

东海沉积物中 ^{226}Ra 的分布特征 及近岸区沉积速率的测定*

陈毓蔚 赵一阳** 刘菊英 邱健根**

(中国科学院地球化学研究所)(**中国科学院海洋研究所)

海洋沉积物中放射性同位素分布特征的研究,不仅是了解它们在海洋环境中的地球化学性质(如存在状态、沉淀机理、分布过程的动力学等),而且还可以利用它们作为海洋地球化学研究中的天然示踪剂,以探讨海洋化学演化和沉积物的形成进程。因此,积极开展这项研究工作具有相当重要的意义。

^{226}Ra 是天然放射性铀系中的一个中间成员,其半衰期为 1620 年,由于其半衰期值适中,且有高灵敏度、高精密度的测试方法,所以不少学者曾用来测定沉积物的年龄和形成速度。对于沉积速率为每千年数厘米至数十厘米的近岸沉积物来说,原则上可应用到岩芯上部 50—100 厘米深处。

本文所研究的样品采于 1973—1978 年,分布在 129°E 以西、 $26^\circ30'—32^\circ\text{N}$ 以内,计 25 个表层样和取自两个岩芯的 26 个分层样,共 51 个样品。除分析 ^{226}Ra 外,还做了表层沉积物中 U, Th, Fe, Mn, Ti, P, Cu, Ni, Zn, B, Zr, $\text{C}_{\text{有机}}$, RE (稀土元素总量)等项分析。关于 ^{226}Ra 的分析系采用射气法¹⁾,测量的仪器是 FD-105 型静电计,应用该方法对 A-12 铀镭平衡粉末标准源(镭为 $1.61 \times 10^{-7}\%$)进行了多次测定,其平均相对误差为 $\pm 3.8\%$,另外一些样品还用 FD-125 型氡射气分析器作过检查,结果吻合。其他元素的分析均采用通常的方法²⁾,相对误差 $< 5—10\%$ 。基于所取得的资料,结合有关文献,本文试图讨论以下几个问题。

一、东海沉积物中 ^{226}Ra 的含量

根据 51 个样品的分析,东海沉积物中 ^{226}Ra 的含量范围为 $0.6—13.5 \times 10^{-13}\text{g/g}$,平均 $4.1 \times 10^{-13}\text{g/g}$ (除 CaCO_3 计算, $^{226}\text{Ra} = 4.6 \times 10^{-13}\text{g/g}$)。 ^{226}Ra 在砂、粉砂、泥中的平均含量分别为 3.7, 5.6, $7.2 \times 10^{-13}\text{g/g}$,可见随沉积物的粒度变细而 ^{226}Ra 的含量就增高。表 1 列出了地壳、海洋和大陆一些主要岩石和沉积物中 ^{226}Ra 的丰度,从表中显而易见:(1)陆缘海近岸大陆架沉积物中 ^{226}Ra 的平均含量一般在 $1—10 \times 10^{-13}\text{g/g}$,东海 ^{226}Ra 的含量亦不例外;(2)从大陆架、半深海至深海大洋,沉积物中 ^{226}Ra 的含量成倍或数十倍地增加,

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 728 号。

本刊编辑部收到稿件日期: 1981 年 3 月 23 日。

1) 中国科学院贵阳地球化学研究所, 1973。岩石矿物中镭的分离和测定。

2) Zhao Yiyang (赵一阳), 1981。Geochemistry of some elements in sediments of the East China Sea.

但大陆架沉积物的 ^{226}Ra 含量均接近于大陆岩石而远离深海大洋沉积物, 东海 ^{226}Ra 的含量同样近大陆岩石、土壤和地壳的克拉克值, 显著有别于太平洋沉积物; (3) 无论是浅海或深海大洋, 铁-锰结核中的 ^{226}Ra 含量均成倍地高于同一地区的其它沉积物, 这与铁、锰的氢氧化物胶体沉淀对 ^{226}Ra 的强烈吸附有关^[2]; (4) 海水中的 ^{226}Ra 含量比沉积物中低数千倍, 这是由于海水中的 ^{226}Ra 和 ^{230}Th (^{226}Ra 的母体) 迅速向海底迁移所致^[13]。

