

甘肃寨上金矿床成矿特征与形成机理*

刘家军¹, 毛光剑¹, 吴胜华¹, 王建平¹, 马星华², 李立兴³, 刘光智⁴, 廖延福⁴, 郑卫军⁴

(1 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083; 2 北京大学地质学系, 北京 100871;
3 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4 中国人民武装警察部队黄金第五支队, 陕西 西安 710100)

摘 要 位于西秦岭礼(县)-岷(县)成矿带西段的寨上金矿床, 是近年发现的一个大型微细浸染型金矿床。矿床赋存于中泥盆统和下二叠统, 为一套由石英砂岩、粉砂岩、钙质板岩和灰岩组成的浊积岩建造。金矿体明显受断裂构造的控制。矿石中矿物组成相当丰富, 既有大量硫化物、硫盐、氧化物、硫酸盐、碳酸盐、钨酸盐, 又有碲化物、自然金属及多金属互化物。矿石中矿物种类较多、组成较复杂以及存在显微自然金, 是寨上金矿床的特色。稀土元素配分型式以及硫、铅、碳、氧、氢等同位素组成等表明, 成矿金属物质、硫和碳主要来自赋矿岩石和下伏地层, 同时还有深部岩浆物质的参与。成矿溶液主要来自加热的循环地下水。矿化和蚀变作用是在水/岩比值较低的体系中进行。成矿温度主要集中在 120~240℃ 范围内。赋矿围岩中含 Fe 碳酸盐矿物溶解释放 Fe 以及溶解 Fe 的大量硫化物, 是寨上金矿床中存在显微可见自然金的最重要因素和金沉淀富集的良好条件。

关键词 地质学; 金矿床; 成矿特征; 形成机理; 寨上; 甘肃

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Metallogenic characteristics and formation mechanism of Zhaishang gold deposit, southern Gansu Province

LIU JiaJun¹, MAO GuangJian¹, WU ShengHua¹, WANG JianPing¹, MA XingHua², LI LiXing³,
LIU GuangZhi⁴, LIAO YanFu⁴ and ZHENG WeiJun⁴

(1 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
2 Department of Geology, Peking University, Beijing 100871, China; 3 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4 No. 5 Gold Geological Party of Chinese Armed Police Force, Xi'an 710100, Shanxi, China)

Abstract

Located in the western part of the Min-Li metallogenic belt within the West Qinling Mountains, the Zhaishang gold deposit is a large Carlin-type disseminated gold deposit discovered in recent years. The ore deposit occurs in the slightly metamorphosed Middle Devonian and Lower Permian clastic and carbonate strata composed of quartz sandstone, siltstone, calcareous slate and carbonate that comprise flyschoid formation. Gold mineralization is strictly controlled by a fault zone. Ore minerals are quite complex and consist of sulfides, sulfosalt, oxides, sulfate, carbonate, tungstate, telluride, native metals, and polymetallic intermetallic compounds. The diversity of mineral species in the ores and the existence of visible native gold minerals constitute outstanding features of the ore deposit. In the light of the REE distribution patterns, it is reasonably considered that the ore-forming materials of the ore deposit had affinity mainly with host rocks. S, C, Pb, H and O isotopic compositions show that the ore-forming materials were derived mainly from country rocks and underlying rocks and partly from deeper sources. Data obtained suggest that the ore-forming fluids were derived

* 本文为国家重点基础研究发展规划(2006CB403500、2009CB421003)、国家自然科学基金(40773036)、高等学校学科创新引智计划(B07011)、教育部长江学者和创新团队发展计划和中国人民武装警察部队黄金指挥部勘查资助项目的部分成果

第一作者简介 刘家军, 男, 1963 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事矿床地球化学的教学和科研工作。Email: liujiajun@cugb.edu.cn。

收稿日期 2009-10-29; 改回日期 2009-12-28。张绮玲编辑。

predominantly from an active meteoric groundwater system. The amount of the hydrothermal fluids in the ore-forming and alteration system was relatively insignificant. Ore-forming temperatures are estimated to have been in the range of 120~240℃. The dissolution of ferruginous limestone in the host rocks and the sulfidation of the dissolved iron by H_2S introduced by ore fluids constituted not only the most important depositional mechanism for the existence of visible gold grains but also the advantageous conditions for gold enrichment in the Zhaishang gold deposit.

Key words: geology, gold deposit, metallogenic characteristics, formation mechanism, Zhaishang, southern Gansu

西秦岭地区是中国境内产出大规模卡林-类卡林型金矿床的集中地之一(陈衍景等,2004)。近30年来,在该区发现了一系列不同规模的大、中、小型的金矿床和矿点,如阳山、八卦庙、金龙山超大型金矿,鹿儿坝、李坝、东北寨等大型、超大型金矿等。甘肃寨上金矿床,是中国人民武装警察部队黄金第五支队2000年在对岷县幅1:20万水系沉积物金地球化学异常区开展1:5万水系沉积物测量和1:1万土壤测量时发现的(杨秀华等,2003)。其Au储量已超过80t,资源前景乐观,是一个在近期储量有望达到百吨的超大型金矿床(刘家军等,2008a),也是近十年来在西秦岭地区发现的又一个十分重要的卡林型金矿床(刘新会等,2005;路颜明等,2006)。对寨上金矿床的成矿特征与成矿机理进行深入研究,对于揭示金的区域成矿规律和指导找矿都具有重要意义。

1 矿床地质特征

1.1 矿带、矿体产出特征

位于岷-扎成矿带西部的寨上金矿床,主要分布于卓洛-扎麻树斜切背斜核部及两翼的脆-韧性剪切带上。该褶皱属倒转背斜,褶皱北翼地层北倾45~50°,南翼地层北倾60~70°,局部近直立。按照矿化体的空间分布特征和褶皱的关系,矿床可分为南、北2个矿带,分别位于卓洛-扎麻树背斜枢纽南、北两侧,南矿带更靠近背斜轴部(图1)。现已圈定出金矿体30余个。金矿带、金矿体严格受断裂和褶皱构造的双重控制,矿化体宽度和构造带宽度基本一致。金矿体多呈层状、似层状和透镜状产出,与围岩界线不清楚,矿体的边界需依赖化学分析数据加以圈定。

北矿带位于矿区北部,呈NNW向展布,东西延长约7200m,南北宽约1000m。矿带内有近20条矿化脉,赋存于下二叠统下部地层B组(P_1^{1-b})的砂质板岩、碳质板岩、钙质板岩和粉砂岩中。由北向南主要矿体有22、19-2、19-1、9、10、12、11、21号等,矿体间距30~300m,近平行分布。产状北倾,倾角20~60°。已探明的资源量占整个矿区已探明资源量的80%以上。

南矿带位于矿区南部,延伸方向与北矿带基本一致,东西延长约4200m,南北宽约1000m。矿带内有6条矿化脉体,赋存于中泥盆统E组中段(D_3^2)泥质灰岩、钙质板岩夹粉砂质板岩中。由北到南主要矿体有42、41、32、31号等,矿体间距200~400m,近平行分布。41、42号矿体北倾,倾角45~70°;32号矿体南倾,倾角50~75°;31号矿体总体北倾,但

在75勘探线以东地表南倾,倾角55~90°,向深部逐渐变为向北倾,倾角70~80°。

笔者对北矿带的19、19-2、9、10、11、21号矿体及南矿带31、32、41、42号矿体进行了具体观察与研究,文中的分析测试样品主要采自于这些矿体。

1.2 矿石的矿物组成

在寨上金矿床中,笔者已鉴定出的矿物超过40种(表1)。既有大量硫化物、硫酸盐、氧化物及含氧盐类矿物,又有碲化物、自然元素及金属互化物等。除常见矿物黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿、石英、方解石、菱铁矿、铁白云石和重晶石外,还鉴定出在卡林型金矿床内较少见的一些矿物,如自然金(图2A、2B、2C)、Cu-Zn-Ni-Sn-Fe的金属互化物(图2D、2E)、碲汞矿(图2A、2C)、碲镍矿(图2A)、硫铜碲矿(图2F)、车轮矿(图2F)、辉锑铅矿(图2G)、辉钼矿(图2H)和白钨矿等。矿石中矿物种类较多、组成复杂以及存在显微自然金,构成寨上金矿床的特色。

1.3 矿石结构和构造

矿床中的矿石结构丰富多样:①由生物作用形成的结构,如草莓状(莓群,图3A)、细球菌、贝壳状;②由结晶作用形成的结构,如自形-半自形粒状(图3B)、他形粒状(图3C)、包含(图3B)、镶嵌等;③由交代、充填作用形成的结构,如交代(图3C)、交代残余(图3C)、假象、文象或乳滴状、格状和网格状充填;④由胶体作用形成的结构,如胶状(图3D)、显微环带(图3E)等;⑤由重结晶作用形成的结构,如环边(图3F);⑥由应力作用形成的结构,如碎斑(图3G)、压力雁形双晶等(图3H)。

矿石构造主要有脉状(图4A、4B)、网脉状(图4C)、角砾状(图4D)、团块状(图4D)、浸染状(图4D)、块状(图4E)、梳状(图4F)和放射状(图4G、4H)等。它们在构造破碎带中存在一定的分带现象,即由矿化中心部位向外侧,大体上出现角砾状构造→网脉状构造→脉状构造的更迭现象。

1.4 矿石类型及特征

寨上金矿区矿石按氧化程度可分为氧化矿石和原生矿石。氧化矿石一般产于地表,深度大致在0~40m,它们呈黄褐色、棕褐色、红褐色。氧化矿石中Au的含量与原生矿中金属硫化物发育程度密切相关,即与原生矿石氧化前的品位相关。

原生矿石一般位于地表40m以下,局部地段较浅。由于受原岩岩性和成分的影响,原生矿石的颜色变化较大,多呈深灰色,次为灰白色,浅灰色。根据赋矿原岩特点,可将原生金矿石的自然类型划分为碎裂岩化碳质板岩型、碎裂岩化粉

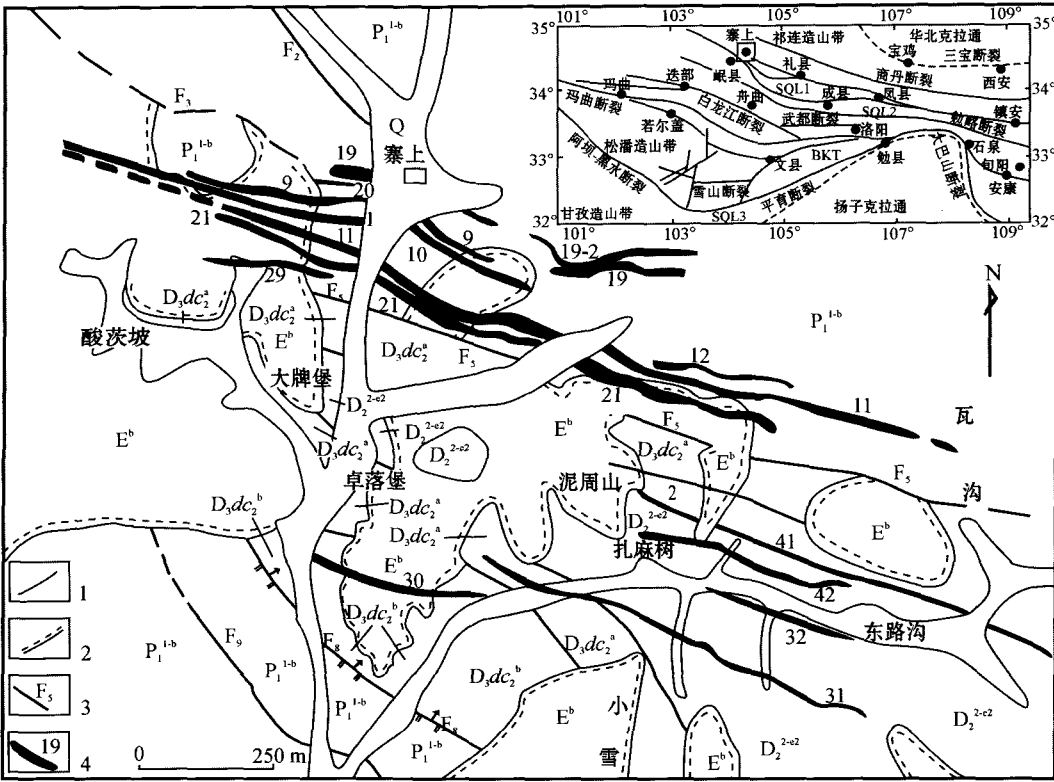


图 1 寨上金矿床矿区地质略图(据刘光智等,2006^①修改)

