

太平洋 Fe-Mn 结壳 He, Ne, Ar 同位素 特征与来源

卜文瑞^{①②③} 石学法^{②*} 张铭杰^④ 刘季花^④

(① 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071; ② 国家海洋局第一海洋研究所, 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 青岛 266061; ③ 中国科学院研究生院, 北京 100039; ④ 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000)

摘要 对太平洋海山 Fe-Mn 结壳最表层样品的稀有气体同位素丰度与组成测定发现, Fe-Mn 结壳稀有气体存在如下特征: ① He, Ar 同位素丰度与组成存在明显的分组现象, 分别命名为低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型; ② 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品 ^4He 丰度高(平均为 $191 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$), ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 丰度变化范围大(分别为 $42.8 \times 10^{-9} \sim 421 \times 10^{-9}$, $5.40 \times 10^{-9} \sim 141 \times 10^{-9}$ 和 $773 \times 10^{-9} \sim 10976 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$); 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品 ^4He 丰度低(平均为 $11.7 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$), ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 丰度变化范围小(分别为 $7.57 \times 10^{-9} \sim 17.4 \times 10^{-9}$, $10.4 \times 10^{-9} \sim 25.5 \times 10^{-9}$ 和 $5354 \times 10^{-9} \sim 9050 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$); ③ 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值($R/R_A=2.04 \sim 2.92$)远低于 MORB 值($R/R_A=8 \pm 1$), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值(447~543)明显较大气值(295.5)高; 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值($R/R_A=10.4 \sim 12.0$)略高于 MORB 值($R/R_A=8 \pm 1$), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值(293~299)接近大气值; ④ 所有样品的 Ne 同位素组成($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 和 $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比值分别为 10.3~10.9 和 0.02774~0.03039)与 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值(0.1886~0.1963)变化都很小, 无明显分组, 且与大气相应值($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比值分别为 0.187, 9.80 和 0.029)接近. 样品的稀有气体组成与区域不均一性表明, 稀有气体主要来自下地幔, 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型与高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品的稀有气体同位素组成分别类似于 HIMU 型和 EM 型富集地幔特征. 具有 HIMU 型稀有气体同位素组成特征的低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳产于麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山, 具有 EM 型稀有气体同位素组成特征的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳产于莱恩群岛海山链, 可能暗示了麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山起源于 HIMU 型下地幔源区, 莱恩群岛海山链起源于 EM 型下地幔源区, 这与海山基底玄武岩研究得到的结果相吻合. 源区性质的差异是 Fe-Mn 结壳稀有气体明显分组的根本原因, 地幔脱气作用使得样品的稀有气体核素丰度同步降低, 而源区放射性成因核素的积累对 Fe-Mn 结壳稀有气体核素丰度和同位素比值的影响甚微.

关键词 Fe-Mn 结壳 稀有气体 同位素地球化学 地幔不均一性 太平洋

收稿日期: 2005-11-22; 接受日期: 2006-07-19

国家自然科学基金(批准号: 40376016)和中国大洋矿产资源研究开发协会国际海底区域“十五”研究开发项目(批准号: DY 105-01-04-02, DY 105-01-01-04)资助

* 联系人, E-mail: xfshi@public.qd.sd.cn

大洋环境中的铁锰矿床(铁锰沉积)有多金属结核、Fe-Mn 结壳和热液成因铁锰沉积。其中, Fe-Mn 结壳富含 Co, Ni, Fe, Mn 和 PGE(铂族元素, Platinum Group Elements), REE(稀土元素, Rare Earth Elements), 是大洋重要的潜在矿产资源。

Fe-Mn结壳产出于海底裸露基岩表面^[1], 其基底岩石主要为热点成因的大洋岛屿玄武岩(OIB)。热点火山作用与下地幔起源的地幔羽有关^[2]。引起热点火山作用的地幔羽是下地幔与地表物质和能量交换的重要通道。Fe-Mn结壳的形成及分布, 及其与地幔不均一性的关系是Fe-Mn结壳成矿研究的关键问题。

地质体的稀有气体同位素组成可以提供其成因的有用信息, 但目前对Fe-Mn结壳和多金属结核的稀有气体研究还很有限。Sano等^[3]报道了小笠原群岛和马里亚纳海槽铁锰结核的He同位素组成, 发现其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值极高, 为 $1.5\times 10^{-6}\sim 59.2\times 10^{-6}$, 认为样品中的稀有气体来自地外物质, 但对引起 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值变化范围大的原因未做解释。李延河等^[4]指出多金属结核和Fe-Mn结壳都有高的He丰度, 多金属结核的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值异常高, 为 $17\times 10^{-6}\sim 133\times 10^{-6}$; Fe-Mn结壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值相对较低, 且变化范围大, 介于 $60.5\times 10^{-9}\sim 80.8\times 10^{-6}$ 之间。他们认为多金属结核和Fe-Mn结壳中的稀有气体均来自地外物质, Fe-Mn结壳与多金属结核的He同位素组成差异由二者的结构

和组分的差异所引起, Fe-Mn结壳 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和 ^3He 含量大的变化范围是宇宙尘的不均匀分布所致。叶先仁等^[5]对Fe-Mn结壳稀有气体组成的研究认为, Fe-Mn结壳的稀有气体是地幔柱来源的。

Fe-Mn结壳中稀有气体的来源及其变化规律, 是本文研究试图解决的问题。

1 样品与方法

本文研究的7块Fe-Mn结壳样品分别来自麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山, 以及莱恩群岛海山链的7座海山。其中, MD53号样品产出于麦哲伦海山, CL01号样品产出于马尔库斯-威克海岭, MH68号样品产出于马绍尔海山链, CX07号样品产出于中太平洋海山, MP2-09, MP3-20和MP5-17号样品产出于莱恩群岛海山链(图1)。样品CL01, CX07和MD53由“大洋一号”船2001年拖网采集, 其余4个样品由“海洋四号”船2002年拖网采集。

所有样品均为板状结壳, 基岩有火山凝灰岩、玄武岩和火山角砾岩。结壳表面较光滑, 多具鲷状突起。壳层结构致密或较致密, 颜色多为亮黑色, 个别呈褐黑色。样品基本特征见表1。本次研究沿断面剥取代表结壳最后一个生长世代的表层壳层(9~28 mm), 以尽量消除年代学效应引起的结壳稀有气体特征差异。

