



编号 0258-7106(2010)05-0785-25

# 辽宁红透山块状硫化物矿床蚀变带元素迁移特征 及定量计算\*

郑远川<sup>1,2</sup>, 顾连兴<sup>2,3</sup>, 汤晓茜<sup>2</sup>, 吴昌志<sup>2,3</sup>, 李春海<sup>2</sup>, 刘四海<sup>2</sup>

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 内生金属成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球与工程学院, 江苏 南京 210093; 3 江苏省有色华东地质勘查局, 江苏 南京 210007)

**摘要** 辽宁红透山块状硫化物矿床(MSD)位于华北地台东北部的浑北花岗岩-绿岩地体内, 矿区岩石在30~28亿年期间受到了600~650℃的高级角闪岩相变质。研究表明, 广泛分布于红透山层状矿体下盘数百米处的和直接产于矿体下盘的堇青-直闪片麻岩, 分别代表了变质后的MSD成矿系统以绿泥石化为特征的半整合和筒状不整合海底热液蚀变带。微量元素特征显示, 层状堇青-直闪片麻岩的原岩并非同一种岩石, 而是由5种不同岩性的岩石组成, 筒状堇青-直闪片麻岩的原岩主要由流纹质岩石组成, 而在堇青-直闪片麻岩走向上与之过渡的角闪片麻岩和黑云片麻岩则代表了不同岩性蚀变岩的未蚀变原岩。质量变化计算表明, 相对于未蚀变原岩而言, 两种蚀变岩的成分发生了显著变化, 其中层状堇青-直闪片麻岩的Fe、Mg发生了富集, Na、K、Ca、Cu、Pb和Zn等元素被迁出, 而筒状堇青-直闪片麻岩的Fe、Mg、Si、Na、Pb、Cu和Zn等元素则发生了富集, K被迁出。重稀土元素(HREE)和高场强元素(Zr、Ti、Nb、Hf和Ta)在海底热液蚀变过程中保持惰性, 而Rb、Sr、Ba和轻稀土元素(LREE, 尤其是Eu)则被强烈的迁出。这些元素变化特征表明海底热液蚀变以绿泥石化和硅化为特征, 同时海底水-岩反应体系具有高水/岩比值。层状堇青-直闪片麻岩可作为红透山矿区成矿潜力评价的重要依据, 而含硫化物石英脉的筒状堇青-直闪片麻岩不但本身可成为工业矿体, 还可作为上覆层状矿体的近矿找矿标志。

**关键词** 地质学 块状硫化物矿床; 下盘蚀变带; 高级角闪岩相变质; 元素迁移; 红透山

中图分类号 P618.41 P618.43

文献标志码 A

## Element mobilization and mass-change quantification of highly metamorphosed footwall alteration zones in Hongtoushan volcanogenic massive sulfide deposit, Liaoning Province

ZHENG YuanChuan<sup>1,2</sup>, GU LianXing<sup>2,3</sup>, TANG XiaoQian<sup>2</sup>, WU ChangZhi<sup>2,3</sup>, LI ChunHai<sup>2</sup> and LIU SiHai<sup>2</sup>  
(1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 State Key Laboratory for Endogenic Metal Deposits Research; Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 3 Eastern China Mineral Exploration and Development Bureau for Non-ferrous metals, Nanjing 210007, Jiangsu, China)

### Abstract

The Hongtoushan Archean Cu-Zn Massive Sulfide Deposit (MSD), which was metamorphosed (3.0~2.8 Ga) to upper amphibolite facies at temperatures between 600℃ and 650℃, occurs in the Hunbei granite-greenstone terrane, Liaoning Province. Cordierite-anthophyllite gneiss (CAG) is widespread in Hongtoushan. The CAG that occurs hundreds of meters below the ore horizon corresponds to the simiconformable alteration zone of

\* 本文受国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403501)和国家自然科学基金项目(40872050, 40872064)的联合资助  
第一作者简介 郑远川,男,1982年生,博士,从事有色金属矿床成因研究。Email: zheng\_yc@126.com  
收稿日期 2009-11-17; 改回日期 2010-01-14。李德先编辑。

the MSD hydrothermal system, whereas the CAG immediately below the main ore bed represents the metamorphosed pipe-like alteration zone. Whole-rock geochemical analyses indicate that the semiconformable CAG was derived ultimately from five kinds of lithology (basalts, basaltic andesites, andesites, dacites, and rhyolites), whereas the pipe-like CAG from a single lithology (rhyolites). Amphibolite and biotite gneiss are identified as metamorphosed unaltered parent rocks. As for the comparison with unaltered rocks, mass change calculation indicates that, compared with least-altered rocks, stratiform CAG is enriched in Fe and Mg and depleted in Na, K, Ca, Cu, Pb and Zn, while discordant CAG is enriched in Fe, Mg, Si, Na, Pb, Cu and Zn and depleted in K. HREE and HFSE (Zr, Ti, Nb, Hf and Ta) behaved inertly during submarine alteration, whereas Rb, Sr, Ba and LREE, especially Eu, were leached off. Mass change calculations of the CAG indicate that the water-rock interaction within both types of alteration zones is characterized by water dominated processes. Stratiform CAG could be used to evaluate mineralization potential of VMS in metamorphic terranes, while discordant CAG containing sulfide-bearing quartz veins could serve as a good indicator for overlying stratiform massive sulfide ores as well as an exploration target itself.

**Key words:** geology, Massive Sulphide Deposit (MSD), footwall alteration zone, upper amphibolite facies metamorphism, elements mobilization, Hongtoushan

许多块状硫化物矿床(Massive Sulphide Deposit, 简称 MSD),尤其是那些赋存于太古代地层中的矿床,通常都经历了强烈的变形-变质作用(Marshall et al., 1987; 1993; Gu et al., 1992; Large, 1992; Marshall et al., 2000a; 2000b; Vokes, 2000)。在变形-变质过程中,这些矿床与围岩一起受到了强烈的地质改造作用(Vokes, 1969; 2000; Mookherjee, 1976; McClay, 1983a; Marshall et al., 1987; MacLean, 1990; Vivallo et al., 1990; Gu et al., 1992; Cook et al., 1993; MacLean et al., 1993; Khin et al., 1997; 1999; Tiwary et al., 1998; Barrett et al., 2001; Roberts et al., 2003)。

下盘围岩蚀变常与 MSD 伴随(Vivallo et al., 1984; Brauhart et al., 1998; 2000; Sánchez-España et al., 2000; 2003; Gibson et al., 2000; Doyle et al., 2003)并可分为两类,即层状半整合蚀变和筒状不整合蚀变(Large, 1992; 顾连兴, 1999; Hou et al., 1999; Gemmell et al., 2001)。研究表明,这些蚀变带是 MSD 成矿系统的重要组成部分(Seyfried et al., 1988; 侯增谦等, 1996),它对 MSD 形成机制的研究具有重要意义。然而,在高级变质岩区,变质作用对 MSD 海底蚀变岩结构构造和矿物成分的强烈改造,为矿床成因研究、区域找矿和成矿潜力评价都带来了许多困难。

辽宁红透山 MSD 自形成后,于 3.0~2.8 Ga 受到了高级角闪岩相的变质。在层状矿体以下 600~800 m 的层位,广泛发育了一层富 Fe-Mg 的堇青-直

闪片麻岩。近年来,在矿体的直接下盘又新发现了长 800 m、宽 40 m 的含硫化物石英脉的筒状不整合状堇青-直闪片麻岩。通过野外地质、岩石地球化学证明,这两种堇青-直闪片麻岩极可能代表了经历过高级角闪岩相变质的 MSD 的层状半整合和筒状不整合蚀变带。尽管国际上对高级变质岩区 MSD 下盘蚀变带已作过大量研究(MacLean et al., 1991; Araujo et al., 1996; Tiwary et al., 1997; Yeats et al., 1998; Roberts et al., 2003),但仍未见到两种蚀变类型共存于同一矿区的报导。此外,文献中已报导的高级变质岩区 MSD 的层状蚀变带的原岩多为单一岩性,而红透山矿床蚀变岩则有多种原岩。

## 1 区域地质背景

辽宁红透山铜-金 MSD 产于华北地台北缘东部的浑北太古代花岗岩-绿岩地体内。该地体位于华北克拉通北缘与郯庐断裂带的交叉部位,其大部分为古太古代英云闪长质、奥长花岗质、花岗闪长质的灰色片麻岩,并含少量高级角闪岩相变质的表壳岩。该套灰色片麻岩被几条古太古代绿岩带所覆盖(图 1)。地体中灰色片麻岩与绿岩的比例约为 3:2。浑河和草市-开原断裂分别构成了浑北地体与其南侧龙岗地体及其东北侧景家沟地体的边界。龙岗地体和景家沟地体也是太古代地体,但两者的绿岩分布十分有限,且与浑北地体并不连续。相对于浑北地体而言,龙岗地体太古代混合岩化作用更为强烈(赵

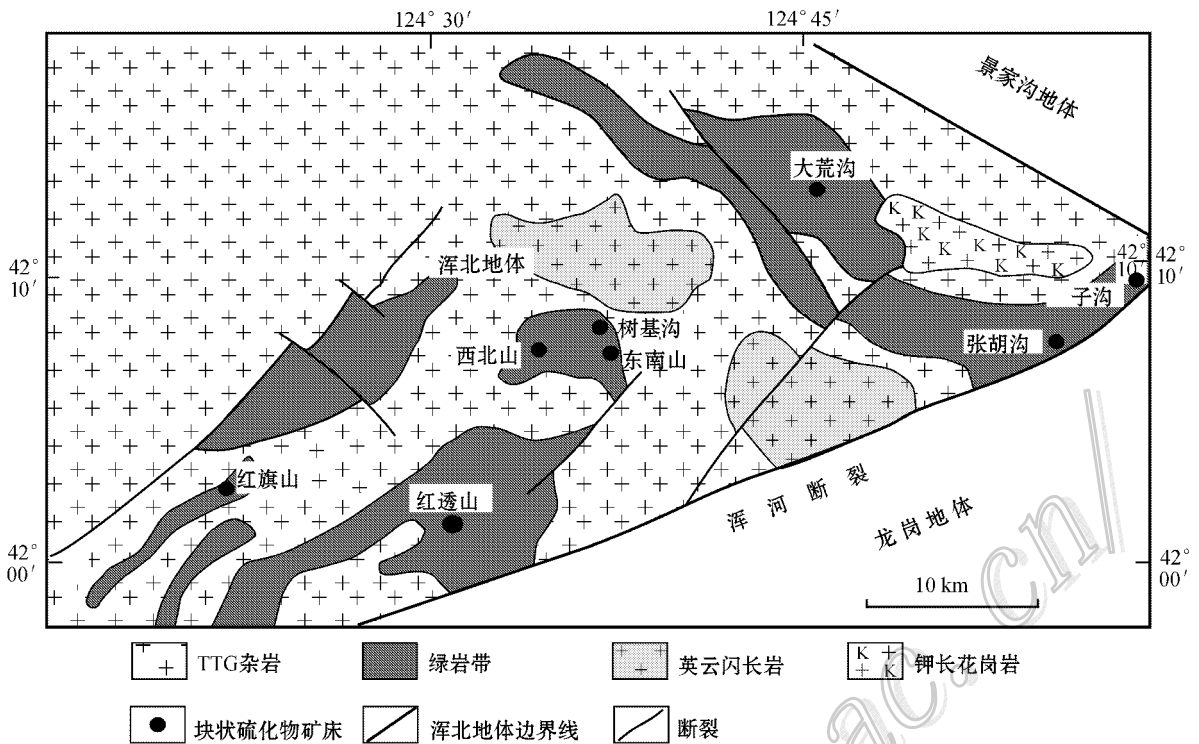


图 1 浑北地体区域地质图(据刘连登等,1994)

Fig. 1 Regional Geological map of the Hunbei terrane (after Liu et al., 1994)

士显,1981),并发育大量燕山期花岗岩及与之有成因联系的中温热液金矿床,而景家沟地体的变质作用已达麻粒岩相,并有紫苏花岗岩产出(李俊建等,1995;Chen et al.,1998)。浑北地体古太古代的层状绿岩称为清原群,岩性主要为斜长角闪片麻岩、黑云斜长片麻岩和各种变粒岩,并进一步划分为下部的金凤岭组和上部的红透山组(图2)(张秋生等,1984;沈保丰等,1994)。金凤岭组主要以斜长角闪片麻岩为主,并夹有少量黑云斜长片麻岩和变粒岩,而红透山组含有更多的黑云斜长片麻岩和长英质片麻岩,且含有大量的石榴子石、矽线石和直闪石。清原群的原岩为从基性到酸性不同成分的火山岩,化学成分具有拉斑玄武质到钙碱性系列的特征,因而被认为是岛弧环境下的产物(翟明国等,1984;张秋生等,1984;李俊建等,1995)。

张秋生等(1984)总结了前人用多种方法测得的同位素年龄数据,指出绿岩带原岩的成岩年龄大于3.0 Ga,并在2.8~2.9 Ga期间经受了高级角闪岩相的变质作用。之后,王松山等(1987)利用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和K-Ar同位素法,测得金凤岭组角闪岩中角闪石的年龄分别为 $(2.99 \pm 0.1)\text{Ga}$ 和 $(2.98 \pm 0.04)\text{Ga}$ ,这两个年龄在误差范围内较一致,因此,王松山

等认为金凤岭组角闪岩的形成时间是2.99 Ga。李俊建等(1995)用Sm-Nd全岩等时线法测得的金凤岭组角闪岩的年龄为 $(2.84 \pm 0.05)\text{Ma}$ 。王松山等和李俊建等得到的年龄,与张秋生等(1984)的结论相一致,表明原岩变质为绿岩的时间大约为3.0~2.8 Ma。此外,区内并不发育广泛的退变质作用。造山期后花岗岩以中粗粒并具片麻状结构的树基沟英云闪长岩为特征(图1),锆石U-Pb和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测年显示其形成年龄分别为 $(2551 \pm 1)\text{Ma}$ 和 $(2578 \pm 1)\text{Ma}$ (王松山等,1986)。前人普遍认为南龙王庙岩体以东的红石榴子钾长花岗岩形成于2.5 Ga左右(张秋生等,1984;李俊建等,1995),但本研究用LA-ICP-MS锆石U-Pb法测得其年龄为 $(159.6 \pm 2.8)\text{Ma}$ ,表明该岩体为燕山期的产物。

浑北地体内的矿化主要有2种类型:火山岩容矿MSD和韧性剪切带型金矿。块状硫化物矿床和矿点共100多个,均分布于几条绿岩带中,其中红透山、红旗山、西北山、东南山、树基沟、稗子沟和张胡子沟为铜-锌矿床,大荒沟为黄铁矿矿床(图1),目前只有红透山、红旗山仍在开采。前人(张秋生等,1984;刘连登等,1994;邓功全,1994;沈保丰等,1994)的大量研究表明,这类矿床均产于清原群红透

