H - $\delta^{18}O$ 关系

Figure 4 δ^2H - $\delta^{18}O$ relationships of soil water at different depths, precipitation, irrigation water, and groundwater of the experiment field during blossom and boll periods

化,这是由于灌溉水来自于额尔齐斯河,其补给源的海拔高度较高,同位素组成较为贫化^[15]。

$$\delta^2H = 7.2\delta^{18}O + 4.5 \quad R^2 = 0.95 \quad (4)$$

$$\delta^2H = 7.3\delta^{18}O + 3.5 \quad R^2 = 0.99 \quad (5)$$

$$\delta^2H = 3.3\delta^{18}O - 46.2 \quad n = 8; R^2 = 0.78 \quad (6)$$

图5表示在棉花的花铃期,试验田土壤水同位素组成的垂向分布(图5a)和动态变化(图5b)。从同位素组成的垂向分布来看,100~120cm土壤水同位素组成随深度增加而贫化;在120~150cm处出现同位素组成的贫化极值;150~260cm土壤水同位素组成随深度增加而富集(图5a)。100cm土壤水的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的平均值分别为-78‰和-8.4‰,标准差

分别为1.5‰和0.6‰。120cm土壤水的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的平均值分别为-93‰和-12.5‰,标准差分别为1.7‰和0.6‰。150cm土壤水的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的平均值分别为-93‰和-12.4‰,标准差分别为1.3‰和0.6‰。180cm土壤水的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的平均值分别为-79‰和-9.1‰,标准差分别为1.3‰和0.2‰。260cm土壤水的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的平均值分别为-73‰和-8.0‰,标准差分别为1.6‰和0.3‰。整体而言,不同深度土壤水同位素值随时间的变化较为平缓,在灌溉期(8月26日之前)的变幅大于非灌溉期(8月26日之后)(图5b)。

4 讨论

4.1 灌溉水(降水)、棉花、地下水对包气带水分运移的影响

包气带水分运移受到灌溉水(降水)入渗、蒸散发、地下水位抬升的影响,通过土水势、土壤含水量和土壤水同位素组成的时空分布特征,可以揭示出大气降水、灌溉水、棉花、地下水对包气带水分运移的影响。

0~60cm各深度土壤含水量随时间的变化最明显(变幅为0.05~0.15)(图3a),这是由于该层位接近地表,且为北疆膜下滴灌棉花的主要根系层^[21],因此入渗和蒸散发的影响最大,使得土壤含水量在灌溉期明显增大,在非灌溉期明显减小。

60~220cm各深度土壤含水量随时间的变化相对于0~60cm较小,变幅为0.02左右(图3a)。从土壤水基质势的动态变化来看(图2b),在苗期、蕾期和花期,随着灌溉增加,100cm,120cm,150cm,180cm

表3 试验田降水、灌溉水、地下水以及不同深度土壤水的同位素组成特征

Table 3 Statistical characteristics of isotopic compositions in precipitation, irrigation water, groundwater and soil water at different depths of the experiment field

水样类型	深度/cm	采样数量	$\delta^{18}O/‰$				$\delta^2H/‰$			
			最大值	最小值	平均值	标准差	最大值	最小值	平均值	标准差
降水		5	-1.0	-4.8	-3.6	1.4	-18	-44	-30	9.8
灌溉水		5	-14.8	-15.3	-15.0	0.2	-109	-113	-111	1.9
土壤水	100	13	-7.3	-9.7	-8.4	0.6	-76	-80	-78	1.5
	120	13	-11.8	-13.9	-12.5	0.6	-88	-95	-93	1.7
	150	13	-11.9	-14.4	-12.4	0.6	-90	-94	-93	1.3
	180	13	-8.7	-9.5	-9.1	0.2	-76	-82	-79	1.3
	260	13	-7.4	-8.5	-8.0	0.3	-70	-75	-73	1.6
地下水		7	-6.5	-8.3	-7.5	0.6	-67	-75	-71	2.7

