

贵池铜山铜矿矽卡岩带微量元素 地球化学特征的初步研究

邱 瑞 龙

(安徽省地质科学研究所)

贵池铜山铜矿矽卡岩剖面的微量元素的初步研究表明,矽卡岩带中存在着组分富集中心。亲岩微量元素及稀土,放射性元素等变异的总趋势是从组分富集中心向两侧逐渐分散,这揭示了矽卡岩溶液从组分富集中心向两侧运移的规律。在此基础上,提出了岩浆期后残余熔浆经多次分馏,成岩成矿溶液沿构造通道从深部脉动上升并充填交代围岩,形成矽卡岩及其有关矿床的这一成因模式。通过对微量元素组合及某些特定比值的研究,可提供对成矿作用及判定矿化强度的良好标志。

贵池铜山铜矿是长江中下游铜铁成矿带的中型矽卡岩型铜矿床。本文就该矿床一典型矽卡岩剖面进行了矽卡岩分带及微量元素地球化学特征的初步研究¹⁾。微量元素由江苏省地矿局中心实验室利用等离子光谱计进行定量分析。

一、矿区地质概况

铜山铜矿位于长江剪切带南侧贵池背向斜姥山背斜的南翼西段。姥山背斜为本区一系列紧密排列的线性褶曲之一。背斜西段近东西向,东段呈北东向,其总体轴向为北东 30° 左右。背斜两翼呈现明显的不对称性,北陡南缓,北翼局部地段出现倒转。背斜的南翼受一组NEE向走向断层的破坏,地层重复出现,地层走向紊乱,且角砾岩发育。上述构造形态表明本区曾受到北西—南东方向的强烈挤压作用。大别地块和下扬子地块的相对挤压是形成这种构造格局的主导因素。

铜山岩体就位于NNW向(354°)和WNW向(278°)两组断裂中。这两组断裂为脆性盖层中的一对共轭剪切断裂,其生成晚于走向断层。

矿区出露地层主要有二叠系栖霞组、孤峰组、龙潭组、大隆组。栖霞组为本区主要含矿地层,均遭受强烈大理岩化。

铜山岩体为中酸性侵入岩,主要岩石类型为花岗闪长斑岩。岩石属钙碱性系列,碱性组分,尤其以 K_2O 含量明显偏高。岩体侵入时代属燕山早期(134Ma)。

矽卡岩带和矿体主要产于接触带。本文选作研究对象的矽卡岩剖面宽度约百余米,延伸数百米,矿体即赋存于矽卡岩带中。矽卡岩剖面从大理岩到花岗闪长斑岩可依次划分为下列10个带:

1. 方解石大理岩带;
2. 黄英岩化矽卡岩大理岩带;
3. 透辉石-石榴石矽卡岩带;
4. 含铜碳酸盐化石榴石矽卡岩带;

1) 参加野外工作的还有李锡之、汪松友、邵昌权同志。

本文1985年7月收到,1986年4月改回,丁祖国编辑。

5. 钙铁榴石矽卡岩带;
6. 透辉石-石榴石矽卡岩带;
7. 钙铝榴石矽卡岩带;
8. 钾长石化石榴石矽卡岩带;
9. 含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带;
10. 花岗闪长斑岩带。

矽卡岩带的主要特点表现为: 其一, 矽卡岩均以石榴石为主要矿物, 石榴石约占70—90%。石榴石大多为致密块状, 多呈均质性, 仅在矽卡岩中的洞隙边缘可见半自形—自形粒状石榴石发育; 且常显示非均质性, 具有发育的环带。其二, 矽卡岩带碳酸盐化十分发育, 且具有明显的多阶段性。透辉石-石榴石矽卡岩带的透辉石均以假象产出, 已为显微粒状方解石集合体所交代。在含铜碳酸盐化石榴石矽卡岩带内, 石榴石亦呈假象状, 较为自形的粒状石榴石已为显微粒状方解石集合体所交代。其三, 钙铁榴石矽卡岩带发育在矽卡岩带的外侧, 钙铝榴石矽卡岩带发育在矽卡岩带的内侧。硅灰石发育在黄英岩化矽卡岩化大理岩带, 方柱石、绿帘石则集中发育在含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带内。其四, 矽卡岩带呈带状展布, 走向与岩枝走向相同。在含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带内, 花岗闪长斑岩残留体定向排列, 其走向与矽卡岩带一致。其内侧, 常见脉状矽卡岩发育。

