

DOI:10.3969/j.issn.1004-6933.2013.04.003

乌梁素海及其周边地区水源补给关系同位素研究

陈建生¹, 张志伟², 刘震¹, 季弼宸¹

(1. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098;
2. 河海大学水利水电学院, 江苏 南京 210098)

摘要:野外采集乌梁素海及其周边区域的水样和土壤样品,测定样品的 δD 、 $\delta^{18}O$ 和 $\rho(TDS)$,并以采自南京燕子矶的黄土为样本进行室内降水入渗试验,测试每个土壤样品的含水率和 $\rho(TDS)$ 。根据试验结果,对乌梁素海以北的色尔腾山地区的降水入渗情况进行分析,对乌梁素海湖水补给来源进行同位素分析,对乌梁素海湖泊周围地下水进行TDS分析。结果表明,乌梁素海以北的色尔腾山地区的大气降水在入渗的过程中大量蒸发,无法有效入渗补给地下水,降水并不是当地地下水的主要补给源,而比当地降水中的氘氧同位素值更负的稳定外部补给源是当地地下水的主要补给源;泉水、井水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值比当地降水明显贫化,也表明大气降水并非是地下水的补给源;地下水是乌梁素海的主要补给源,河套灌区排水渠中的水的主要来源是深循环地下水,狼山—日喀则隐伏断裂带中可能存在渗漏通道,西藏内流区的渗漏水通过该通道补给到了内蒙古高原。

关键词:地下水;补给源;同位素分析;TDS分析;乌梁素海

中图分类号:P641 文献标志码:A 文章编号:1004-6933(2013)03-0012-07

Isotope study of recharge relationships of water sources in Wuliangsuhai Lake and its surrounding areas

CHEN Jiansheng¹, ZHANG Zhiwei², LIU Zhen¹, JI Bichen¹

(1. College of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Water and soil samples were collected in the field at Wuliangsuhai Lake and its surrounding areas. The δD , $\delta^{18}O$, and $\rho(TDS)$ of these samples were measured, and an indoor rainfall infiltration test was conducted with loess collected from Yanzi ji in Nanjing City. The moisture content and $\rho(TDS)$ of each soil profile were tested. Based on the experimental results, the infiltration of precipitation in the Seerteng Hill areas on the north side of Wuliangsuhai Lake was analyzed, and an isotope analysis of the sources of Wuliangsuhai Lake water and the $\rho(TDS)$ analysis of surrounding groundwater of Wuliangsuhai Lake were conducted. The results show that the meteoric water of the Seerteng Hill areas evaporates greatly and cannot effectively recharge groundwater; precipitation is not the main recharge source of the local groundwater; the main source of the local groundwater is the stable external supply source where deuterium and oxygen isotope values are more negative; the δD and $\delta^{18}O$ values of spring water and well water are significantly depleted compared with local precipitation, also indicating that the precipitation is not a recharge source of groundwater; groundwater is the main recharge source of Wuliangsuhai Lake; the main source of water in the drains in the Hetao irrigation district is the deep circulating groundwater; and in the Lang Mountain-Rikaze buried fault zone, there may exist a leakage channel, through which the percolating water in the inner flow area of Tibet flows to the Inner Mongolia Plateau.

Key words: groundwater; recharge source; isotope analysis; TDS analysis; Wuliangsuhai Lake

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973计划)(2012CB417005);教育部高等学校博士点基金(20090094110007)
作者简介:陈建生(1955—),男,教授,博士生导师,主要从事同位素水文学、渗流理论与示踪探测技术的研究。E-mail:jschen@hhu.edu.cn

我国北方大部分地区位于干旱或半干旱气候区,从地域上看,其中 85% 分布在西北地区^[1]。西北地区地处大陆深处,远离海洋,南方海洋水汽不易到达形成降水;另外青藏高原的隆起阻挡了西南暖湿季风气流的北进,切断了主要的水汽来源,直接导致西北地区干旱的气候。西北干旱区域降水稀少且分布不均匀,蒸发强烈,气候干燥,荒漠分布,生态环境非常脆弱,水资源成为制约北方地区经济发展和影响其生态安全的重要因素。因此,研究西北水资源十分重要,对指导当地水资源的可持续开发利用和综合管理具有重大意义。

传统的区域水文地质地下水循环理论认为,盆地的地下水接受周边山区降水的补给,流域之间一般不存在相互补给的情况。但是内蒙古高原的湖泊、河流、泉水的分布似乎并不符合区域水文地质中地下水循环的理论,在降水量极为稀少的内蒙古高原,存在一些大型的湖泊,比如乌梁素海、岱海、达里诺尔、黄旗海等,这些湖泊的共同特点是几乎没有稳定的河流补给,湖泊主要的补给源是地下水。由于这些湖泊呈串珠型分布,湖泊集中分布地带位于内蒙造山带,属于亚板块之间的缝合带,同时是重力与磁场的异常带。在内蒙古高原干旱地区出现的湖泊群与特殊地质构造之间是否存在某种联系,引起了水文地质研究者的高度重视。陈建生等^[2]的研究表明,西藏内流区、祁连山等高原的河流与湖泊存在着严重的渗漏,每年的渗漏量超过 800 亿 m³,冰川积雪的融水维系着巴丹吉林沙漠的湖泊和自然景观^[3],北方干旱区的地下水接受来自西藏内流区渗漏水通过深循环方式的补给,黄土高原的风尘堆积与深循环的地下水有关^[4]。

