

文章编号: 0258-7106(2012)04-0917-13

# 浙江安吉港口多金属矿床铅物质来源初探<sup>\*</sup>

## ——铅同位素证据

李应栩<sup>1</sup>, 谢玉玲<sup>1</sup>, 唐燕文<sup>1\*</sup>, 张欣欣<sup>1</sup>, 邱立明<sup>2</sup>

(1 北京科技大学, 北京 100083; 2 江苏省交通科学院股份有限公司, 江苏 南京 210017)

**摘要** 位于浙西北安吉港口的铅锌银(钼)多金属矿床,是新近在钦杭成矿带东北缘发现的一个产于大陆环境且具较好前景的矿床。文章通过对矿区坞山关杂岩体三套岩性单元、细粒花岗岩和方铅矿铅同位素的全面对比研究,探讨了矿床的铅物源岩浆岩。矿区中的方铅矿为含较高放射性成因铅的J-型铅,在铅同位素的V1-V2和 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 图解中,本次研究的样品分别落入华南和岩浆作用上地壳混合地幔铅范围,显示出方铅矿与华南地球化学省壳幔混合岩浆作用的密切关系。矿区铅锌矿体的方铅矿铅同位素比值显示其具有共同的物质来源,并基本保持了细粒花岗岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值的特征,而 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值具有坞山关杂岩体和细粒花岗岩混合的特征, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值则仅显示出与细粒花岗岩最相近。方铅矿铅同位素比值特征和比值等值线分布形式显示,铅主要来源于细粒花岗岩,杂岩体对铅成矿贡献了少量的 $^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}$ ,矿区地层对铅成矿贡献了一定的 $^{208}\text{Pb}$ 。安吉矿区进一步针对铅的找矿工作围绕细粒花岗岩展开,取得成果的可能性更大。

**关键词** 地球化学, 铅锌多金属矿, 铅同位素, 成矿物质来源, 安吉

中图分类号 P618.42 P618.43

文献标志码 A

## A preliminary study of source of lead in Gangkou polymetallic deposit, Anji, Zhejiang Province: Lead isotope evidence

LI YingXu<sup>1</sup>, XIE YuLing<sup>1</sup>, TANG YanWen<sup>1</sup>, ZHANG XinXin<sup>1</sup> and QIU LiMing<sup>2</sup>

(1 University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China; 2 Jiangsu Transportation Research Institute Co. Ltd., Nanjing 210017, Jiangsu, China)

### Abstract

Lying in northwest Zhejiang Province, the Gangkou Pb-Zn-Ag(-Mo) polymetallic deposit in Anji is a recently discovered deposit at the northeast edge of the Qinzhou-Hangzhou metallogenic belt. Lead isotope compositions of galena grains from the deposit are all rich in radiogenic J-type lead. In V1-V2 diagram and  $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$  diagram, all the samples fall in South China geochemical province and upper crust mixed with mantle lead related to magmatism respectively. The lead isotope composition of galena has  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for the fine-grained granite,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for the mixing of fine-grained granite and Wushanguan complex, and the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios approximately for the fine-grained granite. The contour lines of lead isotope suggest that the fine-grained granite probably provided most of the lead source for galena, whereas part of  $^{207}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}$  was from Wushanguan complex and part of  $^{208}\text{Pb}$  was from Cambrian Formation in the ore district. Exploration around the fine-grained granite at Gangkou in Anji might lead to further achievements.

\* 本文受科技部公益性行业科研专项经费(201011011-01)和“十二·五”科技支撑计划(2011BAB04B02)联合资助

第一作者简介 李应栩,男,1982年生,博士,矿业工程专业资源预测方向。Email: pzhliyngxu@126.com

\* \* 通讯作者 唐燕文,男,1983年生,博士研究生,矿山地质工程专业,从事成矿规律与成矿预测研究。Email: tyw-xt@tom.com

收稿日期 2010-12-17; 改回日期 2012-06-22。秦思婷编辑。

**Key words:** geochemistry, lead-zinc polymetallic deposit, lead isotope, mineralization material source, Anji

长逾1 500 km的钦(州)杭(州)成矿带包括华夏古板块和扬子古板块的结合部位及其旁侧(杨明桂等, 2009), 曾是华南成矿省的组成部分, 也是近年中国地质调查局单独增列的一个重点成矿区带(毛景文等, 2011), 其东段与长江中下游成矿带呈近似平行展布。自元古代华夏和扬子两大古板块拼合以来, 区内发育了漫长复杂的构造演化历史, 在中生代成为华南燕山运动的策源地(杨明桂等, 1997), 其间发育了多期次、多阶段强烈的岩浆活动, 现今则是中国东南大陆最显著的岩石圈不连续带(杨明桂等, 2009), 蕴藏的丰富矿产资源亟待开发。经过多年的地质工作, 带内已发现了大批矿床, 矿种涉及铜、金、铅、锌、银、钨、铀、钨、锡、钼等, 成矿时代包括新元古代以及中生代的中、晚侏罗世和白垩世(毛景文等, 2011), 其中, 以中生代产出于大陆环境与岩浆热液活动有关的矿床尤为引人注目, 如位于该成矿带东段的德兴斑岩型矿床(朱训等, 1983; 王强等, 2004), 在驱龙(杨志明等, 2008)完成勘探前曾是中国最大的斑岩型铜矿。随着近年工作的不断深入, 位于该成矿带东北缘的浙西北地区也取得了找矿突破, 发现了安吉、百丈等矿床(点), 一个形成于大陆环境下, 以富银为特色的铅锌多金属成矿区已初显轮廓, 并显示出一定的寻找钼矿的潜力。

位于钦杭成矿带东北缘的安吉矿床, 行政区划属浙江省安吉县港口镇, 向北距县城约 20 km。矿区发育多次大陆环境下的岩浆活动, 出露面积较大的为呈岩基状产出, 由黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩和正长花岗岩三套岩性单元构成的坞山关杂岩体(唐燕文等, 2012a), 另有细粒花岗岩枝/株和多种岩脉。复杂的岩浆活动引发了复杂的矿化蚀变现象, 矿区多种金属矿化与多期次岩浆活动的成因联系不仅给矿床勘探带来困难, 也增大了矿床成因模型研究的难度。因此, 厘定出不同矿化系统的成矿岩浆岩, 对矿区进一步的勘查工作具有重要的指导意义, 对矿床成矿模型的建立也具有重大的理论价值。本文以该多金属矿床为对象, 通过野外踏勘和矿区地质特征综合分析, 结合方铅矿以及矿区杂岩体三个主要岩性单元和细粒花岗岩的全岩铅同位素对比研究, 认为矿区方铅矿铅物质主要来源于细粒花岗岩,

铅锌矿体的成因与该期岩浆活动密切相关, 对矿区铅锌矿进一步的勘查工作围绕细粒花岗岩展开, 取得成果的可能性更大。

## 1 区域地质概述

安吉矿区位于浙西北地区, 挟持于北东侧莫干山和南西侧天目山两大中生代火山岩盆地之间的隆起部位。区域地质调查资料(浙江省地质矿产局, 1989)显示, 矿区处于印支期于潜-三桥埠复向斜南翼, NE向学川-湖州断裂南侧, NW向孝丰-三门湾断裂横穿矿区, 2条断裂均形成于中生代。

梅燕雄等(2009)依据成矿区带的构造演化背景和成矿特征划分了全球成矿区带, 矿区位于劳亚成矿域(I)中朝成矿区(II)和环太平洋成矿域(I)东亚成矿带(II)的边界附近, 可能属两者的叠加部位。矿区所属的钦杭成矿带, 北以凭祥-歙县断裂为界, 与江南地块和扬子陆块相接, 南以江绍断裂为界, 与华夏古板块相连, 中部以常德-安仁断裂(饶家荣等, 1993)为界, 分为东、西2段。其中, 东段的北界断裂起于衡山, 经浏阳、宜丰、歙县向北可能延伸至湖州(杨明桂等, 1997)或苏州(杨明桂等, 2009)。

安吉矿区位于该结合带东北端浙西古地体(杨明桂等, 1997)或称怀玉古岛弧地体(杨明桂等, 2009)北缘。该地体与江南系和华夏系的基底均不相同, 于晚元古代并入扬子地块, 盖层为扬子型(杨明桂, 1997), 并于加里东期随两大古板块的对接转入陆内环境。在加里东期后, 该地体所在位置又经历了板内的伸展拗陷和断陷造盆, 并遭受了西侧万年地体(又称赣中对冲叠覆带)挤压、南侧华夏古板块的俯冲和北侧扬子古板块的仰冲等作用(杨明桂等, 2009)。

## 2 矿区地质概述

安吉矿区覆盖较厚, 植被发育, 露头连续性差, 部分地段地质点密度已超过 1:1 000 的要求, 但有效的控制点依然偏少, 图 1 所示矿区地质图为矿区预查和普查工作<sup>①</sup>以及多次野外调查的综合结果, 部分

① 王爱国, 贺菊瑞, 唐燕文, 等. 2010. 浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告. 南京地质矿产研究所. 内部资料.