铜山铜矿的主矿体为1号矿体, 是矽卡岩带中向南缓倾的带状囊状体。它的产状与矽卡岩带基本相似, 明显受控于构造作用。

矽卡岩剖面共采集13个用于微量元素分析的样品。每个蚀变带均有样品, 其中5、6、7三个蚀变带各采集2个样品。蚀变带单样微量元素及常量元素富集特征与蚀变带的地质特征相吻合。同一蚀变带的2个样品的分析数据经计算, 含量在100ppm以上的元素相对偏差 $\left(\frac{x-\bar{x}}{\bar{x}}\right)$ 在5%以下, 仅少数可达15—20%; 含量在1—100ppm的元素相对偏差为15%以下; 含量在1ppm以下的元素相对偏差为15%左右。这表明数据较为集中, 可靠程度较高, 单样或算术平均值能够代表各蚀变带的真实情况。

二、微量元素的变异特征

矽卡岩带的等离子光量计定量分析共测定了22个微量元素。基于微量元素的地球化学性质并参考了V. M. Goldschmidt^[1]及A. H. Заварицкий^[2]的元素地球化学分类, 将本次测定的微量元素划分为四个类别。它们是亲岩元素, 亲铁元素, 亲铜元素, 稀土及放射性元素。现就其变异特征分述如下:

1. 亲岩微量元素

本次测定的亲岩微量元素主要有Ba、Be、Sr、Li、P、Sc等。它们在各带中的含量如表1所示, 其变异曲线绘于图1。

正如表1和图1所示, 在整个矽卡岩分带中, 除大理岩带和花岗闪长斑岩带以及受原岩影响十分明显的黄英岩化矽卡岩化大理岩带和含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带之外, 我们可以看出上述亲岩微量元素在第6蚀变带均呈明显的富集。其中尤以Ba、P、Sr为显著。P高达1220.22ppm, 其含量不仅高于大理岩带, 而且还大于花岗闪长斑岩带。Li和Sc的含量虽较低, 但也都超过了大理岩带和花岗闪长斑岩带, 而且呈现成倍的增长。通过元素相关系数的计算和分类, Ba、Be、Sr密切相关, P、Li、Sc密切相关。其次, 我们还可以看出, 上述亲岩微量元素在各矽卡岩带中

表 1 铜山铜矿矽卡岩剖面亲岩微量元素含量
Table 1 Content of lithophile trace elements for the the skarn section in Tongshan copper deposit

ppm 元素	分带	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba		73.27	20.46	64.32	35.88	78.95	246.27	95.17	219.95	291.32	796.08
P		11.30	333.57	519.36	—	33.04	1220.22	453.54	348.96	395.60	748.08
Sr		192.53	32.46	11.53	36.19	2.00	81.52	11.00	57.72	110.50	553.92
Be		0.26	0.57	0.60	0.13	0.42	0.71	0.41	0.19	0.47	1.75
Li		16.00	15.42	14.25	8.92	11.36	25.72	14.85	13.37	15.90	14.22
Sc		6.06	6.45	12.94	7.73	11.58	15.27	11.52	7.17	10.21	7.46

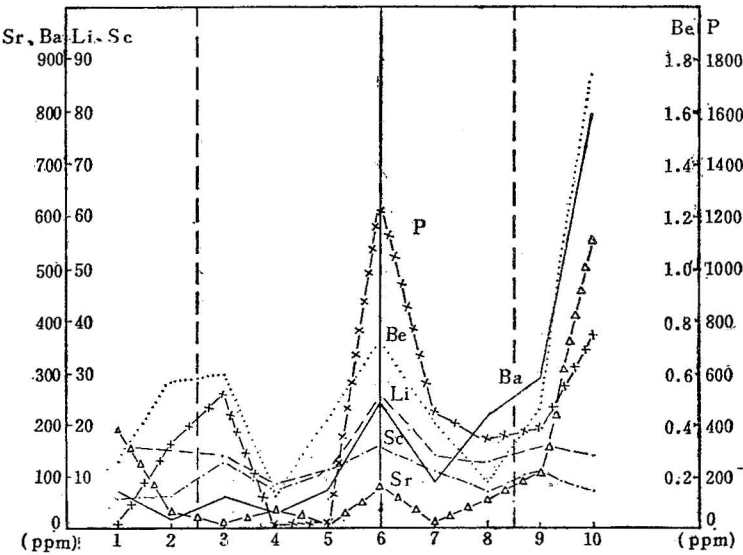


图 1 铜山铜矿矽卡岩剖面亲岩微量元素变异曲线
Fig.1 Variation of lithophile trace elements for the skarn section in Tongshan copper deposit
(1, 2, 3,, 10为矽卡岩分带编号)
(1, 2,, 10 represent the number of skarn zoning)

