

文章编号 0258-7106 (2008) 06-0659-22

新疆阿尔泰蒙库铁矿床的成矿流体及成矿作用*

杨富全¹, 毛景文¹, 柴凤梅^{1,2}, 刘 锋¹, 周 刚³, 耿新霞¹, 刘国仁³, 徐林刚⁴

(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开放实验室, 北京 100037;

2 新疆大学地质与勘查工程学院, 新疆 乌鲁木齐 830046; 3 新疆地质矿产勘探开发局第四地质大队, 新疆 阿尔泰 836500; 4 克劳斯塔尔工业大学矿物与矿产资源研究所, 德国 38678)

摘 要 蒙库大型铁矿床赋存于上志留统—下泥盆统康布铁堡组变质火山-沉积岩系中, 容矿岩石为石榴子石矽卡岩、变粒岩、浅粒岩和大理岩。矿体总体顺层分布, 空间上与矽卡岩密切相关。研究表明, 矽卡岩期石榴子石以发育玻璃质熔融包裹体、流体熔融包裹体和流体包裹体为特征, 晚期矽卡岩阶段矿物中发育液相包裹体, 变质期矿物中主要发育液相包裹体和含子矿物包裹体。矽卡岩期熔融包裹体的均一温度为 1 100℃, 早期矽卡岩阶段流体包裹体均一温度变化于 193~499℃, 在 450℃、350℃ 和 230℃ 出现峰值。中期矽卡岩阶段均一温度变化于 236~550℃, 峰值为 350℃。区域变质期均一温度介于 132~513℃, 在 350℃、230℃ 和 190℃ 出现峰值。流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 1.23%~60.31%, 流体密度变化于 0.60~1.16 g/cm³。石榴子石、石英和方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化于 0.2‰~8.4‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 介于 -5.1‰~-5.33‰, δD 为 -127‰~-81‰, 表明矽卡岩期成矿流体主要是岩浆水, 混合少量大气降水, 变质期流体主要为大气降水, 为混合变质水。方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化于 -6.1‰~-2.3‰, 表明流体中碳来自深部或地幔。成矿时代为早泥盆世早期 (略晚于 404~400 Ma), 成矿作用与矽卡岩的退化变质作用有关。

关键词 地质学, 铁矿床, 矽卡岩, 流体包裹体, 碳、氧、氢同位素, 成矿作用, 蒙库, 阿尔泰

中图分类号: P618.31

文献标志码: A

Ore-forming fluids and metallogenesis of Mengku iron deposit in Altay, Xinjiang

YANG FuQuan¹, MAO JingWen¹, CHAI FengMei^{1,2}, LIU Feng¹, ZHOU Gang³,
GENG XinXia¹, LIU GuoRen³ and XU LinGang⁴

(1 MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

2 College of Geology & Prospecting Engineering Program, Xinjiang University, Urumqi 830046, Xinjiang, China; 3 No. 4 Geological Party of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Altay 836500, Xinjiang, China; 4 Institute of

Mineralogy and Mineral Resources, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld 38678, Germany)

Abstract

The Mengku large-size iron deposit occurs in metavolcanic-sedimentary sequence of the Upper Silurian-Lower Devonian Kangbutiebao Formation, with the host rocks being garnet skarn, granulite, leucogranulite and marble. Ore bodies are largely concordant with the bedding of the strata, and the distribution of the ore bodies is spatially related to skarn. Inclusions in garnet of the skarn period are dominantly glassy melt inclusions, fluid-melt inclusions and fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals of the middle skarn stage are liquid inclusions

* 本文为国家重点基础研究发展计划项目(编号 2007CB411302)、国家自然科学基金项目(编号 40672065)、“十一五”国家科技支撑计划重点项目(编号 2006BAB07B02-01)和国土资源大调查项目(编号 1212010786006、1212010561506)的联合资助成果

第一作者简介 杨富全,男,1968年生,博士,研究员,从事矿床地质、地球化学研究。电话 010-68999075, E-mail: fuquanyang@163.com。

收稿日期 2008-05-20; 改回日期 2008-07-04。张绮玲编辑。

(two-phase aqueous-type inclusions). Fluid inclusions in minerals of the regional metamorphic period mostly contain liquid inclusions and daughter mineral-bearing inclusions. Homogenization temperatures of melt inclusions in the skarn period is 1 100 °C, and homogenization temperatures of fluid inclusions in the early skarn stage vary from 193 to 499 °C, with the peaks around 450 °C, 350 °C and 230 °C. Homogenization temperatures of fluid inclusions in the late skarn stage vary from 263 to 550 °C, with the peak around 350 °C. Fluid inclusions in the regional metamorphic period show a wide range of homogenization temperatures from 132 to 513 °C, with three peaks around 350 °C, 230 °C and 190 °C respectively. Salinity ranges from 1.23 to 60.31 wt. % NaCl equiv. Ore fluid densities range from 0.64 to 1.16 g/cm³. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of garnet, quartz and calcite range from 0.2‰ to 8.4 ‰, with the corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between -5.1‰ and 5.33‰, and δD values of fluid inclusions between -127‰ and -81‰. The combined isotopic data imply that the ore-forming fluids of the skarn period in the Mengku iron deposit were mainly derived from magmatic fluids, with a minor part from the meteoric water, and the ore-forming fluids of the regional metamorphic period was mainly derived from the meteoric water, with a minor part from the metamorphic water. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values of calcite from the Mengku iron deposit define a narrow range of -6.1‰ to -2.3‰, indicating that the carbon in the fluids was mainly derived from the mantle or a deep-seated place. The Mengku iron mineralization took place in the early period of Early Devonian (slightly later than 404~400 Ma), with its metallogenesis related to the retrogressive metamorphism of the skarn.

Key words: geology, iron deposit, skarn, fluid inclusions, carbon-oxygen-hydrogen stable isotopes, metallogenesis, Mengku, Altay

新疆阿尔泰山南缘是中国重要的有色金属、贵金属成矿带之一。在泥盆纪火山岩建造中发现了阿舍勒大型铜锌矿床、可可塔勒大型铅锌矿床、蒙库大型铁矿床、乔夏哈拉中型铁铜金矿床、铁木尔特中型铅锌矿床、阿巴宫中型铅锌矿床、克因布拉克中型铜锌矿床等,它们构成了一个与海相火山作用有关的铁、铜、铅、锌成矿系列(王京彬等,1998;王登红等,2002)。在上志留统一下泥盆统康布铁堡组(前人认为是早泥盆世)变质火山-沉积岩系中,发现了许多铁矿床(点),如蒙库、阿巴宫、结别特、萨尔布拉克、加尔巴斯岛、铁木尔特等铁矿床。这些铁矿床具有顺层分布的特点,矿体与围岩一起变形,但矿体周围又发育大量的矽卡岩矿物。蒙库大型铁矿床具有代表性,于1953年被发现,目前探明铁储量1.1亿吨,远景储量超过2.1亿吨^①,成为新疆目前规模最大的铁矿床。尽管前人对蒙库铁矿床的地质特征、矽卡岩矿物、矿石及矿物的稀土元素、同位素地球化学、成矿规律进行过一些研究,但对于其成因还存在分歧,有矽卡岩型、火山喷流沉积型、火山喷流沉积+叠加改造型、海相火山岩型之争(张建中等,1987;王

京彬等,1998;王登红等,2002;仇仲学,2003;张振福,2003;Wang et al.,2003;李嘉兴等,2003;胡兴平,2004;徐林刚等,2007a,b;杨富全等,2007)。本文重点对矿体附近矽卡岩矿物的流体包裹体特征、石榴子石、石英和方解石的碳、氢和氧同位素进行了研究,对大理岩中黑云母的 Ar-Ar 年龄进行了测定,探讨了成矿流体的来源及铁的成矿作用。

1 区域地质背景

蒙库铁矿床位于富蕴县西北,距县城直线距离67 km,所处的大地构造位置为西伯利亚板块的南阿尔泰晚古生代活动陆缘(何国琦等,2004)。

新疆阿尔泰可划分为北阿尔泰、中阿尔泰和南阿尔泰(图1)。北阿尔泰位于红山嘴-诺尔特断裂以北,主要由中晚泥盆世—早石炭世火山-沉积岩组成。中阿尔泰即喀纳斯—可可托海一带,位于红山嘴断裂与阿巴宫断裂、巴寨断裂之间,主要为早古生代变质岩系,出露地层主要有震旦纪至中奥陶世的浅变质巨厚陆源复理石建造、晚奥陶世的火山-磨拉

① 新疆地质矿产局第四地质大队. 2005. 新疆富蕴县蒙库铁矿床深部详查总体设计.

石及陆源碎屑岩建造、中-晚志留世变砂岩。南阿尔泰北以阿巴宫断裂为界、南以克兹加尔断裂为界与额尔齐斯构造带相邻。主要由上志留统一下泥盆统康布铁堡组和中泥盆世(?)阿尔泰组变质火山-沉积岩系组成,其次是石炭纪火山-沉积岩系。康布铁堡组、阿尔泰组和中泥盆统阿舍勒组海相火山岩主要分布在 NW 向 4 个斜列的火山沉积盆地中,从北西至南东,依次为阿舍勒盆地、冲乎尔盆地、克兰盆地和麦兹盆地。与火山岩系有关的铜、铅、锌、铁、金矿床主要分布在上述盆地中。

阿尔泰造山带花岗岩类分布广泛,形成于多种构造环境中(芮行健等,1984;邹天人等,1988;刘伟,1990;汪中刚等,1998;王登红等,2002)。Wang 等(2006)、曾乔松等(2007)统计了近年来利用锆石

SHRIMP U-Pb 法和锆石 LA-ICPMS U-Pb 法精确测定的阿尔泰花岗岩类的形成时代,结果显示岩浆侵入活动存在 4 个峰值:460 Ma、408 Ma、375 Ma 和 265 Ma,特别是早-中古生代花岗岩类分布广泛。

2 矿床地质特征

2.1 含矿岩系

矿区出露中上志留统松克木群、上志留统一下泥盆统康布铁堡组和中泥盆统(?)阿勒泰组(图 2)。康布铁堡组为容矿岩系,由变质火山沉积岩-正常沉积岩组成,可分为上、下 2 个亚组。下亚组出露于矿区中部,分为 3 个岩性段,各岩性段之间多为渐变过渡关系。第一段由条带状不纯大理岩、透辉石大理

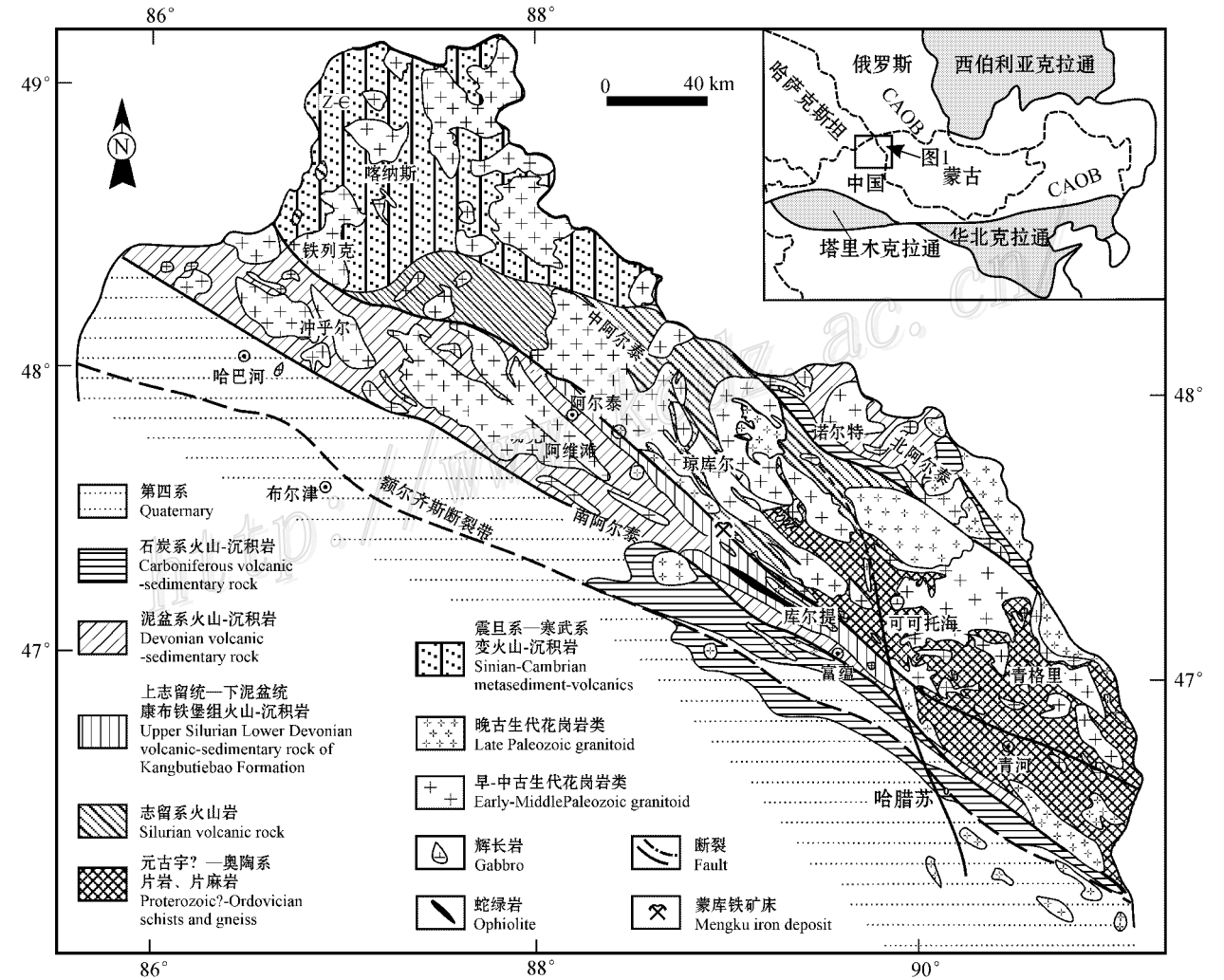


图 1 阿尔泰造山带区域地质略图(据 Wang et al., 2006;童英等 2007 修改)

