

陕西省凤太层控铅锌矿床 地球化学特征及其成因探讨

王 海 山

(西北有色金属地质研究所)

内容提要: 凤太层控铅锌矿床赋存于中泥盆统古道岭组灰岩与星红铺组千枚岩接触带或隐伏背斜构造鞍部,受地层、构造控制明显;有清楚的硅化、铁白云石化、炭沥青化等围岩蚀变现象;主要矿石矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿及毒砂等。根据矿物包裹体、矿石和上下盘围岩组分比值、矿石矿物微量元素分布、硫铅同位素组成、区域围岩元素丰度等一系列特征,推测矿质极可能来自深部古加里东岛弧基底,后经海西—印支期构造作用,通过地下热卤水渗流,再到上部有利圈闭空间富集成矿。矿床成因类型基本属古生新储层控再造矿床。上部围岩也可能提供部分矿质,但主要矿源层应在深部。

关键词: 层控铅锌矿床 矿床地球化学特征 层间断裂 热卤水渗流 矿源层

一、矿田简要地质特征

陕西省凤县—太白县分布着一系列铅锌矿床,构成了凤太铅锌矿田。本矿田位于海西期秦岭洋壳板块向华北古陆板块俯冲带北侧的弧后盆地中^①。矿田北部秦岭群基底之上分布有大片奥陶系细碧角斑岩系(唐庄—太白一带)及加里东期混合花岗岩,构成了加里东期火山岛弧^②。随着海西早期俯冲运动,北侧弧后盆地不断张裂成深部边缘海,沉积了近万米厚的中上泥盆统复理石层(上统包括部分中基性火山岩)。加里东期岛弧随着重力下滑至深部构成部分基底层;后复理石层受进一步俯冲、挤压、褶皱、断裂及深部岩浆的侵入影响,造山带不断扩张产生侧向压力,使泥盆系褶皱带向北部岛弧上方发生一系列的逆冲推覆,并伴随中基性火山岩浆活动,北部岛弧地层进一步插入海西期褶皱带之下,构成古老基底地层(图1)。

矿田北侧为中生代断陷盆地,南部以江口—酒奠梁大断裂与石炭系—二叠系相邻,整个矿田处于南北大断裂所夹持的锐角地带。矿田主体构造属一复式向斜,出露地层为一套浅变质的碎屑岩—碳酸盐岩。东侧有印支期石英闪长岩,在东部上泥盆统(D_3x)中见有中基性火山喷发岩。主要的矿床分布于矿田西部(图1)。在由 D_2^x 或 D_3j 碎屑岩构成的宽缓向斜之上排列着由 D_2^g 碳酸盐岩组成的NWW向紧闭线状背斜,具穿刺构造性质,产状北缓南陡。主要的矿床或矿体都分布于 D_2^g 灰岩与 D_2x 千枚岩接触带或靠近灰岩一侧不远处。灰岩普遍含有生物化石,顶部发育有岩溶。 D_2^x 的底部分布有铁白云质千枚岩。这种不同岩性的接

① 王海山, 1983, “试谈秦岭古俯冲带及成矿关系”

② 王鸿祯, 1982, “中国地壳构造发展的主要特征”

