

# 柴达木盆地盐湖环境中 超铀元素的分布特征<sup>\*</sup>

韩凤清 黄麒 梁青生 刘建华 刘书田<sup>†</sup>

(中国科学院盐湖研究所 西宁 810008)

<sup>†</sup>(中国原子能科学研究院 北京 102413)

**提要** 1993 年采用  $\alpha$  谱仪和大面积屏栅电离室对柴达木盆地盐湖、地下水、河水以及地表和两个钻孔沉积物中的 U, Pu 和 Am 进行了测定。结果表明, 各类水样中 <sup>239</sup>Pu(含 <sup>240</sup>Pu, 下同)的平均含量高出表层海水约 1 000 倍, 其 <sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的活度比在 0.001—0.530 之间; 两钻孔沉积物中 <sup>239</sup>Pu 的平均值分别为  $4.9 \pm 0.8 \text{ mBq/g}$  和  $2.4 \pm 0.5 \text{ mBq/g}$ , <sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的活度比为 0.141 和 0.088, 由此探讨了 U, Pu 和 Am 的分布特征、<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 比值的变化规律以及沉积物和水中的 Pu 的来源。

**关键词** 超铀元素 分布特征 Pu 的成因 柴达木盆地

**学科分类号** P597

超铀元素, 尤其是 U, Pu 和 Am 为半衰期较长和放射性强度很高的元素, 其对人类放射性危害极大, 因此国际卫生和环境保护组织对超铀元素的研究是非常重要的。此外, Pu 是研究海洋与湖泊的沉积过程、水体演化和混合作用很好的示踪元素。

目前对海洋 (Masanobu, 1987)、海洋潮间带沉积物 (Morris *et al.*, 1996)、人体 (Taylor, 1995)、湖泊 (Joshi, 1995)、树轮 (Garrec, 1995) 和空气 (Kolb, 1996) 中超铀元素的分布及其分析化学方法 (Holm *et al.*, 1979; Robert *et al.*, 1982) 做了比较详细的研究, 而对大陆盐湖中超铀元素的研究很少。

近年来作者对柴达木盆地各种水体、地表和钻孔湖相沉积物中 U, Pu 和 Am 等重放射性同位素的分布特征及其来源进行了系统研究, 这对探索自然界核反应形成的同位素的分布与变化以及了解核试验对高原湖盆的污染程度均具有重要的意义。

## 1 研究方法

### 1.1 样品来源

盐湖卤水样取自察尔汗、大柴旦和杂斯库勒等盐湖; 河水样取自格尔木河、香日德河、鱼卡河和阿拉尔河; 地下水取自杂斯库勒和昆特依盐湖区地下淡水; 钻孔沉积物取自杂斯库勒盐湖 ZK2605 孔和昆特依盐湖 ZK3208 孔; 大柴旦温泉沟包括水样和碳酸盐泉华样品。以上样品的取样位置见图 1。

