

文章编号:0258-7106(2006)03-0215-16

上黑龙江盆地金矿床地质特征及成因探讨*

武广^{1,2}, 孙丰月¹, 朱群², 李之彤², 丁清峰¹, 李广远²,
庞庆帮², 王宏博²

(1 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2 沈阳地质矿产研究所, 辽宁 沈阳 110032)

摘要 上黑龙江盆地是近年来发现的重要岩金成矿区, 文章对该区的砂宝斯、老沟等矿床进行了详细的野外调查和矿床地质特征研究, 通过流体包裹体均一温度、包裹体成分群体分析、单个包裹体激光拉曼探针分析和 H、O、S、Pb 同位素研究, 对金矿的成矿作用进行了深入探讨。研究表明, 矿石中硫化物以黄铁矿为主, 硫化物含量一般不超过 3%, 为少硫化物型矿石。流体包裹体主要类型为气液两相和含 CO₂ 三相包裹体, 并有少量纯 CO₂ 包裹体。黄铁矿等的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.6‰ ~ 9.6‰; 成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.3‰ ~ +6.6‰, δD 值为 -89‰ ~ -135‰; 铅同位素表现出造山带铅同位素特征。成矿流体液相中阳离子主要为 Na⁺、K⁺, 阴离子主要是 Cl⁻ 和 SO₄²⁻, 气相成分中 H₂O、CO₂ 和 N₂ 占绝对优势, 还含有 H₂、O₂、CO、CH₄、C₂H₄、C₂H₆、C₃H₈、C₆H₆ 和 H₂S, 成矿晚期 CH₄ 含量明显增加, 总体上属 H₂O-NaCl-CO₂-CH₄ 体系。流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均为 5.0%, 属低盐度流体; 均一温度为 266.5 ~ 295.2 °C, 属中温热液矿床。上述金矿床与造山型金矿具有相似的地质-地球化学特征, 矿石类型为 Au-Sb 组合, 属标准的浅成造山型金矿床, 形成于中生代蒙古-鄂霍茨克陆-陆碰撞造山环境。

关键词 地质学; 地球化学特征; 矿床成因; 造山型金矿; 上黑龙江盆地

中图分类号: P618.51

文献标识码: A

Geological characteristics and genesis of gold deposits in Upper Heilongjiang Basin

WU Guang^{1,2}, SUN Feng Yue¹, ZHU Qun², LI Zhi Tong², DING Qing Feng¹, LI Guang Yuan²,
PANG Qing Bang² and WANG Hong Bo²

(1 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China; 2 Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang 110032, Liaoning, China)

Abstract

Upper Heilongjiang Basin is an important gold metallogenic province found recently. Gold deposits such as Shabaosi, Laogou, Shabaosilinchang and Ergenhe are strictly controlled by nearly E-W trending Luoguhe-Ergenhe brittle-ductile shear zone, and the ore bodies normally occur in SN-, NE- and NW- trending subsidiary tension-shear fractures, which were derived from the ductile shear zone. In order to probe into the genetic types of Shabaosi, Laogou and other gold deposits as well as the ore prospecting potential in this area, the authors carried out a detailed field investigation, and studied geological characteristics of typical deposits. Meanwhile, based on the homogenization temperature, whole components, Laser Raman Microprobe analyses of fluid inclusions in quartz, and H, O, S and Pb isotopes, the authors systematically discussed the metallogenesis of the gold deposits. The results show that these gold deposits are characterized by poor sulfides with $\leq 3\%$ sulfide minerals

* 本文得到国家资源补偿费项目(编号:2001170191)和国家地质调查项目(编号:2001102000018)资助

第一作者简介 武广,男,1965年生,研究员,主要从事矿床学、岩石学研究和有色、贵金属矿产资源勘查工作。

收稿日期 2005-04-28; 改回日期 2006-04-22。张绮玲编辑。

(mainly pyrite). Fluid inclusions in the gold deposits can be divided into aqueous two-phase type, CO₂-bearing three-phase type and pure CO₂ type. The sulfur, lead, hydrogen and oxygen isotopic components of typical ores and ore-forming fluids indicate that $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides (pyrite, pyrrhotite and stibnite) range from -1.6‰ to 9.6‰, $\delta^{18}\text{O}$ values of ore-forming fluids from -1.3‰ to +6.6‰, while δD from -89‰ to -135‰. Lead isotopes of ores have characteristics of the orogenic belt. The cations of the ore-forming fluids are mainly Na⁺ and K⁺, while the anions are chiefly Cl⁻ and SO₄²⁻. The vapor-phase components of the ore-forming fluids are composed mainly of H₂O, CO₂ and N₂, with minor amounts of H₂, O₂, CO, CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈, C₆H₆ and H₂, whereas the content of CH₄ evidently increased at the late ore-forming stage. The ore-forming fluids belong to H₂O-NaCl-CO₂-CH₄ system characterized by low salinity (averagely 5.0‰). The homogenization temperature of fluid inclusions ranges from 266.5 °C to 295.2 °C, belonging to the mesothermal type. The ore type is of Au-Sb association. Studies show that the gold deposits are similar to the orogenic gold deposits in geological and geochemical characteristics, and can hence be assigned to the epizonal orogenic subtype. The formation of the ore deposits was closely related to Mongolia-Okhotsk orogeny.

Key words: geology, geochemical features, origin of the deposit, orogenic gold deposit, Upper Heilongjiang Basin

上黑龙江盆地位于大兴安岭北部,总体呈近东西向展布于中、俄边界地区(李锦轶等,2004a)。该盆地在中国境内东西延长250 km,南北宽约60 km,面积约15 000 km²。盆地南缘受控于西林吉—塔河断裂,东侧受得尔布干断裂带控制。主要由下、中侏罗统陆相碎屑岩组成,盆地内局部出露前中生代基底(武广等,2002)。20世纪90年代以来,在该盆地西部漠河地区相继发现了砂宝斯大型金矿床、老沟和砂宝斯林场小型金矿床,在盆地中部的二十五站一带发现了二根河小型金矿床,在盆地东部的二十一站地区发现了二十一站小型金矿床,同时还发现了虎拉林、三十二站等多处金矿点。上述矿床、矿点的发现,表明上黑龙江盆地是重要的岩金成矿区,具有较大的找矿前景。对上述金矿床的成因,先后有“新类型”金矿(权恒等,1998)和蚀变砂岩型金矿(齐金忠等,2000;赵春荣等,2000)等观点。目前中国多数学者将上黑龙江地区划归为得尔布干成矿带,并认为这些矿床的形成与大兴安岭中生代陆相火山岩、次火山岩及同期的浅成、超浅成斑岩体有关(齐金忠等,2000;张炯飞等,2002),这一传统成矿模式已经严重影响了该区的普查找矿工作。实际上,上述金矿床与得尔布干成矿带内产于大兴安岭中生代陆相火山岩中的四五牧场、莫尔道嘎、奥拉齐等浅成低温热液金矿床(赵财胜等,2002)具有完全不同的地质特征,而与蒙古—鄂霍茨克成矿带内的达拉松、卡里、克留切夫和基洛夫等金矿床(段瑞焱等,1990;沈存利,1998;Zorin et al., 2001)却有明显的相似

性。本文通过对上述矿床、矿点详细的野外调查和室内矿物流体包裹体测温、成分分析及S、Pb、H、O同位素的研究,探讨了砂宝斯、老沟、二根河等金矿床的成因,并对该类型金矿的找矿前景进行了分析。

1 区域地质背景

上黑龙江盆地发育在额尔古纳地块北部,前人曾称之为上黑龙江断(拗)陷(黑龙江省地质矿产局,1993)或上阿穆尔盆地(Moiseyenko et al., 1992)。近年来的研究表明,该盆地是与中生代蒙古—鄂霍茨克造山带有关的前陆盆地,而不是侏罗纪陆内断陷盆地(李锦轶等,2004a;和政军等,2003)。盆地基底为古元古代兴华渡口群(Pt₁xh)片岩、片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩、混合岩、大理岩和早寒武世额尔古纳河组(Є₁e)大理岩、板岩及兴凯—萨拉伊尔期花岗岩类(武广等,2005)。中生代为盖层沉积,自下而上被划分为下—中侏罗统绣峰组(J₁₋₂x)、中侏罗统二十二站组(J₂er)和漠河组(J₂m),为一套陆相砾岩、砂岩、粉砂岩及泥岩等组成的陆源湖、沼相碎屑岩沉积建造。中生代火山岩形成于晚侏罗世—早白垩世,为一套基性、中酸性为主的火山熔岩、火山碎屑岩,从下至上为塔木兰沟组(J₃t)、上库力组(K₁s)和伊列克得组(K₁y)。泥盆系结晶灰岩、泥灰岩呈飞来峰形式覆盖在中生代碎屑岩之上(图1)。

由于中生代陆相碎屑岩的覆盖,盆地内出露的侵入岩较少,多数呈小的岩株状产出。主要为兴凯—

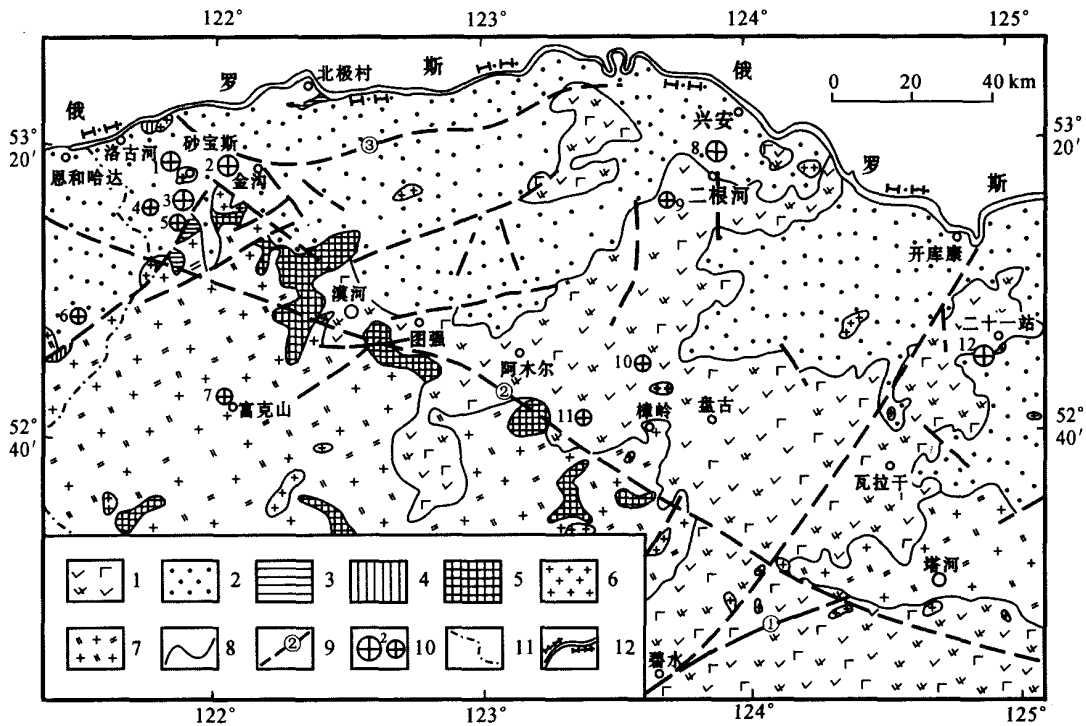


图 1 上黑龙江盆地地质和金矿床(点)分布简图(据黑龙江省地质矿产局,1993 修改)

