

现代海底热液沉积物的硫同位素组成及其地质意义

曾志刚¹, 蒋富清¹, 秦蕴珊¹, 翟世奎²

(1. 中国科学院海洋研究所, 山东青岛 266071; 2. 青岛海洋大学海洋地球科学学院, 山东青岛 266003)

摘要: 共收集到现代海底热液沉积物的 1 264 个硫同位素数据, 结合我们对冲绳海槽 Jade 热液区和大西洋中脊 TAG 热液区中表层热液沉积物的硫同位素研究成果, 对比分析了不同地质- 构造环境中海底热液沉积物的硫同位素组成特征及其硫源问题. 结果表明: (1) 现代海底热液沉积物中硫化物的硫同位素组成集中分布在 1‰~ 9‰之间, 均值为 4.5‰($n=1\ 042$), 而硫酸盐矿物的硫同位素组成主要分布在 19‰~ 24‰之间, 均值为 21.3‰($n=217$); (2) 无论在洋中脊还是在弧后盆地扩张中心, 无沉积物覆盖热液活动区中热液沉积物与有沉积物覆盖热液活动区相比, 其硫同位素组成的分布范围相对狭窄; (3) 各热液活动区中硫化物硫同位素组成的不同, 反映出各自硫源的差异性. 无沉积物覆盖洋中脊中热液成因硫化物的硫主要来自玄武岩, 部分来自海水, 是玄武岩和海水硫酸盐中硫不同比例混合的结果, 而在弧后盆地和有沉积物覆盖的洋中脊, 除了火山岩以外, 沉积物和有有机质均可能为热液硫化物的形成提供硫; (4) 现代海底热液沉积物硫同位素组成的变化和硫源的不同可能归因于海底热液体系中流体物理化学性质的变化、岩浆演化和构造- 地质背景的不同.

关键词: 现代海底热液沉积物; 硫同位素组成; 地质意义

中图分类号: P736.4; P597 文献标识码: A 文章编号: 0253- 4193(2001)03- 0048- 09

1 引言

从 20 世纪 80 年代早期到 90 年代中期, 随着海底热液活动调查的广泛开展, 国外对海底热液沉积物的硫同位素组成也进行了一定程度的研究^[1~ 29], 普遍探讨了热液沉积物的硫源及其形成的物理化学条件, 为深入认识热液沉积物的成因和海底热液体系的演化规律提供了必

收稿日期: 1999- 09- 15; 修订日期: 2000- 08- 28.

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49736210); 国家重点基础研究发展规划资助项目(G2000046703).

作者简介: 曾志刚(1968-), 男, 湖南省邵东县人, 研究员, 从事海洋地球化学研究.

要的依据。而且, 有关现代海底热液沉积物(热液沉积物是指海底热液活动过程中的所有产物, 不仅包括各种硫化物矿物, 也包括硫酸盐、氧化物和硅酸盐等矿物)的硫同位素数据已积累达上千个, 在全球著名的海底热液活动区均或多或少的有所分布, 并表现出明显的特征性, 对这些数据进行总结和研究也就成为一件很有必要的工作。因此, 本文结合我们对冲绳海槽 Jade 热液区和大西洋中脊 TAG 热液区中表层热液沉积物的硫同位素研究成果^[30,31], 对比分析了不同地质-构造环境中海底热液沉积物的硫同位素组成特征及其硫源问题, 并通过研究不同热液活动区热液沉积物硫同位素组成的差异性和相似性, 初步探讨了导致差异性和相似性产生的原因, 这对于陆上古类似矿床和全球现代成矿作用的深入研究均有重要的意义。

2 不同热液区地质特征概述

现代海底热液活动区主要分布在大洋中脊和弧后盆地的扩张中心, 可粗略的分为 3 大类: (1) 有沉积物覆盖洋中脊中热液活动区, 以南戈达洋脊(Southern Gorda Ridge) 中的伊斯坎布海槽(Escanaba Trough), 加里福尼亚海湾(Gulf of California) 中的瓜伊马斯海盆(Guaymas Basin) 和北胡安·德富卡洋脊(northern Juan de Fuca Ridge) 中的中河谷区(Middle Valley) 等地的热液活动区为代表, 沉积物构成这些热液区中热液沉积物的基底; (2) 无沉积物覆盖洋中脊中热液活动区, 以大西洋中脊中的 TAG 热液区、蛇坑(Snake Pit) 热液区, 南胡安德·富卡洋脊(Southern Juan de Fuca Ridge) 和东太平洋海隆 21° N 等地的热液活动区为代表, 火成岩构成这些热液区中热液沉积物的基底; (3) 弧后盆地扩张中心中热液活动区, 以冲绳海槽、劳海盆(Lau Basin) 和马里亚纳海槽(Mariana Trough) 等地的热液活动区为代表。