的分布并不受矽卡岩类型的影响。第三，令人寻味的是，从第 6 矽卡岩带向两侧上述亲岩微量元素呈现了规律性的变异。正如图 2 所示，从组分富集中心向两侧呈现了含量逐渐减少的总变异趋势。但是上述变异趋势中，由组分富集中心向外先是含量降低或明显降低，而后向两侧近外缘处有较清晰的微弱增高。上述变异特征在靠近大理岩一侧更为显著。值得指出的是，叠加热液蚀变可能干扰矽卡岩带的上述亲岩微量元素变异特征，如含铜碳酸盐化石榴石矽卡岩带Sr的含量有明显的增高，从而使Sr的变异曲线在本带由下凹变成上凸；在钾长石化石榴石矽卡岩带Ba和Sr的含量亦有明显增高，从而使近边缘带的上升提前到来。

2. 稀土元素及放射性元素

本次测定的稀土元素虽不完全，但轻重稀土元素均有代表，它们包括轻稀土元素 La、Ce 和重稀土元素 Yb、Y。放射性元素仅有 Th。聚类分析中，它们密切相关，构成了一组元素。其含量如表 2 所示。

表 2 铜山铜矿矽卡岩剖面稀土元素及放射性元素含量
Table 2 Content of rare earth elements and radiotive elements
for the skarn section Tongshan copper deposit

ppm 元素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	13.71	14.28	19.84	9.48	12.71	33.15	26.36	12.53	25.90	33.24
Ce	31.93	28.51	48.31	20.78	48.33	73.80	44.00	26.72	70.43	73.12
Yb	1.93	2.36	2.57	1.03	3.47	4.07	2.60	1.36	3.71	1.46
Y	6.51	9.47	18.51	11.85	21.46	21.33	18.55	12.58	18.40	15.83
Th	15.29	15.90	11.09	4.25	12.56	13.77	12.86	5.45	15.79	11.69

从表 2 和图 2 可以看出, 第 6 矽卡岩带的轻稀土元素含量与花岗闪长斑岩的轻稀土元素含量基本相当, 而重稀土元素与花岗闪长斑岩相比却有一定的富集。这一特点预示若与花岗闪长斑岩有着密切成因联系的矽卡岩溶液可能是成岩岩浆的残余熔浆进一步演化的产物^[3]。

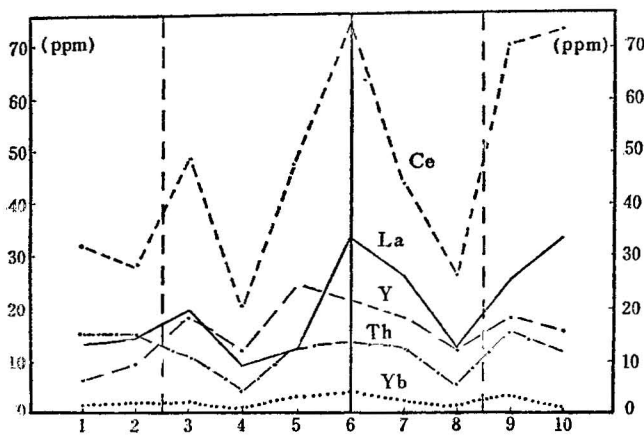


图 2 铜山铜矿矽卡岩剖面稀土元素及放射性元素变异曲线

Fig. 2 Variation of rare earth elements and radiotive elements for the skarn section in Tongshan copper deposit
(1, 2, 3,, 10代表分带同图1)
(1, 2,, 10 shown as Fig. 1)

表2和图2所揭示的由第6矽卡岩带向两侧的稀土元素的变异特征总体上与亲岩微量元素相似。从组分富集中心向两侧其含量先是降低或明显降低, 而后在两侧的近外缘处有微弱的增高。其变异的总趋势是由组分富集中心向两侧降低。同样, 上述稀土元素当其在花岗闪长斑岩中含量较高时, 可对矽卡岩带外缘相应元素的含量产生一定的影响而使其增高的幅度加大。但是, 稀土元素在矽卡岩带中的总的变异特征正如亲岩微量元素那样, 大理岩及花岗闪长斑岩的影响是微弱的, 而且不足以改变变异的总体趋势。同样, 稀土元素的分布对不同类型的矽卡岩带也是没有选择性的。稀土元素在含铜碳酸盐化矽卡岩带和钾长石化石榴石矽卡岩带没有显示明显的亏损, 而与总体变异趋势相吻合。这表明强烈碳酸盐化及钾长石化对稀土元素

的分布不像对亲岩微量元素P和Sr那样受到明显影响。

放射性元素Th在矽卡岩带中的变异特征和稀土元素的变异特征基本相似。

总而言之, 亲岩微量元素及稀土和放射性元素的变异总体特征表明在矽卡岩的成岩过程中第6矽卡岩带是成岩组分的富集中心, 组分迁移的方向是由组分富集中心向两侧运移。

3. 亲铁微量元素

本次测定的亲铁微量元素包括Co、Ni、Cr、V、Ti、Mn等。上述元素与铁、镁的晶体化学性质相近, 往往可以类质同像的形式存在于辉石、石榴石及磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿等矿物内。

