

引用格式:高宗军,刘久潭,李颖智,等.拉萨河谷地区孔隙地下水水化学特征及水文地球化学模拟[J].山东科技大学学报(自然科学版),2020,39(1):1-10.

GAO Zongjun, LIU Jiutan, LI Yingzhi, et al. Hydrochemical characteristics and hydrogeochemical simulation of pore groundwater in Lhasa valley area[J]. Journal of Shandong University of Science and Technology(Natural Science), 2020, 39(1): 1-10.

拉萨河谷地区孔隙地下水水化学特征 及水文地球化学模拟

高宗军¹, 刘久潭¹, 李颖智², LI Ning³, 王 敏¹, 王 姝¹, 王贞岩¹, 刘曼茜¹

(1. 山东科技大学 地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590;

2. 中国地质调查局 水文地质环境地质调查中心, 河北 保定 071051;

3. 苏黎世联邦理工大学 地球科学系, 瑞士 苏黎世 8093)

摘 要:为研究拉萨河谷地区地下水水化学特征及演化规律,综合运用数理统计、Piper 三线图、Gibbs 图等进行水化学分析,并运用 PHREEQC 软件进行水文地球化学反向模拟。结果表明:拉萨河谷地区地下水主要阳离子呈 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ 的关系,阴离子则存在 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$ 的关系;拉萨河谷地区与堆龙曲河谷地区地下水水化学组分具有一定的差异性,且地下水水化学类型均以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4\text{-Ca} \cdot \text{Mg}$ 为主,水岩作用是地下水水化学组分的主要控制因素。堆龙曲模拟路径发生了斜长石和伊利石的连续溶解,绿泥石的连续沉淀;盐岩先沉淀后溶解,石膏先溶解后沉淀;石英先发生沉淀,后未参与反应; CO_2 先逸出,后又溶解。拉萨河路径发生了绿泥石连续沉淀,斜长石开始未参与反应,后发生了溶解;盐岩、石膏、石英和伊利石发生了先溶解后沉淀, CO_2 则发生了先溶解后逸出。两条路径都发生了阳离子交换作用,地下水的演化受矿物相的溶解沉淀以及阳离子交换作用的共同影响。

关键词:水化学;水文地球化学模拟;水岩作用;地下水;拉萨河谷地区

中图分类号:P641.1

文献标志码:A

文章编号:1672-3767(2020)01-0001-10

DOI: 10.16452/j.cnki.sdkjzk.2020.01.001

Hydrochemical characteristics and hydrogeochemical simulation of pore groundwater in Lhasa valley area

GAO Zongjun¹, LIU Jiutan¹, LI Yingzhi², LI Ning³, WANG Min¹,
WANG Shu¹, WANG Zhenyan¹, LIU Manxi¹

(1. College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, Shandong 266590, China; 2. Center for Hydrogeology and Environmental Geology, China Geological Survey, Baoding, Hebei 071051, China; 3. Department of Earth Sciences, Federal Institute of Technology Zurich, Zurich 8093, Switzerland)

Abstract: In order to study the hydrochemical characteristics and evolutionary nature of groundwater in the Lhasa valley plain, statistical analysis, Piper trilinear diagram and Gibbs plots were used to make the hydrochemical analysis of the groundwater. The PHREEQC software was utilized to carry out the hydrogeochemical reverse simulation.

收稿日期:2019-01-05

基金项目:中国地质调查局地质调查项目(12120114059601, DD20160298)

作者简介:高宗军(1964—),男,山东泰安人,教授,博士生导师,主要从事水文地质方面的研究.E-mail: gaozongjun@126.com
李颖智(1982—),男,湖北通山人,高级工程师,从事水文地质环境地质调查研究,本文通信作者.
E-mail: liyingzhi198258@163.com

The results show that the main cations and ions of the groundwater in the Lhasa valley area show the relationship of $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ and $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$, respectively. Although the hydrochemical composition of groundwater in the Lhasa valley area and Duilongqu valley area has some differences, the main hydrochemical types of groundwater are both $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4\text{-Ca} \cdot \text{Mg}$ and water-rock interaction is the major controlling factor of groundwater chemical composition. In the Duilongqu river path simulation, plagioclase and illite dissolve continuously and chlorite precipitates continuously; halite precipitates initially and dissolves afterwards; gypsum dissolves initially and precipitates afterwards; quartz precipitates initially and then does not participate in the reaction; CO_2 escapes first and then dissolves. In the Lhasa river path simulation, chlorite precipitates continuously; plagioclase does not take part in the reaction and dissolves afterwards; halite, gypsum, quartz and illite dissolve initially and precipitate afterwards; and CO_2 dissolves initially and then escapes. Cation exchange occurs on both paths, and the evolution of groundwater is influenced by the dissolution and precipitation of mineral phases and cation exchange.

Key words: hydrochemical; hydrogeochemical simulation; water rock interaction; groundwater; Lhasa valley area

地下水是重要的自然资源,是我国工农业以及生活用水的重要供水水源^[1],地下水水化学组分含量是地下水与周围环境长期相互作用的结果,其存在形式和分布特征受地质、水文地质条件、地形地貌、气象气候以及地表岩性等多种因素的综合影响^[2-4]。地下水水化学演化主要受控于水岩作用,进行水文地球化学模拟,可以分析地下水与周围岩石间的相互作用,揭示水化学演化规律^[5-6]。水文地球化学模拟可以用来计算矿物的饱和指数(saturation index, SI),模拟溶解、吸附、阳离子交换等水文地球化学过程和反向模拟;可以定量描述地下水中各种元素的迁移转化,对地下水水化学特征演化趋势进行预测,是一种比较有效的地下水化学特征研究手段^[7-9]。PHREEQC 软件是应用十分广泛的水文地球化学模拟软件,软件以质量守恒理论为基础,其中的反向水文地球化学模拟是研究水文地球化学演化规律的常用方法^[10]。

