西藏北羌塘盆地多格错仁地区盐泉水化学特征及其物质来源

牛新生[1,2)]，刘喜方[1,2)]，陈文西[1,2)]

1）中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037；2）国土资源部盐湖资源与环境重点实验室，北京，100037

内容提要：西藏北羌塘盆地是我国侏罗系海相找钾的主要远景区之一，在多格错仁地区发育有一系列具有明显的含钾异常的现代盐泉，研究这些盐泉水的物质来源具有重要的找钾意义和科学价值。野外采集了40个盐泉水的样品，并在室内测定了其化学组分、$\delta^{34}S$和$^{87}Sr/^{86}Sr$。分析结果显示，盐泉水具有富Na^+、Ca^{2+}、K^+、Cl^-，贫Mg^{2+}、SO_4^{2-}、HCO_3^-的特征，其Cl^-含量约占矿化度的50%以上，并与矿化度呈正相关关系，Na^+、Ca^{2+}、K^+浓度也与矿化度呈正相关关系。根据盐泉水的钠氯系数和溴氯系数判断，盐泉水属于地层溶滤水；源泉河、东温泉、多格错仁湖南岸3处的盐泉水具有与侏罗纪海水相一致的硫同位素特征，表明其在地下运移时，很可能溶解了地层中的石膏沉积；盐泉水的1000/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$投点图说明各处盐泉水在地下的运移路径和形成过程明显不同；盐泉水的$^{87}Sr/^{86}Sr$值与其区域背景值对比显示，盐泉水在形成过程中可能溶滤了夏里组二段和索瓦组一段中的蒸发岩，区内夏里组和索瓦组最有可能蕴含有成盐成钾层系。

关键词：西藏多格错仁地区；盐泉；硫同位素；锶同位素；钾盐

西藏羌塘盆地位于东特提斯羌北—滇西盐类成矿域（郑绵平等，2010，2012），是我国侏罗系海相寻找钾盐的主要远景区之一。多格错仁地区位于羌塘盆地中央隆起以北，属北羌塘盆地。在多格错仁湖以南，大致与北东—南西向展布的多格错仁湖南岸平行，自北西向南东，发育有一系列的现代盐泉，早先的研究工作显示，这些盐泉水具有明显的含钾异常（郑绵平等，2010）。盐泉是地下水与盐系相互作用后露出地表的显示，地下水与钾盐矿层相互作用必将赋予地下水来自钾盐矿床的特殊化学成分，是水化学找钾的重要标志（曲一华等，1998）。深入研究多格错仁地区盐泉水的化学组成及其物质来源，确定盐物质的来源地层层位，对于判断该区侏罗系的找钾前景，了解羌塘盆地的深部地质信息，具有重要的找钾意义和科学价值。同时，由于该区地处藏北高原无人区，研究对象又涉及到水、岩、气及其相关作用，此研究还具有一定的水文地质意义。

沉积盆地地层水的成因与演化一直是地球化学、沉积学等科学领域的热点和难点（蔡春芳等，1997），国内外地质学家通过总结海水的蒸发规律，利用现代化学和同位素分析手段建立了一系列研究模型（Banner et al.，1989；Walter et al.，1990；Hanor，1994；Davisson et al.，1996），奠定了水化学和盐物质示踪研究的基础。一般认为，沉积盆地内的地层水可能是同生沉积水的蒸发残余（Wilson et al.，1993；蔡春芳，1996），也可能是地表水或油田水的混合产物（Connolly et al.，1990），其形成和演化受水—岩作用的控制（Land et al.，1992）。本文拟根据盐泉水的化学组分及其硫和锶同位素组成，研究西藏北羌塘盆地多格错仁地区盐泉水中的盐物质来源，进而获得钾盐找矿信息。

1 地质概况及样品采集点分布

羌塘盆地是一个发育在前泥盆纪结晶基底之上以中生界海相沉积为主体的残留盆地（黄继钧，2001；王成善等，2004；黄继钧等，2007；李亚林等，2008；李忠雄等，2010），多格错仁地区盐泉水发育于侏罗系地层区，这里侏罗系自下而上发育雀莫错组、布曲组、夏里组、索瓦组和白龙冰河组，可以概括为“三砂夹两灰”结构，自雀莫错组沉积时期开始依次

注：本文为国家重点基础研究发展计划（973计划）项目（编号2011CB403003）和国土资源部盐湖资源与环境重点实验室开放基金项目（编号ZS1114）资助的成果。

收稿日期：2013-06-04；改回日期：2013-12-04；责任编辑：黄敏。

作者简介：牛新生，男，1980年出生，博士。主要从事碳酸盐岩沉积学及找矿研究工作。通讯地址：100037，北京市西城区百万庄大街26号中国地质科学院矿产资源研究所。Email：xsh_niu@foxmail.com。

经历了湖泊三角洲相沉积(张玉修等,2006;王剑等,2010)、潮坪—泻湖相沉积(王剑等,2010)、滨岸—泻湖相沉积(李永铁等,2006;王剑等,2010)、潮坪—泻湖相沉积(王剑等,2010)和滨浅海沉积等浅水沉积环境,依次在雀莫错期、布曲期、夏里期和索瓦期出现了以石膏为代表的蒸发岩沉积。

盐泉采样点分别位于万安湖西北、多格错仁湖南岸、源泉河和东温泉 4 处(图 1),万安湖西北、多格错仁湖南岸、东温泉 3 处盐泉出露于侏罗系索瓦组地层中,源泉河盐泉出露于第四系的河流沉积中,其下也是索瓦组。为方便对比分析,这里每处随机使用 10 个样品进行分析,共 40 个样品。

