

莲花山钨矿床同位素 地质学初步研究

满发胜 白玉珍 倪守斌 黎彤

(中国科学技术大学地球和空间科学系)

莲花山钨矿是1956年在我国首先发现的一种新类型钨矿床^[1]。原广东911地质队做了工业评价(1957—1960),黎彤等做了矿床地质学研究,并出版了专著^[2]。近年来,这类钨矿床受到国内外矿床学者的广泛注意,在我国其它省份也有类似的钨矿床发现。因此,进一步查明这类钨矿床的成因类型和成矿规律,对今后在我国东部广大的中生代酸性火山岩地区内继续寻找同类型钨矿床将有重要指导意义。

在前人工作基础上,我们于1980年8月开始了野外地质工作,系统采集了样品,进行了同位素年龄和稳定同位素测试工作。本文根据所获得的钾-氩、铷-锶年龄和锶、硫同位素比值测定和热液体系物理化学条件计算等数据,结合野外地质研究,探讨了岩浆活动与火山作用的时空关系、矿床物质来源及花岗岩类岩石成因等问题。关于钾-氩年龄、铷-锶年龄和锶、硫同位素组成测定方法、数据处理及误差讨论,另有专文报导^{①②}。

一、地质概况

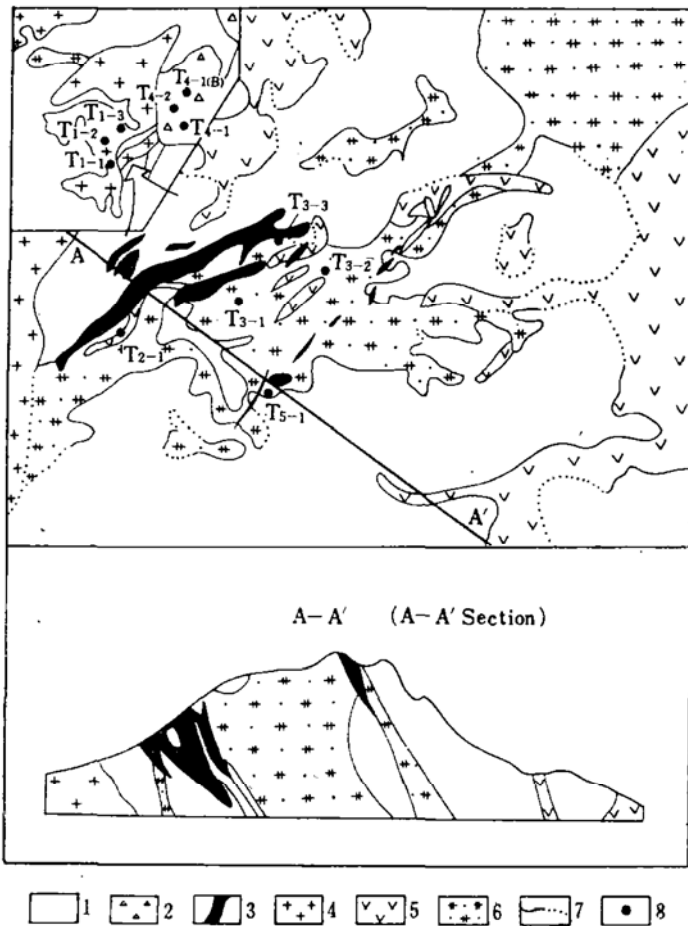
莲花山钨矿位于广东省东部滨海地带。本区自早侏罗世以来经历过强烈的断裂和岩浆活动。深大断裂控制着本区的岩浆作用和成矿作用。本区地层发育不全,无前寒武纪的古老基底,古生代至三叠纪的地层全部缺失,矿区周围仅出露早侏罗世小坪煤系和厚度近千米的酸性火山岩系。小坪煤系由砂岩、页岩组成。酸性火山岩系以不整合的接触关系覆盖于小坪煤系之上,岩石为流纹岩、火山角砾岩和火山集块岩。矿区周围出露的侵入岩主要有黑云母花岗岩、石英斑岩和石英闪长玢岩。花岗岩成岩株状,石英斑岩等为岩墙状产出,它们都穿入到小坪煤系中。石英斑岩是酸性火山岩的次火山岩相,是含矿岩体。下侏罗统、火山岩系和花岗岩类均呈NE—SW方向延伸,受长乐—南澳深大断裂控制。

