

内蒙古林西县大井铜多金属矿床的硫、碳和铅同位素及成矿物质来源*

储雪蕾^{1,2} 霍卫国^{1,2} 张巽³

CHU XueLei^{1,2}, HUO WeiGuo^{1,2} and ZHANG Xun³

1. 中国科学院矿物资源探查研究中心, 北京 100101

2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

3. 中国科学技术大学化学地球动力学实验室, 合肥 230026

1. *Research Center for Mineral Resources Exploration, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*

2. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

3. *Laboratory for Chemical Geodynamics, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China*

2001-12-28 收稿, 2002-03-20 改回.

Chu XL, Huo WG and Zhang X. 2002. S, C, and Pb isotopes and sources of metallogenetic elements of the Dajing Cu-polymetallic deposit in Linxi County, Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4):566—574

Abstract The Dajing Cu-polymetallic ore deposit in Linxi county, Inner Mongolia Autonomous Region, China, is a large-scale Cu-Sn-Ag-Zn-Pb deposit in the southern section of the Da Hinggan area. The $\delta^{34}\text{S}$ values of chalcopyrite, pyrite, sphalerite, and galena sulfides collected from the Dajing ore deposit range from -1.8% to $+3.8\%$ with an average of $+0.65\%$. The narrow distributions of the $\delta^{13}\text{C}$ values round -5% and the $\delta^{34}\text{S}$ values with $\sim +1\%$ peak value indicate that the sulfur and carbon of the ore-forming fluid are derived from a hypomagma and exclude the possibility that the hosted Upper Permian Linxi Formation strata provide a certain amount of sulfur and carbon. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of sulfide ores range respectively within 18.257~18.368, 15.476~15.609, and 37.916~38.355 with the model ages of 122~209 Ma. But, the black shale contains higher radiogenic lead with the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of 18.473~20.156, differing from the ores. However, the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of the ore, basic-ultrabasic dike and feldspar leads are similar and lie on the same lines in the diagrams of $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. The analysed feldspars were separated from granite in the neighborhood of the Dajing ore deposit. For the mixing lines, the two end members are respectively upper mantle and orogenic belt that means mixing the matters of the upper mantle and of orogenic belt prior to the Mesozoic. All the evidences strongly support that the metallogenetic elements were carried by the hypomagma. Therefore, the Dajing ore deposit is a typical magmatic-hydrothermal vein type of ore deposit associated with subvolcanic rocks.

Key words Da Hinggan area; Polymetallic deposit; S, C and Pb isotopes; Magmatic-hydrothermal vein type; Orogenic belt

摘要 内蒙古自治区林西县大井铜多金属矿床是大兴安岭南段的一个大型 Cu-Sn-Ag-Zn-Pb 矿床。该矿床的黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿等硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化为 -1.8% 至 $+3.8\%$, 平均为 $+0.65\%$ 。大约为 -5% 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与峰值为 $\sim +1\%$ 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值的很窄分布表明成矿流体中的碳和硫来源于深部岩浆, 并且排除了上二叠统林西组地层提供一部分硫和碳的可能性。硫化物矿石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别在 18.257~18.368, 15.476~15.609 和 37.916~38.355 范围内, 其模式年龄为 122~209 Ma。黑色页岩含有较高的放射成因铅, 其 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 18.473~20.156, 与矿石完全不同。然而, 矿石、基性-超基性岩脉和附近花岗岩体的长石铅中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值是相近的, 它们在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上落在同一条直线上。这条铅同位素混合线两个端元分别为上地幔和

* 中国科学院重大项目(KZ951-B1-404 和 KZCX2-104)和科技部“九五”攀登预选项目(95-预-39)资助。

第一作者简介: 储雪蕾, 男, 1946 年生, 研究员, 博士生导师, 地球化学专业, E-mail: xlchu@mail.c-geos.ac.cn

造山带,即混合了上地幔与前中生代形成的造山带物质。这些证据都强烈地支持了成矿物质来源于深源岩浆。因此,大井矿床是一个典型的与次火山岩有关的岩浆-热液脉型矿床。

关键词 大兴安岭地区;多金属矿床;硫和铅同位素;岩浆-热液脉型;造山带

中图法分类号 P618.4; P611.13; P597; P542.2

1 前言

位于古亚洲洋成矿带和环太平洋成矿带的交汇部位的大兴安岭地区是我国北方的一个重要的金属省。在这个金属省已探明的 Cu、Ag、Pb-Zn、Au 和 Sn 金属储量分别达到了 $\sim 5 \times 10^6$ 、 $\sim 1 \times 10^4$ 、 $\sim 5 \times 10^6$ 、 $\sim 3 \times 10^2$ 和 $\sim 5 \times 10^5$ 吨,另外探明的 Fe、W、Mo、Bi、Be、Nb、Ta 和 Y 也很丰富。在大兴安岭金属省至少已经探明了 12 个大型、15 个中型和几百个小型矿床(赵一鸣等,1997)。这个地区的矿床形成时代基本上集中在两个时代,华力西和燕山期,尤其是燕山期。区域构造-岩浆带明显地控制了该地区矿床的分布,往往在空间上成群或成带分布(赵一鸣等,1994; 赵一鸣等,1997; 芮宗瑶等,1994)。过去 20 年,大兴安岭地区作为中国北方一个潜在的铜多金属矿带受到人们注目。

大井铜多金属矿床是大兴安岭金属省南段的一个大型矿床。它位于内蒙古自治区林西县东北 21km 处(图 1),正好落在大兴安岭南段的黄岗-甘珠尔庙成矿带(锡和铅锌)与林西-天山成矿带(铜)的接合部位(赵一鸣等,1997)。大井矿床为一个多金属矿床,迄今为止 Cu、Sn、Ag、Zn 和 Pb 都被开采或利用,主要有大井、官地、兰家沟等大、小矿多个,其中以大井矿规模最大。根据已探明的矿石储量,这个矿床的 Ag 和 Pb-Zn 达到了大型规模,Cu 和 Sn 为中型规模。

