

龟山岛附近海域热液活动流体的来源

刘长华¹, 汪小妹^{1,2}, 曾志刚¹, 殷学博¹, 陈镇东³, 张曙伟⁴

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 台湾中山大学, 高雄 804; 4. 山东省科学院 海洋仪器仪表研究所, 山东 青岛 266001)

摘要: 台湾东北部龟山岛附近热液活动区流体的来源较为复杂, 判断流体来源同时探讨该地区岩浆活动的程度对于龟山岛热液活动研究具有至关重要的意义。通过测定热液流体中的元素浓度和氢氧同位素特征显示: 热液流体的微量元素浓度总体上接近海水值, 但是通过 Mg 浓度为 0 回推得出热液流体的端员组分较为简单, 而且有低 Cl⁻浓度的组分(如地下水)加入, 所测定热液流体中海水特征是由于取样过程中海水混入所致, 氢氧同位素的对应曲线表明热液流体与该地区海水的同位素特征值不一致, 并且不是单一龟山岛上地下淡水来源。龟山岛附近热液流体在氢氧同位素值分布特征上与南胡安得富卡洋脊的深水热液活动流体较为一致。可以初步判断龟山岛附近热液活动流体来源主要由两部分组成: 深部物质和龟山岛上的大气降水, 深部的岩浆物质在上升过程中, 发生相分离, 分离相在继续上升的过程中遇到下渗的淡水, 两者混合构成了热液流体的端员组分。因此龟山岛热液活动的出现是由于深部物质活动造成的, 表明目前该地区地壳活动较为活跃。

关键词: 浅海热液活动; 龟山岛; 热液流体; 氢氧同位素

中图分类号: P736; P71

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2010)03-0061-08

关于热液活动的研究一般划分为两种类型: 深海热液系统和陆上热液系统(或称为地热系统), 浅水近岸或者是海山顶部环境下的热液系统的研究只是到近期才引起注意^[1]。浅水热液系统虽然位于海面以下, 但是因为它在地形上属于深海热液活动和陆上热泉的过渡区, 陆地上和海水中的流体或者物质都会对热液活动产生影响, 对比深海和陆上背景的热液系统而言, 浅海热液活动的流体来源判断更加复杂。

热液系统的流体来源可能是大气降水、海水、原生水和岩浆水中的一个或者多个, 不同来源水混合组成的热液流体会影响热液系统的地球化学特征, 如流体的化学元素组成和同位素组成等, 出现于大洋中脊和弧后盆地的深海热液活动的热液流体除了少量岩浆水的贡献外, 主要来自于海水; 陆上热液活动的流体来源主要是大气降水(雨水), 但也有一定量岩浆水的参与。

台湾东北部龟山岛热液喷口出露于海面以下, 热液流体的来源往往因为陆上大气降水的输入, 使流体的成分复杂化^[1]。浅海热液活动出现的地形是火山岛向水面下延伸的翼部或者是海底火山的顶部, 与火山活动紧密相关^[2], 所以岩浆成分会或多或少地加入流体中, 因此对浅海热液活动流体的来源判

断对于研究大气降水和岩浆活动有重要的意义。

作者的主要目的是利用热液流体内的部分元素含量和相关的同位素值, 研究龟山岛附近海域热液活动的流体来源, 判断该地区岩浆活动的强弱。

1 地质背景介绍

龟山岛位于台湾的东北部, 距离台湾岛上的宜兰县外海岸约 1 km, 热液活动区位于龟山岛的东南部峭崖下面距崖底约 10 m 处, 经纬度是 121°55'E, 24°50'N, 在冲绳海槽的西南端(图 1)^[3,4], 同时在这一地区菲律宾海板块向欧亚大陆板块下面俯冲, 造成了十分复杂的地质构造特征。龟山岛本身是一个火山岛^[5,6], 根据热释光法测定最近的喷发年代距今约 7 000 a±800 a, 是全新世的火山岛^[7]。热液活动区在地形上属于龟山岛向海面下自然延伸的部位(图 1), 水深 10~20 m, 活动区的面积为 0.5 km², 是典型的火山岛翼部地区。

收稿日期: 2008-12-01; 修回日期: 2009-03-02

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-211, KZCX3-SW-223); 国家自然科学基金项目(40830849); 国家大洋重大专项课题(DYXM-115-02-1-03)

