

西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中熔融包裹体的成分

常海亮¹, 汪雄武², 王晓地^{1,2}, 刘家齐¹, 黄惠兰¹

(1. 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

摘要: 借助高温高压技术与电子探针分析, 首次获得黑钨矿-石英脉绿柱石中晶质熔融包裹体的主要成分。熔融包裹体的成分主要是 SiO_2 和 Al_2O_3 (分别平均为 70.72% 和 13.94%) 及少量 K_2O (2.0%)。其他氧化物含量甚低, 并且含有大量的挥发分(主要是 H_2O , 达 11.56%)。激光拉曼光谱分析表明, 熔融包裹体液相中 CO_2 、 H_2S 等含量不高(分别为 7.8% 和 4.3%), 气相部分主要是一些还原性气体。熔融包裹体代表 HF- H_2O -花岗岩体系结晶分异最后阶段残余熔融体的成分, 证实脉钨矿床的成矿流体不是单一的热水溶液, 而是硅酸盐熔体与超临界流体共存的岩浆-热液过渡性流体, 其成矿作用始于岩浆-热液过渡阶段。

关键词: 黑钨矿-石英脉, 绿柱石, 熔融包裹体, 成分, 高温高压, 电子探针, 江西西华山

中图分类号: P618.67; P588.12⁺¹

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2007)03-0259-10

The composition of melt inclusions in beryl from wolframite-quartz veins in Xihuashan, Jiangxi Province

CHANG Hai-liang¹, WANG Xiong-wu², WANG Xiao-di^{1,2}, LIU Jia-qi¹ and HUANG Hui-lan¹

(1. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: With the high-temperature-pressure technique, the crystalline melt inclusions (MI) in beryl from Xihuashan wolframite-quartz veins were homogenized and quenched into glasses. The glasses were analyzed by electron microprobe for the first time. It is shown that they are composed mainly of SiO_2 (70.72%) and Al_2O_3 (13.94%), with minor K_2O (2.0%) and extremely low other oxides. Melt inclusions contain a lot of dissolved volatile components (mainly H_2O , up to 11.5%). The liquid-and gas phase of fluids in melt inclusions was analyzed by laser Raman microspectrometry, and the results indicate that CO_2 and H_2S contents are relatively low in liquid phase ($\text{CO}_2 \sim 7.8\%$, $\text{H}_2\text{S} \sim 4.3\%$), whereas gas phase consists mainly of reduced gas. The analyses of glasses represent the composition of residual melt at the final stage of crystallization differentiation in the granite- H_2O -HF system. Melt inclusions coexisting with primary fluid inclusions in beryl from wolframite-quartz veins suggest that the ore-forming fluids were not only hydrothermal solution but also magmatic-hydrothermal transitional fluids composed of coexistent silicate melt and supercritical fluid, and mineralization began at the magmatic-hydrothermal stage.

Key words: wolframite-quartz vein; beryl; melt inclusion; composition; high-temperature- pressure technique; electron probe analysis; Xihuashan, Jiangxi Province

收稿日期: 2006-09-15; 修订日期: 2007-03-07

基金项目: 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放基金(09-03-09)宜昌地质矿产研究所科技发展基金(K2002303)

作者简介: 常海亮(1940-), 男, 汉, 教授级高工, 长期从事流体包裹体研究, Tel 0717-6346642.

举世闻名的西华山钨矿床是我国最早发现、有着近百年采钨史的大型钨矿床,长期以来一直作为典型矿床进行深入系统的研究,取得了一系列突破性进展。然而随着成矿理论和研究手段的不断发展与完善,往往又会发现一些新的问题,例如朱焱龄等(1981)、吴永乐等(1987)、夏卫华等(1989)都一致认识到形成类似西华山大脉型钨矿床的成矿流体是一种以 SiO_2 为主($>80\%$)富含 H_2O 等及成矿元素的硅质流体。但他们在矿脉中所见到的包裹体类型只是两相气液包裹体和少量含 CO_2 包裹体,包裹体成分结果中不含 SiO_2 ,主要是 H_2O (占94%以上)和 CO_2 ($<6\%$)。直至近年来才在西华山黑钨矿-石英脉的绿柱石中发现了与两相气液包裹体共生的硅酸盐熔融包裹体(常海亮等,2001,2002),从而证实其成矿流体不是单一的热水溶液,而是由硅酸盐熔融体以及共存水质流体所组成的不混溶性流体(岩浆-热液过渡性流体)。不过共存的硅酸盐熔融体成分当时尚未来得及测定。鉴于流体包裹体研究在现代矿床学和岩浆岩石学中的重要作用,特别是有关成分的测定能获得相关地质作用过程的密码,使可能促进脉钨矿床形成过程中一些长期令人困惑不解的谜团得到澄清,为解读西华山花岗岩岩浆-热液演化特点、矿床成因和形成物理化学条件等提供重要依据,本文介绍利用高温高压技术与电子探针相结合对西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中硅酸盐熔融包裹体(缩写为MI,下同)主要成分的测定结果以及利用激光拉曼探针对MI中流体成分的分析结果,并对结果的意义进行深入讨论。

1 矿床地质概况

西华山钨矿床位于华南加里东褶皱地槽区中的赣南后加里东隆起区,是产于花岗岩中的大脉型钨矿床。区内广泛分布中上寒武统浅变质砂岩、板岩和变余凝灰岩等组成的一套巨厚浅海相泥砂质类复理石建造的地槽型沉积(总厚度大于4000m)。西华山岩体侵入于寒武系浅变质岩中,其出露面积为19.12 km^2 。在岩体顶部尚保存着浅变质岩之顶盖残留,说明其剥蚀深度不大。岩体主要由斑状中-细粒黑云母花岗岩和中-细粒黑云母花岗岩组成。刘家齐(1989)通过野外和室内系统研究将西华山花岗岩分为两个侵入期:早期为斑状中-细粒黑云母花岗岩(151Ma);晚期为中-细粒黑云母花岗岩(139

Ma)。成矿作用主要与晚期花岗岩有关,但在空间上,两期花岗岩都可以是赋矿围岩。两期花岗岩的岩石化学特征较为相似,为高硅($\text{SiO}_2 > 75\%$)、富碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 8\%$,且 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$)、贫二价阳离子和Ti,但晚期花岗岩比早期花岗岩富铝(Al过饱和)并且更加富含 H_2O 、 CO_2 、F和Cl,更加贫Ca、Mg、Fe和Ti。

