

王晓涛,丁风和,张燕霞,等. 2023. 贺兰山东麓断裂地下水水文地球化学特征[J]. 地震研究,46(1):13-25,doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0002.

Wang X T, Ding F H, Zhang Y X, et al. 2023. Hydrogeochemical characteristics of the groundwater in the Eastern Piedmont Fault of the Helan Mountains[J]. *Journal of Seismological Research*, 46(1):13-25, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0002.

贺兰山东麓断裂地下水水文地球化学特征^{*}

王晓涛, 丁风和[✉], 张燕霞, 李新艳, 贺嘉伟

(宁夏回族自治区地震局, 宁夏 银川 750001)

摘要:以贺兰山东麓断裂带内地下水为研究对象,运用Piper三线图、离子比值等方法对研究区内丰水期与枯水期地下水的水化学特征进行分析,探讨了断裂与水化学组成及地震活动的关系,并建立贺兰山东麓地区地下水成因模型。结果表明:①区域地下水总体偏弱碱性,阳离子以 Ca^{2+} 和 Na^+ 为主,阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主;②区域地下水主要受大气降水补给,补给高程为1.07~2.04 km。 $\text{Na}-\text{K}-\text{Mg}$ 三角图显示,研究区地下水为“未成熟水”。绝大多数水样的矿物饱和度 $SI<0$,表明区域地下水中各个离子含量大体处于未饱和状态。利用温标法估算该区域地下水的热储温度为 $74.6\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 114.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,循环深度为1.7~2.8 km;③地下水样中的Sr、Ba、Li等微量元素富集因子 $EF>1$,富集程度高,其余大部分微量元素含量较低,说明当地地下水为未成熟水,矿化度低,水岩反应程度不强。④研究区地下水出露点主要沿贺兰山东麓断裂展布,水温、矿化度、矿物饱和度及水循环深度呈北高南低的分布特征,水化学组分高值区内小震活动频度高但强度弱。⑤研究区地下水在附近山区接受大气降水入渗补给,在地下循环过程中被大地热流加热,期间与围岩发生一系列水岩反应,后沿断裂上升以温泉的形式出露地表。

关键词:地下水;贺兰山东麓断裂;水文地球化学;氢氧同位素;微量元素

中图分类号: P315.724 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0666(2023)01-0013-13

doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0002

0 引言

地下水广泛存在于地壳中,其水文地球化学特征与区域地质条件密切相关(Wiersberg, Erzinger, 2011)。地下水中的离子组分主要源自于大气降水、岩石风化水解、海水混合以及人类活动输入,地下水在运移及循环过程中长期与周围环境作用,使得其离子组分记录了地下流体补给、来源、运移及循环等重要信息(Gaillardet et al, 1999; 於昊天等, 2017)。因此通过对地下水化学组分的分析与研究,可判别地下水的类型、成因、

循环过程及水岩反应程度,获取水文地球化学特征,从而对地下水与地质构造的关系进行科学判断(Tokunaga, 1999; 杜建国, 刘丛强, 2003; Zhou et al, 2022)。地下水中的氢氧稳定同位素能够有效识别地下流体的来源,是水文地球化学的有效示踪工具(Craig, 1961; 周训等, 2015, 2017; 张磊等, 2021)。

地下水是传递地球内部地质演变信息的重要载体,在地震地下流体研究中,地下水水文地球化学特征是最重要的研究内容之一(Tsunogai, Wakita, 1995; Favara et al, 2002; 杜建国等, 2018; 刘成龙等, 2020; 周晓成等, 2020; 颜玉

^{*} 收稿日期: 2022-03-29.

基金项目:宁夏自然科学基金项目(2020AAC03442)、震情跟踪定向工作任务(2022010315)和宁夏地震局地下流体监测与应用研究创新团队(CX2019-2)联合资助。

第一作者简介:王晓涛(1990-),工程师,主要从事地震地下流体及流体地球化学研究。
E-mail: 232082827@qq.com.

✉ 通讯作者简介:丁风和(1977-),高级工程师,主要从事地震地下流体研究。E-mail: dingfenghe@126.com.

样编号分别为 W1 ~ W10。采样前先将聚乙烯瓶用水样润洗 3 次，每处采样点使用 250 mL 聚乙烯瓶采集样品 3 瓶，用于测定主量元素、微量元素和氢氧同位素，其中测定微量元素的水样滴入稀硝酸将溶液酸化至 pH 值 < 2，取样后原样密封避光保存，并在两周内送往实验室分析。同时利用杭州奥豪斯便携式 pH 计现场测定水样的 pH 值和温度。

室内测量均在中国科学院青海盐湖研究所分析测试中心完成。其中水样中的 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 利用等离子发射光谱仪 ICP-OES 测定， HCO_3^- 与 CO_3^{2-} 采用滴定法测定，阴、阳离子的测量误差均小于 5%；氢氧同位素组成利用气体同位素质谱仪 MAT253 测定，其结果用相对于维也纳标准平均海洋水（VSMOW）的千分差表示，样品分析精度分别优于 $\pm 1‰$ 和 $\pm 0.2‰$ ；微量元素采用电感耦合等离子体发射光谱仪 ICP-MS 测定，检测精度可达 0.001 mg/L，相对偏差 < 2%。

3 结果与讨论

3.1 水化学特征及成因分析

3.1.1 水化学组分特征及水化学类型

研究区地下水基本参数和水化学组分特征测量结果见表 1，研究区内地下水样温度为 12.0 ℃ ~ 29.8 ℃。pH 值为 6.9 ~ 8.5，其中 90% 以上水样 pH > 7.0，属于弱碱性水。电导率值为 565.8 ~ 6 325.8 $\mu s/cm$ 。总溶解固体（TDS）为 229.82 ~ 1 353.23 mg/L。枯水期水样中各离子的浓度、电导率及 TDS 较丰水期有所升高，可能与丰水期降雨量增加产生的稀释作用有一定关系（Zhang *et al*, 2016）。地下水样中阳离子主要以 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 为主，质量浓度呈现为 $Ca^{2+} > Na^+ > Mg^{2+} > K^+$ ；阴离子以 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 为主，质量浓度呈现为 $SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^-$ 。

表 1 研究区地下水基本参数和水化学组分特征

Tab. 1 The parameters of the sampling sites and the hydrochemical composition of the groundwater in the study area