2 样品分析

盐泉水样品采集量为 1000mL,现场测定其温度、pH 等参数后密闭。盐泉的 Cl^-、HCO_3^-、SO_4^{2-} 测定使用离子色谱仪,Ca^{2+}、K^+、Mg^{2+}、Na^+ 使用等离子光谱仪测定,Sr^{2+} 使用等离子质谱仪测定,Br^- 含量采用色谱法测出,测试单位为国家地质实验测试中心;硫同位素测定使用仪器为 MAT251 同位素质谱仪,测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所;锶同位素测定使用 MAT262 同位素质谱仪,测试单位中国地质科学院地质研究所,各项测试结果见表 1 和表 2。

3 讨论

3.1 盐泉水总体化学特征

根据苏林的水化学分类方法(汪蕴璞等,1976;张兆广,2006),区内所有水样的 $n(Na^+)/n(Cl^-)$ 均小于 1,$(nCl^- - nNa^+)/nMg^{2+}$ 远大于 1,属于氯化钙型水。

研究区全部 40 个水样根据采样地点可以分为 4 组,具体化学组分各不相同。

多格错仁湖南岸盐泉水矿化度最高,平均为 45.27g/L,其次为万安湖西北盐泉,平均矿化度为 14.94g/L,源泉河和东温泉的盐泉水矿化度最低,平均值分别为 10.22 g/L 和 10.18 g/L。

常量组分中,盐泉水较富集 Na^+、Ca^{2+}、K^+、Cl^-,贫 Mg^{2+}、SO_4^{2-}、HCO_{3-},其中,Cl^- 含量约占矿化度的 50%以上,并与矿化度呈正相关关系,矿化度随 Cl^- 浓度的增加而增加(图 2a),R^2 为0.9984,Na^+、Ca^{2+}、K^+ 也与矿化度呈正相关关系。此外,Na^+ 与 Cl^- 之间也存在着较为明显的正相关关系(图 2b),R^2 为 0.9974,这些特征初步表明,盐泉水可能是蒸发岩盐类矿物溶解的产物(Wilson et al.,1993;Hanor,1994)。

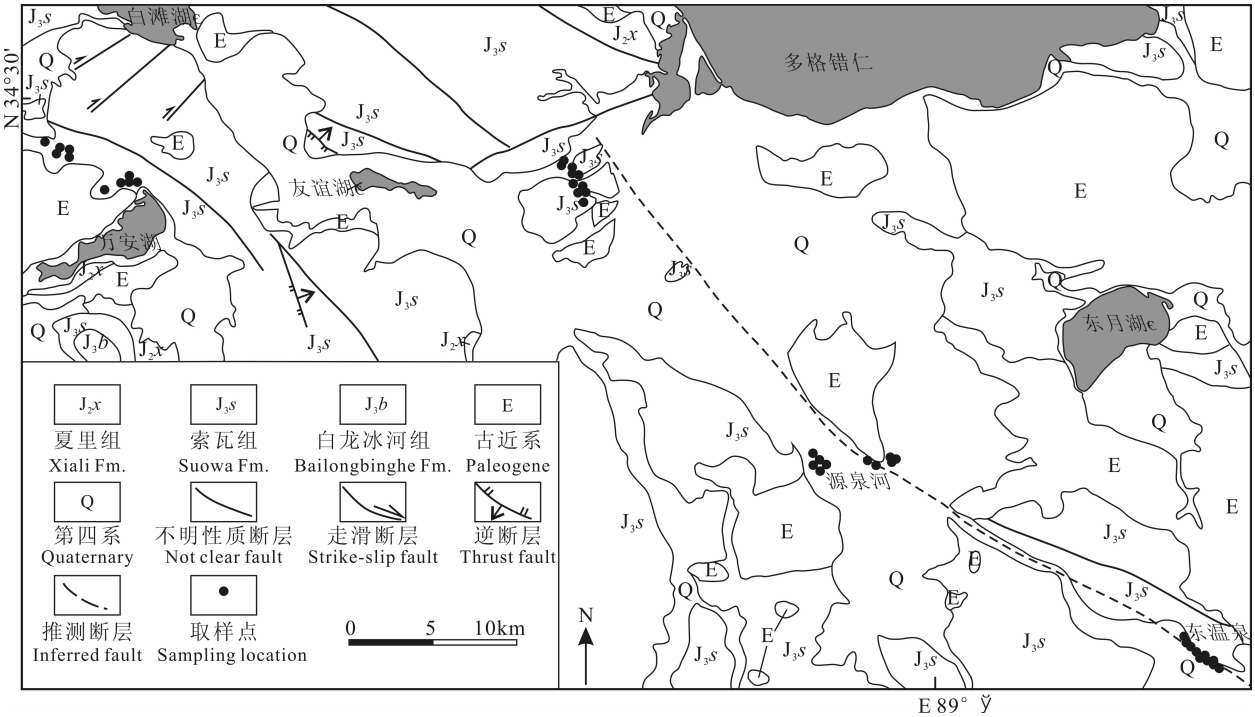

图 1 西藏北羌塘盆地多格错仁地区区域地质图及盐泉采样分布图(成都地质矿产研究所,2005❶,有修改)

Fig. 1 Regional geological map and salt springs sampling sites ofDogai Coring Area of North Qiangtang Basin, Tibet (Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, 2005❶)

