

新疆阿吾拉勒山奴拉赛铜矿床流体包裹体和稳定同位素研究^{*}

张贺¹, 刘敏², 赵军^{3,4}, 朱维娜¹

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;
3 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 4 中国人民武装警察部队黄金第八支队,
新疆 乌鲁木齐 830057)

摘 要 阿吾拉勒铜矿成矿带是西天山重要的铜矿产地, 奴拉赛铜矿床是成矿带内典型的铜矿床。在对奴拉赛铜矿床的地质特征研究的基础上, 对流体包裹体和稳定同位素进行了研究。结果表明, 流体包裹体均一温度变化于 107~332℃, 盐度介于 0.7%~19.5%, 密度范围是 0.94 g/cm³~1.13 g/cm³。矿石中金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 变化范围较大, 在 -4.1‰~+8.5‰之间, 重晶石 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 在 +13.9‰~+17.0‰之间。矿石中方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化于 +12.6‰~+16.3‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 在 -10.1‰~-2.3‰之间。认为奴拉赛铜矿床属于中低温热液成因, 而非次生富集成矿, 成矿过程为一期多阶段。流体混合是金属沉淀的主要机制, 随着热液的演化, 温度降低和氧逸度升高等多种因素耦合导致铜-硫络合物失稳而在断裂构造中沉淀出大量铜矿物。奴拉赛铜矿床与莫斯早特岩体在时间和空间上紧密相关, 推测莫斯早特岩体为成矿提供了热源和主要物源。

关键词 地球化学, 铜矿, 流体包裹体, 稳定同位素, 奴拉赛, 阿吾拉勒

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Fluid inclusion and stable isotope studies of Nulasai copper deposit in Awulale Mountain, Xinjiang

ZHANG He¹, LIU Min², ZHAO Jun^{3,4} and ZHU WeiNa¹

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 4 No.8 Gold Geological Party, Chinese People's Armed Police Force, Urumqi 830057, Xinjiang, China)

Abstract

The Awulale Mountain copper metallogenic belt is a major copper producing area in Western Tianshan, and the Nulasai copper deposit is a typical small-size copper deposit. The authors carried out a systematic study of the geological features as well as the origin and evolution of metallogenic fluids in the Nulasai copper deposit. Experimental results show that fluid inclusions have a homogenization temperature range of 107~332℃, a salinity range of 0.7%~19.5%, and a density range of 0.94 g/cm³~1.13 g/cm³. $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ of ore metal sulfides range between -4.1‰ and +8.5‰, $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ of barites range between +13.9‰ and +17.0‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ of ore calcite range between +12.6‰ and +16.3‰, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ vary between -10.1‰ and

^{*} 本文受国家科技支撑计划(2011BAB06B02-05)和地质矿产调查评价项目(1212011085060)联合资助

第一作者简介 张贺,男,1987年生,在读硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: eval@163.com

收稿日期 2012-07-01; 改回日期 2012-08-27。张绮玲编辑。

-2.3‰. Characteristics of ores, mineral phases, fluid inclusions and stable isotopes show that the Nulasai copper deposit belongs to middle-low temperature hydrothermal metallogeny, rather than secondary enrichment metallogeny. The metallogenic process belongs to one period consisting of four stages. Fluid mixing of pneumatolito-hydrothermal fluids played a key role in metallogeny. Meanwhile, along with the evolution of the hydrothermal fluids, the combination of a few factors such as decreasing temperature, increasing oxygen fugacity and decreasing pH resulted in the deposition of sulfides in faults. The Nulasai copper deposit and the Mosizaote rock mass are closely related to each other in time and space. The original fluids of Nulasai were derived from pneumatolito-hydrothermal fluids, and Mosizaote provided heat for metallogenic process.

Key words: geochemistry, copper deposit, fluid inclusion, stable isotope, Nulasai, Awulale

奴拉赛铜矿床是阿吾拉勒铜矿成矿带中一处小型铜矿床,早在公元前 2500 多年的东周时期就被发现并开采,留有古采坑遗址(梅建军等,1998)。奴拉赛铜矿床典型的成矿特征有:①矿床规模较小但矿石品位高,部分矿石品位高达 60%;②矿石以块状辉铜矿石为主,属于热液成矿,而非次生富集形成,这在国内的铜矿床中较为罕见;③成矿与超浅成岩体和断裂构造紧密相关。前人曾从不同角度对奴拉赛铜矿床进行过研究:王有标(1989)对奴拉赛铜矿的矿床地质和流体包裹体进行了研究,认为奴拉赛铜矿床属于中低温热液型铜矿床。李华芹等(1997)利用 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素得出奴拉赛铜矿的成矿时代为 (242.9 ± 1.4) Ma。赵振华等(2004)将莫斯早特岩体定为埃达克岩,讨论了埃达克岩体与成矿的关系,认为奴拉赛铜矿床属于斑岩型铜矿床。本文在前人工作基础上,结合矿体、矿石、矿相特征和流体包裹体、稳定同位素的测试,对奴拉赛铜矿床的成矿流体、成矿物质来源进行了系统研究,并探讨了成矿类型和成矿机制,为总结阿吾拉勒铜矿带的成矿规律提供信息。

1 地质背景

阿吾拉勒铜矿成矿带处于西天山地区伊犁盆地北缘,东起木斯乡,西至墩麻扎镇,南北以巩乃斯河和喀什河为界,属于中低山区。在大地构造上地处卡拉库姆-塔里木板块、哈萨克斯坦-准噶尔板块的汇聚带,是伊犁微板块的一部分,自元古宙至今经历了古元古代泛大陆的增生与裂解、新元古代 Rodinnia 超大陆的形成与裂解和古生代古亚洲洋的形成与消亡、中-新生代板内走滑位移和盆山格局的形成,构造演化极其复杂(张作衡等,2008;左国朝等,2008)。阿吾拉勒山一带在晚古生代曾是古亚洲洋的一部

分,称为伊犁洋,伊犁洋于石炭纪逐渐闭合消亡;北天山古洋盆于石炭纪晚期闭合,标志着本区进入板内发展阶段;早二叠世,本区处于板块闭合之后的应力松弛阶段,在伊犁盆地(原伊犁洋)地区形成了裂谷带构造环境,期间岩浆侵入活动强烈,并在裂谷带相对稳定的环境中沉积了巨厚层的双峰式火山-沉积岩系(张国伟等,1999;姜常义等,1995;1996;宋志瑞等,2005)。

成矿带内岩浆岩以二叠纪陆相火山岩-次火山岩为主,其次为石炭纪的火山-沉积岩系和华力西晚期-印支早期的浅成侵入岩;地层以二叠系为主,石炭系分布较少,赋矿火山岩主要是下二叠统乌郎组(P_{1w})和塔尔得套组(P_{1t}),二者整合接触,是一套以陆相火山岩、火山碎屑岩和沉积碎屑岩为主的火山-沉积岩系;区域整体呈一向斜,向斜轴近东西向,是西天山巩乃斯复向斜的一部分,区内断裂构造以 NWW 向和 NW 向为主(图 1;王志良等,2004)。

阿吾拉勒铜矿成矿带在晚古生代形成了一系列与二叠纪陆相火山岩或次火山岩有关的铜矿(李小军,1994;莫江平等,1996;任秉琛等,2004;田薇,2006;刘凤鸣,2007;张作衡等,2008;肖晓林等,2008;冯京等,2010)。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质和矿体特征

奴拉赛铜矿区出露地层主要为下二叠统塔尔得套组(P_{1t})和中二叠统晓山萨依组(P_{2x}) (图 2)。塔尔得套组是一套火山岩系,主要岩性有玄武岩、玄武安山岩和少量灰绿色凝灰岩;晓山萨依组是一套磨拉石类沉积岩系,主要岩性有凝灰质砂砾岩、砾岩、砂岩。二者以莫斯早特岩体为中心,大体呈环状分布,塔尔得套组位于内环,晓山萨依组位于外环;

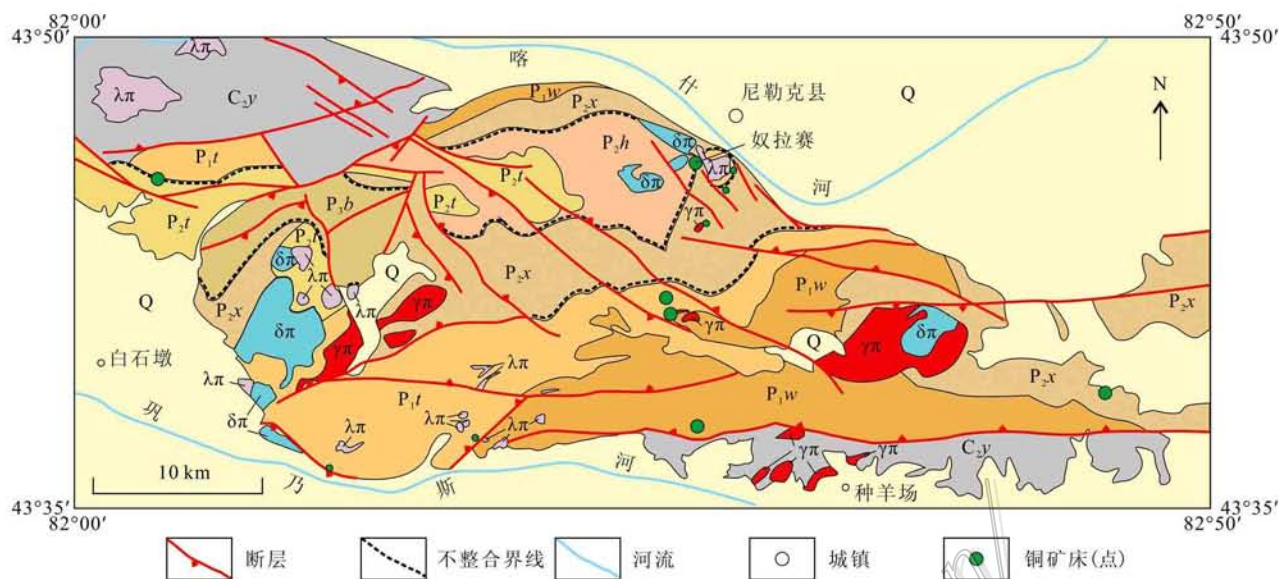


图1 阿吾拉勒成矿带西段地质图(据新疆有色集团703地质队资料, 修编)