1—上侏罗统、下白垩统塔木兰沟组、上库力组 and 伊列克得组玄武岩、安山岩、英安岩;2—下、中侏罗统绣峰组、二十一站组和漠河组砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩;3—下泥盆统泥鳅河组灰岩;4—下寒武统额尔古纳河组大理岩、板岩、变砂岩;5—古元古界兴华渡口群变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩;6—燕山期正长花岗岩;7—兴凯-萨拉伊尔期二长花岗岩;8—地质界线;9—断层及编号;10—金矿床、金矿点及编号;11—省界;12—国界。主要金矿床(点):1—砂宝斯林场;2—老沟;3—砂宝斯;4—三十二站;5—东马扎尔;6—虎拉林;7—富克山;8—二根河;9—页索库;10—马达尔;11—奥拉齐;12—二十一站。主要断裂:①—得尔布干断裂;②—西林吉-塔河断裂;③—洛古河-二根河韧性剪切带

Fig. 1 Geological sketch map showing distribution of gold deposits in Upper Heilongjiang basin

(modified from the Bureau of Geology and Mineral Resources of Heilongjiang Province, 1993)

1—Basalt, andesite and dacite of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Tamulan'gou, Shangkuli and Yiliekedede Formations; 2—Conglomerate, sandstone, siltstone and mudstone of Lower-Middle Jurassic Xiufeng, Ershierzhan and Mohe Formations; 3—Limestone of Lower Devonian Niquhe Formation; 4—Marble, slate and meta morphic sandstone of Lower Cambrian Ergunahe Formation; 5—Granulite, leucogranulite and plagioclase amphibolite of Paleoproterozoic Xinghuadukou Group; 6—Yanshanian syenogranite; 7—Xingkai-Salair monzogranite; 8—Geological boundary; 9—Fault and its serial number; 10—Gold deposit (ore spot) and its serial number; 11—Provincial boundary; 12—National boundary. Major gold deposits (ore spots): 1—Shabaosilinchang; 2—Laogou; 3—Shabaosi; 4—Sanshierzhan; 5—Dongmazhaer; 6—Hulalin; 7—Fukeshan; 8—Ergenhe; 9—Yesuoku; 10—Madaer; 11—Aolai; 12—Ershiyizhan. Major faults: ①—Derbugan fault; ②—Xilinji-Tahe fault; ③—Luoguhe-Ergenhe ductile shear zone

萨拉伊尔期花岗岩类和燕山期花岗岩类。兴凯—萨拉伊尔期侵入岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 504~517 Ma(武广等,2005),主要分布于洛古河—北极村一带,岩性以二长花岗岩和石英闪长岩为主,另有少量正长花岗岩和碱长花岗岩;燕山期花岗岩类分布于额尔古纳河上游、二十一站及二十一站等地,均以岩株、岩枝状产出,主要岩石类型为正长花岗岩和花岗闪长岩,以及少量花岗闪长斑岩和花岗斑岩。正长花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 129.8 Ma

(武广等,2004)。

上黑龙江盆地内褶皱构造不发育,主要表现为线性断裂构造和环状构造。断裂构造主要为近东西向和北北东向;环状构造包括火山机构和侵入穹隆构造。漠河逆冲-推覆构造带是盆地内主要的断裂构造,该逆冲-推覆构造带西起洛古河,经漠河、北红、马伦,东达西尔根气河,沿黑龙江南岸的整个上黑龙江地区分布,推覆构造的南界在门都里、鲜花山、龙河林场、二十五站一线,全长大于 220 km,宽

约 35 km,如果包括前陆褶皱带,宽可达 70 km,该逆冲-推覆构造带总体呈北东东向展布,其推覆作用方向自北向南,推覆作用发生的时间推测为晚侏罗世,在中生代碎屑岩中形成多条韧性-韧脆性变形带,并造成泥盆系结晶灰岩、泥灰岩呈飞来峰形式覆盖在中生代碎屑岩之上。主要的穹隆构造有砂宝斯、门都里、二根河等多处,这些穹隆构造与金矿关系密切(武广等,2000)。

近年来的研究表明,上黑龙江盆地西部及俄罗斯后贝加尔地区是一个重要的 Au、Sn、W、Ta、Nb、Be、Li 成矿带(Zorin, 1999; Zorin et al., 2001; 武广, 2006)。空间上,这些金矿床沿蒙古-鄂霍茨克缝合带展布,尽管金矿床可在各种类型的容矿围岩中产出,但这些金矿床的形成时代集中于中-晚侏罗世,与蒙古-鄂霍茨克造山带的演化密切相关。蒙古-鄂霍茨克造山带西起蒙古西部的杭爱山,向北东延伸经俄罗斯后贝加尔、中国漠河,东达太平洋沿岸的乌达海湾。该造山带前身的杭爱-肯特洋北侧的西伯利亚地台与南侧的蒙古-华北地块于二叠纪开始自西向东呈剪刀式闭合,西段杭爱、肯特地区在二叠纪开始碰撞,中段俄罗斯后贝加尔地区碰撞造山时间在三叠纪-早侏罗世,中国漠河地区碰撞时间为中-晚侏罗世(Zorin, 1999; Parfenov et al., 2001; 李锦轶等, 2004b)。陆-陆碰撞期间形成了大量的逆冲断层、韧性剪切带和同造山期花岗岩类,挤压到伸展转换时期形成了大量的后碰撞花岗岩类和走滑断层(李锦轶等, 2004b)。侵入岩为成矿提供了热源和部分成矿物质,而穿过地壳的缝合带为成矿热液的运移提供了通道,韧性剪切带及其派生的次级张扭性和压扭性断裂为矿体赋存提供了空间。前苏联金产量的 65%均来自蒙古-鄂霍茨克成矿带(段瑞焱等, 1990),自西向东代表性矿床有达拉松、卡里、克留切夫、小伊诺盖沟、砂宝斯和基洛夫等金矿床(Zorin et al., 2001; 武广等, 2006)。

2 矿床地质特征

洛古河-二根河金矿带呈近东西向展布于毛河、砂宝斯、龙沟河、二根河、小西尔根气河一带(武广等, 2000),矿体主要赋存于中侏罗统二十二站组和漠河组砂岩、粉砂岩、含碳及碳质泥岩中,在辉绿岩脉和英安岩脉中也有金矿体产出。围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化,金矿床与汞、砷、锑矿物组合关系

密切。金矿带空间上基本与北东东向洛古河-二根河韧性剪切带相一致,矿床受侵入穹隆构造控制,矿体主要赋存于近南北向、北东东向和北西向张性、张扭性断裂中(图 2)。

2.1 砂宝斯林场金矿床

矿床位于黑龙江省漠河县西北 60 km 处的砂宝斯林场,为小型金矿床。矿区出露地层为中侏罗统二十二站组长石石英砂岩。侵入岩主要为兴凯-萨拉伊尔期石英闪长岩和二长花岗岩。燕山期辉绿岩脉穿插于二十二站组地层中。矿区内见 2 条北东东向韧性剪切带,中生代砂岩多已糜棱岩化,形成初糜棱岩。金矿体主要赋存于硅化、黄铁矿化辉绿岩脉中,金品位 3×10^{-6} 左右。与辉绿岩脉接触的砂岩中也有金矿化显示,但很少达到工业品位。已发现 I、II 和 III 号 3 个矿体群,矿体走向总体近东西向,倾角 $35 \sim 42^\circ$,亦有北西向和北东向矿体。矿体受断裂构造控制,一般长 100 m,宽 3 ~ 5 m(图 2a)。围岩蚀变主要为硅化,呈细网脉状,金属矿物主要为细粒黄铁矿,呈稀疏浸染状。

2.2 砂宝斯金矿床

位于黑龙江省漠河县砂宝斯林场西南 8.5 km 处,北极村河东岸。该矿床大地构造位置处于中生代蒙古-鄂霍茨克东西向造山带南缘的老沟-砂宝斯环形构造的东缘(齐金忠等, 2000)。金矿床赋矿岩石为中侏罗统二十二站组砂岩-粉砂岩,以中-细粒砂岩为主。容矿构造为近南北向的脆性构造破碎带。蚀变带长 750 ~ 1 400 m,宽 200 ~ 350 m。围岩蚀变发育,主要为硅化、高岭土化、绢云母化。矿石中金属硫化物含量很少,体积分数占矿石总量的 1.44% ~ 1.95%,但种类复杂。主要金属矿物有黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、辉钼矿、磁黄铁矿、磁铁矿,辉锑矿通常呈针状,局部可见块状辉锑矿。脉石矿物以石英为主,其次为长石、绿泥石、粘土矿物、方解石、石墨等。

主要蚀变带有 3 条, I 号蚀变带规模 $750 \text{ m} \times 200 \text{ m}$,其内有 2 个工业矿体, I-1 号矿体长 137.5 m,宽 15 ~ 34.2 m,矿体呈板状,平均厚 11.4 m,最高金品位 13.06×10^{-6} ,平均品位 4.06×10^{-6} ; I-2 号矿体长 75 m,宽 5.7 ~ 16.8 m,矿体呈板状,最高品位 8.63×10^{-6} ,平均品位 4.03×10^{-6} 。II 号蚀变带规模 $950 \text{ m} \times 350 \text{ m}$,内有一个工业矿体,长 262.5 m,厚 3.0 ~ 28.38 m,呈鞍形,似层状,延深约 60 m,走向近南北,西倾,倾角约 30° ,最高品位 $13.0 \times$