Fig. 1 Simplified regional geological map of the Altay orogen(modified after Wang et al., 2006;Tong et al., 2007)

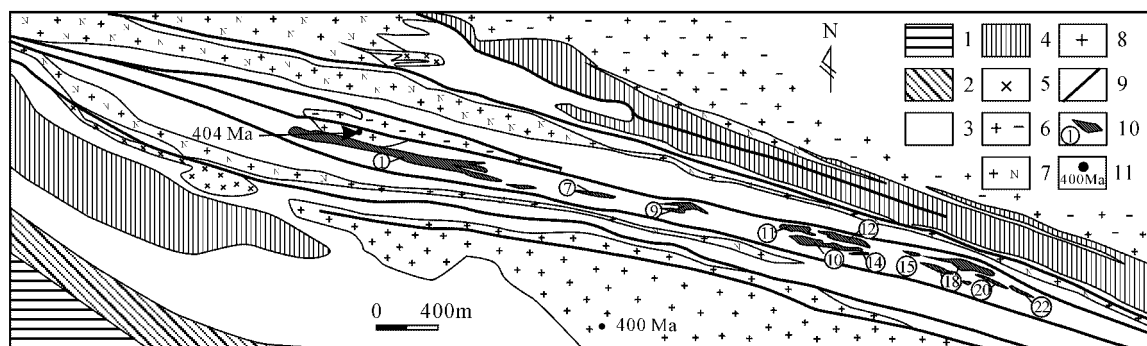


图2 蒙库铁矿区地质图(据李建国等修改, 2005^①)

1—中泥盆统(?)阿勒泰组变质砂岩、大理岩; 2—上志留统—下泥盆统康布铁堡上亚组变质凝灰质砂岩、变质砂岩、浅粒岩; 3—下泥盆统康布铁堡下亚组大理岩、变质砂岩、角闪变粒岩、浅粒岩、片麻岩; 4—上志留统松克木群片岩夹斜长角闪岩; 5—斜长角闪岩脉; 6—片麻状黑云母花岗岩; 7—角闪斜长花岗岩; 8—片麻状斜长花岗岩; 9—断层; 10—铁矿体及编号; 11—岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

Fig. 2 Geological map of the Mengku iron ore district (modified after Li et al., 2005^①)

1—Meta-sandstone and marble of Middle Devonian (?) Altay Formation; 2—Meta-tuffaceous sandstone, meta-sandstone and leucogranulite of Upper Silurian-Lower Devonian Upper Kangbutiebao Formation; 3—Marble, meta-sandstone, hornblende granulite, leucogranulite and gneiss of Upper Silurian-Lower Devonian Lower Kangbutiebao Formation; 4—Schist and amphibolite of Upper Silurian Songkemu Formation; 5—Amphibolite dyke; 6—Gneissic biotite granite; 7—Hornblende plagiogranite; 8—Gneissic plagiogranite; 9—Fault; 10—Ore body and its serial number; 11—SHRIMP U-Pb zircon age of the pluton

岩组成,呈细小的窄带分布于矿区北东部及南西部;第二段以条带状角闪斜长变粒岩、变粒岩为主,夹斜长角闪片麻岩、黑云母片岩、大理岩;第三段是主要赋矿层位,岩石组合为(含斑)角闪变粒岩、条带状角闪斜长变粒岩、黑云母变粒岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、黑云母片岩、大理岩、变砂岩、浅粒岩。康布铁堡组上亚组为变凝灰质砂岩、浅粒岩、变砂岩、变含砾砂岩夹大理岩透镜体。

2.2 侵入岩

矿区侵入岩发育,岩性主要为片麻状黑云母花岗岩、片麻状斜长花岗岩,少量为角闪斜长花岗岩、斜长角闪岩等,其中蒙库矿区东北部片麻状黑云母花岗岩属琼库尔岩基的一部分,后者的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (399 ± 4) Ma(童英等, 2007)。矿区东南部的片麻状斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (400 ± 6) Ma, 1号矿体北部近矿围岩片麻状花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (404 ± 8) Ma, 1号矿体北东 1.5 km 处片麻状黑云母花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (378 ± 7) Ma(杨富全等, 2008)。

2.3 矿体及矿石特征

蒙库铁矿区已控制的矿化带东西向长约 5.5

km,宽约 400 m,共发现了 40 余个矿体,其中 1 号矿体规模最大(表 1)。矿区西段 1-6 号矿体的赋矿围岩以角闪斜长变粒岩、浅粒岩为主,多数矿体内及边部见石榴子石和绿帘石砂卡岩残留体和大理岩等团块(图 3)。矿区东段 7-22 号矿体的围岩主要为石榴子石砂卡岩,其次是角闪斜长变粒岩、浅粒岩、大理岩。1 号矿体北侧近矿围岩为片麻状花岗岩,9 号矿体北部近矿围岩为片麻状斜长花岗岩脉。

矿体形态复杂,呈层状、透镜状、囊状、不规则状,矿体膨大收缩、分枝复合、尖灭现象常见(图 4)。矿体总体产状与围岩产状一致,局部常见穿层现象,走向 $290 \sim 300^\circ$ 向南西或北东陡倾,倾角多数大于 70° 。

矿石类型可划分为块状磁铁矿矿石、稠密浸染状磁铁矿矿石、中等浸染状磁铁矿矿石、稀疏浸染状磁铁矿矿石和条带状磁铁矿矿石。矿石构造主要为块状、浸染状,其次为条带状、角砾状、斑杂状、脉状构造。矿石结构主要有粒状变晶结构、交代残余结构、变余结构和碎裂结构。

矿石中主要金属矿物为磁铁矿,其次为磁赤铁矿,少量黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、赤铁矿等。脉石矿物主要为石榴子石、透辉石、角闪石、长石,其次为黑云母、石英、方解石、绿泥石、绿帘石、透闪石、绢云

① 李建国,尚海军,陈新杰,等. 2005. 新疆富蕴县蒙库铁床西段浅部勘探地质报告.

表 1 蒙库铁矿床主要矿体特征

Table 1 Features of main iron ore bodies in the Mengku iron deposit

矿体编号	规模/m			产状/°		TFe 平均品位/%	形态
	长度	厚度	延深	倾向	倾角		
1	1560	1.9~103,平均 41	>500	25	82	41.44	似层状、透镜状、脉状,分支复合常见
盲 3	600	平均 47		南西	>70	43.1	透镜状
6-1	763	2.9~35.5,平均 13	>200	25	83	44.99	似层状、透镜状,东端翘起分枝尖灭
7	300	13.7~32.7,平均 25.7	>100	22	73	45.74	东端呈分支的膨胀体状
9	190	1.5~35.5,平均 18.5	>100	205	70	48.33	不规则状
10	580	11.5~54.4,平均 39.7	>300	200	80	34.52	似层状、透镜状
12	500	10.1~75.7,平均 47.2	>100	南		33.1	不规则状
18	700	3.9~110.8,平均 58.1	>300	201	74	35.87	不规则状
21	290	2.4~30,平均 15.6	>200	206	75	41.17	似层状
Fe-11	550	1.3~17.6,平均 7.3	>100	197	80	33.22	似层状

资料据李嘉兴等 2003,胡兴平 2004,李建国等 2005^①。

母,少量方柱石、磷灰石等。

矿石平均品位 TFe 为 24%~58%,多数在 35%~48% 之间,TFe≥50% 的富矿约占 1/4 左右(胡兴平 2004),矿石中还伴生有铜,含量为 0.001%~1.53%(李建国等 2005^①)。

2.4 围岩蚀变

围岩蚀变主要为矽卡岩化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化、钠长石化。

蒙库铁矿床的矽卡岩发育,主要分布于矿体周围,或呈团块状分布于矿体中,离开矿体周围,在赋矿地层中不发育矽卡岩矿物。矽卡岩在空间上有一定的分布规律,矿区由西向东,出露的矽卡岩越来越多。1 号矿体内和边部见少量石榴子石、绿帘石矽卡岩和矽卡岩化大理岩残留体,7 号矿体附近见多层顺层分布的石榴子石矽卡岩,再向东,9 号、10 号、12 号、14 号、新 18 号(包括 16-19 号)、21 号、22 号矿体赋存于矽卡岩中。矿物组合以石榴子石(钙铁榴石为主,少量钙铝榴石)为主,其次是辉石(透辉石为主,含少量普通辉石)、角闪石(以阳起石为主)、绿帘石、绿泥石(徐林刚等 2007a),属典型的钙质矽卡岩(赵一鸣等 1990)。石榴子石和绿帘石逐渐交代角闪斜长变粒岩,部分交代大理岩,绿泥石磁铁矿脉和绿泥石逐渐交代石榴子石、辉石和绿帘石。

2.5 成矿期及成矿阶段

根据矿体特征、穿插关系、矿物共生组合、生成顺序及矿石组构等特征,将矿床的成矿过程划分为 4 期:矽卡岩期、石英-硫化物期、区域变质期和表生期。

(1) 矽卡岩期:进一步划分为 3 个成矿阶段,从早到晚依次为早期矽卡岩阶段、中期矽卡岩阶段和晚期矽卡岩阶段。

早期矽卡岩阶段主要形成石榴子石,其次是辉石,少量方柱石、符山石等。石榴子石为浅肉红色,自形-半自形,环带结构比较发育,粒径在 0.05~0.3 mm 之间。电子探针分析表明石榴子石端员组分以钙铁榴石为主,其变化范围为 66.71%~96.97%,其次是钙铝榴石、锰铝榴石、镁铝榴石。辉石多呈短柱状、不规则状,粒径在 0.1~0.15 mm 之间。电子探针分析表明辉石以透辉石为主,含少量钙铁辉石。透辉石的组分变化在 56.8%~70.95% 之间,钙铁辉石的含量在 28.6%~42.2% 之间(徐林刚等 2007a)。

中期矽卡岩阶段是铁成矿的主要阶段,主要形成绿帘石、单斜角闪石、绿泥石、透闪石、磁铁矿等,这些矿物明显交代石榴子石、透辉石。绿帘石为浅绿色,呈柱状、板状,粒径在 0.05~0.15 mm 之间。角闪石多呈长柱状,至少具有 2 个世代,电子探针分析表明角闪石属于单斜角闪石中的阳起石。磁铁矿形成于该阶段的较晚期,呈中细粒自形-半自形粒状结构,与绿泥石共生。

晚期矽卡岩阶段相对不发育,形成钠长石、钾长石、磁赤铁矿、白云母,少量黑云母呈浸染状分布于大理岩中。

(2) 石英-硫化物期:主要形成少量黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、石英、方解石、绿泥石等。金属矿物多呈浸染状分布于矿体、矽卡岩及围岩中,部

① 李建国,尚海军,陈新杰,等. 2005. 新疆富蕴县蒙库铁矿床西段浅部勘探地质报告.

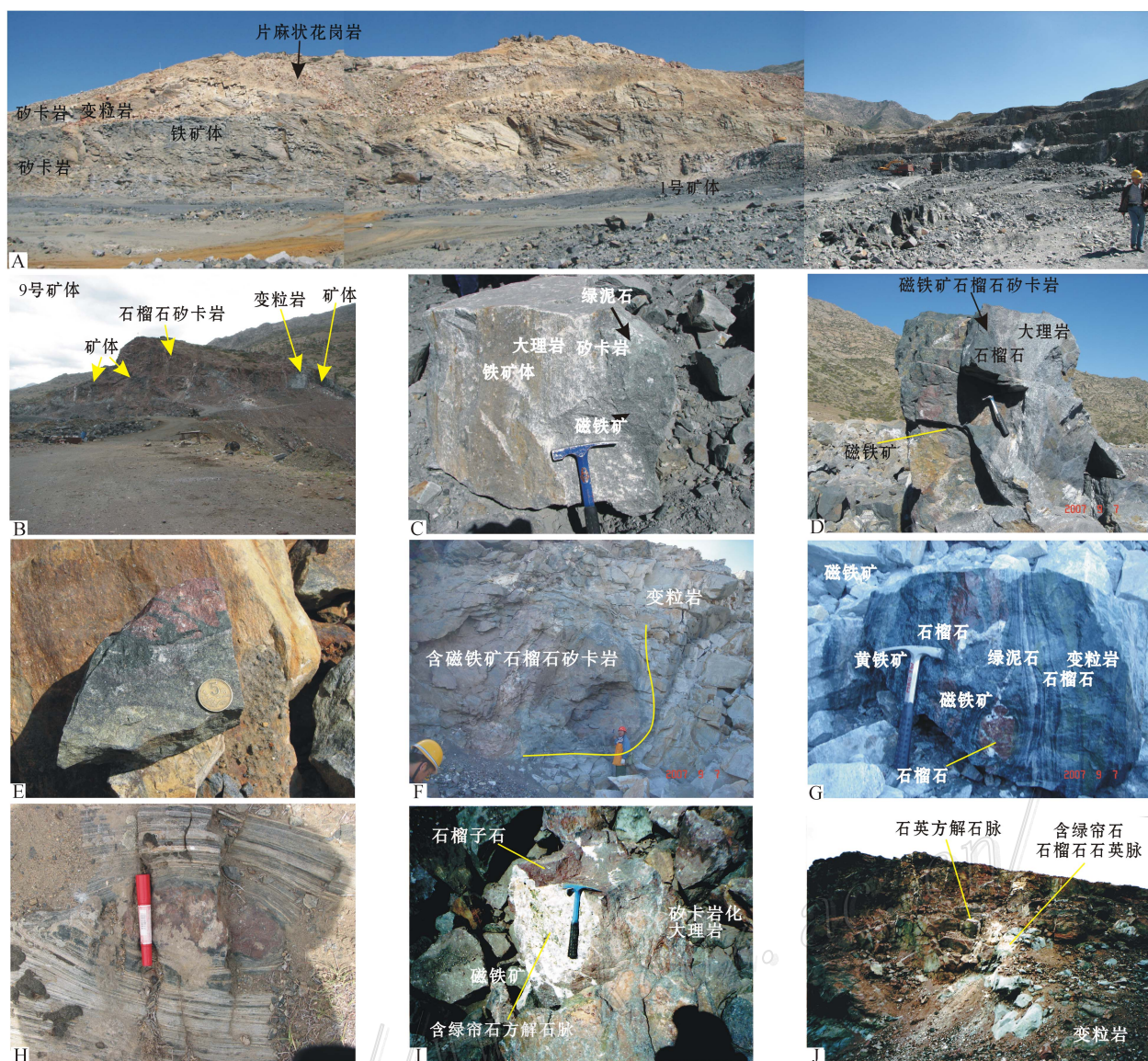


图3 蒙库铁矿床矿体、矽卡岩及变质期形成的脉体

A. 1号矿体近矿围岩为片麻状花岗岩; B. 9号矿体赋存于石榴子石矽卡岩中; C. 1号矿体中见大理岩残留体; D. 新18号矿体中见磁铁矿石石榴石化大理岩; E. 绿泥石呈脉状穿切石榴子石矽卡岩; F. 变粒岩中的条带围绕含磁铁矿石石榴子石矽卡岩分布; G—H. 石榴子石集合体呈透镜状, 变粒岩中的条带围绕石榴子石集合体分布; I. 含绿帘石方解石脉分布在石榴子石矽卡岩中; J. 变质期形成的脉体分布在石榴子石矽卡岩中

