

# 矿石铅同位素组成特征与 中国大陆地壳的演化

陈毓蔚 朱炳泉

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳)

## 摘 要

本文根据壳幔混合铅的二阶段模式计算, 表明大陆地壳主要派生于太古代, 地壳增加速率在 33—34, 26 和 16—17 亿年出现极大值。晚元古代后, 中国大陆出现广泛的重熔再造, 导致了高  $Pb^{207}/Pb^{204}$  与  $Pb^{208}/Pb^{204}$  异常铅的出现, 表明其改造程度要比其他大陆强烈。中国大陆铅源普遍具有高  $Th/U$  比特征也可能反映原始地球的区域不均一性。

近年来许多作者已对我国金属矿床的铅同位素组成进行了大量广泛的研究<sup>[1-3]</sup>。这些矿床主要形成于元古代以后, 其中许多矿床, 特别是层控矿床铅同位素组成具有相当大的变化范围和复杂的同位素模式, 充分表明成矿过程具有多成因、多来源与多阶段特征。矿石铅同位素组成不仅为研究成矿机制提供了重要资料, 而且反映了大陆地壳与上地幔演化过程中  $U-Pb$  与  $Th-Pb$  体系变化的综合信息。作者在 1980 年曾探讨了显生代以来主要与岩浆作用有关的一些矿床的铅同位素组成特征, 指出成矿物质来源是地壳与上地幔的混合铅<sup>[1]</sup>。中国大陆各个时代的矿石铅同位素资料与全球资料相比具有明显的差别, 反映了中国大陆地壳演化的固有特征。本文将根据这些资料进一步探讨中国大陆壳演化与全球地壳演化的共性与特性。

## 一、矿石铅同位素组成的类型

根据铅同位素组成特征与矿床成因的分类, 我们将铅同位素组成分成四种类型。应当指出, 无论按那一种分类原则都不可能概括铅同位素演化的全貌。因为矿石铅同位素组成与层控矿床一样是自然界“亦此亦彼”的产物。

1. 低  $\mu$  值 (7.8) 幔型单阶段铅 这一类型的矿床在一个矿床或矿区内铅同位素组成相对比较均一, 几种模式年龄能相互一致, 都落在  $\mu = 7.8$  的单阶段增长线上。前寒武纪低  $\mu$  值铅大多为沉积变质矿床, 模式年龄可以代表地层时代或区域变质年龄。根据全球资料对比表明这种铅保留了原始上地幔特征。如山西榆皮、辽宁红透山、关门山等铅锌铜矿床可归入此类。显生代以后形成的低  $\mu$  值幔型铅则落在  $\mu = 7.8$  增长线的端点或延长方向上, 超过了零等时线。一般  $Pb^{206}/Pb^{204}$  大于 17.4, 而  $Pb^{207}/Pb^{204}$  较低, 在 15.4—15.5 之间。这说明它们

已不是单阶段铅,反映了现代上地幔铅的特征。这种矿床一般产于大陆板块的边缘,如云南西部的兰坪铅锌矿和日本的许多古、中生代矿床(图 1)。

2. 均一高  $\mu$  值地壳源铅 这种类型铅在同一矿床的主矿体内铅同位素组成也相对较均一,但与低  $\mu$  值幔型铅相比,具有相对较高的  $Pb^{207}/Pb^{204}$  比值。它们近于落在  $\mu = 8.3$  的单阶段增长线上,或落在 Stacey 的  $\mu = 9.81$  的二阶段增长线上<sup>[4]</sup>。这些矿床主要为晚元古代以后形成的沉积改造矿床,也有部分是与岩浆作用有关的矿床。成矿的铅主要来自地壳物质,但已发生了均一的混合。因此同位素组成可以代表平均地壳源铅。如吉林三道岔与夹皮沟本区的金矿、河北高板河铅-锌矿具有此特征。又如相当一部分中生代矿床的铅同位素组成落在  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18.3-18.4$ ,  $Pb^{207}/Pb^{204} = 15.6-15.65$  的小范围内,也应属此类型(图 1)。

3. 近代地幔与地壳混合铅 这些矿床的铅同位素组成有较大的分布范围,与现代中央海岭玄武岩、太平洋亚洲沿岸岛弧火山岩及现代海洋化学沉积物铅的分布范围相一致。该类型矿床主要分布在中国东部和东南部,形成于晚古生代和中生代,多数与岩浆活动密切相关。铅同位素分布特征表明矿床成因由于板块俯冲作用引起的地壳与地幔物质混合<sup>[1]</sup>。其中有些矿床铅同位素组成在  $Pb^{207}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$  图上有线性排列趋向,但没有任何等时年龄含义,表明是属于铅同位素混合线或  $Pb^{204}$  误差线。从成因联系上讲,第一类型中的现代幔源铅和第二类型中的近期高  $\mu$  值地壳源铅是该类型的极端情况。

