

澜沧老厂多金属矿床叠加成矿系统稳定同位素对比研究

刀艳¹ 杨帆² 李峰¹ 赵晓勇¹

(1. 昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 中国有色金属工业 昆明勘查设计研究院, 云南 昆明 650051)

摘要: 云南澜沧老厂多金属矿床是“三江”成矿带南段重要的多金属矿床之一, 属于多种构造环境演变过程中形成的火山喷流沉积+隐伏斑岩热液成因为主的矿床, 多因复成矿特征典型。本文在对不同成矿系统典型矿物/岩石开展 S、Pb、H、O、Sm-Nd、Rb-Sr 同位素分析研究的基础上, 对比了不同成矿系统在矿床地球化学特征上的异同。研究表明, 两个成矿系统的成矿物质来源既有继承性, 又有新生性, 多源特征明显。其中, 火山喷流沉积成矿系统的 S 主要来源于火山热液, Pb 主要来源于古陆壳基底和火山岩, 成矿流体主要为海水与岩浆水的混合。斑岩型矿石矿物的 S、Pb 同位素组成也具壳幔混合源的特征, 金属成矿物质来源主要与岩浆有关, 成矿流体主要来源于岩浆水及大气降水, 晚期成矿流体向大气降水漂移的特征相对明显。斑岩热液成矿系统中花岗岩斑岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值介于地壳与地幔岩石平均值之间, Sm-Nd 同位素数据接近 EM II 地幔端员, 指示岩浆源区处于壳-幔组分过渡区。

关键词: 火山喷流沉积成矿系统, 斑岩热液成矿系统, S、Pb、H、O、Sr、Nd 同位素, 澜沧老厂, 云南省

中图分类号: P597; P611.2⁺2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2014)04-0693-14

A comparative study of stable isotopes of superimposed metallogenic systems in the Laochang polymetallic deposit, Yunnan Province

DAO Yan¹, YANG Fan², LI Feng¹ and ZHAO Xiao-yong¹

(1. Department of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China;

2. Kunming Institute of Exploration and Design, China Nonferrous Industry Co., Ltd., Kunming 650051, China)

Abstract: The Laochang polymetallic deposit is one of the most important deposits in the south of the Sanjiang metallogenic belt and belongs to the polygenetic mineral deposit with superimposed metallogenic systems between the SEDEX ore-forming system and the hydrothermal porphyry metallogenic system. Based on an analysis of the typical minerals and rocks in different mineralization systems in the aspects of S, Pb, H, O isotopes, the authors compared the differences and similarities of deposit's geochemical characteristics in the different metallogenic systems, and the result shows that mineral sources of the two metallogenic systems were characterized by inheritance, regeneration and multiple sources. In the SEDEX ore-forming system S was mainly derived from volcanic hydrothermal solution, Pb mainly came from ancient continental crust basement and volcanic rocks, and ore-forming fluids were mainly derived from mixed magmatic water and brine as shown by H-O characteristics. In the porphyry-hydrothermal mineralization system, S mainly came from the mantle or crust-mantle magma homogenization, Pb was mainly from the crust-mantle mixing, ore-forming fluids were mainly derived from magmatic

收稿日期: 2013-12-27; 修订日期: 2014-06-11

基金项目: 国家危机矿山接替资源勘查项目(20089943); 云南省自然科学基金资助项目(2011FZ035)

作者简介: 刀艳(1988-), 女, 傣族, 博士研究生, 矿产普查与勘探专业, 主要从事矿床学研究, E-mail: daoyan_1120@126.com; 通

讯作者: 李峰(1957-), 男, 汉族, 教授, 主要从事区域地质与成矿学的教学与研究, E-mail: lifeng@kmust.edu.cn.

water and meteoric water, and ore fluids of the late stage had more characteristics of meteoric water. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of granite porphyry are between the average of the crust and that of the mantle, whereas isotope data of Sm-Nd is close to the EM II, suggesting that the magma source was in the crust-mantle transition zone.

Key words: SEDEX ore-forming system; hydrothermal porphyry metallogenic system; S, Pb, H, O, Sr, Nd isotope; Laochang in Lancang; Yunnan Province

云南澜沧老厂多金属矿床是“三江”成矿带南段重要的多金属矿床之一。矿区所处的大地构造位置独特,其地质构造-成矿演化过程复杂,使得矿区具备多成矿期、多成矿物质来源、多矿床成因类型等特征,成矿条件非常优越,矿床勘探和开发历史较长。前人对该矿床研究较多,陈吉琛(1991)、徐楚明等(1991)、杨开辉(1992)、陈百友(2002)、龙汉生等(2007, 2009)对老厂铅锌多金属矿床进行了硫、铅、碳、氢、氧同位素分析,叶庆同等(1992)和李虎杰等(1995)对老厂矿区火山喷流沉积型矿体硫化物微量稀土元素和流体包裹体等进行了研究。此外,赵晓勇等(2012)主要针对澜沧老厂隐伏斑岩型铜钼矿的硫、铅、氢、氧同位素化学特征进行了分析研究。但是,前人做过的研究不全面,王增润等(1992)、李雷等(1996)、陈百友(2002)、李峰等(2009, 2010a)等先后提出澜沧老厂是石炭世火山喷流沉积+后期岩浆热液成因的多因复成矿床。李峰等(2009)根据矿区矿体的产出状态、矿石的物质组成和结构构造,确认 I、II 和 V 号矿体群属典型的火山喷流沉积成因, III、IV 和 VI 号矿体群属典型的斑岩热液成因,为“六类一体”矿化系统,提出澜沧老厂矿床是火山喷流沉积+隐伏斑岩热液两套成矿系统形成的“双成矿系统同位叠加”模式。因此,本文在对不同成矿系统典型矿物/岩石开展 S、Pb、H、O、Sm-Nd、Rb-Sr 同位素分析研究的基础上,对比不同成矿系统在矿床地球化学特征上的异同,对进一步了解澜沧老厂矿区双成矿系统具有重要的意义。

1 矿床地质特征

云南澜沧老厂多金属矿区位于滇西澜沧江断裂以西的昌宁-孟连裂谷带南段(图 1),处于印度板块与华南板块接触带附近,是多种地质构造环境叠替演变的地区,主构造线呈南北向。该区不仅是研究印度板块与华南板块相互关系以及特提斯洋发展、演化历史的关键地区,也是多种成矿有利构造环境和多种重要成矿地质作用“同位叠加”和耦合的地

区,具备典型的多成矿期、多成矿物质来源、多矿床成因类型的成矿条件(李峰等, 2010a)。

矿区出露地层为泥盆系、石炭系、二叠系及第四系。泥盆系为一套碎屑岩、硅质岩建造,在矿区主要呈飞来峰出现;石炭系下统依柳组(C_{1y})为火山-沉积建造,主要由基性-中性火山岩及碳酸盐岩组成,其中火山岩又以火山碎屑岩为主,其次为熔岩,为矿区火山喷流沉积成矿系统主要的含矿地层;二叠系为一套连续沉积的浅海相碳酸盐岩建造;第四系主要为残坡积、冲积及人工堆积物。

矿区褶皱以老厂背斜和睡狮山向斜为主,其中老厂背斜形态复杂,是重要控矿构造。断层以南北向和北西向两组为主,与区域裂谷构造的边界断层平行,是控制裂谷内部次级地堑盆地的重要断层,次为北东向,各组断裂相互交切,关系较为复杂。

关于澜沧地区岩浆侵入体的研究,2007 年之前很少受到重视,1987 年西南有色 309 队在老厂矿区勘探钻孔中发现花岗斑岩脉及矽卡岩,之后,欧阳成甫等(1993)对花岗斑岩脉及其与成矿的关系作了一定研究,燕山期-喜山期岩浆热液成矿作用受到关注。但终因未揭露到的隐伏主岩体,加之重要钻孔岩芯未能保存,斑岩成矿作用研究一直未能取得大进展。2008 年至今在 ZK153101、ZK14827 和 ZK14830 等钻孔中先后揭露到花岗斑岩主岩体,龙汉生(2009)、李峰等(2010a, 2010b)、陈瑋等(2010)、杨帆等(2012)、赵晓勇等(2012)对花岗斑岩体的岩石学、岩石化学、年代学等进行了系统研究,认为老厂隐伏岩体属酸性偏铝质高钾钙碱性花岗斑岩,具壳源为主的壳幔源混合成因特征,成岩时代为始新世中晚期,是新生代陆内碰撞造山期主碰撞阶段的产物,为矿区深部斑岩热液成矿系统的主要成矿地质体。