河套平原及其北部的色尔腾山地区位于西伯利亚板块与鄂尔多斯板块之间的内蒙造山带上,该地区干旱少雨,年降水量为 150 ~ 300 mm,但年蒸发量达到 2 000 ~ 2 400 mm,土壤盐渍化非常严重^[5]。乌梁素海以及河套灌区临近黄河,过去普遍认为河套地区的主要水源是灌溉引入的黄河水,黄河水在灌溉过程中入渗补给地下水,乌梁素海则依靠灌溉退水补给维持其广阔的湖面^[6]。笔者对河套及其周边地区做过多次科学考察,发现河套灌区存在着大量的灌溉水井,其北部有红山口、大余太以及德岭山等 7 个水库,水库的补给源主要是水库上游一带的泉水。在修建水库之前,这些泉水排入河套灌区,最终排入黄河,其中一部分水汇入到乌梁素海,著名的乌拉山温泉和希热矿泉以及新忽热水源地都分布在该地区。红山口水库、大余太水库、乌拉山温泉和希热矿泉以及新忽热水源地海拔都在 1 200 m 以上,而

临近的黄河水位约为 1 020 m,所以不存在黄河水的侧向渗漏补给泉水。在降水量与蒸发量相比悬殊的情况下,乌梁素海的补给来源存在疑问。

采集相关区域的井水、水库水、湖水以及黄河水,并分层采集土剖面样品,测试每层土的含水率、土壤水中的氡、氧同位素,TDS(total dissolved solids,以下简称 TDS)以及水化学离子含量,对井水、水库水、湖水以及黄河水中的同位素进行对比分析,并在室内试验模拟降水入渗,得出入渗降水在包气带中的运动规律,以确定降水、河水、水库水、湖水、地下水之间的补给关系,从而对河套地区及其北部山区地下水的补给源做出科学判断,为合理利用地下水资源提供科学依据。

1 研究区概况

阴山山脉横亘内蒙古中部,北东至近东西走向,其西段是狼山和色尔腾山,东段是乌拉山和大青山,绵延 1 000 km,海拔 1 500 ~ 2 000 m,主峰 2 364 m,北坡宽缓,多低山、丘陵,南坡陡峭,形如屏障,把内蒙古高原和河套平原隔成两种截然不同的地貌景观^[7]。由北东至近东西方向,年平均气温逐渐递增(2 ~ 6℃),相对湿度逐渐降低(60% ~ 40%),年平均降水量递减(350 ~ 200 mm),蒸发量逐渐增加(1 800 ~ 2 800 mm)^[5]。中生代以来,阴山地区经历了重大的构造和地貌演化。侏罗纪末期的燕山运动,在南北方向挤压作用下,导致一系列北东至近东西走向的逆断层作用、正断层作用和大规模低缓角度的逆掩断层作用的发生和逆冲叠瓦状构造的出现,从而奠定了阴山山脉的雏形。古新世时期,阴山地区发生区域性隆起和剥蚀作用,形成了低地势的准平原景观。始新世初期,在阴山以南现今的裂谷盆地地区发生拗陷并接受沉积^[7-8]。

河套平原地处我国西北干旱半干旱地区,其东、北、西分别接乌拉山、色尔腾山和狼山,南临黄河,与库布齐沙漠相接。河套平原干旱少雨,年降水量 200 ~ 220 mm,降水主要集中在 6—8 月,蒸发量达到 2 400 mm/a,是降水量的 10 倍^[5]。河套平原是一个侏罗纪晚期形成的断陷盆地,呈西南向东北微倾斜的不对称箕形拗陷,至乌梁素海为最低,受东西向、北东向和北西向 3 组断裂构造控制。新构造运动有明显继承性,控制着盆地的发展和第四纪沉积特征。第四纪构造形态亦形成不对称拗陷,地下径流无自然排泄出路,为一封闭的沉降盆地。自全新世以来,由于黄河的多次改道,形成河湖相交替、地下水质咸淡交错分布的格局^[7]。

乌梁素海(108°43′ ~ 108°57′E,40°47′ ~ 41°03′N)

位于河套平原的末端,东邻乌拉山洪积阶地,北接狼山南麓山前冲洪积平原,西岸与南岸都为黄河北岸的冲积平原,湖区南北长 35 ~ 40 km,东西宽 5 ~ 10 km,总面积 296 km²,湖面平均高程约 1 018.5 m,平均水深 0.8 m^[9-10]。湖区属温带大陆性干旱气候,年均气温 6.7℃,相对空气湿度为 48%,降水量 224 mm/a,6—8 月的降水量约占年降水量的 66%^[11]。乌梁素海曾经是内蒙古自治区境内的第二大淡水湖,但现在已经逐渐演变成为咸水湖。调查发现,乌梁素海地区的地下水非常丰富,在湖泊的东北部存在上升泉,承压水头高于湖泊水位,湖泊接受地下水的补给。

