

巴丹吉林沙漠湖泊群与沙山形成机理研究

陈建生^{①②③} 赵霞^③ 盛雪芬^{①②} 董海洲^{①②} 饶文波^② 苏治国^①

(① 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室; ② 河海大学同位素水文研究所; ③ 河海大学岩土工程研究所, 南京 210098.

E-mail: jschen@hhu.edu.cn)

摘要 野外考察在巴丹吉林沙漠湖泊中发现了钙华. 对钙华的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, 矿物成分和沙漠中泉水和湖水的 $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD , pH, TDS 和水化学成分进行了分析, 确定湖泊水来源于深部断裂带的补给; 同时推断巴丹吉林沙漠固定沙山的内部存在钙华和钙质胶结层组成沙山的“内核”, 深层地下水从“内核”中涌出, 然后补给到沙山周围的湖泊之中. 日喀则-狼山断裂带将青藏高原的降水和冰川融水输送到巴丹吉林沙漠、古日乃、温图高勒和额济纳盆地地区, 受到强烈蒸发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, 这是阿拉善高原地下水同位素异常的原因. 断裂带中的地下水涌出后形成了巴丹吉林湖泊群, 地下水溶解了岩层中的可溶性矿物, 并在泉眼附近形成了巨大的钙华与钙质胶结层, 致使巨大的钙华露出水面, 风沙带来的砂粒受阻后落在钙华和钙质胶结层上形成沙丘, 岩浆入侵造成深部断裂带中地下水的温度升高, 地下低温热水在涌出地面过程中产生蒸发, 水蒸汽为沙山提供了水分, 最终发展成为潮湿的固定沙山, 在伊和格德德挖掘到的植物化石(根管结核)表明 4700 aBP 前沙山已经形成而且没有移动过. 沙山的高度与地下水带来的热量成正相关关系.

关键词 巴丹吉林沙漠 高大沙山 日喀则-狼山断裂带 钙华与钙质胶结 湖泊群

巴丹吉林沙漠位于阿拉善高原, 呈现典型大陆性气候, 全年盛行西北风、西风, 从东向西降水量和相对湿度逐渐减少, 蒸发量和风速则逐渐加强. 沙区面积接近 5 万 km^2 , 高程在 1150~1700 m 之间, 降雨量东南部不足 80 mm, 西北部不足 40 mm^[1]. 湖泊群和高大沙山(平均 200~300 m, 个别接近 500 m)集中分布在巴丹吉林沙漠的东南部($\text{E}102^{\circ}00'\sim\text{E}102^{\circ}32'$, $\text{N}39^{\circ}30'\sim\text{N}39^{\circ}55'$)(见图 1), 其中面积超过或接近 1 km^2 以上有 5 个(诺尔图、苏木巴润吉林、巴丹吉林、音德日图、呼和吉林), 湖泊面积超过沙区总面积的 10%. 奇特的景观吸引了不少中外学者先后对湖泊水的补给源进行调查^[1,3]. 前人研究指出, 古日乃、额济纳盆地、温图高勒的地下水都来自于巴丹吉林沙漠地下水的补给^[3], 浅层地下水年龄较轻(30~100 a), 推测沙漠中的地下水来源于降水与凝结水^[1,4]. 武选民等^[5]对额济纳盆地的地下水进行分类后表明地下水存在着由下向上越流的现象, 即第二承压含水层流向第一承压含水层, 第一承压含水层流向其上的潜水含水层. 马金珠等在假定湖泊水为当地降雨补给的前提下得出降雨入渗的年补给量平均为 1.3 mm^[6]. 实地调查发现巴丹吉林沙漠东南部的诺尔图(1.5 km^2 , 深 16 m, 为最大的湖泊)与苏木巴润吉林(>1 km^2)严冬不结冰, 表明补给湖泊的水温度高且

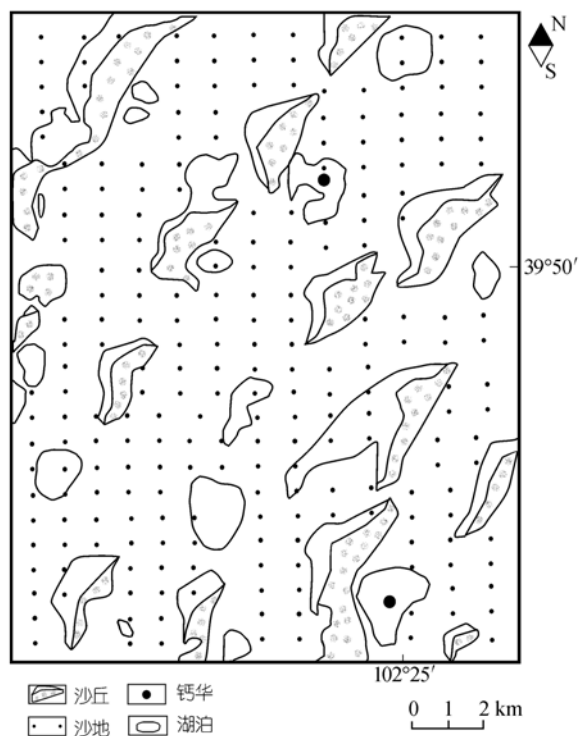


图 1 巴丹吉林沙漠最大的湖泊与最高的沙山集中的地区^[2]

