

浙江洋滨斑岩锡矿的同位素地质研究*

沈渭洲 刘昌实 闵茂中 王学锋 王德滋

(南京大学地球科学系, 南京)

提 要: 洋滨斑岩锡矿的含矿母岩为燕山晚期黄玉花岗斑岩。高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值表明, 它主要来源于地壳物质。根据氧、硫、铅和锶同位素数据并结合矿床地质特征, 笔者认为, 成矿流体由岩浆水和大气降水混合组成, 成矿物质主要来源于花岗斑岩, 部分可能来源于基底变质岩。

主题词: 黄玉花岗斑岩 同位素 锡矿 浙江洋滨

洋滨斑岩锡矿虽规模不大, 但由于它是浙闽沿海中生代火山岩分布区域内唯一典型的斑岩型锡矿, 而且含矿的二长花岗斑岩又富含岩浆成因黄玉, 因而研究这一矿床具有重要的意义。本文根据锶、氧、铅、硫同位素数据, 对斑岩锡矿的成因提出一些新的看法。

1 矿区地质概况

浙江泰顺县洋滨斑岩锡矿位于浙闽沿海中生代火山活动带中部、屏溪—诏安火山基底隆起与宁波—泰顺火山凹陷的交接部位。矿区内出露的地层为上侏罗统西山头组酸性火山熔岩、火山碎屑岩及火山沉积岩。其底部以球粒流纹斑岩和脱玻化珍珠斑岩为主; 中上部为流纹质玻屑晶屑熔结凝灰岩夹凝灰质砂岩。侵入岩主要是浅成一超浅成的次火山岩, 它们通常以岩脉形式侵位于上侏罗统火山岩中(图1)。早期为黄玉二长花岗斑岩, 晚期为辉绿岩与

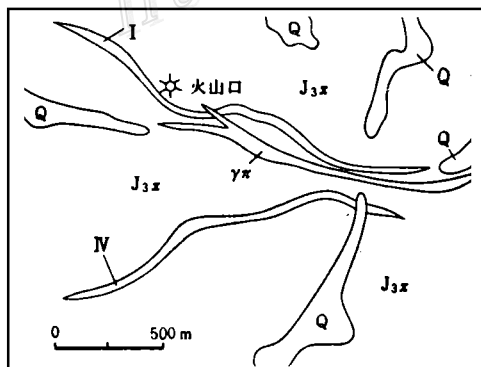


图1 浙江洋滨矿区地质略图
(据浙江温州第11地质队资料简化)
J_{3x}—上侏罗统西山头组; γπ—晚期花岗斑岩;
I、IV—含矿花岗斑岩编号; Q—第四系
Fig. 1. Geological sketch map of the Yangbin ore district, Zhejiang Province.
J_{3x}—Upper Jurassic Xishantou Formation;
γπ—Late granite porphyry; I, IV—Serial number of ore-bearing granite porphyry;
Q—Quaternary.

* 国家自然科学基金资助项目(49070092)部分研究内容
沈渭洲, 男, 53岁, 副教授, 1965年南京大学地质系研究生毕业。邮政编码: 210008
本文1992-10-15收稿, 1993-2-25修改回, 徐川编辑

闪长玢岩等。

花岗斑岩大致呈东西向展布, 宽2~20m, 长达2km左右。它可分早、晚两期。早期花岗斑岩脉在本区见有两条: 北边的称I号脉, 南边的称IV号脉, 它们是主要的含矿岩石。I号脉岩性以黄玉二长花岗斑岩为主, 斑晶为石英、条纹长石和钠长石, 基质由半自形柱状黄玉、黑鳞云母和它形粒状石英组成。该脉在浅部逐渐过渡为黄英斑岩。IV号脉岩性主要是黄玉钾长花岗斑岩, 斑晶以石英、正长石或条纹长石为主, 基质由黄玉、石英和黑鳞云母组成。晚期二长花岗斑岩脉不含黄玉, 它切穿早期含锡花岗斑岩, 锡矿化贫, 但局部钼矿化较强。据人工重砂资料^①, 晚期花岗斑岩中见有铌(钽)铁矿、黑钨矿、方铅矿、钼铅矿与锡石等金属矿物。

