

文章编号: 1009-6248(2007)04-0094-07

格尔木河流域平原区地下水同位素及水化学特征

李健, 王辉, 魏丽琼

(青海省地质调查院, 青海 西宁 810012)

摘要: 通过对格尔木流域天然水中H、O同位素的系统分析,根据地球水化学组分循环演化规律所对应流域不同类型水体的同位素组成的研究,结果表明流域地下水化学组分随流程增加溶滤作用增强,地下水中 HCO_3^- 逐渐减少, Cl^- 则增加。运用 DD 、 D^{18}O 和 ^3H 值建立了流域大气降水线方程,确定了山区河水非当年降水补给,河水以地下水补给为主、其次是冰雪融水和大气降水补给。山区降水 DD 、 D^{18}O 均值低于平原区,表明平原区降水受蒸发作用影响水中富重同位素。平原区地下水中的 DD 、 D^{18}O 值与河水基本一致,说明平原区地下水主要受河水出山后入渗补给。承压自流水 DD 和 D^{18}O 值与潜水基本一致,根据地下水的 ^3H 值确定早于潜水年龄,且随埋深增加 DD 、 D^{18}O 值减少的趋势,其年龄亦由新变老。

关键词: 地下水; 同位素; 水化学特征

中图分类号: P641.3 **文献标识码:** A

同位素技术在水文地质调查和研究中已得到了广泛的应用,运用同位素方法对于确定地下水补给源、补给量、地下水年龄和了解地表水及地下水相互转换规律等方法发挥出其独有的作用,有助于从宏观上和微观上阐明水文循环过程的机理和演变过程(王恒纯,1991),可获得常规方法难以达到的功效。本次在柴达木盆地水资源和环境问题调查评价中收集了格尔木流域的环境同位素资料(1987~1988年),样品范围涉及现代冰川、大气降水、河流和地下水等不同类型的水体,基本反映出流域地下水的化学演化过程和环境同位素特征。因此,根据环境同位素资料分析流域地下水同位素和水化学特征,探讨地下水的循环过程。

1 研究区概况

格尔木河流域位于柴达木盆地南缘中段,源于

昆仑山北坡,上游由东支雪水河(舒尔干河)、南支南沟和西支昆仑河构成,流域面积 $18\ 648\ \text{km}^2$ (原格尔木三站)(图1)。河水出山后在山前戈壁带大量入渗补给地下水,至细土带地下水又大量溢出形成多条泉集河,地表水和地下水最终补给东达布逊盐湖。

研究区为典型的高原大陆性气候特征,干旱,蒸发强烈,多风少雨。区域上受自然地理条件的制约,气候垂向上分带规律明显,降雨量随海拔的增加而增加,蒸发量则随之降低。据格尔木多年气象资料,年均气温 4.7°C ,降水量 $42.7\ \text{mm}$,蒸发量 $2\ 645.2\ \text{mm}$,相对湿度32%。源于昆仑山区的格尔木河地表水系严格受纬向构造体系控制,形成近东西及近南北网格状水系,地下水系分布格局亦与之相似。山前倾斜平原地处第四纪强断陷带,堆积了大厚度的松散沉积物,孔隙度大,渗透性强,为地下水运移和储存提供了良好的条件,具有典型山前倾斜平原

收稿日期: 2007-04-05; 修回日期: 2007-09-27

基金项目: 中国地质调查局“柴达木盆地地下水资源及其环境问题调查评价”项目(200210400001)

作者简介: 李健(1963-),男,安徽凤台人,水工环工程师,主要从事水文地质、水资源及环境地质工作。通讯地址: 810012,青海省西宁市南川西路107号,青海省地质调查院; E-mail: lj196381@163.com。