4. 残留地壳源铅 这一类型的铅,在一个矿区或矿床内,同位素组成具有相当大的变化范围,模式年龄变化可以从元古代到新生代。 $Pb^{206}/Pb^{204}$  常高达 20 以上, $Pb^{207}/Pb^{204}$  异常可达到 17 到 18, $Pb^{208}/Pb^{204}$  也异常高达 43 以上。同位素分布特征多数没有明显的规律性。部分矿床或矿体内铅同位素数据具有等时线现象,但等时年龄普遍高于成矿年龄。如吉林夹皮沟金矿与内蒙白云鄂博铁矿等时年龄高达 42 与 37 亿年,它反映了源区地壳物质的形成年龄。这一类型矿床主要为多阶段、多成因的层控矿床,缺乏变质作用引起的同位素均一化。因此它记录了在各构造变动阶段从不同地壳层位与岩石中所派生铅的同位素特征。如大多数地区的金矿、东北青城子地区的铅-锌矿、云南东川铜矿与金沙铅-锌矿、广西泗顶与湖南白云铺铅-锌矿等等均属此类型<sup>[2,5]</sup>。其中有些表现为近期高放射性异常铅特征( $Pb^{206}/Pb^{204} > 20$ ),可以和密西西比型矿床相比较<sup>[6]</sup>,如金沙铅-锌矿。而另有一部分矿床具有高的  $Pb^{207}/Pb^{204}$  异常,但  $Pb^{206}/Pb^{204}$  异常不明显。这表明它们必须是来自太古代古老地壳的放射性异常铅,如云南东川、安徽马鞍山与福建长泰等地的矿床。到目前为止全球很少有这一特征铅同位素的记录。该类型矿床和近代壳幔混合铅矿床一样都具有高的  $Pb^{208}/Pb^{204}$  异常。最近 Godwin 所报道的加拿大科迪勒拉地区的上地壳页岩型矿床铅同位素,表明派生于 18.9 亿年前的上地壳物质, $\mu$  值达到 12.16<sup>[7]</sup>。这种铅具有介于密西西比型铅和我国太古代残留地壳源铅之间的特征。

## 二、地壳与上地幔的铀-铅体系

我们曾根据国外太古代、元古代矿石铅和我国第一类型铅的同位素资料,已提出了一条  $\mu$  近于 7.8 的单阶段上地幔增长线<sup>[1]</sup>。近年来,低  $\mu$  值增长线已有更多的作者引用。Sato 近来也重新检查了全球一些过去在建立增长线时未被采用的层状矿床铅同位素资料,发现它们都落在低  $\mu$  值增长线上。日本的古、中生代铅同位素组成也落在这条增长线的端点或延伸方向上<sup>[8]</sup>。Chase 最近对七个海岛群岩石铅的 Pb-Pb 等时线作了计算,求出了它们的地幔源区初

始铅同位素组成,表明这些铅都落在 7.86—7.94 的增长线上<sup>[9]</sup>。因此将上地幔在整个地球历史的大部分时间内,看成是一个  $\mu$  值近于 7.8—7.9, 处于动态平衡的单阶段演化体系是合理的。但早太古代时期的一些矿石铅,其  $\mu$  值仍略低于 7.8, 最古老的铅的  $\mu$  值低到 7.2<sup>[10]</sup>。因此在整个地球历史早期  $\mu$  值仍略有增加。我们采用  $\mu = 7.8$  的增长线来近似,将对数据有最好的拟合。图 1 为根据矿石铅与海岛岩石铅初始值所作的低  $\mu$  值 (7.8) 单阶段增长线。

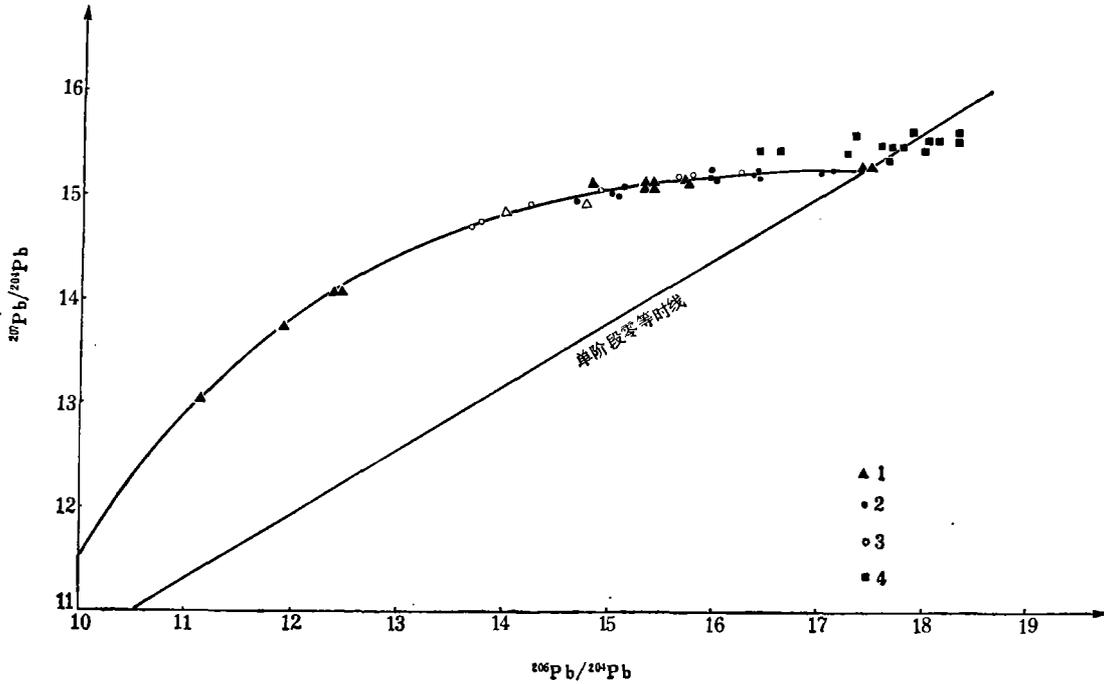


图 1  $Pb^{207}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$  低  $\mu$  值 (7.8) 增长线及低  $\mu$  值幔源铅与均一高  $\mu$  值地壳源铅分布