这些热液活动区在地质背景上的差别主要体现在热液沉积物出露的基底是沉积物还是火成岩, 热液活动区有无沉积物覆盖, 以及热液活动区分布的构造环境是洋中脊扩张区还是弧后盆地扩张区。例如, 在洋中脊扩张区, 慢速扩张的东太平洋海隆 21° N, 中速扩张的大西洋中脊蛇坑区和 TAG 区, 以及中速扩张的南胡安·德富卡洋脊(SJdFR), 其热液沉积物均直接出露于玄武岩之上; 而慢速扩张的南戈达洋脊的伊斯坎布海槽区, 中速扩张的北胡安·德富卡洋脊 Endeavor 段的中谷区和加里福尼亚海湾瓜伊马斯海盆区的热液沉积物均出露于有沉积物覆盖的热液活动区中。在弧后盆地扩张区, 中速扩张的马里亚纳海槽 18° 13' N 处的热液沉积物出露于玄武岩之上, 而冲绳海槽 Jade 区的热液沉积物则出露于长英质火山岩之上, 且该热液活动区尚有未固结的沉积物覆盖。各热液活动区的地质背景不同, 对应的构造环境、热液沉积物出露的基底和扩张速率等均有差异, 这预示着各热液活动区中喷出流体和热液沉积物的地球化学特征也有相应的变化。

3 硫同位素组成特征

我们共收集到全球现代海底热液沉积物的 1 264 个硫同位素数据。其中, 热液沉积物中硫化物矿物的硫同位素数据 1 042 个(包括 795 个硫化物单矿物和 247 个硫化物集合体样品), 硫酸盐矿物的硫同位素数据 217 个以及 5 个自然硫样品的硫同位素比值。可以看出, 热液沉积物中硫化物矿物的硫同位素组成分布范围较广(见表 1), $\delta^{34}S$ 值由 -16.2‰~17.6‰ 均值为 4.5‰ ($n=1\ 042$, n 是样品数, 以下同)。其中, 有沉积物覆盖洋中脊中热液沉积物($\delta^{34}S$ 值由 -16.2‰~17.6‰ 均值为 4.2‰ ($n=374$)) 与无沉积物覆盖洋中脊中热液沉积物

表 1 不同海底热液活动区中热液沉积物的硫同位素组成

热液活动区	硫化物 $\delta^{34}S_{CDT}$ (‰)		硫酸盐 $\delta^{34}S_{CDT}$ (‰)		资料来源
	范围	均值	范围	均值	
红海	- 16. 2~ 14. 0	4. 6(76)	19. 8~ 30. 0	23. 3(40)	[1, 2]
瓜伊马斯海盆	- 9. 7~ 11. 1	- 0. 2(92)	16. 1~ 29. 3	22. 5(34)	[3~ 5]
伊斯坎布海槽	1. 9~ 11. 6	5. 4(33)	20. 4~ 22. 6	21. 2(4)	[6, 7]
中谷区	- 8. 0~ 17. 6	6. 2(173)	8. 6~ 20. 9	11. 5(8)	[8~ 11]
轴向海岭	1. 1~ 5. 7	4. 0(60)	16. 0~ 22. 1	19. 9(13)	[12]
SJdFR	1. 6~ 5. 7	3. 2(44)	16. 0~ 21. 0	18. 5(2)	[13]
EPR11° N	3. 7~ 4. 9	4. 2(21)	-	-	[14]
EPR13° N	1. 7~ 5. 0	3. 8(36)	-	-	[14]
EPR21° N	0. 9~ 6. 2	2. 6(123)	21. 1~ 22. 2	21. 4(15)	[9, 15~ 19, 20]
蛇坑区	1. 2~ 2. 8	2. 0(16)	-	-	[9, 21]
TAG 区	0. 35~ 10. 27	6. 8(272)	19. 2~ 23. 0	21. 6(45)	[9, 22~ 25, 31]
DSDP Hole504B	- 0. 9~ 5. 8	3. 0(23)	20. 4~ 21. 9	21. 3(6)	[26, 27]
Jade 区	5. 2~ 7. 2	6. 3(10)	16. 3~ 22. 3	19. 8(7)	[30]
劳海盆	- 7. 7~ 16. 2	3. 2(45)	16. 1~ 21. 9	19. 8(23)	[28]
马里亚纳海槽	2. 1~ 3. 1	2. 7(18)	20. 2~ 22. 0	21. 4(20)	[29]

