

辽宁红透山块状硫化物矿床高级变质下盘蚀变带研究*

郑远川^{1,2,3} 顾连兴^{1,3**} 汤晓茜¹ 李春海¹ 刘四海¹ 吴昌志¹

ZHENG YuanChuan^{1,2,3}, GU LianXing^{1,3**}, TANG XiaoQian¹, LI ChunHai¹, LIU SiHai¹ and WU ChangZhi¹

1. 内生金属成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210096

2. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

3. 江苏有色华东地质勘查局, 南京 210007

1. State Key Laboratory for Endogenic Metal Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Beijing 100029, China

3. Eastern China Mineral Exploration and Development Bureau for Non-ferrous metals, Nanjing 210007, China

2008-06-05 收稿, 2008-07-12 改回.

Zheng YC, Gu LX, Tang XQ, Li CH, Liu SH and Wu CZ. 2008. Geological and geochemical signature of sea-floor alteration rocks of the highly metamorphosed Hongtoushan massive sulfide deposit, Liaoning. *Acta Petrologica Sinica*, 24(8):1928-1936

Abstract The Hongtoushan Archean Cu-Zn Massive Sulphide Deposit (MSD), which has been metamorphosed (3.0 ~ 2.8 Ga) to upper amphibolite facies, occurs in the Hunbei granite-greenstone terrane, Liaoning Province of NE China. Cordierite-orthoamphibole gneiss (COG) is widespread at Hongtoushan. The COG that occurs hundreds of meters below the ore horizon corresponds to the metamorphosed simiconformable alteration zone of MSD hydrothermal system, whereas the COG immediately below the main ore layer represents the metamorphosed pipe-like alteration zone. Geochemical analyses indicate that the stratiform COG was derived ultimately from five lithologies (basalts, basaltic andesites, andesites, dacites, and rhyolites), whereas the pipe-like COG from a single lithology (rhyolites). Amphibolite and biotite gneiss are identified as metamorphosed unaltered parent rocks. In comparison to unaltered rocks, stratiform COG is enriched in Fe and Mg, and depleted in Na, K, Ca, while pipe-like COG is enriched in Fe, Mg, Si and Na, and depleted in K.

Key words Footwall alteration zones; Upper amphibolite facies metamorphism; Massive sulfide deposits; Hongtoushan; Hunbei terrane; Liaoning

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, 矿区岩石受到了高级角闪岩相变质。我们的研究表明, 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(COG), 分别代表了经历过变质的 MSD 成矿系统的半整合状和筒状海底热液蚀变带。元素地球特征显示, 层状 COG 并非同一种岩石, 而是由五种不同岩性的岩石组成, 筒状 COG 的原岩主要由流纹质岩石组成, 而在走向上与 COG 过渡的角闪片麻岩和黑云片麻岩则代表了各种岩性蚀变岩变质后的未蚀变原岩。相对于未蚀变原岩而言, 层状 COG 富含 Fe、Mg, 贫 Na、K、Ca、Rb、Sr 和 Ba 的特征; 筒状 COG 则富 Fe、Mg、Si, 贫 K、Rb、Sr 和 Ba。蚀变带内 Fe、Mg 的增加, K 的强烈丢失表明, 蚀变带在变质前应以绿泥石化为特征。

关键词 下盘蚀变岩; 高角闪岩相变质; 块状硫化物矿床; 红透山; 浑北地体; 辽宁

中图法分类号 P588.345; P595

* 本文为国家自然科学基金项目(40672063)和国家科技部 973 项目(2006CB403501)成果。

第一作者简介: 郑远川, 男, 1982 年生, 博士, 矿物学岩石学矿床学专业, E-mail: jilinzyc@sohu.com

** 通讯作者: 顾连兴, 男, 1944 年生, 教授(博导), 矿物学岩石学矿床学专业, E-mail: lxgu@nju.edu.cn

下盘围岩蚀变常与块状硫化物矿床(Massive Sulphide Deposit, MSD)伴随(Vivallo and Rickard, 1984; Von Damn and Bischoff, 1987; Brauhart *et al.*, 1998, 2000; Gibson *et al.*, 2000; Doyle and Allen, 2003), 并以半整合状的和整合状蚀变最为发育(Galley, 1993; 顾连兴, 1999; Gemmell and Herrmann, 2001)。研究表明, 这些蚀变带是 MSD 成矿系统的重要组成部份(Seyfried *et al.*, 1988; Hou *et al.*, 1999; Hannington *et al.*, 2003), 因此, 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, 变质作用使 MSD 海底热液蚀变围岩的结构构造和矿物成分受到强烈改造, 从而给这些蚀变带的识别和研究带来了极大的困难。

辽宁红透山矿床是我国最典型的太古代 MSD。矿床在形成后, 于 3.0 ~ 2.8 Ga 经历了高角闪岩相变质。在层状矿体下盘 600m ~ 800m 处的层状堇青一直闪片麻岩(cordierite-orthoamphibole gneiss, COG), 被认为是经历过高角闪岩相变质的 MSD 海底热液蚀变带(张秋生等, 1984; 沈保丰等, 1994)。然而, 另有些研究者(方如恒, 1992; 方如恒等, 1994; 邓功全, 1994)则认为它是一套基性火山碎屑物质与泥砂质沉积物混杂而成的沉积岩变质而来。这两种观点均缺乏详细的野外地质和地球化学证据支撑。近来, 我们又在紧靠矿体的下盘发现了长 800m、宽 40m 的不整合状 COG。

我们通过野外观察和岩石地球化学研究发现, 这两种 COG 极可能分别代表了经历过高角闪岩相变质的 MSD 的半整合的和整合的蚀变带。尽管国际上对高级变质岩区 MSD 下盘蚀变带的研究已有不少报道(MacLean and Hoy,

