

56.5
03634

中国地质科学院

矿床地质研究所刊

1982 年 第 4 号

(总第 6 号)

地质出版社



中国地质科学院

矿床地质研究所刊

1982 年 第 4 号

(总第 6 号)

地质出版社

中国地质科学院
矿床地质研究所所刊
1982 年 第 4 号
(总第 6 号)

•
矿床地质研究所编辑
(北京阜外百万庄)
责任编辑: 张肇新
地质出版社出版
(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷
(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行 • 各地新华书店经售

•
开本: $787 \times 1092^{1/16}$ • 印张: $7^{3/8}$ • 字数: 171,000
1983年3月北京第一版 • 1983年3月北京第一次印刷
印数: 1—3,708册 • 国内定价: 1.20元
统一书号: 15038 • 新 914

目 录

甘肃小铁山多金属矿床的成矿作用及其形成的物理化学条件	叶庆同 (1)
论花岗伟晶岩脉的成因	黄典豪 (15)
川西某含铂铜镍硫化物矿床铂族元素的赋存 状态	岳树勤 陈殿芬 孙淑琼 王文璞 (25)
鲁西地区岩溶型褐铁矿矿床初论	马承安 (37)
江西阳储岭斑岩型钨钼矿床地质特征	卢 宇 陈炳才 莫名滇 (47)
孟恩银铅锌矿床中方铅矿的特征及其在矿床成因上的意义	王荫祥 (59)
黔中石炭系铝土矿沉积相标志及其沉积环境的分析	章柏盛 (65)
天山托木尔峰石英砂表面微结构特征	王文璞 (75)
磁变法研究——模型电算	张百山 (81)
高精度分量地磁日变观测装置的试验研究	吴宣志 白大明 张百山 (95)
· 述评 ·	
矿物学在地质工作中的地位和作用	张安棣 许德煥 (103)
· 会议消息 ·	
热烈庆祝中国地质学会成立六十周年	(111)
第二届全国汞锑矿学术讨论会在万山召开	(36)
地质成果公开出版工作会议在杭州召开	(46)

BULLETIN OF THE INSTITUTE OF MINERAL DEPOSITS OF THE CHINESE ACADEMY OF GEOLOGICAL SCIENCES

No.6

CONTENTS

Ore-forming Processes of the Xiatieshan Polymetallic Deposit with Special Reference to the Physicochemical Conditions	Ye Qingtong (14)
On Genesis of the Granitic Pegmatite Veins.....	Huang Dianhao (23)
The Occurrence of Platinum Family Elements in A Certain Platinum-Bearing Copper-Nickel Sulfide Deposit in Sichuan Province	Yue Shyqin et al. (33)
A Preliminary Discussion on Karst Limonite Ore Deposits in Western Shandong	Ma Chengan (45)
Geological Characteristics of the Yangchuling Porphyry Type W-Mo Deposit, Jiangxi Province	Lu Yu et al. (58)
The Characteristics of Galena in the Meng'en Ag-Pb-Zn Depo- sit and Its Significance in the Study of Ore Genesis	Wang Yinxiang (63)
An Analysis of the Indicators of Sedimentary Facies and Sedi- mentary Environment of Carboniferous Bauxite in Central Guizhou	Zhang Baisheng (73)
Some Properties of Surface Micro-Textures of Quartz Sand from Tuomuerfeng, Tianshan Mountain	Wang Wenying (77)
A Research into Magnetic Prospecting with Variational Geoma- gnetic Field—A Model for Electronic Data Processing	Zhang Baishan (93)
A Test on Geomagnetic Diurnal Variation Observational Device with High Precision Component	Wu Xuanzhi et al. (102)
Reviews	
The Role of Mineralogy in Geological Work.....	Zhang Andi et al. (110)
News	
60th Anniversary of the Founding of the Geological society of China Marked	(111)

甘肃小铁山多金属矿床的成矿作用 及其形成的物理化学条件

叶 庆 同

(矿床地质研究所)

小铁山多金属矿床是白银矿田的一个组成部分。解放后,进行了大量地质工作,使矿床地质和成矿规律的研究程度不断提高。本文在以往工作基础上^[1,2,3,4],对小铁山多金属矿床的成矿作用及其形成的物理化学条件进行了野外观察和室内研究,并取得某些新的成果。

一、地 质 背 景

小铁山矿床位于北邻连加里东优地槽南带东段。主要出露地层有前寒武系、下古生界和中、新生界。下部古生代地层受加里东运动影响,已褶皱变质,形成一北西西向复式褶皱带。其中,最主要的褶皱是黑石川复背斜和西湾-铁匠石复向斜。前者由前寒武系的一套变质的海相碎屑岩建造组成,其南翼为中、新生代山麓-湖相和湖-沼泽相沉积物所覆盖。后者由奥陶纪的一套海相类复理石建造组成,南北两翼均为中寒武世火山岩系。白银矿田产于西湾-铁匠石复向斜北翼的次一级白银复背斜内。

白银矿田内广泛发育中寒武世细碧-角斑岩建造。它是由熔岩、火山碎屑岩和正常海相沉积岩组成的一套海相火山杂岩系。1:5 万区测资料,将这套火山岩系自下而上分为四个火山喷发旋迴(即岩组),总厚度达数千米。因地层强烈褶皱和变质,在地层层序划分上还存在不少争议。这套火山岩在岩石化学特征上属铝过饱和系列,富钠质。矿田内的矿床(点)多赋存于石英钠长斑岩等次火山岩体发育地区的石英角斑凝灰岩中,受断裂构造控制。矿田西部的矿床(点)以铜为主,只是局部伴有锌;东部的矿床(点)以铅锌或铜铅锌为主。

