文章编号: 1008-0244 (2002) 03-0073-09

# 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述

吴开兴[1,2], 胡瑞忠[1], 毕献武[1], 彭建堂[1], 唐群力[1,2]
(1. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘 要: 矿石铅同位素是示踪成矿物质来源的重要手段之一。本文综述了矿石铅同位素示踪成矿物质来源的基本原理和主要方法, 并指出: 单阶段模式年龄、特征参数示踪已逐步淘汰, 铅构造模式示踪遭质疑, $\Delta\beta$-$\Delta\gamma$ 图解示踪还需要接受更多矿床实例的检验, 全方位对比是矿石铅示踪成矿物质来源的首选方法。

关键词: 矿石铅; 同位素示踪; 成矿物质来源
中图分类号: P597　　文献标识码: A

在诸同位素研究中, 铅同位素是研究较早、发展较快、资料较丰富、成果也较显著的同位素之一[1]。在早期的铅同位素研究中, 人们总希望利用矿石铅同位素组成变化来计算模式年龄, 以确定矿床的成矿时代; 在一定程度上, 正是由于通过已有模式计算的模式年龄与可接收年龄之间不一致的情况随着资料积累而不断增多, 促使人们去建立新的模式, 从而推动了铅同位素理论向前发展[2~5]。但终因各种模式的假设条件太苛刻, 以及地壳与地幔的不均匀性与演化的复杂性, 或者说矿石铅同位素组成不仅取决于生成时代, 更取决于地幔的不均一性、构造地球化学环境、地壳动力过程等因素, 使得利用矿石铅计算的成矿年龄常常很不正确[6,7]。而铅同位素演化特征对研究成矿物质来源恰具有特别重要的意义。因此, 近年来矿石铅同位素的研究主要着重于探索成矿物质来源[7]。

## 1 矿石铅示踪的基本原理

所谓矿石铅是指在各种热液环境中沉淀出的不含 U、Th 的金属矿物(即矿石矿物), 如方铅矿、黄铁矿等中的铅[8,9]。因为矿物中不含 U、Th, 或 U、Th 含量极低, 与矿物中的铅含量相比可忽略不计, 矿物形成后不再有放射性成因铅的明显加入, 可反映关于供给原始热液中金属物质来源区的 U-Th-Pb 体系及其初始铅同位素组成特征。另外, 铅同位素分子的质量数大, 不同的同位素分子之间相对质量差小, 因此铅元素不仅从矿源岩中浸取时不会产生同位素分馏, 而且在转移进入成矿热液并随之迁移的过程中, 即使成矿热液的物理化学条件发生变化, 它们的同位素组成一般也不会发生变化[10]。因此, 矿石铅组成主要受源区的初始铅、U/Pb、Th/U 比, 即 $\mu(^{238}U/^{204}Pb)$、$\nu(^{235}U/^{204}Pb)$、$\omega(^{232}Th/^{204}Pb)$、$\kappa(Th/U)$ 及形成时间等因素的制约, 而基本不受形成后所处地球化学环境的影响。所以, 通过对矿石铅同位素组成的分析可以逆推源区的 U-Th-Pb 体系特征, 从而获得有关成矿物质来源的信息。

## 2 矿石铅同位素示踪物源的主要方法

人们较早采用矿石铅同位素进行成矿物质来源的研究, 也是研究成矿物质来源比较有效的方法之一[11]。早在二十世纪六、七十年代, 人们就对世界上重要的铜、铁、铅、锌、金等多金属矿床和放射性元素矿床, 如美国的密西西比河流域、前苏联的阿尔泰、澳大利亚的布罗肯希尔、加拿大的萨德伯里等矿床以及日本的黑矿、非洲的金矿等进行了铅同位素测定, 对查明成矿物质来源提供了重要信息[1]。近二、三十年矿石铅同位素更是广泛应用于几乎所有金属矿床成矿物质来源的示踪。其示踪方法可总结如下:

### 2.1 对比法

目前用得最多的是全方位对比法。所谓全方

收稿日期: 2002-04-09; 修回日期: 2002-05-14
基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目("973" 项目)"与不同源花岗质岩浆有关的成矿系统" (G19990043209); 国家自然科学基金项目"富碱侵入岩成岩过程中流体聚集的地球化学研究" (40003007).
第一作者简介: 吴开兴(1970—), 男, 硕士研究生, 工程师, 从事矿山地质工作.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

位对比法就是全面测定研究区内矿石、岩浆岩、地层和基底铅同位素组成,进行全方位的对比来研究矿床铅来源[12]。通常把矿石及各种岩石铅投影在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$图上观察分析各自的分布特征及相关关系。进入二十世纪九十年代,此法倍受推崇。国内,如张乾[12]、李泽琴[13]等;国外,如 Hedenquist[14], Macfarlane[15], Bouse[16]等,都用此法进行过矿石铅来源的探讨。

