

文章编号: 0258-7106(2012)03-0417-21

西藏冈底斯南缘努日铜钨钼矿床地质特征 与矽卡岩矿物学研究*

陈雷^{1,2}, 秦克章¹, 李光明¹, 李金祥¹, 肖波¹, 江化寨³, 赵俊兴¹,
范新¹, 江善元³

(1 中国科学院矿产资源研究重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 3 中国冶金地质总局第二地质勘查院, 福建 莆田 351111)

摘要 西藏山南地区努日铜钨钼矿床位于冈底斯火山-岩浆弧构造带东段南缘, 是新近探明的一个大型矽卡岩型铜钨钼矿床。矿区内出露有白垩系比马组及旦师庭组及大量晚白垩世和古近纪的侵入岩。矿区内的矽卡岩呈层状、似层状产在白垩系比马组地层中, 矽卡岩矿物主要为石榴子石、辉石、硅灰石、角闪石、绿帘石、符山石等, 金属矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、辉钨矿、白钨矿、斑铜矿、黝铜矿等。电子探针分析结果表明, 矽卡岩矿物中石榴子石主要以钙铁榴石和钙铝榴石为主, 辉石主要为透辉石, 角闪石属于镁角闪石-阳起石, 帘石主要为绿帘石。矽卡岩类型在水平和垂向上具有较好的分带性, 依次由石榴子石矽卡岩过渡到透辉石矽卡岩, 再过渡到透辉石硅灰石矽卡岩, 这种分带特征表现了流体交代作用的变化。矿化类型和矿化组合也具有一定的分带性, 浅部以矽卡岩型钨矿化为主, 随着深度的增加, 逐渐过渡为脉状的铜矿体或铜钨矿体, 在局部较深的钻孔中还有少量的斑岩型矿化, 主要以铜矿化为主, 伴有较弱的钨矿化。石榴子石组分在垂向和水平方向上均具有规律性的变化, 由钙铁榴石占主体逐渐过渡为钙铝榴石占主体。成分剖面显示石榴子石的组分和化学成分随着环带的变化而变化, 说明石榴子石是由一种脉动式流体形成的, 可能是由流体化学成分的自身再平衡和生长过程中流体流量的改变而引起生长速率的改变共同实现的。通过含铁律比值(K_p)的计算, 得出努日矿床形成于弱酸性、较强氧化状态。结合矽卡岩矿物分布和成分变化特征, 推测努日矿区的矽卡岩可能是由深部侵入体分异出的热液沿着层间的破碎带或断裂, 经过较远距离的运移, 与地层中的碳酸盐岩发生交代作用而形成。渗透交代作用可能是形成矿区矽卡岩的主要原因, 流体的温度和氧逸度变化对于形成不同的矽卡岩矿物具有重要作用。努日矿床的矽卡岩为浅部矽卡岩, 可能存在统一的斑岩型-矽卡岩型成矿系统, 深部具有较大的找矿潜力。

关键词 地质学; 矽卡岩矿物; 分带性; 石榴子石环带; 氧化还原条件; 努日铜钨钼矿床; 冈底斯南缘; 西藏

中图分类号: P618.41; P618.67; P618.65

文献标志码: A

Geological and skarn mineral characteristics of Nuri Cu-W-Mo deposit in southeast Gangdese, Tibet

CHEN Lei^{1,2}, QIN KeZhang¹, LI GuangMing¹, LI JinXiang¹, XIAO Bo¹, JIANG HuaZhai³,
ZHAO JunXing¹, FAN Xin¹ and JIANG ShanYuan³

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 No. 2 Geoexploration Institute of CEEB, Putian 351111, Fujian, China)

* 本文受中国冶金地质总局“冈底斯东段南部矽卡岩-斑岩 Cu-Au-Mo 矿床成矿模式及成矿条件综合研究”和国家自然科学基金项目(41072059)资助

第一作者简介 陈雷, 男, 1982年生, 助理研究员, 矿床地质学专业。Email: chenlei@mail.iggcas.ac.cn

** 通讯作者 秦克章, 男, 研究员, 博士生导师, 从事造山带与成矿作用研究。Email: kzq@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期 2011-09-27; 改回日期 2012-02-09。张绮玲编辑。

Abstract

The Nuri Cu-W-Mo deposit is a newly explored and proved large-size deposit, which lies on the southern margin of eastern Gangdese volcanic-magma arc and belongs to the southern subzone of the Gangdise metallogenic belt. There are some Late Cretaceous and Paleogene intrusive rocks exposed in the ore district. The strata in the ore district are mainly Cretaceous Bima Group and Danshiting Group. The skarn mainly occurs within the carbonate rocks and lithologic conversion boundaries, not in direct contact with the intrusions. The skarn minerals are mainly garnet, pyroxene, wollastonite, vesuvianite, epidote and actinolite. Metallic minerals mainly include chalcopyrite, pyrite, molybdenite, scheelite, bornite and tetrahedrite. Electron microprobe analyses show that the garnet comprises mainly grossular and andradite, with minor augite in skarn. The end member of pyroxene is dominated by diopside. The amphibole in the Nuri deposit is magnesiohornblende-actinolite belonging to ferroedenite. The end member of epidote group is dominated by epidote. In the horizontal and vertical direction, the skarn type shows significant zoning from garnet skarn through diopside skarn to diopside-wollite skarn from south to north in horizon profile and from shallow to deep in vertical profile. The zoning reflects the change of metasomatism. Meanwhile, the mineralization also has zoning character. In the shallow part, the mineralization is mainly skarn type with tungsten mineralization. With the increasing depth, the mineralization type changes to vein mineralization with copper or copper-molybdenum mineralization. Some porphyry-type mineralization exposed in some drilling holes, characterized by copper mineralization with a small quantity of molybdenum. The components of garnet vary in the space, gradually changing from the dominance of andradite to that of grossular. The garnet records complex zoning patterns, the end member and chemical composition changing with the changing zonation. The type of zoning pattern demonstrates that the fluid which formed garnet was episodic, probably resulting from the geochemical self-organization and changes in fluid in association with garnet growth rates. The Kp shows that the deposit was formed in a weakly acid and fairly strong oxidation state. Combined with the distribution and composition variation, the authors infer that the skarn of the Nuri deposit was formed by metasomatism between carbonate and ore-forming fluid. The fluid might have originated from the deeper intrusion and migrated a long distance along the shatter zone or faults in the strata. Infiltration was probably the primary factor for the formation of skarn in the deposit. The changes of temperature and oxygen fugacity must have played an important role in the formation of skarn minerals. The skarn exposed in the Nuri deposit is the superficial skarn, with the probable existence of uniform skarn-porphyry ore-forming system. Therefore, there exists great potential in finding porphyry Cu ore bodies in the deeper part of the existing skarn type mineralization, and this conclusion is of important significance for further exploration in the Nuri deposit and adjacent areas in south Tibet.

Key words: geology, skarn minerals, obvious zoning, garnet, redox conditions, Nuri Cu-W-Mo deposit, southern Gangdese, Tibet

努日铜钨钼矿床位于西藏山南地区泽当镇东北部,隶属于冈底斯铜钼成矿带东段南亚带。大地构造位置上属于冈底斯火山-岩浆弧构造带东南缘,雅鲁藏布江缝合带北缘,是中国冶金地质总局第二地质勘查院新近探明的一个大型矽卡岩-斑岩型的铜钨钼矿床,也是目前在西藏发现的唯一具有铜钨矿化的矿床,代表了一种新的矿化组合。目前,已有一些学者对该矿床的成因和成矿年代学等方面进行了初步研究,王少怀等(2003)、江化寨等(2006)认为它

属于海相火山-沉积成因的块状硫化物矿床;方树元(2003)认为该矿床既有接触交代的矽卡岩型,又有斑岩型,同时又兼具火山气液成因,具较明显的“多位一体”特征;李光明等(2006)认为该矿床的矽卡岩化和斑岩型矿化有关,具有统一的斑岩-矽卡岩型成矿系统。Li等(2006)对矿区内的花岗闪长斑岩中的角闪石和黑云母分别进行了K-Ar、Ar-Ar定年,年龄值分别为 (22.92 ± 0.32) Ma和 (23.77 ± 0.29) Ma;闫学义等(2010)对区内出露的辉钼矿进行Re-Os

定年,得到(23.62 ± 0.97)Ma 的年龄值。这些研究主要集中于矿床地质特征描述、成矿年代学及成矿构造环境等方面,而对于矿区内广泛出露的矽卡岩矿物和矽卡岩的演化过程等方面的研究尚十分薄弱。作为矽卡岩型矿床最重要的含矿岩石,矽卡岩中不同矿物的种属、组合、分布及成因等对于理解矽卡岩型矿床的成因及其形成环境具有重要的意义(Einaudi et al., 1981; 1982; 赵一鸣等, 1990; 常印佛等, 1991; 毛景文等, 1998; Xu et al., 2000; Somarin, 2004; Meinert et al., 2003, 2005; 宋国学, 2010; 张智宇等, 2010)。一些学者(Jamtveit et al., 1993; Crowe et al., 2001; Smith et al., 2004)还通过对矽卡岩中石榴子石环带成分的研究来探讨流体的性质、成岩机制及矽卡岩形成时的物理化学条件的改变,这对于理解整个矽卡岩矿床的成因具有重要意义。因此,本次研究选取努日矿区中分布广泛的矽卡岩作为研究对象,对其中不同的矿物,尤其是石榴

子石,进行了系统、详细的空间分布和成分变化的研究,对矽卡岩形成时的物理化学条件也做了初步的探讨,期望能够为进一步理解该矿床的成矿机制奠定基础。

1 区域地质

西藏冈底斯斑岩成矿带是中国最具有经济价值的巨型成矿带之一,广泛分布有燕山晚期—喜马拉雅期的火山岩、侵入岩,地层以三叠系—白垩系为主。目前在该带上已发现十余处大型、超大型斑岩矿床,形成于青藏高原陆-陆碰撞之后(中新世)地壳伸展环境(Coleman et al., 1995; 郑有业等, 2002; Hou, 2003)或碰撞挤压-隆升伸展转换过渡构造环境(Qin et al., 2005; 李金祥等, 2007)。该亚带位于冈底斯岩浆弧构造带的东南段(图 1),雅鲁藏布江弧-陆碰撞结合带附近,出露地层有:三叠系的碎屑岩、

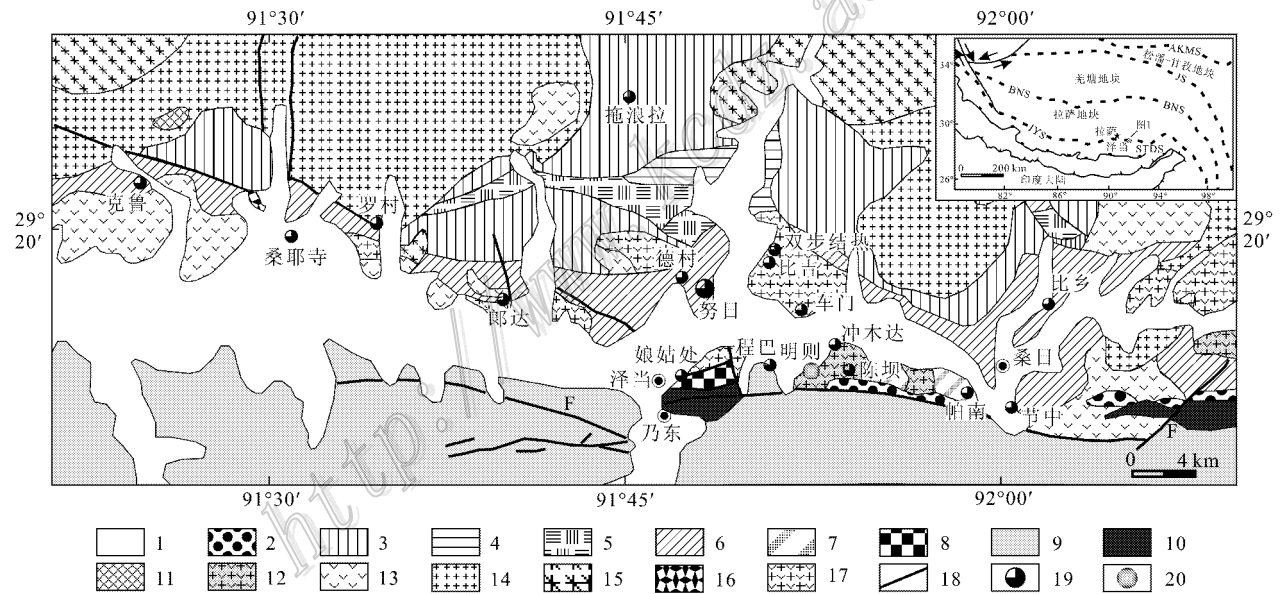


图 1 冈底斯东段山南地区地质简图及矿产分布图(据中国冶金地质总局第二地质勘查院, 2009^①资料简化)

1—第四系(Q); 2—温郁组(N_{2w}); 3—典中组(E_{1d}); 4—温区组(K_{2w}); 5—门中组(K_{1-2m}); 6—比马组(K_{1b}); 7—麻木下组(J_{3-K_{1m}}); 8—楚木龙组(K_{1cm}); 9—姐德秀组(T_{3j}); 10—超基性岩(Tk_{1L}); 11—中新世次火山岩(XV₃₆); 12—晚白垩世花岗岩闪长岩(K_{2γδ}); 13—晚白垩世石英二长闪长岩(K_{2δγ}); 14—始新世二长花岗岩(E_{2ηγ}); 15—始新世黑云母花岗岩(E_{2γβ}); 16—始新世辉绿岩(E_{3μ}); 17—始新世花岗岩闪长岩(E_{2γδ}); 18—断裂; 19—矽卡岩型Cu矿床; 20—斑岩型Mo矿床

Fig. 1 Sketch geological map of the Shannan area in Southeastern Gangdise showing distribution of ore deposits (modified after No. 2 Institute of CEEB, 2009)

1—Quaternary (Q); 2—Wenyu Formation (N_{2w}); 3—Dianzhong Formation (E_{1d}); 4—Wenqu Formation (K_{2w}); 5—Menzhong Formation (K_{1-2m}); 6—Bima Formation (K_{1b}); 7—Mamuxia Formation (J_{3-K_{1m}}); 8—Chumulong Formation (K_{1cm}); 9—Jiedexiu Formation (T_{3j}); 10—Ultramafic rocks (Tk_{1L}); 11—Miocene subvolcanic rocks (XV₃₆); 12—Late Cretaceous granodiorite (K_{2γδ}); 13—Late Cretaceous quartz monzodiorite (K_{2δγ}); 14—Eocene monzonitic granite (E_{2ηγ}); 15—Eocene biotite granite (E_{2γβ}); 16—Eocene diabase (E_{3μ}); 17—Eocene granodiorite (E_{2γδ}); 18—Fault; 19—Skam Cu deposit; 20—Porphyry Mo deposit

① 中国冶金地质总局第二地质勘查研究院, 2009. 西藏泽当努日 Cu-W-Mo 矿床普查报告, 1-180.

