

内蒙狼山成矿带东升庙多金属硫铁矿床成矿特征及成因探讨

夏学惠

(化工部地质研究院, 河北涿州)

摘要: 东升庙多金属硫铁矿床产于中元古界狼山群一套细碎屑-碳酸盐岩含矿建造中。矿床受元古宙裂陷槽次级断陷盆地控制, 具时控、层控性。据容矿岩石、矿石矿物微量元素和硫、碳、氧、铅同位素及稀土元素分析研究, 认为矿床具有多阶段成矿特点, 矿床成因类型属海底喷气沉积-弱改造型矿床。

主题词: 多金属硫铁矿床 成矿特征 矿床成因 内蒙东升庙

华北地台北缘狼山成矿带分布着一些大型、特大型多金属硫铁矿床, 东升庙是此成矿带内的大型矿床之一。

1 成矿地质背景

元古宙狼山成矿带内的硫多金属矿床沿华北地块北缘近东西向带状展布, 含矿建造的分布明显受东西向断裂带控制(图1), 在古隆起之间的裂陷槽内沉积了巨厚沉积物。东升庙矿床受狼山-渣尔泰元古宙裂陷槽次一级断陷盆地控制, 矿床位于盆地的边缘。矿区出露地

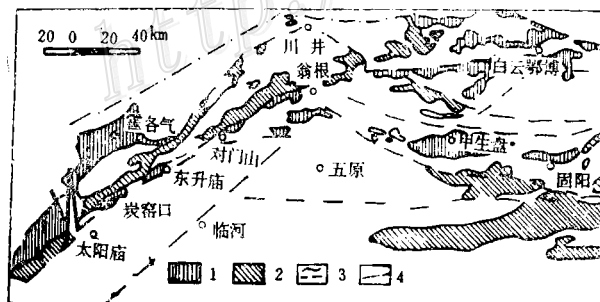


图1 内蒙中部地区基底构造略图

(据天津地质研究院资料改编)

1—中元古界; 2—早元古界及太古界; 3—地质界线、深断裂; 4—一级构造单元界线

Fig. 1. Schematic basement tectonic map of central Inner Mongolia.

1—Middle Proterozoic; 2—Early Proterozoic and Archean; 3—Geological boundary and deep fault; 4—Boundary of first-order tectonic unit.

层主要为元古界狼山群以低绿片岩为主的变质岩系。白垩系不整合覆盖其上, 下伏地层为太古界五台群片麻岩。含矿建造地层层序由老到新为:

中元古界狼山群在东升庙矿区可分3个岩组9个岩段。

第一岩组 (Pt_1) 分二个岩段: 一岩段 (Pt_1^1): 眼球状混合岩, 眼球状二云片岩, 厚度大于 92 m; 二岩段 (Pt_1^2): 主要为黑云母石英片岩, 二云石英片岩, 平均厚 30.36 m。

第二岩组 (Pt_2) 分五个岩段: ① Pt_2^1 为灰白色石英岩, 含长石石英岩, 平均厚 8.6 m。② Pt_2^2 为灰白色块状白云大理岩夹少量碳质千枚岩, 底部有含磷变质砂岩, 平均厚 72 m。本层主要含黄铁矿体。③ Pt_2^3 主要为碳质千枚岩、含石墨片岩, 局部夹有薄层大理岩, 平均厚 107.14 m。本层为多金属复合型铜、铅、锌-磁黄铁矿矿体的赋存层位。④ Pt_2^4 下部以灰白色白云大理岩为主夹碳质千枚岩, 其中有数层菱铁矿层产出; 上部主要为方解石大理岩夹千枚岩, 平均厚 129.59 m。本层含 S-Pb-Zn 复合型矿体。⑤ Pt_2^5 为主要为深灰色含绿泥石碳质千枚岩, 平均厚 61.89 m。

第三岩组 (Pt_3) 分二个岩段: 一岩段 (Pt_3^1) 为深灰-灰绿色绢云石英片岩、绿泥石英片岩, 平均厚 41.11 m; 二岩段 (Pt_3^2) 为灰白色石英岩、含长石石英岩, 局部夹有绢云石英岩, 平均厚 74.48 m。

含矿地层是一套原岩由砂岩、泥质岩、碳质泥岩、白云岩、碳泥质白云岩等组成, 局部夹有火山岩的浅海-滨海相类复理石建造。

区域上曾发生多次岩浆侵入及火山喷发活动。显生宙岩浆活动以侵入作用为主, 本区除矿区以北海西期花岗岩外, 矿区仅见小型岩脉。

2 成矿构造沉积环境

在早元古代末, 随着华北地块北缘断陷槽与同生断裂的继承性活动, 在古陆、古岛边缘滨海带形成了若干海湾和半封闭的断陷盆地, 从而为中元古代以沉积为基础的黄铁矿多金属

