

文章编号: 1001-6112(2011)05-0526-05

# 塔里木盆地火成岩热释气特征研究

朱东亚<sup>1</sup>, 孟庆强<sup>1</sup>, 解启来<sup>2</sup>, 金之钧<sup>1</sup>

(1. 中国石油化工股份有限公司 石油勘探开发研究院, 北京 100083;

2. 华南农业大学 环境科学与工程系, 广州 510642)

**摘要:** 采用加热释气法对塔里木盆地塔北和塔中地区二叠系火成岩中所含流体特征进行了研究, 以揭示与岩浆活动相伴生的深部来源流体的特征。塔中地区 2 个火成岩样品释气总量分别为 1 902.7  $\mu\text{L/g}$  和 1 517.7  $\mu\text{L/g}$ , 塔北地区 5 个样品释气总量在 515.2~691.5  $\mu\text{L/g}$  之间; 塔中地区火成岩中流体含量显著高于塔北地区。无论塔中和塔北地区, 气体释放量都在中温阶段(700  $^{\circ}\text{C}$ )达到高峰。 $\text{CO}_2$  为火成岩所释放气体中最主要的组成部分, 在每个样品的每个温度阶段都有较高的含量, 最高可达 91.47%;  $\text{N}_2$  和  $\text{SO}_2$  也是所释放气体中的主要组成部分, 在部分样品中含量较高; 所释放气体中都或多或少含有一定量的  $\text{CO}$ 、 $\text{H}_2$  及烃类气体、稀有气体等组分。火山岩所释放气体的  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  值较高, 在 450.3~1 170.3 之间, 反映了深源的特点。但气体中  $^3\text{He}/^4\text{He}$  值除一个辉绿岩样品较高(0.35 Ra)外, 其他的都较低, 位于 0.009 1~0.091 Ra 之间, 具有壳源的特征; 其原因是火成岩所包裹的 He 与地壳 He 发生了相互扩散而混合。

**关键词:** 稀有气体; 热释气; 深部流体; 火成岩; 塔里木盆地

中图分类号: TE132.3

文献标识码: A

## Features of gas released from heated igneous rock, Tarim Basin

Zhu Dongya<sup>1</sup>, Meng Qingqiang<sup>1</sup>, Xie Qilai<sup>2</sup>, Jin Zhijun<sup>1</sup>

(1. SINOPEC Exploration & Production Research Institute, SINOPEC, Beijing 100083, China; 2. Department of Environment Science and Engineering, South China Agriculture University, Guangzhou, Guangdong 510642, China)

**Abstract:** The fluid entrapped in Permian igneous rocks collected from the north and the center of the Tarim Basin has been studied using heating method so as to analyze the features of fluid from deep strata. The total amounts of gas released from the 2 igneous rock samples collected in the central Tarim region are 1 902.7  $\mu\text{L/g}$  and 1 517.7  $\mu\text{L/g}$ , much higher than those of the 5 igneous rock samples collected in the northern Tarim region (515.2~691.5  $\mu\text{L/g}$ ). In both the central and the northern Tarim regions, gas release amounts reach a peak during the medium temperature stage (700  $^{\circ}\text{C}$ ).  $\text{CO}_2$  is the dominant compound in released gas from each sample during each temperature stage, and reaches as high as 91.47%.  $\text{N}_2$  and  $\text{SO}_2$  are also important compounds in released gas, and have high contents in some samples.  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ , hydrocarbon and noble gas are found in released gas more or less. The  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratios of released gas are high, usually between 450.3 and 1 170.3, indicating deep source. However, the  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios of released gas are low (0.009 1~0.091 Ra) except for one diabase sample (0.35 Ra), indicating crust source. The reason is that He in igneous rocks mixes with that in crust due to diffusion effect.