如果矿石铅与某种岩石中的铅同位素组成相似,而与区内其他岩石的铅同位素组成相差较大,则矿石可能与这种岩石同源或矿质来自这种岩石。例如,据张乾等[12]对桓仁、夏山、武山—城门山等矽卡岩型矿床的研究。这些矿床的铅同位素组成有以下特点:①无论是矿石铅还是岩浆岩铅,同位素组成较为均一,变化很小;②矿石铅与岩浆岩铅非常接近,与围岩铅差别很大(如图 1)。矿石铅与岩浆岩铅同位素组成的一致说明矿石铅是岩浆提供的。而佛子冲、香夼等矽卡岩型矿床的矿石铅明显大于岩浆岩,且大多有线性分布特点,而这种线性关系不具有等时性;同时,矿石铅又明显小于围岩铅(如图 2),说明矿石铅既非全部来自岩浆也非全部来自围岩,应为二者的混合铅;国外,Macfarlane 等[15]对秘鲁北部 Hualagayoc 地区地壳岩石进行了全面调研,发现脉状和平卧层状矿体的铅同位素之间并没有差别,矿石铅同位素在区域范围内的一致性表明这些矿床形成于同一地质事件或一系列有紧密联系的事件。并且与第三纪深成侵入体铅同位素组成一致,而与其他地壳岩石相差较大,所以脉状和平卧层状矿体可能形成于同一成矿溶液,用离子探针沿着脉状较大的方铅矿自形晶体的增长带分析显示在其生长过程中铅同位素几乎没有变化。这些数据表明成矿溶液有一个单一铅源,就是第三纪深成侵入体,虽然侵入体在深部可能同化了部分地壳岩石铅,但在成矿前已经混合均一了。

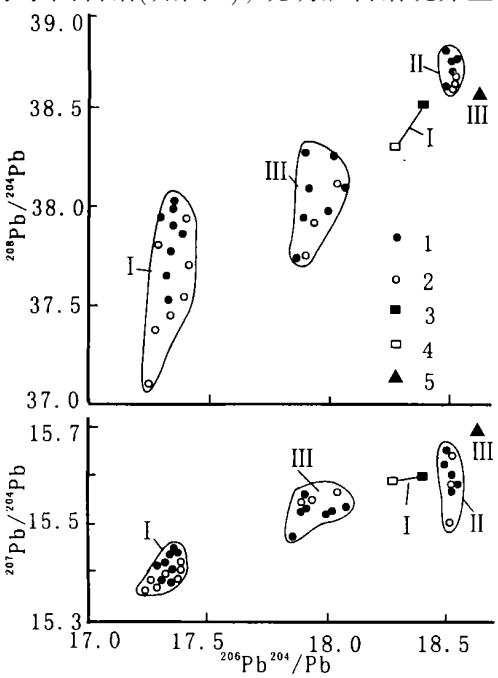



图 1 与围岩无关的矿床铅同位素组成(据张乾等[12])

Fig. 1. Lead isotopic composition of some ore deposits having nothing to do with wall rocks.

Ⅰ. 桓仁; Ⅱ. 夏山; Ⅲ. 武山—城门山; 1. 矿石; 2. 岩浆岩; 3. 围岩; 4. 校正后围岩; 5. 同生黄铁矿

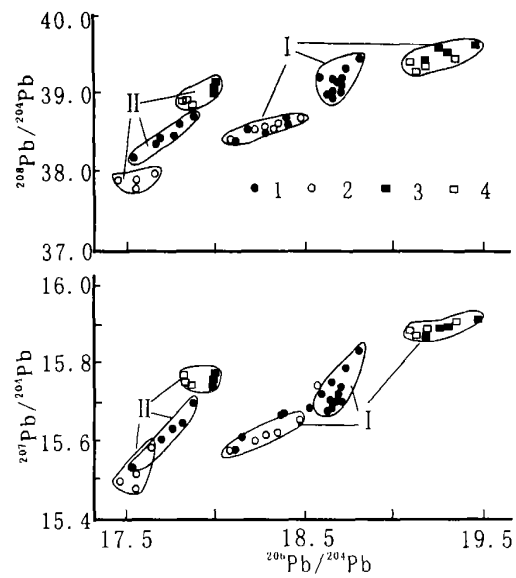



图 2 围岩提供部分铅的矿床铅同位素组成

(据张乾等[12])

Fig. 2. Lead isotopic composition of some ore deposits with lead partly derived from wall rocks.

Ⅰ. 佛子冲; Ⅱ. 香夼; 1. 矿石; 2. 岩浆岩; 3. 围岩; 4. 校正后围岩

如果所研究的矿石铅与可能矿源岩的铅同位素组成在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$图或$^{206}Pb$-$^{207}Pb$-$^{208}Pb$三角图上形成线性排列,表示它们之间具有同源关系[17]。如果只有一种可能源岩的铅与矿石铅共线,表明矿石铅具有单一来源。如美国科罗拉多州北部 Hahns Peak 地区砂金中的微量铅与第三纪长石铅、方铅矿铅的同位素组成相似,变化范围都很小,而且在$^{206}Pb$-$^{207}Pb$-$^{208}Pb$三角图上又刚好位于一条直线

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

上, 清楚表明它们之间具有同源关系; 而离砂金矿最近的前寒武纪矿化物矿脉中方铅矿铅组成不仅与砂金中方铅矿的铅同位素组成区别明显, 而且在$^{206}Pb$-$^{207}Pb$-$^{208}Pb$ 三角图上远离直线分布, 反映两者没有成因联系[17] (如图 3); 如果与矿石铅共线的可能源岩有两种或两种以上, 表明矿石铅具有多种来源[16]。如冀东金厂峪金矿的矿石铅与变质岩铅、花岗岩铅在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图上形成很好的线性相关, 显示出同源关系[17] (见图 4)。

