

应用大地热流和地下流体氦同位素组成资料 计算中国大陆地壳生热元素丰度

汪 洋^{1,2}

(1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广东 广州 510640)

摘要:根据能量守恒原理和中国大陆实测热流数据, 给出中国大陆地壳生热率上限值为 $1.3 \mu \text{Wm}^{-3}$ 。根据热流值和地下流体氦同位素组成资料, 估算出中国大陆地壳生热率为 $0.58\sim 1.12 \mu \text{Wm}^{-3}$, 中位数为 $0.85 \mu \text{Wm}^{-3}$, 相应的铀、钍、钾丰度范围分别是 $0.83\sim 1.76 \mu \text{g/g}$ 、 $3.16\sim 6.69 \mu \text{g/g}$ 和 $1.0\%\sim 2.12\%$ 。中国陆壳铀、钍、钾元素整体丰度值明显高于太古宇地壳, 反映中国陆壳成分演化程度较高。同时, 中国大陆地壳成分具有明显的横向非均匀性特征: 东部地壳相对西北部富集铀、钍、钾等强不相容元素, 褶皱带相对克拉通地区富集铀、钍、钾元素。基于大陆地壳 SiO_2 含量与地壳生热率之间的正相关关系推断, 中国东部地壳较西部富长英质组分, 褶皱带地壳成分较克拉通富长英质组分。此区域性变化特征与基于地震波速资料推断的结果相符。基于中国大陆地壳生热率变化范围以及地震波速低于全球平均值的特征, 推断 Rudnick 和 Fountain (1995)、Rudnick 和 Gao (2003)、Weaver 和 Tarney (1984)、Shaw 等 (1986) 以及 Wedepohl (1995) 的全球陆壳成分模型均高估了铀、钍、钾等强不相容元素丰度。

关键词:大陆地壳成分; 大地热流; 氦同位素组成; 中国大陆

中图分类号: P314.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2006)04-0920-08

地壳化学成分研究是区域岩石学、成矿学和化学地球动力学等方面研究的重要基础, 一直是地球化学研究中的基础课题之一^[1-11]。在大陆地壳成分研究中, 铀、钍、钾元素的丰度具有重要而独特的科学意义。(1) 铀、钍、钾的放射性同位素是重要的同位素衰变体系母体, 其丰度值对同位素年代学、同位素地球化学和稀有气体地球化学等均有重要意义;(2) 它们是地球内部的主要生热元素, 并且在大陆地壳中富集, 是开展地热学、地球动力学研究所需的重要参数;(3) 它们在大陆地壳中的丰度值与强不相容元素和 SiO_2 含量存在正相关关系^[6, 12], 对大陆地壳铀、钍、钾丰度值及其横向变化研究, 可为大陆地壳成分演化提供重要的线索和依据。

大陆地壳成分的研究存在两大难题: 一是深部地壳通常难以直接观测, 二是缺乏大面积区域岩石地球化学分析资料, 对大陆地壳成分的横向区域变化考虑尚不充分^[10]。因此,

依靠地震波速资料和岩石物理性质推断的深部地壳岩石组成, 以及根据下地壳剖面和深源岩石包体成分资料确定的深部地壳岩石成分资料, 是地壳成分研究中的重要方法。但是, 地震波速解释存在不可避免的非唯一性, 线状地震剖面的空间分布也有局限性; 少量的深源岩石包体、出露地表的中下地壳变质岩剖面也存在诸如地理分布不均匀、样品的代表性等方面的问题。所以, 引进多种研究方法和资料对陆壳成分进行研究是十分必要的^[2, 3, 6, 10]。

大地热流提供了对陆壳放射性生热元素(铀、钍、钾)丰度的有效约束^[6, 12], 可以利用热流资料研究地壳生热率, 进而探讨陆壳生热元素丰度的横向变化特征, 为陆壳整体成分(bulk composition)特征研究提供重要线索。此外, 大地热流数据往往呈平面分布, 一般较线状剖面有更好的区域代表性。笔者根据中国大陆实测大地热流数据, 给出大部分构造

收稿日期: 2006-01-13; 改回日期: 2006-06-05

基金项目: 国土资源部科技发展计划“中国岩石圈三维结构”(200010101), 国家自然科学基金项目(40376013, 40104003)和中国博士后科学基金资助。

作者简介: 汪洋, 男, 1969年生, 博士, 主要从事地热地球物理、火成岩石学和地球化学研究; E-mail: allen_thalassa@sina.com。

单元地壳生热率的上限值;进而根据地下流体氦同位素组成与大陆壳幔热流比值的相关关系,估算主要构造单元地壳生热率和铀、钍、钾元素丰度值;进而通过与中国大陆及全球陆壳模型对比,讨论中国大陆地壳成分的横向非均匀性,以及现有陆壳成分模型铀、钍、钾丰度的合理性。

1 原理、方法和数据

除活火山、地热田和活动造山带(如喜马拉雅造山带)而外,大陆热传递机制以热传导方式为主。通过热传导机制传递到地表的热流值由地幔热流和地壳热流两部分组成,其中地壳热流源于地壳内放射性生热元素(U, Th, ^{40}K)衰变产生的热量,生热率 A 与放射性生热元素丰度之间存在如下定量关系:

$$A = 10^{-5} \rho (9.52 C_U + 2.56 C_{\text{Th}} + 3.48 C_{\text{K}}) \quad (1)$$