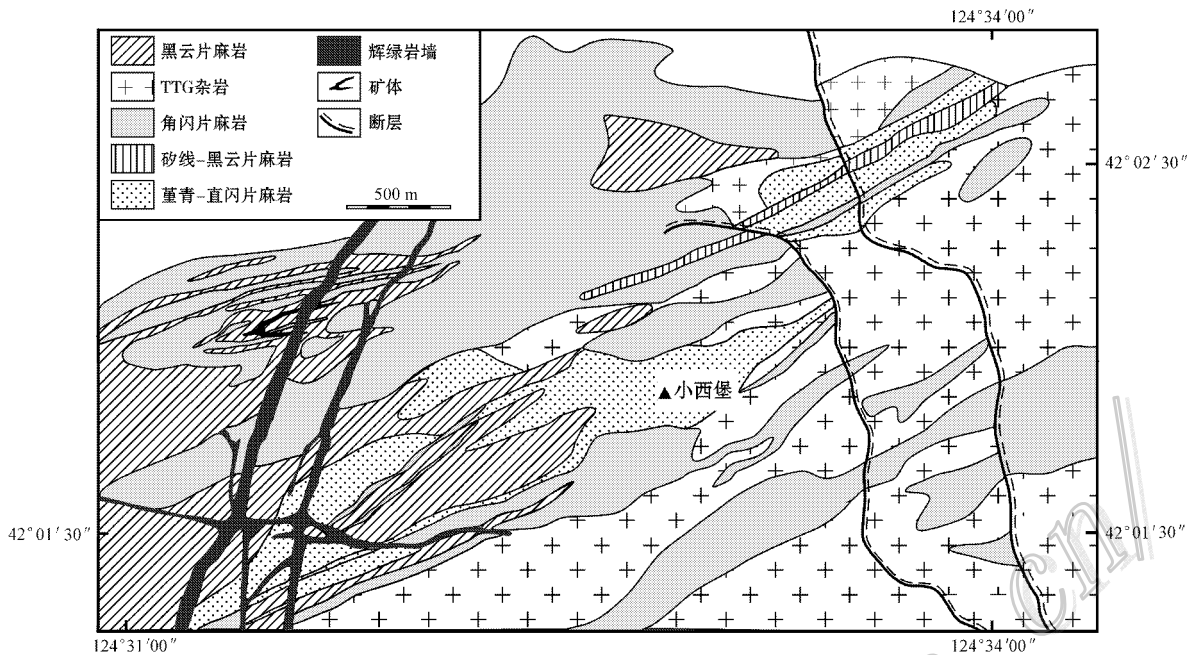


图2 红透山块状硫化物矿区及外围地质图

Fig. 2 Geological map of the Hongtoushan ore district and its peripheral areas

山组上部厚约百余米的岩性段内(图2)。该岩性段被当地地质学家称为“薄层互层带”,由薄层黑云变粒岩、片麻岩与角闪斜长片麻岩交替而成,并以含石榴子石、直闪石和砂线石为特征,其上被条带状铁建造所覆盖。在岩石学和地球化学的研究基础之上,翟明国等(1984)和邓功全(1994)推测其变质原岩为多旋回的玄武质-安山质-流纹质熔岩和火山凝灰岩,并夹有少量砂岩、粉砂岩和泥岩。

## 2 矿床地质概况

红透山矿床是浑北地体中8个MSD铜-锌矿床中最大的一个。该矿床已探明铜50万吨(品位1.5%~1.8%)、锌70万吨(品位2.0%~2.5%),伴生金20吨(品位0.5~0.8 g/t)、银1000吨(品位20~60 g/t)、 $w(S)$  20%~22%, $w(Se)$ 和 $w(Cd)$ 平均值分别为25 g/t和56 g/t。

红透山矿区地层以红透山组为主。这套地层主要由角闪斜长片麻岩夹黑云片麻岩、变粒岩和石榴-堇青-直闪片麻岩组成,并可进一步分成5个次级单元,由下至上分别为:①巨厚角闪片麻岩(厚度>750 m);②石榴-堇青-直闪片麻岩层(厚度100~380 m);③黑云片麻岩夹少量角闪片麻岩(厚度100~200 m);④厚层角闪片麻岩夹少量黑云片麻岩层(厚约100 m);⑤“薄层互层带”,单层厚度均小于5

n(厚约100 m)。其中,“薄层互层带”被进一步划分为5个次级单元,从底部到顶部分别是:①黑云片麻岩、变粒岩夹角闪片麻岩(厚20 m);②角闪片麻岩夹黑云片麻岩和石英-长石变粒岩(20 m);③角闪片麻岩、黑云片麻岩和变粒岩互层(25 m);④含石榴子石、砂线石、直闪石的角闪片麻岩和黑云片麻岩(25 m);⑤变粒岩夹少量角闪片麻岩与黑云片麻岩(12 m)(张秋生等,1984;图2、3)。

红透山矿床的矿体和围岩均经历了高级角闪岩相变质和变形。赵印香等(1987)利用黑云母-石榴子石地质温度计测得其变质峰期温度为600~650℃。围岩的片理与岩性界线基本一致,均向南东倾斜,倾角70~85°,构成一个倾竖褶皱(图3)。杨振声等(1984)认为矿区的变形主要发生于2.8~2.5 Ga,并将其划分为D<sub>1</sub>、D<sub>2</sub>和D<sub>3</sub>三个阶段。D<sub>1</sub>形成向北倾斜、倾角20~30°的轴面片理和小型紧闭褶皱,D<sub>2</sub>形成了中、大规模的陡倾和倾竖褶皱,并伴有韧性断层。现存的NEE向线理即为这一变形阶段的产物,D<sub>3</sub>变形弱于前两次,主要形成了一些宽缓直立歪斜褶皱。

## 3 采样和分析手段

在红透山矿区共采集72个地表样品和26个钻孔样品,用于块状硫化物矿床的蚀变-变质岩岩石学

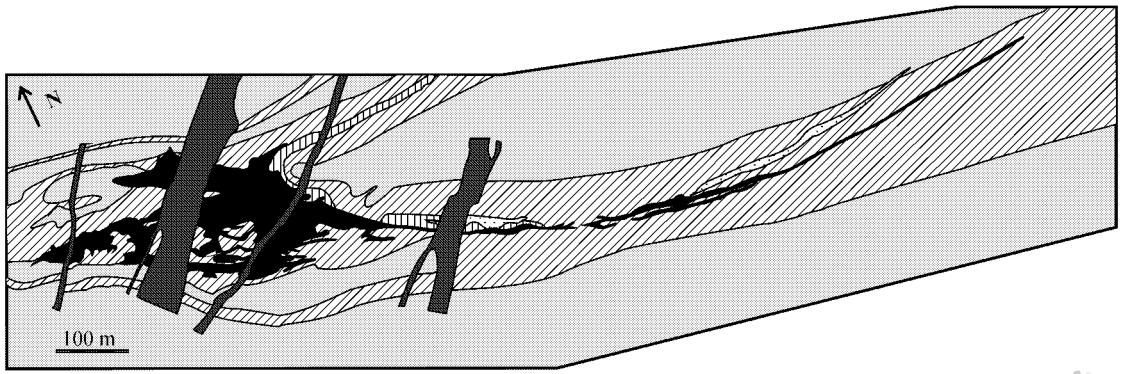


图 3 红透山矿床-647 m 中段地质图(图例同图 2)

Fig. 3 Geological map of the Hongtoushan deposit at Level -647 m (legends as for Fig. 2)

和地球化学研究。地球化学分析的样品粒度细于 200 目。主量元素在中国科学院贵阳地球化学研究所采用 X-射线荧光法(XRF)和南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室用原子吸收光谱(AAS)法测定。微量元素在南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室用高分辨率等离子质谱仪(ICP-MS)测定。

## 4 岩石学研究

### 4.1 角闪片麻岩

矿区内大面积出露的含角闪石的变质岩主要由不同比例的角闪石、斜长石( $An_{62-68}$ )和石英组成。据角闪石含量的不同,可将该类变质岩进一步分为斜长角闪片岩和角闪斜长片麻岩两个端员。斜长角闪片岩的角闪石体积分数为 60%~70%,斜长石为 30%~40%,石英为 5%~10%,而斜长角闪片麻岩的角闪石体积分数则少于 50%,斜长石为 30%~40%,石英一般多于 10%。岩石地球化学数据同样显示,这两个端员组分的化学组成也不尽相同,斜长角闪片岩  $w(SiO_2)$  为 45.9%~49.5%,其在  $(Na_2O + K_2O) \cdot SiO_2$  (Cox et al., 1979) (图 4a) 和  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  (Winchester et al., 1977) (图 4b) 岩石分类图解中均投影于玄武岩区,表明其变质原岩可能为玄武岩,而 2 个角闪斜长片麻岩  $w(SiO_2)$  则为 54.8% 和 55.1%。岩石分类图解表明其原岩可能为玄武安山岩。由于斜长角闪片岩和角闪斜长片麻岩具有相似的矿物组成,因此前人在划分地层界线时将两者视为同一岩性层,本文同样将这两种岩石统称为角闪片麻岩。

### 4.2 黑云片麻岩

矿区内广泛分布的黑云片麻岩主要由不同比例的黑云母、斜长石( $An_{35-50}$ )和石英组成,因此,前人也该类型的岩石划分为同一岩性层。然而,岩石地球化学数据表明,其变质原岩成分并非均一,且可分为 3 个岩性组合:安山岩、英安岩和流纹岩。与前两种岩性黑云片麻岩不同的是,以流纹质为原岩的黑云片麻岩含有大量微斜长石(40%),其他矿物成分为黑云母 10%、斜长石 10%、石英 40%。

### 4.3 矽线黑云片麻岩

在红透山矿区还发育有少量矽线黑云片麻岩,主要分布于矿体的直接下盘或在矿体同一层位局部出现。该套岩层主要由不同比例的矽线石(20%~25%)、黑云母(20%~25%)、石英(50%~55%)和斜长石(<5%)组成,并含少量石榴子石和十字石。

### 4.4 层状堇青-直闪片麻岩

层状堇青-直闪片麻岩广泛分布于浑北地体内各 MSD 矿区,并以红透山矿区最为发育,其次是红旗山。在红透山矿区,该片麻岩位于层状矿体下盘 600~800 m (图 1, 张秋生等, 1984; 邓公权, 1994), 其南部边界与角闪片麻岩和英云闪长岩接触,而北部边界则与黑云片麻岩、角闪片麻岩和英云闪长岩接触。堇青-直闪片麻岩与角闪片麻岩和黑云片麻岩既可成渐变过渡,也可突变接触。在走向上,堇青-直闪片麻岩与角闪片麻岩和黑云片麻岩呈犬牙交错。在有些地段,堇青-直闪片麻岩中散布有大量云朵状和透镜状的角闪片麻岩和黑云片麻岩(图 5a), 这些云朵状体和透镜体宽度通常数厘米到数米,长度数十厘米到十几米,其延长方向多与堇青-直闪片麻



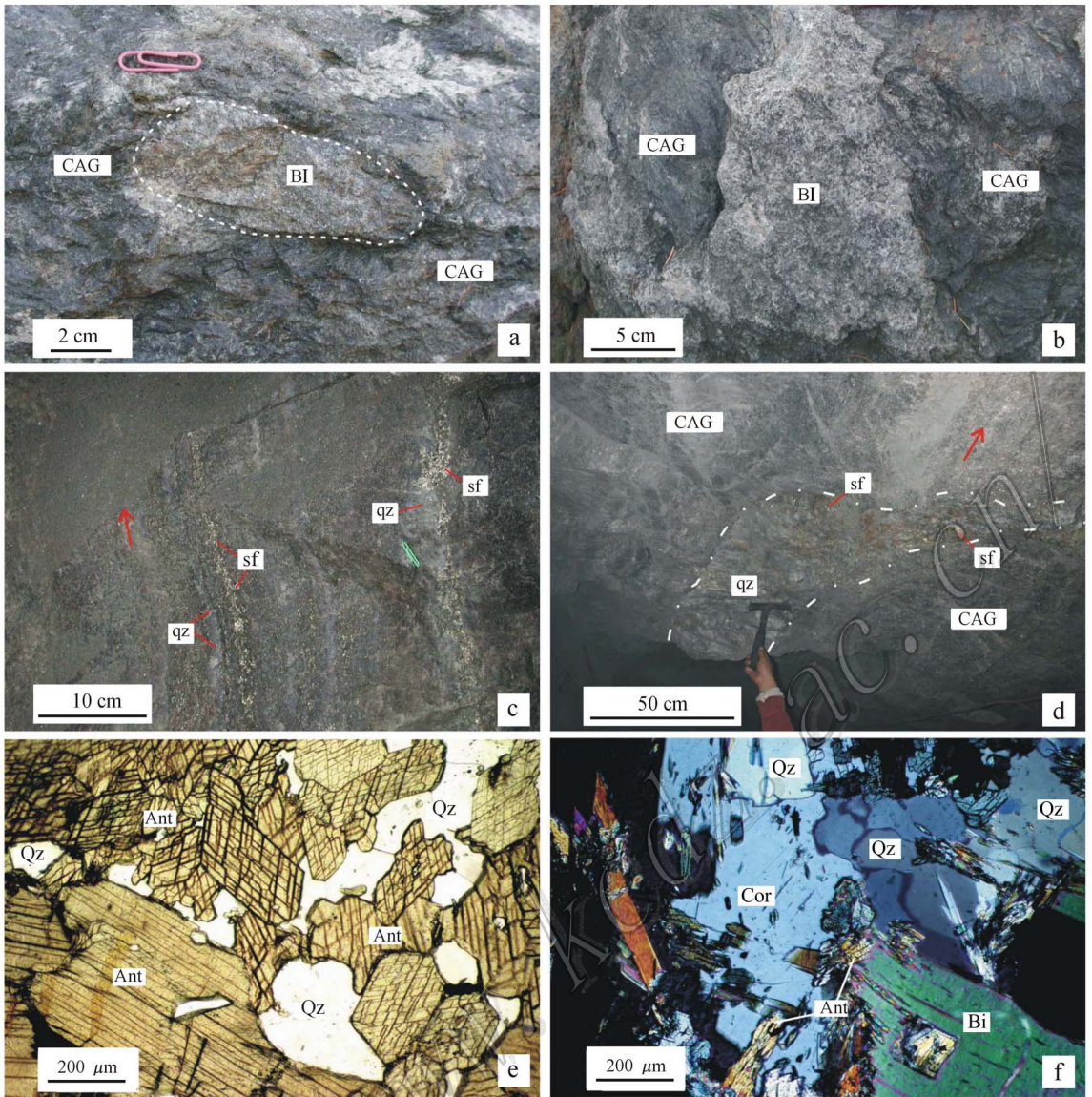


图 5 红透山层状和筒状变质蚀变堇青-直闪片麻岩野外和显微镜照片

a. 层状堇青-直闪片麻岩中的黑云片麻岩透镜体；b. 小西堡地区，“直闪石脉”穿切黑云片麻岩；c. 筒状堇青-直闪片麻岩带中，含硫化物石英英脉沿围岩片麻理展布，箭头所指即片麻理方向；d. 筒状堇青-直闪片麻岩带中，变形的含硫化物石英英脉斜切围岩片麻理，箭头所指即片麻理方向；e. 层状堇青-直闪片麻岩中，直闪石典型的角闪石式解理(单偏透射光)；f. 筒状堇青-直闪片麻岩带中，堇青石颗粒中包裹了大量细小直闪石和砂线石颗粒(正交透射光)。Ant—直闪石；Bi—黑云母；Cor—堇青石；Qz—石英；BI—黑云片麻岩；CAG—堇青-直闪片麻岩；Sf—硫化物

Fig. 5 Photographs of stratiform and discordant CAG alteration zones in the Hongtoushan ore district

a. A biotite-rich gneiss lens enclosed in stratiform CAG; b. Biotite-rich gneiss cut by anthophyllite-rich veins at Xiaoxipu; c. Sulfide-bearing quartz veins parallel to the foliation of discordant CAG alteration zone at Level - 647 m; d. Sulfide-bearing quartz veins cross-cutting discordant CAG alteration zone at Level - 647 m, arrow indicating strike of the foliation of discordant CAG alteration zone; e. Anthophyllite in stratiform CAG (transmitted light); f. Mineral components in discordant CAG (transmitted light with crossed nicols). Ant—Anthophyllite; Bi—Biotite; Cor—Cordierite; Qz—Quartz; BI—Biotite-rich gneiss; CAG—Cordierite-anthophyllite gneiss; Sf—Sulfide

