

西准噶尔哈图成矿带主要金矿床流体包裹体特征及其意义*

李 晶^{1,2}, 许英霞^{1**}, 申 萍², 潘鸿迪³, 钟世华², 李昌昊², 郭勃巍¹

(1 华北理工大学地质系, 河北 唐山 063000; 2 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

3 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054)

摘 要 哈图成矿带位于西准噶尔地区达拉布特大断裂的西北侧, 是新疆北部最重要的金成矿带之一。哈图成矿带从西南至东北依次分布着哈图、齐Ⅱ、齐Ⅲ、齐Ⅳ以及齐Ⅴ等金矿床, 这些金矿床均受 NEE 向的安齐断裂及其次级断裂控制, 矿体工业类型分石英脉型和蚀变岩型。笔者重点研究了哈图、齐Ⅱ和齐Ⅴ金矿床。根据脉体穿切关系和矿物交代关系, 将哈图、齐Ⅱ和齐Ⅴ金矿床分为早、中、晚 3 个成矿阶段。流体包裹体研究表明, 哈图金矿床流体包裹体主要有 3 种类型: 富液相包裹体、富气相包裹体、CO₂-H₂O 包裹体, 齐Ⅱ、齐Ⅴ金矿床发育富液相包裹体和富气相包裹体。从早阶段至晚阶段, 哈图、齐Ⅱ、齐Ⅴ金矿床主成矿阶段均一温度分别集中在 213~285℃、240~306℃、225~319℃; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 0.53%~4.14%、1.91%~7.99%、0.88%~3.23%; 密度分别为 0.574~0.948 g/cm³、0.730~0.934 g/cm³、0.536~0.918 g/cm³, 成矿压力分别为 52.1~69.5 MPa、62.9~68.8 MPa、49.9~80.7 MPa, 均属中-低温、低盐度、低密度流体, 三者的成矿深度平均值均为 2 km 左右。哈图、齐Ⅱ和齐Ⅴ金矿床成矿流体分别属于 NaCl-H₂O±CH₄±CO₂±N₂、NaCl-H₂O±CH₄、NaCl-H₂O±CH₄±CO₂ 体系。水-岩反应作用及流体的不混溶作用是导致金沉淀成矿的主要因素。

关键词 地球化学; 流体包裹体; 成矿流体; 热液型金矿床; 哈图成矿带; 新疆

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Significance and characteristics of fluid inclusions in main gold deposits of Hatu metallogenic belt in western Junggar

LI Jing^{1,2}, XU YingXia¹, SHEN Ping², PAN HongDi³, ZHONG ShiHua², LI ChangHao² and GUO BoWei¹

(1 Department of Geology, North China University of Science and Technology, Tangshan 063000, Hebei, China; 2 Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3 College of Earth Sciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract

Located on the northwest side of Dalabute fault in West Junggar, the Hatu metallogenic belt is one of the most significant gold metallogenic belts in northern Xinjiang. The Hatu, QⅡ, QⅢ, QⅣ and QⅤ gold deposits are distributed in turn in the Hatu metallogenic belt from the southwest to the northeast, controlled by the Anqi fault and its secondary fractures. The industrial types of orebodies are quartz vein type and alteration type. The authors mainly studied the Hatu, QⅡ, QⅤ gold deposits. According to the mineral metasomatic relations and

* 本文得到国家自然科学基金项目(编号: U1303293、41390442、41272109)、中国科学院重点部署项目(编号: KJZD-EW-TZ-G07)、国际科技交流与合作专项(编号: 2010DFB23390)和国家 305 项目(编号: 2011BAB06B01)联合资助

第一作者简介 李 晶, 女, 1991 年生, 硕士研究生, 地质工程专业。Email: 839580123@qq.com

** 通讯作者 许英霞, 女, 1973 年生, 博士, 副教授, 地质工程专业。Email: xuyx516319@163.com

收稿日期 2015-07-25; 改回日期 2016-05-15。秦思婷编辑。

vein body relations, Hatu, Q II and Q V gold deposits are divided into three ore-forming stages. The study of fluid inclusions shows that the fluid inclusions of the Hatu gold deposit can be classified into three types, i. e., liquid-rich two phases, vapor-rich two phases and CO₂-H₂O three phases, with the fluid inclusions of Q II, Q V deposits belonging mainly to the first two types. From the early to late stage, the uniform temperatures of the main ore-forming stage of the Hatu, Q II and Q V gold deposits are 213~285℃, 240~306℃, 225~319℃; the salinities are 0.53%~4.14%, 1.91%~7.99%, 0.88%~3.23%; the densities are 0.574~0.948 g/cm³, 0.730~0.934 g/cm³, 0.536~0.918 g/cm³, and the mineralization pressures are 52.1~69.5 MPa, 62.9~68.8 MPa, 49.9~80.7 MPa, respectively. The ore-forming fluids of Hatu, Q II and Q V deposits are characterized by middle-low temperature, low salinity and low density, with the average metallogenic depth being about 2 km. The ore-forming fluids belong to NaCl-H₂O±CH₄±CO₂±N₂, NaCl-H₂O±CH₄, NaCl-H₂O±CH₄±CO₂ system, respectively. The water-rock interaction and fluid immiscibility seem to have been the main factors for gold deposition.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, ore-forming fluid, hydrothermal gold deposits, Hatu metallogenic belt, Xinjiang

新疆哈图成矿带位于西准噶尔南部,面积约 75 km²,是区内最重要的金矿床聚集区(图 1)。该成矿带沿 NEE 向的安齐断裂展布,自西南至东北依次分布有齐 I(哈图)、齐 II、齐 III、齐 IV 以及齐 V 金矿床。西准噶尔地区发育一系列金矿床(点)和矿化点,累计可达 188 处,具成群成带的分布特点(申萍等,2008)。其中,哈图金矿床为西准噶尔地区的第一大金矿床,已开采和探明金资源量累计 56 t(肖飞等,2010a)。国内学者对哈图金矿床进行了大量详细的工作(沈远超等,1993a;范宏瑞等,1998;Wang et al., 2004;王莉娟,2005;2006;安芳等,2007;申萍等,2010;朱永峰,2010;2013;Wang et al., 2015),而其他矿点相对规模较小,投入生产量及研究程度相对较低(王玉山,1984;阎士俊,1988;王磊等,2013)。近十年的勘探工作集中于哈图金矿床深部(400~1200 m),金资源量新增 28 t,实现了深部找矿勘探的重大突破(肖飞等,2010b)。同时,将找矿工作重心转向哈图成矿带乃至整个西准噶尔地区同类型金矿床上。

前人对哈图金矿床的成矿流体进行了一定的研究(范宏瑞等,1998;王莉娟,2005;2006),但目前对哈图成矿带中其他矿床的相关研究较少。本文在详细的野外观察和显微镜观察基础上,从流体包裹体的显微测温 and 成分分析入手,对哈图金矿带中的哈图金矿床、齐 II 及齐 V 金矿床进行了研究,探讨并对比其成矿流体的地球化学特征,探寻该成矿带成矿流体的规律性特征,希望能为该区进一步的勘探及

研究工作提供借鉴。

1 区域地质特征

新疆西准噶尔地区指的是新疆北部准噶尔盆地西缘部分,是中亚成矿域的重要组成部分(沈远超等,1993b;Jahn et al., 2004;Wang et al., 2004;李光明等,2008;肖文交等,2008)。晚古生代该区发育大规模频繁的构造-岩浆活动,发生强烈的金成矿作用(沈远超等,1993b;Tang et al., 2010;Ma et al., 2012),形成包括哈图、齐 II 至齐 V、宝贝、鸽子沟、包古图、萨尔托海等百余个金矿床。

区域出露地层比较简单,以上古生界石炭系为主,中生界次之。由上而下主要为下石炭系希贝库拉斯组、中-上石炭系包古图组和太勒古拉组,为一套火山-沉积建造(吴浩若等,1991;沈远超等,1993b)。其中,希贝库拉斯组及包古图组均以凝灰质粉砂岩和凝灰岩为主,太勒古拉组由凝灰岩-凝灰质泥岩-玄武岩-硅质岩组成。区内构造活动强烈,自西向东近平行依次分布有 NEE 向的哈图断裂、安齐断裂和达拉布特断裂带,构成区域基本构造骨架。区内岩浆活动频繁,侵入岩颇为发育。如晚石炭世一二叠纪期间由后碰撞深成岩浆活动形成铁厂沟、阿克巴斯套、克拉玛依等岩体(沈远超等,1993b;韩宝福等,2006;高山林等,2006;苏玉平等,2006;王京彬等,2006;潘鸿迪等,2014)。

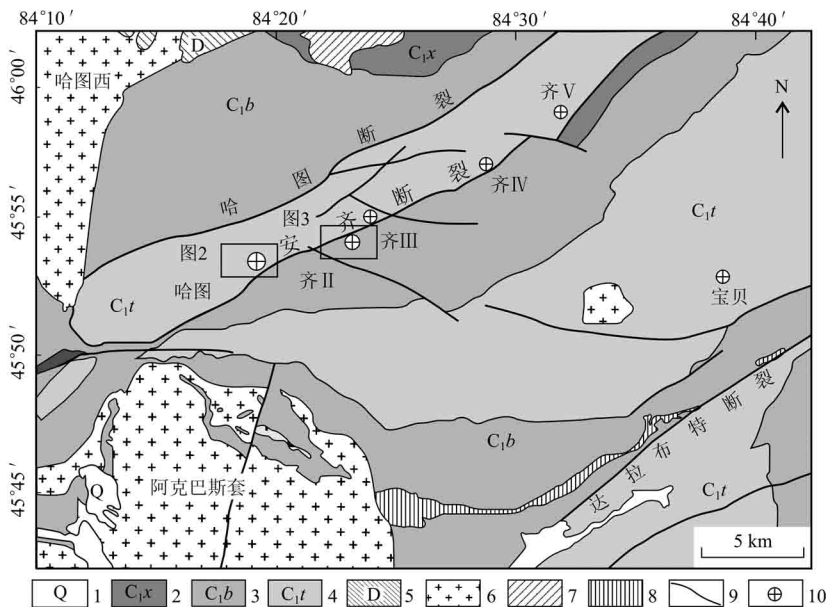


图1 新疆西准噶尔地区哈图成矿带区域地质图(朱永峰等,2013)

1—第四系; 2—希贝库拉斯组凝灰质砂岩; 3—包古图组凝灰质粉砂岩; 4—太勒古拉组凝灰岩、硅质岩、玄武岩; 5—泥盆系凝灰质粉砂岩、砂岩; 6—花岗岩; 7—花岗闪长岩; 8—超基性岩; 9—断裂; 10—金矿床。

Fig. 1 Regional geological map of the Hatu metallogenic belt in West Junggar, Xinjiang (modified after Zhu et al., 2013)

1—Quaternary; 2—Xibeikulasi Formation tuff sandstone; 3—Baogutu Formation tuffaceous siltstone; 4—Tailegula Formation tuff, siliceous rock and basalt; 5—Devonian tuffaceous siltstone and sandstone; 6—Granite; 7—Granodiorite; 8—Ultrabasic rocks; 9—Fracture; 10—Gold deposit

2 矿床和矿体地质特征

哈图成矿带沿安齐断裂展布,除齐Ⅱ金矿床位于断裂下盘外,哈图金矿床及其他3个矿床均位于断裂上盘,且安齐断裂为矿区主干断裂构造。矿区地层比较简单,主要为包古图组和太勒古拉组。哈图成矿带中各矿床具有相似的地质特征。其中,哈图金矿床位于哈图成矿带西南端(图2)。齐Ⅱ金矿床位于哈图金矿床NE向约4 km处,面积约0.24 km²(图3),近年加大了对该区的勘探工作,并显现出巨大的找矿潜力。齐Ⅴ金矿床在哈图金矿床NE向约17 km处,规模相对较小。

哈图金矿床赋矿围岩为火山碎屑岩和太勒古拉组玄武岩(图4a、b),主要控矿断裂方向呈NEE-EW向、NNE向和NE向。矿区内可见初糜棱岩化构造角砾岩,显示受韧性剪切带的构造挤压(图4c、d)。哈图金矿床产出石英脉型(浅部0~400 m)和蚀变岩型(深部及石英脉型矿体两侧)2类工业矿体,并以前者为主。金以包裹金、粒间金和裂隙金赋存于石英、黄铁矿及毒砂中。围岩蚀变主要为硅化(图4e、f)、绢云母化、黄铁矿化和毒砂化等(图4g、h),矿化与硅