西华山黑钨矿-石英脉皆分布在花岗岩体顶部内接触中。矿脉长一般为200~600m,脉幅0.2~0.6m。其中229号王牌脉的长度达920m,最大脉幅为3.1m。脉体走向一般近东西向,倾向南或北,倾角陡($75^\circ \sim 80^\circ$)。矿脉的主要组成矿物是石英($90\% \pm$)。围岩蚀变主要是云英岩化(脉体上盘)和钾化(脉体的下盘)。根据矿脉之间的穿插关系和矿物共生组合,可将成矿作用分为4个阶段:①绿柱石-黑钨矿-石英(长石)脉阶段,以富含绿柱石、石榴石、黄玉、钾长石等硅酸盐矿物为特征;②黑钨矿-石英(长石)脉阶段,此时硅酸盐矿物锐减,以赋含锡石为特征;③硫化物-石英脉阶段,以富含硫化物、白钨矿为特征,仅含少量黑钨矿;④萤石-方解石-石英脉,此阶段黑钨矿已绝迹,仅含少量闪锌矿、黄铁矿等。

应该强调指出的是,西华山脉钨矿床在野外地质产状、矿脉结构构造、组成矿物、流体包裹体及稳定同位素特征等方面与一般石英脉不同,明显具有岩浆-热液过渡性矿床特征。朱焱龄等(1981)、林新多等(1986)、张德会(1987)、余行祯等(1988)、夏卫华等(1989)、干国良(1991)等曾对西华山以及南岭地区其他一些大脉型钨矿的成因和成矿流体性质等进行过有益的讨论。本文仅就西华山脉钨矿床的一些特殊性简述如下。

西华山脉钨矿床与母花岗岩有着密切的时空联系。李华芹等(1993)对西华山花岗岩采用锆石U-Pb法和全岩Rb-Sr等时线法获得早期花岗岩年龄为155~150Ma,晚期花岗岩年龄为142~140Ma;对不同成矿阶段和不同空间的脉石英采用流体包裹体Rb-Sr等时线法获得成矿年龄为139.8Ma;黑钨矿、萤石Sm-Nd法年龄分别为139.7Ma和137.4Ma;晶洞中水晶的流体包裹体Rb-Sr等时线年龄为130.5Ma。总之早晚两期两花岗岩的形成时代先后相隔约10Ma,而成矿作用与晚期花岗岩之间没有时间差,成岩与成矿相互衔接,连为一体。在空间上,花岗岩与矿脉之间关系十分微妙,有时二者没有明显的界线,而是由石英脉逐渐过渡为石英云英岩→云英岩→具细小晶洞的细粒花岗岩(如594平巷

V_{91} 所见);多处见到黑钨矿-石英脉逐渐过渡为长石-石英脉→似伟晶岩脉→细晶岩脉→中细粒黑云母花岗岩;在矿床深处(483中段)一弯曲状矿脉的外侧未见任何裂隙痕迹;在483中段506石门,还有一四周被封闭于花岗岩中、含有黑钨矿-辉钼矿-毒砂等的长石-石英囊状体。

郭文魁(1983)曾指出,西华山黑钨矿-石英脉有别于沿后生裂隙形成的石英脉,强调黑钨矿-石英脉是在岩浆结晶作用晚期、而不是在岩浆期后形成的,当时母花岗岩尚处于塑形或蠕流状态。其实西华山黑钨矿-石英脉还有别于由大量流体不断补充循环而形成的普通石英脉。普通的石英往往沿脉壁两边垂直对称生长,矿物组成简单。而西华山黑钨矿-石英脉的组成矿物十分复杂,几乎包括花岗岩中的所有硅酸盐矿物(云母、长石、石英、黄玉、绿柱石、石榴石等)及副矿物并含大量的矿石矿物,同时还呈现与伟晶岩类似的结晶分异演化趋势及晶洞状构造。尽管它不像伟晶岩那样出现明显的分带现象,但矿脉中硅酸盐→氧化物→硫化物→碳酸盐的演化关系是很特征的,并且由脉壁至脉体中部大致相继出现辉钼矿-云母-绿柱石-锡石-黑钨矿-毒砂-黄铜矿-黄铁矿的沉积分带;在垂直方向上,由上往下相继出现锡石-绿柱石-黄玉-黑钨矿-辉钼矿-黄铜矿-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-方解石的沉淀分带,暗示矿脉是由熔体-溶液一次性充填而成,并且是由上往下、由边部往中间逐步冷却结晶的。在矿脉的中上部位和脉体的上盘还经常出现大小为0.5~100 cm(多为20~60 cm)的晶洞,其形态有椭圆形、哑铃状或不规则状,表明成矿作用是在较封闭环境中进行的,并不存在大量流体补充和逃逸的迹象。这种封闭性还可从流体包裹体盐度、均一温度和氢氧同位素特征得到证实(穆治国等,1982;张理刚,1985;吴永乐等,1987;刘家齐,1987,1989,2000),即在矿脉晶洞矿物大量结晶前成矿流体盐度和氢氧同位素基本稳定不变,且明显具岩浆热液特征,仅在晶洞形成以后和水晶结晶的中晚期,其盐度和温度才逐渐降低,同时其氢氧同位素组成中大气降水的份额才越来越多。

大量的稳定同位素研究还表明,花岗岩的造岩石英与黑钨矿-石英脉中石英的氧同位素惊人的一致,且不受空间位置影响,暗示二者的氧同位素经受了长期均一化,不存在氧同位素分馏,也显示出成岩成矿系统的封闭性、同源性、过渡性。

2 样品采集位置及相关特点

本次研究的绿柱石样品都是上世纪60~80年代保存下来的余样,采自西华山594中段229号脉。在矿脉中,绿柱石常呈放射状或板柱状集合体分布于脉体的上部脉壁或脉体之尖灭部位。晶体为淡绿色-无色的六方柱状(长一般为1~10 cm),新鲜完整,无应力作用痕迹。

绿柱石中的流体包裹体十分发育,其类型主要有两相气液包裹体(有时还有少量含 CO_2 包裹体)、流体-熔体包裹体和熔融包裹体(MI)。大小一般为3~20 μm ,少数可达35 μm 。这些包裹体常沿晶体延长方向平行分布,密切共生,或各自相对独立成群和孤立分布,有的气液包裹体也沿后期裂隙分布(形成较晚)。MI常呈短柱状或浑圆形(图1),无颈缩和泄漏现象。小者一般由玻璃相+流体相±结晶相组成,大者晶质化明显,其晶出物主要有石英和浅色云母,流体部分由液体和气泡组成(图1b)。根据MI中流体部分的均一温度、均一方式和冷冻温度等可知流体部分主要是水溶液。

应该指出的是,黑钨矿-石英脉通常是一种典型的热液产物,为了充分证明绿柱石中的那些包裹体确系MI而不是捕获晶或外来混入物之类,本次研究不是通过扫描电镜来测定其中子矿物成分,而是按照国际上通用的方法——先将结晶质熔融包裹体在高温高压条件下使之重新均一化后淬火,然后再用电子探针测定硅酸盐玻璃的主要成分,而且加热实验的温度不高,未超过水饱和和花岗岩固相线温度(如100 MPa和720 $^{\circ}C$),不存在过热熔化的可能性。为了对比,还对含矿母岩——西华山中细粒黑云母花岗岩(γ_5^{2-})石英中的MI成分进行了测定(样品采自司茅坪地表露头和荡坪的560中段)。