区域变形-变质作用之前就已存在。

直闪石在片麻岩中呈浸染状或团斑状分布,但其粒度通常小于 1 cm,体积分数低于 20%,其粒度和含量均显著逊于层状堇青-直闪片麻岩。

## 5 岩石地球化学

红透山矿区变质岩主量和微量元素数据见表 1 和表 2。为了准确判别各种变质岩和蚀变-变质岩的原岩岩性,可应用  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  (Cox et al., 1979) (图 4a) 和  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  (图 4b) (Winchester et al., 1977) 岩石分类图解进行分析。前人的研究表明,综合利用这两种方法对于蚀变-变质岩原岩的识别十分有效 (MacLean, 1990; MacLean et al., 1993), 其理论基础是,在热液蚀变和变质作用过程中,  $\text{Zr}$ 、 $\text{Ti}$ 、 $\text{Nb}$  和  $\text{Y}$  等高场强元素通常保持惰性,故活性元素的带入和带出仅会引起这些惰性元素含量的变化,而其相互之间的比值却不会改变,因此这些元素及其比值之间的协变图解仍可用于变质岩或热液蚀变岩的原岩判别。图 6 显示,除不整合状堇青-直闪片麻岩样品中的  $\text{Y}$  发生了明显富集外,红透山矿区其他变质岩的  $\text{Zr}$  与  $\text{Hf}$ 、 $\text{Nb}$ 、 $\text{Y}$ 、 $\text{Nb}$  与  $\text{Ta}$  之间,仍保持有较好的线性关系,表明这些高场强元素在热液蚀变和变质过程中仅有轻微的迁移,因此  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  图解仍适用于本区各种变质岩的原岩判别。

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  图解(图 4a)显示,矿区内不含直闪石的角闪片麻岩和黑云片麻岩成分分别落入玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩和流纹岩区内。在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  图解中(图 4b),不含直闪石的片麻岩成分投影出的岩性与  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  图解的结果大致吻合,虽然  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  图解中投影于流纹岩区的 2 个样品点,在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  图解中投影于流纹英安岩/英安岩区域,但其投影点也较接近流纹岩区。因此,结合样品点在这两个分类图解中的分布特征,可以认为红透山矿区的角闪片麻岩和黑云片麻岩的原岩岩性主要为玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩和流纹岩。 $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  图解中,堇青-直闪片麻岩投影点与不含直闪石的片麻岩投影点具有相似的分布区域,因此可将投影于相似区域的含直闪石的和不含直闪石的片麻岩样品点确定为来自相同原岩,由此推断出的堇青-直闪片麻岩的变质原岩也可分为玄武岩、玄武安山岩、安山

岩、英安岩和流纹岩。 $\text{TiO}_2\text{-Zr}$  图解(图 7a)显示,在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  图解中被归为同一岩性的不含直闪石的和含直闪石的片麻岩的  $\text{Zr}$ 、 $\text{Ti}$  含量沿同一直线分布,表明  $\text{Zr}$  与  $\text{Ti}$  在蚀变和变质过程中并未发生解藕,由此可见,  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  图解对堇青-直闪片麻岩的原岩判别基本可信 (Roberts et al., 2003)。在  $\text{TiO}_2\text{-Zr}$  图解(图 7)中,堇青-直闪片麻岩的投影点并非落于对应未蚀变原岩成分的分布区内,而是沿蚀变趋势线向其右上方或左下方偏移,而且其样品点在  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  图解中整体上也投影于对应未蚀变原岩成分的右下方,表明堇青-直闪片麻岩的活性元素 ( $\text{Si}$ 、 $\text{Na}$ 、 $\text{K}$ ) 确实发生了不同程度的带入或带出,即堇青-直闪片麻岩经历过海底或变质热液的交代蚀变。根据以上特征,可将各种岩性的角闪片麻岩和黑云片麻岩视为对应成分堇青-直闪片麻岩的未蚀变原岩。

由图 4 和图 7a 可知,层状堇青-直闪片麻岩原岩的岩性并非均一,其岩性从玄武岩到流纹岩连续发育,而不整合状堇青-直闪片麻岩的岩性则较为均一,以流纹岩为主。然而与  $\text{TiO}_2\text{-Zr}$  图解不同,在  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr}$  图解中(图 7b),相同原岩的含与不含直闪石的片麻岩未构成明显的蚀变趋势线,这表明在海底热液蚀变或区域变质作用过程中,  $\text{Al}$  发生过强烈的活化转移。

### 5.1 未蚀变原岩

角闪片麻岩 根据主量和微量元素岩石学分类,红透山矿区角闪片麻岩原岩可分为玄武岩质 ( $n = 3$ ) 和玄武安山岩质 ( $n = 2$ ) 岩石(图 4)。相对于其他片麻岩,玄武质原岩角闪片麻岩表现出最高的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{CaO}$  含量,和最低的  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  含量(表 1)。该套岩石具低斜率稀土元素配分模式 ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>n</sub> 比值为 2.23~4.69,显著的  $\text{Eu}$  正异常,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 1.27~1.76,平均 1.45(图 8a、图 10);低  $\text{Zr}/\text{Y}$  比值,为 2.90~5.36,平均 3.68;低  $\text{TiO}_2$  ( $w(\text{TiO}_2)$ ) 平均 0.45%;低高场强元素 (HFSE) 含量(表 2;图 8b)。这些特征与该套岩石属岛弧钙碱岩系的认识 (张秋生等, 1984) 相一致。

玄武安山质角闪片麻岩,同样具平缓 REE 配分模式,  $\text{Eu}$  负异常不明显(图 8c、图 10)。该套岩石的  $\text{Zr}/\text{Y}$  比值为 5.08 和 6.96,  $w(\text{TiO}_2)$  均为 0.45%, HFSE 平均值均高于玄武质原岩的角闪片麻岩(表 2;图 8d)。



表 1 红透山矿区角闪片麻岩、黑云片麻岩和堇青-直闪片麻岩全岩主量元素分析结果[ $w(B)/\%$ ]Table 1 Whole-rock XRF and ICP-AES analyses of rocks from the Hongtoushan ore district[ $w(B)/\%$ ]

蚀变岩及样品号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	烧失量	总和	蚀变指数
玄武质角闪片麻岩													
H-253 L-A	49.20	0.50	15.70	12.05	0.19	9.84	8.75	3.08	0.35	0.08	0.54	100.28	0.64
H-341 L-A	49.45	0.28	15.46	11.38	0.18	8.14	10.35	2.56	0.19	0.06	1.01	99.06	0.60
H-442 L-A	45.93	0.56	18.75	11.23	0.29	8.00	9.61	1.54	1.20	0.23	1.81	99.13	0.61
H-342 Al	44.89	0.79	16.57	17.76	0.32	12.09	2.14	2.29	0.17	0.12	1.36	98.50	0.87
HZ-2 Al	63.03	0.84	15.08	10.76	0.15	4.22	2.14	3.93	0.07	0.19	0.07	100.46	0.71
HZ-3 Al	63.39	0.79	14.77	11.32	0.16	4.28	1.95	3.66	0.06	0.15	0.03	100.56	0.73
玄武安山质角闪片麻岩													
H-261 L-A	54.80	0.55	15.76	9.60	0.14	5.93	8.55	3.46	0.65	0.11	0.70	100.24	0.57
H-340 L-A	55.13	0.36	14.70	8.71	0.15	6.44	7.57	3.56	0.43	0.08	2.31	99.44	0.55
H-256 Al	57.68	0.70	12.93	17.43	0.32	9.55	0.39	1.49	0.06	0.13	0.21	100.88	0.93
H-257 Al	53.70	0.81	15.03	18.06	0.31	10.41	0.35	1.42	0.18	0.12	0.25	100.63	0.94
H-395 Al	54.97	1.02	14.93	15.07	0.18	9.88	0.49	1.10	0.10	0.19	0.89	98.81	0.94
H-397 Al	54.12	0.89	15.03	15.37	0.26	9.57	0.48	1.12	0.08	0.30	1.31	98.52	0.94
H-398 Al	61.46	0.86	13.19	12.76	0.21	8.11	0.36	0.93	0.03	0.22	0.65	98.77	0.94
H-413 Al	50.46	0.79	15.36	12.41	0.18	10.61	1.10	1.55	1.27	0.10	4.91	98.72	0.85
H-432 Al	54.63	0.91	13.29	16.56	0.28	9.94	0.46	1.23	0.28	0.24	0.79	98.61	0.93
安山质黑云片麻岩													
H-444 L-A	62.08	0.50	15.30	9.66	0.15	3.09	3.66	1.78	2.39	0.20	1.17	99.98	0.62
H-446 L-A	62.07	0.59	17.03	5.99	0.10	3.03	4.65	2.35	2.76	0.19	1.11	99.87	0.48
H-380 Al	63.27	0.79	14.96	8.33	0.12	6.98	0.25	0.59	2.11	0.18	1.13	98.70	0.84
H-389 Al	63.61	0.65	12.11	12.25	0.27	6.52	0.59	0.54	1.27	0.37	0.36	98.54	0.89
H-393 Al	65.34	0.63	11.09	11.70	0.15	7.56	0.27	0.78	0.91	0.18	0.38	98.99	0.91
H-431 Al	65.81	0.78	12.03	9.32	0.05	5.52	0.35	0.30	2.01	0.21	3.21	99.59	0.85
H-436 Al	61.78	0.80	12.90	10.32	0.10	7.77	0.53	0.61	1.82	0.19	3.19	99.99	0.86
H-437 Al	50.89	0.48	12.78	14.91	0.29	10.37	3.89	2.39	0.82	0.25	1.66	98.73	0.78
H-439 Al	66.07	0.73	11.66	10.96	0.34	5.66	0.45	0.35	1.71	0.22	0.48	98.62	0.87
H-440 Al	61.17	0.88	12.75	11.91	0.28	8.26	0.26	0.65	1.99	0.13	0.75	99.02	0.87
H-441 Al	62.92	0.69	12.03	11.81	0.16	8.38	0.33	0.86	1.49	0.21	0.72	99.60	0.88
HZ-1 Al	64.40	0.63	14.45	11.46	0.24	6.52	0.26	0.28	1.46	0.10	0.37	100.26	0.90
英安质黑云片麻岩													
H-260 L-A	69.16	0.43	13.93	5.18	0.04	2.34	3.21	3.11	1.91	0.15	0.57	100.03	0.48
H-445 L-A	65.48	0.68	15.25	6.48	0.04	2.60	2.25	3.33	2.82	0.07	1.09	100.09	0.52
H-381 Al	72.63	0.38	11.60	7.26	0.14	4.30	0.08	0.31	0.94	0.03	1.03	98.70	0.90
H-382 Al	72.24	0.59	10.48	6.41	0.12	5.43	0.19	0.45	1.50	0.15	0.96	98.53	0.85
H-383 Al	72.40	0.51	11.35	5.78	0.11	5.18	0.20	0.38	1.47	0.15	0.69	98.22	0.84
H-384 Al	71.32	0.53	12.16	5.99	0.09	5.60	0.18	0.43	1.47	0.14	1.95	99.87	0.85
H-385 Al	65.39	0.56	13.13	8.86	0.18	6.90	0.15	0.65	1.54	0.11	1.23	98.69	0.87
H-394 Al	73.88	0.50	9.36	7.25	0.05	5.10	0.14	0.52	1.58	0.12	0.53	99.04	0.85
H-400 Al	75.06	0.46	10.17	6.42	0.15	4.24	0.14	0.53	1.22	0.04	0.55	98.97	0.85
流纹质黑云片麻岩													
H-102 L-A	69.57	0.43	14.83	3.51	0.05	1.54	3.29	2.29	3.58	0.13	0.80	100.02	0.36
H-110 L-A	66.90	0.49	15.37	3.54	0.05	1.58	1.80	3.24	6.18	0.16	0.68	99.99	0.31
H-343 Al	76.79	0.33	10.92	6.73	0.08	1.60	0.19	0.56	0.95	0.03	0.45	98.62	0.83
H-349 Al	73.33	0.41	11.35	6.58	0.06	5.52	0.07	0.60	1.23	0.03	0.76	99.93	0.86
H-386 Al	66.35	0.68	11.82	9.68	0.20	7.01	0.16	0.69	1.76	0.11	0.96	99.42	0.86
H-387 Al	74.10	0.49	9.67	8.94	0.15	4.04	0.10	0.31	1.09	0.04	0.27	99.20	0.90
H-388 Al	79.87	0.34	8.14	6.02	0.09	3.25	0.07	0.28	0.83	0.03	0.27	99.19	0.89
H-390 Al	78.25	0.22	11.42	4.13	0.05	3.09	0.07	0.38	1.06	0.03	0.65	99.34	0.83
H-391 Al	75.20	0.36	11.28	5.00	0.06	3.81	0.12	0.51	1.58	0.03	0.61	98.55	0.80
不整合状堇青-直闪片麻岩													
H-370 Al	76.35	0.14	7.05	6.65	0.03	2.97	1.66	2.08	0.03	0.02	2.63	99.60	0.83
H-371 Al	56.79	0.19	12.21	16.49	0.09	8.55	2.26	2.91	0.05	0.06	0.58	100.18	0.79
H-373 Al	59.44	0.18	11.51	13.70	0.10	7.75	2.43	3.12	0.08	0.07	1.68	100.06	0.82
H-375 Al	66.33	0.17	9.92	12.27	0.08	6.09	1.57	2.49	0.06	0.06	1.17	100.21	0.82
H-376 Al	67.66	0.17	9.28	12.04	0.07	5.85	1.72	2.05	0.06	0.06	1.21	100.17	0.93
H-377 Al	53.87	0.38	12.56	14.19	0.11	13.33	0.29	0.52	1.39	0.07	3.54	100.25	0.84

注 L-A—未蚀变;Al—已蚀变。

表2 红透山矿区不同岩石类型未蚀变岩和蚀变岩微量元素和稀土元素分析结果( $w_B/10^{-6}$ )  
Table 2 Whole-rock ICP-MS analyses of rocks from the Hongtoushan ore district( $w_B/10^{-6}$ )