大井矿体是由侵位于上二叠统林西组灰黑色砂页岩与含磷质结核碎屑岩段的上百条矿脉组成。冯建忠等(1994)、赵一鸣等(1994)、赵一鸣等(1997)、芮宗瑶等(1994)以及储雪蕾和刘伟(1999)等都认为它是与次火山岩岩浆活动有关的热液裂隙充填脉型矿床。然而,陈旭瑞等(2000)根据矿石的层纹结构、角砾构造、近平行于地层的矿脉产状和围岩蚀变弱等提出了同生矿床的看法,指出它是晚二叠纪同生-准同生沉积的海底喷流(即 SEDEX)型矿床,后又经过燕山期次火山岩-热液的叠加和改造,最终在中生代形成。最近,刘建明等(2001)又主要根据层纹结构等他们认为是典型的沉积构造,将铜矿体附近的流纹斑岩定为一种新的热水沉积岩-菱铁绢云硅质岩,并指出它与锡铜铅锌银复合元素组合的多金属矿床密切共生。他们强调,锡、铜、铅锌和银等成矿元素主要由同生沉积提供。

因此,大井多金属矿床的成因存在着“水”与“火”之争,争执的焦点是成矿物质(包括热液和成矿金属元素)的来源。矿区及其附近没有发现深成侵入体,矿脉又是似层状产出,所以总有少数人怀疑其岩浆-热液成因。近年来,详细的 O、H 同位素研究表明,在岩浆次固相冷凝过程过程中,存在着

早期岩浆流体和晚期大气降水活动的叠加(Wei, 2000; Wei, 2002)。本文将通过多种同位素手段来示踪成矿物质的来源,为大井铜多金属矿床的岩浆-热液成因提供可靠的地球化学证据。

2 地质概况

大井矿区出露的地层、岩浆岩、构造和矿床的地质特征分述如下。

2.1 地层

大井矿区出露的主要是上二叠统林西组的一套泥质、粉砂质的碎屑岩。林西组长期以来一直按 4 个岩性段划分,自下而上为: 1) 暗色细碎屑岩段(P_2I^1): 主要是灰黑色粉砂岩、页岩夹细砂岩和少量中粒砂岩、凝灰质砂岩; 2) 含磷碎屑岩段(P_2I^2): 为暗灰色粉砂岩夹细砂岩,含磷质结核和磷质条带; 3) 泥灰岩段(P_2I^3): 由灰黑色粉砂岩夹多层泥灰岩和中细粒砂岩构成; 和 4) 杂色细碎屑岩段(P_2I^4): 以灰绿、黄绿、灰黑色粉砂岩夹细砂岩为主。大井的矿体主要出现在第二岩性段的上部和第三岩性段的下部(冯建忠等,1994; 赵一鸣等,1997)。

根据不久前的 1:50000 区调报告,林西组被重新划分为 6 个岩性段,大约 4000m 厚(刘永高等,1999)。大井矿体实际产于最上面的第六岩性段(P_2I^6)的最上部,即由灰绿色板岩和细砂岩构成的滨湖相沉积物。我们在地表和井下都能观察到围岩地层上记录的波痕,甚至雨痕,也都证实是非常浅的浅水环境。在这种环境下不大可能形成热水沉积矿床。新的林西组增划了第一和第二两个岩性段,发现原建组剖面的层序有误,将原第三岩性段划到第六岩性段的上部(刘永高等,1999)。新的地层单元顺序反映了从河流相到湖相(滨湖-浅湖-深湖-浅湖-滨湖)的沉积环境变化顺序和林西盆地从形成、发展到消亡的演化顺序。

另外,上侏罗统马尼吐组火山岩广泛地出露在矿区的东部和东南部。自下而上为流纹(斑)岩、英安岩、安山岩、安山玄武岩等(赵一鸣等,1997)。

2.2 岩浆岩

在大井矿区的地表和井下还没有发现深成岩,但到处可见岩墙、岩脉等次火山岩。从岩性看,次火山岩主要有次霏细斑岩、英安斑岩、闪长玢岩、安山玄武玢岩、云斜煌斑岩等。从岩石化学成分和同位素年龄看,这些岩墙和岩脉与侏罗系火

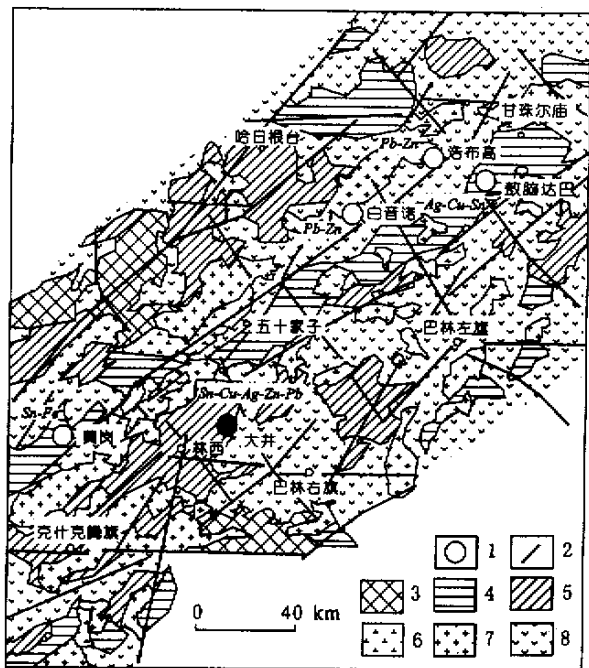


图1 大兴安岭南段地质矿产简图

根据芮宗瑶等人(1994)的图简绘

1. 大、中型矿床; 2. 断层或断裂带; 3. 元古/古生代地层; 4. 下二叠纪地层; 5. 上二叠纪地层; 6. 印支期侵入岩; 7. 燕山期花岗岩; 8. 晚侏罗/早白垩纪火山岩

Fig. 1 A simple map of geology and ore deposits in the southern section of the Da Hinggan area