3 样品制备和实验步骤

3.1 样品制备

首先将绿柱石和花岗岩磨制成两面抛光的测温片(厚0.3~1.0 mm),然后在显微镜下对样品中的MI类型、形态、大小、分布特征、组成相态及相比例关系进行仔细观察、描述、照相并详细测定其均一温度等。在此基础上,选择测温片中含MI较大(15~30 μm 及更大)而多的部分将其切割成约4.5 mm ×

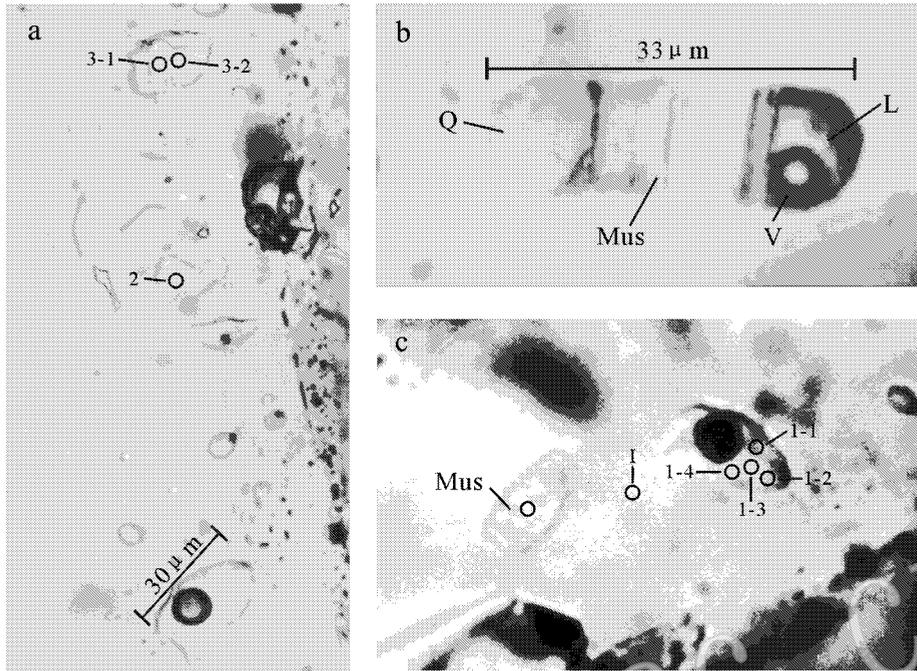


图1 熔融包裹体照片

Fig. 1 Photo of melt inclusions

a—绿柱石中的熔融包裹体群(加热至 720℃, 100 MPa 恒温 72h 淬火后磨制的探针片), 包裹体或晶体中的圆圈及数字表示探针测试点位置及编号(下同); b—绿柱石中的结晶质熔融包裹体(未经加热), 由浅色云母(Mus)、石英(Q)、水溶液(L)和气相(V)组成; c—熔融包裹体、寄主矿物(绿柱石)和浅色云母(Mus)的探针测试点位置(其中的熔融包裹体就是 a 中下部长为 30 μm 的包裹体, 只是此处被进一步磨至表面)

a—cluster of MI in probe slices, which were grinded after beryl chips were quenched and heated to 720℃, at 100 MPa for 72h, small circles and number labels at circles represent probe determining points and their serial numbers; b—a crystalline melt inclusion (not heated and melted) made up of light-colored muscovite (Mus), quartz (Q), hydrous liquid (L) and bleb (V); c—probe determining points at melt inclusion, host mineral beryl and light-colored muscovite

6.0 mm 的小片, 洗净树胶、低温烘干备用。

3.2 高温高压实验和探针片的制作

首先在北京大学地质系实验地球化学实验室进行了初步实验, 正式实验是在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成的。将制备好的小片样品装入内径 4.8 mm、外径 5.0 mm、长度 30~40 mm 的黄金管中, 将其焊合后置于 RQV-内冷式快速淬火的高压釜中。为了确保晶质 MI 实现均匀化并获得 MI 被捕获时的初始化学成分, 参照显微镜热台中测得的绿柱石中 MI 最高均一温度值 (720℃), 将实验温度、压力设置为 720℃ (对于花岗岩石英中的 MI 来说是 740℃) 和 100 MPa, 在 220 V 电压下先升温至 550℃ 并恒温 0.5 h, 然后再升至 650℃ 并恒温 0.5 h, 最后升至 720℃ (对于花岗岩石英中的 MI 是 740℃) 并恒温 48~72 h 后等压淬火 (温度、压力测量误差分别为 ±3℃ 和 3MPa), 将样品从金管中取出, 细心地制成探针片。从探针片中可以看到许多 MI 已变成单一的硅酸盐玻璃相, 而另一

些 MI 则由硅酸盐玻璃 + 气泡组成, 且气泡所占比例大小不一 (图 1a、c), 表明存在硅酸盐熔体和流体的不均一捕获。

3.3 电子探针测定

由于绿柱石样品不足, 特别是晶体中的大包裹体很少 (参见图 1a), 故本次仅对 97X-20 样品中的 3 个较大的 MI 进行了电子探针测定。其中 1 号 MI 测了 4 个点, 2 号和 3 号 MI 分别测了 1 个和 2 个点 (图 1c、a)。对母花岗岩石英中的 4 个 MI 共测了 13 个点。同时还对寄主矿物 (绿柱石) 和绿柱石中被包裹的白云母小晶体等进行了成分测定, 结果均列于表 1。从表 1 可以看出, 绿柱石中 MI 主要由 SiO₂ 和 Al₂O₃ 组成 (分别平均为 70.72% 和 13.94%), Na₂O 和 K₂O 较低 (分别平均为 0.52% 和 2.00%), 而 Ca、Mg、Fe 等的含量极低, 其铝指数 (A/CNK) 平均为 3.11。至于其总量平均只有 88.44% (亏损量达 11.56%) 主要是 H₂O 造成的 (Carron, 1961; 夏林圻, 2002), 另外有些组分未能全部检测, 也是原因之

一。这一亏损量与 Audetat 等(2000)所测 Mole 花岗岩石英脉黄玉中 MI 的亏损量 9.8%(MI 成分总量为 90.2%)接近。如果把绿柱石中 MI 的亏损量全部算作 H₂O,那么绿柱石中 MI 应是一种富含 H₂O 的硅酸盐熔融体,其含 H₂O 量与 London 等(1988)用马库萨尼火山玻璃(成分上与花岗伟晶岩类似)在 200 MPa、饱和蒸气实验条件下所获得的熔体中 H₂O 的含量(11.5%)一致。绿柱石 MI 中的 K₂O ≫ Na₂O 与脉体中不存在富含 Na 矿物而出现较多钾长石和白云母这一地质事实吻合。花岗岩石英中的 MI 成分则与母花岗岩的岩石化学成分相近,但 Al₂O₃ 明显升高而 Na₂O 和 K₂O 有所降低,另外 Fe_c

