doi:10.3969/j.issn.1007-7545.2020.11.018

拉萨河流域水环境氢氧同位素特征及其指示意义

林聪业[1,2],高柏[1,2],华恩祥[2,3],张海阳[1,2],杨芬[1,2],高杨[1,2],蒋文波[1,2],姜心月[1,2]

(1. 东华理工大学 核资源与环境国家重点实验室,南昌 330013;
2. 东华理工大学 水资源与环境工程学院,南昌 330013;
3. 东华理工大学 长江学院,江西 抚州 344100)

摘要:为了揭示拉萨河流域河水与地下水之间的补给机制,于2019年8月通过采集并分析拉萨河水及地下水中的氢氧同位素,开展拉萨河流域水环境氢氧同位素特征研究。结果表明:拉萨河水δD和$\delta^{18}O$值分别在−151.22‰~−132.24‰和−20.49‰~−18.13‰,地下水δD和$\delta^{18}O$值变化范围分别为−147.69‰~−120.86‰和−19.56‰~−16.08‰,均在全球与中国大气降水范围值内,地下水重同位素富集程度较河水强,河水与地下水δD和$\delta^{18}O$值具有相似的变化特征,两者存在一定水力联系;当地大气降水均为流域内水体的主要补给来源,地下水除降水补给外,还接受拉萨河水的补给;流域内体现出明显的干旱和半干旱地区的气候特征,降水水汽主要受孟加拉湾海洋性气团的影响。

关键词:拉萨河流域;氢氧同位素;海拔效应;氘盈余(d-excess)

中图分类号:X824 **文献标志码**:A **文章编号**:1007-7545(2020)11-0099-08

Characteristics and Indicative Significance of Oxygen and Hydrogen Isotopes in Water Environment of Lhasa River Basin

LIN Cong-ye[1], GAO Bai[1,2], HUA En-xiang[2,3], ZHANG Hai-yang[1,2], YANG Fen[1,2], GAO Yang[1,2], JIANG Wen-bo[1,2], JIANG Xin-yue[1,2]

(1. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China;
2. School of Water Resources and Environmental Engineering, East China University of Technology, Nanchang 330013, China;
3. Yangtze River College, East China University of Technology, Fuzhou 344100, Jiangxi, China)

Abstract: In order to understand characteristics of hydrogen and oxygen isotopes in water environment and relationship between river water and groundwater in Lhasa River Basin, hydrogen and oxygen isotopes in Lhasa River water and groundwater were collected and analyzed in August 2019. The results show that the δD and $\delta^{18}O$ values of Lhasa River water are −151.22‰ to −132.24‰ and −20.49‰ to −18.13‰ respectively, and the δD and $\delta^{18}O$ values of groundwater vary from −147.69‰ to −120.86‰ and −19.56‰ to −16.08‰ respectively, both within the scope of global and China meteoric precipitation value. The groundwater heavy isotopes enrichment degree is stronger than the river water, the δD and $\delta^{18}O$ values of river water and groundwater have the similar change characteristic, both have the certain hydraulic connection. Local meteoric precipitation is the main recharge source of water body in the basin. In addition to recharge of precipitation, groundwater also receives recharge from

收稿日期:2020-07-16

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41162007,41362011);江西省重点研发计划项目(2018ACG70023);江西省科技厅项目(21203000051);江西省科技厅“三援”专项

作者简介:林聪业(1994-),男,广西钦州人,硕士研究生;**通信作者**:高柏(1964-),男,江西九江人,博士,教授

Lhasa River. There are obvious climatic characteristics of arid and semi-arid regions in the basin, and the precipitation water vapor is mainly affected by the Marine air mass in the bay of Bengal.

Key words: Lhasa River Basin; hydrogen and oxygen isotopes; altitude effect; deuterium excess (d-excess)

我国西部地区为典型的干旱和半干旱地区,水是这些地区的稀缺资源,但随着社会的发展,气候条件不断变化,人类活动愈来愈频繁,导致区域生态水文过程发生了显著的变化,这些变化极有可能导致干旱-半干旱地区严重缺水,并对流域生态系统造成不可逆转的环境问题,如湖泊面积减少甚至退化等[1-2]。稳定同位素法作为时下最为有效的手段,在河流、湖泊等地表水系统水文工作中得到广泛应用[3-4],如 CUI 等[5]研究了青海湖流域稳定同位素分布特征,ADOMAKO 等[6]和 EDJAH 等[7]分别对西非加纳登苏河流域和塔诺河流域氢氧稳定同位素水文学进行了综合研究。此外,利用稳定同位素法能够揭示区域降水规律、水体补给来源、运输途径等[8],氢氧同位素作为水分子的组成部分,除了在水相变化和同位素分馏情况外几乎保持不变,因此氢氧同位素是了解天然水体补给关系的保守示踪剂[8-9],如 ALI 等[10]利用氢氧同位素评估伊拉克南部萨瓦湖地区地表水与地下水之间的相互关系。在拉萨地区,余婷婷等[11]、刘昭[12]利用拉萨河水氢氧稳定同位素,探讨了拉萨河水的主要补给来源,但对流域内拉萨河水与地下水之间的相互关系研究较少。因此,本文通过分析拉萨河水与拉萨地区地下水水体氢氧同位素的分布特征,探讨拉萨河与地下水之间的补给关系,以期为进一步研究拉萨河水和地下水水循环提供基础依据。

