

# 赣南地区石英脉型钨矿成矿流体特征<sup>\*</sup>

周龙全, 李光来, 唐 傲, 苏 晔

(东华理工大学核资源与环境省部共建国家重点实验室培育基地, 南昌 330013)

**摘要:**赣南是我国钨矿床最密集的地区, 尤以石英脉型钨矿最为发育。本文通过分析近年来该区石英脉型钨矿流体包裹体类型、流体包裹体特征、显微测温、激光拉曼光谱等方面的最新成果, 结合碳、氢、氧及锆同位素的研究成果, 探讨赣南石英脉型钨矿的流体特征, 重点探讨石英脉型钨矿形成过程中的流体演化。认为赣南石英脉型钨矿成矿流体主要来源于岩浆水, 流体演化始于高温高盐度的岩浆—热液过渡阶段, 与黑钨矿沉淀密切相关的流体温度主要集中于 260~360 ℃, 盐度主要集中于 4~9 wt% NaCl eq., 属中—低盐度、富含 SiO<sub>2</sub>、挥发组分及多种成矿元素的热液体系; 矿质主要以流体沸腾和混合作用为主, 自然冷却仅为少数矿床的主要矿石沉淀机制。

**关键词:**石英脉型钨矿; 成矿流体; 赣南地区

**中图分类号:** P611

**文献标识码:** A

**文章编号:** 2096-1871(2016)02-136-11

南岭是中国乃至世界上钨锡稀有金属的重要产地, 空间上具有“东钨西锡”的特点, 即南岭东段以钨矿为主, 中段钨锡矿并重, 西段以锡矿为主<sup>[1]</sup>。其中赣南地区以石英脉型钨矿的密集产出为特征, 且还发育矽卡岩型、云英岩型、伟晶岩型、破碎带型等多种类型的钨矿床, 是世界著名的钨矿集区, 素有“世界钨都”的美誉, 该区发育的石英脉型钨矿在中国乃至世界范围内具有代表性。

对热液矿床而言, 成矿流体是成矿元素活化、迁移乃至沉淀的重要媒介<sup>[2-3]</sup>, 长期以来其性质、来源及演化历史一直是矿床学研究的重要内容<sup>[2-9]</sup>。随着现代测试技术的不断发展, 一些学者已不满足于利用透明矿物的显微测温、爆裂法测温、C-H-O 稳定同位素、显微激光拉曼光谱分析等常规手段研究成矿流体, 不透明矿物流体包裹体的红外显微镜研究成了研究成矿流体不可或缺的技术手段<sup>[10-13]</sup>。在新技术条件下, 赣南石英脉型钨矿成矿流体方面的研究取得了突破性进展, 积累了大量研究资料<sup>[12-34]</sup>。本文收集近年来赣南石英脉型钨床成矿流体的研究成果, 总结该区石英脉型钨矿成矿流体的物理化学特征, 探讨该类矿床成矿的流体演化特征。

## 1 地质背景及矿床分布

赣南位于欧亚板块与滨西太平洋板块消减带内侧华夏板块的罗霄褶皱带中部, 晚古生代诸广—武夷隆起与粤北拗陷过渡带, 属滨太平洋构造域中生代构造带的南东部, 次级构造单元为南岭纬向构造带东段与武夷山北东—北北东向构造带南段的复合部位<sup>[35]</sup>。该区构造变形强烈, 褶皱、断裂发育, 特别是中生代以来发生了多期次、多性质、多方向的挤压和拉张, 形成了武夷、罗霄、万洋三条规模巨大的北东—北北东向隆起带和桂东—兴国—石城、郴州—崇义—会昌、韶关—三南—寻乌三条东西向构造—岩浆—成矿带。研究区基底为震旦—志留纪碎屑岩和变碎屑岩, 盖层为从泥盆纪到三叠纪的碳酸盐岩、泥灰岩夹碎屑岩, 而侏罗—白垩纪发育的地层以断裂盆地中的碎屑岩、火山岩和红层为代表<sup>[36]</sup>。晚古生代、寒武系、泥盆系地层是钨的重要矿源层, 多时代钨的矿源层的存在是控制该区钨矿床形成的主要因素之一<sup>[37]</sup>。

该区花岗质岩体出露众多, 以燕山期花岗岩最为发育, 具有多期多阶段成岩特点。石英脉型钨矿

\* 收稿日期: 2015-07-11 改回日期: 2015-12-30 责任编辑: 汪建宁

基金项目: 国家自然科学基金项目(41302053), 博士启动资金(DHBK201120)资助。

第一作者简介: 周龙全, 1987 年生, 男, 研究生, 矿产普查与勘探专业。

通讯作者简介: 李光来, 1983 年生, 讲师, 硕士生导师, 主要从事花岗岩与成矿作用研究。

的形成时代多集中于 160~150 Ma<sup>[1,36,38-39]</sup>。与钨矿关系密切的花岗岩类主要为改造型,少数为同熔型<sup>[40]</sup>,而石英脉型钨矿多与燕山早期隐伏的高演化花岗岩体有密切成因联系,这类花岗岩的形成时代多集中于 165~150 Ma<sup>[41-42]</sup>,石英脉型钨矿床主要分布于崇—犹—余矿集区、于山矿集区以及三南矿集区,著名的石英脉型钨矿有西华山、漂塘、茅坪、荡坪、盘古山、黄沙、大吉山等钨矿床。

根据脉幅大小石英脉型钨矿床分为石英大脉型和细脉带型,根据矿体产出位置又可分为内带型、内外带型及外带型三种类型。石英脉型钨矿的矿体一般呈脉状产于震旦系、寒武系、泥盆系地层和燕山期花岗岩体中,围绕成矿岩体的内外接触带成群成带产出,矿脉常见波状弯曲、膨大缩小、分支复合等现象,由于受不同构造控制,矿脉常呈叠瓦状、雁行、人字型等成群分布<sup>[38]</sup>。大部分矿脉有“上部扩散,下部收敛”的特征,剖面上形如一把打开的纸扇,“扇根”多插入花岗岩中,并逐渐尖灭。发育完全的矿床在垂向上具有“五层楼”矿化模式,如漂塘钨矿、木梓园钨矿、茅坪钨矿、锯板坑钨矿,在一些石英脉型钨矿床的“五层楼”下部常有“地下室”钨矿床发育于隐伏岩体的顶部,典型的矿例有茅坪钨矿、铁山垅钨矿、樟东坑钨矿、淘锡坑钨矿等。

## 2 流体包裹体研究

### 2.1 流体包裹体特征

根据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等研究成果<sup>[2,6]</sup>,赣南石英脉型钨矿床的流体包裹体可分为五种类型:气液两相水溶液包裹体(I型)、单相包裹体(II型)、富CO<sub>2</sub>的三相包裹体(III型)、含子矿物包裹体(IV型)、熔融包裹体(V型)(表1)。比较而言,石英、黄玉中的流体包裹体类型较丰富,I型和II型包裹体普遍较发育,部分发育III型和IV型包裹体,而绿柱石、萤石、锡石、黑钨矿中的流体包裹体类型相对较为单一,以发育I型包裹体为主,仅少数矿床流体包裹体中发现子矿物,且发育数量较少,主要为石盐、方解石和含钨酸根矿物<sup>[12,17,23,26]</sup>。研究表明,绿柱石除了大量发育I型包裹体外,还发育V型包裹体<sup>[14]</sup>。III型包裹体在不同矿区的发育程度不同,主要发育于石英和黄玉中。各寄主矿物中的包裹体粒径变化范围为0.5~64 μm,绝大多数为5~25 μm,绝大多数气相百分数为5%~45%,包裹体形状多呈不规则形、圆形、椭圆形、长管状,少数呈寄主矿物的负晶形,多呈孤立、成群、沿生长环带生长、串珠状