作者简介: 刘长华(1977-), 男, 山东临邑人, 博士, 主要从事海洋地球化学研究, E-mail: lchzh@163.com

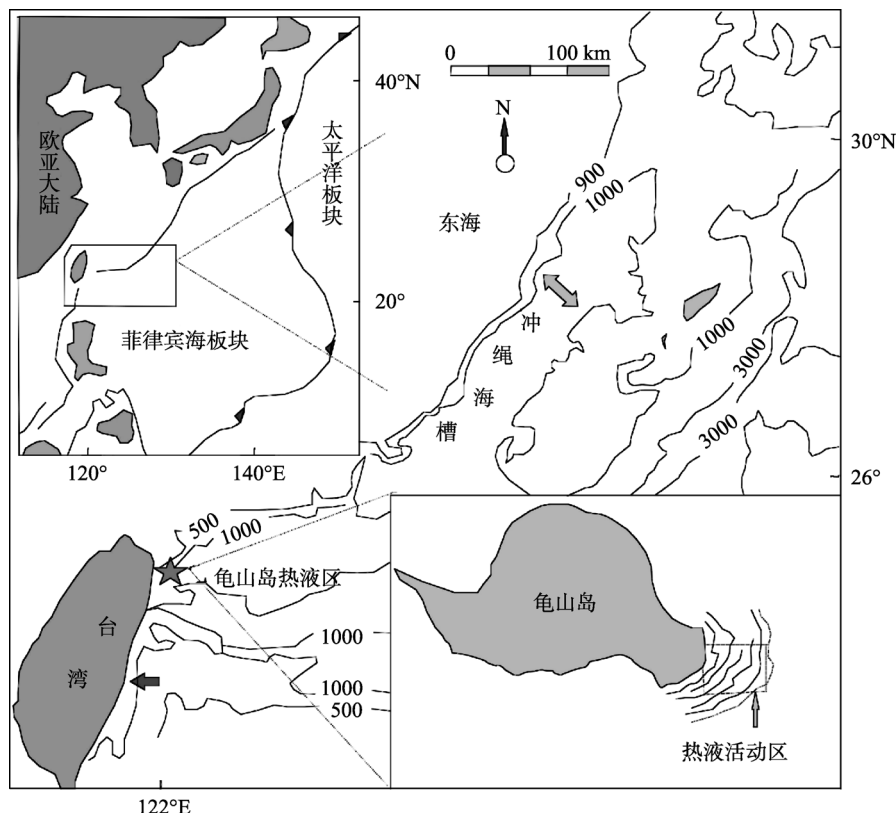


图1 龟山岛热液活动区地质背景

Fig. 1 Geological setting of Kueishantao Island hydrothermal activity region

热液活动区泉口有3种形态：一种是硫磺堆积形成的小丘，为主要形态；第二种是自然硫烟囱体，发现的最高烟囱体是6 m；第三种是岩石裂缝。沉积物多为黄色及黄棕色的硫磺细砂，细砂中包含一些小砂粒，几乎不见生物沉积。基底岩石颜色从灰白至黑色都有，外表颜色较内部浅，且外表结构较内部松散，表明这些岩石可能与热液流体发生过置换反应，岩石剖开后可见内部含有微量的黄色硫磺，有少量龟山岛上坍塌的岩石碎块出现。在热液喷口底部基座出现许多类似筷子状的硫磺柱，这是硫磺渗出时未完全冷凝迅速向下凝结后所形成的外观^[8]。

2 热液流体的采集和分析情况

所采集热液流体的喷口位置是 24°50.255'E, 121°57.942'N, 水深 13 m。潜水人员携带容量约 4 L 的耐热玻璃瓶，瓶口已安装单向阀，瓶内用真空泵抽至压力接近 - 700 mmHg，将瓶口的单向阀直接伸入喷泉口，采取热液。采样前在实验室用稀硝酸清洗

数遍采样瓶，用去离子水冲洗数次后晾干备用。对该热液口共进行了 7 次采样，热液流体的现场温度是潜水人员下潜至接近泉口时，手持工业用高温温度计，将探针伸入热泉喷口后，温度计所显示的泉口实测温度，测得喷口热液流体的温度是 101℃^[8]。

对热液流体样品中的部分元素进行了测定，其中 Na, K, Mg, Ca, Li, Sr, B 是在国土资源部青岛海洋地质研究所完成测试，使用的仪器为等离子发射光谱(ICP-AES)，仪器型号是 JY38S，测试精度为 $\sigma \leq 5\%$ ； Cl^- , SO_4^{2-} 是在中国科学院海洋研究所完成，使用仪器是戴安的离子色谱，型号是 DIONEX ICS-2500，仪器标准偏差 $\sigma < 1\%$ ，误差是 $\pm 4\%$ 。热液流体的氢-氧同位素、硫酸盐和硫化物的硫同位素是在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素实验室测定，使用的仪器是稳定同位素质谱仪，型号分别是 MAT-252, MAT-253 和 Delta-S，氢同位素的数据均是相对国际标准 V-SMOW 值，氧同位素的数据是相对国际标准 SMOW 值，硫同位素是相对国际标准 CDT 值， $\delta^{18}\text{O}$ 的测试精度为 $\pm 0.01\%$ ， δD 和 $\delta^{34}\text{S}$ 的测试精度为