亲铁微量元素在各矽卡岩带内的含量如表3所示, 其变异趋势如图3和图4所示。

表 3 铜山铜矿矽卡岩剖面亲铁微量元素含量
Table 3 Content of siderophile trace elements for the skarn section in Tongshan copper deposit

ppm 分带 素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Co	7.26	39.09	11.67	213.37	6.91	10.99	8.62	7.05	38.09	11.36
Ni	14.85	9.82	15.28	40.70	13.37	13.87	12.12	11.46	19.81	12.34
Cr	26.53	34.41	58.45	37.30	64.18	18.11	25.92	32.57	37.23	29.21
V	35.98	45.76	94.21	93.03	137.33	124.45	102.57	102.77	103.01	72.14
Ti	178.11	526.52	3112.82	775.25	1952.34	3948.35	2563.51	955.31	2298.63	2957.22
Mn	615.01	3991.86	4299.73	1986.27	3342.68	4915.33	4905.99	3661.87	2960.92	457.02

Co 和 Ni 虽为亲铁元素，但具有强烈的亲硫性质，它们往往以类质同像的方式存在于硫化物黄铁矿、黄铜矿等矿物内，有时亦可形成独立的矿物相。正如表 3 和图 4 所示，在含铜碳酸盐化矽卡岩带、黄英岩化矽卡岩化大理岩带及含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带内，由于黄铁矿及黄铜矿的含量明显增高，Co 和 Ni 的含量在上述 3 个带中均有明显的增高，其中尤以矿化显著的第 4 矽卡岩带增加的幅度最大。其中 Co 的含量较组分富集中心高出 10 倍以上。它们是碳酸盐化、黄铁矿化及黄铜矿化叠加矽卡岩带的结果。为此，在探讨矽卡岩带微量元素变异特征时，将尽可能的排除这些晚期叠加成份的影响。

排除热液叠加蚀变的影响后可以看出，从第 6 矽卡岩带向两侧 Ni 和 Co 的含量先是降低，随后在接近矽卡岩带的外缘处其含量有一定程度的增高。这表明 Co 和 Ni 的地球化学行为既有类似于亲岩微量元素的一个方面，又有其不同之处，即表现在总趋势上变异较为平缓。这可能是因为组分富集中心 Co 和 Ni 的浓度相对较低，当一部分 Co 和 Ni 进入矽卡岩矿物之后，低浓度的 Co 和 Ni 不利于富集而趋向于迁移分散。

本区矽卡岩带中 Ti 和 Mn 密切相关，其相关系数为 0.861。它们的含量一般可达千分之几，尤以组分富集中心含量为高。从组分富集中心向两侧其含量先是降低，而后在矽卡岩带的外缘显示明显的富集。这一迁移富集特征与亲岩元素有明显的相似性，但又显示了自身的特殊性。这种变异趋势可能与其在矽卡岩溶液中的高浓度有关。当其进入矽卡岩矿物之后，继续向外迁移的矽卡岩溶液所含有的 Ti 和 Mn 的浓度明显降低，从而导致组分富集中心的两侧进入矽卡岩矿物的 Ti 和 Mn 的含量明显降低。在继续向外运移时，Ti 和 Mn 由分散再次富集，形成了近矽卡岩带外缘地段

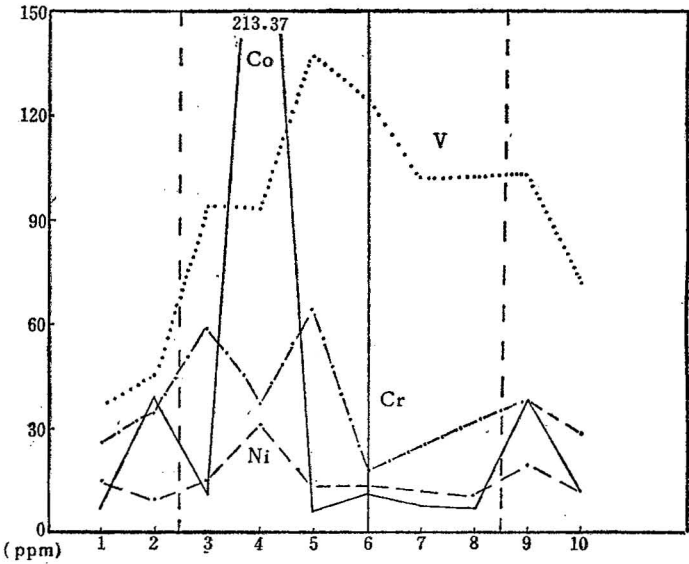


图 3 铜山铜矿矽卡岩剖面 Co、Ni、V、Cr 变异曲线
Fig. 3 Variation of Co, Ni, V and Cr for the skarn section in Tongshan copper deposit
(1, 2, 3,, 10 为矽卡岩分带编号)
(1, 2,, 10 shown as Fig. 1)