小铁山矿区的变质火山岩系从下往上可以分为三层:下部为石英角斑凝灰岩层;中部为硅质千枚岩夹石英角斑凝灰岩层,在矿区东端夹有大理岩薄层,在矿区西端相变为石英角斑凝灰岩;上部为石英角斑岩夹石英角斑凝灰岩层,在矿区东部石英角斑岩含角砾和凝灰质物质(图1)。这套火山岩地层在矿区内组成一个轴向北西西的短轴倒转背斜,背斜南翼正常,北翼倒转。在背斜轴部有一走向与背斜轴向一致的搓碎带。在矿区内,广泛分布有石英钠长斑岩、钠长斑岩和花岗斑岩等次火山岩体。前者呈小岩体,在平面上呈透镜状,深部有所扩大,其长轴走向北西西,倾向南西,倾角 70° — 80° 。

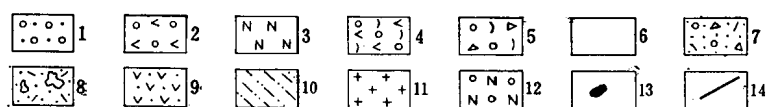


图 1 小铁山多金属矿床地质略图

(据甘肃省地质局兰定地质队、西北冶金地质勘探公司第六地质队和白银有色金属公司等资料编制)

1—第四纪黄土；2—石英角斑岩；3—钠长斑岩；4—含凝灰质石英角斑岩；5—含角砾凝灰质石英角斑岩；6—石英角斑凝灰岩；7—含角砾石英角斑凝灰岩；8—含集块石英角斑凝灰岩；9—细碧玢岩凝灰岩；10—千枚岩；11—花岗斑岩；12—石英钠长斑岩；13—铁帽；14—断层

小铁山含矿带位于石英钠长斑岩体南西边缘的石英角斑凝灰岩的搓碎带中；其上盘为硅质千枚岩，下盘为石英钠长斑岩体，后者的边缘相中也常有网脉状多金属矿化。它由大小不等的十余个矿体组成，矿体之间常为不够工业品位的矿化石英角斑凝灰岩。矿体呈似层状和透镜状，沿走向和倾向有分枝复合、尖灭再现等现象。矿体的产状受石英钠长斑岩体产状制约，走向北西西，倾向南西，倾角 60° — 80° ，在空间上有随岩体界面偏转的趋势(图2)。

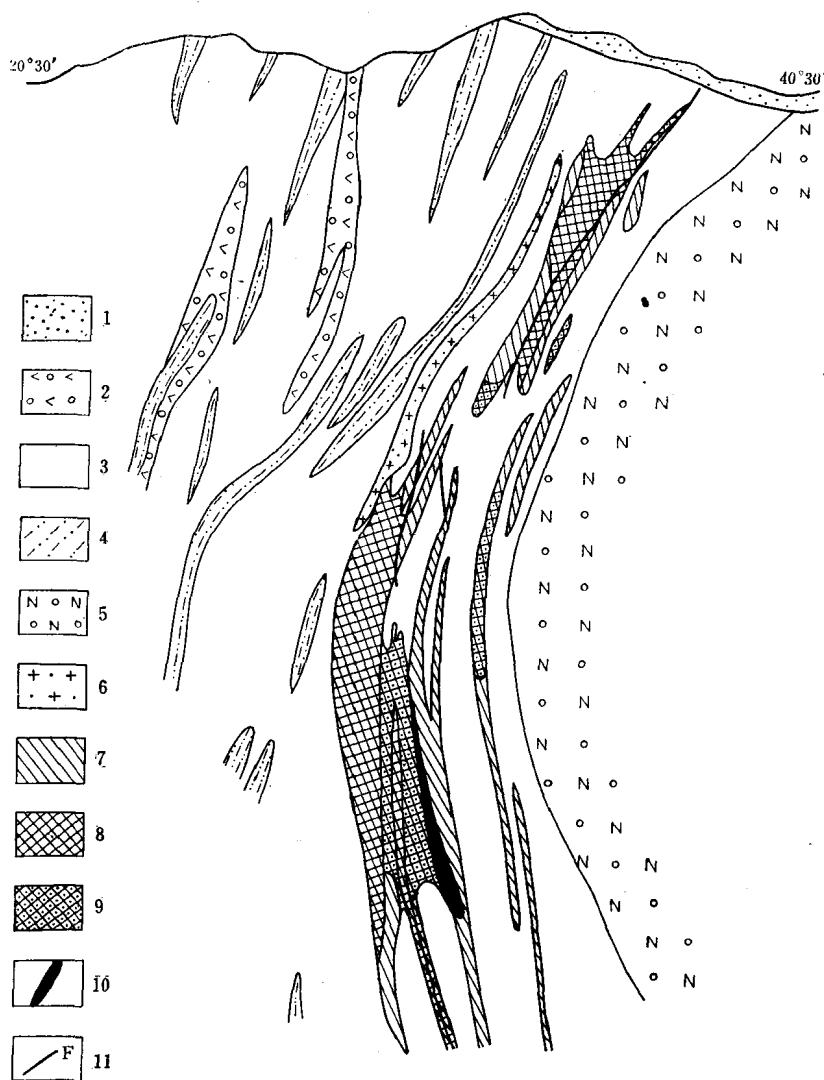


图 2 小铁山多金属矿床Ⅶ线地质剖面示意图

(据西北冶金地质勘探公司第六地质队和白银有色金属公司资料编制)

