第35卷 第4期(629~642)	中国地震	Vol. 35 No. 4
2019年12月	EARTHQUAKE RESEARCH IN CHINA	Dec. 2019

仵柯田、崔月菊、孙凤霞等,2019,鞍山-海城地区地震地下水地球化学研究,中国地震,35(4),629~642.

鞍山-海城地区地震地下水地球化学研究

仵柯田^{1,2)} 崔月菊¹⁾ 孙凤霞¹⁾ 杜建国^{1,2)}

1)中国地震局地震预测研究所,中国地震局地震预测重点实验室,北京 100036
2)中国地质大学(北京),地球科学与资源学院,北京 100083

摘要 通过测量辽宁省鞍山-海城地区地震重点监测区地下水离子浓度和氢、氧同位素组成,讨论了该区地下水化学类型的时空变化及其成因。测量结果表明,取样点水温变化范围为11.0~97.0℃,水样的总固溶物(TDS)在197.89~829.99mg/L之间,水样分为8种化学类型。大部分水样的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值均沿中国东北地区大气降水线分布,少数有所偏离,表明该区的地下水主要接受大气降水的补给,并可能有深部水的供给。研究区 Ca-HCO₃和 Ca·Mg-HCO₃型水主要是岩石风化溶解和阳离子交换作用的结果;Ca-HCO₃·Cl和 Ca·Na-Cl·SO₄型水主要受岩石风化溶解、阳离子交换作用、深部卤水混入或人类活动影响;Ca-HCO₃·SO₄和 Ca-SO₄·HCO₃型水与岩石风化溶解以及深部流体混入有关;Na-SO₄·HCO₃和 Na-HCO₃·SO₄型水主要是深部来源水体的混入造成的。采样期间研究区发生 2 次 $M_L \ge 3.0$ 地震,采样点在地震发生月份出现了明显的离子浓度异常变化;Na^{*}、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻和 SO₄²⁻浓度变化明显,对地震活动响应较灵敏。

关键词: 水文地球化学 地震 氢氧同位素 断裂带 辽东地区 [文章编号] 1001-4683(2019)04-0629-14 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地下水化学变化能够反映区域性地震、地热和构造活动。断层是岩石圈流体流动的重要通道,在地震期间起着重要作用(Špičák et al,2001;Du et al,2008);而流体压力的变化通过降低有效应力可能引发地震(Mittempergher et al,2014)。研究表明,在地震前数小时或数月会出现流体异常,且与采样点构造位置密切相关,流体从地球内向外溢出可引发或产生地震(Du et al,2008;Terakawa et al,2010;岳中琦,2013;杜建国等,2018)。例如,1968 年 1 月中旬伯利兹谷 5 级震群前,温泉水中 SO₄²⁻、Cl⁻及 Na⁺浓度急剧下降(Favara et al,2001);1999 年 9 月 21 日中国台湾集集地震前,温泉水中的 Cl⁻浓度成倍增加(Song et al,2005);2007 年云南普洱 6.4 级地震前后,温泉水中 F⁻浓度发生明显变化(Du et al,2008);2015 年 4 月 15 日阿左旗 M_s 5.8 地震前后,呼鲁斯太、迪延阿贵庙和八一井对地震响应较为敏感(孙凤震等,2016);汶川 M_s 8.0 地震前 K⁺、Na⁺浓度显著增高,表明由于构造应力导致深部水上涌(Chen

[[]收稿日期] 2019-05-09; [修定日期] 2019-11-13

[[]项目类别]中国地震局基本科研业务费专项"辽宁地区流体地球化学特征成因及机理研究"(2018IEF010204)和国家自 然科学基金"非静水压下水岩反应的实验研究"(41373059)共同资助

[[]作者简介] 仵柯田,女,1991年生,硕士,主要从事地震地球化学的研究。E-mail:420922561@qq.com

崔月菊,通讯作者,女,1985年生,副研究员,主要从事流体地球化学的研究。E-mail:cehuicuiyueju@126.com

35 卷

et al, 2014); 1965~1968年日本松代地震群后,水中某些溶解组分随井深呈线性增长 (Okuyama et al, 2016)。

鞍山-海城地区是地震的多发地带,为辽宁地震活动重点监视区,但是缺乏用于地震预测的高密度地下水监测数据。因此,本文通过研究鞍山-海城地区地下水地球化学时空演化特征,分析研究区水化学类型及其成因,探讨水化学变化与地震活动的关系,为该地区震情跟踪、异常落实和地震预测提供新资料。

1 地震地质概况

鞍山地区大地构造属于阴山-天山 EW 向构造带的东端,位于华夏、新华夏构造体系的 辽东半岛隆起带与松辽平原沉降盆地的复合部位。研究区位于辽宁省南部,辽东半岛北部, 该区的基本构造格架是在中生代燕山运动时期形成的,地处辽东台隆、西连下辽河断陷盆 地,属于辽东台隆与辽河断陷盆地的过渡区。海城地质构造属于辽东地块与下辽河断陷,东 侧上升,西侧阶梯状下降,区内新构造运动强烈,表现为明显的间歇性抬升(雷清清等, 2008)。岫岩地区处于中朝准地台东北部胶辽台隆的营口-宽甸台拱上,该台拱是一个长期 隆起区。海城-岫岩区域内主要有走向 NNE-NE、EW 和 NW-NWW 的3 组断裂,EW 向断裂形 成最早;NNE-NE 断裂为主要的构造,将区域分割成若干长条状断块,并控制了现代地形、地 貌的形成和发展;NW-NWW 断裂发育晚,穿切了原有的构造,从而奠定了本区"NE 向成条, NW 向成块"的构造格架(邓起东等,1976)。海城-岫岩地区均处于海城河断裂附近。海城-岫岩地区及邻区断裂构造比较发育,断裂构造规模较大,如走向 NE 的海城-营口断裂(盖县 断裂)和走向 NW 的海城河岭断裂(大洋河-康家岭断裂)等。

研究区广泛出露太古界和下元古界结晶基底,台拱上几乎没有盖层,仅在局部地方有中 生代构造盆地型沉积。区内分布着太古界鞍山群和元古界辽河群,主要为区域变质岩和变 质杂岩;早元古代为角闪岩相以及高绿片岩相的变质岩;古生界寒武纪、奥陶纪地层主要是 石灰岩;白垩系岩性为火山岩、砾岩;新生界有第三系半固结地层,主要为砂岩;最上部为第 四纪冲积层。区内大量出露的岩浆岩为四堡期、印支期和燕山期花岗岩、闪长玢岩(图1)。