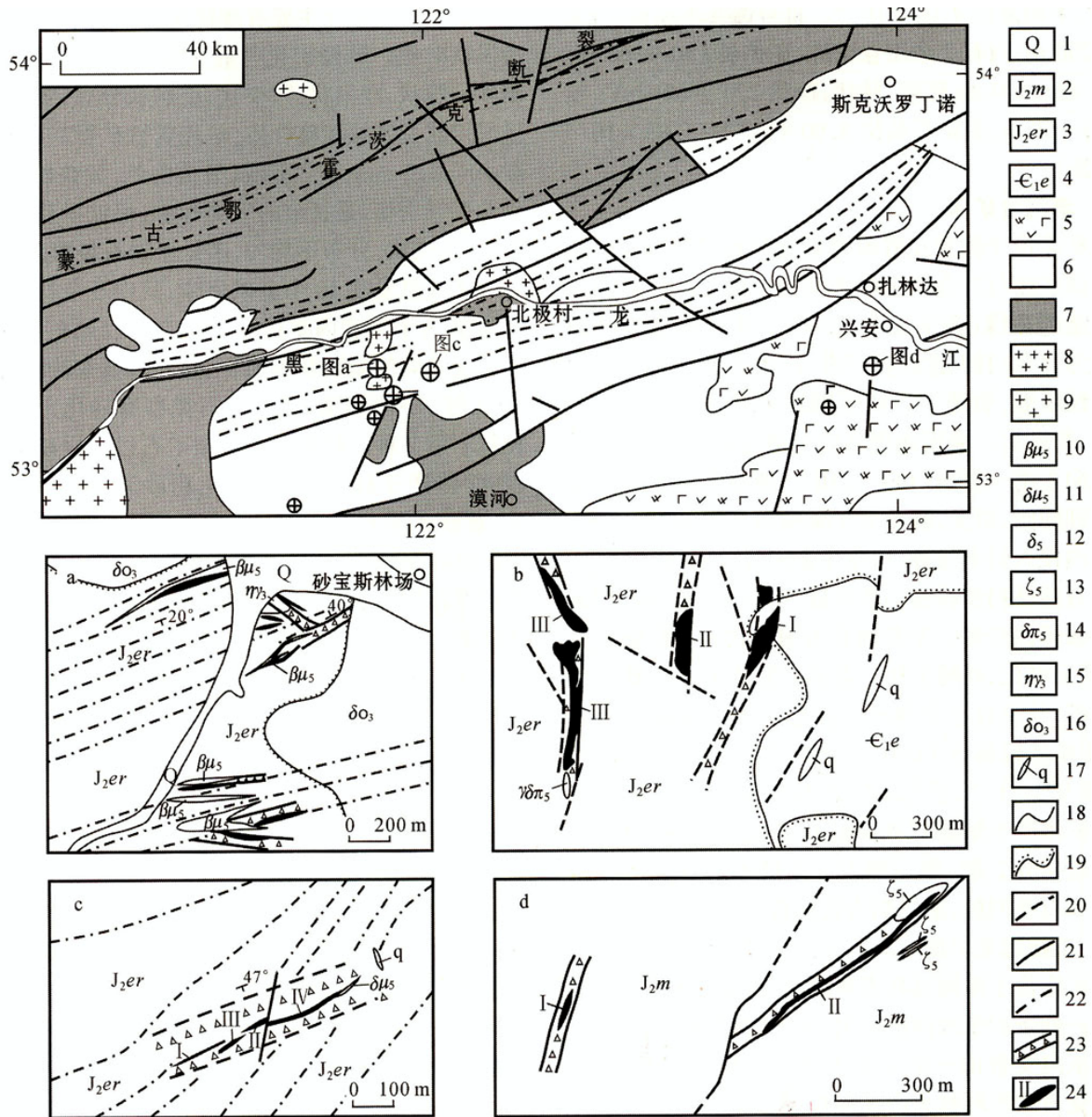


图 2 蒙古-鄂霍茨克造山带东南缘地质图和构造简图(a,b,c,d)(据李锦轶等,2004b 修改)

a. 砂宝斯林场金矿控矿构造略图; b. 砂宝斯金矿控矿构造略图; c. 老沟金矿控矿构造略图; d. 二根河金矿控矿构造略图

1—第四系; 2—中侏罗统漠河组粉砂岩、泥岩; 3—中侏罗统二十二站组砂岩、粉砂岩; 4—下寒武统额尔古纳组大理岩、板岩; 5—中生代火山岩; 6—侏罗系碎屑岩; 7—前侏罗纪地质体; 8—白垩纪花岗岩; 9—侏罗纪花岗岩; 10—辉绿岩脉; 11—闪长玢岩脉; 12—闪长岩脉; 13—英安岩脉; 14—花岗闪长斑岩脉; 15—兴凯-萨拉伊尔期二长花岗岩; 16—兴凯-萨拉伊尔期石英闪长岩; 17—石英脉; 18—地质界线; 19—不整合界线; 20—推测断层; 21—实测断层; 22—韧性剪切带; 23—断层破碎带; 24—矿体(群)及编号

Fig. 2 Sketch geological and structural map of the southeastern margin of the Mogolia-Okhotsk orogenic belt (modified from Li et al., 2004b)

a. Ore-control structural sketch map of the Shabaosilinchang gold deposit; b. Ore-control structural sketch map of the Shabaosi gold deposit; c. Ore-control structural sketch map of the Laogou gold deposit; d. Ore-control structural sketch map of the Ergenhe gold deposit

1—Quaternary; 2—Siltstone and mudstone of Middle Jurassic Mohe Formation; 3—Sandstone and siltstone of Middle Jurassic Ershierzhan Formation; 4—Marble and slate of Lower Cambrian Ergunahe Formation; 5—Mesozoic volcanic rock; 6—Jurassic clastic rock; 7—Pre-Jurassic geological body; 8—Cretaceous granite; 9—Jurassic granite; 10—Diabase dyke; 11—Diorite porphyrite dyke; 12—Diorite dyke; 13—Dacite dyke; 14—Granodiorite porphyrite dyke; 15—Xingka-Salair monzogranite; 16—Xingka-Salair quartz diorite; 17—Quartz vein; 18—Geological boundary; 19—Unconformity; 20—Inferred fault; 21—Measured fault; 22—Ductile shear zone; 23—Shattered fault zone; 24—Ore body (group) and its serial number

10^{-6} , 平均品位 4.09×10^{-6} 。III号蚀变带规模 $1400 \text{ m} \times 200 \text{ m}$, 内有2个工业矿体, 矿体长 $170 \sim 560 \text{ m}$, 厚 $2.42 \sim 5.0 \text{ m}$, 陡倾、脉状, 产状 $270^\circ \angle 60 \sim 81^\circ$, 延伸 $50 \sim 60 \text{ m}$, 金矿石品位 $3.90 \times 10^{-6} \sim 5.05 \times 10^{-6}$ (图2b)。

2.3 老沟金矿床

矿床位于黑龙江省漠河县金沟林场以西 10 km 处。该矿床与砂金斯金矿床同处于砂宝斯—老沟环形构造的东缘(齐金忠等, 2000)。矿区内主要断裂构造为北东向韧性剪切带, 矿体多赋存于北东向脆性断裂、裂隙中。矿区围岩主要是二十二站组砂岩、粉砂岩。糜棱面理倾向东南, 倾角 $10 \sim 30^\circ$, 矿体倾向东南—西南 ($144 \sim 210^\circ$), 倾角 $30 \sim 45^\circ$, 与糜棱面理同倾、斜交, 倾角大于糜棱面理倾角 $15 \sim 25^\circ$ 。矿区内侵入岩不发育, 仅见少量闪长玢岩脉(图2c)。

目前已初步控制一条长近 3000 m , 宽 $100 \sim 200 \text{ m}$ 的破碎蚀变带。主要蚀变为细脉状和细网脉状硅化、绢云母化、高岭土化。金属矿物主要为黄铁矿和褐铁矿, 并见针状辉锑矿。蚀变带内已发现4个矿体, 主矿体控制长 1000 m , 平均宽 6.8 m , 金最高品位 15.92×10^{-6} , 平均品位 2.54×10^{-6} 。

矿体产于细脉状和网脉状硅化、黄铁矿化砂岩中。硅化分2期: 第一期为含黄铁矿的青灰色石英细脉和石英网脉, 第二期为乳白色石英脉。

2.4 二根河金矿床

矿床位于漠河县兴安乡西南 20 km 处的二根河地区。处于近东西向洛古河—二根河韧性剪切带与北北东向交鲁山—东天火山喷发岩带的交汇部位, 矿床受贡索库环状火山机构控制。

矿区出露地层主要为中侏罗统漠河组, 区内岩浆岩不发育, 但矿区内见有多条中酸性脉岩, 推测深部有大的隐伏岩体存在。脉岩宽 $0.5 \sim 5 \text{ m}$, 风化强烈, 具高岭土化和硅化。矿区主体为穹隆构造, 围绕穹隆中心水系呈放射状分布。

矿区内岩石蚀变类型较简单, 主要为硅化, 其次为绢云母化、绿泥石化、高岭土化。硅化有2期: 早期硅化以石英及玉髓充填交代碎裂岩石为特征; 晚期硅化表现为梳状石英、微粒石英, 呈脉状穿切、交代早期硅化岩石, 将岩石分割成角砾状。2期硅化皆伴有黄铁矿化, 硅化与金矿化关系密切, 是找矿标志之一。绢云母化、绿泥石化主要见于强硅化岩石两侧泥质胶结的粉砂岩中, 胶结物多蚀变成绢云母和绿泥石; 高岭土化仅见于细晶闪长岩脉或英安岩脉

中。区内所见矿化主要有辉锑矿化、黄铁矿化, 其次为褐铁矿化。辉锑矿化与硅化关系十分密切, 辉锑矿多呈脉状、浸染状、团块状、星点状分布; 黄铁矿多呈星点状及团块状集合体, 单晶黄铁矿颗粒细小, 一般小于 0.2 mm , 颜色较浅, 呈黄白色, 黄铁矿化与金矿化关系密切, 是找金的重要标志; 褐铁矿化多呈细脉状、薄膜状, 分布不均匀, 多见于岩石裂隙面上。

矿区已发现10个金矿化体, 其中5个达到金边界品位, 3个为表内矿体。矿体走向以北东向为主, 与相应走向的断裂基本吻合, 倾向以南东为主, 倾角 $34 \sim 78^\circ$, 平均倾角 47° 。矿石类型有硅化角砾岩型和脉岩型2种。硅化角砾岩型矿石以I号矿体为代表, 矿体产于硅化、黄铁矿化粉砂岩、中-细粒砂岩中, 黄铁矿呈星点状分布, 含量约 1% , 粒度在 0.2 mm 左右, 硅化蚀变带宽 6.40 m , 矿体斜厚 2.20 m , 金最高品位为 30.8×10^{-6} , 走向北北东。脉岩型金矿体赋存于细网脉状硅化、黄铁矿化英安岩脉中, 金品位 3×10^{-6} 左右, 该类型金矿不是二根河金矿的主要类型, 仅在II号矿体中见到少量脉岩型矿石(图2d)。

