

文章编号: 0258-7106(2014)02-0373-13

内蒙古朝不楞铁铜锌铋矿床的地质特征及矿床成因*

王必任¹, 周志广², 李树才¹, 柳长峰², 周毅¹, 冯俊岭¹

(1 国土资源实物地质资料中心, 河北 燕郊 065201; 2 中国地质大学, 北京 100083)

摘要 内蒙古朝不楞铁铜锌铋矿床位于二连浩特-东乌旗多金属成矿带的东段, 其矿化蚀变沿着花岗岩体与围岩的接触带分布。在外接触带, 大理岩热液蚀变形成了进化矽卡岩, 由石榴子石、辉石、硅灰石和方解石组成, 泥质砂岩蚀变成角岩, 由角闪石、黑云母、长石和石英组成。矽卡岩或角岩经退化蚀变形成了铁氧化物矿化, 由磁铁矿、磁赤铁矿和镜铁矿组成, 伴随有绿帘石、方解石、萤石和黑云母蚀变, 晚期热液退化蚀变形成了硫化物, 由黄铜矿、白铁矿、黄铁矿、辉钼矿、闪锌矿、辉铋矿和自然铋组成, 伴随有透闪石、绿泥石、萤石、石英和方解石蚀变。在内接触带, 花岗岩的热液蚀变形成了钾化, 由钾长石、黑云母和少量石榴子石组成, 随后被退化绿帘石、方解石和少量磁铁矿交代, 晚期退化蚀变形成了硫化物脉, 伴随有黑云母、方解石、石英和萤石蚀变。流体包裹体爆裂温度结果表明, 该矿床形成于浅成(1.7~3.5 km)高温环境, 成矿热液具有从高温向低温多阶段演化的冷却史。矿床的地质、矿物组合特征及成矿物理化学条件显示出该矿床属于浅成、高温、近端的矽卡岩型矿床。

关键词 地质学, 矽卡岩, 朝不楞铁铜锌铋矿床, 内蒙古

中图分类号: P618.31; P618.41; P618.43; P618.69

文献标志码: A

Geological characteristics and ore genesis of Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit in Inner Mongolia

WANG BiRen¹, ZHOU ZhiGuang², LI ShuCai¹, LIU ChangFeng², ZHOU Yi¹ and FENG JunLing¹

(1 Cores and Samples Center of Land and Resources, CGS, Yanjiao 065201, Hebei, China;

2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

The Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit is located in the eastern part of the Erlianhot-Dong Ujimqin Banner metallogenic belt of Inner Mongolia. Mineralization and alteration occur along the contact zone between the granite and the wall rock. Near the intrusion, prograde skarn, with an assemblage of garnet, pyroxene, wollastonite and calcite, was developed in marble or hornfels that consisted of hornblende, biotite, plagioclase and quartz and occurred in mud-sandstone by the fluid metasomatism. Subsequently, retrograde alteration of skarn or hornfels formed Fe-oxide mineralization, consisting of magnetite, maghemite and specularite and accompanied by the epidote, calcite, fluorite and biotite alteration. An extensive sulfide mineralization occurred during the last retrograde alteration, with an assemblage of chalcopyrite, pyrite, marcasite, sphalerite, molybdenite, bismuthinite and bismuth, accompanied by the tremolite, chlorite, fluorite, quartz and calcite alteration. At the edge of the pluton, potassic veins consisting of K-feldspar, biotite and minor garnet were formed by metasomatism of granite, and a retrograde alteration comprising the epidote, calcite and magnetite assemblage was formed. Subsequent sulfide veins, with a biotite and calcite halo, occurred and was superimposed upon the former alter-

* 本文得到中国地质调查局地质调查项目“华北地区基础地质调查及数据更新”(批准号: 121201811001, 1212010510506)的资助
第一作者简介 王必任, 男, 1985年生, 硕士, 地质工程师, 主要从事区域地质调查工作。Email: wangbiren888@qq.com
收稿日期 2011-12-08; 改回日期 2013-12-27。许德焕编辑。

ation. The P - T condition indicates that this deposit was formed under the condition of considerable depth (1.7 ~ 3.5 km) and high temperature with a complex hydrothermal-cooling process. The geology, paragenesis and P - T conditions suggest that this deposit belongs to a shallow, proximal skarn deposit.

Key words: geology, skarn, Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit, Inner Mongolia

内蒙古二连浩特-东乌旗多金属成矿带内产出有朝不楞铁铜锌铋矿床、奥尤特铜矿床、小梁坝铜金矿床、毛登锡铜矿床、沙麦钨矿床、阿尔哈达铅锌银矿床及多处矿化点(聂凤军等, 2007a; 张万益等, 2009), 备受矿床地质学家的关注(王守光等, 2004; 聂凤军等, 2007a; 邵积东等, 2007)。

勘查和研究朝不楞铁铜锌铋矿床对了解二连浩特-东乌旗多金属成矿带的成矿作用具有重要意义。该矿床的地质工作始于上世纪70年代末, 在1978年的1:20万额仁高比幅区域地质调查报告中概略介绍了该矿床的地质特征(内蒙古自治区地质矿产局, 1978)。近十年, 仅少数学者对该矿床的地质及地球化学特征进行了研究(王建平, 2003; 聂凤军等, 2007a)。王建平(2003)提出了该矿床为海底喷气(流)沉积成因, 有些研究者在区域成矿研究中引用了该观点(葛良胜等, 2009)。年代学测试结果表明, 该矿床的形成时代与该区内早白垩世朝不楞花岗岩的年龄一致(聂凤军等, 2007b; 许立权等, 2010; 汪必任, 2012), 暗示了矿化与岩浆活动关系密切。本文依据1:5万和1:1万地质填图资料, 对120多个光(薄)片的观察及流体包裹体爆裂温度测试数据, 分析了该矿床的地质、矿物组合特征及物理化学条件, 探讨了矿床成因。

1 区域地质背景

朝不楞铁铜锌铋矿床位于二连浩特-东乌旗成矿带的东端。该成矿带位于古亚洲构造域与环太平洋构造域的叠加部位(图1A), 其地质演化可分为2个时期: 古生代, 属于古亚洲洋构造域, 经历了一系列俯冲碰撞事件; 中生代以来, 特别是燕山期, 成为环太平洋构造域的一部分。基于多期岩浆活动, 聂凤军等(2007a)提出了海西期和燕山期2期成矿事件, 张万益等(2009)则根据岩浆岩的年代及矿床(点)的分布提出了以印支期为主的成矿事件。对该成矿带内的矿床做进一步研究, 特别是矿床成因及年代学研究, 有利于深入总结该区域的成矿事件及成矿规律。

2 矿床地质特征

朝不楞矿区内的古生界呈NE向展布, 自北西向南东地层变新, 依次出露奥陶系铜山组、中泥盆统塔尔巴格特组及上泥盆统安格尔音乌拉组。铜山组逆冲在塔尔巴格特组之上, 二者为逆断层接触, 被称为朝不楞逆冲断层, 并被含华夏植物群的二叠系不整合覆盖(周志广等, 2010; 2012)。铜山组岩性为板岩、泥质砂岩及结晶灰岩, 是该矿区的赋矿围岩。早白垩世期间, 岩浆沿朝不楞断裂侵入而形成了花岗岩体, 其年龄为134~145 Ma(许立权等, 2010; 汪必任, 2012)。朝不楞矿床由西矿带、北矿带和南矿带构成, 矿带走向跟岩体与地层接触带的展布方向基本一致, 呈NE向条带状延伸, 在地表其宽度可达3 km, 长达10 km, 面积约20 km², 矿化和蚀变分布于围岩和岩体边部, 相应称为外接触带和内接触带(图1B)。

2.1 矿体特征

朝不楞矿床的矿化和蚀变沿着花岗岩体与奥陶系的接触带分布(图2)。矿化主要为铁氧化物矿化和铜多金属硫化物矿化, 相应矿体称之为铁矿体及铜多金属硫化物矿体。

铁矿(化)体主要分布在北矿带和南矿带的外接触带, 少量分布在西矿带的大理岩及泥质砂岩的接触部位, 埋深0~300 m。矿体形态相似, 多呈似层状, 沿走向延伸数十米至百米, 个别矿体可长达300~400 m, 厚度数十厘米至数十米。在平面投影图上, 矿体呈雁行状近平行排列, 成群产出, 单个矿体向两端尖灭, 呈透镜状(图2); 在剖面上, 矿体呈规模不等的斜列状或条带状扁豆体。铁矿体的结构构造表现出分带特征, 南矿带内一个厚约34 m的主矿体从中心向两侧为块状构造、条带状构造、浸染状构造(图2B, 图3a~c), $w(\text{TFe})$ 依次为43%~60%、39%~43%、30%~34%。在铁矿(化)体中, 常分布有交代残留的角砾状砂卡岩(图3d)。在远离岩体的接触带, 在奥陶系构造薄弱处形成有铁氧化物脉; 在岩体与铁矿化的接触部位, 花岗岩中的磁铁矿呈浸