2 样品采集与分析测试

2.1 野外样品的采集

2011 年 7 月中旬,研究小组沿着乌梁素海的湖岸线进行采样,共采集水样品 35 个,其中湖水水样 21 个,井水水样 9 个,水渠水样 5 个。2012 年 7 月中旬,研究小组对乌梁素海以北的区域进行了补充采样,共采集水样品 12 个,土壤剖面 3 个,其中水库水水样 6 个,井水水样 2 个,泉水水样 4 个。两次采集样品的位置分布见图 1。

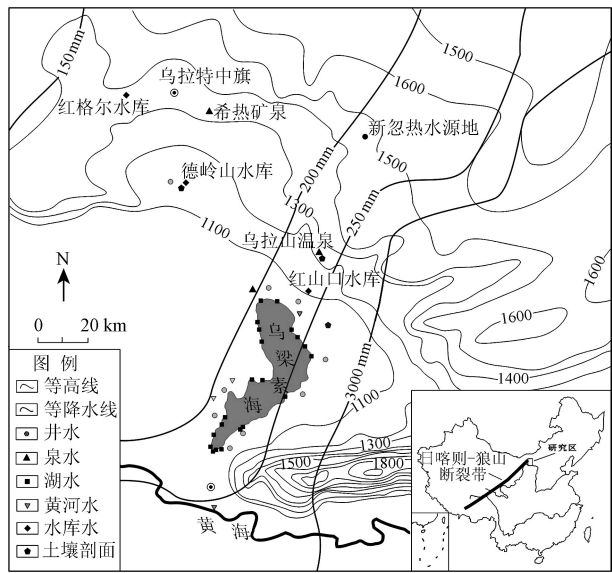


图 1 采样点地理位置分布

在采集水样之前,先用水样将采样瓶刷洗两遍,然后将水样装入两个 550 mL 的聚乙烯瓶中。为了避免空气对水样产生影响,瓶中装满水样后用封口胶带密封,以避免水样发生分馏,以备室内分析测试。通过钻孔采集土壤样,每间隔 30 cm 采集 1 个土壤剖面样品,每次采集约 500 g 土样,装入聚乙烯瓶中并进行密封处理,以避免水分蒸发。

2.2 样品的前处理与测试

采用负压提取法^[12]提取土壤中的水分,用于

δD 和 $\delta^{18}O$ 的测量。采用烘干法测定土壤的含水率。将烘干后的土壤用去离子水浸泡静置 48 h,过滤,然后测量过滤液的 $\rho(TDS)$,再通过土壤的含水率换算出土壤水的 $\rho(TDS)$;使用 HI2300 微电脑台式 TDS/NaCl 测定仪测定 $\rho(TDS)$,测试精度小于 5%。

在河海大学水文水资源与水利工程国家重点实验室的 MAT-253 型气体同位素质谱仪上测定样品的 δD 和 $\delta^{18}O$, δD 和 $\delta^{18}O$ 的测量精度分别为 0.01% 和 0.2%,测得稳定同位素的结果为与 Vienna“标准平均海洋水(VSMOW)”的千分差^[13]。

2.3 室内降水入渗试验

笔者设计了相关的室内试验,通过模拟降水入渗,观察入渗深度,用于判断降水能否有效补给地下水。试验装置是一个 PVC 管柱子,内直径 100 mm,总长 1 400 mm,上端敞开,下端封闭。土柱总长 1 300 mm,内部填充黄土(黄土采自南京燕子矶)。PVC 管最上端 100 mm 不填充土体,用于模拟降水。试验分封口和非封口两组,每组两个相同土柱,以便于对两者试验结果进行对比。降水采用 12.84 mg/L 的盐水,每天上午 9 点和晚上 9 点,各模拟降水 7.5 mm,合计每天降水 15 mm。每次降水结束后,用封口袋密封封口组柱子的上端口,防止降水蒸发,但非封口组不做处理。模拟降水 14d 后,累计降水 210 mm,打开土柱进行取样,每间隔 50 mm 采集一个土壤剖面样品,测试每个土壤样品的含水率和 $\rho(TDS)$ 。

3 结果与分析

3.1 乌梁素海以北的色尔腾山地区的降水入渗研究

乌拉山温泉(109°3'42.00"E,41°11'30.00"N)位于乌拉特前旗大余太镇红山口水库上游 10 km 处,泉水出口水温达 24℃,中层水温 40℃,水流量为 50 m³/h。在内蒙古乌拉特中旗海流图镇以东 12 km 处坐落着久负盛名的希热矿泉(108°39'36.00"E,41°32'12.00"N),该泉眼海拔 1 344 m,泉水从玄武岩石裂缝中渗出,日涌水量达 200 m³ 以上,在山谷中形成一条小溪,小溪旁边有芦苇生长。两个泉眼都地处内蒙古高原,深居大陆,远离海洋,属大陆性干旱气候区,年降水量仅 150 ~ 250 mm,年蒸发量达 2 400 ~ 2 800 mm^[5]。由于泉水依靠水压力流动,所以出露的泉水的补给区应该是海拔更高的地区。

