

中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型^{*}

李龙 郑永飞 周建波

中国科学技术大学地球和空间科学系化学地球动力学研究实验室, 合肥 230026

Laboratory for Chemical Geodynamics, Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2000-08-21 收稿, 2000-10-16 改回.

LI Long, ZHENG YongFei and ZHOU JianBo. 2001. Dynamic model for Pb isotope evolution in the continental crust of China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1):61-68

Abstract A dynamic model of Pb isotope evolution has been established for the continental crust of China in terms of a modification to "plumbotectonics" with the constraints from the Pb isotopic ratios of feldspars in China Mesozoic-Cenozoic granites. Comparing with the evolutionary curves of Pb isotopes for the mean earth, the continental crust in China is characterized by U depletion and Th enrichment and by more complete differentiation between the upper crust and the lower crust. As a case example, Pb isotopic data for feldspars in the granites of the Dabie Mountains are tested for the dynamic model. The results show that the Pb isotopic data suggest a mixing between the crust and the mantle in different proportions. The Dabie granites could be derived from a mixing between the upper crust and the lower crust, and thus exhibit mantle-like Pb isotopic feature on the one hand, and contain higher proportions of the Th-rich lower crust component on the other hand.

Key words Pb isotopes, Dynamic evolution, Continent of China, Upper crust, Lower crust, Mantle

摘要 根据中国大陆中、新生代花岗岩长石铅同位素数据库,沿用“铅构造模型”的基本思想并作部分改进,建立了中国大陆地壳铅同位素的动力学演化模型。与全球平均的铅同位素演化曲线相比,中国大陆地壳的原始物质相对较贫铀富钍,并且中国大陆的上地壳和下地壳在演化过程中分异得更加彻底。将本模型应用于大别地区中生代花岗岩长石铅同位素数据,结果发现它们具有壳幔铅混合的特征,并且以上下地壳物质混合产生的类地幔铅为主,花岗岩源岩中含有较高的富 Th 下地壳组分。

关键词 铅同位素; 动力学演化; 中国大陆; 上地壳; 下地壳; 地幔

中图法分类号 P597

1 引言

鉴于同位素体系模式对地球化学示踪的重要性,铅同位素演化一直是放射性成因同位素研究中的重点。几十年来,针对地壳、地幔以及地壳或地幔内一些特殊的全球性构造环境,已经提出了一系列铅同位素演化的数学模型(Russell and Farquhar, 1960; Cumming and Richards, 1975; Stacey and Kramers, 1975; Doe and Zartman, 1979; Kramers and

Tolstikhin, 1997; 李龙等, 2000)。特别是 Doe and Zartman (1979)在总结了全球大量铅同位素数据后,提出了“铅构造模型”,并在以后的几年里,将其不断改进(Zartman and Doe, 1981; Zartman, 1984; Zartman and Hains, 1988)。这个模型不仅成功地应用于解释世界上一些地区的矿石和岩石铅同位素数据,而且用于计算模式年龄(Billstroem, 1989)。

自“铅构造模型”建立以来,已经在岩石和矿床成因研究中得到了广泛的应用。不少中国学者也应用此模型来解释中国某些岩石和矿床的铅同位素数据,但是有时往往得出了与

^{*} 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-107)和国家科技部重点基础研究发展规划项目(G1999075503)资助成果。

第一作者简介: 李龙, 男, 1978年生, 硕士, 同位素地球化学。

其它地球化学指标相矛盾的结论。事实上,Zartman and Doe (1981)的“铅构造模型”是一个综合全球数据的平均化模型,而地壳物质的铅同位素演化在世界不同地区具有不同的特点,因此这个“铅构造模型”不可能适用于世界上所有地区。Godwin and Sinclair (1982)在研究加拿大西部的 Pb-Zn 矿床时发现,在应用该模型解释他们的铅同位素数据时存在矛盾,因此针对该地区具体情况建立了一个新的铅同位素演化模式。张理刚等(1993)也发现,Zartman and Doe (1981)的“铅构造模型”对于解释中国大陆铅同位素数据也存在“理论脱离实际”的问题,指出在解释中国大陆岩石和矿床的铅同位素数据时,不能简单地套用这个模型。

必须指出,“铅构造模型”的基本思想是正确的,符合地球形成以后壳幔分异和混合的地球化学规律,只是初始参数在世界不同地区有所差异。为了对中国大陆地壳物质的铅同位素数据解释提供一个区域性铅构造模型,本文以中国大陆中生代和新生代花岗岩长石铅同位素组成为制约,沿用 Zartman and Doe (1981)“铅构造模型”的基本思想并作部分改进,试图建立一个中国大陆铅同位素演化的动力学模型。

2 铅构造模型

岩石和矿物铅同位素组成的早期模型认为,在整个地质时期中存在一个 U/Th 和 Th/²⁰⁴Pb 几乎不变的储集层,并通过数据与简单封闭体系模式的符合程度来判断产状正常或异常。然而,这些简单模型对火成岩和矿床成因与地质作用之间关系的揭示却作用甚微。