其中 ρ 是岩石密度; C_U 和 C_{Th} 分别为铀和钍的丰度,单位 $\mu\text{g/g}$; C_{K} 为钾元素丰度,单位百分比^[13]。因此,地壳生热率可以作为地壳铀、钍、钾元素丰度高度的一个标志(proxy)。

地壳铀、钍、钾丰度值可以由地壳生热率按公式(1)进行定量估算。对大陆地壳成分的大量地球化学研究表明,地壳中铀与钍、钾之间丰度关系可近似表示为: $\text{Th}/\text{U}=3.8\sim 5.0$, $\text{K}/\text{U}=1.0\times 10^{-4}\sim 1.3\times 10^{-4}$ ^[13, 6-7]。据此可由地壳生热率计算其铀、钍、钾元素的近似丰度值。按上述不同的 Th/U 、 K/U 比值计算出的 U、Th 丰度值在 $\pm 20\%$ 变化, K (或 K_2O) 丰度值的变化幅度小于 25%。同时,由于在大陆整体增生和演化中起最主要作用的是岩浆活动过程^[2, 3, 6, 7, 14, 15]。基于铀、钍、钾元素和其他强亲岩浆元素(Ba、Cs、Rb、La)在岩浆活动中的地球化学行为的相似性^[14, 16],地壳生热率可以视为地壳中强不相容元素整体丰度高低的标志(proxy)。

区域热流资料本身即可提供地壳生热率的重要信息。地热学研究表明,全球大陆地区地幔热流(q_m)的下限是 13 mWm^{-2} ^[17]。将该值与地质构造单元的平均热流值相减,然后再除以该单元的地壳厚度,即可求出该单元区域地壳平均生热率的上限值。在获得地壳热流值(q_c)的情况下,用地壳热流除以地壳厚度即得到地壳平均生热率。汪洋^[18]指出,大陆的壳/幔热流比(q_c/q_m)与地下流体的氦同位素比值($^3\text{He}/^4\text{He}$)成反相关关系,根据全球大陆资料,两者的统计回归关系式为:

$$q_c/q_m = 0.815 - 0.300 \ln(^3\text{He}/^4\text{He}) \quad (2)$$

式中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 以 R_a (大气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,等于 1.39×10^{-6})为单位,回归关系系数为 0.98^[18]。因此,可以根据地下流体氦同位素组成和热流资料,估算地质构造单元的地壳生热率,变化幅度一般不超过 10%。

根据中国大陆 800 余个实测大地热流数据,和周边国家 1000 余个实测数据,计算了中国大陆主要构造单元的平均热流值^[19, 20]。在计算中剔除了受浅部热对流强烈影响的数据。以此为基础计算了各地质构造单元的地壳生热率上限值(表 1)。利用地下流体氦同位素比值资料计算了中国大陆若干盆

地的地壳平均生热率(表 2)。地质构造单元的划分依据任纪舜^[21]主编的《中国及邻区大地构造图(1: 500 万)》,地壳厚度资料据袁学诚^[22]主编的《中国地球物理图集》中的地壳厚度图。其中,藏南—滇西地区的地壳生热率上限值未做计算,因为当地现今构造与岩浆活动导致地表热流中明显受平流热传递和浅源岩浆潜热等非传导机制的影响。

必须指出,基于地震波速资料建立的地壳成分模型,其铀、钍、钾丰度值和生热率的精度并不一定比根据大地热流资料约束确立的丰度值要高。Williams et al^[23]对超过 30 000 个钻孔的测井资料的研究表明:仅仅依靠地震波速或岩石密度确定的岩石生热率,其与真实值之间的误差在一个数量级;如果先通过波速或密度资料确定岩性,再根据推断的岩性确定岩石生热率,则推算值在真实值的 1/3 到 3 倍之间变化。岩石的地震波速与其主要矿物的组成、含量以及岩石所处的温度、压力条件有关^[19],而岩石中 U、Th 以及 REE 等微量元素的含量则往往取决于岩石中副矿物的种类和含量^[24-26]。因为岩石的地震波速与其副矿物含量之间未必有明确的相关关系;所以即使能够根据地震资料推断出深部地壳的可靠岩石类型,也不能保证推算出的深部地壳微量元素丰度具有较高的可靠性。这是利用地震波速资料推断深部地壳微量元素丰度时必须认真加以关注的问题^[27]。同时必须指出,基于现代地球化学测试技术的分析精度对于常量元素为 3%~10% (其中 K_2O 则 >3%)、微量元素为 2%~30% (对于 U、Th 分别为 15%和 9%)^[8, 9];考虑到丰度值统计计算时的误差传播,以及地震波速资料推算岩性比例的误差,目前利用地震波速资料推断深部地壳微量元素丰度值的误差相当大(不低于 15%),因此前人^[28-30]给出的地壳成分估计值结果均无法给出误差范围。对于那些主要基于文献数据统计而得出的地壳成分值,由于其所引用的文献多数年代较早,分析结果的准确度和精度都远不及现代分析结果;而且不同来源的数据精度不同,丰度值计算时的误差传播更为显著,所以这些地壳成分估计值的精度更低^[31]。