- 1. 全球低  $\mu$  值层状矿石 Pb;
- 2. 中国低  $\mu$  值层状矿石 Pb;
- 3. 海岛玄武岩初始 Pb;
- 4. 中国均一高  $\mu$  值 Pb.

由现代上地幔产生的中央海岭拉斑玄武岩,与板内碱性玄武岩的铅同位素组成都超过了零等时线,这些玄武岩的实测  $\mu$  值也在 10—30 左右<sup>[11]</sup>。深源二辉橄榄岩包体的铅同位素组成范围相近于碱性玄武岩,实测的  $\mu$  值也达 12—23,而 Th/U 比则普遍小于 3.8<sup>[12]</sup>。这表明现代上地幔源已发生了 U 相对于 Pb 与 Th 的富集。根据这些岩石铅的 Pb-Pb 等时线年龄,表明富集事件发生在元古代期间。其他同位素资料也证明在 40 到 17 亿年之间地幔具有较均一的组成,而 17 亿年后发生了富集作用。引起现代地幔源  $\mu$  值增加的部分原因,是由于板块俯冲作用将高  $\mu$  值的地壳物质带入了地幔,但是地壳物质同样具有高的 Rb/Sr 比与低的 Sm/Nd 比。因此地壳物质的加入应引起 Nd-Pb 同位素的反相关和 Sr-Pb 同位素的正相关。然而,大量碱性玄武岩所观察到的 Pb, Nd, Sr 同位素资料恰与上述结论完全相反<sup>[11,13]</sup>,因此,还必须要有来自深地幔源的 U, Th, Pb 补给,这种补给可以通过地幔交代作用达到。

目前所观察的  $\mu$  值亏损岩石主要是下地壳麻粒岩相,  $\mu$  值近于 4—5, Th/U 比大于 4.5<sup>[14]</sup>。上地壳花岗岩的  $\mu$  值近于 15, Th/U 比近于 3.8。对于一个上地壳与上地幔均具有高  $\mu$  值的

U-Pb 体系, 要保持整个地壳与上地幔的平均  $\mu$  值达到原始地幔值  $\mu \cong 7.8$ , 而只靠下地壳岩石来补偿平衡显然是不够的. 根据计算, 必须要存在一个比下地壳更大的  $\mu$  值亏损质量体系. 这个体系可能是存在于上地幔的榴辉岩、辉石岩层, 或是存在于下地幔. 中国东部一些新生代玄武岩的铅同位素组成可低到  $Pb^{206}/Pb^{204} = 16.86$ ,  $Pb^{207}/Pb^{204} = 15.29$ . 这提供了上地幔存在  $\mu$  值亏损源区的证据<sup>[13]</sup>.

根据以上事实, 可假设地壳形成以前的原始地幔  $\mu$  值应为 7—7.8 左右. 原始地幔的低程度部分熔融将产生  $\mu$  值低于 7 和较高 Th/U 比的玄武质岩浆层, 进而产生云英闪长质地壳. 而残留的地幔源具有高的  $\mu$  值和低的 Th/U. 来自深地幔源地幔交代流的交代作用使残留地幔的  $\mu$  值又恢复到近于 7.8. 玄武质、云英闪长质地壳再经过部分熔融产生具有高  $\mu$  值 (~15) 的花岗岩上地壳, 而残留的下地壳和地幔榴辉岩层的  $\mu$  值达到近于 4.4 左右, Th/U 比高于 4.5. 残留地幔当得不到交代作用补偿时将保留高  $\mu$  特征. 地壳与地幔物质的再循环作用, 则使上地壳  $\mu$  值随时间有所下降, 而上地幔  $\mu$  值有所增加.

### 三、铅同位素所记录的地壳增长事件

由于上地幔的  $\mu$  值在地球早期历史上具有相对恒定的特性, 而地壳又是从地幔中分异形成的, 因此根据作者所提出的二阶段混合模式<sup>[1]</sup>, 应用壳幔混合铅或二阶段地壳源铅的数据, 就可以计算出平均地壳的形成时间  $t_1$ . 成矿时间  $t_2$  我们采用了与矿床成因有关的火成岩的年龄或成矿的地层时代进行估计. 平均地壳年龄是指成矿物质源区地壳的大体形成时间. 由于矿化物质来源的复杂性, 因此同一矿区不同铅同位素组成可以得到不同的  $t_1$  年龄. 对于这种相互干扰混杂了的时间信息, 只有在大量统计处理的基础上, 才能显现出它内在的规律性.