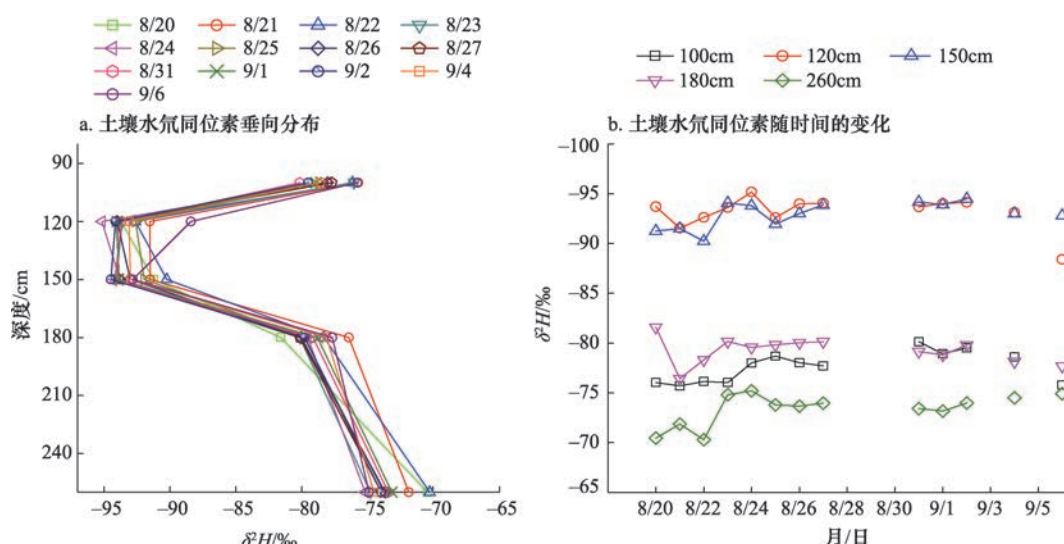


图5 花铃期试验田土壤水汽同位素组成(δ^2H)的时空分布

Figure 5 Spatial and temporal distribution of δ^2H in soil water of the experiment field during blossom and boll periods

土壤水基质势随时间增大,这说明0~60cm的灌溉(降水)入渗大于棉花的蒸散发,产生深层渗漏,补给100cm,120cm,150cm,180cm的土壤水。其中,在苗期,受播种当天首次灌溉以提高土壤底墒的影响,使得100cm,120cm,150cm,180cm土壤水基质势随时间的波动明显。在棉铃期以后,灌溉减少至停止,棉花的蒸散发继续,100cm,120cm,150cm,180cm土壤水基质势随时间减小,说明来自于上层土壤水的渗漏量小于这些深度向下层土壤的渗漏量。从同位素组成的分布特征来看(图5a),100cm,120cm,150cm,180cm土壤水同位素组成随时间的变幅较小(δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的标准差分别小于1.7‰和0.6‰)。在干旱区,在本次试验前(非灌溉期),由于降水(灌溉水)入渗到100cm处的水分都已经历了强烈的蒸发^[22, 23],或者蒸发深度已经达到了100cm^[24],因此100cm以下的前期土壤水的同位素组成较为富集。由前面的分析可知,本次试验期间的灌溉水(降水)入渗对100cm以下土壤水的影响较小,并且100cm处土壤质地为粉土,储水性能较好,使得本次试验期间的灌溉水(降水)入渗对前期土壤水的取代作用较小,因此100cm处的土壤水同位素组成保留了前期土壤水的特征,表现为重同位素富集,且同位素组成随时间的变幅较小。而120~150cm为砂质壤土薄层,为上层粉土和下层壤质砂土的分界层(表1),由于上层粉土的阻隔,120~150cm受蒸发

的影响较小。此外,由于砂质壤土的储水性能相对上层粉土较差,试验期间少量的灌溉水(降水)入渗对前期土壤水的取代作用较强,出现了同位素剖面的贫化极值,且同位素组成随时间的变化较为明显(表3),可以反映本次试验入渗水的同位素组成特征^[25, 26]。150~180cm随深度增加,本次试验期间的灌溉水(降水)入渗对前期土壤水的取代作用越来越弱^[27],土壤水同位素组成越来越接近于前期土壤水,表现为越来越富集,且同位素组成随时间的变幅较小。综合以上特征可以得出,60~220cm的土壤水受到本次试验期间灌溉水(降水)深层渗漏的影响,但影响相对0~60cm较小。该试验田的同期试验研究表明,在-10kPa的基质势调控水平下,在整个棉花生育期间,80cm以下的灌溉水渗漏量小于10.6mm^[13],与本文的结论相符。