1 研究区概况

拉萨河为雅鲁藏布江中游的一个主要支流,起源于念青唐古拉山脉南部,全长 551 km,平均海拔 5 400 m,所处经纬度范围为 90°05′E~93°20′E、29°20′N~31°15′N[13-14]。拉萨河流域气候类型为典型的大陆高原半干旱寒冷气候,年平均气温 5.3 ℃,年均降水量 505 mm,年均蒸发量 1 217 mm[14-15]。每年的 6 月至 9 月为拉萨河流域的雨季,在雨季期间的降水量占当地全年降水量的 89.1%;10 月至次年 5 月为拉萨地区旱季[16]。拉萨河流域的主要补给来源为大气降水,补给量占比大于 67%,冰雪融水和地下水补给量分别占 10%和 20%左右,拉萨河流域排泄口年均流量为 350 m^3/s,年均水资源量为 110 亿 m^3,相当于径流深 334 mm[17]。

2 样品采集与方法

2.1 样品采集

本研究共采集水样 33 个,采样点位置见图 1,其中拉萨河水 23 个,地下水 10 个,采样时间为 2019 年 8 月。样品的采集和储备严格按照《水质 采样技术指导(HJ 494—2009)》进行,采样点的经纬度用 GPS 测定。

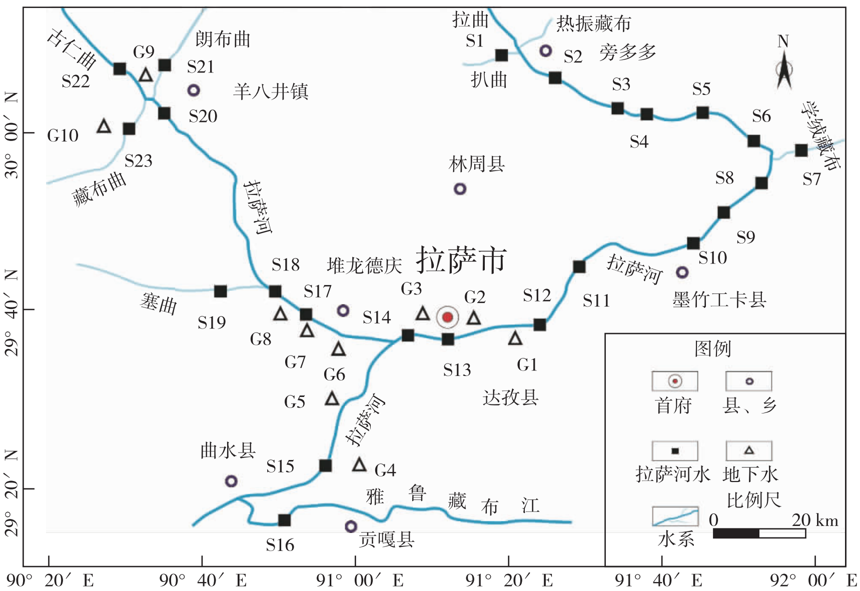

图 1 拉萨河流域水样采样点示意图

Fig. 1 Schematic diagram of sampling sites in Lhasa River Basin

2.2 氢氧同位素的测定

水样均送至中国地质大学(武汉)地质调查实验中心进行检测分析。采用 DLT-100(908-0008)液态水同位素分析仪测定水样中的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值,其测试精度分别为 0.5‰和 0.15‰,均满足测量要求。水样的检测结果均以维也纳标准平均海水(Vienna Standard Mean Oceanic Water,V-SMOW)的千分差来表示[18]:

$$\delta D=[(D/H)_{样品}/(D/H)_{V-SMOW}-1]\times 1\,000$$

$$\delta^{18}O=[(^{18}O/^{16}O)_{样品}/(^{18}O/^{16}O)_{V-SMOW}-1]\times 1\,000$$

3 结果与讨论

本次拉萨河水及地下水氢氧同位素的分析测试结果见表 1。

表 1 拉萨河流域水体氢氧同位素分析结果

Table 1 Hydrogen and oxygen isotopes analysis results of water bodies in Lhasa River Basin