等分布,往往多世代的包裹体共存于同一矿脉中。

### 2.2 流体包裹体均一温度

赣南部分石英脉型钨矿床流体包裹体均一温度如表1。对不同或同一矿床的矿化阶段划分总体上可归纳为硅酸盐—氧化物石英脉阶段、氧化物—硫化物—石英脉阶段、碳酸盐阶段。赣南地区石英脉型钨矿不同矿物中包裹体均一温度范围为70~435℃<sup>[12-34]</sup>,其中,硅酸盐—氧化物阶段的包裹体均一温度主要集中于220~360℃之间;除新安子钨矿氧化物—硫化物阶段包裹体均一温度处于较高温度(260~300℃)外,大多数矿床主要为150~260℃;而碳酸盐阶段包裹体均一温度相对较低,一般在230℃以下。在均一温度直方图中(图1),与黑钨矿共生的石英中的流体包裹体均一温度变化较大,部分矿床集中在较明显的两个及以上的温度区间。如木梓园钨矿,均一温度集中于180~240℃和260~300℃;盘古山钨矿均一温度集中于160~220℃和300~320℃;茅坪钨矿均一温度集中于190~250℃和300~360℃;新安子钨矿均一温度集中于180~230℃、260~300℃和320~360℃,其中,均一温度的高温区基本上处于硅酸盐—氧化物阶段,低温间处于氧化物—硫化物阶段。

黑钨矿中流体包裹体的均一温度变化范围为185~412℃,除盘古山均一温度峰值集中于240~280℃外,大部分均一温度峰值主要位于260~360℃,且黑钨矿、锡石、黄玉中包裹体的均一温度总体高于石英的均一温度(图1),在较高温度(260~412℃)阶段可见黑钨矿、锡石、黄玉多在硅酸盐—氧化物—石英脉阶段大规模结晶,且黑钨矿、锡石、黄玉中流体包裹体均一温度相对石英变化较小,其中锡石、黄玉中流体包裹体的均一温度处于相对狭窄范围内(290~360℃),说明锡石、黄玉相对黑钨矿、石英而言结晶持续的时间较短,而不同矿物中流体包裹体均一温度存在差异,这种差异主要可能由于所处的“结晶时段”不同,而非矿物形成后的影响<sup>[2,43]</sup>。石英是长期结晶的“贯穿性”矿物,其包裹体记录了流体较长时间的演化历史,同时与其它矿物相比,石英在应力作用和流体改造下更易遭受破坏,其流体包裹体的均一温度显示较大的变化范围,因此其形成温度并不能准确代表黑钨矿形成温度<sup>[10,28]</sup>,相比之下,黑钨矿、锡石、黄玉流体包裹体中的均一温度处于相对狭窄且温度较高的范围内,较石英而言遭受改造程度小并能较多地保存原生包裹体<sup>[28]</sup>,且在主成矿期间大量形成的矿石矿物(多

表 1 赣南石英脉钨矿床流体包裹体特征

Table 1 Fluid inclusion characteristics of quartz-vein type tungsten deposits in southern Jiangxi Province

矿区	成矿阶段(寄主矿物)	均一温度(峰值)/℃	盐度(峰值)/wt%	包裹体气液成分分析	来源
西华山	硅酸盐-氧化物(绿柱石)	>520		富含 H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> S、CH <sub>4</sub>	[14]
	(黑钨矿)	239~380(320~370)	3.8~13.7(4~9)		
	硅酸盐-氧化物(石英)	236~325(240~320)	1.2~8.1(1.5~7)	富含 H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub>	[15]
	硫化物(石英)	177~241(180~230)	0.5~5.1	H <sub>2</sub> O	
漂塘	锡石-黑钨矿-石英脉(锡石)	316~380(320~370)	5.4~9.3(8~9)		[23]
	锡石-黑钨矿-石英脉(石英)	162~309(170~210,320~370)			
	(黑钨矿)	280~390(320~370)	4.6~8.9(6~9)		[13]
	黑钨矿-锡石-硫化物-石英脉(石英)	(180~190,230~279)	0.4~8.1,0.5~9.1	H <sub>2</sub> O	[19]
木梓园	黑钨矿-石英脉(石英)	(170~240,260~340)	0.5~7.9(3~8)	H <sub>2</sub> O	[21]
	辉钼矿-石英脉(石英)	185~321	7.5~7.8		
	黑钨矿-辉钼矿-自然铋-石英脉(石英)	138~246	7.3	H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CO、N <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 、H <sub>2</sub>	[33]
	黑钨矿-锡石-硫化物-石英脉(石英)	105~223	5.7~7.4		
黄沙	碳酸盐-萤石-石英脉(萤石)	72~144	3~5.3		
	黑钨矿-石英脉(石英)	256~351(270~340)	1.4~8(4~8)	富含 H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> ,少量 N <sub>2</sub>	[21]
	硫化物-[黑钨矿]-石英脉(石英)	160~266(190~240)	0.4~6.3(1~7)	含 H <sub>2</sub> O 和少量 CH <sub>4</sub>	
	(黑钨矿)	240~366(240~340)	3.1~8.0(3~7)		[13]
盘古山	辉铋矿-黑钨矿-石英脉(石英)	221~353(250~330)	1.8~7.5(3~6)		
	[辉铋矿]-黑钨矿-石英脉(石英)	150~299(150~220)	0.4~7.2(3~6)	富含 H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub>	[20]
	(黑钨矿)	317~340	6.2		
	硅酸盐-氧化物(黄玉)	184~349(320~340)	6.7~11.3(8~11)		
新安子	硅酸盐-氧化物(石英)	(320~360)		H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub>	[29]
	氧化物-硫化物(石英)	(260~300)	3.4~14.2(5~10)		
	碳酸盐阶段(石英)	(180~230)			
	(黑钨矿)	320~412	4~12		[25]
茅坪	锡钨石英脉(锡石)	280~330(290~330)	5.7~9.5		
	锡钨石英脉(黄玉)	270~380(310~360)	8.7~12.7		
	锡钨石英脉(石英)	120~380(290~380)	4.1~9.5	H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CO、N <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 、H <sub>2</sub>	[34]
	锡钨石英脉(萤石)	(170~210,280~330)	1.2~8.5		
	钨[锡]硫化物石英脉(石英)	80~370(150~230,290~350)	2.2~9.3		
	钨[锡]硫化物石英脉(萤石)	70~240(110~130,190~220)	5.7~8.1		
淘锡坑	硅酸盐-氧化物(黑钨矿)	185~355(280~320)	6.5~10.9(8~10)		
	硅酸盐-氧化物(石英)	115~420(220~380)	0.2~10.2(0~4.5)	富含 CO <sub>2</sub> ,少量 CH <sub>4</sub>	[26]
	氧化物-硫化物(石英)	125~345(160~260)	0.6~7.6(2.5~7)	含少量 CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub>	
	碳酸岩(萤石)	109~227(140~200)	0.2~4.7(2.5~4)		
大吉山	(黑钨矿)	240~369(260~300)	4.3~9.0(6~9)		
	黑钨矿-石英脉(石英)	170~303(200~260)	0.2~8.8(6~9)	富含 H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 、N <sub>2</sub>	[13]
荡坪	(黑钨矿)	240~369(280~320)	4.3~9.0(7~9)		
	黑钨矿-石英脉(石英)	180~282(220~280)	4.5~8.5(5~8)	富含 H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 、N <sub>2</sub>	

为不透明矿物)记载了成矿流体的最佳成矿信息<sup>[10]</sup>。因此,该区黑钨矿中的包裹体更真实地反应了矿床中钨的形成条件,说明赣南地区石英脉型钨矿床钨成矿的主要温度集中于 260~360℃。

