

文章编号: 0258-7106 (2013) 05-1026-09

新疆白杨河铀铍矿床流体包裹体研究*

毛伟¹, 王果², 李晓峰^{1**}, 王谋², 肖荣³

(1 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 2 核工业二一六大队, 新疆 乌鲁木齐 830011;

3 湖南地质调查院, 湖南 长沙 410116)

摘要 新疆白杨河铀铍矿床是近年来发现的亚洲最大的次火山岩型铀铍矿床, 该矿床铀铍矿化主要与萤石化密切相关。在野外地质工作和室内分析的基础上, 根据不同期次萤石的颜色、结构构造及相互穿插关系将萤石脉划分为4期。4期萤石流体包裹体均一温度变化范围为90℃到176℃, 均一温度峰值为120~150℃, 表明该矿床为低温热液矿床。萤石中流体包裹体多数为气相CO₂-水溶液两相(V-L)包裹体, 在降温过程中形成了CO₂笼合物。文章采用假设液相CO₂含量无限接近于0的方法计算气相CO₂-水溶液两相(V-L)包裹体的盐度, 获得的成矿流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围为4.69%~19.72%, 每一期萤石流体包裹体的平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 均在10%左右。不同期次萤石流体包裹体均一温度主峰之间差别较小, 总体经历了波动性演化, 平均盐度之间差别较小。流体盐度特征表明, 成矿流体来源不是单一的大气降水, 推测高盐度的岩浆水参与了成矿作用。

关键词 地球化学; 萤石; 流体包裹体; 铀铍矿床; 白杨河; 新疆

中图分类号: P618.14; P618.72

文献标志码: A

A study of fluid inclusions in Baiyanghe U-Be deposit, Xinjiang

MAO Wei¹, WANG Guo², LI XiaoFeng¹, WANG Mou² and XIAO Rong³

(1 Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 2 No. 216 Geological Party, CNNC, Urumqi 830011, Xinjiang, China; 3 Hunan Institute of Geological Survey, Changsha 410116, Hunan, China)

Abstract

The Baiyanghe deposit is the largest sub-volcanic U-Be deposit discovered recently in Asia. Fluorite, which is the main associated mineral of U, Be minerals, has been elaborately divided into four stages according to the colors, textures and the crosscut relationships. Fluid inclusion experiment was conducted to obtain information of ore-forming fluid. The results show that homogenization temperatures of fluid inclusions at different stages of fluorite veins range from 90°C to 176°C, and main homogenization temperature peaks range from 120~150°C, indicating that the Baiyanghe U-Be deposit is an epithermal deposit. The majority of inclusions from four stages of fluorite are vapor CO₂-liquid H₂O two phase inclusions and CO₂ clathrate formed during the cooling of the inclusions. However, there is no method to calculate salinities of such inclusions. An assumption is made in this paper that liquid CO₂ content in the vapor CO₂-liquid H₂O two-phase (V-L) inclusions is infinitely close to 0 to get salinities of such inclusions. The obtained salinities $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ range from 4.69% to 19.72% for all inclusions and the average salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of each stage of fluorite is approximately 10%. The homogenization tempe-

* 本文得到核工业地质局科研项目和中国科学院“百人计划”项目共同资助

第一作者简介 毛伟, 男, 1988年生, 硕士, 矿床地球化学专业。Email: dzmaowei@163.com

** 通讯作者 李晓峰, 男, 1971年生, 研究员, 主要从事矿床地质和矿床地球化学研究工作。Email: x-l-li@hotmail.com

收稿日期 2012-08-18; 改回日期 2013-07-23。张绮玲编辑。

ratures varied slightly and the average salinities changed nominally. Therefore, meteoric water could not be the only source of ore-forming fluid. Taking the geological setting into account, the authors hold that high salinity magmatic water might have been an important source of ore-forming fluid to form a mixed salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of around 10%.

Key words: geochemistry, fluorite, fluid inclusion, U-Be deposit, Baiyanghe, Xinjiang

白杨河铀钍矿床位于新疆维吾尔自治区和布克赛尔蒙古自治县境内,是与次火山岩有关的大型铀钍矿床。1956年,519地质队在白杨河地区发现了铀矿床。近年来,核工业二一六大队对该矿床进行了详细的地质勘探工作,发现其中还发育铍矿化,铍的远景储量可达大型规模(肖艳东等,2011;王谋等,2012)。但是,自白杨河铀钍矿床被发现以来,与之有关的科研工作十分薄弱(邹天人等,2006;陈奋雄等,2008;马汉峰等,2010;Fayek et al.,2011;肖艳东等,2011;修晓茜等,2011;王谋等,2012),对该矿床的认识还不够深入。前人将白杨河铀钍矿床与美国斯波山富氟铍铀矿床进行对比研究,认为两者同属于热液型矿床,Be-U矿化是成岩后的热液阶段发生的(邹天人等,2006;王谋等,2012)。马汉峰等(2010)的研究则认为该矿床先后经历了岩浆期后热液成矿作用和后期闪长岩脉、辉绿岩脉和白岗岩脉等引发的改造成矿作用两个阶段。鉴于目前为止本区仅有少量的流体包裹体研究,对于成矿流体的性质还不够了解,本文在野外地质工作的基础上,通过萤石流体包裹体岩相学和流体包裹体测温研究,初步探讨了新疆白杨河铀钍矿床的成矿流体特征及其对矿床成因的指示意义。