Q—第四系; P_{3b} —上二叠统巴斯尔干组; P_{2t} —中二叠统塔姆其萨伊组; P_{2h} —中二叠统哈密提特组; P_{2x} —中二叠统晓山萨伊组; P_{1t} —下二叠统塔尔得套组; P_{1w} —下二叠统乌郎组; C_{2y} —上石炭统伊什基里克组; $\lambda\pi$ —石英二长斑岩; $\gamma\pi$ —花岗岩斑岩; $\delta\pi$ —闪长玢岩

Fig. 1 Geological map of western Awulale Mountain metallogenic belt (modified after No. 703 Geological Party, NMMG of Xinjiang)

Q—Quaternary; P_{3b} —Basiergan Formation; P_{2t} —Tamuqisayi Formation; P_{2h} —Hamisite Formation; P_{2x} —Xiaoshansayi Formation;

P_{1t} —Ta'erdetao Formation; P_{1w} —Wulang Formation; C_{2y} —Yishijilik Formation; $\lambda\pi$ —Quartz monzonite porphyry;

$\gamma\pi$ —Granite porphyry; $\delta\pi$ —Diorite porphyry

在莫斯早特岩体东北部大平台可见塔尔得套组的古风化面,与上覆晓山萨依组呈平行不整合接触。矿区内最主要的断裂是NWW向的张扭性断裂F1和F1',二者是奴拉赛铜矿的主要容矿空间;断裂F2和F3相继错断了F1和F1',F2和F3是成矿后断裂(图2)。

莫斯早特石英二长斑岩体为早印支期的超浅成岩体(李华芹等,1997),分为东部岩体和西部岩体两部分,东部岩体较大,西部岩体较小,总出露面积约为3~4 km²。二者岩性及矿物特征一致,据此推测二者在地下可能连为一体,为同一岩浆侵入形成的。莫斯早特岩体的侵入使周围地层向外曲翘,形成了穹窿构造,伴有放射状、环状断裂,并且呈中心放射状向塔尔得套组和晓山萨依组围岩插入众多小规模岩枝、岩墙。在莫斯早特岩体北部和西部分布有闪长(玢)岩体(图2),根据岩体产状判断其侵入在莫斯早特岩体之后,与成矿无关。

围绕莫斯早特东部岩体,奴拉赛铜矿、克孜克藏铜矿点、克孜克藏南铜矿点呈半环状分布(图2)。奴拉赛铜矿床是矿石品位最高、储量最大、最具代表性的铜矿床。克孜克藏和克孜克藏南2个铜矿点已采

空,其矿体规模较小,由若干条宽约1~2 m、长约十几米的透镜状矿体组成,产于张扭性的断裂构造中。

奴拉赛铜矿体赋存于莫斯早特东部岩体西南侧,岩体与晓山萨依组、塔尔得套组的外接触带。在纵向上,矿体产状较陡,整体向SW方向倾斜,纵向延伸超过200 m,下部矿体逐渐变窄直至尖灭(图3);地表矿体赋存于晓山萨依组砂砾岩,而地下矿体较为复杂,赋存于玄武岩中或玄武岩与砂砾岩接触带。矿体呈现出明显的垂直分带,自地表至地下30 m多为氧化矿(孔雀石、蓝铜矿等),30 m以下为原生矿(斑铜矿、辉铜矿)。在横向上,矿体严格受NWW向主断裂F1和F1'控制,在地表和地下巷道中均可见矿体或矿化沿F1、F1'主断裂和次级断裂分布,延伸长度约2 km;矿体产状不稳定,矿脉宽度从几米到十几米,且矿体不连续,常出现尖灭-再现和尖灭-侧现,主矿脉以板状、网脉状、脉状产出,呈雁列式沿主断裂分布,在主矿脉附近也有次级矿脉,均与方解石脉紧密共生。

2.2 矿石特征及成矿阶段划分

奴拉赛铜矿以块状矿石(图4a)为主,脉状矿石(图4b)和胶状充填矿石(图4c)次之,浸染状矿石

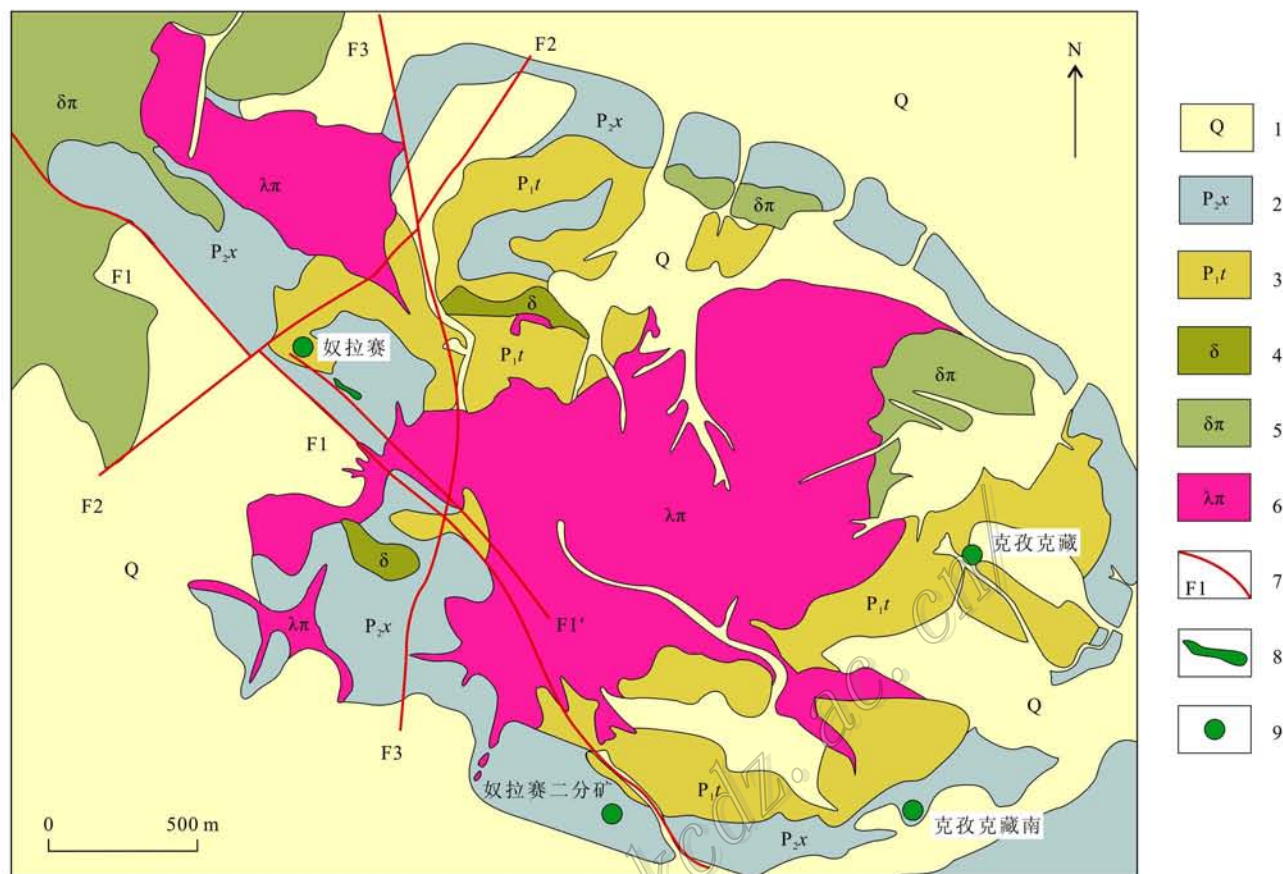


图2 奴拉赛铜矿地质简图(据奴拉赛-克孜克藏地段地物化综合平面图,1980)

1—第四系; 2—中二叠统晓山萨依组砾岩、砂岩、砂砾岩; 3—下二叠统塔尔得套组玄武岩、玄武安山岩; 4—印支期闪长岩体; 5—印支期闪长玢岩体; 6—印支期莫斯早特石英二长斑岩体; 7—断裂构造; 8—奴拉赛古采坑; 9—铜矿床(点)

Fig. 2 Geological sketch map of the Nulasai copper deposit (after Geological-Geophysical-Geochemical Comprehensive Map of Nulasai-Kezikezang, 1980)