辽宁省境内普遍存在深部流体供给,形成较好的地热资源,有 31 个地热田(点)已经得 到不同程度的开发和利用(张戈等,2004)。经调查,1999~2000 年共有热泉点 53 处,其中水 温 40~60℃的热泉点 20 处,水温 25~40℃的 19 处。鞍山市地下热水资源比较丰富,地下热 水出露 11 处,有热水井 30 口,最高水温 97℃(张伟等,2001)。岫岩县内深部流体供给量较 大,地下热水出露较多,已发现 40~50℃的中温泉 4 处,24~38℃左右的低温泉 3 处,地下热 水的出露主要与新华夏系断裂构造有关(王凤琴等,2018)。

鞍山-海城地区是地震多发区,特别是与海城市接壤的偏岭地区,地震较为频繁。研究区 地震活动十分密集,且明显具有成带成群分布的特点,前震序列呈现出明显的密集-平静特征。 例如,1975年2月4日海城曾发生7.3级地震;1988年偏岭出现震群;1999年11月29日,在岫 岩偏岭和海城孤山发生5.6级地震,近几年地震活动有增强的趋势(王凤琴等,2018)。

2 样品采集与分析方法

2014年7~12月在辽宁鞍山-海城地区采集了6次温泉、涌泉和井水样品,每月一次。其中

630



图 1 研究区地震地质简图

鞍山共有7个采样点,包括西鞍山井(XAS)、鞍山金堡纺织井(JBFZ)、汤岗子温泉(TGZ-R)、大 龙岭(DLL)、摩云山村井(MYS-1)、摩云山村大口井(MYS-2)、千山温泉(QS-R);海城地区有6 个采样点,包括海城1(HC1)、海城2(HC2)、海城3(HC3)、海城4(HC4)、海城5(HC5)、东四方 台(DSFT-R)。现场使用250mL聚乙烯塑料瓶盛装水样品,取样时将瓶内的空气排净,避免空 气对水样的影响,测定的温度、pH值、电导率等参数见表1。

在中国地震局地震预测重点实验室使用 Dionex ICS-900 离子色谱仪进行水样品离子组 分浓度的测定,测试的离子包括 Li⁺、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺和 F⁻、C1⁻、Br⁻、NO₃、SO₄²⁻(表1),浓 度检测限为 0.01mg/L(张炜斌等,2013),闭合度(IB)大多数<5%,最大不超过 8%。利用酸 碱滴定法测量 CO₃²⁻和 HCO₃浓度,测量误差低于 2%(张炜斌等,2013)。在中国科学院地质 与地球物理研究所水同位素与水岩反应实验室使用 Picarro 11102-i 型液态水同位素质谱仪 测定氢、氧同位素组成, δ^{18} O和 δ D 值的误差分别为±0.1‰和±0.5‰。

3 测量结果

由表 1可知,水样 δ¹⁸0、δD 值的分布范围分别为-11.2‰~-8.3‰和-80.2‰~-65.3‰; 水温和 TDS 分别为 11.0~97.0℃和 197.89~829.99mg/L;主要离子的浓度变化范围较大,其 中 Na⁺浓度为 5.64~204.31mg/L, Ca²⁺为 3.13~95.06mg/L, Mg²⁺为 0.02~22.69mg/L, K⁺为 0.75~9.10mg/L, F⁻为 0.01~16.15mg/L, Cl⁻为 3.48~201.79mg/L, SO₄²⁻为 0.29~277.81mg/L, HCO₃ 为 67.72~290.11mg/L, NO₃ 为 0.61~121.66mg/L。

МҮК

631

											.1.		1	Ľ	лe														
	[田 水 7元 1]	石十大堂	Ca-HCO ₃						Ca-HCO ₃						Ca-HCO ₃					Ca-HCO ₃									
	δ^{18} O	-9.1						-8.3						-10.0						-9.58									
	δD /%ee		- 68.9						-65.3											-68.74									
	B	19%	-5.2	-1.9	-1.8	-2.8	0.1	-0.1	-5.4	-2.5	-4.0	-0.7	-1.0	-0.7	-7.0	-2.7	-3.5	-2.4	-2.5	-1.4	-5.8	-3.2	-3.2	-2.2	-1.3	-1.0			
		HCO_{3}^{-}	186.07	156.28	152.80	166.69	149.33	149.33	233.09	201.42	225.73	201.42	201.42	194.48	188.08	166.69	156.28	135.44	135.44	159.75	133.05	118.07	114.60	104.18	121.55	107.66			
		CO_{3}^{2-}																											
		$\mathrm{SO}_4^{2^-}$	34.86	36.79	36.59	35.98	31.63	31.24	51.53	51.64	49.55	42.39	41.35	39.18	86.51	51.77	76.05	98.46	99.16	60.47	33.84	32.39	32.18	48.69	42.98	43.75			
		NO_3^-	19.24	21.06	20.56	20.16	18.32	17.87	1.55	1.05	0.91		1.12	1.71	14.78	8.45	19.99	33.61	33.88	14.41	11.58	10.22	8.21	24.11	18.67	21.94			
化学参数	mg•L ^{−1}	C1 ⁻	31.32	31.80	31.48	30.88	27.63	27.18	46.14	43.96	42.89	38.54	37.98	37.40	82.50	59.12	96.79	136.73	137.21	75.41	3.49	3.48	4.27	14.82	12.99	12.97			
	¢度/(」	, T	0.02	0.33	0.28	0.35	0.35	0.41	0.05	0.40	0.38	0.42	0.43	0.44	0.02	0.29	0.23	0.18	0.17	0.27	0.21	2.19	2.28	06.0	1.09	0.98			
1物理、	南于淡	Ca^{2+}	49.24	51.70	50.87	51.03	51.65	50.86	58.31	59.54	59.02	59.56	58.81	57.36	62.20	56.26	68.22	86.52	86.72	66.84	34.77	36.70	35.89	40.54	43.47	41.17			
样品的		${\rm Mg}^{2+}$	11.64	12.16	11.98	12.00	11.96	11.81	13.91	14.22	14.13	14.23	13.92	13.61	16.71	14.85	18.60	23.22	23.16	17.33	4.37	4.39	4.22	8.25	8.48	8.37			
区水		\mathbf{K}^{+}	0.88	0.97	0.94	0.93	0.95	0.94	06.0	0.99	0.99	1.02	0.95	1.00	0.91	0.85	06.0	1.02	1.16	0.95	1.36	1.45	1.46	1.33	1.42	1.34			
近 小 近		Na^+	13.58	14.32	14.14	14.13	14.05	13.96	21.26	21.50	21.52	21.85	21.55	21.49	25.41	22.37	29.41	36.36	36.34	25.44	8.81	9.07	8.90	12.11	11.65	11.94			
		TDS	348.11	325.42	319.64	332.15	305.88	303.60	428.77	394.72	415.11	379.42	377.53	366.66	478.45	380.66	466.47	551.53	553.25	420.87	231.49	217.98	212.03	254.93	262.30	250.11			
	На	1	7.32	6.72	7.40	7.40	7.08	7.10	6.72	6.88	6.79	6.94	6.95	6.84	6.74	6.95	6.98	6.78	6.75	6.73	7.25	6.91	7.49	7.37	7.13	7.05			
	电导率 //	cm^{-1})	408.0	417.0	417.0	409.0	409.0	405.0	497.0	455.0	505.0	496.0	484.0	481.0	567.0	450.0	640.0	809.0	813.0	594.0	248.3	258.0	253.5	326.0	337.0	328.0			
	日期	(年-月)	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014.12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12			
	温度	$^{\circ}$ C			11 0	0.11						14.0					18.0	0.01			20.0								
	水 市 田	₹¥ m/			110	011						100					107				110								
	类	壆			#	¥					#	×					#	×					#	¥					
	北纬	(。)/			41.00	00.14						40.82					40.81	10-01			40.94								
表 1	东经	(。)/			122 05	66.771						122.73					122 69	10.771			23.06								
	采材	性点			K₽	冬					瘦:	域3			海城 4							摩云山村井							