±0.1‰。

3 结果

所测得的热液流体中各元素的质量浓度见表 1, 氢氧同位素的测试数据见表 2, 硫化物和硫酸盐的硫同位素见表 3。从表 1 中可以看出, 热液流体中 Na, K, Mg, Sr, Cl⁻ 等元素的浓度低于正常海水中的浓度值, 但是相差不大, 热液流体中的 Ca 浓度稍高于海水中的浓度, 而热液流体中 B 和 SO₄²⁻ 的浓度普遍高于海水值, 但是各有一个热液流体样品中的浓度稍低于海水值, 元素 Li 远远高于海水值, 所以从元素总体特征和均值上看, 热液流体与海水存在一定的差别。所测得热液流体的氢氧同位素值均稍微偏离零点, 在正值的范围内, 总体范围均落在海水值之内(表 2)。热液流体内硫化物和硫酸盐的硫同位素值显示较为特殊的特征, 一般热液流体内共存的硫酸盐相(SO₄²⁻)和硫化物相(H₂S)的 δ³⁴S 值, 前者明显大于后者, 如南胡安德富卡洋脊热液流体内 SO₄²⁻ 的 δ³⁴S 值远远大于 H₂S 的 δ³⁴S 值^[19], 且一般硫酸盐相的硫同位素值十分接近海水值(20.0‰ ± 0.5‰), 而龟山岛附近热液活动流体内的硫酸盐相硫同位素值虽然也是接近于海水硫酸盐的硫同位素值, 但是却小于硫化物的硫同位素值(表 3), 显示出与一般热液活动区流体不同的硫同位素值特征。

4 讨论

4.1 简单陈述

在热液流体取样过程中, 海水混入污染的可能

性是存在的, 甚至深海热液活动调查中所采用的深潜器自动取样器也不可避免^[9]。取自台湾东北部龟山岛附近海域热液活动区的热液流体同样也是无法避免取样过程中海水的混入。假设在热液流体和海水混合过程中, 存在有几个元素其行为保守, 且在热液流体和海水中这几个保守元素的浓度差别较大, 则这几个元素可以用于示踪热液流体和海水的混合过程, 最好的情况是某一元素在一种介质中缺乏, 在另一种介质中存在。Bishoff^[10]在实验室研究中证明高温热液流体(> 200 °C)中已经没有元素 Mg, 是因为在表面以下形成了富含元素 Mg 的矿物沉积。在深海热液活动区, 热液流体在一定的温度和低的水岩比率下, 海水中的元素 Mg 被定量地移出^[9]。在 Guaymas 和加拉帕戈斯扩张中心(GSC)热液区的热液流体中元素 Mg 相对于海水亏损, 认为原始热液流体中元素 Mg 的浓度是 0, 所获得热液流体样品中包含有元素 Mg 是因为在取样时海水的混入^[11]。实际上包括实验在内所根据的原始热液流体中不包含元素 Mg 的假设无法直接证明, 但是可以通过流体样品中 Mg / SO₄²⁻ 的浓度比来判断热液流体中的 Mg 是否为海水来源^[12]。当然并不仅仅只有元素 Mg 可以作为指示剂, Sedwick^[13]在对火山弧背景的火山岛浅海热液活动区的流体研究中采用 Si 作为保守元素, 推断热液流体的端员组分。

作者所研究的龟山岛附近热液活动区位于龟山岛龟首处峭崖的下部, 在地形图(图 1)上看是龟山岛向海面下自然延伸的部分, 是典型的火山岛水下翼部地区, 龟山岛本身是一个年轻的火山岛^[7], 所以在

表 1 热液流体中部分元素的质量浓度

Tab. 1 Concentrations of several elements of hydrothermal fluid and sea water

样号	元素的质量浓度(mg/L)								
	Na	K	Li	Mg	Ca	Sr	B	Cl ⁻ (× 10 ³)	SO ₄ ²⁻ (× 10 ³)
1	9924.28	359.04	0.32	1285.83	443.46	7.37	5.15	18.10	2.85
2	9510.69	353.43	0.31	1237.59	445.43	7.35	5.26	18.30	3.17
3	9796.31	366.30	0.31	1273.92	452.22	7.55	5.24	18.39	2.96
4	9286.28	349.07	0.31	1256.43	436.85	7.15	6.40	18.48	3.95
5	9655.36	347.00	0.31	1252.51	448.82	7.37	4.46	18.35	2.81
6	9488.44	348.87	0.31	1234.12	440.61	7.25	6.21	17.84	2.51
7	9547.79	339.32	0.31	1249.05	453.29	7.52	6.05	18.15	2.90
均值	9601.31	351.86	0.32	1255.64	445.81	7.36	5.54	18.23	3.02
端元*	0	0	0.11	0	733.90	0	—	10.62	—
海水 ^[23]	10764.00	399.00	0.17	1293.00	413.00	7.88	4.50	19.35	2.70

注: * 表示 Mg 质量浓度为零时其他元素的质量浓度; —表示数据与 Mg 不呈现良好相关性, 无法回推

表 2 热液流体的氢氧同位素数据

Tab. 2 Hydrogen-oxygen isotopic data in hydrothermal fluid, sea water and rain

样号	$\delta D(\text{‰})$	$\sigma(\text{‰})$	$\delta^{18}O(\text{‰})$	$\sigma(\text{‰})$
1	1.50	0.025	0.941	0.006
2	1.26	0.026	0.660	0.009
3	1.30	0.033	0.776	0.008
4	1.49	0.038	0.938	0.009
5	1.14	0.033	0.593	0.009
6	1.34	0.021	0.818	0.007
7	1.39	0.032	0.831	0.006
海水 ^[20]	0±10		0±1	
雨水 ^[20]	0 ~ - 90		0 ~ - 12	