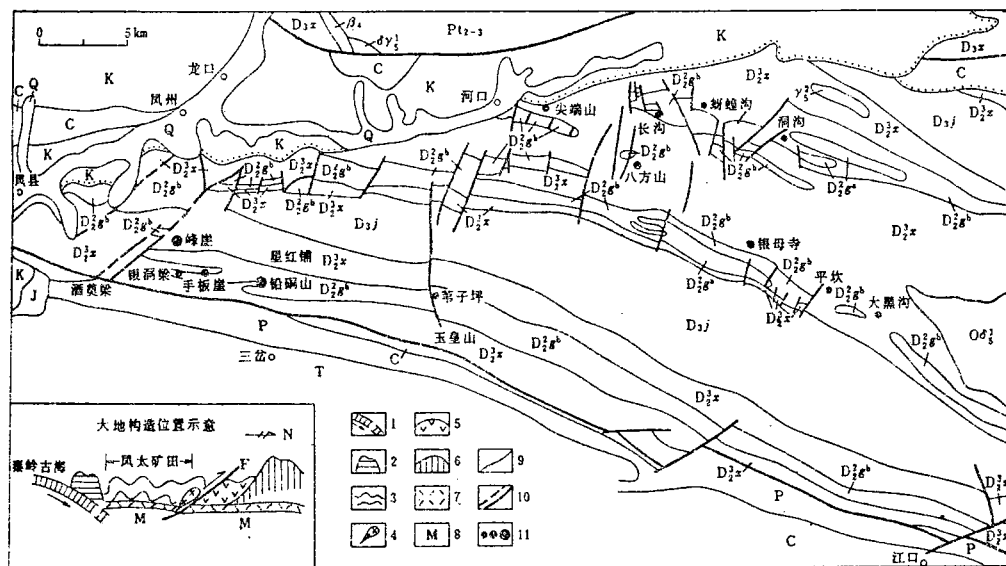


图 1 凤太矿田地质图(据西北有色地质717队资料)

1—海西期板块俯冲方向; 2—陆缘山弧; 3—弧后盆地褶皱带; 4—基性次火山岩侵入; 5—加里东期岛弧; 6—秦岭地轴; 7—陆壳; 8—莫霍面; 9—地层界线; 10—断层; 11—矿床; Q—第四系; K—白垩系; J—侏罗系; T—三叠系; P—二叠系; C—石炭系; D_{3x}—下东沟组; D_{3j}—九里坪组; D_{3x}—星红铺组; D₂^g^b—古道岭组上岩段; D₂^g^a—古道岭组下岩段; β₁—海西期基性次火山岩; Qδ₅¹—印支期石英闪长岩; δγ₅¹—印支期闪长花岗岩

Fig. 1. Geological map of the Fengtai orefield in Shaangxi.

1—Subduction direction of the Hercynian Plate; 2—Mountain arc along continental margin; 3—Fold belt in behind-arc basin; 4—Basic subvolcanic intrusion; 5—Caledonian island arc; 6—Qinling geaxis; 7—continental crust; 8—Moho; 9—Stratigraphic boundary; 10—Fault; 11—Ore deposit; Q—Quaternary; K—Cretaceous; J—Jurassic; T—Triassic; P—Permian; C—Carboniferous; D_{3x}—Xiadonggou Formation; D_{3j}—Jiuliping Formation; D_{2³x}—Xinghongpu Formation; D_{2²g^b}—Upper member of Gudaoling Formation; D_{2¹g^a}—Lower member of Gudaoling Formation; β₁—Hercynian basic subvolcanic rocks; Qδ₅¹—Indo-Sinian quartz diorite; δγ₅¹—Indo-Sinian diorite granite.

触带往往发育有顺层或有一定交角的走向断裂。这些走向断层直接控制了矿体、矿化蚀变体(硅化铁白云岩及微石英岩)的分布。矿体呈层状、似层状(峰崖Ⅰ号、八方山8号、银母寺4号等)、鞍状(铅硐山Ⅰ号、Ⅱ号)或复杂脉状产出。主要的富矿体均分布于NWW向紧闭线状背斜的北翼,不少矿体的侧伏与背斜倾伏方向及角度大小基本一致。矿石具中一粗粒自形、半自形晶结构、交代残余结构,及团块状、浸染状构造,条带状、条纹状构造不发育。主要的矿石类型为团块状、浸染状铅锌矿石。主要的围岩蚀变为硅化、铁白云石化及炭沥青化等。含矿的蚀变岩与上下围岩接触界线较清楚,而矿体与蚀变岩一般界线不清。

对矿床成因的看法,目前占主导的为沉积改造观点。其理由是成矿以中泥盆统陆源同生沉积为主,矿体的展布受岩相古地理的制约;沉积阶段已经形成矿床,后期的热液改造使其形态复杂,品位变富^[5]。

笔者据矿床地球化学特征、地质及构造特征,认为矿田内矿床属沉积再造矿床,在沉积阶段基本上没有成矿,可以生成矿源层,成矿的关键因素是地下热卤水,地质构造对矿体的展布起了直接控制作用。

二、矿床的流体包裹体、微量元素和硫铅同位素特征

1. 矿物包裹体特征

大量的矿物包裹体测温(均一法15件,爆裂法46件)结果^①表明:成矿温度为中温,一般铅锌矿物在200—300℃晶出,脉石矿物在130—210℃晶出。包裹体多为液相小包体(2—3μm),