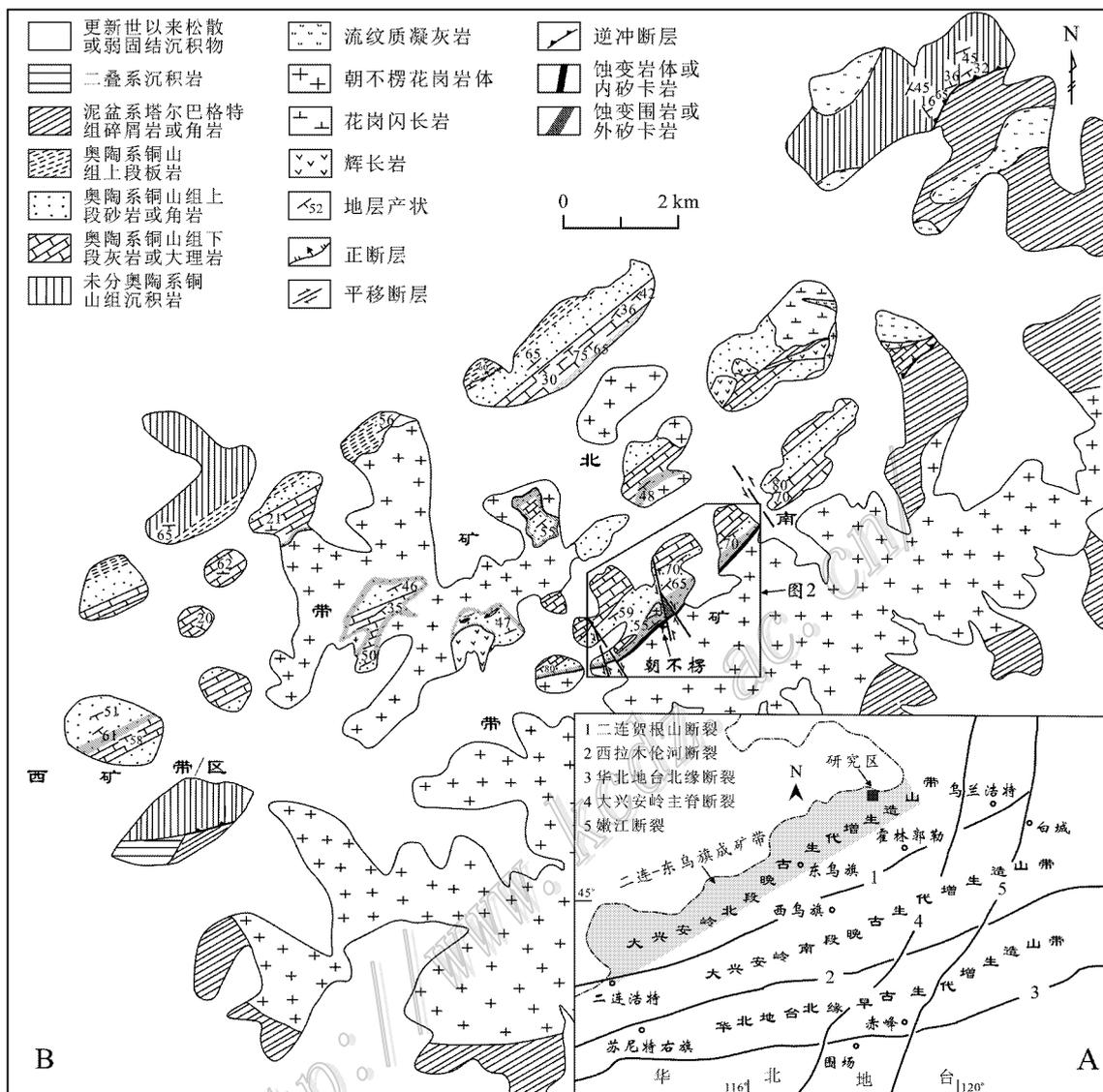


图 1 大兴安岭南段地质简图(A)及内蒙古朝不楞铁铜锌铋矿床地质简图(B)

Fig. 1 Generalized geological map of southern Da Hinggan Mountains(A) and geological sketch map of the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit in Inner Mongolia(B)

染状或团块状,再过渡到块状(图 3e)。铁矿体的金属矿物以磁铁矿为主,次为镜铁矿(图 3f)、磁赤铁矿,有少量毒砂(图 3g、h)。磁铁矿,粒度 0.1~2 mm,以自形-半自形为主,少量他形,光片中其切面为多边形(图 3f、h、i)。镜铁矿,以自形为主,其切面呈针柱状,粒度 0.2~1 mm(图 3f)。磁赤铁矿,以自形-半自形为主,其切面为针柱状(图 3g、h)。铁矿体的非金属矿物主要为钙铁硅酸盐类矿物,主要形成于早期围岩的砂卡岩化及角岩化,有少量形成于同期或晚期的热液蚀变过程(见下文)。反光镜下,早

期脉石矿物如石榴子石、硅灰石等,常被磁铁矿交代(图 3i),有的磁铁矿交代石榴子石后呈其假象(图 3f)。

铜锌铋多金属硫化物矿(化)体分布在北矿带、南矿带及西矿带。在西矿带,已发现矿体沿着大理岩和泥质砂岩的接触部位呈层状产出,单个矿体长度可达 1 km 左右,厚度多小于 4 m,倾斜延伸可达 200 m。在北矿带和南矿带,矿体沿着外接触带分布,走向与铁矿体基本一致,但空间展布范围较宽,分布在铁矿体的顶部、侧部或叠加矿化(图 2)。在宏

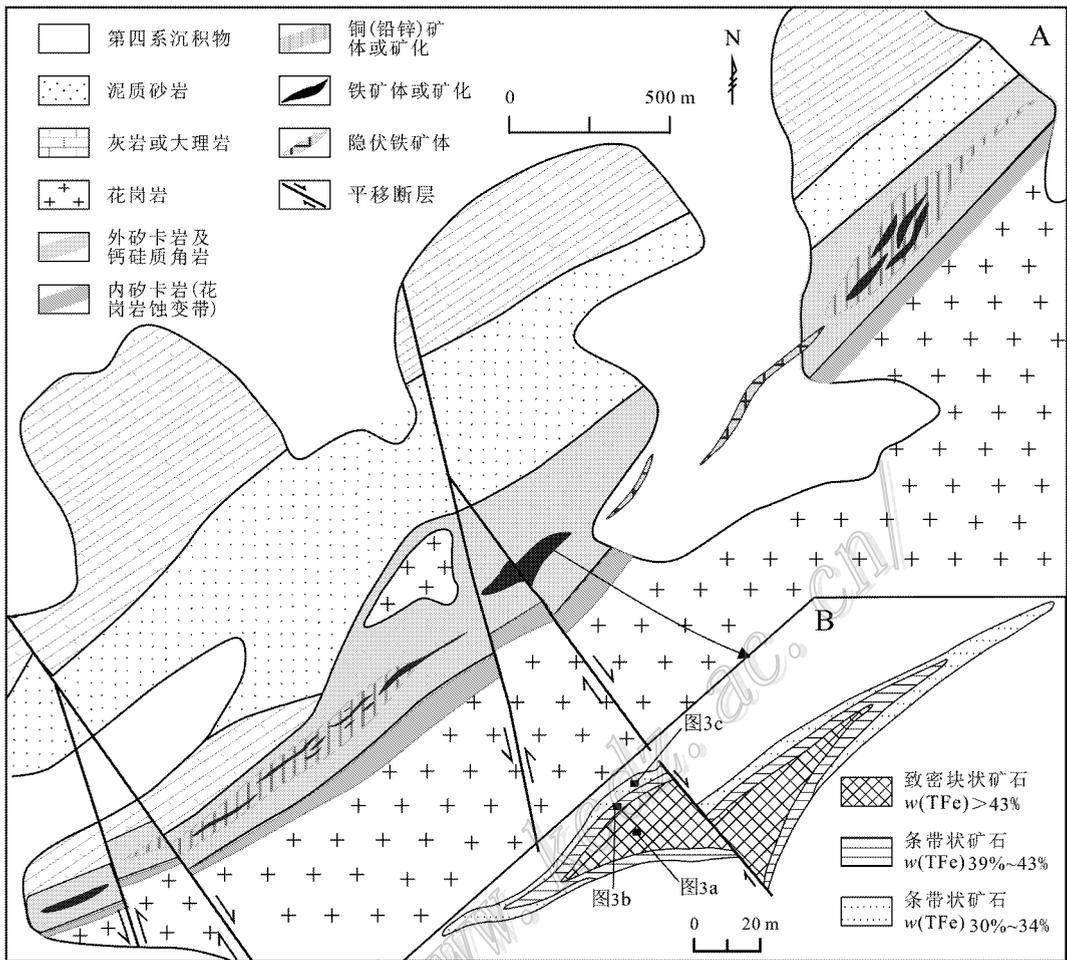


图2 朝不楞铁铜锌铋矿床南矿带矿化蚀变特征(A)及氧化物矿体的结构分带(B)