\* 国家自然科学基金资助项目, 49070136 号。韩凤清, 男, 出生于 1963 年 8 月, 副研究员, Fax: 0086-0971-6146002

收稿日期: 1997-05-09, 收修改稿日期: 1998-02-25

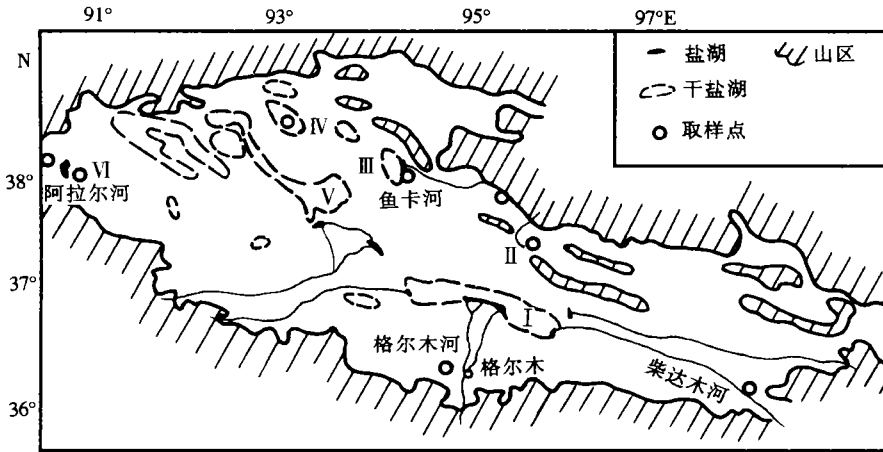


图1 柴达木盆地盐湖分布及采样位置

Fig.1 Distribution of salt lakes and sampling locations in Qaidam Basin

1. 盐湖; 2. 干盐湖; 3. 取样点; 4. 山区。 I. 察尔汗盐湖; II. 大柴达木盐湖; III. 马海盐湖;  
IV. 昆特依盐湖; V. 查汗斯拉图盐湖; VI. 尕斯库勒盐湖

## 1.2 试剂和仪器设备

所用的化学试剂均为优级纯,所用的标准溶液和示踪剂由英国放射化学中心和美国南加州大学提供。测定超铀元素放射性活度的仪器有:1)带1024道分析器的四路 $\alpha$ 谱仪;2)大面积屏栅电离室。

## 1.3 样品的预处理和核素的分离与纯化

105℃烘干,在600℃下灰化60min,取样30g加示踪剂,用浓 $\text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{HClO}_4$ 分解;石膏和碳酸盐取样25g加示踪剂后用稀 $\text{HCl}$ 分解;石盐取样1000g,用去离子水溶解,弃去水不溶物后加示踪剂;水样加示踪剂后用 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 共沉淀法富集超铀元素。

元素的分离和纯化按Robert等(1982)和Holm等(1979)的流程进行。按上述文献中步骤进行严格细致的操作,一般都能满足用萃取点滴法制备 $\alpha$ 薄源的纯度要求。

## 1.4 $\alpha$ 薄源制备及测量

将已纯化好的含U、Pu和Am的溶液蒸干,用稀硝酸溶解,转入离心管中,用稀氨水调溶液的pH,U溶液为3.5,Am为4;Pu为1mol/L的 $\text{HNO}_3$ ,然后分别加0.5mol/L的TTA-二甲苯溶液萃取,有机相与水相体积之比为2/3,萃取5min取有机相点到不锈钢片上,灼烧成 $\alpha$ 薄源,供多道 $\alpha$ 谱仪测定核素的放射性活度。测定时间:U源为2000min,Pu和Am源为3000min以上,视源的强弱而定。

## 1.5 大面积屏栅电离室测定超铀元素

为保证研究结果的可靠性,还采用大面积屏栅电离室对盐湖沉积物中的超铀元素进行了测定,该方法与夏益华等(1985)的测定方法大体一致。

## 2 研究结果

ZK2605和ZK3208孔沉积物、各类水体及大柴旦温泉沟石灰华中超铀元素的测试结果列在表1,2,3中。表1括号中的数据是用大面积屏栅电离室测定的,它与多道 $\alpha$ 谱仪测

表1 杂斯库勒盐湖ZK2605孔, 昆特依盐湖ZK3208孔沉积物中U和Pu的含量 (mBq/g)

Tab.1 Content (mBq/g) of U & Pu in sediments of the ZK2605 core (Casikule Salt Lake) & ZK3208 core (Kunteyi Salt Lake)