Mg 含量亦有所降低。按照西华山花岗岩全岩(不分期次,共 65 个样平均)、晚期花岗岩(γ_5^{2-2})以及晚期花岗岩石英中 MI 的成分,其 A/CNK 分别为 1.01、1.07 和 1.32(平均)。从表 1 还可以看出,绿柱石中 3 个 MI 所获得的 7 个点的成分十分相近,而石英中 4 个 MI 所测定的 13 个点的成分亦十分相近,表明在本次实验中,MI 充分实现了均一化,而且有效地避免了边界层效应的影响。

3.4 MI 中流体部分的激光拉曼光谱分析

为了查明 MI 中流体部分的挥发分种类及其相对含量,分别对黑钨矿-石英脉的绿柱石以及形成比石英脉稍早而形成环境基本相近的似伟晶岩石英中

表 1 熔融包裹体及相关样品的电子探针分析结果

$w_{13}/\%$

Table 1 Electron microprobe analytical results of melt inclusions and relative samples

产状	样品名称	样品号及测试点编号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	WO ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	F	总量	
西华山花岗岩		不分期次	75.60	0.05	12.63	未测	1.53	0.23	0.69	3.96	4.40	0.10	未测	未测	0.05	未测	99.86	
西华山晚期花岗岩		γ_5^{2-2}	75.94	0.03	12.85	未测	1.19	0.15	0.49	3.95	4.31	0.09	未测	未测	0.02	0.18	99.90	
黑钨矿-石英脉	绿柱石中的 MI	97X-20-1-1	72.71	0.03	13.84	未测	0.12	0.01	0.80	0.24	1.54	0.04	0.02	0.09	0.08	0.09	89.58	
		97X-20-1-2	70.25	0.03	13.28	未测	0.08	0.00	0.67	0.43	3.03	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	87.80	
		97X-20-1-3	70.07	0.03	13.24	未测	0.11	0.00	0.65	0.26	1.85	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	86.24	
		97X-20-1-4	72.69	0.03	14.11	未测	0.15	0.00	0.69	0.16	0.67	0.007	0.02	0.06	0.00	0.02	88.64	
		97X-20-2	69.50	0.00	14.61	未测	0.11	0.00	1.08	0.99	1.93	0.05	0.00	0.05	未测	未测	88.32	
		97X-20-3-1	69.15	0.01	14.84	未测	0.35	0.00	0.23	0.92	2.84	0.11	0.00	0.28	未测	未测	88.73	
		97X-20-3-2	70.68	0.00	13.69	未测	0.38	0.00	1.47	0.67	2.16	0.55	0.00	0.04	0.00	0.12	89.76	
		平均值	70.72	0.00	13.94	未测	0.19	0.00	0.80	0.52	2.00	0.13	<0.01	0.07	0.02	0.05	88.44	
		绿柱	I	66.51	0.00	18.58	未测	0.18	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	未测	未测	未测	85.40
		石主晶	II	66.77	0.00	18.97	未测	0.22	0.00	0.02	0.06	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.10	86.21
白云母			48.26	0.04	31.65	未测	7.63	0.24	0.31	0.39	8.68	0.38	0.07	0.72	未测	未测	98.37	
中细粒黑云母花岗岩(γ_5^{2-2})	石英中的 MI	85X-53-1-1	74.68	0.00	13.83	0.15	0.27	0.00	0.86	2.65	3.69	0.11	未测	未测	0.00	未测	96.24	
		85X-53-1-2	74.46	0.00	14.18	0.00	0.25	0.09	0.93	2.79	3.93	0.11	未测	未测	0.05	未测	96.79	
		85X-53-1-3	74.41	0.00	14.09	0.00	0.36	0.12	0.78	3.04	3.92	0.07	未测	未测	0.00	未测	96.79	
		85X-53-1-4	74.02	0.00	14.29	0.00	0.32	0.09	0.90	2.56	3.84	0.12	未测	未测	0.00	未测	96.14	
		85X-53-1-5	74.04	0.00	14.04	0.02	0.07	0.13	0.88	3.06	3.95	0.28	未测	未测	0.00	未测	96.47	
		85X-53-2-1	75.59	0.02	13.24	0.00	0.41	0.00	0.22	3.35	3.91	0.17	未测	未测	0.00	未测	96.91	
		85X-53-2-2	76.07	0.00	12.39	0.04	0.43	0.00	0.17	2.82	3.94	0.08	未测	未测	0.00	未测	95.94	
		85X-53-3-1	74.91	0.01	13.50	0.02	0.26	0.00	0.78	2.46	3.70	0.10	未测	未测	0.00	未测	95.74	
		85X-53-3-2	74.87	0.01	13.47	0.07	0.11	0.21	0.80	2.65	3.84	0.19	未测	未测	0.00	未测	96.22	
		85X-53-3-3	74.87	0.00	13.72	0.07	0.27	0.22	0.64	2.82	3.77	0.07	未测	未测	0.00	未测	96.45	
		85X-53-4-1	75.33	0.00	13.16	0.00	0.25	0.12	0.82	3.34	4.30	0.28	未测	未测	0.00	未测	97.60	
		85X-53-4-2	74.89	0.00	13.14	0.00	0.32	0.07	0.88	3.26	4.34	0.24	未测	未测	0.00	未测	97.14	
		85X-53-4-3	75.18	0.00	13.61	0.02	0.19	0.00	0.81	3.56	4.40	0.14	未测	未测	0.07	未测	97.98	
平均	74.87	0.00	13.59	0.03	0.27	0.08	0.73	2.95	3.96	0.15	未测	未测	0.01	未测	96.65			
石英	Y2Z-1	99.01	0.00	0.12	0.00	0.10	0.08	0.00	0.20	0.01	0.04	未测	未测	0.00	未测	99.56		
钠长石	Y2Z-2	68.50	0.00	19.41	0.00	0.00	0.19	1.40	9.52	0.23	0.10	未测	未测	0.00	未测	99.35		
钾长石	Y2Z-3	64.59	0.00	17.80	0.07	0.00	0.00	0.09	0.30	16.99	0.00	未测	未测	0.00	未测	99.84		

注:西华山花岗岩引自吴永乐等(1987),西华山晚期花岗岩引自刘家齐(1989),黑钨矿-石英脉中样品由武汉理工大学电子探针室测定,探针型号 JEOL-SUPERPROBE-733,加速电压 20kV,工作电流 20nA,电子束直径 5 μ m,校正标样:蔷薇辉石、钾长石、镁铝榴石、金属钨、BaSO₄、ScP₃O₁₄和萤石,其余样品由中国地质科学院矿产资源研究所探针室测定;FeO 代表全铁,白云母样品为绿柱石晶体中的固体包裹物。

