

陕西煎茶岭矿床的稀土元素地球化学行为*

①6
359-364

庞奖励 孙根年

(陕西师范大学地理系, 西安 710062)

P618.7

P595

摘要 研究表明煎茶岭矿床矿石的稀土组成明显不同于岩石。而镍和金矿石的稀土组成十分相似, 富集轻稀土及明显的铈、铈负异常, 反映它们是从同一热液中沉淀出来的。而铈和铈负异常程度差异表明镍矿形成于高温和相对还原的环境, 金矿形成在低温和相对氧化的环境。矿化热液来源于酸性岩浆所分异的热液, 成矿元素主要来自超基性岩。

关键词: 稀土, 矿床, 陕西煎茶岭, 地球化学 稀土元素

煎茶岭矿床是一个与超基性岩有关的多金属矿, 70年代在超基性岩内发现了大型镍矿床, 80年代末又在超基性岩接触带发现了大型金矿床, 但该矿床的成因至今仍有较大的争议。本文通过对岩石和矿石中稀土地球化学研究, 为正确认识成因提供一些可靠的证据, 亦为本区积累一些稀土地球化学资料。

1 区域地质概况

煎茶岭位于陕西略阳县境内, 构造上在北东东向阳平关勉县深大断裂和北西西向勉县略阳深大断裂所夹的勉略宁三角地块东北部。该地块南与扬子地台相邻, 北与秦岭造山带相接。矿区内出露有雪花太坪组、超基性岩和鱼洞子组三部分(图1)。雪花太坪组由白云岩、硅质白云岩、白云质灰岩及部分碳质板岩所组成, 它既是超基性岩的围岩, 也是金矿体的容矿岩石之一。元古代时在地区内形成了一条东西向的超基性岩带, 煎茶岭超基性岩为一东西向展布的岩墙, 长约5000 m, 宽350~1200 m。主要由蛇纹(化)岩、滑石(化)菱岩和菱镁(化)岩组成。既是镍矿的容矿岩石, 又是金矿床的主要容矿岩石之一。超基性岩内侵入有海西期酸性岩脉(株), 有花岗斑岩、钠长斑岩、石英闪长岩等。矿区西部有少量鱼洞子组变质岩出露。矿区内北西西向和北北西向断裂十分发育, 构成主要容矿构造。镍矿床产于超基性岩内的断裂中, 呈不规则的星散状矿体。主要矿物为磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铁矿、磁铁

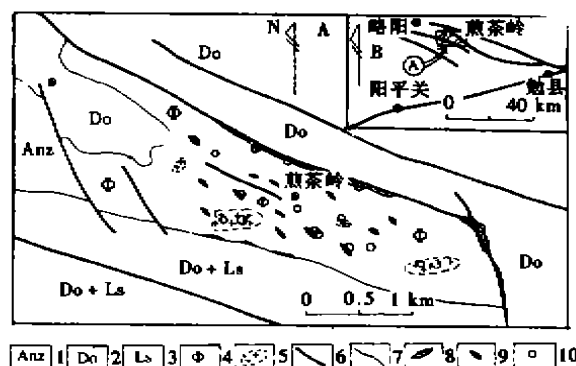


图1 煎茶岭矿床区域地质简图

1. 鱼洞子组变质岩; 2. 雪花太坪组白云岩; 3. 雪花太坪组灰岩; 4. 超基性岩; 5. 酸性岩脉(株); 6. 断层; 7. 地质界线; 8. 金矿体; 9. 镍矿体; 10. 稀土样品

* 国家黄金管理局项目 89-A-4 和中国有色金属总公司资助课题

庞奖励: 男, 35岁, 博士, 副教授

矿、蛇纹石等高温矿物。金矿床主要产在沿超基性岩接触带分布的北西、北北西向断裂中,属典型的石英-黄铁矿型脉状矿床。主要矿物为黄铁矿和石英,次要矿物有针镍矿、辉砷镍矿、雄黄、雌黄、辰砂、方解石、蛇纹石、白云石等。

2 稀土组成特征

样品分别取自超基性岩、中酸性岩脉、镍矿石和金矿石(见图1)。稀土采用 ICP-AES 法分析(见表1)。文中球粒陨石标准化数据采用 Boynton 推荐的数据^[1]。

