

青城子铅锌矿床成因分析

董存杰^{1,2}, 张洪涛³, 张宝琛⁴

(1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 辽宁有色地质局沈阳地质勘查院, 沈阳 110121;

3. 中国地质调查局, 北京 100037; 4. 中国有色地质调查中心, 北京 100012)

[摘要] 青城子铅锌矿床是我国北方的大型铅锌矿床, 矿区赋矿层位下部产出层状矿体, 上部产出脉状及不规则状矿体。经过对矿区矿石及岩石的铅、硫同位素研究表明, 层状及脉状矿体成矿物质来源相同, 主要来自地层。根据矿区内含硫矿物的组合特征、成矿流体的 pH 值及含硫矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 分布特征可以推断矿床成因不属于海相沉积成因。矿石中石英流体包裹体特征表明矿床形成后未遭受区域变质作用, 成矿流体的温度 $180 \sim 280\text{ }^{\circ}\text{C}$, 流体成分 $\text{Na}^+ > \text{K}^+$, $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, K^+ / Na^+ 为 0.66, $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$ 为 6.67, $(\text{CH}_4 + \text{H}_2 + \text{N}_2) / \text{CO}_2$ 值为 0.012 ~ 0.048, 为 $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$ 弱还原型溶液, pH 值为 6.31。流体特征与矿区内的花岗岩相差较大, 与变质热液有所差异, 经流体的氢氧同位素测定, 成矿热液具地热水氢氧同位素特征相似。综合研究表明, 矿床的成因与区域变质期后局部地区的混合岩化作用关系密切, 由混合岩化作用分异的气水热液与地下水、层间水等混合后沿早期形成的层间滑脱部位和断裂充填成矿, 形成了青城子矿田‘下层上脉’的空间组合。

[关键词] 青城子 铅锌矿床 混合岩化作用 层控矿床 断层

[中图分类号] P618.42+P618.43 [文献标识码] A [文章编号] 0459-5331(2010)01-0059-11

Dong Cun-jie, Zhang hong-tao, Zhang bao-chen. Analysis of the metallogenesis of Qingchengzi Pb-Zn Ore Deposit[J]. Geology and Exploration, 2010, 46(1): 0059-0069.

辽东裂谷是我国北方的一条重点成矿带, 在辽宁省内自西向东分布多个矿化集中区, 青城子矿集区是其中最著名的一个, 青城子铅锌矿自明朝发现以来已有四百余年的开采历史, 由于长期的开发利用, 资源量锐减, 成为我国北方大型危机矿山之一, 近年来虽然在其外围找到了高家堡子银矿床、小佟家堡子金矿床、杨树金矿床等大型矿床, 但是其经济价值还不甚明朗。更严重的是, 近年来辽东裂谷找矿工作处于一种一花独放的状态, 除了青城子矿集区的找矿有所突破, 在其他矿集区的找矿工作效果不佳。上世纪八十年代以来, 青城子成矿模式已成为一种经典, 指导着辽东地区的找矿工作, 但过了这么多年, 找矿成果却不甚令人满意。笔者认为对一个矿区的成因认识会影响一个成矿带的找矿, 对青城子铅锌矿进行深入研究是很有必要的。笔者收集研究了前人的工作成果和最新的研究发现, 结合野外实际工作经验, 提出自己的认识, 希望能为辽东裂

谷找矿提供一个新的思路。

对青城子铅锌矿的成因的认识一直存在许多争议, 在六十年代多数地质工作人员认为青城子铅锌矿床是岩浆热液型成因的。到了七十年代层控矿床理论出现后, 出现层控矿床研究的热潮, 多数人又将对矿床的成因认识转变到沉积变质这个方向来, 持这种观点的人, 一部分认为在沉积阶段只是形成了矿源层, 成矿作用发生在变质阶段, 由变质作用使成矿物质在矿源层内富集成矿(邓功全, 1983), 另一部分人认为沉积阶段形成了贫矿层, 在晚期的变质作用中, 成矿物质再富集而成矿(田豫才, 1999); 在层控观点之又出现叠生成矿的观点, 认为沉积阶段形成的矿床在晚期的变质作用和岩浆作用参与下再富集成矿(金成洙, 1986)。随着对海底喷流成矿的认识, 目前许多地质工作者认为青城子铅锌矿的成因海底喷流沉积成矿(刘志远, 2007), 此外, 还有同位成矿的观点(刘国平, 1999), 总体上看对青城

[收稿日期] 2009-09-30; [修订日期] 2009-11-08; [责任编辑] 陈喜峰。

[第一作者简介] 董存杰(1969年—), 男, 2003年毕业于东北大学, 获硕士学位, 一直从事地质找矿工作。

子成矿的认识还处于争论状态。

笔者认为任何矿床从形成,到发展,以及成矿后的保存,是由多因素造成的,但在整个成矿过程中,可能只有某一两个因素是主要因素,多元成因必需符合矿区地质发展过程中的地质作用的必然联系,从区域上找出成矿规律的共性,在不同的矿区找出成矿的差异,是探索一个矿床成因的最佳路径。

1 矿区成矿地质背景

青城子铅锌矿田位于辽宁省凤城县青城子镇。分布着大小矿段十余处,矿田分东西两区,面积约 50 km²。东区分布有榛子沟、甸南等五个铅锌矿床,西区分布有喜鹊沟、麻泡、二道、南山等八个矿段(图 1)。