Fig. 2 Characteristics of mineralization-alteration of southern ore zone(A) and structural zoning of oxidized orebody(B) in the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit

观标本上,金属硫化物呈脉状、浸染状、囊状分布在矽卡岩和角岩中或叠加在早期的铁矿体之上(图4a、b);在反光镜下,金属硫化物充填在磁铁矿粒间或交代早期的磁铁矿(图4d、e)。在岩体边部的内接触带,金属硫化物呈脉状产出(图4c),但因品位低而不构成矿体。该类矿(化)体的金属矿物主要为黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿、黄铁矿、白铁矿、辉铋矿和自然铋等(图4f~j)。黄铜矿常与黄铁矿和镍黄铁矿等共生,在闪锌矿中也可见到黄铜矿分布(图4f);自然铋和辉铋矿共生,常分布在闪锌矿粒间(图4i),暗示其形成于金属硫化物阶段的晚期,辉钼矿呈叶片状,与黄铁矿和白铁矿共生(图4c、j)。

上述矿体结构及岩相学特征表明:朝不楞矿床属于多矿种矿床,早期为铁氧化物矿化,形成铁矿体,晚期为金属硫化物矿化,形成铜锌铋多金属硫化

物矿体。铁矿体中,铁主要赋存在磁铁矿、镜铁矿及磁赤铁矿中,铜多金属硫化物矿体中,铜主要赋存于黄铜矿,锌主要赋存于闪锌矿,铋主要赋存于自然铋和辉铋矿,钼主要赋存于辉钼矿。

2.2 蚀变特征

蚀变发育于岩体与奥陶系的接触带,呈NE向分布(图1,图2A)。热液蚀变主要为:①外接触带进化矽卡岩和角岩;②外接触带与金属矿化伴生的退化蚀变及热液脉;③内接触带花岗岩体边部的热液蚀变及热液脉。

2.2.1 外接触带进化矽卡岩和角岩

进化矽卡岩和角岩形成于热液蚀变的早期。

进化矽卡岩主要分布在岩体与大理岩的接触部位,宽几米、十几米或近百米。靠近岩体接触带,矽卡岩分带明显,朝着围岩方向依次为红色石榴子

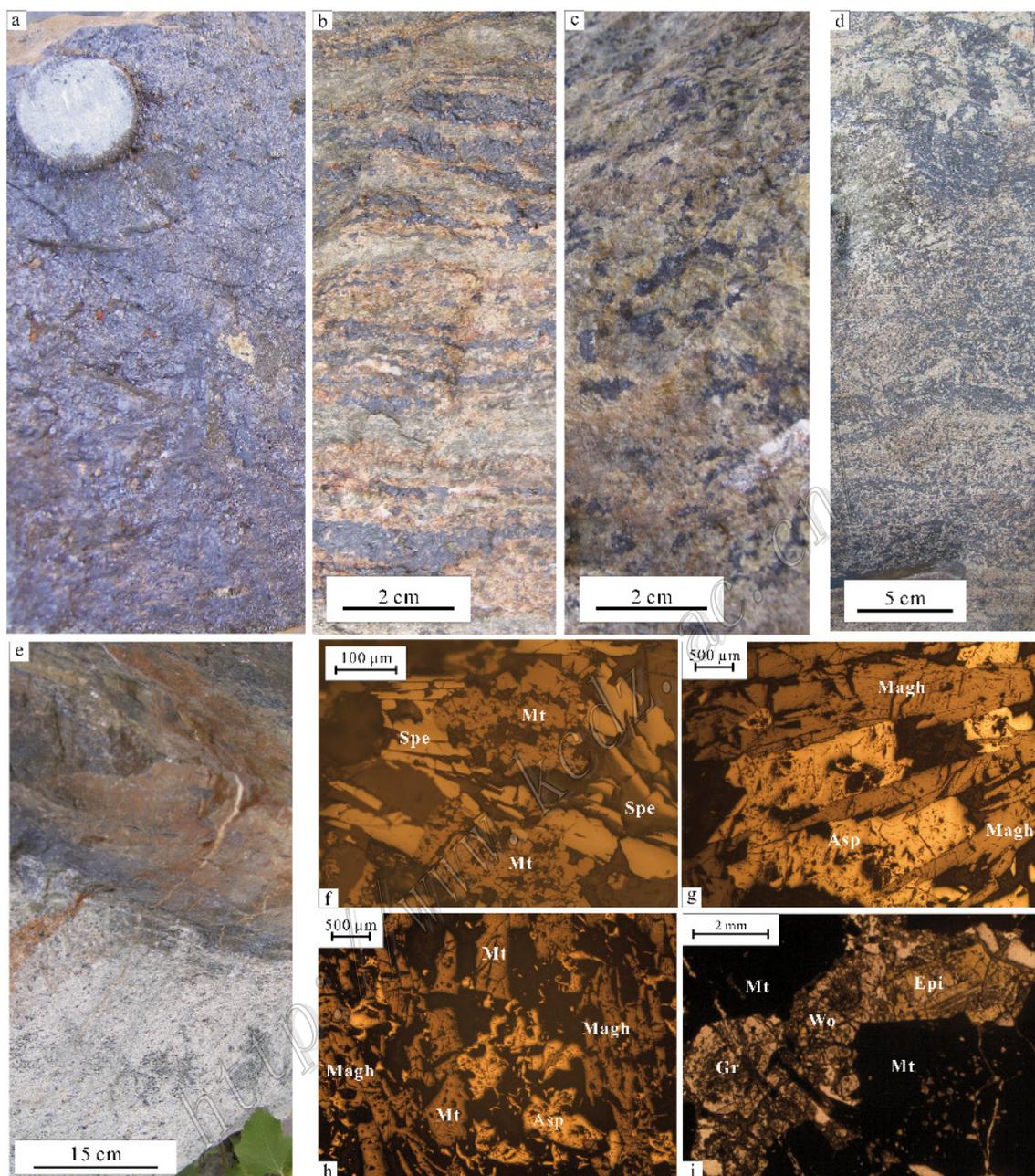


图 3 朝不楞铁铜锌铋矿床铁氧化物矿石结构特征

a~c. 图 2B 中铁氧化物矿体的结构分带, 从中心到边部依次为: 致密块状铁矿石(a), 条带状铁矿石(b), 浸染状铁矿石(c); d. 砂卡岩呈角砾状, 被铁氧化物胶结; e. 铁氧化物矿化花岗岩与块状铁矿石的接触界线; f~i. 铁氧化物矿石显微照片, 矿物组合为: 磁铁矿和镜铁矿共生(f), 毒砂和磁赤铁矿共生(g), 磁铁矿、磁赤铁矿和毒砂共生(h); 磁铁矿和绿帘石交代石榴子石(i)

Mt—磁铁矿; Asp—毒砂; Magh—磁赤铁矿; Gr—石榴子石; Spe—镜铁矿; Epi—绿帘石; Wo—硅灰石

Fig. 3 Textural characteristics of Fe-oxide ore from the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit

a~c. Textural zoning in Fe-oxide ore in Fig. 2B: massive ore in the interior (a), banded ore in the middle part (b), disseminated ore at the edge (c); d. Brecciated skarn with Fe-oxide cement; e. Contact between granite with minor disseminated Fe-oxide and massive ore; f~i. Photomicrographs of mineral assemblage in Fe-oxide ore: equilibrium boundary between magnetite and specularite (f), needle-like maghemite with minor arsenopyrite (g), assemblage of magnetite, maghemite and minor arsenopyrite (h), replacement of garnet by an assemblage of magnetite and minor episode (i)

Mt—Magnetite; Asp—Arsenopyrite; Magh—Maghemite; Gr—Garnet; Spe—Speculaeite; Epi—Episode; Wo—Wollastonite