表 1 海洋沉积物、大陆岩石、土壤、地壳、海水中 ^{226}Ra 的含量 ($\times 10^{-13}\text{g/g}$)

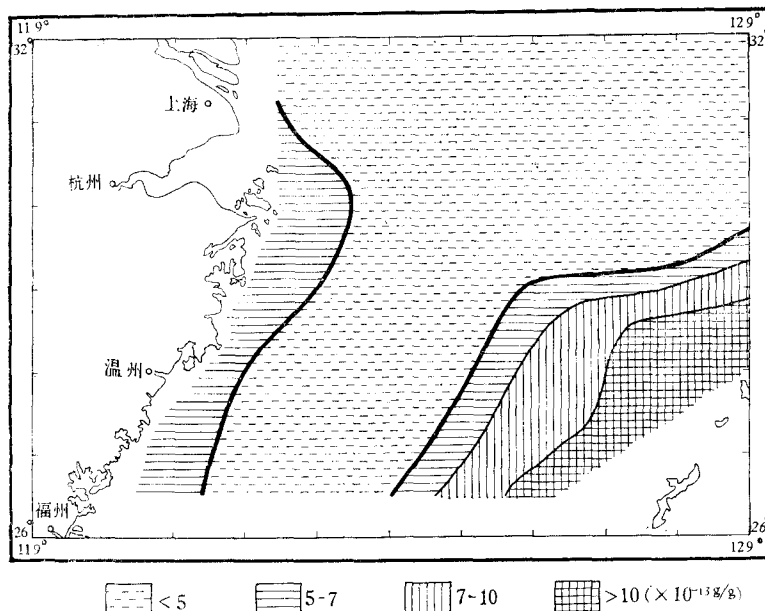
		²²⁶ Ra	参考文献			²²⁶ Ra	参考文献
东海沉积物		4.1	本文	近岸沉积物		3	[6]
白 海	沉 积 物	5.5	[2]	大陆架沉积物		8	[7]
	铁-锰结核	56		半深海沉积物		26—30	
喀拉海	沉 积 物	20—49	[2]	深 海	红 粘 土	120	[7]
	铁-锰结核	55			放射虫泥	130	
黑 海	沉 积 物	5—9	[16]		抱球虫泥	41	
	铁-锰结核	318	[2]		钙 质 泥	222	
加利福尼亚近岸沉积物		5.7	[2]		青 泥	15—31	[5]
					铁-锰结核	500	
大陆岩石	花 岗 岩	2—50	[17]	太平洋	红 粘 土	87	[6]
	玄 武 岩	1—10			放射虫泥	141	
	沉 积 岩	0.5—5			抱球虫泥	37—72	
土 壤		8	[1]		硅 藻 泥	50	
					铁-锰结核	210—1466	
地 壳		20	[1]	印度洋沉积物		27	[15]
				海 水		0.001	[8]

二、东海沉积物中 ^{226}Ra 的分布

由图 1 可以看出东海沉积物中 ^{226}Ra 分布的基本轮廓。 ^{226}Ra 的分布大体上呈三条宽窄不等的条带近于平行海岸分布。这种分布特征明显地与秦蕴珊、郑铁民所划分的东海三条沉积物带相吻合¹⁾: (1) 近陆浅水内大陆架细粒沉积物带为 ^{226}Ra 的高含量带, ^{226}Ra 一般为 $5 \times 10^{-13}\text{g/g}$; (2) 外大陆架粗粒沉积物带为 ^{226}Ra 的低含量带, ^{226}Ra 一般为 $3 \times 10^{-13}\text{g/g}$; (3) 冲绳海槽细粒沉积物带为 ^{226}Ra 的最高含量带, ^{226}Ra 一般为 $8 \times 10^{-13}\text{g/g}$ 。总之, 概括地说东海 ^{226}Ra 的分布图式是内陆架高, 外陆架低, 海槽区最高。

