新疆若羌县柯可卡尔德钨锡矿床地质特征与流体包裹体研究

李国臣[1)],丰成友[1)],王瑞江[1)],李洪茂[2)],周安顺[2)],马圣钞[1)],刘建楠[1)],肖晔[1)]

1)中国地质科学院矿产资源研究所,国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京,100037; 2)吉林省地质调查院,长春,130061

内容提要:地处东、西昆仑与阿尔金构造带结合处的白干湖是近年在我国西北地区勘查发现的一处具超大型远景规模的钨锡矿田,包括柯可卡尔德、白干湖、巴什尔希和阿瓦尔四个矿床。其中,柯可卡尔德钨锡矿勘查程度最高、规模最大,野外调查发现其含矿石英脉体有沿走向扭动、雁列式排列、产状低缓等特征,热液活动则可明显分为成矿前、成矿期和成矿后三期作用。该矿床流体包裹体主要有汽液两相、含子盐汽液三相、单一液相(包括纯水和纯 CO_2 型)、含 CO_2 汽液三相、同时含 CO_2 和子盐汽液四相等5种类型,成矿前石英以前两种包裹体为主,亦有少量含 CO_2 汽液三相型;成矿期可分为早、晚两个阶段,早阶段是钨锡的主成矿阶段,包含五种类型包裹体,晚阶段表现为弱的硫化物矿化,主要为汽液两相型;成矿后石英包裹体主要为汽液两相型。显微测温与激光拉曼探针分析表明成矿流体主要成分为 H_2O 和 CO_2,气相含少量 CH_4 和 N_2;氢、氧同位素研究结果显示三期流体分别主要为变质热液、岩浆热液和大气降水。该矿床系中高温、中低盐度的岩浆热液矿床,流体经历了不混溶作用和混合作用,这可能是促使矿质沉淀的主要因素。

关键词:钨锡矿床;地质特征;流体包裹体;同位素地球化学;流体不混溶;柯可卡尔德

钨是我国的优势矿种,矿床类型有石英脉型、矽卡岩型、云英岩型、斑岩型、破碎带-蚀变岩型等,以前二者为主,主要分布在我国华南南岭地区(王登红,2007)。近些年钨矿勘查取得了突破,如在我国北方发现东昆仑-阿尔金、天山、辽东-吉南、冈底斯-念青唐古拉四条钨成矿带(黄小娥等,2007)。白干湖钨锡矿田即由吉林地调院于2001年在新疆若羌东昆仑化探时发现,自西向东包括四个矿床,依次为阿瓦尔、巴什尔希、白干湖、柯可卡尔德,呈线状北东向分布,是具有超大型远景规模的大型钨锡矿田。其中柯可卡尔德矿床 WO_3 资源量14万吨、Sn大于4万吨,勘查程度最高,储量最大,是本文研究的重点。

白干湖钨锡矿的巨大规模和特殊的成矿背景引来不少研究者的关注,主要集中以下方面:确认白干湖钨地球化学块体(即W地球化学省)的存在,确认金水口群地层围岩矿源层作用(王宝金等;2007);控矿构造特征为以导矿构造为骨架的简化板状矿体和易矿化的岩层(取决于容矿岩层的渗透性、裂隙发育程度)贯通形成似层状的矿化复合(刘贵忠等;2007);矿田北侧花岗质岩基为加里东造山期S型弱偏铝质花岗岩(包亚范等;2008)。矿床成因为岩浆后期热液萃取-成矿元素充填成因(李宏茂;2006);此外,刘子峰(2007)还从成矿元素的平面空间分布角度,讨论了其化探异常及分带特征。由此可见,前人工作主要集中于区域及勘探地球化学、矿田构造和矿床成因较浅层面的研究,但仍存在诸多关键问题没有解决,如流体特征、性质、演化与成矿关系。

本文将介绍该区矿床地质及蚀变特征,通过野外工作将柯可卡尔德矿区构造-流体活动划分成矿前、成矿期、成矿后3期,对各期石英脉用现代流体成矿理论进行了流体包裹体和稳定同位素的研究,包括岩相学观察、均一法、冷冻法显微测温、激光拉

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 41172076)、中国博士后科学基金项目(编号 20090460132)、国土资源部"百人计划"项目、中国地质调查局地质调查项目(编号 1212011085528)和中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(编号 K0901)资助的成果。

收稿日期:2010-06-10;改回日期:2011-11-15;责任编辑:郝梓国。

作者简介:李国臣,男,1985年生。硕士。构造地质学专业;通讯作者:丰成友,男,1971年生。博士,研究员。从事矿床地质、地球化学研究。Email:fengchy@yahoo.com.cn。

DOI:CNKI:11-1951/P.20120104.1640.001 网络出版时间:2012-1-4 16:40

网络出版地址:http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120104.1640.001.html

曼探针分析、氢氧同位素分析。

1 区域和矿床地质概况

白干湖矿田处于东、西昆仑与阿尔金造山带的结合部位(图 1a),属东昆仑祁漫塔格褶皱带 NW—NE 弧形转折部位,北距阿尔金南缘断裂 20 km,南距白干湖深大断裂 3 km,海拔 4200～4700 m。

矿田地层有下元古界金水口群小庙岩组和志留系白干湖组,分布受白干湖断裂控制。金水口群小庙岩组出露于白干湖断裂北侧,岩性主要为二云石英片岩、绿泥绢云石英片岩、石英岩、变质石英砂岩、透闪石大理岩、石英透闪石岩等,原岩为陆源碎屑岩-碳酸盐岩中浅变质岩系,局部夹火山地层,呈 NE—SW 向展布,该地层是钨锡矿体赋矿围岩,亦为钨、锡的矿源层。断裂南侧出露白干湖组,岩性主要绢云母板岩、粉砂质绢云母板岩、绿泥绢云千枚岩、绢云千枚岩、石英绢云千枚岩等。

白干湖深断裂为矿田内主要的构造变形,属阿尔金断裂的次一级断裂,同时控制着其他构造变形分布的格局。呈 NE—SW 走向,倾向 SE,倾角 70°～80°。

矿田岩浆岩以加里东期花岗岩类为主,呈岩基、岩株状分布于矿田北侧,主要岩性为石英闪长岩-英云闪长岩-中粗粒、中细粒二长花岗岩-似斑状二长花岗岩-中粗粒钾长花岗岩,岩石较新鲜,无蚀变弱风化,呈现多期次特征,另含地层和闪长质暗色包