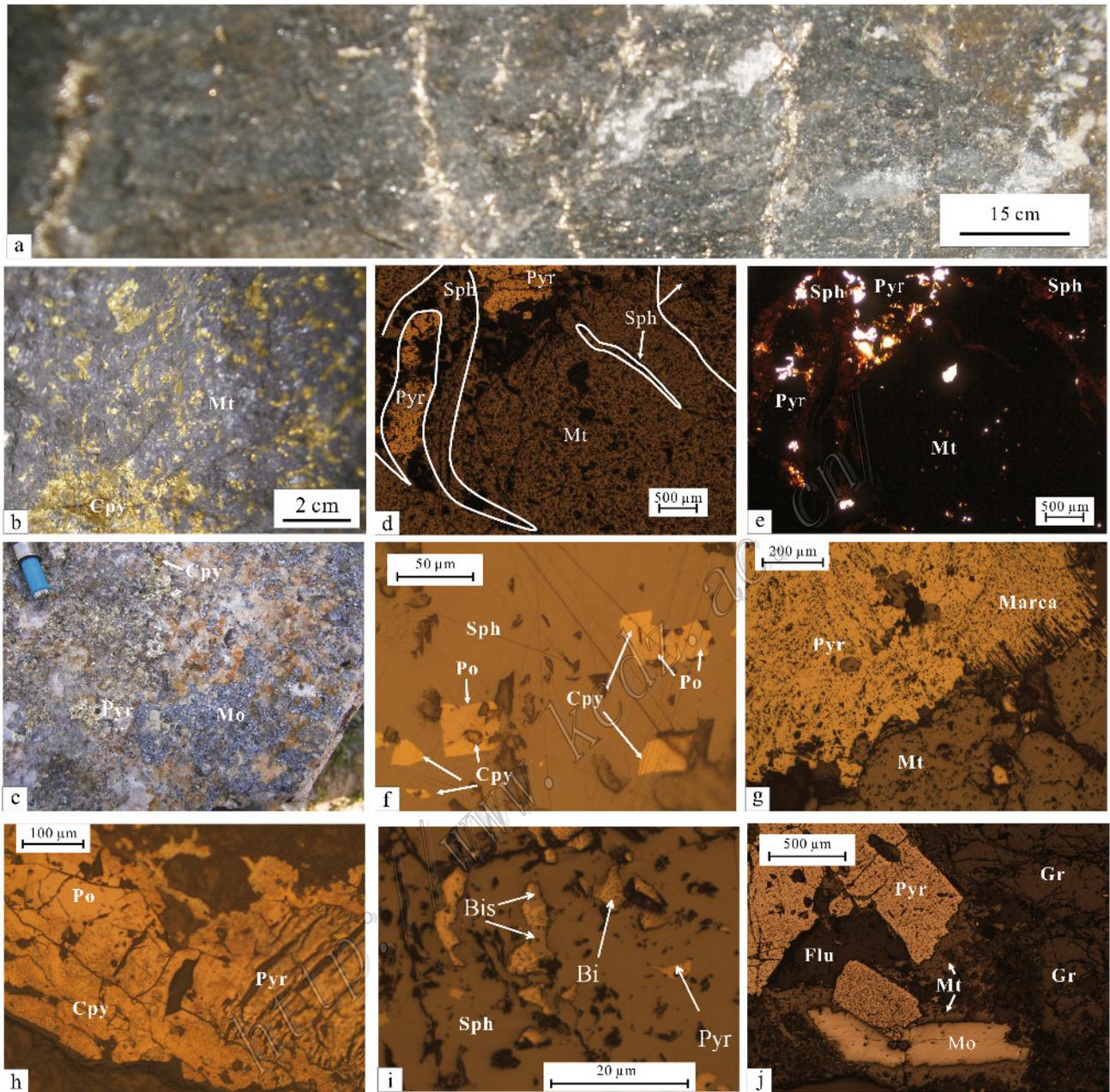


图4 朝不楞铁铜锌铋矿床铜多金属硫化物矿石结构特征

a. 硫化物脉切割角闪岩; b. 黄铜矿叠加在块状铁氧化物矿石上; c. 花岗岩中沿走向裂开的硫化物脉,由辉钨矿、黄铁矿和黄铜矿组成;
d.e. 黄铁矿和闪锌矿交代磁铁矿,闪锌矿具有红色内反射色; f. 闪锌矿、磁黄铁矿和黄铜矿共生; g. 白铁矿和黄铁矿共生,交代磁铁矿;
h. 黄铜矿、磁黄铁矿和黄铁矿共生; i. 含黄铁矿的闪锌矿,粒间充填辉钨矿、自然铋; j. 晚期辉钨矿、黄铁矿和萤石叠加在石榴子石和少量磁铁矿之上

Pyr—黄铁矿; Sph—闪锌矿; Mt—磁铁矿; Mo—辉钨矿; Cpy—黄铜矿; Po—磁黄铁矿; Marca—白铁矿; Bis—辉铋矿; Bi—自然铋;
Flu—萤石; Gr—石榴子石

Fig. 4 Textural characteristics of Cu-Zn-Bi sulfide ore from the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit

a. Sulfide veins cutting hornfels; b. Chalcopyrite superimposed upon massive Fe-oxide ore; c. Fracture plane through a sulfide vein in the granite, composed of chalcopyrite, pyrite and molybdenite; d. e. Replacement of magnetite by an assemblage of sphalerite and pyrite, sphalerite with red internal reflection color; f. Sphalerite including chalcopyrite and minor pyrrhotite; g. Replacement of magnetite by an assemblage of marcasite and pyrite; h. Equilibrium between chalcopyrite, pyrite and pyrrhotite; i. Sphalerite including pyrite and a late assemblage of bismuthinite and bismuth; j. Late assemblage of pyrite, molybdenite and fluorite superimposed upon garnet and minor magnetite

Pyr—Pyrite; Sph—Sphalerite; Mt—Magnetite; Mo—Molybdenite; Cpy—Chalcopyrite; Po—Pyrrhotite; Marca—Marcasite; Bis—Bismuthinite; Bi—Bismuth; Flu—Fluorite; Gr—Garnet

石矽卡岩、绿色辉石矽卡岩、灰色硅灰石矽卡岩及白色硅灰石大理岩(图5a、b);其结构构造依次变为致密块状构造、条带状构造或团块状构造。在远离岩体的围岩中,受层理及构造薄弱面的控制,矽卡岩呈脉状或条带状产出,规模小,无明显的分带特征。另外,在大理岩和泥质砂岩的接触面,近大理岩一侧形成了石榴子石矽卡岩、硅灰石大理岩。矽卡岩的矿物组成主要为石榴子石、辉石、硅灰石、方解石及少量方柱石。石榴子石,自形,粒度以0.5~3 mm为主,其截面呈近等边的多边形,环带结构发育,正交偏光镜下光性从全消光到不消光(图5d、e)。辉石,自形,粒度以0.2~2 mm为主,其截面呈短柱状(图5c)。硅灰石,自形-半自形,粒度以1~3 mm为主,显微镜下呈针状-柱状(图5f)。在分带的矽卡岩中,石榴子石是红色石榴子石矽卡岩的主要矿物,且正交偏光消光特征说明其成分为钙铝榴石-钙铁榴石系列;辉石是绿色辉石矽卡岩的主要矿物,石榴子石、硅灰石及方解石分布于粒间(图5c);硅灰石和方解石是硅灰石矽卡岩的主要矿物(图5f)。

角岩 主要分布在岩体与泥质砂岩的接触部位,有少量分布在大理岩与泥质砂岩接触面的部位或泥质砂岩的裂隙中。在宏观上,角岩呈灰黑色,块状构造,硬度大,矿物粒度小,多小于1 mm,主要由角闪石、黑云母、长石、石英及少量石榴子石等组成(图5g、h)。

由进化蚀变形成的矽卡岩和角岩,随后被铁氧化物矿化、铜多金属硫化物矿化以及与矿化伴生的退化蚀变交代或切割(图3b、c、d、i,图4a)。

2.2.2 外接触带与矿化伴生的退化蚀变和热液脉

与矿化伴生的热液退化蚀变常与金属矿物共生或构成金属矿化脉的蚀变晕。

在铁氧化物阶段,与矿化伴生的退化蚀变矿物为绿帘石、方解石、萤石、石英和黑云母,常构成铁氧化物矿化的蚀变晕或叠加在矽卡岩上(图3b、i,图5i、j、k)。绿帘石,以粒状为主,粒度以0.2~1 mm居多,透光镜下凸起及干涉色明显,交代早期的矽卡岩矿物,如石榴子石、硅灰石等(图3i,图5f、j)。萤石,粒状,半自形-他形,透光镜下全消光,常与磁铁矿一起交代石榴子石(图5k)。

在金属硫化物矿化阶段,含水硅酸盐矿物(阳起石、透闪石、绿泥石及云母)、方解石、石英和萤石与金属硫化物伴生(图4j,图5i、m)。其中,萤石最富,常与金属硫化物共生或呈单矿物集合体产出(图4j,

