

巴丹吉林沙漠湖泊和地下水补给机制

刘建刚

(淮海大学地球科学与工程学院 江苏 南京 210098)

摘要 :巴丹吉林沙漠湖泊及地下水的补给来源和补给途径问题近年来争议很大。根据巴丹吉林沙漠湖泊及地下水的特征 ,就水化学条件、环境同位素及相关的示踪理论研究巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给机制。结果表明 :巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给源有黑河中上游河水、祁连山大气降水和冰雪融水 ,比较有争议的补给源是青藏高原上的一些湖泊水 ,尽管都有同位素依据 ,但没有考虑到氧漂移因素。在补给途径上 ,既有河西走廊祁连山前缘洪积扇地下水、雅布赖山前洪积扇地下水等通过巨厚覆盖层潜水或承压盆地水对巴丹吉林沙漠湖泊和周边地下水的缓慢补给 ,也有祁连山区大气降水和冰雪融水入渗通过基岩地层的深部循环后向上渗透补给沙漠湖泊及周边地下水的快速补给 ,而且已经从古老碳酸盐岩地层的存在、区域活动断裂构造体系的发育 ,以及地下水幔源氦同位素特征、巴丹吉林沙漠湖泊中钙华幔源碳特征等方面得到验证。

关键词 :巴丹吉林沙漠 ;矿化度 ;地下水 ;环境同位素 ;大气降水线 ;蒸发线 ;基岩 ;水循环深度

中图分类号 :P641.3 **文献标识码** :A **文章编号** :1004-693X(2010)02-0018-06

Recharge mechanisms of lakes and groundwater in Badain Jaran Desert

LIU Jian-gang

(College of Earth Science and Engineering , Hohai University , Nanjing 210098 , China)

Abstract : There has been a huge dispute about the source and pathways of recharge of scarce groundwater in the Badain Jaran Desert in recent years. Based on the characteristics of lakes and groundwater in the Badain Jaran Desert , their recharge mechanisms were studied in terms of hydrochemistry conditions , environmental isotopes , and related tracing theory. The results showed that the commonly recognized recharge sources were the river water of the upper and middle reaches of the Heihe River , meteoric water , and ice-snow melt water from the Qilian Mountains. Some recharge sources , such as some lake water on the Tibetan Plateau , provoked some controversy , and all of them had an isotopic basis without consideration of the factor of isotopic shift of oxygen. As for the pathways of recharge , proluvial fan groundwater in the front of the Qilian Mountains in the Hexi Corridor and proluvial fan groundwater in the front of Yabulai Mountain infiltrate through a phreatic aquifer in a large thick covering layer , and confined basin water slowly recharges lakes and surrounding groundwater in the Badain Jaran Desert. On the other hand , in the area of the Qilian Mountains , atmospheric precipitation and ice-snow melt water infiltrate through the deep-cycle of bedrock up to the desert lakes and surrounding groundwater , this can be verified by the existence of an ancient carbonate formation , the development of a regional active fracture zone system , and the characteristics of mantle-derived helium isotopes in groundwater and travertine mantle-derived carbon in lakes in the Badain Jaran Desert.

Key words : Badain Jaran Desert ; salinity ; groundwater ; environmental isotope ; meteoric water line ; evaporation line ; bedrock ; water circulation depth

巴丹吉林沙漠在阿拉善高原的西部 ,地理坐标 $39^{\circ}20' \sim 42^{\circ}N$, $99^{\circ}48' \sim 104^{\circ}14'E$,面积约 4.92 万 km^2 ,为我国第 3 大沙漠 ,世界第 4 大沙漠。区内以极端干

旱的大陆性气候为特征 ,多年平均降雨量由东南向西北减少 ,东南部为 100 mm 左右 ,西北部不足 40 mm^[1]。年平均气温 $1 \sim 8^{\circ}C$,7 月份最高达 $37 \sim 41^{\circ}C$,沙面温

度则高达 70~80℃。年平均降水量仅 50mm 左右,而理论上的年蒸发量却高达 4000mm^[2]。

巴丹吉林沙漠分布有湖泊约 144 个,总面积超过 23km²。其中约一半的湖泊是常年有水的永久性湖泊,少量还是水质很好的淡水湖泊。现存的湖泊面积最大的是诺尔图,其面积约 1.5km²,最大深度达 16m^[3]。巴丹吉林湖泊群区存在一条 10km 宽的无湖风蚀带,即伊克力敖包,将湖泊分为南北 2 个区域,在沙漠的东南边缘主要是面积不足 0.2km²、深度不到 2m 的小型浅湖,但是北部沙漠腹地中则分布着一些大而深的湖泊^[4],见图 1。