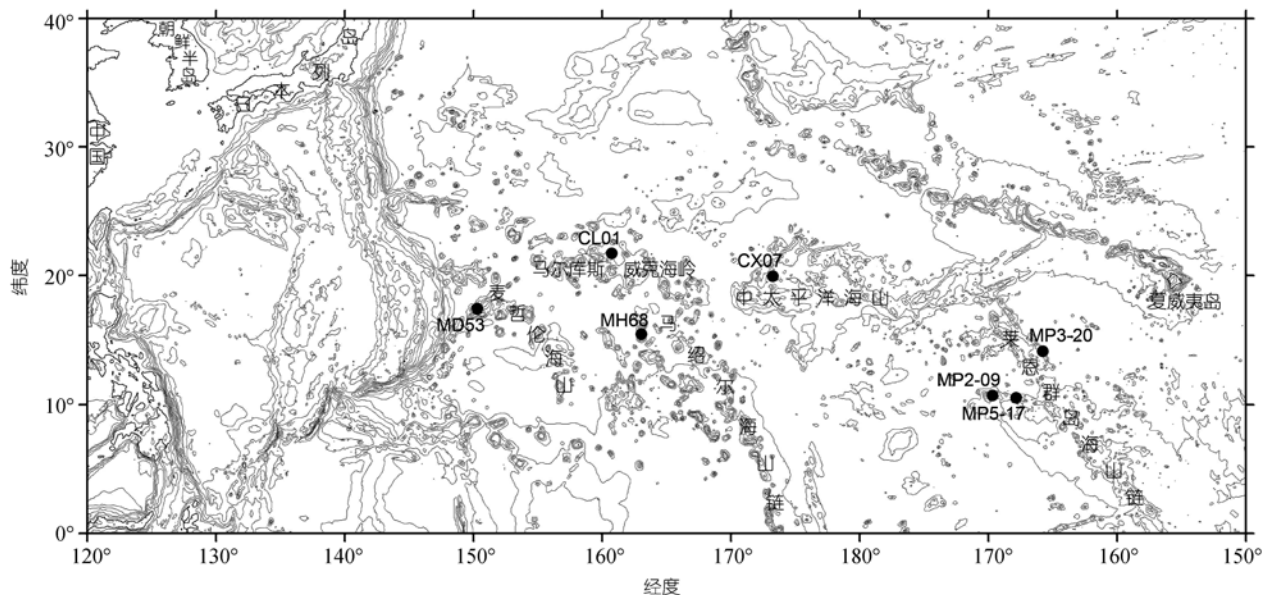


图1 Fe-Mn结壳取样位置图¹⁾

1) 地形底图下载自: <http://www.noaa.gov/index.html>

样品稀有气体测定由中国科学院兰州分院分析测试中心地球化学测试部完成, 采用仪器为 Micromass MM5400 质谱计. 样品处理与测试流程为: (1)取剥取的样品破碎、过筛, 留取 20~60 目的颗粒用蒸馏水冲洗 3~5 遍; (2)用 4 mol/L HCl 浸泡 6 h 以上, 去除碳酸盐及变质壳层, 用蒸馏水冲洗 3~5 遍, 并用丙酮冲洗 3~5 遍; (3)烘干, 自然冷却至室温, 称重, 每份样品约取 500 mg, 用铝箔包裹; (4)将样品包置入样品台, 于约 130°C 条件下真空 24 h 以上, 以脱除样品表面的吸附气; (5)升温至 1600°C, 恒温 5 min, 以高温全熔融法提取样品的稀有气体; (6)抽提样品经净化, 分离为(He+Ne), (Ar+Kr)和Xe三部分, 依次进入MM5400 静态真空质谱仪测定其含量和同位素组成. 详细的测试方法参见文献[7].

各元素 1600°C 的热本底分别为: $^4\text{He}=1.10\times 10^{-14}$ mol, $^{20}\text{Ne}=1.82\times 10^{-14}$ mol, $^{40}\text{Ar}=6.21\times 10^{-13}$ mol, $^{84}\text{Kr}=1.37\times 10^{-16}$ mol, $^{132}\text{Xe}=1.37\times 10^{-16}$ mol. 实验条件为: 发射电流 $I_{t4}=800\ \mu\text{A}$, $I_{t40}=200\ \mu\text{A}$, 高压为 9.000 kV, 真空度 $<6\times 10^{-7}$ Pa, 电子能量为 68 eV, 质量分辨率为 550, Trap 电流为 0.800 mA. 实验结果全部做了热本底校正, Ne 同位素含量和组成做了质量数为 40 和 44 的二价离子贡献校正. 实验过程以兰州市皋兰

山山顶的空气为标准样品(编号为: AIRLZ2003)控制测试精度. 兰州市皋兰山山顶空气的标准值为: $^3\text{He}/^4\text{He}=1.134\pm 0.006$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=9.893\pm 0.022$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.02906\pm 0.00057$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=0.1910\pm 0.0012$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=297.86\pm 0.55$ [7]. 核素丰度的分析误差不超过 10%, 同位素比值的分析误差见表 2.

2 结果

Fe-Mn 结壳 He, Ne 和 Ar 核素丰度($\text{cm}^3\cdot\text{STP}\cdot\text{g}^{-1}$)及同位素比值见表 2.

2.1 He, Ne 和 Ar 核素丰度特征

所研究结壳样品的 He, Ne 和 Ar 核素丰度变化大, 其 ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 丰度分别为 $7.57\times 10^{-9}\sim 421\times 10^{-9}$, $5.40\times 10^{-9}\sim 141\times 10^{-9}$ 和 $773\times 10^{-9}\sim 10976\times 10^{-9}\ \text{cm}^3\cdot\text{STP}\cdot\text{g}^{-1}$, 变化范围超过两个数量级(表 2).

根据样品的 He 同位素比值与大洋中脊玄武岩(MORB)He 同位素比值($^3\text{He}/^4\text{He}=(8\pm 1)R_A$, 其中 R_A 代表大气 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, 为 1.4×10^{-6})[12-14]的相对大小, 样品可分为低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型两类(表 2, 图 2(a)-(j)). 其中, 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型以高的 ^4He 含量(平均为 $191\times 10^{-9}\ \text{cm}^3\cdot\text{STP}\cdot\text{g}^{-1}$), 大的 ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 变化范围(分别为 $42.8\times 10^{-9}\sim 421\times 10^{-9}$, $5.51\times 10^{-9}\sim$