尼吐组火山岩为同一个岩浆系列。次火山岩的时间先后顺序大体为: 次霏细斑岩、英安斑岩、闪长玢岩、安山玢岩、玄武玢岩到含橄煌斑岩, 呈由酸性向基性-超基性发展的逆演化顺序。所报导的岩墙和岩脉的 K-Ar 年龄并不完全一致, 从 155.3~177.2Ma (赵一鸣等, 1997) 到 133.5~155.7Ma (冯建忠等, 1994), 不过都落在早、中燕山期岩浆活动的范围。

所有酸性到基性-超基性次火山岩都有相似的 REE 分布模式和微量元素变化特征, 表明它们是同源的, 同一系列岩浆演化的产物 (冯建忠等, 1994; 赵一鸣等, 1997)。在空间上岩墙(脉)与矿脉关系密切, 英安斑岩和安山玢岩往往就是铜矿体的顶板或底板, 而玄武玢岩和含橄煌斑岩则时常出现在铅锌矿体旁。岩脉、蚀变的围岩和矿石的 REE 和微量元素比较使冯建忠等 (1994)、赵一鸣等 (1997) 得出大井矿床的成矿物质可能来源于与次火山岩岩浆同源的深源岩浆的看法。

2.3 构造

大井矿床位于北北东向黄冈-甘珠尔庙断裂带与东西向的黄岗梁-林西断裂的交汇处的北西侧。矿区处在林西-官地

侧伏背斜的端部。

区内断裂构造发育, 可分为北东、北西、北西西和南北向四组 (赵一鸣等, 1997)。成矿前有二期挤压性质的断裂活动, 一次是北西-南东向, 另一次是北西西-南东东向, 两次挤压作用造成北东、北西西和南北向的断裂。其中北东向的断裂规模最大, 表现为压扭性的, 被认为提供了次火山岩脉和成矿流体的主通道 (王汉生和李欲晓, 1995; 赵一鸣等, 1997)。张性的北西断裂规模较小, 由紧密的平行断裂组成, 是由成矿阶段的北北东-南南西向拉张应力造成的。因此, 北西向断裂是主要的赋矿构造, 同时也控制了区内大部分岩墙和岩脉的走向 (王汉生和李欲晓, 1995; 赵一鸣等, 1997)。

2.4 矿床地质特征

大井矿床已探明的矿脉有 200 多条。矿体的产状主要呈网脉或复脉, 少数为单脉。矿脉长度明显变化, 从 ~20m 到 ~600m, 厚度从 ~0.8m 到 ~1.9m (赵一鸣等, 1997)。

矿体总体走向大约为北西 300°~320°, 倾向南东, 倾向一般为 40°~50°, 在矿区的东部变陡。主要矿体的走向与地层走向相近, 但实际上还存在着一定的夹角 (大约几度至十几度)。次级矿脉一般延伸不长, 呈北西西和南东向, 分布主矿脉两侧, 与地层走向的夹角十分明显。成矿金属元素呈明显的空间分带。铅锌为主的矿脉主要产在矿区的浅部与周边, 而铜和铜锡为主的矿脉则多集中在矿区的中部和深部, 银随铅富集在方铅矿中。矿区中部的矿脉主要为黄铜矿, 它与黄铁矿或黄铁矿、毒砂等构成铜矿石, 分布在一条矿脉的中部; 而矿脉的两边 (靠近上、下盘围岩) 则充填有石英、碳酸盐、闪锌矿、方铅矿及晚期的黄铜矿和黄铁矿独立或复合构成的细脉, 其中有些细脉还贯入先形成的黄铜矿体。由此推断黄铜矿主矿化阶段要先于铅锌矿化。

大井矿床的主要矿石矿物为黄铜矿、锡石、铁闪锌矿、方铅矿, 此外还有黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿, 等等。主要的脉石矿物是石英、方解石、菱铁矿、铁白云石、白云石、萤石、绿泥石、电气石、绢云母, 等等。

矿体接触的围岩上下盘蚀变一般比较弱, 呈平行于矿体的带状分布, 蚀变带的宽度为 0.5~2m 不等。主要呈硅化、绢云母化、菱铁矿化、绿泥石化和电气石化等, 与锡和铜矿化关系密切的硅化、绢云母化和电气石化主要出现在矿区的西南部。

3 硫、碳和铅同位素

3.1 硫同位素

我们完成的 23 个硫化物矿物的硫同位素分析数据分布较窄, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围从 -1.8‰ 变化到 +3.8‰, 平均值为 +0.65‰ (储雪雷和刘伟, 1999)。图 2 显示矿区中部 10 号矿脉的垂向 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化情况, 样品采自大井矿井下 625m 中段。由图 2 可以看出, 富矿体中黄铜矿和黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值要比矿

脉两侧的、与闪锌矿、方铅矿和碳酸盐脉共生的黄铜矿和黄铁矿(晚期)明显高一点,所以二期黄铁矿和黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值是有区别的。那些晚期的黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值比与之共生的闪锌矿还低些,象D3、D4和D10样品,意味着这些黄铁矿与闪锌矿之间未达到硫同位素平衡,它们可能是比闪锌矿矿化更晚的热液的产物。然而,共生的闪锌矿与方铅矿之间硫同位素达到平衡,闪锌矿比共生的方铅矿更富集 ^{34}S 。

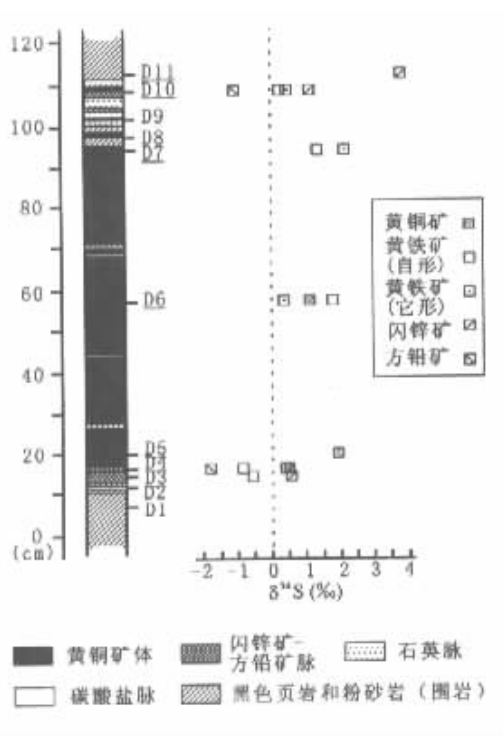


图2 10号矿体硫化物矿物的硫同位素组成

Fig. 2 The sulfur isotope compositions of the sulfide minerals of the 10# ore body