新忽热水源地(109°10'E,41°30'N)位于希热矿泉以东 42 km。赵宝峰^[14]研究了内蒙古乌拉特中旗新忽热水源地,认为地下水主要由垂直入渗补给。地下水补给量主要由河流渗漏补给量、侧向径流补

给量和垂直入渗补给量共同组成,而垂直入渗补给量包括降水入渗补给量、洪水入渗补给量和灌溉回渗量。因为在野外难以准确测得洪水入渗量,因此通过地下水位升幅资料来推求垂直入渗补给量,得出的结论是垂直入渗补给量占总补给量的 53%。

降水入渗地层后,首先进入到由土颗粒组成的包气带。由于土颗粒表面电荷的吸引作用,入渗降水被吸引在土颗粒的表面并形成一层薄膜水。只有当薄膜水的厚度足够大以至于其重力大于电磁吸引力时,薄膜水才能在重力作用下继续下渗。土层中土颗粒表面的最大吸水量被称作最大的田间持水量。对于黄土而言,最大的田间持水量在 30% 左右;对于沙土而言,最大的田间持水量在 10% ~ 15%。由于入渗的降水首先形成薄膜水,薄膜水大于最大田间持水量时,降水才能继续下渗。按照砂颗粒最小的田间持水量为 10% 来计算,2m 厚的非包气带土层达到最大持水量所需的水量为 200 mm,基本上就是该地区的年降水量值。换句话说,乌梁素海地区全年的降水量一次性全部渗入田间持水量最低的砂层中,重力水能够达到的最大深度也只有 1.5 ~ 2.5 m。由于年降水量不是一次性补给地下的,考虑到蒸发作用,该地区的降水很难补给到地下潜水中。

地表水在入渗过程中会溶解土壤中的可溶性盐分,并带着盐分一起向下运移。大气降水在入渗土壤的过程中,首先被土颗粒吸附在其表面形成薄膜水。在土壤含水率达到田间最大持水量之前,吸附在土体颗粒表面的薄膜水只能由厚层向薄层流动,或者从高温处向低温处流动,而不能在重力作用下向下运移,因此,在重力水停止运移的埋深处出现 $\rho(\text{TDS})$ 峰值。另外,降水在入渗过程中受蒸发作用的影响,离子浓度会逐渐增大,增大到一定程度时达到饱和,析出成为固态的盐,沉淀在土壤中。因此,在降水入渗停止或者入渗速度减缓的埋深土层处也会出现 $\rho(\text{TDS})$ 峰值。

由于前人关于降水入渗的结论是根据水量平衡反推得到的,相关的理论也没有通过实验验证。为此,笔者赴野外现场采样,钻取土剖面,在室内测试相关数据,分析降水入渗深度;同时设计了前文所述的相关室内试验,通过模拟降水入渗,观察入渗深度,从而判断降水入渗能否有效补给地下水。

由于泉水补给区的高程在泉域之上,笔者在高于泉域高程之上的地区采集了 3 个土壤剖面,并对土壤水中的同位素与水化学特性进行分析。土壤剖面的含水率和 $\rho(\text{TDS})$ 随埋深的变化曲线如图 2 所示,图 2(a)、(b)、(c) 的土剖面分别位于德岭山水库上游、乌拉山温泉、大余太镇,其位置分布见图 1。

从图 2(a) 中可以看出,在德岭山水库土壤剖面中,土壤水的 $\rho(\text{TDS})$ 在 0 ~ 30 cm 埋深处处于峰值,达到 6.722 g/L,远远高于水库附近井水的 $\rho(\text{TDS})$ (0.373 g/L) 和德岭山水库水的 $\rho(\text{TDS})$ (0.79 g/L);在图 2(b) 的乌拉山温泉土壤剖面中,土壤水的 $\rho(\text{TDS})$ 峰值位于 30 ~ 60 cm 埋深处,达到 42.892 g/L,乌拉山温泉的 $\rho(\text{TDS})$ = 0.43 g/L,前者是后者的近 100 倍;在图 2(c) 的大余太镇土壤剖面中,土壤水的 $\rho(\text{TDS})$ 峰值位于 0 ~ 30 cm 处,峰值达到 13.97 g/L,其附近的水泉村井水的 $\rho(\text{TDS})$ = 0.47 g/L,只有前者的 1/3。 $\rho(\text{TDS})$ 分析表明,3 个土壤剖面中的盐分都高于泉水,所以当地的降水不可能补给到地下水中。