3 矿床地球化学特征

3.1 硫同位素组成及硫的来源

研究区典型矿床14件硫化物样品的硫同位素分析结果见表1。砂宝斯金矿中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $+2.2\% \sim +9.6\%$ 之间, 辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.6% , 极差 11.2% , 平均 3.6% ; 老沟金矿中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $+4.0\% \sim +7.8\%$ 之间, 极差 3.8% , 平均为 $+6.0\%$; 砂宝斯林场金矿中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值很集中, 变化于 $+2.9\% \sim +3.1\%$ 之间, 极差 0.2% , 平均为 $+3.0\%$; 二根河金矿中辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-0.7\% \sim +0.6\%$ 之间, 极差 1.3% , 平均 -0.05% ; 二十一站金矿中黄铁矿和磁黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $+1.1\% \sim +2.7\%$ 之间, 极差 1.6% , 平均 1.8% 。矿床中辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值小于黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 表明硫同位素达到了平衡。

上述矿床中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布较集中, 主要为正向偏离陨硫, 而且偏离幅度较小, $\delta^{34}\text{S}$ 值总体上反映出深源岩浆硫的特点。砂宝斯林场金矿和二十一站金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值最低, 而砂宝斯金矿和老沟金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相对较高, 表明砂宝斯林场金矿和二十一站金矿成矿流体中的硫来自深部岩浆流体。砂宝

表 1 上黑龙江盆地金矿床硫同位素组成
Table 1 Sulfur isotopic composition of the gold deposits in Upper Heilongjiang basin

矿床名称及序号	样品号	岩矿石类型	矿物名称	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V.CDT}}/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ 平均值/ ‰	
砂宝斯金矿	1	H _{j1} S ₁₋₁	石英细脉状矿石	黄铁矿 ⁺	2.2	3.6
	2	H _{j1} S ₁₋₂	硅化砂岩矿石	黄铁矿 ⁺	9.6	
	3	H _{j1} S ₁₋₃	石英细脉状矿石	黄铁矿 ⁺	4.3	
	4	16-1	块状辉锑矿	辉锑矿 ⁺	-1.6	
老沟金矿	5	H _{j1} L ₃₋₁	石英细脉状矿石	黄铁矿 ⁺	7.8	6.0
	6	H _{j1} L ₄₋₉	石英细脉状矿石	黄铁矿 ⁺	4.0	
	7	17-3-1	石英细脉状矿石	黄铁矿 ⁺	6.2	
砂宝斯林场金矿	8	H _{j1} SLA	矿化辉绿岩	黄铁矿 ⁺	2.9	3.0
	9	H _{j1} SLB	矿化长石砂岩	黄铁矿 ⁺	3.1	
二根河金矿	10	H ₂₂₋₁₋₍₂₎	块状辉锑矿	辉锑矿 ⁺	0.6	0.05
	11	H ₂₂₋₁₋₁	块状辉锑矿	辉锑矿 ⁺	-0.7	
二十一站金矿	12	H ₂₃₋₉₋₁	黄铁矿化砂岩矿石	磁黄铁矿 ⁺	1.7	1.8
	13	H ₂₃₋₁₀	黄铁矿化砂岩矿石	黄铁矿 ⁺	1.1	
	14	H ₂₅₋₁	铜矿石	黄铁矿 ⁺	2.7	

注：测试仪器型号：MAT251EM；测试单位：中国地质科学院矿产资源研究所；精度：0.2‰。

斯金矿和老沟金矿的成矿流体中的硫也主要来自深源岩浆流体，但混有少量的容矿地层中的硫。

3.2 铅同位素组成及铅的来源

笔者对砂宝斯金矿、老沟金矿、砂宝斯林场金矿、二根河金矿和二十一站金矿中的矿石进行了 Pb 同位素测定，测试对象为不同类型矿石中的黄铁矿、磁黄铁矿和辉锑矿，获得 Pb 同位素数据 13 个，见表 2。

由表 2 可以看出，各矿床中矿石具有较高的放射成因铅组分和较低的非放射成因铅。²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比值变化于 17.624 ~ 18.589 之间，平均为 18.286；²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 变化于 15.476 ~ 15.723 之间，平均为 15.597；²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 变化于 37.736 ~ 38.570 之间，平均为 38.238。矿床铅同位素组成特征明显不同于辽西中生代火山岩铅同位素特征（武广等，2003），而与大兴安岭地区中生代花岗岩铅同位素特征相似（张理刚等，1995）。在 Zartman 等（1981）的铅演化图（图 3）中，样品投影点主要位于造山带演化线附近。铅同位素组成特征表明，矿石中的铅和中生代火成岩铅具有相似的来源，其源区均为具有较低的 U/Pb 和 Th/Pb 比值的年轻不成熟地壳。

3.3 成矿流体的氢、氧同位素组成及流体来源

本次研究工作对区内典型矿床进行了 H、O 同位素测试，共获得 5 个脉石矿物石英的氧同位素和

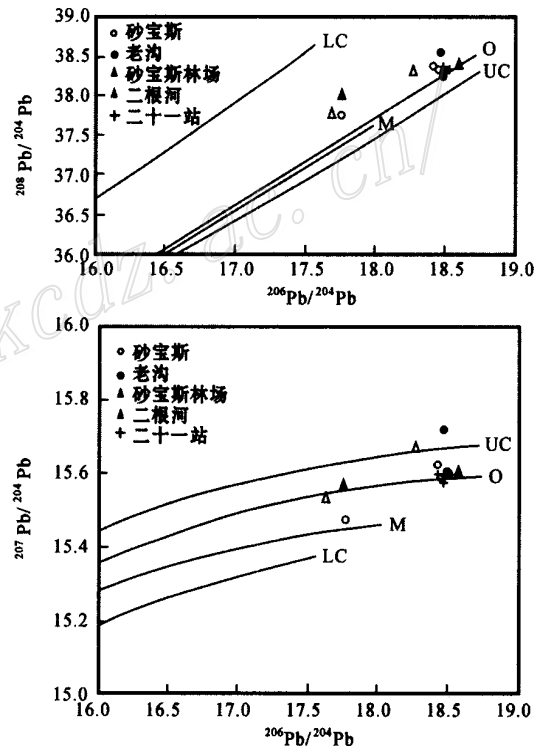


图 3 矿床中矿石铅同位素相关图解铅演化线
(据 Zartman et al., 1981)
M—上地幔铅；LC—下地壳铅；UC—上地壳铅；O—造山带铅
Fig. 3 Lead isotope diagram of the gold deposits (lead evolutionary lines based on data by Zartman et al., 1981)
M—Upper mantle lead; LC—Lower crust lead; UC—Upper crust lead; O—Orogenic lead

表2 上黑龙江盆地金矿床铅同位素组成

Table 2 Lead isotopic composition of the gold deposits in Upper Heilongjiang basin

序号	样品编号	矿区	岩石类型	矿物名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	H _{j1} S ₁₋₁	砂宝斯	石英细脉状矿石	黄铁矿	18.423 ± 27	15.625 ± 27	38.395 ± 28
2	H _{j1} S ₁₋₂	砂宝斯	硅化砂岩矿石	黄铁矿	17.752 ± 21	15.476 ± 20	37.756 ± 26
3	16-1	砂宝斯	块状辉锑矿	辉锑矿	18.453 ± 56	15.588 ± 58	38.322 ± 16
4	H _{j1} L ₃₋₁	老沟	石英细脉状矿石	黄铁矿	18.494 ± 65	15.605 ± 57	38.272 ± 64
5	H _{j1} L ₄₋₉	老沟	石英细脉状矿石	黄铁矿	18.468 ± 77	15.723 ± 48	38.570 ± 64
6	H _{j1} SLA	砂宝斯林场	矿化辉绿岩	黄铁矿	18.252 ± 48	15.673 ± 46	38.351 ± 82
7	H _{j1} SLB	砂宝斯林场	矿化长石砂岩	黄铁矿	17.624 ± 55	15.539 ± 36	37.736 ± 41
8	H ₂₂₋₁₋₁	二根河	块状辉锑矿	辉锑矿	17.743 ± 38	15.565 ± 41	37.946 ± 12
9	H ₂₂₋₁₋₂	二根河	块状辉锑矿	辉锑矿	18.589 ± 29	15.605 ± 30	38.385 ± 39
10	H ₂₃₋₉₋₁	二十一站	黄铁矿化砂岩矿石	磁黄铁矿	18.469 ± 31	15.587 ± 28	38.340 ± 9
11	H ₂₃₋₁₀	二十一站	黄铁矿化砂岩矿石	黄铁矿	18.477 ± 31	15.591 ± 32	38.342 ± 11
12	H ₂₃₋₁₁	二十一站	黄铁矿化砂岩矿	黄铁矿	18.510 ± 9	15.594 ± 8	38.346 ± 31
13	H ₂₅₋₁	二十一站	铜矿石	黄铁矿	18.467 ± 48	15.588 ± 54	38.331 ± 17

注:测试仪器型号: Nu Plasma HR; 测试单位: 1-7号样品由中国地质科学院天津地质矿产研究所测试, 8-13号样品由中国地质科学院地质研究所同位素地质年代学实验室完成; 误差为 2σ 。

包裹体氢同位素数据, 见表3。

3.3.1 石英氧同位素

由表3可以看出, 砂宝斯金矿和老沟金矿石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 $5.6\text{‰} \sim 18.7\text{‰}$, 平均值为 11.3‰ , 变化范围与本区中生代中酸性岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围 ($6\text{‰} \sim 13\text{‰}$) 基本一致, 其平均值位于地壳重熔型花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 众值 ($10\text{‰} \sim 13\text{‰}$) 范围内, 表明本区金矿床中脉石矿物氧同位素组成主要与岩浆岩有关, 即来自于中生代中酸性岩浆岩。

3.3.2 热液氢、氧同位素

上黑龙江盆地金矿床成矿流体的 δD 值均较低, 为 $-89\text{‰} \sim -135\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-1.6\text{‰} \sim 7.0\text{‰}$ 。在氢、氧同位素组成图(图4)中, 所有样品均位于岩浆水区的左下方与大气降水线的右侧, 而且分布总趋势线方向与大气降水线方向近于平行。砂宝斯金矿和老沟金矿的氢、氧同位素特征较为相似, 投影点较

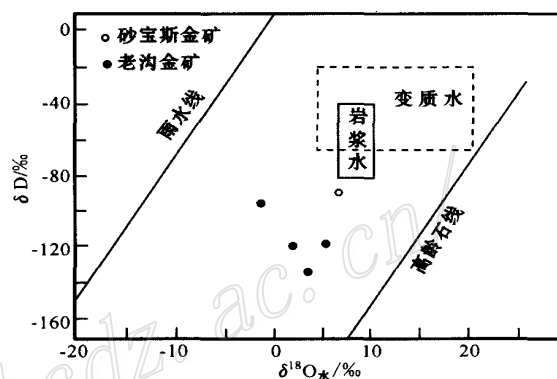


图4 矿床成矿热液流体的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 组成图
(据 Sheppard, 1977)

Fig. 4 δD versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of the gold deposits in the study area (after Sheppard, 1977)

