

文章编号 10258-7106(2007)02-0163-12

西藏搭格架热泉型铯矿床地球化学*

赵元艺¹, 聂凤军¹, 侯增谦², 李振清¹, 赵希涛³, 马志邦³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

3 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘 要 文章系统研究了搭格架热泉型铯矿床的气体、水体和泉华的地球化学特征。结果表明: 热泉气体为典型的 CO_2 型气体, 泉水以 CO_3^{2-} -Na 型水体 ($\text{pH}=8.5$) 为主, 但也出现 SO_4^{2-} -Na 型水体 ($\text{pH}=4.0$)。这两种类型泉水的 Cs 含量均达到工业标准, 为液体 Cs 矿。硅华的地球化学图解综合反映出其以热水成因为主, 生物成因为次的复合特点。该矿床的第 2、5 阶段为铯的主要成矿期, 其 Al/Fe 、 Si/Al 、 ΣREE 、 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 、 $\text{La}_{\text{页岩}}/\text{Ce}_{\text{页岩}}$ 、 Eu/Eu^* 和 U/Th 与其余 3 个阶段的不同, 深入研究结果表明这 2 个阶段的成矿物质铯以热水提供的为主, 围岩提供的较少。

关键词 地球化学, 热泉型铯矿床, 矿床成因, 搭格架, 西藏

中图分类号: P618.84

文献标识码: A

Geochemistry of Targejia hot spring type cesium deposit in Tibet

ZHAO YuanYi¹, NIE FengJun¹, HOU ZengQian², LI ZhenQing¹, ZHAO XiTao³ and MA ZhiBang³

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China;

3 Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing 100029, China)

Abstract

The Targejia hot spring geyserite cesium deposit, located in Ang Ren County of Xigaze district in Tibet, remains very active now. This geyserite cesium deposit is rare in size in China, whose cesium reserves have reached the superlarge grade. This paper has studied geochemical characteristics of gas, water and sinter, and the result suggests that the CO_3^{2-} -Na type water is the main kind of water in this ore district. Nevertheless, the SO_4^{2-} -Na water mass ($\text{pH}=4$) also exists. In the CO_3^{2-} -Na type water, the content of Cs^+ is $(6626 \sim 7395) \times 10^{-9}$, and the mineralization intensity is $(1168.6 \sim 1284.9) \times 10^{-6}$. In the SO_4^{2-} -Na type water, the content of Cs^+ is 1422×10^{-9} , and the mineralization intensity is 471.4×10^{-6} . The Fe-Mn-Al, Cr-Zr and Th-U geochemical graphs imply that hot water is the main genetic factor, whereas the biological effect also exerts its role. Al/Fe , Si/Al , ΣREE , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$, $\text{La}_{\text{shale}}/\text{Ce}_{\text{shale}}$, Eu/Eu^* and U/Th ratios of the 2nd and 5th stages of this deposit are all different from those of the other stages. This indicates that hot water served as the main source of cesium during the 2nd and 5th stages, while the country rock only provided a little ore-forming material.

Key words: geochemistry, hot spring type cesium deposit, genesis of deposit, Targejia, Tibet

铯元素具有优良的光电特性和强烈的化学活动性, 使铯金属及其化合物具有独特的性能, 因而在多个技术领域特别是军事等高科技领域中得到广泛应用(黄万抚等, 2003)。自然界中独立的铯矿物主要

有铯沸石、南平石、Rhodizite、铯锰星叶石和铯蛋白石(A、CT 与 C 三种)等。已知的铯矿床有: ① 含铯伟晶岩矿床, 代表性矿床有新疆阿尔泰及四川康定等地的铯矿床(董普等, 2005); ② 碱性花岗岩型铯

* 本文得到国家重点基础研究发展规划 973 项目“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”(编号 2002CB412606)和国家自然科学基金项目(40302028)的联合资助

第一作者简介 赵元艺, 男, 1966 年生, 研究员, 从事矿床学、地球化学研究。E-mail: yuanyizhao2@sina.com

收稿日期 2006-01-23; 改回日期 2006-07-17。许德焕、李岩编辑。

钽伴生铯矿床,代表性矿床为湖南郴州、衡阳及江西宜春等地的铯矿床(董普等,2005);③碱性岩风化沉积型铈钽伴生铯矿床,代表性矿床为广东增城等地的铯矿床(董普等,2005);④含铯盐湖矿床,代表性矿床为西藏扎布取(卤水中铯含量达 50 mg/l,液体铯矿的工业品位要求为 0.5 mg/l);⑤含铯温泉水、热卤水及其硅华矿床,以西藏的谷露、色米及本文研究对象搭格架的铯矿床为代表,该类矿床中硅华的铯含量最高,迄今所发现的含铯最高者为西藏搭格架的硅华(郑绵平等,1995)。

搭格架热泉型铯矿床位于西藏日喀则地区昂仁县境内,海拔高度约 5 000 m,是现今仍在活动的间歇型喷泉,其主喷泉活动规模之大为中国国内所罕见。1982 年,郑绵平等(1995)在搭格架所采集的硅华剖面样品 w_{Cs} 高达 98×10^{-4} 固体 Cs 矿的工业品

位要求为 4.7×10^{-4}) ;此后,郑绵平等曾对该矿床的地质特征、生成机制和提铯技术等进行过探索,并估算其铯金属资源量达 14 459. 42 t,折合 Cs_2O 为 15 326.76 t,达到了超大型矿床的规模。

在搭格架,流经泉区的长马曲将该区分为东、西 2 部分。东部的硅华分布面积较大,约占整个泉区的 70%,但现今仍在活动的喷泉较少;而西部的硅华分布面积虽较东部小,但现今仍在活动的喷泉主要分布在西部,其中,规模最大的喷泉就位于西部的硅华台地内。这与前人的观察结果(佟伟等,1981,2000)是一致的。据硅华野外分布的地貌部位和特征,可将其分为 6 套。第 1 套泉华主要为钙华,第 2 至第 6 套泉华均为硅华,分布于长马曲两岸,其矿物成分主要为胶状及粒状蛋白石。这 6 套泉华可分为 5 个成矿阶段(图 1)(赵元艺等,2006a)。

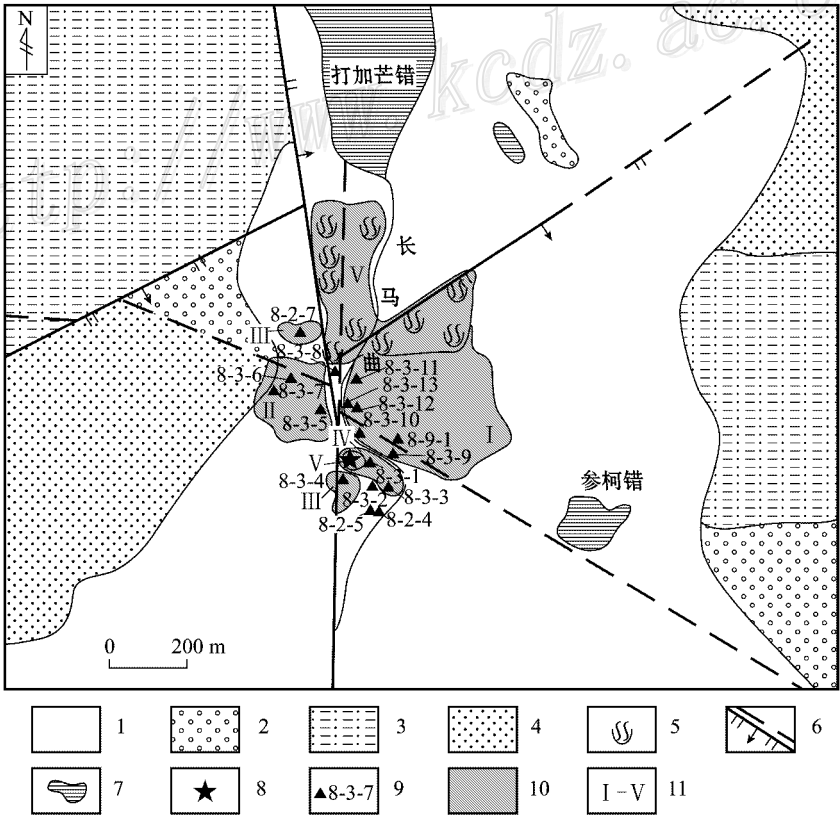


图 1 搭格架地热田地质简图(地质体界线据郑绵平等,1995;泉华分布范围由本文推测)