Fig. 3 Ore bodies, skarn and veins of the deformational period in the Mengku iron deposit

A. Wall rock (gneissic granite) close to No. 1 ore body; B. No. 9 ore body in garnet skarn; C. Remnant marble in No. 1 ore body; D. Magnetite garnet marble in New No. 18 ore body; E. Chlorite veinlets penetrating garnet skarn; F. Bands of granulite distributed around magnetite garnet skarn; G—H. Garnets in podiform form and bands of granulite distributed around garnets; I. Epidote calcite veins distributed in garnet skarn; J. Veins of the deformational period distributed in garnet skarn

分黄铁矿呈团块状和条带状分布, 可见黄铁矿呈脉状切穿磁铁矿石石榴子石矽卡岩。该成矿期是铜的主要成矿期, 1号矿体西段110~118勘探线之间, 在1100 m水平标高以下与铁伴生形成铁铜矿石。Cu含量在0.001%~1.53%之间, 含铜矿物主要为黄铜矿, 少量斑铜矿、蓝铜矿等。

(3) 区域变质期: 含矿火山-沉积岩系发生了中压型角闪岩相区域变质作用(李嘉兴等, 2003), 同时, 围岩、矽卡岩和矿体一起发生变形, 形成褶皱。围岩中的层理被强烈改造, 变质条带围绕含矿矽卡岩分布(图3)。部分矽卡岩期形成的细粒磁铁矿重结晶成粗粒磁铁矿。该阶段还形成多种类型的脉,

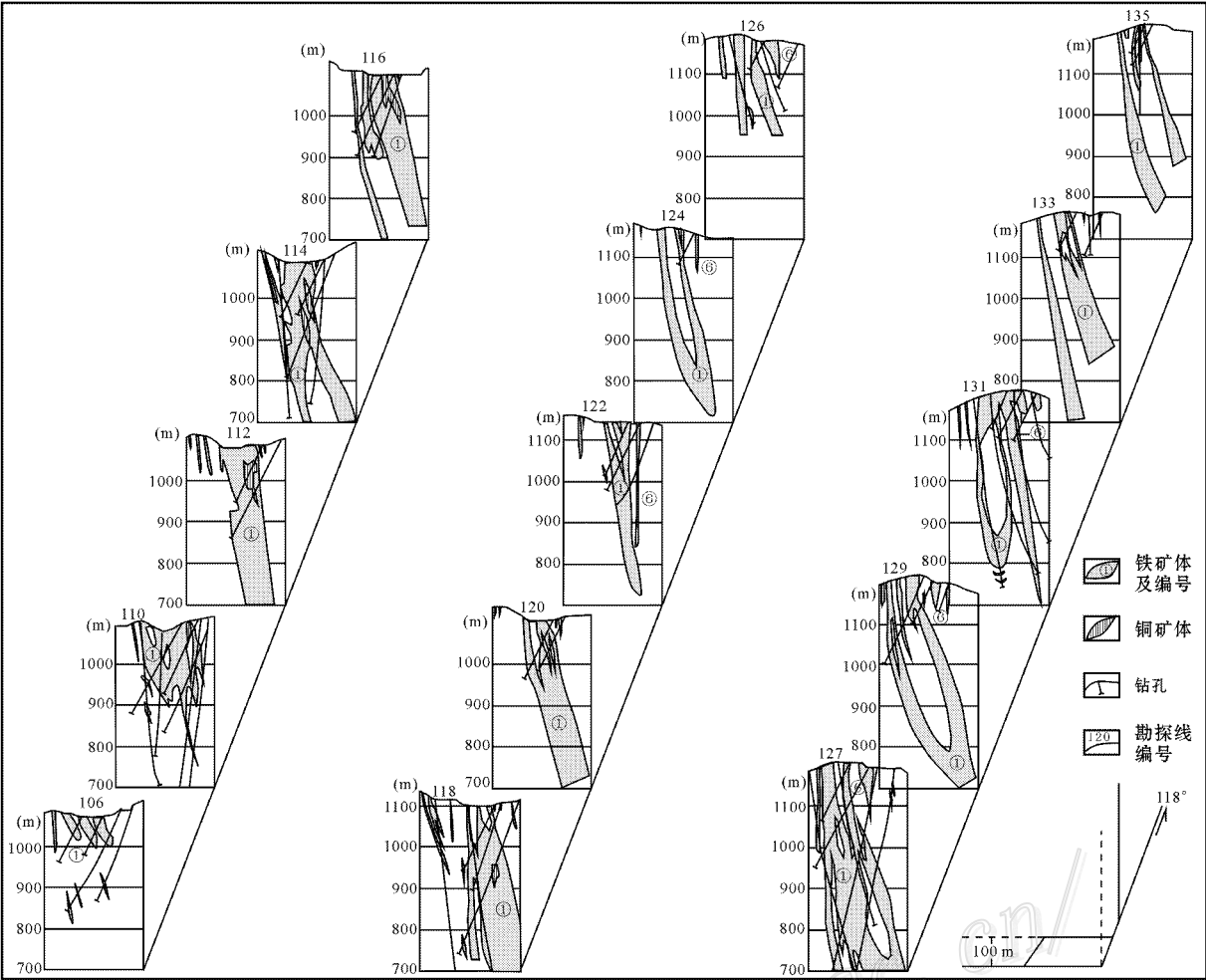


图 4 蒙库铁矿床 1 号和 6 号矿体联合剖面图(据李建国等 2005^①)

Fig. 4 Combined geological section of the Nos. 1 and 6 ore bodies in the Mengku iron deposit(after Li et al. , 2005^①)

多分布于矽卡岩中,一般长几厘米到几米,宽几厘米,呈脉状和不规则状。按矿物成分可划分为石英脉、绿泥石石榴子石石英脉、含绿帘石石榴子石石英脉、方解石脉、方解石石英脉、含石榴子石方解石脉、含绿帘石方解石脉。

(4)表生期:在地表矿体及浅部矿体中形成氧化矿物,主要有褐铁矿、孔雀石、黄铁钾钒等。

3 流体包裹体研究

3.1 样品及测试方法

用于流体包裹体研究的 12 件样品采自 1 号、7 号、9 号、10 号和 18 号矿体,分别来自石榴子石矽卡岩、绿帘石矽卡岩、透闪石矽卡岩、稠密浸染状石榴

子石磁铁矿矿石、石英脉、方解石脉、含石榴子石方解石脉、含绿帘石方解石脉、绿泥石石榴子石石英脉、绿帘石石榴子石石英脉、绿泥石绿帘石石榴子石方解石石英脉。笔者对其中的矽卡岩期石榴子石、绿帘石和透闪石,区域变质期形成的石榴子石、绿帘石、绿泥石、石英和方解石的包裹体进行了研究。

流体包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)地球化学实验室英国产 Linkam THMSG 600 冷热台上进行,可测温范围为 -196~+600℃,精度为 ±0.1℃。熔融包裹体测温在英国产 Linkam TS 1 500 热台上进行,可测温范围为常温至 +1 500℃。

3.2 流体包裹体类型和特征

根据室温下包裹体的物理相态不同,按卢焕章等(2004)的分类方案将蒙库矿床原生包裹体划分为

① 李建国,尚海军,陈新杰,等. 2005. 新疆富蕴县蒙库铁矿床西段浅部勘探地质报告.

流体包裹体和硅酸盐熔融包裹体(岩浆包裹体),硅酸盐熔融包裹体进一步分为玻璃质熔融包裹体和流体熔融包裹体。依据室温下化学组成,将流体包裹体进一步划分为 H_2O -NaCl 型和 H_2O - CO_2 -NaCl 型。 H_2O -NaCl 型再分为纯气体包裹体、气体包裹体、液体包裹体(气液两相包裹体)和含子矿物包裹体。 H_2O - CO_2 -NaCl 型可划分为含液体 CO_2 的三相包裹体和 H_2O - CO_2 -子矿物多相包裹体。不同成矿期、不同矿物中包裹体类型各不相同,其特征见图 5 和表 2。

矽卡岩期早阶段石榴子石普遍发育包裹体,包裹体类型以流体包裹体和玻璃质熔融包裹体为主,其次是纯气体包裹体、流体熔融包裹体和含子矿物包裹体,偶见气体包裹体和含金属子矿物硅酸盐熔融包裹体。该期石榴子石以发育硅酸盐熔融包裹体为特征,在 1 号、7 号、9 号和 10 号矿体中均可见到。透辉石中以液体包裹体为主,含少量气体包裹体。矽卡岩期的中期矽卡岩阶段绿帘石和透闪石中包裹体相对不发育,以液体包裹体为主。

区域变质期的石榴子石和绿帘石中主要发育液体包裹体和含子矿物包裹体,少数纯气体包裹体。子矿物一般很小,直径 $1 \sim 2 \mu m$,呈长条状,其成分难以确定。绿泥石中包裹体主要为液体包裹体,少数为含子矿物包裹体。石英中广泛发育流体包裹体,具有成群分布特征,其类型较多,主要为液体包裹体,其次是含液体 CO_2 包裹体、 H_2O - CO_2 -子晶多相包裹体、含子矿物包裹体,少数纯气体包裹体、气体包裹体。 H_2O - CO_2 -子矿物多相包裹体在室温下由 V_{CO_2} 、 L_{CO_2} 、 L_{H_2O} 和子矿物 4 相组成, CO_2 体积分数为 $10\% \sim 30\%$ (包括 V_{CO_2} 和 L_{CO_2})。子矿物为浅绿色,呈立方体、长方形等晶形,子晶长轴长一般为 $1 \sim 2 \mu m$,主要为石盐。该类包裹体比较少见,在新疆布隆金矿石英中发育少量这类包裹体(Yang et al., 2006)。方解石中普遍发育流体包裹体,其类型以液体包裹体为主,其次是含子矿物包裹体,少数纯气体包裹体和 H_2O - CO_2 -子矿物多相包裹体。方解石流体包裹体中的子矿物为淡绿色,长轴长 $1 \sim 5 \mu m$,多呈立方体,少数浑圆状,多数子矿物体积大于气泡,主要为石盐,部分流体包裹体中含 2 个石盐子矿物(图 5Q)。

3.3 显微测温结果

对采自 1 号矿体矽卡岩期石榴子石中硅酸盐熔

融包裹体进行了测温,获得 4 个硅酸盐熔融包裹体的均一温度,高达 $1100^\circ C$ 。

对采自 2 个成矿期 11 件样品的 NaCl- H_2O 型和 H_2O - CO_2 -NaCl 型包裹体进行了显微测温,其结果列于表 3、图 6 和图 7。

矽卡岩期早阶段的石榴子石中液相包裹体均一温度变化于 $193 \sim 499^\circ C$,主要集中在 $230 \sim 270^\circ C$ 和 $450^\circ C$,冰点温度变化于 $-20.0 \sim -8.6^\circ C$ 。利用冰点在冰点-盐度关系表中(Bodnar, 1993),查得流体的盐度值 $w(NaCl_{eq})$ 为 $12.39\% \sim 22.38\%$ 。用包裹体均一温度和盐度在 NaCl- H_2O 体系的 T-W- ρ 相图(Bodnar, 1983)上查得密度为 $0.73 \sim 1.03 g/cm^3$ 。

矽卡岩期的中期矽卡岩阶段绿帘石中液相包裹体均一温度变化于 $357 \sim 550^\circ C$,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $9.86\% \sim 12.96\%$,密度为 $0.67 \sim 0.76 g/cm^3$ 。透闪石中液相包裹体均一温度变化于 $236^\circ C \sim 365^\circ C$,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $8.0\% \sim 10.36\%$,密度为 $0.73 \sim 0.92 g/cm^3$ 。

测得 1 个变质期石榴子石液相包裹体均一温度为 $364^\circ C$,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 11.88% 。绿帘石液相包裹体均一温度变化于 $197 \sim 351^\circ C$,主要集中在 $200 \sim 260^\circ C$,盐度为 $12.73\% \sim 19.29\%$ 。绿泥石中液相包裹体均一温度主要变化于 $354 \sim 387^\circ C$,个别均一温度大于 $550^\circ C$,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $12.39\% \sim 16.89\%$ 。石英液相包裹体均一温度变化于 $180 \sim 513^\circ C$,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $7.73\% \sim 9.05\%$ 。方解石液相包裹体均一温度变化范围大,介于 $132 \sim 479^\circ C$,在 $340^\circ C$ 、 $220^\circ C$ 和 $140^\circ C$ 出现峰值,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $9.21\% \sim 21.68\%$ 。变质期液相包裹体密度为 $0.71 \sim 1.06 g/cm^3$ 。

对 31 个矽卡岩期和变质期矿物中含子矿物多相包裹体进行了测温。加热矽卡岩期石榴子石中的含子矿物多相包裹体时,子矿物先消失,为不饱和盐水包裹体。变质期石榴子石和绿帘石多相包裹体的气泡比子矿物先消失,为过饱和盐水包裹体。方解石中的包裹体既有子矿物先消失的,也有气泡先消失的。利用子矿物熔化温度,在 NaCl 子矿物熔化温度与盐度换算表中(卢焕章等, 2004),查出盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $29.78\% \sim 60.31\%$,属中高盐度流体(Hedenquist et al., 1994),其中,矽卡岩期石榴子石的包裹体盐度相对偏低, $w(NaCl_{eq})$ 为 $30.06\% \sim 40.18\%$ 。密度为 $1.05 \sim 1.14 g/cm^3$ 。