1—Quaternary; 2—Middle Permian Xiaochansayi Formation: conglomerate, sandstone and sandy conglomerate; 3—Lower Permian Ta'erdetao Formation: basalt and basaltic andesite; 4—Indosinian diorite rock mass; 5—Indosinian diorite porphyrite rock mass; 6—Indosinian Mosizaote rock mass; quartz monzonite porphyry; 7—Fault; 8—Nulasai ancient mine; 9—Copper deposit

(图4d)较少。浸染状矿石的原岩主要是塔尔得套组玄武岩和莫斯早特岩体石英二长斑岩,在浸染状矿石中可见残余的石英、长石和橄榄石等矿物。矿石品位较高,以原生矿(辉铜矿、斑铜矿)为主,含少量氧化矿(孔雀石、蓝铜矿等)。奴拉赛铜矿矿区及周边和莫斯早特东部岩体周边,普遍发育铜矿化,在玄武岩、凝灰岩、砂砾岩和石英二长斑岩中常见孔雀石,也有极少量的辉铜矿小晶体。

矿石中的金属硫化物有黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉铜矿、斑铜矿等。脉石矿物主要是方解石,有少量重晶石,呈团块状或细脉状分布于矿石中。块状矿石中辉铜矿含量50%以上,斑铜矿5%~15%,黄铁矿、白铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜

矿总和小于5%。硫化物的生长顺序是:黄铁矿(白铁矿)→方铅矿→闪锌矿→辉铜矿→斑铜矿。黄铁矿和白铁矿结晶最早,二者常呈共结边产出(图4e)。方铅矿与闪锌矿共生(图4f)。黄铜矿多呈乳浊状分布在方铅矿和闪锌矿内部和边缘,呈固溶体出溶结构(图4f)。斑铜矿大多与辉铜矿共生,呈固溶体出溶结构(图4g、h),也有少量斑铜矿呈自形晶产出。矿石中普遍存在胶状环带结构(图4i),由隐晶质的闪锌矿组成。黄铜矿-方铅矿-闪锌矿多交代黄铁矿-白铁矿(图4j),斑铜矿-辉铜矿则交代所有其他金属硫化物(图4k、l)。方解石分为2期:第一期晶体较大,晶形较好,其形成晚于黄铁矿,与方铅矿、闪锌矿、辉铜矿、斑铜矿共生,属于内生方解石;第二期晶

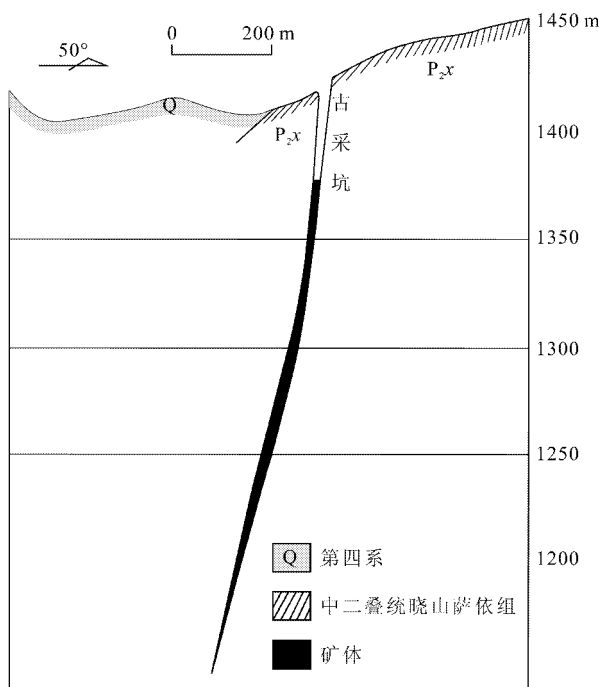


图 3 奴拉赛铜矿矿体剖面图(据新疆宝马商贸有限责任公司奴拉赛铜矿, 2000)

Fig. 3 Profile of ore body in the Nulasai copper deposit
(after Nulasai Copper Deposit of Xinjiang Baoma Trading Co. Ltd., 2000)

体较小,呈半自形,属于表生方解石。次生氧化矿物包括孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿,主要分布于矿区地表。围岩蚀变主要为碳酸盐化、绿泥石化和钾化。

根据矿相学研究,将成矿过程划分为 4 个阶段:

① 黄铁矿-白铁矿阶段:黄铁矿、白铁矿最早结晶,伴生少量黄铜矿,少量重晶石与之共生;② 方铅矿-闪锌矿-黄铜矿阶段:方铅矿和闪锌矿结晶,闪锌矿含量明显多于方铅矿,黄铜矿呈固溶体出溶结构产于方铅矿和闪锌矿内部,方解石、少量重晶石与硫化物共生产出;③ 斑铜矿-辉铜矿-方解石阶段:斑铜矿与辉铜矿主要呈固溶体分离结构,少量斑铜矿独立产出,边缘被蓝辉铜矿交代,另有少量黄铁矿与斑铜矿共生产出;④ 表生阶段:主要为表生方解石,穿截早期矿物,该阶段形成孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等。

3 流体包裹体特征及测温结果

本文用于流体包裹体分析的样品来自奴拉赛铜矿原生矿石各个阶段,尽量选择新鲜矿石磨制成包裹体片,进行测温的包裹体大多赋存于第一期方解

石中,仅有 2 个重晶石样品的包裹体。

流体包裹体的显微测温工作在国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成,测试所用仪器为英国产 LINKAM THMSG600 型显微冷热台,测温范围为 $-198 \sim 600^{\circ}\text{C}$,误差为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。根据不同阶段,升温速率控制在 $0.5 \sim 10^{\circ}\text{C}$ 之间。

流体包裹体分布均匀,形状为椭圆状(图 5a)、圆滑多边形(图 5b)、水滴状(图 5c),少数呈长条状(图 5c)等不规则状;包裹体大小为 $3 \sim 15 \mu\text{m}$ 。流体包裹体类型较单一,均为气液两相包裹体,气相分数在 $5\% \sim 15\%$ 范围内,气相充填度较为一致(图 5d)。在升温过程中,所有包裹体都均一到液相。

流体包裹体均一温度范围是 $107 \sim 332^{\circ}\text{C}$,冰点范围是 $-16.1 \sim -0.4^{\circ}\text{C}$ 。根据 Hall 等(1988)的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 低盐度包裹体盐度计算公式计算出对应的盐度范围是 $0.7\% \sim 19.5\%$ 。根据刘斌等(1987)的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体密度计算公式得到包裹体的密度范围是 $0.94 \sim 1.13 \text{ g/cm}^3$ 。奴拉赛铜矿床的流体包裹体属于中低盐度 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系包裹体,均一温度、盐度和密度的变化范围均较大。流体包裹体数据列于表 1,均一温度和盐度特征见图 6。

4 稳定同位素分析结果

本文用于稳定同位素分析的样品采自奴拉赛铜矿原生矿石中的硫化物、内生方解石和重晶石。对样品进行捣碎、筛选和淘洗,然后在双目镜下挑选出粒径 $0.1 \sim 1 \text{ mm}$ 的单矿物。方解石、重晶石单矿物纯度可达 99% ,硫化物纯度可达 95% 以上。

硫化物和重晶石的硫同位素数据和方解石的碳、氧同位素数据测定是在中国科学院地质与地球物理研究所完成的,使用的是传统的离线分析方法。硫同位素分析结果相对于国际 V-CDT 标准表示,分析测试精度优于 0.3‰ 。碳、氧同位素分析结果相对于国际 V-PDB 标准表示,分析测试精度优于 0.2‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 根据公式 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.0309\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.91$ (Coplen et al., 1983)换算。

硫化物与重晶石的硫同位素组成具有明显的阶段性。黄铁矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-4.1\text{‰} \sim +1.23\text{‰}$,辉铜矿、斑铜矿阶段 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+4.1\text{‰} \sim +8.5\text{‰}$,而重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+13.9\text{‰} \sim +17.0\text{‰}$ (表 2)。根据硫同位素平衡分馏方程可以计算出成矿流体的硫同位素组成:

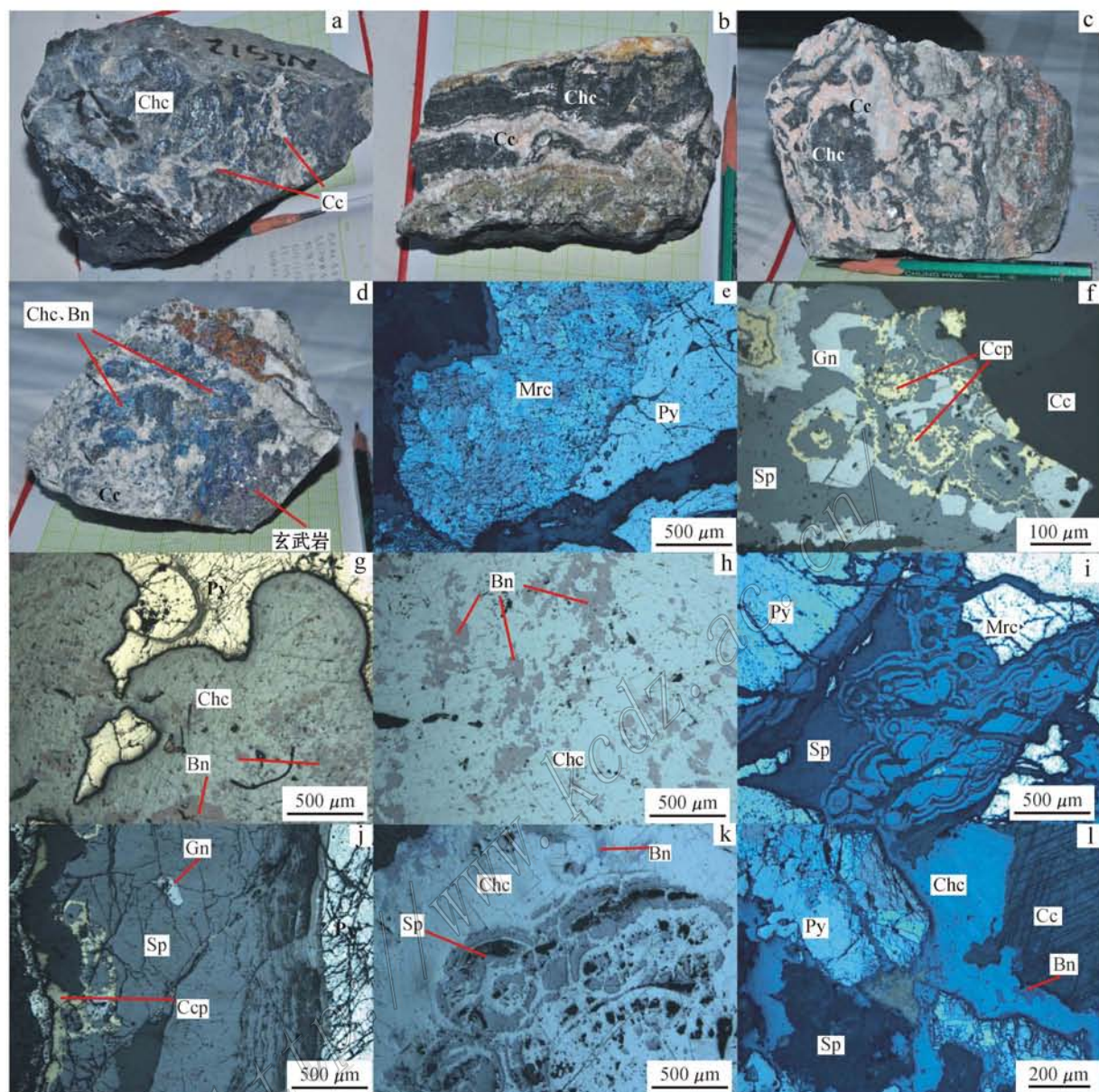


图 4 奴拉赛铜矿矿石手标本和显微照片(为突出显示矿物,e,i,j,k,l 在反射光基础上加入了偏光片)

a. 块状矿石; b. 脉状矿石; c. 胶状充填矿石; d. 浸染状矿石; e. 黄铁矿与白铁矿呈共结边; f. 闪锌矿、方铅矿、黄铜矿共生产出; g. 辉铜矿交代黄铁矿呈港湾状; h. 斑铜矿与辉铜矿的固溶体分离结构; i. 闪锌矿的隐晶质胶状环带结构; j. 黄铜矿-方铅矿-闪锌矿交代黄铁矿; k. 斑铜矿-辉铜矿交代闪锌矿; l. 斑铜矿-辉铜矿交代黄铁矿-白铁矿

Py—黄铁矿; Mrc—白铁矿; Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿; Ccp—黄铜矿; Chc—辉铜矿; Bn—斑铜矿; Ce—方解石

Fig. 4 Hand specimens and microscopic photographs of ores from the Nulasai copper deposit (To highlight the minerals, e, i, j, k, l insert the polarizer under reflected light)

a. Massive ore; b. Vein ore; c. Jelly filling ore; d. Disseminated ore; e. Pyrite and marcasite sharing edge; f. Symbiotic euhedral galena, sphalerite and chalcocite; g. Chalcocite replacing embayed pyrite; h. Bornite and chalcocite with solid solution separation structure; i. Colloidal ring band structure of aphanitic sphalerite; j. Metasomatic texture (pyrite rimmed by chalcocite-galena-sphalerite); k. Metasomatic texture (bornite-chalcocite, sphalerite); l. Metasomatic texture (bornite-chalcocite, pyrite-marcasite)

Py—Pyrite; Mrc—Marcasite; Gn—Galena; Sp—Sphalerite; Ccp—Chalcocite; Chc—Chalcocite; Bn—Bornite; Ce—Calcite

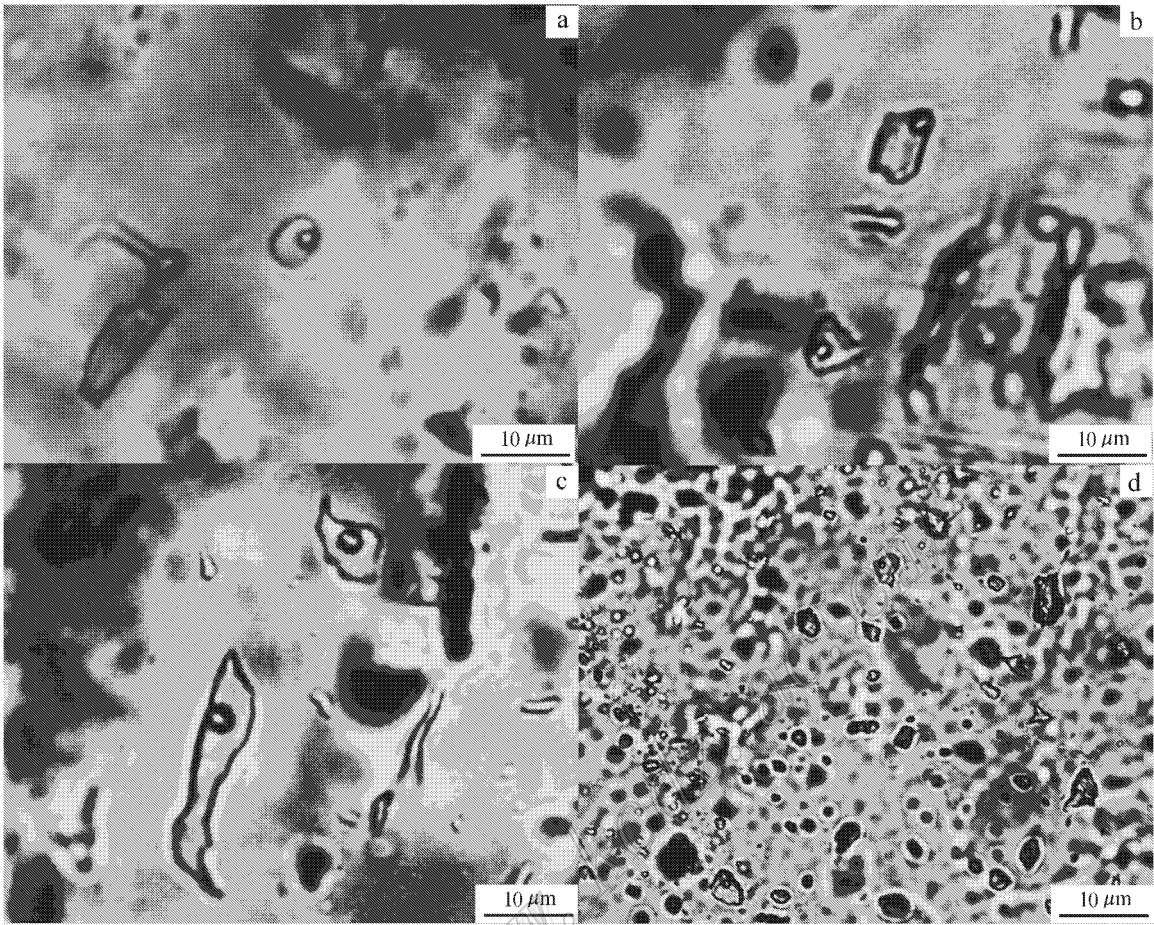


图 5 奴拉赛铜矿床流体包裹体显微照片

Fig. 5 Microscopic photographs of fluid inclusions from Nulasai copper deposit

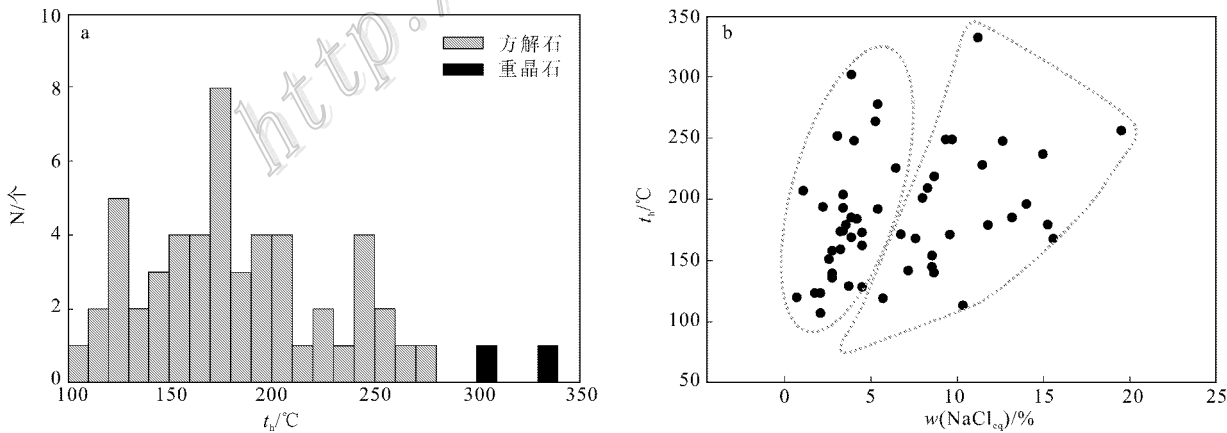


图 6 奴拉赛铜矿床流体包裹体均一温度直方图 (a) 与均一温度-盐度散点图 (b)

