

# 新疆托里萨 I 金矿床的地质特征及成因研究

周美付

(中国地质科学院地质研究所)

**提要:** 新疆托里萨 I 金矿床产于托里蛇纹岩套的超镁铁岩相内,与超镁铁岩的蚀变交代作用有关。矿床地球化学研究表明该矿床的形成与海底热泉活动有关,是一种新的金矿床类型。

**关键词** 萨 I 金矿床,碳酸盐化超镁铁岩,海底热泉成因

金在地球的演化过程中倾向于向地球内部迁移,导致地核中金的丰度最高,而地壳中金的丰度最低;地核中含 2600ppb,地幔中为 500ppb,地壳中只有 4ppb (Tatsch, 1975; 刘本立,1982)并且查明镁铁岩、超镁铁岩中金含量比其它岩石中的高 (Robert, 1973),它们为形成金矿床提供了良好背景。例如,占世界金矿储量 70% 以上的太古代绿岩带的金矿床,就与基性超基性火山岩有关 (Tatsch, 1975; Boyle, 1979.)。但是,凯伊斯等人 (1976) 认为超镁铁岩中的金主要分散在铬尖晶石,橄榄石、辉石以及硫化物中 (Keays, 1976)。起源于上地幔的超镁铁岩尽管含金丰富,但是与超镁铁岩有关的岩浆型金矿床却很少见到,只有当后期的热液对其发生蚀变交代作用,使其中的分散状态的金活化转移时,才能形成金矿 (Tatsch, 1975)。

对与超镁铁岩有关的岩浆矿床,如铬铁矿床、铜镍硫化物矿床等,作过较细致的工作,但对与碳酸盐化超镁铁岩有关的热液型金矿床,并未引起足够的重视。事实上,苏联、加拿大等国家相继发现了这类矿床 (Gerard, etal, 1985) 我国云南墨金厂金矿床也属此类 (俞洪钧等,

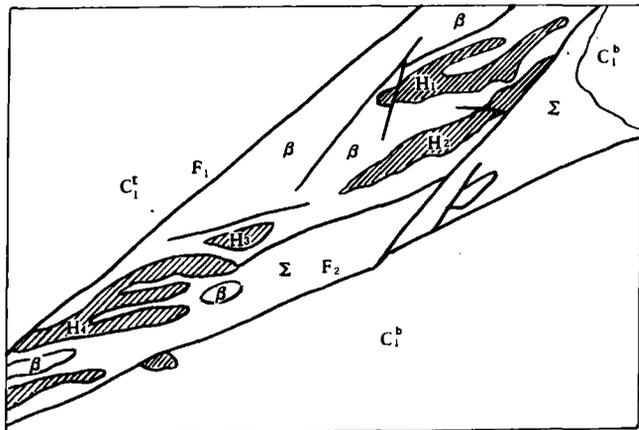


图1 萨 I 金矿区地质示意图  
(据新疆有色701队修编)

说明: F<sub>1</sub>-断裂及编号; C<sub>1</sub><sup>t</sup>-下石炭统太勒古拉组; C<sub>1</sub><sup>b</sup>-下石炭统图古图组; Σ-超镁铁岩; β-玄武岩; H<sub>1</sub>-蚀变岩体及编号

1986)。新疆萨 I (为萨尔托海 I 号的简称,以下同) 金矿床是产于蛇绿岩套中的与碳酸盐化超镁铁岩有关的金矿床的又一实例。

本文以萨 I 金矿床为例,介绍该类型金矿床的矿化特征,并提出成因认识,以供参考,讨论。

## 一. 地质背景

萨 I 金矿区位于新疆托里县境内,准噶尔盆地的西北缘,为西准噶尔海西地槽褶皱带之扎依尔—达拉布特复向斜的南翼。区域上出露的下石炭统包古图组 (C<sub>1b</sub>) 和太勒古拉组 (C<sub>1t</sub>), 为一套海相火山碎屑沉积建造。发育达拉布特断裂和安齐断裂,以及次一级的萨尔托海断裂,构成了区内北东—北北东向的总体构造方向。沿达拉布特断裂断续出露晚古生代蛇绿岩带,该蛇绿岩主要由基性火山岩 (玄武熔岩), 超镁铁岩等组成; 其上发育有含放射虫的硅质岩 (王一圣, 1981)。萨 I 矿区位于该蛇绿岩带的东段。