1 区域地质背景

白杨河铀钍矿床位于新疆西准噶尔地区雪米斯坦(谢米斯台)火山岩带内(图1),大地构造上处于哈萨克斯坦-准噶尔板块西北缘古生代陆缘活动带内晚古生代成熟岛弧之上(韩宝福等,1999;邹天人等,2006;董连慧等,2010)。该地区自北向南依次发育有萨乌尔晚古生代岛弧,塔尔巴哈台早古生代岛弧、雪米斯坦泥盆纪陆缘火山岩带和达拉布特石炭纪残余洋盆。雪米斯坦火山岩带是新疆规模最大的铀-稀有金属成矿带之一,是哈萨克斯坦 Boshchekul-Chingiz 火山岩带在中国境内的延伸,主要发育一套中酸性火山岩和侵入岩,是晚志留世至早泥盆世准噶尔洋壳由北向南俯冲的产物,同时发育少量晚石

炭世一中二叠世花岗岩、花岗斑岩及闪长岩(Vladimirov et al.,2008;Chen et al.,2010;陈家富等,2010;孟磊等,2010;Shen et al.,2012)。雪米斯坦火山岩带断裂构造十分发育,并且规律性较强。统计结果表明,东西向、北东东向及北东向3组断裂最发育,其中一级断裂多为东西向,构造应力以南北向挤压为主,反映区域东西向构造起主导作用。查干陶勒盖-巴音布拉克大断裂是本区重要的控岩控矿构造,全长达150 km,近东西向分布,穿过白杨河铀钍矿床南侧。此外,沿该断裂还分布雪米斯坦工区、七一工区、十月工区、阿尔肯特等多个铀矿化点。

2 矿床地质

白杨河铀钍矿床主要赋存于白杨河花岗斑岩体(次火山岩)与北侧上泥盆统塔尔巴哈台组凝灰岩接触带附近的凹凸部位和破碎带中。花岗斑岩东西长约10 km,南北宽度变化较大,最宽部位达1.8 km,最窄处约0.1 km。该地区从东向西依次由杨庄岩体(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 309 Ma,马汉峰等,2010)、阿苏达岩体、小白杨河岩体组成,其中杨庄岩体与铀钍成矿最为密切。

区内出露的地层主要为上泥盆统塔尔巴哈台组海陆交互相中酸性火山岩及火山碎屑岩建造、下石炭统和布克河组海相沉积碎屑岩夹安山玢岩、下石炭统黑山头组浅海相、海陆交互相中基性火山岩、中酸性火山岩及火山碎屑岩建造,总体呈近东西向带状展布,向南倾,倾角约40~60°(马汉峰等,2010;肖艳东等,2011;修晓茜等,2011;王谋等,2012)。

矿区断裂构造十分发育,以东西向断裂为主,杨庄岩体南、北两侧受到东西向断裂的严格控制(图2)。南侧为查干陶勒盖-巴音布拉克区域性深大断裂(亦称杨庄大断裂),向北倾,倾角75°左右,是晚古生代火山岩和次火山岩上升的通道。北侧断裂南倾,倾角与地层倾角相近。杨庄岩体内部发育多组节理,岩体整体十分破碎。同时还发育北西向和近南北向的次级断裂,沿次级断裂发育大量相互穿插

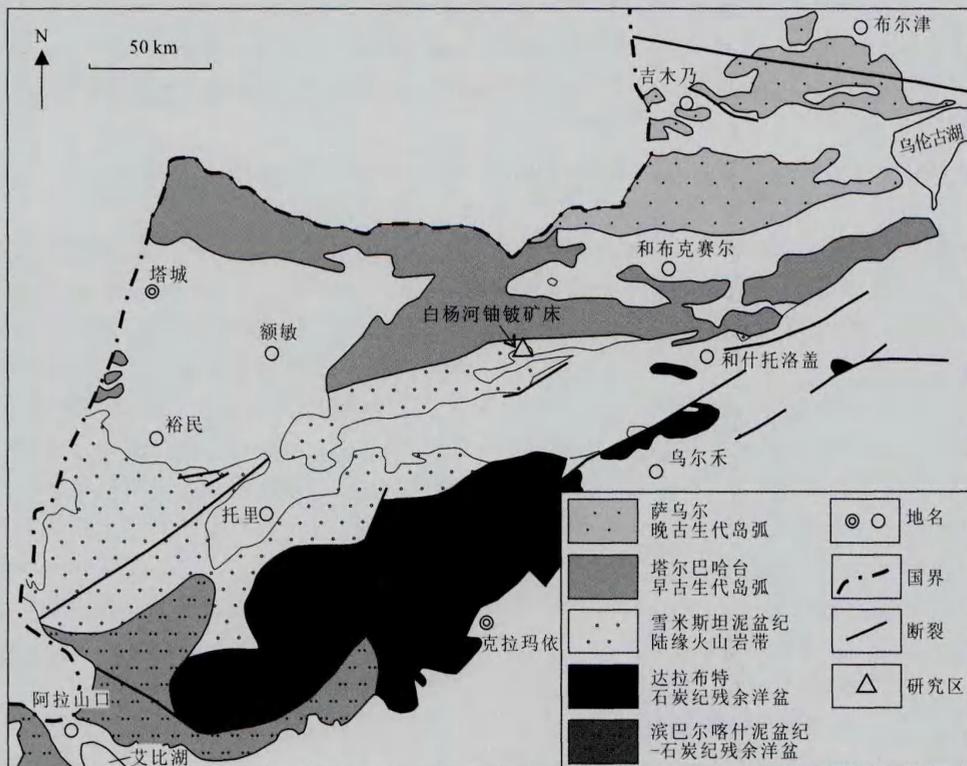


图1 西准噶尔地区大地构造分区图(据《中国新疆及邻区大地构造图》修改)

Fig. 1 Tectonic structure of Western Junggar (modified after Tectonic Map of Xinjiang and Adjacent Areas, China)

