

马维林, 杨克红, 包更生, 等. 中太平洋海山富钴结壳成矿的空间分布规律研究[J]. 海洋学报, 2014, 36(7): 77—89, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.009

Ma Weilin, Yang Kehong, Bao Gengsheng, et al. Spatial distribution study of cobalt-rich crusts ore formation on the central Pacific seamount[J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese), 2014, 36(7): 77—89, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.009

中太平洋海山富钴结壳成矿的空间分布规律研究

马维林^{1,2}, 杨克红^{1,2}, 包更生^{1,2}, 张恺^{1,2}, 董如洲², 初凤友^{1,2}

(1. 国家海洋局 海底科学重点实验室, 浙江 杭州 310012; 2. 国家海洋局 第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

摘要:海山是富钴结壳主要的成矿载体, 结壳成矿分布不仅受到海洋最低含氧带、碳酸盐补偿深度、生物生产力、物质来源、海水氧含量等大尺度宏观因素的影响, 同时也受到海山地形、沉积作用和底层海流冲刷等小尺度微观因素的控制。通过对以中太平洋 R 海山为主的水下结壳成矿与分布的深入研究, 发现结壳富集区以海山浅水区域为主; 地形地貌上的尖顶高地区、顶坡过渡带、山体鞍部、山脊、斜坡上部等区域结壳质量较好, 覆盖率高; 下斜坡、山谷、山顶平坦区和斜坡区平缓台地是结壳贫乏区, 结壳厚度小、覆盖率也低; 15°以下的小坡度地形结壳成矿较好, 3°~7°最佳, 15°以上的大坡度区质量有所下降, 陡崖区最差。地形对结壳分布和成矿起基础性影响作用, 沉积作用和底层冲刷分别起到阻滞和促进作用, 海流是保持低坡度区结壳长期稳定生长的关键因素, 地形控矿本质上是和底层流联合对抗沉积堆积作用的过程。

关键词:中太平洋海山; 富钴结壳; 成矿; 空间分布; 地形; 底层流; 沉积作用

中图分类号: P618.62

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2014)07-0077-13

1 引言

国际上对结壳的分布和富集进行过很多研究, 据夏威夷岛链、中太平洋海山区、莱恩群岛海山区和马绍尔群岛海山区等地的调查, 结壳分布在水深 400~4 000 m 区间内, 800~2 500 m 形成富集带, 此带内的结壳在厚度、品位、覆盖率等方面均有优势^[1-10]。约翰斯顿岛海山 1 000~2 100 m 矿带内结壳最大厚度 12 cm, 平均品位 0.9%, 山顶和斜坡区结壳平均覆盖率达 80% 以上^[11]。麦哲伦海山区结壳主要赋存于 1 300~3 000 m 范围, 富集带则局限于平顶山的边缘, ИОАН 平顶海山 50% 的远景资源处在 1 400~2 000 m 之间^[12]。结壳分布受到地形的强烈影响, 研究显示 3°

以内的地形为结核分布区, 3°~7°为结核和沉积物共生区, 7°~15°为结核结壳过渡区, 大于 15°时以富钴结壳为主^[13], 20°以上陡坡区受重力流影响易产生块体滑坡, 45°以上基本不长结壳, 多为铁锰膜^[14]。结壳在海山椭圆型山脊等突出部位发育良好, 脊间山谷和平缓的斜坡阶地则较为贫瘠, 山顶的火山锥具有高覆盖连续的钴结壳富集区^[11]。结壳厚度的区域和局部变化反映了成矿环境的时空变异性, 构造和沉积过程通过调整基岩区的分布对此产生影响^[1], 沉积作用和底层流的局部和短期变化还有可能造成已成结壳的埋藏现象^[15]。结壳组成受到最低含氧层(OMZ)、表层生物生产力和陆源物质供给等的影响^[3, 16], 表现出与水深和纬度变化之间的相关关系, Mn、Co、Ni 富集于浅水区, Fe、

收稿日期: 2013-08-29; 修订日期: 2014-03-04。

基金项目: 国家大洋专项(DY125-13-R-04, DYXM-115-01-1-04); 海洋公益性行业科研专项(201005003)。

作者简介: 马维林(1971—), 男, 山西省平定县人, 研究员, 从事海底矿产与海洋地质研究。E-mail: maweilin308@sina.com

Cu、REE 富集于深水区, P、Pt 则集中于老壳层^[17-19]。南极底流或中层流对海山基岩的持续冲刷被认为是保证结壳成矿的重要条件^[20-21]。麦哲伦海山区平顶海山的底层流强流区主要分布于山顶边缘和脊状支脉, 山顶区域流速明显减小^[12]。Hein 等^[22]在总结结壳资源分布的规律时提出 11 条有利找矿的原则: 即(1)水深浅于 1 000~1 500 m 的大的火山建造; (2)基岩年龄大于 20 Ma; (3)持续的强流活动区; (4)山顶无大型环礁或礁盘覆盖的火山构造; (5)浅的发育良好的最低含氧层; (6)稳定的斜坡; (7)无局部火山活动影响; (8)远离河流和风运物输入地; (9)钴含量平均不小于 0.8%; (10)平均结壳厚度不小于 4 cm; (11)小尺度上地形平缓。

国内潘家华和刘淑琴^[23]对西太平洋平顶海山富钴结壳的分布所做的分析显示结壳主要发育在低纬度海域、水深 1 000~3 000 m、基底岩石以玄武岩为主的海山上斜坡上, 产出形态受地形、构造运动及古海洋环境诸因素的制约, 远离活动带、斜坡稳定、坡角适宜(小于 20°)的水下平顶海山最利于结壳生长。自高纬度向赤道带, 富钴结壳中 Co、Ni、Mn 含量增高; 自中太平洋向大陆边缘, Co、Ni、Cu、Fe、Mn 含量呈下降趋势; Co、Ni、Mn 的含量随水深增加而降低, Cu 则随之增高。Chu 等^[24-25]认为富钴结壳生长发育对岩性没有明显的选择性, 厚度除受载壳岩石年龄、物化环境影响外, 还与其所经受的构造活动强度和频率有关。水深对结壳的生长发育有一定的控制作用, 但结壳并不存在截然的水深界限。坡度太缓、太陡均不利于结壳的生长发育; 坡度较大处生长的结壳多呈平板状, 坡度较小处则多呈波纹状或枕状; 斜坡上生长的多为板状结壳, 平坦低洼处则有利于砾状结壳、钴结核的生长发育。石学法等^[26]认为富钴铁锰结壳形成过程中海山漂移和沉降、水道开合、最低含氧带、大洋环流以及气候变化等地质要素和海洋要素对结壳形成有控制作用。何高文等^[27]和李守军等^[28]则结合海山浅剖和视像资料对结壳分布上界进行了判定, 海山顶部沉积物分布的下界往往与富钴结壳分布上界相对应, 认为海山山顶沉积层尖灭的地方即是富钴结壳开始出现的上界。