萨尔托海主断裂 (F<sub>1</sub>) 走向 NE, 倾向 NW。矿区内出露的蛇绿岩赋存于该断裂南侧太勒古拉组 (C<sub>1t</sub>) 中, 夹于 F<sub>1</sub> 与 F<sub>2</sub> 断裂之间 (图 1)。该蛇绿岩块受到了构造的强烈破坏, 其内部断裂和断裂破碎带十分发育, 显示出混杂特点 (图 1)。其组成除超镁铁岩外, 还含有玄武岩及硅质岩。

矿区内的玄武岩, 其岩石化学特点类似于岛弧钙碱性玄武岩; 并且富集不相容元素, 如: Ti、P、K、Ba、Zr 等, 稀土分布模式为轻稀土富集型。说明该蛇绿岩可能形成于弧后盆地的构造环境<sup>①</sup> (①周美付, 1986, 内部研究报告。)

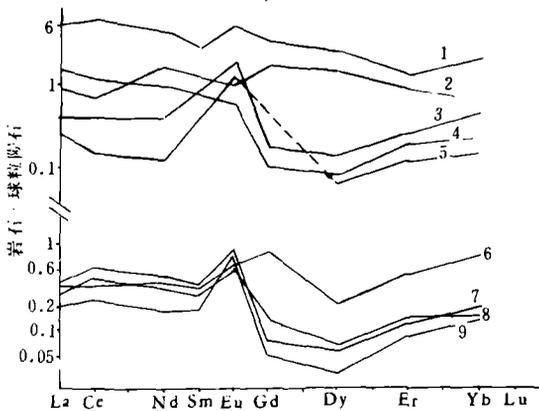


图2 超镁铁岩的稀土分布型式

说明: 1—橄辉岩; 2—二辉橄辉岩; 3—单斜辉石岩;  
4、5—含辉纯橄岩; 6—9—斜辉辉橄岩

## 二. 超镁铁岩的岩石学特征

超镁铁岩是萨 I 矿区蛇绿混杂岩的主要岩石。其类型有斜辉辉橄岩、纯橄岩和二辉橄橄岩, 并见有少量的橄长岩脉。它们是豆荚状铬铁矿的直接围岩。岩石多受了强烈的蛇纹石化,

滑石化,和局部强烈碳酸盐化,金矿化与碳酸盐化的蚀变交代岩有关。与典型蛇绿岩套中的变质橄榄岩相比,它们的岩石化学特征几乎是相同的,岩石的稀土含量低,其稀土分配型式也与世界上其它蛇绿岩的相应岩石类似(图2)。代表耗竭的上地幔的残余。

超镁铁岩中含有较高的Cr、Co、Ni等耐熔元素,贫K、Ti、Rb、Sr等易熔组分(表1、图3)。

超镁铁岩的微量元素含量(ppm)

表1

元素 \ 序号	1	2	3	4	5	6
Sr	6.88	2.76	2.66	6.67	7.26	10.59
Pb	18.33	17.99	18.18	19.23	16.93	13.0
Cu	80.73	8.28	5.72	21.67	4.84	73.45
Sc	15.75	8.57	7.80	10.22	5.93	34.15
Ti	115.80	34.15	34.79	365.1	51.62	3480.0
V	59.02	42.42	31.59	44.48	24.89	16.50
Cr	2878.0	1558.	1423.	1704.	1898.	108.10
Mn	1255.0	416.7	662.7	697.1	882.8	1072.0
Co	89.23	69.11	65.81	69.01	74.65	27.76
Ni	2015.0	1807.	1571.	1556.	1821.	51.79