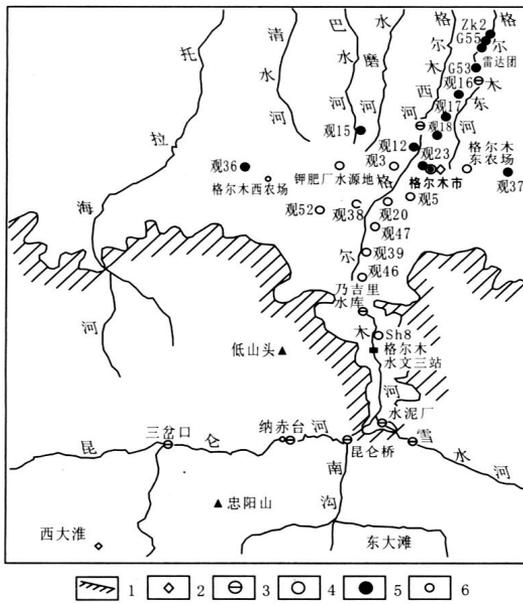


图1 格尔木河流域及同位素样点分布图

Fig. 1 Distribution of isotope point of Golmud River basin

1. 基岩界线;
2. 降雨样点;
3. 河水样点;
4. 潜水样点;
5. 承压- 自流样点;
6. 居民点

自流斜地式的水文地质结构(李文鹏, 1993)。在倾斜平原中上部含水层岩性为厚层均质的粗粒, 至中下部变为薄层细颗粒的交互层, 部分含水层逐渐尖灭。随着岩性颗粒由粗变细, 地下水水力性质由无压逐渐转化为承压自流水; 含水层由双层变为多层; 水量由大变, 水质由淡变咸, 地下水由水平运动转化为垂直运动为主。

2 环境同位素资料简介

本次收集的环境同位素数据包括氘(DD)、氧-18(D⁸O)和氚(³H)。样品采集于1987年, 1988年作了部分补充工作, 2004年柴达木盆地地下水资源及其环境问题调查评价项目在格尔木市北35 km处ZK2号孔取同位素样一组。样品涉及降水、现代冰川、河水和地下水(井、孔), 共54个样(表1)。DD、D⁸O与国际标准SMOW, 即标准平均海水(Standere Mean Ocean Water)(钱雅倩, 郭吉保, 2002)精度比较, 误差DD=±2%, D⁸O=±0.2%; ³H由当时北京水文公司及岩溶所分析测定(青海省柴达木盆地水文地质环境地质综合评价勘察报告)(测定仪器本底值分别为1.5TUT和

2.8TU)。2004年样品由中国地质科学院矿产资源研究所分析。虽然样品时间跨度达20年, 但对于环境同位素的特征和研究水化学演化规律仍具有实际意义。

3 环境同位素及水化学特征

3.1 流域水化学特征

通过流域所取水样资料分析, 纵向上水化学特征规律性较强。在山区大气降水部分形成地表径流, 部分则入渗补给地下水, 由于山体陡峻, 基岩裸露, 岩石构造和风化裂隙发育, 地下水径流后多以泉水形式泄出补给所属河水, 地下水化学组分主要以HCO₃⁻、Ca²⁺离子为主, 所以山区河水与地下水中rHCO₃⁻<rCa+rMg<rHCO₃⁻+rSO₄²⁻, rNa/rCl>1, 水化学类型多为HCO₃-Ca和HCO₃·Cl-Ca·Na(Mg), 矿化度小于0.5 g/l。河水出山后在戈壁滩大量入渗补给地下水, 在山前冲洪积扇地下水为单一大厚度潜水, 含水层岩性为含泥砂砾卵石、砂砾石, 随着流程的增加, 含水层岩性也由粗变细, 地下水在径流过程溶滤了地层中易溶盐分, 使水中的Cl⁻、SO₄²⁻、Na⁺和Mg²⁺离子含量较河水有所增加, HCO₃⁻离子含量则减少(图2), 矿化度亦普遍高于河水, 但地下水与河水水化学特征仍具有明显的一致性(《格尔木幅》1/20万区域水文地质普查报告)。