尽管国内外已做了不少工作, 但是较多讨论的是从海山结壳的表观分布, 主要依赖海底视像调查结果的分析, 对结壳的成矿分布研究不够, 也缺乏对结壳小尺度空间分布的调查和研究。随着近年来在海山结壳成矿分布方面调查分析数据和资料的不断积累,

进一步提升对结壳分布规律的认识已有可能。本文基于调查新获数据, 从重点探讨海山地形地貌、沉积作用和底层流冲刷等小尺度控矿因素对结壳成矿的影响作用中, 提高对结壳成矿分布规律的认识, 为富钴结壳矿区资源评价工作服务。

2 资料与方法

研究数据主要来自 2001—2009 年期间“大洋一号”在中太平洋海山区 R 海山的调查采集和室内分析数据, 包括结壳厚度和丰度、结壳类型、Mn、Fe、Cu、Co 和 Ni 等主成矿元素含量、基岩、地形坡度和视像资料等多种数据。

相关的资料采集、参数获取和样品分析测试均按大洋富钴结壳矿产勘查规程(试行)(以下简称“规程”)所规定的方法和技术要求进行。按“规程”中有效性甄别原则剔除了采样量不达标部分拖网测站(样品总量小于 6 kg), 以先板状结壳, 次之砾状结壳, 再钴结核的优先顺序确定测站结壳的厚度、丰度以及用于成分测定的目标样品, 剔除部分因设备故障导致数据资料过少和有缺陷的视像测站, 确保研究所用样品和资料数据的有效性和代表性。

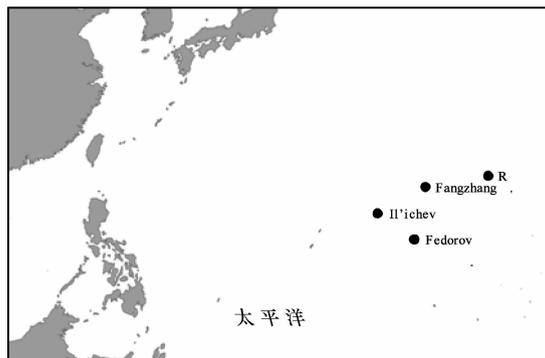


图 1 研究区海山位置图

Fig. 1 Seamounts location of the study area

结壳的厚度由样品断面上垂直生长方向量取的多个厚度的平均值得到, 结壳丰度依公式法由结壳厚度和湿密度间接求得^[29], 结壳类型根据外貌形态划分为板状结壳、砾状结壳和钴结核 3 类, Mn 等 5 种主要成矿元素的含量用测站代表性壳样粉碎后经 X 荧光光谱法或同位素质谱法测定, 测试过程以富钴结壳标准物质 GBW07337、GBW07338 和 GBW07339 共 3 个标样做内控样, 实施平行样品检查, 保证测试数据满足应有的准确度和精确度, 基岩类型通过偏光显微镜观察薄片的方法鉴定, 地形坡度以测量点间高程差

续表 1

水深/m	视像站号																														富集区 站位数	有资料 站位数	富集区 百分比
	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13-17	18	19	20	21	22	23	24	26	28	29	30										
2 500~2 600										0					0			0	1	1	1	3	6	50%									
2 600~2 700										0								0	1	1	1	3	5	60%									
2 700~2 800										0								0	1	1	1	3	5	60%									
2 800~2 900																		0	1				1	2	50%								
2 900~3 000																		0	1				1	2	50%								
3 000~3 100																		0	1				1	2	50%								

3.2.2 水深分带的成矿分布

(1) 成矿厚度

结壳成矿厚度随水深的空间变化如表 2 和图 2。厚度随水深的增加呈现降低趋势,大厚度测站主要分布在小于 2 100 m 的浅水区,深水区厚层结壳出现率

略低。从不同地形单元的结壳平均厚度变化上可以看到一致规律(图 3),由山顶向下,4 个单元的结壳平均厚度从 8.28 cm 逐渐衰减至 7.3 cm,优质结壳富集于浅水地段。

表 2 不同地形单元下的结壳成矿特征比较

Tab. 2 Comparison of crusts mineralization characteristics of different topographic units on the Seamount R

不同单元	结壳厚度/cm	见矿率/%	板壳层型 (Ⅲ+Ⅱ)/I	火山岩/沉积岩
<1 425 m	8.28	89	10/1=10	11/4≈2.8
1 425~1 500 m	7.92	67	5/1=5	5/3≈1.7
1 500~2 100 m	7.36	74	14/6≈2.3	14/9≈1.6
2 100~2 900 m	7.3	73	16/8=2	16/6≈2.7

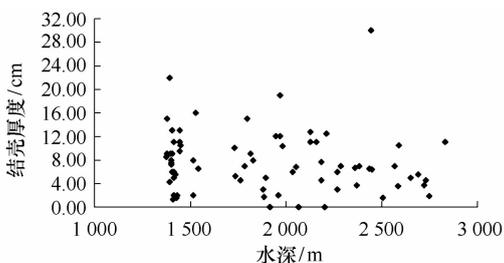


图 2 结壳厚度随水深变化

Fig. 2 Change of crusts thickness with sea depth on the Seamount R

(2) 成矿元素

在海山范围内,随水深和地形单元的变化,结壳中的成矿元素含量呈现规律性变化。总的趋势为随水深增加,锰、钴含量微降,镍含量显著衰减,铁和铜含量增加,其中铁的增高效果尤其明显(见表 3,图 4)。

(3) 见矿率

如表 2 统计结果,R 海山 4 个地形单元的结壳见矿率^[29]分别为 89%、67%、74%和 73%。顶坡过渡区略低,山顶区和斜坡区均在 70%以上。见矿率的变化可能与地形演变有关,较为平缓的顶坡过渡区接受沉积物的能力较强,对结壳成矿有一定的影响。

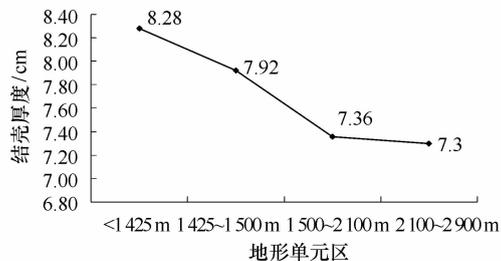


图 3 不同地形单元内结壳厚度变化

Fig. 3 Change of crusts thickness with different topographic units on the Seamount R

表 3 不同单元的结壳主成矿元素含量

Tab. 3 Crusts main ore-forming element contents of different topographic units on the Seamount R

不同单元	Mn/%	Fe/%	Co/%	Ni/%	Cu/%
<1 425 m	22.49	10.99	0.57	0.64	0.11
1 425~1 500 m	21.42	9.79	0.55	0.69	0.14
1 500~2 100 m	22.10	12.88	0.58	0.53	0.12
2 100~2 900 m	21.68	14.21	0.54	0.47	0.14