2.3 爆裂法测温

一般认为爆裂温度代表成矿温度的上限,是获取爆裂温度最快捷的方法。盘古山黑钨矿的爆裂温度为 240~330℃,石英的爆裂温度为 290~350℃,

较矿脉石英中的均一温度 185~325℃略高<sup>[44]</sup>;大吉山钨矿共测得 238 个爆裂温度,温度范围为 258~494℃,主要集中于 350~400℃,此外还有 28 个数据>500℃,相比于石英中包裹体的均一温度范围(84~324℃)高很多,其爆裂曲线显示多个爆裂缝<sup>[17-18]</sup>。爆裂温度指示石英脉型钨矿具有较高的温度上限,多个爆裂缝的存在则可能反映了流体活动的多期多阶段性特征。

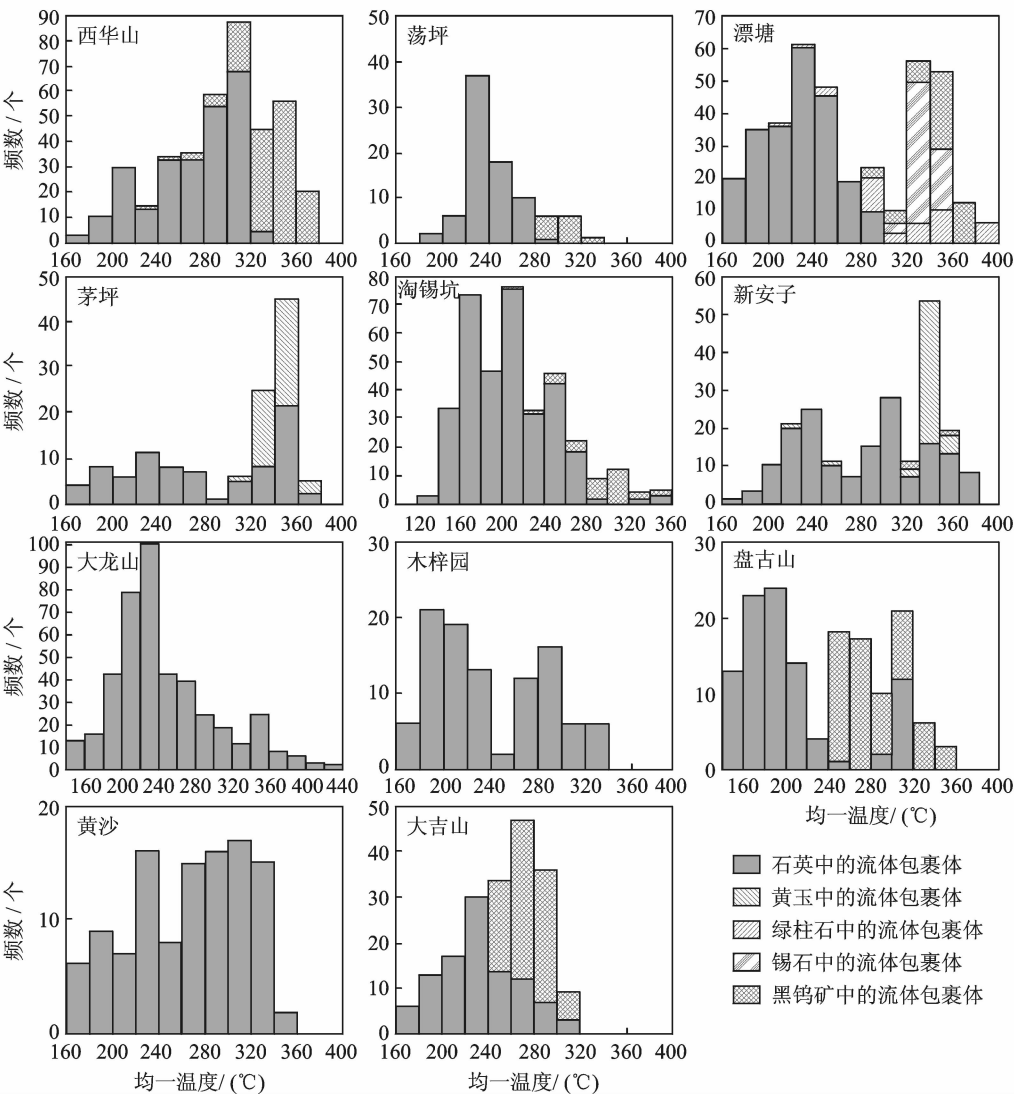


图 1 赣南石英脉型钨矿流体包裹体均一温度直方图

Fig. 1 Homogenization temperature histograms of fluid inclusions of quartz-vein type tungsten deposits in southern Jiangxi Province

西华山数据<sup>[12]</sup>;荡坪、盘古山及大吉山数据<sup>[13]</sup>;漂塘数据<sup>[13,27,28]</sup>;茅坪数据<sup>[25]</sup>;淘锡坑数据<sup>[26]</sup>;新安子数据<sup>[29]</sup>;大龙山数据<sup>[32]</sup>;木梓园数据<sup>[21]</sup>;黄沙数据<sup>[22]</sup>。

2.4 流体包裹体盐度、密度及压力

石英脉型钨矿成矿流体的盐度范围为 0.18~14.2 wt%NaCl eq. (表 1),显示其具有中—低盐度的特点。其中石英中流体包裹体的盐度峰值主要集中于 4~8 wt%NaCl eq.,黄玉中流体包裹体的盐度峰值主要集中于 6~11 wt%NaCl eq.,绿柱石中流体包裹体的盐度峰值主要集中于 1~3 wt%NaCl eq.,黑钨矿中流体包裹体的盐度峰值主要集中于 4~9 wt%NaCl eq.,锡石中流体包裹体的盐度峰值主要集中于 8~9 wt%NaCl eq. (图 2),说明黄玉、锡石、黑钨矿中流体的盐度略高于石英、绿柱石中流体的盐度,且黑钨矿成矿流体盐度范围较石英中流体

的盐度范围窄。该区包裹体多为 NaCl-H<sub>2</sub>O±CO<sub>2</sub> 体系,利用温度—密度相图<sup>[45]</sup>、温度—盐度—密度相图<sup>[46]</sup>及 Flincor 流体包裹体计算软件<sup>[47]</sup>等不同方法确定的密度为 0.55~1.03 g/cm<sup>3</sup>,成矿流体密度主要集中于 0.7~0.99 g/cm<sup>3</sup><sup>[15,23,20-21,26,28]</sup>,获得的成矿流体均一压力介于 6~156.6 MPa<sup>[14,15,20-21,23,26]</sup>,除西华山钨矿成矿深度为 1.0~3.3 km外<sup>[12]</sup>,成矿深度位于 3.1~5.9 km<sup>[17,20,22-23]</sup>。