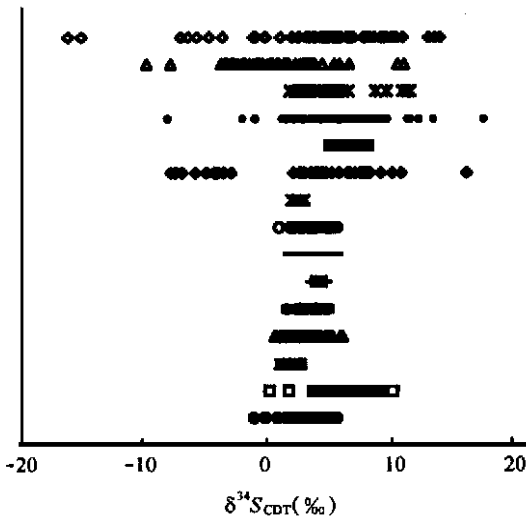


图 1 不同海底热液活动区热液沉积物中硫化物的硫同位素组成对比

红海(◇);瓜伊马斯海盆(△);伊斯坎布海槽(*);中河谷(○);冲绳海槽(■);劳海盆(◆);马里亚纳海槽(×);轴向海岭(○);南胡安·德富卡洋脊(-);EPR 11°N(+);EPR 13°(+);EPR 21°N(▲);蛇坑区(*);TAG区(□);DSDP Hole504B(●)

($\delta^{34}S$ 值由 -0.9‰ ~ 10.27‰ , 均值为 4.8‰ ($n = 595$)) 相比, 尽管硫同位素的均值相近, 但前者的变化范围明显较大(图 1), 并且不同的弧后盆地热液活动区中, 硫化物的硫同位素组成(冲绳海槽 $\delta^{34}S$ 由 5.2‰ ~ 7.2‰ , 均值为 6.3‰ ($n = 10$); 马里亚纳海槽 $\delta^{34}S$ 值由 2.1‰ ~ 3.1‰ , 均值为 2.7‰ ($n = 18$); 劳海盆 $\delta^{34}S$ 值由 -7.7‰ ~ 16.2‰ , 均值为 3.2‰ ($n = 45$)) 也明显不同. 但总体上看, 现代海底热液沉积物中硫化物矿物的硫同位素组成分布范围非常紧凑, $\delta^{34}S$ 值在 1‰ ~ 9‰ 之间集中分布(见图 2).

热液沉积物中硫酸盐矿物的硫同位素组成分布范围也比较广(见表 1), $\delta^{34}S$ 值由 8.6‰ ~ 30.0‰ , 均值为 21.3‰ ($n = 217$). 其中, 有沉积物覆盖洋中脊中热液沉积物的硫酸盐 $\delta^{34}S$ 值由 8.6‰ ~ 30.0‰ , 均值为 21.8‰ ($n = 86$) 与无沉积物覆盖洋中脊中热液沉积物 ($\delta^{34}S$ 值由 16.0‰ ~ 23.0‰ , 均值为 21.2‰ ($n = 81$)) 相比, 尽管硫同位素的均值相近, 但前者

的变化范围也相对较大(图 3), 而在不同的弧后盆地热液活动区中, 硫酸盐的硫同位素组成(冲绳海槽 $\delta^{34}S$ 值由 16.3‰ ~ 22.3‰ , 均值为 19.8‰ ($n = 7$); 马里亚纳海槽 $\delta^{34}S$ 值由

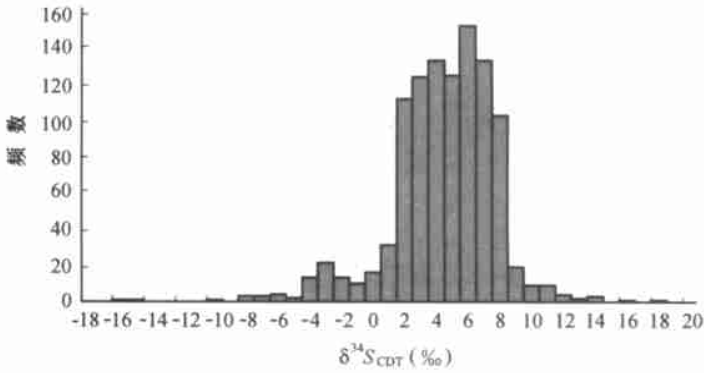


图2 现代海底热液沉积物中硫化物的硫同位素组成直方图

20.2‰~ 22.0‰, 均值为 21.4‰(n = 20); 劳海盆δ³⁴S 值由 16.1‰~ 21.9‰, 均值为 19.8‰(n = 23 比较一致. 总体来看, 海底热液沉积物中硫酸盐矿物的硫同位素组成主要在 19‰~ 24‰之间集中分布(图4).