2 结果

中国大陆各主要构造单元的地壳平均生热率的最高上限值为 $1.9 \mu\text{Wm}^{-3}$ (表 1)。但是,中国大陆上平均热流值高于或等于 65 mWm^{-2} 的构造单元均属于现今构造活动强烈的地区,其地幔热流值均高于 13 mWm^{-2} 。这些地区(如楚雄、华北盆地、汾渭地堑、康滇构造带和祁连山等)的实际地壳热流值远低于根据地表热流值减去 13 mWm^{-2} 后所得的数值。对这些地区而言,地壳生热率上限值是远大于其实际值的(表 1)。与之相反,平均热流值低于 65 mWm^{-2} 的构造单元,属于稳定或现今构造活动微弱的地区,其表 1 中所给出的地壳生热率上限值与实际值应当较为接近。基于此,中国大陆的地壳平均生热率的上限值可进一步限定在 $1.3 \mu\text{Wm}^{-3}$ 以下,这意味着中国大陆地壳平均生热率不应高于该值。根据

Th/U=3.8, K/U=10⁴, 取地壳平均密度 2.8×10³ kg/m³ [15], 中国大陆地壳铀、钍、钾丰度上限值大致在 2.04 (μg/g)、7.76 (μg/g) 和 2.46% (以 K₂O 计) 的数量级水平上。

中国大陆地壳生热率变化在 0.5~1.2 μWm⁻³ (表 2), 表现出显著的空间非均匀性特征。东部(华北克拉通、扬子克拉通、松辽盆地等)大于 0.76 μWm⁻³, 多数地区高于 0.8 μWm⁻³; 西北部(准噶尔、塔里木等)低于 0.7 μWm⁻³。叠复于褶皱系之上的盆地其生热率一般高于其克拉通内部发育的盆地。例如: 松辽盆地和南阳盆地的地壳生热率明显高于华北克拉通内部各盆地; 百色盆地(右江褶皱带)和兰坪—思茅盆地的地壳平均生热率在 0.90 μWm⁻³ 以上, 均高于扬子克拉通西部的四川盆地。

3 讨论

3.1 与中国地壳成分的对比

中国大陆地壳生热率上限值(1.3 μWm⁻³)提供了对中国大陆地壳成分模型进行检验的一种重要约束。基于能量守恒原理, 各种中国地壳成分模型给出的地壳生热率均不能高于该上限值; 反之, 则有理由怀疑该模型铀、钍、钾丰度值的可靠性。

从近年来发表的一系列中国及其内部构造单元地壳铀、钍、钾丰度值和相应的生热率(表 3)可以看出, 不同作者分析的地壳成分模型在铀、钍、钾丰度值方面差异相当明显。与中国大陆地壳生热率上限值相比, 黎彤等 [28, 29] 对中国大陆和塔

表 1 中国主要构造单元地壳生热率和 U、Th、K₂O 丰度的上限值

Table 1 Upper limits of heat productions and U, Th and K₂O abundances in the crust of major tectonic units of China

构造单元	Q (mW m ⁻²)	H (km)	A (μW m ⁻³)	U (μg/g)	Th (μg/g)	K ₂ O (%)
盆地						
楚雄	75	44	1.4	2.20	8.36	2.65
海拉尔	61	40	1.2	1.88	7.16	2.26
河淮	49	33	1.1	1.73	6.57	2.08
江汉及其周边	57	37	1.2	1.88	7.16	2.26
准噶尔	52	50	0.8	1.26	4.78	1.52
兰坪—思茅	66	40	1.3	2.04	7.76	2.46
南阳	55	32	1.3	2.04	7.76	2.46
华北盆地	67	31.5	1.7	2.67	10.15	3.22
鄂尔多斯	60	43	1.1	1.73	6.57	2.08
柴达木	54	52	0.8	1.26	4.78	1.52
汾渭地堑	68	35	1.6	2.51	9.55	3.04
四川	53	40	1.0	1.57	5.97	1.89
松辽	70	30	1.9	2.98	11.94	3.59
苏北	72	33.5	1.8	2.83	10.75	3.41
塔里木	44	48	0.6	0.94	3.58	1.13
吐哈	45	55	0.6	0.94	3.58	1.13
其他构造单元						
阿尔泰褶皱系	46	50	0.7	1.10	4.18	1.32
北山褶皱带	58	48	0.9	1.41	5.37	1.70
大别山褶皱带	52	34	1.1	1.73	6.57	2.08
兴蒙褶皱系	55	40	1.1	1.73	6.57	2.08
康滇构造带	72	44	1.3	2.04	7.76	2.46
藏北	45	60	0.5	0.78	2.98	0.94
祁连山褶皱带	66	60	0.9	1.41	5.37	1.70
秦岭褶皱带	62	37	1.3	2.04	7.76	2.46
华南褶皱带	72	31	1.9	2.98	11.94	3.59
燕山—阴山褶皱带	56	36	1.2	1.88	7.16	2.26
下扬子地区	65	33.5	1.6	2.51	9.55	3.02
扬子克拉通中部	49	38	0.9	1.41	5.17	1.70

