

云南金顶超大型铅锌矿床的铅同位素组成及铅来源探讨

张 乾

(中国科学院地球化学研究所·贵阳市)

本文以研究方铅矿铅同位素组成为基础, 将金顶铅锌矿床壳源与幔源的铅区分开来, 并讨论了矿床的形成经历, 即同生沉积—沉积改造—后期幔源铅叠加成矿的复杂过程。

关键词 金顶铅锌矿床 铅同位素组成 铅的来源 矿床成因



同位素地质

金顶矿床是我国目前的超大型铅锌矿床。80 年代曾将它作为层控(沉积改造)矿床的例子^[1, 2], 但至今认识并未统一, 争议的焦点之一就是矿质来源问题。本文拟根据铅同位素组成, 探讨该矿床的来源。

矿床基本特征

矿床在大地构造单元上, 位于藏缅歹字形构造体系东支中段偏北, 与三江南北向构造体系的复合部位^[3]。按照板块构造理论, 该区位于中、印两大陆板块碰撞带的接合部位。这一构造带, 自中生代开始, 一直处于活动状态, 阿尔卑斯(喜马拉雅)期达到顶峰, 形成喜马拉雅构造带。

矿床在区域上位于该构造带中兰坪—思茅拗陷带北端。拗陷带是由澜沧江断裂带与弥沙河断裂带所夹持的中生代裂陷盆地, 沉积了一套海陆交互的碳酸盐岩、泥岩及碎屑岩建造。中生代末期, 由于区域构造运动的影响, 在盆地中部形成了由沱江大断裂和大山管—北奔山大断裂控制东西边界的次级裂陷盆地, 呈南北向展布, 新生代接受陆相含盐沉积。金顶矿床就位于该新生代裂陷盆地东缘、沱江大断裂西侧的老第三系地层

中。

矿区地层分为外来系统与原地系统两部分, 其间以 F_2 推覆断层为界。断层上盘为外来系统, 由倒转了的上三叠统麦初筭组(T_3m)灰岩、三合洞组(T_3s)泥岩、中侏罗统花开左组(J_2h)粉砂岩, 以及下白垩统景星组(K_j^1)的部分地层组成, 景星组砂岩为主要赋矿层位。断层下盘为正常层序的老第三系云龙组(Ey)含盐地层, 称原地系统, 上部(Ey^b)为灰色夹紫红色灰岩角砾岩、砾屑砂岩, 为矿区主要赋矿层位; 下部(Ey^a)为紫红色砂岩, 与下伏白垩系虎头寺组(K_2h)呈不整合接触。

矿区褶皱主要为一穹窿构造, 顶部宽缓, 是矿区主要控矿构造之一。断裂构造发育, 规模最大的一组呈南北向, 具多次活动特点, 成矿后仍有活动, 多处见到被破坏矿体。另有北东向和北西向两组断裂, 规模较小, 多为成矿后断裂, 常破坏矿体。矿区最主要的控矿构造是 F_2 推覆断层(图 1), 该推覆断层是在区域大断裂水平扭力作用下产生的, 由北向南推覆, 致使中生代地层倒转叠覆于老第三系云龙组地层之上, 形成外来系统。断层逆冲形成了规模较大的构造破碎带, 创造了良好的储矿场所, 几乎所有的铅锌矿体都产在穹窿构造顶部的推覆断层中。

