

文章编号: 0258-7106(2012)03-0569-10

# 辽宁青城子榛子沟脉状铅锌矿成矿流体 地球化学初探\*

马玉波<sup>1</sup>, 邢树文<sup>1</sup>, 张增杰<sup>1</sup>, 孙景贵<sup>2</sup>

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061)

**摘要** 位处华北地台北缘东段辽吉裂谷内的青城子矿区是中国重要的铅锌矿集区, 产出有多处中、小型铅锌矿床。榛子沟铅锌矿床是其中的典型代表之一。该矿床赋存于古元古界辽河群浪子山组与大石桥组界面或浪子山组层间及大石桥组第三岩性段的大理岩中或斜长角闪岩、黑云母片岩与含石墨(条带)大理岩接触处靠近大理岩的一侧, 矿体呈层状-似层状和脉状。文章对该矿床脉状矿体的稠密浸染状矿石的流体包裹体及其氢、氧同位素地球化学进行了研究, 结果表明, 成矿流体受到了后期热液系统中大气降水的混入, 是一套 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl 流体体系。流体包裹体液相成分分析表明, 成矿流体既具有岩浆热液的特点, 又具有大气降水(或地层流体)的特点。石英内流体包裹体的 $\delta D$ 为-85‰~-100‰,  $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为1.85‰~4.45‰, 表明成矿流体后期受大气降水的混入, 致使氧同位素值朝大气降水方向漂移, 偏离了正常岩浆水值。经综合分析认为, 榛子沟铅锌矿床成矿期的成矿流体为大气降水与岩浆水混合成因。

**关键词** 地球化学; 成矿流体; 氢、氧同位素; 榛子沟脉状铅锌矿; 青城子; 辽宁  
**中图分类号**: P618.42; P618.43 **文献标志码**: A

## Preliminary study of geochemical characteristics of ore-forming fluid in Zhenzigou veined Pb-Zn deposit, Qingchengzi, Liaoning Province

MA YuBo<sup>1</sup>, XING ShuWen<sup>1</sup>, ZHANG ZengJie<sup>1</sup> and SUN JingGui<sup>2</sup>

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;  
2 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China)

### Abstract

The Qingchengzi orefield lies in Liao-Ji rift valley, eastern block of the North China Craton, and the Zhenzigou Pb-Zn deposit is a typical medium and small sized Pb-Zn deposit in this area. The Zhenzigou Pb-Zn deposit mainly occurs in Dashiqiao Formation, on the marble or near-marble side of the contact zone between amphibolites, biotite schist and graphitic marble, with the main ore types being stratiform-stratoid ore body and veined ore body. The authors chose the massive disseminated ore in the veined ore body and analyzed its fluid inclusion gas-liquid phase components. The results show that the ore-forming fluid was probably a H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl system with the addition of later meteoric water. Besides, liquid phase component analysis also shows that the ore-forming fluid has multiple-source characteristics of both magmatic hydrothermal fluid and meteoric fluid. An analysis of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O_{H_2O}$  shows that the late stage meteoric water infiltrated into the ore-forming fluid and re-

\* 本文得到国家自然科学基金项目(编号: 41202042)和地质矿产调查评价专项项目(编号: 1212011085530)的联合资助

第一作者简介: 马玉波, 男, 1981年生, 博士, 助理研究员, 主要从事矿床地质及成矿远景区划相关研究。Email: mayb@cags.ac.cn  
收稿日期: 2011-11-02; 改回日期: 2012-04-10。许德煊编辑。

sult in "oxygen deviation" toward the meteoric water. Multidisciplinary analysis suggests that the ore-forming fluid of the metallogenic phase was a multiple-source fluid resulting from the mixture of magmatic hydrothermal fluid and meteoric water.

**Key words:** geochemistry, ore-forming fluid, hydrogen and oxygen isotope, Zhenzigou veined Pb-Zn deposit, Qingchengzi, Liaoning Province

青城子铅锌矿区位于辽宁省东部,其大地构造位置处于华北地台北缘东段的辽吉裂谷。该矿区是辽吉地区最重要的铅锌矿区,分布着榛子沟、南山、喜鹊沟、本山、甸南等多处中、小型铅锌矿床。其中的榛子沟铅锌矿床是该矿区的典型矿床,主要产出类型为层状-似层状及脉状铅锌矿床(张秋生等,1984)。前人对该矿床做了大量的研究工作,包括同位素、成矿年代及成矿环境等,初步认为其层状-似层状铅锌矿为元古代沉积成因,脉状铅锌矿为后期热液叠加成因,但因受区域地质工作程度较低和岩矿测试精度的限制,对早期层状-似层状铅锌矿的成因,以及脉状铅锌矿与早期层状-似层状铅锌矿的关系,存在较大争议(张秋生等,1984;蒋少涌,1987;陈江峰等,2004),故对榛子沟2类铅锌矿尚需做进一步的研究。本次研究对青城子矿区榛子沟铅锌矿床进行了野外调查和室内观测,并选择其脉状矿体进行了流体包裹体和稳定同位素测试,对其矿石矿物特征、矿物地球化学特征以及成矿环境等进行了初步探讨,为下一步研究工作提供了有益信息。

## 1 区域地质背景

青城子铅锌矿区位于古元古代辽吉裂谷轴部的凹陷带内(图1)。该裂谷活动带是在华北克拉通基底上发展起来的,经历了2500~1900 Ma的漫长演化历史(张秋生等,1985)。其中沉积了巨厚的辽河群,其下部(于家堡子组和浪子山组)为火山岩-碎屑岩建造,中部(大石桥组)为碳酸盐岩建造,上部(盖县组)为碎屑岩-火山碎屑岩建造,全都经受了角闪岩相到绿片岩相变质。

据岩相建造与构造特征,该裂谷带横向上可划分为北缘斜坡、轴部凹陷及南缘浅台3个构造岩相带(陈荣度,1984)。轴部凹陷带的南北两侧分别以盖县-岫岩-永甸深断裂带、大石桥-隆昌-草河口-桓仁深断裂带与南缘浅台、北缘斜坡相联接。该裂谷带经过挤压碰撞造山作用和后造山作用,形成了由塑流变形—塑性变形—塑-脆性变形产生的弯形构造

