

文章编号: 1000-0550(2003)04-0634-06

# 我国东海陆架区新生代地层岩石生热率研究<sup>①</sup>

栾锡武<sup>1</sup> 赵一阳<sup>1</sup> 秦蕴珊<sup>1</sup> 高德章<sup>2</sup> 赵金海<sup>2</sup>

1(中国科学院海洋研究所 山东青岛 266071)

2(上海海洋石油规划设计研究院 上海 200120)

**摘要** 岩石生热率是描述地球内热的一个重要的热物理参数。通过测定岩石样品的密度、放射性元素 U、Th、K 的含量可以定量计算地壳岩石的生热率。根据东海陆架多口钻井新生代地层样品、东海陆架表层样品和冲绳海槽柱状样品的密度、放射性元素 U、Th、K 含量对岩石生热率进行了计算。发现东海陆架地区地层岩石的生热率介于  $0.4 \sim 1.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$  之间, 落于正常沉积岩生热率范围, 比火成岩的生热率要高。同时, 岩性对生热率起明显的控制作用, 岩性不同, 生热率不同。其中, 泥岩的生热率最高, 而粉沙岩、砂岩的生热率次之。东海区新生代地层的生热率由新到老生热率呈下降的趋势, 但, 其中玉泉组、龙井组和花港组地层生热率几乎一致。这和该地层的波速特征非常吻合。关系式  $\ln A = 1.04 - 0.2915 v_p$  能够较好地描述东海陆架区新生代地层波速和生热率之间的关系。在已知地层层速度的情况下, 可以由该式求取地层的生热率。

**关键词** 新生代地层 岩石生热率 地层生热率 波速和生热率的关系

**第一作者简介** 栾锡武 男 1966 年出生 博士 研究员 海洋地球物理学

**中图分类号** P738 **文献标识码** A

## 1 引言

岩石生热率是指单位体积的岩石在单位时间内生成热量的总和, 它标征着岩石自身生热能力的高低, 地层岩石生热率是描述地球内热的一个重要的热物理参数。我们知道, 地球内热是驱动岩石层形变、位移、破裂及其相互作用的主要动力源。地球内热分布的研究, 无论在地热学研究, 还是在地球动力学研究中都至关重要。关于地球内热分布的研究主要有地球内热分布方法研究、地球内热机制研究和地球内热分布研究。

业已知道, 一些间接的方法, 如居里等温面法、化学热探针法等可以对地球内热分布状态有一个粗略的估计, 而通过求解热传输方程则可以获得准确而详细的地球内热分布, 前提是需要一个合理的热物理参数分布模式, 如岩石生热率随深度的分布模式。

地球本身包含各种热源。地球球体的增生、核分异、潮汐变形、核幔旋转等都可以产生热量<sup>[1-2]</sup>。但上述热源大都分布在地球的深部, 并在深部起作用。地球浅部热源, 一般认为主要由地壳中放射性元素衰变产生<sup>[3-4]</sup>。这样, 无论在地表热流讨论中, 还是在地壳内热分布状态讨论中, 一般只考虑放射性生热这部分热能。关于地壳中放射性元素的分布, 许多学者提出了自己的理论。但是, 随着实测数据的增多, 问题似乎变得越来越复杂。无论是岩石生热率的阶模式,

还是线性模式或指数衰减模式都不能很好地和实测数据相吻合<sup>[5-6]</sup>, 不同地区往往显示出不同的规律性。

自上世纪六十年代以来, 我国已在东海陆架地区相继开展了以构造研究和油气勘探为目的的地震勘探、重磁勘探、钻探及海底地壳热流等方面的工作<sup>[7-11, 24]</sup>, 但到目前为止尚无东海陆架地层岩石生热率方面的报道, 只在和东海陆架邻近的我国东南陆区有这方面的研究工作<sup>[12-13]</sup>。

## 2 岩石生热率的计算与样品数据

本文讨论的东海陆架新生代地层属地壳的范畴。如前节所述, 关于地壳岩石的生热机制我们只考虑放射性元素的衰变生热, 即考虑地层岩石中放射性元素 U、Th、K 的含量。实际上, 地层中的放射性元素除 U、Th、K 外还有多种, 但考虑到放射性元素的半衰期和在地层中的丰度, 认为对岩石生热率起主要作用的只有 U、Th、K 三种元素, 一些半衰期较短的放射性元素在地球的早期阶段就衰竭了, 而半衰期较长的放射性元素至今还没有起作用。<sup>87</sup>Rb 则因为能量产率低也不予考虑。这样从理论上, 只要我们测定了岩石样品的密度和其中放射性元素 U、Th、K 的含量就可以确定其生热率。很多人定量研究了岩石的生热率, 并给出了以岩石密度、U、Th、K 含量为变量的生热率表达式, 但彼此之间都有一些小的差别。本文采用被广泛接受