岩性 蚀变程度	H-253		H-341		H-442		H-342		HZ-2		HZ-3		H-261		H-340		H-256		H-395		H-397		H-398		H-413		H-432		H-444		H-446		
	Ba	L-A	Ba	L-A	Ba	L-A	Ba	L-A	Ba	Al	Ba	Al	Ba	L-A	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	Ba	Al	
V	249.2	185.02	288.09	321.09	236.65	235.17	193.66	142.1	344	345.5	299.16	269.71	219.82	259.63	261.72	259.63	219.82	259.63	261.72	259.63	219.82	259.63	261.72	259.63	219.82	259.63	261.72	259.63	219.82	259.63	261.72	259.63	219.82
Cr	160.37	52.06	444.17	51.45	14.4	14.91	118.81	185.75	15.54	15.14	5.98	36.82	29.15	142.33	10.34	142.33	29.15	142.33	10.34	142.33	29.15	142.33	10.34	142.33	29.15	142.33	10.34	142.33	29.15	142.33	10.34	142.33	
Co	52.41	57.11	60.36	47.28	31.58	33.76	44.66	36.71	43.46	44.96	36.05	40.25	31.01	32.94	37.33	32.94	31.01	32.94	37.33	32.94	31.01	32.94	37.33	32.94	31.01	32.94	37.33	32.94	31.01	32.94	37.33	32.94	
Ni	117.7	142.12	158.72	71.04	23.9	24.38	96.05	98.86	39.49	38.7	23.66	47.99	36.73	63.4	28.21	63.4	36.73	63.4	28.21	63.4	36.73	63.4	28.21	63.4	36.73	63.4	28.21	63.4	36.73	63.4	28.21	63.4	
Cu	21.89	3.74	13.02	4.44	217.95	298.41	91.02	2.26	21.28	18.04	202.17	210.92	151.49	6.66	7.76	6.66	151.49	6.66	7.76	6.66	151.49	6.66	7.76	6.66	151.49	6.66	7.76	6.66	151.49	6.66	7.76	6.66	
Zn	45.17	69.27	132.78	142.1	164.25	161.77	61.43	49.23	154.92	170.26	85.62	119.75	94.42	108.53	347.14	108.53	94.42	108.53	347.14	108.53	94.42	108.53	347.14	108.53	94.42	108.53	347.14	108.53	94.42	108.53	347.14	108.53	
Rb	7.62	1.57	41.61	5.03	0.75	0.56	17.86	9.56	2.19	3.81	2.62	1.84	0.97	35.1	11.18	35.1	0.97	35.1	11.18	35.1	0.97	35.1	11.18	35.1	0.97	35.1	11.18	35.1	0.97	35.1	11.18	35.1	
Sr	107.06	157.07	67.72	46.83	79.82	72.95	291.41	128.89	5.56	4.45	5.83	3.57	2.68	43.97	5.51	43.97	2.68	43.97	5.51	43.97	2.68	43.97	5.51	43.97	2.68	43.97	5.51	43.97	2.68	43.97	5.51	43.97	
Y	7.43	5.83	15.76	13.59	16.13	17.85	16.98	15.17	23.16	23.75	22.99	22.75	14.22	19.54	25.77	19.54	14.22	19.54	25.77	19.54	14.22	19.54	25.77	19.54	14.22	19.54	25.77	19.54	14.22	19.54	25.77	19.54	
Zr	29.94	31.26	45.75	72.04	123.68	118.35	86.28	105.54	89.21	103.97	136.77	124.75	118.9	112.05	132.71	112.05	118.9	112.05	132.71	112.05	118.9	112.05	132.71	112.05	118.9	112.05	132.71	112.05	118.9	112.05	132.71	112.05	
Nb	1.38	1.68	2.27	3.26	4.74	4.51	3.99	3.37	3.37	3.81	4.89	4.16	4.22	4.57	4.15	4.57	4.16	4.22	4.57	4.15	4.89	4.16	4.22	4.57	4.15	4.89	4.16	4.22	4.57	4.15	4.89	4.16	
Cs	0.26	0.07	1.32	0.65	0.06	0.03	0.53	0.35	0.07	0.13	0.36	0.29	0.2	2.92	1.66	2.92	0.2	2.92	1.66	2.92	0.2	2.92	1.66	2.92	0.2	2.92	1.66	2.92	0.2	2.92	1.66	2.92	
Ba	23.5	57.33	61.63	46.53	28.95	27.85	108	64.81	11.07	17.33	11.84	13.69	6.9	166.94	11.29	166.94	6.9	166.94	11.29	166.94	6.9	166.94	11.29	166.94	6.9	166.94	11.29	166.94	6.9	166.94	11.29	166.94	
Hf	0.78	0.83	1.18	1.89	3.9	3.63	2.56	2.84	2.62	3.22	3.86	3.15	2.96	2.73	3.08	2.73	2.96	2.73	3.08	2.73	3.15	2.96	3.15	2.96	2.73	3.08	2.73	3.15	2.96	3.15	2.96		
Ta	0.13	0.1	0.14	0.25	0.46	0.39	0.41	0.28	0.28	0.31	0.39	0.26	0.32	0.76	0.32	0.76	0.32	0.32	0.76	0.32	0.39	0.26	0.32	0.32	0.76	0.32	0.39	0.26	0.32	0.32	0.76		
W	0.35	0.2	0.17	0.16	0.21	0.29	0.45	0.12	0.34	0.29	0.27	0.22	0.12	0.37	0.37	0.37	0.12	0.37	0.37	0.37	0.22	0.22	0.22	0.12	0.37	0.37	0.37	0.22	0.22	0.22	0.12		
Pb	5.41	0.81	6.36	2.11	4.43	4.05	4.72	1.74	0.59	0.73	0.94	0.87	0.7	2.14	1.04	2.14	0.87	0.7	2.14	1.04	1.06	1.04	0.7	2.14	1.04	1.06	1.04	0.7	2.14	1.04	1.06		
Th	0.26	0.09	0.53	0.53	1.2	1.24	2.38	0.73	0.99	1	1.3	1.06	1.04	0.96	1.11	0.96	1.04	1.06	1.11	1.04	1.06	1.04	0.7	2.14	1.04	1.06	1.04	0.7	2.14	1.04	1.06		
U	0.16	0.09	0.23	0.21	0.38	0.41	0.7	0.21	0.29	0.29	0.38	0.25	0.3	0.69	0.78	0.69	0.3	0.69	0.78	0.78	0.25	0.3	0.69	0.78	0.69	0.78	0.78	0.69	0.78	0.69	0.78		
La	2.9	4.63	5.26	6.8	10.78	11.37	8.93	7.51	10.25	11.69	13.16	11.79	11.85	6.72	11.22	6.72	11.85	6.72	11.22	11.22	11.79	11.85	6.72	11.22	11.22	11.22	11.22	11.22	11.22	11.22	11.22		
Ce	7.95	10.51	11.52	15.59	23.96	22.69	20.14	16.76	22.13	25	28.04	25.83	25.12	15.49	24.43	15.49	25.83	25.12	24.43	24.43	25.83	25.83	25.12	15.49	24.43	24.43	24.43	24.43	24.43	24.43	24.43		
Pr	0.9	1.29	1.54	1.97	3.33	3.26	2.45	2.04	2.87	3.23	3.53	3.34	3.15	1.71	3.2	1.71	3.34	3.15	3.2	3.2	3.34	3.15	3.15	1.71	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2		
Nd	4.34	5.11	6.18	8.24	13.11	13.26	9.95	8.48	12.34	13.06	13.36	13.58	12.16	6.41	12.74	6.41	13.58	12.16	12.74	12.74	13.58	13.58	12.16	6.41	12.74	12.74	12.74	12.74	12.74	12.74	12.74		
Sm	1.12	1.26	2	2.22	2.7	2.87	2.46	2.41	2.67	2.7	4.11	4.47	3.68	2.01	4.06	2.01	4.47	3.68	4.06	4.06	4.47	4.47	3.68	2.01	4.06	4.06	4.06	4.06	4.06	4.06	4.06		
Eu	0.51	0.53	0.85	0.65	1.23	1.03	0.95	0.66	0.38	0.37	0.89	0.97	0.77	0.56	0.93	0.56	0.97	0.77	0.93	0.93	0.97	0.97	0.77	0.56	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93		
Gd	0.54	1.17	2.05	2.36	3.35	3.04	2.88	2.49	3.28	3.43	3.39	3.78	3.06	2.04	3.66	2.04	3.78	3.06	3.66	3.66	3.78	3.78	3.06	2.04	3.66	3.66	3.66	3.66	3.66	3.66	3.66		
Tb	0.16	0.18	0.41	0.4	0.54	0.54	0.49	0.42	0.71	0.7	0.63	0.68	0.5	0.41	0.7	0.41	0.68	0.5	0.7	0.7	0.68	0.68	0.5	0.41	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7		
Dy	0.96	1.09	2.74	2.64	2.91	3.15	2.7	2.68	4.18	4.09	4.08	4.31	2.96	3.16	4.72	3.16	4.31	2.96	4.72	4.72	4.31	4.31	2.96	3.16	4.72	4.72	4.72	4.72	4.72	4.72	4.72		
Ho	0.24	0.22	0.56	0.5	0.66	0.74	0.64	0.54	0.9	0.91	0.83	0.8	0.52	0.68	0.95	0.68	0.8	0.52	0.95	0.95	0.83	0.83	0.52	0.68	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95		
Er	0.55	0.64	1.5	1.35	1.82	1.95	1.77	1.58	2.34	2.33	2.23	2.13	1.33	1.97	2.57	1.97	2.23	1.33	2.57	2.57	2.13	2.13	1.33	1.97	2.57	2.57	2.57	2.57	2.57	2.57	2.57		
Tm	0.1	0.11	0.26	0.23	0.29	0.3	0.28	0.28	0.35	0.36	0.4	0.36	0.22	0.35	0.43	0.35	0.36	0.22	0.43	0.43	0.36	0.36	0.22	0.35	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43		
Yb	0.64	0.71	1.69	1.3	1.81	1.91	1.87	1.71	2.22	2.31	2.62	2.23	1.44	2.37	2.82	2.37	2.23	1.44	2.82	2.82	2.23	2.23	1.44	2.37	2.82	2.82	2.82	2.82	2.82	2.82	2.82		
Lu	0.11	0.12	0.25	0.19	0.31	0.32	0.29	0.28	0.34	0.37	0.38	0.35	0.22	0.35	0.42	0.35	0.38	0.22	0.42	0.42	0.35	0.35	0.22	0.35	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42		
Eu/Eu*	1.77	1.3	1.27	0.86	1.25	1.06	1.09	0.82	0.39	0.37	0.71	0.71	0.68	0.84	0.72	0.84	0.71	0.68	0.72	0.72	0.71	0.71	0.68	0.84	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72		
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.26	4.69	2.23	3.76	4.26	4.27	3.42	3.16	3.31	3.63	3.6																						





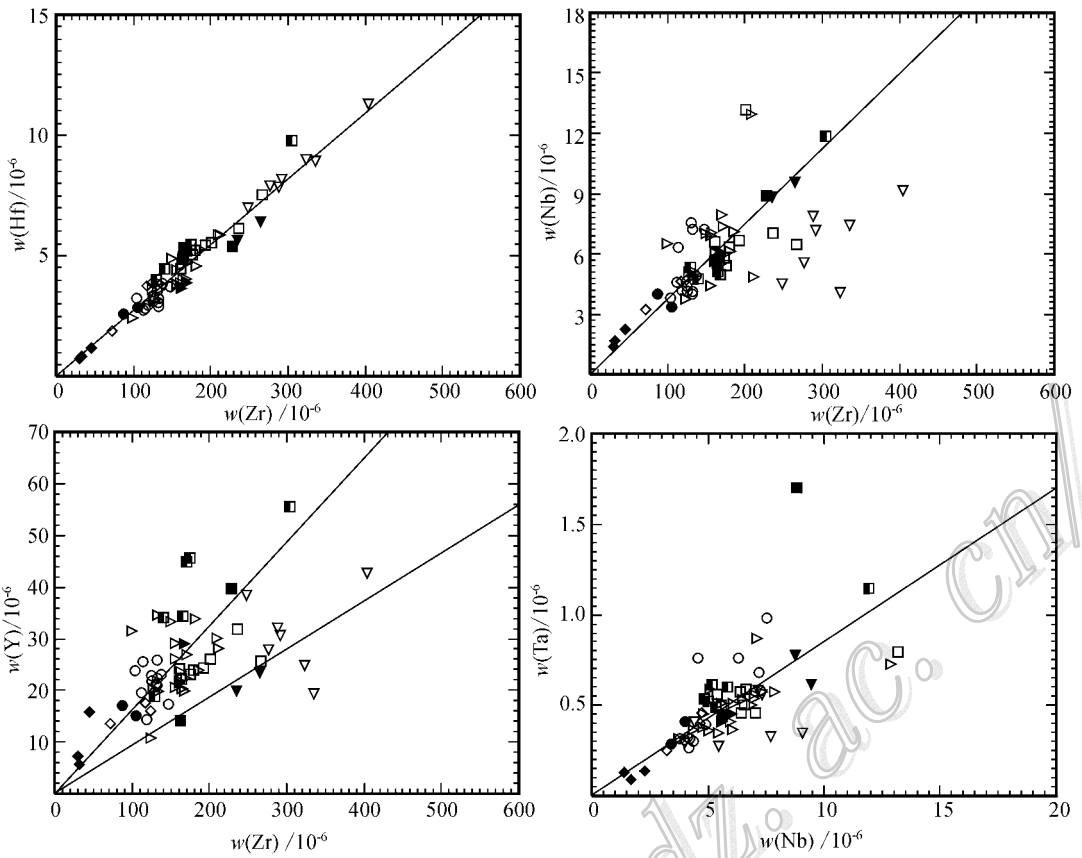


图 6 红透山矿区角闪片麻岩、黑云片麻岩和蚀变堇青-直闪片麻岩高场强元素二元投影图(图例同图 4)  
 Fig. 6 Incompatible immobile element plots for amphibolites, biotite gneiss and cordierite-anthophyllite gneiss from the Hongtoushan ore district( Legends as for Fig. 4)

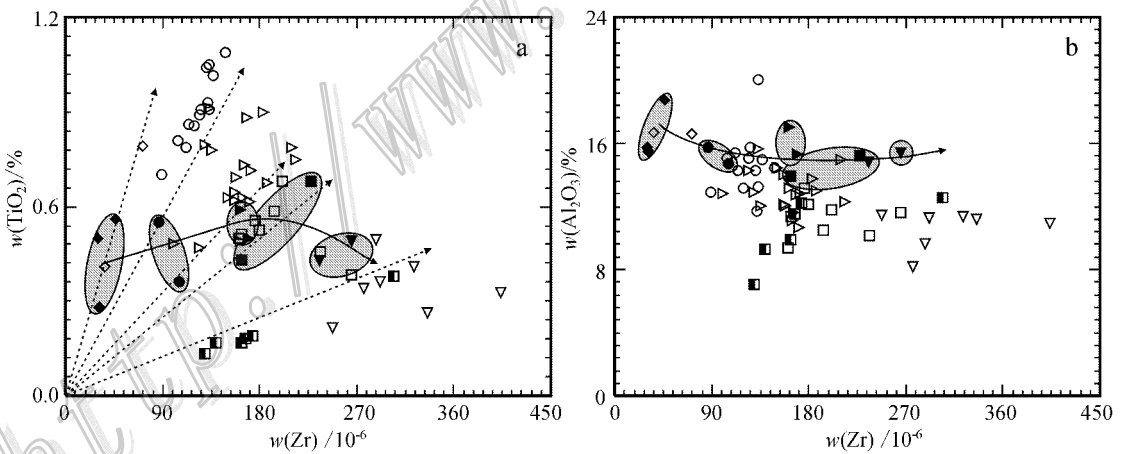


图 7 红透山矿区角闪片麻岩、黑云片麻岩和蚀变堇青-直闪片麻岩  $TiO_2$ -Zr (a) 和  $Al_2O_3$ -Zr (b) 二元图解(图例同图 4)  
 实线代表分离结晶线;虚线代表蚀变趋势线;阴影区代表不含直闪石变质岩的岩性分布区  
 Fig. 7  $TiO_2$ -Zr (a) and  $Al_2O_3$ -Zr plots (b) for the least altered amphibolites and biotite gneiss and altered cordierite-anthophyllite gneiss from the Hongtoushan ore district( legends as for Fig. 4)  
 Solid line indicating the fractionation trend, dashed lines indicating alteration trend, grey ellipses highlight least altered samples from each volcanic lithology

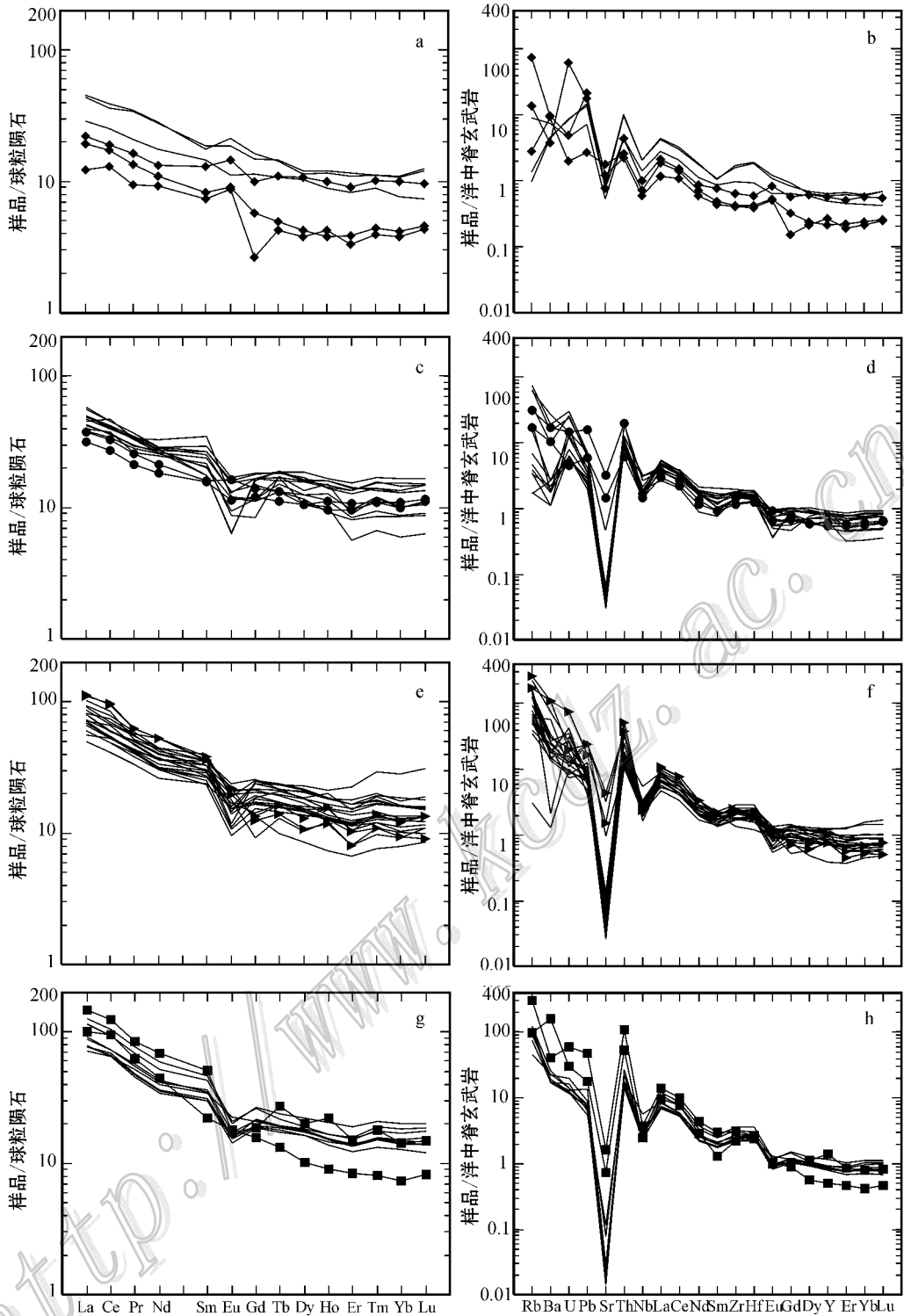


图 8 红透山矿区不同原岩的未蚀变岩和蚀变岩稀土元素标准化曲线和微量元素配分对比图 (MORB 数据引自 Sun et al., 1989)

a, b. 玄武质原岩; c, d. 玄武安山质原岩; e, f. 安山质原岩; g, h. 英安质原岩  
各图中样品点未标记的折线表示相同原岩蚀变岩的数值; 未蚀变岩图例见图 4