MI的流体部分进行了激光拉曼光谱测定。测试是在西安地质矿产研究所 RAMANOR-U1000 型激光拉曼探针上完成的,实验条件:Ar⁺激光器波长 514.5 nm,激光功率 600 mW,双单色器狭缝 450 μm,色散率 9.2cm⁻¹/mm,光电倍增管高压 1 530

V。测试结果(表2和表3)表明,MI中流体部分主要是H₂O。似伟晶岩石英中3个MI的H₂O和CO₂含量平均为94.1%和4.3%,另有少量H₂S、CH₄等;黑钨矿-石英脉绿柱石中熔融包裹体的H₂O和CO₂含量分别为78%和7.8%,H₂S、CH₄含量相对较高。

表2 MI中流体部分液相成分的激光拉曼光谱分析结果

$x_B/\%$

Table 2 Laser Raman microprobe scanning results of fluid phases(liquid) in melt inclusions

样品号	产状和矿物	包裹体号	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	H ₂ O*	C ₂ H ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	总和
88D-13	似伟晶岩中的石英	1	9.8	2.9	1.8	84.3			1.2	100
		2	3.3			94.4		2.3		100
		3		2.6	2.2	93.6	1.6			100
82X-6	黑钨矿石英脉中的绿柱石		7.8	4.3	3.8	78.0	2.7		3.4	100

* 仅供参考。

表3 MI中流体部分气相成分的激光拉曼光谱分析结果

$x_B/\%$

Table 3 Laser Raman microprobe scanning results of fluid phases(gas) in melt inclusions

样品号	产状和矿物	包裹体号	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	CO	N ₂	H ₂	C ₂ H ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C ₄ H ₆	C ₆ H ₆	总和
88D-13	似伟晶岩中的石英	1	77.4		8.3				7.6	6.7				100
		2	33.9	13.2	12.9		19.7		4.6	9.4			6.3	100
		3	20.9			73.3		3.1			2.7			100
82X-6	黑钨矿石英脉中的绿柱石				10.3	50.5		17.8		7	5.6	3.2	5.6	100

4 讨论

4.1 电子探针测定结果的可信度

为了获得MI的真实成分,笔者在包裹体鉴定、选择和均一温度测定中始终遵循 Roedder(1979)、夏林圻(1988,2002)、Nielsen等(1998)和 Frezzotti(2001)等所阐明的有关要领,同时借鉴了 Webster等(1997)、Naumov等(1998)、Audetat等(2000)、Thomas等(2000)、李福春等(2003)对类似成分的MI或淬火玻璃进行电子探针测定的成功经验。首先利用小包裹体(3~6 μm)采用合理的升温速率和充分的恒温时间在显微热台中进行加热,用以查明MI的均一温度范围和作为高温高压实验时温度设置的依据,然后选择体积大的(15~35 μm)MI在高压釜中使其重新均一化后淬火。这样既避免了由于小包裹体边界层效应对包裹体成分的影响,又避免了由于大包裹体加热破裂泄漏而不能实现均一化或因过热对MI成分的影响。另外在电子探针测定时采用低束流、加大束斑直径(5 μm)和先测Na等一系列措施以尽量减少Na丢失。因此电子探针测定结果基本上是可信的,至少测定结果证实其为一种硅

酸盐熔融体是毫无疑问的。

4.2 西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中MI成分的意义

4.2.1 矿床学意义

在研究黑钨矿-石英脉中的流体包裹体时,以往多只注意气液包裹体,而没有意识到(或不认识)其中可能还有不混溶的MI,因此将其成矿流体归结为热水溶液。根据这种气液包裹体所测得的成矿温度、压力和成矿介质密度及粘度等都很低,不易解释有关地质现象。对此朱焱龄等(1981)、林新多等(1986)、张德会(1987)、余行祯等(1988)、夏卫华等(1989)和干国良(1991)等曾多次提出质疑,并认为大脉型钨矿床的成矿流体应是一种以SiO₂为主、富含成矿元素、饱和H₂O和其他挥发分、密度高粘度大的熔体-溶液。吴永乐等(1987)虽持传统热液观点,但在论述西华山脉钨矿床成矿流体时亦认为“实质上是以SiO₂为主体(80%以上)的硅质流体”。郭文魁(1983)在对西华山钨矿床金属成矿作用的精辟论述中,强调矿脉是在“岩浆后期”而不是在岩浆期后充填的,并指出当时的结晶相在体积上应大大超过60%,存在于晶体粒间的流体应小于40%,那时花岗岩尚处于“塑性或蠕流状态”。上文论述的这一特征大致相当于岩浆-热液过渡型矿床的基本特征。

引起多种困惑与不同认识的主要原因是流体包裹体证据不够充分,显然西华山脉钨矿床绿柱石中MI的发现以及成分确认能有益于加深对脉钨矿床成矿作用特征的认识。

西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中MI成分研究结果确认矿床的成矿流体不是单一的热热水溶液,而是一种由花岗岩岩浆分异出来的残余硅酸盐熔体以及共存水质流体所组成的不混溶性流体(岩浆-热液过渡性流体)。这种以熔体、流体与晶体三相共存为特征的岩浆-热液过渡性流体在成分和物理化学性质上兼有岩浆与热液的双重特性,从而能合理地解释朱焱龄等(1981)、林新多等(1986)、张德会(1987)、余行祯等(1988)、夏卫华等(1989)和干国良(1991)等人提出的有关质疑。

如果把所获绿柱石及石英中MI成分以及母花岗岩(γ_5^{2-2})的岩石化学成分投影到Ab-Or-Q图中,可以看出,花岗岩石英中13个测试点的投影由花岗岩(γ_5^{2-2})所在的中央共结区往富石英方向连续分布,但皆距低温槽不远(图2),表明结晶分异晚期阶段的残余熔融体由共结区往富石英方向演化;绿柱石中MI 7个点的分布则远离中央共结区的富石英顶端并靠Or-Q一侧分布(图2),表明在岩浆作用末期出现SiO₂的高度富集。而且本文的SiO₂高度富集是从绿柱石主晶的MI中获得的,从而排除了石英主矿效应的影响。如果结合西华山花岗岩石英中MI成分的分布特点,显示出由花岗质岩浆结晶