化、黄铁矿化相关。矿物组合主要为自然金-黄铁矿-毒砂-石英。目前已控制的金矿体近30条,品位较高的矿脉主要分布在矿区中部,最深孔达1264 m,见矿深度930 m,平均品位3.77 g/t(肖飞等,2010a)。如L8、L5、L7等脉体品位较高,倾向南,L27、L27-8等L27脉群为隐伏脉群,总体走向为EW向,倾向北。其中,L27-8脉为目前探明的最大工业矿体,平均品位4.99 g/t,最高品位300.00 g/t,主矿脉最后与L7脉交汇向上展布(肖飞等,2010a)。本次研究样品采自L7脉体600 m中段和L10脉体400 m中段,L7和L10脉体倾向SW,走向NW,均呈脉状、分支脉状分布,且前者品位相对较高。L7矿体长300 m,含脉体30余条,矿石类型有石英脉型和蚀变岩型,而L10矿体长200 m,含脉体20余条,矿石类型以蚀变岩型为主。

齐Ⅱ金矿床主要出露地层为包古图组凝灰质粉砂岩,为主要的含矿层。矿区总体为不完整复背斜,两翼发育次级褶曲,区内主断裂为安齐断裂及规模较大的F3,多呈NEE向和EW-SEE向(朱永峰等,2013)。矿石主要分3种类型,从脉体中心至外侧逐渐过渡,依次为石英脉型→构造蚀变岩型→蚀变岩型。金属矿物为黄铁矿、毒砂、黄铜矿、黝铜矿及黄

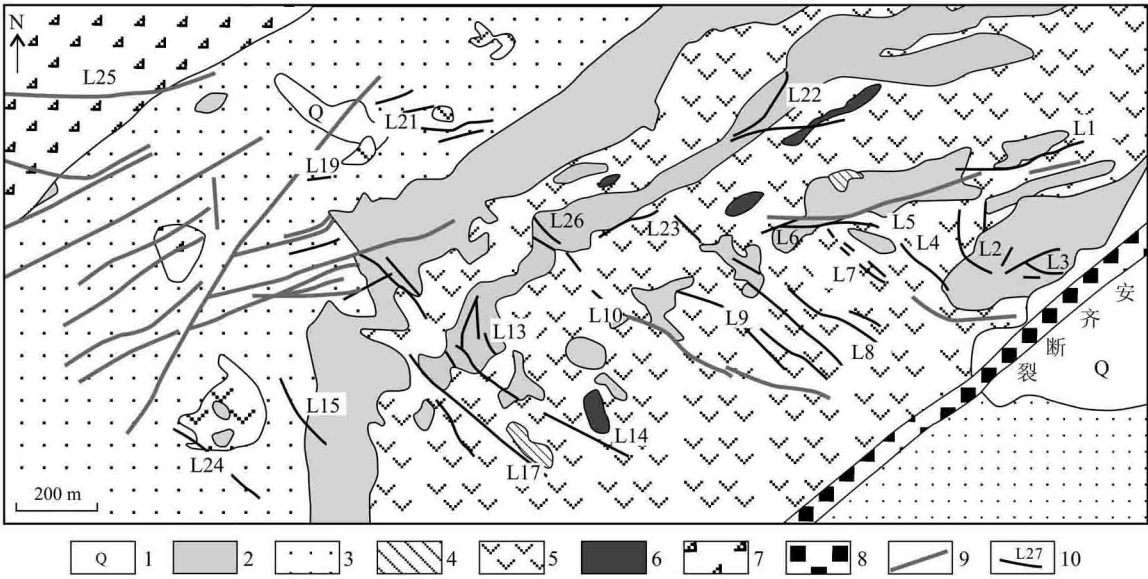


图 2 哈图金矿床矿区地质图(沈远超等,1993b;肖飞等,2010a;朱永峰等,2013;Shen et al., 2016)

1—第四系; 2—凝灰岩; 3—凝灰质泥岩、砂岩; 4—硅质岩; 5—玄武岩; 6—辉绿岩、辉长岩; 7—火山角砾岩; 8—构造角砾岩;
9—断裂; 10—矿体及编号

Fig. 2 Schematic geological map of the Hatu Au deposit, Xinjiang (modified after Shen et al., 1993b; Xiao et al., 2010a; Zhu et al., 2013; Shen et al., 2016)

1—Quaternary; 2—Tuff; 3—Tuffaceous shale and sandstone; 4—Siliceous rock; 5—Basalt; 6—Diabase and gabbro; 7—Volcanic breccia;
8—Tectonic breccia; 9—Fracture; 10—Orebody and its serial number

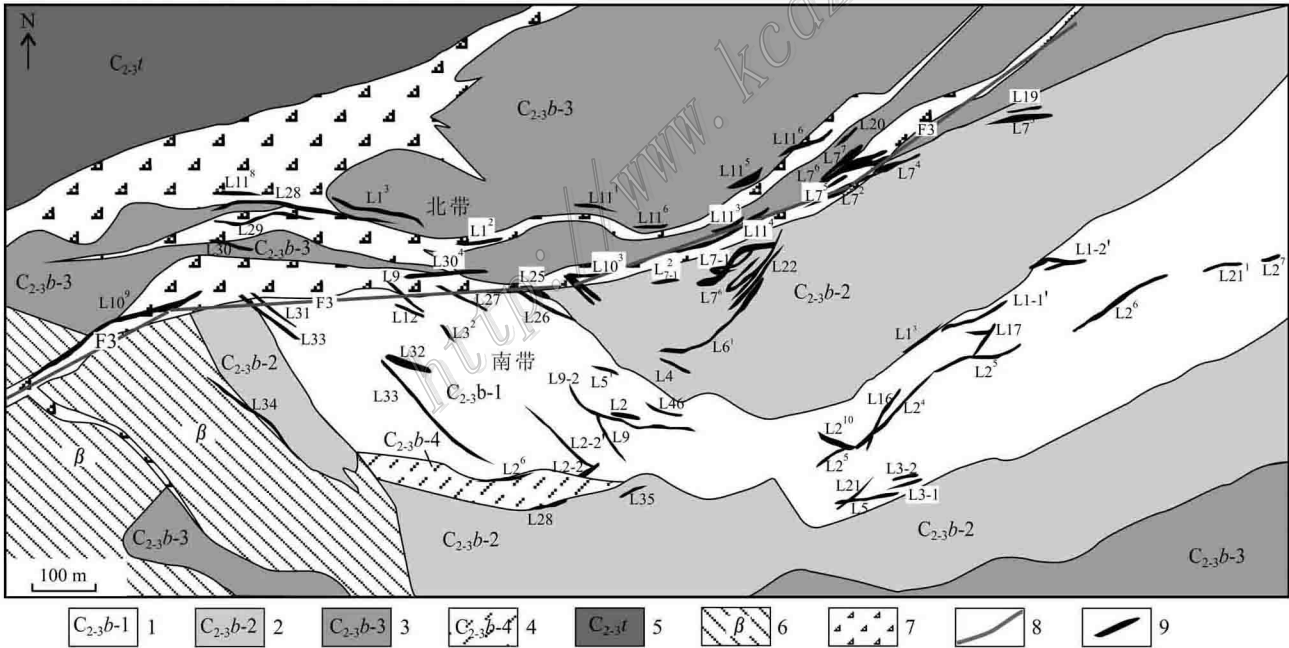


图 3 齐 II 金矿床矿区地质图(据阎士俊,1988)

1—第一层: 凝灰质粉砂岩与凝灰质细砂岩呈薄层不均匀互层; 2—第二层: 凝灰质中细粒砂岩; 3—第三层: 凝灰质粉砂岩; 4—第四层: 含砾、含生物碎屑粗中粒凝灰质砂岩; 5—太勒古拉组凝灰岩夹含砾凝灰质砂岩; 6—灰绿色细粒玄武岩; 7—构造破碎带; 8—断裂; 9—矿体

Fig. 3 Schematic geological map of the QII Au deposit, Xinjiang(modified after Yan, 1988)

1—The first floor: unevenly interbedded tuffaceous siltstone and tuff sandstone; 2—The second floor: medium-fine tuff sandstone; 3—The third floor: tuffaceous siltstone; 4—The fourth floor: medium-coarse tuff sandstone with gravel and biodetritus; 5—Tailegula Formation tuff with tuff sandstone; 6—Grayish green fine basalt; 7—Structural fracture belt; 8—Fracture; 9—Orebody

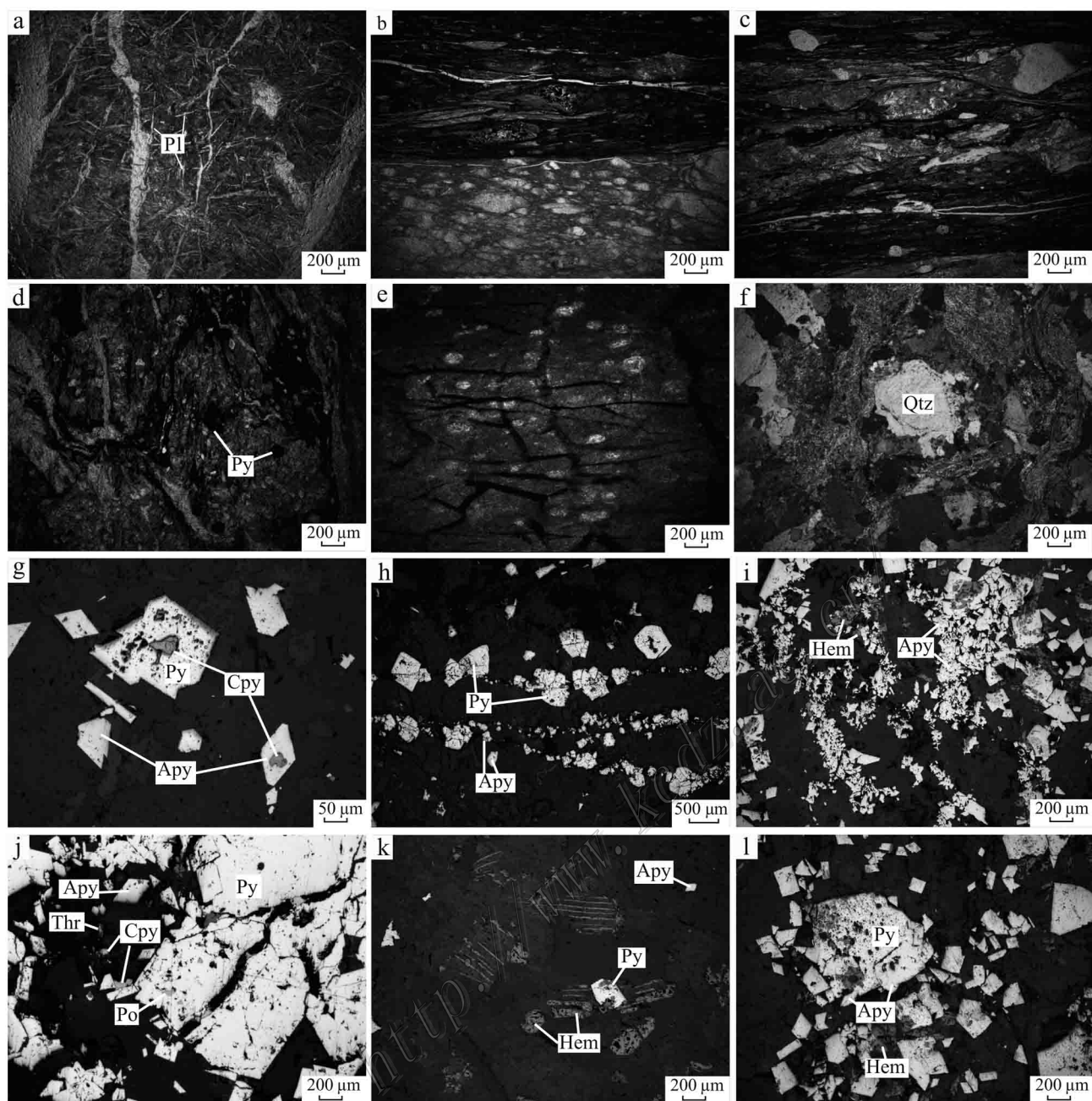


图4 新疆哈图成矿带金矿床矿物及矿化镜下特征

a. 玄武岩; b. 初糜棱岩化构造角砾岩; c. 受构造挤压的构造角砾岩; d. 强硅化; e. 晶屑玻屑凝灰岩; f. 石英加大边; g. 黄铜矿交代毒砂、黄铁矿; h. 黄铁矿及毒砂呈脉状定向分布; i. 毒砂及少量赤铁矿; j. 磁黄铁矿交代黄铁矿; k. 赤铁矿与毒砂; l. 黄铁矿被毒砂和赤铁矿交代

Apy—毒砂; Cpy—黄铜矿; Hem—赤铁矿; Pl—斜长石; Po—磁黄铁矿; Py—黄铁矿; Thr—黝铜矿; Qtz—石英

Fig. 4 Micro-characters of minerals and mineralization from the gold deposits in Hatu metallogenic belt in Xinjiang

a. Basalt; b. Tectonic breccia with protomylonitization; c. Tectonic breccia by tectonic compression; d. Silicification; e. Crystal-vitric tuff; f. The secondary concrescence of quartz edge; g. Chalcopyrite replacing arsenopyrite and pyrite; h. Pyrite and arsenopyrite distributed as a vein; i. Arsenopyrite with a little hematite; j. Pyrrhotite replacing pyrite; k. Hematite and arsenopyrite; l. Pyrite replaced by arsenopyrite and hematite
Apy—Arsenopyrite; Cpy—Chalcopyrite; Hem—Hematite; Pl—Plagioclase; Po—Pyrrhotite; Py—Pyrite; Thr—Tetrahedrite; Qtz—Quartz