632

中国地震

35 卷

—

_

4期		仵柯田等: 鞍山-海城地区地震地下水地球化学研究																633									
续表 1	国米市	化子头壁	Ca•Mg-HCO ₃						$Ca \cdot Na - Cl \cdot SO_4$						Ca-HCO ₃ • Cl						$Ca-HCO_3 \cdot SO_4$						
	δ^{18} O	1000	-9.7						-9.4						-9.3						-9.7						
	δD	1000	71.8												-67.5						-66.8						
	B	10%	-2.8 -	-0.8	-1.7	-0.9	-0.4	-0.7	-7.3 -	-5.8	-5.8	-5.2	-3.5	-3.3	-2.6 -	-4.6	-3.8	-1.5	-2.2	-1.9	-5.4 -	-1.8	-3.2	-0.9	6.0-	-1.4	
		HCO_{3}^{-}	239.10	246.57	225.73	211.84	243.10	225.73	169.07	138.91	138.91	135.44	142.38	145.86	109.54	138.91	118.07	138.91	135.44	128.49	161.06	118.07	114.60	111.13	111.13	114.60	
		$10^{2^{-}}_{3}$																									
		$0^{2^{-}}_{4}$ ().53).35).58).29	15	17.06	52.92	15.56	32.91	0.34)5.05	3.63	24.28	31.27	13.60	13.64	13.93	0.66	3.72	3.64	3.49	3.47	3.33	
		40 ⁻ 3 S	.81	.93) 69.(U	.61 (-	2.90 24	4.54 25	4.48 24	0.04 23	.36 2(84 20	4.97	0.06 12	7.12 13	0.36 11	5.50 11	5.17 11	1.66 8	66.0	6.50 3	3.16	3.13	3.31 3	
	$\cdot \mathrm{L}^{^{-1}}$.10	.30 0	.81 C	.07	.83 0	.93	4.24 1	8.95 1	4.60 1	1.79 9	2.43 5	9.48 2	5.88 1	1.29 8	5.95 8	7.66 6	7.81 7.	8.28 7.	0.68 12	5.00 C	5.67 1	4.53 1	4.37 1	4.30 1	
	₹/(mg		0.03 4	.40 4	.52 6	.45 4	.40 3	.40 3	0.02 18	.30 17	.29 19	.29 20	.31 18	.31 17	0.02 20	0.16 5	0.17 5.	0.17 4	0.16 4	0.17 4	0.02 50	0.28 20	0.28 20	0.27 2,	.27 2.	.31 2,	
	于浓度	a ²⁺	3.48 C	4.67 C	7.90 C	4.51 C	4.26 C	3.05 C	1.67 0	2.78 C	4.78 C	5.06 C	3.07 C	4.17 C	9.24 C	7.10 C	0 66.6).28 C	0.61 0	0.73 0	5.05 C	9.31 C	9.75 0).82 ().80 C	0.90 0	
	密	g2+	1.15 48	2.78 54	2.05 47	1.82 42	3.04 52	2.80 48	2.55 9	.44 92	2.50 92	36 93	1.73 93	2.24 92	.16 29	5.38 70	5.92 79	5.78 8(5.75 80	5.76 8(5.28 70	.13 29	.27 29	.53 3(.51 3(.52 3(
		W + X	.72 1	.81 12	.03 12	.99 1	.57 13	.79 12	.93 22	.01 2	.03 22	.99 22	.04 2	.16 22	.75 7	.00	.94 1:	.23 15	.94 1:	.94 1	11.15	.87 7	.76 7	.78 7	.78 7	.78 7	
		[a+	.84 0	.86 0	.83 1	.81 0	.64 0	.11 0	0 09.0	5.56 1	5.72 1	.21 0	6.66 1	.77 1	.63 0	5.57 1	3.24 0	.58 1	.14 0	7.10 0	5.57 1	.51 0	.74 0	.98 0	0 76.	.86 0	
		N N	.76 5	.32 5	.91 5	.06 5	.75 5	.97 6	.64 79	.42 85	89 86	.43 87	.32 85	.88 85	.82 11	.76 26	.68 28	.57 27	.99 27	.58 27	.09 25	11 68.	.22 11	11 69.	.43 11	.92 11	
	-		9 310	4 326	5 300	6 280	1 321	1 298	69 808	0 786	,6 798	5 785	6 732	5 736	8 203	3 514	2 517	3 485	3 496	5 490	2 532	9 197	1 211	8 203	203	8 206	
	外:	- -	2.7 0.	0 6.9	0 7.2	2.7 0.	.0 7.1	0. 7.3	0 6.6	.0 6.6	.0 6.7	.0 6.8	0.6.6	.0 6.6	0. 7.3	0 6.9	0 6.9	.0 6.2	.0 6.4	.0 6.4	0 6.9	7 7.0	.8 7.0	.1 6.7	.0 6.8	.9 6.7	
	● - -	cm	324	362	332	310	364	333	966	1018	1054	1047	1036	1073	279	582	681	644	654	654	631	235	269	271	271	269	
	日期	(年-月)	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	
	温度	$^{\circ}$			200	0.02						14.0					15.0						16.0				
	大井 御田 御	₩ 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1			100	400					:	60					100						78				
	₩	型			#	Ķ					#	Ϋ́					#	Ϋ́					#	Ϋ́			
	北纬	(。)/			20.14	41.00						41.03					40.84				40.86						
	东经	(。)/			10.00	46.77						122.93					22.82						22.81				
	采丝	产点			西载	- 13#	_			教	山全	塗纺	<u> </u>				海域	(-					」 1	6			