人们在铅同位素的研究中发现,对于中生代-新生代这样一个地质上相对短暂的时间间隔体系,可以看到不同型式的铅同位素丰度与特定的地质环境有关。也就是说,叠加在由铀和钍的放射性衰变产生的铅同位素演化上的结果与源区之间化学上的根本性差异有关,并由此将铅同位素研究的重点放到了努力检查同位素组成以推断铅、铀、钍的环境和地球化学旋回方面。板块构造的出现更加激起了对地幔和地壳这两个不同化学体系之间不断交流的各种机理研究的兴趣。“铅构造模型”提出的方法以比较综合的方式强调了地幔和地壳的动力地质作用在决定铅同位素组成上的作用。

大洋火山岩及有关的超镁铁质捕掳体铅同位素特征指出,近代地幔不可能是大陆火山岩和矿床铅的直接来源(Armstrong, 1968; Richards, 1971; Zartman and Tera, 1973; Doe and Stacey, 1974)。地幔铅最可能出现的地点是有大量拉斑玄武岩溢出的海岭和大洋板块内部的“热点”。与大部分大陆地壳相比,拉斑玄武岩的铅同位素明显地亏损²⁰⁶Pb 和²⁰⁷Pb。这说明,经过一个漫长的地质时期,地幔和地壳有些脱离了。White(1993)认为,地幔的²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值随着时间有所增加。

大陆地壳中大部分铅的同位素组成不可能由在整个历史时期都保持封闭的体系产生(Russell, 1972; Zartman,

1974; Stacey and Kramers, 1975; Kramers and Tolstikhin, 1997)。这种铅可以更好的解释为在整个地质时期过程中经过一些变化,而²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值又逐渐增加的各种来源的产物。另外,上地壳一般来说具有较高的²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值。随着时间的推移,上地壳在原地产生了放射成因铅,通过选择性淋滤使铅含量进一步增加(Heyl *et al.*, 1966; Romer and Wright, 1993)。对河水悬浮物的分析得到,陆壳物质的²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值在~12(Asmerom and Jacobsen, 1993)。

已经形成的大陆地壳下部常常由辉石麻粒岩或其它高度变质的岩石组成。这些岩石,无论是在地表露头上研究过的,还是作为火山岩中的捕掳体,都具有很低的铀含量(0.1~1μg/g)和²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值(0.5~5)(Moorbath *et al.*, 1969; Manton and Tasumoto, 1971; Heier, 1973; Rudnick and Goldstein, 1990)。与上部地壳的数值相比下地壳的钍和铅含量并不太低(分别为1~10μg/g 和2~20μg/g);²³²Th/²⁰⁴Pb 比值常常有很大变化,但平均值则稍低于上地壳值。显然,铀的这种优先亏损是在与部分新的大陆地壳形成有关的较大造山运动期间发生的。这种亏损与 U 的活动性比 Pb 和 Th 强有关,因而在经受长期变质的下地壳中优先亏损。由以后放射性衰变不断补充的大量铅的积聚必然对大陆地壳下部将来铀-铅和钍-铅的分类系统发生重大影响。反之,铀的大量补充对大陆地壳上部将产生相反的影响(Moorbath and Welke, 1968; Zartman and Wasserburg, 1969; Zartman and Tera, 1973)。大陆地壳上部和下部之间的这些差异对地壳形成的各个阶段具有重大的影响。太古代以来板块俯冲引起的壳-幔相互作用也改变了部分地区地幔和地壳的 Pb 同位素组成(Andersen *et al.*, 1994; Davis *et al.*, 1996; Kamber and Moorbath, 1998)。

综上所述,可将铅同位素演化的地球化学旋回主要概括为以下几点:①说明铅同位素的主要特征至少需要三种不同的地质环境,即地幔、上地壳和下地壳;②与地壳相比,地幔表现出一种非常缓慢的铅同位素演化,在地球形成初期总的分异以后,这两个体系之间需要某种程度的分离;③在某一部分新的地壳形成以后,上地壳与下地壳之间很快就建立起一种铅、铀、钍的补偿分配,这特别反映在²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值上。通过侵蚀作用,大陆再循环形成较年青的造山带对上部地壳产生更大的影响,实际上由于带入了比铅更多的铀而加速了造山带中铅的同位素演化;④在一个储集层与另一个储集层分离时期,地幔、上地壳和下地壳的不同化学性质使同位素产生不均匀性。另一方面,储集层之间的动力作用则有助于减少这些差异。

根据以上的讨论,本文遵循“铅构造模式”基本思想所作的一些基本假设如下:

(1) 物质只在上地幔、下地壳及上地壳三个储库之间进行交换和循环。其中上地幔只涉及地幔最上部厚度为500km的部分(见图1),在这个深度范围内地幔被看作是一个单独的、化学元素和同位素都是均匀的储集层。