形态不规则,未见子矿物,气液比低。

据矿石中碳酸盐矿物的包裹体分析结果计算^②,成矿流体盐度平均为10NaCl质量%,属于 Ca^{2+} - Mg^{2+} - K^{+} - HCO_3^{-} - Cl^{-} - F^{-} 型水, SO_4^{2-} 含量<380ppm,Cl含量为1300—2510ppm, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^{-}$ 及 $\text{HCO}_3^{-}/\text{Cl}^{-}$ 比值均<0.5。考虑到成矿温度较高,可以说原始含矿溶液属于某种高温低盐度的氯化物型卤水^③,而不是硫酸盐型卤水。后者被认为属于火山热泉水型卤水^④。

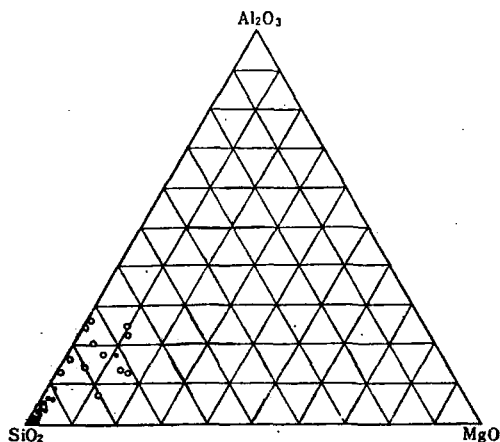


图2 凤太矿田矿石与围岩的 SiO_2 - Al_2O_3 - MgO 比值图解

●—矿石(16件); ○—围岩(13件)

Fig. 2. Al_2O_3 - SiO_2 - MgO diagram for ores and wall rocks of the Fengtai orefield.

●—Ore(16 samples); ○—wall rocks(13 samples).

2. 矿石和上下盘围岩组分的差异反映矿石并非由简单的同生沉积作用生成

1) 矿石和围岩的氧化物比值(SiO_2 - Al_2O_3 - MgO)有不同的分布趋势,不具一般沉积矿床弥散分布的特征(图2)。

2) 矿石的K/Na比值高于上下盘围岩2—6倍,且 K_2O 大于 Na_2O ,与包裹体溶液富K一致,反映出两者物质的不同源,且不具岩浆或火山作用富Na来源特征^⑤。

3) 矿石与围岩中黄铁矿的Co/Ni比值差别大,矿石为2.53,围岩为0.70。前者具后期热液改造特征,后者具外生沉积特征^⑥。

4) 围岩中Cl含量为44ppm,Mg为0.953%, SiO_2 为6.05%左右;蚀变岩分别增高达58ppm、1.34%、60%左右。

5) 矿石中 H_2O^+ 含量为0.2%,上下盘围岩为0.6—2.9%, H_2O^+ 的减少与成矿阶段的温度较高,较多的 H_2O^+ 被排出有一定的关系^[1]。同时下盘为易被交代蚀变成矿的灰岩,由于受到含矿溶液的高温影响,故 H_2O 也较上盘千枚岩减少。

① 中国科学院地质所(1982)、武汉地质学院(1982)、吉林冶金地质所(1984)测定

② 据吉林冶金地质所中心化验室(1984)分析成果计算

③ 张宗祥,1980,“卤水成矿的几个基本问题”

④ 姜齐节、刘东升等,1980,“论渗流热卤水成矿作用的意义与成因标志”

⑤ 王海山,1979,“从地球化学特征看大西沟菱铁多金属矿床的成因”

⑥ 徐国风等1982年资料

6) 矿化部位普遍含有机炭, 发育有炭沥青化蚀变。如铅洞山矿床矿石中炭质含量高围岩4倍以上。联系到包裹体中有较高的 CH_4 , 可看出碳氢化合物与成矿的关系比较密切, 而某些油田型卤水提供这些炭沥青物质可能性很大^①。

7) 矿石与围岩的pH值有明显差异, 前者为7, 后者为8.6—8.8, 反映两者生成环境不一样。在外生沉积较为开放的环境中是不可能产生这一变化的, 也难以用化学分异作用去解释^②。