注: Q 为区域平均热流值; H 为区域平均地壳厚度; A 为地壳生热率。各地铀、钍、钾丰度值依据 U/Th=3.8,

K/U=10⁴, ρ=2.8×10³ kg m⁻³ 计算, 数值供对比时参考。

表 2 中国主要构造单元地壳生热率及 U、Th、K₂O 丰度估算值Table 2 Estimates of heat productions and U, Th and K₂O abundances in the crust of major tectonic units of China

地区	Q (mWm ⁻²)	R	q_c/q_m	H (km)	A (μ Wm ⁻³)	K ₂ O (%)	U (μ g/g)	Th (μ g/g)
华北克拉通								
辽河盆地	66	1.25	0.75	31	0.90	1.70	1.41	5.37
黄骅凹陷	54	1.00	0.81	31	0.77	1.46	1.21	4.60
济阳凹陷	66	1.70	0.66	34	0.76	1.43	1.19	4.54
冀中凹陷	56	0.63	0.95	32	0.88	1.66	1.38	5.25
河淮盆地	49	0.44	1.06	33	0.76	1.43	1.19	4.54
鄂尔多斯	60	0.027	1.90	43	0.90	1.70	1.41	5.37
扬子克拉通								
江汉盆地	57	0.009	2.24	37	1.05	1.99	1.65	6.27
苏北盆地	72	2.16	0.58	33.5	0.81	1.53	1.27	4.83
四川盆地	53	0.014	2.10	40	0.90	1.70	1.41	5.37
松辽盆地	70	1.15	0.77	30	1.00	1.89	1.57	5.97
南阳盆地	55	0.035	1.82	32	1.12	2.12	1.76	6.69
百色盆地	54	0.023	1.95	38	0.94	1.78	1.47	5.60
三水盆地	72	3.05	0.48	28	0.82	1.55	1.29	4.90
兰坪—思茅	66	0.23	1.26	40	0.90	1.70	1.41	5.37
柴达木盆地	54	0.025	1.92	52	0.67	1.27	1.05	4.00
准噶尔盆地	52	0.100	1.50	50	0.62	1.17	0.97	3.70
塔里木盆地	44	0.044	1.75	48	0.58	1.10	0.91	3.46
吐哈盆地	45	0.035	1.82	55	0.53	1.00	0.83	3.16

注: R 为氦同位素 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(以 R_a 为单位); Q 为区域平均热流值; H 为区域平均地壳厚度; q_c/q_m 为壳幔热流比值, 各地铀、钍、钾丰度值依据 $U/Th=3.8$, $K/U=10^4$, $\rho=2.8\times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ 计算, 数值供对比时的参考。

表 3 前人发表的中国大陆及其内部构造单元地壳 U、Th、K₂O 丰度值和生热率Table 3 U, Th and K₂O abundances and heat productions in the crust of major tectonic units of continental China and its deep interior published by previous studies

构造单元	A (μ W m ⁻³)	K ₂ O (%)	U (μ g/g)	Th (μ g/g)	资料来源
中国大陆	2.89	2.82	5.6	17	参考文献[28]
塔里木—华北板块(整体)	1.69	1.87	2.96	10.4	参考文献[29]
塔里木—华北陆块区	1.43	1.57	2.48	8.87	参考文献[29]
天山—赤峰陆缘活动带	1.71	2.01	2.95	10.6	参考文献[29]
昆仑—秦岭陆缘活动带	2.16	2.15	3.93	13.1	参考文献[29]
华北克拉通	0.80	2.33	0.99	4.9	参考文献[8]
华北克拉通内部	0.87	2.46	0.93	5.9	参考文献[9]
华北克拉通南缘	1.12	2.11	1.41	8.01	参考文献[9]
北秦岭	1.19	2.23	1.56	8.88	参考文献[9]
南秦岭	1.09	2.28	1.35	7.54	参考文献[9]
扬子克拉通	1.19	2.43	1.38	8.69	参考文献[9]
中国中东部	0.97~1.09	2.15~2.39	1.13~1.26	6.96~7.76	参考文献[9]
中国东部	0.95~0.98	2.12~2.20	1.10~1.15	6.80~6.95	参考文献[9]
新疆北部(整体)	1.15	1.88	1.95	6.87	参考文献[30]
阿尔泰	1.27	1.89	2.02	8.24	参考文献[30]
准噶尔	0.95~1.05	2.08~2.37	1.72~1.83	4.49~5.89	参考文献[30]
天山	1.19~1.33	1.61~1.92	1.80~2.51	5.83~9.34	参考文献[30]
塔里木	0.95	1.79	1.70	5.08	参考文献[30]