1—第四纪松散沉积物 2—第三纪砾岩 3—白垩纪砂岩及泥岩 4—侏罗纪砂岩 5—泉点 6—断层(或推断断层) 7—湖泊;
8—主喷泉 9—热水与泉华采样点及编号 10—泉华分布区 11—5 个阶段泉华的分布范围及编号

Fig. 1 Sketch geological map of the Targeja geothermal field(modified after Zheng et al., 1995;
distribution of the sinter inferred by this paper)

1—Quaternary loose-sediments; 2—Tertiary conglomerate; 3—Cretaceous sandstone and argillite; 4—Jurassic sandstone; 5—Spring;
6—Fault or inferred fault; 7—Lake; 8—Main fountain; 9—Sampling location of hot spring and its serial number; 10—Sinter;
11—Distribution of sinter of 5 stages and its serial number

总体来看 ,前人对该矿床的地质与地球化学的研究甚为薄弱。鉴于该矿床为现代典型的热水成因 ,其主要赋矿围岩硅华为硅质岩的一种 ,因此 ,系统查明其产出的区域地质背景 ,不同阶段泉华的矿物组合 ,各阶段的成矿年龄、地球化学及同位素组成等 ,无论是对现今热水成矿作用 ,还是以将今论古原则来探讨古代有关硅质岩矿床的成因 ,均有参考意义。在查明该矿床地质特征和成矿时代(赵元艺等 ,2006a)及同位素特征(赵元艺等 ,2006b)的同时 ,本文系统探讨了该矿床的地球化学特征。

1 气体与水的地球化学

1.1 气体

搭格架地热田气体的化学组成如表 1 所示。由表 1 可见 ,其气体中的 w_{He} 为 0.2646 %~0.3840 % , w_{Ar} 为 0.1 %~0.31 % , w_{O_2} 为 0.64 %~4.13 % , w_{N_2} 为 10.25 %~21.94 % , w_{CH_4} 为 0.24 %~0.33 % , w_{CO_2} 为 71.53 %~86.31 % 因而 ,搭格架地区的气体

为典型的 CO_2 型气体(赵平等 2002)。

表 1 搭格架地热气体的化学组成(据赵平等 2002)

采样时间 /年-月-日	采样温 度/℃	$w_{\text{B}}/\%$					
		He	Ar	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂
1999-8-26	82	0.3840	0.10	0.64	10.25	0.26	86.31
2000-7-27	82	0.3698	0.27	2.75	21.94	0.33	71.53
2000-7-27	85	0.2646	0.31	4.13	19.06	0.24	74.59

1.2 水

搭格架矿区水样的离子组成如表 2 所示 ,相应的取样位置如图 1 所示。水样的分析方法分别为 :离子色谱法(DZ/T0064.51-93)测定 F^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} ;滴定法(DZ/T0064.49-93)测定 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- ;离子色谱法(DZ/T0064.28-93)测定 Li^+ 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} ;ICPMS 法(DZ/T0223-2001)测定 Rb^+ 、 Cs^+ 。分析仪器为 :DIONEX-500 离子色谱仪 ,MET-POHM 全自动滴定仪 ,ELEMENT。分析者为核工业北京地质研究院分析测试研究中心。由表 2 可

表 2 搭格架铈矿区水样化学分析结果及有关参数
Table 2 Analytical results of water and related parameters for the Targejia cesuim deposit

	喷泉	沸泉	温泉	喷泉	喷泉	主喷泉	打加错南部湖水	长马曲河水	参柯错湖水	主喷泉	主喷泉
采样点号	8-3-11	8-2-7	8-9-1	8-3-13	8-3-12	8-2-4	8-2-6	8-2-5			
样品号	8-3-11-1	8-2-7-1	8-9-1	8-3-13-1	8-3-12-1	8-2-4-1	8-2-6-1	8-2-5-1	T-SW130	T-SW137	
气温/℃	14.5	15.5	15	15	14.5	14	12.5	14			
水温/℃	87	89	50	85	82	87	15	14	15	85	84
pH	8.5	8.5	4.0	8.5	8.5	8.5	8.0	8.0	7.0	8.5	8.2
$\rho_{\text{B}}/(\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1})$											
F^-	22.5	24.6	2.3	25.3	26.1	24.1	0.4	0.9			
Cl^-	149	158	21.4	160	164	156	1.7	4.7			183
SO_4^{2-}	79.1	81.6	377	86.3	86.1	80.3	12.3	10.8			
CO_3^{2-}	240	237	—	142	228	143	—	—			
HCO_3^-	170	171	—	367	209	341	54	62			654.4
Li^+	5.9	6.8	0.6	6.9	7.0	6.5	0.02	0.16	5.3		
Na^+	457	435	56.5	440	444	418	8.4	13.8			411.3
K^+	51.5	42.6	8.0	44.4	44.5	40.2	0.8	1.5			40.2
Mg^{2+}	1.0	—	1.1	—	—	—	1.9	1.7			0.26
Ca^{2+}	10.9	4.8	3.1	6.0	4.5	6.9	18.6	16.9			6.2
$\rho_{\text{B}}/(\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1})$											
Rb^+	628	718	82.7	693	722	628	4.14	18.4	631	615	630
Cs^+	6797	7244	1422	6996	7359	6626	20.5	168	1280	3850	5863
矿化度/ ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)	1194.3	1168.6	471.4	1284.9	1221.3	1223.3	98.5	112.5			
$\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$	0.09		0.35				0.1	0.1			
$\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$	41.9	90.6	18.2	73.3	98.7	60.6	0.5	0.8			
Cl^-/F^-	6.6	6.4	9.3	6.3	6.3	6.5	4.3	5.2			
资料来源	本文	本文	本文	本文	本文	本文	本文	本文	郑绵平等(1995)	郑绵平等(1995)	李振清等(2002)

注：“—”为未检出 ,空白为未测或因元素含量不全而无法计算比值。采样点号见图 1。

见,多数泉水的水温为 $82\sim 89^{\circ}\text{C}$,仅有一处温泉的水温为 50°C 。泉水的 pH 值主要为 8.5,水温为 50°C 的温泉水 pH = 4.0。对多数泉水(样号:8-3-11-1 8-2-7-1 8-3-13-1 8-3-12-1 82-4-1)而言,其阳离子以 Na^+ 的质量浓度(ρ_{B})最高,阴离子以 Cl^- 、 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- 的质量浓度(ρ_{B})较高,因此,热水的水化学类型主要为 Cl-Na 型。pH 为 4.0 的酸性水(样号:8-9-1),其 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- 的含量甚低, Na^+ 、 Cs^+ 、 Cl^- 的含量也较其他热水为低,但 SO_4^{2-} 的含量明显偏高,显示出为 SO_4 -Na 型水的特点。这与西藏区域上热水的化学类型是一致的(李振清等,2005)。这种以 CO_3 -Na 型热水为主,但出现 SO_4^{2-} -Na 型热水的现象在羊八井地热田也有出现(张锡根,1998)。这充分显示出该矿区热水类型的复杂性,这是由于,当热水中含有大量的 H_2S 等酸性气体时,热水为 SO_4 -Na 型并显酸性,当 H_2S 等酸性气体失去后, pH 值增高,从而显现碱性(张锡根,1998)。另外,多处热水的 Cs^+ 质量浓度为 $6\ 626\sim 7\ 359\ \mu\text{g/l}$,而酸性水的 Cs^+ 质量浓度为 $1\ 422\ \mu\text{g/l}$,若与 Cs 的液体矿工业标准 $0.5\ \text{mg/l}$ 相比,搭格架热水的 Cs 含量远远超过该标准。