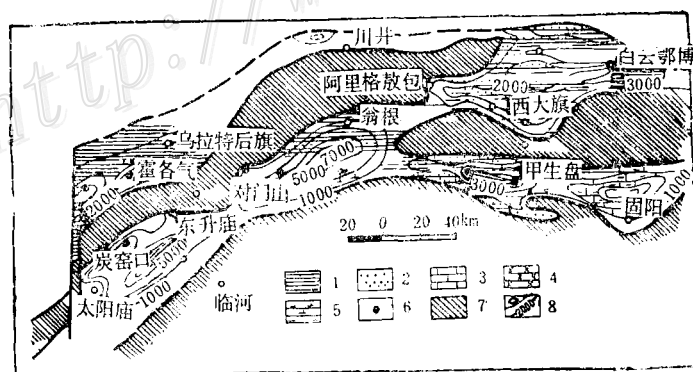


图 2 内蒙古中部狼山期沉积建造岩相古地理略图

(据天津地质研究院资料缩编)

1—泥质岩; 2—砂岩; 3—碳酸盐岩; 4—基性火山岩及火山沉积岩; 5—中性火山岩及火山沉积岩; 6—矿床;
7—古陆; 8—等厚线

Fig. 2. Lithofacies-paleogeographic sketch map of Langshan period in central

Inner Mongolia.

1—Argillaceous rock; 2—Sandstone; 3—Carbonate rock; 4—Basic volcanic rock and volcanogenic sedimentary rock; 5—intermediate volcanic rock and volcanogenic sedimentary rock; 6—Ore deposit; 7—Old land; 8—Isopach.

硫化物的形成提供了良好的构造-沉积环境。在中元古裂陷槽中,由于若干继承性活动的深断裂,使其古地理地貌表现为次级断陷盆地,其长轴呈近东西向北东向展布(图2),自西向东依次为千德曼-霍各乞盆地、东升庙-炭窑口盆地、对门山-翁根盆地和甲生盘-康免沟盆地。东升庙矿区处在东-炭盆地的边缘,这种断陷盆地为本区含矿建造的沉积和多金属硫化物的聚集创造了适宜的构造-沉积环境。同生断裂为含矿热水的循环和深部气液的喷溢提供了良好的通道。

通过容矿地层岩石化学分析及 MgO/CaO 、 FeO/Fe_2O_3 比值研究,表明岩石在还原环境中形成。通过对 B/Ba 比值、 Ba 含量、 Sr/Ba 比值和原生白云岩的研究,认为矿区赋矿岩段形成于温暖、干燥偏碱性具较强还原性质、高盐度的封闭一半封闭的海湾环境^①。

3 矿床地质特征

东升庙多金属硫铁矿床产出受一定层位控制,具明显层控性。根据含矿层位、容矿岩性与矿化类型组合关系,可将该矿床划分上下二个含矿系列:下部含矿带矿化以单一黄铁矿为主,矿体赋存在 (PtI_2^1) 白云大理岩层位内。矿石组合主要为黄铁矿,少量白铁矿与磁黄铁矿,脉石矿物为白云石、石英等;上部矿带矿化以闪锌矿+磁黄铁矿+黄铜矿为主。矿体以多金属硫化物为主, $Cu-Zn-S$ 、 $Zn-S$ 、 $Pb-Zn-S$ 型矿石复合出现,具有成因指示意义的碎屑型矿石产出于此带内^[1]。矿体主要赋存在 (PtI_2^1 、 PtI_2^2) 碳质千枚岩、大理岩与千枚岩互层内。矿石组合随沉积旋回的发展,依次为磁黄铁矿+闪锌矿+(方铅矿、黄铜矿)、石英、