将所计算的  $t_1$  年龄作成年龄谱图 (图 2), 可以看出数据主要落在 41—14 亿年的范围内, 并在 33—34、26 和 16—17 亿年形成了明显的峰值. 落在太古代区间内的数据占 70% 以上, 并形成正态分布. 这表明中国大陆地壳主要形成于太古代; 地壳增长速度由小增至极大值 (在 33—34 亿年), 然后又逐渐减弱, 到太古代结束时期 (~26 亿年), 又出现了地壳增长的加速事件. 进入元古代后地壳增长速度则明显下降. 晚元古代以后, 则基本上趋于结束. 这一事实进一步支持了许多学者提出“地壳主要在太古代形成”的看法. 目前测得的地球上最古老的岩石年龄为 38 亿年左右. 月、地体系的陨石强烈碰撞阶段发生在 41—39 亿年, 使行星表面熔融. 这两个事实证明地壳的形成开始于 40 亿年左右, 与  $t_1$  年龄谱的最大年龄值也相吻合. 世界上具有古老年龄的地块, 如西格陵兰、北美、南非、西澳、印度与斯堪的纳维亚半岛等地区所记录的岩石年龄大体有两个范围, 即 30—38 亿年与 25—28 亿年<sup>[15—18]</sup>. 在我国河北东部与东北地区一些古老片麻岩的 U-Pb, Rb-Sr 年龄也反映出具有 30—36 亿年的年龄信息和 25—28 亿年的广泛区域变质事件<sup>[19—20]</sup>. 虽然这些大于 30 亿年的年龄的成岩意义和可靠性受到怀疑, 但江博明等测得河北东部一些麻粒岩的 Nd 模式年龄为 35 亿年, 证明这一地区确存在 35 亿年前从地幔分异形成的地壳<sup>[20]</sup>. Veizer 等人根据 38 亿年以来地壳增长按指数规律增大的模式, 曾提出有 2/3 的大陆地壳是在 27—18 亿年之间形成的. Armstrong 等人根据他的同位素再循环模式计算, 则认为大陆地壳主要是在 25 亿年以前形成, 而 25 亿年后大陆地壳的体积几乎没有变化<sup>[21, 22]</sup>, 这些论点与矿石铅同位素证据是相一致的. 最近对我国山东地区新生代玄武岩的铅同位素测定, 得到了 25 亿年的“地幔等时线”<sup>[13]</sup>, 线性关系十分良好, 表明中国东部地区在