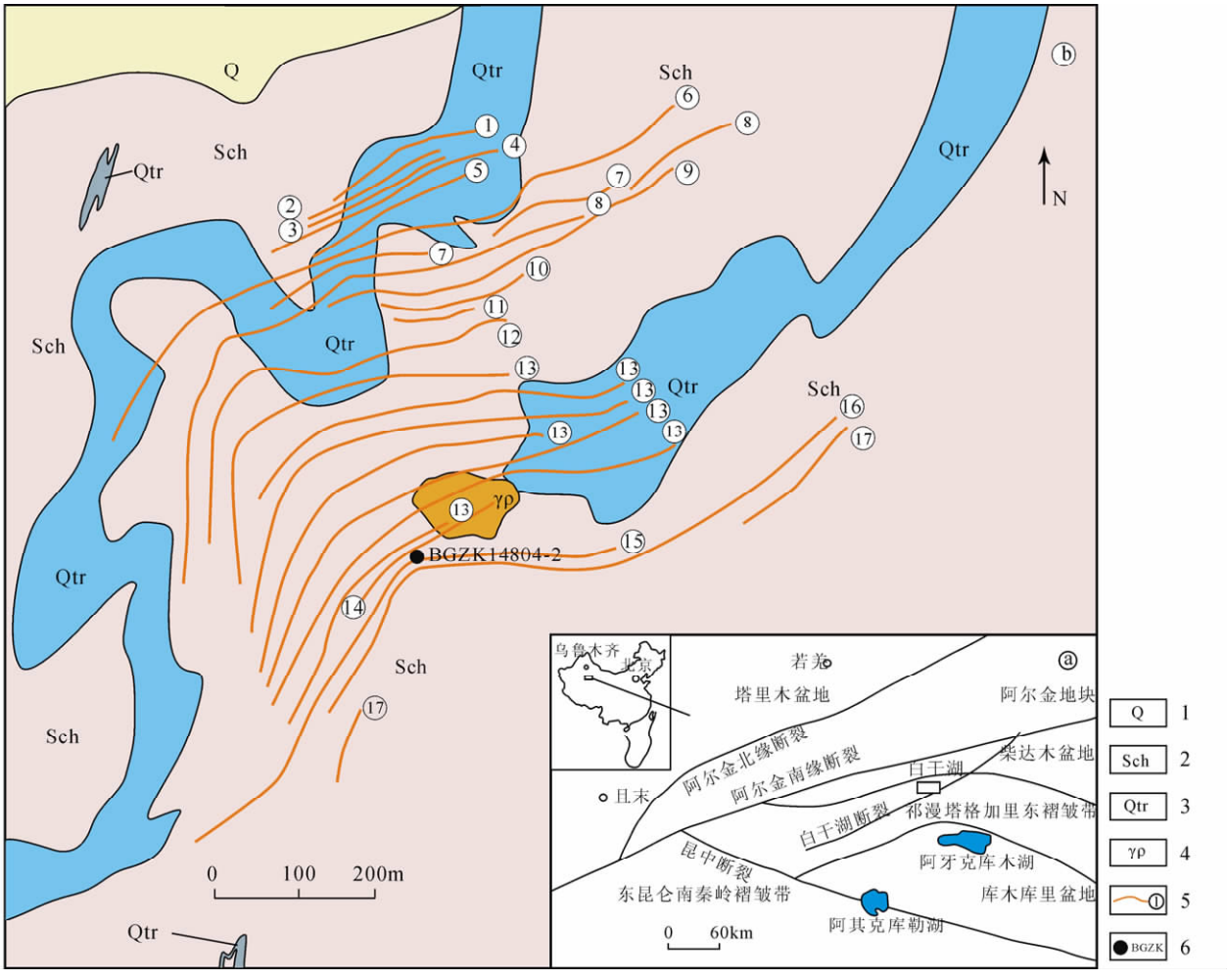

图 1 柯可卡尔德钨锡矿床大地构造位置及矿区地质简图(据吉林地调院,2009 修改)

Fig. 1 Regional geological simplified map of Kekekaerde tungsten-tin deposit area (modified from Geological Survey Institute of Jilin Province, 2009)

1—第四系冲积层;2—下元古界金水口群二(绢)云石英片岩;3—下元古界金水口群石英透闪石岩;4—伟晶岩;5—矿体及编号;6—采样钻孔及编号

1—Quarternaty; 2—two-mica(sericite) quartz schist of lower Proterozoic; 3—quartz tremolite rock of lower Proterozoic; 4—pegmatite; 5—tungsten-tin quartz vein and oreboday number; 6—drilling number

体。此外,值得注意的是柯可卡尔德矿区有一圆盖形花岗质伟晶岩岩体孤立分布于围岩地层中,与矿体相关密切(图 1b)。

柯可卡尔德矿床深部有隐伏二长花岗岩岩体,矿体主要分布在岩体内外接触带,以外接触带为主,包括云英岩型白钨矿和石英脉型黑钨矿。矿体围岩蚀变主要有硅化、云英岩化、电气石化、白云母化、绿帘石化、碳酸盐化等,说明成矿流体中携带丰富的挥发性组分。

地表出露含矿石英脉和矿化英云闪长岩脉,含矿石英脉常穿插英云闪长岩脉或相邻伴生(图 2a),石英脉两侧一般都发育垂直脉壁生长的白云母线(图 2b),证明生长环境张性空间。勘查结果表明,矿体在深部存在分枝复合,如 13 号主脉向下延伸为一云英岩化矿体(图 1)。含矿石英脉在地表呈平行雁列产出,脉宽 10～100cm,沿走向摆动,走向 10°～98°,倾向南东,倾角 12°～75°,集中在 20°～40°(图 1b),可见其倾角不同于绝大多数华南陡产状的脉钨矿类型。矿石矿物主要为黑钨矿、白钨矿、锡石,也见孔雀石化。黑钨矿一般呈粒状、柱状、板状等,粒度 0.5cm×(1～5)cm×30cm(图 2c);锡石黄褐色,呈粒状及四方双锥,粒度 0.5～2cm(图 2d)。白钨矿一般多沿黑钨矿边部分布,交代黑钨矿。脉石矿物主要为石英、其次为云母、绿泥石、电气石等。镜下见含矿石英脉发育少量裂隙,偶见黄铜矿、黄铁矿等硫化物,黑钨矿偶尔呈碎裂的黄铁矿的假象(图 2f)。矿石组构和矿物组合暗示着成矿作用的阶段性,即钨锡石英脉阶段和石英硫化物(黄铜和黄铁矿为主)阶段。

2　样品采集和测试方法

样品为采于矿区地表和钻孔的石英脉(位置在表 1 中注明),野外可分为三期:成矿前围岩中透镜状的白色石英脉 Q_1、成矿期钨锡矿石英脉 Q_2 和成矿后断层中的糖粒状石英脉 Q_3(表 1)。成矿期的石英分钨锡矿石英脉早阶段和硫化物晚阶段,在样品 KK01 见到宽约 3mm 的晚阶段石英细脉 Q_{2b} 穿插钨锡矿石英脉 Q_{2a},细脉中见硫化物。共磨制了包裹体片 28 件,选取了 13 片用于显微测温,6 件用于激光拉曼探针分析。石英单矿物挑选 17 件用于氢氧同位素分析。

显微测温是在中国地质大学(北京)地球科学学院地球化学流体实验室英国 Linkam THMSG-600 型冷热台上完成,分析精度低于 0℃时为±0.1℃,高于 200℃时为±2℃。测温程序采用前人总结的冷冻-加热法(Wilkinson,2001)来记录相变温度点。