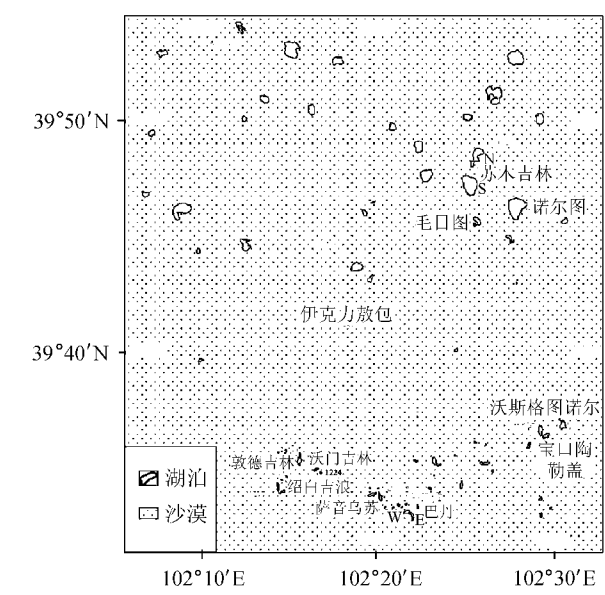


图 1 巴丹吉林沙漠主要湖泊分布^[4]

巴丹吉林沙漠湖泊水矿化度变化范围特别大,介于 1.2~398.2g/L 之间^[5]。北部几处大湖体积虽然很大,但盐度较高,皆属于盐湖,而东南部湖泊体积虽然都不是很大,却有一些盐度较低的微咸湖存在^[4]。靠得很近的两个湖泊,矿化度出现很大差别,如沙漠东南部的东巴丹和西巴丹两湖在 1988 年前是同一个湖,由于水位的下降使其 1999 年变成了两个湖^[4],东巴丹矿化度为 1.8g/L,而相距不到 50m 的西巴丹矿化度达到 398.2g/L;沙漠北部的诺尔图和毛日图也是靠得近的两个湖,诺尔图湖的矿化度 89.8g/L,而毛日图湖的矿化度达到 380.6g/L。而且即使是同一个湖,不同部位的矿化度也可能不同。在沙漠外围地区的低凹处,当夏季洪水到来时也会出现季节性湖泊,例如,位于北部边缘的天鹅湖(42°01'N,101°35'E)时而有水,1999 年采集水样的矿化度为 9.8g/L^[5]。沙漠区地下水的矿化度很小,根据野外导电性测量和取样分析结果得知,注入湖泊的泉水水质均为淡水,沙漠区外围的雅布赖盐场地下水矿化度小于 6.2g/L,仅个别为 12.3g/L。阿

拉善左旗和金昌北部地区地下水矿化度最大为 2.19g/L^[3-4]。

巴丹吉林沙漠湖泊咸水或盐水的成因可能有二:①极端干旱气候条件下蒸发浓缩形成;②沙漠区外围其他咸水或盐水水体的补给,如青藏高原上高矿化湖水的远距离深循环补给。对于后者,虽有个别类似观点报道^[6-8],但尚未达成共识,因为如果存在,则在远源的咸水或盐水体与巴丹吉林沙漠之间一定范围的地下水特别是深层地下水也应存在咸水径流条带,但目前没有这方面的报道,前者容易被大家接受,客观的自然环境和古气候符合蒸发浓缩条件。但笔者认为,处在同一沙漠内相同环境气候条件下的如此众多的大小湖泊,其矿化度变化范围如此之大,反映了湖泊水不同的补给来源、补给强度和补给量。淡水湖泊反映了强渗透地下水的补给,且补给量大,甚至可以超过蒸发量,而咸水或盐水湖泊可以有较强的地下水补给,但补给量小,一定不超过蒸发量。研究巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的水化学成分特征和环境演变,就必须研究其补给机制。

