2018年12月 December, 2018
矿 床 地 质 MINERAL DEPOSITS
第37卷 第6期 37 (6): 1260~1280

文章编号:0258-7106 (2018) 06-1260-21 Doi: 10. 16111/j. 0258-7106. 2018. 06. 008

赣南淘锡坑石英脉型钨矿床成矿机制探讨:来自流体包裹体的证据*

鲁 麟[1,2],梁 婷[1**],任文琴[3],赵 正[4],刘善宝[4],陈郑辉[4]

(1 长安大学地球科学与资源学院,西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,陕西 西安 710054;2 陕西省地质调查中心,陕西 西安 710068;3 陕西中核资源有限公司,陕西 西安 710077;4 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037)

摘 要 赣南地区淘锡坑钨矿床是典型的大型石英脉型钨锡多金属矿床。矿体赋存于震旦系浅变质砂(板)岩,并延伸至深部花岗岩内,按空间产出位置分为内带矿体和外带矿体,包括宝山、西山、烂埂子、枫岭坑4大脉组,矿体产出各不相同,矿物组合也具有明显分带特征。在详细的岩相学研究基础上,文章选择淘锡坑主成矿期石英为研究对象,并与共生黑钨矿作对比,从空间角度开展不同脉组、不同矿体或中段的流体包裹体的对比研究。根据流体包裹体岩相学,石英包裹体类型有 H_2O-NaCl 型包裹体(Ⅰ型)、H_2O-NaCl-CO_2 型包裹体(Ⅱ型)和纯 CO_2 体系裹体(Ⅲ型)及少量含石盐子晶的多相包裹体,并同时捕获贫 CO_2 的盐水溶液包裹体和纯 CO_2 气相包裹体。包裹体显微测温结果显示:内、外带石英脉气液两相的包裹体均具有较宽温度和盐度范围,外带均一温度和盐度 $w(NaCl_{eq})$ 分别集中于 200~220℃、1%~6%,内带均一温度和盐度 $w(NaCl_{eq})$ 分别集中于 100~220℃、3%~7%,流体为中-低盐度、富含 CO_2 的 H_2O-CO_2-NaCl 体系,不同脉组不同矿脉之间对比结果均显示出多期成矿的特征。在矿脉形成过程中,流体的成分和温度在内外接触带有明显变化,表明岩体与围岩接触界面是造成淘锡坑矿床内带矿体和外带矿体的成矿条件改变的转折位置,成矿流体在此附近发生 CO_2 逸失引起相分离的不混溶作用是成矿的主要因素。

关键词 地球化学;流体不混溶;空间变化;流体包裹体;矿体特征;淘锡坑钨矿床;赣南

中图分类号: P618.67 **文献标志码:** A

Mineralization mechanism of Taoxikeng quartz vein type tungsten deposit in southern Jiangxi Province: Evidence from fluid inclusions study

LU Lin[1,2], LIANG Ting[1], REN WenQin[3], ZHAO Zheng[4], LIU ShanBao[4] and CHEN ZhengHui[4]

(1 Earth Science and Resoures College of Change'an Universitiy, Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Shaanxi Geological Survey Center, Xi'an 710068, Shaanxi, China; 3 Sino Shaanxi Nuclear Resources Co., Ltd, Xi'an 710077, Shaanxi, China; 4 Institute of Mineral Resources, Chinese Academic of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Taoxikeng is a large scale quartz vein type tungsten deposit in Chongyi County, southern Jiangxi Province. The quartz veins occur in shallow metasandstone of sinian system and extent to the deep granite, which respectively are outer orebody and inner orebody. The Baoshan, Xishan, Langengzi and Fenglinkeng are four vein groups. They are characterized by different occurrence and mineral assemblage. The main types of fluid inclu-

* 本文得到中国地质调查局"中国矿产地质与成矿规律综合集成和服务(矿产地质志)(编号:DD20160346)、国土资源部公益性行业科研专项(编号:201411050)、国家重点研发计划课题(编号:2016YFC0600208)、国家自然基金委重点项目(编号:41430314)、长安大学"优秀博士学位论文培育资助项目"(编号:310827175023)联合资助

第一作者简介 鲁 麟,女,1988年生,博士,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:lulin995280@126.com

* *通讯作者 梁 婷,女,1967年生,博士,教授,从事岩石学及矿床学的教学和研究。Email:liangt@chd.edu.cn

收稿日期 2018-02-10;改回日期 2018-08-06。赵海杰编辑。

http://www.kcdz.ac.cn

sions: H_2O-NaCl type (Ⅰ type), H_2O-NaCl-CO_2 type (Ⅱ type), pure CO_2 (Ⅲ type) and minor daughter mineral-bearing inclusions in all samples from quartz and intergrowth wolframite in main metallogenic period. The existence of capturing both aqueous salt inclusions with poor CO_2 and pure CO_2 inclusions is a typical feature of the Taoxikeng deposit. Experimental results show that the main homogenization temperature and salinity of inner and outer orebody are in a wide temperature range. The homogeneous temperatures and salinities $w(NaCl_{eq})$ of fluid inclusions in quartz of outer orebody vary from 200℃ to 220℃ and 1% to 6%, respectively. The homogeneous temperatures and salinities $w(NaCl_{eq})$ of fluid inclusions in quartz of inner orebody vary from 100℃ to 220℃ and 3%~7%, respectively. According to the data above, it can be concluded that the ore-forming fluids generally belong to middle temperature, low salinity, rich CO_2, H_2O-CO_2-NaCl system. The temperature and composition show the significant changes in inner orebody and outer orebody. It is the main reason that fluid immiscibility caused by CO_2 escaping happened in contact interface between granite and surrounding rock possibly led to tungsten precipitation.

Key words: Geochemistry, Fluid immiscibility, space variation, fluid inclusion, orebody characteristics, Taoxikeng tungsten deposit, southern Jiangxi Province

南岭是中国乃至世界钨矿分布最丰富、最集中的地区，尤其南岭东段的赣南地区更是中国钨资源的重要产地，以石英脉型钨矿床分布最为密集、产量巨大，具有特殊的“五层楼”垂向分带，并以此发展了“五层楼+地下室”的找矿模型（许建祥等，2008）。此模式成功的运用于南岭于都—赣县矿集区盘古山2000 m科学钻探的深部成矿预测（陈郑辉等，2013）、赣北地区发现了“五层楼”式的东坪石英脉型黑钨矿床（李吉明等，2016），另外此模式还对四川甲基卡伟晶岩型稀有金属矿床、广西大厂锡矿床也具有重要的指导意义（王登红等，2010；2017）。

石英脉型钨矿床往往存在多期复杂的成矿过程，其中流体对于成矿具有必不可少的作用，因此，石英作为赣南主要钨矿床重要的载体矿物，流体包裹体丰富、易于观测，一直是研究脉钨矿床复杂成矿过程的首要对象。近年来，前人对赣南钨矿流体包裹体的研究取得了长足进展：① 对除石英外的脉石矿物，如绿柱石、萤石等透明矿物进行了流体包裹体研究（黄惠兰等，2012）；② 利用红外显微镜对矿床中不透明-半透明矿物，如黑钨矿、锡石、黄铁矿、闪锌矿等矿物的包裹体进行了研究（Wei et al.，2012；王国光等，2011；曹晓峰等，2009；王旭东等，2013a；黄惠兰等，2015；Ni et al.，2015）。相比于石英，黑钨矿中包裹体可以直接反映成矿流体特征。一般认为黑钨矿形成于单一的H_2O-NaCl体系，不含CO_2、CH_4、CO等气体，与石英形成于不同阶段，沉淀机制也不完全相同；③ 岩浆期到热液期矿物的包裹体研究，如在绿柱石、电气石、晶洞石英中的熔融包裹体、熔-流包裹体，可以反映岩浆-热液的演化过程（常海亮等，2007；单强等，2011；Yang et al.，2015；Zhu et al.，2015；于志峰等，2015）；④ 由不同的包裹体类型和组合反映出多种成矿机制，包括流体不混溶、流体混合和自然冷却机制，几种机制可以独立或叠加成矿（王旭东等，2010；2012；2013b；Ni et al.，2015）。

淘锡坑钨矿床，是赣南地区典型的大型石英脉型钨多金属矿床，发现于1936年，至今仍在开采，矿体自地表向下延伸至隐伏花岗岩体内，具有“五层楼+地下室”的分带模式，并以不同产状、矿物组合的4组矿脉（宝山组、西山组、烂埂子组、枫岭坑组）为本区最大特色。前人对淘锡坑矿床的流体包裹体的研究成果较多，例如，宋生琼等（2011a）对4个脉组的主成矿期的石英和共生黑钨矿的流体包裹体进行研究，认为石英中流体包裹体均一温度主要集中在160~260℃之间，盐度$w(NaCl_{eq})$为1.64%~6.67%；黑钨矿中流体包裹体的均一温度主要集中在240~320℃之间，盐度$w(NaCl_{eq})$为6.45%~10.49%，体系为中高温、中等盐度低密度的NaCl-H_2O体系，成矿流体和成矿物质来自岩浆热液，晚期有大气降水参与；张大权等（2012）对宝山和枫岭坑组的黑钨矿石英脉型矿石的石英进行流体包裹体测温，认为早期硅酸盐-氧化物成矿阶段成矿温度为310~390℃，晚期氧化物-硫化物阶段成矿温度为180~270℃；汪群英等（2012）利用流体包裹体组合测得富液相H_2O-NaCl型包裹体均一温度分布在400~425℃、275~300℃、210~260℃三个温度区间（经压力校正），平均压力为74.8 MPa，成矿深度约2.88 km。另外，前人还取得

http://www.kcdz.ac.cn/

了矿床地质特征、矿物学、矿床地球化学、成岩成矿年龄、矿床成因等方面的成果(陈郑辉等,2006;2008;郭春丽等,2007;2008;2011;宋生琼等,2011b;方贵聪等,2012;黄品赟等,2012;刘战庆等,2016)。

前人研究对于淘锡坑矿床的流体包裹体限于不同阶段的石英以及黑钨矿的包裹体或流体包裹体组合的岩相学、成矿流体性质、成矿物理化学条件、流体来源及演化等方面,而对于具有"五层楼+地下室"型矿床的成矿流体空间演化规律研究还未有涉及。本次研究从空间角度对淘锡坑不同脉组、不同矿脉、同一矿脉不同中段的成矿流体特征进行研究、侧重于岩体内矿体与岩体外矿体在成矿流体的差异对比,并深入探讨了成矿元素沉淀富集机制。因此,本文选择淘锡坑钨矿床主成矿阶段脉石矿物石英为研究对象,样品涵盖了4个脉组各代表性矿脉,开展不同矿脉、同一矿脉不同中段之间脉石英的包裹体岩相学、显微测温、单个包裹体的激光拉曼和群体包裹体成分测定、氢氧同位素分析,并与共生黑钨矿作对比,在此基础上探讨成矿流体性质、流体来源、空间演化特征和矿床成矿机制。

1 矿床地质

赣南地区处于南岭东西向构造带东段与武夷山北北东向隆起带南段西坡复合部位,区域内地层出露较齐全,震旦系至第四系均有出露。发育EW向、NE向、NNE向以及SN向、NW向多组断裂,其中NNE向、EW向断裂带最为发育。其中震旦系至奥陶系为连续沉积,构成本区域的基底,也是区内钨矿床的重要赋矿围岩。区域岩浆活动频繁而强烈,从四堡期至喜马拉雅期均有发育,各类岩浆岩分布广泛,具有多期、多旋回、多成因的特点,与钨矿化有关的岩浆岩主要是燕山期花岗岩类(图1a)。

淘锡坑钨矿床是赣南崇(义)-(大)余-(上)犹钨锡多金属成矿带上一个重要的石英脉型钨矿床,矿区出露地层主要为震旦系、寒武系和奥陶系(图1b)。

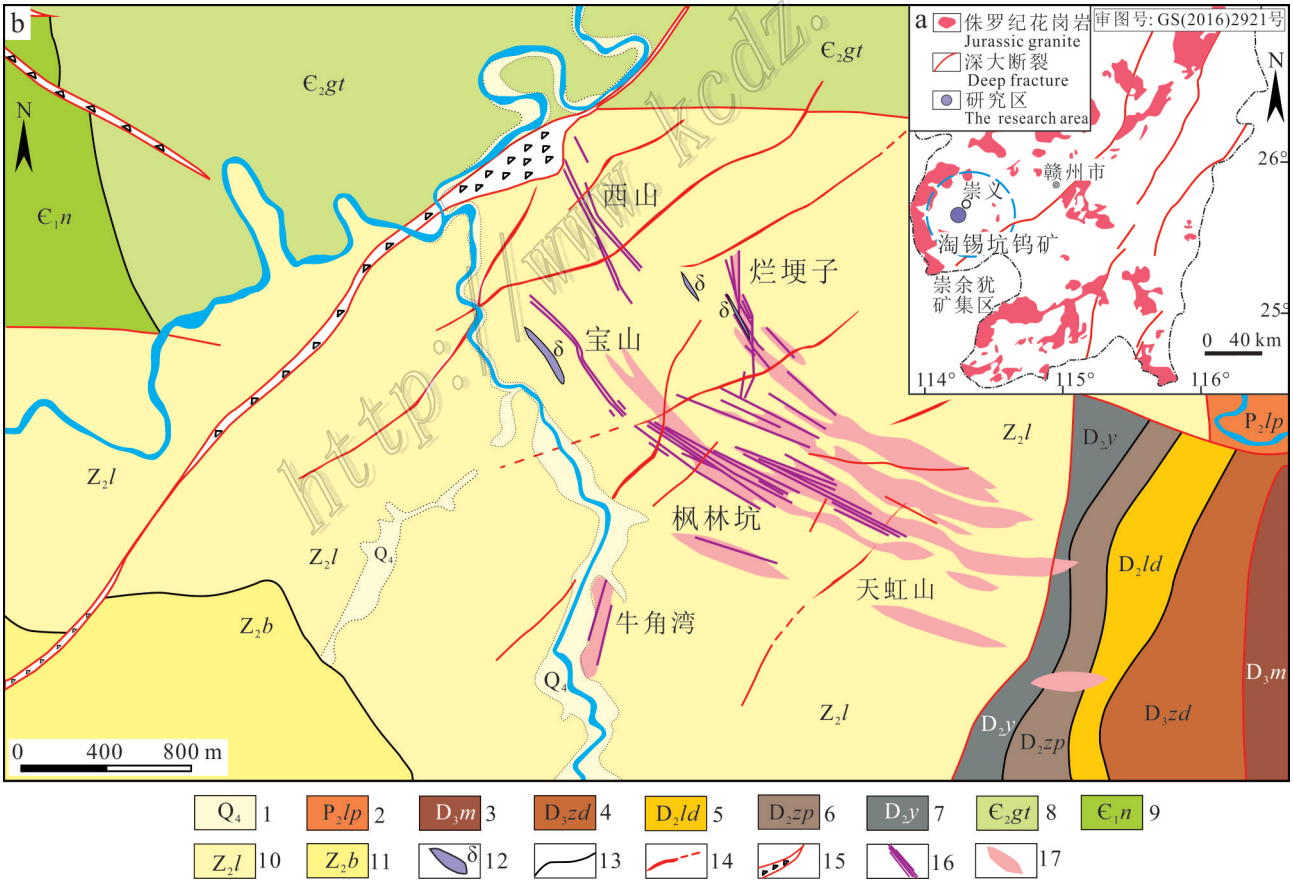

图1 赣南多金属成矿带(a)和淘锡坑钨矿区地质简图(b)