深度 (m)	岩性	<sup>238</sup> U	<sup>239</sup> Pu	<sup>240</sup> Pu	A	B	深度 (m)	岩性	<sup>238</sup> U	<sup>239</sup> Pu	<sup>240</sup> Pu	A	B
ZK2605													
22.3	粉砂	4.3±0.7	3.9±0.8	0.78	0.20	0.910	0.2	粉砂	11.3±1.1	2.9±0.5	0.68	0.23	0.260
50.5	粘土	(115±12)	(5.0±1.2)	(0.15)	(0.03)	(0.040)	22.8	食盐	0.79±0.09	0.067±0.020			0.085
79.1	粘土	21±1.2	3.8±0.7	0.25	0.07	0.180	23.7	粘土	(32±4)	(3.7±0.6)	(0.30)	(0.08)	(0.120)
100.6	石膏	(40±4)	(4.3±0.7)	(0.30)	(0.07)	(0.110)	79.8	粘土	(71±9)	(4.1±0.8)	(0.20)	(0.05)	(0.058)
122.9	石膏	16±1.1	2.1±0.5	0.20	0.10	0.130	91.6	粘土	42±3	1.7±0.4	0.20	0.12	0.040
147.8	石膏	(60±8)	(3.7±0.9)	(0.20)	(0.05)	(0.062)	96.2	食盐	0.13±0.02	0.012±0.003			0.092
168.4	石膏	44±5	3.9±0.9	0.30	0.08	0.089	98.4	粘土	(64±8)	(3.9±0.9)	(0.09)	(0.02)	(0.061)
204.0	淤泥	(35±4)	(3.8±0.6)	(0.29)	(0.08)	(0.110)	134.8	粘土	(51±6)	(5.8±0.8)	(0.30)	(0.05)	(0.110)
233.5	石膏	55±8	5.2±0.9	0.30	0.06	0.095	147.6	食盐	0.81±0.12	0.040±0.010			0.050
261.0	石膏	(55±6)	(6.0±0.8)	(0.19)	(0.03)	(0.110)	183.2	粘土	(29±3)	(2.2±0.4)	(0.05)	(0.02)	(0.076)
288.1	粘土	88±8	6.7±1.1	0.30	0.05	0.076	198.6	粘土	37±2	5.6±0.7	0.20	0.04	0.150
319.5	中砂	(31±4)	(4.0±0.9)	(0.10)	(0.03)	(0.129)	236.6	食盐	0.34±0.04	0.024±0.006			0.071
348.3	中砂	53±6	4.1±0.7	0.20	0.05	0.077	250.4	食盐	0.38±0.08	0.031±0.008			0.097
389.6	中砂	(61±7)	(4.5±0.8)	(0.37)	(0.08)	(0.074)	276.6	石膏	(47±2)	(4.8±0.8)	(0.13)	(0.03)	(0.102)
408.7	中砂	39±3	2.1±0.4	0.20	0.10	0.054	300.1	食盐	0.46±0.07	0.030±0.008			0.065
445.1	粉砂	(42±5)	(4.9±1.0)	(0.35)	(0.07)	(0.120)	320.2	粘土	(48±5)	(5.2±1.3)	(0.23)	(0.04)	(0.110)
485.7	粉砂	22±1.5	2.3±0.4	0.20	0.09	0.105	336.5	粘土	(38±4)	(4.8±1.2)	(0.13)	(0.03)	(0.130)
516.6	粉砂	(18±2)	(3.9±0.8)	(0.13)	(0.03)	(0.220)	365.4	粘土	27±2	2.6±0.5			0.096
550.5	粉砂	29±2	3.5±0.6	0.12	0.03	0.120	386.3	粘土	(41±5)	(0.92±0.3)	(0.10)	(0.01)	(0.022)
691.9	粉砂	(42±4)	(5.6±0.9)	(0.38)	(0.07)	(0.130)	412.2	粘土	45±5	1.6±0.4	0.10	0.06	0.035
634.6	粉砂	28±2	2.0±0.5	0.18	0.09	0.071	458.4	粘土	25±1.5	0.60±0.2			0.024
667.4	粉砂	(171±20)	(18.±1.7)	(0.72)	(0.04)	(0.110)							
692.2	粉砂	85±9	9.5±1.2	0.30	0.03	0.110							
平均值		50±5.4	4.9±0.8	0.28	0.07	0.141	平均值		29±3	2.4±0.5	0.13	0.04	0.088
变异系数		0.73	0.67	0.61	0.54	1.22	变异系数		0.77	0.88	1.23	1.46	0.60