补给量大. 高大沙山的形成机理的研究者众多, 但都没有考虑到地下水的作用, 也没能够回答为什么在

如此干旱地区高大的沙丘和大沙漠中存在如此多的湖泊这一矛盾现象。本文在前人的研究基础上,利用同位素等方法对巴丹吉林沙漠高大沙山及湖泊群的形成机理进行推断。

1 采样及分析

本文主要针对2003年6月、9月、2004年1月、5月、2005年7月于巴丹吉林沙漠腹地、祁连山北坡、武威、民勤、额济纳盆地等地区所采样品进行水化学成分和同位素组成分析。放射性同位素氙, ^{13}C , $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 由中国地质调查局地质科学院水文研究所分析,部分样品在桂林岩溶所分析,均以MM903质谱仪测试,其中氢、氧同位素分别应用锌法和 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 平衡法制样,全流程误差分别优于2‰和0.2‰,均以相对于SMOW标准表示;稀有气体氦同位素由中国科学院兰州地质研究所分析,严格使用钠玻璃瓶采集,用VG5400静态质谱仪测定,实验中将兰州市皋兰山顶的空气定为标准样, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 值的测量精度分别优于0.6%和2.5%;沙漠水样与砂物质中的次生碳酸盐(0.5 mol/L 醋酸溶液)及其周边地区地下水的Sr同位素比值由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室分析,于Triton TI表面热电离同位素质谱仪上测定,实验中NBS987标样的测定值(重复样 $n=15$)为: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710268\pm 2(^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194)$,分析空白: $\text{Sr}<1\text{ng}$ 。

2 湖泊群和沙山的形成证据

2.1 湖泊中的钙华

钙华的发现对于重新认识巴丹吉林沙漠地下水的补给来源非常重要。伊和吉格德、诺尔图和音德日图3个湖泊(图1)中都发现了钙华。伊和吉格德湖中的钙华位于湖泊中心(E 102°09'30", N 39°46'6"),钙华中间存在上升泉。X射线衍射(XRD)结果显示,钙华主要成分为文石。钙华的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为3.175‰,与四川黄龙沟的钙华 $\delta^{13}\text{C}$ 值(2.03‰~3.657‰)接近,后者被认为该数值的 ^{13}C 是来源于地层深部的 CO_2 ^[7],因而,本次研究中钙华的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也可能受地层深部的明显影响。

祁连山北坡冬季完全由泉水补给的7条河水样中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的平均值为0.71299,这表明海拔在3500 m以上补给河水的泉水中的 ^{87}Sr 主要来自陆相地层;巴丹吉林沙漠泉水与地下水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值在(0.7103~0.7115),平均值为0.7112;伊和吉格德湖泊

钙华中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为0.7104;根状结核的值在(0.7114~0.7132),平均值0.7119;沙漠砂粒中次生碳酸盐的值在0.7112~0.7118之间;从中可以看出地下水、钙华、根状结核与砂粒次生碳酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较为接近,这些值都介于祁连山北坡的河水值与海相沉积地层值(0.706~0.709)之间;巴丹吉林沙漠周边地区地下水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值在0.7125~0.7162之间,都高于巴丹吉林沙漠地下水的值,只有索果诺尔自流井中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为0.7091,是阿拉善高原的最低值,显然巴丹吉林沙漠地下水经过了海相沉积地层。

2.2 沙山中的钙质胶结层

在古日乃木吉湖、哈尔敖包和巴丹吉林沙漠的达布斯图、陶来图湖边的沙丘一带发现了大量的钙质胶结层,颜色分别为灰黑到灰白,胶结层中含有大量的砂粒,从木吉湖到哈尔敖包一带,钙华大量出露,由于钙华是由沿断裂带出露的泉水排泄而成的,可以推断沿着钙华排列的方向存在着强透水的断裂构造。

在距温图高勒(拐子湖)苏木西部7 km处出露的雅丹地貌显示这里曾经是一个湖底沉积,在雅丹揭露的地层剖面上可以看到大量的碳酸钙沉积层与砂层互相交错,高达10 m的钙华表明此处也是断层的露头,当地下水位降低钙华中不再有泉水涌出后,沙丘中的水分因得不到补充而变成干沙丘,在西北风的作用下,干燥的砂粒向沙漠的东南方向迁移,造成西(古日乃)北(温图高勒)部沙丘底部的钙华和钙质胶结层裸露在地表,湖底被西北风侵蚀而形成了独特的雅丹地貌,尤其是巴丹吉林沙漠与古日乃相邻区域近似直角的地貌构造,已经查明两直角边分别为两条断裂带,卫星遥感图上可以看到一些从沙漠通向古日乃地区的古河道,推测河水接受沿断裂带中排泄的泉水补给,后因水位下降断裂不再涌水,河流干涸,古日乃大湖泊消失。古日乃和温图高勒虽然已接近干涸,但地下仍然有泉水补给小湖泊,泉水中的 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 值与巴丹吉林沙漠地下水中的值相同,落在蒸发线上^[8,9],表明补给来源也是相同的。

2.3 伊和吉格德沙丘上的植物化石

在伊和吉格德南边高程为1160 m的沙丘上发现的植物化石(根管结核),其 ^{14}C 测定的年龄为(4753±60) a,说明这座沙丘至少4千多年没有移动,可见这期间沙山始终得到了稳定的水量补给,在沙漠降雨不能满足保持沙丘稳定的前提下,只有其他的地下

水来源即来自深部的承压地下水才能确保 4 千多年以来沙山为固定状态^[9].

