

四川庙子毒重石-钡解石-钡白云石型 钡矿床的成因^{*}

唐菊兴 林文第 高德荣 慕纪录

(成都理工学院资源与经济系, 成都)

提 要: 庙子钡矿床是属于海底喷流热水沉积型毒重石-钡解石-钡白云石矿床。典型的海底喷流岩组合为毒重石岩+ 硅岩+ 硅质板岩+ 碳质板岩+ 灰岩, 典型的海底喷流岩构造有角砾状、网脉状、气孔状、块状、层纹状、条带状等。钡矿石的主要组分为毒重石、钡解石、钡白云石。矿石的形成还与成岩早期有机质、细菌活动有着密切的关系。含矿岩系的岩石化学、微量元素、稀土元素地球化学特征表明硅岩、毒重石岩是在低能、缺氧、强还原条件下海底喷流热水沉积形成。钡矿形成环境为早寒武世麦地坪期扬子地台北部的陆棚边缘滞留盆地。

关键词: 海底喷流热水沉积 毒重石-钡解石-钡白云石 四川庙子钡矿床

1 含矿岩系特征

庙子钡矿位于四川省万源市, 含矿岩系主要是一套下寒武统鲁家坪组 (D_1) 的黑色岩建造。此建造由暗色的硅岩、毒重石岩、硅质板岩和碳质板岩组成, 构成一套完整的海底喷流热水沉积岩石组合。该组合中以富含有机质和大量钙藻、蓝绿藻等低等生物为特征, 毒重石矿层夹于硅岩中。

在庙子钡矿区的含矿岩系存在两种类型的剖面层序: A 型剖面层序代表靠近海底热水喷流口附近的岩石组合, 该组合中各类硅岩均发育, 地层厚度大; B 型剖面层序代表远离海底喷流口附近的岩石组合。B 型剖面与 A 型剖面相比缺少角砾状硅岩、气孔状硅岩以及块状硅岩, 硅岩厚度也相对较小。钡矿层一般位于块状硅岩与条带状硅岩的过渡带。

庙子钡矿含矿岩系在矿区范围内, 其岩石类型、厚度变化、岩相变化均比较复杂。含矿岩系由 4 部分组成: 下部为硅岩 (毒重石矿层位于硅岩的中上部, 夹于块状硅岩和层纹状、条带硅岩之间); 中部为硅岩、硅质板岩互层, 此层中发育磷结核和毒重石结核; 中上部为硅质板岩、碳质板岩互层, 见黄铁矿薄层, 夹少量灰岩透镜体; 上部由碳质板岩、泥质粉砂岩组成, 夹较多的灰岩透镜体。在横向上, 矿区中部由于发育网脉状、角砾状、气孔状、块状沥青质硅岩, 因此硅岩的厚度较两侧厚, 向南东、北西向硅岩厚度变小。

2 含矿岩系的沉积环境及相分析

晚震旦世至早寒武世, 扬子地台北缘形成一个 NWW-SEE 向展布的狭长的大巴山裂陷槽 (裂谷) (曾良, 1992)。该裂陷槽受城口-房县深断裂和平昌-万县深断裂控制, 裂陷槽中部

^{*} 四川省科委重点科研项目资助 (编号: 94-64)

唐菊兴, 男, 34 岁, 副教授, 从事矿床预测及矿产勘查科研和教学工作。邮政编码: 610059

1998-03-30 收稿, 1998-05-10 修改回

为万源-巫溪地垒 (相对隆起), 南北两侧下陷 (即北大巴山地堑和通江-万县地堑)。本矿床就是形成在此构造格局的北大巴山地堑的南缘, 城口-房县深大断裂的近北侧。矿体的形成和此断裂活动有密切关系。

区内寒武纪早期的古构造格局决定了沉积环境的变化, 而沉积物的类型和沉积相特征等充分反映了钡矿形成时的古地理和古环境。根据沉积物的类型、沉积构造和微量元素特征, 将本区划分为陆棚外缘斜坡-陆棚边缘盆地相、陆棚边缘盆地相和陆棚碳酸盐相 (图 1)。