碳酸盐岩;侏罗系—白垩系的麻木下组($J_3 - K_1m$)的钙碱性岛弧火山岩夹碳酸盐岩、碎屑岩;白垩系比马组(K_1b)的含煤碎屑岩、碳酸盐岩及岛弧钙碱性火山岩(王少怀等,2003),其中的弧火山岩主体为安山岩和安山质火山碎屑岩,属钙碱性系列,具有安第斯陆缘弧特征(Pierce et al.,1988)。受区域构造影响,区域内地层主体呈近东西向展布。区域岩浆活动频繁,时代自燕山晚期至喜马拉雅期,集中在120~20 Ma(Harrison et al.,2000),高峰期在65~45 Ma和30~24 Ma两个阶段(Yin et al.,2000)。岩浆侵位作用可分为:燕山晚期以辉长岩、辉长闪长岩、花岗闪长岩为主;喜马拉雅早期以花岗闪长岩、石英二长闪长岩、二长花岗岩为主,它们往往构成热液脉状矿化的围岩;喜马拉雅晚期以闪长玢岩、石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩为主,多呈岩株、岩筒、岩脉产出。目前,在克鲁-冲木达成矿带内已发现多个矽卡岩型、斑岩型矿床(点),大多数分布在喜马拉雅中晚期酸性小岩体内及其与上覆地层的接触部位,其中较大规模的矿床有:努日矽卡岩-斑岩型Cu-W-Mo矿床、冲木达矽卡岩型Cu矿床、克鲁矽卡岩型Cu-Au矿床以及明则斑岩型Mo矿床等。与冈底斯东段其他地区发现的以斑岩型矿床为主的特征不同,目前南部区域内出露的矿床以矽卡岩型为主,只有少量的斑岩型矿床,但是在这些矽卡岩型矿床的深部或附近陆续发现有一些与之相关的斑岩体,在这些岩体内出现了斑岩型的蚀变及Cu、Mo矿化等特征。这些矿化或蚀变的斑岩体与矽卡岩型矿床之间构成了鲜明的垂直矿化分带。

2 矿区地质

努日矽卡岩-斑岩型Cu-W-Mo矿床按照空间分布特征,从南至北可依次分为南、中、北3个矿段,矽卡岩在地表断续分布。矿区内地层比较简单,主要是下白垩统比马组(K_1b)、上白垩统一古近系旦师庭组(K_2-Ed)及第四系风成砂(图2)。在矿区范围内比马组(K_1b)自下而上可分为3段: K_1b^3 、 K_1b^4 、 K_1b^5 ,其中 K_1b^3 主要分布于北矿段东南部,上部为厚层状深灰色泥晶灰岩,中部为中薄层状变质粉砂岩与砂岩互层,下部为含砾凝灰质砂岩,未见有矽卡岩或矿化体出现; K_1b^4 为矿区内主要的含矿地层,

在3个矿段中均有出露,其上部为英安质凝灰岩,间夹变质粉砂岩、泥质灰岩等。下部为灰白色厚层状大理岩和泥质灰岩。该地层产状变化大,在南矿段和中矿段倾向为NW,北矿段倾向为NW、SW和NE。 K_1b^4 不仅是努日矿床的主要赋矿地层,同时也是区域内冲木达铜矿和陈坝铜矿的主要赋矿地层。 K_1b^5 主要分布在中矿段,岩性主要是灰黑色厚层的凝灰岩,其中未见有矽卡岩型矿化,只穿插有石英-硫化物脉。旦师庭组(K_2-Ed)主要分布在南矿段和中矿段的西侧,岩性主要是浅灰绿色的厚层状安山质火山角砾岩、砂质砾岩等,不整合覆盖在比马组第五段之上,其间未见有矿化迹象。矿区构造主要有NWW向 F_1 断层、EW向 F_2 断层、NW向 F_3 断层、NE向 F_4 断层^①。矿区内岩浆活动强烈,出露有花岗闪长岩、石英闪长岩、花岗斑岩及二长花岗岩,在钻孔的岩芯中还见有石英闪长玢岩,各类侵入岩均侵位于比马组地层中。石英闪长岩主要分布在矿区的北部,花岗闪长岩分布在矿区的北部和西部,而花岗斑岩和二长花岗岩呈岩脉,在矿区中部出露。

矿石矿物比较简单,金属矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、白钨矿、辉钼矿及少量的磁铁矿、斑铜矿、黝铜矿、闪锌矿、孔雀石和褐铁矿;脉石矿物主要是石榴子石、透辉石、硅灰石、绿帘石、符山石、角闪石、绿泥石、石英、方解石及少量的绢云母、伊利石、水白云母等。

努日矿区内分布有大量呈层状、似层状产出的钙质矽卡岩,主要位于比马组(K_1b) K_1b^4 层位的下部,产在碳酸盐岩内或是碳酸盐岩与凝灰岩等岩性转换处,厚10~30 m不等,局部地区可达40 m。在野外观察中并未发现矽卡岩和侵入体的直接接触关系。根据不同矿物所占的比例,矿区内的矽卡岩可分为石榴子石矽卡岩、石榴子石透辉石矽卡岩、透辉石硅灰石矽卡岩、硅灰石矽卡岩及绿帘石矽卡岩等。绿帘石和角闪石作为后期形成的含水矽卡岩矿物,分布较为广泛,常常交代早期形成的石榴子石、透辉石等无水矽卡岩矿物,在局部交代强烈的地区,可形成以绿帘石为主的石榴子石绿帘石矽卡岩。根据矽卡岩中不同矿物含量的变化,外矽卡岩带在空间上由南矿段到北矿段,依次由石榴子石矽卡岩过渡到透辉石矽卡岩,再到透辉石硅灰石矽卡岩。在钻孔中,矽卡岩的这种分带性也较为明显,由顶部的

① 中国冶金地质总局第二地质勘查研究院,2009.西藏泽当努日Cu-W-Mo矿床普查报告,1-180.

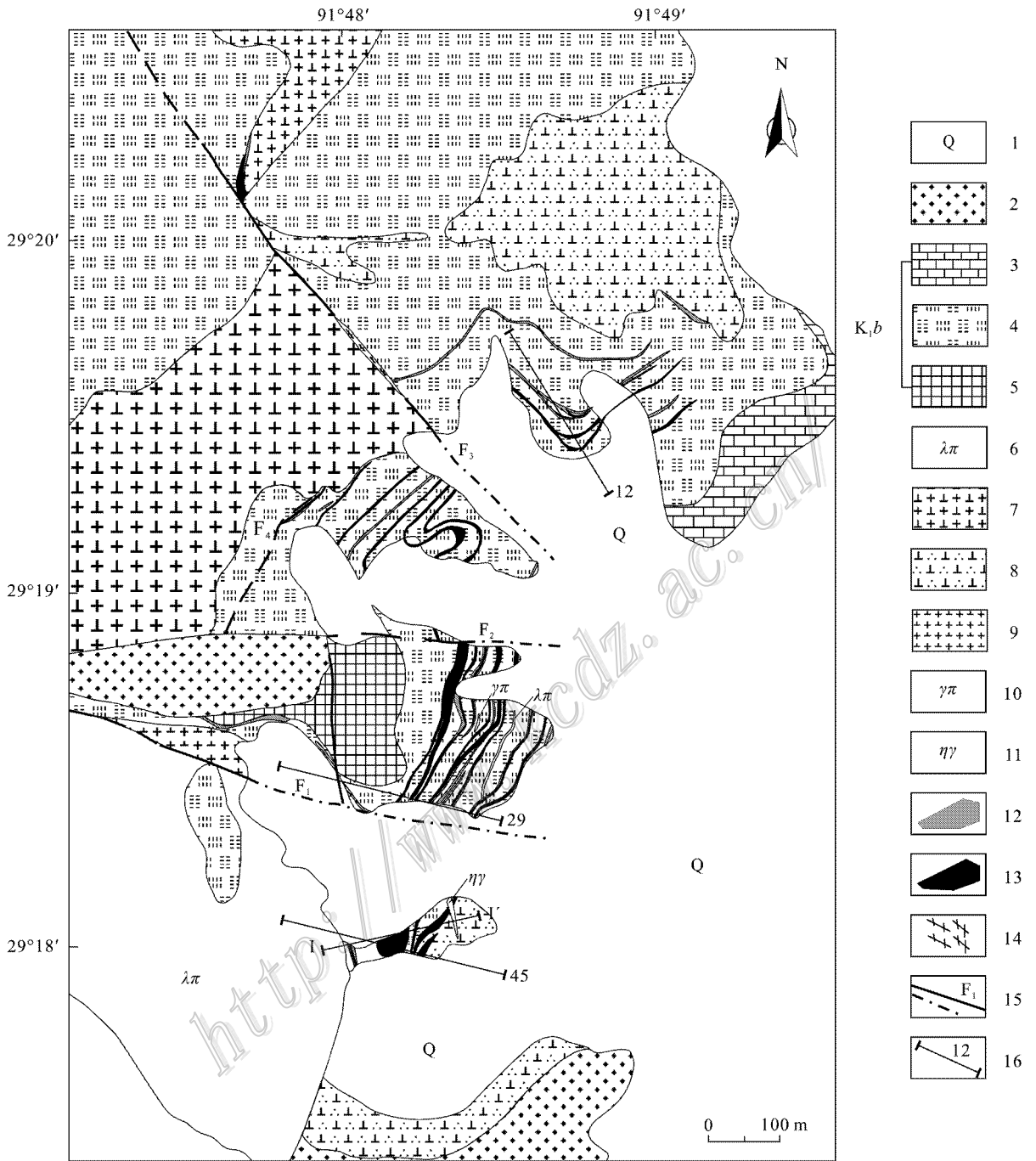


图 2 努日矽卡岩型铜钨钼矿床地质简图(据中国冶金地质总局第二地质勘查院, 2009^①资料简化)

1—第四系风成砂; 2—旦师庭组安山质火山角砾岩及砂砾岩; 3—比马组第五段凝灰岩; 4—比马组第四段大理岩、泥质灰岩、粉砂岩、泥灰岩及角岩; 5—比马组第三段泥晶灰岩及粉砂岩、砂岩; 6—石英斑岩; 7—花岗闪长岩; 8—石英闪长(玢)岩; 9—花岗闪长斑岩; 10—花岗岩; 11—二长花岗岩; 12—矽卡岩; 13—矿体; 14—破碎带; 15—实测及推测断裂; 16—勘探线及编号

Fig. 2 Generalized geological map of the Nuri skarn Cu-W-Mo deposit (modified after No. 2 Institute of CEEB, 2009)

1—Quaternary colian sand; 2—Danshiting Formation: andesitic volcanic breccias and sandy conglomerate; 3—5th member of Low Cretaceous Bima Formation: tuff and andesitic lava; 4—4th member of Low Cretaceous Bima Formation: marble, argillaceous limestone, siltstone, hornfels, tuff; 5—3rd member of Low Cretaceous Bima Formation: micritic limestone, siltstone, sandstone; 6—Quartz porphyry; 7—Granodiorite; 8—Quartz diorite (porphyry); 9—Granodiorite-porphyry; 10—Granite porphyry; 11—Monzonite granite; 12—Skarn; 13—Ore body; 14—Shatter zone; 15—Measured and inferred fault; 16—Exploration line and its serial number

① 中国冶金地质总局第二地质勘查院. 2009. 西藏泽当努日 Cu-W-Mo 矿床普查报告. 1-180.

粗粒石榴子石矽卡岩过渡为中粗粒透辉石石榴子石矽卡岩,再到深部的中细粒透辉石矽卡岩。

努日矿床的围岩蚀变强烈,主要有矽卡岩化、大理岩化、硅化、绿泥石化、黏土化、碳酸盐化,局部还发育有绢云母化。矿化类型主要有矽卡岩型、石英脉型和少量的斑岩型矿化,其中矽卡岩型和石英脉型矿化是矿区内最主要的矿化类型。矿区内出露的矽卡岩几乎都是矿体,黄铜矿、黄铁矿、黝铜矿、斑铜矿及辉钼矿等硫化物和白钨矿呈星点状分布在矽卡岩中,常形成独立的铜矿体、钼矿体、钨矿体或是铜钼钨复合矿体。石英脉型矿化主要分布在围岩、矽卡岩和侵入体中,常形成一些脉状的铜矿体和钼矿体。斑岩型矿化主要为发育浸染状铜矿化的石英闪长岩,目前这种矿化类型出露较少,仅在一些钻孔

的深部有所出露。

努日矿区的矿化类型及矿化种属在从南矿段到北矿段的水平方向及从地表浅部到深部的垂向上都具有较为明显的分带特征(图3)。水平方向上,南矿段以铜、钼矿化为主(图3C、3D),常形成独立的铜、钼矿体或铜钼矿体;中矿段,钼矿化增强,出现少量钨矿化,而铜矿化则减弱(图3B);北矿段,钨、钼矿化增强,铜矿化进一步减弱,形成了矿区内最重要的钨钼矿化区域(图3A)。垂向上,在地表及浅部出露有大量的矽卡岩,其间穿插有一些石英-硫化物脉,矽卡岩型矿化主要以钨、铜矿化为主,常形成一些矽卡岩型钨矿体、铜矿体或铜钨复合矿体。且有大量的含黄铜矿和黄铁矿的石英-硫化物脉穿插早期的矽卡岩、地层及侵入岩,局部地区呈网脉状,并构成