2 S 同位素组成及其来源

2.1 火山喷流沉积成矿系统 S 同位素特征

矿区以往 S 同位素的研究主要针对火山喷流沉积成矿系统。通过文献资料收集整理,保留 I、II 和

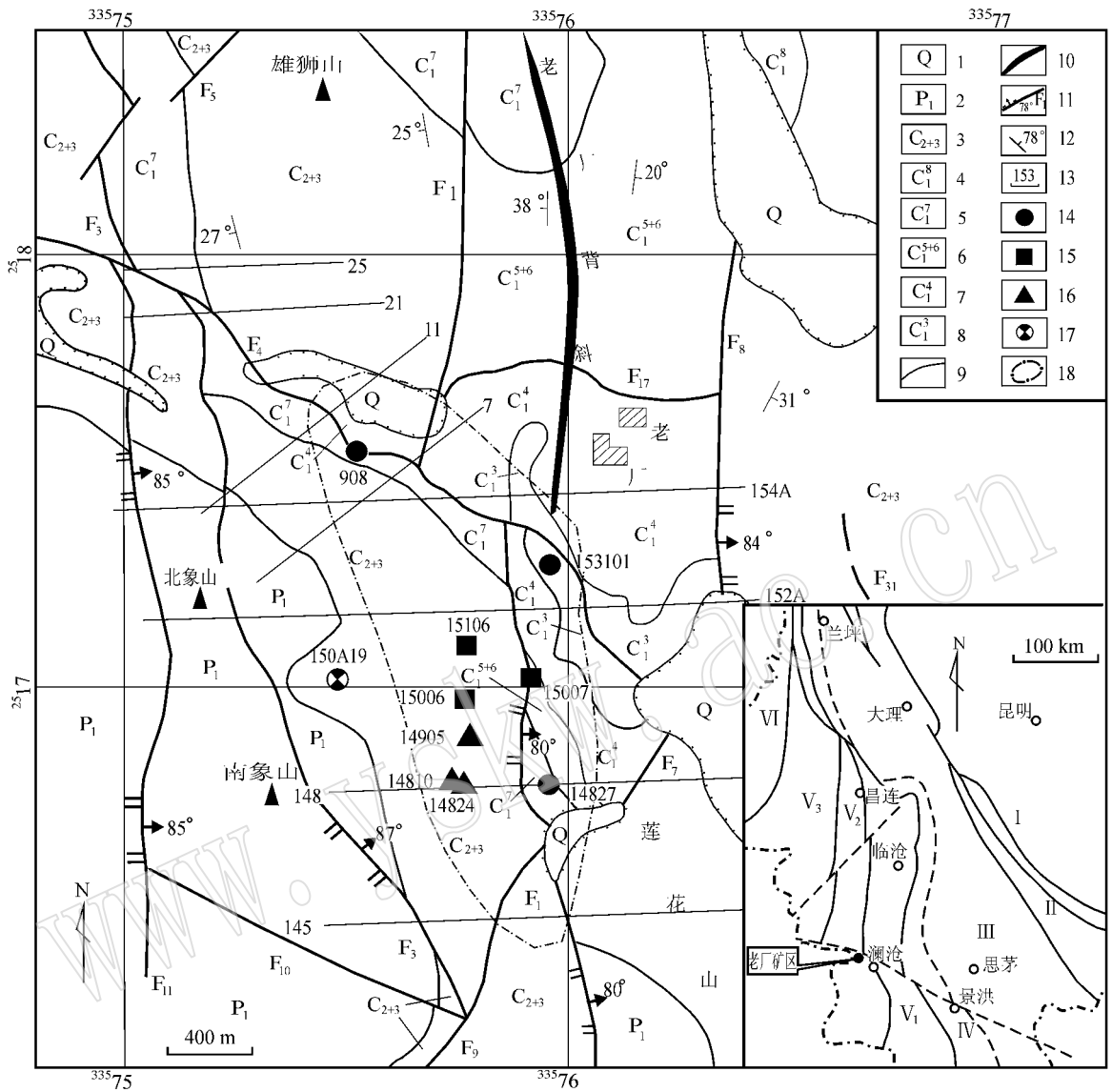


图 1 云南澜沧老厂矿区地质简图(据杨帆等, 2012)

Fig. 1 Geological sketch map of the Laochang mining area in Lancang, Yunnan (after Yang Fan et al., 2012)

1—第四系坡积冲积层；2—二叠系块状白云质灰岩；3—中上石炭统珊瑚灰岩；4—下石炭统沉积岩；5—下石炭统玄武岩；6—下石炭统粗面安山质凝灰岩；7—下石炭统安山质凝灰角砾岩夹沉凝灰岩；8—下石炭统安山岩、集块岩；9—地质界线；10—背斜轴；11—断层及编号；12—地层产状；13—勘探线号；14—见斑岩、砂卡岩、辉钼矿钻孔；15—见花岗岩斑岩钻孔；16—见砂卡岩、辉钼矿钻孔；17—见砂卡岩钻孔；18—预测花岗岩斑岩体范围；I—扬子板块；II—哀牢山结合带；III—兰坪-思茅微板块；IV—澜沧江结合带；V₁—临沧岛弧带；V₂—昌宁-孟连晚古生代裂谷带；V₃—保山微古陆；VI—腾冲微板块

1—Quaternary slope-wash and alluvial layer；2—Lower Permian dolomitized limestone；3—Middle and Upper Carboniferous coral limestone；4—Lower Carboniferous sedimentary rock；5—Lower Carboniferous basalt and basaltic tuff；6—Lower Carboniferous trachyandesite-tuff；7—Lower Carboniferous andesitic tuff breccia intercalated with sedimentary tuff；8—Lower Carboniferous amygdaloidal andesite and agglomerate；9—geological boundary；10—anticlinal axis；11—fault and its serial number；12—attitude of strata；13—serial number of exploration line；14—granite porphyry, skarn and molybdenite drilling hole；15—granite porphyry drilling hole；16—drill hole intersecting skarn and molybdenite；17—skarn-intersecting drill hole；18—inferred granite porphyry zone；I—Yangtze plate；II—Ailao Mountain suture；III—Lanping-Simao microplate；IV—Lancang River suture；V₁—Lincang island-arc；V₂—Late Paleozoic Changning-Menglian rift zone；V₃—Baoshan micro-terrain；VI—Tengchong microplate

V号矿体中具有代表性的样品(表1),包括黄铁矿样品40个,黄铜矿样品1个,闪锌矿样品7个,方铅矿样品16个。数据分析表明:主要硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 在 $-1.7\text{‰} \sim +3.7\text{‰}$ 之间(表1),平均值为 $+0.74\text{‰}$;黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 $+0.2\text{‰} \sim +3.7\text{‰}$,离差为 3.5‰ ,平均值为 $+1.45\text{‰}$;方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-1.7\text{‰} \sim +2.4\text{‰}$,离差为 4.1‰ ,平均值为 -0.29‰ ;闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 $0\text{‰} \sim +1.41\text{‰}$,离差为 1.41‰ ,平均值为 $+0.61\text{‰}$,黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+1.2\text{‰}$ 。

表1 云南澜沧老厂火山喷流沉积成矿系统S同位素组成
Table 1 Sulfur isotope composition of the SEDEX mineralization system in the Laochang deposit

矿物	样品数	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$			资料来源
		变化范围	离差	平均值	
黄铁矿	40	+0.2~+3.7	3.5	+1.45	叶庆同等,1992; 李虎杰等,1995; 龙汉生,2009
黄铜矿	1	+1.2	0	+1.2	
闪锌矿	7	0~+1.41	1.41	+0.61	
方铅矿	16	-1.7~+2.4	4.1	-0.29	

从图2中可以看出,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 分布范围较窄,具明显的塔布式分布特征。大量研究表明, $\delta^{34}\text{S}$ 接近零值的矿床,其硫为岩浆来源(Ohmoto, 1972; Barnes, 1979),包括岩浆释放的硫和热液从火成岩中淋滤出来的硫。由此可见,老厂矿床火山喷流沉积成矿系统的硫主要来源于火山热液。据李虎杰等(1995)对共生硫化物矿物硫同位素测定结果:

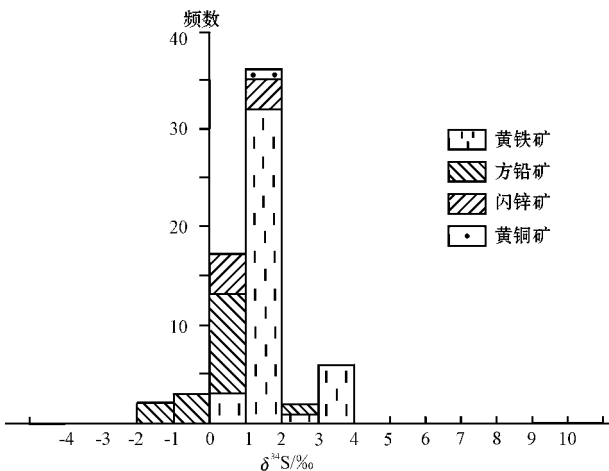


图2 澜沧老厂矿区火山喷流沉积成矿系统S同位素直方图

Fig. 2 Sulfur isotope histogram of the SEDEX metallogenic system in the Laochang deposit