采样点	经度	纬度	海拔/m	结果/‰			采样点性质
				$\delta^{18}O$	δD	d-excess	
S1	91°18′05.38″E	30°10′48.15″N	4 114.0	−19.31	−142.46	12.03	扒曲
S2	91°25′06.72″E	30°08′25.79″N	4 017.0	—	—	—	拉萨河
S3	91°36′59.77″E	30°04′43.66″N	3 966.6	—	—	—	拉萨河
S4	91°33′21.74″E	30°05′05.04″N	3 974.0	−18.38	−134.88	12.17	拉萨河
S5	91°44′23.63″E	30°04′25.51″N	3 913.4	−18.71	−134.68	14.98	拉萨河
S6	91°51′18.90″E	30°01′25.52″N	3 885.4	−18.13	−134.61	10.42	拉萨河
S7	91°54′20.09″E	29°59′28.65″N	3 885.2	−19.08	−140.14	12.50	学绒藏布
S8	91°51′52.87″E	29°56′22.37″N	3 843.1	−18.16	−134.24	11.04	拉萨河
S9	91°46′28.55″E	29°52′38.08″N	3 820.8	—	—	—	拉萨河
S10	91°44′15.59″E	29°50′40.80″N	3 813.6	−18.90	−139.96	11.27	拉萨河
S11	91°27′52.72″E	29°46′36.22″N	3 720.6	—	—	—	拉萨河
S12	91°23′07.32″E	29°40′24.60″N	3 695.8	—	—	—	拉萨河
S13	91°11′09.84″E	29°38′50.62″N	3 649.1	—	—	—	拉萨河
S14	91°04′45.50″E	29°38′39.04″N	3 834.8	—	—	—	拉萨河
S15	90°55′45.44″E	29°26′33.59″N	3 603.0	−18.78	−136.14	14.06	拉萨河
S16	90°48′54.90″E	29°16′25.75″N	3 574.9	−19.56	−146.16	10.31	雅鲁藏布江
S17	90°53′10.79″E	29°41′05.90″N	3 712.8	—	—	—	拉萨河
S18	90°47′22.95″E	29°44′52.80″N	3 797.7	—	—	—	拉萨河
S19	90°46′55.00″E	29°44′58.17″N	3 810.4	−20.20	−148.70	12.89	塞曲
S20	90°34′03.82″E	30°04′30.55″N	4 255.5	−20.24	−150.29	11.63	拉萨河
S21	90°32′41.42″E	30°06′39.14″N	4 301.3	—	—	—	朗布曲
S22	90°31′38.95″E	30°06′12.72″N	4 300.0	—	—	—	古仁曲
S23	90°30′52.13″E	30°04′30.59″N	4 277.1	−20.49	−151.22	12.68	藏布曲
G1	91°17′50.39″E	29°39′17.65″N	3 681.0	−16.82	−130.65	3.90	井水
G2	91°11′53.84″E	29°39′50.08″N	3 662.1	−17.04	−120.86	15.46	井水
G3	91°08′32.05″E	29°38′40.19″N	3 655.0	−16.53	−128.82	3.43	井水
G4	90°56′44.32″E	29°26′26.45″N	3 606.0	−16.54	−132.11	0.22	井水
G5	90°56′32.50″E	29°31′34.79″N	3 622.9	−16.08	−132.97	−4.35	井水
G6	90°56′06.01″E	29°38′43.25″N	3 717.4	−18.02	−133.63	10.55	井水
G7	90°52′37.18″E	29°41′26.43″N	3 733.9	−17.90	−131.74	11.45	井水
G8	90°32′01.87″E	30°05′58.99″N	4 299.0	−18.71	−136.48	13.20	井水
G9	90°50′16.15″E	29°41′27.89″N	4 026.1	−19.56	−142.69	13.79	井水
G10	90°28′56.98″E	30°04′47.62″N	4 309.6	−17.92	−147.69	−4.36	地热温泉

注:"—"表示未送检水样,d-excess(氘盈余[19])为当某地区大气降水线斜率为 8 的截距,单位为‰

3.1 拉萨河流域水环境氢氧同位素特征

拉萨河水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 变化范围分别为 −151.22‰~−132.24‰和−20.49‰~−18.13‰,平均值分别为−141.12‰和−19.16‰,地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变化范围分别为−147.69‰~−120.86‰和−19.56‰~−16.08‰,平均值分别为−133.76‰和−17.51‰。与全球大气降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值[20](δD:−350‰~50‰;$\delta^{18}O$:−50‰~10‰)及中国大气降水中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值[21-22](δD:−210‰~−20‰;$\delta^{18}O$:−24‰~2‰)相比,拉萨河流域水体氢氧同位素波动范围较小,均落在全球降水及中国降水范围内。拉萨河水 δD 值波动较大,$\delta^{18}O$ 值波