1991; Zaleski and Petterson, 1995; Araujo *et al.*, 1996; Tiwary and Deb, 1997; Yeats and Groves, 1998; Roberts *et al.*, 2003), 但仍未见到两种蚀变类型在同一高级变质岩区同时出现的报导。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 区域地质和矿床地质

红透山矿床产于华北地台东北部浑北花岗岩—绿岩地体内(张秋生等, 1984; 邓功全, 1994; 李俊建等, 1995)。地体中绿岩主要由清原群组成, 并进一步划分为下部的金凤岭组 and 上部的红透山组(沈保丰等, 1994)。这些岩石的成岩年龄大于 3.0 Ga, 并在 2.8 ~ 2.9 Ga 期间经受了高角闪岩相变质作用(张秋生等, 1984; 王松山等, 1987; 李俊建等, 1995)。

浑北地体绿岩带内分布有 8 个可开采的 MSD。红透山是其中最大者, 矿区地层以红透山组为主, 由下至上可分成五个次一级单元: 1) 巨厚角闪片麻岩层(>750m); 2) 堇青一直闪片麻岩层(100m ~ 380m); 3) 黑云片麻岩层, 夹少量角闪片麻岩(100m ~ 200m); 4) 厚层角闪片麻岩夹少量黑云片麻岩层(100m); 5) “薄层互层带”(100m)(邓功全, 1994), 浑北地体内的 MSD 均受该岩系控制(图 1)。大量 NS 向辉绿岩墙(2.5 Ga)(顾连兴等, 2004; Gu *et al.*, 2007)穿切块状硫化物矿层和变质围岩, 其厚度多为一米到数十米。

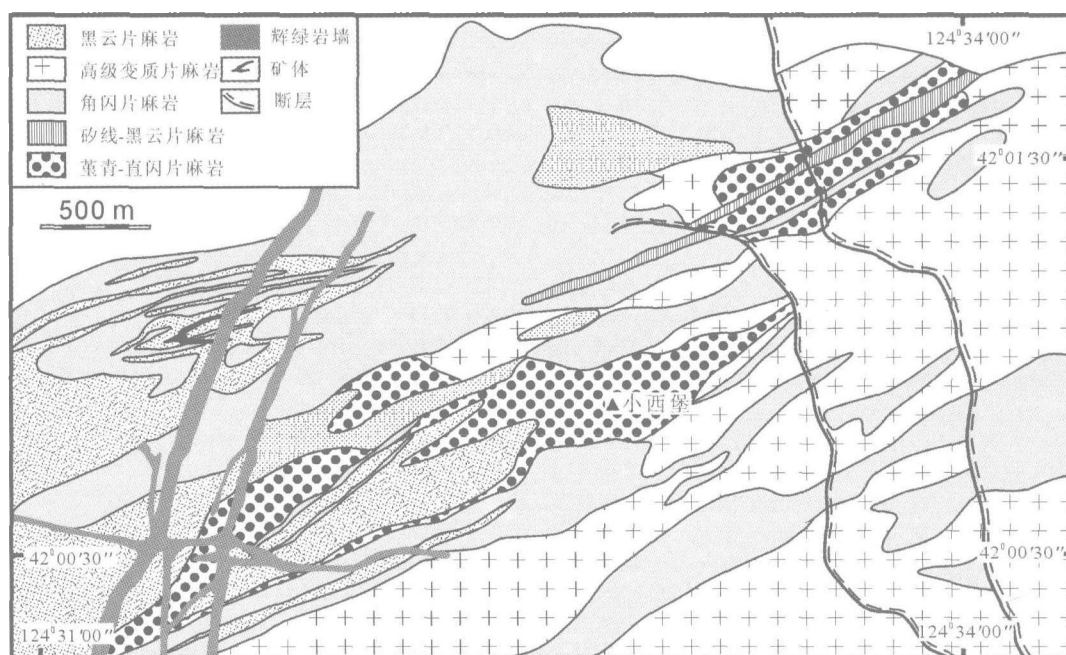


图 1 红透山块状硫化物矿区及外围地质图

Fig. 1 Geological map of the Hongtoushan district

2 岩石学研究

2.1 层状堇青—直闪片麻岩

层状 COG 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。在红透山矿区,该层片麻岩位于层状矿体以下 600m~800m(图 1)。在走向上,COG 与角闪片麻岩和黑云片麻岩呈犬牙交错接触。在有些地段,COG 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。这些云朵状体和透镜体宽度通常数厘米到数米,长数十厘米到十几米,其延长方向多与 COG 的片麻理相一致,边界与 COG 呈渐变过渡。相邻透镜体大小悬殊,表明它们并非角闪片麻岩和黑云片麻岩在变形—变质过程中形成的布丁构造。

层状 COG 以含大量直闪石+堇青石±石榴子石±夕线石为特征,并含石英、黑云母,斜长石缺失或仅少量出现。在露头上,层状 COG 中的直闪石含量可显著变化,甚至在走向上 10m 范围内,其体积百分含量可从低于 5% 变化到 50% 以上。直闪石矿物的粒度通常为 1cm~2cm,偶达 4cm。

以上特征显示,层状 COG 并非均一岩性层变质而来,而极可能代表了高级变质后的 MSD 层状蚀变带。大量角闪片麻岩和黑云片麻岩残留体包裹于 COG 层中,以及在走向上与之渐变过渡表明,这两种片麻岩极可能代表了 COG 的未蚀变原岩成分。这些未蚀变原岩的矿物组成,由于高级角闪岩相变质作用发生了强烈的置换,并最终形成现有矿物组合。

2.2 不整合状堇青—直闪片麻岩

近年的开采工程揭露,在 -647m 中段矿体的直接下盘有一富含堇青石和直闪石的片麻岩区段,其长 800m,宽数米到 40m,并与黑云片麻岩呈渐变过渡关系。该处片麻岩主要矿物成分与层状 COG 大体相似,但含有更多的斜长石和硬石膏。硬石膏以交代硫化物形式存在。