2.4 伊和吉格德沙丘中的泉水

同时在距离伊和吉格德湖泊西部边缘 200 m 的沙丘边坡上挖的一口 1 m 深的井中有地下水渗出, 该井水位高程比湖泊水位高约 17 m. 水中的 $\delta D = -53.3\%$, $\delta^{18}O = -2.3\%$, $^3H = 30.02 \pm 3.07$ TU, 与湖泊附近的泉水相同, 受到了强烈的蒸发, 在湖泊边上可以看到地下水是从沙丘底部流向湖水的, 由此推断地下水越流补给到沙丘中, 然后从沙丘中补给到湖泊^[9], 地下水在入渗之前可能就受到了强烈的蒸发.

2.5 沙漠中的降雨与蒸发实验

2003 年 9 月在沙漠考察的 12 天中, 曾遇到两次较大的降雨, 雨量分别为 5.5 和 10.6 mm, 降水渗入沙丘的厚度分别为 65 和 130 mm, 连续的跟踪测量证实这两场降雨对地下水没有贡献. 选择了沙丘不同的位置进行雨后沙丘表层含水量变化的测试, 雨过天晴后的第 2 天潮湿砂层的表面以下 1 cm 砂层中的水分被蒸干, 第 3 天被蒸干的砂层的厚度增加到 2~3 cm, 一周后沙丘表面的降水基本上全部被蒸干. 潮湿砂层与下部干砂层的界限始终非常明显, 下部干砂层中的含水量并没有明显的增加.

该区的降雨量和蒸发量没有系统地观测, 根据周边地区的观测值推算得到的降雨量小于 50 mm/a, 蒸发量大于 3500 mm/a, 如果考虑将陆地蒸发量的 60% 作为湖泊蒸发量, 该 120 km² 区域内湖泊的蒸发量约为 2.52×10^7 m³/a, 而该区的降雨量约为 6×10^6 m³/a, 蒸发量是降雨量的 4 倍多.

另外调查发现巴丹吉林沙漠的高大沙山内部具有较高的含水量, 沙山表层以下 20 cm~2 m 之间的体积含水率为 2%~20%, 顾慰祖等在不同的沙山连续进行了 7 年蒸发试验, 试验都是在 9 月下旬进行的, 采用能量平衡方法得出沙丘的蒸发量为 1.39 mm/d, 凝结水量为 0.475 mm/d, 得到沙丘的净蒸发量为 0.915 mm/d, 减去年降雨量可以估算出沙丘的年蒸发地下水水量约为 200 mm/a^[10]. 所以, 除了湖泊蒸发外, 沙丘也在蒸发地下水.

2.6 地下水的 $^3He/^4He$ 和 $^4He/^{20}Ne$

通过对钙华和根管结核的研究已经能够初步断定巴丹吉林沙漠的地下水经过了碳酸盐岩地层, 为了证实地下水是否经过断裂带, 对地下水的 $^3He/ ^4He$,

$^4He/^{20}Ne$ 与 $\delta^{13}C$ 进行测定. 因为地层中不存在 ^{20}Ne , $^4He/^{20}Ne$ 值越大说明地下水受到大气值的影响越小, 测定到的巴丹吉林沙漠地下水中 $^4He/^{20}Ne$ 在 0.9~42 之间, 与兰州皋兰山顶空气中的值(0.318)做对比可看出地下水受到大气的影响较小; $^3He/^4He$ 在 $0.083 \sim 1.13 \times 10^{-6}$ 之间, 水中 4He 的浓度值比空气中的值 (4.36×10^{-6} cm³.STP/g)高出约 1 个数量级, 表明地下水中放射性铀和钍元素衰变成因 4He 的介入, 从而证明了沙漠中的地下水经过了活动的断裂构造带.

2.7 湖泊中心的钙华与泉水

在巴丹吉林沙漠沙丘上散落的根状结核早就引起了学者们的关注. 有学者认为干旱沙漠地区地层中的钙质胶结是雨量增加的标志, 推断巴丹吉林曾出现过超出现代雨量 1 倍多的时期^[2]. 我们在伊和吉格德、诺尔图、苏木巴润吉林等湖泊中找到了直径为 3~10 m 的钙华, 钙华中存在流量达到 1 L/s 的泉水, 泉水的电导在 1000 $\mu S/cm$ 以内, 显然, 降雨不可能在湖泊中心形成巨型的钙华.