**Key words:** noble gas; gas released by heating; deep fluid; igneous rock; Tarim Basin

来自深部的岩浆热液流体(深部流体)所含的无机( $\text{CO}_2$  等)和有机( $\text{CH}_4$  等)气体不但能在含油气盆地浅部沉积地层中直接聚集成藏<sup>[1-2]</sup>, 而且还会对油气储层产生显著的溶蚀改造作用<sup>[3-6]</sup>。但原始的深部流体具有什么样的特征, 是一个值得深入探讨的问题。

在玄武岩喷出地表或辉绿岩侵位后的冷却过

程中, 伴随岩浆活动的流体一部分会分异出岩浆之外, 另一部分则会保留在岩石孔隙和矿物流体包裹体中。保存在火成岩中的这部分流体能反映原始深部流体的特征。高温热释气法是研究地幔岩石矿物中流体组分较为直接和有效的方法<sup>[7-10]</sup>。

本文对塔里木盆地野外露头 and 岩心所采集的二叠系火成岩进行了分步加热释气, 以揭示塔里木

收稿日期: 2010-12-21; 修订日期: 2011-08-05。

作者简介: 朱东亚(1975-), 男, 高级工程师。主要从事石油地质勘探方面的研究。E-mail: zhudy. syky@sinopec.com。

基金项目: 国家自然科学基金项目(41002037)和国家重大专项(2011ZX05005-001)资助。

盆地深部流体的成分组成特征。为进一步探讨塔里木盆地油气成因、深部流体对储层影响等方面奠定基础。

### 1 样品和方法

二叠系火成岩在塔里木盆地广泛发育,无论是在野外露头还是在钻井岩心上都可以见到,喷出岩为玄武岩和英安岩,侵入岩为辉绿岩。为了研究火成岩中的气体成分组成和稀有气体同位素组成,选取了塔里木盆地野外和钻井的火成岩样品。所选的样品有 6 件为玄武岩样品,分别采自塔北巴楚地区磷矿沟和大湾沟剖面、塔北的 S99 井、塔中的中 1 井和中 16 井(表 1,2);其他的为辉绿岩样品,做成分组

成测试的 1 件为采自塔北巴楚地区的大湾沟剖面,做稀有气体同位素组成测试的 2 件分别采自塔北巴楚地区的塘王城剖面和小海子剖面。2 种测试均在中国科学院兰州地质研究所完成。

为了进行火山岩中气体成分组成的测试,先挑选出 50 目左右新鲜的火山岩样品,用蒸馏水清洗 3~5 遍,然后经 5% 盐酸浸泡 48 h,以去除 CO<sub>2</sub>,再在 100 °C 下烘干。称取一定量样品放入石英样品管中在 100 °C 以下抽真空 2 h 以上,直到静态真空基本保持不变。从 300 ~1 050 °C 分步加热,每步升温时间约 7 min,升温与恒温时间合计 1 h。分别收集了 300,500,700,900 和 1 050 °C 所释放的气体,并送入 MAT271 进行成分组成的测试。