该区段片麻岩中产有大量含硫化物石英脉,其中硫化物主要为磁黄铁矿、黄铁矿和黄铜矿,脉石矿物主要为石英。脉的宽度多为不足 1 厘米至数厘米,个别可达几十厘米,延长方向多与围岩片麻理大致平行,但也有少数明显与之斜交。绝大多数脉呈透镜状、不规则囊状、音叉状、弯曲波状或蠕虫状,有时似断似续而成雁行状或石香肠状,表明这些脉为原先连续性较好的脉体变形肢解而来,因而在区域变形—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 1cm,含量低于 20%。

与层状 COG 相似的矿物组合,带内大量发育的变形硫化物石英脉,以及局限分布的特征,显示不整合状 COG 可能代表了经过高角闪岩相变质的海底喷流矿床下盘的筒状蚀变带。

3 实验方法

我们在红透山矿区采集了 72 个地表样品和 26 个钻孔样品用于 MSD 蚀变—变质岩石学研究。主量元素在中国科学院贵阳地球化学研究所 X 射线光谱法(XRF)和南京大学内生金属矿床成矿作用研究重点实验室的原子吸收光谱(AAS)法测定。微量元素在南京大学内生金属矿床成矿作用研究重点实验室利用高分辨率等离子质谱仪(ICP-MS)测定。

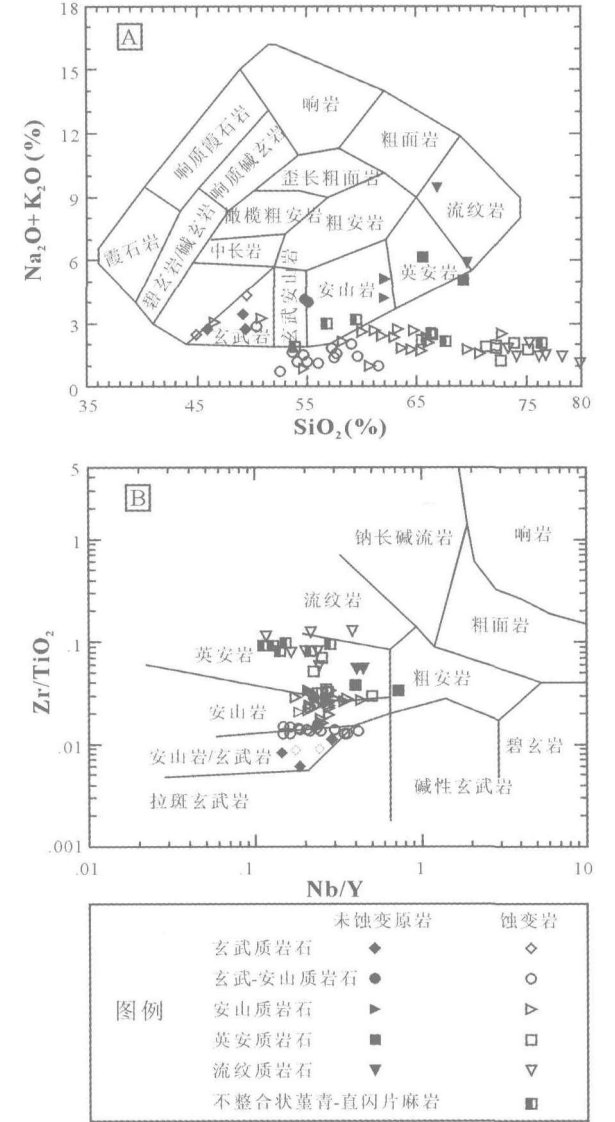


图 2 红透山矿区各种岩石硅碱图(据 Cox et al., 1979) (A)和 Zr/TiO₂-log Nb/Y 图解(据 Winchester and Floyd, 1977) (B)

Fig. 2 Classification of the analysed rocks using (A) alkali-silica diagrams of Cox et al. (1979); (B) Zr/TiO₂ vs log Nb/Y plot (after Winchester and Floyd, 1977)

表1 红透山矿区角闪片麻岩、黑云片麻岩和堇青一直闪片麻岩代表性样品全岩主量元素(wt%)和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果
Table 1 Parts of whole-rock XRF and ICP-MS analyses of rocks from the Hongtoushan district (Major element: wt%; Trace element: $\times 10^{-6}$)