2.8 索果诺尔自流井中的 3H 和 CFC

索果诺尔自流井位于额济纳旗以北靠近蒙古国的边境, 根据水中 ^{14}C 测定的年龄为大于 3000 年的古水^[5], 但井中 3 次水样测定的 3H 在 3.7~7.6 TU 之间, 3 次的结果都表明地下水是核试验以后的补给, 应小于 40 a; 很多学者将这种现象解释为现代水与古水的混合. 曾在索果诺尔自流井并取 CFC 样品, 测量结果为水中 CFC 含量接近或低于检测限, CFC 是一种有机的大分子化合物, CFC 在含水层中运动时受到岩土颗粒分子的吸附作用要大于水分子所受到的吸附, 其在地层中的运动速度要滞后于水分子的运动速度, 而氡本身就是组成水分子的原子不存在滞后, 试验证明, 除了氡外几乎所有的示踪剂都存在这种滞后作用, 只不过滞后的程度不同. 额济纳盆地深层承压水的水头高出浅水位 57~58 m^[5], 承压水进入自流井后形成向上的垂向流, 当垂向流上升到浅部含水层时, 由于浅层水位低, 井外地层的水压力小于井内, 所以井内的水通过井壁的滤孔向浅层中补给, 并在井周围形成辐射状的流动; 而通过地表入渗到浅层的水, 随时都会被从井中涌出的深层地下水沿着辐射状带走, 由于浅层水位低于井水位, 处于流场的下游, 根本无法进入上游的自流井中与深层承压水混合. 从以上的分析可以看出, 自流井从地下水动力学的角

度上也不存在浅层的现代水与深层的“古水”相混合的可能性。

3 断裂带补给巴丹吉林沙漠及周边地区的地下水

3.1 地下水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD

巴丹吉林沙漠、古日乃草原一带的泉水与地下水中的 $\delta^{18}\text{O}$ ~ δD 的关系参见图2, 两者落在相同的区域内, 这表明它们具有相同的补给源, 但都偏离了雨水线。从离散点的分布可以看出, 巴丹吉林沙漠的泉水与地下水都受到了强烈的蒸发, 离散点应该落在理想蒸发线上, 但在图2中有些地下水偏离蒸发线较远, 分析其原因是地下水经过碳酸盐岩等可溶性岩石时水中的 ^{16}O 与溶解岩石中 ^{18}O 的交换作用(海相沉积岩石中的 $\delta^{18}\text{O} = 0$, 远高于降水中的值)导致了地下水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 向正的方向漂移, 杨小平在分析所取13个样品的114个颗粒时发现巴丹吉林沙漠东南部石英砂粒的表面由于温度剧变导致氧化硅溶解和沉淀, 故而片理模糊^[3], 这也印证了水岩相互作用。根据蒸发线可以判定, 巴丹吉林沙漠中地下水受到的蒸发程度要比民勤一带严重, 所以在巴丹吉林沙漠被蒸发掉的地下水更多一些。根据离散点分布可以做出理想蒸发线, 蒸发线的斜率一般在4.5~6之间^[11], 因为干旱区蒸发线的斜率小, 我们选择蒸发线的斜率接近4.5, 参见图2。

2004年1月底2月初调查了发源于祁连山北坡的7条河流, 在图2中可以看出, 祁连山北坡河水中

平均的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 正好在全球雨水线上。显然这些河流都不是巴丹吉林沙漠地下水的补给源。

3.2 地下水中 ^3H 的分布特征

对巴丹吉林沙漠及其周边地区的 ^3H 分析可以看出地下水的补给时间较为年轻, 表1显示水中的 ^3H 值多集中在5~20TU之间, 而自1952年核爆以来 ^3H 已衰变到小于0.5TU, 虽然补给区范围太大, 简单地采用活塞模型计算年龄误差会很大, 但依靠 ^3H 来定性判断地下水是40年以来降水补给的结论理应是可靠的。通过日喀则-狼山断裂带等补给到额济纳旗索果诺尔自流井的距离约1200 km, 根据氡得到的地下水的补给年龄小于40年, 除去地下水越流补给的时间外, 我们推断地下水在断裂带中的流速接近100 m/d, 由达西定律可知, 多孔介质中渗流流速 $V = \text{渗透系数} K \times \text{水力梯度} J$, 在多层结构的地下水系统中, 即使很薄的黏土、亚黏土或黏壤土层的存在, 都会对垂直方向的 K 值产生极大的影响, 因此断裂带中地下水进入多孔介质垂向越流补给的速度一般要比断裂带中的小几个数量级, 加上泉眼处和地下水采样点距导水断裂带的距离不同, 使得地下水的越流补给速度可减至每年几米到十几米。

3.3 黄河源头鄂陵湖与扎陵湖存在渗漏

我们起初怀疑补给到巴丹吉林沙漠的地下水来源于祁连山冰川融雪的补给^[8,9], 深入的研究发现, 青藏高原存在一条NNE向日喀则-狼山(隐伏)断裂带, 该断裂带是2个克拉通之间的接缝, 属于基底断裂

