

刘永梅,崔月菊,孙凤霞,等. 2023. 内蒙古—辽宁交界地区地下水化学类型及其成因分析[J]. 地震研究, 46(1): 58–67, doi: 10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0007.

Liu Y M, Cui Y J, Sun F X, et al. 2023. Hydrochemical types and the genesis of the groundwater in the border area of Inner Mongolia and Liaoning Province[J]. *Journal of Seismological Research*, 46(1): 58–67, doi: 10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0007.

内蒙古—辽宁交界地区地下水化学类型及其成因分析*

刘永梅¹, 崔月菊², 孙凤霞², 仵柯田³, 姜莉², 刘改梅⁴, 陈立峰¹, 杜建国^{2,✉}

(1. 内蒙古自治区地震局, 内蒙古 呼和浩特 010010; 2. 中国地震局地震预测研究所 高压物理与地震科学联合实验室, 中国地震局地震预测重点实验室, 北京 100036; 3. 陕西国际商贸学院, 陕西 西安 712046; 4. 内蒙古自治区巴彦淖尔市地震局, 内蒙古 巴彦淖尔 015000)

摘要: 通过对内蒙古东部—辽宁西部地区主要活动断裂带及其周边 25 个泉、井、河流、水库取样点的氢氧同位素组成及主要离子含量进行测试, 讨论了该地区地下水的物质来源及其与地震活动的关系。结果表明: ①研究区地下水主要来源于大气降水。水样 *TDS* 范围为 40.14 ~ 1 720.87 mg/L, 低矿化度 ($TDS < 200$ mg/L) 水样的离子主要来源于岩石溶解和大气输入, 而其它水样的离子主要来源于岩石溶解和深部流体, 大气输入相对很小, 但各测区深部流体的贡献有明显差别; ②低温热水、中温热水及高温热水均为花岗岩裂隙水, 其水化学类型为硫酸型和重碳酸型, 富含碱性长石的火成岩溶解导致地下水富 Na^+ , 周围构造活动相对活跃。其中, RST 水样更接近深部储水层的热特征, 表明其受深部流体影响为主; ③NS 和 AES 水样位于阴山北部高原区, 为 CO_2 过饱和水, 属重碳酸钠型; AES 受干旱区季节性降水淋滤表层可溶盐、水体的蒸发以及深部富 CO_2 流体混入造成其矿化度最高; ④KZHQ 和 BYNE 水样分别处于碳酸盐岩含水层和含砾砂岩含水层, 由于 Ca^{2+} 参与了矿物沉淀, 水中相对富集 Na^+ , 形成重碳酸钠型水。在地震活动性较强的地段, 地下水化学成分受深部流体的影响较大。

关键词: 地下水; 氢氧同位素; 水化学类型; 补给来源; 内蒙古—辽宁交界

中图分类号: P315.723 文献标识码: A 文章编号: 1000-0666(2023)01-0058-10
doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0007

0 引言

地震活动过程常常伴随着地下流体、深部物质运动、地应力等改变。地下水主要来源于大气降水, 其化学组分受构造应力、水循环过程、围岩性质及深部流体组成等的控制。地下水的化学组分变化及其形成规律演变能够灵敏地反映地壳的应力、应变状态及区域性地震、地热和构造活动(汪成民, 1991; 车用太, 鱼金子, 2006; Du et al., 2008; 张桂铭, 刘文锋, 2013; 张炜斌,

2013; 钟骏等, 2018; 杜建国等, 2018; 刘春国等, 2022); 地下水中的主量和微量元素及稳定同位素是判别地下水成因、追踪水化学演化的基本参数(Capecciacci et al., 2015; Qi et al., 2017; 杜建国等, 2018; 钟骏等, 2018; 路畅等, 2022)。孙小龙等(2016)通过分析海原断裂带泉水化学组分及氢氧同位素, 发现泉水和三塘地下水与围岩介质之间的水-岩互相作用程度较高、地下水循环深度较大; 孙凤霞等(2020)发现辽宁地下水中 F^- 含量较高, 且 F^- 与温度、pH、 Na^+ 和 HCO_3^- 呈正相关, 表明地下水的化学类型是深部富

* 收稿日期: 2022-02-21.

基金项目: 2021 年度内蒙古地震局局长基金课题(2021JC05)、2022 年度震情跟踪定向工作任务(2022010316)和 2021 年度河北省地震科技星火计划项目攻关项目(DZ202108090107)联合资助.

第一作者简介: 刘永梅(1983-), 工程师, 主要从事与地震、构造相关的水文与气体地球化学等研究.
E-mail: bxiiwangg@126.com.

✉ 通讯作者简介: 杜建国(1956-), 研究员, 主要从事地球化学、地震地质和岩石物理研究.
E-mail: jiangquodu@hotmail.com.

CO₂ 流体及大气降水与花岗岩反应的结果。在地球化学研究领域,地下水的离子浓度和同位素组成可以示踪构造活动与地震相关的前兆信息(高小其等, 2015; 刘耀炜等, 2015; 张磊等, 2016), 如前郭井 4 次采样前后有中小地震发生, 造成水的氢氧同位素出现明显波动, 且矿化度也呈现明显递增的趋势(刘铁男等, 2017); 2014 年鲁甸 M_s6.5 地震前, 云南丽江地区甘泽泉的 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻、电导率测值下降, F⁻ 含量上升(杨竹转等, 2018)。显然, 判断地下水水文地球化学异常需要系统分析无震时期地下水离子浓度、同位素组成和水岩平衡状态, 从而获取水文地球化学背景数据资料。

近年来, 内蒙古—辽宁交界地区地震活动较为活跃, 但目前内蒙古地区地震监测手段较单一, 缺乏水文地球化学监测资料。本文通过分析内蒙古—辽宁交界地区地下水的离子浓度和氢氧稳定同位素组成, 确定该地区水文地球化学背景和地下水来源, 分析水岩平衡状态, 为震情跟踪、异常核实及地震预测提供基础资料。