2.1 岩石的稀土特征

超基性岩样品取自蛇纹石化和菱镁化超基性岩,稀土总量 $120.837 \sim 142.113 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, 具富集轻稀土型分布模式($\text{LRE}/\text{HRE}(\text{L}/\text{H}) = 13.4 \sim 14.2$, $N_{\text{La}/\text{Yb}} = 19.2 \sim 22.6$)。其中轻稀土分馏程度高于重稀土($N_{\text{La}/\text{Sm}}:N_{\text{Gd}/\text{Yb}} = (4.5 \sim 6.5):(2.2 \sim 2.6)$)。铈和铈具弱的负异常, $\delta_{\text{Eu}} = 0.74 \sim 0.93$, $\delta_{\text{Ce}} = 0.77 \sim 0.93$ 。酸性岩样品取自新鲜的岩芯,稀土总量在 $95.29 \sim 157.57 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 之间,明显低于典型酸性侵入岩(典型酸性岩一般大于 $200 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)。具富集轻稀土性特征,但富集程度弱于超基岩($\text{L}/\text{H}_{(\text{超})}:\text{L}/\text{H}_{(\text{酸})} = (13.4 \sim 14.2):(4.4 \sim 7.8)$)。轻稀土和重稀土分馏程度差异不明显($N_{\text{La}/\text{Sm}}:N_{\text{Gd}/\text{Yb}} = (2.2 \sim 3.7):(1.5 \sim 2.0)$; $N_{\text{La}/\text{Yb}(\text{超})}:N_{\text{La}/\text{Yb}(\text{酸})} = (19.22 \sim 22.6):(4.4 \sim 8.3)$)。铈和铈缺少明显的负异常, $\delta_{\text{Eu}} = 0.75 \sim 0.93$, $\delta_{\text{Ce}} = 0.84 \sim 0.99$ 。

2.2 矿石的稀土特征

镍矿石样品取自钻孔岩芯,稀土含量为 $2.236 \sim 9.805 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 。稀土分布具富集轻稀土型特点($\text{L}/\text{H} = 5.0 \sim 8.3$; $N_{\text{La}/\text{Yb}} = 6.8 \sim 11.8$, 图2(a))。其中轻稀土和重稀土分馏程度差异不明显, $N_{\text{La}/\text{Sm}}:N_{\text{Gd}/\text{Yb}} = (1.6 \sim 3.9):(1.2 \sim 2.2)$ 。铈和铈出现了明显的负异常, $\delta_{\text{Eu}} = 0.44 \sim 0.47$, $\delta_{\text{Ce}} = 0.47 \sim 0.55$ 。

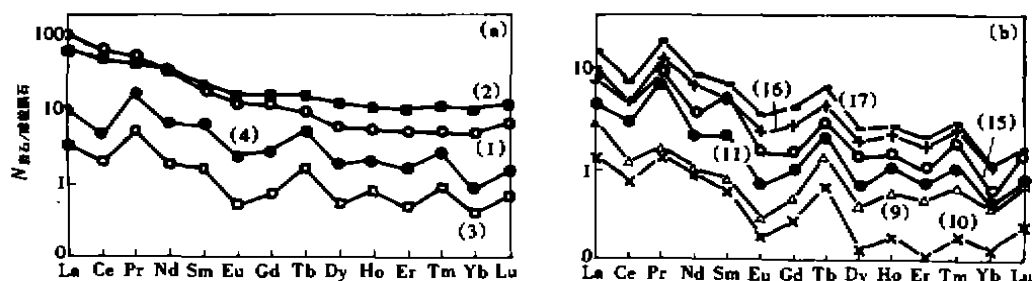


图2 不同地质体(a)和矿石(b)的稀土元素分布模式图

金矿样品取自钻孔岩芯和坑道的原生矿石,稀土总量明显低于岩石而稍高于镍矿石($14.587 \sim 33.559 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)。具富集轻稀土型分布模式($\text{L}/\text{H} = 5.0 \sim 7.7$),轻稀土分馏程度微弱于重稀土($N_{\text{La}/\text{Sm}}:N_{\text{Gd}/\text{Yb}} = (1.2 \sim 2.2):(2.7 \sim 4.4)$),出现明显的铈和铈负异常。与镍矿石相比,其铈负异常程度进一步地增加, $\delta_{\text{Ce}(\text{金})}:\delta_{\text{Ce}(\text{酸})} = (0.22 \sim 0.49):(0.47 \sim 0.55)$, 铈负异常强度则有所减弱, $\delta_{\text{Eu}(\text{金})}:\delta_{\text{Eu}(\text{酸})} = (0.51 \sim 0.64):(0.44 \sim 0.47)$; $N_{\text{La}/\text{Yb}} = 9.0 \sim 17.1$, 图2(a)。