Fig. 6 Histograms of homogenization temperature (a) and Tm-Salinity scatter diagram (b) of fluid inclusions from Nulasai copper deposit

$$\exp(A/T^2 + B/T + C) = (\delta^{34}\text{S} + 1) \times (\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} + 1)$$

1 郑淑蕙等, 1986; 郑永飞等, 2000)

测试结果和计算得到的成矿流体的硫同位素组成一并列于表 2。

表 1 奴拉赛铜矿床流体包裹体测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions from Nulasai copper deposit

均一温度/℃	冰点/℃	$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$	密度/(g/cm^3)	个数
300~350	-7.6~-2.3	3.9~11.2	0.94~1.00	2
250~300	-16.1~-1.8	3.1~19.5	0.94~1.13	4
100~250	-11.6~-0.4	0.7~15.6	0.99~1.12	48

表 2 奴拉赛铜矿床金属硫化物、重晶石与成矿流体的硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotopic composition of sulfide, barite and hydrothermal fluids from Nulasai copper deposit

样品编号	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	温度/℃	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}/\text{‰}$
NLS-6	黄铁矿	-4.1	350	-5.1
NLS-29	黄铁矿	-2.7	350	-3.7
Xy93-169*	黄铁矿	-0.61	350	-1.6
Xy93-160*	黄铁矿	+1.23	350	+0.2
NLS-15	辉铜矿	+4.1	250	+6.9
Neh*	辉铜矿	+4.2	250	+6.9
NLS-67	辉铜矿	+5.3	250	+8.1
NLS-65	辉铜矿	+5.4	250	+8.2
NLS-12	辉铜矿	+6.7	250	+9.5
NLS-63	辉铜矿	+6.7	250	+9.5
NLS-32	斑铜矿	+8.5	250	+9.4
NLS-5	黄铁矿	+8.9	250	+7.4
NLS-95	重晶石	+13.9	350	-5.6
NLS-43	重晶石	+15.8	350	-3.7
NLS-73	重晶石	+17.0	350	-2.5

* 数据来源于赵振华等(2004),其余为本次工作。

根据硫同位素平衡分馏方程可以计算出共生矿物的平衡温度。由于斑铜矿和辉铜矿呈固溶体出溶结构,因此认为二者的硫同位素平衡分馏,计算得到平衡温度为 123~256℃。

奴拉赛铜矿床矿石中方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 +12.6‰~+16.3‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -10.1‰~-2.3‰(表 3)。根据方解石的碳、氧同位素平衡分馏方程可以计算出成矿流体的碳、氧同位素组成:

$$\exp(2.998 \times 10^6 T^{-2} - 7.6663 \times 10^3 T^{-1} +$$

2.4612)=($\delta^{13}\text{C}+1$)($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}+1$)

据 Bottinga(1968)理论计算,适用范围 0℃~550℃。

$$\exp(2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39)=(\delta^{18}\text{O}+1)(\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}+1)$$

据 O'Neil 等(1969)的实验,适用范围 0℃~500℃。

计算得到成矿流体的碳、氧同位素组成(250℃), $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于 +5.7‰~+9.4‰之间。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 介于 -8.8‰~1.0‰之间(表 3)。

5 讨 论

5.1 矿床类型

奴拉赛铜矿床矿石以块状辉铜矿石为主,这种类型的铜矿常被认为属于次生富集成矿(袁见齐等,1985)。次生富集成矿分为两期,成矿的早期,矿体以黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等原生硫化物为主;后期矿体上部受氧化作用形成氧化带,铜离子在氧化带富集,形成富铜的硫酸盐溶液,这种溶液渗透到潜水面以下,在缺氧的条件下交代黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等原生硫化物形成次生辉铜矿,从而在氧化带之下形成辉铜矿的次生富集带。

然而,奴拉赛铜矿与次生富集成矿模型相比,有许多不同之处。次生富集成矿过程中,铜离子随硫酸盐溶液迁移,在氧化带残留褐铁矿帽,而奴拉赛矿体的上部氧化带以孔雀石、蓝铜矿为主,未见褐铁矿帽;由于停滞水面以下未受淋滤作用次生交代的影响,次生富集成矿的下部存在原生硫化物带,但奴拉赛铜矿矿体沿断裂带向下延伸超过 200 m 深(图 3),暂时未见黄铁矿的富集带;次生富集成矿由于淋滤溶液在下渗过程中铜离子浓度不断降低,往往存在铜矿体上富下贫的现象,与之相反,奴拉赛铜矿矿石品位较稳定,向深部还有品位变高的趋势。

表 3 奴拉赛铜矿床方解石与成矿流体的碳、氧同位素组成

Table 3 Carbon and oxygen isotope composition of calcite and hydrothermal fluids from Nulasai copper deposit

组成	NLS-9	NLS-54	NLS-55	NLS-57	NLS-63	NLS-69
$\delta^{18}\text{O}_{\text{C}}/\text{‰}$	+13.5	+14.3	+16.3	+13.9	+12.6	+12.8
$\delta^{13}\text{C}_{\text{C}}/\text{‰}$	-4.3	-4.3	-10.1	-2.3	-5.0	-4.9
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	+6.7	+7.5	+9.4	+7.0	+5.7	+5.9
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}/\text{‰}$	-3.0	-3.0	-8.8	-1.0	-3.7	-3.7

以上说明奴拉赛铜矿床不具备典型次生富集矿床的特征。但值得注意的是,褐铁矿帽可能在后期由于风化剥蚀而消失,潜水面较深会导致次生富集矿体下部不残留原生黄铁矿富集带;由于不同构造、不同岩性,富铜溶液的淋滤作用也可能导致矿体品位的不同分布型式。因此,仅以矿体特征确定成矿类型并不可靠,还需要矿相学、成因矿物学证据。

辉铜矿在自然界中大部分是原生硫化物氧化分解再经还原作用而成的次生矿物,但也有一小部分属于内生的热液成因。奴拉赛铜矿床中矿石呈块状,以辉铜矿为主,结构致密,与次生富集的烟灰状辉铜矿截然不同,辉铜矿大多以自形晶或连生晶产出,仅有很少一部分辉铜矿交代黄铁矿等早期硫化物(图4k、4l);次生富集的辉铜矿由于交代成因,其自形程度较差,由于淋滤作用中氧化还原条件不均匀,往往会产生辉铜矿-蓝辉铜矿-铜蓝的交代序列,但在奴拉赛矿体的不同部位并未见蓝辉铜矿或铜蓝的富集带,矿石中的铜蓝只分布在裂隙面附近,是辉铜矿后期氧化的产物。

在奴拉赛矿床的矿石中,斑铜矿与辉铜矿普遍发育固溶体出溶结构(图4k)。Schwartz(1928)、Merwin等(1937)、Paul等(1964)、Brett(1964)通过实验和理论计算研究了Cu-Fe-S体系的固溶体出溶行为。根据其实验数据和相图,原始成分和冷却温度、冷却速率的不同,会导致出溶矿物的不同。辉铜矿-斑铜矿固溶体出溶温度为200~400℃(尚浚等,2007)。也就是说呈固溶体出溶结构的斑铜矿和辉铜矿,其最低温度不能低于200℃,而次生富集成矿不可能达到这么高的温度,也不可能形成固溶体出溶结构。矿石中常见的胶状环带结构(图4l),说明成矿流体经历了从较高温度迅速降温,形成隐晶质硫化物环带,这也是次生成因所无法满足的。据本文硫同位素数据,斑铜矿、辉铜矿的平衡温度在123~256℃之间,王有标(1989)用爆裂法测温得到斑铜矿、辉铜矿中的流体包裹体温度在186~245℃之间,属于中低温热液成矿温度。

综合矿体、矿石、矿相特征和流体包裹体、硫同位素数据,本文认为奴拉赛铜矿床属于中低温热液铜矿床。

5.2 成矿流体性质

流体包裹体均一温度-盐度特征见图6b,盐度范围是0.7%~19.5%,属于中低盐度NaCl-H₂O体系包裹体,盐度变化范围均较大。从图6b中可以看

出,流体包裹体在盐度为0%~5%区间非常集中(30个),且与温度呈良好的正相关;在盐度为5%~20%的区间分布较稀疏(24个),盐度与温度大体呈正相关,沿温度、盐度降低的方向,包裹体表现出由发散向集中演化的趋势,说明成矿流体由2种流体混合形成,即中低温、中等盐度流体与被加热的大气降水发生混合,对成矿流体产生稀释效应,使含矿热液系统的配位基浓度降低,从而造成硫化物大量沉淀。