至细土平原的冲湖积和湖积区, 由于地层颗粒变细, 含水层由单一大厚度潜水变为双层和多层承压自流水。上部潜水含水层变薄, 地下水位埋藏变浅(1~2 m), 蒸发作用增强, 加之溶滤了地层中易溶盐份, 矿化度由小于1 g/l变为1~3 g/l的微咸水或大于3 g/l的咸水, 水化学演变为Cl·SO₄-Na·Mg(Ca)型水。深部承压水顶部上覆隔水层, 蒸发作用减弱, 含水层岩性由砂砾石、中粗砂逐渐变为中细砂和粉砂, 地下水交替缓慢, 水-岩作用进一步增强, 主要以溶滤作用为主。纵向上水化学为HCO₃·Cl·SO₄-Na·Ca或Na、Mg型水, 演变为Cl·SO₄-Na·Mg型水; 垂向上由于受干旱气候强烈蒸发影响, 地下水矿化度的规律是: 表层潜水(1~3 g/l)大于第I层承压水(0.7~1 g/l), 并向深层递减(0.5~0.8 g/l), 水化学类型表层为Cl

SO₄-Na·Mg型水, 深层为 HCO₃·Cl·SO₄Na·Ca 或 Cl·HCO₃·SO₄-Na·Ca 型水。冲湖积平原区, 表层潜水在溶滤及蒸发作用下, Cl⁻、SO₄²⁻、Na⁺、Mg²⁺ 离子快速富集, 矿化度升高 30~50 g/l;

深层承压含水层变薄, 水质变差, 径流更加迟缓, 以溶滤作用为主, 矿化度大于 50 g/l。进入湖区地下水主要为卤水, 矿化度大于 200 g/l, 水中 Cl⁻、SO₄²⁻、Na⁺、Mg²⁺ 等离子占主导地位。