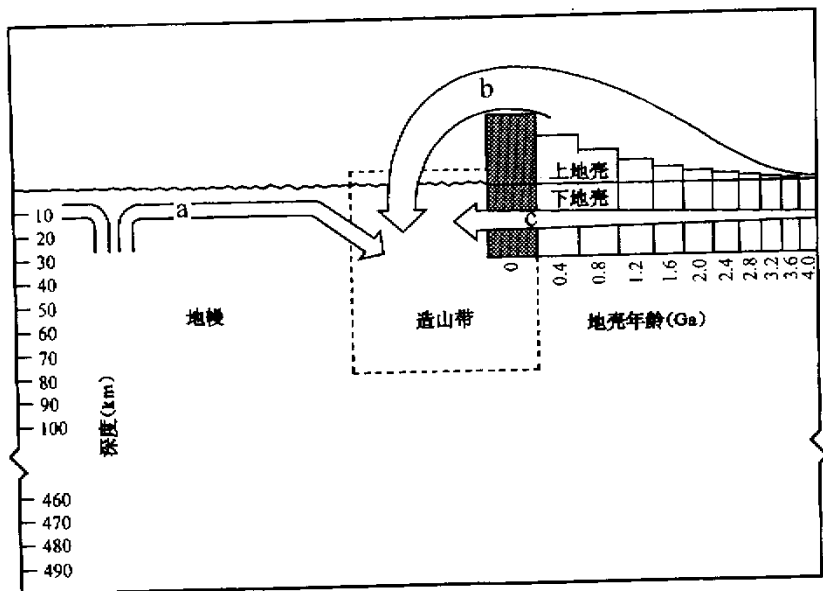


图 1 铅同位素库演化示意图

箭头表示地幔(a)、上地壳(b)和下地壳(c)三储集层中的物质向造山带的传输[据 Zartman and Doe(1981)修改]

Fig. 1 Sketch map showing the evolution of the mantle, the upper crust, the lower crust and the orogen from 4.0Ga till now

(2) 物质的交换和循环是通过一系列造山作用来实现的。由于在中国大陆北部发现存在非常古老的岩石(单颗粒锆石 U-Pb 年龄达 3.8Ga 以上; Liu *et al.*, 1992), 因此仍将第一次造山作用的时间定为 4.0Ga, 以后每隔 0.4Ga 发生一次, 直至今, 共有 11 次造山作用。

(3) 每次造山运动过程中:

(a) 造山带内元素和同位素都达到了均一。

(b) 造山带的物质来源有(见图 1): a, 地幔; b, 先成上地壳和 c, 先成下地壳(第一次除外, 只有地幔物质)。地幔对造山带的贡献为一些设定的比例 k_i , 已由 Zartman and Doe (1981) 详细列出。则有:

$$\Delta M_i^m = K_i \cdot M_i^m \quad (1)$$

式中 ΔM_i^m 为地幔贡献给造山带的质量, M_i^m 为造山作用开始前地幔的质量。先存上地壳和下地壳对造山带的贡献则是各层厚度和面积的函数。其总效应可以用质量的经验公式来表示(Zartman and Doe, 1981):

$$M_i^c = P^r \cdot M_i^c \quad (2)$$

式中, r 表示不同的储库, t 表示 t 时刻造山运动之前, i 表示 t 时刻造山运动之后。也就是说, 经过 t 时刻的造山作用之后, 先存上地壳和下地壳各层剩余质量仅为此次造山运动前该层的 p^r 倍, 其余的质量都贡献给造山带了。在这里, 对上地壳, $p^u = 0.63$; 对下地壳, $p^l = 0.95$ 。则进入到第 i 次造山带中的地壳物质质量为:

$$\Delta M_i^c = \sum_{j=1}^{i-1} M_j^u \times 0.63^j \times 0.37 + \sum_{j=1}^{i-1} M_j^l \times 0.95^j \times 0.05 \quad (3)$$

式中, M^u, M^l 分别为上地壳和下地壳形成时的质量。所以, 第 i 次形成的造山带的质量为:

$$M_i^c = \Delta M_i^m + \Delta M_i^c \quad (4)$$

同样, 进入造山带的化学元素也可以表示成:

$$\Delta {}^a N_i^c = (\Delta M_i^c / M_i^c) \cdot {}^a N_i^c \cdot E^r \quad (5)$$

式中 α 为元素种类, E 为富集系数, 其余符号意义同上。为了方便, 设 U, Th, Pb 在同一储库中的富集系数相等。由于上地壳和下地壳物质在进入造山带时常为大体积的整体转移, 因此设定 $E^u = E^l = 1$; 而为了模拟平均地幔 25% 熔融的熔体全部进入造山带这种情况, 设定 $E^m = 4$ (Zartman and Doe, 1981)。

(c) 每次造山运动后期, 造山带物质都重新分异, 形成新的上地壳和下地壳各一层。假设上地壳和下地壳的质量相等。化学元素在新成上地壳、新成下地壳和残余造山带之间的分配遵循以下方程:

$$\begin{cases} \Delta {}^a N_i^u = {}^a N_i^o \cdot (\Delta M_i^u / F^u / S) \\ {}^a N_i^l = {}^a N_i^o \cdot (M_i^l \cdot F^l / S) \\ {}^a N_i^c = {}^a N_i^o \cdot (M_i^c \cdot F^c / S) \end{cases} \quad (5)$$

其中,

$$S = \Delta M_i^u \cdot F^u + M_i^l \cdot F^l + M_i^c \cdot F^c \quad (6)$$

式中, ${}^a N_i^o$ 为 t 时刻造山带中化学元素 α 的总量。 M_i^u, M_i^l 和 ΔM_i^c 分别表示新成上地壳、新成下地壳和残余造山带的质

量。 ${}^{\alpha}F^u$ 、 ${}^{\alpha}F^l$ 和 ${}^{\alpha}F^o$ 分别表示元素 α 在新成上地壳、新成下地壳和残余造山带(即返回地幔的部分)中的分配系数。