Q—第四系; E^b —古近系砾岩; P_1^{1-b} —下二叠统含碳质板岩夹砂岩; $D_3dc_2^a$ —上泥盆统大草滩群 A 组粉砂质板岩夹石英砂岩; $D_3dc_2^b$ —上泥盆统大草滩群 B 组粉砂质板岩; D_2^{2-c2} —中泥盆统灰岩、钙质板岩; 1—地层界线; 2—角度不整合线; 3—断层及编号; 4—金矿体及编号

Fig.1 Simplified geological map of the Zhaishang gold deposit, Gansu(modified after Liu et al. , 2006)

Q—Quaternary conglomerate; E^b —Eocene conglomerate; P_1^{1-b} —Lower Permian carbonaceous slate intercalated with sandstone; $D_3dc_2^a$ —silty slate with lesser intercalated quartz sandstone of the A unit, Upper Devonian Dacatou Formation; $D_3dc_2^b$ —silty slate of the B unit, Upper Devonian Dacatou Formation; D_2^{2-c2} —Middle Devonian carbonate rock and calcareous slate; 1—Stratigraphic boundary; 2—Angular unconformity; 3—Fault and its serial number; 4—Gold ore body and its serial number

表 1 寨上金矿床金矿石的矿物组成

Table 1 Mineralogy of the gold ores in the Zhaishang gold deposit

自然元素与金属互化物		硫化物及硫酸盐矿物	碲化物	氧化物及含氧盐类
主要	自然金	(含砷)黄铁矿、毒砂、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉锑矿、铜蓝	碲汞矿	石英、方解石、铁白云石、白钨矿、针铁矿、纤铁矿、赤铁矿、蓝铜矿、孔雀石、高岭石、地开石
次要	含银自然金	硫锑铜矿、辉锑铅矿	碲镍矿	重晶石、石膏、菱铁矿、白铅矿
微量	自然铜、自然镍、铜-锌互化物、铜-锌-镍-锡-铁合金矿物	车轮矿、辉钼矿、辉砷镍矿、辉铜矿、斑铜矿		菱锰矿、天青石、磁铁矿、金红石

砂质-钙质板岩型、碎裂岩化灰岩型、钙质板岩型和强硅化蚀变角砾岩型(刘新会等,2005;路颜明等,2006)。矿石的工业类型为以 Au 为主的 Au-Sb-W 共生矿石,伴生有益组分 Pb、Zn、Cu 等。

① 刘光智,郑卫军,廖延福,等. 2006. 甘肃岷县寨上矿区金矿地质报告. 中国人民武装警察部队黄金第五支队. 1-38.

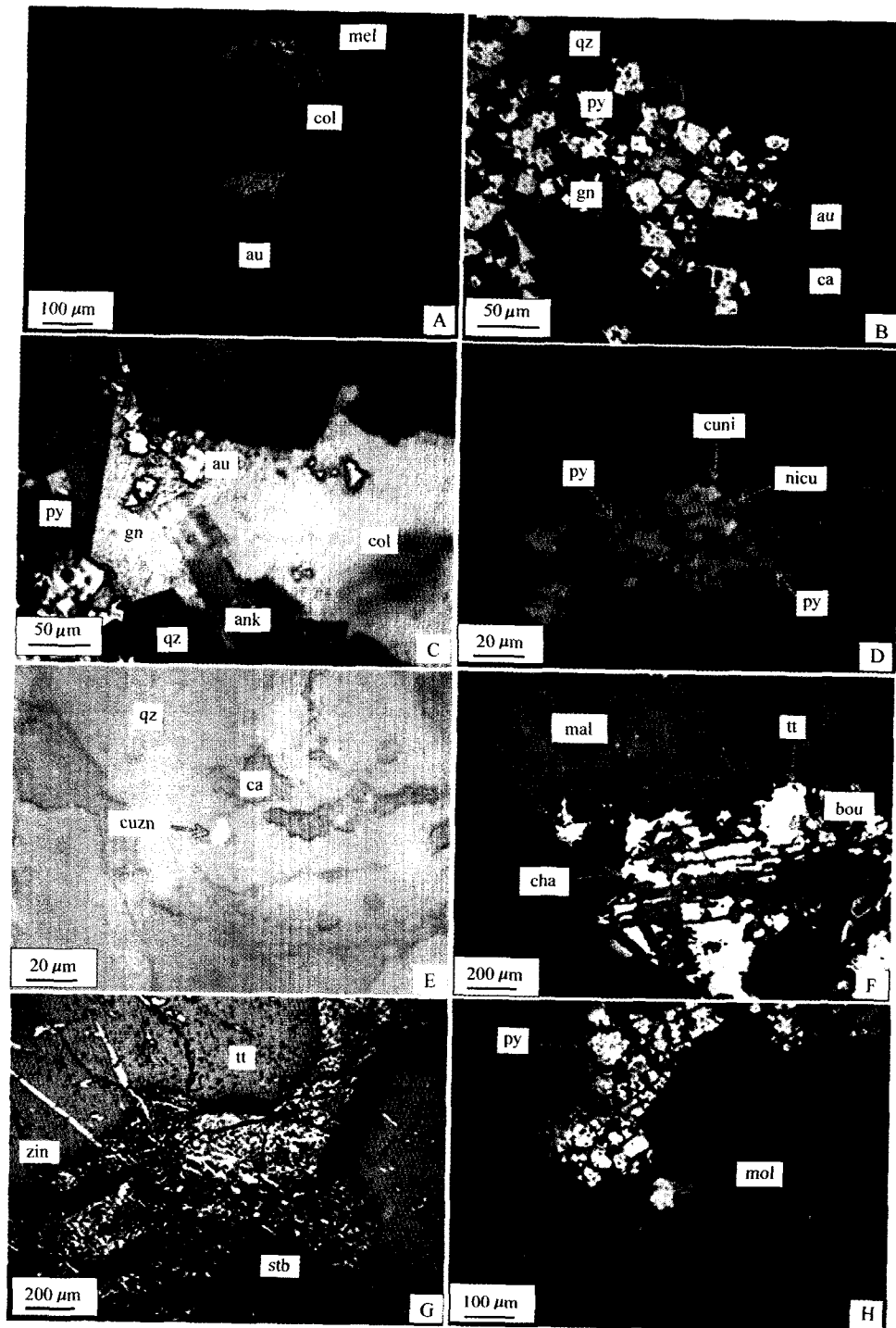


图 2 寨上金矿床中矿石的主要矿物组成(均为单偏光照片)

矿物缩写代号: py—黄铁矿; tt—黝铜矿; gn—方铅矿; stb—辉锑矿; mol—辉钼矿; zin—辉铋铅矿; cha—硫铜铋矿; bou—车轮矿; au—自然金; cuzn—铜锌合金; cuni—铜-镍合金矿物; nicu—镍-铜-锡-锌-铁合金矿物; col—碲汞矿; mel—碲镍矿; mal—孔雀石; qz—石英; ca—方解石; ank—铁白云石

Fig. 2 Mineral assemblage of gold ores in the Zhaishang gold deposit

All microphotographs are under plainlight; py—Pyrite; tt—Tetrahedrite; gn—Galena; stb—Stibnite; mol—Molybdenite; zin—Zinckenite; cha—Chalcostibite; bou—Bournonite; au—Native gold; cuzn—Cu-Zn intermetallic compound; cuni—Cu-Ni intermetallic compound; nicu—Ni-Cu-Sn-Fe-Zn intermetallic compound; col—Coloradoite; mel—Melonite; mal—Malachite; au—Native gold; qz—Quartz; ca—Calcite; ank—Ankerite

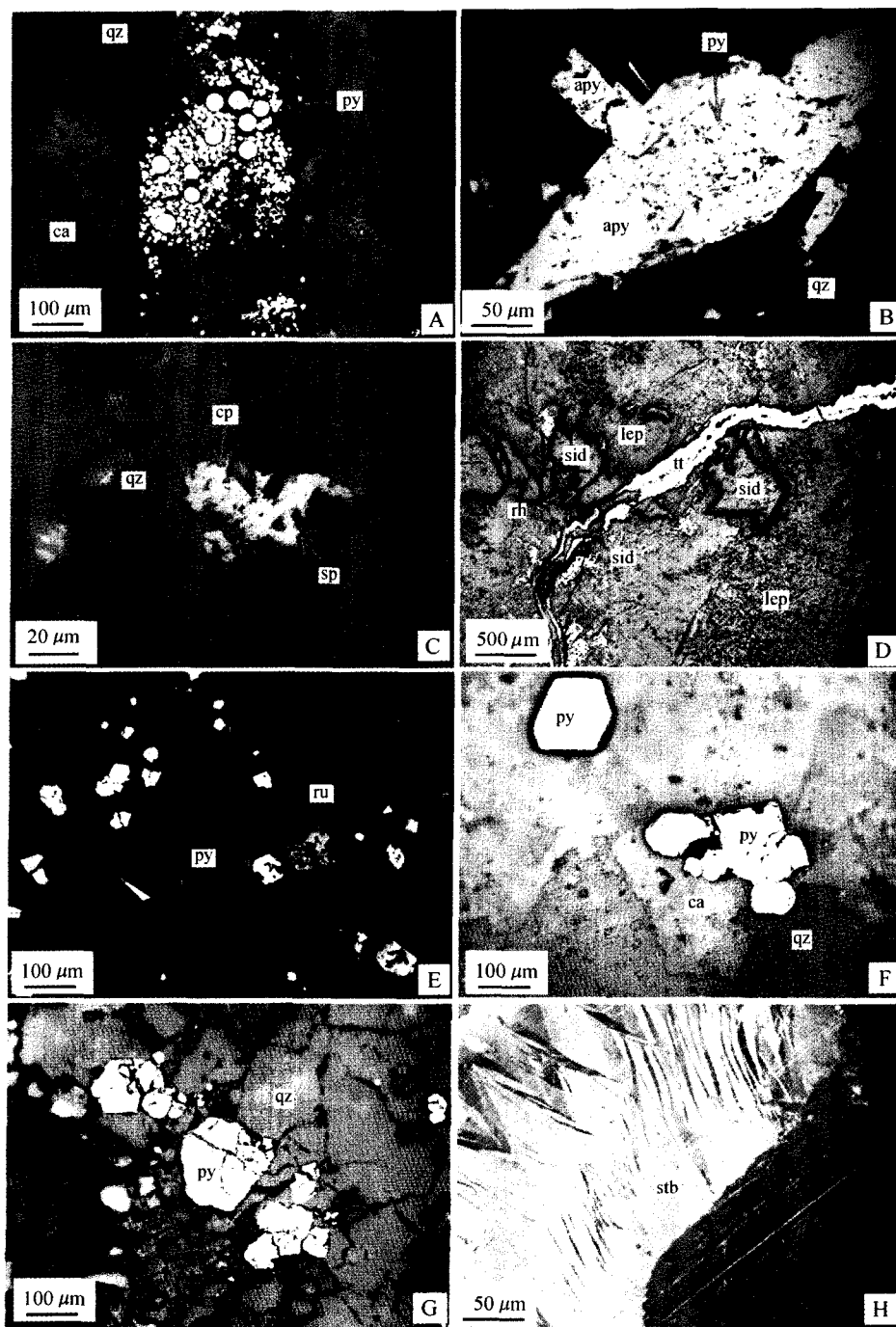


图3 寨上金矿床中的矿石结构(均为单偏光照片)