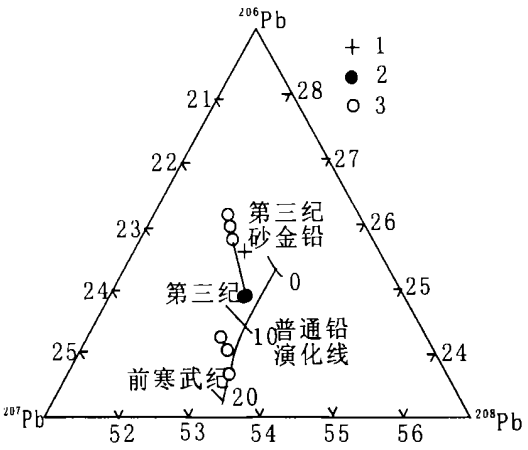



图 3　Hahns Peak 地区砂金矿铅同位素组成三角图(据 Antweiler J C 等[17])

Fig. 3. Triangular diagram of lead isotopic composition of gold-bearing placer, Hahns Peak region, the United States.
1. 砂金铅; 2. 长石铅; 3. 方铅矿铅

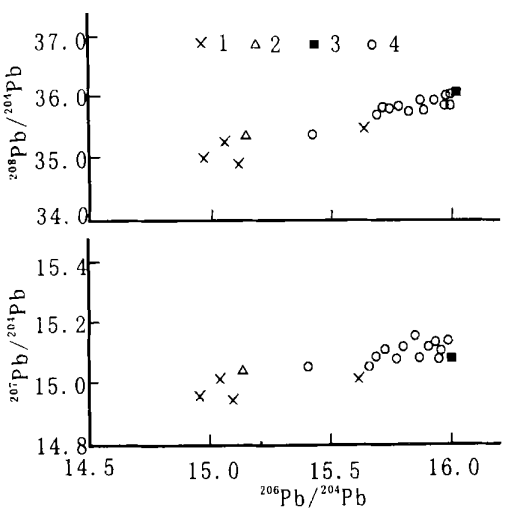



图 4　金厂峪金矿矿石铅与围岩铅同位素组成(据林尔为等[17])

Fig. 4. Lead isotopic composition of the Jinchangyu gold deposit.
1. 斜长角闪岩; 2. 混合岩; 3. 青口山花岗岩 4. 矿石铅

使用全方位对比法需要注意的是, 一般来说, 硫化物及长石中含 U 和 Th 低微, 当其形成后 U 和 Th 衰变产生的放射性成因铅数量少, 对铅同位素组成的影响可以忽略[6,12], 而沉积围岩含一定量的 U 和 Th, 成矿后衰变产生的放射成因铅对铅同位素的对比会产生一定程度的影响。因此, 用全岩实测值与矿石铅对比会产生不同程度的误差, 须对其进行校正[12]。也有的学者用矿石铅同位素与岩浆岩铅同位素对比, 以确定矿石铅与岩浆岩铅的异同, 明显不足的是对组成矿床的其他端员, 如沉积岩和基底的铅同位素组成考虑不够, 造成讨论铅来源时的许多不确定因素[12]。

还有些学者用矿石铅与特殊构造环境铅对比, 常用来对比的特殊构造环境铅有洋中脊玄武岩铅(代表大洋幔源铅)、海洋金属沉积物铅(代表洋壳与上陆壳的混合源铅)、海洋化学沉积与锰结核铅(代表上陆壳源铅)等[18~20]。

## 2.2　模式图解法

常用的铅模式示踪图解是铅构造模式图。铅构造模式图解法是二十世纪八十年代使用最普遍的矿石铅同位素示踪方法。铅构造模式由 Doe 等于 1979 年提出, Zartman 等又不厌其烦地修改过其模式参数, 共有四个版本, 各版本在铅同位素储库的划分, 各储库的大小, 铅同位素在各储库的居留时间等方面有所差异, 第三、第四版还把锶、钕同位素资料引入综合计算, 从而使构造演化历史的同位素体系更加完整, 称为发展的"铅构造"模型[21~24]。

铅构造模式图解法示踪只要将矿石铅同位素组成投影在铅构造模式图上(如图 5), 便可根据投影点的分布特征及与不同地质单元平均演化曲线的关系判断成矿物质来源[25~29]。

在使用铅构造模式示踪时, 投影点落在造山带增长线上方的矿石铅必然包含上地壳成分; 而投影点位于造山带增长线下方的矿石铅则必定源于地幔或下地壳; 投影点位于造山带增长线附近, 表明各储库混合源[25]。如果一个矿床的铅同位素投影点总的来说位于造山带增长线附近, 且显示一倾斜趋势(延长线与各增长线相交), 该趋势线被认为反映有关的造山模式, 与各储库增长线的交点所代表的时间, 为各储库对矿源铅演化起主要作用的时间[26,27]。除此之外, 也有些研究者用其他模式图解进行示踪。如 Marcoux[30], Les-