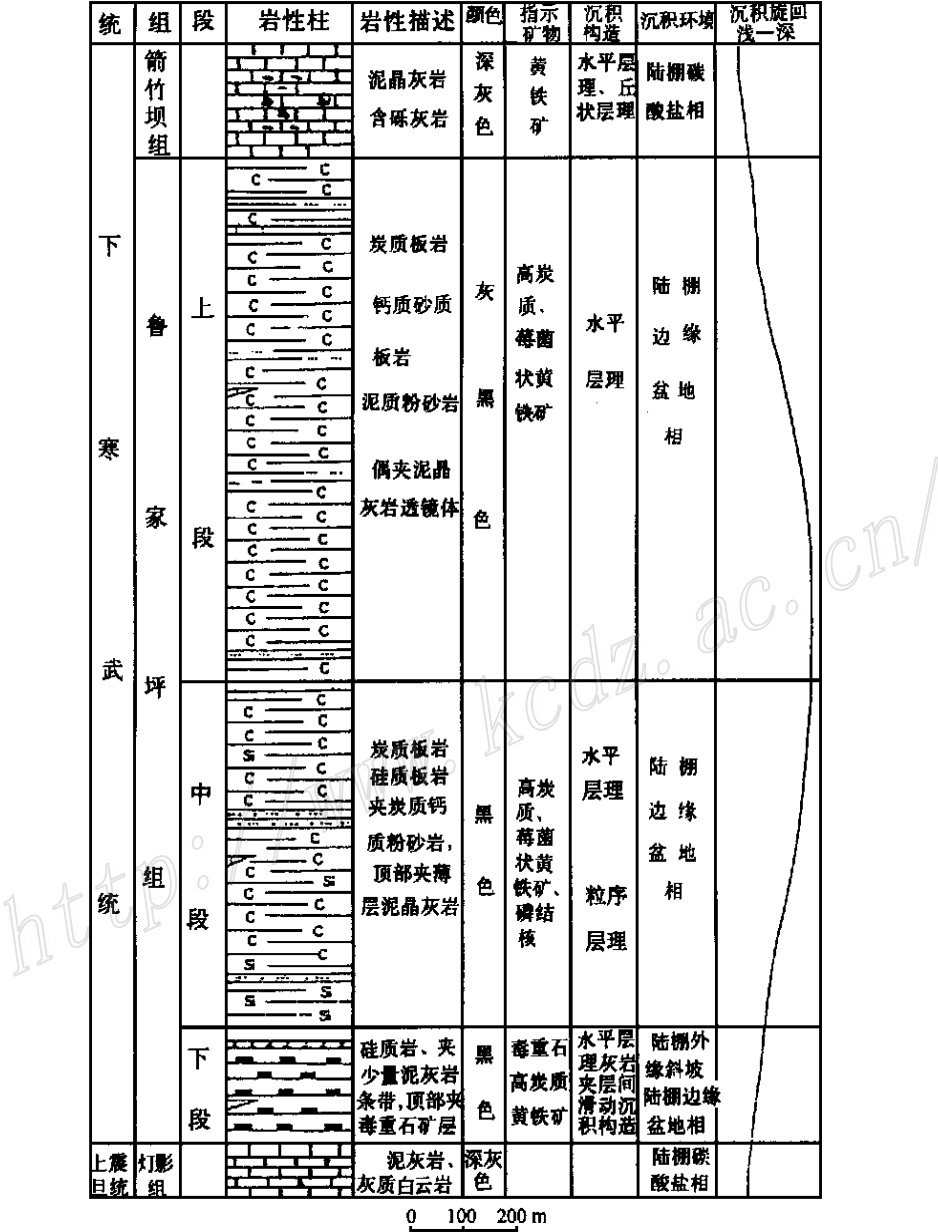


图 1 庙子钡矿区岩相柱状图

Fig. 1. Columnar lithofacies section of the Miaozhi barium deposit.

2.1 早寒武世鲁家坪早期(麦地坪期)沉积相特征及沉积环境分析

矿区内麦地坪期的沉积物类型和沉积特征均表明该时期的沉积相为陆棚外缘斜坡-陆棚边缘盆地相, 证据如下:

(1) 岩石组合特征。主要岩性为黑色、灰黑色薄-中层硅岩, 夹少量泥灰岩透镜体, 硅岩占岩类总量的 90% 以上。硅岩上部夹有黑灰色似层状或透镜状的毒重石系列钡矿层。

(2) 沉积物构造特征。普遍发育水平层理、滑动变形构造。水平层理由贫硅富碳细层和贫碳富硅细层组成, 单个细层厚为 3~8 mm, 并见纹层厚度小于 0.5 mm 的微水平层理, 它由黑色碳泥物质和硅质细层组成, 它们的存在代表了一种水域宁静, 水体较深的环境。此外, 在硅岩和毒重石岩中存在各种同生变形作用形成的形似揉皱状、卷曲状、串珠状的滑动沉积构造, 这表明硅岩和毒重石岩形成过程中受到重力作用的影响, 是沉积物在未固结或固结时因重力滑动或层间滑动, 塑性变形的结果。由此可见, 沉积物形成于具有一定坡度的沉积环境。

(3) 硅岩及毒重石岩中, 富含有机碳, 据王忠诚等(1992)对该矿区相邻的紫阳和城口钡矿的硅岩与矿石中有机碳的分析表明, 硅岩和钡矿石中有机碳含量较高, 硅岩中最高可达 8.34%, 矿石和硅岩中的有机碳 0.12%~8.34%, 一般在 0.8%~1.4% 之间。

一般认为这种富含有机质的硅岩-毒重石岩-碳泥质岩建造是海底喷流作用的产物, 而且是一种代表喷流沉积的典型建造。深部水体的强还原环境, 有利于有机质不被氧化而保存下来。本矿区硅岩中甚至可见石煤和似沥青质硅岩, 而且矿石中见明显的“藻叠层”构造(图版 1)。据张爱云等(1987)研究, 蓝绿藻在早寒武世海洋中分布广, 极繁盛, 是黑色建造中有机碳的主要来源。浮游蓝绿藻藻体死亡后, 一部分在有氧水体中氧化而不利保存, 一部分则在厌氧菌活跃的底层水的还原带中保存下来, 至今在矿石中仍可见到形状保存完整的藻类化石(图版 2)。

(4) 早寒武世硅岩中通常含细分散状的黄铁矿, 表明它们是在水循环不畅的滞留环境中形成, 黄铁矿常呈莓菌状, 放射状产出。

(5) 硅岩和毒重石岩中除藻类化石外, 无任何底栖生物化石, 无生物扰动作用, 纹层发育, 碳质含量高, 并见磷结核(图版 3)等, 足以说明硅岩等沉积时应为水体宁静且深的缺氧、低能的强还原环境。浮游蓝绿藻分布于 100 m 深的海水中(张爱云, 1987), 因此推测沉积水体大于 100 m。

(6) 硅岩中喷流口的发育是陆棚边缘相的证据之一, 线状喷流口既是同生断裂的证据, 也是陆棚边缘同生断裂活动的产物。

(7) 毒重石岩的存在, 硅岩中 Ba 含量非常高(表 1), $Sr/Ba < 1$, 均表示硅岩和钡矿石形成于深海环境。

(8) 与浅水沉积物相比, 较深海沉积物常富含某些微量元素, 如 Cl、Br、Ag、Cd、Mo、Co、Ba 等。Nicholls(1967)认为沉积物中 $Mo > 5 \times 10^{-6}$, $Co > 40 \times 10^{-6}$, $Cu > 90 \times 10^{-6}$, $Ba > 1000 \times 10^{-6}$, $Ce > 100 \times 10^{-6}$, $Pr > 10 \times 10^{-6}$, $Nd > 50 \times 10^{-6}$, $Ni > 150 \times 10^{-6}$, 特别是当 $U < 1 \times 10^{-6}$ 时, 则沉积物的深度可超过 250 m。据此推论, 本区硅岩形成深度应不超过 250 m。总之, 陆棚水深大于 100 m, 但在 250 m 以内。

(9) 无论是硅岩或毒重石岩其稀土元素均富轻稀土而贫重稀土, 并具 Ce 亏损($\delta Ce = 0.38 \sim 0.612$)(表 2)。其特征和深海钻探取得的燧石无例外地出现较大 Ce 异常特征具相同的特点

(Shim i Zu 等, 1977)。

表 1 庙子钡矿各类岩、矿石微量元素含量表 (10^{-6})

Table 1. Trace element contents of various rocks and ores from the M iaoziba ore deposit

