黑龙江乌拉嘎金矿的次火山岩浆-热液成矿:熔体-流体包裹体证据*

徐九华[1] 魏浩[1] 王燕海[1] 曾庆栋[2] 刘建明[2] 王永彬[2] 毛骞[2]

XU JiuHua[1], WEI Hao[1], WANG YanHai[1], ZENG QingDong[2], LIU JianMing[2], WANG YongBin[2] and MAO Qian[2]

1. 北京科技大学资源工程系, 北京 100083

2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

1. *Department of Resource Engineering, University of Science and Technology Beijing, Beijing* 100083, *China*

2. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*

2011-12-11 收稿, 2012-02-27 改回.

Xu JH, Wei H, Wang YH, Zeng QD, Liu JM, Wang YB and Mao Q. 2012. Sub-volcanic hydrothermal mineralization of the Wulaga gold deposit, Heilongjiang, China: Evidences from melt and fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4): 1305 – 1316

Abstract The Wulaga gold deposit, located in the northeastern edge of the joint of Paleo-Asiatic and Pacific tectonic domains, is one of the most important gold deposits in China. The ore bodies are mainly hosted in secondary faults of the Wulaga fault, and cryptoexplosive breccia zone within the Tuanjiegou plagioclase granite-porphyry, and in the layer fractures of metamorphic Heilongjiang Group. There are three types of fluid inclusions in quartz phenocryst of plagioclase granite-porphyry, that is, melt inclusions, primary L-V and L-V-S inclusions, as well as secondary L-V inclusions. Glassy melt inclusions are characterized by acid magma (SiO_2 = 69.5% ~73.8%), with the trapping of temperatures higher than 800℃. Secondary L-V inclusions in quartz phenocryst have 210 ~ 350℃ of homegenization temperatures (Th), which represents the features of sub-volcanic hydrothermal fluids and are coincide with those of pyrite-white chalcedony quartz stage (Q1), while salinities (5% ~7% NaCleqv) are slightly higher than those of Q1. Gold mineralization of the Wulaga can be divided into three stages. Fluid inclusions in pyrite-early white chalcedony quartz stage (stage I) are characterized by aqueous solution with homogenization temperatures of 154 ~ 355℃, mainly in 230 ~ 270℃. Salinities of fluid inclusions are 1.3% ~8.2% NaCleqv, with densities of 0.53 ~0.88g/cm^3. Homogenization temperatures of fluid inclusions in smoky gray chalcedony quartz-polymetallic sulfide stage (stage II) are 159 ~196℃, mainly in 170 ~190℃, with salinities of 2.2% ~3.2% NaCleqv and densities of 0.79 ~0.92g/cm^3. Those in calcite of carbonate-quartz stage (stage III) are mainly in 170 ~270℃, with salinities of 0.5% ~2.9% NaCleqv and densities of 0.80 ~ 0.88g/cm^3. Ore-forming fluids in the main mineralization stage are characterized by mid to low temperatures, low salinities, and lack of CO_2, which is similar with epithermal deposit related with continental volcanic-subvolcanic rocks in the world. Melt and fluid inclusion study show that gold mineralization has a close relationship with plagioclase granite-porphyry, and it is possible for silicate magma to produce salt-aqueous solution through immiscibility in magmatic differentiation. The Wulaga gold deposit should belong to epithermal gold deposit related to Cretaceous plagioclase granite-porphyry.

Key words Melt inclusions; Fluid inclusions; Subvolcanic rock; Wulaga gold deposit, Heilongjiang

摘 要 黑龙江乌拉嘎金矿是我国陆相火山岩区的重要金矿之一。构造位置处于古亚洲构造域与滨太平洋构造域交接复合部位的东北缘,矿体主要分布于团结沟斜长花岗斑岩接触带部位的隐爆角砾岩带和黑龙江群变质岩的层间裂隙中。斜长花岗斑岩的石英斑晶中发育3类包裹体:熔体包裹体、原生的L-V包裹体(及少量的L-V-S包裹体)和次生的L-V包裹体。玻璃质熔体包裹体相当于酸性残浆的成分(SiO_2达69.5% ~73.8%),其捕获温度大于800℃。石英斑晶中次生L-V包裹体均

* 本文受国家自然科学基金项目(40972066)、全国危机矿山找矿资源专项综合研究项目(20089931)和中国科学院地质与地球物理研究所开放基金联合资助.

第一作者简介: 徐九华,男, 1951年生,教授,博导,矿床学专业, E-mail: jiuhuaxu@ces.ustb.edu.cn

一温度集中在210~350℃、盐度5%~7% NaCleqv,代表了次火山岩浆热液的特征,与黄铁矿-早期白色玉髓状石英阶段中Q1的包裹体均一温度范围很接近,而盐度略高于白色玉髓状石英Q1的。乌拉嘎金矿的金成矿可划分3个成矿阶段,发育盐水溶液包裹体:(1)黄铁矿-早期白色玉髓状石英阶段,包裹体均一温度为154~355℃,集中在190~330℃,盐度为1.3%~8.2% NaCleqv,密度为0.53~0.88g/cm^3。(2)烟灰色玉髓状石英-多金属硫化物阶段,石英中包裹体均一温度为159~196℃,集中在170~190℃,盐度为2.2%~3.2% NaCleqv,密度0.79~0.92g/cm^3。(3)碳酸盐-石英阶段,方解石中包裹体均一温度集中在170~270℃;盐度0.5%~2.9% NaCleqv。成矿流体以中低温、低盐度、贫CO_2的盐水体系为特征,与国内外陆相火山-次火山热液矿床十分相似。石英斑晶中熔体、流体包裹体及其共存反映了次火山岩浆活动晚期,由硅酸盐熔体通过不混溶产生含矿的盐水溶液的可能,说明了金成矿与斑岩的成因联系,乌拉嘎金矿应该属于陆相火山-次火山活动有关的中低温浅成热液金矿床。

关键词 熔体包裹体;流体包裹体;次火山岩;黑龙江乌拉嘎金矿

中图法分类号 P618.51

1 引言

乌拉嘎金矿(团结沟金矿)位于黑龙江省嘉荫县境内,是黑龙江省最大的岩金矿床。对于乌拉嘎金矿的成因认识仍然存在争议,这直接影响了矿区及周围的进一步找矿,主要问题有以下几个。(1)对金成矿与中生代斑岩有无关系的认识存在分歧:①认为斜长花岗斑岩是成矿母岩,不仅提供成矿的热源,也提供了矿质(吴尚全,1984;李碧乐和王健,1998;吴国学等,2008);②否定斜长花岗斑岩与成矿的关系(张璟等,2010)。(2)对矿床成因类型的观点不同:①矿床属斑岩型金矿(吴尚全,1984;韦永福等,1993);②热泉型金矿(张重泽和任启江,1992);③中低温浅成热液金矿床(王可勇等,2004)、低硫化型浅成低温热液金矿床(孙丰月,2008)或浅成低温热液裂隙充填型金矿床(张璟等,2010)。(3)对成矿流体注重于流体包裹体的研究,如对赋矿斑岩体的斑晶石英和矿石中玉髓状石英的流体包裹体研究(王可勇等,2004),对玉髓状石英-黄铁矿型矿石中包裹体的研究(孙丰月等,2008),而对熔体包裹体关注较少,未见详细报道。

对于乌拉嘎金矿斜长花岗斑岩的斑晶中熔体包裹体与流体包裹体的关系、以及它们之间的演化,这对解释金成矿与斑岩有无联系、矿床成因类型的归属有重要意义。Kamenetsky *et al.*(2002, 2004)对俄罗斯远东的Omsukchan斑状花岗岩中石英斑晶中共存的熔体包裹体和流体包裹体做了很好的研究,认为包裹体的多样性是由于残余硅酸盐熔体-热卤水-挥发份体系中强烈的化学不均一性所导致的。Davidson and Kamenetsky(2007)还研究了新西兰Okataina火山活动中心的流纹岩、智利Río Blanco铜钼矿床中熔体包裹体及其包含的水溶液包裹体,并证明了这些与硅酸盐熔体共存的水溶液包裹体既可代表出溶后的捕获相(Okataina流纹岩),也可代表已经出溶的、与岩浆共存的捕获相(Río Blanco铜钼矿床)。Cline and Bodnar(1994)报道了新墨西哥州Questa钼矿床从硅酸盐熔体到盐水体系直接演化的证据。这些研究进展丰富了人们对岩浆-热液成矿体系的初始流体之认识。本文研究了乌拉嘎金矿的次火山岩-斜长花岗斑岩中石英斑晶内的熔体包裹体、流体包裹体,以及各阶段矿化脉体石英中的流体包裹体,对目前矿床成因研究存在一些分歧进行了探讨。

2 次火山岩及其成矿特征

2.1 区域地质背景

乌拉嘎金矿大地构造位置处于古亚洲构造域与滨太平洋构造域交接复合部位的东北缘,Ⅰ级构造单元处于大兴安岭-内蒙地槽褶皱区与兴凯湖-布列亚地块区衔接处北段,Ⅱ级构造单元位于五星-关松镇隆起带与佳木斯隆起带相交接处的北端(图1),佳木斯地块隆起带北段被NNE向乌拉嘎深断裂带分割成三部分:西部为汤旺河-关松镇隆起,中部为嘉荫凹陷,东部为太平沟隆起,乌拉嘎金矿位于太平沟隆起与嘉荫断陷交界处。中国东部的深部动力学过程在120~100Ma发生了重要转型,由挤压逐渐转向拉张,这种动力学背景有利于浅成低温热液矿床的形成,乌拉嘎金矿与这样的地质背景有关。