1 巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给源

陈建生等^[8-10]推断青藏高原一些湖泊水及祁连山融水通过祁连山区存在的深大断裂直接补给巴丹吉林沙漠地下水和湖泊水后,对巴丹吉林沙漠湖泊和地下水补给源的研究和争论颇多。目前的基本共识是:湖泊水接受了地下水源源不断的补给,湖水和地下水的补给来源均不是沙漠区的大气降水。形成此共识可以基于以下两个事实:①理论年蒸发量高达 4000mm,年平均 50mm 左右的降水量不足以维持永久性湖泊水面,尽管总体上沙漠区的湖水面在持续缓慢下降;②河海大学、中国科学院等单位在 1997~2003 年连续对巴丹吉林沙漠沙山表层孔隙水及雨后入渗深度进行了观测,发现观测期间表层 2m 附近的含水体积分数约为 3%,达到相应实测最大持水量的 65%或更高,表层 25cm 至 1m 孔隙水 $\delta^{18}O$ (δ 表示千分偏差)的正值表明它经过了反复补给-蒸发过程。2000 年 9 月 25 日 4mm 的降水和 2003 年也是 9 月 25 日 5.5mm 的降水全部渗入地下仅构成小于 10cm 的湿润表层^[11],对地下水补给没有明显贡献。

巴丹吉林沙漠外围的地貌见图 2。沙漠的西北角是古日乃草原,草原外是黑河下游的额济纳盆地,东北角上有干湖盆拐子湖,西南是断续分布的龙首山和北大山(高程 1800~2300m^[12]),两山之外是祁连山,之间即是河西走廊,也是黑河的中游地区,东南是雅布赖山(高程 1300~2200m^[12])。雅布赖山外

是腾格里沙漠,南面有雅布赖盐场、石羊河流域、阿拉善右旗、施家井及甘肃的金昌。黑河全长 821 km,海拔 1 674 ~ 5 120 m,相对高差 3 000 m 左右。古日乃草原地面高程 900 ~ 1 000 m,拐子湖地面高程为 900 m 左右,巴丹吉林沙漠湖泊的水位高程在 1 150 ~ 1 200 m 左右^[10]。显然,从地势和水位看,近源的黑河水、石羊河水、祁连山冰雪融水、雅布赖山区地下水、祁连山和雅布赖山山前冲洪积扇地下水以及这些地区的大气降水均有可能成为巴丹吉林沙漠湖泊水及地下水的补给源,远源的青藏高原大气降水及湖泊水和地下水是否也可能成为巴丹吉林沙漠湖水和地下水的补给源,从宏观大尺度水循环的角度考虑不能断定绝对不可能,但需要科学工作者做进一步的系统研究和考证。

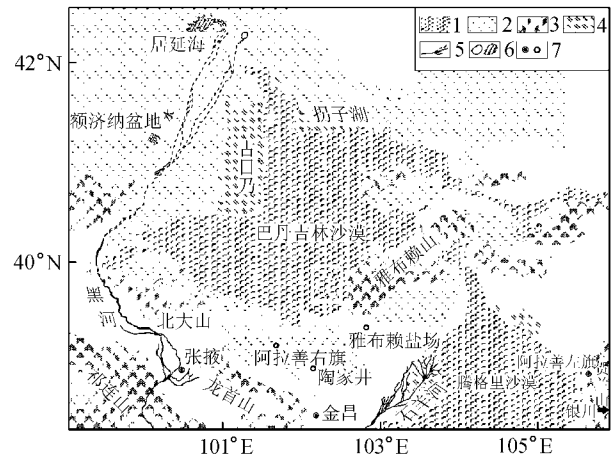


图 2 巴丹吉林沙漠及其外围地区地貌概况^[4]

水化学和环境同位素分析方法,尤其是环境同位素方法是研究巴丹吉林沙漠湖泊水及地下水补给源的重要技术方法。用全球和大区域降水线方程反映各地区的环境条件差异,用蒸发线反映水体的蒸发程度,用 δD (D 指氢的稳定同位素)和 $\delta^{18}O$ 值的大小比较不同的补给水源或补给高程。降水线斜率反映的是蒸发效应,一般随蒸发量与降水量比值的增大而减小。截距大小则反映水气云团形成过程中气、液两相同位素的动力分馏程度。有关单位用水化学和环境同位素方法对巴丹吉林沙漠湖泊水及地下水进行了系统研究,巴丹吉林沙漠及外围地区的降水线方程见表 1。总体上,巴丹吉林沙漠及外围地区降水线方程与全国的降水线十分接近,但由于稳定同位素的温度效应、季节效应和高程效应等, δD 、 $\delta^{18}O$ 值冬季偏负,夏季偏高,比其他任何地区有更大的变化范围,较好地反映了当地自然环境气候特征和大气降水同位素特征,也为应用降水线确定巴丹吉林沙漠湖泊及地下水补给源提供了条件。巴丹吉林沙漠及周边邻近地区环境水同位素值见表