构成这种分布特征的因素很多, 我们仅从沉积物粒度组成、海区水介质条件、水动力作用、生物活动等方面作些粗浅的探讨。

1) 秦蕴珊、郑铁民, 1978。东海大陆架沉积物分布特征的初步探讨。

图 1 东海沉积物中 ^{226}Ra 的分布

东海沉积物的主体物质成分不外是泥与各种砂,或夹有一些生物遗骸。细粒沉积带主要由泥组成,次之有粉砂;粗粒沉积带主要由细砂、中砂组成,间或有粗砂或砾石。前已述及,沉积物愈细, ^{226}Ra 愈高。从我们统计沉积物中各种粒级的含量与 ^{226}Ra 的关系来看,可清楚地观察到 ^{226}Ra 随砂的成分增多而减少,相反随粘土成分增多而增高。因此, ^{226}Ra 的分布显著地受沉积物的粒度组成所控制,以致形成内陆架及海槽细粒沉积带 ^{226}Ra 高而外陆架粗粒沉积带 ^{226}Ra 低的自然现象。

此外,水介质条件(海水的温度和盐度)、水动力和生物作用对 ^{226}Ra 的分布也给予了一定的影响。东海沿岸分布着众多河流,如长江、钱塘江等,由于受河流淡水注入的影响,使近岸海水盐度稀释,可低到 30‰,再加上东海有一股自北向西南的低温、低盐沿岸流,这样在近岸沉积物中 ^{226}Ra 受海水离子置换作用的能力就变小,从而保持内陆架沉积物中的 ^{226}Ra 相对较高。外陆架受黑潮影响大,水动力作用活跃,不适于细粒物质“聚沉”,而且沉积物中的 ^{226}Ra 还可被浸出,相继造成东海沉积物中 ^{226}Ra 的低值区。在海槽区,盐度增大为 34.5‰,虽然使海底 ^{226}Ra 的扩散作用有所加强,但其低层水温低,水动力作用相对平静,而且这里作为 ^{226}Ra 载体的生物活动显著和由细粒物质凝聚吸沉的效应增强,它超过 ^{226}Ra 从表层沉积物向底层海水的扩散作用,于是该区成为东海沉积物中 ^{226}Ra 的最高丰度区。

三、东海沉积物中 ^{226}Ra 的赋存状态

通过对东海 Fe, Mn, Ti, P, Cu, Ni, Zn, B 诸元素分布特征的研究^{1,2)},均表明大陆

1) 赵一阳等,1978。东海外大陆架沉积物地球化学的初步研究。

2) 赵一阳等,1979。东海沉积物中若干元素的地球化学。

架区元素的丰度不如海槽区元素的丰度高,而且海槽区的丰度高是由于自生作用加强所致,也就是说由大陆架到海槽区元素的自生作用增强。 ^{226}Ra 的分布与上述元素同属一个模式,自然情况亦大同小异。 Ra/U 比值在大陆架区一般分布在放射性平衡值(3.4×10^{-7})周围,而海槽区该比值一般可高达 6.9×10^{-7} (最高为 8×10^{-7}),远远超出平衡值,这部分“过剩”的 ^{226}Ra 显然是自生作用的结果。从元素相关分析中可知, ^{226}Ra 与二价金属离子 Cu , Ni , Zn 呈正相关(图 2); 与 P , $\text{C}_{\text{有机}}$, CaCO_3 以及 Fe , Mn 也呈一定的正相关趋势;而与 Zr , Ti , B , RE 无一定规律性,这与 ^{226}Ra 呈二价阳离子的状态存在有关。从 ^{226}Ra 与 P , $\text{C}_{\text{有机}}$, CaCO_3 的一定正相关性来判断,也说明 ^{226}Ra 是以某种生物(特别是浮游生物)为载体而沉淀;从 ^{226}Ra 与 Fe , Mn 的相关性来看,亦说明 ^{226}Ra 有时被 Fe , Mn 的胶体吸附沉淀。大陆架区沉积物中上述相关性不如海槽区明显,说明大陆架区 ^{226}Ra 的自生作用不如海槽区的自生作用强。