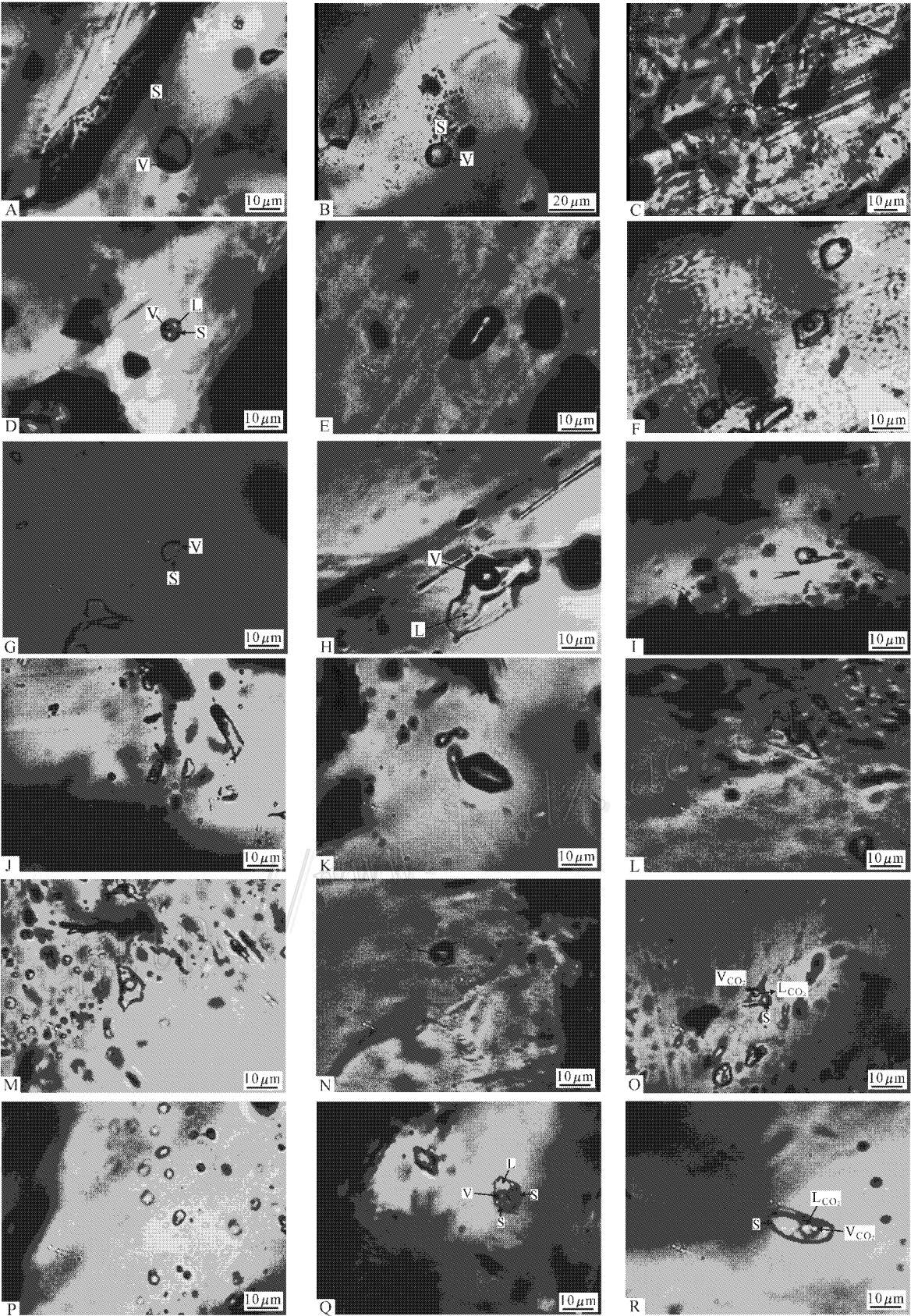


图 5 蒙库铁矿床流体包裹体显微照片

A—G. 主矿物为石榴子石 : A. 玻璃质熔融包裹体 ; B. 玻璃质熔融包裹体 ; C. 气体包裹体 ; D. 流体熔融包裹体 ; E. 纯气体包裹体 ; F. 液体包裹体 ; G. 含子矿物包裹体 ; H. 绿泥石中的液体包裹体 ; I—K. 主矿物为绿帘石 : I. 液体包裹体 ; J. 含子矿物包裹体 ; K. 纯气体包裹体 ; L—O. 主矿物为石英 : L. 液体包裹体 ; M. 含液体 CO₂ 包裹体 ; N. 气体包裹体 ; O. H₂O-CO₂-子矿物(石盐)多相包裹体 ; P—R. 主矿物为方解石 : P. 液体包裹体 ; Q. 含子矿物包裹体 ; R. H₂O-CO₂-子矿物多相包裹体

Fig. 5 Photomicrographs of fluid inclusions from the Mengku iron deposit

A-G. Inclusions in garnet : A. Glassy melt inclusions ; B. Glassy melt inclusions ; C. Vapor inclusions ; D. Fluid-melt inclusions ; E. Pure vapor inclusions ; F. Liquid inclusions (or two-phase vapor-liquid inclusions) ; G. Daughter mineral-bearing inclusions ; H. Liquid inclusions in chlorite ; I—K. Inclusions in epidote : I. Liquid inclusions ; J. Daughter mineral-bearing inclusions ; K. Pure vapor inclusions ; L—O. Inclusions in quartz : L. Liquid inclusions ; M. Three-phase CO₂-type inclusions ; N. Vapor inclusions ; O. Multiphase daughter mineral (halite)-L_{CO₂}-V_{CO₂}-L_{H₂O} inclusions ; P—R. Inclusions in calcite : P. Liquid inclusions ; Q. Daughter mineral-bearing inclusions ; R. H₂O-CO₂-daughter mineral-bearing multiphase inclusions

表 2 蒙库铁矿床包裹体类型及特征
Table 2 Inclusion types and characteristics of the Mengku iron deposit

成矿期	主矿物	包裹体类型	观察包裹体数/个	组成	形态	长轴/ μm	气相分数
矽卡岩期	石榴子石	纯气体包裹体	10	气相	不规则状、多边形、长条状	12~20	100%
		液体包裹体	35	液相和气相	不规则状、长条状	4~14	一般 5%~30%,少数 30%~40%
		气体包裹体	2	液相和气相	多边形	13~14	80%
		含子矿物包裹体	4	液相、气相和子矿物	不规则状	6~16	10%~20%
		玻璃质熔融包裹体	25	玻璃质、气泡,少量结晶质	不规则状、多边形、椭圆形、负晶形	一般 4~24,个别 30~40	5%~20%
		流体熔融包裹体	4	流体、气泡、结晶质或玻璃质	不规则状为主,个别负晶形	4~44	10%~40%
	透辉石	液体包裹体	18	液相和气相	长柱状、负晶形、不规则状	4~24	10%~40%
		气体包裹体	1	液相和气相	负晶形	20	60%
	绿帘石	液体包裹体	11	液相和气相	不规则状、多边形	2~10	10%~40%
	透闪石	液体包裹体	12	液相和气相	不规则状、长条状	一般 2~8,少数 12~18	10%~30%
	石榴子石	纯气体包裹体	1	气相	长条状	14	100%
		液体包裹体	1	液相和气相	不规则状	12	10%
		含子矿物包裹体	10	液相、气相和子矿物	不规则状	一般 3~14,少数 20~30	一般 5%~10%,个别 30%
变质期	绿帘石	纯气体包裹体	3	气相	不规则状、多边形	10~20	100%
		液体包裹体	12	液相和气相	不规则状、长条状、浑圆状	一般 2~6,少数 18~28	一般 10%~20%,个别 40%
		含子矿物包裹体	3	液相、气相和子矿物	不规则状、长条状	3~12	10%~20%
	绿泥石	液体包裹体	5	液相和气相	不规则状	4~12, 24~36	10%~30%
		含子矿物包裹体	1	液相、气相和子矿物	不规则状	12	60%
		纯气体包裹体	2	气相	不规则状、长条状	6~10	100%
		气体包裹体	2	液相和气相	不规则状	10	70%~85%
		液体包裹体	19	液相和气相	不规则状为主,少数长条状、负晶形	一般 4~16,个别 24	一般 10%~15%,少数 20%~40%
	石英	含液体 CO ₂ 包裹体	3	气体 CO ₂ 、液体 CO ₂ 和水溶液	不规则状	8~14	5%
		H ₂ O-CO ₂ -子矿物多相包裹体	4	气体 CO ₂ 、液体 CO ₂ 、水溶液和子矿物	不规则状	8~10	10%
		含子矿物包裹体	3	液相、气相和子矿物	不规则状	6~12	5%~10%
	方解石	纯气体包裹体	1	气相	不规则状	8	100%
		液体包裹体	45	液相和气相	不规则状、长条状、负晶形	一般 3~10,少数 16~30	5%~30%
		含子矿物包裹体	15	液相、气相和子矿物	不规则状、负晶形	一般 4~10,个别 24	一般 5%~10%,少数 30%
		H ₂ O-CO ₂ -子矿物多相包裹体	1	气体 CO ₂ 、液体 CO ₂ 、水溶液和子矿物	不规则状	24	30%

注:透辉石中包裹体特征据徐林刚等 2007b,其余为本文资料。

表 3 蒙库铁矿床流体包裹体显微测温结果及参数

Table 3 Microthermometric data of different types of fluid inclusions in the Mengku iron deposit

成矿期及矿物	包裹体类型	CO ₂ 部分均一温度/℃	子矿物消失温度/℃	完全均一温度/℃		冰点/℃	w(NaCl _{eq}) %		ρ/(g/cm ³)
				范围	平均		范围	平均	
砂卡岩期									
石榴子石	液体包裹体			193~499 (32)	272	-20.0~-8.6	12.39~22.38(26)	18.12	0.73~1.03
				267~481(14)*	384	-9.0~-6.3*	9.6~12.85(17)*	11.16	0.60~0.87
石榴子石	含子矿物包裹体		161~325	174~550 (3)	407		30.06~40.18(3)	35.81	1.05~1.14
透辉石	流体包裹体			223~490(19)*	353	-9.1~-7.2*	10.73~12.96(17)*	11.81	0.61~0.94
绿帘石	液体包裹体			357~550(11)	444	-6.5~-9.1	9.86~12.96(5)	12.09	0.67~0.76
透闪石	液体包裹体			236~365(12)	318	-6.1~-6.9	8.0~10.36(6)	8.93	0.73~0.92
变质期									
石榴子石	液体包裹体			364(1)		-8.1	11.88		0.74
石榴子石	含子矿物包裹体		357~486	296~379 (10)	340		43.06~57.88(10)	52.58	1.04~1.11
绿帘石	液体包裹体			197~351 (11)	245	-15.8~-8.9	12.73~19.29(10)	16.27	0.81~1.00
绿帘石	含子矿物包裹体		299~364	208~329 (3)	261		38.15~43.73(3)	40.09	1.05~1.06
绿泥石	液体包裹体			354~387 (3)	369	-13.0~-8.6	12.39~16.89(4)	14.02	0.72~0.77
石英	液体包裹体			180~513 (12)	317	-5.9~-4.9	7.73~9.05(4)	8.54	0.85~0.89
	液体包裹体			166~488(33)*	300	-10.0~-6.3*	9.60~13.94(28)*	12.3	0.60~0.99
石英	含子矿物包裹体		304	318(1)			38.47(1)		
	含子矿物包裹体		218 ~ 483 (13)*	348~480*			32.92~57.09(28)*	50.18	
石英	含液体 CO ₂ 包裹体	26.8~28.5 (3)		323(1)					0.64~0.67
石英	H ₂ O-CO ₂ -子矿物多相包裹体	31.8~32.2 (3)	>257	>257					
方解石	液体包裹体			132~479 (33)	214	-6.0~-19.0	9.21~21.68(21)	13.44	0.75~0.99
	液体包裹体			148~333(41)*	216		1.23~9.6(41)*		
方解石	含子矿物包裹体		153~504	204~490 (14)	340		29.78~60.31(17)	45.22	1.10~1.16
方解石	H ₂ O-CO ₂ -子矿物多相包裹体	24.1	359	256(1)			43.32(1)		

注 括弧数字为测定包裹体数,* 为徐林刚等 2007b 数据。

对 7 个石英和方解石中 H₂O-CO₂-NaCl 型包裹体进行了测定,它们都均一到液相。石英中含液体 CO₂ 包裹体部分均一温度为 26.8~28.5℃,多数包裹体尚未均一即爆裂,仅获得 1 个完全均一温度为 322℃。测定 1 个 H₂O-CO₂-子矿物多相包裹体,CO₂ 的初熔温度为 -59.7℃,表明包裹体中 CO₂ 不纯,有 CH₄ 或 N₂ 存在(Burruss, 1981)。笼形化合物的熔化温度为 9.6℃,部分均一温度变化于 24.1℃,石盐子晶熔化温度为 359℃,完全均一温度为 256℃。利用子矿物熔化温度在相应参数表中得出盐度 w(NaCl_{eq})为 43.32%。

4 同位素分析

4.1 样品及分析方法

9 件石榴子石样品采自 1 号、7 号、9 号、10 号和新 18 号矿体,其中 M9-18、M9-19 样品采自变质作用期形成的绿泥石石榴子石石英脉和绿帘石石榴子石石英脉,其他样品为砂卡岩期形成的石榴子石砂卡岩、细粒绿泥石石榴子石砂卡岩和稠密浸染状石榴子石磁铁矿矿石。5 件石英样品采自 1 号和 9 号矿体变质作用期形成的石英脉、绿泥石石榴子石石