注: A和B分别代表<sup>238</sup>Pu/<sup>239</sup>Pu和<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U的活度比

定的结果在误差范围内是一致的,表明测定结果是可信的。

表2 大柴旦温泉沟石灰华中U和Pu的含量(mBq/g)

Tab.2 Content (mBq/g) of U and Pu in travertine from Hot-spring Gully, Dacaidan

岩性	$^{238}\text{U}$	$^{239}\text{Pu}$	$^{238}\text{Pu}$	$^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$
石灰华	$18\pm 0.9$	$5.0\pm 0.7$	0.30	0.28
石灰华	$22\pm 1.1$	$5.4\pm 0.7$	0.20	0.25
石灰华	$56\pm 2.8$	$15.0\pm 2.0$	0.50	0.27
石灰华	$21\pm 1.3$	$14.0\pm 2.0$	0.40	0.67
平均值	$29\pm 2.0$	$9.9\pm 2.0$	0.35	0.34

表3 柴达木各水体中U, Th, Am, Pu的含量(mBq/L)

Tab.3 Content (mBq/L) of U, Th, Am and Pu in Qaidam Basin's waters

地点	水型	$^{238}\text{U}$	$^{232}\text{Th}$	$^{239}\text{Pu}$	$^{241}\text{Am}$	$^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$
察尔汗	溶洞水	$5.8\pm 0.5$		$3.1\pm 0.3$	$1.4\pm 0.2$	0.534
察尔汗	盐湖水	$458\pm 23$		$5.7\pm 0.5$	$0.27\pm 0.1$	0.012
察尔汗	老卤水	$490\pm 25$	$0.72\pm 0.11$	$16.7\pm 1.5$	$0.92\pm 0.2$	0.034
尕斯库勒	盐湖水	$5380\pm 270$	$1.20\pm 0.15$	$4.6\pm 0.5$	$4.5\pm 0.6$	0.001
尕斯库勒	盐湖水	$4080\pm 204$	$0.35\pm 0.10$	$9.1\pm 0.8$	$3.2\pm 0.5$	0.002
大柴旦	盐湖水	$3110\pm 150$	$0.40\pm 0.09$	$3.0\pm 0.3$	$2.4\pm 0.4$	0.001
小柴旦	盐湖水	$672\pm 40$	$0.23\pm 0.07$	$9.6\pm 0.8$	$3.1\pm 0.4$	0.014
	平均值	$2028\pm 101$	$0.58\pm 0.11$	$7.4\pm 0.6$	$2.26\pm 0.27$	0.085
香日德	河水	$529\pm 26$	$43\pm 5$	$19.7\pm 2$		0.037
冷湖镇	井水	$573\pm 28$	$3.0\pm 0.4$	$2.1\pm 0.3$		0.004
阿拉尔	河水	$806\pm 31$		$9.2\pm 0.9$		0.011
尕斯库勒	井水	$302\pm 21$		$7.6\pm 0.6$		0.025
鱼卡	河水	$158\pm 13$		$6.5\pm 0.6$		0.041
大柴旦	温泉水	$74\pm 7$		$6.7\pm 0.6$		0.091
格尔木	河水	$498\pm 24$		$3.5\pm 0.4$		0.007
	平均值	$420\pm 25$		$7.9\pm 0.8$		0.031

