

富钴铁锰结壳的控矿要素和成矿过程 ——以西太平洋为例

石学法¹, 任向文¹, 刘季花¹, S. I. Andreev²

1. 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, 山东, 青岛 266061;

2. 俄罗斯海洋地质与矿产资源研究所, 圣彼得堡, 俄罗斯

摘要:以西太平洋海山的麦哲伦海山群和马尔库斯-威克海山群为例, 研究了富钴铁锰结壳(富钴结壳)形成过程中地质要素和海洋要素的作用, 重点分析了海山漂移和沉降、水道开合、最小含氧带(OMZ)、大洋环流, 以及气候变化等要素对富钴结壳形成的控制作用。基于对麦哲伦海山和马尔库斯-威克海山结壳样品剖面 Mn/Fe 值曲线的综合研究, 结合控矿要素和成矿背景分析, 将该区白垩纪以来富钴结壳的成矿过程划分为五个阶段: (1) 白垩纪—始新世, (2) 始新世末—晚渐新世, (3) 晚渐新世—中中新世早期, (4) 中中新世早期—晚中新世早期, (5) 晚中新世早期—现代, 其中(2)、(3)阶段有利于发育富钴结壳。

关键词:富钴结壳; 控矿要素; 成矿过程和阶段; 西太平洋

中图分类号: P618.31/32/62 **文献标识码:** A **文章编号:** 1007-2802(2008)03-0232-07

Ore-controlling Factors and Ore-forming Processes of Co-rich Fe-Mn Crust: An Example from Western Pacific

SHI Xue-fa¹, REN Xiang-wen¹, LIU Ji-hua¹, S. I. Andreev²

1. Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, 266061 China; 2. VNIIOKeangeologia, St. Petersburg, 190121, Russia

Abstract: Taking the Magellan Seamount Cluster and the Marcus-wake Seamount Cluster of the western Pacific Ocean as an example, we studied the geological and oceanographical ore-controlling factors, especially the constraints of drifting and subsidence of seamounts, opening and closing of seaways, variation of oxygen minimum zone, variation of ocean circulation, and change of climate, on the formation of Co-rich Fe-Mn crusts. Based on integrated researches on the Mn/Fe curves of two Co-rich Fe-Mn crusts sections from Magellan Seamount Cluster and Marcus-wake Seamount Cluster, as well as on the analysis of ore-controlling factors, the ore-forming process of Co-rich Fe-Mn crusts since late Cretaceous is divided into five stages.

Key words: Co-rich Fe-Mn crusts; ore-controlling factors; ore-forming processes and stage; western Pacific

富钴铁锰结壳(简称“富钴结壳”或“结壳”)是产出在海山、岛屿斜坡和海底高地上的一种潜在海底矿产资源, 主要由铁锰氧化物和氢氧化物组成, 富含 Co、Ni、Zn、Pb、REE、Pt 等金属元素, 其中 Co 的平均含量较陆地原生钴矿高几十倍^[1]。由于富钴结壳的潜在经济价值及其在国际海底区域的特殊法律地位, 20 世纪 80 年代初, 世界许多国家掀起了海山富

钴结壳勘探、研究热潮, 且一直持续到今天。

对富钴结壳的调查研究已经开展了近 30 年, 积累了丰富的数据和资料, 一些学者系统总结了其特征、分布规律和成因机制^[1~3]。但是由于富钴结壳生长缓慢, 成矿期长(最老世代的结壳年龄可达晚白垩纪^[4]), 制约其成矿的要素会发生显著的变化, 因而其成矿过程和控矿要素的研究显得很薄弱。