| 样品 | 蚀变 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | total | Rb | Sr | Ba | Y | Zr | Nb |
|--------------|-----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| 玄武质岩石 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H-253 | 未蚀变 | 49.2 | 0.5 | 15.7 | 12.05 | 0.19 | 9.84 | 8.75 | 3.08 | 0.35 | 0.08 | 0.54 | 100.28 | 7.62 | 107.06 | 23.5 | 7.43 | 29.94 | 1.38 |
| H-342 | 已蚀变 | 44.89 | 0.79 | 16.57 | 17.76 | 0.32 | 12.09 | 2.14 | 2.29 | 0.17 | 0.12 | 1.36 | 98.5 | 5.03 | 46.83 | 46.53 | 13.59 | 72.04 | 3.26 |
| HZ-2 | 已蚀变 | 63.03 | 0.84 | 15.08 | 10.76 | 0.15 | 4.22 | 2.14 | 3.93 | 0.07 | 0.19 | 0.07 | 100.46 | 0.75 | 79.82 | 28.95 | 16.13 | 123.68 | 4.74 |
| 玄武安山质岩石 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H-261 | 未蚀变 | 54.8 | 0.55 | 15.76 | 9.6 | 0.14 | 5.93 | 8.55 | 3.46 | 0.65 | 0.11 | 0.7 | 100.24 | 17.86 | 291.41 | 108 | 16.98 | 86.28 | 3.99 |
| H-256 | 已蚀变 | 57.68 | 0.7 | 12.93 | 17.43 | 0.32 | 9.55 | 0.39 | 1.49 | 0.06 | 0.13 | 0.21 | 100.88 | 2.19 | 5.56 | 11.07 | 23.16 | 89.21 | 3.37 |
| H-257 | 已蚀变 | 53.7 | 0.81 | 15.03 | 18.06 | 0.31 | 10.41 | 0.35 | 1.42 | 0.18 | 0.12 | 0.25 | 100.63 | 3.81 | 4.45 | 17.33 | 23.75 | 103.97 | 3.81 |
| 安山质岩石 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H-444 | 未蚀变 | 62.08 | 0.5 | 15.3 | 9.66 | 0.15 | 3.09 | 3.66 | 1.78 | 2.39 | 0.2 | 1.17 | 99.98 | 95.47 | 136.08 | 680.21 | 29.02 | 168.68 | 6.04 |
| H-380 | 已蚀变 | 63.27 | 0.79 | 14.96 | 8.33 | 0.12 | 6.98 | 0.25 | 0.59 | 2.11 | 0.18 | 1.13 | 98.7 | 79.77 | 2.87 | 212.02 | 30.01 | 210.23 | 12.95 |
| H-389 | 已蚀变 | 63.61 | 0.65 | 12.11 | 12.25 | 0.27 | 6.52 | 0.59 | 0.54 | 1.27 | 0.37 | 0.36 | 98.54 | 27.84 | 5.24 | 151.89 | 29.2 | 157.13 | 6.91 |
| 英安质岩石 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H-260 | 未蚀变 | 69.16 | 0.43 | 13.93 | 5.18 | 0.04 | 2.34 | 3.21 | 3.11 | 1.91 | 0.15 | 0.57 | 100.03 | 54.13 | 65.79 | 998.77 | 14.14 | 163.15 | 5.65 |
| H-381 | 已蚀变 | 72.63 | 0.38 | 11.6 | 7.26 | 0.14 | 4.3 | 0.08 | 0.31 | 0.94 | 0.03 | 1.03 | 98.7 | 67.98 | 1.77 | 165.27 | 26.05 | 200.96 | 13.16 |
| H-382 | 已蚀变 | 72.24 | 0.59 | 10.48 | 6.41 | 0.12 | 5.43 | 0.19 | 0.45 | 1.5 | 0.15 | 0.96 | 98.53 | 69.56 | 2.48 | 108.87 | 24.38 | 192.99 | 6.62 |
| 流纹质岩石 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H-102 | 未蚀变 | 69.57 | 0.43 | 14.83 | 3.51 | 0.05 | 1.54 | 3.29 | 2.29 | 3.58 | 0.13 | 0.8 | 100.02 | 100.41 | 229.72 | 761.11 | 19.63 | 235.41 | 8.77 |
| H-343 | 已蚀变 | 76.79 | 0.33 | 10.92 | 6.73 | 0.08 | 1.6 | 0.19 | 0.56 | 0.95 | 0.03 | 0.45 | 98.62 | 37.2 | 24.86 | 323.76 | 42.46 | 403.99 | 9.12 |
| H-349 | 已蚀变 | 73.33 | 0.41 | 11.35 | 6.58 | 0.06 | 5.52 | 0.07 | 0.6 | 1.23 | 0.03 | 0.76 | 99.93 | 43.71 | 3.04 | 104.83 | 24.62 | 323.11 | 4.02 |
| 不整合状堇青-直闪片麻岩 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H-370 | 已蚀变 | 76.35 | 0.14 | 7.05 | 6.65 | 0.03 | 2.97 | 1.66 | 2.08 | 0.03 | 0.02 | 2.63 | 99.6 | 0.64 | 13.8 | 23.61 | 18.96 | 129.39 | 5.29 |
| H-371 | 已蚀变 | 56.79 | 0.19 | 12.21 | 16.49 | 0.09 | 8.55 | 2.26 | 2.91 | 0.05 | 0.06 | 0.58 | 100.18 | 0.6 | 17.62 | 11.46 | 45.56 | 172.76 | 5.82 |