搭格架矿区的河水、湖水的 pH 值多为 8。长马曲河水除 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 含量(ρ_{B} ,下同)较泉水的为高之外,其余离子的含量均较泉水的为低, Cs^+ 含量仅为 $168\ \mu\text{g/l}$ 。打加错湖水未受搭格架喷泉的影响,其有关离子的含量更低, Cs^+ 含量仅为 $20.5\ \mu\text{g/l}$ 。参柯错湖水的 Li^+ 、 Rb^+ 、 Cs^+ 离子的含量均与泉水的相近, Cs^+ 含量为 $4\ 400\ \mu\text{g/l}$ 。多数泉水的矿化度为 $1\ 168.6\ \text{mg/l}\sim 1\ 284.9\ \text{mg/l}$,而酸性水的矿化度则为 $471.4\ \text{mg/l}$,显示出低矿化度的特点。一般而言,热水中 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值低、 $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ 及 Cl/F 比值高均表示高温(沈照理,1986),由搭格架热水的上述比值可见,多数泉水具高温的特点,这与地表泉水温度的实测结果是一致的(表 2)。但对相对低温的酸性水而言, Cl/F 比值并不适用。

2 泉华的地球化学

常量元素分析由中国科学院贵阳地球化学研究所用常规湿法进行。微量元素分析由核工业地质研究院分析测试研究中心进行,测试方法与测试依据为 DZ/T0223-200 电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分析方法通则。

由于不同成因的硅质岩其 SiO_2 等物质的来源不同(杨建明等,1999;曾普胜等,2004),因此,元素含量及其有关参数是判别硅质岩成因类型及沉积环境的重要标志之一。海相硅质岩的研究程度较高,广泛使用的有 Fe-Mn-Al-U-Th-Zr-Cr 等图解。本文借鉴前人有关海相硅质岩的研究成果,根据 51 件搭格架硅华样品的分析结果,分别计算了各阶段的地球化学参数(表 3)。并依据搭格架泉华在相关图解中的位置,判断其成因及沉积环境。由于搭格架铀矿床主要是由已知的“陆-陆”碰撞条件下的现代以热水成矿作用所形成,因而,根据相关结果也可进一步验证图解的有效性。

2.1 常量元素

2.1.1 SiO_2 - Al_2O_3

一般来说,海相成因纯硅质岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围为 $91\%\sim 98.8\%$ (吕志成等,2004);腾冲现代陆相硅华的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 $96.41\%\sim 97.29\%$ (张天乐等,1997)。搭格架硅华的 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围为 $80.01\%\sim 91.8\%$,比腾冲硅华的该值低,比海相纯硅质岩的更低。这可能是由于热水水的 pH 值为 8.5,属弱碱性水,因而使前期形成的 SiO_2 发生部分溶解而流失所致。搭格架硅华的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 $0.03\%\sim 8.14\%$,显示出较大的变化范围。 Si/Al 比值在硅华的不同发育阶段有较大的差异(表 3),第 1 阶段为 $12.40\sim 1\ 158.68$,平均 586.5;第 2 阶段为 $9.86\sim 1\ 926.13$,平均为 $1\ 123.6$;第 3 阶段为 $10.39\sim 1\ 918.08$,平均 713.9;第 4 阶段为 $6.42\sim 578.82$,平均为 93.8;第 5 阶段为 $374.56\sim 2\ 834.03$,平均 $1\ 290.0$ 。由此可见,第 2、5 阶段的 Si/Al 比值较高,而其余阶段的则相对较低。 Si/Al 比值较低反映出硅华中混入有较高比例的成分相当于页岩的富含 Al_2O_3 的陆源沉积物(吕志成等,2004)。

2.1.2 Al_2O_3 - Fe_2O_3

$\text{Al}/\text{Fe}[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)]$ 比值常被用来确定硅质岩的形成环境,例如,大陆边缘硅质岩的 Al/Fe 为 $0.5\sim 0.9$,大洋中脊硅质岩的为 <0.4 (Murray et al.,1991;1994)。搭格架的硅华,其不同发育阶段的 Al/Fe 比值有差别,但变化不大(表 3):第 1 阶段为 $0.20\sim 0.89$,平均为 0.43;第 2 阶段为 $0.05\sim 0.90$,平均为 0.33;第 3 阶段为 $0.04\sim 0.90$,平均为 0.46;第 4 阶段为 $0.17\sim 0.87$,平均为 0.72;第 5 阶段为 $0.03\sim 0.22$,平均为 0.11。因而,将搭格架这种在陆-陆碰撞条件下形成的硅质岩的 Al/Fe 比值

表 3 搭格架硅华的地球化学参数
Table 3 Geochemical parameters of Targejia geyselite

	第 1 阶段	第 2 阶段	第 3 阶段	第 4 阶段	第 5 阶段
样品数	3	3	6	7	32
年代/ 10^4 a BP	40.3~20.2	9.9	3.9~2.5	1.7~0.4	现代
$w_{\text{Cs}}/10^{-6}$	2296.0	2581.7	2214.4	2038.0	3282.3
$w(\text{MnO})/w(\text{TiO}_2)$					
范围	0.14~0.18	0.18~0.19	0.13~0.19	0.06~0.16	0.02~0.27
平均	0.16	0.18	0.15	0.12	0.10
$w_{\text{Al}}/w_{\text{Fe}}$					
范围	0.20~0.89	0.05~0.90	0.04~0.90	0.17~0.87	0.03~0.22
平均	0.43	0.33	0.46	0.72	0.11
$w_{\text{Sr}}/w_{\text{Al}}$					
范围	12.40~1 158.68	9.86~1 926.13	10.39~1 918.08	6.42~578.82	374.56~2 834.03
平均	586.5	1123.6	713.9	93.8	1290.0
$w_{\text{Y}}/w_{\text{Y}}$					
范围	3.17~5.10	2.58~4.42	0.39~3.59	1.97~3.87	0.85~4.02
平均	3.97	3.64	2.67	3.03	2.43
$w_{\text{U}}/w_{\text{Th}}$					
范围	0.13~0.29	0.42~0.65	0.15~0.20	0.16~0.24	0.40~5.00
平均	0.20	0.51	0.18	0.19	0.86
$\Sigma\text{REE}/10^{-6}$					
范围	5.47~55.89	3.96~20.72	11.14~105.32	18.25~183.56	0.65~17.28
平均	24.64	10.37	45.74	79.49	2.77
$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$					
范围	4.79~5.40	2.82~3.81	2.36~4.70	2.17~5.27	2.00~4.24
平均	5.07	3.37	3.79	4.02	3.19
$\text{La}_{\text{页岩}}/\text{Ce}_{\text{页岩}}$					
范围	1.18~1.27	1.18~1.26	1.10~1.34	1.18~1.32	1.10~2.27
平均	1.23	1.23	1.18	1.23	1.27
Eu/Eu					
范围	0.86~1.03	1.22~1.75	0.93~1.40	0.85~1.08	1.10~2.63
平均	0.93	1.51	1.09	0.98	1.64
Ce/Ce					
范围	0.83~0.85	0.82~0.84	0.81~0.89	0.81~0.85	0.57~0.91
平均	0.84	0.83	0.85	0.83	0.85

的变化范围定为 0.1~0.7 较为合适。可见 ,搭格架硅华的 Al/Fe 比值总体上位于大陆边缘硅质岩的范围内 ,至于其第 2、5 阶段的 Al/Fe 比值较低 ,可能是由于 Al₂O₃ 含量较高的物质的混入相对较少所致。