## 2.1 柴达木盆地超铀元素的分布特征

2.1.1 柴达木盆地各类水体中超铀元素的分布特征 从表3中可见,盐湖卤水中的Th含量在0.23—1.20mBq/L之间,平均为 $0.58\pm 0.11\text{mBq/L}$ ;  $^{238}\text{U}$ 含量在5.8—5380mBq/L之间变化,平均为 $2028\pm 101\text{mBq/L}$ ;  $^{239}\text{Pu}$ 含量在3.0—16.7mBq/L之间,平均值为 $7.4\pm 0.6\text{mBq/L}$ ;  $^{241}\text{Am}$ 的含量在0.27—4.5mBq/L之间,平均为 $2.26\pm 0.27\text{mBq/L}$ ;  $^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 的活度比在0.001—0.53之间,变化很大。

淡水中U含量在74—806mBq/L之间,平均为 $420\pm 25\text{mBq/L}$ ;  $^{239}\text{Pu}$ 含量在2.1—19.7mBq/L之间,平均为 $7.9\pm 0.8\text{mBq/L}$ ;  $^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 活度比平均值为0.031;  $^{241}\text{Am}$ 含量低于检测限。Masanobu(1987)对西太平洋和东印度洋表层海水中的 $^{239}\text{Pu}$ 进行了测定,其值在4—7( $\times 10^{-3}$ )mBq/L之间,而日本海表层水的 $^{239}\text{Pu}$ 在10—34( $\times 10^{-3}$ )mBq/L之间,可见柴达木盆地各类水体中的 $^{239}\text{Pu}$ 含量比大洋表层海水高出1000倍左右。

**2.1.2 大柴旦温泉沟超铀元素的分布特征** 大柴旦温泉沟温泉水的温度为 70℃, 其中的氡含量低于 0.59Bq/L, 推断该温泉水为深部断裂带溢出的地下水。温泉水中<sup>238</sup>U, <sup>239</sup>Pu, <sup>238</sup>Pu 的含量及<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的比值见表 3。石灰华中的<sup>238</sup>U 含量在 18—56mBq/g 之间, 平均为 29 ± 2.0mBq/g; <sup>239</sup>Pu 的含量在 5.0—15.0mBq/g 之间, 平均为 9.9 ± 2.0mBq/g; <sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的活度比平均值为 0.34(表 2), 该值比温泉水中高 3 倍多, 显然石灰华中的<sup>239</sup>Pu 除来源于温泉水本身之外, 约有 2/3 来源于核试验产物。

**2.1.3 盐湖钻孔沉积物中超铀元素的分布特征** ZK2605 孔位于柴达木盆地西部尕斯库勒盐湖干盐滩上, 井深为 700.4m; ZK3208 孔位于柴达木盆地西北部昆特依干盐湖中心, 井深为 500.9m。

ZK2605 孔沉积物中<sup>238</sup>U, <sup>239</sup>Pu, <sup>238</sup>Pu, <sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 和<sup>238</sup>Pu/<sup>239</sup>Pu 均值比 ZK3208 孔高 1 倍左右, 表明尕斯库勒盐湖人工核素和天然核素的放射性水平比昆特依盐湖要高; 两钻孔中<sup>238</sup>U 和<sup>239</sup>Pu 的变异系数却差不多, 表明其含量变化程度在不同盐湖是类似的; ZK2605 孔<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的变异系数比 ZK3208 孔大 1 倍, 而 ZK2605 孔<sup>238</sup>Pu/<sup>239</sup>Pu 的变异系数比 ZK3208 孔小 1 倍, 显示<sup>239</sup>Pu, <sup>238</sup>Pu 和<sup>238</sup>U 三核素成因在不同地区有较大的差异。ZK3208 孔石盐和粘土沉积物中<sup>239</sup>Pu 和<sup>238</sup>U 含量相差约 100 倍, 但其<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 活度比是相近的, 表明昆特依盐湖石盐和粘土沉积物中<sup>239</sup>Pu 和<sup>238</sup>U 的成因与来源是相同的。