3.2 碳同位素

矿区内碳酸盐脉十分发育,从地表露头到井下矿体处都能见到。FL862301样品采自地表宽的方解石脉。那类方解石结晶好、晶体大、很纯,脉中不含石英、黄铁矿和菱铁矿等,显然是在成矿阶段之后形成的。在井下往往能够看到那类方解石脉切穿矿脉。另一类碳酸盐脉可能与一些矿石同时形成,包括一些菱铁矿脉、白云石脉和方解石脉等,一般形成独立的细脉或是与石英、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿等形成复脉,出现在矿体中或矿体附近。

碳酸盐样品的碳、氧同位素分析数据列在表1中,包括4个方解石和4个菱铁矿。如表1所示,整个碳同位素变化不大, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -4.5‰ 变化到 -6.5‰ ;而氧同位素变化大, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -17.9‰ 变化到 -29.7‰ (相对PDB)。较大的 $\delta^{18}\text{O}$

值变化是由方解石的变化所引起,方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -18.5‰ 变化到 -29.7‰ ,而菱铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -17.9‰ 变化到 -18.5‰ ,变化还不足 1‰ 。造成方解石的氧同位素组成变化达 12‰ 可能有二方面原因:其一是那些方解石是在不同期的热液中产出,各期次的热液流体氧同位素组成本身就有较大差别,例如早期热液主要由“岩浆水”构成,而晚期则有大气降水大量加入;其二是有些方解石受到晚期热液的改造,与贫 ^{18}O 的晚期热液进行氧同位素交换。与菱铁矿相比,方解石更容易受晚期热液作用影响,发生氧同位素交换,所以那些菱铁矿样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可能更能反映成矿阶段的热液流体的氧同位素成分。各期次形成的碳酸盐矿物的碳同位素组成却都很接近(见表1),具有相近的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。这表明那些矿物的碳可能来自一个相同的、均匀的源区。方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -4.5‰ 变化到 -4.8‰ ,比菱铁矿样品(从 -5.5‰ 到 -6.5‰)要高些。这意味着方解石和菱铁矿的碳同位素分馏可能受平衡同位素分馏效应控制。碳同位素组成空间上的变化也很小。例如,同为菱铁矿在矿区中部铜矿体附近它的 $\delta^{13}\text{C}$ 值是 -5.5‰ ,仅比东部铅锌矿体处的 -5.7‰ ~ -6.3‰ 略高点。

3.3 铅同位素

完成的铅同位素分析数据列在表2中,张理刚等(1995)发表的二个林西县大井花岗岩长石铅的同位素数据也列在其中。他们的花岗岩时代为中生代,与大井矿床的成矿时代一致,但具体采样地点不详。我们的样品包括矿石、玄武玢岩、含橄煌斑岩和黑色页岩,均采自矿体或矿体附近的围岩。只有WY960101样品采自ZK1-5孔的岩芯。表2所列的绝大多数样品都有非常接近的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值,具体由18.249变化到18.368。只有黑色页岩例外,大大超出上述比值范围。所有黑色页岩样品含有更高的放射成因铅,所以具有比其它样品高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值。

假定矿石、矿物或全岩的铅均为正常铅,可以用Holems-Houtermans模式计算每个样品的模式铅年龄。采用Doe和Stacey(1974)参数计算的模式铅年龄也列在表2中。所获99Ma~231Ma的模式年龄证实大井矿床的成矿时代为中生代。矿石铅的模式年龄为122Ma~209Ma,与岩墙和花岗岩中长石铅给出的模式年龄99Ma~188Ma比较接近,意味着成矿时代与岩浆活动的时代是一致的,两者物质可能是同源的。黑色页岩样品的模式年龄接近或小于0Ma,这显然是由于它们含有过剩的放射成因铅。

在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图3)上,所有矿石与岩墙(脉)、长石的铅同位素数据都落在同一条直线上。但是,萤石和黑色页岩落在直线的两侧,特别是WY960101样品远离那条直线,具有非常高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值。不过绝大多数数据都落在Zartman和Doe(1981)根据所发表的全世界铅同位素数据归纳出的地幔铅和造山带铅的范围内。

表1 矿区内碳酸盐的碳、氧同位素组成

Table 1 The carbon and oxygen isotope compositions of the carbonates in the mine district

样品号	矿物	样品描述	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$
FL862301	方解石	地表方解石脉	-4.8	-29.7
FL862601	方解石	大井4号矿体晚期方解石脉	-4.8	-25.1
FL862601	菱铁矿	大井4号矿体中与方铅矿共生菱铁矿	-5.5	-17.9
FL862602	方解石	大井4号矿体充填的方解石脉	-4.6	-18.5
FL862906D	方解石	大井12号矿体附近黑色页岩中方解石-萤石脉	-4.5	-24.8
FL870301A	菱铁矿	官地42号矿体充填的菱铁矿脉	-5.8	-18.5
FL870301C	菱铁矿	官地42号矿体附近菱铁矿脉	-6.5	-18.2
FL870304B	菱铁矿	官地42号矿体菱铁矿-石英-萤石脉	-5.7	-18.2

注: C、O 同位素测定误差在 $\pm 0.2\text{‰}$ 以内。

表2 大井矿区及附近花岗岩体的矿物和全岩的铅同位素组成

Table 2 The lead isotope compositions of minerals and rocks in the mines and adjacent district

