

内蒙古嘎仙镍钴矿区岩浆作用与成矿*

李德东¹, 王玉往¹, 石煜¹, 黄行凯¹, 陈伟民², 王福²

(1 北京矿产地质研究院, 北京 100012; 2 有色金属矿产地质调查中心, 北京 100012)

摘要 内蒙古嘎仙矿床为大兴安岭北段与岩浆作用有关的大型低品位镍钴硫化物矿床, 成矿作用主要与花岗质岩浆作用有关。文章主要对矿区内矿体下盘的花岗岩类(花岗岩、长石斑岩、伟晶状花岗岩、黑云母花岗岩)进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年, 获得花岗岩的谐和线年龄(125.3±1.1) Ma~(127.5±4.5) Ma, 长石斑岩的谐和线年龄为(128.1±2.2) Ma, 伟晶状花岗岩的谐和线年龄为(127.9±2.3) Ma, 黑云母花岗岩的谐和线年龄为(127.9±1.4) Ma, 说明这些花岗岩类主要形成于中生代早白垩世。通过对矿化超镁铁岩、科马提岩、镁铁岩(辉绿岩、玄武岩)、长英质岩(闪长岩、长石斑岩、斜长花岗岩、花岗岩、伟晶状花岗岩、黑云母花岗岩)及围岩(大理岩)的主量、微量元素地球化学测试分析, 结果表明, 与吉峰科马提岩成分相比较, 矿化超镁铁岩具有较高的 $w(\text{SiO}_2)$ (40.53%~54.96%)、 $w(\text{TiO}_2)$ (0.24%~0.86%)、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (3.58%~10.47%)、 $w(\text{FeO})$ (5.30%~8.80%)、 $w(\text{CaO})$ (7.35%~13.66%)、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ (0.01%~0.76%)、 $w(\text{K}_2\text{O})$ (0.02%~0.66%) 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ (0.06%~0.61%); 镁铁岩(包括辉绿辉长岩、玄武岩)铝含量较高, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ =16.34%~17.74%; 长英质岩类也富铝质($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=1.34\sim 1.63$), 多数岩石属于钙碱性系列。闪长岩与镁铁岩相比, 具有较高的硅、铝、钾、钠, 较低的铁、镁和钙, 微量元素具有大离子亲石元素富集, 高场强元素相对亏损的右倾模式; 稀土元素具有轻稀土元素富集, 重稀土元素相对亏损特征, 超镁铁岩类成分点位于 N-MORB 与 OIB 范围之间, 而镁铁岩和长英质岩类成分点位于 E-MORB 和 OIB 之间。镁铁岩落入火山弧玄武岩范围, 长英质岩落入火山弧花岗岩+同碰撞花岗岩范围, 同属于造山后花岗岩的范围, 因此镁铁质岩的形成应属于俯冲-碰撞环境, 而长英质岩的形成应属于造山后伸展环境。根据各岩类所含成矿元素和亲流体元素分析, 认为含矿热液来自矿区西部的深部, 并且构建了嘎仙矿床的成矿模型, 即超镁铁岩先期侵位, 后期经历了区域的变质变形, 最后发生燕山期大规模花岗质岩浆活动及成矿流体的蚀变矿化。

关键词 地质学; 镍钴矿床; 含矿热液流体; 岩浆作用; 嘎仙; 内蒙古

中图分类号: P618.42

文献标志码: A

Magmatism and ore-forming process of Gaxian nickel cobalt deposit, Inner Mongolia

LI DeDong¹, WANG YuWang¹, SHI Yu¹, HUANG XingKai¹, CHEN WeiMin² and WANG Fu²

(1 Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 2 Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China)

Abstract

The Gaxian deposit in Inner Mongolia, located in the northern part of the Da Hinggan Mountains, is a large low-grade nickel-cobalt sulfide deposit, and its genesis is related to granitic magmatism. In this paper, zircon LA-ICP-MS U-Pb dating of granitoids (granite porphyry, feldspar porphyry, pegmatic granite and biotite granite) on the footwall of the mining area was carried out. The concordant age of the granite-porphyry is (125.3±1.1) Ma ~ (127.5±4.5) Ma, that of the quartzite porphyry is (128.1±2.2) Ma, that of the pegmatic granite is (127.9±2.3) Ma

* 本文得到北方增生造山成矿系统的深部结构与成矿过程(编号:2017YFC0601204)和中国地质调查局项目(编号:12120113086300)资助
第一作者简介 李德东,男,1975年生,博士,主要从事矿床学、岩浆作用与成矿及找矿预测工作。Email:lidedong2005@126.com
收稿日期 2017-07-20;改回日期 2018-06-04。张绮玲编辑。

and that of the biotite-granite is (127.9 ± 1.4) Ma, which suggests that the granitic magma was mainly formed in Cretaceous period. Based on major and trace element analysis of mineralized-ultramafic rock, komatiite, mafic rocks (diabase, basalt), felsic rocks (diorite, feldspar porphyry, plagioclase granite, granite porphyry, pegmatic granite and biotite granite) and surrounding rock (marble), the authors revealed that mineralized-ultramafic rocks have higher $w(\text{SiO}_2)$ (40.53%~54.96%), $w(\text{TiO}_2)$ (0.24%~0.86%), $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (3.58%~10.47%), $w(\text{FeO})$ (5.30%~8.80%), $w(\text{CaO})$ (7.35%~13.66%), $w(\text{Na}_2\text{O})$ (0.01%~0.76%), $w(\text{K}_2\text{O})$ (0.02%~0.66%) and $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ (0.06%~0.61%), but lower $w(\text{MgO})$ (17.71%~25.07%), than the komatiite. However, mafic rocks are characterized by high $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (16.34%~17.74%), and felsic rocks have plenty of aluminum ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=1.34\sim 1.63$). According to the geochemical discriminant diagrams, most rocks belong to the calc-alkaline series. Trace elements have the enrichment of large ion lithophile elements (LILE), depletion of high field strength elements (HFSE), whereas rare earth elements (REE) have higher concentrations of light rare earth elements (LREE) and lower concentrations of heavy rare earth elements (HREE). Trace elements of the ultramafic rocks lie between N-MORB and OIB, and those of mafic and felsic rocks are between E-MORB and OIB. The mafic rocks lie in the volcanic arc basalt area, but felsic rocks fall into the volcanic arc granite and syn-collisional granite area, belonging to the post-orogeny setting, so mafic rocks' tectonic setting should belong to subduction-collision and felsic rocks should belong to the post-orogeny environment. Based on the analysis of ore-forming and hydrophilic elements of these rocks, the authors hold that the ore-bearing hydrothermal fluid was derived from the deep part of the western area in the ore deposit. On such a basis, metallogenic model was constructed, which holds that ultramafic rocks were emplaced in the first period, and experienced regional metamorphic deformation later, and the large-scale granitic magmatism and hydrothermal fluid alteration mineralization occurred lastly in Yanshanian period.

Key words: geology, nickel cobalt deposit, ore-forming hydrothermal fluid, magmatism, Gaxian, Inner Mongolia

岩浆型铜镍硫化物(-PGE)矿床主要与岩浆作用有关,如岩浆结晶分异及熔离作用(汤中立等,1987;1995;2006;Naldrett,2004),而热液作用往往是这类矿床中成矿后期使矿石矿物发生交代蚀变的一种微弱作用,如甘肃金川矿床,当温度下降至189~339℃时,热液叠加作用比较明显,使海绵晶铁状矿石变为星云状、云雾状、毛毡状,造岩矿物强烈蛇纹石化,铜矿物含量明显增高(汤中立,1990)。再如新疆黄山一带的铜镍矿床也具有明显的岩浆期后热液成矿作用(王润民等,1987),热液蚀变矿石矿物主要为针镍矿、紫硫镍矿等(王玉往等,2004)。还有青海拉水峡矿床,热液蚀变期主要矿物组合为紫硫镍矿、黄铁矿和黄铜矿以及蚀变的海绵陨铁状矿石(谢燮等,2014)。这种热液作用多为成矿母岩(镁铁-超镁铁岩)在主要成矿阶段结束后自蚀变作用引起,说明含矿母岩是明显富水的(王玉往等,2004)。但是,有时这种热液作用变得非常强烈,甚至可以形成独立矿体,如在四川杨柳坪矿床中发现了完全由热液形成的独立Cu-Ni-PGE矿体(王登红等,2000)。可见,成矿母岩的热液对岩

浆型铜镍硫化物矿床起着重要作用。那么,是否存在非成矿母岩的热液对铜镍硫化物矿床起主要作用的例子呢?内蒙古嘎仙镍钴矿床可能就是其中一例(王玉往等,2016),其赋矿超镁铁岩(橄榄辉石岩)的形成年龄为 (628.4 ± 9.7) Ma(U-Pb法,余宏全等,2012),辉绿岩的形成年龄为 (668.3 ± 9.9) Ma(U-Pb法,冯志强,2015),因此,嘎仙镁铁-超镁铁岩的形成时代应为新元古代。矿区镁铁-超镁铁岩蚀变强烈,矿石交代结构发育(主要以黄铜矿和镍黄铁矿交代磁黄铁矿为主),黄铜矿微脉也很常见(李朝阳等,2010),脉石矿物以热液透辉石为主(王玉往等,2016),这些现象说明存在着明显的后期热液作用。矿区内发育有大量后期长英质岩浆岩体,主要为花岗岩类,有的岩体就是矿体的下盘围岩,成为研究热液作用的优选目标。但这些长英质岩体的形成年龄尚未确定,超镁铁岩、镁铁岩和这些长英质岩的岩石地球化学特征也没有系统分析,流体活动过程中成矿元素的活化与迁移过程等尚不清楚。

本文以嘎仙矿床为例,通过详细的野外调查,系

统采集典型矿体的钻孔岩芯,对超镁铁岩、镁铁岩和长英质岩体进行年代学和岩石地球化学研究,探讨岩浆热液对镍钴硫化物的成矿作用。

1 区域地质背景

内蒙古嘎仙镍钴矿床位于大兴安岭北段阿里河(鄂伦春自治旗)地区(图 1),大地构造位置属于额尔古

纳地块与兴安造山带的交界处,并靠近额尔古纳一侧。

区域内出露地层主要有古元古界兴华渡口群下兴华组(主要由变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩等组成)、震旦系倭勒根吉祥沟组(主要由变含砾粗砂岩、变砂岩、板岩、大理岩等组成)、古生界泥盆系大民山组(主要由海相碳酸盐岩、碎屑岩夹凝灰岩等组成)、侏罗系满克头鄂博组(主要为英安质火山碎屑岩和熔岩组成)和白音高老组(主要为流纹质火山碎岩、

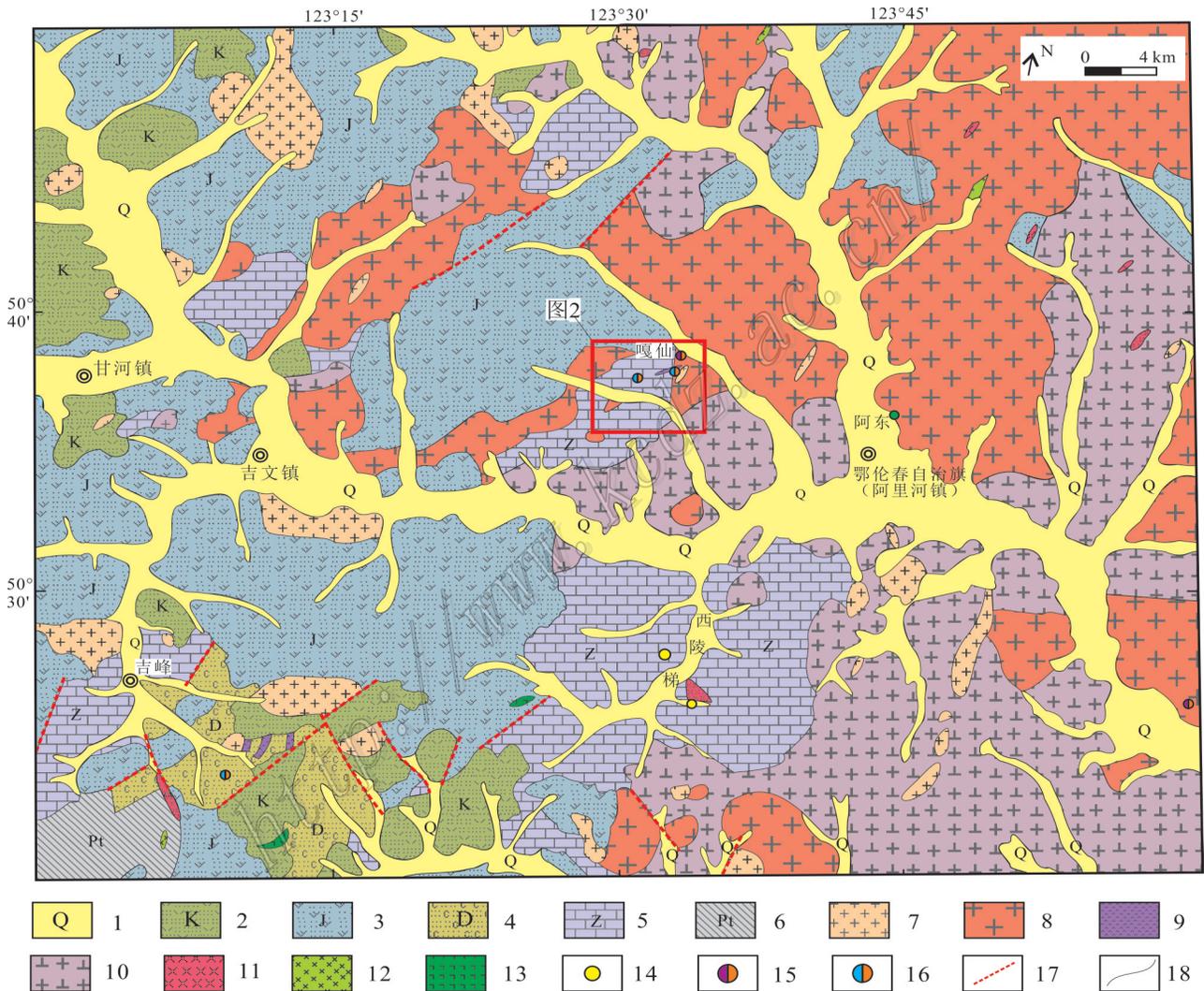


图 1 大兴安岭北段区域地质图(据陈伟民等,2009修改)

- 1—第四系砂砾岩层;2—白垩系流纹质火山碎屑岩层;3—侏罗系英安质火山碎屑岩层;4—泥盆系海相碳酸盐岩、碎屑岩夹凝灰岩层;5—震旦系含砾粗砂岩、板岩、大理岩层;6—古元古界变粒岩、斜长角闪岩层;7—花岗斑岩;8—二长花岗岩;9—超镁铁岩;10—花岗闪长岩;
- 11—流纹斑岩;12—辉长岩;13—玄武岩;14—金矿点;15—镍钴矿点;16—铅锌矿点;17—断层;18—地质界线

Fig. 1 Regional geological map of North Da Hinggan Mountains (modified after Chen et al., 2009)

- 1—Quaternary gravel; 2—Cretaceous rhyolitic volcanic clastic rocks; 3—Jurassic dacite volcanic clastic rocks; 4—Devonian marine carbonate, clastic rocks and tuff; 5—Sinian conglomerate coarse sandstone, slate and marble; 6—Paleoproterozoic granulite and amphibolite;
- 7—Granite porphyry; 8—Monzonitic granite; 9—Ultrafimic rocks; 10—Granodiorite; 11—Rhyolite porphyry; 12—Gabbro;
- 13—Basalt; 14—Gold ore spot; 15—Nickel cobalt ore spot; 16—Lead-zinc ore spot; 17—Fault; 18—Geological boundary

熔岩等组成)、白垩系上库力组(主要由流纹质火山碎屑岩、熔岩等组成)和第四系(主要由砂砾岩层、亚黏土层等组成)(图1)。

区域内地质构造复杂,区域构造线与大兴安岭展布方向一致。大致经历了华力西期、印支期—燕山期多次构造运动,华力西期主要表现为环宇-吉峰逆冲推覆和韧性剪切带,印支期—燕山期主要为断裂构造,表现为一系列北东向、北西向和东西向基底断裂,其中北东向构造为主体构造,控制了岩浆岩和火山盆地的产状,使其呈北东向带状分布。

区内侵入岩以镁铁质岩、长英质岩为主,分布广泛。嘎仙镁铁岩的形成年龄为(668.3±9.9) Ma(辉绿岩锆石U-Pb法,冯志强,2015),与超镁铁岩侵位时代(新元古代)相同,侵入于震旦系。长英质岩主要有华力西期和燕山期。华力西期侵入岩以二长花岗岩为主,呈岩基状产出,其次有花岗闪长岩、石英二长闪长岩等,这些岩体也多侵入于震旦系中;燕山期主要为流纹斑岩、花岗斑岩为主,这些岩体主要侵入于华力西期岩体或侏罗系与震旦系的接触处,局部侵入到流纹质火山

碎屑岩及熔岩地层中(图1)。

区域上火山活动主要有中生代陆相火山岩,此外在吉峰镇东南约10 km处的林场东侧,发育有元古代科马提岩质镁铁-超镁铁岩(胡道功等,2003;冯志强,2015),总体为北东向展布,在推覆构造中呈构造岩片产于泥盆系中,地表控制长度大于4 km,宽80~800 m(陈伟民等,2009),主要由橄榄质科马提岩、玄武质科马提岩及拉斑玄武岩、辉长岩等岩石组成,具有典型的鬃刺结构,显示了从超镁铁质到镁铁质的地球化学演化趋势。