本文 1992 年 1 月收到。戴午尘编辑。

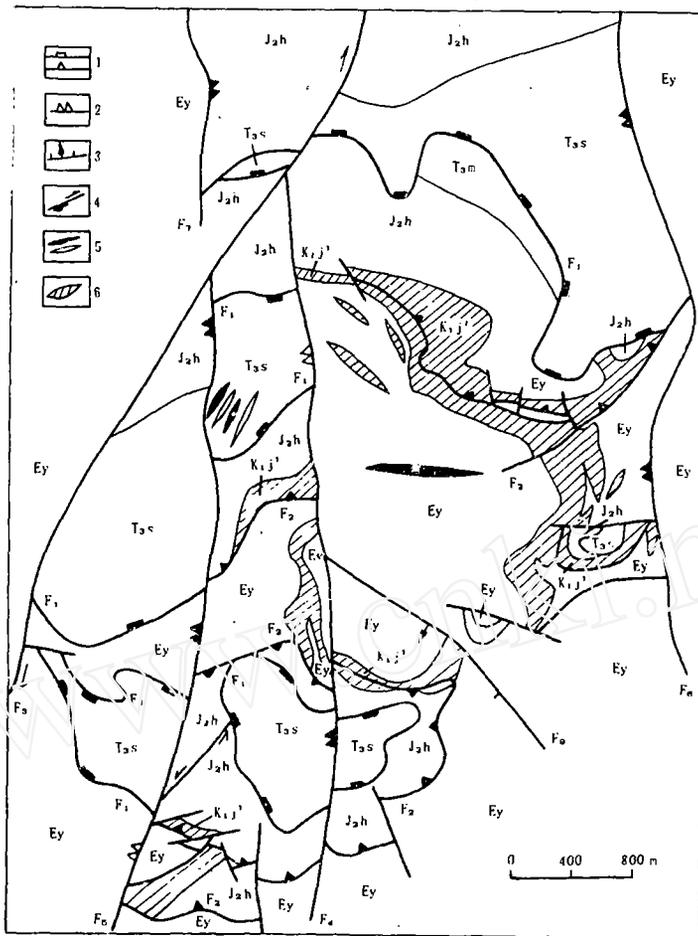


图1 金顶矿区地质略图

1—推覆断层；2—南北向断裂；3—张性断裂；4—扭性断裂；5—褶皱；6—铅锌矿体；Ey—古新统云龙组；K_{1j}^{1'}—下白垩统景星组；J_{2h}—中侏罗统花开左组；T_{3s}—上三叠统三合洞组；T_{3m}—上三叠统麦初管组

从图1可以看出，F₁也为推覆断层，与F₂近于平行，但所有的矿体都产于F₂中。究其原因，主要在于两条断层穿过的岩性不同，F₂两侧的岩性（钙质砂岩、砾屑砂岩）比F₁两侧的岩性（泥岩、粉砂岩、灰岩）易于交代成矿。因此，构成了裂隙盆地、穹窿构造、推覆断层和有利岩性（层位）四位一体的构造和层位控矿格局。

推覆断层上盘的下白垩统景星组和下盘的老第三系古新统云龙组均为赋矿层位。前者称上含矿带，岩性为石英砂岩，钙质胶结，矿化均匀，全层矿化，矿体呈层状、似层状，与断层产状一致。后者称下含矿带，

主要为含砾砂岩，矿化不均匀，矿体呈透镜状、不规则状，常成群出现。矿体长数百至数千米，延深数百米，地表产状平缓，深部陡直，穹窿北翼矿体延深大，南翼浅。矿化具垂直分带性，上部富铅，下部富锌。根据赋矿岩性，矿石分砂岩型和灰岩型。前者组构造简单些，以胶结结构、浸染状构造为主，常见交代熔蚀结构、条带条纹构造；后者主要有交代熔蚀结构、乳滴状结构、同心环带结构、粒状结构及浸染状、块状、网脉状、角砾状、条带状、胶状、球粒状及草莓状构造等。金属矿物主要有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿等，非金属矿物主要为石英、

方解石, 灰岩型矿石中含有大量的天青石和石膏。

矿物包裹体测温结果为 140~350℃, 结合矿石特征, 说明成矿作用具有热液充填交代性质。该矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.7%~-30%, 被认为属生物硫^[1, 2]。新近的研究表明, 该矿床的硫有一部分为非生物成

因硫, 其来源可能为深源(如上地幔硫)^[4]。

铅同位素组成

金顶铅锌矿床 46 个方铅矿样品的铅同位素组成列于表 1。显然, 该矿床的铅同位素组成可分为两组, 即:

表 1 金顶铅锌矿床 46 个方铅矿样品的铅同位素组成

序号	样品号	产状及矿物特征	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	模式年龄 (Ma)	资料来源
1	82j-31	灰岩型矿石, 与草莓状黄铁矿共生	18.558	15.617	38.321	60	本文
2	83j-33	灰岩型矿石, 与草莓状、球状黄铁矿共生	18.600	15.622	38.359	70	
3	82j-2	北厂矿段砂岩型矿石, 石英胶结物	18.400	15.612	38.463	190	
4	82j-11	北厂矿段砂岩型矿石, 石英胶结物	18.420	15.628	38.536	210	
5	82j-5	北厂矿段砂岩型矿石, 细粒方铅矿	18.441	15.632	38.660	205	
6	82j-27	北厂矿段景星组砂岩型矿石	18.506	15.640	38.557	165	
7	82j-35	蜂子山矿段矿化石英砂岩中方铅矿	18.453	15.619	38.488	130	
8	顶-2	砂岩型矿石中方铅矿	18.15	15.63	38.45	400	
9	顶-3	砂岩型矿石中细粒方铅矿	18.52	15.63	38.30	145	
10	顶-4	砂岩型矿石中方铅矿	18.416	15.637	38.639	220	
11	82j-26	灰岩型矿石中粗粒方铅矿	18.321	15.450	38.235	-	
12	82j-18	灰岩型矿石中粗粒方铅矿	18.232	15.476	38.174	28	
13	82j-19	灰岩型矿石中粗粒方铅矿	18.283	15.493	38.295	35	
14	82j-7	北厂景星组砂岩裂隙中脉状方铅矿	18.285	15.491	38.300	30	
15	82j-9	北厂景星组砂岩型裂隙中粗粒方铅矿	18.303	15.501	38.290	34	
16	Ty-38	架崖山、蜂子山等矿段云 龙组灰岩型矿石中粗粒方铅矿	18.222	15.423	38.093	-	据云南省地质 矿产局, 1981
17	Ty-39		18.208	15.377	38.007	-	
18	Ty-40		18.214	15.400	38.046	-	
19	Ty-41		18.138	15.252	37.921	-	
20	Ty-42		18.169	15.362	38.042	-	
21	Ty-43		18.265	15.410	38.226	-	
22	Ty-44		18.289	15.421	38.301	-	
23	Ty-45		18.286	15.453	38.443	5	
24	Ty-46		18.220	15.407	38.155	-	
25	Yn10-1	矿区灰岩型矿石 中的粗粒方铅矿	18.17	15.34	37.80	-	据云南省地质 矿产局, 1981
26	Yn-10		18.29	15.50	38.22	34	
27	Yn13-1		18.31	15.47	38.13	15	
28	Yn16-1		18.29	15.35	38.12	-	
29	Yn16-2		18.21	15.37	37.93	-	
30	Yn-16		18.27	15.47	38.12	10	
31	Yn-23		18.27	15.44	38.03	-	
32	Yn-25		18.24	15.40	37.90	-	
33	Yn-31		18.32	15.50	38.18	32	
34	Yn31-1		18.35	15.52	38.28	32	
35	Yn38-2		18.28	15.45	38.04	-	
36	Yn-41		18.37	15.54	38.32	51	
37	Yn41-1		18.29	15.45	37.99	-	
38	Yn41-2		18.40	15.55	38.36	48	
39	Yn42-2		18.35	15.53	38.29	41	
40	Yn-45		18.35	15.52	38.17	37	
41	Yn46-2		18.31	15.49	38.16	30	
42	Yn-55		18.35	15.51	38.20	30	
43	Yn-59		18.19	15.39	37.89	-	
44	Yn-61		18.32	15.50	38.17	32	
45	Yn-87		18.33	15.49	38.15	29	
46	顶-1		18.19	15.40	38.11	-	