2。由表 2 可见,由于蒸发作用, δD 、 $\delta^{18}O$ 值均偏离了大气降水线,特别是沙漠湖泊水,由于湖泊水面的直接强烈蒸发,已经不能直接利用其 δD 、 $\delta^{18}O$ 值根据降水线和蒸发线确定补给水源。

表 1 巴丹吉林沙漠及外围地区降水线方程

位置	降水线方程	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	资料来源
全国	$\delta D = 7.80$ $\delta^{18}O + 8.20$			文献 13]
巴丹吉林沙漠及古日乃地区	$\delta D = 7.77$ $\delta^{18}O + 7.56$	-226.7 ~ 35.5	-30.15 ~ 3.60	文献 14]
黑河中游:张掖地区	$\delta D = 6.87$ $\delta^{18}O + 3.54$	-191.4 ~ 5.10	-24.74 ~ 3.86	文献 4、15]
西北地区	$\delta D = 7.56$ $\delta^{18}O + 5.05$	-237.0 ~ -46.0	-30.5 ~ 3.9	文献 16]
准噶尔盆地北部	$\delta D = 7.2$ $\delta^{18}O + 10.6$			文献 17]

表 2 巴丹吉林沙漠及周边邻近地区环境水同位素值

地点及水类别	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	δ^3H/TU	资料来源
沙漠湖泊水	-32.0 ~ -5.0	1.8 ~ 5.9	≤ 1.6	文献 4、18]
沙漠腹地地下水	-38.7 ~ -26.5	-3.9 ~ -1.7	1.54 ~ 33.37	文献 4、8]
沙漠边缘地下水	-91.1 ~ -45.1	-10.6 ~ -3.9		文献 4]
张掖盆地泉水	-70.6 ~ -51.0	-11.8 ~ -8.5	5.8 ~ 26.0	文献 7]
张掖盆地山前戈壁带潜水	-54.0 ~ -49.0	-9.5 ~ -7.9	51.2 ~ 69.7	文献 15]
酒泉盆地山前戈壁带潜水	-57.0 ~ -45.0	-9.6 ~ -8.6	25.0 ~ 105.0	文献 15]
额济纳旗地下水	-57.2 ~ -42.8	-10.3 ~ -2.9	5.0 ~ 66.0	文献 7]
额济纳盆地潜水	-56.0 ~ -41.0	-8.9 ~ -1.7	11.0 ~ 41.0	文献 15]
鼎新-金塔潜水	-57.0 ~ -32.0	-10.0 ~ -6.6	10.0 ~ 39.0	文献 15]
黑河中游水	-56.0 ~ -32.0	-8.0 ~ 0.8		文献 19]

由于古日乃草原和拐子湖地面高程远低于巴丹吉林沙漠湖泊水面,没有人提及巴丹吉林沙漠湖泊及地下水可能来自黑河下游河水或额济纳盆地地下水的补给。由于分属不同的流域,也没有人提及石羊河流域河水对巴丹吉林沙漠湖泊及地下水的跨流域地下径流补给。从一般的水文地质基本规律出发,有人提出了无湖风蚀带南部湖泊水可能来自雅布赖山区大气降水入渗并经缓慢的水平渗透补给^[4],但实际上也没有足够甚至基本的环境同位素依据。有水化学和环境同位素依据,且比较趋同的观点是巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给源有:黑河中上游河水的渗漏、祁连山大气降水和冰雪融水的入渗。黑河发源于祁连山山脉,中上游河水实际上也代表了祁连山区的大气降水,只是由于高程效

应和形成地表径流后一定程度的蒸发效应,使其稳定同位素比祁连山区降水略有偏重。比较有争议的补给源是青藏高原黄河源头的鄂陵湖与扎陵湖水的渗漏^[8]。确定这些补给源的核心依据是大气降水线、蒸发线及环境同位素的高程效应,但特别要注意地下水的氧漂移影响。