注:①由中国地质科学院测试所等离子光谱分析,引自杨武亮内部资料。

②1—3斜辉辉橄岩,4—5,纯橄岩,6,辉长岩

据吉林冶金地质研究所分析数据,斜辉辉橄岩含金量10ppb;地质部西安地质研究所分析为,斜辉辉橄岩为0.02—0.04ppm,纯橄岩为0.02ppm,均高于克拉克值。

### 三. 金矿化特征

萨I金矿区的蛇绿岩中,发育碳酸盐化和硅化,形成以滑石菱镁片岩和石英菱镁片岩为主的蚀变岩体,金矿(化)体产于蚀变岩体内部。

#### 1. 含矿蚀变岩的特征

矿区蛇绿混杂岩中分布着大小不等的六个蚀变岩体,它们在地表呈雁行状排列,其形状多为不规则的带状,少数为透镜状,扁豆状及树枝状(图1)。规模最大的蚀变岩体(H<sub>1</sub>),总体走向北东70°±,倾向南,长度840米,平均宽60米,最宽达130米。

蚀变岩的主要岩石为石英菱镁岩、绿泥石滑石岩等,它们与超镁铁岩或玄武岩可成过渡关系,也可成断层接触,蚀变岩体有石英菱镁岩→滑石菱镁岩→绿泥石滑石岩→超镁铁岩(玄武岩)的蚀变分带性,同时,也具有混杂的特点(图4)。

金矿体赋存于蚀变岩中,主要由石英脉或石英菱镁岩组成,局部滑石菱镁岩也具有金矿化,这表明矿化与蚀变(或硅化)作用的强弱有关。

石英菱镁岩:为鳞片变晶结构,主要由石英(30—60%)、菱镁矿(20—40%)、白云石(5—20%)、方解石(10—30%)组成,矿物含量变化较大。石英可呈细粒状分布在其它矿物中,或呈

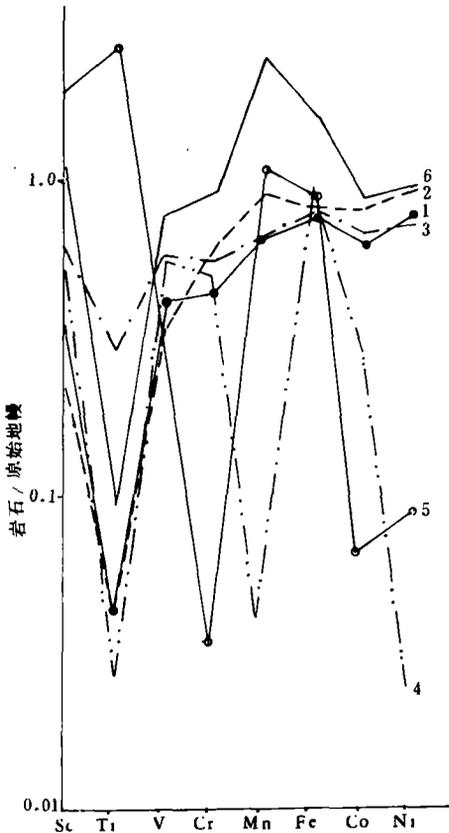


图3 超镁铁岩的微量元素标准化图解

(标准化值: V=77ppm; Cr=3140ppm; Mn=1010 ppm; Fe=6.08%; Sc=17ppm  $\Gamma_i=0.13\%$ ; Co=105 ppm; Ni=2110ppm; Jagouct, 1979)

石英细脉、方解石—石英细脉分布;白云石、菱镁矿等碳酸盐矿物结晶颗粒较大,多呈自形一半自形粒状或团块状分布,可能代表较早的蚀变产物。岩石中还含有铬云母,多沿裂隙充填。常可见到蚀变矿物伊丁石,多保持着的橄榄石的晶形和裂纹。