矿石与围岩中上述元素组合的差异反映矿源层和储矿层可能是不一致的, 储矿层不一定是矿源层。

3. 矿石矿物中微量元素的分布特征

1) 方铅矿富Ag贫Sb, 一些矿体的Ag可达综合利用指标($>2\text{g/t}$), 如铅洞山矿床中Ag可达 80g/t 以上。Sb/Bi比值偏低(银母寺矿床为4), 反映了较高温度下的非沉积成因^[2,6]。本区不少矿石中硫偏少, 闪锌矿优先晶出, 因而铅以白铅矿过饱和状态出现, 并常见方铅矿交代、穿插闪锌矿, 闪锌矿交代、穿插黄铁矿、方解石, 有时方解石全被石英交代形成微石英岩。上述交代关系反映方铅矿和闪锌矿与围岩中的方解石和黄铁矿等不是同期生成的。

2) 方铅矿和闪锌矿中Se偏高(2—44ppm), S/Se比值为24330左右, 介于岩浆热液矿床和沉积矿床之间(一般岩浆热液矿床为9000—13000, 沉积矿床为250000—500000^③)。Se含量比一般海水硫酸盐还原形成的硫化物高得多, 因而推测矿质不完全来自当时的大陆和海洋^[4]。

3) 闪锌矿富Fe、Mn、Cu, 平均含量(%)分别为3.5、0.01、 >0.05 , 反映了非低温条件下沉积成因特征^[6]; 低Ge(0.0024—0.0008%)、In(0.0001—0.0002%), 高Cd(0.15—0.31%), 反映出成矿温度较高, 这同包裹体测温结果也是一致的。

4) 矿石富Hg, 有时可达综合利用指标($>0.005\%$), 铅洞山及银洞梁矿床可以单独圈定或估算Hg矿量。但未见辰砂等汞矿物, Hg可能呈类质同象存在于闪锌矿中^[2]。地球化学研究表明: Hg的来源比较深, 它可沿大断裂通道挥发逸出, 在矿物结晶时以离子状态进入闪锌矿的结晶格架中^④, 它可间接反映出成矿与断裂构造有密切的关系。事实上上述矿床旁侧均有较大断裂通过。

4. 硫同位素特征^⑤

通过矿田内各矿床98件硫同位素资料分析(图3)发现, $\delta^{34}\text{S}$ 值既有一定的离散度(-1.5 — $+12.8\%$), 又有一定的集中, 且富集 ^{34}S , $\delta^{34}\text{S}$ 值多集中于4—12.5‰, $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}=7.5$ —15.2‰, 低于中泥盆世海水沉积硫酸盐的值(17—28‰, 平均为20‰)^⑥。而且本区硫酸盐沉积物少见, 反映硫源较多, 除海水硫酸盐及生物成因硫以外, 还可能有深部还原态重硫的加入。由于成矿阶段的温度较高, 因而也可能发生部分硫的均一化现象。

5. 铅同位素特征

① 张宗祥, 1980, “卤水成矿的几个基本问题”

② 刘宝珊, 1981, “关于层控矿床研究的评述”

③ 徐国凤等1982年资料

④ 涂光炽, 1984, “锡和铅锌成矿作用的若干问题”

⑤ 据中国科学院地质所(1982)、吉林冶金地质所(1980, 1984)测定资料

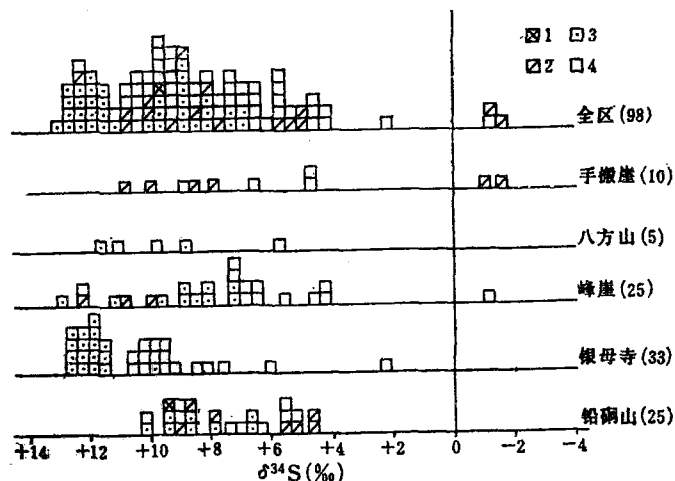


图3 凤太矿田硫同位素分布直方图

(括号内数字为样品数)

1—黄铜矿; 2—黄铁矿; 3—闪锌矿; 4—方铅矿

Fig. 3. Histogram showing sulfur isotope distribution in the Fengtai orefield (numbers in brackets refer to numbers of sample).