不同 时期	采样 位置	水样 编号	$\lambda_E/$ ($^{\circ}$)	$\varphi_N/$ ($^{\circ}$)	水温/ ($^{\circ}\text{C}$)	pH 值	电导率/ ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)	离子浓度/($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)						$TDS/$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	
								Na^{+}	K^{+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		HCO_3^{-}
丰 水 期	红果子	W1	106.65	39.18	29.8	7.49	2 064.5	47.48	3.96	66.51	154.58	58.28	440.03	330.6	1 088.02
	玉泉沟	W2	106.59	39.11	21.2	7.35	2 405.3	41.88	3.02	30.72	80.83	25.27	213.23	150.2	1 078.20
	简泉	W3	106.48	39.08	28.9	7.56	1 799	104.12	6.53	118.35	139.99	80.29	526.44	207.5	1 081.72
	石炭井	W4	106.31	39.18	28.5	7.06	3 850	94.45	3.98	35.63	155.90	59.41	37.53	171.4	875.24
	龙泉寺	W5	106.27	38.96	27.0	7.27	2 164.9	78.81	3.78	33.94	101.66	131.03	180.00	169.5	615.89
	大水沟	W6	106.14	38.89	22.3	8.53	565.8	19.93	2.71	14.08	74.76	18.24	70.18	170.4	685.89
	红石头	W7	105.67	38.76	23.0	7.75	4 019.9	123.63	2.95	39.79	70.24	152.13	190.19	160.5	660.38
	苏峪口	W8	105.98	38.71	17.2	7.39	1 910.5	20.68	2.53	23.14	80.32	21.07	68.46	223.4	328.49
	拜寺口	W9	105.96	38.67	14.9	8.01	1 699.2	41.23	4.22	20.59	48.69	37.52	74.02	220.1	337.19
	小口子	W10	105.93	38.60	14.6	6.90	1 838	18.02	2.07	9.10	58.43	11.67	44.67	170.3	229.82
枯 水 期	红果子	W1	106.65	39.18	20.3	7.56	2 559.5	112.10	6.94	133.16	149.00	94.88	683.70	339.5	1 353.23
	玉泉沟	W2	106.59	39.11	18.6	6.61	2 645.3	41.27	3.81	27.85	76.46	37.95	199.60	153.2	1 162.30
	简泉	W3	106.48	39.08	16.8	7.52	1 883.6	48.80	4.21	71.41	170.30	70.91	501.80	206.2	973.57
	石炭井	W4	106.31	39.18	16.6	7.78	4 005.1	110.90	9.73	50.28	190.00	95.88	607.60	177.7	1 157.10
	龙泉寺	W5	106.27	38.96	16.1	7.70	3 854.1	98.93	4.26	40.36	121.80	169.80	264.30	171.8	788.46
	大水沟	W6	106.14	38.89	14.9	8.52	3 775.2	18.58	2.18	13.17	75.77	30.96	79.43	179.7	711.74
	红石头	W7	105.67	38.76	12.9	7.79	2 145.6	126.10	3.22	38.96	70.86	170.80	207.80	170.4	705.13
	苏峪口	W8	105.98	38.71	12.5	7.87	619.4	19.47	3.77	23.49	79.29	30.96	85.32	226.1	356.83
	拜寺口	W9	105.96	38.67	12.3	7.76	6 325.8	67.66	6.37	18.66	59.39	55.93	108.00	221.5	429.11
	小口子	W10	105.93	38.60	12.0	7.79	3 349	17.36	3.54	7.69	59.92	17.98	49.06	172.4	243.57

将研究区内丰水期与枯水期的地下水绘制在 Piper 三线图中 (图 2), 并用舒卡列夫式对水样的化学成分进行分类。由图 2 可见, 研究区地下水样阳离子以 Ca^{2+} 为主, Na^{+} 次之, 阴离子以 SO_4^{2-} 和 HCO_3^{-} 为主, 这可能与泉域范围内广泛分布的碳酸盐岩 (石灰岩、白云岩) 和硫酸盐岩 (石膏、硬石膏) 有关。地下水样的

主要优势离子为 Ca^{2+} 、 Na^{+} 、 SO_4^{2-} 和 HCO_3^{-} ; 水化学类型主要以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 、 $\text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 、 $\text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 、 $\text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型为主。从丰水期到枯水期, 各采样点地下水样的水化学类型总体变化不大, 只有 W1、W5 与 W8 的水化学类型有所差异。

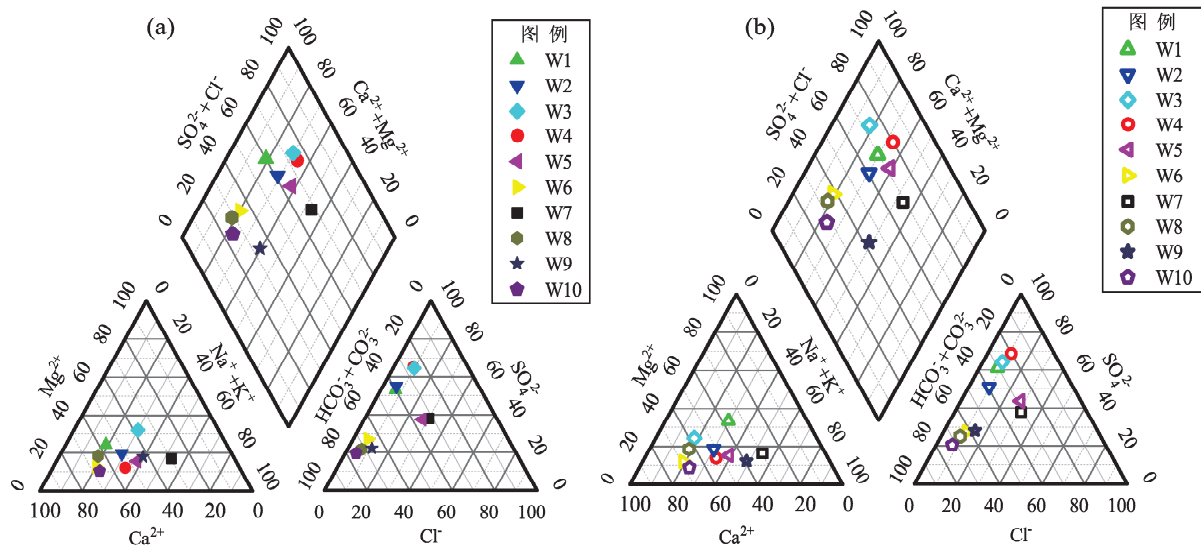


图 2 研究区地下水样丰水期 (a) 及枯水期 (b) Piper 三线图

Fig. 2 Piper diagram of the groundwater samples in the study area during the flood (a) and dry (b) season

3.1.2 主要离子比例

研究表明, 地下水中各离子的相互关系在一定程度上可以反映不同岩性对地下水水化学成分的影响 (文冬光等, 1995)。 Na^{+} 与 Cl^{-} 的来源通常采用 $\text{Na} - \text{Cl}$ 的关系来解释。如果地下水中 Na^{+} 和 Cl^{-} 毫克当量浓度比值在 1:1 等值线附近, 那么这 2 种离子主要由盐岩溶解提供。由图 3a 可知, 地下水样点大部分位于 Na^{+} 和 Cl^{-} 毫克当量浓度比值为 1 的直线上方, 表明地下水中 Na^{+} 除了岩盐的溶解外还存在其他来源, 过量的 Na^{+} 可能来源于含水层中发生的阳离子交换作用。一般情况下, 地下水中的 Na^{+} 主要来源于钠长石、正长石或云母等硅酸盐矿物的风化溶解。

地下水中 Ca^{2+} 主要来源于以方解石、白云石等碳酸盐矿物和石膏等硫酸盐矿物的溶解。当地下水中 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 主要来自石膏的溶解, Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 应具有很强的线性关系, 其摩尔浓度比

值应为 1:1。从图 3b 中可以看出, 大部分样品靠近在 1:1 线上, 表明研究区地下水 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 主要来自石膏溶解。少部分样品位于 1:1 线下方, 表明 SO_4^{2-} 富集或 Ca^{2+} 贫化, 这可能是阳离子交换作用或碳酸盐矿物沉淀使得地下水中 Ca^{2+} 含量减少的结果。部分水样枯水期 SO_4^{2-} 高于丰水期, 这可能与枯水期溶解更多石膏等硫酸盐岩有关。

$\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+} - \text{Mg}^{2+}/\text{Na}^{+}$ 与 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+} - \text{HCO}_3^{-}/\text{Na}^{+}$ 的摩尔浓度关系主要受蒸发和稀释等影响, 可以用来研究地下水与不同岩石的反应关系 (Gaillardet *et al*, 1999; 吕婕梅等, 2015)。从图 4 可以看出, 大部分地下水样品主要分布在硅酸盐岩端元附近, 部分水样点靠近碳酸盐岩和蒸发盐岩端元, 这表明研究区地下水化学组成受硅酸盐岩、蒸发盐岩和碳酸盐岩溶解的共同作用。