拉萨河谷地处世界上最清洁的地区之一——青藏高原,是西藏自治区人口密集地区,地下水是主要的供水水源,但有关地下水水化学的研究相对较少。因此,本次研究利用拉萨河谷地区 13 个地下水水样点进行水化学特征分析和地球化学模拟,揭示地下水与环境的相互作用机制,为地下水环境保护和地下水的合理开发利用提供一定科学依据。

1 研究区概况

拉萨河谷地处西藏自治区南部(图 1)。拉萨河是雅鲁藏布江最大的支流,发源于念青唐古拉山脉南麓,流经林周、墨竹工卡、达孜以及拉萨等地,在下游的曲水县汇入雅鲁藏布江^[11]。研究区气候属高原温带半干旱季风气候,日照时长,空气稀薄,气温气压低,昼夜温差大,旱雨两季明显。月平均最高气温出现在 6 月,最低出现在 1 月,年际变化小。降雨主要集中在 6—8 月,占全年降水量的 70% 左右。

研究区地表水资源丰富,河流密布,但时空分布不均。常年性河流主要有拉萨河、堆龙曲、澎波曲和当雄曲等河流,其余则多为季节性溪流^[12]。拉萨河谷由东北向西南扩展,平均海拔 3 700~3 800 m;南北为起伏较大的山地,平均海拔 4 500~5 000 m,深山峡谷,崇山峻岭,地形坡度大,基岩裸露。

拉萨河谷平原地下水类型为松散岩类孔隙水,水量丰富,水质良好。地下水主要受大气降水入渗、河水渗漏、灌溉入渗和两侧支谷地下水潜流补给^[13]。地下水排泄形式主要有蒸发、出露和开采三种形式。傍河地段地下水水位变化受河水影响明显,最高水位与河水最高位同步,最高水位多在 8 月,最低水位埋深一般 2~3 m;远河地段最高水位一般在 2—3 月,最低在 7—10 月。

2 材料与方法

2.1 数据来源

本次地下水数据资料来自中国地质调查局水文地质环境地质调查中心西藏项目组,共选取地下水取样点 13 个(图 1),其中拉萨河谷 9 个,堆龙曲河谷 4 个。取样时间为 2014 年 7 月,取样时采用清洁、干燥的聚乙烯塑料瓶,取样前先用待取水样清洗 2~3 次,后用封口膜进行封口,防止外漏。所有水样冷藏贮存,并

尽快送到实验室进行测试。

pH 值、温度(T)、电导率(electrical conductivity, EC)采用便携式仪器现场测定;主要阳离子(Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^{+} 、 K^{+})采用火焰原子吸收光谱仪测定,总硬度(total hardness, TH)和 HCO_3^{-} 采用滴定法测定, Cl^{-} 、 NO_3^{-} 和 SO_4^{2-} 采用离子色谱仪测试,溶解性总固体(total dissolved solid, TDS)采用烘干法测定。

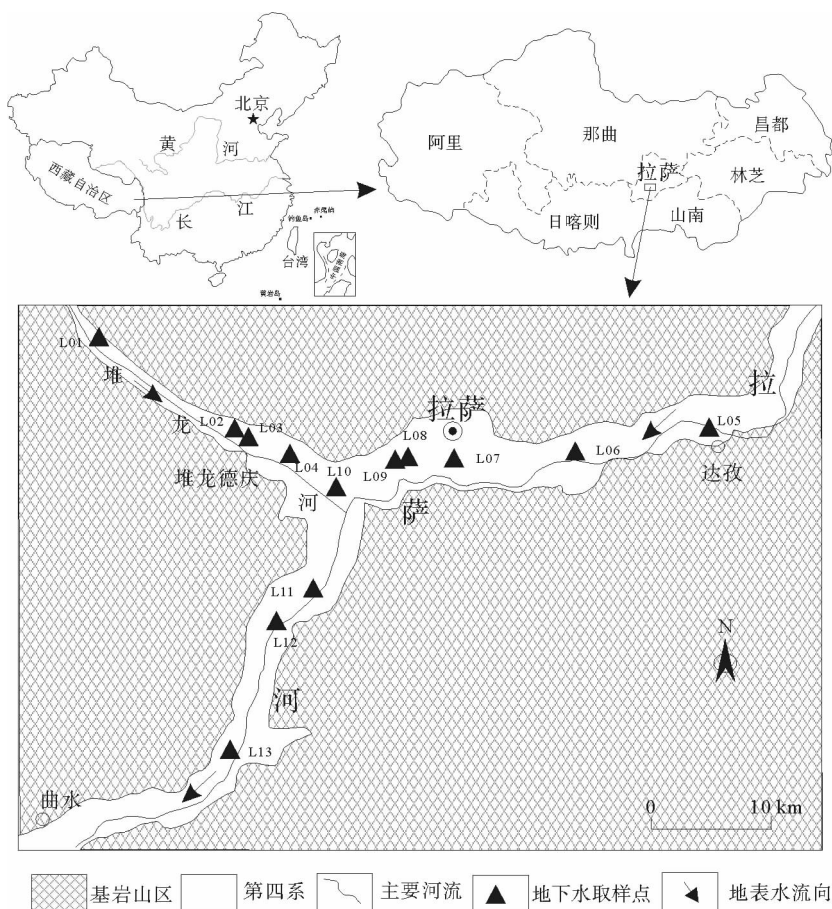


图1 研究区地质图及地下水采样点位置图

Fig. 1 Location map of the study area and groundwater sampling point

2.2 数据处理

根据水质测试数据,结合研究区地质、水文地质条件,运用数理统计、Piper 三线图和 Gibbs 图等方法^[14-15]分析地下水化学特征,并利用 PHREEQC 软件进行了水文地球化学模拟。Piper 三线图由 AqQA 软件绘制,Excel 软件绘制 Gibbs 图,另外采用 Photoshop 和 MapGIS 软件进行其他图件的绘制。