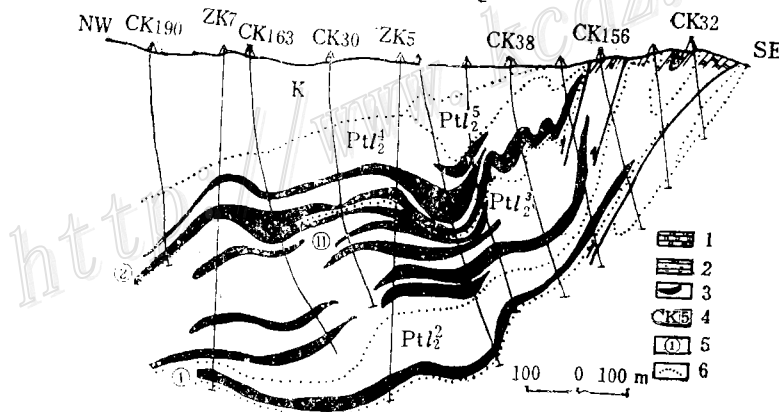


图3 东升庙矿带主矿段24线地质剖面图

1—白云大理岩; 2—碳质千枚岩; 3—矿体; 4—钻孔编号; 5—矿体编号; 6—地层界线; PtI_2^1 、 PtI_2^2 、 PtI_2^3 、 PtI_2^4 、 PtI_2^5 —分别为狼山群第二岩组的2~5段

Fig. 3. Geological section along No. 24 line of the major ore block of the Dongshengmiao ore belt.

1—Dolomitic marble; 2—Carbonaceous phyllite; 3—Orebody; 4—Serial number of drill hole; 5—Orebody and its serial number; 6—Stratigraphic boundary; PtI_2^1 , PtI_2^2 , PtI_2^3 , PtI_2^4 and PtI_2^5 —2nd-5th member of 2nd formation of Langshan Group.

① 化工部地质研究院, 1989, 内蒙古东升庙多金属硫铁矿床地质研究报告

电气石等, 闪锌矿+方铅矿+黄铁矿, 菱铁矿+磁铁矿。矿体由铜矿化作用开始, 依次出现 Cu-S、Cu-Zn-S、Zn-S 及 Pb-Zn-S 型组合, 到了含矿旋回发展的晚期则出现了方铅矿、闪锌矿与重晶石组合。在矿带上部有大量磁铁矿+菱铁矿层产出。矿物组合及矿化类型垂直分带性明显。

矿体多呈层状、似层状, 矿体与地层产状一致, 具沉积控矿特征。由于受后期构造作用矿体沿走向有收缩膨胀现象, 矿体厚度变化较大。矿体受区域变质作用产生变形, 在小褶皱的转折部位矿体厚度加大, 并随褶皱变化而变化(图3)。

矿石结构构造有纹层状、条带状、块状、浸染状、结核状、碎屑状、斑杂状、细脉状构造。微晶、同心环状、变胶状、泡沫状、蠕虫状结构等。

4 矿石组分及容矿岩石地球化学

东升庙矿床物质组分^[2], 主要矿石矿物有黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、磁铁矿、菱铁矿、自然银等, 脉石矿物有石英、白云石、绢云母、黑云母、电气石、重晶石、金红石、石榴石等。矿石中有用元素主要有 S、Cu、Pb、Zn、Fe, 伴生可综合利用组分有 Ag、Co、Gd、Au 等。

矿石矿物微量元素在不同含矿层位内变化规律明显(表1), 在下部单一黄铁矿体及细粒黄铁矿中 Co 含量低, Ni 含量相对较高, Co/Ni 比一般均小于 1, 变化在 0.08~0.45 之间, 反映为沉积成因的特征。而在上部矿带多金属硫化物复合型矿石内的黄铁矿中 Co 含量较高, Co/Ni 比一般大于 1, 变化在 1.61~11.67 之间。具有热液成因的特点。在同一矿床不同层位内 Co/Ni 比值变化如此之大, 反映在多金属硫化物矿化阶段, 由于海底喷气作用, 带来了深部物质中的 Co, 使黄铁矿 Co/Ni 比值显著增高且变化大。而早期黄铁矿化阶段, 黄铁矿的 Co、Ni 含量则保留了沉积成因的特点。

黄铁矿中 Se 含量较低, 不同类型矿石的黄铁矿 S/Se 比值均大于 10 万, 具有沉积成因特

表 1 黄铁矿、闪锌矿微量元素特征(10^{-6})

Table 1. Minor element content of pyrite and sphalerite(10^{-6})