嘎仙镍钴硫化物矿床位于鄂伦春金银铅锌多金属成矿带的西南端,区内除嘎仙矿床外,均为矿点、矿化点,主要有吉峰林场等岩浆热液型铅锌银多金属矿、西陵梯金矿等。矿区东侧主要出露规模较大的岩基,西侧主要被中生代沉积地层所覆盖(图1)。

2 嘎仙岩体岩石学与矿床学特征

嘎仙岩体为一个杂岩体,主要由超镁铁岩、镁铁

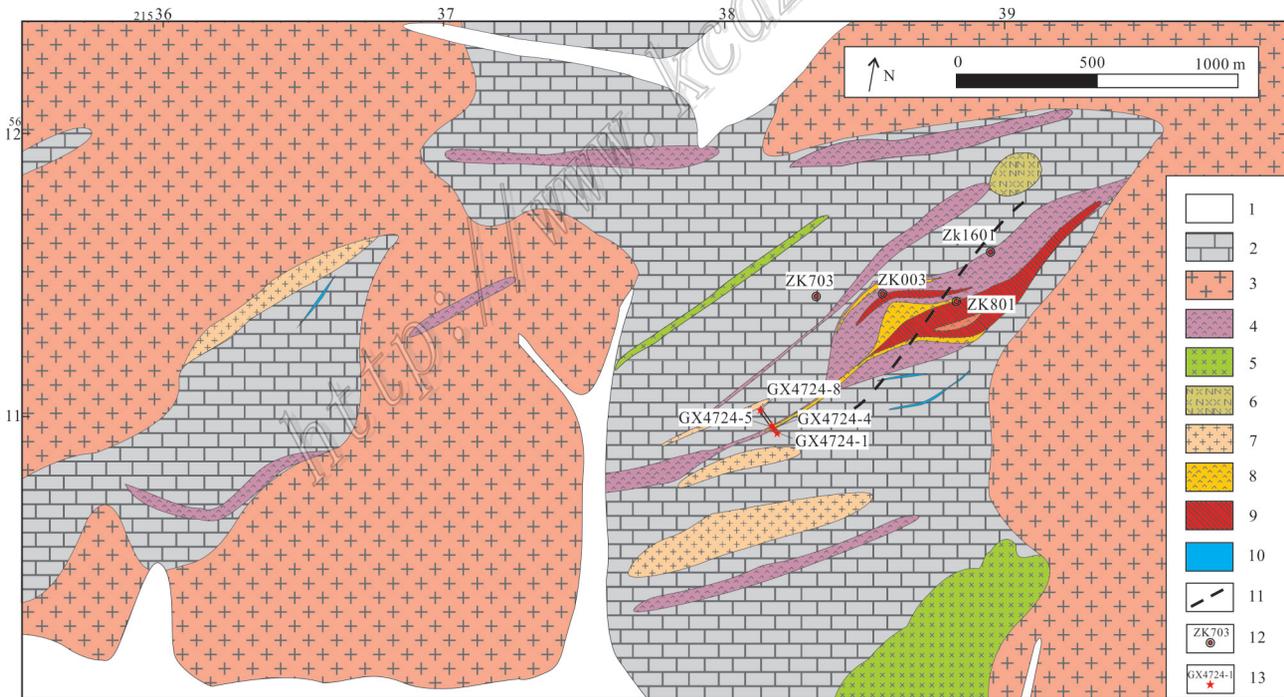


图2 内蒙古嘎仙矿床地质图(据王玉往等,2016修改)

1—第四系砂砾岩层;2—震旦系吉祥沟组大理岩地层;3—钾长花岗岩;4—超镁铁岩;5—辉绿岩;6—钠长斑岩;
7—花岗斑岩;8—镍矿化体;9—镍矿体;10—铅锌矿体;11—断裂;12—钻孔位置;13—采样位置

Fig. 2 Geological map of the Gaxian deposit in Inner Mongolia(modified after Wang et al., 2016)

1—Quaternary gravel; 2—Sinian Jixianggou group marble; 3—Potassium feldspar granite; 4—Ultramafic rocks;
5—Diabase; 6—Albitophyre; 7—Granite porphyry; 8—Nickel mineralization; 9—Nickel orebody;
10—Lead-zinc orebody; 11—Fault; 12—Borehole position; 13—Sampling location

岩和长英质岩组成。超镁铁岩由橄榄辉石岩、辉石橄榄岩和辉石岩组成,主要侵位于震旦系大理岩中,局部被后期钾长花岗岩体捕获(图2),经研究认为这些超镁铁岩为科马提质超镁铁岩类(王玉往等,2016)。镁铁岩主要有辉绿岩和玄武岩;长英质岩有花岗斑岩、伟晶状花岗岩、黑云母花岗岩、长石斑岩、斜长花岗岩和钠长斑岩等;此外,还发育少量闪长岩类。杂岩体主要呈透镜状、脉状产于震旦系倭勒根群吉祥沟大理岩中(图2)。

超镁铁质岩体呈透镜状或板状,呈近东西向或沿北东 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 方向延展,最大长度1200 m,最大宽度380 m,最小宽度15 m,最大延深610 m,地表出露面积约 0.3 km^2 (图2)。剖面上总体倾向北西,倾角 $45^{\circ}\sim 75^{\circ}$,呈上部厚大,下部急剧变窄、分支、尖灭的似“萝卜状”(王玉往等,2016)。超镁铁岩根据矿物粒度主要分为2类:一类具粗粒的半自形等粒结构,主要组成矿物为橄榄石和单斜辉石,多数辉石已透

闪石化(图3a);另一类为不等粒斑状、似斑状结构,也主要由橄榄石和辉石组成,均具有不同程度的透闪石化、蛇纹石化、滑石化等。从野外产状和接触关系以及显微结构来看,含矿的斑状超镁铁岩应为科马提质熔岩,粗粒堆晶岩可能为科马提岩流底部缓慢结晶的产物。此外,还有细粒的科马提质凝灰岩,多发生强烈的蚀变,主要为透闪石化、滑石化、绿泥石化等。

镁铁岩类主要为辉绿岩和玄武岩,主要呈脉状或岩株状沿北东方向侵入于震旦系吉祥沟组大理岩中。辉绿岩主要斑晶为斜长石,呈交织状组成格架,辉石颗粒分布于斜长石的格架之间形成间粒结构(图3b),玄武岩含一定量的斜长石斑晶,基质多由微晶斜长石组成,具有不同程度的绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化、阳起石化等。

矿区内的长英质岩体,规模最大的为钾长花岗岩,主要呈岩基状分布在矿区东、西两侧,为区域酸

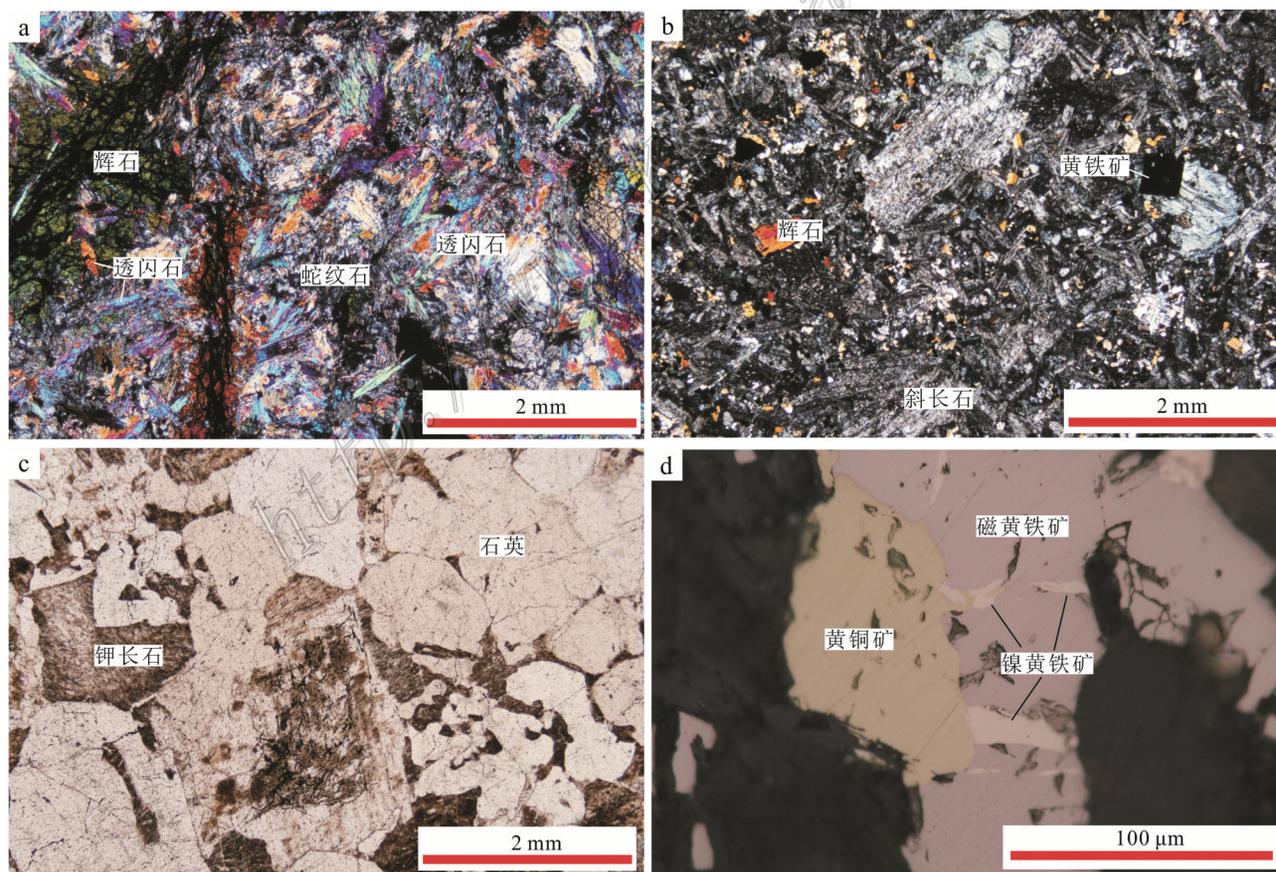


图3 嘎仙矿床岩石矿物及矿石矿物显微照片

a. 橄榄辉石岩;b. 辉绿岩;c. 花岗岩;d. 硫化物矿石

Fig. 3 Microscopic photographs of rock minerals and ore minerals in the Gaxian deposit

a. Olivine pyroxenite; b. Diabase; c. Granite; d. Sulfide ore

性岩的一部分。规模较小的主要有花岗斑岩,呈脉状沿北东方向侵入于震旦系吉祥沟组大理岩中,还有钠长斑岩以岩株形式侵入于吉祥沟组大理岩中(图2)。通过钻孔岩芯的详细编录,长英质岩体可分为花岗岩、花岗斑岩、斜长花岗岩、长石斑岩等。主体为中粗粒碱长花岗岩(钾长花岗岩),边缘相可见花岗斑岩。与超镁铁岩体接触处,常见1~2 m或不足1 m厚的伟晶岩状花岗岩。花岗岩类主要呈粗粒花岗结构,主要矿物为石英和钾长石(图3c),少量斜长石、角闪石和黑云母等暗色矿物。

矿床中围岩蚀变较强,以透闪石化、蛇纹石化为主,并根据围岩性质不同可发育滑石化、金云母化、碳酸盐化、矽卡岩化、角岩化、透辉石化、绿泥

石化、黑云母化等。矿石矿物中的交代蚀变现象也十分明显,如黄铜矿、镍黄铁矿交代磁黄铁矿(图3d)。

在矿区已发现4条主要镍钴矿体和1条镍矿化体,另外还圈出3条铅锌矿化体(图2)。镍钴矿体均产于粗粒的超镁铁岩中,矿体均是以品位圈定,与上、下盘呈渐变过渡关系。4条镍钴矿体的控制走向主要为北东向,延长在200~900 m,最大延深100~630 m,水平厚度0.7~96 m(图4)。

矿床以原生硫化物矿石为主,矿石矿物以磁黄铁矿为主,其次为镍黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、钛铁矿、磁铁矿等,脉石矿物有橄榄石、普通辉石等原生矿物,还有蚀变矿物透辉石、透闪石、蛇纹石、滑石、

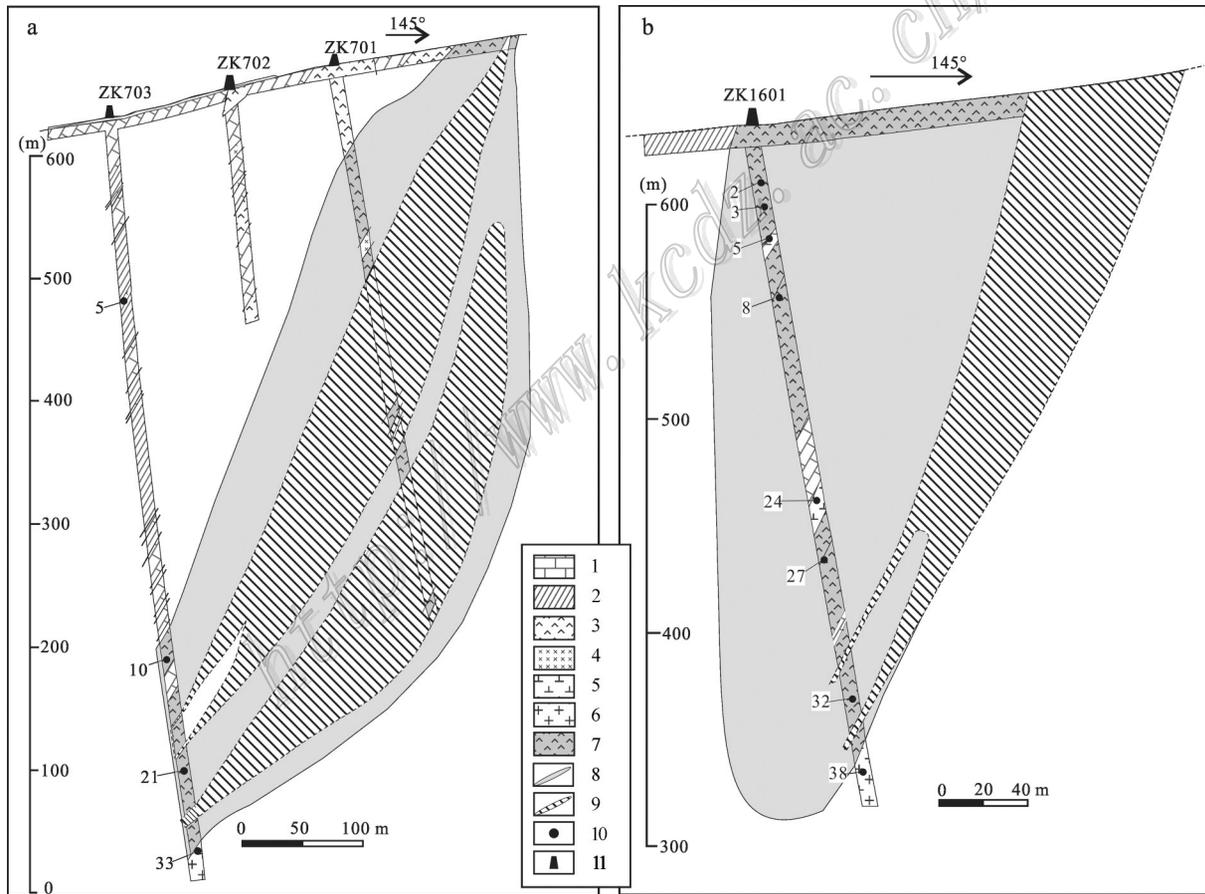


图4 嘎仙矿床7勘探线(a)和16勘探线(b)剖面图(据陈伟民等,2009修改)
 1—大理岩;2—板岩;3—超镁铁岩;4—辉绿岩;5—闪长岩;6—花岗斑岩;7—镍矿化体;
 8—矿化范围;9—镍矿体;10—采样位置;11—钻孔位置

Fig. 4 Geological sections along No. 7 exploration line (a) and No. 16 exploration line (b) in the Gaxin deposit (modified from Chen et al., 2009)

1—Marble; 2—Slate; 3—Ultramafic rocks; 4—Diabase; 5—Diorite; 6—Granite porphyry; 7—Nickel mineralization; 8—Mineralization range; 9—Nickel orebody; 10—Sampling location; 11—Borehole position

绿泥石、金云母等。矿石结构主要以他形-半自形粒状,以分散状或集合体形式分布于脉石矿物粒间,交代结构发育,其中镍黄铁矿、黄铜矿多以细粒他形交代粗粒的磁黄铁矿形式出现,少数为胶结脉石矿物形式,形成似海绵陨铁结构,但脉石矿物为热液透辉石而非岩浆矿物。

3 样品采集及测试方法

在详细野外调查的基础上,针对控制重要矿体的探槽和3个钻孔岩芯(ZK801、ZK003、ZK703)进行了详细编录,并采集了相关样品(表1)。进行锆石U-Pb年代学测试的样品采自钻孔中的花岗斑岩(ZK003-9、ZK801-32)、长石斑岩(ZK003-20)、黑云母花岗岩(ZK003-22)和伟晶岩状花岗岩(ZK703-33)。

进行全岩主量、微量元素测试分析的样品,来自吉峰的超镁铁岩(科马提岩)(JF4726-1)、矿化的超镁铁岩(ZK1601-8、ZK703-21、GX4724-5、ZK1601-3、ZK1601-32)、辉绿岩(GX4724-4、GX4724-8、ZK003-3、

ZK703-5)、玄武岩(ZK003-10、ZK003-13)、闪长岩(ZK1601-5、ZK1601-24)、长石斑岩(GX4724-1、ZK003-20)、斜长花岗岩(ZK801-20)、花岗岩(ZK1601-38)和大理岩(ZK801-2b)。