图5k)。当金属硫化物矿化围岩为钙硅质角岩时,伴生的退化蚀变最为广泛,形成了阳起石、绿泥石、黑云母、透闪石和方解石矿物组合(图5i、m)。在矿化阶段后,晚期热液形成方解石脉及石英脉,或者形成方解石和石英孔洞叠加在早期的蚀变矿化之上。

2.2.3 内接触带花岗岩体边部的热液蚀变及热液脉

花岗岩体边部热液蚀变发育,从早阶段到晚阶段依次为少量钾化蚀变、绿帘石-方解石蚀变、与金属硫化物矿化脉伴生的热液蚀变和热液脉以及晚期的泥化蚀变。

钾化主要呈脉状分布在花岗岩中,局部呈面状,露头为肉红色(图5n),由钾长石和黑云母组成,可见少量石榴子石(图5o),说明钾化与外接触带矽卡岩化近于同时形成。绿帘石-方解石蚀变呈青绿色,伴随着磁铁矿化,常叠加在钾化上(图5n、o、p)。并且,外接触带铁氧化物矿化阶段常伴生有绿帘石化,说明岩体边部的绿帘石-方解石蚀变与铁氧化物矿化近于同时形成。岩体中,与金属硫化物伴生的热液蚀变和热液脉较为发育(图5q、r、s),呈脉状产出或常构成硫化物矿化脉的蚀变晕,宽几毫米到几厘米,其矿物组合为绿泥石、黑云母、石英、萤石和方解石(图5s)。最晚期的热液蚀变形成了泥化,叠加在早期矿化蚀变上,由长石和绿帘石等矿物蚀变形成,在露头上呈白色粉末状和泥状。

2.3 矿物的生成顺序及矿物组合

朝不楞矿床的矿化蚀变、矿物组合和结构构造等特征显示出长期且多阶段的热液演化,其成矿阶段及矿物生成顺序见图6。根据矿物组合及交代关系可将成矿过程分为2个阶段:进化蚀变成矿阶段和退化蚀变成矿阶段。

在进化蚀变成矿阶段,形成了矽卡岩、角岩和钾化蚀变。矽卡岩由石榴子石、辉石、硅灰石和方解石等矿物组成(图5c~f),石榴子石常显示出环带结构(图5d、e)。角岩由角闪石、黑云母、长石和石英等矿物组成(图5h)。钾化蚀变主要由钾长石、黑云母和少量石榴子石等组成(图5o)。

退化蚀变成矿阶段从早到晚依次为铁氧化物矿化-绿帘石化阶段、多金属硫化物矿化阶段和热液脉-泥化阶段。铁氧化物矿化-绿帘石化阶段形成了磁铁矿、镜铁矿、磁赤铁矿、少量毒砂、绿帘石、萤石、方解石、黑云母和石英等矿物组合(图4f~i,图5i~k,图5o~p)。金属硫化物矿化阶段形成了黄铜矿、磁

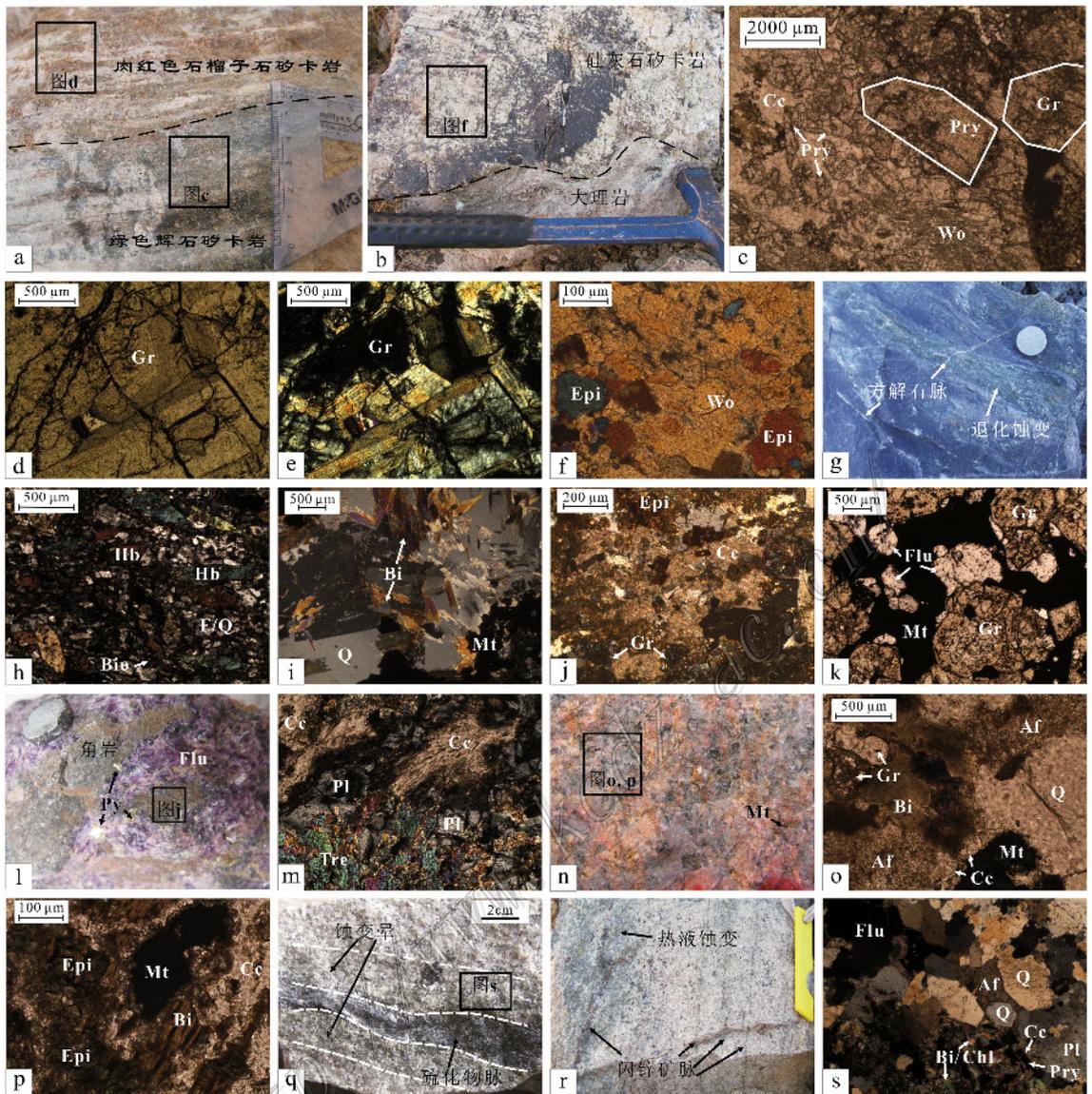


图5 朝不楞铁铜锌铋矿床的蚀变类型和结构特征

a、b. 岩体与大理岩的接触带, 砂卡岩表现出分带性, 随远离岩体依次为肉红色石榴子石砂卡岩、灰绿色辉石砂卡岩、硅灰石砂卡岩及硅灰石大理岩; c. 绿色辉石砂卡岩由辉石、少量石榴子石、硅灰石和方解石组成; d、e. 红色石榴子石砂卡岩, 石榴子石具环带结构, 全消光或不消光; f. 硅灰石砂卡岩, 硅灰石被绿帘石交代; g、h. 角闪岩, 由角闪石、黑云母、长石和石英组成; i~k. 铁氧化物矿化伴生的蚀变: 黑云母、石英和磁铁矿矿物组合(i), 方解石和绿帘石矿物组合, 可见石榴子石残留(j), 磁铁矿和萤石交代石榴子石(k); l、m. 伴随硫化物矿化的萤石切割角闪岩, 角闪岩退化蚀变为透闪石、方解石和斜长石; n~p. 花岗岩钾化蚀变为钾长石、黑云母和少量石榴子石, 随后被退化蚀变的磁铁矿、绿帘石和方解石交代; q~s. 与金属硫化物脉伴生的热液蚀变, 矿物组合为绿帘石、黑云母、石英、萤石和方解石

Cc—方解石; Pry—辉石; Gr—石榴子石; Wo—硅灰石; Epi—绿帘石; Hb—角闪石; F—长石; Bi—黑云母; Q—石英; Mt—磁铁矿; Flu—萤石; Tre—透闪石; Pl—斜长石; Py—黄铁矿; Af—钾长石; Chl—绿帘石; 该图版中的方框表示显微照片的位置