1—第四系;2—中二叠统乐平组:碳质粉砂岩、杂砂岩夹碳质页岩及煤层;3—上泥盆统麻山组:钙质砂页岩、瘤状灰岩夹泥晶灰岩;4—上泥盆统嶂东组:石英细砂岩、粉砂岩夹粉砂质页岩;5—中泥盆统罗段组:石英砂岩、钙质粉砂岩、页岩夹白云岩、灰岩;

6—中泥盆统中棚组：石英砂岩夹粉砂岩、页岩；7—中泥盆统云山组：石英砾岩、含砾石英砂岩；8—中寒武统高滩组：变质石英砂岩夹绢云母板岩、粉砂质板岩、硅质板岩；9—下寒武统牛角河组：变余石英杂砂岩、板岩、含碳板岩夹硅质岩、硅质板岩；10—上震旦统老虎塘组：变余石英杂砂岩、粉砂岩、砂质板岩、硅质岩；11—下震旦统坝里组：长石石英砂岩夹粉砂质板岩、板岩及粉砂岩；12—闪长岩脉；13—地质界线；14—断裂；15—断层破碎带；16—矿脉；17—矿化标志带

Fig. 1　Gannan metallogenic belt(a) and geological map of Taoxikeng tungsten deposit

1—Quaternary sediments; 2—Middle Permian carbon siltstone, greywacke with carbonaceous shale and coal seams of the Leping Formation; 3—Upper Devonian calcareous sand shale, nodular limestone with micrite of the Mashan Formation; 4—Upper Devonian fine silicarenite, siltstone with silty shale of the Zhangdong Formation; 5—Middle Devonian quartz sandstone, calcareous siltstone, sale with dolomite and limestone of the Luoduan Formation; 6—Middle Devonian quartz sandstone with siltstone and shale of the Zhongpeng Formation; 7—Middle Devonian quartz conglomerate, calcareous siltstone and pebbly quartz sandstone of the Yunshan Formation; 8—Middle Cambrian metamorphic quartz sandstone with sericite slate, siltslate and siliceous slate of the Gaotan Formation; 9—Lower Cambrian metamorphic quartz graywacke, slate, carbonaceous slate with siliceous rocks of the Niujiaohe Formation; 10—Upper Sinian metam orphic quartz graywacke, siltstone, sandy slate and siliceous rocks of the Laohutang Formation; 11—Lower Sinian feldspathic quartz sandstone with silt slate, slate and siltstone of the Bali Formation; 12—Diorite dikes; 13—Geological boundary; 14—Faults; 15—Fault fracture zones; 16—Wolframite quartz veins; 17—Mineralization zone

震旦系分布最广，为火山物质和泥砂质所构成的复理石建造，是重要的赋矿层位之一；寒武系主要以泥砂质岩石为主体；奥陶系主要分布于矿区南部，主要为粉砂质板岩、绢云母板岩夹若干层变余砾岩、砂砾岩、含砾杂砂岩及含砾板岩等。在矿区东麓出露有泥盆系、二叠系和石炭系沉积岩系，沿沟谷低洼处有第四系覆盖。矿区内发育有震旦系、寒武系和部分泥盆系组成的紧闭的南北向倒转复式背斜，并在背斜的两翼发育一些次级或更次一级近于平行的不对称小褶皱，显示矿区地层遭受过强烈挤压和塑性变形的特征。矿区断裂发育，形式复杂，规模不大，活动时间较长，起到控矿、储矿及成矿期后破矿的作用。根据空间展布可分以下4组，即SN向、NW向、NE向、EW向断裂。

矿区内没有花岗岩出露，深部钻孔揭露到隐伏花岗岩体，属燕山期中细粒含斑黑云母花岗岩，是本区钨矿床的成矿母岩。其次，矿区还出露闪长岩、煌斑岩等中基性岩脉。

2　矿体特征

2.1　矿体产出

矿体主要赋存于中细粒黑云母花岗岩体外接触带的震旦系浅变质砂（板）岩，自地表至深部矿脉逐渐增大，向下至岩体后开始尖灭或延伸至隐伏花岗岩体内（图2、图3a）。按照矿体与花岗岩的空间关系，分为2类矿体：产于花岗岩内的内带石英脉型钨矿体、花岗岩外以浅变质岩为围岩的外带石英脉型钨矿体。

矿体产出标高为690 m，已控制最低标高−006 m，尚未尖灭。矿带总体走向320°，矿脉平面表现为延伸平直，大部分具有分枝、尖灭再现、膨大缩小；剖面表现为总体向上发散向下收敛的特点。隐伏花岗岩体顶面标高约+50 m，面积约0.5 km^2。地层与岩体接触界面一般在056~106中段，在岩体较平缓的顶部，出现伟晶岩壳与硅化纹层，局部包裹围岩角砾（图3b），以及可见因围岩与岩体界面巨大的热液内压形成的角砾岩（图3c）。

矿区目前已查明4大脉组：宝山、西山、烂埂子、枫岭坑。其中，宝山、西山、烂埂子3个脉组位于矿区北西矿段，位于隐伏岩体的顶峰地带，也是矿化的中心地区，矿化面积约2.6 km^2；枫岭坑脉组在矿区东南部，矿脉赋存标高整体比宝山脉组约低100 m。西可与北西段的宝山脉组相连，有西高东低的走势。各脉组在平面表现为向北西发散，向南东收敛的特征。4个脉组产状也略有不相同，根据走向矿体分为NW组、NNW组、SN组、NE组和EW组（表1）。

NW组矿脉走向300°~330°，倾向NE，倾角75°~80°，平面展布略呈NW散开，SE收敛。单脉总体较平直，局部地段矿脉具膨大收缩，分枝复合现象该方向矿脉较多，以宝山区段的V11和西山脉组V23矿脉为代表。

NNW组矿脉延伸长度大，标高揭露长度在668~886 m之间，平均810 m，在地表有出露，产状稳定，近直立。以西山V18矿脉为代表，一直延伸到106 m标高进入花岗岩体，到056 m标高也未尖灭，而在同一水平标高，V11、V2脉等还未进入岩体。

SN组矿脉呈南北向延展，北端略向西弯曲，总体产状：倾向270°~285°，倾角80°左右，矿脉延伸较稳定，具明显的左行尖灭侧现，以烂梗子脉组V2脉

http://www.kcdz.ac.cn

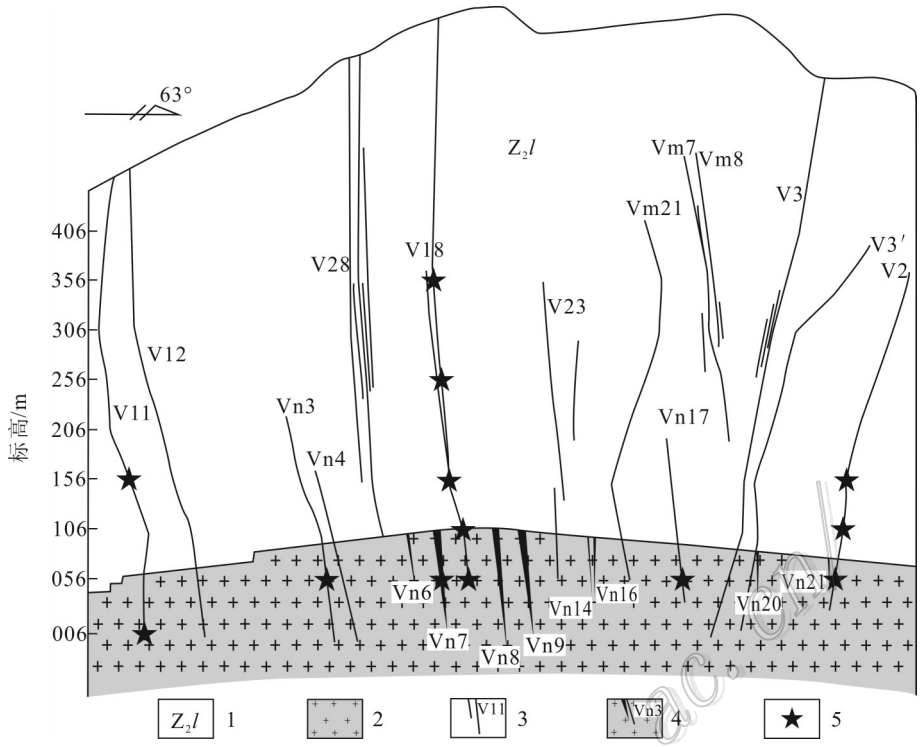

图2 淘锡坑钨矿床剖面图(刘战庆等,2016)

1—震旦系老虎塘组;2—花岗岩;3—外带矿体;4—内带矿体;5—采样位置

Fig. 2 Section map of Taoxikeng tungsten deposit (modified by Liu et al., 2016)

1—Sinian Laohutang Formation; 2—Granite; 3—Outer orebody; 4—Inner orebody; 5—Sampling location

为代表。

EW组偶见,在坑道中见其走向近东西,倾向北北东向,倾角80°左右,脉体细小,脉厚小于10 cm,延长数米,在矿区内发现的仅V28、V29。

NE组脉体短小,形态简单,倾向330°,倾角80°左右,以Vm1、Vm25为代表。

2.2 矿物组成和分带

主要矿石矿物有黑钨矿、白钨矿、锡石及黄铜矿、毒砂、辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、磁黄铁矿等硫化物,脉石矿物有石英、云母、方解石、萤石、黄玉、绿柱石、石榴子石等。

表1 淘锡坑钨矿区各区段脉组典型矿脉特征

Table 1 The characteristics of typical veins in different groups in Taoxikeng deposit

脉组	编号	最大延长/m	厚度/m	最大延深/m	产状
宝山	V11	670	0.20~2.00	450	50°∠72°~82°
	V12	550	0.1~1.76	450	45°~67°∠75°±
	V13	340	0.30~1.15	250	40°~50°∠70°±
西山	V18	664	0.15~1.20	540	55°~65°∠80°
	V23	552	0.25~0.70	380	50°~75°∠80°
烂埂子	V2	682	0.18~2.10	660	272°∠83°
枫岭坑	V30	788	0.25~0.91	550	18°~25°∠73°~78°
	V7	664	0.10~0.91	560	20°~25°∠72°~79°

资料来源:淘锡坑矿区钨矿资源潜力评价报告,2005。

各脉组的矿物组合也具有一定变化规律,宝山脉组(图3d、e)和枫林坑脉组(图3f、g)以富含钨矿物与硫化物为特征,枫岭坑脉组脉中可见明显的钨、锡、铜的矿化组合,西山脉组矿物组合与北西矿段类似(图3h),烂埂子脉组矿脉还富含辉钼矿、黄玉和绿柱石(图i);矿脉在垂向上,在106标高以下,金属矿物以富含黄铜矿和富含铁的黑钨矿为特征,自然铋和白钨矿的含量增加,脉石矿物有石榴子石的产出。

根据矿石矿物的组合及其围岩蚀变特征,将淘锡坑钨锡矿床的成矿作用期次划可分两期7个阶段。第一期成矿作用主要形成了外带型的钨锡石英脉。包括:① 云母-石英阶段;② 黑钨矿-辉钼矿-锡石-黄玉-绿柱石-石英阶段;③ 黑钨矿-锡石-硫化物-萤石-石英阶段;④ 碳酸盐-石英阶段;第二期成矿作用主要形成了内带型的钨锡石英脉。可分为:① 云母-石英阶段;② 硫化物-石英阶段;③ 碳酸盐-石英阶段。