3.1 锆石U-Pb测试方法

样品由河北廊坊市宏信地质勘查技术服务有限公司实验室进行碎样,并挑选锆石。锆石阴极发光(CL)图像及制靶在北京锆年领航科技有限公司实验室完成。锆石的LA-ICP-MS微区U-Pb年龄测定在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室进行。实验室将德国Lambda Physik公司的ComPex 102 ArF准分子激光器(工作物质ArF,波长193 nm)与Agilent 7500ce型ICP-MS以及MicroLas公司的GeoLas 200M光学系统连接。采用He气作为剥蚀物质的载气,用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NIST610进行仪器最优化,采用91500标准锆石外部校正法进行锆石原位U-Pb分析。采用的激光束斑直径为32 μm ,频率5 Hz,能量密度为15 J/cm²,激光剥蚀深度为30~

表1 样品采集位置及处理方法

Table 1 Sampling position and processing method

序号	样品号	岩性	位置	测试方法
1	ZK003-9	花岗斑岩	ZK003 293 m处	锆石U-Pb
2	ZK801-32	花岗斑岩	ZK801 226 m处	锆石U-Pb
3	ZK003-20	长石斑岩	ZK003 360 m处	锆石U-Pb,全岩主微量元素分析
4	ZK003-22	黑云母花岗岩	ZK003 381 m处	锆石U-Pb,全岩主微量元素分析
5	ZK703-33	伟晶状花岗岩	ZK703 585 m处	锆石U-Pb,全岩主微量元素分析
6	JF4726-1	科马提岩	吉峰东南10km处	全岩主、微量分析
7	GX4724-5	矿化超镁铁岩	矿区探槽TC23-1	全岩主、微量分析
8	GX4724-4	辉绿岩	矿区探槽TC23-1	全岩主、微量分析
9	GX4724-8	辉绿岩	矿区探槽TC23-1	全岩主、微量分析
10	GX4724-1	长石斑岩	矿区探槽TC23-1	全岩主、微量分析
11	ZK1601-8	矿化超镁铁岩	ZK1601 76 m处	全岩主、微量分析
12	ZK703-21	矿化超镁铁岩	ZK703 475 m处	全岩主、微量分析
13	ZK1601-3	矿化超镁铁岩	ZK1601 46 m处	全岩主、微量分析
14	ZK1601-32	矿化超镁铁岩	ZK1601 228 m处	全岩主、微量分析
15	ZK003-3	辉绿岩	ZK003 52 m处	全岩主、微量分析
16	ZK703-5	辉绿岩	ZK703 123 m处	全岩主、微量分析
17	ZK003-10	玄武岩	ZK003 300 m处	全岩主、微量分析
18	ZK003-13	玄武岩	ZK003 312 m处	全岩主、微量分析
19	ZK1601-5	闪长岩	ZK1601 53 m处	全岩主、微量分析
20	ZK1601-24	闪长岩	ZK1601 156 m处	全岩主、微量分析
21	ZK801-20	斜长花岗岩	ZK801 130 m处	全岩主、微量分析
22	ZK1601-38	花岗岩	ZK1601 280 m处	全岩主、微量分析
23	ZK801-2b	大理岩	ZK801 27 m处	全岩主、微量分析

40 μm。数据采集为20 s气体空白和60 s激光剥蚀。测试过程中,每5次测定后就测定2次91500标准锆石对样品进行校正,同位素比值数据处理和U-Pb表面年龄计算采用Glitter程序进行,单个数据点误差均为1σ,加权均值误差为2σ。普通Pb校正根据Anderson(2002)的方法,年龄计算和图谱采用ISO-PLOT 3.0(Ludwig,2003)。

3.2 全岩主量、微量元素测试方法

全岩主量元素、微量元素、稀土元素分析均在核工业北京地质研究院实验中心完成。主量元素化学分析使用X-射线荧光分析法(XRF),微量和稀土元素分析采用MC-ICP-MS法,运用英国VG公司的PQ2 Turbo ICP-MS进行分析。分析过程中所用标样为中国国家标准参考物质GSR-1,实测值与推荐值相对误差多数元素在3%以内,具体测试方法及精度均符合《GB/T 14506.28-2010》硅酸盐岩石化学分析方法第28部分:16个主次成分量测定。

4 测试结果

4.1 锆石U-Pb法

锆石U-Pb同位素分析结果见表2,CL图像和U-Pb谐和年龄见图5~图9。所分析的锆石均为透明的自形晶(颗粒长0.1~0.4 mm不等,宽约0.1 mm)、韵律环带结构发育,Th/U值0.48~2.27(均大于0.4),属典型的岩浆成因锆石特征(Rubatto et al.,2000)。

嘎仙矿区花岗斑岩(GX801-32)锆石U-Pb测试年龄数据范围为122~127 Ma,加权平均年龄为(125.13±0.98) Ma(MSWD=0.66,n=13),谐和线交点年龄为(127.5±4.5) Ma(n=13,MSWD=0.42)(图5),另一样品花岗斑岩(GX003-9)锆石U-Pb年龄范围为123~127 Ma之间,加权平均年龄(125.4±1.0) Ma(n=17,MSWD=0.35),谐和线交点年龄为(125.3±1.1) Ma(n=17,MSWD=0.40)(图6),因此花岗斑岩的形成年龄为(125.3±1.1) Ma~(127.5±4.5) Ma;伟晶状花岗岩(GX703-33)锆石U-Pb年龄数据范围位于122~129 Ma之间,加权平均年龄值为(126.2±0.9) Ma(n=13,MSWD=1.07),谐和线交点年龄为(127.9±2.3) Ma(n=13,MSWD=0.99)(图7),因此谐和线年龄(127.9±2.3) Ma代表了伟晶状花岗岩的形成年龄;长石斑岩(GX003-20)锆石U-Pb年龄范围为124~130 Ma,加权平均年龄为(126.92±0.97) Ma(n=14,MSWD=0.88),谐和线交点年龄为(128.1±2.2) Ma(n=14,MSWD=0.85)(图8),因此谐和线年龄值(128.1±2.2) Ma代表了长石斑岩的形成年龄;黑云母花岗岩(GX003-22)锆石U-Pb年龄值范围123~130 Ma,谐和线交点年龄为(127.9±1.4) Ma(n=14,MSWD=0.89),加权平均年龄为(126.9±1.0) Ma(n=14,MSWD=0.86)(图9),因此谐和线年龄值(127.9±1.4) Ma代表了黑云母花岗岩的形成年龄。

从所测试的花岗岩类的形成年龄来看,这些岩体的形成年龄(125.3±1.1) Ma~(128.1±2.2) Ma在误

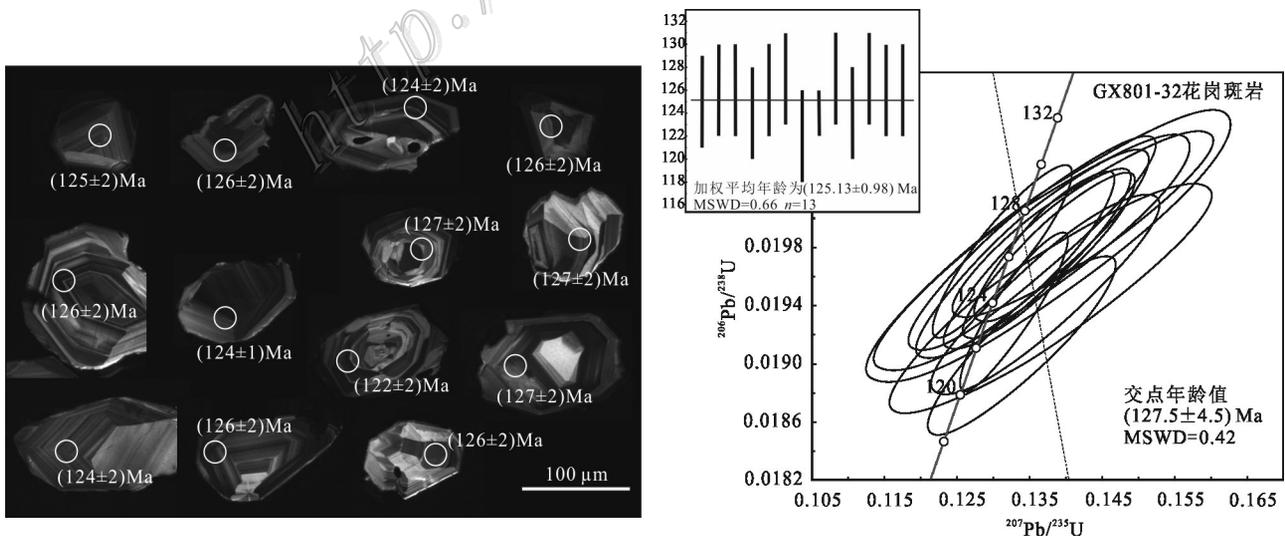


图5 嘎仙矿区花岗斑岩(GX801-32)锆石CL图像及U-Pb谐和线年龄图

Fig. 5 CL image and U-Pb concordant age of zircons from granite porphyry (GX801-32) in the Gaxian deposit

表 2 嘎仙矿区长英质岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试分析数据表
 Table 2 LA-ICP-MS U-Pb analytical data of zircons from felsic rocks in the Gaxian deposit

测试点	比值							年龄值/Ma					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
GX801-32 花岗斑岩													
1.1	0.0485	0.00284	0.13104	0.00752	0.0196	0.0003	0.83	124	100	125	7	125	2
2.1	0.04965	0.00184	0.13492	0.00486	0.01971	0.00025	1.35	179	60	129	4	126	2
3.1	0.04816	0.0015	0.13132	0.00397	0.01978	0.00024	0.58	107	48	125	4	126	2
4.1	0.05138	0.00344	0.13778	0.00905	0.01945	0.00032	1.41	258	121	131	8	124	2
5.1	0.05071	0.00179	0.13755	0.00471	0.01967	0.00025	0.99	228	55	131	4	126	2
6.1	0.05089	0.0019	0.13982	0.00507	0.01993	0.00026	1.45	236	59	133	5	127	2
7.1	0.05079	0.00203	0.13398	0.00521	0.01913	0.00025	0.85	231	66	128	5	122	2
8.1	0.04975	0.00118	0.13282	0.00304	0.01936	0.00022	1.14	183	32	127	3	124	1
9.1	0.05216	0.00261	0.14298	0.00699	0.01988	0.00029	0.83	292	85	136	6	127	2
10.1	0.05106	0.00245	0.13718	0.00641	0.01948	0.00028	0.82	244	81	131	6	124	2
11.1	0.05112	0.00338	0.14043	0.00909	0.01992	0.00034	0.67	246	117	133	8	127	2
12.1	0.04978	0.0025	0.13552	0.00664	0.01975	0.00029	1.16	185	86	129	6	126	2
13.1	0.04968	0.00332	0.13538	0.00887	0.01976	0.00033	0.7	180	118	129	8	126	2
GX703-33 伟晶状花岗岩													
1.1	0.05063	0.00153	0.13869	0.00407	0.01987	0.00024	0.65	224	45	132	4	127	2
2.1	0.04988	0.00188	0.13719	0.00503	0.01995	0.00026	0.82	189	61	131	4	127	2
3.1	0.05006	0.00166	0.13562	0.00437	0.01965	0.00024	1.41	198	52	129	4	125	2
4.1	0.05038	0.00207	0.13876	0.00555	0.01997	0.00027	0.99	213	67	132	5	127	2
5.1	0.0471	0.0017	0.13131	0.00462	0.02022	0.00026	0.62	54	54	125	4	129	2
6.1	0.05437	0.00268	0.14848	0.00712	0.01981	0.00029	0.48	386	81	141	6	126	2
7.1	0.0515	0.00265	0.13648	0.00685	0.01922	0.00029	0.96	263	87	130	6	123	2
8.1	0.04815	0.00175	0.1271	0.0045	0.01914	0.00024	1.23	107	59	121	4	122	2
9.1	0.04976	0.00195	0.13894	0.00529	0.02025	0.00027	0.72	184	64	132	5	129	2
10.1	0.04948	0.00156	0.13672	0.00418	0.02004	0.00024	1.14	171	49	130	4	128	2
11.1	0.05132	0.00279	0.14048	0.00747	0.01985	0.0003	0.74	255	95	133	7	127	2
12.1	0.04831	0.00138	0.13104	0.00363	0.01967	0.00023	0.73	114	43	125	3	126	1
13.1	0.05106	0.00146	0.1394	0.00385	0.0198	0.00023	0.92	244	42	133	3	126	1
GX003-9 花岗斑岩													
1.1	0.05407	0.00233	0.14884	0.00625	0.01996	0.00028	1.2	374	69	141	6	127	2
2.1	0.04799	0.00146	0.13104	0.00387	0.0198	0.00024	2.27	99	47	125	3	126	2
3.1	0.05439	0.00179	0.14643	0.00467	0.01953	0.00025	1.47	387	49	139	4	125	2
4.1	0.05067	0.00168	0.13663	0.00439	0.01956	0.00024	0.86	226	51	130	4	125	2
5.1	0.04797	0.00317	0.13038	0.00846	0.01971	0.00032	0.81	98	114	124	8	126	2
6.1	0.05066	0.00181	0.13857	0.0048	0.01984	0.00025	1	225	57	132	4	127	2
7.1	0.04942	0.00186	0.13317	0.00489	0.01955	0.00025	0.61	168	62	127	4	125	2
8.1	0.04842	0.0034	0.12911	0.00891	0.01934	0.00032	1.47	120	123	123	8	123	2
9.1	0.0539	0.00279	0.14459	0.00731	0.01946	0.00029	1.23	367	87	137	6	124	2
10.1	0.05041	0.00245	0.13615	0.00644	0.01959	0.00028	1.69	214	83	130	6	125	2
11.1	0.04945	0.00192	0.13234	0.00501	0.01941	0.00025	0.71	169	64	126	4	124	2
12.1	0.04901	0.00217	0.13285	0.00574	0.01966	0.00027	1.01	148	75	127	5	126	2
13.1	0.05234	0.00531	0.14301	0.01428	0.01982	0.00041	0.9	300	188	136	13	127	3
14.1	0.05803	0.00246	0.15734	0.00648	0.01966	0.00028	2.27	531	65	148	6	126	2

续表 2

Continued Table 2

测试点	比值							年龄值/Ma					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
GX003-9 花岗斑岩													
15.1	0.05389	0.00589	0.14475	0.01558	0.01948	0.00043	1.08	366	202	137	14	124	3
16.1	0.06203	0.00187	0.16967	0.00492	0.01984	0.00025	1.67	675	40	159	4	127	2
17.1	0.0465	0.00852	0.125	0.02272	0.0195	0.00052	1.32	24	287	120	21	124	3
GX003-20 长石斑岩													
1.1	0.04889	0.00208	0.13635	0.00566	0.02022	0.00028	1.05	143	71	130	5	129	2
2.1	0.04954	0.00244	0.13359	0.00643	0.01956	0.00028	1.18	173	85	127	6	125	2
3.1	0.05042	0.0018	0.14126	0.00489	0.02032	0.00026	0.83	214	56	134	4	130	2
4.1	0.0468	0.00217	0.12801	0.00579	0.01984	0.00027	0.54	39	72	122	5	127	2
5.1	0.05386	0.00233	0.15162	0.00639	0.02042	0.00029	0.79	365	69	143	6	130	2
6.1	0.04945	0.00194	0.136	0.0052	0.01995	0.00026	0.87	169	65	129	5	127	2
7.1	0.04792	0.00227	0.1304	0.00603	0.01974	0.00028	0.75	95	77	124	5	126	2
8.1	0.05126	0.00312	0.14181	0.00845	0.02007	0.00033	1.1	253	107	135	8	128	2
9.1	0.05041	0.00189	0.13835	0.00505	0.01991	0.00026	0.84	214	60	132	5	127	2
10.1	0.04807	0.00208	0.13197	0.00558	0.01991	0.00027	0.96	103	71	126	5	127	2
11.1	0.05055	0.00136	0.13707	0.00358	0.01967	0.00023	0.9	220	39	130	3	126	1
12.1	0.05148	0.00303	0.13835	0.00797	0.01949	0.0003	0.6	262	104	132	7	124	2
13.1	0.04967	0.00231	0.13684	0.00619	0.01998	0.00029	0.91	180	78	130	6	128	2
GX003-22 黑云母花岗岩													
1.1	0.05097	0.00204	0.13907	0.00541	0.01979	0.00027	1.3	239	64	132	5	126	2
2.1	0.05006	0.00222	0.13802	0.00597	0.02	0.00028	0.95	198	74	131	5	128	2
3.1	0.04853	0.0018	0.13463	0.00485	0.02012	0.00026	1.28	125	60	128	4	128	2
4.1	0.04805	0.00185	0.13115	0.00491	0.01979	0.00026	0.78	102	62	125	4	126	2
5.1	0.04965	0.00188	0.13711	0.00505	0.02003	0.00026	1.1	179	62	130	5	128	2
6.1	0.05098	0.00157	0.14139	0.0042	0.02011	0.00025	1.33	240	46	134	4	128	2
7.1	0.05781	0.00261	0.15721	0.0069	0.01972	0.00029	0.77	523	70	148	6	126	2
8.1	0.05259	0.00253	0.14007	0.00656	0.01931	0.00028	0.56	311	80	133	6	123	2
9.1	0.04831	0.00217	0.13088	0.00573	0.01965	0.00027	1.03	114	75	125	5	125	2
10.1	0.05554	0.00332	0.15284	0.0089	0.01996	0.00034	0.84	434	99	144	8	127	2
11.1	0.04714	0.00191	0.12745	0.00504	0.01961	0.00026	1.03	56	63	122	5	125	2
12.1	0.0489	0.0014	0.13657	0.00379	0.02026	0.00024	0.88	143	43	130	3	129	2
13.1	0.04993	0.00155	0.14004	0.00421	0.02034	0.00025	0.6	192	47	133	4	130	2
14.1	0.05402	0.00317	0.1488	0.00851	0.01998	0.00033	0.57	372	99	141	8	128	2