注:“本文”资料来源据北京铀矿地质研究所分析结果; 模式年龄栏下无数字者均为负值。

1. 一组样品主要为矿石中的粗晶方铅矿，共有 36 个样品（序号 11~46），铅同位素组成均一稳定，变化范围小， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.138~18.400，平均 18.28， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.252~15.550，平均 15.44， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 37.800~38.443，平均 38.20。

2. 二组样品共有 10 个（序号 1~10），主要为砂岩型矿石中作为石英碎屑胶结物（或充填物）的方铅矿及景星组砂岩裂隙中充填的脉状细粒方铅矿。笔者首次挑选的灰岩型矿石中与草莓状、胶状黄铁矿共生的两个方铅矿的铅同位素组成也归于该组。该组样品的铅同位素比值高于前一组且变化较大， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.150~18.600，平均 18.430， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.612~15.640，平均 15.63， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 38.300~38.660，平均 38.480。

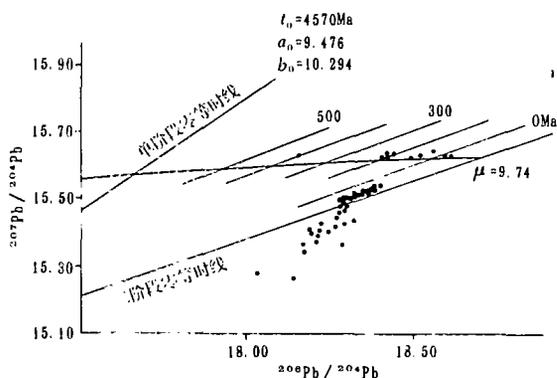


图 2 金顶铅锌矿床铅同位素组成两阶段模式

如果地球年龄取目前公认的 4570Ma，初始铅同位素比值 a_0 取 9.307、 b_0 取 10.294，则金顶矿床所有样品都落在远离单阶段零等时线的右边。利用 Stacey, J.S. 等人 (1975) 的两阶段模式 (图 2) [2]，第一组样品沿二阶段零等时线分布， μ 值小于第二组样品，在 8.8~9.2 之间；第二组样品沿 μ 值为 9.74 的两阶段增长线分布。可见前者为两阶段演化的低 μ 值铅，后者为两阶段高 μ 值铅，这与陈毓蔚等 (1984) 的

观点是一致的 [6]。

根据两阶段模式计算的两阶段模式年龄见表 1。第一组样品中，有 17 个样品位于两阶段零等时线左边，模式年龄为 10~50Ma，其中 13 个样品模式年龄为 28~41Ma，平均约 33Ma，大致相当于喜山运动早期阶段，这一时期矿区部位已隆起，其余样品模式年龄小于 5Ma。第二组样品的两阶段模式年龄均为正值，其中除一个样品模式年龄为 400Ma 外，其余样品模式年龄为 60~220Ma，与矿区中、新生代地层沉积时代一致 (表 2)。

由于铅同位素定年存在很大的误差，尤其像金顶这种成矿时代较新的矿床，因此，表 2 所列铅模式年龄与矿区地层间的对应关系可能并不意味着铅直接来自各自所对应的地层。然而，当把前述两组铅同位素组成与样品的地质产状特征结合起来考虑时，这种对应关系可能揭示下列值得注意的线索：① 该矿床存在两种截然不同的铅同位素组成，它们在地质上有各自的分布特点和不同的模式年龄，可能代表两种不同来源的铅；② 前述第二组样品中与草莓状、球粒状黄铁矿共生的方铅矿采自云龙组地层中灰岩型矿石所在矿体边部，其中常见胶状、环状闪锌矿，以及与地层时代一致的铅模式年龄，表明它们可能是同生沉积形成的；③ 砂岩型矿石中作为石英碎屑胶结物及砂岩裂隙中充填的方铅矿镜下可见交代砂岩钙质胶结物及熔蚀石英、沿裂隙充填等后生现象，铅模式年龄与其他多数沉积改造矿床一样有较大的分布范围，这部分铅可能是后期改造的产物；④ 第一组方铅矿样品铅同位素组成均一，铅模式年龄明显小于矿区所有地质体的形成时代，以及灰岩型矿体的地质特征等，表明这种铅成矿较晚。