http://www.kcdz.ac.cn/

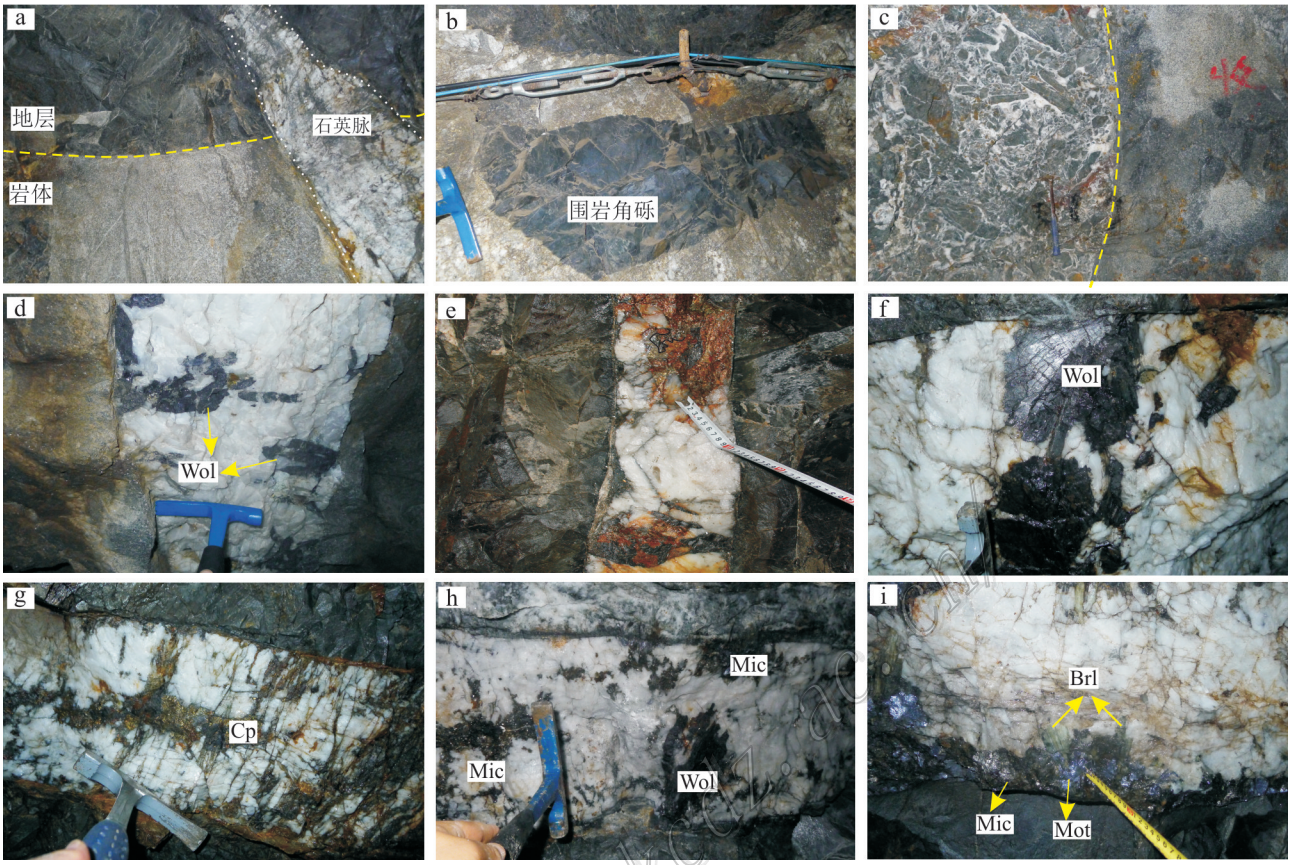

图 3　淘锡坑钨矿脉的产出照片

a. 矿脉穿过岩体进入地层，106 中段；b. 岩体与围岩的接触面形成伟晶岩壳，岩体内包裹围岩角砾，106 中段；c. 围岩与岩体界面巨大的热液内压形成角砾岩，西山 056 中段；d. 黑钨矿垂直或平行脉壁生长，宝山 056 中段 V11；e. 矿脉与围岩界限清晰，硫化物和黑钨矿分布在矿脉中部，宝山 056 中段 V11；f. 自形板柱状黑钨矿集合体，枫林坑 256 中段 V30；g. 黄铜矿等硫化物沿石英裂隙充填分布，枫林坑 256 中段 V7；h. 黑钨矿和黑云母共生，西山 206 中段 V18；i. 自形的绿柱石与云母、辉钼矿共生在矿脉边部产出，烂梗子 106 中段 V2

Wol—黑钨矿，Mic—云母，Cp—黄铜矿，Mot—辉钼矿，Brl—绿柱石

Fig. 3　The photographs of the tungsten quartz veins in Taoxikeng deposit

a. The vein passes through the granite into the strata in 106 level; b. The pegmatite shell is formed on the contact surface between the granite and surrounding rock and the breccia of surrounding rock in granite in 106 level; c. The breccia forming in the interface between the surrounding rock and granite as huge hydrothermal pressure in 056 level from Xishan group; d. The wolframite vertical or parallel growing on the vein wall of V11 vein in 056 level from Baoshan group; e. The boundary line between orebody and country rock is distinct and the wolframite is coexisting with sulfide mineral in the middle of V11 vein in 056 level from Baoshan group; f. Columnar wolframite aggregate of V30 vein in 256 level from Fenglinkeng group;g. Chalcopyrite and other sulphides filling along quartz fissures of V7 vein in 256 level from Fenglinkeng group; h. The wolframite coexists with muscovite of V18 vein in 206 level from Xishan group; i. Idiomorphic beryl is coexisting with mica and molybdenite at the edge of the vein of V2 vein in 106 level from Langengzi group

Wol—Wolframite，Mic—Mica，Cp—Chalcopyrite，Mot—Molybdenite，Brl—Beryl

3　样品采集及测试方法

本次工作采集淘锡坑矿床主成矿阶段脉石矿物石英及共生黑钨矿，按照成矿期次划分，外带矿体的矿石样品属于黑钨矿-辉钼矿-锡石-黄玉-绿柱石-石英阶段和黑钨矿-锡石-硫化物-萤石-石英阶段；内带矿体的矿石样品属于硫化物-石英阶段。采样涵盖了 4 个脉组代表性矿脉不同脉组、不同矿脉以及同一矿脉不同中段的样品，具有空间代表性，包括不同标高的外带石英脉型钨矿体：西山矿段 V18、枫林坑 V7、宝山 V11、烂梗子 V2 脉，以及花岗岩内带石英脉

型钨矿体；056中段Vn17、Vn7、Vn3脉。样品被磨制成约0.2 mm双面抛光的包体片做岩相学和流体包裹体观察，然后进行显微测温、激光拉曼探针分析、群体包裹体成分分析。

透明和不透明矿物的流体包裹体显微测温工作在长安大学西部地质资源与地质工程教育部重点实验室完成，透明矿物包裹体测温所用仪器为英国产的Linkam THMSG 600型冷热台，温度范围：−195~+600℃，分析精度为：±0.2℃，<30℃；±1℃，<300℃；±2℃，<600℃。

不透明矿物测试工作利用红外显微测温装置进行。装置由OLYMPUS BX53主体显微镜和安装在顶部的Q-IMAGING R2000红外光谱TV成像摄像仪和被安装在主体显微镜物台上的Linkam THMSG 600型显微冷-热台及相关计算机等组件构成。测试之前利用可见光和红外光分别利用标准矿物进行校正，保证冰点和均一温度的测量误差在±0.1℃。

单个流体包裹体的气、液相成分的激光拉曼探针测试在西安地质调查中心测试中心完成。仪器型号为英国Renshaw公司inVia型激光拉曼探针，实验条件为：Ar^+激光器波长514.5 nm，激光功率30 mW，扫描速度10秒/5次叠加，光谱仪狭缝20 μm；实验室温度23℃，湿度45%。

群体包裹体气、液相成分分析工作在中国地质调查局宜昌地质调查中心进行完成，测试对象为高纯度（99%以上）的石英单矿物，测试方法为热爆-超声波提取法。测试仪器：液相成分K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Li^+采用原子吸收光谱法（日立Z-2300），F^-、Cl^-、SO_4^{2-}、Br^-采用离子色谱法（DIONEW-3000），气相成分分析采用气相色谱仪（GC-2014C）。仪器灵敏度：Li^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}，0.01 mg/L；K^+、Na^+，0.01 mg/L；F^-、Cl^-、SO_4^{2-}、Br^-，0.01 mg/L；H_2O、CO_2、CO、CH_4、H_2，0.01 μg/g。

4 结 果

4.1 流体包裹体岩相学

4.1.1 石英

淘锡坑矿区石英脉发育丰富的流体包裹体，根据Roedder（1984）和卢焕章等（2004）提出的流体包裹体在室温下相态分类准则及冷冻回温过程中的相态变化，可将本次淘锡坑钨矿床流体包裹体划分为H_2O-NaCl型包裹体（Ⅰ型）、H_2O-NaCl-CO_2型包裹体（Ⅱ型）和纯CO_2体系裹体（Ⅲ型）3种类型的包裹体，含石盐子晶的多相包裹体较少见。

（1）Ⅰ型—H_2O-NaCl体系包裹体

可进一步分为富液相L+V两相H_2O-NaCl体系包裹体（Ⅰa）、纯液相L单一相H_2O-NaCl体系包裹体（Ib）、富气相L+V两相H_2O-NaCl体系包裹体（Ⅰc）和含子晶H_2O-NaCl包体（Ⅰd）型（图4a、b）。

Ⅰa型：本类包裹体是淘锡坑钨矿床主要的石英包裹体类型，在成矿阶段石英中占流体包裹体总量的85%以上。包裹体体积变化较大，一般为5~20 μm，最小的长径在0.5 μm以下，最大的长径可达105 μm。形状一般为椭圆形、楔形、半负晶形、负晶形和不规则形等，气相体积分数通常在5%~15%，个别可达到30%左右。在均一法测温时，随着温度的升高，气泡体积逐渐缩小，最后都均一至液相。

Ⅰb型：此类包裹体出现量不多，在室温下呈纯液相产出，多与Ⅰa型包裹体共生。大小一般为5~8 μm，最大可达20 μm以上。形态为不规则形、管状和椭圆形等。

Ⅰc型：室温下由液+气两相组成，但是气相总体积大于液相体积，气相体积占整个包裹体体积50%以上，淘锡坑钨矿区的富气相包裹体随着温度的升高，大多均一至液相，部分均一至气相。

Ⅰd型：室温下由水溶液（L）、水蒸气（V）和子晶（S）构成。此类包裹体在淘锡坑钨矿床中较少见，多与Ⅰa型包裹体共生，一般为原生包裹体。大小一般为10~15 μm，气相体积分数通常在5%~15%，形态一般为椭圆形和不规则形等。淘锡坑钨矿区的Ⅰd型包裹体中的子晶大多加热至500℃还未消失。

（2）Ⅱ型—H_2O-NaCl-CO_2型体系包裹体

在室温条件，按相态可进一步划分为含液相CO_2的三相H_2O-NaCl-CO_2体系包裹体（Ⅱa）、不含液相CO_2的两相H_2O-NaCl-CO_2体系包裹体（Ⅱb）（图4c）。

Ⅱa型：三相H_2O-NaCl-CO_2体系包裹体，由水溶液、液相CO_2和气相CO_2构成，CO_2相体积变化较大，从20%~95%不等。形态一般为半负晶形、椭圆形和不规则形等，大小一般为10~25 μm，最大者可达45 μm。呈孤立状或与Ⅰa、Ⅱb型包裹体相伴生产出，一般为原生包裹体。此类包裹体在淘锡坑钨矿区极不发育，占包裹体总量的1%。

Ⅱb型：两相H_2O-NaCl-CO_2体系包裹体，室温条件下，由气相CO_2和水溶液组成，与Ⅰa型包裹体相

http://www.kcdz.ac.cn/

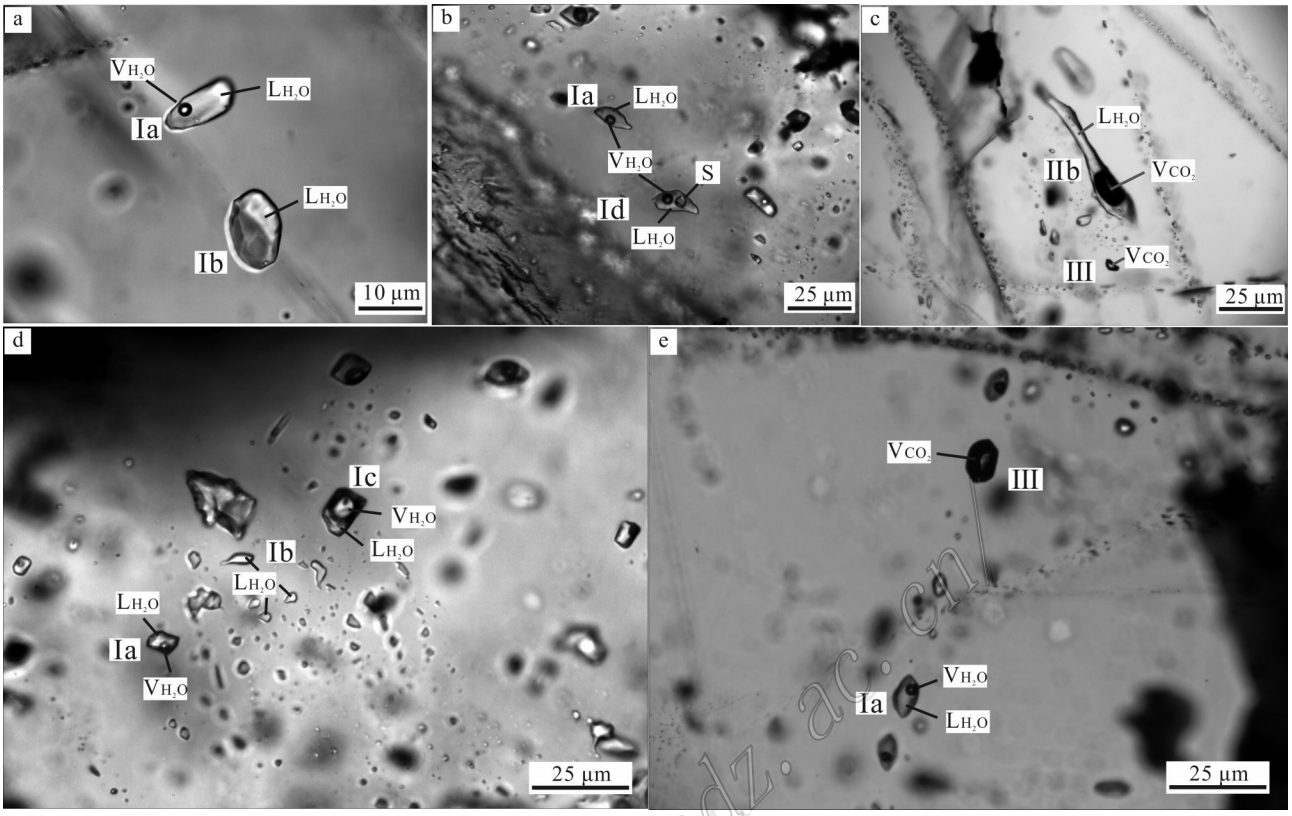

图4　淘锡坑钨矿床含矿石英脉中的流体包裹体类型

a. Ⅰa型和Ⅰb型包裹体；b. Ⅰa型和Ⅰd型包裹体；c. Ⅱb型和Ⅲ型包裹体；d. 大量Ⅰb型和Ⅰa型、Ⅰc型包裹体共生，反映不混溶现象；e. Ⅲ型包裹体与Ⅰa型包裹体共生，反映不混溶现象

Fig. 4　Photomicrographs of fluid inclusions in quartz of Taoxikeng tungsten deposit

a. Ⅰa-type and Ⅰb-type inclusions; b. Ⅰa-type and Ⅰd-type inclusions; c. Ⅱb-type and Ⅲ-type inclusions; d. A large number of Ⅰb-type inclusions coexist with Ⅰa-type and Ⅰc-type inclusions reflecting the fluid immiscibility; e. Ⅲ-type inclusions coexist with Ⅰa-type inclusions reflecting the fluid immiscibility

