新疆西南天山金矿床成矿流体特征*

Charcteristics of Ore-Forming Fluids of Gold Deposits in Western Part of South Tianshan, Xinjiang

杨富全[1] 王立本[2] 叶庆同[2] 叶锦华[3] 孟祥金[2]

(1 国土资源部实物地质资料中心，北京东燕郊 101600； 2 中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037；3 中国地质调查局发展研究中心，北京 100083)

Yang Fuquan[1], Wang Liben[2], Ye Qingtong[2], Ye Jinhua[3] and Meng Xiangjin[2]

(1 Geological Data Center for Cores and Samples, MLMR, Yanjiao, East of Beijing 101600, China; 2 Institute of Mineral Resourses, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Development and Research Center, China Geologial Survey, Beijing 100083, China)

摘 要 西南天山金矿床以剪切带型为主，控矿的主导因素是剪切构造、成矿流体和地层。代表性矿床流体包裹体的研究表明，金矿床的成矿流体具有中低温（萨恨托亥、大山口，中高温）、低密度和低盐度等特点，金矿床形成于低压环境条件下。稳定同位素研究结果表明，成矿流体主要来着大气降水并混有岩浆水或变质水。金矿床的成矿物质来自赋矿地层，部分来自深部。

关键词 金矿床 成矿流体 西南天山 新疆

新疆西南天山地处塔里木板块和伊犁微板块之间，是塔里木板块边缘活动带，是具有良好找矿前景的金和有色金属成矿带。近年来先后发现了萨瓦亚尔顿、大山口、萨恨托亥、布隆金矿床、一些矿化点和化探异常，对于金成矿规律和成因已进行过研究（杨富全等，1999a，1999b,2000）。萨瓦亚尔顿金锑矿床属大型矿床，与乌兹别克斯坦穆龙套金矿床（Drew et al.，1996；Zairi et al.，1992）类似，研究程度较高（李新生等，1997；叶锦华等，1998,1999a,1999b；龙训荣等，1998；郑明华等，1998；张寿庭等，1998；马天林等，1999；刘家军等，1999a,1999b）。除布隆金矿床产于破碎带外，其它三个矿床均产于剪切带中。本文通过对其流体包裹体和稳定同位素地球化学研究，探讨成矿流体包裹体来源及其成矿作用。

1 西南天山金矿床特征

区内金矿床主要与韧性剪切带成矿作用和地下热卤水溶滤作用有关。大多数矿床具明显的层控性质。萨瓦亚尔顿矿床的赋矿地层为罗德洛阶，顺层无矿石英脉的 Rb-Sr 法等时线年龄为（389±42 ）Ma，地层时代属晚志留世—早泥盆世，但也有人(龙训荣等，1998；郑明华等，1998；张寿庭等，1998;刘家军等，1999a,1999b)认为地层时代为中、晚石炭世。含矿岩系为一套含碳浊积岩系。萨恨托亥、大山口金矿赋矿地层为下志留统—上泥盆统大山口组，主要由泥质粉砂岩与细砂岩不均匀互层构成，其沉积环境为浊流环境。布隆金矿赋矿地层主要为上泥盆统衣木干他乌组，为一套石英粉砂岩、页岩夹砂岩。矿化的直接围岩有碳质或含碳的千枚岩、千枚岩、粉砂岩、变粉砂岩、泥质粉砂岩、砂岩、泥灰岩、闪长岩脉、英安斑岩脉等。金矿化受 NNE 向（萨瓦亚尔顿）、NWW 向（萨恨托亥、大山口）剪切带和 NNE 向层间破碎带控制。在剪切带内，岩石片理化、糜棱岩化强烈，晚期多叠加脆性变形，矿体大多平行剪切带呈层状、脉状产出。矿石类型有：含金石英细脉和网脉的蚀变碳质千枚岩或硅化粉砂岩型；石英脉型；糜棱岩型；含金贫硫化物重晶石石英脉型。围岩蚀变为硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化，有时有毒砂化。区内金矿床的成矿作用主要发生在海西晚期—印支期。对萨瓦亚尔顿金（锑）矿床矿石中共生石英的流体包裹体作 Rb-Sr 等时线年龄为（231±10）Ma，表明成矿时代为印支期（叶锦华等，1999b），比穆龙套金矿成矿时代 258～278 Ma（K-Ar 法年龄，Boyte et al.，1986）略晚。

