第三节　同位素地球化学

一、氢、氧和碳同位素

随着流体包裹体地球化学研究的深入以及同位素地球化学现代分析测试手段的不断发展，氢、氧和碳同位素资料在矿床学中得到了广泛应用，尤其是在研究矿床成因及成矿流体来源方面发挥着重要作用。我们本次主要对该地区造山带中的金（锑）矿床进行了氢、氧和碳同位素分析。由于成矿过程具有多期多阶段性，早期矿化形成的矿物往往受到后期矿化作用的叠加改造，从而给我们对成矿流体氢、氧、碳同位素组成的测试、计算和解释等带来了诸多麻烦。为了较准确地再造流体的形成、迁移、聚集等演化过程以及晚期流体的叠加改造，我们在详细的野外观察基础之上，分别对每个矿床挑选出不同成矿阶段的代表性石英样品用于同位素分析，另外，为了探讨水-岩相互作用及演化，还对五龙沟金矿和开荒北金矿的新鲜赋矿围岩样品进行了全岩氧同位素测试。

（一）氢、氧、碳同位素组成

4 个矿床的氢、氧、碳同位素分析结果列于表 3-12。表中的δD 为直接测定石英中包裹体水的值，$\delta^{13}C$ 为测定石英中包裹体 CO_2 的值，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 是根据 Clayton et al（1972）有关石英-水体系中氧同位素分馏方程：$1000\ln\alpha_{石英-水}=3.38\times10^6T^{-2}-3.40$ 计算而来。从中可以看出，4 个矿床石英的$\delta^{18}O_{石英}$值均较高，五龙沟金矿的$\delta^{18}O_{石英}$为 9.1～13.6‰，开荒北金矿的$\delta^{18}O_{石英}$为 14.5～17.3‰，大场金锑矿$\delta^{18}O_{石英}$为 17.4～19.7‰，东大滩锑金矿$\delta^{18}O_{石英}$为 16.7～17.1‰，而且后三个矿床又比五龙沟金矿的高。经氧同位素平衡方程换算以后各矿床的氢、氧同位素组成分别为：五龙沟金矿的$\delta^{18}O_{H_2O}$＝2.48～4.56‰，δD＝-101～-85‰；开荒北金矿的$\delta^{18}O_{H_2O}$＝4.30～8.22‰，δD＝-95～-66‰；大场锑金矿$\delta^{18}O_{H_2O}$＝5.37～8.79‰，δD＝-106～-72‰；东大滩金锑矿$\delta^{18}O_{H_2O}$＝2.33～8.95‰，δD＝-100～-75‰，与包裹体均一温度相结合，各矿床均显示出从早到晚成矿流体的氢、氧同位素组成有规律性变化特征。

从表 3-12 和图 3-5 中可以看出，五龙沟金矿的$\delta^{13}C_{CO_2}$为-7.8～-6.8‰、开荒北金矿 1 件早期石英脉的$\delta^{13}C_{CO_2}$为-1.3‰、大场金锑矿的$\delta^{13}C_{CO_2}$为-4.9～1.0‰、东大滩锑金矿的$\delta^{13}C_{CO_2}$为-17.1～-7.7‰，显示出一部分碳源可能来自围岩地层，而大部分接近于大气 CO_2 的$\delta^{13}C_{CO_2}$值（－8‰±），反映成矿过程中大气降水的重要参与。