矿体赋存于石英斑岩体与变质砂岩的内外接触带中,工业矿体分为南北两个矿带,呈NE向分布(图1)。矿石以黑钨矿和白钨矿同时达到工业富集为特征。矿化与围岩蚀变存在着密切的空间、成因联系。围岩蚀变较为复杂,互相重叠无截然界限。工业钨矿化主要赋存于绢云母化、硫化物化和云英岩化发育的部位。

根据研究课题的要求,同位素样品均采自矿区内出露的花岗岩、石英斑岩、石英闪长玢

① 倪守斌、满发胜、白玉珍、黎彤1982年关于“莲花山钨矿区Rb-Sr同位素地质年龄”。

② 白玉珍、满发胜、倪守斌、黎彤1982年关于“莲花山钨矿区K-Ar同位素地质年龄”。



岩、流纹岩及火山角砾岩。为了保证样品新鲜，大多数样品是在坑道内采集的。少数火山岩利用地表爆破取样（见图1）。测试数据结果列于表1、表2。

图1 矿区地质及采样位置图

(据黎彤等, 1961年)

1—早侏罗世砂岩; 2—酸性火山岩; 3—矿体; 4—花岗岩; 5—石英闪长玢岩; 6—石英斑岩; 7—实测与推测地质界限; 8—采样点

Fig. 1. Geological map of the mining area with sampling sites indicated.

K-Ar 同位素地质年龄数据

表 1

序号	样品编号	岩石名称	分析对象	K ₂ O 重量 (%)	K ⁴⁰ × 10 ⁻⁸ (克分子数/克)	Ar ⁴⁰ _g × 10 ⁻¹⁰ (克分子数/克)	视年龄 (百万年)
1	T ₁₋₁	黑云母花岗岩	黑云母	4.40	10.89	7.375	113.1
2	T ₁₋₁	黑云母花岗岩	黑云母	3.95	9.788	6.312	107.7
3	T ₅₋₁	云英岩	白云母	9.50	23.54	16.90	119.5
4	T ₅₋₁	云英岩	白云母	10.00	24.75	17.30	116.4
5	T ₅₋₁	云英岩	白云母	10.00	24.75	16.79	113.2
6	T ₅₋₁	云英岩	白云母	9.82	24.30	16.83	115.3
7	T ₄₋₂	流纹岩	全岩	5.24	12.98	5.901	76.6
8	T ₄₋₁	火山角砾岩	全岩	3.95	9.788	4.786	82.3
9	T _{4-1(B)}	火山角砾岩	全岩	4.08	10.11	4.708	78.5
10	T ₃₋₃	石英斑岩	全岩	6.18	15.30	8.428	92.5
11	T ₃₋₂	石英斑岩	全岩	5.05	12.50	6.555	88.2
12	T ₃₋₁	石英斑岩	全岩	7.19	17.82	10.56	99.2
13	T ₃₋₁	石英斑岩	全岩	7.19	17.82	10.55	99.1
14	T ₃₋₁	石英斑岩	全岩	7.19	17.82	10.45	98.2