动较小,相对比较平稳,拉萨河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的变化趋势几乎相同,且除 S7 和 S10 两处水样点外,二者大体上的变化呈现出由北东向南西逐渐降低的趋势(图 2)。S1 水样点为汇入拉萨河干流的支流——扒曲水样,由于该点海拔较高,可能为山上冰雪融水汇流而成,所以其 δD 值和 $\delta^{18}O$ 值较小;S7 和 S10 号采样点的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值较周边小,可能是因为 S7 号采样点为学绒藏布汇入支流的水样,学绒藏布水样中的 δD 值和 $\delta^{18}O$ 值均较负(均值分别为 −137.62‰和 −18.64‰)[11],本研究与之接近;S10 位于墨竹工卡县,由于受到当地厂矿的影响,加之墨竹曲(墨竹曲 δD 和 $\delta^{18}O$ 均值分别为 −137.5‰ 和 −18.41‰[11])的汇入稀释了拉萨河水,从而导致 S10 采样点的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值较周边水样低。在整个研究区域中,δD 和 $\delta^{18}O$ 的最小值出现在羊八井镇的 S23 号采样点,主要受到地下热水和羊八井附近小型冰山融水补给作用的影响。

地下水 $\delta^{18}O$ 和 δD 值整体均呈现递减趋势(图 2),与拉萨河水样的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值变化基本一致,拉萨河水和地下水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值的变化范围与平均值相差不大,可能与拉萨河流域水体的补给来源一致,地下水更新速率较快有关,同时也说明拉萨河流域地下水与河水之间存在一定的联系,其平均值较同时期研究的拉萨河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的平均值(δD 平均值为 −141.12‰,$\delta^{18}O$ 平均值为 −19.16‰)稍大,表明地下水中重同位素的富集程度较拉萨河水的富集程度高。

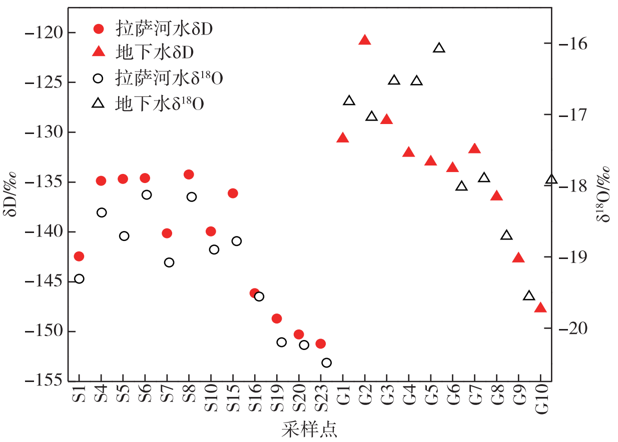

图 2 拉萨河流域水体 δD 和 $\delta^{18}O$ 的变化特征图

Fig. 2 Variation characteristics of δD and $\delta^{18}O$ of water bodies in Lhasa River Basin

将拉萨河水和地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 数据进行线性拟合(图 3),分别得到拉萨河水线(Lhasa River Water Line,LRWL)和地下水线(Groundwater Line,GWL)分别为:

LRWL:$\delta D = 7.83\delta^{18}O + 8.87$ ($R^2 = 0.95$, $n=12$)

GWL:$\delta D = 3.88\delta^{18}O - 65.74$ ($R^2 = 0.34$, $n=10$)

拉萨河水线的斜率和截距较全球大气降水线[23](Global Meteoric Water Line,GMWL):$\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ 和中国西南地区降水线[24](Local Meteoric Water Line,LMWL):$\delta D = 7.96\delta^{18}O + 9.52$ 低,这表明拉萨河水在接受大气降水补给时受到多次蒸发富集作用的影响。一般而言,由于大气降水在补给河水时,其在降落的过程中受到不同程度的蒸发富集作用,所以拟合出来的河水线斜率及截距均小于当地的降水线方程[25],拉萨河水线符合河水在接受大气降水补给时 δD 和 $\delta^{18}O$ 的变化规律;与中国大气降水线[22](China Meteoric Water Line,CMWL):$\delta D = 7.8\delta^{18}O + 8.2$ 几乎重叠,拉萨河水样在 CMWL 两侧均有分布,LRWL 拟合系数较高($R^2 = 0.95$),表明大气降水为拉萨河水的主要补给来源,部分水样点分布在 CMWL 右下方,说明流域内受到较强烈的蒸发作用,表现出拉萨河地区干旱-半干旱地区的气候特征。

