

云南大坪超大型金矿床铅同位素组成及成矿物质来源探讨*

袁士松^{1, 2}, 葛良胜¹, 郭晓东^{1, 2}, 路彦明¹

(1 中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000; 2 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要 云南大坪超大型金矿床是哀牢山金矿带内最具代表性的金矿床之一, 矿体赋存于华力西期桃家寨闪长岩体内, 矿化类型以石英脉型为主。对该矿床石英脉型矿石中方铅矿进行了系统的铅同位素测定, 测定结果表明, 矿石铅具有较窄的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值和相对较高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 但变化范围均不大, 均分布于正常铅范围。通过计算获得相关特征参数, 并利用铅构造模式图及相关图解综合分析表明, 大坪金矿矿石中的铅主要来源于下地壳及地幔。铅同位素特征反映了大坪金矿床成矿物质来源于壳幔混合区。

关键词 地球化学; 铅同位素; 成矿物质来源; 超大型金矿床; 大坪; 云南

铅同位素组成除受放射性衰变和混合作用影响外, 不会在物理化学作用和生物作用过程中发生变化, 即在矿质运移和沉淀过程中, 铅同位素组成保持不变(沈渭洲, 1987)。因此, 铅同位素组成是示踪成矿物质来源最直接、最有效的一种方法, 被广泛应用于各种矿床的研究中(Bouse et al., 1999; 张乾等, 2000; Townley et al., 2001; Kamenov et al., 2002; Marcoux et al., 2002; 蒋少涌等, 2006)。矿石铅是指在各种热液环境中沉淀出的不含U、Th的矿石矿物(张理刚, 1998), 如方铅矿、黄铁矿的矿石矿物中的铅, 其组成主要受源区的初始铅U/Pb、Th/U, 即 μ ($^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$)、 ν ($^{235}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$)、 ω ($^{232}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$)及形成时间等因素制约, 基本上不受形成后所处地球化学环境的影响(吴开兴等, 2002)。因此, 本文选择大坪超大型金矿床中方铅矿为研究对象, 以期通过对其铅同位素组成测定及分析, 来揭示该矿床铅同位素地球化学特征和矿石中铅的来源, 进一步深化对其成矿物质来源的认识。

1 研究现状及区域地质

云南大坪超大型金矿床位于中国著名的哀牢山金矿带南段, 是哀牢山金矿带最具代表性的金矿床之一。该矿床目前累计探明金资源量达 55 t, 已突破超大型矿床规模; 并因其具有特殊的成矿地质条件以及成矿地质背景而引人瞩目。许多学者对该矿床地质特征、稳定同位素、流体包裹体、矿物标型特征及成矿年代学等进行了一系列研究(葛良胜等, 2007; 韩润生等, 1994; 1997; 金世昌等, 1994; 祁斌等, 1989; 孙晓明等, 2006; 2007; 熊德信等, 2006; 2007; 徐研非, 1989; 应汉龙, 1998; 周跃飞等, 2003), 但对其矿床学方面某些关键性(如成矿物质来源)问题仍存在不同意见, 尤其是该矿床的铅同位素组成尚缺乏系统研究。

哀牢山金成矿带位于印支与欧亚板块的结合部位(图 1), 是中国西南“三江”构造成矿带的重要组成部分, 夹持于 NW 向红河深大断裂与阿墨江深大断裂之间, 北起弥渡, 向南延伸进入越南。其东为扬子地块, 西为中甸地块。NW 向哀牢山深大断裂将该金矿带一分为二, 即东侧的前寒武纪深变质带和西侧的显生宙浅变质带。哀牢山变质带已发现若干重要的金矿床(镇玩金矿、墨江金矿和大坪金矿), 这些金矿床和金矿点都集中在浅变质带中。

* 本文得到国家“十一五”科技支撑项目(2006BAB01B10)和中国地质调查局国土资源大调查项目(200410200036)的联合资助
第一作者简介 袁士松, 男, 1977 年生, 工程师, 主要从事金矿地质找矿与研究工作。