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

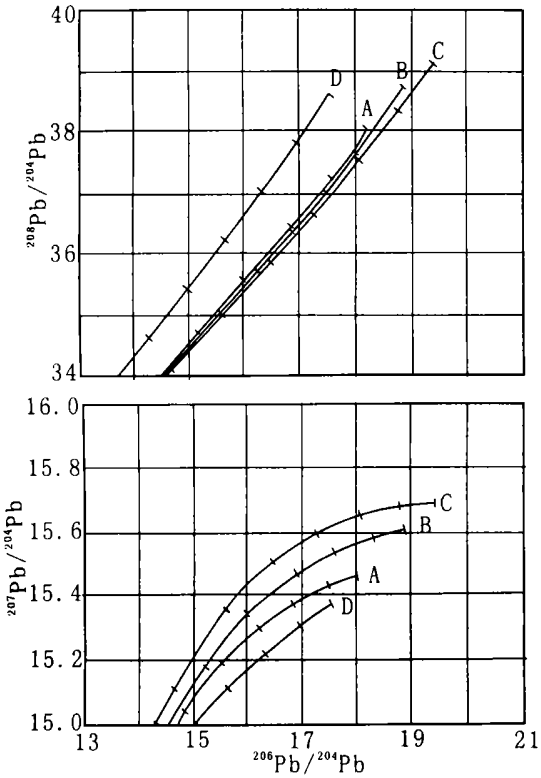



图 5 铅构造模式图(据 Zartmanand Doe[23])

Fig. 5. Plumbotectonics model.

A. 地幔; B. 造山带; C. 上地壳; D. 下地壳

cuyer[31]等用封闭体系二阶段模式图成功地示踪了海西褶皱带西部矿床中矿石铅的来源。Stacey 和 Kramers 二阶段铅增长线与 Doe 等[22]的铅构造模式中的造山带增长线相一致[25],在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上,如果矿石铅投影点落在增长线的上方被认为铅主要是上地壳来源,如海西褶皱带西部外带(法国阿莫里凯地块、伊比利亚黄铁矿带(Neves-Corvo 除外)、摩洛哥南部高原)矿床中的矿石铅;如果投影点位于增长线的下方,被认为是明显的地幔来源,如海西褶皱带西部内带(法国中心地块)矿床中的矿石铅[31]。

## 2.3 铅年龄法

作者把模式年龄法和铅同位素逐步淋滤(Pb-SL)等时年龄法合称铅年龄法。即根据得到的铅年龄与可能矿源岩的地质年龄相对比来查明成矿物质源自何种岩石。为了突出"双稀释剂"铅同位素测定法和"AGSO-CSIRO"模式年龄对获得准确的铅年龄所起的作用,在此也作了专门介绍。

**2.3.1 模式年龄法** 在早期的铅同位素研究中,人们总希望利用矿石铅同位素组成变化来计算模式年龄,因而提出了一系列铅演化模式,如 Holmes 和 Houtermans 的 H-H 模式、Doe 的单阶段模式、Stacey 和 Kramers 二阶段铅增长模式、Cumming 和 Richards 的 $\nu$ 值线性增长模式等,也经常把通过这些模式计算得到的模式年龄用于物质来源示踪。即根据矿石铅同位素组成计算的模式年龄与可能矿源岩的地质年龄相对比来查明成矿物质源自何种岩石。由于各种模式都有苛刻的前提条件,以及地壳、地幔的不均一性与演化的复杂性,各种模式都有严格的适用范围。如 Doe 的单阶段模式仅对产于岛弧火山-沉积岩中的整合块状硫化物矿床能近似地吻合[5,6]。而在没有其他地质证据的情况下我们并不知道所研究矿床适合哪种模式,如果应用建立在单阶段正常铅基础上的理论模式来对异常铅计算模式年龄,并根据计算的模式年龄来查明可能的矿源岩,显然是不正确的。因此,统一的用一种模式如单阶段模式计算的模式年龄进行物质来源示踪已经摒弃。但在有地质证据或通过其他示踪方法对所研究矿床的铅同位素演化有一定认识以后,可用通过合理模式计算的模式年龄进行检验或佐证。

**2.3.2 "双稀释剂"铅同位素测定法和"AGSO-CSIRO"模式年龄** 常用的铅同位素测定方法是采用标样进行质量分馏校正,而"双稀释剂"测定方法是采用在样品溶液的一份等分试样中加富含两种非放射成因同位素的稀释剂通过多接收质谱进行质量分馏校正。资料[32]证实:样品和标准物质(如 SRM981)在质谱分析过程中并不总具有相同的铅同位素分馏行为。因此,采用标样进行质量分馏校正并不总是合适的,这必然影响到测定结果的准确度,而"双稀释剂"测定方法避免了不可靠的质量分馏校正的影响,从而能获得高准确度的数据。资料表明[32]采用 $^{207}Pb$-$^{204}Pb$ 双稀释剂测定方法在精度和准确度两方面都明显优于传统方法。研究实例[32,33]表明采用"双稀释剂"测定方法可以明显提高等时线的线性质量并大大缩小等时年龄的误差范围。

为了解决以往全球模式存在的问题并提高铅同位素模式年龄的准确性,Sun 和 Carr 等[34,35]提出了"AGSO-CSIRO"模式年龄估算方法。该方法的基本思路是:不同块体应选择不同的模式,每个块体内通过独立的年龄证据确定控制点,也就是以区域地层中的火山岩锆石 U-Pb 年龄作为基准

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

点并确定区域铅同位素演化的一个合适模式, 通过建立区域性模式来实现铅同位素模式年龄准确性的提高[34~36]。

“双稀释剂”铅同位素测定法和“ACSO-CSIRO”模式年龄为铅同位素地质年代学注入了新鲜“血液”, 通过建立合理的区域性模式有可能使铅模式年龄“死灰复燃”, 从而有可能为判断成矿物质来源提供更多、更可靠的信息。