铜矿等(图 4i,j),脉石矿物为石英、钠长石、铁白云石、绢云母及绿泥石等。金赋存形式主要为游离金或包裹金。矿区以 F3 断裂为界(图 3),分南、北两个含矿带,剖面上呈“多”字形分布。其中北矿带含矿脉 20 余条,呈透镜体状、小脉状、串珠状等,向深部矿化减弱,矿体断续分布、数量减少。南矿带含矿脉 50 余条,呈大透镜体状、平行脉状分布,向深部出现多层厚大矿体,矿化明显加强。本次所采样品来自南矿带 0 中段,矿体与构造破碎带关系密切,带宽约 0.1~2.0 m,走向 NWW 向和 NW 向,倾向为 NE 向。

齐 V 金矿床在七十年代后期开展了详查工作,近年基本未开展工作。地表仅可见 4 条呈 210°平行展布的老硐,即呈 SW 向的构造破碎带,带宽 2 m,深度可达十余米。矿区赋矿围岩为凝灰质粉砂岩、凝灰岩、构造角砾岩和少量玄武岩。矿石类型为石英脉型和蚀变岩型。矿石矿物为黄铁矿、毒砂、赤铁矿、黄铜矿等(图 4k,l),脉石矿物为石英、方解石、磷灰石、铁白云石等(Wang et al., 2015)。

根据矿物共生组合和脉体穿插关系,并结合前人相关资料(范宏瑞等, 1998; 王莉娟, 2005),将哈图、齐 II 及齐 V 金矿床成矿阶段均划分为早、中、晚 3 个阶段,其中,中阶段即为成矿主阶段。各成矿阶段脉体手标本及镜下特征见图 5,脉体描述特征见表 1。哈图金矿床分为石英-钠长石、石英-黄铁矿-毒砂-自然金和石英-碳酸盐 3 个阶段;齐 II 金矿床分为石英-黄铁矿、石英-毒砂-黄铁矿-自然金和石英-碳酸盐 3 个阶段;齐 V 金矿床分为石英-黄铁矿、石英-毒砂-黄铁矿-自然金和石英-碳酸盐 3 个阶段。哈图和齐 V 金矿床早阶段均主要发育钠长石石英脉,而齐 II 金矿床早阶段以纯净石英脉为主,3 个金矿床中阶段主要发育烟灰色石英脉、多金属硫化物石英脉等,而晚阶段主要发育有石英方解石脉和方解石脉体等。

3 样品及分析方法

3.1 样品选择

本文研究样品中,哈图金矿床样品为 L10 矿体 400 m 中段及 L7 矿体 600 m 中段的石英脉及蚀变岩型矿石,齐 II 金矿床样品均采自南矿带 0 m 中段,齐 V 金矿床样品来自地表古老硐中。选取其中具代表性的石英脉样品,进行流体包裹体显微测温工作

及激光拉曼光谱测试。

3.2 流体包裹体分析

选取其中 32 件含石英脉样品(哈图 15 件、齐 II 7 件、齐 V 10 件)进行显微测温研究,11 件样品(哈图 4 件、齐 II 3 件、齐 V 4 件)进行激光拉曼光谱测试,实验在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室完成。

首先,将石英脉样品磨制为厚 0.3 mm 双面抛光的包裹体片,显微镜下观察各成矿阶段石英脉中流体包裹体的大小、形态、气相分数等岩相学特征,划分不同流体包裹体类型,然后进行包裹体的显微测温。实验使用 Linkam THMSG 600 型冷热台,使用美国 FLUIDINC 公司的人工合成流体包裹体标样进行温度标定,温度控制范围为 -196~600℃,均一温度和冰点的重现误差分别为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 和 $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 。

激光拉曼光谱分析使用的是法国 HORIBA Scientific 公司的 LabRam HR800 激光共焦显微拉曼光谱仪。该仪器利用 Ar^+ 离子激光器,输出功率 44 mW,波长 532 nm,所测光谱的计数时间为 3 s,每 1 cm^{-1} (波数)计数一次,100~4000 cm^{-1} 全波段一次取峰,激光束斑大小约为 $1\text{ }\mu\text{m}$,光谱分辨率 $\leq 0.65\text{ cm}^{-1}$ 。该仪器为目前焦长最长的单级拉曼光谱仪,具最高光谱分辨率。

4 研究结果

4.1 包裹体岩相学特征

哈图成矿带矿床中各成矿阶段脉体石英与方解石中发育大量流体包裹体,但类型较单一。流体包裹体多为原生或假次生,呈孤立或成群状分布,另外次生包裹体也较为发育,沿穿切石英颗粒的裂隙呈线性分布。结合流体包裹体的岩相学特征,显微测温数据以及激光拉曼光谱测试结果,将原生包裹体分为 3 种类型,即富液相包裹体(I 型)、富气相包裹体(II 型)和含 CO_2 包裹体(III 型)。主要以 I 型、II 型包裹体为主,III 型包裹体极少,仅见于哈图金矿床近地表及富矿矿石的石英脉样品中(范宏瑞等, 1998; 王莉娟, 2006),因此,本次实验仅观察并测得少量 III 型包裹体。

其中,哈图金矿床包裹体十分发育,发育 I 型、II 型、III 型 3 种类型包裹体(图 6a~c),见沸腾包裹体群(图 6d)。齐 II 金矿床包裹体较为发育,主要为 I 型和 II 型 2 类包裹体(图 6e~g),可见沸腾包裹

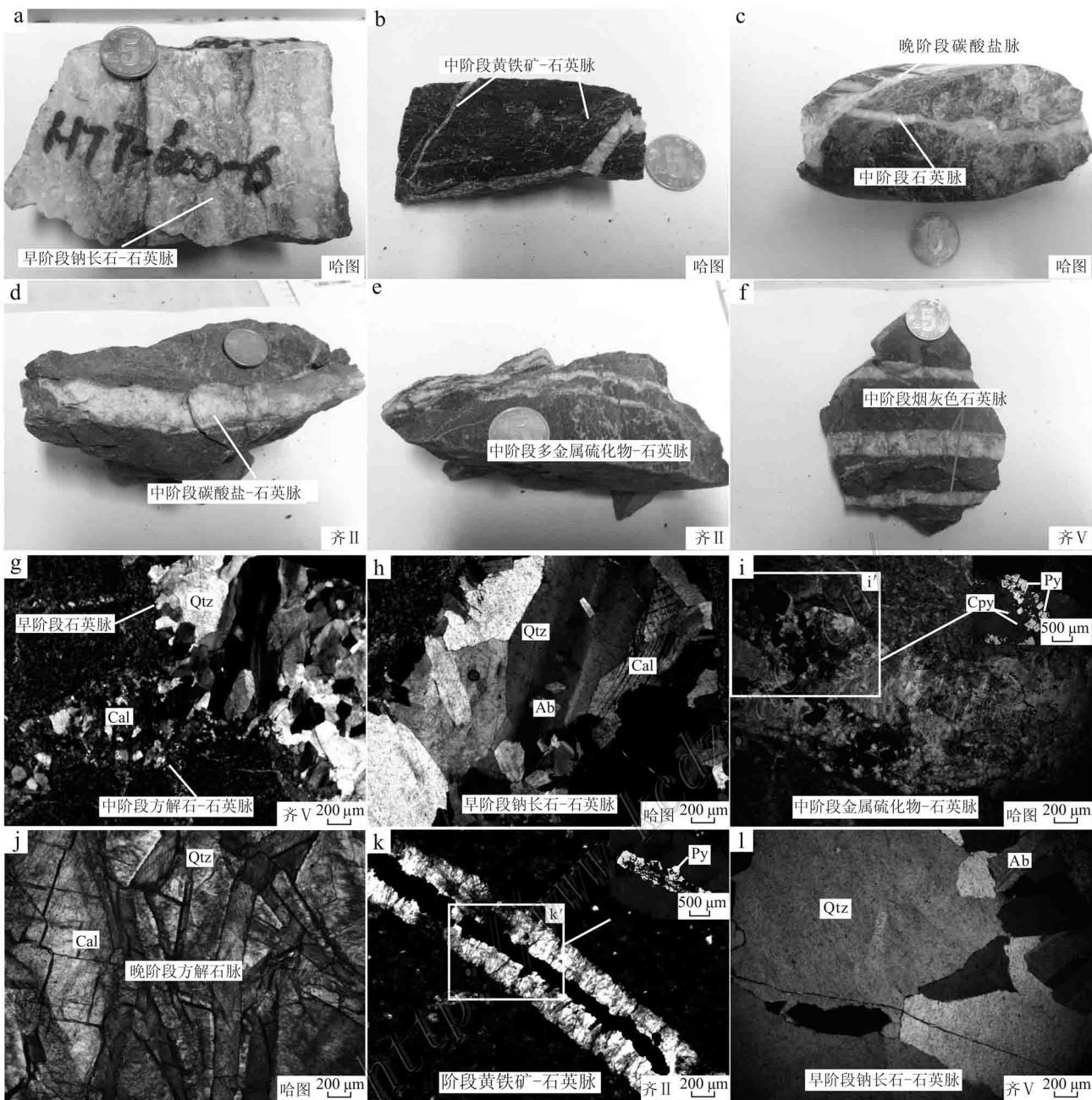


图 5 新疆哈图成矿带金矿床各成矿阶段脉体手标本及镜下照片

a. 哈图金矿床早阶段钠长石-石英脉; b. 哈图金矿床中阶段黄铁矿-石英脉; c. 哈图晚阶段方解石脉切穿中阶段石英脉; d. 齐 II 金矿床中阶段碳酸盐-石英脉; e. 齐 II 金矿床中阶段多金属硫化物-石英脉; f. 齐 V 金矿床中阶段烟灰色石英脉; g. 中阶段碳酸盐-石英脉切穿早阶段石英脉; h. 钠长石呈自形短板状交代石英; i~i'. 黄铁矿呈立方体状, 较破碎, 并见少量浸染状黄铜矿; j. 方解石具菱形解理, 呈格架状; k~k'. 半自形-他形黄铁矿呈细脉状沿石英脉分布; l. 早阶段石英呈自形-半自形粒状

Ab—钠长石; Cal—方解石; Cpy—黄铜矿; Py—黄铁矿; Qtz—石英

Fig. 5 Photographs and microphotographs of the veins in various metallogenic stages of the gold deposits in the Hatu metallogenic belt in Xinjiang

a. Early-stage albite-quartz veins of the Hatu gold deposit; b. Middle-stage pyrite-quartz veins of the Hatu gold deposit; c. Quartz vein of the middle-stage cut by calcite vein of the late stage from the Hatu gold deposit; d. Middle-stage calcite-quartz veins of QII gold deposit; e. Polymetallic sulfide-quartz vein of middle-stage from QII gold deposit; f. Smoky gray quartz veins of middle-stage of QV gold deposit; g. Quartz vein of early-stage cut by calcite-quartz vein of middle-stage; h. Quartz replaced by albite assuming tabular structure; i~i'. Cubic crystal pyrite with some chalcopyrites; j. Calcite with dodecahedral cleavage; k~k'. Pyrite exhibiting fine veins in the quartz veins; l. Early quartz exhibiting idiomorphic or hypidiomorphic granular structure with coarser particle

Ab—Albite; Cal—Calcite; Cpy—Chalcopyrite; Py—Pyrite; Qtz—Quartz

表 1 哈图成矿带金矿床成矿阶段划分及脉体特征
Table 1 Metallogenic stage division and characteristics of the veins of the Hatu metallogenic belt