诸多学者对哀牢山-红河超岩石圈深断裂带构造运动学特征开展了广泛而深入的研究 (Tapponnier et al., 1990; Chun et al., 1998; 李齐等, 2000), 结果表明, 哀牢山-红河断裂带左旋走滑的距离可达数百公里, 吸收了印支与亚洲大陆 10%~25% 的地壳缩短量, 其东南延伸部分可能导致了南中国海的扩张, 沿着云南的雪龙山、点苍山、哀牢山和越南的象背山形成了长约 900 km, 宽 10~20 km 的变质岩带, 胥颐等 (2003) 认为这种大规模的滑移不仅体现在浅表层的构造变形, 同样也造成了岩石层结构的变异, 且与地幔上涌引起的壳幔相互作用热流有关。边千韬 (1998)、胥颐等 (2003) 通过对哀牢山地区地球物理及壳幔结构特征的分析, 认为哀牢山地区新生代处于强烈的壳幔相互作用时期, 地幔流体沿哀牢山-红河超岩石圈断裂向上发生了运移。

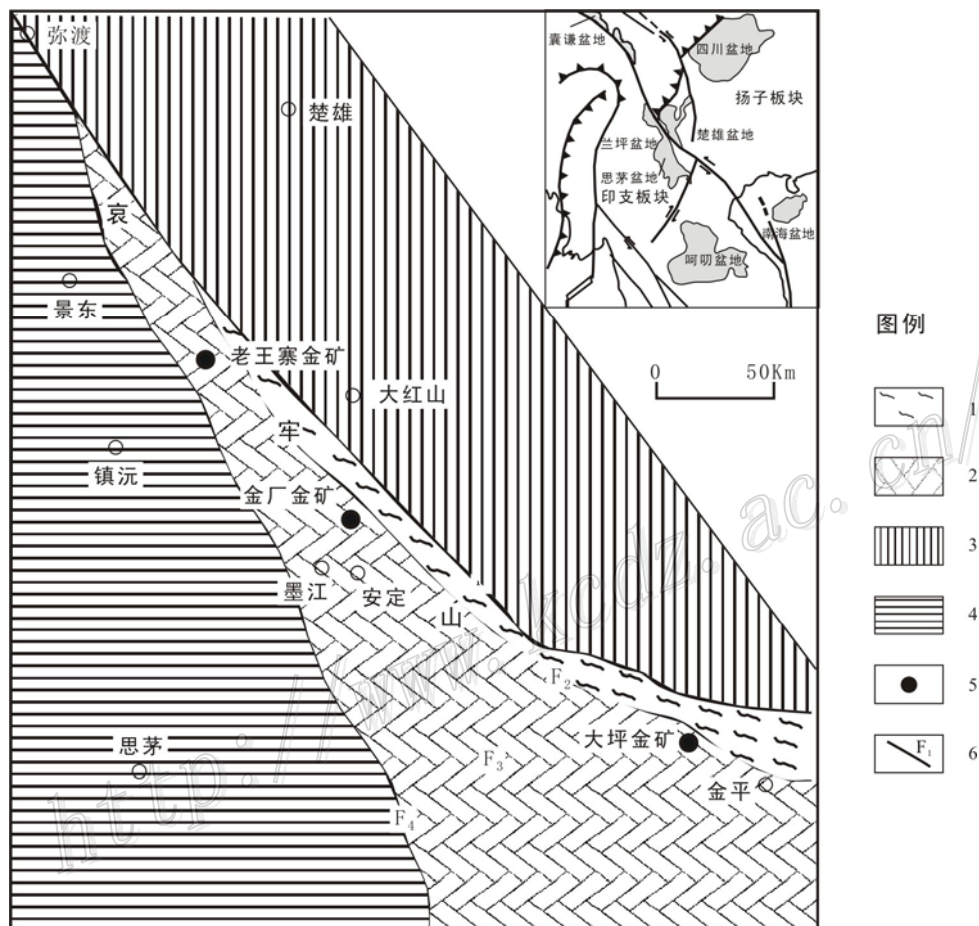


图 1 哀牢山金矿带区域地质简图 (据胡瑞忠等, 1998; 胥颐等, 2003 修改)

1—哀牢山深变质岩; 2—哀牢山浅变质岩; 3—扬子地块; 4—中甸地块; 5—金矿; 6—深大断裂; F_1 —红河深大断裂; F_2 —哀牢山深大断裂;
 F_3 —九甲-安定断裂; F_4 —阿墨江深大断裂