表 3 热液流体内硫化物和硫酸盐的硫同位素数据

Tab. 3 The sulfur isotopic data of sulfide & sulfate of hydrothermal fluid

样号	$\delta^{34}S_{S^{2-}}(\text{‰})$	$\sigma(\text{‰})$	$\delta^{34}S_{SO_4}(\text{‰})$	$\sigma(\text{‰})$
1	26.51	0.005	19.50	0.006
2	26.71	0.007	19.74	0.010
3	25.21	0.011	18.88	0.009
4	22.35	0.011	16.30	0.019
5	23.55	0.003	18.62	0.012
6	24.18	0.007	18.08	0.011
7	31.29	0.012	19.12	0.004
海水	20.0±0.5			

热液流体中存在有岩浆组分加入的可能。另外龟山岛所在的地区属于亚热带气候, 年平均降雨量多在 2 000 mm 以上, 雨量充沛, 距离热液活动区最近的龟首处有一个淡水湖, 虽然湖的面积较小, 但深度较大^[8]。湖水由于降水的原因常年水量丰沛。火山岛

表 4 龟山岛热液区流体元素浓度与其他热液区流体的比较

Tab. 4 Compositional comparisons between KSD fluids to other fluids

热液区	KSD	CHS	Milos	VI	Kssuga2	TB	PM	PB	Concepcion
T(°C)	31.0 ~ 116.0	41.9 ~ 71.4	4.1 ~ 115.0	19.0 ~ 65.5	39.0	80.0 ~ 91.0	—	102.0	72.0 ~ 87.0
pH	1.75 ~ 6.40	5.95 ~ 6.15	1.61 ~ 7.97	5.20 ~ 7.50	5.20	6.20 ~ 6.70	—	6.10	5.95 ~ 6.02
Li	0.31 ~ 0.33	0.49 ~ 0.76	0.07 ~ 63.51	0.18 ~ 0.41	0.20	0.87 ~ 1.01	—	3.00	1.76 ~ 2.39
B	4.46 ~ 6.41	8.00 ~ 11.40	—	—	—	7.57 ~ 8.65	—	23.00	6.82 ~ 8.96
Na	9.29 ~ 10.76	5.08 ~ 8.30	0.02 ~ 29.22	10.83 ~ 11.72	10.64	1.20 ~ 2.02	4.45 ~ 6.15	5.20	9.07 ~ 9.40
Mg	1.23 ~ 1.39	0.53 ~ 0.92	0.02 ~ 1.57	1.26 ~ 1.44	1.60	0.06 ~ 0.17	0.10 ~ 0.59	0.08	0.87 ~ 1.02
K	0.29 ~ 0.35	0.19 ~ 0.30	0.07 ~ 8.82	0.44 ~ 0.50	—	0.09 ~ 0.13	0.14 ~ 0.28	0.39	0.49 ~ 0.50
Ca	0.35 ~ 0.45	0.47 ~ 0.48	0.03 ~ 3.71	0.42 ~ 0.52	0.15	0.20 ~ 0.23	1.20 ~ 1.80	1.52	0.78 ~ 0.93
Sr	7.15 ~ 7.55	5.10 ~ 6.30	—	4.38 ~ 5.78	8.40	6.40 ~ 7.10	—	—	13.14 ~ 15.25
Cl	17.84 ~ 20.03	8.97 ~ 14.72	1.31 ~ 61.09	19.48 ~ 20.84	18.26	1.21 ~ 3.08	11.00 ~ 15.00	10.80	16.25 ~ 17.75
SO ₄	2.49 ~ 2.90	1.11 ~ 1.91	0.49 ~ 3.12	2.82 ~ 3.26	3.05	0.96 ~ 1.15	0.53 ~ 1.50	0.35	1.63 ~ 2.04
文献	本文	[14]	[17]	[13]	[13]	[1]	[15]	[16]	[18]

注: Na, Mg, K, Ca, Cl, SO₄的单位是 g/L; Li, B, Sr的单位是 mg/L; CHS 为 Champagne Hot Springs; VI 为 Vulcano Island; TB 为 Tutum Bay; PM 为 Punta Mita; PB 为 Punta Banda; —表示没有数据

的构造裂隙发育, 所以存在有淡水下渗混入热液流体的可能性。因此我们需要通过热液流体的微量元素和氢氧同位素特征来区分几个流体源混入热液流体的可能性。从而进一步推断岩浆组分加入的多少和其活动强度。