表 1 样品基本特征

类型	样品号	采样水深/m	核心/基岩	光滑程度	突起	结构	颜色	分析深度/mm	Co/%	生长速率 ^{a)} / $\text{mm}\cdot\text{Ma}^{-1}$	开始生长时代/Ma
低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型	CL01	2109	玄武岩	光滑	鲡状-豆状	致密	亮黑	22	0.75	2.51	8.8
	CX07	2649	玄武岩	较光滑	鲡状	致密	褐黑	9	0.76	2.46	3.7
	MD53	2600	火山角砾岩	光滑	鲡状	较致密	褐黑	22	0.62	3.37	6.5
	MH68	2016	火山角砾岩	较光滑	鲡状	较致密	亮黑	24	0.93	1.86	12.9
高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型	MP2-09	2258	火山凝灰岩	较光滑	豆状	较致密	亮黑	20	1.18	1.36	14.7
	MP3-20	2570	玄武岩	光滑	鲡状	致密	亮黑	28	0.52	4.57	6.1
	MP5-17	2676	火山角砾岩	较光滑	鲡状-豆状	致密	亮黑	22	0.59	3.66	6.0

a) 根据文献[6]经验公式计算

表 2 Fe-Mn 结壳稀有气体核素丰度($\text{cm}^3\cdot\text{STP}\cdot\text{g}^{-1}$)及同位素比值特征

类型	样品号	^4He ($\times 10^{-9}$)	^{20}Ne ($\times 10^{-9}$)	^{40}Ar ($\times 10^{-9}$)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times 10^{-6}$)	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_A) ^{a)}
低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型	CL01	421	141	10976	$3.14\pm 0.097^b)$	10.7 ± 0.16	0.03033 ± 0.00042	0.1890 ± 0.0027	457 ± 1.2	2.25 ± 0.07
	CX07	42.8	5.51	773	4.09 ± 0.11	10.9 ± 0.18	0.03014 ± 0.00028	0.1921 ± 0.0011	543 ± 1.5	2.92 ± 0.08
	MD53	216	11.4	6966	3.90 ± 0.38	10.3 ± 0.52	0.02837 ± 0.00013	0.1909 ± 0.0030	447 ± 2.5	2.79 ± 0.27
	MH68	84.5	5.40	1595	2.85 ± 0.26	10.6 ± 0.34	0.03007 ± 0.00072	0.1963 ± 0.0026	481 ± 3.0	2.04 ± 0.19
高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型	MP2-09	10.2	10.4	5779	14.5 ± 0.45	10.7 ± 0.07	0.02774 ± 0.00027	0.1914 ± 0.0022	298 ± 1.1	10.3 ± 0.32
	MP3-20	7.57	10.4	5354	16.8 ± 0.66	10.6 ± 0.10	0.03039 ± 0.00031	0.1886 ± 0.0040	293 ± 1.3	12.0 ± 0.47
	MP5-17	17.4	25.5	9050	14.6 ± 0.44	10.5 ± 0.09	0.02856 ± 0.00027	0.1877 ± 0.0070	299 ± 2.7	10.4 ± 0.31
大气 ^{c)}					1.40	9.80	0.0290	0.187	295.5	1

a) $R_A=1.4\times 10^{-6}$, b) “ \pm ”之后数字为同位素比值分析误差, c) 大气 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值据文献[8]; $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值据文献[9]; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值据文献[10, 11]

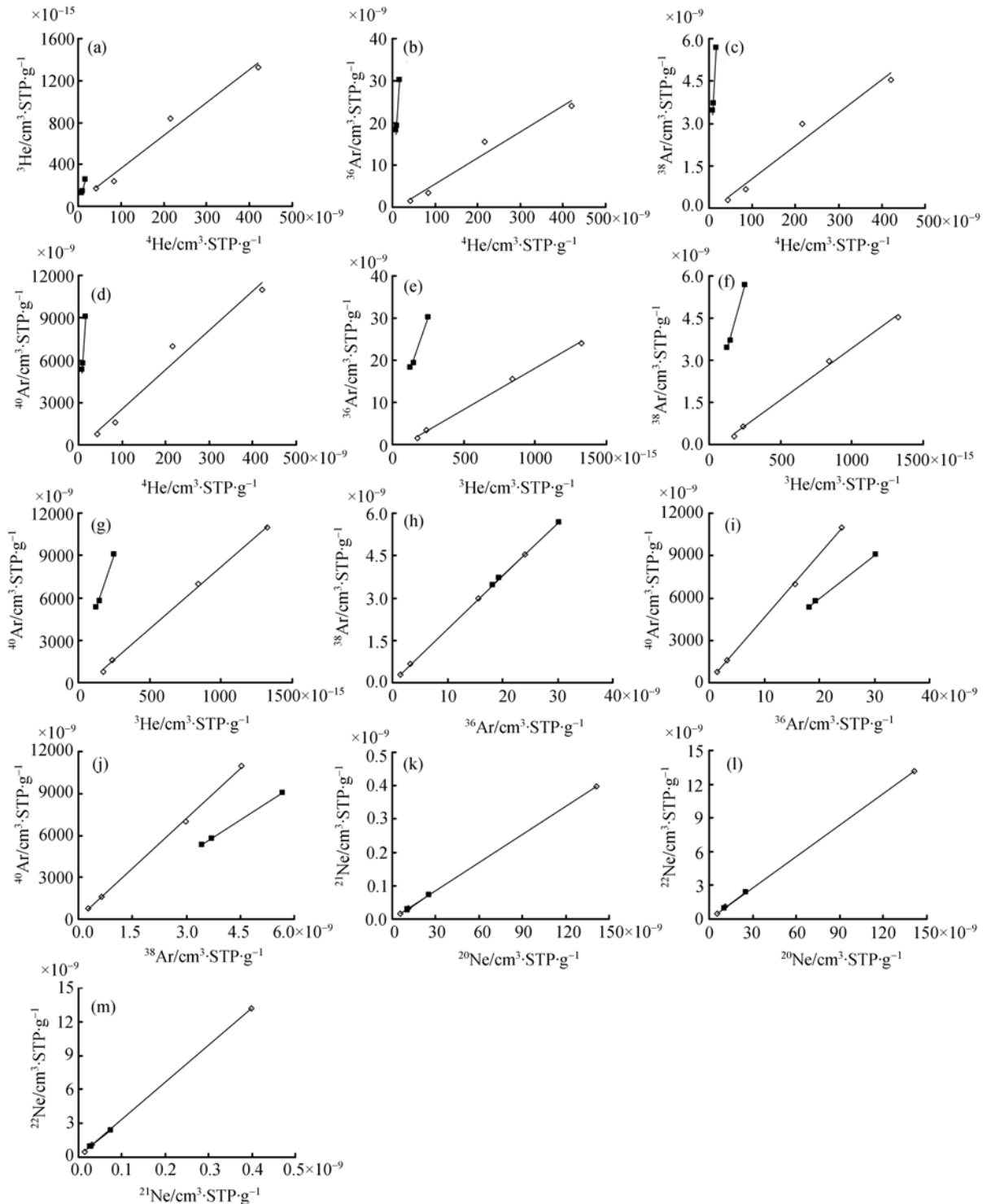


图 2 He, Ne, Ar 核素丰度相关图

◇表示低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型; ■表示高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型

141×10^{-9} 和 $773 \times 10^{-9} \sim 10976 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$ 为特征(表 2, 图 2(a)~(j)); 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品 ^4He 含量低(平均为 $11.7 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$), ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 含量变

化范围小(分别为 $7.57 \times 10^{-9} \sim 17.4 \times 10^{-9}$, $10.4 \times 10^{-9} \sim 25.5 \times 10^{-9}$ 和 $5354 \times 10^{-9} \sim 9050 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$)(表 2, 图 2(a)~(j)).