表 1 塔里木盆地火成岩分段加热释气特征

Table 1 Features of gas released from igneous rock by step-heating, Tarim Basin

样品位置 及岩性	温度/ °C	释气量/ ( $\mu\text{L} \cdot \text{g}^{-1}$ )	成分组成/%										
			CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	CO	H <sub>2</sub> S	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>
大湾沟 玄武岩	300	27.9	27.51	2.28	11.51	0.03	0.26	39.25	16.22	1.06	1.57	—	—
	500	158.9	39.3	51.12	3.65	0.12	0.01	4.64	0.12	0.59	0.27	0.03	0.07
	700	206.8	35.48	57.66	—	0.06	—	6.57	0.05	0.04	0.01	0.08	—
	900	70.5	26.82	51.25	—	0.06	—	21.59	0.06	0.03	0.04	—	—
	1 050	71.1	13.78	62.77	3.56	0.14	0.21	19.02	0.16	0.13	0.03	—	—
磷矿沟 玄武岩	300	22.1	44.16	14.98	—	0.5	0.38	23.63	5.48	0.5	10.37	—	—
	500	119.5	53.51	39.15	—	0.06	—	5.85	0.05	0.92	0.36	0.09	—
	700	170.5	56.89	37.25	—	0.15	—	5.53	0.07	0.07	—	0.04	—
	900	86.8	45.43	48.09	—	0.16	—	6.21	0.06	0.04	—	—	—
	1 050	292.6	2.69	94.93	—	0.06	0.07	2.1	0.04	0.09	0.01	—	—
大湾沟 辉绿岩	300	35.3	29.81	0.7	—	—	0.27	44.28	19.06	2.24	3.45	—	—
	500	84.9	54.64	0.41	—	0.16	0.1	26.26	10.62	6.47	0.8	0.19	0.2
	700	163.9	65.95	0.74	10.66	0.17	0.03	13.98	7.03	1.27	0.02	0.09	—
	900	241.8	80.45	0.91	7.24	0.03	0.08	10.64	0.47	0.1	—	0.03	—
	1 050	66	31.6	27	7.08	—	0.07	33.62	0.38	0.02	—	—	—
S99 井 玄武岩 5 231.29 m	300	29.9	44.42	0.23	18.64	—	0.08	29.08	1.25	0.48	5.07	0.15	—
	500	158.4	83.18	7.23	0.57	—	0.05	8.03	0.12	0.39	0.36	—	—
	700	261.1	91.47	3.96	—	—	0.03	4.32	0.09	0.06	0.02	—	—
	900	116.1	80.33	7.71	2.57	—	0.03	8.81	0.13	0.08	0.19	—	0.03
	1 050	33.5	50.9	14.56	8.92	0.01	0.18	24.43	0.13	0.47	0.07	—	—
S99 井 玄武岩 5 235.77 m	300	43	45.53	13.34	22.32	0.27	0.3	8.18	1.89	0.38	7.79	—	—
	500	157.9	78.17	3.71	—	0.07	0.02	15.7	0.14	1.2	0.91	0.08	—
	700	207	89.55	8.56	—	0.03	—	1.7	0.09	0.06	—	—	—
	900	82.5	70.54	24.79	—	0.05	0.01	4.49	0.08	0.05	—	—	—
	1 050	24.8	30.62	55.49	—	0.03	0.35	13	0.07	0.43	—	—	—
中 1 井 玄武岩 5 040.85 m	300	24.6	37.44	1.59	5.44	—	1.55	42.27	7.8	2.39	1.1	—	—
	500	869.3	79.08	2.52	—	—	0.22	17.43	0.3	0.23	0.01	—	—
	700	514	58.78	11.14	—	—	0.21	29.25	0.21	0.08	—	—	—
	900	305.3	17.33	32.01	—	—	0.22	48.66	1.17	0.04	—	—	—
	1 050	189.5	9.68	12.79	—	—	0.22	75.57	0.74	0.04	—	—	—
中 16 井 玄武岩 5 467.55 m	300	37.6	27.3	0.79	—	—	0.11	66.49	0.54	1.55	2.96	—	—
	500	308.3	31.68	61.21	—	—	—	6.5	0.16	0.31	0.06	—	—
	700	506.4	51.14	43.87	—	0.06	0.04	4.13	0.54	0.19	—	—	—
	900	476.4	28.17	66.84	—	0.02	—	4.65	0.17	0.12	—	—	—
	1 050	189	68.64	19.77	—	0.01	0.02	11.26	0.07	0.11	0.01	—	—

表 2 塔里木盆地火成岩中稀有气体同位素组成特征

Table 2 Isotope compositions of noble gas released from igneous rock, Tarim Basin

样品位置 及岩性	加热 温度/℃	$\nu(^4\text{He})/$ ( $\text{nL} \cdot \text{g}^{-1}$ )	$\nu(^{40}\text{Ar})/$ ( $\text{nL} \cdot \text{g}^{-1}$ )	$\nu(^3\text{He})/$ $\nu(^4\text{He})/\text{Ra}^{1)}$	$\nu(^{40}\text{Ar})/$ $\nu(^{36}\text{Ar})$	$\nu(^4\text{He})/$ 释气 总量/ $10^{-6}$	$\nu(^{40}\text{Ar})/$ 释气 总量/ $10^{-6}$
大湾沟玄武岩	1 500	7.77	11.8	0.023	767.2	14.52	22.05
磷矿沟玄武岩	1 500	2.3	3.05	0.007 4	1 118.8	3.33	4.41
塘王城辉绿岩	1 500	4.96	1.017	0.35	464.3	8.38	1.72
小海子辉绿岩	1 500	5.79	2.73	0.091	578.9		
S99 井玄武岩 5 231.29 m	1 500	1.64	6.51	0.011	1 170.3	2.74	10.87
S99 井玄武岩 5 235.77 m	1 500	1.74	8.81	0.009 1	1 084.5	3.38	17.10
中 1 井玄武岩 5 040.85 m	1 500	4.93	14.36	0.012	923.7	2.59	7.55
中 16 井玄武岩 5 467.55 m	1 500	4.69	16.1	0.012	450.3	3.09	10.61