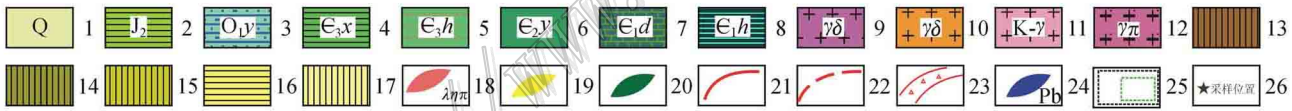
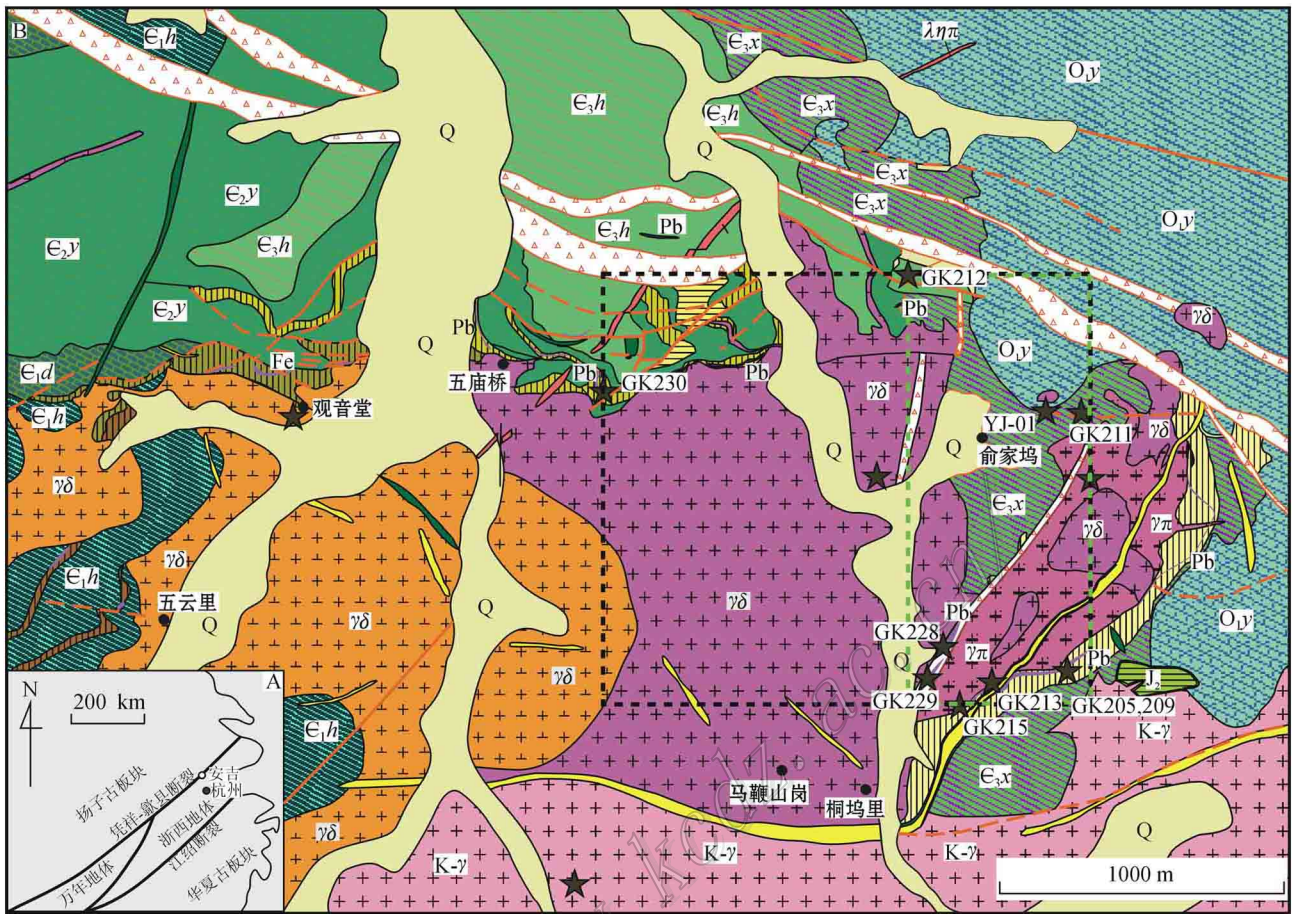


图1 安吉矿床大地构造概图(A)(据杨明桂等, 2009)和矿区地质图(B)(据王爱国等, 2010<sup>①</sup>; 唐燕文等, 2012a 修改)

1—第四系; 2—侏罗系火山岩; 3—印渚埠组; 4—西阳山组; 5—华严寺组; 6—杨柳岗组; 7—大陈岭组; 8—荷塘组; 9—黑云母二长花岗岩; 10—花岗闪长岩; 11—正长花岗岩; 12—含斑细粒花岗岩; 13—砂卡岩化荷塘组; 14—砂卡岩化大陈岭组; 15—砂卡岩化角岩化杨柳岗组; 16—砂卡岩化角岩化华严寺组; 17—砂卡岩化角岩化西阳山组; 18—石英二长斑岩脉; 19—其他酸性岩脉; 20—基性岩脉; 21—实测断层; 22—推测断层; 23—断裂破碎带; 24—矿体及矿种; 25—方铅矿铅同位素等值线图绘制范围; 26—采样位置

Fig. 1 Tectonic setting sketch map (A)(after Yang et al., 2009) and geological map(B)(after Wang et al., 2010;

Tang et al., 2012a) of the Anji deposit

1—Quaternary; 2—Jurassic volcanic rocks; 3—Yinzhubu Formation; 4—Xiyangshan Formation; 5—Huayansi Formation; 6—Yangliugang Formation; 7—Dachenling Formation; 8—Hetang Formation; 9—Biotite monzogranite; 10—Granodiorite; 11—Syeno-granite; 12—Fine-grained granite; 13—Hetang skarn; 14—Dachenling skarn; 15—Yangliugang skarn; 16—Huayansi skarn; 17—Xiyangshan skarn; 18—Adamellite vein; 19—Other acidic dykes; 20—Mafic dikes; 21—Actual fault; 22—Extrapolated fault; 23—Faults related shattered zone; 24—Ore bodies and metal type; 25—Area of lead isotopic contour map of galena; 26—Sampling point

界线依据露头推断。

安吉矿区除广泛覆盖第四系外, 分布的地层主要为早古生界, 局部有晚元古界顶部和中生代火山岩。古生代地层在区域上为整合接触, 表现为总体向北东缓倾, 从西南部向东北部依次出露荷塘组( $\epsilon_{1h}$ )碳质、泥质、硅质页岩, 大陈岭组( $\epsilon_{1d}$ )灰岩,

杨柳岗组( $\epsilon_{2y}$ )泥质白云质灰岩、灰岩、硅质泥岩、碳质页岩, 华严寺组( $\epsilon_{3h}$ )灰岩、泥质白云质灰岩和西阳山组( $\epsilon_{3x}$ )白云质泥质灰岩、灰岩以及印渚埠组( $O_{1y}$ )粉砂质泥岩、泥岩, 局部地段的印渚埠组表现为与西阳山组或华严寺组呈断层接触。晚元古界顶部可能为灯影组, 仅在西南部见少量转石。中生

① 王爱国, 贺菊瑞, 唐燕文, 等. 2010. 浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告. 南京地质矿产研究所. 内部资料.