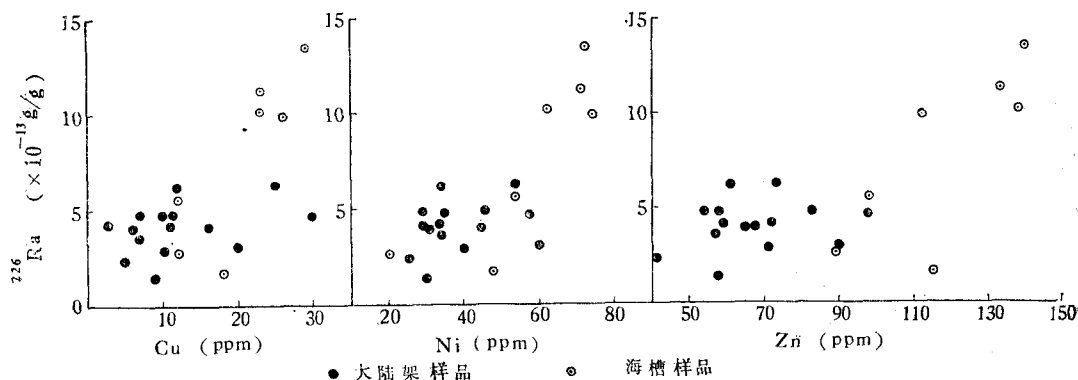
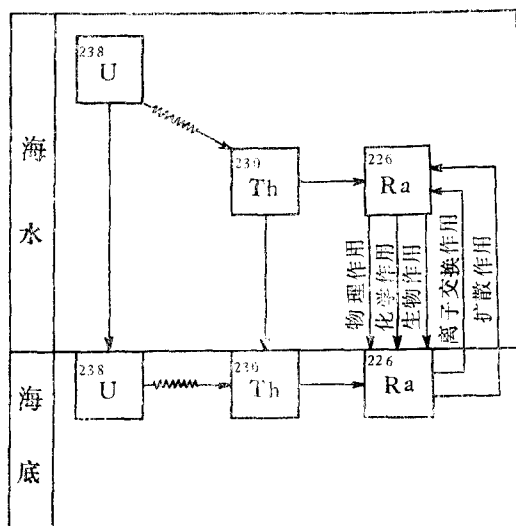


图 2 东海沉积物中 ^{226}Ra 与 Cu , Ni , Zn 的相关关系

四、东海 ^{226}Ra 的地球化学循环

海水中的 ^{226}Ra 是由 ^{238}U 的放射性衰变而来, ^{226}Ra 通过各种沉积作用(物理、化学、生物的作用)即可转入海底,这是海底沉积物中 ^{226}Ra 的来源之一。另一方面由海水沉积到海底的 ^{230}Th ,也可在海底生成 ^{226}Ra ,这是沉积物中 ^{226}Ra 的另一来源。然而海底并非 ^{226}Ra 的最终归宿,由于海水可视为一种高离子强度水,在与沉积物接触过程中,常常发生离子置换作用,可使原来吸附沉淀的 ^{226}Ra 解吸而被浸出,重新回到海水中;同时海底的 ^{226}Ra 也常因扩散作用而转入海水,因此海洋中的 ^{226}Ra 一直处于一个地球化学循环之中(图 3)。

在大陆架区除了沉积 ^{226}Ra 外, ^{226}Ra 也可部分地返回海水,据李远辉等的研究^[12],认为对近岸沉积物而言是浸出作用大于扩散作用。深水的海槽区,情况有所变化,因为这里起浓集 ^{226}Ra 作用的有孔虫、硅藻和铁、锰的氢氧化物胶体相当丰富,所以沉积物中的 ^{226}Ra 相对富集。关于深水区控制 ^{226}Ra 回到海水的机理,据研究扩散到低温深层海水的量要比近岸沉积物扩散到较高温度的海水中的量多得多^[9]。