锡矿体主要产于早期黄玉花岗斑岩脉中段, 且靠近斑岩脉下盘。斑岩脉两侧的熔结凝灰岩与闪长玢岩中也有部分锡矿体产出。矿体呈串珠状、透镜状、连续性差; 向两端, 矿体厚度变薄且发生分叉。锡矿化可分两期^②: 早期矿化贫, 锡石呈棕褐色, 粒径细(0.05~0.1mm), 以浸染状形式分布于花岗斑岩脉内; 晚期矿化较富, 锡石呈深棕褐、棕褐与棕色, 粒径0.5~1.0mm, 以含锡石-石英脉形式出现, 局部可富集成团块。晚期矿化中辉钼矿含量较高, 它常以细脉状形式产出。与锡石伴生的金属矿物除黄铁矿、辉钼矿较常见外, 其他矿物如镜铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、黑钨矿与铌(钽)铁矿等少见。矿化具明显的垂直分带现象, 即上部以锡矿化为主, 下部以钼矿化为主。围岩蚀变主要是云英岩化、萤石化、黄玉化(?)、硅化与高岭土化等。

2 花岗斑岩形成时代

洋滨矿区花岗斑岩脉侵入的最新地层为上侏罗统西山头组, 缺乏能确定岩脉形成时代的确切的地层学证据。因此, 为确切查明花岗斑岩脉的形成时代, 选择新鲜且蚀变轻微的花岗斑岩样作Rb-Sr同位素分析。分析结果列于表1并示于图2。按最小二乘法计算的全岩Rb-Sr等时线年龄为 $(101.7 \pm 2.1) \times 10^6$ a, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71418$ 。数据点在图2中形成很好的线性相关, 相关系数高达0.9996。因此, 该年龄数据是可信的, 它可以解释为花岗斑岩脉的形成时间。由于早期(Ty6, Ty1-2, Ty3-1)和晚期(ZK1021)花岗斑岩位于同一

表1 洋滨花岗斑岩的Rb-Sr同位素分析结果

Table 1. Rb-Sr isotopic analyses of Yangbin granite porphyry

样号	岩性	Rb(10^{-6})	Sr(10^{-6})	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{26}\text{Sr}$	
Ty6	黄玉钾长花岗斑岩	1009.21	33.34	88.422	0.842859 ± 28	$t = (101.7 \pm 2.1) \times 10^6 \text{a}$ $t_{\text{Sr}} = 0.71418$ $r = 0.9990$
Ty1-2	浅色黄玉二长花岗斑岩	50.21	14.13	10.266	0.729212 ± 29	
Ty3-1	黄玉二长花岗斑岩	825.61	34.10	70.527	0.814005 ± 17	
ZK1021	二长花岗斑岩	707.14	31.33	65.723	0.810092 ± 33	

Rb-Sr同位素分析由南京大学现代分析中心同位素质谱实验室完成

① 浙江第11地质队, 1984, 浙江泰顺洋滨矿区锡矿普查评价地质报告

等时线上, 相关性好, 因而尽管它们在形成时间上有先后, 但时间间隔很小。这表明洋滨矿区的花岗斑岩是燕山晚期岩浆活动的产物。高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 (0.71418) 与华南陆壳改造系列花岗岩的值^[1]相似, 加之花岗斑岩具有强过铝质的化学特征 (A/NKC 值为 1.574~12.938)、富集 Sn、W、F、Nb、Ta、Be、U 等不相容元素、Eu 明显亏损 ($\delta\text{Eu}=0.01\sim 0.03$)^① 以及高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 (15.588~15.666) 等, 表明洋滨花岗斑岩是由地壳物质衍生的, 在成因类型上应属陆壳改造系列。