其中4、5、9由二机部北京三所测定; 2、3、7、8、12、13、14陈道公于美国地调所测定; 余者为本校测定

全岩和单矿物样品的 Rb-Sr 同位素数据

表 2

序号	样品编号	岩石名称	分析对象	同位素含量 (微克原子/克)		$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$
				Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁶		
1	T ₁₋₁	花岗岩	全岩	0.87970	0.19295	4.55921	0.71582
2	T ₁₋₂	花岗岩	全岩	0.56146	0.12640	4.44193	0.71627
3	T _{1-1(A)}	花岗岩	黑云母	2.08929	0.06775	30.84005	0.76740
4	T _{1-2(A)}	花岗岩	黑云母	0.51959	0.04262	12.19065	0.72960
5	T _{1-3(A)}	花岗岩	黑云母	0.19580	0.02154	9.09006	0.72493
6	T ₂₋₁	石英闪长玢岩	全岩	0.55329	0.54158	1.02162	0.71043
7	T ₃₋₁	石英斑岩	全岩	0.70320	0.12547	5.60453	0.71693
8	T ₄₋₁	火山角砾岩	全岩	0.41379	0.22747	1.81910	0.70996
9	T _{4-1(B)}	火山角砾岩	全岩	0.40810	0.23761	1.71752	0.70911
10	T ₄₋₂	流纹岩	全岩	0.52612	0.18685	2.81573	0.71159
11	T ₅₋₁	云英岩	白云母	2.87901	0.28610	10.06295	0.72631

表内数据均由中国科学院地质所测定

二、讨 论

(一) Rb-Sr 年龄

Rb-Sr 年龄样品采用全岩和单矿物分析。单矿物经双目镜鉴定，纯度达98%左右。Rb⁸⁷和Sr⁸⁶的测定采用同位素稀释法，样品Sr⁸⁷/Sr⁸⁶比值是在法制TSN-206SA型质谱计上测定的。计算年龄时Rb⁸⁷的衰变常数采用 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{年}^{-1}$ 。

矿区火山岩全岩等时线(图2)是由一个石英斑岩(T₃₋₁)，两个火山角砾岩(T₄₋₁，T_{4-1(B)})和一个流纹岩(T₄₋₂)共四个全岩样品组成。计算结果：线性相关系数 $\gamma = 0.99709$ ；锶同位素初始比 $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.70613 \pm 0.00035$ ；等时线年龄 $t = 135.80 \pm 7.32$ (百万年)。

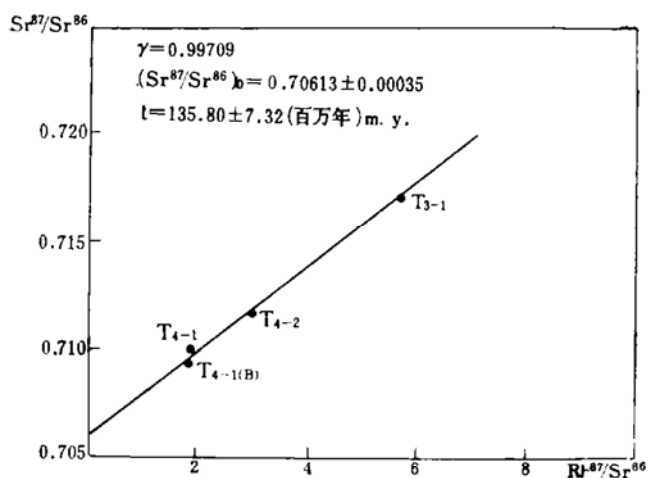


图 2 火山岩全岩Rb-Sr等时线
Fig. 2. Rb-Sr isochron of volcanic whole rock samples.

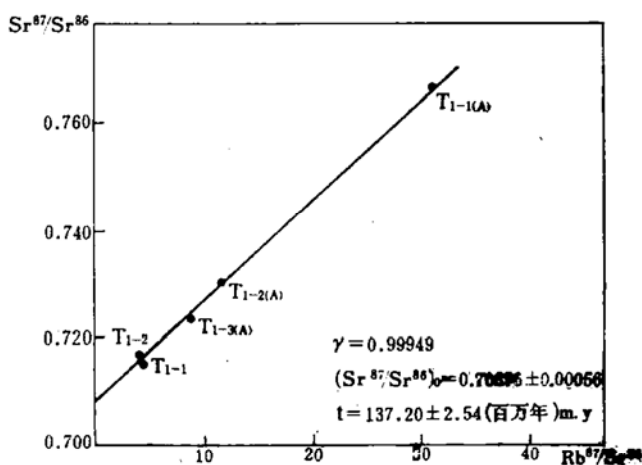


图 3 花岗岩全岩和黑云母单矿物Rb-Sr等时线
Fig. 3. Rb-Sr isochron of whole rock and biotite samples of granite.