直接给出巴丹吉林沙漠及邻近地区地下水蒸发线方程的文献不多,以下2个十分接近的方程有较好的参考意义:

$$\delta D = 5.7178\delta^{18}O - 30.656^{[12]} \quad (1)$$

$$\delta D = 6.1\delta^{18}O - 30.5^{[18]} \quad (2)$$

蒸发线的斜率和截距无疑反映了地下水的蒸发程度,但蒸发程度又往往与地下水的埋藏条件和当地的环境气候条件有关,对于同一地区,不同研究单位得到十分相近的蒸发线方程,完全可依据它来确定蒸发源的环境同位素值。

环境同位素的高程效应也与多种因素有关。但巴丹吉林沙漠本身地形高程的变化还不足以产生环境同位素的高程效应,黑河上中游虽有近3000 m的高程落差,张应华^[20]统计的黑河上中游16个不同海拔高程的降水氢氧稳定同位素平均值与海拔 H 之间的关系是:

$$\delta^{18}O = -0.0021H - 1.4665 \quad R^2 = 0.513 \quad (3)$$

根据西北地区在全球大气降水同位素观测网络(GNIP)中的乌鲁木齐、和田、张掖、兰州、银川、拉萨、乌兰巴托、包头、西安9个站点统计, $\delta^{18}O$ 与海拔 H 之间的相关关系为^[16]:

$$\delta^{18}O = -0.0024H - 4.98 \quad R^2 = 0.7 \quad (4)$$

黑河流域的和大大区域西北地区的 $\delta^{18}O$ 高度梯度也十分接近,即海拔增加1000 m, $\delta^{18}O$ 值减少2.1‰~2.4‰。完全可依据 $\delta^{18}O$ 高度梯度来确定大气降水的补给高度。按巴丹吉林沙漠及古日乃地区大气降水线和上述任何一条蒸发线及高度梯度公式计算,补给高程至少达到了祁连山区雪线以上,如果氧漂移程度不高,补给高程完全能够达到青藏高原黄河源头的高程。

巴丹吉林沙漠地区地下水的氧漂移现象是一定存在的,但很少有人关注。对一般非碳酸盐岩基岩地层,地下水在常温条件下不会发生氧漂移,但对于碳酸盐岩基岩地层,地下水在常温条件下则会发生氧漂移^[21]。巴丹吉林沙漠至祁连山区地带有大量的碳酸盐岩地层分布,沙漠湖泊中又出现大量的钙化和根状结核^[10],说明沙漠湖泊及地下水中的 $\delta^{18}O$ 增大完全是可能的。氧漂移的结果会使实际蒸发线右移,并导致利用大气降水线和蒸发线确定的实际

蒸发源位置沿降水线向左下方移动,最终得到的蒸发源偏负,见图3。用偏负的蒸发源环境同位素值,再根据环境同位素的高程效应来确定大气降水补给高程就偏高。陈建生等^[18]提出的青藏高原黄河源头的鄂陵湖与扎陵湖的水渗入断裂带并补给至巴丹吉林沙漠及周边地区的观点也是有同位素依据的,只是没有考虑到氧漂移因素。但问题是,巴丹吉林沙漠地区氧漂移的发生程度到底如何,至今没有人研究并作出回答,因此,这是个需要大家进一步研究的问题。

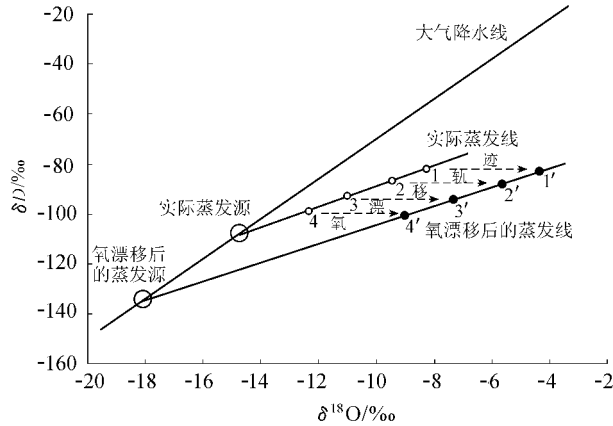


图3 氧漂移引起的蒸发线位移

2 巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给途径

巴丹吉林沙漠湖泊泉水以下降泉和上升泉两种情况出露^[2-3,5,11,18],因此,巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给途径有2个:①通过浅层潜水补给;②通过深层地下水补给。