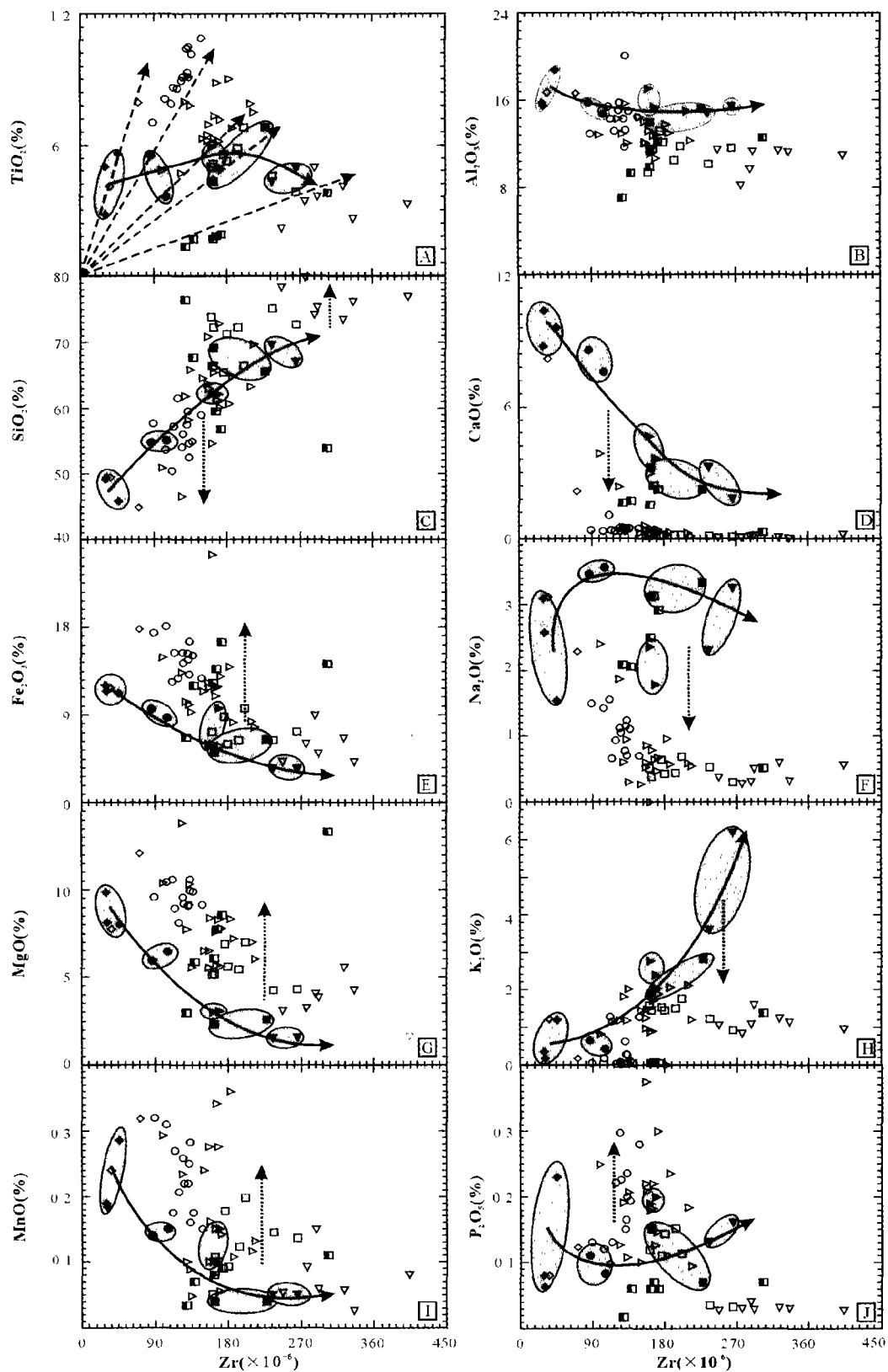


图3 红透山矿区未蚀变原岩与蚀变堇青一直闪片麻岩中各主要元素-Zr 二元图解

实线代表分离结晶线; 虚线代表蚀变趋势线. 图例见图2

Fig. 3 Major elements vs. Zr plots for least and altered volcanic rocks from Hongtoushan

Solid arrows represent the fractionation trends; dashed arrows represent the alteration lines. For legend of all diagrams, see Fig. 2

4 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。 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ 图解(图 2A)主要用于未蚀变原岩的变质原岩恢复,而 $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ 图解(图 2B)则主要用于对 COG 的蚀变原岩恢复。前人的研究表明,综合利用这两种方法对于变质后蚀变岩的原岩识别十分有效(MacLean, 1990; MacLean and Barrett, 1993)。

在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ 图解中(图 2A),不含直闪石的片麻岩成分投影出的结果与 $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ 图解(图 2B)大致吻合。由此可知,红透山矿区的角闪片麻岩和黑云片麻岩的变质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。

$\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ 图解中,COG 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。于是,我们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同一岩性,由此推断出 COG 的变质原岩可分为: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 3A)显示,在 $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ 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 Zr、Ti 含量沿同一直线分布,表明 Zr 与 Ti 在蚀变和变质过程中并未发生解耦,由此可见, $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ 图解对 COG 的原岩判别基本可信。由此可知,角闪片麻岩和黑云片麻岩确为 COG 的未蚀变原岩经高角闪岩相变质后的产物。

由图 2 和 3A 可知,层状 COG 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 COG 的岩性则较为均一,以流纹岩为主。

与 $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ 图解不同,在 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr}$ 图解中(图 3B),相同岩性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过程中,Al 发生过强烈的活化转移。

4.1 层状董青一直闪片麻岩

如图 3 所示,相对于变质的未蚀变原岩,层状 COG 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。相对于未蚀变的角闪片麻岩和黑云片麻岩而言,COG 表现出 Fe_2O_3 、 MgO 和 MnO 的显著增加, CaO 、 K_2O 和 Na_2O 的显著降低,以及 SiO_2 、 P_2O_5 和 Al_2O_3 不同程度的变化。如 $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ 图解(图 3A)所示,与未蚀变原岩相比,COG 中 TiO_2 和 Zr 的质量百分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。相对于未蚀变原岩,蚀变后 COG 中的微量元素 Rb、Sr 和 Ba 的含量显著降低(见后文)。

4.2 不整合状董青一直闪片麻岩

如图 3 所示,不整合状 COG 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 Fe_2O_3 、 MgO 和 SiO_2 显著增加, K_2O 几乎完全丢失, CaO 和 Na_2O 虽有所降低,但其程度明显弱于层状 COG。该类 COG ($n=6$) 中的 Rb、Sr 和 Ba 也发生了强烈的带出(见后文)。

5 讨论

在 $(\text{al-alk})\text{-c}$ 正副变质岩判别图解(图 4)中,角闪片麻岩和黑云片麻岩的成分均投影于火成岩区,显示出未蚀变片麻岩的变质原岩应为火成岩。由于元素地球化学已经表明,COG 的原岩为角闪片麻岩和黑云片麻岩变质原岩的演化产物,因此 COG 的变质原岩并非富 Fe、Mg 和 Al 的沉积岩,而应是变质后的海底热液蚀变岩。