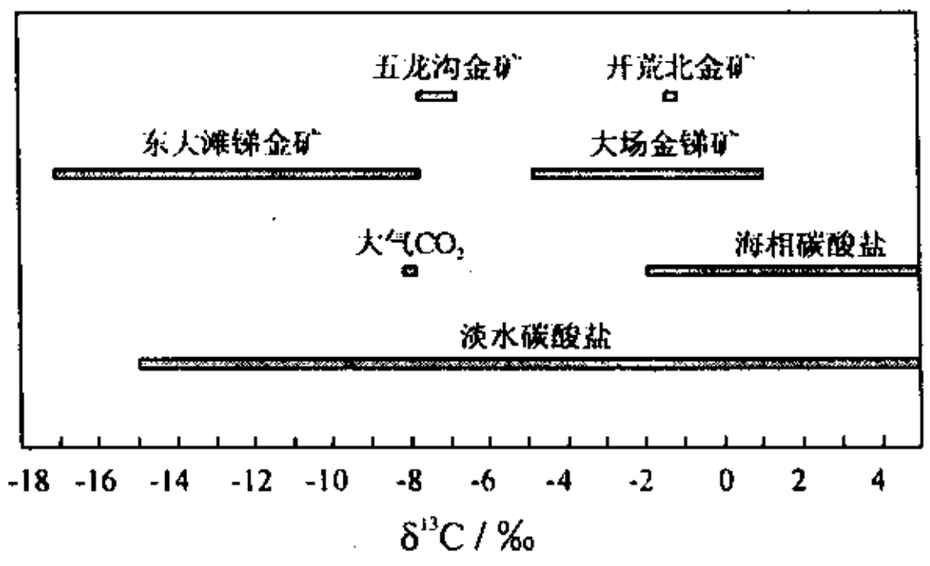


图 3-5　东昆仑地区金矿床碳同位素组成对比图

（二）水-岩交换作用

将表中各矿床氢、氧同位素数据投点到δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$相关图解上（图 3-6），从中可以看出，除五龙沟金矿外，其它 3 个矿床都有部分数据点落在岩浆水范围内，其余的数据点则位于岩浆水与大气降水线之间，且有向大气降水演化的趋势，那么是否就可以认为这些矿床的成矿流体主要由岩浆水和/或变质水与大气降水混合而成，成矿早期以岩浆水和/或变质水为主，成矿晚期则以大气降水为主呢？事实上，问题并没有这么简单。众所周知，我们目前所测的流体氢、氧同位素组成，实质上为不同来源的水与不同类型的岩石进行了水—岩交换后的结果，不同于原始水的同位素组成，除受原始热液氢、氧同位素组成影响外，