表 1　西藏北羌塘盆地多格错仁地区盐泉水化学组成(mg/L)

Table 1　Chemical composition of salt springs water in Dogai Coring Area of North Qiangtang Basin, Tibet (mg/L)

样品原号	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Sr^{2+}	HCO_3^-	Br^-	SO_4^{2-}	Cl^-	矿化度
D4-3	360	4490	560	130	22.7	170	2.1	470	7580	13803
D6-2	340	4300	510	120	23.9	190	0.9	520	7380	13405
D9-1	120	1540	220	79	9.73	150	1.1	370	2650	5150
D11-1	400	5260	550	150	27.9	100	2.7	640	9370	16523
D15-1	380	5010	590	150	27.7	120	1	620	8900	15822
D20-1	380	4810	590	140	26	210	0.7	580	8740	15500
D22-1	450	5660	560	160	25.7	99	0.8	630	9760	17369
D24-1	440	5620	630	160	29.2	380	0.9	640	9710	17635
D26-1	430	5530	670	150	28.7	160	0.7	630	9360	16984
D30-1	410	5370	600	150	30.7	180	0.7	680	9790	17237
D31-1	250	1740	290	48	10.4	140	0	430	2930	5852
D33-1	540	3750	770	120	28.4	190	0	1110	6960	13499
D35-1	560	3860	780	120	29.7	140	0	1230	7330	14081
D37-1	220	1620	290	48	9.96	200	0.2	430	2690	5520
D39-1	670	4430	760	140	32.9	140	0.2	1410	8330	15952
D41-1	250	1720	330	56	11.9	110	0.4	540	2860	5892
D42-1	640	4060	730	120	28.1	160	0	1300	7500	14574
D44-1	1030	3950	870	120	30.4	170	0.1	1380	7600	15187
D45-1	250	1650	330	47	10.4	160	0.1	480	2850	5790
D48-1	250	1680	320	50	11.4	130	0	520	2900	5875
D50-1	450	2880	490	79	17.4	85	1.8	970	5090	10084
D51-1	530	3210	620	78	19.4	110	0	1010	5810	11413
D52-1	530	3150	690	77	19.6	140	0	920	5530	11091
D53-1	460	2910	770	83	22.4	140	0	1020	5390	10824
D54-1	370	2870	550	71	18.3	190	0	700	4770	9560
D55-1	330	2730	550	73	19.2	260	0.4	690	4850	9525
D56-1	530	2500	420	62	16.8	120	0.2	560	4670	8900
D57-1	320	2810	400	64	15.8	140	0	570	4790	9130
D58-1	330	3170	420	79	18.9	120	0	690	5390	10240
D59-1	420	3270	520	86	19.9	120	0.6	890	5660	11009
D2-1	1160	13710	1510	430	58.9	67	2.9	360	24880	42239
D3-1	1140	13610	1690	440	56.8	200	2.9	380	25690	43264
D63-1	1090	12640	1450	430	56.5	68	3.1	360	24660	40812
D77-1	2160	24930	2870	850	113	52	4	730	46700	78516
D80-1	1100	12890	1340	410	53.9	58	4.8	320	23170	39397
D97-1	1040	12400	1300	400	56.3	61	5	330	23150	38791
D103-1	1110	13130	1500	450	59.7	130	3	390	25690	42519
D109-1	1090	12830	1510	430	56.3	56	3	380	25290	41700
D111-1	1120	13070	1570	440	55.8	55	2.5	380	25650	42398
D120-1	1110	13210	1610	450	59.8	73	3	400	26040	43014

盐泉水的 Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+ 4 种离子中，Mg^{2+} 的摩尔浓度百分比在 3%～5%之间，Ca^{2+} 的摩尔浓度百分比均大于 10%，属于 Fisher 等(1990)所定义的部分贫镁型水。这种类型的盐泉水具有贫 Mg^{2+} 富 Ca^{2+} 的特征，一般可用方解石的白云石化、斜长石的溶解以及石膏的溶解来解释。由于盐泉水 Ca^{2+} 的摩尔浓度远大于 HCO_3^- 的摩尔浓度，方解石溶解产生的 Ca^{2+} 应该是十分有限的；研究表明，斜长石的溶解可提供大量的 Ca^{2+} (Davisson et al.，1996；蔡春芳等，1996)，盐泉水由斜长石溶解提供 Ca^{2+} 是可能的；再有一种可能性就是由石膏溶解产生 Ca^{2+}，研究区内侏罗系大面积发育的石膏，由于盐泉水中 SO_4^{2-} 的摩尔当量相对低于 Ca^{2+} 的摩尔当量，由石膏溶解产生 Ca^{2+} 是可能的，但是应该是次要的。

区内盐泉水 K^+ 含量相对较高，4 处采样点盐泉水的 K^+ 含量各不相同，南岸盐泉水 K^+ 含量最高，平均含量达到 1212mg/L，其次为源泉河和东温泉盐泉水，K^+ 平均含量分别为 466mg/L 和 427mg/L，万安湖西北盐泉水 K^+ 含量最低，平均含量仅为 371mg/L。

表 2 西藏北羌塘盆地多格错仁地区盐泉的水化学参数、$\delta^{34}S$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 组成

Table 2 Hydrochemistry parameters, $\delta^{34}S$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of salt springs in Dogai Coring Area of North Qiangtang Basin, Tibet

