

鄂东地区岩石、矿物的氧同位素组成 及其地质应用

谭秋明

(湖北省地质科学研究所)

本文通过对鄂东地区部分氧、碳同位素资料的分析整理,建立了金云母—水氧同位素平衡分馏方程和磁铁矿—金云母氧同位素平衡分馏方程;探讨了岩浆成矿系列及沉积—改造型矿床的氧同位素组成特征;初步探讨了氧同位素在本区找矿上的应用及前景。

关键词: 鄂东; 氧同位素; 平衡分馏方程



鄂东地区在区域构造上隶属扬子准地台下扬子台褶带西段,这里分布有大量铁、铜、硫、铅、锌、金、银等矿产。本区应用稳定同位素研究地质问题,始于60年代,但直至70年代前期,一直以硫同位素应用较多。从70年代晚期开始,氧同位素测试技术才逐渐渗入本区地质领域。到目前为止,已积累了较为丰富的资料,在探讨成矿条件、矿床成因、岩浆系列等方面,显示了它的生命力。本文试图利用部分氧(碳)同位素资料,结合包裹体测温结果,探讨几个理论和实践问题。本区部分氧、碳同位素测试结果见表1。

氧同位素平衡分馏方程

1. 本文运用前人提出的以下氧同位素平衡分馏方程

$$(1) 1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.42 \times 10^6 T^{-2} - 2.86 \quad (\text{张理刚, 1985})$$

$$(2) 1000 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89 \quad (\text{奥尼尔, 1969})$$

$$(3) 1000 \ln \alpha_{\text{磁铁矿-水}} = -1.47 \times 10^6 T^{-2}$$

$$-3.70 \quad (\text{安德逊, 1971})$$

$$(4) 1000 \ln \alpha_{\text{磁铁矿-方解石}} = -4.25 \times 10^6 T^{-2} - 0.81 \quad (3-2 \text{得})$$

2. 新建立的氧同位素平衡分馏方程

本文新建立了金云母—水及磁铁矿—金云母氧同位素平衡分馏方程。其计算方法如下:利用区内与金云母共生的磁铁矿的6个爆裂温度平均值(385℃)和2个氧同位素平均值($\delta^{18}\text{O}\%$ 值为+3.05),据上述3方程式算得磁铁矿中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\%$ 为+10.15。本区金云母中测得二组均一温度:一组平均417℃,一组平均300℃(4个样品)。前者与共生磁铁矿的爆裂温度相近。二个金云母的 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值平均为+6.45。据上述资料求得:

$$1000 \ln \alpha_{\text{金云母-水}} = -1.76 \times 10^6 T^{-2}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{磁铁矿-金云母}} = 0.29 \times 10^6 T^{-2} - 3.70$$

然而,将该公式回算平衡温度时,与已知测温结果出现很大偏差。因而利用本区包裹体测温资料,将上述方程进行逐步逼近变换。获得

$$(5) 1000 \ln \alpha_{\text{金云母-水}} = -5.76 \times 10^6 T^{-2}$$

氧、碳同位素测试结果

表 1

样号	测试对象	结果 (‰)		测温 (°C)		$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (%)	演化期	资料来源
		$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	均一法	爆裂法			
$\delta^{18}\text{O}$ -12	全岩 (铁)	+8.9		249~414		-0.79~+4.51		[1]
101	全岩 (股)	+10.3		266~253				
901-2	全岩 (灵)	+9.9		364~440		+4.73~+6.45	岩	
323	全岩 (鄂)	+8.6		193~293		+2.73~+4.46		
337	全岩 (鄂)	+9.3		353~426				
43	全岩 (金)	+14.85		1090~1130		+12.13	浆	
60	全岩 (王)	+8.21		510				
67	全岩 (金)	+8.32		1(90)		-0.53~+4.99		
70	全岩 (金)	+11.24		270~477			岩	
51	全岩 (金)	+9.51		1070				
79	全岩 (金)	+8.71		1090		+0.06~+3.79		
				272~390				
b219	全岩 (阳)	+8.8						[2]
b432	全岩 (阳)	+11.5						
Fs ₁ -Q ₁ -F1	石英 (丰) 长石 (丰)	+11.12 +11.51		400~560		+6.43~+9.04		[1]
Ds99	脉石英	+11.7						[3]
	脉方解石	+12.95						
Ds105	脉方解石	+10.84	-5.16	194~313		+0.98~+5.63	蚀	
106	磁铁矿	+1.2						
Ds107	磁铁矿	+3.0						
	金云母	+5.8						
Ds112	磁铁矿	-0.7			380	+6.45		
	方解石	+10.92	-5.81	163~211		-0.81~+1.94	与	
Ds113	磁铁矿	+3.1			390	+10.14		
	金云母	+7.1		334~457		+14.33~+9.51		
Ds114	磁铁矿	+2.4					成	
Ds109	方解石	+8.41	-5.00					
Ds118	石英	+11.4		202~419		-0.90~+7.12	矿	
	方解石	+12.19	-4.65		Mt460			
Ds119	石英	+10.6						
铁山	磁铁矿	+5.69~+6.0						[1]
铁山	大理岩全岩	+23					围岩(地层)	
Ds121	围岩白云石	+23.01	+8.05					[4]
122	大理岩	+20.78	+4.38					
地层	Tldy ³⁻⁵ (24个样)	+23.01	+2.69					
B902-4	含矿胶结物	+17.46	+3.71				T ₁ dy	[1]
Sc ₁	含矿胶结物	+12.97	+0.97				中含矿	
B ₂₋₁	与方铅矿共生脉方解石	+20.40	+0.74	132		+6.21	角砾胶结物	