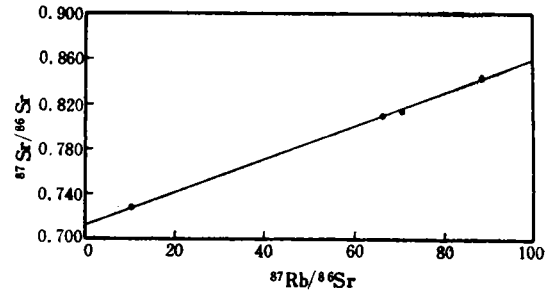


图 2 洋滨花岗斑岩全岩 Rb-Sr 等时线图
Fig. 2. Whole-rock Rb-Sr isochron diagram of Yangbin granite porphyry.

3 成矿流体来源

表 2 列出了洋滨斑岩锡矿床中锡石、石英及蚀变花岗斑岩的氧同位素组成以及根据相应的矿物-水氧同位素分馏方程计算的成矿流体的氧同位素组成。由表 2 所列的数据可知, 洋滨斑岩锡矿床的氧同位素组成具有如下特点:

表 2 洋滨斑岩锡矿床的氧同位素组成

Table 2. Oxygen isotope composition of the Yangbin porphyry tin deposit

样品号	产 状	测定对象	形成温度 (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) ^①
Ty0-1	含锡花岗斑岩	锡 石	400	1.6	5.5
Ty0-5	锡石团块	锡 石	300	1.6	3.6
Ty1-5	锡石-石英脉	锡 石	300	1.1	3.1
Ty1-5-1	锡石-石英脉	石 英	300	9.0	2.1
Ty3-6	含黄铁矿石英脉	石 英	250	8.2	0.8
Ty3-8	含黄铁矿梳状石英脉	石 英	150	10.4	-5.1
Ty0-6	梳状石英脉	石 英	150	9.3	-6.2
Ty6-1	蚀变花岗斑岩	全 岩		6.4	
ZK1021	蚀变花岗斑岩	全 岩		4.8	

氧同位素组成由南京大学地球科学系中心实验室测定; 锡石的温度为爆裂温度, 石英的温度为均一温度

①计算时采用的矿物-水同位素分馏方程为:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40^{(7)}$$

$$1000\ln\alpha_{\text{锡石-水}} = 0.20 \times 10^6 T^{-2} - 4.34(500\sim 370^\circ\text{C})^{(7)}$$

$$1000\ln\alpha_{\text{锡石-水}} = 2.60 \times 10^6 T^{-2} - 9.91(350\sim 270^\circ\text{C})^{(2)}$$

(1) 矿床中无论是浸染状锡石, 还是锡石-石英脉中锡石, 都具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (分别为 1.6‰ 和 1.6‰~1.1‰)。它明显低于成矿流体为岩浆水来源的广西栗木水溪庙矿床(锡

● 王德滋等, 1993, 浙江泰顺洋滨黄玉斑岩的地球化学和特征 (待刊)

石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 3.7‰~7.1‰^[3]、云南个旧锡矿床(锡石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 3.4‰~6.0‰)^[4] 和江西漂塘锡矿床(锡石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 5.1‰~7.4‰)^①, 反映锡石沉淀时期, 成矿流体中已有贫¹⁸O 的大气降水混入。

(2) 计算的成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 -6.2‰~5.5‰, 它介于华南含钨锡花岗岩原始岩浆水 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=9.5\text{‰}\sim 11.5\text{‰}$)^[2] 和本区中生代成矿时期大气降水 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=-10.0\text{‰}$ 左右)^[5] 的氧同位素组成之间, 表明洋滨斑岩锡矿的成矿流体是岩浆水和大气降水按一定比例混合组成的。