3 结果与讨论

3.1 水化学基本特征

拉萨河谷地区地下水水化学主要组分见表 1。根据统计结果可知:研究区地下水离子浓度总体含量较低, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^{-} 以及 SO_4^{2-} 的相对含量较高,为主要离子。阳离子浓度存在 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{K}^{+}$ 的关系,平均浓度分别为 42.71、13.37、10.24 和 2.00 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$;阴离子则呈 $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-} > \text{NO}_3^{-}$ 的关系,平均浓度分别为 128.66、57.66、10.08 和 4.13 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

研究区地下水 pH 值介于 6.87~7.79,均值为 7.26,整体上呈弱碱性。溶解性总固体(TDS)含量较低,为 224.92~240.95 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$,均值 294.90 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。电导率(EC)的变化范围为 206.50~457.00 $\mu\text{S}/\text{cm}$,

均值为 $305.60 \mu\text{S}/\text{cm}$ 。水样总硬度(TH)在 $124.85 \sim 850.14 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 之间,平均值 $161.71 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。按照水的硬度分类^[16],拉萨河谷平原区地下水属于中硬水。地下水中主要离子、pH、TDS 以及 TH 的变异系数均较小,表明其在地下水含量十分稳定;而 NO_3^- 的变异系数较大,说明其在地下水含量不稳定,受到人为因素的影响。

表 1 研究区地下水水化学组分

Tab. 1 Chemical compositions of groundwater samples in the study area

编号		Ca ²⁺ / (mg · L ⁻¹)	Mg ²⁺ / (mg · L ⁻¹)	Na ⁺ / (mg · L ⁻¹)	K ⁺ / (mg · L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ / (mg · L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ / (mg · L ⁻¹)	Cl ⁻ / (mg · L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ / (mg · L ⁻¹)	TDS/ (mg · L ⁻¹)	pH	EC/ (μS/cm)	TH/ (mg · L ⁻¹)
堆 龙 曲	L01	49.12	12.23	13.45	1.87	145.83	50.45	16.77	1.00	313.01	7.44	314.00	173.02
	L02	31.58	13.18	15.67	2.27	102.51	51.32	19.21	2.70	260.19	6.87	388.00	133.13
	L03	31.58	11.17	12.13	1.89	111.66	54.66	3.84	3.50	253.47	7.59	259.00	124.85
	L04	33.33	10.64	10.57	2.04	109.22	52.56	8.73	2.80	247.32	7.30	223.00	127.04
拉 萨 河	L05	37.72	12.23	6.18	1.23	115.32	58.86	4.19	0.20	248.81	7.26	265.00	144.55
	L06	57.01	7.45	9.59	1.53	133.63	63.38	9.08	16.70	318.93	7.76	457.00	173.03
	L07	57.01	17.02	12.75	4.33	128.81	73.58	11.53	3.90	395.24	7.08	413.00	212.44
	L08	31.58	12.77	5.01	1.31	100.68	52.56	4.54	2.50	224.92	7.59	297.00	131.44
	L09	38.59	20.75	15.99	2.37	123.25	79.89	16.77	3.00	330.70	7.06	257.00	181.81
	L10	74.56	13.30	6.41	1.07	235.53	48.35	9.78	7.00	426.34	7.45	370.00	240.95
	L11	32.45	12.77	8.28	1.47	102.51	52.56	10.83	3.00	243.13	6.90	206.50	133.61
	L12	48.24	16.49	10.99	3.22	147.66	67.27	10.83	4.45	333.67	7.58	315.00	188.36
	L13	32.45	13.83	6.07	1.35	115.93	44.15	4.89	2.90	237.97	7.79	208.30	137.98
Max	74.56	20.75	15.99	4.33	235.53	79.89	19.21	16.70	426.34	7.79	457.00	240.95	
Min	31.58	7.45	5.01	1.07	100.68	44.15	3.84	0.20	224.92	6.87	206.50	124.85	
Mean	42.71	13.37	10.24	2.00	128.66	57.66	10.08	4.13	294.90	7.36	305.60	161.71	
SD	13.56	3.27	3.69	0.91	35.69	10.50	5.08	4.11	64.01	0.31	80.58	36.70	
CV/%	31.75	24.47	36.06	45.77	27.74	18.21	50.46	99.56	21.70	4.20	26.37	22.70	

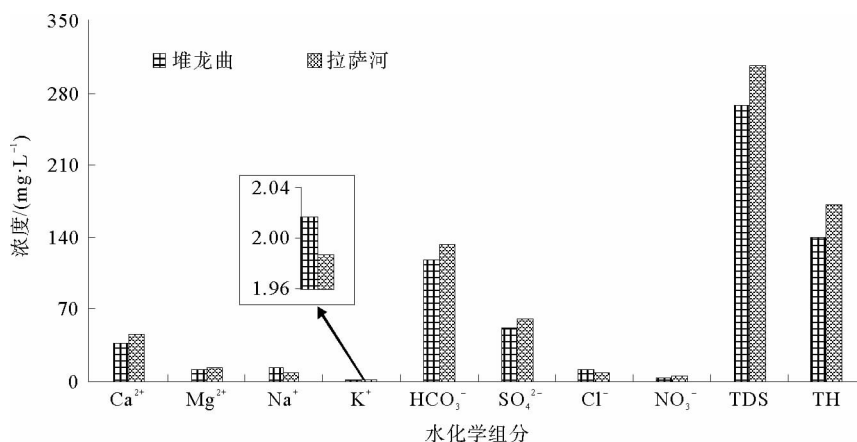


图 2 研究区地下水水化学组分均值柱状图

Fig. 2 Mean value histogram of the hydrochemical components of groundwater in the study area