样品号	样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	模式年龄 (Ma)	采样位置
FL870201	玄武玢岩	18.262	15.461	37.875	99	官地42号矿体附近
FL870308A	含橄煌斑岩	18.249	15.457	37.865	104	官地42号矿体附近
FL870207D	黑色页岩	18.473	15.506	38.183		官地42号矿体附近
WY891120	黑色页岩	18.590	15.498	38.061		兰家沟矿695m中段
WY960101	黑色页岩	20.156	15.613	38.551		ZK1~5孔430m
FL862601	方铅矿	18.331	15.564	38.206	180	大井4号矿体
FL862903	方铅矿	18.341	15.573	38.234	184	大井12号矿体
FL870301C	方铅矿	18.368	15.609	38.355	209	官地42号矿体
FL870304B	方铅矿	18.341	15.568	38.209	178	官地42号矿体
FL862906D	萤石	18.259	15.563	38.417	231	大井12号矿体附近
WY890405	黄铁矿	18.352	15.594	38.308	202	大井10号矿体
WY891012	黄铁矿	18.336	15.573	38.237	187	官地42号矿体附近
WY891403C	黄铁矿	18.346	15.584	38.277	194	大井石英-碳酸盐脉
WY891613	黄铁矿	18.285	15.516	38.046	153	大井黄铁矿-石英脉
WY960404	黄铁矿	18.292	15.514	38.035	145	大井黄铜矿矿石
FL870104	黄铁矿	18.293	15.518	38.054	150	大井12号矿体
WY960404	闪锌矿	18.261	15.482	37.935	127	大井闪锌矿矿石
FL870308B	闪锌矿	18.279	15.508	38.026	147	官地42号矿体
WY891115	闪锌矿	18.272	15.502	37.999	145	兰家沟695m中段
WY890908	闪锌矿	18.290	15.515	38.012	148	官地42号矿体围岩
WY891012	闪锌矿	18.257	15.476	37.916	122	官地42号矿体
	长石	18.258	15.487	37.969	136	张理刚等(1995)
	长石	18.357	15.586	38.272	188	张理刚等(1995)

注: 铅同位素比值测定的质量分馏由SRM 981参考标准监控。

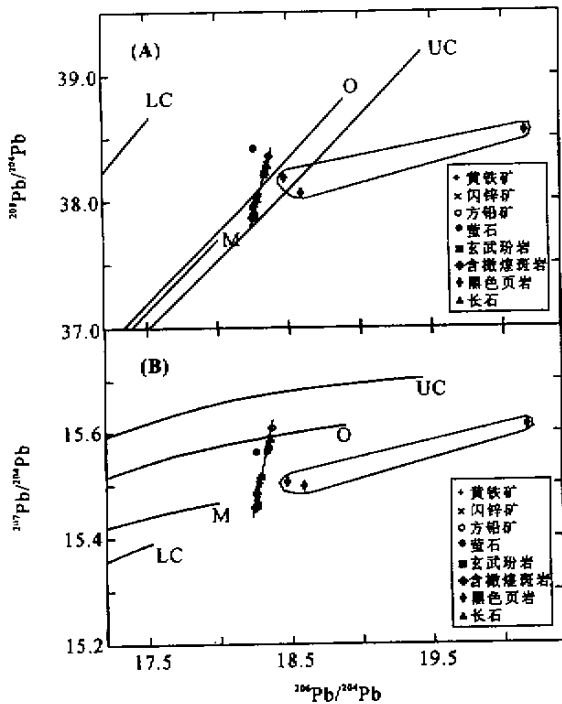


图3 铅构造模式图

(A) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图; (B) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图
 根据 Zartman and Doe (1981) 的铅同位素构造模式图绘制, 其中 UC、LC、O 和 M 分别表示上地壳、下地壳、造山带和地幔的铅同位素演化曲线。

Fig. 3 Diagrams of plumbo-tectonic model

(A) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram; (B) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram

4 成矿物质的来源

4.1 硫和碳的来源

包括冯建忠等(1994)和赵一鸣等(1994)发表的数据, 我们一共得到 112 个大井矿床的矿石硫同位素数据, 所绘硫同位素分布的直方图如图 4 所示。所有硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值展现一个从 $\sim -6\%$ 到 $\sim +4\%$ 的狭窄的塔式分布, 其峰值出现在 $\sim +1\%$ 附近(图 4A)。这种形态的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布强烈地表明矿石的硫可能来自一个深源岩浆, 因为由硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值来估计成矿热液的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大概为 $+1\%$, 非常接近正常地幔的 $0\% \pm 1\%$ 的范围(Eldridge *et al.*, 1991)。

对大多数火成岩来讲, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值应在 $0\% \pm 5\%$ 的范围内(Ohmoto and Rye, 1979), 但是有些斑岩和矽卡岩型矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值实际上超出了 $0\% \pm 5\%$ 的范围。在那些地区, 它们火成岩中相当比例的硫是通过岩浆与围岩作用、选择性

地同化围岩得到的, 因为火成岩中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与围岩硫化物和硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相近(Ohmoto and Goldhaber, 1997)。因此, 围岩中的硫的加入是深源岩浆的 $\delta^{34}\text{S}$ 值超出 $0\% \pm 5\%$ 范围的原因。对大井矿床来讲, 岩浆的 $\delta^{34}\text{S}$ 值完全落在 $0\% \pm 5\%$ 的范围以内, 分布又集中在 $\sim 1\%$ 附近, 所以我们能够排除围岩硫的加入, 特别是寄主围岩林西组沉积物中硫的加入。

由硫同位素数据来看, 大井矿床不可能是一个同生沉积-热液再造型硫化物矿床, 成矿物质来源也不可能与断陷盆地中热水沉积物有关, 因为它的矿石中没有发现任何生物成因硫的迹象。晚二叠纪林西盆地的沉积物是一套湖相沉积的碎屑岩, 富有机质, 例如出现黑色页岩等。那样的沉积物中生物成因的硫会相当丰富。如果成矿的锡铜铅锌银等金属来自热水沉积物, 其硫也不可避免地有很大一部分来自热水沉积物。热水沉积物中的金属和硫又主要通过热水对流从围岩摄取。大井矿床若为同生矿床, 不论是热水沉积的 SEDEX 型还是同生沉积-热液再造型矿床都必然有相当数量的生物成因硫加入, 势必造成矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布变宽, 平均值也会是较大的负值。