220~260cm各深度土壤含水量随时间的变幅为0.05左右,随时间的变幅较小(图3a)。从土壤水基质势的动态变化特征来看(图2b),在苗期初,由于播种当天进行了首次灌溉以提高土壤底墒,220cm和260cm土壤水基质势维持在较高水平。苗期灌溉稀少,为了满足棉花的蒸散发,该深度土壤水在部分时刻可能存在向上的水势梯度(表2),向上运移补给上层土壤水,使得220cm和260cm土壤水基质势随时间减少。在蕾期和花期,灌溉增加,地下水位抬升,220cm和260cm受上层土壤水的深层渗

2016年4月

漏补给和地下水位抬升的共同影响,土壤水基质势随时间增大。在铃期,灌溉停止,而蒸散发持续,上层土壤的深层渗漏减小,且地下水位稍有下降,220 cm和260cm土壤水基质势随时间稍有减小。由于在花铃期,260cm处的土壤位于地下水面以下,其土壤水同位素组成接近于地下水(图4,表3)。整体而言,220cm和260cm土壤水基质势的变幅(变幅为6.3~6.8kPa)小于100cm、120cm、150cm和180cm(变幅为7.2~11.6kPa),260cm土壤水同位素组成随时间的变幅也相对较小(δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的标准差分别1.6‰和0.3‰),说明220cm和260cm受深层渗漏的影响比60~220 cm更小,受地下水位抬升的影响较为明显。

综合土水势和土壤含水量观测、同位素示踪的结果得出,本次试验灌溉水(降水)入渗的主要影响深度为0~60cm,该深度以下土壤水继续向下运移,但是渗漏量较小。因此该灌溉模式有利于盐分淋洗,并且不会引起地下水位的大幅提升。然而,从地下水埋深的动态变化(图2a)来看:在灌溉期(5月19日—8月26日),试验田地下水位表现为逐渐抬升,地下水埋深由290cm减小至237cm左右。灌溉停止后,地下水位仍继续缓慢抬升,到了9月17日地下水位开始缓慢下降。由于试验田周围是灌溉管理粗放的滴灌棉田以及漫灌处理的林地,结合开发区2009年的地下水流场^[15],可以推断试验田在灌

溉期地下水位的抬升主要是来自于相邻粗放管理的滴灌棉田和漫灌林地的灌溉水垂向入渗补给地下水,然后通过地下水侧向径流补给试验田,进一步的验证还需要深入的水文地质资料和地下水水均衡计算。研究表明,开发区棉田和林地分别在2006年和2013年,灌溉方式由漫灌转向滴灌^[28]。克拉玛依农业开发区自2006年起,地下水埋深上升幅度趋于平缓^[29],2006—2014年的地下水位抬升速率(0.29m/a)是1997—2006年的一半^[28],这也证明了滴灌有利于抑制开发区的地下水位抬升。

4.2 降水和灌溉水对不同深度土壤水的贡献比例

由于研究区多年平均降水量为105mm,且70%集中在7—9月,该时段的降水最可能补给土壤水,因此此次试验期间(5—10月)的降水同位素组成的加权平均值可以近似代表补给到试验点土壤水的降水同位素组成。灌溉水来自于额尔齐斯河,补给源是高山融雪,其同位素组成随时间几乎不变。根据降水和灌溉水同位素组成的加权平均值,通过2.4章节介绍的同位素质量守恒方法,计算得到不同日期,不同深度土壤水同位素来源的贡献比例见表4。由前面的分析可知,100cm以下受本次试验期间灌溉水(降水)入渗的影响相对较小,因此降水和灌溉水的贡献比例随时间的变化不大。100cm主要是前期土壤水的同位素组成特征,降水和灌溉水的贡献

表4 花铃期试验田不同深度土壤水分来源的贡献比例

Table 4 Contribution ratios of each source to soilwater at different depths of the experiment field during blossom and boll periods