① 国家自然科学基金项目(批准号: 40006004)资助和 973 项目(批准号: G200004670303)资助

的 Rybach 和 Buntebarth<sup>[14]</sup> 的公式对岩石生热率进行计算:

$$A = 0.1325\rho(0.718C_U + 0.193C_{Th} + 0.262C_K) \quad (1)$$

其中  $A$  为岩石生热率 ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ );

$C_U$ 、 $C_{Th}$  分别为岩石中的 U、Th 含量 ( $\times 10^{-6}$ );

$C_K$  为 K 含量 (wt. %),  $\rho$  为岩石密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )。

本文使用的样品数据主要是东海陆架区 5 口钻井的 25 个岩芯样品放射性元素 U、Th 及 K 含量的测量数据及样品的密度数据 (表 1), 岩芯样品所处的地层从新到老依次为玉泉组、龙井组、花港组、平湖组, 样品取样深度最浅为海底以下 2 056 m, 最深为海底以下 3 565 m。由于东海陆架区的钻井都是以油气勘探为

目的的, 所以在浅表的地层中都没有岩心样品数据。为了补充表层样品数据, 本文还使用了东海陆架区 83 个表层样品放射性元素 U、Th、K 含量的测量数据<sup>[15]</sup>, 以及冲绳海槽区 5 个柱状岩芯样品放射性元素 U、Th、K 含量的测量数据<sup>[16]</sup>。

放射性元素 U、Th、K 在地层岩石中的含量有差别, 它们对地层生热的贡献也各不相同。从式(1)可以看出,  $C_U$  的系数最大, 而  $C_{Th}$  的系数最小。但一般样品中 Th 的含量为 U 含量的 3~6 倍 (参见表 1)。这样, U、Th 的产热贡献基本一致。相比之下, K 的贡献要小些。本文所使用的岩石样品数据根据式(1)所计算得到的岩石生热率结果如表 1。

表 1 东海陆架区 25 个岩芯样品岩石生热率

Table 1 25 heat generation data of core sample from East China Sea shelf

地层	钻井	岩性	砂泥比	深度 / m	密度 / ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	U / ( $\times 10^{-6}$ )	Th / ( $\times 10^{-6}$ )	K / (wt. %)	A / ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ )
玉泉组	净寺 1 井	泥岩 砂岩	41/59	2409	2.41	2.44	13.8	2.31	1.6
				2805	2.28	0.96	5.4	1.87	0.67
龙井组	净寺 1 井	粗砂 泥岩 细砂	58/42	3345	2.21	0.7	3.6	1.87	0.49
				3565	2.5	2.44	9.9	1.42	1.34
	孤山 1 井	粉砂 砂砾	77/23	2173	2.1	2.88	11.2	1.77	1.31
				2380	2.24	1.17	5.3	1.25	0.65
	天外天 1 井	砂岩 泥岩	63/37	2056	2.1	1.48	6.2	0.93	0.7
				2056	2.46	2.97	11.2	1.46	1.52
花港组	平湖 2 井	细砂 粉砂 泥岩 泥岩	56/44	2820	2.35	1.46	7.4	1.19	0.927
				2840	2.41	1.08	8.2	19.4	0.92
	孤山 1 井	粗砂 砂岩 泥岩	52/48	2842	2.54	1.74	12.7	2.25	1.44
				2580	2.59	1.41	7.2	1.14	0.927
	天外天 1 井	砂岩 粉砂 砂质泥 泥岩	44/56	3378	2.19	0.79	3.8	1.33	0.48
				3022	2.41	1.24	5.6	1.94	0.79
	残雪 1 井	砂岩 细砂	44/56	3530	2.66	2.54	12.6	2.28	1.7
				2200	2.12	1.08	6.2	1.65	0.67
	平湖 2 井	泥岩 粉砂	45/55	2905	2.3	1.32	3.7	1.07	0.59
				3109	2.5	1.56	8.2	2.03	1.07
	平湖 2 井	泥岩 粉砂	45/55	2580	2.47	2.67	13.7	1.78	1.65
				2767	2.3	0.6	3.6	1.69	0.48
平湖 2 井	泥岩 粉砂	45/55	3196	2.34	1.20	4.6	1.61	0.67	
			3061	2.55	1.04	9.5	1.29	0.986	
平湖 2 井	泥岩 粉砂	45/55	3507	2.26	0.67	5.0	0.27	0.45	