代火山岩出露于东南部,出露面积不到 $0.1\text{ km}^2$ ,底部与西阳山组和印渚埠组呈角度不整合接触,为三层火山角砾岩夹凝灰岩,向西为断层所截,并被细粒正长花岗岩脉侵入。

矿区发育的构造以断裂为主,其中较大的4组分别为NW向、近EW向、NE向和近SN向。

NW向构造斜穿矿区北东部至北北东部,为浙江地区孝丰-三门湾断裂的一部分。区内该断裂总体表现为 $60\sim 70^\circ$ ,NE-NNE倾右行正断层,以发育晶簇状石英和萤石为特征,并发育大量方解石,局部见黄铁矿化。该断裂在矿区东部切割了黑云母二长花岗岩,在部分地段构成了华严寺组或西阳山组与印渚埠组的界线。在矿区中部,该断裂表现为近EW向,并切割了 $(137.3\pm 1.6)\text{ Ma}$ (LA-ICP-MS 锆石U-Pb, $m=13$ ,MSDW=0.49)侵位的NE向石英二长斑岩脉(区域上称为花岗斑岩脉)(唐燕文等,待刊)局部构成寒武纪地层间的界线。在矿区西北部,该断裂右行切割了近SN向的辉绿岩。

近EW向断裂在矿区中部最为发育,表现为一系列北倾正断层,倾角为 $50\sim 60^\circ$ ,为铅锌矿体的容矿断裂和顺层矿化的导矿断裂,总体以碳酸盐化为主,局部表现为硅化并有断续的产状一致的露头。该断裂在西侧局部地段切割了已钙铁榴石矽卡岩化的杨柳岗组和大陈岭组以及其中的铁锌矿体;矿区东中部EW向断裂主要为3条,SN向的2条表现为硅化、绿泥石化和绿帘石化,局部可见铅锌矿化,中间的一条为岩脉充填;矿区南部发育的近EW向断裂近直立,在矿区东南部切割了正长花岗岩,并为石英正长斑岩脉/墙所贯入,在中南部构成了黑云母二长花岗岩和正长花岗岩的界线。

NE向断裂从南东部至北西部主要有7条。位于矿区西南部的3条以银山顶附近为界:北侧的一条切割了细粒花岗岩及上覆矽卡岩化西阳山组或华严寺组地层,总体表现为断续出露其间的宽 $10\sim 25\text{ cm}$ 的石英脉露头,产状稳定,向南东陡倾,发育于细粒花岗岩中的地段局部见有与硅化、绿泥石化相关的铅锌银矿化,部分地段可见细粒花岗岩的变形或破碎,近银山顶中部的一条断裂控制了后期活动的环斑花岗岩和辉绿岩脉/墙的产出,切穿了铅锌矿体和细粒花岗岩;南侧的为一条隐伏断裂,陡倾,主要构成了细粒花岗岩和坞山关杂岩的边部界线,可能还控制了与绿泥石化有关的钼矿化。矿区中间位置的2条NE向断裂:北侧的一条贯有石英二长斑岩

脉,并为EW向和近SN向断裂所错动切割,向南西延伸的部分在矿区范围内未见出露,在矿区外围西南可能控制了矽卡岩型铁矿化以及局部的以针硼镁石为主的硼矿化(潘志龙,1992);南侧的一条在地表表现为宽约 $20\text{ cm}$ 的张性充填石英脉,并限制或切割了近EW向矿化,在与EW向断裂相交位置及附近见有铅锌矿化,其向NE方向分支表现为2条近平行展布的石英脉,向南西延伸的部分可能切割或错动了西部的荷塘组和坞山关杂岩体。另外,根据最新施工的钻孔显示,南侧断裂深部局部见张性充填的萤石和方解石。

位于矿区北西部的2条NE向断裂也可分为南、北2条:北侧的一条为切穿寒武系的正断层,使得呈岩基状产出的黑云母二长花岗岩局部出露,该断裂向北为NW向断裂所限制和错动,南侧的一条为EW向断裂所错动,断续出露,显示出对钙铁榴石矽卡岩型铁矿的控制。

近SN向断裂主要有2条,现主要表现为水系和对石英二长斑岩脉的切割错动。从地貌上看,西侧的一条仍然可以看到因其活动而切割的黑云母二长花岗岩基边部的大型断层三角面。地质图上显示,其还切割了NW向断裂和矿区中部的EW向断裂。另有一条表现为硅化破碎带,发育于黑云母二长花岗岩中,并为NW向或近EW向断裂所截。

除上述断裂构造外,矿区还发育与这些断裂活动有关的滑覆构造以及少量具挤压变形特征的构造,但规模都不大。

安吉矿区发育多期岩浆岩侵位活动,其中,规模最大的为由黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩和正长花岗岩三大岩性单元组成的坞山关杂岩体,其在矿区的分布、岩石学和岩石化学特征详见唐燕文等(2012a)的报道,本文不再赘述。矿区发育的岩浆岩除坞山关杂岩体和其中的各种岩脉外,还有活动于杂岩体形成之后,基性岩脉活动之前的细粒花岗岩。目前发现的细粒花岗岩主要出露于银山附近,呈岩枝/株状产出于黑云母二长花岗岩中,在马鞭山西侧可能也有出露,但因覆盖和地形等因素,目前产状不明。该岩株与正长花岗岩的界线在地表为矽卡岩化、角岩化西阳山组所覆盖,目前未发现两者的接触关系。在矽卡岩化西阳山组上施工的钻孔显示,在内外矽卡岩接触带上,花岗闪长岩和细粒花岗岩均有发现,而且2种岩浆岩接触部位硅化强烈,花岗闪长岩多破碎并被石英胶结,显示细粒花岗岩晚于花

岗闪长岩侵位。对细粒花岗岩进行的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究显示其活动于 134 Ma(谢玉玲等,2012)。

### 3 矿床地质概况

矿区矿化蚀变类型复杂多样,目前的研究显示其具有矽卡岩型、斑岩型和浅成低温热液型矿化或蚀变叠加的特征,局部表现为热液脉型,矿区按成矿金属元素种类,可划分出铁矿化体、铁(铜)锌矿化体、铅锌银(铜)矿化体和钼矿化体等,局部还发育有钨矿化,按赋矿围岩类型,可划分出钙铁榴石矽卡岩型、绿帘石化矽卡岩型、碳酸盐交代型和石英脉型等。矿区发育的蚀变,受原岩岩性和构造控制明显:大理岩化、角岩化等热烘烤蚀变发育于离杂岩体较近、裂隙较少的灰岩岩性段和泥岩岩性段中;石榴子石矽卡岩化发育于灰岩岩性段与杂岩体的接触带上;透闪石(阳起石)化矽卡岩发育于白云质灰岩岩性段与杂岩体接触带两侧;绿帘石化和绿泥石化发育于矽卡岩化地层和侵入岩裂隙中;在杂岩体与地层接触部位,岩体多发育硅化,在 NW 向断裂中还发育有强烈的硅化(玉髓和石英)、萤石化和方解石化。此外,银山顶附近岩体发育较强的绢云母化,并常见细脉状石英,矿区东北部印渚埠组部分地段见黄铁绢英岩化。钾化在石榴子石矽卡岩裂隙和石榴子石矿物间常表现为团块状钾长石,在钻孔岩芯中表现为具蚀变晕的钾长石细脉。

铁矿化和铁(铜)锌矿化体发育于钙铁榴石矽卡岩中。前者主要分布于矿区西南部荷塘组底部和荷塘组硅质岩夹层间的灰岩中,伴有针硼镁石矿化,并有零星的铅矿化(潘志龙,1992);后者在坞山关杂岩体与碳酸盐地层的接触带附近均有产出,主要分布于矿区中部偏西至西部矽卡岩化大陈岭组和杨柳岗组中下段。矿石矿物主要为磁铁矿,少量呈棕色的富铁闪锌矿,局部见黄铜矿和零星方铅矿。

铅锌银(铜)矿化体分布于矿区的中部和东部。中部地区,铅锌银(铜)矿化体主要表现为顺近 EW 向断裂发育,在断裂面两侧地层的灰岩段亦有顺地层发育的,但顺层延伸距离不及沿断裂延伸的距离。顺断裂发育的矿化向东为 NE 向断裂所切割,向东

延伸部分可能因风化较强,氧化和剥蚀程度较高,仅见零星矿化。矿石矿物主要为方铅矿,次为闪锌矿,部分地段可见少量黄铜矿。矿区东部的铅锌银(铜)矿化体比较复杂,但受断裂控制表现明显。除前述的沿 EW 向和 NE 向断裂发育的铅锌矿体外,在矽卡岩化西阳山组地层中产出的铅锌矿化与绿帘石化矽卡岩关系密切。矿石中的铅锌矿化表现为绿帘石-铅锌矿化脉沿钙铁榴石裂隙发育,并常有石英。矿区东部矽卡岩的绿帘石化带总体为 NE 走向,在走向上有数次尖灭和错动。