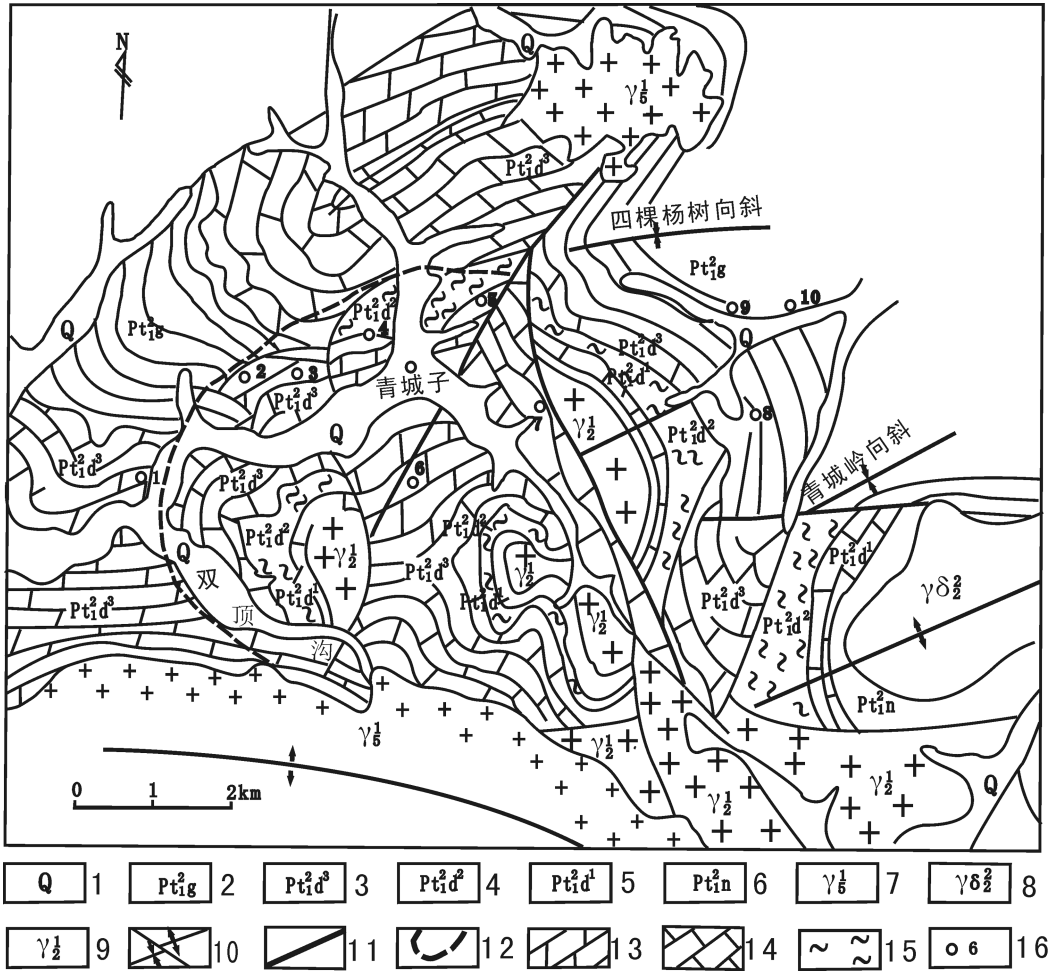


图 1 青城子矿区地质简图

Fig. 1 Geological map of Qingchengzi ore field

- 1-第四系; 2-辽河群盖县组; 3-辽河群大石桥组三段; 4-辽河群大石桥组二段; 5-辽河群大石桥组一段; 6-辽河群高家峪组; 7-印支期花岗岩; 8-辽河期花岗闪长岩; 9-混合花岗岩; 10-背斜及向斜构造; 11-断裂构造; 12-翻卷褶皱前缘; 13-白云石大理岩; 14-方解石大理岩; 15-片岩; 16-矿床点及编号 矿床点(1. 北拉子; 2. 喜鹊沟; 3. 麻泡; 4. 本山; 5. 二道沟; 6. 南山; 7. 大东; 8. 甸南; 9. 榛子沟; 10. 大地)
- 1-Quaternary; 2-Gaixian fm., Liaohé group; 3-the 3rd mem., Dashiqiao fm., Liaohé group; 4-the 2nd mem., Dashiqiao fm., Liaohé group; 5-the 1st mem., Dashiqiao fm., Liaohé group; 6-Gaojiayu fm., Liaohé group; 7-Indosinian granite; 8-Liaohé epoch granodiorite; 9-migmatitic granite; 10-anticline and syncline; 11-fault; 12-verge of convolute fold; 13-dolomite marble; 14-Calcite marble; 15-schist; 16-lead-zinc deposit and number (1. Beilazi; 2. Xiquegou; 3. Mapao; 4. Benshan; 5. Erdaogou; 6. Nashan; 7. Dadong; 8. Diannan; 9. Zhenzigou; 10. Dadi)

矿田位于辽东古裂谷中部,轴部与南缘隆起区的过渡带内,为裂谷内外带分界线附近,为裂谷形成

和发展时期的构造活动带,铅锌矿床的产出受构造活动带的控制。

矿区内出露辽河群的上部层位高家峪组、大石桥组和盖县组。盖县组主要为一套海相陆源碎屑岩建造。与区内铅锌成矿关系不十分密切,不作介绍。区内铅锌矿床绝大部分产于高家峪组和大石桥组内,由于大石桥组下部层位与高家峪组很相似,因此习惯上称高家峪组和大石桥组下部层位为下含矿层,大石桥组的上部层位为上含矿层。下含矿层为一套海相火山-沉积建造,岩性主要为石墨条带状白云大理岩、斜长角闪岩、含石墨大理岩、变粒岩及透闪岩组成互层带,大理岩 MgO/CaO 值为 1.96,属镁钙型大理岩,层状铅锌矿多产于此层位内岩性变化部位。此层位岩性组合的物理性质决定在变形过程中形成层间滑脱,这种岩性组合在相同的温压下,大理岩表现为强度大,易破碎,多产生剪切节理,而斜长角闪岩、变粒岩和透闪岩则表现为塑性大,易变形,在刚性与柔性岩间形成滑脱空间。上含矿层大石桥组的上部层位岩性主要为灰白色厚层状大理岩,底部夹变粒岩和同生角砾岩,大理岩 CaO/MgO 值 1.38,属钙镁型碳酸盐,岩石物理性质表现为刚性,易破碎,是脉状矿体的主要赋存层位。下含矿层在矿区的东部比较发育,西区层位以上含矿层为主。值得注意的是本区与邻区相比,缺失了辽河群下部层位浪子山组和里尔峪组,而在邻区则十分发育,厚达千米以上。邻区内辽河群下部层位与混合岩呈渐变过渡,由中心相混合花岗岩向边部混合岩化强度逐渐减弱,最后过渡为正常的岩性。而本区的碳酸盐岩组合则直接与混合花岗岩接触,表明本区曾在大规模区域混合岩化作用之后,有一个持续发展的过程,同化了辽浪子山组和里尔峪组。

青城子矿区地质构造复杂,区内以北西向构造为主。东部区地层平缓,倾角小于 40° 形成正常的褶皱构造,褶皱轴呈东西向。铅锌矿赋存于层间韧性剪切带内。如榛子沟、甸南两矿段即形成于一东西向背斜构造两翼。西部区为一个由混合花岗岩为核部的翻卷褶皱。翻卷褶皱的前沿为北砬子、喜鹊沟、麻泡一带,地表呈北东、北西向弧形出露、控制着铅锌矿床的分布(图1)在褶皱推覆构造体范围内地层平卧倒转。使混合花岗岩和残余的浪子山组(未分),上覆于含铅锌碳酸盐岩系之上,致使南大石桥岩组三段上含矿层中铅锌矿多形成盲矿体。甘盛飞收集了大量的钻孔资料并进行了层位对比,认为本区存在翻卷褶皱,由于地层岩性差异小,标志层不明显,许多人对此还持异议,认为这只是一个推覆构造。笔者认为,这个翻卷褶皱应该是一个大型的鞘

褶皱,是混合花岗岩体在一定温度下以塑性状态挤入造成的,在两侧围岩内形成韧性剪切带和钾化带。这种构造往往是由于上部苛重出现变化或出现大的断裂造成的,由于压力突变致使处于高温高压状态的混合花岗岩流动性加大,沿压力减小的方向侵入。这次构造变动,也使区的西部下降,东部抬高,西部区覆于混合岩之下,形成一个三明治式的半封闭空间内,发展成为与东区不同的成矿空间,同时使东部区上部层位拉伸变薄,混合花岗岩上部层位产生大规模层间滑脱,为金银矿床提供了储矿空间。

此外矿区构造的一个特点是,从区域遥感影像可以清楚地发现,青城子地区处于一个环形构造之内,它的形成原因很可能是在古元古代地球深部热点活动形成的。

花岗岩侵入体出露面积占矿区面积五分之一以上。可分为古元古代、中元古代及中生代三期,以中生代印支期岩浆侵入活动强烈。

混合花岗岩:呈岩株状,分布于矿区中央,北西向展布,呈弧形向南东延至罗圈背、四门子地区。于南山、赵家南沟以“飞来峰”形式覆于辽河群层状岩系之上,为古元古代混合岩化产物。