$\Delta_{\text{黄铁矿-方铅矿}} = +0.3\text{‰} \sim +3.6\text{‰}$, $\Delta_{\text{闪锌矿-方铅矿}} = +0.6\text{‰}$, 均小于主成矿阶段黄铁矿-方铅矿及闪锌矿-方铅矿的硫同位素平衡分馏值,说明各硫化物矿物之间的硫同位素组成未达到平衡。硫化物之间的同位素不平衡,反映了成矿热液中的 $M_{\text{H}_2\text{S}} < M_{\Sigma\text{金属离子}}$ (Ohmoto, 1972),结合矿石中交代结构十分发育这一特点,表明各硫化物不是同时沉淀的。

2.2 斑岩热液成矿系统S同位素特征

赵晓勇等(2012)对斑岩热液成矿系统IV号和VI号矿体群中硫化物及斑岩的S同位素组成作了较系统的分析测试(表2),数据显示所有样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-3.99\text{‰} \sim +10.1\text{‰}$,均值为 $+1.09\text{‰}$,峰值在 $+2.3\text{‰}$ 附近,大部分样品集中在 $-3.99\text{‰} \sim +3.56\text{‰}$ 之间(图3)。

硫化矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布相对集中,呈塔式分布,主要分布在 $-3.99\text{‰} \sim +2.80\text{‰}$ 之间,平均值为 -0.36‰ 。其中,黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 $-1.1\text{‰} \sim +1.80\text{‰}$,离差为 2.9‰ ,平均值为 $+0.35\text{‰}$;方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -2.40‰ ;闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 $-3.3\text{‰} \sim -1.1\text{‰}$,离差为 2.2‰ ,平均值为 -2.2‰ ;雄黄 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 $+2.1\text{‰} \sim +2.8\text{‰}$,离差为 0.7‰ ,平均值 $+2.5\text{‰}$;辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 $-3.99\text{‰} \sim +0.30\text{‰}$,离差为 4.29‰ ,平均值为 -1.44‰ 。12件硫化物样品,虽然有一定的差别,但变化区间相似,总体上反映了硫化物中的硫来源比较集中,具深源硫的特点。

花岗斑岩全岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值均为正值,分布范围在 $+3.00\text{‰} \sim +10.1\text{‰}$ 之间,离差为 7.06‰ ,平均值为 $+5.42\text{‰}$ 。相对硫化物,花岗斑岩全岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 不仅全为正值,且变化范围略大,其原因可能与花岗斑岩在形成过程中受围岩物质影响,从而产生壳源硫的相对富集。

因此,矿区斑岩热液成矿系统的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布范围比幔源硫($\delta^{34}\text{S} = -3\text{‰} \sim +3\text{‰}$; Chaussidon and Lorand, 1990)的范围略宽,比海水硫($\delta^{34}\text{S} = +20\text{‰}$ 左右)要小得多(图4),也不符合具有较大的负值的沉积物中还原硫的特征(Rollinson, 1993),结合Barnes(1979)和Ohmoto(1972)的研究,认为矿区斑岩热液成矿系统中的硫不是单一来源,而具壳幔混合硫特征,与地壳深部壳-幔相互作用产生的岩浆活动有关。

表 2 云南澜沧老厂斑岩热液成矿系统 S 同位素组成

Table 2 Sulfur isotope composition of the hydrothermal porphyry metallogenic system in the Laochang deposit

矿物	样品数	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$			资料来源
		变化范围	离差	平均值	
黄铁矿	2	-1.1~+1.8	2.9	+0.35	赵晓勇等， 2012
闪锌矿	2	-3.3~-1.1	2.2	-2.2	
方铅矿	1	0	0	-2.4	
雄黄	3	+2.1~+2.8	0.7	+2.5	
辉钼矿	4	-3.99~+0.30	4.29	-1.44	
花岗斑岩	5	+3.0~+10.1	7.06	+5.42	

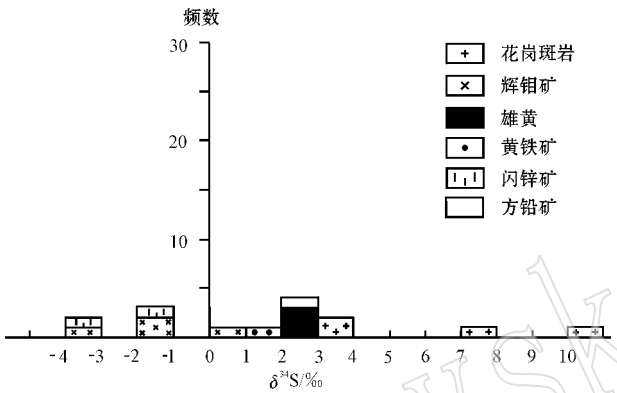


图 3 澜沧老厂矿区斑岩热液成矿系统 S 同位素分布直方图

Fig. 3 Sulfur isotope histogram of the hydrothermal porphyry metallogenic system in the Laochang deposit

3 Pb 同位素组成及其来源

3.1 火山喷流沉积成矿系统 Pb 同位素特征

本文共搜集老厂矿区火山喷流沉积成矿系统 I

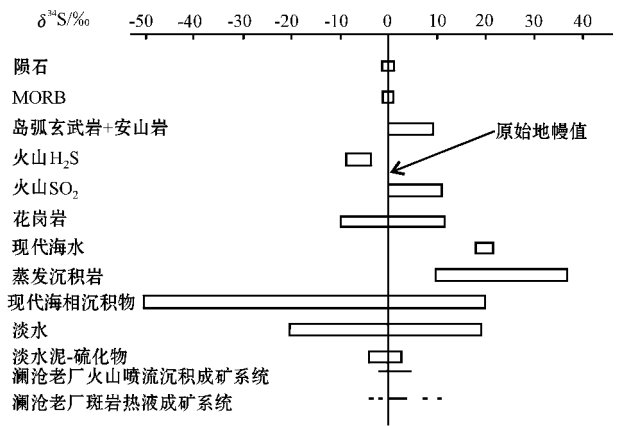


图 4 澜沧老厂矿区火山喷流沉积成矿系统与斑岩热液成矿系统 S 同位素分布图(Ohmoto , 1972)

Fig. 4 The distribution of S isotope between the SEDEX mineralization system and the hydrothermal porphyry metallogenic system in the Laochang deposit(after Ohmoto , 1972)

号和 II 号矿体群中硫化物、火山岩、碳酸盐岩的 Pb 同位素测试资料 45 件, 整理数据结果见表 3, 得到的结论如下:

(1) 矿区硫化物、碳酸盐岩、火山岩的铅同位素组成中, 无论是变化范围或平均值, 均具有很明显的相似性。

(2) 硫化物的铅同位素组成数据稳定性好, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化率分别为 2.59%、3.13% 和 3.56%。

(3) 将硫化物与不同类型岩石铅同位素组成比较, 可以看出, 硫化物铅与火山岩铅略有差别, 与地层中的灰岩铅差别很小。

(4) 与上地壳、下地壳、地幔及造山带铅同位素比较(表 3) 本区硫化物和岩石的铅同位素组成与造

表 3 老厂矿区火山喷流沉积成矿系统的硫化物和岩石的 Pb 同位素组成变化和平均值

Table 3 Variation of lead isotope composition and average values of typical minerals and rocks in the Laochang SEDEX mineralization system

样品类型	样品数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		资料来源
		范围	平均	范围	平均	范围	平均	
C_{2+3} 碳酸盐岩	7	18.139~19.710	18.780	15.478~16.106	15.720	37.870~40.036	38.937	叶庆同等， 1992
$\text{C}_{1,y}$ 火山岩	10	18.369~19.597	18.392	15.528~15.940	15.723	38.396~40.115	39.285	
黄铁矿	5	18.275~18.671	18.485	15.359~15.835	15.584	37.925~38.758	38.439	
方铅矿	23	18.341~18.760	18.603	15.340~15.798	15.613	38.066~39.197	38.731	赵伦山等， 1988
上地壳*		19.33		15.73		39.08		
下地壳*		17.27		15.29		38.57		
地幔*		18.10		15.42		37.30		
造山带*		18.86		15.62		38.83		

山带铅相似,是铅源较复杂的体现。

(5)在硫化物和岩石的铅同位素组成演化模式图上(图5),源区跨度较大,投点虽多分布在上地壳和造山带范围,也有相当部分落入下地壳和地幔区。硫化物的源区跨度最大,投点分布在造山带到地幔-下地壳区间; $C_{1,y}$ 火山岩投点落在造山带与地幔区间; C_{2+3} 碳酸盐岩除个别样品外,投点总体分布在上地壳区。这一特征反映,矿床中的原始铅除源于地壳和造山带外,深部地幔也应是重要源区之一。

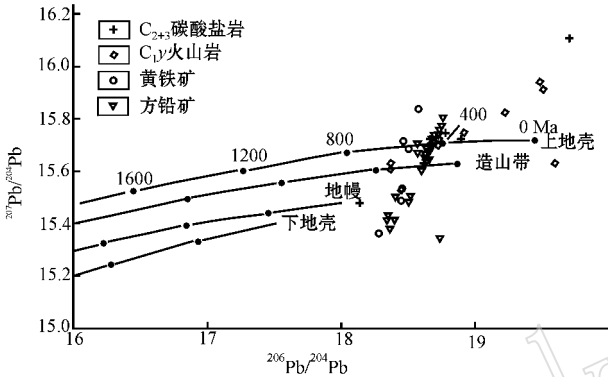


图 5 澜沧老厂火山喷流沉积成矿系统 Pb 同位素演化模式图(底图据 Zatman & Doe, 1981)