比，一般Ⅱb型包裹体气相体积分数更大，相界线颜色较深，在冷冻过程中则有液相CO_2的出现。气相CO_2占包裹体总体积的30%~75%不等，形态呈不规则形、管状和椭圆形等，大小一般为10~25 μm，个别达100 μm，呈孤立状或与Ⅰa型包裹体共生，一般为原生包裹体。

（3）Ⅲ型—纯CO_2体系包裹体

此类包裹体极少，室温下由气相CO_2和少量H_2组成，多呈孤立状产出，为负晶形和近圆形，大小一般为5~10 μm，包裹体边界颜色很深（图4c）。

这些原生、不同类型的包裹体常共生在一个平面或者裂隙中（图4d、e）。

4.1.2　黑钨矿

利用红外显微镜对黑钨矿的流体包裹体进行了观察。受切片方向、厚度和不透明矿物的透光性所限，仅有两片能清晰观测，分别为西山V18脉156中段和V14脉256中段，一共获得63个数据。本次观察到的黑钨矿中原生流体包裹体主要为气液两相的包裹体，还有少量次生包裹体。

原生包裹体中气液两相普遍发育，占流体包裹体总量的95%以上。孤立或沿解理面成群分布（图5a、b），长轴直径3~26 μm，一般为5~10 μm。气相体积分数通常在25%~35%，个别可达50%。原生包裹体形态较多，一种为边缘轮廓较深，主要为椭圆形；另一种为边缘轮廓较浅、细，长条状和椭圆形均有；次生包裹体明显穿过相邻晶面，为不规则状或者长条状（图5c、d），测得的均一温度相对较低。

4.2　显微测温

4.2.1　均一温度

通过对外带型和内带型矿脉主成矿阶段的脉石

http://www.kcdz.ac.cn

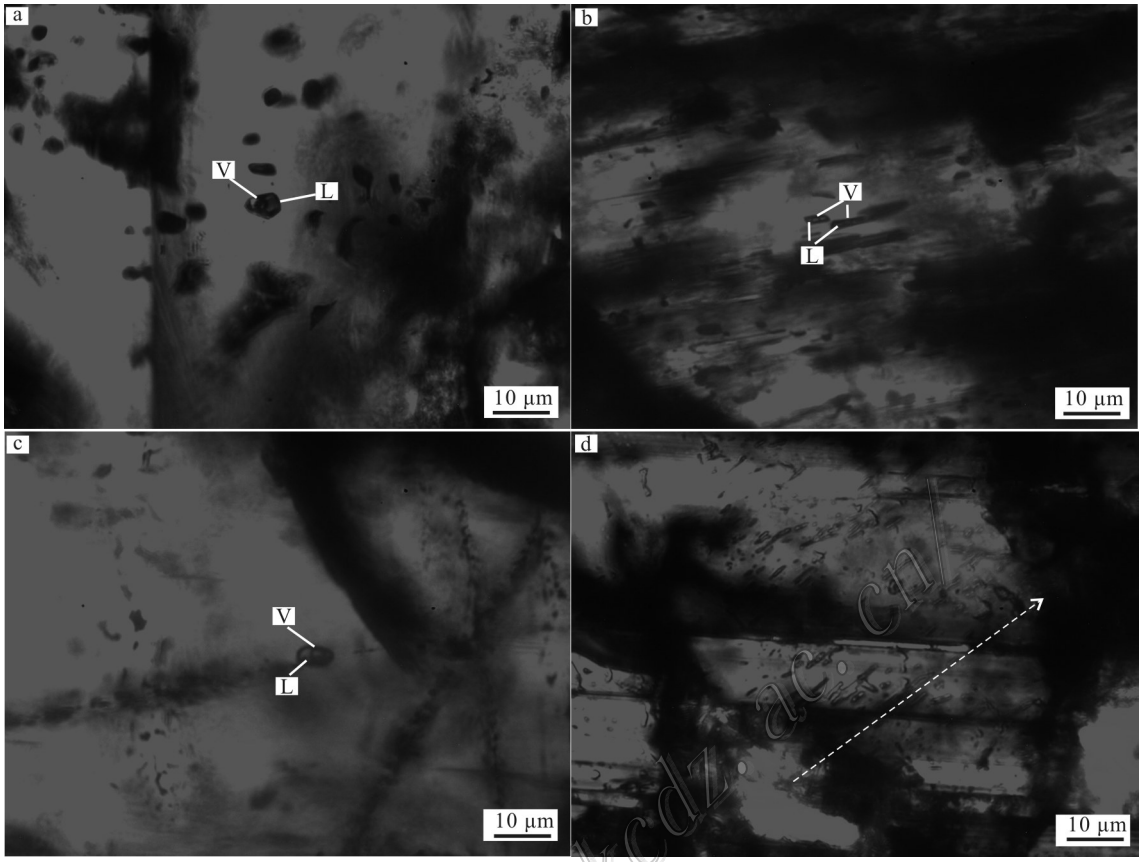

图5 淘锡坑钨矿床黑钨矿中的流体包裹体类型

a. 孤立椭圆形原生两相包裹体;b. 长条状原生两相包裹体;c. 孤立原生两相包裹体与线状排列次生两相包裹体;d. 大量不规则形态、面状排布的次生两相包裹体

Fig.5 Photos of fluid inclusions in wolframite of Taoxikeng tungsten deposit

a.Oval two-phase isolated primary inclusion; b. Strip two-phase primary inclusions; c. Two-phase isolated primary inclusion and linear distribution two-phase secondary inclusions; d. A large number of irregularly shaped and plane spatial distribution two-phase secondary inclusions

http://www.kcdz.ac.cn/

英两相流体包裹体的测温工作,对比不同脉组和矿脉时,选择气液两相的包裹体,共获得数据345个(表3)。

石英流体包裹体均一温度频率直方图显示,温度(未经压力校正)分布范围相当的宽,从100℃到420℃均有分布。外带型石英脉在200~220℃有明显的峰,次峰为140~160℃(图6a);内带型石英脉流体

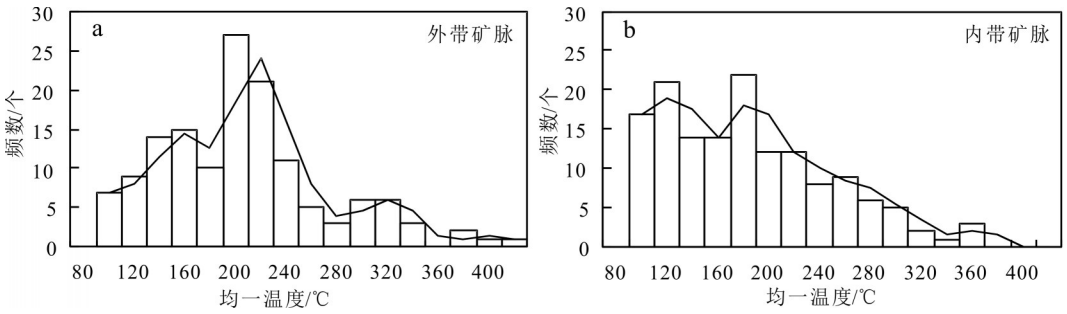

图6 淘锡坑钨矿床内(a)、外带(b)含矿石英脉气液流体包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram of homogenization temperature of gas-liquid inclusions from inner (a) and outer (b) quartz veins in Taoxikeng tungsten deposit

包裹体均一温度主要集中在100~220℃（图6b），反映淘锡坑钨矿内带、外带具有多期成矿特点，但外带成矿温度整体略高于内带。

为了探讨成矿温度在空间上是否具有一定规律，分别对西山V18、枫林坑V7、宝山V11、烂梗子V2脉不同中段的均一温度进行了统计。

对比不同脉组不同矿脉，结果显示包裹体均一温度的分布与整体趋势类似，显示多期成矿的特征。宝山V11温度范围较宽（7a），枫林坑V7、烂梗子V2和西山V18脉显示深部（056中段）的均一温度较低、具多峰值（图7b~d）；在垂向上对比（图8），各矿脉从深部—浅部，V7、V18、V2脉的均一温度在106~156中段出现温度拐点，表现为拐点之下，均一温度由深部向浅部有增高趋势，拐点之上，均一温度由深部向浅部是降低的，而拐点处恰为内外带岩性的接触界面附近，也反映成矿温度在界面附近达到峰值。

黑钨矿流体包裹体的测温结果显示，西山脉组

表3　淘锡坑钨矿床气液两相流体包裹体显微测温结果

Table 3　The microthermometric results of gas-liquid inclusions of Taoxikeng tungsten deposit

脉组	采样位置	寄主矿物	数量	均一温度/℃		冰点/℃		$w(NaCl_{eq})$/%	
				范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
西山	056中段V18	石英	15	118.1~365.9	210.4	−6.0~−1.6	−4.3	2.7~9.2	6.8
	106中段V18	石英	10	105.1~324.7	222.0	−4.5~−0.5	−2.3	0.9~7.2	3.8
	156中段V18	石英	14	110.8~420.7	245.4	−4.7~−0.2	−2.4	0.4~7.4	4.0
	256中段V18	石英	21	127.9~228.7	195.6	−10.1~−2.7	−6.7	4.5~14.0	9.9
	356中段V18	石英	15	103.5~299.6	155.7	−4.5~−0.2	−1.8	0.4~7.2	3.0
	106中段V23	石英	13	147.5~264.2	213.6	−7.7~−0.5	−3.0	0.9~11.3	4.8
	356中段V23	石英	8	108.0~294.8	234.6	−3.5~−1.4	−2.5	2.4~5.7	4.1
	356中段V23	石英	12	105.7~327.4	176.4	−4.7~−2.5	−3.3	4.2~7.1	5.4
	156中段V18	黑钨矿	33	224.8~480.0	311.1	−5.8~−0.4	−2.9	0.7~8.9	4.7
	256中段V14	黑钨矿	25	173.1~324.3	266.5	−4.6~−0.1	−2.4	0.2~7.3	4.0
	256中段V14	黑钨矿（次生）	5	151.3~189.2	162.6	−0.3~−0.1	−0.2	0.2~0.5	0.3
枫林坑	056中段V7	石英	14	92.9~152.2	152.2	−3.4~−0.6	−2.1	1.1~5.6	3.7
	206中段V7	石英	13	130.9~334.5	219.8	−3.4~−0.4	−1.7	0.7~5.6	2.9
	206中段V7	石英	11	129.4~331.1	212.6	−2.6~−0.2	−1.2	0.4~4.3	2.1
	106中段V7	石英	10	133.5~404.5	296.6	−2.8~−0.5	−1.5	0.9~4.6	2.6
	106中段V30	石英	7	120.3~240.8	175.2	−5.0~−0.5	−2.4	0.9~7.9	4.0
	156中段V30	石英	9	133.9~409.3	267.8	−5.0~−0.1	−2.1	0.2~7.9	3.4
烂梗子	056中段V2	石英	7	130.4~239.6	189.8	−5.0~−0.5	−2.4	0.9~8.0	4.0
	056中段V2	石英	14	104.6~265.3	155.0	−9.0~−0.1	−4.1	0.2~12.8	6.3
	106中段V2	石英	22	154.8~307.8	216.5	−5.7~−0.3	−2.9	0.5~8.8	4.7
	156中段V2	石英	13	97.9~307.8	203.9	−3.8~−0.3	−2.1	0.5~6.2	3.4
宝山	006中段V11	石英	21	116.7~360	225.8	−6.0~−0.5	−2.7	0.8~9.2	4.4
	156中段V11	石英	11	107.9~369.9	222.6	−5.0~−0.1	−1.8	0.2~7.9	3.1
	206中段V28	石英	16	151.4~430.9	270.3	−3.9~−0.1	−2.2	0.2~6.3	3.6
内带盲脉	056中段Vn7	石英	13	100.5~249.6	163.0	−4.7~−0.5	−2.0	0.9~7.7	3.4
	056中段Vn3	石英	14	129.7~325.8	237.8	−6.6~−0.3	−3.5	0.5~10.0	5.6
	056中段Vn3	石英	17	105.8~240.3	174.9	−7.0~−0.5	−3.3	0.9~10.5	5.4
	056中段Vn17	石英	25	100.7~340.3	225.4	−10.5~−0.1	−3.3	0.2~14.5	5.1

http://www.kcdz.ac.cn/

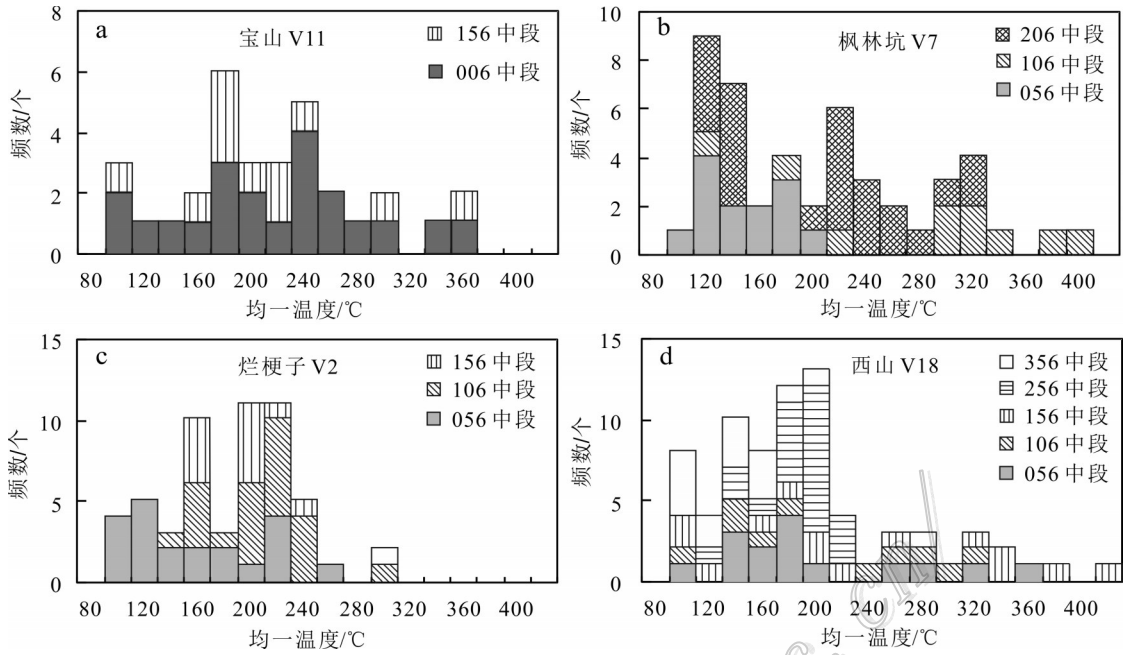

图7 淘锡坑钨矿床不同脉组含矿石英脉气液流体包裹体均一温度直方图

Fig. 7 Histogram of homogenization temperature of gas-liquid inclusions in quartz from different groups in Taoxikeng tungsten deposit