总起来看，金顶矿床的形成可能经历了同生沉积、沉积改造及后期叠加作用。以下理由使得 30~40Ma 近似地作为后期叠加成

表2 金顶矿区铅模式年龄与地层时代对比

库尔普 (1960)	霍姆斯 (1964)	国际地质年代委员会 (1967)	矿区地层	铅模式年龄 (Ma)	构造运动
中新统		25 ± 2			阿尔卑斯 (喜马拉雅运动)
23	上				
渐新统	31~32			30~40	
35	下				
	上	37 ± 2			燕山运动
始新统	45				
	中				
	下				
55	上	58 ± 4			
古新统	58.5		云龙组 (Ey)	60~70	
70	上				燕山运动
上	上		虎头寺组 (K ₂ h)		
90					
中	100				
120			景星组 (K ₁ j ¹)		
下	下	137 ± 5			
135			?		
上	上			130~165	
150	中		花开左组 (J ₂ h)		
中	172				
170	下		?		
下	下	195 ± 5	T ₁ 、T ₂ m		
180					
	上			180~220	
三叠系	205				
	中				
	下				
220	225	230 ± 10			

矿时代是可能的: ①矿区时代最新的地质体为云龙组地层, 时代上限应大于 55Ma; 断裂控矿表明叠加成矿晚于地层沉积时代; ②后期叠加成矿与 F₂ 推覆断层有着密切关系。该断层是云龙组地层沉积成岩之后发生的, 因为断层两侧的岩石明显破碎, 矿化发生于断层两侧的有利岩性段中, 矿石中的矿物尤其是粗粒硫化物中未发现明显的受力变形及破碎现象, 说明矿化是继 F₂ 断层之后发生的; ③30~40Ma 大致相当于喜山运动的早期阶段, 剧烈的构造运动易导致断裂的发育及岩浆活动, 在此期间成矿并形成构造控矿格局的可能性大于在此之前的构造相对平静期。

铅的来源

前已述及, 金顶矿床存在两种不同的铅同位素组成。其一为组成均一的低 μ 值铅, ²⁰⁷Pb / ²⁰⁴Pb 值为 15.252~15.550, 铅同位素比值与洋中脊玄武岩铅一致 (图 3), 说明该类型铅可能为上地幔来源的铅。其二为同位素组成变化较大的高 μ 值铅,

²⁰⁷Pb / ²⁰⁴Pb 值大于 15.6, 在图 3 中与海洋化学沉积及锰结核铅接近, 为地壳源铅。

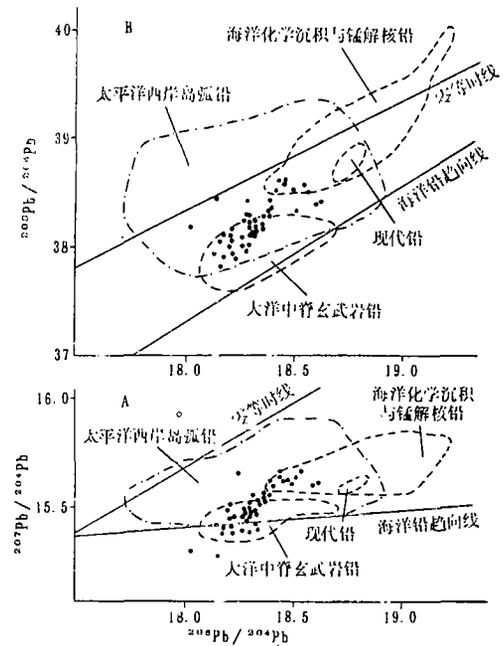


图3 金顶矿床铅同位素组成与三种来源铅比较 (据陈毓蔚等, 1980)