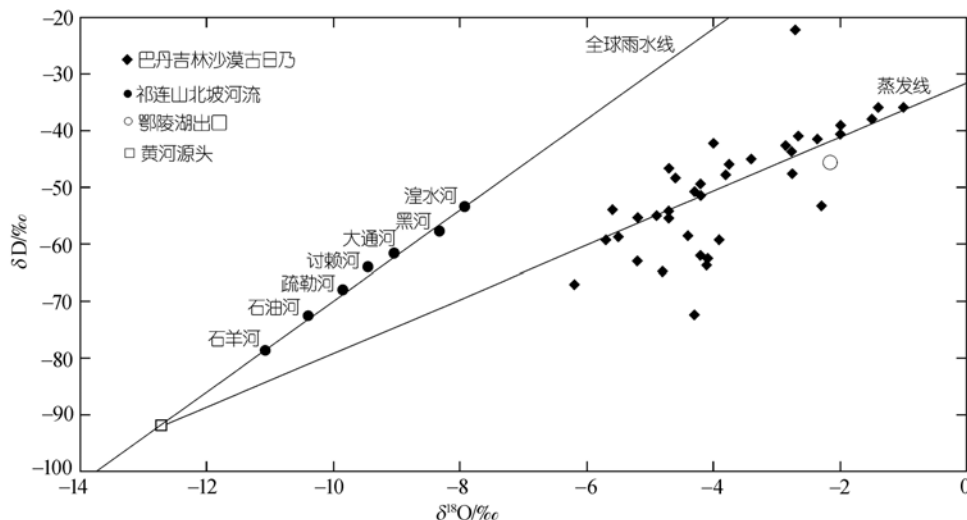


图2 巴丹吉林沙漠地下水与发源于祁连山的北坡河流中 δD ~ $\delta^{18}\text{O}$ 关系分布

表 1 巴丹吉林沙漠及其周边地区地下水 ³H 分布

采样地点	³ H(TU)	采样地点	³ H(TU)	采样地点	³ H(TU)
巴丹吉林沙漠	<0.5	龙首山一带	6.51±2.87	古日乃	5.6±2.18
巴丹吉林沙漠	1.54±2.48	龙首山一带	7.91±3.36	古日乃	8.26±2.86
巴丹吉林沙漠	1.58±2.38	龙首山一带	13.67±3.31	古日乃	9.25±3.10
巴丹吉林沙漠	2.89±3.88	龙首山一带	14.62±3.09	古日乃	9.83±2.67
巴丹吉林沙漠	3.48±2.40	龙首山一带	16.52±3.13	古日乃	10.46±2.70
巴丹吉林沙漠	5.38±2.21	龙首山一带	17.33±2.97	古日乃	14.5±2.68
巴丹吉林沙漠	7.86±2.67	龙首山一带	29.16±2.91	古日乃	15.13±2.81
巴丹吉林沙漠	8.67±2.77	温图高勒	3.37±2.21	古日乃	24.79±3.76
巴丹吉林沙漠	9.02±2.82	温图高勒	5.54±2.47	额济纳旗	4.0±3.1
巴丹吉林沙漠	9.89±2.91	温图高勒	8.63±2.62	额济纳旗	5.0±2.8
巴丹吉林沙漠	13.14±3.21	温图高勒	9.28±2.37	额济纳旗	5.05±2.41
巴丹吉林沙漠	13.34±3.30	温图高勒	12.29±2.43	额济纳旗	6.0±2.5
巴丹吉林沙漠	14.99±3.64	温图高勒	15.45±2.47	额济纳旗	8.0±2.7
巴丹吉林沙漠	19.19±3.21	温图高勒	15.69±2.43	额济纳旗	11.25±2.52
巴丹吉林沙漠	30.02±3.07	温图高勒	16.1±2.99	额济纳旗	15.63±3.20
巴丹吉林沙漠	33.37±3.20	温图高勒	25.08±3.12	额济纳旗	16.42±2.57
龙首山一带	<0.5	古日乃	<0.5	额济纳旗	21.0±3.25

带^[12], 伴随印度板块与欧亚板块相撞及青藏高原隆升, 在重力作用下地壳的软流层发生塑性变形, 东边的克拉通向约束力最小的东部发生整体位移^[13]. 通过GPS网站测定的平均位移约在 10 mm/a^[14], 累计的位移量达到 30~50 km, 而两克拉通之间的相对位移量也超过 2.1 km, 形成了西部多山东部多盆地的特点, 它沿日喀则-共和-门源-武威-民勤-狼山一线呈 NEE 向延伸, 横切了北大山、龙首山、祁连山和西秦岭造山带, 沿途地震频发, 并在与其他方向断裂交汇处形成温泉和地热异常, 通过对日喀则-狼山断裂带附近的温泉水温度调查发现, 距离断裂带越远的温泉温度越高, 而越靠近断裂带的温泉温度反而低, 且在断裂带上没有发现出露的温泉^[15]. 尽管断裂带深部原始的地温很高, 但是经过大量的地下水循环后已经逐渐降为低温断裂带, 根据等水位线^[16]与断裂带分布特征作出了沿构造分布的地下水流向图, 见图 3.

统计资料表明, 黄河源头的黄河沿段流域面积为 20930 km², 年径流量 6.02×10⁸ m³, 相邻的黄河沿—达日段的流域面积为 24085 km², 年径流量高达 38.57×10⁸ m³^[17], 扣除流域面积的影响, 可计算出同等面积下黄河沿段的径流量 = 38.57×10⁸ m³ × [20930/ 24085] = 33.52×10⁸ m³, 同样的流域面积下后者比前者的径流量大了 27.50×10⁸ m³, 扎陵湖