2 矿床地质特征

大坪超大型金矿床是哀牢山成矿带中最具代表性的金矿床之一, 位于哀牢山金矿带南段西南侧, 由 NWW 向转变为 NW 向的转折部位。受哀牢山深大断裂的次级断裂——小寨-金平断裂、金子河断裂和三家河断裂控制, 并由金子河断裂划分为东西两部分 (图 2)

2.1 矿区地质概况

矿区地层简单, 三家河断裂以西主要为奥陶纪砂板岩系, 志留纪、泥盆纪陆源碎屑岩见于东南角部及

三家河断裂和小寨-金平断裂之间，其间有辉绿岩脉侵入。矿区及其外围岩浆活动发育，具多期次、多类型的特点。其中海西期桃家寨闪长岩体出露于矿区中部（图 2），是矿区的主要赋矿围岩。大面积的燕山期二长花岗岩、花岗岩体则分布于矿区东部外围。南部和西部一带有较多的喜马拉雅早-中期富碱岩浆岩活动，形成了规模较小但数量较多的富碱斑岩岩株或岩脉。在不同时代地层和岩浆岩体中，见有大量不同期次辉长岩脉、煌斑岩脉、石英二长岩脉或花岗斑岩脉侵入。

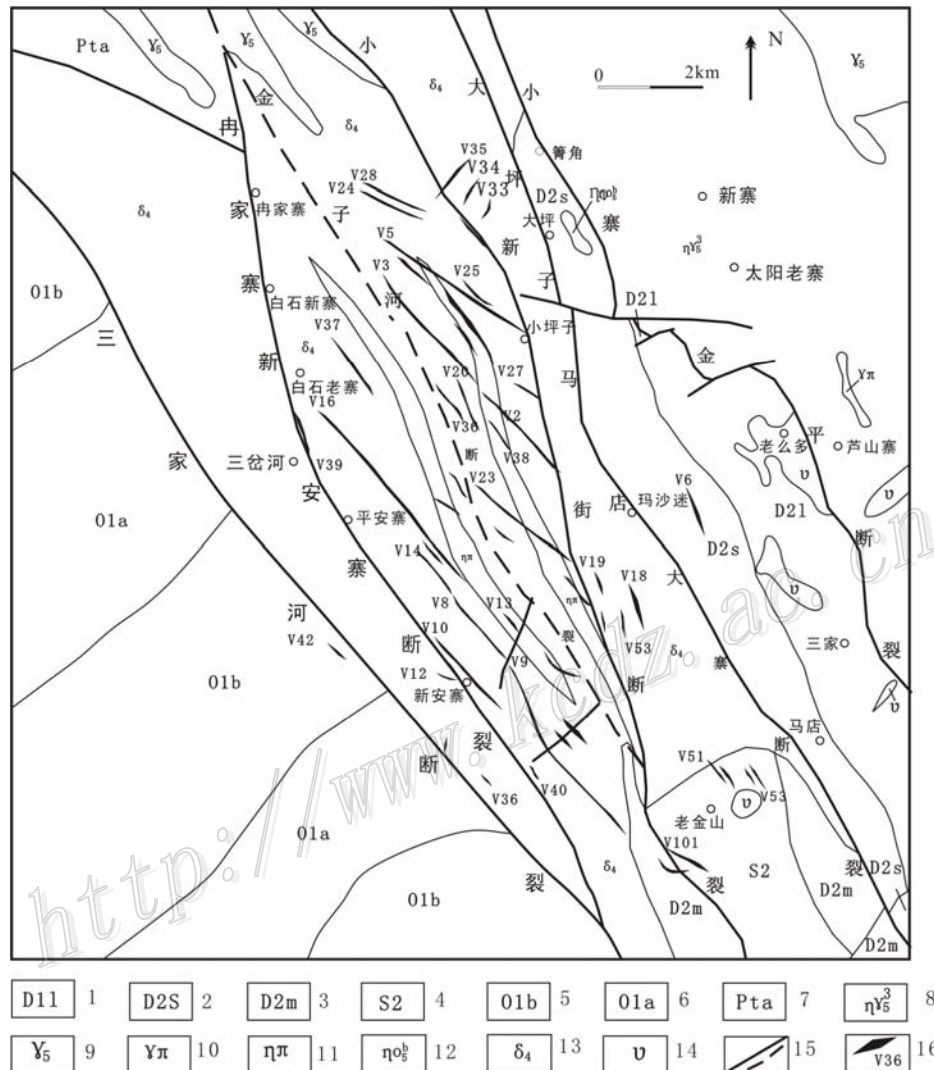


图 2 大坪金矿床地质图（据葛良胜等，2007）

1—下泥盆统老井寨组；2—中泥盆统宋家寨组；3—中泥盆统马鹿洞组；4—中志留统；5—下奥陶统中组；6—下奥陶统下组；7—哀牢山群阿龙组；8—二长花岗岩；9—花岗岩；10—花岗斑岩脉；11—二长斑岩脉；12—石英二长岩脉；13—闪长岩；14—辉绿岩体或岩脉；15—断裂或推测断裂；16—矿脉及编号

2.2 矿脉地质特征

到目前为止，整个矿区内共发现各种不同规模和类型的含矿石英脉或构造破碎蚀变带共计 52 条（宋焕斌等，1993；葛良胜等，2004）。矿脉一般长度为 50~1 000 m，最长可达 3 800 m，长度大于 100 m 的矿脉 20 余条。矿脉主要赋存于小寨-金平断裂和三家河断裂之间的桃家寨闪长岩体中，受三级断裂控制，走向 NW 或 NNW 向，倾向 SW。在整个矿区内，各脉体呈薄脉状，相距不远并呈大致近平行展布，从 NE 向 SW，具有斜列的趋势。矿脉由石英脉和少部分构造破碎蚀变闪长岩组成，石英脉多为单脉，少数为复

脉,在构造裂隙带中断续分布,尖灭再现或侧现呈雁行状。

2.3 矿石类型及矿物组合特征