Fig. 5 Lead isotope evolution model of the SEDEX ore-forming system in the Laochang deposit (after Zatman & Doe, 1981)

(6)硫化物与火山岩的铅同位素分布呈较好的线性排列,说明二者有共同的铅源。另一方面,投点的线性趋势与单阶段演化曲线斜交,且与零等时线斜交,显示矿石铅主要应属多阶段演化的异常铅。

在 Zatman & Doe(1981)源区图解上(图 6a 和图 6b),硫化物和岩石的铅同位素投点绝大部分落入克拉通化地壳区,部分落在克拉通化地壳与成熟岛弧的交界处,少部分投点落入大洋火山岩区。此现象可说明:火山喷流沉积成矿系统的初始铅主要来源于含矿层之下的古陆壳基底和火山岩。这与澜沧裂谷期构造层之下存在古陆壳,喷流成矿期的构造环境为大陆裂谷,而非大洋盆地的结论吻合。部分投点落入大洋火山岩区,与裂谷演化中幔源岩浆活动有关。

3.2 斑岩热液成矿系统 Pb 同位素特征

前人已经对研究区斑岩热液成矿系统 IV 号和 VI 号矿体群中的黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和花岗斑岩的 Pb 同位素组成开展分析测试(赵晓勇等,2012),样品测试数据见表 4。

老厂矿区斑岩热液成矿系统中硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值变化于 17.863~18.701 之间,平均值为 18.411,极差为 0.838, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 15.448~15.733 之间,平均值为 15.628,极差为 0.285; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化于 37.753~39.104 之间,平均值为 38.615,极差为 1.351。不同矿物的铅同位素组

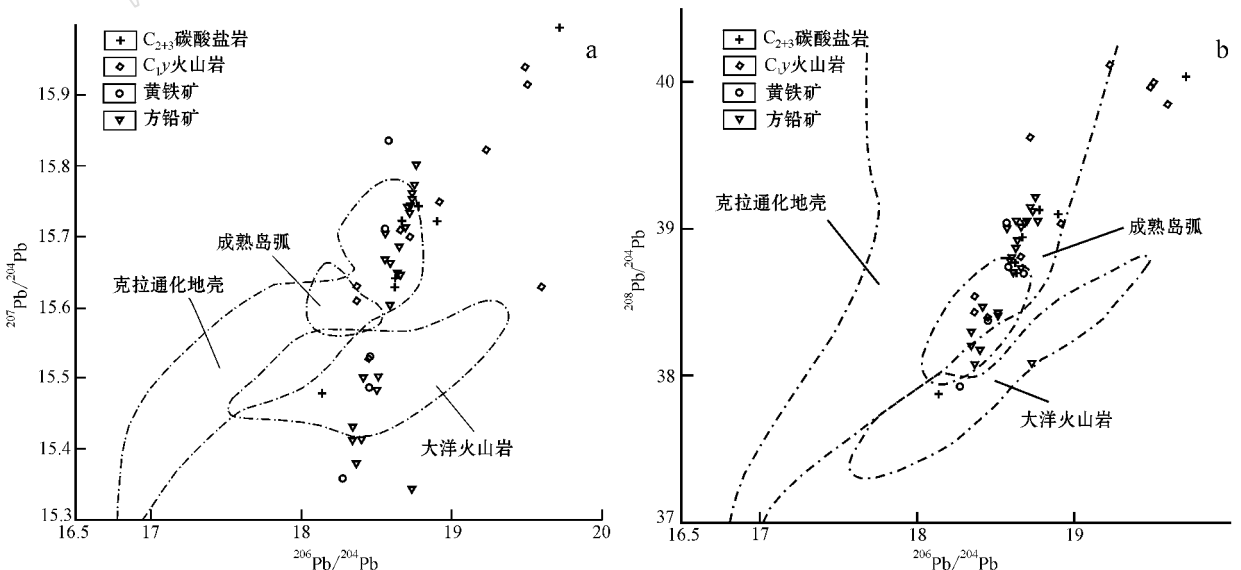


图 6 澜沧老厂火山喷流沉积成矿系统 Pb 同位素组成综合图(底图据 Zatman & Doe, 1981)

Fig. 6 Composite diagram of Pb isotopic composition in the SEDEX ore-forming system (after Zatman & Doe, 1981)

表 4 老厂矿区斑岩热液成矿系统的硫化物和岩石的同位素 Pb 组成变化和平均值

Table 4 Variation of lead isotope composition and average values of typical minerals and rocks in the Laochang hydrothermal porphyry metallogenic system

样品类型	样品数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		资料来源
		范围	平均	范围	平均	范围	平均	
黄铁矿	4	17.863~18.688	18.271	15.448~15.716	15.575	37.753~39.053	38.382	赵晓勇等, 2012
方铅矿	1	18.677	18.677	15.703	15.703	39.007	39.007	
闪锌矿	2	18.505~18.701	18.603	15.651~15.733	15.692	38.646~39.104	38.875	
花岗斑岩	8	17.988~18.621	18.400	15.586~15.663	15.628	38.246~38.910	38.618	
上地壳*		19.33		15.73		39.08		赵伦山等, 1988
下地壳*		17.27		15.29		38.57		
地幔*		18.10		15.42		37.30		
造山带*		18.86		15.62		38.83		

成也有较大的差异,闪锌矿铅同位素组成相对稳定,变化范围最小,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的比值分别为18.505~18.701、15.651~15.733和38.646~39.104,黄铁矿的比值变化范围最大, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的比值分别为17.863~18.688、15.448~15.716、37.753~39.053,花岗斑岩铅同位素比值变化范围一般。但上述铅同位素的组成极差均小于1,说明铅来源比较稳定。总体上,无论是花岗斑岩还是硫化矿物,铅同位素组成的变化范围和平均值均具明显的相似性,与上地壳、下地壳、地幔及造山带铅同位素平均值比较(表4),矿区硫化物和花岗斑岩明显与造山带的铅同位素组成相似性高。

通过澜沧老厂铅同位素演化模式图解(图7)可知,斑岩和硫化物的数据投点集中在上地壳与造山带同位素演化曲线范围之内,落在地幔与造山带同位素演化曲线范围内的投点数量次之;花岗斑岩投点分布与硫化物投点分布相比,花岗斑岩投点更加集中,硫化物相对分散。7个硫化物数据投点中有5个分布于造山带和上地壳同位素演化曲线之间并靠近上地壳一侧,2个分布于地幔和造山带同位素演化曲线之间,靠近地幔一侧;8个花岗斑岩投点中有2个点靠近上地壳同位素演化曲线,6个分布于地幔-造山带-上地壳之间同位素造山带演化曲线的两侧,呈零星状分布。整体上投点的线性趋势与单阶段同位素演化曲线斜交,并与零等时线斜交,显示矿石铅属于多阶段演化的异常铅。硫化物和花岗斑岩的铅同位素分布呈较好的线性排列,说明二者的铅源相似。而且,硫化物的投点区范围与花岗斑岩的投点区也基本相似,均在地幔-造山带-上地壳同位素演化曲线区间范围之内。通常情况下,造山带铅具幔

源和壳源(上部地壳和下部地壳)铅混合的特点,陈琿等(2010)、杨帆等(2012)研究表明,澜沧老厂隐伏花岗斑岩是在青藏高原新生代碰撞造山主碰撞构造环境下形成壳源为主的壳幔源混合成因花岗斑岩。结合铅同位素演化模式图(图7)可以判断,矿区斑岩型矿体中的原始铅具有壳-幔混合来源且多阶段演化的特点。

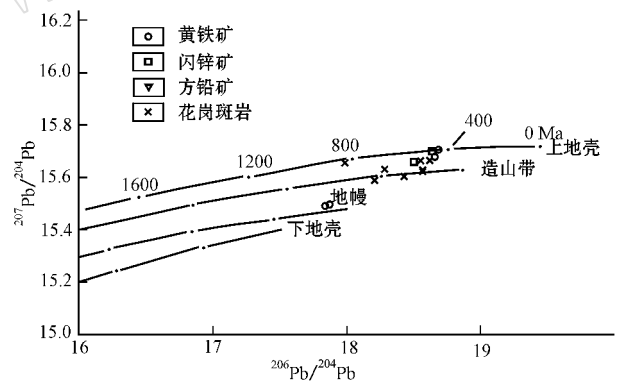


图 7 澜沧老厂斑岩热液成矿系统同位素 Pb 演化模式图 (底图据 Zatman & Doe, 1981)

Fig. 7 Lead isotope evolution model of the hydrothermal porphyry metallogenic system in the Laochang deposit (after Zatman & Doe, 1981)