A. 碳质板岩型金矿石中浸染状黄铁矿呈草莓状结构; B. 金矿石中自形、半自形粒状毒砂中, 包含他形粒状黄铁矿; C. 闪锌矿交代黄铜矿; D. 呈胶状结构的菱锰矿-菱铁矿脉; E. 黄铁矿的显微环带结构; F. 黄铁矿的环边结构; G. 黄铁矿的碎斑结构; H. 辉锑矿的压力雁形双晶结构。矿物缩写代号: apy—毒砂; py—黄铁矿; cp—黄铜矿; sp—闪锌矿; stb—辉锑矿; sid—菱铁矿; rh—菱锰矿; lep—纤铁矿; ru—金红石; qz—石英; ca—方解石

Fig. 3 Characteristic ore textures in the Zhaishang gold deposit

All microphotographs are under plainlight. A. Abundant framboidal pyrite disseminated in carbonaceous slate gold ores; B. Arsenopyrite, together with pyrite, constituting euhedral, subhedral and anhedral granular textures formed as a result of crystallization; C. Sphalerite replacing chalcopyrite; D. Rhodochrosite and siderite aggregate, showing colloidal texture; E. Microscopic girdles texture of pyrite in quartz; F. Ring fibre texture of pyrite in quartz; G. Cataclastic texture of pyrite in quartz; H. En echelon twins of stibnite. apy—Arsenopyrite; py—Pyrite; cp—Chalcopyrite; sp—Sphalerite; stb—Stibnite; sid—Siderite; rh—Rhodochrosite; lep—Lepidocrocite; ru—Rutile; qz—Quartz; ca—Calcite

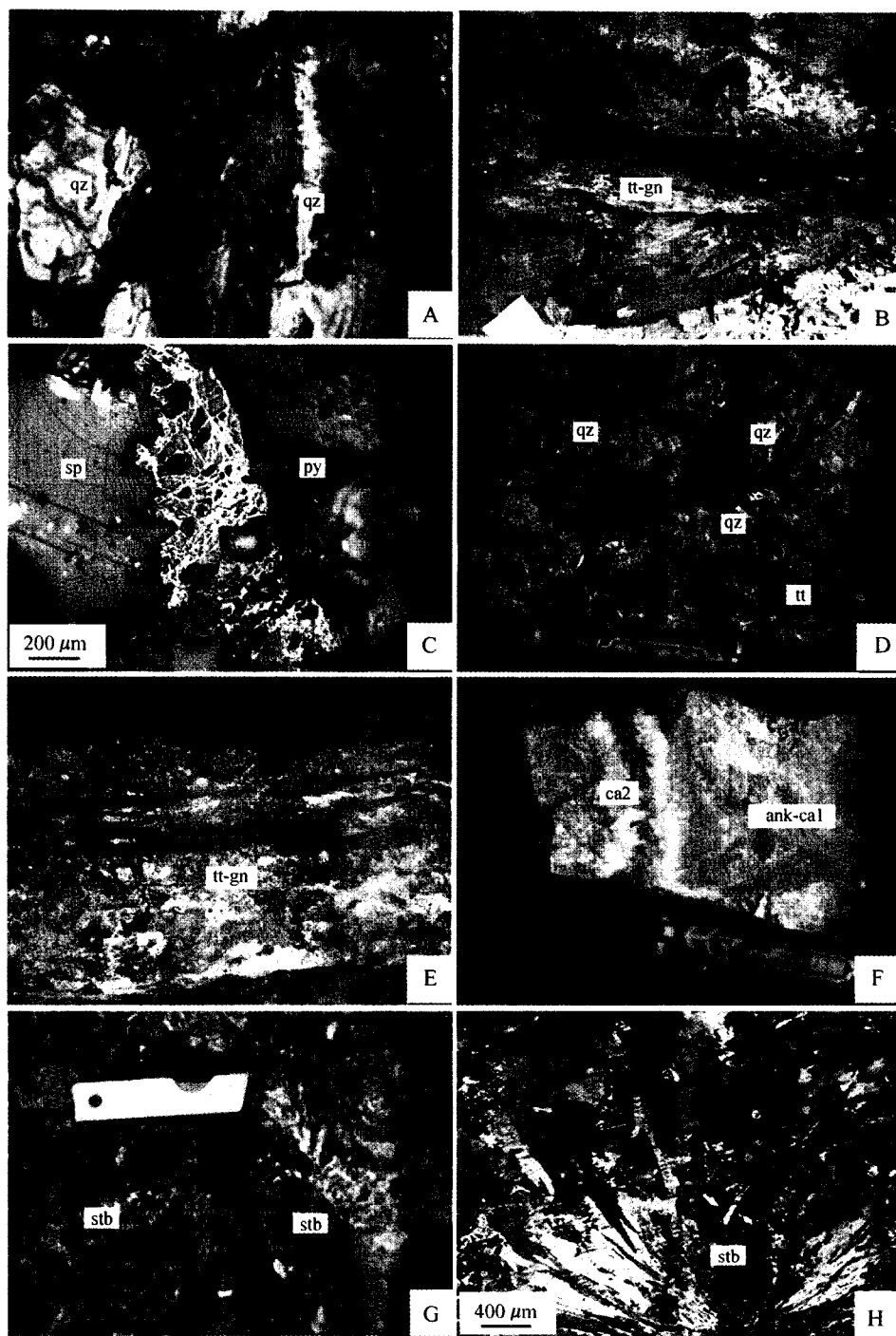


图 4 寨上金矿床中的矿石构造

A. 矿石中石英呈脉状构造; B. 矿石中黝铜矿-方铅矿呈脉状构造; C. 矿石中黄铁矿呈显微细脉状、网脉状构造; D. 矿石中石英、黝铜矿呈角砾状、团块状构造, 并含有浸染状的黄铁矿; E. 矿石中黝铜矿-方铅矿呈块状构造; F. 矿石中铁白云石、方解石胶结围岩角砾以及方解石呈梳状构造; G. 矿石中辉锑矿呈块状、放射状构造; H. 矿石中辉锑矿呈显微放射状构造。矿物缩写代号: py—黄铁矿; tt—黝铜矿; gn—方铅矿; sp—闪锌矿; stb—辉锑矿; qz—石英; ca—方解石; ank—铁白云石

Fig. 4 Characteristic ore structures in the Zhaishang gold deposit

A. Quartz veinlike ore; B. Tetrahedrite-galena veinlike ore; C. Microscopic pyrite veinlet and stockwork ore under plainlight; D. Quartz and stibnite-cemented brecciated and lumpy ore, with disseminated pyrite; E. Tetrahedrite and galena massive ore; F. Ankerite and calcite-cemented breccia ore, containing pectination structure of calcite; G. Stibnite massive and radiating ore; H. Microscopic stibnite radiating ore under plainlight. py—Pyrite; tt—Tetrahedrite; gn—Galena; sp—Sphalerite; stb—Stibnite; qz—Quartz; ca—Calcite; ank—Ankerite

1.5 围岩蚀变

矿区含矿围岩蚀变较弱,围岩蚀变类型主要有硅化、碳酸盐化、黄铁矿化,其次为辉锑矿化、褐铁矿化、高岭石化等。其中与成矿关系密切的是硅化、黄铁矿化和碳酸盐化。

硅化是矿床中最普遍存在的一种热液蚀变,它发育于热液成矿的各个阶段。其主要表现形式有2种:一是以“面状”分布的形式发育于破碎带的岩石中。硅化的岩石或矿石,岩性较坚硬、致密,颜色多为浅灰色、灰白色;二是以脉状、网脉状形式出现,在热液成矿早期表现为脉状、薄层状充填于脆-韧性剪切变形带中,中期呈细脉状沿岩石或矿石微裂隙充填,晚期为细脉、网脉状充填于成矿晚期和后期活动的破碎带内。一般说来,硅化较强烈的地带,金属硫化物发育,矿石组分较复杂,矿化较好;而硅化较弱的地带,金属硫化物较少,矿化较差。

黄铁矿化是区内典型的蚀变。由热液活动形成的黄铁矿常具有增生环带结构,呈自形-半自形浸染状黄铁矿充填于岩石微裂隙中,半自形、他形、团块状黄铁矿多赋存在脆性断裂破碎带中。细粒浸染状黄铁矿与金矿化关系密切,其含量多少与金矿化成正相关,蚀变强弱直接反映了金矿化的强弱。

碳酸盐化在成矿晚期较发育,分布较局限。形成的主要矿物为方解石、铁白云石,具有典型的环带结构。它们主要以浸染状、脉状形式产出,常与自然金颗粒连生在一起。

1.6 成矿期次及成矿阶段

寨上金矿床的成矿过程经历了沉积-成岩作用、中低温热液成矿作用和表生氧化作用等3个成矿期(马星华等,2008;刘家军等,2008a;2008b)。笔者根据热液矿脉的穿插关系与矿物共生组合等特点,又将中低温热液期划分为以下5个成矿阶段:

(1) 少硫化物-石英早阶段(I) 该阶段以形成中细粒自形、半自形的黄铁矿和脉石英为特征。黄铁矿常呈中细粒团块状、浸染状产于同期的石英脉或围岩中,矿化蚀变的黄铁矿粒级一般在0.01~1 mm之间。石英常以规模不等的脉体出现,该阶段矿化较弱,Au仅是初步富集,此类矿石Au含量一般较低,在0.01~0.1 g/t之间;

(2) 含As黄铁矿-毒砂-石英主阶段(II) 以发育细脉状的石英或呈强硅化带,矿石普遍发育细脉状、浸染状的微细粒黄铁矿、毒砂为特征。该阶段黄铁矿颗粒较细,一般小于0.01 mm,有的具有环带结构,常呈五角十二面体晶形产于石英脉中或脉壁。毒砂呈浸染状产于矿石中,颗粒小于0.05 mm,多呈半自形-自形的矛头状、针状。矿化强度一般较高,矿石Au含量多在1~5 g/t之间,部分矿化强烈的地段Au含量可达10 g/t以上;

(3) 多金属硫化物-白钨矿-石英-碳酸盐主阶段(III) 以发育有多种类型的金属硫化物为特征,常见的金属矿物有黄铁矿、辉锑矿、黝铜矿、方铅矿、黄铜矿、硫锑铜矿、辉锑铅矿、车轮矿、自然金、铜蓝、辉钼矿等。该阶段是矿区矿化最强烈

的阶段之一,Au含量一般都较高,多在5 g/t以上,高者达50 g/t;

(4) 少硫化物-碲化物-碳酸盐类(IV) 矿物组合以碲化物、铁白云石、自然金及其他金属互化物为主,方铅矿、闪锌矿等硫化物较少见。具有该类矿物组合的金矿石,Au含量一般在3 g/t以上;