Fig. 8 Distribution patterns of chondrite-normalized REE and MORB-normalized incompatible elements (MORB values from Sun et al., 1989) for altered and least altered rocks from the Hongtoushan ore district  
a and b. Basalts; c and d. Basaltic andesites; e and f. Andesites; g and h. Dacites

**黑云片麻岩** 根据岩石地球化学分类,矿区黑云片麻岩的原岩有 3 种岩石类型(图 4),即安山岩质( $n=2$ )、英安岩质( $n=2$ )和流纹岩质( $n=2$ )。安山岩质岩石 2 个样品的轻稀土元素适度富集( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 比值分别为 9.20 和 12.00,具弱 Eu 负异常(图 8e、10),Zr/Y 比值为 5.81 和 7.62, $w(TiO_2)$  平均为 0.55%,HFSE 平均值分别为: $w(Y)$  为  $25.15 \times 10^{-6}$ , $w(Zr)$  为  $165.32 \times 10^{-6}$ , $w(Nb)$  为  $5.83 \times 10^{-6}$ , $w(Hf)$  为  $3.77 \times 10^{-6}$ , $w(Ta)$  为  $0.43 \times 10^{-6}$ (表 2、图 8f)。

英安质原岩黑云片麻岩两个样品  $w(TiO_2)$  平均为 0.55%, $\Sigma REE$  含量增高,球粒陨石标准化曲线斜率变陡( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 比值分别为 10.28 和 13.79,具不同程度的 Eu 负异常( $Eu/Eu^*$  值分别为 0.5 和 0.93)(图 8g、10),HFSE 平均值分别为: $w(Y)$  为  $26.95 \times$

$10^{-6}$ , $w(Zr)$  为  $195.08 \times 10^{-6}$ , $w(Nb)$  为  $17.23 \times 10^{-6}$ , $w(Hf)$  为  $5.11 \times 10^{-6}$ , $w(Ta)$  为  $1.07 \times 10^{-6}$ ,Zr/Y 比值分别为 5.71 和 11.54(表 2、图 8h)。

相对于安山质和英安质黑云片麻岩而言,两个流纹质原岩黑云片麻岩样品(表 1)的  $TiO_2$  含量更低(0.46%),但  $\Sigma REE$  明显增高,配分曲线斜率进一步变陡( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 比值分别为 13.39 和 17.36,但缺乏明显的 Eu 异常( $Eu/Eu^*$  比值为 0.95 和 1.01),HFSE 含量平均为: $w(Y)$  为  $42.46 \times 10^{-6}$ , $w(Zr)$  为  $250.25 \times 10^{-6}$ , $w(Nb)$  为  $9.11 \times 10^{-6}$ , $w(Hf)$  为  $5.97 \times 10^{-6}$ , $w(Ta)$  为  $0.69 \times 10^{-6}$ (图 9b),Zr/Y 比值较高(11.44 和 11.99)(表 2、图 9a、图 10)。

### 5.2 蚀变堇青-直闪片麻岩

如前所述,不同成分的堇青-直闪片麻岩为相对应的原岩在海底或变质过程中热液蚀变变质后的产物。

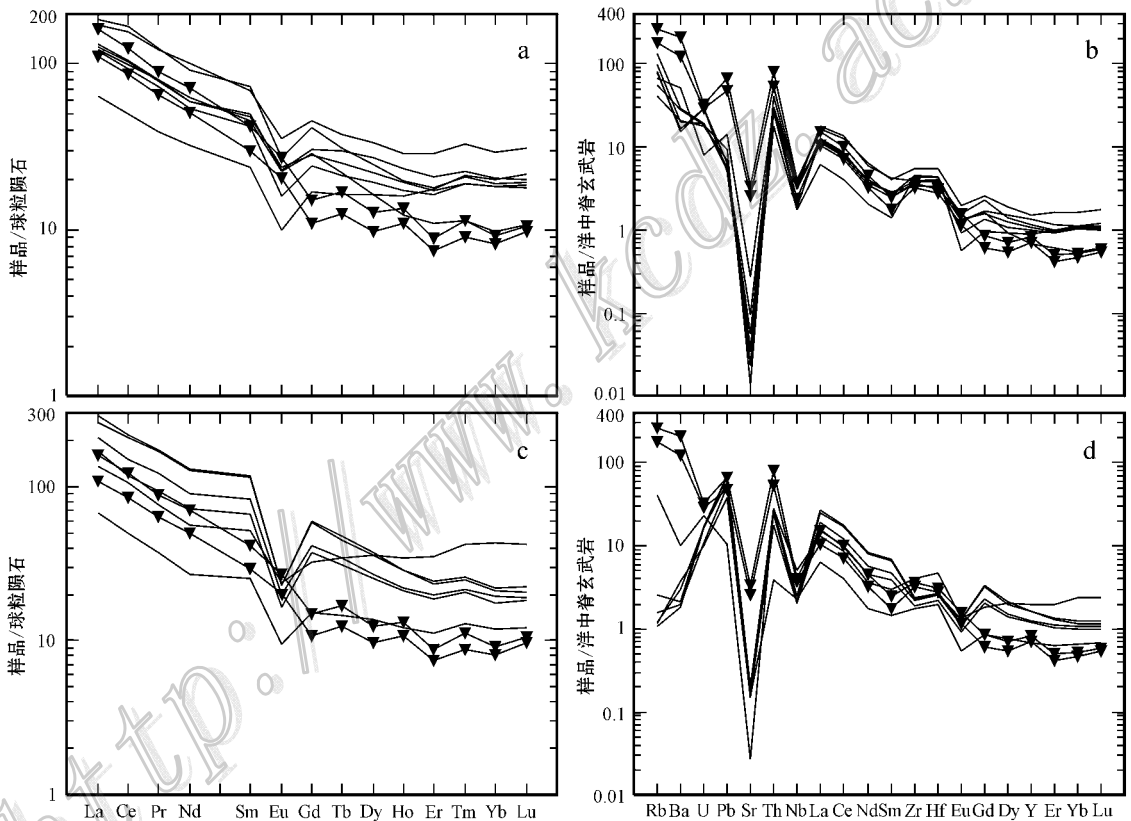


图 9 红透山矿区不同原岩的未蚀变岩和蚀变岩稀土元素标准化曲线和微量元素配对比图(Sun et al., 1989) a、b. 流纹质原岩;c、d. 不整合状堇青-直闪片麻岩;各图中样品点未标记的折线表示相同原岩蚀变岩的数值;未蚀变岩图例见图 4

Fig. 9 Distribution patterns of chondrite-normalized REE and MORB-normalized incompatible elements (MORB values from Sun et al., 1989) for altered and least altered rocks from the Hongtoushan ore district a and b. least altered and altered volcanic rocks from rhyolites in semiconformable zone. c and d. pipe-like alteration zone

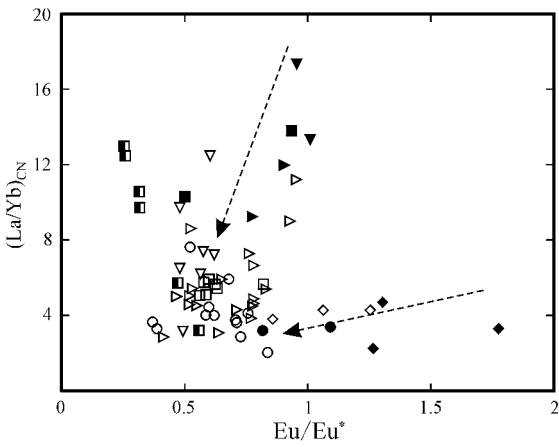


图 10 红透山矿区未蚀变原岩与蚀变堇青-直闪片麻岩  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  -  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  二元图解 (图例见图 4)

Fig. 10  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  versus  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  plots for least altered and altered volcanic rocks from the Hongtoushan ore district (legends as for Fig. 4)

### 5.2.1 层状堇青-直闪片麻岩

如图 4 所示,层状堇青-直闪片麻岩中大多数元素在热液蚀变过程中都发生了强烈的带入和带出。如  $\text{TiO}_2$ -Zr 图解 (图 7a) 所示,与未蚀变原岩相比,堇青-直闪片麻岩中  $\text{TiO}_2$  和 Zr 的含量总体上有增高趋势,这是因为蚀变原岩中含量甚高的 Ca、K 和 Na 等元素在蚀变过程中强烈带出,使相对惰性的 Ti 和 Zr 在蚀变产物中富集之故。

在微量元素蛛网图 (图 8) 中, HFSE 在堇青-直闪片麻岩与其对应的未蚀变原岩中具有相似的特征。这进一步印证了,角闪片麻岩或黑云片麻岩为堇青-直闪片麻岩的未蚀变原岩。然而,部分微量元素 (如 Rb、Sr、Ba) 的含量却显著低于未蚀变原岩 (图 8、9)。

相对于未蚀变原岩,稀土元素蚀变后形成的堇青-直闪片麻岩具更显著的 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.37~1.25, 平均 0.65, 图 10) 和相对平缓的 REE 配分模式 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比值为 2.04~12.56, 平均 5.35 表 2, 图 8、9]。玄武质堇青-直闪片麻岩 ( $n=3$ ) 的  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.86~1.25, 平均 1.06 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比值为 3.76~4.27, 平均 4.09 (图 8a)]; 玄武安山质堇青-直闪片麻岩 ( $n=12$ ) 的  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.37~0.84, 平均 0.62 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比值为 2.04~7.63, 平均 4.10 (图 8c)]; 安山质堇青-直闪片麻岩 ( $n=19$ ) 的  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.41~0.95, 平均 0.65 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比

为 2.83~11.26, 平均 5.43 (图 8e)]; 英安质堇青-直闪片麻岩 ( $n=7$ ) 的  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.50~0.82, 平均 0.63 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比值为 5.04~5.93, 平均 5.50 (图 8g)]; 流纹质堇青-直闪片麻岩 ( $n=7$ ) 的  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.48~0.62, 平均 0.55 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比值为 3.19~12.56, 平均 7.33 (图 9a)]。

### 5.2.2 不整合状堇青-直闪片麻岩

不整合状堇青-直闪片麻岩中的大多数元素在热液蚀变过程中同样发生了强烈的转移。相对于未蚀变原岩,其  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、MgO 和  $\text{SiO}_2$  含量显著增加,  $\text{K}_2\text{O}$  几乎完全丢失, CaO 和  $\text{Na}_2\text{O}$  含量虽有所降低, 但降低程度明显弱于层状堇青-直闪片麻岩。该类堇青-直闪片麻岩 ( $n=6$ ) 中的 HFSE 同样与其对应的未蚀变原岩具有十分相似的分布, Rb、Sr 和 Ba 也发生了强烈的带出 (图 9d)。相对其未蚀变原岩同样显示出显著的 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.26~0.56, 平均 0.34) 和相对平缓的 REE 配分 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  比值为 4.42~12.96, 平均 9.75 (表 2; 图 9c)]。不整合状堇青-直闪片麻岩的  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  原子比为 0.51~0.64。

## 6 蚀变指数

为定量表示层状和不整合状堇青-直闪片麻岩元素带入和带出的总体强度, 即蚀变程度, 引用了 Häussinger 等 (1993) 的主量元素蚀变指数 (AI)。这一指数等于所有带入元素百分量总和与所有带入和带出元素百分量总和之比, 可表示为:

$$\text{AI} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Ca}_2\text{O})$$

AI 值越大代表蚀变程度越强。所有未蚀变原岩的 AI 值为 0.31~0.64, 平均 0.52, 而蚀变堇青-直闪片麻岩的 AI 值则为 0.71~0.95, 平均 0.87。

在这些岩石中, 玄武质未蚀变原岩的 AI 值为 0.60~0.64, 平均 0.62, 而与之对应的堇青-直闪片麻岩 AI 值则为 0.71~0.87, 平均 0.77; 玄武安山质未蚀变原岩的 AI 值为 0.55~0.57, 而对应的堇青-直闪片麻岩 AI 值则为 0.85~0.95, 平均 0.92; 安山质未蚀变原岩的 AI 值为 0.48~0.62, 而对应的蚀变岩 AI 值则为 0.78~0.92, 平均 0.87; 英安质未蚀变原岩的 AI 值为 0.48~0.52, 而对应蚀变岩 AI 值则为 0.84~0.90, 平均 0.86; 流纹质未蚀变原岩的 AI 值为 0.31~0.36, 而对应的蚀变岩 AI 值则为 0.80



~0.90, 平均 0.85。此外, 不整合状堇青-直闪片麻岩 AI 值为 0.79~0.93, 平均 0.84(表 1)。

## 7 质量变化

为了定量描述红透山矿区堇青-直闪片麻岩在蚀变后各元素的质量变化, MacLean 等(1993)的方法在此被应用。计算步骤如下:

(1) 首先计算出每个样品中某一选定惰性元素(如  $\text{TiO}_2$ 、HFSE 等)的富集系数(EF):  $\text{EF} = Z^{\text{precursor}} / Z^{\text{altered}}$  其值代表了蚀变后质量增加的倍数。式中  $Z^{\text{precursor}}$  和  $Z^{\text{altered}}$  分别表示所选惰性元素在未蚀变岩和蚀变岩中的含量。本文选用  $Z_{\text{r}}$  作为代表性惰性元素。

(2) 某活性元素在蚀变岩中的现有含量相当于蚀变前的含量(RC)值为:  $\text{RC} = \text{EF} \times X^{\text{altered}}$ 。

(3) 该活性元素在蚀变过程中的质量变化( $\Delta m$ )应为:  $\Delta m = \text{RC} - X^{\text{precursor}}$ 。

在以上两式中,  $X^{\text{altered}}$  和  $X^{\text{precursor}}$  分别表示某活性元素或其氧化物 X 在蚀变和未蚀变岩中的百分含量或浓度。如计算结果中  $\Delta m$  值为正值, 则代表该元素在蚀变过程中发生了带入; 如为负值, 则被带出。

样品中各元素的质量变化( $\Delta m$ )计算结果(表 3 和图 11)表明, 绝大多数主量元素在热液蚀变过程中都发生了显著的带入或带出。部分堇青-直闪片麻岩总质量丢失达到 50% 以上, 而另有的样品总质量增加则可达 90%。蚀变岩总质量的变化主要是由  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  等元素的带入或带出所引起。