表3 上黑龙江盆地金矿床 H、O 同位素组成

Table 3 H and O isotopic compositions of the gold deposits in Upper Heilongjiang basin

矿床名称	样品位置	矿(岩)石类型	样品号	测定矿物	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$	计算温度 $t_h/\text{℃}$
砂宝斯	I号矿体蚀变带	成矿后石英脉	H _{j1} D ₅	石英	18.7	6.6	-89	193.4
老沟	I号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₁₋₂	石英	5.6	-1.3	-97	300.5
老沟	I号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₁₋₃	石英	9.3	1.8	-120	285.0
老沟	I号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₁₋₅	石英	10.6	3.5	-135	295.2
老沟	IV号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₄₋₁₀	石英	12.1	5.2	-119	299.2

测试仪器型号: MAT251 EM; 测试单位: 中国地质科学院矿产资源研究所; 精度: 0.2‰ 。表中的 t_h 为实测温度众值的平均值, 采用的分馏方程为: $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton et al., 1972)。

表 4 砂宝斯、老沟金矿石英中流体包裹体均一温度测试结果

Table 4 Homogenization temperature of fluid inclusions of quartzs from the Shabaosi and Laogou gold deposits

矿床名称	样品位置	矿(岩)石类型	样品号	测次	$t_h / ^\circ\text{C}$				
					最小值	最大值	主要区间	平均	矿床平均
砂宝斯	I 号矿体	含金石英脉	H _{j1} S ₁	19	230.4	267.9	230.4 ~ 267.9	243.2	266.5(71)
	I 号矿体	含金石英脉	H _{j1} S ₁₋₁	27	245.9	364.9	280 ~ 320	300.1	
	I 号矿体	含金石英脉	H _{j1} SD _{8B}	25	155.5	347.5	180 ~ 260	248.1	
	I 号矿体蚀变带	蚀变砂岩	H _{j1} S ₁₋₂	22	145.2	276.5	145.2 ~ 240	199.7	
	I 号矿体蚀变带	成矿后石英脉	H _{j1} D ₃	12	129.3	253.2	130 ~ 250	166.6	
	I 号矿体蚀变带	成矿后石英脉	H _{j1} D ₅	22	149.2	236.3	180 ~ 220	193.4	
	I 号矿体蚀变带	辉锑矿矿石	16-5	20	164.1	223.6	170 ~ 200	182.2	
老沟	I 号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₁₋₂	30	173.8	452.1	230 ~ 290	300.5	295.2(126)
	I 号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₁₋₃	20	170.8	354.6	250 ~ 354.6	285.0	
	III号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₃₋₁	15	225.7	439.2	250 ~ 310	332.1	
	IV号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₄₋₈	26	236.8	301.6	236.8 ~ 290	270.5	
	IV号矿体	含金石英脉	H _{j1} L ₄₋₁₀	35	231.2	384.5	231.2-370	-299.2	

注：测试仪器型号：LINKAM THMS-600 型冷热台；测试单位：吉林大学地球科学学院地质流体实验室；括号内数值代表均一温度计算时采用的包裹体数量。

为集中，是岩浆水与大气降水中等程度混合的氢、氧同位素特征。

3.4 矿物流体包裹体及其成矿温度

本次研究对砂宝斯金矿和老沟金矿 12 件岩(矿)石样品中的石英进行了流体包裹体岩相学和显微测温工作。

3.4.1 流体包裹体类型

镜下观测，矿床中存在 3 种类型的原生和假次生流体包裹体。

液体包裹体：由液、气 2 相组成，气相百分数小于 50%，大部分在 10% ~ 20% 之间，加热后均一到液相。其单个包裹体大小多在 5 ~ 10 μm 之间。砂宝斯金矿流体包裹体全部为液体包裹体。

含 CO₂ 三相包裹体：由气相 CO₂、液相 CO₂ 和另一个液相组成。CO₂ 占包裹体体积的 30% ~ 90%，离差较大；在 CO₂ 相中，气相 CO₂ 占总 CO₂ 相的 20% ±；单个包裹体大小多在 10 μm ±。该类型包裹体是老沟金矿的主要流体包裹体类型。

纯 CO₂ 包裹体：全部由 CO₂ 组成，气相 CO₂ 占 CO₂ 总量的 5% ±。单个包裹体较大，一般为 10 ~ 15 μm。该类型包裹体很少见，仅在老沟矿中的个别样品中发现。

3.4.2 均一温度

砂宝斯金矿 7 件样品中 141 个流体包裹体和老沟金矿 5 件样品中 126 个流体包裹体均一法测温结果见表 4 和图 5.6。

砂宝斯金矿中 H_{j1} S₁、H_{j1} S₁₋₁ 和 H_{j1} SD_{8B} 样品为

含金石英脉，71 个流体包裹体的平均均一温度为 266.5 °C；样品 H_{j1} S₁₋₂ 为矿化中细粒砂岩，内部发育石英细网脉，样品平均均一温度为 199.7 °C；样品 H_{j1} D₃ 和 H_{j1} D₅ 为成矿后期白色石英大脉，不含矿，2 件样品平均均一温度为 184.0 °C；样品 16-5 为成矿晚期辉锑矿矿石，样品平均均一温度为 182.2 °C。结合野外地质情况，笔者认为，H_{j1} S₁、H_{j1} S₁₋₁ 和 H_{j1} SD_{8B} 3 个样品平均均一温度(266.5 °C)代表了砂宝斯金矿成矿流体温度；样品 H_{j1} D₃ 和 H_{j1} D₅ 的平均均一温度(184.0 °C)代表了成矿后期热液温度；样品 16-5 的平均均一温度(182.2 °C)为成矿晚期辉锑矿化阶段温度。老沟金矿 5 件样品全部为含金石英脉，样品

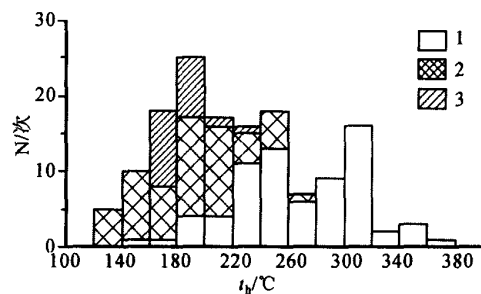


图 5 砂宝斯金矿床流体包裹体均一温度直方图

1—成矿期温度；2—蚀变岩温度；3—辉锑矿阶段温度

Fig. 5 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in the Shabaosi gold deposit

1—Mineralization temperature; 2—Temperature of altered rocks;

3—Temperature of stibnite-forming phase

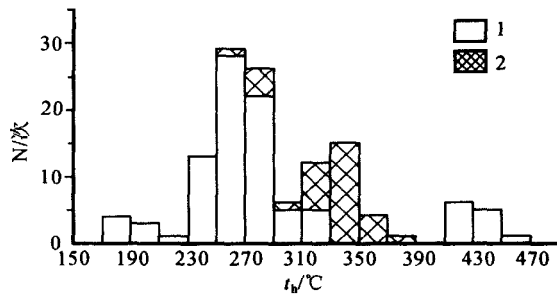


图6 老沟金矿床流体包裹体均一温度直方图
1—气液两相包裹体;2—含CO₂三相包裹体

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in the Laogou gold deposit
1—Two facies fluid inclusion of vapor and liquid phases;
2—Three facies fluid inclusion with CO₂

平均均一温度介于 270.5 ~ 332.1 °C 之间,5 件样品中 126 个流体包裹体的平均均一温度为 295.2 °C,代表了老沟金矿成矿流体温度。

上述测温结果表明,上黑龙江盆地内金矿形成温度为 266.5 ~ 295.2 °C,为中温热液矿床。

3.5 矿物流体包裹体成分研究

3.5.1 包裹体气相、液相成分群体分析

流体包裹体是矿物形成时被俘获的成矿热液,其成分基本上代表了成矿流体的组分。本次研究工作对砂宝斯金矿和老沟金矿中热液石英进行了包裹体成分分析,测试结果见表 5。

成矿流体液相中阳离子主要为 Na⁺、K⁺,而

Ca²⁺和 Mg²⁺呈痕量。总体上看,碱金属离子含量远高于碱土金属离子含量。Na⁺/K⁺ 介于 0.250 ~ 15.895 之间,平均为 6.052。阴离子有 F⁻、Cl⁻ 和 SO₄²⁻,主要以 Cl⁻ 为主,其次为 SO₄²⁻,而 F⁻ 含量较低,SO₄²⁻/Cl⁻ 比值介于 0.049 ~ 1.481 之间,平均为 0.519。

成矿流体中气相成分以 H₂O 和 CO₂ 为主,其次为 N₂、C₂H₆ 和 CH₄,另有少量的 CO、O₂ 和 H₂S 气体。CO₂/H₂O 比值介于 0.049 ~ 0.160 之间,平均为 0.112。构成了 H₂O-CO₂-N₂-C₂H₆-CH₄-O₂-CO-H₂S 体系。

流体包裹体成分特征表明,研究区金矿床的成矿热液既非典型的岩浆热液,也不是典型的热卤水。成矿热液总体上反映出岩浆热液与大气水中等混合热液的特点。

3.5.2 单个包裹体激光拉曼探针分析

对砂宝斯金矿和老沟金矿流体包裹体气相成分进行了激光拉曼探针成分分析,结果见表 6 和图 7。

砂宝斯金矿 2 件样品为成矿晚期辉锑矿化阶段和成矿后石英脉。结果表明,其气相成分主要为 N₂、CH₄、CO₂ 和 H₂O,其次为 H₂,个别包裹体中还有少量的 CO 和 C₂H₄。在激光拉曼图谱中可见明显的 N₂、CH₄ 和 CO₂ 峰(图 7a、b)。样品 H_{j1}L₃₋₁ 为老沟金矿含金石英脉,其流体包裹体成分基本代表了老沟金矿主成矿期热液成分,其气相成分主要为 H₂O 和

表 5 研究区金矿床石英流体包裹体成分及特征参数

Table 5 Compositions and related parameters of quartz fluid inclusions from the gold deposits