图 4 的 B、C、D、E 和 F 分别展现了方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿和毒砂的 $\delta^{34}\text{S}$ 值的分布。根据矿物与 H_2S 之间的硫同位素平衡分馏系数数据(Ohmoto and Rye, 1979), 同位素平衡时应是 $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{Zn}} \geq \delta^{34}\text{S}_{\text{Cu}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{Sg}}$ 。上述直方图中, 方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿和毒砂的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值或峰值实际也是逐渐增高, 基本顺序与同位素平衡时的 ^{34}S 富集顺序一致。因此, 大井矿床的硫化物矿物, 包括方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿和毒砂等, 一般来讲是达到了硫同位素平衡。根据 Ohmoto 和 Rye(1979) 给出的平衡分馏系数, 我们计算了 D4 样品和 D10 样品(见图 2)闪锌矿-方铅矿对的硫同位素温度, 它们分别为 290°C 和 300°C , 与赵一鸣等(1997)给出的早期硫化物矿化阶段温度范围($260 \sim 320^\circ\text{C}$)和冯建忠等(1994)获得的硫同位素温度都是吻合的。

大井矿区的碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(见表 1)都落在通常认为的地幔 $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-5\% \pm 2\%$ 的范围(Ohmoto, 1986)。上地幔来源的岩浆中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值也为 -5% (Kyser, 1986)。大井矿床不同矿化阶段的碳酸盐具有非常接近的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 这意味着热液流体各阶段的 CO_2 与硫相同, 都来自同一个均匀的岩浆源, 即深源岩浆。具有地幔的硫和碳同位素特征表明深源岩浆带有幔源岩浆的特点。碳同位素数据也否定了同生矿床的可能性, 因为如果成矿热液中的碳混染了一部分同生沉积物中的碳, 那部分有机碳氧化会造成成矿热液中的 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比 -5% 更低。

4.2 铅的两组分混合

铅同位素能够提供 Pb 的来源, 也能够被用来判别与 Pb 关系密切的硫化物矿石中 Zn、Cu、Fe、Au 等成矿元素的来源。利用矿石、岩浆岩、地层和基底铅同位素全方位对比来判

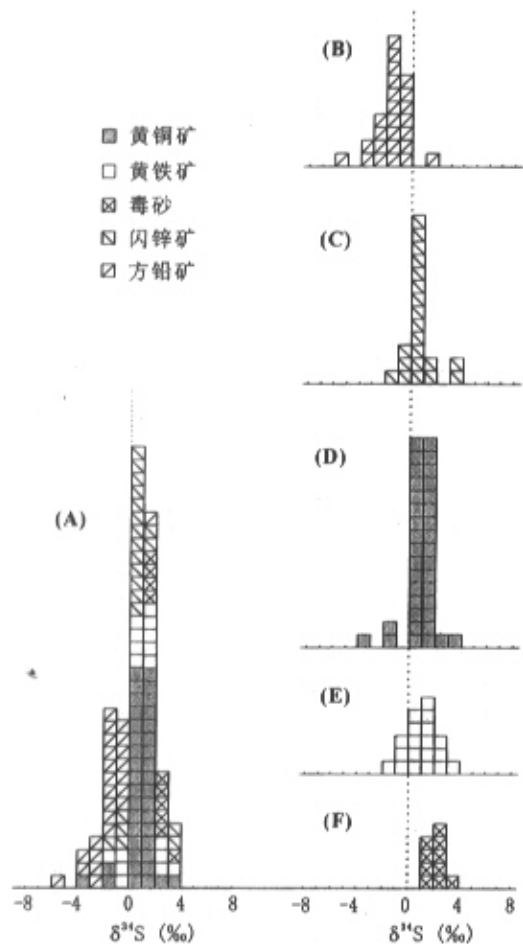


图4 硫同位素直方图

(A)全部硫化物;(B)方铅矿;(C)闪锌矿;(D)黄铜矿;(E)黄铁矿;(F)毒砂

Fig. 4 Histograms of sulfur isotope compositions

(A)The sulfides;(B)Galena;(C)Sphalerite;(D)Chalcopyrite;(E)Pyrite;(F)Arsenopyrite

别矿石铅同位素的来源是一种近年来国际上认同的办法(张乾等,2000)。根据中生代花岗岩中长石和矿石的铅同位素数据特点,张理刚等(1995)将大兴安岭地块划为一个单独的铅同位素构造-地球化学省。在这个地块中,中生代的长石铅来源于具有低的U/Pb和Th/Pb比值的低成熟度地壳,矿石铅与长石铅的同位素比值十分一致。因此,他们认为矿石铅可能与长石铅来源于同一个U-Pb系统,也就是说那些矿石铅来源于中生代的岩浆。

如图3所示,大井矿床的矿石铅都落在同一条直线上,而且有同长石和基性-超基性岩墙(脉)的铅同位素比值一样的变化。这表明它们有着相同的铅的来源,即相同的岩浆源。运用Zartman和Doe(1981)发表的铅构造模式图能够推断岩浆源区的构造位置。所有矿石铅同位素数据几乎都落在

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图的上地幔和造山带铅的演化线附近,而且排列为一条直线。如上所述,长石和基性-超基性岩墙(脉)的铅同位素数据也落在这条直线上。直线斜率陡意味着它不是一条等时线,而是两组分混合线,即上地幔与造山带铅的混合线。因此,大井矿床的矿石和岩墙(脉),包括附近的中生代花岗岩的铅同位素证据表明它们可能来源于地壳深部的同一岩浆源区。岩浆可能是由前中生代侵位于深部地壳的造山带物质在侏罗纪时重熔产生,可能还有幔源岩浆加入到该岩浆房中。从新元古代到古生代是大兴安岭地区地壳的重要增长期(吴福元等,1997),残余的古生代俯冲的洋壳等成为新增生地壳的重要组成部分,可能还包括一些地幔岩,这些物质构成了该地区的造山带物质。铅同位素混合线意味着大井矿床的成矿物质可能由造山带物质和地幔物质两部分提供。大井矿床的成矿作用与较晚的中-基性岩浆活动关系密切(赵一鸣等,1997),晚期的岩浆显著地基性程度增加,这显然与幔源岩浆或岩浆中幔源物质的加入有密切关系。