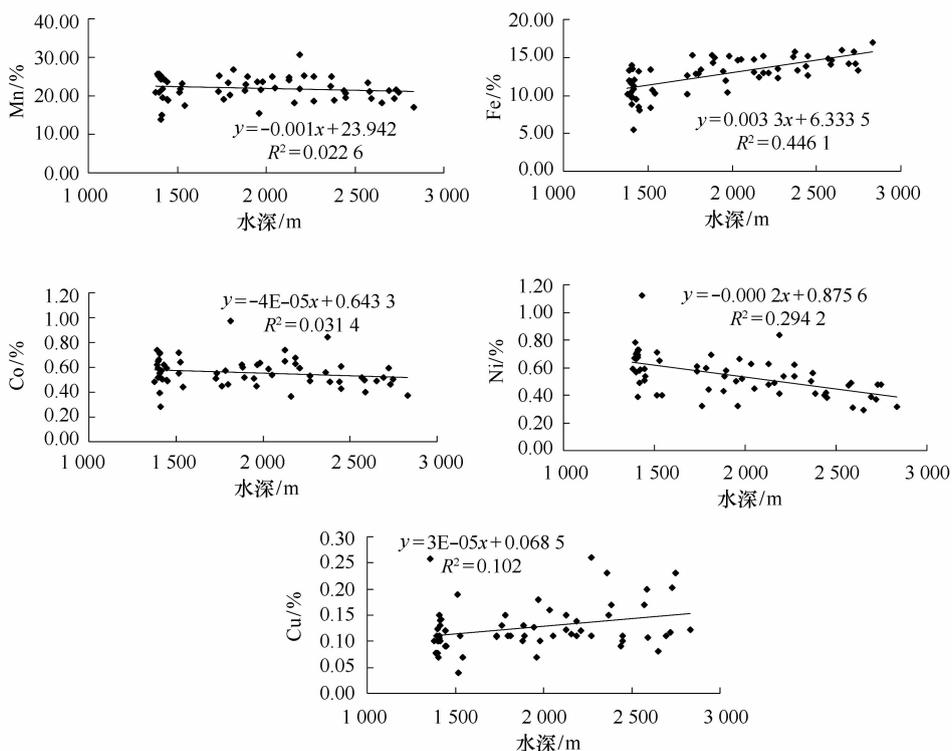


图 4 结壳中锰、铁、钴、镍、铜含量与水深关系图

Fig. 4 Change of manganese, iron, cobalt, nickel and copper contents of crusts with sea depth on the Seamount R

(4) 板状结壳层型

不同地形单元的板状结壳层型构造统计可以侧面反映结壳生长和成矿的连续性和稳定性。4个地形单元的板状结壳层型(Ⅲ+Ⅱ)/I结果分别为山顶区10,顶坡过渡区5,浅水斜坡区2.3和深水斜坡区2(见表2)。由此可见,水深加深的同时,长周期多层型的板状结壳的出现率在显著降低,这可能和斜坡生长的结壳基底稳定性较差有关,山顶区和顶坡过渡区结壳在地形上较为平缓,基底稳定,可确保长期连续生长。

(5) 基底岩性

调查显示,R海山以玄武质基性火山岩为主,另外还出现有少量泥岩、碳酸盐岩、磷块岩等沉积岩类。岩性统计显示(见表2),沉积岩主体出现在1 425~

2 100 m范围内,小于1 425 m的海山顶和大于2 100 m的下斜坡均以火山岩为主体岩类。这符合碳酸盐台地呈环带状分布于海山周边的一般规律。

3.2.3 不同地貌单元的结壳成矿分布

(1) 斜坡区的脊、谷和鞍部等次级单元

脊谷单元是斜坡区常见的共生次级地貌单元,脊侧一般都可见到两个谷地单元。

R海山斜坡区脊谷单元的结壳成矿对比调查显示(见图5),相邻山脊和山谷内结壳厚度的空间变化有明显差异。在脊部单元结壳成矿水深最浅可下延至2 800 m左右,而在谷地内结壳成矿水深到2 200 m左右就基本上截止了。相应地形的配套海底摄像资料也证明脊部单元上沉积堆积不明显,而相邻

的谷地内则充填了大量的沉积物,尤其是谷地内坡度

较缓的深水地带(图 6)。

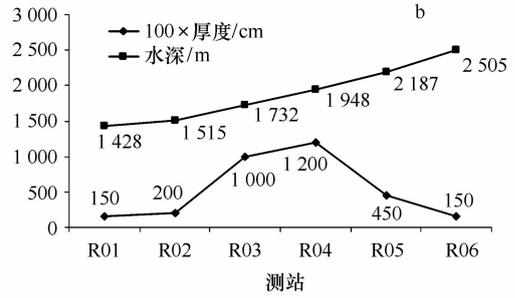
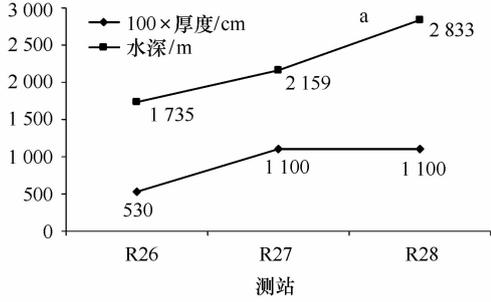


图 5 海山脊(a)谷(b)单元结壳厚度随水深变化图

Fig. 5 Change of crusts thickness with sea depth in ridge area (a) and valley area (b) on the Seamount R

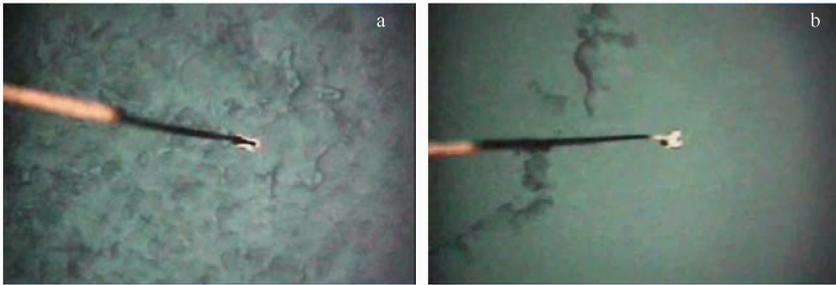


图 6 海山脊(a)谷(b)单元沉积物覆盖情况对比

Fig. 6 Comparison of sediment cover in ridge area (a) and valley area (b) on the Seamount R

山鞍实际是一种相连的山脊,发育在卫星海山与主海山之间,作为两者沟通的桥梁和纽带。Fedorov 海山是一座典型的具有鞍部地形特征的大型平顶海山,根据“大洋一号”的 5 个浅钻测站取样结果,除在山体西侧的 1 个测站结壳为结皮外,山体东侧的 4 站