注:释气总量来自表 1。

1)  $1\text{Ra}=1.4 \times 10^{-6}$ ,是空气中  $\nu(^3\text{He})/\nu(^4\text{He})$  值。

详细实验方法见李立武等<sup>[11]</sup>和刘刚等<sup>[8]</sup>的文献。

为了进行稀有气体同位素组成的测试,也先挑选出 50 目左右新鲜的火山岩样品,用蒸馏水清洗 3~5 遍,然后经 5% 盐酸浸泡 48 h,以去除  $\text{CO}_2$ 。用蒸馏水冲洗 3~5 遍,再用丙酮冲洗 3~5 遍,烘干,自然冷却至室温,称重;每份试样约取 500 mg,并用铝箔包裹;将试样置于样品台中,于约 130 ℃ 抽真空 24 h 以上,脱除试样表面吸附气;当系统真空度达到要求后,对样品升温至 1 500 ℃,保持 5 min,把所释放的气体送入 MM5400 质谱仪进行 He 和 Ar 同位素测定,详细的实验测试方法见叶先仁等<sup>[12]</sup>的文献。

## 2 结果和讨论

野外和钻井玄武岩和辉绿岩样品分步加热释气量的多少和各成分组成百分含量结果见表 1;稀有气体同位素分析测试结果见表 2。

### 2.1 释气量

从释气总量和每个温度点下释气量的多少来看,7 个样品明显可以分为 2 组。一组为塔中地区中 1 井和中 16 井 2 个玄武岩岩心样品,另一组为塔北野外玄武岩/辉绿岩样品和 S99 井玄武岩岩心 5 个样品(图 1)。前一组的 2 个样品从 300~1 050 ℃ 分步加热释气总量分别为 1 902.7  $\mu\text{L/g}$  和 1 517.7  $\mu\text{L/g}$ ;后一组的 5 个样品释气总量在 515.2~691.5  $\mu\text{L/g}$  之间。前一组样品释气总量显著高于后一组样品释气总量。塔中和塔北火成岩样品从 300~1 050 ℃ 释放气体总量的差别可能是由岩浆本身所携带流体量的多少和所经历的冷却成岩条件决定的。如果岩浆原本携带流体量较多,冷却较为迅速等,便会有更多的流体包裹在相应的火成岩中。

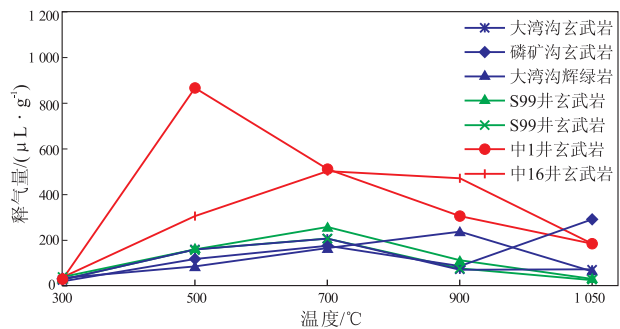


图 1 塔里木盆地火成岩热释气量

Fig. 1 Amounts of gas released from igneous rock by heating, Tarim Basin

2 组样品在 300 ℃ 时所释放气体的量都基本一致,在 22.1~43.0  $\mu\text{L/g}$  之间,但随着温度的升高开始表现出一定的差异。除了磷矿沟玄武岩外,2 组中的样品释气量都具有温度升高而增加然后再减少的趋势。前一组样品中的中 1 井玄武岩在 500 ℃ 时达到释气量峰值,中 16 井玄武岩在 700 ℃ 时达到释气量峰值。后一组样品中大湾沟玄武岩和 S99 井玄武岩都在 700 ℃ 时达到释气高峰,大湾沟辉绿岩在 900 ℃ 时达到释气高峰,磷矿沟的玄武岩虽在 700 ℃ 时具有释气峰值,但在 1 050 ℃ 又出现第二个释气峰值。