与鄂陵湖位于黄河沿以上流域, 总面积约 1200 km², 储水量 154×10⁸ m³/a, 水面年蒸发量与年降水量分别为 857 mm^[18]和 400 mm^[17], 因而可得出被蒸发掉的湖水量为 0.457×1200×10⁶ = 5.48×10⁸ m³, 另考虑到两流域降水量的不平衡, 可以估算出约 20×10⁸ m³/a 的湖水渗漏到断陷盆地深部的 NNE 向张性断裂带中, 地下水沿着日喀则-狼山等断裂带补给到阿拉善高原以及更远地区. 黄河源河水中的平均氡值为 23 TU^[19], 考虑到核试验的影响, 黄河源区 20~30 年前河流的氡值应高于现在的河水, 鄂陵湖出口处水中氡值仅为 4.13 TU, 氡的半衰期为 12.36 a, 即使采用现在河水的氡值作为当时的降水值, 也要经过 2 个多半衰期才能衰变到 4.13 TU, 这表明黄河源头的降水经过了 20 多年后才从鄂陵湖流出; δD, δ¹⁸O 为 -46‰, -2.84‰, 正好与巴丹吉林沙漠的地下水中的值落在相同的蒸发线上, 参见图 2. 湖水中的 R/Ra 在 0.73~0.86 (R = ³He/⁴He, Ra 为大气中的 ³He/⁴He), ⁴He/²⁰Ne 值在 0.61~1.1, 而实测大气中 ⁴He/²⁰Ne 的标准值为 0.32, 显然湖水中存在来自深部的氦、氖气体; 湖底存在 H₂S 气体, 因为水中的 δ¹³C 高达 -2.65‰, 又因湖底水温的变化范围仅在 4.0~4.5℃ 之间^[20], 不利于有机物腐烂或变质, 因此推测 H₂S 气体并非硫酸盐还原或有机物降解的产物, 而来自于深部地层; 湖水中的电导率为 500 μs/cm, pH 在 8.2~8.5 之间, 而阿

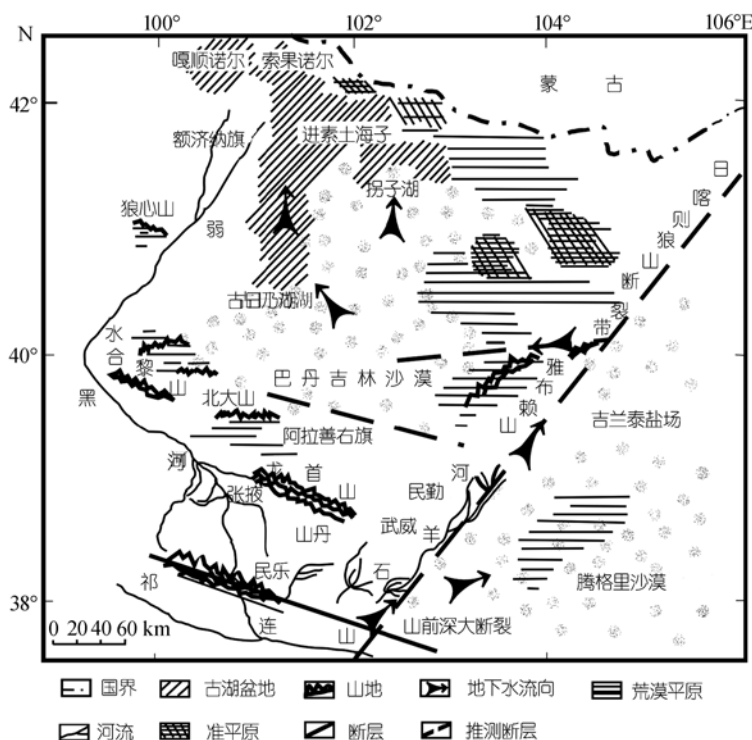


图3 阿拉善高原的地下水来自青藏高原/祁连山的降水通过日喀则-狼山断裂带的补给

拉善高原地下水中的电导率 $>517\ \mu\text{S}/\text{cm}$, 大部分泉水的pH都在8.0以上, 这些证据也表明扎陵湖和鄂陵湖水与阿拉善高原的地下水存在补给关系, 通过氡值得到的地下水的补给时间为30 a左右^[21]。

4 湖泊群与高大沙山形成机理讨论

以上证据足以说明巴丹吉林沙漠的湖泊水来源于鄂陵湖与扎陵湖的渗漏, 通过NNE向的断裂带将地下水补给到阿拉善高原, 日喀则—狼山断裂带是两个稳定地块之间的断裂带, 由于青藏高原的隆升受到重力作用被拉张, 地幔中的岩浆入侵断裂之中, 沿着断裂带温泉分布^[12~15]。湖泊水等渗入到该断裂带后被加热, 东西走向的断裂带在雅布赖山东北与日喀则-狼山断裂带相交, 大量的水顺着东西走向的断裂带进入了巴丹吉林沙漠东南部, 大量的地下低温热水从地表涌出形成了巴丹吉林湖群, 诺尔图与苏木巴润吉林湖泊在冬季不结冰, 表明补给湖泊的水的温度较高且补给量大。从现存的湖水位和地理位置判断, 当时的巴丹吉林湖是一个统一的大湖, 面积超过 $5000\ \text{km}^2$, 根据钙质胶结层推测当时最高的水位比现在的湖泊水位高出30 m以上。地下水补给到大湖泊的量是很大的, 根据蒸发量计算出的涌水