(d) 残余造山带的绝大部分物质将很快返回至地幔,但有一部分仍然残留在地壳边缘或被剥蚀成为沉积岩。若设残留和(或)被剥蚀的量占造山带总量的 10%,则造山作用结束以后,地幔得到造山带的补充为:

$$\Delta M_i^m = 0.9 \times \Delta M_i^c \quad (7)$$

$$\Delta {}^{\alpha}N_i^m = 0.9 \times \Delta {}^{\alpha}N_i^c \quad (8)$$

式中 ΔM_i^m 表示造山运动结束后地幔从造山带获得物质补充的质量, $\Delta {}^{\alpha}N_i^m$ 表示从造山带返回地幔的化学元素的量。这里可以同理设其富集系数等于 1。

(e) 整个造山作用过程[即假设(1)–(4)所涉及过程]所经历的时间相对较短,可以忽略不计。

(4) 在地幔、上地壳和下地壳的各层中,化学元素和同位素除了受到相互之间交换和循环的制约以外,U-Th-Pb 体系同位素还要受到放射性衰变的影响。如用 p 表示放射性衰变母体, d 表示放射性衰变子体,则从第 i 次(t 时刻)造山运动结束后到第 $i+1$ 次(t' 时刻)造山运动开始以前,各储库中放射性母子体的变化为:

$${}^pN_i^{t'} = {}^pN_i^t \cdot e^{-\lambda_p \cdot (t-t')} \quad (9)$$

$${}^dN_i^{t'} = {}^dN_i^t + {}^pN_i^t \cdot (1 - e^{-\lambda_p \cdot (t-t')}) \quad (10)$$

综合公式(1)到(10),给定合理的假设初始条件,就可以通过计算得到从 4.0Ga 时刻至今的铅同位素演化曲线。

3 结果和讨论

近十年来,我国地学工作者对中国大陆的铅同位素研究了较细致的工作。特别是张理刚(1995)的总结,使得中国

大陆中、新生代花岗岩的铅同位素数据库日臻完善。根据东北、华北和华南(张理刚,1995)、滇西(陈吉琛,1991)、广西(于津生和桂训唐,1997)、新疆(涂光炽,1993)以及西藏(Gariepy *et al.*, 1985; 李献华等,1987)等地区的中、新生代花岗岩和其中部分地区的中生代碱性花岗岩的长石平均铅同位素组成,应用以上模型计算出中国大陆的铅同位素演化在 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ — ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 和 ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ — ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 图解上的曲线分别见图 2 和 3。计算时所取的 4.0Ga 时刻的初始条件见表 1,U,Th 和 Pb 三元素在地幔、上地壳和下地壳之间的分配系数见表 2,地幔、上地壳和下地壳三储库在各次造山运动结束后的铅同位素比值见表 3。

表 1 4.0Ga 时地幔的初始条件

Table 1 Starting conditions of the mantle at 4.0Ga

${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$:	10.17
${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$:	12.07
${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$:	30.56

表 2 U、Th 和 Pb 在地幔、上地壳和下地壳之间的分配系数

Table 2 Partitioning ratios of uranium, thorium, and lead among the mantle, the upper crust and the lower crust

元素	地幔	下地壳	上地壳
Pb	0.038	0.235	0.727
U	0.024	0.111	0.865
Th	0.021	0.162	0.817

表 3 中国大陆地壳随时间演化的模式铅同位素比值

Table 3 Lead-isotopic composition of the reservoir growth curves of China continent generated by Pb dynamic model

时间 (Ga)	地幔			下地壳			上地壳		
	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$
4.0	10.17	12.07	30.56	10.17	12.07	30.56	10.17	12.07	30.56
3.6	11.21	13.20	31.34	10.67	12.62	31.17	11.44	13.45	31.55
3.2	12.18	13.95	32.23	11.54	13.40	31.96	12.55	14.26	32.49
2.8	13.06	14.45	33.01	12.38	13.98	32.77	13.61	14.80	33.44
2.4	13.89	14.78	33.76	13.14	14.36	33.56	14.64	15.16	34.39
2.0	14.66	15.01	34.49	13.86	14.63	34.34	15.66	15.42	35.35
1.6	15.39	15.17	35.20	14.55	14.84	35.11	16.60	15.57	36.27
1.2	16.09	15.28	35.90	15.22	14.99	35.87	17.46	15.66	37.16
0.8	16.73	15.35	36.57	15.87	15.11	36.63	18.33	15.72	38.09
0.4	17.34	15.40	37.23	16.50	15.20	37.39	19.13	15.75	38.98
0	17.92	15.44	37.88	17.10	15.27	38.14	19.86	15.75	39.83