1—Chalcopyrite; 2—pyrite; 3—Sphalerite; 4—Galena.

本区矿石铅同位素模式年龄值, 根据H. H法为430Ma, R. F. C法为429.5Ma及458.8Ma, 两种方法三种结果比较趋于一致, 其平均年龄为440Ma。铅同位素组成见表1。

本区容矿地层 Rb-Sr同位素年龄为 384Ma, 属中泥盆世^①, 可见矿石铅年龄大于容矿围岩的生成年龄, 因而推测矿质有可能来自深部的奥陶纪—志留纪地层。

从表1可见, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.982-18.096$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.559-15.656$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.977-38.404$, 比值之差均小于0.5, 变化范围狭窄, 表现为正常铅的特征, 反映是在封闭性较好的环境中成矿。 $\mu=8.3$ 左右, 具有壳幔铅混合特征。铅同位素比值均落于岛弧铅范围(图4、图5), 因而推断矿质可能来自下部岛弧基底, 而不单是来自泥盆纪的浅海化学沉积物^[3]。

方铅矿的铅同位素组成与硫同位素组成之间有一定的相关性, 当 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值增大时, $\delta^{34}\text{S}$ 值则相应降低。这种线性关系表明矿体中 Pb、S 可能是在同一溶液中由深部搬运沉淀的^②。

6. 区域地层元素分布特征

矿田内主要出露地层 (D_2^2g 、 D_2^3x 及 D_3j)及石英闪长岩与北部邻区的秦岭群及奥陶系火山岩的成矿元素含量列于表2。区域内成矿元素Cu、Pb、Zn的平均丰度 (ppm) 分别为23、22.4、55^③。

①据西北有色地质研究所(1982)测试结果

②罗静兰, 1986, “试论银母寺层控铅锌矿床的成矿地质背景及矿床成因”

③宋国梁1982年资料

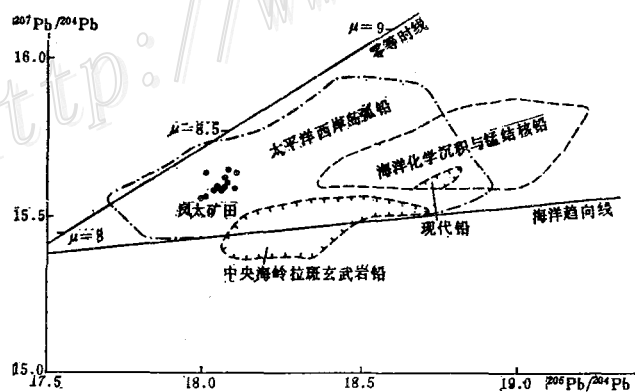
下东沟组千枚岩(尤其是下部铁白云质千枚岩)及北部邻区老地层分布有一批矿点或矿床,成矿元素含量均大于区域平均丰度值,故推测铁白云质千枚岩及深部类似北部古老变质火山岩基底层有可能是本区成矿的矿源层。

表1 凤太矿田方铅矿铅同位素比值及模式年龄

Table 1. Lead isotope ratios and model ages of galena from the Fengtai orefield

矿床名称	样品编号	比 值			模 式 年 龄 (Ma)			
		$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	Doc		R. F. C	
					Φ 值	t	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
峰 崖	SGM11	38.138	15.603	18.069	0.60591	413	418	466
	SGM17	38.140	15.603	18.060	0.60653	419	423	465
	SGM18-1	38.404	15.599	18.090	0.60401	393	404	338
银 母 寺	Et2-1	37.977	15.559	17.982	0.60692	403	466	543
	Et3-2	38.011	15.571	18.018	0.60579	411	446	527
	Et6-1	38.231	15.645	18.012	0.61470	502	450	421
	Et15-1	38.072	15.594	18.022	0.60815	435	444	498
银 洞 梁	FL4	38.251	15.640	18.096	0.60826	437	403	412
	FL7	38.198	15.621	18.066	0.60817	436	420	437
铅 洞 山	XJ-1	38.199	15.656	18.076	0.61147	469	414	437
	XJ-4	38.074	15.583	18.035	0.60598	413	437	497
	XJ-5	38.140	15.603	18.050	0.60723	426	429	465