区域内的地层出露较全,包括古、中、新元古界,古生界的寒武系、泥盆系和二叠系,中生界的三叠系和白垩系(彭向东等,2011)。与斜长花岗斑岩伴生的下白垩统火山岩,主要由陆相火山碎屑和火山熔岩组成,包括宁远村组、淘淇河组,它们呈角度不整合覆盖于中元古界黑龙江群下亚群强烈韧性变形的绿片岩之上。

矿区断裂构造呈现多期活动的特点,包括近E-W向、S-N向、NNE向和NWW向四组,NNE向乌拉嘎深断裂是本区最大的构造活动带,是区内的各期岩浆活动和含矿热液运移的重要通道,而直接控制矿体分布的是乌拉嘎断裂的次级断裂及团结沟斜长花岗斑岩体上部和边部的隐爆角砾岩带。

2.2 含金次火山斑岩

次火山斑岩分布于乌拉嘎断陷东侧,地表出露岩体主要有葡萄沟花岗闪长斑岩体和团结沟斜长花岗斑岩体,呈岩脉或岩株状产出(图1),钻孔资料表明两者在深部连为一体

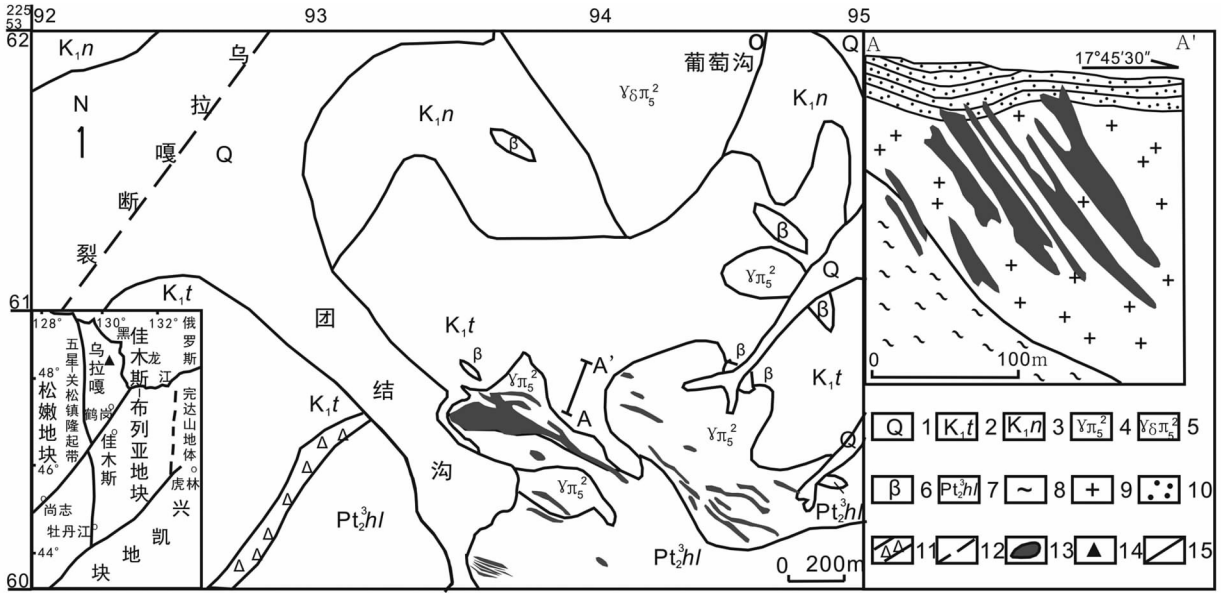


图 1 乌拉嘎金矿地质简图(左)及 125 线地质剖面图(右)(据孙丰月等,2008;张重泽和任启江,1992;吴尚全,1995 修绘)

1-第四系;2-下白垩统淘淇河组碎屑岩;3-下白垩统宁远村组酸性火山岩;4-斜长花岗斑岩;5-花岗闪长斑岩;6-玄武岩;7-中元古界黑龙江群;8~10-剖面图图例;8-黑龙江群下亚群结晶片岩;9-斜长花岗斑岩;10-淘淇河组沉积岩;11-构造角砾岩;12-推测断裂;13-矿体;14-乌拉嘎金矿;15-地质界线

Fig. 1 Sketch geological map(left) of the Wulaga gold deposit and a geological profile of Line125 (right)(Modified after Sun *et al.*, 2008; Zhang *et al.*; 2002; Wu, 1995)

1-Quatenary; 2-Low Cretaceous Taoqihe Formation; 3-Low Cretaceous Ningyuancun Formation; 4-plagioclase granite porphyry; 5-granodiorite porphyry; 6-basalt; 7-Middle Proterozoic Heilongjiang Ggroup; 8~10-Legend of the profile; 8-Lower Heilongjiang subgroup crystalline schist; 9-plagioclase granite porphyry; 10-Taoqihe Formation sedimentary rock; 11-structure breccias; 12-infered fault; 13-ore body; 14-location of Wulaga gold deposit; 15-geological boundary

(王可勇等,2004)。与斑岩体紧密伴生的中生代火山岩为下白垩统宁远村组(K_1n)流纹岩、流纹质角砾凝灰岩等,受乌拉嘎深断裂控制,不整合于黑龙江岩群(Pt_2^3hl)片岩之上。斜长花岗斑岩-花岗闪长斑岩是燕山晚期的火山岩浆沿乌拉嘎深断裂的火山管道浅成侵位至近地表的次火山岩相产物(王可勇等,2004;孙丰月等,2008)。前人测得斑岩锆石同位素年龄为 105Ma、114Ma(江雄新等,1986),全岩 K/Ar 同位素年龄为 100~112.6Ma(吴尚全,1995)。近年来获得锆石 LA-ICP-MS 同位素年龄 109Ma(聂喜涛,2010),以及 106±1.1Ma 和 108.2±1.2Ma(王永彬等,2012)。

乌拉嘎斜长花岗斑岩具有次火山斑岩的岩石学特征(常丽华等,2009)。岩石具有多斑结构(图 2a, b),斑晶含量大于 50%。斑晶矿物主要为板状的斜长石,且表面多已蚀变为绢云母,但仍可见到聚片双晶(图 2a, b),其次为石英斑晶,占斑晶的 1/3 左右,形态多样,有浑圆状、港湾状,可见溶蚀边但不如熔岩中的明显,有时见后期热液蚀变形成的重结晶细颗粒(图 2c, d);黑云母斑晶也常见,但多已蚀变;基质为长英质矿物,已蚀变为细粒石英和绢云母。

2.3 次火山岩中的矿化脉体

乌拉嘎金矿的矿化主要为各种类型的石英脉体,赋存于斜长花岗斑岩内以及与黑龙江群结晶片岩接触带中,特别是含矿角砾岩带,其次分布于黑龙江群变质岩的层间裂隙中。矿石类型有玉髓状石英-黄铁矿型、灰黑色玉髓状石英-黄铁矿-胶白铁矿型、碳酸盐-白铁矿-黄铁矿型等。围岩蚀变主要为黄铁绢英岩化、硅化(图 2c)、冰长石化等,特别是硅化与成矿关系最为密切;钾化、绢云母化形成较早,主要分布在靠近斑岩体一侧,而碳酸盐化、青磐岩化则远离矿体。

成矿阶段是构造-次火山热液活动阶段性和间歇性的反映,对于成矿过程的构造-热液演化具有重要指示意义。乌拉嘎金矿的成矿阶段划分有 4 阶段(靳是琴等,1994;李景强等,2008)和 3 阶段(霍亮,2006)之别,前者包括黄铁矿-灰色石英阶段、白铁矿-黄铁矿-白色石英阶段、白铁矿-灰黑色石英阶段和白铁矿-碳酸盐阶段,而后者则分为含金黄铁矿-白铁矿-偏胶体玉髓状石英阶段、含金玉髓状石英-多金属硫化物阶段和碳酸盐-粉末状黄铁矿阶段。

我们根据野外脉体穿插关系、石英脉特征以及硫化物种类,也将乌拉嘎金矿的成矿阶段分为如下 3 个:

Ⅰ. 黄铁矿-(灰)白色玉髓状石英(Q1)阶段:此阶段有大量灰白色石英脉(图 3a)或白色玉髓状石英形成,同时在两侧围岩中产生强烈的硅化蚀变作用,硅化石英通常为细粒状、脉状、角砾状。