Ti和Mn的含量再次增高。叠加热液蚀变对Ti和Mn的分布没有产生明显的干扰。

Cr和V的地球化学行为较为相近。V在组分富集中心的含量相对偏高,而Cr却相对偏低。在第5矽卡岩带它们都呈现了一定程度的富集,随后向大理岩一侧含量逐渐降低,向花岗闪长斑岩

一侧其含量变化趋势较为平缓。这一变异特征可能与富集时环境的物理化学条件有关。第5矽卡岩带,氧逸度相对较高,出现了富含三价铁的钙铁榴石矽卡岩。伴随 Fe^{3+} 含量的增高,通常取代石榴石六次配位 Al^{3+} 的 V^{3+} 和 Cr^{3+} ,更易于取代处于六次配位的 Fe^{3+} 。这是因为它们的离子半径与 Fe^{3+} 更为接近,且负电性较低。显而易见,Cr和V的富集与高价铁的富集紧密相关。

4. 亲铜微量元素

亲铜微量元素Cu、Pb、Zn,在矽卡岩带中Cu和Zn的关系较为密切,呈现正相关关系,其相关系数为0.773。尤其是在含铜碳酸盐化矽卡岩带,Cu含量明显增高,Zn亦明显增高。这表明铜矿化能够引起Cu和Zn的同步增长。在分析由表4和图6所反映的Cu、Pb、Zn变

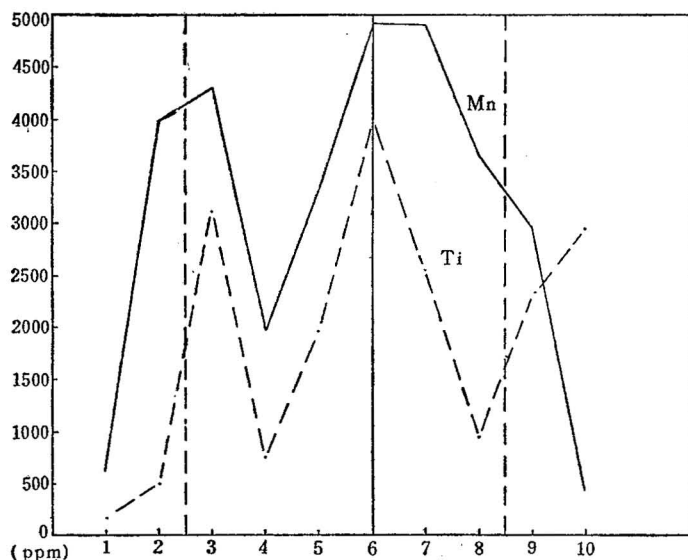


图4 铜山铜矿矽卡岩剖面Ti、Mn变异曲线

Fig. 4 Variation of Ti and Mn for the skarn section in Tongshan copper deposit

(1, 2, 3, ..., 10 为矽卡岩分带编号)

(1, 2, ..., 10 shown as Fig. 1)

异趋势时,亦应排除晚期矿化叠加所造成的影响。

由表4和图5可知,第6矽卡岩带中的Cu和Pb的含量均较低,而Zn的含量相对偏高。Cu、Pb、Zn由组分富集中心向两侧迁移,而在矽卡岩带的两侧边缘富集。在迁移过程中,Cu的移

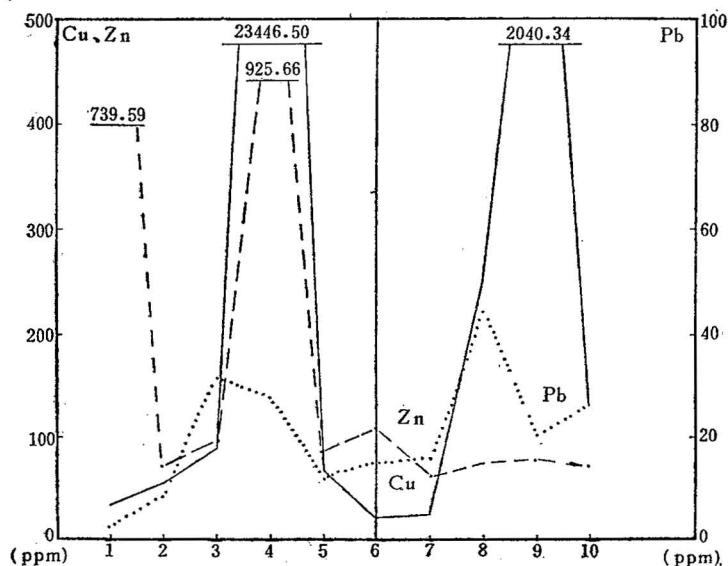


图5 铜山铜矿矽卡岩剖面亲铜微量元素变异曲线

Fig. 5 Variation of chalcophile trace elements for the skarn section in Tongshan copper deposit.