样品编号	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	B-6	B-7	B-8
样品名称	碳质板岩	含钡板岩	条带状硅岩	钙质板岩	网脉状硅岩	网脉状硅岩	层纹状硅岩	钡矿石
Cr	1154	254	1920	177	886	1402	1217	78
Co	20.4	3	11.3	1.3	3.5	4.5	6.6	0.7
Ni	81	8	50	93	33	15	84	19
Zn	14	15	5	64	39	29	166	20
Rb	110	60	24	1	1	1	4.8	1
Sr	73	1030	40	330	20	19	20	7074
Cs	4.9	3.8	1.3	0.1	0.2	0.1	0.4	1.7
Ba	8917	93079	3000	1483	241	2602	712	541402
Zr	20	91	62	5	5	5	5	5
Th	10.29	7.6	3.93	0.36	0.19	0.01	1.39	0.75
U	16.2	7.4	13.5	4	4.9	1.7	33.4	23.8
Sb	3.3	2.7	1.8	0.5	2	0.7	9.4	2.1
Ag	0.3	1.4	0.3	0.1	0.2	0.05	0.4	0.7
Au/ (10^{-9})	7.9	18.4	19.4	10.3	18.2	14.4	70.4	2.2
Mo	8	25.9	4.8	0.7	4.1	5.7	28.5	30
Sr/Ba	0.008	0.011	0.013	0.223	0.083	0.007	0.028	0.013
U/Th	1.57	0.97	3.44	11.11	25.79	170	24.03	31.73

注: 分析单位: 成都理工学院核工系。分析者: 周蓉生

表 2 庙子钡矿各类岩、矿石稀土元素含量表 (10^{-6})

Table 2. REE contents of various rocks and ores from the M iaoziba ore deposit

样品编号	样品名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Σ REE	δ Eu	δ Ce	La/Yb	La/Lu
B-1	碳质板岩	42.84	49.48	31.44	6.01	1.47	0.94	2.66	0.43	198.2	0.79	0.63	10.84	1.16
B-2	含钡板岩	40.98	50.85	21.1	5.73	0.62	1.18	2.45	0.31	177.0	0.37	0.69	11.26	1.24
B-3	条带状硅岩	11.11	17.58	12.16	3.42	1.02	0.78	2.7	0.41	83.59	0.85	0.76	2.77	1.58
B-4	钙质板岩	2.78	3.43	4.71	0.74	0.25	0.15	0.55	0.08	21.81	0.96	0.57	3.4	1.23
B-5	网脉状硅岩	1.21	1.21	1.86	0.33	0.12	0.07	0.23	0.03	8.94	1.00	0.48	3.54	1.00
B-6	网脉状硅岩	1.08	0.71	0.82	0.3	0.09	0.08	0.44	0.06	6.69	0.82	0.38	1.65	0.66
B-7	层纹状硅岩	7.39	8.13	4.82	1.5	0.21	0.37	1.07	0.14	38.03	0.438	0.61	4.65	1.10
B-8	钡矿石	1.41	1.45	1.5	0.38	0.08	0.08	0.4	0.05	5.35	0.653	0.54	3.53	1.03

由此可见, 早寒武世初期扬子地台北部当时处于一个典型的陆棚边缘斜坡-陆棚边缘盆地的沉积环境。

2.2 鲁家坪中期 (筇竹寺组) 沉积相特征和沉积环境分析

矿区内此期间形成的岩石主要为一套富含有机质的硅质板岩及碳质板岩, 夹碳质钙质粉砂岩。颜色多为黑色、灰黑色, 以薄层为主, 顶部夹藻层泥晶灰岩或透镜体。岩层中水平层理发育, 偶见粒序层理。水平层理在碳质板岩及硅质板岩中均可见到。从沉积物色深、富含有机质、莓菌状黄铁矿普遍发育、岩层稳定、层纹状构造和水平层理发育等特征分析, 沉积区远离陆源区, 水体处于相对宁静, 严重缺氧的还原环境, 沉积方式以垂向为主。中晚期海

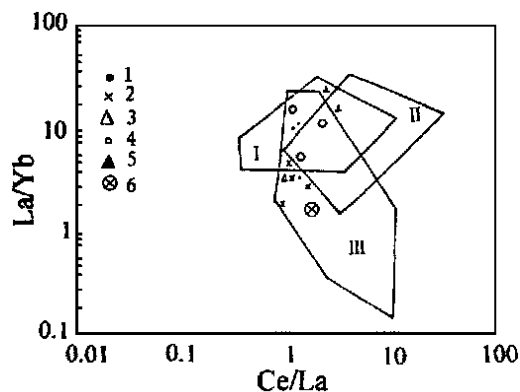


图 2 不同岩类稀土元素地球化学特征图

(据 Kunzendorf 等, 1988)

I—深海沉积物; II—铁锰结核及铁镁岩; III—海底玄武岩及其相应的岩石; 1—硅岩建造中板岩; 2—硅岩建造中硅岩; 3—硅岩建造中毒重石岩; 4—湖南放射虫硅岩; 5—日本 Kamiaso 放射虫硅岩; 6—湖南热水沉积藻硅岩

Fig. 2. REE geochemical characteristics of different rocks.

I—Abyssal sediments; II—Ferromanganese module and ferromagnetic rock; III—Seafloor basalt and related rocks; 1—Slate in silicite formation; 2—Chert in silicite formation; 3—Witherite rock in silicite formation; 4—Radiolarian chert in Hunan; 5—Kamiaso radiolarian chert in Japan; 6—Algal chert in Hunan.

水可能变浅, 沉积物可能处于碳酸盐补偿面附近, 故有少量碳酸盐夹层或透镜体。总的特征反映该区为较深水陆棚边缘盆地沉积环境。

对硅质板岩、碳质板岩的微量元素特征分析可知, 黑色板岩中富含 V、U、Ba、Sr 等元素, $Sr/Ba < 1$, Ba 含量从 $1483 \times 10^{-6} \sim 93079 \times 10^{-6}$ 不等, 明显的负 Ce 异常, 反映在氧化还原条件和分馏情况的 Ce/La-La/Yb 关系图上 (图 2), 投影点大都落在深海沉积区, 或落在海底玄武岩及相应的岩石区, 表明热水曾对洋底岩石进行交代。这和沉积物组合和沉积物构造反映的沉积环境是一致的。

2.3 鲁家坪期晚期 (沧浪铺早期) 沉积相特征及环境分析

矿区内此期的沉积岩岩石组合主要为一套富含有机质的碳质板岩、钙质砂质灰岩及泥质粉砂岩, 颜色多为黑色、灰黑色, 含莓菌状黄铁矿, 中、上部夹泥晶灰岩透镜体。板岩中水平层理发育, 在灰岩中常见复合丘状层理, 它代表一种远基的风暴岩的特征沉积构造, 形成于海水稍深的风暴浪基面附近的陆棚 (杨家禄等, 1991)。沉积物中的微量元素及稀土元素地球化学特征和鲁家坪中期形成的沉积物相似, 同样反映出此期的沉积物是深海环境形