注: 洋中脊玄武岩铅区域在原 A、B 两图中不一致, 根据资料, 现作了修改。

该矿床的铅同位素组成与地幔铅、造山

带铅、上地壳铅及下地壳铅演化模式^[7]比较(图4),可以看出,在图4A、B中,两种来源的铅有着各自固定的分布范围,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb值大于15.6的地壳源铅样品位于上地壳铅与造山带铅演化线之间,而地幔源铅样品位于地幔铅演化线端点附近。在图4C中,两种铅会拢于造山带铅演化线上。同时清楚地表明,地壳源铅的三组同位素比值均比地幔源的铅高。

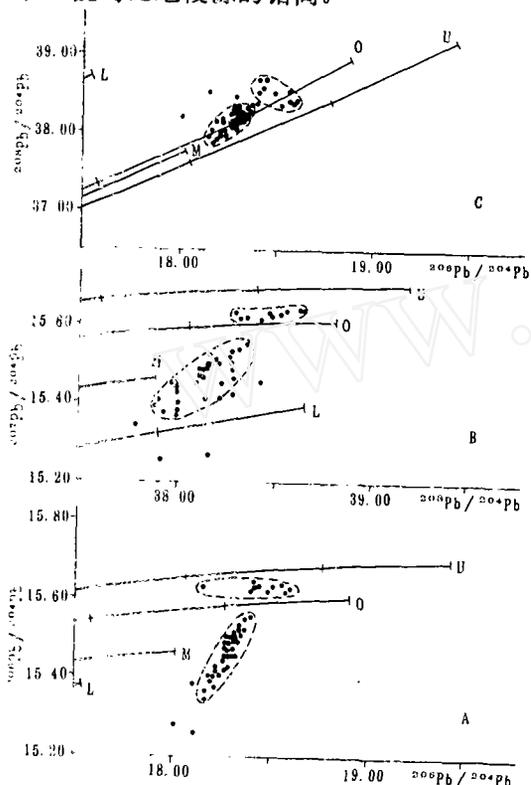


图4 金顶铅锌矿床铅同位素组成与地幔铅(M)造山带铅(O)、上地壳铅(U)及下地壳铅(L)比较

利用朱炳泉等的铅同位素示踪法¹,地壳源铅成矿时代近似地取60Ma,地幔源铅成矿时代近似地取33Ma,将该矿床铅同位素组成(²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb与²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)消除时间效应,计算成与同时代(成矿时)PM值的相对偏差,以 $\Delta_4^8 \sim \Delta_4^7$ 作图(图5)。根据此方法,该矿床地壳源铅样品都位

于 $40 > \Delta_4^8 > 20$ 、 $\Delta_4^7 > 15$ 的上地壳与上地幔混合铅区域内,而地幔源铅样品位于 $\Delta_4^8 < 20$ 、 $\Delta_4^7 < 15$ 的上地幔铅区域内。

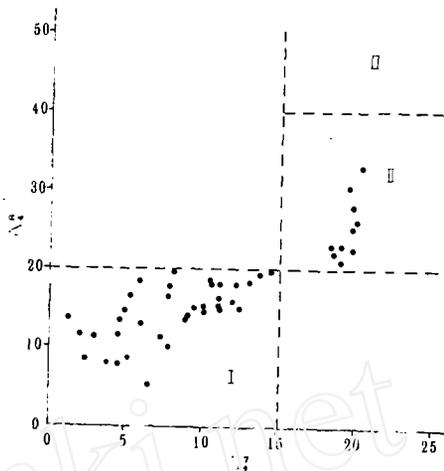


图5 金顶矿床铅同位素组成 $\Delta_4^8 \sim \Delta_4^7$ 示踪图

I—上地幔铅; II—上地幔与上地壳混合铅; III—上地壳铅

根据以上论述,似乎可以肯定,金顶矿床存在地壳源与地幔源两种不同来源的铅是可以成立的。

幔源铅可能的地质证据

由于矿区(甚至矿床)所在的中新生代裂隙盆地内不存在任何期次的幔源岩浆岩,故有人认为金顶矿床一部分铅来自上地幔证据不足,笔者则以为,下列地质现象可以说明上地幔提供部分铅的可能性是存在的:

1. 该矿床位于中、印板块碰撞造山带内,该构造带至今仍为一剧烈的构造活动带,其深度有可能穿透了整个岩石圈。在这种活动剧烈、规模巨大的构造带中,由于地壳隆起而引发上地幔岩浆侵入活动是完全可能的。盆地东部隆起区一些浅成、超浅成喜山期基性、超基性岩及碱性岩的存在可以说明这一点。由此可以推测,喜山期中、深成幔源岩浆侵入活动在本区可能是存在的,只不过喜山运动开始至今仅数十百万年,在这

¹ 朱炳泉等,1985年,国际早前寒武纪成矿讨论会论文摘要,第103~104页。

样短的时间内, 即使在那些构造隆起带, 剥蚀深度尚未达到中、深成岩浆侵入部位。这很可能就是在金顶地区地表见不到有关岩岩的主要原因。然而深部岩浆分异出的含矿热液沿断裂通道向上运移是完全可能的。

2. 矿区断裂构造形成了构造控矿格局, 矿化发生于推覆断层两侧的有利岩性中, 矿体中矿物的挤压、揉皱、破碎现象并不十分发育, 说明成矿是在控矿断层形成之后发生的。矿石中普遍存在的交代熔蚀现象, 脉状及网脉状构造等表明矿床具有后期热液充填交代成矿特征。^②

3. 矿体产状与推覆断层产状一致, 从地表出露高度来看, 矿区南部矿体出露高而缓, 北部矿体陡而深; 矿体上部富铅、下部富锌的特点与热液型铅锌矿床类似。推覆断层既是容矿构造, 又可能充当了导矿构造, 而江断裂可能充当了幔源铅的主要导矿构造。

4. 矿区地表存在许多热泉沉积物如泉华, 但这些热泉现在流出的地下水温已近常温, 说明过去某个时期该区存在高的地热异常。热泉泉华残留于地表说明热事件发生于地层沉积成岩和隆起之后, 可能和后期热液成矿有关。从泉华沉积物的量来分析, 该区高的地热异常持续的时间不太长。也就是说, 携带幔源铅的含矿热液被导入赋矿部位, 成矿作用开始, 热异常产生, 成矿作用结束, 热力下降, 热异常也随之消退。

铅的多来源与矿床成因

金顶矿床的成因观点较多, 但较为流行的是沉积改造成因, 主要依据之一是矿质来源于围岩(地层)^[1, 2]。近年有人提出该矿床为同生沉积矿床支^[8]、陆相喷流沉积矿床。

前已述及, 矿石铅同位素组成表明该矿

床存在两种不同来源的铅即幔源铅和壳源铅。幔源铅的存在, 说明该矿床并非完全属沉积改造型。因为矿区地层为海陆交互相及陆相地层, 沉积物经过了不止一个沉积旋回的演化, 因而不大可能保持与地幔一致的铅同素组成。陆相喷流沉积观点虽与铅的地幔来源不矛盾, 但一些基本问题仍需进一步证实。云龙组地层时限最大不超过 10Ma, 矿区该套地层厚达 350~700m, 矿体厚度达 25~70m, 沉积物以未充分风化的陆源碎屑为主, 沉积物供给区有限, 在这种环境中, 在短暂的时间内, 不大可能形成规模如此巨大的单一水成同生沉积矿床。

铅的多来源及以下特点为该矿床的复合成因提供了证据:

1. 幔源铅与壳源铅之间难免会有不同程度的混合, 但在某些地段二者是分开的。幔源铅主要存在于粗粒方铅矿中, 壳源铅主要见于灰岩型矿体边部及砂岩型矿石中, 这些壳源铅可视作幔源铅叠加成矿后的残留体。