年/月/日	100cm			120cm			150cm			180cm			260cm		
	$\delta^2H/\text{‰}$	灌溉水	降水	$\delta^2H/\text{‰}$	灌溉水	降水	$\delta^2H/\text{‰}$	灌溉水	降水	$\delta^2H/\text{‰}$	灌溉水	降水	$\delta^2H/\text{‰}$	灌溉水	降水
2010/08/20	-76.0	56.8	43.2	-93.7	78.6	21.4	-91.2	75.6	24.4	-81.6	63.7	36.3	-70.5	50.0	50.0
2010/08/21	-75.7	56.4	43.6	-91.5	76.0	24.0	-91.5	75.9	24.1	-76.4	57.3	42.7	-71.9	51.7	48.3
2010/08/22	-76.1	57.0	43.0	-92.6	77.3	22.7	-90.2	74.4	25.6	-78.3	59.6	40.4	-70.3	49.7	50.3
2010/08/23	-76.0	56.8	43.2	-93.6	78.5	21.5	-94.1	79.1	20.9	-80.1	61.9	38.1	-74.8	55.3	44.7
2010/08/24	-78.0	59.3	40.7	-95.2	80.5	19.5	-93.8	78.8	21.2	-79.5	61.2	38.8	-75.2	55.8	44.2
2010/08/25	-78.7	60.1	39.9	-92.6	77.3	22.7	-91.9	76.5	23.5	-79.8	61.5	38.5	-73.8	54.1	45.9
2010/08/26	-78.0	59.3	40.7	-94.0	79.0	21.0	-93.0	77.8	22.2	-80.0	61.8	38.2	-73.7	53.9	46.1
2010/08/27	-77.7	58.9	41.1	-94.0	79.1	20.9	-93.9	78.8	21.2	-80.1	61.9	38.1	-74.0	54.3	45.7
2010/08/31	-80.1	61.9	38.1	-93.7	78.6	21.4	-94.2	79.2	20.8	-79.1	60.7	39.3	-73.4	53.6	46.4
2010/09/01	-78.9	60.4	39.6	-94.0	79.0	21.0	-93.9	78.9	21.1	-78.8	60.3	39.7	-73.2	53.3	46.7
2010/09/02	-79.5	61.1	38.9	-94.1	79.2	20.8	-94.5	79.6	20.4	-79.8	61.5	38.5	-74.0	54.3	45.7
2010/09/03	-78.6	60.0	40.0	-93.1	77.9	22.1	-93.0	77.8	22.2	-78.1	59.4	40.6	-74.5	54.9	45.1
2010/09/04	-75.8	56.5	43.5	-88.4	72.1	27.9	-92.8	77.5	22.5	-77.7	58.9	41.1	-74.9	55.4	44.6
平均值	-77.6	58.8	41.2	-93.1	77.9	22.1	-92.9	77.7	22.3	-79.2	60.7	39.3	-73.4	53.6	46.4

比例平均值分别约为41%和59%。剖面中同位素的贫化极值(120cm和150cm土壤水)可以表征本次试验期间灌溉水(降水)的同位素组成特征, δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 值分别为-14.2‰和-93‰,降水和灌溉水的贡献比例分别约为22%和78%。180cm主要是前期土壤水的同位素特征,降水和灌溉水的贡献比例分别约为39%和61%。虽然180cm和100cm都是前期土壤水的同位素组成特征,但由于100cm更接近地表,受降水的影响相对较大,降水的组成比例稍大于180cm。260cm土壤水中降水和灌溉水的贡献比例分别为46%和54%。根据地下水的同位素组成(表3),计算得到地下水中降水和灌溉水的贡献分别约为50%和50%。可见,260cm土壤水的同位素组成接近于地下水(图5,表3),这是由于在花铃期,地下水埋深已经减小至230~240cm左右(图2a)。但由于260cm的土壤水可能还未与该时期的地下水充分混合,其同位素组成与地下水仍然存在一定偏离。

5 结论

本文以克拉玛依农业开发区经滴灌水盐调控改良的重度盐碱化棉田为例,观测棉花生长季内的土水势、土壤含水量和不同水体的同位素组成的时空分布特征,研究包气带水分运移。研究结果表明,在滴灌水盐调控下:

(1)经改良的重度盐碱地棉田0~60cm土层的含水量随时间的变化最大(变幅为0.05~0.15),受本次灌溉水(降水)入渗、蒸散发的影响最为明显。60~220cm土壤含水量(变幅为0.02)、土水势(变幅为7.2~11.6kPa)和土壤水同位素组成(δ^2H 和 $\delta^{18}O$)的标准差分别小于1.7‰和0.6‰,随着时间的变幅相对较小,受本次灌溉水(降水)入渗、蒸散发的影响相对较小。220~260cm土壤含水量(变幅为0.05)、土水势(变幅为6.3~6.8kPa)和土壤水同位素组成(δ^2H 和 $\delta^{18}O$)的标准差分别1.6‰和0.3‰,随着时间的变幅最小,受地下水的影响较明显。