矿区花岗岩全岩及单矿物等时线 (图 3) 是由两个全岩 (T_{1-1} 、 T_{1-2}) 和三个单矿物 ($T_{1-1(A)}$ 、 $T_{1-2(A)}$ 、 $T_{1-3(A)}$) 共五个样品组成。计算结果： $\gamma=0.99949$ ； $(Sr^{87}/Sr^{86})_0=0.70696\pm 0.00056$ ； $t=137.20\pm 2.54$ (百万年)。

上述两条等时线的特点是：线性相关性好， $\gamma=0.99709$ 和 $\gamma=0.99949$ 都近似等于 1；所有的数据点都很好拟合于一条直线上；年龄的标准差在 $\pm 7.32\sim 2.54$ 以内。这表明自岩浆侵入与喷发成岩以来，后期地质事件并未明显扰乱 Rb-Sr 全岩和单矿物计时系统。因此，所得等时线年龄 135.80 ± 7.32 百万年和 137.20 ± 2.54 百万年，分别代表了矿区火山岩和花岗岩成岩年龄。这两个数据在误差范围以内是一致的，说明本区火山岩与花岗岩是同期形成的。其成岩时代按国际地质年代学委员会推荐的地质年表 (1967)，应归属为晚侏罗到早白垩世。成岩时代的同期性也揭示了本区岩浆侵入活动与火山活动具有同时性的特征。

本区成岩作用不是偶然的孤立事件，而是区域性成岩作用的直接产物。我们对广东、福建两省 338 个 K-Ar 年龄数据和华南地区 939 个 K-Ar 年龄数据进行了统计，绘出年龄频率图 (图 4)。从图看出：在中生代晚期大约 140 百万年期间有一次强烈的热事件。造成这次热事件的原因是当时太平洋板块的迅速扩张和激烈活动。对于晚中生代太平洋板块的迅速扩张，拉尔逊 (R. L. Larson)、皮特曼 (W. C. Pitman) 有专文论述^[6]。

(二) K-Ar 年龄

我们采集的样品一部分由赴美学者在美国地质调查所分析，一部分在国内分析，共取得了 14 个 K-Ar 表面年龄数据 (表 1)。

国内分析方法是使用氢氟酸和高氯酸熔样，火焰光度法测 K_2O 含量，用同位素稀释法测氩含量，氩同位素组成是用 ZH-1301 质谱计测定的。计算年龄时采用的常数是：

$$\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10} \text{年}^{-1};$$

$$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{年}^{-1};$$

$$K^{40}/K = 1.167 \times 10^{-4} \text{ (原子数比)}.$$

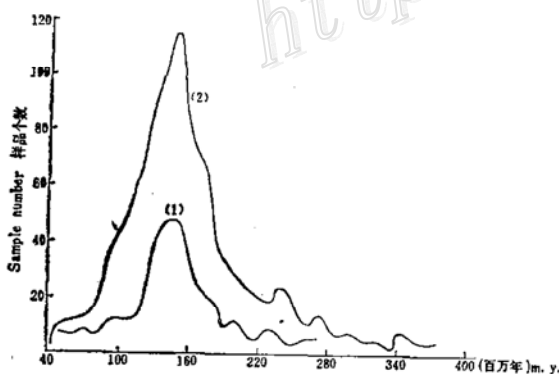


图 4 我国东南部火成岩和变质岩 K-Ar 年龄频率图

(据倪守斌, 1981)

- 1—广东、福建两省 338 个年龄数据统计谱线;
- 2—华南地区 939 个年龄数据统计谱线

Fig. 4. Frequency diagram of K-Ar ages of igneous and metamorphic rocks from southeastern China.