(5) 碳酸盐晚阶段(V) 大量发育碳酸盐脉为此阶段的主要特征,同时见有石英细脉和弱金属矿化。该阶段是整个热液成矿作用的结束期,成矿作用已减弱。该阶段形成的矿石,其Au含量一般较低,多数达不到工业品位。

2 矿床地球化学特征

2.1 稀土元素地球化学

采用ICP-MS分析方法,对矿区42件岩石、矿石和热液矿物的稀土元素含量进行了测定。笔者选择代表性样品的分析结果进行球粒陨石标准化处理(图5)。结果表明,在各类沉积岩(图5A、5B)中,粉砂岩和碳质板岩具有较高的稀土元素总量($123.20 \times 10^{-6} \sim 249.60 \times 10^{-6}$,大多 $> 180.00 \times 10^{-6}$),较高的轻稀土/重稀土元素比值(LREE/HREE=5.57~11.27),模式斜率($(La/Yb)_N = 6.20 \sim 11.36$),轻稀土元素的分馏程度[($La/Sm)_N = 3.37 \sim 4.43$]强于重稀土元素[($Tb/Yb)_N = 1.10 \sim 1.68$],Eu负异常明显($\delta Eu = 0.41 \sim 0.72$),Ce为弱或不明显的负异常($\delta Ce = 0.82 \sim 0.95$);含钙质较高的沉积岩(钙质板岩、钙质砂岩)稀土元素总量($91.60 \times 10^{-6} \sim 135.30 \times 10^{-6}$)较低,具有较高的轻稀土/重稀土元素比值(LREE/HREE=6.1~11.18),模式斜率($(La/Yb)_N = 6.13 \sim 13.90$),轻稀土元素的分馏程度[($La/Sm)_N = 3.52 \sim 4.67$]强于重稀土元素[($Tb/Yb)_N = 1.31 \sim 2.03$],Eu的负异常也较明显($\delta Eu = 0.68 \sim 0.86$),但Ce的负异常不明显($\delta Ce = 0.82 \sim 0.98$);2件灰岩稀土元素总量($30.70 \sim 72.10 \times 10^{-6}$)、轻稀土/重稀土元素比值(LREE/HREE=3.76~5.86)、模式斜率($(La/Yb)_N = 3.92 \sim 7.39$)均低于其他沉积岩,轻稀土元素的分馏程度[($La/Sm)_N = 2.79 \sim 3.77$]虽强于重稀土元素[($Tb/Yb)_N = 1.28 \sim 1.39$],但两者之间的分馏差距明显不如其他沉积岩。灰岩中Eu的异常($\delta Eu = 0.68 \sim 1.01$)差别较大,从异常明显到无异常,而Ce具有明显的负异常($\delta Ce = 0.72 \sim 0.87$)。

矿石和热液矿物具有明显不同的稀土元素配分特征(图5C、5D)。矿石的稀土元素总量($128.30 \times 10^{-6} \sim 210.70 \times 10^{-6}$),较高的轻稀土/重稀土元素比值(LREE/HREE=7.22~11.48),模式斜率($(La/Yb)_N = 8.04 \sim 13.71$),轻稀土元素的分馏程度[($La/Sm)_N = 3.49 \sim 4.58$]强于重稀土元素[($Tb/Yb)_N = 1.22 \sim 1.90$],Eu负异常明显($\delta Eu = 0.45 \sim 0.87$),Ce为弱或不明显的负异常($\delta Ce = 0.86 \sim 1.02$)。这些特征与碳质板岩、粉砂岩所具有的稀土元素特征大体相同,反映了矿石中的稀土元素特征继承了原岩的特点。

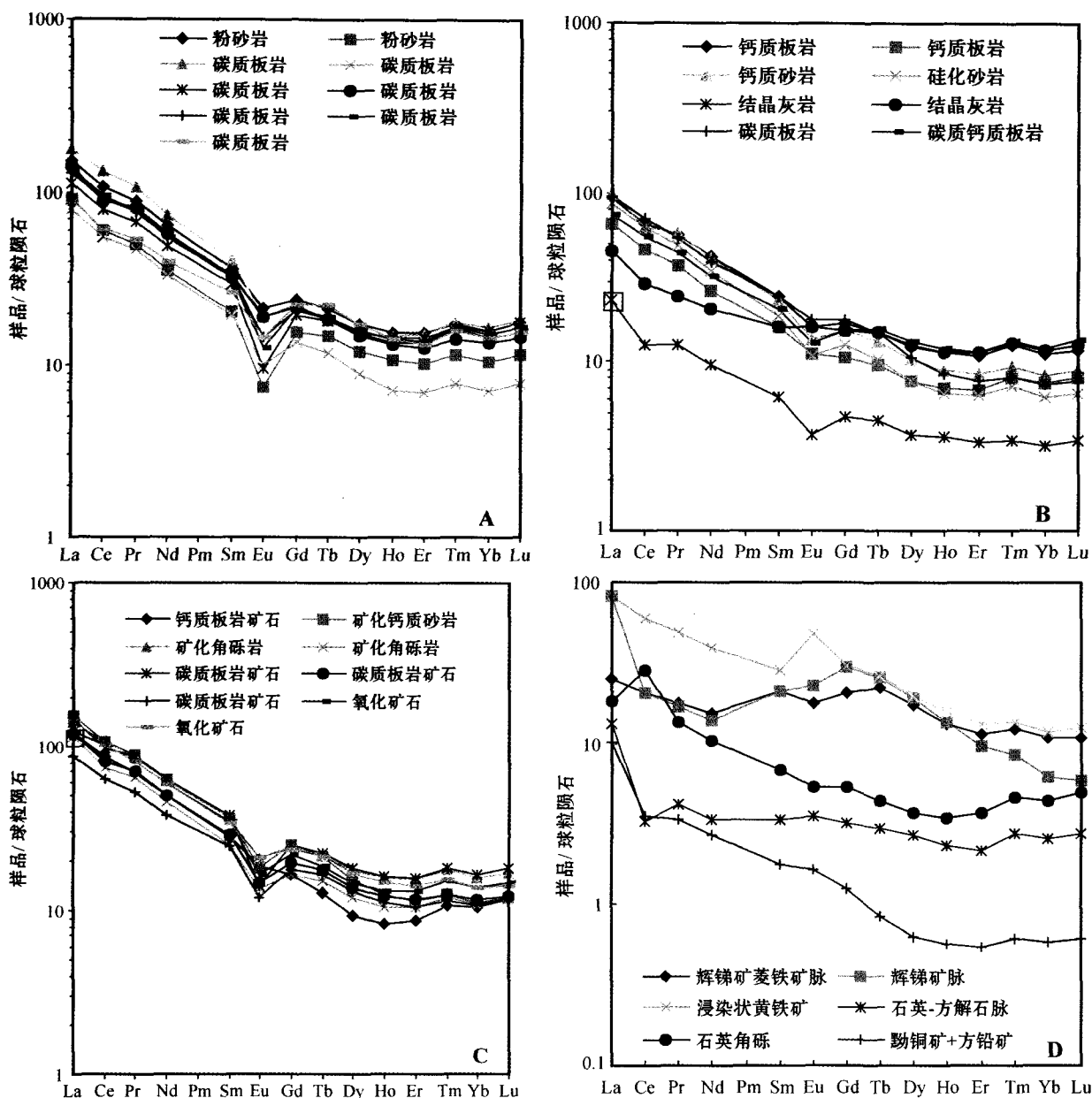


图5 寨上金矿床岩石、矿石和热液矿物稀土元素配分模式

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns of rocks, ores and hydrothermal minerals in the Zhaishang gold deposit

热液矿物的稀土元素总量($9.30 \times 10^{-6} \sim 78.50 \times 10^{-6}$)都较低,仅个别样品的稀土元素总量达到 135.20×10^{-6} 。根据稀土元素变化特点,可将热液矿物按稀土元素配分特征分为3种情况(图5D)。第一种明显富集轻稀土元素($LREE/HREE = 4.92 \sim 9.30$),轻稀土元素的分馏程度[(La/Sm)_N = 2.69~5.68]强于重稀土元素[(Tb/Yb)_N = 1.00~2.27],Ce、Eu均出现中等的负异常到强的正异常的特征($\delta Ce = 0.60 \sim 1.80$, $\delta Eu = 0.87 \sim 1.61$)。其与粉砂岩、碳质板岩、钙质板岩和硅化砂岩所具有的稀土元素配分型式相似,反映稀土元素部分来自围岩。第二种较富集中稀土元素,轻稀土/重稀土元

素比值($LREE/HREE = 2.24 \sim 2.91$)最小、模式斜率[(La/Yb)_N = 2.31~13.37]变化大,轻稀土元素的分馏程度[(La/Sm)_N = 1.18~3.92]弱于重稀土元素[(Tb/Yb)_N = 2.03~4.24],铈、铕具有中等或弱的亏损($\delta Ce = 0.56 \sim 0.88$, $\delta Eu = 0.85 \sim 0.91$),这可能与赋矿岩石中钙质矿物或膏盐的溶解有关。因为膏盐属含钙矿物,而在含钙的矿物中,钙的离子半径与REE中部离子半径相当,致使其主要富集REE系列中部元素(刘英俊等,1984)。因此,具有此种稀土元素配分的热液矿物,其物质来源也与含矿围岩有密切的联系。第三种为平坦或近于平坦型,其轻稀土/重稀土元素比值为3.22,模式斜率

$(La/Yb)_N = 5.17$, 轻稀土元素的分馏程度 $[(La/Sm)_N = 4.03]$ 强于重稀土元素 $[(Tb/Yb)_N = 1.14]$, 铈为强亏损 $(\delta Ce = 0.44)$, 钕出现正异常 $(\delta Ce = 1.09)$ 。具有此种稀土元素特征的矿物, 它的形成可能与在矿区新近发现的辉绿岩脉、闪长岩脉等岩浆活动有直接联系, 说明在成矿过程中有深源流体的加入。

2.2 同位素地球化学

2.2.1 硫同位素

寨上金矿床中热液硫化物主要为黄铁矿、辉锑矿、黝铜矿和方铅矿, 硫酸盐有石膏和重晶石。含矿地层中也含有少量沉积-成岩黄铁矿。矿床中 25 件硫化物、硫酸盐的硫同位素组成结果[其中包含路颜明等(2006)分析的 7 件样品]表明, 矿床 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 $0.20\text{‰} \sim 32.37\text{‰}$, 极差为 32.17‰ , 平均值 7.87‰ , 不具有明显的塔式分布特征(图 6)。

在分析样品中, 2 件沉积-成岩期黄铁矿样品具有较高的 $\delta^{34}S$ 值($27.75\text{‰} \sim 32.37\text{‰}$), 接近或超过中泥盆世海水的 $\delta^{34}S$ 值($20\text{‰} \sim 25\text{‰}$, Claypool et al., 1980)。因此, 沉积-成岩期黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值十分类似于大本(Ohmoto et al., 1979)模式中浅海封闭环境形成硫化物的 $\delta^{34}S$ 变化特征, 表明含矿地层中的黄铁矿也形成于类似的环境。