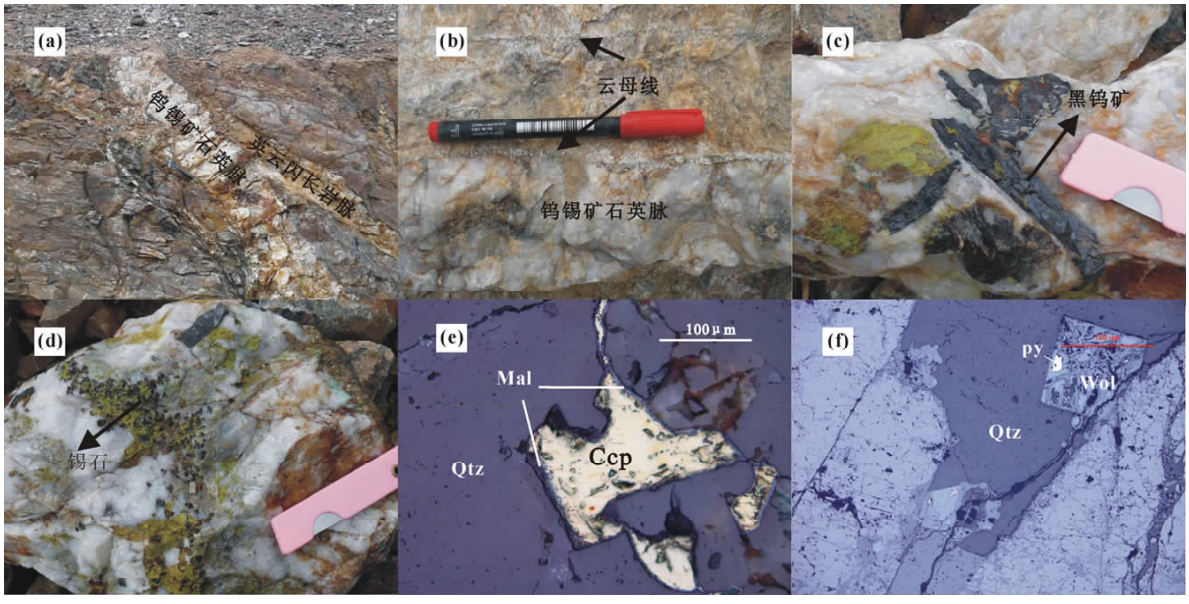

图 2　矿石野外露头、手标本及镜下照片

Fig. 2　Photographs of W-Sn quartz-vein outcrop/hand specimen and photomicrographs of section

(a)—钨锡矿石英脉穿插英云闪长岩脉;(b)—钨锡矿石英脉两侧的云母线;(c)—板柱状黑钨矿;(d)—粒状锡石;(e)—裂隙中充填的黄铜矿和孔雀石;(f)—黑钨矿呈黄铁矿假象

(a)—W-Sn quartz vein cutting through tonalite vein;(b)—muscovite line beside W-Sn quartz vein;(c)—euhedral wolframite;(d)—euhedral cassiterite;(e)—chalcopyrite and malachite in fracture;(f)—wolframite in pyrite shape

利用 Hall 等(1988)提出 H_2O-NaCl 体系盐度-冰点公式计算气液两相型包裹体盐度。利用 Roedder (1984)给出笼合物消失温度和水溶液的盐度关系公式来计算含 CO_2 类型包裹体盐度。

氢氧同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素室 Finnigan-MAT253 质谱仪上进行。$\delta^{18}O$ 测定采用 BrF5 方法获得 O_2,转变为 CO_2 后在质谱仪上分析获得氧同位素组成,再经标准计算得到石英 $\delta^{18}O$,分析精度为±0.2‰。然后用 Clayton (1972)的石英-水体系氧同位素分馏方程计算出其包裹体中 H_2O 的 $\delta^{18}O$ 值。δD 测定采用高真空热爆法取水、锌还原法制氢,在质谱仪上分析得到氢同位素组成,通过标准计算,得到包裹体 δD_{H_2O},分析精度为±2‰。

石英中包裹体激光拉曼探针成分分析是在中国地质科学院矿产资源研究 Renishaw System-2000 型显微共聚焦激光拉曼光谱仪上完成,采用 514.5 nm Ar^+ 离子激光激发光源,激光功率 20mW,激光束斑最小直径 1μm,拉曼位移范围 0~4000cm^{-1},分辨率 1~2cm^{-1},光谱计数时间 20s。

3 流体包裹体和氢、氧同位素地球化学

3.1 流体包裹体岩相学特点

对 28 个包体片进行了岩相学研究,先将包裹体片磨至厚约 0.3mm 并双面抛光,后在 50 倍物镜下进行观察。基于室温下主要成分相将流体包裹体可分为五种类型,列于表 2,分述如下:

Ⅰ型为气液两相型包裹体(图 3a)。其中气相比例 5%~50%,多数 5%~15%,故多为富液型。呈浑圆状、长条状及不规则状,少数呈石英负晶形,大小一般 2~15μm,多数 3~8μm。

Ⅱ型含子盐的三相包裹体。包裹体除气液两相又包含一个或两个个固体子矿物(图 3b)。此类型比较少,在成矿前石英约占 15%,在成矿期石英脉中不足 3%。

Ⅲ型为单相型包裹体,该类又分单一液相型和纯 CO_2 包裹体,前者既有原生又有次生(图 3b,e),后者在降温过程中会很快又分离出一气相,仅见于成矿期石英中。个体大小 3~10μm,总含量约 10%。

Ⅳ型为含(富)CO_2 三相型包裹体(图 3c)。该类包裹体个体较大,5~20μm,大者呈不规则状、小者多椭圆状。其中 CO_2 相 5%~90%,比例变化较大,群体呈云雾状或蜂窝状。

Ⅴ型为含 CO_2、子晶包裹体(图 3d)。包裹体有固体子晶、气相 CO_2、液相 CO_2 和液相 H_2O 组成。该类型仅见于成矿期石英中,含量不足 1%。

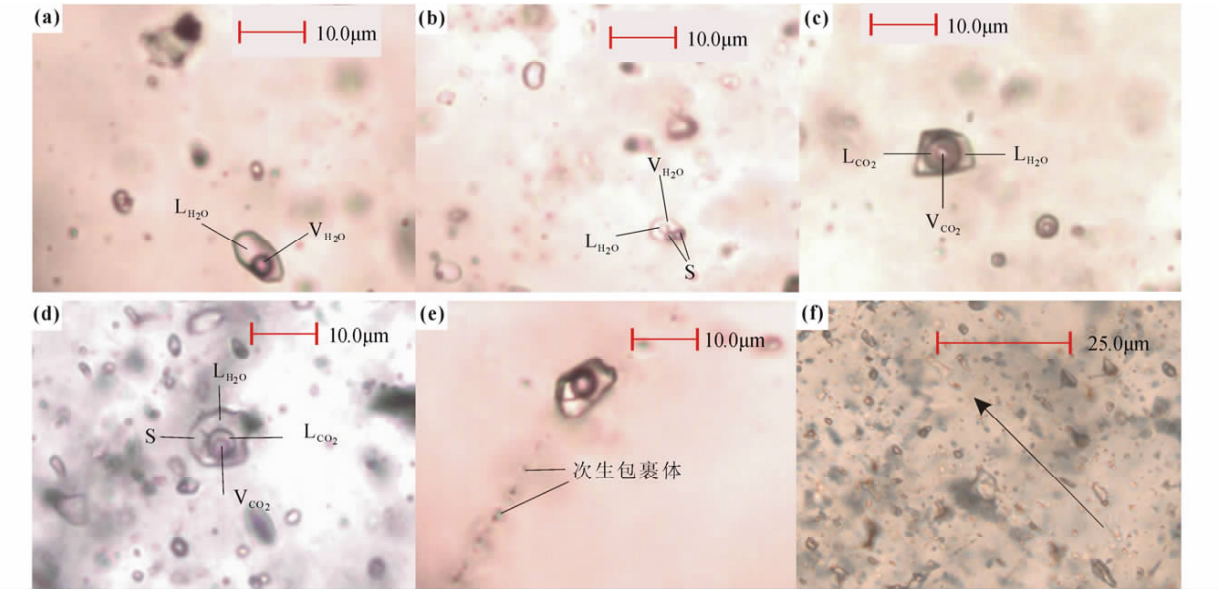

图 3 柯可·卡尔德矿床钨锡矿石英脉流体包裹体照片

Fig. 3 Photomicrographs of representative types of fluid inclusions in quarz from the Kekekaerde, W-Sn deposit