地下水线明显偏离 GMWL 和 LMWL,并且位于 GMWL 和 LMWL 右下方,这种现象主要出现在干燥气候或封闭盆地中,反映出拉萨地区地下水受到较为强烈的蒸发作用,在蒸发过程中由于同位素分馏效应而导致同位素的富集作用。δD-$\delta^{18}O$ 关系图(图 3)显示,地下水样点分布较分散,地下水线的拟合系数较低($R^2 = 0.34$),可能是由于拉萨地区地下水氢氧同位素受到复杂的因素影响导致的;地下水样在 GMWL 与 LMWL 两侧均有分布,表明地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的富集程度存在差异,此外,地下水在接受大气降水的渗透补给的同时发生了一定程度的蒸发作用;地下水线与河水线存在交会现象,两者斜率相差较大($K_{GWL} < K_{LRWL}$),地下水数据点分布在 LRWL 两侧,说明地下水受到的蒸发作用较拉萨河水强,导致地下水氢氧同位素值的升高,拉萨河水与地下水之间的相互作用为拉萨河水补给地下水。从拉萨市区到羊八井镇地区,地下水中氢氧同位素表现出明显的“氧漂移”现象,表明地下水与围岩的作用愈来愈强,其中 δD 最负值出现在 G10 水样点,G10 采样点为位于羊八井镇的一个地热温泉,可能是由于地表水在形成地下水的深循环过程中发生了

同位素分馏作用[26]。

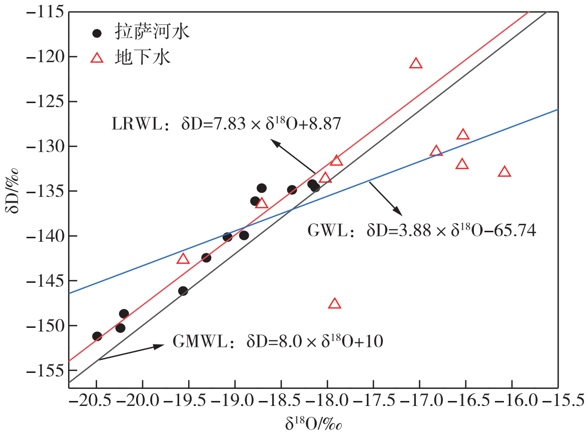

图 3　拉萨河流域水体 $\delta^{18}O$ 和 δD 关系图

Fig. 3　Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of water bodies in Lhasa River Basin

3.2　氘盈余变化特征

拉萨河水 d-excess 值为 10.31‰～14.98‰，平均值为 12.16‰，分布在全球大气降水 d-excess(10‰)线的上方(图 4a)，说明拉萨河水受到一定程度的蒸发分馏作用，水汽来源及其传输途径较为简单。地下水 d-excess 值为−4.36‰～15.46‰，平均值为 6.33‰，约为同时期研究的拉萨河水样中 d-excess值(12.16‰)的 1/2，分布在全球降水平均值(10‰)两侧，变化较大，呈现出高低相间的变化特征，反映出地下水在不同地理位置受到的蒸发分馏作用强度存在差异，且其影响因素较为复杂，部分 d-excess 值为负值，可能是地下水在流动过程中存在二次蒸发作用以及地下水滞留时间较长引起的。

拉萨河流域水体 d-excess 与 $\delta^{18}O$ 值呈负相关关系(图 4b)，表明拉萨河流域水体的补给降水控制类型为海洋性气团控制，降水水汽主要来源于孟加拉湾的海洋性气团[27]。

3.3　高程效应

拉萨河流域水体氢氧同位素呈现出一定的高程效应(图 5)。流域内水体 $\delta^{18}O$ 值与海拔高度均呈负相关关系，表明 $\delta^{18}O$ 值随海拔高度的增加而逐渐贫化，体现出明显的区域海拔效应。拉萨河水 $\delta^{18}O$ 值的海拔高度梯度值为 1.58‰/km(图 5a)，与余婷婷等[11]研究的拉萨河水的 $\delta^{18}O$ 梯度值一致，但小于全球降水 $\delta^{18}O$ 梯度值(2.8‰/km)，这表明拉萨河的海拔效应较弱，且补给来源简单，降水为其主要补给来源；拉萨河水 δD 值随海拔高度的增加而减小(图 5b)，并以 12.37‰/km 的梯度逐渐递减，同刘昭[12]研究的拉萨河-林芝段的 δD 梯度值接近，符合海拔高度越大，$\delta^{18}O$ 和 δD 值越负的规律。地下水 $\delta^{18}O$ 值以 2.82‰/km 梯度随海拔高度增加而减小(图 5c)，与全球 $\delta^{18}O$ 递减率相近，表明地下水 $\delta^{18}O$ 具有显著的海拔效应，其补给水汽更接近大气降水，进一步证明大气降水的入渗补给为地下水的主要补给来源；δD 值垂直递减率为 20.38‰/km(图 5d)，较同时期河水大。综上可知，拉萨河流域水体随海拔高度升高，重同位素的分馏作用逐渐减弱。