成。因此, 仍判断为陆棚边缘盆地环境。

3 毒重石-钡解石-钡白云石岩型钡矿的成因

3.1 硅岩、毒重石 (钡解石、钡白云石岩) 的岩石学特征

由于钡矿石和硅岩紧密共生且有成生联系, 因此查明硅岩的成因是十分重要的。对于硅岩的成因至今仍有争论, 归纳起来, 不外乎有下列 4 种认识: ①深海化学或生物化学沉积成因; ②海底火山喷发沉积成因; ③成岩期硅质交代成因; ④海底喷流热水沉积成因。

(1) 硅岩的岩石学特征。硅岩主要位于含矿岩系的下部, 厚度变化较大, 岩石类型组合复杂, 相交频繁。硅岩的成分主要由泥、微晶石英组成, 含量 90% 以上, 石英粒度细, 大多呈它形粒状。由于硅岩中有机质和藻类含量较高, 因此镜下见石英微晶较浑浊, 半透明-不透明。次要矿物有少量黄铁矿、泥质、有机质。靠近矿体者含有一定量的方解石、白云石、钠长石、毒重石、钡解石和钡白云石。庙子钡矿出露的硅岩和其他扬子地台北缘及东秦岭裂谷系产出的硅岩有相似的物质组成。区内的硅岩, 其 SiO_2 大多在 94.58% ~ 97.19% 之间。层纹

状硅岩的 SiO_2 含量为 54.46%, 但 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 的含量较高 (表 3)。

表 3 庙子钡矿区各种岩石主要化学成分含量(%) 表

Table 3. Major chemical composition of various rocks from the Miaoziba ore deposit

样品编号	样品名称	SiO_2	Al_2O_3	FeO	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	MnO	TiO_2	BaO	Fe_2O_3
I -6	气孔状硅岩	95.61	0.44	0.41	0.17	0.024	0.17	0.13	0.003	0.00	0.08	0.13
I -8	角砾状硅岩	94.58	0.21	0.72	0.082	0.019	0.66	0.44	0.006	0.05	1.03	0.3
I -10	网脉状硅岩	97.19	0.13	0.31	0.052	0.027	0.12	0.074	0.003	0.00	0.05	0.04
KB-11	钡矿石	3.61	0.07	0.099	0.029	0.083	3.96	11.03	0.008	0.00	43.75	0.00
I -13	层纹状硅岩	54.46	15.49	0.35	3.86	0.098	0.52	0.02	0.017	0.69	6.01	6.25
I -18	钡矿石	1.33	0.10	0.009	0.04	0.06	15.97	1.18	0.006	0.00	46.60	0.11
I -26	块状硅岩	95.67	0.16	0.55	0.15	0.029	0.53	0.20	0.006	0.00	0.00	0.18
I -28	硅质板岩	65.43	12.85	0.30	2.94	2.5	0.15	0.74	0.007	0.81	1.47	3.52
I -45	灰岩	25.60	5.87	1.56	1.29	0.38	32.33	2.06	0.08	0.36	0.15	1.07

注: 测试单位: 地矿部矿产综合利用研究所

根据硅岩的构造特点把硅岩划分为块状硅岩、气孔状硅岩、网脉状硅岩、角砾状硅岩、条带状硅岩、层纹状硅岩: ①块状硅岩颜色以黑色、沥青色常见, 致密坚硬, 基本不显层理构造, 贝壳状断口, 成分和结构均一, 主要由泥、微晶石英组成, 透明度极差, 有机质和碳质含量较高, 局部地段甚至见沥青质块状硅岩。②角砾状硅岩其角砾大小不一, 既有肉眼可辨的大小悬殊的角砾, 也有镜下才能见到的微角砾和岩粉 (图版 3)。角砾形态不规则, 呈棱角状无分选、无磨圆。角砾由条带状、条纹状、块状、角砾状硅岩组成, 粒度 0.2~10 cm 大小不等。胶结物为硅质, 成分为泥、微晶石英、有机质等。③气孔状硅岩的气孔形状呈拉长的或撕裂状的气泡, 气孔大小不一, 小者 0.1 mm, 大者气孔长轴可达 10 mm, 大部分顺层分布, 也见与层面斜交的呈断裂状的气孔 (图版 4), 此种硅岩中见少量的石英网脉, 宽约 0.2 mm。一般认为气孔状硅岩是海底喷流沉积硅岩的重要岩石类型, 通常位于喷流口附近, 是由于热水沉积过程中所捕获的气体逸散后留下了孔洞所致。④网脉状硅岩为白色、灰白色石英脉穿插于黑色硅岩中, 相互交叉呈网状, 脉宽 1.5 cm, 石英脉方向有顺层产出的, 也有垂直层面产出的 (图版 5)。这种网脉状硅岩是海底热液活动的证据之一。在喷流口附近石英脉密集, 远离喷口石英脉则变得稀疏或没有。⑤条带状硅岩产出在硅岩层序的上部, 条带厚约 2~10 mm 不等。由于各条带有机质含量、颜色深浅不同形成了常见的条带状硅岩。有时条带表现微波状。⑥层纹状硅岩, 常见有水平纹层硅岩, 皱纹状、微波状硅岩, 从镜下观察, 纹层主要由富藻 (有机质) 纹层和微晶石英纹层组成, 富藻纹层中藻类生物的形状可辨, 主要由藻类有机质 (沥青质) 组成。⑦在条带状、层纹状硅岩中, 或多或少存在由于同生变形 (重力等因素) 形成的软变形硅岩。

(2) 毒重石岩 (钡解石岩、钡白云石岩) 的特征。毒重石岩 (钡解石岩、钡白云石岩) 构成了钡矿的主体。赋存于硅岩的中上部, 外观呈深灰色、黑色, 块状、条带状、层纹状、网脉状构造, 个别也有“藻叠纹”构造。镜下见中粗粒不等粒结构、生物结构、泥微晶结构及各种交代结构。主要矿物为毒重石、钡解石、钡白云石、石英、钠长石、黄铁矿以及有机质、泥质等。毒重石岩通常产出在喷流旋回的晚期, 普遍发育软变形构造, 并见粒序层理, 具典型的高密度流沉积的特征, 具底冲刷的粒序层理 (图版 4), 粒序层理上部渐变为层纹状构造等。