由地质矿产部地质研究所测定(1983)

图4 凤太矿田 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 投影图

(底图据陈毓蔚等, 1980)

Fig. 4. Plot of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ against $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the Fengtai Orefield.

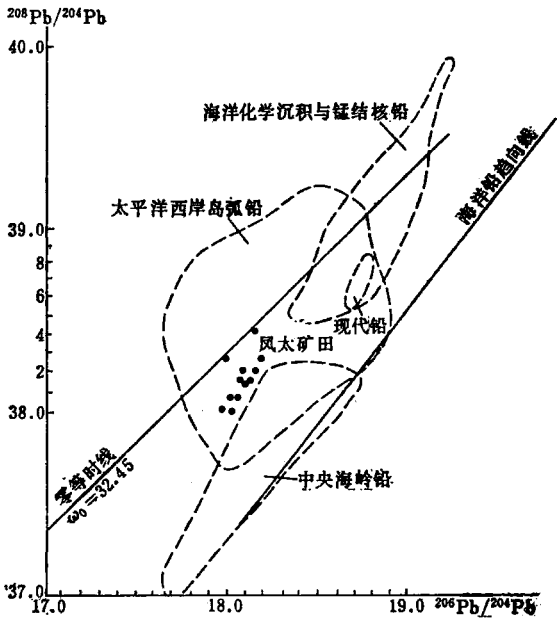


图 5 风太矿田 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 投影图
(底图据陈毓蔚等, 1980)
Fig. 5. Plot of $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ against $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the Fengtai orefield.

表 2 风太矿田不同地质体成矿元素含量 (ppm)

Table 2. Contents of metallogenic elements in different geologic bodies of the Fengtai orefield

位 置	地 质 体	Zn	Pb	Cu
矿田内地层	泥盆系九里坪组	58	16	27
	泥盆系下东沟组	185	95	35
	泥盆系古道岭组	42	62	16
矿田东侧	印支期石英闪长岩	74—129	多数<22.4	23—43
北部邻区	秦岭群—奥陶系	58—147	27—110	27

三、矿床成因

由上述可知, 本矿田内铅锌矿体主要赋存于不同岩性(灰岩与千枚岩)接触带, 但在灰岩一侧较远部位及千枚岩地层中也有矿体或矿化, 可见铅锌矿化与地层岩相之间并无严格专属性。矿体多分布于背斜北翼不同岩性接触带的层间张扭性断裂带上, 或充填于背斜倾伏端剥离构造空间, 矿体侧伏与构造侧伏方向基本一致, 而同一背斜的南翼不同岩性接触带, 由于多属直立倒转式压扭性断裂带而很少有矿, 这些特征反映了矿体明显受构造控制。矿体形态多种, 矿体与围岩平行或斜交产出, 其界线要靠化验分析结果圈定, 矿体不具多层性, 条带、条纹韵律构造不发育, 矿体围岩蚀变明显, 矿化一般与蚀变体有关, 矿石具中粗粒自形一

半自形结构、交代残余结构,以团块浸染状构造为主。这些特征反映了矿床不具同生沉积特征。

在矿床附近,岩浆岩、火山岩不发育,矿石中并无火山岩成分;蚀变类型比较简单,不具岩浆热液作用的分带性;矿物包裹体多为液相小包体,形态不规则,未见子矿物,气液比较低等事实,说明这些矿床也与岩浆热液或火山作用有关的矿床有明显区别。矿石与上下盘围岩的组分,如某些氧化物比值, K/Na比值, Co/Ni比值, Cl、Mg、SiO₂、有机炭的含量及形成环境的pH值均有差异,表现出非同生沉积的特征。在铅锌矿物中, Ag、Sb、Se、Fe、Mn、Cu、Ge、In、Cd、Hg等元素的含量及其分布特征, Sb/Bi比值, S/Se比值及包裹体测温结果反映成矿作用与深部断裂有关,成矿具中高温环境。硫、铅同位素组成特征反映深部古老基底提供矿质及硫源的可能性。