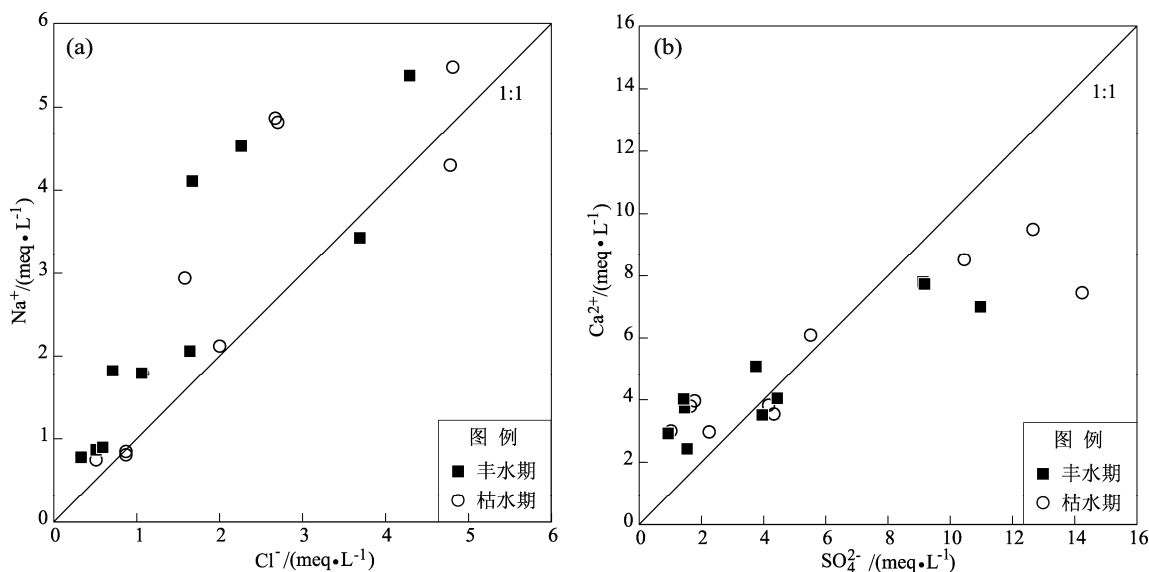


图3 地下水样中 Na^+ 与 Cl^- (a)、 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} (b) 离子比例关系图

Fig. 3 Plots of the Na^+ vs Cl^- (a), and Ca^{2+} vs SO_4^{2-} (b) in water samples

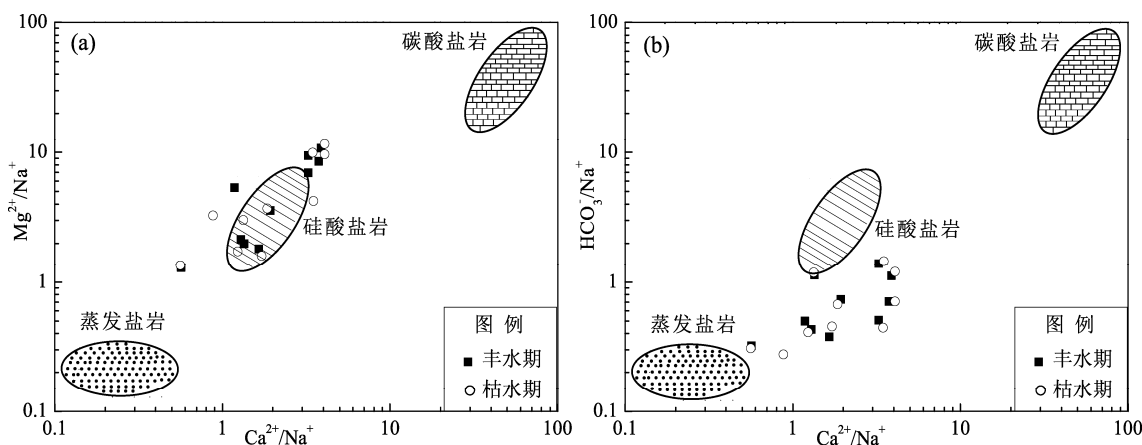


图4 地下水样中 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 与 $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ (a)、 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 与 $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ (b) 关系图

Fig. 4 plots of $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ vs $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ (a), and $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ vs $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ (b) in water samples

3.2 地下水补给来源及补给高程

利用氢氧稳定同位素信息来研究地下水的补给来源已十分普遍, 氢氧同位素信息可以判别研究区内地下水的来源及成因 (张磊等, 2021)。研究区地下水样的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围 (表2) 分别为 $-82.9\text{‰} \sim -61.0\text{‰}$ 和 $-11.4\text{‰} \sim -8.1\text{‰}$ 。受降雨效应影响, 丰水期研究区地下水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 均低于枯水期, 且同位素波动小于枯水期。

本文采用全国大气降水线方程 $\delta\text{D} = 7.9\delta^{18}\text{O} + 8.2$ (郑淑蕙等, 1982) 与西北地区大气降水线方程 $\delta\text{D} = 7.2\delta^{18}\text{O} + 5.5$ (黄锦忠等, 2015), 绘制了研究区地下水的 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ 关系图 (图5)。从图5

可以看出, 研究区内丰水期与枯水期地下水样的同位素组成基本靠近全国大气降水线和西北大气降水线附近, 表明该区域地下水主要受大气降雨补给。所有水样的氢氧同位素都不同程度地向右下偏离西北大气降水线, 发生了“氧漂移”。一方面, 地下水与碳酸盐岩长时间充分接触, 不断地溶解碳酸盐岩中的含氧矿物成分, 含氧矿物中较重的氧原子易于和岩溶水中较轻的氧原子发生同位素交换反应, 岩溶水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 不断富集, 发生 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素漂移 (王善博等, 2013)。另一方面, 研究区地处西北干旱区, 气候干旱且蒸发量大, 蒸发作用造成地下水在补给过程中发生同位素

表 2 研究区地下水氢氧同位素、补给高程、热储温度及循环深度

Tab. 2 $\delta D - \delta^{18}O$ data, supply elevation, temperature of the reservoirs and depth of circulation of water samples in the study area

不同 时期	水样 编号	海拔/ m	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	补给高程/km				热储温度/(℃)			优选温度/ (℃)	循环深度/ km
					方法 1(δD)	方法 2(δD)	方法 2($\delta^{18}O$)	平均值	Na - K	Na - K - Ca	Na - Li		
丰 水 期	W1	1 079	-74.0	-10.2	1.68	1.69	1.35	1.57	202.1	157.4	111.0	111.0	2.7
	W2	1 061	-73.9	-10.0	1.68	1.67	1.25	1.53	190.6	152.1	102.0	102.0	2.4
	W3	1 092	-82.9	-11.3	2.03	2.20	1.77	2.00	180.2	151.2	100.4	100.4	2.4
	W4	1 358	-66.0	-8.7	1.38	1.52	1.06	1.32	152.8	131.9	99.4	99.4	2.4
	W5	1 073	-68.6	-9.3	1.48	1.38	0.98	1.28	161.4	137.9	98.8	98.8	2.3
	W6	1 307	-66.5	-9.6	1.40	1.49	1.35	1.41	245.2	177.6	96.2	96.2	2.3
	W7	1 508	-70.1	-10.1	1.53	1.90	1.74	1.72	119.0	113.6	90.8	90.8	2.1
	W8	1 424	-73.3	-10.7	1.66	2.00	1.86	1.84	235.2	172.0	92.9	92.9	2.2
	W9	1 285	-70.5	-9.9	1.55	1.70	1.42	1.56	219.1	171.8	91.2	91.2	2.1
	W10	1 545	-75.3	-10.7	1.73	2.23	2.02	1.99	229.6	169.0	81.0	81.0	1.9
枯 水 期	W1	1 079	-82.1	-11.4	2.00	2.15	1.79	1.98	179.2	150.9	114.1	114.1	2.8
	W2	1 061	-69.4	-9.6	1.51	1.41	1.07	1.33	210.4	164.3	108.3	108.3	2.6
	W3	1 092	-71.2	-10.0	1.58	1.55	1.27	1.46	204.8	158.8	102.5	102.5	2.4
	W4	1 358	-61.0	-8.1	1.18	1.23	0.79	1.07	206.2	166.8	98.5	98.5	2.3
	W5	1 073	-67.9	-9.2	1.45	1.34	0.96	1.25	154.2	134.2	97.1	97.1	2.3
	W6	1 307	-67.4	-9.7	1.43	1.54	1.38	1.45	231.2	169.0	93.8	93.8	2.2
	W7	1 508	-67.5	-9.8	1.43	1.75	1.62	1.60	122.7	116.3	90.9	90.9	2.1
	W8	1 424	-71.8	-10.6	1.60	1.91	1.83	1.78	281.2	196.7	84.7	84.7	2.0
	W9	1 285	-74.9	-10.7	1.72	1.95	1.73	1.80	212.0	171.3	80.5	80.5	1.8
	W10	1 545	-75.4	-11.1	1.74	2.23	2.15	2.04	286.9	200.0	74.6	74.6	1.7