矿床	成矿阶段	主要脉体	脉体特征
哈图金矿床	(I) 石英-钠长石阶段	宽大的乳白色钠长石-石英脉 (图 5a)、石英脉	多呈脉状、不规则脉状、透镜状等,脉宽约几十厘米至几米,由石英、钠长石和少量黄铁矿组成,矿化较弱
	(II) 石英-黄铁矿-毒砂-自然金阶段	烟灰色石英脉、黄铁矿-石英脉、方解石-石英脉、金属硫化物脉	呈不规则脉状或网脉状,脉宽属厘米级。发育黄铁矿、毒砂、黄铜矿等。其中,黄铁矿呈中粗粒,多呈五角十二面体型、立方体型或两者的聚型,毒砂多呈板状、针状与黄铁矿共生,沿石英脉或其外缘呈细脉状分布或零星分布 (图 5b)
	(III) 石英-碳酸盐阶段	石英-方解石脉或方解石脉	呈不规则细脉状、网脉状产出 (图 5c),穿插早阶段脉体。方解石含量 50%-90%,其次为石英。方解石多呈板条状或架状;石英呈碎斑状充填于方解石颗粒间隙。基本无矿化
齐 II 金矿床	(I) 石英-黄铁矿阶段	宽大纯净的乳白色石英脉	呈不规则脉状、细脉状、网脉状、透镜状或扁豆状,沿构造破碎带充填。脉长从厘米级至 30 余米均有分布,并以数米至三十余米居多,脉宽一般为 30-60 cm,最厚可达 2 m。可见少量自形黄铁矿
	(II) 石英-毒砂-黄铁矿-自然金阶段	烟灰色细粒石英脉、多金属硫化物石英脉、方解石-石英脉 (图 5d)	多沿劈理及裂隙呈细脉状、网脉状产出,规模较小。可见金属硫化物细脉沿石英脉分布,黄铁矿呈微细粒状分布,并含少量毒砂及黄铜矿等 (图 5e)。金矿化与五角十二面体或微细粒呈脉状黄铁矿与关系密切
	(III) 石英-碳酸盐阶段	石英-方解石脉或方解石脉	呈不规则细脉状、网脉状产出,穿插早阶段脉体。方解石含量 50%-90%,其次为石英。晚期微粒石英及方解石中偶可见星点状呈细小柱状的毒砂
齐 V 金矿床	(I) 石英-黄铁矿阶段	乳白色钠长石-石英脉、石英脉	脉体规模小,可见少量钠长石,但目前因勘查程度较低,对于矿体脉体的宏观规模还未有清楚的认识。早期石英多呈半自形、他形粗粒状夹细小碎斑状石英,少数呈半自形板条状,干涉色可达一级黄白
	(II) 石英-毒砂-黄铁矿-自然金阶段	烟灰色石英脉、多金属硫化物石英脉、方解石-石英脉 (图 5f)	沿矿区构造破碎带呈不规则脉状或平行脉状分布,发育毒砂、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿等金属硫化物
	(III) 石英-碳酸盐阶段	石英-方解石脉、方解石脉	呈不规则细脉状、网脉状产出,穿插早阶段脉体 (图 5g)。基本无矿化

表 2 哈图成矿带金矿床流体包裹体类型及岩相学特征

Table 2 Petrographic characteristics of different types of fluid inclusions of the gold deposits in the Hatu metallogenic belt		
矿床	类型	岩相学特征
哈图金矿床	I 型	发育；负晶形、椭圆形、近圆形及不规则状等；气相分数为 5%~40%，以 5%~20%居多；长轴范围介于 3~6 μm
	II 型	较发育；椭圆形、近圆形等；气相分数主要在 50%~70%，大小以 2~5 μm 为主
	III 型	少量；负晶形或椭圆形，长轴范围介于 6~8 μm，室温下呈 3 相(H ₂ O 溶液相+CO ₂ 液相(L _{CO₂})+CO ₂ 气相(V _{CO₂})，L _{CO₂} +V _{CO₂} 占包裹体体积的 20%左右
齐 II 金矿床	I 型	较发育；以负晶形、椭圆状及长条状为主；气相分数变化为 10%~30%；包裹体较小，主要集中于 3~5 μm
	II 型	较发育；椭圆形、近圆形为主；气相分数介于 50%~70%；大小以 2~4 μm 为主
齐 V 金矿床	I 型	极其发育；椭圆形、负晶形、不规则状为主；气相分数变化较大，20%~40%居多；包裹体大小以 5~8 μm 居多
	II 型	较发育；负晶形、椭圆形和近圆形为主；气相分数介于 50%~70%；大小介于 2~8 μm，以 2~5 μm 居多

体群(图 6h)。齐 V 金矿床包裹体极其发育,同样发育 I 型和 II 型两类包裹体(图 6i~k),同样可见沸腾包裹体群(图 6l)。各矿床包裹体类型和岩相学特征见表 2。

I 型包裹体：富液相包裹体,室温条件下为两相(V+L),含液体和少量气体,气相分数介于 5%~40%,形态多样,主要呈负晶形、椭圆形及不规则状,大小介于 3~8 μm 之间。此类包裹体是升温后均一为液相,是哈图、齐 II 和齐 V 矿床中各个成矿阶段最主要和最常见的包裹体类型,但各矿床中此类包裹体岩相学特征又具细微不同,详见表 2。值得一提的是,齐 V 金矿床成矿从早到晚, I 型包裹体气相分数呈现逐渐减小的趋势,气相分数值依次为 30%~40%、10%~40%和 10%~20%。

II 型包裹体：富气相包裹体,室温条件下为两相(V+L),含气体和少量液体,气相分数介于 50%~70%,形态以负晶形、椭圆形和近圆形为主,大小介于 2~8 μm。此类包裹体升温后均一为气相,赋存于哈图、齐 II 和齐 V 矿床早、中阶段成矿流体中。

III 型包裹体：富 CO₂ 包裹体,室温条件下呈三相(V_{CO₂}(CO₂ 气相)+L_{CO₂}(CO₂ 液相)+L_{H₂O}(H₂O 液相)),V_{CO₂}+L_{CO₂}占包裹体体积的 20%左右。在 CO₂ 相中,气相 CO₂ 占 CO₂ 相 50%左右,包裹体形态较简单,呈负晶形或椭圆形,大小介于 6~8 μm。但 C 型包裹体仅发现于哈图金矿床,主要出现在哈图金矿床的成矿早阶段和中阶段,晚期不发育。

4.2 包裹体显微测温

分别对哈图、齐 II 及齐 V 金矿床各成矿阶段石

英脉样品中流体包裹体进行显微测温,测温所得均一温度、盐度及密度见表 3、图 7、图 8。其中, I 型包裹体盐度由流体包裹体冷冻法冰点与盐度经验公式所得(Hall et al., 1988), III 型包裹体的盐度是根据刘斌等(1999)富 CO₂ 型包裹体中水溶液含盐度计算公式所得。 I 型和 II 型包裹体的密度由刘斌等(1987)的经验公式所得, III 型包裹体的密度由 MacFlincon 程序所得(Brown et al., 1995)。共对 211 个流体包裹体进行了显微测温,其中,哈图 114 个,齐 II 32 个,齐 V 65 个。显微测温结果现分述如下。

哈图金矿床成矿早阶段至晚阶段包裹体均一温度直方图见图 7a~c,盐度直方图见图 8a~c。早阶段发育钠长石-石英脉(图 5h)或石英脉,包裹体的主矿物为石英。早阶段脉体发育 I 型、II 型、III 型 3 类包裹体,但主要为 I 型包裹体。 I 型包裹体的均一温度为 295~381℃,ω(NaCl_{eq})为 0.88%~3.39%,密度为 0.574~0.720 g/cm³。 II 型包裹体的均一温度为 298~339℃,ω(NaCl_{eq})为 1.40%~3.55%,密度为 0.669~0.721 g/cm³。 III 型包裹体完全被冷冻并回温,笼合物融化温度为 7.9℃,进一步回温,包裹体在 24.5℃ 部分均一,最终完全均一温度为 345℃(表 3,图 6c),经计算获得包裹体总密度为 0.702 g/cm³,水溶液相 ω(NaCl_{eq})为 4.14%。

哈图成矿中阶段同样发育 3 类包裹体,来自石英脉或多金属硫化物石英脉中(图 5i、j),主矿物为石英和方解石,仅在石英中见少量 III 型包裹体。 I 型包裹体的均一温度为 213~285℃,ω(NaCl_{eq})为

表 3 哈图成矿带金矿床流体包裹体显微测温结果
Table 3 Microthermometric data of the fluid inclusions of the Hatu metallogenic belt, Xinjiang

矿床	成矿阶段	样品编号/脉体类型	包裹体类型	CO ₂ 笼合物 熔化温度/℃	均一温度/℃		冰点温度/℃ (个数)	w(NaCl _{eq})/%		流体密度/ (g/cm ³)	资料来源
					部分均一 温度/℃	范围/(个数)		平均值	范围/(个数)		
哈图 金矿床	早阶段	(Q1-10-400-1、Q1-10-400-19)/钠长石-石英脉; 早阶段 中阶段 晚阶段	I型和III型	7.9	307~362	334	-0.5~-2(11) -0.8~-2.1(3) —	6.3~7.7	0.697~0.768	范宏瑞等, 1998	
	I型和III型		214~279		321	4.1~6.3		0.81~0.88			
	I型		177~204		345	0.4~4.1		0.874~0.904			
哈图 金矿床	早阶段	(Q1-10-400-3、Q1-7-600-12)/石英脉; (Q1-10-400-2、Q1-10-400-3、Q1-7-600-1)/钠长石-石英脉; 中阶段 Q1-7-600-7/方解石-石英脉; ZKE17-1-317/石英脉	III型	24.5	345(1)	345	—	4.14(1)	4.14	0.702	本文实测
			I型	213~285(47)	238	-0.3~-2(35)	0.53~3.39(35)	1.94	0.753~0.864		
			II型	215~277(5)	239	-1.8~-2.2(2)	3.06~3.71(2)	3.39	0.784~0.870		
	中阶段	8.2~9	22.3~23.9	222~245(3)	235	—	2.03~3.57	2.87	0.85~0.89		
			晚阶段	I型	125~209(40)	177	-0.6~-2.2(26)	1.05~3.71(26)	2.11	0.865~0.948	
					322~348(5)	332	-4.3~-4.9(3)	6.88~7.73(3)	7.26	0.732~0.756	
齐 II 金矿床	早阶段	(Q2-3、Q2-10)/石英脉	I型	333~341(3)	336	-4.5~-5.2(3)	7.17~7.99(3)	7.32	0.730	本文实测	
			II型	240~306(11)	266	-2.2(1)	3.71(1)	3.71	0.840		
	中阶段	Q2-1/多金属硫化物-石英脉; Q2-9/石英脉	I型	254~266(2)	260	-1.6~-1.9(2)	2.74~3.23(2)	2.99	0.797~0.811		0.928~0.934
			II型	153~227(11)	196	-1.1~-1.7(2)	1.91~2.9(2)	2.4	0.928~0.934		
	晚阶段	Q2-2/石英-方解石脉; (Q2-7、Q2-14)/方解石脉	I型	335~406(8)	378	-1.1~-1.7(3)	1.91~2.9(3)	2.29	0.536~0.647		0.692~0.855
			II型	225~319(24)	258	-0.5~-1.9(9)	0.88~3.23(9)	2.18	0.692~0.855		
齐 V 金矿床	中阶段	(Q5-1、Q5-11)/多金属硫化物-石英脉	I型	228~306(5)	266	-0.7~-1.6(3)	1.22~2.74(3)	2.07	0.722~0.837	本文实测	
			II型	147~218(28)	170	-0.8~-1.7(9)	1.4~2.9(9)	2.14	0.862~0.918		
			晚阶段	(Q5-2、Q5-7、Q5-15)/石英-方解石脉	I型						