均发育厚度在 4 cm 以上的板状结壳,而在鞍部钻取的 1 个测站结壳厚度最大,大于 17 cm,且未探及其下伏基岩,从中可见鞍部地形结壳生长与富集的良好状况(图 7)。

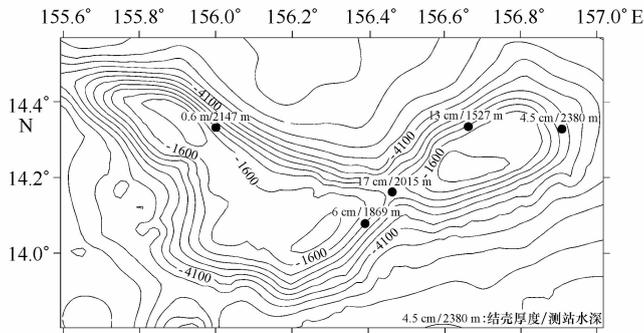


图 7 Fedorov 海山不同部位结壳成矿比较(地形数据来自 GEBCO 全球水深数据)

Fig. 7 Crusts thickness of different parts on the seamount Fedorov(terrain data come from the GEBCO global bathymetric data)

(2) 地形平缓区

平坦地貌是沉积物集中区,如果没有强劲的底流冲刷和搬运,极易形成巨厚沉积。众多平顶海山顶部的浅地层探测资料揭示了该部位厚达数十米至百米的沉积物覆盖^[30]。对 Il'ichev 海山的顶部做过取样核查,由山顶中心的浅水区(水深 1 366 m)开始,按 4~8 km 不等的间距向深水区(水深 1 564 m)线性布设 4 个 1.5 m 长的浅钻岩心取样。从钻孔情况看,浅水区 3 个测站底质均系有孔虫砂,1.5 m 深度内无结壳发育,位于海山边缘顶坡过渡区的第 4 站开始见有板状结壳,结壳厚度 9 cm。综合浅地层资料可以断定平顶海山顶坡过渡带以内的中心区是沉积物长期累

积区,无结壳生长,顶坡过渡带有浅埋藏型结壳存在。

3.2.4 海山不同方位的结壳成矿分布

R 海山西南、西北和东南三面斜坡以及山顶 4 个部位的结壳成矿厚度见表 4。最佳的成矿部位为斜坡西北面,结壳平均厚度为 9.0 cm;最差为海山斜坡的东南面,结壳平均厚度为 6.4 cm;山顶区和斜坡区西南面情况相近(图 8)。结壳成矿元素含量的方位变化没有明确的规律性(表 4,图 9),斜坡的西南面结壳钴、锰含量最高,西北面铁含量最高,东南面铜含量最高,山顶区镍含量最高。但若联系各区测站的平均水深,可以看出结壳成矿组成的变化受水深的控制与影响更明显。

表 4 R 海山不同方位的结壳成矿分布情况

Tab. 4 Crusts mineralization distribution of different directions on the Seamount R

方位	测站平均水深/m	平均结壳厚度/cm	Mn/%	Fe/%	Co/%	Ni/%	Cu/%
西北	2 199	9.0	20.85	14.08	0.53	0.44	0.13
西南	2 027	8.3	22.74	12.94	0.60	0.55	0.13
东南	2 149	6.4	21.69	13.42	0.54	0.50	0.14
山顶	1 432	8.2	22.17	10.88	0.57	0.65	0.11

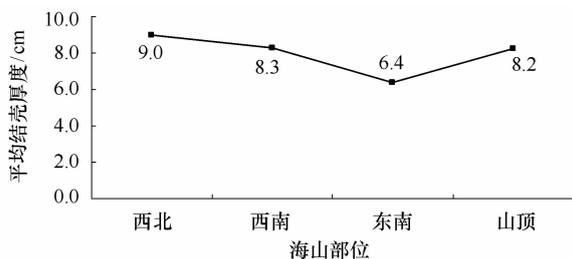


图 8 海山不同方位结壳厚度

Fig. 8 Crusts thickness of different directions on the Seamount R

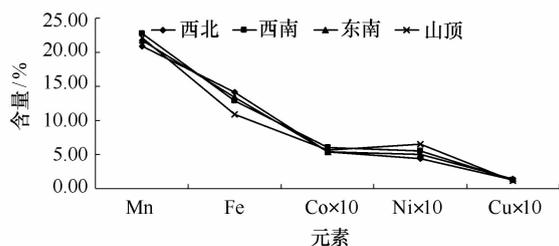


图 9 海山不同方位结壳成矿元素组成

Fig. 9 Crusts ore-forming element contents of different directions on the Seamount R

3.3 小尺度结壳成矿分布

对 R 海山深拖微地形调查区地质取样站位的结壳成矿分布进行了统计(见表 5)。相关测站从山顶向深水斜坡区延伸,东北西南向分布,涵盖山顶、浅水斜坡区和深水斜坡区等不同地形单元,采样水深最浅 1 376 m,最深至 2 833 m,斜坡部分的测站大体展布于一条山脊上。

采样结果显示,小尺度区域内结壳的成矿分布遵循了大尺度成矿分布的一般规律,即结壳厚度、结壳丰度、锰、钴、镍含量向深水区逐渐减小,铁、铜含量则逐渐增加(见图 10,图 11)。水深小于 1 500 m 的山顶区结壳平均厚度和丰度分别为 10.74 cm 和 204.00 kg/m²,1 500~2 100 m 浅水斜坡区降低至 9.83 cm 和 188.12 kg/m²,2 100~2 900 m 深水斜坡区更进一步降低至 8.57 cm 和 162.71 kg/m²。结壳钴含量由山顶的平均 0.61% 一直降低至深水区的 0.53%,锰含量由 24.30% 降至 20.06%,镍含量则由 0.69% 降至 0.45%,铁含量由山顶的 11.35% 增至深水斜坡区的 15.01%,铜含量自 0.10% 增至 0.13%。成矿元素组成的变化规律性非常明显,也契合宏观尺度的组成变化特征。

表 5 R 海山微地形调查区及其附近结壳成矿特征

Tab. 5 Crusts mineralization characteristics of microrelief survey area and nearby area on the Seamount R

测站名称	水深 /m	结壳厚度 /cm	结壳丰度 /kg·m ⁻²	Mn/%	Fe/%	Co/%	Ni/%	Cu/%
R10	1 378	15.0	284.63	—	—	—	—	—
R11	1 399	7.5	142.32	25.59	11.66	0.65	0.7	0.077
R12	1 392	4.2	80.75	25.20	13.25	0.62	0.78	0.11
R13	1 376	8.5	161.29	—	—	—	—	—
R14	1 379	9.0	170.78	20.9	10.14	0.48	0.59	0.1
R15	1 390	22.0	417.46	25.59	12.01	0.74	0.67	0.077
R16	1 407	9.0	170.78	24.22	9.71	0.55	0.73	0.15
R17	1 527	16.0	303.61	23.24	10.72	0.64	0.65	0.11
R18	1 735	5.3	108.12	24.20	11.22	0.64	0.68	0.14
R19	1 798	15.0	284.63	20.19	12.89	0.46	0.44	0.11
R20	1 880	3.0	56.10	21.31	15.34	0.62	0.43	0.10
R21	2 159	11.0	208.73	18.13	12.36	0.37	0.49	0.11
R22	2 370	3.7	70.67	25.10	15.74	0.84	0.56	0.15
R23	2 833	11.0	208.73	16.94	16.93	0.37	0.31	0.12
<1 500 m	1 389	10.74	204.00	24.30	11.35	0.61	0.69	0.10
1 500~2 100 m	1 735	9.83	188.12	22.23	12.54	0.59	0.55	0.12
2 100~2 900 m	2 454	8.57	162.71	20.06	15.01	0.53	0.45	0.13