Fig. 5 Alteration type and textural characteristics of the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit

a、b. Red garnet skarn, green pyroxene skarn, wollastonite skarn, and wollastonite-bearing marble formed from pluton to the marginal marble; c. Green pyroxene skarn, composed of pyroxene, minor garnet, wollastonite and calcite; d, e. Zoned garnet in the red garnet; f. Replacement of wollastonite by epidote in the wollastonite skarn; g, h. Hornfels, composed of hornblende, biotite plagioclase and quartz; i~k. Retrograde alteration associated with Fe-oxide mineralization: assemblage of biotite, quartz and magnetite (i), assemblage of calcite and epidote, with minor residue garnet (j), replacement of garnet by an assemblage of magnetite and fluorite (k); l, m. Fluorite associated with sulfide mineralization cutting hornfels, and simultaneous retrograde alteration of hornfels, composed of calcite, plagioclase and tremolite; n~p. Red K-alteration of granite and consequently, a retrograde alteration, the former with an assemblage of biotite, K-feldspar, minor garnet and the latter with an assemblage of magnetite, epidote and calcite; q~s. Hydrothermal alteration or halo associated with sulfide mineralization, with an assemblage of chlorite, biotite, quartz, fluorite and calcite

Cc—Calcite; Pry—Pyroxene; Gr—Garnet; Wo—Wollastonite; Epi—Epidote; Hb—Hornblende; F—Feldspar; Bi—Biotite; Q—Quartz; Mt—Magnetite; Flu—Fluorite; Tre—Tremolite; Pl—Plagioclase; Py—Pyrite; Af—K-feldspar; Chl—Chlorite

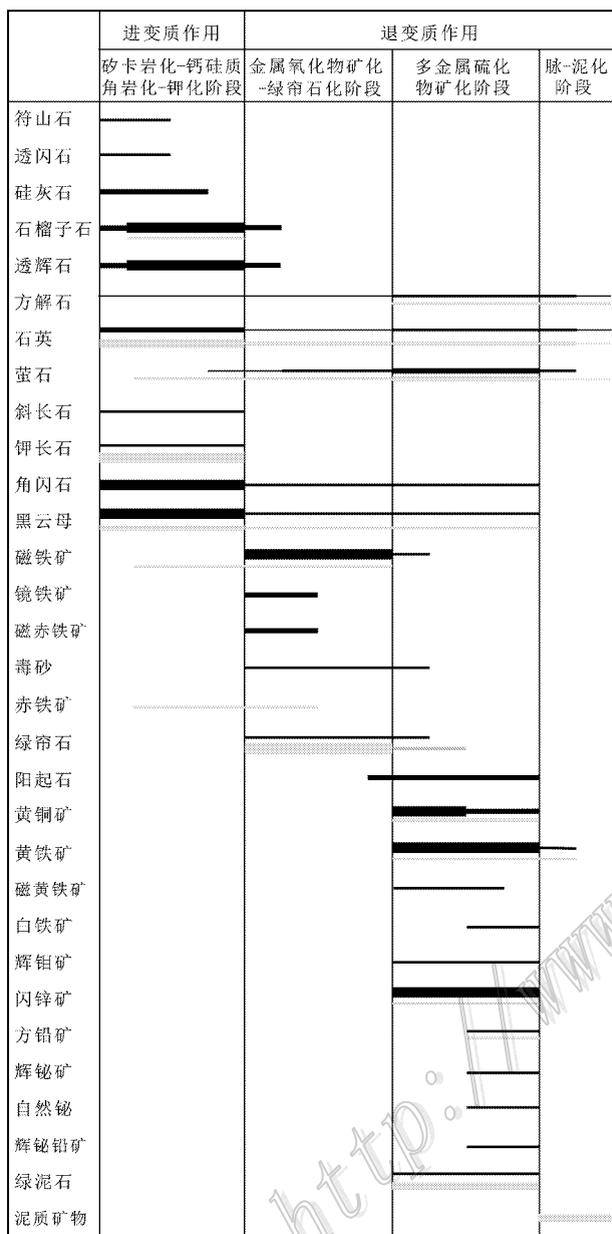


图 6 朝不楞铁铜锌铋矿床矿物生成顺序图

图中灰色线段表示内接触带蚀变矿物, 黑色线段表示外接触带蚀变矿物

Fig. 6 Episodes and sequence of mineral crystallization in the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit
Gray line for alteration minerals in the edge of pluton, black line for alteration minerals in the wall-rock

黄铁矿、白铁矿、黄铁矿、闪锌矿、辉钼矿、辉铋矿、自然铋、萤石、石英、黑云母、透闪石、阳起石、方解石和绿泥石等矿物组合(图 4f~j, 图 5i, l, m, s)。矿化的结构构造表明黄铜矿和磁黄铁矿组合可能稍早于其他多金属硫化物, 而自然铋、辉铋矿则稍晚(图 6)。

围岩中最晚的石英和方解石等脉体的发育及岩体边部的泥化标志着热液活动的结束。

3 物理化学特征

3.1 朝不楞花岗岩体的就位深度

实验岩石学表明, 对花岗质硅酸盐体系取得了大量的实验数据。其中, Tuttle 等(1958)获得了石英(Q)-钠长石(Ab)-钾长石(Or)体系在 $(0.5 \sim 10) \times 10^8$ Pa 水饱和条件下的实验数据, Holtz 等(1992)及 Becker 等(1998)获得了 $(2 \sim 5) \times 10^8$ Pa 水不饱和条件下的实验数据。这些成果在研究花岗岩浆的形成、成分演化及温压条件时得到了广泛应用(例如 Bludy et al., 2001)。

前人曾对朝不楞花岗岩样品进行了全岩分析(聂凤军等, 2007a; 周志广等, 2012), 本文选用其主量元素分析数据, 运用 Minpet 2.02 软件计算了该岩体样品的 CIPW 标准矿物, 投影在 Q-Ab-Or 相图(图 7)上, 由该相图可获得岩体侵位的物理化学条件。从图 7 可见, 形成朝不楞花岗岩体的岩浆的成分位于饱和水压最低点或共结点的右侧, 向着低压、富二

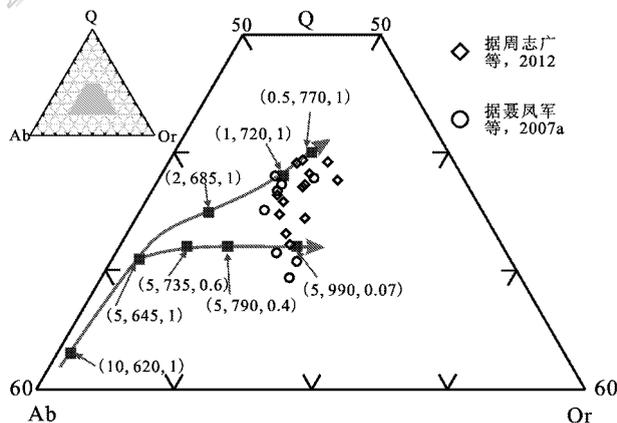


图 7 朝不楞花岗岩样品石英(Q)-钠长石(Ab)-钾长石(Or)标准矿物相图

底图据 Johannes 等(1996)、Becker 等(1998)底图内数据为最低点或共熔点花岗质熔体的组成, 括弧内数值为实验压力、温度及水的活度, 如(1, 720, 1)为压力 1×10^8 Pa, 温度 720°C, 水活度为 1 时, 最低点标准矿物组分为 $Q_{38}Ab_{33}Or_{29}$, $\tau c(H_2O)$ 为 3.7%

Fig. 7 Normal Q-Ab-Or mineral phase from the samples of the Chaobuleng granitic pluton

Base map modified after Johannes et al., 1996 and Becker et al., 1998. Composition of minima and eutectics in Q-Ab-Or granitic melt as a function of pressure, temperature and water activity. For $P = 1 \times 10^8$ Pa, $T = 720^\circ\text{C}$, $a_{H_2O} = 1$ labeled as (1, 720, 1) in this figure, melt minima is $Q_{38}Ab_{33}Or_{29}$ and $\tau c(H_2O)$ is 3.7%

氧化硅的方向演化,并且靠近或等于在压力为(0.5~1) $\times 10^8$ Pa、温度为720~770℃、水饱和条件时的最小组分或同结线组分,其 $x(\text{H}_2\text{O})$ 为2.4%~3.7%(Johannes et al., 1996; Becker et al., 1998)。这种水饱和条件与花岗岩体发育连通的晶洞构造的条件相一致(王必任, 2012),连通的晶洞构造被认为是岩浆中流体出溶的宏观证据(Candela, 1997)。因此,形成朝不楞花岗岩体的岩浆的侵位深度约为1.7~3.5 km,最小组分温度约为720~770℃,并且,由于水的饱和岩浆发生了流体出溶,出溶的流体为随后的矿化蚀变提供了有利条件。