差范围内是一致的,表明嘎仙矿区酸性岩类主要形成于中生代白垩纪。

4.2 全岩主量、微量和稀土元素

4.2.1 主量元素

嘎仙矿床各岩体主量元素分析值见表3。矿区内超镁铁岩均不同程度蚀变矿化,镜下显示具有科马提岩特征,属于科马提岩系列岩石,与吉峰科马提岩相比较,它们具有较高的 $w(\text{SiO}_2)$ (40.53%~

54.96%)、 $w(\text{TiO}_2)$ (0.24%~0.86%)、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (3.58%~10.47%)、 $w(\text{FeO})$ (5.30%~8.80%)、 $w(\text{CaO})$ (7.35%~13.66%)、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ (0.01%~0.76%)、 $w(\text{K}_2\text{O})$ (0.02%~0.66%)、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ (0.06%~0.61%),而 $w(\text{MgO})$ (17.71%~25.07%)略低。与前人统计的中国元古代科马提岩的平均成分($w(\text{SiO}_2)=49.56\%$, $w(\text{TiO}_2)=0.42\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)=6.68\%$, $w(\text{FeO})=7.64\%$, $w(\text{CaO})=7.14\%$, $w(\text{K}_2\text{O})=0.40\%$, $w(\text{P}_2\text{O}_5)=0.09\%$,据董显扬等(1995)相

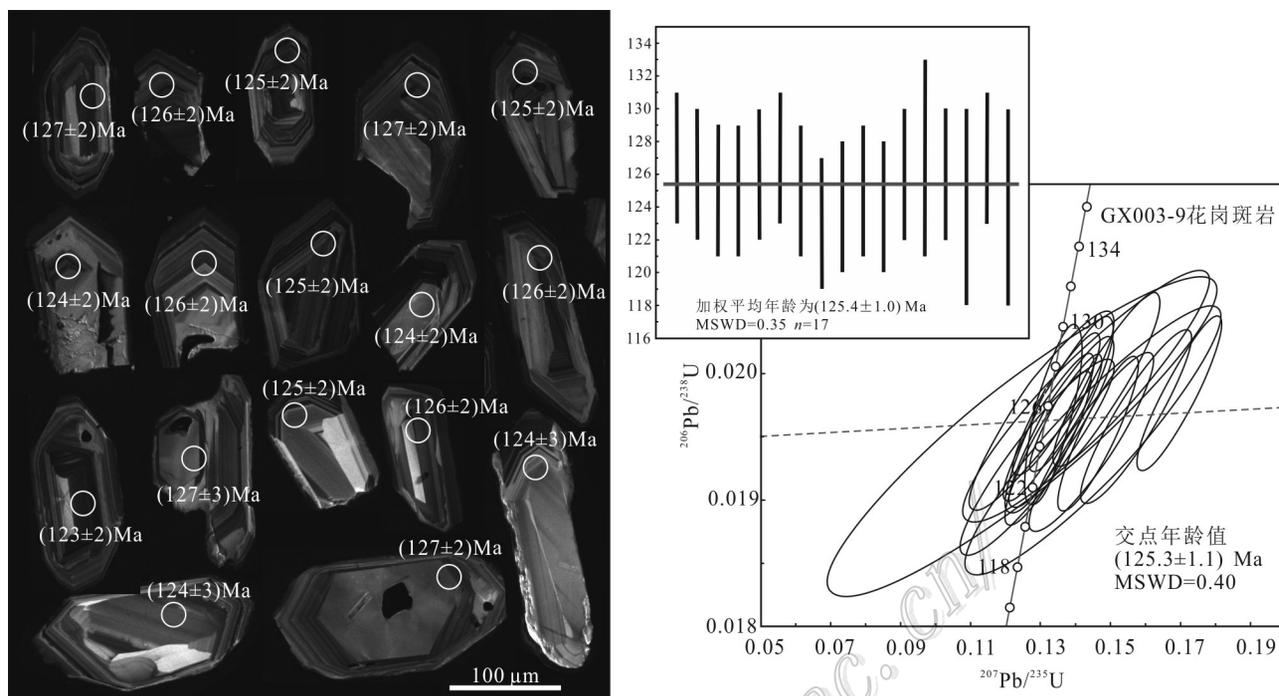


图 6 嘎仙矿区花岗斑岩(GX003-9)锆石CL图像及U-Pb谐和线年龄图

Fig. 6 CL image and U-Pb concordant age of zircons from granite porphyry (GX003-9) in the Gaxian deposit

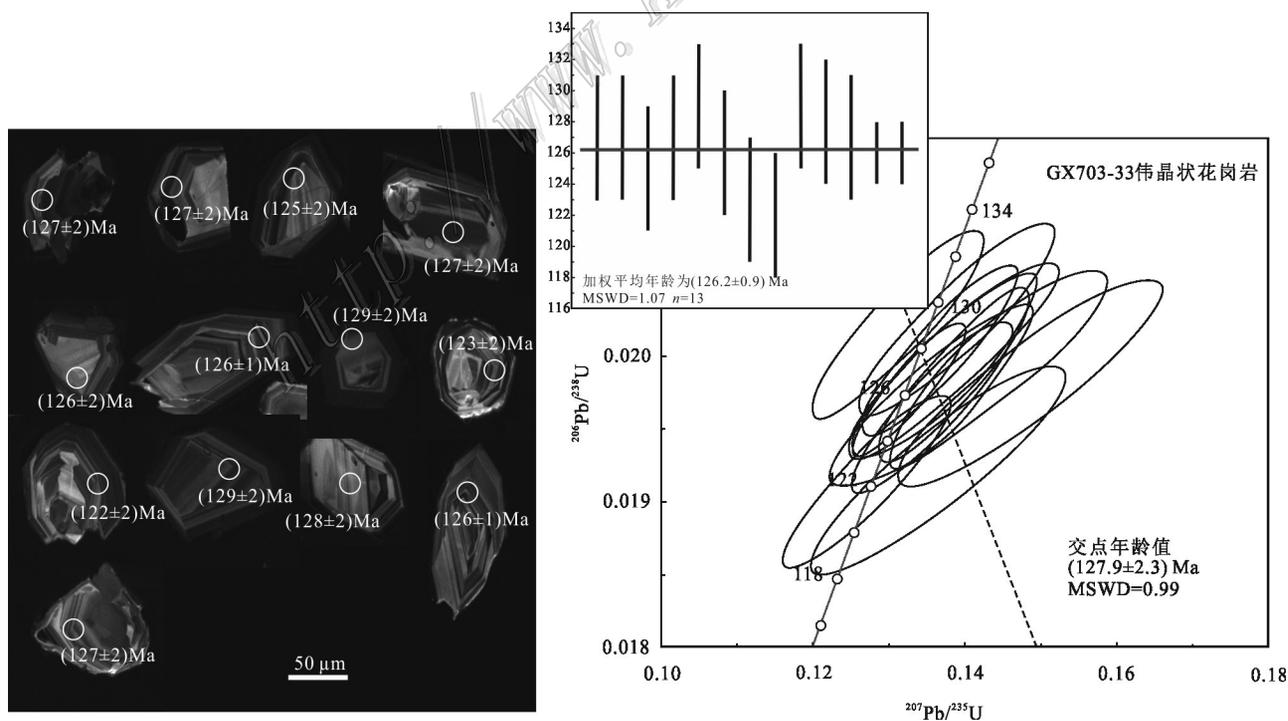


图 7 嘎仙矿区伟晶状花岗岩(GX703-33)锆石CL图像及U-Pb谐和线年龄图

Fig. 7 CL image and U-Pb concordant age of zircons from pegmatoidal granite (GX703-33) in the Gaxian deposit

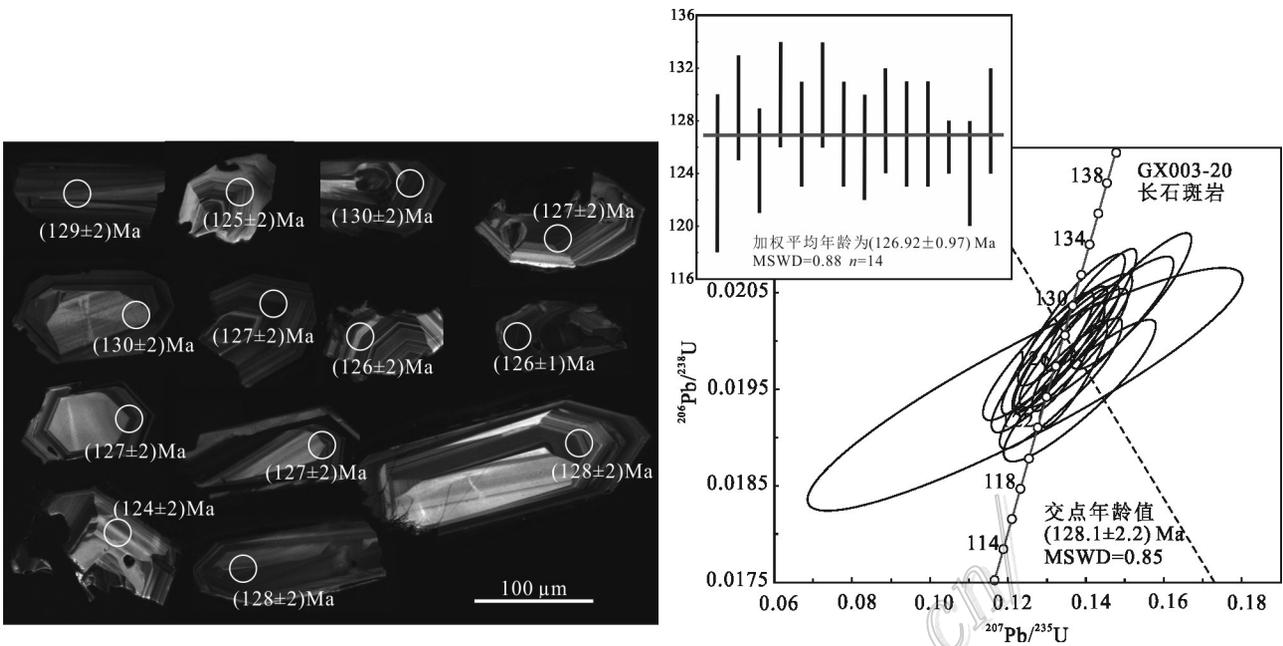


图8 嘎仙矿区长石斑岩(GX003-20)锆石CL图像及U-Pb谐和线年龄图
 Fig. 8 CL image and U-Pb concordant age of zircons from feldspar porphyry (GX003-20) in the Gaxian deposit

当。吉峰科马提岩具有异常低的 $w(\text{SiO}_2)$ (41.48%)、 $w(\text{TiO}_2)$ (0.02%)、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (1.13%)、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^T)$ (7.26%)、 $w(\text{CaO})$ (0.3%)，具有异常高的 $w(\text{MgO})$ (36.72%)，

相比较前人发表过的吉峰科马提岩数据($w(\text{SiO}_2)$ = 42.26%~48.94%， $w(\text{TiO}_2)$ = 0.05%~0.20%， $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ = 3.13%~4.69%， $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^T)$ = 6.50%~8.42%， $w(\text{FeO})$ =

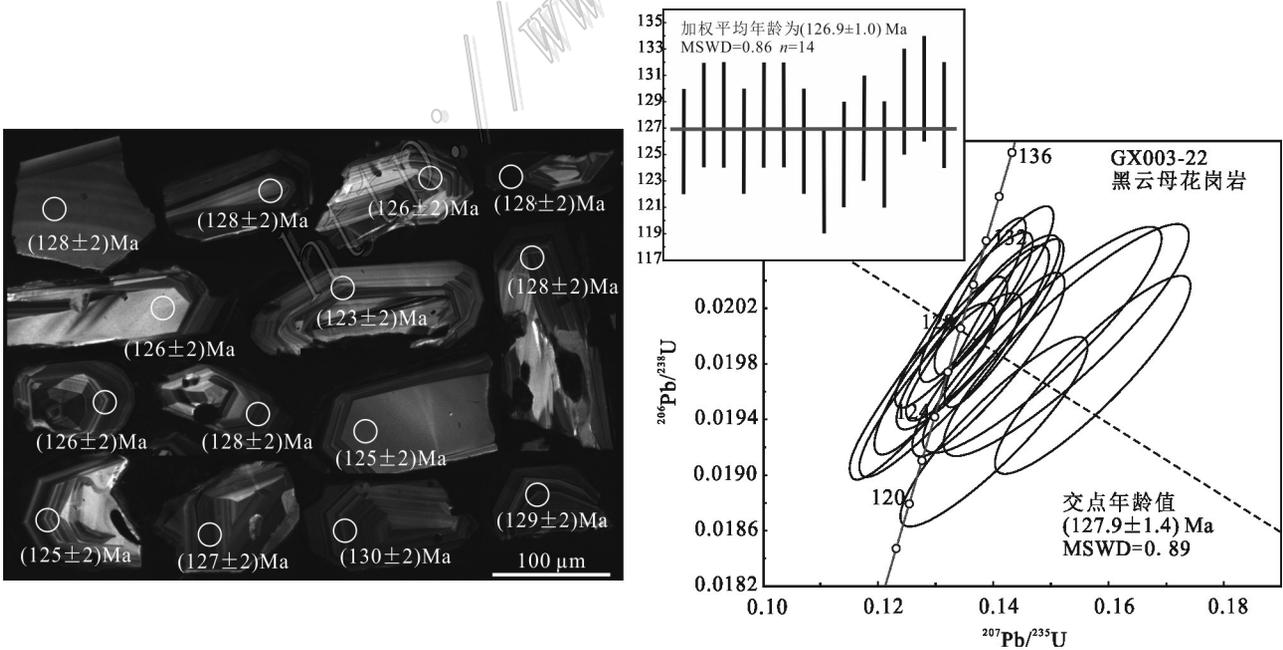


图9 嘎仙矿区黑云母花岗岩(GX003-22)锆石CL图像及U-Pb谐和线年龄图
 Fig. 9 CL image and U-Pb concordant age of zircons from biotite granite (GX003-22) in the Gaxian deposit

表 3 嘎仙矿区岩浆岩及围岩大理岩主量元素(w(B)/10⁻⁶)、微量元素(w(B)/10⁻⁶)分析测试数据表
 Table 3 Major (w(B)/%) and trace elements (w(B)/10⁻⁶) analytical data of igneous rocks in the Gaxian deposit