2.2 He, Ne, Ar 同位素比值特征

低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型 Fe-Mn 结壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值差别明显(表 2, 图 3). 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值($2.85\pm 0.26\times 10^{-6}\sim 4.09\pm 0.11\times 10^{-6}$)与 R/R_A 值($2.04\pm 0.19\sim 2.92\pm 0.08$)远低于 MORB 值($R/R_A=8\pm 1$)^[12~14]; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值($447\pm 2.5\sim 543\pm 1.5$)明显高于大气值(295.5)^[10,11], 但较 MORB 值($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}>40000$)低^[15]. 相反, 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳的 R/R_A 值($10.3\pm 0.32\sim 12.0\pm 0.47$)略高于 MORB 值($R/R_A=8\pm 1$)^[12~14], 其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 $(14.5\pm 0.45)\times 10^{-6}\sim (16.8\pm 0.66)\times 10^{-6}$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值($293\pm 1.3\sim 299\pm 2.7$)明显较低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型相应值($447\pm 2.5\sim 543\pm 1.5$)低, 接

近大气值(295.5)^[10,11]. 所有样品的 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值和 Ne 同位素比值变化小($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比值分别为 $(0.1877\pm 0.0070\sim 0.1963\pm 0.0026)$; $(10.3\pm 0.52\sim 10.9\pm 0.18)$ 和 $(0.02774\pm 0.00027\sim 0.03039\pm 0.00031)$, 总体上接近大气值($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比值分别为 0.187, 9.80 和 0.029)^[9], 无明显分组.

3 讨论

3.1 Fe-Mn 结壳中 He, Ne, Ar 的来源

海洋环境中稀有气体可能有地幔、地壳和地外物质等多种来源. 深海沉积物^[16,17]与深海多金属结核和海山 Fe-Mn 结壳^[3,4]高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和 ^4He 丰度

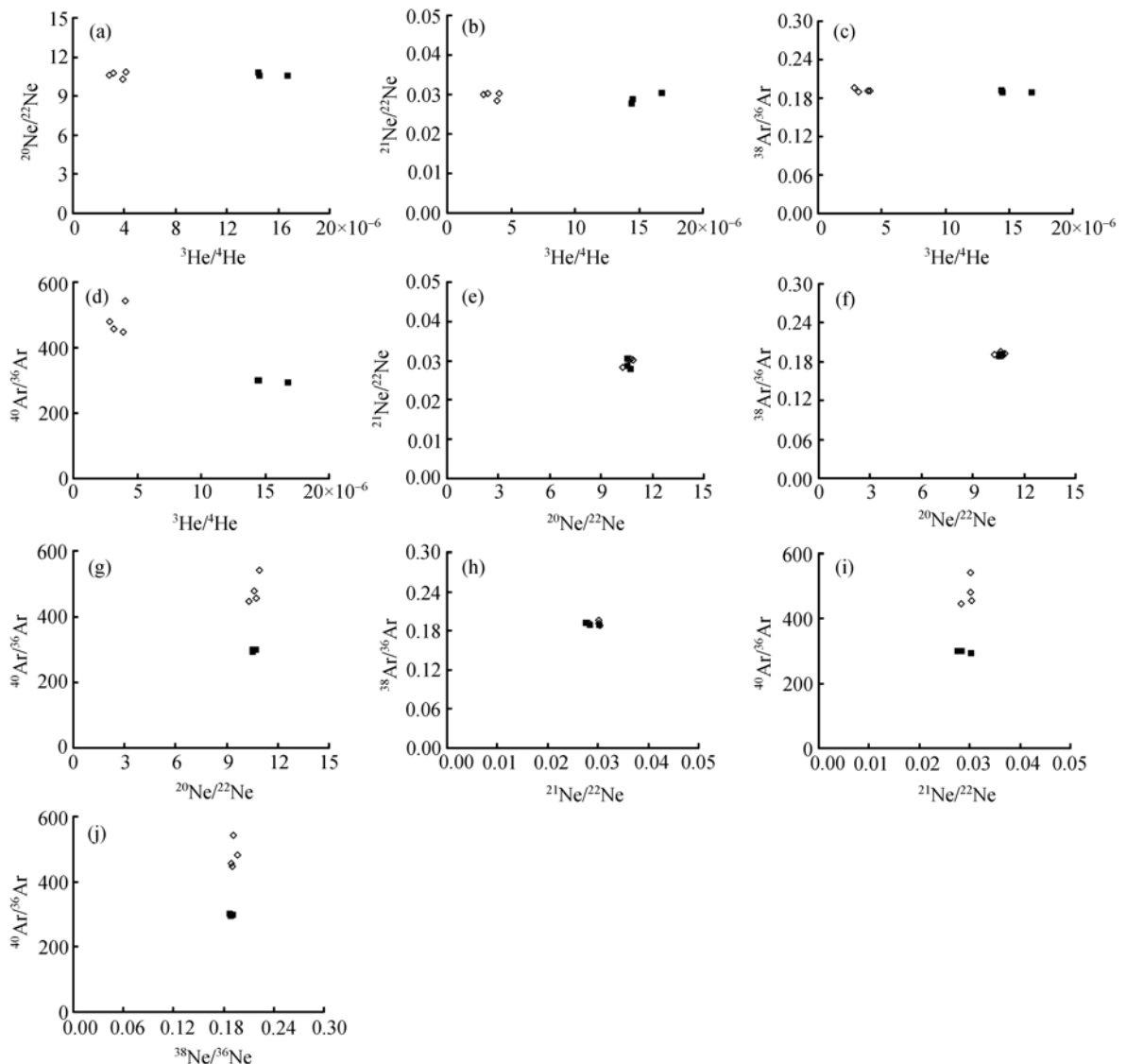


图 3 He, Ne, Ar 同位素比值相关图
◇表示低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型; ■表示高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型

被认为是宇宙尘加入的结果. 深海沉积物的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 $n \times 10^{-4}$, ^4He 丰度高达 $n \times 10^{-5} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP} \cdot \text{g}^{-1}$ [16,17], 较 Fe-Mn 结壳和多金属结核的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和 ^4He 丰度高出 1~2 个数量级 [3,4]. 深海沉积物的沉积速率约为 Fe-Mn 结壳和多金属结核生长速率的 1000 倍 [18], 如果深海沉积物与 Fe-Mn 结壳和多金属结核的 He 均为地外物质加入所致, 深海沉积物的 ^4He 丰度应为 Fe-Mn 结壳和多金属结核 ^4He 丰度的 1/1000, 深海沉积物的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值也会因有更多低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的地壳物质加入 [19], 而较 Fe-Mn 结壳和多金属结核低. 这与深海沉积物较 Fe-Mn 结壳和多金属结核 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值大、 ^4He 含量高的特征是矛盾的.