成矿流体是否沸腾,是成矿过程中较为关键的一点,这涉及到成矿过程是否伴随着减压过程(卢焕章等,2004)。流体沸腾的判定标准是非常严格的,如果流体发生过沸腾,矿物的流体包裹体不可能只捕获液相,必然会捕获气相,且冷却后流体包裹体气相比将产生较大差异。也就是说沸腾包裹体至少要有均一到两种相态的包裹体,富气包裹体(气相分数>50%)均一到气相,富液包裹体(气相分数<50%)均一到液相,而且两种相态的包裹体均一温度要比较接近,且属于同一世代。而本文包裹体与典型的沸腾包裹体相比,所有包裹体都均一到液相,气相分数差异较小(5%~15%),足以说明成矿流体没有沸腾,即没有减压过程。

5.3 硫同位素演化

在 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 保持不变的热液体系中,由于硫同位素在不同硫化物中的分馏存在差异,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 大小关系为:黄铁矿>斑铜矿>辉铜矿。奴拉赛铜矿矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为-4.1‰~+1.23‰,而辉铜矿、斑铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为+4.1‰~+8.5‰。黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 小于辉铜矿和斑铜矿,显然成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 并不是稳定不变的,在黄铁矿阶段与斑铜矿-辉铜矿阶段截然不同。

硫同位素在不同硫化物/硫酸盐中分馏系数不同,因此不同硫化物/硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 不具有可比性,需要根据平衡分馏方程计算出与硫化物/硫酸盐平衡的H₂S和SO₄²⁻的 $\delta^{34}\text{S}$,再进行讨论(郑淑蕙等,1986;郑永飞等,2000)。黄铁矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 为-5.1‰~+0.2‰,平均值-2.6‰;斑铜矿-辉铜矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 为+6.9‰~+9.5‰,平均值+8.3‰。硫酸盐与SO₄²⁻之间不存在S同位素分馏,即 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = \delta^{34}\text{S}_{\text{BaSO}_4}$ 。与重晶石同期热液的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 值为-5.6‰~-2.5‰,与黄铁矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 值(-5.1‰~+0.2‰)基本相当,重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ (+13.9‰~+17‰,平均值+15.6‰)代表了黄

铁矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ 。

根据硫化物、重晶石和同期热液的硫同位素组成可以做出成矿流体的硫同位素平衡和演化示意图(图7), $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 从 -2.6‰ (黄铁矿)演化到 $+8.3\text{‰}$ (辉铜矿、斑铜矿),成矿流体的硫同位素组成如此大的变化,可能有两种原因:一是热液体系内含硫原子团(H_2S 、 HS^- 、 S^{2-} 、 HSO_4^- 、 SO_4^{2-})之间的硫同位素分馏;二是外部加入的高 $\delta^{34}\text{S}$ 的组分。

首先考虑第一种原因,封闭体系的硫同位素演化(即没有外部加入的组分)。Ohmoto等(1979)认为在热液矿床中,影响成矿流体硫同位素组成的因素为:硫的来源、温度、pH、 $f(\text{O}_2)$ 。硫的来源决定了热液中总硫的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$,在封闭体系内总硫的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 保持不变,其计算公式为: $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} = \sum X_i \delta^{34}\text{S}_i$ (1),其中 X_i 表示含硫原子团 i 占 ΣS 的比例, $\delta^{34}\text{S}_i$ 代表 i 组分

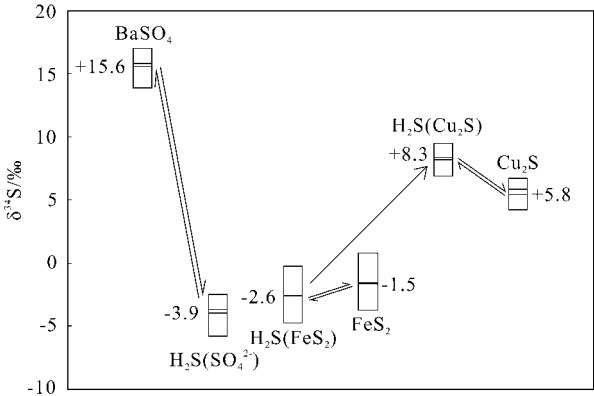


图7 双拉赛铜矿床成矿流体硫同位素平衡和演化示意图(双向箭头表示平衡关系,单向箭头表示演化方向)
Fig. 7 Diagram of sulfur isotope equilibrium and evolution of hydrothermal fluids from Nulasai copper deposit
Two-way arrows indicate the equilibrium relationship, whereas the oneway arrow indicates the direction of evolution

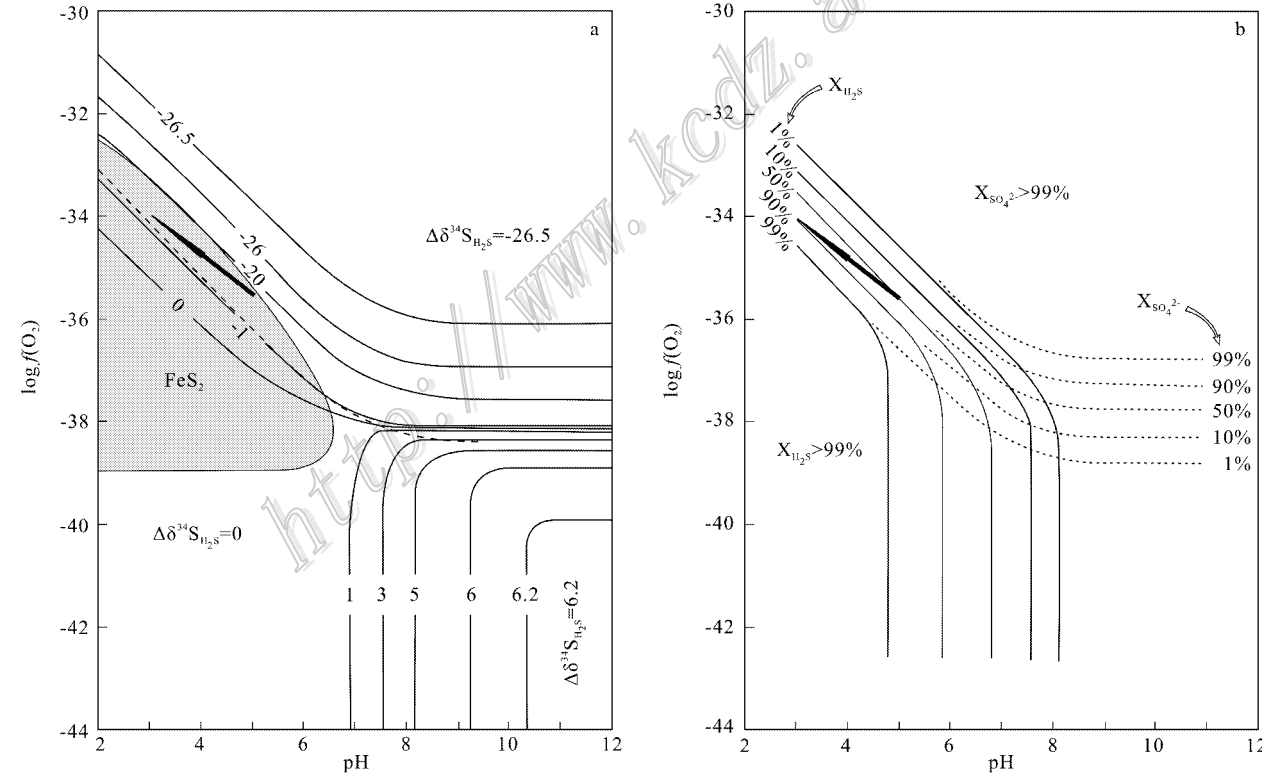


图8 $f(\text{O}_2)$ -pH条件下热液 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化曲线(a)和含硫原子团摩尔分数曲线(b)
(据 Ohmoto, 1972; Rye et al., 1974)

a. 灰色区域为黄铁矿稳定区,虚线为重晶石溶解度曲线, $m\text{Ba}^{2+} \cdot m\Sigma\text{S} = 10^{-4}$; b. 实线为 H_2S 摩尔分数,虚线为 SO_4^{2-} 摩尔分数。
 $T = 250^\circ\text{C}$, $S = 0.001 \text{ mol/kg H}_2\text{O}$

Fig. 8 $\delta^{34}\text{S}$ contour of aqueous H_2S (a) and mole fraction contour of sulfur species (b) under $f(\text{O}_2)$ -pH condition
(after Ohmoto, 1972; Rye et al., 1974)

a. Gray: pyrite stable area. Dashed line: Barite soluble/insoluble boundary. $m\text{Ba}^{2+} \cdot m\Sigma\text{S} = 10^{-4}$. b. Solid line: mole fraction of H_2S . Dashed line: mole fraction of SO_4^{2-} . $T = 250^\circ\text{C}$, $S = 0.001 \text{ mol/kg H}_2\text{O}$

的硫同位素组成。温度决定了硫同位素分馏过程中的分异程度,在根据平衡分馏方程计算各硫化物/硫酸盐对应的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 过程中,抵消了温度的影响,只需要考虑 pH 和 $f(\text{O}_2)$ 影响含硫原子团的组成(X_i)变化导致的体系内硫同位素演化。