4.2 热液流体的特征

从所获得的热液流体中的元素组成和氢氧同位素特征来看, 热液流体基本上具有海水的特征, 这与采样过程中海水的混入有关。龟山岛热液活动区的流体温度出现了迄今为止发现的浅海热液活动区流体温度最高的测量值 116 °C, 而且平均温度较高。Mg 元素浓度比正常海水值低 2% 左右, Sr 元素浓度比正常海水值低 6%, 碱金属元素 Na, K 的浓度则比正常海水值低 11%, Cl⁻离子浓度也比正常海水值低 6%; 质量数较低的元素 B 和 Li 在热液流体中表现出明显的富集, 浓度分别比正常海水值高出 23% 和 83%, Ca 元素浓度比正常海水值高 8%, SO₄²⁻离子则比正常海水值高 12%。流体具有较强的酸性, 各种离子的浓度与其他浅海热液区流体的含量范围较一致(表 4), 在构造位置最为相似的 VI 浅海热液区, 流体中各种元素的浓度与 KSD 热液区的流体中浓度十分接近, 只有元素 K 的浓度略为高一些。Kssuga2 热液区距离 KSD 热液区最近, 同为与冲绳海槽相关的浅海热液活动区, 可以看出, Kssuga2 热液流体的浓度与 KSD 热液区流体的元素浓度存在较大差别。

4.3 热液流体的端元组分特征

首先用 Mg / SO₄²⁻的浓度比来判断是否热液流体

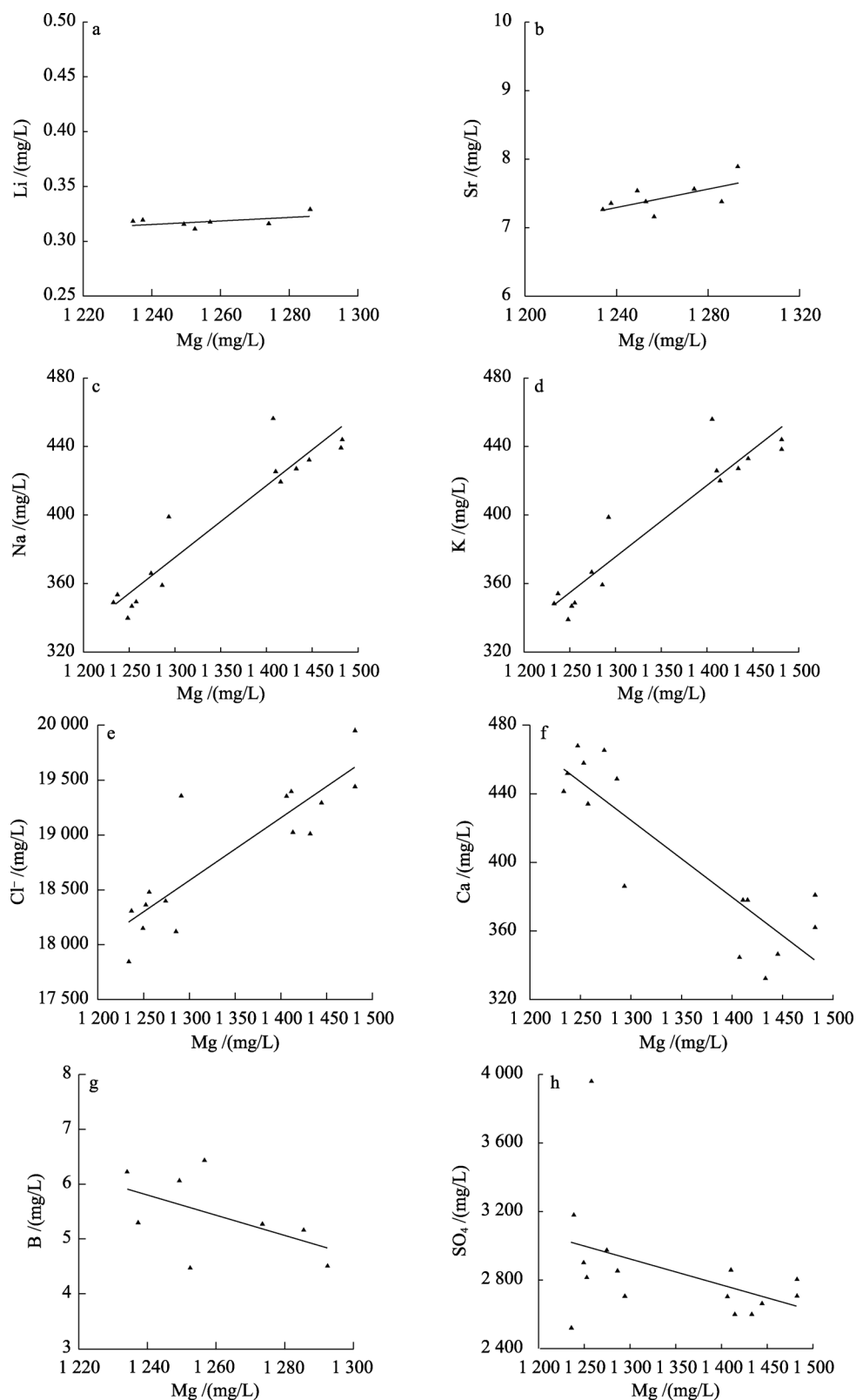


图 2 流体中元素关系图

Fig. 2 Correlations between elements in hydrothermal fluid

a. Li-Mg 关系; b. Sr-Mg 关系; c. Na-Mg 关系; d. K-Mg 关系; e. Cl⁻-Mg 关系; f. Ca-Mg 关系; g. B-Mg 关系; h. SO₄²⁻-Mg 关系.
a. Li vs Mg; b. Sr vs Mg; c. Na vs Mg; d. K vs Mg; e. Cl⁻ vs Mg; f. Ca vs Mg; g. B vs Mg; h. SO₄²⁻ vs Mg