钼矿化目前仅发现于矿区东部,表现为青磐岩化钾化花岗质岩石和矽卡岩中的石英-绿泥石-辉钼矿细脉,同时具备斑岩型矿床和矽卡岩型矿床的矿石特征。目前虽然尚未被详细控制,但其前景值得期待。对发育于蚀变花岗质岩石中的辉钼矿进行 Re-Os 同位素年代学研究,显示其具有 $(138.58 \pm 0.72)$ Ma 的平均模式年龄和 $(139.0 \pm 5.0)$ Ma 的等时线年龄<sup>①</sup>。

从已揭示的矿床地质特征来看,矿区可能存在两套岩浆热液矿化系统。较早的一套与坞山关杂岩体有关,以沿杂岩体和寒武系接触带发育的石榴子石矽卡岩为蚀变特征,与典型的接触交代型矽卡岩矿床的特征较一致。该矿化系统目前发现的矿种为铁(锌铜)矽卡岩内铅矿化很少,但其岩石化学所显示的特征与一些产有铅锌银的矽卡岩型矿床(如恰功、斯弄多)非常类似,且岩体 Pb、Zn 含量也高于地球平均值(唐燕文等,2012a),显示出其铅锌银成矿的潜力。因此,该期热液活动是否有成规模的铅矿化以及铅矿化位置的预测值得探讨。矿区稍晚的一套成矿系统应与细粒花岗岩有关,以绿帘石化、硅化、绿泥石化蚀变为特征,表现为热液脉型和/或矽卡岩型,主要为铅锌银矿,并具有形成斑岩型钼矿的潜力。在经典矿床模式中,2 类热液系统的中心分别表现为带状和环状或放射状,但由于矿区断裂构造复杂,这一特征并不十分显著。同时,矿区中部发育与碳酸盐化有关的铅锌矿石,中部至东北部可能为两者的叠加作用部位,矽卡岩型矿床又常有远程铅锌矿产出,而两套热液系统控矿构造的差异使得该地区进一步的勘查工作有待于更接近矿区实际成矿模式的建立。因此,本文拟通过对成矿元素铅的同

① Xie Y L, Tang Y W, Dominy S C, Li Y X and Zhang X X. 2012. Re-Os isotope dating of molybdenite and significance of Anji Pb-Zn polymetallic deposit in Zhejiang province of China. in Press.

位素研究,探讨矿区的铅成矿事件,为建立矿区成矿模型提供依据。

## 4 样品及分析结果

本次研究的样品包括铅锌矿体中的方铅矿、细粒花岗岩和坞山关杂岩体的三大岩性单元。其中,坞山关杂岩体样品与唐燕文等(2012a)分析的样品相同;方铅矿样品采于矿区内发现的多个铅锌矿化露头以及矿区钻孔,细粒花岗岩样品采于银山北侧,采样位置如图1所示。

本次研究的方铅矿主要来自绿帘石化砂卡岩,部分样品为具有较高Ag含量的热液脉型纯方铅矿,唐燕文等(2012b)在这类方铅矿中发现了独立银矿物。由于与碳酸盐化相关的矿化露头风化较强,主要为氧化矿,故本次研究未能从中获得用于研究的方铅矿。

岩石的微量元素分析、铅同位素分析以及方铅矿的铅同位素分析由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,分析方法依据GB/T17672-1999《岩石中铅铋钨同位素测定方法》,仪器为ISO-PROBE-T热电离质谱仪(编号7734),分析时室温为20℃,相对湿度20%~30%。分析结果见表1和表2。表1中,V1、V2、 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 及 $\Delta\gamma$ 计算方法据朱炳泉(1993),其中 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 和 $\Delta\gamma$ 分别代表了矿石铅形成时 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相对于Chen(1982)提出的不同时代地幔Pb同位素增长曲线公

式计算值的差异;V1和V2则是 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 和 $\Delta\gamma$ 进一步的二维映像。

## 5 讨论

### 5.1 方铅矿铅同位素组成特征

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图2A)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图2B)中,除采于矿区中部的GK230偏离稍远外,其余样品集中于0.1%范围内,并显示 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 值与 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值轻微的负相关。

将本次研究获得的铅同位素比值按照Cannon等(1961)采用的方法,以 $^{206}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb} + ^{208}\text{Pb} = 100$ ,再分别计算出 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}$ 在其中的比例,然后投影在铅同位素演化图上(图2C)。结果显示,本次研究的方铅矿样品铅同位素组成非常一致,应具有共同的物质来源。同时,这些样品的分析结果均落入Cannon等(1961)统计的矿石铅同位素集中分布的三角形区域顶部,非常接近现代铅( $t=0$ ),但属J-型异常铅范围,即同时富集U和Th的放射性成因铅,表明其铅同位素组成不符合地球同位素演化的简单历史,其单阶段模式年龄并不能与其地质年龄完全一致。

在方铅矿铅同位素V1-V2(图3A)和 $\Delta\gamma$ - $\Delta\alpha$ (图3B)图解中,本次研究的样品分别落入华南和岩浆作用上地壳混合地幔铅范围,显示方铅矿与华南地球化学省壳幔混合岩浆作用的密切关系,与样品矿石类型反映的岩浆热液成因吻合。

表1 安吉多金属矿方铅矿铅同位素分析结果

Table 1 Lead isotope analytical results of galena from the Anji polymetallic deposit

样品编号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		V1	V2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
	比值	$\pm 2\sigma$	比值	$\pm 2\sigma$	比值	$\pm 2\sigma$					
GK205	18.391	0.002	15.605	0.002	38.420	0.004	58.97	52.41	70.10	18.24	31.28
GK209	18.408	0.004	15.621	0.003	38.461	0.008	60.39	53.15	71.09	19.29	32.38
GK211	18.384	0.002	15.613	0.002	38.459	0.005	59.73	51.82	69.69	18.76	32.32
GK212	18.331	0.002	15.610	0.002	38.459	0.005	58.37	49.15	66.61	18.57	32.32
GK213	18.400	0.002	15.582	0.002	38.328	0.004	56.98	53.36	70.62	16.74	28.81
GK215	18.391	0.002	15.600	0.001	38.397	0.004	58.41	52.56	70.10	17.92	30.66
GK228	18.364	0.002	15.607	0.001	38.426	0.003	58.42	51.07	68.53	18.37	31.44
GK229	18.374	0.001	15.588	0.001	38.362	0.003	57.13	51.84	69.11	17.13	29.72
GK230	18.566	0.002	15.640	0.001	38.501	0.004	65.41	60.88	80.28	20.53	33.45
YJ-01	18.367	0.002	15.603	0.002	38.435	0.005	58.71	51.03	68.70	18.11	31.68

注:铅同位素比值测试值据《核地分》2011年第2011-0802号;V1、V2、 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 及 $\Delta\gamma$ 计算方法据朱炳泉,1993。

表 2 安吉多金属矿主要岩体铅同位素分析结果  
Table 2 Lead isotope analytical results of intrusive bodies in the Anji polymetallic deposit

<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb		ε(B)·10 <sup>-6</sup>			初始比值		
比值	±2σ	比值	±2σ	比值	±2σ	Pb	Th	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
<b>黑云母二长花岗岩</b>											
20.179	0.005	15.776	0.003	38.635	0.005	24.6	22.4	5.36	19.825	15.759	38.164
20.138	0.004	15.777	0.002	38.616	0.004	20.7	19.5	4.67	19.772	15.759	38.129
21.284	0.007	15.915	0.004	38.643	0.007	22.1	20.9	5.08	20.905	15.897	38.145
19.492	0.008	15.695	0.002	38.679	0.008	24.6	21.6	5.79	19.114	15.677	38.229
20.699	0.003	15.853	0.001	38.642	0.003	31.2	28.5	12.0	20.070	15.822	38.165
<b>正长花岗岩</b>											
21.763	0.003	15.945	0.002	38.676	0.004	32.5	23.7	22.6	20.607	15.889	38.289
19.996	0.002	15.741	0.001	38.551	0.003	31.3	35.9	12.4	19.355	15.710	37.959
19.643	0.001	15.693	0.001	38.734	0.002	35.3	23.8	14.6	18.976	15.660	38.387
19.296	0.002	15.638	0.002	38.483	0.005	38.1	23.1	12.6	18.767	15.612	38.174
19.370	0.001	15.637	0.001	38.512	0.003	6.56	4.48	6.34	17.823	15.562	38.163
<b>花岗闪长岩</b>											
20.299	0.002	15.764	0.001	38.718	0.004	18.6	20.6	8.43	19.561	15.728	38.143
20.019	0.002	15.727	0.002	38.713	0.004	16.3	17.3	6.35	19.388	15.696	38.164
20.736	0.002	15.812	0.002	38.757	0.004	18.4	21.3	7.16	20.098	15.781	38.152
19.904	0.002	15.710	0.001	38.837	0.003	17.5	21.4	6.73	19.281	15.680	38.205
21.621	0.004	15.923	0.003	38.606	0.008	22.3	17.4	9.09	20.946	15.890	38.194
<b>细粒花岗岩</b>											
18.645	0.006	15.577	0.002	38.982	0.002	24.8	36.1	5.81	18.272	15.559	38.242
18.386	0.006	15.581	0.002	38.422	0.002	145	32.3	5.67	18.324	15.578	38.310
18.573	0.005	15.577	0.002	38.783	0.002	25.2	25.0	4.35	18.299	15.564	38.281
18.675	0.006	15.583	0.002	38.766	0.003	20.6	22.6	4.86	18.300	15.565	38.210
18.670	0.005	15.577	0.002	38.707	0.002	29.1	27.1	6.47	18.317	15.560	38.235