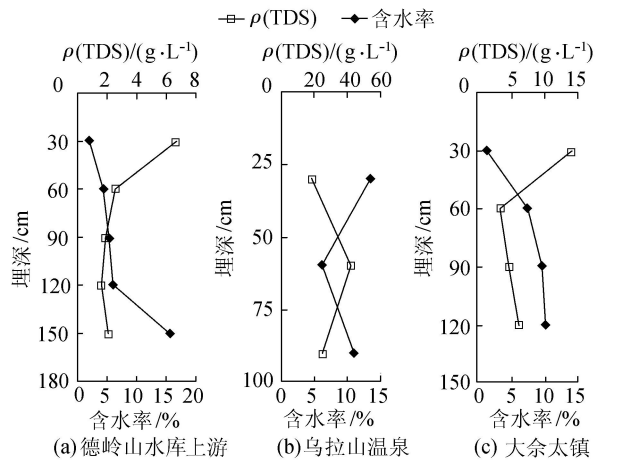


图 2 野外采样土壤剖面的含水率和 $\rho(\text{TDS})$ 随埋深的变化曲线

在室内试验中,绘制两个土柱的含水率和 $\rho(\text{TDS})$ 随埋深的变化曲线如图 3 所示。在图 3 中, (a) 图为封口的土柱, (b) 图为敞口的土柱。从图 3 可以看出,在封口排除蒸发的情况下,在埋深 75 cm 处,含水率出现最低值;在埋深 70 cm 处, $\rho(\text{TDS})$ 出现峰值。在敞口考虑蒸发的情况下,在埋深 70 cm 处,含水率出现最低值;在埋深 65 cm 处, $\rho(\text{TDS})$ 出现峰值。

在野外采集的土壤剖面中,土壤水的 $\rho(\text{TDS})$ 在 60 cm 埋深以内就达到了峰值,表明降水只能下渗到这个位置就无法下渗;而在室内试验条件下,模拟降水 210 mm (相当于研究区域大气降水量),入渗深度也只能达到 65 ~ 75 cm。由于室内试验中采用的是南京燕子矶的下蜀黄土,和研究区的黄土不同,下蜀黄土的黏土颗粒更加多一些,所以土颗粒吸附的水分也多一些,与试验区黄土相比,下渗的速度与深度存在差异,但试验所得到的入渗规律相同。由于室内试验处于相对封闭的实验室内,蒸发作用相对于野外条件较小,结合野外采集的土壤剖面数据,可以得出结论,即 210 mm 的降水不能下渗补给到潜水。模拟试验发现,降水所能达到的最深部位

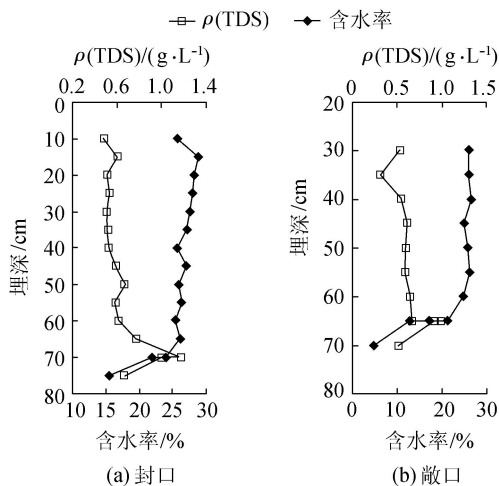


图3 室内试验土壤剖面的含水率和 $\rho(\text{TDS})$ 随埋深的变化曲线

$\rho(\text{TDS})$ 出现了峰值,这表明降水在下渗过程中不断地溶解土壤中的盐分,在重力水能到达的底部形成盐分积累。盐分的积累表示了入渗降水所能到达的土壤深度,所以,在地下水位埋深较深、降水量较小的干旱地区,土壤中 $\rho(\text{TDS})$ 出现的峰值,表明入渗降水没有补给到潜水中。

杨光滢^[15]曾在内蒙古自治区磴口县做过水盐运动试验。试验地(107°09'E, 40°49'N)海拔高1040 m,年平均降水量为144 mm,暖季降水量约占全年总量的89.17%,年平均蒸发量达2300 mm,蒸降比达16。试验地地势平坦,引用黄河水灌溉,灌后无排水条件。现选取两样点数据,制成含盐量与埋深关系曲线如图4所示。两处样点的含盐量峰值都出现在0~20 cm埋深之间,再往下埋深越大,含盐量越小。表明峰值处是降水入渗的极限位置,降水不能补给到潜水。

以上的野外试验和室内试验以及前人的室外试验都表明,在年降水量仅150~250 mm,年蒸发量达2300~2800 mm的地区,降水在入渗的过程中大量蒸发,无法有效入渗补给地下水。要达到水量平衡,只有一个可能,那就是当地地下水存在其他稳定补给源。

3.2 乌梁素海湖水补给来源同位素分析

在研究乌梁素海各补给源的补给时,前人主要通过水量平衡进行估算。水量平衡方程中只有3个量(灌溉退水、大气降水、入黄河量)是多年实测统计的平均值,其他4个量(雨季山洪补给、地下水补给、蒸发量、渗漏量)都是通过水量平衡的概念模型估算得到的,如果地下水存在远源的补给,那么其准确性值得商榷。例如蒸发量的计算,有关研究人员计算得出全湖多年平均的蒸发量为3.11亿 m^3/a ^[16],而姜忠峰^[17]通过野外试验和模型模拟相结合的方法,确定乌梁素海不同区域的蒸发量和腾发量,估算出乌梁