的辉绿岩脉和闪长岩脉,表明中基性岩脉多次侵入到花岗斑岩体中。马汉峰等(2010)获得新西工地一条辉绿岩脉体的长石 Ar-Ar 年龄为 254 Ma,该年龄与一期铀成矿年龄(237 Ma,马汉峰等,2010,沥青铀矿年龄)比较相近;三号工地闪长岩脉全岩 Rb-Sr 年龄为 298 Ma,而九号工地闪长岩脉全岩 Rb-Sr 年龄为 222 Ma。中基性岩脉仅发育在查干陶勒盖-巴音布拉克断裂北侧,在其南侧未见出露。沿花岗斑岩体南侧与下石炭统地层接触带部位断续出露一条白岗岩脉(测定年龄为 285 Ma,毛伟,未发表数据),脉体产状与杨庄断裂产状近一致。

铀、钍矿体 90% 以上都集中发育在花岗斑岩与北侧凝灰岩地层接触带部位,多沿裂隙和节理呈带状分布。单个矿体规模较小,一般长约数十米,最长可达 400 m。在接触带两侧 20~50 m 范围内也零星分布有少量铀、钍矿体。平面上,铀矿体主要发育在杨庄岩体西段近南北向的辉绿岩脉和闪长岩脉十分发育的区域,而在杨庄岩体东段中基性岩脉不发育的地方,铀矿化也较弱。钍矿化范围较铀矿化广泛,在整个杨庄岩体与凝灰岩地层接触带附近均有分

布。铀矿物主要为次生硅钙铀矿,原生矿物为显微沥青铀矿;钍矿物以羟硅钍石为主。白云母 Ar-Ar 年龄结果表明一期钍矿化形成时代为 303 Ma (Li et al., 2013)。近矿围岩蚀变主要为萤石化、赤铁矿化、水云母化、绿泥石化和碳酸盐化等,其中萤石化与铀、钍矿物密切共生。

经过对来自白杨河铀钍矿床的萤石脉样品的详细研究,依据先后关系将本区萤石脉划分为 4 期:

第一期(F1):深紫色萤石,颜色从深紫色到浅紫色均有,以深紫色为主,多充填在花岗斑岩或凝灰岩颗粒间隙中,少量呈细脉状产出(图 3a)。原生铀矿物主要赋存于该期萤石中;

第二期(F2):条带状紫色萤石,自形程度较好,解理清晰,紫色条带严格与解理平行,呈脉状产出(图 3d);

第三期(F3):无色萤石,与一期自形程度极好的石英共生为特征,呈脉状,发育较好,切穿前两期萤石,并被第四期萤石切穿(图 3b、c)。钍矿物主要见于该期萤石中;



图 2 白杨河铀钍矿床地质图(据王谋等,2012 修改)

Fig. 2 Geological map of the Baiyanghe U-Be deposit (modified after Wang et al., 2012)

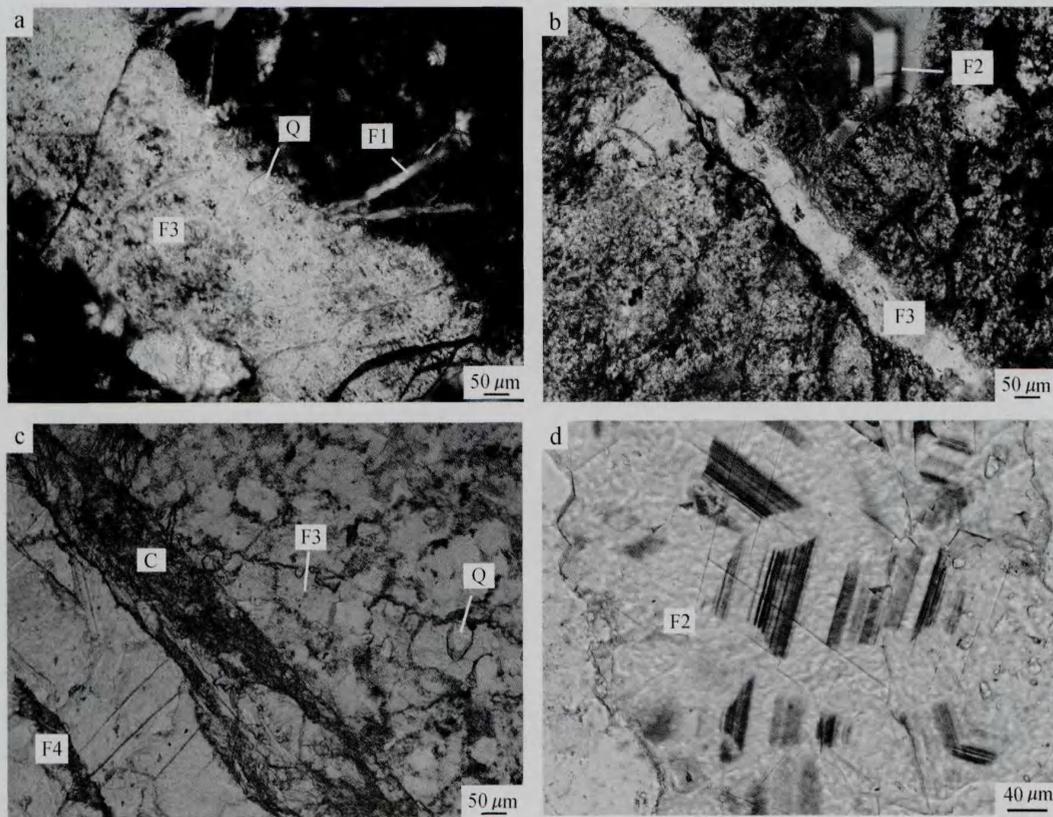


图 3 萤石期次划分

F1、F2、F3、F4 分别对应第一期、第二期、第三期、第四期萤石；Q 为石英；C 为方解石

Fig. 3 Transmitted light image showing different stages of fluorite veins

F1, F2, F3, F4 refers respectively to the first, second, third, and fourth stages of fluorite veins; Q refers to quartz; C refers to calcite