滑石菱镁岩:为鳞片变晶结构,由滑石(10—50%)、菱镁矿(10—35%)、绿泥石(5—30%)等组成,含少量方解石、白云石和石英,滑石为鳞片状,结晶好的滑石具一组完好的解理,并具有扭折弯曲。矿物含量变化大,可构成滑石岩和绿泥石滑石岩。

蚀变岩的岩石化学成分如表 2,与超镁铁岩相比,含有较高的 CaO 和 CO<sub>2</sub>,含较低的 MgO。

蚀变岩的微量元素如表 3,可以看出,微量元素的含量变化较大,但总的来说含较高的 Co、Ni、Cr 等与超镁铁岩有关的元素(图 5),同时,还含有较高的 Au、Ag、As。蚀变岩的稀土元素及分布型式(表 4、图 6),除 E116 号样品具较高的稀土总量并显示轻稀土富集外,其余均显示与超镁铁岩的斜辉辉橄岩、二辉橄橄岩等相似的特点,它们的  $\Sigma\text{REE}$ 、La/Sm、La/Yb 比值几乎是相同的。

## 2. 矿石矿物组成特征

这里主要讨论蚀变岩型矿石,这种类型矿石的矿物成分比较复杂,金属矿物有黄铁矿,黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金、辉砷镍矿等,非金属矿物主要是石英、白云石、方解石等。

黄铁矿是矿石的主要金属矿物,多呈立方体、五角十二面体以及各种聚形,粒径 0.01—5mm 不等。均不同程度地含有 Ag、Cu、Pb、Zn、Co、Ni、Se 和 Te 等微量元素,其中以 Au/Ag 比值较大(6.86)、Co/Ni 比值较小(0.24)为特征。Se/Te 比值为 0.75,S/Se 比值为 17300,与内生热液来源吻合(Boyle, 1979)。

黄铁矿也是除自然金之外的主要含金矿物,其含金平均值为 72.21g/T(23 个样品平均),以细粒的不规则状黄铁矿含金量较高,五角十二面体含金量(118.5g/T)高于立方体(50.17g/

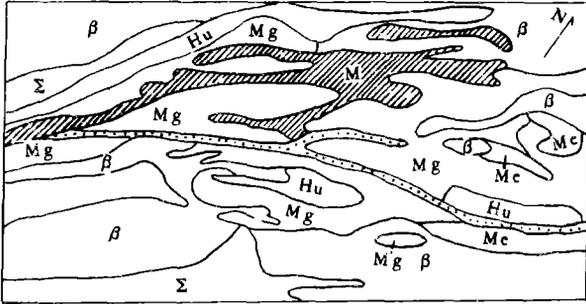


图4 萨I矿区I号蚀变岩体地质图  
(新疆有色金属地质勘探公司七〇一地质队图修编)

β-玄武岩, Σ-超镁铁岩, Hu-绿泥石滑石片岩, Mc-滑石菱镁岩, Mg-石英菱镁片岩, M-矿体, Q-石英脉

T)黄铁矿。因而它是金矿的良好找矿标志。

黄铁矿的晶胞参数 ( $a_0 = 5.417-5.421 \text{ \AA}$ ) 偏大, 与 Co、Ni 置换其中的铁有关。穆斯堡尔效应的测定结果为, 中心位移<sup>①</sup>  $0.30-0.31 \text{ mm/s}$ , 四极分裂  $0.59-0.61 \text{ mm/s}$ 。线宽  $0.28-0.34 \text{ mm/s}$ , (17 个样品), 并且证明金的含量多寡并不影响其穆氏参数, 说明金并不参与黄铁矿的晶格。

蚀变岩的岩石化学成分 (wt%)