1 地震地质概况

内蒙古自治区境内属高原型地貌区。锡林浩特地区地处内蒙古北部高原区, 赤峰地区地处大

兴安岭南段山地、阴山山地丘陵区, 通辽地区则地处西辽河平原。按地下水资源分区, 锡林浩特地区及赤峰地区的克什克腾旗为内陆水系阴山北部高原地下水资源区, 赤峰地区的宁城县和通辽地区为西辽河水系地下水资源区。锡林浩特及克什克腾地区的采样地点位于阿巴嘎玄武岩台地区和浑善达克沙地区 NE 向的得尔布干、伊列克得断裂(Du *et al.*, 2010; 李英康等, 2014) 和 EW 向的西拉木伦河断裂附近(图 1)。阿巴嘎玄武岩台地为玄武岩喷发形成, 赋存玄武岩裂隙孔洞水。浑善达克沙地区含水层岩性为中粗砂、中细砂及粉细砂, 易接受大气降水补给。赤峰市宁城县地区的采样地点位于大兴安岭南段山地丘陵区 and 阴山山地中嫩江—八里罕断裂南端与赤峰—开原断裂交汇处南侧, 地形复杂, 地貌类型多样(图 1)。降水充沛, 水系发育, 多系长年流水, 河谷宽阔, 逆源侵蚀强烈, 从而导致山体破碎。通辽地区采样地点位于西辽河平原区中赤峰—开原断裂、北票—朝阳断裂和锦州—阜新断裂附近(图 1)。总地势西高东低, 由西南向东北缓慢倾斜, 海拔约为 100 ~ 250 m, 为第四纪砂黏土、黏砂土、砂、砂砾石组成的冲积平原。该区第四系松散堆积物厚度大, 降水量较充沛, 西部的西拉沐沦河, 乌力吉沐沦河、霍林河等常年河流流经本区, 地下水资源丰富(张宗祜, 李烈荣, 2005)。

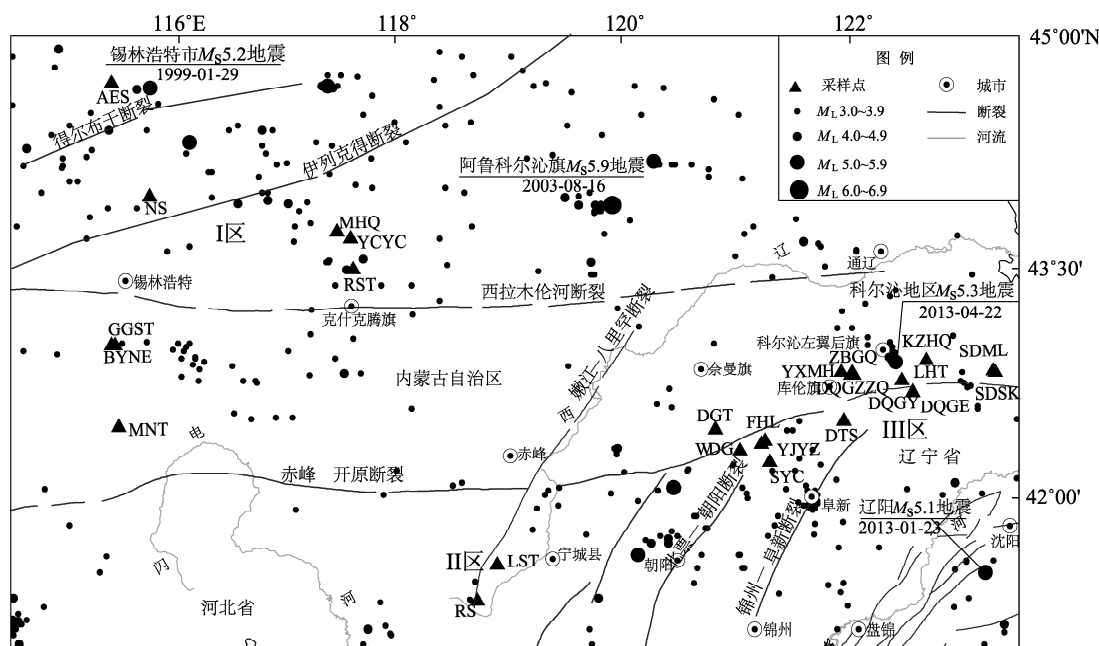


图 1 内蒙古—辽宁交界地区地震构造和采样点分布图

Fig. 1 Seismogeological map with the sampling sites in the border area between Inner Mongolia and Liaoning

内蒙古—辽宁交界地区分布有多条深大断裂,如赤峰—开原断裂,西拉木伦断裂、嫩江—八里罕断裂等。赤峰—开原断裂横贯内蒙古和辽宁交界,由西至东分别与嫩江—八里罕断裂、北票—朝阳断裂、锦州—阜新断裂等一系列 NE 向断裂相交汇,形成了内蒙古—辽宁交界地区“枝干型”断裂系,为该地区历史及现代中强地震的发生提供了有利的地质构造条件(裴惠娟等, 2015)。1990—2021 年研究区周边发生 3 级以上地震 485 次,其中包括 4 次破坏性地震:1999 年 1 月 29 日锡林浩特市 $M_s 5.2$ 地震,2003 年 8 月 16 日内蒙古—辽宁交界附近巴林左旗、阿鲁科尔沁旗地区 $M_s 5.9$ 地震,2013 年 1 月 23 日辽阳市灯塔市、沈阳市苏家屯区交界 $M_s 5.1$ 地震,2013 年 4 月 22 日内蒙古—辽宁交界科尔沁地区 $M_s 5.3$ 地震。

2 样品采集与分析方法

2.1 样品采集

2017 年 5 月 22—29 日,由中国地震局地震预测所、内蒙古自治区地震局和工作区地方地震局的同事组成的野外工作队在内蒙古—辽宁交界区的内蒙古境内进行了样品的采集工作,所采集水样来自位于断裂带附近的井、泉、河和水库共计 25 个(图 1),包括 13 个泉水样,8 个井水样,2 个河水样和 2 个水库水样。NS、RST、LST、KZHQ 水样取自地震观测井,RS 为宾馆用温泉井,是热泉水,其它均为民用井,详见表 1。本文选取河水样品,是为了对比当地大气降水与地下水的同位素组成特征,探讨地下水的来源。采样区域划分为 3 个区域,其中,Ⅰ区采集 8 个水样,Ⅱ区采集 2 个水样,Ⅲ区采集 15 个水样(表 1)。取样容器为 250 mL 的全新聚四氟乙烯瓶,取样时先将干净的瓶子用待采取样点水冲洗 2~3 次,再注满样品瓶,将瓶内的空气排净,避免空气对水样的影响。大多数样品采集自低温泉、井、河、水库,只有宁城县大城子地震台 LST 和 BYNE 为低温热水,克什克腾旗 RST 温泉为中温热水,宁城 RS 温泉为高温热水。

2.2 分析方法

采样时,现场测定了水的 pH 值、电导率(σ)和水温等参数,同时测量了采样点的气温。水化学成分在中国地震局地震预测研究所测定,

用酸碱滴定法测定 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 浓度,用 Dionex-ICS-900 型离子色谱仪及 AS-DV 自动进样器测定 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 浓度,测试结果的闭合度(ib)大都小于 5%,只有 MNT、NS 两个水样的 ib 值略高(表 1),表明分析数据可靠(Chen *et al*, 2014)。水样的氢氧同位素组成由中国科学院地质与地球物理研究所水同位素与水岩反应实验室用 Picarro L1102-i 型液态水同位素质谱仪分析完成,本试验数据结果用分析水样与维也纳标准平均大洋水(Vienna standard Mean Ocean Water, V-SMOW)的‰来表示, $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的误差分别为 $\pm 0.2\text{‰}$ 和 $\pm 0.4\text{‰}$ 。