第四期(F4): 浅紫色萤石, 呈脉状产出, 切穿早期萤石(图 3c)。

3 样品采集与分析

3.1 样品采集

白杨河铀钼矿床的铀、钼成矿作用主要与萤石化密切共生。据野外露头观察,萤石有多期,不同期次之间的萤石不但相互穿插,而且颜色、结构构造等有一定的差别。据此,在杨庄岩体与南北两侧凝灰岩接触带部位及杨庄岩体内部采集了大量萤石样品(图2),样品主要为露头花岗斑岩和凝灰岩中的萤石脉,少量样品来自钻孔zk1002中155.27 m处花岗斑岩中的萤石脉。

3.2 分析方法

首先,将所采集的萤石样品磨制成光薄片和流体包裹体薄片,结合野外观察与显微镜下特征对萤石进行期次划分。在此基础上,针对不同期次的萤石进行流体包裹体岩相学研究,并圈出适合进行测温的流体包裹体,再将流体包裹体薄片用酒精清洗干净,切割至合适的大小,用于显微测温。

流体包裹体测温实验在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室完成,实验仪器为Linkam THMSG600,工作范围为 -196°C 到 600°C ,温度精度为 0.1°C 。冰点温度附近升温速率为 $0.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,均一温度附近升温速率为 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。

4 测试结果

4.1 包裹体岩相学

萤石中包裹体较为发育(图4),但个体普遍较小。原生包裹体形状规则,多呈圆形或椭圆形,粒径相对较大。绝大多数包裹体类型为气相 CO_2 -水溶液两相(V-L)包裹体,气相分数约5%~20%。少量包裹体为气相 CO_2 -液相 CO_2 -水溶液三相(V-L-L)包裹体,液相 CO_2 所占比例很小。

第一期(F1)深紫色萤石中流体包裹体发育程度最差,多呈单个包裹体出现。多数包裹体长径小于 $8\mu\text{m}$,少量包裹体长径可达 $15\mu\text{m}$,气相分数约5%~12%。第二期(F2)条带状紫色萤石较发育,多呈单个包裹体出现,局部区域呈群体包裹体出现。包裹体长径约 $10\mu\text{m}$,少量包裹体长径超过 $20\mu\text{m}$ 。部分包裹体的长径方向与萤石紫色条带方向平行(图4 F2),气相分数约5%~20%。第三期(F3)白色萤石中流体包裹体最为发育,多呈群体包裹体出现。包

裹体长径变化范围较大,从小于 $5\mu\text{m}$ 到大于 $20\mu\text{m}$ 均有分布,气相分数集中在10%左右(图4F3)。次生包裹体也十分发育,沿裂隙定向分布,长径多小于 $5\mu\text{m}$,气相分数小于5%或为纯液相。第四期(F4)浅紫色萤石,包裹体较为发育,多呈单个包裹体出现,局部区域呈群体包裹体出现。包裹体长径约 $10\mu\text{m}$ 左右,少量包裹体长径超过 $20\mu\text{m}$,气相分数5%~20%(图4F4)。四期萤石中均有少量包裹体被拉长或出现“卡脖子”的现象,气相分数也往往随之改变,可能是受到了后期地质作用叠加的结果,测试过程中未测该类包裹体。

4.2 流体包裹体温度和盐度

包裹体中含有 CO_2 等挥发性成分时,在冷冻包裹体的过程中会形成笼合物(Roedder, 1963)。一般情况下,笼合物在高于冰点温度时仍能够稳定存在,因而会影响用冰点温度计算流体盐度的准确性(Roedder, 1963; Collins, 1979; Diamond, 1992; Barton et al., 1993; Sloan et al., 2008; Fall et al., 2011)。因此, Takenouchi等(1965)提出用 CO_2 笼合物的熔化温度取代冰点温度来计算含 CO_2 流体包裹体的盐度。此后,这种计算流体盐度的方法不断被发展和完善(Bozzo et al., 1973; 1975; Collins, 1979; Darling, 1991; Diamond, 1992; 1994)。然而,所有这些都是只适用于气相 CO_2 -液相 CO_2 -水溶液三相(V-L-L)共存的流体包裹体。缺乏气相 CO_2 或液相 CO_2 的两相包裹体在降温过程中也会形成 CO_2 笼合物,但是这类包裹体的研究程度较低,到目前为止还没有很好的针对气相 CO_2 -水溶液两相(V-L)包裹体和液相 CO_2 -水溶液两相(L-L)包裹体盐度的计算方法。

萤石中的包裹体绝大多数为气相 CO_2 -水溶液两相(V-L)包裹体,仅观察到很少量的气相 CO_2 -液相 CO_2 -水溶液三相(V-L-L)包裹体。实验共测得112组均一温度数据和100组 CO_2 笼合物熔化温度数据,其中仅有第二期(F2)条带状紫色萤石中有6组 CO_2 笼合物熔化温度数据小于 0°C ,这一特征表明包裹体在降温过程中的确形成了 CO_2 笼合物,但由于气相 CO_2 不饱和,未形成三相包裹体。第一期(F1)深紫色萤石中,有2组 CO_2 笼合物熔化温度数据大于 10°C (20.7°C 和 41.4°C),第四期(F4)浅紫色萤石中,有3组 CO_2 笼合物熔化温度数据大于 10°C (40.4°C 、 26.2°C 和 19.7°C)。表明包裹体中可能存在有其他气相成分,而 CH_4 是流体包裹体中最常见