3 同位素地球化学

在赣南石英脉型钨矿研究中,碳氧同位素、氢氧同位素以及铷锶同位素被广泛应用于成矿流体来源

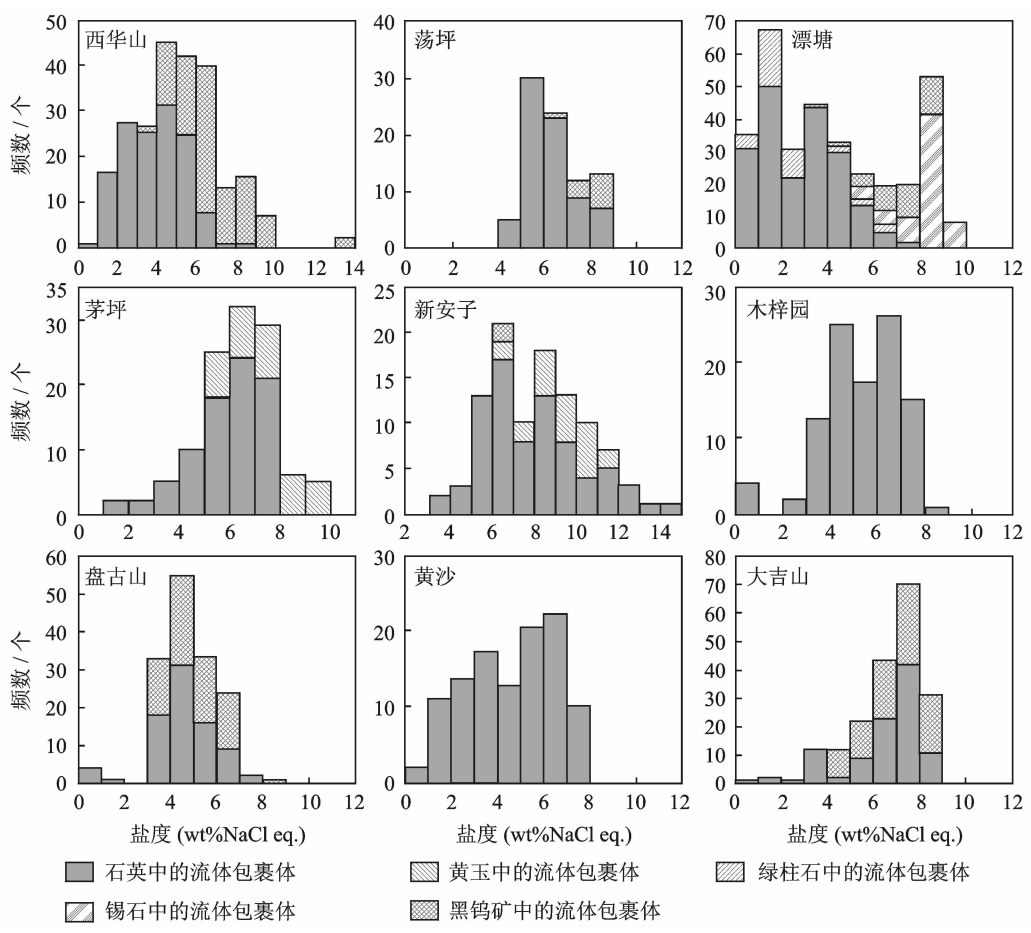


图 2 赣南石英脉型钨矿流体包裹体盐度直方图

Fig. 2 Salinity histograms for fluid inclusions of quartz-vein type tungsten deposits in Southern Jiangxi Province  
西华山数据<sup>[12]</sup>; 荡坪、盘古山及大吉山数据<sup>[13]</sup>; 漂塘数据<sup>[13,23,30]</sup>; 茅坪数据<sup>[25]</sup>; 新安子数据<sup>[29]</sup>; 木梓园数据<sup>[21]</sup>; 黄沙数据<sup>[22]</sup>

的示踪,并取得一系列成果<sup>[12,16,26,32-33,48-54]</sup>。

3.1 碳氧同位素特征

漂塘钨矿矿脉中 3 个层解石样品的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-9.03\text{‰} \sim -5.86\text{‰}$  (平均为  $-7.06\text{‰}$ )<sup>[48]</sup>, 西华山钨矿矿脉中 6 个层解石的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-7.53\text{‰} \sim -4.51\text{‰}$  (平均为  $-6.50\text{‰}$ )<sup>[48]</sup>; 大吉山钨矿矿脉中 2 个方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-8.2\text{‰} \sim -8.0\text{‰}$ <sup>[49]</sup>。漂塘、西华山钨矿矿脉中层解石和大吉山钨矿矿脉中方解石的碳同位素组成与岩浆碳的同位素组成 ( $-8.0\text{‰} \sim -5.0\text{‰}$ )<sup>[35,49]</sup> 基本一致,说明它们属于岩浆—热液成因。漂塘钨矿矿脉中 11 个方解石样品  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-6.31\text{‰} \sim 4.4\text{‰}$  (其中 3 个  $\delta^{13}\text{C}$  值  $< -5\text{‰}$ )<sup>[48]</sup>,  $\delta^{13}\text{C}$  值的变程较宽,且出现正值,较层解石更富  $^{13}\text{C}$ ,说明成矿流体可能因与围岩发生水岩反应而提高了  $^{13}\text{C}$  比例;也可能在成矿流体演化的晚期阶段有大气降水的兑入,将钙质围岩淋滤而获得  $^{13}\text{C}$ ,使稍晚阶段的方解石  $\delta^{13}\text{C}$  值有所增高。

3.2 氢氧同位素特征

氢氧同位素组成很大程度上可反应成矿流体中水的来源<sup>[55-56]</sup>,因此被广泛应用于与岩浆热液有关的成矿流体的研究。赣南石英脉型钨矿石英中氢氧同位素组成为:  $\delta\text{D}$  为  $-98\text{‰} \sim -45\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  为  $+7.3\text{‰} \sim +14.05\text{‰}$ 。根据石英—水平衡分馏方程计算获得了与石英呈平衡的矿液的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值变化范围为  $-3.1\text{‰} \sim +10.8\text{‰}$ ; 黑钨矿氢氧同位素组成为:  $\delta\text{D}$  为  $-135\text{‰} \sim -50.4\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  为  $+3.67\text{‰} \sim +7.61\text{‰}$ ,根据黑钨矿—水平衡分馏方程计算获得了与黑钨矿呈平衡的矿液的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值变化范围为  $+4.90\text{‰} \sim +8.86\text{‰}$  (表 2)。石英属含氧矿物,几乎不含氢原子数,虽易与它所含的水发生同位素平衡再交换反应,但对流体包裹体的氢同位素组成所造成的影响很小<sup>[57]</sup>,可以认为氢同位素组成代表了原始溶液的组成<sup>[26]</sup>。西华山、漂塘、茅坪、黄沙、盘古山、大吉山等矿床的石英及黑钨矿流体中氢氧同位

表 2 赣南石英脉型钨矿氢氧同位素组成

Table 2 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of quartz-vein type tungsten deposits in southern Jiangxi Province					
矿床	样品	$\delta D(\text{‰})$ (n 为样品数)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	数据来源
漂塘	石英	-72.1~-51.9(n=40)	+4.90~+8.86(n=24)	+10.58~+13.95(n=38)	[48]
	黑钨矿	-89.4~-50.4(n=22)	+4.90~+8.86(n=18)	+3.67~+7.61(n=22)	
西华山	石英	-91.3~-52.9(n=28)	+6.20~+8.27(n=24)	+10.83~+13.33(n=33)	[48]
	黑钨矿	-135~-50.5(n=14)	+6.59~+8.20(n=12)	+3.99~+7.54(n=19)	
大龙山	石英	-85~-50(n=5)	—	—	[32]
木梓园	石英	-98.97~-46.29	—	—	[33]
黄沙	石英	-67.95~-56.2(n=6)	+4.97~+7.08(n=6)	+12.13~+14.05(n=6)	[50]
大吉山	石英	-52.6~-48.8(n=6)	+2.8~+7.4(n=8)	+10.6~+12.3(n=8)	[49]
茅坪	石英	-60.3	+7.04~+7.99(n=2)	+13.29~+13.93(n=2)	[34]
淘锡坑	石英	-77~-45(n=13)	-3.1~+1.2(n=13)	+7.3~+12.2(n=13)	[26]
盘古山	石英	-65~-58(n=5)	+3.96~+5.94(n=5)	+11.35~+13.33(n=5)	[31]

素数据大多数落在岩浆水区域,且矿液中的  $\delta D$  值基本位于  $-80\text{‰} \sim -50\text{‰}$  范围(图 3),说明原始热液源于岩浆水。少数氢氧同位素数据落于岩浆水附近区域,应是成矿晚阶段的流体开始有大气降水加入所致。而仅淘锡坑、大吉山钨矿矿液中  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值偏离正常岩浆水区域,显示具有大气降水的特征,原因可能为研究者较多地使用了成矿晚阶段的样品。