综上所述矿床地质及地球化学特征,笔者认为矿田内主要的铅锌大富矿既不是由简单的同生沉积生成,也不象由岩浆热液或火山作用直接生成,而属于沉积再造作用成矿。其容矿围岩可以作为后期成矿的部分矿源层,但主导成矿作用不是沉积阶段,而应是后期(主要是印支期)地下热卤水的活化再造作用。

由于铅、锌、汞、砷等较活泼元素易在封闭的背斜轴部、翼部断裂带转折部位及背斜倾没端等处聚集^①,所以本区矿体多分布于上述部位。在这些成矿地段,上有千枚岩作遮挡层,下有灰岩(有时发育有岩溶)作充填交代场所,所以会出现较大型的富厚矿体;线状紧闭背斜南翼由于倒转挤压强烈,不利于矿液上升和元素聚集;而处于宽缓向斜部位(以D_{3j}碎屑岩为轴部),构造封闭条件差,上述较活泼元素容易逸散,故不易聚集生成较大矿体。本区矿床主要赋存部位明显地局限于D₂³x与D₂²g构成的紧闭背斜构造带中,尤其在两种不同岩性接触带北带附近,矿体往往成似层状顺层展布,构成了典型的层控矿床。从矿源层和储矿层的关系看,本区矿床既有深部老地层又有浅部容矿层提供矿质,所以应属于“古生新储”与“自生自储”两种类型矿质叠加式的层控铅锌矿床^②。

本文成文过程中曾得到西北有色地质717队王满祥、邓显荣、杨思忠、刘德彬等诸位工程师的大力支持,在此谨表谢忱。

主要参考文献

- [1] E. K. 拉札连科 1957 《矿物学教程》 地质出版社
- [2] 刘英俊等 1984 《元素地球化学》 科学出版社
- [3] 陈毓蔚等 1980 我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨 地球化学 第3期
- [4] 冯钟燕、张兴余 1985 冀东兴隆一带层状黄铁矿-铅锌矿床的地质特征及其成因 矿床地质 第3期
- [5] 杨锦源、张四喜 1985 秦岭凤太矿田层控铅锌矿床的岩相古地理环境 沉积学报 第1期
- [6] Al-Bassam, K. S., Hak, J. and Watkinson, D. H., 1982, Contribution to the origin of the Serguza lead-zinc-pyrite deposit, Northern Iraq, Mineralium Deposita, Vol. 17, No. 1.

①涂光炽1981年资料

②涂光炽1985年资料

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND GENETIC DISCUSSION OF THE STRATABOUND LEAD-ZINC ORE DEPOSITS IN FENGTAI, SHAANXI PROVINCE

Wang' Haishan

(Northwest Institute of Geology for mineral Resources, CNNC, Xian, Shaanxi)

Abstract

Studies show that mineral inclusions are mainly tiny fluid ones (2-3 μ m), with no daughter minerals observed. The homogenization temperatures of sphalerite and galena are between 200-300 $^{\circ}$ C, their salinities are about 10 percent, and the fluid type is of Ca^{2+} - Mg^{2+} - K^{+} - HCO_3^{-} - Cl^{-} - F^{-} type. There exist obvious differences between the ore and the country rocks in such aspects as the proportion of SiO_2 : Al_2O_3 : MgO , the ratios of K/Na and Co/Ni, the contents of organic carbon, Cl, Mg, SiO_2 and H_2O^{+} , as well as the pH values, suggesting noncontemporaneous deposition characteristics of the ore.

Galena is rich in As and poor in Sn, with the ratio of Sb/Bi(=4) somewhat lower. Galena and sphalerite are comparatively high in Se and low in S/Se. Sphalerite is rich in Fe, Mn, Cu, Cd and poor in Ge, Zn. Orebodies are closely associated with Hg. All these characteristics suggest a high ore-forming temperature and the derivation of metallogenic materials from the depth.

Sulfides in the orefield have $\delta^{34}\text{S}$ values of -1.5-12.8‰ and $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}$ values of 7.5-15.2‰, lower than the average value of sulfates in sea water (20‰), implying the probable addition of sulfur from the depth.