注: [1] 鄂东南地质大队 (1983); [2] 武汉地质学院 (1983); [3] 湖北省地质科学研究所 (1986); [4] 张洪涛 (1984)。

+ 8.4

$$(6) 1000 \ln \alpha_{\text{磁铁矿}-\text{金云母}} = 4.29 \times 10^6 T^{-2} - 12.1$$

应用该公式算得的平衡温度，与包裹体测温结果非常接近。算得的金云母中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 值，也与共生磁铁矿中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 值十分接近。说明这两个氧同位素平衡分馏方程在本区基本适用。

本区不同矿物中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 值见表 1，矿物对氧同位素平衡温度见表 2。

岩浆—成矿系列的氧同位素组成特征

1. 岩浆岩的氧同位素组成

据本区 13 个岩浆岩氧同位素资料，其 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 一般在 8~10 之间，少数大于 10；最高达 +14.85。

成矿阶段氧同位素平衡温度表 表 2

样号	产状	矿物	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)	平衡温度 ($^{\circ}\text{C}$)	测温 ($^{\circ}\text{C}$)	
					均一	爆裂
Ds99	岩体接触带 含铜方解石脉	石英 方解石	+11.7 +12.95	327		
Ds118	岩体接触带 含铜石英脉	石英 方解石	+11.4 +12.19	423	202 ~419	460
Ds 107	岩体接触带 磁铁矿石	磁铁矿 金云母	+3.0 +5.8	406		
Ds 113	岩体接触带 含铜磁铁矿石	磁铁矿 金云母	+3.1 +7.1	455	334 ~457	390
D112	岩体接触带 含铜方解石脉	磁铁矿 方解石	-0.7 +10.92	400	163 ~211	380

据张理刚 (1985) 资料，岩浆矿物，由橄榄石→辉石→角闪石→云母→长石→石英，随着硅氧四面体晶体结构的变化， $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值由 4.9→5.9~6.4→6.5→5.5~7.3→7.9~8.9→10.4 逐渐升高。本区岩浆岩全岩 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值与长石—石英的 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 一致，说明岩浆岩全岩氧同位素组成是在长石—石英（尤其是石英）结晶阶段才固定下来的。 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值的升高不仅反映岩浆演化进入了晚期阶段，而且也反映了岩浆受到了围

岩的同化混染作用或强烈的接触交代作用。从 6 个样品看，岩浆岩中 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值与石英中气液包裹体的均一化温度之间具正相关关系。如利用石英—水平衡分馏方程，可大致估算出晚期岩浆溶液和岩浆期后热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 值：一在 +4.99~+12.13 之间，代表气成—热液阶段的特征；另一在 -0.79~+4.73 之间，代表中低温热液特征。

2. 围岩（地层）的氧同位素组成特征

本文主要对与铁、铜、铅、锌等矿产关系密切的下三叠统进行讨论。

据 27 个样品结果，下三叠统碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值为 +19.95~+25.09。下三叠统大冶群第三段薄层灰岩明显较第四段厚层生物灰岩和第五段白云岩低，平均为 +22.31 (5)；第四段和第五段分别为 +23.22 (12) 和 +23.16 (7)。显示出大冶群三、四段间，沉积环境发生了较大变化。而相应的碳同位素资料表明，大冶群第四段明显为高， $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 值为 +0.24~+8.77，平均 +3.62 (12)；次为第五段， $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 为 -0.30~+8.56，平均 +2.55 (7)；大冶群第三段最低， $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 值为 -1.31~+4.80，平均 +0.83 (5)。既反映出大冶群第三、四段间的明显差异，也反映了第四段时生物作用的加强。有机碳测定结果也证实了这一点。大冶群第四段中有机碳含量平均为 712 ppm (25)，而第三段和第五段则分别为 560 ppm (5) 和 457 ppm (14)。说明随着生物作用加强， $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 值有升高之趋势。将本区三叠系中氧、碳同位素值投入坐标图， $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值接近淡水碳酸盐岩，而 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 值接近海相碳酸盐岩，与富含藻类和软体动物的海相沉积物相近 (图 1)，显示出受淡水影响的海相沉积物的特征。据岩相分析，本区下三叠统碳酸盐岩，大多为潮坪、潮间及萨勃哈等环境产物，而在这些环境下，常可受到大气降水等淡水的影响。