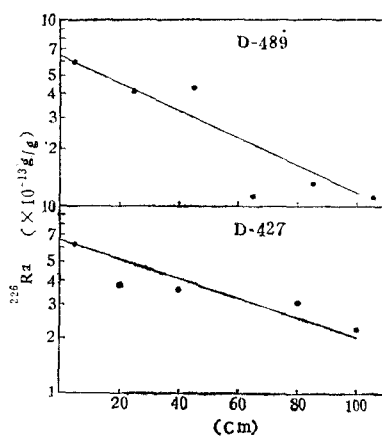
图3 ^{226}Ra 的海洋地球化学循环

五、东海近岸区沉积速率的测定

为了测定沉积的速率,我们分析研究了两个沉积物岩芯: D-427 位于 123°E 、 30°N , 水深 50 米; D-489 位于 $122^{\circ}30'\text{E}$ 、 29°N , 水深 54 米,二者均位于内大陆架的外侧。D-427 表层为粉砂质泥,下部以泥质细砂为主体,夹薄层细砂。D-489 的岩性单一,几全为泥,仅在底部出现薄层砂。

依据分析的结果, ^{226}Ra 在两个岩芯中的垂直分布极为相似,并共同具有以下特点(图4):

1. 两个岩芯均未出现所谓“典型的镭曲线”(即开始 ^{226}Ra 随深度而增加,继之达到最大值,之后随深度而降低),而是一开始 ^{226}Ra 就随深度呈指数降低,这说明在沉积时 ^{226}Ra 的量就超过与 ^{230}Th 平衡的量。

图4 东海近岸区两个岩芯中 ^{226}Ra 的线性指数下降

2. 两个岩芯均在 100 厘米以上镭曲线呈连续的指数下降, 并且两条线几乎平行。考虑到该两个岩芯均处于同一沉积区, 故这种“共性”非属偶然, 似具有一定代表性。

以上均是典型近岸沉积物的 ^{226}Ra 垂直分布的特点^[10,14]。根据公式 $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$, 我们可以计算出 100 厘米以上的平均沉积速率。D-427 的沉积速率为 36 厘米/ 10^3 年; D-489 的沉积速率为 25 厘米/ 10^3 年, 二者平均为 30 厘米/ 10^3 年。该值与世界上某些陆缘海的沉积速率相当一致 (表 2)^[11]。

表 2 某些陆缘海及内陆海的沉积速率

海 区	沉积速率 (cm/ 10^3 年)
地 中 海	10—20
里 海	10—18
黑 海	20
波 罗 的 海	30
蒂勒居安海	10—50
巴 伦 支 海	0.8—4

六、几点认识

1. 东海沉积物中 ^{226}Ra 的含量 ($4.1 \times 10^{-13}\text{g/g}$) 与大多数陆缘海沉积物中通常的含量 ($1—10 \times 10^{-13}\text{g/g}$) 相一致。同其它元素 (如 Fe, Mn, Ti, P, Cu, Ni, Zn, B) 一样, ^{226}Ra 的含量变化亦符合“元素的粒度控制律”^[3]。东海 ^{226}Ra 的含量近大陆岩石、土壤和地壳而明显有别于深海和大洋, 表明其亲陆性^[4]。

2. 东海沉积物中 ^{226}Ra 的分布显示了“元素的沿陆分带分布”现象。其图式是: 近岸的内陆架高、外陆架降低, 深水的海槽区最高。控制这种分布的主导因素有: 沉积物类型、水介质条件、水动力环境和生物作用。

3. 东海大陆架沉积物中, 自生作用所聚集的 ^{226}Ra 不如海槽区明显。海槽区粘土质点和铁、锰胶体以及生物所直接聚集的 ^{226}Ra , 占有相当的比重。

4. 根据对两个沉积物岩芯中 ^{226}Ra 的测定和计算, 可以得出东海近岸区 (内陆架外侧) 沉积速率平均为 30 厘米/ 10^3 年。但由于我们未做 ^{230}Th 的分析, 故从某种意义上讲, 该值是一个近似值。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院贵阳地球化学研究所编译, 1977. 简明地球化学手册. 科学出版社, 50—91 页。
- [2] 克莲诺娃, M. B., 1948. 海洋地质学, 下册 (梁元博等译), 1959. 地质出版社, 447—450 页。
- [3] 赵一阳, 1980. 海洋地球化学名词解释. 海洋科学 3:33。
- [4] 赵一阳, 1980. 中国渤海沉积物中铀的地球化学. 地球化学 1:101—105。
- [5] 奎年, Ph. H., 1950. 海洋地质学 (梁元博译), 1963. 中国工业出版社, 244—245 页。
- [6] 斯费德鲁普, H. U. 等, 1946. 海洋, 第三卷 (毛汉礼译), 1959. 科学出版社, 904—905 页。
- [7] 霍兰德, H. D. 等, 1954. 铀、钍和镭在江河、海洋以及海洋沉积物中的迁移和沉积 (彭志忠译), 1958. 地球化学专辑, 第 3 辑. 地质出版社, 第 137—156 页。
- [8] 霍恩, R. A., 1969. 海洋化学 (厦门大学译), 1976. 科学出版社, 93—96 页。
- [9] Cochran, J. K., 1979. The geochemistry of ^{226}Ra and ^{228}Ra in marine deposits. Ph. D. thesis, Yale University, New Haven, Conn., 1—50.