(2)120cm和150cm土壤水中降水和灌溉水的贡献比例分别约为22%和78%;100cm和180cm土壤水中降水和灌溉水的贡献比例分别约为40%和60%;260cm土壤水中降水和灌溉水的贡献比例分别约为46%和54%。120cm和150cm土壤水,100cm和180cm土壤水,260cm土壤水分别反映本

次试验入渗水、前期土壤水、地下水的同位素组成特征。

(3)本次试验灌溉水(降水)入渗的主要影响深度为0~60cm,该深度以下土壤水继续向下运移,但是渗漏量较小。因此该灌溉模式有利于盐分淋洗,并且不会引起地下水位的大幅提升。试验期间地下水位的抬升主要来自于侧向径流补给。

总的来说,土壤含水量、土水势是包气带水分运移研究最直接的方法^[30],能直观反映土壤水运移的方向,揭示存在的水分运移过程。受这些水分运移过程的影响,形成了不同的土壤水同位素剖面。根据同位素的剖面分布特征,可以验证土壤含水量、土水势的结果,进一步确定不同深度土壤水的水分来源及其贡献比例等。然而,同位素示踪是一种非直接的观测方法,其结果具有多解性,需要与试验观测方法综合使用,以便更准确地揭示包气带水分运移的过程^[12]。为深入分析灌溉后包气带水分实时动态变化规律,今后将采用HYDRUS模型进一步模拟预测。

参考文献(References):

- [1] 姚晓蕊,潘存德,张荟荟,等. 土地开发后克拉玛依农业开发区水土环境特征研究[J]. 新疆农业大学学报, 2008, 31(1): 1-6. [Yao X R, Pan C D, Zhang H H, et al. Study on the water-soil environment characteristics in Karamay Agricultural Development Region after land exploitation[J]. *Journal of Xinjiang Agricultural University*, 2008, 31(1): 1-6.]
- [2] 崔东,刘振英,罗昭辉,等. 新疆克拉玛依干旱地区生态农业项目水文地质详查报告[M]. 克拉玛依: 新疆维吾尔自治区水利水电勘测设计研究院, 1997. [Cui D, Liu Z Y, Luo Z H, et al. Hydrogeological Survey Report of Ecological Agricultural Area in Karamay Arid Region[M]. Karamay: Institute of Water Resources and Hydropower Survey and Design in Xinjiang Uygur Autonomous Region, 1997.]
- [3] 王若水,康跃虎,万书勤,等. 水分调控对盐碱地土壤盐分与养分含量及分布的影响[J]. 农业工程学报, 2014, 30(14): 96-104. [Wang R S, Kang Y H, Wan S Q, et al. Effects of water regulation methods on soil salt, nutrient content and its distribution in overlying saline wasteland[J]. *Transactions of the CSAE*, 2014, 30(14): 96-104.]
- [4] Hegde D M. Effect of soil matrix potential, method of irrigation and nitrogen fertilization on yield, quality, nutrient uptake and water use of radish (*Raphanus sativus* L.)[J]. *Irrigation Science*, 1987, 8