带和由塑性变形—塑-脆性变形—脆性变形产生的线性构造带(李三忠等,1996)。该古元古代造山带的构造特征可概括为拉伸构造模式,该模式由核部隆起和上部盖层以及两者之间的拆离型韧性剪切带3部分组成(刘永江等,1997)。核部隆起常由岩浆隆起或基底隆起构成,上部岩层内发育顺层分层滑脱构造体系。

## 2 矿床地质特征

### 2.1 地层

青城子矿区内主要出露鞍山群(Ara)及辽河群的浪子山组( $Pt_1l$ )、大石桥组( $Pt_1d$ )和盖县组( $Pt_1g$ ),局部出露有震旦系南芬组和侏罗系小岭组。

辽河群为一套火山喷发的陆间裂谷沉积建造,呈整合接触,地层总体呈近EW向展布。浪子山组形成于裂谷初始扩张期,是青城子矿区“榛子沟式”铅锌矿床的主要赋矿层位。大石桥组形成于裂谷扩张期的海进沉积环境,主要赋存金银铅锌矿床,榛子沟铅锌矿床的矿体顺层产出,出于大石桥组大理岩中,或斜长角闪岩、黑云母片岩与含石墨(条带)大理岩接触处靠近大理岩的一侧,无明显的蚀变交代现象。盖县组形成于裂谷收缩期,主要赋存金矿床(图1),如白云金矿床、林家三道沟金矿床等(刘恒刚等,2009)。

### 2.2 构造

在青城子地区,中深构造层次的片麻岩穹隆或变质核杂岩构成了该区构造格局的主体。青城子片麻岩穹隆在辽河群挤压-褶皱-变质之后,又经历了造山后的伸展拉张,形成了以辽吉花岗岩为核部的片麻岩隆起,以辽吉花岗岩为中心向外,变质作用具有一定的分带性,其岩性变化为:角闪片岩—石榴子石云母片岩—云母片岩(刘国平等,1999)。

褶皱构造带构成了青城子矿田的主要构造格架。褶皱构造以榛子沟倾没背斜为主,轴向 $290^\circ$ 左右,轴长3 km,倾伏角 $25^\circ$ ,榛子沟矿体分布在该背斜的北翼。该矿区内的褶皱主要分为3期:早期为裂谷上隆,形成了近EW向的平缓开阔褶皱,由北而

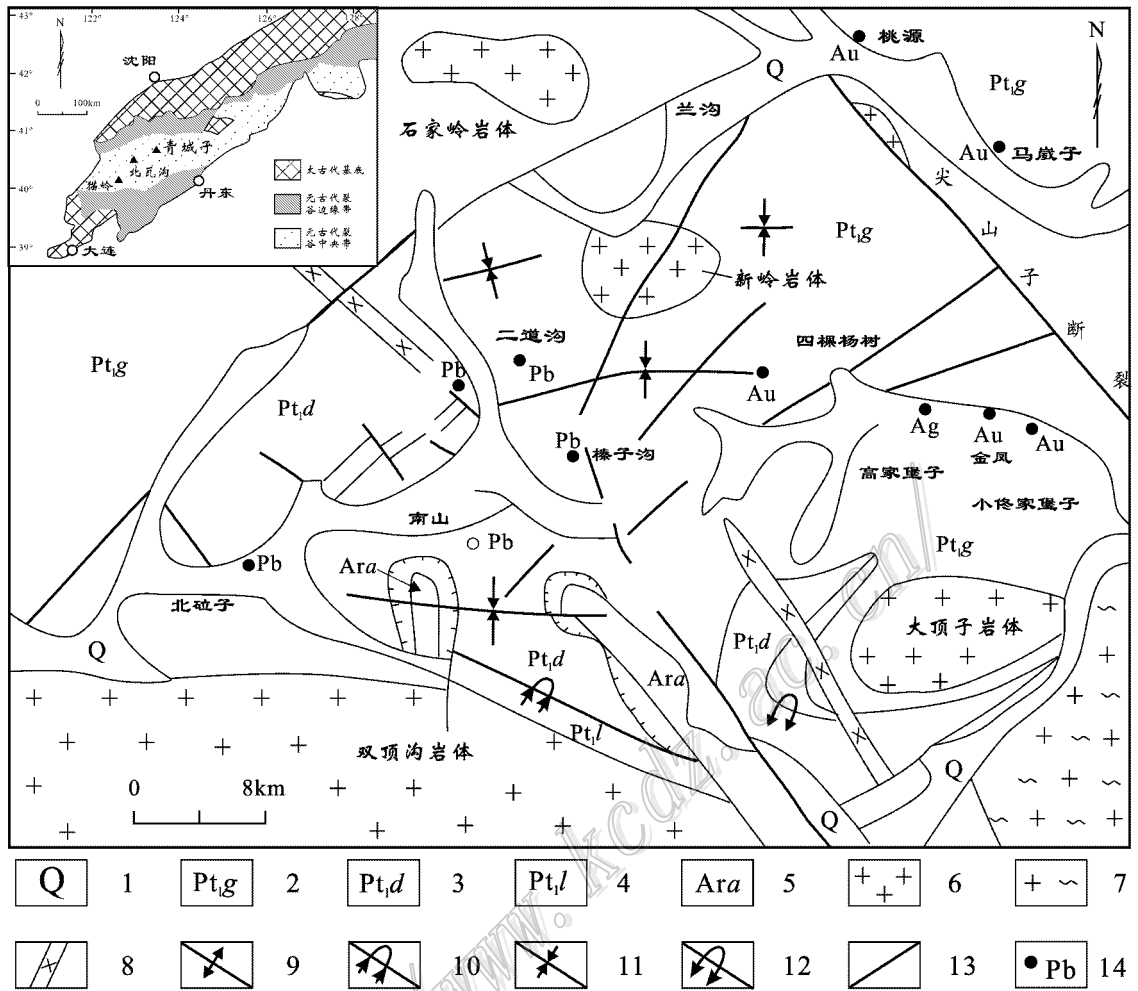


图 1 青城子矿区地质简图(据刘恒刚等 2009 修改)

1—第四系；2—盖县组片岩；3—大石桥组大理岩；4—浪子山组斜长角闪片岩；5—鞍山群混合质变粒岩；6—花岗岩；7—混合花岗岩；8—闪长岩；9—向斜；10—倒转向斜；11—背斜；12—倒转背斜；13—断裂；14—矿点