ZK2605 孔<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 和<sup>238</sup>Pu/<sup>239</sup>Pu 活度比最大值 0.910 和 0.20 均发现于地下 22.3m 处的碎屑物中, 由此可见该区核试验污染已到达地表下 22m 左右。上述活度比最大值在 ZK3208 孔中出现于离地表 0.20m 粉砂中, 显然昆特依盐湖区的核污染垂直深度和水平要低于尕斯库勒盐湖区, 这与尕斯库勒盐湖区周围有许多水源冲刷带入和地理上更靠近塔里木盆地有关。

## 2.2 柴达木盆地超铀元素的来源

地表沉积物中 Pu 的来源共有 3 类: 天然核反应、人工核试验以及核事故。Seaberg (1948) 最早发现天然核反应形成的 Pu, 紧接着 Levine 等 (1951) 对自然界中的<sup>239</sup>Pu 进行了研究。Davis 等 (1962) 测出沥青铀矿中<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 质量比为 2.8 ± 0.3 (× 10<sup>-12</sup>); Myers 等 (1971) 测得沥青铀矿中<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 质量比为 3.11 × 10<sup>-12</sup>; 梁卓成 (1982) 测出沥青铀矿的<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 质量比的均值为 1.15 × 10<sup>-12</sup>, 此值似稍低一些。Чердынцев 等 (1968) 对非铀矿石中<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 比值变化进行了研究: 近代火山岩铁锰矿物中的<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 质量比平均值为 1.8 × 10<sup>-6</sup>, 洋底锰结核为 5.5 × 10<sup>-8</sup>, 陨石中为 1.25 × 10<sup>-6</sup>。此文虽发表在核试验高峰期 (1963—1965) 后的 1968 年, 但那时核试验形成的<sup>239</sup>Pu 仅污染了地表物质, 而洋底锰结核和深部火山物质基本未受污染, 因此这个结果代表了非铀矿石中天然核反应形成的<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的比值。ZK2605 孔 50.5—682m 间<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的平均质量比为 5.2 ± 1.2 (× 10<sup>-7</sup>), ZK3208 孔 22.8—454.3m 间<sup>239</sup>Pu/<sup>238</sup>U 的平均质量比为 4.4 ± 1.3 (× 10<sup>-7</sup>); 两钻孔平均值为 4.8 × 10<sup>-7</sup>, 这与 Чердынцев 等 (1968) 的结果相似。

自然界中的<sup>239</sup>Pu 主要是通过<sup>238</sup>U 的中子俘获形成的。天然核反应不仅能形成<sup>239</sup>Pu, 而且通过中子俘获能形成<sup>238</sup>Pu。从表层到地下 682m 的钻孔样品中都能探测到<sup>238</sup>Pu 的存在: 在 ZK2605 孔中<sup>238</sup>Pu/<sup>239</sup>Pu 的活度比值为 0.053, ZK3208 孔为 0.035, 由此可见地球上确实存在由天然核反应形成的<sup>238</sup>Pu。

在地球上有没有 $^{244}\text{Pu}$ (半衰期为 $7.6 \times 10^7\text{a}$ )存在是一个很有意义的问题。Levine 等(1951)报道在独居石中发现有 $^{244}\text{Pu}$ ,并估计其含量为矿石的 $1/(3.6 \times 10^{11})$ ; Hoffman 等(1971)采用高灵敏度的质谱仪测定了氟碳铈镧矿中的 $^{244}\text{Pu}$ ,含量为 $1.0 \times 10^{-18}$ 。作者在实验中也发现了 $^{244}\text{Pu}$ 的 $\alpha$ 谱峰存在,表明地球的原始物质中很可能存在 $^{244}\text{Pu}$ 。

根据 Pu 在岩石、水体和沉积物中的垂直分布及其与 U, Am 等元素的关系,结合国内外已发表的资料(Levine, 1951; Davis, 1962; Myers, 1971; 梁卓成, 1982; Чердынцев и. д., 1968),得出以下判别两种成因 Pu 的依据。