采样点	样品编号	钠氯系数	溴氯系数	钙镁系数	脱硫系数	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ (‰)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	采样点	样品编号	钠氯系数	溴氯系数	钙镁系数	脱硫系数	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ (‰)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
万安湖西北	D4-3	0.91	0.28	2.61	1.14	6.5	0.708744	源泉河	D31-1	0.92	0.00	3.66	2.71	15.6	0.709232
	D6-2	0.90	0.12	2.58	1.30	5.9	0.708906		D33-1	0.83	0.00	3.89	2.94	15.5	0.709276
	D9-1	0.90	0.42	1.69	2.58	5.2	0.70920		D35-1	0.81	0.00	3.94	3.10	15.7	0.709252
	D11-1	0.87	0.29	2.22	1.26	5.6	0.708725		D37-1	0.93	0.07	3.66	2.95	15.7	0.709777
	D15-1	0.87	0.11	2.39	1.29	6.1	0.708967		D39-1	0.82	0.02	3.29	3.12	15.5	0.709809
	D20-1	0.85	0.08	2.56	1.22	6.2	0.708939		D41-1	0.93	0.14	3.57	3.48	15.9	0.709413
	D22-1	0.89	0.08	2.12	1.19	6.2	0.708825		D42-1	0.83	0.00	3.69	3.20	16.3	0.709304
	D24-1	0.89	0.09	2.39	1.22	5.7	0.708825		D44-1	0.80	0.01	4.40	3.35	16.4	0.70994
	D26-1	0.91	0.07	2.71	1.24	6.1	0.708862		D45-1	0.89	0.04	4.26	3.11	15.9	0.709341
	D30-1	0.85	0.07	2.43	1.28		0.709067		D48-1	0.89	0.00	3.88	3.31	15.5	0.709506
	平均	0.88	0.16	2.37	1.37	5.9	0.708906		平均	0.87	0.03	3.83	3.13	15.8	0.709485
东温泉	D50-1	0.87	0.35	3.76	3.52	15.3	0.709001	多格错仁湖南岸	D2-1	0.85	0.12	2.13	0.27	14.0	0.709151
	D51-1	0.85	0.00	4.82	3.21	15.9	0.709443		D3-1	0.82	0.11	2.33	0.27	14.7	0.709203
	D52-1	0.88	0.00	5.43	3.07	14.3	0.709265		D63-1	0.79	0.13	2.04	0.27	14.4	0.708952
	D53-1	0.83	0.00	5.63	3.49	15.9	0.709217		D77-1	0.82	0.09	2.05	0.29	14.1	0.709112
	D54-1	0.93	0.00	4.70	2.71	14.1	0.708786		D80-1	0.86	0.21	1.98	0.25	15.6	0.709079
	D55-1	0.87	0.08	4.57	2.63	14.9	0.709183		D97-1	0.83	0.22	1.97	0.26	14.6	0.709158
	D56-1	0.83	0.04	4.11	2.21	13.4	0.709028		D103-1	0.79	0.12	2.02	0.28		0.709022
	D57-1	0.90	0.00	3.79	2.20	14.4	0.709298		D109-1	0.78	0.12	2.13	0.28		0.709031
	D58-1	0.91	0.00	3.22	2.36	13.5	0.709093		D111-1	0.79	0.10	2.16	0.27		0.709032
	D59-1	0.89	0.11	3.67	2.90	15.3	0.709171		D120-1	0.78	0.12	2.17	0.28	15.0	0.709058
	平均	0.88	0.06	4.37	2.83	14.7	0.709149		平均	0.81	0.13	2.10	0.27	14.6	0.709080

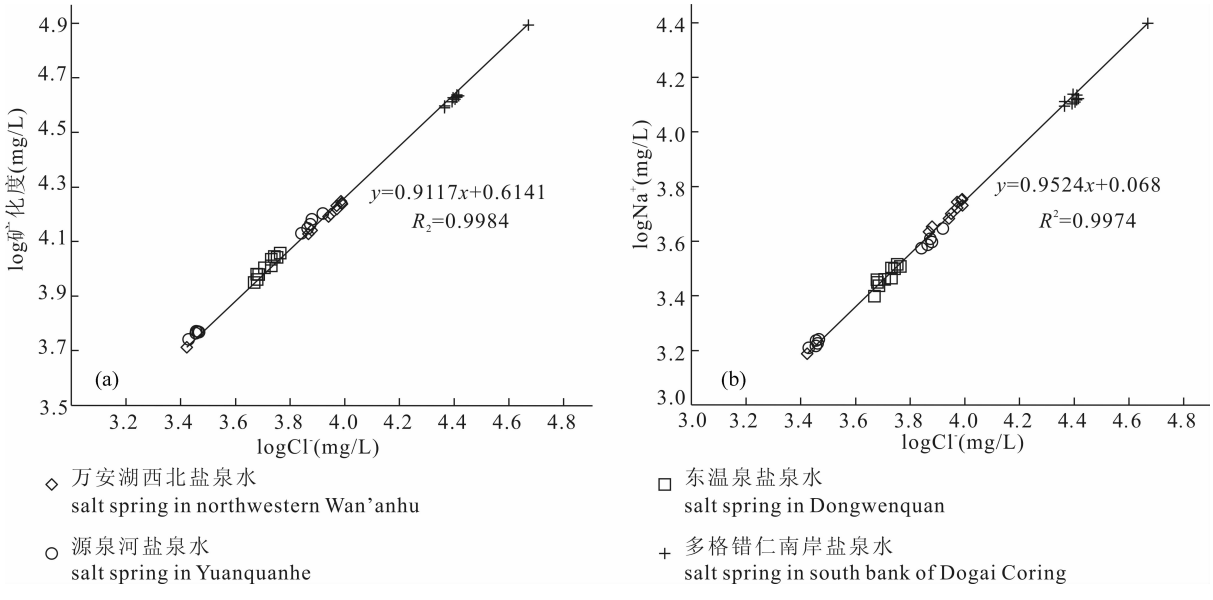

图 2 西藏北羌塘盆地多格错仁地区盐泉水相关性分析图

(a)—矿化度随 Cl^- 浓度的变化;(b)—Cl^- 浓度随 Na^+ 浓度的变化

Fig. 2 Correlation analysis diagram of salt springs water in Dogai Coring Area of North Qiangtang Basin, Tibet