拉萨河河谷平原与堆龙曲河谷平原地下水水样的化学组分具有一定的差异性(图 2)。堆龙曲河谷平原地下水中 Na^+ 、 K^+ 和 Cl^- 的浓度均值高于拉萨河河谷平原的,而其他组分浓度则均低于拉萨河河谷平原。从 TDS 的分布来看(图 3),堆龙曲河谷平原地下水的 TDS 含量沿地下水流路径逐渐降低,而拉萨河河谷平原地下水的 TDS 则无明显规律,波动相对较大,这可能与拉萨河河谷平原地下水的水流路径长有关。

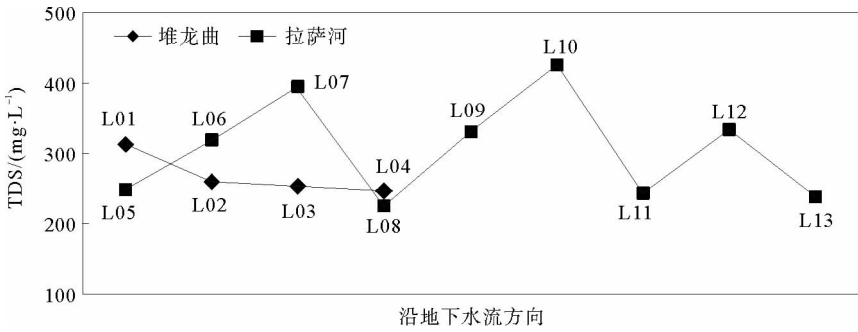


图 3 沿地下水流路径 TDS 变化特征

Fig. 3 TDS variation along groundwater flow path

3.2 Piper 三线图

Piper 三线图可用来分析地下水水化学的主要离子组成特征和演化规律,该方法具有不受人为因素影响的优点^[4,17]。将研究区地下水样投点到 Piper 图上,如图 4 所示。可以看出,拉萨河河谷平原区地下水中阴离子以 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 为主,在阴离子三角图中靠近 HCO_3^- 轴分布;阳离子以 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为主,阳离子三角图中靠近 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 端分布。地下水水化学类型主要为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4\text{-Ca} \cdot \text{Mg}$ 。从图 4 可明显看出,堆龙曲河谷平原与拉萨河谷平原地下水水化学组分具有一定差异性。

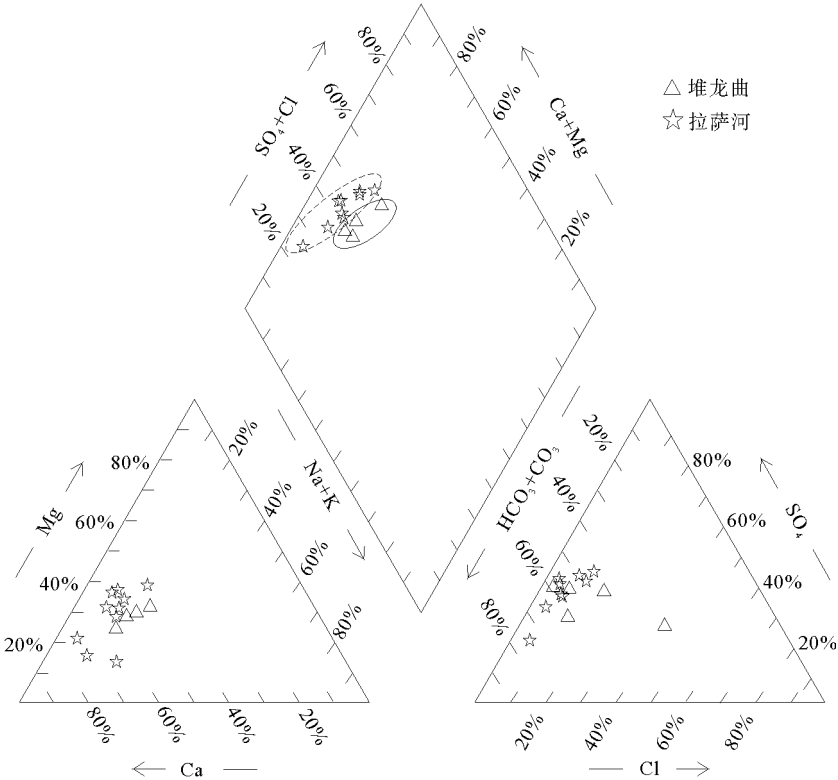


图 4 研究区地下水 Piper 三线图

Fig. 4 Piper trilinear diagram of groundwater in the study area

3.3 Gibbs 图解模型

Gibbs 图常用来识别自然水体中主要离子的控制因素(水岩作用控制、大气降水控制和蒸发结晶作用控制)^[4,15]。Gibbs 图(图 5)的纵横坐标分别为 TDS 的对数和 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 以及 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 。在 Gibbs 图中,右下角区域代表了地下水主要受到大气降水的控制,该区域 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 或 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 比值接近于 1,且 TDS 含量较低;中间部分 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 或 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 比值小于 0.5 或者分布在 0.5 左右,代表了地下水水化学组分主要受水-岩作用控制;而右上角区域, $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 或 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 比值接近于 0,且 TDS 含量很高,表示地下水主要受到蒸发结晶作用的控制。根据 Gibbs 模型的地下水样分析结果(图 5),拉萨河谷平原区地下水水样点主要落在中间区域,处于水岩作用控制区域,表明水岩作用是地下水水化学组分的主要控制因素。