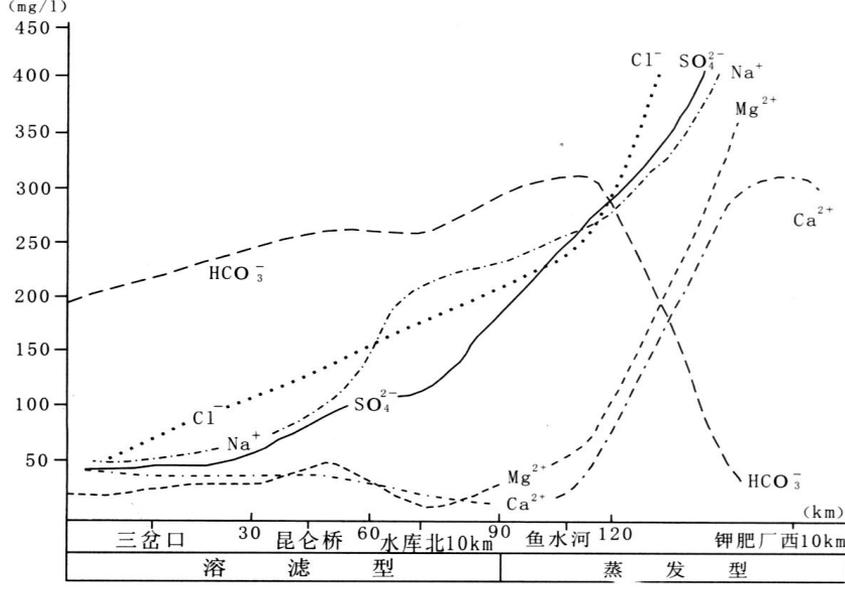


图2 格尔木河流域主要离子纵向变化规律曲线图

Fig. 2 Diagram of main ion vertical change rule in Golmud river basin

3.2 地下水环境同位素特征

3.2.1 大气降水同位素特征

流域平原区地下水主要来自河水入渗补给, 河水归根结底来源于大气降水, 因而了解大气降水的同位素组成, 对于了解地表水和地下水的同位素组成至关重要(柴达木盆地昆仑山前平原区地下水资源研究(诺木洪—那陵郭勒河流域))。研究区从河源至山前平原区大气降水明显受海拔高度的影响, 从流域同位素样品可得到证明, 如昆仑山北坡(海拔4500 m)降水中 DD 值为-82.6%~-51.2%, 均值-61.9%, D⁸O 值为-12.6%~-7.61%, 均值-10.45%; 平原区(海拔2820 m)降水 DD 值为-65.7%~-0.5%, 均值-25.3%, D⁸O 值为-10.09%~-0.5%, 均值-4.8%。山区降水中 DD、D⁸O 值平均低于平原区, 说明平原降水受蒸发作用影响使水中富重同位素(马致远, 1997), 其值高于山区, 据此由高程效应得出地势每升高 100 m, DD 值减少-2.17%, D⁸O 值减少-0.33%。利用流域大气降水典型样点 DD、D⁸O 值采用最小二乘法求得研究区雨水线方程为:

$$DD = 6.98D^8O + 9.6 \quad (r = 0.98)$$

该降水方程斜率小于 Craig 全球 (DD=8D⁸O+10) 和我国雨水线 (DD=7.9D⁸O+8.2) (图3) 方程的斜率, 而截距介于两者之间(李学礼, 刘金辉等, 2000; 田庆军, 2000), 这也反映了区内气候干旱、蒸发强烈的特点。降水中氘值介于 42.6±0.45TU~67±4TU, 氘值含量较高, 说明主要受高度、纬度和和的影响。

西大滩冰川氘值为 18.48±0.36TU, 新雪水氘值 56±2TU, 考虑氘半衰期 12.43a, 仍属核爆氘, 冰川融水是 20 世纪 50 年代后的降水冻结储存的冰层。根据取样时间计算 (1987) 约为 30 年前降水, 也就是 50~60 年代的降雨, 由此可推断冰川主体约为 30 年为一积雪周期。

3.2.2 河水同位素特征

流域河水同位素明显受区域内气候和补给条件制约。据区域资料表明, 发源于昆仑山区的河水氘值普遍大于 100TU, 并高于当年 (1987) 大气降水的氘浓度, 表明河水部分受冰雪融水补给, 该冰雪融水主要为 60 年代末至 70 年代初降雨, 当时为核

爆氙浓度高值期, 另一方面河水径流中受到蒸发影响, 但河水与平原区地下水氙浓度基本较接近。经同位素样品检测分析(表 1), 地表水系统的 DD 值介于 - 61.1‰~- 80‰, 均值 - 68.7‰, D⁸O 值介于 - 9.37‰~- 10.4‰, 均值 - 10.2‰。DD 和 D⁸O 均值较大气降水低, 而氙值低于河水的氙值, 表明河水非当年降雨补给。DD、D⁸O 值接近山区地下水和冰雪融水, 表明河水主要来自山区地下水补给, 其次为冰雪融水, 这与格尔木河径流量分割结果基本

一致(降水量占 12.9%、地下水占 65.15%、冰融水占 22.76%)。根据氙半衰期 12.43a 计算和邻区新疆柴窝堡湖降水氙含量比较(柴达木盆地昆仑山前平原区地下水资源研究(诺木洪—那陵郭勒河流域)), 为取样前 10 年的 1975 年前后降水入渗补给。由此确定山区地下水循环周期为 10~15 年。受高度效应和流域规模的影响, 河水中的氙含量随流程增加而减少。