富集，从而使得地下水样具有向右偏离西北大气降水线的分布特征。大气降水的稳定同位素 δD 和 $\delta^{18}O$ 随着高程的增大而减小，具有高程效应，即

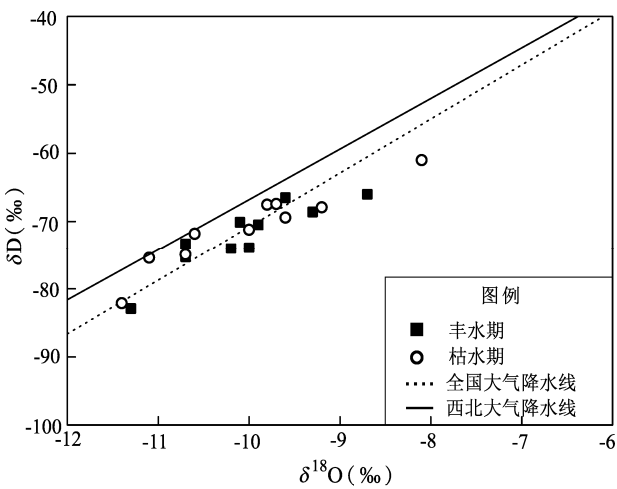


图 5 研究区水样 δD (‰) - $\delta^{18}O$ (‰) 关系图

Fig. 5 Relations between δD (‰) and $\delta^{18}O$ (‰) of the water samples in the study area

高程与 δD 和 $\delta^{18}O$ 之间存在较好的线性关系，利用这一规律可以确定地下水的补给高度 (Zhou *et al*, 2010)。本文利用以下两种方法估算研究区地下水补给高程。

方法 1：根据我国西部地区大气降水 δD 的高程效应关系式 (于津生, 1997) 计算：

$$\delta D = -0.026H - 30.2 \tag{1}$$

方法 2：根据 δD 、 $\delta^{18}O$ 与高程关系式 (王恒纯, 1991) 计算：

$$H = (\delta_c - \delta_p) / K + h \tag{2}$$

式中： H 表示补给区高程； δ_c 表示取样点水样的 δD 或 $\delta^{18}O$ 值； δ_p 表示取样点附近大气降水的 δD 或 $\delta^{18}O$ 值； K 为大气降水 δD 或 $\delta^{18}O$ 的高程梯度。我国西北地区 $\delta^{18}O$ 的平均梯度为 $-0.26‰/100$ ， δD 的平均值为 $-1.77‰/100$ (Ma *et al*, 2018)； h 为取样点海拔高度。根据国际原子能机构 (IAEA)

全球大气降水监测数据资料, 银川地区大气降水同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 加权平均值分别取 -9.52‰ 与 -63.19‰ 。

据式 (1) (2) 计算出研究区地下水补给高程并求出平均值。从表 2 可知, 研究区地下水样丰水期平均补给高程为 $1.28 \sim 2.00 \text{ km}$, 平均值为 1.62 km ; 枯水期平均补给高程为 $1.07 \sim 2.04 \text{ km}$, 平均值为 1.58 km , 总体平均补给高程为 $1.07 \sim 2.04 \text{ km}$, 这与取样点附近海拔高度相当。

3.3 地下水热储温度及循环深度

Na-K-Mg 三角图解法常用于区分水样类型, 评价水-岩平衡状态 (Giggenbach, 1988)。图 6 反映了研究区所有地下水样品的水-岩平衡状态, 可以看到所有测试结果均落在 Mg^{2+} 端元附近, 表明研究区的地下水均处于未平衡状态。

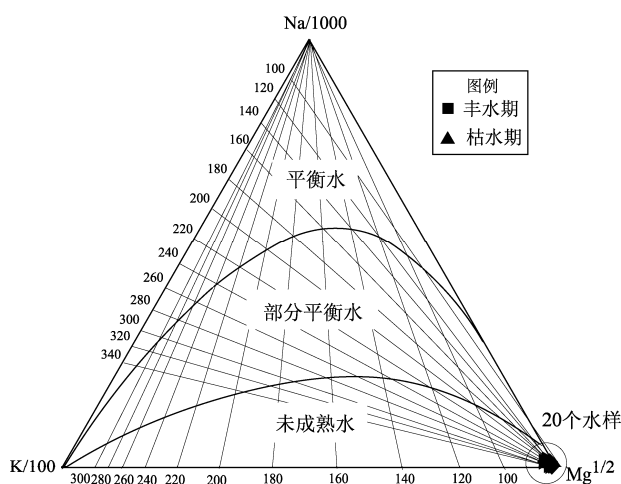


图 6 地下水样的 Na-K-Mg 三角图

(据 Giggenbach, 1988)

Fig. 6 The triangle diagram of Na-K-Mg of the water samples (according to Giggenbach, 1988)

热储温度是控制地下热水中元素浓度的重要因素, 通过地下水化学组分可以计算其热储温度。本文采用 Na-K (Fournier, 1997)、Na-K-Ca (Fournier, Truesdell, 1973) 及 Na-Li (Verma, Santoyo, 1997) 阳离子地热温标计算研究区地下水热储温度, 分别为 $119.0 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 286.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $113.6 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 200.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $74.6 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 114.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。Na-Li 地热温标计算出的热储温度两期变化不大且整体更加稳定, 因此选择该热储温度作为优选温度参

与计算研究区地下水循环深度。

根据热储温度及当地地温梯度等地热资料可以计算地下水循环深度, 其公式为:

$$H = (T_z - T_0) / G + H_0 \quad (3)$$

式中: H 表示地下水的循环深度; T_z 表示计算出的热储温度 ($^{\circ}\text{C}$); T_0 表示研究区恒温带温度 ($^{\circ}\text{C}$); G 表示研究区地温梯度; H_0 表示研究区恒温带深度 (m)。

根据左银辉等 (2013) 及任光远 (2019) 的研究结果, 银川地区地热资料取值分别为: $T_0 = 14.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $G = 36.4 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, $H_0 = 30.5 \text{ m}$, T_z 取平均热储温度, 计算出研究区内地下水循环深度范围为 $1.7 \sim 2.8 \text{ km}$ (表 2), 循环深度变化大, 循环较浅。位于研究区最北侧的 W1 号水样循环深度最深, 两期均值为 2.75 km , 而位于研究区最南侧的 W10 号水样循环深度最浅, 两期均值为 1.80 km , 由此表明, 贺兰山东麓山区地下水沿断裂从南到北循环深度依次加深。

3.4 矿物饱和指数

矿物饱和指数 SI 对于矿物的沉积与溶解具有重要的指示意义, 可以用来研究岩溶水系统水化学特征 (Minvielle *et al*, 2015)。当 $SI > 0$ 时, 表示矿物达到饱和, 有沉积的趋势; 当 $SI = 0$ 时, 表示矿物处于均衡状态; 当 $SI < 0$, 表示矿物未饱和, 在地下水中可溶解。