The model age of lead is averagely 440Ma, older than Middle Devonian strata. This indicates that lead might come from the depth. The ratios of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ range from 17.982-18.096, 15.559-15.656 and 37.977-38.404 respectively, with the differences less than 0.5. These ratios are all within the range of island arc type lead, having the characteristics of mixed crust-mantle lead.

The volcanic island arc (O) on the old basement of the northern neighbouring area and the ferrodolomitic phyllite (D₁x) in the ore field have rather high abundances of metallogenic elements (Pb 27-110 ppm, Zn 58-185 ppm), suggesting that they might serve as the ore source beds. In the ore field, magmatic and volcanic rocks are seldom seen, there are no volcanic components in the ore, and wall rock alterations are quite simple.

The above discussion demonstrates that the ore deposits in this area are

quite different from common sedimentary deposits, and also fail to show characteristics of typical magmatic-hydrothermal deposits. It is therefore concluded that these deposits should be of sedimentary-reworked type, with the repeated infiltration of the underground hot brine acting as the key reworking factor.

研究简讯

桂北地区中元古代层纹状锡矿化的发现及其意义 The Discovery of Laminar Tin Mineralization in Northern Guangxi and Its Significance

在桂北地区,部分锡多金属矿体产于四堡中期(约1600Ma)的镁铁质和超镁铁质侵入-喷出杂岩中。对于其成因,一些学者认为是镁铁质-超镁铁质杂岩原始富锡,经区域变质作用而聚集成矿。但由于锡矿床全部分布于雪峰期黑云母花岗岩体内外接触带的断裂中,其成矿时代(700—820Ma)与区域变质作用时代(340—450Ma)不吻合等,故上述的成因认识迄今尚未得到大多数地质工作者的承认。笔者经过近五年的工作,从多方面证明了桂北地区的锡矿床与雪峰期黑云母花岗岩有着密切的成因联系,后者不仅是成矿的能源,而且也是成矿的物质来源。锡矿床与其周围的铜、铅、锌和锑矿床构成了一个完整的成矿系列。

通过最近在五地—孟公山一带的工作,发现在雪峰期大规模矿化之前的中四堡期曾经历了一次较弱的锡矿化。锡矿化体呈似层状、透镜状和扁豆状,厚一米至数毫米不等,产于镁铁质杂岩与粉砂岩地层的交互部位。矿化体与周围地层整合接触,部分受到雪峰期脉状电英岩型锡矿化的切割和穿插。矿化体中发育有典型的层纹状构造(见照片),层纹宽度从数厘米到几十微米,由富镁电气石与石英反复交替而成。在浅色硅质层纹中含少量电气石,而暗色电气石层纹中有少量石



英。矿化岩石为致密块状构造,组成矿物十分简单,仅有电气石(75—80%)、石英(近20—25%)及微量锡石。电气石呈深灰色,富镁, Mg/Fe 原子比大于1。而雪峰期电英岩型锡矿脉中的电气石为黑色或黑褐色, Mg/Fe 原子比为0.10—0.75。白色锡石呈他形,与电气石共生。矿化岩石含锡一般为0.00%,个别取样点可达0.1%。在有晚期脉状电英岩锡矿化叠加的部位构成工业矿体。关于层纹状电英岩锡矿化的成因,笔者认为是在中四堡期海底镁铁质岩浆喷发时,由喷气作用于熔体周围的洼地

中形成硼质锡矿化体。这次矿化虽然未生成工业矿体,但为以后锡的进一步富集成矿奠定了一个良好的基础。

层纹状锡矿化体的发现具有两点意义:其一,肯定了我国锡矿化的最早时代不是雪峰期,而是四堡期。由于矿化与镁铁质岩石同期产出,其同位素年代约为1667Ma(董宝林,1987),将我国的锡矿化时代向前推移了约800Ma。这一年龄比目前世界最老的锡矿成矿时代(1100Ma,巴西朗多尼亚和中非地区)也早出约500Ma。其二,这是我国首次发现的与海底镁铁质岩浆喷气作用有关的锡矿化,可与澳大利亚西部地区的电英岩型锡矿化体进行对比。

(毛景文 陈晴勋 杨开泰 劳复天 周科子)