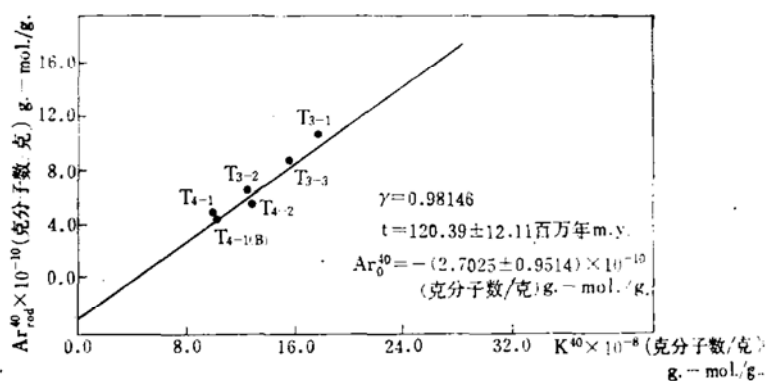


图 5 火山岩全岩 K^{40} - Ar^{40} 等时线

Fig. 5. K^{40} - Ar^{40} isochron of volcanic whole rock Samples.

从表1看出年龄值分散在76.6—119.5百万年区间。其中云英岩中白云母的年龄值最高(119.5、116.4、115.3、113.2百万年);花岗岩中黑云母的年龄居中(113.1、107.7百万年)全岩年龄值最低(分散在76.6—99.2百万年之间)。

由于表面年龄的分散超出了可能的实验误差范围,不宜讨论问题,故需对数据进行等时处理。矿区火山岩6个全岩样品 $K^{40}-Ar^{40}$ 等时处理结果见图5。

等时线的直线拟合相关系数 $\gamma = 0.98146$;等时年龄及标准差 $t = 120.39 \pm 12.11$ 百万年; Ar^{40} 截距及标准差 $(Ar^{40})_0 = -(2.7025 \pm 0.9514) \times 10^{-10}$ 克分子数/克。由上述结果看出:初始 Ar^{40} 量是负值,等时年龄老于全岩样品的表面年龄,这说明火山岩成岩之后,本区曾遭受晚期热事件影响,造成了 Ar^{40} 的丢失,从而导致本区火山岩全岩表面年龄普遍偏新。这与江博明(B. M. Jahn)^[7]等学者的研究成果是一致的,他们认为中生代末期(80—120百万年)环太平洋带曾有一次较大的热事件,其影响波及我国沿海金门、马祖、台湾等地。

云英岩中白云母的表面年龄(均值为116.1百万年)与火山岩系的 $K^{40}-Ar^{40}$ 等时年龄(120.39百万年)很接近,说明后期热事件对其没有明显的影响。云英岩是钨矿化早期阶段的产物,因此,白云母的年龄即代表钨的成矿年龄。这样,由K-Ar年龄得出了本区成岩与成矿年龄也大致相近的结论。

对比 $K^{40}-Ar^{40}$ 与Rb-Sr等时年龄(120.39与135.80百万年),K-Ar等时年龄偏低,这是由于两时钟启动的时间不同而引起的。Rb-Sr时钟记录的是岩浆侵入和喷发作用发生的时间,而K-Ar时钟记录的是岩浆冷却成岩温度降至氩开始保存的时间。两者年龄差反映了本区岩浆演化的冷却史。

(三) 锶和硫同位素

本区锶同位素比值测定结果见图2、图3。花岗岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.70696 \pm 0.00056$;火山角砾岩、流纹岩和石英斑岩为代表的火山岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.70613 \pm 0.00035$ 。两者非常接近,并接近于现今地幔平均值 $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.7037$ 。这说明形成花岗岩、石英斑岩和火山岩的岩浆具有同源性、幔源性的特征。

江博明1976年报导^[7],金门、马祖、花屿等岛屿的酸性火成岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.7070$ 。看来,本区所测得的中生代酸性火成岩类的锶同位素初始值0.7061—0.7069,在中国东部地区可能具有一定的区域性意义。