从铅同位素数据我们可以得到同样的限制,即大井矿床不可能是同生矿床。由图3来看,上二叠统林西组地层的铅落在那条混合线的左侧, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值变化大。如果有地层的铅加入,它们势必会造成放射成因 ^{206}Pb 的加入,使矿石铅偏离混合线。

4.3 成矿物质来源与矿床成因

硫、碳和铅同位素的数据都表明大井矿床的成矿物质来源于深源岩浆。铅同位素数据进一步表明深源岩浆中的铅是上地幔与造山带铅的混合。对大井矿床的形成来讲,造山带物质的贡献应该更重要,因为上地幔派生的岩浆不大可能直接提供如此大量的成矿金属。

大兴安岭地区地壳增生的重要时期发生在新元古代-古生代,一个低成熟度的大陆地壳由此产生(吴福元等,1997)。整个中国东部燕山期岩浆活动强烈,在大兴安岭地区就形成了与中生代岩浆活动有关的斑岩型、矽卡岩型和其它类型的岩浆-热液矿床。这一地区中生代的花岗岩一般具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值(平均值为0.7043)和正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(张理刚等,1995)。

与大井矿床的硫和碳同位素数据一样,不能将中生代花岗岩的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值和正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值解释为那些岩浆统统地来源于上地幔。这些地球化学特征只能表明大兴安岭地区中生代的岩浆可能主要来源于地壳深部的俯冲残留洋壳和变中-基性火山岩物质。那些物质的原岩有相当一部分可能来自于地幔,在中生代之前通过造山作用侵位于深部地壳。大井矿床的成矿金属元素Cu、Sn、Zn、Pb和Ag全部由深源岩浆提供,其中Cu和Zn最初源于残余的洋壳和基性火山岩,而Sn源于基底岩石。这就象俯冲作用向所产生岛弧岩浆提供了额外的金属,如Cu和Zn(Stolper and Newman, 1994)。此外,幔源的岩浆也可能提供了部分的Cu或Zn。

上述的硫、碳和铅同位素证据表明大井铜多金属矿床确实是一个典型的、与次火山岩有关的岩浆-热液脉型矿床。Hedenquist 和 Lowenstern (1994) 概述了与深成岩体有关的脉型矿床的一些特征: (1) 产自近侵入体的破碎带中; (2) 成矿温度在 300~450°C 之间; (3) 成矿流体为中、低盐度; (4) 伴随着 Sn、W、Mo±Pb-Zn、Cu 和 Au 的矿化; (5) 产于层状火山岩之下的浅成岩体(即次火山岩)附近。空间上脉型矿床与斑岩型 Cu(Mo、Au) 矿床、矽卡岩型(Cu、Fe、Sn、W、Pb-Zn) 矿床、高硫化的(Au、Cu) 矿床和低硫化的(Au、Ag) 矿床关系密切(Hedenquist and Lowenstern, 1994; Yang, 1998)。在一个岩浆-热液系统, 大气降水也能够加入到成矿热液中, 尤其是那些低硫化和高硫化类型的矿床。

上述岩浆-热液矿床模式也说明大井矿床是一个比较典型的岩浆-热液脉型矿床, 因为它具有上述特征, 且与区域的矽卡型(黄岗铁锡矿、白音诺铅锌矿等)、斑岩型(敖瑞达巴铜银锡矿)、热液脉型(布敦化铜矿)等岩浆-热液矿床是一致的, 尽管目前我们还没有发现深部的岩体。大井矿床的成矿金属都来自深源岩浆。该地区的基底岩石熔融能够产生 Sn, 在还原性的地壳, 如元素碳或铁硫化物的存在下 Sn 能够逐渐积累 (Ishihara, 1981; Blevin *et al.*, 1992)。在较高温度下, Sn 和 Cu 随着 F 的含量增加而富集, 并随岩浆中的 F 搬运 (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Audetat *et al.*, 1998), 所以该矿床萤石是一种常见的脉石矿物。在较低温度的热液中, Cu、Zn、Pb 和 Ag 可以作为氯化物、二硫化物和其它络合物迁移 (Barnes, 1979; Seward and Barnes, 1997)。

5 结论

硫、碳, 以及铅的同位素都证实大井矿床的成矿物质来源于深源岩浆, 是一个深源、浅成(即浅就位)的岩浆-热液脉型矿床。该矿床的形成与矿区内的次火山岩岩浆活动关系密切。深源岩浆携带的成矿物质以古生代造山作用产生的增生地壳物质为主, 幔源岩浆也可能加入。成熟度低的增生物质造成硫、碳, 以及铅的同位素都显示出上地幔源区特征。因此, 该矿床的成因是一个典型的深源岩浆-热液矿床。硫、碳和铅同位素的证据都排除了大井铜多金属矿床为共生矿床或成矿物质主要在同生沉积阶段积累的可能性。

致谢 野外工作得到大井铜银矿、官地铅锌矿的大力支持和协助。刘伟、上本武博士与作者一起采样; 王玉往高工提供了部分铅同位素分析样品; 陈江峰教授协助改进铅同位素样品制备。中国科学院矿物资源探查研究中心的很多中日学者和工作人员都给予过热情支持与帮助。此外, 两位审稿人提出了有建设性的修改意见。在此对上述单位和个人表示诚挚的谢意。