2.1.3 MnO-TiO₂

MnO/TiO₂ 比值常被用来探讨硅质岩的形成环境(Adachi et al. ,1986 ;Bostrom et al. ,1973) ,例如 ,大陆斜坡和边缘海沉积的硅质岩的 MnO/TiO₂ < 0.5 而大洋沉积的硅质岩的 MnO/TiO₂ > 0.5。搭格架不同阶段硅华的 MnO/TiO₂ 平均值比较相近 ,变化于 0.10~0.18 之间(表 3) ,因而 ,将搭格架这种硅质岩的 MnO/TiO₂ 的变化范围定为 0.1~0.2 较为合适 ,位于大陆斜坡和边缘海沉积硅质岩的范围。

2.1.4 Fe-Mn-Al 图解

通常 ,硅质岩中 Fe、Mn 的富集主要与热水的参与有关 ,Al 的相对富集多与陆源物质的介入相关(周永章 ,1990 ;周永章等 ,1994b ;吕志成等 ,2004) ,Al/(Fe+Mn+Al) 比值由纯水的 0.01 到纯远海生物成因的 0.60。据此 ,Adachi 等(1986)和 Yamamoto (1987)等系统地给出了海相热水沉积物和非热水沉积硅质岩在 Fe-Mn-Al 图中的位置。对陆相硅质岩 Fe-Mn-Al 图解判别结果的可靠性是有争议的(王江海等 ,1998) ,但为了与已知的海相热水沉积物和非热水沉积硅质岩进行对比 ,仍将搭格架硅华的样品投于 Fe-Mn-Al 图(图 2)中。由图 2 可见 ,第 1~3 阶段的样品在热水沉积物区均有分布 ,但在生物及其

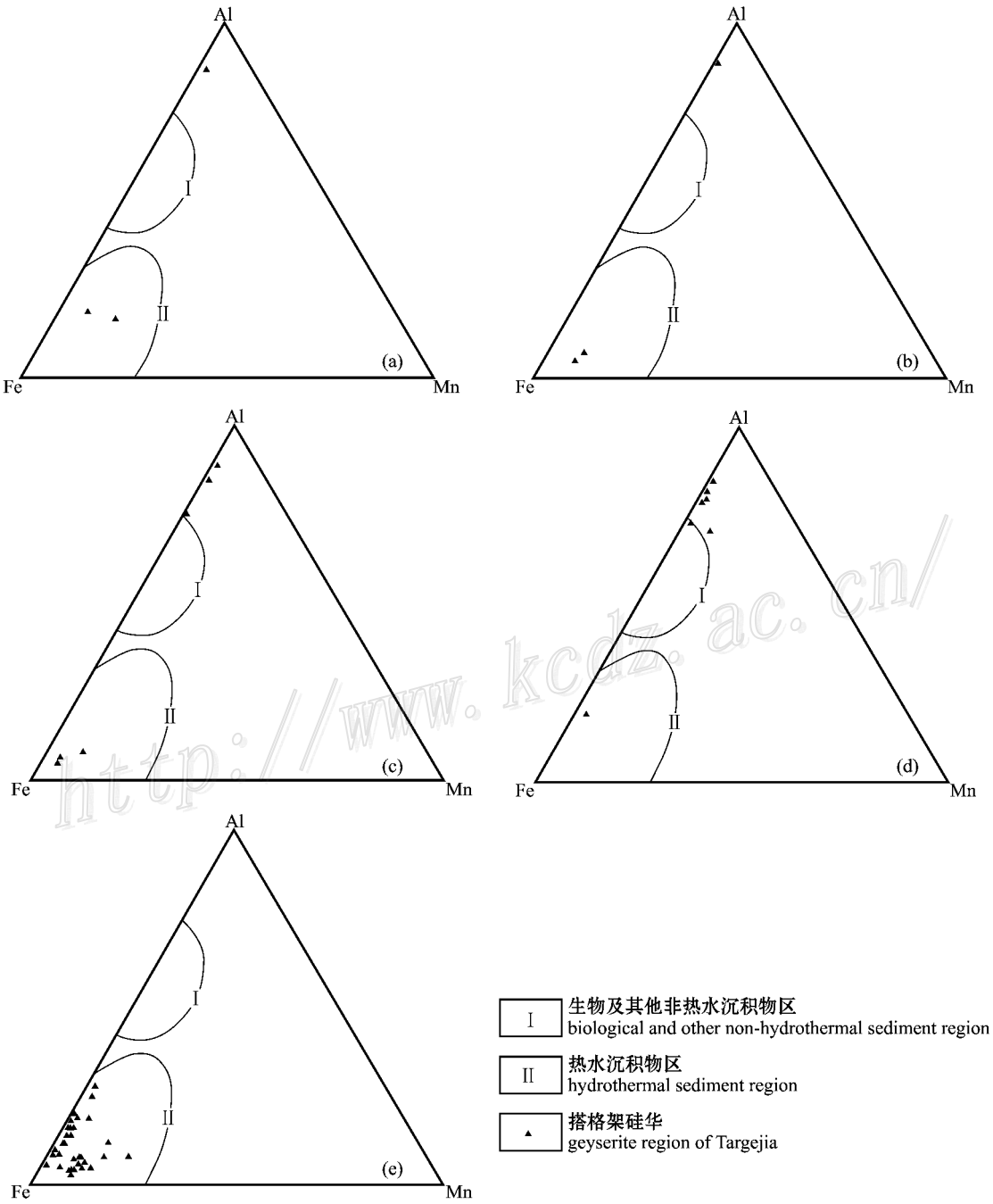


图 2 搭格架泉华 5 个形成阶段的 Fe-Mn-Al 图解(底图据 Adachi et al. ,1986 ;Zhou et al. ,1994a ;吕志成等 2004)
图 a 至 e 分别为搭格架硅华的第 1 至第 5 阶段

Fig. 2 Fe-Mn-Al diagram of geyserite from Targejia(after Adachi et al. ,1986 ;Zhou et al. ,1994a ;Lv et al. ,2004)

Figs. a to e are stage 1 to 5 respectively in Targejia geyserite I Biological and other non-hydrothermal sediment region ;

他非热水沉积物区的边部更富铝质的部位也有分布,第 4 阶段的 7 个样品中有 6 个位于生物及其他非热水沉积物区的边部更富铝质的部位,仅有 1 个样品位于热水沉积物区,第 5 阶段的 32 个样品全部位于热水沉积物区。因此,结合搭格架热水成因的

特点,可以认为,该矿床的形成具有以热水沉积作用为主、生物沉积为次的复合成因特点。

2.2 微量元素

2.2.1 Cr-Zr 与 U-Th 图解

一般而言,Cr 与 U 主要富集在还原性的热水沉

积物中,而 Zr 与 Th 则主要富集在碎屑成因的颗粒物中。因此,在 Cr-Zr 及 U-Th 图解中,现代热水沉积物与其他成因沉积物应有不同的位置(图 3、4),并且现代热水沉积物的 Cr 与 Zr 呈负相关关系。在 Cr-Zr 图中,搭格架硅华位于现代热水沉积物趋势线附近,但 Cr 与 Zr 呈正相关关系(图 3);在 U-Th 图中,搭格架硅华的 U 与 Th 亦呈正相关关系,近于平行 $U/Th = 1$ 线,并位于普通深海沉积物曲及古老石化的热水沉积物区范围内(图 4)。

2.2.2 稀土元素

对海相成因硅质岩的稀土元素地球化学行为的研究比较深入。一般来说,海相硅质岩的稀土元素主要来源于海水,因此,硅质岩中稀土元素含量的多少受控于其沉积速度,若沉积速度大,则从海水中吸取的稀土元素就少,反之则多。并且,硅质岩与海水具有较为近似的稀土元素特征,因而,硅质岩中的稀土元素及有关参数常被用来判别其形成时的古环境(Murray et al., 1991; Murray, 1994; 丁林等, 1995; 徐跃通等, 1997; 盛吉虎等, 1998; 冯彩霞等, 2001; 吕志成等, 2004)。但是,对陆-陆碰撞条件下形成的硅质岩的稀土元素地球化学行为的研究较为薄弱,对一些参数的地球化学解释也较为粗浅(李振清, 2002)。从搭格架硅华的稀土元素配分模式(图 5~9)可以看出,泉华的 5 个阶段的稀土元素配分模式基本相似。