计算研究区地下水样中硬石膏、文石、方解石、白云石、石膏和石盐 6 种矿物的 SI (图 7), 发现绝大多数水样的 $SI < 0$, 说明该区域地下水中各个离子含量大体处于未饱和状态。其中地下水样中的文石 (SI 值为 $-0.57 \sim 0$)、方解石 (SI 值为 $-0.43 \sim 0.14$) 与白云石 (SI 值为 $-1.21 \sim 0.25$) 的 SI 相对较高; 硬石膏 ($-2.28 \sim -1.15$) 和石膏 ($-1.97 \sim -0.84$) SI 相近, 且相对较低; 石盐饱和指数最低 (SI 值为 $-8.23 \sim -6.32$)。由此说明研究区地下水中文石、方解石和白云石相对容易沉积, 而硬石膏、石膏和石盐较难沉积。所有样品中的硬石膏、石膏和石盐 SI 均为负值, 处于未饱和状态, 而文石、方解石和白云石的 SI 变化趋势相似, 各矿物组分在绝大部分水样点的 SI 值差异不大, 说明地下水赋存环境较一致。

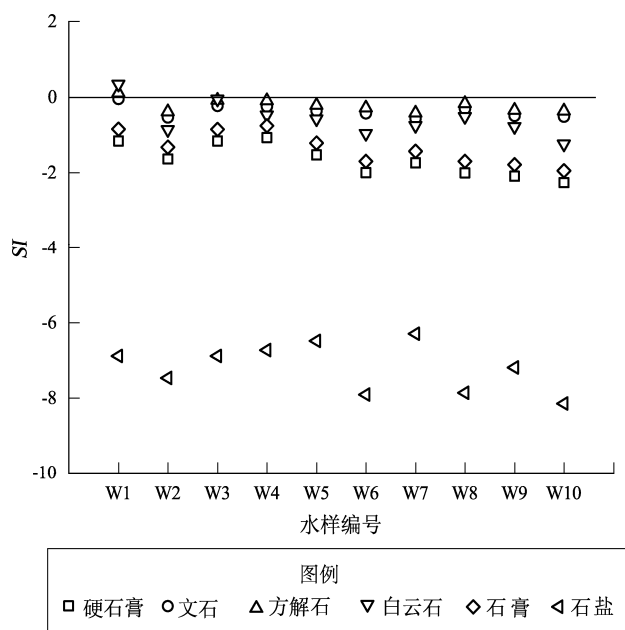


图 7 研究区地下水样矿物饱和指数

Fig. 7 Saturation indices of groundwater samples with respect to minerals in study area

另外,不同点位各矿物的 SI 具有一定分布特征,其中研究区最北侧的 W1 号水样中的各个矿物的 SI 均较高;除了 W7 号外,其它水样中的硬石膏、石膏、石盐、白云石等矿物的 SI 沿贺兰山东麓断裂自北向南出现了从高降低的变化特征,这可能与该断裂北段区域相较于断裂中、南段其地下水与围岩接触时间相对较长、水-岩反应程度相对较高导致矿物在水中沉淀有关;而 W7 号水样 SI 出现的不同变化特征可能与该点位于贺兰山西侧的阿左旗地区、其岩性与贺兰山东麓地区有所不同所致。

3.5 微量元素含量特征

微量元素的含量受水-岩相互作用的控制,其特征对地下水演变过程可提供一定的证据。本文采用中国科学院青海盐湖研究所的检测结果,获得了研究区内丰水期及枯水期共计 20 件地下水样的微量元素分析数据。

富集因子 (EF) 可用于定量评价元素的来源,判断水-岩反应程度。若 $EF > 1$, 则认为该元素相对参比体系更加富集;若 $EF \approx 1$, 表明元素在该地质单元中的含量接近背景平均值;若 $EF < 1$, 则说明该元素与围岩间的反应程度较低或者具有其它来源,因此某元素的 EF 值越大表示其富集程度越高。本文的参比元素选用地壳中化学稳定性好、

分析精度高且普遍存在的 Ti 元素,岩石微量元素选用贺兰山苏峪口地区的硅质岩中的元素含量(武向峰等, 2020),将岩石微量元素与 Ti 浓度数据进行归一化处理,计算出研究区地下水微量元素的富集因子 EF (图 8)。从图 8 可以看出该区域地下水中各元素的富集情况,其中 Sr、Ba、Li 等元素相对富集,其 $EF > 1$, 其余微量元素富集程度较低。

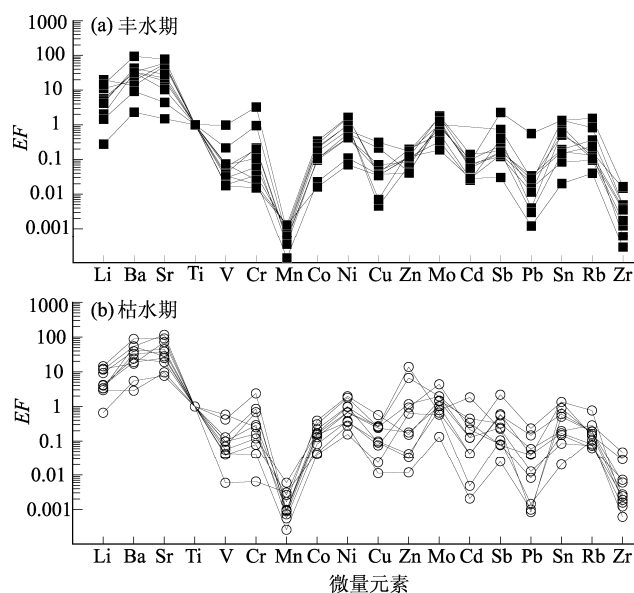


图 8 研究区地下水样微量元素富集因子对比

Fig. 8 Enrichment coefficients of the trace element of the groundwater in the study area

研究区地下水样中 Sr 含量最高,浓度为 $262 \sim 2176 \mu\text{g/L}$; Ti 含量次之,浓度为 $178 \sim 1484 \mu\text{g/L}$; Ba 平均浓度为 $39 \mu\text{g/L}$, Li 平均浓度为 $27 \mu\text{g/L}$ 。Sr 化学性质较稳定,在地下水中其浓度主要与流经的岩层性质及水的径流有关。一般 Sr 在含灰岩层地下水中的含量较高,而在砂岩地区含量最低,另外石膏伴生的天青石矿区 Sr 的含量也较高(胡进武等, 2004)。从构造角度来讲, Sr 的含量会受到构造的控制,从而沿断裂带方向出现高值分布,这主要由于 Sr 与 Ca、K 具有伴生关系,在富钙、富钾的矿物中 Sr 的含量都比较高(张春山等, 2003)。Ba 是碱土金属元素,在地球化学过程中, Ba 与 K 具有相似的离子半径,因此 Ba 通常在富集 K 的矿物(如碱性长石和黑云母)中含量较高(Kabata-Pendias, 2010)。Li 化学性质较为活泼,是深部物质上涌的标志性元素之一,

一些含锂硅酸盐矿物（锂云母、灰石）在水解作用下可使 Li 溶于水，使得 Li 在温泉水中容易富集（吕苑苑，郑绵平，2014）。

综上，研究区内广泛发育的花岗岩及灰岩在水解作用下，使得水样中的 Sr、Li 等微量元素浓度升高，而其余大部分微量元素含量较低， $EF < 1$ ，说明当地地下水为未成熟水，矿化度低，水-岩反应程度不强，这与前述 Na-K-Mg 三角图解法所得结论一致。

3.6 地下水水文地球化学与地震空间分布特征

为进一步分析贺兰山东麓地区地下水水文地球化学与该区域地震空间分布特征，探讨活动断裂与水化学组成及地震活动的关系，将地下水出露点的空间分布、地下水化学组成与研究区 1965 年以来 $M_L \geq 1.0$ 地震分布绘制于图 9，水温、TDS 及循环深度等数据采用两期均值。从地下水出露位置来看（图 9a），其空间分布较为均匀，基本沿贺兰山东麓断裂展布。地下水温度、TDS、循环深度