Fig. 1 Geological sketch map of the Qingchengzi ore district (modified after Liu et al., 2009)

1—Quaternary；2—Schist of Gaixian Formation；3—Marble of Dashiqiao Formation；4—Plagioclase amphibolite schist of Langzishan Formation；5—Mixed granulite of Anshan Group；6—Granite；7—Migmatitic granite；8—Diorite；9—Syncline；10—Inverted syncline；11—Anticline；12—Inverted anticline；13—Fault；14—Ore spot

南分布着新岭背斜、四棵杨树向斜、棒子沟背斜及南山向斜；中期为 NEE 向朝 SWW 向的推覆，形成了 NW 向-近 SN 向的韧性叠加式推覆构造，使基底的褶皱轴扭曲，而上覆地层则形成了倒转的背斜、向斜。晚期伴有 NE 向和 NW 向断裂，同时形成了一组 NE 向的平缓褶皱。

整个矿区内断层发育，以脆性断裂为主。这些断裂构造在该区铅锌银金矿的成矿中起着重要作用，它们既为火成岩脉的侵位提供了构造薄弱带，又为含矿热液的运移提供了通道。按走向，可将断裂划分为 3 组，即 NE 向组、近 NS 向组和 NW 向组。张

秋生等,1988;刘国平等 2001;刘君,1995(图 1)。

### 2.3 岩浆活动

区内岩浆活动极其强烈，多期多位的侵入岩体构成了岩浆岩田。在裂谷初始扩张期(23 亿年)(陈荣度,1990)，于幔源分异作用下发生了大规模的幔源花岗岩浆侵位，其后，多次发生基性-酸性海底火山喷发和热泉喷流，为裂谷型 Pb、Zn、Au、Ag 矿床的形成提供了充足的成矿物质。主要岩体有印支期新岭花岗岩体(丁悌平等,1992)及东部的吕梁期大顶子斜长花岗岩体，为该区的成矿提供了热动力。另有煌斑岩脉、闪长岩脉及伟晶岩脉等。

新岭岩体位于青城子矿区东北部,出露面积约 2 km<sup>2</sup>,其黑云母 K-Ar 年龄为 2.14~2.31 亿年<sup>①</sup>,该岩体内斜长石和钾长石的相互交代,构成了明显的“韵律环带”或“反环带”,表明岩浆在上侵冷凝过程中,地质环境是稳定的。

### 2.4 矿体及矿石特征

榛子沟铅锌矿床以层状-似层状矿体为主,伴生有脉状-囊状矿体。前者的产状与地层产状基本一致,而后者多发育在层状-似层状矿体的上部或上部的含矿岩系中,与地层产状呈斜交,并受断裂的严格

控制。这两类矿体具有“上脉下层”的特点(图 2)。

榛子沟矿床的矿石矿物主要为黄铁矿、方铅矿和闪锌矿,有少量磁黄铁矿、黄铜矿及微量辉银矿、银黝铜矿等。脉石矿物主要为白云石、方解石、石英,其次为透辉石、透闪石、蛇纹石,有微量重晶石、毒重石等。矿石类型有黄铁矿-闪锌矿型、黄铁矿-闪锌矿-方铅矿型、黄铁矿-方铅矿型和单金属硫化物型。矿石组构以同生和准同生结构、构造为主,具有典型的海相沉积层纹构造、交错层理构造、微霉球状结构以及胶状结构,同时还发育有脉状、滑塌褶皱

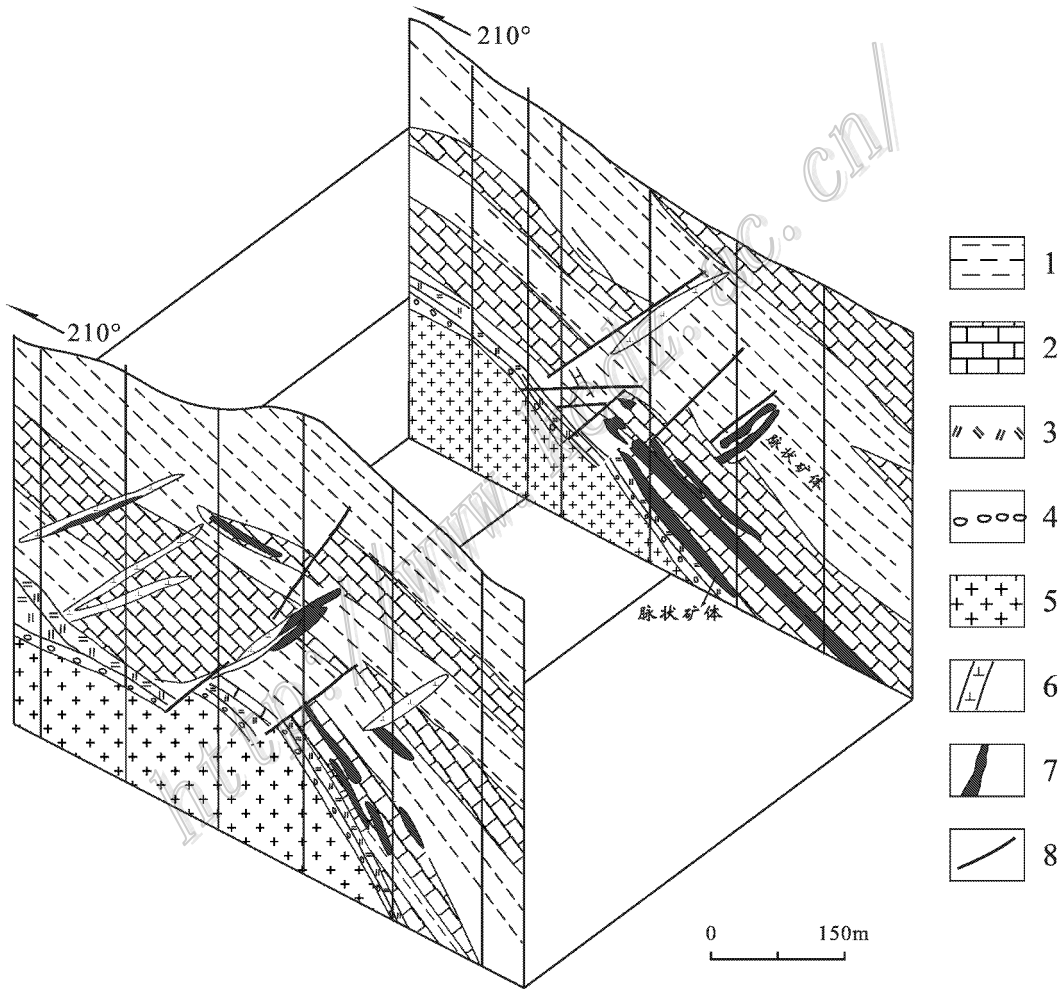


图 2 青城子矿区榛子沟矿床矿体剖面图(据张秋生等,1984 修改)