大顶子花岗岩:分布于矿区东部石门沟大顶子一带,主要岩性为中粒斜长花岗岩、属高铝富钠的钙硷性花岗岩,时代为中晚元古代。

印支期双顶沟花岗岩、新岭花岗岩:分布于矿区南部和北部,呈岩基和岩株状产出,岩性为粗粒斑状黑云母花岗岩。据航磁资料解释推断,两岩在深部相连,可能为一个岩体。

2 矿床地质特征

2.1 产状、规模及品位

根据矿体的形态及产出层位可划分为层状(榛子沟式)、脉状及似层状(喜鹊沟式)和不规则状。

榛子沟类型矿体(东区)主要为层状、矿化具多层性。有产于下含矿层中的289号矿体和产于其顶部的2号矿体,直接容矿围岩为含石墨大理岩,289号矿体矿化带宽17 m,长1500 m,矿体延走向有尖灭再现现角,单个矿体长50~150 m,个别长250~300 m,倾向延深一般30~60 m,个别达90 m,矿体厚0.5~10 m,呈不连续透镜状,铅品位2.33%,锌品位2.01%,铅锌比1.16。2号矿体位于斜长角闪岩、黑云片岩与含石墨(条带)大理岩接触处并靠近大理岩一侧,矿体顺层产出。已知矿体长110 m,延深30~90 m,厚0.5~8 m,由若干个矿体组成。铅品位,

6.04%, 锌品位, 10.1%, Pb/Zn 为 3:5。

喜鹊沟式主要为不规则脉状及似层状。矿体产于上含矿层中, 受断裂及其旁侧羽毛状裂隙控制。矿体规模变化较大, 小者不足 1 m, 长者达 250 ~ 300 m, 延深百余米, 最宽处 15 m, 平均含铅 5.88%; 锌 1.50%, Pb/Zn 值为 3.1。

不规则状矿体产状变化大, 在西区的许多矿段都有产出, 如麻泡矿段受走向为 50 ~ 70° 的断裂控制。其形态、大小变化较大。顺层变化的似层状矿体, 如喜鹊沟 6404 号矿体, 羽毛状矿体, 如二道沟矿段 42 号矿体。此外尚见有岩溶充填的囊状矿体, 如南山矿 1 号矿体。

2.2 矿石矿物组合、矿石类型

金属矿物, 榛子沟类型较喜鹊沟类型简单。前者以闪锌矿为主, 后者以方铅矿为主, 伴生矿物有黄铁矿、黄铜矿、毒砂、磁黄铁矿、微量雌黄。喜鹊沟类型中还有少量黝铜矿、黝锡矿、白铁矿, 微量的金银矿、辉银矿、自然银、深红银矿、铜黝银矿、银黝铜矿、硫镉矿等。

脉石矿物, 榛子沟类型以方解石为主, 次为石英、白云石、石墨。喜鹊沟类型以白云石为主, 次为石英、方解石、绢云母、绿泥石, 脉状白云石、石英、方解石、长石等。

矿石类型, 榛子沟类型以锌型矿石为主, 为含黄铁矿方铅矿闪锌矿矿石。喜鹊沟类型以铅型矿石为主, 为黄铁矿闪锌矿方铅矿矿石。

矿石组构层状矿体中主要为律性层理构造、条带状构造、层纹状构造、角砾状构造。矿石结构有胶状结构、微晶球状结构。似层状矿体, 脉状矿体中广泛保留有后生组构。部分矿体还见有变质重结晶组构和花岗变晶结构、变斑结构和退火结构, 此外还有碎裂构造和流动构造。这些构造表明, 矿体矿石是在热液缓慢运移中沉积形成, 在后期遭受了动力改造。与层状矿体完全不同的是, 脉状矿体的组构有致密块状构造、网脉状构造、角砾状构造、晶簇状构造。结构有骸晶结构、交代结构、交错结构、环带结构, 西区与东区矿石组构的变化是由成矿空间不同所决定的。囊状矿体矿石组构单一, 见有致密块状构造、浸染状构造和角砾状构造等。

围岩蚀变主要表现在成矿热液成矿作用时对围岩的蚀变交代作用。主要围岩蚀变有硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化等。喜鹊沟类型矿体围岩蚀变出现多阶段叠加特点。

3 矿床成因分析

3.1 矿石主副元素分布特征

东区的层状矿体和西区的脉状矿体主元素具有明显差异性, Pb/Zn 值明显不同, 东区脉型矿体小于 1, 榛子沟类型矿体大于 1。脉状矿体中 Cu 含量明显高于层状矿体, 而 As、Cd 含量则表现为层状矿体高于脉状矿体。主副元素明显差异, 反映了两类型的矿体形成的环境和成矿后演化不同。

3.2 稀土元素特征

城子铅锌矿的稀土元素总量低, 曲线都为右倾型, 具地壳稀土组合特征。轻稀土分馏程度较低, 钕无明显异常, 有的具低负异常, V 谷不明显。区内印支期花岗岩稀土元素含量明显偏高, 曲线斜率大, 轻稀土高度富集, 分馏程度大, 与铅锌矿明显不同。与辽河群大理岩的球粒陨石标准化曲线相比, 铅锌矿的稀土组合特征更接近于辽河群大理岩, 表明青城子铅锌矿的成矿物质来源与辽河群地层关系密切, 而与印支期花岗岩的关系不很明显。

3.3 硫同位素特征

根据青城子矿田历年分析的 101 个硫同位素数据(表 1)分析表明, 区内硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 分布范围为 -2 ~ 11‰, 塔式效应明显(图 3), $\Delta\delta^{34}\text{S}$ 为 13‰, 众值为 5 ~ 6‰。不同矿体内的同种矿物的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 也具明显塔式效应。表明矿石中硫为同一物质来源。同一矿体内硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值呈有规律变化, 黄铁矿 > 闪锌矿 > 方铅矿, 表明硫同位素在各矿体内已达到平衡。

根据 H. Ohmoto $f(\text{O}_2) - \text{pH}$ 对黄铁矿中硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值与标准海水的判别图可知, 在正常海水中 pH 值控制着含硫矿物的共生组合, 当海水 pH 值低时有利于 $\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ 和 HS^{-1} 的产生, 从而使海水更富 ^{32}S , 从而使沉积和黄铁矿富 ^{32}S , $\delta^{34}\text{S}$ 从而为负值, 同时在 pH 值影响下, 铁的硫化物组合也为磁黄铁矿与黄铁矿共生。青城子矿田出现了黄铁矿与磁黄铁矿的共生, 但黄铁矿硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值绝大多数为正值, 这说明黄铁矿不是正常海相沉积的产物。此外, 如果矿床为非正常海相沉积形成, 则海水中的硫的浓度很低, 而且海水中富 ^{34}S , 而事实上青城子铅锌矿床中以硫化物为主, 在硫浓度很低的海水中是很难形成的, 而且从区域上大石桥组地层的 $\delta^{34}\text{S}$ 分布特征来看, 为正常海相沉积, 并没有高 ^{34}S 的特征。从而可以判断本区的铅锌矿床不会是海相沉积形成的。