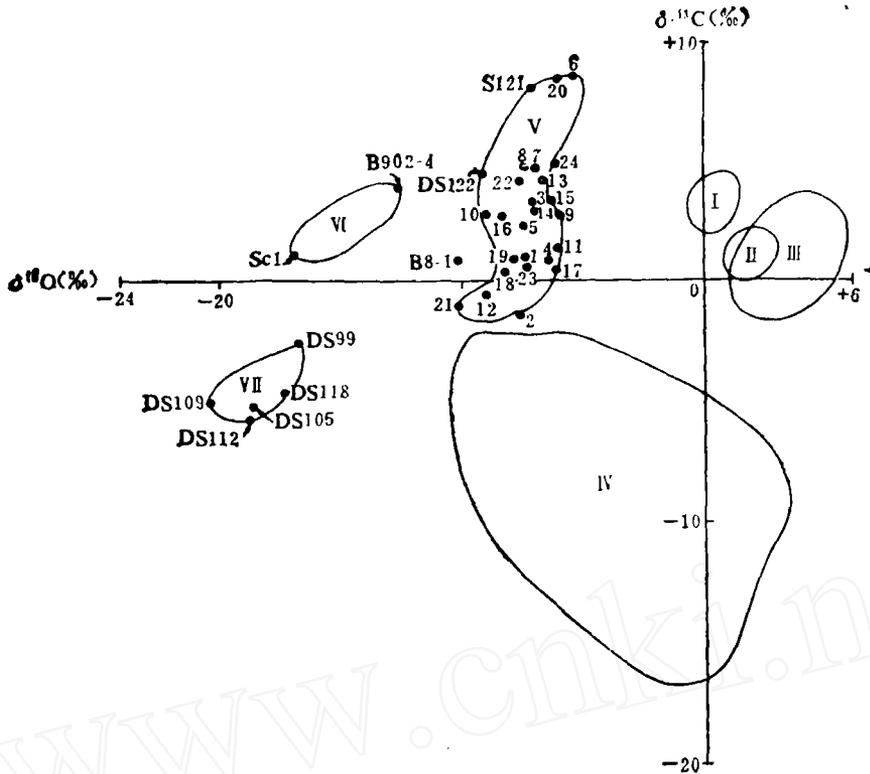


图 1 碳、氧同位素坐标图

I—浅水石灰岩；II—深海石灰岩；III—蒸发白云岩；IV—淡水石灰岩；V—鄂东三叠纪灰岩、白云岩；VI—鄂东三叠纪含铅、锌角砾岩中的胶结物；VII—鄂东岩体接触带附近热液方解石脉（含铜）

3. 岩浆接触交代成矿期的氧同位素组成特征

本区广泛分布在岩浆岩接触带及附近的铁、铜等矿床，其矿体分布从宏观上看有两种形式：一与各类夕卡岩相共（伴）生，一呈脉状产出。

(1) 接触交代型矿床：限于现有资料，仅对金云母—磁铁矿成矿阶段的氧同位素组成进行探讨。

与金云母共生的磁铁矿中 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值为 $+2.4\sim+3.1$ ，其平均 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 为 $+10.15$ ；金云母中 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值为 $+5.8\sim+7.1$ ，算得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 为 $+14.33\sim+9.51$ 。两者十分接近，均显示以中酸性岩浆水为主的氧同位素组成特征。它显然是与岩浆晚期的高温气液活动相联系的。矿物包裹体资料，也证实该期成矿流体具有较高的气液温度和较高的盐

度。

(2) 脉状矿体的氧同位素组成：位于岩体接触带附近的含铜或含磁铁矿的方解石石英脉中，磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 为 $-0.7\sim+1.2$ ，算得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 为 $+6.45$ ；方解石 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 为 $+8.41\sim+12.95$ ，其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 为 $-0.81\sim+5.63$ ；石英中 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 为 $+10.6\sim+11.7$ ，其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 为 $-0.90\sim+7.12$ 。三者 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 十分接近，具有共生关系。共同显示出岩浆—大气降水混合水的氧同位素组成特征。它与岩浆期后的中低温热液活动有关。溶液性质，单从氧同位素特征看，有趋向于海水之趋势。