表 1 岩石和矿石的稀土含量分析结果($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)^{*}

稀土元素		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
超基性岩	1	35.780	56.120	5.900	19.580	3.440	1.080	3.650	0.400	1.960	0.420	1.150
	2	33.450	47.000	6.400	20.000	3.828	0.800	2.784	0.464	1.770	0.406	1.060
	3	30.120	56.000	7.500	24.000	4.176	1.010	3.248	0.464	1.920	0.406	1.230
酸性岩	4	20.790	40.390	5.110	24.890	6.010	1.580	5.900	1.060	6.310	1.290	3.770
	5	16.200	31.960	5.180	13.480	2.770	0.930	3.300	0.560	2.700	0.510	1.480
	6	19.480	43.120	6.020	20.550	4.260	1.300	4.210	0.890	4.320	0.830	2.230
镍矿石	7	18.600	37.000	5.200	17.200	3.828	0.920	3.596	0.580	3.360	0.661	1.963
	8	23.400	48.354	5.880	29.000	5.684	1.280	4.756	0.765	3.590	0.707	2.060
	9	1.000	0.980	0.220	0.620	0.160	0.022	0.130	0.069	0.130	0.042	0.100
金矿石	10	0.426	0.620	0.174	0.543	0.117	0.013	0.074	0.032	0.043	0.013	0.023
	11	1.560	2.630	1.159	1.455	0.472	0.053	0.248	0.113	0.213	0.082	0.153
	12	1.440	2.490	1.084	1.890	0.563	0.064	0.315	0.105	0.321	0.098	0.155
(1)	13	2.091	1.817	1.960	3.536	1.039	0.156	0.652	0.244	0.402	0.134	0.312
	14	1.957	1.882	2.149	3.291	1.021	0.148	0.625	0.243	0.465	0.134	0.324
	15	3.111	4.230	1.360	2.430	1.230	0.120	0.420	0.160	0.465	0.116	0.210
(2)	16	3.916	4.417	2.037	5.064	1.225	0.197	0.833	0.248	0.667	0.184	0.400
	17	5.997	7.230	3.021	6.646	1.683	0.312	1.322	0.381	0.966	0.226	0.513
	(1)	33.117	53.040	6.600	21.193	3.815	0.963	3.227	0.443	1.883	0.411	1.147
(3)	(2)	19.694	40.165	5.478	21.024	4.510	1.202	4.352	0.771	4.056	0.800	2.301
	(3)	1.107	1.680	0.659	1.127	0.328	0.038	0.192	0.080	0.177	0.059	0.108
	(4)	3.414	3.915	2.105	4.193	1.240	0.187	0.770	0.255	0.593	0.159	0.352
稀土元素		Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	L/H	$N_{\text{La/Yb}}$	$N_{\text{Ga/Yb}}$	$N_{\text{La/Sm}}$	δ_{Ce}	δ_{Eu}
超基性岩	1	0.160	1.123	0.260	11.090	142.113	13.4	21.5	2.6	6.5	0.93	0.93
	2	0.192	1.000	0.183	1.500	120.837	14.2	22.6	2.2	5.5	0.77	0.74
	3	0.156	1.060	0.212	9.800	141.302	14.1	19.2	2.5	4.5	0.90	0.83
酸性岩	4	0.590	3.210	0.550	36.120	157.570	4.4	4.4	1.5	2.2	0.94	0.81
	5	0.270	1.500	0.270	14.180	95.290	6.7	7.3	1.8	3.7	0.84	0.93
	6	0.350	2.120	0.370	20.830	130.880	6.2	6.2	1.6	2.9	0.96	0.83
镍矿石	7	0.336	1.970	0.410	16.000	111.624	6.4	6.4	1.5	3.1	0.91	0.75
	8	0.348	1.890	0.380	16.000	144.094	7.8	8.3	2.0	2.6	0.99	0.75
	9	0.021	0.085	0.024	0.750	4.353	5.0	7.9	1.2	3.9	0.50	0.46
金矿石	10	0.006	0.028	0.008	0.115	2.236	8.3	10.3	2.1	2.3	0.55	0.44
	11	0.036	0.089	0.024	0.554	8.841	7.7	11.8	2.2	2.1	0.47	0.47
	12	0.054	0.143	0.032	1.051	9.805	6.2	6.8	1.8	1.6	0.48	0.46
(1)	13	0.089	0.136	0.035	2.455	15.058	5.3	10.4	3.9	1.3	0.22	0.58
	14	0.096	0.147	0.052	2.053	14.587	5.0	9.0	3.4	1.2	0.22	0.56
	15	0.068	0.123	0.050	2.280	16.373	7.7	17.1	2.8	1.6	0.49	0.51
(2)	16	0.095	0.249	0.056	3.618	23.206	6.2	10.6	2.7	2.0	0.38	0.59
	17	0.113	0.244	0.058	4.847	33.559	6.5	16.6	4.4	2.2	0.41	0.64
	(1)	0.169	1.061	0.218	7.463	134.751	13.9	21.1	2.4	5.5	0.867	0.834
(3)	(2)	0.379	2.138	0.396	20.626	127.892	6.3	6.5	1.7	2.9	0.928	0.835
	(3)	0.029	0.086	0.022	0.618	6.309	6.8	9.2	1.8	2.5	0.500	0.458
	(4)	0.092	0.180	0.050	3.051	20.557	6.1	12.7	3.4	1.7	0.343	0.575