注: 中国中东部(Central East China)据参考文献[9]原文直译。

里木—华北板块及其内部次级构造单元分析的地壳生热率明显偏高。倪守斌等^[30]分析的新疆北部(包括阿尔泰、准噶尔和塔里木北部)的地壳生热率为 $0.95\sim 1.33 \mu \text{W m}^{-3}$, 虽整体低于中国大陆地壳生热率上限值, 但均高于新疆北部相应地区(表 1 的准噶尔、塔里木盆地等)的地壳生热率上限值($0.6\sim 0.8 \mu \text{W m}^{-3}$)。相反, 鄯明才等^[8]关于华北克拉通及高山等^[9, 10]关于华北克拉通、秦岭和中国东部等地的铀、钍、钾丰度值均满足中国地壳生热率上限值约束。

利用热流和氦同位素比值资料得出的华北克拉通地壳生热率(表 2), 与鄯明才等^[8]、Gao 等^[9]给出的生热率相比非常接近。这表明利用热流和氦同位素比值资料得到的地壳生热率是可信的。鄯明才等^[8]、Gao 等^[9]是根据人工地震剖面的 P 波波速资料的解释和地球化学采样求取地壳成分的, 而笔者采用的是热流和地下流体氦同位素资料, 两方面研究在方法上是相互独立的。两类方法给出的华北克拉通地壳生热率为 $0.75\sim 1.2 \mu \text{W m}^{-3}$, 明显低于黎彤等^[29]地壳模型所给出的大于 $1.4 \mu \text{W m}^{-3}$ 的数值。故可认为: 黎彤等分析的中国大陆地壳或其内部地质构造单元放射性元素丰度值可能是不准确的; 考虑到铀、钍、钾元素和其他强亲岩浆元素在岩浆活动中的地球化学行为的相似性, 黎彤等^[29]地壳模型的强不相容元素丰度值的可信程度也值得怀疑。

3.2 与全球陆壳平均成分对比

中国大陆地壳相对于全球陆壳是否富集放射性生热元素, 目前尚难以确定。这是因为近年提出的一系列模型在 SiO_2 含量和强不相容元素丰度上均存在显著差异(表 4)。Taylor 和 McLennan 的模型(T&M)给出 SiO_2 含量与地壳生热率分别为 57.4% 和 $0.58 \mu \text{W m}^{-3}$ ^[31], 其改进模型(T&M2)为 57.7% 和 $0.70 \mu \text{W m}^{-3}$ ^[12], Weaver 和 Tarney 的模型(W&T)为 63.2%

和 $0.92 \mu \text{W m}^{-3}$, Rudnick 和 Fountain^[6]的模型(R&F)为 59.1% 和 $0.93 \mu \text{W m}^{-3}$, Shaw 等^[14]的模型(S)为 63.2% 和 $1.31 \mu \text{W m}^{-3}$, Wedepohl^[7]模型(W)为 61.5% 和 $1.26 \mu \text{W m}^{-3}$, Rudnick et al^[11]的模型(R&G)为 60.6% 和 $0.89 \mu \text{W m}^{-3}$ (表 4)。中国大陆地壳生热率为 $0.58\sim 1.12 \mu \text{W m}^{-3}$ (表 2), 其中位数为 $0.85 \mu \text{W m}^{-3}$, 算术平均数为 $0.83 \mu \text{W m}^{-3}$ 。因此其铀、钍、钾元素整体丰度比 T&M^[6]和 T&M2^[12]模型富集, 较 S^[14]模型和 W^[7]模型明显亏损; 而与 R&F^[6]、F&G^[11]模型和 W&T^[11]模型相比, 则表现为东部铀、钍、钾元素整体丰度相近, 西北部明显亏损。

全球陆壳成分模型表现出 SiO_2 含量高和生热率也高的趋势(表 4); Rudnick et al^[6]研究表明, 地壳生热率与 SiO_2 含量之间存在明显的正相关趋势(表 4)。另外, 岩石化学聚类分析表明, 大陆地壳中结晶岩类和碎屑沉积岩的 SiO_2 含量与铀、钍、钾丰度之间均存在正相关关系^[24]。所以, 地壳生热率可以作为指示地壳整体 SiO_2 含量高低的定性标志。

根据中国大陆地壳生热率的空间变化趋势可以推断: 中国东部地壳较西北部富集强不相容元素, 其 SiO_2 含量也高于西北部地区, 即东部地壳较西北部长英质组分含量高; 同时, 中国大陆褶皱带比克拉通地区富集长英质组分与强不相容元素。中国大陆东部地壳 P 波平均波速较全球大陆平均值 6.45 km/s 低 $0.1\sim 0.3 \text{ km/s}$ ^[9, 10, 32, 33]; 而西北部柴达木盆地为 6.41 km/s ^[32], 准噶尔盆地为 6.50 km/s ^[34], 与全球平均值接近。因此, 地震波速资料亦表明中国东部地壳比西北部富含长英质组分^[32, 33]。根据热流和氦同位素比值资料得出的结论与由地震波速推断的中国大陆地壳成分变化趋势是一致的。