(a)—Ⅰ型包裹体;(b)—Ⅱ型包裹体;(c)—Ⅳ型包裹体;(d)—Ⅴ型包裹体;(e)—早阶段Ⅱ型及晚阶段Ⅲ型次生包裹体;(f)—半定向排列的包裹体

(a)—Ⅰ-type inclusion;(b)—Ⅱ-type inclusion;(c)—Ⅳ-type inclusion;(d)—Ⅴ-type inclusion;(e)—early formed type Ⅱ inclusion and laterly formed Secondary type Ⅲ inclusion;(f)—inclusion in semi-directional distribution

三个期次石英中包裹体类型组合和分布特征有很大差别。成矿前石英中以Ⅰ型、Ⅱ型和Ⅲ型单一液相型为主,Ⅰ型约占 80%,Ⅳ型约 15%,呈线状分布的Ⅲ型单一液相型(图 3e)约 5%,另有少量Ⅳ型包裹体外。成矿期石英中包裹体数量和类型最丰富,包含了五种类型包裹体,群体呈云雾状或蜂窝状共存,Ⅰ型约占 40%,Ⅳ型约 40%,Ⅲ型约 17%,Ⅱ型和Ⅴ型合计约 3%。值得注意的Ⅳ型包裹体在各包裹体片中丰度不一样,早阶段含 CO_2 类型包裹体异常丰富,特别是矿化富集的地段,晚阶段也有少量。包裹体很多呈半定向排列(图 3f),说明它们不能完全归为原生成因(Roedder,1984)。成矿后石英中包裹体很少,且个体小(多<5μm),仅找到 6 个可测冰点温度的Ⅰ型包裹体。

3.2　激光拉曼探针成分分析

激光拉曼光谱技术结合显微测温是对很多单个包裹体进行无损成分分析最为快速有效的方法,也是唯一可行的办法(Burke,2001),它可对小至 3μm 的包裹体进行有效分析。

本次分析结果表明,Ⅰ型包裹体的气液相成分都主要是 H_2O,Ⅳ型包裹体气相成分主要有 CO_2,有的含少量 CH_4、N_2 和 H_2O,甚至以后者为主(图 4b,d),液相成分主要是 H_2O。Ⅲ型为纯 CO_2 包裹体(图 4a)或纯水包裹体。这和冷冻测温实验结果吻合。通过以上分析可近似认为,Ⅰ型包裹体主要为水-盐体系,Ⅲ型包裹体为 CO_2 体系或纯 H_2O 体系,Ⅳ型包裹体主要为 H_2O-CO_2 体系。

3.3　显微测温结果

对柯可卡尔德钨锡矿床 5 类流体包裹体进行显微测温,其结果列于表 1,分述如下。

Ⅱ型Ⅴ型包裹体子晶融化温度较高,300～550℃,且常高于均一温度几十度,由于温差相差太大,认为该类的盐度不代表捕获时流体盐度,加上该种类型又很少,因此未纳入盐度统计。但可以肯定当时流体存在局部盐度较高的情况。

成矿前石英脉中Ⅰ型包裹体均一温度 160～417℃,分两个区间(图 5a);冰点温度 -3.8～-15.2℃,对应盐度 6.16%～18.8% NaCl,也可分两个区间(图 5d)。

成矿期石英脉中Ⅰ型包裹体均一温度125～

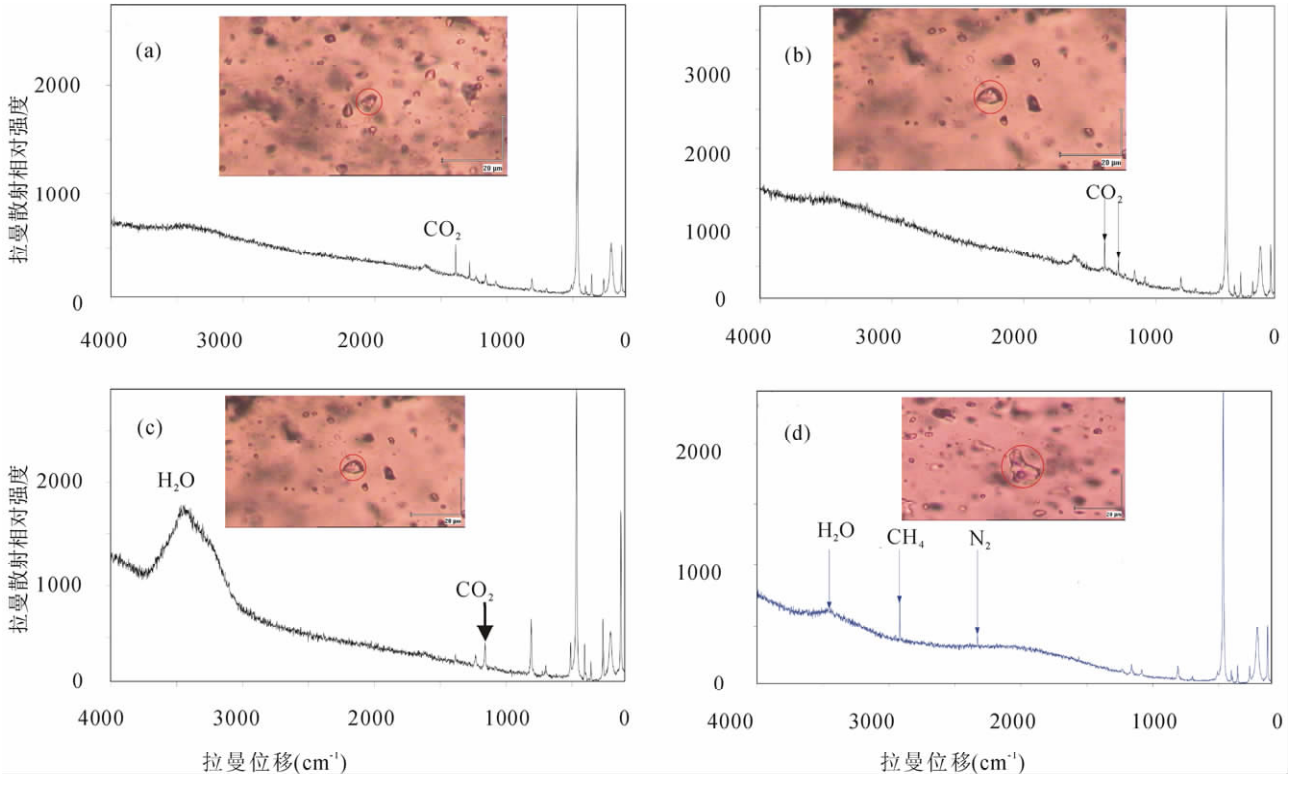

图 4　柯可卡尔德矿床石英中流体包裹体拉曼图谱

Fig. 4　Ramman spectra of the fluid inclusions in quartz from the Kekekaerde W-Sn deposit