将澜沧老厂矿区测试的7件硫化矿物、8件花岗斑岩样品铅同位素组成投点于多伊、扎特曼源区图解上(图8)。可以看出铅同位素的投点大部分落入克拉通化地壳区,部分落在克拉通化地壳与成熟岛弧交界区域,少部分投点落入大洋火山岩区。斑岩铅投点多分布在成熟岛弧区域,硫化物铅投点多分布于克拉通化地壳区域,斑岩和硫化物铅投点在大洋火山岩区域少有分布。铅投点绝大多数分布比较集中,说明铅来源相对稳定。

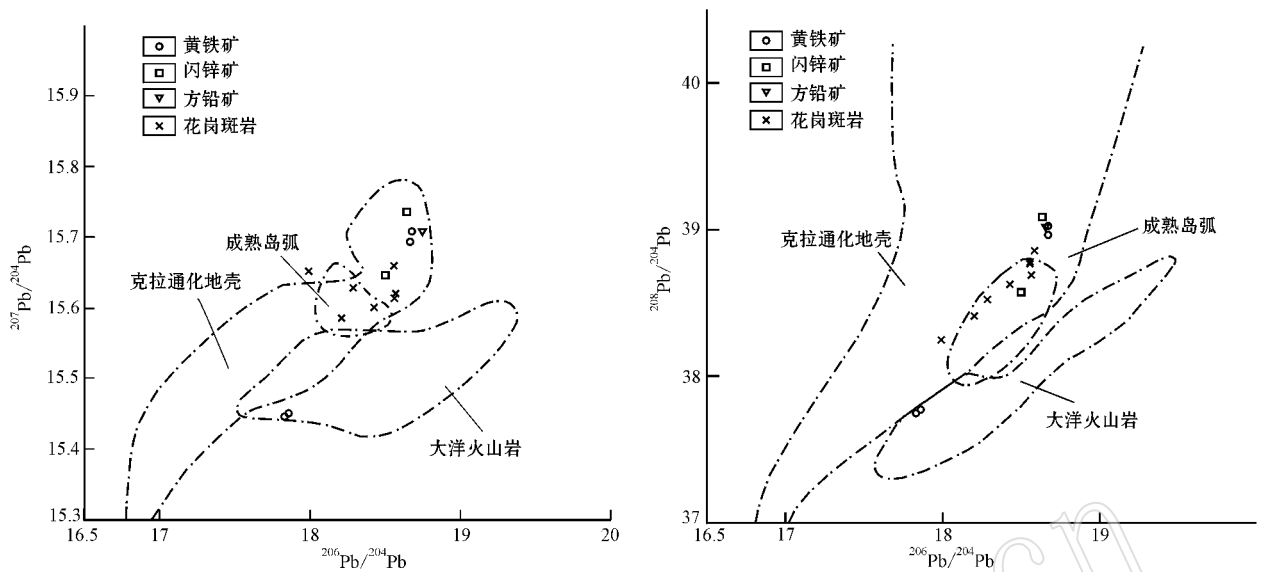


图 8 澜沧老厂斑岩热液成矿系统同位素 Pb 组成综合图(底图据 Zaman & Doe, 1981)

Fig. 8 Composite diagram of Pb isotopic composition in the hydrothermal porphyry metallogenic system (after Zaman & Doe, 1981)

4 H-O 同位素组成及其来源

4.1 火山喷流沉积成矿系统 H-O 同位素特征

根据前人数据搜集整理,保留矿区火山喷流沉积成矿系统 I、II 和 V 号矿体群中具有代表性的石英、方解石、玄武岩全岩、凝灰岩全岩、黄铁矿、闪锌矿单矿物 9 件样品的 H-O 同位素数据,见表 5。

表 5 中数据显示:II 号矿体方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 +1.47‰, δD 为 -76‰; C_1^7 玄武岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 +9.5‰, δD 为 -71‰; C_1^{5+6} 凝灰岩全岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 +15.0‰, δD 为 -72‰; 石英样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 -1.53‰

~ +2.7‰, 平均值为 0.585‰, δD 为 -91.90‰ ~ -69.86‰, 平均值为 -80.88‰; 黄铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 +4.8‰ ~ +6.4‰, 平均值为 +5.6‰, δD 为 -56.9‰ ~ -54.3‰, 平均值为 -55.6‰; 闪锌矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 +3.93‰ ~ +4.8‰, 平均值为 +4.36‰, δD 为 -70.5‰ ~ -62.7‰, 平均值为 -66.6‰。

δD - $\delta^{18}\text{O}$ 关系图解中(图 9) 点可以看出,全部样点位于通常认为的岩浆水和海水附近,显示成矿热液为岩浆水与海水混合的特征,成矿流体具有多源性。

Sanster(1985)认为,与火山岩有关的矿床的热液系统实质上是一种主要由海水组成的对流柱,其淋滤萃取了足够的金属物质,通过断裂或裂隙上涌。

表 5 澜沧老厂火山喷流沉积成矿系统的 H-O 同位素组成

Table 5 Hydrogen and oxygen isotope composition of the SEDEX ore-forming system in the Laochang deposit

序号	样号	样品	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	采样位置	资料来源
1	K38	方解石	-76	+1.47	II 号矿体	
2	1800-10	全岩	-71	+9.5	C_1^7 玄武岩	王增润等,1992
3	III-02	全岩	-72	+15.0	C_1^{5+6} 凝灰岩	
4	Lc1925-2	石英	-69.86	+2.7	1925 中段	叶庆同等,1992
5	D2-2	石英	-91.90	-1.53	1925 中段北沿脉	
6	D2	黄铁矿	-54.3	+6.4	1925 中段北沿脉	
7	D29	黄铁矿	-56.9	+4.8	1925 中段北沿脉	
8	Lc1925	闪锌矿	-62.7	+4.8	1925 中段	王新利等,2006
9	Lc1926	闪锌矿	-70.5	+3.93	1925 中段	

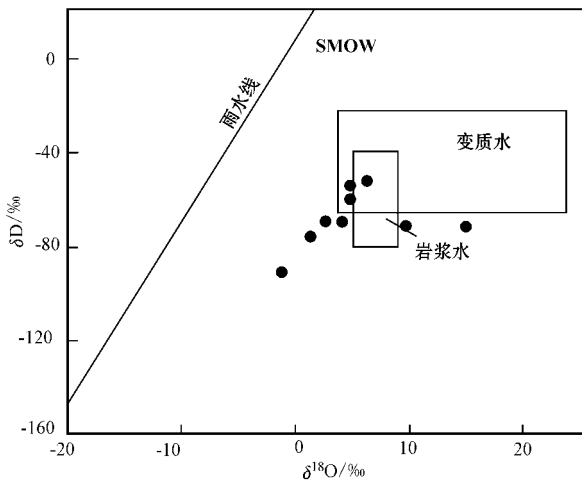


图 9 澜沧老厂火山喷流沉积成矿系统 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图解(底图据 Sheppard, 1977)

Fig. 9 δD versus $\delta^{18}O$ diagram of the SEDEX ore-forming system in the Laochang deposit (after Sheppard, 1977)

老厂矿区火山喷流沉积成矿系统的 H-O 同位素组成特征表明,矿床中的 H、O 主要应来自岩浆水及海水,成矿流体主要为岩浆水与海水的混合,岩浆水明显参与成矿作用。其原因一方面应该与裂谷扩张阶段的火山间隙期存在火山喷气作用有关,而另一方面可能与火山喷流沉积矿体群受喜山期的斑岩热液作用的改造有关。

4.2 斑岩热液成矿系统 H-O 同位素特征

本文搜集了赵晓勇等(2012)测试斑岩热液成矿系统中 VI 号矿体群中 4 件花岗斑岩样品数据以及徐楚明等(1991)获得的 IV 号矿体 2 件样品,共 6 件石英样品的 H-O 同位素数据(表 6)进行分析。

表 6 中数据显示,石英样品的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-9.4\% \sim +9.21\%$,平均值为 -1.82% , δD 为 $-67.2\% \sim -93\%$,平均值为 -68.1% 。从 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图解中(图 10)可以看出,该矿床成矿流体的投影点相对

表 6 澜沧老厂斑岩热液成矿系统 H-O 同位素组成

Table 6 Hydrogen and oxygen isotope composition of the hydrothermal porphyry metallogenic system in the Laochang deposit

序号	样号	样品	$\delta D/\%$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\%$	采样位置	资料来源
1	L8604	石英	-92	+9.21	1925 中段 1-2 穿脉	徐楚明等,1991
2	L8761	石英	-93	+4.1	1925 中段 9 穿脉	
3	E-29	石英	-67.2	-5.23	ZK14827 659.4 m	赵晓勇等,2012
4	E-37	石英	-48.2	-7.78	ZK14827 717.5 m	
5	E-61	石英	-46.2	-7.13	ZK14827 1 174.3 m	
6	E-77	石英	-62.2	-9.40	ZK14827 1 342.5 m	