5.1 高场强元素活动特征

Zr、Ti、Nb、Ta 在海底热液蚀变和变质过程中基本保持了惰性,这与前人对高级变质岩区 MSD 围岩蚀变带惰性元素性状的研究结论相一致(Tiwary and Deb, 1997; Yeats and Groves, 1998)。尽管在热液蚀变过程中,Al 通常保持惰性

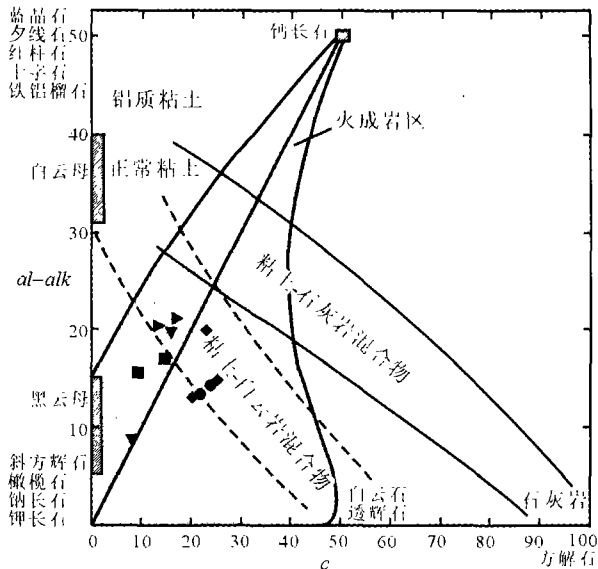


图 4 红透山角闪片麻岩和黑云片麻岩尼格里 al-alk-c 正副变质岩判别图解(据 Leake, 1969)

$\text{al} = 100 * \text{Al}_2\text{O}_3(\text{分子数}) / \Sigma \text{分子总数}$; $\text{alk} = 100 * (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})(\text{分子数}) / \Sigma \text{分子总数}$; $c = 100 * \text{CaO}(\text{分子数}) / \Sigma \text{分子总数}$; Σ 代表 $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + 2 * \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$; 图例见图 2

Fig. 4 $(\text{al-alk})\text{-c}$ plot for amphibolites and biotite gneiss from Hongtoushan (after Leake, 1969)

$\text{al} = 100 * \text{Al}_2\text{O}_3 / \Sigma$; $\text{alk} = 100 * (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \Sigma$; $c = 100 * \text{CaO} / \Sigma$; $\Sigma = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + 2 * \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$; For legend of all diagrams, see Fig. 2

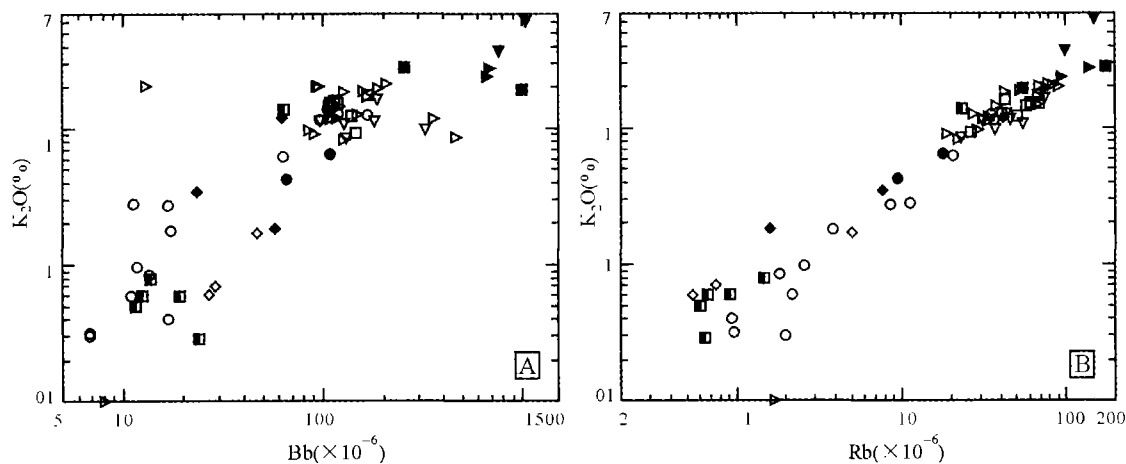


图5 红透山矿区各种未蚀变原岩和筒状、层状蚀变岩 K_2O -Ba 和 K_2O -Rb 二元图解

图例见图2

Fig. 5 (A) K_2O vs. Ba, (B) K_2O vs. Rb plots of the least altered and altered volcanic rocks from Hongtoushan

For legend of all diagrams, see Fig. 2

(Shriver and MacLean, 1993),但也有研究表明 Al 在 MSD 蚀变带中也可显著迁移 (Tiwary and Deb, 1997)。红透山矿区的 COG 中 Al 的强烈迁移可能与海底蚀变过程中,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-España *et al.*, 2000)。

5.2 主量和微量元素活动特征

在红透山矿区 COG 中, CaO 、 Na_2O 和 K_2O 几乎完全丢失,而 Fe_2O_3 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)。

Si: 层状和筒状蚀变变质岩不同样品的 Si 既可大量迁出,也可大量带入 (图 3),这可能与蚀变带不同部位地球化学微环境的变化有关。前人对非变质岩区 MSD 的研究 (Brauhart *et al.*, 2000) 表明,海底高温绿泥石化过程中 Si 可强烈迁出。与这些研究相反,在很多 MSD 系统的高温绿泥石化蚀变带中 Si 也可以发生显著富集 (Fournier, 1985; Skirrow and Franklin, 1994; Brauhart *et al.*, 2001; Lentz and Goodfellow, 1996)。

K、Rb 和 Ba: K_2O 、Rb 和 Ba 的显著淋失表明 (图 5),绢云母化不可能为红透山矿区的层状和筒状蚀变带的主要矿物 (MacLean and Hoy, 1991)。Ba 在 COG 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 and Edmod, 1982; Ogawa *et al.*, 2005)。