References

- Audetat A, Gunther D, Heinrich CA. 1998. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit; Insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. *Science*, 279: 2091—2094
- Barnes HL. 1979. Solubilities of ore minerals. In: Barnes HL (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (2nd ed.) New York: John Wiley, 404—460
- Blevin PL, Chappell BW, Allen CM. 1992. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition. *Trans. Royal Soc. Edinburgh; Earth Sci.*, 87: 281—290
- Chen Xurui, Liu Jianming, Yang Sidao. 2000. Ore-formation of basin fluids in the northern margin of north China craton — case studies. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(2): 109—113 (in Chinese with English abstract)
- Chu Xuelei, Liu Wei. 1999. The relationship between mineralization of the Dajing Cu-Sn Polymetallic Deposit and magmatic fluid. *Geological Review*, 45 (Sup.): 1166—1172 (in Chinese with English abstract)
- Doe BR, Stacey JS. 1974. The application of lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evolution; a review. *Economic Geology*, 69: 757—776
- Eldridge CS, Compston W, Williams IS, Harris JW, Bristow J. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, 353: 649—65
- Feng Jianzhong, Ai Xia, Wu Yubin, Liu Guoping. 1994. The stable isotopic geochemistry of the Dajing polymetallic deposit, Inner Mongolia. *Jilin Geology*, 13: 60—66 (in Chinese with English abstract)
- Hedenquist JW, Lowenstern JB. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519—527
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol: 458—484
- Liu Jianming, Ye Jie, Zhang Anli, Wang Yuwang, Jiang Neng. 2001. A new exhalite type-siderite-sericite chert formed in fault-controlled lacustrine basin. *Science in China (Series D)*, 44 (12): 1079—1088
- Liu Yonggao, Tan Zuoshan, Liu Shujin. 1999. Linxi Formation of the Upper Permian series in the Eastern Inner Mongolia. *Inner Mongolia Geology*, (2): 21—26 (in Chinese with English abstract)
- Kyser TK. 1986. Stable isotope variations in the mantle. In: Valley JW, Taylor HP Jr, O'Neil JR (eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Reviews in Mineralogy*, 16: 141—164
- Ohmoto H, Rye RO. 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: Barnes HL (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd ed.). New York: John Wiley, 509—567

- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley JW, Taylor HP Jr, O'Neil JR (eds.). Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, 16: 491—559
- Ohmoto H, Goldhaber MB. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (3rd ed.). New York: John Wiley, 517—612
- Rui Zongyao, Shi Lindao, Fang Ruheng *et al.* 1994. Geology of Non-ferrous Metallic Deposits in the Northern Margin of the North China Landmass and Its Adjacent Area. Beijing: Geological Publishing House, 314—363 (in Chinese with English abstract)
- Seward TM, Barnes HL. 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids. In: Barnes HL (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (3rd ed.). New York: John Wiley, 435—486
- Stolper E, Newman S. 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. Earth Planet. Sci. Lett., 121: 293—325
- Wang Hansheng and Li Yuxiao. 1995. The application of petrofabric analysis to study of the structures of mineral deposit in Dajing. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 10 (1): 16—24 (in Chinese with English abstract)
- Wei Liu, 2000. Two disequilibrium quartz-feldspar $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionations within the Aral granite batholith, Altay mountains of China: Evidence for occurrence of two stages of O and H isotopic exchange of a heterogeneous granite system with aqueous fluids. Journal of Petrology, 41(9): 1455—1466
- Wei Liu, 2002. Fluid-rock interaction during subsolidus microtextural development of alkali granite as exemplified by the Saertielieke pluton, Ulungur of the northern Xinjiang, China. Chemical Geology, 182: 473—482
- Wu Fuyuan, Jahn Bohming, Lin Qiang. 1997. Isotopic characteristics of the post-orogenic granite in orogenic belt of northern China and their implications in crustal growth. Chinese Sci. Bull., 42(20): 2188—2192 (in Chinese)
- Yang Kaihui. 1998. Magmatic fluids and mineralization — Observations of subaerial volcanic-hydrothermal processes, black smokers on modern sea floor and melt inclusion studies. Earth Science Frontiers, 5: 7—38
- Zartman RE, Doe BR. 1981 Plumbotectonics — the model. Tectonophysics, 75: 135—162
- Zhao Yiming, Zhang Dequan, Others. 1997. Metallogeny and Prospective Evaluation of Copper-Polymetallic Deposits in the Da Hinggan Mountains and Its Adjacent Regions. Beijing: Geological Press, Beijing, 125—144 (in Chinese)
- Zhao Yiming, Wang Dawei, Zhang Dequan *et al.* 1994. Ore-Control Factors and Ore-Prospecting Models for Copper-Polymetallic Ore Deposits in Southeastern Inner Mongolia. Beijing: Geological Press, 140—197 (in Chinese)
- Zhang Ligang *et al.* 1995. Block-Geology of Eastern Asia Lithosphere — Isotope Geochemistry and Dynamics of Upper Mantle, Basement and Granite. Beijing: Science Press, 153—173 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Qian, Pan Jiayong, Shao Shuxun. 2000. An interpretation of ore lead sources from lead isotopic compositions of some ore deposits in China. Geochimica, 29(3): 231—238 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈旭瑞, 刘建明, 杨思道等. 2000. 华北克拉通北缘与盆地流体有关的若干矿床实例. 矿物岩石地球化学通报, 19(2): 109—113
- 储雪蕾, 刘伟. 1999. 大井铜-锡多金属矿床成矿作用与岩浆流体的关系. 地质论评, 1999, 45(增刊): 1166—1172
- 冯建忠, 艾霞, 吴俞斌, 刘国平. 1994. 内蒙大井多金属矿床稳定同位素地球化学特征. 吉林地质, 13(3): 60—66
- 刘建明, 叶杰, 张立安, 王玉往, 姜能. 2001. 一种新类型热水沉积岩——产在湖相断陷盆地中的菱铁绢云硅质岩. 中国科学(D辑), 31(7): 570—577
- 刘永高, 谭佐山, 刘书金. 1999. 内蒙古东部的上二叠统林西组. 内蒙古地质, (2): 21—26
- 芮宗瑶, 施林道, 方如恒等. 1994. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 314—363
- 王汉生, 李欲晓. 1995. 岩组分析在大井构造研究中的应用. 地质找矿论丛, 10(1): 16—24
- 吴福元, 江博明, 林强. 1997. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报, 42(20): 2188—2192
- 赵一鸣, 张德全等. 1997. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价. 北京: 地震出版社, 125—144
- 赵一鸣, 王大畏, 张德全等. 1994. 内蒙古东南部铜多金属成矿地质条件及找矿模式. 北京: 地震出版社, 140—197
- 张理刚等. 1995. 东亚岩石圈块体地质——上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京: 科学出版社, 153—173
- 张乾, 潘家永, 邵树勋. 2000. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释. 地球化学, 29(3): 231—238