20 件热液成矿期硫化物、硫酸盐样品的 $\delta^{34}S$ 值变化范围相对较小(图 6), 其中, 黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $3.10\text{‰} \sim 10.32\text{‰}$ (平均 7.13‰ , $n = 9$), 辉锑矿为 $3.00\text{‰} \sim 7.41\text{‰}$ (平均 5.11‰ , $n = 3$), 方铅矿为 $0.20\text{‰} \sim 10.24\text{‰}$ (平均 4.55‰ , $n = 3$), 闪锌矿为 2.31‰ ($n = 1$), 黝铜矿为 $1.35\text{‰} \sim 2.23\text{‰}$ 。2 件热液作用形成的石膏、重晶石的 $\delta^{34}S$ 值也较低(分别为 $0.55\text{‰} \sim 13.23\text{‰}$), 这在热液矿床中是较为少见的。由于在主要成矿阶段中未见硫化物与重晶石、石膏紧密共生的现象, 形成时其溶液中以某一种含硫原子团(H_2S 或 SO_4^{2-})占绝对优势, 因此这些矿物的硫同位素组成基本上能反映热液总硫的同位素组成(刘家军等, 2000; 2004)。故热液矿物的 $\delta^{34}S$ 值的变化区间, 基本上代表了热液流体总硫特征, 即热液硫化物的平均 $\delta^{34}S$ 值(5.50‰)可近似代表成矿热液的 $\delta^{34}S_{SS}$ 。很明显, 热液总硫的 $\delta^{34}S$ 值明显比研究区沉积-成岩黄铁矿的 $\delta^{34}S$

值低得多, 但又高于幔源硫。这一方面可能反映了来自地层硫酸盐中的硫与来自岩浆的硫发生了混合作用, 另一方面也可能与这些矿物的形成温度、pH 值、 $f(O_2)$ 值等因素的变化有密切关系。

一般来说, 当流体中硫交换达到平衡时, 各种主要含硫矿物的平均 $\delta^{34}S$ 值应有如下关系, 黄铁矿 $>$ 闪锌矿 $>$ 方铅矿 $>$ 辉锑矿(Ohmoto et al., 1979)。然而, 寨上硫化物样品中的硫同位素组成并不满足这一关系, 说明硫同位素在各个矿物中未达到平衡状态, 这与矿床中存在成矿流体沸腾作用的现象相吻合(马星华等, 2008)。

2.2.2 铅同位素组成

寨上金矿床矿石中 11 件硫化物的铅同位素组成相当稳定, 其中 $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.9443 \sim 18.1517$, 极差 0.2074 ; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.5733 \sim 15.6392$, 极差 0.0659 ; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.1826 \sim 38.5004$, 极差 0.3178 。它们的变化率分别为 1.16% , 0.42% 和 0.83% 。矿石单阶段铅模式年龄($391 \sim 481$ Ma)变化范围较小, 且主要集中在 $400 \sim 460$ Ma 范围内, 反映了成矿物质来源于含矿地层本身及其下伏地层。在铅构造模式图(图 7)上, 所有样品的投点位于上地壳或下地壳与造山带增长曲线之间, 并呈现良好的线性关系, 其中 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的相关系数 $r = 0.9570$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的相关系数 $r = 0.9843$, 可能反映了地壳源铅与深源铅的混合。在铅源示踪图(朱炳泉, 1998)(图 8)上, 进一步显示出成矿时受到岩浆作用的影响。由此也说明, 成矿作用与矿区新近发现的辉绿岩脉、闪长岩脉等岩浆活动有一定的联系。

2.2.3 碳同位素组成

寨上金矿床热液方解石的碳、氧同位素组成特征显示, $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 为 $-2.08\text{‰} \sim 0.85\text{‰}$, 平均 -0.51‰ , $\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 $11.40\text{‰} \sim 19.84\text{‰}$, 平均 18.32‰ 。已知海相碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 变化范围很小($-1\text{‰} \sim +2\text{‰}$, 平均 0‰ , Keith et al., 1964), $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值一般大于 20‰ ; 深源火成碳酸岩与金刚石的 $\delta^{13}C$ 值大都集中在 $-5\text{‰} \sim \pm 2\text{‰}$, 岩浆成因流体的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为较低的正值($5.0\text{‰} \sim 10.5\text{‰}$), 而且寨上金矿的 $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 和 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值范围介于海相碳酸盐岩和深源碳酸岩之间, 且明显不同于区域上中川花岗岩中方解石的碳、氧同位素组成($\delta^{13}C = -2.37\text{‰}$, $\delta^{18}O = 3.32\text{‰}$, 王爱军等, 2002)。

将热液方解石样品的 $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 和 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值投影于 $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ 图上(图 9), 结果发现, 投影点大部分位于海相碳酸盐岩区域左侧, 个别点在花岗岩区域右侧, 表明矿床中碳的来源主要是由海相沉积碳酸盐岩的溶解作用, 少数具有花岗岩岩浆热液混入的特点。尽管这一结论未考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程, 但总体趋势却极为清楚。

另外, 由于 $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 值变化范围很窄, 而 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值介于 $11.40\text{‰} \sim 19.84\text{‰}$ 之间, 因此样品碳、氧同位素投影点总体上呈近水平方向展布。其产生的原因有: ① CO_2 的脱气作用; ② 流体与围岩之间的水-岩反应(Zheng, 1990; Zheng et al., 1993)。如果碳、氧同位素的分布形式是由 CO_2 的脱气作用所

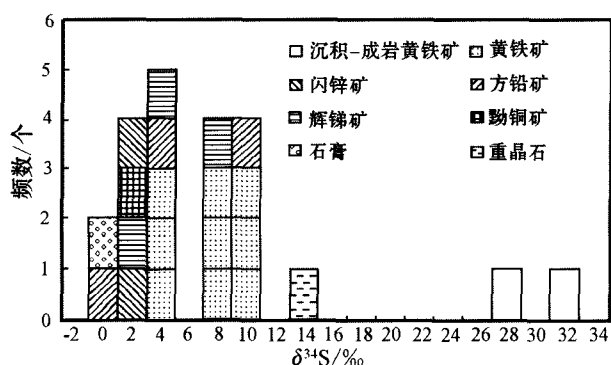


图 6 寨上金矿床硫同位素组成分布图

Fig. 6 Sulfur isotope distribution in the Zhaishang gold deposit

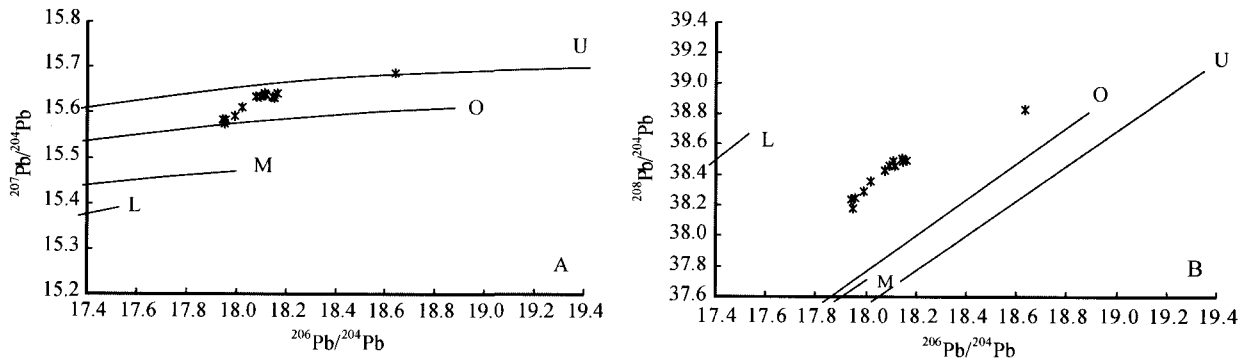


图7 寨上金矿床铅构造模式图(底图据 Doe et al., 1979; Zartman et al., 1981)

U—上地壳铅; O—造山带铅; L—下地壳铅; M—上地幔铅

Fig. 7 Lead isotopic compositions of the Zhaishang ore deposit (lead evolution model after Doe et al., 1979; Zartman et al., 1981)

U—Upper crustal lead; O—Orogenic belt lead; L—Lower crustal lead; M—Upper mantle lead

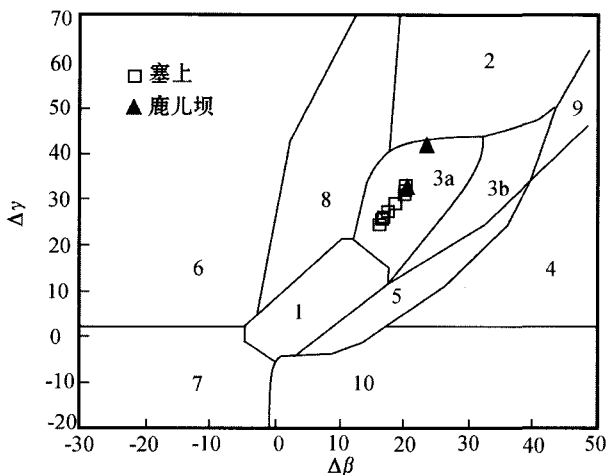


图8 寨上金矿床矿石、围岩铅同位素的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(底图据朱炳泉, 1998)

1—地幔源铅; 2—上地壳源铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a—岩浆作用; 3b—沉积作用); 4—化学沉积型铅; 5—海底热水作用铅; 6—中深变质作用铅; 7—深变质下地壳铅; 8—造山带铅; 9—古老页岩上地壳铅; 10—退变质铅

Fig. 8 Plot of $\Delta\beta$ versus $\Delta\gamma$ for ore and host rock in the Zhaishang gold deposit (base map after Zhu, 1998)

1—Mantle lead; 2—Upper crust lead; 3—Mixed lead between upper crust and upper mantle in the subduction zone (3a—magmatism; 3b—sedimentation); 4—Chemical sedimentation lead; 5—Sea floor hydrothermal deposition lead; 6—Middle-high grade metamorphism lead; 7—High-grade metamorphism lead in lower crust; 8—Orogenic belt lead; 9—Upper crust lead of old shale; 10—Retrograde metamorphism lead

致,则因热液流体一般以 H_2O 为主, CO_2 的去气对流体氧同位素组成的影响并不明显,而对碳同位素组成的影响是显著的,而寨上矿区的 $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 值变化范围很窄。因此, CO_2 的脱

气作用不应是影响方解石等碳酸盐矿物沉淀的主要因素。在热液流体中,方解石的溶解度随温度的降低而升高,随压力的降低而降低。在封闭体系中的单纯冷却不能使方解石从热液流体中沉淀(郑永飞等, 2001),故研究区方解石的沉淀应主要由水-岩反应和温度降低的耦合作用所致。