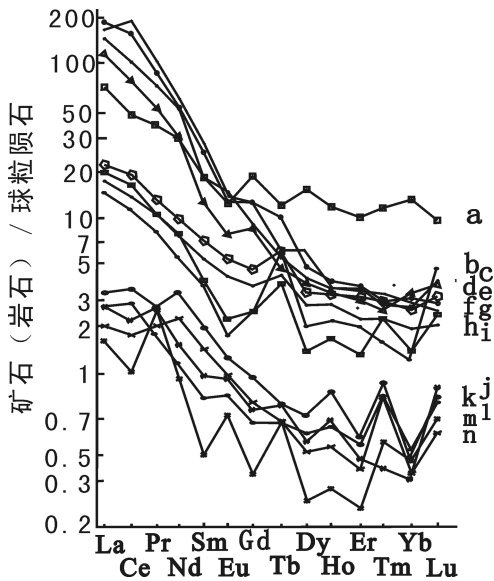


图2 青城子矿区矿石(岩石)稀土元素配分模式图

Fig.2 Chondrite-normalized REE patterns of ore and wall rock of Qingchengzi ore field

a-混合岩化变粒岩;b-大理岩;c-新岭印支期花岗岩;d-双顶沟辽河期花岗岩;e-新岭印支期花岗岩;f-大理岩;g-双顶沟花岗岩;h-二道沟富铅矿体;i-白云石大理岩;j-甸南闪锌矿石;k-二道沟闪锌矿石;l-榛子沟层状矿体;m-二道沟块状黄铁矿;n-甸南富锌矿石

a-migmatized granulate; b-marble; c-Indo-Chinese epoch granite of Xinling; d-Yanliao epoch (Mesoproterozoic) granite of Shuangdinggou; e-Indo-Chinese epoch granite of Xinling; f-marble; g-Yanliao epoch (Mesoproterozoic) granite of Shuangdinggou; h-dolomite marble; i-dolomite marble; j-sphalerite of Diannan; k-sphalerite of Erdaogou; l-ore of layered orebody of Zhenzigou; m-lumpy pyrite of Erdaogou; n-zinc rich ore of Diannan

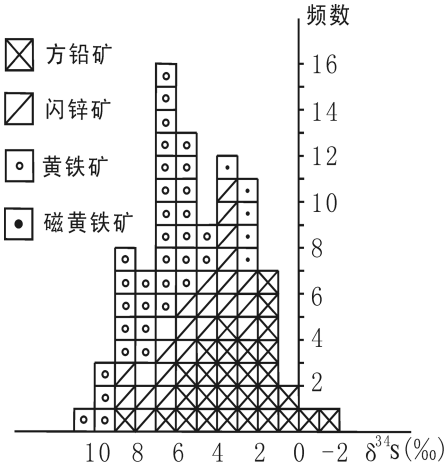


图3 青城子矿田含硫矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 分布直方图

Fig. 3 Pattern of sulfur isotope ratio of sulfur bearing minerals of Qingchengzi ore field

表 1 青城子矿田 $\delta^{34}\text{S}$ 测试结果

Table 1 Testing results of sulfur isotope ratio of Qingchengzi ore field

样号	样品产地	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SCDT}} (\text{‰})$			
		黄铁矿	闪锌矿	方铅矿	磁黄铁矿
QXX-13	喜鹊沟 426 号矿体	4.9		-1.2	
M305	麻泡 (矿石)	5.729		1.429	
M307	麻泡 (矿石)	8.146		4.621	
M308	麻泡 (矿石)	4.556			
M309	麻泡 (矿石)	6.415			
M604	麻泡 (矿石)	8.146		1.292	
M901	麻泡 (矿石)	5.173			
M902	麻泡 (矿石)	6.831			
M903	麻泡 (矿石)	5.504			
M9031	麻泡 (矿石)	6.382		2.351	
N12032	南山 (矿石)				2.28
N12033	南山 (矿石)	10.156		1.170	3.232
N15036	南山 (矿石)	5.013		3.280	2.233
N15037	南山 (矿石)	6.384		1.393	
N18038	南山 (矿石)	3.215			
N18039	南山 (矿石)	6.096		0.823	2.233
N18037	南山 (矿石)	6.869			
N18075	南山 (矿石)			3.825	2.617
QD-4	甸南 2 号矿体	7.7		6.7	
QD-18	甸南 320 号矿体	5.3			
QD-19	甸南 320 号矿体	5.7			
QD-21	甸南 321 号矿体			5.6	
QD-14	甸南 321 号矿体	7.0			
QD-14-1	甸南 321 号矿体		7.0		
QD-15	甸南 321 号矿体		6.8		
QD-23	甸南 3-1 号矿体			4.3	
QD-28	甸南 13-2 号矿体	5.3	4.8	3.3	
Z3210	榛子沟	8.605	4.840		
Z3213	榛子沟	8.836	4.647	2.007	
Z632	榛子沟	7.247	3.944	1.755	
Z6210	榛子沟	6.042	3.541	3.414	
Z32891	榛子沟	7.042		3.819	
Z32892	榛子沟	6.134	3.661		
Z3289141	榛子沟	7.683	5.133		
Z62892	榛子沟	8.489		1.468	
Z62897	榛子沟	6.064	5.041	-0.263	
Z392011	榛子沟	6.128	2.914	5.041	
Z392012	榛子沟	5.779	2.415		
Z63206	榛子沟	6.997	3.158		
Z6188	榛子沟	9.121	6.885	2.098	
Z6189	榛子沟	9.102		0.919	
Z6-1	榛子沟		2.857	1.758	
Z6-2	榛子沟		3.336	2.979	
QZ-23	榛子沟 289 号矿体	6.3	3.7	4.965	
QZ-20	榛子沟 289 号矿体		8.0		
QZ-16	榛子沟 2 号矿体		7.8		
320-2	榛子沟 320 号矿体		8.6		
320-4	榛子沟 320 号矿体		8.6		
320-5	榛子沟 320 号矿体			6.4	
SS-36	二道沟		6.4	4.9	
R26	二道沟			5.5	

本区的黄铁矿应生成于高 $\delta^{34}\text{S}$ 值的酸性常溶液内。在金成洙的矿流体包裹体研究中,测得溶液 pH 值为 6.31 ~ 6.5 (图 4)。

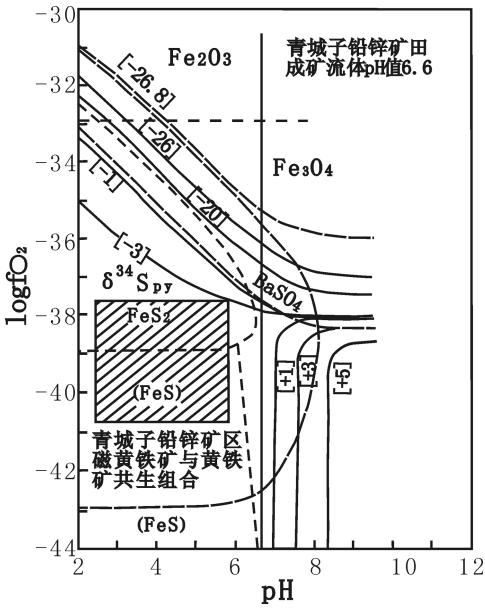


图 4 正常海水中 Fe-S 矿物 $\delta^{34}\text{S}$ -pH-logfO₂ 关系图解 (方括号中为在海相沉积中黄铁矿中的 $\delta^{34}\text{S}$, 据 H. Ohmoto, 1972)

Fig. 4 Relation graph for alteration of sulfur isotope ratio in iron bearing sulfide with pH and logf O₂ of normal sea water (the figure in the brackets is $\delta^{34}\text{S}$ of pyrite, according H. Ohmoto, 1972)

根据同一矿体中黄铁矿和方铅矿中硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 计算两类型矿体形成温度,脉状矿体变化范围为 103 ~ 525 °C,众值为 103 ~ 220 °C,层状矿体温度变化范围为 120 ~ 688 °C,众值为 120 ~ 202 °C 表明两类矿床形成主要成矿时期温度相差不大,但整个成矿时期温度变化范围较大。根据辽河群岩石组合,变质相为低角闪岩相,变质温度应为 500 °C ~ 600 °C。根据辽河群中石榴石-黑云母地质温度计实际计算结果为 550 °C ~ 687 °C。因此矿床由变质形成的可能性不大。