Na、Ca 和 Sr: 蚀变岩中 Ca 与 Sr 同样具有明显的相关性

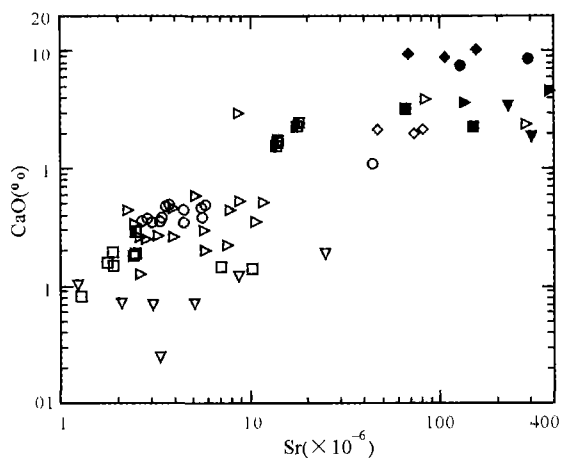


图6 红透山矿区各种未蚀变原岩和筒状、层状蚀变岩 CaO -Sr 二元图解

图例见图2

Fig. 6 Na_2O vs. Sr plot of the least altered and altered volcanic rocks from Hongtoushan

For legend of all diagrams, see Fig. 2

(图 6)。Na、Ca 和 Sr 的强烈丢失,应与原岩中斜长石的强烈分离有关。

层状 COG 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 COG 的 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。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。

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, 显示蚀变带以绿泥石化为特征 (Kranidiotis and MacLean, 1987)。蚀变带内沉积的镁可能主要源自富镁海水 (MacLean and Hoy, 1991; Ripa, 1994), 而铁则可能来自深部的富铁流体 (Roberts *et al.*, 2003)。

6 结论

在海底热液蚀变过程中, 红透山矿区 COG 的 *Ti*、*Zr*、*Nb*、*Y*、*Hf* 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。野外地质现象和元素地球化学研究表明, 红透山层状矿体下数百米的层状 COG 和直接产于层状矿体下盘的不整合状 COG, 分别代表了经历过高角闪岩相变质后的海底喷流矿床的半整合和筒状不整合绿泥石化蚀变带。尽管层状 COG 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各组分原岩。

尽管红透山矿区的海底热液蚀变带经历了高角闪岩相变质, 而且蚀变岩的矿物成分已被变质作用彻底改造, 但其岩石化学成分仍得到了较好地保存。因此, 以高 *MgO* 和 *Fe₂O₃*, 低 *Na₂O*、*K₂O* 和 *CaO* 的层状 COG, 可作为浑北地体各绿岩带 MSD 成矿潜力评价的有效标准, 而含硫化物石英脉的 COG 则可作为近矿标志。

References

- Araujo SM, Scott SD and Longstaffe FJ. 1996. Oxygen isotope composition of alteration zones of highly metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposits: Geco, Canada, and Palmeirpolis, Brazil. *Economic Geology*, 91: 697–712
- Brauhart CW, Groves DI and Morant P. 1998. Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia. *Economic Geology*, 93: 292–302
- Brauhart CW, Huston DL and Andrew AS. 2000. Oxygen isotope mapping in the Panorama VMS district, Pilbara Craton, Western Australia: Applications to estimating temperatures of alteration and to exploration. *Mineralium Deposita*, 35: 727–740
- Brauhart CW, Huston DL, Groves DI, Mikucki EJ and Gardoll SJ. 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. *Economic Geology*, 96: 1263–1278
- Cox KG, Bell JD and Pankhurst RJ. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 1–450
- Deng CQ. 1994. Base metal deposit of the Liaodong-Jinan terrane. In: Rui ZY, Shi LD and Fang RH (eds.). *Geology of Nonferrous Metallic Deposits in Northern Margin of the North China Landmass and Adjacent areas*. Beijing: Geological Publishing House, 25–53 (in Chinese)
- Doyle MG and Allen RL. 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, 23: 183–222
- Fang RH. 1992. Massive sulphide deposits of Archeozoic in North Liaoning. *Liaoning Geology*, 1: 1–25 (in Chinese with English abstract)
- Fang RH, He SS and Fu DB. 1994. Base metal deposit of the Liaodong-Jinan terrane. In: Rui ZY, Shi LD and Fang RH (eds.). *Geology of Nonferrous Metallic Deposits in Northern Margin of the North China Landmass and Adjacent areas*. Beijing: Geological Publishing House, 25–53 (in Chinese)
- Fournier RO. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology*, 2: 45–61
- Galley AG. 1993. Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulphide districts. *Journal of Geochemical Exploration*, 48: 175–200
- Gemmell JB and Herrmann W. 2001. A special issue devoted to alteration associated with volcanic-hosted Massive Sulfide deposits, and its exploration significance. *Economic Geology*, 96: 909–912
- Gibson HL, Santaquida F, Paquette-Mihalasky FI and Watkinson DH. 2000. Evolution of regional semiconformable alteration assemblages within an Archean subseafloor hydrothermal system, and relationship to VMS deposits, at Noranda, Quebec, Canada. In: Gemmell JB and Pongratz J (eds.). *Volcanic Environments and Massive Sulfide Deposits*. International conference and field meeting, 61–63
- Gu LX. 1999. Advances in research on massive sulfide deposits: A review. *Geological Review*, 45: 265–275 (in Chinese with English abstract)
- Gu LX, Tang XQ, Zheng YC, Wu CZ, Tian ZM, Lu JJ, Xiao XJ and Ni P. 2004. Deformation, metamorphism and ore-component remobilization of the Archean massive sulphide deposit at Hongtoushan, Liaoning Province. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 923–934 (in Chinese with English abstract)
- Gu LX, Zheng YC, Tang XQ, Fernando DP and Wu CZ. 2007. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan, N. E. China. *Ore Geology Reviews*, 30: 1–29
- Hannington MD, Santaguida F, Kjarsgaard IM and Cathles LM. 2003. Regional-scale hydrothermal alteration in the Central Blake River Group, western Abitibi subprovince, Canada: Implications for VMS prospectively. *Mineralium Deposita*, 38: 393–422
- Hou ZQ, Deng J, Sun HT and Song SH. 1999. Volcanogenic massive sulphide deposits in China: Setting, feature and style. *Exploration and Mining Geology*, 8: 149–175
- Kranidiotis P and MacLean WH. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 1898–1911
- Leake BE. 1969. The discrimination of ortho and parashamockite rocks, anorthositic and amphibolites. *The Indian Mineralogist*, 10: 89–104
- Lentz DR and Goodfellow WD. 1996. Intense silicification of footwall sedimentary rocks in the stockwork alteration zone beneath the Brunswick No. 12 massive sulfide deposit, Bathurst, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 284–302
- Li JJ, Shen BF, Li SB and Mao DB. 1995. The Geology and Gold Mineralisation of the Greenstone Belts in Qingyuan-Jiapigou Region, China. Tianjin: Tianjin Science and Technology Press, 1–132 (in Chinese)
- MacLean WH and Barrett TJ. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48: 109–133
- MacLean WH. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25: 44–49
- MacLean WH and Hoy LD. 1991. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 86: 506–528