根据中国大陆地壳地震波速和生热率特征, 可以对以上各种全球陆壳成分模型的生热率取值是否合理进行判断。如果上述 S 模型和 W 模型的确能够代表全球陆壳平均成

表 4 全球陆壳成分模型

Table 4 Element composition models of the global continental crust

	$\text{SiO}_2(\%)$	A ($\mu \text{W m}^{-3}$)	$\text{K}_2\text{O}(\%)$	U ($\mu \text{g/g}$)	Th ($\mu \text{g/g}$)	资料来源
全球陆壳	57.4	0.58	1.1	0.91	3.5	参考文献[3]
太古宇地壳	57.0	0.48	0.9	0.75	2.9	
全球陆壳	57.7	0.70	1.3	1.1	4.2	参考文献[12]
全球陆壳	63.2	0.92	2.1	1.3	5.7	参考文献[1]
全球陆壳	63.2	1.31	2.34	1.8	9.0	参考文献[4]
全球陆壳	61.5	1.25	2.4	1.7	8.5	参考文献[7]
全球陆壳	59.1	0.93	1.9	1.42	5.6	
太古宇地壳	55.2	0.51	1.2	0.7	3.0	
地台区	57.8	0.84	1.7	1.3	5.1	
古生代造山带	61.0	0.96	1.9	1.4	5.8	参考文献[6]
中生代造山带	62.5	1.17	2.3	1.8	7.1	
陆缘弧-岛弧	57.3	0.79	1.6	1.2	4.7	
张裂陆缘	60.2	1.05	2.1	1.6	6.3	
活动裂谷	60.5	1.04	2.1	1.6	6.3	
中生代伸展区	64.8	1.38	2.7	2.1	8.3	
全球陆壳	60.6	0.89	1.81	1.3	5.6	参考文献[11]

分, 由于中国大陆东部地壳生热率明显低于这两个模型, 可以推断中国东部地壳长英质组分含量应当低于全球平均值, 相应的地震波速则应高于全球平均值。这显然与人工地震测深结果相矛盾。笔者认为 S 模型和 W 模型高估了全球陆壳的铀、钍、钾丰度。Rudnick 等也指出, 这两个模型不能满足全球大陆热流实测值约束, 对陆壳的铀、钍、钾元素丰度估计偏高。中国大陆地壳生热率与 R&F 模型和 W&T 模型相当或偏低, 而实际观测的地震波速则不高于全球陆壳平均值。同理, 可以判断 R&F、R&G 模型和 W&T 模型给出的全球陆壳铀、钍、钾元素丰度值可能偏高。McLennan et al^[2]研究同样表明 S、W、R&F 和 W&T 模型均高估了铀、钍、钾等强不相容元素丰度和 SiO₂ 含量。

地球化学和地热学研究均表明: 太古宇地壳铀、钍、钾和其他强不相容元素丰度值明显低于后太古宇 (post-Archaean) 地区^[6,36,37]。Rudnick 等^[9]指出, 全球太古宇克拉通地壳生热率最高上限为 $0.8 \mu \text{Wm}^{-3}$, 应该在 $0.7 \mu \text{Wm}^{-3}$ 以下。Taylor et al^[3]给出的太古宇地壳生热率为 $0.48 \mu \text{Wm}^{-3}$, 而 Rudnick et al^[6]模型为 $0.51 \mu \text{Wm}^{-3}$ 。这些均低于相应模型的全球陆壳生热率, 也明显低于后太古宇地区地壳的生热率^[3,9](表 4)。

中国大陆, 尤其是东部地壳, 其生热率明显高于太古宇地壳平均成分, 表明中国陆壳相对于太古宇地壳富集铀、钍、钾和强不相容元素。由于钾元素和强不相容元素的丰度值被视为地壳演化程度的标志^[6,11], 这一特征表明中国大陆地壳演化程度较高, 而中国东部地壳演化程度又高于西北部地区。这是中国大陆构造复杂性在地壳成分方面的表现。

4 结 论

根据实测热流值和地壳厚度获得的中国大陆地壳生热率上限为 $1.3 \mu \text{Wm}^{-3}$, 高于此值的中国地壳成分模型是不合理的。

采用地下流体氦同位素组成与壳幔热流比值关系式得到的中国大陆地壳生热率为 $0.53\sim 1.12 \mu \text{Wm}^{-3}$, 并且表现出明显的横向非均匀性特征, 即东部地区较西北部模型富集铀、钍、钾元素, 褶皱带则较克拉通更富集铀、钍、钾元素。强不相容元素地球化学行为的相似性, 表明中国东部相对西部富集强不相容元素, 褶皱带较克拉通富集强不相容元素。基于大陆地壳 SiO₂ 含量与其生热率之间的正相关关系判断, 中国东部较西部富长英质组分, 褶皱带较克拉通富长英质组分。这种区域性变化趋势与基于地震波速推断的结果相符。中国陆壳铀、钍、钾元素整体丰度值高于太古宇地壳, 反映中国陆壳成分演化程度较高。

根据中国大陆地壳生热率变化范围, 以及中国陆壳地震波速低于全球平均值的特征, 可以推断: Rudnick 和 Fountain (1995)、Rudnick 和 Gao (2003)、Weaver 和 Tarney (1984)、Shaw 等 (1986) 以及 Wedepohl (1995) 这 5 个成分模型可能都高估了全球陆壳的铀、钍、钾等强不相容元素丰度和 SiO₂ 含量。

参考文献(References):