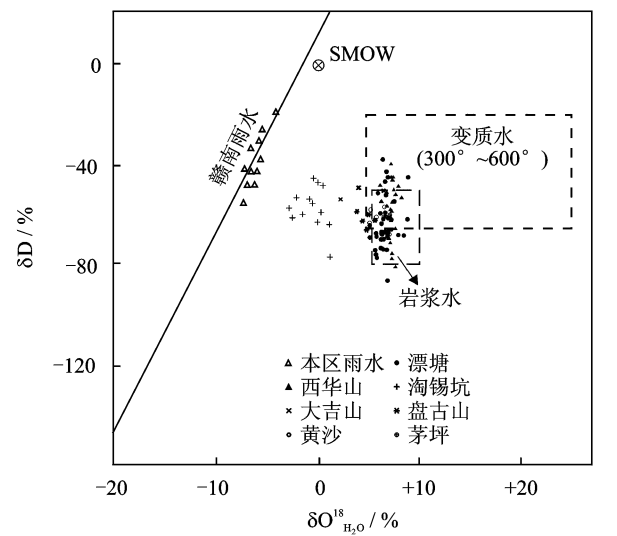


图 3 赣南石英脉型钨矿成矿流体氢氧同位素特征图  
Fig. 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore-forming fluids from quartz-vein type tungsten deposits in southern Jiangxi Province  
底图<sup>[35]</sup>;西华山、漂塘数据<sup>[48]</sup>;大吉山数据<sup>[49]</sup>;黄沙数据<sup>[51]</sup>;茅坪数据<sup>[34]</sup>;淘锡坑数据<sup>[26]</sup>;盘古山数据<sup>[31]</sup>。

3.3 锶同位素特征

锶同位素的初始比值( $I_{\text{Sr}}$ )常被用来示踪成矿物质或成矿流体的来源。该区流体包裹体 Rb-Sr 法定年获得的初始锶比值( $I_{\text{Sr}}$ ) $>0.714$ (大吉山除外),虽然淘锡坑钨矿三组石英脉流体包裹体  $I_{\text{Sr}}$  值

差异较大,却也同样 $>0.714$ (图 4),显示成矿流体可能主要源于地壳。

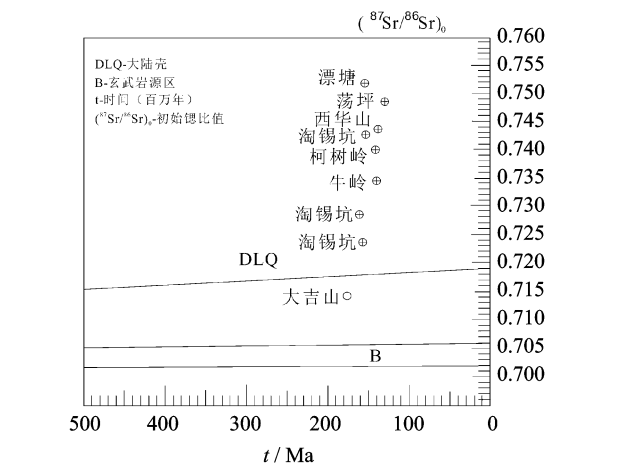


图 4 赣南成矿流体初始锶比值  
Fig. 4 Initial strontium ratios of ore-forming fluids in southern Jiangxi Province  
底图、漂塘、柯树岭、牛岭数据<sup>[58]</sup>;西华山、荡坪数据<sup>[16]</sup>;淘锡坑数据<sup>[59]</sup>

4 讨论

4.1 成矿流体来源

根据赣南石英脉型钨矿床同位素研究,除漂塘钨矿矿脉中方解石  $\delta^{13}\text{C}$  值 $>-5\text{‰}$ 外,西华山、漂塘、大吉山方解石、层解石  $\delta^{13}\text{C}$  值多数为 $-8\text{‰} \sim -5\text{‰}$ <sup>[35,48-49]</sup>,与岩浆碳的同位素组成基本一致,显示在成矿流体演化早阶段碳主要来源于岩浆,而晚期阶段由于大气降水的兑入将钙质围岩淋滤的 $^{13}\text{C}$  带入流体中,使稍晚阶段的方解石  $\delta^{13}\text{C}$  值增高。石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围为 $+7.3\text{‰} \sim +14.1\text{‰}$ ,黑钨矿变化范围为 $+4.90\text{‰} \sim +8.86\text{‰}$ ,除淘锡坑外,所有石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化为 $+10.58\text{‰} \sim +14.1\text{‰}$ (表

2)。其中西华山、漂塘钨矿全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值变化为  $+8.23\text{‰} \sim +13.04\text{‰}$  [48,50,52], 无论全岩还是石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值均比“正常”岩浆水 ( $+6\text{‰} \sim +9\text{‰}$ ) [55] 高, 而花岗岩较高的  $\delta^{18}\text{O}$  值与来源物质的成因密切相关 [52], 由含高  $\delta^{18}\text{O}$  的侵入岩浆固结成岩后形成 [50], 且矿液中  $\delta\text{D}$  值基本为  $-80\text{‰} \sim -50\text{‰}$ , 说明矿液主要来源于岩浆。另外, 少数氢氧同位素数据落于岩浆水附近 (图 3), 一方面可能研究者较多使用了成矿晚阶段的样品所致, 另一方可能是来自岩浆的原始流体与大气降水不同程度混合导致。西华山钨矿成矿流体在硅酸盐一氧化物阶段主要以岩浆水为主 [15,48,50,52], 魏文凤等 [15] 认为西华山成矿流体  $\delta^{18}\text{O}$  值从硅酸盐一氧化物阶段到晚期碳酸盐阶段逐渐降低, 并向雨水线方向漂移。漂塘、大吉山、淘锡坑钨矿成矿流体在硅酸盐一氧化物阶段虽以岩浆水为主, 但有相当数量的大气降水参与, 晚期大气降水更显著 [15,26,49]。综上所述, 认为该区石英脉型钨矿早期成矿流体主要来源于岩浆水, 有不同程度大气降水参与, 到成矿晚阶段大气降水呈增多趋势。

#### 4.2 成矿流体性质

赣南石英脉型钨矿成矿流体在演化中具多阶段性和复杂性, 不同成矿阶段具有不同特征。同一矿床从早阶段的硅酸盐一氧化物阶段至碳酸盐阶段, 成矿溶液的盐度大体呈降低趋势, 挥发组分明显减少。如黄沙钨矿在氧化物—石英阶段石英中气液两相和含  $\text{CO}_2$  三相包裹体均一温度及盐度范围分别为  $256 \sim 336\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $4 \sim 9\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$  和  $298 \sim 351\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $1.4 \sim 2.4\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ , 气相组分检测到  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2$  等, 硫化物—石英阶段石英中气液两相包裹体均一温度主要分布于  $190 \sim 240\text{ }^\circ\text{C}$ , 盐度为  $1 \sim 7\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ , 气相组分只检测到  $\text{H}_2\text{O}$  和少量  $\text{CH}_4$ , 显示流体从高温阶段到低温阶段盐度呈下降趋势, 气相组分不断减少 [22]; 盘古山钨矿主要矿化阶段中早阶段辉铋矿—黑钨矿—石英脉石英中的气液两相和含  $\text{CO}_2$  三相包裹体的均一温度分别集中于  $250 \sim 330\text{ }^\circ\text{C}$  和  $299 \sim 353\text{ }^\circ\text{C}$ , 明显高于晚阶段 (辉铋矿)—黑钨矿—石英脉石英中的气液两相和含  $\text{CO}_2$  三相包裹体的均一温度 ( $150 \sim 220\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $213 \sim 299\text{ }^\circ\text{C}$ ), 从早阶段到晚阶段流体盐度和密度相差不大, 含  $\text{CO}_2$  三相包裹体数量呈减少趋势, 而  $\text{CO}_2$  单相包裹体数量则呈增多趋势 [20]; 淘锡坑钨矿硅酸盐—氧化物阶段石英中流体包裹体均一温度范围集中在  $180 \sim 260\text{ }^\circ\text{C}$  和  $280 \sim 400\text{ }^\circ\text{C}$  两个区间, 盐度集中于  $0 \sim 4.5\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ , 较氧化物—硫化物阶段