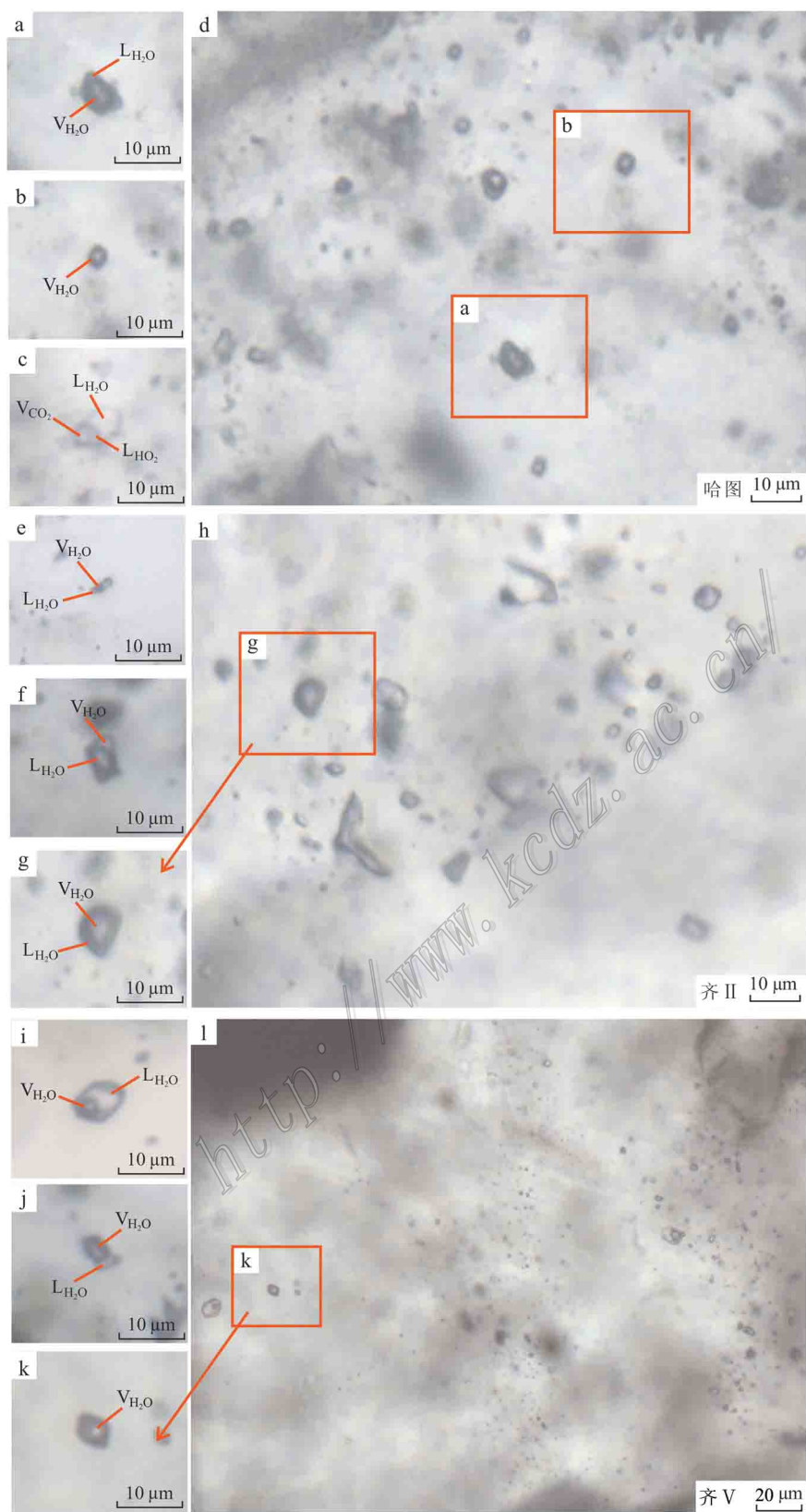


图 6 哈图成矿带金矿床流体包裹体显微特征

a. 哈图早阶段 I 型流体包裹体; b. 哈图中阶段 II 型流体包裹体; c. 哈图中阶段 III 型流体包裹体; d. 哈图金矿床沸腾包裹体群; e. 齐 II 中阶段气相分数为 5% 的 I 型包裹体; f. 齐 II 中阶段气相分数为 40% 的 I 型包裹体; g. 齐 II 中阶段 II 型包裹体; h. 齐 II 金矿床沸腾包裹体

群; i. 齐 V 早阶段气相分数为 5% 的 I 型包裹体; j. 齐 V 中阶段气相分数为 40% 的 I 型包裹体; k. 齐 V 中阶段 II 型包裹体; l. 齐 V 金矿床沸腾包裹体群
V—气相; L—液相

Fig. 6 Microscopic features of fluid inclusions of quartz veins from the gold deposits in the Hatu metallogenic belt in Xinjiang
a. I-type inclusion in early stage of the Hatu deposit; b. II-type inclusion in middle stage of the Hatu deposit; c. III-type inclusion in late stage of the Hatu deposit; d. Boiling inclusions in the Hatu deposit; e. I-type inclusion in middle stage of QII deposit with 5% vapor-liquid ratio; f. I-type inclusion in middle stage of QII deposit with 40% vapor-liquid ratio; g. II-type inclusion in middle stage of QII deposit; h. Boiling inclusions in QII deposit; i. I-type inclusion in early stage of QV deposit with 5% vapor-liquid ratio; j. I-type inclusion in middle stage of QV deposit with 40% vapor-liquid ratio; k. II-type inclusion in middle stage of QV deposit; l. Boiling inclusions in QV deposit
V—Vapour; L—Liquid

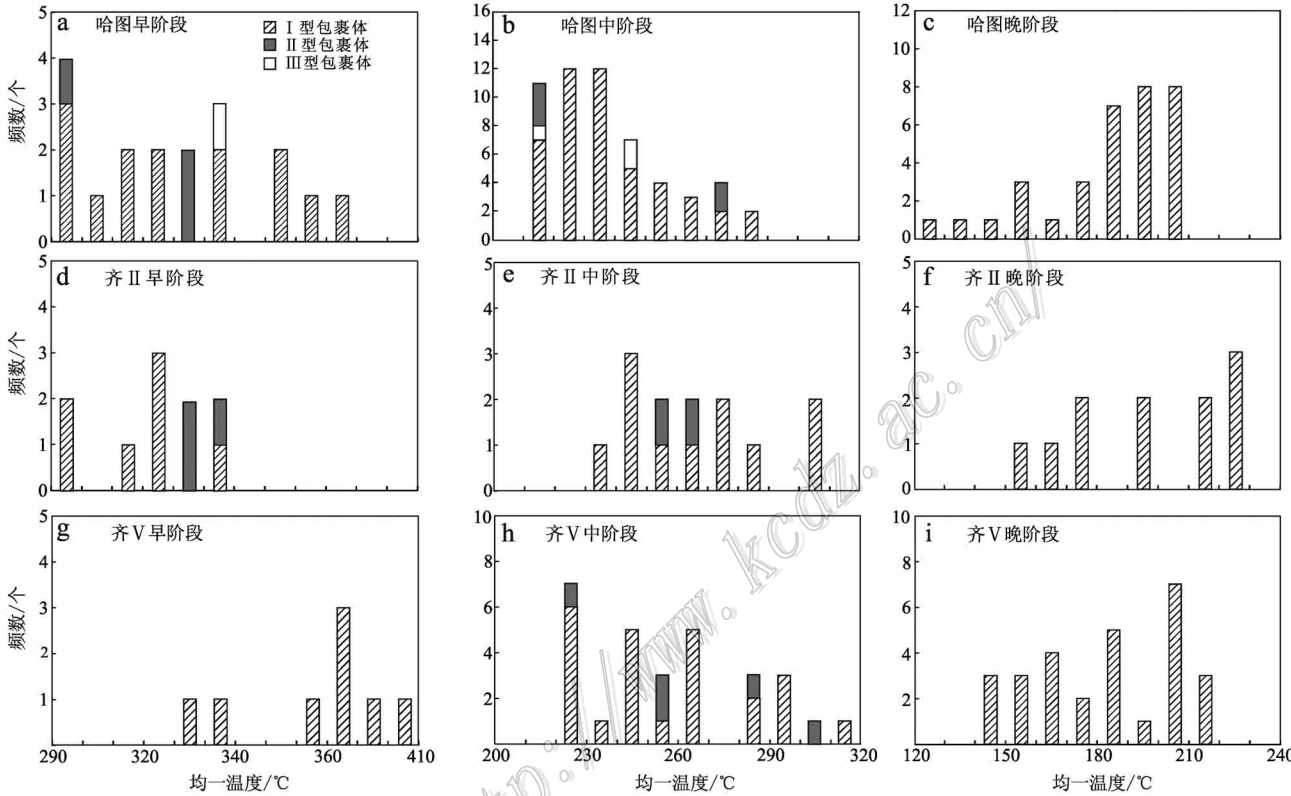


图 7 哈图成矿带金矿床各成矿阶段流体包裹体均一温度直方图
a~c. 分别代表哈图金矿床早、中、晚阶段流体包裹体的均一温度; d~f. 分别代表齐 II 金矿床早、中、晚阶段流体包裹体的均一温度;
g~i. 分别代表齐 V 金矿床早、中、晚阶段流体包裹体的均一温度

Fig. 7 Histograms of homogenization temperature for fluid inclusions of different ore-forming stages of the gold deposits in the Hatu metallogenic belt
a~c. Showing the Hatu gold deposit homogenization temperatures of early, middle and late stages, respectively; d~f. Showing the QII gold deposit homogenization temperatures of early, middle and late stages, respectively; g~i. Showing the QV gold deposit homogenization temperatures of early, middle and late stages, respectively

0.53%~3.39%，平均值 1.94%，密度为 0.753~0.874 g/cm³。II 型包裹体的均一温度为 215~277℃， $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.06%~3.71%，密度为 0.784~0.870 g/cm³；III 型包裹体笼合物的融化温度为 8.2~9.0℃，继续回温后，包裹体于 22.3~23.9℃ 部

分均一，最终完全均一温度为 222~245℃，经计算所得包裹体总密度为 0.850~0.890 g/cm³，水溶液相 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.03%~3.57%，平均值 2.87%。
哈图成矿晚阶段仅发育 I 型包裹体，来自晚阶段石英方解石脉或方解石脉(图 5j)，主矿物为石英

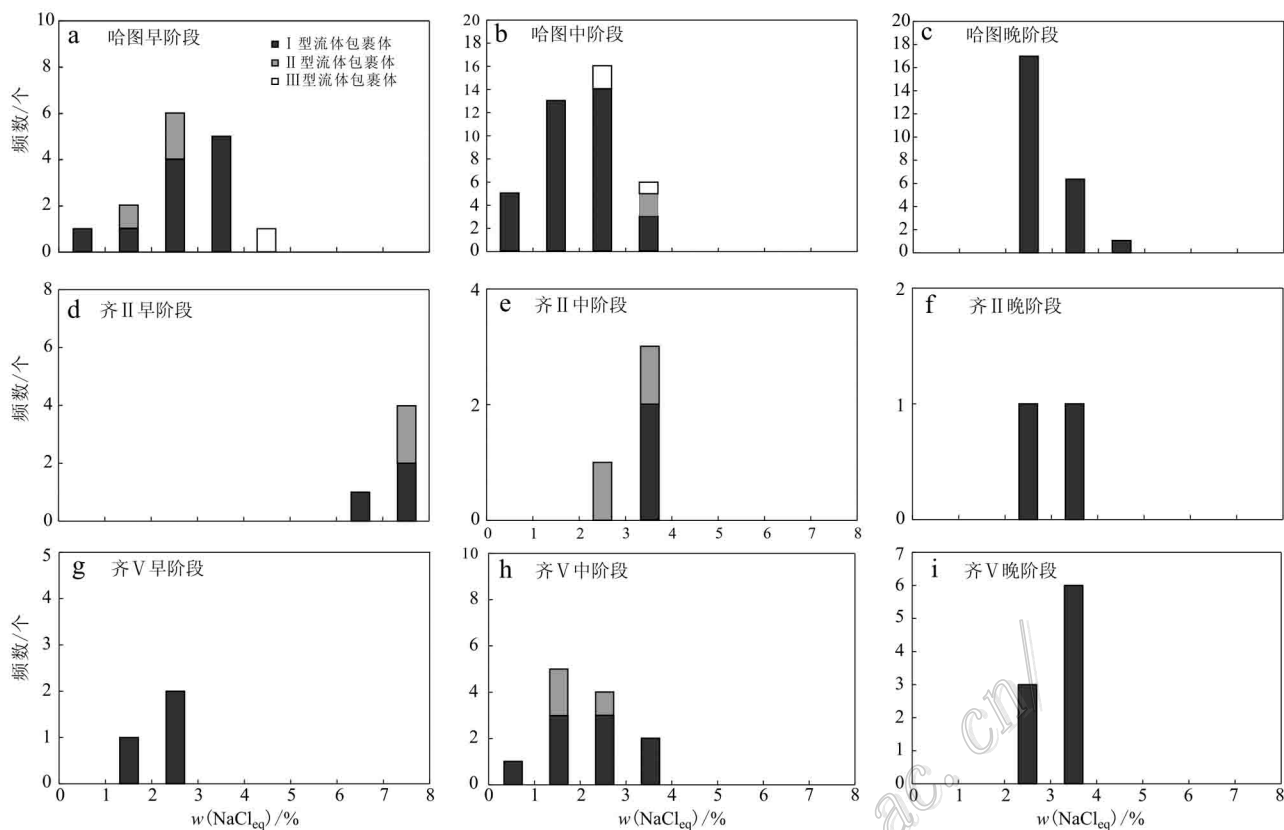


图8 哈图成矿带金矿床各成矿阶段流体包裹体盐度直方图

a~c. 分别代表哈图金矿床早、中、晚阶段流体包裹体的盐度; d~f. 分别代表齐II金矿床早、中、晚阶段流体包裹体的盐度; g~i. 分别代表齐V金矿床早、中、晚阶段流体包裹体的盐度

Fig. 8 Histograms of salinity for fluid inclusions of different ore-forming stages of the gold deposits in the Hatu metallogenic belt

a~c. Showing the Hatu gold deposit salinity of early, middle and late stages, respectively; d~f. Showing the QII gold deposit salinity of early, middle and late stages, respectively; g~i. Showing the QV gold deposit salinity of early, middle and late stages, respectively

和方解石,均一温度介于 $125\sim 209^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $1.05\%\sim 3.71\%$,密度为 $0.865\sim 0.948\text{ g/cm}^3$ 。