3 结果与讨论

25 个水样的常量离子浓度、氢氧同位素组成及相关物理化学参数见表 1。采样点的水温为 $3.2\text{℃} \sim 89.3\text{℃}$,大多数为低温泉、井、河、水库;pH 值范围为 $7.01 \sim 8.85$,均呈弱碱性;电导率为 $378 \sim 9\,920\text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$,采样Ⅰ、Ⅱ区平均电导率明显大于Ⅲ区,除 YCYC 水样外($892\text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$),其它水样均超过 $1\,099\text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$;总溶解固体(Total Dissolved Solids, TDS)范围为 $40.14 \sim 1\,720.87\text{ mg}/\text{L}$,除 AES 水样($1\,720.87\text{ mg}/\text{L}$)外,其他均为淡水。水中阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主,除 RST、DQGE 水样外(64%、79%),均占阴离子总量的 85% 以上,阳离子主要为 Ca^{2+} 和 Na^+ ,除 AES、DTS 外(66%、63%),均占阴离子总量的 73% 以上(表 1)。按化学性质分,大多数为重碳酸盐。TDS 随 SO_4^{2-} 和 Na^+ 浓度增加而显著增大。 δD 值的变化范围为 $-106.7\text{‰} \sim -57.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-15.6\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$ 。 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值的平均值分别为 -76.9‰ 和 -10.5‰ 。

根据水化学分析结果,本文利用氢氧同位素组成讨论地下水来源和汇水区的高程,利用离子组成确定水化学类型,进而探讨不同类型地下水形成的地球化学机理及其与地震活动的关系。

3.1 地下水的来源

3.1.1 氢氧同位素组成特征

由于大气降水、地表水和地下水联系密切,将地表水和地下水的同位素组成与当地大气降水线进行对比研究就显得尤为重要。不仅可以利用水体中氢氧同位素组成特征来探讨地下水来源、

表 1 内蒙古—辽宁交界地区地下水样品物理化学参数

Tab. 1 Physical and chemical parameters of the groundwater samples in the border area between Inner Mongolia and Liaoning

采样 区号	采样 编号	采样位置	类型	$\lambda_e/$ (°)	$\varphi_n/$ (°)	水温/ (°C)	pH	$\sigma/$ ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)	$\text{Li}^+ /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{Na}^+ /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{K}^+ /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{Mg}^{2+} /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{Ca}^{2+} /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{F}^- /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{Cl}^- /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{SO}_4^{2-} /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{NO}_3^- /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	$\text{HCO}_3^- /$ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	TDS/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	i_b (%)	$\delta^{18}\text{O}$ (%)	δD (%)	水化学类型
I	GGST	高格斯台	河水	115.76	43.01	17.5	8.41	1566	—	45.49	3.59	17.99	50.89	1.98	17.39	3.58	0.73	328.72	306.01	-0.13%	-12.6	-90.0	Ca·Na-HCO ₃
	AES	阿尔善	泉水	115.758	44.55	7.2	8.17	1630	0.16	318.81	4.79	182.19	—	0.29	105.39	256.99	1.74	1575.01	1720.87	-1.71%	-10.8	-70.3	Na·Mg-HCO ₃
	BYNE	巴音淖尔	泉水	115.785	43.006	24.2	8.85	1787	—	70.06	2.23	11.28	22.43	—	32.46	3.13	—	301.15	292.16	3.39%	-10.9	-82.5	Na-HCO ₃
	MNT	喀妮图	泉水	115.819	42.515	6.8	8.01	1178	—	12.65	0.56	4.53	38.99	—	6.62	17.59	27.58	79.32	148.17	-5.72%	-11.0	-76.2	Ca-HCO ₃
	NS	南山	井水	116.074	43.894	7.9	7.08	9920	—	40.66	1.02	12.59	20.86	0.38	21.92	9.18	0.54	252.08	233.2	6.13%	-11.2	-88.4	Na·Ca·Mg-HCO ₃
	MHQ	毛湖沁	井水	117.592	43.676	3.2	8.16	1099	0.04	12	1.84	8.03	56.25	1.38	5.83	26.84	3.44	153.94	192.62	-4.52%	-15.6	-106.7	Ca-HCO ₃
	YCYC	义成永村	泉水	117.698	43.641	7.1	7.68	892	—	7.75	1.11	3.15	28	—	8.1	30.2	6.8	67.22	118.7	0.50%	-13.0	-99.3	Ca-HCO ₃ ·SO ₄
	RST	热水塘	温泉水	117.721	43.458	41.8	8.45	1951	0.33	100.15	5.65	—	1.67	18.92	46.8	44.33	—	89.41	262.55	1.01%	-14.9	-104.3	Na-HCO ₃ ·Cl
	LST	大城子冷水塘	井水	118.885	41.695	21.9	8.42	3090	0.43	220	6.13	0.36	14.06	8.52	28.88	281.17	—	136.46	627.78	-2.78%	-12.2	-92.3	Na-SO ₄ ·HCO ₃
	RS	热水温泉	温泉水	118.726	41.472	89.3	8.45	4070	0.58	267.72	18.05	0.27	20.41	10.68	35.65	522.48	—	36.97	894.31	-0.20%	-12.2	-88.6	Na-SO ₄
II	DGT	大沟头	泉水	120.656	42.508	10.4	8.05	1482	—	22.51	0.78	15.49	72.41	1.3	3.95	3.00	4.55	286.37	267.18	-4.08%	-9.7	-73.5	Ca-HCO ₃
	WDG	洼达沟	泉水	120.863	42.376	6.8	8.05	1710	—	11.9	0.85	15.16	90.37	1.52	9.64	40.72	39.48	223.85	321.56	-3.40%	-9.1	-67.7	Ca-HCO ₃
	YJYZ	杨家营子	泉水	121.033	42.421	10.9	7.89	882	—	8.7	0.37	3.4	29.33	—	3.85	15.42	1.37	116.29	120.58	2.45%	-9.4	-65.7	Ca-HCO ₃
	FHL	凤凰岭大梁沟	泉水	121.055	42.437	14.8	7.2	1041	—	10.92	2.99	4.08	31.37	—	5.55	41.41	—	111.59	152.12	3.65%	-8.6	-57.3	Ca-HCO ₃ ·SO ₄
	SYC	四一村	井水	121.098	42.31	9.5	7.87	1500	—	14.24	0.76	13.23	78.2	1.96	14.76	23.15	19.93	202.34	267.4	-4.85%	-8.6	-68.3	Ca-HCO ₃
	YXMH	养畜牧河	水库	121.681	42.846	10.9	7.79	701	—	5.87	1.76	2.06	23.68	—	1.96	16.75	—	76.63	90.39	0.06%	-10.0	-73.6	Ca-HCO ₃
	DTS	东通什	泉水	121.699	42.563	9.8	8.01	1170	—	12.44	0.87	11.93	21.84	0.61	3.86	10.23	8.65	108.09	124.47	3.88%	-8.8	-70.4	Ca·Mg-HCO ₃
	ZBGQ	查布根其	井水	121.767	42.836	15.2	7.01	378	—	2.9	2.02	1.09	7.18	0.25	1.51	15.48	1.63	16.13	40.14	1.63%	-8.5	-68.7	Ca·Na-SO ₄ ·HCO ₃
	DQGZZQ	大青沟珍珠泉	泉水	122.17	42.798	10.8	7.27	390	—	7.67	2.57	1.17	8.49	0.77	1.82	1.47	—	38.32	43.11	-4.93%	-10.0	-72.0	Ca·Na-HCO ₃
	DQGY	大青沟一	泉水	122.171	42.798	10.7	7.47	455	—	6.29	0.88	1.52	11.5	—	3.07	10.99	5.72	26.22	53.08	-4.36%	-9.8	-69.4	Ca·Na-HCO ₃ ·SO ₄
III	DQGE	大青沟二	泉水	122.169	42.799	11.9	7.68	1108	—	12.13	1.31	4.92	32.04	1.24	14.21	32.35	49.79	49.74	172.86	1.80%	-9.4	-69.4	Ca-HCO ₃ ·SO ₄
	LHT	莲花吐	泉水	122.261	42.726	10.4	7.62	449	—	7.41	0.72	1.6	10.41	—	2.12	—	1.72	54.45	51.19	-0.35%	-7.5	-60.2	Ca·Na-HCO ₃
	KZHQ	科左后旗	井水	122.367	42.923	11	8.43	616	—	28.3	1.5	0.33	2.09	0.02	3.37	25.72	—	44.37	83.51	-0.75%	-8.4	-66.3	Na-HCO ₃ ·SO ₄
	SDML	散都美里	河水	122.908	42.855	16.1	7.4	1329	—	10.01	0.54	4.29	48.69	1.2	12.64	55.46	5.89	109.57	193.51	1.73%	-7.7	-61.9	Ca-HCO ₃ ·SO ₄
	SDSK	散都水库	水库	122.932	42.852	16.1	7.71	614	—	4.95	0.48	1.75	22.4	—	2.42	11.22	8.77	61.17	82.57	-0.80%	-9.3	-69.8	Ca-HCO ₃