温度 ( $160 \sim 260\text{ }^\circ\text{C}$ ) 高很多, 盐度 ( $3 \sim 7\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ ) 相对增高, 到碳酸盐阶段均一温度 ( $120 \sim 200\text{ }^\circ\text{C}$ ) 和盐度 ( $0 \sim 4.73\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ ) 较氧化物—硫化物阶段呈降低趋势, 且流体中挥发组分不断减少 [26]; 西华山钨矿黑钨矿中流体包裹体均一温度集中于  $320 \sim 370\text{ }^\circ\text{C}$ , 盐度集中于  $4 \sim 9\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ , 硅酸盐—氧化物阶段的石英中包裹体的均一温度、盐度分别集中于  $240 \sim 320\text{ }^\circ\text{C}$  和  $1 \sim 6\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ , 到硫化物阶段则集中于  $180 \sim 230\text{ }^\circ\text{C}$  和  $1 \sim 5\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$ , 显示黑钨矿在较早阶段形成, 盐度呈降低趋势 [15]。赣南石英脉型钨矿成矿流体在硅酸盐—氧化物阶段成矿流体温度主要集中于  $220 \sim 360\text{ }^\circ\text{C}$  [12-34], 多数矿床富含  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2$  等挥发组分, 属于高—中温富含挥发分的热液, 且钨大规模沉淀主要发生在该阶段, 温度和盐度主要集中于  $260 \sim 360\text{ }^\circ\text{C}$  和  $4 \sim 9\text{ wt}\%\text{NaCl eq.}$  [13,15,25,26-29]; 氧化物—硫化物阶段成矿流体温度主要集中于  $150 \sim 260\text{ }^\circ\text{C}$ , 盐度较硅酸盐—氧化物阶段略低, 挥发组分较硅酸盐—氧化物阶段明显减少; 碳酸盐阶段流体温度多  $< 230\text{ }^\circ\text{C}$ , 盐度相对较低。

流体液相成分主要有  $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ , 气相成分有  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{H}_2$  [33-34], 多数矿床成矿流体在硅酸盐—氧化物阶段富含  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  [13-15,20-21,26,28], 显示成矿流体在该阶段处于相对还原的酸性环境中。该区大多数钨矿床成矿流体含有  $\text{CO}_2$  组分 [12-14,17,20,22,26,29,60], 近年来国内外研究表明, 不同程度含有  $\text{CO}_2$  组分是大多数钨矿床成矿流体的普遍特征 [7,10,60-66], Higgins [67] 认为在高温高压条件下, 在富含  $\text{CO}_2$  成矿流体中钨可能以碳酸盐、重碳酸盐的形式迁移, 蔡建明等 [44] 对盘古山钨矿流体包裹体研究中认为黑钨矿矿化富集程度与包裹体丰度及  $\text{CO}_2$  包裹体的密切相关, 说明矿液中  $\text{CO}_2$  在钨的迁移沉淀过程中发挥重要作用。除  $\text{CO}_2$  外, 该区石英脉中还常见绿柱石、黄玉、方解石、萤石、黄铁矿、磁黄铁矿等矿物, 说明氟、硫、铍等组分在成矿流体中与钨的富集成矿很可能密切相关。综上所述, 认为该区硅酸盐—氧化物阶段的流体与钨成矿关系最为密切, 属于高—中温、中—低盐度、富含挥发分的热液体系, 氧化物—硫化物阶段则属于中—低温热液体系。

#### 4.3 成矿流体的流体演化

研究表明南岭地区与钨锡矿化有关的岩浆岩及其成矿流体是岩浆—热液过渡性流体 [14,68-74]。西华

山矿脉中绿柱石熔融包裹体、熔一流包裹体的发现及其与流体包裹体的共存<sup>[14,16,27,73]</sup>,也证实了脉钨矿床的成矿流体早期具有岩浆—热液过渡性流体的特征,且富含 SiO<sub>2</sub>、挥发组分及成矿元素<sup>[70]</sup>,其演化始于岩浆—热液过度阶段,温度可达 650~820 °C<sup>[16,27,73]</sup>。伴随温度、压力降低及物化条件的改变,熔浆与热液发生液态分离<sup>[74]</sup>,经液态分离作用分异的原始高温高盐度的岩浆热液,在温度差、压力差和浓度差等驱动下运移。一方面,原始流体可与围岩发生水岩反映,同时可能萃取含钨围岩中部分钨元素;另一方面,运移的含矿溶液与流经围岩裂隙的大气降水发生混合而促使钨矿石沉淀。研究显示赣南石英脉型钨矿与黑钨矿共生的石英流体包裹体均一温度变化范围为 115~435 °C,盐度范围为 0.18~14.2 wt% NaCl eq.,且同种或不同种寄主矿物的包裹体类型、组成、均一温度以及盐度等既有相似也存在差异,说明成矿流体经历了复杂的演化过程。目前的研究成果记录了 72~435 °C 温度阶段的流体演化史<sup>[12-34]</sup>,但却缺少 435~650 °C 温度阶段的数据(有待进一步研究)。从现有数据看,黑钨矿大规模结晶的温度主要发生在 260~360 °C 阶段,说明该区石英脉型钨矿成矿流体经液态分离后随温度、压力降低以及物理化学条件的改变而经历了复杂的演化过程,在 260~360 °C 温度阶段发生黑钨矿沉淀。

热液型钨矿矿石沉淀机制有流体不混溶作用<sup>[3,12, 63-64, 75-76]</sup>、流体混合作用<sup>[3,11-12,62,66]</sup>和自然冷却<sup>[62]</sup>等。由于矿床地质环境、成矿流体物理化学条件等因素的异同,钨沉淀的主导因素在不同矿床中具有差异。研究显示大吉山、木梓园、西华山、盘古山、黄沙、茅坪、新安子等钨矿床成矿流体经历了不同规模的沸腾作用<sup>[12-13,17,20-22,24-25,29]</sup>,且多发生于早阶段,温度多介于 250~340 °C<sup>[17,20,21,22,25]</sup>,与黑钨矿主要成矿温度(260~360 °C)基本一致,说明流体的沸腾作用与钨成矿关系密切。早期高温阶段流体灌入裂隙构造,随压力骤然下降使流体产生减压沸腾,同时大量 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、H<sub>2</sub>S、N<sub>2</sub> 等气体挥发分从热液中溢出,促使流体溶液中的酸性挥发性组分进入气相,相分离的同时可使液相 pH 值升高,使钨的络合物的稳定性降低,从而导致钨矿物的结晶。伴随成矿流体的演化,富含成矿元素的岩浆流体与通过矿区内裂隙、断裂的大气降水发生混合,如西华山、淘锡坑、漂塘、黄沙、大吉山、茅坪等钨矿床显示了在成矿流体演化过程中发生了高温、高盐度的流体与低温度、低盐度流体不同程度的混合作用<sup>[12-13,22-26,34]</sup>,引起流体体系物理化学条件不断改变,使金属络合

物分解并在有利的构造地段沉淀成矿<sup>[12-13,22-23,26]</sup>。氢、氧同位素研究显示也该区成矿流体主要源于岩浆水,到成矿晚阶段逐渐有大气降水参与。漂塘钨矿床锡石中流体包裹体的均一温度介于 320~370 °C,与 Ni et al.<sup>[13]</sup> 获得的黑钨矿的成矿温度(320~360 °C)基本吻合,王旭东等<sup>[23]</sup>认为与锡成矿相关的流体在成矿早期经历了自然冷却过程,在成矿温度上基本一致,说明与钨成矿相关的成矿流体在高温阶段亦经历了自然冷却的过程。自然冷却的过程仅是该区少数钨矿床主要的矿石沉淀机制,例如仅荡坪、漂塘、大吉山钨矿床的流体包裹体的盐度变化不大且均一温度有逐渐降低的趋势<sup>[13,17,23]</sup>,说明成矿流体经历自然冷却的过程,导致成矿物质溶解度随温度下降而降低,发生黑钨矿沉淀。