		Co	Ni	Cd	Se	Ga	Ge	In	Ag	S(%)	As	Co/Ni	S/Se
下部单硫 矿 型	细粒黄铁矿	20	170		0.9	4	4.2	16	7.43	54.1	32	0.117	601111
	细粒黄铁矿	40	120		2.1	3.5	5.4	22	1.99	53.95	11	0.33	2569047
	细粒黄铁矿	50	110		3	6	5.8	21	6.98	53.66	40	0.45	1788666
	结核黄铁矿	40	120		1.1	4	3.6	18	24.86	53.38	40	0.33	4852727
	细粒黄铁矿	10	120		0.9	4	3.7	18	7.99	53.76	56	0.08	597333
上部多金 属 矿	胶状黄铁矿	2100	180		0	0	0	0	0	53.41	22	11.67	
	块状矿石中 Py	660	410		5.2	2.8	4.4	16	11.9	52.97	40	1.61	1018653
	碎屑状矿石 Py	790	120		1.5	2.8	3.4	13	4.47	53.00	33	6.58	3533333
	浸染状矿石 Py	460	220		0	4.2	3.6	16	13	53.42	54	2.1	
	粗粒黄铁矿	340	170		3.8	3	4	16	6.96	53.40	27	2.00	1405263
	闪锌矿	256	22	1367	2.0	2	1	26	42			11.64	

微量元素分析由本院化验室完成; Py—代表黄铁矿

征。

闪锌矿 Zn/Cd 比变化在 313.9~339.9。Ga/In 比在 0.077。在 Ga-Ge-In 系列图 4 中^[3]，本区闪锌矿属 Ga-In 系列，与热液型闪锌矿接近。

东升庙矿床容矿岩石主要以细碎屑岩-碳酸盐岩沉积为主的岩石，恢复原岩为各种页岩（泥质、碳质、硅质）、粉砂岩、碳酸盐岩。在容矿岩石化学成分图解上（图 5），位于页岩-碳酸盐岩的范围内。

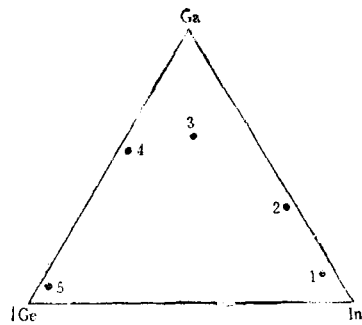


图 4 闪锌矿中 Ga-Ge-In 原子百分比值图
1—东升庙闪锌矿；2—白银厂；3—厂坝；4—凡口；5—广西北山铅锌矿床

Fig. 4. Ga-Ge-In atomic ratios in sphalerite from various ore districts.

1—Dongshengmiao; 2—Baiyinchang; 3—Changba; 4—Fankou; 5—Beishan lead-zinc deposit of Guangxi.

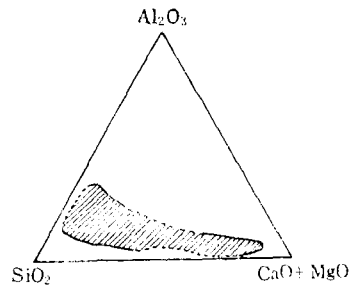


图 5 东升庙矿区容矿岩石成分三角图
Fig. 5. Triangular diagram showing composition of host rocks in the Dongshengmiao ore district.

容矿岩石碳质含量较高，有机碳含量见表 2。碳质层的出现往往与硫化物矿化关系密切，当有机碳出现时，则有利于成矿。通过对条带状矿石分析研究，矿化多发生在碳酸盐岩向碳质层的转化界面上。硫含量与有机碳含量成正比，说明有机质参与了沉积成矿作用。有机质本身可以吸附成矿元素，也可以与成矿元素形成稳定的络合物，促使矿质的搬运、迁移和富集。

矿石与围岩的某些微量元素比值不同（见表 3）。不同类型矿石 Co/Ni 比值变化较大，

表 2 不同类型岩石中碳质含量表（%）

Table 2. Content of carbonaceous substances in various rocks (in percentage)

	千枚岩①		白云大理岩①	千枚岩	白云质大理岩
有机碳	0.13	0.68	0.16	0.934	0.503
	(6)	(1)	(5)	(8)	(5)
非碳酸盐碳	2.05		0.44		
	(8)		(13)		
总碳	5.39	3.11	9.35		
	(3)	(11)	(6)		

注：① 引自天津地质研究院资料，其它为本院化验室分析，括号数字为样品数

表 3 东升庙多金属硫铁矿床

矿石与围岩化学成分(10⁻⁶)对比

Table 3. Comparison of chemical composition between ores and host rocks of the Dongshengmiao polymetallic pyrite deposit

	Sr	Ba	Co	Ni	Sr/Ba	Co/Ni
碳质千枚岩	52.04	312.47	21.32	25.07	0.167	0.85
白云质大理岩	119.08	166.66	4.21	13.89	0.715	0.303
碎屑状 Zn-S 矿	180	10800	410	53	0.017	7.74
条带状 Zn-S 矿	210	7500	100	68	0.028	1.47
纹层状黄铁矿石	27	1100	89	370	0.025	0.22
条带状黄铁矿石	56	440	150	460	0.127	0.333