集中,2 个样品投点落岩浆水附近,1 个样点落在雨水线上,2 个样点落在雨水线(大气降水)附近,显示成矿热液为大气降水与岩浆水混合的特征。

Taylor(1974) 芮宗瑶等(1984) 及 Zhu 等(2001) 研究表明,岩浆水和大气降水是斑岩型矿床成矿流体系统的主要组成部分。图 10 显示澜沧老厂斑岩热液成矿系统的 H、O 同位素组成与典型的斑岩型矿床相似,成矿流体具岩浆水和大气降水混合的特征。然而,矿区 H、O 同位素组成的投点更具明显的由岩浆水向大气降水线漂移的趋势,原因可能由于样品主要采自斑岩成矿系统中上部位置,大气降水混入成矿流体中的比例可能较大,所以测试数据体现出大气降水参与成矿的特征更明显。

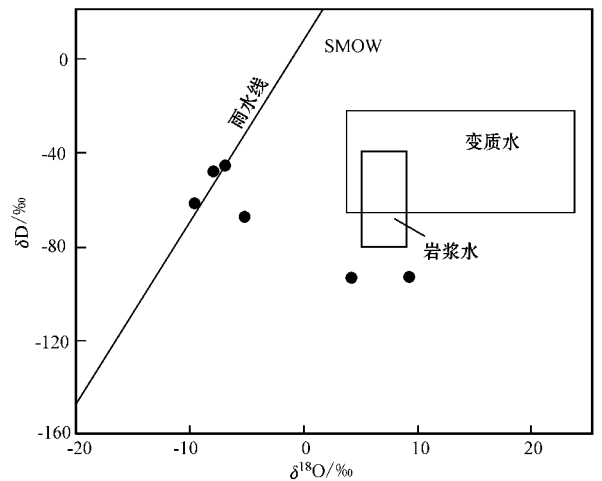


图 10 澜沧老厂斑岩热液成矿系统 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图解(据赵晓勇等 2012)

Fig. 10 δD versus $\delta^{18}O$ diagram of the hydrothermal porphyry metallogenic system in the Laochang deposit

5 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成及其来源

在以往的科研工作中,龙汉生(2009)对矿区 1725 中段闪锌矿、黄铁矿进行 Rb-Sr 测年,所得结果为 45 ± 3.6 Ma,与陈琿等(2010)所得花岗斑岩锆石

U-Pb 年龄(44.6 ± 1.1 Ma),李峰等(2010b)所得斑岩中辉钼矿 Re-Os 年龄(43.78 ± 0.78 Ma)一致。徐

楚明等(1991)对矿区花岗斑岩脉进行了同位素 Rb-Sr 分析,认为花岗斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与石英、灰岩及凝灰岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 有一定相似性,而与幔源特征较明显火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 不同。用 Rb-Sr 等时线法求得的花岗斑岩的铷同位素初始比值,也不同于火山岩的铷同位素初始比值。

对澜沧老厂花岗斑岩 5 件样品进行了 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素测试分析。测试工作在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,Rb-Sr-Sm-Nd 同位素分析根据微量元素中 Rb-Sr、Sm-Nd 含量称取适量样品于 Teflon 闷罐中,加入 ^{87}Rb - ^{84}Sr 和 ^{149}Sm - ^{150}Nd 混合稀释剂并用 HF、 HNO_3 和 HClO_4 充分溶解后用离子交换树脂分离出 Rb、Sr、Sm 和 Nd,最后在 ISOPROBE-T 热电离质谱仪(TIMS)上测试。整

个分析流程实验本底为:Rb、Sr $<100 \times 10^{-12}$;Sm、Nd $<50 \times 10^{-12}$ 。

从表 7 中可以看出,花岗斑岩样品的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.382 ~ 1.049 1, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.708 007 ~ 0.708 878,高于原始地幔值(0.704 5, Depaolo and Wasserburg, 1979), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.097 0 ~ 0.105 3, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.512 201 ~ 0.512 224,低于原始地幔值 0.512 638, Jacobson and Wasserburg, 1980),具有高 Sr 低 Nd 的特征。 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 和 Nd 同位素初始值($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)的计算以上文所述花岗斑岩锆石 U-Pb 加权平均年龄 $t = 44 \text{ Ma}$ 进行计算,花岗斑岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) $_i$ 为 0.707 77 ~ 0.708 24, $\epsilon\text{Nd}(t) = -8.0 \sim -7.5$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)为 0.512 170 ~ 0.512 195。

从 Rb-Sr 同位素组成特点看,花岗斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

表 7 云南澜沧老厂花岗斑岩 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素分析测试数据
Table 7 Rb-Sr and Sm-Nd isotopic composition of the Laochang deposit

岩性	含钼矿化花岗斑岩				
	E-51	E-67	E-73	E-82	E-84
样号					
Rb/ 10^{-6}	102	124	151	142	101
Sr/ 10^{-6}	616	575	415	492	765
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.479 9	0.623 0	1.049 1	0.833 2	0.382 0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	0.708 087 \pm 13	0.708 387 \pm 11	0.708 878 \pm 9	0.708 756 \pm 11	0.708 007 \pm 11
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	0.707 79	0.708 00	0.708 22	0.708 24	0.707 77
Sm/ 10^{-6}	3.82	3.32	3.77	2.99	3.40
Nd/ 10^{-6}	21.9	20.6	23.5	18.2	21.2
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.105 3	0.097 2	0.097 0	0.099 1	0.097 2
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	0.512 201 \pm 9	0.512 224 \pm 7	0.512 217 \pm 9	0.512 211 \pm 6	0.512 221 \pm 6
$\epsilon\text{Nd}(t)$	-8.0	-7.5	-7.7	-7.8	-7.6
t_{2DM}	1 506	1 466	1 477	1 488	1 471
($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)	0.512 170	0.512 195	0.512 188	0.512 182	0.512 192

略低于地壳岩石的平均值,又明显高于地幔平均值,部分样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 接近地幔平均值。另一方面,花岗斑岩的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 值较高,反映有大量壳源富含放射成因 ^{87}Rb 的外来铷的卷入。由此可判断,岩浆来源应以壳幔混合为主。

选择亏损地幔(DM)和上地壳(UC)作为混合单元,利用 Fauré(1986)和刘昌实等(1991)提供的二端员参数,并将二端员的 Sr、Nd 同位素组成校正到岩石形成时($t = 44 \text{ Ma}$)的相应值,再按简单的二元混合模型拟合混合曲线(图 11a),可以看出投影点相对较集中,并且靠近壳幔混合线,可估算出成岩过程中幔源组分的参与比例达 30% ~ 40%。在 Nd-Sr 同位素图解(图 11b)上,数据点接近 EM II 地幔端员。表明花岗斑岩具有壳-幔混合特征,受控于印度-亚欧

板块碰撞俯冲背景下的含矿地幔流体,在成岩成矿过程中的相互作用和由此引发的壳幔物质混染及交代蚀变(刘显凡等 2010)。因此,斑岩热液成矿系统的岩浆源区并非是单一的,源区基本处于地壳与地幔组分的过渡区,与 Hart 等(1986)和周新华等(1992)提出的源区是壳幔物质混合的一种“EM II 型”富集地幔源相吻合,并且属于壳-幔混合带的部分熔融(王治华等,2009)。

6 不同成矿系统稳定同位素对比

本文将老厂矿区火山喷流沉积成矿系统与斑岩热液成矿系统 S、Pb、H-O、Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素的特征进行对比(表 8)。

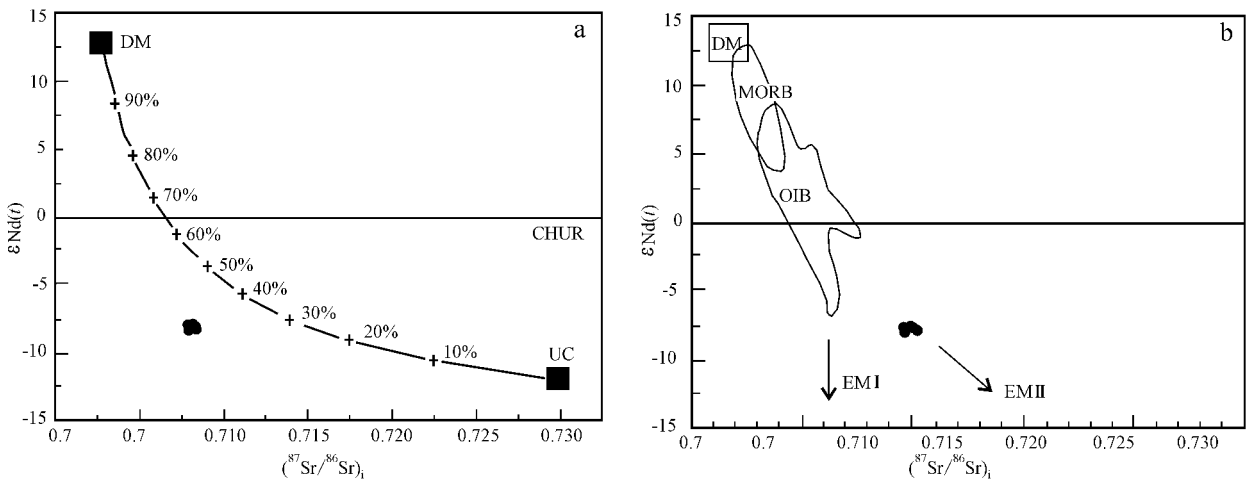


图 11 澜沧老厂花岗斑岩体 $\epsilon Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 相关图解 (a 底图据 Carlson, 1995 ; b 底图据文献刘亮等 2012)