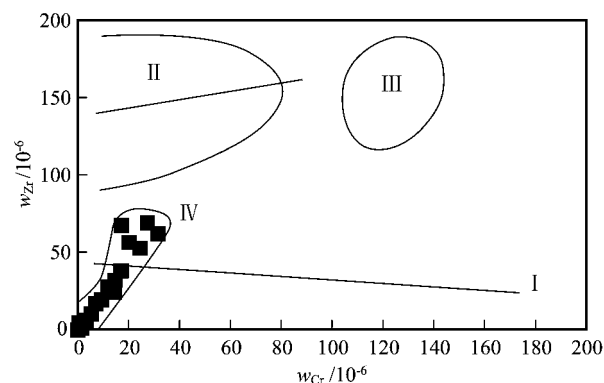


图 3 硅华的 Cr-Zr 图解(底图据吕志成等, 2004)

I—现代热水沉积物趋势线; II—现代水成沉积物趋势线; III—现代水成含金属沉积物分布区; IV—搭格架硅华区

Fig. 3 Cr-Zr diagram of Targejia geyserite (after Lu et al., 2004)

I—Trend line of modern hydrothermal sediments; II—Trend line and concentration region of modern hydrotogen sediments; III—Concentration region of modern metal-bearing hydrotogen sediments; IV—Geyserite region of Targejia

总体来说,硅质岩的稀土元素总量较低(周永章, 1990; 周永章等, 2004),约有一半样品的 $\Sigma REE < 50 \times 10^{-6}$ 。搭格架硅华的 ΣREE 也较低,几乎所有稀土元素的含量均小于北美页岩(NASC)的含量。不同阶段硅华的 ΣREE 变化范围和平均值均有较大的差异(表 3)。第 1 阶段, ΣREE 变化范围为 $(5.47 \times 10^{-6} \sim 55.89 \times 10^{-6})$, 平均为 24.64×10^{-6} ; 第 2 阶段的变化范围为 $(3.96 \times 10^{-6} \sim 20.72 \times 10^{-6})$, 平均为 10.37×10^{-6} ; 第 3 阶段的变化范围为 $(11.14 \times 10^{-6} \sim 105.32 \times 10^{-6})$, 平均为 45.74×10^{-6} ; 第 4 阶段的变化范围为 $(18.25 \times 10^{-6} \sim 183.56 \times 10^{-6})$, 平均为 79.49×10^{-6} ; 第 5 阶段的变化范围为 $(0.65 \times 10^{-6} \sim 17.28 \times 10^{-6})$, 平均为 2.77×10^{-6} 。由此可见,以第 2、5 阶段 ΣREE 的变化范围与平均值为最小。因此,搭格架硅华的稀土元素总量要高于滇西羊拉铜矿区典型热水沉积硅质岩的稀土元素总量 $(0.66 \times 10^{-6} \sim 1.56 \times 10^{-6})$ (潘家永等, 2001)。由于热水沉积硅质岩中的稀土元素主要来源于围岩,因此,其 ΣREE 的大小直接反映了围岩所起作用的大小。据此可推测,在搭格架硅华的第 2、5 阶段,围岩所起的作用相对较小。

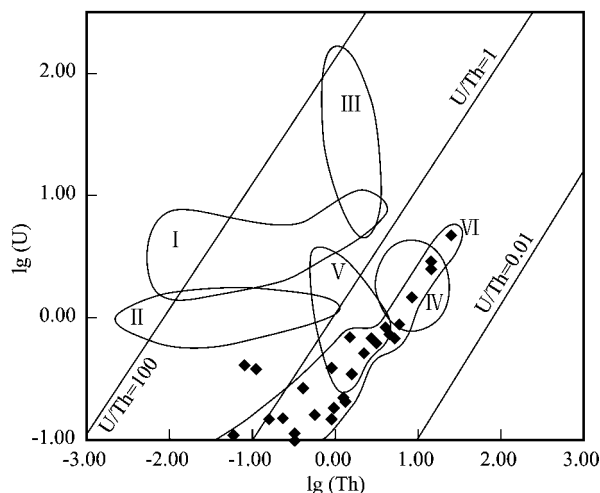


图 4 硅华的 U-Th 图解(底图据 Bostrom, 1984; 吕志成等, 2004)

I—Galapagos 热水沉积物; II—Amphitrite; III—中太平洋中脊热水沉积物区; IV—普通深海沉积物区; V—古老石化的热水沉积物区; VI—搭格架硅华区

Fig. 4 U-Th diagram of Targejia geyserite (after Bostrom, 1984; Lu et al., 2004)

I—Galapagos hydrothermal sediment region; II—Amphitrite; III—Hydrothermal sediment region of Pacific middle ridge; IV—Common deep sea sediment region; V—Old hydrothermal sediment region; VI—Geyserite region of Targejia

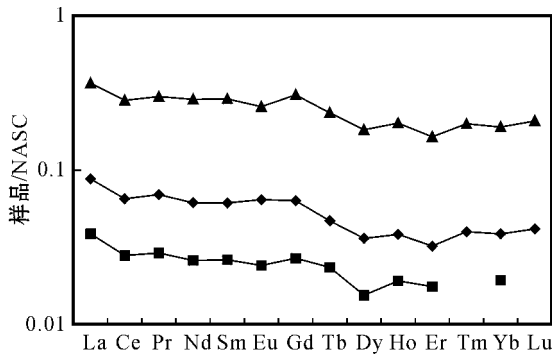


图 5 搭格架硅华第 1 阶段 NASC(北美页岩)标准化稀土元素配分模式图(样品编号略)

Fig. 5 NASC normalized REE patterns of the first stage of Targeja geyserite

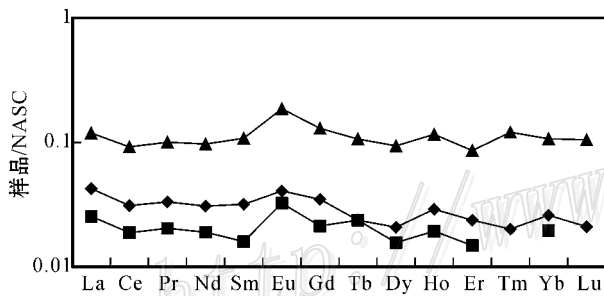


图 6 搭格架硅华第 2 阶段 NASC(北美页岩)标准化稀土元素配分模式图(样品编号略)

Fig. 6 NASC normalized REE patterns of the second stage of Targeja geyserite

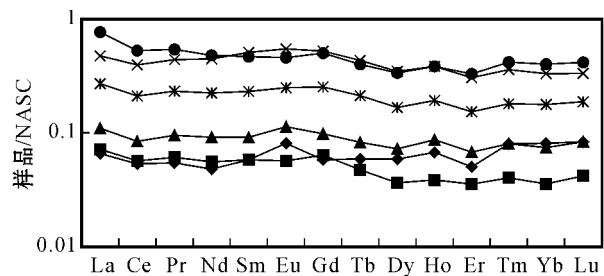


图 7 搭格架硅华第 3 阶段 NASC(北美页岩)标准化稀土元素配分模式图(样品编号略)

Fig. 7 NASC normalized REE patterns of the third stage of Targeja geyserite

从搭格架不同阶段硅华的 $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE}$ 比值(表 3)可以看出,其第 1 阶段的变化范围为 4.79~5.40,平均为 5.07;第 2 阶段的变化范围为 2.82~3.81,平均为 3.37;第 3 阶段的变化范围为