(1, 2, 3, ..., 10 为矽卡岩分带编号)

(1, 2, ..., 10 shown as Fig. 1)

表 4 铜山铜矿矽卡岩剖面亲铜微量元素含量
Table 4 Content of chalcophile trace elements for the skarn
Section in Tongshan copper deposit

ppm/分带 元素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	35.47	55.89	89.72	23446.50	65.53	23.65	24.46	253.78	2040.34	133.07
Pb	2.87	8.66	31.21	27.69	12.10	14.92	15.70	44.75	20.60	26.42
Zn	739.59	72.45	95.80	925.66	87.17	107.48	63.53	75.73	76.60	74.21

能力较强, 而且在环境物理化学条件变化明显的地段得到富集。相对而言, Pb和Zn的分散和富集变化比较平缓。

三、微量元素的几个特定比值

亲岩微量元素Ba和Sr密切相关, 其相关系数为0.917。Ba/Sr 比值用以探讨岩浆岩的成因及其演化系列。基性岩类Ba<Sr, 富钙中酸性岩类Ba≈Sr, 贫钙酸性岩类Ba>Sr; 不同成因类型的岩浆岩Ba/Sr比值亦有明显差异¹⁾。本区花岗闪长斑岩 Ba/Sr 比值为1.44, 可能属富钙中酸性岩类。Ba和Sr的地球化学行为表明在岩浆演化过程中, 从早期向晚期趋向富集, Sr与Ca相关, Ba与K相关, 而且随着含钙及含钾矿物数量的增多, Sr与Ba 为矿物大量捕获。但在岩浆期后的残余熔浆中, 由于Ba和Sr 大部分进入造岩矿物而贫化, 尤其富钙中酸性岩浆岩的残余熔浆中, Sr的贫化更为显著。从表5可以看出, 各矽卡岩(除叠加碳酸盐化的第4矽卡岩带外) Ba/Sr 比值均大于花岗闪长斑岩。第5矽卡岩带, 由于Sr的含量特别低, 所以出现了Ba/Sr 比值的显著增高。

表 5 铜山铜矿矽卡岩剖面微量元素特定比值
Table 5 Characteristic ratio of trace elements for the skarn
section in Tongshan copper deposit

值/分带 元素对	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba/Sr	0.38	0.63	5.58	0.99	39.48	3.02	8.65	3.81	2.64	1.44
Co/Ni	0.49	4.00	0.76	5.26	0.52	0.82	0.71	0.61	1.92	0.92
V/Ti	0.20	0.09	0.03	0.12	0.07	0.03	0.04	0.11	0.04	0.02
Cu/Zn	0.05	0.77	0.93	846.75	0.75	0.22	0.38	3.35	26.64	1.79

Ba/Sr比值的变异反映了矽卡岩溶液与岩浆的亲缘关系, 同时也表明矽卡岩溶液Sr的浓度较低。

亲铁微量元素Ti和V主要富集于矽卡岩型磁铁矿矿床中。在矽卡岩带中 Ti和V均可以类质同像方式存在于石榴石及透辉石等矿物内。本区矽卡岩带从组分富集中心向两侧 V/Ti 比值总的来

1) 杨敏之, 1981, 金属矿床微量元素地球化学。

看无明显变化。组分富集中心V/Ti比值略高于花岗闪长斑岩的V/Ti比值,V的含量亦较岩体有一定的富集。显然,矽卡岩带的V的富集和V/Ti比值的明显增高可以看作磁铁矿化的指示性标志。

Ni和Co之间有着明显的相关关系,其相关系数为0.835。Co/Ni比值在本区矽卡岩带中一般较低,而与花岗闪长斑岩大体相当。这表明Ni和Co的比例在各矽卡岩带中大体相似,且Co/Ni比一般小于1。这说明矽卡岩成岩过程中,Ni或Co没有明显富集。但是,在含铜碳酸盐化矽卡岩带、黄英岩化矽卡岩化大理岩带及含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带内,由于叠加硫化物数量急剧增长,Co和Ni的含量也有明显增高,且Co的含量增高更为显著。因此,Co/Ni比值亦显著增高,与没有叠加硫化物的矽卡岩带呈现明显的变异。这一特征数值可作为叠加硫化物蚀变的区别标志。