矿石可以划分为3种类型:金属硫化物-石英脉型、蚀变岩型和角砾岩型。不同类型的矿石矿物组合差别不大,主要金属矿物有黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、自然金等,次有银黝铜矿、砷黝铜矿、磁铁矿、白钨矿、锡石、褐铁矿、铅矾等;脉石矿物主要有石英、方解石、铁白云石、重晶石、透辉石、云母类和粘土类、绿泥石、绿帘石等。

2.4 成矿期次划分

根据矿脉穿插关系、矿物共生组合和围岩蚀变特征,前人对大坪金矿的成矿期次和成矿阶段开展了大量研究工作(周跃飞等,2003;金世昌等,1994;应汉龙,1998;韩润生等,1994;孙晓明,2007;葛良胜等,2007)。虽然关于大坪超大型金矿床成矿期次、阶段划分不尽相同,但多数学者认为金-多金属硫化物阶段是主要的成矿阶段,且金矿化与多金属硫化物矿化具有叠加性,为对大坪超大型金矿床开展铅同位素研究提供了基础。

2.5 成矿年代

毕献武等(1996)利用电子自旋共振(ESR)法估算大坪金矿成矿年龄约为50 Ma,孙晓明等(2007)测得大坪金矿含金硫化物石英脉周围绢英岩化蚀变岩中的绢云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 形成年代为 (33.76 ± 0.65) Ma,表明大坪金矿形成于喜马拉雅期。

3 铅同位素分析方法和结果

样品的制备和测试由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成,测试样品为大坪金矿主成矿阶段方铅矿,采样位置见表1。在显微镜鉴定的基础上,选择了未风化的矿石样品,经破碎、淘洗、分离、双目镜挑选,单矿物纯度大于98%,得到单矿物10个,在玛瑙研钵中磨碎至200目待用。采用 HNO_3 或 HCl 酸化样品后,通过阴离子交换树脂,提取Pb,蒸干后以1% HNO_3 稀释,备质谱测试。质谱测试采用T1作为内标进行质量分馏校正,在英国Nu lustrumeut公司生产的高分辨多接收等离子质谱仪(Nu Plasma HR)上进行,在测定样品之前,用NBS981标准校准仪器,测定过程中,随时测定NBS981来监测仪器,样品的测定条件和NBS981相同,每一组数据由20个扫描构成。