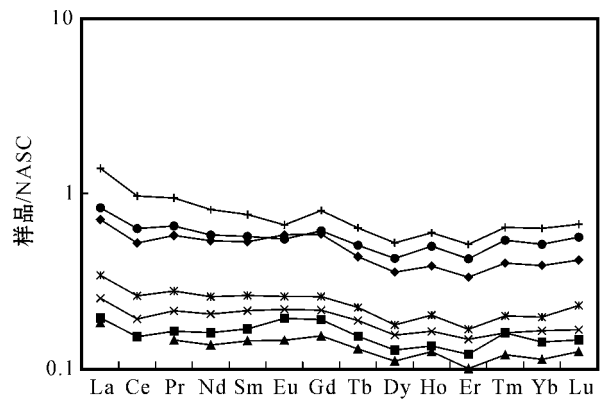


图 8 搭格架硅华第 4 阶段 NASC(北美页岩)标准化稀土元素配分模式图(样品编号略)

Fig. 8 NASC normalized REE patterns of the fourth stage of Targeja geyserite

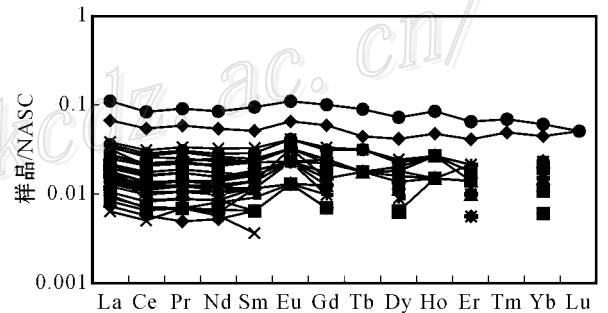


图 9 搭格架硅华第 5 阶段 NASC(北美页岩)标准化稀土元素配分模式图(样品编号略)

Fig. 9 NASC normalized REE patterns of the fifth stage of Targeja geyserite

2.36~4.70,平均为 3.79;第 4 阶段的变化范围为 2.17~5.27,平均为 4.02;第 5 阶段的变化范围为 2.00~4.24,平均为 3.19。可见,以第 1 阶段的分馏程度为最大,而第 2、5 阶段的分馏程度则相对较小。

不同阶段硅华 La 与 Ce 的北美页岩标准化比值即 $\text{La}_{\text{页岩}}/\text{Ce}_{\text{页岩}}$ 比值可用于较为准确地判别硅质岩的形成环境(Murray et al., 1991, 丁林等, 1995)。洋中脊附近硅质岩的该比值为 3.5 左右,大洋盆地硅质岩的为 1~2.5,大陆边缘硅质岩的为 0.5~1.5。从搭格架硅华的该比值(表 3)可见,不同阶段硅华 La/Ce 的北美页岩标准化比值的变化范围与平均值不完全一致。第 1 阶段的变化范围为 1.18~1.27;第 2 阶段的变化范围为 1.18~1.26;第 3 阶段的变化范围为 1.10~1.34;第 4 阶段的变化范围为 1.18~1.32;第 5 阶段的变化范围为 1.10~2.27。其平

均值由第 1 阶段至第 5 阶段的变化为 $1.23 \rightarrow 1.23 \rightarrow 1.18 \rightarrow 1.23 \rightarrow 1.27$, 因而, $La_{\text{页岩}}/Ce_{\text{页岩}}$ 平均值的变化范围为 $1.18 \sim 1.27$, 并以第 3 阶段的为最小。总之, 搭格架硅华的 $La_{\text{页岩}}/Ce_{\text{页岩}}$ 平均值与大洋盆地及大陆边缘 2 种环境的硅质岩的范围有重叠。

Eu/Eu^* 是稀土元素的主要参数之一, 在硅质岩的形成环境判别中广为应用。在大洋中, 随海水的加深, 负 Eu 异常明显加大, 若其中有热液活动则出现明显的正异常(吕志成等, 2004), 但笔者认为该结论不完全正确, 例如张家界柑子样的热水成因硅质岩的 Eu/Eu^* 为 $0.70 \sim 1.04$ (李胜荣等, 1996); 秦岭泥盆系热水成因铁白云石硅质岩和似碧玉岩的 Eu 具明显的负异常(炎金才, 1996); 北大巴山下寒武统黄柏树湾、松树湾、王家山等地以热水成因为主的硅质岩的 Eu 多呈负异常(吕志成等, 2004); 西藏当雄、谷露、羊八井热水成因泉华的 Eu/Eu^* 比值有正有负, 在这 3 处的 18 个 Eu/Eu^* 数据中, 有 11 个为负异常, 7 个为正异常(李振清, 2002)。因此, 对 Eu/Eu^* 的正、负异常需具体情况具体分析。对搭格架硅华, 不同阶段有不同的 Eu/Eu^* 变化范围及平均值, 且以正异常为主(表 3)。第 1 阶段的变化范围为 $0.86 \sim 1.03$, 平均为 0.93 ; 第 2 阶段的变化范围为 $1.22 \sim 1.75$, 平均为 1.51 ; 第 3 阶段的变化范围为 $0.93 \sim 1.40$, 平均为 1.09 ; 第 4 阶段的变化范围为 $0.85 \sim 1.08$, 平均为 0.98 ; 第 5 阶段的变化范围为 $1.10 \sim 2.63$, 平均为 1.64 。其中, 以第 2、5 阶段的平均值为最大。该特征可能与搭格架硅华产出的特殊陆-陆碰撞环境有关, 这种环境使 Eu 与围岩长石中的 Ca 难以充分替换, 从而得以保存于硅华中。

Ce 常出现 Ce^{3+} 、 Ce^{4+} 两种价态。前者的溶解度较大, 后者的溶解度较小, 且易与 Mn^{4+} 呈类质同像, 易从液体相中沉淀析出, 造成沉积物 Ce 的负异常。由于不同沉积环境的铁锰氧化物的丰度不同, 由此而引起的 Ce 亏损程度也不相同(吕志成等, 2004)。丁林等(1995)及 Murray 等(1991)均给出了不同沉积环境的 Ce/Ce^* 变化范围和平均值。另据 Shimizu 等(1977)的研究结果, 热水成因硅质岩的 Ce/Ce^* 为负异常, 而非热水成因硅质岩的 Ce/Ce^* 为正异常。例如, 湖南石门雄黄矿区(熊先孝等, 1997)及江西金山金矿区(刘志远等, 2005)的热水成因硅质岩的 Ce/Ce^* 均为负异常。搭格架不同阶段硅华的 Ce/Ce^* 变化范围和平均值均较为相近(表 3), 最大的变化范围

为 $0.57 \sim 0.91$, 平均值为 $0.83 \sim 0.85$, 为负异常。与 Murray 等(1991)给出的大陆边缘环境下的 Ce/Ce^* 比值较为相近, 并属热水成因硅质岩的 Ce/Ce^* 比值范围。

2.2.3 V/Y 与 U/Th 比值及 Cs 成矿作用的演化

V/Y 比值对海相成因硅质岩形成环境判别的应用不多见, 但近年来也有人利用此比值进行研究(Murray et al., 1991; 吕志成等, 2004), 他们指出, 洋中脊的 V/Y 比值(≈ 4.3)和大洋盆地的 V/Y 比值(≈ 5.8)比大陆边缘的(≈ 1.34)明显偏高。搭格架不同阶段硅华的 V/Y 比值的变化范围及平均值都不相同(表 3), 第 1 阶段的变化范围为 $3.17 \sim 5.10$, 平均为 3.97 ; 第 2 阶段的变化范围为 $2.58 \sim 4.42$, 平均为 3.64 ; 第 3 阶段的变化范围为 $0.39 \sim 3.59$, 平均为 2.67 ; 第 4 阶段的变化范围为 $1.97 \sim 3.87$, 平均为 3.03 ; 第 5 阶段的变化范围为 $0.85 \sim 4.02$, 平均为 2.43 。其平均值以第 1、2 阶段的为最高, 均比大陆边缘的高, 但比洋中脊的低。