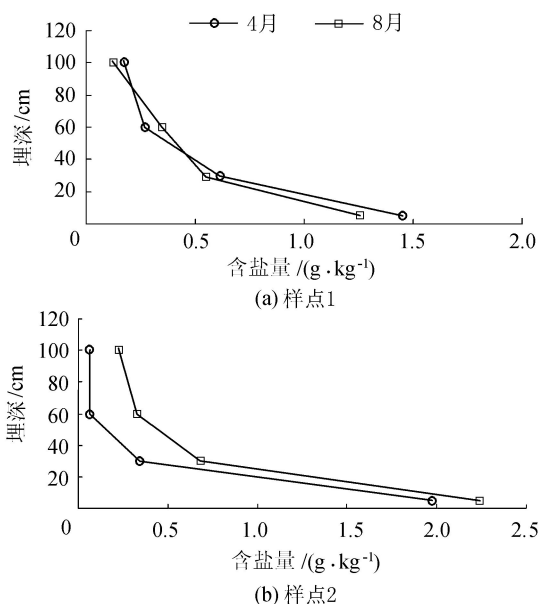


图4 磴口县试验地的含盐量与埋深关系曲线

素海年总蒸发量为5.89亿 m^3/a ,二者相差几乎一倍。另外,通过总排干排入乌梁素海的退水,沿途有生活污水和工业废水流入,而当地的生活用水、工业用水和部分的农业灌溉用水是从地下抽取的,即排入乌梁素海的退水是黄河水和地下水的混合产物,乌梁素海湖水是大气降水、总排干退水和湖东岸的泉水的混合物,所以目前通过同位素方法难以计算各组成物的混合比例。

研究发现,中国大陆存在一条NNE向日喀则—狼山(隐伏)断裂带,该断裂带是东亚克拉通与西域克拉通之间的接缝,属于基底断裂带^[18]。沿着该断裂带,温泉和地热异常成群、成带分布^[18],而乌梁素海正位于狼山南麓,在断裂带的附近,湖面广阔,面积达293 km^2 ,其南部还有乌拉山温泉、希热矿泉和新忽热水源地。补给当地井水、泉水的地下水可能都是来自该断裂带,断裂带中的地下水来自乌梁素海以外的地区,在西藏内流区到大兴安岭一带的高导低速结构中存在导水通道,羌塘盆地的渗漏水可能通过深循环方式向东边的地区补给^[3]。

为了验证乌梁素海湖水是否存在外源补给,对乌梁素海湖水和周边的泉水、井水、水库水以及黄河水进行了野外采样和实验室分析测试,对乌梁素海湖水补给来源进行同位素分析。根据国际原子能机构在研究区周边地区(银川、兰州、包头、张掖)的雨水同位素长期监测数据(<http://nds121.iaea.org/wiser>),通过加权计算处理,得出乌梁素海周边地区降水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均值变化范围分别为-5.53%~-3.98%和-0.78%~-0.59%,多年降水的加权平均值分别为-4.82%和-0.69%。

乌梁素海湖水、周边地区的井水、泉水、水库水

以及黄河水中的 $\delta^{18}\text{O} \sim \delta\text{D}$ 的关系参见图 5, 其中 GMWL(global meteoric water line, 简称 GMWL) 为全球大气降水线。从图 5 可以看出, 乌梁素海湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 呈明显的线性关系, 几乎所有的数据点都落在湖水蒸发线上, 其蒸发线拟合方程为 $\delta\text{D} = 4.66\delta^{18}\text{O} - 25.54 (n=21, R^2=0.974)$ 。 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-6.11\% \sim 3.51\%$ 和 $-1.16\% \sim -0.777\%$, 平均值为 -2.65% 和 -0.040% 。湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 分布范围较广, 其原因是湖泊的面积较大, 各采样点处的湖水的更新速度不同, 湖水所受蒸发的程度不同, 造成重同位素的富集程度不同。

○井水 □乌梁素海湖水 △黄河水 ■北方降水 ◇泉水 ◆水库水

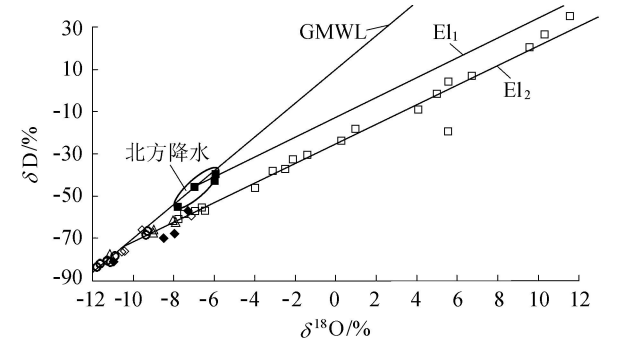


图 5 乌梁素海湖水、雨水、地下水、水库水和黄河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的关系

乌梁素海地区地处干旱半干旱地区, 降水稀少, 6—8 月的降水量占全年降雨量的 60% ~ 80%, 蒸发强烈。因此, 对于乌梁素海地区, 如果地下水的主要补给源为大气降水或黄河灌溉水的入渗, 那么地下水的 $\delta^{18}\text{O} \sim \delta\text{D}$ 关系应当在蒸发线上, 而且地下水中的 $\rho(\text{TDS})$ 较高, 因为大量的包气带中的盐分被降水带到了地下水中。但是乌梁素海地区泉水、井水的氡氧值变化范围为 $-8.35\% \sim -6.6\%$ 和 $-1.18\% \sim -0.96\%$, 平均值为 -7.57% 和 -1.05% , 比降水的加权平均值偏负 2.75% 和 0.27%, 表明没有受到蒸发影响。并且地下水的 $\rho(\text{TDS})$ 比土壤水的 $\rho(\text{TDS})$ 要低很多。所以, 泉水、地下水可能是由比当地降水的氡氧同位素值更负的补给源补给。由于地下水与黄河水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值极为接近, 据此推断, 乌梁素海的地下水可能来自青藏高原, 可能与西藏内流区 800 亿 m^3 的地表水渗漏有关^[3,20]。