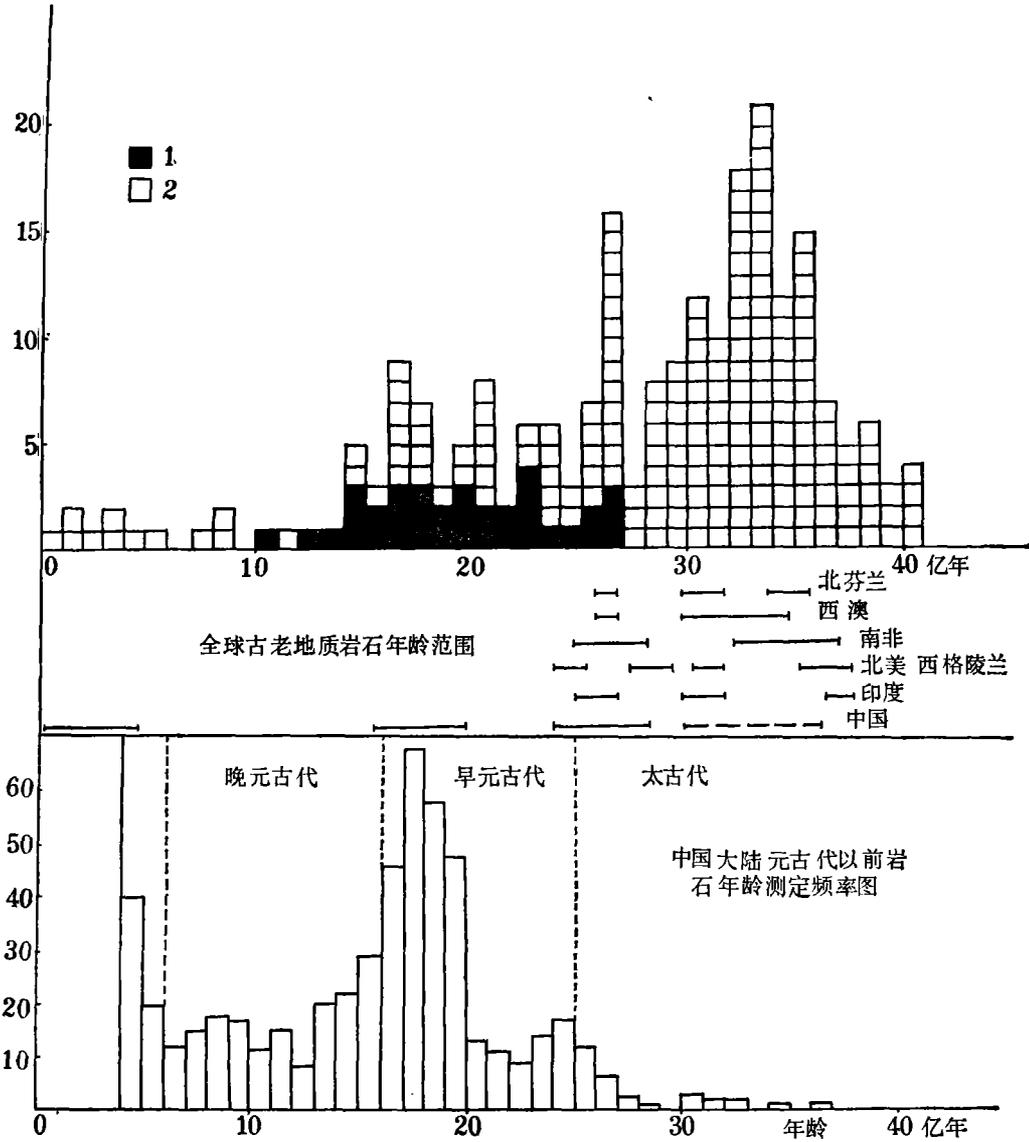


图 2 中国大陆方铅矿的  $t_1$  年龄谱及全球各大陆古地壳的主要演化阶段

1. 近代幔型铅矿石； 2. 壳、幔混合铅与壳型铅矿石。

25 亿年左右发生过一次重要的壳幔分异事件，这与矿石铅所记录的太古代末期地壳增长加速事件也吻合。太古代期间形成的矿石铅同位素组成具有较好的单阶段特征，碳酸盐锶同位素与岩石钆同位素初始值都接近于原始地幔演化线<sup>[21,23]</sup>，这表明地壳物质主要是从地幔分异形成的，或者是从新地壳产生到地壳重熔和强烈变质作用事件之间的时间间隔很短。现代幔型铅的  $t_1$  年龄分布在 14—26 亿年的范围内，与现代海岛和大陆板内碱性玄武岩的等时年龄范围 (12.6—26 亿年) 基本一致，这表明现代地幔的不均一性与  $\mu$  值增加是在元古代期间产生的。

$t_1$  年龄的峰值出现在 16—17, 26 和 33—34 亿年，与一些作者所提出的地球演化具有 8—10 亿年的巨旋迴相一致<sup>[24,25]</sup>。前两个  $t_1$  年龄峰在我国与全球岩石年龄的频率统计中也得

到了证实<sup>[25]</sup>(图 2)。34 亿年的峰值在岩石年龄谱中还没有得到广泛证实,但从  $t_1$  年龄谱中得到了明显的反映。这些峰值也与前寒武纪地质年表的太古代一元古代界限(25 亿年)和早元古代一晚元古代界限(16 亿年)相对应,最近 Pusharev 根据同位素资料,将地壳地幔演化活动分成 40, 35, 26, 17, 11 和 4 亿年等六个阶段,认为 35, 26 亿年是地幔派生地壳的主要形成阶段<sup>[26]</sup>。这 6 个阶段的划分也与我们的  $t_1$  年龄谱峰基本对应,因此,矿石铅  $t_1$  年龄谱不仅反映了中国大陆的情况,而且具有全球性意义。

#### 四、残留地壳源铅的产生与晚期地壳改造事件

当将我国所有的铅同位素数据在  $Pb^{207}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$  和  $Pb^{208}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$  图解上作图时(图 3, 4),可以发现 16 亿年以后的铅同位素数据与单阶段增长线有巨大的偏离。这种偏离程度要比同时代的全球铅同位素数据大得多,这些巨大偏离的铅均为残留地壳源铅,因为只有地壳岩石的  $\mu$  值与 Th/U 比有大的变化范围。我们假定这些铅具有二阶段或三阶的演化历史:第一阶段为  $\mu = 7.8$  的地幔阶段,时间从 45.7 亿年到 40 与 16 亿年之间的某一时间  $t_1$ 。第二阶段从  $t_1$  壳幔分异到某一时间  $t_2$ ,它相当于初生地壳或下地壳阶段, $\mu_2$  值近于 4.4。第三阶段为上地壳阶段,从  $t_2$  形成上地壳到铅从岩石中析出成矿  $t_3$ ,  $\mu_3$  值近于 15。由于  $\mu_2$  较小,因此如果  $t_1$  与  $t_2$  之间的时间差较短时,可以近似看成是二阶段过程。对于一个在不同时间形成地壳物质,而在同一时间从这些地壳物质中析出铅成矿的 U—Th—Pb 体系,铅同位素应有以下的关系式:

$$\beta = \beta_0 + \frac{7.8}{137.88} e^{\lambda_5 t_0} - \frac{\mu_c}{137.88} e^{\lambda_5 t_3} + \frac{\mu_c - 7.8}{137.88} \left[ \frac{\alpha - \alpha_0 - 7.8 e^{\lambda_5 t_0} + \mu_c e^{\lambda_5 t_3}}{\mu_c - 7.8} \right]^{\lambda_5 / \lambda_8}, \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \gamma = \gamma_0 + 29.64 e^{\lambda_2 t_0} - \mu_c \left( \frac{Th}{U} \right)_c e^{\lambda_2 t_3} \\ + \left[ \mu_c \left( \frac{Th}{U} \right)_c - 29.64 \right] \cdot \left[ \frac{\alpha - \alpha_0 - 7.8 e^{\lambda_5 t_0} + \mu_c e^{\lambda_5 t_3}}{\mu_c - 7.8} \right]^{\lambda_2 / \lambda_8}. \end{aligned} \quad (2)$$