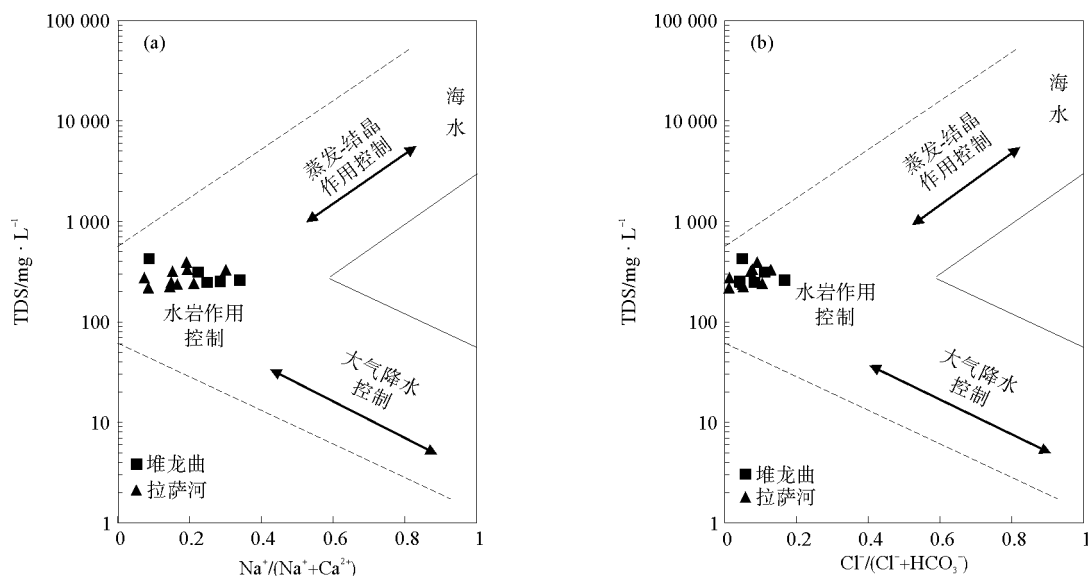


图 5 研究区水化学 Gibbs 图

Fig. 5 Hydrochemical Gibbs plots of the study area

3.4 水文地球化学模拟

3.4.1 模拟路径的选择

拉萨河谷平原为典型的高山河谷地形,河谷平原内有着丰富的地下水资源,地下水径流受地形地势控制明显,河谷平原地下水流向与地表水流向一致。水文地球化学反向模拟路径选择的基本要求是起始和终点的水样处于上下游的关系,即处于同一水流路径上^[2,6]。本次研究选取堆龙曲剖面 L01→L03→L04 和拉萨河剖面 L06→L09→L11 两条路线(图 1)进行模拟。

3.4.2 “可能矿物相”的确定

“可能矿物相”的选取是确定地下水流途径上可能发生反应的基础和关键,是水-岩作用质量平衡模型的核心部分^[18]。“可能矿物相”选取的主要依据:一是含水层中的矿物成分分析,二是地下水的化学组分以及地下水的赋存条件等^[2,6];含水层中的主要矿物成分应优先考虑。根据拉萨河谷平原部分地下水取样点含水岩性全岩矿物 X 衍射物相分析,第四系矿物主要有石英、斜长石、伊利石、绿泥石等。

第四系松散岩类孔隙水埋藏深度相对较浅,地下水系处于开放状态,因此在“可能矿物相”的选择上应考虑 CO_2 。另外,地下水化学组分中 SO_4^{2-} 与 Cl^- 含量相对较高,河谷平原地层岩性以砂砾石、粉砂、黏土等为主,且研究区蒸发作用较强烈,因此应考虑石膏和盐岩的含量。

阳离子交换是水化学演化中十分重要的过程,可以用舍勒指数来分析^[19]。计算公式如下:

$$\text{CAI-1} = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-}, \quad (1)$$

$$\text{CAI-2} = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-} \circ \quad (2)$$

式中单位均为 meq/L,若 CAI-1 和 CAI-2 为负值,表明溶液中 Na^+ (或 K^+) 取代了 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} , Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 析出;如果为正值,则表明发生了反向的交换过程。根据图 6 可知,CAI-1 和 CAI-2 均为负值,这表明研究区地下水中发生的阳离子交换为 Na^+ 交换了 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 。