2 流体包裹体研究

* 本文得到原地质矿产部定向研究课题（编号：地科定 95-23）和国家 305 科技攻关项目（编号：96-915-04-03-02）资助
第一作者简介 杨富全，男，1968 年生，副研究员，从事金属矿床地质和地球化学研究。

2.1　流体包裹体特征

西南天山金矿流体包裹体较发育，重点研究石英和重晶石（布隆）的流体包裹体特征。布隆、大山口石英中流体包裹体以气液两相为主，有少量含 CO_2 多相包裹体、含子矿物的多相包裹体（布隆）。萨恨托亥石英中流体包裹体以液相包裹体为主，有气相包裹体和含 CO_2 多相包裹体。萨瓦亚尔顿早期以气液两相为主，晚期则以液相包裹体为主。包裹体形态复杂，有圆形、椭圆形、三角形、四边形、六边形、滴状、管状、菱形、不规则形等。

原生包裹体直径 1～20 μm，萨恨托亥、大山口较小，一般在 1～4 μm ❶，萨瓦亚尔顿晚阶段流体包裹体个体较大，可达 30～40 μm 。气液包裹体的气液比（V／L+V）一般为 5%～20％，部分可达 30％。含 CO_2 多相包裹体的气液比变化大，为 20%～95％（布隆）。包裹体以无色透明状为主，气液相界限清晰，其成分以 CO_2 和 H_2O 为主。

2.2　流体包裹体地球化学

利用冷热台对所采样品中气液包裹体进行均一法测温和冷冻法测盐度，共获得 280 对数据。利用 NaCl-H_2O 体系的温度、密度和盐度之间的关系（卢焕章等，1990），可以求得成矿流体的密度。利用 NaCl-H_2O 体系温度-密度-压力相平衡图解、多相包裹体的气相和石盐子晶消失温度在 *p-t-v* 图解中，估算出成矿压力。将均一温度、盐度、密度和成矿压力列于表 1。由表 1 和各矿床的成矿均一温度直方图（图略）可知，萨瓦亚尔顿金矿床的成矿温度范围为 78～310℃，主要成矿温度集中在 150～220℃和 250～310℃，晚阶段温度降低，集中在 100～170℃，比穆龙套金矿主成矿温度（255～430℃）（李福春，1996）低，与寒山剪切带型金矿主成矿温度（170～310℃）（毛景文等，2000）相近。布隆、萨恨托亥、大山口金矿床的成矿温度范围分别 165～308℃，170～460℃，150～430℃。4 个矿床成矿流体盐度($w(NaCl_{eq})$)范围分别为 2.6%～10.3%，7.4%～16.7%，7.25%～9.9%和 2％～9.9%；流体的密度范分别为 0.79～0.975 g/cm^3，0.77～0.97 g/cm^3，0.561～0.863 g/cm^3 和 0.652～0.972 g/cm^3；估测出的成矿压力范围分别为（80～350）×10^{5}Pa，(140～200)×10^{5}Pa，(64～322)×10^{5}Pa 和（10～200）×10^{5}Pa。萨恨托亥、大山口矿床均一温度较高，大山口矿床成矿压力最低，4 个矿床均具有低密度、低盐度和低压环境的特点。

表1　西南天山金矿床流体包裹体均一温度、盐度、密度和成矿压力

矿床	矿物	测定点数	t_h/ ℃	$w(NaCl_{eq})$/%	ρ/ (g/cm^3)	P / (10^{5}Pa)	资料来源
萨瓦亚尔顿	石英	96	130～310	2.6～10.3	0.790～0.975	80～300	本文
	方解石	16	78～125				本文
布隆	石英	16	206～308	7.4～16.7	0.77～0.97	140～200	本文
	重晶石	7	165～230				本文
萨恨托亥	石英	82	170～460	7.25～9.9	0.561～0.863	64～322	孟祥金，1999
大山口	石英	63	150～430	2～9.9	0.652～0.972	10～200	孟祥金，1999