1—云母片岩;2—薄层状碳质大理岩;3—斜长角闪岩;4—含砾石英岩及石英片岩;5—变质水下火山岩-花岗质侵入杂岩;  
6—煌斑岩;7—矿体;8—断层

Fig. 2 Geological section through the orebody of the Zhenzigou deposit in the Qingchengzi ore district (modified after Zhang et al., 1984)

1—Mica schist; 2—Thin-bedded carbonic marble; 3—Plagioclase amphibolite; 4—Gravel quartzite and quartz schist; 5—Metamorphosed subaqueous volcanic rocks-intrusive granitic complex; 6—Lamprophyre; 7—Ore body; 8—Fault

① 辽宁冶勘 103 队. 1975. 辽宁青城子矿区 Pb、Zn 成矿规律及找矿预测. 内部资料.

构造、同生角砾构造、粒状结构,层状-似层状矿体还发育有韵律性分带构造等。

图 3 所示为榛子沟矿床脉状矿体的 2 种主要矿石类型:黄铁矿-闪锌矿型矿石和黄铁矿-闪锌矿-方铅矿型矿石。前一类矿石呈淡黄色,夹大量白色及黑色矿物,为半自形粒状结构,稠密浸染状构造(图 3a)。其主要矿物成分为镶嵌状分布的半自形粒状黄铁矿,其次为星散状分布的他形粒状闪锌矿以及半自形粒状毒砂和黄铜矿(图 3b、c)。不透明矿物的生成顺序为:黄铁矿→毒砂→闪锌矿、黄铜矿 I→黄铜矿 II、方铅矿。后一类矿石以暗色矿物为主,夹有少量浅铜黄色矿物,为半自形-他形粒状结构,稠密浸染状构造(图 3d、e)。其主要矿物成分为黄铁矿、闪锌矿和方铅矿,有少量黄铜矿。黄铁矿呈半自形粒状,星散状分布;闪锌矿呈他形粒状,星散状分布,局部呈尖角状交代结构交代黄铁矿;方铅矿呈他形粒状,星散状分布,呈尖角状交代结构交代闪锌矿,局部可见三角形陷孔。这两类矿石中的黄铜矿均可大致分为 2 个世代:一世代黄铜矿呈乳滴状分布在闪锌矿中(图 3f),为固溶体出溶产物;二世代黄铜矿呈他形粒状,大小一般为 0.01~0.02 mm,部分为 0.02~0.05 mm,星散状分布,局部呈尖角状交代结构交代黄铁矿。

## 2.5 围岩蚀变类型及分带性

青城子矿区内围岩蚀变弱,其范围一般不超过 3 m,类型简单,主要有硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化等,蚀变分带不明显(丁梯平等,1992;孙景贵等,2006)。

该矿区的成矿物质为多来源,成矿演化时间长,富集过程中的地质作用复杂。根据矿石结构特征以及矿石矿物与脉石矿物的共生关系,初步将成矿过程划分为 3 个阶段:

(1) 早-中元古代辽东裂谷发展中期,沉积的碳酸盐岩及硅质岩形成了初始矿源层甚至部分贫矿层,为后期成矿奠定了充分的物质基础。

(2) 辽河群沉积以后,裂谷由沉降凹陷转为挤压收缩,区域变质作用促使成矿物质进行重新分配、组合,并使部分矿质活化、迁移,在原层位或附近的有利构造部位富集形成贫矿体,局部形成矿体。

(3) 印支期-燕山期岩浆活动为大规模成矿物质活化、迁移提供了所需能量以及部分成矿物质,该时期是青城子地区乃至辽东地区的主要成矿期。

上述前两个阶段属于沉积成岩期或同生期,其

早期主要形成胶黄铁矿、闪锌矿,晚期形成方铅矿,还有少量黄铁矿、闪锌矿、雌黄以及石墨等,这些矿物多呈层状或网脉状以及星点状分布。第 3 阶段属于区域变质作用期,形成的矿物以闪锌矿、方铅矿、黄铁矿为主,有少量黄铜矿、毒砂、石墨等,矿物结晶程度较高。

## 3 样品及测试方法

本次研究选取了榛子沟矿床中脉状矿体的浸染状矿石。矿石主要由乳白色石英及部分暗色矿物组成,呈致密块状,内含浅铜黄色黄铁矿及亮灰色闪锌矿,石英的结晶程度较高,黄铁矿和闪锌矿的结晶程度不均一。挑选出其中的石英,进行流体包裹体群体气、液相成分分析。

流体包裹体成分测试在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室的气相色谱实验室完成。样品预处理过程为:将石英样品装入烧杯,加入王水 30 ml、去离子水 20 ml,电热板 80~100℃ 保温 3 h,其间勤搅拌,倾去酸液,用去离子水洗涤样品,直到洗涤液电导与去离子水电导一致,用去离子水浸泡过夜,定量滤纸过滤后将试样于 90~95℃ 烘干 4 h,干燥后备用(杨丹等,2007)。流体包裹体的离子色谱分析程序为:称取适量经过清洗的试样于瓷皿中,加盖置于马弗炉中,于 450~500℃ 下加热 0.5 h,使包裹体充分爆裂,冷却后将试样倒入石英烧杯中,加适量纯水,置于超声波清洗器中,数分钟后取出,将溶液倒入样品管,如此反复 4 次,制成大约 30 ml 溶液,继续浸取 3 次,制成空白溶液,对已处理过的空白溶液及试样溶液进行测试。液相分析仪器为 Shimadzu HIC-SP Super 离子色谱仪,气相分析仪器为 GC-2010 气相色谱仪。