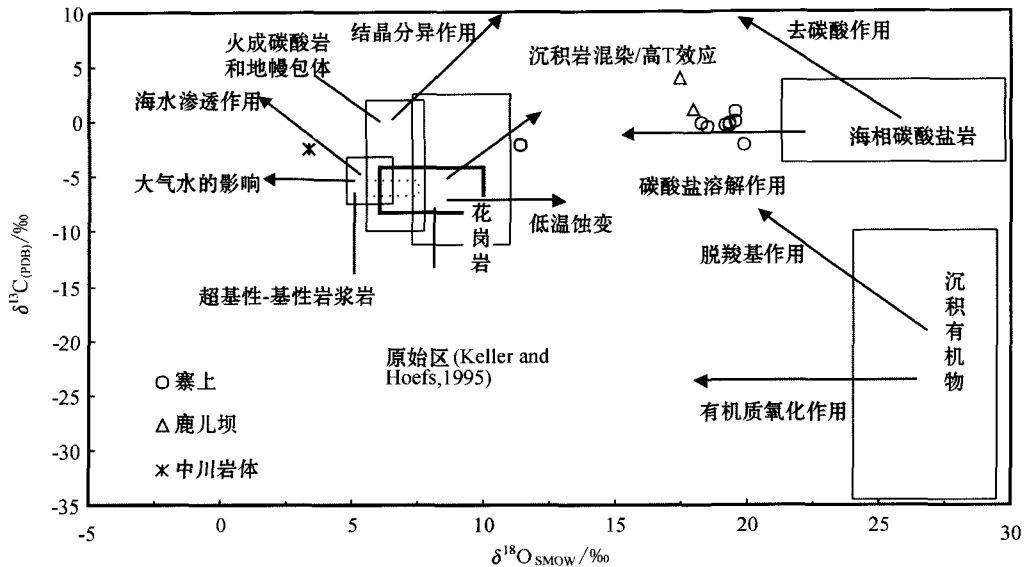
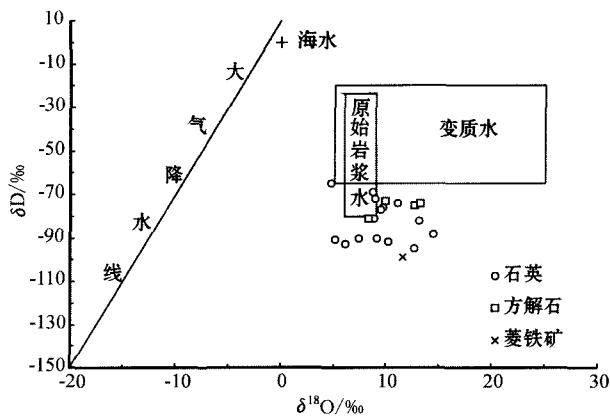
2.2.5 氢、氧同位素组成

对 11 件与矿化有密切联系的石英、方解石和菱铁矿样品的氧及流体包裹体水中的氢进行了测试,并通过各矿物-水氧同位素分馏方程计算出成矿流体的氢、氧同位素组成。同时,文中收集了路颜明等(2006)的分析数据。研究表明,寨上金矿床成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 集中在 $+4.71\text{‰} \sim +14.42\text{‰}$,其范围与区域上一些典型的卡林型金矿床如金龙山($\delta^{18}O_{H_2O} = +4.1\text{‰} \sim +13.7$,张静等, 2002)、马脑壳($\delta^{18}O_{H_2O} = +1.04\text{‰} \sim +12.11\text{‰}$,付绍洪等, 2000;王可勇等, 2004;冯建忠等, 2004)基本一致。寨上金矿成矿流体的 $\delta D_{H_2O-SMOW}$ 值介于 $-73\text{‰} \sim -99\text{‰}$ 之间,也与金龙山金矿床的 δD 值($-63\text{‰} \sim -105\text{‰}$,张静等, 2002)吻合。

在 $\delta^{18}O$ - δD 关系图(图 10)上,大部分样品落于典型岩浆水和变质水之外,少数落于岩浆水区域内,表明成矿流体主要为大气降水补给加热的循环地下水,部分成矿流体可能与岩浆水有关。由于样品的投点主要落于岩浆水区域的下方和右下侧,偏离雨水线较远。这种所谓的“ $\delta^{18}O$ 漂移”现象,反映了大气降水与岩石中氧同位素发生了较强烈的水-岩反应。但总体上看,成矿流体与岩石发生交换时,水/岩比值较小,交换水相对具有较稳定的 $\delta^{18}O$ 值,可变的 δD 值。

2.3 流体包裹体地球化学

对于寨上金矿床中流体包裹体的岩相学和地球化学特征,马星华等(2008)已在有关刊物上进行了详细阐述。笔者根据近两年的野外观察与室内分析,对所获得的新成果简述如下。

图 9 寨上金矿床中方解石和菱铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图解Fig. 9 $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of calcite and siderite from the Zhaishang gold deposit图 10 寨上金矿床成矿流体的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解(底图据 Sheppard, 1986)Fig. 10 $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram of fluid inclusions of the Zhaishang gold deposit (base map after Sheppard, 1986)

2.3.1 流体包裹体岩相学特征

在与矿化有关的石英、方解石等矿物中存在大量原生包裹体。尽管其形态多样,但因寄主矿物的不同而各有差异。如石英中的流体包裹体以椭圆形、圆形、不规则状为主,而在方解石中流体包裹体则以矩形、菱形、三角形居多。包裹体呈孤立、群体或串珠状分布(未切穿寄主矿物颗粒),大小多为 3~25 μm 。在原生包裹体中,液相部分多为无色透明,气相部分因为包裹体成分不同颜色有所变化,盐水包裹体的气泡大多无色透明,有时因为气泡壁对光的折射与全反射作用而呈现灰色或灰黑色。

根据流体包裹体的相态类型和显微测温相变点温度,可

将区内流体包裹体大致分为两大类型:水溶液包裹体,占包裹体总数的 80%~90%,是脉石矿物中普遍发育的包裹体类型,一般为无色,大小从 2 μm 到 25 μm 不等,气相分数多介于 5%~20%。部分水溶液包裹体近纯液相,常与两相流体包裹体共生,另有少数椭圆形、浑圆形以及不规则状的富气相包裹体,气相分数>60%,个体一般<8 μm ,颜色相对较深;含 CO_2 包裹体,在样品中数量相对较少,气相分数一般在 10%~15%之间,形状多为负晶形、椭圆形和不规则状,与水溶液包裹体共生,在石英颗粒中常见。

值得指出的是,笔者在成矿第四阶段样品中发现存在少量的含烃类三相包裹体(图 11)。此类包裹体的形态呈梯形、椭圆形等,大小为 10~20 μm 。由盐水溶液、液态烃、气态烃组成的三相包裹体,具有水油的不混溶性,常发育于重晶石脉中。气相为黑色、褐色,不发荧光或显示弱荧光,液相烃部分为无色或浅褐色,发浅蓝白-蓝白色荧光,液相盐水部分为无色,不发荧光。矿床中烃类包裹体的存在,说明该区曾经有含烃类流体的活动。而地热系统中的有机气体一般仅有微生物作用和沉积岩中干酪根的热解两种成因(Welhan, 1988)。前人研究认为有机质在金属成矿过程中有络合、吸附、阳离子交换和还原等 4 个作用(冉崇英等, 1998; 孙晓明等, 2001)。有机质流体与成矿流体发生化学反应有利于成矿物质的沉淀。

2.3.2 成矿物理化学条件

金矿床中热液矿物包裹体的均一温度为 105~372 $^{\circ}\text{C}$ 、盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.70%~23.11%、密度为 0.71~1.03 g/cm^3 、压力为 23.8~78.1 MPa(表 2)。从成矿早期到晚期,成矿流体的温度、压力有逐渐降低的趋势,且在成矿主阶段(Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ)的温度变化范围较大,但主要集中在 120~240 $^{\circ}\text{C}$ 。成矿流体盐度属于中-低盐度。成矿主阶段(Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ)的盐度

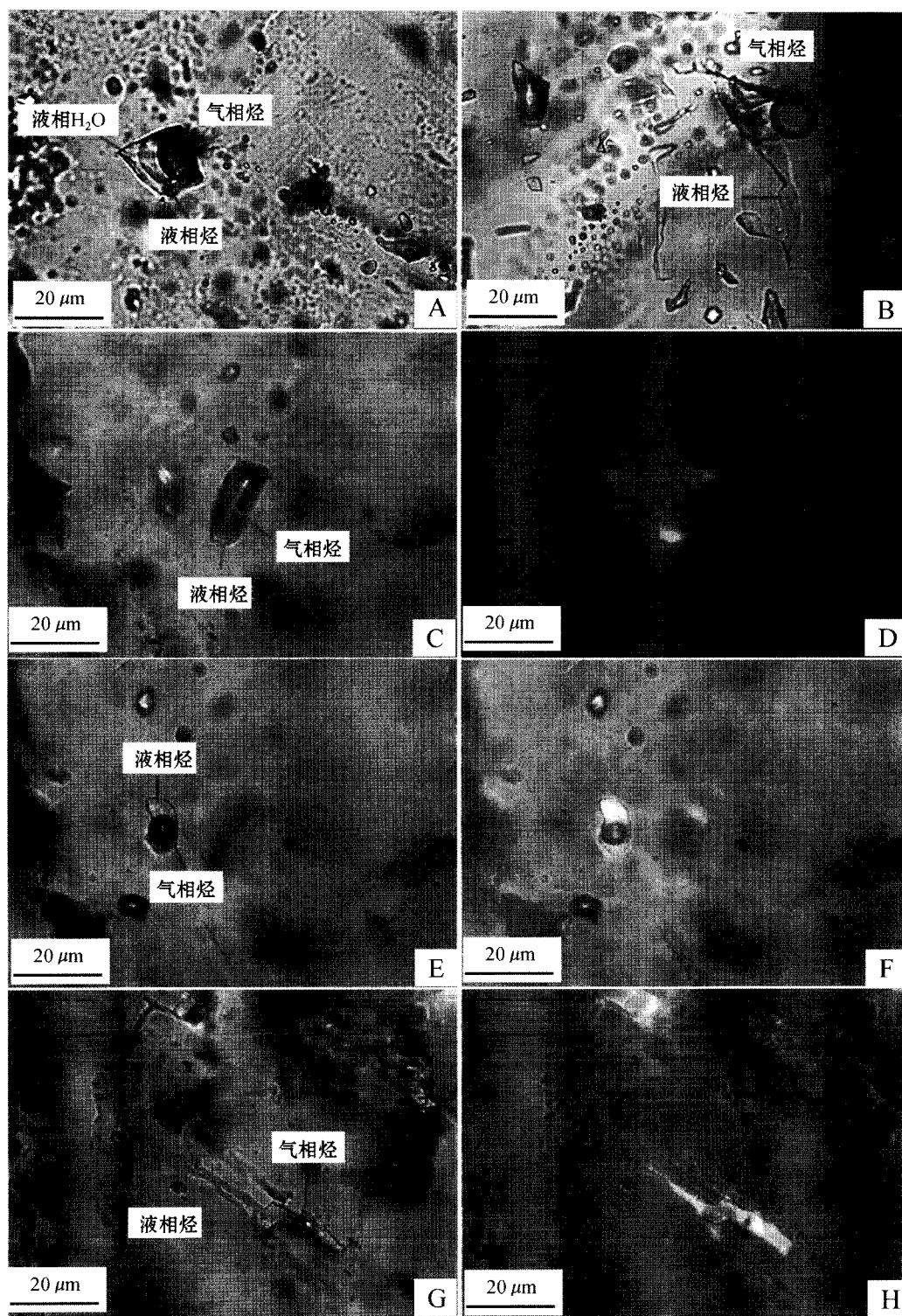


图 11 寨上金矿床重晶石矿物中烃类流体包裹体显微照片

A. 由液相烃、气相烃和水溶液组成的三相包裹体, 透射光, 单偏光; B、C、E、F. 由液相烃、气相烃组成的两相包裹体, 透射光, 单偏光; D、F、H. 分别为 C、E、F 相应区域在荧光显微镜下的图像

Fig. 11 Microphotographs of hydrocarbon fluid inclusions from barite in the Zhaishang gold deposit, Gansu

A. Three-phase inclusion containing aqueous liquid and an immiscible liquid hydrocarbon surrounding the vapor bubble, under transmitted light; B, C, E, F. Two-phase hydrocarbon inclusion, under transmitted light; D, F, H. The same field of view as part (C), (E) and (F), respectively, showing the hydrocarbon fluid inclusions under incident UV light

表 2 寨上金矿床各阶段成矿流体的物理性质

Table 2 Microthermometric data, salinity, density, and trapping pressure in the Zhaishang gold deposit, Gansu