注：“—”为测值低于检测限；I区为阴山北部高原内陆水系；II区为西辽河水系大兴安岭南段山地丘陵亚区；III区为西辽河水系西辽河平原亚区。

形成等问题,还可以判定地下水的补给来源、补给区的位置高度、流域水文循环及地表水与地下水相互转化关系(李学礼等,2010)。

全球大气降水(GMW)的氢氧同位素组成呈线性变化(Rozanski *et al*, 1993): $\delta D = 8.17\delta^{18}O + 10.35$ 。由于研究区没有可用的降水同位素观测数据,所以本文采用中国东北地区大气降水线(李小飞等,2012): $\delta D = 7.20\delta^{18}O - 2.39$ 代表研究区大气降水(LMW)的氢氧同位素组成。所有样品的氢氧同位素点分布在 GMWL 和 LMWL 附近,表明水的同位素组成受水-岩同位素交换反应和深部流体的影响较小(图2)。绝大部分样品都在 GMWL 和 LMWL 交点(-13.13, -96.95)上方,研究区水样拟合线为 $\delta D = 6.4\delta^{18}O - 10.1$ ($R^2 = 0.917$, $n = 25$),其斜率明显小于 GMWL 和 LMWL,这归因于水气运移中水滴蒸发引起了同位素分馏,与干旱、半干旱大陆性季风气候,空气干燥,蒸发作用强的地理和气候特征环境的大气降水的研究结果一致(郭少峰等,2015)。

25 个水样点多为地下水天然出露裂隙水, I 区水样的氢氧同位素组成比 III 区水样的同位素组成偏轻,反映了从北部高原区到西辽河平原区受降雨过程中的蒸发作用和地下水补给的变化,同时表明该地区水循环深度较浅、循环速度快,与现代循环水的关系密切。MHQ、RST 和 YCYC 水样的氢氧同位素组成偏轻,可能反映了补给的大气降水以冬季降雪融化为主。AES 水样采样区地表为第四纪中粗粒砂,四周平坦开阔,泉水中有气泡上涌,俗称天然啤酒泉,泉流量小。水和大量 CO_2 气体进行同位素交换,使得 $\delta^{18}O$ 值降低,同时干旱区蒸发浓缩作用导致 δD 值的上升。

研究区季节性温差较大,西部和东部海拔高差约 1 000 m, δD 和 $\delta^{18}O$ 值空间变化与地势变化相对应。I 区和 II 区水样的 δD 值为 $-106.7\text{‰} \sim -70.3\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 值为 $-15.6\text{‰} \sim -10.8\text{‰}$,明显富集轻的氢氧同位素; III 区水样的 δD 值为 $-73.6\text{‰} \sim -57.3\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 值为 $-10.0\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$,比较富集重的氢氧同位素(图2)。这反映了大气降水的纬度效应引起的同位素分离作用,随着纬度升高,年平均气温降低,降水的重同位素逐渐贫化。大气降水稳定同位素的组成存在季节变化和高程分馏效应,海拔高度(气温)

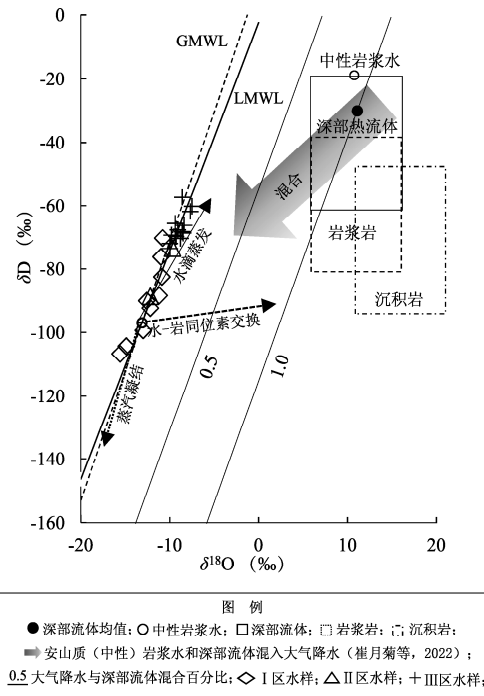


图2 内蒙古—辽宁交界地区地下水的氢氧同位素组成(据崔月菊等,2022)