2016年4月

- (1): 13–22.
- [5] Liu H, Yang H, Zheng J, *et al.* Irrigation scheduling strategies based on soil matric potential on yield and fruit quality of mulched-drip irrigated chili pepper in Northwest China[J]. *Agricultural Water Management*, 2012, 115(19): 232–241.
- [6] Wang R, Kang Y, Wan S, *et al.* Salt distribution and the growth of cotton under different drip irrigation regimes in a saline area[J]. *Agricultural Water Management*, 2011, 100(1): 58–69.
- [7] Kang Y, Wang R, Wan S, *et al.* Effects of different water levels on cotton growth and water use through drip irrigation in an arid region with saline ground water of Northwest China[J]. *Agricultural Water Management*, 2012, 109: 117–126.
- [8] Contreras J I, Alonso F, Canovas G, *et al.* Irrigation management of greenhouse zucchini with different soil matric potential level. Agronomic and environmental effects[J]. *Agricultural Water Management*, 2016, 183: 26–34.
- [9] Muller T, Bouleau C R, Perona P. Optimizing drip irrigation for eggplant crops in semi-arid zones using evolving thresholds[J]. *Agricultural Water Management*, 2016, 177: 54–65.
- [10] 窦超银, 康跃虎, 万书勤. 地下水浅埋区重度盐碱地覆膜咸水滴灌水盐动态试验研究[J]. 土壤学报, 2011, 48(3): 524–532. [Dou, C Y, Kang, Y H, Wan S Q. Field study on water and salt dynamic changes of saline-sodic soil with shallow water table under mulch-drip irrigation by saline water[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2011, 48(3): 524–532.]
- [11] 焦艳平, 康跃虎, 万书勤, 等. 干旱区盐碱地覆膜滴灌土壤基质势对土壤盐分分布的影响[J]. 农业工程学报, 2008, 24(6): 53–58. [Jiao Y P, Kang Y H, Wan S Q, *et al.* Effect of soil matric potential on the distribution of soil salt under drip irrigation on saline and alkaline land in arid regions[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2008, 24(6): 53–58.]
- [12] 汪集旸, 陈建生, 陆宝宏, 等. 同位素水文学的若干回顾与展望[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2015, 43(5): 406–413. [Wang J Y, Chen J S, Lu B H, *et al.* Review and prospect of isotope hydrology[J]. *Journal of Hohai University (Nature Sciences)*, 2015, 43(5): 406–413.]
- [13] 王若水. 内陆干旱区重度盐碱地滴灌土壤水盐调控机制与农业利用方法研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2012. [Wang R S. Study on the Mechanism of Water and Salt Control and the Method of Agricultural Utilization On Strongly Saline-Sodic Soil in Inland Arid Regions[D]. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 2012.]
- [14] Cui Y L, Shao J L. The role of ground water in arid/semiarid ecosystems, Northwest China[J]. *Ground Water*, 2005, 43(4): 471–477.
- [15] Han D M, Song X F, Currell M J, *et al.* A survey of groundwater levels and hydrogeochemistry in irrigated fields in the Karamay Agricultural Development Area, northwest China: implications for soil and groundwater salinity resulting from surface water transfer for irrigation[J]. *Journal of Hydrology*, 2011, 405(3–4): 217–234.
- [16] 孙九胜, 耿庆龙, 常福海, 等. 克拉玛依农业开发区地下水埋深与土壤积盐空间异质性分析[J]. 新疆农业科学, 2012, 49(8): 1471–1476. [Sun J S, Geng Q L, Chang F H, *et al.* Spatial distribution pattern quantitative analysis of soil salt accumulation and groundwater depth in the Karamay agricultural development zone [J]. *Xinjiang Agricultural Sciences*, 2012, 49(8): 1471–1476.]
- [17] Gonfiantini R. Environmental Isotopes in Lake Studies[A]. Fritz P, Fontes J C. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry[C]. Amsterdam: Elsevier, 1996.
- [18] 郭元裕. 农田水利学(3版)[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1997. [Guo Y Y. Irrigation and Water Conservancy, the 3rd Edition [M]. Beijing: China Water Conservancy and Hydropower Press, 1997.]
- [19] 李晖, 蒋忠诚, 王月, 等. 新疆地区大气降水中稳定同位素的变化特征[J]. 水土保持研究, 2009, 16(5): 157–161. [Li H, Jiang Z C, Wang Y, *et al.* Variation characteristics of stable isotopes in the precipitation of Xinjiang[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2009, 16(5): 157–161.]
- [20] 李捷, 庞忠和, 古丽波斯坦·吐逊江, 等. 北疆大气降水水汽源识别及其对地下水补给的指示意义[J]. 科技导报, 2016, 34(18): 118–124. [Li J, Pang Z H, Tursun G, *et al.* Identification of moisture sources in Junggar Basin and its implication for groundwater recharge[J]. *Science and Technology Review*, 2016, 34(18): 118–124.]
- [21] 危常州, 马富裕, 雷咏雯, 等. 棉花膜下滴灌根系发育规律的研究[J]. 棉花学报, 2002, 14(4): 209–214. [Wei C Z, Ma F Y, Lei Y W, *et al.* Study on the cotton root development and spatial distribution under film mulch and drip irrigation[J]. *Cotton Science*, 2002, 14(4): 209–214.]
- [22] Zimmermann U, Ehrlert D, Munnich K O. Soil-Water Movement and Evapotranspiration: Changes in the Isotopic Composition of the Water[C]. Vienna: Proceedings of the Symposium on Isotopes in Hydrology, 1966.
- [23] Kortelainen N M, Karhu J A. Regional and seasonal trends in the oxygen and hydrogen isotope ratios of Finnish groundwaters: a key for mean annual precipitation[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 285 (1–4): 143–157.
- [24] 乔冈, 王文科. 西北干旱内陆盆地地区裸土蒸发强度[J]. 吉林大学学报(地), 2014, 44(4): 1327–1332. [Qiao G, Wang W K. Evaporation intensity of bare soil in northwest arid inland basin [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2014, 44(4): 1327–1332.]
- [25] Wan H, Liu W G. An isotope study ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of water movements on the Loess Plateau of China in arid and semiarid climates [J]. *Ecological Engineering*, 2016, 93: 226–233.