表 1 格尔木河流域环境同位素成果表

Tab. 1 Environmental isotope achievement in Golmud river basin

编号	取样地点	氧 D ⁸ O (‰)	氙 DD (‰)	氙 (TU)	水类型	编号	取样地点	氧 D ⁸ O (‰)	氙 DD (‰)	氙 (TU)	水类型
5	西大滩冰川	- 11.9	- 77.0	18.48±0.36	冰川水	46	西水源地	- 10.32	- 71.6	139±8	潜水
4	西大滩	- 9.64	- 58.3	56±2	新雪	9	观 5	- 10.4	- 77.0	117.72±.58	潜水
	西大滩	- 7.61	- 32.6		降水	23	观 3	- 10.2	- 79.0	123.77±.16	潜水
	西大滩	- 12.6	- 82.6		降水*	25	观 38	- 9.8	- 74.0	68.71±0.82	潜水
	西大滩	- 9.12	- 51.2		降水	20	观 38	- 10.3	- 70.0	52.69±1.65	潜水
	西大滩	- 11.8	- 69.8		降水*	36	格尔木河西	- 9.68	- 68.2	122±8	潜水
1	格尔木一队楼顶	- 0.5	0.5		降水	13	观 12- 1	- 10.4	- 71.0	134.26±1.9	潜水
2	格尔木一队楼顶	- 10.09	- 65.7	42.63±0.45	降水	22	观 15- 1	- 10.5	- 70.0	0.99±0.16	潜水
3	格尔木一队楼顶	- 3.82	- 15.1	67±4	降水*	15	观 17- 1	- 10.1	- 74.0	1.76±0.23	潜水
8	野牛沟(三岔口)	- 9.37	- 61.1	123±8	河水	16	观 16	- 10.7	- 80.0	0.86±0.15	潜水
11	昆仑河(纳赤台)	- 9.99	- 64.5	131±8	河水	34	格东河水	- 7.29	- 60.6	93.7±8	泉河水
2	昆仑河(昆仑桥)	- 10.3	- 72.0	97.3±0.99	河水	41	观 18	- 10.72	- 72.2		潜水
48	秀沟(中上游)	- 11.91	- 84.9	55.6±4	河水	12	观 12	- 10.2	- 78.0	136.0±1.17	承压
3	雪水河(水泥厂)	- 10.4	- 80.0	112.3±1.13	河水	10	观 32	- 10.2	- 74.0	134.9±2.06	承压水
5	格尔木河(电厂)	- 10.0	- 72.0	84.92±0.75	河水	24	观 36	- 11.0	- 75.0	0.5±0.17	承压水
35	格尔木水库(西岸)	- 10.17	- 64.7	117.2±10	河水	21	观 15	- 10.7	- 82.0	0.64±0.18	承压水
	格尔木河(小岛)	- 9.5	- 67	52.43±0.8	河水	14	观 17	- 10.5	- 81.0	0.58±0.19	承压水
33	格尔木西河 S270	- 9.48	- 63.5	121.6±10	河水	17	观 16- 1	- 10.7	- 76.0	0.72±0.18	承压水
6	格尔木南观 46	- 10.4	- 74.0	115.9±1.25	潜水	26	观 37	- 10.7	- 73.0	1.5±0.17	承压水
28- 1	格尔木南观 47- 1 (131.46~137.5m)	- 10.23	- 71.2	128±10	潜水	11	观 23	- 10.5	- 74.0	3.43±0.25	承压水
28- 2	格尔木南观 47- 2 (159.83~165.96m)	- 10.11	- 71.3	124.3±9	潜水	10	回民村观 18- 2	- 10.52	- 67.7		承压水
28- 3	格尔木南观 47- 3 (188.25~194.45m)	- 10.26	- 76.0	120±9	潜水	42	观 18- 1	- 10.4	- 77.0	10.04±0.44	自流水
28- 4	格尔木南观 47- 4 (219.6~225.9m)	- 10.38	- 77.1	110±8	潜水	44	观 18- 3	- 10.4	- 72.0	0.73±0.26	自流水
7	格尔木南观 39	- 10.4	- 81.0	93.93±0.89	潜水		G53	- 11.1	- 82.0	0.76	自流水
40	观 52	- 10.15	- 66.8		潜水*		雷达团孔	- 12	- 88.0	0.61	自流水
8	观 20	- 10.1	- 70.0	119.1±1.58	潜水		G55	- 8.1	- 59.0	12.29	自流水
47	SH8 (85~110.45m)	- 10.67	- 74.0	193±18	潜水		雷达团北 ZK2 孔	- 7.4	- 59.0	0	自流水※