Fig. 2 Plot of δD vs $\delta^{18}O$ in the groundwater in the border area between Inner Mongolia and Liaoning (Modified from Cui *et al*, 2022)

与大气降水的同位素组成成反比,即高程增加 100 m, $\delta^{18}O$ 值降低 $0.15\text{‰} \sim 0.50\text{‰}$, δD 值降低 $1.2\text{‰} \sim 4\text{‰}$ 。氧同位素组成向右偏离 LMWL 主要是由水-岩同位素交换反应引起和深部流体混入造成的。西辽河水系中 RS、LST 水样与同水系其它水样相比较贫重同位素,可归因于汇水域地势高引起的同位素分离。

3.1.2 补给区高程

利用当地大气降水同位素高程效应,可估算地下水补给区的高程。柳春晖(2006)统计回归得出了大气降水的 $\delta^{18}O$ 值与海拔高程关系式为:

$$H = \frac{\delta S - \delta P}{K} + h \quad (1)$$

式中: H 为同位素渗入高度; δS 为水样点的 $\delta^{18}O$ 值; δP 为大气降水的 $\delta^{18}O$ 值; h 为水样点高程; k 为同位素高度梯度。若 k 取值 $-0.58\text{‰}/100\text{ m}$ (柳春晖,2006), δP 取值为 -6.63‰ (GNIP),利用测得的 $\delta^{18}O$ 值就可以计算得到采样点地下水补给

区的高程（表 2）。采样点的高程和补给区的高程差内陆水系约为 10 m，西辽河水系约为 5 m，与实际地形相符。因此，内陆水系水样可能受阿巴嘎玄武岩台地和大兴安岭隆起平均海拔约为 1 155 m、1 250 m 山区和丘陵区的大气降水补给影响（王瑞久，1985；马致远等，2008）。西辽河水系山区为地下水补给区，河谷洼地、西辽河平原为地下水补给径流区。

3.2 水化学类型及成因

3.2.1 水化学类型

根据舒卡列夫分类方法，研究区 25 个水样可分为 12 种水化学类型（表 1）。I 区地形复杂，有

表 2 内蒙古—辽宁交界地区地下水采样点补给高程

Tab. 2 Calculated elevation of the groundwater recharge areas of the sampling points in the border area between Inner Mongolia and Liaoning

分区	样号	实测高程/m	补给高程/m	差值/m
I	GGST	1 240	1 250	10
	AES	988	995	7
	BYNE	1 242	1 249	7
	MNT	1 343	1 350	7
	NS	1 023	1 031	8
	MHQ	1 290	1 305	15
	YCYC	1 036	1 047	11
	RST	1 079	1 093	14
II	LST	593	603	10
	RS	683	693	10
III	DGT	446	451	5
	WDG	380	384	4
	YJYZ	477	482	5
	FHL	534	537	3
	SYC	295	298	3
	YXMH	272	278	6
	DTS	286	291	5
	ZBGQ	269	272	3
	DQGZZQ	234	240	6
	DQGY	238	243	5
	DQGE	221	226	5
	LHT	216	218	2
	KZHQ	274	277	3
	SDML	151	153	2
	SDSK	150	155	5

7 种水化学类型，分别为 $\text{Ca} \cdot \text{Na} - \text{HCO}_3$ 、 $\text{Na} \cdot \text{Mg} - \text{HCO}_3$ 、 $\text{Na} - \text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca} - \text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca} - \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 、 $\text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg} - \text{HCO}_3$ 及 $\text{Na} - \text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型；II 区 LST 和 RS 水样分别为 $\text{Na} - \text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 、 $\text{Na} - \text{SO}_4$ 型；III 区水化学类型种类相对简单，有 7 种水化学类型，分别为 $\text{Ca} - \text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca} - \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 、 $\text{Ca} \cdot \text{Mg} - \text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca} \cdot \text{Na} - \text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca} \cdot \text{Na} - \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 、 $\text{Ca} \cdot \text{Na} - \text{HCO}_3$ 和 $\text{Na} - \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型。

3.2.2 离子来源

地下水中的离子来源可以分为 4 类：大气输入、岩石溶解、深部流体和人为来源。由于 Cl^- 和 Na^+ 在水-岩作用过程中不易形成固体沉淀，所以其浓度能够较好地反映离子来源。在 Cl^- 和 Na^+ 浓度图解中不同离子来源具有不同的斜率（图 3），全部水样的 Cl^- 和 Na^+ 浓度的线性回归直线斜率为： $\text{Na}^+ = 3.30 \text{Cl}^- - 1.54$ ， $R^2 = 0.726 5$ ，明显小于岩石水溶液的斜率（6.37 和 95），相关系数偏小，结合较高的 NO_3^- 浓度（表 1），可以判断离子是多来源的，而且有人为来源。I 区水样的线性回归斜率为： $\text{Na}^+ = 3.06 \text{Cl}^- - 17.62$ ， $R^2 = 0.981 3$ ，

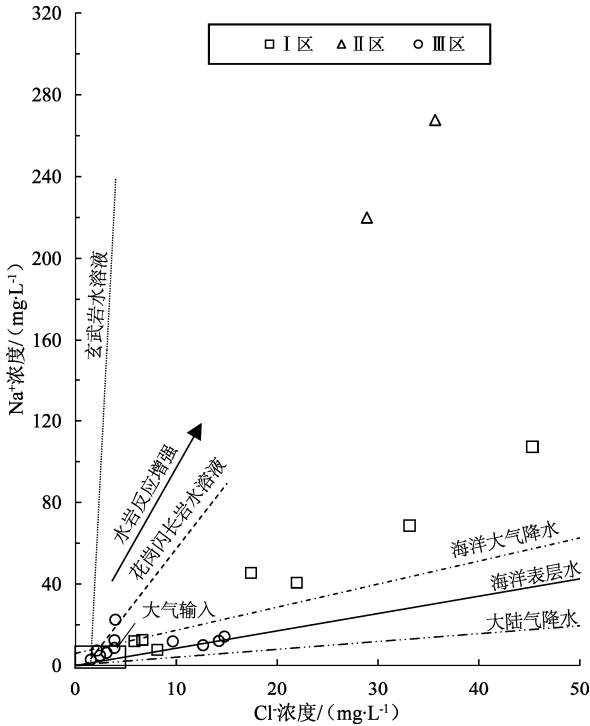


图 3 $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ 离子浓度图解（据崔月菊等，2022）
Fig. 3 Diagram of Cl^- vs Na^+ ion concentrations
(modified from Cui *et al*, 2022)