- [10] Koide, M. et al., 1976. ^{226}Ra chronology of a coastal marine sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31: 31—36.
- [11] Kukal, Z., 1971. Geology of recent sediments. Academic Press. 43—53.
- [12] Li, Y. H. et al., 1977. The flux of ^{226}Ra from estuarine and continental shelf sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37: 237—241.
- [13] Pettersson, H., 1951. Radium and deep-sea chronology. *Nature* 167 (4258): 492.
- [14] Urry, W. D., 1949. Radioactivity of ocean sediments. VI. Concentrations of the radioelements in marine sediments of the southern hemisphere. *Am. J. Sci.* 247 (4): 257—275.
- [15] Кузнецов, Ю. В. и др., 1968. Уран и радий в поверхностном слое океанических осадков. *Геохим* 3: 323—333.
- [16] Старик, И. Е. и др., 1961. Радиоактивность осадков Черного моря. *Д. АН СССР* 139(6) 1456—1459.
- [17] Старик, И. Е., 1961. Ядерная геохронология. Изд. АН СССР, 392—430.

DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF ^{226}Ra IN SEDIMENTS OF THE EAST CHINA SEA AND DETERMINATION OF SEDIMENTATION RATE IN NEAR-SHORE REGION*

Chen Yuwei Zhao Yiyang** Liu Juying Qiu Jiange**

(*Institute of Geochemistry, Academia Sinica*) (***Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

Geochemistry of ^{226}Ra in sediments of the East China Sea has been studied for the first time. The following four conclusions were drawn from our study:

(1) Contents of ^{226}Ra have been determined in 51 samples from the area of study, ranging from 0.6 to $13.5 \times 10^{-13} \text{ g/g}$, with an average of $4.1 \times 10^{-13} \text{ g/g}$ (on a CaCO_3 -free basis, $^{226}\text{Ra} = 4.6 \times 10^{-13} \text{ g/g}$). It is in good agreement with the "normal" abundance of ^{226}Ra in sediments from many epicontinental seas. The variations of ^{226}Ra contents follow the law of grain-size control of elements, i.e. ^{226}Ra concentrations increase gradually with the decrease of grain size of sediments. ^{226}Ra abundance approximates to that of the terrestrial rock, soil and Earth's crust, but differs from that of the deep-sea clay and Pacific clay thus indicating the phlo-continental property of the chemical elements on the continental shelf.

(2) The areal distributions of ^{226}Ra show a zonal pattern along the coast, i.e. ^{226}Ra distributions are beltshaped and parallel with the coastline. The distribution patterns are: high ^{226}Ra content is found in the inner shelf, low ^{226}Ra content in the outer shelf and the highest ^{226}Ra content in the trough. The chief factors controlling the distributions are the sediment distribution, water medium environment, hydrodynamic condition and biological process.

(3) ^{226}Ra contributed by the chemical and biological processes is not dominant in shelf sediments, whereas that derived from adsorption by clay minerals and iron-manganese hydroxides and from biological processes in the trough is. It is this mechanism that leads to the presence of the "excess" ^{226}Ra .

(4) We have studied 2 sediment cores from the nearshore region. ^{226}Ra geochronology was used to estimate the rate of sedimentation. The average sedimentation rate is calculated to be 30 cm per 1000 years. It is very similar to that determined by other methods.

* Contribution No. 728 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.