从金矿床流体包裹体成分（表 2）可知，4 个矿床成矿流体液相中阳离子以 K^+、Na^+为主，且 Na^+＞K^+（萨恨托亥 K^+＞Na^+），少量 Ca^{2+}、Mg^{2+};阴离子以 Cl^-为主，少量 SO_4^{2-}、F^-，4 个矿床均为 Cl^-＞SO_4^{2-}＞F^-，布隆矿床个别样品 HCO_3 较高。气相成分以 H_2O、CO_2 为主，含 CO、H_2、CH_4，但布隆金矿不含 CO 和 CH_4。

表2　西南天山主要金矿床流体包裹体成分

		液相成分/(μg/g)								气相成分/(10^{-6}mol/g)						资料来源
矿床	样号	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	H_2O	CO_2	CO	H_2	N_2	CH_4	
萨瓦亚	ⅳ-Q1	3.96	19.14	—	0.20	0.06	28.9	1.99	—	49.05	11.72	0.04	—	0.38	0.28	①
尔顿	Q2	3.09	17.52	—	0.09	0.06	27.2	2.40	—	31.81	4.33	0.03	—	0.00	0.32	①
	Sg-33	2.76	36.90	—	0.90	0.03	63.8	3.48	—	76.00	2.71	0.02	—	0.13	0.16	①
	Sg-39	2.58	61.65	—	0.36	0.08	98.8	2.15	—	83.49	4.79	0.22	—	0.40	0.27	①
布隆	BL-41	0.24	83.20	5.25	1.25	0.25	95.0	20.00	71.5	1333.3	200	—	0.33		—	②
	BL-43	0.08	0.45	—	0.37	—	4.2	—	—	116.70	0.00	—	0.1		—	②
	BL-12	0.62	16.39	1.32	0.17	0.13	21.0	10.00	—	300.00	66.67	—	0.1		—	②
萨恨	Q3	0.22	5.30	0.02	0.31	0.22	6.8	0.50	0.00	496.20	10.50	0.20	0.08		0.05	③
托亥	Q6	10.65	4.45	0.03	0.33	0.36	7.2	2.00	0.00	481.50	9.20	0.30	0.07		0.05	③
	Q7	5.23	1.75	0.12	0.27	0.30	4.20	0.50	0.00	420.00	11.00	0.20	0.05		0.04	③
大山口	Q8	1.55	2.11	1.60	0.25	0.25	5.10	0.50	4.10	388.60	16.00	0.50	0.10		0.10	③
	Ds-1	3.03	15.80	—	0.08	0.06	25.4	3.73	—	231.70	6.49	0.21	0.0	0.75	0.17	①

资料来源：①由中国地质科学院矿床地质研究所陶恭益分析：BL-12为重晶石，其余为石英；“ — ”低于检出线，空白者未分析；②郑明华等，1996；③孟祥金，1999。

❶ 孟祥金. 1996. 中国南天山萨恨托亥—大山口成矿带金矿特征及找矿预测. 中国地质科学院硕士论文.

3 稳定同位素

3.1 硫同位素地球化学

萨瓦亚尔顿黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值变化在-2.2‰～1.1‰之间，接近 0‰，表明硫可能来自深部的岩浆活动。布隆矿床矿物的 $\delta^{34}S$ 为 17.67‰～36.75‰，落入蒸发硫酸盐范围，显示硫来自海水硫酸岩的还原产物。萨恨托亥矿床 $\delta^{34}S$ 变化在 2.05‰～8.07‰之间，从单矿物到矿石再到围岩， $\delta^{34}S$ 逐渐增加，成矿流体的硫为围岩硫与深源硫混染交代。大山口金矿床黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值变化在-0.4‰～1.3‰之间，接近 0‰，与地幔物质的硫相一致，表明硫主要来自地球深部。