表1 大坪矿区矿石铅同位素组成及特征参数表

样品号	采样位置	矿物名称	铅同位素组成			源区特征值					
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	ω	k	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
DB11	母鸡村矿段	方铅矿	18.6896	15.6752	39.0863	9.58	38.32	3.87	80.68	22.46	45.29
DB14	母鸡村矿段	方铅矿	18.6867	15.6732	39.0689	9.58	38.24	3.86	80.51	22.33	44.83
DB15	母鸡村矿段	方铅矿	18.6821	15.6716	39.0608	9.58	38.22	3.86	80.25	22.23	44.61
DB19	900矿段	方铅矿	18.6934	15.6734	39.0758	9.58	38.24	3.86	80.90	22.35	45.01
DB20	900矿段	方铅矿	18.7064	15.6784	39.0984	9.59	38.30	3.87	81.65	22.67	45.62
DB23	800矿段	方铅矿	18.6906	15.6751	39.0950	9.58	38.34	3.87	80.74	22.46	45.53
DB24	800矿段	方铅矿	18.7098	15.6720	39.0894	9.57	38.19	3.86	81.85	22.25	45.38
DB25	800矿段	方铅矿	18.6924	15.6712	39.0562	9.57	38.14	3.86	80.84	22.20	44.49
DB27	800矿段	方铅矿	18.6912	15.6765	39.0911	9.59	38.34	3.87	80.77	22.55	45.42
DB36	790矿段	方铅矿	18.7052	15.6739	39.0918	9.58	38.24	3.86	81.58	22.38	45.44

测试单位: 中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室。

测试结果见表 1。大坪金矿矿石铅具有较窄的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值，变化范围为 18.6821~18.7098，相对较高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值（15.6712~15.6784）和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值（39.0608~39.0984），变化范围均不大，属于正常铅范围。特征参数 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 ω ($^{232}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 k (Th / U) 的值分别为 9.57~9.59、38.14~38.34、3.86~3.87，相应的 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 分别为 80.25~81.85、22.20~22.67、44.49~45.62。大坪金矿矿石铅均为正常铅， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值集中反映了源区一个稳定的U/Th比率，表明成矿作用过程中未见放射性成因铅物质或流体的加入。

4 讨 论

4.1 铅同位素组成对成矿物源的示踪

自从Doe 等（1979）提出“铅构造模型”以来，中国诸多学者也应用此模型来解释中国某些岩石和矿床的铅同位素数据。张理刚等（1993）研究发现，Zartman 等（1981）的“铅构造模型”对于解释中国大陆铅同位素数据存在“理论脱离实际”的问题，指出在解释中国大陆岩石和矿床的铅同位素数据时，不能简单地套用这个模型。李龙等（2001）以中国大陆中生代和新生代花岗岩长石铅同位素组成为制约，沿用Zartman 等（1981）“铅构造模型”的基本思想并作部分改进，建立了中国大陆铅同位素演化的动力学模型，并利用该模型计算获得中国大陆地幔、上地壳和下地壳铅同位素 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 k (Th / U) 理论值，将Zartman 等（1981）计算获得的全球平均铅同位素 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 k (Th / U) 值一并列于表 2。本文计算获得大坪金矿矿石铅同位素 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 k (Th / U) 分别为 9.57~9.59 和 3.86~3.87，对比可知：大坪金矿矿石铅同位素 μ 、 k 值更接近地幔相应值，反映其铅源主要来源于地幔，但受到壳源铅不同程度的混合。反映成矿物质源于地幔，成矿过程中有地壳物质的加入。

表 2 中国大陆与大坪金矿铅同位素 μ 值和 k 值对比表

比较区域	中国大陆地区		比较区域	全球平均值	
	μ 值	k 值		μ 值	k 值
地幔	8.44	3.60	地幔	10.01	2.65
下地壳	5.63	5.48	下地壳	6.94	5.85
上地壳	14.98	3.47	上地壳	11.08	3.76

大坪金矿方铅矿 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 18.6821~18.7098、15.6712~15.6784、39.0608~39.0984，极差分别为 0.0277、0.0072、0.0376，显示具有高度均一性；与成矿带内墨江金厂金矿（张海涛等，1984；李元等，1998；张志兰等，1987）及镇沅老王寨金矿（杨夕辉，2005）铅同位素组成值基本一致，表明哀牢山成矿带内金矿床具有相同的铅源，即反映它们具有类似的基底，经历了相同的大地构造背景、相同的成矿作用和成矿物质来源。韩润生等（1990，1997）测得大坪矿区斜长花岗岩长石铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值 18.786、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值 15.699、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值 39.077，闪长岩全岩铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 18.463、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 15.654、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 38.707、 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 值 1.181。表明大坪金矿成矿作用与矿区岩浆活动关系密切。