1—第四纪黄土；2—石英角斑岩；3—石英角斑凝灰岩；4—千枚岩；5—石英钠长斑岩；6—花岗斑岩；7—浸染状铅锌矿；8—块状铜铅锌矿；9—块状含铜黄铁矿；10—浸染状铜矿；11—断层

二、矿石矿物共生组合的特点

小铁山多金属矿化呈复杂的带状产出。从下到上，大体上可分出四个带：(1)细脉浸染状黄铁矿和块状黄铁矿带；(2)细脉浸染状和块状含铜、含铜铅锌黄铁矿带；(3)细脉浸染状铜铅锌矿带；(4)块状铜铅锌矿带。沿走向和倾向，常见一类矿化向另一类矿化过渡。这种矿化分带是由于不同时期、不同种类的矿物共生组合在空间上的分布和发育情况所决定的。

根据野外观察和室内显微镜下研究,不同矿物共生组合之间的穿插和交代关系,可以分出黄铁矿-石英;磁黄铁矿-黄铜矿;黄铁矿-黄铜矿-石英;黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石;闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石和黄铜矿-闪锌矿-方解石-石英等六个主要的矿物共生组合(表1)。

小铁山矿床的矿物共生组合和矿物组成

表 1

矿物共生组合	矿 物 组 成		
	主 要 的	次 要 的	微 量 的
黄铁矿-石英	黄铁矿, 石英	闪锌矿, 黄铜矿, 毒砂	磁铁矿, 自然金、重晶石、绢云母
磁黄铁矿-黄铜矿	磁黄铁矿, 黄铜矿	石英, 绢云母	
黄铁矿-黄铜矿-石英	黄铁矿, 黄铜矿, 石英	闪锌矿, 斑铜矿, 毒砂, 绢云母	自然金, 黝铜矿, 方铅矿, 重晶石, 磁铁矿
黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石	黄铁矿, 黄铜矿, 闪锌矿, 重晶石	方铅矿, 石英, 绢云母, 绿泥石	黝铜矿, 斑铜矿, 硫砷铜矿, 碲银矿(?), 萤石, 白云石
闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石	闪锌矿, 方铅矿, 方解石, 绿泥石	黄铜矿, 黝铜矿, 辉银矿, 黄铁矿, 绢云母, 重晶石	脆硫铈铅矿, 辉碲铋矿, 银金矿, 白铁矿, 碲铜银矿(?), 菱铁矿, 萤石, 石英
黄铜矿-闪锌矿-方解石-石英	黄铜矿, 闪锌矿, 方解石, 石英		方铅矿

黄铁矿-石英共生组合 这是成矿最早阶段的产物,广泛发育在矿化带中,也是黄铁矿石的主要组合。黄铁矿呈立方体自形晶和半自形晶,粒度变化大,浸染状黄铁矿粒径一般较小,在0.004—0.1毫米左右,而细脉状黄铁矿的粒径一般较大,多在0.1—0.5毫米左右,有的达1—3毫米。用 KMnO_4 和 KOH 浸蚀(以下简称浸蚀)后,黄铁矿常出现环带状结构,有时见有不一致的生长环带,即中心是立方体环带,而边缘是五角十二面体生长环带,也偶见相反的现象。除了石英外,常见共生有少量闪锌矿、黄铜矿、毒砂等。它们充填在黄铁矿晶粒之间,未见交代现象,有时在黄铁矿中有闪锌矿或黄铜矿的细小包体,说明它们几乎是同时形成的。在闪锌矿中没有乳滴状黄铜矿包体,偶见有变胶状结构和放射状结构。黄铜矿常具聚片状双晶,有的双晶弯曲,表明遭受过应力作用。

磁黄铁矿-黄铜矿共生组合 在小铁山矿床中并不发育,偶见于含铜铅锌黄铁矿石中,呈磁黄铁矿和黄铜矿集合体交代黄铁矿-石英共生组合中的黄铁矿。交代作用沿黄铁矿晶粒边缘和裂隙进行,有时使黄铁矿成残晶。磁黄铁矿和黄铜矿均呈他形晶,粒径多很细小,在0.05毫米左右;用5% KOH 溶液浸蚀后,它们都未显出内部结构。

黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合 在含铜黄铁矿和多金属矿石中最发育,呈脉状和网脉状充填交代碎裂了的黄铁矿-石英共生组合矿物,构成交代网脉状构造;有时,它呈大致平行的浸染条带,交代黄铁矿和石英共生组合矿物,组成条带状和似条带状构造。它与磁黄铁矿-黄铜矿共生组合之间没有直接接触,只能根据两者与黄铁矿-石英共生组合的关系来

推断,黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合形成稍晚。该共生组合的黄铁矿多呈半自形,粒径在0.05—0.3毫米左右;晶粒中包有细小的黄铜矿,构成显微包含结构。这些特征表明,它可能是早期黄铁矿再结晶的产物,也可能是磁黄铁矿转变的产物。黄铜矿呈他形晶集合体,粒径在0.01—0.1毫米左右。此外,有少量闪锌矿和斑铜矿与它们共生。闪锌矿呈他形,常含有乳滴状黄铜矿。个别闪锌矿晶粒的中心部分具有较大的圆形黄铜矿包体,向晶粒边缘变为黄铜矿乳滴和羽状细脉,这可能是一种乳滴状向格状的过渡结构。

黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石共生组合 呈细脉状发育在含铜黄铁矿和多金属矿石中,明显地穿插上述那些共生组合的矿物,所以它是一个独立的矿物共生组合。在这里,最先析出的是半自形黄铁矿集合体,然后是黄铜矿和闪锌矿大量析出。黄铁矿的特点是粒径较小,在0.05—0.08毫米左右,浸蚀后不显内部结构。黄铜矿和闪锌矿均呈他形粒状集合体,黄铜矿含有乳滴状闪锌矿,而闪锌矿也含乳滴状黄铜矿。此外,偶见有黝铜矿、斑铜矿、硫砷铜矿等与黄铜矿连生,方铅矿与闪锌矿连生。与它们共生的非金属矿物主要是重晶石,有时有少量石英和微量萤石。

闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石共生组合 主要发育在铅锌矿和铜铅锌矿中,呈细粒和微粒集合体或细脉,交代和穿插早期共生组合的矿物。有时,它在含量上占了主要地位,使早期共生组合矿物呈一些被交代的残留体和骸晶产出,这时往往难以分辨它们是属于那一共生组合的矿物。闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石共生组合的特点是,矿物粒度很细小,一般在0.007—0.08毫米左右,个别达0.1—0.2毫米;他形粒状结构和变胶状结构发育;共生的少量和微量矿物种类多,如黄铜矿、黝铜矿、辉银矿、辉碲铋矿、银金矿、硫铜银矿(?)、菱铁矿和萤石等。该矿物共生组合中的闪锌矿常有黄铜矿包体,方铅矿有黝铜矿和辉银矿包体;有时它们之间构成次文象结构。与之共生的非金属矿物主要是绿泥石,局部有较多的方解石($Ne=1.4986$),偶见菱铁矿($Ne=1.5962$)。

黄铜矿-闪锌矿-方解石-石英共生组合 仅见于块状铜铅锌矿石中,呈细脉穿插闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石等共生组合。脉长10—20余厘米,宽2—6毫米。细小的石英垂直脉壁生长,脉的中心部分是方解石($Ne=1.4963$)、黄铜矿和闪锌矿,后两者呈他形晶集合体。

三、主要金属矿物的化学标型特征

小铁山矿床各矿物共生组合中的主要金属矿物,不仅在结晶习性、粒径、包体和内部结构上有着明显的区别,而且在微量元素含量和它们的比值上也有所差异。这些矿物的化学标型特征为识别矿床的成矿作用提供了重要的信息^[13,17]。

小铁山主要金属矿物的化学成分列于表2。从表中可以看出,小铁山黄铁矿的钴含量和Co/Ni比值变化很大,和白银含铜黄铁矿床中的情况是相似的。白银黄铁矿的钴含量为0.003—0.056%,平均0.0161%;镍含量为0.001—0.019%,平均0.0065%;Co/Ni比值为<1—24^①。在小铁山,黄铁矿-石英和黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合中的黄铁矿含钴

① 王亚芬 1981年资料

表 2

小铁山主要金属矿物的化学成分和一些微量元素的比值

顺序号	矿物共生组合	矿物名称	样品数	平均 化 学 成 分 (重 量%)										平均 比 值		
				Fe	Cu	Zn	Pb	S	Mn	Cd	Co	Ni	Se	Tc	Co/Ni	Se/Tc
I	石英钠长斑岩	黄铁矿	3	45.86	0.11	0.05	0.06	53.18	0.002	—	0.0035	0.0043	0.0095	0.0003	0.8	31.7
II	黄铁矿-石英	黄铁矿	4	45.59	0.16	0.22	0.34	53.38	0.002	—	0.0057	0.0028	0.0064	0.0003	2.0	21.3
III	黄铁矿-黄铜矿-石英	黄铁矿	2	45.17	0.20	0.21	0.29	53.27	0.002	—	0.0058	0.0065	0.012	0.0003	0.9	40.0
		黄铜矿	2	30.70	33.38	0.28	0.11	34.41	0.00	0.002	0.0071	0.007	0.009	0.0002	1.0	45.0
IV	黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石	黄铁矿	2	44.81	0.15	0.31	0.44	53.74	0.002	—	0.0024	0.004	0.0228	0.0005	0.6	45.6
		黄铜矿	1	30.42	33.15	0.31	0.10	34.59	0.00	0.002	0.0036	0.009	0.0183	0.0005	0.4	36.6
		闪锌矿	2	3.85	0.12	63.09	0.44	30.98	0.032	0.19	0.0019	0.005	0.0252	0.0006	0.4	46.9
V	闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石	闪锌矿	2	2.64	0.16	63.23	0.54	31.77	0.034	0.15	0.0026	0.005	0.014	0.0008	0.5	17.5
		方铅矿	2	0.71	0.12	0.32	83.43	14.49	0.038	0.18	0.0006	0.001	0.0006	0.00004	0.6	15.0