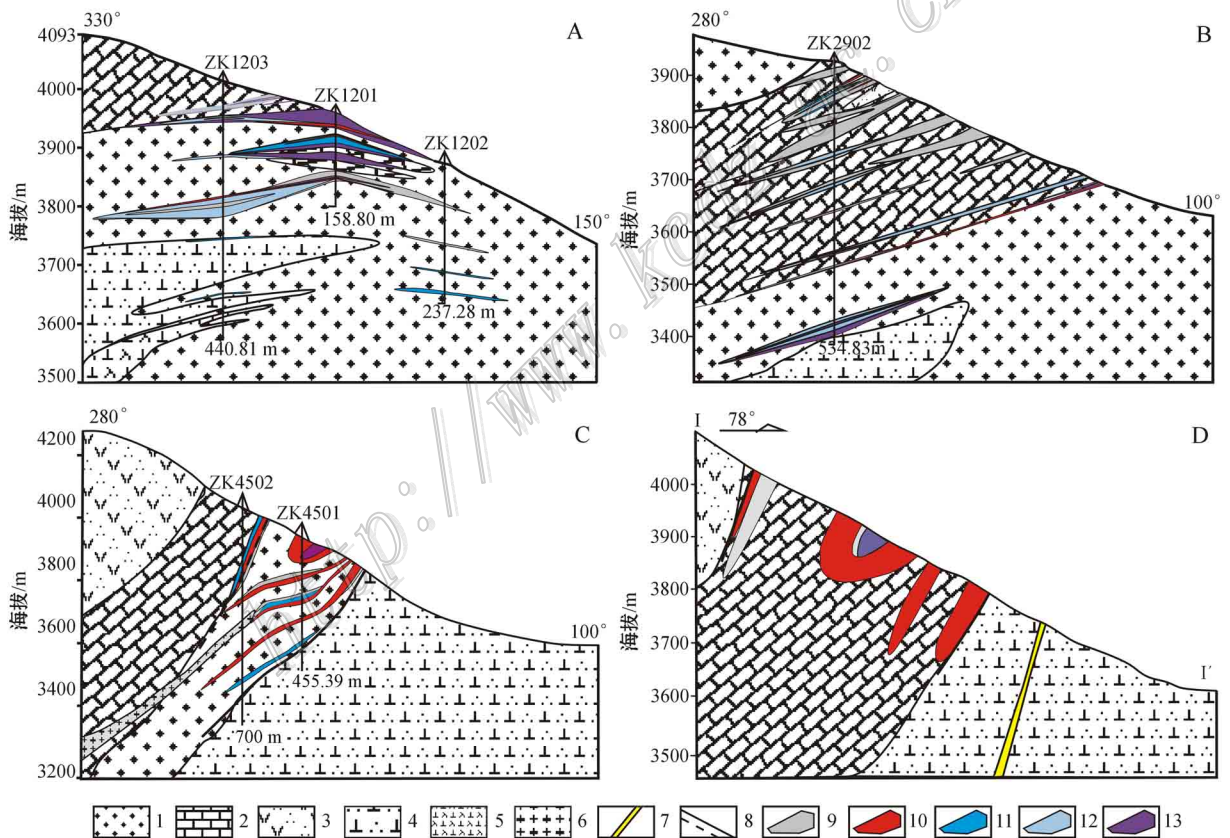


图3 努日矿区12线(A)、29线(B)、45线(C)勘探线及I-I'(D)剖面图(据中国冶金地质总局第二地质勘查院,2009^①资料简化)

1—变质粉砂岩;2—大理岩;3—石英斑岩;4—石英闪长岩;5—闪长玢岩;6—花岗岩;7—闪长花岗岩;8—断裂;9—矽卡岩;
10—铜矿体;11—钼矿体;12—钨矿体;13—复合矿体

Fig. 3 No. 12 (A), 29 (B), 45 (C) exploration line and cross section I-I' (D) of the Nuri deposit (modified after No. 2 Institute of CEEB, 2009)

1—Metamorphic siltstone; 2—Marble; 3—Quartz porphyry; 4—Quartz diorite; 5—Diorite porphyrite; 6—Granite porphyry; 7—Monzonite granite; 8—Fault; 9—Skarn; 10—Cu ore body; 11—Mo ore body; 12—W ore body; 13—composite ore body

① 中国冶金地质总局第二地质勘查研究院, 2009. 西藏泽当努日 Cu-W-Mo 矿床普查报告, 1-180.

脉状的铜矿体。随着深度的增加,矽卡岩中黄铜矿、黄铁矿含量增加,有少量辉钼矿出现,形成矽卡岩型铜钨矿体或是铜钨钼复合矿体,同时石英脉型矿化增强,以黄铜矿和黄铁矿为主,含少量辉钼矿,形成一些石英-黄铜矿-黄铁矿±辉钼矿脉;随深度的进一步增加,矽卡岩中钨矿化减弱,铜钨矿化增强,但铜矿化强于钨矿化,形成矽卡岩型的铜钨钼复合矿体或铜钨复合矿体,同时石英脉型矿化增强,形成一系列石英脉型铜矿体或是铜钨矿体;更深处,矽卡岩型矿化进一步减弱,石英脉型矿化增强,钨矿化减弱,铜、钨矿化增强,形成一些脉状、网脉状的石英-长石-硫化物(黄铜矿、辉钼矿或黄铁矿)脉及石英-硫化物(黄铜矿或辉钼矿)脉。在局部较深的钻孔中还出露有少量的斑岩型矿化,以铜矿化为主,伴有少量

的钨矿化。

根据脉体之间的相互穿插关系,矿石结构、构造,矿物组合及岩相学特征,努日矿床的成矿作用从早到晚可依次划分为 5 个成矿阶段(图 4):Ⅰ 早期矽卡岩阶段,主要形成石榴子石、透辉石及少量硅灰石等无水硅酸盐矿物,其中硅灰石形成相对较晚,常分布在石榴子石和透辉石颗粒间隙中,该阶段矿化不发育;Ⅱ 矽卡岩退化蚀变阶段,常形成绿帘石、角闪石和少量透闪石、符山石等含水矿物及少量的石英,该阶段还发育少量磁铁矿。磁铁矿多呈致密块状产出,交代早期的石榴子石、透辉石等矿物,而绿帘石、角闪石及透闪石等含水矿物则交代了早期形成的无水硅酸盐矿物;Ⅲ 氧化物阶段,矿区内最主要的钨矿化阶段,主要形成白钨矿及少量的磁铁矿、黄铜矿、

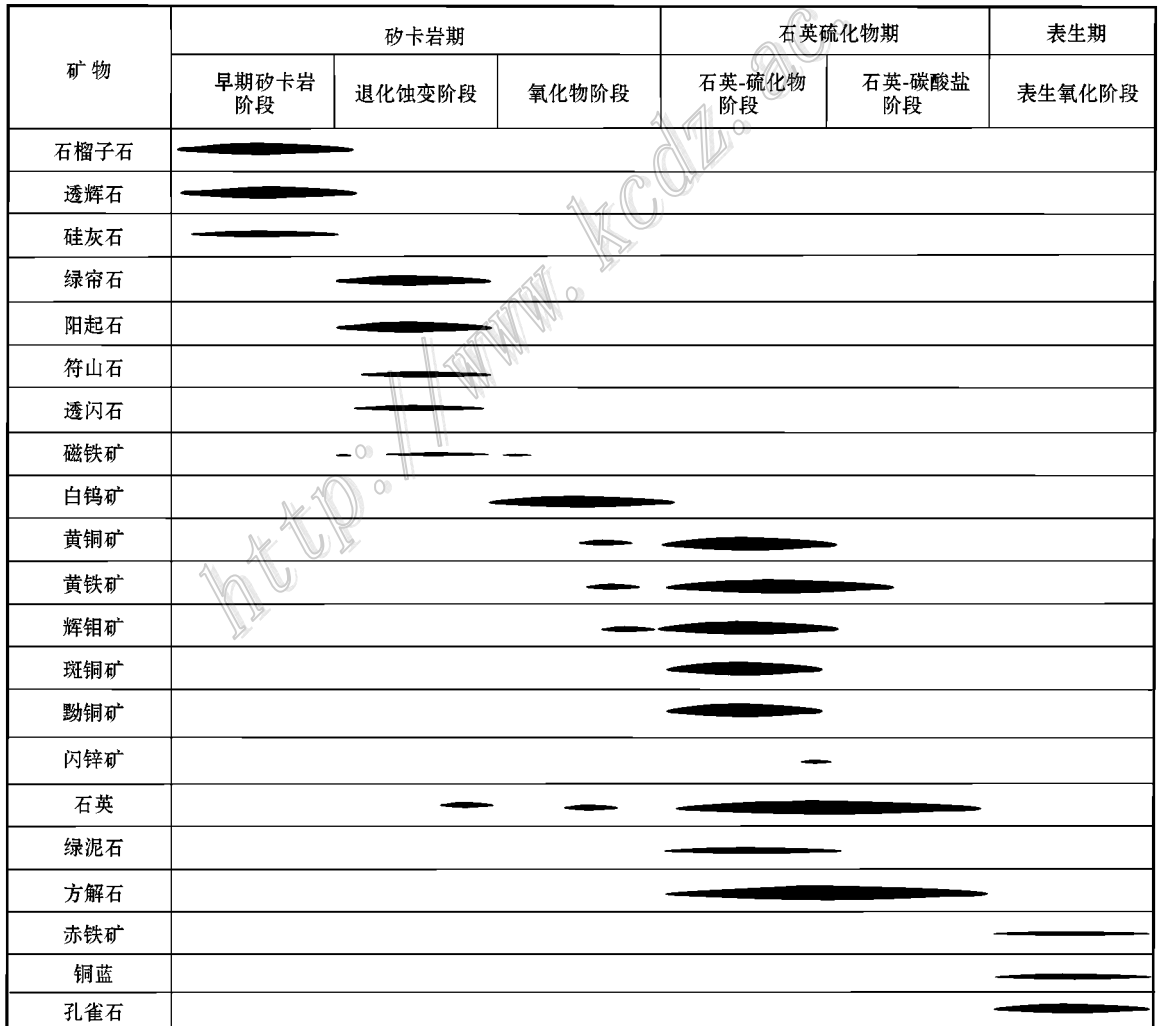


图 4 努日铜钨钼矿床矿物生成顺序表

Fig. 4 Mineral-forming sequence in the Nuri Cu-W-Mo deposit

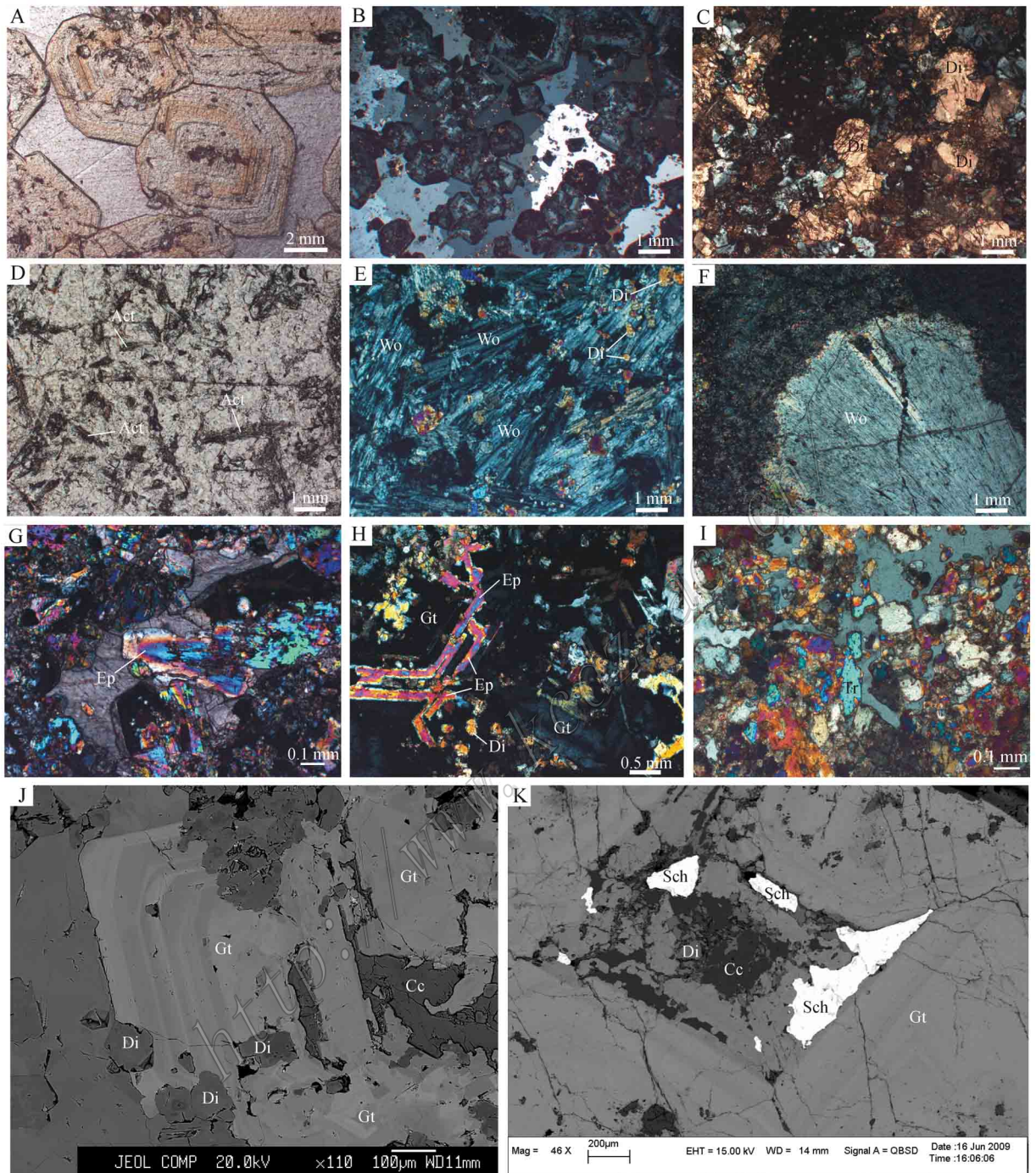


图 5 努日矿床典型矽卡岩矿物显微照片

A. 自形结构的粗粒的石榴子石; B. 石榴子石颗粒的环带及其间分布的透辉石颗粒; C. 矽卡岩中的透辉石; D. 矽卡岩中的阳起石; E. 呈片状的硅灰石颗粒中分布的透辉石; F. 呈放射状晶簇的硅灰石; G. 退化蚀变阶段形成的绿帘石; H. 绿帘石沿着环带交代早期的石榴子石; I. 后期形成的石英、透闪石、绿帘石等交代早期形成的石榴子石、透辉石等; J. 被透辉石、碳酸盐交代的石榴子石背散射图片; K. 被透辉石、碳酸盐交代的石榴子石空隙中发育的白钨矿