4 期

作柯田等· 薪山-海城地区地震地下水地球化学研究

СМҮК

	。 化学类型	0.2 Ca-HCO ₃ ·SO ₄							.5 Ca-SO ₄ · HCO ₃											0.3 Na-SO ₄ · HCO ₃					.2 Na-HCO ₃ • SO ₄							
S ¹⁸	δ ¹⁸ /%		.5 -1(6- 9							0 -10								2 -11							
δD	/ %	-74.						-66.						-77.						-75.						-80.		_				
B	- %	-4.3	-2.6	-5.0	-0.8	0	-1.9	-5.5	-3.5	-3.3	-1.4	-2.0	-1.4	-7.8	-5.8	-6.1	-6.5	-4.7	-4.8	-4.2	-4.0	-5.0	-4.2	1.3	-0.1	-6.2	-6.5	-6.0	-6.5	-4.3	-4.5	
	HCO_{3}^{-}	90.04	76.40	104.18	135.44	114.60	93.77	134.05	111.13	111.13	138.91	138.91	128.49	280.11	138.91	131.97	104.18	128.49	135.44	194.08	159.75	180.59	163.22	69.46	64.25	210.08	67.72	71.19	71.19	79.87	76.40	
	CO_{3}^{2-}														27.33	34.16	54.65	30.74	23.91					6.83	13.66		54.65	47.82	54.65	44.41	47.82	
离子浓度/(mg·L ⁻¹)	SO_4^{2-}	47.81	51.91	50.76	42.61	38.48	34.20	86.51	88.52	90.31	80.79	81.21	82.69	273.55	276.01	269.99	277.81	240.50	249.22	169.43	180.36	174.89	179.21	162.18	172.18	148.01	162.97	160.31	161.28	143.57	142.72	
	NO ⁻ 3	54.00	77.64	66.74	18.26	24.60	112.57	34.28	33.38	34.31	14.54	17.03	26.47		1.07	0.92																
	CI-	9.26	12.47	11.64	9.40	8.79	20.78	46.78	45.63	45.59	41.69	41.73	42.04	66.61	67.12	66.61	67.12	59.76	62.02	59.87	61.86	60.08	61.47	57.44	60.50	52.31	55.74	55.35	55.91	50.24	50.59	
	۲.	0.01	0.20	0.20	0.20	0.16	0.31	0.04	0.44	0.44	0.48	0.48	0.47	1.76	17.72	17.49	18.09	18.77	19.46	1.45	15.42	15.01	15.13	15.85	16.15	1.49	16.06	15.96	16.10	16.80	16.86	
	Ca ²⁺	36.19	42.54	40.73	42.90	39.99	55.91	52.50	53.46	54.56	58.49	57.13	58.84	3.56	3.83	3.85	3.85	4.58	4.54	4.98	5.13	5.12	5.19	5.44	5.23	3.13	3.36	3.31	3.48	3.64	3.65	
	Mg ²⁺	7.41	8.53 4	8.36 4	9.41 2	9.07	8.97	3.46	3.52	3.79	4.14	4.01	4.76	0.04	0.06	0.17	0.05	0.26	0.16	0.03	0.05	0.03	0.03	0.09	0.06	0.02	0.02	0.02	0.06	0.10	0.11	
	K ⁺	1.76	2.40	2.21	3.89	3.32	1.76	1.65	1.64	1.63	1.64	1.68	1.75	8.32	8.91	8.66	8.78	8.98	9.10	4.08	4.49	4.27	4.41	4.94	5.10	4.57	4.89	4.80	4.98	5.18	5.11	
	Na ⁺	2.91	5.29	4.55	2.29	1.44	7.03	1.19	1.64	2.04	2.03	2.07	2.07	95.47	04.06	00.53	04.31	93.73	96.65	56.65	65.81	62.32	64.52	64.91	65.98	37.98	47.74	46.32	47.81	48.30	47.89	
	TDS	259.39 1	287.37 1	299.36 1	274.40 1	250.45 1	345.30 1	391.54 2	369.37 2	373.80 2	372.73 2	374.25 2	377.58 2	829.99 1	745.34 20	736.88 2	739.18 2	686.15 1	700.83 1	591.85 1	593.00 1	602.44 1	593.31 1	487.26 1	503.25 1	557.82 1	513.32 1	505.25 1	515.63 1	492.27 1	491.31 1	
	- Hq	7.27	6.74	7.32	7.24	7.00	6.85	6.77	7.00	6.84	6.86	6.79	6.82	8.36	7.85	8.60	8.56	8.54	8.47	7.99	8.00	8.30	8.52	8.06	8.31	8.68	8.42	8.83	8.79	8.69	8.83	
电导率	/(μs· cm ⁻¹)	317.0	371.0	362.0	343.0	374.0	453.0	481.0	448.0	499.0	509.0	516.0	548.0	937.0	975.0	959.0	965.0	957.0	971.0	753.0	780.0	773.0	772.0	816.0	804.0	679.0	703.0	703.0	697.0	708.0	697.0	
田田	「年-月) (年-月)	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	2014-07	2014-08	2014-09	2014-10	2014-11	2014-12	
油度	×2/				0.21					16.0	0.01					0 77	0.1					0 2 0	0.16					i	72.0			
水井	深∭∕			Ċ	D					180	61					208	2					000	7007			183						
₩	へ型			涯□	汞水					#	¥					温息	κ χ					调	κ χ			温泉水						
大	(°)/			10.02	66.04					40.76	0.01				41.05							41.01		41.01								
在经	(°))			30 00	CU.C2					77 67	0.77					73 13	C1.07					12 55	11.22			22.90						
- 采样点 - 摩云山村水井									- 使堂	ξs.				Н	-=	- 呵	Ķ			4	< 円 (四	- \{\	Π		汤岗子温泉 1							
								•																								