注: * 为 1988 年样品, ※ 为 2004 年样品。

3. 2. 3 地下水同位素特征

据国外大量研究成果表明, 许多大型区域含水

层系统中地下水的 DD 和 D⁸O 同位素含量基本落在当地大气降水线附近, 其值比现代大气降雨的同位

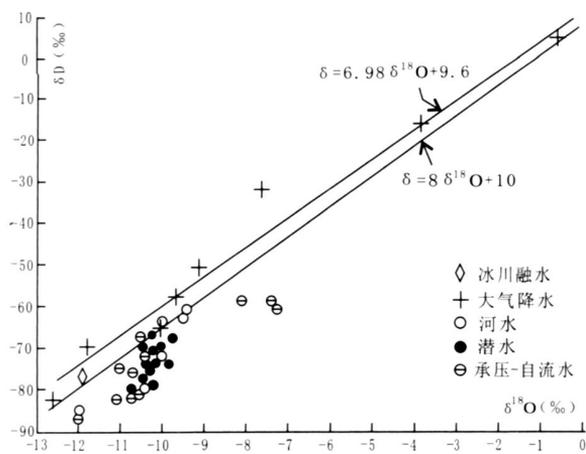


图3 流域代表性样品的 $\text{DD}-\text{D}^{18}\text{O}$ 关系

Fig. 3 The $\text{DD}-\text{D}^{18}\text{O}$ relation of representative samples in Golmud river basin

素含量要低,且随地下水埋深(年龄)增加而降低(文冬光,2002)。由图3可知,格尔木河流域地下水的D值多位于雨水线下方,尤其是富水性较好靠近河床的大厚度潜水,地表水与地下水联系密切,水交替强烈,说明二者同出一源,戈壁带地下水是由出山口河水入渗补给所形成的,均未受到蒸发作用的影响(李文鹏,1995)。

从所取得的同位素样品中可获息(表1),山前戈壁带大厚度潜水DD值为 $-66.8\% \sim -81\%$,均值 -73.3% , D^{18}O 值为 $-9.68\% \sim -10.67\%$,均值 -10.2% ,与地表水基本一致,表明地下水主要由河水快速入渗补给(陈宗宇,万力等,2006),降雨对大厚度潜水没有补给。从地下水放射性同位素氡含量(TU>100)可看出,沿着地下水径流方向逐渐减少,扇轴地下水氡含量高于两侧,且接近河水的氡含量。扇轴两侧地下水 ^3H 值较低(小于5TU),是由于地层结构改变,地下水径流速度减缓所致(柴达木盆地昆仑山前平原区地下水资源研究(诺木洪—那陵郭勒河流域))。根据1953年核爆试验前大气降水中氡浓度为10TU比较(王恒纯,1991),结合Ian Clark与Peter Friz(1997)针对大陆地区提出的地下水年龄经验划分方案(王恒纯,1991;苏小四,2006),氡值大于50TU为20世纪60~70年代补给,流域地下水中氡含量达84.9TU~193TU,表明受山区冰雪融水和现代大气降水补给而形成的,与山区河水循环周期比较基本一致,由

此确定山前大厚度潜水受山区河水补给。

冲湖积、湖积分布区的承压自流水,DD和 D^{18}O 值分别为 $-67.7\% \sim -88\%$ (均值 -79.6%)和 $-10.1\% \sim -12\%$ (均值 -10.68%),且表现出随埋深增加DD、 D^{18}O 值减少的趋势。DD、 D^{18}O 值均低于潜水含水层。根据承压自流水中的氡值分析,承压自流水氡含量大部分小于仪器本底值(1.5TU),为无氡水,表明非近代潜水补给。而位于河两侧的观12、观32和观18等孔,地下水氡值达 $10.04 \pm 0.44\text{TU} \sim 136 \pm 1.17\text{TU}$,主要是该孔开采地下水,加速了地下水循环交替,有现代水补给引起(陆徐荣,朱锦旗等,2006)。经 ^{14}C 年龄测定承压自流水为3386~6900 a. B. P. 2003年在格尔木北35 km处施工的ZK2号孔中采取300 m以下自流水也为无氡水, ^{14}C 年龄测定为 $13220 \pm 60\text{a. B. P.}$,属全新世前补给,愈向北地下水年龄愈长,地下水交替极其缓慢,不参与现代水循环。