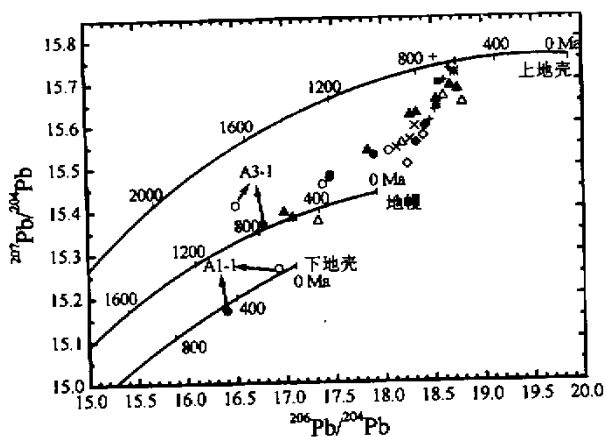


图 2 中国大陆中生代花岗岩长石 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值和铅构造演化曲线

●华北；▲华南；◆东北 (据张理刚,1995),×新疆 (据涂光炽,1993),■广西大容山 (据于津生和桂训唐,1997),*滇西 (据陈吉琛,1991),+西藏 (据 Gariepy *et al.*,1985 和李献华等,1987)

[其中空心点代表各相应地区的碱性花岗岩,据张理刚(1995)]

Fig. 2 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of feldspars in China Mesozoic-Cenozoic granites and the evolution curves of continental crust in China generated by Pb dynamic model

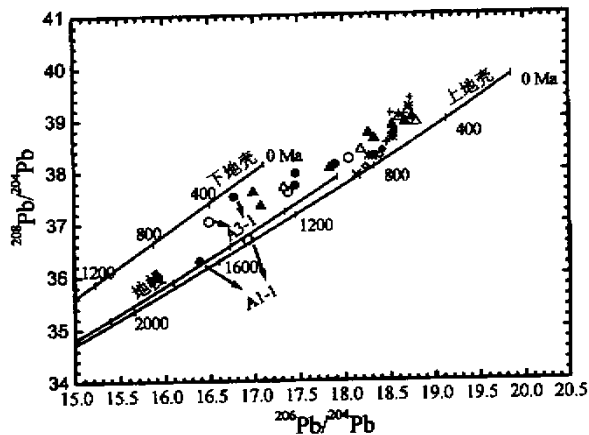


图 3 中国大陆中生代花岗岩长石 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值和铅构造演化曲线

●华北；▲华南；◆东北 (据张理刚,1995),×新疆 (据涂光炽,1993),■广西大容山 (据于津生和桂训唐,1997),*滇西 (据陈吉琛,1991),+西藏 (据 Gariepy *et al.*,1985 和李献华等,1987)

[其中空心点代表各相应地区的碱性花岗岩,据张理刚(1995)]

Fig. 3 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of feldspars in China Mesozoic-Cenozoic granites and the evolution curves of continental crust in China generated by Pb dynamic model

将对中国大陆中生代长石平均铅同位素演化的模式计算结果与 Zartman and Doe (1981)所得的全球平均结果相比,发现中国大陆是由一个相对贫 U 而富 Th 的体系演化而来的。根据模型计算出中国地幔、上地壳和下地壳三储库当前的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 和 Th/U 理论比值见表 4。从表 4 可以看出,地幔的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 8.44,而下地壳的只有 5.63 或更低,上地壳则高达 14.98,说明下地壳与上地壳之间的分异更加彻底。Th/U 比值在地幔和上地壳中较为接近(分别为 3.60和 3.47),而下地壳较高(5.48)。

表 4 根据模型计算的中国各储库当前的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 和 Th/U 比值

Table 4 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ and Th/U ratios of the geochemical reservoirs in China at present generated by Pb dynamic model

地区	参数	地幔	下地壳	上地壳
中国大陆	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	8.44	5.63	14.98
	Th/U	3.60	5.48	3.47
全球平均*	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	10.01	6.94	11.08
	Th/U	2.65	5.85	3.76

* 据 Zartman and Haines (1988)

在图 2 和图 3 上可以看到,中国大陆中生代花岗岩的铅同位素组成在华北和华南地区存在明显差别。总的来说,华南花岗岩的放射成因铅比华北花岗岩的高,这与中国东部新生代玄武岩的铅同位素组成特征一致(Chung, 1999)。绝大部分中国大陆中生代花岗岩的铅同位素数据点在图 2 和图 3 上都能很好的自洽,只有两组点得到了相互矛盾的结果。一组是张理刚等(1993)中 A3-1 省的花岗岩和碱性花岗岩,主要为大别-胶南地区。其铅同位素比值在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 曲线上位于上地壳线与地幔线之间,而在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 曲线上却越过了地幔线到达下地壳线附近。关于这一点将在后面讨论。另一组比较特殊的点是张理刚等(1993)中的 A1-1 省的花岗岩和碱性花岗岩数据,主要为冀北-辽北地区。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 演化线上,它处于下地壳线上,而在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 演化线上,却到了地幔线和上地壳线附近。产生这一矛盾的唯一原因是源区 Th 丢失。尽管在元素地球化学行为上,Th 比 U 要稳定得多,并且中国大陆具有富 Th 特点,但不能排除产生 A1-1 省花岗岩岩浆的源区发生过 Th 丢失。

4 对大别-苏鲁花岗岩的应用

作为中国大陆铅同位素演化模型的应用,下面我们来考查一下中国中东部大别和苏鲁造山带花岗岩长石的铅同位素数据。大别-苏鲁造山带是扬子板块和华北板块在三叠纪碰撞的产物(Li *et al.*, 1993, 1994),造山带内分布有大量的