634

中国地震

35 卷

4 讨论

4.1 地下水的物质来源

4.1.1 氢氧同位素组成特征

大气降水是自然界水循环过程的一个重要环节。根据前人研究总结,大气降水氢氧同 位素组成受海洋-陆地效应、高程效应、纬度效应、季节效应和温度效应等因素控制(王凤生, 1995;李广等,2016;高宗军等,2017)。在水循环过程中,由于同位素成分的动力学分馏作 用,全球降水中氢和氧稳定同位素存在线性关系: \deltaD = 86¹⁸0+10(Craig, 1961);中国大气降水 线为:δD=7.9δ¹⁸O+8.2(郑淑蕙等,1983);中国东部季风区大气降水线为:δD=7.46δ¹⁸O+0.9 (柳鉴容等,2009);中国东北地区大气降水线为:δD=7.20δ¹⁸0-2.39(李小飞等,2012)。研究 区大气降水线斜率小于全球降水线,归因于水汽运移和水循环中发生的同位素分馏(图2)。 大部分样品分布在全国大气降水线与中国东北大气降水线之间,大龙岭(DLL)、海城3 (HC3)和千山温泉(QS-R)出现了较明显的正向漂移。地下热水的 δD 相对稳定,通常与补 给水源区的大气降水一致,而 δ^{18} O值则有所不同,深层地下热水的 δ^{18} O值常会向右偏离当地 大气降水线(高清武等,1999;高志友等,2004;Du et al,2005)。δ¹⁸0 值升高的原因可归纳为: ①地热水在深循环过程中与富集¹⁸0的围岩发生氧同位素的交换(Okada et al, 2000; Favara et al, 2001; Bahati et al, 2005); ②地热水在深循环过程中混入富集¹⁸0的深部热水(Pang et al, 2006)。为了量化与比较不同地区大气降水蒸发、凝结过程的不平衡差异, Dansgaard (1964)定义了氘盈余 d=δD-8δ¹⁸O,较高的氘盈余可以指示相对湿度较低的干旱气候地区水 受蒸发的影响,或者雨水中具有内陆蒸发水(高宗军等,2017)。当-10%<d<10% 时,表示 正常大气降水;当 d>10‰ 时,表示与现今不同气候条件下的降水或不同来源水混合;而当



图 2 不同类型水的氢氧同位素组成

4 期

中国地震

35 卷

d<-10‰时,表示干热气候条件下的大气降水或蒸汽凝结水。研究区属于同一气候环境,因此同一季节气候的影响可以忽略,水样的 d 值介于 1.5%~11.4‰之间,表明水主要源于大气降水。海城 2(HC2)和海城 4(HC4)的 d 值略高于 10‰,分别为 11.1‰和 11.4‰,表明可能受循环路径中其它因素的影响。大龙岭(DLL)和海城 3(HC3)偏离东北地区大气降水线,较富集¹⁸0,表明地下水可能受水岩反应或深部流体的影响。温泉水样和涌泉水样位于井水样点的左下方,相对富集轻同位素,应该是深部来源水蒸气凝结水补给造成的。

4.1.2 水化学类型的形成

依据舒卡列夫分类方法将水样分为8种水化学类型。海城3(HC3)、海城4(HC4)、大 龙岭(DLL)和摩云山村井(MYS-1)的水化学类型为Ca-HCO₃,地下水实测温度为 11.0~18.0℃,pH值6.72~7.49,矿化度低(TDS:212.03~553.25mg/L),表明其循环深度较 浅,主要来自碳酸盐溶解,会受到季节性气候变化的影响。其中摩云山村井(MYS-1)的TDS 值相对较低(212.03~262.30mg/L),F⁻浓度相对较高(0.21~2.28mg/L,平均值为1.28mg/L), 属于高氟地下水化学类型(表1),可归因于局部水循环路径中与中酸性岩浆岩有关的萤石 等含氟矿物的溶解,Ca²⁺还来源于方解石等溶解。F⁻含量越高,Na⁺含量越高,而Ca²⁺含量则 越低(乌丽罕,2015),因此,Ca-HCO₃型水化学类型的成因可能与阳离子交换作用有关。

西鞍山井(XAS)水的化学类型为 Ca·Mg-HCO₃,地下水实测温度为 20.6℃,pH 值 6.94~7.59,TDS 值低(211.84~246.57mg/L),表明地下水循环深度浅,受溶滤作用影响大,形成盆地内砂岩孔隙型水(周志华等,2014)。在水循环、溶滤过程中,含水层中的易溶盐离子(Na⁺、K⁺、Cl⁻、SO₄²⁻)优先流失;在约 25℃的条件下,方解石的溶解速度为硅酸盐的 102~106 倍(Stumm et al,1996);大气降水溶解当地第四系中普遍存在碳酸盐,使地下水富集 Ca²⁺、 Mg^{2+} 和 HCO₃等离子,形成了 Ca·Mg-HCO₃型水。

海城 1(HC1)水的化学类型为 Ca-HCO₃·Cl, TDS 值相对较高,显示水体受溶滤作用较弱,可能是碳酸盐和岩盐复分解反应使水体中有大量 CO₃²⁻、HCO₃ 和 Cl⁻。Na⁺与 Ca²⁺、Mg²⁺ 进行离子交换,导致 Na⁺浓度减小, Cl⁻浓度增加, HCO₃ 和 SO₄²⁻ 相应发生沉淀, 使 Cl⁻富集; 此 外还有可能是含氯矿物或者流体包裹体的混入, 井水中存在深部卤水。