作用末期富SiO₂的残余熔体-溶液形成黑钨矿-石英脉的可能性。

4.2.2 岩石学意义

在现有的花岗岩类MI成分研究中,几乎都是关于花岗岩及其浅成侵入物或复杂伟晶岩的,如Konaumov等(1984,1998)、Tsaryeva等(1991)、Frez-zott(1992,2001)、valenk(1996)、Webster等(1996,1997)、Audetat等(2000)以及Thomas(2000)、Dietrich等(2000),为有关岩石及矿床的成因、岩浆不混溶、岩浆与热液演化关系及其成矿作用特征等提供很多重要依据。而对于由花岗质岩浆演化到更晚阶段(如黄英岩、云英岩和黑钨矿-石英脉中)MI成分研究的例子极少甚至完全没有,使得对花岗质岩浆作用与成矿作用之间关系的理解显得有些抽象。表1列出了西华山花岗岩(全岩)、晚期花岗岩(γ_5^{2-2})的岩石化学成分以及晚期花岗岩石英中MI和黑钨矿-石英脉绿柱石中MI的成分分析结果。笔者根据这些结果计算了有关铝指数(A/CNK),发现由西华山花岗岩全岩(共65个岩石化学分析样品平均)→西华山晚期花岗岩(γ_5^{2-2})→晚期花岗岩石英中的MI→黑钨矿-石英脉绿柱石中的MI,其中的碱金属和Fe、Mg等逐渐减少,而Al₂O₃以及A/CNK相应增加(1.01→1.07→1.32→3.11)。这表明花岗质岩浆通过结晶分异能够逐渐演变成一种贫Fe、Mg相对贫K、Na而富Al和挥发分(主要是H₂O)的残余熔融体,甚至最终几乎只有SiO₂、Al₂O₃和挥发分以及少量碱金属。由于残余熔体富含H₂O和强过铝而使其固相线温度大大降低并延长结晶时间(Tuttle and Bowen, 1958; Glyuk *et al.*, 1973, 1980; Kovalenko, 1977; Manning, 1980, 1981; Pichavant, 1987),从而使得岩浆与热液能长期共存,因此通常认为是典型热液成因的黄玉、萤石和绿柱石等可以在固相线温度之上晶出,并形成云母+石英、黄玉+石英、长石+石英或长石+绿柱石+石英等组合的岩相带、岩脉或矿脉。这一演化特点与朱金初等(2002)的论述以及李福春等(2003)的实验结果一致。

笔者注意到西华山黑钨矿-石英脉柱石中MI的成分与澳大利亚黄英岩(Eadington *et al.*, 1978)、美国黄英岩(Kortemeier *et al.*, 1988)以及我国华南许多黄英岩(刘昌实等, 1995)的成分近似(少数含云母黄英岩的FeO较高),其显著特征(刘昌实等, 1995)是成分中基本上只有SiO₂(65.04%~81.12%)和

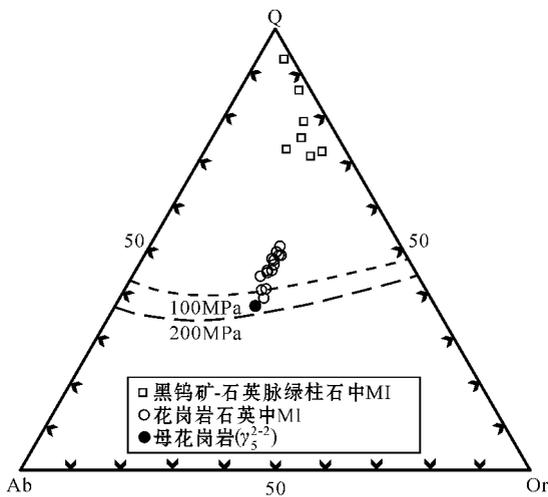


图2 黑钨矿-石英脉绿柱石中MI的Ab-Or-Q标准分子组成

Fig. 2 Ab-Or-Q normative diagram of melt inclusions in beryl from wolframite-quartz veins

Al_2O_3 (13.01% ~ 18.09%), 另有少量 K_2O (0.04% ~ 4.24%), 其他 TiO_2 、 MgO 、 FeO 和 CaO 等很低, 因此具极强的过铝性 ($A/\text{CNK} = 3.20 \sim 40.79$)。这暗示黑钨矿-石英脉和黄英岩在成因和演化程度上有某些相似之处, 例如它们都是由 Li-F 花岗岩分异出来的残余熔体-溶液结晶而成; 它们既有岩浆成因的因素, 又有热液作用的特征, 而且都与 W、Sn、Be 或 Nb、Ta 等矿化作用有关, 只是西华山黑钨矿-石英脉更加接近岩浆-热液过渡阶段末期并且热液作用占有更重要的地位。

4.2.3 在找矿勘探中的意义

岩体的侵位深度和形成压力不仅是控制成矿作用的重要因素, 而且也是找矿勘探和研究有关地区剥蚀速度的重要依据。但如果矿物中的包裹体组合类型不同, 则可导致所测压力值不同。例如原来只看到西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中含有两相气液包裹体和少量含 CO_2 包裹体, 于是根据包裹体中的 CO_2 含量、部分均一温度和完全均一温度等求得脉钨矿床的形成压力为 30 ~ 70 MPa。显然这一压力值只相当于斑岩矿床的压力, 况且单一均一温度所指明的压力只是与均一温度对应的均一压力, 通常不代表形成压力。由于绿柱石中与气液包裹体共生 MI 的发现及其成分的确证, 从而可以利用不混溶的水质流体包裹体与 MI 来求其形成压力。对此 Roedder (1980)、夏林圻 (1985) 和卢焕章等 (2004) 曾做过极好的论述。作者利用这一压力计求得西华山黑钨矿-石英脉绿柱石结晶时的压力为 200 MPa (黄惠兰等, 2006)。这对有关地区 (特别是像华南地区不同的大地构造单元——隆起区和拗陷带) 如何正确估计大脉型钨矿床的赋存深度或对深部进行成矿预测具有重要意义与潜在经济价值。尽管现有矿床大多不是利用“模式”找到的, 但在地表资源日益枯竭的情况下, 如果对矿床的成因、类型以及形成时的物理化学条件等认识不同或者组成成矿模式的各种参数数值不同, 必将导致不同的结果和不同的经济效益。

5 结论

(1) 证实西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中确实存在 MI, 从而确认西华山脉钨矿床的成矿流体可能不是单一的热热水溶液, 而是一种由花岗岩浆分异出来的残余硅酸盐熔体以及共存水质流体所组成的不混溶性流体 (岩浆-热液过渡性流体), 其成矿作用始

于岩浆-热液过渡阶段。

(2) 西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中 MI 成分主要是 SiO_2 、 Al_2O_3 和 H_2O (分别平均为 70.72%、13.94% 和 11.56%) 以及少量 K_2O (2.0%), 其他 Ca、Mg、Fe 等很低, 与澳大利亚石英-黄玉脉 (亦称黄英岩脉) 和伟晶岩脉黄玉中的 MI 成分较接近, 也与世界各地黄英岩的化学成分大致相当。

(3) 通过结晶分异作用, 花岗质岩浆能分异出一种与水质流体不混溶、最终基本上只有 SiO_2 、 Al_2O_3 和挥发分以及少量碱金属的残余熔体。由于富含挥发分和强过铝, 残余熔体的固相线温度得以大大降低, 并延长结晶时间, 使得岩浆与热液长期共存, 从而导致通常认为是典型热液成因的黄玉、萤石、绿柱石等可在固相线温度之上结晶。