图 8a 是在斑铜矿-辉铜矿成矿温度(250℃)下, $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 在不同 $f(\text{O}_2)$ -pH 条件下的变化曲线, $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 。沿热液演化方向, $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 从 -2.6‰(黄铁矿阶段)演化到 +8.3‰(斑铜矿-辉铜矿阶段);热液演化方向必然是 $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 增大的方向;由于有重晶石的沉淀,热液演化曲线的起点在重晶石溶解度曲线之上;NLS-5 的黄铁矿($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = +7.4\text{‰}$)代表了斑铜矿-辉铜矿阶段的黄铁矿,这又将热液演化曲线限定在 FeS_2 的稳定区(灰色部分)。这三个条件将热液演化曲线局限在 $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 为 -1‰和 -20‰的两条硫同位素等组成线之间,而考虑到热液体系氧逸度的上升,热液演化趋势大致为图中黑色箭头所指方向。

图 8b 是 250℃ 下在 $f(\text{O}_2)$ -pH 条件下的含硫原子团等组成线图。将图 8a 中代表热液演化的黑色箭头平移到图 8b 中,可以看出沿热液演化方向,含硫原子团组成由 50% H_2S 、50% SO_4^{2-} 变为 90% H_2S 、10% SO_4^{2-} 。根据公式(1)可以列出封闭体系硫同位素组成演化的两个方程:黄铁矿, $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} = 0.5 \times \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} + 0.5 \times \delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$;斑铜矿-辉铜矿, $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} = 0.9$

$\times 34\delta\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} + 0.1 \times \delta^{34}\text{SSO}_4$ 。
 SO_4^{2-} 与 H_2S 在相同温度下的 $\delta^{34}\text{S}$ 差值不变,即 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 15.6\text{‰} - (-2.6\text{‰}) = 18.2\text{‰}$ 。与上述两方程联立,计算结果为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} = +6.5\text{‰}$,黄铁矿阶段 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = -2.6\text{‰}$,斑铜矿-辉铜矿阶段 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = +4.7\text{‰}$,仍未达到实际斑铜矿-辉铜矿阶段的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (+6.9‰ ~ +9.5‰,平均值 +8.3‰),这样就需要考虑外来硫的加入。由于奴拉赛铜矿形成于陆相裂谷环境,因此可以排除海水硫的加入,这种外来硫很可能是地层硫。前文提及大气降水的流体混合作用,大气降水经过在地层中的演化,可能混入了地层硫,最终加入到热液体系,这时体系内的平衡被打破,含硫原子团组成会发生变化,但仍以 H_2S 为主, $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 达到 +8.3‰。

综合以上讨论,成矿流体的硫同位素演化可以概括为:黄铁矿阶段 H_2S 和 SO_4^{2-} 的含量相当, $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 较低,形成了低 $\delta^{34}\text{S}$ 的黄铁矿;随着热液的演化,斑铜矿-辉铜矿阶段的硫主要以 H_2S 形式存在,并有高 $\delta^{34}\text{S}$ 的地层硫加入,使 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 升高,而形成了高 $\delta^{34}\text{S}$ 的辉铜矿和斑铜矿。热液体系硫同位素的演化过程如表 4。

5.4 碳、氧同位素演化

由表 3 可知,奴拉赛铜矿矿石中方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 +12.6‰ ~ +16.3‰ 之间,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$

表 4 奴拉赛铜矿床成矿流体硫同位素演化
Table 4 Sulfur isotope evolution of hydrothermal fluids from Nulasai copper deposit

热液硫同位素演化示意图	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{BaSO}_4}/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}_2}/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Ca}_2\text{S}}/\text{‰}$
$\delta^{34}\text{S} = -2.6\text{‰}$ $\delta^{34}\text{S} = 15.6\text{‰}$	+6.5	-2.6	+15.6	-1.5	-
↓ 热液体系内硫同位素平衡分馏					
$\delta^{34}\text{S} = 4.7\text{‰}$ $\delta^{34}\text{S} = 22.9\text{‰}$	+6.5	+4.7	-	-	-
↓ 地层硫混染					
$\delta^{34}\text{S} = 8.3\text{‰}$ $\delta^{34}\text{S} = 26.5\text{‰}$	+10.1	+8.3	-	+8.9	+5.8

范围是 $+5.7\text{‰} \sim +9.4\text{‰}$, 与岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围 ($+6\text{‰} \sim +10\text{‰}$) 较符合 (Hoefs, 2009; Hugh et al., 1974)。奴拉赛铜矿矿石中方解石的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-10.1\text{‰} \sim -2.3\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 大多在 $-5.0\text{‰} \sim -4.3\text{‰}$ 之间, 对应热液中碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-3.7\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$ 之间。Craig (1953) 和 Deines (1989) 通过对碳酸岩的研究, 得出岩浆成因的碳酸岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-7\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 之间, 平均为 -5‰ 。奴拉赛成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-3.7\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$) 略高于碳酸岩, 处在花岗岩碳同位素区间。NLS-57 的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -2.3‰ , 可能是低温条件下分馏系数增大造成的, 而 NLS-55 的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -10.1‰ , 明显低于正常值, 推测是后期表生作用大气降水中的 CO_2 ($\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-10\text{‰} \sim -7\text{‰}$, Hoefs, 2009) 与之平衡的产物。

方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 总体演化趋势表现为碳同位素基本稳定 (图 9), 而 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐增大。前人对碳、氧同位素的平衡分馏进行过很多讨论 (Rye et al., 1988; Zheng, 1990; Scheele et al., 1992; Zheng et al., 1993), 造成这种演化趋势的原因有两种: 一是沸腾作用 H_2O 蒸发造成的氧同位素分馏, 二是流体混合作用。由于方解石中的流体包裹体均为液相包裹体, 流体并未发生沸腾现象, 因此碳、氧同位素的演化主要受流体混合作用影响。原始热液与演化大气水发生流体混合, 即成矿流体从岩浆热液向岩浆-大气降水混合热液演化。

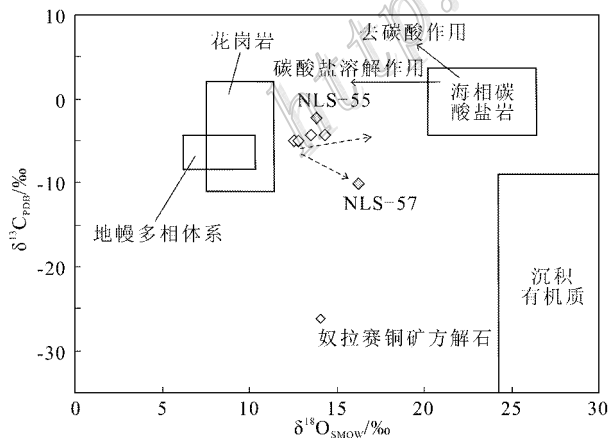


图 9 奴拉赛铜矿床方解石碳、氧同位素演化图
(据刘家军等, 2004)

Fig. 9 Carbon and oxygen isotope evolution diagram of calcite from Nulasai copper deposit (after Liu Jiajun et al., 2004)

5.5 成矿机制

奴拉赛铜矿与莫斯早特岩体紧密相关。空间上, 奴拉赛铜矿床的主矿体赋存于莫斯早特东部岩体西南的主断裂 F1 和 F1' 之中; 时间上, 莫斯早特岩体的年龄 [Rb-Sr 等时线年龄 (247.8 ± 5.0) Ma, 李华芹等, 1997] 也与奴拉赛铜矿的成矿年龄 (矿石矿物和脉石矿物 Sm-Nd 等时线年龄 (242.6 ± 14.4) Ma, 李华芹等, 1997) 相当。原始热液的 $\delta^{34}\text{S}$ (黄铁矿阶段) 在 $-4.1\text{‰} \sim +1.23\text{‰}$ 之间, 平均值为 -1.5‰ , 属于岩浆硫。奴拉赛铜矿成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围是 $+5.7\text{‰} \sim +9.4\text{‰}$, 与岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围是 $+6\text{‰} \sim +10\text{‰}$ 较符合。奴拉赛铜矿成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 范围是 $-3.7\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$, 处在花岗岩碳同位素区间。因此, 奴拉赛铜矿的原始热液很可能来源于莫斯早特岩体。

奴拉赛铜矿在超浅成岩体附近的断裂构造中成矿, 但流体包裹体气相分数较为一致, 介于 $5\% \sim 15\%$, 且均一到液相, 可知成矿流体没有发生热液沸腾现象, 因此减压对成矿的作用不大。成矿在 $100 \sim 350^\circ\text{C}$ 之间, 成矿过程中伴随着温度的降低, 然而简单的温度降低并不是金属矿物沉淀的充分条件。前文推理得知奴拉赛铜矿的热液成矿演化过程可能伴随着氧逸度的升高, pH 值降低, 这种演化趋势从化学角度和热力学角度来看, 与金属络合物理论和 M-O-H-S 体系热力学模型 (Rickard, 1973; Crerar et al., 1976; 何清鉴, 1984; 谭凯旋等, 1994; 1997) 相符合。

在讨论流体包裹体特征和碳、氧同位素演化时, 均得出大气降水参与到成矿流体中的观点。矿石中普遍存在的胶状环带结构 (图 4i), 说明在黄铁矿阶段之后, 热液曾有过迅速冷却的过程。流体混合作用对热液成矿有两个作用: 一是使热液温度降低, 二是对络合物的配位基的稀释作用。这两种作用都有利于金属矿物的沉淀, 流体混合作用可能对成矿起到了关键性的作用。