Act—阳起石; Wo—硅灰石; Di—透辉石; Gr—石榴子石; Cc—碳酸盐; Sch—白钨矿; Ep—绿帘石; Tr—透闪石; Q—石英

Fig. 5 Microphotograph of skarn minerals in the Nuri deposit

A. Euhedral texture, coarse garnet; B. Oscillatory zonation patterns in garnet, diopside distributed in garnets; C. Diopside distributed in skarn; D. Actionlites distributed in skarn; E. Diopside distributed in wollastonite; F. Wollastonite as radiate druse; G. Epidote formed at retrograde stage; H. Garnets replaced by epidote along the oscillatory zonation; I. Garnets and diopside of early stage replaced by quartz, tremolite and epidote of late stage; J. BSE image of garnet, which is replaced by diopside and carbonates; K. Scheelites developed in garnet, which is replaced by diopside and carbonates
Act—Actionlite; Wo—Wollastonite; Di—Diopside; Gr—Garnet; Cc—Carbonate; Sch—Scheelite; Ep—Epidote; Tr—Tremolite; Q—Quartz

黄铁矿和辉钼矿等硫化物,伴有少量的石英生成。白钨矿粒径较小,主要呈不规则状、他形粒状,浸染状分布于矽卡岩矿物颗粒中,常沿着矿物的裂隙交代早期的石榴子石、透辉石等矿物,与石榴子石关系密切,少量白钨矿与黄铜矿、辉钼矿等硫化物共生;Ⅳ石英-硫化物阶段,矿区内最重要的铜、钨矿化阶段,该阶段除了形成大量的石英、绿泥石等矿物外,还有大量的黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、黝铜矿、斑铜矿及极少量的闪锌矿等硫化物生成。同时,在围岩、矽卡岩和侵入体中形成了大量的石英-硫化物脉,形成矿区内的脉状矿体;Ⅴ石英-碳酸盐阶段,出现了大量的石英-方解石脉,几乎不含或只含很少量的黄铁矿,穿插了早期的矽卡岩及围岩,标志着整个矿区的成矿作用已基本结束。后期的表生氧化阶段,出露地表的一些矿石被氧化,形成含有孔雀石、褐铁矿等矿物的氧化矿石。

3 矽卡岩矿物学特征

努日矿区矽卡岩十分发育,主要由一些钙硅酸盐矿物组成,且常常与白钨矿、黄铜矿等矿石矿物共生,多呈交代、溶蚀等结构,说明这些钙硅酸盐矿物和金属矿物是在统一、连续的过程中形成的,两者关系密切。在矿区内挑选 15 个分布在不同空间位置、具有代表性的样品,对其中形成于不同阶段的矿物,如石榴子石、透辉石、硅灰石、角闪石及绿帘石等,在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室进行电子探针分析,使用仪器型号为 JXA-8100 型,测试加速电压为 20 kV,电流为 20 nA,束斑 5 μm 。

3.1 石榴子石

石榴子石通常呈红褐色、褐色,主要呈菱形十二面体或四角三八面体的自形-半自形粒状结构,粒径一般小于 3 mm,部分可达 5 mm 以上,部分具有环带结构(图 5A、5B、5J),是努日矽卡岩中最主要的造岩矿物,在部分区域可占整个矽卡岩矿物总含量的 70%~80%。努日矿床中石榴子石的电子探针分析结果见表 1,计算得出的端员组分如图 6 所示,以钙铝榴石和钙铁榴石为主,含有少量的铁铝榴石和锰铝榴石,这与世界上典型的矽卡岩型钨矿和铜矿的石榴子石组分具有相似的分布区间。其中,钙铝榴石的质量分数变化范围是 34.22%~78.54%,钙铁榴石的变化范围是 20.13%~53.86%,铁铝榴石和锰铝榴石的变化范围是 0.82%~11.93%。结合南

(ZK4103-110)、中(ZK1203-218)、北(ZK302-33)三个矿段中石榴子石端员组分的变化,发现随着空间位置由南矿段到北矿段的变化,石榴子石的端员组分逐渐由以钙铁榴石为主转变为以钙铝榴石为主(图 7A),假设努日矿床的石榴子石主要由钙铝榴石和钙铁榴石组成,在图 7B 中更加明显的体现了这种变化趋势。同时,同一钻孔中不同深度(ZK1203 孔 129 m、218 m、248 m)的矽卡岩中石榴子石分析结果也显示了相似的变化趋势(图 7C、7D),随着深度的变化,石榴子石也逐渐由以钙铁榴石为主转变为以钙铝榴石为主。

3.2 辉石

辉石是努日矿区的矽卡岩中另一种重要的硅酸盐矿物,粒径一般在 0.1~0.15 mm 之间(图 5C、5J),常呈半自形-他形粒状或集合体出现,并交代早期的石榴子石,部分透辉石也分布在硅灰石颗粒的裂隙中。电子探针分析结果见表 2。努日矿床中辉石的端员组分主要以透辉石和钙铁辉石为主,含有极少量的锰钙辉石,其中透辉石的质量分数变化范围是 63.4%~87.8%,钙铁辉石在 11.7%~31.4%之间,这与世界上典型的矽卡岩型铜矿床的辉石具有极其相似的特征(图 6)。通过对同一钻孔,不同深度的辉石进行系统的分析,结果显示,随着深度的增加,辉石的成分也在逐渐变化,透辉石所占比例减小,而钙铁辉石的含量相对增加(图 8), Fe^{2+} 含量逐渐增加,这说明形成矽卡岩的物理化学条件可能随着深度的变化也逐渐发生变化。

3.3 硅灰石

硅灰石是矿区内除石榴子石、透辉石外,另一种重要的无水硅酸盐矿物,粒径一般在 0.2 mm 左右,含量相对低于石榴子石和透辉石,主要呈长柱状、放射状(图 5E、5F),常分布在石榴子石和透辉石等矿物的间隙中,在局部地区含量很高,可形成以硅灰石为主的矽卡岩。分析结果(表 3)表明,努日矿区的硅灰石主要含有 SiO_2 、 CaO 、极少量的 MnO 及微量的 FeO ,这与硅灰石的理想晶体结构式 $\text{Ca}_3(\text{Si}_3\text{O}_9)$ 相一致,而那些少量的 Mn 、 Fe 等元素则可能以类质同象的形式代替了 Ca 。显微镜下观察发现,硅灰石多是充填在早期的石榴子石和透辉石颗粒中,而其化学成分中 Fe 、 Mg 、 Mn 含量较低,一方面可能是由于晶体结构的缘故造成,另一方面也可能是由于形成硅灰石的流体中 Fe 、 Mg 、 Mn 的含量较低的缘故。同时通过地表观察可以发现硅灰石多是分布在矿区的

表 1 努日矿床代表性石榴子石电子探针分析数据
Table 1 Representative garnet analyses from the Nuri deposit

	1#			2#			3#	4#		5#	6#		7#				
	核边			核边			核	核边		边	核边		边				
	wt(B)%																
SiO ₂	37.45	38.52	38.33	37.91	37.33	36.75	37.39	35.96	37.73	35.95	36.53	36.65	36.82	36.97	37.28	36.81	37.28
TiO ₂	0.00	0.00	0.13	0.25	0.43	0.04	0.37	0.38	0.04	0.33	0.30	0.91	0.84	1.19	0.93	0.50	0.68
Al ₂ O ₃	14.83	12.21	15.99	13.18	11.09	13.89	13.94	9.44	14.78	9.50	9.99	15.68	14.72	16.22	16.72	13.33	16.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
FeO	8.80	12.65	7.94	11.10	14.26	10.15	10.65	16.54	10.02	16.89	16.47	7.90	9.24	6.72	6.14	11.21	7.07
MnO	2.87	2.67	1.21	1.02	1.21	1.81	1.83	1.83	0.96	3.75	1.98	0.67	0.54	0.27	0.46	0.84	0.71
MgO	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.05	0.08	0.06	0.02	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.08	0.08	0.07
CaO	33.83	32.79	35.37	35.32	34.20	34.07	33.91	32.08	34.86	29.92	32.44	34.98	35.21	35.88	35.24	34.56	35.23
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.05	0.06	0.00	0.02	0.08	0.03	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.06	0.03	0.02	0.04	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05	0.09	0.05	0.04	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
F	0.34	0.00	0.15	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.07	0.00	0.01
Cl	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
总和	98.23	98.99	99.22	98.95	98.69	96.96	98.27	96.34	98.52	96.62	97.93	96.90	97.47	97.51	97.03	97.38	97.64
	以 12 个氧原子为基准计算的阳离子数																
Si	2.98	3.04	2.99	2.99	2.98	2.96	2.97	2.96	2.97	2.97	2.96	2.92	2.93	2.93	2.95	2.95	2.94
Ti	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.06	0.05	0.07	0.06	0.03	0.04
Al	1.39	1.14	1.47	1.23	1.04	1.32	1.30	0.92	1.37	0.93	0.95	1.47	1.38	1.51	1.56	1.26	1.54
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.59	0.83	0.52	0.73	0.95	0.68	0.71	1.09	0.64	1.08	1.06	0.53	0.62	0.45	0.41	0.75	0.47
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.19	0.18	0.08	0.07	0.08	0.12	0.12	0.13	0.06	0.26	0.14	0.05	0.04	0.02	0.03	0.06	0.05
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	2.88	2.77	2.95	2.98	2.92	2.94	2.88	2.83	2.94	2.65	2.82	2.99	3.00	3.04	2.99	2.96	2.98
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Gro	65.07	51.34	71.69	61.74	49.59	62.37	60.43	39.52	65.33	34.22	40.62	72.32	68.23	77.37	78.54	60.57	75.10
And	28.51	42.25	25.56	35.96	47.41	33.41	35.13	54.30	31.95	53.86	52.46	26.00	30.26	21.75	20.13	37.14	23.06
Sp+Pyr	6.40	6.25	2.74	2.27	2.88	4.22	4.40	6.08	2.73	11.93	6.76	1.69	1.50	0.82	1.33	2.20	1.83

注: Gro—钙铝榴石; And—钙铁榴石; Sp—锰铝榴石; Pyr—镁铝榴石。

外缘,矿化作用相对较弱的部位,这些都说明矿区内的硅灰石是由流体的交代作用而形成的,形成相对晚于石榴子石、透辉石等矽卡岩矿物,而且这种流体相对于形成石榴子石、透辉石的流体,Fe、Mg、Mn含量较低,这可能是初始流体演化至后期的结果。

3.4 角闪石

角闪石是努日矿区内一种重要的含水矽卡岩矿物,通常呈短柱状分布在早期形成的石榴子石、透辉石及硅灰石的裂隙中(图 5D)。电子探针分析结果见表 4,其化学成分:wt(Al₂O₃)为 5.67%~8.8%,wt(FeO+Fe₂O₃)为 11.25%~16.04%,wt(MgO)为 10.94%~13.79%,wt(CaO)为 11.69%~12.72%,

wt(Na₂O)为 0.65%~1.09%。根据 Leake 等(1997)的分类,所有的角闪石都落在阳起石-镁角闪石区域(图 9),这与赵一鸣等(2003)对中国与花岗岩、碱性岩类和碱性花岗岩类有关的矽卡岩中的角闪石测定结果相一致。本次研究的努日矽卡岩中角闪石的wt(F)在 0.25%~0.47%之间。与世界上其他的一些矽卡岩型 W 或 W-Sn 矿床相比(图 10),努日矿区角闪石的wt(F)与阿拉斯加钨矿(Newberry et al., 1997)和 Cantung 矿床(Zaw et al., 1978)的相似,相对低于 Riba de Alva 钨矿(Gaspar et al., 2000)和柿竹园 W-Sn-Mo-Bi 多金属矿床(毛景文等, 1998),而 F 含量的高低与金属硫化物的沉淀具有直接、

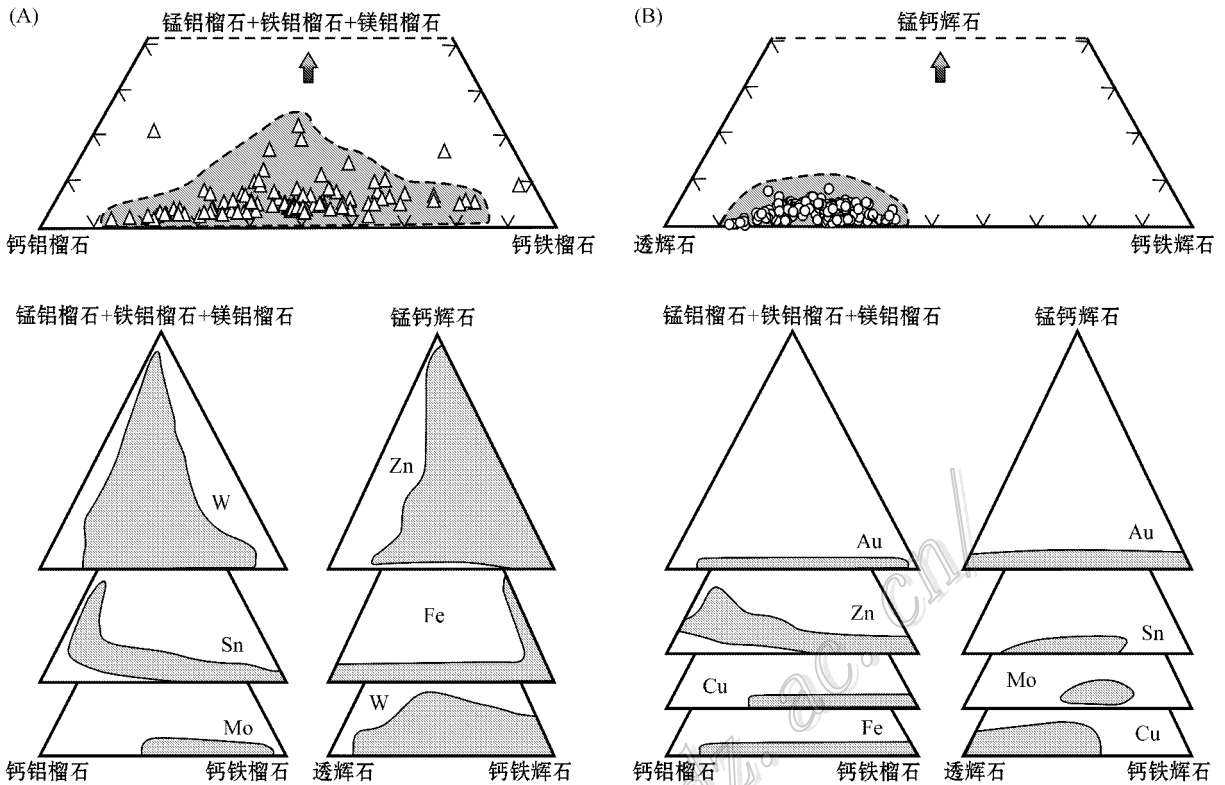


图 6 努日矿床石榴子石(A)、透辉石(B)的成分组成,并与世界其他矽卡岩矿床的石榴子石、辉石成分比较 (据 Meinert 2005 修改)