由地科院测试所分析

单一黄铁矿矿石 Co/Ni 比一般小于 1，而多金属硫化物矿石 Co/Ni 比均大于 1，不同类别围岩 Co/Ni 比则小于 1。矿石的 Sr/Ba 比值比围岩低得多。这反映了早期黄铁矿矿化阶段为同生沉积成因，中晚期则以海底喷气多金属硫化物沉积作用为主。

稀土元素特征见表 4，容矿围岩的稀土元素总量高于矿石的稀土元素含量。矿石稀土总量 REE 为 $30.79 \times 10^{-6} \sim 66.73 \times 10^{-6}$ ，轻稀土含量大于重稀土含量， $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y} = 2 \sim 5.34$ ，反映轻、重稀土元素分馏不强烈。球粒陨石标准化后， $(\text{L}/\text{H})_{\text{N}} = 1.56 \sim 4.23$ ，显示富集型分配模式。下部矿带内的条带状黄铁矿石 $\delta \text{Eu} = 0.59$ ，为 Eu 亏损型。而上部矿带内的碎屑型闪锌矿磁黄铁矿石和块状矿石 $\delta \text{Eu} = 0.919 \sim 0.996$ ，接近于球粒陨石型，曲线呈向右倾斜的平坦型（图 6）。Eu/Sm = 0.30~0.32，与西伯利亚地台玄武岩和粗玄岩比值接近，表明矿石的形成可能受幔源或火山物质的影响。

而下部矿带黄铁矿石中 Eu/Sm = 0.20，与沉积岩一致。两类矿石稀土元素的差异，可能反映二者物质来源有所不同，各自保留了本身的某些特点。这种变化特点与前述结论是一致的。矿石稀土模式与洋底沉积物及变质岩不同，具有本身某些特点，反映了海底喷气沉积成因矿石的稀土组成，不受当时海水稀土组成的支配，而主要受成矿流体稀土组成和沉积环境物理化学条件的制约。

表 4 东升庙矿床稀土元素含量(10^{-6})
Table 4. REE content of the Dongshengmiao ore deposit (10^{-6})

	⑪	⑫	⑬	⑭	⑮	⑯
	(Pt1 ₂ ³)	(Pt1 ₂ ²)	(Pt1 ₂ ¹)	(Pt1 ₂ ²)	(Pt1 ₂ ²)	(Pt1 ₂ ⁴)
	碎屑型 闪 石 矿 石	碎屑型 闪 石 矿 石	块状 磁 黄 铁 矿 石	条带状 黄 铁 矿 石	碳 质 千 枚 岩	白云质 大理岩
La	11	10.4	8.4	12.6	24	48.0
Ce	24.4	17.6	12.4	13.2	38	81
Pr	2.6	1.8	1.2	1.28	3.4	11
Nd	10.4	6.6	2.4	4.8	11.2	34
Sm	1.9	1.0	0.84	2.8	3.1	5.6
Eu	0.58	0.32	0.26	0.56	0.64	0.92
Gd	2	1.24	1.10	3.7	2.6	3.4
Tb	<0.5	0.11	0.10	0.25	0.5	0.5
Dy	1.4	0.78	0.55	1.6	2.1	2.9
Ho	0.19	0.12	0.10	0.30	0.4	0.56
Er	0.5	0.21	0.20	0.80	1.2	1.7
Tm	<0.1	<0.1	<0.1	0.14	0.15	0.2
Yb	0.65	0.38	0.34	1.16	1.3	1.5
Lu	0.11	0.10	0.11	0.47	0.25	0.26
Y	7.4	4	2.7	9.2	11.3	13.6
REE	66.73	44.79	30.79	52.86	100.14	208.14
δEu	0.996	0.973	0.919	0.59	0.73	0.65
Eu/Sm	0.305	0.32	0.30	0.20	0.20	0.16
(L/H) _N	3.30	4.23	3.49	1.56	3.03	5.68

由中国科学院地质研究所九室分析

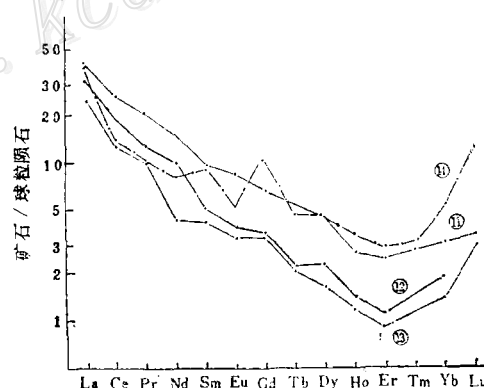


图 6 矿石球粒陨石标准化稀土元素模式
(数字代表样号)
Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns of ores.
(Numerals represent sample number.)