- [26] 孙芳强, 尹立河, 马洪云, 等. 新疆三工河流域土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 特征及其补给来源[J]. 干旱区地理, 2016, 39(6): 1298–1304. [Sun Z Q, Yin L H, Ma H Y, *et al.* Features of δD and $\delta^{18}O$ and origin of soil water in Sangong River Basin, Xinjiang[J]. *Arid Land Geography*, 2016, 39(6): 1298–1304.]
- [27] Gazis C, Feng X. A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths[J]. *Geoderma*, 2004, 119(1–2): 97–111.
- [28] 陈银磊. 克拉玛依大农业区地下水动态研究[D]. 石河子: 石河子大学, 2016. [Chen, Y L. Research on Groundwater Dynamic in Karamay Agricultural Area[D]. Shihezi: Shihezi University, 2016.]
- [29] 卢磊, 赵振勇, 蒙敏, 等. 准噶尔盆地西北缘新垦绿洲地下水动态[J]. 干旱区研究, 2011, 28(5): 750–755. [Lu L, Zhao Z Y, Meng M, *et al.* Study on dynamic change of groundwater depth in a newly reclaimed oasis in Northwestern marginal zone of the Junggar Basin[J]. *Arid Zone Research*, 2011, 28(5): 750–755.]
- [30] Richards S J, Weeks L V. Moisture movement in soils: Experiments show moisture movement from one portion of soil to another and soil factors which influence that movement[J]. *Plant Ecology & Evolution*, 1957, 146(3): 279–289.

Water movement through unsaturated zones in the severe saline-alkali cotton fields in inland arid regions under water and salt regulation by drip irrigation

ZHOU Tian^{1,2}, HAN Dongmei^{1,2}, SONG Xianfang^{1,2}, MA Ying^{1,2}, ZHANG Yinghua¹

(1. Key Laboratory of Water Cycle and the Surface Process, Institute of Geographical Science and Natural Resources, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

2. School of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The study of water movement through unsaturated zones provides a theoretical basis for water and salt regulation by drip irrigation in arid zone. Here, we took the improved severe saline-alkali cotton field by this schedule in Karamay agricultural development area as an example. Based on in-situ observations of soil water potential, soil water content and stable isotopes in water during different cotton growth periods, we studied water movement characteristics through an unsaturated zone. The results show that under water and salt regulation by drip irrigation schedules, 0~60 cm in the improved severe saline-alkali cotton field is influenced by infiltration and evapotranspiration, and soil water content varies with time. 60~220 cm is less influenced by infiltration compared with 0~60 cm, along with comparatively stable dynamics in soil water content, soil water potential and isotopic compositions of soil water. 220~260 cm is obviously affected by groundwater, along with more stable dynamics of soil water content, soil water potential and isotopic compositions of soil water compared with 60~220 cm. Precipitation and irrigation water account for about 22% and 78% of soil water at 120cm and 150cm, respectively, accounting for 40% and 60% of soil water at 100cm and 180cm, respectively and 46% and 54% of soil water at 260cm. Irrigation water has no significant impacts on groundwater. Water table changes during this experiment period mainly came from lateral groundwater recharge.

Key words: arid zone; saline-alkali soil; stable; drip irrigated isotopes cotton fields; stable; unsaturated zone; groundwater recharge; Karamay agricultural development area