Fig. 6 Compositional plot of garnet(A), diopside(B) in comparison with other skarn deposits in the world (modified after Meinert 2005)

密切的联系。

3.5 绿帘石

绿帘石是矿区内最重要的含水矽卡岩矿物,产出晚于石榴子石、透辉石,常常与角闪石、石英等共同交代早期形成的石榴子石等矿物,通常呈绿色或深绿色,常呈粒状、条状或粒状集合体出现(图 5G, H),在局部地区形成绿帘石矽卡岩。电子探针分析结果(表 5)表明,努日矿区矽卡岩中的绿帘石主要化学成分含量: $w(\text{SiO}_2)$ 为 37.11% ~ 38.2%, $w(\text{CaO})$ 为 22.49% ~ 23.8%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 22.68% ~ 24.9%, $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 为 9.24% ~ 12.68%, $w(\text{MnO})$ 为 0.06% ~ 1.37%。努日矿区内的绿帘石普遍富 Fe, $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Al})$ 比值在 2.0 ~ 2.6 之间,组成上主要以绿帘石为主(图 11)。

4 讨论

4.1 矽卡岩矿物空间分布特征

矿物的分布特征一直是矽卡岩型矿床研究的焦

点之一,在大多数矽卡岩型矿床中,石榴子石和辉石的分布具有一定的模式特征,通常在矽卡岩和灰岩的接触带的近端分布有石榴子石等矿物,远端分布有辉石和硅灰石(或是钙蔷薇辉石、蔷薇辉石等)等矿物(Burt, 1977; Harris et al., 1982),而且随着逐渐远离接触带及蚀变作用的影响,矽卡岩矿物的成分也具有一定的变化趋势。毛景文等(1998)、陆琦等(2001)通过对柿竹园矿区石榴子石的空间分布特征研究,指出随着矽卡岩与岩体之间距离的增加及蚀变作用的延续,石榴子石成分具有由钙铁榴石向钙铝榴石变化的趋势。Harris 等(1982)通过对矽卡岩中辉石的研究指出,辉石的成分随着由接触带向围岩(大理岩或灰岩等)方向距离的逐渐增加,辉石中 Fe、Mn 的含量逐渐增加。这些都说明矽卡岩中矿物成分的变化对于指示热液流体的流动方向及交代蚀变作用的强弱变化具有一定的指示意义。区内矽卡岩矿物的显微镜下观察及电子探针分析显示,分布在矿区内不同空间位置的石榴子石,在从南矿段至北矿段的水平方向和钻孔不同深度的垂向

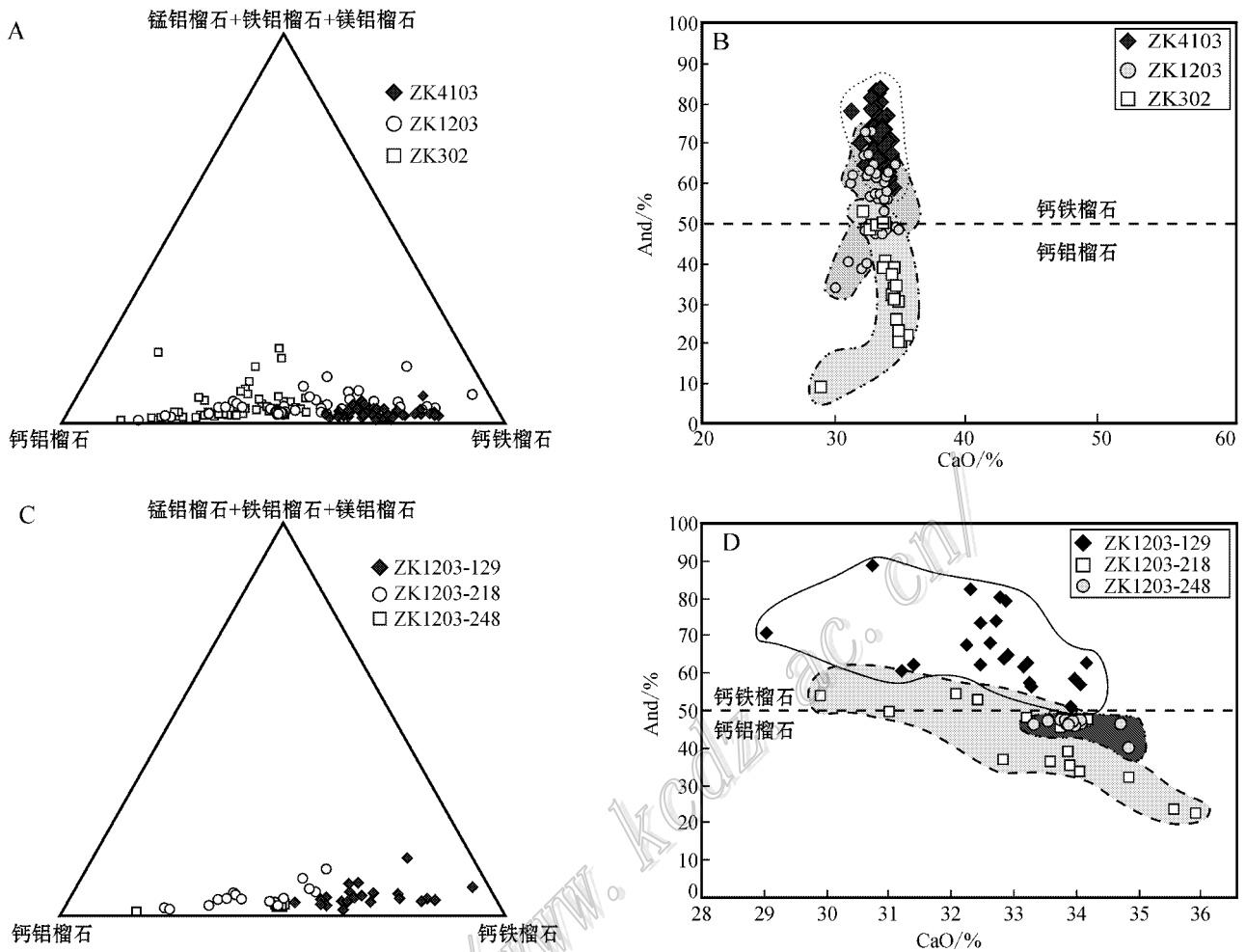


图7 努日矿床中不同矿段(A、B)和同一钻孔不同深度(129 m、218 m、248 m, C、D)石榴子石组分的变化

Fig. 7 Change of composition of garnets in different ore blocks (A, B) and depths (129 m, 218 m, 248 m of ZK 1203 drill hole, C, D) in the Nuri deposit

上端员组分都是逐渐由以钙铁榴石为主转变为以钙铝榴石为主(图7A、7B、7D)。在垂向上不仅石榴子石的成分具有特征性变化,辉石的成分也呈规律性的变化,随着深度的增加,钙铁辉石所占比例逐渐增加。这些说明随着空间位置的变化,流体的交代作用可能在逐渐减弱。同时,通过野外观察,可以发现矿区南部常形成矿物颗粒粗大、脉体较宽的矽卡岩,而在矿区的北部,穿插于地层中的矽卡岩脉通常较窄,还伴生有大量的大理岩脉,这些现象进一步说明从矿区的南部到北部,流体的交代作用在逐渐减弱。努日矿区内的矽卡岩主要表现为顺层产出,具有向西或西南倾向特征,与碳酸盐岩地层产状相似,说明矿区内广泛出露的矽卡岩可能是由流体沿着断裂、层间破碎带或岩性转变处,对碳酸盐岩地层进行交代而形成的,而这些断裂或层间破碎带与地

层具有相同的产状(图3C)。结合上述矽卡岩矿物的空间分布及矿区地层和矽卡岩的产状特征,推测矿区的西部或西南部可能更接近侵入体和地层的接触带或流体运移的主要通道,具有形成巨厚矽卡岩的潜力。Somarin(2004)对伊朗西北部的一些矽卡岩型铜矿中的石榴子石进行研究,指出钙铁榴石占主体的矽卡岩中Cu的含量常常要高于钙铝榴石占主体的矽卡岩,并认为石榴子石的成分变化可以作为矽卡岩型Cu矿的找矿标志。结合努日区内石榴子石成分的变化,推测矿区的南部或西南部具有寻找Cu矿的可能性。

4.2 石榴子石的环带特征

在变质或热液交代作用中形成的石榴子石常常具有振荡环带结构,而且不同环带之间在化学成分上具有明显的差别。在矽卡岩型矿床中,这些具有

表 2 努日矿区代表性辉石电子探针分析数据
Table 2 Representative pyroxene analyses from the Nuri deposit

	1#	2#	3#	4#	5#	6#	7#	8#	9#	10#	11#	12#	13#	14#	15#	16#
$\Sigma(B)\%$																
SiO ₂	52.20	52.11	52.67	52.75	53.43	52.30	52.49	53.04	53.16	54.74	53.54	53.05	52.70	54.20	54.49	54.11
TiO ₂	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.01	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	0.25	0.15	0.33	0.12	0.27	0.41	0.17	0.27	0.12	0.13	0.10	0.14	1.12	0.19	0.17	0.27
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.02
FeO	9.16	9.64	7.29	8.35	7.74	8.06	9.31	7.89	6.45	4.57	5.62	6.53	6.85	3.88	3.72	4.47
MnO	1.38	1.59	1.38	2.28	1.24	1.50	1.43	1.18	1.39	0.51	1.01	1.35	0.31	0.16	0.13	0.32
MgO	11.62	10.91	12.63	11.29	12.45	11.61	11.11	12.33	13.03	15.52	13.90	13.18	13.19	15.27	15.60	15.01
CaO	24.69	24.75	24.90	25.07	24.82	24.42	24.74	24.86	25.32	25.08	25.42	24.78	24.83	25.58	25.50	25.36
Na ₂ O	0.15	0.07	0.11	0.08	0.13	0.15	0.20	0.09	0.07	0.12	0.08	0.08	0.16	0.08	0.24	0.14
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00
NiO	0.03	0.06	0.05	0.05	0.08	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04	0.01	0.03	0.04	0.08	0.10	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.13	0.00
总和	99.56	99.33	99.42	99.99	100.22	98.58	99.51	99.71	99.66	100.76	99.71	99.19	99.31	99.50	100.19	99.75
以 6 个氧为基准计算的阳离子数																
Si _T	1.987	1.994	1.989	1.998	2.001	1.998	1.999	1.998	1.996	2.001	1.997	1.998	1.977	2.002	2.001	1.998
Al _T	0.000	0.006	0.011	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002	0.004	0.000	0.003	0.002	0.023	0.000	0.000	0.002
Al _{M1}	0.000	0.001	0.004	0.004	0.012	0.016	0.006	0.010	0.002	0.005	0.001	0.004	0.026	0.008	0.007	0.010
Ti _{M1}	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001
Cr _{M1}	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Fe _{M1} ³⁺	0.038	0.012	0.021	0.005	0.000	0.000	0.013	0.000	0.011	0.000	0.012	0.002	0.005	0.000	0.012	0.000
Fe _{M1+M2} ²⁺	0.253	0.296	0.209	0.259	0.243	0.258	0.283	0.249	0.191	0.140	0.163	0.204	0.210	0.120	0.102	0.138
Mn _{M1}	0.045	0.052	0.044	0.073	0.039	0.048	0.046	0.038	0.044	0.016	0.032	0.043	0.010	0.005	0.004	0.010
Mg _{M1+M2}	0.659	0.622	0.711	0.638	0.695	0.661	0.631	0.692	0.730	0.846	0.773	0.740	0.738	0.841	0.854	0.826
Ni _{M1}	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000
Ca _{M2}	1.007	1.015	1.008	1.017	0.996	0.999	1.009	1.004	1.019	0.982	1.016	1.000	0.998	1.013	1.003	1.003
Na _{M2}	0.011	0.005	0.008	0.006	0.009	0.011	0.015	0.007	0.005	0.008	0.005	0.006	0.012	0.006	0.017	0.010
K _{M2}	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
总离子数	4.003	4.006	4.009	4.003	3.999	3.996	4.004	4.003	4.006	4.000	4.003	4.001	4.003	3.998	4.007	3.999
辉石组分 $\Sigma(B)\%$																
Di	66.3	63.4	72.2	65.4	71.1	68.3	64.8	70.7	74.8	84.5	78.9	74.8	76.7	87.0	87.8	84.8
Hd	29.2	31.4	23.3	27.1	24.8	26.6	30.4	25.4	20.7	13.9	17.9	20.8	22.3	12.4	11.7	14.2
Jo	4.5	5.2	4.5	7.5	4.0	5.0	4.7	3.8	4.5	1.6	3.3	4.4	1.0	0.5	0.4	1.0

注：Di—透辉石；Hd—钙铁辉石；Jo—锰钙辉石。

振荡环带的石榴子石,环带的成分变化反映了水岩反应特征并能对热液流体的演化过程提供重要的信息(Jamtveit et al., 1993; Crowe et al., 2001; Smith et al., 2004)。努日矿区中的石榴子石的边部环带结构明显,而核部则不明显。对颗粒较大、具有明显振荡环带特征的石榴子石进行成分剖面测试(图 12)电子探针数据显示,不同环带的化学组成具有一定的差异,最显著的差异表现为钙铁榴石和钙铝榴石含量呈交替变化,而且这种成分的变化与背散射图像中石榴子石环带的明暗变化相一致,也与石