奴拉赛铜矿的成矿过程可以概括为: 在莫斯早特岩体分离出的气成热液中, 较高的温度、近中性 pH 和低氧逸度使得物源中的铜、铁、铅、锌等进入热液, 呈硫络合物随热液迁移。在迁移过程中, 随着温度的降低, 在黄铁矿阶段和方铅矿-闪锌矿阶段沉淀了少量黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等, 进入斑铜矿-辉铜矿阶段, 由于低温低盐度的大气降水的流体混合作用, 使成矿流体温度骤降, 络合物的配位基浓度降低。随着成矿流体的演化, pH 值降低, 氧逸度

升高,这一系列物理化学条件变化相耦合,铜-硫络合物失稳而大量沉淀出辉铜矿和斑铜矿。断裂构造F1、F1'在热液成矿体系中起到了容矿作用,使沉淀的金属硫化物得以富集成矿。

6 结 论

奴拉赛铜矿床的流体包裹体均一温度在100~350℃之间,盐度范围是0.7%~19.5%。硫同位素主要来源于岩浆,后期经历了体系内演化和地层硫的混染。碳、氧同位素主要来源于岩浆,演化过程中受流体混合作用影响。奴拉赛铜矿的成矿流体的物源可能主要来自莫斯早特岩体的气成热液。

奴拉赛铜矿是中低温热液型矿床,而不是次生富集成矿。成矿过程划分为一期多阶段:黄铁矿-白铁矿阶段、方铅矿-闪锌矿-黄铜矿阶段、斑铜矿-辉铜矿-方解石阶段和表生阶段。

奴拉赛铜矿的成矿机制是:原始成矿流体在演化过程中,温度不断降低,同时受到大气降水流体混合作用影响,导致温度骤降,盐度降低,pH值减小,氧逸度略有升高,多种因素相耦合导致铜-硫络合物失稳而沉淀出辉铜矿、斑铜矿和多种金属硫化物,在断裂构造中成矿。

志 谢 在野外考察工作中,得到了新疆有色地质勘查局703队、奴拉赛矿区工作人员的热心帮助和指导,测试项目得到国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室、中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室的大力支持,在此向对本文作出贡献的单位和个人表示感谢!

参考文献/References

冯 京,徐仕琪,赵 青,兰 险. 2010. 新疆斑岩型铜矿成矿规律及找矿方向[J]. 新疆地质,28(1):43-51.

何清鉴. 1984. Cu-Fe-S-O-H、Fe-S-O-H等体系 Eh-pH图(150℃)及其在热液矿床中的应用[J]. 中南矿冶学院学报,39(1):54-64.

姜常义,吴文奎,张学仁,崔尚森. 1995. 从岛弧向裂谷的变迁——来自阿吾拉勒地区火山岩的证据[J]. 岩石矿物学杂志,14(4):289-300.

姜常义,吴文奎,张学仁,崔尚森. 1996. 西天山阿吾拉勒地区岩浆活动与构造演化[J]. 西安地质学院学报,18(2):18-24.

李华芹,周 肃,蔡 红. 1997. 新疆北部尼勒克铜矿成矿作用年代学研究[J]. 地球学报,18(s):185-187.

李小军. 1994. 阿吾拉勒山主要矿产分布规律及成矿远景浅析[J].

矿产与地质,8(5):344-347.

刘 斌,段光贤. 1987. NaCl-H₂O溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报,7(4):345-352.

刘凤鸣. 2007. 阿吾拉勒山主要矿产分布规律[J]. 新疆有色金属,SI:7-9.

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.

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. 154-170.

梅建军,李延祥. 1998. 新疆奴拉赛古铜矿冶遗址冶炼技术初步研究[J]. 自然科学史研究,17(3):289-295.

莫江平,黄明扬,覃龙芳,卢汉堤. 1996. 新疆阿吾拉勒陆相火山岩型铜矿成矿研究[J]. 矿产与地质,10(4):217-223.

任秉琛,郭介人. 2004. 西天山阿吾拉勒二叠纪陆相长英质火山岩铜银矿床模式[J]. 西北地质,37(3):51-55.

宋志瑞,肖晓林,罗春林,吴明仁,凌联海,程春华. 2005. 新疆伊宁盆地尼勒克地区二叠纪地层研究新进展[J]. 新疆地质,23(3):334-338.

尚 浚,卢静文,彭晓蕾,等. 2007. 矿相学[M]. 北京:地质出版社. 134-136.

谭凯旋,张哲儒. 1994. 2 mol/L NaCl溶液中辉铜矿、黄铜矿和斑铜矿的溶解动力学[J]. 科学通报,39:2165-2168.

谭凯旋,张哲儒,王中刚. 1997. 辉铜矿、黄铜矿和斑铜矿的溶解动力学:1. 温度、pH和NaCl浓度的影响[J]. 矿物学报,17(1):38-44.

田 薇. 2006. 新疆伊犁晚古生代裂谷陆相火山岩型铜(银)矿的成矿规律及找矿前景[J]. 矿产与地质,20(3):237-242.

王有标. 1989. 论奴拉赛铜矿床的主要地质特征和成因[J]. 新疆地质,7(1):14-21.

王志良,毛景文,张作衡,左国朝,王龙生. 2004. 西天山古生代铜金多金属矿床类型的征及其成矿地球动力学演化[J]. 地质学报,6:836-847.

肖晓林,楼法生,吴新华. 2008. 新疆西天山尼勒克地区铜金属成矿条件及找矿远景分析[J]. 新疆地质,26(2):142-146.

袁见齐,朱上庆,翟裕生. 1985. 矿床学[M]. 北京:地质出版社. 197-205.

张国伟,李三忠,刘俊霞,滕志宏,金海龙,李 伟,黄先雄,吴亚红. 1999. 新疆伊犁盆地的构造特征与形成演化[J]. 地学前缘,6(4):203-214.

张作衡,王志良,左国朝,等. 2008. 新疆西天山地质构造演化及铜金多金属矿床成矿环境[M]. 北京:地质出版社.

赵振华,熊小林,王 强,白正华,梅厚均. 2004. 新疆西天山莫斯早特石英钠长斑岩铜矿床——一个与埃达克类岩石有关的铜矿实例[J]. 岩石学报,20(2):249-258.

郑淑蕙,郑斯城,莫志超. 1986. 稳定同位素地球化学分析[M]. 北京:北京大学出版社. 103-118.

郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 75-80.

左国朝,张作衡,王志良,刘 敏,王龙生. 2008. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化[J]. 地质评论,54(6):

748-767.

- Bottinga Y. 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water [J]. *The Journal of Chemical Physics* , 72 : 800-808.
- Brett R. 1964. Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exsolution textures in ores [J]. *Econ. Geol.* , 59 : 1241-1269.
- Coplen T B , Kendall C and Hopple J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples [J]. *Nature* , 302 : 236-238
- Craig H. 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 3 : 53-92.
- Crerar D A and Barnes H L. 1976. Ore solution chemistry V , Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 degree to 350 degree C [J]. *Econ. Geol.* , 71 : 772-794.
- Deines P. 1989. Stable isotope variations in carbonatites [A]. In Bell K , ed. *Carbonatites* [C]. London : Unwin Hyman. 301-359.
- Hall D L , Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution [J]. *Econ. Geol.* , 83 : 197-202.
- Hoefs J. 2009. *Stable isotope geochemistry* [M]. Berlin : Springer Verlag. 6th ed. 115-117 , 123-136 , 167-172.
- Hugh P and Taylor J R. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Econ. Geol.* , 69 : 843-883.
- Kulp J L , Ault W U and Feely H W. 1956. Sulfur isotope abundances in sulfide minerals [J]. *Econ. Geol.* , 51 : 139-149.
- Merwin H E and Lombard R H. 1937. The system Cu-Fe-S [J]. *Econ. Geol.* , 32 : 203-284.
- O'Neil J R , Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *The Journal of Chemical Physics* , 51 : 5547-5558.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.* , 67 : 551-578.
- Ohmoto H and Rye R D. 1979. Isotopes of sulfur and carbon [A]. In : Barnes H L , ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [C]. 2nd Edition. New York : John Wiley. 509-567.
- Paul B and Barton Jr. 1964. Solid solutions in the system Cu-Fe-S , Part I ; The Cu-S and CuFe-S Join [J]. *Econ. Geol.* , 68 : 455-465.
- Rickard D T. 1973. Copper sulphide formation chemistry at low temperatures [J]. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* , 19 : 60-76.
- Rye R O and Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis : a review [J]. *Econ. Geol.* , 69 : 826-842.
- Rye R O and Wasserman M D. 1988. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-Rock Fluorspar District , Illinois : Stable isotope systematics at the Deardorff Mine [J]. *Econ. Geol.* , 83 : 765-783.
- Scheele N and Hoefs J. 1992. Carbon isotope fractionation between calcite , graphite and CO₂ : An experimental study [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 122 : 35-45.
- Schwartz G M. 1928. Experiments bearing on bornite-chalcocite intergrowths [J]. *Econ. Geol.* , 23 : 381-397.
- Zheng Y F. 1990. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂ [J]. *Mineralium Deposita* , 25 : 246-250.
- Zheng Y F and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites [J]. *Mineralium Deposita* , 28 : 79-89.