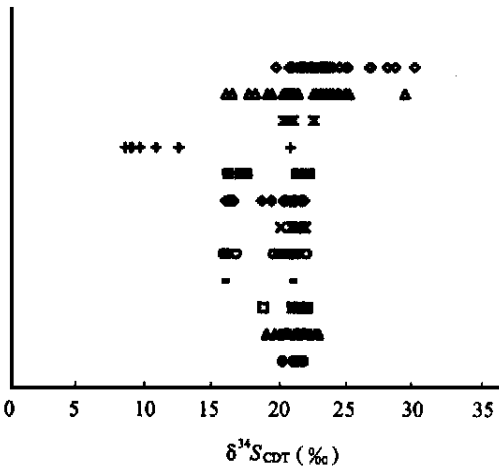


图3 不同海底热液活动区热液沉积物中硫酸盐的硫同位素组成对比

红海(◇); 瓜伊马斯海盆(△); 伊斯坎布海槽(*); 中河谷(+); 冲绳海槽(■); 劳海盆(◆); 马里亚纳海槽(x); 轴向海岭(O); 南胡安·德富卡洋脊(-); EPR 21°N(□); TAG区(▲); DSDP Hole504B(●)

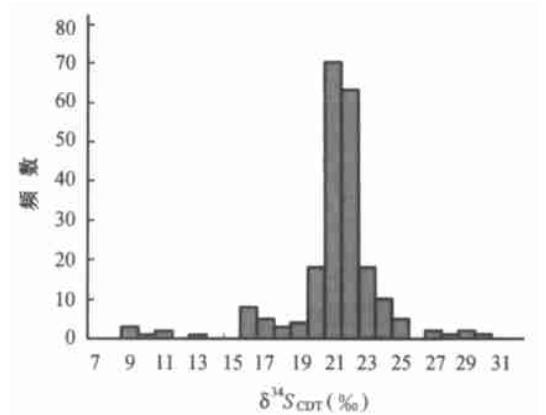


图4 现代海底热液沉积物中硫酸盐的硫同位素组成直方图

此外, 5个自然硫样品(一个来自冲绳海槽 δ³⁴S 值为 8.2‰ 一个来自 EPR21°N δ³⁴S 值为 -0.4‰, 3个来自劳海盆 δ³⁴S 值由 -2.4‰~ 4.8‰)的硫同位素组成尽管明显不同, 但却均与各自热液活动区中硫化物的硫同位素组成有一定的对应关系, 即硫化物的 δ³⁴S 值偏轻, 对应的自然硫样品的 δ³⁴S 值也偏轻.

4 讨论

现代海底热液沉积物中硫化物的硫同位素组成多集中分布在 1‰~ 9‰ 之间(见图 2), 而硫酸盐矿物的硫同位素组成主要分布在 19‰~ 24‰ 之间(见图 4), 表明现代海底热液沉积物中硫化物的硫主要为混合硫, 而硫酸盐矿物中硫主要为海水来源硫(一般认为海水硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值为 20‰ 左右)。根据不同热液活动区中热液沉积物的硫同位素组成特征, 现代海底热液沉积物中硫化物的硫源可大致分为 3 种类型: 第 1 种是以火成岩来源硫为主, 并有海水来源硫部分加入的类型(以东太平洋海隆 21° N, 大西洋中脊蛇坑区, 轴向海岭和南胡安·德富卡洋脊为代表); 第 2 种是以沉积物来源硫为主, 并有海水来源硫和有机还原硫加入的类型(以瓜伊马斯海盆为代表); 第 3 种是以火山岩来源硫和沉积物来源硫的混合硫为主, 并有海水来源硫的部分加入(以冲绳海槽 Jade 热液活动区为代表)。

同时, 由不同热液活动区中现代海底热液沉积物硫同位素组成的对比结果可以看出, 各热液活动区热液沉积物中硫化物的硫同位素组成有着明显的差异和一定的相似性(见图 1), 而热液沉积物中硫酸盐矿物的硫同位素组成, 除个别例外, 大多数表现出惊人的一致(见图 3)。产生这种情况的原因是什么?

已有的研究表明, 热液沉积物的硫同位素组成与其形成时流体的温度、pH 值、氧逸度、硫逸度和化学组成紧密相关^[32, 33], 而流体的物理化学状态又是海底热液体系中导致流体形成和运移的动态环境变化的阶段性反映。因此, 与海底热液体系有关的因素, 包括: 流体运动的环境(围岩和通道环境), 流体运移的动力来源, 流体的滞留时间, 流体-岩石相互作用的程度^[34], 岩浆演化和物源体系, 以及生物和有机质的作用等, 均有可能成为控制不同热液活动区热液沉积物中硫同位素变化的关键因素, 即制约因素越多, 变化越复杂, 热液沉积物硫同位素组成的变化范围就越大, 相反其硫同位素组成就比较集中, 变化范围也比较狭窄。