本次研究选取矿石中的石英脉进行了 H、O 同位素分析。测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室,测试仪器为 MAT 253 EM 型质谱计,测试方法为:氧同位素采用 BrF<sub>5</sub> 法,氢同位素采用火焰燃烧法爆裂取水,锌法制氢。氧同位素分析精度为 ±0.2‰,氢同位素分析精度为 ±2‰。

## 4 测试结果

### 4.1 流体包裹体群体成分分析

将采集的样品磨制成厚度约 6mm 的包裹体

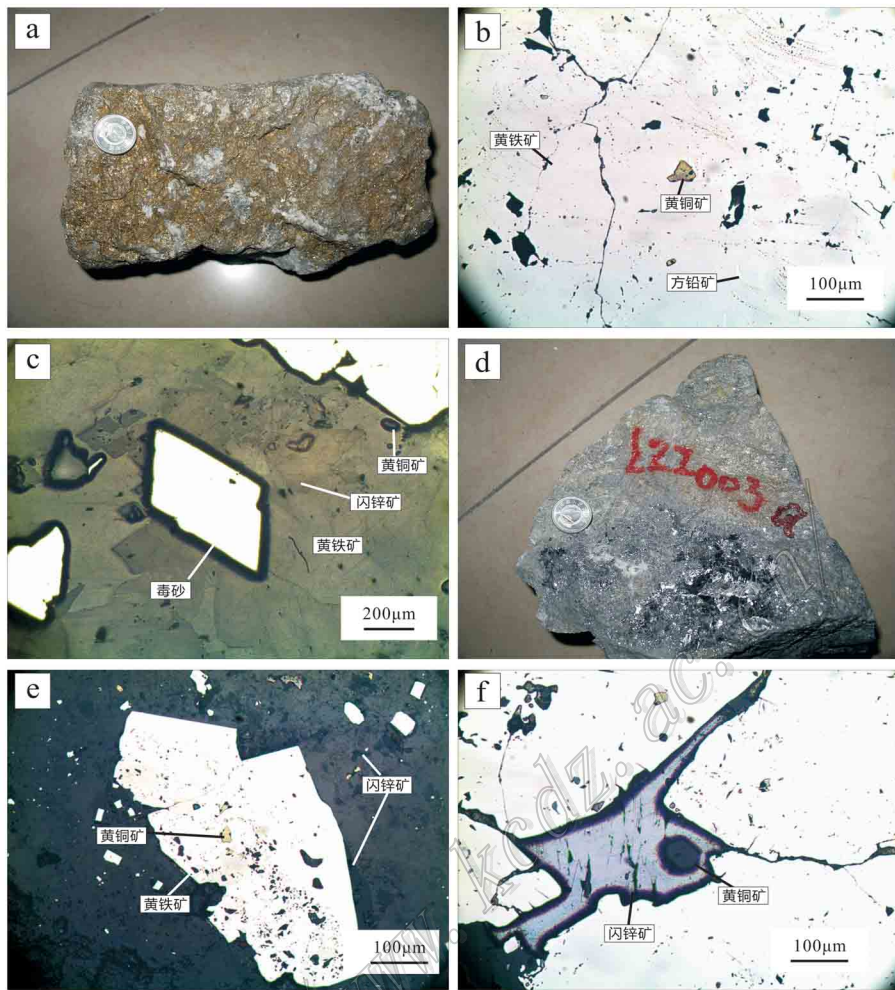


图3 青城子矿区榛子沟铅锌矿矿石类型及典型结构构造照片

- a. 黄铁矿-闪锌矿型矿石; b. 稠密浸染状黄铁矿(单偏光); c. 自形毒砂,交代结构(反射光); d. 黄铁矿-闪锌矿-方铅矿型矿石;  
e. 稠密浸染状构造(反射光); f. 他形方铅矿颗粒,闪锌矿中的乳滴状黄铜矿(单偏光)

Fig. 3 Ore types and typical tectonic phenomena of the Zhenzigou Pb-Zn deposit in Qingchengzi ore district

- a. Pyrite-sphalerite ore; b. Massive disseminated ore (plainlight); c. Euhedral arsenopyrite, metasomatic texture (reflected light);  
d. Pyrite-sphalerite-galena ore; e. Massive disseminated ore (reflected light); f. Anhedral galena grain, emulsion-droplet chalcopyrite in sphalerite (plainlight)

片,在室温下进行观察、挑选。经显微镜下观察发现,青城子地区流体包裹体发育较少,且包裹体大小均为 $1\sim 2\ \mu\text{m}$ ,无法对其微相进行详细分析。因此,本次研究在野外对榛子沟脉状铅锌矿体进行了成矿阶段的划分,采集了与印支期-燕山期岩浆活动有关的成矿阶段的硅质岩为测试样品,在此基础上,对样品内的流体包裹体进行了群体成分分析。测试结果如表1所示。

#### 4.2 氢、氧同位素分析

在前人研究的基础上,经分析认为,该地区的石英可分为4类:第1类是与矿体中硫化物矿物共生

的石英,在同生晚期和区域变质作用早期形成,是本次研究的主要测试对象;第2类是变质石英脉或石英透镜体;第3类是较晚期产于断裂中或穿层的石英脉。第2、3类石英形成于印支期-燕山期岩浆活动阶段。第4类是与成矿相关的岩体中的石英,其发育时间与岩体相一致(丁悌平等,1992)。

本次研究重点测试了榛子沟矿床矿体中与硫化物矿物共生之石英(第1类)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,以及石英内包裹体水的 $\delta\text{D}$ 值,并结合前人的部分数据(表2)进行了分析。测试结果(表2)表明,第1类石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ 值为 $11.8\text{‰}\sim 14.4\text{‰}$ ,极差为 $2.6\text{‰}$ ,均

表 1 榛子沟铅锌矿床流体包裹体气、液相成分

Table 1 Gas-liquid phase components of fluid inclusions in the Zhenzigou Pb-Zn deposit

样号	矿物名称	$w(B)_{液相}(\mu g/g)$								
		Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
ZZ01	石英	2.95	3.74	0	4.94	0.87	7.02	0.1	0.07	3.81
ZZ02	石英	1.99	2.18	0.68	16.8	10.3	4.41	0	0.26	3.59
ZZ03	石英	2.08	0.91	0	3.53	0.18	4.81	0.1	0.08	2.92