火成岩从低温到高温加热的过程是岩浆冷却成岩的逆过程。若岩浆在某个冷却温度段固结成岩量越多,包裹的流体量越多,则在该温度段加热时火成岩熔融量和所释放气体的量也越多。结合每个温度阶段释气量的多少可知,中温阶段(700 ℃)是塔北和塔中地区岩浆固结成岩量和捕获流体量最多的阶段。

## 2.2 气体成分组成

### 2.2.1 主要成分

7个样品在各个温度阶段所释放出的气体中都以CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>和SO<sub>2</sub>为主,其次为CO、H<sub>2</sub>、烃类气体,惰性气体等(表1)。CO<sub>2</sub>在各个样品不同温度阶段所释放气体中含量都比较高而且较为稳定,是最为重要的一种气体组分。除中16井玄武岩样品外,各个样品所释放气体中CO<sub>2</sub>含量都有随温度升高逐渐升高到峰值在逐步降低的趋势,峰值温度为500,700℃或900℃,峰值最低的为39.3%(大湾沟玄武岩),最高的为91.47%(S99井玄武岩)。在国内外其它地区玄武岩全岩和一些地幔岩中橄榄石、辉石等单矿物的加热释气实验中,CO<sub>2</sub>也都是一种主要的气体组分<sup>[13-14]</sup>。

N<sub>2</sub>在各个温度阶段所释放气体中含量变化比较大,在低温阶段和高温阶段含量相对都较高,中温阶段含量相对较低。除S99井5235.77m玄武岩样品外,其它样品所释放气体N<sub>2</sub>含量低温阶段的峰值都是在300℃,位于23.63%和66.49%之间。大湾沟和磷矿沟玄武岩样品高温阶段N<sub>2</sub>含量峰值温度为900℃,其它样品高温阶段峰值温度均为1050℃,峰值含量位于6.21%和75.57%之间。N<sub>2</sub>为中性气体,在大气中广泛存在,如果火成岩样品受到后期蚀变改造,气体组分中可能富含一定量的N<sub>2</sub>。但所释放气体中O<sub>2</sub>含量非常低,与N<sub>2</sub>含量没有相关关系,所以可以排除大气的影 响。在一些地幔岩矿物(橄榄石、辉石等)包裹体中可见有较高的N<sub>2</sub>含量,含量高达50.50%<sup>[13-14]</sup>,所以玄武岩中的N<sub>2</sub>来自地幔深部是有可能的。

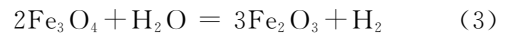
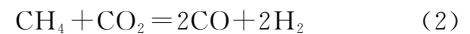
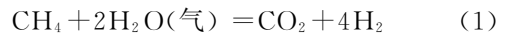
SO<sub>2</sub>也是所释放气体中的一种很重要的组成部分,在大湾沟、磷矿沟、S99井(5235.77m)和中16井玄武岩中高温阶段所释放的气体中占有很重要的比例。另外,除了个别温度阶段外,SO<sub>2</sub>所占的比例有随温度增加而增加的趋势。

### 2.2.2 次要成分

所释放气体组分中CO含量差别较大,磷矿沟和中16井玄武岩无论低温阶段和高温阶段所释放的气体中都没有检测出CO(表1)。S99井(5235.77m)和中1井玄武岩只在300℃所释放气体中含有一定量的CO,分别为22.32%和5.44%。大湾沟玄武岩只在中高温阶段(700~1050℃)所释放气体中含有一定量的CO。大湾沟和S99井(5231.29m)玄武岩在低温阶段和高温阶段所释放的气体中都检测到了一定量的CO,但中温阶段(700℃)却没有。