在无沉积物覆盖的洋中脊扩张中心, 热液喷口流体的 pH 值明显比基底为沉积物的热液喷口流体偏酸性, 相应的温度和流体中 H_2S 的含量也明显偏高(表 2), 其物源体系由火成岩和海水两个端员构成, 也比有沉积物覆盖的洋中脊热液活动区(由火成岩、沉积物、海水和有机质等多个端员构成物源体系)相对简单。因此, 在无沉积物覆盖的洋中脊热液活动区, 热液沉积物的 $\delta^{34}S$ 值比有沉积物覆盖洋中脊热液活动区的偏低, 其 $\delta^{34}S$ 值的变化范围也相对比较狭窄。

表 2 热液活动区中喷口流体的组成对比

热液活动区	温度/℃	pH	$H_2S/mmole \cdot kg^{-1}$	$SO_4/mmole \cdot kg^{-1}$	资料来源
瓜伊马斯海盆	100~ 315	5. 9	3. 80~ 5. 98	- 4. 2~ 0. 06	[35]
伊斯坎布海槽	108~ 217	5. 4	1. 1~ 1. 5	-	[7]
中河谷	180~ 276	5. 1~ 5. 5	3	0. 4	[36]
Jade 区	220~ 320	4. 7	12. 4	0	[37]
劳海盆	280~ 334	2	-	0	[38]
马里亚纳海槽	238~ 287	4. 39	$\leq 2. 6$	-	[29]
南胡安·德富卡洋脊	224~ 285	3. 2	3. 0~ 4. 4	- 1. 7~ - 0. 5	[39]
EPR11°~ 13° N	347~ 380	3. 1~ 3. 7	2. 9~ 12. 2	-	[7]
EPR21° N	273~ 355	3. 3~ 3. 8	6. 57~ 8. 37	0~ 0. 6	[35]
蛇坑区	335~ 356	3. 7~ 3. 8	2. 7~ 6. 1	0	[40]
TAG 区	290~ 369	3. 0~ 3. 4	2. 5~ 4. 0	- 0. 9 \pm 0. 6	[41]

但是, 热液沉积物出露基底为玄武岩的 TAG 区与热液沉积物出露基底为沉积物的瓜伊马斯海盆, 其硫同位素组成与其他热液活动区相比却分别表现出明显不协调的偏高和偏低. 在 TAG 热液活动区, 导致热液沉积物硫同位素组成偏高的原因可能归因于海底热液循环过程中较高比例海水来源硫的加入; 而在瓜伊马斯海盆, $\delta^{34}\text{S}$ 值偏低并表现出负值的原因则与来自沉积物的细菌成因硫化物有关^[5], 并且由于不同热液活动区中沉积物和有机质作用的程度及其贡献硫的情况不同, 也是导致有沉积物覆盖洋中脊热液活动区中热液沉积物的硫同位素组成比无沉积物覆盖洋中脊中热液沉积物的变化范围大的一个重要原因.

在弧后盆地扩张中心, 情况比较复杂. 马里亚纳海槽 $18^{\circ}13' \text{N}$ 和冲绳海槽 Jade 区喷口流体的温度和 pH 值虽基本一致(见表 2), 均介于有沉积物覆盖和无沉积物覆盖洋中脊扩张中心喷口流体的温度和 pH 值之间, 但其中热液沉积物出露基底为玄武岩的马里亚纳海槽 $18^{\circ}13' \text{N}$, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显低于冲绳海槽 Jade 区热液沉积物的硫同位素组成, 表明深部来源硫对马里亚纳海槽 $18^{\circ}13' \text{N}$ 热液沉积物的硫同位素组成有着明显的控制作用, 而冲绳海槽的沉积物和长英质火山岩则对 Jade 区热液沉积物的硫同位素组成有着明显的影响. 与马里亚纳海槽和冲绳海槽 Jade 区不同, 劳海盆(Vai Lili 热液区) 喷口流体的温度偏高, pH 值偏酸性, 与无沉积物覆盖洋中脊中热液区的情况相似, 但其热液沉积物的硫同位素组成却明显偏高($\delta^{34}\text{S}$ 值由 7.2‰ ~ 10.9‰) 而且劳海盆不同地段(White Church 区, Vai Lili 区和 Hine Hina 区) 热液活动区中热液沉积物的硫同位素组成表现出较大的变化范围, 与该海盆沿洋中脊分布不同的火山岩(包括 Fe-Ti 玄武岩, 安山岩和英安岩, 且向南表现出岩浆的分馏程度增加, 并出现流纹岩质组分) 相对应, 反映出该区海底岩浆演化对热液沉积物硫同位素组成的控制作用^[28].