巴丹吉林沙漠属阿拉善台块的拗陷盆地,以宗乃山西侧断裂与阿拉善隆起分开。自早更新世以来,总的趋势表现为地壳大幅度下沉,从而堆积了厚达150 m以上的第四系。盆地边缘有侏罗纪、白垩纪以及第三纪地层出露。第四系主要为一套灰黄色疏松至半固结的陆相堆积,岩性在垂直方向上碎屑物质与黏性土相互交替频繁出现,呈现明显的沉积旋回。在水平方向上大致由山前至盆地中心部位,由山麓堆积逐渐过渡为河湖相或湖泊相沉积,表现出明显的岩性及岩相分带现象^[22]。沙漠腹部湖泊群区地层结构为:上覆更新统湖积砂土、亚砂土和亚黏土互层,下伏第三系泥质碎屑基岩。南部湖泊区巴丹一带则基岩为凹凸不平的白垩系碎屑岩,上覆全新统湖积沙层、亚砂土与风积沙层^[4]。

构造和岩性特征决定了巨厚的覆盖层可形成多层含水层系统,如表层潜水、深层承压盆地水等。据现有观察,北部湖区潜水位埋深相对大些,南部湖区潜水位则较浅,一般在0~6 m^[4]。河西走廊祁连山

前缘洪积扇地下水、雅布赖山前洪积扇地下水等若通过潜水或承压盆地水补给湖泊,渗透应该是缓慢的,将导致湖泊泉水(无论是下降泉还是上升泉)矿化度提高,放射性同位素 ^3H 减小。但在实际上,沙漠边缘地区地下水的 TDS 总体上高于沙漠腹地^[5],巴丹吉林沙漠腹地地下水的 ^3H 为 $1.54 \sim 33.37 \text{ TU}$,而龙首山一带地下水的 ^3H 为 $6.51 \sim 29.16 \text{ TU}$ ^[8],部分沙漠腹地地下水的 ^3H 高于龙首山一带地下水的 ^3H ,这说明存在祁连山区大气降水和冰雪融水通过基岩地层的深部循环后向上渗透补给沙漠湖泊及周边地下水的情况。另外,沙漠中5个面积超过 1 km^2 湖泊中的两个:面积 1.5 km^2 、最大水深 16 m 的诺尔图最大湖泊,与面积超过 1.0 km^2 的苏木巴润吉林湖泊,在严冬时仍不结冰^[8],表明补给湖泊的水温度高且补给量大,也应该是补给水源通过基岩深部循环的反应。

祁连山区大气降水和冰雪融水入渗基岩后通过深部循环补给沙漠湖泊及地下水还在两个水化学成分的比例系数上得到直接和间接的反映: $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。地下水中氦同位素特征主要取决于三方面,即溶解的空气氦、含水岩石释放出来的氦(放射成因氦)和来自地幔的氦(幔源氦)。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值是氦源的一个灵敏指示剂,可作为盆地地下水的一种稳定的示踪剂,并且它受温度和盐度的影响甚微。大气氦 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 是一个常数,即 1.399×10^{-6} ;地幔的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值大约为 10^{-5} ,且变化范围很小;基岩中富含铀钍的岩浆岩和变质岩是放射性核素 ^4He 的主要来源,铀和钍及其蜕变系列子体蜕变的产物均产生大量的 ^4He ,放射成因的氦进入地下水的速率取决于含水岩石中铀和钍的浓度、含水岩石的孔隙度和密度以及脱气效率等^[23]。陈建生等^[10]研究认为沙漠泉水中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 在 $1.10 \times 10^{-6} \sim 6.7 \times 10^{-8}$ 之间,部分泉水的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值小于大气降水中的值,有壳源的放射成因 ^4He 增加,说明经过了基岩地层,这是直接证据。史基安等^[23]在研究了石羊河、黑河流域地下水氦同位素组成后发现大部分样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 具有大气降水特征,部分地区地下水 ^4He 同位素过剩是基岩裂隙水和卤水的混合作用所致,这说明了巴丹吉林沙漠地区外围就有大气降水入渗经过基岩地层的循环,这是间接证据。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也是示踪不同水源的可靠依据。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值:现代海水和海相碳酸盐沉积为 0.709198 ,地壳上部的平均值 0.7119 ,全球石炭系碳酸盐为 $0.70760 \sim 0.78080$,奥陶系碳酸盐为 $0.708988 \sim 0.718266$,大陆地幔为 0.70577 ^[24]。巴丹吉林沙

漠湖泊中钙华与根状结核样品中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.710345 \sim 0.713207$ ^[10],与地壳上部 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值 0.7119 十分接近,说明补给水源经过了基岩地层的循环。