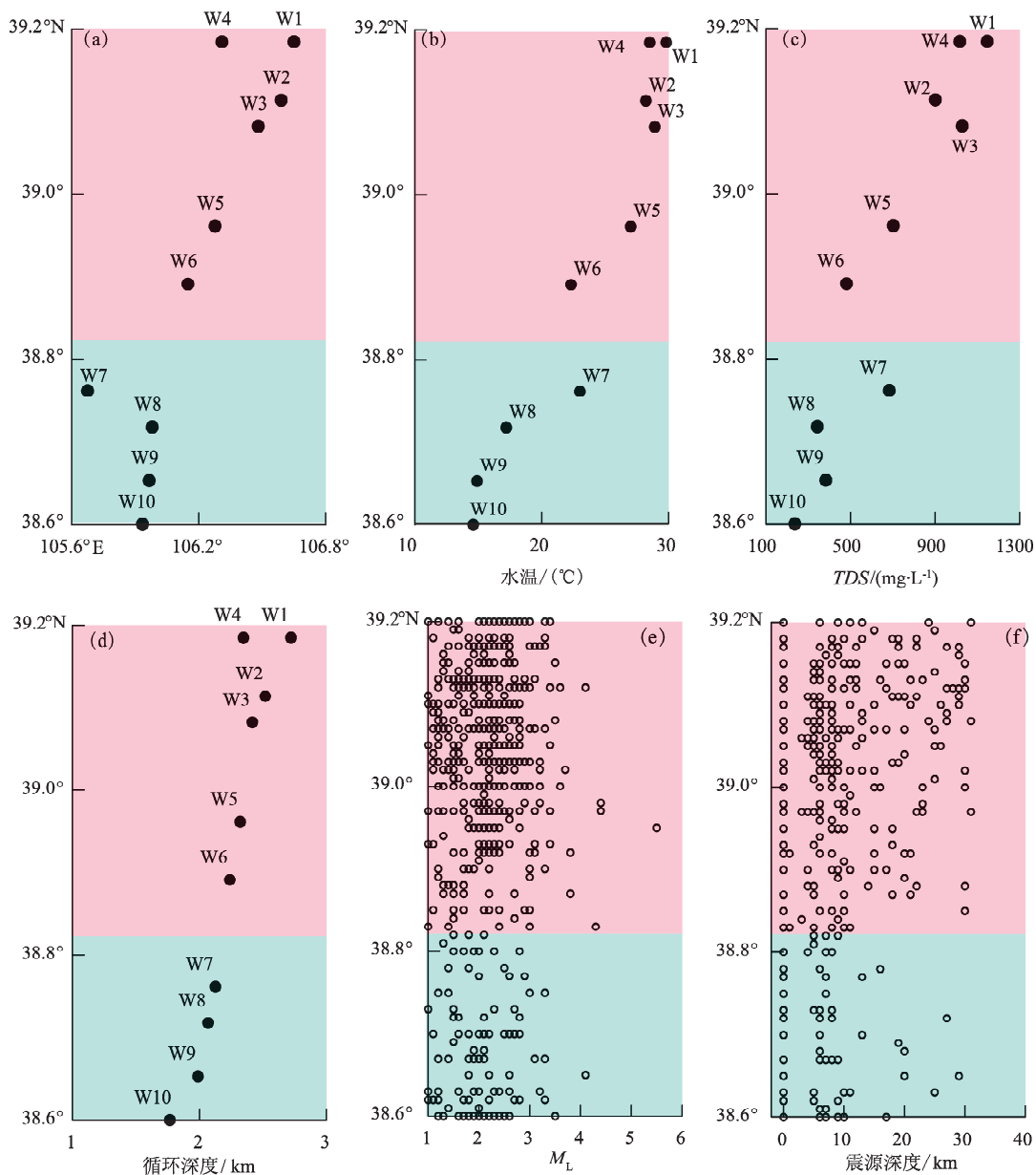


图9 研究区地下水样采集点位置 (a)、水温 (b)、TDS (c)、循环深度 (d)、震级 (e) 及震源深度 (f) 空间分布关系

Fig. 9 The spatial distribution of collection points (a), water temperature (b), TDS (c), the depth of circulation (d), magnitudes (e), and focal depths (f) in the study area

也具有相似的空间分布规律 (图 9b ~ d)。两期水样平均温度范围为 $12.0\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 29.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, 研究区最北端的贺兰山东麓断裂与正谊关断裂交汇区域泉点 (W1 ~ W4, 图 9b 中浅红色区域) 整体水温较高, 而研究区南端区域泉点 (W8 ~ W10, 图 9b 中浅蓝色区域) 水温较低, 中段泉点 (W5 ~ W7) 水温介于中间, 自北向南各泉点水温呈现依次下降的变化规律。研究区两期水样的 TDS 均值为 $236.7 \sim 1\,145.6\text{ mg/L}$ (图 9c)。矿化度较高的泉点 (W1 ~ W4) 位于贺兰山东断裂的北段与正谊关断裂交汇区域, 而断裂南段区域泉点 (W7 ~ W10) TDS 较低 (图 9c)。地下水循环深度同样呈现类似变化特征, 位于断裂北段交汇区附近的 W1 ~ W4 号水样循环深度较深, 两期均值为 $2.3 \sim 2.7\text{ km}$, 而位于断裂南段附近的 W8 ~ W10 号水样循环深度较浅, 两期均值为 $1.7 \sim 2.0\text{ km}$, W5 ~ W7 号水样循环深度介于二者之间 (图 9d)。

从图 9e、f 可以看出, 研究区内地震活动空间分布不均匀, 断裂带北段的中小地震活动频次高, 震源深度较深, 但震级较小; 而断裂中、南段的地震频次较低, 震源深度较浅, 但地震震级较大。综上, 整个研究区内地下水的出露与水温、矿化度、循环深度具有相似的变化规律, 空间分布上基本沿断裂带展布, 受断层控制明显, 与断裂构造有一定关系, 且泉点的空间分布与小震活动具有较好的匹配性, 水温高、矿化度高、循环深度深的区域小震活动频发。

贺兰山东麓断裂自北向南分为 5 个次级断裂, 南段的活动性与中北段相比明显弱, 且其活动周期也要长于中北段 (杜鹏等, 2009)。贺兰山东麓断裂北段位于断裂交汇部位, 断裂开启程度及破碎程度高, 这种构造格局为该地区地下水的运移及循环提供了良好通道, 地下热水循环深度深, 运移过程中与围岩发生的水 - 岩反应较为充分, 地下水矿物质含量高, 因此该地区出露泉水的水温、TDS 及循环深度相对较高。此外有研究表明, 地下岩石在水的作用下会使断裂面产生泥化、水化和溶蚀作用, 这会导致岩石的抗压强度与断裂的摩擦力降低 (宋贯一等, 2000), 另外深部流体的孔隙压力增大可使断裂面的有效正压降低 (Knapp, Knight, 1977)。因此断裂带内地下水作用越深, 水对围岩的弱化程度就越高, 从而影响

了断裂的应力状态与地震活动性 (林元武, 1993)。贺兰山东麓断裂带北段地下水水温高、水循环深度深, 这意味着该地区地下水对断裂的弱化程度较高, 所以其地震活动表现为小震频发且震级较低的特点。相反, 贺兰山东麓断裂南段地下水水温低、循环深度浅, 地下热水对断裂的弱化作用强度较低, 容易积累构造应力, 断裂强度较大, 所以其地震活动表现为小震频度低。上述变化规律与王云等 (2014)、Yan 等 (2022) 的研究结果相一致, 由此可见, 地下水水文地球化学特征与地震空间分布均受到地质构造条件的制约。