Cu/Zn比值,各矽卡岩带均很低,一般都在1以下,变动范围为0.22—0.93。当矽卡岩带叠加热液蚀变时,Cu/Zn比值可引起升高。非矿化蚀变,一般升高的幅度不大。在组分富集中心Cu/Zn比值仅为0.22,与其它矽卡岩带相比显示最低值。这表明矽卡岩溶液中Cu的浓度可能相对较低,而Zn的浓度相对偏高。从组分富集中心向两侧,Cu/Zn比值都有不同程度的升高,显示了规律性的变化。在叠加矿化带Cu/Zn比值大幅度上升,含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带达26.64,含铜碳酸盐化石榴石矽卡岩带高达846.75。这一显著变异特征,可以看作铜矿化的标志。

四、不同蚀变交代类型的微量元素组合

本区矽卡岩带叠加热液蚀变交代类型主要包括钾长石化、碳酸盐化及黄英岩化。

钾长石化矽卡岩带显示明显异常的微量元素组合为Ba-Sr-Cu-Pb。Ba和Sr或由于离子半径较大,或由于电荷较高,都可以为钾长石捕获而呈现一定的富集。Cu和Pb在钾长石化带中显示的明显异常有别于碳酸盐化带中的Cu-Zn组合。

含铜碳酸盐化矽卡岩带所引起的元素富集为Cu、Zn、Co、Ni。Cu-Zn-Co-Ni组合反映了亲硫元素在碳酸盐化过程中的富集与铜硫矿化的密切关系,该阶段碳酸盐化相当于石英-硫化物期的主要成矿阶段。含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带内Cu、Zn、Co、Ni的含量亦显示一定程度的增高,但其增高的幅度远不如碳酸盐化矽卡岩带那样明显。

黄英岩化是岩浆期后热液活动的无矿阶段,它大致相当于石英二硫化物期的终端。该阶段热液活动所引起的微量元素富集仅有Co,而且Co的富集程度远不如碳酸盐化引起的富集。

五、矽卡岩成因及成矿标志的探讨

矽卡岩带亲岩微量元素及稀土、放射性元素变异的总趋势是从第6矽卡岩带向两侧逐渐分散,大致呈对称状。这表明矽卡岩带中存在着组分富集中心,矽卡岩溶液从组分富集中心向两侧运移的过程决定了这一变异趋势。如上所述,大理岩及花岗闪长斑岩对这种变异特征的影响并不明显,仅仅在矽卡岩带的外缘,即矽卡岩溶液活动接近尾声的地段才显示出来。

矽卡岩带中亲岩微量元素的富集以及Ba/Sr比值揭示了矽卡岩溶液和花岗闪长斑岩的亲缘关系。矽卡岩作用与成矿作用密切相关,既是一个统一的整体,又是不同阶段的产物。

在探讨该类矽卡岩成因时,必须能够圆满地解释上述现象。为此,我们认为岩浆期后残余熔浆多次分馏,成岩成矿溶液沿构造通道从深部脉动上升,充填交代围岩而形成矽卡岩及其有关矿床的成因模式是可能的。这里有几个命题是需要论证的。首先,形成矽卡岩的物质主要来自何处?本区矽卡岩的地质特征及微量元素变异特征表明它们来自矽卡岩带的外部,来源于岩浆期后残余