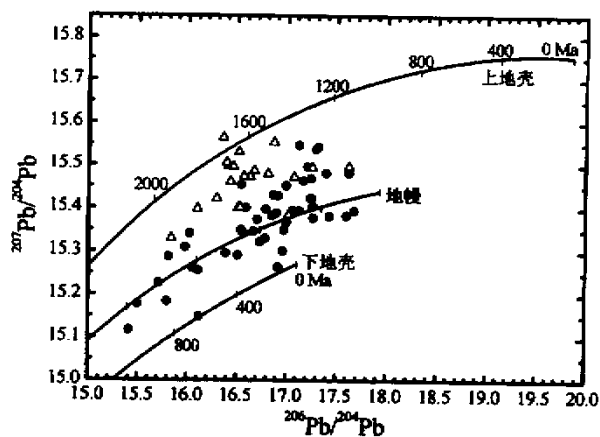


图4 大别和苏鲁造山带花岗岩长石

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系

●大别; △苏鲁; [数据引自张理刚(1995)]

Fig. 4 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for feldspars from granites in Dabie-Sulu orogen

从图4可以看到,大别造山带花岗岩长石数据在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中比较分散,几乎遍及从上地壳到下地壳的全部区域。但从整体上来看,数据点主体还是沿着地幔线分布,并向上地壳和下地壳方向延伸。这说明大别山花岗岩的物质可能是由上下地壳铅混合而形成的类地幔铅为主。从生长曲线上对应的年龄来看,大别地区花岗岩最年轻的铅模式年龄约130Ma,而最老的可达1600Ma,反应其源区岩浆在中晚元古代达到铅同位素均一化。苏鲁造山带花岗岩的数据点则相对比较集中,都分布在地幔线和上地壳线之间,并更靠近上地壳线。这说明在苏鲁花岗岩中源区物质中含有更多的上地壳物质,壳幔混合达到铅同位素均一化的时间为中元古代。

在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上,大别和苏鲁造山带的花岗岩长石数据点都偏离了地幔线和上地壳线(图5)。苏鲁花岗岩长石数据点落在下地壳附近,而大别的数据则已经超过了下地壳线。由于大别花岗岩 ^{208}Pb 偏高的程度比苏鲁花岗岩明显大,因此可以认为Th增加的地球化学储库应为局部下地壳,正好与A1-1省花岗岩浆源区的Th亏损特点相反。显然,在大别和苏鲁造山带,花岗岩铅同位素在演化过程

早白垩纪花岗岩(李石和王彤,1991)。就这些花岗岩浆的起源来说,它们具有壳-幔混合成因,可能与地壳物质在地幔深部的部分熔融有关。张理刚(1995)在前人(张理刚,1989;李石和王彤,1991)工作的基础上,总结出一个大别和苏鲁造山带花岗岩长石铅同位素数据的详表(具体见其表3-9)。将这些数据投影到三条铅构造模型演化线上,结果见图4和图5。

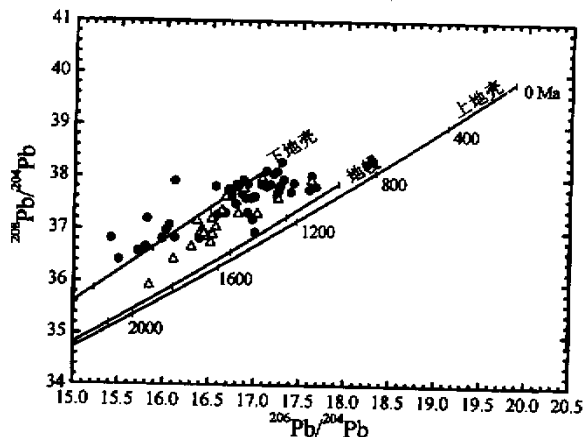


图5 大别和苏鲁造山带花岗岩长石

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系

●大别; △苏鲁; [数据引自张理刚(1995)]

Fig. 5 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for feldspars from granites in Dabie-Sulu orogen

中受到更多地质事件的影响。其演化历史按特点大致可以分为三个阶段:①从4.0Ga到2.4Ga(张理刚,1995),本地与其它地区一样,按正常规律演化;②在2.4Ga或随后极短的时间内,下地壳受到干扰而使Th高度富集;③从2.4Ga到130Ma,下地壳受到地质事件的扰动明显不如以前强烈, ^{208}Pb 随Th放射性衰变而增加。根据这一演化过程,我们对大别花岗岩计算了一条特殊的下地壳铅同位素演化线(图6),其中高度富Th下地壳的现在Th/U比值可高达7.34。这可能意味着,大别花岗岩源区中含有较高的富Th下地壳组分,因此同中国大陆平均下地壳的铅同位素组成存在明显差别。

5 结论

(1) 根据中国大陆花岗岩长石平均铅同位素组成在铅构造模型中指示物质来源的自洽性、模式年龄与其它方法的结果较好相符等方面判断,本文建立的铅同位素演化模型是符合中国大陆地球化学演化的实际情况。