层状堇青-直闪片麻岩的质量变化计算结果显示,  $\text{SiO}_2$  是质量变化最强烈的氧化物, 变化范围为  $-30\% \sim +22\%$ (表 3, 图 11)。铁镁质堇青-直闪片麻岩中  $\text{SiO}_2$  以带出为特征, 其质量变化为  $-30\% \sim -5\%$ , 仅有一个样品带入了 7%。然而, 有三分之二的长英质堇青-直闪片麻岩的  $\text{SiO}_2$  以带入为特征, 其质量增加了  $1\% \sim 22\%$ , 而其余样品则以  $\text{SiO}_2$  带出为特征, 其质量变化为  $-16\% \sim -1\%$ 。玄武质堇青-直闪片麻岩样品中  $\text{MgO}$  和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的淋失量分别达到 9% 和 7%, 而其他原岩的堇青-直闪片麻岩则以  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{MgO}$  的带入为特征,  $\text{MgO}$  的增加可达 15%(图 11a),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的增加可达 17%(图 11b)。在所有蚀变岩中,  $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  均几乎已全部淋

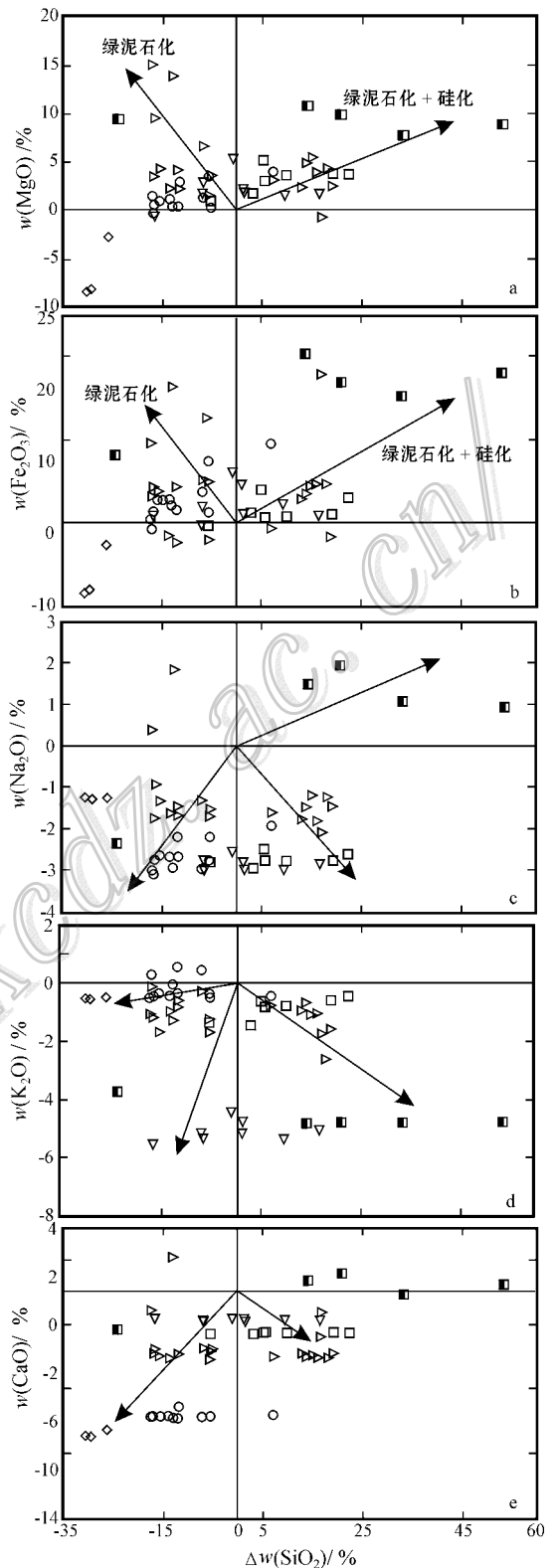


图 11 红透山层状和筒状蚀变堇青-直闪片麻岩各主量元素质量变化图解(图例见图 4)

Fig. 11 Plots of mass changes for selected elements of the altered condierite-orthoamphibole gneiss from both stratiform and discordant alteration zones (legends as for Fig. 4)

失(表3图11c-e)。

以流纹岩为原岩的不整合状堇青-直闪片麻岩同样表现出强烈的 MgO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 带入, MgO 可达 10%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的增加可达 20%, 而 K<sub>2</sub>O 则几乎全部丢失。与层状蚀变岩不同的是,除了 H-377 样品以外,不整合状蚀变岩中的 Si 和 Na 则发生了明显带入(表3图11)。

在层状和不整合状蚀变岩中, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 均表现出不同程度的淋失特征,其最大变化可达 -12%, 而 TiO<sub>2</sub> 则只有轻微的变化(表3)。

### 8 讨论

红透山块状硫化物矿床受到了强烈的高级角闪岩相变质。在(al-alk)-c(Leake, 1969)正副变质岩判别图解(图12)中,未蚀变角闪片麻岩和黑云片麻岩的成分均投影于火成岩区;虽然有部分样品投影

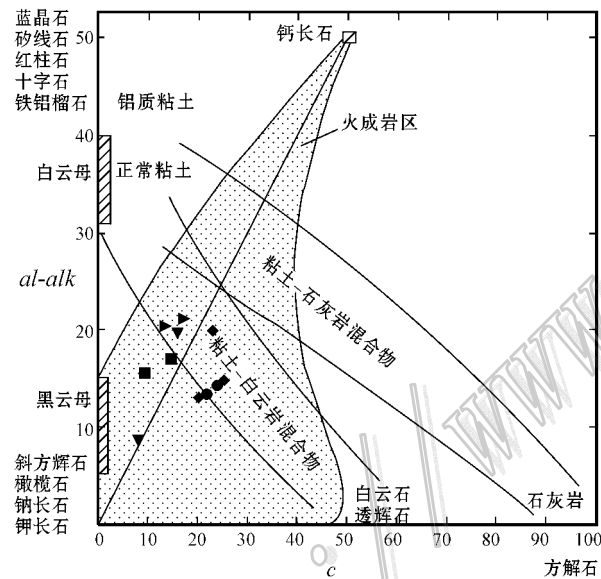


图12 红透山角闪片麻岩和黑云片麻岩尼格里 al-alk-c 正副变质岩判别图解(图例见图4)

$$al = 100 \times \frac{Al_2O_3 \text{ (分子数)}}{\sum \text{分子总数}}; alk = 100 \times \frac{(Na_2O + K_2O) \text{ (分子数)}}{\sum \text{分子总数}}; c = 100 \times \frac{Ca \text{ (分子数)}}{\sum \text{分子总数}}$$

Σ代表 (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO + 2 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MnO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO)

Fig. 12 (al-alk)-c plots for amphibolites and biotite neiss from the Hongtoushan ore district (Legends of for Fig. 4)

$$al = 100 \times \frac{Al_2O_3 \text{ (molecular number)}}{\sum \text{total molecular number}}; alk = 100 \times \frac{(Na_2O + K_2O) \text{ (molecular number)}}{\sum \text{total molecular number}}; c = 100 \times \frac{Ca \text{ (molecular number)}}{\sum \text{total molecular number}}; \sum \text{representing } (Al_2O_3 + MgO + 2 \times Fe_2O_3 + MnO + Na_2O + K_2O + CaO)$$

于火山岩与粘土-白云岩混合物重叠区,但是以粘土-白云岩混合物为原岩的样品通常应当在该区域内构成一定演化趋势(Leake, 1969),因此未蚀变片麻岩的变质原岩应为火成岩。

这与张秋生等(1984)的认识相一致。由于高场强元素、稀土元素和主量元素特征已经表明,堇青-直闪片麻岩的原岩为不含直闪石的角闪片麻岩和黑云片麻岩变质原岩的演化产物,因此堇青-直闪片麻岩的变质原岩并非富 Fe、Mg 和 Al 的沉积岩。

质量变化计算结果表明,堇青-直闪片麻岩相对于其原岩而言,活性元素均发生了强烈的带入和带出,因而,产于矿体下数百米层位的层状和直接产于矿体下盘的不整合状堇青-直闪片麻岩应分别代表了经历过高级角闪岩相变质的 MSD 高温海底层状和筒状两种热液蚀变带。

#### 8.1 高场强元素活动特征

对堇青-直闪片麻岩的质量变化计算,主要建立在角闪片麻岩和黑云片麻岩为其原岩,而蚀变过程中 Zr 处于惰性的假设基础上。这两个假设得到了堇青-直闪片麻岩之间,以及其相应原岩中 Zr 与其他高场强间未发生解耦的事实所证实。微量元素图解显示, Nb、Ta、Hf、Y 和 HREE 在海底热液蚀变和后期变质过程中基本保持了惰性。这与前人高级变质岩区 MSD 围岩蚀变带惰性元素性状的研究结论相一致(MacLean et al., 1993; Tiwary et al., 1997; Yeats et al., 1998; Roberts et al., 2003)。

尽管在热液蚀变过程中, Al 通常保持惰性(MacLean et al., 1993; Shriver et al., 1993),但也有研究表明 Al 在 MSD 蚀变带中也可显著迁移(Tiwary et al., 1997; Sánchez-Espanna et al., 2000)。在红透山矿区,堇青-直闪片麻岩的 Al 普遍发生了迁移。这可能与海底热液蚀变过程中,高水/岩比,高盐度流体,以及流体中大量的酸性成分(HCl、HF 或 HS-)促使了长石和云母等含 Al 矿物的强烈分解有关(Sánchez-Espanna et al., 2000)。

#### 8.2 主量和微量元素活动特征

在红透山矿区堇青-直闪片麻岩中, CaO、Na<sub>2</sub>O 和 K<sub>2</sub>O 几乎完全丢失,而 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 MgO 则显著富集,这与未变质岩区 MSD 绿泥石化蚀变带的元素变化特征十分相似(Brauhart et al., 2000)。

(1) Si: 质量计算结果显示,层状和筒状蚀变-变质岩有的样品 Si 大量迁出,也有的样品大量带入(图11),这可能与蚀变带不同部位地球化学微环境的变

表 3 红透山蚀变堇青-直闪片麻岩质量变化计算结果

Table 3 Results of mass-change calculations of altered cordierite-anthophyllite gneiss from the Hongtoushan ore district

岩性及样品号	$w(B)\%$								总量
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
蚀变玄武质角闪片麻岩									
H-342	-25.98	-0.05	-8.44	-2.76	-2.68	-8.51	-1.26	-0.49	-50.75
HZ-2	-30.03	-0.20	-12.29	-8.45	-7.44	-8.95	-1.26	-0.56	-70.54
HZ-3	-29.10	-12.19	-8.14	-7.37	-8.98	-1.29	-0.56	-69.21	
蚀变玄武安山质角闪片麻岩									
H-256	7.05	0.30	-1.32	9.59	4.08	-7.64	-1.91	-0.48	8.64
H-257	-5.42	0.30	-1.37	7.50	3.41	-7.74	-2.20	-0.37	-7.00
H-395	-16.41	0.26	-4.76	1.42	0.74	-7.72	-2.74	-0.47	-30.55
H-397	-13.35	0.23	-3.67	2.66	1.17	-7.70	-2.65	-0.47	-24.09
H-398	-5.38	0.24	-4.59	1.14	0.36	-7.78	-2.76	-0.51	-20.16
H-413	-11.77	0.22	-2.08	1.47	2.90	-7.12	-2.18	0.55	-15.33
H-432	-15.48	0.20	-5.63	2.82	1.00	-7.73	-2.62	-0.33	-28.57
H-433	-11.81	0.22	-6.76	1.48	0.44	-7.81	-2.68	-0.34	-28.12
H-450	-16.71	0.25	-5.88	-0.84	-0.26	-7.75	-3.05	0.29	-35.03
H-451	-6.83	0.27	-3.21	3.80	1.31	-7.73	-2.95	0.44	-15.85
H-452	-12.74	0.31	-4.73	2.06	0.48	-7.78	-2.94	-0.08	-26.45
H-465	-17.04	0.30	-0.76	0.34	1.45	-7.75	-3.00	-0.52	-27.83
蚀变安山质黑云片麻岩									
H-331	-4.81	0.05	-4.69	-0.56	3.30	-3.89	-1.55	-0.74	-12.66
H-347	-8.10	0.04	-6.64	-1.83	1.62	-4.06	-1.64	-1.64	-22.90
H-351	10.14	0.59	3.29	4.62	9.71	-3.51	-0.89	-1.10	22.98
H-380	-12.32	0.07	-4.40	-1.27	2.43	-3.96	-1.60	-0.92	-22.31
H-389	4.85	0.13	-3.42	5.06	3.80	-3.54	-1.50	-1.24	3.75
H-392	8.33	0.05	-5.87	-2.19	2.36	-3.94	-1.61	-0.61	-4.18
H-393	3.81	0.09	-4.98	3.97	4.56	-3.88	-1.27	-1.66	-0.11
H-396	-4.52	0.14	-3.86	4.64	4.42	-3.72	-1.41	-0.77	-4.81
H-431	17.92	0.40	-1.54	3.50	3.65	-3.73	-1.70	-0.13	21.13
H-436	16.89	0.47	0.32	5.37	6.87	-3.48	-1.29	-0.25	27.89
H-437	21.58	0.24	4.84	16.68	13.99	2.24	1.87	-1.23	62.37
H-438	-0.24	0.08	2.72	9.85	15.21	-1.01	0.41	-1.01	30.61
H-439	3.86	0.19	-4.53	3.11	2.59	-3.71	-1.72	-0.87	-1.50
H-440	-2.17	0.32	-3.68	3.84	5.03	-3.90	-1.43	-0.63	-2.95
H-441	3.74	0.18	-3.58	4.53	5.71	-3.81	-1.17	-1.02	4.26
H-447	-6.23	-0.04	-2.68	18.16	-0.65	-1.12	-2.05	-1.69	2.63
H-464	-7.27	0.27	-3.71	4.80	4.48	-3.97	-1.20	-2.57	-9.80
H-468	12.69	0.11	-1.32	-1.51	2.79	-3.69	-1.43	-1.54	5.82
HZ-1	8.80	0.14	-0.29	4.77	4.10	-3.87	-1.75	-0.97	10.24
蚀变英安质黑云片麻岩									
H-381	3.19	-0.18	-3.33	1.22	1.70	-2.65	-2.92	-1.45	-4.24
H-382	5.70	0.04	-4.00	0.65	3.02	-2.53	-2.76	-0.85	-0.47
H-383	19.20	0.06	-1.03	1.08	3.72	-2.50	-2.76	-0.62	17.31
H-384	10.03	0.02	-1.40	0.67	3.60	-2.53	-2.75	-0.77	8.26
H-385	5.30	0.06	-0.01	4.01	5.19	-2.56	-2.49	-0.66	9.54
H-394	22.34	0.05	-3.23	2.97	3.72	-2.56	-2.58	-0.45	20.12
H-400	-5.35	-0.18	-6.19	-0.53	1.03	-2.61	-2.78	-1.36	-18.35

续表 3-1  
Continued Table 3-1

岩性及样品号	$w(B\%)$								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	总量
蚀变流纹质黑云片麻岩									
H-343	-16.51	-0.28	-8.20	0.88	-0.53	-1.68	-2.87	-5.56	-35.28
H-345	-6.69	-0.28	-6.53	-0.24	1.80	-1.78	-2.99	-5.29	-22.05
H-349	-6.74	-0.15	-6.06	1.86	2.95	-1.74	-2.75	-5.18	-18.01
H-386	-0.70	0.19	-3.58	6.12	5.41	-1.64	-2.55	-4.43	-0.80
H-387	1.37	-0.03	-6.46	4.70	2.14	-1.71	-2.96	-5.17	-8.60
H-388	9.55	-0.16	-7.58	2.22	1.53	-1.73	-2.97	-5.39	-5.05
H-390	16.68	-0.26	-3.17	0.87	1.72	-1.73	-2.83	-5.05	6.12
H-391	1.43	-0.16	-5.12	1.00	1.88	-1.69	-2.78	-4.75	-10.44
筒状蚀变带中的蚀变流纹岩									
H-371	14.03	-0.18	2.59	20.36	10.82	0.73	1.45	-4.81	45.11
H-370	79.44	-0.20	-1.46	9.34	4.18	0.66	1.25	-4.82	92.64
H-373	20.94	-0.19	2.17	17.03	10.07	1.10	1.92	-4.76	50.11
H-375	33.28	-0.20	0.08	15.25	7.76	-0.14	1.05	-4.79	53.37
H-376	53.34	-0.15	1.58	18.11	8.95	0.55	0.92	-4.77	79.99
H-377	-23.90	-0.15	-4.76	8.15	9.41	-2.31	-2.34	-3.74	-17.49