从图 5 还可以看出, 湖水的 $\delta^{18}\text{O} \sim \delta\text{D}$ 关系落在地下水、泉水、水库水与黄河水共同的蒸发线 El_2 上, 而 El_2 与当地降水的蒸发线 El_1 几乎平行, 二者的截距相差明显。如果湖泊的主要补给源为降水, 则湖水中的 $\delta^{18}\text{O} \sim \delta\text{D}$ 关系应该沿着 El_1 分布, 据此可知, 降水不是湖泊水的主要补给源。另外有研究表明, 大气降水入渗补给的地下水, 其同位素组成会

明显地接近补给区大气降水的平均同位素组成^[21]。由于黄河的发源地是青藏高原, 黄河水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 具有贫化的特征, 但是乌梁素海地区地下水中的 $\rho(\text{TDS})$ 低于黄河水, 而且灌溉入渗的黄河水由于在入渗的过程中受到了蒸发, $\delta^{18}\text{O} \sim \delta\text{D}$ 关系将沿着 El_2 方向分布, 不可能集中分布在降水线上, 这表明引黄的灌溉水不可能是乌梁素海的主要补给源。由于黄河直接输入乌梁素海的水量很少, 由此推断, 通过排水渠道补给乌梁素海的水源应该是地下水。河套地区曾经有大量的泉水通过河道排入到乌梁素海, 确保了乌梁素海北部水域的水质。但自从修建水库后, 泉水对湖泊没有直接的补给, 乌梁素海北部的水质逐渐变差。

以上分析表明, 地下水是乌梁素海的重要补给源; 而根据地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 贫化的特征, 外源水的补给源区应该是西藏内流区的渗漏水, 狼山—日喀则隐伏断裂带中可能存在导水通道。

3.3 乌梁素海湖泊周围地下水 TDS 分析

由于乌梁素海水位略低于黄河水位, 过去都认为黄河水通过侧向渗漏可以补给到乌梁素海中, 成为湖泊的主要补给源。如果这个观点是成立的, 那么乌梁素海周边地下水中的 $\rho(\text{TDS})$ 应该大于黄河水。根据陈静生等^[22] 对 1958—2000 年期间黄河水系 100 个站点水质监测资料进行的统计分析, 靠近乌梁素海的黄河头道拐水文观测站检测到的黄河水多年平均 $\rho(\text{TDS}) = 561 \text{ mg/L}$ 。而笔者两次考察采集的地下水 $\rho(\text{TDS})$ 数据如表 1 所示。对比发现, 乌梁素海周边地下水中的 $\rho(\text{TDS})$ 低于或接近黄河水中的 $\rho(\text{TDS})$ 。如果乌梁素海接受黄河水的侧向补给, 其地下水中的 $\rho(\text{TDS})$ 应该高于黄河的 $\rho(\text{TDS})$ 平均值。这表明黄河水没有通过渗流方式补给到乌梁素海中。实际上, 乌梁素海周边的地下水位高于湖泊水位, 也高于黄河水位, 来自北部山区泉水中的 $\rho(\text{TDS})$ 更低一些, 而泉水上游地区土壤包气带水中的 $\rho(\text{TDS})$ 很高, 这表明泉水不是来自当地降水的补给。

表 1 乌梁素海周边地区地下水的 TDS 数据

采样时间	水样类型	东经	北纬	$\rho(\text{TDS}) / (\text{mg} \cdot \text{L}^{-1})$
2011-07-17	井水	108°42'26.82"	40°47'3.24"	224
2011-07-17	井水	108°41'54.60"	40°49'34.80"	525
2011-07-17	井水	108°54'58.98"	41°2'50.16"	382
2011-07-18	井水	108°51'51.72"	41°9'39.48"	597
2011-07-18	泉水	108°49'1.32"	41°11'10.50"	298
2012-07-20	泉水	108°39'37.68"	41°32'10.74"	376
2012-07-20	泉水	109°3'39.24"	41°11'30.18"	454
2012-07-20	泉水	109°3'6.72"	41°10'20.82"	424
2012-07-21	泉水	108°41'2.58"	41°14'21.42"	472
2012-07-21	井水	108°31'41.28"	41°21'38.88"	373

4 结 论

在乌梁素海以北的色尔腾山地区,大气降水在入渗的过程中大量蒸发,无法有效入渗补给地下水,所以降水并非当地地下水的主要补给源,当地地下水主要是由比当地降水中的氘氧同位素值更负的稳定外部补给源补给。泉水、井水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值比当地降水明显贫化,也表明当地大气降水并非地下水的补给源。研究表明,地下水是乌梁素海的主要补给源,河套灌区排水渠中水的主要来源是深循环地下水,狼山—日喀则隐伏断裂带中可能存在渗漏通道,西藏内流区的渗漏水通过该通道补给到了内蒙古高原。