U/Th 比值反映了热水物质与陆源水成物质相对贡献的大小(吕志成等, 2004), 搭格架不同阶段硅华的 U/Th 比值变化范围及平均值均有较大的差异(表 3), 第 1 阶段的变化范围为 $0.13 \sim 0.29$, 平均为 0.2 ; 第 2 阶段的变化范围为 $0.42 \sim 0.65$, 平均为 0.51 ; 第 3 阶段的变化范围为 $0.15 \sim 0.20$, 平均为 0.18 ; 第 4 阶段的变化范围为 $0.16 \sim 0.24$, 平均为 0.19 ; 第 5 阶段的变化范围为 $0.40 \sim 5.0$, 平均为 0.86 。以第 2、5 阶段的平均值为最高, 分别达 0.51 和 0.86 , 充分反映出在这 2 个阶段的热水活动过程中, 围岩组分对成矿物质的贡献较其他阶段小, 而热水从深部携带来的物质的贡献较大。

由 Cs 在不同阶段硅华中的含量变化统计结果(表 3)可知, 硅华的 Cs 含量在不同阶段有较大的差异, 5 个阶段的 Cs 含量($w_B/10^{-6}$)分别为 $2\ 296.0$ 、 $2\ 581.7$ 、 $2\ 214.4$ 、 $2\ 038.0$ 和 $3\ 282.3$ 。可见, 第 2、5 阶段的 Cs 含量相对较高, 而第 5 阶段(即现代硅华)的 Cs 含量最高。这是由于硅华为非晶质水合二氧化硅, Cs 以 OCs^- 的形式代替其中的 OH^- , 但随着时间的推移, 非晶质二氧化硅逐渐向晶质方向转化, 使硅华中的 OCs^- 流失而导致 Cs 含量降低, 此即 Cs 含量在较早期的硅华中因“陈化和结晶”作用而降低(郑绵平等, 1995), 但在晚期的硅华中含量相对较高的原因。

3 结 论

(1) 搭格架矿区气体中 CO_2 占 71.53 % ~ 86.31 % , 为典型的 CO_2 型气体。矿区以 CO_3^{2-} -Na 型水体 ($\text{pH} = 8.5$) 为主, 但也出现 SO_4^{2-} -Na 型水体 ($\text{pH} = 4.0$)。 CO_3^{2-} -Na 型水的 ρ_{Cs^+} 为 6 626 $\mu\text{g/l}$ ~ 7 395 $\mu\text{g/l}$, 矿化度为 1 168.6 mg/l ~ 1 284.9 mg/l ; SO_4^{2-} -Na 型水的 ρ_{Cs^+} 为 1 422 $\mu\text{g/l}$, 矿化度为 471.4 mg/l 。

(2) 搭格架硅华的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 80.01 % ~ 91.80 % , 比海相纯硅质岩的 SiO_2 含量为低, 其 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 0.03 % ~ 8.14 % 。硅华的 Fe-Mn-Al-Cr-Zr 及 U-Th 等地球化学图解综合反映出其以热水成因为主, 但有生物成因的复合特点。该矿床的主成矿阶段即第 2、5 阶段的 Al/Fe、Si/Al、 ΣREE 、 $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$ 、La 页岩/Ce 页岩、Eu/Eu*、U/Th 均与其余阶段有差异, 反映出这 2 个阶段的成矿物质以热水提供为主, 围岩提供的则较少。

致 谢 野外样品采集期间得到王卫东同志的协助, 在样品常量元素的测试过程中得到吕志成博士的帮助, 成文过程中得到杨岳清研究员的指导, 论文经《矿床地质》所邀 2 名专家审核并提出宝贵意见, 在此表示衷心的感谢。

References

Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity[J]. *Sedimentary Geology*, 47: 125~148.

Bostrom K, Kraemer T and Gartner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediment[J]. *Chem. Geol.*, 11: 123~148.

Bostrom K. 1984. Genesis of ferromanganese deposits: Diagnostic criteria for recent and old deposits[A]. In: Rona P A, ed. *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*[C]. NATO conference series(IV), Marine Science(12). 473~489.

Ding L and Zhong D L. 1995. Rare earth elements and cerium anomaly of Tethys sea cherts in Changning-Menglian in Western Yunnan[J]. *Science in China(Series B)*, 25(1): 93~101 (in Chinese).

Dong P and Xiao R G. 2005. Cesium application and cesium(alkali metals) resource evaluation[J]. *China Mining Magazine*, 14(2): 30~34 (in Chinese with English abstract).

Feng C X and Liu J J. 2001. The investive actuality and mineralization

significance of cherts[J]. *World Geology*. 20(2): 119~123 (in Chinese with English abstract).

Huang W F and Li X D. 2003. Applications and up-to-date development of extraction separation technology of Cs[J]. *Rare Metals and Cemented Carbides*, 31(3): 18~20 (in Chinese with English abstract).

Li S R and Gao Z M. 1996. Silicalite of hydrothermal origin in the lower Cambrian black rock series of south China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 16(4): 416~422 (in Chinese with English abstract).

Li Z Q. 2002. Present hydrothermal activities during collisional orogenesis of the Tibetan Plateau[dissertation for doctor degree][D]. Tutor Hou Z Q. Beijing: CAGS. 19~20 (in Chinese with English abstract).

Li Z Q, Hou Z Q, Nie F J and Meng X J. 2005. Characteristic and distribution of the partial melting layers in the upper crust evidence from active hydrothermal fluid in the south Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 68~76 (in Chinese with English abstract).

Liu Z Y, Jin C Z and Wang R H. 2005. Origin and significance of silicalites in Jinshan gold deposit, Jiangxi Province[J]. *Geol. & Prosp.*, 41(2): 41~45 (in Chinese with English abstract).

Lv Z C, Liu C Q, Liu J J and Wu F C. 2004. Geochemical studies on the lower Cambrian witherite-bearing cherts in the northern Daba mountain[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(3): 390~406 (in Chinese with English abstract).

Murray R W, Buchholtz T, Brink Mr, Gerlach D C, Russ G P and Jones D L. 1991. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 55: 1875~1895.

Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications[J]. *Sedimentary Geology*, 90: 213~232.

Pan J Y, Zhang Q, Ma D S and Li C Y. 2001. Characteristics of siliceous rocks and relationship of ore-forming from Yangla copper ore district of western Yunnan[J]. *Science in China(Series D)*, 31(1): 10~16 (in Chinese).

Shen Z L. 1986. Basis of hydrogeochemistry[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~135 (in Chinese).

Sheng J H and Cheng Z X. 1998. Progress on studying sedimentary geochemistry of siliceous rocks[J]. *Areal Research and Development*, 17(Supp.): 117~121 (in Chinese with English abstract).

Shimizu H and Masuda A. 1977. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation[J]. *Nature*, 266(5600): 346~348.

Tong W, Zhang M T, Zhang Z F, Liao Z J, You M Z, Zhu M X, Guo G Y and Liu S B. 1981. Geothermics in Tibet[M]. Beijing: Sci. Press. 46 (in Chinese).

Tong W, Liao Z J, Liu S B, Zhang Z F, You M Z and Zhang M T. 2000. Thermal springs in Tibet[M]. Beijing: Sci. Press. 45~49 (in Chinese).

Wang J H, Yan W, Chang X Y, Xie G H, Dong J Q and Zhang L Y.