3.4 铅同位素特征

目前共收集到区内 30 件样品的铅同位素 (表 2) 分析数据,这些数据可分为五类,有矿石、混合岩、燕辽期花岗岩、印支期花岗岩、大理岩和受混合岩化作用影响的变粒岩,矿石又可分为层状铅锌矿矿石和脉状铅锌矿矿石。矿石中铅同位素 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围为 17.519 ~ 18.11,平均值为 17.79, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 15.49 ~ 15.79,平均

值为 15.64, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 37.6 ~ 38.72,平均值为 38.22。其中层状矿体 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围为 17.57 ~ 18.05,平均值为 17.82, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 15.52 ~ 15.749,平均值为 15.64, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 37.6 ~ 38.557,平均值为 38.13。脉状矿体 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围为 17.519 ~ 18.11,平均值为 17.74, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 15.49 ~ 15.79,平均值为 15.63, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 37.765 ~ 38.72,平均值为 38.34,从矿石铅的铅同位素组成来看脉状矿石和层状矿体十分相似,没有太大区别,可以判断脉状矿体与层状矿体成矿物质来源是相同的。在同位素组成图 (图 5) 中,矿石铅投影点总体上分布于 μ 值等于 8 ~ 9 的增长曲线之间,也说明了成矿物质的同源性。区内的大理岩、混合花岗岩、混合岩化变粒岩中的铅同位素组成与矿石铅十分相似,在铅同位素组成图上落入相同的范围,与印支期花岗岩相差较大,这说明名矿石中铅的来源与区域地层和混合花岗岩关系密切,而与印支期花岗岩关系不大。

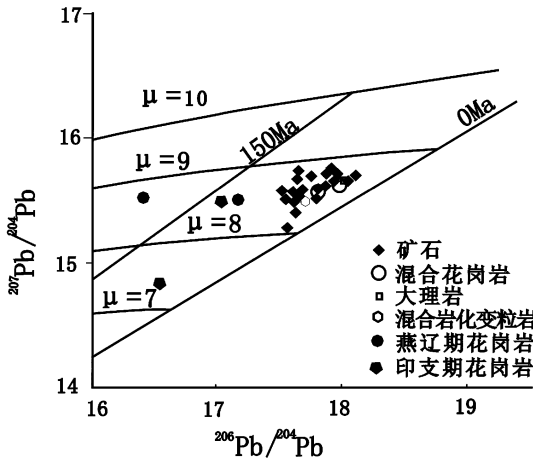


图 5 青城子铅锌矿区矿石岩石铅同位素组成座标图
Fig. 5 Relation graph of lead isotope ratios in Qingchengzi ore field

在 Zartman (1981) 铅构造模式图解 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) 上,矿石铅分布较散乱,但也有一定的规律,主体分布于地幔线以上,大部分分布于造山线和上地壳线以上。 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 6) 上,也有相同的表现,这说明矿石中的铅经历了多期构造变动,在一个漫长的演化过程中最后富集成矿的。在图解中,大理岩、斜长角闪岩、混合花岗岩与铅的形成环境关系密切,而与印支期岩体相差较大,这暗示了在本区的成矿过程中,成矿作用与混合岩

化作用关系密切,而与印支期花岗岩关系不大。区内的铅同位素模式年龄变化大,变化范围为 487 ~ 876 Ma,即使同一层位,同一矿体亦有较大变化,这

说明矿体成矿作用及后期演化复杂,受到各种地质因素影响大,这些年龄结果是不可靠的,不可以用来判断矿床的具体成因。

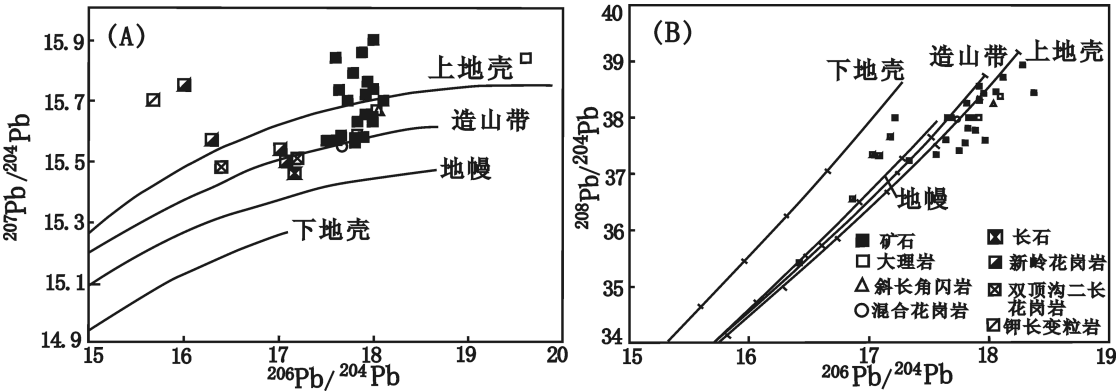


图 6 青城子矿区矿石岩石铅同位素构造模式图解
Fig. 6 Graphical solution of lead isotope of ore and wall rock of Qingchengzi mine

表 2 青城子矿田铅同位素测试结果

Table 2 Testing result of lead isotope ratio in Qingchengzi ore field

序号	测试矿物	采样地点	铅同位素比值			φ 值	年龄/Ma
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		
1	黄铁矿	喜鹊沟 426 脉	17.519	15.569	37.765	0.6496	695
2	方铅矿	喜鹊沟 426 脉	17.651	15.732	38.27	0.6591	876
3	方铅矿	麻泡 Om2 号脉	17.81	15.52	38.67	0.6209	501
4	方铅矿	南山坑石英英脉	17.79	15.79	38.57	0.6410	703
5	方铅矿	大东坑 330m509 号脉	18.11	15.7	38.72	0.6202	500
6	方铅矿	大东坑 330m509 号脉	17.67	15.55	38.33	0.6353	649
7	方铅矿	二道沟 150m53 号脉	17.62	15.49	38.26	0.6318	616
8	方铅矿	榛子沟 330m2 号脉	17.57	15.52	38.12	0.6394	688
9	方铅矿	榛子沟 330m289 号脉	18.05	15.65	38.46	0.6187	487
10	闪锌矿	榛子沟 289 号脉	17.919	15.736	38.557	0.6386	681
11	黄铁矿	榛子沟 289 号脉	17.949	15.721	38.43	0.6345	642
12	方铅矿	榛子沟 320 号脉	17.826	15.578	38.008	0.6267	566
13	方铅矿	甸南 2 号矿体	17.649	15.674	37.998	0.6521	803
14	黄铁矿	甸南 320 号矿体	17.825	15.604	37.81	0.6299	697
15	黄铁矿	甸南 321 号矿体	17.867	15.631	38.046	0.6300	599
16	闪锌矿	甸南 321 号矿体小脉	17.932	15.749	38.31	0.6391	685
17	方铅矿	甸南 320 号矿体	17.617	15.562	38.007	0.6404	702
18	黄铁矿	甸南 13-2 号矿体	17.758	15.704	38.45	0.6471	758
19	方铅矿	甸南 13-2 号矿体	17.687	15.574	37.979	0.6369	665
20	全岩	大理岩	17.866	15.579	38.015	0.6283	635
21	全岩	大理岩	18.091	15.632	38.347	0.6137	436
22	全岩	斜长角闪岩	18.036	15.661	38.212	0.6210	509
23	全岩	混合花岗岩	17.719	15.556	37.99	0.6322	620
24	全岩	双顶沟二长花岗岩	15.72	15.71	39.18	0.6671	932
25	钾长石	双顶沟二长花岗岩	17.217	15.514	38.082	0.6679	939
26	长石	新岭二长花岗岩	16.417	15.477	35.434	0.7398	1472
27	长石	新岭二长花岗岩	17.087	15.5	37.322	0.6775	1019
28	长石	新岭二长花岗岩	17.031	15.529	37.34	0.6864	1089
29	长石	新岭二长花岗岩	16.31	15.57	36.01	0.7651	1571
30	钾长石	煌斑岩中斑晶	17.178	15.464	37.666	0.6648	913