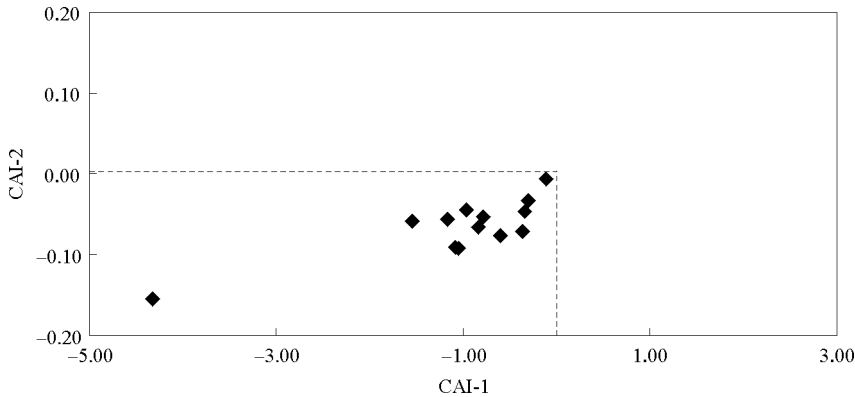


图 6 CAI-1 与 CAI-2 关系图

Fig. 6 Relationship diagram of the CAI-1 and CAI-2

综上所述,拉萨河谷地区“可能矿物相”为石英、斜长石、伊利石、绿泥石、石膏、盐岩、 CO_2 和阳离子交换。其反应方程式见表 2。

表 2 可能矿物相及反应方程式

Tab. 2 Possible mineral phase and its reaction equation

矿物名称	溶解反应方程式
石膏	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$
绿泥石	$\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 16\text{H}^+ = 2\text{Al}^{3+} + 6\text{H}_2\text{O} + 3\text{H}_4\text{SiO}_4 + 5\text{Mg}^{2+}$
伊利石	$\text{K}_{0.6}\text{Mg}_{0.25}\text{Al}_{2.3}\text{Si}_{3.5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 11.2\text{H}_2\text{O} = 0.6\text{K}^+ + 0.25\text{Mg}^{2+} + 2.3\text{Al}(\text{OH})_4^- + 3.5\text{H}_4\text{SiO}_4 + 1.2\text{H}^+$
斜长石	$\text{Na}_{0.62}\text{Ca}_{0.38}\text{Al}_{1.38}\text{Si}_{2.62}\text{O}_8 + 5.52\text{H}^+ + 2.48\text{H}_2\text{O} = 1.38\text{Al}^{3+} + 0.38\text{Ca}^{2+} + 2.62\text{H}_4\text{SiO}_4 + 0.62\text{Na}^+$
岩盐	$\text{NaCl} = \text{Cl}^- + \text{Na}^+$
石英	$\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$
CO_2	$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3^0$
阳离子交换	$2\text{NaX} + \text{Ca}^{2+} = 2\text{Na}^+ + \text{CaX}_2, 2\text{NaX} + \text{Mg}^{2+} = 2\text{Na}^+ + \text{MgX}_2$

3.4.3 水文地球化学模拟结果

运用 PHREEQC 软件进行水文地球化学反向模拟,设置数据分析的不确定限为 0.05,将参数输入软件后,计算得到矿物的饱和指数(SI)以及矿物的溶解沉淀转化量。

3.4.3.1 矿物的饱和指数

饱和指数(SI)是指离子活度积(ion activity product, IAP)和溶度积常数(K_{sp})比值的对数(以 10 为底),用来表示矿物与水的平衡状态^[2,6]。当 $\text{SI}=0$ 时,说明矿物相对水溶液处于溶解平衡状态; $\text{SI}<0$ 时,矿物在水溶液中不饱和; $\text{SI}>0$ 时,矿物在水溶液中处于过饱和状态。

地下水水样矿物的饱和指数及电荷平衡系数如表3所示。电荷平衡是进行模拟的前提条件^[20],地下水水样电荷平衡系数均近似于0,表明电荷基本平衡。由表3可知,地下水中石膏、绿泥石、伊利石、盐岩和CO₂的饱和指数均小于0,表明地下水中这些矿物都没有达到饱和状态,在地下水流路径上这些矿物发生溶解;而斜长石和石英的饱和指数均大于0,表明斜长石和石英处于过饱和状态,会发生沉淀。

表3 矿物饱和指数

Tab. 3 Mineral saturation index

编号	石膏	绿泥石	伊利石	盐岩	斜长石	石英	CO ₂	电荷平衡系数/10 ⁻⁴
L01	-1.99	-7.37	-2.77	-8.20	7.89	0.49	-2.20	-3.473
L03	-2.10	-3.58	-0.14	-8.88	9.38	0.28	-2.46	-4.508
L04	-2.10	-7.13	-0.77	-8.58	8.79	0.35	-2.18	-4.723
L06	-1.82	-4.47	-1.62	-8.61	8.71	0.30	-2.56	-3.316
L09	-1.91	-7.51	-0.11	-8.13	9.12	0.44	-1.89	-2.100
L11	-2.11	-9.08	0.64	-8.59	9.37	0.46	-1.81	-3.800

3.4.3.2 矿物相的转化量

利用 PHREEQC 软件进行质量平衡模拟,计算模拟路径上的矿物转化量。地下水系统岩性和矿物是复杂多样的,模拟结果常多解,需要在研究区水文地质条件基础上,结合矿物的饱和指数和实际情况来确定^[21]。矿物转化质量大于0,表示矿物溶解;小于0,表明矿物发生沉淀。水文地球化学反向模拟最终结果如表4所示。由表4可知,堆龙曲河谷平原模拟路径(L01→L02→L04)和拉萨河河谷平原模拟路径(L06→L09→L11)发生了斜长石岩盐、石膏、绿泥石、伊利石等矿物的溶解沉淀和阳离子交换。