量仅诺尔图湖泊就达到 $120\ \text{L}/\text{s}$ 。

巴丹吉林沙漠有4个古沙丘胶结面, 下层的厚度超过50 cm, 第2层、第3层不足20 cm, 最新的一期胶结表现为多层很薄(2~8 mm)的胶结层的集合, 其间还夹有松散的沙丘砂; 胶结层形成时期分别为 (31750 ± 485) , (19100 ± 770) , (9435 ± 345) 和 (2070 ± 100) aBP^[4]。我们发现沙丘中的钙质胶结层中夹有大量的沙丘砂, 胶结不紧密, 胶结面上发育有透水的孔隙, 孔隙壁较为光滑, 可以看出水流过的痕迹。通过钙华与钙质胶结中的 $\delta^{13}\text{C}$ 推断地下水中 CO_2 主要来自深部地层, 并通过断裂带进入地下水系统。含有大量 CO_2 的地下水在经过碳酸盐岩地层时将溶解矿物中的碳酸钙, 碳酸钙的溶解度随着压力的升高而增大, 当深层地下水从泉眼中溢出地表时, 由于水压力的突然降低使水中碳酸钙的溶解度随之降低, 导致泉中 CO_2 的释放与碳酸钙的沉积, 最终在泉眼处形成钙华与钙质胶结, 由于涌水量较大, 所以溶解岩层中的碳酸盐岩的规模也很大, 与其他沙漠中的钙质胶结层进行对比就可以看出, 巴丹吉林沙漠的钙质胶结、钙华、钙结核的数量是其他沙漠所无法相比的。湖泊中的钙华与钙质胶结层逐渐长大并露出水面,

当来水量减少后,湖泊水位下降,部分钙华和钙胶结层完全露出成为半岛或陆地。

由于巴丹吉林沙漠位于西风环流带上,干涸湖底凸现的钙华影响到风沙流容量,导致砂粒从气流中跌落堆积在钙华附近形成了沙丘,沙丘长高长大一方面削弱气流搬运砂粒的能量增加,但另一方面受到风蚀的作用也更大,如果沙丘是干燥的,是不可能抵抗住强大的风蚀作用的,风蚀强度对砂粒中的含水量特别敏感,水分是通过提高起动风速来影响风蚀的,当沙漠中有水分存在时,水分子吸附在砂粒的表面,在颗粒接触处形成一层膜,从而增加了颗粒间的凝聚力,使砂粒的起动风速提高,风蚀强度减弱。

在寒冷的冰期青藏高原的多年冻土层范围扩大,鄂陵湖与扎陵湖底结冰的范围增加,造成了湖水与地表水渗漏量的大幅度减少,这个时期通过断裂带涌出沙丘的水量也大幅度减少,地下水位大幅度下降,所以在巴丹吉林沙漠中形成的钙质沉积物并不是连续的。杨小平推测钙质胶结层出现的年代表示着那个时期的气候湿润而且降雨量大^[2],这个结论对于青藏高原的黄河源头地区是适用的。

涌出“内核”的地下水向低洼处的湖泊补给,所以在靠近湖泊的沙丘边缘能看到沙丘中的水补给湖泊。深部地下水的温度较高在向上流动的过程中部分水蒸发成为水蒸汽,沙丘内部潮湿的事实表明,水蒸汽在上升的过程中遇到了温度较低的砂层被凝结在砂粒的表面,当沙丘的含水量超过 4% 时抵抗风蚀的能力会大大增强^[22];未被吸附的气态水分子继续上升并吸附在新沉积的砂粒表面,当来自地下水的

蒸发量大于地表蒸散量时沙丘继续发展,二者达到平衡时沙丘才停止发展,成为固定的沙山。因而沙山的高度、范围等与水蒸汽的总量成正相关,而水蒸气量与从地层中带来的地热能呈正比关系,当断裂带输水量减少后地下水中的温度就升高了,产生的蒸汽量还是保持不变,所以沙山并不因为地下水量的减少而高度降低。在沙山顶部附近生长有较多的蒿属(*artemisia*)和沙米(*agriophyllumarenarium*)等植物,个别地点植物生长还较密集,这些植物的根较深,它们吸收的水分就是来自沙丘内部地下水的蒸发-凝结水。巴丹吉林沙漠之所以能在西风带上形成世界上最高的沙山,是由于日喀则-狼山断裂等带将大量的地下水补给到沙漠的缘故,在地下水与风的共同作用之下才形成了这种湖泊与高大沙山共存的奇特景观(见图 4)。

5 结论

巴丹吉林沙漠湖泊钙华的发现对于研究地下水的来源极为重要。钙华、根管结核、砂粒、地下水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值证实碳酸钙来自碳酸盐岩;泉水和地下水中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 等惰性气体比值进一步确认地下水中有来自深部地层的氦, ^4He 的增加与断层活动性相关,从而证明了地下水与深部断裂带有关。地下水中的氡氧同位素异常表明巴丹吉林沙漠的地下水在入渗之前就受到了强烈蒸发,研究发现横穿青藏高原的日喀则-狼山断裂带是一条张性断裂,该断裂带经过的鄂陵湖与扎陵湖每年的渗漏量高达 $20 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,湖泊水受到了强烈的蒸发,同位素数据显示二者存在相互补给的关系,补给时间小于 40 a。