项目	矿化超镁铁岩				科马提岩				辉绿岩				玄武岩				闪长岩				斜长花岗岩				长石斑岩				花岗岩				大理岩			
	ZK	ZK	ZK	ZK	GX	ZK	JF	GX	GX	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK													
深度/m	76	475	228	46	0	0	0	0	0	123	52	300	312	53	156	130	360	0	280	585	381	27	003-20	4724-1	1601-38	703-33	003-22	801-2b								
SiO ₂	44.43	40.72	45.79	40.53	54.96	41.48	52.94	53.02	59.58	52.70	51.31	55.31	61.17	61.03	73.43	73.43	75.62	76.90	74.71	74.82	75.71	3.09	75.62	76.90	74.71	74.82	75.71	3.09	75.62	76.90	74.71	74.82	75.71	3.09		
TiO ₂	0.71	0.86	0.60	0.66	0.24	0.02	1.11	1.13	1.09	1.12	1.18	0.73	0.56	0.59	0.05	0.05	0.16	0.10	0.14	0.12	0.15	0.05	0.16	0.10	0.14	0.12	0.15	0.05	0.16	0.10	0.14	0.12	0.15	0.05		
Al ₂ O ₃	7.33	10.47	6.01	6.40	3.58	1.13	17.57	17.37	16.34	17.38	17.16	17.74	17.04	16.84	15.45	15.45	12.87	12.16	12.83	13.16	12.80	0.53	12.87	12.16	12.83	13.16	12.80	0.53	12.87	12.16	12.83	13.16	12.80	0.53		
TFe ₂ O ₃	10.30	10.73	7.39	9.84	6.96	7.26	8.49	8.63	6.56	8.64	8.66	7.65	4.26	4.37	0.22	0.22	0.95	0.74	1.02	1.05	1.09	0.72	0.95	0.74	1.02	1.05	1.09	0.72	0.95	0.74	1.02	1.05	1.09	0.72		
FeO	8.80	8.05	5.30	6.64	5.61	3.61	4.98	4.68	5.16	5.26	4.97	4.62	1.94	3.21	0.17	0.17	0.83	0.56	0.88	0.87	0.84	0.63	0.83	0.56	0.88	0.87	0.84	0.63	0.83	0.56	0.88	0.87	0.84	0.63		
MnO	0.17	0.13	0.18	0.20	0.23	0.10	0.13	0.13	0.11	0.13	0.13	0.14	0.09	0.10	0.02	0.02	0.03	0.06	0.07	0.04	0.06	0.10	0.03	0.06	0.07	0.04	0.06	0.10	0.03	0.06	0.07	0.04	0.06	0.10		
MgO	23.61	25.07	22.87	23.93	17.71	36.72	3.93	4.04	2.42	4.09	3.74	3.40	1.64	1.56	0.40	0.40	0.38	0.16	0.26	0.24	0.25	1.44	0.38	0.16	0.26	0.24	0.25	1.44	0.38	0.16	0.26	0.24	0.25	1.44		
CaO	9.24	7.35	13.66	12.76	13.21	0.30	7.21	6.98	4.58	6.84	5.85	3.99	3.77	3.75	0.85	0.85	0.38	0.29	0.71	0.63	0.66	51.18	0.38	0.29	0.71	0.63	0.66	51.18	0.38	0.29	0.71	0.63	0.66	51.18		
Na ₂ O	0.14	0.17	0.76	0.01	0.43	0.01	3.47	3.74	4.85	3.83	4.09	5.12	5.09	4.79	8.22	8.22	3.67	2.93	4.27	3.99	4.18	0.19	3.67	2.93	4.27	3.99	4.18	0.19	3.67	2.93	4.27	3.99	4.18	0.19		
K ₂ O	0.04	0.61	0.14	0.02	0.66	0.02	1.69	1.67	2.36	2.01	1.89	2.48	3.69	4.43	0.43	0.43	5.10	5.85	4.04	4.27	4.23	0.02	5.10	5.85	4.04	4.27	4.23	0.02	5.10	5.85	4.04	4.27	4.23	0.02		
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.10	0.11	0.06	0.02	0.33	0.33	0.35	0.33	0.35	0.33	0.31	0.32	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.09	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.09	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.09		
LOI	3.40	3.26	1.94	4.99	1.92	12.38	3.10	2.93	1.16	2.90	5.49	3.05	1.87	1.73	0.89	0.89	0.80	0.56	1.39	1.13	0.82	42.15	0.80	0.56	1.39	1.13	0.82	42.15	0.80	0.56	1.39	1.13	0.82	42.15		
总和	99.50	99.49	99.45	99.43	99.96	99.43	99.96	99.97	99.40	99.97	99.85	99.95	99.49	99.50	99.98	99.98	99.99	99.76	99.49	99.48	99.99	99.55	99.99	99.76	99.49	99.48	99.99	99.55	99.99	99.76	99.49	99.48	99.99	99.55		
CaO/Al ₂ O ₃	1.26	0.7	2.27	1.99	3.69	0.26	0.41	0.4	0.28	0.39	0.34	0.22	0.22	0.22	0.06	0.06	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	96.57	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	96.57	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	96.57		
Mg#	82.0	82.2	86	82.8	83.4	90.9	47.8	48.1	42.2	48.4	46.1	46.8	43.3	41.4	78.3	78.3	44.2	30.0	33.6	31.2	31.2	79.8	44.2	30.0	33.6	31.2	31.2	79.8	44.2	30.0	33.6	31.2	31.2	79.8		
Li	15.8	24.2	10.9	3.17	12.3	34.4	31	26.7	26.9	18.9	39.8	44	11.3	8.31	4.92	4.92	5.99	14.4	3.42	4.27	6.05	0.993	5.99	14.4	3.42	4.27	6.05	0.993	5.99	14.4	3.42	4.27	6.05	0.993		
Be	0.559	0.191	0.457	0.513	0.903	0.066	1.25	1.33	2.46	1.18	1.67	1.49	2.24	1.39	4.11	4.11	3.04	2.24	2.96	2.58	3.33	0.359	3.04	2.24	2.96	2.58	3.33	0.359	3.04	2.24	2.96	2.58	3.33	0.359		
Sc	20.6	26.1	13.9	23.2	9.5	6.41	23.9	21.6	12.9	23.6	22.4	12.7	8.49	8.44	1.2	1.2	2.35	2.26	1.82	1.68	2.17	2.29	2.35	2.26	1.82	1.68	2.17	2.29	2.35	2.26	1.82	1.68	2.17	2.29		
V	124	159	94.8	135	66.5	33.2	204	175	135	188	203	110	51	39.3	4.9	4.9	10.7	7.57	9.87	8.37	9.26	16.3	10.7	7.57	9.87	8.37	9.26	16.3	10.7	7.57	9.87	8.37	9.26	16.3		
Cr	579	1324	1472	1544	688	1603	39.2	40.9	5.81	38.7	13.7	1.23	3.24	2.53	2.97	2.97	3.74	17.4	2.32	4.69	3.08	36	3.74	17.4	2.32	4.69	3.08	36	3.74	17.4	2.32	4.69	3.08	36		
Co	70.6	80.2	65.9	74.9	42.2	100	32	28.9	16.6	29.6	26.7	20.1	6.55	5.8	1.08	1.08	1.04	1.65	1.09	0.651	1.18	4.58	1.04	1.65	1.09	0.651	1.18	4.58	1.04	1.65	1.09	0.651	1.18	4.58		
Ni	635	1021	888	993	382	1722	21.4	52.8	5.26	14.4	9.66	3.98	60	30.6	4.12	4.12	2.16	9.14	1.28	2.59	2	55.9	2.16	9.14	1.28	2.59	2	55.9	2.16	9.14	1.28	2.59	2	55.9		
Cu	66.4	68	31.8	75.1	21.6	7.01	45.3	45	10.1	47.6	48.6	13.9	10.6	6.43	0.567	0.567	9.35	3.63	11.4	1.24	1.21	14.4	9.35	3.63	11.4	1.24	1.21	14.4	9.35	3.63	11.4	1.24	1.21	14.4		
Zn	66.1	95.1	27.9	41.6	127	34.1	106	96.4	121	99.1	104	95.3	71.5	76.5	25.7	25.7	23.9	19.9	26	30.6	21.6	21.6	23.9	19.9	26	30.6	21.6	21.6	23.9	19.9	26	30.6	21.6	21.6		
Ga	7.9	13.2	7.11	8.49	5.38	1.82	23.4	19.6	22.6	21.8	22.3	20.5	20.6	19.9	15.6	15.6	18.4	10.7	16.8	15.5	17.5	1.51	18.4	10.7	16.8	15.5	17.5	1.51	18.4	10.7	16.8	15.5	17.5	1.51		
Rb	1.73	61.7	6.46	0.33	22	2.97	54.2	59.5	85.8	75.4	73.4	102	110	147	11.5	11.5	100	264	123	97.3	129	0.524	100	264	123	97.3	129	0.524	100	264	123	97.3	129	0.524		
Sr	472	260	916	192	155	22.1	1044	971	886	1144	785	1349	285	457	420	420	113	214	127	156	123	1388	113	214	127	156	123	1388	113	214	127	156	123	1388		
Mo	0.451	0.372	1.07	0.35	0.188	0.181	0.594	0.388	1.64	0.587	0.097	0.162	0.503	0.912	0.113	0.113	1.25	1.91	0.549	0.567	0.33	0.535	1.25	1.91	0.549	0.567	0.33	0.535	1.25	1.91	0.549	0.567	0.33	0.535		
Sb	0.03	0.2	0.108	0.344	9.11	0.779	0.202	0.086	0.272	0.079	0.652	0.599	0.298	0.151	0.05	0.05	0.132	0.498	0.146	0.115	0.123	0.072	0.132	0.498	0.146	0.115	0.123	0.072	0.132	0.498	0.146	0.115	0.123	0.072		
Cs	1.02	8.51	2.1	0.352	0.562	8.54	2.92	4.5	5.53	3.23	8.57	1.28	1.53	0.769	0.087	0.087	1.15	2.27	1.38	1.26	2.05	0.022	1.15	2.27	1.38	1.26	2.05	0.022	1.15	2.27	1.38	1.26	2.05	0.022		

注:比值单位为1。总和不包括FeO含量。

续表 3
Continued Table 3

项目	矿化超镁铁岩			科马提岩			辉绿岩			玄武岩			闪长岩			斜长花岗岩			长石斑岩			花岗岩			大理岩		
	ZK	ZK	ZK	ZK	GX	JF	GX	GX	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	GX	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK	ZK
	1601-8	703-21	1601-32	1601-3	4724-5	4726-1	4724-4	4724-8	703-5	003-3	003-10	003-13	1601-5	1601-24	801-20	003-20	4724-1	1601-38	703-33	003-22	801-2b						
Ba	13.8	42.5	8.11	3.34	99.5	18.7	691	557	1004	650	675	711	967	925	122	491	165	496	389	435	16.8						
W	3.73	4.1	2.66	4.17	0.789	0.147	0.65	0.596	1.66	0.465	2.76	0.72	1.12	0.994	0.331	0.661	0.702	0.841	0.424	0.705	0.267						
Re	0.005	0.018	0.008	0.009	0.007	0.003	0.003	0.012	0.012	0.01	0.003	0.006	0.005	0.002	0.006	0.009	0.007	0.002	0.002	0.005	0.002						
Tl	0.04	0.743	0.092	0.035	0.196	0.089	0.317	0.327	0.938	0.375	0.448	0.691	0.509	0.739	0.018	0.517	2.21	0.664	0.486	0.557	0.002						
Pb	6.58	5.72	7.84	2.79	4.75	1.19	12.2	11.6	44.9	9.38	11.9	14.5	21.3	22.5	60.5	28	40.3	26.8	27	31	10.7						
Bi	0.103	0.171	0.206	0.11	0.125	0.032	0.02	0.012	0.245	0.022	0.098	0.011	0.183	0.129	0.688	0.029	0.547	0.184	0.044	0.122	0.013						
Th	1.71	7.22	1.25	2.51	0.752	0.088	4.38	3.72	6.43	3.85	3.32	2.85	6.55	6.5	12.6	12.8	17.5	11.2	10.4	14.4	0.56						
U	0.589	2.18	0.359	0.853	0.357	0.026	1.2	1.01	1.4	1.11	0.958	0.723	1.53	1.71	2.63	4.77	3.75	3.41	3.01	4.68	0.779						
Nb	10.5	18.5	10.5	12.3	2.95	0.317	8.23	7.85	9.89	7.93	7.5	6.72	11	11.1	13	17.7	18.4	18.1	12.8	19.5	0.811						
Ta	0.741	1.14	0.688	0.933	0.183	0.06	0.539	0.457	0.635	0.543	0.478	0.382	0.686	0.737	1.31	1.7	1.5	1.84	1.08	1.74	0.061						
Zr	48.2	89.8	58.9	76.1	21.4	0.735	183	159	196	163	150	185	245	246	68.9	80.4	87.2	68.7	40.3	85.9	6.45						
Hf	1.28	2.72	1.72	2.29	0.716	0.077	5.78	4.87	5.55	5.13	4.38	5.13	6.84	7.24	3.69	3.95	5.22	3.24	2.19	3.95	0.215						
La	9.59	25.7	11.6	4.93	3.18	0.217	26.8	24.7	39.9	25.6	22	26.3	37.3	35.6	15.2	31.3	10.5	26.1	22.8	26.7	3.68						
Ce	20.5	50.5	24.5	12	8.23	0.426	51.1	47.4	67.5	50	45.5	50.3	64.5	63.6	35.1	59.5	41.5	46.7	41.4	48.7	8.05						
Pr	2.54	5.98	2.64	1.63	1.15	0.054	7.38	6.71	9.22	6.97	6.27	6.99	8.99	8.84	3.9	6.95	2.35	5.93	4.87	6.4	0.91						
Nd	11.5	23.4	10.5	7.88	5.45	0.218	32.8	29.7	36.6	30.1	27.7	29	35.5	35.6	14.9	23.8	7.38	21.2	16.5	23.1	3.75						
Sm	2.85	3.84	2.28	2.17	1.65	0.052	6.73	6.05	6.67	6.15	5.83	5.55	6.4	6.34	3.19	3.94	1.16	3.73	2.95	4.89	0.729						
Eu	1.1	0.578	1.17	0.846	0.527	0.03	1.97	1.7	1.68	1.72	1.67	1.54	1.65	1.52	0.091	0.469	0.11	0.399	0.344	0.385	0.303						
Gd	3.2	3.21	2.45	2.08	1.98	0.051	5.65	5.26	4.89	4.87	4.47	4.47	5.18	5	2.55	3.06	0.992	3.01	2.12	3.93	0.603						
Tb	0.56	0.613	0.442	0.6	0.434	0.014	0.95	0.813	0.794	0.899	0.819	0.683	0.827	0.838	0.543	0.51	0.202	0.483	0.378	0.796	0.132						
Dy	3.21	2.9	2.81	2.5	1.87	0.093	4.51	4.49	4.03	4.41	4.08	3.88	4.82	4.06	3.24	2.73	1.35	3.12	2.17	4.59	0.721						
Ho	0.528	0.523	0.491	0.528	0.384	0.005	0.841	0.744	0.614	0.832	0.724	0.639	0.741	0.741	0.488	0.567	0.285	0.493	0.361	0.755	0.117						
Er	1.85	1.57	1.44	1.5	1	0.028	2.47	2.53	1.98	2.51	2.22	2.33	2.21	2.19	1.61	1.74	1	1.63	1.29	2.61	0.398						
Tm	0.226	0.264	0.197	0.229	0.138	0.008	0.34	0.349	0.28	0.33	0.366	0.317	0.405	0.417	0.274	0.261	0.244	0.28	0.25	0.416	0.059						
Yb	1.95	1.7	1.31	1.78	0.958	0.045	2.68	2.12	2.09	2.3	1.96	2.26	2.48	2.43	1.74	2.17	1.74	2.02	1.36	2.47	0.358						
Lu	0.325	0.311	0.185	0.208	0.144	0.012	0.388	0.315	0.281	0.355	0.36	0.377	0.444	0.412	0.284	0.365	0.3	0.28	0.266	0.489	0.045						
Y	19	15.8	12.5	14.5	11.3	0.323	26.2	23.1	22	24.1	21.7	21.6	25.4	24.1	17.2	15.5	9.9	16.7	13.6	26.8	4.48						
Eu/Eu*	1.112	0.503	1.512	1.216	0.89	1.779	0.976	0.92	0.898	0.96	0.999	0.944	0.875	0.824	0.097	0.412	0.313	0.364	0.42	0.268	1.396						
Ce _N /Yb _N	2.92	8.25	5.20	1.87	2.39	2.63	5.3	6.21	8.97	6.04	6.45	6.18	7.22	7.27	5.60	7.62	6.63	6.42	8.46	5.48	6.25						

2.41%~3.66%, $w(\text{CaO}) = 2.97\% \sim 4.72\%$, $w(\text{MgO}) = 27.9\% \sim 32.16\%$, 引自胡道功等, 2001), 本次测得吉峰科马提岩具有低硅、钛、铝和钙, 及高镁特征。总之, 矿区的超镁铁岩与吉峰科马提岩的成分均位于金文山(1984)统计的科马提岩的成分范围内, 它们属于科马提岩类无疑。镁铁岩(包括辉绿岩、玄武岩)均为高 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (16.34%~17.74%) 特征; 长英质岩类具有较高的 $w(\text{SiO}_2)$ (73.43%~76.90%), 且富铝质 ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 1.34 \sim 1.63$)。闪长岩比镁铁岩的 $w(\text{SiO}_2)$ (61.03%~61.17%)、 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (8.78%~9.22%) 高, 具有较低的 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$ (4.26%~4.37%)、 $w(\text{MgO})$ (1.56%~1.64%) 和 $w(\text{CaO})$ (3.75%~3.77%)。由于大部分镁铁岩、超镁铁岩均已不同程度地发生蚀变, 其测试结果中的烧失量普遍较高(见表3)。

扣除烧失量并将其换算成 100% 后投入 TAS 图(图 10a), 超镁铁岩(矿化橄榄辉石岩和吉峰科马提岩)样品落入全碱含量较低的辉长岩区, 对应的这些区域在火山岩 TAS 图中为玄武岩区; 镁铁岩(辉绿岩、玄武岩)样品落入辉长岩和正长-闪长岩区, 其中玄武岩在火山岩 TAS 图中落入玄武-安山岩区; 闪长岩样品落入正长-闪长岩区; 长英质岩(斜长花岗岩、长石斑岩和花岗岩)均落入花岗岩区。在 TAS 图中, 多数样品落入碱性-亚碱性分界线的下方, 多数属于亚碱性系列, 结合镁铁岩均为高铝特征, 推测镁铁岩具有典型火山弧火山岩的特征(路凤香等, 2002)。又根据 F/M-SiO₂ 判别图(图 10b), 样品多集中于分界线之上, 属于钙碱性系列。

从各氧化物与 MgO 的协变图中(图 11)可以看出, 整体上数据不连续, 可以明显地分为 3 组: 吉峰科马提岩一组(包括引用胡道功等, 2001 发表的科马提岩*的数据); 矿化超镁铁岩一组; 另一组为镁铁岩和长英质岩(包括闪长岩)。随着 MgO 含量的增加, 整体上 SiO₂ 含量是减少的, 这与岩浆由镁铁质向长英质演化规律是一致的。科马提岩的 TiO₂、Al₂O₃、P₂O₅ 含量随着 MgO 含量的增加明显减少; 矿化超镁铁岩中的这些成分明显增加的; 镁铁岩和长英质岩数据点可以近似连成一条线, 尽管有闪长岩为中性岩样品存在, 但还是出现明显的成分间断。其中, TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃^T、CaO、MnO、P₂O₅ 含量随 MgO 含量增加而增加, Na₂O 和 K₂O 含量却是减少的。从成分协变图上可知, 吉峰科马提岩与矿化超镁铁岩尽管同属于科马提岩系列, 但吉峰科马提岩与嘎仙矿区内的矿化超镁铁岩之间存在着明显的成分不连续, 没有构成良好的线性关系, 而镁铁岩与长英质岩(包括闪长岩)虽然具有数据间断, 从成分上可构成线性关系, 但镁铁岩的形成时代远早于长英质岩, 因此它们之间不可能存在演化关系。

4.2.2 微量和稀土元素

微量元素和稀土元素测试结果见表 3。将微量元素进行原始地幔标准化(标准化数据引自 Sun et al., 1989), 从蛛网图(图 12a)可以看出, 所有样品均富集大离子亲石元素(LILE), 相对亏损高场强元素(HFSE)。整体上, 矿化超镁铁岩含量较低, 特别是吉峰科马提岩微量元素含量最低, 大离子亲石元素与原始地幔值相似; 其次是镁铁岩, 含量最高的是长