## 5 结论

赣南石英脉型钨矿硅酸盐—氧化物阶段的流体与钨成矿最密切的温度集中于 260~360 °C,盐度集中于 4~9 wt% NaCl eq.,压力介于 27~159 MPa,属于高一中温、中一低盐度、富含挥发分的热液体系。氧化物—硫化物阶段属于中—一低温、中—一低盐度热液体系,主要为成矿晚期阶段流体。碳、氢、氧同位素资料表明该区石英脉型钨矿早期成矿流体主要来源于岩浆水,有不同程度大气降水参与,到成矿晚阶段大气降水呈增多趋势。赣南石英脉型钨矿流体演化始于岩浆—热液过渡阶段,经液态分离作用后随温度、压力降低及物理化学条件的改变而经历复杂的演化过程,主要的矿石沉淀机制可能为流体沸腾和混合作用,自然冷却是该区少数钨矿床的主要矿石沉淀机制。

## 参考文献

- [1] 华仁民,李光来,张文兰,等. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探[J]. 矿床地质,2010,29(1):9-23.
- [2] Roedder E. Fluid inclusions[J]. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 1984,12: 644.
- [3] Wilkinson J J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. Lithos, 2001, 55(1/4): 229-272.
- [4] 张文淮,陈紫英. 流体包裹体地质学[M]. 北京:中国地质大学出版社,1993:1-242.
- [5] 池国祥,赖健清. 流体包裹体在矿床研究中的作用[J]. 矿床地质,2009,28(6):850-855.
- [6] 卢焕章,范宏瑞,倪培,等. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社,2004:406-419.
- [7] Naumov V B, Dorofeev V A, Mironova O F. Physico-



- chemical parameters of the formation of hydrothermal deposits; a fluid inclusion study. I. Tin and Tungsten Deposits[J]. *Geochemistry International*, 2011, 49(10): 1002-1021.
- [8] Bodnar R J, Lecumberri-Sanchez P, Moncada D, et al. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[C]// *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, *Geochemistry of Mineral Deposits*, 2014: 119-142.
- [9] 倪培, 范宏瑞, 丁俊英. 流体包裹体研究进展[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2014, 33(1): 1-5.
- [10] Moritz R. Fluid salinities obtained by infrared microthermometry of opaque minerals Implications for ore deposit modeling-A note of caution[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2006, 89: 284-287.
- [11] ZHU Yanan, PENG Jiantang. 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*, 2015, 65(1): 55-69.
- [12] WEI Wenfeng, HU Ruizhong, BI Xianwu, et al. Infrared microthermometric and stable isotopic study of fluid inclusions in wolframite at the Xihuashan Tungsten deposit, Jiangxi province, China[J]. *Mineralium Deposita*, 2012, 47(6): 589-605.
- [13] NI Pei, WANG Xudong, WANG Guoguang, et al. 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*, 2015, 65(4): 1062-1077.
- [14] 常海亮, 黄惠兰. 西华山钨矿床中熔融包裹体的初步研究与矿床成因探讨[J]. *岩石矿物学杂志*, 2002, 21(2): 143-150.
- [15] 魏文凤. 赣南西华山钨矿床成矿流体及成矿机制研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2011: 1-122.
- [16] 刘家齐, 汪雄武, 曾貽善, 等. 西华山花岗岩及钨锡铍矿田成矿流体演化[J]. *华南地质与矿产*, 2002(3): 91-96.
- [17] 席斌斌, 张德会, 周利敏. 江西省全南县大吉山钨矿成矿流体演化特征[J]. *地质学报*, 2008, 82(7): 956-966.
- [18] 徐文刚, 张德会, 席斌斌, 等. 流体包裹体爆裂法测温技术可靠性讨论——以江西大吉山钨矿为例[J]. *现代地质*, 2008, 22(5): 757-765.
- [19] 王旭东, 倪培, 蒋少涌, 等. 赣南漂塘钨矿流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 2008, 24(9): 2163-2170.
- [20] 王旭东, 倪培, 张伯声, 等. 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*, 2010, 29(5): 539-550.
- [21] 王旭东, 倪培, 袁顺达, 等. 赣南木梓园钨矿流体包裹体特征及其地质意义[J]. *中国地质*, 2012, 39(6): 1790-1797.
- [22] 王旭东, 倪培, 袁顺达, 等. 江西黄沙石英脉型钨矿床流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 2012, 28(1): 122-132.
- [23] 王旭东, 倪培, 袁顺达, 等. 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*, 2013, 87(6): 850-859.
- [24] 王旭东, 倪培, 袁顺达, 等. 江西大吉山钨多金属矿床流体包裹体研究[J]. *矿床地质*, 2013, 32(2): 308-322.
- [25] 胡东泉, 华仁民, 李光来, 等. 赣南茅坪钨矿流体包裹体研究[J]. *高校地质学报*, 2011, 17(2): 327-336.
- [26] 宋生琼. 赣南淘锡坑钨矿床流体地球化学和成矿机理研究[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2011: 1-115.
- [27] 黄惠兰, 李芳, 谭靖, 等. 赣南西华山黑钨矿中熔融包裹体的发现和初步研究[J]. *华南地质与矿产*, 2012, 28(2): 181-183.
- [28] 黄惠兰, 常海亮, 李芳, 等. 西华山钨矿床晶洞中水晶与黑钨矿流体包裹体显微测温与特征元素测定[J]. *地学前缘*, 2013, 20(2): 205-212.
- [29] 吴开兴, 张恋, 陈陵康, 等. 赣南新安子钨锡矿床流体包裹体地球化学研究[J]. *有色金属科学与工程*, 2013, 4(5): 70-78.
- [30] 赵波. 江西漂塘石英脉型黑钨矿床成矿深度估算[D]. 北京: 中国地质大学, 2013: 1-77.
- [31] 李光来, 华仁民, 王旭东, 等. 江西南部盘古山钨矿的氢氧同位素研究[J]. *东华理工大学学报: 自然科学版*, 2014, 37(2): 164-169.
- [32] 刘若兰, 慕纪录, 徐荣. 江西大龙山钨钼矿床流体包裹体的研究[J]. *成都地质学院学报*, 1985(2): 25-31.
- [33] 刘若兰, 慕纪录. 木梓园钨钼矿床流体包裹体研究及在成矿阶段划分中的应用[J]. *成都地质学院学报*, 1990, 17(3): 18-28.
- [34] 郑跃鹏, 喻铁阶, 吴开华. 茅坪钨锡多金属矿床流体包裹体特征及地质意义[J]. *矿产与地质*, 1991, 5(4): 311-317.
- [35] 朱焱龄, 李崇佑, 林运淮. 江西南部脉钨矿床主要矿化特征[C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 1981: 339-351.
- [36] 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用: 成矿时限及地球动力学背景[J]. *岩石学报*, 2007, 23(10): 2329-2338.
- [37] 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 等. 华南钨矿床的区域成矿条件分析[C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 1981: 243-258.
- [38] 柳志青. 脉状钨矿床成矿预测理论[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-7.
- [39] 俞受璠. 南岭地区燕山早期多阶段花岗岩体与钨矿成矿关系研究质出版社[C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会