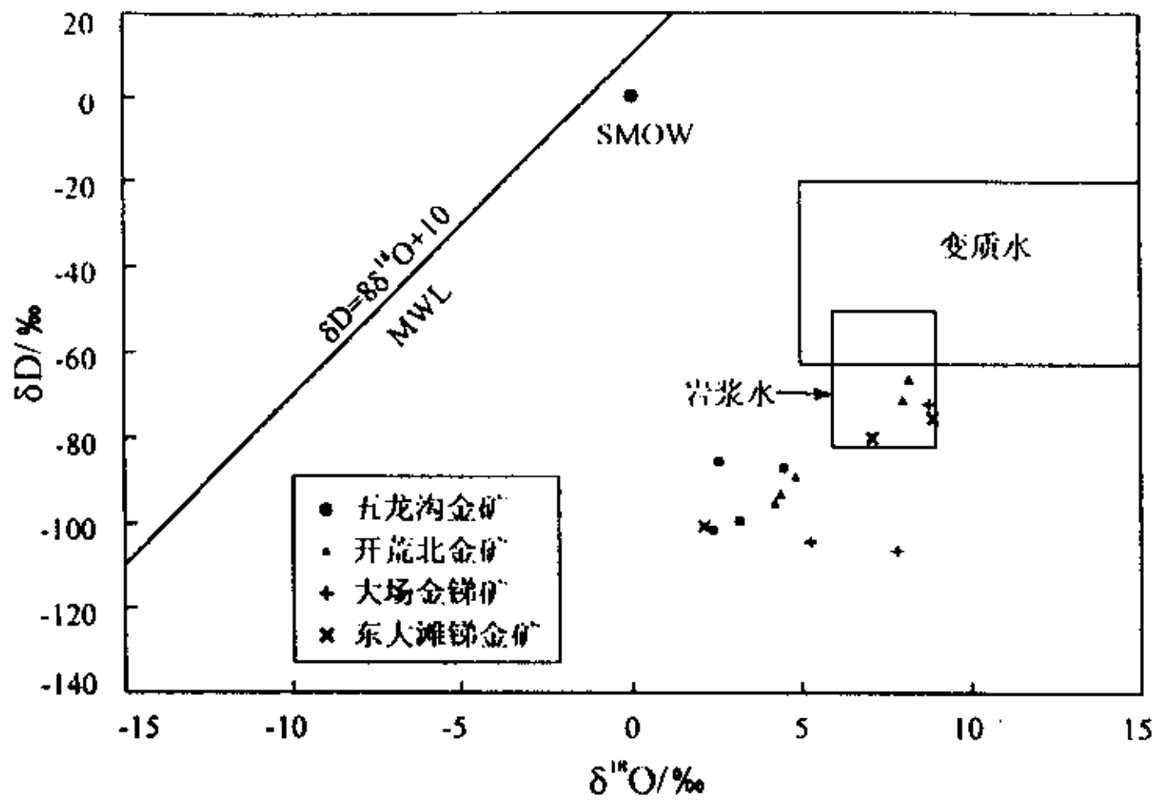


图 3-6　东昆仑地区金矿床δD－$\delta^{18}O$ 相关图解

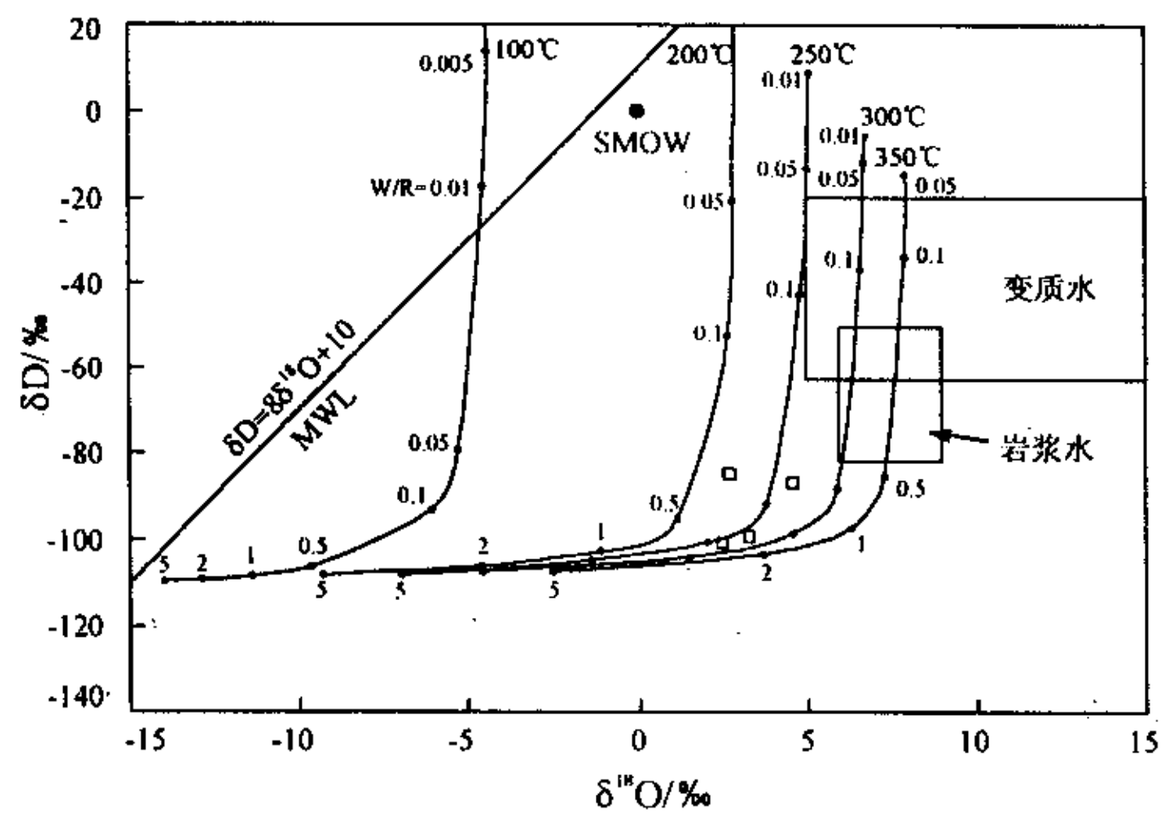


图 3-7　五龙沟金矿大气降水与围岩交换过程中的氢氧同位素演化

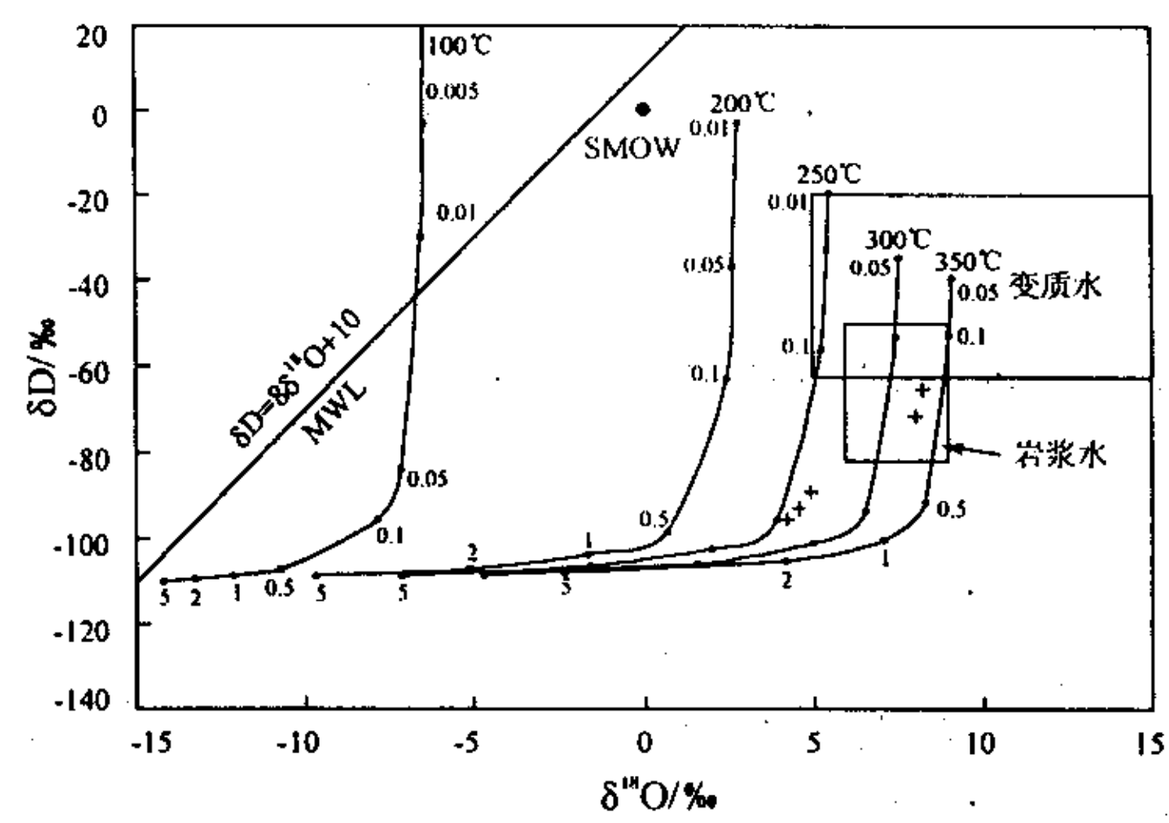


图 3-8　开荒北金矿大气降水与围岩交换过程中的氢氧同位素演化

还受其它几个因素影响，其中最主要的如水一岩作用的温度、水一岩作用过程中的 *W/R* 比值大小和主岩的氢、氧同位素组成等，由此可见，仅仅通过成矿热液的氢、氧同位素值简单地投点并与标准岩浆水和变质水对比，往往会得出模棱两可甚至不正确的结果。为此，我们选择了五龙沟和开荒北两矿床进行水一岩交换反应计算，进而探讨成矿流体的来源与演化过程。