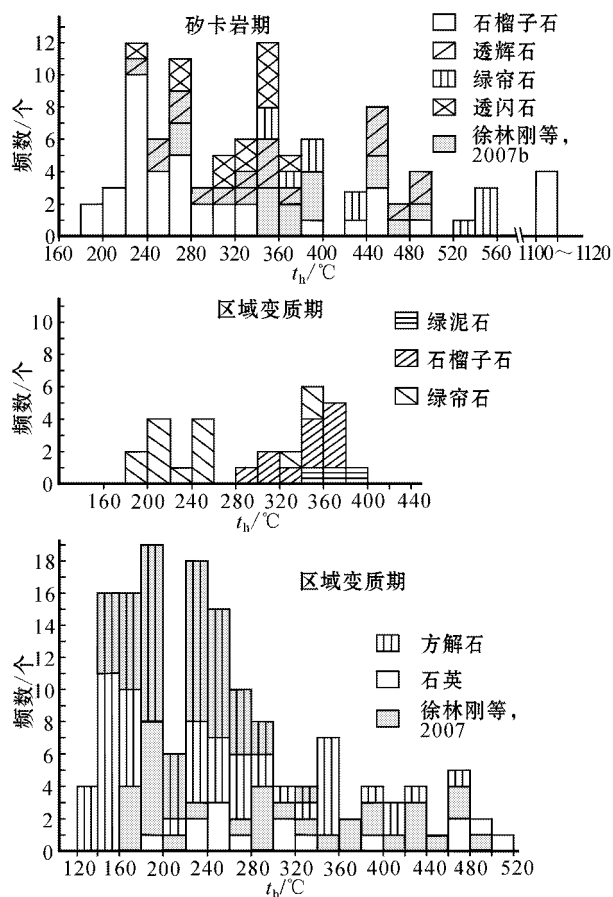


图 6 蒙库铁矿床包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperature of inclusions in the Mengku iron deposit

英脉和绿帘石石榴子石石英脉。4 件方解石样品来自 1 号和 9 号矿体变质期形成的方解石脉、方解石石英脉和含石榴子石方解石脉。

首先挑选用于氢、氧、碳同位素测试的石榴子石、石英和方解石单矿物,纯度达 99% 以上。氧同位素分析方法为 BrF_5 法 (Clayton et al., 1963), 首先将纯净的石英和石榴子石样品分别与 BrF_5 反应 15 h, 萃取氧。分离出的氧进入 CO_2 转化系统, 温度为 700°C , 时间为 12 min, 最后收集 CO_2 (Mao et al., 2002)。

氢同位素分析采用爆裂法, 其测试程序为: 加热石英、石榴子石和方解石包裹体样品使其爆裂, 释放挥发分, 提取水蒸汽, 然后在 400°C 条件下使水与锌反应产生氢气, 再用液氮冷冻后, 收集到有活性炭的样品瓶中 (Coleman et al., 1982)。

方解石的碳和氧同位素分析步骤如下。首先在 25°C 条件下, 使方解石与磷酸反应释放 CO_2 (Mc-

Crea, 1950)。用中国的国家一级碳酸盐碳、氧同位素参考物质 GBW04416 和 GBW04417 作为工作标准, GBW04416 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为 1.61‰ 和 -11.59‰ , GBW04417 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为 -6.06‰ 和 -24.12‰ 。方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 直接从 CO_2 测得。在转变 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时, 使用 Friedman 等 (1977) 的方程: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ 。

同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室进行, 氢、氧和碳同位素用 MAT 253 EM 质谱计进行测试。氧和碳同位素的分析精密密度为 $\pm 0.2\text{‰}$, 氢同位素的分析精密密度为 $\pm 2\text{‰}$ 。

4.2 分析结果

蒙库铁矿床氢、氧、碳同位素测试结果列于表 4。7 件矽卡岩期石榴子石的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化范围较大, 介于 $-127\text{‰} \sim -85\text{‰}$, 平均 -106‰ 。2 件区域变质期石榴子石的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化于 $-110\text{‰} \sim -86\text{‰}$, 平均 -98‰ 。矽卡岩期石榴子石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值很低, 变化于 $0.2\text{‰} \sim 2.1\text{‰}$, 平均为 1‰ 。区域变质期石榴子石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 $0.2\text{‰} \sim 1.9\text{‰}$, 平均为 1.05‰ 。使用石榴子石-水分馏方程 ($1000 \ln \alpha = 1.22 \times 10^6 T^{-2} - 4.88$) (Taylor, 1976) 和同一样品石榴子石中流体包裹体均一温度平均值, 计算流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值。矽卡岩期石榴子石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于 $0.65\text{‰} \sim 4.18\text{‰}$ 。区域变质期石榴子石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于 $1.86\text{‰} \sim 3.56\text{‰}$, 平均 2.71‰ 。

5 件石英的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化范围较大, 介于 $-111\text{‰} \sim -81\text{‰}$, 平均 -94.4‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 $5.6\text{‰} \sim 8.4\text{‰}$, 平均为 6.76‰ 。使用石英-水分馏方程 ($1000 \ln \alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$) (Clayton et al., 1972) 和同一样品石英中流体包裹体均一温度平均值, 计算出流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-3.99\text{‰} \sim 3.53\text{‰}$, 平均值为 0.94‰ 。

4 件方解石脉中方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化于 $-5.8\text{‰} \sim -2.3\text{‰}$, 平均值为 -3.98‰ 。 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化范围较小, 介于 $-116\text{‰} \sim -104\text{‰}$, 平均 -110‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 $5\text{‰} \sim 7\text{‰}$, 平均为 6.05‰ 。使用方解石-水分馏方程 ($1000 \ln \alpha = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$) (O'Neil et al., 1969) 和同一样品方解石中流体包裹体均一温度平均值, 计算出流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-2.83\text{‰} \sim 3.97\text{‰}$, 平均值为 0.46‰ 。

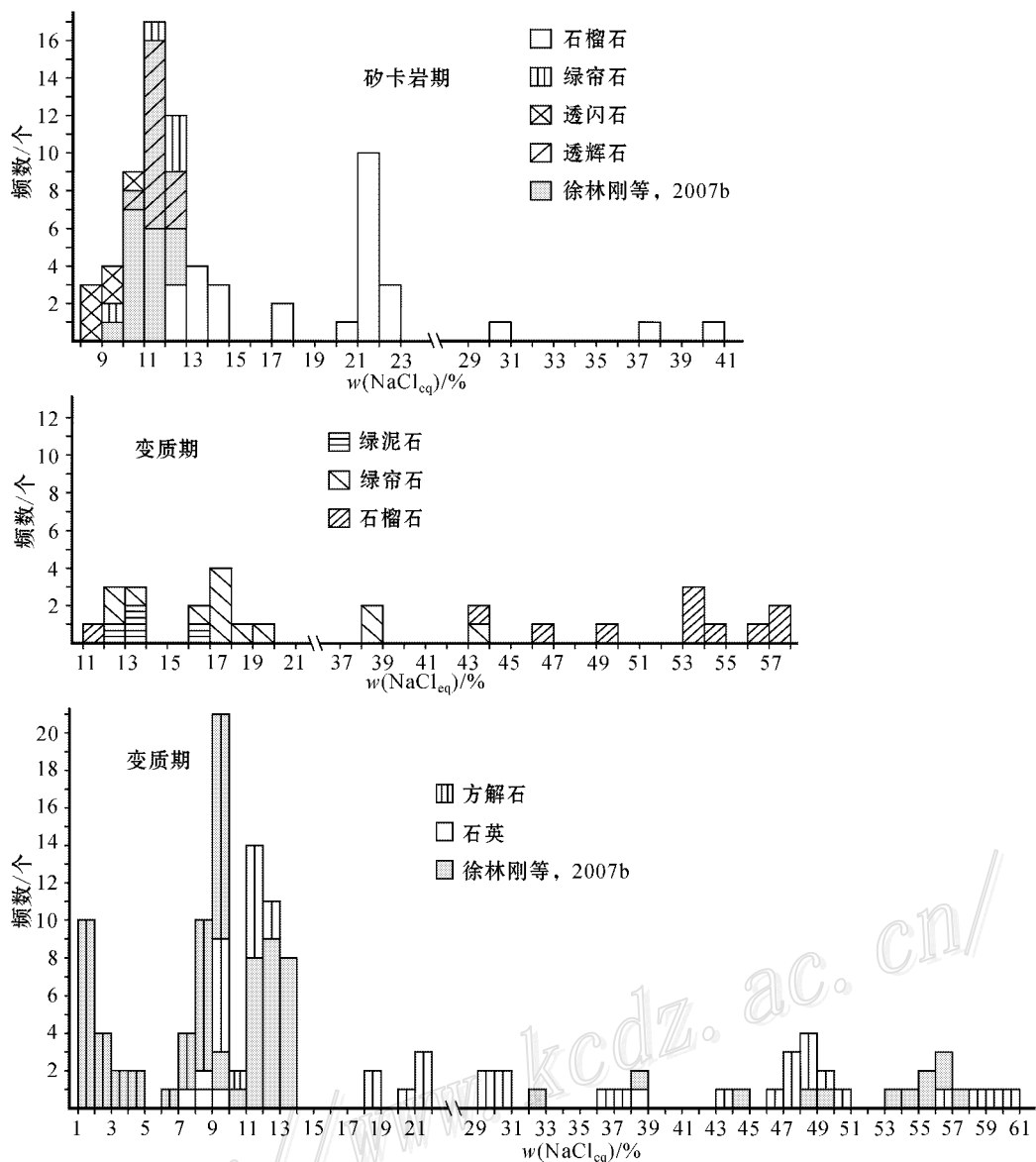


图 7 蒙库铁矿床流体包裹体盐度直方图

5 讨论

5.1 成矿流体性质

(1) 矽卡岩期

早期矽卡岩阶段石榴子石发育流体包裹体和熔融包裹体,在 1 号、7 号、9 号、10 号和 18 号矿体的石榴子石中普遍见到玻璃质熔融包裹体和流体熔融包裹体与纯气体包裹体、气体包裹体、液体包裹体(气液两相包裹体)和含子矿物包裹体共存。矿物中熔融包裹体和液体包裹体共存是岩浆-热液过渡性质

矿床的显著标志之一(林新多,1999),也表明形成石榴子石的流体不是单一的热水溶液,而是花岗质岩浆分异出来的残余硅酸盐熔体与流体共存的岩浆-热液过渡性流体,即不混溶流体,石榴子石的形成始于岩浆-热液过渡阶段(常海亮等,2007)。张叔贞等(1993)、Zhao 等(2002)、赵劲松等(2003)对长江中下游铁、铜矿床中矽卡岩矿物包裹体进行了研究,认为矽卡岩中硅酸盐熔融包裹体的存在是岩浆成因的直接证据。蒙库铁矿床的矽卡岩中是否存在岩浆矽卡岩,目前还缺乏其他证据,但可以肯定的是矽卡岩期石榴子石开始形成时温度很高,流体中存在残余硅

表 4 蒙库铁矿床碳氢氧同位素组成

Table 4 Carbon , oxygen and hydrogen isotopic data of the Mengku iron deposit								
序号	样号	样品名称	矿 物	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{13}C_{V-PDB}/\text{‰}$	$t_h/^{\circ}C$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$
1	M1-19	石榴子石砂卡岩	石榴子石	-127	1.1		550	4.18
2	M1-25	石榴子石砂卡岩	石榴子石	-110	0.7		550	3.78
3	M7-15	石榴子石砂卡岩	石榴子石	-119	2.1		244	2.42
4	M9-13	细粒石榴子石砂卡岩	石榴子石	-94	1.3		246	2.25
5	M9-18	绿泥石石榴子石石英脉	石榴子石	-110	1.9		342	3.56
6	M9-19	绿帘石石榴子石石英脉	石榴子石	-86	0.2		342	1.86
7	M9-41	细粒绿泥石石榴子石砂卡岩	石榴子石	-95	0.3		246	0.65
8	M10-10	石榴子石砂卡岩	石榴子石	-85	1.1		434	3.54
9	M18-3	浸染状石榴子石磁铁矿矿石	石榴子石	-112	0.4		285	1.36
10	M1-28	石英脉	石英	-86	8.4		366	3.53
11	M1-32	石英脉	石英	-111	6.4		366	1.53
12	M9-18	绿泥石石榴子石石英脉	石英	-96	6.4		237	-3.19
13	M9-19	绿帘石石榴子石石英脉	石英	-81	7.0		237	-2.59
14	M9-33	方解石石英脉	石英	-98	5.6		237	-3.99
15	6	石英脉	石英	-98	7.0		331	1.14
16	89	石英脉	石英	-92	6.7		331	0.84
17	100	石英方解石脉	石英	-84	6.6		200	-5.1
18	M1-29	方解石脉	方解石	-112	7.0	-2.3	385	3.97
19	M1-31	方解石脉	方解石	-104	6.0	-3.9	385	2.97
20	M9-14	含石榴子石方解石脉	方解石	-116	6.2	-3.9	200	-2.83
21	M9-33	方解石石英脉	方解石	-108	5.0	-5.8	237	-2.29
22	100	石英方解石脉	方解石	-110	5.7	-6.1	235	-1.68
23	107	方解石脉	方解石	-90	5.7	-3.8	215	-2.58
24	12	方解石脉	方解石		6.6	-4.5	195	-3.79
25	52	方解石脉	方解石		5.5	-5.5	215	-2.78

注 序号 15-17、22-25 据徐林刚等 2007b ,其他为本文资料 ;M1、M7、M9、M10 和 M18 表示样品取自 1、7、9、10 和 18 号矿体。

酸盐熔体。

测温结果表明玻璃质熔融包裹体均一温度高达 1 100℃。结合徐林刚等(2007b)测温结果 ,表明石榴子石和透辉石流体包裹体中除少数均一温度大于 550℃外 ,主要变化于 193~499℃ ,在 450℃、350℃和 230℃出现了 3 个峰值(图 6)。石榴子石和透辉石流体包裹体盐度分为低盐度和中高盐度两部分 ,前者 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 9.6%~22.38% ,在 21.5%和 11.5%处出现明显峰值 ,并且石榴子石结晶时流体的盐度高于透辉石 ,后者的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 30.06%~40.18%。石榴子石和透辉石流体包裹体中未发现含 CO₂ 包裹体 ,表明矽卡岩期成矿流体为 H₂O-NaCl 型。成矿温度变化很大 ,从近 500℃演化到 200℃左右。石榴子石开始结晶时 ,流体系统中还存在硅酸盐熔体 ,到透辉石结晶时 ,已不存在硅酸盐熔体。均一温度与盐度相关图上(图 8a) ,盐度基本不随均一温度变化。总之 ,矽卡岩期早阶段成矿流