Fig. 11 $\epsilon Nd(t)$ versus initial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of granite porphyries in the Laochang deposit (base map of a after Carlson , 1995 ; base map of b after Liu Liang *et al.* , 2012)

DM—亏损地幔；UC—上地壳；CHUR—球粒陨石均一储库

DM—depleted mantle；UC—upper continental crust；CHUR—chondrite uniform reservoir

表 8 澜沧老厂叠加成矿系统稳定同位素特征对比

Table 8 Comparison of characteristics of stable isotopes between superimposed metallogenic systems in the Laochang deposit

同位素	数据	测试样品	火山喷流沉积成矿系统	斑岩热液成矿系统
S	$\delta^{34}S/\text{‰}$	硫化物	-1.7~+3.7(+0.74)	-3.99~+2.8(-0.64)
		花岗斑岩		+3.0~+10.1(+5.42)
		来源	火山热液	地壳深部壳幔物质均一化的岩浆
Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb$	硫化物	18.275~18.761 (18.545)	17.863~18.701 (18.517)
		围岩*	18.139~19.710 (18.586)	17.988~18.621 (18.40)
	$^{207}Pb/^{204}Pb$	硫化物	15.340~15.835 (15.598)	15.448~15.733 (15.656)
		围岩*	15.478~16.106 (15.722)	15.586~15.663 (15.628)
$^{208}Pb/^{204}Pb$	硫化物	37.925~39.197 (38.585)	37.753~39.104 (38.755)	
	围岩*	37.870~40.115 (39.111)	38.246~38.910 (38.618)	
		来源	古陆壳基底和火山岩	壳幔混合
H-O	$\delta D/\text{‰}$	石英	-91.90~-69.86 (-80.88)	-93.00~-46.23 (-68.1)
	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$		-1.53~+2.70 (+0.59)	-9.40~+9.21 (-2.70)
		来源	岩浆水为主混合海水	岩浆水混合大气降水
Rb-Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	花岗斑岩		0.382 0~1.049 1 (0.673 4)
Sm-Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$ $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$			0.707 77~0.708 24 (0.708 004)
		来源		0.097 0~0.105 3 (0.099 2)
				0.512 170~0.512 195 (0.512 185)
		来源		壳幔混合

注：火山喷流沉积成矿系统 Pb 同位素分析测试的围岩为火山岩；斑岩热液成矿系统 Pb 同位素分析测试的围岩为花岗斑岩。

(1) 火山喷流沉积成矿系统主要硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 在 $-1.7\% \sim +3.7\%$ 之间, 斑岩热液成矿系统的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-3.99\% \sim +10.1\%$, 两种成矿系统均具有岩浆来源硫或壳-幔混合来源硫的特征。斑岩成矿系统 S 同位素组成较火山沉积成矿系统变化范围大, 前者成矿期浅成岩浆作用与壳-幔相互作用有关, 但以壳源物质为主; 后者主要是幔源硫参与成矿, 该阶段裂谷深切, 幔源火山活动及其热液作用强烈。

(2) 火山喷流沉积成矿系统和斑岩热液成矿系统的硫化物和岩石的铅同位素投点绝大部分落入克拉通化地壳区, 部分落在克拉通化地壳与成熟岛弧的交界处, 少部分投点落入大洋火山岩区, 反映两个成矿系统的初始铅主要来源相似, 继承性明显, 推测矿区深部存在稳定的物源供给条件, 只要出现有利的动力学环境和深部流体/熔体活动, 沿基底穿透性构造带就容易有成矿物质的带出, 产生成矿物质的继承性富集或叠加成矿。

(3) 火山喷流沉积成矿系统成矿流体的 δD 为 $-91.9\% \sim -54.3\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $-1.53\% \sim +9.5\%$ (除石英外, 还包括方解石、黄铁矿、闪锌矿、全岩等), 显示成矿流体具海水与岩浆水混合的特征; 斑岩热液成矿系统成矿流体 δD 为 $-93.0\% \sim -46.2\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $-9.40\% \sim +9.21\%$, 具岩浆水和大气降水混合的特征, 与典型的斑岩型矿床成矿流体相似。

(4) 澜沧老厂花岗斑岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 为 $0.70777 \sim 0.70822$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 为 $0.0970 \sim 0.1053$, Rb-Sr/Sm-Nd 同位素特征表明花岗斑岩源区基本处于地壳与地幔组分的过渡区, 说明斑岩热液成矿系统的成矿物质具壳幔混合源的性质。

7 结论

不同成矿系统稳定同位素研究表明, 矿区两个成矿系统的成矿物质来源既有相似性或继承性, 又有多源性和新生性。

火山喷流沉积成矿系统的 S 主要来源于火山热液, Pb 主要来源于古陆壳基底和火山岩, 成矿流体主要为海水与岩浆水的混合。斑岩型矿石矿物的 S、Pb 同位素组成也具壳幔混合源的特征, 金属成矿物质来源主要与岩浆有关, 成矿流体主要来源于岩浆水及与大气降水, 晚期成矿流体向大气降水漂移的

特征相对明显。

斑岩热液成矿系统中花岗斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于地壳与地幔岩石平均值之间, Sm-Nd 同位素数据接近 EM II 地幔端员, 指示岩浆源区处于壳-幔组分过渡区。

两种成矿系统成矿中物质的壳-幔混合源是重要共性, 相对斑岩热液成矿系统, 火山喷流沉积成矿系统的幔源物质参与成矿更显重要。矿床地球化学特征的差异与各成矿期深部壳-幔相互作用特点及动力学条件存在区别有关。

References

- Barnes H L. 1979. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [M]. Second edition. New York: 509~567.
- Carlson R W. 1995. Isotopic inferences on the chemical structure of the Mantle [J]. *Journal of Geodynamics*, 20: 365~386.
- Chaussidon M and Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel hercynite massifs from Ariège (North-eastern Pyrenees, France): An iron microprobe study [J]. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 54: 2 835~2 846.
- Chen Baiyou. 2002. Study on metallogeny of the Laochang Ag-Pb-Zn-Cu polymetallic ore deposit of Lancang, Yunnan [D]. Central South University: 92~108 (in Chinese with English abstract).
- Chen Hui, Li Feng, Jian Runtang, et al. 2010. Typomorphic characteristics and geological significance of the zircon from the Laochang granite porphyry in Lancang, Yunnan Province [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(1): 41~49 (in Chinese with English abstract).
- 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 [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 2(5): 174~183 (in Chinese with English abstract).
- DePaolo D J and Wasserburg G J. 1979. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [J]. *Geophysical Research Letters*, 3(12): 743~746.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology* [J]. New York: John Wiley and Sons. Publications, 200~249.
- Hart S R, Gerlach D C and White W M. 1986. A possible new Sr-Nd-Pb mantle Array and consequences for mantle mixing [J]. *Geoch. Cosmochem. Acta*, 50: 1 551~1 557.
- Jacobsen and Wasserburg. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 139~155.
- Li Feng, Chen Hui and Lu Wenju. 2010b. Rock-forming ages of the Laochang granite-porphyry, Lancang Yunnan and their geological sig-