其中  $\alpha, \beta, \gamma$  代表测定的  $Pb^{206}/Pb^{204}, Pb^{207}/Pb^{204}$  与  $Pb^{208}/Pb^{204}$  比值,  $\alpha_0, \beta_0, \gamma_0$  代表相应的原始铅同位素组成,  $t_0$  为地球年龄,  $\mu_c$  为地壳  $\mu$  值(即  $\mu_2$  或  $\mu_3$ ),  $\left( \frac{Th}{U} \right)_c$  为地壳 Th/U 比,  $\lambda_2, \lambda_5, \lambda_8$  分别为  $Th^{232}, U^{235}$  和  $U^{238}$  衰变常数。根据方程(1)在图 3 画出了  $t_3$  等于 16、10 与 0 亿年的上地壳成矿曲线 A, B 与 C, 以及  $t_3$  等于 16 与 0 亿年的下地壳成矿曲线 D、E。曲线 F 为  $t_3 = 0$ , 经下地壳到上地壳演化的三阶段曲线。如果考虑到地壳发展的连续过程和壳幔物质的再循环<sup>[27]</sup>, 根据计算  $\mu_3$  值从太古代到现在将有从 15 到 11.8 亿年的轻微变化。根据连续变化的  $\mu_3$  值所计算的曲线与二、三阶段曲线没有明显的差别,我们采用了阶段模式,在图 4 上画出了来自不同  $\left( \frac{Th}{U} \right)_c$  地壳物质的铅在 16 亿年发生矿化的曲线。

从图 3 可以看出几乎所有的方铅矿数据都落在 AD 与 CF 曲线之间,表明由地壳重熔、沉积改造与各种热液作用所派生的残留地壳源铅矿化主要发生在 16 亿年以后。其中大部分数据落在 A 与 C 曲线之间的上地壳二阶段铅区间内,部分落在 E 与 F 曲线之间经过三阶段演化的区间内,而只有少数铅落在 D 与 E 曲线之间直接由下地壳来源的二阶段铅范围内,这一结果表明残留地壳源铅主要来自上地壳物质。关门山、坨沟、岫岩等矿床直接来自经过短期发展

阶段的下地壳物质，它们的铅还基本上保持了上地幔特征。计算还表明具有巨大  $Pb^{207}/Pb^{204}$  异常的铅必须是从 42 亿年以后的太古代地壳中分异出(见图 3 地壳年龄等值线)，而矿化时间则主要在 16 亿年后的元古代晚期，这与根据壳幔混合铅计算的平均地壳年龄是一致的。

图 4 表明 16 亿年后铅源的  $Th/U$  比具有很大的变化范围。数据几乎都落在  $Th/U$  比从 3.4 到 6.5 的范围内，而且大部分数据大于 3.8。与全球矿石铅相比，中国大陆铅源区普遍具有明显的富  $Th$  特征。引起中国大陆富钍铅主要有以下几个原因：

1. 中国大陆的地壳与上地幔可能属于固有的富  $Th$  区域，这种富钍铅在中国大陆的各地区、各个时代都有出现，似乎不受构造环境限制，而美洲大陆的富钍铅只出现在内陆的 I 带铅范围内。又如我国的一些可以与密西西比型相比较的非太古代地壳源铅，亦为富钍铅特征，而密西西比型铅则无此特征<sup>[6,29]</sup>。

2. 中国大陆受到比其他大陆更强烈的地壳重熔改造影响，地壳物质的多次部分熔融与结晶分异作用造成了  $Th$  与  $U$  的强烈分异。

3. 反映了矿化铅来源于古老的地壳物质。 $Th$  与  $U$  从上地幔向地壳富集过程中， $Th$  的分配系数略小于  $U$ 。再循环模式计算表明太古代地壳的  $Th/U$  比高于现代地壳。从全球层状矿床的  $Pb^{208}/Pb^{204}$  与  $Pb^{206}/Pb^{204}$  比值计算得太古代早期的  $Th/U$  比达到 4.65，而元古代以后为 3.8 左右。图 4 中数据主体部分分布的方向性趋向，也证明随着地壳源年龄的增加  $Th/U$  逐渐增加。美洲大陆的 I 带富钍铅，根据  $Nd, Sr$  同位素示踪也证明它们是起源于古老的克拉通化基底岩石<sup>[26,29]</sup>。