图(a)分析对象为Ⅰ型包裹体气相;图(b)、(d)分析对象为Ⅳ型包裹体气相;图(c)分析对象为Ⅳ型包裹体液相

(a)—Gas phase Ramman spectra of Ⅰ type inclusion; (b)(d)—gas phase Ramman spectra of Ⅳ type inclusion; (c)—liquid phase Ramman spectra of Ⅳ type inclusion

表 1 柯可卡尔德矿区包裹体测温结果

Table 1 Microthermometry of the fluid inclusions from the Kekekaerde W-Sn deposit

样品号	矿体编号	寄主矿物	包裹体类型(个数)	冰晶消失温度(℃)	CO_2固相融化温度(℃)	笼形物消失温度(℃)	部分均一温度(℃)	均一温度(℃)	盐度(% NaCleq)
KK105	围岩	Q_1	Ⅰ型(10) Ⅱ(4)	−11.9～−3.8				160～339 223～350	6.16～15.86
KK121	围岩	Q_1	Ⅰ型(13)	−15.2～−6.1				188～417	9.34～18.80
KK01	13 号矿体	Q_{2b} Q_{2a}	Ⅰ型(8) Ⅳ型(5)	−6.3～−4.1	 −59.2～−57	 7.2～9.1	 12.1～27.2	143～188 239～351	6.6～9.6 1.83～5.41
KK08	13 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(8) Ⅳ型(7) Ⅲ型(4)	−6.4～−3.0	 −58.6～−57 −58.5～−56.8	 7.3～9.3	 17.6～28.6 14.2～22.5	127～231 244～313	4.96～9.73 1.43～5.23
KK10	13 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(12) Ⅳ型(5)	−6.1～−1.2	 −59.2～−57.2	 9.2～9.9	 22.7～28	140～360 249～288	2.07～9.34 0.21～1.63
KK102	15 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(8) Ⅳ型(10) Ⅲ型(3)	−11.2～−6.7	 −59.9～−57.4 −57.5～−57	 6.7～9.3	 12.3～28.4 13.4～16.3	125～308 289～348	10.11～15.17 1.43～6.29
KK109	13 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(7) Ⅳ型(13) Ⅲ型(4)	−7.8～−5.8	 −57.9～−56.8 −57.9～−56.9	 6.2～9.1	 12.3～29.8 9.3～18.8	259～361 257～319	8.96～11.46 1.83～7.14
KK123	13 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(15)	−4.4～−2.9				184～370	4.49～7.02
KK139	14 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(8) Ⅳ型(4) Ⅲ型(4)	−8.8～−2.8	 −57.6～−57 −57.9～−56.9	 8.9～9.8	 23.7～28.9 12.7～20.3	190～328 275～332	4.65～12.62 3.57～4.32
KK153	13 号矿体	Q_{2a}	Ⅰ型(3) Ⅳ型(8)	−4.2～−3.7	 −58.2～−57.2	 7.8～9.6	 16.7～28.7	281～361 232～345	6.00～6.74 0.82～2.42
BGZK14804-10	深 119m	Q_{2a}	Ⅰ型(6) Ⅳ型(6)	−3.3～−1.9	 −57.4～−56.8	 8.8～9.4	 18.3～31	211～258 281～352	3.23～5.41 1.23～2.42
BGZK14804-15	深 136.6m	Q_{2a}	Ⅰ型(2) Ⅳ型(7)	−2.7～2.8	 −57.2～56.6	 8.9～9.8	 23.7～28.9	191～267 239～272	4.5～4.65 0.41～2.42
KK152	后期石英脉	Q_3	Ⅰ型(6)	−5.9～−3.9				241～263	6.30～9.08

注:测试人为李国臣。Ⅰ型包裹体盐度计算公式:$W=0.00+1.78T_m-0.0442\ T_m^2+0.000557\ T_m^3$(Hall 等,1988),Ⅳ包裹体盐度计算公式:$W=15.52022-1.02342T-0.05286T^2$(Roeder,1984),$T_m$是冰点下降温度,$T$ 为笼合物消失温度,W 为 NaCl 重量百分比。

370℃,分两个区间(图 5b),其晚阶段 Q_{2b}测温结果 143～205℃,冰点温度−11.2～−1.9℃,折合盐度为 3.23%～15.17% NaCl,集中区间 5%～12%盐度区(图 5e),而早阶段 Q_{2a}石英包含了 Q_{2b}均一温度和冰点范围,说明也受到该阶段流体活动影响;Ⅳ型包裹体−100～−120℃完全结冰。回温测得成矿期 CO_2 固相熔化温度(T_{m,CO_2})落在 −59.9～−56.7℃,集中于−58～−56.7℃,与 CO_2三相点温度接近,向左歪斜(图 6a),表明这些包裹体中的气相大多基本为纯 CO_2,可能包裹体含有一定量的 N_2、CH_4等低三相点气体。继续回温笼合物在 6.2～9.9℃消失(图 6b),对应盐度较低 0.21%～7.14%,也表现向左歪斜。CO_2 相均一温度($Th_{,CO_2}$)较宽,12.1～29.8℃,暗示捕获过程 CO_2密度有较大变化。一批该型包裹体在升温过程中均一前发生爆裂,爆裂温度峰集中于 260℃,300℃,330℃附近等几个位置。完全均一方式由 CO_2含量不同而不同,一般 CO_2>70%的均一到气相,均一温度 300～350℃;CO_2<30%则均一到水溶液相,均一温度范围较宽,239～351℃。

成矿后Ⅰ型包裹体均一温度 178～263℃(图 5c),冰点 −5.9～−3.9℃,盐度 6.3%～9.08% NaCl(图 5f)。

3.4 氢氧同位素

由表 2 可见,围岩中石英 $\delta^{18}O_{石英}$ 12.5‰～14.8‰,极差 2.3‰,均值 13.4‰;成矿期石英 $\delta^{18}O_{石英}$ 11.9‰～13.6‰,极差 2.7‰,均值 12.9‰;成矿后石英 $\delta^{18}O_{石英}$ 12.8‰～13.6‰,极差 0.8‰均值 13.2‰。结合流体包裹体均一温度众值换算出 $\delta^{18}O_{H_2O}$。结果为成矿前 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 6.9‰～9.1‰;成矿期 3.8‰～5.5‰;成矿后 2.2‰～3.0‰。成矿前 δD_{H_2O} −44‰～−72‰,成矿期 −43‰～−63‰,成