同时, 在洋中脊扩张中心, 无沉积物覆盖的东太平洋海隆 21°N , 其喷口流体中 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(1.3‰ ~ 4.6‰)^[18] 比有沉积物覆盖的北胡安德富卡洋脊 Endeavor 段中河谷区喷口流体中 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(4.2‰ ~ 7.4‰)^[13] 低; 而在弧后盆地中, 无沉积物覆盖的马里亚纳海槽 $18^{\circ}13' \text{N}$ 喷口流体中 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(2.0‰ ~ 4.8‰)^[29] 也低于有沉积物覆盖的冲绳海槽 Jade 区喷口流体中 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(7.3‰ ~ 8.0‰)^[42], 这些均反映出热液活动区有无沉积物对于热液沉积物的硫同位素组成有着明显的影响.

此外, 不同热液活动区热液沉积物中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值表现出明显的一致性, 说明: (1) 海水是现代海底热液沉积物中硫酸盐矿物的主要硫源; (2) 热液沉积物中硫酸盐和硫化物矿物的形成机制不同, 在流体温度降低, pH 值升高, 流速降低的条件下有利于硫酸盐矿物的形成, 这也是海水能够加入热液活动的有利条件, 且这种情况在大多数热液活动区均曾经发生过; (3) 大多数硫酸盐矿物取自海底热液沉积物堆积体的上部或近海底的部分. 因此, 其硫酸盐矿物的硫同位素组成仅代表热液沉积物堆积体上部硫酸盐的硫同位素组成, 而且在这部分热液沉积物的硫酸盐矿物形成过程, 海水硫酸盐中硫均对其产生了影响.

5 结论

(1) 现代海底热液沉积物中硫化物的硫同位素组成集中分布在 1‰ ~ 9‰ 之间, 均值为 4.5‰ ($n = 1042$), 而硫酸盐矿物的硫同位素组成主要分布在 19‰ ~ 24‰ 之间, 均值为 21.3‰ ($n = 217$).

(2) 无论在洋中脊还是在弧后盆地扩张中心, 无沉积物覆盖热液活动区中热液沉积物的

$\delta^{34}\text{S}$ 值一般略低于有沉积物覆盖热液活动区中热液沉积物的硫同位素组成(排除生物和有机质的影响),且其硫同位素组成的分布范围相对狭窄。

(3) 各热液活动区中硫化物硫同位素组成的不同,反映出各自硫源的差异性。无沉积物覆盖洋中脊中热液成因硫化物的硫主要来自玄武岩,部分来自海水,是玄武岩和海水硫酸盐中硫不同比例混合的结果,而在弧后盆地和有沉积物覆盖的洋中脊,除了深部来源硫以外,沉积物和有机质均可能为热液硫化物的形成提供硫。

(4) 现代海底热液沉积物硫同位素组成的变化和硫源的不同归因于海底热液体系中流体物理化学性质的变化、岩浆演化和构造-地质背景的不同。沉积物、海水、生物和有机质的参与将导致热液沉积物的硫同位素组成具有较大的变化范围和相对较重和/或负的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。

参考文献:

- [1] ZIERENBERG R A, SHANKS W C III. Isotopic studies of epigenetic features in metalliferous sediment, Atlantis II Deep, Red Sea[J]. Can Mineral, 1988, 26: 737~ 753.
- [2] BLUM N, PUCHELT H. Sedimentary-hosted polymetallic massive sulfide deposits of the Kebrit and Shaban Deeps, Red Sea [J]. Miner Deposits, 1991, 26: 217~ 227.
- [3] SHANKS W C III NIEMITZ J. Sulfur isotope studies of hydrothermal anhydrite and pyrite[Z]. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project[R], 1982, 64: 1 137~ 1 142.
- [4] KOSKI R A, LONSDALE P F, SHANKS W C III, et al. Mineralogy and geochemistry of a sediment hosted hydrothermal sulfide deposit from the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California[J]. J Geophys Res, 1985, 90: 6 695~ 6 707.
- [5] PETER J M, SHANKS W C III. Sulfur, carbon, and oxygen isotope variations in submarine hydrothermal deposits of Guaymas Basin, Gulf of California[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 2 025~ 2 040.
- [6] KOSKI R A, SHANKS W C III, BOHRSON W A, et al. The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Trough, Gorda Ridge: implications for depositional processes[J]. Can Mineral, 1988, 26: 655~ 673.
- [7] ZIERENBERG R A, KOSKI R A, MORTON J L, et al. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge[J]. Economic Geology, 1993, 88: 2 069~ 2 098.
- [8] DUCKWORTH R, FALLICK A E, RICKARD D. Mineralogy and sulfur isotope composition of the Middle Valley massive sulfide deposit, northern Juan de Fuca Ridge[J]. Proc ODP Sci Results, 1994, 139: 373~ 385.
- [9] STUART F M, DUCKWORTH R, TURNER G, et al. Helium and sulfur isotopes in sulfides from the Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge[J]. Proc ODP Sci Results, 1994, 139: 387~ 392.
- [10] ZIERENBERG R A. Sulfur content of sediment and sulfur isotope values of sulfide and sulfate minerals from Middle Valley [J]. Proc ODP Sci Results, 1994, 139: 739~ 748.
- [11] GOODFELLOW W D, FRANKLIN J M. Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge[J]. Econ Geol, 1993, 88: 2 037~ 2 068.
- [12] HANNINGTON M D, SCOTT S D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfides-sulfate spire in the Caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge[J]. Can Mineral, 1988, 26: 603~ 625.
- [13] SHANKS W C III, SEYFRIED W E Jr. Stable isotope studies of vent fluids and chimney minerals, southern Juan de Fuca Ridge: sodium metasomatism and sea water sulfate reduction[J]. J Geophys Res, 1987, 92: 11 387~ 11 399.
- [14] BLUTH G J, OHMOTO H. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13°N latitudes[J]. PART II: sulfur isotopes. Can Mineral, 1988, 26: 505~ 515.
- [15] HEKINIAN R, FEVRIER M, BISCHOFF J L, et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise, 21°N[J]. Science, 1980, 207: 1 433~ 1 444.
- [16] ARNOLD M, SHEPPARD S M F. East Pacific Rise at latitude 21°N: isotopic composition and origin of the hydrothermal