参考文献:

[1] 张强,胡隐樵,曹晓彦,等. 论西北干旱气候的若干问题 [J]. 中国沙漠,2000,20(4):357-362. (ZHANG Qiang, HU Yinqiao, CAO Xiaoyan, et al. On some problems of arid climate system of Northwest China [J]. Journal of Desert Research,2000,20(4):357-362. (in Chinese))

[2] 陈建生,王庆庆. 北方干旱区地下水补给源问题讨论 [J]. 水资源保护, 2012, 28 (3): 91-99. (CHEN Jiansheng, WANG Qingqing. A discussion of groundwater recharge sources in arid areas of North China [J]. Water Resources Protection, 2012, 28 (3): 91-99. (in Chinese))

[3] CHEN J S, LI L, WANG J Y, et al. Groundwater maintains dune landscape [J]. Nature, 2004, 432: 459.

[4] 陈建生,刘震,刘晓艳. 深循环地下水维系黄土高原风尘颗粒连续沉积[J]. 地质学报,2013,87(2):278-287. (CHENG Jiansheng, LIU Zhen, LIU Xiaoyan. Deep-circulation groundwater maintains continuous deposition of dusty particles in loess plateau [J]. Acta Geologica Sinica, 2013, 87 (2): 278-287. (in Chinese))

[5] 王文辉. 内蒙古气候[M]. 北京:气象出版社,1990.

[6] 王伦平,陈亚新,曾国芳. 内蒙古河套灌区灌溉排水与盐碱化防治[M]. 北京:水利电力出版社,1993.

[7] 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1991.

[8] 陈绍平,李传友,杨桂枝,等. 内蒙古狼山-色尔腾山的剥蚀面序列和景观发育的控制因素[J]. 第四纪研究, 2006, 26 (1): 99-107. (CHENG Shaoping, LI Chuanyou, YANG Guizhi, et al. The denudational-surface sequence and controls on the landscape development in the Langshan Mountains-Seertengshan Mountains, Inner Mongolia[J]. Quaternary Sciences, 2006, 26 (1): 99-107. (in Chinese))

[9] 王效科,赵同谦,欧阳志云,等,乌梁素海保护的生态需水量评估[J]. 生态学报,2004,24(10):2124-2129.

(WANG Xiaoke, ZHAO Tongqian, OUYANG Zhiyun, et al. Researches on ecological water demand of Wuliangsuhai Lake [J]. Acta Ecologica Sinica, 2004, 24 (10): 2124-2129. (in Chinese))

[10] 于瑞宏. 乌梁素海水环境评价及遥感解析分析研究 [D]. 呼和浩特:内蒙古农业大学,2003.

[11] 王苏民,窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京:科学出版社, 1998.

[12] SHURBAJI A R M, PHILIPS F M, CAMPBELL A R, et al. Application of a numerical model for simulating water flow, isotope transport and heat transfer in the unsaturated zone [J]. Hydrol, 1995, 171: 143-163.

[13] CRAIG H. Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters [J]. Science, 1961, 133: 1833-1834.

[14] 赵宝峰. 内蒙古乌拉特中旗新忽热水源地地下水数字模拟及其开发模式研究[D]. 西安:西北大学,2007.

[15] 杨光滢. 内蒙河套平原盐碱地水盐运动研究[J]. 林业科学, 1999, 35 (4): 107-110. (YANG Guangying. A study on watersalt movement of solonchak in Hetao Plain, Inner Mongolia [J]. Scientia Silvae Sinicae, 1999, 35 (4): 107-110. (in Chinese))

[16] 韩晓莉. 湿地生态需水量研究[D]. 北京:北京交通大学,2006.

[17] 姜忠峰. 乌梁素海综合需水分析及生态系统健康评价 [D]. 呼和浩特:内蒙古农业大学,2011.

[18] 袁学诚. 论中国大陆基底构造[J]. 地球物理学报, 1995, 38 (4): 448-459. (YUAN Xuecheng. On continental basal structure in China [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1995, 38 (4): 448-459. (in Chinese))

[19] 李百祥. 狼山—武威—共和断裂段和地热分布[J]. 甘肃地质学报, 2002, 11 (1): 83-88. (LI Baixiang. Langshan-Wuwei-Gonghe faulted zone and geothermal distribution [J]. Acta Geologica Gansu, 2002, 11 (1): 83-88. (in Chinese))

[20] 陈建生. 青藏高原冰川融水深循环及其地质环境效应 [C]//冯长根. 第 30 期新观点新学说学术沙龙文集. 北京:中国科学技术出版社,2009.

[21] YUKO A, TARO U, NOBUHITO O. Residence time and flow paths of water in steep unchannelled catchments, Tanakami, Japan [J]. Journal of Hydrology, 2002, 261: 173-192.

[22] 陈静生,王飞越,何大伟. 黄河水质地球化学[J]. 地学前沿, 2006, 13 (1): 58-73. (CHEN Jingsheng, WANG Feiyue, HE Dawei. Geochemistry of water quality of the Yellow River basin [J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13 (1): 58-73. (in Chinese))

(收稿日期:2012-09-20 编辑:彭桃英)