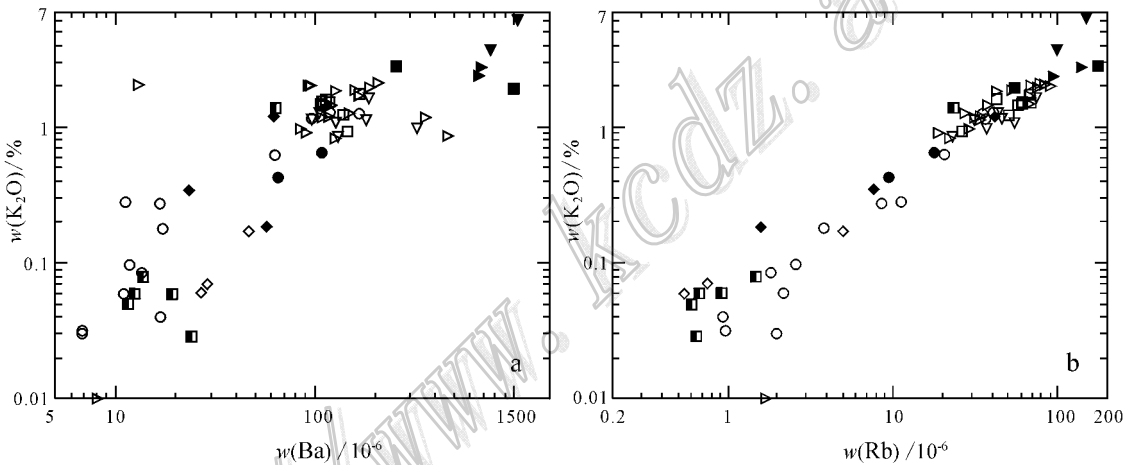
图 13 红透山矿区各种未蚀变原岩和筒状、层状蚀变岩 K<sub>2</sub>O-Ba 和 K<sub>2</sub>O-Rb 二元图解 (图例见图 4)

Fig. 13 Plots of least altered and altered volcanic rocks from the Hongtoushan ore district, A-K<sub>2</sub>O versus Ba, B-K<sub>2</sub>O versus Rb (Legend as for Fig. 4)

化有关。Seyfried 等(1977)所作的海水与玄武岩反应的实验表明,在高于 150℃ 的条件下,镁铁质岩石在蚀变为蒙皂石的过程中 Si 可被淋失。同时,前人对 MSD 的研究(如,MacLean et al.,1991;Brauhardt et al.,2000)表明,海底高温绿泥石化过程中, Si 也会强烈迁出。与这些研究相反,在很多 MSD 系统的绿泥石化蚀变带中 Si 也可以发生显著富集(Skirrow et al.,1994;Brauhardt et al.,2001)。有实验表明,流体从高温降到 340℃ 的过程中, Si 的溶解度会急剧降低,从而导致石英沉淀(Fournier,1985)。前人对

Brunswick 地区 12 个 MSD 的研究也证实,在 400℃ 左右的高温下,石英同样可大量沉淀(Lentz et al.,1996)。蚀变带中沉淀的 Si 可能主要来自热液对邻近或深部岩石的淋滤。

(2) K、Rb 和 Ba: K<sub>2</sub>O、Rb 和 Ba 的显著淋失表明,红透山矿区的层状和筒状蚀变带在变质前均应以绿泥石化为主,而非以绢云母化(MacLean et al.,1991;Roberts et al.,2003)。K、Rb 和 Ba 在蚀变岩中的显著相关性(图 13),与其相似的地球化学性状密切相关(MacLean et al.,1991)。Ba 在半整合蚀变

岩中的强烈丢失,表明在水/岩反应过程中 Ba 脱离岩石进入了流体,同时也说明在层状蚀变带的形成过程中,流体具贫  $SO_4^{2-}$  特征。这与前人的研究结论相一致,即富含  $SO_4^{2-}$  的海水在下渗至深部时,由于流体温度的升高,  $SO_4^{2-}$  通常会被岩石中的低价态离子还原而去除( McDuff et al., 1982; Ogawa et al., 2005)。筒状蚀变岩中 Ba 的丢失,表明在其形成过程中海底流体同样缺乏  $SO_4^{2-}$  离子,同时还表明位于热液排泄带上方的富含  $SO_4^{2-}$  离子的冷海水在筒状蚀变带的形成过程中并未倒灌进入蚀变带。

(3) Na、Ca 和 Sr: 蚀变岩中 Ca 与 Sr 同样具有明显的相关性(图 14)。Na、Ca 和 Sr 的强烈丢失,应与原岩中斜长石的强烈分解有关。

层状堇青-直闪片麻岩的 Na、Ca 和 Sr 几乎完全丢失,这与样品中斜长石的缺失或仅少量出现的事实相一致。然而,筒状堇青-直闪片麻岩 Ca、Sr 淋失程度明显低于层状蚀变带,并有 Na 的明显富集,这主要与其样品中仍有相当数量斜长石,和一定量的硬石膏有关。筒状蚀变带岩石的  $Eu$  负异常( $Eu/Eu^*$  值为 0.26~0.56, 平均 0.34)显著强于其对应原岩( $Eu/Eu^*$  值为 0.95 和 1.01),表明原岩中的斜长石在海底热液蚀变过程中已大量分解,而微斜长石的消失和 K 的完全淋失也表明筒状蚀变带经历过非常强烈的蚀变。至于筒状蚀变带中仍有高达 20% 的斜长石则可能是因为,原岩中存在交代残余的斜长石和蚀变过程中形成的含 Ca 蚀变矿物(绿帘石、方

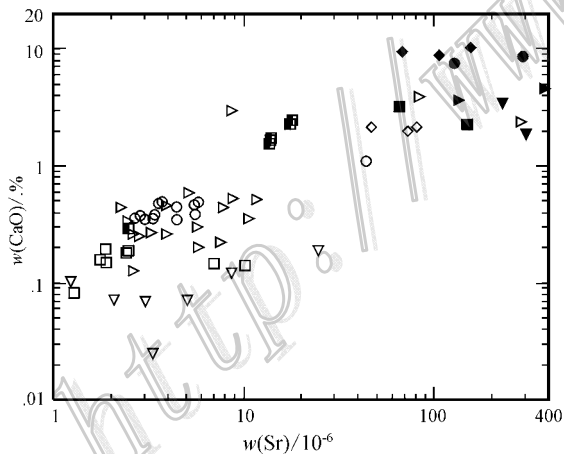


图 14 红透山矿区各种未蚀变原岩和筒状、层状蚀变岩 CaO-Sr 二元图解(图例见图 4)

Fig. 14 CaO versus Sr plots of least altered and altered volcanic rocks from the Hongtoushan ore district (Legends as for Fig. 4)

解石等)与含 Na 蚀变矿物(钠长石等),在高级变质角闪岩相变质过程中反应后形成了新的斜长石。沉淀于筒状蚀变带中的 Na,既可来自经历过深部循环的富 Na 海水(Skirrow et al., 1994),也可来自循环热液对层状蚀变带的萃取。硬石膏主要以交代硫化物的形式出现,表明其形成机制与层状矿体内的硬石膏相似,也是变质过程中局部氧化性流体沉淀的产物,而非海底热液蚀变的产物。这一认识得到了筒状蚀变带中缺乏重晶石的支持。

(4) Fe、Mg: 无论在层状还是在筒状蚀变带中, Fe 和 Mg 均发生了明显富集。蚀变带内沉淀的镁可能主要源自含镁离子的海水(MacLean et al., 1991; Ripa, 1994; Roberts et al., 2003),而铁则可能来自深部的富 Fe 流体(Roberts et al., 2003)。两种蚀变带内样品间  $Fe/(Fe + Mg)$  原子比值的差异则可能是海水和深源流体不同程度影响的结果(Kranidiotis et al., 1987)。

如 Si-Al(Fe + Mg)三相图(Kranidiotis et al., 1987)所示(图 15),红透山矿区绝大部分蚀变-变质

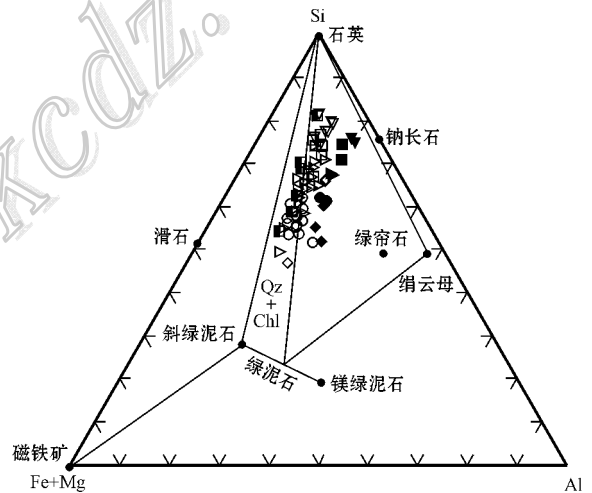


图 15 红透山矿区各种未蚀变和蚀变片麻岩全岩 Si-Al(Fe + Mg)原子三角图解(据 Kranidiotis et al., 1987 和

Roberts et al., 2003 修改,图例见图 4)

实线表示石英和绿帘石的稳定区间,双箭头线代表绿帘石固溶线。Ab—钠长石;Chl—绿帘石;Ep—绿帘石;Mt—磁铁矿;Qz—石英;Ser—绢云母;Ta—滑石

Fig. 15 Si-Al(Fe + Mg) cation plot for bulk compositions of least altered and altered volcanic rocks from the Hongtoushan ore district (modified after Kranidiotis et al., 1987 and Roberts et al., 2003. Legends as for Fig. 4)

Solid lines indicating the stability field of chlorite and quartz, double arrow indicating chlorite solid solution. Ab—Albite; Chl—Chlorite; Ep—Epidote; Mt—Magnetite; Qz—Quartz; Ser—Sericite; Ta—Talc

围岩分布于绿泥石 + 石英的稳定区内,进一步说明变质前海底热液蚀变带中绿泥石和石英为其最主要的矿物。

### 8.3 稀土元素活动特征

红透山矿区层状堇青-直闪片麻岩的  $(La/Yb)_N$  比值明显低于其对应未蚀变原岩,表明稀土元素在蚀变过程中发生过一定程度的迁移,说明在海底热液蚀变过程中 LREE 发生了较强的淋滤。然而如前所述,重稀土元素(HREE)与高场强元素(HFSE)在蚀变过程中保持较好的惰性。这与前人对未变质块状硫化物矿区高温绿泥石化蚀变带 LREE 发生强烈淋滤的研究结果(Campbell et al., 1984; MacLean, 1988; MacLean et al., 1991)相一致。

筒状堇青-直闪片麻岩的  $Zr$ 、 $Hf$ 、 $Ti$ 、 $Nb$ 、 $Ta$  等高场强元素基本保持惰性(图 8, 9),但  $Y$  和各稀土元素(除  $Eu$  以外)却发生了明显的富集(图 8~10)。这可能是深部层状蚀变带淋滤出的  $Y$  和稀土元素在此带发生了再沉淀所致。层状蚀变堇青-直闪片麻岩的体积显著大于筒状蚀变堇青-直闪片麻岩,因此,即使层状堇青-直闪片麻岩的  $Y$  和稀土元素只发生微弱淋滤,也足以使筒状堇青-直闪片麻岩的这些元素发生明显富集。

## 9 结论

在海底热液蚀变过程中,红透山矿区的堇青-直

闪片麻岩的  $Ti$ 、 $Zr$ 、 $Nb$ 、 $Y$ 、 $Hf$  和 HREE 基本保持惰性,而  $Fe$ 、 $Mg$ 、 $Al$ 、 $Ca$ 、 $Na$  和  $K$  等元素却发生了显著迁移。野外地质现象、主量元素、微量元素和质量变化计算表明,红透山层状矿体下数百米的层状和直接产于层状矿体下盘的不整合状堇青-直闪片麻岩,分别代表了经历过高级角闪岩相变质后的海底喷流矿床的层状半整合和筒状不整合绿泥石化蚀变带。尽管层状堇青-直闪片麻岩的不同样品间具有相似的矿物组成,但岩石地球化学数据显示,它们并非单一岩性的原岩,而是由五种不同岩性岩石演化而成,而邻近的角闪片麻岩和黑云片麻岩则分别代表了其相应的原岩。由此可见,在强烈蚀变-变质的岩石中,其矿物组分主要受变质前蚀变类型的控制,而非原岩成分。在综合地层学、岩石地球化学研究的基础之上,提出了红透山矿区 MSD 矿床热液系统的对流模型(图 16)。

尚富含  $Mg$  的冷海水在下渗过程中被深部岩浆体加热,其溶解金属离子的能力将显著增强。热的富  $Mg$  深循环海水在流经高渗透岩层时,可与深部来源的富  $Fe$  岩浆流体混合,并与岩石反应,形成层状蚀变带。在此过程中,  $Mg$  和  $Fe$  沉淀于层状蚀变带中,而  $Na$ 、 $K$  和  $Ca$  被强烈淋失,  $Si$  发生了重新分配。侧向迁移的流体,遇断裂后上升,并在注入海底前,在喷口下方再次析出  $Fe$ 、 $Mg$  和  $Si$ ,同时,来自循环海水的或从层状蚀变带淋获的  $Na$  也在此沉淀,而  $K$  则被溶解带出,即在此形成筒状蚀变带。海水与岩

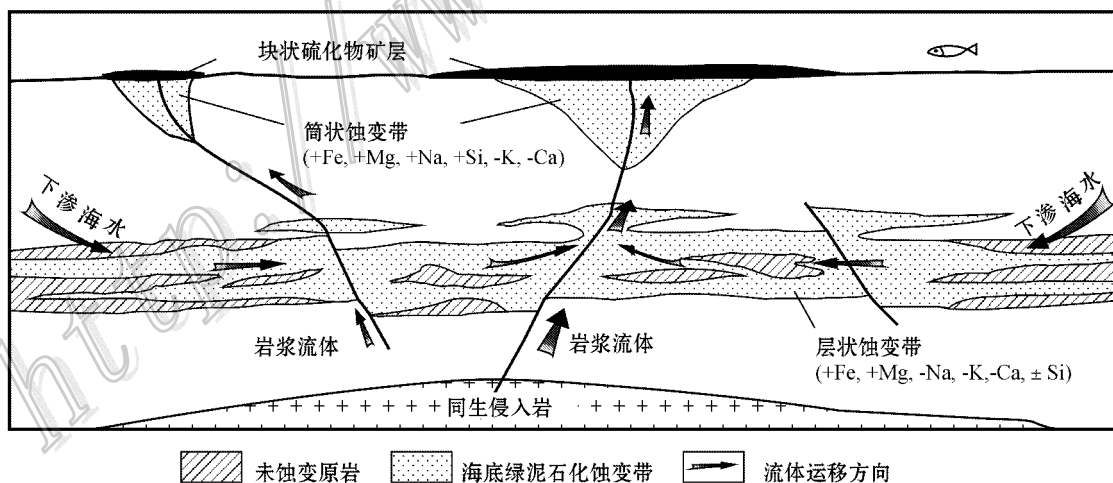


图 16 红透山块状硫化物矿床海底热液蚀变带形成机制图解

Fig. 16 Schematic illustration of the seafloor hydrothermal alteration system in the Hongtoushan ore district

石的反应使岩石的矿物成分、化学成分均发生了强烈改变。

尽管红透山矿区的海底热液蚀变带经历了高级角闪岩相的变形-变质,而且蚀变岩的矿物成分已被变质作用彻底改造,但其岩石化学成分特征仍得到了较好地保存。因此,以高  $MgO$  和  $Fe_2O_3$ , 低  $Na_2O$ 、 $K_2O$  和  $CaO$  为特征的层状堇青-直闪片麻岩的发育程度,可作为这类矿床成矿潜力评价的重要依据,而含硫化物石英脉的堇青-直闪片麻岩不但本身可成为工业矿体,还可作为上覆层状矿体的近矿找矿标志。

志 谢 本文在野外工作中得到了辽宁有色金属抚顺地质勘查院杨福田总工程师、王相文副院长、杨铁军高级工程师、张永红副总工程师,以及抚顺红透山铜矿田泽满处长、黄明然处长和张伟春、曲金红、崔大勇、谭立勇等同行的大力支持和帮助,在此表示衷心感谢。

## References

Araujo S M, Scott S D and Longstaffe F J. 1996. Oxygen isotope composition of alteration zones of highly metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposits: Geco., Canada, and Palmeirópolis, Brazil [J]. *Econ. Geol.*, 91: 697-712.