### 3 岩性对生热率的控制

分析表1给出的岩石生热率结果可以明显看出,岩性不同,其生热率不同。其主要的原因是不同的岩性U、Th的含量有很大不同。表1所列的样品数据来自5口钻井中9个不同层组。其中,所有泥岩样品中放射性元素U的含量全都高于同组砂岩中放射性元素U的含量。如天外天1井龙井组泥岩中U的含量为 $2.97 \times 10^{-6}$ ,而砂岩中U的含量只有 $1.48 \times 10^{-6}$ 。残雪1井花港组泥岩中U的含量为 $2.67 \times 10^{-6}$ ,而砂岩中U的含量只有 $0.6 \times 10^{-6}$ ,细砂岩中U的含量只有 $1.2 \times 10^{-6}$ 。砂岩、粉沙岩、泥岩放射性元素U的平均含量依次升高,分别为 $1.18 \times 10^{-6}$ 、 $1.58 \times 10^{-6}$ 、 $2.14 \times 10^{-6}$ 。同样,表1中所有泥岩样品中放射性元素Th的含量也全都高于同组中砂岩样品放射性元素Th的含量。如天外天1井龙井组泥岩中Th的含量为 $11.2 \times 10^{-6}$ ,砂岩中只有 $6.2 \times 10^{-6}$ 。残雪1井花港组泥岩中Th的含量为 $13.7 \times 10^{-6}$ ,砂岩中只有 $3.6 \times 10^{-6}$ ,细砂岩中只有 $4.6 \times 10^{-6}$ 。砂岩、粉沙岩、泥岩放射性元素Th的平均含量同样依次升高,分别为 $5.84 \times 10^{-6}$ 、 $7.23 \times 10^{-6}$ 、 $11.4 \times 10^{-6}$ 。

本文的样品中放射性元素K的含量并没有表现出这样的规律性。在同一个层组中,有时砂岩中放射性元素K的含量稍高于泥岩中放射性元素K的含量,如净寺一井龙井组粗砂岩和泥岩放射性元素K的含量分别为1.87和1.42wt.%;而有时,泥岩中放射性元素K的含量则会稍高于砂岩的含量,如净寺一井玉泉组砂岩和泥岩放射性元素K的含量分别为1.87和2.31wt.%,但所有样品中放射性元素K的含量变化并不很大。最大2.31wt.%(净寺一井玉泉组泥岩),最小为0.27wt.%(平湖2井平湖组粉沙岩),平均为1.5wt.%,这和其它文献关于放射性元素K含量的讨论相一致<sup>[17]</sup>。

前面已提到,和放射性元素U、Th相比放射性元素K对岩石的生热率贡献要小些,考虑到本文样品中放射性元素K的含量不高且变化不大,所以岩石样品

的生热率主要由其放射性元素U、Th的含量来控制。因此,上述样品生热率表现出和U、Th同样的规律性,即岩石生热率的大小和岩性密切相关。岩性不同,生热率不同。砂岩、粉沙岩、泥岩的岩石生热率依次升高(见表2)。表2中把东海陆架区表层样品放射性元素U、Th、K含量及其生热率的平均值列入其中,明显看出,其规律性和下部地层样品所表现出的规律性完全一致。