Fe-Mn 结壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(表 2)明显高于大气值 ($1 R_A$) [8] 和地壳值 (0.01~0.05 R_A) [19] 的特征表明, Fe-Mn 结壳中的 He 主要来自地幔或地外物质. 根据样品的 He 同位素比值与大洋中脊玄武岩 (MORB) He 同位素比值 ($^3\text{He}/^4\text{He} = (8 \pm 1) R_A$) [12~14] 的相对大小, 样品可分为 He, Ar 丰度与同位素组成明显不同的两类: 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型(表 2, 图 2, 3). 尽管地外物质的加入是深海沉积物中 He 的重要来源 [20], 但地外物质的加入显然难以对 Fe-Mn 结壳 He, Ar 同位素如此规律的变化做出令人信服的解释. 大洋岛屿是幔源 He 的主要集中产出区之一 [21], 幔源 He 可能是产出于大洋岛屿玄武岩表面的 Fe-Mn 结壳中 He 的主要来源, Fe-Mn 结壳中的稀有气体特征可能是地幔来源稀有气体与大气稀有气体混合的结果.

幔源稀有气体有下地幔来源的地幔羽 (Plume) 型和上地幔来源的 MORB 型两类 [22]. 其中, 上地幔来源大洋中脊玄武岩 (MORB) 的 He 同位素组成均一 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 约为 $(8 \pm 1) R_A$) [12~14], 且以放射性成因 He 为主 (>90%) [23], $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值 ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 40000$) [15] 明显较大气值 ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$) 高 [10,11], 而下地幔来源大洋岛屿玄武岩 (OIB) 的 He 同位素组成变化大 ($4 \sim 37 R_A$) [24,25], $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值 (3000~6000) [13] 较 MORB ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 40000$) [15] 更接近大气值 (295.5) [10,11]. 显然, 太平洋 Fe-Mn 结壳的 He, Ar 同位素组成 ($^3\text{He}/^4\text{He} = 2.04 \sim 12.0 R_A$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 293 \sim 543$) (表 2, 图 2, 3) 更接近下地幔来源 OIB 值 ($^3\text{He}/^4\text{He} = 4 \sim 37 R_A$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 3000 \sim 6000$) [12~14], 反映了其下地幔来源为主, 但有大气来源稀有气体混入的特点. 这与 Fe-Mn 结壳产出于以下地幔来源大洋岛屿玄武岩 (OIB) 为基座的海

山上的特征相吻合.

地幔高的 $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比值是地幔中存在类似太阳组分的表现 [26~28]. 地幔类似太阳的 Ne 同位素组成, 是地球演化早期捕获 (进入岩浆海) 太阳 Ne 的结果 [29], 而不是具太阳特征地外组分的加入所引起 [30]. 在 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 中(图 4), 样品投点于大气 Ne 同位素组成 ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.80$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.029$) [9] 附近, 位于大气 Ne 与太阳 Ne 同位素组成 ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13.5 \sim 14.0$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0305 \sim 0.034$) [31] 联线上靠近大气值的一端(图 4), 表明样品中 Ne 的来源可能与捕获了大气 Ne 的地壳再循环物质有关, 是再循环大气 Ne 与地球早期所捕获太阳 Ne 混合的结果. 在其演化早期, 地球以直接捕获太阳星云 [32,33] 或太阳风 [34,35] 的方式获得太阳气体, 也会使得地幔具有太阳型稀有气体的特征 [26~28,36,37].

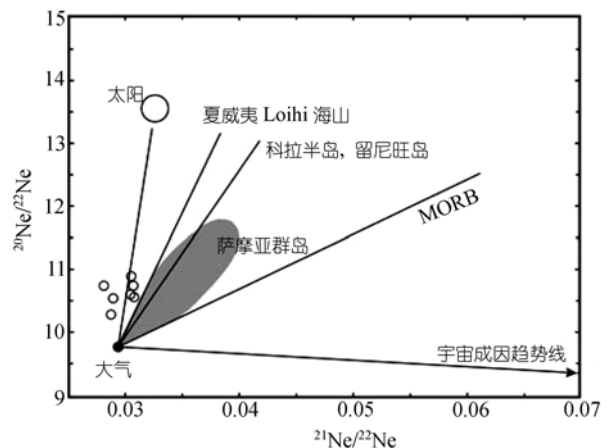


图 4 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 相关图

○表示 Fe-Mn 结壳. 图中样品的投点靠近大气组成区域, 位于大气 ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.80$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.029$) [9] 与太阳 ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13.5 \sim 14.0$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0305 \sim 0.034$) [31] 混合线上靠近大气一侧. 图中给出了 MORB [38], 科拉半岛 [39], 留尼旺岛 [35,40], Loihi 海山 [34], 宇宙成因趋势线 [41], 以及萨摩亚群岛 [42], 以便比较

幔源火山岩 (如大洋岛屿玄武岩 (OIB) 和大洋中脊玄武岩 (MORB)) 同位素组成的差异是地幔全球不均一性的表现 [43~46]. 大洋岛屿玄武岩 (OIB) 携带了下地幔的信息, OIB 地球化学研究揭示了下地幔较上地幔更不均一 [47]. 根据 Sr, Nd, Pb 同位素研究, 在 OIB 和 MORB 源区至少是别出 4 种端元组分 [48]: DMM (亏损大洋中脊玄武岩地幔源区, depleted MORB mantle), EM1 (富集地幔 1, enriched mantle 1), EM2 (富集地幔 2, enriched mantle 2), 以及 HIMU (高 ^{238}U 地幔源区, high μ ; $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$). 其中, DMM 相当于 MORB 组分;

EM1, EM2, HIMU是构成OIB 的三种主要端元^[49].

HIMU与EM样品有不同的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 特征, HIMU样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值一致^[47], 且较 MORB 值 ($R/R_A=8\pm 1$)^[12-14]低, 其平均值为 $(6.8\pm 0.9) R_A$ ^[50-52], 而EM样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值与 MORB 相当或略高^[50-53]. 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值($(2.04\pm 0.19)\sim(2.92\pm 0.08) R_A$)小于 MORB 相应值 ($R/R_A=8\pm 1$)^[12-14], 与 HIMU 型富集地幔端元的 He 同位素组成 ($R/R_A=6.8\pm 0.9$)^[50-52] 更为接近; 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值($(10.3\pm 0.32)\sim(12.0\pm 0.47) R_A$)较 MORB 相应值 ($R/R_A=8\pm 1$)^[12-14]略高, 与 EM 型富集地幔端元相当^[50-53]. 由此可以推断, 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳中的稀有气体可能主要来自 HIMU 型下地幔富集端元, 而高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳中的稀有气体可能主要来自 EM 型下地幔富集端元.