2.3.3　PbSL 等时年龄法　近年来, 尤其在国外越来越多的研究者用铅同位素逐步淋滤(PbSL)法给金属矿床定年[37~41], 并开始用于示踪成矿流体的来源、成因、及演化历史[41]。例如, Frei 等[38]于 1996 年成功地利用该法获得了津巴布韦太古宙剪切带中热液作用形成的含金磁黄铁矿的 Pb-Pb 等时年龄, 提供了成矿时代的信息。最近, Stendal 等[41]利用该法成功地获得了格陵兰东南部 Kangerluluk 金-铜矿化发生的时间, 并根据 PbSL 资料对矿化的来源、成因、及演化历史作了合理的判断。

PbSL 法定年是根据放射性成因铅同位素比铅的稳定同位素优先从被淋溶的岩石或矿物中提取出来的原理, 用矿化带蚀变矿物, 如绿帘石、石榴子石等进行铅同位素逐步淋滤实验, 将实验结果投影到$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图上, 如能获得一条等时线, 等时线所代表的年龄即为所分析矿物的形成年龄, 可以提供成矿时代信息, 进而判断与各地质事件或地质体的关系。还可根据投影点在铅同位素组成图上的分布特征来判断成矿流体的来源、成因、及演化历史。例如, 可根据投影点之间线性关系的好坏来判断矿物中铅是单源还是多源, 如果线性关系较好暗示分析矿物中铅是单源的; 相反, 则是多源的。各分析样品所获得的等时年龄相一致, 且各等时线与地球铅增长曲线的交点所代表的年龄相似则暗示成矿流体是均一的。

## 2.4　特征参数法

利用 Doe 的单阶段模式或 Stacey 和 Kramers 二阶段模式计算特征参数, 如$\mu(^{238}U/^{204}Pb)$、$\nu(^{235}U/^{204}Pb)$、$\omega(^{232}Th/^{204}Pb)$、$\kappa(Th/U)$, 根据这些特征值讨论成矿物质来源。例如, 高 μ 值铅一般来自上地壳; 低 μ 值和低 ω 值被认为是上地幔源; 低 μ 值和高 ω 值则是典型的下地壳来源[22,29]。

## 2.5　Δα-Δβ-Δγ 示踪法

矿石铅与岩石铅的深入研究表明, 钍铅的变化以及钍铅与铀铅同位素组成的相互关系对于地质过程与物质来源能提供更丰富的信息。为了突出这种变化关系, 将三种同位素表示成同时代地幔的相对偏差[7,42,43]。计算公式如下:

$$\begin{cases}\Delta\alpha=[\alpha/\alpha_M(t)-1]\times 1\,000\\ \Delta\beta=[\beta/\beta_M(t)-1]\times 1\,000\\ \Delta\gamma=[\gamma/\gamma_M(t)-1]\times 1\,000\end{cases}$$

式中 α, β, γ 为测定值, $\alpha_M(t)$, $\beta_M(t)$, $\gamma_M(t)$ 为 t 时的地幔值。地幔值按 μ= 7.8 的似单阶段增长线(代表原始地幔增长线, $^{232}Th/^{238}U$= 4.04, $T$= 4.57 Ga, $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$= 9.307、$(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$= 10.294、$(^{208}Pb/^{204}Pb)_0$= 29.476)进行计算。年龄 $t$ 可以采用以别的定年方法测定的同时代岩石的年龄。为了方便起见, 也可以直接应用矿石铅的模式年龄, 因为年龄的正确性在这里并不特别重要在铅构造模式图上可以看到最能反映源区变化的是$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和$^{208}Pb/^{204}Pb$ 的变化, 而$^{206}Pb/^{204}Pb$ 只对成矿时代有灵敏的反映。因此 Δβ-Δγ 图具有很好的示踪意义。朱炳泉[7]根据不同类型岩石铅资料和已知成因的矿石铅资料, 给出了不同成因类型矿矿石铅的 Δβ-Δγ 变化范围(如图 6)。而能反映 Δα、Δβ、Δγ 三者空间关系的三维间拓扑投影示踪意义更大[43]。

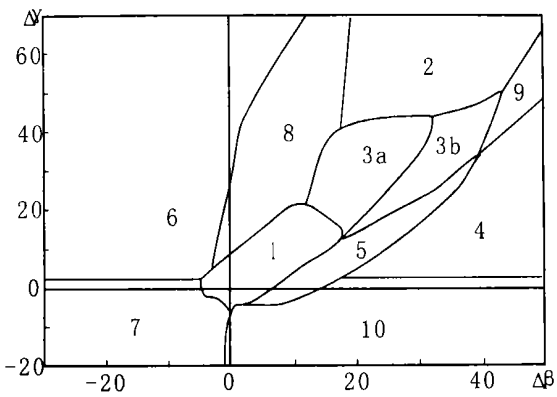



图 6　矿石铅同位素的 Δβ-Δγ 成因分类图解(据朱炳泉[7])

Fig. 6. Δβ-Δγ diagram of genetic classification by ore lead isotopes.