接近全部水样的斜率,表明水中离子来自岩石溶解、大气输入和深部流体;而Ⅲ区线性回归表明两种离子浓度几乎不相关($R^2=0.0398$),意味着离子来源复杂,有明显的人为来源 Cl^- 混入。Ⅱ区的2个水样未检测到 NO_3^- , Na^+ 和 Cl^- 浓度点位于岩石溶解的趋势线附近(图3),表明离子来源几乎无人源污染,考虑到大陆大气降水的 TDS 小于 20 mg/L (崔月菊等,2022),大气输入占总 TDS 的百分比很小,因此离子主要来源于岩石溶解和深部流体(图3)。

使用因子分析方法提取出控制水样各种变量的3个成分:A为岩石溶解和深部流体, Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 Li^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 TDS 、 F^- 、 T 、 HCO_3^- 、 Mg^{2+} 、 Ph 的贡献率为50.08;B为大气输入, HCO_3^- 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 TDS 的贡献率为23.16;C为人源, Ca^{2+} 、 NO_3^- 的贡献率为10.94。根据大于0.6的6个变量得出的成分矩阵可以判断深部流体主要影响的变量为 Li^+ 、 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 。这表明控制 TDS 的因素是大气输入和岩石溶解,深部流体和人为源对 TDS 影响不明显。根据 TDS 和水文地质条件判断受深部流体影响的水样包括AES、LST、RS和RST。

重碳酸根是天然水化学成分中极重要的组成部分,均由碳酸衍生而来 $[\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} - \text{HCO}_3^- + \text{H}^+, 2\text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2]$ 。在中性和碱性、低矿化度和中等矿化度水中,重碳酸根均占主导地位。淡水大部分是重碳酸型的水,大多数水样的阳离子以 Ca^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主, TDS 为 $82.57 \sim 321.56\text{ mg/L}$,主要分布在Ⅰ区和Ⅲ区(表1)。大气降水中 TDS 含量一般小于 20 mg/L ,研究区水样 TDS 平均值均大于该值,这可能是受当地蒸发作用强的影响。研究区水样均出露于第四纪砂黏土、黏砂土、砂、砂砾石层,以潜水为主,表明其循环深度较浅,主要来源是大气输入及各种碳酸盐岩类(石灰岩、白云岩、泥灰岩等)和第四纪沉积物中碳酸盐胶结物溶解溶滤的结果,同时受到季节性气候变化的影响。

Ⅰ区GGST、MNT、MHQ、YCYC水样的阳离子以 Ca^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主;AES、BYNE、NS、RST水样的阳离子以 Na^+ 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主, TDS 为 $233.20 \sim 1\,720.87\text{ mg/L}$

(表1)。AES、NS水样为 CO_2 过饱和水,位于NE向得尔布干、伊列克得断裂带上,该区域水样中 HCO_3^- 明显占优势; Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 浓度均低于 Na^+ 浓度,反映了碳酸交代硅酸盐,水中来自深部的 CO_2 为交代作用提供了物质。AES水样位于降雨量远小于蒸发量的高原区,其矿化度高可归因于季节性降水淋滤饱气层的盐分和深部富 CO_2 流体混入。BYNE水样的采样区为宏观观测点,潜水露头,泉附近分布有下白垩统的砂岩、砂砾岩及煤系地层,由盆地中心向盆地边缘,岩性颗粒变粗,厚度增加,埋深减少,循环较迅速,受溶滤作用影响大,形成典型的低矿化度的 $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型水。RST水样为不含石膏和岩盐的正常海相沉积岩中水消极交替带的水,为 $\text{Na}-\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型。

Ⅱ区山区基岩裂隙发育,入渗条件好,易接受大气降水补给,在山间盆地、河谷洼地中多分布有厚度不等的第四系松散砂砾石层,河谷中富含孔隙潜水。LST、RS水样均为观测井水样,采样点位于阴山山脉嫩江—八里罕断裂南段,赤峰—开原断裂附近,高程分别为 593 m 、 683 m , pH 值为 8.42 、 8.45 ,水温为 21.9°C 、 89.3°C , TDS 偏高,分别为 627.78 mg/L 、 894.31 mg/L ,随着矿化度的增加, Na^+ 含量也增加。LST水样来自大城子地震台观测井,冬天不结冰,全年出水。RS水样采自热水镇一家宾馆使用的温泉井水,山沟走向 $\text{NW}325^\circ$ 。两口井周边地质背景均为中侏罗统—下白垩统花岗岩、混合岩冲积物,且井西侧附近为风化的花岗岩山包。两个水样水化学类型分别为 $\text{Na}-\text{SO}_4$ 、 $\text{Na}-\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 型,是由花岗岩或片麻岩区循环经历了长期水岩相互作用(张炜斌,2013),以及深部热流体混入形成的特殊水类型。

Ⅲ区含水层厚度大,15个水样中阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主,阳离子以 Ca^{2+} 和 Na^+ 为主,均为低矿化度或者中等矿化度淡水,这反映了集水区内的降水补给量较大,冲刷程度很好,地下水循环快,形成了西辽河平原区以 $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型为主,其次为 $\text{Ca}-\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 、 $\text{Ca} \cdot \text{Na}-\text{HCO}_3$ 和 $\text{Ca} \cdot \text{Na}-\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型。ZBGQ水样为 $\text{Ca} \cdot \text{Na}-\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 型,可能是地下水补给区和流经岩石差异造成的。各采样点主要阴、阳离子组成相

似，均为重碳酸型水，但不同采样点中相同离子的含量和离子总含量存在差异。各采样点的水化学类型存在一些差别，表明各采样点的地下水形成过程有所差异，为典型的地下冷水或地表水水化学类型。

通常在深层地下水中 NO_3^- 含量很少或者没有。本文所采水样大多 NO_3^- 浓度较高，如 AES、MNT、MHQ、YCYC、DGT、WDG、YJYZ、SYC、DTS、ZBGQ、DQGY、DQGE、LHT、SDML、SDSK 水样 NO_3^- 浓度均大于 1 mg/L，而在观测井及河水中 NO_3^- 浓度很低甚至没有，只有 SDML 水样中 NO_3^- 浓度为 5.89 mg/L，偏高。这主要归因于西辽河地区引地表水灌溉量较大，相应的地表水灌溉入渗补给量也大，且 SDML 河水为稻田灌溉水，伴有藻类，是有机质污染的标志。王丹璐等（2015）研究表明，在兰州市区大气降水中无机可溶性离子的主要来源为二次转化、人为排放和土壤源，土壤源占比最高，达 49.5%。研究区地下水中无机含氮化合物主要是由大气降水、地表水带入的，研究区属于半干旱地区、人口密度低， NH_4^+ 和 NO_3^- 主要来自地表盐渍物、氮氧化物二次转化和人类活动的含氮污染物。