* $L/H(\text{LRE}/\text{HRE}) = \Sigma(La-Eu)/\Sigma(Gd-Lu)$, $\delta_{\text{Eu}} = N_{\text{Eu}}/(N_{\text{Sm}} \cdot N_{\text{Gd}})^{1/2}$, $\delta_{\text{Ce}} = N_{\text{Ce}}/(N_{\text{La}} \cdot N_{\text{Pr}})^{1/2}$

(1) 超基性岩平均值; (2) 酸性岩平均值; (3) 镍矿石平均值; (4) 金矿石平均值。

3 讨 论

从分析结果看,镍和金矿石稀土组成十分相似,稀土含量均远远低于岩石,仅为 $2.236 \sim 33.559 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, 稀土分异程度的参数基本分布同一范围内(表 2), 都具有明显的铈和铈负异常;在球粒陨石标准化图中,镍和金矿石稀土曲线形态十分相似(图 2(a));在 $\Sigma(\text{La-Nd}) - \Sigma(\text{Sm-Ho}) - \Sigma(\text{Er-Lu})$ 三角图中,镍和金矿石投影点落在同一很小的范围内。表明镍和金矿石稀土的分馏程度和分馏方向基本一致,应是从同一热液中沉淀出来的。

表 2 稀土分异参数

岩石类型	超基性岩	酸性岩	镍矿石	金矿石
REE/($\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)	120.837 ~ 142.13	95.290 ~ 157.570	2.236 ~ 9.805	14.589 ~ 33.559
L/H	13.4 ~ 14.2	4.4 ~ 7.8	5.0 ~ 8.3	5.0 ~ 7.7
$N_{\text{La/Yb}}$	19.2 ~ 22.6	4.4 ~ 8.3	6.8 ~ 11.8	9.0 ~ 17.1
$N_{\text{Gd/Yb}}$	2.2 ~ 2.6	1.5 ~ 2.0	1.2 ~ 2.2	2.7 ~ 4.4
$N_{\text{La/Sm}}$	4.5 ~ 6.5	2.2 ~ 3.7	1.6 ~ 3.9	1.2 ~ 2.2
δ_{Ce}	0.77 ~ 0.93	0.84 ~ 0.99	0.47 ~ 0.55	0.22 ~ 0.49
δ_{Eu}	0.74 ~ 0.93	0.75 ~ 0.93	0.44 ~ 0.47	0.51 ~ 0.64

尽管镍矿石和金矿石的稀土组成相似,但仍存在差异,表现为从镍矿石到金矿石,稀土总量从 $2.236 \sim 9.805 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ 上升到 $14.589 \sim 33.559 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$;重稀土的分异程度有所增强, $N_{\text{Gd/Yb}}$ 从 1.2 ~ 2.2 增至 2.7 ~ 4.4;铈负异常程度进一步增加而铈负异常强度则有所减弱, $\delta_{\text{Ce}}(\text{镍矿石}) : \delta_{\text{Ce}}(\text{金矿石}) = (0.47 \sim 0.55) : (0.22 \sim 0.49)$, $\delta_{\text{Eu}}(\text{镍矿石}) : \delta_{\text{Eu}}(\text{金矿石}) = (0.44 \sim 0.47) : (0.51 \sim 0.64)$ 。这些差异反映了镍矿石和金矿石形成条件不同,稀土总量和 $N_{\text{Gd/Yb}}$ 的差异可能与其形成时的温度密切相关。研究表明,在高温时, RE^{3+} 络离子稳定存在,不同稀土络离子的溶解性差异趋于减小;在低温条件下, RE^{3+} 趋于不稳定而分解^[2~4]。对包裹体测温证实镍矿石形成温度远高于金矿石。在形成镍矿石的时期,重稀土络离子溶解性差异较小,分馏程度低。这时,大量稀土能够以 RE^{3+} 络离子形式稳定存在于热液中,致使结晶出的镍矿石中稀土含量较低,表现为 $N_{\text{Gd/Yb}}$ 较低。而在形成金矿石时期,重稀土络离子溶解性差异趋于增加,分馏程度增大,表现为 $N_{\text{Gd/Yb}}$ 较高。于此同时,高温时能稳定存在于热液中的 RE^{3+} 络离子变得不稳定而分解,随矿物一起沉淀出来,使此阶段形成的金矿石中稀土含量相对高于镍矿石。