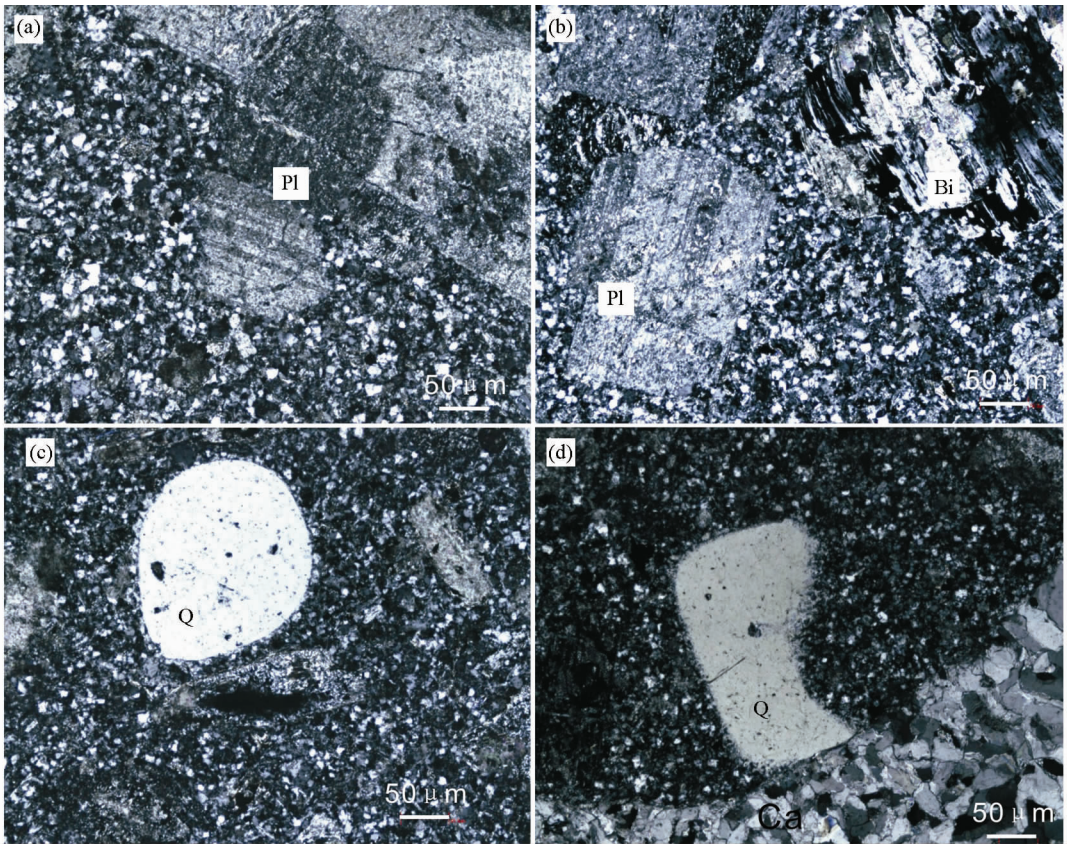


图 2 乌拉嘎次火山斑岩的岩相学特征

(a)-斜长花岗斑岩中蚀变的更长石斑晶(Pl)及基质绢英岩化,TJG-7B-2;(b)-斜长花岗斑岩中蚀变的更长石斑晶、黑云母斑晶(Bi),TJG-13b;(c)-石英斑晶(Q)边缘重结晶, TJG-13a; (d)-石英斑晶边缘重结晶及脉状碳酸盐化(Ca), DZk701-2

Fig. 2 Petrography of Wulaga sub-volcanic porphyry

(a)-alterated oligoclase phenocryst (Pl) in the plagioclase granite porphyry and phyllic groundmass, TJG-7B-2; (b)-alterated oligoclase phenocryst, and biotite phenocryst (Bi), TJG-13b; (c)-recrystallized quartz (Q) at edge of quartz phenocryst, TJG-13a; (d)-recrystallized quartz at edge of quartz phenocryst and carbonate vein, DZk701-2

Ⅱ. 多金属硫化物-烟灰色玉髓状石英(Q2)阶段:主要形成大小不等的胶状黄铁矿-烟灰色玉髓状石英脉(图 3b),伴有强烈的硅化、冰长石化。常见晚期烟灰色玉髓状石英脉胶结早阶段白色玉髓状石英脉或白色石英角砾(图 3b)。该阶段是金矿化的最主要阶段(图 3c),同时伴有较多的白铁矿、辉锑矿、黄铜矿和铅矿等硫化物(图 3d)。自然金主要赋存于烟灰色玉髓状石英和胶状黄铁矿或它们的裂隙中。灰黑色玉髓状石英强烈发育处多为矿体赋存部位。

Ⅲ. 碳酸盐-石英(Q3)阶段:成矿晚期的产物,可见方解石石英脉穿切早期形成的脉体,主要分布在远离矿体的斑岩体内,部分分布在黑龙江群片岩中。

3 熔体-流体包裹体

3.1 包裹体岩相学

乌拉嘎金矿含金斑岩体的石英斑晶和各阶段脉石英样品中都有包裹体产出,下面分斑晶中和石英脉体中的分别描述。

(1)石英斑晶中包裹体根据室温下相态特征,可以分为 3 个主要类型:1)原生玻璃质熔体包裹体,呈椭圆状成群或孤立分布在斜长花岗斑岩石英斑晶中,数量较多,大小 8 ~ 50μm。室温下以 2 相(硅酸盐玻璃相和收缩气泡相)存在,气泡相为黑色球状,玻璃相较明亮,因为其折射率与寄主石英的折光率接近且略低于石英的,所以边缘极线(图 4a),下降物台时贝克线向石英方向移动。有时玻璃相发生轻微的脱玻化作用,使收缩气泡边缘球形界面略显粗糙,也常见玻璃相发生强烈的脱玻化作用(图 4c, d),并且与原生的气液包裹体(L-V)、含子矿物的多相包裹体(L-V-S)共存,说明此时已经发生了岩浆和岩浆水的相分离。有时还见熔体包裹体以微裂隙形式进入寄主石英中(图 4c),如同 Bodnar and Student(2006)描述过的那样。一般认为,体积较大的熔体包裹体在捕获后的冷却过程比较小的包裹体更容易脱玻化和重结晶(Roedder, 1984; Bodnar and Student, 2006);2)原生水溶液包裹体(L-V 型)和含子晶的多相包裹体(L-V-S 型),L-V-S 型相对较少见,原生 L-V 型包裹体大小多为 5 ~ 20μm,气相充填度变化于 3% ~ 10% 之间,常呈孤立或呈小群分布

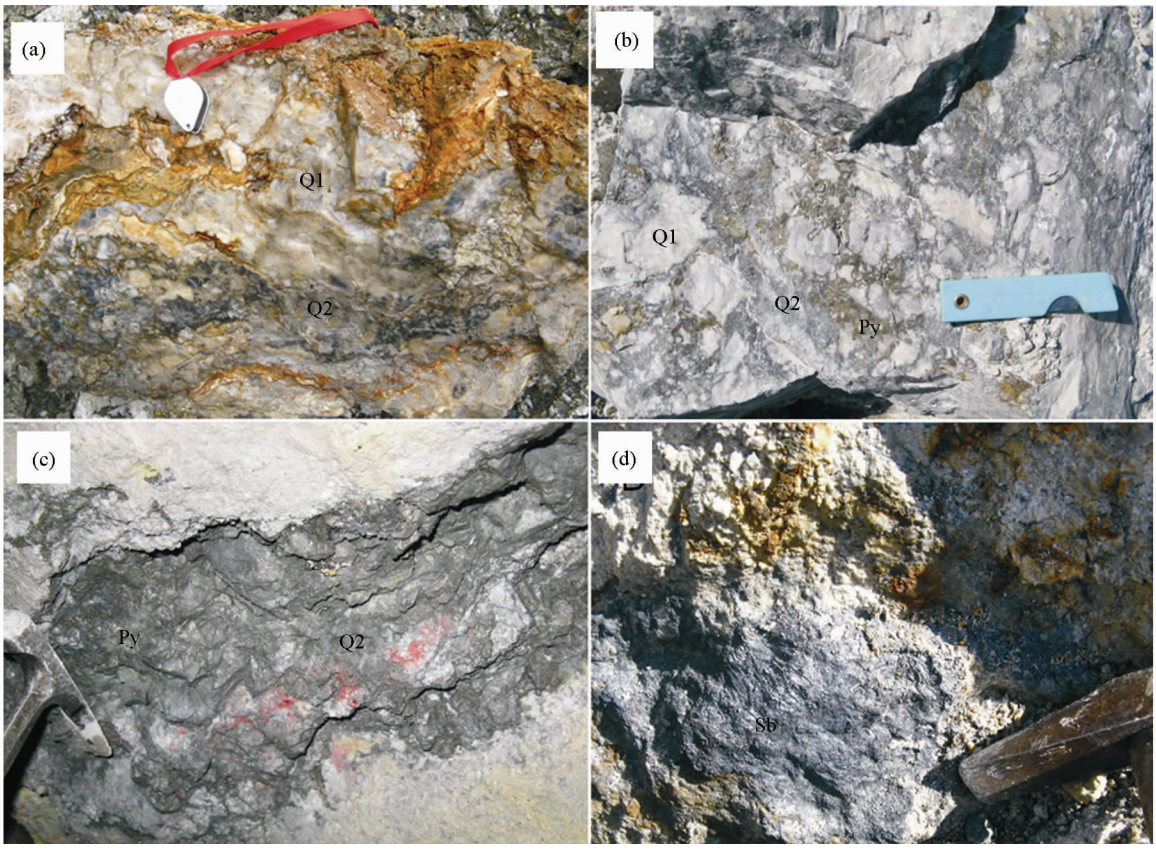


图 3 乌拉嘎金矿床各阶段矿化脉体特征

(a)-黄铁矿-烟灰色玉髓脉(Q2)胶结白色石英脉(Q1)；(b)-白色石英呈角砾(Q1)被灰色石英胶结(Q2)；(c)-富金的烟灰色黄铁矿-石英脉(Py)，乌拉嘎 71m 标高平峒；(d)-破碎带中沿裂隙分布的辉锑矿(Sb)，乌拉嘎西坑矿石堆

Fig. 3 Characteristics of veins in different stages of the Wulaga gold deposit

(a)-pyrite-smoky gray chalcedony vein (Q2) cementing white quartz vein (Q1); (b)-breccia-shaped white quartz (Q1) cemented by gray quartz (Q2); (c)-Au-riched smoky gray pyrite-quartz vein, level 71m adit at Wulaga; (d)-stibnite (Sb) occurs along fractures, west pit