化学分析由中国地质科学院岩矿测试技术研究所李玉珍、梁汉文同志完成

相对较高, Co/Ni 平均比值近于 1; 其它矿物共生组合中的黄铁矿含钴相对较低, Co/Ni 平均比值小于 1。黄铁矿中的硒、碲含量, 以及 Se/Te 比值变化与钴、镍含量和 Co/Ni 比值变化相反, 从早期黄铁矿到晚期黄铁矿, 硒的含量相对增高, Se/Te 比值增大。有意思的是, 同一矿物共生组合的其它金属矿物中钴、镍和硒、碲在绝对含量上虽然与共生的黄铁矿不同, 但是它们的 Co/Ni 和 Se/Te 比值是很相近的 (表 2 和图 3)。因此, 小铁山的共生金属矿物具有相同的微量元素化学标型特征。

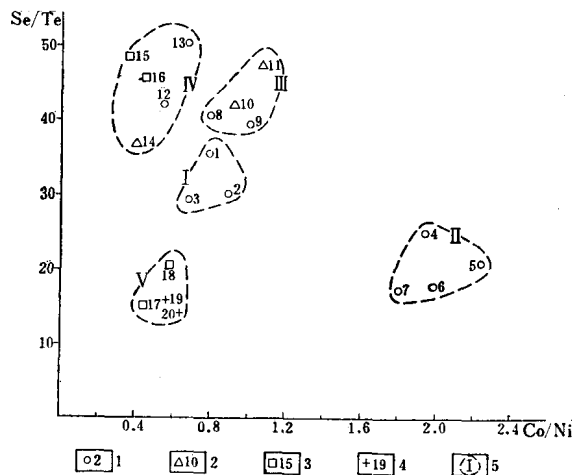


图 3 小铁山主要金属矿物的 Co/Ni 和 Se/Te 比值变化
1—黄铁矿和样号, 2—黄铜矿和样号, 3—闪锌矿和样号, 4—方铅矿和样号, 5—
同一矿物共生组合的矿物点分布范围和相应于表 2 的顺序号

四、成矿阶段和成矿作用

小铁山多金属矿床的形成, 可以划分为三个主要的成矿阶段, 即火山喷发沉积阶段、变质热液阶段和多金属成矿阶段。每个成矿阶段都有自己的特有的矿物共生组合。它们在成矿时间上虽然有先后, 但是在空间上是紧密相关的, 因而在成因上也是有联系的,

在火山喷发沉积阶段形成了黄铁矿或黄铁矿-石英共生组合。它们产于火山喷发旋迴的一定部位, 即石英角斑凝灰岩内。矿化带的产状与地层产状基本一致, 而且黄铁矿具有变质特征, 说明它们是与围岩一起由火山喷发沉积形成的, 成矿物质可能是由火山气液带入地槽海底的。

在变质热液阶段, 早期形成的黄铁矿化和黄铁矿石发生破碎、变质和再结晶, 部分物质发生迁移和富集, 出现斜交片理的矿脉和细脉。在这个阶段中先后形成了两个主要的矿物共生组合: 磁黄铁矿-黄铜矿和黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合。前一共生组合不发育, 但是它们交代早期黄铁矿的现象是明显的, 这也是早期黄铁矿遭受变质作用的证据之一。扎宾等^[18]研究指出, 在黄铁矿被磁黄铁矿交代时体积要发生变质收缩, 成为共生的黄铜矿的充填空间。黄铁矿变质成磁黄铁矿, 释放出部分硫。这部分硫或者参加到黄铜矿组分中去, 或者扩散到围岩中去, 形成近矿的硫化物浸染晕。黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合的发育,

可能与变质热液中硫分压较大有关。这样的物理化学条件可能抑制了磁黄铁矿的发育,使破碎了的早期黄铁矿再结晶,或者使已形成的磁黄铁矿转变为黄铁矿。它们和变质作用有关的另一依据,是在它们发育的地方设有相应的围岩蚀变。在矿体和围岩中发育的绢云母都属于水云母型矿物,常有镁铁绿泥石^①与之共生,这是高于 240℃ 的变质带的典型矿物共生组合^[20]。

多金属成矿阶段先后形成了三个矿物共生组合:黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石、闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石和黄铜矿-闪锌矿-方解石-石英等共生组合。它们叠加在早期矿物共生组合之上,共同组成了多金属矿体。它们在矿物组成和矿石结构上具有热液型特征,同时它们都伴有围岩的矿化蚀变,如重晶石化、硅化和绿泥石化。矿化蚀变形成的绿泥石属于铁镁绿泥石,与变质成因的绿泥石有明显区别。在这里,变质成因的绢云母再结晶而成较大的片状集合体。多金属矿化赋存的部位受着构造的控制。在这三个矿物共生组合中,黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石共生组合最发育,分布也较广;闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石共生组合是一个低温的晚期矿化作用的产物;黄铜矿-闪锌矿-方解石-石英共生组合是多金属成矿阶段的结尾,矿化很弱,只是在矿带的局部地方产出。

五、矿床形成的物理化学条件

(一) 成矿温度的分析

根据爆裂法测温和硫同位素分馏平衡温度资料(表 3)可知,小铁山的成矿温度变化在一个较大的范围内,其中每个矿物共生组合的形成温度都有一定的变化范围。

小铁山主要矿物共生组合的成矿温度

表 3

矿物共生组合	爆裂法测温结果			硫化物对的硫同位素分馏平衡温度 ^[9]							
	测试矿物	样品数	变化范围 (℃)	δS^{34} (‰)				$\Delta \delta S^{34}$ (‰)		温度 (℃)	
				黄铁矿 (Py)	黄铜矿 (Cp)	闪锌矿 (Zn)	方铅矿 (Pb)	Py-Cp	Sl-Gn	Py-Cp	Sl-Gn
石英钠长斑岩	黄铁矿	4	299—310								
黄铁矿-石英	黄铁矿	5	131—150								
	石英	5	无反应								
黄铁矿-黄铜矿-石英	黄铁矿	10	260—282	+5.4	+3.4			2.0		220	
	石英	1	260								
黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石	黄铁矿	11	271—299	+4.7	+3.4			1.3		300	
	闪锌矿	2	271—277								
闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石	闪锌矿	3	251—255			+4.8	+1.9		2.9		250