5 矿床硫同位素特征

硫同位素测试结果列于表 5，由表 5 可见本区硫同位素有如下特点：

$\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-0.6\text{‰} \sim +32.5\text{‰}$ ，平均值 28.33‰ ，除个别样品为负值外，绝大多数

表 5 东升庙矿区硫同位素组成

Table 5. Sulfur isotopic composition of the Dongshengmiao ore district

序号	采样深度(m)	矿物	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	序号	采样深度(m)	矿物	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	序号	采样深度(m)	矿物	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
1	-284	Pyr	15.85	14	-385	Pyr	10.03	27	-210	Sph	16.5
2	-342	Pyr	14.59	15	-385	Py	9.92	28	-210	Pyr	21.6
3	-394	Pyr	19.79	16	-635	Py	29.4	29	-230	Gn	27.4
4	-397	Sph	23.90	17	-272	Py	31.0	30	-266	Py	20.4
5	-108	Py	26.93	18	-235	Py	32.5	31	-266	Pyr	16.8
6	-196	Py	17.80	19	-354	Pyr	22.9	32	-445	Py	19.8
7	-220	Py	30.72	20	-258	Pyr	26.3	33	-445	Cp	-0.6
8	-215	Py	17.69	21	-223	Pyr	16.6	34	-448	Pyr	17.5
9	-281	Py	23.12	22	-223	Sp	18.4	35	-448	Py	16.8
10	-432	Py	3.29	23	-286	Py	18.8	36	-448	Sph	14.4
11	-274	Pyr	15.03	24	-208	Pyr	21.2	37	-448	Gn	3.0
12	-340	Pyr	9.12	25	-208	Py	20.2	38	-460	Py	16.3
13	-340	Py	8.36	26	-210	Py	20.2				

Pyr—磁黄铁矿；Py—黄铁矿；Sph—闪锌矿；Gn—方铅矿；Cp—黄铜矿 21~38 号样由冶金部天津地质研究院测定，其它为化工部地研院测定

样品都富含重硫，且正值偏高。硫同位素组成变化范围较大， $\delta^{34}\text{S}$ 在直方图上无明显峰值，呈波浪式分布，不具塔式效应。

不同层位内产出的矿物硫同位素组成有一定差异，黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大 (3.29‰~32.5‰)，同生碎屑型多金属矿石内的磁黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 14.59‰~19.79‰，反映硫可能部分来自地壳深部。

原生矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值从深部到浅部有逐渐增大的趋势，这种变化为海底喷气热液成矿提供了证据，属于缺少正常海水硫酸盐补给的封闭沉积盆地成矿环境。

理论计算，平衡条件下共生矿物中硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值的降低次序是黄铁矿→闪锌矿→磁黄铁矿→黄铜矿→方铅矿，而本区共生矿物中则为磁黄铁矿>黄铁矿>闪锌矿，反映硫化物不是在同一封闭体系中依次晶出的。M. 所罗门 (1979) 指出^①，远源层控块状硫化物矿床的矿物间，不存在硫同位素的平衡。

6 碳、氧同位素组成特征

对矿区内的白云大理岩和含矿大理岩进行碳、氧同位素分析结果见表 6。矿区白云大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围在 15.017‰~23.25‰，平均值 18.18‰。 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为 -0.35‰~-6.8‰，平均值 -3.33‰。从碳、氧同位素特征看，含矿碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布于正常海相沉积范围内。但碳、氧同位素值偏低，反映含矿碳酸盐在封闭一半封闭的环境内形成的。

① M Solomon 和 J L. Walshe, 1980, 块状硫化物矿床在海底的形成。国外地质科技, 第 7 期

表 6 东升庙矿区碳、氧同位素组成
Table 6. Carbon and oxygen isotopic composition of the Dongshengmiao ore district

序 号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	序 号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)
1	白云大理岩	16.29	-3.45	6	白云大理岩	15.017	-5.3
2	白云大理岩	20.33	-0.62	7	白云大理岩	18.42	-6.8
3	含矿大理岩	21.00	-0.35	8	白云大理岩	19.35	-0.9
4	含矿大理岩	15.14	-4.59	9	白云大理岩	16.56	-6.4
5	含矿大理岩	23.25	-2.93	10	白云大理岩	16.46	-2.0