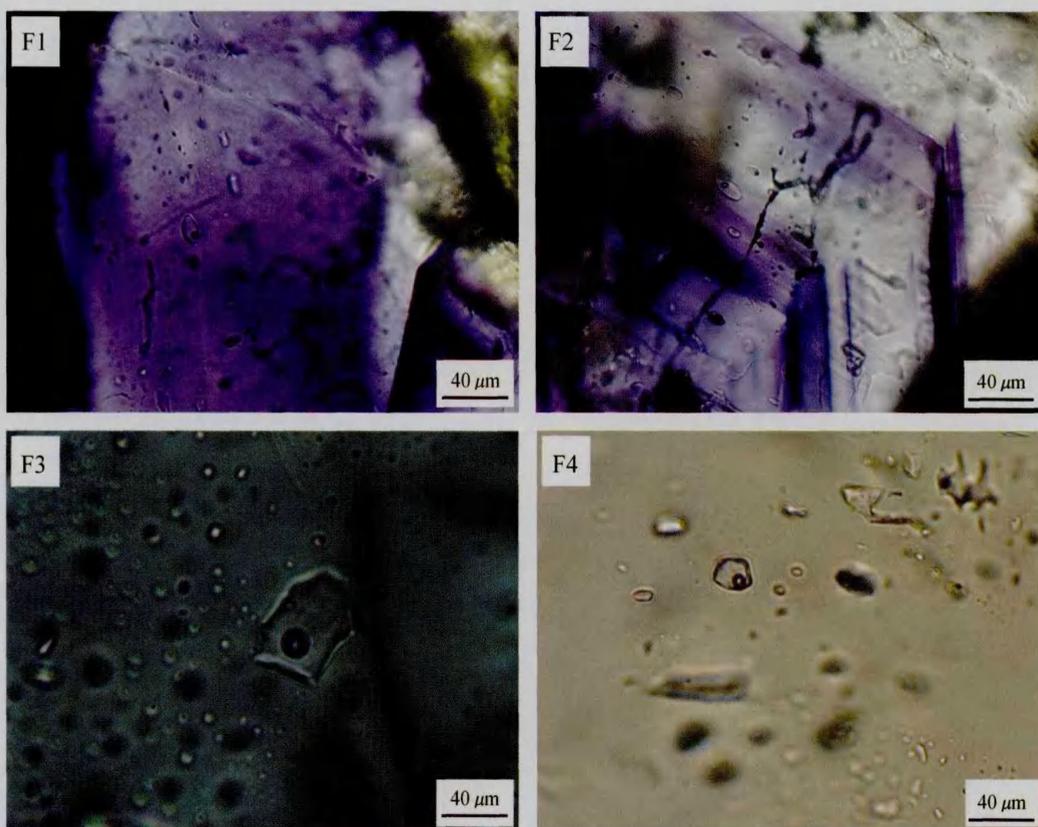


图 4 不同期次萤石流体包裹体特征

F1、F2、F3、F4 分别对应第一期、第二期、第三期、第四期萤石

Fig. 4 Transmitted light image showing fluid inclusions of different stages of fluorite veins

F1, F2, F3, F4 refers respectively to the first, second, third, and fourth stages of fluorite veins

的。引起笼合物熔化温度升高的气体 (Collins, 1979; 卢焕章等, 2004)。

本次实验所测量的绝大多数流体包裹体为气相 CO_2 -水溶液两相 (V-L) 包裹体, 到目前为止, 该类型包裹体的盐度还没有很好的计算方法。Fall 等 (2011) 尝试用拉曼测量 CO_2 笼合物熔化时 CO_2 两个特征峰之间的距离计算流体包裹体的盐度。然而, 由于萤石的拉曼特征峰会掩盖 CO_2 的特征峰, 致使这一方法不适用于萤石流体包裹体盐度的计算。

结合两相 (V-L) 流体包裹体中存在少量三相 (V-L-L) 包裹体的特征, 本文参考三相包裹体盐度的计算方法, 认为气相 CO_2 -水溶液两相 (V-L) 包裹体中气相 CO_2 接近饱和, 因此假设两相包裹体中液相 CO_2 含量无限接近于 0, 由此, 盐度便可以用三相包裹体盐度的计算方法获得。

根据 Roedder (1984) 提出的计算方法:

$$W_{\text{NaCl}} = 15.52022 - 1.02342 \cdot T - 0.05286 \cdot T^2$$

计算流体的盐度。式中 W_{NaCl} 为水溶液中 NaCl 的质量分数, T 为 CO_2 笼合物的熔化温度 ($^{\circ}\text{C}$), 应用范围为 $-9.6^{\circ}\text{C} \leq T \leq +10^{\circ}\text{C}$ 。

测试和计算结果显示, 均一温度总体分布在 90°C 到 176°C 之间, 每一期萤石均一温度都有显著的主峰 (表 1, 图 5), 代表了该期萤石形成时的最低温度; 成矿流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化范围为 4.69% 到 19.72%, 同时, 每一期萤石流体包裹体的平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 均在 10% 左右。第一期 (F1) 萤石流体包裹体均一温度主峰为 $120 \sim 125^{\circ}\text{C}$, 平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 9.49%; 第二期 (F2) 萤石流体包裹体均一温度主峰为 $130 \sim 140^{\circ}\text{C}$, 平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 12.23%; 第三期 (F3) 萤石流体包裹体均一温度主峰为 $120 \sim 125^{\circ}\text{C}$, 平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 11.37%; 第四期 (F4) 萤石流体包裹体均一温度主峰为 $145 \sim 150^{\circ}\text{C}$, 平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 11.38% (表 1)。