- [1] Weaver B L, Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust[J]. *Nature*, 1984,310:575~577.
- [2] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Cambridge, Mass.: Blackwell, 1985,312.
- [3] Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust[J]. *Rev Geophys*. 1995,33:241~265.
- [4] Shaw D M, Cramer J J, Higgins M D, et al. Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the earth [A]. In: Dawson J B, et al (eds). *The nature of the Lower Continental Crust*. *Geol Soc Spec Publ*, 1986,24:275~282.
- [5] Rudnick R L. Making continental crust [J]. *Nature*, 1995,378:571~578.
- [6] Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective [J]. *Rev Geophys*, 1995, 33:267~309.
- [7] Wedepohl K H. The composition of the continental crust [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995,59:1217~1232.
- [8] 鄢明才, 迟清华. 中国东部地壳与岩石的化学组成 [M]. 北京: 科学出版社, 1997.1~292.
Yan Mingcai, Chi Qinghua. *Chemical Composition of Crust and Rocks in Eastern China* [M]. Beijing: Science Press, 1997.1~292(in Chinese).
- [9] Gao S, Luo T C, Zhang B R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62:1959~1975.
- [10] 高山, 骆庭川, 张本仁, 等. 中国东部地壳的结构和组成[J]. *中国科学 D 辑*, 1999,29:204~213.
Gao San, Luo Tingchuan, Zhang Benren, et al. *Crustal structure and composition of eastern China*[J]. *Science in China (Series D)*, 1999,29: 204~213(in Chinese).
- [11] Rudnick R L, Gao S. The composition of continental crust [A]. In: Rudnick R L (eds). *Treatise on Geochemistry*, Vol.3, The Crust[C]. Oxford: Elsevier, 2003,1~64.
- [12] McLennan S M, Taylor S R. Heat flow and the chemical composition of continental crust[J]. *J Geol*, 1996,104:369~377.
- [13] Rybach L. Determination of heat production rate [A]. In: Haenel R, Rybach L, Stegena L (eds). *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*[C]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 125~142.
- [14] Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1988,90:297~314.
- [15] Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view [J]. *J Geophys Res*, 1995,100:9761~9788.
- [16] 赵伦山, 张本仁. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1988. 1~404.
Zhao Lunsan, Zhang Benren. *Geochemistry* [M]. Beijing:

- Geological Publishing House, 1988,1~404(in Chinese).
- [17] Jaupart C, Mareschal J C, Guillou-Frottier L, Davaille A. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield [J]. *J Geophys Res*, 1998,103:15269~15286.
- [18] 汪洋. 利用地下流体氦同位素比值估算大陆壳幔热流比例[J]. *地球物理学报*, 2000,43(6):762~770.
Wang Yang. Estimations of the ratio of crust/mantle heat flow using helium isotope ratio of underground fluid [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2000,43 (6):762~770 (in Chinese with English abstract).
- [19] Wang Yang, Wang Jiyang, Deng Jingfu. Geothermal characteristics and geological implications of major tectonic units in China [J]. *Journal of China University of Geosciences (English Edition)*, 2000,11(3):346~351.
- [20] Wang Yang, Wang Jiyang, Xiong Liangping. Heat flow pattern in the mainland of China and its geodynamic significance [J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2000,74:375~380.
- [21] 任继舜. 中国及邻区大地构造图(1: 5 000 000)[M].北京: 地质出版社, 1999.
Ren Jishun. Geotectonic map of China and its adjacent area (1: 5 000 000)[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999.
- [22] Yuan Xuecheng. Atlas of Geophysics in China, Publication No. 201 of the International Lithosphere Program [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996.1~217.
- [23] Williams C F, Anderson R. N. Thermophysical properties of the Earth's crust: In situ measurements from continental and ocean drilling [J]. *J Geophys Res*, 1990,95:9209~9236.
- [24] 赵平. 中国东南地区岩石生热率研究[D].北京: 中国科学院地质研究所, 1993,1~96.
Zhao Ping. Heat production rate of rocks in southeastern China (Ph. D. thesis, Institute of Geology)[D]. Chinese Academy of Sciences, Beijing: 1993,1~96(in Chinese with English abstract).
- [25] 赵平, 汪集旻, 汪缉安, 等. 中国东南地区岩石生热率分布特征 [J]. *岩石学报*, 1995,11(3):292~305.
Zhao Ping, Wang Jiyang, Wang Jian, et al. Characteristics of heat production distribution in SE China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1995, 11(3): 292~305(in Chinese with English abstract).
- [26] 吴澄宇, 万渝生. 稀土元素地球化学与花岗岩岩石的成因-应用与问题[A]. 见: 张炳熹等主编. 岩石圈研究的现代方法[C]. 北京: 原子能出版社, 1997.201~214.
Wu Cengyu, Wan Yusheng. Rare element geochemistry and petrogenesis of granitoid rocks—Applications and problems [A]. In: Zhang Bingxi, et al (ed.). *Modern Methods in the Lithospheric Research* [C]. Beijing: Atomic Energy Press, 1997.201~214 (in Chinese).
- [27] 汪洋. 对“新疆北部地区岩石生热率分布特征”一文的商榷[J]. *中国科技大学学报*, 2000,30(5):627~632.
Wang Yang. Comments on “Characteristics of heat production distribution in northern Xinjiang” [J]. *Journal of University of Science and Technology of China*, 2000,30(5):627~632(in Chinese with English abstract).
- [28] 黎彤. 中国陆壳及其沉积层和上地壳的化学元素丰度[J]. *地球化学*, 1994,23:140~145.
Li Tong. Element abundance of continental crust, sedimentary layer and upper crust of China [J]. *Geochimica*, 1994,23:140~145 (in Chinese with English abstract).
- [29] 黎彤, 倪守斌. 塔里木—华北板块的地壳和岩石圈元素丰度[J]. *地质与勘探*, 1998, 34: 20~24.
Li Tong, Ni Soubin. Element abundance of crust and lithosphere of Tarim—North China plate [J]. *Geology and Prospecting*, 1998,34:20~24 (in Chinese with English abstract).
- [30] 倪守斌, 满发胜, 王兆荣, 等. 新疆北部地区岩石生热率分布特征 [J]. *中国科技大学学报*, 1999,29(4):408~414.
Ni Soubin, Man Fasheng, Wang Zaorong, et al. Characteristics of heat production distribution in northern Xinjiang [J]. *Journal of University of Science and Technology of China*, 1999,29 (4):408~414 (in Chinese with English abstract).
- [31] 谢学锦. 中国东部与全球大陆化学成分的比较 [J]. *地质通报*, 2004,23(11): 1057~1058.
Xie Xuejin. The comparison of chemical composition of crust between the eastern China and global continent [J]. *Geological Bulletin of China*, 2004,23(11): 1057~1058(in Chinese with English abstract).
- [32] Li S, Mooney W D. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles[J]. *Tectonophysics*, 1998,288:105~113.
- [33] Gao S, Zhang BR, Jin ZM, et al. How mafic is the lower continental crust[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1998b,161:101~117.
- [34] 赵俊猛, 刘国栋, 卢造勋. 天山造山带与准噶尔盆地岩石圈结构及其动力学模型 [A]. 见: 邓乃恭等主编. 大陆构造及陆内变形暨第六届全国地质力学学术讨论会论文集[C]. 北京: 地震出版社, 1999. 85~88.
Zhao Junmeng, Liu Guodong, Lu Zaoxun. Lithospheric structure and dynamic model of Tianshan orogenic belt and Junggar basin [A]. In: Deng Naigong, et al (eds.). *Continental Tectonics and Intra-plate Deformation—The Collected Papers of the 6th National Symposium on Geomechanics* [C]. Beijing: Seismological Press, 1999.85~88 (in Chinese).
- [35] Rudnick R L, McDonough W F, O'Connell R J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere [J]. *Chemical Geology*, 1998,145:395~411.
- [36] Morgan P. Crustal radiogenic heat production and the selective survival of continental crust [J]. *J Geophys Res*, 1985,90:C561~C570.
- [37] Lenardic A. On the heat flow variation from Archean craton to Proterozoic mobile belts[J]. *J Geophys Res*, 1997,102:709~721.