注：铅同位素比值测试值据《核地分》[2011]第 2011-0803 号》和《核地分》[2011]第 2011-0111 号》；Pb、Th、U 值据唐燕文等(2012a)和谢玉玲等(2012)；初始值计算依据放射性衰变常数为 λ(<sup>238</sup>U)=1.55125×10<sup>-10</sup>·a<sup>-1</sup> λ(<sup>235</sup>U)=9.8485×10<sup>-10</sup>·a<sup>-1</sup> λ(<sup>232</sup>Th)=4.9475×10<sup>-11</sup>·a<sup>-1</sup>。

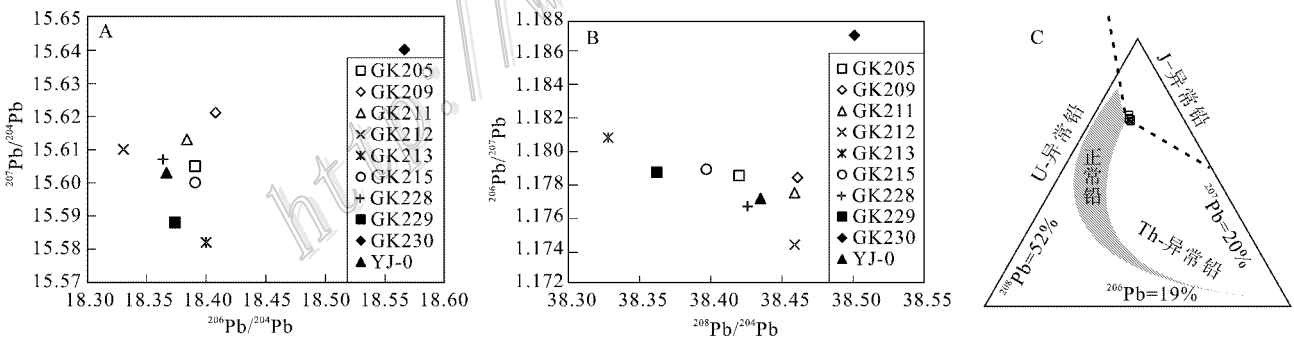


图 2 安吉多金属矿方铅矿铅同位素特征图解

A. <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 值分布图；B. <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb-<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 值分布图；C. Cannon 三角形图解(底图自 Cannon et al., 1961)

Fig. 2 Lead isotope composition diagram of galena from the Anji polymetallic deposit

A. <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb; B. <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb-<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb; C. Cannon triangle(after Cannon et al., 1961)

### 5.2 矿石铅物源和铅成矿叠加作用

在一个封闭体系内演化的 U-Th-Pb 同位素, Pb 由体系的初始值和放射性成因(即体系内 U-Th 放射性衰变形成)两部分组成。对于方铅矿和长石等 U 和 Th 含量相比 Pb 可忽略的矿物, 放射性成因 Pb 对其自形成以来 Pb 组成影响甚微, 其各项比值的现代

测量值可以代表形成时的比值。而对于各类岩石而言, 其形成后的 Pb 同位素比值还与体系内的 U 和 Th 含量有关, 在其形成后任意时刻 t 的测量值(x<sub>m</sub>) 为与初始值(a<sub>0</sub>、μ<sub>i</sub>)有关的函数：

$$x_m = a_0 + \sum_{i=0}^m \mu_i (e^{\lambda_i t} - e^{\lambda t})$$

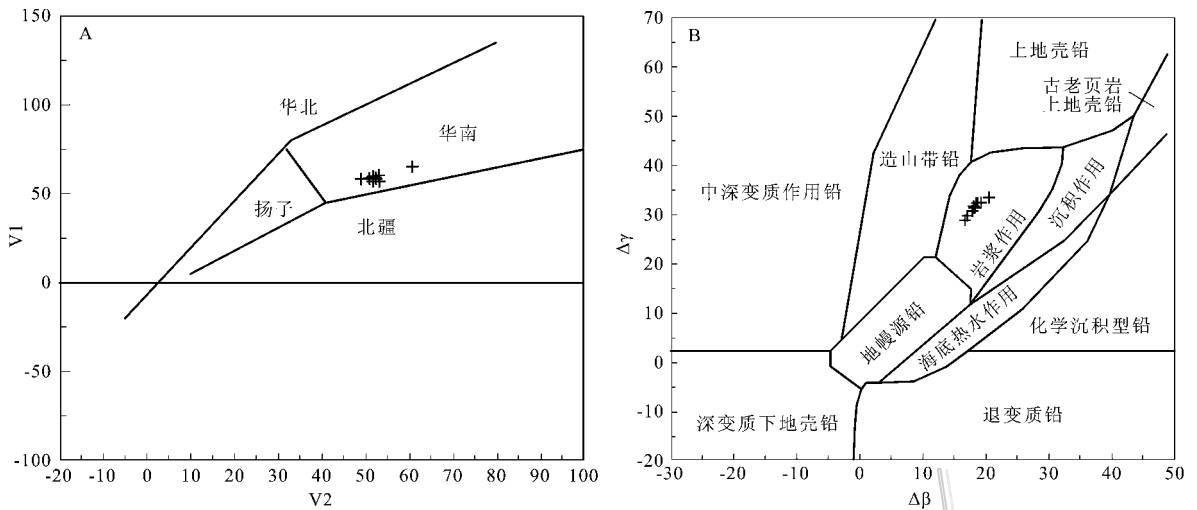


图3 安吉多金属矿方铅矿铅同位素  $V1-V2$  (A) 底图据朱炳泉, 2001) 和  $\Delta\gamma-\Delta\beta$  (B) 底图据朱炳泉, 1998) 图解  
Fig. 3 Lead isotope  $V1-V2$  (A) (after Zhu, 2011) and  $\Delta\gamma-\Delta\beta$  (B) (after Zhu, 1998) diagram of galena from the Anji deposit

对于已知时代的未变质岩浆岩而言, 相对于其母岩浆满足以母岩浆为初始值的单阶段演化要求, 即对上述算式可取  $m=1$ , 根据现在测量的 U、Th、Pb 含量, 结合 U、Th 的同位素衰变常数可以推算其形成时的 Pb 同位素比值  $a_0$ 。同样, 对于已知形成时代在形成后一直保持封闭的方铅矿而言, 如假设其来自满足似单阶段铅的演化体系, 则测定的同位素比值将能够反映其来源相对假设体系的差距。

在元素的地球化学性质分类中, Th 和 U 属于亲石难熔的元素, Pb 属于亲铜高挥发性元素 (McDonough et al., 1995); 根据其在熔体相/固相分离过程中的行为分类, U 和 Th 为高场强不相容元素, 优先进入或保留于熔体相中, 而 Pb 属中等不相容元素, 并在熔体相/固相分离过程中易于同质替换 K 进入长石尤其是钾长石中。这种地球化学性质造成这 3 种元素在地壳中的丰度均超过原始地幔, 并按大陆上地壳、大陆中地壳、大陆下地壳和大洋地壳的顺序丰度降低; 在岩浆结晶分异和热液出溶过程中, 这 3 种元素也会优先富集于熔体和流体相中。同时 3 种元素均属于重元素, 因此, 在岩浆结晶、变质以及风化等自然作用甚至冶炼等人工作用过程中, 同位素分馏效应均非常不显著, 低于所采用分析方法的分析误差限, 分馏引发的同位素比值变化可以忽略, 同位素组成的变化应主要由其物质来源决定。因此, 3 种元素的同位素比值将保持源岩浆岩的特征, 尤其是不具放射性衰变性质的 Pb 更能指示物源。