- 论文集. 北京:地质出版社,1981:305-313.
- [40] 徐克勤,程海. 中国钨矿形成的大地构造背景[J]. 地质找矿论丛,1987(3):1-7.
- [41] 华仁民,陈培荣,张文兰,等. 华南中、新生代与花岗岩类有关的成矿系统[J]. 中国科学 D 辑,2003,33(4):335-343.
- [42] 华仁民,陈培荣,张文兰,等. 论华南地区中生代 3 次大规模成矿作用[J]. 矿床地质,2005,24(2):99-107.
- [43] Campbell A R, Panter K S. Comparison of fluid inclusions in coexisting wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's mount and cligga head, Cornwall, England [J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1990, 54(3): 673-681.
- [44] 蔡建明,刘若兰,曾广胜. 江西盘古山钨矿流体包裹体及其与成矿关系的研究[C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集(中文版). 北京:地质出版社,1981:1-11.
- [45] Bischoff J L. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H<sub>2</sub>O solutions; A PVTX summary from 300°C to 500°C[J]. *American Journal of Science*, 1991, 291(4): 309-338.
- [46] Bodnar R J. A method of calculateing fluid inclusion volumes based on vppor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids[J]. *Economic Geology*, 1983, 78(3): 535-542.
- [47] Flincor B P. FLINCOR; A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data[J]. *American Mineralogist*, 1989, 74(11): 1390-1393.
- [48] 穆治国,黄福生,陈成业,等. 漂塘—西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧稳定同位素研究[C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集(中文版). 北京:地质出版社,1981, 153-168.
- [49] 庄龙池,林伟圣,谢霆煊. 大吉山钨矿的稳定同位素地球化学[J]. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊,1991(16):109-120.
- [50] 吴永乐,梅勇文. 西华山钨矿田多次成岩成矿及其演化规律[C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集(中文版). 北京:地质出版社,1981,207-220.
- [51] 冯志文,夏卫华,章锦统,等. 江西黄沙脉钨矿床特征及成矿流体性质讨论[J]. 地球科学:中国地质大学学报, 1989,14(4):423-432.
- [52] 张理刚,庄龙池,钱雅倩,等. 江西西华山-漂塘地区花岗岩及其钨锡矿床的稳定同位素地球化学[C]//钨矿地质讨论会论文集,北京:地质出版社,1981:325-338.
- [53] 刘家齐. 西华山花岗岩及其成矿作用[J]. 中国地质科学院院报,1989,19:83-105.
- [54] 张理刚. 成岩成矿理论与找矿—中国主要类型矿床及花岗岩类岩石的稳定同位素地质学[M]. 北京:北京工业大学出版社,1989:1-200.
- [55] Taylor H P. The application of Oxygen and Hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore depositions[J]. *Economic Geology*, 1974, 69(6): 843-883.
- [56] White D E. Diverse origins of hydrothermal ore Fluids [J]. *Economic Geology*, 1974, 69(6): 954-973.
- [57] 丁梯平. 氢氧同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1980:1-184.
- [58] 王登红,陈富文,张永忠,等. 南岭有色—贵金属成矿潜力及综合探测技术研究[M]. 北京:地质出版社,2010: 1-472.
- [59] 郭春丽,王登红,陈毓川,等. 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,2007,26(4):432-442.
- [60] Giuliani G, Li Y D, Sheng T F. Fluid inclusion study of xihuashan Tungsten deposit in the southern Jiangxi province, China [J]. *Mineralium Deposita*, 1988, 23(1): 24-33.
- [61] Rios F J, Villas R N, Fuzikawa K. Fluid evolution in the Pedra Preta wolframite ore deposit, Paleoproterozoic Musa granite, eastern Amazon craton, Brazil [J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2003, 15(7): 787-802.
- [62] Beuchat S, Moritz R, Pettke T. Fluid evolution in the W-Cu-Zn-Pb San cristobal vein, Peru; fluid inclusion and stable isotope evidence [J]. *Chemical Geology*, 2004, 210: 201-224.
- [63] Zdeněk Dolníček, Miloš René, Walter Prochaska, et al. Fluid evolution of the Hub Stock, Horní Slavkov-Krásno Sn-Wo redistrict, Bohemian Massif, Czech Republic [J]. *Miner Deposita*, 2012, 47:821-830.
- [64] YANG Yongfei, LI Nuo, CHEN Yanjing. Fluid inclusion study of the Nannihu giant porphyry Mo-W deposit, Henan Province, China; Implications for the Nature of porphyry ore-fluid systems formed in a continental collision setting [J]. *Ore Geology Reviews*, 2012, 46: 83-94.
- [65] Mohamed A M. Evolution of mineralizing fluids of cassiterite-wolframite and fluorite deposits from Mueilha Tin mine area, Eastern Desert of Egypt, evidence from fluid inclusion [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2013, 6(3): 775-782.
- [66] Moura A, Dória A, Neiva A. M. R, et al. Metallogenesis at the Carris W-Mo-Sn deposit (Gerês, Portugal): Constraints from fluid inclusions, mineral geochemistry, Re-Os and He-Ar isotopes [J]. *Ore Geology Reviews*, 2014, 56(56):73-93.
- [67] Higgins N C. Fluid inclusion evidence for the transport

of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions [J]. Canadian Journal of Earth Science, 2011, 17(7):823-830.

[68] 朱焱龄,李崇佑,林运淮. 赣南钨矿地质[M]. 南昌:江西人民出版社,1981:324-337.

[69] 林新多,张德会,章传玲. 湖南宜章瑶岗仙黑钨矿石英脉成矿流体性质的探讨[J]. 地球科学,1986,11(2):153-160.

[70] 张德会. 石英脉型黑钨矿床成矿流体性质的进一步探讨[J]. 地球科学,1987,12(2):185-192.

[71] 余行祯,李佩兰. 西华山钨矿田成矿热流体性质分析[J]. 矿产与地质,1988(1):81-88.

[72] 干国良. 江西黄沙脉钨矿床成矿流体性质的初步探讨[J]. 宜昌地矿所专刊,1991:83-94.

[73] 常海亮,汪雄武,王晓地,等. 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,2007,26(3):259-268.

[74] 张德会. 试论石英脉型黑钨矿床的液态分离成因[J]. 地质与勘探,1988(7):15-20.

[75] Giamello M, Protano G, Riccobono F, et al. The W-Mo deposit of Perda Majori (SE Sardinia, Italy): a fluid inclusion study of ore and gangue minerals[J]. European Journal of Mineralogy, 1992, 4(5): 1079-1084.

[76] Smith M P. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the Genesis of the Cligga Head Sn-W deposit, S. W. England[J]. European Journal of Mineralogy, 1996, 8(5): 961-997.

Ore-forming fluids characteristics of quartz-vein tungsten deposits in southern Jiangxi Province

ZHOU Long-quan, LI Guang-lai, TANG Ao, SU Ye

(State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, East China Institute of Technology, Nanchang 330013,China)

**Abstract:** Southern Jiangxi is one important cluster of tungsten deposits in China, especially for hosting well developed quartz-vein tungsten deposits. Through analyzing the latest research achievements of fluid inclusion types, ore-forming fluids characteristics of the quartz-veins tungsten deposit, microthermometry and Raman spectroscopy, and combined with research results of C, H, O and Sr isotope compositions, this study discussed the characteristics of ore-forming fluids of quartz-vein tungsten deposits in southern Jiangxi Province, with an emphasis on the fluid evolution during the mineralization of quartz-vein tungsten deposits. The ore-forming fluids indicated by this study would originate from magmatic waters with the ore-forming fluid evolution beginning at magmatic hydrothermal transitional stage of high temperature and high salinity. The temperature and salinity of fluids related to wolframite mineralization are around 260~360℃ and 4~9 wt%NaCl eq. , respectively, suggesting that the ore-forming fluids belonged to a mid-low salinity hydrothermal system enriched in SiO<sub>2</sub>, volatile components and ore-forming elements. The ore-forming mechanism in this area was dominated by fluid boiling and mixing, with minor deposits resulting from the ore precipitation due to fluid cooling.

**Key words:**quartz-vein type tungsten deposit; ore-forming fluid; southern Jiangxi Province