2. 与草莓状、球粒状黄铁矿共生的细粒方铅矿的铅为壳源铅, 模式年龄与地层沉积时代一致, 可作为同生沉积证据; 砂岩型矿石中细粒方铅矿胶结物及砂岩裂隙充填型方铅矿的壳源铅及交代充填等后生现象可作为沉积改造成矿的证据。

3. 灰岩型矿体并非完整的层状, 常见筒柱状、穿层脉状、不规则状, 常受构造裂隙控制, 晶洞构造及交代熔蚀现象发育; 砂岩型矿体中也常见裂隙充填矿脉和交代熔蚀现象。上述产状的粗粒方铅矿都具有幔源铅同位素组成。这些都可作为幔源铅后期叠加成矿的证据。

4. 围岩蚀变尤其是矿体顶板蚀变不发育, 主要原因在于顶板泥质岩石不易与矿液发生反应。矿化深度浅、时间短、温度下降快, 因此, 即使在那些穿层脉体及裂隙充填

^②王京彬, 1991, “金顶矿床若干地质问题浅析”, 中国科学院地球化学开放研究实验室 1990 年年报, 第 40~46 页。

矿脉两侧，也没有明显的蚀变现象。

5. 矿石矿物无明显的受力变形现象，说明成矿是继控矿断层之后发生的。新的研究将原上含矿层景星组划归云龙组，推覆断层位于上含矿层与花开左组之间（王京彬，1991）。在这种情况下，幔源铅也可是推覆断层之后成矿的。矿液进入推覆断层之后成矿。矿液进入推覆断层，上盘泥质岩不易成矿，矿化只在下盘孔隙度大、钙质胶结、已有沉积矿层基础的砂岩及灰岩角砾岩层内发生。

综上所述，该矿床的形成至少经历了同生沉积作用，形成像草莓状、球粒状、胶状黄铁矿、闪锌矿和方铅矿那样的矿层或含矿层；沉积改造作用，可能形成砂岩型矿石中胶结状及裂隙中脉状细粒方铅矿；幔源铅叠加成矿期，幔源铅在沉积、改造成矿的基础上叠加矿化，形成粗粒方铅矿。矿质的多来源和不同成因的复合作用，造就了金顶超大型铅锌矿床。

型铅锌矿床。

参考文献

- [1] 涂光炽等，《中国层控矿床地球化学》，第1卷，第13~69页，科学出版社，1984年。
- [2] 白嘉芬等，矿床地质，1985年，第1期，第1~10页。
- [3] 李四光，《地质力学概论》，科学出版社，1960年。
- [4] 张乾，地质找矿论丛，1991年，第2期，第47~58页。
- [5] Stacey, J.S. and Krammers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, Earth Planet. Sci Lett., Vol.26, pp.207-221.
- [6] 陈毓蔚等，中国科学（B辑），1984年，第3期，第270~277页。
- [7] Zartman, R. E. and Doe, B. R., 1981, Plumbotectonics—the model, Tectonophysics, Vol. 75, pp.135-162
- [8] 赵兴元，地球化学，1989年，第5期，第523~530页。

Pb Isotopic Composition of Jinding Super-Large Pb-Zn Deposit in Yunnan Province and Discussion on the Source of Lead

Zhang Qian

There are two different sources of lead in Jinding Pb-Zn deposit. One is mantle lead, which is represented by coarse-grained galena, and has the low μ values and homogeneous Pb isotopic compositions which accord with those of oceanic ridge basalt lead. Ore-forming period of mantle lead is about 30~40Ma which approximates to the early stage of the Himalayan movement. Another is crust lead, which is lead of galena coexisting with colloid and spherulitic pyrites. It is characterized by high μ values and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios larger than 15.6. The crust lead is probably formed by the way of the synsedimentation and/or the reformation. The different source lead indicates that the deposit is formed by the sedimentary reformation and late superimposed mineralization of mantle lead.