(2) 将中国大陆地壳的铅同位素演化线与Zartman and

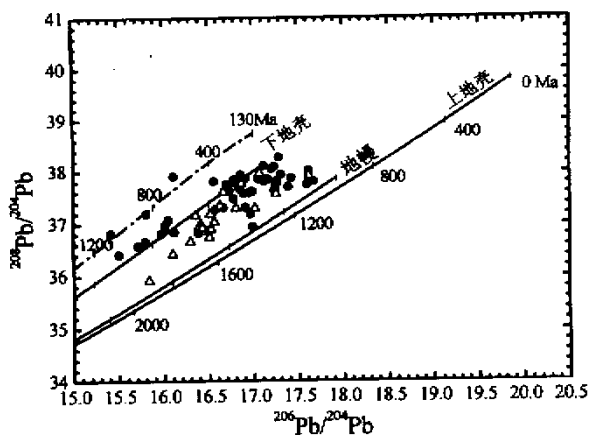


图 6 大别和苏鲁地区下地壳 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 演化曲线

●大别；△苏鲁；图中点划线代表大别-苏鲁花岗岩长石铅所指示的特殊下地壳铅同位素演化线[数据引自张理刚(1995)]

Fig. 6 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ evolution curves for the lower crust in Dabie-Sulu orogen

Doe (1981)的全球平均结果相比较可以发现,中国大陆岩石圈由相对比较贫铀而富钍的原始地球物质演化而来,并且在演化过程中上地壳和下地壳之间的分异更加彻底,其结果使得 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 在上地壳相对较高(14.98)而在下地壳则较低(5.63)。

(3) 通过与地幔、上地壳和下地壳的铅同位素演化曲线对比,发现在中国大陆有些地区的铅同位素存在异常。例如,张理刚等(1993)中的 A1-1 省的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 偏低,可能是在其岩浆源区演化过程中发生扰动使局部 Th 含量降低发生所致。大别地区花岗岩的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 明显偏高,可能指示这些花岗岩的源岩中可能含有较高的富 Th 下地壳组分。

(4) 大别造山带花岗岩可能由上下地壳物质混合形成,结果具有类似于地幔铅的同位素特征。而苏鲁花岗岩则为地幔与古老地壳物质混合的结果。

致谢 本文初稿承蒙朱炳泉研究员、沈渭洲教授和陈江峰教授审阅,特此致谢。

References

Andersen T, Hagelia P and Whitehouse M J. 1994. Precambrian multi-stage crustal evolution in the Bamble Sector of South Norway: Pb isotopic evidence from a Sveconorwegian deep-seated granitic intrusion. *Chem. Geol.*, 116:327-343

Armstrong RL. 1968. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.*, 6:175-199

Asmerom Y and Jacobsen SB. 1993. The Pb isotopic evolution of the Earth: inferences from river water suspended loads. *Earth*

Planet. Sci. Lett., 115:245-256

Billstroem K. 1989. A model for the lead isotope evolution of Early Proterozoic Svecofennian sulphide ores in Sweden and Finland. *Chem. Geol. (Isotope Section)*, 79:307-316

Chen Jichen. 1991. Characteristics of Pb, Sr isotopic compositions in west Yunnan granites: discussion on the age and nature of the basement in west Yunnan. *Scientia Geologica Sinica*, 26(2):174-183 (in Chinese with English abstract)

Chung SL. 1999. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu fault with implications for the eastern plate boundary between North and South China. *J. Geol.*, 107: 301-312

Cumming GL and Richards JR. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28:155-171

Davis WJ, Garipey C and Van Breemen O. 1996. Pb isotopic composition of Late Archaean granites and the extent of recycling early Archaean crust in the Slave Province, northwest Canada. *Chem. Geol.*, 130:255-269

Doe BR and Stacey JS. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review. *Econ. Geol.*, 69:757-776

Doe BR and Zartman RE. 1979. Plumbotectonics I. The Phanerozoic. In: Barnes H L (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd. ed. Chap 2, pp. 22-70, Wiley Interscience

Garipey C, Allegre C and Xu RH. 1985. The Pb-isotope geochemistry of granitoids from the Himalaya-Tibet collision zone: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 220-234

Godwin CI and Sinclair AJ. 1982. Lead isotope models for the genesis of carbonate-hosted Zn-Ba, shale-hosted Ba-Zn-Pb and silver-rich deposits in the northern Canadian Cordillera. *Econ. Geol.*, 77:82-94

Heier KS. 1973. Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 273:429-442

Heyl AV, Delevaux MH, Zartman RE *et al.* 1966. Isotopic study of galenas from the Upper Mississippi Valley Mineral Districts. *Econ. Geol.*, 61:933-961

Kamber BS and Moorbath S. 1998. Initial Pb of the Amitsoq gneiss revisited: implication for the timing of early Archaean crusted evolution in West Greenland. *Chem. Geol.*, 150:19-41

Kramers JD and Tolstikhin IN. 1997. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chem. Geol.*, 139:75-110

Li Long, Zheng Yongfei and Wang Zhengrong. 2000. Lead isotope dynamic models and their application to granitic genesis tracing. *Earth Sci. Frontiers*, 7(2):413-429

Li Shi and Wang Tong. 1991. *Geochemistry of Granitoids in the Tongbai-Dabie Mountains of Central China*. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1-208 (in Chinese with English abstract)

Li S, Xiao Y, Liu D, Chen Y, Ge N, Zhang Z, Sun SS, Cong B, Zhang R, Hart SR and Wang S. 1993. Collision of North China and Yangtze Blocks and formation of coesite-bearing eclogites: Timing and processes. *Chem. Geol.*, 109: 89-111

Li S, Wang S, Chen Y, Liu D, Qiu J, Zhou H and Zhang Z. 1994.