表 3-12　东昆仑地区金矿床 H、O、C 同位素测试结果

矿床	样号	地质特征	测试对象	$\delta^{18}O_{石英}$/‰	$\delta^{18}O_{水}$/‰	$\delta D_{水}$/‰	$\delta^{13}C_{CO2}$/‰	t /℃
五龙沟	J12-3	黑云斜长片麻岩	全 岩	11.4				
	Shg-1	III矿带黄铁绢英岩化蚀变花岗岩	石 英	11.5	2.48	-101	-7.8	250
	Shg-5	III矿带黄铁绢英岩化蚀变岩矿石	石 英	13.6	4.56	-87	-6.8	250
	Shg-8	片麻状黑云母花岗岩	全 岩	9.1				
	Sh-5-3	II矿带烟灰色石英脉矿石	石 英	9.6	2.66	-85		300
	Sh-21	I 矿带黄铁绢英岩化蚀变岩矿石	石 英	10.2	3.26	-99		300
开荒北	Kh-4	碳酸盐-石英脉	石 英	17.1	8.03	-71	-1.3	250
	Kh-5	多金属硫化物石英脉矿石	石 英	17.0	4.50	-93		190
	Shzg-4	多金属硫化物石英脉矿石	石 英	16.8	4.30	-95		190
	Kx-200	黄铁绢英岩化蚀变岩矿石	全 岩	17.3				
	Tc110-12	粉砂质板岩	全 岩	14.5				
	KHB44-2		石 英	15.2	8.22	-66		300
	CKK3		石 英	16.7	4.87	-89		200
大场	Dc-2	辉锑矿-石英脉	石 英	18.6	5.37	-104	-4.5	180
	Dc-3	矿化碎裂砂岩	石 英	19.7	7.83	-106	1.0	200
	Dc-5	石英脉	石 英	17.4	8.79	-72	-4.9	260
东大滩	Ddt-31	辉锑矿-石英脉矿石	石 英	17.1	2.33	-100	-17.1	160
	Ddt-45	多金属硫化物石英脉矿石	石 英	16.7	7.14	-80	-7.7	240
	Ddt-61	早期石英脉	石 英	16.7	8.95	-75	-8.6	280

注：KHB44-2、CKK3 据闫臻等（1999），其余由中国地质科学院矿产资源研究所万德芳、王成玉测试；D 和 O 为 SMOW 标准，C 为 PDB 标准；$1000\ln a_{石英-水}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.40$（据张理刚，1985）

按照 Taylor（1974）的物质平衡方程：$w\cdot\delta^{i}_{H_2O}+R\cdot\delta^{i}_{岩石}=w\cdot\delta^{f}_{H_2O}+R\cdot\delta^{f}_{岩石}$，令$\Delta=\delta^{f}_{岩石}-\delta^{f}_{H_2O}$，于是有：$\delta^{f}_{H_2O}=[\delta^{i}_{岩石}-\Delta+(W/R)\cdot\delta^{i}_{H_2O}]/[1+(W/R)]$，式中的 *i*、*f* 分别代表初始值和终值，*W/R* 为水岩比值（原子单位），Δ值为温度的函数。对于五龙沟金矿床，尽管局部赋矿围岩为二长花岗岩，但是其分布的范围远不如黑云斜长片麻岩广泛，而且黑云斜长片麻岩自加里东期就已经受水热蚀变作用，因此视其为主要容矿岩石，其初始参数$\delta^{18}O$ =11.4‰，δD=-80‰。假设$\delta^{18}O_{岩石}$近似取 An=30 的斜长石的$\delta^{18}O$ 值，$\delta D_{岩石}$取黑云母的δD 值，于是有$\Delta^{18}O=1000\ln\alpha_{岩石-H2O}=2.68\times10^{6}T^{-2}-3.53$；$\Delta D=1000\ln\alpha_{黑云母-H2O}=-21.3\times10^{6}T^{-2}-2.8$。对开荒北金矿，其主要容矿岩石为粉砂质板岩，初始同位素组成$\delta^{18}O=14.5‰$，δD =-90‰，$\delta^{18}O_{岩石}$和$\delta D_{岩石}$分别近似取石英的$\delta^{18}O$ 值和绢云母的δD 值，计算公式为：$\Delta^{18}O=1000\ln\alpha_{石英-水}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.40$；$\Delta D=1000\ln\alpha_{绢云母-H2O}=-22.1\times10^{6}T^{-2}+19.1$。一般认为，成矿晚期具低 ^{18}O 石英的包裹体水δD 值，可近似代表成矿时大气降水的δD 值，根据分析结果于是取该地区大气降水的δD 值为-110‰，此与张理刚（1985）给出的该地区大气降水δD 值相一致，然后利用雨水方程：$\delta D=8\delta^{18}O+10$ 计算出相应的$\delta^{18}O=-15‰$。