矿区内矿体、含矿岩体及围岩14个样品硫同位素组成测定结果(表3)^①:黄铁矿 δS^{34} 值 $= -0.85 \sim +3.3\%$,均值为 $+1.93\%$;磁黄铁矿 δS^{34} 值 $= -0.05 \sim +3.14\%$,均值为 $+1.9\%$ 。矿物 δS^{34} 值变化范围狭窄,说明矿区硫源单一。经Ohmoto模型计算,成矿热液总硫平均同位素组成 $\delta S_{\Sigma S}^{34} = +2.0\%$,该值接近于陨硫 $(\delta S_{\Sigma S}^{34} = 0\%)$,说明成矿热液来自深源,并且是岩浆成因的。之所以有 $+2\%$ 的变化可能是熔体与热液之间硫同位素瑞利分馏的结果。

上述锶、硫同位素研究表明,与钨矿床有关的成岩成矿物质均来自深部岩浆,而钨矿是在近地表次火山岩相富集成矿的。其主要根据是:蚀变矿化作用与石英斑岩之间存在着密切的空间联系,矿体赋存在石英斑岩内外接触带的蚀变岩石中;石英斑岩是次火山岩相,呈角砾

① 据程伟基、杨延令、李平1982年“莲花山钨矿成矿环境和硫同位素初步研究”。

黄铁矿和磁黄铁矿硫同位素组成

表 3

样品编号	岩石名称	采样位置	δS^{34} (‰)	
			FeS ₂	FeS
S 55-175-1	石英斑岩	175中段55线南挡头	+0.31	
S 55-175-2	矿体	175中段55线		+1.87
S 55-175-3	石英砂岩	175中段55线矿体下盘	+2.19	+3.14
S 25-240-2	矿体	240中段25线矿体下盘	+2.22	
S 25-240-3	石英闪长玢岩	240中段25线矿体上盘	+3.30	
S 25-240-4	石英砂岩	240中段25线	+3.15	
S 25-240-1	石英砂岩	240中段45线矿体下盘	-0.85	+1.47
S 45-300-2	矿体	300中段36线		+2.52
S 45-300-1	矿体	300中段45线		+2.14
S 25-300-1	石英砂岩	300中段25线	+2.84	
S 6-1	近矿石英斑岩	南矿带6号矿体	+2.30	+1.47
S 6-2	石英斑岩	南矿带6号矿体	+1.56	-0.05
S 15-300-1	石英斑岩	300中段15线	+2.30	
S 45-240-2	石英砂岩	240中段45线		+2.65

状岩墙产出，与喷发到地表的火山岩根部相接；从矿区主要岩体微量元素含量得知，石英斑岩中钨含量高于背景值20多倍（表4），为钨矿床的形成提供了充分的物质基础。同时，不能忽视围岩的可能贡献，因为华南地区古生代—前寒武纪地层中一般钨含量高，伴随着岩浆活动，围岩中的钨有可能得到活化富集。

(四) 花岗岩类岩石成因初步讨论

本区出露的岩石是一套花岗岩类。关于我国东部大面积分布的花岗岩类岩石的成因类型和物质来源问题，长期以来一直有不同

观点的争议。据上述同位素地质学研究结果看出，本区岩石具有如下特点：1. 花岗岩形成时代与火山岩同期；2. 花岗岩与火山岩是同源岩浆不同侵位的产物；3. 岩浆是来自上地幔。这些特点都是I型花岗岩所具有的特点^[8]。因此，本区岩石成因类型应属于I系列的。