- Excess argon in phengite from eclogite; evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. *Chem. Geol.*, 112: 343–350
- Li Xianhua, Gui Xuntang and Liu Juying. 1987. Three-component mixing model of Pb and Sr isotopic compositions for the origin of Quxu batholith, Xizang. *Geochimica*, 16(1): 60–66 (in Chinese with English abstract)
- Liu DY, Nutman AP, Compston W, Wu JS, Shen QH. 1992. Remnants of $\geq 3800\text{Ma}$ crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 339–342
- Manton WI and Tatsumoto M. 1971. Some Pb and Sr isotopic measurements on eclogites from the Roberts Victor mine, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10:217–226
- Moorbath S and Welke H. 1968. Isotopic evidence for the continental affinity of the Rockall Bank, North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5:211–216
- Moorbath S, Welke H and Gale NH. 1969. The significance of lead isotope studies in ancient, high grade metamorphic basement complex, as exemplified by the Lewisian rocks of northwest Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6:245–256
- Richards JR. 1971. Major lead ore bodies? Mantle origin? *Econ. Geol.*, 66:425–434
- Romer RL and Wright JE. 1993. Lead mobilization during tectonic reactivation of the western Baltic Shield. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57:2555–2570
- Rudnick RL and Goldstein S. 1990. The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98: 198–207
- Russell RD. 1972. Evolutionary model for lead isotopes in conformable ores and in ocean volcanics. *Revs. Geophys. and Space Physics*, 10:529–549
- Russell RD and Farquhar RM. 1960. Lead isotopes in geology. *Interscience*, New York, 141p
- Stacey JS and Kramers JD. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207–221
- Tu Guangchi. 1993. REE and O, Pb, Sr, Nd isotope compositions of granitoids in Altai and implications for petrogenetic model. In: Tu Guangchi (ed.). *Progress in the Solid Earth Sciences of northern Xinjiang*. Beijing: Science Press, 239–266 (in Chinese with English abstract)
- White WM. 1993. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ in MORB and open system evolution of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 115:211–226
- Yu Jinsheng and Gui Xuntang. 1997. Isotope geochemistry of granitoids. In: Yu Jinsheng and Li Yaosong (eds.). *Studies of Isotope Geochemistry in China*. Beijing: Science Press, 169–195 (in Chinese with English abstract)
- Zartman RE. 1974. Lead isotopic provinces in the Cordillera of Western United States and their geologic significance. *Econ. Geol.*, 69:849–860
- Zartman RE. 1984. Lead, strontium, and neodymium isotopic characterization of mineral deposits relative to their geologic environments. In: *Metallogenesis and Mineral Ore Deposits*. Vol. 12. Proc. 27th Intl. Geol. Cong., VNU Science Press, pp. 83–106
- Zartman RE and Doe BR. 1981. Plumbotectonics ? The model. *Tectonophys.*, 75:135–162
- Zartman RE and Haines SM. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs ? A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52:1327–1339
- Zartman RE and Tera F. 1973. Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probably mantle origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20:54–66
- Zartman RE and Wasserburg GJ. 1969. The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1.0 b. y. North American igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33:901–942
- Zhang Ligang. 1989. *Petrogenetic and Minerogenetic Theories and Prospecting*. Beijing: Press of Beijing University of Technology, 1–200 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Ligang. 1995. *Block-Geology of Eastern Asia Lithosphere-Isotope Geochemistry and Dynamics of Upper Mantle, Basement and Granite*. Beijing: Science Press, 1–252 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Ligang, Wang Kefa, Chen Zhensheng, Liu Jingxiu and Li Zhitong. 1993. Lead isotope composition of feldspars from Mesozoic granitoids in East China and classification of Pb isotope provinces. *Chinese Science Bull.*, 38(3):254–257 (in Chinese)

附中文参考文献

- 陈吉琛. 1991. 滇西花岗岩类 Pb、Sr 同位素组成特征及其基底时代和性质. *地质科学*, 26(2):174–183
- 李龙, 郑永飞, 王峥嵘. 2000. 铅同位素动力学模型及其在示踪花岗岩成因中的应用. *地学前缘*, 7(2): 413–429
- 李献华, 桂训唐, 刘菊英. 1987. 西藏曲水岩基的 Pb、Sr 同位素组成及其三元混合成因模式. *地球化学*, 16(1):60–66
- 李石, 王彤. 1991. 桐柏山-大别山花岗岩类地球化学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1–208
- 涂光炽. 1993. 阿尔泰山花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型. 见: 涂光炽编. *新疆北部固体地球科学新进展*. 北京: 科学出版社, 239–266
- 于津生和桂训唐. 1997. 花岗岩类同位素地球化学. 见: 于津生, 李耀崧主编. *中国同位素地球化学研究*. 北京: 科学出版社, 1–621
- 张理刚. 1989. *成岩成矿理论与找矿*. 北京: 北京工业大学出版社, 1–200
- 张理刚. 1995. *东亚岩石圈块体地质-上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学*. 北京: 科学出版社, 1–252
- 张理刚, 王可法, 陈振胜, 刘敬秀, 李之彤. 1993. 中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与铅同位素省的划分. *科学通报*, 38(3):254–257