样号	矿物名称	$w(B)_{气相}(\mu g/g)$							
		CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> +C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO
ZZ01	石英	1.13	0.09	0.034	132	341	4.4	26.9	0
ZZ02	石英	0.255	0.04	微量	75	120	5.1	26.5	0
ZZ03	石英	0.373	0.19	0.067	171	102	3.4	25.3	27

值为 12.68‰,根据均一温度换算得的成矿热液水的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值为 1.85‰~4.45‰,极差为 2.6‰,均值为 2.99‰。第 2 类石英的  $\delta^{18}O_{VSMOW}$  值变化范围较小,为 15.7‰~18.2‰,明显高于第 1 类石英,极差为 2.5‰,均值为 16.95‰,根据均一温度计算出变质热液的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值为 2.12‰~4.62‰,均值为 3.37‰,稍高于第 1 类石英。第 3 类石英的  $\delta^{18}O_{VSMOW}$  值为 5.1‰~9.4‰,低于前两类石英,极差为 4.3‰,均值为 7.25‰;计算得其热液的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值也较低,为 -9.9‰~-4.18‰。第 4 类石英的  $\delta^{18}O_{VSMOW}$  值为 10.2‰~14.4‰,极差为 4.2‰,均值为 11.9‰;换

算得热液的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值为 8.4‰~12.7‰,均值为 10.12‰。综上所述可知,第 1 类和第 2 类石英的  $\delta^{18}O_{VSMOW}$  变化范围不大,但其均值相对较大,第 3 类和第 4 类石英的  $\delta^{18}O_{VSMOW}$  值变化较大,但其均值低于前两类石英。换算后流体的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值,第 1 类与第 2 类石英接近,第 3 类石英为负值,第 4 类石英具有较高的均值(表 2 图 4)。

矿体中石英内包裹体水的  $\delta D$  值变化范围也较大,为 -85‰~-100‰。但前人的研究资料表明,青城子地区变质石英脉包裹体水的  $\delta D$  值变化范围稍小,为 -80‰~-92‰(丁悌平等,1992)(表 2)。

表 2 青城子铅锌矿床石英流体包裹体 H、O 同位素组成

Table 2 H and O isotopic data of liquid inclusions in quartz from the Qingchengzi Pb-Zn deposit

样品编号	样品名称	石英类型	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}^*$	资料来源
ZZ01	矿体中石英	第 1 类	-86	11.8	1.85	本文
ZZ02	矿体中石英	第 1 类	-85	14.4	4.45	本文
ZZ03	矿体中石英	第 1 类	-90	12.8	2.85	本文
QZ-11	片岩中变质石英	第 2 类	-91	18.20	4.62	丁悌平等,1992
85J-Z23	大理岩中石英脉	第 2 类		15.7	2.12	蒋少涌,1987
86J-Z16	断裂带矿石中石英	第 3 类		9.4	-4.18	蒋少涌,1987
QZ-13	矿体中晚期石英脉	第 3 类		5.1	-9.9	丁悌平等,1992
86-J-S1	双顶沟岩体中石英	第 4 类		14.4	12.7	丁悌平等,1992
86J-S3	双顶沟岩体中石英	第 4 类	-116	11.1	9.3	丁悌平等,1992
85J-B12	新岭岩体中石英	第 4 类		10.2	8.4	丁悌平等,1992
85J-D11	混合花岗岩中石英	第 4 类		11.2	9.4	丁悌平等,1992
85J-Z20	混合花岗岩中石英	第 4 类		12.6	10.8	丁悌平等,1992
86J-X2	新岭岩体中黑云母		-112	6.5	9.10	丁悌平等,1992

\* 岩体中的混合岩浆热液水的计算是根据 Clayton et al.(1972)的石英-水分馏公式： $\delta^{18}O_{石英-水} = 2.51 \times 10^6 T^{-2} - 1.95(500 \sim 750^\circ C)$ ，计算时采用的温度为 550℃(丁悌平等,1992)；矿体中成矿热液水的计算是根据 Clayton et al.(1972)的石英-水分馏公式： $\delta^{18}O_{石英-水} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.4(200 \sim 500^\circ C)$ ；QZ-23 计算采用的均一温度为 236℃,QZ-11 计算采用的均一温度为 195℃,所用计算公式为： $\delta^{18}O_{石英-水} = 3.57 \times 10^6 T^{-2} - 2.71$ 。

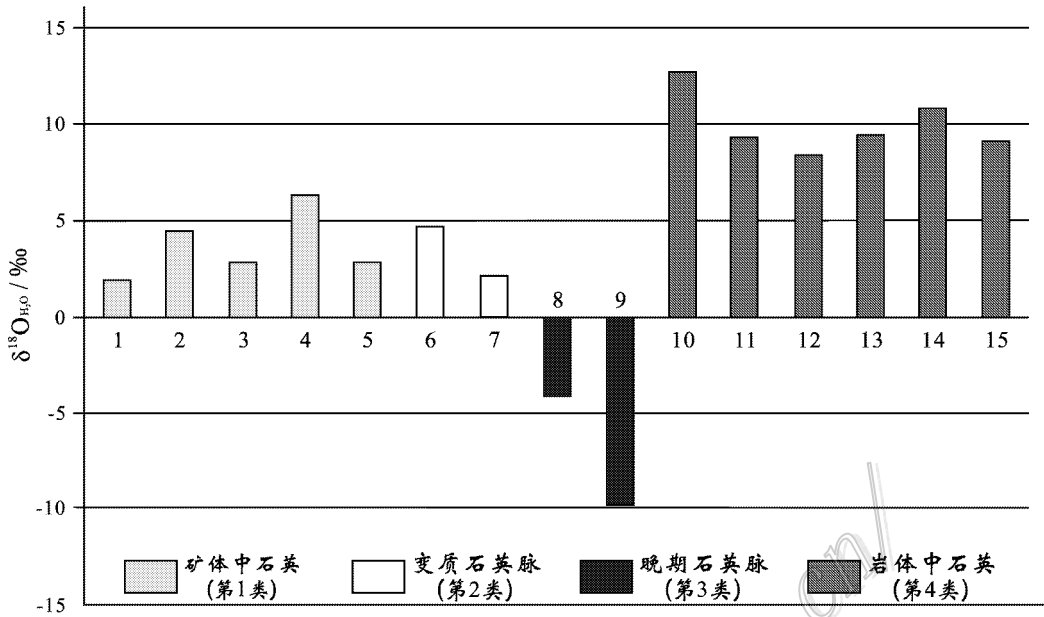


图4 榛子沟铅锌矿床  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  同位素特征

Fig. 4  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  characteristics of the Zhenzigou Pb-Zn deposit