榴子石中 FeO_T 和 Al₂O₃ 含量具有相反的变化趋势相对应。从图 12 中还可以发现, TiO₂ 与 FeO_T 具有相同的变化趋势,说明两者可能具有相同或相似的替代关系,而 MnO 和 MgO 的含量变化不明显,这可能与石榴子石中锰铝榴石和镁铝榴石含量较少有关。这些成分特征的变化表明,石榴子石在结晶生长的过程中流体成分及物理化学环境等并非保持不变,是动态变化的,而这种呈幕式变化的成分特征,即可能是流体化学成分的自身再平衡的结果(Holten et al., 2000),也可能是由于石榴子石在生长过程中流

表3 努日矿床代表性硅灰石电子探针分析数据

Table 3 Representative wollastonite analyses from the Nuri deposit

	1#	2#	3#	4#	5#	6#	7#	8#	9#	10#	11#	12#	13#	14#	15#
$\omega(B)\%$															
SiO ₂	50.01	50.33	50.68	50.34	50.42	50.03	42.19	49.79	49.82	50.05	50.19	49.75	50.47	49.15	50.34
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	15.57	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.06	0.01	0.00	1.05	0.02	0.04	0.05	0.03	0.00	0.01	0.09	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.01	0.06	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	1.20	0.01
FeO	0.11	0.15	0.16	0.08	0.12	0.11	0.17	0.24	0.16	0.05	0.09	0.12	0.16	0.14	0.15
NiO	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
MnO	0.64	0.48	0.44	0.69	0.72	0.61	0.38	0.52	0.48	0.89	0.84	0.78	0.57	0.76	0.79
MgO	0.05	0.03	0.00	0.04	0.05	0.00	0.03	0.06	0.01	0.03	0.04	0.02	0.05	0.04	0.00
CaO	47.82	48.00	47.65	47.96	47.38	47.76	39.78	47.84	47.95	47.61	47.92	48.23	48.71	47.18	48.06
Na ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
F	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
总和	98.64	99.07	99.08	99.26	98.80	98.55	99.70	98.60	98.59	98.79	99.13	98.96	100.03	98.65	99.40
以9个氧为基准计算的阳离子数															
Si	0.987	0.988	0.993	0.987	0.992	0.988	0.828	0.984	0.985	0.987	0.986	0.982	0.984	0.974	0.987
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.230	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.024	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000
Fe ²⁺	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.004	0.003	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn	0.011	0.008	0.007	0.011	0.012	0.010	0.006	0.009	0.008	0.015	0.014	0.013	0.009	0.013	0.013
Mg	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Ca	1.012	1.010	1.001	1.008	0.999	1.011	0.837	1.013	1.016	1.006	1.009	1.020	1.018	1.002	1.009
Na	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000

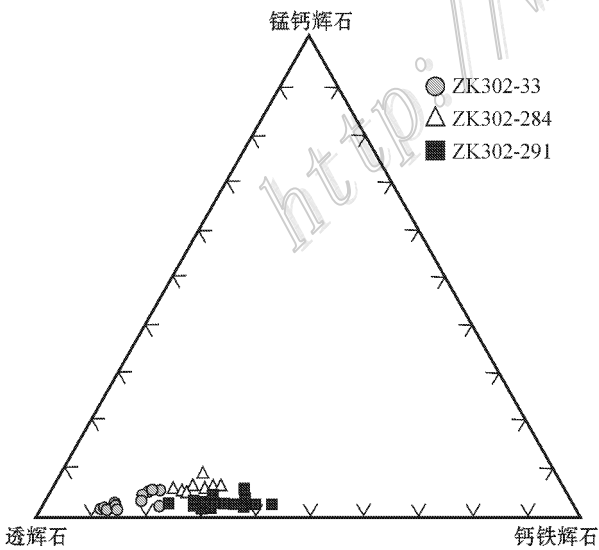


图8 努日矿床同一钻孔、不同深度辉石组分的变化
Fig. 8 Change of composition of pyroxene in different depths of the Nuri deposit

体流量的改变而引起生长速率改变而造成的 (Jamtveit et al., 1993; Jamtveit, 1999)。努日矿区具有环带结构的石榴子石核部成分均一,而边部的成分变化明显,说明形成边部的外界条件与核部有所不同,而且相对晚于核部而形成,可能是由石榴子石的再生长而实现的。在流体的水岩反应过程中,早期由于裂隙的孔隙率较大,流体流量较大,流体中的化学成分均一,有利于结晶后流体成分的再平衡,因此形成了成分均匀的石榴子石核部。与此同时,一些透辉石或硅灰石也相继结晶,形成类似图5J和图12A这种在石榴子石核部结晶形成的透辉石。伴随着透辉石等矿物的结晶,裂隙中的孔隙率逐渐减小,流体流量也逐渐减小,造成生长速率发生改变,而此时流体成分的自身再平衡就难以在瞬间完成。随着孔隙度和流体流量的持续降低,会造成流体的暂时平静和孔隙的暂时封闭,在短暂的平静期内流体会再次达到平衡,同时流体的压力会逐渐升高,而

表 4 努日矿床代表性角闪石电子探针分析数据
Table 4 Representative amphibole analyses from the Nuri deposit

	1#	2#	3#	4#	5#	6#	7#	8#	9#	10#
	wt(B)%									
SiO ₂	43.37	46.53	46.80	45.60	44.53	44.31	45.12	47.57	45.93	45.38
TiO ₂	0.23	0.08	0.05	0.13	0.23	0.17	0.11	0.07	0.19	0.12
Al ₂ O ₃	8.80	6.28	7.65	5.67	8.61	7.21	7.62	6.41	6.40	6.49
FeO	16.04	13.05	13.66	13.73	15.27	15.25	12.97	11.25	13.07	13.67
MnO	0.51	0.41	0.45	0.57	0.64	0.53	0.44	0.41	0.38	0.34
MgO	11.21	13.16	12.71	13.20	10.94	11.53	12.30	13.79	13.44	13.11
CaO	11.94	12.07	11.97	12.72	11.69	11.87	11.76	11.92	12.46	12.44
Na ₂ O	0.99	0.83	0.95	0.77	0.88	1.09	0.75	0.65	0.77	0.81
K ₂ O	1.72	0.92	0.99	0.82	1.77	0.73	1.08	0.48	0.76	0.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.81	0.04	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
F	0.44	0.45	0.44	0.36	0.27	0.25	0.41	0.39	0.47	0.45
Cl	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03
总和	95.25	93.85	95.72	93.63	94.85	93.79	92.64	93.00	93.89	93.76
	以 23 个氧为基准计算的阳离子数									
Si _T	6.706	7.126	7.035	7.062	6.865	6.949	7.005	7.235	7.039	7.000
Al _T	1.294	0.874	0.965	0.938	1.135	1.051	0.995	0.765	0.961	1.000
Al _C	0.309	0.259	0.390	0.096	0.429	0.282	0.400	0.383	0.195	0.179
Fe _C ³⁺	0.323	0.599	0.590	0.487	0.434	0.463	0.602	0.773	0.566	0.509
Cr _C	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.100	0.005	0.001	0.000	0.000
Ti _C	0.026	0.009	0.005	0.015	0.026	0.020	0.013	0.007	0.022	0.014
Ni _C	0.000	0.007	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002
Mg _C	2.585	3.004	2.847	3.046	2.515	2.694	2.847	3.127	3.070	3.015
Fe _C ²⁺	1.751	1.073	1.127	1.290	1.535	1.435	1.082	0.659	1.108	1.254
Mn _C	0.006	0.051	0.036	0.060	0.061	0.004	0.050	0.047	0.038	0.026
Fe _B ²⁺	0.000	0.000	0.004	0.006	0.000	0.102	0.005	0.003	0.001	0.000
Mn _B	0.062	0.000	0.017	0.009	0.023	0.066	0.003	0.003	0.011	0.017
Ca _B	1.938	1.982	1.927	1.985	1.930	1.832	1.956	1.942	1.988	1.983
Na _B	0.000	0.018	0.051	0.000	0.047	0.000	0.036	0.052	0.000	0.000
Ca _A	0.040	0.002	0.004	0.121	0.000	0.160	0.005	0.003	0.058	0.074
Na _A	0.297	0.226	0.220	0.231	0.217	0.331	0.185	0.135	0.229	0.243
K _A	0.340	0.179	0.190	0.161	0.349	0.146	0.213	0.092	0.148	0.176

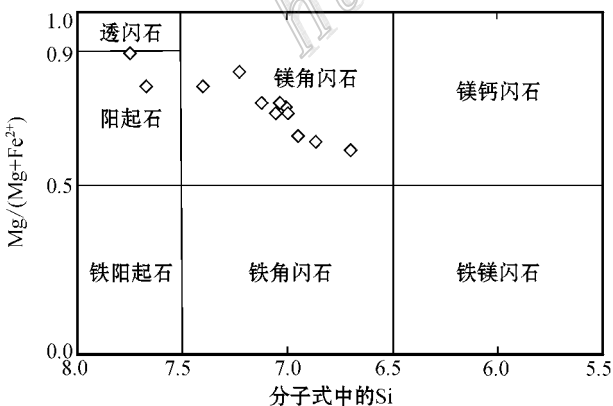


图 9 努日矿床矽卡岩中角闪石的分类 (底图引自 Leake 等, 1997)

Fig. 9 Classification of amphiboles in the Nuri deposit (base map after Leake et al., 1997)

当流体的压力较高时流体会再一次流动,这种脉动式流体会造成整个热液系统压力、温度的不断变化,也引起流体中不同成分溶解度的变化,而正是这种物理化学条件的改变使得流体在相对早期的、成分均匀的石榴子石核部外围形成了具有明显成分变化的环带。同时,对石榴子石不同环带进行的 LA-ICP-MS 微量和稀土元素的测试也显示,同一石榴子石不同环带的稀土元素总量和 Eu、Ce 等异常具有相应的变化特征,而这种变化也与石榴子石形成过程中物理化学条件的动态平衡相对应(作者待发表数据)。Dziggel 等(2009)对纳米比亚 Navachab 金矿中的石榴子石研究也证明这种脉动式流体对石榴子石环带的形成具有重要作用。因此,努日区内石榴子石的成分环带变化特征可能不能仅仅通过流体的化学

表5 努日矿床代表性绿帘石电子探针分析数据
Table 5 Representative amphibole analyses from the Nuri deposit

	1#	2#	3#	4#	5#	6#	7#	8#	9#	10#	11#	12#	13#	14#	15#
Σ(BY)%															
SiO ₂	37.40	37.53	37.29	37.57	37.65	37.25	37.11	37.23	37.29	37.57	37.78	37.31	37.82	37.39	38.20
TiO ₂	0.09	0.21	0.04	0.00	0.00	0.14	0.01	0.20	0.11	0.10	0.13	0.13	0.15	0.51	0.08
Al ₂ O ₃	23.21	23.05	22.68	24.52	23.63	24.55	23.43	24.90	23.73	23.60	23.52	24.15	24.35	23.39	23.92
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.07	0.05
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	11.87	11.76	12.68	9.74	11.58	10.16	11.35	9.24	10.68	10.85	10.96	10.46	10.46	10.25	10.85
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00
MnO	0.06	0.18	0.18	0.19	0.14	0.50	0.46	0.37	0.35	0.35	0.45	1.37	0.30	0.33	0.35
MgO	0.01	0.04	0.08	0.01	0.00	0.05	0.06	0.07	0.02	0.05	0.10	0.05	0.12	0.18	0.09
CaO	23.46	23.47	23.69	23.80	23.52	23.20	23.39	23.71	23.05	22.83	23.29	22.49	23.80	23.61	23.45
Na ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.14	0.09	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.10	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
总和	96.16	96.29	96.55	95.89	96.61	95.88	95.87	95.77	95.47	95.51	96.34	95.99	97.05	95.77	96.99
以12.5个氧为基准计算的阳离子数															
Si	3.114	3.120	3.109	3.099	3.113	3.081	3.098	3.070	3.110	3.129	3.125	3.096	3.095	3.105	3.130
Ti	0.005	0.013	0.002	0.000	0.000	0.009	0.000	0.013	0.007	0.006	0.008	0.008	0.009	0.032	0.005
Al	2.277	2.259	2.229	2.384	2.303	2.394	2.305	2.420	2.333	2.317	2.293	2.362	2.348	2.289	2.310
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.005	0.003
Fe ³⁺	0.722	0.715	0.771	0.590	0.700	0.616	0.693	0.560	0.652	0.661	0.663	0.635	0.627	0.624	0.651
Ni	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn ³⁺	0.004	0.011	0.011	0.011	0.009	0.031	0.028	0.023	0.021	0.021	0.027	0.084	0.018	0.020	0.021
Mg	0.001	0.005	0.010	0.002	0.000	0.006	0.008	0.008	0.003	0.006	0.012	0.006	0.015	0.022	0.011
Ca	2.093	2.091	2.116	2.103	2.084	2.056	2.092	2.095	2.060	2.038	2.065	1.999	2.087	2.101	2.058
Na	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.001	0.002	0.022	0.015	0.001	0.000	0.001	0.005	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000

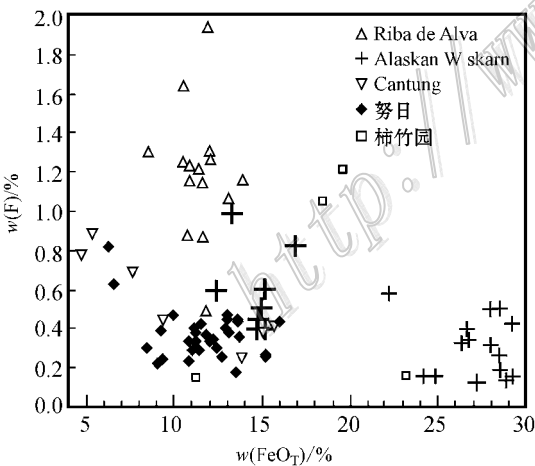


图10 努日矿床矽卡岩中角闪石的 FeO_T-F 关系图,其中 Riba de Alva 矿床数据引自 Gaspar 等(2000),Cantung 引自 Zaw 等(1978),Alaskan W skarn 引自 Newberry 等(1997),柿竹园引自毛景文等(1998)