自然界中, Eu, Ce 还可以 Eu^{2+} , Ce^{4+} 形式存在而出现特殊的地球化学行为。研究表明, $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ 比值与体系的氧逸度和温度呈正相关^[2,5]。也就是说, δ_{Eu} 反映了体系的相对氧化还原程度及温度条件。当氧逸度降低或温度升高, δ_{Eu} 相对降低;相反 δ_{Eu} 绝对值增大。镍矿石和金矿石 δ_{Eu} 绝对值从 0.44 ~ 0.47 变为 0.51 ~ 0.64, 这暗示热液的 $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ 比降低,部分 Eu^{2+} 转化为 Eu^{3+} , 有更多 Eu^{3+} 迁移,说明热液体系向氧化程度相对增加的方向及向温度降低的方向演化。自然界中铈异常少的岩石比有铈异常的岩石易形成于更低的氧化环境下;低温环境下, Ce^{4+} 更容易水解而在原地停留^[2]。这说明 Ce^{4+} 出现于氧化程度较高的环境中, Eu^{2+} 出现在氧化程度较低的环境。从镍铜矿石到金矿石, δ_{Ce} 从 0.47 ~ 0.55 变为 0.22 ~ 0.49, 反映热液中 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 比增加,表明较多的 Ce^{3+} 转化为 Ce^{4+} , 更多的以 Ce^{4+} 形式迁移,指示热液体系的氧化程度增加。总之,镍矿石和金矿石中稀土的相似性说

明它们是从同一热液中沉淀出来的;而 δ_{Eu} , δ_{Ce} 及稀土分异参数的差异揭示镍矿石形成在高温热液阶段和相对还原的环境,金矿石形成在低温热液阶段和相对氧化的环境。

与超基性岩和酸性岩比较(图 2(b)),其稀土组成更接近于酸性岩,这与热液来源于酸性岩浆有关。同位素资料反映超基性岩侵位年龄为 927 ± 49 Ma,变质年龄为 400 Ma,酸性岩脉成岩年龄为 405 Ma^[6,7]。酸性岩成岩年龄与超基性岩的变质年龄基本一致,暗示酸性岩浆活动可能是引起超基性岩变质的原因。根据含水矿物的氢、氧同位素资料计算获得引起超基性岩变质的热水溶液氢、氧同位素组成为 $\delta_D = 6.93\% \sim 7.81\%$, $\delta_{18}H_2O = 0.75\% \sim 1.00\%$ ^[8],与该地区岩浆水的 $\delta_D = -7.07\%$, $\delta(18H_2O) = -0.64\%$ 十分接近,足以说明引起超基性岩变质的热液为岩浆液。微量元素资料显示,超基性岩富含 Ni, Cr, Sn, Au 而贫 Co, Cu, Pb, Zn 等元素。酸性岩中 Ni, Co, Cr 含量很低, Pb, Zn 和 S 含量也低于正常的酸性花岗岩。地层中 S 的含量比较高。这些特征说明热液来源于酸性岩浆,成矿元素应源于超基性岩体,硫来源于酸性岩和周围地层。

稀土在迁移过程中,难以以简单离子搬运,主要以络离子形式迁移,而 $(RE(CO_3)_3)^{3-}$ 和 $(RE(CO_3)_4)^{5-}$ 可以稳定存在于富含碳酸的溶液中^[2,5,9]。煎茶岭超基性岩蚀变结果产生了大量碳酸盐矿物,说明引起超基性岩蚀变热液必然富含 CO_3^{2-} 或 HCO_3^- 。因此,在 Ni, Au 矿床的形成过程中,稀土可能主要以 $(RE(CO_3)_3)^{3-}$, $(RE(CO_3)_4)^{5-}$ 形式在热液中迁移。