3.2 铅同位素地球化学

金矿床的铅同位素组成列于表 3。萨瓦亚尔顿矿床铅同位素组成变化不大，矿石与围岩的分散铅同位素基本一致，表明

表3 西南天山主要金矿床铅同位素组成

矿床	样号	样品名称	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	模式年龄	I	μ	TH/U	资料来源
	27Kd-03	黄铁矿	18.203	15.58	38.427	42.7	0.594	8.91	3.86	①
萨	SK-01	黄铁矿	18.123	15.609	38.442	142	0.603	8.97	3.92	①
瓦	Tc24-Q2	黄铁矿	18.065	15.60	38.311	175	0.606	8.96	3.90	①
亚	Sg-23-1	黄铁矿	18.176	15.57	38.522	50.6	0.595	8.89	3.92	①
尔	Sg-25	黄铁矿	18.012	15.603	38.304	220	0.61	8.97	3.92	①
顿	Sg-24	碳质千枚岩	18.159	15.597	38.228	99.1	0.599	8.94	3.81	①
	Sg-29	碳质千枚岩	18.049	15.584	38.085	167	0.605	8.93	3.80	①
	Sw-11-1	砂板岩	18.144	15.629	38.260	152	0.604	9.00	3.84	①
布隆	BL-41-1	黄铁矿	18.130	15.579	38.312	344.4	0.599	9.454	3.825	②
	BL-41-2	石英	17.924	15.495	37.879	392.4	0.604	9.312	3.731	②
萨恨托亥	W-23	方铅矿	17.944	15.55	38.032	443.15	0.609	9.42	3.89	②
大山口	Ds3-1	矿石	18.097	15.643	38.243	200	0.612	9.04	3.86	①
	Ds3-2	矿石	18.076	15.623	38.195	200	0.611	9.00	3.84	①

注；①由中国地质科学院宜昌同位素地质研究与测试中心分析;②郑明华等，1996

二者有共同的铅来源。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 演化模式图上（略）4 个矿床大部分样品位于岛弧铅演化曲线附近。在 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解中（图略），样品落入成熟岛弧与克拉通化地壳铅源的过渡范围，反映铅既有来自壳源，又有幔源，以壳源为主。4 个矿床铅同位素组成投入卡农三角形图解中，均落于正常铅范围，其模式年龄萨恨托亥最大，布隆次之，大山口第三。萨瓦亚尔顿矿床最小，且变化范围大，反映矿石具有阶段演化特点（叶锦华等，1999a）。

3.3 流体包裹体碳、氢、氧同位素地球化学

4 个矿床流体包裹体碳、氢、氧同位素组成列于表 4。萨瓦亚尔顿矿床成矿流体 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为-11.6‰～-6.4‰，个别为 5.7‰。δD_{H2O} 为-84～-62‰。在 δD- $\delta^{18}O_{H2O}$ 图解中（图略）萨瓦亚尔顿矿床除个别点落在原始岩浆水的边界，大部分样品落入岩浆与天然水间的天然热水区。大气水在向地下渗流和岩浆水上升过程中，必然要发生水岩反应，现在获得 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值是水岩反应后的特征值。推测成矿流体可能为深部岩浆水与大气降水的混合，并以大气降水为主。布隆金矿的样品投影在大气降水线两侧和变质水范围内❶，显示成矿流体为大气降水和变质水的混合，但以大气降水为主要来源。萨恨托亥样品投在变质水左侧，靠近岩浆水，反映成矿流体的多来源。大山口样品投影点界于岩浆水和大气水之间，表明成矿流体的介质水为大气水与岩浆水的混合。 流体的原始水为岩浆水，在成矿过程中上升并与大气水混合，并发生同位素交换，使氧向大气水方向漂移。

表4 西南天山金矿床流体包裹体碳、氢、氧同位素组成（‰）

矿床	样号	测定矿物	$\delta^{18}O_{H2O}$	δD_{H2O}	$\delta^{13}C_{CO2}$	资料来源
	IV-1-9	石英	-6.93	-65	-8.7	①
萨	TC-01	石英	-6.41	-82	-5.3	①
瓦	TC-02	石英	-6.51	-84		①
亚	Sg-04	石英	-7.74	-67	-4.5	①
尔	S-016	石英	5.73	-72	-5.2	②
顿	S-046	菱铁矿	-11.6	-62	-10.5	②
	BL-12	重晶石			-4.91	②
布隆	BL-43	石英			-11.85	②
	BL-41	石英			-4.72	②
萨恨托亥	W-23	石英	4.58	-35.3	-5.59	②
	W-19	菱铁矿			-4.29	②
大山口	DS-3-1	石英	-1.14	-49.7	-3.94	①