矿区主要岩体微量元素含量表

表 4

岩性	元素	数据													
		Co	Rb	Li	Nb	Ta	W	Sn	Cu	Mo	Bi	Be	F	Cl	B
花岗岩	含量 ^①	4.8	139	114	11	1.3	3.4	46.8	37	25	5	176	12.52	224	73
	比值 ^②	0.65	0.69	0.23	0.59	0.78	4.79	24.25	1.36	27.78	1250	3.32	0.34	0.38	0.61
石英斑岩	含量	5.1	209	407	17	2.1	14.8	111	126	10	6	313	2144	345	130
	比值	0.69	1.03	0.81	0.91	1.26	20.93	57.51	4.63	11.11	1500	5.91	0.59	0.59	1.08

① 以Si = 10⁶为基数，由ppm换算为相对丰度。

② 与维诺格拉多夫(1962)酸性岩相对丰度对比值(据科大研究生倪守斌硕士论文，1981)。

至于本区岩石的形成机制，我们认为可能与大洋板块俯冲带有关。洋壳及海洋沉积物，随着板块俯冲到深部，由于海水的加入，板块相互碰撞及摩擦提供热源，在深大断裂的作用下，使俯冲带深部物质产生局部熔融，生成铈同位素均一化了的花岗岩浆，这就是成岩的母岩浆。母岩浆沿着断裂上升，因其侵位不同形成不同产状的各种岩石。本区岩石铈同位素初始值(0.70613—0.70696)高于现今地幔平均值(0.7037)可能有两种原因：一个是海洋沉积物的加入，另一个是岩浆在运移过程中受到地壳的污染。国内外一些板块理论学者的研究成果证实了本区板块运动的存在。罗志立(1979)^[3]研究，到侏罗—白垩纪，整个华南陆壳已经定形了，但东南沿海地壳运动转趋激烈，形成了晚中生代的火山岛弧；R. L. Larson等

(1972)^[6]指出晚中生代太平洋板块迅速扩张, 扩张速度竟达每年18厘米。莫柱荪等(1980)^[4]指出, 由于板块运动的影响, 中晚中生代闽粤沿海一带形成了一个规模巨大的动力变质带, 其中南澳—长乐动力变质带长达400公里, 这条深大断裂业经卫星照片解析, 深达百余公里。黄汲清等(1980)^[5]指出, 中国东部滨太平洋断裂体系实质上就是一个以西太平洋 Benioff 带为主断裂的复杂的断裂体系。

硫同位素研究也为判断板块运动的存在提供了证据。据佐崎秋良等(1979)^[8]研究, 在太平洋板块向大陆板块俯冲时, 可能有海水中富 S^{34} 的硫酸盐加入到深部熔融的岩浆中, 使岩浆的总硫略高于0值。所以与俯冲板块有关的岩浆作用, 其 δS^{34} 值总是高于地幔而显正值。莲花山钨矿床的热液总硫 δS^{34} 值为 +2%, 正是这种特征的反映。

综上所述, 我们认为莲花山钨矿床的成岩与成矿作用可能是板块运动的产物。

三、结 论

(一) 本区与钨矿床有成因联系的岩石是一套花岗岩类——黑云母花岗岩、石英斑岩和酸性火山岩。它们是在燕山运动中同期生成的。其 Rb-Sr 等时年龄为 $137.20 \pm 2.54 \sim 135.80 \pm 7.32$ 百万年, 相当于晚侏罗—早白垩世。火山岩的 K-Ar 等时年龄为 120.39 ± 12.11 百万年, 白云母所代表的成矿时代为 119.5 (均值为 116.1) 百万年, 两者一致。

Rb-Sr 等时年龄代表岩浆侵入和喷发的起始时间, K-Ar 等时年龄代表氩保存年龄, 即岩石冷却年龄。二者年龄差反映了岩浆演化的冷却史。即是说本区岩浆的侵入与喷发活动是同时进行的, 一方面侵入岩浆缓慢冷却, 一方面火山活动反复间歇发生, 大约经历了 15 百万年。

(二) 根据铈同位素初始值和硫同位素组成研究, 本区岩石的生成机制可能与大洋板块俯冲带有关。洋壳及海洋沉积物沿俯冲带到深部, 由于深大断裂和海水的作用产生局部熔融, 形成了原始花岗岩浆。侵入岩、次火山岩及火山岩是其不同侵位的产物。故此, 我们认为莲花山钨矿的成岩及成矿作用与太平洋板块的构造运动存在着密切的时空和成因联系。