3.2 流体包裹体爆裂温度

流体包裹体爆裂测温是间接获取矿物形成时或形成后捕获不同阶段流体期间的温度的快速、方便且有效的手段,特别是不透明的金属氧化物和硫化物。结合矿床地质、结构构造及矿相学特征,包裹体爆裂

测温结果在不同矿床类型的温度对比及其热液演化方面得到了很好的应用(例如 Peng et al., 2007)。

根据朝不楞矿床蚀变矿化阶段及其矿物组合,对花岗岩中的石英、矽卡岩阶段的石榴子石、铁氧化物阶段的镜铁矿、磁铁矿和石英,硫化物阶段的闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿、辉钼矿和石英进行了采样,挑选出单矿物并进行了爆裂温度测试。将挑纯后的单矿物破碎至40~60目、60~80目和80~100目的粒度。样品测试在中国科学院地质与地球物理研究所的DT-5型矿物包裹体热爆裂测温仪上完成,仪器用 β 和 α 石英常压下相转变试验校准,其误差在3℃以内。对比试验表明,不同粒度的磁铁矿的起爆温度及阶段较为一致,其温度误差在10℃以内,但40~60目的样品的爆裂强度和峰值更明显,更易于识别。

本文选用40~60目单矿物进行爆裂温度测试,结果(表1)表明:产于花岗岩体边部的石英和矽卡岩

表1 朝不楞铁铜锌铋矿床不透明矿物、石榴子石及石英流体包裹体爆裂温度

Table 1 Fluid inclusion decrepitation of opaque mineral, garnet and quartz in the Chaobuleng Fe-Cu-Zn-Bi deposit

样品号	矿物	m/mg	起爆温度/℃				爆裂总数	温度控制区间/℃	矿(岩)石特征
			I	II	III	IV			
1b7	磁黄铁矿	30			392	287	3129	100~450	多金属硫化物矿石,含少量早阶段磁铁矿矿化
2-1b1	磁铁矿	30		476	376	255	4850	100~650	石榴子石矽卡岩,具少量磁铁矿、闪锌矿叠加矿化
2-2b4	磁铁矿	30		454	330	245	675	100~500	磁铁矿毒砂矿石,含晚阶段黄铜矿、黄铁矿及萤石
2-2TW1	磁铁矿	30		410			392	100~650	黄铜矿黄铁矿矿石,含早阶段磁铁矿矿化
2-3b1	磁铁矿	30		485	318		982	100~650	磁铁矿矿石,含晚期黄铜矿、闪锌矿及萤石
2-3b3	磁铁矿	30	525	470	324	243	752	100~650	磁铁矿矿石,含晚期黄铜矿及闪锌矿
6b2	磁铁矿	30		482	382	309	3574	100~650	磁铁矿矿石
2-3b4	毒砂	30			313	267	560	100~400	毒砂磁铁矿矿石
2-2b4	黄铁矿	30			315		362	100~390	磁铁矿毒砂矿石,含晚阶段黄铜矿
2-2TW1	黄铁矿	30			322		406	100~390	黄铜矿黄铁矿矿石,含早阶段磁铁矿矿化
2-2b5	黄铜矿	30			282		3200	100~390	磁铁矿矿石,含晚阶段黄铜矿矿化
2-2TW1	黄铜矿	30			294		2989	100~390	黄铜矿黄铁矿矿石,含早阶段磁铁矿矿化
6TW	辉钼矿	30				250	166	100~390	花岗岩中萤石-辉钼矿-黄铁矿脉
2-3TW1	镜铁矿	30		456	380	220	8315	100~350	磁铁矿镜铁矿矿石,含早期石榴子石
2-1TW1	闪锌矿	30			340	242	2713	100~390	石榴子石矽卡岩,有少量磁铁矿、闪锌矿叠加矿化
5b3	闪锌矿	30			306	215	3750	100~390	石榴子石矽卡岩,含晚阶段闪锌矿矿化
6b13	闪锌矿	30			299	222	3218	100~390	闪锌矿矿石,含早阶段磁铁矿矿化
2-3TW1	石榴子石	30	516	407	306	260	2443	100~500	磁铁矿镜铁矿矿石,含早期石榴子石
5b3	石榴子石	30		403			160	100~500	石榴子石矽卡岩,含晚阶段闪锌矿矿化
5b3 ^{''}	石榴子石	30	525	426			110	100~500	石榴子石矽卡岩,含晚阶段闪锌矿矿化
2-2TW1	石英	20		466	390	294	2652	100~500	黄铜矿黄铁矿矿石,含早阶段磁铁矿矿化
6b2	石英	20	490	405	330	210	6661	100~500	花岗岩,取自岩体边部
D0024101	石英	20	488	392	328	198	6338	100~500	花岗岩,取自岩体边部
2-2b4	萤石	10			338	267	10934	100~500	磁铁矿毒砂矿石,含晚阶段黄铜矿、黄铁矿及萤石
2-3b1	萤石	10			335	262	3047	100~500	磁铁矿矿石,含晚期黄铜矿、闪锌矿及萤石

阶段的石榴子石均呈现出 4 个爆裂拐点,其中,石榴子石的最高爆温度为 516~525℃,石英为 488~490℃,铁氧化物阶段的镜铁矿和磁铁矿具有明显的 3 个爆裂峰,最高起爆温度为 410~485℃;多金属硫化物毒砂、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿和萤石具有 2 个起爆峰,最高起爆温度为 299~392℃,穿插于花岗岩中的辉钼矿-黄铁矿脉内的辉钼矿样品仅记录了一个爆裂峰,起爆温度为 250℃,与其他单矿物记录的低温起爆温度一致,反映出辉钼矿是最晚阶段矿化流体的产物。值得注意的是,部分单矿物,如 2-3b1 样品中的磁铁矿,可能没有捕获低温流体包裹体或没有受到晚期演化流体的影响,因此,未检测到低温的起爆温度。上述各类样品的爆裂温度特征暗示了朝不楞矿床经历了多阶段热液流体演化作用,从早至晚,流体的温度逐渐降低。硫化物阶段相对于氧化物阶段具有较低温度的特征,这可能是 Cu、Zn、Mo 等金属卸载的重要控制条件之一。

4 讨论

朝不楞铁铜锌铋矿床的含矿岩石由石榴子石、辉石、硅灰石、绿帘石和透闪石等钙硅酸盐矿物,磁铁矿、镜铁矿和磁赤铁矿等铁氧化物,黄铜矿、闪锌矿、毒砂、白铁矿、辉铋矿和辉钼矿等硫化物,其他一些层状硅酸盐矿物(黑云母、绿泥石等),以及萤石、方解石和石英组成。其地质特征、矿化蚀变及矿物组合与世界上典型矽卡岩矿床的特征相一致(Einaudi et al., 1981; 赵一鸣等, 1990; Meinert, 1992; 1997; Meinert et al., 2005) 故笔者认为,朝不楞铁铜锌铋矿床应属于矽卡岩型矿床。

典型的矽卡岩矿床是在岩浆-热液系统中,岩浆出溶的流体交代围岩(特别是灰岩或大理岩)所形成的进化矽卡岩和随后的退化蚀变及矿化的总和。其成矿过程包括进化蚀变阶段和随后的退化蚀变阶段(Einaudi et al., 1981) 并且,矽卡岩的形成过程受物理化学条件的控制,常显示出分带性,集中表现在空间和时间上(Meinert, 1992; Meinert et al., 2005)。在空间上,进化矽卡岩总的分带模式是,靠近岩体接触带处形成石榴子石矽卡岩带,距离接触带稍远处为辉石矽卡岩带,接近大理岩处为硅灰石或符山石、蔷薇辉石矽卡岩带(Meinert, 1997);在时间上,晚期退化矿化蚀变所形成的矿物叠加在早期进化蚀变所形成的矿物上(Einaudi et al., 1981)。