体属高-中温、低盐度、中高密度 H₂O-NaCl 体系。

矽卡岩期的中期矽卡岩阶段绿帘石中包裹体均一温度变化于 357~550℃ ,平均值为 444℃ ,透闪石结晶时均一温度和盐度明显降低 ,密度增高。温度降为 236~365℃ ,峰值为 350℃ ,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 由 9.86%~12.96% 降到 8.0%~10.36% ,密度由 0.67~0.76 g/cm³ 增加到 0.73~0.92 g/cm³。退化蚀变矿物中未发现含 CO₂ 包裹体 ,表明该阶段成矿流体为高-中温、低盐度、中低密度的 H₂O-NaCl 体系。与早矽卡岩阶段相比 ,温度区间变窄 ,流体盐度和密度明显降低。

(2)区域变质期

区域变质期形成含石榴子石、绿帘石和绿泥石的方解石石英脉 ,矿物的生成顺序显示石榴子石、绿泥石和绿帘石结晶早于石英和方解石。石榴子石、绿帘石和绿泥石流体包裹体均一温度为 197~387℃ (表 3) ,在 350℃和 250~210℃出现峰值 ,其中 ,石榴

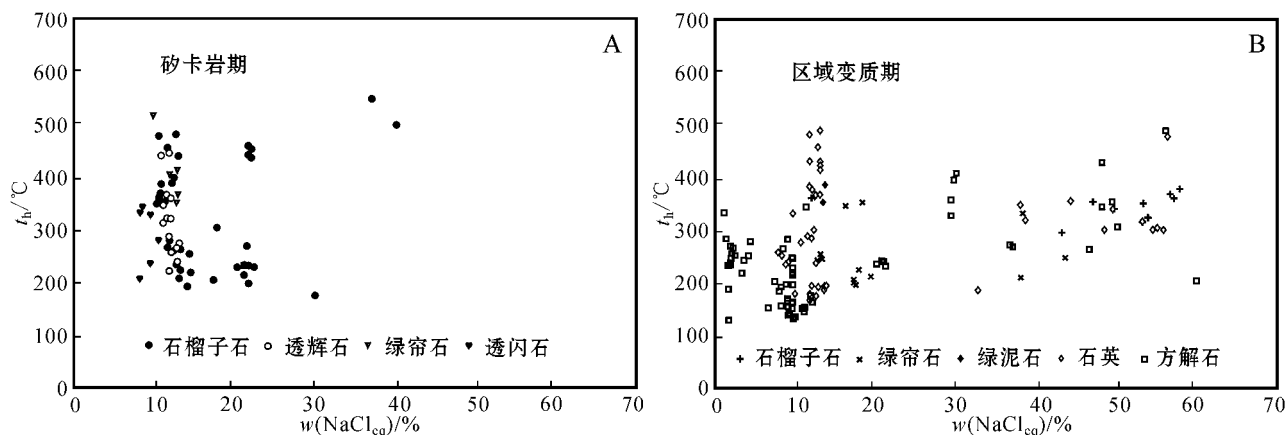


图 8 蒙库铁矿床矽卡岩期(A)和区域变质期(B)流体包裹体的均一温度-盐度关系图

Fig. 8 Diagram of homogenization temperatures versus salinity of fluid inclusions from the skarn period(A) and regional metamorphic period(B) in the Mengku iron deposit

子石和绿泥石结晶温度高于绿帘石。盐度可分为低盐度和中高盐度,低盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 11.88% ~ 19.29%, 在 17.5% 和 13% 出现峰值;中高盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 38.15% ~ 57.88%。

石英和方解石流体包裹体均一温度变化范围明显大于石榴子石、绿泥石和绿帘石,介于 132 ~ 513°C,主要集中在 140 ~ 360°C,在 350°C、230°C 和 190°C 出现峰值。盐度可分为低盐度和高盐度,低盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 1.23% ~ 21.68%,在 11.5%、9.5% 和 1.5% 出现峰值,其中,石英流体包裹体的盐度变化较窄, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中在 8% ~ 14%。中高盐度变化大, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 29.78% ~ 60.31%,在 48.5% 和 56.5% 出现峰值。从早期结晶的石榴子石、绿泥石和绿帘石到石英,再到方解石,均一温度和流体盐度具有逐渐降低的趋势,表明大气降水含量逐渐增加。均一温度与盐度相关图上(图 8b),显示均一温度与盐度呈正相关,即盐度随温度的降低而降低,反映了低温、低盐度的大气降水与早期流体混合导致流体的降温稀释过程(王义天等, 2007)。

石英和方解石中除发育液体包裹体、含子矿物包裹体、纯气体包裹体、气体包裹体外,还发育含液体 CO_2 包裹体,表明流体为 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 型。发育 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -子晶多相包裹体,暗示流体可能来源于 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型流体和 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型流体的混合(倪培等, 2003)。

总之,区域变质期温度变化大,从高温逐渐演化到低温(513 ~ 132°C),盐度变化范围宽, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$

介于 1.23% ~ 60.31%,密度变化于 0.64 ~ 1.16 g/cm^3 ,流体以 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型为主,局部混合有 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型流体,大气降水与早期流体混合导致了流体的降温稀释过程。

5.2 成矿流体来源

(1) 氢、氧同位素示踪

7 件矽卡岩期石榴子石中流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于 0.65‰ ~ 4.18‰,接近岩浆水的范围。由于 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值变化于 -127‰ ~ -85‰,明显低于岩浆水范围(-80‰ ~ -40‰, Sheppard, 1986),在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解中(图 9),样品点落在岩浆水左下方,靠近岩浆水分布区。氢和氧同位素表明矽卡岩期成矿流体主要为岩浆水,混合少量大气降水。

2 件区域变质期石榴子石样品在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解中(图 9)中,落在岩浆水和变质水左下方。8 件变质期石英和 6 件方解石氢同位素变化较大, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 介于 -116‰ ~ -81‰。氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值变化范围小,集中在 5‰ ~ 8.4‰,表明成矿过程中氧同位素组成基本不变。流体中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化范围较宽,介于 -5.1‰ ~ 3.97‰,远离岩浆水变化范围内(5.5‰ ~ 9.5‰, Ohmoto, 1986; Sheppard, 1986),其中 3 个样品落入变质水范围($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3\text{‰} \sim 25\text{‰}$, Sheppard, 1981)。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解中(图 9),石英和方解石样品落在变质水与岩浆水分布区的左下方,明显向大气降水方向偏移。野外地质观察表明,矿区及周围缺乏区域变质期岩浆活动,因此,排除了岩浆

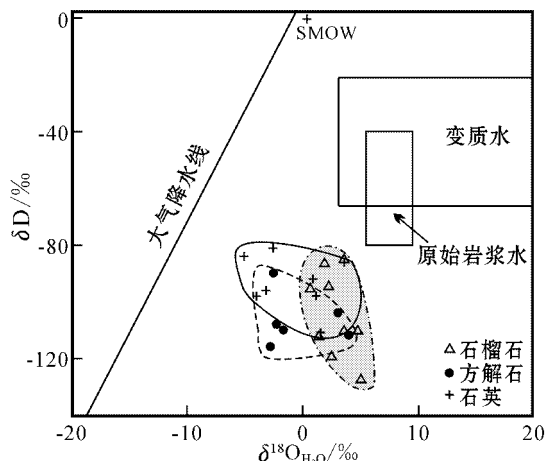


图9 蒙库铁矿床 δD - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(原始岩浆水范围据 Sheppard, 1986)

Fig. 9 δD versus ($\delta^{18}O_{H_2O}$) diagram of the Mengku iron deposit (Data of primary magmatic water after Sheppard, 1986)

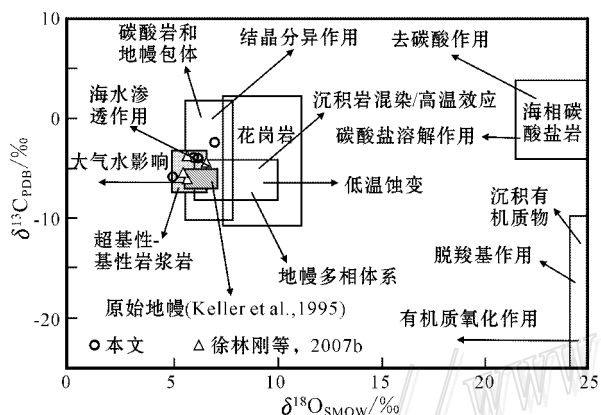


图10 蒙库铁矿床方解石的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ - $\delta^{13}C_{PDB}$ 图解(底图据刘建明等, 1997; 孙景贵等, 2001; 刘家军等, 2004)

Fig. 10 $\delta^{18}O_{SMOW}$ versus $\delta^{13}C_{PDB}$ diagram of calcite from the Mengku iron deposit (after Liu et al., 1997; Sun et al., 2001; Liu et al., 2004)

水来源的可能性, 鉴于这些样品是矿区地层变质和变形时形成的含石榴子石方解石石英脉, 推断区域变质期成矿流体主要为深循环的大气降水, 混合变质水。

(2) 碳、氧同位素示踪

蒙库铁矿床 8 件(4 件引自徐林刚等, 2007)方解石碳同位素组成变化于 $-6.1\text{‰} \sim -2.3\text{‰}$, 平均

-4.5‰ , 与海相碳酸盐碳同位素组成($-1\text{‰} \sim 2\text{‰}$, Rollinson, 1993)相差较大, 而与地幔来源碳同位素值($-5\text{‰} \pm 2\text{‰}$, Hoefs, 1997)十分接近, 显示成矿流体中碳来源于地幔。方解石中 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 变化于 $5\text{‰} \sim 7\text{‰}$, 平均为 6‰ , 与 Taylor (1974)界定的地幔同位素值($5.7\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$)接近。在方解石的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ - $\delta^{13}C_{PDB}$ 图解上(图 10), 1 件样品落在火成碳酸岩和地幔包体范围内, 其他样品落在 Keller 等(1995)界定的原始地幔区边界和超基性-基性岩浆岩范围内, 表明流体中碳来自深部或地幔, 在演化过程中没有与周围的碳酸盐岩发生明显的同位素交换。

5.3 成矿物质来源

万博等(2006)测定蒙库矿床 2 件黄铁矿 I_{Sr} 变化于 $0.70744 \sim 0.70865$, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值介于 $4.8 \sim 5.4$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 $18.082 \sim 18.192$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 $15.521 \sim 15.618$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 $37.128 \sim 37.797$, 表明成矿物质以幔源为主, 可能有少量壳源物质混入。

前人(董永泉等, 1982^①; 张建中等, 1987)对来自围岩和矿石中的 69 件黄铁矿进行了硫同位素测定, 除 2 件样品的 $\delta^{34}S$ 大于 10‰ (10.4‰ 和 13.98‰)外, 其他样品的 $\delta^{34}S$ 值变化范围较窄, 绝大多数集中在 $3\text{‰} \sim 9\text{‰}$, 表明硫同位素的均一化程度较高, 且硫的来源相对单一。硫同位素峰值为 6.8‰ , 接近幔源硫, 表明硫来自地幔, 但受到地壳混染(Wang et al., 2003)。

5.4 蒙库铁矿成矿时代

对 2 件采自 9 号矿体黑云母化大理岩中的黑云母进行了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素测年, 得到 2 个受扰动的年龄谱(图 11)。Mk24 样品的总气体年龄为 218.9 Ma 。1 $200 \sim 1420^\circ\text{C}$ 的 4 个温度阶段组成了一个年龄坪, 坪年龄 $t_p = (216.4 \pm 2.8) \text{ Ma}$ (2σ), 对应了 73.9% 的 ^{39}Ar 释放量。相应的 $^{39}Ar/^{40}Ar$ - $^{36}Ar/^{40}Ar$ 反等时线年龄 $t_i = (217 \pm 3) \text{ Ma}$, $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比值 $= 220 \pm 100$ ($MSWD = 0.56$)。Mk25 样品的总气体年龄为 223.5 Ma 。1 $200 \sim 1400^\circ\text{C}$ 的 3 个温度阶段组成了一个年龄坪, 坪年龄 $t_p = (221.4 \pm 3.0) \text{ Ma}$ (2σ), 对应了 58.6% 的 ^{39}Ar 释放量。相应的 $^{39}Ar/^{40}Ar$ - $^{36}Ar/^{40}Ar$ 反等时线年龄 $t_i = (222.2 \pm 2.8) \text{ Ma}$, $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比值 $= 271 \pm 59$ ($MSWD =$

① 董永泉, 徐光祥, 等. 1982. 新疆阿尔泰蒙库铁矿带科研考察报告.