鞍山金堡纺织井(JBFZ)水的化学类型为 Ca·Na-Cl·SO₄,矿化度较高,实测水温 14.0℃, Na⁺、Cl⁻、SO₄⁻浓度为其它样品的 3~60 倍, Cl⁻和 SO₄⁻浓度高于温泉水,归因于水循环不畅, 较多的深部流体混入。此外,也不排除人类排污水和农灌施肥的影响,较高的 NO₃⁻浓度应为施肥引起(孙凤霞等,2016;刘轶男等,2017)。

海城 2(HC2)和摩云山村大口井(MYS-2)水的化学类型为 Ca-HCO₃·SO₄,海城 5(HC5) 水的化学类型为 Ca-SO₄·HCO₃,矿化度较低,SO²⁻₄为大气降水渗入地下的过程中带入地下 水,SO²⁻ 可能主要来自石膏或太古代变质岩、燕山期花岗岩中流化物矿物。水中较高的 NO⁻₃ 浓度主要来自农业灌溉施肥(孙凤霞等,2016;刘轶男等,2017)。

研究区采样点的 Piper 三线图见图 3,可以看出 3 个温泉水采样点的水化学类型远远不同于井水。汤岗子温泉(TGZ-R)水的化学类型为 Na-HCO₃·SO₄,泉水温度较高(72℃),有较高的 F⁻浓度(1.49~16.86mg/L),具有花岗岩裂隙水典型特征。温泉水中存在 CO₃²⁻,因为在碱性条件下,溶液本身存在大量 OH⁻,抑制 CO₃²⁻ 发生水解反应。TGZ-R 样品为地热水保护

636

637

区内自涌的地下热水,是分布在第四系砂砾卵石层中的次生热水,主要含热水岩层为燕山期 花岗岩。东四方台(DSFT-R)泉水实测温度为94℃,千山倪家台(QS-R)泉水实测温度为 74℃,化学类型为 Na-SO₄·HCO₃,水样采自地热水保护区隐伏燕山期花岗岩裂隙承压热水, 地热水主要受断裂控制,热水中心靠近主干断裂。现今开发、利用的地下热水中含有硫化氢 气味,富含硫、氟及放射性元素,说明地下热水主要来自大气降水和沿断裂破碎上涌的深部 高温流体。热源是燕山期岩浆体所携带大量热能和放射性元素蜕变产生的热(张伟等, 2001)。



图 3 Piper 三线图(据 Pipper(1944)) 实心圆圈代表井水;实心三角代表温泉水;正方形代表涌泉水

4.1.3 地下水的循环

各离子浓度的变化反映水循环过程中补给、径流、埋藏、排泄以及与岩石的相互作用。 各水化学组分之间的含量比例系数可用来判断地下水化学成分的来源与形成过程(张炜斌 等,2013)。地下水离子比值,特别是毫克当量浓度(γ)的比值,如 γNa⁺/γCl⁻和 γ(HCO⁻+ SO²⁻₄)/γ(Ca²⁺+Mg²⁺),能较好地反映地下水来源和循环过程(姜海宁,2015;钱程等,2016)。 由水样主要离子毫克当量关系(图 4)可以看出,MYS-1、MYS-2、XAS 以及温泉水的 γNa⁺/ γCl⁻>1,说明地下水在径流过程中经历了强烈的水解和酸化作用使岩石风化溶解。TDS 较 高的地下水化学成分的形成和演化以淋滤地层盐为主,且随着 TDS 增大,γNa⁺/γCl⁻整体呈 下降趋势,说明 TDS 达到一定浓度时,Na⁺从蒸发岩和硅酸盐的风化产物(长石等)中释放出 来,同时水中源于碳酸盐、蒸发岩和硅酸盐的风化产物(石膏、白云石等)中的 Ca²⁺与土壤中 Na⁺交换,从而使 Na⁺浓度≥Cl⁻浓度。其它样品的 γNa⁺/γCl⁻<1,介于 0.30~0.51 之间,远小 于标准海水值 0.85,说明没有海水混入,即受岩石风化溶解作用影响。因此,研究区浅层地

4 期

下水主要离子来源于斜长石和钾长石等硅酸盐矿物、白云石和方解石等碳酸盐矿物以及盐 岩和石膏等蒸发岩的风化溶解(钱程等,2016)。所有样品的 $\gamma(HCO_3^-+SO_4^-)/\gamma(Ca^{2+}+Mg^{2+})<1$,表明 CO₂溶解对地下水的 HCO₃贡献较大,同时溶解了铝硅酸盐。水样的 $\gamma Mg^{2+}/\gamma Ca^{2+} 为 0~0.26$,远小于海水值 5.50,也表明研究区地下水未受海水的影响。地下水 Cl⁻来源于可溶性岩盐颗粒的溶解,钠、钾离子与氯离子浓度比为 1:1; $\gamma(Na^++K^+)>\gamma Cl^-$ 说明 地下水中 Cl⁻不是 NaCl 溶解的产物,应该来源于富硫和氯的深部流体。



图 4 水样主要离子毫克当量关系

4.2 水化学变化与地震的关系

在 2014 年 7~12 月期间,每月进行一次样品采集,将 13 个水样水化学参数分别取平均 值,对水化学参数与相应的均值进行比较,发现各水样参数发生不同程度的变化。所有样品 TDS 随着月份增加呈线性递减,7~9 月高于平均值,10~12 月低于平均值,这可能与季节性 降雨有关,研究区主要降雨期在 6~7 月,形成地下水会有时间滞后。NO₃ 变化反映了农业 施肥的影响,除 NO₃ 变化幅度超过 20%外(涨幅超过 20%属于正高异常),HC3、DLL、JBFZ 和 HC5 的水化学组分总体变化较小,幅度在 20%以内;对于 HC2,7 月的 Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、 Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃ 浓度比平均值分别上升 81%、75%、100%、72%、392%、32%;对于 XAS,9 月 的 Cl⁻浓度比平均值上升 51%;对于 HC4,10、11 月的 Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 浓度比平均 值分别增长 24%、22%、22%、40%、25%;对于 MYS-1,10 月的 Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 浓度比平均值 分别上升 30%、71%、25%,11 月的 Mg²⁺、Cl⁻浓度比平均值分别上升 34%、50%;对于 MYS-2, 10 月的 HCO₃ 浓度比平均值上升 32%,12 月的 Cl⁻浓度比平均值上升 72%。