**2.2.1** 核试验形成的 Pu 在垂直分布中有一定的极限深度,它主要受地理环境、岩石和沉积物的性质、搬运 Pu 介质的动力等因素控制,其含量分布是不均匀的,往往有一高峰期(即 1963 年核试验高峰期产物);天然核反应形成的 Pu,在同一类物质中的含量分布是比较均匀的。

核试验和核事故产生的 Pu 与样品中的 $^{238}\text{U}$ 含量没有相关性,因此 $^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 比值变化很大且无规律;天然核反应形成的 $^{239}\text{Pu}$ 与 $^{238}\text{U}$ 有很好的相关性,对于同一地区的同类物质, $^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 的比值近似于常数。

**2.2.2** 以核试验为主形成的 $^{239}\text{Pu}$ 裂变产物与 $^{241}\text{Am}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ 和 $^{137}\text{Cs}$ 等同位素共生,而天然核反应形成 $^{239}\text{Pu}$ 的样品中上述同位素含量均小于检测限。

根据柴达木盆地 Pu 的分布特征、 $^{239}\text{Pu}$ 与 $^{238}\text{U}$ 和 $^{241}\text{Am}$ 的相关性、沉积物的岩性、石盐及石膏的成因与保存状况、卤水和地下水的运行以及 Pu 的地球化学特性,认为:该区各类水体和地表沉积物中的 Pu 主要来源于核试验和核事故的产物,少量来源于天然核反应和该盆地内岩石矿物的风化产物;距地表 22m 以下化学沉积物和碎屑沉积物中的 $^{239}\text{Pu}$ 和 $^{238}\text{Pu}$ 主要是天然核反应形成的产物。

### 3 结论

**3.1** 盆地中各水体和地表沉积物中 $^{238}\text{U}$ ,  $^{238}\text{Pu}$ ,  $^{239}\text{Pu}$ 和 $^{241}\text{Am}$ 含量均很高,且 $^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 的比值变化很大, $^{238}\text{U}$ 和 $^{239}\text{Pu}$ 的相关性很差。根据前述研究得出的判别依据认为 U 主要来源于地下水和盆地内岩石风化产物, $^{238}\text{Pu}$ ,  $^{239}\text{Pu}$ 和 $^{241}\text{Am}$ 主要是人工核试验的裂变产物。

**3.2** 两个钻孔 22m 以下的岩芯沉积物中,虽各沉积物的含量变化很大,但 $^{239}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 的比值变化很小,其平均质量比为 $4.8 \times 10^{-7}$ , $^{241}\text{Am}$ 含量在检测限以下。根据地层良好的封闭性,石盐和石膏为原生矿物以及共生元素的相关性等特征,认为其中的 Pu 主要是天然核反应以及岩石风化的产物,U 的来源与水体是相同的。

**3.3** 天然核反应不仅能形成 $^{239}\text{Pu}$ ,而且能形成 $^{238}\text{Pu}$ ,同时在类似柴达木盆地具有数百万年演化史的高原湖泊沉积物中可能赋存有 $^{244}\text{Pu}$ 。

### 参 考 文 献

- 梁卓成 1982. 我国铀矿石中的 $^{239}\text{Pu}$ . 科学通报, 27(2): 98—101  
夏益华 刘玉莲 杨大亭等, 1985. 大面积 $\alpha$ 屏珊电离室的研制. 辐射与防护, 5(3): 176—183  
Davis W D, 1962. Plutonium-239 in the nature. Geochim Cosmochim Acta, 26: 681  
Garrec J P, 1995. Plutonium in the tree ring of Japan and France. Appl Radi Isot, 46(11): 1271—1278  
Hoffman D C, Lawrence F G, Mewherter J L *et al*, 1971. Detection of plutonium-244 in nature. Nature, 234: 132—134