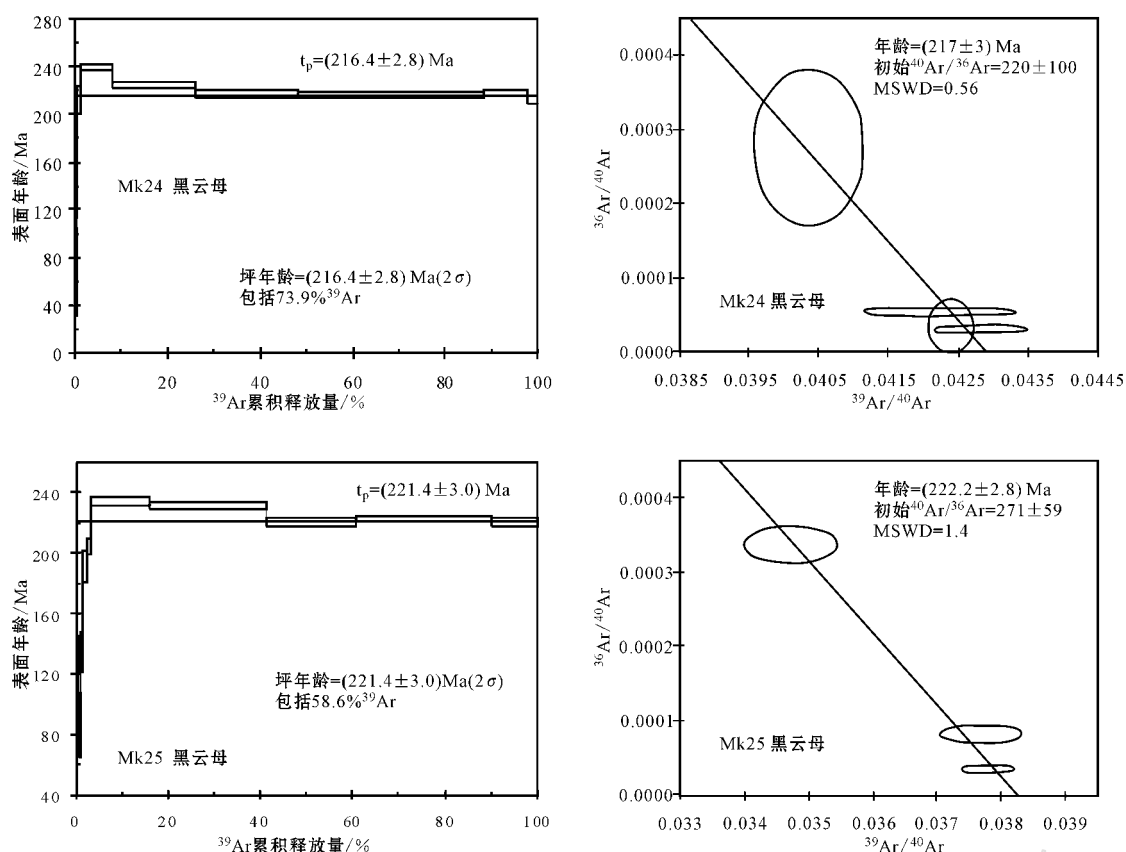


图 11 蒙库铁矿床大理岩中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱及等时线图

Fig. 11 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and isochron of biotite from marble of the Mengku iron deposit

1.4)。

由于 Ar 同位素体系形成后,在动力和流体作用下,其温度超过 Ar 封闭体系的温度时(全岩 Ar 同位素体系封闭温度 300°C),会导致黑云母 Ar 同位素体系完全重置(陈文等,2003),坪年龄记录的是后一次热时间的年龄。根据蒙库矿区岩浆活动时间判断 221~216 Ma 的坪年龄并不是矽卡岩形成年龄,也不是区域变质年龄,而是记录了三叠纪在阿尔泰地区广泛发生的区域构造热液活动的年龄。如俄罗斯山地阿尔泰的 Kalguta 大型云英岩型 Mo-W 矿床(距中俄蒙三国交界的友谊峰直线距离 30 km)形成于三叠纪,与成矿有关花岗岩年龄为 228~202 Ma (Rb-Sr 法、Ar-Ar 法和 U-Pb 法, Dovgal et al., 1997; Annikova et al., 2006),成矿时代为 220~200 Ma (辉钼矿 Re-Os 法和白云母 Ar-Ar, Berzina et al., 2003)。阿尔泰山南东缘的玛因鄂博断裂为额尔齐斯构造带的一部分,其断裂带中花岗质糜棱岩黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 等时线年龄为 $(236.1 \pm 1.2) \text{Ma}$,代表剪切带变形年龄(周刚等,2007)。阿尔泰造山带一些大断裂

在三叠纪仍处于活动时期,蒙库矿区的区域断裂可能也是如此,黑云母 221~216 Ma 的坪年龄是这一构造事件的记录,同时也反应了蒙库铁矿床形成于晚三叠世前。

蒙库铁矿床经历了多期构造-岩浆热事件,又缺乏合适的矿物和测试方法用以精确测定成矿时代,因此,成矿时代的确定成为矿床学研究的难点。目前,只能依据赋矿地层及花岗岩类的时代限定成矿时代。

本课题组在阿巴宫铁矿区康布铁堡组变质流纹岩中挑选了锆石,获得锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(412.6 \pm 3.5) \text{Ma}$ (MSWD = 1.4),确定地层时代为晚志留世末。由于蒙库铁矿床赋存于康布铁堡组变质火山-沉积岩系中,因此成矿时代应晚于 412 Ma。

蒙库矿区内花岗岩类发育,主要为片麻状黑云母花岗岩和片麻状斜长花岗岩。铁矿体内及围岩中发育大量矽卡岩,铁矿的形成与矽卡岩有关,这些矽卡岩是由灰岩及火山岩与岩浆热液交代形成的。本

课题组在 1 号矿体北部近矿围岩片麻状花岗岩中, 获得锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(404 \pm 8) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=1.1$)。矿区西南出露片麻状斜长花岗岩岩株, 9 号矿体北部近矿围岩和矿区地层中出露多条片麻状斜长花岗岩脉。笔者获得片麻状斜长花岗岩岩株中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(400 \pm 6) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=1.3$)。矽卡岩矿物的流体包裹体及同位素、岩石、矿石的稀土元素特征, 均表明铁矿的形成与岩浆热液活动有关。 $(400 \pm 6) \text{ Ma}$ 和 $(404 \pm 8) \text{ Ma}$ 的岩体侵入时代提供了成矿时代的下限, 即铁成矿时代略晚于 $404 \sim 400 \text{ Ma}$, 属早泥盆世早期成矿。

5.5 成矿作用探讨

在早-中奥陶世 ($500 \sim 460 \text{ Ma}$) 古亚洲洋板块开始向北俯冲到阿尔泰微大陆之下, 形成 500 Ma 左右的火山岩。 $460 \sim 410 \text{ Ma}$ 沿大陆边缘形成大陆弧 (Wang et al., 2006), 伴有切木切克花岗岩 (462 Ma , Wang et al., 2006), 阿巴宫北黑云母花岗岩 ($462 \sim 458 \text{ Ma}$, 另文发表), 库尔提花岗岩 (416 Ma , Zhang et al., 2003), 冲乎尔斜长花岗岩 (413 Ma , 曾乔松等, 2007) 等的侵入。早于 412 Ma , 由于板块的俯冲作用在麦兹、克兰和冲乎尔形成一系列陆缘拉张断陷盆地, 在其中形成了康布铁堡组以流纹岩为主, 含少量玄武岩的火山熔岩、火山碎屑岩和正常沉积岩组合。伴随火山喷发沉积作用, 在局部可能形成铁矿化层和以可可塔勒为代表的 VMS 型铅锌矿床。

在康布铁堡组火山-沉积岩形成后不久, 即 400 Ma 左右, 整个阿尔泰发生了最强烈的与俯冲有关的岩浆侵入活动, 蒙库一带有蒙库斜长花岗岩 (400 Ma)、1 号矿体北花岗岩 (404 Ma)、琼库尔黑云母花岗岩 (399 Ma) 等侵入到康布铁堡组中。伴随岩体的侵入, 在蒙库矿区岩体、岩脉与康布铁堡组火山岩、灰岩接触带附近形成了矽卡岩。在岩浆后期-岩浆热液阶段首先形成石榴子石, 随着温度的降低, 残余硅酸盐熔体消失, 进入到岩浆期后热液阶段, 当温度降低到 490°C 时, 透辉石开始结晶, 同时仍有石榴子石形成。中期矽卡岩阶段的成矿流体与早期无水矽卡岩作用, 形成一套含水硅酸盐类矿物, 主要以绿帘石、绿泥石为主, 其次是阳起石、透闪石、角闪石等。中期矽卡岩阶段温度在 $550 \sim 357^\circ\text{C}$ 形成绿帘石, 当温度降到 $365 \sim 236^\circ\text{C}$ 时, 形成透闪石。随着温度的降低, 导致成矿流体中铁大量沉淀, 形成了磁铁矿矿

体。在晚期矽卡岩阶段形成钠长石、钾长石、磁赤铁矿、黑云母。伴随温度降低, 成矿过程进入到石英-硫化物期, 在矿体中形成少量黄铁矿、磁黄铁矿等, 在局部形成铜矿化。

在岩体侵入及成矿后, 发生了区域变形作用, 岩体中形成片麻状构造。含矿地层、矽卡岩和矿体一起发生变形, 形成褶皱。围岩中的层理被强烈改造, 变质条带围绕含矿矽卡岩分布。同时部分矽卡岩期形成的细粒磁铁矿重结晶成粗粒磁铁矿, 还形成多种类型的脉, 分布于矽卡岩中。

在中-晚三叠世, 阿尔泰造山带经历了一次较强的构造-热事件, 矿区区内区域断裂活动, 导致矽卡岩期形成的黑云母 Ar 同位素体系完全重置。

6 结 论

(1) 蒙库大型铁矿床位于新疆阿尔泰南缘, 矿床赋存于上志留统一下泥盆统康布铁堡组中, 容矿岩石为石榴子石矽卡岩、角闪斜长变粒岩、浅粒岩和大理岩。矿体总体顺层分布, 局部切层, 空间上与矽卡岩密切相关。矿床的形成经历了矽卡岩期、石英-硫化物期、区域变质期和表生期, 其中矽卡岩期进一步划分为早期矽卡岩阶段、中期矽卡岩阶段和晚期矽卡岩阶段, 铁矿主要形成于中期矽卡岩阶段。

(2) 石榴子石、透辉石、透闪石、绿帘石、绿泥石、石英和方解石中普遍发育包裹体, 其类型以液体包裹体(气液两相包裹体)为主, 其次为含子矿物包裹体、纯气体包裹体和气体包裹体。矽卡岩期石榴子石发育玻璃质熔融包裹体和流体熔融包裹体, 在石英和方解石中见到 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -子矿物多相包裹体和含液体 CO_2 包裹体。

(3) 矽卡岩期熔融包裹体均一温度为 1100°C , 早期矽卡岩阶段, 除少数流体包裹体均一温度大于 550°C 外, 主要变化于 $193 \sim 499^\circ\text{C}$, 在 450°C 、 350°C 和 230°C 出现了 3 个峰值。盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 $9.6\% \sim 40.18\%$, 在 21.5% 和 11.5% 处出现明显峰值。中期矽卡岩阶段, 均一温度变化于 $236 \sim 550^\circ\text{C}$, 峰值为 350°C , 与早期矽卡岩阶段相比, 盐度明显降低, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $8.0\% \sim 12.96\%$ 。矽卡岩期的 2 个阶段成矿流体均为高-中温、低盐度的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。

(4) 区域变质期的流体包裹体均一温度介于 $132\sim 513^{\circ}\text{C}$, 在 350°C 、 230°C 和 190°C 出现峰值; 盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $1.23\% \sim 60.31\%$, 在 56.5% 、 48.5% 、 17.5% 、 11.5% 、 9.5% 和 1.5% 出现峰值; 流体密度变化于 $0.60\sim 1.16\text{ g/cm}^3$ 。

(5) 石榴子石、石英和方解石的氢和氧同位素表明, 矽卡岩期成矿流体主要是岩浆水, 混合少量大气降水, 变质期流体主要为大气降水, 混合了变质水。方解石的碳和氧同位素表明, 流体中碳来自深部或地幔, 在演化过程中没有与周围的碳酸盐岩发生明显的同位素交换。成矿时代为早泥盆世(略晚于 $404\sim 400\text{ Ma}$), 成矿作用与矽卡岩的退化变质作用有关。

志 谢 野外地质工作得到新疆地质矿产勘探开发局第四地质大队李建国先生、查小玲女士的大力支持和帮助, 得到了新疆富蕴县八钢蒙库铁矿采选分厂黄成林厂长的支持。Ar-Ar 同位素定年分析由国土资源部同位素地质重点实验室 Ar-Ar 实验室的张彦、刘新宇、高佳女士完成, 流体包裹体测定由中国地质大学(北京)地球化学实验室诸慧燕和张文淮女士完成, 氢、氧和碳同位素由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室万德芳、罗续荣和韩丹女士完成, 在此一并致以衷心的感谢。

References

Annikova I Y, Vladimirov A G and Vystavnoy S A. 2006. U-Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ data and Sm-Nd, Pb-Pb isotopic study of Kalguta Mo-W ore-magmatic system (Southern Altai, Russia) [J]. *Petrologiya*, 14 (1): 90-108.

Berzina A N, Stein H J, Zimmerman A and Sotnikov V I. 2003. Re-Os ages for molybdenite from porphyry Cu-Mo and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record [A]. In: Eliopoulos, et al. ed. *Mineral exploration and sustainable development* [C]. Rotterdam: Millpress. 213.

Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids [J]. *Econ. Geol.*, 78: 535-542.

Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684.

Burruss R C. 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions [A]. In: Hollister L S, Crawford M L, ed. *Short course*

handbook [C]. Mineralogical Association of Canada. 6: 39-74.

Chang H L, Wang X W, Wang X D, Liu J Q and Huang H L. 2007. The composition of melt inclusions in beryl from wolframite-quartz veins in Xihuashan, Jiangxi province [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26(3): 259-268 (in Chinese with English abstract).

Chen W, Han C M, Zhang Y and Xiu X Y. 2003. Study on the genesis of Kanggur gold deposit based on the discordance of the metallogenic epoch and deformation time [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 24(6): 579-583 (in Chinese with English abstract).

Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43-52.

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: 3057-3067.

Coleman M L, Sheppard T J, Durham J J, Rouse J E and Moore G R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis [J]. *Analytical Chemistry*, 54: 993-995.

Dovgal V N, Tribunskiy E N, Sabotovich S A and Distanova A N. 1997. Geological and substantial features of rare-metal Li-F granitoids of Alta [J]. *Geologiyai Geofizika*, 38(11): 1807-1814.

Friedman I and O'Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry [A]. In: Fleischer M, ed. *Geological professional paper*. U. S. Geological Survey [C]. 6th ed. 440p.

He G Q, Cheng S D, Xu X, Li J Y and Hao J. 2004. An introduction to the explanatory text of the map of tectonics of Xinjiang and its neighbouring area [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-65 (in Chinese with English abstract).

Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magma in the formation of hydrothermal ore deposits [J]. *Nature*, 370: 519-527.

Hoefs J. 1997. *Stable isotope geochemistry* [M]. 4rd ed. Berlin: Springer Verlag. 1-250.

Hu X P. 2004. Geological features and genesis of the Mengku iron deposit in the Fuyun, Xinjiang [J]. *Xinjiang Non-Ferrous Metals*, 1: 2-5, 8 (in Chinese with English abstract).

Li J X, Jiang J, Hu X P, Kang J C and Yin Y Q. 2003. Geological features and genesis of the Mengku iron deposit in the Fuyun, Xinjiang [J]. *Xinjiang Geology*, 21(3): 307-311 (in Chinese with English abstract).