中的 Mg 为海水来源, 将所有样品中的元素 Mg 和 SO_4^{2-} 的浓度进行比较得出, 其值范围为 0.32 ~ 0.55, 海水中的 $\text{Mg} / \text{SO}_4^{2-}$ 的浓度比是 0.48, 所以可知龟山岛附近的热液流体中的元素 Mg 基本上是海水来源。

因此可以用 Mg 作为指示元素来推断 Mg 的浓度为 0 时, 其他各元素的含量。结合郭富雯硕士论文中所测流体数据进行回归计算^[8], 从图 2(a ~ h)可以看出, 阳离子 K^+ , Na^+ 与阴离子 Cl^- 和元素 Mg 呈现良好的正相关性关系, 相关系数 R^2 分别是 0.92, 0.98, 0.88, Ca 与 Mg 呈现明显的负相关性, 相关系数 R^2 是 0.82, 元素 Li, Sr, B 在郭富雯的硕士论文中没有进行测定, 所以作者只采用了本文所测定的数据进行相关性的研究, Li 和 Sr 与元素 Mg 具有较好的相关性, 而 B, SO_4^{2-} 与元素 Mg 表现出较差的相关性。所以回推得出 Li, Na, K, Ca, Sr, Cl^- 这几个元素在端元热液流体中的浓度值(表 1)。元素 Na, K 在端元热液流体中完全亏损, 元素 Ca 的浓度较大, Cl^- 的浓度低于海水值,

这一结果与 Bishoff^[10]的实验室研究得出的结论——K 在高温热液流体中不存在, 在热液流体与硅酸盐置换阳离子后才被释放到溶液中的结论十分一致。

4.4 热液流体的氢氧同位素特征

龟山岛附近海底热液活动流体的氢氧同位素值十分接近于海水值, $\delta^{18}\text{O}$ 值范围是 0.593 ~ 0.941, 较海水值偏大; δD 值范围是 1.14 ~ 1.50, 落在海水值内。与其他浅海热液活动流体中的氢氧同位素比较, 龟山岛热液活动区流体的氢氧同位素值更加接近 0 值, 而且无论是氢同位素还是氧同位素的分布, 都较其他热液区的相对集中(图 3)。在氢氧同位素值的范围特征上, 龟山岛热液活动区与深海热液活动区南胡安德富卡洋脊的十分接近, 而与其他浅海热液活动区的氢氧同位素特征差别较大。估计在来源上与龟山岛所处的特殊地质构造有关, 与南胡安德富卡洋脊的热液流体一样存在深部物质来源的可能^[19]。

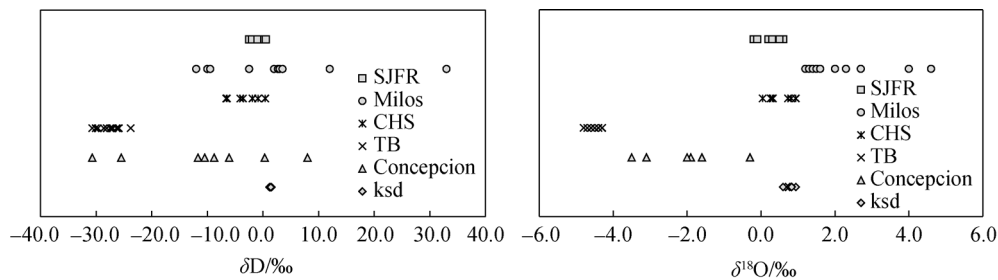


图 3 龟山岛热液流体中氢氧同位素组分与其他热液区流体的比较

Fig. 3 Comparisons of the hydrogen and oxygen isotopic values of hydrothermal fluid samples from KSD with those of fluids from other hydrothermal fields

热液区名称及数据来源同表 3

Hydrothermal fields and data sources are the same as table 3

如果所测得的热液流体中氢氧同位素为海水来源, 则根据海洋水的同位素局部变化经验公式: $\delta\text{D} = M \delta^{18}\text{O}$, 已知在北太平洋 M 为 7.5, M 值受蒸发量和降雨量的影响, 当蒸发量 / 降雨量比上升时, M 值下降^[20], 我们根据热液流体中的氢氧同位素做图(图 4), 得出 $\delta\text{D} = 1.66 \delta^{18}\text{O}$, 相关系数 R^2 为 0.996, 则 M 值 1.66 远远小于经验值 7.5, 即使考虑蒸发量和降雨量的影响也不会有如此大的差值。因此龟山岛热液活动热液流体单纯的海水来源这种可能性可以排除。

如前所述, 热液活动区距离龟山岛上龟首处的一个淡水湖较近, 虽然该淡水湖的面积较小, 但深度较大, 另外龟山岛地区属于亚热带性气候, 降水充沛, 所以淡水作为热液流体的来源也存在一定可能性。我们根据与龟山岛最为接近的 IAEA 所采集到