矿物爆裂法测温由中国地质科学院南京地质矿产所郑建和陈建林同志完成,未经压力校正。硫同位素组成由矿床地质研究所同位素实验室测定

① 西北冶金地质勘探公司第六地质队 1966 年资料

对矿带弱变质地段的黄铁矿-石英共生组合爆裂法测温研究表明,黄铁矿的起爆点温度低于150℃,曲线平缓,而且原生包体很少;共生的石英均无包裹体反应,数字记录曲线不明显。这说明该矿物共生组合的形成温度低于150℃,是低温成因的。因为矿化带产在石英角斑凝灰岩和千枚岩界限处,可以推断当时海水深度不会超过1公里,成矿压力也不会超过1千巴。

磁黄铁矿-黄铜矿共生组合是与石英角斑凝灰岩的变质作用同时发生的。水云母型绢云母是典型的变质成因矿物,形成于温度高于240℃的变质带中^[20]。弗兰克-卡门茨基等^[21]实验研究证明,水云母在290℃以下是稳定的,高于290℃它就转变为白云母。因此,推断磁黄铁矿-黄铜矿共生组合的形成温度在290—240℃之间。

黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合中黄铁矿的爆裂温度为282—262℃,石英的爆裂温度为260℃;黄铁矿和黄铜矿的硫同位素分馏平衡温度为220℃。因此,该矿物共生组合的形成温度在282—260℃左右,可能低到220℃。

黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石共生组合中黄铁矿和闪锌矿的爆裂温度在271—299℃左右,黄铁矿和黄铜矿对的硫同位素分馏平衡温度为300℃。该矿物共生组合形成的温度范围为300—271℃。

闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石共生组合中出现方解石、绿泥石和少量辉银矿,闪锌矿常具变胶状结构,表明它们的形成温度较低。闪锌矿的爆裂温度为255—215℃;闪锌矿和方铅矿对的硫同位素分馏平衡温度为250℃。根据闪锌矿-方铅矿对中镉和锰的配分情况: $K_{Cd}^{S_1-Gn}=2.323$, $K_{Mn}^{S_1-Gn}=2.408$,在压力(p)为1000大气压下确定的矿物对形成温度^[16]为269—258℃。该矿物共生组合的形成温度在269—215℃之间。

石英钠长斑岩体中的黄铁矿具有较高的形成温度(在310—299℃),与多金属成矿阶段早期矿物共生组合的形成温度相近,可能反映了它们在成因上的联系。

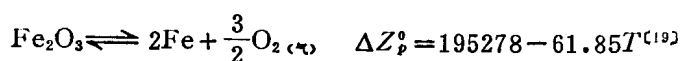
(二) 硫逸度和氧逸度问题

由于黄铁矿-石英共生组合是火山气液进入地槽海底形成的,其硫和氧逸度可以用热力学方法^[19]估算出来:

$$\Delta Z_T^0 = [\Delta H_{298}^0 + (H_T - H_{298})_{(c)} - \sum (H_T - H_{298})_{(s)}] - T[S_{T(c)}^0 - \sum S_{T(s)}^0]$$

式中: ΔZ_T^0 为 $T^\circ K$ 时化合物形成的等温等压势; ΔH_{298}^0 为 $298^\circ K$ 时化合物形成的标准焓; $(H_T - H_{298})_{(c)}$ 和 $(H_T - H_{298})_{(s)}$ 分别为化合物和元素从 $298^\circ K$ 加热到 $T^\circ K$ 时的焓变化; $S_{T(c)}^0$ 和 $S_{T(s)}^0$ 分别为化合物和元素在 $T^\circ K$ 时的熵。

计算按下列主要化学反应进行,并考虑到黄铁矿与磁铁矿、黄铁矿与磁黄铁矿、 H_2S 与 S_2 和 H_2O 与 O_2 的平衡关系:



计算结果表明,在 $400^\circ K$ 和 1 千巴时黄铁矿稳定场的硫逸度 $\log f_{S_2} = -7.3 \sim -20.3$, 氧逸度 $\log f_{O_2} = -31.5 \sim -62.4$ 。氧逸度很低,反映了成矿时海底具有一个强还原环境,

红海地热研究证实了这一点^[22], 即红海海底的海水温度较高, 几乎不含氧。

磁黄铁矿-黄铜矿共生组合中的磁黄铁矿用X光衍射方法测得 $2\theta=56.17$, $d_{(102)}=2.058\text{Å}$ ^①, 其铁含量为61.0重量%, FeS含量为94.7分子%, 化学式为 Fe_3S_{10} 。根据土尔明等^[14]的实验资料, 用磁黄铁矿的成分求得 $290^\circ-240^\circ\text{C}$ 时的硫逸度 $\log f_{\text{S}_2}=-11.91-13.88$ 。

黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合中出现黄铜矿与黄铁矿+斑铜矿的平衡, 即 $5\text{CuFeS}_2 + \text{S}_2 \rightleftharpoons 4\text{FeS}_2 + \text{Cu}_5\text{FeS}_4$ 。据巴尔顿等^[6]的实验成果, 在 $282-260^\circ\text{C}$ 时这个相平衡的硫逸度 $\log f_{\text{S}_2}=-7.15-8.17$ 。考虑到在变质阶段仍然存在黄铁矿与磁铁矿共存的现象, 即 $3\text{FeS}_2 + 2\text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{S}_2$, 反应平衡常数为 $\log K(T^\circ\text{K}) = 14.8401 + 1.0443 \times (10^4/T) + 0.00176 \times (10^4/T^2)$ ^[7], 可求出相应的氧逸度为 $\log f_{\text{O}_2}=-38.28-41.73$ 。

黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石共生组合形成时的硫逸度, 可以根据闪锌矿的FeS含量和成矿温度来确定^[12], 即在闪锌矿的 $X_{\text{FeS}}^{\text{S}}=6.6$ 和成矿温度为 $300^\circ-271^\circ\text{C}$ 时, 硫逸度变化为 $\log f_{\text{S}_2}=-8.37-9.58$ 。在该矿物共生组合中出现重晶石, 说明成矿时氧逸度明显增高, 据荷兰德^[3]的实验资料, 从 $\text{BaS} + 2\text{O}_2 = \text{BaSO}_4$ 反应中可以求得相应的氧逸度变化, $\log f_{\text{O}_2}=-37.1-39.1$ 。

在闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石共生组合中主要金属矿物都是贫硫的硫化物, 说明成矿时硫分压较低, CO_2 和水分压具有重要意义。由于有少量黄铁矿共存, 仍然可以利用闪锌矿的FeS含量 ($X_{\text{FeS}}^{\text{S}}=4.7$) 大致确定硫逸度的变化: $\log f_{\text{S}_2}=-9.34-12.46$ 。

六、硫同位素特征和成矿物质来源问题

小铁山硫化物的硫同位素组成与白银厂含铜黄铁矿中的^②一样, δS^{34} 均为正值, 变化在 $+1.9-+5.4\%$ 之间。从表4可以看出, 小铁山黄铁矿和闪锌矿的 δS^{34} 值相对较大, 变化在 $3.9-5.4\%$ 之间, 平均 4.7% ; 其次是黄铜矿, δS^{34} 为 $3.4-4.2\%$, 平均 3.7% ; 方铅矿的 δS^{34} 值相对较小, 为 $1.9-3.3\%$, 平均 2.6% 。总的特点是不同矿物共生组合中的硫化物的 δS^{34} 值变化范围很小, 说明硫的来源是一致的, 主要与古海底火山喷发有关, 部分硫可能来源于与次火山岩体有关的含矿热液。成矿后的变质作用对硫化物的硫同位素组成也有所影响。

孙忠和等^③研究白银厂含铜黄铁矿床围岩化学成分后认为, 火山岩围岩中的Fe、Cu、S等元素比地壳中克拉克值高十几到几十倍, 因而成矿物质来源与火山喷发沉积有关。对比这些岩石化学分析资料可以看出, 除了Fe、Cu、S外, Mn、Ba和部分Zn显然也是火山喷发沉积来源的。这些岩石具有较高的金属含量, 在它们遭受变质作用时, 成矿金属可能发生迁移富集。日本含铜黄铁矿床的硫化物气液包裹体同位素研究表明, 变质水对矿床的形成起了重要作用^[10]。变质水具有很大的溶解能力, 在 200°C 和 300 大气压下可以从围岩中淋滤出大量Fe、Mn、Cu、Ca等, 总含量可以达到 40 重量%^[15]。可以推断, 引起小

① 磁黄铁矿的X光衍射分析由化工部化学矿山地质研究所黄祖超同志完成

② 成岗1980年资料

③ 孙忠和等1963年资料

硫化物的硫同位素组成 (‰)

表 4

矿 床	矿物共生组合	测试矿物	样品数	δS^{34} 变化范围	平均值
小铁山	黄铁矿-石英	黄铁矿	3	+3.9—+4.9	+4.5
	黄铁矿-黄铜矿-石英	黄铁矿	2	+4.6—+5.4	+5.0
		黄铜矿	2	+3.4—+4.2	+3.8
	黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石	黄铁矿	1		+4.7
		黄铜矿	1		+3.4
		闪锌矿	5	+3.4—+5.0	+4.6
	闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石	闪锌矿	3	+4.3—+4.8	+4.5
		方铅矿	3	+1.9—+3.3	+2.6
白银厂	块状黄铁矿	黄铁矿		+1.33—+6.10	+4.00
	浸染状黄铁矿	黄铁矿		+0.83—+8.72	+4.07
	块状黄铜矿	黄铜矿		+3.23—+3.44	+3.49
	浸染状黄铜矿	黄铜矿			+5.32
	磁黄铁矿	磁黄铁矿			+3.23

小铁山硫化物的硫同位素组成由矿床地质研究所同位素地质实验室测试。白银厂硫化物硫同位素资料据成岗 1980 年资料

铁山围岩中成矿物质迁移富集的重要因素,是大量变质水和容矿构造。变质水可能主要来源于火山碎屑岩中的残留海水。因为变质温度不高,难以使矿物的结构水大量释放出来成为变质水。