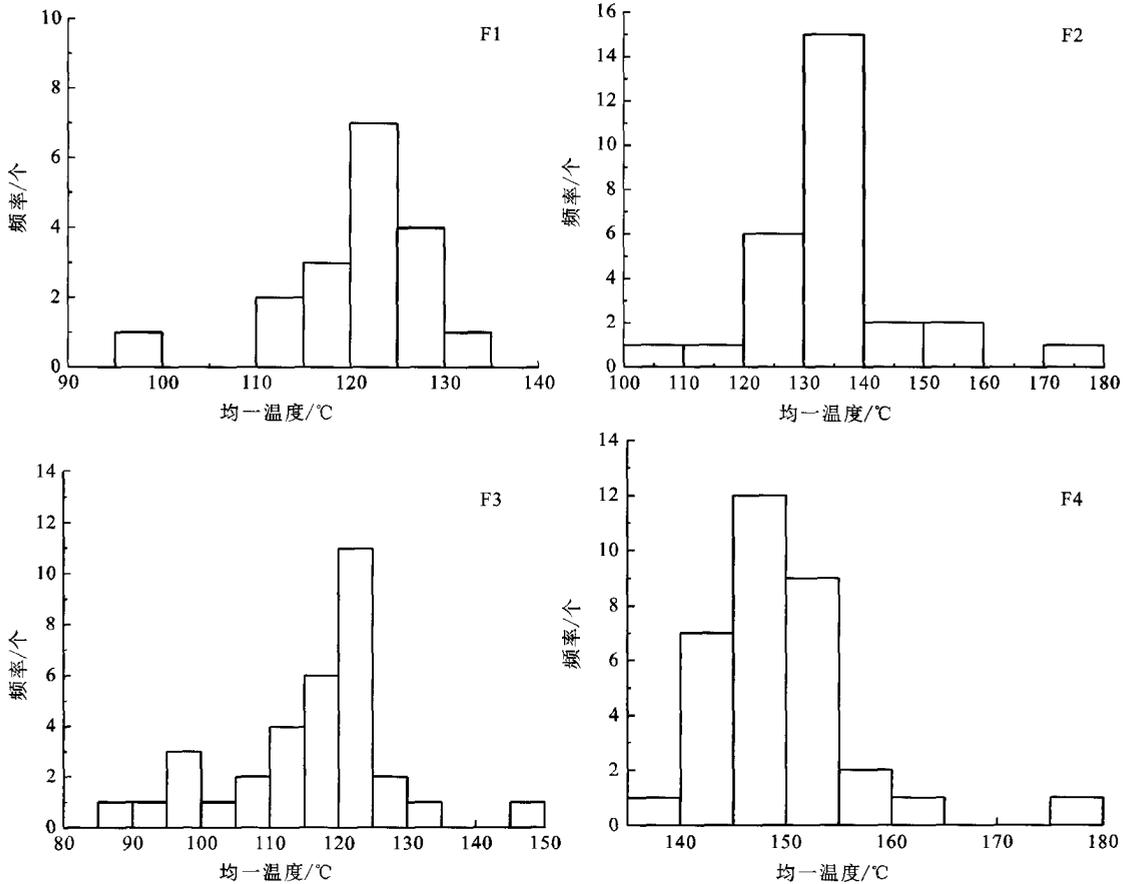


图5 不同期次萤石流体包裹体均一温度分布

F1、F2、F3、F4 分别对应第一期、第二期、第三期、第四期萤石

Fig. 5 Homogenization temperatures of fluid inclusions at different stages of fluorite veins

F1, F2, F3, F4 refers respectively to the first, second, third, and fourth stages of fluorite veins

表1 流体包裹体数据统计表

Table 1 Analytical data and processing results of fluid inclusions

| 期次 | 均一温度 峰值/°C | CO ₂ 笼合物熔化 温度范围/°C | w(NaCl _{eq})/% | |
|----|---------------|----------------------------------|--------------------------|-------|
| | | | 范围 | 平均值 |
| F1 | 120~125(18) | 0.5~6.1(14) | 15.00~7.31 | 9.49 |
| F2 | 130~140(28) | -5.9~6.6(28) | 19.72~6.46 | 12.23 |
| F3 | 120~125(33) | 0.1~6.1(32) | 15.42~7.31 | 11.37 |
| F4 | 145~150(33) | 0.6~6.7(26) | 14.89~4.69 | 11.38 |

度分布在 120°C 到 150°C 之间,成矿流体温度小于 200°C 时为低温热液,因而均一温度数据表明白杨河铀钍矿床为低温热液矿床。在假设气相 CO₂-水溶液两相(V-L)包裹体中液相 CO₂ 含量无限接近 0 的前提下,用三相包裹体盐度的计算方法获得流体盐度 w(NaCl_{eq}) 范围为 4.69%~19.72%,同时每一期萤石流体包裹体的平均盐度 w(NaCl_{eq}) 均在 10% 左右。5 组笼合物的熔化温度高于 10°C 的特征表明包裹体中可能含有少量 CH₄ 等其他气体。

四期萤石流体包裹体均一温度和盐度的变化范围都较小,对应的四期流体之间略有变化(图 6)。从 F1 到 F2,均一温度升高约 10°C,而盐度变化范围增大;从 F2 到 F3,均一温度降低约 10°C,而盐度变化范围也减小,F3 与 F1 特征相似;从 F3 到 F4,均一温度升高约 25°C,盐度变化范围也增大。总体而言,流体的温度经历了幅度较小的波动性变化,盐度范围