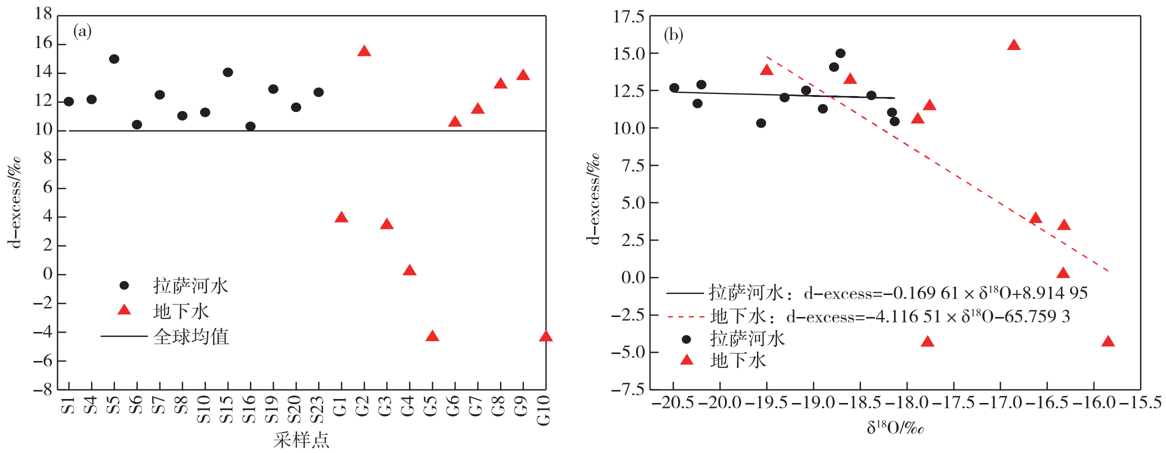

图 4　拉萨河流域水体 d-excess 变化特征(a)以及 d-excess 与 $\delta^{18}O$ 的关系(b)

Fig. 4　d-excess characteristics of water body in Lhasa River Basin(a) and relationship between d-excess and $\delta^{18}O$(b)

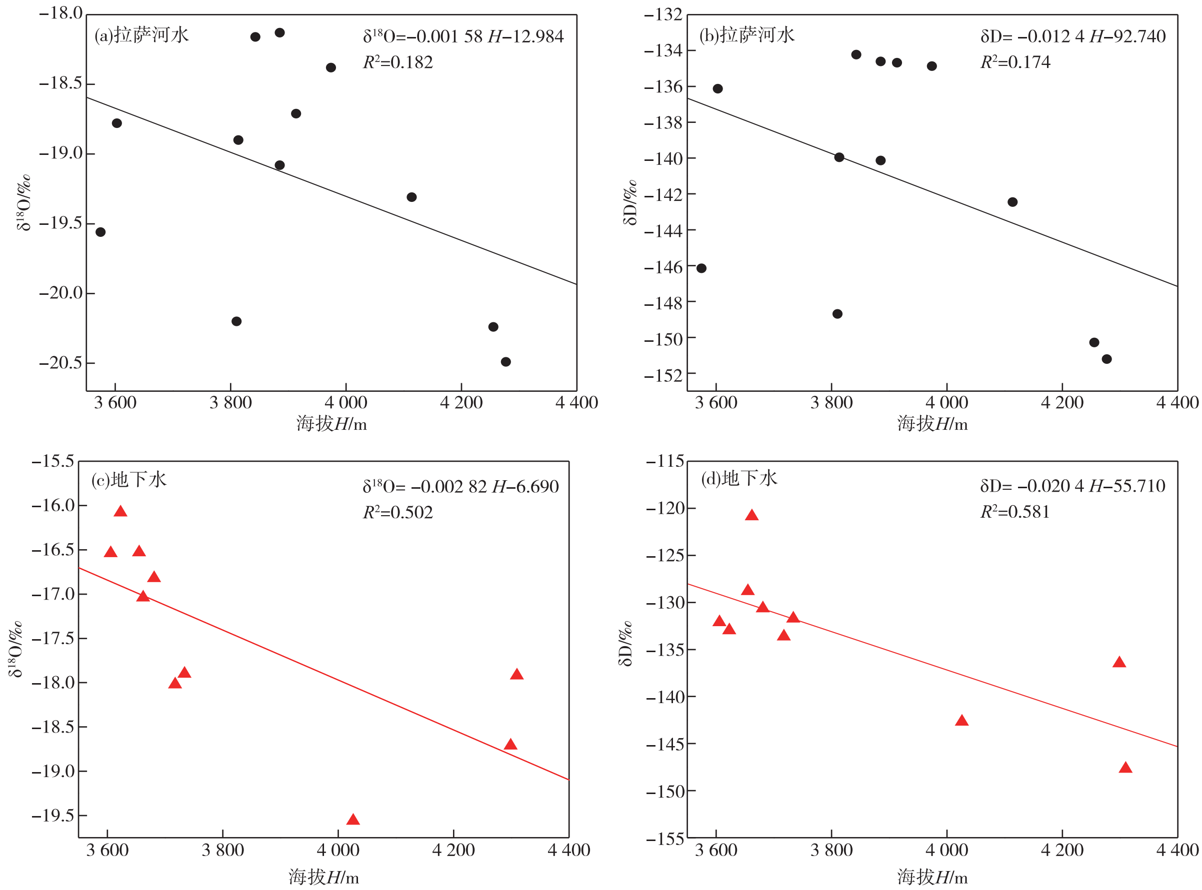

图 5 拉萨河流域水体 $\delta^{18}O$ 和 δD 海拔效应

Fig. 5 $\delta^{18}O$ and δD altitude effects of water bodies in Lhasa River Basin