H<sub>2</sub>的释放主要集中在低温阶段,各个样品在300℃所释放气体中H<sub>2</sub>含量显著高于中高温阶段中的含量。各个样品在不同温度阶段所释放的气体中O<sub>2</sub>的含量都非常低。较低的O<sub>2</sub>含量和一定量的CO和H<sub>2</sub>的存在,表明火成岩加热释放的气体具有还原性的特征,受大气影响较小。因为如果火成岩受到了地表环境下的蚀变作用,其中的CO和H<sub>2</sub>就会被氧化掉。

加热释气实验过程中在高温下可能会存在以下化学反应<sup>[8,15]</sup>:



但从本次实验结果来看CO和H<sub>2</sub>的含量,特别是H<sub>2</sub>的含量都是在低温阶段下较高,并没有随着温度的升高而升高的趋势,所以可以排除上述几个反应的发生。

各个样品所释放的气体中也都有有一定的烃类气体,主要为CH<sub>4</sub>和C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>,但C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>、C<sub>3</sub>H<sub>8</sub>、C<sub>4</sub>H<sub>10</sub>等气体含量极低或者检测不到。CH<sub>4</sub>和C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>都只是在低温阶段所释放气体中含量较高,高温阶段含量则相对较少。

### 2.3 稀有气体同位素组成

幔源、壳源和空气中的He各自具有特征的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值,分别为(1.1~1.4)×10<sup>-5</sup>,2×10<sup>-8</sup>和1.4×10<sup>-6</sup><sup>[16]</sup>;如果把空气的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值视为1Ra,幔源和壳源的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值分别为7.9~10Ra和0.014Ra。大气中的<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar比值为295.5,深部幔源具有较高的<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar比值,其中上地幔位于296~40000之间,且绝大多数样品值介于1000~12000之间<sup>[17-18]</sup>;在Loihi和Reunion等地区能反映下地幔的洋岛区地幔岩包体的<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar值的主要分布范围介于296~12000,其中有相当数量的样品在1000以下<sup>[17,19]</sup>,其总体上低于MORB值。

从本次测试结果(表2)来看,塘王城的辉绿岩样品稀有气体<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值较高,为0.35Ra;其他火成岩样品都较低,位于0.0091~0.091Ra之间。从<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值来看,除塘王城辉绿岩样品反映了幔源来源的特征外,其他样品均具有壳源的特征。

虽然火成岩中所含气体的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值较低,但这些样品的<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar比值一般都较高,在450.3~1170.3之间,高于空气的值(295.5),反映了深部幔源来源的特征<sup>[20]</sup>。

从前面关于成分组成的分析结果来看,火山岩中的气体具有火山活动所释放出来的气体的典型特点。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比值仍能反映一定的深部来源的特点。但 $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值却主要反映了壳源来源的特点。原因可能是火山岩所释放的气体中稀有气体含量较低,且 He 具有较强的扩散能力造成的。

从表 2 来看,火成岩所释放的气体中 $^4\text{He}$  和 $^{40}\text{Ar}$  的含量都非常的低,都在 $10^{-6}$  的级别上。由于 He 具有最小的原子半径和第二小的原子量,所以具有非常强的扩散能力。在火成岩形成之后的漫长地质历史上,火成岩中所包裹的 He 与地壳中的 He 会发生相互扩散而混合,导致表现出壳源来源的特征。但其他的气体,如 $\text{CO}_2$ , Ar 等扩散能力较弱,仍在一定程度上保留了火成岩形成时的特点。

### 3 结论

塔里木盆地二叠系火成岩分段加热释气表明,与岩浆活动相伴生的来自地幔的深部流体是一种富 $\text{CO}_2$  的流体, $\text{N}_2$  和 $\text{SO}_2$  也是流体中较为主要的组分, $\text{CO}$  和 $\text{H}_2$  在部分样品中有一定的含量,烃类气体和惰性气体含量都较低。火成岩中气体的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比值较高,仍能反映一定的深部来源的特点。但由于火成岩中的 He 与地壳中的 He 强烈的相互扩散作用,火成岩中气体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值普遍具有浅部地壳的特点。

致谢:火成岩加热释气实验在中国科学院兰州地质研究所完成,李立武和叶先仁研究员在数据测试和解释方面给予了很大的帮助,在此表示感谢。

#### 参考文献:

[1] 戴金星,宋岩,戴春森,等. 中国东部无机成因气及其气藏形成条件[M]. 北京:科学出版社,1995.