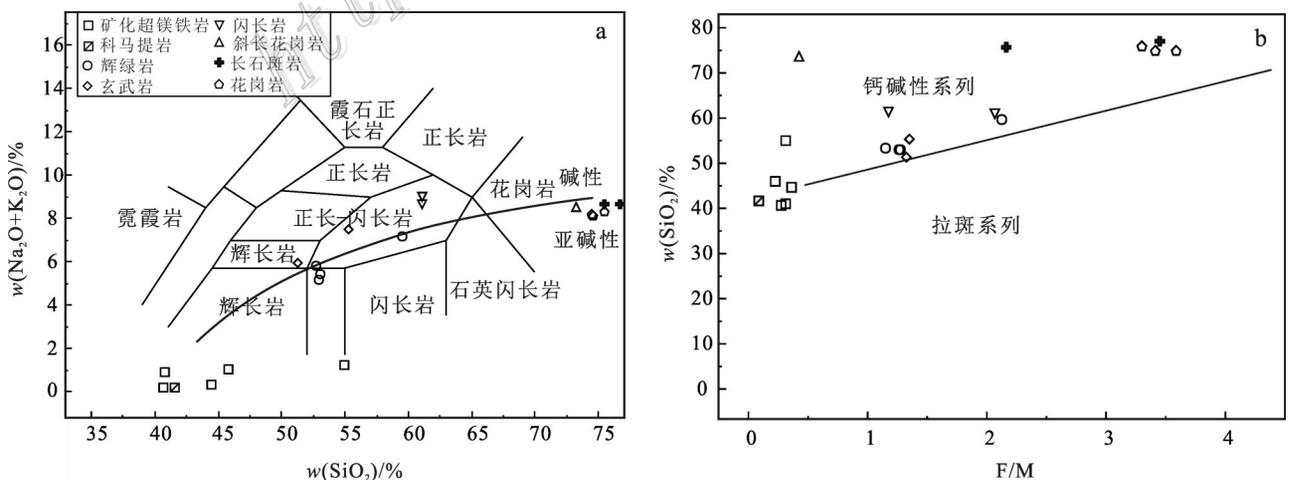


图 10 嘎仙矿床岩浆岩 TAS 图(a)和 F/M-SiO₂ 图(b)
 Fig. 10 TAS (a) and F/M-SiO₂ (b) diagrams of igneous rocks in the Gaxian deposit

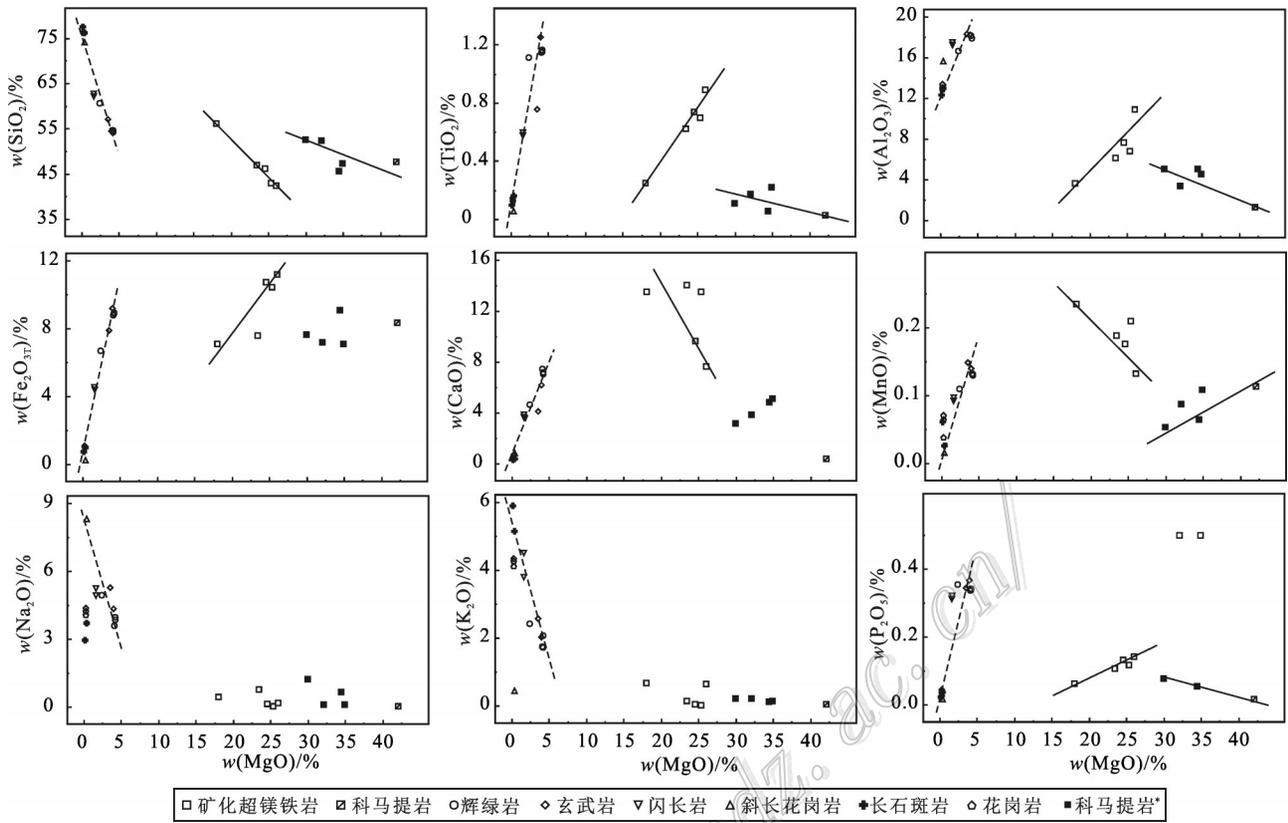


图11 嘎仙矿床岩浆岩主要元素协变图

Fig. 11 Major element covariant diagram of igneous rocks in the Gaxian deposit

英质岩,明显富集大离子亲石元素。矿化超镁铁岩大离子元素含量范围介于N-MORB和OIB之间,高场强元素略低于N-MORB和OIB,但普遍具有Nb、Ta、La、Ce、Zr、Hf负异常,Pb元素正异常;吉峰科马提岩具有富集Cs、Rb、Ba,相对富集Pb、Sr元素,大部

分元素含量低于原始地幔和球粒陨石值;镁铁岩和长英质岩(包括闪长岩)微量元素含量位于E-MORB和OIB之间,明显富集Rb、Th、U、K、Pb,相对亏损Ba、Nb、Ta、La、Ce、Ti。

将稀土元素进行球粒陨石标准化(标准化数据

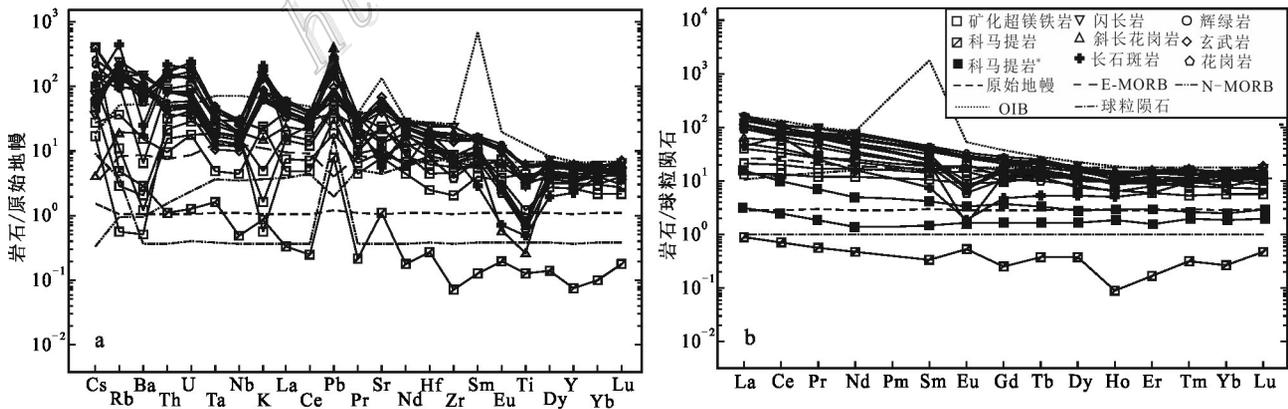


图12 嘎仙矿床岩浆岩的微量(a,标准值据Sun et al., 1989)和稀土元素(b,标准值据Sun et al., 1989)标准化模式图

Fig. 12 Trace element (a, standard value after Sun et al., 1989) and REE (b, standard value after Sun et al., 1989) standardized modal diagram for igneous rocks in the Gaxian deposit

引自 Sun et al., 1989), 从稀土元素配分模式图(图 12b)可以看出, 所有样品 Ce_N/Yb_N (1.87~8.97) 均大于 1, 具有富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素的趋势, 但曲线右倾斜率较小, 轻重稀土元素分馏不明显。吉峰科马提岩轻稀土元素与球粒陨石轻稀土元素相似, 而前人测试的科马提岩稀土元素球粒陨石标准化曲线均高于球粒陨石曲线(图中的科马提岩*数据引自胡道功等, 2001), 说明吉峰科马提岩熔浆的来源可能来自亏损轻稀土元素的深部原始地幔源区, 并具有向富集源区演化的趋势。其他样品均高于球粒陨石和原始地幔值曲线。镁铁岩和长英质岩(包括闪长岩)标准化配分曲线介于 E-MORB 和 OIB 之间, 但一些长英质岩样品具有明显的 Eu 负异常, 说明可能存在着斜长石的结晶分异作用。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

嘎仙超镁铁岩(矿化橄榄辉石岩)的形成年龄为 (628.4 ± 9.7) Ma (锆石 SHRIMP U-Pb 法, 余宏全等, 2012), 辉绿岩的形成年龄为 (668.3 ± 9.9) Ma (LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法, 冯志强, 2015), 为新元古代岩浆活动产物。吉峰科马提岩的形成年龄约为 (1727 ± 74.7) Ma (Sm-Nd 等时线, 胡道功等, 2003), 辉长岩的形成年龄为 (647 ± 5.3) Ma (锆石 LA-ICP-MS U-Pb 法, 冯志强, 2015), 为古元古代—新元古代岩浆活动产物。尽管 Sm-Nd 等时线值误差较大, 但总体来说这些镁铁-超镁铁岩(包括科马提岩)大致形成于元古宙。从嘎仙超镁铁岩所含成矿元素来看, 橄榄辉石岩中 $w(\text{Ni})$ 和 $w(\text{Co})$ 分别为 $(382 \sim 1021) \times 10^{-6}$ 和 $(42.2 \sim 80.2) \times 10^{-6}$, 吉峰科马提岩中 $w(\text{Ni})$ 和 $w(\text{Co})$ 分别为 1722×10^{-6} 和 100×10^{-6} (本文数据)。这些值均低于地幔超镁铁岩中的 $w(\text{Ni})$ 平均值 (2000×10^{-6}) , Sun, 1982), 说明无论是嘎仙的超镁铁岩还是吉峰的科马提岩, 它们本身并没有达到矿化的程度, 如需达到最低工业品位(Ni 为 0.3%, Co 为 0.03%), 相关元素需要富集许多倍(如 Ni 需富集 34 倍浓度, Co 需富集 12 倍浓度, 袁见齐等, 1993)。镜下发现超镁铁岩中的矿石矿物具有明显的交代现象(以黄铜矿、镍黄铁矿交代磁黄铁矿为主), 脉石矿物主要为热液成因的透辉石、透闪石、蛇纹石等, 并且矿区内的镁铁-超镁铁岩发生了强烈的蚀变作用, 说明嘎仙矿床的成矿作用明显受到热液作用的影响。

嘎仙超镁铁杂岩体具有大规模矿化蚀变应该具有大规模的热液流体, 但杂岩体的规模较小, 本身不可能含有巨量的热液。这些热液来自哪里以及与什么岩体有关是值得关注的。笔者经详细钻孔资料研究发现, 矿区所有钻孔均终止于花岗岩类, 花岗岩的上盘即为矿化蚀变的超镁铁岩, 并且发现从矿区东部向西部, 矿化蚀变岩(超镁铁岩)出现深度逐渐加深(图 13)。根据蚀变超镁铁岩的侵入产状, 推测含矿热液可能来自于矿区西部的深部“流体库”。有意义的是, 在矿区最东部 ZK1601 的 278~280 m 处发现花岗斑岩, 在其西侧的 ZK801 的 226 m 处发现花岗斑岩, ZK003 的 293 m 处也为花岗斑岩, 说明在这个层位上(226~293 m)花岗岩容易形成斑岩类型。在 ZK003 的 288 m 处发现有浅色花岗岩, 根据推测, 这里的浅色花岗岩应为退色的花岗斑岩, 手标本及显微镜下鉴定也证实了这一推测。ZK003 的 380 m 处为伟晶状长石斑岩, 381 m 处为中粗粒黑云母花岗岩, 并且最西部 ZK703 深部也发现伟晶岩状花岗岩(585 m 处)。如果结晶矿物的粒度大小是由于岩体侵位时不同冷却速率引起的(Coish et al., 1979), 那么细粒斑状岩体应位于浅部, 而中粗粒岩体应位于

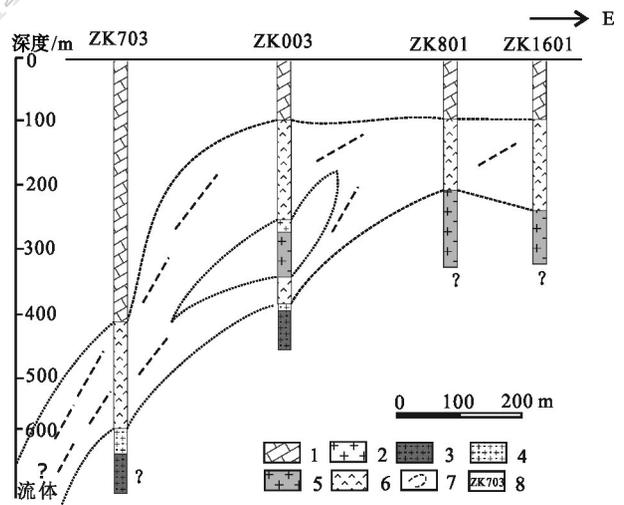


图 13 嘎仙矿区花岗岩类与矿化体空间关系图

- 1—大理岩; 2—浅色花岗岩; 3—黑云母花岗岩; 4—伟晶状花岗岩; 5—花岗斑岩; 6—矿化辉石岩(矿体); 7—流体范围; 8—钻孔位置

Fig. 13 Spatial relationship of granites and mineralized bodies in the Gaxian deposit

- 1—Marble; 2—Leucogranite; 3—Biotite granite; 4—Pegmatite granite; 5—Granite porphyry; 6—Mineralized pyroxenite (orebody); 7—Fluid range; 8—Borehole position

深部,嘎仙钻孔中不同深度的花岗岩具有不同的粒度结构也证实了这一观点。

花岗岩体顶部存在伟晶状花岗岩(似伟晶岩壳),其形成可能有2种不同的过程:一是花岗岩浆侵位后热液随结晶过程从岩体内部向外出溶,在岩体边部聚集使造岩矿物生长呈伟晶状,结晶环境封闭并具有大量挥发分(Jahns et al., 1969),那么矿区内的花岗岩顶边部均应形成伟晶岩,而ZK801和ZK1601中没有发现伟晶岩是说不通的,可能的原因是这2个钻孔施工深度较浅,尚未揭露深部的“伟晶岩壳”。然而,即使有“伟晶岩壳”的花岗岩,也没有如江西大湖塘的伟晶岩壳那样明显的分带性,即从围岩到母岩体,由中粗粒黑云母花岗闪长岩→长石英似伟晶岩→石英长石似伟晶岩→长英质细晶岩→似斑状黑云母花岗岩(张智宇等,2015)的变化特征,并且矿物颗粒从深部向浅部没有明显的变化,同时花岗岩类的测试数据中烧失量($w(\text{LOI})=0.8\% \sim 1.39\%$)较低,不能说明花岗岩是明显富水的,而且花岗岩中的成矿元素含量非常低($w(\text{Ni}) 1.28 \times 10^{-6} \sim 2.59 \times 10^{-6}$, $w(\text{Co}) 0.65 \times 10^{-6} \sim 1.18 \times 10^{-6}$),暗示着花岗岩并不能提供成矿物质。如果参考前人研究金矿的例子,热液对深部至浅部的花岗斑岩进行作用,可以带入大量的Mg、P和LOI,带出Mn、Co和Zn(祁冬梅等,2015),说明这些元素是亲流体的。假设嘎仙矿区的热液也可以带入带出以上元素,那么可以利用不同深度花岗岩的元素变化来比较,遗憾的是并没有发现这些规律,因此,热液可能不是从花岗岩的深部向浅部进行蚀变的,应该有其他的来源;第二个过程,可能存在着一个与花岗质岩浆密切相关的热液流体源(流体库)。通过对不同钻孔中矿化岩体的地球化学数据对比可以看出(见表3),西部钻孔矿化超镁铁岩的成矿元素含量明显比东部钻孔中的要高,比如深度为475 m处的ZK703-21中含有较高的 $w(\text{Ni})(1021 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Co})(80.2 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Cr})(1324 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Zn})(95.1 \times 10^{-6})$,而深度73 m处的ZK1601-8中含有相对较低的 $w(\text{Ni})(635 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Co})(70.6 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Cr})(579 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Zn})(66.1 \times 10^{-6})$,因此,热液流经通道可能是从矿区西部的深处向东部浅部的方向进行,并且含矿流体是在花岗质岩浆侵位之后侵位的,由于热液的粘度较低以及浅部的构造负压使其快速上升,进入浅部早期侵位并经历构造剪切作用的超镁铁岩,含矿热液叠加在因构造作用析出的成矿物质上,或交代早期形成的矿石矿物,