(图 4b)；3)次生水溶液包裹体，为呈椭圆、不规则状沿斑晶石英的次生裂隙分布，系后期热液活动所致(图 4e)。激光拉曼探针显示，L-V 包裹体的主要组分为水，无其它挥发份检出，而在玻璃包裹体的气泡中则可检出 N_2。

(2)脉状矿化石英脉(包括白色-灰白色玉髓状石英 Q1 和烟灰色玉髓状石英 Q2)的包裹体主要为：1)水溶液包裹体(L-V 型)，大小多为 3～15μm，气相充填度一般小于 10%，呈椭圆、不规则状成群或孤立分布在各阶段脉石英中(图 4f，g)。加热后均一到液相，部分 L-V 包裹体群呈线状或面状切穿主矿物颗粒边界，反映了晚期流体的叠加。2)以单相形式存在的包裹体(L_{H_2O}型)，大小多为 2～8μm，数量较少，部分因处于亚稳态，室温下略降温后出现气泡，最后加热均一到液相，呈椭圆或不规则状成群或孤立分布在各阶段。

斜长花岗斑岩石英斑晶中玻璃包裹体或熔融包裹体代表斑晶形成时的残余岩浆，那些原生气液包裹体代表了岩浆-流体演化过程中分异出来的岩浆热液，而斑晶中的次生包裹体则与不同矿化阶段石英中见到的原生包裹体一样，反映了晚期成矿流体的特性。另外，斜长花岗斑岩中斜长石斑晶多已强烈蚀变，很难观察到包裹体；晚期热液阶段的方解石中也发育包裹体，也是 L-V 型。

3.2 包裹体显微测温

3.2.1 熔体包裹体

石英斑晶中熔体包裹体显微测温在北京科技大学资源系包裹体实验室的 Linkman THS-1400 热台上进行。热台测温范围 0～+1400℃。根据前人经验(夏林圻，2002)，升温条件设为，800℃以下 50℃/min，800℃以上 20℃/min，且 850℃以上每隔 50℃恒温 50min，最高温度到 1200℃，升温总时间 13h。对样品号 W-15 的石英斑晶测试结果表明，熔体包裹体在 800℃开始有变化，玻璃发生始熔软化现象(图 5)，850℃以上收缩泡明显变小并有变形现象，在玻璃相内出现很多小气泡，说明玻璃大多熔融，至 950℃众多的小气泡消失并汇集成另一个气泡，而原有的收缩泡又变圆(图 5)，说明硅酸盐熔体全部熔化。这张现象持续到 1200℃都不再有变化。对样品号 W-10 的玻璃包裹体改变升温程序，自 830℃开始每隔 20℃恒温 50min(总时间 12h)，也得出类似的结果，800℃

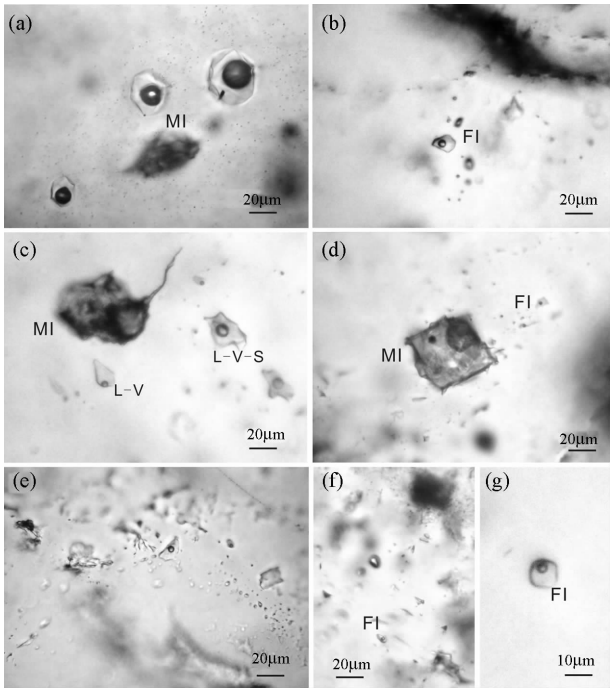


图 4 乌拉嘎金矿熔体-流体包裹体特征

(a)-蚀变斑岩中石英斑晶内的玻璃包裹体(MI), W010; (b)-绢英岩中残留斑晶内原生 L + V 包裹体,TJG014; (c)-石英斑晶中脱玻化的熔体包裹体(MI)与 L-V、L-V-S 包裹体共存,DZK701-16; (d)-石英斑晶中脱玻化的熔体包裹体和小的 L-V 包裹体, W015; (e)-绢英岩中残留斑晶内的次生 L-V 包裹体, W011; (f)-黄铁矿-灰色石英脉中的 L-V 包裹体(FI), W014; (g)-辉锑矿石英脉中 L-V 原生包裹体(FI), W016

Fig. 4 Characteristics of melt and fluid inclusions in the Wulaga gold deposit

(a)-glassy inclusions in the quartz phenocryst of alterated porphyry (MI), W010; (b)-primary L-V inclusions in the phenocryst of phyllic rock, TJG014; (c)-a devitrified glassy inclusion (MI) in quartz phenocryst associated with L-V and L-V-S inclusions, DZK701-16; (d)-a devitrified glassy inclusion in quartz phenocryst associated with small L-V inclusions, W015; (e)-secondary L-V inclusions in the phenocryst of phyllic rock, W011; (f)-primary L-V inclusions (FI) in the pyrite-gray quartz vein, W014; (g)-a primary L-V inclusion (FI) in the stibnite quartz vein, W016

开始有始熔现象,950℃玻璃全部熔化,850℃以上玻璃相中出现小气泡,并持续到 1120℃ 。

如果岩浆在被捕获时已经饱和或过饱和挥发份,此时岩浆中的挥发份与岩浆呈不混溶状态,这样的熔体包裹体很难通过加热达到完全均一(夏林圻,2002)。乌拉嘎斜长花岗斑岩中石英斑晶内原生流体包裹体和玻璃包裹体共存,可能说明在斑晶捕获之前已经存在岩浆和流体挥发份的不混溶,所以加热不可能使玻璃包裹体达到完全均一(我们最高升到了 1350℃)。由于硅酸盐熔体具有很陡的等容线,几乎不受温度的影响,均一温度近似捕获温度(Touret and Frezzotti,

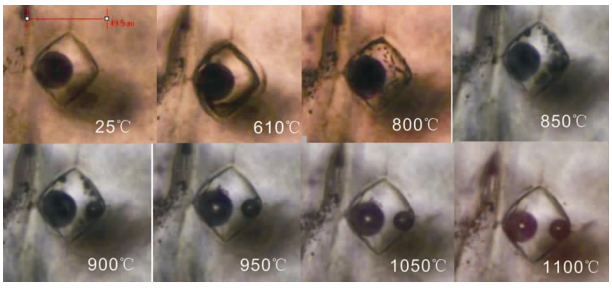


图 5 石英斑晶中玻璃质熔体包裹体的加热变化

Fig. 5 Heating characteristics of a glassy melt inclusion in quartz phenocryst

1993),因此玻璃完全软化的温度也可以近似看做熔体包裹体的捕获温度,说明乌拉嘎石英斑晶中熔体包裹体可能在 800 ~ 950℃被捕获的。因为斑晶早于基质中其它矿物形成,所以斑晶形成温度高于斜长花岗斑岩的平均固化温度。这与近年来对次火山斑岩的形成温度研究结果接近,如由石英 Ti 地质温度计获得西藏甲玛铜矿区石英闪长玢岩中石英斑晶的平均结晶温度 910℃ (彭惠娟等,2011),而用全岩锆饱和温度计算得到德兴花岗闪长斑岩体的平均结晶温度为 790 ±50℃(王蝶等,2010)。

3.2.2 流体包裹体

流体包裹体显微测温也在北京科技大学资源系包裹体实验室进行,仪器为 LinKman THMS-600 冷热台,测温范围 -196 ~ +600℃。接近相变点时的升温速率,对于完全均一温度为 1℃/min,对冰点为 0.1℃。L-V 型包裹体盐度采用 Hall (1988)公式和 Bodnar (1993)盐度-冰点关系表求出,密度采用 Bodnar (1983) 经验公式求出;共获得 159 组数据(表 1),包括石英斑晶中的水溶液包裹体及各阶段石英中的包裹体。

(1)石英斑晶中 L-V 包裹体均一温度 *T*h 为 190.1 ~ 370.9℃,主要集中在 210 ~ 350℃ (图 6);盐度 1.3% ~ 21.3% NaCleqv,集中在 5% ~7%;密度集中在 0.80 ~ 0.88g/cm^3。这些数据主要是由石英斑晶中的次生包裹体获得的,代表或接近岩浆期后热液的特征,其 *T*h 与黄铁矿-早期白色玉髓状石英阶段中的包裹体 *T*h 范围接近。*T*h 范围变化较大,可能是流体内成分或密度的连续变化梯度所致,这种情况下较高的 *T*h 更接近流体包裹体的捕获温度(Shepherd *et al.*, 1985)。石英斑晶中存在一些原生 L-V 包裹体,其 *T*h 也在此范围,王可勇等(2004)也测得石英斑晶中些原生 L-V 包裹体的 *T*h 为 190 ~ 350℃,所以与共存的玻璃包裹体比较要低得多,只能反映最低捕获温度。

(2)I 阶段白色玉髓状石英阶段中 L-V 包裹体的均一温度为 153.7 ~ 354.5℃,主要集中在 210 ~ 330℃,盐度为 1.3% ~ 8.2% NaCleqv,集中在 4% ~ 6% NaCleqv,密度为 0.53 ~ 0.88g/cm^3。该阶段 L-V 包裹体的 *T*h、盐度与石英斑晶中次生 L-V 包裹体的 *T*h、盐度大体相当,它们都代表了主成矿早阶段的流体特征,较早阶段金的沉淀主要发生在中温