Fig. 10 FeO_T-F diagram for the Nuri skarn amphiboles compared with those from the Riba de Alva (after Gaspar et al., 2000), Cantung E zone (after Zaw et al., 1978), Alaskan W skarns (after Newberry et al., 1997) and Shizhuyuan (after Mao et al., 1998)

成分的自身再平衡或生长过程中流体流量的改变而引起生长速率的改变来实现,而是依靠两者的共同作用完成的。

4.3 矽卡岩形成的氧化还原条件

矽卡岩在形成过程中氧化还原环境、成矿流体的酸碱度的变化对矽卡岩型矿床及矿化类型的形成具有重要的作用。Sato (1980)及其他一些学者认为,还原条件下形成的矽卡岩具有较高的 Fe²⁺/Fe³⁺ 比值,而氧化环境下形成的矽卡岩具有较低的 Fe²⁺/Fe³⁺ 比值。Einaudi 等(1981)、Brown (1985)、Lu 等(2003)认为矽卡岩的氧化还原条件能够根据石榴子石和辉石的成分来判定。Kwak (1994)、Lu 等(2003)认为,钙铁榴石和富 Mg 的透辉石常常形成于氧化环境,而钙铝榴石和钙铁辉石常常形成于还原环境。努日矿区内出露大量的透辉石和钙铁榴石,以及含量较少的钙铁辉石,这些都暗示矿区内的矽卡岩可能形成于一种氧化环境。同时矿区内出现大量的绿帘石(富 Fe³⁺)也暗示了矽卡岩可能形成于一种氧化环境。

赵一鸣等(1990)通过对中国主要的矽卡岩型矿

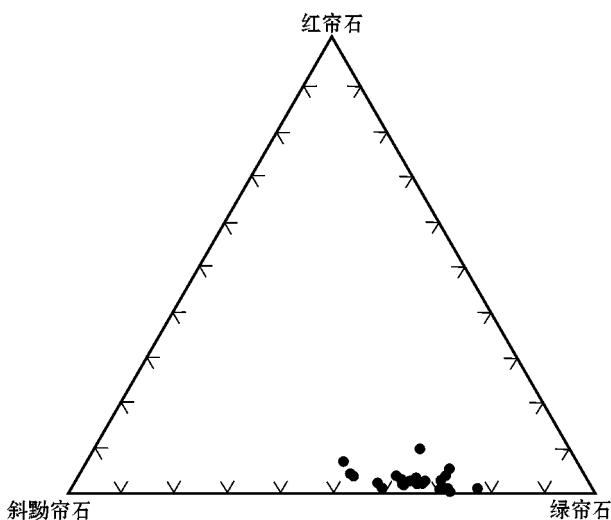


图 11 努日矿床矽卡岩中绿帘石组分图

Fig. 11 Composition of epidote from the Nuri deposit

床进行系统研究后,提出可用矽卡岩中共生的单斜辉石-石榴子石矿物对的含铁率比值(K_p)来衡量矽卡岩化溶液酸碱度的指数,公式为: $K_p = N_{Fe}^{Px} / (1 - N_{Fe}^{Gr}) / N_{Fe}^{Gr} (1 - N_{Fe}^{Px})$,其中 N_{Fe}^{Px} 表示辉石中的含铁率, N_{Fe}^{Gr} 表示石榴子石中的含铁率。根据努日矿区内共生的石榴子石-辉石矿物对进行含铁率比值计算(图 13),可以得出:努日矿区的矽卡岩中共生石榴子石-辉石的含铁率比值(K_p)为 0.01~0.13,变化范围较窄,表明努日矿区的矽卡岩在形成过程中其流体的酸碱度和氧化还原强度没有发生明显的变化,形成环境总体处于弱酸性、较强的氧化状态,这也与矽卡岩矿物中有磁铁矿的出现相一致。同时,对比辽宁杨家杖子 Mo 矿、俄罗斯玛依呼拉 W 矿、福建马坑阳山 Fe 矿、云南个旧松树脚 Sn 矿(赵一鸣等, 1990)安徽百丈岩矽卡岩-斑岩型 W-Mo 矿(宋国学, 2010)及西藏羌堆矽卡岩-斑岩型 Cu 矿(李金祥等, 2011)中共生的单斜辉石-石榴子石矿物对,发现不同矿种的矽卡岩形成环境有一定的专属性,从铜、铁→钨→钼→锡,对应的矽卡岩成矿环境从弱酸性、高氧化状态逐渐过渡到强酸性、强还原状态,该结果也与林文蔚等(1990)通过单斜辉石-石榴子石定量计算的结果相一致。

Meiner(1992)指出在氧化环境下有利于形成与斑岩有关的大型矽卡岩型铜矿,同时 Imai 等(1993)、de Hoog 等(2004)、Li 等(2006)、李金祥等(2006)、Luhr(2008)、李光明等(2008)、Sillitoe(2010)、肖波等(2011)等的研究显示,在氧化的环境

下同样也有利于大型斑岩铜矿的形成。结合矿区内目前出现少量斑岩型矿体,暗示努日矿床的矽卡岩可能为浅部矽卡岩(Qin et al., 1998; 李光明等, 2011),可能具有统一的斑岩型-矽卡岩型成矿系统,推测矿区深部具有寻找斑岩型铜矿的可能性,而且找矿潜力很大。

4.4 矽卡岩的形成与成矿作用

努日矿区的矽卡岩主要产在白垩系比马组的碳酸盐岩中,呈层状、似层状产出,产状与地层一致。在矿区内并未见到矽卡岩与岩体的直接接触关系,而在矿区内也并未见到有同时期的变质变形作用,因此,推测努日矿区的矽卡岩可能是由深部侵入体分异出的热液沿着层间的破碎带或断裂,经过较远距离的运移,对地层中的碳酸盐岩进行交代作用而形成。矿区内广泛分布的比马组,岩性变化多样,碳酸盐岩和粉砂岩、砂岩呈互层状分布,地表和钻孔中都发现有断裂和层间破碎带的存在,而这些可能成为流体运移的最佳通道。在矽卡岩的形成过程中,流体会通过扩散作用和渗透作用在岩体和地层之间进行化学成分交换,扩散作用主要依靠流体中化学成分浓度梯度而进行交代作用,这种作用在侵入体和围岩的接触部位表现最为强烈,常形成具有较好分带性的内矽卡岩(Shimazaki et al., 1980; 1983; 1984; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1998),但形成矽卡岩范围较小;而渗透作用是依靠流体在裂隙中的渗透作用而对围岩进行的交代作用,这种情况下形成的矽卡岩一般规模较大。目前努日矿区未见到矽卡岩和岩体的接触关系,内矽卡岩不发育,出露的矽卡岩属于外矽卡岩部分,且分布范围十分广泛,围岩中的裂隙或破碎带也比较发育,因而认为渗透作用可能是形成矿区矽卡岩的主要原因。

努日矿区内的矽卡岩矿物主要有钙铁榴石、钙铝榴石、透辉石、硅灰石、绿帘石、角闪石等矿物,含有大量的 Si、Fe、Al、Ca 等成分,而矿区内出露的地层主要是灰岩,说明形成矽卡岩的流体中含有大量的 Si、Fe、Al 等成分,可判定矿区的矽卡岩形成于 Ca-Fe-Al-Si-O 体系。矽卡岩早阶段的石榴子石中流体包裹体的测温和氧逸度研究(Chen et al., 2012)表明,早期流体具有高温和高氧逸度特征,同时流体中还大量富集 Si、Fe、Al 等成分,流体在与碳酸盐岩交代反应的过程中,发生了大规模的成分迁移,形成了钙铁榴石、钙铝榴石、辉石和硅灰石。随着温度和氧逸度的降低,部分钙铁榴石分解为钙铁辉石、硅灰石

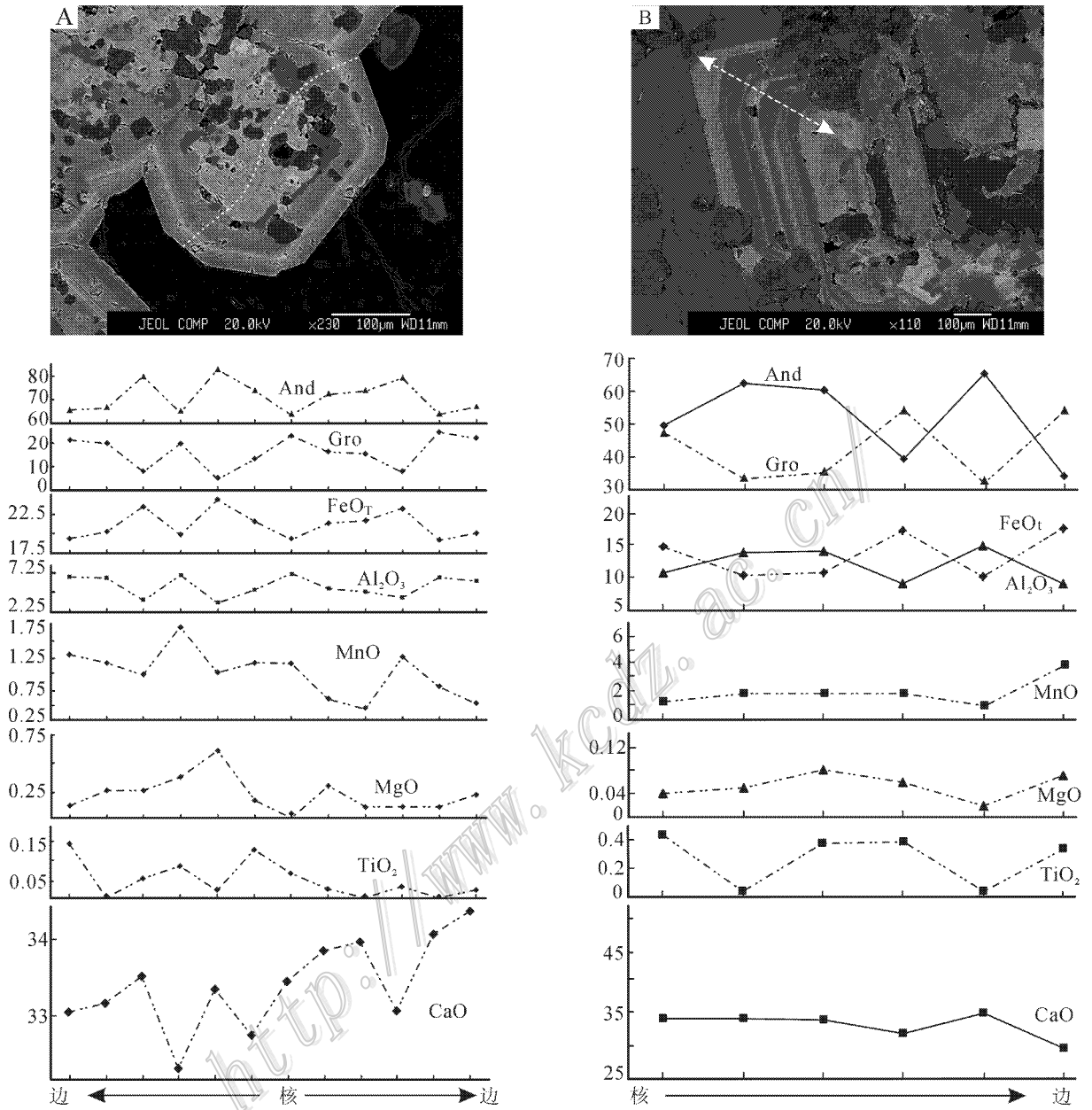


图 12 努日矿床中石榴子石颗粒环带成分的变化

Gro—钙铝榴石；And—钙铁榴石

Fig. 12 Composition of the oscillatory-zoning in garnets of the Nuri deposit

Gro—Grossularite；And—Andradite

和少量的磁铁矿,而钙铁辉石则变为钙铝榴石(周涛发等,2002),这也造成了矿区内以透辉石为主,钙铁榴石含量较低的现象。矽卡岩的退化蚀变阶段,石榴子石和透辉石蚀变为绿帘石、角闪石、符山石及透闪石等含水矿物,钙铁榴石在蚀变过程中还会与系统中的S反应形成少量的黄铁矿。在蚀变过程中早期的矽卡岩矿物分解,析出了部分金属钨和钙,而此时

由于物理化学条件的改变,使得W以[WO₄]²⁻络合物的形式存在于流体中,与流体中的Ca结合,形成了大量的白钨矿。形成了矿区内常见的白钨矿沿着裂隙交代石榴子石的现象。流体包裹体和H₂O同位素测试(Chen et al., 2012)显示,随着流体交代作用的进行,体系中的CO₂含量逐渐增高,当其压力超过上覆岩层压力时,流体发生沸腾,形成了大量的裂

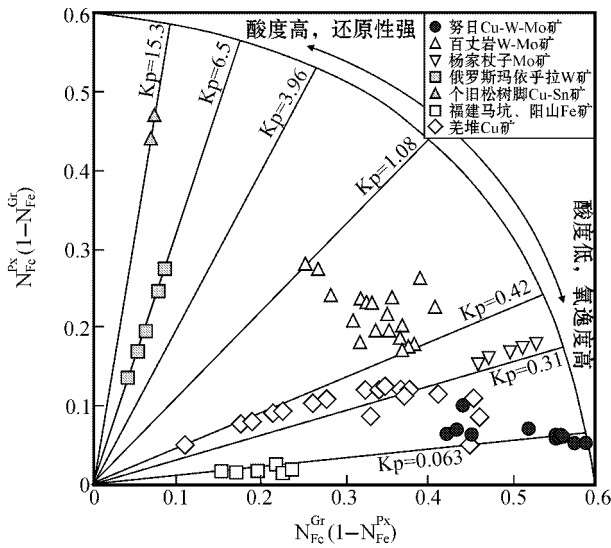


图 13 努日矿床矽卡岩中共生石榴子石和辉石含铁率比值 (K_p) 羌堆数据引自李金祥等, 2010; 其他数据引自赵一鸣等, 1990)

Fig. 13 K_p diagram of associated garnet and pyroxene in skarn from the Nuri deposit (data of Qiangdui after Li et al., 2010; other data after Zhao et al., 1990)