(3) 锡石沉淀时期成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值较高 (2.1‰~5.5‰), 尤其是早期浸染状锡石形成时期, 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值 (5.5‰) 更接近于岩浆水的值。这表明在锡石沉淀时期内, 成矿流体中岩浆水占有重要的比例。

(4) 在黄铁矿-石英脉和梳状石英脉形成阶段, 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值 (-6.2‰~0.8‰) 显著降低, 更接近于大气降水值, 反映这一时期成矿流体主要由大气降水演化形成。

(5) 蚀变岩石的氧同位素组成研究同样有助于判断成矿流体的来源。根据水-岩交换理论^[6], 由于岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显高于大气降水值, 而且其蚀变温度也高于大气降水来源蚀变溶液, 因此, 当蚀变溶液由岩浆水组成时, 被蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值将升高。反之, 如果蚀变溶液主要由大气降水演化形成, 被蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值将降低。由表 2 所列的数据可知, 矿区内经受绢云母化、绿泥石化和高岭土化蚀变的花岗斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 4.8‰~6.4‰, 它明显低于根据花岗岩的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值以及主要元素与微量元素特征所推测的值 ($\geq 10.0\text{‰}$)。这表明, 导致花岗岩蚀变的晚期成矿流体主要由大气降水组成。

由此可知, 洋滨斑岩锡矿床的成矿流体由岩浆水和大气降水混合组成。由于成矿作用发生于浅成-超浅成环境, 因此, 即使在成矿作用的初期阶段, 成矿流体中就有大气降水混入。随着成矿作用的进行, 成矿温度的不断降低, 成矿流体中混入的大气降水的数量逐渐增加。这里讲的大气降水是指已在岩石中进行对流循环, 并通过水-岩之间的交换作用使其氧同位素组成发生了某种程度变化的地表雨水。

4 成矿物质来源

4.1 铅同位素

由于铅的质量数大, 不同的铅同位素分子之间的相对质量差异小, 因此在成矿过程中, 由于物理化学条件变化而引起的成矿流体中铅同位素组成的变化可以忽略, 这就有可能直接通过矿床与有关岩石中铅同位素组成的对比来判断成矿物质来源。

表 3 列出了洋滨斑岩锡矿中黄铁矿及含矿岩石的铅同位素组成。由于全岩样品的 U、Th 含量较高, 分别为 $2.9 \times 10^{-6} \sim 10.1 \times 10^{-6}$ 和 $8.6 \times 10^{-6} \sim 85.8 \times 10^{-6}$ (表 3), 故对衰变形成的放射成因铅作了校正。校正后的铅同位素组成及计算的源区特征参数也列于表 3。通过这些数据的对比可以看出:

(1) 按正常铅单阶段演化模式计算的模式年龄 ($182 \times 10^6 \sim 458 \times 10^6 \text{a}$) 不仅变化较

① 甘晓春, 1988, 硕士研究生论文

表3 洋滨斑岩锡矿的铅同位素组成

Table 3. Lead isotope composition of the Yangbin porphyry tin deposit

样品号	岩性	U (10^{-6})	Th (10^{-6})	Pb (10^{-6})	测定的铅同位素比值		
					$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
Ty0-1	黄铁矿				18.505	15.714	39.030
Ty0-2	黄铁矿				18.433	15.645	38.756
Ty3-1	黄玉二长花岗斑岩	8.8	11.8	21.8	18.612	15.607	38.584
Ty1	黄英斑岩	10.1	8.6	13.3	18.931	15.655	38.658
Ty6	黄玉钾长花岗斑岩	2.9	85.8	224.9	18.517	15.667	38.889

样品号	岩性	校正后的铅同位素比值			源区参数			
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	μ	ω	Th/U	模式年龄 (10^6a)
Ty0-1	黄铁矿				9.46	39.09	4.00	349
Ty0-2	黄铁矿				9.53	40.20	4.08	458
Ty3-1	黄玉二长花岗斑岩	18.210	15.588	38.407	9.58	39.26	3.96	182
Ty1	黄英斑岩	18.169	15.618	38.445	9.68	40.97	4.09	239
Ty6	黄玉钾长花岗斑岩	18.504	15.666	38.764	9.55	39.52	4.00	206