[2] 李先奇,戴金星. 中国东部二氧化碳气田(藏)的地化特征及成因分析[J]. 石油实验地质,1997,19(2):215-221.

[3] 金之钧,朱东亚,胡文瑄,等. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响[J]. 地质学报,2006,80(2):245-253.

[4] 朱东亚,金之钧,胡文瑄,等. 塔里木盆地深部流体对碳酸盐岩储层影响[J]. 地质论评,2008,54(3):348-354.

[5] 吕修祥,杨宁,解启来,等. 塔中地区深部流体对碳酸盐岩储层的改造作用[J]. 石油与天然气地质,2005,26(3):284-289,296.

[6] 钱一雄,陈跃,陈强路,等. 塔中西北部奥陶系碳酸盐岩埋藏溶蚀作用[J]. 石油学报,2006,27(3):47-52.

[7] 张铭杰,王先彬,李立武. 对幔源岩中流体组成的不同测定方法评价[J]. 地质论评,2000,46(2):160-166.

[8] 刘刚,王先彬,李立武. 张家口大麻坪碱性玄武岩内地幔岩包体气体成分的初步研究[J]. 科学通报,1996,41(19):1775-1777.

[9] Javoy M, Pineau F. The volatiles records of a "popping" rock from the Mid-Atlantic Ridge at  $14^\circ\text{N}$ : Chemical and isotopic compositions of gas trapped in the vesicles[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 107(3-4): 598-611.

[10] Pineau F, Mathez E A. Carbon isotopes in xenoliths from the Hualalai volcano, Hawaii, and the generation of isotopic variability[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54(1):217-227.

[11] 李立武,刘刚,王先彬. 幔源岩流体包裹体气态物质组成质谱分析[J]. 质谱学报,1998,19(3):25-27.

[12] 叶先仁,吴茂炳,孙明良. 岩矿样品中稀有气体同位素组成的质谱分析[J]. 岩矿测试,2001,20(3):174-178.

[13] 马锦龙,陶明信. 郯庐断裂带中段幔源岩包体中的流体组成特征[J]. 兰州大学学报:自然科学版,2004,40(1):85-89.

[14] 张铭杰,王先彬,刘刚,等. 中国东部新生代碱性玄武岩及幔源捕虏体中的流体组成[J]. 地质学报,1999,73(2):162-166.

[15] 胡桂兴,王先彬,文启木. 原始太阳-星云条件下 Fischer-Tropsch 反应中的碳同位素分馏[J]. 中国科学 D 辑:地球科学,1997,27(5):395-400.

[16] 王先彬. 稀有气体同位素地球化学和宇宙化学[M]. 北京:科学出版社,1989:153-220.

[17] Staudacher T, Kurz M D, Allegre C J. New noble gas data on glass samples from Loihi Seamount and Hualalai and on dunite samples from Loihi and Reunion Island [J]. Chemical Geology, 1986, 56(3-4): 193-205.

[18] Moreira M, Kurz J, Allegre C J. Rare gas systematics in Popping Rock: Isotopic and elemental compositions in the upper mantle [J]. Science. 1998, 279(5354): 1178-1181.

[19] Staudacher T, Sarda P, Allegre C J. Noble gas systematics of Reunion Island, Indian Ocean [J]. Chemical Geology, 1990, 89(1-2): 1-17.

[20] 孙省利,陈践发,郑建京,等. 塔里木盆地寒武系底部硅质岩的稀有气体同位素组成特征[J]. 中国科学 D 辑:地球科学,2008,38(S2):105-109.

(编辑 黄娟)