齐II金矿床发育I型和II型两类包裹体,各阶段包裹体均一温度直方图见图7d~f,盐度直方图见图8d~f。早阶段纯净石英脉中赋存I型和II型包裹体。I型包裹体均一温度为 $322\sim 348^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6.88\%\sim 7.73\%$,密度为 $0.732\sim 0.756\text{ g/cm}^3$; II型包裹体均一温度为 $333\sim 341^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.17\%\sim 7.99\%$,密度为 0.730 g/cm^3 。中阶段主要发育石英脉和多金属硫化物石英脉(图5k、k'),赋存I型和II型包裹体。I型包裹体均一温度为 $240\sim 306^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.71% ,密度为 0.840 g/cm^3 ; II型包裹体均一温度为 $254\sim 266^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $2.74\%\sim 3.23\%$,密度 $0.797\sim 0.811\text{ g/cm}^3$ 。晚阶段石英方解石脉和方解石脉中

仅发育I型包裹体,主矿物为石英和方解石,其均一温度为 $153\sim 227^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $1.91\%\sim 2.90\%$,密度为 $0.928\sim 0.934\text{ g/cm}^3$ 。

齐V金矿床发育I型和II型2类包裹体,从早阶段至晚阶段,包裹体均一温度直方图见图7g~i,盐度直方图见图8g~i。齐V早阶段多发育石英脉和钠长石石英脉(图5l),此阶段仅发育I型包裹体,均一温度为 $335\sim 406^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $1.91\%\sim 2.90\%$,密度为 $0.536\sim 0.647\text{ g/cm}^3$ 。中阶段石英脉和多金属硫化物石英脉中发育I型和II型包裹体。其中, I型包裹体均一温度介于 $225\sim 319^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.88\%\sim 3.23\%$,密度为 $0.692\sim 0.855\text{ g/cm}^3$ 。II型包裹体均一温度为 $228\sim 306^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $1.22\%\sim 2.74\%$,密度为 $0.722\sim 0.837\text{ g/cm}^3$ 。晚阶段石英方解石脉中仅发育I型包裹体,主

矿物为石英,其均一温度为 147~218℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.40%~2.90%,密度为 0.862~0.918 g/cm³。

4.3 激光拉曼成分分析

本次研究开展了流体包裹体激光拉曼测试工作,分析结果见图 9。结果表明,哈图、齐Ⅱ、齐Ⅴ金

矿床中流体包裹体成分从成矿早阶段至晚阶段具有相似的演变特征。

哈图金矿床中流体包裹体显示出宽泛的 H₂O 峰,峰值为 3534 cm⁻¹和 3593 cm⁻¹,表明流体包裹体成分主要为 H₂O。并且,早阶段脉体中流体包裹

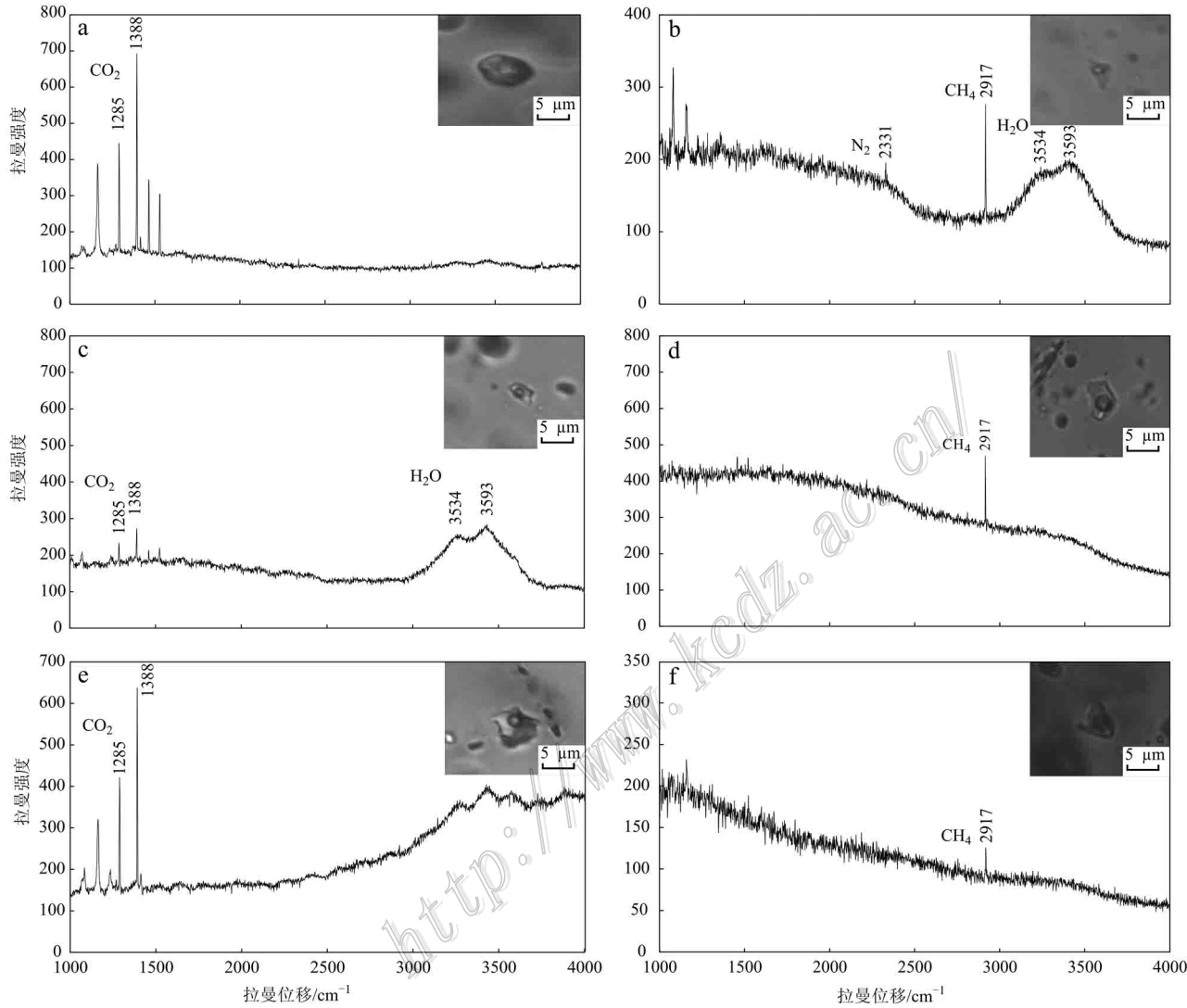


图 9 哈图成矿带金矿床流体包裹体激光拉曼图谱

a. 哈图早阶段Ⅰ型包裹体,气相成分显示强烈的 CO₂ 峰; b. 哈图中阶段Ⅰ型包裹体,气相成分,具强烈的水峰,含 CH₄ 和 N₂; c. 齐Ⅱ早阶段Ⅰ型包裹体,气相成分,含 CO₂; d. 齐Ⅱ中阶段Ⅰ型包裹体,气相成分,含 CH₄; e. 齐Ⅴ早阶段Ⅰ型包裹体,气相成分为 CO₂; f. 齐Ⅴ中阶段Ⅰ型包裹体,气相成分,含 CH₄

Fig. 9 Laser Raman spectra of the fluid inclusions of quartz veins from the gold deposits in the Hatu metallogenic belt in Xinjiang
a. Vapor phase composition of Ⅰ type fluid inclusion in the early ore-forming stage from the Hatu deposit with intense peak of CO₂; b. Vapor phase composition of Ⅰ type fluid inclusion in the middle ore-forming stage from Hatu deposit with intense peak of water, CH₄ and N₂; c. Vapor phase composition of Ⅰ type fluid inclusion in the early ore-forming stage from QⅡ deposit with peak of CO₂; d. Vapor phase composition of Ⅰ type fluid inclusion in the middle ore-forming stage from QⅡ deposit with peak of CH₄; e. Vapor phase composition of Ⅰ type fluid inclusion in the early ore-forming stage from QⅤ deposit with peak of CO₂; f. Vapor phase composition of Ⅰ type fluid inclusion in the middle ore-forming stage from QⅤ deposit with peak of CH₄

体显示出显著的 CO_2 峰(峰值为 1285 cm^{-1} 和 1388 cm^{-1} , 图 9a), 而中阶段流体包裹体含有一定的 CH_4 (峰值为 2917 cm^{-1} , 图 9b) 及 N_2 成分(2331 cm^{-1} , 图 9b)。

齐 II 金矿床中流体包裹体同样显示 H_2O 峰(图 9c)。早阶段流体包裹体气相成分含有一定的 CO_2 (图 9c), 中阶段流体包裹体显示 CH_4 成分(图 9d)。

齐 V 金矿床中早阶段部分包裹体显示出一定的 CO_2 的峰值(1285 cm^{-1} 和 1388 cm^{-1} , 图 9e), 中阶段流体包裹体中见 CH_4 峰(图 9f)。

4.4 矿床成矿压力及深度

根据邵洁琰的经验公式(邵洁莲等, 1986)计算得到哈图、齐 II 及齐 V 金矿床成矿压力, 计算公式为:

$$p_1 = p_0 \times t_1/t_0 = 374 + 920N; p_0 = 219 + 2620N$$

$$H_1 = p_1/(300 \times 10^5); H_0 = p_0/(300 \times 10^5)$$

其中, t_0 为初始温度($^{\circ}\text{C}$); t_1 为实测温度($^{\circ}\text{C}$); p_0 为初始压力(Pa); p_1 为成矿压力(Pa); H_1 为成矿深度(km); H_0 为初始深度(km); N 为盐度(%)。将流体包裹体的实测温度 t_1 值、盐度值(N) 分别带入公式, 得出以下结果:

哈图金矿床成矿早阶段、中阶段、晚阶段成矿压力分别为 $74.6 \sim 98.9\text{ MPa}$ 、 $52.1 \sim 69.5\text{ MPa}$ 、 $35.6 \sim 48.9\text{ MPa}$ 。齐 II 金矿床成矿早阶段、中阶段、晚阶段成矿压力分别为 $88 \sim 91.3\text{ MPa}$ 、 $62.9 \sim 68.8\text{ MPa}$ 、 $37.5 \sim 42.4\text{ MPa}$ 。齐 V 金矿床成矿早阶段、中阶段、晚阶段成矿压力分别为 $88.7 \sim 96.1\text{ MPa}$ 、 $49.9 \sim 80.7\text{ MPa}$ 、 $38.6 \sim 55.4\text{ MPa}$ 。

哈图、齐 II 及齐 V 金矿床均受安齐断裂及其伴生的断裂系统控制, 而对于断裂控制的脉状热液矿床来说, 成矿流体受静岩压力、静水压力或二者交替, 其中成矿深度小于 5 km 的系统为静水压力(Sibson, 1987; Sibson et al., 1988; Cox, 1995)。利用深度-压力的计算关系式(Sibson, 1994)计算成矿深度, 公式为:

$$y = x/10, x < 40\text{ MPa} \quad (1)$$

$$y = 0.0868/(1/x + 0.00388) + 2, \quad 40\text{ MPa} \leq x \leq 220\text{ MPa} \quad (2)$$

$$y = 11 + e^{(x-221.95)/79.075}, \quad 220\text{ MPa} \leq x \leq 370\text{ MPa} \quad (3)$$

$$y = 0.0331385x + 4.19898, x > 370\text{ MPa} \quad (4)$$

公式中, x 、 y 分别代表流体压力(MPa)和成矿

深度(km)。

根据上述公式, 计算结果如下: 哈图金矿床成矿早阶段、中阶段、晚阶段成矿深度分别为 $2.49 \sim 3.3\text{ km}$ 、 $1.74 \sim 2.32\text{ km}$ 、 $1.19 \sim 1.63\text{ km}$; 齐 II 金矿床成矿阶段从早至晚阶段成矿深度分别为 $2.94 \sim 3.04\text{ km}$ 、 $2.1 \sim 2.3\text{ km}$ 、 $1.25 \sim 1.41\text{ km}$ 。齐 V 金矿床成矿阶段从早至晚阶段成矿深度分别为 $2.96 \sim 3.2\text{ km}$ 、 $1.66 \sim 2.68\text{ km}$ 、 $1.29 \sim 1.85\text{ km}$ 。

总体来看, 3 个金矿床成矿过程从早到晚, 成矿深度逐渐变浅。同时, 哈图、齐 II 及齐 V 金矿床的成矿中阶段成矿压力平均值分别为 52.5 MPa 、 66.0 MPa 、 61.2 MPa , 由此推算出相应的成矿深度分别为 1.91 km 、 2.20 km 、 2.04 km , 可见齐 II 及齐 V 金矿床与哈图金矿床相比, 主成矿阶段成矿压力偏高, 成矿深度偏深, 但总体上三者均形成于浅层深度。