注：①中国地质科学院宜昌同位素地质测试研究中心分析，打开包裹体法：瞬间爆裂（500～550℃）；②引自郑明华等，1996

萨瓦亚尔顿矿床流体包裹体成分中 $CO_2/(CO+CH_4) > 4$,碳主要以 CO_2 形式存在。流体包裹体的 $\delta^{13}C$ 为-10.5‰～4.5‰，

❶ 郑明华等．1996．新疆南天山穆龙套型金矿床成矿地质条件找矿靶区研究报告．

$\delta^{18}O_{CO_2}$为 14.5‰～24.2‰，与显生宙海相碳酸盐岩碳同位素组成（$\delta^{13}C$=（0.6±1.5）‰,闫升好等，2000）的特征明显不同，趋向热液成因，样品的 $\delta^{13}C$ 值接近深源碳（$\delta^{13}C$=（-7±2）‰）。其它 3 个矿床 $\delta^{13}C$ 为-11.85‰～-3.94‰，基本在内生碳酸盐的 $\delta^{13}C$=-10‰～4‰区间，显示出典型内生热液成因。

4　西南天山金矿床成矿机制和成因模式

4.1　成矿物源初探

西南天山金的主要赋矿层位有志留系、泥盆系和石炭系。志留系中赋矿岩性主要是含碳质千枚岩，含 Au 达（10～20）×10^{-9}。在泥盆系和石炭系中，赋矿岩层主要是砂岩、粉砂岩和千枚岩，其次是碳酸盐岩，含金（3～4）×10^{-9}，他们均是矿源层。由于区域是一个金地球化学高背景区，下部古生界，特别是元古界，金的丰度值更高，为成矿提供物质前提。萨瓦亚尔顿矿区有明显的金贫化区，表明围岩为成矿提供了部分矿质。4 个矿床矿石铅的组成特点反映了成矿与基底和围岩二者都有关系。布隆矿床硫来源于围岩，萨恨托亥矿床成矿流体的硫为深部硫与围岩硫的混合物。

在矿区及外围虽然没有较大规模的岩体侵入，但仍可见少量中基和中酸性岩脉出露，推测深部可能存在岩浆房，为成矿提供热源和部分成矿物质。矿石硫（萨瓦亚尔顿、大山口）、碳同位素组成支持了这一推断。成矿流体的成分显示流体具多来源的混合流体特点，矿物流体包裹体的氢氧同位素表明，成矿流体属于下渗循环大气降水与岩浆水或变质水的混合流体，以大气降水为主。

4.2　成矿过程

西南天山金矿床的赋矿地层、围岩蚀变、矿化特征、成矿流体研究等综合分析表明控矿的主导因素是剪切构造、层间破碎带和成矿流体，地层层位也是重要因素。西南天山从志留纪开始拉张形成洋盆（王作勋等，1990；何国琦等，1994），晚志留纪沉积一套碎屑岩夹碳酸岩，罗德洛阶具有浊流沉积特征；晚志留世－早泥盆世沉积一套浊流沉积物（大山口组）；晚泥盆世沉积细碎屑岩；石炭纪沉积碎屑岩夹碳酸盐岩，他们的共同特征是含金相对较高，构成金的矿源层。石炭纪末南天山洋关闭，进入陆内造山阶段，地层发生区域变质作用，地层中金局部有初步富集。在区域的主变质期晚期，形成 NNE、NWW 向挤压造山期的韧性剪切带、韧脆性剪切带，这些剪切带形成过程中出现高热流的集中区，沿剪切带发生两种成矿作用：①大气降水受热循环，混合深源流体和部分成矿物质，并从浅变质的浊积岩围岩内汲取金等成矿元素，在剪切带汇聚、运移，并在局部扩容地带沉淀成矿，形成大山口和萨恨托亥矿床；②控矿剪切带的韧性阶段金可能已得到初步富集，后期有脆性变形叠加，富含 CO_2、CH_4 和部分 H_2 的深部含矿流体沿剪切带和断层上升，与被加热的下渗大气水混合，交代围岩并将其中的部分 Au、Sb 等萃取出来，运移到浅部脆性破碎带中，由于物理化学条件迅速变化导致矿石堆积，形成萨瓦亚尔顿矿床。布隆矿床略有不同之处是受区域大断裂的次级断裂控制，下渗的大气水被加热并混合少量变质水，沿断裂向上运移并萃取围岩中的成矿元素，在层间破碎带，卸载成矿。

参　考　文　献

何国琦，李茂松，刘德权，等. 1994. 国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐：新疆人民出版社；香港：香港文化教育出版社.