表 2

成分 岩石名称	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TFe	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
石英菱镁岩 (26)	36.04	0.26	6.25	10.35	0.14	17.02	4.8	0.36	0.94	0.19	0.13
滑石岩 (12)		0.29	2.77	7.20	0.11	19.12	4.09	0.32	0.22	0.14	0.1

注:引自新疆有色金属地质勘探公司七〇一地质队资料

自然金, 其拉度为  $0.01-0.25 \text{ mm}$ 。大者可达  $1-3 \text{ mm}$ , 矿石中常常可以见到明金。自然金中含有少量微量杂质, 如: Ag、Fe、Cu 等, 成色为 943 (平均值), 变化范围 883—988, 与其它类型的金矿床相比, 成色偏高。自然金的晶胞参数  $a_0 = 4.064 \pm 0.002 \text{ \AA}$ , 略偏小, 与其中的杂质元素含量有关。

辉砷镍矿, 主要见于蚀变岩型矿石中, 其晶胞参数  $a_0 = 5.641 \text{ \AA}$ , 穆斯堡尔效应的测定结果为: 中心位移<sup>①</sup>  $0.3 \text{ mm/s}$ , 四级分裂  $0.58 \text{ mm/s}$ , 线宽  $0.29 \text{ mm/s}$ ,  $X^2 = 139$ 。单矿物含金量为  $12 \text{ g/T}$  (据新疆有色金属地质勘探公司七〇一地质队)。

其它金属矿物有黄铜矿、辉铜矿等, 黄铜矿多呈乳滴状分布于闪锌矿中, 构成团溶体分离结构, 常与辉铜矿伴生, 有时可见铜兰的反应边。石英脉矿石中黄铜矿含量达  $3077 \text{ g/t}$  (据新疆有色金属地质勘探公司七〇一地质队), 这可能与其结构较复杂有关。

石英, 是矿石中的主要脉石矿物。矿石中的石英与不含金的石英存在着差别, 前者杂质元

蚀变岩的微量元素含量(ppm)

表 3

序号	1	2	3	4	5	6
样号	E037	E171	E116	E017	E006	E120
Ti	41.06	736.0	132.5	33.07	141.5	196.8
Mn	288.4	470.5	945.5	908.3	590.7	1547.0
Ba	3.87	94.97	16.36	9.10	24.43	8.05
Co	34.87	27.37	39.93	35.69	55.82	63.39
Cr	37.25	292.5	927.7	373.1	1723.0	1816.0
Cu	2.83	35.31	13.89	5.38	15.8	29.0
Ni	534.30	99.12	1463.	845.1	906.8	1474.0
Pb	17.41	13.0	16.61	13.00	13.46	15.53
Sr	30.57	131.6	271.9	194.2	100.9	166.2
V	5.34	178.2	31.03	13.24	36.11	56.66
Zn	44.13	41.76	69.91	43.19	80.60	65.65
Sc	1.97	17.60	7.46	5.04	8.79	13.10
Au	0.0005	0.002	4.60	0.062	0.054	0.0005
Ag	0.13	0.06	0.24	0.10	0.18	0.04
As	21.88	1.25	1874.4	209.3	205.4	75.80

①由中国地质科学院测试所分析

②1—滑石岩,2—绿泥石岩,3、4、5—石英菱镁岩,6—绿泥滑石岩

蚀变岩的稀土元素含量(ppm)

表 4

	E171	E116	E017	E006	E130	E037
La	0.32	1.92	0.25	0.38	0.49	0.12
Ce	0.98	2.73	0.67	0.67	0.89	0.26
Pr	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.12
Nd	0.63	1.20	0.38	0.26	0.42	0.25
Sm	0.24	0.14	0.10	0.10	0.20	0.05
Eu	0.20	0.12	0.15	0.10	0.18	0.022
Ga	0.33	0.18	0.07	0.07	0.35	0.044
Dy	0.34	0.15	0.02	0.12	0.50	0.013
Er	0.17	0.032	0.01	0.047	0.24	0.007
Tm	0.025	0.025	0.025	0.025	0.025	0.01
Yb	0.18	0.058	0.025	0.09	0.25	0.01
Y	2.95	0.88	0.24	0.86	3.66	0.12