补给水源在基岩中的循环深度又是一个值得研究的问题。实际上,巴丹吉林沙漠地区及外围山区基岩具备很好的深循环条件,依据有以下三个:①基岩中断裂体系十分发育,呈棋盘格式,区域上存在深大断裂,如阿尔金山断裂体系和祁连山断裂体系等,阿尔金山断裂还是活动断裂;②断裂体系同样在该地区碳酸盐岩地层中发育,碳酸盐岩地层古老,串珠状、厅堂式大溶洞甚至暗河以断裂体系为沟通渠道形成畅通式深循环径流通道的可能性是存在的;③目前已经有了深循环的水化学依据:祁连山前深大断裂带附近地下水的氦同位素具有明显的幔源氦特征^[23];巴丹吉林沙漠湖泊中钙华的 $\delta^{13}\text{C}$ 的值为 3.175‰ ,四川黄龙沟的钙华沉积中的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $2.03\text{‰} \sim 3.65\text{‰}$ ^[9],两者十分接近,而后者被有关学者认为是地壳幔源碳。补给水源在基岩中的循环深度和强度还取决于宏观水动力条件,补给水源与巴丹吉林沙漠湖泊及地下水之间的水头差越大,相距越远,循环的深度就越大,也就是说,祁连山区大气降水和冰雪融水的入渗高程越高,距离巴丹吉林沙漠越远,循环深度将越深。

3 结 语

巴丹吉林沙漠东南部的几十个永久性沙漠湖泊中,除了少数水质很好的淡水湖泊外,其余均为咸水或盐水湖泊。湖泊矿化度变化范围十分大。笔者认为,处在同一沙漠内相同环境气候条件下的众多大小湖泊,其矿化度的大小变化反映了湖泊水不同的补给来源、补给强度和补给量。淡水湖泊反映了强渗透地下水的补给,而咸水或盐水湖泊反映了较弱的地下水补给。巴丹吉林沙漠湖泊及地下水补给机制问题是研究其他问题的关键。环境同位素方法是研究巴丹吉林沙漠湖泊及地下水补给源的重要技术方法,比较趋同的观点是巴丹吉林沙漠湖泊和地下水的补给源有:黑河中上游河水、祁连山大气降水和冰雪融水,比较有争议的补给源是青藏高原上的一些湖泊水,尽管它们都有同位素依据,但没有考虑到氧漂移因素。巴丹吉林沙漠地区氧漂移的发生程度是个需要进一步研究的问题。

在补给途径上,既有河西走廊祁连山前缘洪积扇地下水、雅布赖山前洪积扇地下水等通过巨厚覆盖层潜水或承压盆地水对巴丹吉林沙漠湖泊和周边地下水的缓慢补给,也有祁连山区大气降水和冰雪

融入入渗通过基岩地层的深部循环后向上渗透补给沙漠湖泊及周边地下水的快速补给,而且,从古老碳酸盐岩地层的存在、区域活动断裂构造体系的发育,以及地下水慢源氦同位素特征、巴丹吉林沙漠湖泊中钙华慢源碳特征等方面得到验证。补给水源在基岩中的循环深度和强度还取决于宏观水动力条件,祁连山区大气降水和冰雪融水的入渗高程越高,距离巴丹吉林沙漠越远,循环深度将越深。

参考文献：

[1] 马金珠 ,李丁 ,李相虎 ,等 .巴丹吉林沙漠包气带 Cl^- 示踪与气候记录研究 [J].中国沙漠 ,2004 ,24(6) :674-678.

[2] 李明森 .探访巴丹吉林沙漠 [J].自然杂志 ,2007 ,29(5) :300-302.

[3] 杨小平 .近 3 万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化 [J].科学通报 ,2000 ,45(4) :428-433.

[4] 马妮娜 ,杨小平 .巴丹吉林沙漠及其东南边缘地区水化学和环境同位素特征及其水文学意义 [J].第四纪研究 ,2008 ,28(4) :702-709.

[5] 杨小平 .巴丹吉林沙漠腹地湖泊的水化学特征及其全新世以来的演变 [J].第四纪研究 ,2002 ,22(2) :97-103.

[6] 陈建生 ,汪集 .试论阿尔金断裂中地下河的发现对西部水资源开发与经济发展的影响 [J].水利经济 ,2004 ,22(4) :1-7.