由此可见, 硅岩的构造类型直接反映出它是由一系列海底喷流环境形成的沉积构造。如指示喷流口附近由热水隐爆或气爆作用形成的网脉状硅岩、角砾状硅岩、气孔状硅岩, 喷流口附近快速堆积的角砾状硅岩和块状硅岩, 远离喷流口的层纹状、条带状硅岩、条带状铁质硅岩 (TFe_2O_3 含量可达 6.64%)。从 A 型剖面自下而上层序为中厚层硅岩, 角砾状、气孔状、网脉状硅岩, 块状硅岩, 毒重石矿层, 条带状 (层纹状) 硅岩, 硅质板岩, 碳质板岩, 正好代表了海底喷流层序。钡矿层形成于喷流作用的较晚阶段。

表 4 矿区硅岩+ 毒重石岩建造和现代各种沉积环境的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 比值对比表

Table 4. $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ ratios of chert- witherite formation in the ore district and of various modern sedimentary environments

矿区	岩矿石名称	Fe/Ti	Al/ (Al+ Fe+ Mn)	现代沉积环境	Al/ (Al+ Fe+ Mn)	资料来源	
庙子 钡矿	气孔状硅岩	> 1000	0.364	现代深海远洋粘土	0.59	Bostrom 等, 1973	
	角砾状硅岩	> 1000	0.133	陆棚远滨粘土	0.613		
	网脉状硅岩	> 1000	0.104	页岩	0.63		
	钡矿石	> 1000	0.312	典型生物成因	0.60		
	层纹状硅岩	> 1000	0.638	东太平洋隆起的金属软泥	低于 0.01	P im . lte rz ig 等, 1988	
	钡矿石	> 1000	0.379	北太平洋海底喷流形成的隧石	0.03~ 0.04		
	块状硅岩	> 1000	0.379				
	碳质板岩	5.55	0.716	加拉帕戈斯裂谷硅质喷口 SiO ₂ 堆积	近于 0		
	硅岩平均		0.294				

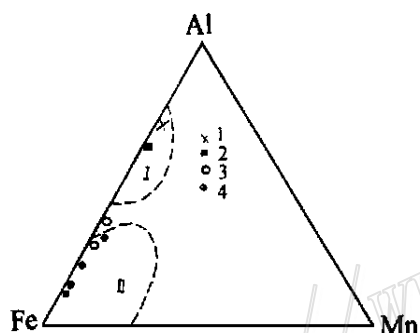


图 3 硅岩建造中硅岩、毒重石岩、板岩的 $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mn}$ 三角图

I — 生物沉积及其他非热水沉积区; II — 热水沉积区; 1— 碳质板岩; 2— 层纹状硅岩; 3— 毒重石岩; 4— 硅岩

Fig. 3. $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mn}$ ternary diagram of chert, witherite and slate in silicalite formation.

I — Biogenic sediment and other nonthermal water sediment area; II — Hydrothermal sediment area; 1— Carbonaceous slate; 2— Laminated chert; 3— Witherite; 4— Chert.

3.2 岩石、矿石元素地球化学特征

前已述及, 本区位于扬子地台北缘的大巴山裂陷槽 (拉张环境) 城口-房县断裂北东侧。这种古构造格局中引起裂陷槽拉张沉降的同生断裂是海底热水活动最活跃的场所。该裂陷槽在早震旦世初现雏形, 早寒武世一直保持连续较深水陆棚边缘盆地沉积环境。因此, 从构造背景而言, 本区已具备了海底喷流热水沉积和成矿的构造背景。

表 4 中所列的是现代各种沉积环境的沉积物的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 值, 本区硅岩和毒重石岩的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Mn}+\text{Fe})$ 相似于海底热水沉积物 (表 4)。在 $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mn}$ 三角图中投点大多落入热水沉积物区 (图 3), 在 $\text{Fe}/\text{Ti}-\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 图解 (图 4) 中, 本区硅岩和毒重石岩也落入热水沉积物范围内, 只有层纹状硅岩落入热水与陆源组分混合沉积物区, 可能是由于远离喷口环境形成的条带状 (层纹状) 硅岩混入部分异源粘土矿物, 导致 Al_2O_3 含量增高所致。

从硅岩及毒重石的微量元素组成特征看, 在

U、Th 关系图上(图5), 所有投点均落入现代沉积物区及古代石化的热水沉积岩区内。U/Th 之比平均值远大于1 (51.1) (表1), 这和普通深海沉积物及本区板岩所具有的 U/Th 比值 (本区板岩 U/Th= 4.55) 不同。显示有富 Cr 贫 Zr 的特点, 这与其他由喷流热水沉积的硅岩有相似之处。

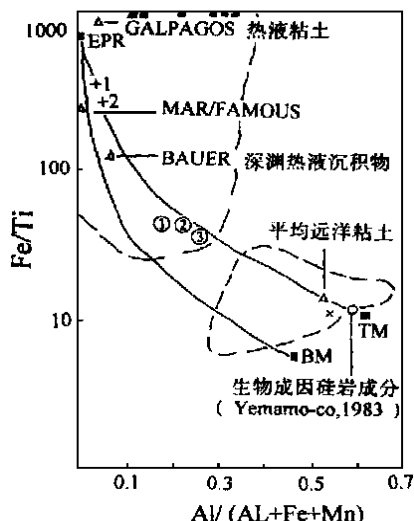


图4 现代海洋沉积物的

Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn) 图解

(据 Bostrom, 1973)

EPR- 东太平洋陆隆热液端员沉积物; TM- 陆源物质端员沉积物; BM- 生物物质端员沉积物; +1, +2- 热液硅岩端员成分; ①②③- 热水叠加的放射虫硅岩的平均成分 (Ramamoto, 1987); o- 西南太平洋盆地沉积物; ●- 硅岩、毒重石岩投点; x- 层纹状硅岩投点

Fig. 4. Fe/Ti versus Al/(Al+Fe+Mn) diagram of modern oceanic sediments.

EPR- Hydrothermal end-member sediment of East Pacific ridge; TM- Terrigenous material end-member sediment; BM- Biogenic material end-member sediment; +1, +2- End-member components of hydrothermal chert; ①, ②, ③- Average composition of hydrothermally superimposed radiolarian chert; o- Sediments of southwest Pacific basin; ●- Projected points of chert and witherite; x- Projected point of laminated chert.