4 结论

1)拉萨河水与地下水的氢氧同位素变化特征相似,两者之间存在一定联系;地下水 $\delta^{18}O$ 和 δD 值较同时期研究的拉萨河水大,地下水中重同位素富集程度高于河水;拉萨河水线与地下水线均不同程度偏离全球降水线和当地降水线,河水和地下水均受到不同程度的蒸发作用;河水线与地下水线存在交会现象,且地下水线斜率较河水线小,说明地下水蒸发作用强度较河水强,地下水接受河水补给。

2)拉萨河流域水体氢氧同位素均分布在当地降水线附近,说明大气降水为流域内水体的补给来源;拉萨河水 d-excess 值均大于全球降水平均值,变化范围不大,说明拉萨河水水汽来源及传输途径简单;地下水 d-excess 值呈现高低相间的变化特征,说明地下水可能存在二次蒸发。流域内降水水汽主要受孟加拉湾海洋性气团影响。

3)拉萨河流域水体氢氧同位素呈现出一定的高程效应。河水 $\delta^{18}O$ 和 δD 值递减率分别为 1.58‰/km 和 12.37‰/km,地下水 $\delta^{18}O$ 和 δD 值递减率分别为 2.82‰/km 和 20.38‰/km,研究区水体随海拔高度升高,重同位素的分馏作用逐渐减弱。

参考文献

[1] SUN Z, HUANG Q, OPP C, et al. Impacts and implications of major changes caused by the Three Gorges Dam in the middle reaches of the Yangtze River, China[J]. Water Resources Management, 2012, 26(12): 3367-3378.

[2] YUAN Y, ZHANG C, ZENG G, et al. Quantitative assessment of the contribution of climate variability and human activity to streamflow alteration in Dongting Lake, China[J]. Hydrological Processes, 2016, 30(12): 1929-1939.

[3] 吴华武,李小雁,赵国琴,等. 青海湖流域降水和河水中 $\delta^{18}O$ 和 δD 变化特征[J]. 自然资源学报, 2014, 29(9): 1552-1564.
WU H W, LI X Y, ZHAO G Q, et al. The variation characteristics of $\delta^{18}O$ and δD in precipitation and river water, Qinghai Lake Basin[J]. Journal of Natural Resources, 2014, 29(9): 1552-1564.

[4] PACES J B, WURSTER F C. Natural uranium and strontium isotope tracers of water sources and surface water-groundwater interactions in arid wetlands-Pahranagat Valley, Nevada, USA[J]. Journal of Hydrology, 2014, 517:213-225.

[5] CUI B L, LI X Y. Characteristics of stable isotopes and hydrochemistry of river water in the Qinghai Lake Basin, northeast Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. Environmental Earth Sciences, 2015, 73(8):4251-4263.

[6] ADOMAKO D, GIBRILLA A, MALOSZEWSKI P, et al. Tracing stable isotopes (δ^2H and δ^{18}O) from meteoric water to groundwater in the Densu River basin of Ghana[J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2015, 187: 264. https://link.springer.com/article/10.1007/s10661-015-4498-2.

[7] EDJAH A K M, AKITI T T, OSAE S, et al. Hydrogeochemistry and isotope hydrology of surface water and groundwater systems in the Ellembelle district, Ghana, West Africa[J]. Applied Water Science, 2017, 7(2):609-623.

[8] HAO S, LI F, LI Y, et al. Stable isotope evidence for identifying the recharge mechanisms of precipitation, surface water, and groundwater in the Ebinur Lake basin[J]. Science of the Total Environment, 2019, 657: 1041-1050.

[9] GAT J R. Isotope Hydrology: A Study of the Water Cycle[M]. London, UK: World Scientific, 2010.

[10] ALI K K, AJEENA A R. Assessment of interconnection between surface water and groundwater in Sawa Lake area, southern Iraq, using stable isotope technique[J]. Arabian Journal of Geosciences, 2016, 9(14): 648. https://link.springer.com/article/10.1007/s12517-016-2673-6.

[11] 余婷婷，甘义群，周爱国，等. 拉萨河流域地表径流氢氧同位素空间分布特征[J]. 地球科学-中国地质大学学报，2010，35(5)：873-878.
YU T T, GAN Y Q, ZHOU A G, et al. Characteristics of oxygen and hydrogen isotope distribution of surface runoff in the Lhasa River Basin[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2010, 35(5):873-878.