3.5 矿流体包裹体特征

根据金成洙 1986 年研究资料,对区内容矿围岩及石英脉(硅质岩)中的 23 石英样品的流体包裹体进行了均一法和爆裂法测温研究,并对包体成分进行了测试,研究表明,矿区内层状矿体中的石英流体包裹体大小一般为 $1 \sim 3 \mu\text{m}$,包体类型以纯液相包裹体为主,富液相包裹体次之,此外还有少量纯气相包裹体、含液相 CO_2 包裹体、含石盐子矿物的多相包裹体、含有机质包裹体,这些包体总体上体积小,但在层状矿体的石英中也有体积大的流体包体, $10 \sim 20 \mu\text{m}$,包体形态多样,因而金成洙认为这些包体的成因是沉积后变质作用形成的,根据本区大量的变质相岩研表明,区域内变质温度和压应该在 $500 \sim 700^\circ\text{C}$,压力应在 $0.3 \sim 0.8 \text{ GPa}$,据 Hollister (1975)对变质隆起区包体研究结果,在这种环境下沉积岩被改造后其中包体会出现大量裂隙,流体漏出,在变质作用晚期石英矿物会捕获流体形成包体,但早期的包体裂隙会保留下来,这样就会造成变质岩中包体形态复杂和包体间相互切割的现象,这些特征在金成洙的研究中均没有体现出来,从而从流体包裹体形态上来看,本区矿体很有可能没在遭受早期的区域变质作用。在代军治等人(2006)对青城子地区小佟家堡子和林家金矿的研究工作中也对金矿区的硅质岩石英矿物中流体包裹体进行了研究,包体类型与金成洙研究结果十分相似,从其研究中的包体图片中可见,包体的整体形态多为椭圆形状,形态完好,未见破裂及后期愈合的现象。对青城子地区的‘硅质岩’成因有许多观点,但是从区域上的硅质岩分布及类型却十分一致,代治军所研究的硅质岩应与金成洙所研究的石英脉为同种地质体,所以本区内石英流体包体没有经历过低角闪岩相的变质作用。

从二者的测温结果来看,也十分一致,金成洙所获得的伟晶岩和变质石英脉的石英流体包裹体均一温度范围为 $120 \sim 500^\circ\text{C}$,矿体中石英为 $92 \sim 414^\circ\text{C}$,温度可划分为三个阶段, $90 \sim 140^\circ\text{C}$, $180 \sim 280^\circ\text{C}$, $300 \sim 400^\circ\text{C}$,以 $180 \sim 280^\circ\text{C}$ 为高峰值区间。爆裂测温结果显示,区内的硫化物结晶温度区间为 $103 \sim 370^\circ\text{C}$,其中 $180 \sim 260^\circ\text{C}$ 为高峰值度区间。表明区内主成矿阶段的热液为中低温热液。代军治的测温 $110 \sim 330^\circ\text{C}$,峰值区间为 $150 \sim 190^\circ\text{C}$ (小佟家堡子), $288 \sim 327^\circ\text{C}$,峰值区间为 $290 \sim 310^\circ\text{C}$ (林家),由此可见二者测温结果相差不大,存在的差异很可能是由于测试仪器的误差所致。从温度结果可以判

断,成矿温度与区域变质作用的温度相差较大。

从流体包体成分上看,金成洙所测试的矿石中石英包体成分与区域内的印支期花岗岩相差较大,矿石包裹体成分为: $\text{Na}^+ > \text{K}^+$, $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, K^+ / Na^+ 为 0.66 , $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$ 为 6.67 , $(\text{CH}_4 + \text{H}_2 + \text{N}_2) / \text{CO}_2$ 值为 $0.012 \sim 0.048$,为 $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$ 弱还原型溶液,PH 值为 6.31 。岩浆岩包裹体与成分 $\text{K}^+ > \text{Na}^+$, Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 相近,属于 $\text{K}^+ - (\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}) - \text{Cl}^-$ 型溶液。金成洙在研究中指出层状矿体中石英流体包裹体的 CH_4 、 CO_2 含量要比脉状矿体中含量高,并推断变质热液参与了成矿。代军治采用 RenishawSystem-1000 型激光拉曼光谱仪,对小佟家堡子的硅质岩中石包体成分进行了测试,结果表明硅质岩中的石英流体包体成分以 H_2O 为主,含少量的 CO_2 和 CH_4 ,为 $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ 流体体系,而印支期岩体为 $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2(\text{CH}_4)$ 流体体系,由此可见二者相差甚小,也相互印证了分析结果,之间的微小差异可能是由分析仪器和精确度及取样位置的差异引起的。冷冻法盐度测定结果也十分吻合,代军治测得的液相包体盐度为 $3.9 \sim 16.2\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$,金成洙测定结果为 $4.0 \sim 20.2\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$,这些特征表明成矿流体不是来源于印支岩体,主要成矿作用与印支期岩体关系不大。

3.6 成矿流体氢氧同位素特征

区内测定了 5 个透明矿物的包裹体水的氢氧同位素(表 3),2 件矿石中石英包裹体水的 δD 值为 -78‰ 和 -100‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.0‰ 、 -2.8‰ ,其余 3 件为围岩中的石英,测定结果与矿石中相差不大,在氢氧同位素分布图(图 7)中,落在大气降水线附近,是一种大气降水和卤水混合的特征,具有 Lassen Park 地热水的特征,这种水的成因是大气降水与热卤水的混合形成的。因此很有可能是地下热水活动是成矿的主要原因。

4 矿床的成矿模式

由上述的区域地质特征,矿床地质特征及矿床的地球化学特征都表明,矿床是在区域变质之后的热水活动形成的,探讨热水的来源是揭开矿床成因的关键。

4.1 区域成矿特征

从辽东裂谷成矿区带上的几个大的矿集区(北瓦沟-东胜,青城子,张家堡子)我们可以找到一点线索,了解矿集区的共性是发现问题的一种思路,通过研究,我们可以发现以下几个共性:

表 3 青城子矿田氢氧同位素测试结果
Table 3 Testing results of hydrogen and oxygen isotope of Qingchengzi ore field

序号	样号	采样地点	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
			石英流体包裹体水	石英流体包裹体水
1	QZ-23	榛子沟 289 号矿体	-2.8	-100
2	QD-15	甸南 320 号矿体	-6.0	-78
3	QZ-11	榛子沟变质石英眼球体	-6.7	-91
4	QD-9	甸南大理岩中的石英透镜体	-9.4	-81
5	QXX-5	喜鹊沟钙质变粒岩中石英脉	-6.6	-80