3.2 Fe-Mn 结壳稀有气体对下地幔区域不均一性的指示

在区域分布上, 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳产出于麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山, 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳产出于莱恩群岛海山链. 莱恩群岛海山链与麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链、中太平洋海山产出结壳稀有气体组成的差异, 可能是中西太平洋地区下地幔区域不均一性的表现. 由莱恩群岛海山链 Fe-Mn 结壳稀有气体具有 EM 型地幔端元的特征, 以及麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山 Fe-Mn 结壳稀有气体具有 HIMU 型地幔端元的特征可以推断, 莱恩群岛海山链可能源自 EM 型富集地幔, 而麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山可能源自 HIMU 型富集地幔. 这与麦哲伦海山和马绍尔海山链^[54], 以及中太平洋海山^[55]产出 HIMU 型玄武岩, 太平洋其他海山产出 EM 型玄武岩^[54, 56]的结论是一致的.

3.3 Fe-Mn 结壳稀有气体源区特征及演化

中西太平洋 Fe-Mn 结壳 He, Ar 同位素具有明显的分组现象(表 2, 图 2 (a)~(g), (i), (j), 图 3(a)~(d), (g), (i), (j)), 且同组样品的 He, Ar 同位素丰度表现出规律性的变化(图 2 (a)~(g), (i), (j)). 引起样品稀有气体核素丰度与同位素比值规律性变化的可能因素有: 地幔源区同位素组成、地幔脱气作用, 以及放射性成因核素的年代积累.

(i) 地幔源区同位素组成. 在 N-N 相关图中, Fe-Mn 结壳 He, Ar 分组的特征(图 2(a)~(g), (i), (j))是低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型与高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳中稀有气体地幔源区类型差异的表现. 稀有气体性质稳定, 很好地记录了其源区的同位素组成. 自下地幔脱气进入海水的稀有气体大部分逸散进入大气, 部分则被海山上正在生长的 Fe-Mn 结壳所捕获, 从而使得 Fe-Mn 结壳记录了其产出区海山基岩源区地幔的类型与脱气程度. 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳中的稀有气体具有 HIMU 型地幔端元的特征, 反映了其产出区海山基座可能起源于 HIMU 型地幔源区, 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳中的稀有气体具有 EM 型地幔端元的特征, 反映了其产出区海山基座可能起源于 EM 型地幔源区.

在 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 与 Ne-Ne 相关图中(图 2(h), (k)~(m)), 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型与高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳样品投点于同一趋势线上, 可能暗示了 HIMU 型与 EM 型地幔源区 Ne 同位素组成及 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值的一致性^[47]. 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型与高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型 Fe-Mn 结壳的 Ne 同位素组成与 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值(表 2)均与大气组成($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 和 $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比值分别为 0.187, 9.80 和 0.029)^[9]类似, 可能反映了其地幔源区(分别为 HIMU 端元和 EM 端元)均受到再循环大气组分的影响^[47], 也可能是地幔来源稀有气体与大气稀有气体混合的表现.

(ii) 地幔脱气作用. 地球自形成以来即发生了大规模地幔脱气作用. 地幔脱气作用可分早期的大量脱气和其后的持续慢速脱气两个阶段^[57]. 核素丰度随地幔脱气程度而异^[28, 58-60], 地幔羽高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值可能反映了地壳形成过程中深部地幔的不完全脱气^[61]. 在 N-N 相关图(图 2)中, 两类样品(低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型)核素丰度投点的趋势线均通过坐标原点(趋势线在 y 轴上的截距趋近于 0). 这一方面表明同类样品中的稀有气体主要来自具有相同稀有气体组成的类地幔源区(同类样品在 N-N 相关图投点于同一演化趋势线上); 另一方面也暗示了同一类型各样品产出区存在地幔脱气程度的差异(投点于同一演化趋势线上, 但距离坐标原点的远近不同). 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型 Fe-Mn 结壳样品稀有气体丰度依次降低的次序为: CL01, MD53, MH68 和 CX07, 反映了所对应的 HIMU 型地幔源区脱气作用程度以中太平洋海山(CX07)下地幔最强, 其次为马绍尔海山链(MH68)和麦哲伦海山(MD53), 以马尔库斯-威克海岭下地幔最

弱(CL01). 产出于莱恩群岛海山链的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型 Fe-Mn 结壳样品稀有气体丰度自西南向东北依次降低, 可能反映了莱恩群岛海山链下地幔脱气作用有自西南向东北依次增强的趋势.

由于地幔脱气程度的区域差异, 同类样品的核素丰度表现出同步变化的特征(图 2). 在 N-N 相关图中(图 5), 样品在演化趋势线上的投点愈靠近坐标原点, 其产出区地幔源区的脱气作用愈强.

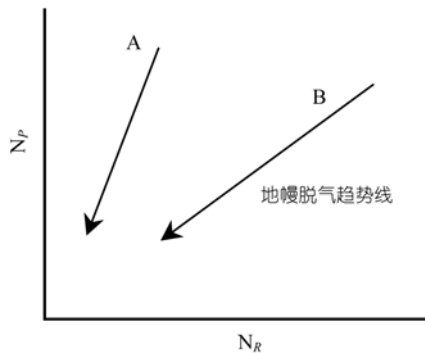


图 5 稀有气体核素丰度演化模式

N_R 为放射性成因核素, N_p 为初始成因核素. A 和 B 代表不同地幔来源稀有气体的演化趋势. 趋势线 A 和 B 斜率的差异, 代表了两组样品产出地幔源区稀有气体同位素组成的差异, 斜率愈大, 表明其产出地幔源区相对愈富集初始成因核素(N_p); 稀有气体演化趋势线指向坐标原点, 表明因地幔脱气作用, 放射性成因核素(N_R)与初始成因核素(N_p)的丰度同步降低

(iii)放射性成因核素的年代积累. ^4He 和 ^{40}Ar 均为放射性成因核素, 其丰度随放射性母体的衰变逐渐积累, 从而使得地质体中 He, Ar 同位素比值随时间而改变. Fe-Mn 结壳生长缓慢, 其生长速率一般为 1~6 mm/Ma^[62], 本次研究仅剥取 Fe-Mn 结壳最表层的壳层研究, 剥取样品厚度为 9~28 mm, 根据生长速率计算^[6], 各样品开始生长的时代为 3.7~14.7 Ma(表 1). 由于 ^4He 和 ^{40}Ar 均为长周期衰变反应的产物(如 ^{40}K 衰变为 ^{40}Ar 的半衰期为 1250 Ma^[63], ^{238}U , ^{235}U 和 ^{232}Th 衰变为 ^{206}Pb , ^{207}Pb 和 ^{208}Pb 释放出 ^4He 的半衰期分别为 4470, 704 和 14010 Ma^[64]), Fe-Mn 结壳壳层形成以来衰变产生的放射性成因 ^4He 和 ^{40}Ar 非常有限, 难以引起 He, Ar 同位素比值的明显变化, 因此 Fe-Mn 结壳的稀有气体继承了其源区的特征.