[7] 陈建生 ,汪集 ,赵霞 ,等 .用同位素方法研究额济纳盆地承压含水层地下水的补给 [J].地质论评 ,2004 ,50(6) :649-658.

[8] 陈建生 ,赵霞 ,盛雪芬 ,等 .巴丹吉林沙漠湖泊群与沙山形成机理研究 [J].科学通报 ,2006 ,51(23) :2789-2796.

[9] CHEN Jian-sheng . Groundwater maintains dune landscape [J]. Nature ,2004 ,432 :459-460.

[10] 陈建生 ,赵霞 ,汪集 ,等 .巴丹吉林沙漠湖泊钙华与根状结核的发现对研究湖泊水补给的意义 [J].中国岩溶 ,2004 ,23(4) :277-282.

[11] 顾慰祖 ,陈建生 ,汪集 ,等 .巴丹吉林高大沙山表层孔隙水现象的疑义 [J].水科学进展 ,2004 ,15(6) :695-698.

[12] 黄天明 ,庞忠和 .应用环境示踪剂探讨巴丹吉林沙漠及古日乃绿洲地下水补给 [J].现代地质 ,2007 ,21(4) :624-630.

[13] 郑淑蕙 ,侯发高 ,倪葆龄 .我国大气降水的氢氧稳定同位素研究 [J].科学通报 ,1983 ,28(13) :801-806.

[14] 马金珠 ,黄天明 ,丁贞玉 ,等 .同位素指示的巴丹吉林沙漠南缘地下水补给来源 [J].地球科学进展 ,2007 ,22(9) :922-929.

[15] 张光辉 ,聂振龙 ,王金哲 ,等 .黑河流域水循环过程中地下水同位素特征及补给效应 [J].地球科学进展 ,2005 ,20(5) :511-518.

[16] 黄天明 ,聂中青 ,袁利娟 .西部降水氢氧稳定同位素温度及地理效应 [J].干旱区资源与环境 ,2008 ,22(8) :76-80.

[17] 李学礼 ,刘金辉 ,史维浚 ,等 .新疆准噶尔盆地北部天然水的同位素研究及其应用 [J].地球学报 ,2000 ,21(4) :401-406.

[18] 陈建生 ,凡哲超 ,汪集 ,等 .巴丹吉林沙漠湖泊及其下游地下水同位素分析 [J].地球学报 ,2003 ,24(6) :497-504.

[19] 陈宗宇 ,万力 ,聂振龙 ,等 .利用稳定同位素识别黑河流域地下水的补给来源 [J].水文地质工程地质 ,2006 , (6) :9-14.

[20] 张应华 .应用环境同位素对黑河流域水循环的研究 [D].中国科学院寒区旱区研究所 ,2005.

[21] 刘纯恒 .同位素水文地质概论 [M].北京 :地质出版社 ,1991.

[22] 马金珠 ,陈发虎 ,赵华 .1000 年以来巴丹吉林沙漠地下水补给与气候变化的包气带地球化学记录 [J].科学通报 ,2004 ,49(1) :22-26.

[23] 史基安 ,王先彬 ,王琪 ,等 .地下水补给、循环和混合作用的氢同位素证据 [J].沉积学报 ,1999 ,17(12) :815-818.

[24] 张虎才 ,明庆忠 .中国西北极端干旱区水文与湖泊演化及其巴丹吉林沙漠大型沙丘的形成 [J].地球科学进展 ,2006 ,21(5) :532-537.

(收稿日期 2009-04-22 编辑 徐 娟)

(上接第 17 页)

[17] BARBOUR M T ,GERRITSEN J ,SNYDER B D ,et al .Rapid bio-assessment protocols for use in streams and wade able rivers : periphyton ,benthic macro-invertebrates and fish [M]. 2nd ed . EPA/841/B-99/002 US Environmental Protection Agency ,Office of Water ,Washington ,D C ,1999.

[18] LLANSÓ R J ,DAUER D M ,VOLSTAD J H . Assessing ecological integrity for impaired waters decisions in Chesapeake Bay ,USA [J]. Marine Pollution Bulletin ,2009 ,59(1-3) :48-53.

[19] SOUTHERLAND M T ,ROGERS G M ,KLINE M J ,et al . Improving biological indicators to better assess the condition of

stream [J]. Ecological Indicator ,2007 ,7(4) :751-767.

(收稿日期 2009-01-16 编辑 徐 娟)