注：(1) 铅同位素组成由有色总公司桂林矿产地质研究院同位素地质实验室测定；(2) 校正铅同位素比值时采用的年龄值为 $100 \times 10^6 \text{ a}$ ；(3) 计算模式年龄时采用的参数值：地球年龄为 $4430 \times 10^6 \text{ a}$ ；原始铅的同位素比值是 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.307$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.294$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29.476$

大，而且明显大于花岗斑岩的形成年龄($102 \times 10^6 \text{ a}$)；计算的 μ 值(9.46~9.68)、 ω 值(39.09~40.97)和 Th/U(3.96~4.09)都明显大于正常铅单阶段模式值(分别为 8.99、35.55 和 3.92)，说明矿石铅和岩石铅已具有多阶段演化的异常铅特征。

(2) 矿石铅同位素组成变化小， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.433 \sim 18.505$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.645 \sim 15.714$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.756 \sim 39.030$ ，反映矿床中成矿组分来源单一。

(3) 矿石铅与校正后的含矿花岗斑岩全岩铅同位素组成，在铅构造模式图上主要位于造山带演化线以上的区域内，而且呈近似线性排列(图3)，表明它们之间具有亲缘关系，即矿石中的铅主要来源于含矿花岗斑岩。

(4) 矿石和花岗斑岩的铅同位素组成(表3)与浙东陈蔡群变质岩中片麻岩(副变质岩)的铅同位素组成($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.337$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.624$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.847$)^①相似，但与其斜长角闪岩(正变质岩)的铅同位素组成($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.988$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.499$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.088$)^②区别明显，说明片麻岩、花岗斑岩、矿石的铅同位素组成具有继承关系。这即可能意味着，花岗斑岩是由类似于片麻岩的源区物质经部分熔融形成的，而后由这种岩浆分异演化提供了成矿作用所需要的铅。这与根据主要元素与微量元素研究推测的花岗斑岩的源区为古老的副变质岩^②是一致的。

4.2 硫同位素

矿床和花岗斑岩中黄铁矿的硫同位素组成列于表4。矿床中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(0.9‰~

① 凌洪飞，1990，博士研究生论文

② 王德滋等，1993，浙江泰顺洋滨黄玉斑岩的地球化学和特征(待刊)

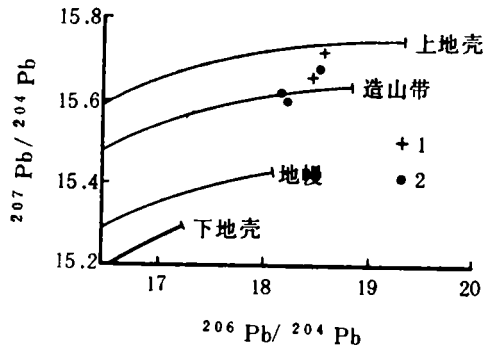


图3 洋滨斑岩锡矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图
1—矿石铅；2—花岗斑岩铅
Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of the Yangbin porphyry tin deposit
1—ore lead; 2—granite porphyry lead.

表4 洋滨斑岩锡矿的硫同位素组成

Table 4. Sulfur isotope composition of the Yangbin porphyry tin deposit

样品号	测定对象	$\delta^{34}\text{S}(\%)$	平均值 (%)
Ty3-7	黄铁矿	6.0	4.0
Ty3-3	黄铁矿	5.1	
Ty3-8	黄铁矿	2.2	
Ty3-5	黄铁矿	0.9	
Ty3-6	黄铁矿	5.0	
Ty0-6	黄铁矿	3.1	
Ty3-4	黄铁矿	5.7	
ZK1021	黄铁矿	-0.6	3.4
Ty6	黄铁矿	7.5	