隙, 引起了大气水的下渗并与成矿流体发生混合, 引起了流体中的金属矿物的沉淀, 形成了矿区内分布广泛的金属硫化物脉。

5 结 论

通过对努日铜钨钼矿床的地质特征与矽卡岩矿物学研究, 得出以下几点结论:

(1) 努日矿区内出露有一系列的中新世侵入体, 地层主要是白垩系比马组 and 上白垩统一早第三系的旦师庭组。努日矿区主要有矽卡岩型、石英脉及斑岩型矿化, 其中, 矽卡岩型是目前最主要的矿化类型。整个矿化过程可以分为 5 个阶段, 分别为早期矽卡岩阶段、退化蚀变阶段、氧化物阶段、石英-硫化物阶段及石英-碳酸盐阶段, 其中氧化物阶段是最主要的钨矿化期, 石英-硫化物阶段是最重要的铜钼矿化阶段。

(2) 努日矿区内的矽卡岩在水平方向和垂向上具有较好的分带性, 依次由石榴子石矽卡岩过渡到透辉石矽卡岩, 再过渡到透辉石硅灰石矽卡岩。这种分带特征也表现了流体的交代作用在逐渐减弱。矿区内的矿化类型和矿化组合也具有一定的分带性, 浅部的以矽卡岩型钨矿化为主。随着深度的增

加, 过渡为脉状的铜矿体或铜钼矿体, 在局部较深的钻孔中还可可见到少量以铜矿化为主, 伴有少量的钼矿化的斑岩型矿化。

(3) 努日矿区的矽卡岩矿物主要有石榴子石、透辉石、硅灰石、绿帘石、角闪石及少量的符山石、透闪石等, 其中石榴子石以钙铁榴石和钙铝榴石为主, 透辉石占辉石矿物的绝大多数, 角闪石属于阳起石-镁角闪石系列, 帘石为绿帘石。矿区内的石榴子石组分在水平方向和垂向上, 逐渐由钙铁榴石占主体过渡为钙铝榴石占主体, 且石榴子石与钨矿化具有密切关系; 石榴子石的成分环带特征说明是由一种脉动式流体而形成的, 这种环带特征是由流体化学成分的自身再平衡或生长过程中流体流量的改变而共同实现的。

(4) 通过对矿区内共生的单斜辉石-石榴子石矿物对的含铁率比值 (K_p) 计算, 得出努日矿床形成于弱酸性、较强氧化状态, 与前人研究的不同矿种的形成环境相一致。结合矿区内目前仅出现少量斑岩型矿体, 说明努日矿床的矽卡岩为浅部矽卡岩, 可能具有统一的斑岩型-矽卡岩型成矿系统, 深部具有很大的找矿潜力。

(5) 努日矿区的矽卡岩可能是由深部侵入体分异出的热液沿着层间的破碎带或断裂, 经过较远距离的运移, 对地层中的碳酸盐岩进行交代作用而形成。渗透作用可能是形成矿区矽卡岩的主要原因。流体的温度和氧逸度对于形成不同的矽卡岩矿物具有重要作用。

志 谢 野外工作期间, 得到了中国冶金地质总局第二地质勘查院黄树峰院长、陈金标、李秋平、陈德贵高工、韩逢杰、吴志山工程师等同行的大力支持; 实验过程中得到中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室毛騫、马玉光老师和丁奎首副研究员的大力协助, 在此一并表示衷心的感谢。

参考文献/References

- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带 [M]. 北京: 地质出版社. 1-379.
- 陈 雷, 秦克章, 李光明, 肖 波, 李金祥, 江化寨, 陈金标, 赵俊兴, 范新, 韩逢杰, 黄树峰, 堀宜太. 2011. 西藏山南努日铜钨钼矿床矽卡岩地球化学特征及成因 [J]. 地质与勘探, 47(1): 78-88.
- 方树元. 2003. 西藏自治区乃东县洛布铜矿区的矿床地质特征及找矿远景分析 [J]. 地质找矿论丛, 18(增刊): 48-51.

- 江化寨, 陈自康. 2005. 西藏自治区乃东县劣布铜矿综合地质特征[J]. 地质找矿论丛, 20(增刊): 81-86.
- 李光明, 秦克章, 丁奎首, 李金祥, 王少怀, 江善元, 林金灯, 江化寨, 方树元, 张兴春. 2006. 冈底斯东段南部第三纪砂卡岩型 Cu-Au ± Mo 矿床地质特征、矿物组合及其深部找矿意义[J]. 地质学报, 80(9): 1407-1423.
- 李光明, 李金祥, 秦克章, 张天平, 肖波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐氧化成矿流体-流体包裹体证据[J]. 岩石学报, 23(5): 935-95.
- 李光明, 秦克章, 陈雷, 陈金标, 范新, 据宜太. 2011. 冈底斯东段山南地区第三纪砂卡岩-斑岩 Cu-Mo-W(Au)多金属矿床勘查模型机深部找矿意义[J]. 地质与勘探, 47(1): 20-31.
- 李金祥, 秦克章, 李光明. 2006. 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆-流体演化[J]. 岩石学报, 22(3): 678-68.
- 李金祥, 秦克章, 李光明, 林金灯, 肖波, 江化寨, 韩逢杰, 黄树峰, 陈雷, 赵俊兴. 2011. 冈底斯东段羌堆铜钼矿床年代学、砂卡岩石榴石成分及意义[J]. 地质与勘探, 47(1): 11-20.
- 林文蔚, 赵一鸣, 蒋崇俊. 1990. 砂卡岩矿床中共生单斜辉石-石榴石特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 9(3): 196-207.
- 陆琦, 刘惠芳. 2001. 柿竹园多金属矿床的分形时空结构——以砂卡岩矿物中 Sn 等成矿元素分布特征为例[J]. 地球科学, 26(2): 123-127.
- 毛景文, 李红艳, 宋学信. 1998. 湖南柿竹园钨锡钼多金属矿床地质与地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1-215.
- 宋国学. 2010. 长江中下游池州地区砂卡岩-斑岩型钨钼矿成岩成矿作用与成矿系统研究(博士论文)[D]. 导师: 秦克章, 李光明. 中国科学院地质与地球物理研究所, 1-197.
- 王少怀, 陈自康. 2003. 西藏克鲁-冲木达铜金矿带矿床地质特征及其成矿规律[J]. 地质与勘探, 39(2): 21-25.
- 肖波, 秦克章, 李光明, 李金祥, 陈雷, 赵俊兴, 范新. 2011. 冈底斯驱龙斑岩铜-钼矿区外围砂卡岩型铜矿的分布、特征及深部找矿意义[J]. 地质与勘探, 47(1): 43-54.
- 闫学义, 黄树峰, 杜安道. 2010. 冈底斯泽当大型铜钨钼矿 Re-Os 年龄及路远走滑转换成矿作用[J]. 地质学报, 84(3): 398-406.
- 张智宇, 杜杨松, 张静, 庞振山, 李大鹏, 贾鹏飞. 2010. 安徽贵池铜山砂卡岩型铜矿床蚀变矿化分带特征及其成因[J]. 矿床地质, 29(6): 999-1016.
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 李大新, 蒋崇俊. 1990. 中国砂卡岩矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1-347.
- 赵一鸣, 李大新. 2003. 中国砂卡岩矿床中的角闪石[J]. 矿床地质, 22(4): 345-359.
- 郑有业, 王保生, 樊子瑛, 张华平. 2002. 西藏冈底斯东段构造演化及铜金多金属成矿潜力分析[J]. 地质科技情报, 21(2): 55-60.
- 周涛发, 袁峰, 岳书仓, 刘晓东, 赵勇. 2002. 安徽月山矿田夕卡岩型矿床形成的水岩作用[J]. 矿床地质, 21(1): 1-9.
- Brown P E, Bowman J R and Kelly W C. 1985. Petrologic and stable isotope constraints on the source and evolution of skarn-forming fluids at Pine Creek, California[J]. Econ. Geol., 80: 72-95.
- Burt D M. 1977. Mineralogy and petrology of skarn deposits[J]. Societa Italiana Mineralogia and Petrologia, 33: 859-873.
- Chen L, Qin K Z, Li J X, Xiao B, Li G M, Zhao J X and Fan X. 2012. Fluid inclusions and hydrogen, oxygen, sulfur isotopes of Nuri Cu-W-Mo deposit in the southern Gangdese, Tibet[J]. Resource Geology, 62(1): 42-62.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from an erwinimum age forest-west extension[J]. Nature, 374: 49-52.
- Crowe D E, Riciputi L R, Bezenek S and Ignatiev A. 2001. Oxygen isotope and traceelement zoning in hydrothermal garnets: Windows into large-scale fluid flow behavior[J]. Geology, 29: 479-482.
- de Hoog J C M., Hattori K H and Hoblitt R P. 2004. Oxidized sulfur-rich mafic magma at Mount Pinatubo, Philippines[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 750-761.
- Dziggel A, Wulff K, Kolb J and Meyer F M. 2009. Processes of high-T fluid-rock interaction during gold mineralization in carbonate-bearing metasediments: An example from the Navachab gold deposit, Namibia[J]. Mineralium Deposita, 44: 665-687.
- Einaudi M T and Burt D M. 1982. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposit[J]. Econ. Geol., 77: 745-754.
- Einaudi M T, Meinert L D and Newberry R J. 1981. Skarn deposit[J]. Economic Geology 75th anniversary volume, 317-391.
- Gaspar L M and Carlos M C. 2000. Mineralogy and metasomatic evolution of distal strata-bound scheelite skarns in the Riba de Alva mine, northeastern Portuga[J]. Econ. Geol., 95: 1259-1275.
- Harris N B and Einaudi M T. 1982. Skarn deposits in the Yerington district, Nevada: Metasomatic skarn evolution near Ludwig[J]. Econ. Geol., 77: 877-898.
- Harrison T M, Yin A, Grove M and Oscar M. 2000. The zedong window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibe[J]. Geophysisc Reserch, 105: 19211-19230.
- Holten T, Jamtveit B and Meakin P. 2000. Noise and oscillatory zoning of minerals[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64: 1893-1904.
- Imai A, Listanco E L and Fuji T. 1993. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mt. Pinatubo, Philippine[J]. Geology, 21: 699-702.
- Jamtveit B, Wogelius R A and Fraser D G. 1993. Zonation patterns of skarn garnets: records of hydrothermal system evolution[J]. Geology, 21: 113-116.
- Jamtveit B. 1999. Crystal growth and intracrystalline zonation patterns in hydrothermal environments[A]. In: Jamtveit B, Meakin P, eds. Growth, dissolution and pattern formation in Geosystems[C]. Kluwer Academic Publishers, 65-84.
- Kwak T A P. 1994. Hydrothermal alteration in carbonate replacement deposits[J]. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11: 381-402.
- Leake B E, Woolley A R and Arps C E S. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new mineral and mineral names[J]. American Mineralogist, 82: 1019-1037.

- Li G M, Qin K Z, Ding K S, Liu T B, Li J X, Wang S H, Jiang S Y and Zhang X C. 2006. Geology, Ar-Ar age and mineral assemblage of Eocene Skarn Cu-Au±Mo deposits in the Southeastern Gangdese arc, Southern Tibet: Implications for deep exploration[J]. *Resource Geology*, 56:197-217.
- Lu H Z, Liu Y M, Wang C L, Xu Y Z and Li H Q. 2003. Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan Province, China[J]. *Econ. Geol.*, 98:955-974.
- Meinert L D, Dipple G M and Nicolescu S. 2005. World skarn deposits [A]. In: Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, Richards J P, eds. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* [C]. Society of Economic Geologists, 299-336.
- Meinert L D, Hedenquist J W, Satoh H and Matsuhisa Y. 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluid[J]. *Econ. Geol.*, 98:147-156.
- Meinert L D. 1992. Skarn and skarn deposit[J]. *Geoscience Canada*, 19:145-462.
- Meinert L D. 1998. A review of skarns that contain gold[A]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 26, 359-414.
- Newberry R J, Allegro G L, Cutler S E, Hagen-Levelle J H, Adams D D, Nicholson L C, Weglarz, T B, Bakke A A, Clautice K H, Coulter G A, Ford M J, Myers G L and Szumigala D J. 1997. Skarn deposits of Alaska[J]. *Economic Geology Monograph*, 9:355-395.
- Qin K Z and Shunso Ishihara. 1998. On the possibility of porphyry copper mineralization in Japan[J]. *International Geology Review*, 40(6):539-551.
- Qin K Z, Tosdal R, Li G M, Zhang Q and Li J X. 2005. Formation of the Miocene porphyry Cu(-Mo-Au) deposits in the Gangdese arc, southern Tibet, in a transitional tectonic setting[A]. In: Zhao C S, Guo B J, eds. *Mineral deposit research*[C]. Meeting the Global Challenge. 3:44-47.
- Sato K. 1980. Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, Southwest Japan[J]. *Econ. Geol.*, 75:1066-1082.
- Shimazaki H and Sakai H. 1984. Regional variation of sulfur isotopic composition of skarn deposits in the westernmost part of the Inner Zone of Southwest Japan[J]. *Mining Geology*, 34:419-424.
- Shimazaki H and Yamamoto M. 1983. Sulfur isotope ratios of the Akatani, Iide and Waga-Sennin skarn deposits, and their bearing on mineralizations in the "Green Tuff" region, Japan[J]. *Geochemical*, 17:197-207.
- Shimazaki H. 1980. Characteristics of skarn deposit and related acid magmatism in Japan[J]. *Econ. Geol.*, 75:173-183.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Econ. Geol.*, 105:3-41.
- Smith M P, Henderson P, Jeffries T E R, Long J and Williams C T. 2004. The rare earth elements and uranium in garnet from the Beinn Dubhaich aureole, Skye, Scotland, UK: Constraints on processes in a dynamic hydrothermal system[J]. *Journal of Petrology*, 45:457-484.
- Somarin A K. 2004. Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: Evidence from skarn deposits of NW Iran[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 81(1-3), 47-57
- Xu G and Lin X. 2000. Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 16:91-106.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalaya Tibetan orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28:211-280.
- Zaw U K and Clark A H. 1978. Fluoride-hydroxyl ratios of skarn silicates, Cantung E-zone scheelite orebody, Tungsten, Northwest Territories[J]. *Canadian Mineralogist*, 16:207-221.