V18的156中段中黑钨矿温度区间相对较小(图9),集中于220~340℃,与共生石英相比,最低均一温度高出约120℃。黑钨矿原生包裹体(V18-156和V14-256)与次生包裹体相比(V14-256次生),显示出3个峰值(图10):第一期峰值在140~180℃,主要为次生包裹体,第二期峰值在160~320℃,第三期峰值480℃,二、三期为原生包裹体温度,极少数温度大于480℃,这与岩相学所观察到的一致。

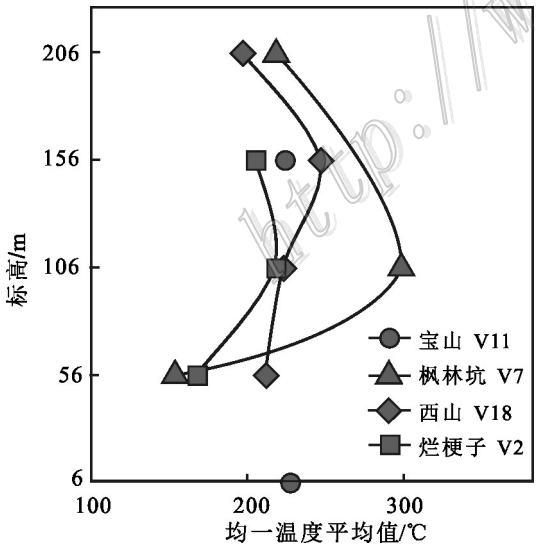

图8 淘锡坑钨矿床不同脉组含矿石英脉气液流体包裹体平均温度垂向变化相关图

Fig. 8 The correlation between the average of temperature and level of gas-liquid inclusions in quartz from different groups in Taoxikeng tungsten deposit

4.2.2 盐度

盐度计算采用NaCl-H_2O体系的冰点-盐度计算公式(Hall et al., 1988):W=0.00+1.78T_m−0.0442T_m^2−

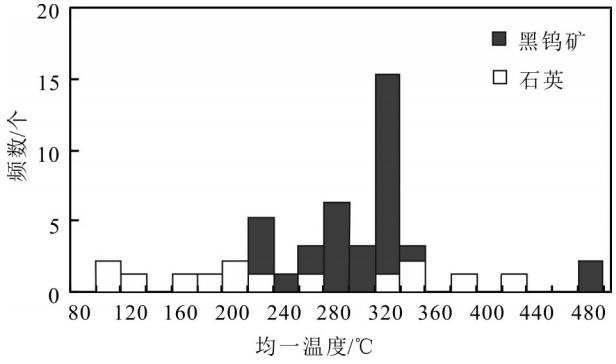

图9 西山脉组156中段V18脉共生黑钨矿和石英流体包裹的均一温度频率直方图

Fig. 9 Histogram of homogenization temperature of inclusions in paragenetic wolframite and quartz from 156 level of V18 vein of Xishan group

http://www.kcdz.ac.cn

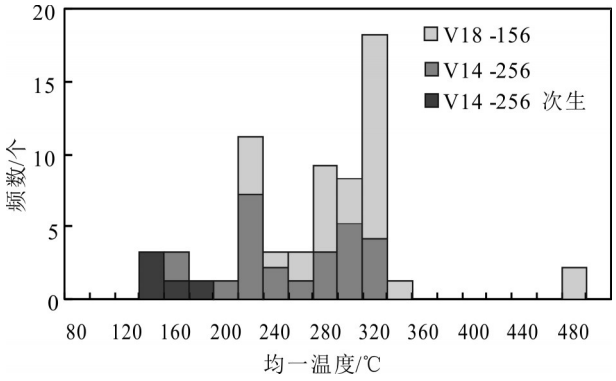

图 10　黑钨矿包裹体均一温度频率直方图

Fig. 10　Histogram of homogenization temperature of inclusions in wolframite

$0.000557T_m^3$（0~23.3%的NaCl溶液）。W为流体的盐度，T_m为冰点下降温度（℃）。

石英中两相流体包裹体的盐度计算结果显示（表3），其盐度$w(NaCl_{eq})$分布在0~14%之间，集中在0~9%之间，表现为主成矿期流体具有中-低盐度特征。

将盐度按照外带、内带石英脉统计，显示外带脉盐度$w(NaCl_{eq})$大部分集中于1%~8%（图11a）；内带石英脉盐度集中于3%~8%（图11b），内带型矿脉盐度整体略高于外带型矿脉。

不同脉组、不同矿脉相比，宝山脉组V11脉中006、156中段盐度相差不大，盐度$w(NaCl_{eq})$变化在0~10%（图12a）；枫林坑脉组V7矿脉具有较低盐度$w(NaCl_{eq})$（0~5%），056中段略高于106、206中段（图12b）；烂埂子V2和西山脉组V18脉（图12c、d），盐度$w(NaCl_{eq})$表现为0~10%和10%~14%两个赋矿区域。对于西山V18脉（图13），以岩体与地层接触面106中段为界，106中段以下以岩体为围岩，盐度由深部向浅部有降低趋势；而106中段以上，以变质砂岩为赋矿围岩，盐度由深部向浅部有升高趋势，这种变化趋势均一温度的变化刚好相反，反应同一矿脉在不同的围岩环境中温度、盐度的变化。

通过红外显微镜下观察测定，黑钨矿包裹体中盐度$w(NaCl_{eq})$为0~8%，除了次生包裹体，一部分原生包裹体也表现出接近0℃的冰点，以中-低盐度成矿流体为特征（图14）。其中西山脉组V18的156中段黑钨矿与共生石英相比，两者差别不大（图15）。

4.3　包裹体成分

4.3.1　单个包裹体分析

激光拉曼探针分析是对单个包裹体非破坏测定最有效的方法（Burke，2001；Yamamoto et al.，2002），可以查明成矿流体的组成特征。选择淘锡坑矿床脉石英中具有代表性、不同类型的流体包裹体进行分析（表4，图16）。拉曼谱图出现宽泛的液相H_2O包络峰、典型的CO_2、H_2、N_2谱峰以及CH_4谱峰，显示淘锡坑矿床纯气相包裹体主要为CO_2和H_2（图16a）；气-液两相包裹体中，气相成分以CO_2为主，并存在还原性气体CH_4和H_2S，以及少量的N_2，液相成分为H_2O为主，有少量CO_2（图16b~d）。

4.3.2　群体包裹体分析

对石英单矿物进行群体包裹体的气液相成分分析，其结果可以代表淘锡坑矿床石英脉形成各阶段流体的整体特征。结果显示（表5）：气相成分主要是H_2O，其次为CO_2，含量变化范围为15.14×10^{-6}~111.91×10^{-6}，CH_4、CO、H_2含量很低，与激光拉曼探针的分析结果基本一致。液相成分中阳离子主要为

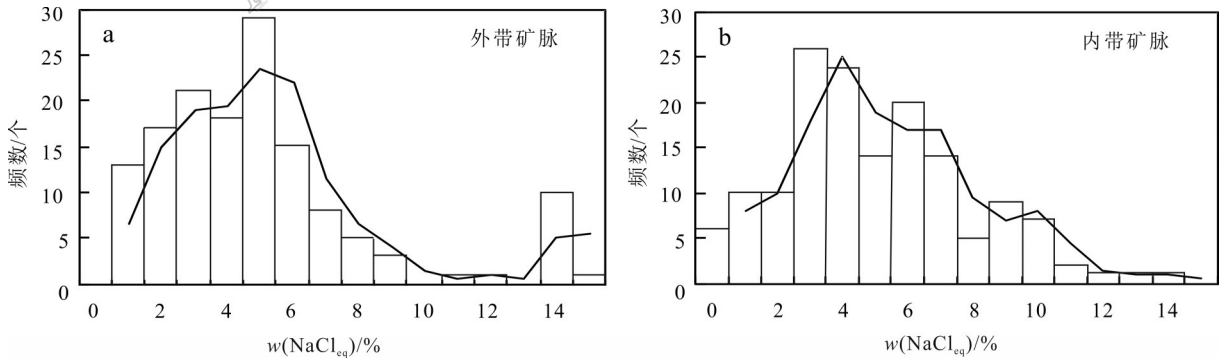

图 11　淘锡坑钨矿床内（a）、外带（b）含矿石英脉气液流体包裹体盐度直方图

Fig. 11　Histogram of salinity of gas-liquid inclusions from inner (a) and outer (b) quartz veins in Taoxikeng tungsten deposit

http://www.kcdz.ac.cn

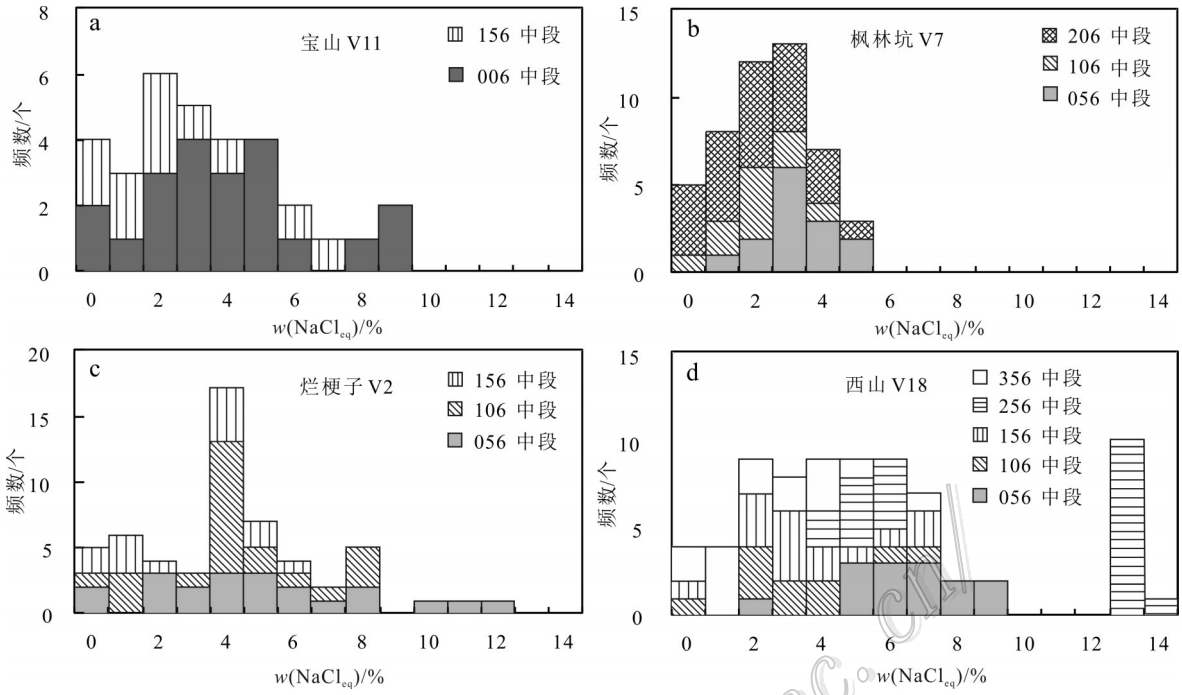

图 12 淘锡坑钨矿床不同矿段含矿石英脉流体包裹体盐度直方图

Fig. 12 Histogram of salinity of gas-liquid inclusions in quartz from different groupsin Taoxikeng tungsten deposit

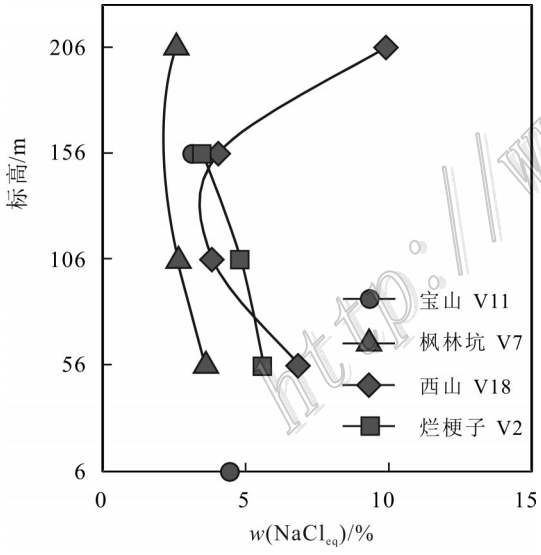

图 13 淘锡坑钨矿床不同矿段含矿石英脉气液流体包裹体平均盐度垂向变化相关图

Fig. 13 The correlation between the average of salinity and level of gas-liquid inclusions in quartz from different groupsin Taoxikeng tungsten deposit

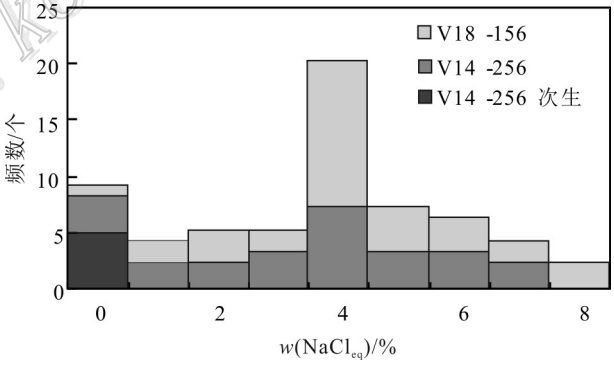

图 14 西山矿段 156 中段 V18 脉共生黑钨矿和石英的盐度频率直方图

Fig. 14 Histogram of salinity of inclusions in paragenetic wolframite and quartz from 156 level of V18 vein of Xishan group

Na^+，其次为 K^+，少量的 Ca^{2+}、Mg^{2+}，呈现 $Na^+ > K^+ > Ca^{2+}$、Mg^{2+}特点，Na^+/K^+介于 0.5×10^{-6}~148×10^{-6}，阴离子以 Cl^-为主，含有少量 SO_4^{2-} 和 F^-，呈现出 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$的特点。因此，成矿流体为富含 CO_2 的 H_2O-CO_2-NaCl体系。