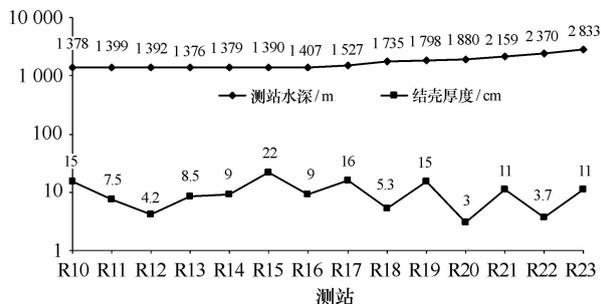


图 10 微地形调查区及其附近的结壳厚度空间变化

Fig. 10 Spatial change of crusts thickness of microrelief survey area and nearby area on the Seamount R

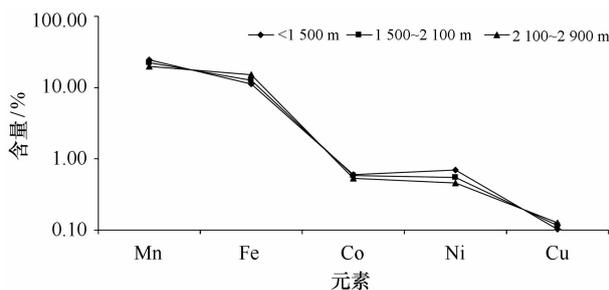


图 11 微地形调查区及其附近的结壳成矿元素变化

Fig. 11 Change of crusts ore-forming element contents of microrelief survey area and nearby area on the Seamount R

3.4 地形对结壳成矿分布的影响

3.4.1 结壳视像分布和地形的关系

利用海底摄像资料对不同地形坡度下的海底结壳分布和覆盖情况进行了相应的统计,用以了解结壳和沉积物在地形演变下的相应分布和变化。采用 RSHX13 等 10 站不同水深和地形单元的测站资料,按每 2 min 采样间隔,截取摄像资料,统计结壳类型以及覆盖率。以每两点间水深和水平距离变化测算相应的地形坡度变化。

综合海山山顶、顶坡过渡区、浅水及深水斜坡区等地形单元的测站摄像资料可以看出,结壳的空间分布受到地形的影响。总体而言,地形上的平坦区和低凹区易致沉积物堆积,顶坡过渡区所展现的结壳与沉积物间隔分带分布的特征和斜坡区低凹部位出现的沉积物汇集非常多见;斜坡区和地形起伏的山顶区沉积物分布较少,结壳平均覆盖率较高。另外结壳的表观分布和 Yamazaki 和 Sharma^[13] 所获得统计规律(即 3° 以内的地形为结核分布区,3°~7° 为结核和沉积物共生区,7°~15° 为结核结壳过渡区,大于 15° 时以富钴结壳为主)有所不同(见表 6)。

表 6 R 海山地形坡度和相关结壳覆盖率统计表

Tab. 6 Statistics of topographic slope and relative crusts coverage on the Seamount R

时长/min	平均 坡度 /(°)	坡度 变化 /(°)	底质类型	结壳覆 盖率/%	板状结 壳比例 /%	砾状结 壳比例 /%	钴结核 比例/%
313	0.93	0~9.2	沉积物为主,少量结壳	11	6.3	2.3	2.4
36	5.7	0~9.2	沉积物为主,少量结壳	16	14.4	1.6	0
沉积物区段总平均							
349	1.21	0~9.2	沉积物为主,少量结壳	12	7.2	2.4	2.4
472	1.14	0~23.5	结壳为主,少量沉积物	70	56.7	8.4	4.9
101	4.87	0~17.2	结壳为主,少量沉积物	90	58.5	0	31.5
280	8.85	0.1~30.2	结壳为主,少量沉积物	78	68.6	7.8	1.6
结壳区段总平均							
853	2.46	0~30.2	结壳为主,少量沉积物	74	58.5	6.6	8.9

从测站资料的统计分析中可以看到,沉积物主要分布地形坡度在 3° 以下的区域,局部坡度略大的区域,可至 6° 左右。对结壳而言,赋存的坡度则非常宽泛,从平坦区至 30° 的陡坡区均见分布,而且板状结壳在上述地形区都有分布。结核在平均 $0^\circ\sim 15^\circ$ 的坡度区均有出现,但其主要分布区则位于 $3^\circ\sim 7^\circ$ 区间, 3° 以内和 $7^\circ\sim 15^\circ$ 实际覆盖率都较低,原因可能是平坦区沉积作用强,遏制结核生长,坡度较大时则结核不易停留所致。板状结壳的表观分布和 Yamazaki 和 Sharma^[13]获得的规律大体一致,即坡度较大的区域

板状结壳出现率更高。但有所不同的是在 7° 以下的平坦区和平缓区板状结壳实际覆盖率超过 50% ,也是结壳的富集和成矿的良好区域。

3.4.2 结壳成矿分布和地形坡度的关系

为探讨结壳成矿和地形坡度之间相互关系,对 R 海山各测站的地形坡度进行了统计,坡度统计时以每个站点为圆心,以 0.5 km 为半径搜索计算该圆形区域内的地形平均坡度。按小于 3° 、 $3^\circ\sim 7^\circ$ 、 $7^\circ\sim 15^\circ$ 、 $15^\circ\sim 20^\circ$ 和 $20^\circ\sim 25^\circ$ 五段坡度分别统计其相应的结壳厚度、成矿组成和厚度 \times 品位值,结果见表 7。

表 7 地形坡度与结壳成矿分布的关系

Tab. 7 Relation between topographic slope and relative crusts mineralization on the Seamount R

坡度	水深 /m	壳厚 /cm	Mn/%	Fe/%	Co/%	Ni/%	Cu/%	厚度 \times 品位
小于 3°	1 376~1 445	8.1	22.45	10.86	0.57	0.66	0.12	4.62
$3^\circ\sim 7^\circ$	1 403~2 187	9.4	21.68	11.19	0.56	0.57	0.13	5.26
$7^\circ\sim 15^\circ$	1 416~2 833	8.5	22.53	13.59	0.59	0.52	0.13	5.02
平均		8.67	22.22	11.88	0.57	0.58	0.13	4.97
$15^\circ\sim 20^\circ$	1 970~2 731	6.8	20.96	13.91	0.53	0.47	0.14	3.60
$20^\circ\sim 25^\circ$	1 540~2 570	5.3	21.13	13.86	0.50	0.45	0.13	2.65
平均		6.05	21.05	13.89	0.52	0.46	0.14	3.13