热液期次、阶段	$t_h/^\circ\text{C}$	$t_m/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$	$\rho/(\text{g}/\text{cm}^3)$	p/MPa	寄主矿物
少硫化物-石英早阶段(I)	216~372 (292, n=22)	-3.0~-1.2 (-2.1, n=22)	2.13~4.90 (3.55, n=22)	0.80~1.03 (0.94, n=22)	72.5~78.1 (76.4, n=22)	石英
含 As 黄铁矿-毒砂-石英主阶段(II)	131~293 (193, n=45)	-10.4~-1.6 (-2.7, n=23)	0.70~8.14 (4.49, n=23)	0.85~0.96 (0.93, n=15)	38.9~52.9 (51.3, n=15)	石英
多金属硫化物-白钨矿-石英-碳酸盐主阶段(III)	113~368 (186, n=38)	-5.9~-0.1 (-3.2, n=24)	0.18~9.08 (5.26, n=24)	0.71~0.99 (0.93, n=24)	23.8~51.2 (49.9, n=24)	石英
	92~278 (198, n=30)	-6.1~-0.1 (-2.6, n=20)	0.18~9.34 (4.34, n=20)	0.79~0.97 (0.88, n=20)	25.3~54.5 (52.5, n=20)	方解石
少硫化物-碲化物-石英-碳酸盐主阶段(IV)	106~288 (155, n=99)	-25.6~-0.4 (-7.3, n=72)	0.70~23.11 (10.73, n=73)	0.84~1.03 (0.96, n=73)	31.2~53.5 (42.9, n=73)	石英
	136~228 (159, n=28)	-14.2~-2.3 (-4.7, n=19)	5.56~17.96 (7.59, n=18)	0.89~0.98 (0.95, n=18)	42.8~44.5 (43.5, n=18)	方解石
	140~194 (162, n=16)	-23.2~-3.1 (-16.4, n=6)	5.11~22.52 (18.89, n=6)	0.94~1.00 (0.97, n=6)	43.4~45.5 (45.3, n=6)	铁白云石
	144~197 (156, n=27)	-7.1~-1.4 (-4.5, n=11)	2.41~10.61 (7.17, n=11)	0.92~0.97 (0.96, n=11)	39.3~43.1 (42.5, n=11)	方解石
碳酸盐晚阶段(V)	168~197 (183, n=6)	—	—	—	—	石英
	105~194 (158, n=19)	-3.4~-0.8 (-2.3, n=14)	1.40~5.56 (3.87, n=14)	0.90~0.96 (0.93, n=14)	36.9~42.6 (41.6, n=14)	重晶石

注:表中除少硫化物-石英早阶段(I)、含 As 黄铁矿-毒砂-石英主阶段(II)中的部分数据综合了马星华等(2008)的测试结果外,其他均为新测试的数据。“—”表示未测。

值高于成矿早阶段(I)、晚阶段(V),尤其是在少硫化物-碲化物-石英-碳酸盐主阶段(IV),流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 可高达 25.95%,其平均盐度值也明显高于另外两个成矿主阶段(II、III)。成矿流体密度变化于 $0.71 \sim 1.03 \text{ g}/\text{cm}^3$,以 $0.85 \sim 0.98 \text{ g}/\text{cm}^3$ 最为集中。

由于样品中存在不同相态类型包裹体共生的包裹体群,且在均一测温过程中,包裹体达到均一相态时,有部分包裹体均一至气相(马星华等,2008)。同时,在部分流体包裹体中存在均一温度与盐度呈负相关性的现象。据此推断,寨上金矿床的成矿流体在成矿期很可能发生过沸腾作用或者是相分离。

2.3.3 成矿流体成分

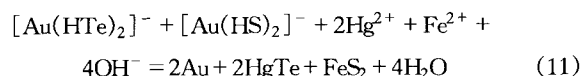
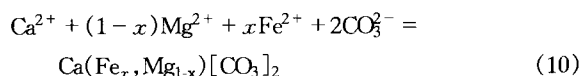
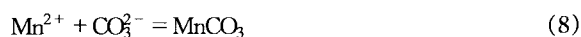
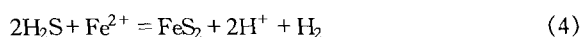
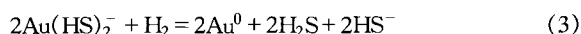
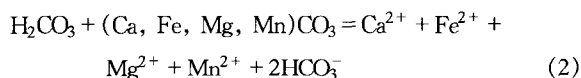
流体包裹体中气、液相成分结果表明(马星华等,2008),成矿流体中阳离子以 Na^+ 和 Ca^{2+} 为主,其次是 K^+ ,基本上不含 Mg^{2+} , Na^+/K^+ 比值 >1 , $\text{Na}^+/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 比值 $0.5 \sim 2.0$; 阴离子以 Cl^- 或 SO_4^{2-} 为主,并含有 NO_3^- , F^- 含量较低,其中 SO_4^{2-} 和 Cl^- 离子含量高于其他阴离子 $1 \sim 2$ 个数量级,两者含量在不同矿脉中表现出不同的优势特征;气相成分除 H_2O 以外,以 CO_2 、 N_2 、 CH_4 为主,含少量的 C_2H_2 、 C_2H_4 、 C_2H_6 等碳氢化合物,这与激光拉曼光谱结果基本一致(马星华等,2008)。根据气相成分计算得到的氧化还原参数值为 $0.004 \sim 0.044$ 。成矿流体可用“盐水- CO_2 - CH_4 ”热液体系来表示。

3 成矿机制分析

寨上金矿床中稳定同位素组成和流体包裹体特征表明,成矿热液流体具有大气降水补给加热的循环地下水和富有机质流体的特征,同时可能有深源流体的混入。构造热效应和地热梯度是驱动流体活化迁移的主要因素。泥盆系和二叠系一套含金量较高的含矿地层为金的预富集和成矿期流体与围岩的物质交换奠定了基础,本区特有的构造背景对成矿起到积极作用,构造变形不但提供了构造热,而且为成矿提供了良好的空间。成矿流体与围岩发生充分的物质交换后,运移到裂隙发育部位,并因为不同流体(加热循环的含矿热卤水、富有机质流体及可能的岩浆水)的混合和围压突然降低,使成矿物质沉淀富集。寨上金矿的成矿流体多期次活动,并且在成矿主阶段伴随有局部的沸腾作用。流体沸腾作用可能与区内较为频繁的构造活动密切相关,压力突变是引起流体沸腾的主要因素。热液条件的改变使金属硫化物和金大规模析出、沉淀,是成矿作用的重要转折。

在卡林型金矿床中,不可见金和极细颗粒金(纳米级)是金的两种重要存在形式(Arehart, 1996; Hofstra et al., 2000)。寨上金矿床中金元素的分布特征与自然金颗粒的存在,反映出金在不同成矿阶段的富集特点:在成矿早阶段,由于成矿流体 $f(\text{S}_2)$ 较高, $f(\text{O}_2)$ 较低(马星华等,2008),

不仅有利于大量硫化物的形成,而且有利于金以 Au^+ 形式进入含砷黄铁矿的结构中形成固溶体金而“不可见”。随着成矿作用的进行和大量硫化物的沉淀,使成矿流体中的 $f(\text{S}_2)$ 不断降低, $f(\text{O}_2)$ 、 $f(\text{Te}_2)$ 相对较高,这时形成的硫化物相对较少,更有利于碲化物、含氧盐类等矿物的形成。同时,在早期 Au-As 发生共沉淀形成的固溶体金可能从中“出溶”(张复新等, 1999),而形成了包裹在早世代含砷黄铁矿内部的细粒自然金颗粒。但一些聚集在晚世代含砷黄铁矿表面或边缘的较粗粒自然金颗粒,其形成时间明显晚于含砷黄铁矿的形成时间。这种现象被解释为热液中金发生过饱和的结果(Su et al., 2008; 张弘弢等, 2008)。已有实验研究结果表明,在中性至弱酸性、富硫的热液系统中, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 是 Au 的主要迁移形式(Seward, 1973)。当热液中 $f(\text{Te}_2)/f(\text{S}_2)$ 比值达到 $10^{-4} \sim 10^{-5}$ 时,热液中金主要以碲络合物 $[\text{Au}(\text{HTe})_2]^-$ 形式运移(Plotinskaya et al., 2006; Mikulski, 2005)。对寨上流体包裹体特征研究(马星华等, 2008)表明,含矿流体中含有一定量的 CO_2 , Fe 含量极低,说明成矿流体呈弱酸性、不含铁。因此,矿床中硫化物(含砷黄铁矿)中的 Fe 很可能来源于地层本身,特别是含矿岩中含铁碳酸盐溶解而释放的 Fe。溶解 Fe 的大量硫化物(含砷黄铁矿)可以使热液中 Au 过饱和而导致自然金的聚集,其形成过程的化学反应式如下:



根据寨上金矿床的产出特征、矿物共生组合特点,尤其是金矿石中存在自然金与铁白云石、含砷黄铁矿等密切共生的现象,可将矿石中显微自然金的形成过程解释为:① 含矿热液的弱酸性使赋矿岩石中的含 Fe、Mn 碳酸盐溶解,释放 Fe、Ca、Mg、Mn 而进入含矿热液体系(反应 1、2);② 溶解 Fe 的大量硫化物,以及溶解 Fe、Ca、Mg、Mn 又与 CO_3^{2-} 结合形成方解石、菱铁矿、菱锰矿、白云石和铁白云石脉等,导致含矿热液中 Au 的过饱和而发生沉淀,形成自然金颗粒,并与含砷黄

铁矿、铁白云石等矿物密切共生(反应 3~10);③ 在成矿流体中 $f(\text{S}_2)$ 降低, $f(\text{Te}_2)/f(\text{S}_2)$ 比值较高时,金以碲金络合物 $[\text{Au}(\text{HTe})_2]^-$ 形式进行迁移。由于成矿流体 pH 值的增大以及温度、压力等因素的变化, $[\text{Au}(\text{HTe})_2]^-$ 的稳定性被破坏,金发生沉淀(反应 11)。

因此,赋矿围岩中含 Fe 碳酸盐矿物溶解释放 Fe 以及溶解 Fe 的大量硫化物,既是寨上金矿床中存在显微镜见自然金的最重要因素,又是金沉淀富集的有利条件。

4 结 论

(1) 寨上金矿床中矿物组成相当丰富,既有大量硫化物、硫酸盐、氧化物及含氧盐类矿物,又有碲化物、自然金属及多金属互化物等。矿石中矿物种类较多、组成较复杂以及存在显微自然金,成为寨上金矿床的特色。

(2) 对矿石和矿物中稀土元素配分特征以及各种同位素(碳、铅、硫、氧和氢)组成研究表明,成矿金属物质来自赋矿岩石和下伏地层,并有深部物质的参与。成矿溶液主要来自大气降水补给的加热循环地下水,矿化和蚀变作用是在水/岩比值较低的体系中的进行的。

(3) 赋矿围岩中含 Fe 碳酸盐矿物溶解释放 Fe 以及溶解 Fe 的大量硫化物,是寨上金矿床中存在显微镜见自然金的最重要因素和金沉淀富集的有利条件。成矿热液为中低温、低盐度和低密度的流体,活化的原始热液经充分萃取围岩物质演化为富矿流体,压力释放发生沸腾作用在有利位置卸载金而成矿。构造活动能够提供构造热、流体迁移及物质沉降空间、创造压力突变等有利条件。

志 谢 谨以此文祝贺翟裕生院士 80 华诞和从事地质工作 60 周年,衷心祝愿他老人家健康长寿,继续带领我们后辈不断创新,将成矿系统理论研究推向一个新的高度! 作者在野外工作中得到中国人民武装警察部队黄金第五支队的王增涛、郭红乐、刘霞等同志的大力支持,在此表示衷心感谢!