1998. Continental hydrothermal sedimentation: A case study of the Yunnan area, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~132 (in Chinese with English abstract).
- Xiong X X, Liu C T, Yao C M and Yang P X. 1997. Hot-water origin of silicalite in Shimen realgar deposit [J]. *Geology of Chemical Minerals*, 19(2): 109~114 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y T, Zhou B H and Huang F S. 1997. The geochemical characteristics of hydrothermal sediment for the bedded silicalite in the Meso-Proterozoic era and their sedimentary environment importance in Pingyin, Shangdong Province [J]. *Acta Scientiarum Naturalium of Universitatis Pekinensis*, 33(2): 167~174 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes [J]. *Sedimentary Geology*, 52: 65~108.
- Yan J C. 1996. Geochemical characteristics of silicalite hydrothermal sediment of Devonian in Qinling area [J]. *Northwestern Geology*, 17(1): 32~37 (in Chinese).
- Yang J M, Wang D H, Mao J W, Zhang Z H, Zhang Z C and Wang Z L. 1999. The Petrochemical research method for silicalite and its application to the "Jingtieshan type" iron deposit [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18(2): 108~120 (in Chinese with English abstract).
- Zeng P S, Yang Z S, Meng Y F, Pei R F, Hou Z Q, Xu W Y, Wang X C and Tian S H. 2004. Petrogenesis and significance of cherts in Tongling mineralization cluster area, Anhui [J]. *Geological Review*, 50(2): 153~161 (in Chinese with English abstract).
- Zhang T L, Wang Z L and Hu Y Z. 1997. Minerology of geyserite from the Tengchong active hot spring system and its geological implication [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(2): 170~177 (in Chinese with English abstract).
- Zhang X G. 1998. Sulfur mineralization of modern geothermal system in Yangbajing basin of Xizang [J]. *Geology of Chemical Minerals*, 20(1): 1~10 (in Chinese with English abstract).
- Zhao P, Xie E J, Dor J, Jin J, Hu X C, Du S P and Yao Z H. 2002. Geochemical characteristics of geothermal gasses and their geological implication in Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 539~550 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Nie F J, Hou Z Q, Li Z Q, Zhao X T and Ma Z B. 2006a. Geological characteristics and forming age of the hot spring cesium deposit occurring within the Targejia district, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 25(3): 281~291 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Nie F J, Hou Z Q, Li Z Q, Zhao X T and Ma Z B. 2006b. Isotope characteristics and formation process of hot spring type cesium deposit in Targejia, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 613~619 (in Chinese with English abstract).
- Zheng M P, Wang Q X, Duo Ji, Liu J, Pingcui W J and Zhang S C. 1995. A new type of hydrothermal deposit: Cesium-bearing geyserite in Tibet [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~110 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Y Z. 1990. On sedimentary geochemistry of siliceous rocks originated from thermal water in Nandan-Hechi basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 8(3): 75~83 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Y Z, Chown E H and Guha J. 1994a. Hydrothermal origin of Precambrian bedded chert formation at Gushui, Guangdong, China: Petrologic and geochemical evidence [J]. *Sedimentology*, (3): 605~619.
- Zhou Y Z, Tu G C, Chown E H, Guha J and Lu H Z. 1994b. Hydrothermal origin of top Sinian chert formation at Gushui, western Guangdong, China: Petrologic and geochemical evidence [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(3): 1~11 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Y Z, He J G, Yang Z J, Fu W, Yang X Q, Zhang C B and Yang H S. 2004. Hydrothermally sedimentary formations and related mineralization in south China [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(2): 373~377 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 丁林, 钟大赉. 1995. 滇西昌宁-孟连古特提斯洋硅质岩稀土元素和铯异常特征 [J]. *中国科学*, 25(1): 93~100.
- 董普, 肖荣阁. 2005. 铯盐应用及铍碱金属矿产资源评价 [J]. *中国矿业*, 14(2): 30~34.
- 冯彩霞, 刘家军. 2001. 硅质岩的研究现状及其成矿意义 [J]. *世界地质*, 20(2): 119~123.
- 黄万抚, 李新冬. 2003. 铯的用途与提取分离技术研究现状 [J]. *稀有金属与硬质合金*, 31(3): 18~20.
- 李胜荣, 高振敏. 1996. 华南下寒武统黑色岩系中的热水成因硅质岩 [J]. *矿物学报*, 16(4): 416~422.
- 李振清. 2002. 青藏高原碰撞造山过程中的现代热水活动 [博士论文]. 导师: 侯增谦. 北京: 中国地质科学院. 19~20.
- 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 孟祥金. 2005. 藏南上地壳低速高导层的性质与分布: 来自热水流体活动的证据 [J]. *地质学报*, 79(1): 68~76.
- 刘志远, 金成洙, 王荣湖. 2005. 江西金山金矿区硅质岩成因及意义 [J]. *地质与勘探*, 41(2): 41~45.
- 吕志成, 刘丛强, 刘家军, 吴丰昌. 2004. 北大巴山下寒武统重晶石矿床赋矿硅质岩地球化学研究 [J]. *地质学报*, 78(3): 390~406.
- 潘家永, 张乾, 马东升, 李朝阳. 2001. 滇西羊拉铜矿区硅质岩特征与成矿的关系 [J]. *中国科学(D辑)*, 31(1): 10~16.
- 沈照理. 1986. 水文地球化学基础 [M]. 北京: 地质出版社. 1~135.
- 盛吉虎, 陈中新. 1998. 硅质岩沉积地球化学研究现状 [J]. *地域研究与开发*, 17(增刊): 117~121.
- 佟伟, 章明陶, 张知非, 廖志杰, 朱梅湘, 过帼颖, 刘时彬. 1981. 西藏地热 [M]. 北京: 科学出版社. 46.
- 佟伟, 廖志杰, 刘时彬, 张知非, 由懋正, 章铭陶. 2000. 西藏温泉志 [M]. 北京: 科学出版社. 45~49.
- 王江海, 颜文, 常向阳, 解广轰, 邱华宁, 董金泉, 张丽彦. 1998. 陆相热水沉积作用——以云南地区为例 [M]. 北京: 地质出版社. 1~132.

- 熊先孝,刘昌涛,姚超美,杨攀新. 1997. 论石门雄黄矿床硅质岩的热水成因[J]. 化工矿产地质, 19(2):109~114.
- 徐跃通,周保华,黄福生. 1997. 山东平阴地区中元古代层状硅质岩热水沉积地球化学特征及沉积环境意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 33(2):167~174.
- 炎金才. 1996. 秦岭泥盆系热水沉积硅质岩的地球化学特征[J]. 西北地质, 17(1):32~37.
- 杨建明,王登红,毛景文,张作衡,张招崇,王志良. 1999. 硅质岩岩石化学研究方法及其在“镜铁山式”铁矿床中的应用[J]. 岩石矿物学杂志, 18(2):108~120.
- 曾普胜,杨竹森,蒙义峰,裴荣富,侯增谦,徐文艺,王训诚,田世洪. 2004. 安徽铜陵矿集区硅质岩成因及意义[J]. 地质论评, 50(2):153~161.
- 张天乐,王宗良,胡云中. 1997. 腾冲现代热泉系统硅华的矿物学特征及其地质意义[J]. 岩石矿物杂志, 16(2):170~178.
- 张锡根. 1998. 西藏羊八井现代地下热水系统硫矿的成矿作用[J]. 化工矿产地质, 20(1):1~10.
- 赵平,谢鄂军,多吉,金建,胡先才,杜少平,姚中华. 2002. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 18(4):539~550.
- 赵元艺,聂凤军,侯增谦,李振清,赵希涛,马志邦. 2006a. 西藏搭格架热泉型铯矿床地质特征及形成时代[J]. 矿床地质, 25(3):281~291.
- 赵元艺,聂凤军,侯增谦,李振清,赵希涛,马志邦. 2006b. 西藏搭格架热泉型铯矿床同位素特征及形成过程[J]. 矿床地质, 25(5):613~619.
- 郑绵平,王秋霞,多吉,刘杰,平措旺杰,张苏春. 1995. 水热成矿新类型——西藏铯硅华矿床[M]. 北京:地质出版社. 1~110.
- 周永章. 1990. 丹池盆地热水成因硅岩的沉积地球化学特征[J]. 沉积学报, 8(3):75~83.
- 周永章,涂光炽,Chown E H, Guha J, 卢焕章. 1994b. 粤西古水剖面震旦系顶部层状硅岩的热水成因属性:岩石学和地球化学证据[J]. 沉积学报, 12(3):1~11.
- 周永章,何俊国,杨志军,付伟,杨小强,张澄博,杨海生. 2004. 华南热水沉积硅质岩建造及其成矿效应[J]. 地学前缘, 11(2):373~377.

<http://www.kcdz.ac.cn/>