1~5 号引自天津地质研究院, 6~10 号由地科院矿床所分析

7 铅同位素特征

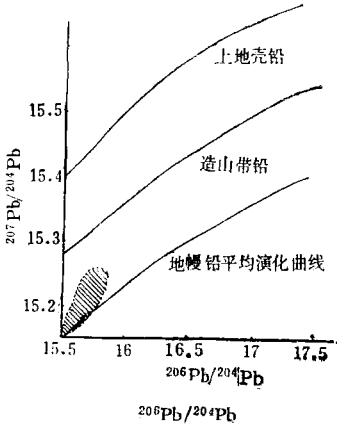
本区铅同位素分析结果列于表 7。由表 7 可知, 硫化物铅同位素组成相对较稳定, 变化范围在 1 % 左右。将本区铅同位素数据投在 B R Doe 和 R E Zartman 铅同位素成矿环境图 7 中, 本区铅主要分布在地幔铅平均演化曲线附近^[6], 可能为幔源铅。由于该区多金属硫

表 7 东升庙矿区铅同位素组成
Table 7. Lead isotopic composition of the Dongshengmiao ore district

序 号	样品名称	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	序 号	样品名称	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
1	磁黄铁矿	15.1707	15.0849	35.1460	10	方铅矿	15.1060	15.0530	35.1540
2	黄铁矿	15.0886	15.0642	34.9849	11	闪锌矿	16.3010	15.3200	36.1140
3	黄铁矿	15.2246	15.3543	35.2667	12	方铅矿	15.6590	15.1780	36.6820
4	方铅矿	15.2203	14.9812	35.1643	13	方铅矿	15.4140	15.1450	35.2530
5	方铅矿	15.1061	15.0531	35.1533	14	闪锌矿	15.7320	15.2210	35.1710
6	黄铁矿	15.5100	15.1250	35.4830	15	闪锌矿	15.3350	15.2020	35.7950
7	方铅矿	15.1350	14.9440	35.1290	16	方铅矿	15.1900	14.9100	35.3000
8	方铅矿	15.2860	15.1310	35.2950	17	方铅矿	14.780	14.5000	35.0100
9	方铅矿	15.220	14.9810	35.1640					

1—5 河北地院(1986) 6—17 天津地质研究院分析资料

图 7 东升庙矿区铅同位素 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 环境图
Fig. 7. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ environmental diagram of the Dongshengmiao ore district.



化物矿床受同生深断裂、断陷盆地控制, 铅同位素特征反映了沿同生断裂海底喷气活动向上迁移的地幔铅而成矿。

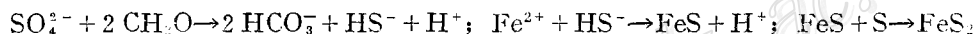
8 成矿作用及矿床成因

东升庙多金属硫铁矿床成矿主要受裂陷槽内断陷盆地构造环境控制, 沉积作用与盆地内封闭-半封闭海湾及同生构造长期活动海底喷气热液成矿作用有关。成矿作用并受海盆内氧化-还原环境与成矿物理化学条件的制约。矿床成矿后, 经历了区域变质作用和局部受岩浆活动构造作用强烈影响地段, 产生硫化物聚集再结晶和局部硫化物活化而形成热液叠加。但规模很小, 只产生一些小的硫化物矿脉。根据成矿作用产生的矿物间相互关系与地质产状, 并通过矿物标型^[4]和矿石微量元素研究等综合因素分析, 将东升庙矿床划分为两个成矿期。

8.1 同生沉积成岩成矿作用

东升庙矿区以同生沉积-海底喷气热液成矿作用为主, 此期包括两个主要成矿阶段:

(1) 碳泥质-碳酸盐黄铁矿矿化沉积阶段: 东升庙硫铁矿受地层及岩性控制明显, 中元古代狼山期, 炭窑口-东升庙地区为一多障壁的半封闭海湾环境, 在沉积旋回发展的初期, 海盆内为强还原、盐度较高、有机碳含量丰富的环境。由于盆地内长期聚集了大量 S、Fe 物质, 体系中存在广泛的硫酸盐还原作用。大量硫还原细菌, 以有机质中的氢为能量, 利用有机碳还原硫酸盐中的硫, 在有机碳氧化成 CO_2 时将产生下列反应:



其中 HCO_3^- 与海水中的镁离子结合, 产生白云岩化作用。 H_2S 则与海水中的 Fe^{2+} 离子反应, 生成黄铁矿沉淀。形成矿区下部碳酸盐岩内的细粒条带状黄铁矿层和星散状微晶黄铁矿, 矿物共生组合简单。