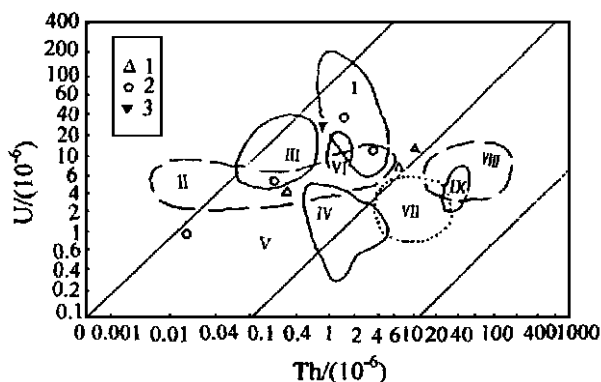


图5 不同类型沉积物的 U-Th 关系图

(据 Bostrom, 1979)

I - 中太平洋中脊热水沉积物区; II - 加拉帕戈斯热水沉积物区; III - 红海热水沉积物区; IV - 古代石化的热水沉积物区; V - Langban 热水沉积物区; VI - TAG 热水沉积物区; VII - 普通深海沉积物区; VIII - 锰结核区; X - 铝土矿区, 1 - 硅岩建造中黑色板岩; 2 - 硅岩; 3 - 毒重石岩

Fig. 5. U-Th diagram of different types of sediments.

I - Hot water sediment area of Middle Pacific ridge; II - Galapagos hot water sediment area; III - Red Sea water sediment area; IV - Petrified hot water sediment area; V - Langban hot water sediment area; VI - TAG hot water sediment area; VII - Common abyssal sediment area; VIII - Manganese nodule area; X - Bauxite area; 1 - Black slate in silicite formation; 2 - Chert; 3 - Witherite rock.

从硅岩的稀土元素组成来看(表2), 它表现为稀土总量低, 从 6.69×10^{-6} ~ 83.59×10^{-6} , 最低为 6.69×10^{-6} , 并具明显的负 Ce 异常和负 Eu 异常, δCe 从 0.38 ~ 0.765, δEu 为 0.438 ~ 1.0, 与 C₁ 球粒陨石标准化稀土配分型式一致(图6), 配分曲线呈左高右低, 富轻稀土, $\Sigma LREE/\Sigma HREE > 2.13$ 。Marching 等对 Galapagos 裂谷热水沉积物所做的 REE 研究发现, 喷口附近的沉积物是负 Ce 异常。此外, Murry 等对古代沉积硅岩的研究也证实了负 Ce 异常。与

海底热水活动有关。

本区稀土元素经北美页岩标准化后, 其配分模式和其他海底喷流(热水)沉积硅岩的分布模式相似(图7、图8、图9)。靠近喷流通道口的硅岩和毒重石岩的配分曲线极其相似, 表现为稀土总量低, 强烈负Ce异常; 远离喷口的层纹状硅岩则含有一定的陆源混入物, 表现为稀土总量较高。这在U/Th关系图和Al-Fe-Mn关系图上均有所表现。

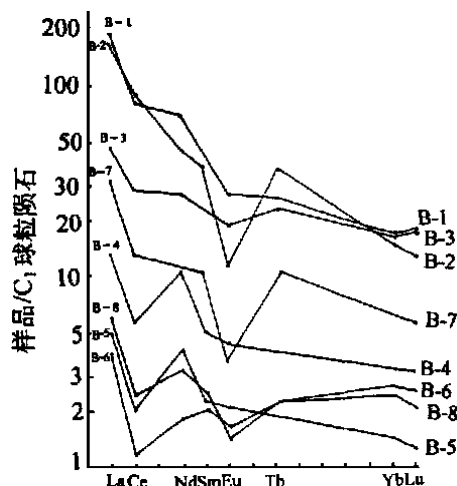


图6 蒲家坝钡矿硅岩建造中各类岩石稀土配分曲线图
(矿石名称同表2)

Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns of silicalite formation in the Pujiaba barium deposit.

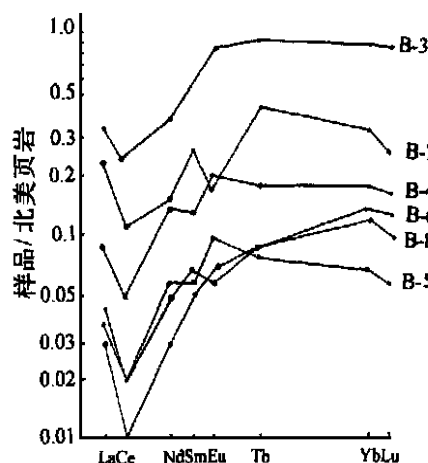


图7 蒲家坝钡矿硅岩、毒重石岩北美页岩标准化稀土配分曲线

Fig. 7. North American shale-normalized REE patterns of chert and witherite rock from the Pujiaba barium deposit.

3.3 成矿过程

对毒重石系列钡矿的成因有多种说法。有人认为该区的毒重石型钡矿是由重晶石型矿氧化而来; 有人则认为该类钡矿主要是生物成因; 也有人认为是交代重晶石而形成的热液型矿床; 我们则认为万源地区的毒重石系列钡矿是典型的海底喷流热水沉积矿, 有机质在成矿过程中起到不容忽视的作用。

现代海底沉积物的Ba含量较高是一个无可争议的事实, 如Galapagos裂谷附近的软泥中含Ba最高可达 3160×10^{-6} (Jones等, 1978)。特别是在生物活动频繁的海洋地区及深海地区沉积物富含Ba, 这是因为一些藻类、浮游生物、深海中一些原生物体都可能富集Ba, 由于生物活动及死亡, 最终造成深水及其沉积物比表层水更富Ba。

矿区硅岩中Ba含量普遍较高, 高于Ba的平均丰度值(500×10^{-6})约31倍。鉴于矿体与围岩(硅岩等)中Ba含量均高, 而从以上的讨论中已基本肯定了硅岩是海底喷流热水沉积形成, 也意味Si、Ba均同样主要来自海底喷流热液。通过对网脉状硅岩中脉石英的包裹体测温, 温度在 $127 \sim 173^{\circ}\text{C}$ 之间, 平均成岩(矿)温度在 $138 \sim 144^{\circ}\text{C}$ 之间, 此温度大致代表喷流岩形温度, 毒重石岩(矿)可视为海底喷流低温热水沉积型矿床。当同生断裂活动时, 热水