5 讨 论

5.1 成矿流体特征及演化

哈图金矿床流体成矿过程分 3 个阶段, 哈图金矿床流体包裹体丰富, 包括富液相包裹体(I 型)、富气相包裹体(II 型)和 CO_2 - H_2O 包裹体(III 型)3 类包裹体, 从早到晚, 包裹体类型由多样趋向单一, 晚阶段主要为富液相包裹体。从成矿早期到晚期流体温度逐渐降低, 早、中、晚阶段流体均一温度范围分别是 $295 \sim 381^{\circ}\text{C}$ 、 $213 \sim 285^{\circ}\text{C}$ 、 $125 \sim 209^{\circ}\text{C}$ 。此外, $213 \sim 285^{\circ}\text{C}$ 代表了主成矿阶段的流体温度, 与前人数据对比发现测温结果吻合较好。激光拉曼成分结果表明, 哈图成矿早阶段流体含少量 CO_2 及 CH_4 , 随着流体的演化, CO_2 逐渐减少, 流体成分基本以 H_2O 为主。不同类型包裹体的盐度结果显示, 从早阶段至晚阶段, 流体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化不大, 介于 $0.53\% \sim 4.14\%$ 之间, 属低盐度流体, 均一温度-盐度关系图(图 10)中显示出逐渐降低的微弱趋势。因此, 哈图金矿床流体具有 H_2O - $\text{NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{CO}_2 \pm \text{N}_2$ 体系特征, 从早阶段富 CO_2 流体逐渐向晚阶段富 H_2O 流体演化, 属中-低温、低盐度和低密度热液。

齐 II 金矿床流体成矿过程分 3 个阶段, 包裹体较丰富, 发育型 I 和 II 型 2 类包裹体。流体包裹体结果表明, 早、中、晚阶段流体均一温度范围分别是 $322 \sim 348^{\circ}\text{C}$ 、 $240 \sim 306^{\circ}\text{C}$ 、 $153 \sim 227^{\circ}\text{C}$, 成矿中阶段均一温度较哈图金矿床成矿中阶段温度明显偏高。激光拉曼成分结果显示, 齐 II 金矿床流体成分以

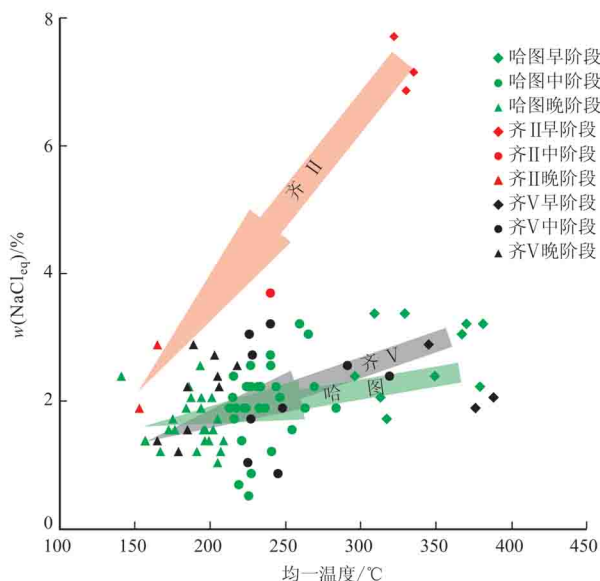


图 10 哈图成矿带金矿床流体包裹体均一温度-盐度散点图

Fig. 10 Salinity-temperature diagram of the fluid inclusions of quartz veins from the gold deposits in the Hatu metallogenic belt in Xinjiang

H₂O 为主, 含少量 CO₂ 和 CH₄ 成分, 未显示其他特殊成分。流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 随成矿过程逐渐降低(图 10), 变化范围为 7.99%~1.91%。由于齐 II 金矿床流体包裹体冰点较难观察, 因此盐度数据较少, 仍需进一步实验测试进行验证。总体来说, 齐 II 金矿床流体具有 NaCl-H₂O ± CO₂ ± CH₄ 体系特征, 属中温、低盐度、低密度热液。

齐 V 金矿床流体成矿过程分 3 个阶段, 包裹体十分丰富, 发育 I 型和 II 型 2 类包裹体。流体包裹体结果表明, 早、中、晚阶段流体均一温度范围分别是 335~406℃、225~319℃、147~218℃, 具中-高温特征。并且, 齐 V 成矿中阶段均一温度较哈图金矿床和齐 II 金矿床成矿中阶段温度明显偏高。激光拉曼成分结果显示, 齐 V 金矿床流体成分以 H₂O 为主, 并含有少量 CH₄ 和 CO₂。包裹体盐度结果显示, 从早到晚流体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化范围不大, 为 3.23%~0.88%, 同样具逐渐降低的微弱趋势(图 10)。总体来说, 齐 V 金矿床流体具有 NaCl-H₂O ± CO₂ ± CH₄ 体系特征, 属中温、低盐度和低密度热液。

由 3 个金矿床分别的流体包裹体实验测试结果来看, 沿哈图成矿带成矿流体性质具一定规律性。哈图成矿带上从西南向至北东向, 即哈图金矿床至

齐 V 金矿床, 成矿中阶段温度呈现出逐渐升高的趋势, 由中-低温向中温热液型金矿床转变; 再者, 3 个金矿床的成矿流体的盐度及密度相对比较一致, 成矿流体盐度值均低于 10%, 属低盐度流体; 流体密度值均低于 1 g/cm³, 属低密度流体。哈图、齐 II 及齐 V 金矿床成矿过程流体成分具相似的变化过程, 从早阶段至中阶段, 流体成分由富 CO₂ 向富 CH₄ 演变, 中阶段 CH₄ 流体加入, 而晚阶段流体均以 H₂O 为主。这种现象可能表明 H₂ 进入到包裹体内, 经过了 CO₂ 的还原作用, 在包裹体逐渐冷却的过程中发生了再平衡作用(Hall et al., 1990; 1995; Sterner et al., 1995; Ridley et al., 1999; Norman et al., 2002), 反应式为 $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ 。这个过程表明可能发生了以 CO₂ 逸失为特征的流体不混溶或水-岩反应(Ramboz et al., 1982; Fan et al., 2003; Phillips et al., 2004; Chen et al., 2006)。同时, 通过流体包裹体岩相学及测温等工作, 哈图、齐 II 及齐 V 金矿床存在大量不混溶包裹体群(图 6d、h、l), 其中, 哈图金矿床中存在 CO₂-H₂O 包裹体与富液相包裹体、富气相包裹体共存或富液相、富气相包裹体共存的现象, 而在齐 II、齐 V 金矿床中同样观察到富液相和富气相包裹体共存的沸腾包裹体群。前人研究表明, 流体的不混溶现象在热液矿床成矿过程中起着极其重要的作用(Ramboz et al., 1982; Heinrich, 2005)。

5.2 金成矿机理

上述流体包裹体研究显示哈图成矿带上哈图、齐 II 及齐 V 金矿床流体包裹体特征相似, 即成矿流体性质为中温、低盐度、低密度 NaCl-H₂O ± CH₄ ± CO₂ 热液。早阶段流体含 CO₂ 组分, 中阶段流体富 CH₄ 组分, 成矿深度约 2 km, 属热液型金矿床。前人认为, 哈图金矿床成矿热液来源属受古大气水混入的火山晚期热液, 并非典型的岩浆热液(范宏瑞等, 1998; 王莉娟等, 2006)。热液金矿床成矿流体中, 金的搬运形式以金硫络合物和金氯络合物为主(Hayashi et al., 1991; Seward, 1991; Zotov et al., 1991; Yardley et al., 1993; Gammons et al., 1994; 1996; Benning et al., 1996)。哈图、齐 II 及齐 V 金矿床围岩蚀变强烈, 蚀变岩型矿石中主要载金矿物为黄铁矿和毒砂, 并且金与黄铁绢英岩化等蚀变紧密相关, 表明 3 个金矿床中金的运移与金硫络合物有关(范宏瑞等, 1998)。同时, CO₂ 在金的搬运过程中可调节流体的 pH 值。pH 值对金的溶解度具一定程

度的影响(Seward, 1984),进而保证金硫络合物的稳定存在,从而为之后金的溶解创造了良好的条件(Phillips et al., 2004),而在成矿中阶段 CH_4 的产生表明了成矿流体逐渐转变为还原条件,这一点有利于络合物中金的溶解(Seward, 1984)。

李华芹等(2000)对哈图金矿床流体包裹体进行了 Rb-Sr 同位素研究,获得等时线年龄为 (289 ± 4) Ma,即哈图金矿化的时代,明显晚于区内火山活动年代(~ 328 Ma; 王瑞等,2007),表明哈图金矿化与火山活动关系不大(朱永峰等,2013)。晚石炭世—早二叠世,新疆西准地区处于碰撞后地壳垂向增生阶段,花岗质岩浆侵位于石炭纪火山-沉积地层内(朱永峰等,2013),沿断裂体系迁移过程中与围岩发生一系列水-岩反应,导致强烈的硅化、黄铁绢英岩化等围岩蚀变。而水-岩反应和上述流体的不混溶作用等使成矿流体的温度、压力、氧逸度及 pH 值发生变化(Phillips et al., 2004),进而导致金硫络合物的溶解度降低,随着其溶解度的降低,金迅速的发生沉淀。

综上所述,水-岩反应及温度、压力的降低,伴随古大气水不断混入,从而引起流体不混溶,导致大量 CO_2 出溶,最终促使金等金属元素沉淀。伴随着成矿流体物化条件的变化,金的溶解度随之降低,这可能是哈图成矿带中哈图、齐 II 及齐 V 金矿床控制金沉淀成矿的主要原因。成矿晚期大量大气水的参与导致成矿流体的性质进一步改变,加之金含量降低,导致成矿晚期矿化减弱。

6 结 论

(1) 哈图成矿带中,哈图、齐 II 及齐 V 金矿床均为断裂构造控制的石英脉型和蚀变岩型金矿床。3 个金矿床的成矿过程均分至 3 个阶段。哈图金矿床从早至晚阶段分别为石英-钠长石阶段、石英-黄铁矿-毒砂-自然金阶段、石英-碳酸盐阶段;齐 II 及齐 V 金矿床从早至晚阶段分别为石英-黄铁矿阶段、石英-毒砂-黄铁矿-自然金阶段、石英-碳酸盐阶段。

(2) 哈图、齐 II 及齐 V 金矿床流体包裹体测温及拉曼光谱研究显示,三者具相似的流体特征。哈图金矿床流体包裹体发育 3 种类型:富液相包裹体、富气相包裹体和 CO_2 - H_2O 包裹体,齐 II 和齐 V 金矿床仅发育富液相包裹体、富气相包裹体。哈图流体包裹体气相成分为 $\text{NaCl-H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$, 齐

II 及齐 V 金矿床流体包裹体气相成分为 $\text{NaCl-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$ 。

(3) 哈图金矿床流体属中-低温、低盐度、低密度体系,成矿温度介于 $213 \sim 285^\circ\text{C}$,成矿压力为 $52.1 \sim 69.5$ MPa;齐 II 及齐 V 金矿床流体均为中温、低盐度、低密度体系,成矿温度分别在 $240 \sim 306^\circ\text{C}$ 和 $225 \sim 319^\circ\text{C}$ 之间,成矿压力分别为 $62.9 \sim 68.8$ MPa 和 $49.9 \sim 80.7$ MPa。三者的成矿深度平均值均为 2 km 左右。成矿流体的温度、压力随流体的演化而降低。哈图成矿带上从南至北即哈图金矿床至齐 V 金矿床,成矿温度显示逐渐升高的趋势。

(4) 哈图、齐 II 及齐 V 金矿床中金搬运形式以金硫络合物为主,水-岩反应及温度、压力的降低,伴随古大气水不断混入,引起流体不混溶,从而导致金沉淀成矿。

References

- An F and Zhu Y F. 2007. Studies on geology and geochemistry of alteration-type ore in Hatu gold deposit (western Junggar), Xinjiang, NW China[J]. Mineral Deposits, 26(6): 621-633 (in Chinese with English abstract).
- Benning L G and Seward T M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150 and 500°C and 500 to 1500 bar[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(11): 1849-1871.
- Brown P E and Hagemann S G. 1995. MacFlincon and its application to fluids in Archean lode-gold deposits[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(19): 3943-3952.
- Chen Y J, Pirajno F, Qi J P, Li J and Wang H H. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shangong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China[J]. Resource Geology, 56(2): 99-116.
- Cox S F. 1995. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978 ~ 2012), 100(B7): 12841-12859.
- Fan H R, Jin C W and Sheng Y C. 1998. Ore-forming fluid geochemistry of the Hatu gold deposit in Xinjiang, northwest China[J]. Mineral Deposits, 17(2): 40-43 + 45-54 (in Chinese with English abstract).
- Fan H R, Zhai M G, Xie Y H and Yang J H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold Province, China[J]. Mineralium Deposita, 38(6): 739-750.
- Gammons C H, Williams-Jones A E and Yu Y. 1994. New data on the