关于我国东部沿海酸性杂岩的生成、发展以及与成矿的关系, 长期以来是一个有争议的较大的研究课题。本文虽系其中一个点上的研究工作, 但它却提供了探索区域构造岩浆系演化的重要同位素地质信息。因此, 本文提出的讨论可能是有意义的。

在研究过程中, 蒙广东冶金局、广东冶金地质勘探公司、汕头冶金局、莲花山钨矿、中国科学院地质所、原二机部三所以及本校地化教研室等单位及有关同志的多方协助, 在此一并表示感谢。

主要参考文献

- [1] 黎 彤 1959 我国首次发现的硫化物型黑钨矿-白钨矿矿床 科学记录中文和英文版 新3卷 5期
- [2] 黎 彤 张盛奇 刘国光 庄培元 1961 硫化物型黑钨矿-白钨矿矿床 科学出版社
- [3] 罗志立 1979 扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响 地质科学 第2期
- [4] 莫柱荪 叶伯丹等 1980 南岭花岗岩地质学 地质出版社
- [5] 黄汲清等 1980 中国大地构造及其演化 科学出版社 86—87
- [6] Larsen, R.L., Pitman, W.C., 1972, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 83, pp. 3645—3662.

- [7] Bor Ming Jahn., Chen, P.Y. and Yen, T.R., 1976, Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 87, No. 5, pp. 763—776.
[8] Sa Saki Akiyoshi, et al., 1979, Contrb. Mineral. Petrol. Vol. 68, pp. 107—115.
[9] Chappell, B.W. and White, A.T., 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geol. 8, 173—174.

PRELIMINARY ISOTOPE STUDIES OF THE LIANHUASHAN TUNGSTEN ORE DEPOSIT

Man Fasheng, Bai Yuzhen, Ni Shoubin and Li Tung

*(Department of Earth and Space Sciences, University
of Science and Technology of China)*

Abstract

Lianhuashan deposit, the first porphyry-type tungsten deposit ever discovered in China, is located in the east of Guangdong Province. Stratigraphically only Jurassic Xiaoping coal series and acidic volcanic rocks occur in the mining area with the latter unconformably overlying the former. Biotite granite, quartz-porphyry and quartz diorite-porphyrity constitute the major intrusives. Rb-Sr isochron ages of the volcanic rocks and the granite are 135.8 ± 2.5 m. y. and 137.2 ± 2.5 m. y. respectively, indicating that they are products of the identical magmatic activity.

K-Ar apparent ages vary between 76.6 m. y. and 119.5 m. y. with the K^{40} - Ar^{40} isochron age of volcanic rocks determined at 120.4 ± 12.1 m. y. These ages are as a rule younger than the corresponding Rb-Sr ages. The formation of ferberite-bearing greisen represents the first stage of tungsten mineralization. The K-Ar age of its muscovite is 119.5 m. y., denoting the coincidence of the tungsten mineralization with the igneous rocks in their formation time. The younger K-Ar apparent ages of samples from this area might be chiefly attributed to the effect of the late stage thermal events in the mega-metallogenic belt around the Pacific Ocean.

The stable isotope measurements give the following $\delta S^{34}(\text{‰})$ values: pyrrhotite, from -0.05 to $+3.14$; pyrite, from -0.85 to $+3.3$; total sulfur ($\delta S_{\frac{2}{3}}^{\frac{3}{4}}$), 2.0, suggesting that sulfur in the deposits came from deep sources. Initial ratios of Sr isotopes for volcanic rocks and granitic rocks are 0.7061 ± 0.0004 and 0.7069 ± 0.006 respectively, showing that, in addition of occurring in the same period, they were derived from the same sources.

The materials for igneous rocks and tungsten deposits were probably formed as a result of the melting of the oceanic plate along the subduction zone.