- nificance[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 34(1):84~91(in Chinese with English abstract).
- Li Feng, Lu Wenju, Yang Yingzhong, *et al.* 2009. Mineralizing texture and metallogenic model of Laochang polymetallic deposit in Lancang, Yunnan[J]. *Geology and Exploration*, 45(5):516~523(in Chinese with English abstract).
- Li Feng, Lu Wenju, Yang Yingzhong, *et al.* 2010a. The Research of Crisis Mines Ore-forming Regularity and Prospecting: On Yunnan Lancang Old Mines Bed for Example[M]. Kunming: Yunnan Science & Technology Press(in Chinese with English abstract).
- Li Huijie, Tian Xu and Yi Facheng. 1995. The stable isotope geochemistry of the Lancang Pb-Zn-Ag-Cu deposit in Yunnan Province[J]. *Geological Exploration for Non-Ferrous Metals*, 4(5):278~282(in Chinese with English abstract).
- Li Lei, Duan Jiarun, Li Feng, *et al.* 1996. Geologic features and multiperiodic syntopogenic metallogenesis of the Laochang Cu-polymetal deposit in Lancang, Yunnan[J]. 15(3):246~256(in Chinese with English abstract).
- Liu Changshi and Chen Fanrong. 1991. Igneous rock material source and binary hybrid simulation[J]. *Geological and Geochemical*, 2(4):27~32.
- Liu Xianfan, Cai Yongwen and Lu Qiu Xia. 2010. Actual traces of mantle fluid from alkali-rich porphyries in western Yunnan, and associated implications to metallogenesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(1):114~136(in Chinese with English abstract).
- Liu Liang, Qiu Jiansheng, Li Zhen, *et al.*, 2012. Petrogenesis of the Early Cretaceous quartz monzonite pluton at Muchen in Longyou County, Zhejiang Province: Evidences from elemental and isotopic geochemistry of mafic microgranular enclaves and their host rocks[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12):3993~4006(in Chinese with English abstract).
- Long Hansheng. 2009. Chronology and geochemistry of the silver polymetallic deposit in Laochang[D]. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science(in Chinese with English abstract).
- Long Hansheng, Jiang Shaoping, Shi Zenglong, *et al.* 2007. Geological and geochemical characteristics of the Laochang large-scale Ag-Pb-Zn polymetallic deposit[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(3/4):360~365(in Chinese with English abstract).
- Long Hansheng, Luo Taiyi, Huang Zhilong, *et al.* 2009. Carbon and oxygen isotopic geochemistry of Laochang large-sized Ag polymetallic deposit in Lancang, Yunnan Province and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 28(5):687~695(in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal deposit[J]. *Econ. Geol.*, 67:551~579.
- Ouyang Chengfu, Xu Chuming, Hu Chengqi, *et al.* 1993. Predicted existence of a concealed granitic body in the Laochang Silver-lead deposit and the geologic significance, Langchang, Yunnan[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 17(2):119~126(in Chinese with English abstract).
- Rui Zongyao, Huang Chongke and Qi Guoming. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China[J]. Beijing: Geo. Pub. House: 85~104(in Chinese).
- Rollinson H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. Longman Scientific and Technical Press: 306~308.
- Sheppard S M F. 1977. The Cornubian batholith, SW England: D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals[J]. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133:573~591.
- Sanster D F. 1985. Stratabound base metals deposits and the mineralization[J]. *Foreign Mineral Deposits*, 10(suppl.):35~53(in Chinese).
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. *Econ. Geol.*, 69:843~884(in Chinese with English abstract).
- Wang Xinli, Pang Yunchun and Huang Mulian. 2006. Geology and genesis of Laochang Ag-Cu-Pb-Zn polymetallia ore deposit in Lancang Yunnan Province[J]. *Geology and Resources*, 15(3):200~221(in Chinese with English abstract).
- Wang Zengrun and Wu Yanzi. 1992. The metallogenesis of Lancang rift and the genesis of Laochang Cu-Pb-Ag deposit in western Yunnan[J]. *Geological Exploration for Non-ferrous*, 5(4):207~215(in Chinese with English abstract).
- Wang Zhihua, Guo Xiaodong, Ge Liangsheng, *et al.* 2009. Geochemistry of the Machangqing alkaline rich porphyry in Xiangyun, Yunnan province[J]. *Geology and Exploration*, 45(4):343~351(in Chinese with English abstract).
- Xu Chuming and Ouyang Chengfu. 1991. A study on the genesis of the Ag-Pb-Zn Deposit in Laochang Lancang, Yunnan[J]. *Journal of Guilin College of Geology*, 11(3):245~252(in Chinese with English abstract).
- Yang Fan, Li Feng, Chen Hui, *et al.* 2012. Geochemistry and tectonic setting of the Laochang concealed granite porphyry in Lancang, Yunnan Province[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(1):39~49(in Chinese with English abstract).
- Yang Kaihui. 1992. Volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang Region, southwest China, geological features and main types[J]. *Mineral Deposits*, 11(1):35~44(in Chinese with English abstract).
- Ye Qingtong, Hu Yunzhong, Yang Qing, *et al.* 1992. The Geochemical Background Character and Mineralization of Au-Ag-Pb-Zn in Sanjiang[M]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese).
- Zhu Yongfeng, Zeng YiShan and Neng Jiang. 2001. Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountains, northern China[J]. *International Geology Review*, 43(5):457~

473.

Zatman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75(2): 135~162.

Zhao Xiaoyong, Li Feng and Yang Fan. 2012. Evidence from the sources of ore-forming material for isotopes of the deep porphyry Mo (Cu) deposit in Lancang, Yunnan[J]. *Acta Petrologica et Mineralogical*, 31(5): 712~722 in Chinese with English abstract.

Zhao Lunshan and Zhang Benren. 1988. *Geochemistry*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 180~190 in Chinese.

Zhou Xinhua, E Molan and Zhang Jianbo. 1992. Early Tertiary basalt in east China sea basin and its implications to regional mantle geochemistry[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 8(4): 395~398 in Chinese with English abstract.

附中文参考文献

陈百友. 2002. 云南省澜沧老厂银铅锌铜多金属矿床成矿学研究[D]. 长沙: 中南大学博士学位论文, 92~108.

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[J]. *地质科学*, 25(5): 174~183.

陈琿, 李峰, 坚润堂, 等. 2010. 云南澜沧老厂斑岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. *地质学报*, 84(4): 485~491.

李峰, 陈琿, 鲁文举, 等. 2010b. 云南澜沧老厂花岗岩形成年龄及地质意义[J]. *大地构造与成矿学*, 34(1): 84~91.

李峰, 鲁文举, 杨映忠, 等. 2009. 云南澜沧老厂多金属矿床矿化结构及成矿模式[J]. *地质与勘探*, 45(5): 516~523.

李峰, 鲁文举, 杨映忠, 等. 2010a. 危机矿山成矿规律与找矿研究: 以云南澜沧老厂矿床为例[M]. 昆明: 云南科技出版社.

刘昌实, 陈繁荣. 1991. 火成岩物质来源与二元混合模拟[J]. *地质地球化学*, 24(4): 27~32.

刘亮, 邱检生, 李真, 等. 2012. 浙江龙游沐尘早白垩世石英二长岩体的成因: 锆铁质包体及寄主岩的元素与 Sr-Nd 同位素地球化学证据[J]. *岩石学报*, 28(12): 3993~4006.

刘显凡, 蔡永文, 卢秋霞. 2010. 滇西地区富碱斑岩中地幔流体作用踪迹及成矿作用意义[J]. *地学前缘*, 17(1): 104~136.

龙汉生. 2009. 云南澜沧老厂大型银多金属矿床成矿年代及地球化

学[D]. 中国科学院地球化学研究所.

龙汉生, 蒋绍平, 石增龙, 等. 2007. 云南澜沧老厂大型银铅锌多金属矿床地质地球化学特征[J]. *矿物学报*, 27(3/4): 360~365.

龙汉生, 罗泰义, 黄智龙, 等. 2009. 云南澜沧老厂大型银多金属矿床碳、氧同位素组成及其意义[J]. *矿床地质*, 28(5): 687~695.

李虎杰, 田煦, 易发成. 1995. 云南澜沧老厂铅锌银铜矿床稳定同位素地球化学研究[J]. *有色金属矿产与勘查*, 4(5): 278~282.

李雷, 段嘉瑞, 李峰, 等. 1996. 澜沧老厂铜多金属矿床地质特征及多期同位素成矿[J]. *云南地质*, 15(3): 246~256.

欧阳成甫, 徐楚明, 胡承绮. 1993. 云南澜沧老厂银铅矿区隐伏花岗岩体预测及其意义[J]. *大地构造与成矿学*, 17(2): 119~126.

芮宗瑶, 黄崇邦, 齐国明. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社, 85~104.

Sanster D F. 1985. 层控贱金属矿床及其成矿作用[J]. *国外矿床地质*, 10(增刊): 23~38.

王新利, 庞艳春, 黄连. 2006. 澜沧老厂银铜铅锌多金属矿床地质特征及成因探讨[J]. *地质与资源*, 15(3): 200~221.

王增润, 吴延之. 1992. 滇西澜沧裂谷成矿作用谦论老厂大型铜铅银矿床成因[J]. *有色金属矿产与勘查*, 3(4): 207~215.

王治华, 郭晓东, 葛良胜, 等. 2009. 云南祥云马厂箐富碱斑岩体的地球化学特征[J]. *地质与勘探*, 45(4): 343~351.

徐楚明, 欧阳成甫. 1991. 云南澜沧老厂银铅锌矿床成因研究[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 11(3): 245~252.

杨开辉. 1992. 三江地区火山岩成因块状硫化物矿床的基本特征与主要类型[J]. *矿床地质*, 11(1): 35~44.

杨帆, 李峰, 陈琿, 等. 2012. 云南澜沧老厂隐伏花岗岩斑岩体地球化学特征及构造环境[J]. *岩石矿物学杂志*, 31(1): 39~49.

叶庆同, 胡云中, 杨清, 等. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 55~107.

赵伦山, 张本仁. 1988. *地球化学*[M]. 北京: 地质出版社, 180~190.

赵晓勇, 李峰, 杨帆. 2012. 云南澜沧老厂深部斑岩(铜)矿成矿物质来源的同位素地球化学证据[J]. *岩石矿物学杂志*, 31(5): 712~722.

周新华, 鄂莫岚, 张剑波. 1992. 东海早第三纪玄武岩的发现及其区域地幔地球化学成因意义[J]. *岩石学报*, 8(4): 395~398.