- stability of gold (I) chloride complexes at 300°C[J]. *Mineralogical Magazine*, 58A: 309-310.
- Gammons C H and Seward T M. 1996. Stability of manganese (II) chloride complexes from 25 to 300°C [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22): 4295-4311. doi: 10.1016/S0016-7037(96)00275-X.
- Gao S L, He Z L and Zhou Z Y. 2006. Geochemical characteristics of the Karamay granitoids and their significance in West Junggar, Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 24(2): 125-130 (in Chinese with English abstract).
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Econ. Geol.*, 83(1): 197-202.
- Hall D L and Bodnar R J. 1990. Methane in fluid inclusions from granulites: A product of hydrogen diffusion[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 641-651.
- Hall D L and Sterner S M. 1995. Experimental diffusion of hydrogen into synthetic fluid inclusions in quartz[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 13(3): 345-355.
- Han B F, Ji J Q, Song B, Chen L H and Zhang L. 2006. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China: Timing of post-collisional plutonism[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1077-1086 (in Chinese with English abstract).
- Hayashi K and Ohmoto H. 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250–350°C [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8): 2111-2126.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study[J]. *Mineralium Deposita*, 39(8): 864-889.
- Jahn B M, Capdevila R, Liu D, Vernon A and Badarch G. 2004. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: Geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 629-653.
- Li G M, Qin K Z and Li J X. 2008. Geological features and tectonic setting of porphyry copper deposits rounding the Balkhash region, Central Kazakhstan, Central Asia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12): 2679-2700 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Duan G X. 1987. The density of isochoric formulae for NaCl-H₂O fluid inclusion and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 7(4): 345-352 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. The thermodynamic simulation of fluid inclusions[M]. Beijing: Geological Publishing House. 114-115 (in Chinese with English abstract).
- Ma C, Xiao W J, Windley, Brian F, Zhao G P, Han C M, Zhang J E and Luo J. 2012. Tracing a subducted ridge-transform system in a Late Carboniferous accretionary prism of the southern Altaids: Orthogonal sanukitoid dyke swarms in western Junggar, NW China[J]. *Lithos*, 140: 152-165.
- Norman D I, Blamey N and Moore J N. 2002. Interpreting geothermal processes and fluid sources from fluid inclusion organic compounds and CO₂/N₂ ratios[C]. *Proceedings, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California. 28-30.
- Pan H D and Shen P. 2014. Contamination and assimilation of intermediate complex in the Baogutu porphyry Cu deposit, Xinjiang[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 36(1): 80-97 (in Chinese with English abstract).
- Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits[J]. *Nature*, 429(6994): 860-863.
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility[J]. *Chemical Geology*, 37(1-2): 29-46.
- Ridley J R and Hagemann S G. 1999. Interpretation of post-entrapment fluid inclusion re-equilibration at the Three Mile Hill, Marvel Loch and Griffins Find high-temperature lode-gold deposits, Yilgarn Craton, western Australia[J]. *Chemical Geology*, 154(1): 257-278.
- Seward T M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems[C]. *Gold*, 82: 165-181.
- Seward T M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold[A]. In: Foster A, ed. *Gold metallogeny and exploration*[C]. Blackie, London. 37-62.
- Shao J L and Mei J M. 1986. On the study of typomorphic characteristics of mineral inclusion in the gold deposits from volcanic terrain in Zhenjiang and its genetic and prospecting significance[J]. *Minerals and Rocks*, 6(3): 101-111 (in Chinese with English abstract).
- Shen P, Shen Y C, Liu T B, Lu J J, Wei J P, Song G X and Meng L. 2008. Late Paleozoic gold and copper mineralization and tectonic evolution in northwestern, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(5): 1087-1100 (in Chinese with English abstract).
- Shen P, Shen Y C, Pan C Z, Pan H D, Dai H W and Meng L. 2010. Zircon age and metallogenic characteristics of the Hatu-Baogutu Au-Cu metallogenic concentric region in Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(10): 2879-2893 (in Chinese with English abstract).
- Shen P, Pan H and Zhu H. 2016. Two fluid sources and genetic implications for the Hatu gold deposit, Xinjiang, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 73: 298-312.
- Shen Y C, Jin C W and Qi J Y. 1993a. The metallogenic model and formation mechanism of Auriferous Province in West Junggar, Xinjiang[M]. Beijing: Science Press. 295-310 (in Chinese with English abstract).
- Shen Y C and Jin C W. 1993b. Magmatism and gold metallogeny in West Junggar, Xinjiang[M]. Beijing: Science Press. 1-239 (in

Chinese with English abstract).

Sibson R H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems[J]. *Geology*, 15(8): 701-704.

Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits[J]. *Geology*, 16(6): 551-555.

Sibson R H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 78(1): 69-84.

Sterner S M, Hall D L and Keppler H. 1995. Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz[J]. *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 119(1): 1-15.

Su Y P, Tang H F, Hou G S and Liu C Q. 2006. Geochemistry of aluminous a-type granites along Darabut tectonic belt in west Junggar, Xinjiang[J]. *Geochemica*, 35(1): 55-66 (in Chinese with English abstract).

Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Zhao Z H, Jia X H and Jiang Z Q. 2010. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, northern Xinjiang (West China)[J]. *Chemical Geology*, 277(3): 281-300.

Wang J B, Wang Y W and Wang L J. 2004. The Junggar immature continental crust province and its mineralization[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(2): 337-344 (in Chinese with English abstract).

Wang J B and Xu X. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in northern Xinjiang, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 23-31 (in Chinese with English abstract).

Wang L and Zhu Y F. 2013. Study on the geology and geochemistry of Qi-III gold deposit in West Junggar, Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 31(4): 295-305 (in Chinese with English abstract).

Wang L and Zhu Y. 2015. Multi-stage pyrite and hydrothermal mineral assemblage of the Hatu gold district (West Junggar, Xinjiang, NW China): Implications for metallogenic evolution[J]. *Ore Geology Reviews*, 69: 243-267.

Wang L J, Wang J B and Wang Y W. 2004. Fluid geochemistry and metallogenesis of the Hatu gold deposit in the Junggar Basin, Xinjiang[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(2): 387-391.

Wang L J and Wang Y W. 2005. Geochemistry of ore-forming fluid and metallogenesis prognosis of Hatu gold deposits in Junggar Basin, Xinjiang, China[J]. *Geology and Prospecting*, 41(6): 24-29 (in Chinese with English abstract).

Wang L J and Zhu H P. 2006. Ore-forming fluid of the Hatu gold deposit on the western margin of the Junggar Basin, Xinjiang[J]. *Geology in China*, 33(3): 666-671 (in Chinese with English abstract).

Wang R and Zhu Y F. 2007. Geology of the Baobei gold deposit in western Junggar and zircon SHRIMP age of its wall-rocks, western Junggar (Xinjiang, NW China)[J]. *Geological Journal of China*

Universities, 13(3): 590-602 (in Chinese with English abstract).

Wang Y S. 1984. Geological characteristics and genesis of No. II Qi gold deposit in Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 2: 48-63 + 102-103 (in Chinese with English abstract).

Wu H R and Pan R P. 1991. "Structural complex" and its geological significance: In the case of West Junggarian complexes[J]. *Scientia Geologica Sinica*, (1): 1-8 (in Chinese with English abstract).

Xiao F, Xu C Y, Zhang F J and Lin C X. 2010a. Major breakthrough in the Hatu gold deposit, western Junggar, Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 28(4): 409-412 (in Chinese with English abstract).

Xiao F and Xu C Y. 2010b. Making ore search nearby and the Hatu gold deposit: Major breakthrough and the significance of the third round of deep prospecting of Hatu gold deposit[J]. *Xinjiang Nonferrous Metals*, 33(4): 1-3 (in Chinese with English abstract).

Xiao W J, Shu L S, Gao J, Xiong X L, Wang J B, Guo Z J, Li J Y and Sun M. 2008. Continental dynamics of the central Asian of Orogenic belt and its metallogeny[J]. *Xinjiang Geology*, 97(1): 4-8.

Yan S J. 1988. Geological features and genesis of the NO. II gold deposit, Qiyiqiu, Xinjiang Autonomous Region[J]. *Geology and Prospecting*, 11: 18-24 (in Chinese with English abstract).

Yardley B W D, Banks D A, Bottrell S H and Diamond L W. 1993. Post-metamorphic gold-quartz veins from NW Italy: The composition and origin of the ore fluid[J]. *Mineralogical Magazine-London*, 57: 407-407.

Zhu Y F, Wei S N and An F. 2010. The framboidal pyrite found in the Hatu gold deposit[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(2): 12 (in Chinese with English abstract).

Zhu Y F, An F, Xu C Y, Guo H T, Xia F, Xiao F, Zhang F J, Lin C X, Qiu T and Wei S N. 2013. Geology and Au-Cu deposits in the Hatu and its adjacent region(Xinjiang): Evolution and prospecting model[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-161 (in Chinese with English abstract).

Zotov A, Baranova N, Dar yina T and Bannykh L. 1991. The solubility of gold in aqueous chloride fluids at 350~500°C and 500~1500 atm: Thermodynamic parameters of AuCl₂(sol) up to 750°C and 500 atm[J]. *Geochemical International*, 28(7): 63-71.

附中文参考文献

安芳, 朱永峰. 2007. 新疆哈图金矿蚀变岩型矿体地质和地球化学研究[J]. *矿床地质*, 26(6): 621-633.

范宏瑞, 金成伟, 沈远超. 1998. 新疆哈图金矿成矿流体地球化学[J]. *矿床地质*, 17(2): 40-43 + 45-54.

高山林, 何志亮, 周祖翼. 2006. 西准噶尔克拉玛依花岗岩体地球化学特征及其意义[J]. *新疆地质*, 24(2): 125-130.

韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长——后碰撞深成岩浆活动的时限[J]. *岩石学报*, 22

(5):1077-1086.

李光明,秦克章,李金祥.2008.哈萨克斯坦环巴尔喀什斑岩铜矿地质与成矿背景研究[J].岩石学报,24(12):2679-2700.

刘斌,段光贤.1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J].矿物学报,7(4):345-352.

刘斌,沈昆.1999.流体包裹体热力学[M].北京:地质出版社.114-115.

潘鸿迪,申萍.2014.新疆包古图斑岩铜矿中性复式岩体的同化混染作用[J].地球科学与环境学报,36(1):80-97.

邵洁莲,梅建明.1986.浙江火山岩区金矿床的矿物包裹体标型特征研究及其成因及找矿意义[J].矿物岩石,6(3):101-111.

申萍,沈远超,刘铁兵,卢洁瑾,魏锦萍,宋国学,孟磊.2008.新疆西北缘晚古生代金铜成矿作用与构造演化[J].岩石学报,24(5):1087-1100.

申萍,沈远超,潘成泽,潘鸿迪,代华五,孟磊.2010.新疆哈图-包古图金铜矿集区锆石年龄及成矿特点[J].岩石学报,26(10):2879-2893.

沈远超,金成伟,齐进英.1993a.西准噶尔金矿化集中区的成矿模式和形成机理.见:涂光炽主编.新疆北部固体地球科学新进展[M].北京:科学出版社.295-310.

沈远超,金成伟.1993b.西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用[M].北京:科学出版社.1-239.

苏玉平,唐红峰,侯广顺,刘丛强.2006.新疆西准噶尔达拉布特构造带铝质 A 型花岗岩的地球化学研究[J].地球化学,35(1):55-66.

王京彬,徐新.2006.新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J].地质学报,80(1):23-31.

王磊,朱永峰.2013.西准噶尔齐Ⅲ金矿矿床地质和地球化学研究[J].新疆地质,31(4):295-305.

王莉娟,王玉往.2005.新疆准噶尔盆地哈图金矿成矿流体的某些物理化学特征及与成矿关系[J].地质与勘探,41(6):24-29.

王莉娟,朱和平.2006.新疆准噶尔盆地西缘哈图金矿成矿流体[J].中国地质,33(3):666-671.

王瑞,朱永峰.2007.西准噶尔宝贝金矿地质与容矿火山岩的锆石 SHRIMP 年龄[J].高校地质学报,13(3):590-602.

王玉山.1984.新疆齐Ⅱ号金矿地质特征及成因探讨[J].新疆地质,2:48-63+102-103.

吴浩若,潘正甫.1991.“构造杂岩”及其地质意义——以西准噶尔为例[J].地质科学,1:1-8.

肖飞,徐存元,张凤军,林彩香.2010a.西准噶尔哈图金矿床勘查新成果[J].新疆地质,28(4):409-412.

肖飞,徐存元.2010b.就矿找矿与哈图金矿-哈图金矿第三轮深部找矿取得重大突破及意义[J].新疆有色金属,33(4):1-3.

肖文交,舒良树,高俊,熊小林,王京彬,郭召杰,李锦轶,孙敏.2008.中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用[J].新疆地质,97(1):4-8.

阎士俊.1988.新疆齐依求Ⅱ号金矿床地质特征及成因[J].地质与勘探,11:18-24.

朱永峰,魏少妮,安芳.2010.新疆哈图金矿深部发现草莓状黄铁矿[J].地学前缘,17(2):12.

朱永峰,安芳,徐存元,郭海棠,夏芳,肖飞,张凤军,林彩香,邱添,魏少妮.2013.新疆哈图及其周边金铜成矿规律和深部找矿预测[M].北京:地质出版社.1-161.

http://www.kongfz.com