5 讨论

5.1 成矿流体特征

大多数情况下,水溶液包裹体均一温度与捕获温度很相近,可以作为成矿温度,而不需要做压力校正(池国祥等,2009)。四期萤石流体包裹体主峰温

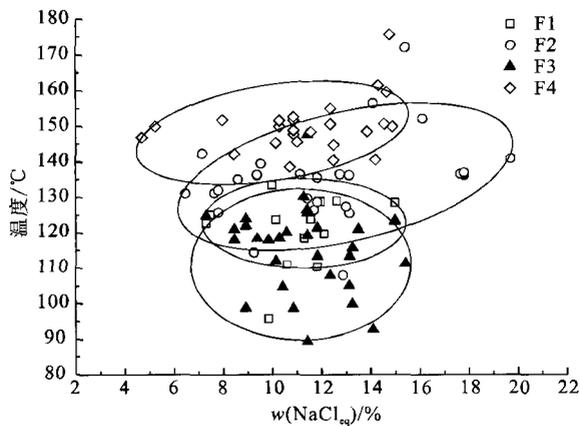


图 6 不同期次萤石流体包裹体盐度-温度分布图

Fig. 6 Distribution of salinity-homogenization temperature of fluid inclusions at different stages of fluorite veins

也略有改变。

5.2 成矿流体来源初步探讨

华南花岗岩型铀矿的研究表明, 铀源花岗岩形成过程中一般不能成矿, 而是成岩后由热液浸取铀源花岗岩中的铀而形成的热液铀矿床。白杨河铀钍矿床新鲜的花岗斑岩 $w(U)$ 平均为 5.23×10^{-6} , 略高于一般酸性岩类的 $w(U)$ ($3.5 \times 10^{-6} \sim 4.8 \times 10^{-6}$, 余达淦等, 2007), $w(Be)$ 也高达 8.34×10^{-6} , 因而推测该花岗斑岩体可能为成矿母岩。

白杨河铀钍矿床铀钍矿体的赋存特征、蚀变矿物组合及流体包裹体均一温度特征, 表明该矿床为低温热液铀钍矿床。白杨河铀钍矿床发育于超浅成花岗斑岩与凝灰岩接触带内的裂隙和节理中, 表明成矿过程中可能有大气降水和地下水的参与。然而流体盐度平均达到 10%, 表明成矿流体不仅仅是大气降水, 而必须有非大气降水的其他高盐度流体参与。变质水的盐度一般小于 3% (肖荣阁等, 2001), 与大气降水的混合不足以形成盐度达到 10% 的成矿流体。前人研究表明花岗斑岩岩体形成于 309 Ma (马汉峰等, 2010), 而成矿作用发生在花岗斑岩岩体形成之后, 此时本地区已经抬升为陆 (韩宝福等, 1999; 邹天人等, 2006), 因此可以排除海水参与成矿的可能。由此推测高盐度的岩浆水可能参与了成矿。

近年来, 地幔流体在铀矿成矿过程中的作用逐渐引起人们的重视, 大量同位素、微量元素数据表明地幔流体参与了铀成矿 (邓平等, 2003; 姜耀辉等, 2004; 杜乐天等, 2005; 巫建华等, 2005; 王正其等,

2007; 2009; Hu et al., 2009)。白杨河矿区内花岗斑岩岩体中穿插大量辉绿岩脉和闪长岩脉, 中基性脉体的侵入和成矿都发生在花岗斑岩岩体形成之后。已有的研究表明一期沥青铀矿的成矿年龄与一条辉绿岩脉的侵入年龄相近 (马汉峰等, 2010)。同时勘探过程中发现这些中基性脉体与矿体的展布有一定的相关性, 尤其是铀矿化好的区域内的中基性岩脉都十分发育, 暗示了参与成矿作用的岩浆水可能为与中基性岩脉相关的幔源流体。推测岩浆水与大气降水的混合热液浸取了花岗斑岩体中的铀、钍, 并在有利部位成矿。

6 结 论

(1) 萤石的不同颜色、结构构造特征、相互穿插关系可划分为 4 期, 表明该矿床经历了多期多阶段的流体活动。白杨河铀钍矿床流体包裹体均一温度特征、铀钍矿体的赋存特征和蚀变矿物组合, 表明该矿床为低温热液铀钍矿床。

(2) 白杨河铀钍矿床萤石流体包裹体均为气相 CO_2 -水溶液两相 (V-L) 包裹体, 在降温过程中形成了 CO_2 笼合物。在假设液相 CO_2 含量无限接近于 0 的前提下, 利用 Roedder (1984) 提出的公式计算获得成矿流体盐度。成矿流体盐度 $w(NaCl_{eq})$ 总体变化范围为 4.69% 到 19.72%, 各期萤石流体包裹体的平均盐度 $w(NaCl_{eq})$ 均在 10% 左右。

(3) 成矿流体盐度特征表明, 除了大气降水之外, 可能有高盐度的岩浆水参与了成矿, 该岩浆水可能为与中基性岩脉相关的幔源流体。

志 谢 在野外地质工作中得到了中核集团 216 大队杨文龙等人的支持和帮助, 在流体包裹体测温中得到了中国地质科学院矿产资源研究所陈伟十老师的悉心指导和帮助, 在流体包裹体数据处理和解释过程中得到了中国科学院地质与地球物理研究所范宏瑞老师的指导和建议, 在此深表感谢!

参考文献/References

- 陈奋雄, 张 雷. 2008. 新疆白杨河铀-钍矿田成矿特征及区域找矿方向研究[A]. 第九届全国矿床会议论文集[C]. 196-197.
 陈家富, 韩宝福, 张 磊. 2010. 西准噶尔北部晚古生代两期侵入岩的地球化学、Sr-Nd 同位素特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 26(8): 2317-2335.