这与镜下观察到的矿石矿物交代结构以及脉石矿物主要为热液成因的透辉石(王玉往等,2016)相一致,同时热液还可以引起超镁铁岩强烈的蛇纹石化,蛇纹石仍保留因构造作用形成的片状、纤维状定向构造特征。这种热液流体还可以侵入到花岗岩与超镁铁岩的接触带,使花岗岩结晶时具有较高的生长速率(Swanson, 1977),形成花岗岩体顶部的“伟晶岩壳”。同时,也说明花岗质岩浆侵位时间应比热液活动时间稍早一些,并且花岗质岩浆可能尚未完全固化,在矿物结晶过程中热液流体的作用使成岩矿物粒度长大呈伟晶状(Winter, 2001),因此两者的形成时间应该相距非常短。据此,本文利用锆石U-Pb方法获得这些花岗岩类岩体年龄值(125.2 ± 1.1) Ma~(128.1 ± 2.2) Ma可能代表了含矿热液主要活动的时间,近似代表了主成矿阶段的时间,为中生代白垩纪。

5.2 成岩成矿的构造环境

矿区存在最古老的地层为新元古界震旦系倭勒根群的吉祥沟组,大致沿北东向出露,东部出露面积较大,西部零星出露,大部分被侏罗系和白垩系火山岩覆盖。矿区的镁铁-超镁铁岩呈透镜状或板片状沿北东方向侵入吉祥沟组大理岩中。前人获得的超镁铁岩体年龄(628.4 ± 9.7) Ma(锆石SHRIMP U-Pb法,余宏全等,2012)、辉绿岩的年龄(668.3 ± 9.9) Ma(锆石SIMS U-Pb法,冯志强,2015),证实了嘎仙矿区镁铁-超镁铁岩体在新元古代侵位。此外,吉峰科马提岩的形成年龄(1727 ± 74.7) Ma(Sm-Nd等时线,胡道功等,2003),辉长岩的形成年龄为(647 ± 5.3) Ma(锆石LA-ICP-MS U-Pb法,冯志强,2015),说明嘎仙-吉峰一带,在元古代构造上处于古亚洲洋向北与额尔古纳地块进行俯冲-碰撞的环境(表尚虎等,2012),与区域上兴凯-萨拉伊尔运动使洋盆闭合、碰撞并伴随基性-超基性岩和花岗岩类的侵入是一致的(武广,2005)。因此,嘎仙镁铁-超镁铁岩可能为元古代俯冲-碰撞环境下的产物。

通过地球化学判别图(图14a、b),可以看出镁铁岩(辉绿岩和玄武岩)在Y-Cr图(图14a)中全部投入火山弧玄武岩区并靠近板内玄武岩区,而在(Ta/Yb)-(Th/Yb)图(图14b)中全部落入火山弧玄武岩区,属于钙碱性玄武岩区,也靠近板内玄武岩区,与图11的判别结果是一致的,说明嘎仙镁铁岩属于火山弧玄武岩,并且为钙碱性系列,构造环境属于挤压碰撞的板块俯冲阶段。

区域上的长英质岩浆岩,主要为大面积的泥盆纪和侏罗纪侵入岩,泥盆纪的额尔古纳地块属于西伯利亚板块的一部分(李锦轶,1998),而侏罗纪主要为额尔古纳地块向南逆冲的构造环境(李锦轶等,2004)。本文测试花岗岩类的形成时代为中生代早白垩世,属于蒙古-鄂霍茨克造山带演化晚期,由于古太平洋俯冲作用,使该区大陆受到了伸展及岩石

圈减薄作用(李锦轶等,2004)。把这些长英质岩的数据投到构造环境判别图发现,在 Y-Nb 判别图(图 14c)中,长英质岩样品全部落入火山弧花岗岩+同碰撞花岗岩区;在(Y+Nb)-Rb 判别图(图 14d)中,长英质岩样品全部落入火山弧花岗岩和同碰撞花岗岩区,同属于造山后花岗岩范围,说明嘎仙的长英质岩(主要指早白垩世)为碰撞造山后伸展的构造环境,

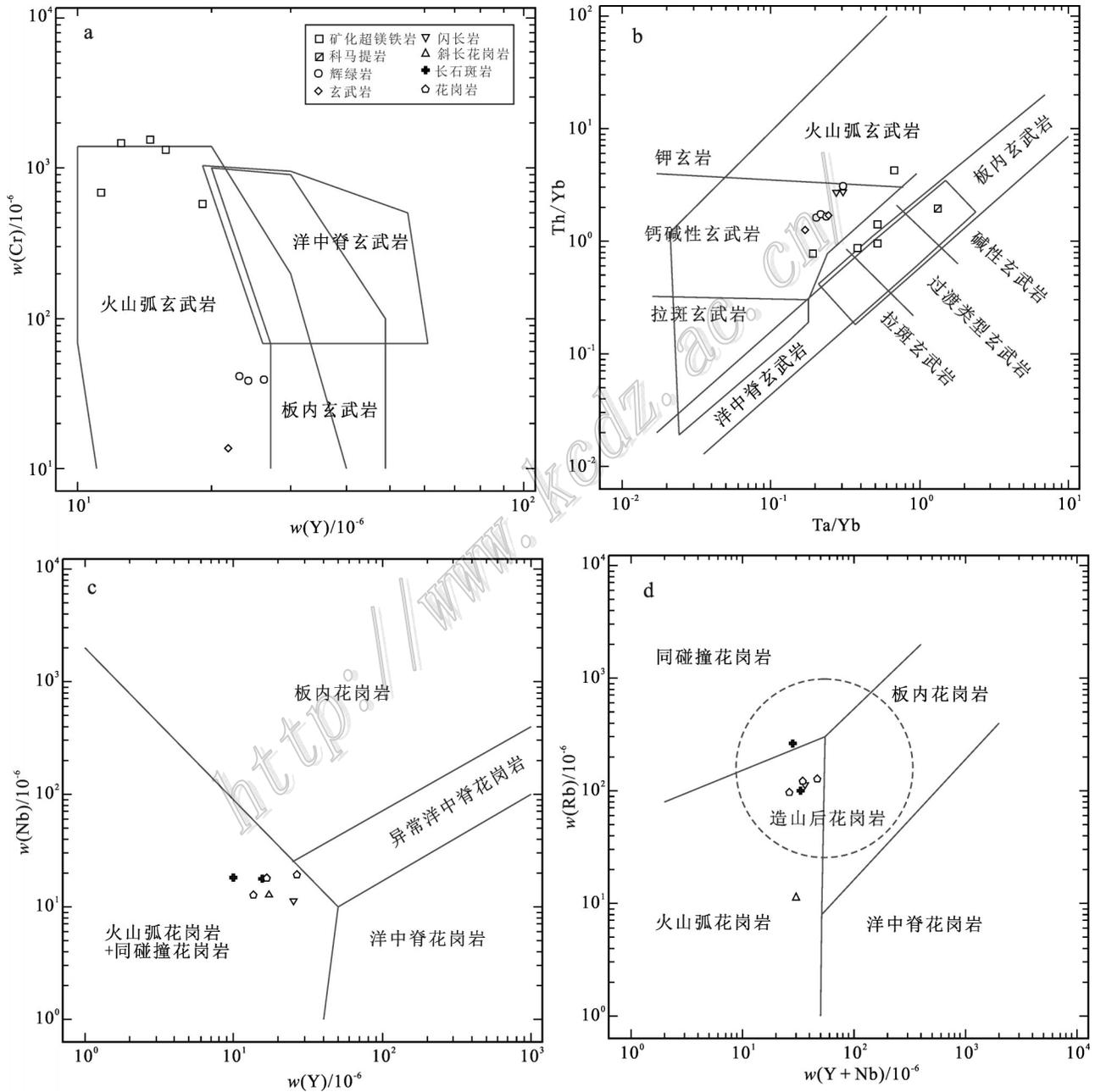


图 14 嘎仙矿床镁铁-超镁铁岩构造判别图(a,b,玄武岩底图据 Pearce, 1982)

及长英质岩浆岩构造判别图(c,d,花岗岩底图据 Pearce et al., 1984)

Fig. 14 Structural discrimination diagram of mafic rocks (a,b, basalt base map after Pearce, 1982) and felsic rocks (c,d, granite base map after Pearce et al., 1984) in the Gaxin deposit

与李锦轶等(2004)分析的构造环境一致。因此,矿区镁铁-超镁铁岩和长英质岩的构造环境不同,前者属于板块俯冲-碰撞的环境,后者属于碰撞造山后伸展的构造环境。

5.3 成矿物质的来源及运移

与镁铁-超镁铁岩有关的 Cu-Ni、Cr、Pt、V-Ti 等矿床的成矿物质应当来自深部硅镁层上地幔(曾庆丰,1986)。因此,根据嘎仙镍(钴)矿床也是与超镁铁岩有关的特征,笔者认为成矿物质也应来源于深部硅镁层上地幔,并且认为矿区的找矿预测更需要了解成矿物质的运移流向问题。笔者利用矿区不同标高样品的一些亲流体元素和成矿元素含量,推测了成矿物质随热液的运移流动方向。

从测试的结果来看(图 15),矿化超镁铁岩和吉峰科马提岩的 Cr、Ni 含量最高,说明超镁铁岩的成矿元素含量整体较高,但采集钻孔越深的样品,成矿元素及亲流体元素含量越高,如来自 475 m 处的 ZK703-21 样品 $w(\text{Ni})$ (1021×10^{-6}) 最高,向浅部有逐

渐降低的趋势,如采自地表处的 GX4724-5 样品 $w(\text{Ni})$ (382×10^{-6}) 最低,说明成矿物质来自深部。辉绿岩、玄武岩和闪长岩的成矿元素和亲流体元素含量整体是相似的,但深部的辉绿岩要比浅部辉绿岩的 Co、Ni、Cr、Cu、V、LOI 含量低(如 ZK703-5 样品的含量要小于其他样品),玄武岩中采自深部的样品同样含有较低的 Cr、Ni、Cu、Co、V、LOI 含量低(如 Zk003-13 样品的含量要小于其他样品),闪长岩也具有这样的变化趋势,浅部样品具有较高的 $w(\text{Ni})$ (60×10^{-6}),甚至比辉绿岩样品中最高的 $w(\text{Ni})$ (52.8×10^{-6}) 还要高,说明成矿流体在浅部对它们影响较大。在长英质岩类的比较中, Ni、Cr、Co、 K_2O 含量最高的是出露地表的长石斑岩(GX4724-1),花岗岩中 Ni、Co、Cr、Cu 含量普遍较低,说明成矿物质与花岗岩类本身无关。围岩大理岩的成分中, Ni、Co、Cr、V、Cu 的含量非常高,甚至高于镁铁岩样品,同时 P_2O_5 、LOI 含量也较高,但 K_2O 的含量较低,是含矿热液对围岩的蚀变所致。

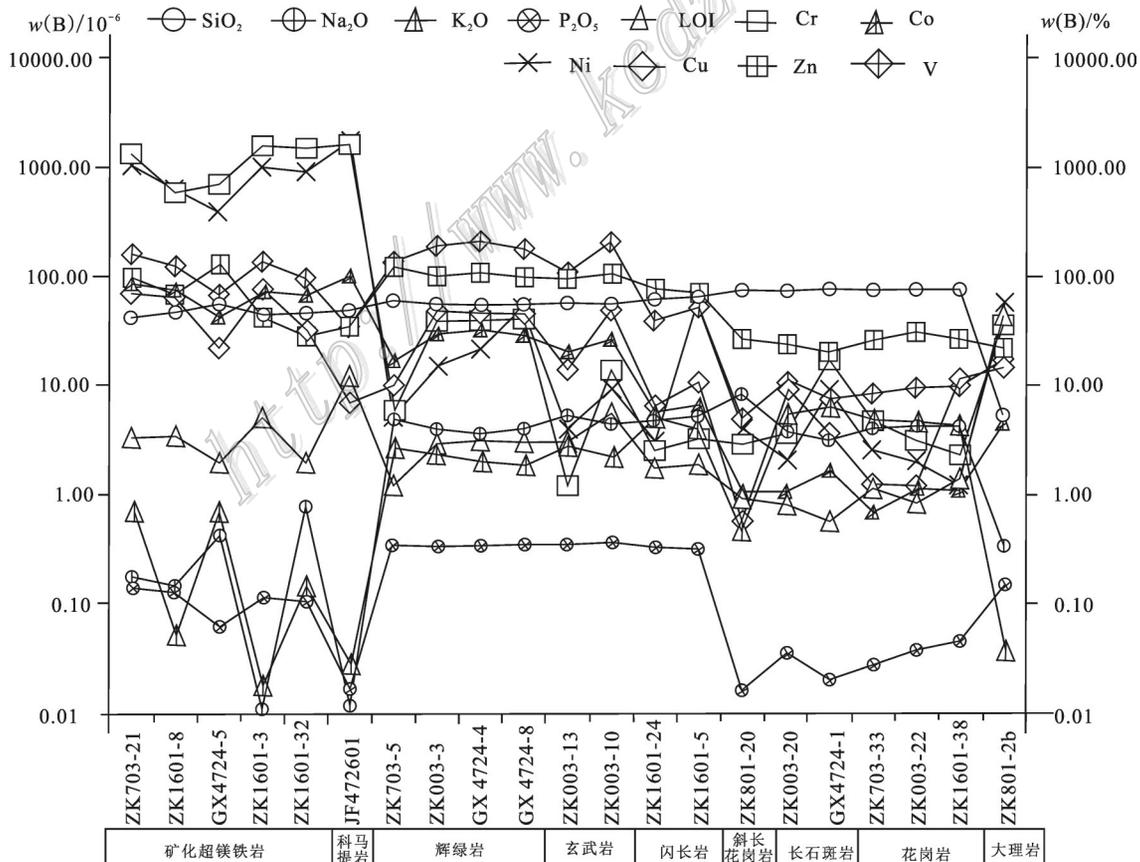


图 15 嘎仙矿床超镁铁岩、镁铁岩、长英质岩及大理岩成分分析图

Fig. 15 Ore-forming elements analytical diagram of ultramafic, mafic, felsic rocks and marble in the Gaxian deposit

结合矿区西部钻孔中含矿元素较高,向浅部具有降低的趋势,并且含矿超镁铁岩体与矿化体经勘探资料揭示其深部均是向北西倾斜的(陈伟民等,2009),笔者推测含矿热液应该来自矿区西部的深部,可能与花岗质岩浆的源区相同或更深,因为深部的富水岩浆结晶过程是可以释放出大量水的(季克俭等,1992),可以形成一定规模的流体库或伴随岩浆岩的侵位进行侵位,并且以变形的超镁铁岩中的裂隙及与围岩的接触界面为通道进行迁移。热液在流经强烈变形变质的超镁铁岩时,可携带由于构造作用析出的硫化物(王玉往等,2016)向浅部运移,或者直接叠加在硫化物上,因此在超镁铁岩中成矿元素含量较高。含矿流体向浅部运移过程中,可以使花岗岩与超镁铁岩的接触部位形成

“伟晶岩壳”,因此长石斑岩(类似伟晶岩壳)的样品含 Ni 等成矿元素要高于深部的花岗岩,最后含矿热液会使围岩大理岩蚀变,使大理岩样品也含有较高的 Ni、Co 等成矿元素。据此,笔者推测矿区西部的深部,强烈变形的超镁铁岩具有较大的成矿潜力。

5.4 嘎仙矿床岩浆热液成矿模型

综合以上分析并结合区域构造背景,初步构建了嘎仙矿床热液成矿模型。由前文可知,嘎仙超镁铁岩沿较老的地层(吉祥沟组大理岩)的断裂(NE 向)先期侵位(图 16a);其次,这些超镁铁岩侵位后经历了后期区域上的构造变形,主要经历了不同的褶皱和断裂构造活动(武广,2005;王玉往等,2016),前人识别出两套大型的韧性剪切带(李仰春等,2000),