### 4 地层的生热率

地层生热率为平均生热率。它是在岩石生热率基础上,按照构成地层不同岩性的比例进行加权平均得到的。东海陆架区由钻井所揭示的新生代地层主要由砂岩、粉沙岩和泥岩构成。地层的放射性元素生热率主要取决于地层的砂泥岩比。表3列出了按照地层的砂泥岩比计算出的放射性元素含量和放射性元素生热率。例如,净寺一井揭示砂泥岩的比为41/59,该组砂岩和泥岩的放射性元素生热率分别为 $0.67 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 和 $1.6 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 。则该组平均放射性生热率为: $67 \times 0.41 + 1.6 \times 0.59 = 1.05 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 。有三口钻井揭穿龙井组,先按以上方法计算每口井龙井组的平均放射性生热率,再取三口井的龙井组平均生热率作为龙井组的地层生热率。依此类推。净寺一井等多口钻井揭示,玉泉组以上的地层以粉沙岩、泥岩和粘土为主。该层除表层外尚没有实测的岩石生热率数据,故以东海陆架表层样品中泥的数据来代替,取 $1.48 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ,这比王良书等给出的值 $2.38 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 要低<sup>[23]</sup>,但和冲绳海槽柱状样品的计算值 $1.28 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 相当。密度取 $2.23 \text{g}/\text{cm}^3$ <sup>[18]</sup>(见表3)。

由表3可以看出,东海陆架区地层的生热率大致表现出随地层变老,生热率降低的趋势。虽然表层单元的生热率数据不多,而且相互差别较大,但几乎所有这些值都高于下部地层的生热率值,这足以说明上部地层的生热率高于下部地层的生热率。在表层之下,玉泉组、龙井组和花港组的生热率基本上没有什么变化,大致稳定在 $1.00 \sim 1.05 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 之间。其下平湖

表2 不同岩性放射性元素含量和岩石生热率

Table 2 Radioactive element and heat generation of rocks

地层	砂岩						粉沙岩						泥岩					
	N	$\rho$	U	Th	K	A	N	$\rho$	U	Th	K	A	N	$\rho$	U	Th	K	A
表层	50	2.1	1.5	8.9	1.58	0.89	10	2.1	1.7	11.3	1.91	1.09	23	2.23	2.3	14.2	2.3	1.48
玉泉组	1	2.28	0.96	5.4	1.87	0.67							1	2.41	2.44	13.8	2.31	1.6
龙井组	4	2.24	1.55	6.8	1.54	0.85	1	2.1	2.88	11.2	1.77	1.31	2	2.48	2.71	10.6	1.44	1.43
花港组	5	2.27	1.03	5.32	1.7	0.67	3	2.35	1.2	5.5	1.54	0.73	7	2.57	2.36	11.7	1.98	1.51
平湖组							1	2.26	0.67	5.0	0.27	0.45	1	2.55	1.04	9.5	1.29	0.99

表3 按照砂泥岩比求出的地层的  
平均放射性元素生热率

Table 3 Average heat generation of layer based  
on ratio of sandstone and mudstone

地层	密度 /(g/cm <sup>3</sup> )	U /×10 <sup>-6</sup>	Th /×10 <sup>-6</sup>	K /(wt.%)	A /(μW/m <sup>3</sup> )
表层	2.23	2.3	14.2	2.3	1.48
玉泉组	2.33	1.57	8.8	2.05	1.05
龙井组	2.27	1.92	7.9	1.51	1.01
花港组	2.43	1.66	8.43	1.8	1.00
平湖组	2.42	0.87	7.47	0.83	0.74

组的生热率明显降低,为0.74μW/m<sup>3</sup>。

## 5 地层生热率和波速的关系

在多年的地球物理调查和钻井成果的基础上,多篇文献对东海陆架区新生代地层层序<sup>[19]</sup>和层速度<sup>[20~21]</sup>进行了讨论。东海陆架区新生代地层包括上第三系和下第三系。上第三系上新统到全新统地层包括三潭组和东海群。渐新统和中新统的地层包括花港组、龙井组、玉泉组和柳浪组。平湖组地层为始新统。波速资料显示,东海陆架区自上而下地层由新到老波速逐渐增大。表层的东海群波速在2.0km/s,下部始新统平湖组波速在4.6km/s,中间玉泉组、龙井组和花港组层速度非常接近,都在3.4km/s左右。