矿床名称	样号	岩(矿)石名称	w(液相)/10 ⁻⁶						c(液相)/(mol/l)						
			Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
砂宝斯	H _{j1} D ₅	成矿后石英脉	6.944	0.731	痕量	痕量	0.096	11.490	0.766	0.302	0.019	—	0.005	0.324	0.016
老沟	H _{j1} L ₁₋₂	含金石英脉	4.696	22.795	痕量	痕量	0.535	4.396	1.286	0.204	0.583	—	0.028	0.124	0.027
	H _{j1} L ₁₋₃	含金石英脉	8.999	2.858	痕量	痕量	0.256	3.011	0.784	0.391	0.073	—	0.013	0.085	0.016
	H _{j1} L ₁₋₅	含金石英脉	3.770	0.783	痕量	痕量	0.144	2.914	2.615	0.164	0.020	—	0.008	0.082	0.054
	H _{j1} L ₄₋₁₀	含金石英脉	2.028	6.161	痕量	0.353	0.469	8.332	16.698	0.088	0.158	0.029	0.025	0.235	0.348
矿床名称	样号	岩(矿)石名称	x(气相)/%							特征参数					
			H ₂ O	CO ₂	CH ₄	CO	C ₂ H ₆	H ₂ S	N ₂	O ₂	Na ⁺ /K ⁺	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	CO ₂ /H ₂ O		
砂宝斯	H _{j1} D ₅	成矿后石英脉	82.784	11.646	0.898	0.136	0.147	0.002	4.083	0.220	15.895	0.049	0.141		
老沟	H _{j1} L ₁₋₂	含金石英脉	88.660	6.849	0.433	0.060	1.497	0.007	1.428	0.446	0.250	0.218	0.077		
	H _{j1} L ₁₋₃	含金石英脉	85.517	11.552	0.398	0.388	0.500	0.007	1.038	0.360	5.356	0.188	0.135		
	H _{j1} L ₁₋₅	含金石英脉	82.770	13.241	0.434	0.295	1.318	0.005	1.125	0.668	8.200	0.659	0.160		
	H _{j1} L ₄₋₁₀	含金石英脉	91.236	4.509	0.479	0.302	0.813	0.014	1.718	0.537	0.557	1.481	0.049		

注:样品由中国地质科学院矿产资源研究所测试,测试仪器:美国 DIONEX 公司 21201 型离子色谱仪,国产苏晖 9442 型原子吸收光谱仪;NO₃⁻、PO₄³⁻ 和 Br⁻ 含量低于检测限;“—”低于检测限。气相成分分析误差 < 5%,液相成分分析误差 < 2%。

表 6 研究区金矿床流体包裹体气相成分激光拉曼光谱分析结果

Table 6 Vapor compositions of fluid inclusions in the gold deposits, determined by Laser Raman Spectrometer

矿床名称	样品号及岩(矿)石名称	包裹体类型	x(B)/ %										CO ₂ / H ₂ O	
			H ₂ O	CO ₂	CH ₄	H ₂	CO	N ₂	C ₆ H ₆	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈		
砂宝斯	16-5 块状辉铋矿	气液两相	13.45	10.22	21.79	2.98	0.48	51.09						0.759
		气液两相	15.07	19.32	21.37	6.16		38.06						1.282
		气液两相	18.00	14.11	16.26	4.23		47.40						0.784
		气液两相	5.88	11.28	24.17	6.70		51.97						1.917
	H _{j1} D ₃ 成矿后石英脉	纯气相	3.22	0.66	20.01	2.01		74.09						0.206
		气液两相	4.89	21.41	35.60	3.37		33.69		1.04				4.379
		气液两相	3.17	31.61	32.15	1.44		31.63						9.964
		纯气相	9.55	3.70	16.21	3.41		65.04		2.09				0.387
		纯气相	1.66	2.24	20.38	1.07		74.66						1.348
		老沟 H _{j1} L ₃₋₁ 含金石英脉	气液两相	75.39	21.61	0.48			2.52					
气液两相	78.88		18.27	0.62		0.18	1.80					0.25	0.232	
气液两相	89.70		6.18	0.56			2.98	0.18	0.27			0.13	0.069	
气液两相	54.02		37.08	0.71		0.50	7.46			0.22			0.686	

测试仪器型号：Renisha w-2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪；测试单位：吉林大学地球科学学院地质流体实验室。

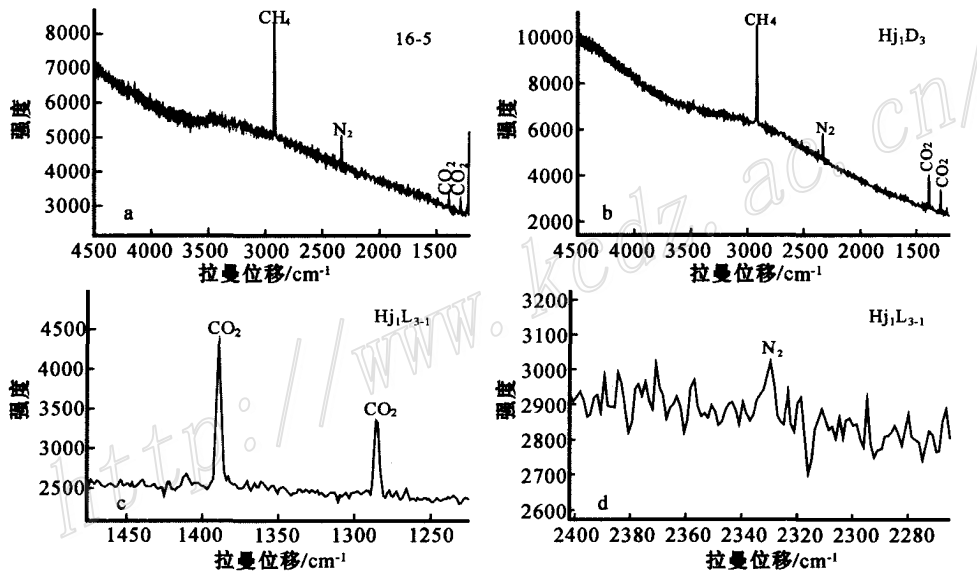


图 7 砂宝斯、老沟金矿床流体包裹体的激光拉曼图谱

a. 样品 16-5；b. 样品 H_{j1}D₃；c、d. 样品 H_{j1}L₃₋₁

Fig. 7 Laser Raman Spectra of fluid inclusions from the Shabaosi and Laogou gold deposits

a. Sample 16-5；b. Sample H_{j1}D₃；c and d. Sample H_{j1}L₃₋₁

CO₂, 其次为 N₂ 和 CH₄, 个别包裹体中还有少量的 CO、C₃H₈、C₂H₄、C₂H₆ 和 C₆H₆；在激光拉曼图谱中可见明显的 CO₂ 和 N₂ 峰(图 7c、d)。

上述激光拉曼光谱气相成分分析结果表明,上

黑龙江盆地内的砂宝斯、老沟等金矿成矿流体包裹体气相成分中 H₂O、CO₂ 和 N₂ 占绝对优势(样品 H_{j1}L₃₋₁), 揭示了有幔源流体参与成矿；而成矿晚期和成矿后的流体包裹体气相成分中虽然也含有较多

的 H_2O 、 CO_2 和 N_2 , 但却出现了大量的 CH_4 (样品 16-5 和 $H_{j1} D_3$), 表明成矿晚期和成矿后期有较多的建造水或盆地热卤水的加入。

4 讨论

4.1 上黑龙江盆地金矿床成因

所谓的“中温热液金矿床 (Mesothermal gold deposits)”是国内外最重要的金矿床类型, 全球金矿资源大部分来自于此, 特大型和超大型金矿床大多属于此类型 (Hodgson et al., 1993; Sillitoe, 1993)。对该类金矿床的分类命名, 国外学者给予了多种不同的术语, 如“绿岩带金矿”、“板岩带金矿”、“浊积岩金矿”和“与侵入岩有关的脉状金矿”等 (Groves et al., 1998; Sillitoe et al., 1998; Zorin et al., 2001); 国内学者亦使用了五花八门的术语, 如“破碎带蚀变岩型金矿”、“石英脉型金矿” (李兆龙等, 1993), 更有以围岩命名的, 如“蚀变砂岩型金矿” (齐金忠等, 2000)。上述分类只反映了矿床在不同围岩或特定的时间和空间产出的特征, 却忽视了上述矿床具有许多相似性这一事实, 它只适用于描述这类矿床中的亚类而非整个类型。

随着金矿床研究及成矿理论的发展, 人们逐渐认识到这些金矿床有相似的地质-地球化学特征, 并且都与造山作用有关 (Groves et al., 1998; Kerrich et al., 1994; Goldfarb et al., 1998), 矿床形成于会聚板块边缘, 矿化明显受构造控制, 与它们是在太古代或元古代绿岩带, 还是在元古代和显生宙沉积岩系中无关 (Kerrich et al., 1994; Barley et al., 1992)。

研究认为, 这些矿床有一个很宽的成矿深度范围 (2 ~ 20 km), 并显示从浅部的 Hg、Hg-Sb (辰砂、辉锑矿), 向下依次为 Au-Sb (浅成相)、Au-As-Te (中成相) 和 Au-As (深成相) 的组分分带 (Groves, 1993; Hagemann et al., 1996; Ridley et al., 1996), 再使用“中温热液”这一术语, 显然不符合 Lindgren (1933) 的原定义, 因而, Groves 等 (1998) 建议将其叫作“造山型金矿”。“造山型金矿”是指那些与造山作用有关, 主要受构造控制的金矿床, Groves 等 (1998) 还根据成矿深度, 将造山型金矿床划分成 3 个亚型: 浅成 (< 6 km), 中成 (6 ~ 12 km) 和深成 (> 12 km)。

Groves 等 (1998) 和 Goldfarb 等 (2001) 总结这类矿床的成矿特点认为: ① 造山型金矿一个最重要的共同特点是它们与各时代变质地体有一致的关系,

对围岩没有选择性; ② 矿床都受断裂控制; ③ 蚀变矿物组合显示出含矿热液富含 CO_2 、S、K 和其它 LILE; ④ 围岩蚀变的横向分带可在几厘米到几十米的尺度上表现出来, 但垂向分带不明显, 即使出现, 也只有在几百米的范围内才有所表现; ⑤ 所有金矿的含矿热液特点一致, 为低盐度的 $H_2O-CO_2-CH_4$ 流体, 与该类矿床有关的流体因其统一的 CO_2 高含量 ($\geq 5 \text{ mol } \%$) 而很特征; ⑥ 矿石中硫化物含量低 ($\leq 3 \text{ \%} \sim 5 \text{ \%}$); ⑦ 造山型金矿的黄铁矿硫同位素介于 $3.8 \text{ ‰} \sim 13.8 \text{ ‰}$ 之间, 类似石英闪长岩, 而不同于围岩中的硫同位素 ($-2.1 \text{ ‰} \sim -6.6 \text{ ‰}$), 其 $\delta^{13}C$ 的值为 $-4.47 \text{ ‰} \sim 6.62 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O$ 值在太古代绿岩带中为 $5 \text{ ‰} \sim 8 \text{ ‰}$, 在显生宙矿床中高于 2 ‰ 。