Barrett T J, MacLean W H and Tennant S C. 2001. Volcanic sequence and alteration at the Parys Mountain volcanic-hosted massive sulfide deposits, Wales, United Kingdom: Applications of immobile element lithogeochemistry[J]. *Econ. Geol.*, 96: 1279-1305.

Brauhart C W and Huston D L. 2000. What does a VHMS reaction zone look like? An example from Panorama, western Australia[A]. In: Gemmill J B and Pongratz J, eds. Volcanic environments and massive sulfide deposits[C]. International conference and field meeting. 11-12.

Brauhart C W, Groves D I and Morant P. 1998. Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia[J]. *Econ. Geol.*, 93: 292-302.

Brauhart C W, Huston D L and Andrew A S. 2000. Oxygen isotope mapping in the Panorama VMS district, Pilbara Craton, western Australia: Applications to estimating temperatures of alteration and to exploration[J]. *Mineralium Deposita*, 35: 727-740.

Brauhart C W, Huston D L, Groves D I, Mikucki E J and Gardoll S J. 2001. Geochemical mass-transfer patterns as indicators of the architecture of a complete volcanic-hosted massive sulfide hydrothermal alteration system, Panorama District, Pilbara, western Australia [J]. *Econ. Geol.*, 96: 1263-1278.

Campbell I H, Leshner C M, Coad P, Franklin J M, Gorton M P and Thurston P C. 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits[J]. *Chem. Geol.*, 45: 181-202.

Chen Y J, Guo G J and Li X. 1998. Metallogenic geodynamic background of gold deposits in granite-greenstone terrains of North China craton[J]. *Science in China (Series D)*, 41: 113-120.

Cook N J, Halls C and Boyle A P. 1993. Deformation and metamorphism of massive sulphides at Sulitjelma, Norway[J]. *Mineralogical Magazine*, 57: 67-81.

Cox K G, Bell J D and Pankhurst R J. 1979. The interpretation of igneous rocks[M]. London: George Allen and Unwin. 1-450.

Deng G Q. 1994. Base metal deposit of the Liaodong-Jinan terren[A]. In: Rui Z Y, Shi L D and Fang R H, eds. Geology of nonferrous metallic deposits in northern margin of the north China landmass and adjacent area[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 25-53 (in Chinese with English abstract).

Doyle M G and Allen R L. 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulphide deposits[J]. *Ore Geology Reviews*, 23: 183-222.

Fournier R O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions [J]. *Reviews in Economic Geology*, 2: 45-61.

Gemmill J B and Herrmann W. 2001. A special issue devoted to alteration associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide deposits, and its exploration significance[J]. *Econ. Geol.*, 96: 909-912.

Gibson H L, Santaquida F, Paquette-Mihalasky F I and Watkinson D H. 2000. Evolution of regional semiconformable alteration assemblages within an Archean subseafloor hydrothermal system, and relationship to VMS deposits, at Noranda, Quebec, Canada[A]. In: Gemmill J B and Pongratz J, eds. Volcanic environments and massive sulfide deposits[C]. International conference and field meeting, 61-63.

Gu L X and McClay K R. 1992. Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera[J]. *Mineralium Deposita*, 27: 169-181.

Gu L X. 1999. Advances in research on Massive Sulfide Deposits: A review[J]. *Geological Review*, 45: 265-275 (in Chinese with English abstract).

Häussinger H and Okrusch M. 1993. Geochemistry of premetamorphic hydrothermal alteration of metasedimentary rocks associated with the orob massive sulfide prospect Damara Orogen, Namibia[J]. *Econ. Geol.*, 88: 72-90.

Hou Z Q and Urabe T. 1996. Hydrothermal alteration of ore-bearing volcanic rocks and mass chemical change in the Gacun Kuroko-type deposit, western Sichuan[J]. *Mineral Deposits*, 15: 97-108 (in Chinese with English abstract).

Hou Z Q, Deng J, Sun H T and Song S H. 1999. Volcanogenic massive sulphide deposits in China: Setting, feature and style[J]. *Exploration and Mining Geology*, 8: 149-175.

Khin Zaw, Huston D L and Large R R. 1999. A chemical model for the Devonian remobilization process in the Cambrian volcanic-hosted

- massive sulfide Rosebery deposit, western Tasmania [ J ]. *Econ. Geol.* , 94 : 529-546.
- Khin Zaw , Large R R and Huston D L. 1997. Petrological and geochemical significance of a Devonian replacement zone in the Cambrian Rosebery massive sulphide deposit, western Tasmania [ J ]. *The Canadian Mineralogist* , 35 : 1325-1349.
- Kranidiotis P and MacLean W H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec [ J ]. *Econ. Geol.* , 82 : 1898-1911.
- Large R R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits : Features, styles, and genetic models [ J ]. *Econ. Geol.* , 87 : 471-510.
- Leake B E. 1969. The discrimination of ortho and paracharnockitic rocks, anorthosites and amphibolites [ J ]. *The Indian Mineralogist* , 10 : 89-104.
- Lentz D R and Goodfellow W D. 1996. Intense silicification of footwall sedimentary rocks in the stockwork alteration zone beneath the Brunswick No. 12 massive sulfide deposit, Bathurst, New Brunswick [ J ]. *Canadian Journal of Earth Sciences* , 33 : 284-302.
- Li J J, Shen B F, Li S B and Mao D B. 1995. The geology and gold mineralisation of the greenstone belts in Qingyuan-Jiapigou region, China [ M ]. Tianjin : Tianjin Science and Technology Press. 1-132 ( in Chinese with English abstract ).
- Liu L D, Zhu Y Z and Dai S B. 1994. Relationships between gold deposits and ductile shear zones and overprint structures [ A ]. In : Zhang Y X and Liu L D, eds. *Precambrian ore deposits and tectonics in China* [ M ]. Beijing : Beijing Seismological Publishing House. 39-77 ( in Chinese with English abstract ).
- MacLean W H and Barrett T J. 1993. Litho-geochemical techniques using immobile elements [ J ]. *Journal of Geochemical Exploration* , 48 : 109-133.
- MacLean W H. 1988. Rare earth elements mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec [ J ]. *Mineralium Deposita* , 23 : 231-238.
- MacLean W H. 1990. Mass change calculations in altered rock series [ J ]. *Mineralium Deposita* , 25 : 44-49.
- MacLeans W H and Hoy L D. 1991. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec [ J ]. *Econ. Geol.* , 86 : 506-528.
- Marshall B and Gilligan L B. 1987. An introduction to remobilization : Information from ore-body geometry and experimental considerations [ J ]. *Ore Geology Reviews* , 2 : 87-131.
- Marshall B and Gilligan L B. 1993. Remobilization, syn-tectonic processes and massive sulphide deposits [ J ]. *Ore Geology Reviews* , 8 : 39-64.
- Marshall B, Giles A D and Hagemann S G. 2000a. Fluid inclusions in metamorphosed and synmetamorphic ( including metamorphogenic ) base and precious metal deposits : Indicators of ore-forming conditions and/or ore-modifying histories [ J ]? *Reviews in Economic Geology* , 11 : 119-148.
- Marshall B, Vokes F M and Larocque A C L. 2000b. Regional metamorphic remobilization : Upgrading and formation of ore deposits [ J ]. *Reviews in Economic Geology* , 11 : 19-38.
- McClay K R. 1983. Deformation of stratiform lead-zinc deposits [ A ]. In : Sangster D F, ed. *Sediment-hosted stratiform Lead-Zinc deposits* [ M ]. Short course handbook, Mineral Association of Canada, 8 : 283-309.
- Mookherjee J B. 1976. Ores and metamorphism : temporal and genetic relationships [ A ]. In : Wolf K H, ed. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits* [ M ]. Elsevier, Amsterdam, 203-260.
- Ogawa Y, Shikazono N, Ishiyama D, Sato H and Mizuta T. 2005. An experimental study on felsic rock-artificial seawater interaction : implications for hydrothermal alteration and sulfate formation in the Kuroko mining area of Japan [ J ]. *Mineralium Deposita* , 39 : 813-821.
- Ripa M. 1994. The mineral chemistry of hydrothermally altered and metamorphosed wall-rocks at the Stollberg Fe-Pb-Zn-Mn(-Ag) deposit, Bergslagen, Sweden [ J ]. *Mineralium Deposita* , 29 : 180-188.
- Roberts M D, Oliver N H S and Fairclough M C. 2003. Geochemical and oxygen isotope signature of sea-floor alteration associated with a polydeformed and highly metamorphosed Massive Sulphide Deposit, Ruostesuo, Central Finland [ J ]. *Econ. Geol.* , 98 : 535-556.
- Sánchez-España J, Velasco F and Yusta I. 2000. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt ( SW Spain ) [ J ]. *Applied Geochemistry* , 15 : 1265-1290.
- Sánchez-España J, Velasco F, Boyce A J and Fallick A E. 2003. Source and evolution of ore-forming hydrothermal fluids in the northern Iberian Pyrite Belt massive sulphide deposits ( SW Spain ) : Evidence from fluid inclusions and stable isotopes [ J ]. *Mineralium Deposita* , 38 : 519-537.
- Seyfried Jr W E, Berndt M E and Seewald J S. 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges : Constrains from diabase alteration experiments, hot spring fluids and composition of the ocean crust [ J ]. *The Canadian Mineralogist* , 26 : 787-804.
- Seyfried Jr W E and Bischoff J L. 1977. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater : The role of seawater/basalt ratio [ J ]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 34 : 71-77.
- Shen B F, Peng X L and Luo H. 1994. Archaean greenstone belts and related ore deposits in the North China platform [ A ]. In : Zhang Y X and Liu L D, eds. *Precambrian ore deposits and tectonics in China* [ M ]. Beijing : Seismological Publishing House. 1-38 ( in Chinese with English abstract ).
- Shriver N A and MacLean W H. 1993. Mass, volume and chemical changes in the alteration zone at the Norbec mine, Noranda, Quebec [ J ]. *Mineralium deposita* , 28 : 157-166.
- Skirrow R G and Franklin J M. 1994. Silicification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake [ J ]. *Maitoba* , 89 : 31-50.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics



- of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [M]. Geol. Soci. London Spec. Pub., 42: 313-345.
- Tiwary A and Deb M. 1997. Geochemistry of hydrothermal alteration at the Deri massive sulphide deposit, Sirohi district, Rajasthan, NW India [J]. J. Geochem. Explor., 59: 99-121.
- Tiwary A, Deb M and Cook N J. 1998. Use of pyrite microfabric as a key to tectono-thermal evolution of massive sulphide deposits-an example from Deri, southern Rajasthan, India [J]. Mineralogical Magazine, 62: 197-212.
- Vivallo W and Richard D. 1984. Early Proterozoic ensialic spreading-subsidence: Evidence from the Garpenberg enclave, Central Sweden [J]. Precambrian Research, 26: 203-211.
- Vivallo W and Rickard D. 1990. Genesis of an Early Proterozoic zinc deposit in high-grade metamorphic terrane, Saxberget, Central Sweden [J]. Econ. Geol., 85: 714-736.
- Vokes F M. 1969. A review of the metamorphism of sulphide deposits [J]. Earth Science Reviews, 5: 99-143.
- Vokes F M. 2000. Ores and metamorphism: introduction and historical perspective [J]. Reviews in Economic Geology, 11: 1-18.
- Wang S S, Hu S L, Zhai M G and Qiu J. 1987. An application of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating technique to the formation time of Qingyuan granite-greenstone terrain in NE China [J]. Acta Petrologica Sinica, 4: 55-62 (in Chinese with English abstract).
- Wang S S, Zhai M G, Hu S L, Sang H Q and Qiu J. 1986.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau age of the Shujigou tonalite at Qingyuan [J]. Scientia Geologica Sinica, 1: 97-99 (in Chinese with English abstract).
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element [J]. Chem. Geol., 20: 325-347.
- Yeats C J and Groves D I. 1998. The Archaean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Products of combined synvolcanic and syntectonic alteration and mineralization [J]. Ore Geology Reviews, 13: 103-129.
- Zhai M G, Yang R Y, Lu W J and Shao J P. 1984. Major and trace element geochemistry of the Archaean Qingyuan granite-greenstone terrane [J]. Geological Review, 30: 523-535 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q S, Li S Y and Liu L D. 1984. Geology and metallogeny of the Early Precambrian in China [M]. Changchun: Jilin People's Publishing House. 1-536 (in Chinese with English abstract).
- Zhao S X. 1981. Characteristics and possible seismological hazard of the Hunbei fault [J]. Liaoning Geologic Information, 2: 61-72 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y X and Cui W Y. 1987. Mineralogy and P-T conditions of crystallization of Archaean metamorphic complex from Qingyuan district, Liaoning Province [J]. Journal of Changchun University of Earth Science, Special Issue of Metamorphic Geology, 191-204 (in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 邓公全. 1994. 辽北-吉南太古宙地体有色金属矿床 [A]. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质 [M]. 北京: 地质出版社. 25-53.
- 顾连兴. 1999. 块状硫化物矿床研究进展评述 [J]. 地质论评, 45: 265-275.
- 侯增谦, Urabe T. 1996. 川西呷村黑矿型矿床含矿火山岩系热液蚀变与物质-化学变化 [J]. 矿床地质, 15: 97-108.
- 李俊建, 沈保丰, 李双保, 毛德宝. 1995. 清原-夹皮沟绿岩带地质及金的成矿作用 [M]. 天津: 天津科学技术出版社. 1-132.
- 刘连登, 朱永正, 戴仕炳. 1994. 金矿与韧性剪切带及叠加构造 [A]. 见: 张贻侠, 刘连登. 中国前寒武纪矿床和构造 [M]. 北京: 地震出版社. 39-77.
- 沈保丰, 彭晓亮, 骆辉. 1994. 华北地台太古宙绿岩带及矿床 [A]. 中国前寒武纪矿床和构造 [M]. 北京: 地震出版社. 1-38.
- 王松山, 翟明国, 胡世玲, 桑海清, 裘翼. 1986. 清原树基沟英云闪长岩年龄谱 [J]. 地质科学, 1: 97-99.
- 王松山, 胡世玲, 翟明国, 桑海清, 裘翼. 1987. 应用  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年技术研究清原花岗岩-绿岩带地体的形成时代 [J]. 岩石学报, 4: 55-62.
- 翟明国, 杨瑞英, 卢文江, 邵静波. 1984. 清原太古代花岗岩-绿岩地体的常量和微量元素地球化学证据 [J]. 地质论评, 30: 523-535.
- 张秋生, 李守义, 刘连登. 1984. 中国早前寒武纪地质及成矿作用 [M]. 长春: 吉林人民出版社. 1-536.
- 赵士显. 1981. 浑河断裂的基本特征及其地震危害性的初步分析 [J]. 辽宁地质, 2: 61-72.
- 赵印香, 崔文元. 1987. 辽宁清源地区太古代变质杂岩的矿物学和结晶温压条件 [J]. 长春地质学院学报, 191-204.