References

- Arehart G B. 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted gold deposits: a review[J]. *Ore Geology Review*, 11: 383-403.
- Chen Y J, Zhang J, Zhang F X, Franco P and Li C. 2004. Carlin and Carlin-like gold deposits in western Qinling Mountains and their metallogenic time, Tectonic setting and model[J]. *Geological Review*, 50(2): 134-152. (in Chinese with English abstract).
- Claypool G E, Holser W T, Kaplan I R, Sakai H and Zak I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation[J]. *Chemical Geology*, 28: 199-260.

- Doe B R and Zartman R E. 1979. Plumbotectonics[A]. In: Barnes H, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[M]. New York: John Wiley and Sons. 22-66.
- Feng J Z, wang D B, Wang X M and Shao S C. 2004. Stable isotope geochemistry of three typical gold deposits in the west Qinling[J]. *Geology in China*, 31(1): 78-83 (in Chinese with English abstract).
- Fu S H and Wang P. 2000. Study of fluid inclusions and the constraint for ore-forming conditions of gold deposit at Manaoke, northwestern Sichuan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 569-574 (in Chinese with English abstract).
- Hofstra A H and Cline J S. 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits[J]. In: Hagemann S G, Brown P E, eds. *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology*, 13: 163-220.
- Keith M L and Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1787-1816.
- Keller J and Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai[A]. In: Bell K, Keller J, ed. *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*[M]. Berlin: Springer. 113-123.
- Liu G Z, Zheng W J, Liao Y F, et al. 2006. Geology survey report of the Zhaishang gold deposit, Min County, Gansu Province[R]. No. 5 Gold Geological Party of Chinese Armed Police Force, 1-38.
- Liu J J, Li C Y, Pan J Y, Hu R Z, Liu Y P and Zhang Q. 2000. Isotopic geochemistry of copper deposits in sandstone and shale of Lanping-Simaobasin, western Yunnan[J]. *Mineral Deposits*, 19(3): 223-234 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, He M Q, Li Z M, Liu Y P and Li C Y. 2004. The oxygen and carbon isotopic geochemistry and its significance in Baiyangping silver-copper polymetallic metallogenic concentration area, Lanping basin[J]. *Mineral Deposits*, 23(1): 1-10 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Liu G Z, Liao Y F, Zheng W J, Yue L X, Hua S G, Mao G J and Wu S H. 2008a. Discovery and significance of scheelite orebodies in the Zhaishang gold deposit, southern Gansu[J]. *Geology in China*, 35(6): 1057-1064 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Mao G J, Ma X H, Li L X, Guo Y Q and Liu G Z. 2008b. Discovery of Cu-Ni-Zn-Sn-Fe intermetallic compound and S-bearing alloy in the Zhaishang gold deposit, southern Gansu Province and its geological significance[J]. *Science in China (Series D)*, 51(6): 769-777 (in Chinese).
- Liu J M and Liu J J. 1997. Basinal fluid genetic model of fine disseminated gold deposits in the Golden Triangle area between Yunnan, Guizhou and Guangxi[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 17: 448-456 (in Chinese with English abstract).
- Liu X H, Yu L, Zhang F X, Liu S and Hua S G. 2005. Geological features and genetic analysis of Zhaishang gold deposit, Min County, Gansu[J]. *Northwestern Geology*, 38(4): 45-53 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y J, Cao L M, Li Z L, Wang H N, Chu T Q and Zhang J R. 1984. *Element geochemistry*[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 244-257 (in Chinese).
- Lu Y M, Li H G, Chen Y G, Zhang G L and Li Z H. 2006. Geological and geochemical features and origin of Zhaishang gold deposit in the Min County, Gansu[J]. *Geology and Prospecting*, 42(4): 25-31 (in Chinese with English abstract).
- Ma X H, Liu J J, Li L X, Mao G J and Guo Y Q. 2008. The Zhaishang gold deposit in Gansu Province: characteristics, evolution of ore-forming fluids and their metallogenic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2069-2078 (in Chinese with English abstract).
- Mikulski S Z. 2005. The telluride mineralization event(s) within the late-variscan gold deposits in the western Sudetes (NE part of the Bohemian massif, SW Poland) [M]. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, Springer. 2, 1415-1418.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotope of sulfur and carbon[A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[M] (2nd). New York: John Wiley and Sons, 509-567.
- Plotinskaya O Yu, Kovalenker V A, Selmann R, et al. 2006. Te and Se mineralogy of the high-sulfidation Kochbulak and Kairagach epithermal gold telluride deposits (Kurama Ridge, Middle Tien Shan, Uzbekistan) [J]. *Mineralogy and Petrology*, 87: 187-207.
- Ran C Y, Zhang Z J and Zhuang H P. 1998. Geochemistry of the associated copper, saline and organic deposits in the Chuxiong Basin, Yunnan, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 25(2): 241-245. (in Chinese with English abstract).
- Seward T M. 1973. The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 370-399.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[A]. In: Valley J W, Taylor H P Jr., O'Neil J R, eds. *Stable isotopes in high temperature geological processes*[C]. Reviews in Mineralogy, 16: 165-183.
- Su W C, Xia B, Zhang H T, Zhang X C and Hu R Z. 2008. Visible gold in arsenian pyrite at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China; Implications for the environment and processes of ore formation[J]. *Ore Geology Reviews*, 33: 667-679.
- Sun X M, Norman D I, Sun K, Chen J D and Chen B H. 2001. Light hydrocarbon composition of fluid inclusions and its constraints on ore genesis: A Case study of the songxi Ag (Sb) deposit, Eastern Guangong[J]. *Mineral Deposits*, 20(1): 15-22 (in Chinese with English abstract).
- Wang A J and Chen Y. 2002. Geochemical characteristics of gold carrying minerals of Liba type gold deposit in Zhongcuan region of Li County, Gansu Province and its metallogenic significance[J]. *Mineral Resource and Geology*, 16(5): 297-301 (in Chinese with English abstract).

- Wang K Y, Yao S Z, Yang Y C and Dai J Z. 2004. Geological characteristics and origin of Manaoke fine-grained disseminated gold deposit in northwestern Sichuan Province[J]. *Mineral Deposits*, 23(41): 494-501 (in Chinese with English abstract).
- Welhan J A. 1988. Origin of methane in hydrothermal system[J]. *Chemical Geology*, 71: 183-198.
- Yang X H and Zheng Z Y. 2003. Gold anomaly analysis of the Zhaishang gold area, Gansu[J]. *Gold Geology*, 9(3): 65-68 (in Chinese with English abstract).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zhang H T, Su W C, Tian J J, Liu Y P, Liu J Z and Liu C Q. 2008. Occurrence of gold in the Shuiyingdong Carlin-type gold deposit, Guizhou[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(1): 17-24 (in Chinese with English abstract).
- Zhang F X, Ma J Q and Chen Y J. 1999. Geochemistry of gold and arsenium in Qinling Carlin-type gold deposits[J]. *Geochemistry*, 28(5): 453-463 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J, Chen Y J, Zhang F X and Li C. 2002. Geochemical study of ore fluid in Jinlongshan Carlin-type gold ore belt in southwestern Shaanxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 21(3): 283-291 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcites[J]. *Mineralium Deposita*, 28: 79-89.
- Zheng Y F. 2001. The modeling of stable isotopic system and application for ore deposit geochemistry[J]. *Mineral Deposits*, 20: 57-70 (in Chinese with English abstract).
- Zhu B Q. 1998. Theory and application of isotopic system in earth sciences: Concurrently discussing crust-mantle evolution of Chinese continent[M]. Beijing: Science Press. 1-330 (in Chinese).
- 陈衍景, 张 静, 张复新, Franco P, 李 超. 2004. 西秦岭地区卡林一类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式[J]. *地质论评*, 50(2): 134-152.
- 冯建忠, 汪东波, 王学明, 邵世才. 2004. 西秦岭三个典型金矿床稳定同位素地球化学特征[J]. *中国地质*, 31(1): 78-83.
- 付绍洪, 王 苹. 2000. 川西北马脑壳金矿床流体包裹体研究及对成矿条件的制约[J]. *岩石学报*, 2000, 16(4): 569-574.
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 胡瑞忠, 刘显凡, 张 乾. 2000. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. *矿床地质*, 19(3): 223-234.
- 刘家军, 何明勤, 李志明, 刘玉平, 李朝阳, 张 乾, 杨伟光, 杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. *矿床地质*, 23(1): 1-8.
- 刘家军, 刘光智, 廖延福, 郑卫军, 岳连雄, 华曙光, 毛光剑, 吴胜华. 2008a. 甘肃寨上金矿床中白钨矿体的发现及地质特征[J]. *中国地质*, 35(6): 1057-1064.
- 刘家军, 毛光剑, 马星华, 李立兴, 郭玉乾, 刘光智. 2008b. 甘肃寨上金矿床中 Cu-Ni-Zn-Sn-Fe 多金属互化物、S 合金矿物的发现及其地质意义[J]. *中国科学(D辑)*, 38(4): 414-423.
- 刘新会, 于 岚, 张复新, 刘 爽, 华曙光. 2005. 甘肃岷县寨上金矿床地质特征及成因初探[J]. *地质与勘探*, 38(4): 45-53.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 1984. 元素地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 194-215.
- 路彦明, 李汉光, 陈勇敢, 张国利, 张玉杰, 李振华. 2006. 甘肃岷县寨上金矿地质地球化学特征及成因[J]. *地质与勘探*, 42(4): 25-31.
- 马星华, 刘家军, 李立兴, 毛光剑, 郭玉乾. 2008. 甘肃寨上金矿床成矿流体性质与成矿作用探讨[J]. *岩石学报*, 24(9): 2069-2078.
- 冉崇英, 张智筠, 庄汉平. 1998. 楚雄盆地铜、膏盐、有机矿床组合地球化学[J]. *成都理工学院学报*, 25(2): 241-245.
- 孙晓明, Norman D I, 孙 凯, 陈敬德, 陈炳辉. 2001. 流体包裹体轻烃有机气体组成及对矿床成因的制约——以嵩溪大型银(锑)矿为例[J]. *矿床地质*, 20(1): 15-22.
- 王爱军, 陈 斌. 2002. 甘肃省礼县中川地区李坝式金矿床载金矿物地球化学特征及矿床成因意义[J]. *矿产与地质*, 16(5): 297-301.
- 王可勇, 姚书振, 杨言辰, 代军治. 2004. 川西北马脑壳微细浸染型金矿床地质特征及矿床成因[J]. *矿床地质*, 23(4): 494-501.
- 杨秀华, 郑振云. 2003. 甘肃寨上金矿区金异常评价[J]. *黄金地质*, 9(3): 65-68.
- 张复新, 马建秦, 陈衍景. 1999. 秦岭卡林型金矿床金、砷地球化学探讨[J]. *地球化学*, 28(5): 453-463.
- 张弘骏, 苏文超, 田建吉, 刘玉平, 刘建中, 刘川勤. 2008. 贵州水银洞卡林型金矿床金的赋存状态初步研究[J]. *矿物学报*, 28(1): 17-24.
- 张 静, 陈衍景, 张复新, 李 超. 2002. 陕西金龙岗卡林型金矿带成矿流体地球化学研究[J]. *矿床地质*, 21(3): 283-291.
- 郑永飞. 2001. 稳定同位素体系理论模型及其矿床地球化学应用[J]. *矿床地质*, 20(1): 57-70.
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用-兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社. 1-330.

附中文参考文献