1. 地幔源铅; 2. 上地壳源铅; 3. 上地壳与地幔混合的俯冲铅(3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用); 4. 化学沉积型铅; 5. 海底热水作用铅; 7. 深质下地壳铅; 8. 造山带铅; 9. 古老页岩上地壳铅; 10. 退变质铅

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

张乾[44]利用 $\Delta\beta$-$\Delta\gamma$ 图解示踪辽宁桓仁多金属矿床铅的来源时得出与用其他示踪方法一致的结论。

## 3 问题与讨论

时至今日, 铅同位素演化之迷仍然困扰着人们。也就是说, 铅同位素在宇宙乃至太阳、地球、地壳中究竟如何演化? 上地幔的 Pb 同位素严重不均匀, 是原始的, 还是后生的等一系列问题, 人们还是不清楚的[6]。人们只能根据已有的铅同位资料作出种种假设去建立铅演化模型, 这样建立起来的铅演化模型只是一定程度上、一定范围内与铅同位素实际演化相符。事实上, 已有的各种模式苛刻的前提条件或本身的局限性, 以及地壳与地幔的不均匀性与演化的复杂性, 必然有各自的适用范围, 没有任何一种模式能适用于世界所有地区[45], 如果不考虑适用范围统统用一个模式如单阶段模式, 计算特征参数或年龄来进行示踪, 得出的结论也就不能不值得怀疑, 或者说在不能事先知道所研究矿床适合哪种模式的情况下, 盲目地使用这些种模式去示踪, 其结果出现偏差也是必然的。张理刚[6,46]指出: 国外许多学者提出的一系列模式, 包括单阶段铅模式、封闭体系两阶段演化模式、开放体系 $\nu$ 值线性增长模式、铅构造模式、区域单阶段演化模式等等, 都有严格的应用前提条件, 而且设计这些构造模式时并没有考虑中国的资料。因此, 利用这些模式解决中国的实际问题时经常出现偏差。Doe 和 Zartman 的铅构造模式图解在铅同位素示踪方面起到了十分重要作用, 至今也仍是使用频率最高的铅同位素示踪方法之一, 但仍然有很大的局限性, 如铅构造模式中只给出了演化曲线, 而没有确定各种来源铅同位素组成的变化范围, 而且演化曲线也难以代表各源区的平均值; 关于造山带铅的意义不确切, 它实际上包括了高 $\mu$ 值的整合铅, 俯冲带的壳幔混合铅, 海底热水作用铅和部分沉积与变质铅; 关于下地壳铅也存在着某些错误, 它只反映了中等程度变质岩, 特别是沉积变质岩的下地壳, 许多麻粒岩的铅同位素组成在 $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$ 图上落在上地壳的演化曲线附近[7]。事实上, 中国大陆至今未找到与铅构造模式 $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$ 图中 D 线吻合的下地壳铅。涂光炽[47]指出, 从铅同位素本身来说铅构造式是合理的, 下部地壳麻粒岩相中 U、Th 含量低, 由 U、Th 衰变而成的铅含量也较低的, 因此下地壳中的铅同位素含量也必然最低; 然而若从地质学角度来看, 铅构造模式图却存在一些问题, 各方面资料证实地球的层圈结构是从上地壳经下地壳再到地幔, 而在铅构造模式图中却是从上地壳经地幔再到下地壳, 这就给铅同位素的地质解释带来了很大困难; 在地质体中, 有些铅不是单一来源的, 而是多源铅混合的结果, 例如, 可能是地幔铅和上地壳铅的混合或是上地壳和下地壳铅的混合, 但在铅构造模式图中混合端元却相隔较远不好解释地质问题。

通过区域性铅同位素组成的深入研究建立起来的区域性铅同位素演化模式示踪效果可能会比全球性铅演化模式更佳[46,48~50]。“双稀释剂”铅同位素测定法和“AGSO-CSIRO”模式年龄法的“复活”, 将更好地发挥区域性铅同位素演化模式的定年和示踪作用。但使用铅模式图解示踪也只能从大的方面(如上地壳、下地壳、上地幔等)解释, 对矿石铅源很难作出更具体的判断。

朱炳泉的 $\Delta\alpha$-$\Delta\beta$-$\Delta\gamma$ 示踪消除了时间因素的影响, 理论上比那些全球性演化模式有更好的示踪效果, 但提出时间较晚, 积累的资料较少, 还有待进一步检验。而且同样很难对矿石铅源作出更具体的解释。

全方位对比示踪法, 原理比较简单, 符合推理逻辑, 尤其重要的是能判断地层来源铅的具体层位或岩浆来源铅的有关岩浆活动的具体期次, 而不是笼统的给出上地幔源、上地壳源、下地壳源或混合源, 这是其他任何铅同位素示踪方法所无法比拟的。张理刚[6]指出: 我们要对研究区内的各种有关岩石、矿石铅同位素大量进行示踪, 就能判断它们各自的来源和相互关系, 而不是根据某个矿床内部的铅同位素组成作出来源判断, 更不能用所谓模式年龄推断它的成矿年龄或来源岩石。因此, 全方位对比示踪法应是使用铅同位素示踪物源的首选方法。据 Macfarlane[15], 分析样品的淋溶部分一律比对应的全岩更富放射性同位素, 淋滤残留几乎总是比相应全岩更贫放射性同位素。他还指出[18]: 成矿热液在岩石中循环的淋滤作用会带走比总体成分更富放射性的铅。这种放射性铅的富集作用在其他许多研究中也被观察到[27,51]。因此, 笔者以为在用矿石铅与可能源铅同位素作比较时可能还要考虑这方面因素的影响。

已有的研究表明铅同位素逐步淋滤(PbSL)法

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

也是利用矿石铅同位素对矿床进行示踪和定年比较有效的方法之一, 值得在国内进行推广。

尽管我们已经有了许许多多的铅同位素示踪物源的方法, 但单一的铅同位素示踪也常常具有多解性, 往往需要同其它同位素体系, 如, 锶、钕、碳、氧、硫、氦等配合使用, 才能起到良好的示踪效果。通常用 Pb-Sr-Nd-O 等元素在二维和多维空间作图计算[52], 或通过多同位素体系示踪互相检验[53,54]。

致谢: 张乾老师为本文的修改提出了宝贵意见, 特此致谢!