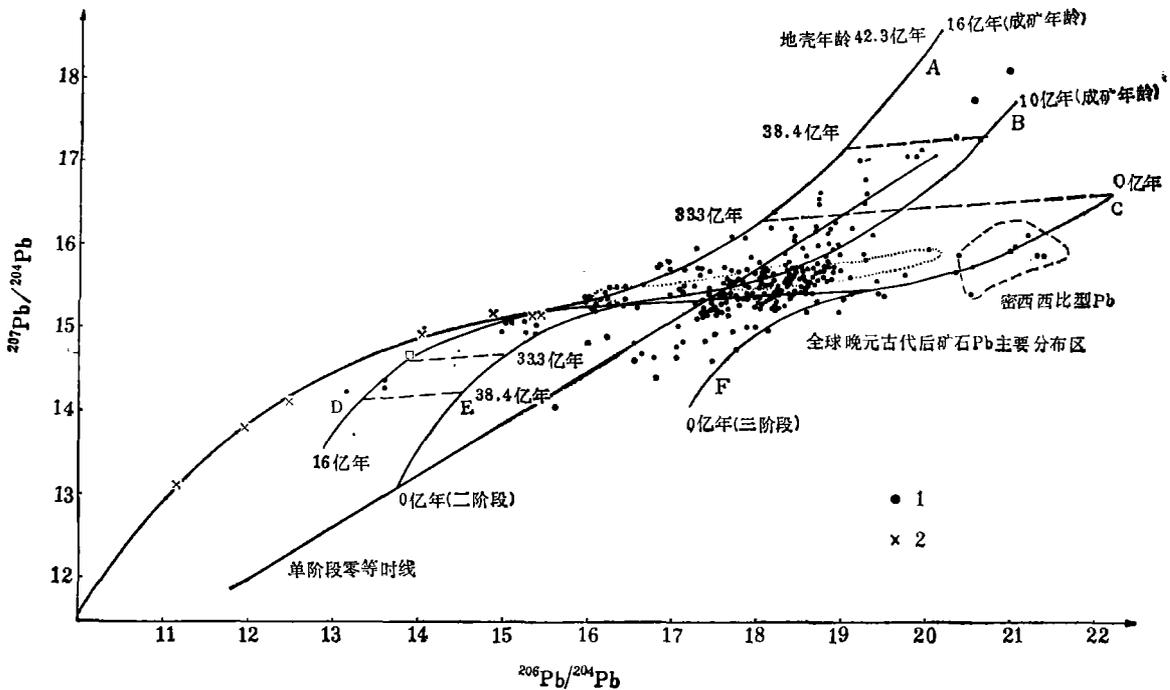


图 3 中国矿石铅同位素  $Pb^{207}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$  作图及地壳年龄与成矿年龄等值线  
1. 中国大陆矿石 Pb 同位素； 2. 全球单阶段层状矿床 Pb 同位素。

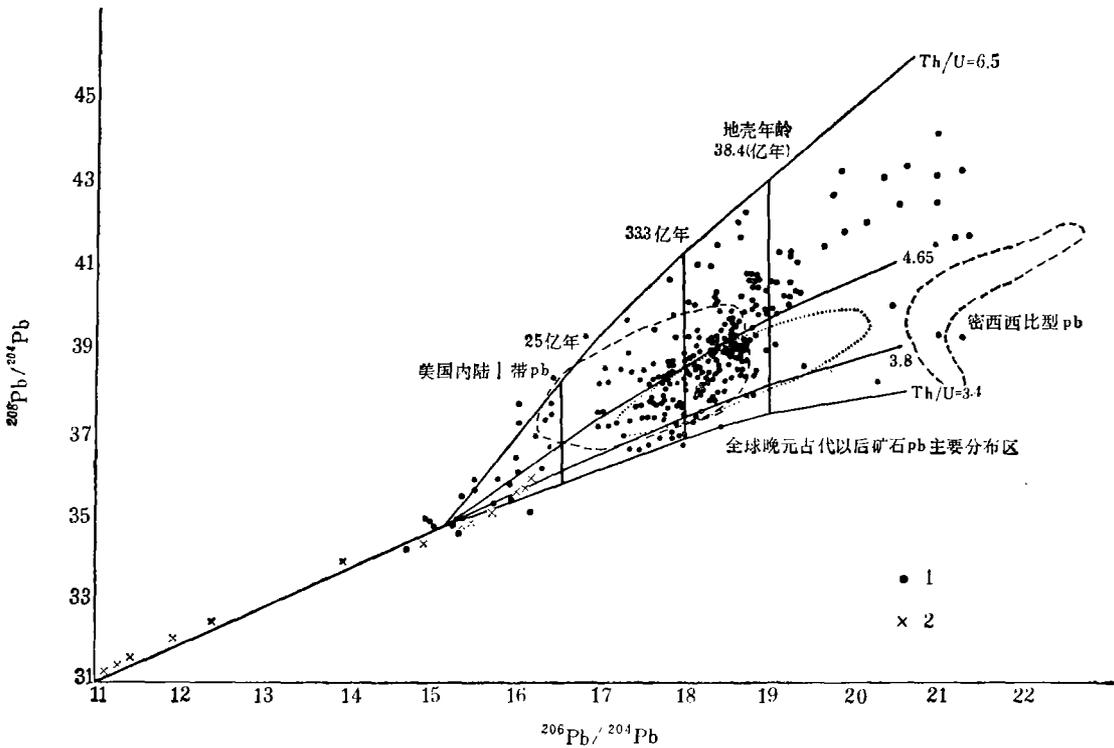


图 4 中国矿石铅同位素  $Pb^{208}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$  作图及地壳年龄与 Th/U 比等值线(成矿年龄取 16 亿年)

1. 中国大陆矿石 Pb 同位素; 2. 全球单阶段层状矿床 Pb 同位素.