玉泉组、龙井组和花港组这三个层组既有相近的放射性生热率也有相似的波速,这促使我们对生热率和波速之间的关系进行进一步的讨论。

Rybach等<sup>[22]</sup>提出岩性和岩石的放射性生热率及岩石的波速密切相关。他用阳离子的堆积指数 $k$ 来定量描述岩性,从而分别找出了阳离子堆积指数和生热率的关系以及阳离子堆积指数和波速的关系,进而找出了生热率和波速的关系。他指出,在一定的压力条件下,生热率的对数和波速存在着线性关系。他给出的关系式如下:

$$\ln A = 16.5 - 2.74 v_p, \text{ 压力为 } 50 \text{ MPa}$$

$$\ln A = 13.7 - 2.17 v_p, \text{ 压力为 } 100 \text{ MPa}$$

上式是对花岗岩、花岗闪长岩、英安角闪岩、橄榄岩等岩石的生热率和波速数据回归得到的,因此对花岗岩、花岗闪长岩、英安角闪岩、橄榄岩等岩石符合得较好,但对本文讨论的东海陆架区新生代沉积层的情况并不符合。

东海新生代地层的生热率对应的波速如表4。根据表4的数据,重新计算了上式中的参数,得到的关系式如下:

$$\ln A = 1.04 - 0.2915 v_p$$

上式可以对沉积层的情况有较好的符合。

表4 东海陆架新生代地层的生热率和波速

Table 4 Heat generation and P velocity of Cenozoic  
layer of East China Sea shelf

界	系	统	组	波速 /(km/s)	A /(μW/m <sup>3</sup> )
新 生 界	上第三系	全新—更新统	东海群	2.0	1.48
		上新统	三潭组	2.8	
		中新统	柳浪组	3.4	
	下第三系	渐新统 始新统	玉泉组	3.4	1.05
			龙井组	3.4	1.01
			花港组	3.4	1.0
			平湖组	4.6	0.74
			瓯江组	4.6	

## 6 讨论

岩性对放射性元素U、Th的分布起着明显的控制作用。从砂岩到粉砂岩到泥岩,U、Th的含量依次增高。虽然K的含量并没有表现出类似的特征,但由于K的含量变化不大,使得岩性对放射性生热率也起到明显的控制作用,即从砂岩到粉砂岩到泥岩岩石生热率依次增高。这和赵一阳<sup>[15]</sup>提出的“粒控效应”相吻合。

地层生热率是根据构成地层的砂泥岩比通过加权平均得到的。地层生热率由新到老大致表现出下降的趋势。但这并不能得出地层的生热率由新到老逐渐降低的结论。因为地层的生热率主要受控于岩性,即和构成地层的岩性有很大关系。生热率是否有变化要看构成地层的岩性是否有变化。这在很大程度上取决于该区发生的地质事件。对于主要由砂泥岩构成沉积岩的东海陆架区,决定地层生热率的主要应是海进、海退这样的地质事件。

东海陆架区玉泉组、龙井组和花港组三组地层在放射性生热率高低和波速大小都极为一致。这促使我们对生热率和波速之间的关系做进一步的探讨。应该指出,本文给出的地层生热率和波速之间的关系式是在本文所使用的数据的基础上得出的,对沉积岩层、变质岩层情况符合的较好。如华北地区下地壳变质岩生热率为0.4μW/m<sup>3</sup><sup>[13]</sup>,由本文给出的关系式得到的下地壳波速为6.8km/s,这个值是合理的。但本文的关系式对岩浆岩(如花岗岩)波速与生热率符合得并不好。由于数据分布范围的限制,本文的关系式并不具有普遍意义。所以在本区沉积层以下基岩的生热率和波速关系应使用另外的经验公式来描述<sup>[23]</sup>。

其次,应对本区东海群、三潭组、柳浪组以及古新统的岩芯样品进行密度、放射性元素U、Th、K含量的测定,从而丰富本区的实测数据,以期得出更有说服力

的结论。

## 7 结论

(1) 东海陆架区新生代岩石样品的生热率介于  $0.4 \sim 1.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$  之间, 为沉积岩的生热率范围, 比火成岩的生热率要高。岩石样品的生热率和岩性相关, 砂岩、粉砂岩、泥岩的生热率依次升高。

(2) 东海陆架区新生代地层从上到下生热率有降低的趋势。浅表地层的生热率高为  $1.4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 玉泉组、龙井组和花岗组有相同的生热率为  $1.0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 平湖组的生热率最低为  $0.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 。

(3) 关系式  $\ln A = 1.04 - 0.2915 v_p$  能够较好地描述东海陆架区新生代地层波速和生热率之间的关系。在已知地层层速度的情况下, 可以由该式求取地层的生热率。