- sulfur[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1981, 56: 148~ 156.
- [17] ZIERENBERG R, SHANKS W C III, BISCHOF F J. Massive sulfide deposits at 21° N EPR: chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria[J]. *Geol Soc Am Bull*, 1984, 95: 922~ 929.
- [18] WOODRUFF L G, SHANKS W C III. Sulfur isotope study of chimney minerals and hydrothermal fluids from 21° N, East Pacific Rise: hydrothermal sulfur sources and disequilibrium sulfate reduction[J]. *J Geophys Res*, 1988, 93: 4 562~ 4 572.
- [19] ALT J C. The chemistry and sulfur isotope composition of massive sulfide and associated deposits on Green Seamount, Eastern Pacific[J]. *Econ Geol*, 1988, 83: 1 026~ 1 033.
- [20] KERRIDGE J, HAYMON R M, KASTNER M. Sulfur isotope systematics at the 21° N site, East Pacific Rise[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 66: 91~ 100.
- [21] KASE K, YAMAMOTO M, SHIBATA T. Copper-rich sulfide deposit near 23° N, Mid-Atlantic Ridge: chemical composition, mineral chemistry and sulfur isotopes[J]. *Proc ODP Sci Results*, 1990, 106/109: 163~ 177.
- [22] KNOTT R, FOUQUET Y, HONNOREZ J, et al. Petrology of hydrothermal mineralization: a vertical section through the TAG mound[J]. *Proc ODP Sci Results*, 1998, 158: 5~ 26.
- [23] CHIBA H, UCHIYANA N, TEAGLE D A H. Stable isotope study of anhydrite and sulfide minerals at the TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26° N[J]. *Proc ODP Sci Results*, 1998, 158: 85~ 90.
- [24] HERZIG P M, PETERSEN S, HANNINGTON M D. Geochemistry and sulfur-isotopic composition of the TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26° N[J]. *Proc ODP Sci Results*, 1998, 158: 47~ 70.
- [25] GEMMELL J B, SHARPE R. Detailed sulfur isotope investigation of the TAG hydrothermal mound and stockwork zone, 26° N, Mid-Atlantic Ridge[J]. *Proc ODP Sci Results*, 1998, 158: 71~ 84.
- [26] KAWAHATA H, SHIKAZONO N. Sulfur isotope and total sulfur studies of basalts and greenstones from DSDP Hole504B, Costa Rica Rift: implications for hydrothermal alteration[J]. *Can Mineral*, 1988, 26: 555~ 565.
- [27] ALT J C, ANDERSON T F, BONNELL L. The geochemistry of sulfur in a 1.3 km section of hydrothermal altered oceanic crust, DSDP Hole504B[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53: 1 011~ 1 023.
- [28] HERZIG P M, HANNINGTON M D, ARRIBAS A Jr. Sulfur isotopic composition of hydrothermal precipitates from the Lau back-arc: implications for magmatic contributions to seafloor hydrothermal systems[J]. *Mineral Deposita*, 1998, 33: 226~ 237.
- [29] KUSAKABE M, MAYEDA S, NAKAMARA E. S, O and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana back-arc basin spreading axis at 18° N[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 100: 275~ 282.
- [30] 曾志刚, 蒋富清, 翟世奎, 等. 冲绳海槽中部 Jade 热液活动区中海底热液沉积物的硫同位素组成及其地质意义[J]. *海洋学报*, 2000, 22: 74~ 82.
- [31] 曾志刚, 秦蕴珊, 赵一阳, 等. 大西洋中脊 TAG 热液活动区海底热液沉积物的硫同位素组成及其地质意义[J]. *海洋与湖沼*, 2000, 31: 518~ 529.
- [32] OHMOTO H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Econ Geol*, 1972, 67: 551~ 579.
- [33] OHMOTO H, REY R O. Isotopes of sulfur and carbon[A]. Barnes H L, ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd ed. John Wiley & Sons, 1979. 509~ 567.
- [34] BOWERS T S. Stable isotope signatures of water-rock interaction in mid-ocean ridge hydrothermal systems: sulfur, oxygen, and hydrogen[J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 5 775~ 5 786.
- [35] VON DAMM K L, EDMOND J M, GRANT B, et al. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N, East Pacific Rise[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1985, 49: 2 197~ 2 220.
- [36] BUTTERFIELD D A, MASSOTH G J. Geochemistry of north cleft segment vent fluids: temporal changes in chlorine and their possible relation to recent volcanism[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 4 951~ 4 968.
- [37] SAKAI H, GAMOT, KIM E-S, et al. Unique chemistry of the hydrothermal solution in the Mid-Okinawa trough back-arc basin[J]. *Geophys Res Lett*, 1990, 17: 2 133~ 2 136.
- [38] FOUQUET Y, VON SU, CHARLOU J L, et al. Metallogenesis in back-arc environments: the Lau Basin example[J].