4条典型矿脉中石英包裹体成分随标高的变化情况如图17，不同矿脉中包裹体成分变化不尽相同。气相成分 CO_2、H_2O、液相成分阳离子 Na^+、K^+、Ca^{2+}以及阴离子 Cl^-各表现出不同的分布规律，如V18脉，Na^+和 Cl^-、CO_2 和 Ca^{2+}分别在不同标高变化趋势一

http://www.kcdz.ac.cn

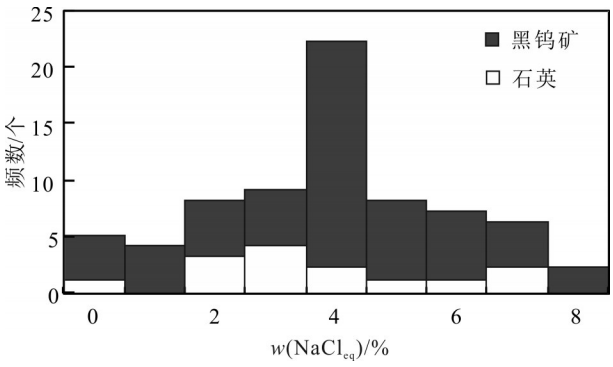

图 15　黑钨矿盐度频率直方图

Fig. 15　Histogram of salinity of inclusions in wolframite

表 4　淘锡坑石英包裹体激光拉曼光谱气相成分（w_B/%）

Table 4　Laser Raman spectra gas phase composition of Taoxikeng tungsten deposit（w_B/%）

序号	CO_2	H_2S	CH_4	N_2	H_2	总和
a	89.8				10.2	100.0
b			11.0		89.0	100.0
c	90.3				9.7	100.0
d	58.4	4.3	8.5	17.9	10.9	100.0

注：a—106 中段 V30 脉石英中气相包裹体；b—356 中段 V23 脉石英中气液两相包裹体；c—106 中段 V30 脉石英中气液两相包裹体；d—356 中段 V23 脉石英中气液两相包裹体

致。对比发现，虽然不同矿脉的包裹体成分的变化规律不一致，但包裹体成分的变化在 106~156m 中段均呈现为明显的变化点，这一特征与微量元素等含量变化是一致，反映在岩体与围岩接触界面附近，成矿的物理化学条件是存在明显差异。

5　讨　论

5.1　成矿流体来源

本次对淘锡坑石英进行了氢氧同位素的测定（表略），内带石英的δD 值变化范围为−76.2‰~−61.6‰，均值为−69.42‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 的变化范围为 0.1‰~5.2‰，组成相近，均值为 3.67‰。外带石英的 δD 值变化范围为−79.6‰~−60.2‰，均值为−71.19‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 的变化范围为 0.7‰~7‰，均值为 4.56‰，内外带氢氧同位素相差不大。

δD-$\delta^{18}O$ 图中（图 18a），$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值偏离正常岩浆水值，发生了明显的“氧漂移”，反映了淘锡坑矿床成矿流体来源于深部岩浆水，且又有向大气降水演化的趋势，即可能有少量大气降水参与混入，与前人研

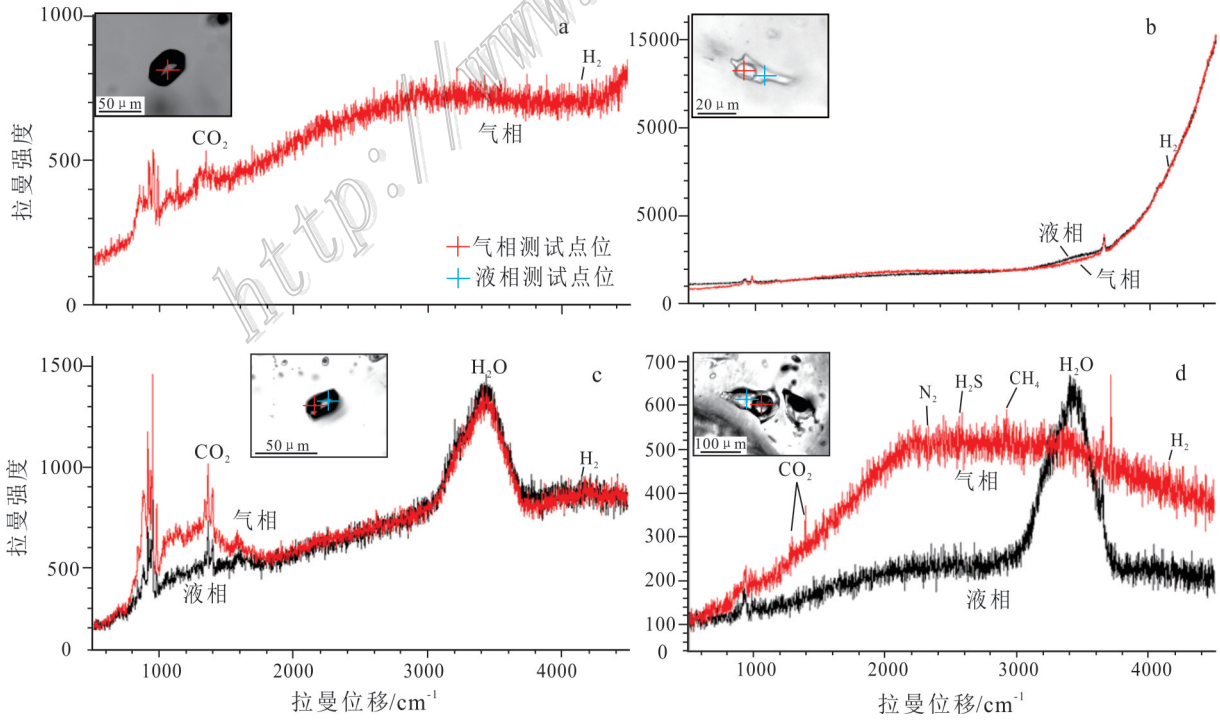

图 16　淘锡坑钨矿主要成矿阶段含矿石英脉流体包裹体拉曼图谱

Table 16　Raman spectra of fluid inclusions in the main ore-forming stage of Taoxikeng tungsten deposit

http://www.kcdz.ac.cn/

表5 淘锡坑钨矿床石英中群体包裹体成分

Table 5 The compositions of mass inclusions in quartz of Taoxikeng tungsten deposit

样品号	w(气相成分)/10^{-6}					w(气相成分)/10^{-6}								
	H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Br^-
056-V18-11	136.73	88.26	≤0.01	≤0.01	≤0.01	≤0.01	1.04	≤0.01	≤0.01	0.02	0.03	1.17	0.64	≤0.01
056-V18-16	166.7	111.91	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.16	1	0.89	0.04	≤0.01	0.02	1.23	0.99	≤0.01
106-V18-8	170.79	15.14	≤0.01	0.17	≤0.01	0.4	0.92	0.19	0.03	0.04	0.03	1.05	0.69	≤0.01
156-V18-7	156.34	103.73	≤0.01	≤0.01	≤0.01	≤0.01	1.48	≤0.01	≤0.01	0.02	0.03	1.53	0.83	≤0.01
206-V18-11	152.13	100.41	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.3	0.91	0.06	0.07	0.03	0.03	1.09	0.87	≤0.01
256-V18-9	130.37	83.24	≤0.01	≤0.01	≤0.01	≤0.01	1.02	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.03	1.35	0.67	≤0.01
56-V2-22	133.94	86.07	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.61	1.61	0.04	0.02	≤0.01	0.03	1.94	0.72	≤0.01
106-V2-7	163.7	109.54	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.32	0.62	0.56	0.02	0.02	0.1	0.92	0.65	≤0.01
156-V2-3	161.6	107.89	≤0.01	≤0.01	≤0.01	1.15	0.58	≤0.01	0.1	0.04	≤0.01	3.01	0.06	≤0.01
056-V7-24	158.28	105.27	≤0.01	≤0.01	≤0.01	1.34	2.17	0.03	0.11	0.04	0.03	2.43	1.07	≤0.01
106-V7-12	157.95	105	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.82	0.86	≤0.01	0.06	≤0.01	0.03	1.08	0.69	≤0.01
156-V7-11	155.62	103.17	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.22	0.75	0.06	0.04	≤0.01	0.03	1.05	0.74	≤0.01
206-V7-7	149.97	98.71	≤0.01	≤0.01	≤0.01	2.68	1.53	1.35	0.41	0.02	0.17	1.85	0.83	≤0.01
056-Vn3-5	115.14	71.23	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.92	1.67	0.78	0.03	0.05	0.16	2.16	0.79	≤0.01
156-Vn3-4	93.7	54.31	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.4	1.86	0.02	0.03	0.02	0.03	2.45	0.84	≤0.01
206-Vn3-16	132.93	85.27	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.61	1.19	0.06	0.09	≤0.01	0.03	1.71	0.66	≤0.01

注:爆裂温度:100~550℃。

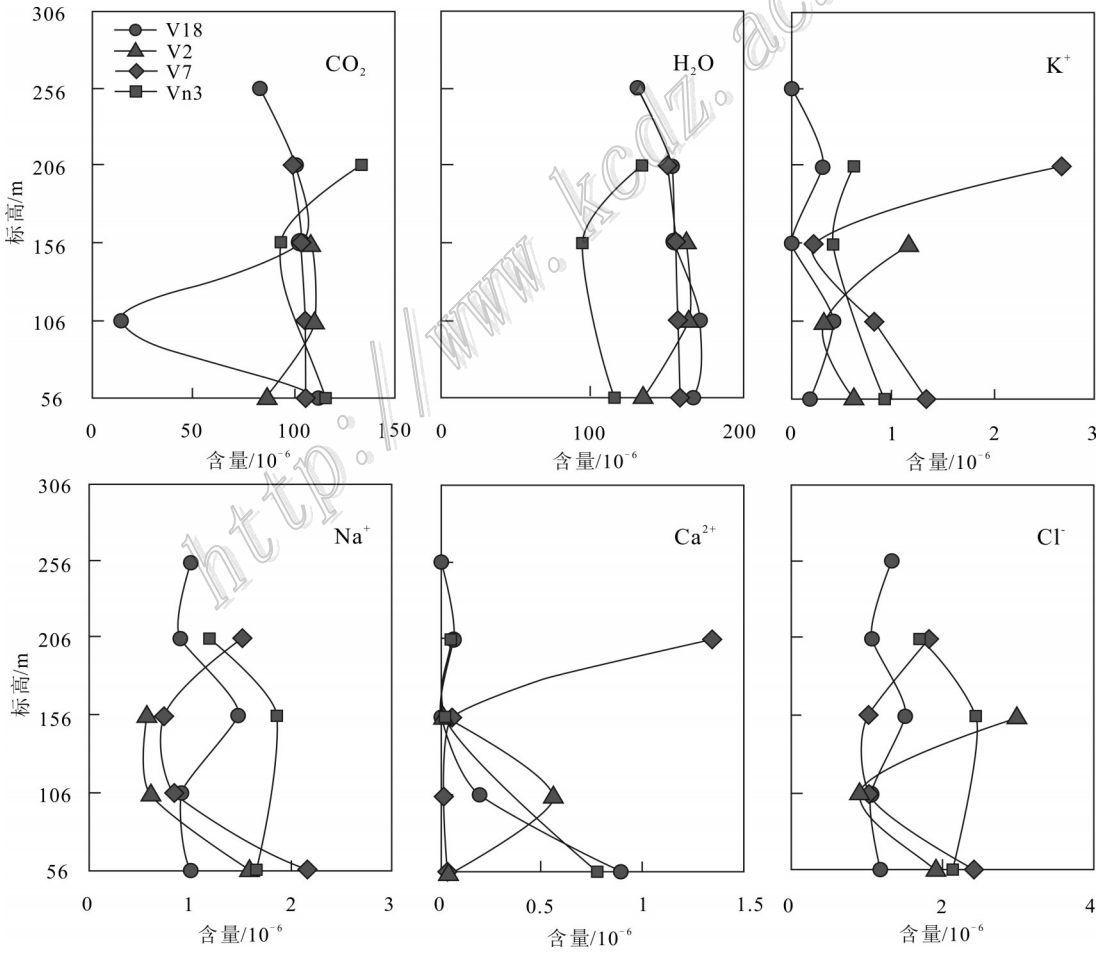

图17 淘锡坑矿床石英中群体包体成分随空间变化趋势图

Fig. 17 The diagram of compositions of mass inclusions in quartz variation with level of Taoxikeng tungsten deposit

http://www.kcdz.ac.cn

究结果反映的总体特征一致（丰成友等，2009；宋生琼等，2011b）。

5.2　流体空间演化

淘锡坑钨矿床不同脉组的代表性矿脉的氧同位素-标高的图解显示（图 18b），各矿段单条石英矿脉由深部到浅部，$\delta^{18}O_{H_2O}$表现出先增大（深部 056 中段→156 中段）后降低（156 中段→浅部 356 中段）的趋势，反映深部以岩浆热液水占优势，而在岩性界面附近开始，大气降水对矿脉的影响逐渐加强。

各个中段流体包裹体均一温度和盐度由底部向上并没有明显连续的渐变规律，各个中段的均一温度、盐度的跨度范围都比较大。不同脉组、不同矿脉之间对比结果均显示出多期成矿的特征，矿床的外带矿脉成矿温度整体略高于内带。各矿脉从深部-浅部，集中于 106→156 中段出现温度拐点，恰巧为内外带岩性的接触界面附近。

不同脉组、不同矿脉的群体包体的气液成分在不同标高含量变化较大，暗示在矿脉形成过程中，热液体系中存在气相成分的变化，各离子与矿物、围岩等因素之间的交换；内带与外带矿脉相比，外带气相 CO_2、H_2O 表现出随标高降低的趋势，这种现象可能说明了流体在岩体深部封闭条件好，而越靠近浅部气相成分发生逸失较多。