本次研究采用全方位 (张乾等, 1994, 2000) 直接对比法 (张建芳等, 2009), 综合比较黑云母-二长花岗岩、花岗闪长岩、正长花岗岩和细粒花岗岩的初始铅同位素比值和方铅矿的铅同位素比值特征, 探讨方铅矿的铅物质来源。

已报道的矿区年代学研究成果显示, 本区金属成矿活动主要发生在 138~134 Ma, 仅约 4 Ma, 相比于 Th 和 U 半衰期短得多的时间内。对于中生代的铅同位素体系而言, 如此短暂的间隔因放射性衰变造成的同位素比值变化也不足 0.1%, 基本可以忽略。因此, 本次研究以 138 Ma 作为矿区岩浆岩和方铅矿的形成时代, 计算获得杂岩体和细粒花岗岩铅同位素初始比值 (见表 2)。

在以  $^{204}\text{Pb}$  为分母的铅同位素比值组成拓扑图 (图 4) 中, 杂岩体三大岩石单元的铅同位素初始值组成均分布于较大的范围内, 但分布范围较为一致, 其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值均高于方铅矿和细粒花岗岩, 显示具较高的 U 放射性成因 Pb 特征, 其  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值则略低。另外, 杂岩体的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  测量值构成了一条斜率为 0.1246 ( $R^2=0.9694$ ) 的直线, 具有  $(2017 \pm 190)$  Ma ( $n=15$ , MSWD=176) 的 Pb-Pb 等时线年龄, 这可能是测量误差造成的, 年代数据的地质意义也有待探讨。

方铅矿与细粒花岗岩的铅同位素比值最为相似, 图 4B 中两者分布范围最相近。其中,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值非常接近, 在图 4A 和 4C 中显示两者沿近似直立的直线排布,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值次之, 但方铅矿



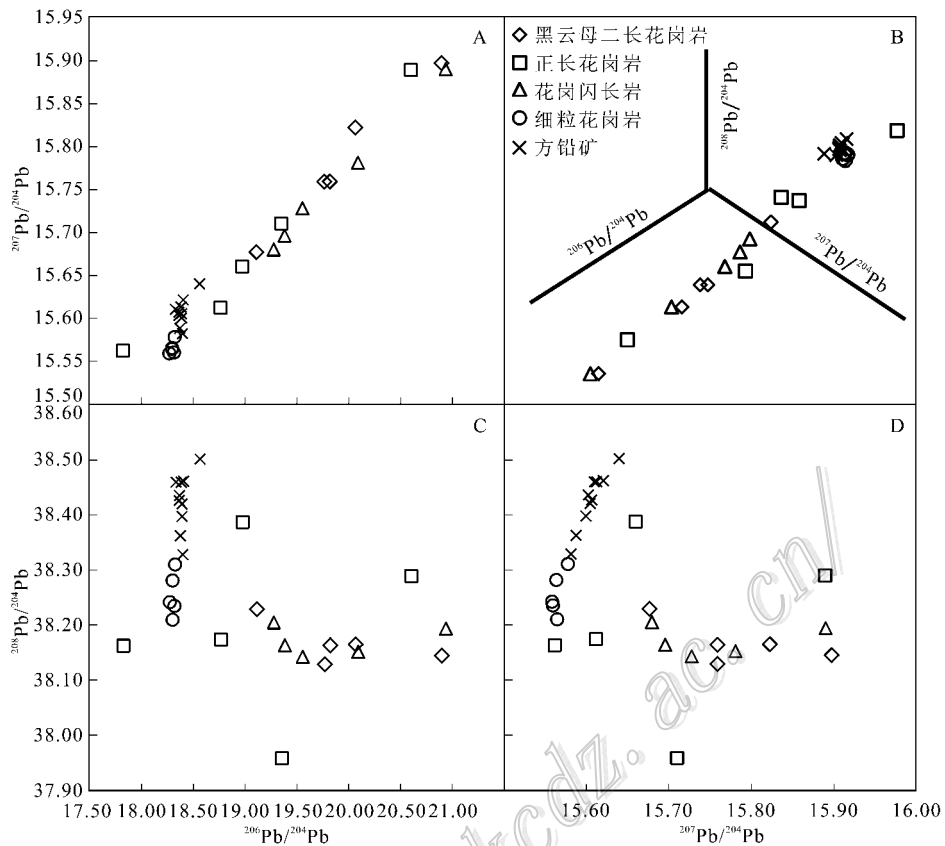


图 4 安吉多金属矿主要侵入岩体和方铅矿铅同位素组成拓扑图(A、B、C)及三维模拟图(D)

A.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; B.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; C.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; D.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  三维模拟图

Fig. 4 Lead isotope composition topology of intrusive bodies (A, B, C) and galena from the Anji polymetallic deposit (D)

A.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; B.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; C.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; D.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  3D simulation diagram

的值均略高,在图 4D 中表现为与 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值具有一定的正相关性。此外,方铅矿的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值比杂岩体和细粒花岗岩分别高约 0.20 和 0.25。

在以 $^{206}\text{Pb}$  和 $^{207}\text{Pb}$  为分母的铅同位素比值组成拓扑图(图 5)中,方铅矿样品的多数同位素比值分布范围依然与细粒花岗岩最为接近:除 GK230 外, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  比值在图 5A 和 5C 中基本保持与细粒花岗岩一致,除 GK230 和 GK212 外, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比值在图 5B、5C 和 5D 中基本保持与细粒花岗岩的一致。同时,方铅矿 $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  比值在图 5A 和 5D 中,均显示高于杂岩体和细粒花岗岩。

上述比值和分布特征显示,方铅矿的 Pb 同位素组成与细粒花岗岩和杂岩体的区别在于更加富 $^{208}\text{Pb}$ 。方铅矿铅同位素比值基本保持了细粒花岗岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  特征, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值具有杂岩体和细粒花岗岩混合的特征, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

比值则仅显示与细粒花岗岩相近,虽然在图 5C 中显示出与杂岩体相似的变化趋势,但 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值偏低的细粒花岗岩和杂岩体的 Pb 混合无法解释其 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。

将本次研究的方铅矿样品 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、V2、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  值在采样范围内利用 MAPGIS 的 DTM 空间分析功能,采用克里格方法进行网格化,做出等值线分布图(图 6)。由于 $^{207}\text{Pb}$  的基本一致,故不列举全部比值的等值线图。

在方铅矿铅同位素比值等值线图(图 6)中,由于受采于图幅西部 GK230 各项同位素比值较高的影响,图 6 中所有图面均显示“西高东低”,且在图幅东南角均存在一个“谷地”,并在图幅中偏东位置和东南部各存在一个“急变带”,表现为等值线密度增加。东南角谷地 4 个值的等值线表现相同,中部偏东的“急变带”则表现各异。其中 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等值线在“急

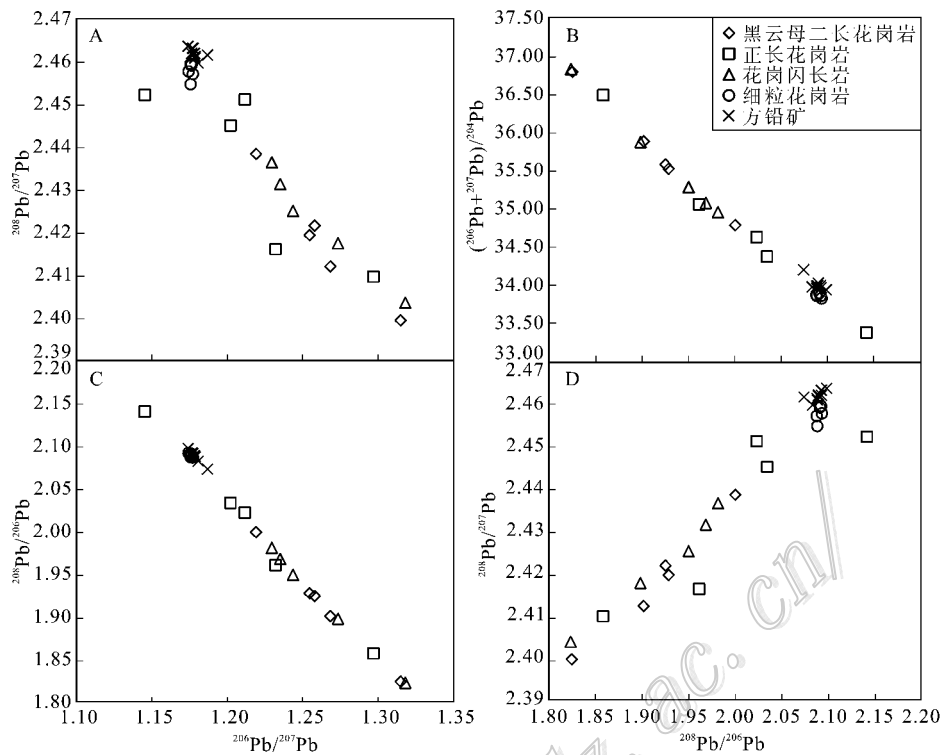


图5 安吉多金属矿主要侵入岩体和方铅矿铅同位素组成拓扑图

A.  $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ; B.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ; C.  $(^{206}\text{Pb} + ^{204}\text{Pb})/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ; D.  $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Fig. 5 Lead isotope composition topology of intrusive bodies and galena from the Anji polymetallic deposit