熔浆部分分馏的矽卡岩溶液。正如 II. 皮利宾科所指出的: 形成矽卡岩和矽卡岩矿床所必需的大多数物质是从外部带来的, 即由形成矽卡岩的溶液在外来矿化剂的积极参与下从外部带来的^[4]。C. F. Park 在论述接触交代作用时, 也强调了“交代矿物可部分或全部由来自岩浆的组分所组成”, “它们的物质大部分来自于岩浆而不是来自于侵入岩”^[5]。我们认为矽卡岩溶液中的微量元素的丰度既与侵入岩有一定的继承关系, 又是岩浆演化系列的某一特定阶段的产物, 有着自身的鲜明特征。这就解释了矽卡岩与花岗闪长斑岩的亲缘关系。本区矽卡岩溶液中挥发组分 P 极为富集, 有着明显亲岩性质的 Sc、Li、Ti、Mn 等也较为富集。相反, Ba、Sr、Nb、Be 等与侵入岩相比就为分散。与成矿元素 Cu、Fe 关系密切的 Zn 和 V 等较为富集, 而成矿元素本身却较为分散。这些特点表明矽卡岩溶液在岩浆房的部分分馏使之富集的是成岩元素与成矿指示性元素, 而成矿元素仍然保留在残余熔浆中, 为其进一步富集和分馏提供了物质来源。其次, 矽卡岩溶液的运移和充填交代明显受控于裂隙构造的发育程度, 构造断裂最为明显的地段往往形成矽卡岩带的组分富集中心。一般说来, 断裂构造多承袭或叠加在正接触带上。因此, 矽卡岩带的组分富集中心多位于正接触带上; 但有的可位于矽卡岩的内带, 有的可位于矽卡岩的外带, 甚至尚可产生在远离接触带的围岩或岩体中, 形成所谓脉状矽卡岩。本区组分富集中心第 6 矽卡岩带位于主要构造通道上, 该处为大理岩与花岗闪长斑岩的正接触带。而第 3 矽卡岩带可能是本区次级的构造通道。第三, 上述所谓“隙控式矽卡岩”¹⁾, 为矽卡岩带微量元素的分布提出了一个特定的模式, 即矽卡岩带组分富集中心的两侧, 组分大体呈对称分布的空间特征。尚须指出的是, 由于被交代的围岩和岩体组分的明显差异, 尤其是远离组分富集中心交代作用明显减弱的地段, 可能对上述对称性产生较为明显的影响, 致使这种空间对称分布产生或多或少的不规则变化。如果构造裂隙呈强度均等的多条(带)出现, 则存在多个组分富集中心, 这时的组分对称分布会变的更为复杂。

矽卡岩及叠加热液蚀变微量元素组合及某些特定比值提供了显著的成矿标志。矽卡岩带中 Cu/Zn 比值和 V/Ti 比值有别于花岗闪长斑岩, 尤其 Cu/Zn 比值降低的幅度较大。一般说来, Zn 与 Cu 矿化关系密切, V 与磁铁矿化关系密切。本区数值表明矽卡岩中的与成矿关系密切的指示性元素 Zn 和 V 的含量有显著增高。

本区铜矿化带主要为含铜碳酸盐化矽卡岩带及含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带。在这两个矿化带内 Cu、Zn、Co、Ni 均有明显增高, 其 Cu/Zn 比值在上述矿化带内均有大幅度增加, 与无矿矽卡岩带形成鲜明对照。Co/Ni 比值在上述矿化带内亦有明显增高。但是, 无矿黄英岩化大理岩带 Co/Ni 比值亦有明显增高。这表明硫化物阶段的黄铁矿是 Co 和 Ni 的主要载体。作为一种找矿标志, Cu/Zn 比值是适宜的。利用 Cu/Zn 比值并结合 Co/Ni 比值是判别是否存在铜硫矿化的良好标志。

本文承蒙郭文魁先生审阅并提出宝贵意见。研究过程中得到李锡之高级工程师的指导和大力支持, 邵昌权、汪松友同志参加了野外工作。笔者借此谨致谢意。

参 考 文 献

- [1] Goldschmidt, V. M., 1954, Geochemistry
- [2] 南京大学地质系, 1979, 地球化学, 科学出版社。
- [3] 邱瑞龙, 1986, 贵池铜山铜矿稀土元素地球化学特征, 地质学报, 第60卷, 第4期。
- [4] 斯米尔诺夫, B. И., 1976, 矿床地质学。地质出版社。
- [5] Park, C. F., 1975, Ore Deposits, third, edition, Chapter 7.

1) 邢凤鸣, 1984, 隙控矽卡岩矿床一例, 地质与勘探第2期。

TRACE-ELEMENT GEOCHEMISTRY OF THE SKARN ZONE OF THE TONGSHAN COPPER DEPOSIT, GUICHI, ANHUI

Qiu Ruilong

(Anhui Institute of Geological Sciences)

Abstract

A primary study on the trace-element geochemistry of the skarns in the Tongshan copper deposit, Guichi, shows that there exists a centre of component enrichment in the skarn zone. The general trend of variation for lithophile trace elements, REE and radioactive elements in the skarn zone is gradual dispersion from the centre of component enrichment to either side, which brings to light the regularity that the skarn fluids move from the centre of component enrichment to both sides. Thus, the author proposes a genetic model of the skarns and related mineral deposits; i. e., they are formed by multiple fractionation of postmagmatic residual molten magmas and pulsated ascent of the resulting rock-and ore-forming fluids from depths along the structural channelways and their filling in and replacement of country rocks.

The associations of trace elements and some of their specific ratios for the skarns and superimposed hydrothermally altered rocks provide marked ore-forming indicators. Generally speaking, Zn mineralization is closely related to Cu mineralization and V is closely related to magnetitization. The Cu/Zn and V/Ti ratios are good criteria for the determination of the intensity of mineralization.