的福州市的大气降水中的氢氧同位素数据^[21]做比较, 该地区的大气降水线(MWL)或者是 Craig 线的 $\delta\text{D} = a \delta^{18}\text{O} + b$ 中 a 为 8.19, b 为 11.73, 相关系数 R^2 为 0.92, 但是我们据实际测得的氢氧同位素做图得出 a 为 0.96, b 为 0.59, 相关系数 R^2 为 0.96(图 4), 所以也可以排除龟山岛热液流体单纯岛上淡水的来源。

4.5 热液流体来源的初步判断

根据上述回推出的 $\text{Mg} = 0$ 时端元流体中的元素浓度, 可知流体中 Cl^- 浓度略低于周围海水值, 而 Na 和 K 元素几乎没有, 这可以表明存在另外低 Cl^- 浓度组分(如地下水)的加入^[13], 热液流体端元组分中元素的组成相对简单, 几乎不包含元素 Sr, Na, K, 同时热液流体中氢氧同位素特征范围与该海区海水的氢氧同位素特征相差甚远, 因此海水成分在初始

热液流体中几乎是不存在的；氢氧同位素特征与当地的大气降水线也不是十分吻合，热液流体的氢氧同位素值明显高于大气降水的同位素值，因此单纯的大气降水来源也是不可能的。通过与包括浅海和深海众多热液活动区的氢氧同位素分布特征比较，可以看出龟山岛热液活动区的流体来源于深部，虽然该地区的热液活动水深很浅^[22]，但是龟山岛位于特殊的地质构造之上^[3,4]，而且龟山岛本身属于活火山岛^[5~7]，所以深部的岩浆物质可能上升到海底表面，在海底表面形成高度富集元素硫的烟囱体，同时在上升的过程中产生相分离，龟山岛上的淡水通过发育的裂隙为热液流体提供了另一部分流体源，最终导致 Cl^- 的富集，另外在海底热液流体取样过程中，有大量海水混入样品中，最终造成热液流体具有类似于海水性质的元素特征。

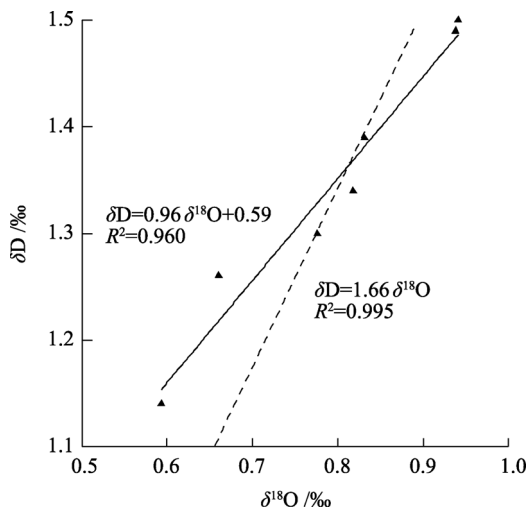


图 4 氢氧同位素关系变化

Fig. 4 Correlations between $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ for fluid samples from KSD

5 结论

龟山岛浅海热液活动虽然出现在海水的环境中，但是其流体的主要来源不是海水，流体样品中所具有的海水微量元素浓度特征是由于在取样过程中大量海水混入所致。龟山岛上的淡水和深部物质共同构成了热液流体组分。深部的岩浆物质在上升过程中，在较浅部位由于压力和温度的变化发生了相分离，分离相在继续上升过程中遇到了通过发育的裂隙下渗的淡水，两者混合构成了热液流体的端员组分。

因此可以看出龟山岛热液活动的出现是由于深部物质活动造成的，表明目前该地区地壳活动较为

活跃。

参考文献:

- [1] Pichler T, Veizer J, Hall E M G. The chemical composition of shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and their effect on ambient seawater[J]. **Marine Chemistry**, 1999, 64: 229-252.
- [2] 刘长华, 殷学博. 关于现代浅海型海底热液活动的研究进展[J]. **地球科学进展**, 2006, 21(9): 918-924.
- [3] Letouzey J, Kimura M. Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a back arc basin developed in a continent [J]. **Mar Pet Geol**, 1985, 2: 111-130.
- [4] Yeh Y H, Lin C H, Roecker S W. A study of upper crustal structures beneath northeastern Taiwan: possible evidence of the western extension of Okinawa trough [J]. **Proc Geol Soc China**, 1989, 2: 139-156.
- [5] Chen C H, Shieh Y N, Lee T, *et al.* Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and unusual mantle component under Luzon Arc[J]. **Geochim Cosmochim Acta**, 1990, 54: 2473-2484.
- [6] Chen C H, Lee T, Shieh Y N, *et al.* Magmatism at the onset of back-arc basin spreading in the Okinawa Trough[J]. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 1995, 69: 313-322.
- [7] Chen Y G, Wu W S, Chen C H, *et al.* A date for volcanic eruption inferred from a siltstone xenolith [J]. **Quaternary Science Reviews**, 2001, 20: 869-873.
- [8] 郭富雯. 龟山岛海底热液活动初步调查 [D]. 中国台北: 台湾中山大学, 2001.
- [9] Von Damm K L, Edmond J M, Grant B, *et al.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21 ° N, East Pacific Rise [J]. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 1985, 49: 2197-2220.
- [10] Bischoff J L, Dickson F W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: Implications for origin of seawater heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry [J]. **Earth and Planetary Science Letters**, 1975, 25: 385-397.
- [11] Von Damm K L, Edmond J M, Measures C I, *et al.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California [J]. **Geochimica Cosmochimica Acta**, 1985, 49: 2221-2237.
- [12] Von Damm K L. Seafloor hydrothermal activity: Black smoker chemistry and chimneys [J]. **Annu Rev Earth Planet Sci**, 1990, 18: 173-204.
- [13] Sedwick P, Stuben D. Chemistry of shallow submarine warm springs in an arc-volcanic setting: Vulcano Island, Aeolian Archipelago, Italy [J]. **Marine Chemistry**, 1996, 53: 147-161.
- [14] McCarthy K T, Pichler T, Price R E. Geochemistry of Champagne Hot Springs shallow hydrothermal vent field and associated sediments, Dominica, Lesser Antilles[J]. **Chemical Geology**, 2005, 224: 55-68.
- [15] Prol-Ledesma R M, Canet C, Melgarejo J C, *et al.*