(a)—Cl^- concentration vs total dissovled solids of springs water;(b)—Na^+ concentration vs Cl^- concentration of springs water

盐泉的微量元素分析结果显示,盐泉水贫 Br^-,其中,多格错仁湖南岸和万安湖西北盐泉水相对富集 Br^-,Br^- 平均值分别为 3.42mg/L 和 1.16mg/L,源泉河和东温泉盐泉水尤其贫 Br^-,部分样品没有检测出 Br^- 含量值,平均值仅分别为 0.10mg/L 和 0.30mg/L。

3.2 水化学特征指数对盐泉水成因的指示

为揭示出盐泉水的成因类型和水文地质条件的

封闭性，使用钠氯系数、溴氯系数、钙镁系数、脱硫系数等来进行判别研究（表 2）。

钠氯系数（nNa^+/nCl^-）：代表水体中钠盐的富集程度（石油化学工业部化学矿山局，1977），正常海水的钠氯系数为 0.86，当海水不断浓缩至石盐析出后，该值将不断降低，因此，一般认为沉积卤水的钠氯系数值应该低于 0.86，溶滤卤水的钠氯系数较高，接近于 1，但是当地下水溶滤了钾盐－石盐岩时，该系数会降至 0.86 左右，溶滤钾石盐时会降到 0.70 左右（石油化学工业部化学矿山局，1977）。万安湖西北、源泉河、东温泉 3 处盐泉的钠氯系数均值分别为 0.88、0.87、0.88，可判断为溶滤卤水，多格错仁湖南岸盐泉的钠氯系数均值为 0.81，则存在两种可能，或为沉积卤水，或为溶滤了钾石盐的溶滤卤水。由于多格错仁湖南岸盐泉水 K^+ 含量区内最高，平均含量达到 1212mg/L，盐泉水在形成过程中溶滤钾石盐是非常有可能的。

溴氯系数（$Br^- \cdot 10^3/Cl^-$）：仍以正常海水的溴氯系数 3.4 为参照（石油化学工业部化学矿山局，1977），由于海水蒸发、浓缩时溴进入固相矿物中的量较少，趋向于留在溶液中，因此沉积卤水的溴氯系数一般大于 3.4。溶滤卤水的溴含量或溴氯系数通常比较低，系数值一般低于 1（石油化学工业部化学矿山局，1977；云南省第十六地质大队，1978）。

研究区内，盐泉水贫溴富氯，溴氯系数普遍较低，万安湖西北和多格错仁湖南岸盐泉水的溴氯系数稍高，均值分别为 0.16 和 0.13，源泉河和东温泉盐泉水的溴氯系数则非常低，均值仅分别为 0.03 和 0.06，根据前述分析，本区盐泉水均属于溶滤卤水类型，多格错仁湖南岸盐泉水钠氯系数较低很可能是地下水溶滤了钾石盐所致。

钙镁系数（nCa^{2+}/nMg^{2+}）：反映的是地下水的变质程度，时间越长，封闭性越好，则变质程度越高，钙镁系数就越高，深层水的钙镁系数一般大于 3（李廷伟等，2006）。万安湖西北、源泉河、东温泉、多格错仁湖南岸 4 处盐泉的钙镁系数平均值分别为 2.37、3.83、4.37、2.10，一般认为，钙镁系数越高，反映地层水活动越弱，封闭条件越好，研究区内水样的钙镁系数或大于 3，或接近于 3，说明其封闭环境相对较好。

脱硫系数［$100\times n(SO_4^{2-})/2n(Cl^-)$］：该系数是地下水氧化还原环境的重要指标，地层越封闭，还原环境越强，脱硫系数越小（李廷伟等，2006）。区内盐泉万安湖西北、源泉河、东温泉、多格错仁湖南岸四处盐泉水的脱硫系数平均值分别为 1.37、3.13、2.83、0.27，这反映除多格错仁湖南岸盐泉外，其余三处盐泉水脱硫作用并不明显。

3.3　盐泉水的硫同位素特征

硫有 4 种稳定同位素 ^{32}S、^{33}S、^{34}S 和 ^{36}S。$\delta^{34}S$ 在自然界中具有较大的变化范围，加之硫元素广泛地存在于地质历史时期的蒸发岩中，因而具有特殊的地球化学意义，一般使用 V-CDT 作标准。由于海水中溶解硫酸盐和石膏－无水石膏之间的同位素分馏可以忽略不计（Raab et al.，1991），因此蒸发硫酸盐能够非常接近地反映海相硫酸盐硫同位素随时间的变化关系。一般认为，海相蒸发岩与海水中的 $\delta^{34}S$ 相似，海相蒸发岩的 $\delta^{34}S$ 代表了海水硫酸盐的硫同位素（刘成林等，1999；Hoefs，2012）。故此，研究硫同位素的分布特征，可为岩相古地理分析和蒸发岩矿床成因提供定量依据，并在卤水成因和物质示踪方面发挥作用。