4. 反映来自下地壳源的铅矿化。下地壳岩石一般具有高的 Th/U 比, 因此富钍铅可能与下地壳物质相联系。但图 3 表明铅源主要与上地壳物质有关, 而且许多具有钍铅高异常的样品往往伴随着  $Pb^{207}/Pb^{204}$  的高异常, 这与下地壳的低  $\mu$  值特征是相矛盾的, 因此这可能不是一个主要的原因。从地壳上地幔演化的角度看, 以上四个因素是相互有联系的, 这表明中国大陆地壳的发展有它的独特性。元古代以来全球地壳出现大规模的重熔改造, 这从元古代以后岩石的 Nd, Sr 同位素初始值严重偏离原始地幔演化线, K/Na 比明显增高可得到证实<sup>[23,30]</sup>。中国大陆矿石铅比全球矿石铅具有更强烈的  $Pb^{207}/Pb^{204}$  与  $Pb^{208}/Pb^{204}$  异常, 这表明中国大陆地壳的重熔改造要比其他大陆强烈得多。因此中国大陆虽具有大于 30 亿年的古老 Pb, Sr 同位素年龄信息, 而难于找到保存下来的大于 30 亿年的岩石。

### 五、结 论

1. 上地幔在地球历史的较长时间内(从太古代到早元古代)铅同位素近似具有单阶段演化特征,  $\mu$  值处于动态平衡, 近于 7.8, 但从晚元古代以来上地幔  $\mu$  值已发生明显增加。
2. 从壳幔混合铅计算表明中国大陆地壳主要形成于太古代, 地壳形成的速率在 33—34 亿年、26 亿年和 16—17 亿年达到极大值。
3. 16 亿年后中国大陆地壳出现了大规模的重熔改造, 从而导致了高  $Pb^{207}/Pb^{204}$  与  $Pb^{208}/$

$Pb^{204}$  异常的残留地壳源铅出现, 这些铅主要派生于改造了的太古代地壳。这种铅同位素的高异常也反映了中国大陆受到比全球其他大陆更强烈的改造, 中国大陆铅源普遍具有高的 Th/U 比(高达 6.5), 可能还反映了原始地球的区域不均一性。

涂光炽教授和有关同志提供了资料, 毛存孝、刘菊英、曾天育与黄荣生同志为完成铅同位素分析作了大量工作, 于津生与王秀璋、程景平同志对本文提出了修改意见, 在此表示感谢。

### 参 考 文 献

- [1] 陈毓蔚、毛存孝、朱炳泉, 地球化学, 1980, 3: 215—229.
- [2] 王义文, 1982, 第二届全国同位素地球化学学术讨论会论文汇编, 1982, 208—209.
- [3] 陈好寿, 科学通报, 26(1981), 10: 612—615.
- [4] Stacey, J. S. & Kramers, J. D., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26 (1975), 207—221.
- [5] 陈好寿, 第二届全国同位素地球化学学术讨论会论文汇编, 1982, 66—67.
- [6] Doe, B. R., *Lead isotopes, minerals rocks and inorganic materials*, Springer-Verlag Berlin, Heideberg. New York, 1970.
- [7] Godwin, C. I., et al., *Abstracts, Fifth Inter. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.*, 1982, 113—114.
- [8] Sato, K., et al., *Geochemical J.*, 14(1980), 303—315.
- [9] Chase, C. G., *Earth Planet. Sci. Lett* 52(1981), 277—284.
- [10] Appel, P. W. O., *Nature*, 1978, 272: 524—526.
- [11] Sun, S. S., Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridges, ocean islands and island arcs, submitted to *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1979.
- [12] Zartman, R. E. & F. Tera, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20 (1973), 54—66.
- [13] Futa, K., et al., *Abstracts, Fifth Inter. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.*, 1982, 108.
- [14] Heier, K. S., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35(1971), 89—99.
- [15] Moorbath, S., et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27(1975), 229—239.
- [16] Hawkesworth, C. J., et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25(1975), 251—262.
- [17] Basu, A. R., et al., *Science*, 212 (1981), 1502—1505.
- [18] Jahn, B. M., *Abstracts, Fifth Inter. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.*, 1982, 170—171.
- [19] 陈毓蔚、钟富道等, 地球化学, 1981, 3: 209—219.
- [20] Zhang, Z. Q. & Jahn, B. M., *Abstracts, Fifth Inter. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.*, 1982, 413—414.
- [21] Armstrong, R. L. & Hein, S. M., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37(1973), 1—18.
- [22] Veizer, J., Sr-87/Sr-86 evolution of seawater during geologic history and its significance as an index of crustal evolution. I. B. F. Windley (Ed.) *The early history of the earth*, Wiley, London, 1976, 569—578.
- [23] Depaolo, D. J. & Wasserburg, G. J., *Geophys. Res. Lett.*, 1976, 3: 249—252.
- [24] Sutton, J., *Nature*, 1963, 198: 731—735.
- [25] Runcorn, S. K., Convection in the mantle, In “Nuclear Geophys.”, NAS-NRC, Publication, 1962, 1075: 6—16.
- [26] Pushkarev, Y., *Abstracts, Fifth Inter. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.*, 1982, 316—317.
- [27] Zhu B. Q., A modified recycle model for Nd-Sr isotopic system, submitted to “*Geochimica*”, 1982.
- [28] Zartman, R. E., *Econ. Geol.*, 69(1974), 792—805.
- [29] Farmer, G. L. & Depaolo, D. J., Nd and Sr isotopic evidence on the crustal structure and composition of the northern Great Basin, *EOS, Abstract*, 1981, 1039.
- [30] Engel, A. E. E. J., et al., *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85 (1974), 843—858.