## 参 考 文 献


[1] 地质部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室. 铅同位素地质研究的基本问题[M]. 北京: 地质出版社, 1979.

[2] Doe B R, Stacey J S. The application of lead isotopes to problem of ore genesis and prospect evaluation: a review[J]. *Economic Geology*, 1974, 69: 757~ 776.

[3] Oversby V M. A new look at the lead isotope growth curve[J]. *Nature*, 1974, 248: 132~ 133.

[4] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1975, 26: 207~ 221.

[5] Dickin A. Radiogenic isotope geology[M]. Cambridge, England: Cambridge university press, 1995.

[6] 张理刚. 同位素地质研究现状与展望[J]. 地质与勘探, 1992, 28(4): 21~ 29.

[7] 朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与应用 ——兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998.

[8] 魏菊英, 王关玉. 同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1988, 59~ 80.

[9] 张理刚. 长石铅和矿石铅同位素组成及其地质意义[J]. 矿床地质, 1988, 7(2): 55~ 64.

[10] 沈渭洲. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 原子能出版社, 1987.

[11] 倪师军, 滕彦国, 张成江, 等. 成矿流体活动的地球化学示踪研究综述[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4): 346~ 352.

[12] 张乾, 潘家永, 邵树勋. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. 地球化学, 2000, 29(3): 231~ 238.

[13] 李泽琴, 董宝林, 雷英凭等. 西凤凰山浊积岩型银矿床铅同位素地球化学—成矿物质来源[J]. 矿物学报, 1998, 18(4): 473~ 482.

[14] Hedenquist J W, Gulson B L. Intrusive and basement rock of lead in hydrothermal systems of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, 56: 2821~ 2829.

[15] Macfarlane A W, Petersen U. Pb isotope of the Hualagayoc area, Northern Peru: implication for metal provenance and genesis of a Cordillera polymetallic mining district[J]. *Economic Geology*, 1990, 85: 1303~ 1327.

[16] Bouse R M, Ruiz J, Titley S, et al. Lead isotope composition of Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits[J]. *Economic geology*, 1999, 94: 211~ 244.

[17] 沈渭洲. 同位素地质学教程[M]. 北京: 原子能出版社, 1997, 211~ 245.

[18] Macfarlane A W, Marcet P, Lehuray A P, et al. Lead isotope provinces of the central Andes inferred from ores and crustal rocks[J]. *Economic Geology*, 1990, 85: 1857~ 1880.

[19] Sillitoe R H, Hart S R. Lead-isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes[J]. *Geochimica. Cosmochimica. Acta*, 1984, 48: 2135~ 2142.

[20] 陈毓蔚, 毛存孝, 朱炳泉. 我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨[J]. 地球化学, 1980(3): 215~ 229.

[21] 赵伦山, 张本仁. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1988, 177~ 188.

[22] Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics 1. the Phanerozoic[A]. Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits 2nd. Ed[M]. Wilev Interscience. 1979, Chap 2, . 22~ 70.

[23] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135~ 162.

[24] Zartman R E, Haines S M. Thplumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs– a case for bi-directional transport[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, 52: 1327~ 1339.

[25] Stacey J S, Hedlund D C. Lead-isotope compositions of diverse igneous rocks and ore deposits from southwestern New Mexico and their implications for early Proterozoic crustal evolution in the western United States[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1983, 94: 43~ 57.


© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

[ 26] Puig A. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes[ J] . *Economic geology*, 1988, 83: 843~ 858.

[ 27] Townley B K, Godwin C I. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Ays n Region , southern Chile[ J] . *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 45~ 57.

[ 28] Stendal H. Contrasting Pb isotopes of Archaean and Palaeoproterozoic sulphide mineralisation , Disko Bugt, central West Greenland [ J] . *Mineralium Deposita*, 1998, 33: 255~ 265.

[ 29] Kamona AF, L v que J, Friedrich G, et al. Lead isotopes of the carbonate-hosted Kabwe , Tsumeb, and Kipushi Pb-Zn-Cu sulphide deposits in relation to Pan African orogenesis in the Damaran-Lufilian Fold Belt of Central Africa[ J] . *Mineralium Deposita*, 1999, 34; 273~ 283.

[ 30] Marcoux E. Lead isotope systematics of the giant massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt[ J] . *Mineralium Deposita*, 1998, 33: 45~ 58.

[ 31] Lescuyer J L, Leistel J M, Marcoux E, et al. Late Devonian-early carboniferous peak sulphide mineralization in the western hercynides[ J] . *Mineralium Deposita*, 1998, 33: 208~ 220.