综上, 地幔不均一性是引起 Fe-Mn 结壳稀有气体同位素组成与丰度分组的根本原因, 结壳的稀有气体组成主要继承了其源区的特性, 不同地幔端元稀有气体在 N-N 相关图(图 5)中有不同的演化趋势线.

地幔脱气作用是引起同组样品稀有气体核素丰度同步变化的重要因素, 样品在演化趋势线上的投点愈靠近坐标原点, 其产出区地幔源区的脱气程度愈强. 放射性成因核素的年代学积累有限, 不会影响对 Fe-Mn 结壳中稀有气体来源的判别.

4 结论

(1) 根据样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值与 MORB 的相对大小, 太平洋 Fe-Mn 结壳可分为低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型两种类型. 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型 Fe-Mn 结壳以高的 ^4He 丰度, 大的 ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 变化范围, 以及较 MORB 值低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和较大气值高的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为特征. 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型结壳以低的 ^4He 丰度, 小的 ^4He , ^{20}Ne 和 ^{40}Ar 变化范围, 以及较 MORB 值高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和类似大气的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为特征.

(2) Fe-Mn 结壳中的稀有气体以下地幔来源为主, 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型与高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型 Fe-Mn 结壳稀有气体特征的差异是其下地幔源区区域不均一性的表现. 低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品的稀有气体主要来自 HIMU 型地幔端元, 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 型样品的稀有气体主要来自 EM 型地幔端元. 地幔端元的差异是引起两类样品稀有气体组成差异的根本原因. 大气组分的混入对 Fe-Mn 结壳的稀有气体组成有一定影响, 尤其是 Ne 和 Ar.

(3) 产出于麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山的 Fe-Mn 结壳含有类似 HIMU 型地幔端元的稀有气体组成, 产出于莱恩群岛海山链的 Fe-Mn 结壳含有类似 EM 型地幔端元的稀有气体组成, 暗示了麦哲伦海山、马尔库斯-威克海岭、马绍尔海山链和中太平洋海山起源于 HIMU 型下地幔源区, 而莱恩群岛海山链起源于 EM 型下地幔源区. 这与基底玄武岩的研究结果相一致.

(4) Fe-Mn 结壳中稀有气体核素丰度的同步变化可能是地幔脱气作用的反映. 对同类 Fe-Mn 结壳样品而言, 低的稀有气体丰度可能反映了地幔源区较高的脱气程度. 放射性成因核素的年代学积累对稀有气体核素丰度和同位素比值的影响不明显, 也未能改变同位素丰度因地幔脱气作用同步减小的趋势.

致谢 本文研究所用样品分别由“大洋一号”船 2001 年航次和“海洋四号”船 2002 年航次采集, 样品稀有气体同位素含量和组成测定由中国科学院兰州分院分析测试中心地球化学测试部叶先仁完成, 审稿专家和编委会对本文提出了中肯的修改建议, 在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 1 Hein J R, Koschinsky A, Halliday A N. Global occurrence of tellurium-rich ferromanganese crusts and a model for the enrichment of tellurium. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67(6): 1117—1127[DOI]
- 2 Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 1971, 230: 42—43
- 3 Sano Y, Toyoda K, Wakita H, et al. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of marine ferromanganese nodules. *Nature*, 1985, 317: 518—522[DOI]
- 4 李延河, 李金城, 宋鹤彬. 海底多金属结核和富钴结壳的 He 同位素对比研究. *地球学报*, 1999, 20(4): 378—384
- 5 叶先仁, 方念乔, 陶明信, 等. 麦哲伦海山富钴结壳的稀有气体组成模式. *科学通报*, 2003, 48(1): 1—7
- 6 Puteanus D, Halbach P. Correlation of Co concentration and growth rate method for age determination of ferromanganese crusts. *Chem Geol*, 1988, 69(1-2): 73—85[DOI]
- 7 叶先仁, 吴茂炳, 孙明良. 岩矿样品中稀有气体同位素组成的质谱分析. *岩矿测试*, 2001, 20(3): 174—178
- 8 Benkert J P, Baur H, Signer P, et al. He, Ne, and Ar from the solar wind and solar energetic particles in lunar ilmenites and pyroxenes. *J Geophys Res*, 1993, 98: 13147—13162
- 9 Kennedy B M, Hiyagon H, Reynold J H. Crustal neon: a striking uniformity. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 98(3-4): 277—286[DOI]
- 10 Burnard P, Graham D, Turner G. Vesicle-specific noble gas analyses of "popping rock": Implications for primordial noble gases in earth. *Science*, 1997, 276: 568—571[DOI]
- 11 Dodson A, De Paolo D J, Kennedy B M. Helium isotopes in lithospheric mantle: Evidence from Tertiary basalts of the western USA. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62(23-24): 3775—3787[DOI]
- 12 Hilton D R, Hammerschmidt K, Loock G, et al. Helium and argon isotope systematics of the central Lau Basin and Valu Fa Ridge: Evidence of crust/mantle interactions in a back-arc basin. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 2819—2841[DOI]
- 13 Farley K A, Neroda E. Noble gases in the earth's mantle. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 189—218[DOI]
- 14 Graham D W. Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs. In: Porcelli D, Ballentine C J, Wieler R, eds. *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. *Rev Mineral Geochem*, Vol 47. Mineral Soc Amer, Washington D C, 2002. 247—317
- 15 Marty B, Humbert F. Nitrogen and argon isotopes in oceanic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 152(1-4): 101—112[DOI]
- 16 Ozima M, Takayanagi M, Zashu S, et al. High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio in ocean sediments. *Nature*, 1984, 311: 448—450[DOI]
- 17 Amari S, Ozima M. Search for origin of exotic helium in deep-sea sediments. *Nature*, 1985, 317: 520—522[DOI]
- 18 Kerr R A. Manganese nodules grow by rain from above. *Science*, 1984, 223(4636): 576—577[DOI]
- 19 Stuart F M, Burnard P G, Talor R P. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 4663—4673[DOI]
- 20 Merrihue C. Rare gas evidence for cosmic dust in modern Pacific red clay. *Ann NY Acad Sci*, 1964, 119: 351—367
- 21 Craig H, Lupton J E. Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and the oceanic crust. In: Emiliani C, ed. *The Sea*, Vol 7. New York: John Wiley & Sons, 1981. 391—428
- 22 Sasaki S. Presence of a primary solar-type atmosphere around the earth: evidence of dissolved noble gas. *Planet Space Sci*, 1999, 47: 1423—1431[DOI]
- 23 Graham D W, Humphris S E, Jenkins W J, et al. Helium isotope geochemistry of some volcanic rocks from Saint Helena. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 110(1-4): 121—131[DOI]
- 24 Barfod D N, Ballentine C J, Halliday A N, et al. Noble gas in the Cameroon line and the He, Ne, and Ar isotopic compositions of high μ (HIMU) mantle. *J Geophys Res*, 1999, 104: 29509—29527[DOI]
- 25 Hilton D R, Groncoid K, Macpherson C G, et al. Extreme $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in northwest Iceland: constraining the common component in mantle plumes. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173(1-2): 53—60[DOI]
- 26 Sarda P, Staudacher T, Allègre C J. Neon isotopes in submarine basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 91(1/2): 73—88[DOI]
- 27 Honda M, McDougall I, Patterson D B, et al. Possible solar noble-gas component in Hawaiian basalts. *Nature*, 1991, 349: 149—151[DOI]
- 28 Hiyagon H, Ozima M, Marty B, et al. Noble gases in submarine glasses from mid-oceanic ridges and Loihi seamount: constraints on the early history of the Earth. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56: 1301—1316[DOI]
- 29 Dixon E T, Honda M, McDougall I, et al. Preservation of Near-solar neon isotopic ratios in Icelandic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 180(3-4): 309—324[DOI]
- 30 Yokochi R, Marty B. A determination of the neon isotopic composition of the deep mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 225(1-2): 77—88[DOI]
- 31 Harrison D, Burnard P, Turner G. Noble gas behavior and composition in the mantle: constraints from the Iceland Plume. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 171(2): 199—207[DOI]
- 32 Hayashi C, Nakazawa K, Mizuno H. Earth's melting due to the blanketing effect of the primordial dense atmosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 43(1): 22—28
- 33 Porcelli D, Woolum D, Cassen P. Deep Earth rare gases: Initial inventories, capture from the solar nebula, and losses during Moon formation. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 193(1-2): 237—251[DOI]
- 34 Trierloff M, Kunz J, Clague D A, et al. The nature of pristine noble gases in mantle plume. *Science*, 2000, 288: 1036—1038[DOI]
- 35 Trierloff M, Kunz J, Allègre C J. Noble gas systematics of the Réunion mantle plume source and the origin of primordial noble gases in Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 200(3-4): 297—313[DOI]
- 36 Clarke W B, Beg M A, Craig H. Excess ^3He in the sea: Evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet Sci Lett*, 1975, 6(3): 213—220
- 37 Craig H, Lupton J E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1976, 31(3): 369—385
- 38 Moreira M, Kunz J, Allegre C. Rare gas systematics in popping rock: isotopic and elemental compositions in the upper mantle.