由统计结果看,坡度 $3^\circ\sim 7^\circ$ 的地形上产出的结壳厚度最大,平均 9.4 cm ,次之为 $7^\circ\sim 15^\circ$ 的地形,平均壳厚 8.5 cm ,再次之为小于 3° 的平缓区,平均壳厚 8.1 cm , $15^\circ\sim 20^\circ$ 和 $20^\circ\sim 25^\circ$ 等大坡度地形区

结壳厚度有较大幅度的衰减,分别平均为 6.8 cm 和 5.3 cm 。由此可见,结壳成矿厚度和坡度有反相关关系,中等以下坡度赋存厚层结壳,大坡度结壳较薄。

结壳在水中主要通过化学沉淀作用从周围水体中捕获金属带电团粒,增生加厚。如果生长基底坡度较大,在外在力量(如重力、构造活动导致的岩体破坏)影响下很可能会沿壳岩界面或壳内薄弱面脱落,进而影响其持续发育和成矿。另外结壳由于通过静电吸附等弱化学键结合发育,本身也易于在低坡度的平坦吸附面沉降集中,类似降雪不可能在大坡度区持续堆积一样。结壳生长对坡度选择的代表性体现就是大型的砾状结壳,砾状结壳的剖面壳层通常具有顶部壳层最厚,向两侧面厚度减小,至底面厚度最小的规律,这种特点与静电吸附的弱化学键性质关系密切。至于 $3^{\circ}\sim 7^{\circ}$ 之间地形区结壳厚度为何最大,可能与 3° 以下受沉积作用影响大,而 7° 以上区域又易遭受外力作用破坏有关。

由成矿组成的统计看, 15° 以下的地形坡度似乎具有较高的钴、锰和镍含量,厚度 \times 品位也较高,而大于 15° 的地形区的结壳则铁、铜含量较高,其他组成均较低。尽管组成方面有上述统计规律,但如果注意坡度区间相对应的水深情况,可以看到,总体上大坡度地形区的测站分布水深较大,小坡度区域的测站则分布水深较浅。根据前述结壳组成与水深分布的相关性可知,钴、镍、锰含量随水深增大而降低,铁、铜持相反趋势,因此我们倾向认为此间地形坡度和结壳组成之间的统计规律实际上反映的是水深在其中的内在影响。

3.5 沉积和海流对结壳成矿的影响

结壳连续生长需要维持一个长期氧化的自由界面,沉积物的覆盖会阻断和破坏这一环境,底层海流的冲刷是克服其影响的利器。

由于海山的主体位于 CCD 界面以上,因此沉积作用的主体为钙质生物沉积。地质取样、视像观察和浅剖、地震等地球物理调查表明,海山表面广布生物沉积,并在海山顶面平缓区和山脚平坦区集中分布,

斜坡区的低凹地带也有相当程度的富集。平顶海山的宽广顶面累积的沉积层甚至可达几十米乃至上百米。在海山顶面浅钻取样时获得的埋藏型结壳是沉积覆盖直接中断结壳生长的最佳证据^{[31]①}。

来自上层海水中的生物沉积无时无刻在向下沉降,由于海山水深较浅,钙质生物的残骸大部分得不到充分溶解,因此海山上生物堆积的强度和速率要远大于深水盆地,若无持续强盛的外力搬运,很难想象能在岩石表面生成厚度达 20 多厘米的稳定结壳矿体。为结壳生长长期提供自由表面的外力就是底层海流。南极底流或中层流对海山的持续冲刷被认为是保证结壳成矿的重要条件^[20-21]。

调查显示海山区底层流流速可观,对表面的沉积物分布有重要影响。底层流作用的直观体现是沉积物表面大量存在的砂波构造^[12,28]。俄等对海山上的底流做过调查,据麦哲伦海山区远东海洋地质平顶山(VLINDER 海山)的底层流测量结果,山顶面上沿着火山锥的边缘,流速可达 $15\sim 30$ cm/s,其中海山顶面最小,为 $0\sim 5$ cm/s,斜坡面通常为 $5\sim 10$ cm/s,在个别地段升高到 40 cm/s 以上。强流区主要分布于山顶边缘和脊状支脉,山顶中心区域和斜坡陡崖区流速明显减小^[12],底层水运动方向由北西向南东。在 Fangzhang 海山结壳调查中通过锚系也开展了相关底层流观测。据海山山顶(1 743 m)和山脚(5 381 m)两套锚系的测量数据(表 8)。山脚下离底 5 m 和离底 200 m 的海水基本属同一性质流场,平均流速在 2.5 cm/s 左右,最大流速在 10 cm/s 左右,前者余流较后者略大,余流方向为西北向。山顶离底 200 m 层流速最小,离底 100 m 以下流速明显增大,离底 5 m 的平均流速达 10 cm/s,为山脚区域的 $4\sim 5$ 倍,余流速也大 $5\sim 8$ 倍,而且山顶底层流有向底部增强的趋势。据此判断,海山顶部平缓区域的微弱沉积特征应和底层流的强烈冲刷有关。

表 8 Fangzhang 海山底层海流特征值

Tab. 8 Bottom current data of the seamount Fangzhang

离底高度 /m	流速/cm \cdot s ⁻¹		东分量/cm \cdot s ⁻¹		北分量/cm \cdot s ⁻¹		余流	
	最大	平均	最大	最小	最大	最小	流速 /cm \cdot s ⁻¹	流向 /($^{\circ}$)
FZb200	10.0	2.6	9.1	-8.8	6.7	-6.7	0.1	75.3
FZb005	10.6	2.5	8.9	-10.6	9.7	-7.2	0.9	345.0

① 马维林,邓希光,等. 大洋富钴结壳资源与环境调查 DY115-21 航次现场报告,2009.