- Holm E, Ballestra S, Fukai R, 1979. A method for ion-exchange separation of low levels of americium in environmental materials. *Talanta*, 26:791—794
- Joshi S R, 1995. Plutonium in the Lake Ontario. *Appl Radi Isot*, 46(11):1 231—1 238
- Kolb W, 1996. Thorium, Uranium and Plutonium in surface air at Vardo. *J Env Radioact*, 31(1):1—6
- Levine C A, Seaberg G T, 1951. The occurrence of plutonium in nature. *J Am Chem Soc*, 73: 3 278—3 283
- Masanobu Sakanoue, 1987. Transuranium nuclides in the environment. *Radiochim Acta*, 42:103—120
- Morris K, Livens F R, 1996. The distribution of transuranic elements in sedimentary profiles from an intertidal area in West Cumbria, UK. *Radiochim Acta*, 74:195—198
- Myers W A, 1971. Plutonium-239 in the nature. *Inorg Nud Chem*, 33: 3 233—3 266
- Robert F A, Alan P F, 1982. Determination of natural actinides and plutonium in marine particulate material. *Anal Chem*, 54:1 142—1 147
- Seaberg G T, Perlman M L, 1948. Search for elements 93 and 94 in nature: Presence of  $94^{239}$  in pitchblende. *J Am Chem Soc*, 70: 1 571—1 573
- Taylor D M, 1995. Environmental plutonium in humans. *Appl Radi Isot*, 46(11):1 245—1 252
- Чердынцев ВВ, зверев ВЛ, Купцов ВМ и др, 1968. Плутоний-239 В природе. *Геохимия*, 4:395—401

## DISTRIBUTION PATTERNS OF TRANSURANIUM IN SALT LAKE ENVIRONMENTS IN QAIDAM BASIN, NORTHWEST CHINA

HAN Feng-qing, HUANG Qi, LIANG Qing-sheng, LIU Jian-hua, LIU Shu-tian<sup>†</sup>

(*Institute of Salt Lakes, The Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008*)

<sup>†</sup>(*Institute of Atomic Energy of China, Beijing, 102413*)

**Abstract** In 1993, U, Pu, Am contents were determined by alpha spectrometry and a large-area screen-grid chamber, for fresh waters (river, well, hot spring and underground waters), salt lake brines and sediments from Qaidam Basin, northwest China. The average contents of transuranium and their variations (represented by the data in parentheses) are as follows: 1)  $^{238}\text{U}$ : 2028(5.8—5 380) mBq / L in brines, 420(74—806) mBq / L in fresh waters, 50(4.3—171) mBq / g in the sediments of Gasikule Salt Lake (SGSL) and 29(0.13—71) mBq / g in the sediments of Kunteyi Salt Lake (SKSL); 2)  $^{239}\text{Pu}$ : 7.4(3.1—16.7) mBq / L in brines, 7.9 (2.1—19.7) mBq / L in fresh waters, 4.9(2.0—18.0) mBq / g in SGSL and 2.4(0.012—5.8) mBq / g in SKSL; 3)  $^{239}\text{Pu} / ^{238}\text{U}$  average active ratios: 0.085(0.001—0.53) in brines, 0.031(0.004—0.091) in fresh waters, 0.141(0.040—0.91) in SGSL and 0.088(0.022—0.26) in SKSL; 4)  $^{238}\text{Pu}$ : 0.35(0.20—0.50) mBq / g in travertine, 0.28(0.10—0.78) mBq / g in SGSK and 0.13(0.05—0.68) mBq / g in SKSL; and 5)  $^{241}\text{Am}$ : 2.26(0.27—4.5) mBq / L in brines.

Pu in the various waters and salt lake's top layer sediments (within 22m from the bed) originates mainly from nuclear tests and accidents, on the contrary, Pu in salt lake's bottom layer sediment (22m below the bed) is mainly from nature nuclear reaction. U in the various waters and sediments is derived from chemical weathering of rocks and minerals around Qaidam Basin.

**Key words** Transuraniums    Distributional characteristics    Origin of Pu    Qaidam Basin

**Subject classification number** X597