注:①由中国地质科学院测试所分析

②岩石名称同表 3

素含量较高(表 5)。晶胞参数也不一样,含金石英  $a_c = 4.912 \text{ \AA}$ ,  $C_c = 5.403 \text{ \AA}$ , 不含金石英  $a_c = 4.908 \text{ \AA}$ ,  $C_c = 5.402 \text{ \AA}$ 。

石英的色裹体成分(表 6)也说明,含金石英较不含金石英富  $\text{CO}_2$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$  等

离子。

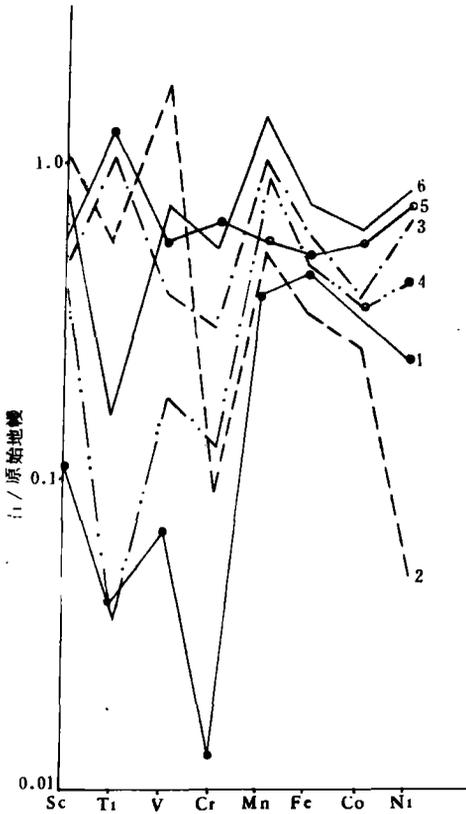


图5 蚀变岩的微量元素标准化图解 (岩石名称同表3)

白云石、菱镁矿，白云石常呈环带构造，晶胞参数  $a_0 = 4.806 \text{ \AA}$ ， $C_0 = 16.149 \text{ \AA}$ 。白云石、菱镁矿中均含有一定量的铁，穆斯堡尔效应测定结果为，白云石：中心位移<sup>①</sup>1.22mm/s，四极分裂1.46mm/s，线宽0.23mm/s；菱镁矿：中心位移<sup>①</sup>（①相对 $\alpha$ -铁）1.30mm/s，四极分裂1.81mm/s，线宽0.26mm/s。

### 3. 矿床同位素特征

黄铁矿的硫同位素组成 ( $\delta S^{34}\text{‰}$ ) 具较小的正向偏离，平均值为 0.76‰ (56 个样品)，变化范围为 +0.1—+4.3‰，并且具明显的塔式效应，是幔源的特点，与蛇绿岩的硫源是一致的。

石英的氧同位素组成  $\delta O^{18}$  为 12.45—17.12‰ (5 个样品)，与其平衡的水的氧同位素组成  $\delta O^{18} \text{ H}_2\text{O}$  为 7.09—11.73‰ (表 7)，是变质热液成因的特征。石英包裹体  $\delta D$  组成为 -69.12‰，而滑石的晶格水的  $\delta D$  组成为 -79.18‰

方铅矿的铅同位素组成如表 8 所示，按单谐段演化可计算出矿石的模式年龄为 4.8 亿年和 14.2 亿年，说明两个样品中的铅有着不同的来源和演化历史。利用  $\varphi = 0.613$  的铅同位素值，按拉塞尔—法夸尔—卡明公式计算出