表4 反向水文地球化学模拟结果

Tab. 4 Results of reverse hydrogeochemical simulation

矿物相	矿物转移量/(mol·L ⁻¹)			
	L01→L03→L04		L06→L09→L11	
斜长石	1.281×10 ⁻⁴	3.836×10 ⁻⁶	—	1.591×10 ⁻⁴
岩盐	-3.648×10 ⁻⁴	1.256×10 ⁻⁴	2.170×10 ⁻⁴	-1.756×10 ⁻⁴
石膏	2.454×10 ⁻⁵	-2.482×10 ⁻⁵	2.049×10 ⁻⁵	-2.967×10 ⁻⁴
绿泥石	-8.926×10 ⁻⁵	-7.297×10 ⁻⁶	-3.047×10 ⁻⁵	-6.545×10 ⁻⁵
伊利石	8.476×10 ⁻⁷	4.028×10 ⁻⁶	2.649×10 ⁻⁵	-3.838×10 ⁻⁵
石英	-1.894×10 ⁻⁴	—	7.959×10 ⁻⁵	-7.451×10 ⁻⁵
CO ₂	-7.789×10 ⁻⁴	6.405×10 ⁻⁵	1.534×10 ⁻⁴	-3.185×10 ⁻⁴
NaX	2.279×10 ⁻⁴	-1.844×10 ⁻⁴	5.126×10 ⁻⁵	-2.521×10 ⁻⁴
CaX ₂	-5.093×10 ⁻⁴	7.653×10 ⁻⁵	-7.032×10 ⁻⁴	1.074×10 ⁻⁴
MgX ₂	3.395×10 ⁻⁴	1.567×10 ⁻⁵	6.776×10 ⁻⁴	1.865×10 ⁻⁵

堆龙曲河谷平原模拟路径(L01→L03→L04)斜长石和伊利石发生了连续溶解,而绿泥石则发生了连续沉淀;盐岩先沉淀后溶解,石膏先溶解后沉淀;石英先发生了沉淀,后未参与反应;CO₂先逸出,后又溶解。在绿泥石和伊利石的溶解沉淀综合作用影响下,Mg²⁺含量连续降低(12.23→11.17→10.64 mg·L⁻¹);斜长石的溶解和阳离子交换的共同影响下,Ca²⁺先降低后上升(49.12→31.58→33.33 mg·L⁻¹);盐岩的先沉淀后溶解使得Cl⁻先降低后上升(16.77→3.84→8.73 mg·L⁻¹),石膏的先溶解后沉淀使得SO₄²⁻先升高后又降低(50.45→54.66→52.56 mg·L⁻¹)。

拉萨河谷平原模拟路径(L06→L09→L11)绿泥石发生了连续沉淀,斜长石开始未参与反应,后发生了溶解;盐岩、石膏、石英和伊利石发生了先溶解后沉淀,CO₂则发生了先溶解后逸出。绿泥石的连续沉淀和伊利石溶解沉淀使得Mg²⁺先升高后降低,盐岩先溶解后沉淀使得Cl⁻(9.08→16.77→10.83 mg·L⁻¹)先上升后降低,石膏的先溶解后沉淀使得SO₄²⁻含量先升高后又降低(63.68→79.89→52.56 mg·L⁻¹)。阳离子交换以及斜长石溶解的共同作用下,Ca²⁺连续降低(57.01→38.59→32.45 mg·L⁻¹)。

拉萨河谷平原模拟路径和堆龙曲河谷平原模拟路径都发生了斜长石的溶解、石膏的先溶解后沉淀以及绿泥石的连续沉淀,且都伴随着阳离子交换作用。盐岩、石英和CO₂则表现的不同。地下水在不同的水流路径上,发生的水文地球化学反应具有明显差异,这是含水层岩性、地质、水文地质条件及其周围各种物理、化学、生物环境综合作用的结果。

4 结论

1) 拉萨市河谷地区地下水中主要离子浓度含量较低,TDS介于224.92~240.95 mg·L⁻¹,属中硬水;pH均值为7.26,整体呈弱碱性,水化学类型以HCO₃·SO₄-Ca·Mg为主。阳离子浓度具有Ca²⁺>Mg²⁺>Na⁺>K⁺的特点,阴离子呈HCO₃⁻>SO₄²⁻>Cl⁻>NO₃⁻的关系;且主要组分含量相对稳定,仅NO₃⁻的变异系数较大。

2) 受水岩作用控制,拉萨河谷平原与其支流堆龙曲河谷平原地下水水化学组分存在差异。相对而言,堆龙曲河谷平原地下水中Na⁺、K⁺和Cl⁻的浓度较高,其他离子浓度较低。

3) 利用PHREEQC软件,对拉萨河谷及支流堆龙曲河谷的部分地下水进行了模拟。两条路径模拟结果均显示,地下水的演化受矿物相的溶解沉淀和阳离子交换作用的共同影响。堆龙曲模拟路径上发生了斜长石和伊利石的连续溶解,绿泥石连续沉淀,盐岩先沉淀后溶解,石膏先溶解后沉淀,石英先沉淀后未参与反应,CO₂先逸出后溶解;而拉萨河路径则发生了绿泥石的连续沉淀,盐岩、石膏、石英和伊利石先溶解后沉淀,斜长石先未参与反应后发生溶解,CO₂则先溶解后逸出。

参考文献:

- [1]魏亚平,范敬龙,徐新文,等.塔克拉玛干沙漠南部地下水水化学演化模拟[J].中国沙漠,2016,36(3):798-804.
WEI Yaping, FAN Jinglong, XU Xinwen, et al. Hydrogeochemical modelling of groundwater chemical evolution from southern margin to hinterland of the Taklamakan desert[J]. Journal of Desert Research, 2016, 36(3): 798-804.
- [2]郭钰颖,吕智超,王广才,等.峰峰矿区东部地下水水文地球化学模拟[J].煤田地质与勘探,2016,44(6):101-105.
GUO Yuying, LÜ Zhichao, WANG Guangcai, et al. Hydrogeochemical simulation of groundwater in eastern Fengfeng mining area [J]. Coal Geology & Exploration, 2016, 44(6): 101-105.
- [3]邵杰,李瑛,侯光才,等.新疆伊犁河谷地下水水化学特征及其形成作用[J].干旱区资源与环境,2017,31(4):99-105.
SHAO Jie, LI Ying, HOU Guangcai, et al. Chemical characteristics of groundwater in Yili river valley of Xinjiang[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2017, 31(4): 99-105.
- [4]张涛,蔡五田,李颖智,等.尼洋河流域水化学特征及其控制因素[J].环境科学,2017(11):4537-4545.
ZHANG Tao, CAI Wutian, LI Yingzhi, et al. Major ionic features and their possible controls in the water of the Niyang river basin[J]. Environmental Science, 2017(11): 4537-4545.
- [5]党慧慧,董军,岳宁,等.贺兰山以北乌兰布和沙漠地下水水化学特征演化规律研究[J].冰川冻土,2015,37(3):793-802.
DANG Huihui, DONG Jun, YUE Ning, et al. Study of the evolution of hydrochemical properties of groundwater in Ulan Buh desert in the north of the Helan mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(3): 793-802.
- [6]赵江涛,周金龙,梁川,等.新疆焉耆盆地平原区地下水反水文地球化学模拟[J].干旱区资源与环境,2017,31(10):65-70.
ZHAO Jiangtao, ZHOU Jinlong, LIANG Chuan, et al. Reverse hydrogeochemical simulation of groundwater in the plain area of Yanqi basin, Xinjiang[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2017, 31(10): 65-70.
- [7]SOURMYA B S, SEKHAR M, RIOTTE J, et al. Inverse models to analyze the spatio temporal variations of chemical weathering fluxes in a granito-gneissic watershed; Mule Hole, South India[J]. Geoderma, 2011, 165(1): 12-24.
- [8]何军,肖攀,许珂,等.江汉平原西缘地下水水文地球化学过程研究[J].人民长江,2018,49(5):6-10.
HE Jun, XIAO Pan, XU Ke, et al. Hydro-geochemical process of groundwater in western margin of Jiangnan plain[J]. Yan-

- gtze River, 2018, 49(5): 6-10.
- [9] 陈陆望, 许冬清, 刘延娟, 等. 宿县矿区主要突水含水层水文地球化学模拟[J]. 安徽理工大学学报(自科版), 2017, 37(6): 27-33.
- CHEN Luwang, XU Dongqing, LIU Yanxian, et al. Study on hydrogeochemical simulation of main inrush aquifers in the Suxian mining area[J]. Journal of Anhui University of Science and Technology(Natural Science), 2017, 37(6): 27-33.
- [10] 林效宾, 刘红旭, 王志明, 等. 伊犁盆地蒙古尔铀矿床水文地球化学模拟研究[J]. 铀矿地质, 2017(6): 346-355.
- LIN Xiaobin, LIU Hongxu, WANG Zhinming, et al. Hydrogeochemical modelling study on mengqigire uranium deposit in Yili basin[J]. Uranium Geology, 2017(6): 346-355.
- [11] 周晨霓, 潘刚. 西藏拉萨河流域湿地水质分析与评价[J]. 贵州农业科学, 2014(9): 249-252.
- ZHOU Chenni, PAN Gang. Analysis and evaluation of water quality of plateau wetlands in Lhasa river basin[J]. Guizhou Agricultural Sciences, 2014(9): 249-252.
- [12] 肖阳, 叶唐进. 拉萨市郊地质灾害预测及防治辅助决策[J]. 四川地质学报, 2017, 37(3): 449-453.
- XIAO Yang, YE Tangjin. Prediction and control of geohazards in the suburban district of Lhasa[J]. Acta Geologica Sichuan, 2017, 37(3): 449-453.
- [13] 刘久潭. 拉萨市河谷平原区地下水资源评价与合理开发利用[D]. 青岛: 山东科技大学, 2017.
- LIU Jiutan. The assessment and reasonable development of groundwater resources in river valley plain of Lhasa city[D]. Qingdao: Shandong University of Science and Technology, 2017.
- [14] PIPER A M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses[J]. EOS Transactions American Geophysical Union, 1944, 25(6): 27-39.
- [15] GIBBS R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3985): 870.
- [16] ZHAO X Y. Impacts of human activity on environment in the high-cold pasturing area; A case of Gannan pasturing area[J]. Acta Ecologica Sinica, 2010, 30(3): 141-149.
- [17] 刘久潭, 高宗军, 马媛媛, 等. 堆龙河河谷平原下游地下水水质变化特征[J]. 水电能源科学, 2018, 36(8): 39-42.
- LIU Jiutan, GAO Zongjun, MA Yuanyuan, et al. Characteristics of groundwater quality change in the lower reaches of Duilongriver valley plain[J]. Water Resources and Power, 2018, 36(8): 39-42.
- [18] 杨奇越, 段磊, 康华, 等. 榆神地区反向水文地球化学模拟[J]. 中国科技信息, 2018(增1): 103-105.
- YANG Qiyue, DUAN Lei, KANG Hua, et al. Reverse hydrogeochemical simulation of Yushen area[J]. China Science and Technology Information, 2018(s1): 103-105.
- [19] HAN Y, WANG G C, CRAVOTTA C A, et al. Hydrogeochemical evolution of Ordovician limestone groundwater in Yanzhou, North China[J]. Hydrological Processes, 2013, 27(16): 2247-2257.
- [20] ACHEAMPONG S Y, HESS J W. Hydrogeologic and hydrochemical framework of the shallow groundwater system in the southern Voltaian sedimentary basin, Ghana[J]. Hydrogeology Journal, 1998, 6(4): 527-537.
- [21] 程凡. 石河子市地下水水文地球化学模拟[J]. 西北水电, 2016(1): 18-22.
- CHENG Fan. Hydrogeochemical simulation of ground water of Shihezi city[J]. Northwest Hydropower, 2016(1): 18-22.

(责任编辑: 高丽华)