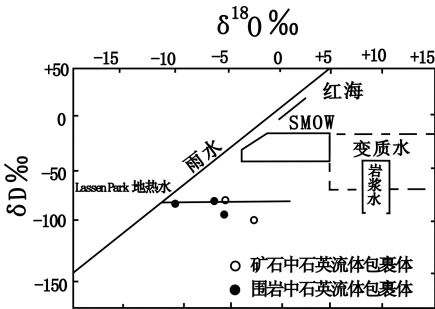


图 7 青城子铅锌矿床石英流体包裹体氢氧同位素分布图
Fig. 7 The characteristic of hydrogen and oxygen isotope of qutarz fluid inclusion of Qingchengzi Pb-Zn ore deposit

- a) 所有矿区都有古元古代混合花岗岩的存在,可以说混合花岗岩与矿集区如影随形,并且赋矿层与混合岩直接接触。矿体产出部位与混合花岗岩的距离很近,很少有超过 1000 m,一般情况多在 100 m 以内,并且混合花岗岩与赋矿层位多以糜棱岩化带为接触方式,在围岩内多具钾化带。在各大矿集区都可见混合花岗岩的小规模侵入接触。与区域内邻区地层相比较,多缺失辽河群下部层位的浪子山组和里尔峪组。
- b) 矿床的组合模式多为与混合花岗岩接触的层位内产出层状矿体,赋矿层的上部层位内产出脉状矿体,形成一种下层上脉的矿体组合模式;
- c) 都有所谓的硅质岩出现,硅质岩与矿体伴生,矿体或产于硅质岩内,或硅质岩产出于矿体的上

下盘。

4.2 成矿模式

根据上述的区域地质特征和矿床地球化学特征,笔者认为区域内成矿是由混合花岗岩与碳酸盐岩地层双重控制的。这种成矿方式具有层控特征,但不是沉积作用造成的。各个矿区有共性,又有差异,所存在的差异是由区域内地层和混合花岗岩的发育程度不同造成的。通过上述研究笔者对青城子地区的矿床成因做下述解释。

在辽东裂谷的发育期,由于海底火山的大规模喷发,造成了辽河群许多层位成矿元素丰度高于地壳平均丰度,形成了区域上的矿源层。在大规模的区域变质作用结束后,在深部热点的作用下,青城子地区的混合岩化作用仍在继续,从混合岩体到矿体之间的断裂节理等裂隙构成热液运移的通道。由于混合花岗岩侵出速度慢,热作用时间长。通过捕虏围岩,在大气降水,地下水及岩层的层间水、晶隙水参与下,在混合前缘形成一个与内带无水、高碱特征完全不同的边缘带,具有富硅,富含成矿物质流体的特征。同时由于在热流作用下使地下水发生对流,淋滤上部围岩内的成矿物质,参与成矿流体。随着深部热源的活动和混合花岗岩的体积增大,不断向外带施加压力,驱动边缘带热液缓慢地向远处运移。混合花岗岩在侵位过程中热作用时间长,使地层塑性大大增加,同时对围岩施加压力,在这种压力作用下,与混合岩前缘较近的层位发生塑性形变,并产生滑脱空间。而远离岩体前缘的地层刚性大,则容易形成断裂。这些构造在前期是矿质的运移通道,在晚期则成为主要的储矿构造。由于近混合岩体的岩层在侵位时塑性大,以塑性变形为主,主要形成层间滑脱构造因此所产出的矿体具有层控的特征,而远离岩体前缘的地层则以断裂为主,因此主要形成脉状矿体,这样就形成了青城子地区矿体在空间分布上呈下层上脉的分布特征。同时由于酸性流体的对流造成了厚层大理岩中形成溶洞,为巢状矿体形成提供了储矿空间。由于这些矿体是同一地质作用下形成的,因此成矿的物质来源相同,因此脉状矿体和层状矿体具有相同的或相近的稳定同位素组成和流体包裹体特征,造成这种空间分布特征的原因不是成矿后改造形成的。在热液迁移过程中地层中的碳质往往会随着迁移,在一些层位内聚集,这样的层位最往往会因为炭的聚积而渗透率降低,形成隔挡层,形成一个更封闭的空间,使矿质在这样的空间里更易富集,这样的矿体的品位也较其他矿体更富。当

混合岩化前缘到达碳酸盐岩层位时,由于岩石的化学成分差异大,需要更多的能量才能同化围岩,因此混合岩化作用速度减缓。当深部热点活动结束后,混合岩花岗岩前缘停止于与碳酸盐岩地层的接触部位,并在晚期的固结阶段与围岩之间形成了糜棱岩化带。

以往的研究认为混合花岗岩是太古代基底在辽河群之前变质形成的,与成矿关系不大,根据同位素测年资料显示,实际上辽河群的混合岩化作用是与区域变质作用同时进行的。根据区域地层与混合花岗岩的分布关系可以发现,在大规模的区域变质作用结束后仍存在深部热点活动,在局部地区混合岩化作用仍在继续进行,造成局部地区浪子山组与里尔峪组的缺失,这些地区也往往是辽东裂谷铅锌矿床的密集部位。

本文引用了大量前人的研究成果及观点,在此一并表示致谢!

[References]

- Chi Yong-kun. 2002. Geochemical characteristics of ore-forming elements of the Qingchenzi ore field[J]. *Geology and Resources*, 11(2):109-118
- Dai Jun-zhi, Wang Ke-yong, Yang Yan-chen. 2006. The characteristics and mechanism of ore-forming fluid of Xiaotongjiabuzi and Linjia gold deposits, Qingzi orefield[J]. *Geological Review*, 52(6):836-841
- Deng Gong-quan. 1983. The types of stratabound lead-zinc deposits and main ore-control factors in the middle of Eastern Liaoning[J]. *Liaoning Geology*:1
- Ding Ti-ping. 1992. Study of stable isotope of proterozoic Lead-zinc metallogenic belt in north of china[M]. Beijing: Science and Technology Publishing House
- Feng Zuo-hai, Wang Chun-zeng, Wang Bao-hua. 2009. Granite magma ascent and emplacement mechanisms and their relation to mineralization Process[J]. *Journal of Guilin University of Technology*, 29(2):183-194
- Gan Sheng-fei. 1987. The recumbent fold structure in the Qingzi Ore Field, Liaoning Province[J]. *Liaoning Geology*, 1:39-49
- Jian Run-tang, Li Feng, Zhao Xiang-dong. 2009. Rare earth element geochemistry of the Xitieshan carbonaceous schist type Pb-Zn Deposit, Qinghai Province[J]. *Geology and Exploration*, 45(3):240-246
- Jin-zhu. 1986. Analysis on the metallogenesis of the Qingzi Pb-Zn Ore Deposit[J]. *Liaoning Geology*, 2:78-93
- Jin Zhong-guo, Zhang Lun-wei, Ye Jing. 2007. Ore-forming materials source of Lead-zinc deposits in the Northwest Guizhou[J], *Geology and Exploration*, 45(3):240-246
- Liu Zhi-yuan, Xu Xue-chun. 2007. Synthetic information models and analyses of prospecting perspective of the Qingzi polymetal metallogenic mine in Eastern Liaoning Province[J]. *Journal of Jilin University* (Earth Science Edition), 37(3):437-443
- Liu Zhi-yuan, Xu Xue-chun, Tian Yu-cai. 2007. Relationship between sedimentation-exhalation ore-forming process and gold-silver polymetallic mineralization in Qingzi area, Liaoning Province[J]. *Mineral Deposits*, 26(5):564-571
- Liu Yao-hui, Wu Lie-shan, Mo Jiang-ping. 2006. Fluid inclusions and metallogenic environment of the Xitieshan Lead-zinc deposit[J]. *Geology and Exploration*, 42(6):47-51
- Liu Guo-ping. 1999. Isospatial metallogenesis in Qingzi ore field, Liaoning[J]. *Geological Exploration for Non-ferrous Metal*, 8(5):277-282
- Sun Wen-tao. 2007. Deep level prospecting in Liaoning Qingzi multi-metallogenic Province[J]. *Non-Ferrous Mining and Metallurgy*, 23(6):1-4
- Sun Wen-tao, Sun Ji-guo, Sun Hong-yun. 2008. Geology and mineralization of superlarge Yangshuqu Au-Ag-Pb-Zn deposit in the Qingchenzi Mine Field[J]. *Geology and Prospecting*, 44(4):24-30
- Tian Yu-cai. 1999. Geology and metallogenesis of the Xiaotongjiapuzi gold deposit[J]. *Geological Exploration for Non-ferrous Metal*, 8(5):246-269
- The Bureau of Geology and Resource of Liaoning Province. 1989. Special geological report of the ministry of geology and mineral resources (regional geology No. 14), regional geology of Liaoning Province[M]. Beijing: Geological Publishing House
- Wei Ju-ying. 1988. Isotope geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 161-162
- Xue Chun-ji, Chen Yu-chuan, Lu Yuan-fa. 2003. Metallogenic epochs of Au and Ag deposits in Qingzi ore-clustered area, Eastern Liaoning Province[J]. *Mineral Deposits*, 22(2):177-184
- Yi Hui, Xu Su-yun. 2006. Geochemical Characteristics of Antangling Lead-zinc deposit in the Tongshanling orefield[J]. *Geology and Prospecting*, 42(4):20-24
- Zhang Bai-jin, Wang Hong-bo, Bai Yong-jun. 2005. New Idea about ore prospect in Zhangjiapuzi-Mujialing Polymetal ore district in Xiuyan County[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 20:106-107