Lin X D. 1999. *Magma-hydrothermal transitional ore deposits* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 1-139 (in Chinese).

Liu J J, He M Q, Li Z M, Liu Y P, Li C Y, Zhang Q, Yang W G and Yang A P. 2004. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration Area in Lanping basin of Yunnan province and its significance [J]. *Mineral Deposits*, 23(1): 1-10 (in Chinese with English abstract).

Liu J M, Liu J J and Gu X X. 1997. Basin fluids and their related ore

- deposits[J]. *Acta petrologica et Mineralogica*, 16(4): 341-352 (in Chinese with English abstract).
- Liu W. 1990. Petrogenetic epochs and peculiarities of genetic types of granitoids in the Altai Mountains, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 14(1): 44-56 (in Chinese).
- Lu H Z, Fan H W, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press. 1-485 (in Chinese).
- Mao J W, Wang Y, Ding T, Chen Y, Wei J and Yin J. 2002. Dashuiguo tellurium deposit in Sichuan province, China: S, C, O, and H isotope data and their implications on hydrothermal mineralization[J]. *Resource Geology*, 52: 15-23.
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale[J]. *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- Ni P, Rankin A H and Zhou J. 2003. Fluid inclusion studies on carbonate dyke and associated quartzite in Bayan Obo, Inner Mongolia, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 297-306 (in Chinese with English abstract).
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayada T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *Chemistry Geophysics*, 51: 5547-5558.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 491-559.
- Qiu Z X. 2003. Analysis on genesis and geological characteristics of Mengku iron deposit in fuyun county, Xinjiang autonomous region[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 18 (Supp.): 110-114 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation[M]. New York: Longman Scientific and Technical Limited. 1-343.
- Rui X J and Wu Y J. 1984. Genesis of granites in Altai, Xinjiang[A]. In: Xu K Q, ed. International Science Conference paper collection of geological and metallogenic relationship of granites[C]. Nanjing: Jiangsu Sci. and Techn. Pub. House. 281-291 (in Chinese).
- Sheppard S M F. 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. In: Richard D T and Wickman F E, ed. Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressures[J]. *Phys. Chem. Earth*, 13/14: 419-445.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165-183.
- Sun J G, Hu S X, Shen K and Yao F L. 2001. Research on C, O isotopic geochemistry of intermediate-basic and intermediate-acid dykes in gold fields of Jiaodong Peninsula[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(1): 47-56 (in Chinese with English abstract).
- Taylor B E. 1976. Origin and significance of C-O-H fluids in the formation of Ca-Fe-Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt County, Nevada[D]. Unpublished PhD thesis, Stanford University. 306p.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 69: 843-883.
- Tong Y, Wang T, Hong D W, Dai Y J, Han B F and Liu X M. 2007. Ages and origin of the early Devonian granites from the north part of Chinese Altai Mountains and its tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1933-1944 (in Chinese with English abstract).
- Wan B and Zhang L C. 2006. Sr-Nd-Pb isotope geochemistry and tectonic setting of Devonian polymetallic metallogenic belt on the Southern margin of Altai, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 145-152 (in Chinese with English abstract).
- Wang D H, Chen Y C, Xu Z G, Li T D and Fu X J. 2002. Mineralogical series and regularity of mineralization in the Altai metallogenic Province, China[M]. Beijing: Atomic Press. 1-493 (in Chinese).
- Wang J B, Qin K Z, Wu Z L, Hu J H and Ding J N. 1998. Volcanic exhalative sedimentary lead-zinc deposits in the South Margin of Altai Mountains, Xinjiang[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-210 (in Chinese).
- Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F and Wang X X. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen[J]. *Journal of Geology*, 114: 735-751.
- Wang Y T, Zhang W Z, Wang L, Mao J W, Yang F Q and Chen W. 2007. Tracing the sources of ore-forming fluids and materials of the Hongshi gold deposit in the Eastern Tianshan, Xinjiang, NW China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1998-2006 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y W, Wang J B, Wang S L, Ding R F and Wang L J. 2003. Geology of the Mengku iron deposit, Xinjiang, China: A metamorphosed VMS[A]? In: Mao J W, Goldfarb R J, Seltnann R, Wang D H, Xiao W J and Hart C, ed. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altai and Tianshan[C]. Proceedings volume of the International Symposium of the IGCP-473 project in Urumqi and guidebook of the field excursion in Xinjiang, China: August 9-21, 2003. London: Centre for Russian and Central Asian Mineral Studies, Natural History Museum. 181-200.
- Wang Z G, Zhao Z H and Zou T R. 1998. Geochemistry of the granitoids in Altai[M]. Beijing: Science Press. 1-152 (in Chinese).
- Xu L G, Mao J W, Yang F Q, Ye H S, Zheng J M, Li J G, Cai Y B, Zha X L and Gao J J. 2007a. Skarn characteristics of Mengku iron deposits in Xinjiang, and its geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 26(4): 455-463 (in Chinese with English abstract).
- Xu L G, Mao J W, Yang F Q, Li J G, Cai Y B, Zheng J M and Huang C L. 2007b. Geology and geochemistry of the Mengku iron deposit in Fuyun County, Xinjiang Uygur Autonomous Region[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2653-2664.
- Yang F Q, Mao J W, Yan S H, Liu F, Chai F M, Zhou G, Liu G R, He L X, Geng X X and Dai J Z. 2008. Geochronology, geochem-

- istry and geological implications of the Mengku synorogenic plagiogranite pluton in Altay, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 82(4): 485-499 (in Chinese with English abstract).
- Yang F Q, Mao J W, Xu L G, Zhang Y, Liu F, Huang C L, Zhou G, Liu G R and Dai J Z. 2007. REE geochemistry and the indication for iron mineralization of Mengku iron deposit in Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(10): 2443-2456 (in Chinese with English abstract).
- Yang F Q, Mao J W, Wang Y T and Bierlein F P. 2006. Geology and geochemistry of the Bulong quartz-barite vein-type gold deposit in the Xinjiang Uygur Autonomous Region, China[J]. Ore Geology Review, 29(1): 52-76.
- Zeng Q S, Chen G H, Wang H and Shan Q. 2007. Geochemical characteristic, SHRIMP zircon U-Pb dating and tectonic implication for granitoids in Chonghuier basin, Altai, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 1933-1944 (in Chinese with English abstract).
- Zhang H X, Niu H C, Terada K, Yu X Y, Sato H and Ito J. 2003. Zircon SHRIMP U-Pb dating on plagiogranite from Kuerti ophiolite in Altay, north Xinjiang[J]. China Sci. Bull., 48: 2231-2235.
- Zhang J Z, Feng B H, Jin H J, Liu B, Luo Y P, Jin Z M, Zhu M Z and Chen S Z. 1987. The genetic relationship between marine volcanic rocks and iron deposit at Abagong-mengku area, Altay district, Xinjiang and ore-forming geological features[J]. Bulletin of Xi'an Institute Geology Mineral Resources, CAGS, 20: 89-180 (in Chinese with English abstract).
- Zhang S Z and Ling Q C. 1993. Characteristics of skarn copper deposit: An example from Dongshizishan copper deposit in Tongling county, Anhui Province[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 18(6): 801-809.
- Zhang Z F. 2003. Analysis of characteristics of typical Fe deposit in Altai region, Xinjiang and their genesis and potential[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 18(Supp.): 80-83 (in Chinese with English abstract).
- Zhao B, Zhao J S, Li Z L, Zhang C Z and Peng Z L. 2002. Characteristics of melt inclusions in skarn minerals from Fe, Cu(Au) and Au(Cu) bre deposits in the region from Daye to Jiujiang[J]. Science in China(Series D), 46(5): 481-497.
- Zhao J S, Zhao B, Zhang C Z and Wang R. 2003. Compositions of melt inclusions in garnet and pyroxene from skarn deposit distributed in the area from Daye to Chengmenshan[J]. Geochimica, 32(6): 540-550 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, Li D X and Jiang C J. 1990. Skarn deposits in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-354 (in Chinese).
- Zhou G, Zhang Z C, Wang X, Lou S B, He B and Zhang X L. 2007. Zircon U-Pb SHRIMP and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the granitic mylonite in the Mayinebo fault belt of North Xinjiang and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 81(3): 359-369 (in Chinese with English abstract).
- Zhou T R, Cao H Z and Wu B Q. 1988. Orogenic and anorogenic granitoids of the Altay Mountains, Xinjiang and their discrimination criteria[J]. Acta Geologica Sinica, 62(3): 228-234 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 常海亮, 汪雄武, 王晓地, 刘家齐, 黄惠兰. 2007. 西华山黑钨矿-石英脉柱状石中熔融包裹体的成分[J]. 岩石矿物学杂志, 26(3): 259-268.
- 陈文, 韩春明, 张彦, 刘新宇. 2003. 从成矿和变形时代的不偶合现象探讨康古尔金矿的成因[J]. 地球学报, 24(6): 579-583.
- 仇仲学. 2003. 新疆富蕴县蒙库铁矿床地质特征与成因分析[J]. 地质找矿论丛, 18(增刊): 110-114.
- 何国琦, 成守德, 徐新, 李锦轶, 郝杰. 2004. 中国新疆及邻区大地构造图(1:2 500 000)说明书[M]. 北京: 地质出版社. 1-65.
- 胡兴平. 2004. 新疆富蕴县蒙库铁矿区地质特征及成因浅析[J]. 新疆有色金属, 1: 2-5, 8.
- 李嘉兴, 姜俊, 胡兴平, 康吉昌, 尹意求. 2003. 新疆富蕴县蒙库铁矿床地质特征及成因分析[J]. 新疆地质, 21(3): 307-311.
- 林新多. 1999. 岩浆-热液过渡型矿床[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-139.
- 刘家军, 何明勤, 李志明, 刘玉平, 李朝阳, 张乾, 杨伟光, 杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 23(1): 1-10.
- 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 1997. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 16(4): 341-352.
- 刘伟. 1990. 中国阿尔泰地区花岗岩的时代及成因特征[J]. 大地构造与成矿学, 14(1): 44-56.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-485.
- 倪培, Rankin A H, 周进. 2003. 白云鄂博地区碳酸岩墙及岩墙旁侧石英岩中的包裹体研究[J]. 岩石学报, 19(2): 297-306.
- 芮行健, 吴玉金. 1984. 中国阿尔泰花岗岩的成因[A]. 见: 徐克勤, 主编. 花岗岩地质及其与成矿的关系国际学术会议论文集[C]. 南京: 江苏科学技术出版社. 281-291.
- 孙景贵, 胡受奚, 沈昆, 姚凤良. 2001. 胶东金矿区矿田体系中基性-中酸性脉岩的碳、氧同位素地球化学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 20(1): 47-56.
- 童英, 王涛, 洪大卫, 代雅建, 韩宝福, 柳晓明. 2007. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义[J]. 岩石学报, 23(8): 1933-1944.
- 万博, 张连昌. 2006. 新疆阿尔泰南缘泥盆纪多金属成矿带 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学与构造背景探讨[J]. 岩石学报, 22(1): 145-152.
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 李天德, 傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律[M]. 北京: 原子能出版社. 1-493.
- 王京彬, 秦克章, 吴志亮, 胡剑辉, 邓吉牛. 1998. 阿尔泰山南缘火山

- 喷流沉积型铅锌矿床[M].北京:地质出版社,1-210.
- 王义天,张文智,王磊,毛景文,杨富全,陈文. 2007. 新疆东天山红石金矿床成矿流体和成矿物质来源示踪[J]. 岩石学报, 23(8): 1998-2006.
- 王中刚,赵振华,邹天人. 1998. 阿尔泰花岗岩类地球化学[M]. 北京:科学出版社,1-152.
- 徐林刚,毛景文,杨富全,叶会寿,郑建民,李建国,蔡永彪,查小玲,高建京. 2007a. 新疆蒙库铁矿床矽卡岩矿物学特征及其意义[J]. 矿床地质, 24(4): 455-463.
- 徐林刚,毛景文,杨富全,李建国,蔡永彪,郑建民,黄成林. 2007b. 新疆富蕴县蒙库铁矿地质、地球化学特征[J]. 岩石学报, 23(10): 2653-2664.
- 杨富全,毛景文,徐林刚,张岩,刘锋,黄成林,周刚,刘国仁,代军治. 2007. 新疆蒙库铁矿床稀土元素地球化学及对铁成矿作用的指示[J]. 岩石学报, 23(10): 2443-2456.
- 杨富全,毛景文,闫升好,刘锋,柴凤梅,周刚,刘国仁,何立新,耿新霞,代军治. 2008. 新疆阿尔泰蒙库同造山斜长花岗岩年代学、地球化学及其地质意义[J]. 地质学报, 82(4): 485-499.
- 曾乔松,陈广浩,王核,单强. 2007. 阿尔泰冲乎尔盆地花岗质岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义[J]. 岩石学报, 23(8): 1921-1932.
- 张建中,冯秉襄. 1987. 新疆阿尔泰阿巴宫-蒙库海相火山岩与铁矿的成生关系及成矿地质特征[J]. 中国地质科学院西安地质研究所所刊, 20: 89-180.
- 张叔贞,凌其聪. 1993. 矽卡岩浆型铜矿床特征-以安徽铜陵东狮子山铜矿床为例[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 18(6): 801-809.
- 张振福. 2003. 新疆阿尔泰一带典型铁矿床特征、成因及找矿前景分析[J]. 地质找矿论丛, 18(增刊): 80-83.
- 赵劲松,赵斌,张重泽,王冉. 2003. 大冶-城门山夕卡岩矿床石榴子石和辉石中熔融包裹体成分研究[J]. 地球化学, 32(6): 540-550.
- 赵一鸣,林文蔚,毕承思,李大新,蒋崇俊. 1990. 中国矽卡岩矿床[M]. 北京:地质出版社,1-351.
- 周刚,张招崇,王新昆,王祥,罗世宾,何斌,张小林. 2007. 新疆玛因鄂博断裂带中花岗质糜棱岩锆石 U-Pb SHRIMP 和黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及意义[J]. 地质学报, 81(3): 359-369.
- 邹天人,曹惠志,吴柏青. 1988. 新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志[J]. 地质学报, 62(3): 228-234.