## 5 讨论

### 5.1 流体包裹体成分特征

(1) 由表2可见,在包裹体气相成分中,  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  占主导,  $\text{N}_2$  其次,  $\text{O}_2$  和  $\text{CH}_4$  含量较低,仅含有微量  $\text{C}_2\text{H}_2$ 、 $\text{C}_2\text{H}_4$  和  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{CO}$  基本不存在。含量序列为  $\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2 > \text{N}_2 > \text{O}_2 > \text{CH}_4$ 。较多  $\text{CO}_2$  的存在可能反映了成矿流体是一种  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  体系的流体 (Ramboz, 1982; Williams-Jones et al., 1989; Diamond, 2001)。  $\text{H}_2\text{O}$  含量较高,占50%以上,反映出当时的成矿流体富含水,结合前人研究资料,笔者认为,该地区早期的成矿流体为岩浆热液,之所以富含水,可能是后期热液系统中有大气降水的混入 (王可勇等, 2008)。

(2) 流体成分中,阳离子主要有  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ , 而  $\text{Mg}^{2+}$  基本不存在。阴离子具富  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  的特点,含有少量的  $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{F}^-$ 、 $\text{Br}^-$ 。总的含量序列为  $\text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{F}^-$ 。成矿流体的  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  比值和  $\text{Cl}^-/\text{F}^-$  比值可作为判断流体来源的一个标志 (卢焕章等, 1990), 一般情况下,岩浆热液的  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  比值小于1。上述样品的  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  比值为  $0.79 \sim 2.28$ , 均值为1.32, 表明其成矿流体具有岩浆热液的特点,但又具有大气降水(或地层流

体)的特点。上述包裹体成分反映出榛子沟矿床的成矿流体为弱还原性流体,同时,包裹体中  $\text{N}_2$  的出现可能暗示出流体并非单源,而是有其他来源流体的混入。

(3)  $\text{CO}_2$  与  $\text{H}_2\text{O}$  的比值是反映成矿构造环境的重要参数 (罗照华等, 2011)。  $\text{CO}_2$  在水中的溶解度随着压力的增高而增大。据统计,上述样品中  $\text{CO}_2$  与  $\text{H}_2\text{O}$  的比值变化较大,为  $0.38 \sim 1.67$ , 均值0.89, 表明在该区的成矿过程中,构造环境有较大变化,但由于缺乏年代学资料,故只能初步推测,该地区的成矿应属于不同的构造控矿阶段。

### 5.2 成矿流体来源

对比前述4类石英的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值,其差异可能反映了石英沉淀时热液体系和温度的不同,以及体系的水/岩比值的不同。在  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  图解 (Taylor, 1997) 中,含矿热液水溶液、变质热液以及岩体中石英形成时热液的氢、氧同位素投影点均未落入典型的岩浆水区或典型的大气降水区,而是落在这两者的过渡区 (图5)。

已有的研究表明,影响成矿流体氢、氧同位素组成的因素很多,如成矿温度、水的种类、水岩交换时的  $\text{W/R}$  比值等 (Taylor, 1977)。而且,在高温、低  $\text{W/R}$  比值条件下,大气降水也有可能演化成与岩浆水相似的氢、氧同位素组成 (谢巧勤等, 2001)。那



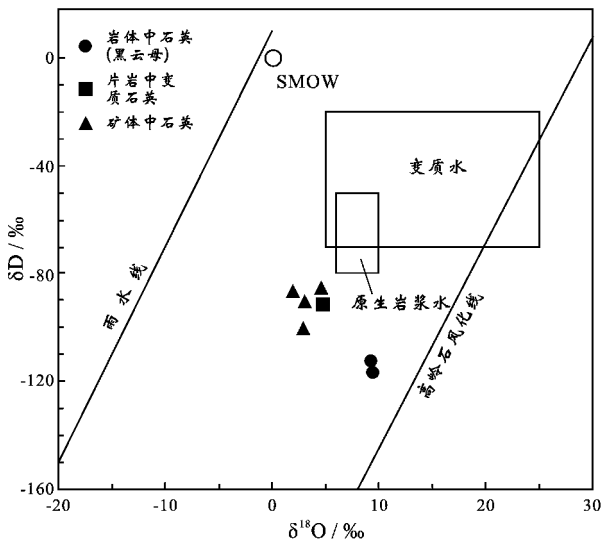


图 5 榛子沟铅锌矿床成矿流体的  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  图解

Fig. 5  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  diagram of ore-forming fluid in the Zhenzigou Pb-Zn deposit

么, 成矿流体中是否有岩浆水参与? 如果有, 岩浆水与大气降水之间在成矿过程中是何关系? 由于青城子矿区缺乏围岩与隐伏花岗岩及中生代大气降水的氢、氧同位素资料, 因此, 要探讨该矿区具体的水-岩反应模式比较困难。但已知石英属含氧矿物, 易与其所含的水发生同位素平衡再交换反应, 致使所测包裹体的氧同位素组成不能完全反映原始含矿溶液的  $\delta D$ - $\delta^{18}O_{H_2O}$  值, 而石英中几乎不含氢, 所以, 这种交换反应对包裹体氢同位素的影响很小(丁梯平, 1980)。青城子矿区的赋矿围岩为浅变质岩, 虽然也含有含氢矿物, 但其在岩石中所占比例很低, 若发生水-岩交换反应, 反应后流体的氢同位素组成也不会发生较大的变化, 即此变化可忽略不计(真允庆, 1998), 因此, 氢同位素代表了原始溶液组成。

如前所述, 青城子矿区具有较低的  $\delta D$  值, 均低于正常岩浆水 ( $-80\% \sim -50\%$ ) 和变质水 ( $-20\% \sim -65\%$ ) 的范围(郑永飞等, 2000)(表 2)。围岩与矿石以及后期变质石英的  $\delta D$  值非常接近, 说明其包裹体水具有相同的来源。该矿区, 古元古代中期的构造-岩浆作用和中生代强烈的构造-岩浆活动为后期成矿提供了原始热液(方如恒等, 1994; 薛春纪等, 2003), 据此推测, 该区的原始热液应主要为岩浆水, 而其  $\delta D$  值之所以低于正常岩浆水, 可能与后期大气降水的混入以及有机质在热液中所起的作用有关(Kesler et al., 1997)。同时, 青城子铅锌矿床中与