- 池国祥, 赖健清. 2009. 流体包裹体在矿床研究中的作用[J]. 矿床地质, 28(8): 850-855.
- 邓平, 沈渭洲, 凌洪飞, 叶海敏, 王学成, 濮巍, 谭正中. 2003. 地幔流体与铀成矿作用——以下庄矿田仙石铀矿床为例[J]. 地球化学, 32(6): 520-527.
- 董连慧, 冯京, 刘德权, 唐延龄, 屈迅, 王克卓, 杨在峰. 2010. 新疆成矿单元划分方案研究[J]. 新疆地质, 28(1): 1-15.
- 杜乐天, 王文广. 2005. 地幔中铀的存在状态及其地球化学含义[J]. 地学前缘, 12(1): 69-78.
- 韩宝福, 何国琦, 王式. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动-底座作用及准噶尔盆地基底的性质[J]. 中国科学(D辑), 29(1): 16-21.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌洪飞. 2004. 地幔流体与铀成矿作用[J]. 地学前缘, 11(2): 491-499.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 219-223.
- 马汉峰, 衣龙升, 修晓茜. 2010. 雪米斯坦地区铀铍资源潜力评价研究[R]. 内部报告. 1-144.
- 孟磊, 申萍, 沈远超, 刘铁兵, 宋国学, 代华五, 李成凯, 郎泽松. 2010. 新疆谢米斯中段火山岩岩石地球化学特征-锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 26(10): 3047-3056.
- 王谋, 李晓峰, 王果, 李彦龙, 师志龙, 鲁克改. 2012. 新疆雪米斯坦火山岩带白杨河铀矿床地质特征[J]. 矿产勘查, 3(1): 34-40.
- 王正其, 李子颖. 2007. 幔源铀成矿作用探讨[J]. 地质论评, 53(5): 609-615.
- 王正其, 李子颖, 吴烈勤, 陈国胜. 2009. 幔源铀成矿作用的地球化学证据-以下庄小水“交点型”铀矿床为例[J]. 铀矿地质, 26(1): 24-34.
- 巫建华, 刘帅, 余达途, 章邦桐. 2005. 地幔流体与铀成矿模式[J]. 铀矿地质, 21: 4196-4203.
- 肖荣阁, 张宗恒, 陈卉泉, 张汉城. 2001. 地质流体自然类型与成矿流体类型[J]. 地学前缘, 8(4): 245-251.
- 肖艳东, 黄建华, 王哲, 王帅成, 周月斌, 李启东. 2011. 新疆和布克赛尔县白杨河铀-铍矿床空间分布特征[J]. 西部探矿工程, (9): 123-127.
- 修晓茜, 范洪海, 马汉峰, 衣龙升. 2011. 新疆白杨河铀铍矿床围岩蚀变及其地球化学特征[J]. 铀矿地质, 27(4): 215-222.
- 余达途, 吴仁贵, 陈培荣. 2007. 铀资源地质学教程[M]. 哈尔滨: 哈尔滨工程大学出版社. 1-450.
- 邹天人, 李庆昌. 2006. 中国新疆稀有及稀土金属矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-284.
- Barton P B and Chou I M. 1993. Calculation of the vapor-saturated liquidus for the NaCl-CO₂-H₂O system [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2715-2723.
- Bozzo A T, Chen H S, Kass J R and Barduhn A J. 1973. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide[C]. The Fourth International Symposium on Fresh Water from the Sea. 3: 437-451.
- Bozzo A T, Chen H S, Kass J R and Barduhn A J. 1975. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide[J]. *Desalination*, 16: 303-320.
- Chen J F, Han B F, Ji J Q, Zhang L, Xu Z, He G Q and Wang T. 2010. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China[J]. *Lithos*, 115(1-4): 137-152.
- Collins P. 1979. Gas Hydrates in CO₂-Bearing Fluid Inclusions and the Use of Freezing Data for Estimation of Salinity[J]. *Econ. Geol.*, 74: 1435-1444.
- Darling R S. 1991. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3869-3871.
- Diamond L W. 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1): 273-280.
- Diamond L W. 1994. Salinity of multivolatiles fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 19-41.
- Fall A, Tattitch B and Bodnar R J. 2011. Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions based on clathrate melting[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4): 951-964.
- Fayek M and Shabaga B. 2011. The BaiYangHe beryllium deposit, NW China[R]. Internal Report, 1-26.
- Hu R Z, Burnard P G, Bi X W, Zhou M F, Peng J T, Su W C and Zhao J H. 2009. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi Province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes[J]. *Chemical Geology*, 266(1-2): 86-95.
- Roedder E. 1963. Studies of fluid inclusions II: freezing data and their interpretation[J]. *Econ. Geol.*, 58: 167-211.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[A]. *Reviews in mineralogy*[C]. Mineral Soc. Amer., 12: 64.
- Shen P, Shen Y C, Pan H D, Li X H, Dong L H, Wang J B, Zhu H P, Dai H W and Guan W N. 2012. Geochronology and isotope geochemistry of the Baogutu porphyry copper deposit in the West Junggar region, Xinjiang, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 99-115.
- Sloan E D and Koh C A. 2008. Clathrate hydrates of natural gases[J]. *Chem. Ind. Ser.*, 119.
- Takenouchi S and Kennedy G. 1965. Dissociation pressures of the phase CO₂·5 $\frac{3}{4}$ H₂O[J]. *Geology*, 73: 383-390.
- Vladimirov A G, Kruk N N, Khromykh S V, Polyansky O P, Chervov V V, Vladimirov V G, Travin A V, Babin G A, Kuibida M L and Vladimirov V D. 2008. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes [J]. *Russian Geology and Geophysics*, 49(7): 468-479.