研究区 4 处盐泉水的硫同位素特征如下（表 2）：万安湖西北盐泉水样 $\delta^{34}S$ 值最小，为 5.2‰～6.5‰，平均为 5.9‰，源泉河盐泉水样 $\delta^{34}S$ 最大，为 15.5‰～16.4‰，平均为 15.8‰，东温泉盐泉水样 $\delta^{34}S$ 次之，为 13.4‰～15.9‰，平均为 14.7‰，多格错仁湖南岸盐泉水样的 $\delta^{34}S$ 又次之，为 14.0‰～15.6‰，平均为 14.6‰。

一般认为，影响硫同位素变化的主要因素为物质来源和硫酸盐的还原作用。从盐泉水的钙镁系数和脱硫系数来看，万安湖西北、源泉河、东温泉 3 处盐泉的形成环境虽然封闭性较好，但是脱硫系数相对较高，硫酸盐的还原非常有限，盐泉水的 $\delta^{34}S$ 值没有受到较大的改变，而多格错仁地区的盐泉水样的脱硫系数较低，反映其可能受到了还原作用的影响，硫酸盐的还原作用一般在细菌的作用下进行，并释放出硫化氢气体，但是从盐泉的野外环境来看，在盐泉的泉口和泉水流经的地方，没有发现相关的硫化物沉积和硫化氢气体，因此，我们判断该处盐泉的还原作用也是有限的，决定盐泉水 $\delta^{34}S$ 值的最大因素应该是盐泉的物质来源。

根据 Prokoph 等（2008）所做的地质历史时期全球海水的 $\delta^{34}S$ 变化曲线，侏罗纪全球海水的 $\delta^{34}S$ 变化范围为 13.5‰～23.46‰，而源泉河、东温泉、多格错仁湖南岸 3 处盐泉水的 $\delta^{34}S$ 值正好落于这一范围中，由于盐泉都是发育在侏罗纪地层中或与侏罗纪地层密切相关，因此，我们认为这 3 处的盐泉水在地下运移流动过程中，可能溶解了侏罗纪的石

膏沉积，使其具有侏罗系海相蒸发岩的 $\delta^{34}S$ 特征值，而万安湖西北盐泉水的 $\delta^{34}S$ 较低，其原因还有待进一步研究。

3.4 盐泉水的锶同位素特征

锶有 4 种天然同位素 ^{84}Sr、^{86}Sr、^{87}Sr 和 ^{88}Sr，其中 ^{87}Sr 是由 ^{87}Rb 经 β 衰变而成，因此，随着 ^{87}Rb 的衰变，^{87}Sr 在地质历史中是逐渐增多的，实际工作中，锶同位素的组成一般用 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值来表示。由于在化学与生物化学过程中，锶不会产生同位素分馏，因而在研究物质迁移和变化过程中，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 是有效的示踪剂，并已广泛地用于地下卤水的物质来源示踪研究(Stueber et al.，1984；Cai C F et al.，2001，2006；杨郧城等，2007)，为进一步探讨盐泉水的成因和物质来源，我们对每一个盐泉水样品进行了 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的测定。

盐泉水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 测定结果显示，4 处盐泉水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 基本趋同(表 2)，差异不大，万安湖西北、源泉河、东温泉和多格错仁湖南岸 4 处盐泉的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 范围分别为 0.708725～0.70920、0.709232～0.70994、0.708786～0.709443、0.708952～0.709203。尽管 4 处盐泉水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 差异较小，但是各处泉水的 Sr 含量却是差异较大，在 1000/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 图上(图 3)，仍可分为区别明显的 5 个点群，其中源泉河盐泉水样明显分为两群，

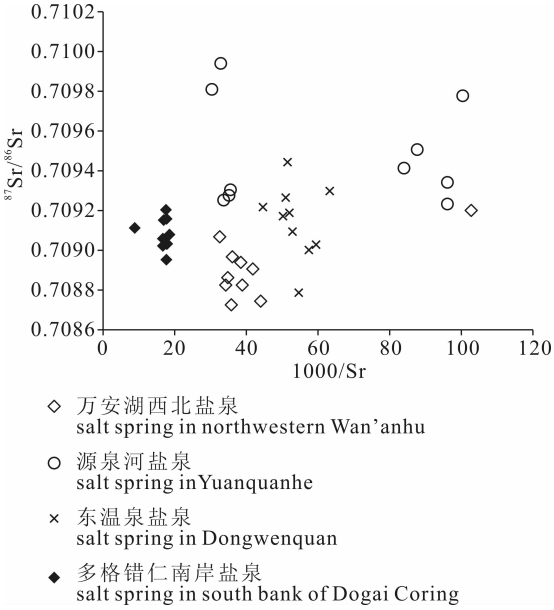

图 3 西藏北羌塘盆地多格错仁地区盐泉水 1000/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 关系图

Fig. 3 Relationship diagram of 1000/Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ for salt springs water in Dogai Coring Area of North Qiangtang Basin, Tibet

这反映研究区各处盐泉水在地下的运移路径或形成过程明显不同，具有各自独立的地下水运移系统，源泉河各盐泉点虽然位置较近，但是泉水在地下的运移路径或形成过程也不尽相同。