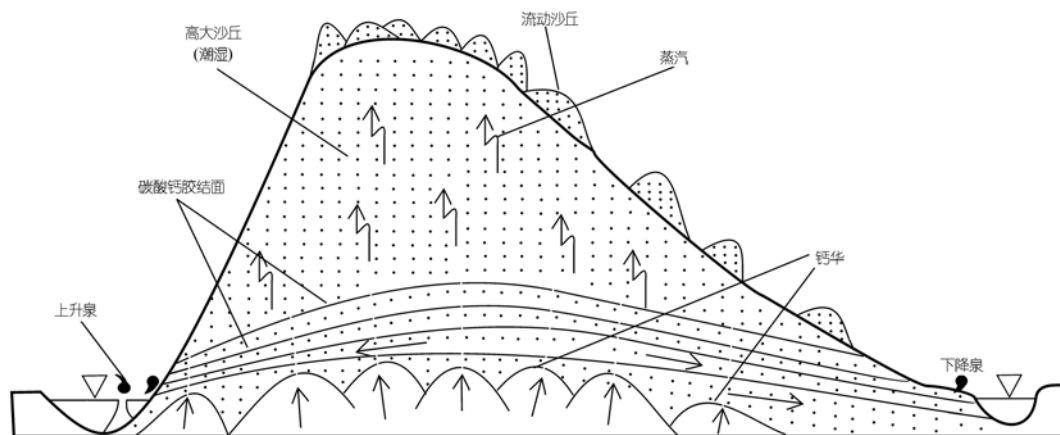


图 4 巴丹吉林沙漠高大沙丘形成模型的示意图

沙山内部是潮湿状, 在古日乃、温图高勒干涸湖底留下的巨大的钙质胶结层等事实进行推断: 钙华与钙质胶结层是巴丹吉林沙漠高大沙山的“内核”, 钙质胶结层在年龄上的不连续性可能表明青藏高原多年冻土层范围的变化, 冻土范围控制着扎陵湖与鄂陵湖等的渗漏量。巴丹吉林沙漠高大沙山与湖泊共存的景观是在地下水与季风的共同作用下形成的。

致谢 本工作受国际原子能机构 TC 项目(批准号: CPR/8/15)、国家自然科学基金面上项目(批准号: 50579017)、国家自然科学基金重点预研项目(批准号: 40442001)和江苏省“六大人才高峰”项目资助。

参 考 文 献

- 1 陆锦华, Jakel D, 郭迎胜, 等. 巴丹吉林沙漠及邻近地区地貌图. 兰州: 兰州大学出版社, 1996
- 2 杨小平. 近3万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化. 科学通报, 2000, 45(4): 428—434
- 3 Mebus A G, 顾慰祖. 阿拉善高原地下水的稳定同位素异常. 水科学进展, 1998, 9(4): 333—337
- 4 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. 第四纪研究, 2002, 22(2): 97—104
- 5 武选民, 史生胜, 黎志恒, 等. 西北黑河下游额济纳盆地地下水系统研究. 水文地质工程地质, 2002(1-2): 16—20, 30—33
- 6 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. 科学通报, 2004, 49(1): 22—26
- 7 刘再华, 袁道先, 何师意, 等. 地热 CO₂-水-碳酸盐岩系统的地球化学特征及其 CO₂ 来源——以四川黄龙沟、康定和云南中甸下给为例. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 30(2): 209—214
- 8 陈建生, 汪集旸, 赵霞, 等. 同位素方法研究额济纳盆地承压含水层地下水的补给. 地质论评, 2004, 50(6): 649—658
- 9 Chen J S, Li L, Wang J Y, et al. Groundwater maintains dune landscape. Nature, 2004, 432, 459[DOI]
- 10 顾慰祖, 陈建生, 汪集旸, 等. 巴丹吉林高大沙山表层孔隙水现象的疑义. 水科学进展, 2004, 6: 695—699
- 11 Mook W G, Zűber A, Maloszewski P, et al. Environmental isotopes in the hydrological cycle. Vienna: International Atomic Energy Agency, 2002, 89—91, 102—105
- 12 袁学诚. 论中国大陆基底构造. 地球物理学报, 1995, 38(4): 448—459
- 13 吴中海, 叶培盛, 刘琦胜, 等. 青藏高原中部温泉盆地西缘的晚新生代正断层作用. 地震地质, 2004, 26(4): 658—675
- 14 张进, 马宗晋. 西藏高原西、中、东的分段性及其意义. 地质学报, 2004, 78(2): 218—227
- 15 李百祥. 狼山-武威-共和断裂带和地热分布. 甘肃地质学报, 2002, 11(1): 83—88
- 16 云千里等. 中华人民共和国区域水文地质普查报告(雅布赖盐场幅). 1981
- 17 丁永建, 杨建平, 刘时银, 等. 长江黄河源区生态环境范围的探讨. 地理学报, 2003, 58(4): 519—526
- 18 牛玉国, 张学成. 黄河源区水文水资源情势变化及其成因初析. 人民黄河, 2005, 27(3): 31—36
- 19 陈建生. 青藏高原断裂带补给河西走廊与阿拉善高原地下水的同位素证据. 见: 曹楚生, 谢世楞编. 新世纪水利工程科技前言(院士)论坛. 天津: 天津大学出版社, 2005. 196—202
- 20 万力, 曹文炳, 周训, 等. 黄河源区水环境变化及黄河出现冬季断流的原因. 地质通报, 2003, 22(7): 521—526
- 21 陈建生, 凡哲超, 汪集旸, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊及其下游地下水同位素分析. 地球学报, 2003, 24(6): 497—504
- 22 吴正. 风沙地貌与治沙工程学. 北京: 科学出版社, 2003. 31—42, 91—107, 196—209, 236—281

(2006-05-09 收稿, 2006-08-08 接受)