- McDuff RE and Edmond JM. 1982. On the fate of sulfate during hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth Planet Science Letters*, 57: 117 – 132
- 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. *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. *Mineralium Deposita*, 29: 180 – 188
- Roberts MD, Oliver NHS and Fairclough MC. 2003. Geochemical and oxygen isotope signature of sea-floor alteration associated with a polydeformed and highly metamorphosed massive sulphide deposit, Ruostesuo, Central Finland. *Economic Geology*, 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). *Applied Geochemistry*, 15: 1265 – 1290
- Seyfried WE Jr, Berndt ME and Seewald JS. 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: Constrains from diabase alteration experiments, hot spring fluids and composition of the ocean crust. *The Canadian Mineralogist*, 26: 787 – 804
- Shen BF, Peng XL and Luo H. 1994. Archaean greenstone belts and related ore deposits in the North China platform. In: Zhang YX and Liu LD (eds.). *Precambrian Ore Deposits and Tectonics in China*. Seismological Press, 1 – 38 (in Chinese)
- Shriver NA and MacLean WH. 1993. Mass, volume and chemical changes in the alteration zone at the Norbec mine, Noranda, Quebec. *Mineralium deposita*, 28: 157 – 166
- Skirrow RG and Franklin JM. 1994. Silification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake. *Maitoba*, 89: 31 – 50
- Tiwary A and Deb M. 1997. Geochemistry of hydrothermal alteration at the Deri massive sulphide deposit, Sirohi district, Rajasthan, NW India. *Journal of Geochemical Exploration*, 59: 99 – 121
- Vivallo W and Richard D. 1984. Early Proterozoic ensialic spreading-subsidence: Evidence from the Garpenberg enclave, Central Sweden. *Precambrian Research*, 26: 203 – 211
- Von Damm KL and Bischoff JL. 1987. Chemistry of hydrothermal solutions from the Judn de Fuca Ridge. *Journal of Geophysics Research*, 92: 334 – 346
- Wang SS, Hu SL, Zhai MG, Sang HQ 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. *Acta Petrologica Sinica* 4: 55 – 62 (in Chinese with English abstract)
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325 – 347
- Yeats CJ and Groves DI. 1998. The Archaean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Products of combined synvolcanic and syntectonic alteration and mineralization. *Ore Geology Reviews*, 13: 103 – 129
- Zaleski E and Petterson VL. 1995. Depositional setting and deformation of massive sulfide deposits, iron-formation and associated alteration in the Manitouwadge Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Economic Geology*, 90: 2244 – 2261
- Zhang QS, Li SY and Liu LD. 1984. *Geology and Metallogeny of the Early Precambrian in China*. Changchun: Jilin People's publishing House, 1 – 536 (in Chinese)

附中文参考文献

- 邓功全. 1994. 辽北—吉南太古宙地体有色金属矿床. 见: 芮宗瑶, 施林道, 方如恒主编. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 地质出版社, 25 – 53
- 方如恒. 1992. 辽北太古宙块状硫化物矿床. *辽宁地质*, 1: 1 – 25
- 方如恒, 何特松, 傅德彬. 1994. 辽东—吉南早元古代裂谷有色金属矿床. 见: 芮宗瑶, 施林道, 方如恒主编. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 地质出版社, 54 – 109
- 顾连兴. 1999. 块状硫化物矿床研究进展评述. *地质论评*, 45: 265 – 275
- 顾连兴, 汤晓茜, 郑远川, 吴昌志, 田泽满, 陆建军, 肖新建, 倪培. 2004. 辽宁红透山铜锌块状硫化物矿床的变质变形和成矿组分再活化. *岩石学报*, 20: 923 – 934
- 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. 天津: 天津科学技术出版社, 1 – 132
- 沈保丰, 彭晓亮, 骆辉. 1994. 华北地台太古宙绿岩带及矿床. 见: 张贻侠和刘连登主编. 中国前寒武纪矿床和构造. 地震出版社, 1 – 38
- 王松山, 胡世玲, 翟明国, 桑海清, 裴冀. 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. *岩石学报*, 4: 55 – 62
- 张秋生, 李守义, 刘连登. 1984. 中国早前寒武纪地质及成矿作用. 长春: 吉林人民出版社, 1 – 536