3.7 地下水成因模式

综合前述研究资料及结果, 建立贺兰山东麓地区地下水成因模型 (图 10)。如图 10 所示, 本文研究的 10 个地下水出露点主要受地质构造的控制, 大体上沿贺兰山东麓断裂的分支分布, 区域内地下水在贺兰山东麓断裂的西侧山区获得大气降水入渗补给, 水流在重力作用下沿次级断裂带或断层裂隙向下汇集和径流, 水温随循环深度的增加而升高。随着循环深度达到 $1.7 \sim 2.8\text{ km}$ 时, 地下水被该区域下部热源加热形成热水, 并与围岩中的硅酸盐岩、碳酸盐岩、石膏等矿物发生一系列水 - 岩反应, 生成常量元素与微量元素,

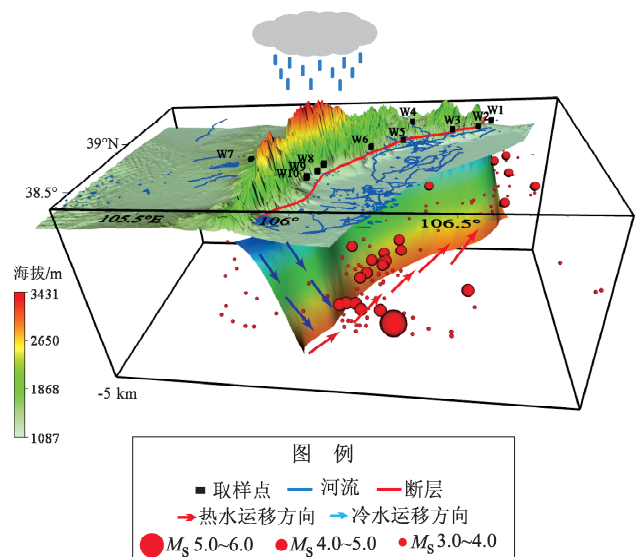


图 10 贺兰山东麓断裂地下水水文地球化学运移示意图

Fig. 10 A model of hydrogeochemical migration of the groundwater in the Eastern Piedmont Fault of the Helan Mountains

而后在断裂交汇处上升至地表并与浅部冷水发生混合,最后携带深部信息以泉水形式出露于地表。

地震的孕育过程会使孕震区地下应力场发生变化,从而触发断裂带内含水层破碎,致使不同含水层水体相互混合,地下水水化学组分、同位素组成等水化学信息发生改变。因此,在贺兰山东麓断裂带开展地下水水文地球化学特征研究,对于了解当地地下水循环特征、地震孕育过程具有一定意义。

4 结论

本文对贺兰山东麓断裂带内采集的20件地下水水样的水文地球化学特征进行了分析与研究,探讨了贺兰山东麓断裂带与水化学组成及地震活动的关系,并分析贺兰山东麓地区地下水成因模式,得到以下结论:

(1) 贺兰山东麓断裂地下水总体偏弱碱性,阳离子以 Ca^{2+} 和 Na^+ 为主,阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主。研究区内地下水主要受大气降水补给,补给高程范围为1.07~2.04 km。 $\text{Na}-\text{K}-\text{Mg}$ 三角图显示,研究区地下水为“未成熟水”,绝大多数水样的矿物饱和指数 $SI < 0$,表明区域地下水中各个离子含量大体处于未饱和状态。利用温标法估算该区域地下水的热储温度为74.6℃~114.1℃,循环深度为1.7~2.8 km。

(2) 研究区地下水化学组分受硅酸盐岩和蒸发盐岩风化作用影响,水-岩相互作用主导了该区域水文地球化学过程。地下水 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 等主要源自于碳酸盐岩的溶解, SO_4^{2-} 主要来源于石膏的溶解, Na^+ 主要来源钠长石等硅酸盐矿物的溶解。地下水样中的Sr、Ba、Li等微量元素富集因子 $EF > 1$,富集程度高,其余大部分微量元素含量较低,说明当地地下水为未成熟水,矿化度低,水-岩反应程度不强。

(3) 贺兰山东麓地区地下水出露主要受断裂控制,区内地下水水温、矿化度、矿物饱和指数及循环深度呈北高南低的分布特征。水化学组分高值区内小震活动频度高、震源深度深。地下水在山区接受大气降水入渗补给,沿断层裂隙向下径流,与岩层中的硅酸盐岩、碳酸盐岩、石膏等矿物发生水-岩反应,后携带深部信息以泉水形式出露于地表。

参考文献:

- 邓起东,汪一鹏,廖玉华,等. 1984. 断层崖崩积楔及贺兰山山前断裂全新世活动历史[J]. 科学通报,29(9):557-560.
- 董云鹏,李玮,张菲菲,等. 2021. 南北构造带北段贺兰山的形成与演化[J]. 西北大学学报(自然科学版),51(6):951-968.
- 杜建国,刘丛强. 2003. 同位素地球化学在地震研究方面的作用[J]. 地震,23(2):99-107.
- 杜建国,仵柯田,孙凤霞. 2018. 地震成因综述[J]. 地学前缘,25(4):255-267.
- 杜鹏,柴焱章,廖玉华,等. 2009. 贺兰山东麓断裂南段套门沟—榆树沟段全新世活动与古地震[J]. 地震地质,31(2):256-264.
- 耿侃,杨志荣. 1990. 贺兰山气候特征与气候地貌[J]. 烟台师范学院学报(自然科学版),6(2):49-56.
- 胡进武,王增银,周炼,等. 2004. 岩溶水锶元素水文地球化学特征[J]. 中国岩溶,23(1):38-43.
- 黄锦忠,谭红兵,王若安,等. 2015. 我国西北地区多年降水的氢氧同位素分布特征研究[J]. 水文,35(1):33-39,50.
- 廖玉华,潘祖寿. 1982. 宁夏红果子沟长城错动新知[J]. 地震地质,4(2):77-79.
- 林元武. 1993. 红河断裂带北段温泉水循环深度与地震活动性的关系探讨[J]. 地震地质,15(3):193-206.
- 刘成龙,王广才,史浙明,等. 2020. 云南硫磺洞温泉水文地球化学特征和成因分析[J]. 地震研究,43(2):278-286.
- 吕婕梅,安艳玲,吴起鑫,等. 2015. 贵州清水江流域丰水期水化学特征及离子来源分析[J]. 环境科学,36(5):1565-1572.
- 吕苑苑,郑绵平. 2014. 盐湖硼、锂、锶、氯同位素地球化学研究进展[J]. 矿床地质,33(5):930-944.
- 任光远. 2019. 基于热储法的银川盆地地热资源评价[J]. 环境与发展,31(10):30-31.
- 石宏宇,王万丽,周晓成,等. 2021. 四川石棉公益海温泉水文地球化学特征[J]. 地震,41(1):93-115.
- 宋贯一,易立新,宋晓冰. 2000. 地下热水对断裂活动与地震活动的影响研究[J]. 地震学报,22(6):632-636.
- 王恒纯. 1991. 同位素水文地质概论[M]. 北京:地质出版社.
- 王善博,唐书恒,万毅,等. 2013. 山西沁水盆地南部太原组煤储层产出水氢氧同位素特征[J]. 煤炭学报,38(3):448-454.
- 王云,赵慈平,刘峰,等. 2014. 小江断裂带及邻近地区温泉地球化学特征与地震活动关系研究[J]. 地震研究,37(2):228-243.
- 武向峰,曹志敏,许淑梅,等. 2020. 贺兰山中南部香山群地球化学特征及构造沉积背景[J]. 西安石油大学学报(自然科学版),35(2):1-12.
- 颜玉聪,刘峰立,郭丽爽,等. 2021. 龙门山断裂带温泉水文地球化学特征[J]. 地震研究,44(2):170-184.
- 颜玉聪,周晓成,朱成英,等. 2022. 2020年新疆伽师 $M_s 6.4$ 地震前后伽师地区温泉水文地球化学特征[J]. 地震研究,45(2):44-56.
- 于津生. 1997. 中国同位素地球化学研究[M]. 北京:科学出版社.
- 於昊天,马腾,邓娅敏,等. 2017. 江汉平原东部地区浅层地下水水化学特征[J]. 地球科学,42(5):685-692.
- 张春山,张业成,吴满路. 2003. 南北地震带南段水文地球化学特征