### 参考文献 (References)

- MacDonald G I F. The deep structure of continents[ J ]. *Review Geophysics*, 1963, 1: 587 ~ 665
- 傅成仪. 地球十讲[ M ]. 北京: 科学出版社, 1976. 11 ~ 60[ Fu Chengyi. Ten Lectures on Earth[ M ]. Beijing: Science Press, 1976. 11 ~ 60]
- Roy R F, Blackwell D D, Birch F. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces[ J ]. *Earth Planetary Science Letter*, 1968, 5: 1 ~ 12
- 周惠兰. 地球内部物理[ M ]. 北京: 地震出版社, 1990. 167 ~ 213 [ Zhou Huilan. The Earth Interior Physics[ M ]. Beijing: Seismology Press, 1990. 167 ~ 213]
- Kremenetsky A, Milanovsky S Y, Ovchinnikov L N. A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic shield [ J ]. *Tectonophysics* 1989, 159: 231 ~ 246
- Morgan P, Sass J H. Thermal regime of the continental lithosphere[ J ]. *J. Geodynamics*, 1984, 1: 143 ~ 166
- Liu Guangding. Geophysical and geological exploration and hydrocarbon prospects of the East China Sea[ J ]. *China Earth Sciences*, 1989, 1(1): 43 ~ 58
- 李乃胜. 冲绳海槽地质构造属性[ J ]. *海洋与湖沼*, 1990, 21(6): 536 ~ 543[ Li Naisheng. The tectonic geology of Okinawa Trough[ J ]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1990, 21(6): 536 ~ 543]
- 李凤业, 史玉兰, 何丽娟, 等. 冲绳海槽晚更新世以来沉积速率的变化与沉积环境的关系[ J ]. *海洋与湖沼*, 1999, 30(5): 540 ~ 545[ Li Fengye, Shi Yulan, He Lijuan, et al. The relationship between sedimentation rate and environment of Okinawa Trough since Late Pleistocene[ J ]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1999, 30(5): 540 ~ 545]
- 栾锡武. 我国东海及其邻近海域海底热流与数值模拟[ J ]. *海洋与湖沼*, 1997, 28(1): 44 ~ 48[ Luan Xiwu. Study of heatflow distribution of Ryukyu T-B-A system and thermo dynamic modeling of Okinawa Trough[ J ]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1997, 28(1): 44 ~ 48]
- 栾锡武, 高德章, 秦蕴珊, 等. 我国东海陆架区新生代地层岩石热导率研究[ J ]. *海洋与湖沼*, 2002, 33(2): 87 ~ 94[ Luan Xiwu, Gao Dezhang, Qin Yunshan, Zhao Jinhai. Thermal conductivity of the Cenozoic Layer of East China Sea Shelf[ J ]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2002, 33(2): 87 ~ 94]
- 赵平, 汪集璠, 汪缙安. 中国东南地区岩石生热率研究[ J ]. *岩石学报*, 1995, 11(3): 292 ~ 305[ Zhao Ping, Wang Jiyang, Wang Jian. Characteristics of heat production distribution in SE China[ J ]. *Acta Petrologica Sinica*, 1995, 11(3): 292; 305]
- 赵平, 汪集璠, 汪缙安. 热流和岩石生热率关系的研究[ J ]. *地质科学*, 1996, 31(3): 297 ~ 307[ Zhao Ping, Wang Jiyang, Wang Jian. Heat flow and heat production relation[ J ]. *Scientia Geologica Sinica*, 1996, 31(3): 297 ~ 307]
- Rybach L, Buntebarth G. Relationships between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation, and mineralogical constitution[ J ]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1982, 57: 367 ~ 376
- 赵一阳, 焉明才. 中国浅海沉积物地球化学[ M ]. 北京: 科学出版社, 1994. 15 ~ 190[ Zhao Yiyang, Yan Mingcai. Geochemistry of China offshore sediment[ M ]. Beijing: Science Press, 1994. 15 ~ 190]
- 李培英, 王永吉, 刘振夏. 冲绳海槽年代地层与沉积速率[ J ]. *中国科学(D)*, 1999, 29(1): 50 ~ 55[ Li Peiying, Wang Yongji, Liu Zhenxia. Chronostratigraphy and sedimentation rate of Okinawa Trough [ J ]. *Sciences in China( series D)*, 1999, 29(1): 50 ~ 55]
- Furukawa Y, Uyeda S. Thermal state under the Tohoku Arc with consideration of crustal heat generation[ J ]. *Tectonophysics*, 1989, 164: 175 ~ 187
- Hayes D E. A Geophysical atlas of the East and Southeast Asia Sea [ M ]. Springer, 1978
- 俞印生. 东海陆架盆地新生代地层层序及其沉积特征[ A ]. 见: 刘光鼎编著. 中国海区及邻域地质地球物理特征[ C ]. 北京: 科学出版社, 1992. 302 ~ 307[ Yu Yinsheng. Cenozoic sequence of the East China Sea Shelf Basin and the sedimentary features[ A ]. In: Liu Guangding ed. Geologic-geophysic features of China Seas and adjacent regions[ C ]. Beijing: Science Press, 1992. 302 ~ 307]
- 徐尚武. 东海地震勘探[ A ]. 见: 刘光鼎编著. 中国海区及邻域地质地球物理特征[ C ]. 北京: 科学出版社, 1992. 124 ~ 130[ Xu Shangwu. Seismic Prospecting in the East China Sea[ A ]. In: Liu Guangding ed. Geologic-geophysic features of China Seas and adjacent regions[ C ]. Beijing: Science Press, 1992. 124 ~ 130]
- 许薇龄, 焦荣昌, 周德雨, 等. 东海地区深部构造的地球物理研究与盆地演化[ A ]. 见: 刘宝珺, 李思田主编. 第30届国际地质大会论文集, 8[ C ]. 北京: 地质出版社, 1997. 245 ~ 254[ Xu Weiling, Jiao Rongchang, Zhou Deyu, et al. Deep tectonic and basin evolution of the East China Sea[ A ]. In: Liu Baojun, Li Sitian, eds. Proceedings of the 30th International Geological Symposium, 8[ C ]. Beijing: Geological Publishing House, 1997. 245 ~ 254]
- Rybach L, Buntebarth G. The variation of heat generation density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere[ J ]. *Tectonophysics*, 1984, 103: 334 ~ 344
- 王良书, 施央申. 油气盆地地热研究[ M ]. 南京: 南京大学出版社, 1989. 21 ~ 44[ Wang Liangshu, Shi Yangshen. The geothermal study of oil and gas basin[ M ]. Nanjing: Nanjing University Press, 1989. 21 ~ 44]