砂宝斯、老沟、二根河等金矿床分布于上黑龙江盆地内, 金矿带受近东西向延伸的洛古河—二根河韧性-脆脆性剪切带控制, 矿体常赋存于该韧性剪切带派生的南北向及北东向和北西向次级张扭性断裂中。这些金矿的形成与中生代蒙古—鄂霍茨克造山作用有密切的成因联系, 矿床形成于碰撞造山环境 (Li et al., 1999) 和后碰撞走滑环境 (李锦轶等, 2004b)。矿体严格受断裂构造控制, 对围岩没有选择性, 既可产于中生代砂岩中 (砂宝斯、老沟、二根河金矿), 也可赋存于中生代英安岩脉中 (二根河金矿), 砂宝斯林场金矿主要围岩为辉绿岩。砂宝斯和二根河矿区内可见大量的块状辉锑矿和辰砂, 其中的二根河就是金锑矿床。金矿石中硫化物以黄铁矿为主, 硫化物含量一般不超过 3 ‰ , 为少硫化物型矿石。上述矿床与西秦岭造山型金矿 (Mao et al., 2002) 和华北地区碰撞造山过程中形成的金矿床 (毛景文等, 2003) 均形成于碰撞造山及后碰撞构造环境。矿床的同位素研究表明, 上黑龙江盆地内的金矿床中黄铁矿的硫同位素组成为 $1.1 \text{ ‰} \sim 9.6 \text{ ‰}$; 成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值为 $-1.3 \text{ ‰} \sim +6.6 \text{ ‰}$; 铅同位素表现为造山带铅同位素特征。成矿流体的液相中阳离子主要为 Na^+ 、 K^+ , 阴离子主要是 Cl^- 和 SO_4^{2-} ; 气相成分中 H_2O 、 CO_2 和 N_2 占绝对优势, 成矿晚期 CH_4 含量明显增加, 总体上属 $H_2O-NaCl-CO_2-CH_4$ 体系。另据贾伟光等 (2004) 研究, 砂宝斯金矿流体包裹体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $0.8 \text{ ‰} \sim 9.2 \text{ ‰}$, 平均为 5.0 ‰ , 属低盐度流体。矿床流体包裹体均一温度为 $266.5 \sim 295.2 \text{ }^\circ C$, 属中温矿床。

综上所述, 上黑龙江盆地内金矿床地质特征与造山型金矿特征基本一致, 结合矿床的硫、铅、氧同

位素数据及成矿流体特征,笔者认为,上述矿床形成于西伯利亚地台与蒙古—华北陆块碰撞造山环境,为造山型金矿床,相当于 Groves 等(1998)定义的浅成造山型金矿亚类。

4.2 上黑龙江盆地金矿成矿远景

研究区北侧俄国境内的东后贝加尔—蒙古东部地区是重要的金、铜、钼、钨、铋、铅、锌、汞、铁、硼、镁、稀土、铀、萤石和滑石等成矿区,尤以盛产金、铜、铀和钼著称(阎鸿铨等,1998;沈存利,1998;Zorin,1999;Zorin et al.,2001),这些矿床(田)均受中生代蒙古—鄂霍茨克造山过程中形成的阿金斯科耶—斯科沃罗丁诺超壳断裂带控制(Zorin,1999;Zorin et al.,2001)。该造山带俄国境内的东后贝加尔地区碰撞发生在晚三叠世—早侏罗世,中国漠河地区在中—晚侏罗世发生碰撞,代表北亚克拉通与黑龙江超地体及中朝克拉通的碰撞(Li et al.,1999;Zorin,1999;Parfenov et al.,2001;Sorokin et al.,2004)。俄罗斯后贝加尔地区可划分出北西部的金-钼成矿带和南东部的铋-汞-钨-金成矿带,该区典型金矿床(田)有达拉松金矿床、巴列依金矿田、卡里金矿田、克留切夫金矿床、基洛夫金矿床等(段瑞焱等,1990;沈存利,1998;Zorin et al.,2001)。除产于早白垩世巴列依地堑中的巴列依金矿属浅成低温热液型金矿外,其它金矿床均形成于侏罗纪碰撞造山环境。上述金矿床受构造裂隙或断裂构造控制,逆冲构造在金矿形成过程中起着决定性作用(Тамарин и др.,2004),矿化类型分为金-贫硫化物-石英单脉型和金-石英单脉型,含金矿物组合主要为石英-阳起石-磁铁矿组合、石英-电气石-黄铁矿组合、石英-黄铁矿组合、石英-毒砂-黄铁矿组合,个别矿床最晚期出现石英-辉钨矿组合(基洛夫金矿床)(段瑞焱等,1990;Прокофьев и др.,2004)。这些矿床产出于蒙古—鄂霍茨克造山带中央地带(Zorin,1999),为长期上升、隆起地区,遭受了强烈的剥蚀。金矿床(田)围岩蚀变主要以中—高温蚀变为主,矿石类型为 Au-As-Te 或 Au-As 组合,相当于 Groves 等(1998)定义的中成—深成造山型金矿;而我国大兴安岭北部上黑龙江地区的金矿床围岩蚀变主要表现为硅化、高岭土化,缺少电气石化等中高温蚀变,矿石类型为 Au-Sb 组合,为典型的浅成造山型金矿。研究表明,在剥蚀作用有限的大陆边缘地体中 Hg-Sb 浅成低温热液矿床的确定是深部可能存在所谓的“中温热液”金矿床

的有利标志(Groves et al.,1998),如北美西部阿拉斯加西南部的 Kuskokwin 盆地、不列颠哥伦比亚的 Pinchi 矿带和北加利福尼亚沿岸的 Hg-Sb 矿床,矿体由辰砂和含辉钨矿浅成低温热液硅酸盐、碳酸盐矿脉组成,它们沉淀在地壳浅部几公里的范围内,可能是“中温热液”金矿床的地表体现(Nesbitt et al.,1989)。中深成造山型金矿是造山型金矿中金的主要来源,往往形成大型-超大型金矿床,而浅成造山型金矿多形成矿点和小型矿床(Goldfarb et al.,2001)。上黑龙江地区由于数千米中生代沉积物的覆盖,仅在盆地内局部基底隆起区出露了浅成造山型金矿,而中深成造山型金矿仍深埋于盆地盖层之下。今后在该区的普查找矿工作中,一定要围绕盆地内的基底次级隆起区开展工作,剥蚀程度的研究是该区寻找造山型金矿的关键。

5 结 论

(1) 上黑龙江盆地内金矿的形成与中生代蒙古—鄂霍茨克造山带有密切的成因联系,矿体严格受断裂构造控制,对围岩没有选择性。

(2) 金矿床中黄铁矿的硫同位素组成为 1.1‰ ~ 9.6‰;成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.3‰ ~ +6.6‰, δD 值为 -89‰ ~ -135‰;铅同位素表现出造山带铅同位素特征。

(3) 成矿流体液相中阳离子主要为 Na^+ 、 K^+ ,阴离子主要是 Cl^- 和 SO_4^{2-} ;气相成分中 H_2O 、 CO_2 和 N_2 占绝对优势,成矿晚期 CH_4 含量明显增加,总体上属 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ 体系。流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 均为 5.0%,属低盐度流体。

(4) 金矿的形成温度为 266.5 ~ 295.2℃,为中温热液矿床。

(5) 矿床类型为造山型金矿,矿石类型主要为 Au-Sb 组合,属典型的浅成造山型金矿床。

(6) 在深部寻找中深成造山型金矿床是该区普查找矿的方向。

致 谢 韩仲文研究员参加了部分野外工作,论文撰写过程中得到了段瑞焱研究员的大力帮助,审稿人提出了很好的修改意见。在此一并致以诚挚的感谢。

References

- Barley M E and Groves D I. 1992. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time[J]. *Geol.*, 20 : 291 ~ 294 .
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Heilongjiang Province. 1993. Regional geology of Heilongjiang Province[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 5 ~ 25 (in Chinese with English abstract) .
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *J. Geophys. Res.*, (B77) : 3 057 ~ 3 067 .
- Duan R Y, Yang F, Li L Y and Cui H W. 1990. Geology of gold deposits in neighbouring countries and prospect of gold deposits in China [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 41 ~ 81 (in Chinese with English abstract) .
- Goldfarb R J, Phillips G N and Nokleberg W J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim[J]. *Ore Geol. Rev.*, 13 (1 ~ 5) : 185 ~ 218 .
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time : A global synthesis[J]. *Ore Geol. Rev.*, 18 : 1 ~ 75 .
- Groves D I. 1993. The crustal continuum model for late- Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia [J]. *Mineralium Deposita*, 28 : 366 ~ 374 .
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre- Mariam M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits : A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. *Ore Geol. Rev.*, 13 (1 ~ 5) : 7 ~ 27 .
- Hagemann S G and Brown P E. 1996. Geobarometry in Archaean lode-gold deposits[J]. *Eur. J. Mineral.*, 8 : 937 ~ 960 .
- He Z J, Li J Y, Mo S G and Sorokin A A. 2003. Geochemical discriminations of sandstones from the Mohe Foreland Basin, Northeast China : Tectonic sitting and provenance[J]. *Science in China (Series D)*, 33 (12) : 1219 ~ 1226 (in Chinese) .
- Hodgson C J, Love D A and Hamilton J V. 1993. Giant mesothermal gold deposits : Descriptive characteristics, genetic model and exploration area selection criteria [A]. In : Whiting et al., eds. Giant ore deposits[C]. Special Publication No. 2, Society of Economic Geologists. 157 ~ 221 .
- Jia W G, Wang X Y, Zhang C H, Hu J H and Wang E D. 2004. Study on characteristics of ore-forming fluid in Shabaosi gold deposit, Heilongjiang Province[J]. *Geology and Resources*, 13 (3) : 148 ~ 151 (in Chinese with English abstract) .
- Kerrick R and Cassidy K F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation —Archean to present : A review[J]. *Ore Geol. Rev.*, 9 : 263 ~ 310 .
- Li J Y, He Z J, Mo S G and Zheng Q D. 1999. The late Mesozoic orogenic processes of Mongolia- Okhotsk or evidence from field investigations into deformation of the Mohe area, NE China[J]. *J. Geosci. Res. NE Asia*, 2 (2) : 172 ~ 178 .
- Li J Y, He Z J, Mo S G and Sorokin A A. 2004a. The age of conglomerates in the lower part of the Xiufeng Formation in the northern Da Hinggan Mountains, NE China, and their tectonic implications [J]. *Geological Bulletin of China*, 23 (2) : 120 ~ 129 (in Chinese with English abstract) .
- Li J Y, Mo S G, He Z J, Sun G H and Chen W. 2004b. The timing of crustal sinistral strike-slip movement in the northern Great Khing' an ranges and its constraint on reconstruction of the crustal tectonic evolution of NE China and adjacent areas since the Mesozoic[J]. *Earth Science Frontiers*, 11 (3) : 157 ~ 167 (in Chinese with English abstract) .
- Li Z L, Yang M Z, et al. 1993. The geology-geochemistry of gold deposits in Jiaodong region[M]. Tianjin : Tianjin Science and Technology Press. 71 ~ 108 (in Chinese with English abstract) .
- Lindgren W. 1933. Mineral deposits [M]. 4th ed. New York and London : McGraw Hill. 930p .
- Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, Zhang Z C, Garwin S and Ren F S. 2002. Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China[J]. *Mineralium Deposita*, 37 (1) : 352 ~ 377 .
- Mao J W, Zhang Z H, Yu J J, Wang Y T and Niu B G. 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in the North China and adjacent areas : Implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits[J]. *Science in China (Series D)*, 33 (4) : 289 ~ 299 (in Chinese) .
- Moiseyenko V G, Nuzhnov S V and Sorokin A P. 1992. Geological evolution and Diwa processes in Amur (Heilongjiang) geoblock, Russia [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 16 (3 ~ 4) : 113 ~ 126 .
- Nesbitt B E and Muehlenbachs K. 1989. Geology, geochemistry and genesis of mesothermal deposits of the Canadian Cordillera : Evidence for ore formation from evolved meteoric water[A]. In : Keays R R, Ramsay W R H and Groves D I eds. The geology of gold deposits[C]. The Perspective, 1988. *Econ. Geol. Monograph*, 6 : 553 ~ 563 .
- Parfenov L M, Popeko L I and Tomurtogoo O. 2001. Problems of tectonics of the Mongolia- Okhotsk orogenic belt[J]. *Geol. Pac. Ocean*, 16 : 797 ~ 830 .
- Qi J Z, Li L and Guo X D. 2000. Geological characteristics of the Shabaosi altered sandstone type gold deposit in North Da Xinggan Mountains[J]. *Mineral Deposits*, 19 (2) : 116 ~ 125 (in Chinese with English abstract) .
- Quan H, Wu G and Zh J F. 1998. A new gold deposit type and its resource prospective in Derbugan metallogenic belt[J]. *Journal of Precious Metallic Geology*, 7 (4) : 302 ~ 303 (in Chinese) .
- Ridley J, Mikucki E J and Groves D I. 1996. Archaean lode-gold deposits : Fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems[J]. *Ore Geol. Rev.*, 10 : 279 ~ 293 .
- Shen C L. 1998. An investigation report on mills of Chita State, Russia [J]. *Inner Mongolia Geology*, 88 (3) : 32 ~ 37 (in Chinese) .
- Sheppard S M F. 1977. Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes[J]. *Inst. Mining Metallurgy*, 25 ~ 41 .