在铅构造模式图解中（图 3），矿石铅数据投影点位于造山带演化线与上地壳演化线之间和造山带演化线与地幔演化线之间，更接近造山带演化线的位置，反映出矿石铅的铅源主要为造山带，同时具有强烈的幔源特点；反映大坪金矿成矿作用与区域造山作用关系密切，成矿物质来源于造山过程中壳-幔混合源，并以地幔为主。

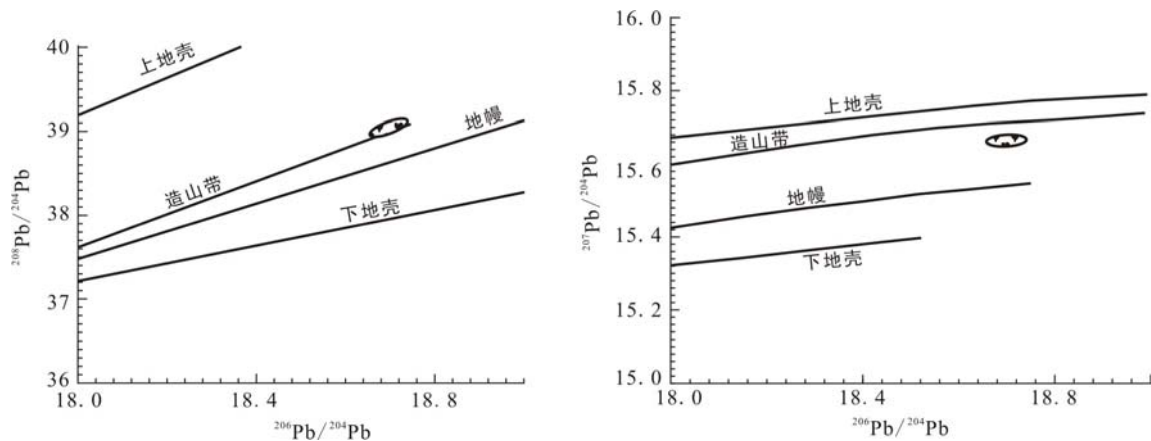


图3 大坪金矿铅同位素组成图解(据 Doe 等, 1981 修改)

计算获得大坪金矿 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 分别为22.20~22.67和44.49~45.62,在铅同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图解中(图4),投影点集中分布于朱炳泉(1989)等圈定的壳幔均一混合俯冲带型铅范围内,进一步说明大坪就矿矿石铅同位素为壳-幔混合铅,成矿作用与区域俯冲造山作用关系密切,俯冲造山过程中,俯冲板块携带大量地壳物质至深部地幔,随着造山作用持续进行,地幔物质携带矿质沿哀牢山-红河超岩石圈断裂向上运移而参与成矿作用。

4.2 成矿动力学分析

大坪金矿产于哀牢山-红河深大断裂带旁侧,该深大断裂是地幔物质上涌的重要通道。研究表明,中生代哀牢山地区开始进入板块俯冲造山期,大量陆壳物质随俯冲板块被带入地幔,与地幔物质发生熔融、混染;至喜马拉雅期,拉张构造运动使岩石圈减薄、软流圈上涌,这一时期不仅大量幔源岩浆上升至地表,还伴随大规模的变质作用和地幔去气;同时地幔流体携带大量成矿物质、流体沿深断裂带向上运移,激发、活化地壳中的矿质,同时促进浅部流体的循环对流,萃取更多的成矿物质,在地壳浅部由于物理化学条件的变化,成矿物质从流体中卸载,在构造有利部位形成矿体,在哀牢山深断裂带的次级断裂(三家河断裂、金子河断裂和小寨-金平断裂)中形成大坪超大型金矿床。