(4) 根据 MI 和不混溶流体包裹体所获得的有关矿脉充填时的压力 (深度), 可作为有关矿床找矿勘探和成矿预测时的重要依据。

以上研究只是初步的, 认识和结论均属探讨性的, 切忌作为定论, 唯盼感兴趣者继续进行深入广泛研究。

致谢 在高温高压实验中得到北京大学曾贻善教授、南京大学饶冰副教授、倪培教授、王连生工程师的帮助与指导; 蒙武汉理工大学彭长琪教授和赵文俞博士、中国地质科学院矿床资源研究所周剑雄研究员帮助做了电子探针分析; 蒙西安地矿所王志海研究员帮助做了激光拉曼探针分析, 蒙审稿专家及编辑所提出的修改意见和认真的审定, 特表谢意。

References

- Audet A, Gunther D and Heinrich C A. 2000. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19): 3373 ~ 3393.
- Carron J P. 1961. Premieres donnees sur la composition de certains reliquats magmatiques [J]. *Compt. Rend. Acad. Sci., Fr. Paris. T.*, 253: 2016 ~ 2018.
- Chang Hailiang and Huang Huilan. 2001. Discovery and its significance of melt inclusions within beryl from the wolframite-quartz veins in Xihuashan orefield, Jiangxi [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2: 21 ~ 27 (in Chinese).
- Chang Hailiang and Huang Huilan. 2002. A preliminary investigation of melt inclusions and genesis of Xihuashan tungsten deposits [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(2): 143 ~ 150 (in Chinese with

English abstract).

- Dietrich A, Lethmann B and Wallianos A. 2000. Bulk rock and melt inclusion geochemistry of Bolivian tin porphyry systems[J]. *Econ. Geol.*, 95 : 313~326.
- Eadington P J and Nashar B. 1978. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England batholith, Australia[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67 : 433~438.
- Frezzotti M L. 1992. Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the M. Genis granite(SE Sardinia) [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56 : 21~33.
- Frezzotti M L. 2001. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks : applications to petrology[J]. *Lithos*, 55 : 372~299.
- Gan Guoliang. 1991. A Preliminary discuss on the property of ore-forming fluid of the Huangsha vein-type tungsten deposit, Jiangxi province[J]. *Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral Resources, CAGS*, 16 : 83~94(in Chinese).
- Glyuk D S and Ansilgov V N. 1973. Phase equilibria in the system granite-H₂O-HF at a pressure of 1 000 kg/cm³[J]. *Geochem. Intern.*, 10(10) : 321~324.
- Glyuk, D S, Trufanova L G and Bazarova S B. 1980. Phase relations in the granite-H₂O-LiF system at 1 000 kg/cm³[J]. *Geochem. Intern.*, 17(5) : 35~48.
- Guo Wenkui. 1983. Metallization of Xihushan tungsten deposit[J]. *Mineral Deposits*, 2 : 1~14(in Chinese).
- Huang Huilan, Chang Hailiang, Fu Jianming, *et al.* 2006. Formation pressure of wolframite-vein deposits and emplacement depth of related granite in Xihuashan, Jingxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 5 : 562~571(in Chinese).
- Kortemeier W T and Burt D M. 1988. Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch, Tonto basin, Arizona[J]. *Am. Mineralogist*, 73 : 507~523.
- Kovalenko N I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites [J]. *Geochimia*, 15(4) : 503~515(in Russian).
- Kovalenko V I. 1996. Magma of pegmatites from Volhynia : composition and crystallization parameters determined by magmatic inclusion studies[J]. *Petrology*, 4 : 277~290.
- Li Fuchun, Zhu Jinchu, Zhang Linsong, *et al.* 2003. Experiential study on formation and evolution of F-rich granitic melt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1) : 125~130(in Chinese with English abstract).
- Li Huaqin, Liu Jiaqi and Wei Lin. 1993. Fluid Inclusion Chronology Studies of Hydrothermal Ore Deposits and Their Geological Application[M]. Beijing : Geological Publishing House, 28~49(in Chinese).
- Lin Xinduo, Zhang Dehui and Zhang Chuanling. 1986. A discussion on the property of ore-forming fluid of the wolframite quartz-vein in the Yaogangxian tungsten deposit, Yizhang County, Hunan Province [J]. *Earth Sci.*, 11(2) : 153~160(in Chinese).
- Liu Changshi, Shen Weizhou and Wang Dezi. 1995. The characteristics and genetic mechanism of igneous topazites in South China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 69(3) : 221~231(in Chinese).
- Liu Jiaqi. 1989. The Xihuashan granite and its mineralization[J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 19 : 83~104(in Chinese).
- Liu Jiaqi and Chang Hailiang. 1987. Thermobarogeochemical study on some Yanshanian granitic intrusions and related vein-type tungsten deposits in the Nanling region[A]. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources. Research Reports of the Geology and Mineral Resources of Nanling[C]. Wuhan : College of Geology Press, 145~196(in Chinese).
- Liu Jiaqi and Zeng Yishan. 2000. The stable isotopic composition of fluid inclusions in a mega-quartz crystal[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2) : 1~5(in Chinese).
- London D, Hervig R L and Morgan G B. 1988. Melt-vapor solubilities and element partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems : Experimental results with Macusani glass at 200MPa[J], *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99 : 360~373.
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, *et al.* 2004. Fluid Inclusions [M]. Beijing : Science Press, 230~240(in Chinese).
- Manning D A C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kbar[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76 : 206~215.
- Manning D A C, Hamilton D L, Henderson C M B, *et al.* 1980. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous, F-bearing and F-free aluminosilicate melts[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75 : 257~262.
- Mu Zhiguo, Huang Fusheng and Chen Chengshi. 1982. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of Piaotang and Xihuashan quartz-vein-type tungsten deposits, Jiangxi Province[A]. Proceedings of the Symposium on Tungsten Geology[C]. Geological Publishing House, 153~170(in Chinese).
- Naumov V B, Kovalenko V I and Clocciatti R. 1984. Parameters of crystallization and composition of phases of the melt inclusions in quartz of ongorhyolites[J]. *Geokhimiya*, 22(4) : 451~464(in Russian).
- Naumov V B, Kovalenko V I and Dorofeeva V A. 1998. Fluorine concentration in magmatic melt : Evidence from inclusions in minerals [J]. *Geokhimiya*, 36(2) : 147~157(in Russian).
- Nielsen R L, Michael P J and Sours-Page R. 1998. Chemical and physical indicators of compromised melt inclusions[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65 : 831~839.
- Pichavant M. 1987. Effect of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar[J]. *Am. Mineral.*, 72 : 1 056~1 070.
- Roedder E. 1979. Origin and significance of magmatic inclusions[J]. *Bull. Mineral.*, 102 : 487~510.
- Roedder E and Bodnar R J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies[J]. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 8 : 263~301.
- Thomas R and Webster J D. 2000. Strong tin enrichment in a pegmatite-forming melt[J]. *Mineralium Deposita*, 35 : 570~582.
- Thomas R, Webster J D and Heinrich W. 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz : complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 193 : 394~401.
- Tsaryeva G M, Naumov V B and Kovalenko V I. 1991. Chemical composition and crystallization condition of topaz rhyolites according to the melt inclusion study[J]. *Geokhimiya*, 29(10) : 1 453~1 462(in Russian).
- Tuttle O F and Bowen N L. 1958. Origin of granites in the light of ex-