铅锌伴生的石英的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值变化较大, 为  $1.85\% \sim 4.45\%$ , 偏离了正常岩浆水值, 发生了明显的“氧漂移”, 其原因可能是大气降水的加入。以上所述表明, 青城子矿区成矿期的成矿流体为岩浆水与大气降水的混合叠加热液。

## 6 结 论

(1) 青城子矿区榛子沟脉状铅锌矿床包裹体气相成分分析表明, 其成矿时的流体主要为岩浆热液, 后期的热液系统中有大气降水的混入, 为  $H_2O$ - $CO_2$ - $NaCl$  体系的流体。液相成分分析显示, 其成矿流体并非单源, 而是既具有岩浆热液的特点, 又具有大气降水的特点。

(2) 榛子沟脉状铅锌矿床具有较低的  $\delta D$  值, 低于正常岩浆水。与其伴生的石英的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  变化较大, 为  $1.85\% \sim 4.45\%$ , 偏离了正常岩浆水值, 发生了明显的“氧漂移”, 表明后期有大气降水的混入。综合流体包裹体气、液相成分分析认为, 其成矿期的成矿流体为大气降水与岩浆水的混合叠加热液。

## 参考文献/References

- 陈江峰, 喻钢, 薛春纪, 钱卉, 贺剑锋, 邢直, 张翼. 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), 34(5): 404-411.
- 陈荣度. 1984. 一个早元古代裂谷盆地——辽东裂谷[J]. 辽宁地质, (2): 125-133.
- 陈荣度. 1990. 辽东裂谷的地质构造演化[J]. 中国区域地质, (4): 306-333.
- 丁梯平. 1980. 氢氧同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 178 页.
- 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 李金城, 宋彪, 赵敦敏. 1992. 北元古宙铅锌成矿带稳定同位素研究[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 126 页.
- 方如恒, 何特宋, 傅德彪. 1994. 辽东-吉南早元古代裂谷有色金属矿床[A]. 见: 芮宗瑶, 施林道, 方如恒, 编著. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质[C]. 北京: 地质出版社. 54-109.
- 蒋少涌. 1987. 辽宁青城子铅锌矿床的铅同位素组成及其地质特征[J]. 北京大学学报(自然科学版), (4): 112-119.
- 李三忠, 杨振升, 刘永江. 1996. 辽东早元古代造山带隆滑构造初析[J]. 长春地质学院学报, 26(3): 305-309.
- 刘国平, 艾富富. 1999. 辽宁白云金矿床某些基本问题探讨[J]. 矿床地质, 18(3): 219-225.
- 刘国平, 艾富富. 2001. 辽宁青城子铅锌银金矿田控矿构造与找矿方向[M]. 矿床地质, 20(2): 147-152.
- 刘恒刚, 陈贺, 周传勤, 郑廷, 李太阳. 2009. 青城子矿田金凤金银多金属矿床地质特征及成因探讨[J]. 黄金, 30(4): 17-21.

- 刘君. 1995. 青城子矿田构造变形结构及其控矿特征[J]. 辽宁地质(2):148-157.
- 刘永江, 杨振升, 李三忠, 刘祥. 1997. 古元古代拉伸构造模式——以胶北、辽东和吉南地区为例[J]. 长春地质学院学报, 27(2): 141-146.
- 卢焕章, 李秉纶. 1990. 包裹体地球化学[M]. 北京:地质出版社. 153-154.
- 罗照华, 刘嘉麒, 赵慈平, 郭正府, 程黎鹿, 李晓惠, 李大鹏. 2011. 深部流体与岩浆活动——兼论腾冲火山群的深部过程[J]. 岩石学报, 27(10):2855-2862.
- 孙景贵, 邢树文, 郑庆道, 黄永卫, 殷嘉飞, 刘洪文, 王长峰, 葛正林, 李光辉, 陈军强. 2006. 中国东北部陆缘有色、贵金属矿床的地质、地球化学[M]. 长春:吉林大学出版社. 128页.
- 王可勇, 王力, 刘正宏, 王建宇. 2008. 辽宁高家堡子大型银矿床流体包裹体特征及矿床成因[J]. 岩石学报, 24(9):2085-2093.
- 谢巧勤, 徐晓春, 岳书仓. 2001. 河南桐柏老湾金矿床氢氧氮同位素地球化学及成矿流体来源[J]. 地质科学, 36(1):36-42.
- 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.
- 杨丹, 徐文艺, 崔艳合, 陈伟十, 连玉. 2007. 二维气相色谱法测定流体包裹体中气相成分[J]. 岩矿测试, 26(6):451-454.
- 张秋生, 李守义. 1985. 辽吉岩套—早元古宙的一种特殊优地槽相杂岩[J]. 长春地质学院学报(1):1-12.
- 张秋生, 杨振升, 王有爵. 1988. 辽东半岛早期地壳与矿床[M]. 北京:地质出版社. 218-331.
- 张秋生, 等. 1984. 中国早前寒武纪地质及成矿作用[M]. 长春:吉林人民出版社. 536页.
- 真允庆. 1998. 中条裂谷铜矿床稳定同位素地球化学[J]. 桂林工学院学报, 18(3):215-227.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 316页.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research, 77(17):3057-3067.
- Diamond L W. 2001. Review of the systematic of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions[J]. Lithos, 55:66-69.
- Ramboz C. 1982. Fluid immiscibility in natural process: Use and misuse of fluid inclusion data[J]. Chemical Geology, 37:29-48.
- Kesler S E, Vennemann T W, Frederickson C, Breithaupt A, Vazquez R and Furman F C. 1997. Hydrogen and oxygen isotope evidence for origin of MVT-forming brines, southern Appalachians[J]. Geochim. et Cosmochim. Acta, 61(7):1513-1523.
- Taylor H P. 1977. Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths[J]. Jour. Geol. Soc., 133(6):509-558.
- Taylor H P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits[A]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]. New York: John Wiley & Sons. 229-302.
- Williams J A E and Ferreira D R. 1989. Thermal metamorphism and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl immiscibility at Patapedia, Quebec: Evidence from fluid inclusions[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 102:247-254.