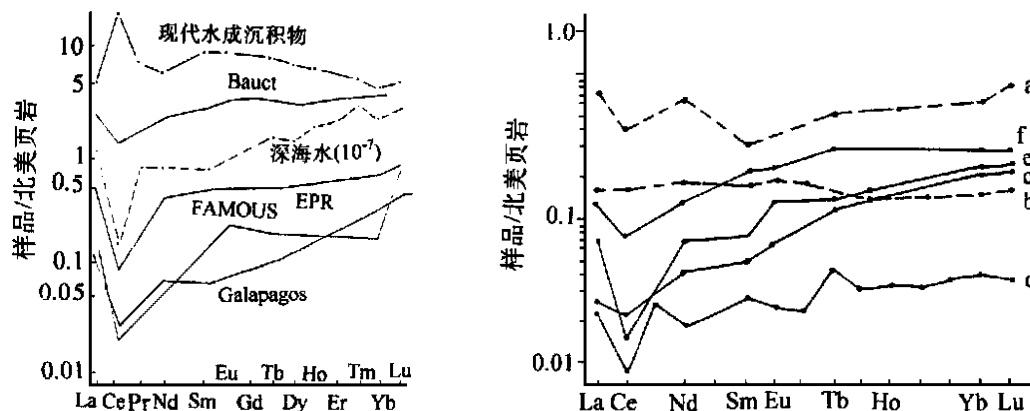


图8 各种现代沉积物的稀土配分曲线 (左图)

Fig. 8. North American shale-normalized REE patterns of various modern sediments (left).

图9 不同成因类型硅岩稀土元素北美页岩标准化图 (右图)

(据刘家军, 1990)

生物化学沉积硅岩: a—湖南震旦系; b—日本 Kamiasoc; 喷流(热水)沉积硅岩: c—湖南寒武系; d—广西大厂; e—西秦岭太阳顶群硅岩的平均值; f—研究区硅岩平均值

Fig. 9. North American shale-normalized REE patterns of cherts of different genetic types (right).

Biochemical sedimentary chert: a—Sinian in Hunan; b—Kamiasoc in Japan; Exhalative (hotwater) sedimentary chert: c—Cambrian in Hunan; d—Dachang in Guangxi; e—Average value of chert from Taiyangding Group of west Qinling; f—Average value of chert from the study area.

就可因压力释放而发生喷流成岩或成矿, 海底喷流体从通道到海底呈液体状态, 上覆的海水必须要有足够的深度, 方可保持有足够的压力, 使其喷出的流体到达海底之前不发生沸腾。前已述由于本区正处于陆棚边缘盆地(裂陷槽)的缺氧低能闭塞还原环境, 喷流岩形成的深度在200 m左右, 这样的条件足以使热液在到达海底之前不沸腾, 致使在海底形成层状的硅岩和钡矿层。含矿岩系发现大量藻类等生物, 王忠诚等(1992)对大巴山毒重石矿床中的毒重石、钡解石研究后, 认为矿石中相对富集¹²C, 说明其中碳为有机成因。我们认为有机质大量沉积在海底, 使海底细菌活动频繁, 形成严重缺氧的环境, 细菌和甲烷使硫酸盐还原提供大量的CO₃²⁻, 最终形成毒重石等。细菌使硫酸盐还原的同时, 可使沉积物中有机质分解: 2H₂O + SO₄²⁻ → 2HCO₃⁻ + H₂S, 分解产物HCO₃⁻进一步分解形成CO₃²⁻, Ba²⁺与CO₃²⁻结合形成毒重石(BaCO₃), 当Ca²⁺、Mg²⁺丰富时, 形成钡解石CaBa(CO₃)₂、钡白云石(CaBa)Mg(CO₃)₂。而矿石中的有机碳是未被分解完的有机质。正是消耗的有机质对形成毒重石等起了重要作用, 暗示毒重石、钡解石、钡白云石形成在缺氧且硫酸根被耗殆尽的早期成岩阶段。矿石中大量的有机质保证了毒重石系列钡矿化的形成。

四 结 论

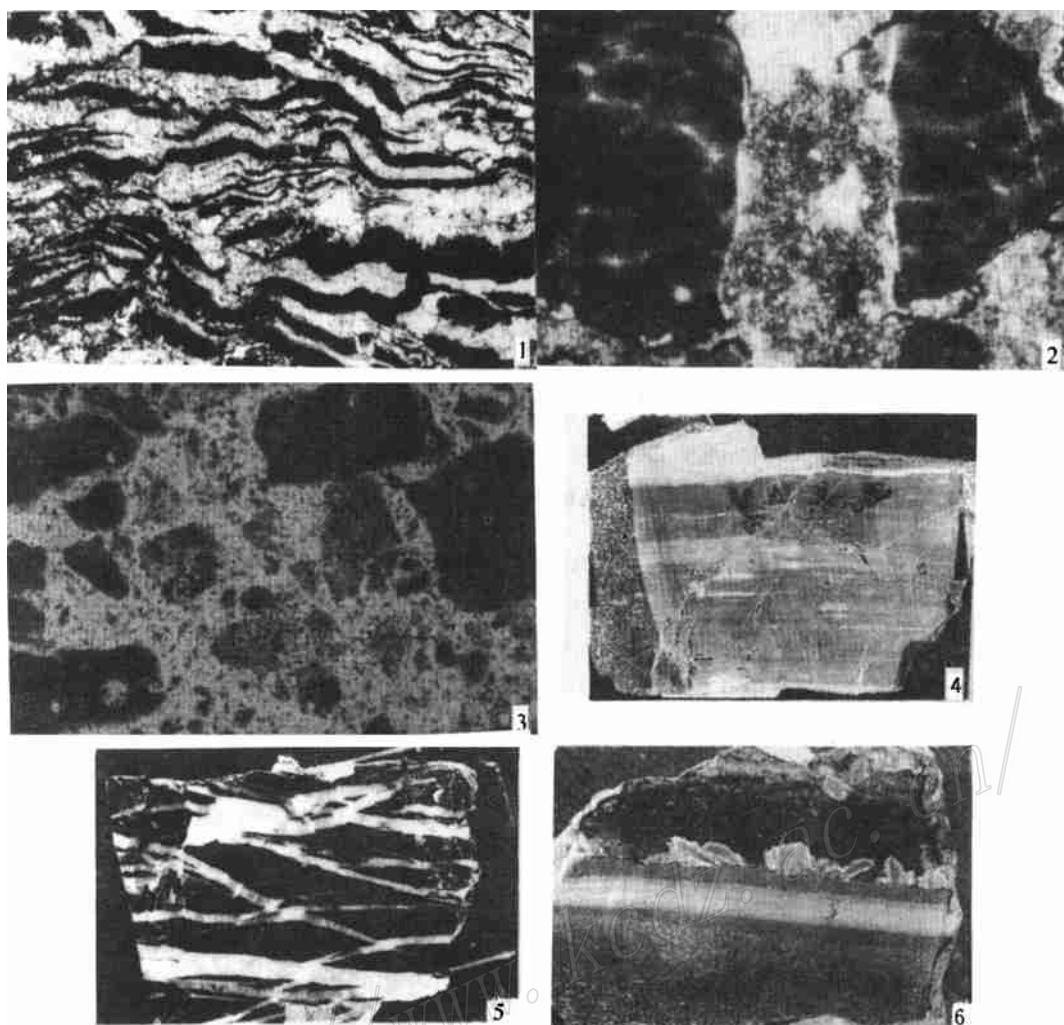
综上所述, 本矿区成岩成矿的环境在早寒武世麦地坪期为陆棚外缘斜坡-陆棚边缘盆地相。对黑色岩系作了详细和系统的岩石学、岩石化学、微量元素地球化学、稀土元素地球化