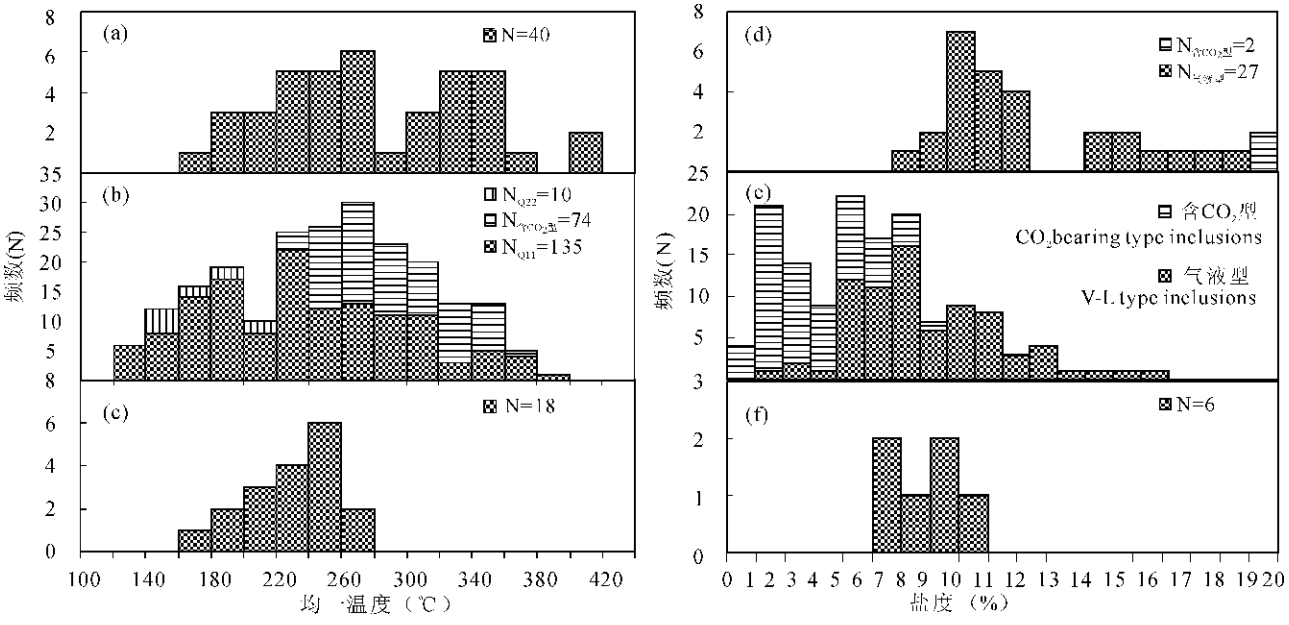

图 5　柯可卡尔德矿床三期石英脉包裹体均一温度和盐度频率直方图

Fig. 5　Frequency histograms of homogeneous temperature and salinity of fluid inclusions in three kind quartz veins from the Kekekaerde W-Sn deposit

(a),(b),(c)分别为成矿前、成矿期和成矿后石英脉流体包裹体均一温度,(d),(e),(f)分别为成矿前、成矿期和成矿后石英脉流体包裹体盐度

Fig (a),(b),(c) correspond frequency histograms of homogeneous temperature of fluid inclusions in the three stage quartz vein; fig (c),(d),(e) correspond frequency salinity of fluid inclusions in the three stage quartz vein

矿后－61‰～－65‰。

在 δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$图解中(图 8)可见,成矿前 δD_{H_2O}主要落在变质水范围内,有一个点偏向岩浆水方向;$\delta^{18}O_{H_2O}$则全部落在变质水和岩浆水重合范围内。成矿期 δD_{H_2O}主要落在正常岩浆水范围,有少数点向变质水方向偏移;$\delta^{18}O_{H_2O}$则不落在任何一个区域内,为岩浆水、变质水和大气降水线之间。成矿后 δD_{H_2O}和 $\delta^{18}O_{H_2O}$都表现出岩浆水和大气降水之间的范围。

4　讨论

柯可卡尔德钨锡矿床含英脉中包裹体数量多、类型丰富、充填度变化大、个体大小不一以及云雾状、蜂窝状不均匀分布等特征,说明成矿流体经历了复杂、多阶段的演化过程。氢氧同位素特征也说明了流体可能有多个来源。本文认为成矿期又可划分两个阶段,除存在两个阶段石英脉外,均一温度测试结果(图 5b)也支持两阶段流体演化:①高中温早阶段,该阶段包含五类所有包裹体,温度 239～351℃。②中低温晚阶段,主要以Ⅰ型包裹体为主,温度 143～205℃。

4.1　成矿期流体的不混溶作用

不混溶作用指高温下成分均匀的流体,在温度和压力下降时分离为两种或两种以上不混溶流体的作用。其判断有四个原则(刘斌,1999):①不混溶包裹体是同一时间,同一成因类型捕获的。②不混溶流体两端元的捕获温度和压力相同。③ 包裹体流

表 2　柯可卡尔德矿床石英中流体氢氧同位素测试结果

Table 2　H-O isotopic composition of fluid from the Kekekaerde W-Sn deposit

样品号	样品类型	$\delta^{18}O_{石英}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$	δD_{H_2O}	温度(℃)
KK145	前期糖粒状石英脉	12.9	7.25	－44	340
KK103	前期灰白色石英脉	12.5	9.14	－72	340
KK105	前期灰白色石英脉	14.8	6.85	－52	340
KK01	黑钨矿-石英脉	11.9	3.77	－43	270
KK04	黑钨矿-石英脉	12.9	4.77	－43	270
KK08	黑钨矿-石英脉	13.2	5.06	－50	270
KK09	黑钨矿-石英脉	13.6	5.46	－61	270
KK10	黑钨矿-石英脉	13	4.86	－63	270
BGZK14804-5	强硅化石英脉	12.8	4.67	－59	270
BGZK14804-11	黑钨矿-石英脉	13.1	4.96	－50	270
BGZK14804-14	黑钨矿-石英脉	13.6	5.46	－60	270
BGZK14804-16	黑钨矿-石英脉	13.1	4.97	－53	270
KK139	黑钨矿锡石石英脉	12.5	4.37	－47	270
KK143	黑钨矿锡石石英脉	12.6	4.47	－47	270
KK151	黑钨矿锡石石英脉	13	4.86	－56	270
KK104	后期糖粒状石英脉	13.6	3.01	－61	220
KK152	后期白色石英脉	12.8	2.21	－65	220

注:　温度使用该期(阶段)流体包裹体均一温度众值。

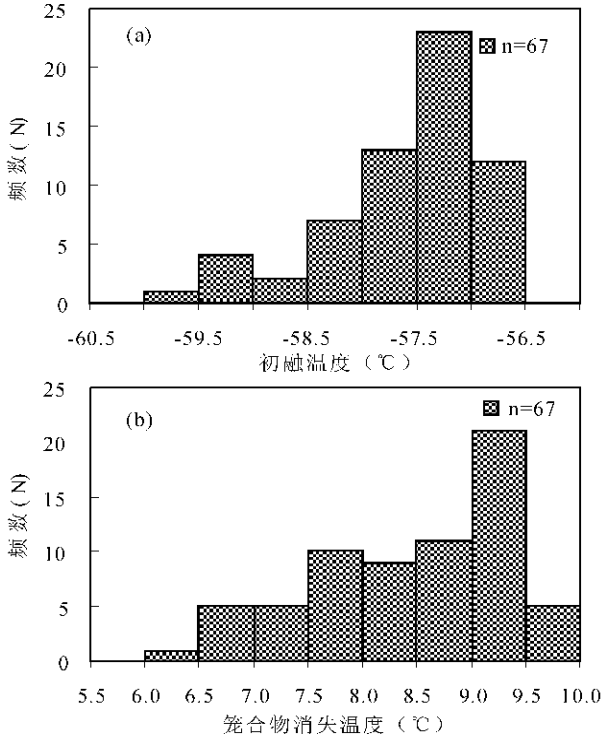

图 6 柯可卡尔德矿床含 CO_2 包裹体初熔温度(a)和笼合物温度(b)频率直方图

Fig. 6 Frequency histograms showing the Melting temperature of the carbonic phase (a) and the disappearing temperature of Clathrate (b) of fluid inclusions from Kekekaerde W-Sn deposit