[12] 刘昭. 雅鲁藏布江拉萨—林芝段天然水水化学及同位素特征研究[D]. 成都：成都理工大学，2011.
LIU Z. The characterization of hydrochemistry and isotopic in the natural water of the Yarlung Tsangpo Lhasa-Nyingchi[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2011.

[13] 秦欢欢，高柏，黄碧贤，等. 拉萨河流域河水重金属分布特征及污染风险评价[J]. 有色金属(冶炼部分)，2020(10)：79-86.
QIN H H, GAO B, HUANG B X, et al. Distribution characteristics and pollution risk assessment of heavy metals in Lhasa River Basin[J]. Nonferrous Metals (Extractive Metallurgy), 2020(10):79-86.

[14] LIN X D, ZHANG Y L, YAO Z J, et al. The trend on runoff variations in the Lhasa River Basin[J]. Journal of Geographical Sciences, 2008, 18(1):95-106.

[15] QIN H H, GAO B, HE L, et al. Hydrogeochemical characteristics and controlling factors of the Lhasa River under the influence of anthropogenic activities[J]. Water, 2019, 11(5):948. Doi:10.3390/w11050948.

[16] HU K X, AWANGE J L, KHANDU, et al. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products[J]. Science of the Total Environment, 2017, 599-600. Doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.04.188

[17] 达瓦次仁. 基于SWAT模型的拉萨河流域水文模拟研究[D]. 北京：清华大学，2015.
DAWA C R. Hydrological simulation based on SWAT in Lhasa River Basin[D]. Beijing: Tsinghua University, 2015.

[18] GONFIANTINI R. Standards for stable isotope measurements in natural compounds[J]. Nature, 1978, 271(5645):534-536.

[19] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16(4):436-468.

[20] ARAGUÁS-ARAGUÁS L, FROEHLICH K, ROZANSKI K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture[J]. Hydrological Processes, 2000, 14(8):1341-1355.

[21] 汪少勇，王巧丽，吴锦奎，等. 长江源区降水氢氧稳定同位素特征及水汽来源[J]. 环境科学，2019，40(6)：2615-2623.
WANG S Y, WANG Q L, WU J K, et al. Characteristics of stable isotopes in precipitation and moisture sources in the headwaters of the Yangtze River[J]. Environmental Science, 2019, 40(6):2615-2623.

[22] 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.
ZHENG S H, HOU F G, NI B L. Study on hydrogen and oxygen stable isotopes of meteoric water in China[J]. Chinese Science Bulletin1983, 28(13):801-806.

[23] CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133(3465):1702-1703.

[24] 宁爱凤，尹观，刘天仇. 拉萨河地区的大气降水同位素分布特征[J]. 矿物岩石，2000，20(3)：95-99.
NING A F, YIN G, LIU T C. Characteristics of isotope distribution of atmospheric precipitation in the Lasa

River Area[J]. Journal of Mineralogy And Petrology, 2000, 20(3): 95-99.

[25] 李静,吴华武,周永强,等.长江中下游地区丰水期河、湖水氢氧同位素组成特征[J].环境科学,2020,41(3):1176-1183.
LI J, WU H W, ZHOU Y Q, et al. Variations of stable oxygen and deuterium isotopes in river and lake waters during flooding season along the middle and lower reaches of the Yangtze River Regions[J]. Environmental Science, 2020, 41(3): 1176-1183.

[26] 肖可.金佛山地区地下水与地表水水文地球化学及氢氧同位素特征分析[D].重庆:西南大学,2015.
XIAO K. Analysis of hydrogeochemistry and hydrogen and oxygen isotopes of surface water and groundwater in Jinfo Mt[D]. Chongqing: Southwest University, 2015.

[27] 田立德,姚檀栋,蒲健辰,等.拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征[J].冰川冻土,1997(4):7-13.
TIAN L D, YAO T D, PU J C, et al. Characteristics of $\delta^{18}O$ in summer precipitation at Lhasa[J]. Journal of Glaciolgy and Geocryology, 1997(4): 7-13.

(上接第88页)

ZHANG J L, WANG C L, LIU Z J, et al. Influencing factors of reduction of carbon-containing pellets of vanadium-titanium magnetite[J]. Journal of University of Science and Technology Beijing, 2012, 34(5): 26-32.

[13] 高琦,庞建明,马永宁,等.微波加热含碳锰矿球团冶炼高碳锰铁的研究[J].有色金属(冶炼部分),2019(3):15-19.
GAO Q, PANG J M, MA Y N, et al. Study on preparation of high carbon ferromanganese from carbon-bearing manganese ore pellets with microwave heating[J]. Nonferrous Metals (Extractive Metallurgy), 2019(3): 15-19.

[14] 施哲,熊洪进.六元熔融还原渣黏度的分析[J].重庆大学学报,2014,37(5):37-45.
SHI Z, XIONG H J, Analysis on the viscosity of six different compound smelting reduction slag[J]. Journal of Chongqing University, 2014, 37(5): 37-45.