(2) 海底喷气热液多金属硫化物成矿作用阶段: 在东升庙三级构造盆地发展过程中, 由于同生断裂构造的长期及间歇性活动, 海水在盆地内下渗加热形成环流, 这种热卤水由深部带来了大量成矿物质。产生了矿区上部喷溢沉积成矿作用, 成矿物质沿同生断裂喷溢出海底, 并以高密度热流体的方式沿水岩界面流动, 并搬运了大量的盆内碎屑^[5], 在一定成矿环境内沉积下来, 形成了矿区多层以锌-磁黄铁矿为主的多金属硫化物矿体。此阶段矿物共生组合以磁黄铁矿+闪锌矿为代表, 矿石组构以碎屑状、条带状与块状为主。这意味着成矿物质从海底喷气流体中沉积出来而没有明显的海水混合作用。随成矿作用的演化, 盆地内矿物共生组合发生变化, 形成了块状方铅矿闪锌矿矿石。在这一成矿作用过程中, 矿物共生组合随矿化作用的进展, 体系内物理化学条件明显变化。喷气沉积作用的早期, 沉积物以黄铜矿、磁黄铁矿+闪锌矿与少量纹层状电气石共生为主。沉积旋回发展到晚期, 除少数磁黄铁矿+闪锌矿、方铅矿共生组合外, 还可见到一定量的闪锌矿、方铅矿与重晶石共生。而在上部矿带出现大量菱铁矿。这种剖面上的变化充分说明, 到了喷气矿化作用的晚期, 随矿化流体与海水的混合, 矿液中氧浓度增加, CO_2 分压或 SO_2 分压增大, 使硫化物与硫酸盐或碳酸盐矿物处于平衡状态。

8.2 后期变质改造成矿作用

(1) 后期变质作用成矿阶段: 区域变质作用对矿床影响, 主要表现在某些矿物重结

晶,成矿物质并未进一步活化转移,只是使矿石矿物粒度增大,构造转折部位由于构造作用进一步加厚。矿物组合表现为一些低变质的绢云母、绿泥石与锰铝榴石等。

(2) 受岩浆活动构造作用影响局部硫化物活化阶段:该矿区局部受岩浆活动与后期构造作用影响,硫化物产生局部活化。在原矿层内及矿体边部或小褶皱的核部,形成一些规模很小的硫化物矿脉和斑杂状矿石,单独构不成矿体,只是对原矿体起了叠加富集作用。

综上所述,东升庙大型矿床具有多阶段成矿特点,矿床的形成主要由沉积向喷气热液沉积过渡。矿床成因类型属海底喷气沉积-弱改造型矿床。

参 考 文 献

- 1 夏学惠,赵晓.内蒙东升庙多金属硫铁矿床碎屑型矿石的成因及研究意义.地质与勘探,1990,(7)
- 2 夏学惠.内蒙东升庙硫铁矿床物质组分研究.矿山地质,1990,(2)
- 3 葛朝华、韩发.广东大宝山矿床喷气-沉积成因地质地球化学特征.北京:北京科学技术出版社,1987
- 4 夏学惠.东升庙矿床黄铁矿成因矿物学的研究.矿产与地质,1990,(4)
- 5 郎殿育等.内蒙甲生盘铅锌硫矿地质特征及矿床成因.矿床地质,1987,(2)
- 6 Doe B R, Zartman R E. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd Edition. John Wiley and Sons. 1979. 22~27

ORE-FORMING CHARACTERISTICS AND GENETIC DISCUSSION OF THE DONGSHENGMAO POLYMETALLIC PYRITE DEPOSITS IN THE LANGSHAN METALLOGENIC BELT, INNER MONGOLIA

Xia Xuehui

(Academy of Geology, Ministry of Chemical Industry, Beijing)

Abstract

The Dongshengmiao polymetallic sulfide deposit in Inner Mongolia occurs in the ore-bearing formation of Middle Proterozoic Langshan Group comprising a suite of fine clastic rocks-carbonate rocks. The ore deposit is controlled by the second-order fault basin of the Proterozoic faulted trough, exhibiting time-bound and stratabound character. Orebodies assume stratiform and stratoid forms, with the major ore minerals being pyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena and chalcopryrite. Studies of host rocks, ore minerals, major and minor elements, sulfur, carbon, oxygen and lead isotopes and rare earth elements reveal the multi-stage mineralization character of the ore deposit with the evolution of materials in the ore deposit showing obvious regularity. The ore-forming process proceeded gradually from sedimentation to exhalation-hydrothermal sedimentation. Genetically, the ore deposit is of submarine exhalation sedimentary-weakly reformed type.