体密度、组分浓度等容量性质不尽相同。④包裹体各相所占的体积、均一方式、冷冻行为等不一致。

早阶段钨锡矿石英脉中五种类型包裹体呈云雾状或蜂窝状群体共存,很多包裹体均一温度区间的一致,说明了同时捕获,却在成分、含量和盐度上明显不同(图 7a 和 b),可能说明了存在不混溶作用。首先,包裹体类型Ⅰ和类型Ⅳ包含气相比例从低于5%到 90%均有发现,均一方式多数均一到液相,部分均一到气相,暗示捕获时状态的不均一。其次,部分Ⅳ型包裹体在均一前爆裂,热爆温度差近 100℃,排除包裹体所处石英封存强度原因,还可能是由于流体内压有差别,即其中的气相成分比例的差异(卢焕章,2011)。第三,流体包裹体的盐度的不均匀性,Ⅳ型包裹体相比Ⅰ型水-盐包裹体盐度明显偏低(图 5e)且和少量高盐度含子盐包裹体共存;同一样品Ⅱ型包裹体(其存在对应成矿流体早阶段)同一温度下也有不同的盐度(图 7b)。第四,Ⅳ型包裹体的部分均一温度有很大差别(表 1),这是说明 CO_2 流体捕获时密度差别也较大。

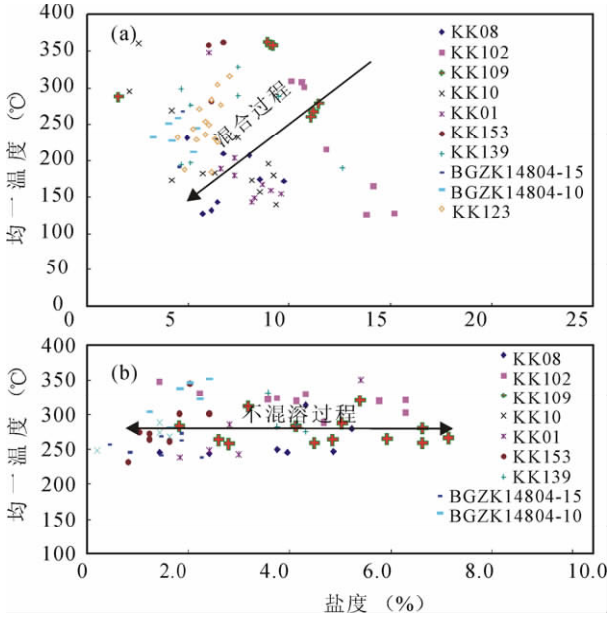

图 7 柯可卡尔德矿床成矿期包裹体均一温度-盐度关系(a)—气液两相包裹体温度-盐度关系图;(b)—含 CO_2 三相温度-盐度关系图

Fig. 7 Homogenization-salinity relationship diagrams of the vapor-liquid fluid inclusions (a) and CO_2 including fluid inclusions (b) in the W-Sn quartz veins from Kekekaerde W-Sn deposit

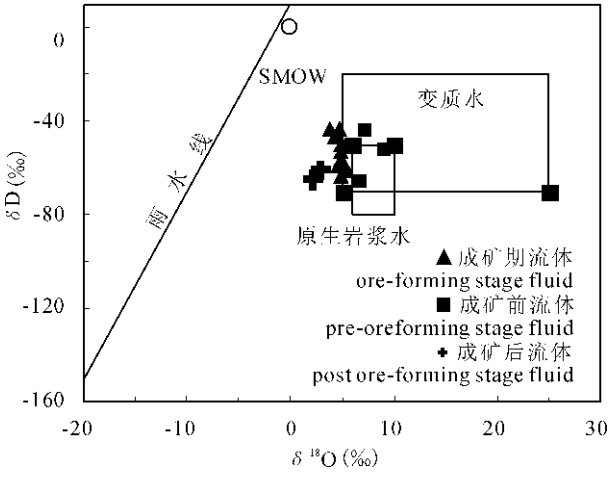

图 8 柯可卡尔德矿床三期石英脉中流体包裹体氢氧同位素组成图解(底图据 Taylor et al.,1997)

Fig. 8 H-O isotopic composition of fluid in the three type quartz veins from Kekekaerde W-Sn deposit

沸腾作用是不混溶作用的一种,关于沸腾作用成矿张德会(1997)指出,它是很多浅成热液矿床、斑岩矿床及脉状矿床等矿床主要沉淀机制,以克罗拉多 Creede 矿床为例指出有以下几个确定标志:①水力-热液角砾岩即爆破角砾岩的存在;②同期包裹体气液

比范围很大,气体包裹体与高盐度的包裹体共存;③沸腾面上下为绢云母化到冰长石化的热液蚀变。

矿床未见沸腾致裂岩石的野外地质现象。在测温过程中现富水相、富气(CO_2)相、高盐(含子晶)相共存,但均一温度较高一般均一到气相,均一温度较低者一般均一到液相。故推测本矿床沸腾作用不明显,为一般的流体相分离作用。流体相分离包括岩浆相与热液相分离以及热液相和气相(CO_2)分离。瑶岗仙石英脉型黑钨矿矿床的钨沉淀在岩浆-流体相分离界面(王巧云等,2007),国内很多钨锡矿床也发生在成矿流体-气相(CO_2相)分离的界面(蔡建明,1984;池国祥等,1991;马秀娟,1988;席彬彬,2008; Noronha et al.,1992;Rios et al,2003)。本矿床目前研究结果支持后者结论。

4.1　成矿期流体的混合作用

由于存在流体相分离作用,讨论流体混合过程时需选择同类包裹体。从表 1 中可看出,同类型包裹体有着不同的均一温度区间和盐度区间,代表流体在不同位置性质不同,其温度盐度关系图(图 7a)也支持其空间上表现出一定的趋势,最深的 BGZK14804-15 均一温度也最低。Ⅰ型包裹体的均一温度和盐度呈线性正相关(图 7a)关系,反映了较高盐、高温的流体与低盐、低温的流体发生了混合作用。另外对 22 件成矿期包裹体片岩相学研究时发现,含 CO_2包裹体在某些样品中很多而在另外一些很少,可能因为到晚阶段体系由较封闭状态转化为较开放状态,使得 CO_2气体能够大量的逃逸,同时大气降水大量的进入与成矿流体发生混合。而从温度看混合作用过程则贯穿整个成矿期。

成矿流体氢氧同位素主要落在岩浆水和大气降水之间,还有少量样品偏向变质水(图 8)。结合围岩地层中流体氢氧同位素资料,可以推测早期含矿的岩浆流体混合了围岩的变质流体(也可能是水岩交换反应),到后期又混合了大气降水。前人认为在高温、低水岩比(W/R)情况下水同位素组成特征可以明显地向岩石漂移(郑永飞等,2000),本矿床围岩地层既含氢又含氧,围岩中又见云英岩化电气石化等变蚀,因此推测早期发生了一定程度的水岩反应和同位素交换。此外,δD_{H_2O}具有连续变化特征(图 8),可能代表原始流体和大气降水的连续混合。而 $\delta^{18}O$ 变化不如前者明显可能是因为 O 同位素的相对质量差小而在地质过程中分馏程度低。前人对大吉山脉钨矿同位素研究认为:主成矿阶段的成矿流体基本上属于岩浆水,而在成矿晚期以大气降水为主(张国新等,1997)。

围岩中流体氢氧同位素主要落在变质水范围内,并表现出向岩浆水漂移(图 8),这是由于石英样品采自矿体下盘距离较近,也发生了与含矿的岩浆流体的相互作用。围岩石英中有少量的含 CO_2包裹体(成矿期特有)、围岩钨锡矿化和蚀变以及均一温度和盐度都可划分为二阶段且包含成矿主期流体温度和盐度特点等(图 5a,4d),这些也印证了这一点。