硫同位素由南京大学地球科学系中心实验室测定；ZK1021和Ty6为花岗斑岩中黄铁矿

6.0‰，平均为 4.0‰(和花岗斑岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(-0.6‰~7.5‰，平均为 3.4‰)十分相似，尤其是它们的平均值几乎一致。这表明，矿床中的硫可能主要来源于花岗斑岩。

上述铅、硫同位素的研究表明，洋滨斑岩锡矿的成矿物质可能主要来源于含矿黄玉花岗斑岩本身，但不排除大气降水在演化成为成矿流体的过程中，有可能从基底变质岩及周围的火山岩中淋取一部分成矿组分。例如，本次研究分析的矿床中萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.81014)明显不同于成矿时期花岗斑岩的值(0.71418)，但相似于陈蔡群基底变质岩的值(0.7456~0.9103，平均为 0.7940)^[6]。这表明，矿床中部分成矿组分可能由大气降水在基底变质岩中对流循环时从中淋取的。

5 结论

(1) 洋滨斑岩锡矿的含矿母岩为黄玉钾长(钠长)花岗斑岩和黄英斑岩，它是燕山晚期岩浆活动产物。

(2) 高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值以及强过铝质的化学成分和明显的Eu亏损，表明黄玉花岗斑岩是由地壳物质熔融形成的富氟、富铝花岗质岩浆分异演化的产物。

(3) 矿床与蚀变岩石的氧同位素研究以及锡矿体的产出特征表明，形成斑岩锡矿的成矿流体由岩浆水和大气降水混合组成。

(4) 铅、硫及铈同位素研究证实，矿床中成矿组分主要来源于含矿花岗斑岩本身，部分成矿组分由大气降水在基底变质岩和周围的火山岩中循环对流时从中淋取的。

野外工作得到浙江第11地质队吴利盘高级工程师的支持和帮助，图件由郑意春清绘，特此致谢。

参 考 文 献

- 1 刘昌实,朱金初,沈渭洲,徐士进.华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源.地质学报,1990,64(1):43~52
- 2 张理刚.成岩成矿理论与找矿.北京:北京工业大学出版社,1989.
- 3 甘晓春,沈渭洲,朱金初.广西栗木水溪庙矿床同位素地质研究.南京大学学报(地球科学),1991,3(1):48~55
- 4 王新光,朱金初,沈渭洲.个旧锡矿床的成矿物质来源.桂林冶金地质学院学报,1992,12(2):164~170
- 5 张理刚.稳定同位素在地质科学中的应用.西安:陕西科学技术出版社,1985.
- 6 李长江,蒋叙良.浙江武义—东阳地区萤石矿床的锶同位素地球化学.矿床地质,1989,8(3):65~74
- 7 Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water. J. Geophys. Res., 1972, 77, 3057~3067
- 8 Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ Geol., 1974, 69, 843~883

AN ISOTOPE GEOLOGIC STUDY OF THE YANGBIN PORPHYRY TIN DEPOSIT, ZHEJIANG PROVINCE

Shen Weizhou, Liu Changshi, Min Maozhong, Wang Xuefeng and Wang Dezi

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu Province)

Abstract

The Yangbin porphyry tin deposit of Zhejiang Province is located in the central part of the Southeast Coastal Mesozoic active volcanic belt of China. Tin orebodies mainly occur in topaz granite porphyry with a few seen in surrounding rocks. The topaz granite porphyry has relatively high ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, suggesting that it was derived from the crustal materials. ^{18}O values of quartz and cassiterite, lead and sulfur isotope compositions of ores and topaz granite porphyry, and strontium isotope composition of fluorite were determined. These isotopic data, combined with geological characteristics of the deposit, have led the authors to believe that the ore-forming fluid was a mixture of magmatic water and meteoric water, and that the ore-forming materials came mainly from the granite porphyry and partly from the basement metamorphic rocks.