石英钠长斑岩体的侵入,也是矿床形成的一个重要因素。矿体与岩体在空间上的紧密关系,以及岩体边缘相常有多金属矿化发育,都说明了这一点。矿体和岩体中方铅矿的铅同位素值: Pb^{208}/Pb^{204} 为 37.183 和 37.114, Pb^{207}/Pb^{204} 为 15.207 和 15.221, Pb^{206}/Pb^{204} 为 17.775 和 17.739^①,即它们的铅同位素组成很相近,都位于单阶段演化曲线旁^[6],近于同时形成。由此可以推断, Pb 和部分 Zn、Cu 等可能来自与石英钠长斑岩体有关的岩浆期后热液。这也是矿田中相邻矿床在矿石物质成分上不同的重要原因。

结 语

小铁山多金属矿床产于石英角斑凝灰岩中,下盘是石英钠长斑岩体,上盘是硅质千枚岩。矿体呈似层状和透镜状,其中可以分出六个主要的矿物共生组合:黄铁矿-石英、磁黄铁矿-黄铜矿、黄铁矿-黄铜矿-石英、黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-重晶石、闪锌矿-方铅矿-方解石-绿泥石和黄铜矿-闪锌矿-方解石-石英等共生组合。它们之间的关系反映了矿石生成的主要顺序,它们在空间上的分布和产出决定了矿化分带的情况。

小铁山矿床的形成可以分为三个主要成矿阶段:火山喷发沉积阶段、变质热液阶段和

① 由中国地质科学院地质研究所七室铀-铅组测定

多金属成矿阶段。在火山喷发沉积阶段形成了黄铁矿-石英共生组合,成矿温度低于 150°C , $\log f_{\text{S}_2}$ 为 -7.3 — -20.3 , $\log f_{\text{O}_2}$ 为 -31.5 — -62.4 。变质热液阶段使早期矿化发生变质、迁移和富集,先后形成了磁黄铁矿-黄铜矿和黄铁矿-黄铜矿-石英共生组合,成矿温度在 290 — 240°C , $\log f_{\text{S}_2}$ 为 -7.15 — -13.8 , $\log f_{\text{O}_2}$ 为 -38.28 — -41.73 。多金属成矿阶段是与石英钠长斑岩体有关的岩浆期后热液成矿阶段,成矿温度 300 — 215°C , $\log f_{\text{S}_2}$ 为 -8.37 — -12.46 , $\log f_{\text{O}_2}$ 大于 -39.1 ,成矿晚期 f_{CO_2} 和 $f_{\text{H}_2\text{O}}$ 起了重要作用。

硫和铅同位素组成,以及围岩岩石化学成分研究表明,小铁山矿床的成矿物质来源主要有二:一是古海底火山喷发沉积作用;另一是与石英钠长斑岩体有关的岩浆期后热液。火山岩和火山沉积岩中的成矿元素含量高是矿床形成的主要因素,成矿后的变质作用和容矿构造的形成,以及岩浆期后含矿热液的叠加,都是矿床形成的重要条件。

在进行这项工作中,曾得到白银有色公司周世德、陈守纳同志,南京地质矿产所郑建、陈建民同志,化学矿山地质研究所黄祖超同志,以及我所的许多同志支持和帮助,在此一并致以谢意。我所宋叔和所长和孙忠和同志对全文进行了审阅,提出了宝贵意见,给予了指导,在此表示深切感谢。

主要参考文献

- [1] 宋叔和 1955 祁连山一带黄铁矿型铜矿的特征与成矿规律 地质学报 35 卷 1 期
- [2] 宋叔和 1957 对祁连山黄铁矿型铜矿地质的一些补充意见 地质学报 37 卷 1 期
- [3] 胡惠民、王文广、孙学群 1958 祁连山黄铁矿型铜矿及其勘探 地质论评 18 卷 4 期
- [4] 胡惠民 1958 祁连山东部火山岩系中的金属矿床 地质论评 18 卷 4 期
- [5] Barton, P. B. Jr., Skinner, B. J., 1967, Sulfide mineral stabilities, in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, New York, Holt, Rinehart, and Winston, Inc., pp. 236—333.
- [6] Doe, B. R., Stacey, F. S., 1974, The application of lead isotopes to evaluation, A review. Econ. Geol., Vol. 69, No. 6.
- [7] Haas, J. L. Jr., Robie, R. A., 1973, Thermodynamic data for wustite, magnetite, and hematite, Am. Geophys. Union Trans., Vol. 54, p. 483.
- [8] Holland, H. D., 1959, Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among the oxides, sulphides, sulphates, and carbonates of ore and gangue metals. Econ. Geol., Vol. 54, No. 2.
- [9] Kajiwar, Y., Krouse, H. R., 1971, Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. Can. J. Earth Sci., Vol. 8, No. 11.
- [10] Ohmoto, K., Rye, R., 1974, Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits. Japan. Econ. Geol., No. 6.
- [11] Schneeberg, E. P., 1973, Sulfur fugacity measurements with electrochemical cell $\text{Ag}/\text{AgI}/\text{Ag}_2\text{S}_x$, f_{S_2} . Econ. Geol., Vol. 68, No. 4.
- [12] Scott, S. D., Barnes, H. L., 1977, Sphalerite geothermometry and geobarometry. Econ. Geol., Vol. 66, No. 4.
- [13] Suzuki, T., 1957, The study of Pyrite. J. Jap. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., No. 41.
- [14] Tolmin, P. III., Barton, P. B. Jr., 1964, A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. Geochim. et. Cosmochim. Acta, Vol. 28, No. 5.
- [15] Белевцов, Я. Н., 1969, Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. Геол. ж., № 2.