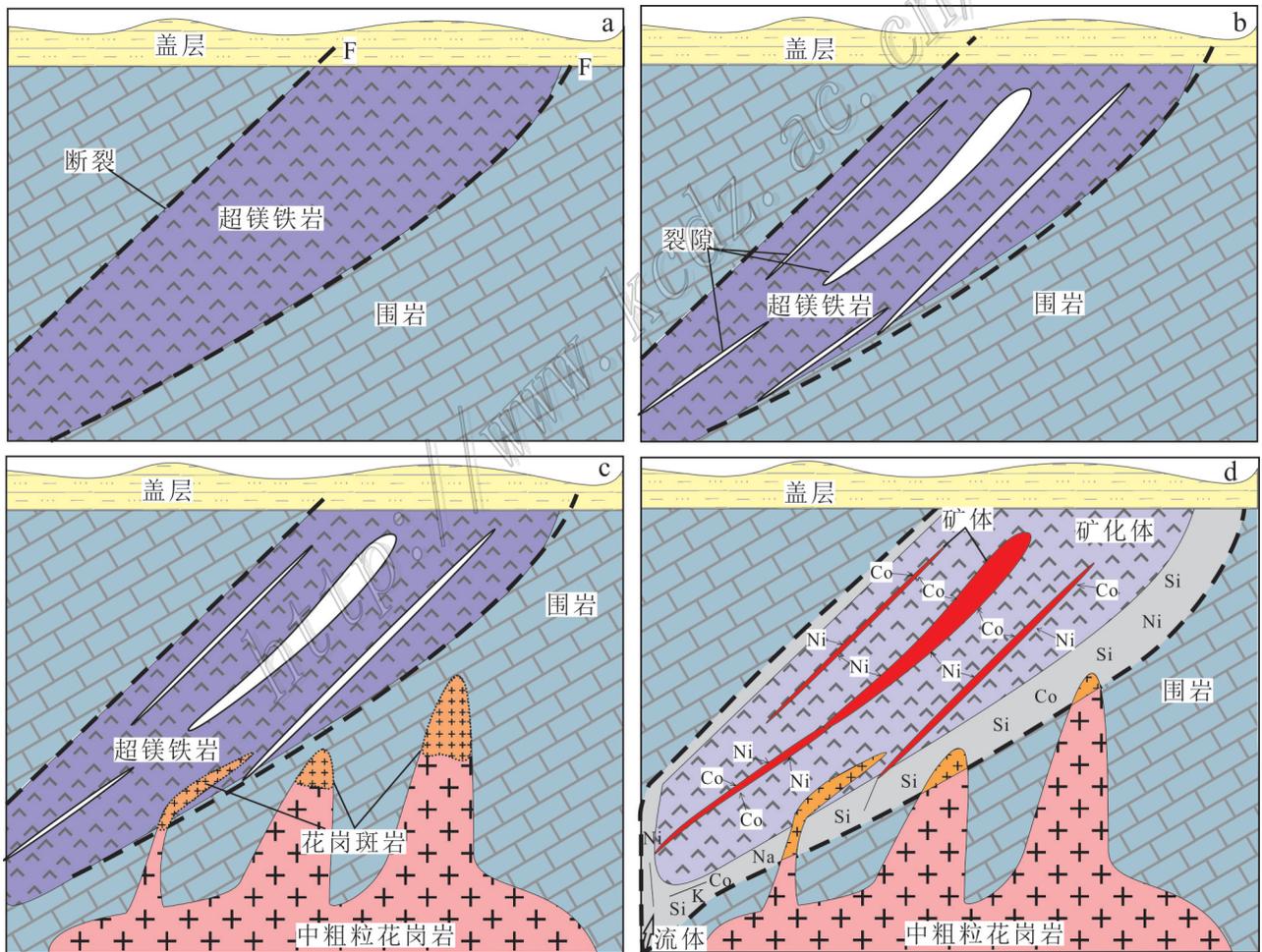


图 16 嘎仙矿床岩浆热液成矿模型

- a. 超镁铁质岩侵位; b. 超镁铁质岩体变形产生裂隙; c. 长英质岩侵位; d. 含矿流体侵入
- Fig. 16 Magmatic hydrothermal metallogenic model of the Gaxian deposit
- a. Ultramafic rocks emplacement; b. Fractures produced from deformed ultramafic rocks;
 - c. Felsic rocks emplacement; d. Ore-bearing fluids intrusion

剪切作用使超镁铁岩产生一些张剪性构造裂隙(图16b),这些构造活动可以使镁铁质矿物变成丝带状的透闪石、蛇纹石,使硫化物析出(王玉往等,2016);第三,较新时期(主要是中生代早白垩世)大规模花岗质岩浆活动为矿床提供了巨量岩浆热源及流体活动场所,浅部形成花岗斑岩,深部为中粗粒花岗岩(图16c),花岗岩体侵入后大量的岩浆热液沿着超镁铁岩与围岩接触界面侵位,使超镁铁岩产生广泛蚀变并叠加成矿,主要为蛇纹石化、透闪石化、绿泥石化等(李朝阳等,2010;李艳艳等,2016;王玉往等,2016),在超镁铁岩体内,早期形成的裂隙空间也可为含矿热液(和/或有从超镁铁岩萃取的成矿物质)的流动场所,并且流体使浅部的花岗岩体发生硅化、伟晶岩化等现象(图16d)。

6 结论

(1) 嘎仙矿床为岩浆热液型矿床,与岩浆热液相关的花岗岩类侵入体形成年龄为(125.3±1.1) Ma~(128.1±2.2) Ma,为中生代白垩纪,近似代表了热液成矿时代。

(2) 矿区的镁铁岩、长英质岩浆岩尽管在成分上可呈现线性关系,但它们形成的时代和构造环境不同,前者形成于元古代板块俯冲-碰撞环境,后者形成于中生代造山后伸展环境。

(3) 根据矿区不同岩性岩浆岩及围岩成矿元素含量对比,说明成矿物质并非全部来自矿区内的岩体,存在深部含矿流体源,推测矿区西部的深部存在强烈变形超镁铁岩的地方成矿潜力较大。初步构建的内蒙古嘎仙热液成矿模型,可为这一类矿床提供一个新的找矿思路。

志谢 实验过程中得到北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室马芳老师和核工业北京地质研究院实验中心刘牧老师的帮助,以及两位匿名审稿人提出的合理建议,一并表示感谢!

References

- Anderson T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79.
- Biao S H, Zheng W Z and Zhou X F. 2012. Zircon U-Pb age of the North Da Hinggan Mts., NE China and its constraint to attribute of the Ergun Block[J]. *Acta Geological Sinica*, 86(8): 1262-1272 (in Chinese with English abstract).
- Chen W M, Zhao G L, Li R F, Jin J, Chen W, Wang F, Wang Z J, Shi M, Yang X P, Li J, Li Y Y and Song Y X. 2009. Census report of Ni-Co-Pb-Zn deposit in Gaxian, Oroqun Autonomous Banner, Inner Mongolia[R]. Beijing: Beijing Institute of Geology for Mineral Resources. Inter report. 1-103(in Chinese).
- Coish R A and Taylor L A. 1979. The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP LEG 34 basalt: A microprobe study[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 389-398.
- Dong X Y, Li H, Ye L H, et al. 1995. Ultramafic rocks in China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-353(in Chinese with English abstract).
- Feng Z Q. 2015. The Paleozoic tectono-magmatic evolution of the northern Great Xing'an Range(dissertation for Ph.D degree)[D]. Supervisor: Liu Y J. Jilin: Jilin University of China. 1-142(in Chinese with English abstract).
- Hu D G, Li H W, Liu X G and Yu R W. 2003. Dating of Sm-Nd isochron ages of the Jifeng Komatiites from the Da Hinggan Ling[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 24(5): 405-409(in Chinese with English abstract).
- Hu D G, Zheng Q D, Fu J Y and Liu X G. 2001. The geological and geochemical characteristics of the Jifeng komatiites in the Da Hinggan Ling Mountains[J]. *Journal of Geomechanics*, 7(2): 111-115(in Chinese with English abstract).
- Jahns R H and Burnham C W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites[J]. *Econ. Geol.*, 64: 843-864.
- Ji K J, Wu X H and Zhang G B. 1992. Ore source, source of water and heat source of hydrothermal deposit and distribution of ore deposits[M]. 3rd ed. Beijing: Beijing Science and Technology Press. 1-142(in Chinese).
- Jin W S. 1984. On diagnostic criteria of principal elements of komatiites[J]. *Bulletin Tianjin Institute Geological Mineral Resources*, (11): 155-172(in Chinese with English abstract).
- Li J Y. 1998. Some new ideas on tectonics of NE China and its neighboring areas[J]. *Geological Review*, 44(4): 339-347(in Chinese with English abstract).
- Li J Y, Mo S G, He Z J, Sun G H and Chen W. 2004. The timing of crustal sinistral strike-slip movement in the northern Great Xing'an ranges and its constraint on reconstruction of the crustal tectonic evolution of NE China and adjacent areas since the Mesozoic[J].

- Earth Science Frontiers, 11(3): 157-168(in Chinese with English abstract).
- Li Y C, Zhou X F, Li Y X, Hao Y H and Liu Z. 2000. The relationship between the metamorphism and deformation of Xinghuadukou rock group in North Part Daxiang'anling[J]. Progress in Precambrian Research, 23(1): 5-11(in Chinese with English abstract).
- Li Z Y, Zhu W G, Liu Y P and Liu J. 2010. Characteristics of Gaxian ultrabasic rocks in Elunchun, Inner Mongolia[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 30(Supp.): 202-202(in Chinese).
- Li Y Y, Shi M, Chen W M and Zhao G L. 2016. Metallogenic characteristics of the Gaxian ultrabasic rock and discussion on deposit genesis, Inner Mongolia[J]. Mineral Exploratoin, 7(4): 525-531(in Chinese with English abstract).
- Lu F X and Sang L K. 2002. Petrology[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-336(in Chinese).
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel[A]. Berkely: Berkely Geochronological Center Special Publication[C]. 4: 35-32.
- Naldrett A J. 2004. Magmatic sulfide deposits[M]. Berlin: Springer. 1-727.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A]. In: Thorpe R S, ed. Andestites[C]. New York: John Wiley and Sons. 525-548.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 25: 956-983.
- Qi D M, Zhou H W, Gong Y J, Xiong S F, Jia D, Zhang J and Zhang M Y. 2015. Element mobility during the fluid-rock hydrothermal alteration: Evidence from altered porphyritic granitic in IV pipe of the Qiyugou gold deposit, Henan Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 31(9): 2655-2673(in Chinese with English abstract).
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of Cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the western Alps[M]. Cathodoluminescence in Geoscience, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Germany, 373-400.
- She H Q, Li J W, Xiang A P, Guan J D, Yang Y C, Zhang D Q, Tan G and Zhang B. 2012. U-Pb ages of the zircons from primary rocks in middle-northern Daxinganling and its implications to geotectonic evolution[J]. Acta Petrologica Sinica, 28(2): 571-594(in Chinese with English abstract).
- Sun S S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 179-192.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[A]. In: Saunders A D and Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins[C]. Geological Society Special Publication, 42: 313-345.
- Swanson S E. 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures[J]. American Mineralogist, 62: 966-978.
- Tang Z L and Ren D J. 1987. Types and metallogenetic models of nickel sulfide deposits in China[J]. Acta Geologica Sinica, 61(4): 350-361(in Chinese with English abstract).
- Tang Z L. 1990. Mineralogenetic model of the Jinchuan copper and nickel sulfide deposit[J]. Geoscience, 4(4): 55-64(in Chinese with English abstract).
- Tang Z L and Li W Y. 1995. Mineralization model and geological comparison of Jinchuan Ni-Cu (containing PGE) sulphide deposit[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-209 (in Chinese).
- Tang Z L, Qian Z Z, Jiang C Y, et al.. 2006. Magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits and metallogenetic prognosis in China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-304(in Chinese).
- Wang D H, Chu Y S, Luo F X, Lu Z A and Tang Z X. 2000. The origin of the Cu-Ni-PGE ore body in Yangliuping, Sichuan Province, and the significance of it's the discovery[J]. Acta Geoscientia Sinica, 21(3): 161-166(in Chinese with English abstract).
- Wang Y W, Wang J B, Wang L J and Fang T H. 2004. REE characteristics of Cu-Ni sulfide deposits in the Hami area, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(4): 935-948(in Chinese with English abstract).
- Wang Y W, Chen W M, Li D D, Shi Y, Wang F, Huang X K and Shi M. 2016. Prospecting prediction of ore concentration area exemplified by Qingchengzi Pb-Zn-Au-Ag ore concentration area, eastern Liaoning Province[J]. Mineral Deposits, 36(1): 1-24(in Chinese with English abstract).
- Wang R M, Liu D Q, Yin D T. 1987. The conditions of controlling metallogeny of Cu, Ni sulphide ore deposits and the orientation of looking for ore Hami, Xinjiang, China[J]. Mineral and Petrology, 7(1): 1-152(in Chinese with English abstract).
- Winter J D. 2001. An introduction to Igneous and metamorphic petrology[M]. Prentic Hall. 27-45.
- Wu G. 2005. Metallogenic setting and metallogenesis of nonferrous-precious metals in northern Da Hinggan Moutain (dissertation for

- Ph.D degree)[D]. Supervisor: Sun F Y. Jilin: Jilin University, 1-221(in Chinese with English abstract).
- Xie X, Li W Y, Gao Y B, Zhang Z W and Guo Z P. 2014. Mineralogy, geochemistry and genesis of the Lashuixia Ni-Cu sulfide deposit in the Qilian Shan Mountains[J]. *Geology and Exploration*, 50(4): 617-629(in Chinese with English abstract).
- Yuan J Q, Zhu S Q and Zhai Y S. 1993. Mineral deposits [M]. 3rd ed. Beijing: Geological Publishing House. 1-352(in Chinese).
- Zeng Q F. 1986. Conditions for hydrothermal mineralization [M]. Beijing: Science Press. 1-298 (in Chinese).
- Zhang Z Y, Hou Z Q, Peng H M, Zhu X Q, Pan X F and Ye Z Y. 2015. Exsolution of primary fluids from magma in the superlarge Dahutang tungsten deposit of Jiangxi Province: Records from the pegmatoid shell[J]. *Geological Bulletin of China*, 34 (2-3): 487-500 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 表尚虎, 郑卫政, 周兴福. 2012. 大兴安岭北部铅石 U-Pb 年龄对额尔古纳地块构造归属的制约[J]. *地质学报*, 86(8): 1262-1272.
- 陈伟民, 赵国良, 李仁福, 金浚, 陈卫, 王福, 王振江, 石明, 杨晓鹏, 李军, 李艳艳, 宋亚新. 2009. 内蒙古鄂伦春自治旗嘎仙地区镍钴铅锌矿普查报告[R]. 北京: 北京矿产地质研究院(内部报告), 1-103.
- 董显扬, 李行, 叶良和, 等. 1995. 中国超镁铁质岩[M]. 北京: 地质出版社. 1-353.
- 冯志强. 2015. 大兴安岭北段古生代构造-岩浆演化(博士论文)[D]. 导师: 刘永江. 吉林: 吉林大学. 1-142.
- 胡道功, 郑庆道, 傅俊域, 刘旭光. 2001. 大兴安岭吉峰科马提岩地质地球化学特征[J]. *地质力学学报*, 7(2): 111-115.
- 胡道功, 李洪文, 刘旭光, 于荣文. 2003. 大兴安岭吉峰科马提岩 Sm-Nd 等时线年龄测定[J]. *地球学报*, 24(5): 405-409.
- 季克俭, 吴学汉, 张国柄. 1992. 热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律[M]. 第三版. 北京: 北京科学技术出版社. 1-142.
- 金文山. 1984. 论科马提岩的主要元素鉴别标志[J]. *中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊*, (11): 155-132.
- 李锦轶. 1998. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识[J]. *地质论评*, 44(4): 339-347.
- 李锦轶, 莫申国, 和政军, 孙桂华, 陈文. 2004. 大兴安岭北段地壳左行走滑运动的时代及其对中国东北及邻区中生代以来地壳构造演化重建的制约[J]. *地学前缘*, 11(3): 157-168.
- 李仰春, 周兴福, 李永秀, 郝永鸿, 柳震. 2000. 大兴安岭北段兴华渡口岩群多期褶皱解析及变质变形关系[J]. *前寒武纪研究进展*, 23(1): 5-11.
- 李朝阳, 朱维光, 刘玉平, 刘军. 2010. 内蒙古鄂伦春旗嘎仙超基性岩体的含矿性[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 30(增刊): 202-202.
- 李艳艳, 石明, 陈伟民, 赵国良. 2016. 内蒙古嘎仙超基性岩成矿地质特征与矿床成因讨论[J]. *矿产勘查*, 7(4): 525-531.
- 路凤香, 桑隆康. 2002. 岩石学[M]. 北京: 地质出版社. 1-366.
- 祁冬梅, 周汉文, 宫勇军, 熊索菲, 贾耽, 张金, 张旻玥. 2015. 岩石热液蚀变作用过程元素的活动性-河南祁雨沟金矿 IV 号岩体蚀变花岗岩斑岩的研究[J]. *岩石学报*, 31(9): 2655-2673.
- 余宏全, 李进文, 向安平, 关继东, 杨郦城, 张德全, 谭刚, 张斌. 2012. 大兴安岭中北段原岩铅石 U-Pb 测年及其与区域构造演化关系[J]. *岩石学报*, 28(2): 571-594.
- 汤中立, 任端进. 1987. 中国硫化镍矿床类型及成矿模式[J]. *地质学报*, 61(4): 350-361.
- 汤中立. 1990. 金川硫化铜镍矿床成矿模式[J]. *现代地质*, 4(4): 55-64.
- 汤中立, 李文渊, 著. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比[M]. 北京: 地质出版社. 1-208.
- 汤中立, 钱壮志, 姜常义, 等. 2006. 中国镍铜铂岩浆硫化物矿床与成矿预测[M]. 北京: 地质出版社. 1-304.
- 王登红, 楚莹石, 罗辅勋, 卢治安, 唐志铎. 2000. 四川杨柳坪 Cu-Ni-PGE 富矿体的成因及意义[J]. *地球学报*, 21(3): 161-166.
- 王玉往, 王京彬, 王莉娟, 方同辉. 2004. 新疆哈密黄山地区铜镍硫化物矿床的稀土元素特征及意义[J]. *岩石学报*, 20(4): 935-948.
- 王玉往, 陈伟民, 李德东, 石煜, 王福, 黄行凯, 石明. 2016. 内蒙古嘎仙钴镍硫化物矿床的地质特征及成因探讨[J]. *矿产勘查*, 7(1): 72-81.
- 王润民, 刘德权, 殷定泰. 1987. 新疆哈密土墩-黄山一带铜镍硫化物矿床成矿控制条件及找矿方向的研究[J]. *矿物岩石*, 7(1): 1-152.
- 武广. 2005. 大兴安岭北部区域成矿背景与有色、贵金属矿床成矿作用(博士论文)[D]. 导师: 孙丰月. 吉林: 吉林大学, 1-221.
- 谢燮, 李文渊, 高永宝, 张照伟, 郭周平. 2014. 祁连山拉水峡铜镍硫化物矿床矿床学、地球化学及成因[J]. *地质与勘探*, 50(4): 617-629.
- 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 1993. 矿床学[M]. 第三版. 北京: 地质出版社. 1-352.
- 曾庆丰. 1986. 论热液成矿条件 [M]. 北京: 科学出版社. 1-298.
- 张智宇, 侯增谦, 彭花明, 朱晓强, 潘小菲, 叶泽宇. 2015. 江西大湖塘超大型钨矿初始岩浆流体出溶——来自似伟晶岩壳的记录[J]. *地质通报*, 34(2-3): 487-500.