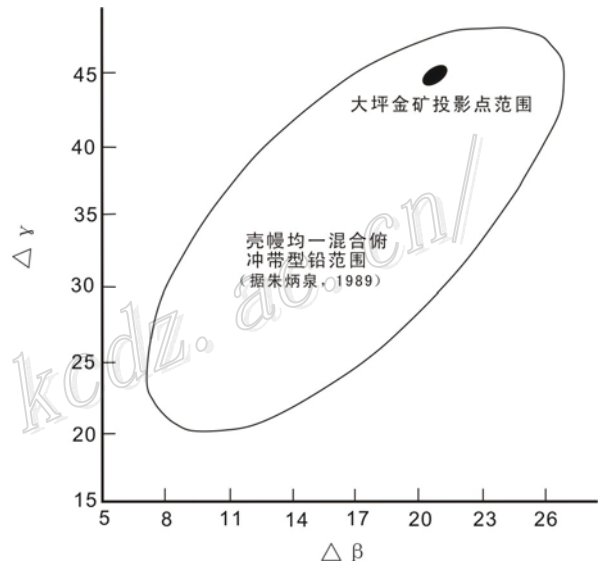


图4 哀牢山成矿带铅同位素 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 图解

5 结 论

大坪金矿床位于哀牢山金成矿带内,受NW向哀牢山-红河超岩石圈断裂带的次级断裂控制,形成于喜马拉雅期造山后碰撞阶段。金矿床的矿石铅样品具有较窄的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值(18.6821~18.7098)、相对较高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值(15.6712~15.6784)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值(39.0608~39.0984),矿石铅同位素分析结果表明,该金矿床成矿物质铅主要来源于地幔,并受到地壳铅的混染作用。本文所提供的铅同位素地球化学数据反映了大坪金矿床成矿物质具有多来源特征,即成矿物质以地幔源为主,成矿过程中有壳源物质的加入。