- Science, 1998, 279: 1178—1181 [DOI]
- 39 Marty B, Tolstikin I, Kamensky I L, et al. Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 164(1-2): 179—192 [DOI]
- 40 Hanyu T, Dunai T J, Davis G R, et al. Noble gas study of the re-union hotspot: evidence for distinct less-degassed mantle sources. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 193(1-2): 83—98 [DOI]
- 41 Dunai T J, Porcelli D. Storage and transport of noble gases in the subcontinental lithosphere. In: Porcelli D, Ballentine C J, Wieler R, eds. *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. *Rev Mineral Geochem*, Vol 47. Mineral Soc Amer, Washington D C, 2002. 371—409
- 42 Poreda R J, Farley K A. Rare gas in Samoan xenoliths. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 113(1-2): 129—144 [DOI]
- 43 Gast P W, Tilton G R, Hedge C. Isotopic composition of lead and strontium from ascension and Gough Islands. *Science*, 1964, 145(3637): 1181—1185
- 44 De Paolo D J, Wasserburg G J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys Res Lett*, 1976, 3: 743—746
- 45 White W M, Hofmann A W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 1982, 296: 821—825 [DOI]
- 46 Schilling J G, Thompson G, Kingsley R, et al. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic. *Nature*, 1985, 313: 187—191 [DOI]
- 47 Hanyu T, Kaneoka I, Nagao K. Noble gas study of HIMU and EM ocean island basalts in the Polynesian region. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63(7-8): 1181—1201 [DOI]
- 48 Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493—571 [DOI]
- 49 Hart S R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and Mixing chronologies. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90(3): 273—296 [DOI]
- 50 Hanyu T, Kaneoka I. The uniform and low $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of HIMU basalts as evidence for their origin as recycled materials. *Nature*, 1997, 390: 273—276 [DOI]
- 51 Hanyu T, Kaneoka I. Open system behavior of helium in case of the HIMU source area. *Geophys Res Lett*, 1998, 25(5): 687—690 [DOI]
- 52 Moreira M, Kurz M D. Subducted oceanic lithosphere and the origin of the 'high μ ' basalt helium isotopic signature. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 189: 49—57 [DOI]
- 53 Ellam R M, Stuart F M. Coherent He—Nd—Sr isotope trends in high $^3\text{He}/^4\text{He}$ basalts: implications for a common reservoir, mantle heterogeneity and convection. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 228(3-4): 511—523 [DOI]
- 54 Staudigel H, Park K H, Pringle M, et al. The longevity of the south Pacific isotopic and thermal anomaly. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 102(1): 24—44 [DOI]
- 55 Janney P E, Castillo P R. Isotope geochemistry of the Darwin Rise seamounts and the nature of long-term mantle dynamics beneath the south central Pacific. *J Geophys Res*, 1999, 104(B5): 10571—10590 [DOI]
- 56 Koppers A A P, Staudigel H, Christie D M, et al. Sr—Nd—Pb isotope geochemistry of Leg 144 west Pacific guyots: implications for the geochemical evolution of the 'SOPITA' mantle anomaly. In: Haggerty J A, Premoli S I, Rack F, et al, eds. *Proc Ocean Drill Prog Sci Results, Ocean Drilling Program, Vol 144*. College Station Texas USA, 1995. 535—545
- 57 Fanale F. A case for the catastrophic early degassing of the earth. *Chem Geol*, 1971, 8(2): 79—105
- 58 Honda M, McDougall I, Patterson D B, et al. Noble gases in submarine pillow basalt glasses from Loihi and Kilauea, Hawaii: A solar component in the Earth. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 859—874 [DOI]
- 59 Kurz M D, Jenkins W J, Hart S R, et al. Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the island of Hawaii. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 66: 388—406 [DOI]
- 60 Valbracht P J, Staudacher T, Malahoff A, et al. Noble gas systematics of deep rift zone glasses from Loihi seamount, Hawaii. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 150(3-4): 399—411 [DOI]
- 61 Class C, Goldstein S L. Evolution of helium isotopes in the earth's mantle. *Nature*, 2005, 436(25): 1107—1112 [DOI]
- 62 Hein J R, Koschinsky A, Bau M, Manheim F T, et al. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific. In: Cronan D S. ed. *Handbook of Marine Mineral Deposits*. Boca Raton: CRC Press, 1999. 239—279
- 63 Faure G. *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, 1986. 66—92
- 64 Jaffer A H, Flynn K F, Glendenin L E, et al. Precision measurement of the half-lives and specific activities of U235 and U238. *Phys Rev C*, 1971, 4: 1889—1907