朝不楞矿床在花岗岩与大理岩接触带形成的进化矽卡岩显示出分带特征。在颜色和矿物组成方面,从岩体到围岩依次发育红色石榴子石矽卡岩、绿色辉石矽卡岩和硅灰石矽卡岩或硅灰石大理岩(图 5a~f)。有时,在分带较好的红色石榴子石矽卡岩与绿色辉石矽卡岩之间形成草黄色石榴子石矽卡岩。在结构构造方面,靠近岩体部位的矽卡岩为块状构造,与大理岩接触部位的矽卡岩为条带状构造。朝不楞矿床矽卡岩的这些分带特征记录了由岩浆出溶的高温流体的物理化学条件,如温压、水岩比、流体组成、氧化还原条件等。近岩体处的矽卡岩呈块状构造,主要由石榴子石和辉石组成;在矽卡岩的前缘,即矽卡岩与灰岩接触带,矽卡岩由硅灰石组成。这说明靠近岩体处具有高的水岩比例,随着远离岩体 H_2O 的逸度降低, CO_2 逸度升高,与形成矽卡岩的 $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ 体系中 $T-f(CO_2)$ 实验相图一致(Einaudi et al., 1981)。当 CO_2 逸度较低时,矽卡岩中形成石榴子石和辉石,相反,当 CO_2 逸度升高时,则形成硅灰石。另一方面,矽卡岩的矿物颜色反映出 $\alpha(Fe^{3+})$ 与 $\alpha(Fe^{2+})$ 含量的变化,因受氧逸度的控制,随着远离岩体,红色石榴子石矽卡岩过渡为绿色辉石矽卡岩,反映了岩浆-热液的氧逸度由高到低。这与朝不楞花岗岩体具有高氧逸度的特征及局部含有赤铁矿是一致的(王必任, 2012)。这种矽卡岩的极性分带特征表明,朝不楞花岗岩岩浆的侵位及其出溶的流体导致了矽卡岩的形成。

朝不楞矿床的晚期退化蚀变叠加在早期进化蚀变上。在外接触带,由磁铁矿、镜铁矿及磁赤铁矿组成的氧化物以及伴随的绿帘石、方解石、石英、黑云母及萤石等蚀变矿物交代了进化矽卡岩和角岩,金属硫化物及伴随的蚀变叠加在早期矿化蚀变上。这些矿物组合取决于流体的温度、氧逸度或硫逸度(Einaudi et al., 1981)。在该矿床的铁氧化物阶段,磁铁矿和镜铁矿的矿物组合反映了高氧逸度的特征(图 3f~i);在金属硫化物阶段,大量硫化物的生成反映出高硫逸度的特征(图 4f~g)。这与岩浆热液矽卡岩型铁多金属矿床矿化早期氧逸度高、矿化晚期硫逸度高的特征相一致(赵一鸣等, 1990)。

朝不楞花岗岩样品的 Q-Ab-Or 标准矿物相图说明,岩浆就位深度约为 1.7~3.5 km,最小组分温度为 720~770℃,代表了成矿的深度和温度上限(图 7)。流体包裹体爆裂测温结果表明:不同阶段的单矿物的爆裂拐点及最高起爆温度都不同,矽卡岩

阶段石榴子石内流体包裹体的最高起爆温度 $>500^{\circ}\text{C}$,铁氧化物阶段磁铁矿和镜铁矿内包裹体的最高起爆温度区间为 $400\sim 500^{\circ}\text{C}$,而硫化物阶段金属硫化物内包裹体的最高起爆温度则为 $299\sim 392^{\circ}\text{C}$,矿化后捕获的热液流体包裹体的最低起爆温度可 $<200^{\circ}\text{C}$ (表 1)。上述研究结果暗示了朝不楞矿床具有浅成特征 ,成矿流体从高温向低温呈多阶段演化 ,反映了岩浆热液从进化蚀变到退化蚀变的复杂冷却史 ,与中国岩浆热液矽卡岩型铁多金属矿床的形成温度条件相一致(赵一鸣等 ,1990)。

综上所述 ,朝不楞铁铜锌铋矿床属于浅成、高温及近端的矽卡岩型矿床 ,花岗岩的就位及流体的出溶导致了矿床的形成。

5 结 论

(1) 朝不楞铁铜锌铋矿床的成矿过程可划分为 进化蚀变成矿阶段 ,形成了矽卡岩化-钙硅质角岩化-钾化脉 ;退化蚀变成矿阶段 ,从早到晚依次为铁氧化物矿化-绿帘石化阶段、多金属硫化物阶段及晚期热液脉-泥化阶段。

(2) 矿化的温度及压力条件表明 ,该矿床形成于浅成($1.7\sim 3.5\text{ km}$) 高温环境 ,成矿热液具有从高温向低温演化的多阶段冷却史。

(3) 朝不楞铁铜锌铋矿床的地质、矿物组合特征及流体包裹体爆裂温度测试结果表明 ,该矿床为浅成、高温、近端的矽卡岩型矿床。

志 谢 参加野外工作的还有高德臻教授、於炆森讲师 ,以及武将伟、那福超、杨云松、谷丛楠及陈利贞等研究生 ;谢奕汉研究员及李龚健博士对流体包裹体爆裂温度测试及测试结果的分析给予了指导 ;匿名审稿人对本文提出了宝贵的修改意见。在此深表感谢!

参考文献/References

葛良胜,张文钊,袁士松,邢俊兵. 2009. 蒙古南戈壁-中国东乌旗跨国境成矿带东段金多金属成矿与找矿[M]. 北京:地质出版. 55.

内蒙古自治区地质矿产局. 1978. 1:200 000 中华人民共和国区域地质调查报告(额仁高比、沙尔沟特幅矿产部分) [R].

聂凤军,张思宏,张 义,白大明,胡 朋,赵元芝,张万益,刘 妍. 2007a. 中蒙边境中东段金属矿床成矿规律和找矿方向 [M]. 北京:地质出版社. 193-288.

聂凤军,张万益,杜安道,江思宏,刘 妍. 2007b. 内蒙古朝不楞矽卡岩型铁多金属矿床辉钼矿铋-钨同位素年龄及地质意义[J]. 地球学报,28(4):315-323.

邵积东,王守光,赵文涛,贾和义,王新亮,张 梅,任亦萍. 2007. 大兴安岭地区成矿地质特征及找矿前景分析[J]. 地质与资源,16(4):252-257.

王必任. 2012. 内蒙古朝不楞铁多金属矿床岩浆与矿化关系的研究(硕士论文) [D]. 导师:周志广. 北京:中国地质大学. 56-58.

王建平. 2003. 内蒙古东乌旗铜、银多金属成矿带成矿类型分析[J]. 矿产与地质,9(17):132-135.

王守光,黄占起,苏新旭,沈存利,胡凤翔. 2004. 一条值得重视的跨国境成矿带——南戈壁-东乌旗铜多金属成矿带[J]. 地学前缘,11(1):249-255.

许立权,陈志勇,陈郑辉,张 彤,张玉清. 2010. 内蒙古东乌旗朝不楞铁矿区中粗粒花岗岩 SHRIMP 定年及其意义[J]. 矿床地质,29(2):317-322.

张万益,聂凤军,江思宏,刘 妍,胡 朋,徐东青,崔晓梅,白大明. 2009. 内蒙古东乌旗穆沁旗岩浆活动与金属成矿作用[M]. 北京:地质出版社. 1-131.

赵一鸣,林文慰,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. 1-356.

周志广,谷永昌,柳长峰,於炆森,张 冰,田志君,何付兵,王必任. 2010. 内蒙古东乌旗穆沁旗满都胡宝拉格地区早-中二叠世华夏植物群的发现及地质意义[J]. 地质通报,28(12):21-25.

周志广,等. 2012. 1:50 000 中华人民共和国区域地质调查报告(敖包特陶勒盖、拉名海尕罕、额热木廷色尔、准额仁、陶申陶勒盖、沙尔沟特、威廷查干、莫若格钦幅) [R]. 内部资料.

Becker A, Holtz F and Johannes W. 1998. Liquidus temperatures and phase compositions in the system Qz-Ab-Or at 5 kbar and very low water activities[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130(3-4):213-224.

Bludy J and Cashman K. 2001. Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount Helens, 1980-1986 [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 140:631-650.

Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: Textures, volatiles, and ore metals[J]. The Journal of Petrology, 38

- (12): 1619-1633.
- Einaudi M T, Meinert L D and Newberry R J. 1981. Skarn deposits [J]. *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Volume: 317-391.
- Holtz F, Pichavant M, Barbey P and Johannes W. 1992. Effects of H₂O on the liquidus phase relations in the haplogranitic system at 2 and 5 ka [J]. *American Mineralogist*, 77: 1223-1241.
- Johannes W and Holtz F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks [M]. Berlin: Springer-Verlag. 1-135.
- Meinert L D. 1992. Skarn and skarn deposit [J]. *Geoscience Canada*, 19(4): 145-162.
- Meinert L D. 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration [J]. *Exploration of Mining geology*, 6(2): 185-208.
- Meinert L D, Dipple G M and Nicolescu S. 2005. World skarn deposit [J]. *Econ. Geol.*, 100th Anniversary Volume: 299-336.
- Peng R M, Zhai Y S, Han X F, Wang J P, Wang Z G and Qin J W. 2007. Magmatic hydrothermal overprinting in the mesoproterozoic Dongshengmiao deposit, Inner Mongolia: Geological and fluid inclusion evidences [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(1): 145-152.
- Tuttle O F and Bowen N L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O [J]. *Geological Society of America*, 74: 1-153.

<http://www.kcdz.ac.cn/>