通过上述研究,煎茶岭矿床的形成机理可概括为:元古代时期,超基性岩浆活动形成了煎茶岭超基性岩体。海西期酸性岩浆活动,一方面形成了酸性岩脉,另一方面分异出大量岩浆热液。岩浆热液在超基性岩内运移时,不仅使超基性岩变质,同时析出了其中的 Ni、Au 等成矿元素。这些活化的元素随岩浆热液沿着有利的裂隙运移过程中,高温时镍大量析出形成镍矿石;当其运移到岩体接触断裂带时,由于随温度和压力降低,其中的金大量沉淀而形成了金矿床。

4 结 论

1. 岩石稀土含量远高于矿石,具富集轻稀土和缺少明显的铈和铈负异常特征。矿石稀土含量很低($2.236 \sim 33.559 \mu g \cdot g^{-1}$),具有富集轻稀土和明显的铈和铈负异常特征。金矿石和镍矿石稀土分布模式十分相似,表明它们是从同一热液中沉淀出来的。

2. 从镍矿石到金矿石, δ_{Ce} 从 0.47~0.55 变为 0.22~0.49, δ_{Eu} 从 0.44~0.47 变为 0.51~0.64,表明镍矿石形成在高温和相对还原的环境,而金矿石形成在低温和相对氧化的环境。

3. 海西期酸性岩浆活动所分异的岩浆热液,不仅使超基性岩变质,而且析出其中的 Ni, Au 等成矿元素形成含矿热液。在高温阶段形成镍矿石,当热液运移到岩体接触带时,因温度和压力的降低导致沉淀而形成金矿床。

参考文献

- 1 Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. 63.
- 2 王中刚,于学元,赵振华,等. 稀土元素地球化学. 北京:科学出版社,1989. 427.

- 3 Michard A. Rare earth elements systematics in hydrothermal fluid. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53: 745.
- 4 Hopf S. Behaviour of rare earth element in geothermal systems of New Zealand. *J. Geochim. Explor.*, 1993, 47: 333.
- 5 赵振华. 锕地球化学特征的控制因素. *南京大学学报(地球科学)*, 1993, 15(3): 271.
- 6 陈好寿. 同位素地球化学研究. 杭州: 浙江大学出版社, 1994. 56.
- 7 桂林冶金地质研究所. 略-勉-阳地区岩石钾-氩同位素年龄测定. *地质与勘探*, 1972, (3): 119.
- 8 庞春勇. 煎茶岭蛇纹岩氢氧同位素组成特征. *矿产与地质*, 1993, (2): 65.
- 9 Cantrell K J, Bryne R H. Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, 51: 597.

Geochemical Behaviour of Rare Earth Elements in Jianchaling Deposit, Shaanxi Province

Pang Jiangli, Sun Gengnian(*Department of Geography, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China*)

The studies on rocks and ores of the Jianchaling deposit, southern Shaanxi Province, show that the REE patterns in ores distinctively differ from the ultrabasic and acid rock. REE patterns in Ni-ore are similar to Au-ore and are characterized by typical enrichment in LRE and sharp negative Eu and Ce anomaly, indicating that Ni-ore and Au-ore are formed from the same hydrothermal solution. δ_{Eu} and δ_{Ce} variation reflects that Ni-ore is formed at higher temperature and relative reduction environment, Au-ore at lower temperature and relative oxidation environment. The characteristics implies that ore-materials are derived from the ultrabasic rock and hydrothermal solution is from post-acid magmatic solution.

Keywords: Rare earths, Jianchaling ore deposit, Geochemistry, Shaanxi Province

收稿日期: 19980108; 修订日期: 19980605

* * * * *

2000 年全国稀土玻璃陶瓷年会将在襄樊召开

由中国稀土学会稀土玻璃陶瓷专业委员会主办、成都光明器材厂承办的“1999 年全国稀土玻璃陶瓷年会”于 1999 年 11 月 8 日至 12 日在四川省成都市召开。会议吸引了一批这一领域著名专家、学者和企业家。与会代表聚集一堂, 交流了近年来在该领域中具有创新的理论、技术、工艺和应用等方面的新成就, 并展望了二十一世纪的新发展。会议决定 2000 年全国稀土玻璃陶瓷年会将于 2000 年 5 月 22 日至 26 日在湖北襄樊举行。这两次会议论文将以《中国稀土学报》专辑的形成出版, 欢迎稀土科技工作者撰写论文, 参加会议。

(本刊讯)