北羌塘盆地侏罗系的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分别为，布曲组：0.706711～0.708323；夏里组一段：0.706770～0.708009；夏里组二段：0.706887～0.709445；夏里组三段：0.706948～0.708425；索瓦组一段：0.706591～0.711086；索瓦组二段：0.707262～0.708352(刘建清等，2007)。将盐泉水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与侏罗系的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 对比发现，万安湖西北、东温泉和多格错仁湖南岸 3 处盐泉的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 落于侏罗系夏里组二段和索瓦组一段的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 区间内，源泉河盐泉的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 落于索瓦组一段的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 区间内。这反映万安湖西北、东温泉和多格错仁湖南岸 3 处盐泉水在形成过程中可能流经了夏里组二段和(或)索瓦组一段地层，源泉河盐泉水在形成过程中则可能流经了索瓦组一段地层，并与其发生了水岩反应，使地下水承袭了其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 信息。

由于侏罗系是区内最主要的含盐层系，前述硫同位素的分析又表明源泉河、东温泉、多格错仁湖南岸三处盐泉水在形成过程中溶滤了侏罗系石膏沉积，结合盐泉水可能流经夏里组二段和索瓦组一段这一情况，我们认为区内夏里组和索瓦组是盐泉水的主要盐类来源层位，最有可能蕴含蒸发岩层，也是区内找钾的主要目标层位。

4 结论

西藏北羌塘盆地盐泉水具有良好的含钾显示，盐泉具有富 Na^+、Ca^{2+}、K^+、Cl^-，贫 Mg^{2+}、SO_4^{2-}、HCO_3^- 的特征，其 Cl^- 含量约占矿化度的 50%以上，并与矿化度呈正相关关系，矿化度随 Cl^- 浓度的增加而增加，Na^+、Ca^{2+}、K^+ 也与矿化度呈正相关关系，表明盐泉水可能是蒸发岩盐类矿物溶解的产物。

根据盐泉水的钠氯系数和溴氯系数判断，盐泉水属于溶滤卤水；硫同位素组成分析则显示，源泉河、东温泉、多格错仁湖南岸 3 处的盐泉水具有与侏罗纪海水相一致的硫同位素特征，表明其在地下运移时，很可能溶解了地层中的石膏沉积；研究区各处泉水的 Sr 含量差异较大，1000/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 投点图说明各处盐泉水在地下的运移路径和形成过程明显不同，具有各自独立的运移系统，盐泉水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值与其区域背景值对比显示，盐泉水在形成过程中可能溶滤了夏里组二段和索瓦组一段地层中的蒸发

岩，综合这些认识，区内夏里组和索瓦组最有可能蕴含有成盐成钾层系，是区内找钾的主要目标层位。

致谢：特别感谢郑绵平院士在本文工作过程所给予的支持！

注　释

❶成都地质矿产研究所. 2005. 1∶25 万多格错仁幅区域地质调查报告.

参　考　文　献

蔡春芳. 1996. 沉积盆地流体—岩石相互作用研究的现状. 地球科学进展，11(6)：575～579.

蔡春芳，梅博文，李伟. 1996. 塔里木盆地油田水文地球化学. 地球化学，25(6)：614～623.

蔡春芳，梅博文，马亭，曾凡刚. 1997. 塔里木盆地油田水的成因与演化. 地质论评，43(6)：650～657.

黄继钧. 2001. 羌塘盆地基底构造特征. 地质学报，75(3)：333～337.

黄继钧，李亚林. 2007. 羌塘盆地岩石有限应变及地壳缩短分析. 地质学报，81(5)：599～605.

李廷伟，谭红兵，樊启顺. 2006. 柴达木盆地西部地下卤水水化学特征及成因分析. 盐湖研究，14(4)：26～32.

李亚林，王成善，李永铁. 2008. 西藏羌塘盆地侏罗系膏盐岩与油气成藏. 石油学报，29(2)：173～178.

李永铁，谭富文，王剑，郭祖军. 2006. 西藏羌塘盆地中侏罗世布曲期及夏里期岩相古地理与油气远景. 古地理学报，8(4)：499～508.

李忠雄，何江林，熊兴国，吴涛，白培荣. 2010. 藏北羌塘盆地上侏罗—下白垩统胜利河油页岩特征及其形成环境. 吉林大学学报(地球科学版)，40(2)：264～272.

刘成林，王弭力，焦鹏程. 1999. 新疆罗布泊盐湖氢氧锶硫同位素地球化学及钾矿成矿物质来源. 矿床地质，18(3)：268～275.

刘建清，贾保江，杨平，陈玉禄，彭波，李振江. 2007. 碳、氧、锶同位素在羌塘盆地龙尾错地区层序地层研究中的应用. 地球学报，28(3)：253～260.

曲一华，袁品泉，帅开业，张瑛，蔡克勤，贾疏源，陈朝德. 1998. 兰坪—思茅盆地钾盐成矿规律及预测. 北京：地质出版社：86.

石油化学工业部化学矿山局. 1977. 石油勘探中找钾盐矿的方法. 北京：石油工业出版社：131～157.

王成善，伊海生，刘池洋，李亚林，邹艳荣，伍新和，邓斌，杨兴科. 2004. 西藏羌塘盆地古油藏发现及其意义. 石油与天然气地质，25(2)：139～143.

王剑，谭富文，李亚林，李永铁，陈明，王成善，郭祖军，王小龙，杜佰伟，朱忠发. 2010. 羌塘、措勤及岗巴—定日沉积盆地岩相古地理及油气资源预测. 北京：地质出版社：15～18.

汪玉璞，田荣和，王东升，王焕夫. 1976. 评苏林油田水理论中的几个问题. 地质学报，(1)：98～110.