Radioactive heat-producing element abundance in the crust of continental China estimated from terrestrial heat flow and the helium isotopic composition of underground fluids

WANG Yang^{1,2}

(1. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

Abstract: Based on the law of conservation of energy and heat flow data in continental China, the upper limit of heat production for the crust beneath continental China is determined as $1.3 \mu \text{Wm}^{-3}$. Then, using the data of the heat flow and helium isotopic composition of underground fluids, the heat productions of various tectonic units in the crust of continental China are estimated to be in the range of $0.58-1.12 \mu \text{Wm}^{-3}$ with a median of $0.85 \mu \text{Wm}^{-3}$, and the corresponding U, Th and K abundances are in the ranges of $0.83-1.76 \mu \text{g/g}$, $3.16-6.69 \mu \text{g/g}$ and $1.0\%-2.12\%$ respectively. These data indicate that the abundances of the radioactive elements U, Th and K in continental crust of China are notably higher than those in the Archean crust, suggesting that the components of continental crust of China are highly evolved. In addition, the crustal composition of continental China exhibits significant lateral heterogeneity. The crust beneath eastern China is enriched in highly incompatible elements such as U, Th and K relative to that beneath western China, and the crust beneath fold belts is enriched in U, Th and K relative to that beneath cratonic areas. It is inferred on the basis of a positive correlation between the SiO_2 content and heat production of continental crust that the crust beneath eastern China and fold belts are more felsic than beneath western China and cratons. This regional variation is consistent with the results of inference from the seismic wave velocity data in China. According to the fact that the seismic wave velocity and heat production range of the crust of continental China are lower than the global average values, combined with a comparison with the global crustal composition models published by previous studies, it is deduced that the abundances of highly incompatible elements such as U, Th and K in continental crust are overestimated in the average composition models of global continent crust constructed by Rudnick and Fountain (1995), Rudnick and Gao (2003), Weaver and Tarney (1984), Shaw et al. (1986) and Wedepohl (1995).

Key words: composition of continental crust; heat flow; helium isotopic composition; continental China

About the author: WANG Yang, male, born in 1969, doctor, major interests are thermal geophysics, igneous petrology and geochemistry; E-mail: allen_thalassa@sina.com.