表 1 乌拉嘎金矿床流体包裹体显微测温综合表

Table 1 Thermometry of fluid inclusions at the Wulaga Au deposit

样品号	采样位置	样品描述	类型	大小(μm)	均一温度 T_h(℃)	冰点 $T_{m,ice}$(℃)	盐度 (% NaCleqv)	流体密度 (g/cm^3)
W010	穿脉 102 甲 12.5	黄铁矿-灰白色玉髓状石英脉(Ⅰ阶段),	L-V	1.5 ~ 11	193.5 ~ 261.6(12)	-0.8 ~ -2.1	1.4 ~ 3.5	0.80 ~ 0.84
W018	西坑矿石堆	黄铁矿-白色-烟灰色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	15.16	158.1(1)			
TJG-25	ZK1009, 201m 处	黄铁矿化、白铁矿化白色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	5.1 ~ 18.5	191.8 ~ 286.1(17)	-2 ~ -5.3	3.3 ~ 8.2	0.72 ~ 0.87
TJG-20	ZK1009, 327m 处	绿泥黑云片岩中白色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	4 ~ 14.6	201.6 ~ 253.0(16)	-2.1 ~ -3.1	3.5 ~ 5.1	0.82 ~ 0.88
TJG-21	ZK1009, 305m 处	绿泥黑云片岩中白色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	4.1 ~ 14.4	231.1 ~ 399.1(14)	-1.3 ~ -2.8	2.2 ~ 4.6	0.53 ~ 0.85
TJG-24	ZK1009, 274m 处	黄铁矿化绢英岩中白色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	4 ~ 10.3	235.7 ~ 237.2(2)			
TJG-14	ZK1009, 461m 处	绢英岩中白色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	3.9 ~ 11.5	234.2 ~ 354.4(15); 463(1)			
TJG-22	ZK1009, 283.5m 处	黄铁矿化绢英岩中白色石英脉(Ⅰ阶段)	L-V	4.3 ~ 9.5	153.7(1)			
W016	西坑矿石堆	辉锑矿石英脉(Ⅱ阶段)	L-V	3.3 ~ 12.4	158.9 ~ 196.4(9)	-1.8 ~ -1.9	3.1 ~ 3.3	0.79 ~ 0.92
W014	102 线平峒 15m 处	含少量硫化物的灰色石英脉(Ⅱ阶段)	L-V	7.6 ~ 7.8	187.2 ~ 189.3(2)	-1.3 ~ -1.4	2.2 ~ 2.4	0.89
W008	100 米标高平峒尽头	绢英岩化花岗岩中方解石石英脉(Ⅲ阶段)	L-V	4.4 ~ 10.6	151.3 ~ 315.2(10)	-0.3 ~ -1.7	0.5 ~ 2.9	0.80 ~ 0.86
W012	102 线平峒 13.5m 处	斜长花岗岩中的石英斑晶	L-V	3.3 ~ 15.6	231.4 ~ 370.9(13)	-2.5 ~ -3.1	4.1 ~ 5.1	0.80 ~ 0.86
W015	102 线平峒 26m 处	斜长花岗岩中的石英斑晶	L-V	3.2 ~ 14.6	190.1 ~ 340.1(13)	-1.2 ~ -2.4	2.1 ~ 4.1	0.77 ~ 0.86
DZK701-16	DZK0701 钻孔 301m 处	斜长花岗斑岩中的石英斑晶	L-V	5 ~ 15.8	195.7 ~ 360.7(18)	-1.2 ~ -3.5	2.1 ~ 5.7	0.56 ~ 0.85
TJG-10	ZK1009, 495m 处	绢英岩化斜长花岗斑岩中的石英斑晶	L-V	3.3 ~ 11.5	194.0 ~ 308.9(15)	-0.8 ~ -18.5	1.3 ~ 21.3	0.84 ~ 1.04

注：W008 测试矿物为方解石，其余为石英

条件下。

(3)II 阶段烟灰色玉髓状石英中 L-V 包裹体的均一温度为 158.9 ~ 196.4℃，主要集中在 170 ~ 190℃，盐度为 2.2% ~ 3.2% NaCleqv，密度 0.79 ~ 0.92g/cm^3。该阶段为主成矿较晚阶段，金的沉淀主要发生在中低温条件下。在烟灰色玉髓状石英-多金属硫化物阶段局部还发现少许均一到气相的富气相包裹体(V-L 型)，与 L-V 型包裹体在同一视域，均一温度相近，为 190℃左右，可视为同时捕获的沸腾包裹体，其均一温度可以视为捕获温度(Roedder, 1984)，说明成矿较晚阶段流体发生了沸腾作用。

(4)III 阶段碳酸盐-石英阶段中方解石内包裹体的均一温度 151.3 ~ 315.2℃，集中在 170 ~ 270℃；盐度 0.5% ~ 2.9% NaCleqv，集中在 1% ~ 2% NaCleqv；密度 0.80 ~ 0.88g/cm^3。

3.3 激光拉曼探针分析

激光拉曼探针分析在北京大学地球与空间科学学院地质教学实验中心进行，测试仪器型号为 Renishaw 公司 RM-1000 型，实验条件为 514nm Ar + 激光器，光谱计数时间 10s，激光束斑 1 ~ 2μm。结果表明各阶段气液包裹体成分主要为 H_2O，在激光拉曼位移 3400cm^{-1} 附近显示非常清晰的 H_2O 谱峰。L-V 型包裹主要成分为 H_2O(图 7)，没有样品检出 CO_2，这与造山型金矿的包裹体很不同。在玻璃质熔体包裹体的气泡中还检出了 N_2，其形成可能与岩浆去气作用有关，与变质作用中云母或长石中 NH_4^+ 的分解(Andersen *et al.*, 1993)不同。

3.4 熔体包裹体电子探针分析

在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针室对石英斑晶中的玻璃质熔体包裹体成分进行了电子探针分析，测试仪器是 JEOL-JXA-8100，束斑直径 3 ~ 20μm 实验条件：加速电压 20kV，电流 20nA，计数时间 300s，空间分辨率 7nm。测试结果见表 2。由玻璃包裹体的氧化物成分可知，这些包裹体的 SiO_2 的含量很高，达 69.5% ~ 73.8%，属酸性岩浆熔体的范畴。与石英斑晶的寄主岩石斜长花岗斑岩或花岗闪长斑岩相比(表 2)，SiO_2 平均含量高 5.29%，Al_2O_3 平均高 0.89%，而 FeO(+ Fe_2O_3)、MgO 和 CaO 则低很多，分别低 5.11%、1.59% 和至 1.47%。这是因为石英斑晶形成时间比斜长石斑晶、黑云母斑晶形成要晚，此时的岩浆成分比初始岩浆要更酸性些，相对减少的 Mg、Fe、Ca 等组分在黑云母、斜长石等斑晶形成过程中已被消耗。石英斑晶中存在的原生流体包裹体表明残余岩浆更富集挥发份，为后来的成矿热液事件储备了热液源。

5 讨论

5.1 石英斑晶中熔体-流体包裹体演化

王可勇等(2004)提到，含子矿物三相包裹体和气液两相

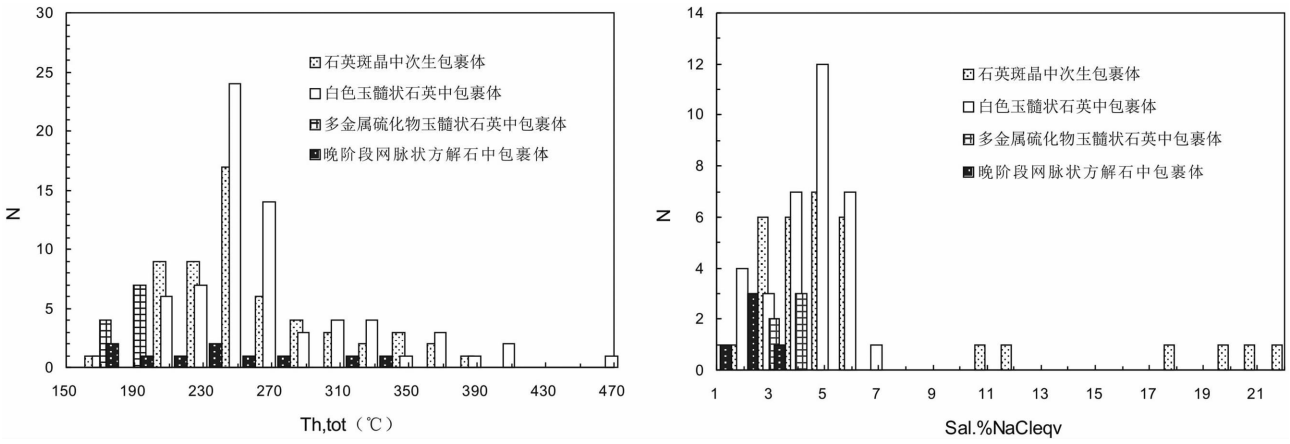


图 6 乌拉嘎金矿床各阶段石英脉流体包裹体均一温度(左)和盐度(右)直方图

Fig. 6 Histograms of homogenization temperatures (left) and salinities (right) for fluid inclusions in vein quartz of various stages in the Wulaga gold deposit

表 2 乌拉嘎次火山岩石英斑晶中玻璃质熔体包裹体的电子探针分析结果(wt%)