参 考 文 献

- 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 1996. 哀牢山金矿带 ESR 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 41(14): 1301-1303.
- 边千韬. 1998. 地球壳幔结构构造与老王寨超大型金矿床形成关系探索[J]. 中国科学 (D 辑), 28 (4): 303-309.
- 葛良胜, 邓 军, 李汉光, 杨立强, 张文钊, 袁士松, 邢俊兵. 2007. 云南大坪大型金多金属矿床叠加成矿作用: 地质、流体包裹体和稳定同位素证据[J]. 岩石学报, 23(9): 2131-2143.
- 葛良胜, 邓 军, 杨立强, 邢俊兵, 袁士松. 2007. 云南大坪超大型金多金属矿床地质地球化学特征[J]. 地质与勘探, 43(3): 17-24.
- 韩润生, 金世昌, 雷 丽. 1997. 云南元阳大坪改造型金矿床的成矿热液系统地球化学[J]. 矿物学报, 17(3): 337-344.
- 韩润生, 金世昌. 1994. 云南元阳金矿床的成因及找矿标志[J]. 有色金属矿产与勘察, 3(4): 218-222.
- 蒋少涌, 杨 涛, 李 亮, 赵葵东, 凌洪飞. 2006. 大西洋洋中脊 TAG 热液区硫化物铅和硫同位素研究[J]. 岩石学报, 22(10): 2597-2602.
- 金世昌, 韩润生. 1994. 改造型矿床的成矿热液系统地球化学特征——以元阳金矿床为例[J]. 云南地质, 15(1): 17-22.
- 李 龙, 郑永飞, 周建波. 2005. 中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型[J]. 岩石学报, 17(1): 61-68.
- 李 齐, 陈文寄, 万景林, 李大明. 2000. 哀牢山-红河剪切带构造抬升和运动形式转换时间的新证据[J]. 中国科学 (D 辑), 30(6): 576-583.
- 李 元, 金世昌, 俞广钧. 1998. 云南墨江金矿床的同位素地球化学及成因探讨[J]. 地质地球化学, 26(4): 15-20.
- 祁 斌, 宋焕斌. 1989. 元阳大坪金矿床构造地球化学特征及其找矿意义[J]. 云南地质, 8(2): 147-153.
- 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 原子能出版社.
- 孙晓明, 石贵勇, 熊德信, 王生伟, 翟 伟, 屈文俊, 杜安道. 2007. 云南哀牢山金矿带大坪金矿铂族元素 (PGE) 和 Re-Os 同位素地球化学及其矿床成因意义[J]. 地质学报, 81(3): 394-404.
- 孙晓明, 熊德信, 王生伟, 石贵勇, 翟 伟. 2006. 云南大坪金矿白钨矿惰性气体同位素组成特征及其成矿意义[J]. 岩石学报, 22(3): 725-732.
- 孙晓明, 熊德信, 石贵勇, 王生伟, 翟 伟. 2007. 云南哀牢山金矿带大坪韧性剪切带型金矿 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年[J]. 地质学报, 81(1): 88-93.
- 吴开兴, 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂, 唐群力. 2002. 矿床铅同位素示踪成矿物质来源综述[J]. 地质地球化学, 30(3): 73-81.
- 熊德信, 孙晓明, 翟 伟, 石贵勇, 王生伟. 2007. 云南大坪韧性剪切带型金矿富 CO_2 流体包裹体及其成矿意义[J]. 地质学报, 81(5): 640-652.
- 熊德信, 孙晓明, 石贵勇, 王生伟, 高剑锋, 薛 婷. 2006. 云南大坪金矿白钨矿微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素组成特征及其意义[J]. 岩石学报, 22(3): 733-741.
- 熊德信, 孙晓明, 翟 伟, 石贵勇, 王生伟. 2006. 云南大坪金矿含金石英脉中高结晶度石墨包裹体: 下地壳麻粒岩相变质流体参与成矿的证据[J]. 地质学报, 80(9): 1448-1456.
- 胥 颐, 刘建华, 刘福田, 宋海斌, 郝天珧, 江为为. 2003. 哀牢山-红河断裂带及其邻区的地壳上地幔结构[J]. 中国科学 (D 辑), 33(12): 1021-1029.
- 徐研非. 1989. 元阳大平石英脉型金矿床地质特征[J]. 云南地质, 8(2): 171-177.
- 杨夕辉. 2005. 镇沅老王寨构造蚀变岩型金矿床成因[J]. 云南地质, 24(4): 271-278.
- 应汉龙. 1998. 云南大坪金矿床围岩蚀变和同位素地球化学特征[J]. 黄金科学技术, 6(4): 14-23.
- 张海涛, 杨家瑞, 薛道政. 1984. 超基性岩蚀变热液型金矿床[J]. 云南地质, 3(4): 311-32.
- 张理刚, 王可法, 陈振胜, 刘敬秀, 李之彤. 1993. 中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与铅同位素省的划分[J]. 科学通报, 38(3): 254-257.
- 张理刚. 1988. 长石铅和矿石铅同位素组成及其地质意义[J]. 矿床地质, 7(2): 55-64.
- 张 乾, 潘家永, 邵树勋. 2000. 中国某此多属矿床矿石铅来源的铅同位素论释[J]. 地球化学, 29(3): 231-238.
- 张志兰, 张树发, 袁海华. 1987. 云南半江金厂金矿的同位素地质特征及成因探讨[J]. 成都地质学院学报, 14(4): 29-41.
- 周跃飞, 刘 星, 亓春英. 2003. 大坪金矿石英标型特征及其找矿意义[J]. 云南地质, 22(3): 288-294.
- 朱炳泉. 1989. 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), (10): 1092-1102.
- Bouse R M, Riuz I, Tittle S R, Tosdal I M and Wooden J L. 1999. Lead isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in a rizona implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 94(2): 211-244.
- Chun S L, Lo C H, Lee T L, et al. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Ma ago[J]. Nature, 394: 769-773.
- Doe B R and Zartman R E. 1979. Plumbotectonics I. The Phanerozoic[A]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[M]. Wiley Interscience (2nd ed, Chap 2). 22-70.
- Kamenov G, Macfarlane A W and Riciputit. 2002. Sources of lead in the San Cristobal Pulacayo and Potosimining districts Bolivia and a revaluation of regional

ore lead isotope provinces[J]. *Econ. Geol.*, 97(3):573-592.

Marcoux E, Grancea I, Lupulescu M and Milesi J P. 2002. Lead isotope signatures of epithermal and porphyry-type ore deposits from the Romanian Carpathian Mountains[J]. *Miner. Deposita*, 37(2):173-184.

Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and south China[J]. *Nature*, 343 (6257): 431-437.

Townley B K and Godwin C I. 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, southern Chile[J]. *Miner Deposita*, 36(1):45-57.

Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics ? The model[J]. *Tectonophysics*, 75:135-162.

<http://www.kcdz.ac.cn/>