学特征的研究,发现了完整的海底喷流沉积作用形成的岩(矿)石组合,其中角砾状硅岩、脉石英网脉状硅岩、块状硅岩、条带状层纹状硅岩组合代表了一套典型的海底喷流作用形成的硅岩组合。这些岩石组合形成的沉积环境是海水较深,海水深度大于100 m,不超过250 m的宁静、严重缺氧的环境。早期形成硅岩-毒重石岩(钡解石岩、钡白云石岩)组合;中期为硅质板岩-碳质板岩组合;晚期为碳质板岩-灰岩组合。钡矿系沿同生断裂深部循环的热水喷流至海底沉积而成,而引起裂陷槽拉张作用的热点,则是引起热水大规模循环的驱动力。矿石的形成和成岩早期有机碳、细菌活动有关。矿石中 SO_4^{2-} 含量极低,为0.14%~1.14%。反映了成矿时具有独特的沉积环境,它和同一矿带的城口、紫阳等钡矿的特征有所不同。而且矿石矿物的组合也是独特的,发育钡白云石和钡解石是一大特点。同生断裂的存在和海底喷流口位置的证实,为进一步矿产勘查指明了方向。

本文的完成得到四川省科委重点科学技术研究项目的资助,在此表示感谢!

参 考 文 献

- 1 曾允孚等. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1986.
- 2 王忠诚等. 大巴山下寒武黑色岩系中毒重石矿床的成因探讨. 地质科学, 1992, (3): 237~248.
- 3 张爱云等. 海相黑色页岩建造地球化学与成矿意义. 北京: 地质出版社, 1987.
- 4 杨家等. 东秦岭寒武纪构造古地理概况. 地球科学, 1988, (5).
- 5 陈先沛等. 热水沉积作用的概念和几个岩石学标志. 沉积学报, 1992, (3): 124~131.
- 6 曾良等. 四川省寒武纪岩相古地理及沉积层控矿床. 成都: 四川科学技术出版社, 1992.
- 7 吴世迎. 海底热液矿产资源综述. 黄渤海海洋, 1992, (1): 67~72.
- 8 颜文, 李朝阳. 热水沉积成矿与地学思维. 地球科学进展, 1993, (2): 40~46.
- 9 Adochi M et al. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. sed. Geol., 1986, (47): 125~148.
- 10 Marchig. V et al. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. Marine geology, 1982 (50): 241~256.
- 11 Jone B. Corless et al. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift. Earth planet. Sci. lett., 1978 (40): 12~22.



图版1 毒重石矿中的藻层纹构造。黑色为碳泥质, 白色者为泥质毒重石。5×10 (-)

图版2 毒重石矿石中残存藻类生物化石。可见藻类生物的内部结构。5×10 (-)

图版3 角砾状硅岩。角砾为含有机质较高的硅岩微角砾, 胶结物为硅质及岩粉。标本号1-6, 2-3 导线14 m 处 5×4 (-)

图版4 气孔状硅岩。气孔形呈拉长或撕裂状, 大小不一, 大部分顺层分布。手标本照像 1: 2

图版5 网脉状硅岩。颜色深浅不同的石英条带穿切泥微晶硅岩。手标本照像

图版6 高密度流形成的毒重石矿。见粒序层理、底冲刷、韵律层。手标本照像 1: 2

THE GENESIS OF THE MIAOZI WITHERITE- BARYTOCALCITE-BARYTODOLomite DEPOSIT IN WANYUAN CITY, SICHUAN PROVINCE

Tang Juxing, Lin Wendi, Gao Derong and Mu Jilu

(Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

Key words: Miaozi barium deposit, exhalative hydrothermal sedimentation, witherite-barytocalcite-barytodolomite

Abstract

Based on systematic studies, the authors have reached the conclusion that the Miaozi barium deposit belongs to witherite-barytocalcite-barytodolomite type of exhalative hydrothermal sedimentary origin. The typical assemblage of exhalative cherts is witherite (barytocalcite, barytodolomite) + cherts + siliceous slate + carboniferous slate + limestone and the typical fabrics include brecciated, stockwork, fumarolic, massive, laminated and striped structures. The barium deposit was formed in a stillwater basin on the continental margin of northern Yangtze platform at Early Cambrian Maidiping time. Ore minerals consist of witherite, barytocalcite and barytodolomite. The formation of orebodies is also closely connected with organic and early diagenetic activities. The evidence of lithochemistry, trace elements and REE geochemistry of ore-bearing sequence suggests that exhalative cherts and witherite are of exhalative hydrothermal sedimentary origin in a low energy, anoxic and highly reduced environment.

(上接第 246 页 continued from p. 246)

$\delta^{34}\text{S}$ of sulfides from ores are 15‰ ~ 25‰, showing a marine sulfate origin. Lead isotopic constituents of ores are of simple crustal origin with $\mu 9.90 \sim 9.39$ and monostage model age of 310×10^6 a, which is equivalent to the period of the Paleozoic sedimentary basin.

The authors hold that the acidic ore-bearing hot spring water erupted along the contemporaneous fault prevented CaCO_3 in the sea water around it from crystallo-precipitation, leading to the formation of a "V"-shaped trough. This "V"-shaped trough not only caused the high-density ore-forming solution to stay in it for a long time but also prevented the crystalloprecipitated sulfides on the sea floor from large-scale sea current washing. Therefore, this "V"-shaped trough is indispensable for the formation of such massive sulfide deposits as the Fankou lead-zinc deposit.