- 及其与地震的关系[J]. 地质力学学报, 9(1): 21–30.
- 张磊, 郭丽爽, 刘树文, 等. 2021. 四川鲜水河—安宁河断裂带温泉氢氧稳定同位素特征[J]. 岩石学报, 37(2): 589–598.
- 郑淑蕙, 张知非, 倪葆龄, 等. 1982. 西藏地热水的氢氧稳定同位素研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), (1): 99–106.
- 周晓成, 王万丽, 李立武, 等. 2020. 金沙江—红河断裂带温泉气体地球化学特征[J]. 岩石学报, 36(7): 2197–2214.
- 周训, 曹琴, 尹菲, 等. 2015. 四川盆地东部高褶带三叠系地层卤水和温泉的地球化学特征及成因[J]. 地质学报, 89(11): 13.
- 左银辉, 邱楠生, 邓已寻, 等. 2013. 查干凹陷大地热流[J]. 地球物理学报, 56(9): 3038–3050.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters [J]. Science, 133(3465): 1702–1703.
- Favara R, Grassa F, Inguaggiato S, *et al.* 2002. Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake – related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily) [J]. Applied Geochemistry, 16(1): 1–17.
- Fournier R O, Truesdell A H. 1973. An empirical Na – K – Ca geothermometer for natural waters [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37(5): 1255–1275.
- Fournier R O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems [J]. Geothermics, 5(1–4): 41–50.
- Gaillardet J, Dupre B, Louvat P, *et al.* 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers [J]. Chemical Geology, 159(1): 3–30.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na – K – Mg – Ca geothermometers [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12): 2749–2765.
- Han J, Zhao L Q, Sun X Y, *et al.* 2022. Electrical structures of the Yinchuan Basin and adjacent area, western North China Craton, inferred from magnetotelluric imaging [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 227(2): 105089.
- Kabata – Pendias A. 2010. Trace elements in soils and plants [M]. USA: CRC press.
- Kingsley S P, Biagi P F, Piccolo R, *et al.* 2001. Hydrogeochemical precursors of strong earthquakes: a realistic possibility in Kamchatka [J]. Physics and Chemistry of the Earth Part C Solar Terrestrial & Planetary Science, 26(10–12): 769–774.
- Knapp R B, Knight J E. 1977. Differential thermal expansion of pore fluids; fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments [J]. Journal of Geophysical Research, 82(B17): 2515–2522.
- Lin A, Hu J, Gong W. 2015. Active normal faulting and the seismogenic fault of the 1739 M8.0 Pingluo earthquake in the intracontinental Yinchuan Graben, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 114(1): 155–173.
- Ma X G, Jia W X, Zhu G F, *et al.* 2018. Stable isotope composition of precipitation at different elevations in the monsoon marginal zone [J]. Quaternary International, 493(10): 86–95.
- Minvielle S, Lastennet R, Denis A, *et al.* 2015. Characterization of karst systems using S_{LC} – P_{CO2} method coupled with PCA and frequency distribution analysis. Application to karst systems in the Vaucluse county (Southeastern France) [J]. Environmental Earth Sciences, 74(12): 7593–7604.
- Skelton A, Andrén M, Kristmannsdóttir H, *et al.* 2014. Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland [J]. Nature Geoscience, 7(10): 752–756.
- Tokunaga T. 1999. Modeling of earthquake – induced hydrological changes and possible permeability enhancement due to the 17 January 1995 Kobe Earthquake, Japan [J]. Hydrol, 223(3–4): 221–229.
- Tsunogai U, Wakita H. 1995. Precursory chemical changes in ground water; Kobe earthquake, Japan [J]. Science, 269: 61–63.
- Verma S P, Santoyo E. 1997. New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 79(1): 9–23.
- Wei G X, Chen F H, Ma J Z, *et al.* 2014. Groundwater recharge and evolution of water quality in China's Jilantai Basin based on hydrogeochemical and isotopic evidence [J]. Environmental Earth Sciences, 72(9): 3491–3506.
- Wei Z, He H, Lei Q, *et al.* 2021. Constraining coseismic earthquake slip using Structure from Motion from fault scarp mapping (East Helanshan Fault, China) [J]. Geomorphology, 375(2): 107552.
- Wiersberg T, Erzinger J. 2011. Chemical and isotope compositions of drilling mud gas from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes; Implications on gas migration and the permeability structure of the San Andreas Fault [J]. Chemical Geology, 284(1–2): 148–159.
- Yan Y C, Zhou X C, Liao L X, *et al.* 2022. Hydrogeochemical characteristics of geothermal water and precursory anomalies along the Xianshuihe Fault Zone, Southwestern China [J]. Water, 14(4): 550.
- Yang X, Dong Y. 2020. Multiple phases of deformation in the Southern Helanshan Tectonic Belt, Northern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 201: 104497.
- Zhang J, Tsujimura M, Song X F, *et al.* 2016. Using stable isotopes and major ions to investigate the interaction between shallow and deep groundwater in Baiyangdian Lake Watershed, North China Plain [J]. Hydrological Research Letters, 10(2): 67–73.
- Zhou H L, Zhou X C, Su H J, *et al.* 2022. Hydrochemical characteristics of earthquake – related thermal springs along the Weixi – Qiaohou Fault, Southeast Tibet Plateau [J]. Water, 14(1): 132.
- Zhou X C, Li C, Ju X M, *et al.* 2010. Origin of subsurface brines in the Sichuan Basin [J]. Groundwater, 35(1): 53–58.

Hydrogeochemical Characteristics of the Groundwater in the Eastern Piedmont Fault of the Helan Mountains

WANG Xiaotao, DING Fenghe, ZHANG Yanxia, LI Xinyan, HE Jiawei

(*Earthquake Agency of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, Ningxia, China*)

Abstract

In this study, 10 groundwater samples were collected in the Eastern Piedmont Fault of the Helan Mountains to investigate the hydrogeochemical characteristics during the flood and dry season by various methods, such as Piper trilinear diagrams and ion ratios. We also discussed how the Eastern Piedmont Fault of the Helan Mountains was related with the chemical composition of the groundwater and the earthquake activity. We further built a model illustrating the genesis of the groundwater in this area. The results show that: ① The groundwater is generally alkaline in this area. The main cations in groundwater samples are Ca^{2+} and Na^+ , while the main anions are HCO_3^- and SO_4^{2-} . ② Hydrogen and oxygen isotopes indicate that precipitation is the main source of recharge for groundwater in the study area, and the recharge height is between 1.07 km and 2.04 km. Almost all groundwater in the study area is “immature water” with a weak degree of water-rock reaction. The mineral saturation index in most water samples is less than 0, indicating that the content of each ion in the regional groundwater is generally in an unsaturated state. The geothermal reservoir temperature calculated is 74.6 °C—114.1 °C, and the circulation depth ranges from 1.8 km to 2.7 km. ③ Most of the trace elements enrichment factors (EF) are less than 1, indicating that the groundwater is “immature” with low mineralization. The degree of water-rock reaction was relatively weak. ④ Water temperature, mineralization, mineral saturation index and water circulation depth is high in the north part and low in the south part. The small earthquakes’s activity has a high frequency but weak intensity in high value zone of hydrochemical components. ⑤ Groundwater in the study area is recharged by infiltration of atmospheric precipitation in the nearby mountains, and the groundwater during subsurface circulation is heated by the Earth’s heat flow. The groundwater reacts with the surrounding rock and eventually rises along the fracture to the surface as hot springs.

Keywords: groundwater; the Eastern Piedmont Fault of the Helan Mountains; hydrogeochemistry; hydrogen and oxygen isotopes; trace elements