A.  $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ; B.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ; C.  $(^{206}\text{Pb} + ^{204}\text{Pb})/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ; D.  $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

变带”东侧勾勒出一个值约为 15.61 的“平地”， $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  和 V2 值在急变带附近表现为“谷”， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  表现为阶梯。4 个“急变带”均表现为北侧近 SN 走向，南侧变为 NE 走向与西南角“谷地”相连。在地质图上，“急变带”位置分别靠近 NS 向断裂和 NE 向断裂，走向也与断裂位置比较接近。其中，SN 向断裂有 2 条，一条表现为硅化破碎带，一条发育时限较晚，表现为水系，因此，近 SN 走向的“急变”可能是受较早的一条断裂控制。

除上述“谷地”和“急变带”外，等值线的坡度方向也有差异，尤其是  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  从西向东均表现为 SE 向，而另外 3 个在西侧的均表现为向东至矿区中南部才转为 SE 向。由于本次绘制的等值线图仅参考了矿石铅，未考虑岩浆岩和地层的值，其反映的应是成矿物质的演化或是物源的供给差异。

由于 Th 和 U 在岩浆热液出溶过程中趋向于在流体相中富集，因此，成矿岩浆热液也将携带更多的 Th 和 U。在这种热液活动的过程中，U 和 Th 也将继续衰变，形成更多的放射性成因铅，导致热液形成的方铅矿放射性成因 Pb 的增加。但由于在岩浆热

液有关的矿床中，从热液出溶到 Pb 卸载沉淀成矿的过程相对于 Th 和 U 的衰变时间非常短暂，其间因放射性增长的铅引起的铅同位素比值变化在分析误差范围内目前可能还无法分辨，方铅矿的同位素比值差异应是物源引起的。故本文认为方铅矿的  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  变化为含高放射性成因铅较早活动的杂岩体引起， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值变化为地层中铅的加入而引发。

Th 和 U 属于铀系元素，在 +4 价态下稳定，但在地球表层，U 通常呈 +6 价，并易形成  $\text{UO}_2^{2+}$  (Cochran et al., 1986) 而迁移。对现代水系沉积物的研究 (Barnes et al., 1990; McKee et al., 1987) 也显示，U 在近地表的迁移性大于 Th。安吉矿区大面积出露的古生代地层多具有较高的渗透率，因此，在矿区地层成岩过程中或暴露于地表或在外力地质作用下，其中的 U 比 Th 更易迁移，使得其随风化或近地表热液的活动过程中，岩石 Th/U 比值不断升高，最终导致地层在与方铅矿化有关的热液活动前放射性衰变累积的  $^{208}\text{Pb}$  多于  $^{206}\text{Pb}$  和  $^{207}\text{Pb}$ 。这些铅进入方铅矿，当成矿热液沿地层中的断裂活动并萃取这些

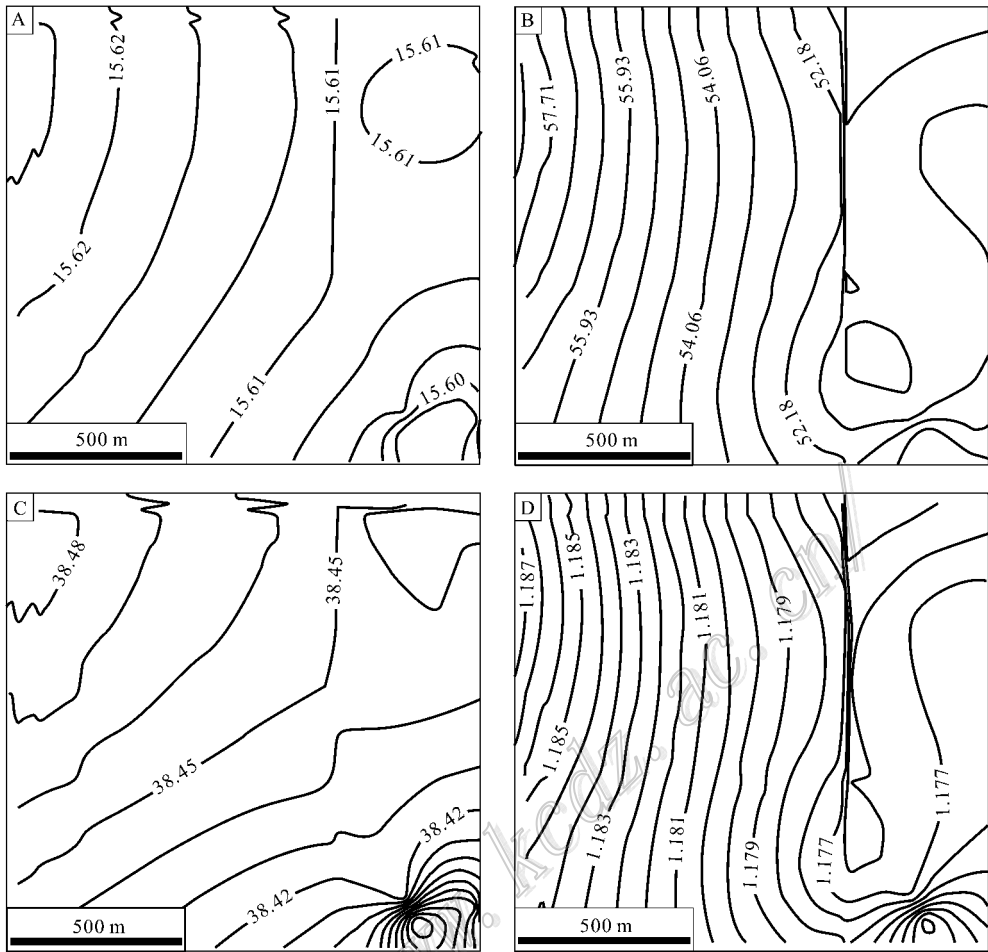


图 6 安吉多金属矿方铅矿铅同位素等值线图

Fig. 6 Lead isotopic contour map of galena from the Anji polymetallic deposit

Pb 或是与其进行交换时,热液中的铅同位素比值即会向 $^{208}\text{Pb}$ 富集的方向发展,最终方铅矿沉淀时, $^{208}\text{Pb}$ 含量升高。

综上所述,安吉多金属矿床方铅矿的铅主要来源于细粒花岗岩,有少量 $^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}$ 来源于杂岩体,少量 $^{208}\text{Pb}$ 来源于地层,造成其铅的 3 项同位素比值偏离了细粒花岗岩的铅同位素组成范围。

### 5.3 找矿方向探讨

铅同位素较早的应用于 U 和 Th 矿的找矿 (Cannon et al., 1958; 夏毓亮, 1982), 此后, 国外还利用分带法 (Gulson et al., 1986) 对一块状硫化物矿床进行了预测。朱炳泉 (1993) 结合中国地质实际情况提出的同时期地幔差异值地球化学省的划分, 也多有尝试, 并在一些地区通过 V2 或 V1 与品位和矿体距离的协变关系, 对隐伏矿体的预测也取得了不错的效果 (常向阳等, 1997; 崔学军等, 2008)。本次研

究拟在物源研究基础上, 探讨矿区的找矿方向。

通过铅同位素的多项比值特征及方铅矿铅同位素比值等值线的综合对比可以断定, 出露于矿区东偏南位置的细粒花岗岩为方铅矿的主要物质来源, 少量 $^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}$ 为杂岩体提供, 地层则贡献了少量的 $^{208}\text{Pb}$ 。

同时, 即使是产于靠近杂岩体的 GK230, 其铅同位素组成依然非常接近细粒花岗岩, 反映出杂岩体对铅成矿贡献可能非常有限, 而与细粒花岗岩有关的铅成矿活动可以覆盖到矿区中部。但等值线图所勾勒的近 SN 向“急变带”可能会对热液的迁移造成障碍。因此, 进一步针对铅的找矿工作, 应在该断裂以东的细粒花岗岩及周边展开, 取得成果的可能性更大。