- Econ Geol, 1993, 88: 2 154~ 2 181.
- [39] VON D K L, BISH OFF J L. Chemistry of hydrothermal solutions from the southern Juan de Fuca Ridge[J]. J Geophys Res, 1987, 92: 334~ 346.
- [40] CHARLOU J L, DONVAL J P, JEAN-Baptiste P, et al. Gases and helium isotopes in high temperature solutions sampled before and after ODP Leg 158 drilling at TAG hydrothermal field(26° N, MAR)[J]. Geophys Res Lett, 1996, 23: 3 491 ~ 3 494.
- [41] GAMO T, CHIB A H, MASUDA H, et al. Chemical characteristics of hydrothermal fluids from the TAG mound of the mid-Atlantic Ridge in August 1994: implications for spatial and temporal variability of hydrothermal activity[J]. Geophys Res Lett, 1996, 23: 3 483~ 3 486.
- [42] HALBACH P, NAKAMURA K, WASHNER M, et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin[J]. Nature, 1989, 338: 496~ 499.

Sulfur isotopic composition of modern seafloor hydrothermal sediment and its geological significance

ZENG Zhi-gang¹, JIANG Fu-qing¹, QIN Yun-shan¹, ZHAI Shi-kui²

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. College of Marine Geosciences, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003, China)

Abstract: A total of 1 264 sulfur isotopic values for modern seafloor hydrothermal sediments from different hydrothermal fields have been collected. Sulfur isotopic data for surface hydrothermal sediments from the Jade hydrothermal field in the Okinawa Trough with the TAG hydrothermal field in the Mid-Atlantic Ridge, respectively. Comparing the sulfur isotopic compositions and discussing their sources of sulfur in seafloor hydrothermal sediments from different geologic-tectonic setting are compared and their sources of sulfur are discussed. The results show that: (1) Sulfur isotopic values of sulfides and sulfates in modern seafloor hydrothermal sediments are mostly concentrated in a narrow range, $\delta^{34}S$ values of sulfides vary from 1‰ to 9‰, with a mean of 4.5‰ ($n = 1042$), $\delta^{34}S$ values of sulfates vary from 19‰ to ~ 24‰, with a mean of 21.3‰ ($n = 217$); (2) Comparing the sulfur isotopic compositions of hydrothermal sediments from the sediment-hosted hydrothermal fields, the range of sulfur isotopic values for hydrothermal sediments from the sediment-free hydrothermal fields is narrow relatively; (3) The differences of sulfur isotopic compositions in sulfides from different hydrothermal fields show the differences in the sources of sulfur. The sulfur of hydrothermal sulfides in the sediment-free mid-ocean ridges is mainly from mid-ocean ridge basalt, and partial from reduced sea water sulfate, it is the result of totally to partially reduced sea water sulfate mixing with basaltic sulfur. And in the sediment-hosted mid-ocean ridges and the back-arc basins, besides the volcanics, the sediments and the organic matters also can offer their sulfur for forming hydrothermal sulfides; (4) The variations of sulfur isotopic compositions and the different sources of sulfur for hydrothermal sediments may probably be attributed to the variations of physical-chemical properties of hydrothermal fluids, the magmatic evolution and the different geologic-tectonic settings of seafloor hydrothermal systems.

Key words: modern seafloor hydrothermal sediment; sulfur isotopic composition; geological significance