- 24 栾锡武, 赵一阳, 秦蕴珊, 等. 我国东海及其邻近海域天然气水合物可能的分布范围[J]. 沉积学报, 2001, 19(2): 211~218 [Luan Xi-wu, Zhao Yiyang, Qin Yunshan, *et al.* The possible distribution of hydrate gas in the Area of East China Sea and its vicinity[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19(2): 211~218]

## Heat Generation of the Cenozoic Layer of East China Sea Shelf

LUAN Xi-wu<sup>1</sup> ZHAO Yi-yang<sup>1</sup> QIN Yun-shan<sup>1</sup>  
GAO De-zhang<sup>2</sup> ZHAO Jin-hai<sup>2</sup>

<sup>1</sup>(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao Shandong 266071)

<sup>2</sup>(Shanghai Offshore Petroleum Planning & Designing Institute, Shanghai 200120)

**Abstract** Heat generation is an important thermal parameter used to describe the thermal status of the Earth. Only the rock sample density data, the abundance data of the radioactive elements U, Th, K are used to calculate the heat generation of the rock sample. Drilling well sample and sea floor sample from East China Sea Shelf and core sample from Okinawa Trough were collected, and the heat generation of each sample was calculated based on the abundance of the radio elements of each samples. The results show that all the heat generation data of the Cenozoic layer of the East China Shelf are between  $0.4 \sim 1.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , which is in the sediment heat generation data range and a little bit higher than that of igneous rock. We find that the lithology control's the heat generation, different rocks have different heat generation. Mudstone has highest heat generation comparing with siltstone and sandstone. The heat generation of the Cenozoic layer of East China Sea shelf is decreasing as the layer age become old. But the heat generation of the Yuquan group, Longjing group and Huagang group is almost the same that tallies with velocity rule of the three groups. The equation  $\ln A = 1.04 - 0.2915 v_p$ , which is given by this paper, can describe the relationship between the heat generation and velocity well and can be used to calculate the heat generation on the Cenozoic Layer of the East China Sea Shelf when there is velocity data available.

**Key words** Cenozoic Layer, rock heat generation, layer heat generation, relationship between heat generation and velocity