观测井中阳离子以 Na^+ 为主，阴离子以 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 为主，而泉、民用井、河水及水库水样中阳离子主要以 Ca^{2+} 为主，少数以 Na^+ 为主（如 AES、BYNE 及 RS 水样），阴离子以 HCO_3^- 为主。LST、RS、AES 水样矿化度偏高，随着矿化度的增加 Na^+ 含量也增加，在大多数情况下，当水的矿化度增至每升几克时， Na^+ 就成为主要阳离子。但在火成岩风化壳中，如 KZHQ、NS、RST 和 BYNE 水样，由于花岗岩的风化溶解，使基岩裂隙水成为低矿化度的 $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型水。LST、RS、RST 水样同时伴有较高浓度的 Li^+ ，分别为 0.43、0.58、0.33 mg/L， F^- 浓度分别为 8.52、10.68、18.92 mg/L，这也是花岗岩或片麻岩裂隙水的特点（Stober, Bucher, 1999）， F^- 含量明显超过《生活饮用水卫生标准》（GB 5749—2006）中的限量。表 1 中地下水中 Li^+ 、 Na^+ 、 F^- 与温度存在明显的正相关，这体现了高温地下水会促进微碱性花岗岩中含氟矿物的溶解，同时 F^- 的活性增强，有效地促进岩石、土壤表面的吸附态氟发

生解吸附作用（范基姣等，2008；易春瑶等，2013；梁礼革等，2016），这也是高氟泉水多见于高温花岗岩裂隙含水层的原因。

3.2.3 水化学特征与地震活动

研究区地震活动主要受 NE 向和 EW 向构造控制，而构造的复合部位则是地震易发部位，地震主要发生在活动断裂附近（图 1）。I、II 区构造背景复杂，是地震活动强烈区，水化学类型也相对复杂，阳离子以 Ca^{2+} 和 Na^+ 为主，阴离子以 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 为主。III 区构造简单，地震活动性弱，水化学类型也相对简单，主要为低矿化度的 $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型。东科尔沁左翼后旗一带地震活动频发，阳离子中 Na^+ 明显增多。在地震活动性较强的地段的 AES、LST、RS 和 RST 水样，观测井深部流体对地下水 TDS 的影响较大，其中 RST、RS 水样为温泉热水井，反映了地震和断裂活动对地下水化学的控制作用。

4 结论

本文对内蒙古—辽宁交界地区泉、井、河、水库的 25 个水样的成因及水文地球化学特征进行分析，研究地下水的物质来源，并讨论了其与地震活动的关系，主要得出以下结论：

（1）内蒙古—辽宁交界地区地貌特征变化大，25 个水样可归为 12 种水化学类型，地下冷水或地表水水化学类型相对复杂，地下热水水化学类型与硫酸盐有关。

（2）氢氧同位素组成表明研究区地下水主要来源于大气降水，并具有明显的高程（温度）分馏效应。研究区中内陆水系地下水主要来源为周围 1 100 ~ 1 400 m 高山的大气降水，而西辽河水系地下水主要来源为周围 600 m 左右高山的大气降水。

（3）低温水样属于低矿化度的重碳酸型，水-岩反应程度弱，离子主要来源于岩石溶解和海盐。低温热水、中温热水及高温热水的 TDS 较高，水化学类型为硫酸型和重碳酸型，离子来源于岩石溶解和深部流体；富 Cl^- 、 Na^+ 的地下水深部流体贡献较明显（如 RST 水样），而海盐源的贡献相对非常小。

(4) 锡林浩特及克什克腾地区位于内陆水系阴山北部高原 (I 区), 8 个采样点大致沿地下水流方向分布, 阳离子由上游的 Ca-Mg 型水, 向下游深层含水单元富 Na 型水的逐渐演化。西辽河水系西辽河平原亚区 (III 区) 为地下水径流、排泄区, 其地下水循环深度较浅, 速度快, 主要形成水质好、矿化度低的 HCO_3^- 型水。大兴安岭南段山地丘陵亚区 (II 区) 具有特殊的地理位置和有利的构造条件, 地下水循环深度大, 并且有利于深部热流体上涌, 形成 SO_4^{2-} 型水。

(5) 在地震活动性较强的地段, 地下水化学成分受深部流体的影响较大。

内蒙古巴彦淖尔市地震局李继成、通辽市地震局李洪伟、赤峰市地震局梁耀先、锡林浩特市地震局陈素英和孟猛以及有关旗地震局领导和同事, 辽宁省地震局王海燕等在野外考察采样期间给予大力帮助, 实验人员及时分析样品, 在此表示衷心感谢。

参考文献:

- 车用太, 鱼金子. 2006. 地震地下流体学[M]. 北京: 气象出版社.
- 崔月菊, 孙凤霞, 杜建国. 2022. 中国大陆东部温泉流体来源解析与地震地球化学异常判别方法[J]. 地震研究, 45(2): 199-216.
- 杜建国, 李营, 崔月菊, 等. 2018. 地震流体地球化学[M]. 北京: 地震出版社.
- 范基蛟, 佟元清, 李金英, 等. 2008. 我国高氟水形成特点的主要影响因素及降氟方法[J]. 安全与环境工程, (1): 14-16.
- 高小其, 梁卉, 王海涛, 等. 2015. 北天山地区泥火山的地球化学成因[J]. 地震地质, 37(4): 1215-1224.
- 郭少峰, 贾德彬, 王蓉, 等. 2015. 内蒙古正蓝旗大气降水氢氧稳定同位素特征分析[J]. 中国科技论文, (10): 2580-2584.
- 李小飞, 张明军, 马潜, 等. 2012. 我国东北地区大气降水稳定同位素特征及其水汽来源[J]. 环境科学, 33(9): 2924-2931.
- 李学礼, 孙占学, 刘金辉. 2010. 水文地球化学(第3版)[M]. 北京: 原子能出版社.
- 李英康, 高锐, 姚涛, 等. 2014. 大兴安岭造山带及两侧盆地的地壳速度结构[J]. 地球物理学进展, 29(1): 73-83.
- 梁礼革, 朱明占, 朱思萌, 等. 2015. 桂东地区地热水中氟的分布及其富集过程研究[J]. 安全与环境工程, (1): 1-6.
- 刘春国, 晏锐, 樊春燕, 等. 2022. 我国地震地下流体监测现状分析及展望[J]. 地震研究, 45(2): 161-172.
- 刘耀伟, 任宏微, 张磊, 等. 2015. 鲁甸 6.5 级地震地下流体经典异常与前兆机理分析[J]. 地震地质, 37(1): 307-318.
- 刘铁男, 孙凤霞, 崔月菊, 等. 2017. 吉林省松原地区地震监测台站水化学特征[J]. 地球科学进展, 32(8): 810-817.
- 柳春晖. 2006. 白庙温泉、赤城温泉及塘子庙温泉的水化学及同位素研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 路畅, 李营, 胡乐, 等. 2022. 唐山地区土壤气 Rn 通量及其与地震活动的关系[J]. 地震研究, 45(2): 241-248.
- 马致远, 余娟, 李清, 等. 2008. 关中盆地地下水环境同位素分布及其水文地质意义[J]. 地球科学与环境学报, (4): 396-401.
- 裴惠娟, 韩晓明, 张帆, 等. 2015. 内蒙古通辽 5.3 级地震序列特征及发震背景分析[J]. 地震工程学报, 37(1): 242-247.
- 孙凤霞, 崔月菊, 王海燕, 等. 2020. 辽宁省地震监测站地下水化学类型及成因分析[J]. 地震学报, 42(1): 79-90.
- 孙小龙, 王广才, 邵志刚, 等. 2016. 海原断裂带土壤气与地下水地球化学特征研究[J]. 地学前缘, 23(3): 140-150.
- 汪成民. 1991. 中国地震地下水动态观测网的科学创新与动态前景[J]. 地震学刊, 3: 4-8.
- 王丹璐, 张有贤, 牛武江. 2015. 兰州市冬季细颗粒中微量元素及无机可溶性离子来源分析[J]. 环境工程学报, 9(8): 3944-3954.
- 王瑞久. 1985. 氧-18 的高程效应及其水文地质解释: 以太原西山为例[J]. 工程勘察, (1): 51-54.
- 杨竹转, 邓志辉, 杨跃文, 等. 2018. 2014 年鲁甸 $M_s 6.5$ 地震前云南丽江地下流体的异常变化[J]. 地震地质, 40(2): 480-498.
- 易春瑶, 汪丙国, 靳孟贵. 2013. 水-土-植物系统中氟迁移转化规律的研究进展[J]. 安全与环境工程, (6): 59-64.
- 张桂铭, 刘文锋. 2013. 基于震例研究的地震预测预报分析[J]. 中国地震, 29(4): 528-536.
- 张磊, 刘耀伟, 任宏微, 等. 2016. 氢氧稳定同位素在地下水异常核中的应用[J]. 地震地质, 38(3): 721-731.
- 张炜斌. 2013. 京西北盆地构造区温泉流体地球化学[D]. 北京: 中国地震局地震预测研究所.
- 张宗祜, 李烈荣. 2005. 中国地下水资源(内蒙古卷)[M]. 北京: 中国地图出版社.
- 钟骏, 王博, 周志华. 2018. 精河 $M_s 6.6$ 地震前地下流体异常特征分析[J]. 中国地震, 34(4): 754-764.
- Capecchiacci F, Tassi F, Vaselli O, et al. 2015. A combined geochemical and isotopic study of the fluids discharged from the Montecatini thermal system (NW Tuscany, Italy) [J]. Geochemistry, 59: 33-46.
- Chen Z, Du J, Zhou X, et al. 2014. Hydrochemistry of the hot springs in western Sichuan Province related to the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake [J]. The ScientificWorld Journal, 2014: 1-13.
- Du J, Fu B, Guo W, et al. 2010. Significance of prehistoric liquefaction features in the Xilinhot District, Inner Mongolia, Northern China [J]. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences, 21(5): 767-779.
- Du J, Si X, Chen Y, et al. 2008. Geochemical anomalies connected with great earthquakes in China [M]//Stefánsson (Ed), Geochemistry Research Advances, New York: Nova Science Publishers, 57-92.
- Qi J H, Xu M, An C J, et al. 2017. Characterizations of geothermal springs along the Moxi deep fault in the western Sichuan plateau, China [J].

- Physics of the Earth and Planetary Interiors, 263: 12–22.
- Rozanski K, Araguas – Araguas L, Gonfiantinni R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation [M]//Swart P K, Lohmann K C, McKenzie J. Climate Change in Continental Isotopic Records. Washington DC: American Geophysical Union, 1–36.
- Stober I, Bucher K. 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region [J]. Appl Geochem, 14: 237–254.
- GB 5749—2016, 生活饮用水卫生标准[S].

Hydrochemical Types and the Genesis of the Ground Water in the Border Area of Inner Mongolia and Liaoning Province

LIU Yongmei¹, CUI Yueju², SUN Fengxia², WU Ketian³, JIANG Li²,
LIU Gaimei⁴, CHEN Lifeng¹, DU Jianguo²

(1. Earthquake Agency of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010010, Inner Mongolia, China)

(2. United Laboratory of High – Pressure and Earthquake Science, Key Laboratory of Earthquake Prediction, Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China)

(3. Shaanxi Institute of International Trade & Commerce, Xi'an 712046, Shaanxi, China)

(4. Bayannao'er Earthquake Agency, Inner Mongolia Autonomous Region, Bayannao'er 015000, Inner Mongolia, China)

Abstract

The hydrochemical types and origins of the underground water collected from 25 hot springs (wells) at the main active fault zones in the border area between Inner Mongolia and Liaoning Province were discussed based on the isotope ratios of hydrogen and oxygen as well as ion concentrations. The results show that: ① Values of δD and $\delta^{18}O$ range from -106.7‰ to -57.3‰ and -15.6‰ to -7.5‰ , respectively, which indicate the waters have a meteoric origin. The *TDS* values of water samples range from 40.14 mg/L to 1 720.87 mg/L. The ions of the water samples with low salinity ($TDS < 200$ mg/L) mainly come from rock dissolution and atmospheric input, while the ions of other water samples mainly come from rock dissolution and deep fluid. The atmospheric input is relatively small, but the contribution of deep fluid at each survey point is significantly different; ② The low-temperature, medium-temperature and high-temperature water is all granite fissure water, and their hydrochemical types are sulfuric acid type and bicarbonate type. The dissolution of alkali-feldspar in igneous rocks leads to the enrichment of Na^+ in groundwater, and the surrounding tectonic activities are relatively active. Among them, the RST water sample is closer to the hot water characteristics of deep water storage layer, indicating that the water sample is mainly affected by deep fluid; ③ The NS well and AES water samples from the northern plateau area of the Yinshan Mountain are CO_2 supersaturated water, and the soda water is $Na \cdot Ca \cdot Mg - HCO_3$ and $Na \cdot Mg - HCO_3$. AES water samples have the highest salinity due to the leaching of surface soluble salts by seasonal precipitation in arid areas, which can be attributed to meteoric water leaching soluble salts and mixture with the CO_2 – enriched, deep fluids. ④ The KZHQ and BYNE observation well are located in carbonate rock aquifer and gravel sandstone aquifer respectively. Because Ca^{2+} participates in mineral precipitation, Na^+ is relatively enriched in the water, forming sodium-bicarbonate-type water. The chemical composition of groundwater is greatly affected by deep fluids in the seismically active region.

Keywords: ground water; hydrogen and oxygen isotope; hydrochemical types; supply source; the border area between Inner Mongolia and Liaoning Province