Table 2 Results of EPMA analysis for glass melt inclusions in quartz phenocryst of sub-volcanic rock in the Wulaga (wt%)

测点号	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	MnO	TiO_2	NiO	ZnO	Cl	Total
10B-a	69.48	15.44	0.61	0.14	1.19	2.99	5.44	0.00	0.02	0.13	0.00	0.00	0.06	95.50
10B-b	69.77	15.54	0.64	0.12	1.30	3.53	5.52	0.00	0.11	0.07	0.03	0.05	0.04	96.73
10B-c	69.67	15.33	0.54	0.11	1.30	3.31	5.64	0.01	0.08	0.10	0.05	0.02	0.04	96.21
10B-d	73.76	13.49	0.53	0.12	1.14	2.97	4.76	0.00	0.04	0.05	0.01	0.03	0.06	96.96
29-b	71.19	16.56	0.13	0.00	1.11	4.38	5.84	0.01	0.04	0.14	0.00	0.01	0.04	99.43
29-c	71.96	16.19	0.13	0.00	1.26	3.94	5.27	0.00	0.06	0.10	0.00	0.00	0.06	98.92
29-d	70.07	16.40	0.16	0.02	1.39	3.48	5.98	0.01	0.07	0.12	0.00	0.03	0.04	97.74
29-e	70.00	16.82	0.17	0.03	1.59	4.12	5.22	0.02	0.00	0.13	0.02	0.03	0.04	98.18
29-f	69.96	16.58	0.11	0.02	1.32	3.58	6.31	0.00	0.01	0.07	0.04	0.04	0.06	98.05
平均	70.56	15.82	0.34	0.06	1.29	3.59	5.55	0.01	0.05	0.10	0.02	0.02	0.03	97.52
次火山岩全岩范围	64.39 ~ 65.62	14.01 ~ 16.21	4.14 ~ 6.38	1.37 ~ 2.01	2.48 ~ 3.12	3.29 ~ 3.95	2.57 ~ 3.28	/	0.049 ~ 0.07	0.46 ~ 0.76	/	/	/	99.46 ~ 99.69
6 件样品均值	65.27	14.93	5.45	1.65	2.76	3.67	2.96	/	0.06	0.61	/	/	/	99.56

说明:1)玻璃包裹体 EPMA 由中国科学院地质与地球物理研究所电子探针室 JEOL-JXA-8100 分析,资料来源本文,备注栏中 μm 为对应包裹体测试的束斑直径;2)次火山岩全岩由核工业北京地质研究院 PHILIPS PW-2404 X-荧光光谱仪分析,资料来源:王永彬等(2012),FeO 项为 $FeO + Fe_2O_3$

包裹体在不同样品的石英斑晶中发育程度不均匀,而熔融包裹体却是遍在的。根据本文的观察,不同样品的石英斑晶中玻璃质熔体包裹体分布也不均匀,有些地段石英斑晶中富含玻璃质熔体包裹体,而另一些则富含次生的 L-V 包裹体。它们可能反映了斑晶及其包裹体的演化经历。石英斑晶中玻璃质熔体包裹体代表了斑晶结晶时被捕获的残余熔浆,其捕获温度大约 800℃,此时酸性残浆的 SiO_2 含量大概为 69.5% ~73.8%,残浆中出溶的挥发份也在石英斑晶的结晶过程中被捕获,成为原生的 L-V 包裹体,局部地段出溶挥发份具有较高的盐度,故而形成少量的含 NaCl 子晶的包裹体。石英斑晶中熔体包裹体与原生气液包裹体(L-V)、含子矿物的多相包裹体(L-V-S)共存的事实,证明了石英斑晶形成时已经发生了岩浆和岩浆水的相分离;这些不同类型包裹体分布不均匀则反映了硅酸盐熔体/盐水流体的相分离不均一(Kamenetsky *et al.*, 2004)。岩浆分异过程从原始的低挥发份熔体(形成侵入岩),经过富水熔体(形成伟晶岩),到富水流体(形成石英脉和矿床),残余液相的成分变化很大(Roedder, 1992)。对于乌拉嘎金矿,由于斜长花岗斑岩的逐渐冷凝成岩,使得大量富硅的汽水热液汇集到岩体的上部,尤其是在岩体因收缩、或因构造活动等产生的裂隙中形成不同阶段的石英脉及矿化。汽水热液还在石英斑晶中的次生裂隙里形成次生包裹体,同时对斑岩的基质成分进行交代产生绢云母化等蚀变。玻璃质熔体包裹体的同步辐射 X 荧光分析(SRXRF)表明(另文),残余熔浆中 Au、As 等与金成矿

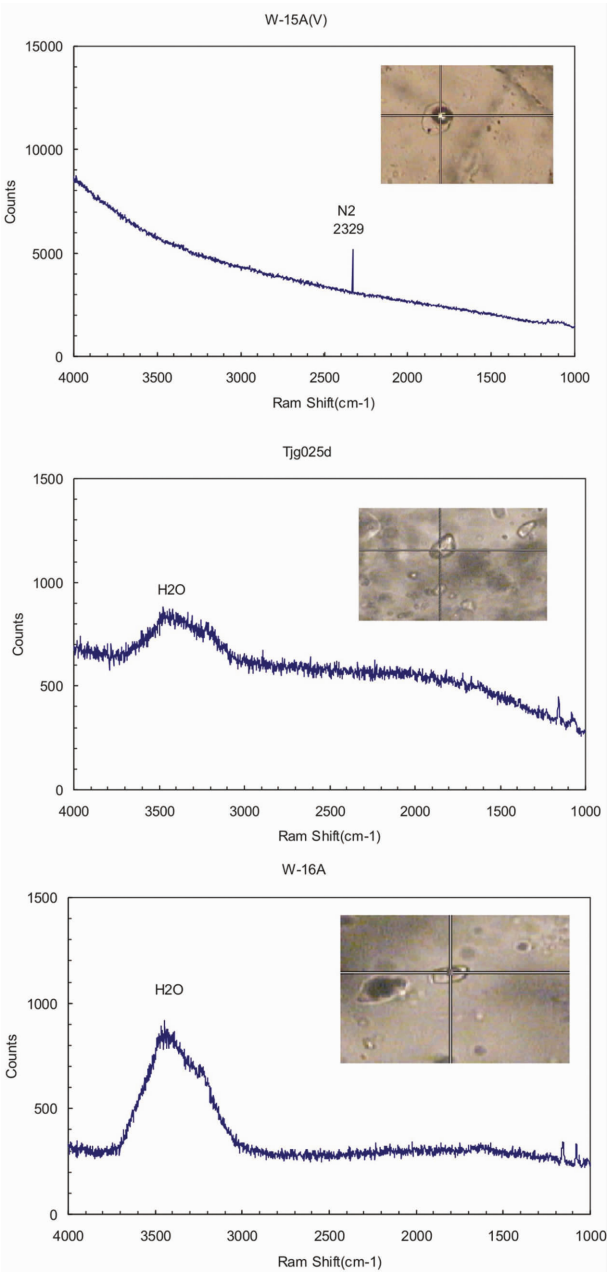


图 7 乌拉嘎金矿床包裹体激光拉曼图谱

W-15A(V)-斜长花岗斑岩石英斑晶中的玻璃质熔体包裹体；TJG025d-黄铁矿-白色玉髓状石英阶段石英中 L-V 包裹体；W016A-烟灰色玉髓状石英-多金属硫化物阶段石英中 L-V 包裹体

Fig. 7 Laser Raman spectorgrams of fluid inclusions in the Wulaga Au deposit

W-15A (V): a glassy melt inclusion in quartz phenocryst of plagioclase granite porphyry; TJG25d: a L-V inclusion in pyrite-white chalcedony quartz vein; W-16A: a L-V inclusion in smoky grey quartz-polymetal vein

密切相关的成矿元素含量较高，为后来的金成矿提供了物质基础。

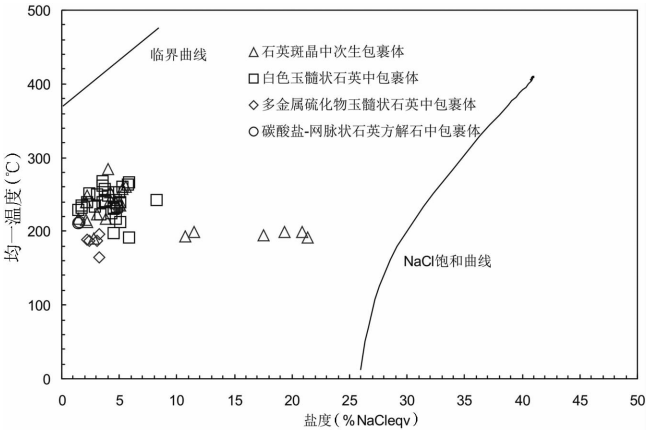


图 8 乌拉嘎金矿床流体包裹体温度-盐度关系图

Fig. 8 Homogenization temperature- salinity diagram of fluid inclusions at the Wulaga Au deposit

总体来看，石英斑晶中的熔体包裹体、原生 L-V-S 和 L-V 包裹体到次生的 L-V 包裹体及其不同比例的分布特征，其均一温度、盐度逐渐降低，反映了次火山岩浆活动晚期，由熔体向流体转变的演化过程。