HC2在7月出现Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻五项浓度涨幅正高异常,研究发现温泉水和HC2的水化学成因与深部流体混入有关,因此,上述离子出现较大涨幅可能与2014年4月 17日 M_L 3.4(40.6°N,122.9°E)和4月24日 M_L 3.1(40.7°N,122.8°E)地震流体有关,震后深部供给的流体量减少,各离子浓度下降。在地震的孕育过程中,深部流体会沿着微裂隙向上运移,造成不同层位间流体的混合,从而导致地下水流体组分发生不同程度的变化。观察采样期间离子的异常测项和异常点,发现8~10月异常测项逐渐增高,10月、11月异常测项最高, 12月开始下降(图5(a))。8月、9月HC1的SO₄²⁻、Cl⁻浓度涨幅大于20%;9月XAS的Cl⁻浓

638

СМҮК

35 卷





中国地震

度涨幅异常高;10~12月 HC4、MYS-1的 Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 浓度也出现不同程度的涨 幅(图 5(b))。2014年1月~2015年6月鞍山-海城地区共发生25次 $M_L \ge 2.5$ 地震,采样期 间发生 $M_L \ge 2.5$ 地震9次, $M_L \ge 3.0$ 地震2次,分别为10月31日 $M_L 3.1$ (40.7°N,122.8°E)和 11月20日 $M_L 3.2$ (40.7°N,122.9°E)地震,分布于大洋河断裂带附近。采样期间鞍山-海城地 震活动分为2个阶段,7~9月为第一阶段,10~12月为第二阶段,第二阶段的地震活动更加 强烈(图 5(c)),异常测项也高于第一阶段。采样点HC1、HC4、XAS、MYS-1的各离子浓度 均出现正高异常,对研究区地震响应灵敏,其中HC4距离震中最近,映震最敏感。上述采样 点在地震发生前和地震发生月份出现了明显的离子浓度变化,说明有深部含Na⁺、SO₄²⁻和 Cl⁻的流体与浅部含Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃的流体混合,Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻水化学离子浓度 变化明显,可能是对地震活动的响应。

离子浓度比值下降 20%则属于负异常。8月 HC1 的 Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 浓度比平均值分别下降 53%、50%、59%、42%、97%;7月 HC4 的 Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 浓度比平均值分别下降 23%、22%、21%、40%、34%;7~9月 MYS-1 的 Mg²⁺浓度比平均值分别下降 31%、31%、34%,Cl⁻浓度比平均值分别下降 60%、60%、51%。7~9月离子浓度比值出现负异常可能与季节变化有关,7~9月雨水充沛,大气降水补给相对增多,深部来源的流体相对减少,故离子浓度比为负异常的测项和测点相对较多。

5 结论

(1)研究区地下水化学类型复杂,主要有 8 种水化学类型:海城 3、海城 4、大龙岭、摩云山村井为 Ca-HCO₃型;西鞍山井为 Ca·Mg-HCO₃型;海城 1 为 Ca-HCO₃·Cl 型;鞍山金堡纺织井水为 Ca·Na-Cl·SO₄型;海城 2 和摩云山村水井水的化学类型为 Ca-HCO₃·SO₄型;海城 5 水的化学类型为 Ca-SO₄·HCO₃型;汤岗子温泉、东四方台温泉水的化学类型为 Na-HCO₃·SO₄型;千山温泉为 Na-SO₄·HCO₃型。

(2)所有水样的 δ¹⁸O、δD 值分布范围分别为-11.2%~-8.3%和-80.2%~-65.3%。大部 分分布在全国大气降水线与中国东北大气降水线之间,大龙岭(DLL)和海城 3(HC3)、千山 温泉(QS-R)出现了较明显的正向漂移,说明地下水主要来源于大气降水,还可能有少量深 部流体补给。Ca-HCO₃和 Ca·Mg-HCO₃型水的水循环深度浅、滞留时间短,水化学组分源于 岩石风化;Ca-HCO₃·Cl和 Ca-HCO₃·SO₄型除与岩石风化有关外,还有含 Cl⁻、SO²⁻₄的流体混 入;Ca·Na-Cl·SO₄型的矿化度较高,Na⁺、Cl⁻、SO²⁻ 浓度为其它样品的 3~60 倍,Cl⁻和 SO²⁻ 浓度高于温泉水,归因于深部流体混入和滞流时间长,或许也有人类活动的影响;Na-HCO₃·SO₄和 Na-SO₄·HCO₃型则属于大气降水和深部流体混合成因。

(3)在地震的孕育、发生过程中,沿着微裂隙向上运移的深部流体通量会发生改变,从而导致地下水流体组分发生不同程度的变化;Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 对地震活动的响应较灵敏;采样点海城1、海城4、摩云山村井、西鞍山井震前正高异常显著,海城4的地震响应最敏感。

参考文献

邓起东、王挺梅、李建国等,1976,关于海城地震震源模式的讨论,地质科学,(3),195~204.

640

MYK

35 卷

杜建国、仵柯田、孙凤霞,2018,地震成因综述,地学前缘,25(4),255~267.