- Sillitoe R H. 1993. Giant and bonanza gold deposits in the epithermal environment: Assessment of potential genetic factors[A]. In: Whiting, et al., eds. Giant ore deposits[C]. Special Publication No. 2, Society of Economic Geologists. 125 ~ 155.
- Sillitoe R H and Thompson J F H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: type, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits[J]. Resource Geology, 48 (4): 237 ~ 250.
- Sorokin A A, Yarmolyuk V V, Kotov A B, Sorokin A P, Kudryashov N M and Li J Y. 2004. Geochronology of Triassic-Jurassic granitoids in the southern framing of the Mongolia-Okhotsk foldbelt and the problem of early Mesozoic granite formation in central and eastern Asia [J]. Doklady Earth Sciences, 399: 1091 ~ 1094.
- Wu G and Quan H. 2000. The geological characteristics and resource prospective of a new gold deposit type in Upper Heilongjiang down-warping region [A]. In: Geological Society of China, ed. Thesis of important achievements of national geological science and technology in the 9th 5-year-plan[C]. Exchange meeting of important achievements on science and technology of geology in the 9th 5-year-plan, 1999. Beijing: Geol. Pub. House. 336 ~ 339 (in Chinese).
- Wu G, Zhu Q and Zhao C S. 2002. The types and geological characteristics of gold-copper deposits in Upper Heilongjiang down-warping region of northern Da Hinggan Mountains[J]. Mineral Deposits, 21 (Supp.): 261 ~ 264 (in Chinese).
- Wu G, Li Z Q and Li Z T. 2003. Geochemical characteristics and genesis of the Early Mesozoic volcanic rocks in West Liaoning area [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 23 (3): 44 ~ 50 (in Chinese with English abstract).
- Wu G, Li Z T, Li G Y, Pang Q B, Han Z W and Wang H B. 2004. Magmatism and mineralization of Luoguhe area in Mohe County, Heilongjiang Province [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 23 (Supp.): 78 (in Chinese).
- Wu G, Sun F Y, Zhao C S, Li Z T, Zhao A L, Pang Q B and Li G Y. 2005. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance [J]. Chinese Science Bulletin, 50 (23): 2733 ~ 2743.
- Wu G. 2006. Metallogenic setting and metallogenesis of nonferrous-precious metals in northern Da Hinggan Mountain [PhD dissertation] [D]. Academic Supervisor: Sun F Y. Changchun: Jilin Univ. 112 ~ 115 (in Chinese with English abstract).
- Yan H Q, Hu S K, Ye M and Xiang W D. 1998. Metallogenic province and ultra-megadeposit in border regions of China, Russia and Mongolia [J]. Science in China (Series D), 28 (Supp.): 43 ~ 48 (in Chinese).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics: the model [J]. Tectonophysics, 75: 135 ~ 162.
- Zhang J F, Quan H, Wu G and Zhu H C. 2002. An assessment of prospects for mineral resources in Derbugan metallogenic province (northern part) [J]. Geology and Resources, 11 (1): 43 ~ 52 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L G, et al. 1995. Block-geology of Eastern Asia lithosphere: isotope geochemistry and dynamics of upper mantle, basement and granite [M]. Beijing: Sci. Press. 153 ~ 173 (in Chinese with English abstract).
- Zhao C S and Wu G. 2002. Epithermal deposits in Manzhouli area, Inner Mongolia [J]. Geology and Resources, 11 (2): 96 ~ 103 (in Chinese with English abstract).
- Zhao C R, Zhao S H and Liang H J. 2000. Geological characteristics and exploration direction of Shabaosi gold deposit, Heilongjiang [J]. Gold Geology, 6 (4): 28 ~ 32 (in Chinese with English abstract).
- Zorin Yu A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia [J]. Tectonophysics, 306: 33 ~ 56.
- Zorin Yu A, Zorina Lidia D, Spiridonov A M and Rutshtein I G. 2001. Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal (Chita Region, Russia) [J]. Ore Geology Reviews, 17: 215 ~ 232.
- Тамаринов А В, Ялович Л И, Ялович Г А. 2004. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголь-Охотского коллизийного шва (Пришилкская и Онон-Туринская зоны) [J]. Тихоокеанская Геология, 23(3): 22 ~ 31 (in Russia).
- Прокофьев В Ю, Зорина Л Д, Бакшеев И А, Платинская О Ю, Кудрявцева О Е и Ишков Ю М. 2004. Состав минералов и условия формирования руд Теремкинского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) [J]. Геология Рудных Месторождений, 46(5): 385 ~ 406 (in Russia).

附中文参考文献

- 段瑞焱, 杨方, 李兰英, 崔惠文. 1990. 周边国家金矿地质与我国金矿展望 [M]. 北京: 地质出版社. 41 ~ 81.
- 和政军, 李锦轶, 莫申国, Sorokin A A. 2003. 漠河前陆盆地砂岩岩石地球化学的构造背景和物源区分析 [J]. 中国科学 (D 辑), 33 (12): 1 219 ~ 1 226.
- 黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社. 5 ~ 25.
- 贾伟光, 王晓勇, 张春辉, 胡军海, 王恩德. 2004. 黑龙江砂宝斯金矿成矿流体性质研究 [J]. 地质与资源, 13(3): 148 ~ 151.
- 李锦轶, 和政军, 莫申国, Sorokin A A. 2004a. 大兴安岭北部绣峰组下部砾岩的形成时代及其大地构造意义 [J]. 地质通报, 23(2): 120 ~ 129.
- 李锦轶, 莫申国, 和政军, 孙桂华, 陈文. 2004b. 大兴安岭北段地壳左行走滑运动的时代及其对中国东北及邻区中生代以来地壳构造演化重建的制约 [J]. 地学前缘, 11(3): 157 ~ 167.
- 李兆龙, 杨敏之, 等. 1993. 胶东金矿床地质地球化学 [M]. 天津: 天津科学技术出版社. 71 ~ 108.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示 [J]. 中国科学 (D 辑), 33(4): 289 ~ 299.
- 齐金忠, 李莉, 郭晓东. 2000. 大兴安岭北部砂宝斯蚀变砂岩型金矿地质特征 [J]. 矿床地质, 19(2): 116 ~ 125.
- 权恒, 武广, 张炯飞. 1998. 得尔布干成矿带新类型金矿及资源

- 潜力[J]. 贵金属地质, 7(4): 302~303.
- 沈存利. 1998. 赴俄罗斯赤塔州矿山考察报告[J]. 内蒙古地质, 88(3): 32~37.
- 武广, 权恒. 2000. 上黑龙江拗陷“新类型”金矿地质特征及成矿远景[A]. 见: 中国地质学会编. “九五”全国地质科技重要成果论文集[C]. “九五”地质科技重要成果交流会, 北京, 1999. 北京: 地质出版社. 336~339.
- 武广, 朱群, 赵财胜. 2002. 大兴安岭北部上黑龙江拗陷区金铜矿床类型及地质特征[J]. 矿床地质, 21(增刊): 261~264.
- 武广, 李忠权, 李之彤. 2003. 辽西地区早中生代火山岩地球化学特征及成因探讨[J]. 矿物岩石, 23(3): 44~50.
- 武广, 李之彤, 李广远, 庞庆帮, 韩仲文, 王宏博. 2004. 黑龙江省漠河县洛古河地区岩浆作用与成矿[J]. 矿物岩石地球化学通报, 23(增刊): 78.
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 李之彤, 赵爱琳, 庞庆帮, 李广远. 2005. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义[J]. 科学通报, 50(20): 2278~2288.
- 武广. 2006. 大兴安岭北部区域成矿背景与有色、贵金属矿床成矿作用[学位论文][D]. 导师: 孙丰月. 长春: 吉林大学. 112~115.
- 阎鸿铨, 胡绍康, 叶茂, 向伟东. 1998. 中、俄、蒙边境成矿密集区与超大型矿床[J]. 中国科学(D辑), 28(增刊): 43~48.
- 张炯飞, 权恒, 武广, 祝洪臣. 2002. 得尔布干成矿区(北片)矿产资源远景评价[J]. 地质与资源, 11(1): 43~52.
- 张理刚, 等. 1995. 东亚岩石圈块体地质——上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学[M]. 北京: 科学出版社. 153~173.
- 赵财胜, 武广. 2002. 满洲里地区的浅成低温热液矿床[J]. 地质与资源, 11(2): 96~103.
- 赵春荣, 赵淑华, 梁海军. 2000. 黑龙江砂宝斯金矿地质特征及找矿方向[J]. 黄金地质, 6(4): 28~32.