5.2 金成矿与斑岩的关系及矿床成因

乌拉嘎金矿与金矿化相关的各阶段石英中流体包裹体，包括石英斑晶中次生 L-V 包裹体、黄铁矿-早期白色玉髓状石英和多金属硫化物阶段的烟灰色玉髓状石英中的 L-V 包裹体均一温度（Th）和盐度存在一定的变化趋势（图 8），Th 主要范围逐渐降低，从 210 ~ 350℃（斑晶中次生 L-V 包裹体）、210 ~ 330℃（I 阶段 Q1）到 170 ~ 190℃（II 阶段 Q2）；盐度也相应从 5% ~ 7% NaCleqv、4% ~ 6% NaCleqv 到 2% ~ 3% NaCleqv。王可勇等（2004）测得斑晶中原生含 NaCl 子晶包裹体的完全均一温度变化范围 290 ~ 450℃，盐度值集中于 43% ~ 50% NaCleqv，原生 L-V 包裹体均一温度变化范围 190 ~ 350℃，盐度值集中于 4% ~ 7% NaCleqv。这些数据也符合盐水溶液从硅酸盐熔体中经不混溶相分离出来后，温度逐渐降低、盐度逐渐变小的演化规律。

成矿流体温度的逐步降低，与次火山斑岩体的冷却有关，而流体的盐度下降趋势，很可能与流体在近地表条件下逐步与较低温和低盐度的地下水混合有关。流体演化的结果导致低温的冰长石化、硅化等热液蚀变和金的沉淀。前人对矿石矿物硫同位素研究结果显示 $\delta^{34}S$ 值变化范围大（-33.6‰ ~ 10.1‰）（吴尚全，1984），显示硫源的复杂性和成矿物理化学条件的多变性，表明有沉积物中 S 的参与，地层为成矿提供了部分物质成分。氢氧同位素 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 -2.73‰ ~ 5.81‰，δD_{H_2O} 为 -78.25‰ ~ -132.64‰（吴尚全，1984），显示矿化阶段中大气水的参与。根据矿床具有冰长石化和硅化等低温蚀变作用的发生、较浅的成矿深度、矿石的胶状结构、脉状网脉状构造等，这些特点显示乌拉嘎金

矿具有浅成低温热液矿床的特征。流体包裹体为中低温、低盐度和贫 CO_2 的盐水体系的这种特征,说明矿床与造山型金矿床的富 CO_2 流体有很大差别(Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003; 范宏瑞等,2003),与高盐度富子矿物的斑岩型矿床成矿流体也有较大区别。乌拉嘎金矿的流体特征与内蒙古九龙湾-李清地陆相火山-次火山热液型银多金属矿床、意大利 Osilo 地区金银矿床、加拿大不列颠哥伦比亚的 Shasta 金银矿床、印度尼西亚爪哇岛的 Pongkor 浅成低温 Au-Ag-(Mn)矿床等(徐九华等,2006)的流体包裹体有很多相似之处。国内外学者认为与陆相火山-次火山有关的浅成低温热液矿床,其包裹体类型主要为盐水溶液(White *et al.*, 1995; Cooke *et al.*, 2011; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Heinrich, 2007; 陈衍景等,2007),均一温度多在 100 ~ 300℃,盐度在 0% ~ 10% NaCleqv 之间,一般小于 4% NaCleqv(Hedenquist, 1998; 范宏瑞等,1997),稳定同位素组成反映有大气水参与成矿作用的特点,并且稳定同位素比值的变化范围较大(王莉娟等,2005)。

地质特征方面,乌拉嘎金矿床的空间分布与白垩纪次火山斑岩及其相关的火山岩紧密伴生,矿体受乌拉嘎深断裂的次级构造和隐爆角砾岩带控制。包裹体岩相学观察表明,石英斑晶中熔体包裹体和流体包裹体已发生了不同程度的不混溶,由于岩浆去气作用产生的大量挥发份为成矿提供了主要的热液来源。因此,乌拉嘎金矿的成矿流体来源与晚白垩世陆相火山-次火山作用有着密切的成因联系,本文熔体-流体包裹体研究为乌拉嘎金矿床的陆相火山-次火山热液成因认识和中低温浅成热液金矿床观点提供了新证据。

6 结论

(1)乌拉嘎斜长花岗斑岩的石英斑晶中发育 3 类包裹体,即玻璃质熔体包裹体、原生的 L-V(少量 L-V-S)包裹体以及次生的 L-V 包裹体。玻璃包裹体的氧化物成分电子探针成分分析表明,SiO_2 含量可达 69.48% ~ 73.76%,属酸性岩浆熔体的范畴。熔体包裹体的显微测温表明石英斑晶的捕获温度为 800℃以上。石英斑晶中熔体、流体包裹体及其共存反映了次火山岩浆活动晚期,由硅酸盐熔体通过不混溶产生含矿的盐水溶液的可能,说明了金成矿与斑岩的成因联系。

(2)乌拉嘎金矿床的矿化可以划分 3 个阶段:Ⅰ黄铁矿-早期白色玉髓状石英阶段;Ⅱ烟灰色玉髓状石英-多金属硫化物阶段;Ⅲ碳酸盐-石英阶段。Ⅰ、Ⅱ阶段石英中包裹体的均一温度集中在 210 ~ 330℃和 170 ~ 190℃,而Ⅲ阶段的方解石中包裹体均一温度为 170 ~ 270℃;盐度分别集中在 4% ~ 6% NaCleqv、3% ~ 4% NaCleqv、1% ~ 2% NaCleqv。由于 I-II 阶段,尤其是 II 阶段是金的重要矿化阶段,所以乌拉嘎金矿床的成矿作用具有中低温热液矿床的特征。

(3)石英斑晶中次生 L-V 包裹体代表了次火山岩浆晚期热液的特征,包裹体均一温度集中在 210 ~ 350℃、盐度 5% ~ 7% NaCleqv,与黄铁矿-早期白色玉髓状石英阶段中 Q1 的包裹体均一温度范围很接近,而盐度略高于白色玉髓状石英 Q1 的。乌拉嘎金矿的成矿流体来源与晚白垩世陆相火山-次火山作用有着密切的成因联系,矿床属于与陆相火山-次火山热液有关的中低温浅成热液金矿床。

致谢 野外工作得到了乌拉嘎金矿地质技术人员的大力支持;两位审稿人对本文的修改提出了建设性意见;在此一并表示谢忱。

References

Andersen T, Austrheim H, Burke EAJ *et al.* 1993. N_2 and CO_2 in deep crustal fluids: Evidence from the Caledonides of Norway. Chemical Geology, 108: 113 – 132

Bodnar RJ. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and *PVTX* properties of inclusion fluids. Econ. Geol., 78: 535 – 542

Bodnar RJ. 1993. Received equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solution. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 683 – 684

Bodnar RJ and Student JJ. 2006. Melt inclusions in plutonic rocks: Petrography and microthermometry. In: Melt Inclusions in Plutonic Rocks. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series Volume 36: 1 – 26

Chang LH, Cao L and Gao FH. 2009. Atlas of Igneous Rocks. Beijing: Geological Publishing House, 89 – 93(in Chinese)

Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2085 – 2108(in Chinese with English abstract)

Cline JS and Bodnar RB. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. Economic Geology, 89(8): 1780 – 1802

Cooke DR, Deyell CL, Waters PJ, Gonzales RI, and Zaw K. 2011. Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district, Philippines. Economic Geology, 106: 1399 – 1424

Davidson P and Kamenetsky VS. 2007. Primary aqueous fluids in rhyolitic magmas: Melt inclusion evidence for pre- and post-trapping exsolution. Chemical Geology, 237(3 – 4): 372 – 383

Fan HR, Xie YH and Wang YL. 1997. Fluid inclusion evidences in the processes and environments of gold deposition. Journal of Precious Metallic Geology, 6(3): 204 – 213(in Chinese with English abstract)

Fan HR, Xie YH, Zhai MG and Jin CW. 2003. A three stage fluid model for Xiaoqinling lode gold metallogenesis in the He'nan and Shaanxi Province, Central China. Acta Petrologica Sinica, 19(2): 260 – 266(in Chinese with English abstract)

Goldfarb RJ, Groves DI and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. Ore Geology Review, 18: 1 – 75

Groves DI, Goldfarb RJ, Rober F and Hart CJR. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. Economic Geology, 98: 1 – 29

Hall DL, Sterner SM and Bodnar RJ. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H_2O solutions. Economic Geology, 83: 197 – 202

Hedenquist JW, Arribas A, and Reynolds TJ. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system, Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Economic Geology, 93:373 – 404

Heinrich CA. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. Rew. Miner. Geochem., 65: 363 – 387

Huo L. 2006. Ore genesis and prognosis of Wulaga gold deposit, Jiayin County, Heilongjiang Province. Master Degree Thesis. Changchun: Jilin University, 28(in Chinese with English summary)

Jiang XX, Wei YF and Wang BX. 1986. The main geological characteristics and mineralization of Tuanjiegou gold deposits. In: Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources (ed.). Collection of Gold Geological Research. Beijing: Geological Publishing House, 71 – 83(in Chinese)

Jin SQ, Li XZ, Liu FL and Zhao YX. 1994. Prospecting mineralogy of Wulaga auriferous deposit. Geology and Prospecting, (4): 37 – 42 (in Chinese with English abstract)

Kamenetsky VS, Davidson P, Mernagh TP, Crawford AJ, Gemmell JB, Portnyagin MV and Shinjo R. 2002. Fluid bubbles in melt inclusions and pillow-rim glasses: High-temperature precursors to hydrothermal fluids? Chemical Geology, 183(1 – 4): 349 – 364

Kamenetsky VS, Naumov VB, Davidson P, van Achterbergh E and Ryan CG. 2004. Immiscibility between silicate magmas and aqueous fluids: A melt inclusion pursuit into the magmatic-hydrothermal transition in the Omsukchan Granite (NE Russia). Chemical Geology, 210(1 – 4): 73 – 90