杨郧城，文冬光，侯光才，张茂省，庞忠和，王冬. 2007. 鄂尔多斯白垩系自流水盆地地下水锶同位素特征及其水文学意义. 地质学报，81(3)：405～412.

云南省第十六地质大队. 1978. 怎样找钾盐. 北京：地质出版社：106～118.

张玉修，李勇，张开均，李亚林. 2006. 西藏羌塘盆地依仓玛地区中上侏罗统碳酸盐岩特征及其环境意义. 中国地质，33(2)：393～400.

张兆广. 2009. 察尔汗盐湖东段潜卤水水文地球化学特征及卤水成因分析. 盐湖研究，17(1)：19～26.

郑绵平，袁鹤然，张永生，刘喜方，陈文西，李金锁. 2010. 中国钾盐区域分布与找钾远景. 地质学报，84(11)：1524～1553.

郑绵平，张震，张永生，刘喜方，尹宏伟. 2012. 我国钾盐找矿规律新认识和进展. 地球学报，33(3)：280～294.

Hoefs J. 2012. 稳定同位素地球化学. 李剑，李志生，卫孝锋，王晓波，李谨，译. 北京：地质出版社，146.

Banner J L, Wasserburg G J, Dobson P F, Carpenter A B, Moore C H. 1989. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53：383～398.

Cai C F, Franks S G, Aagaard D P. 2001. Origin and migration of brines from Paleozoic strata in Central Tarim, China: constraints from $^{87}Sr/^{86}Sr$, δD, $\delta^{18}O$ and water chemistry. Applied Geochemistry, 16：1269～1284.

Cai C F, Peng L C, Mei B W, Xiao Y K. 2006. B, Sr, O and H isotopic compositions of formation waters from the Bachu Bulge in the Tarim Basin. Acta geological sinica, 80(4)：550～556.

Connolly C A, Walter L M, Baadsgaard H, Longstaffe F J. 1990. Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, Western Canada Sedimentary Basin. II. Isotope systematics and water mixing. Applied Geochemistry, 5：397～413.

Davisson M L, Criss R E. 1996. Na-Ca-CI relations in basinal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(15)：2743～2752.

Fisher J B, Boles J R. 1990. Water-rock interaction in Tertiary sandstones, San Joaquin basin, California, U. S. A.: Diagenetic controls on water composition. Chemical Geology, 82：83～101.

Hanor J S. 1994. Physical and chemical controls on the composition of waters in sedimentary basins. Marine and Petroleum Geology. 11(1)：31～45.

Land L S, Macpherson G L. 1992. Origin of saline formation waters, Cenozoic Section, Gulf of Mexico sedimentary basin. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76(9)：1344～1362.

Prokoph A, Shields G A, Veizer J. 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, 87Sr/86Sr and δ34S database through Earth history. Earth-Science Reviews, 87：113～133.

Raab M, Spiro B. 1991. Sulfur isotopic variations during seawater evaporation with fractional crystallization. Chemical Geology, 86：323～333.

Stueber A M, Pujshrar P, Hetherington E A. 1984. A strontium isotopic study of Smackover brines and associated solids, southern Arkansas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48：1637～1649.

Walter L M, Stueber A M, Huston T J. 1990. Br-Cl-Na systematics in Illinois basin fluids: Constraints on fluid origin and evolution.

Geology, 18:315～318.
Wilson T P, Long D T. 1993. Geochemistry and isotope chemistry ofMichigen Brines: Devonian formations. Applied Geochemistry, 8:81～100.

Hydrochemical Characteristic and Origin for Salt Springs Water in Dogai Coring Area of North Qiangtang Basin, Tibet

NIU Xinsheng[1,2), LIU Xifang[1,2), CHEN Wenxi[1,2)

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037;

2) *Key Laboratory of Saline Lake Resources and Environment, Ministry of Land and Resources, Beijing*, 100037

Abstract

North Qiangtang Basin in Tibet is one main Jurassic marine area of potash exploration. There is a series of modern springs with a potassium anomaly in Dogai Coring area. Research on origin of salt springs has an important significance for potash exploration and scientific value. For this study forty salt springs water samples were taken from field. Chemical composition, $\delta^{34}S$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of salt springs were determined in laboratory. Analysis results indicate that salt springs water have a high concentration of Na^+, Ca^{2+}, K^+, Cl^-, and a poor concentration of Mg^{2+}, SO_4^{2-}, HCO_3^-. Content of Cl^- has more than 50% TDS and positive correlation with TDS. Moreover, Na^+, Ca^{2+}, K^+ have a positive correlation with TDS. According to nNa^+/nCl^- and $Br^- \cdot 10^3/Cl^-$ of salt springs, springs water are from stratum lixiviation water. The $\delta^{34}S$ value of water samples from Yuanquanhe, Dongwenquan and south bank of Dogai Coring are consistent with $\delta^{34}S$ value of Jurassic seawater. It demonstrates that springs water might dissolve gypsum of stratum when springs water travelled under the ground. The figure of $1000/Sr$-$^{87}Sr/^{86}Sr$ illustrates that migration path and forming process of springs water from every sampling location are different from each other. The comparison for $^{87}Sr/^{86}Sr$ of salt springs and its background value shows that groundwater might lixiviate evaporite from 2nd Member of Xiali Formation and 1st Member of Suowa Formation. Xiali Formation and Suowa Formation are the most possible stratum of forming potash.

Key words: Dogai Coring area, Tibet; salt springs; sulphur isotpe; strontium isotope; potash