[附中文参考文献]

- 陈江峰, 喻钢, 薛春纪. 2004. 辽东裂谷带铅锌金银矿集区 Pb 同位素地球化学[J]. *中国科学 D 辑, 地球科学*, 34(5):404-411
- 迟永坤. 2002. 青城子矿田成矿元素地球化学特征[J]. *矿产与资源*, 11(2):109-118
- 代军治, 王可勇, 杨言辰, 李基宏. 2006. 青城子小佟家堡子、林家金矿成矿流体特征及成矿机制[J]. *地质评论*, 52(6):836-841
- 邓功全. 1983. 辽东中部辽河群层控铅锌矿类型及其主要控矿因素[J]. *辽宁地质*:1
- 丁梯平. 1992. 华北元古宙铅锌成矿带稳定同位素研究[M]. 北京: 科学技术出版社
- 冯佐海, 王春增, 王葆华. 2009. 花岗岩侵位机制与成矿作用[J]. *桂林工学院学报*, 29(2):183-194
- 甘盛飞. 1987. 青城子矿田翻卷褶皱构造[J]. *辽宁地质学报*, 1:39-49

坚润堂,李 峰,赵向东. 2009. 锡铁山片岩型铅锌矿床稀土元素成因标志[J]. 地质与勘探, 45(3):240-246

金成洙. 1986. 青城子铅锌矿床成因分析[J]. 辽宁地质学报,2:78-93

金中国,张伦尉,叶静. 2007. 黔西北地区铅锌矿床成矿物质来源探讨[J]. 地质与勘探, 43(6):32-35

刘志远,徐学纯,田豫才. 2007. 辽东青城子地区喷流沉积成矿作用与金银多金属矿化的关系[J]. 矿床地质,26(5):564-571

刘志远,徐学纯. 2007. 辽东青城子金银多金属成矿区综合信息找矿模型及找矿远景分析[J]. 吉林大学学报, 37(3):437-443

刘耀辉,吴烈善,莫江平. 2006. 锡铁山铅锌矿床流体包裹体特征及成矿环境研究[J]. 地质与勘探, 42(6):47-51

刘国平. 1999. 辽宁青城子矿田的同位成矿作用[J]. 有色金属矿产与勘查, 8(5):277-282

辽宁省地质矿产局. 1989. 中华人民共和国地质矿产部地质专报 (区域地质第 14 号),辽宁省区域地质志[M]. 北京:地质出版社

孙文涛,孙吉国,孙红云. 2008. 青城子矿田杨树区超大型金银铅锌矿床地质特征及成矿机理[M]. 地质与勘探,44(4):24-30

孙文涛. 2007. 辽宁凤城青城子多金属矿集区深层次找矿[J]. 有色矿冶, 23(6):1-4

田豫才. 1999. 辽东小佟家堡子金矿床地质特征及成矿机理探讨[J]. 有色金属矿产与勘查, 8(5):246-269.

魏菊英. 1988. 同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 161-162

薛春纪,陈毓川,路远发,李华芹. 2003. 辽东青城子矿集区金、银成矿时代及地质意义[J]. 矿床地质, 22(2):177-184

易 慧,徐素云. 2006. 铜山岭矿田庵堂岭铅锌矿床地球化学特征分析[J]. 地质与勘探, 42(4):20-24

张柏进,王洪波,白永俊. 2005. 岫岩张家堡-穆家岭多金属矿区地质特征及找矿新认识[J]. 地质找矿论丛, 20 卷增刊:106-107

Analysis of the Metallogensis of Qingchengzi Pb-Zn Ore Deposit

DONG Cun-jie^{1,2}, ZHANG hong-tao³, ZHANG bao-chen⁴

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083; 2. Shenyang Geological Exploration Institute, Liaoning Nonferrous Geological Exploration Institute, Shenyang 110121; 3. China Geological Survey, Beijing 100037; 4. China Nonferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012)

Abstract:The Qingchengzi is a large-scale Pb-Zn ore deposit in North China. Within the ore-hosting strata, stratiform orebodies are located in the lower portion, whereas veined and irregular orebodies in the upper. A study on lead and sulfur isotopes in ores and rocks from the deposit indicates that the metallogenetic material of both the stratiform and veined orbodies mainly originated from the strata. We exclude the possibility of a marine depositional environment for the metallogenesis of Qingchengzi deposit based on the assemblage of sulphureous minerals, pH value of ore-forming fluid, and $\delta^{34}\text{S}$ patterns of sulphureous minerals. Features of fluid inclusions in quartz contained in ores indicate that this deposit is not subjected to posterior regional metamorphism. Analysis of the fluid inclusions reveals ore-forming temperature at 180 ~ 280℃. The composition of the fluid exhibits such characteristics as $\text{Na}^+ > \text{K}^+, \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, K^+/Na^+ of 0.66, $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ of 6.67, $(\text{CH}_4 + \text{H}_2 + \text{N}_2)/\text{CO}_2$ of 0.012 ~ 0.048, pH of 6.31, being a weakly reducing solution of $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$. Characteristics of the fluid differ considerably from that of granite within the deposit district. The ore-forming fluid also differs from metamorphic hydrothermal fluid. Hydrogen and oxygen isotopic features of the ore-forming fluid are demonstrated similar to those of the geothermal water. Synthesized research indicates the metallogenesis of the Qingchengzi deposit is closely related to process of migmatization posterior to the regional metamorphism. Pneumato-hydrothermal fluid derived from migmatization mixed with both underground and interlayer water and infilled the preexisting faults and interlayer slip fractures, where metallogenetic materials are deposited and enriched. Thereby, the spatial architecture and occurrence of orebodies in Qingchengzi district are characterized by the lower stratiform orebodies overlain by veined orebodies in the upper.

Key words:Qingchengzi, Pb-Zn ore deposit, migmatization, strata-bound deposit, fault