续表 8

离底高度 /m	流速/cm·s ⁻¹		东分量/cm·s ⁻¹		北分量/cm·s ⁻¹		余流	
	最大	平均	最大	最小	最大	最小	流速 /cm·s ⁻¹	流向 /(°)
FZt200	28.5	7.3	21.6	-25.2	20.1	-28.5	0.5	212.0
FZt100	44.2	8.4	25.8	-31.6	16.6	-38.7	3.0	235.3
FZt050	35.5	8.0	15.7	-22.2	12.0	-35.2	4.6	221.7
FZt005	41.7	10.2	26.0	-32.5	14.4	-41.3	7.9	185.7

3.6 结壳成矿分布规律

海山结壳的生长和分布首先和水深有关系,影响根源来自于海水中铁、锰等金属的含量和溶解氧在水柱中的垂直分布。

经调查,研究区的海水最低含氧带位于 800~1 000 m水深,据 Halbach 等提出的结壳水成化学成因,在最低含氧带中,源自上层海水的有机物和锰的氧化物颗粒(MnO₂)得到还原与溶解,从而形成高浓度的溶解锰富集带,进而具备了向深水扩散的能量。在中太平洋,1980 年此带中所测溶解锰含量为 2 nmol/kg^[32]。最低含氧层之下,由于海水氧含量逐步增大,引致 Mn²⁺不断氧化为 Mn⁴⁺,同时由水柱中碳酸盐骨骸溶解释放和最低含氧带中部分溶解态 Fe²⁺经氧化形成的氢氧化铁胶粒也促进了对锰的吸附与表面氧化。胶体 MnO₂ 组分表面负电荷和 Fe 组分的表面正电荷也会促进锰铁氢氧化物水合物混合胶粒的形成,待其降落至海山基岩表面时便形成结壳沉积。海水中的其他微量金属组份,如 Co、Ni、Cu、Pt 等主要靠吸附作用、界面氧化(还原)反应等进入结壳中。MnO₂ 的水合物胶体颗粒具有很大的比表面和“清扫”溶解态金属阳离子的合适表面电荷,尤其是对于 Co²⁺、Ni²⁺ 离子具有很强的吸附作用。因此海山结壳的分布首先受到金属物源的影响,形成在最低含氧层之下的高度富集。结壳成矿组成由浅向深的趋势变化可能与水柱中金属元素的含量、元素存在方式、海水氧含量变化等多种因素有关。结壳中锰、钴、镍含量向深水区减小可能主要与海水中锰向深水区含量递减有关,最低含氧层中富集的溶解锰在向深水扩散时其能力势必会随水深增大而逐渐降低,从而导致深水区形成的结壳锰含量有所降低,而结壳中的钴、镍则主要受控于锰,随之有相同的变化趋势。海水中的铁主要由钙质生物分解释放,铜则主要呈有机络合物形态存在,随水深增加,由生物释放的铁会不断增加,铜的有机化合物在下降过程中受到不断升高的氧的影响会释放并结合至结壳中来,这可能导致深

水区的结壳具有更高的铁和铜含量。

影响结壳成矿的次一级因素应是地形、沉积作用和海流,因为这 3 个因素决定着结壳是否可以保持一个长久稳定的生长表面,并不受或少受外在干扰。

在 3 个因素中地形起基础作用,沉积物在海山上的空间分布主要受到地形的控制。海山顶部和底端两个主要的地形单元是沉积物的主要赋存地带,在于其平缓的坡度可维持沉积物的长期积累;斜坡地带由于坡度较大,主体上不利于大规模沉积体的形成,只有局部的平坦和低凹区才有蓄积沉积物的条件,所以地形对沉积物的堆积发育和空间分布起基础性的制约作用。正是地形对沉积物分布所具有的影响间接影响到结壳的空间分布。从前述地形坡度和结壳表观分布相关关系的讨论中可以看到,板状结壳与坡度之间有正相关关系,坡度越大,板状结壳覆盖率越大,这即是地形控制沉积再影响结壳分布的结果。但这并不意味着平坦区域就不发育结壳,在山顶区平坦地段所发现的裸露型和早期埋藏型结壳说明沉积物易集中的平坦区域在特定的条件下仍能富集成矿,所谓的特定条件就是要有长期强劲的搬运外力,即底层海流的冲刷作用方能确保结壳正常的生长发育。15°以下的小坡度区域更加有利于结壳成矿也说明这些低坡度区域在承接较强沉积物的情况下,同时受到了强劲的海流冲刷。山顶区的高地起伏区、山顶与斜坡过渡的边缘区、斜坡区的山脊、浅水区的山体间鞍部等地带都是在空间上有地形突变和转折的区域,对于底层流的局部强化十分有利,因此这些地形地貌单元往往是沉积物堆积影响小或没有的区域,是海山上结壳分布和成矿的最佳区域,产出的结壳在厚度和覆盖率方面都非常出色;相反在山顶的大型平缓区、斜坡区的低凹区和山脚平坦区等地形地貌区,沉积物易累积覆盖结壳赖以生长的岩石基础,其平缓的地形也不利于底层流的局部加强,因此成为旺盛沉积堆积的主要场所,扼制了结壳生长发育,这些情况在视像资料中有清楚表现。对于坡度较大的陡崖地带,尽管沉积物不易堆积,但也不利于结壳

长期生长,因为重力作用或构造活动引发的滑坡等中断或破坏结壳成矿,陡崖区海底观察看到的黑色铁锰沉积经取样证实是厚度微薄的铁锰皮壳。海山上的底层流的方向可能对结壳的成矿分布也有影响,R 海山在结壳厚度上表现出西北和西南部较大,东南偏小的特征可能与区内的底层流流向有关。

4 结论

(1)海山结壳的富集区以浅水区域为主,地形地貌上的尖顶高地区、顶坡过渡带、山体鞍部、山脊、斜坡上部等区域结壳质量较好,覆盖率高;下斜坡、山谷

单元、山顶平坦区和斜坡区平缓台地区是结壳贫乏区,结壳厚度小、覆盖率也低。

(2)15°以下的小坡度地形结壳成矿较好,3°~7°最佳,15°以上的大坡度区质量有所下降,陡崖区最差。

(3)地形对结壳分布和成矿起基础性影响作用,沉积堆积和海流分别起到阻滞和促进作用,海流是保持低坡度区结壳长期稳定生长的重要因素。地形控矿本质上是和底层流联合对抗沉积堆积作用的过程。

致谢:感谢参加“大洋一号”船太平洋结壳航次科考全体队员的辛勤劳动!

参考文献:

- [1] Craig J D, Andrews J E, Meylan M A. Ferromanganese deposits in the Hawaiian Archipelago[J]. *Marine Geology*, 1982, 45: 127—157.
- [2] Halbach P, Manheim F T. Potential of cobalt and other metals in ferromanganese crusts on seamounts of the central Pacific Basin[J]. *Marine Mining*, 1984, 4: 319—336.
- [3] Hein J R, Manheim F T, Schwab W C, et al. Ferromanganese crusts from Necker ridge, Horizon Guyot and S. P. Lee Guyot; geological considerations[J]. *Marine Geology*, 1985, 69: 25—54.
- [4] Hein J R, Schwab W C, Davis A. Cobalt-and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands[J]. *Marine Geology*, 1988, 78: 255—283.
- [5] Hein J R, Koschinsky A, Halbach P, et al. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific[J]. *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, 1997, 119: 123—138.
- [6] Aplin A C, Cronan D S. Ferromanganese oxide deposits from the central Pacific Ocean; I. Encrustations from the Line Islands Archipelago[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, 49(2): 427—436.
- [7] Claude P, Michel H. Characteristics of Co-rich ferromanganese nodules and crusts sampled in French Polynesia[J]. *Marine Geology*, 1987, 77(1): 109—119.
- [8] Commeau R F, Clark A, Johnson C, et al. Ferromanganese crust resources in the Pacific and Atlantic Oceans[J]. *IEEE*, 1984: 421—430.
- [9] Halbach P, Sattler C D, Teichmann F, et al. Cobalt-rich and platinum bearing manganese crust deposits on seamounts; nature, formation and metal potential[J]. *Marine Mining*, 1989, 8(1): 23—40.
- [10] Manheim F T. Marine cobalt resources[J]. *Science*, 1986, 232(4750): 600—608.
- [11] Halbach P, Sattler C D, Teichmann F, et al. Characterization of Co-rich ferromanganese crust fields within the Johnston Island EEZ (Central Pacific)[C]//OCEANS87. *IEEE*, 1987: 1015—1020.
- [12] 施阔里尼科,洛施别尔格,等. 麦哲伦海山区平顶山钴结壳的产出条件、分布规律和形成特点[J]. 陈邦彦,译. *海洋地质*, 2003, 2: 22—33.
- [13] Yamazaki T, Sharma R. Morphological features of Co-rich manganese deposits and their relation to seabed slopes[J]. *Marine Georesource & Geotechnology*, 2000, 18: 43—76.
- [14] ГОРШКОВ А И. 大洋海底山铁-锰结壳和结核的矿物成分与成因[J]. 王勋弟,译. *地质科学译丛*, 1992, 9(3): 54—59.
- [15] 周怀阳,武光海,杨树锋. 关于对我国大洋富钴结壳进行地质经济评价工作的讨论[J]. *地质与勘探*, 2001, 37(2): 1—5.
- [16] Halbach P, Puteanus D. The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from central Pacific seamount areas[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 68: 73—87.
- [17] Decarlo E H, Mcmurtry G M. Rare-earth element geochemistry of ferromanganese crusts from the Hawaiian Archipelago, central Pacific[J]. *Chemical Geology*, 1992, 95: 235—250.
- [18] Hodkinson R A, Cronan D S. Regional and depth variability in the composition of cobalt-rich ferromanganese crusts from the SOPAC area and adjacent parts of the central equatorial Pacific[J]. *Marine Geology*, 1991, 98: 437—447.
- [19] Halbach P, Kriete C, Prause B, et al. Mechanisms to explain the platinum concentration in ferromanganese seamount crusts[J]. *Chemical Geology*, 1989, 76: 95—106.
- [20] Hein J R, Bohrsen W A, Schulz M S, et al. Variations in the fine-scale composition of a central Pacific ferromanganese crust; paleoceanographic implications[J]. *Paleoceanography*, 1992, 71: 63—77.

- [21] Segl M, Manginia A, Beer J, et al. Growth rate variations of manganese nodules and crusts induced by paleoceanographic events[J]. *Paleoceanography*, 1989, 45: 511—530.
- [22] Hein J R, Koschinsky A, Bau M, et al. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific[C]//Cronan D S (eds), *Handbook of Marine Mineral Deposits*. Boca Raton FL: CRC Press, 2000, 239—279.
- [23] 潘家华, 刘淑琴. 西太平洋富钴结壳的分布、组分及元素地球化学[J]. *地球学报*, 1999, 20(1): 47—54.
- [24] Chu Fengyou, Qian Xinyan, Zhang Haisheng, et al. Discovery of ferromanganese crusts boundary and its genetic and ore prospecting significance [J]. *Journal of Zhejiang University SCIENCE*, 2005, 6A(7): 656—662.
- [25] Chu Fengyou, Sun Guosheng, Ma Weilin, et al. Classification of seamount morphology and its evaluating significance of ferramanganese crusts in the central Pacific Ocean[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2006, 25(2): 63—70.
- [26] 石学法, 任向文, 刘季花. 太平洋海山成矿系统与成矿作用过程[J]. *地学前缘*, 2009, 16(6): 55—65.
- [27] 何高文, 梁东红, 宋成兵, 等. 浅地层剖面测量和海底摄像联合应用确定平顶海山富钴结壳分布界线[J]. *中国地质大学学报: 地球科学*, 2005, 30(4): 509—512.
- [28] 李守军, 陶春辉, 初凤友, 等. 浅地层剖面在富钴结壳调查研究中的应用[J]. *海洋技术*, 2007, 26(1): 54—57.
- [29] 马维林, 金翔龙, 初凤友. 富钴结壳资源评价和圈矿方法探讨[J]. *海洋学报*, 2007, 29(2): 67—73.
- [30] Lee Tae-Gook, Hein J R, Leed Kiehwa, et al. Sub-seafloor acoustic characterization of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone in the western Pacific using chirp(3-7kHz) subbottom profiles[J]. *Deep-Sea Research I*, 2005, 52: 1932—1956.
- [31] Yamazaki T. A reevaluation of cobalt-rich crust abundance on the Pacific seamounts[J]. *International Journal of Offshore and Polar Engineering*, 1993, 3(4): 258—263.
- [32] Klinkhammer G P, Bender M L. The distribution of manganese in the Pacific-Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 46(3): 361—384.

Spatial distribution study of cobalt-rich crusts ore formation on the central Pacific seamount

Ma Weilin^{1,2}, Yang Kehong^{1,2}, Bao Gengsheng^{1,2}, Zhang Kai^{1,2}, Dong Ruzhou², Chu Fengyou^{1,2}

(1. *Key Laboratory of submarine Geosciences of State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*; 2. *Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*)

Abstract: Seamounts in the ocean are the main base of cobalt-rich ferromanganese crusts (hereinafter called crusts) mineralization. The distribution of crusts is not only influenced by large-scale macroscopic factors, for example the oxygen minimum zone, the carbonate compensation depth, biological productivity, ore-forming material sources and oxygen content of the seawater etc, but also controlled by small-scale factors of seamount topography, marine sedimentation and bottom current scouring. Based on in-depth study of ore formation and distribution of cobalt-rich crusts on the Seamount R, central Pacific mainly, those are discovered that crusts enrich in the shallower water on seamount, elevation of the summit, translation zone between summit and slope, saddle, ridge and upper slope are all favorable topography for crust mineralization with better quality and coverage, whereas the down slope, valley, flat region of the summit and subdued platform of the slope are pauvre of crusts, with smaller thickness and coverage, the mineralization of crusts is better in area with gradient less than 15°, optimal in 3° to 7°, and where with gradient larger than 15° will degressive, and become worst in cliff area, seamount topography have a fundamental influence on distribution and mineralization of the crusts, sedimentation and bottom current scouring play a part of obstruction and promotion individually, bottom current is the key factor to ensure long-term growth of crusts on lower gradient, the essence of controlling on crusts mineralization by seamount topography is a process to counter-mine sedimentation by cooperation between bottom current and topography.

Key words: central Pacific seamount; cobalt-rich crusts; mineralization; spatial distribution; topography; bottom current; sedimentation