- 高清武、李霓,1999,腾冲和五大连池火山区流体地球化学特征及成因探讨,地质论评,45(4),345~351.
- 高志友、尹观、范晓等,2004,四川稻城地热资源的分布特点及温泉水的同位素地球化学特征,矿物岩石地球化学通报,23 (2),134~139.
- 高宗军、于晨、田禹等,2017,中国大陆大气降水线斜率分区及其水汽来源研究,地下水,39(6),149~152,177.
- 姜海宁、谷洪彪、于一雷等,2015,瓶装饮用水的水化学、同位素特征及其指示意义,地球与环境,43(4),403~414.
- 雷清清、廖旭、董晓燕,2008,辽宁省地震构造研究,东北地震研究,24(4),1~10.
- 李广、章新平、宋松等,2016,中国不同水体中 δD 与 δ^{18} O研究进展,气象与环境学报,32(4),132~138.
- 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,环境科学,33(9),2924~2931.
- 柳鉴容、宋献方、袁国富等,2009,中国东部季风区大气降水δ¹⁸0的特征及水汽来源,科学通报,54(22),3521~3531.
- 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,地球科学进展,32(8),810~817.
- 钱程、武雄,2016,盐池内流区地下水水化学特征及其形成作用,干旱区资源与环境,30(3),169~175.
- 孙凤霞、崔月菊、郑红巍等,2016,河套盆地周缘泉水化学组分对 2015 年 4 月 15 日阿左旗 M_s5.8 地震的响应, 地震, 36 (2), 105~118.
- 王凤琴、王久明,2018,辽宁岫岩地区地质构造及地震活动研究,防灾减灾学报,34(4),63~68.
- 王凤生,1995,吉林省大气降水氢氧同位素浓度场时空展布及环境效应,水文地质工程地质,(4),28~31.
- 乌丽罕,2015, 衡水地区高氟地下水化学特征及其成因, 硕士学位论文, 北京: 中国地质大学(北京), 1~49.
- 岳中琦,2013,汶川地震与山崩地裂的极高压甲烷天然气成因和机理,地学前缘,20(6),15~20.
- 张戈、姜玉成、邵景力等,2004,辽宁地热资源与开采潜力研究,地质与资源,13(1),22~25,42.
- 张伟、董忠龙,2001,鞍山市地下热水成因探讨,东北水利水电,19(11),11~12.
- 张炜斌、杜建国、周晓成等,2013,首都圈西部盆岭构造区地热水水文地球化学研究,矿物岩石地球化学通报,32(4),489~496.
- 郑淑蕙、侯发高、倪葆龄,1983,我国大气降水的氢氧稳定同位素研究,科学通报,28(13),801~806.
- 周志华、王海燕、薛艳,2014,辽宁中南部地下井泉水化学组成特征,生态学杂志,33(6),1601~1605.
- Bahati G, Pang Z H, Ármannsson A, et al, 2005, Hydrology and reservoir characteristics of three geothermal systems in western Uganda, Geothermics, 34(5), 568~591.
- Chen Z, Du J G, Zhou X C, et al, 2014, Hydrochemistry of the hot springs in western Sichuan Province related to the Wenchuan $M_{\rm S}8.0$ earthquake, Sci World J, 2014, 901432.
- Craig H, 1961, Isotopic variations in meteoric waters, Science, 133(3465), 1702~1703.
- Dansgaard W, 1964, Stable isotopes in precipitation, Tellus, 16(4), 436~468.
- Du J, Si X, Chen Y, et al, 2008, Geochemical anomalies connected with great earthquakes in China, In: Stefánsson Ó, Geochemistry Research Advances, 57~92, New York: Nova Science Publishers, Inc.
- Du J G, Liu C Q, Fu B H, et al, 2005, Variations of geothermometry and chemical-isotopic compositions of hot spring fluids in the Rehai geothermal field, Southwestern China, J Volcanol Geotherm Res, 142(3~4), 243~261.
- Favara R, Grassa F, Inguaggiato S, et al, 2001, Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault(Western Sicily), Appl Geochem, 16(1), 1~17.
- Mittempergher S, Dallai L, Pennacchioni G, et al, 2014, Origin of hydrous fluids at seismogenic depth: Constraints from natural and experimental fault rocks, Earth Planet Sci Lett, **385**, 97~109.
- Okada H, Yasuda Y, Yagi M, et al, 2000, Geology and fluid chemistry of the Fushime geothermal field, Kyushu, Japan, Geothermics, **29**(2), 279~311.
- Okuyama Y, Funatsu T, Fujii T, et al, 2016, Mid-crustal fluid related to the Matsushiro earthquake swarm (1965–1967) in northern Central Japan: geochemical reproduction, Tectonophysics, **679**, 61~72.
- Pang Z H, Shivanna K, Abidin Z, et al, 2006, Isotope composition of geothermal waters in East Asia and the Pacific region: hydrological and geothermal energy implications, In: Proceedings of the 7th Asian Geothermal Symposium, 25~26.
- Piper A M, 1944, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses, American Geophysical Union

4 期

Song S R, Chen Y L, Liu C M, et al, 2005, Hydrochemical changes in spring waters in Taiwan: Implications for evaluating sites for earthquake precursory monitoring, Terr Atmos Oceanic Sci, 16(4), 745~762.

Špičák A, Horálek J, 2001, Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region, Tectonophysics, 336(1~4), 151~161.

Stumm W, Morgan J J, 1996, Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters, 3rd edition, 1~1040, New York: John Wiley and Sons.

Terakawa T, Zoporowski A, Galvan B, et al, 2010, High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms, Geology, **38**(11), 995~998.

Seismic-geochemistry of Groundwater in the Anshan-Haicheng Area, Liaoning Province

Wu Ketian^{1,2)} Cui Yueju¹⁾ Sun Fengxia¹⁾ Du Jianguo^{1,2)}

Key Laboratory of Earthquake Prediction, Institute of Earthquake Forecasting, CEA, Beijing 100036, China
School of the Earth Science and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

Abstract The spatial and temporal variations of groundwater chemical types and their genesis were discussed by measuring ion concentration and hydrogen and oxygen isotopic compositions in the Anshan-Haicheng area, Liaoning Province. The measurements showed that the water temperatures ranged from 11.0°C to 97.0°C, and the total dissolved solids (TDS) of the water samples ranged from 197.89mg/L to 829.99mg/L. The water samples can be divided into 8 chemical types. The δD and $\delta^{18} O$ values of the most water samples are distributed along the atmospheric precipitation line in the eastern monsoon region of China. A few deviations indicated that the well water in the study area was mainly recharged by atmospheric precipitation, but the hot spring water mixed with small amount of deep fluids. The Ca-HCO₃ and Ca · Mg-HCO₃ waters resulted mainly from rock weathering dissolution and cation exchange; Ca-HCO₃ · Cl and Ca · Na- $Cl \cdot SO_4$, waters from rock weathering dissolution with deep brine mixing or likely sewage pollution; $Ca-HCO_3 \cdot SO_4$ and $Ca-SO_4 \cdot HCO_3$ waters from rock weathering dissolution and deep fluid mixing; $Na-SO_4 \cdot HCO_3$ and $Na-HCO_3 \cdot SO_4$ waters from atmospheric precipitation with the mixing of deep source fluids. The obvious chemical anomalies of the ground waters were well correspond to two earthquakes of $M_{\rm L} \ge 3.0$ in the study area during the sampling duration. The Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, and SO_4^{2-} can be considered as the sensitive indicators to local seismic activity.

Key words: Hydro-geochemistry; Earthquake; Hydrogen and Oxygen isotopes; Fault zone; East Liaoning

642

Transactions, 25, 914~923.