- Cinnabar deposition in submarine coastal hydrothermal vents, Pacific margin of central Mexico [J]. **Economic Geology**, 2002, 97 (6): 1331-1340.
- [16] Vidal V M V, Vidal F V, Isaacs J D, *et al.* Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California [J]. **Journal of Geophysical Research**, 1978, 83(B4): 1757-1774.
- [17] Valsami-Jones E, Baltatzis E, Bailey E H. The geochemistry of fluids from an active shallow submarine hydrothermal system: Milos island, Hellenic Volcanic Arc [J]. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 2005, 148: 130-151.
- [18] Prol-Ledesma R M, Canet C, Torres-Vera M A, *et al.* Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico [J]. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 2004, 137: 311- 328.
- [19] Shanks III W C, Seyfried Jr W E. Stable isotope studies of vent fluids and chimney minerals, southern Juan de Fuca Ridge, sodium metasomatism and seawater sulfate reduction [J]. **Journal of Geophysical Research** 1987, 92: 11387- 11399.
- [20] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000. 147
- [21] IAEA. GNIP Maps and Animations, International Atomic Energy Agency, Vienna[EB/OL]. <http://isohis.iaea.org>, 2008-11-17
- [22] Chen C T, Zeng Z G, Kuo F W, *et al.* Tide-influenced acidic hydrothermal system offshore NE Taiwan [J]. **Chemical Geology**, 2005, 224: 69- 81.

Origin of the hydrothermal fluid of the shallow sea near Kueishantao Island

LIU Chang-hua¹, WANG Xiao-mei^{1, 2}, ZENG Zhi-gang¹, YIN Xue-bo¹, CHEN Chen-tung A³, ZHANG Shu-wei⁴

(1. Institute of Oceanology, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071 China; 2. Graduate School, the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Institute of Marine Geology and Chemistry, National Sun Yat-Sen University, Kaohsiung 804, Taiwan, China; 4. Oceanographic Instrument Institute of Shandong Science Academy, Qingdao 266001, China)

Received: Dec., 1, 2008

Key words: shallow sea hydrothermal activity; Kueishantao Island; hydrothermal fluid; hydrogen oxygen isotope

Abstract: Origin of the fluid near Kueishantao Island's hydrothermal activity in northeast Taiwan is complex. To determine fluid's origin and investigate the magmatic activity of this area are very important regarding the hydrothermal activity research of the Kueishantao Island. Measurements of elemental concentrations showed that compositions of the hydrothermal fluid were similar to those of the seawater, indicating contamination by sea water during sampling. Assuming the Mg concentration in the endmember fluid is zero, we calculated the concentrations of other elements in the endmember fluid by correlations analysis, and found that the elemental compositions of the endmember fluid were much simpler than the seawater. In addition, the level of Cl⁻ was found to lower than the seawater level, suggesting that the mixing of other component with the hydrothermal fluid (e.g. meteoric water). The curve of $\delta^{18}\text{O}$ - δD showed that the hydrothermal fluid was different from the local seawater in isotopic characteristic values, supporting the idea that, in addition to seawater, meteoric water from Kuishantao Island is also a component of the hydrothermal fluid. The $\delta^{18}\text{O}$ - δD distribution of hydrothermal fluid near Kuishantao Island is consistent with the south Juan Fuca Ridge fluid. Therefore, we hold the hydrothermal fluid near Kuishantao Island mainly is composed of two parts: the deep portion matter and meteoric water from Kuishantao Island. When the deep magmatic matter rises, the volatile separates from the magma, keeps on rising, and meet and mix with the meteoric water to form the endmember of the hydrothermal fluid. Therefore the appearance of hydrothermal activity near Kuishantao Island is due to the activity of deep magma, indicating that the local crust is active.

(本文编辑: 刘珊珊)