图 6 中, 矿区东部 V2 (V1 同) 值在矿化富集部位主要表现为负异常, 因此, 该区域的隐伏矿体寻找应以 V 值负异常为标志。仅考虑矿区东部的方铅矿

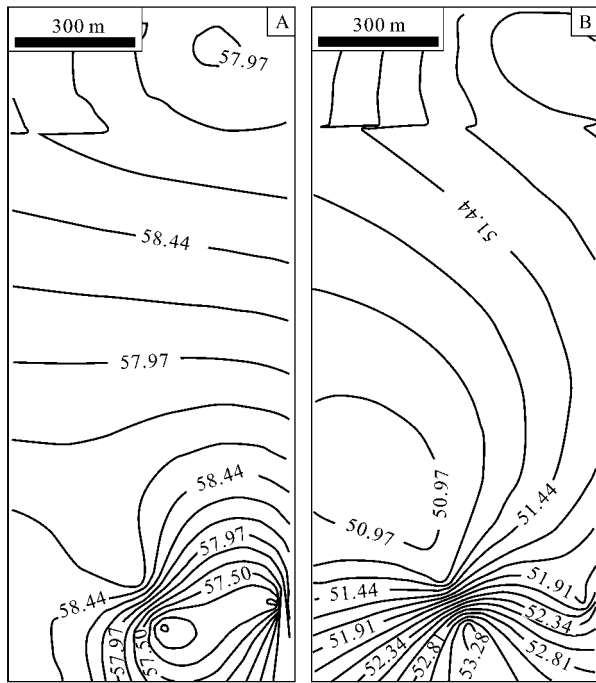


图7 安吉矿区东部方铅矿铅同位素VI(A)和VX(B)等值线图

Fig. 7 VI(A) and VX(B) lead isotopic contour map of galena from eastern Anji polymetallic deposit

V值的等值线图(图7),等值线均显示由北向南先增高,后降低,再增高的趋势。在利用V值对东川汤丹铜矿进行的隐伏矿体的预测实践中(常向阳等,2002),V值负异常较好的指示了矿体。研究区GK230附近未能发现具较高价值的铅矿体,而较好的铅矿体均发现于V值较低的矿区东部,因此该V值的负异常值得关注。

## 6 结论

(1)安吉铅锌银(钼)多金属矿的方铅矿为含较高放射性成因铅的J-型铅,在铅同位素V1-V2和 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 图解中,本次研究的样品分别落入华南和岩浆作用上地壳混合地幔铅范围,显示方铅矿与华南地球化学省壳幔混合岩浆作用的密切关系。

(2)矿区方铅矿铅同位素比值基本保持了细粒花岗岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 特征, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值具有杂岩体和细粒花岗岩混合的特征, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值则仅显示与细粒花岗岩相近。

(3)矿区方铅矿铅同位素比值特征和比值等值线分布形式显示,其铅主要来源于细粒花岗岩,杂岩

体对铅成矿贡献了少量的 $^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}$ ,矿区地层对铅成矿贡献了一定的 $^{208}\text{Pb}$ 。

(4)矿区针对铅的进一步找矿工作应围绕细粒花岗岩展开,取得成果的可能性更大。

志谢 野外工作得到了蔡洪亮、安徽332地质队李斌、周海林和程竹生以及束旭、姚曦等港口项目组成员的大力帮助,同位素和微量元素含量分析得到核工业北京地质研究院分析测试研究中心刘牧老师的帮助,在此一并表示感谢。

## 参考文献/References

- 常向阳,朱炳泉. 1997. 铅同位素方法应用于化探找矿评价[J]. 矿物岩石地球化学通报, 16(4): 245-249.
- 常向阳,朱炳泉,莫向云. 2002. 铅同位素特征与隐伏矿预测评价[J]. 地质论评, 48(S1): 259-264.
- 崔学军,李中兰,朱炳泉,姜晓玮,王冉,徐力峰. 2008. 铅同位素在矿产资源评价中的应用—以甘肃省鹰嘴山金矿区为例[J]. 矿床地质, 27(1): 88-100.
- 毛景文,陈懋弘,袁顺达,郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律[J]. 地质学报, 85(5): 636-658.
- 梅燕雄,裴荣富,杨德凤,戴自希,李进文,徐丛荣,瞿泓滢. 2009. 全球成矿域和成矿区带[J]. 矿床地质, 28(4): 383-389.
- 潘志龙. 1992. 浙江港口硼矿床地质特征及成矿条件初探[J]. 矿物岩石, 12(3): 92-97.
- 饶家荣,王纪恒,曹一中. 1993. 湖南深部构造[J]. 湖南地质(S1): 1-100.
- 唐燕文,谢玉玲,李应栩,王爱国,贺菊瑞,邱立明,张欣欣,韩宇达,姜研岑. 2012a. 浙江安吉坞山关杂岩体岩相学、岩石地球化学特征及岩石成因[J]. 矿床地质, 31(4): 915-928.
- 唐燕文,谢玉玲,李应栩,王爱国,贺菊瑞,邱立明. 2012b. 浙江安吉多金属矿床金银赋存状态及银矿物特征研究[J]. 岩石矿物学杂志, 31(3): 393-402.
- 唐燕文,等. 2012. 浙江安吉多金属矿床石英二长斑岩岩石化学特征、锆石U-Pb定年及地质意义[J]. 现代地质(待刊).
- 王强,赵振华,简平,许继峰,包志伟,马金龙. 2004. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(2): 315-324.
- 夏毓亮. 1982. 铅同位素方法寻找铀矿[M]. 北京:原子能出版社, 121页.
- 谢玉玲,唐燕文,李应栩,邱立明,刘保顺,李媛,张欣欣,韩宇达,姜研岑. 2012. 浙江安吉铅锌多金属矿区细粒花岗岩的岩石化学、年代学及成矿意义探讨[J]. 矿床地质, 31(4): 903-914.
- 杨明桂,梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征[J].

- 华南地质与矿产(3)52-59.
- 杨明桂,黄水保,楼法生,唐维新,毛素斌. 2009. 中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用[J]. 中国地质, 36(3): 528-543.
- 杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代详,潘凤雏. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床地质、蚀变与成矿[J]. 矿床地质, 27(3): 279-318.
- 张建芳,张刚阳. 2009. 铅同位素在矿床研究和找矿勘探中的应用综述[J]. 地质找矿论丛, 24(4): 322-328.
- 张乾,潘家永. 1994. 论接触交代矽卡岩型多金属矿床的矿质来源:以铅同位素组成为依据[J]. 矿物学报, 14(4): 269-262.
- 张乾,潘家永,邵树勋. 2000. 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, 29(3): 231-238.
- 浙江省地质矿产局. 1989. 浙江省区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 690页.
- 朱炳泉. 1993. 矿石 Pb 同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省和矿种区划[J]. 地球化学(3): 209-216.
- 朱炳泉. 1998. 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, 330页.
- 朱炳泉. 2001. 地球化学省与地球化学急变带[M]. 北京:科学出版社, 118页.
- 朱训,黄崇轲,芮宗瑶,周耀华,朱贤甲,胡淙生,梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京:地质出版社, 336页.
- Barnes C E and Cochran J K. 1990. Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance[J]. Earth and Planetary Science Letters, 97: 94-101.
- Cannon R S, Stieff L R and Stern T W. 1958. Radiogenic lead in nonradioactive minerals: A clue in the search for uranium and thorium [A]. The 2nd U. N. International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy[C]. 215-223.
- Cannon R S, Pierce A P, Antweiler J C and Buck K L. 1961. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis[J]. Econ. Geol., 56(1): 1-38.
- Chen Y W. 1982. Lead isotopic composition and genesis of Phanerozoic metal deposits in China[J]. Geochemistry, 1(2): 137-158.
- Cochran J K, Carey A E, Sholkovitz E R and Surprenant L D. 1986. The geochemistry of uranium and thorium in coastal marine sediments and sediment pore waters[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50: 663-680.
- Gulson and Brian L. 1986. Lead isotopes in mineral exploration[M]. Amsterdam and New York, U S A: Elsevier, 1-245.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the earth[J]. Chemical Geology, 120: 223-253.
- McKee B A, DeMaster D J and Nittrouer C A. 1987. Uranium geochemistry on the Amazon shelf: Evidence for uranium release from bottom sediments [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 2779-2786.

<http://www.kcaiz.com/>