李福春. 1996. 龙套金矿田地质特征[J].贵金属地质，5（3）：228～233.

李新生，罗卫东.1997. 国首例穆龙套型金矿—新疆萨瓦亚尔顿金矿地质特征[J].甘肃地质学报，6（1）：62～66.

刘家军，郑明华，龙训荣,等. 1999. 疆萨瓦亚尔顿金矿床赋矿地层时代的重新厘定及其意义[J].科学通报，44（6）：653～656.

刘家军，郑明华，龙训荣.1999. 疆萨瓦亚尔顿穆龙套型金矿床及其赋矿地层时代[A].见：中国科院地球化学研究所等编.资源环境与可持续发展—庆炽院士从事革命和地球科学工作 60 周年暨 80 华诞[C].北京：科学出版社，116～118.

龙训荣，郑明华，张寿庭，等. 1998. 瓦亚尔顿穆龙套型金矿床流体包裹体研究[J].矿床地质，17（增刊）：973～976.

卢焕章，李秉伦，沈昆,等. 1990. 裹体地球化学[M].北京：地质出版社，122～156.

马天林，孙立倩，陈宣华,等. 1999. 疆西南天山萨瓦亚尔顿金矿矿田构造特征[A] .见：邓乃恭，雷伟志主编.大陆构造及陆内变形暨第六届全国地质力学学术讨论会论文集[C].北京：地震出版社，132～135.

毛景文，张作衡，杨建民,等. 2000. 祁连山西段剪切带型金矿床成矿流体特征[J].矿床地质，19（1）：9～16.

王作勋，邬继易，吕喜朝，等. 1990. 山多旋回构造演化及成矿[M].北京：科学出版社.

闫升好，王安建，高兰,等.2000. 水式金矿床稳定同位素、稀土元素地球化学研究[J].矿床地质，19（1）：37～45.

杨富全，傅旭杰. 2000. 疆南天山成矿带矿床成矿系列[J].地球学报，21（1）：38～43.

杨富全，叶庆同，傅旭杰，等. 1999a. 疆西南天山金矿分布特征、金矿类型和成矿条件[J].新疆地质，17（2）：129～136.

杨富全，叶庆同，叶锦华，等. 1999b. 疆西南天山金成矿规律及找矿方向[J].地球学报， 20（增刊）：260～263.

叶锦华，王立本，叶庆同,等. 1999b. 南天山萨瓦亚尔顿金（锑）矿床成矿时代与赋矿地层时代[J].地球学报，20（3）：278～283 .

叶锦华,叶庆同,王进,等. 1999a. 瓦亚尔顿金（锑）矿床地质地球化学特征与成矿机理探讨[J].矿床地质，18（1）：63～72.

叶庆同，叶锦华. 1998. 疆萨瓦亚尔顿金锑矿的成矿机制和成因[J].矿床地质，17（增刊）：287～290.

张寿庭，郑明华，龙训荣，等. 1998. 穆龙套型金矿床构造控矿特征[J].矿床地质，17（增刊）：961～964

郑明华，刘家军，龙训荣. 1998. 国首例穆龙套型金矿床的发现[J].矿床地质，17（增刊）：381～384.

Boyte R W. 1986.Gold deposits in turbidite sequences:Their geoloyy,geochemistry and history of the ores of their oriyin[M].In:Turbitite－hosted gold deposits,1～13.

Drew I J,Berger B R,Kurbanov N K. 1996.Geology and Structural evulution of Muruntar gold deposit Kyzylkum Desert,Uzbekistan[J].Ore Geology Reviews,(11):175～196.

Zairi N M,Kurbanov N K. 1992.Isotopic-geochemical model of ore genesis in Muruntar ore field[J].Int .Geol.Rev., 34(1):88～96.