[ 32] Woodhead j D, Volker F, Mcculloch M T. Routine lead isotope determinations using a 207Pb-204Pb double spike : a long-term assessment of analytical precision and accuracy[ J] . *Analyst*, 1995, 120: 35~ 39.

[ 33] Woodhead j D, Hergt j M. Application of the " double spoke " technique to Pb-isotope geochronology[ J] . *Chemical Geology*, 1997, 138: 311~ 321.

[ 34] Sun SS, Page R W, Carr G R. Lead-isotope-based stratigraphic correlations and ages of proterozoic sediment-hosted Pb-Zn deposits in the Mount Isa Inlier [ J] . *Australian Geological Survey organization Research Newsletter*, 1993, 20: 1~ 2.

[ 35] Sun S S, Carr G R, Page R W. A continued effort to improve lead isotope model ages[ J] . *Australian Geological Survey organization Research Newsletter*, 1996, 24: 19~ 20.

[ 36] 常向阳. 铅同位素研究新进展—" 双稀释剂" 铅同位素测定法和" AGSO-CSIRO" 模式年龄. 地质地球化学, 1999, 27( 2) : 93~ 98.

[ 37] Frei R, Kamber B S. Single mineral Pb-Pb dating[ J] . *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 129: 261~ 268.

[ 38] Frei R, Petike T. Mono-sample Pb-Pb dating of pyrrhotite and tourmaline : proterozoic vs. Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe[ J] . *Geology* , 1996, 24( 9) : 823~ 826.

[ 39] Frei R, Villa I M, Nägler TF , et al. Single mineral dating by the Pb-Pb step-leaching method : assesses the mechanisms[ J] . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, 61: 393~ 414.

[ 40] Schaller M, Steiner O, Frei R, et al. Pb stepwise leaching ( PbSL) dating of garnet-addressing the inclusion problem[ J] . *Schweiz Petrogr Mitt*, 1997, 77: 113~ 121.

[ 41] Stendal H, Frei R, Hamilton M A. The Palaeoproterozoic Kangerluluk gold-copper mineralization ( southeast Greenland ) : Pb and Nd isotopic constraints on its timing and genesis[ J] . *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 177~ 188.

[ 42] 朱炳泉, 陈毓蔚. 中国太古代地盾边缘成矿作用的铅同位素组成特征[ A] . 国际早前寒武纪成矿作用讨论会论文摘要[ C] . 吉林: 长春, 1985, 103~ 104.

[ 43] 朱炳泉. 矿石 Pb 同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省与矿种区划[ J] . 地球化学, 1993( 3) : 209~ 216.

[ 44] 张乾. 辽宁桓仁多金属矿床的铅同位素组成—显生宙单阶段幔源铅的证据[ J] . 地球化学, 1994, 23( 增刊) : 32~ 38.

[ 45] 李龙, 郑永飞, 周建波. 中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型[ J] . 岩石学报, 2001, 17( 1) : 61~ 68.

[ 46] 张理刚, 刑凤鸣. 安徽中生代花岗岩铅同位素组成与铅同位素省划分[ J] . 岩石学报, 1993, 9( 2) : 105~ 114.

[ 47] 涂光炽. 地球化学走向何方? [ J] . 南京大学学报, 1991, ( 3) : 203~ 209.

[ 48] 陈振胜, 张理刚, 刘敬秀. 胶东区域岩石铅同位素地球化学背景研究[ J] . 地质找矿论丛, 1994, 9( 1) : 65~ 78.

[ 49] Zhu Bingquan. The mapping of geochemical provinces in China based on Pb isotopes[ J] . *Journal of Geochemical Exploration*, 1995, 55: 171~ 181.

[ 50] 陈振胜, 王可法, 陈振胜, 等. 东亚岩石圈同位素化学结构及动力学[ M] . 北京: 科学出版社, 1993.

[ 51] Crocetti C A, Holland H D, Mckenna L W. Isotopic composition of lead in galenas from the Vimburnum Trend Missouri[ J] . *Economic Geology*, 1988, 83: 355~ 376.

[ 52] 朱炳泉. 大陆与大洋地幔 Nd-Sr-Pb 同位素特征与三组分混合-四体系再循环模式[ J] . 中国科学( B) 辑, 1989( 10) : 1 092~ 1 102.

[ 53] Relvas J M R S, Tassinari C C G, Munh J, et al. Multiple sources for ore-forming in the Neves Corvo VHMS Deposit of the

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Iberian Pyrite Belt (Portugal): strontium, neodymium and lead isotope evidence[J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 416~427.

[54] 周涛发, 岳书仓, 袁峰, 等. 长江中下游两个系列铜、金矿床及其成矿流体系统的氢、氧、硫、铅同位素研究[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(增刊): 122~128.

# ORE LEAD ISOTOPES AS A TRACER FOR ORE-FORMING MATERIAL SOURCES: A REVIEW

Wu Kaixing[1,2], Hu Ruizhong[1], Bi Xianwu[1], Peng Jiantang[1], Tang Qunli[1,2]

(1. The Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002;
2. Graduate School of Academy, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039)

**Abstract**

As a geological tracer, ore lead (Pb) isotopes play an important role in constraining ore-forming material sources. In this paper, the fundamental theory and application of ore lead isotopes as a tracer for ore-forming material sources are reviewed, and their applicability and limitation are also discussed.

**Key words:** ore lead; isotopic tracing; ore-forming material source

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net