承压自流水顶部分布的潜水,DD、 D^{18}O 均值分别为 -73.4% 和 -10.48% ,与下部承压自流水基本一致,表明在冲湖积平原区上部潜水不仅受上游潜水补给,同时受下部承压水的越流补给。

4 结论

(1) 格尔木河流域平原区地下水同位素及其水化学的分布特征,反映了地下水的形成过程成中水-岩作用的时间阶段性和空间上的差异性,彼此具有相似性,二者相似性都起源于地下水的循环演化过程形成机制具有相同性(张光辉,陈宗宇等,2002)。DD、 D^{18}O 值河水与地下水基本一致,地下水化学组分承袭了地表水的化学特征,表明河水与地下水相互转化关系迅速,水文交替强烈。

(2) 地下水接受河水补给后,随着流程的增加,地层中水-岩溶滤作用增强,地下水中 HCO_3^- 逐渐减少, Cl^- 在阴离子中所占比例则增加,其年龄亦由新变老。

(3) 山区地下水非当年降水补给,由放射性同位素氡确定地下水为1975年前后补给,为冰雪融水和大气降水补给,地下水循环周期为10~15a;平原区地下水主要为河水补给,地表水与地下水联系密切,水交替强烈,降水对地下水没有补给。

(4) 承压自流水DD、 D^{18}O 和 ^3H 值都随着含水层

埋藏深度的增加而减少, 表明地下水的由上至下补给高度增高, 地下水的补给年龄随深度增加而增大, 没有现代水参与循环。

参考文献 (References):

王恒纯. 同位素水文地质概论 [M]. 北京: 地质出版社, 1991: 5-102.

李文鹏. 察尔汗盐湖区晶间卤水运动规律的环境同位素研究 [M]. 天津: 天津大学出版社, 1993: 6-24.

钱雅倩 郭吉保. 同位素在环境科学研究中的应用[J]. 资源调查与环境, 2002, 23 (1): 2-9.

青海省地质局. 青海省柴达木盆地水文地质环境地质综合评价勘察报告 [R]. 1989: 7-9.

青海省地质局. 1/20 万区域水文地质普查报告 (格尔木幅) [R]. 1984.

青海省地质局. 柴达木盆地昆仑山前平原地下水资源研究 (诺木洪河—那陵郭勒河流域) [R]. 1990: 13-18.

马致远. 平凉大气降水氢氧同位素环境效应 [J]. 西北地质, 1997, 18 (1): 34-35.

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.

田庆军. 泾河南部同位素水文地质信息研究 [J]. 电力勘测, 2000, 25: 15-17.

文冬光. 用同位素论区域地下水资源属性 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2002, 27 (2): 141-146.

李文鹏. 塔克拉玛干沙漠腹地地下水化学及环境同位素水文地质研究 [J]. 水文地质工程地质, 1995, 22 (4): 23-24.

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, 33 (6): 9-14.

苏小四. 环境同位素水文地质学 [M]. 吉林大学环境与资源学院, 2006: 40-41.

陆徐荣, 朱锦旗, 王彩会, 等. 同位素技术释解苏锡常地区浅层地下水水循环机制 [J]. 水文地质工程地质, 2006, 33 (4): 52-55.

张光辉, 陈宗宇, 费宇红, 等. 海河流域平原同位素年龄及其水化学区域分布特征 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2002, 412-414.