5.3　流体不混溶作用与矿质沉淀

淘锡坑石英矿脉主成矿阶段的石英中可见到富液两相 H_2O-NaCl、富气两相 H_2O-NaCl、纯液相 H_2O-NaCl、液相 CO_2 的三相 H_2O-NaCl-CO_2、不含液相 CO_2 的两相 H_2O-NaCl-CO_2 包裹体，以及纯气相 CO_2、含石盐子晶等多种类型的包裹体。这些包裹体常共生在一个平面或者裂隙中，且为原生包裹体（图 4d、e）。由于捕获了混合了 2 个端员的流体：贫 CO_2 的盐水溶液包裹体和纯 CO_2 气相包裹体共生，表现为变化的 CO_2 组分和不同的均一方式（Craw et al.，1993）。Xu 等（1999）从岩相学提到了富 CO_2 体系液态不混溶的几种岩相学现象：一般认为单相富 CO_2 的包裹体与两相水溶液包裹体形成包裹体群或者沿着同一愈合裂隙分布（Hollister et al.，1979；Roedder，1984）；单相 CO_2 包裹体过渡为水溶液包裹体会包含 CO_2 的气泡；富 CO_2 单相包裹体和富水溶液的两相包裹体独立存在于相邻的愈合裂隙中。这几类特征已在本区脉石英包裹体反映。此外，淘锡坑成矿流体为富含 CO_2 的 H_2O-CO_2-NaCl 体系，在不同脉组和矿脉，主成矿期的气液两相包裹体总体上具有较宽的温度和盐度范围，也说明成矿过程中捕获的是非均匀流体相，且经历了原来均一的 H_2O-CO_2-NaCl 流体形成富 CO_2 气相和贫 CO_2 的 NaCl-H_2O 液相，继而发生 CO_2 逸失引起的相分离的不混溶作用。

流体不混溶通过 CO_2 等气相成分的逸失改变了流体环境，是引起金属沉淀的重要机制之一（卢焕章，2011；Higgins et al.，1982；Higgins，1985；Garba et al.，1992；Craw et al.，1993）。Ni 等（2015）对赣南不同钨锡矿集区典型钨矿床的包裹体研究发现，于山成矿带和九连山矿集区流体含有较多的 CO_2，而在崇犹余矿集区 CO_2 含量相对较低。尽管 CO_2 并不是

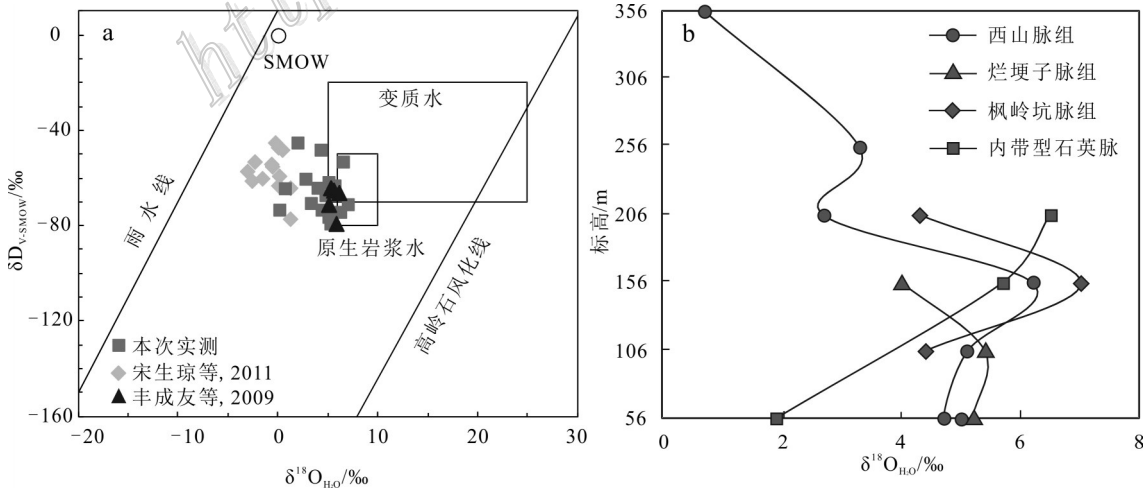

图 18　淘锡坑钨矿区石英氢氧同位素相关图解

Fig. 18　Diagrams of hydrogen and oxygen isotope of Taoxikeng tungsten deposit

http://www.kcdz.ac.cn

形成钨矿的必要条件，但具有一定的成矿意义。例如CO_2可以引起不混溶发生，促进金属络合物分解、作为缓冲剂调节流体的pH值、影响金属搬运和快速堆积（印贤波等，2011）。钨在热液中可能有多种不同的迁移形式（刘英俊，1982；马东升，2009），在Na-Cl-HCl-H_2O热液体系中可能呈简单钨酸或碱性钨酸盐离子对的形式迁移，当达到千分之几的浓度就足以形成钨的热液矿床（Wood et al.,2000）。

上述分析表明，在淘锡坑钨矿床，围岩与岩体接触带是一个重要的界面，也是物理化学条件发生改变的重要界面（池国祥等，1991），是造成淘锡坑矿床内带矿体和外带矿体的成矿条件改变的转折位置。

由于变砂质围岩的屏蔽（阻挡）作用，岩浆自身分异出的富硅质、挥发组分的含矿高温气化-热液不断聚集于岩体突起顶部，当深部隐伏岩体产生巨量的岩浆期后初始均匀的成矿流体突破岩性界面后，由静岩压力状态变到静水压力状态下的两相区，在界面附近流体发生以CO_2逸失引起的富CO_2气相和贫CO_2的NaCl-H_2O液相分离的不混溶作用。随着CO_2等挥发分的逸失，导致成矿流体的组分和性质的演变，使成矿流体浓度升高，含钨的金属络合物发生分解，解析出更多的$(WO_4)^{2-}$，遇到Fe^{2+}、Mn^{2+}结合发生矿质沉淀（王旭东等，2012）。

在这个过程中，钨主要以络阴离子出现，其理想情况应当是形成比较坚固的$(WO_4)^{2-}$络阴离子形式搬运，矿床中矿物包裹体中F、C1等含量较高，脉侧蚀变以云英岩化为主，而且存在较多的黄玉、萤石或电气石，都说明原成矿流体中较富F、Cl、B等挥发组分，因此，部分钨还可能以卤化物WF_6、WCl_6的形式运移。随着流体的运移以及岩突顶部断裂裂隙系统的形成及开放，大气降水混入，使得流体中氧自由离子的数量增多，钨则可能又转变为WO_2F_4、WO_2F_2或$WOCl_4$、WO_2Cl_2等形式，并随成矿流体沿断裂裂隙向减压方向急剧上升，不断的与热液系统中矿物、围岩之间的成分交换，石英群体包体中阴阳离子含量变化也指示了这种流体的成分交换。因此，成矿热液突破岩性界面进而在附近发生CO_2逸失引起的相分离的不混溶作用是形成本矿床主要因素。

6 结 论

（1）淘锡坑矿体主要赋存于中细粒黑云母花岗岩体外接触带的震旦系浅变质砂（板）岩，分为内带石英脉型钨矿体、外带石英脉型钨矿体，矿区具有宝山、西山、烂埂子、枫岭坑4大脉组，具有不同产状和矿物组合，是矿区最大特色。

（2）淘锡坑石英包裹体类型分为H_2O-NaCl型包裹体（Ⅰ型）、H_2O-NaCl-CO_2型包裹体（Ⅱ型）和纯CO_2体系裹体（Ⅲ型）及少量含石盐子晶的多相包裹体。同时捕获贫CO_2的盐水溶液包裹体和纯CO_2气相包裹体，指示矿床流体发生了不混溶作用。

（3）成矿流体为中-低盐度、富含CO_2的H_2O-CO_2-NaCl体系。内、外带石英脉均具有较宽温度和盐度范围，外带均一温度和盐度$w(NaCl_{eq})$集中于200~220℃、1%~6%，内带温度和盐度$w(NaCl_{eq})$集中于100~220℃、3%~7%；黑钨矿包裹体类型为气液两相包裹体。均一温度集中于220~340℃，盐度$w(NaCl_{eq})$为0~8%，以中-低盐度为特征，与共生石英相比差别不大。

（4）不同脉组不同矿脉之间对比结果均显示出多期成矿的特征。在矿脉形成过程中，流体的成分和温度在内外接触带有明显变化，表明岩体与围岩接触界面是造成淘锡坑矿床内带矿体和外带矿体的成矿条件改变的转折点，成矿流体在此附近发生CO_2逸失引起相分离的不混溶作用是成矿的主要因素。

References

Burke E A J. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions[J]. Lithos, 55(1-4):139-158.

Cao X F, Lv X B, He M C, Niu H, Du B F and Mei H. 2009. An infrared microscope investigation of fuid inclusions in coexisting quartz and wolframite: A case study of Yaogangxian quartz-vein wolframite deposit[J]. Mineral Deposits, 28(5): 611-620(in Chinese with English abstract).

Chang H L, Wang X W, Wang X D, Liu J Q and Huang H L. 2007. The composition of melt inclusions in beryl from wolframite-quartz veins in Xihuashan, Jiangxi Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(3):259-268(in Chinese with English abstract).

Chen Z H, Wang D H, Qu W J, Chen Y C, Wang P A, Xu J X, Zhang J J and Xu M L. 2006. Geological characteristics and mineralization age of the Taoxikeng tungsten deposit in Chongyi County, southern Jiangxi Province, China[J]. Geological Bullentin of China, 25(4):496-501(in Chinese with English abstract).

Chen Z H, Wang D H, Liu S B, Wang C H, Xu J X, Zeng Z L and Qu W J. 2008. Neutron activion analysis study on quartz from the Taoxikeng tungsten deposit in southern Jiangxi, China[J]. Acta Geologica Sinica, 82(7):978-985(in Chinese with English abstract).

Chen Z H, Wang D H, Zeng Z L, Zhao B, Chen Y C, Fang G C. 2013. Application of "Five levels+Basement" model for three-dimensional probe and prospecting deposits into depth in Yudu-Ganxian ore concentration of Nanling Region[J]. Geological Review, 4(Supp. 59): 591-592(in Chinese with English abstract).

Chi G X and Lu H Z. 1991. Characteristics of fluid phase separation fields in a depth-temperature coordinate with emphasis on their significance in localization of hydrothermal deposits[J]. Acta Mineralogica Sinica, (4):355-948(in Chinese with English abstract).

Craw D, Teagle D A H and Belocky R. 1993. Fluid immiscibility in late-Alpine gold-bearing veins, Eastern and Northwestern European Alps[J]. Mineralium Deposita, 28(1):28-36.

Fang G C, Chen Z H, Chen Y C, Huang F and Zhao Z. 2011. Characteristics of primary for quartz vein-typetungsten deposits and its implication in locating ore bodies at depth[J]. Geotectonica et Metallogenia, 36(3):406-412(in Chinese with English abstract).

Feng C Y, She H Q, Zhang D Q, Li D X, Dong Y J, Mao J R, Chen X Y, Xu J X, Wu J S, Du H Y, Zeng Z L and Li J W. 2009. Studies of metallogenic rules and assessment of ore prospecting in the conjunction area of Fujian, Guangdong and Jiangxi Province[M]. Beijing: Geology Press. 1-304 (in Chinese).

Garba I and Akande S O. 1992. The origin and significance of non-aqueous CO_2, fluid inclusions in the auriferous veins of Bin Yauri, northwestern Nigeria[J]. Mineralium Deposita, 27(3):249-255.

Guo C L, Wang D H, Chen Y C, Wang Y B, Chen Z H and Liu S B. 2007. Precise zircon SHRIMP U-Pb and quartz vein Rb-Sr dating of Mesozoic Taoxikeng tungsten polymetallic deposit in southern Jiangxi[J]. Mineral Deposits, 26(4):432-442(in Chinese with English abstract).

Guo C L, Lin Z Y, Wang D H, Chen W, Zhang Y, Feng C Y, Chen Z H, Zeng Z L and Cai R Q. 2008. Petrologic characteristics of the granites and greisen and muscovite $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating in the Taoxikeng tungsten polymetallic deposit, southern Jiangxi Province[J]. Acta Geologica Sinica, 82(9): 1274-1284(in Chinese with English abstract).

Guo C L, Chen Y C, Li C B, Chen Z H and Lou F S. 2011. Zircon SHRIMP U-Pb dating, geochemistry Sr-Nd isotopic analysis of the late Jurassic granitoids in the Jiulongnao W-Sn-Pb-Zn ore-concentrated areas in Jiangxi Province and their geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 85(7): 1188-1205(in Chinese with English abstract).

Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H_2O solutions[J]. Econ. Geol., 83(1):197-202.

Higgins N C and Kerrich R. 1982. Progressive ^{18}O depletion during CO_2 separation from a carbon dioxide-rich hydrothermal fluid: Evidence from the Grey River tungsten deposit, Newfoundland[J]. Canadian Journal of Earth Sciences,1990(12): 2247-2257.

Higgins N C. 1985. Wolframite deposition in a hydrothermal vein system:The Grey River tungsten prospect, Newfoundland, Canada[J]. Econ. Geol., 80(5):1297-1327.

Hollister L S, Burruss R C, Henry D L and Hendel E M. 1979. Physical conditions during uplift of metamorphic terranes, as recorded by fluid inclusions[J]. Bull Mineral, 102:555-561.

Huang H L, Chang H L, Li F, Zhang C H, Tan J and Zhou Y. 2012. A comparative study of fluid inclustions from coexisting transparent minerals in Xihuashan tungsten deposit[J]. Mineral Deposits, 31(6):1171-1183(in Chinese with English abstract).

Huang H L, Chang H L, Tan J, Li F, Zhang C H and Zhou Y. 2015. Contrasting infrared microthermometry study of fluid inclusions in coexisting quartz, wolframite and other minerals: A case study of Xihuashan quartz-vein tungsten deposit, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 31(4):925-940(in Chinese with English abstract).

Huang P Z, Wang X, Chen J, Ren M H and Lai G B. 2012. Morphological and geochemical studies of the cassiterite in Taoxikeng tin deposit, southern Jiangxi, China[J]. Geological Review, 58(5): 987-1000(in Chinese with English abstract).

Li J M, Li Y M, Lou F S, Hu Z H, Zhong Q H, Xie M M, Tang F L, Sha M, Yang X H, Liu X Y, Yi Y Q, Hu W J, Zhu Q M, Nie L M, Zhu C J, Wen L X, Zeng Q Q, Huang J C, Lei T H, Xie R F, Gong L X and Li J. 2016. A "Five-storey" style quartz vein wolframite deposit in northern Jiangxi Province: The discovery of the Dongping wolframite deposit and its geological significance[J]. Acta Geoscientica Sinica, 37(3): 379-384(in Chinese with English abstract).

Liu Y J. 1982. Tungsten metallogenic geochemistry[J]. Geology and Exploration, (1):17-25(in Chinese).

Liu Z Q, Liu S B, Liang T, Wang D H, Pei R F, Liang L J, Zhang S D, Liu X L, Peng Y X and Zhong X Y. 2016. Structural analysis of Jiulongnao orefield in Nanling area: A case study on Taoxikeng tungsten deposit[J]. Earth Science Frontiers, 23(4): 148-165(in

http://www.kcdz.ac.cn/

Chinese with English abstract).

Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou X X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusions[M].Beijing: Science Press. 1-485(in Chinese) .

Lu H Z. 2011. Fluids immiscibility and fluid inclusions. Acta Petrologica Sinica, 27(5):1253-1261(in Chinese with English abstract).

Ma D S. 2009. Progress in research on geochemistry of tungsten[J]. Geological Journal of China Universities, 15(1): 19-34(in Chinese with English abstract).

Ni P, Wang X D, Wang G G, Huang J B, Pan J Y and Wang T G. 2015. An infrared microthermometric study of fluid inclusions in coexisting quartz and wolframite from Late Mesozoic tungsten deposits in the Gannan metallogenic belt, South China[J]. Ore Geology Reviews, 65:1062-1077.

Roedder E. 1984. Fluid inclusions[M]. Mineralogical Society of America, 12:1-644.

Shan Q, Liao S P, Lu H Z, Li J K, Yang W B and Luo Y. 2011. Fluid inclusion records from the magmatic to hydrothermal stage: A case study of Qitianling granite pluton[J]. Acta Petrologica Sinica, 27 (5):1511-1520 (in Chinese with English abstract).

Song S Q, Hu R Z, Bi X W, Wei W F and Shi S H. 2011a. Fluid inclusion geochemistry of the Taoxikeng tungsten deposit in southern Jiangxi Province, China[J]. Geochimica, 40(3): 237-248 (in Chinese with English abstract).

Song S Q, Hu R Z, Bi X W, Wei W F and Shi S H. 2011b. Hydrogen, oxygen and sulfur isotope geochemical characteristcs of Taoxikeng tungsten deposit in Chongyi County, southern Jiangxi Province. Mineral deposits, 30(1): 0-10(in Chinese with English abstract).

Wang D H, Tang J X, Ying L J, Chen Z H, Xu J X, Zhang J J, Li S R and Zeng Z L. 2010. Application of "Five levels+Basement" model for prospecting deposits into depth[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 40(4): 733-738(in Chinese with English abstract).

Wang D H, Liu L J, Hou J L, Dai H Z, Yu Y, Dai J J and Tian S H. 2017. A preliminary review of the application of "Five levels + Basement" model for Jiajika-style rare metal deposits[J]. Earth Science Frontiers, 24(5):1-7(in Chinese with English abstract).

Wang G G, Ni P, Zhao K D, Liu J R, Xie G A, Xu J H and Zhang Z H. 2011. Comparison of fluid inclusions in coexisting sphalerite quartz from Yinshan deposit, Dexing, northeast Jiangxi Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 27(5): 1387-1396(in Chinese with English abstract).

Wang Q Y, Lu Y F, Chen Z H, Peng X L and Xiong X F. 2012. Fluid inclusion characteristic and its geological implication of the Taoxikeng tungsten deposit, southern Jiangxi Province[J]. Geology and Mineral Resources of South China, 28(1): 35-44(in Chinese with English abstract).

Wang X D, Ni P, Zhang B S and Wang T G. 2010. Fluid inclusion studies of the Pangushan quartz-vein type tungsten deposit in southern Jiangxi Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 29(5): 539-550 (in Chinese with English abstract).

Wang X D, Ni P, Yuan S D and Wu S H. 2012. Fluid inclusion studies of the Huangsha quartz-vein type tungsten deposit, Jiangxi Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 28(1): 122-132(in Chinese with English abstract).

Wang X D, Ni P, Yuan S D and Wu S H. 2013a. Fluid inclusion studies on coexiting cassiterite and quartz from the Piaotang tungsten deposit, Jiangxi Province, China[J]. Acta Geologica Sinica, 87(6): 850-859(in Chinese with English abstract).

Wang X D, Ni P, Yuan S D and Wu S H. 2013b. Fluid inclusion studies of Dajishan tungsten deposit in Jiangxi Province[J]. Mineral Deposit, 32(2):308-322(in Chinese with English abstract).

Wei W F, Hu R Z, Bi X W, Peng J T, Su W C, Song S Q and Shi S H. 2012. Infrared microthermometric and stable isotopic study of fluid inclusions in wolframite at the Xihuashan tungsten deposit, Jiangxi Province,China[J]. Mineralium Deposita, 47(6):589-605.

Wood S A and Samson I M. 2000. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH, and m_{NaCl}[J]. Econ. Geol., 95(1):143-182.

Xu J X, Zeng Z L, Wang D H, Chen Z H, Liu S B, Wang C H and Ying L J. 2008. A new type of tungsten deposit in southern Jiangxi and the new model of "Five Floors+Basement" for prospecting[J]. Acta Geologica Sinica, 82(7): 880-887(in Chinese with English abstract).

Xu G and Pollard P J. 1999. Origin of CO_2-rich fluid inclusions in synorogenic veins from the eastern Mount Isa Fold Belt, NW Queensland, and their implications for mineralization[J].Mineralium Deposita, 34:395-404.

Xu M L,Gao R G, Zou X P. The tungsten potential assessment report on Taoxikeng mining area, Chongyi County, Jiangxi Province.(Internal Data).

Yamamoto J J, Kagi H, Kaneoka I, Lai Y, Prikhod' ko V S and Arai S. 2002. Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: Implications for the geobarome-

http://www.kcdz.ac.cn/

try of mantle minerals using micro-Raman spectroscopy[J]. Earth and Planetary Science Letters, 198(3-4):511-519.

Yang S Y, Jiang S Y and Zhao K D. 2015. Tourmaline as a recorder of magmatic-hydrothermal evolution: An in situ major and trace element analysis of tourmaline from the Qitianling batholith, South China[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 170:42.

Yin X B, Zhang D H, Wang C S and Zhao G J. 2011. Characteristics of fluid inclusion for typical tungsten, Stannary vein deposit and porphyry molybdenum deposit in China[J]. Jounral of Guilin University of Technology, 31(4): 524-532(in Chinese with English abstract).

Yu Z F, Xu H, Zhu X Y, Wang Y L and Cheng X Y. 2015. Characteristics and evolution of ore forming fluids in Yaogangxian tungsten deposit, Hunan Province[J]. Mineral Deposits, 34(2): 309-320(in Chinese with English abstract).

Zhang D Q, Feng C Y, Li D X, Chen Y C and Zeng Z L. 2012. Fluid inclusions characteristics and ore genesis of Taoxikeng tungsten and tin deposit in Chongyi County, Jiangxi Province[J]. Journal of Jilin University, 42(2):374-383(in Chinese with English abstract).

Zhu Y N and Peng J T. 2015. Infrared microthermometric and noble gas isotope study of fluid inclusions in ore minerals at the Woxi orogenic Au-Sb-W deposit, western Hunan, South China[J]. Ore Geology Reviews, 65:55-69.

附中文参考文献

曹晓峰, 吕新彪, 何谋春, 牛宏, 杜保峰, 梅徽. 2009. 共生黑钨矿与石英中流体包裹体红外显微对比研究——以瑶岗仙石英脉型钨矿床为例[J]. 矿床地质, 28(5):611-620.

常海亮, 汪雄武, 王晓地, 刘家齐, 黄惠兰. 2007. 西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中熔融包裹体的成分[J]. 岩石矿物学杂志, 26(3):259-268.

陈郑辉, 王登红, 屈文俊, 陈毓川, 王平安, 许建祥, 张家菁, 许敏林. 2006. 赣南崇义地区淘锡坑钨矿的地质特征与成矿时代[J]. 地质通报, 25(4):496-501.

陈郑辉, 王登红, 刘善宝, 王成辉, 许建祥, 曾载淋, 屈文俊. 2008. 赣南淘锡坑钨矿的石英中子活化分析研究[J]. 地质学报, 82(7): 978-985.

陈郑辉, 王登红, 曾载淋, 赵斌, 陈毓川, 方贵聪. 2013. "五层楼+地下室"模式在南岭于都-赣县矿集区立体探测与深部成矿预测中的实践[J]. 地质论评, 4(59): 591-592.

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[J]. 矿物学报, (4):355-948.

方贵聪, 陈郑辉, 陈毓川, 黄凡, 赵正. 2012. 石英脉型钨矿原生晕特征及深部成矿定位预测—以赣南淘锡坑钨矿 11 号脉为例[J]. 大地构造与成矿学, 36(3):406-412.

丰成友, 佘宏全, 张德全, 李大新, 董英君, 毛建仁, 陈祥云, 许建祥, 吴建设, 杜海燕, 曾载淋, 李进文. 2009. 闽粤赣邻接区主要金属矿床的成矿规律及找矿评价[M]. 北京:地质出版社. 1-304.

郭春丽, 王登红, 陈毓川, 王彦斌, 陈郑辉, 刘善宝. 2007. 赣南中生代淘锡坑钨矿区花岗岩锆石SHRIMP年龄及石英脉Rb-Sr年龄测定[J]. 矿床地质, 26(4):432-442.

郭春丽, 蔺志永, 王登红, 陈文, 张彦, 丰成友, 陈郑辉, 曾载淋, 蔡汝青. 2008. 赣南淘锡坑钨多金属矿床花岗岩和云英岩岩石特征及云英岩中白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$定年[J]. 地质学报, 82(9): 1274-1284.

郭春丽, 陈毓川, 黎传标, 陈郑辉, 楼法生. 2011. 赣南晚侏罗世九龙脑钨锡铅锌矿集区不同成矿类型花岗岩年龄、地球化学特征对比及其地质意义[J]. 地质学报, 85(7):1188-1205.

黄惠兰, 常海亮, 李芳, 张春红, 谭靖, 周云. 2012. 西华山钨矿床共生透明矿物与不透明矿物中流体包裹体的对比研究[J]. 矿床地质, 31(6):1171-1183.

黄惠兰, 常海亮, 谭靖, 李芳, 张春红, 周云. 2015. 共生黑钨矿与石英等多种矿物中流体包裹体的红外显微测温对比研究——以江西西华山石英脉钨矿床为例[J]. 岩石学报, 31(4):925-940.

黄品赟, 汪相, 陈洁, 任名华, 赖光兵. 2012. 赣南淘锡坑锡矿床中锡石晶体形态学和地球化学研究[J]. 地质论评, 58(5):987-1000.

李吉明, 李永明, 楼法生, 胡正华, 钟起泓, 谢明明, 唐峰林, 沙珉, 杨细浩, 刘细元, 易永清, 胡文洁, 朱庆敏, 聂龙敏, 朱昌杰, 文亮先, 曾庆权, 黄建村, 雷天浩, 谢瑞丰, 龚良信, 李倩. 2016. 赣北发现"五层楼"式石英脉型黑钨矿矿床——东坪黑钨矿矿床的发现及其地质意义[J]. 地球学报, 37(3):379-384.

刘英俊. 1982. 论钨的成矿地球化学[J]. 地质与勘探, (1):17-25.

刘战庆, 刘善宝, 梁婷, 王登红, 裴荣富, 梁力杰, 张树德, 刘小林, 彭瑜勋, 钟先源. 2016. 南岭九龙脑矿田典型矿床构造解析:以淘锡坑钨矿床为例[J]. 地学前缘, 23(4):148-165.

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. 1-485.

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

马东升. 2009. 钨的地球化学研究进展[J]. 高校地质学报, 15(1):19-34.

单强, 廖思平, 卢焕章, 李建康, 杨武斌, 罗勇. 2011. 岩浆到热液演化的包裹体记录——以骑田岭花岗岩体为例[J]. 岩石学报, 27(5):

http://www.kcdz.ac.cn/

1511-1520.

宋生琼, 胡瑞忠, 毕献武, 魏文凤, 石少华. 2011a. 赣南淘锡坑钨矿床流体包裹体地球化学研究[J]. 地球化学, 40(3):237-248.

宋生琼, 胡瑞忠, 毕献武, 魏文凤, 石少华. 2011b. 赣南崇义淘锡坑钨矿床氢-氧-硫同位素地球化学研究[J]. 矿床地质, 30(1): 0-10.

王登红, 唐菊兴, 应立娟, 陈郑辉, 许建祥, 张家菁, 李水如, 曾载淋. 2010. "五层楼+地下室"找矿模型的适用性及其对深部找矿的意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 40(4): 733-738.

王登红, 刘丽君, 侯江龙, 代鸿章, 于扬, 代晶晶, 田世洪. 2017. 初论甲基卡式稀有金属矿床"五层楼+地下室"勘查模型[J]. 地学前缘, 24(5):1-7.

王国光, 倪培, 赵葵东, 刘家润, 解国爱, 徐积辉, 张志辉. 2011. 江西银山铅锌矿床闪锌矿与石英流体包裹体的对比研究[J]. 岩石学报, 27(5):1387-1396.

汪群英, 路远发, 陈郑辉, 彭相林, 雄险峰. 2012. 赣南淘锡坑钨矿床流体包裹体特征及其地质意义[J]. 华南地质与矿产, 28(1):35-44.

王旭东, 倪培, 张伯声, 王天刚. 2010. 江西盘古山石英脉型钨矿床流体包裹体研究[J]. 岩石矿物学杂志, 29(5):539-550.

王旭东, 倪培, 袁顺达, 吴胜华. 2012. 江西黄沙石英脉型钨矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 28(1):122-132.

王旭东, 倪培, 袁顺达, 吴胜华. 2013a. 赣南漂塘钨矿锡石及共生石英中流体包裹体研究[J]. 地质学报, 87(6):850-859.

王旭东, 倪培, 袁顺达, 吴胜华. 2013b. 江西大吉山钨多金属矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 32(2):308-322.

许建祥, 曾载淋, 王登红, 陈郑辉, 刘善宝, 王成辉, 应丽娟. 2008. 赣南钨矿新类型及"五层楼+地下室"找矿模型[J]. 地质学报, 82(7):880-887.

徐敏林, 高贵荣, 邹小平. 2005. 江西省崇义县淘锡坑矿区钨矿资源潜力评价报告. 内部资料.

印贤波, 张德会, 王晨昇, 赵关健. 2011. 中国典型脉型钨、锡矿床和斑岩钼矿流体包裹体特征[J]. 桂林理工大学学报, 31(4):524-532.

于志峰, 许虹, 祝新友, 王艳丽, 程细音. 2015. 湖南瑶岗仙钨矿床成矿流体演化特征研究[J]. 矿床地质, 34(2):309-320.

张大权, 丰成友, 李大新, 陈毓川, 曾载淋. 2012. 江西省崇义县淘锡坑钨锡矿床流体包裹体特征及矿床成因[J]. 吉林大学学报:地球科学版, 42(2):374-383.

http://www.kcdz.ac.cn/