图 3-7 和图 3-8 分别为五龙沟金矿和开荒北金矿在不同温度条件下大气降水与围岩交换过程中的氢、氧同位素演化曲线图。图中的小圆点分别代表在一定温度和某一实际水岩比值条件下利用上述公式计算得出的演化大气降水氢、氧同位素组成，根据矿床包裹体测温结果，计算温度分别选择 200℃、250℃、300℃和 350℃四个温度点，实际 W/R 比值从 0.01 变化到 5。从图中可以看出，在相同温度条件下，当 W/R 比值较小时（0.01～0.5），$\delta^{18}O_{H_2O}$ 基本保持稳定不变，而随着 W/R 比值略微地增加或减小，δD 值减小或增大的幅度很大；当 W/R 比值较大时（0.5～5），随着 W/R 比值的变化，δD 值的变化范围较小，而 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 则变化很大。在五龙沟金矿床，不同成矿阶段成矿流体的氢、氧同位素值在图中的投点与相应温度的大气降水演化曲线比较吻合，成矿早期温度较高，约 300℃，主成矿期投点靠近 250℃大气降水演化曲线，从成矿早期到晚期，有效 *W/R* 比值逐渐增大，从小于 0.5 到 1。由此可见，成矿流体氢、氧同位素组成很好地反映了大气降水与围岩经不同 *W/R* 比值交换后的特征，于是可以认为该矿床主要为演化的大气降水成因，其较低的流体盐度（0.88～7.02*wt*%NaCl）和较大的成矿（主成矿期为华力西期）与围岩（早元古代）时差也与之相一致。对于开荒北金矿，早期流体氢、氧同位素投点位于岩浆水范围之内，主成矿期多金属硫化物石英脉中的包裹体氢、氧同位素组成位于变质水与大气降水演化线之间。在大气降水与主岩交换中的氢、氧同位素演化图上，它们分别处于 300℃和 350℃演化线之间以及 250℃演化线的附近，高于相应的显微测温结果，总体上早期的 W/R 比值较小，随着成矿流体的演化 W/R 比值不断增大，反映随着成矿作用的进行，大气降水逐渐占据主导地位。矿区内出露一套中三叠统闹仓坚沟组变质细碎屑岩地层，未发现有任何岩浆活动，也从另一个角度印证了大气降水成因的正确性。另外，野外地质观察和成矿流体氢、氧同位素分析测试结果表明，位于北巴颜喀拉造山带三叠系复理石沉积岩系中的大场金锑矿床和东大滩锑金矿床也主要为大气降水成因。

（三）成矿流体的性质、来源与演化

综合前述，东昆仑地区金矿床成矿流体总体为一套中低温（118～378 ℃）、低盐度（0.35～9.54 *wt*%NaCl）的 H_2O-CO_2-NaCl-$CH_4\pm N_2$ 体系。成矿前热液主要来源于变质水和地层建造水，成矿期以来大气降水不断混入并占主导地位。区域上的俯冲和碰撞作用，产生强烈的构造变形和变质作用，形成了一些边界断裂和一系列的大型剪切带，变质作用使地层岩石脱水、脱挥发份产生变质流体，在俯冲或碰撞产生的地热增温驱动下，沿深断裂或大型剪切带迁移，并不断与围岩反应，从中萃取成矿物质，同时也因地层中碳酸盐类矿物溶解使 CO_2 含量逐渐升高，从而逐步形成较高温度的成矿流体。随着区域地壳不断隆升，这些富含成矿物质的流体进入到浅部断裂-裂隙系统中并沿其向上运移，加之大气降水的大量混入，引起温压等物理化学条件发生剧烈变化，含矿富 CO_2 流体产生不混溶作用，从而使大量 CO_2、H_2S 等挥发性组分逸出，残余的流体含有大量金锑等成矿物质。之后，由于压力的持续下降，大气降水的大量加入，造成温度迅速下降，金锑等成矿物质在成矿流体中的溶解度越来越小，于是迅速发生沉淀。成矿流体交代剪切带及其围岩，形成蚀变岩、石英脉，进而形成金（锑）等矿床。

二、硫同位素

硫同位素是探讨矿床矿化类型、矿床成因及成矿物质来源的有效途径之一。此次分别对东昆仑地区 4 个典型金（锑）矿床（包括五龙沟、开荒北、大场和东大滩）的硫化物硫同位素组成进行了测定和研究，旨在了解这些矿床的 $\delta^{34}S$ 组成分布特征，探讨硫的来源和矿床形成环境。

各矿床蚀变岩金矿石、石英脉金矿石、辉锑矿矿石及矿化岩石的硫化物硫同位素组成见表 3-13。除五龙沟金矿的硫同位素引自胡正国等（1997）外，其余 3 个矿床（开荒北、大场、东大滩）的硫同位素均为本次测定结果。从表 3-13 和图 3-9 中可以看出，4 个矿床