$Pb^{206} / Pb^{204}$  模式年龄为 3.2 亿年， $Pb^{208} / Pb^{204}$  的模式年龄为 2.9 亿年，可代表矿石的大致年龄 (多伊, 1975)。

石英中的碱质及铝的含量(wt%)

表 5

氧化物 样号	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	总和
E160	0.11	0.018	0.002	0.00041	0.15041
E067	0.12	0.023	0.036	0.00041	0.17941
E017-Au	0.45	0.031	0.130	0.00097	0.61197
E116-Au	0.05	0.160	0.036	0.00016	0.24616

注:①由中国地质科学院测试所分析。

②样号中带“-Au”者为含金石英。

石英包裹体成分含量(ppm)

表 6

样号	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
E067	0.28	1.5	0.35	7	18	360	2.39	9.67		2.56	5.67	2.11	0.89	2.94
E160	0.30	1.5	0.35	5	9.0	360	1.50	8.00		1.28	7.44	6.22	0.44	2.28
E-Au-1	0.19	5	0.42	5	48	360	3.56	14.0	1.28	1.3	10.1	7.18	2.33	2.56
E-Au-2	0.16	10	0.63	10	72	550	0.58	6.54	0.84	6.7	8.98	8.18	0.58	1.82

注:①由冶金工业部地质研究所测定。

②样号中带“-Au”者为含金石英。

石英及碳酸盐矿物的同位素组成(‰)

表 7

样号	矿物	δO <sup>18</sup> Smow	δCPDB	δO <sup>18</sup> H <sub>2</sub> O
Ts-1	石英	12.81		7.45
Ts-2	"	12.45		7.09
E-Au-Q	"	17.08		11.70
E160	"	15.39		10.02
E060	"	17.12		11.73
E083	方解石	14.28	-3.67	10.46
E-1	菱镁矿	16.10	-1.70	10.46
E-2	白云石	11.84	-8.40	5.54
E037	滑石	9.11		

注:由中国地质科学院矿床所金生今等测试

矿石中方铅矿的铅同位素组成

表 8

Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>204</sup>	φ 值
18.235	15.728	38.60	0.613
16.037	15.225	36.423	0.733

注:由中国地质科学院地质所五室测试

### 四、成因讨论

现代海洋洋底调查使人们接触到了以往都无法得知的事实。自从在加拉帕戈斯大洋中脊的热泉水中发现硫化物矿石之后，人们开始认识到了海底热泉找矿作用

的重要性，与蛇绿岩火山作用有关的含铜黄铁矿床的海底热泉成因说，已经不是一种假说，而是事实了(白文吉, 1985)。

洋壳内的对流热液是广泛存在的，并作用于围岩 (Simmon, 1977; Taylor, 1977)。作为蛇绿岩的一部分，超镁铁岩无钙代表了大洋地壳(地幔)残块，并且同样遭受到洋壳内的对流热液的蚀变(变质)作用。洋壳内的对流热液是沿洋壳内的构造薄弱部位运移的，可以渗透到地幔橄辉岩内，形成蛇绿岩中的碳酸盐蚀变体，这就是海底热泉活动的表现之一(Simmon, 1977)。

已经认识到了引起超镁铁岩蚀变的热液主要是海水与岩浆水混合而形成的变质热液 (Simmon, 1977; Nicholas, etal, 1983)。而杰拉德等(1985)在研究了与蛇绿岩体中碳酸盐超镁铁岩有关的金矿床时指出，成矿物质来源于上地幔，成矿