WANG Hengchun. Isotope Hydrogeology Introduction [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1991, 5-102.

LI Wenpeng. Environmental Isotope Study on Inter-Crystal

Brine Movement in the Chaerhan Salt Lake [M]. Tianjin University Publishing House, Tianjin, 1993, 6-24.

QIAN Yaqian, GUO Jibao. Application of Isotope on Environmental Science [J]. Resources Survey & Environment, 2002, 23 (1): 2-9.

Qinghai Geological Bureau. Hydrogeology and Environmental Geology Comprehensive Assessment Survey Report of Qinghai Chaidamu Basin [R]. 1989, 7-9.

Qinghai Geological Bureau. 1/200000 Area Hydrogeology Census Report (Chaidamu) [R]. 1984.

Qinghai Geological Bureau. Groundwater Resource Study on Plain at front of Kunlun Mountain Chaidamu Basin (Nuomuhong River-Nalinguole River Basin) [R]. 1990, 13-18.

MA Zhiyuan. Oxygen and Hydrogen Isotope Environmental Effects of Pingliang Atmosphere Rain [J]. Northwest Geology, 1997, 18 (1): 34-35.

LI Xuedi, LIU Jinhui, SHI Weijun, et al. Isotope Study on and Application of Natural Water in Xinjiang North Zhungeer Basin [J]. Earth Journal, 2000, 21 (4): 401-406.

TIAN Qingjun. Isotope Hydrogeology Information Study on South Jing River [J]. Electric Investigation, 2000, 25: 15-17.

WEN Dongguang. Study on Area Groundwater Resource Characters with Isotope [J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, Beijing, 2002, 27 (2): 141-146.

LI Wenpeng. Chemical and Environmental Isotope Hydrogeology Study on Groundwater of Hinterland Taklamakan Desert [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1995, 22 (4): 23-24.

CHEN Zongyu, Wanli, Nie Zhenlong, etc. Identification of Groundwater Recharge in the Heihe Basin Using Environmental Isotopes [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, Beijing, 2006, 33 (6): 9-14.

SU Xiaosi. Environmental Isotope Hydrogeology [M]. Jilin University Environment and Resource College, 2006, 40-41.

LU Xurong, ZHU Jinqi, WANG Caihui, et al. Circulation mechanism of shallow ground water in Suzhou-Wuxi-Changzhou area interpreted using isotope techniques [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2006, 33 (4): 52-55.

ZHANG Guanghui, CHEN Zongyu, FEI Yuhong, et al.

Regional distribution characteristic of groundwater isotopic age and hydrogeological chemical type in the

plain of Haihe River Basin [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2002: 412-414.

Isotopic and Hydrochemical Characteristics of Groundwater in the Golmud River Basin

LI Jian, WANG Hui, WEI Li-qiong

(Qinghai Geological Survey Institute, Xining 810012, China)

Abstract: On the basis of rule of hydrochemical components cycling in the corresponding drainage basins having different isotope compositions, H and O isotopes analysis for natural water in the Golmud River basin, indicates that lixiviation of groundwater chemical components is strengthened, HCO_3^- decreases gradually, and Cl^- increases as flowing distance increases. By using D , D^{18}O and ^3H to establish a linear equation for drainage basin atmosphere precipitation and confirm mountain rivers are not supplied in the current year and mainly supplied by groundwater and then by ice-snow melt and atmosphere precipitation. Averages D and D^{18}O values in the mountainous precipitation are lower than those in the plain areas. This indicates that the isotopes of precipitation in plain areas are influenced by evaporation and heavy isotopes are enriched. That the average D and D^{18}O values in mountainous precipitation are identical to those in the plain areas shows that groundwater in plain areas is recharged by stream from mountains. The D and D^{18}O values of confined flow water are substantially similar with phreatic water. Age determined by ^3H value is older than phreatic water, its age will change from young to old with increase of buried depth.

Key words: groundwater; isotopes; hydrochemical characteristics