成矿后流体氢氧同位素完全落在岩浆水向大气降水线漂移的范围内(图 8),表现为岩浆水和大量大气降水的混合。

5　结论

(1)白干湖柯可卡尔德钨锡矿床有成矿前、成矿期、成矿后三期构造流体作用,成矿期流体表现为高中温低盐特征。

(2)矿物组合、石英脉的穿插关系和包裹体均一温度统计显示成矿流体活动可分为两个阶段,早阶段温度(239～351℃)较高,成矿作用强,是钨锡主成矿期,包裹体类型复杂。晚阶段温度(143～205℃)低,成矿作用相当微弱,沉淀铜等硫化物。

(3)成矿流体早阶段经历了含(富)CO_2流体的不混溶作用,岩浆流体与大气降水混合作用则自早阶段至晚阶段都有发生,混合作用和不相容作用是导致矿质沉淀的关键因素。

致谢: 野外工作期间得到了吉林省地质调查院白干湖项目组全体同仁的大力支持,薛春纪教授对流体包裹体显微测温给予了精心指导与帮助,就测温数据同文春华博士进行了有益的探讨,在此一并表示衷心的感谢。

参　考　文　献

包亚范,刘延军,王鑫春. 2008. 东昆仑西段巴什尔希花岗岩与白干湖钨锡矿床的关系. 吉林地质, 27(3):56～67.

蔡建明,刘若兰,曾广胜. 1984. 江西盘古山钨矿流体包裹体及其与成矿关系研究. 见:余鸿彰主编. 钨矿地质讨论会论文集(中文版). 南昌,1981. 北京:地质出版社,1～11.

池国祥,卢焕章. 1991. 流体相分离的深度(压力)-温度场特征及其对热液矿床定位的意义. 矿物学报,11(4):355～362.

黄小娥 ,史维全. 2007. 我国钨矿地质勘查新进展. 中国钨业,22(3):6～9.

李洪茂,时友东,刘忠,王速,王正科. 2006. 东昆仑山若羌地区白干湖钨锡矿床地质特征及成因. 地质通报,25(1～2):277～281.

刘斌,沈坤. 1999. 流体包裹体热力学,北京:地质出版社:1～290.

刘贵忠,李洪茂,王聚胜,张天民,宋成印. 2007. 新疆东昆仑白干湖钨锡矿田矿化体模型. 新疆地质,25(2):169～173.

刘子峰,崔雅茹,魏微. 2007. 新疆东昆仑白干湖钨锡矿床地球化学特征. 吉林地质,26(4):54～ 60.

卢焕章. 2011. 流体不混溶性和流体包裹体. 岩石学报,27(5):1253～1261.

马秀娟. 1988. 大吉山钨矿包裹体地球化学研究. 见:李萌清,马秀娟,魏家秀主编. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用. 北京:北京科技出版社,65～108.

王宝金,迟效国,刘忠,李宏茂,时友东,李桂芝,张天民. 2007. 新疆东昆仑白干湖钨地球化学块体的确立及意义. 地质与勘探,43(5):82～87.

王登红,陈毓川,陈郑辉,刘善宝,许建祥,张家菁,曾载淋,陈富文,李华芹,郭春丽. 2007. 南岭地区矿产资源形势分析和找矿方向研究. 地质学报,81(7):882～890.

王巧云,胡瑞忠,彭建堂,毕献武,武丽艳,刘华,苏本勋. 2007. 湖南瑶岗仙钨矿床流体包裹体特征及其意义. 岩石学报,23(9):2263～2273.

席斌斌,张德会,周利敏,张文淮,王成. 2008. 江西省全南县大吉山钨矿成矿流体演化特征. 地质学报,82(7):956～966.

张德会. 1997. 成矿流体中金属沉淀机制研究综述. 地质科技情报. 16(3):53～58.

张德会,龚庆杰. 2001. 初论元素富集成矿的地球化学机理——以岩浆热液矿床的形成为例. 地质地球化学,29(3):8～14.

张国新,谢越宁,虞福基,张鸿斌. 1 997. 江西大吉山钨矿床不同成矿阶段稳定同位素地球化学. 地球学报,18(增刊):197～199.

郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京:科学出版社, 1～316.

Ernst A J Burke. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. Lithos, 55(2001): 139～158.

Hall D L, Sterner S M, Bodnar R J. 1988. Freezomg point depression of NaCl-KCl-H_2O solutions. Economic Geology,83: 197～202.

Noronha F,Doria A,Dubessy J. 1992. Characterization and timing of the different types of fluids present in the barren and ore veins of the W-Sn deposit of Panasqueira. Central Portugal. Mineral Deposita. 27:72～79.

Rios F J,ViUas R N, Fuzikawa K. 2003. Fluid evolution in the Pedra Preta wolframite ore deposit, Palepmterozoic Musa granite, easternAmazon Craton. Brazil. Journal of South American Earth Sciences. 15:790～794.

Roedder. E. 1984. Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy. 12, 212～220.

Taylor R J,Jackson S E, Longerich H P,Webster J D. 1997. In situ trace-element analysis of individual silicate melt inclusions by laster ablation microprobe inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochimical Acta,61:2559～2567.

Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55(2001):229～272.

Study of Geological Characteristics and Fluid Inclusions of the Kekekard W-Sn Deposit in Ruoqiang County, Xinjiang

LI Guochen[1)], FENG Chengyou[1)], WANG Ruijiang[1)], LI Hongmao[2)], ZHOU Anshun[2)], MA Shengchao[1)], LIU Jiannan[1)], XIAO Ye[1)]

1) *Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing*, 100037; 2) *Jilin Geological Survey, Changchun*, 130061

Abstract

The Baiganhu tungsten ore field in southeastern Xinjiang Province is a large deposit discovered in recent decade. It consists of four tungsten-tin deposits: Awar, Bashierxi, Baiganhu and Kekekaerd (KK in short), with the KK being well-explored, large-scale one. Field investigation indicates that the W-Sn quartz veins of the KK deposit veins are characterized by twisting along the trend, echelon array, and flat attitude, and hydrothermal activities can be divided into three stages such as pre-ore, mineralized and post-ore. Fluid inclusions consist of five types: G-L two phases, G-L-D three phases, CO_2 or water single phase, CO_2-H_2O three phases, and CO_2-H_2O-NaCl four phases. The first two types occur mainly in pre-ore stage, with minor CO_2 G-L three phase type. Mineralization stage can be divided into early stage and late stage, with the early one being the major mineralization stage containing five inclusion types and the late one being weak sulfate mineralization containing G-L two phase type. Post-ore stage is dominated by G-L two phase type. Microthermometry and Ramman analyses show that the mineralized fluid compositions are dominated by H_2O and CO_2, with minor CH_4 and N_2. H-O isotopic compositions of fluid inclusions in the three type veins indicate that ore-forming fluid was a mixture of magmatic water, atmospheric water and metamorphic water. The deposit should be a magmatic hydrothermal deposit formed in the condition of high T and low-medium salinity. The fluid underwent fluid immiscibility and mixing, and this may be the leading factor for tungsten precipitation.

Key words: W-Sn deposit; geological character; fluid inclusion; isotopic geochemistry; fluid immiscibility; Kekekaerde