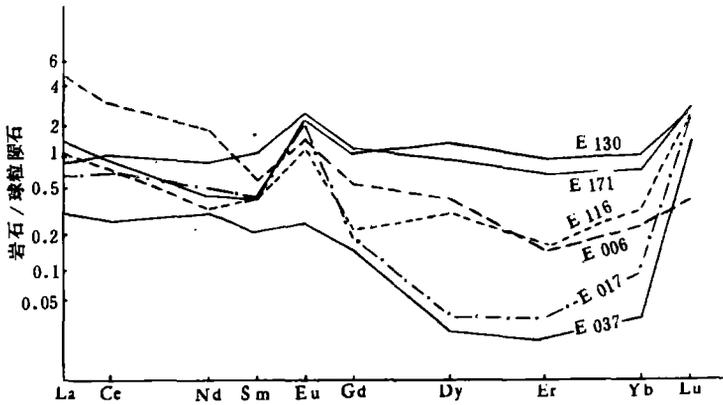


图6 蚀变岩的稀土分布型式(岩石名称同表3)

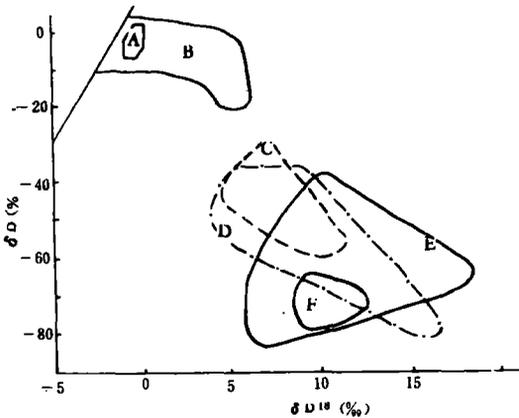


图7 蛇绿岩的变质热液与萨I金矿床成矿热液的 $\delta_{O18}$ - $\delta_{O16}$ 图解

A—大洋水；B—洋壳及蛇绿岩中的水；C—洋壳的变质水；D—特鲁多斯蛇绿岩；E—圣路易斯蛇绿岩；F—萨I金矿床

热液中有海水的参与。这给我们认识萨I金矿床的成因以启示。

通过岩石学、岩石化学、稀土元素和微量元素等特征的对比，可以认为，萨I矿区碳酸盐蚀



- [9] Taylor H. P. , 1977, Stable isotope studies of spreading centers and their bearing on the origin of granophyres and plagiogranites, In: "ogenic mafic and ultramafic association" Paris
- [10] Simmon M. F. S. , 1977, Isotope evidence for the origins of water during metamorphism processes in oceanic crust and ophiolite complexes, In: "Originic mafic and ultramafic association" Paris
- [11] Boyle R. W. , 1979, "The geochemistry of gold and its deposits," Canada
- [12] Nicholas P. I. and Bussell S. H. , 1983, A stable isotope study of serpentinization and metamorphism in the Highland Border Suite, Scotland, U. K. , Cos. Act. , V. 47, pp153—167
- [13] Gerard B. and Mare L. , 1985, Gold in carbonatized ultramafic rocks from ophiolite complexes, Econ. Geol. , V. 80, pp2028—2029.

## STUDY ON THE GEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND ORIGIN OF SARTOHAY—I GOLD DEPOSIT IN TUOLI COUNTY, XINJIANG

*Zhou Meifu*

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

### Abstract

Being a new kind of gold deposit, the gold deposit related to carbonatized ultramafic rocks has been noticed. Taking the sarto hay—I gold deposit as an example, the mineralization characteristics and origin of this deposit is discussed in this paper. The mineralized ultramafic rock is a part of Tuoli ophiolite. The gold orebodies occurred in carbonatized altered rocks of ultramafites. The petrochemistry, trace elements and REE of the altered rocks are similar to those of the ultramafites. The gangue minerals in the ores, e. g. quartz, calcite, dolomite, and ore minerals, e. g. pyrite, chalcopyrite, gersdorffite, have their own characteristics.

The compositions of sulfur isotope in the ores indicated that the sulfur came from mantle. The ore-forming fluid of the deposit is the meta-hydrothermal mixture of sea-water with igneous water according to the features of hydrogen and oxygen isotopes. Consequently, it could be said that the forming of this gold deposit is related to the activity of sea-floor hot-spring.