4. 岩浆—成矿过程中的氧同位素交换前已述及，随着岩浆由基性向酸性演化，重氧向演化晚期富集，中酸性岩浆岩全岩的氧同位素组成，决定于长石—石英、尤

其是石英结晶阶段。在此之前，在晶粥状岩浆中，晶体和熔体之间显然在不断地进行着氧同位素平衡交换。伴随着石英的结晶，岩浆开始固化，大量富含矿质和硅质的高温气液向接触带集结，其强大的热动力使岩体与围岩间发生了物质交换和氧同位素混染，使岩浆岩边部的 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值升高，由正常的8~9上升至12~14。升得越高，说明接触交代越强烈，对成矿也越有利。在接触交代作用早期，实际上已有大气降水的影响，但由于温度高，大部未及注入就被挥发了，因而仍显示以岩浆水为主的特征。但该时如有贯通构造，有大量大气降水注入时，则其性质将会出现明显变化。进入岩浆期后热液活动阶段，则接触构造已经形成，热液温度也大为下降，大气降水之影响就变得相当明显了，成矿溶液性质变为岩浆—大气降水混合水。从而反映出由岩浆与地层发生氧同位素交换向热液与大气降水发生同位素混染的转变过程。

沉积—改造型铅锌矿床中的 氧碳同位素组成

本区三叠系中广泛发育的似层状破碎角砾岩中，常有铅锌矿分布。属沉积—改造型矿床*。这些赋矿角砾岩的成因，争论已久，莫衷一是。我们针对铅锌主要赋存在角砾岩的胶结物中这一客观事实，将胶结物采送了氧碳同位素和铅同位素测定样。铅同位素测试结果，其模式年龄（248.48~315.44Ma）较同地围岩地层铅同位素模式年龄（399.68Ma）年轻了近1亿年，这一年龄差，恰与地层沉积至燕山运动的时差相近。氧、碳同位素也明显区别于地层和岩浆热液方解石，在氧、碳同位素坐标图中（图1）可看出：与地层（ $\delta^{18}\text{O}\%$ 为+19.95~+25.09）相比， $\delta^{18}\text{O}\%$ 明显向负值方向迁移（为+12.97~+17.46），显然受到大气降水的影响很大；与热液方解石相比， $\delta^{18}\text{O}\%$ 值相差悬殊（为+0.97~+3.71，而热液方解石中为

-4.65~-5.84），可能反映了有机碳和无机碳之间同位素组成的差别。结合地质观察，我们可以得出构造—岩溶改造成矿的设想，认为地下热卤水在循环过程中吸取了围岩中的成矿元素，当循环到层状破碎角砾岩中时，与沿构造下渗的大气降水（渗滤岩溶水）相遇，促使了矿质沉淀，形成了本区的铅锌矿。

氧同位素找矿初探

在岩浆成矿作用中，岩浆岩的氧同位素特征与矿产分布间具一定关系。

矿床类型	$\delta^{18}\text{O}\%$ 值
大型铁矿	+14.85
中型铁矿、大型铜或铜铅矿	+11.2~+11.51
小型铁矿、中小型铜矿	<9

金山店岩体氧同位素分布与铁矿床规模间具正相关关系（图2）。说明在同一岩浆岩体中， $\delta^{18}\text{O}\%$ 值的升高，反映了岩浆接触交代作用强，这对成矿是有利的。

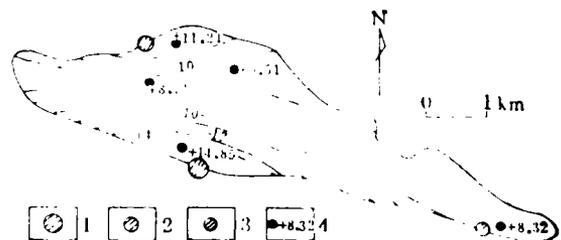


图2 金山店岩体全岩 $\delta^{18}\text{O}\%$ 等值线图

1—大型铁矿；2—中型铁矿；3—小型铁矿；4—
氧同位素取样点及 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值（SMOW）

有关应用氧同位素资料找矿的实例，目前尚未见到，但随着工作的深入、资料的积累，笔者深信，总有一天，氧同位素资料会在找矿中大放异彩。

* 湖北省地质科学研究所，《湖北黄石—广济地区中下三叠统铅锌矿控矿地质条件与矿化富集规律的研究》专题报告，1987年。