- perimental studies in the system of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_6\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [J]. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74: 1~153.
- Webster J D, Burt D M and Agullon R A. 1996. Volatile and lithophile trace element geochemistry of Mexican tin rhyolite magmas deduced from melt inclusions[J]. *Geochim Cosmochim. Acta*, 60: 3 267~3 283.
- Webster J D, Thomas R, Rhede D, *et al.* 1997. Melt Inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquid[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13): 2 589~2 604.
- Wu Yongle, Mei Yongwen, Liu Pengcheng, *et al.* 1987. Geology of the Xihuashan Tungsten Ore field[M]. Beijing: Geological Publishing House, 45~271(in Chinese).
- Xia Linqi. 1985. On barometry studies of magmatic inclusion[J]. *Bull. Xi'an Inst. Geol. Mine. Res.*, Chinese Acad. Geol. Sci. 1~8(in Chinese).
- Xia Linqi. 1988. On study of chemical compositions of magmatic inclusion[J]. *Acta Petrol. Mineral.*, 7(1): 1~11(in Chinese with English abstract).
- Xia Linqi. 2002. Melt inclusions in magmatic rocks[J]. *Earth Science Frontiers*, 9(2): 403~414(in Chinese with English abstract).
- Xia Weihua, Zhang Jintong, Feng Zhiwen, *et al.* 1989. Geology of Granite Type Rare-metal Ore Deposits in Nanling Region[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 112~115(in Chinese).
- Yu Xingzhen and Li Peilan. 1988. Characters of the thermal ore fluids at Xihuashan tungsten field[J]. *Mineral Resources and Geology*, 2 81~88(in Chinese).
- Zhang Dehui. 1987. A further discussion on the property of ore-forming fluid of the quartz-vein type wolframite deposit[J]. *Earth Sci.*, 12(2): 185~193(in Chinese).
- Zhang Ligang. 1985. The Application of the Stable Isotope to Geology[M]. Shaanxi Science and Technology Publishing House, 152~186(in Chinese with English abstract).
- Zhu Jinchu, Rao Bing, Xiong Xiaolin, *et al.* 2002. Comparison and genetic interpretation of Li-F rich rare-metal bearing granitic rocks[J]. *Geochimica*, 31(2): 141~152(in Chinese with English abstract).
- Zhu Yanling, Li Chongyou and Lin Yunhuai. 1981. Geology of the South Jiangxi Tungsten Ore Field[M]. Jiangxi Publishing House of the Peoples, 324~337(in Chinese).
- 常海亮, 黄惠兰. 2001. 西华山黑钨矿石英脉绿柱石熔融包裹体的发现及其意义[J]. *华南地质与矿产* (2): 21~27.
- 常海亮, 黄惠兰. 2002. 西华山钨矿床中熔融包裹体的初步研究与矿床成因讨论[J]. *岩石矿物学杂志*, 21(2): 143~150.
- 干国良. 1991. 江西黄沙脉钨矿床成矿流体性质的初步讨论[J]. *宜昌地矿所专刊*, 第16号: 83~94.
- 郭文魁. 1983. 西华山钨矿床的金属矿化作用[J]. *矿床地质*, 2: 1~12.
- 黄惠兰, 常海亮, 付建明, 等. 2006. 西华山脉钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度[J]. *矿床地质*, 25(5): 562~571.
- 李福春, 朱金初, 张林松, 等. 2003. 富氟花岗岩熔体形成和演化的实验研究[J]. *岩石学报*, 19(1): 125~130.
- 李华芹, 刘家齐, 魏林. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用[M]. 北京: 地质出版社, 28~49.
- 林新多, 张德会, 张传岭. 1986. 湖南宜章瑶岗仙黑钨矿石英脉成矿流体性质的讨论[J]. *地球科学*, 11(2): 153~160.
- 刘昌实, 沈渭洲, 王德滋. 1995. 华南火成黄英岩的特征和成因机理[J]. *地质学报*, 69(3): 221~231.
- 刘家齐. 1989. 西华山花岗岩及其成矿作用[J]. *中国地质科学院院报*, 第19号: 84~104.
- 刘家齐, 常海亮. 1987. 南岭地区某些燕山期花岗岩及其脉钨矿床温压地球化学研究[A]. *宜昌地质矿产研究所. 南岭地质矿产科研报告集(一)*[C]. 武汉地质学院出版社, 145~169.
- 刘家齐, 曾贻善. 2000. 一个巨大水晶中流体包裹体稳定同位素地球化学特征[J]. *华南地质与矿产* (2): 1~5.
- 卢焕章, 范宏端, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 230~240.
- 穆治国, 黄福生, 陈成世. 1982. 漂塘-西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧稳定同位素研究[A]. *钨矿床地质讨论会论文集*[C]. 地质出版社, 153~169.
- 吴永乐, 杨勇文, 刘鹏程, 等. 1987. 西华山钨矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 45~271.
- 夏林圻. 1985. 论岩浆包裹体测压研究[J]. *中国地质科学院西安地矿所所刊*, 10: 15~28.
- 夏林圻. 1988. 岩浆包裹体化学成分研究[J]. *岩石矿物学杂志*, 7(1): 1~11.
- 夏林圻. 2002. 岩浆岩中的熔体包裹体[J]. *地学前缘*, 9(2): 403~414.
- 夏卫华, 章锦统, 冯志文, 等. 1989. 南岭花岗岩型稀有金属矿床地质[M]. 中国地质大学出版社, 112~115.
- 余行祯, 李佩兰. 1988. 西华山钨矿田成矿热流体性质分析[J]. *矿产与地质*, 2: 81~88.
- 张德会. 1987. 石英脉型黑钨矿床成矿流体性质的进一步讨论[J]. *地球科学*, 12(2): 185~192.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 陕西科学技术出版社, 152~186.
- 朱金初, 饶冰, 熊小林, 等. 2002. 富锂含氟含稀有矿化花岗岩质岩石的对比和成因思考[J]. *地球化学*, 31(2): 141~152.
- 朱炎龄, 李崇佑, 林运淮. 1981. 赣南钨矿地质[M]. 江西人民出版社, 324~337.

附中文参考文献