Li BL and Wang J. 1998. The relation between gold mineralization and granite porphyry mass of Tuanjiegou gold field, Heilongjiang Province. Gold, 19(3): 3 – 6(in Chinese with English abstract)

Li JQ, Zhou K, and Jin TH. 2008. Geological characteristics and origin of Tuanjiegou gold deposit, Heilongjiang Province. Gold, 29(6): 19 – 24(in Chinese with English abstract)

Nie XT. 2010. Geological setting ore-forming pattern for Tuanjiegou gold deposit, Heilongjiang Province. Master Degree Thesis. Changchun: College of Earth Sciences, Jilin University (in Chinese with English summary)

Peng HJ, Wang XW, Muller A, Qin ZP, Hou L and Zhou Y. 2011. Magma mixing in Jiama Cu-polymetalic deposit of Tibet: Evidence from quartz and feldspar phenocrysts. Mineral Deposits, 30(2): 249 – 265(in Chinese with English abstract)

Peng XD, Li WW, Li XM and Shi CL. 2011. Mesozoic and Cenozoic stratigraphic sequences and basin evolution in Wulaga fault-depression, Jiayin County, Heilongjiang Province. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 41(1): 86 – 91(in Chinese with English abstract)

Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America, 12: 1 – 644

Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 5 – 20

Sillitoe RH and Hedenquist JW. 2003. Linkages between volcano tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10: 315 – 343

Shepherd TJ, Rankin AH and Alderton DHM. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie: Chapman and Hall, 1 – 239

Sun FY, Wang L, Huo L and Wang KY. 2008. Fluid inclusion study on Wulaga gold deposit in Heilongjiang Province and implications for ore genesis. Geology in China, 35(6): 1267 – 1273(in Chinese with English abstract)

Touret JLR and Frezzotti ML. 1993. Magmatic remnants in plutonic rocks. Bull. Soc. Geo. Fr., 164: 229 – 242

Wang D, Bi XW and Shang LB. 2010. The concentration characteristics of HF and HCl deriving from early crystal of granodiorite porphyry in Dexing County, Jiangxi Province, China. Acta Mineralogica Sinica, 30(3): 331 – 337(in Chinese with English abstract)

Wang KY, Ren YS, Cheng XM and Dai JZ. 2004. Study on fluid inclusion of Tuanjiegou gold deposit in Heilongjiang Province and implications for its genesis. Geotectonica et Metallogenia, 28(2): 171 – 178(in Chinese with English abstract)

Wang LJ, Wang JB, Wang YW, Zhu HP and Qu LL. 2005. The study of ore-fluid and C-S-Pb isotope of rich in S and poor in S types in epithermal gold deposits, Junggar area, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 21(5): 1382 – 1388(in Chinese with English abstract)

Wang YB, Liu JM, Sun SK, Li Y, Li FY and Hu HT. 2012. Zircon U-Pb geochonology, petrogenesis and geological implication of ore-bearing granodiorite occurred porphyry in the Wulaga gold deposit, Heilongjiang Province. Acta Petrologica Sinica, 28(2):557 – 570 (in Chinese with English abstract)

Wei YF, Qiu YS and Yu CT. 1993. Geology of Gold Deposits in East China. Beijing: Geological Publishing House, 99 – 106 (in Chinese)

White NC, Leake MJ, McCaughey SN, and Parris BW. 1995. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. Journal of Geochemical Exploration, 54(2): 87 – 136

Wu GX, Yin XY, Li FY, Zhao CB, Xu GX, Li JL and Wang ZY. 2008. Analysis on geological conditions of ore forming in Tuanjiegou gold deposit of Heilongjiang and electric prospecting evaluation. Global Geology, 27(2): 183 – 187(in Chinese with English abstract)

Wu SQ. 1984. Evidence of isotope geology on polygene of Tuanjiegou porphyry gold deposit. Geology and Prospecting, 20(2): 28 – 31(in Chinese)

Wu SQ. 1995. Geology of Tuanjiegou Porphyry Gold Deposit in Heilongjiang. Beijing: Seismological Press, 5 – 44 (in Chinese)

Xia LQ. 2002. Melt inclusions in magmatic rocks. Earth Science Frontiers, 9(2): 403 – 414(in Chinese with English abstract)

Xu JH, Xie YL, Zhang JH, Jin Y and Liu YT. 2006. Sub-volcanic epithermal mineralization of Jiulongwan silver polymetal deposit, eastern Daqingshan, Inner Mongolia, China: Evidence from fluid inclusions. Acta Petrologica Sinica, 22(6): 1375 – 1383 (in Chinese with English abstract)

Zhang CZ and Ren QJ. 1991. The relationship between gold orebodies and granodiorite porphyry of Tuanjiegou gold deposit. Geology-Geochemistry, 5: 68 – 70 (in Chinese)

Zhang J, Chen YR, Xie TY, Li FY, Yuan YH, Zhao J, Song Y and Zou J. 2010. A tentative discussion on the genesis, ore-controlling regularity and prospecting direction of the Tuanjiegou gold deposit. Geology in China, 37(6): 1710 – 1719(in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

常丽华，曹林，高福红. 2009. 火成岩鉴定手册. 北京:地质出版社，89 – 93

陈衍景，倪培，范宏瑞，Pirajno F，赖勇，苏文超，张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. 岩石学报，23(9)：2085 – 2108

范宏瑞，谢奕汉，王英兰. 1997. 流体包裹体与金矿床的成矿及勘探评价. 贵金属地质，6(3)：204 – 213

范宏瑞，谢奕汉，翟明国，金成伟. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三

期流体运移成矿作用. 岩石学报, 19(2): 260 - 266
霍亮. 2006. 黑龙江嘉荫县乌拉嘎金矿矿床成因及预测. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学, 28
江雄新, 韦永福, 王炳训. 1986. 团结沟金矿床主要地质特征及其成矿作用. 见:沈阳地质矿产研究所编. 金矿地质论文集. 北京: 地质出版社, 71 - 83
靳是琴, 李宪洲, 刘福来, 赵以辛. 1994. 乌拉嘎金矿的找矿矿物学. 地质与勘探, (4): 37 - 42
李碧乐, 王健. 1998. 黑龙江团结沟金矿区花岗斑岩体与金矿化的关系. 黄金, 19(3): 3 - 6
李景强, 周坤, 金同和. 2008. 黑龙江团结沟金矿床地质特征及矿床成因探讨. 黄金, 29(6): 19 - 24
聂喜涛. 2010. 黑龙江省团结沟金矿床成矿地质背景与成矿模式研究. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学地球科学学院
彭惠娟, 汪雄武, Muller A, 秦志鹏, 侯林, 周云. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿区成矿斑岩的岩浆混合作用:石英及长石斑晶新证据. 矿床地质, 30(2): 249 - 265
彭向东, 李蔚伟, 李晓敏, 石春磊. 2011. 黑龙江省嘉荫县乌拉嘎断陷中、新生代地层序列与盆地演化. 吉林大学学报(地球科学版), 41(1): 86 - 91
孙丰月, 王力, 霍亮, 王可勇. 2008. 黑龙江乌拉嘎大型金矿床流体包裹体特征及矿床成因研究. 中国地质, 35(6): 1267 - 1273
王蝶, 毕献武, 尚林波. 2010. 德兴铜矿花岗闪长斑岩成岩过程分异的初始岩浆流体 HF、HCl 浓度特征. 矿物学报, 30(3): 331 - 337
王可勇, 任云生, 程新民, 代军治. 2004. 黑龙江团结沟金矿床流体包裹体研究及矿床成因. 大地构造与成矿学, 28(2): 171 - 178
王莉娟, 王京彬, 王玉往, 朱和平, 曲丽莉. 2005. 新疆准噶尔地区富硫型与贫硫型浅成低温热液金矿床成矿流体与碳、硫、铅同位素. 岩石学报, 21(5): 1382 - 1388
王永彬,刘建明,孙守恪,李艳,李凤友,胡海涛. 2012. 黑龙江省乌拉嘎金矿赋矿花岗闪长斑岩锆石 U - Pb 年龄、岩石成因及其地质意义. 岩石学报, 28(2): 557 - 570
韦永福, 裘有守, 余昌涛. 1993. 中国东部金矿地质研究. 北京: 地质出版社, 99 - 106
吴国学, 尹学义, 李凤友, 赵春波, 许国辉, 李景利, 汪振涌. 2008. 黑龙江团结沟金矿成矿地质条件分析及电法勘查评价. 世界地质, 27(2): 183 - 187
吴尚全. 1984. 团结沟斑岩金矿床多源成因的同位素地质学证据. 地质与勘探, 20(2): 28 - 31
吴尚全. 1995. 黑龙江省团结沟斑岩金矿地质. 北京: 地震出版社, 5 - 44
夏林圻. 2002. 岩浆岩中的熔体包裹体. 地学前缘, 9(2): 403 - 414
徐九华, 谢玉玲, 张巨华, 金岩, 刘玉堂. 2006. 大青山东段九龙湾银-多金属矿床的次火山热液成因——流体包裹体证据. 岩石学报, 22(6): 1375 - 1383
张重泽, 任启江. 1992. 团结沟花岗闪长斑岩与金矿化的关系. 地质地球化学, 5: 68 - 70
张璟, 陈远荣, 谢桃园, 李凤友, 袁玉华, 赵俊, 宋御, 邹杰. 2010. 团结沟金矿矿床成因、构造控矿规律与找矿方向浅析. 中国地质, 37(6): 1710 - 1719