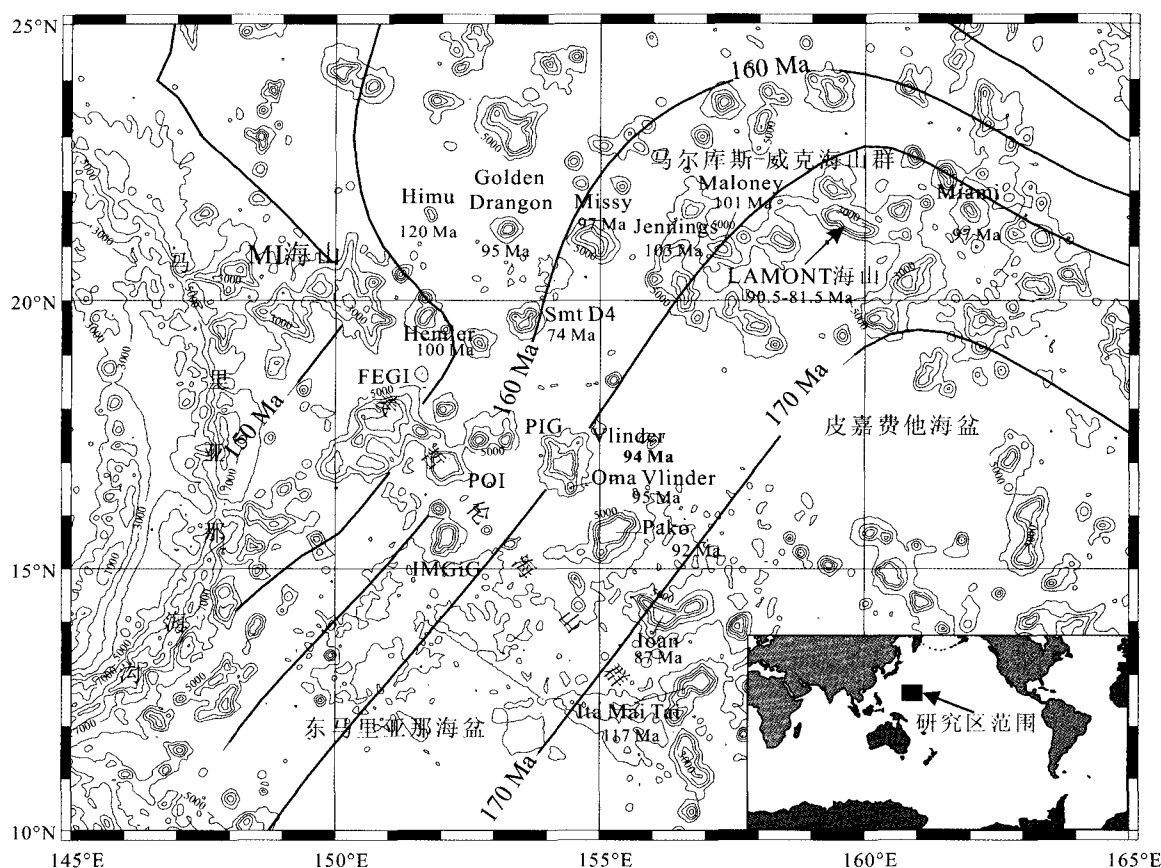
收稿日期: 2008-06-26 收到

基金项目: 科技部国际科技合作重大项目(2006DFB21620); 国际海底区域研究开发“十一五”课题(DYXM-115-01-2-1)

第一作者简介: 石学法(1965—), 男, 研究员, 主要从事深海成矿作用和海洋沉积研究。xfshi@fio.org.cn.

西太平洋海区基底洋壳年龄较老,构造历史复杂,是海山集中发育的海区,也是富钴结壳重要的成矿区。西太平洋富钴结壳成矿区范围主要包括西北太平洋海盆以南,马里亚那海沟以东,中太平洋海盆以西和卡罗林海山以北的海域。区内主要地貌单元

有麦哲伦海山群、马尔库斯-威克海山群和东马里亚那海盆及皮嘉费他海盆(图1);富钴结壳发育在海山之上。本文以代表性的麦哲伦海山群的 M1 海山和马尔库斯-威克海山群的 Lamont 海山为例,阐述富钴结壳的控矿要素和成矿过程。



大洋洋底年龄数据来自 <ftp://ftp.es.usyd.edu.au/pub/agegrid/>, 海山年龄数据来自文献[5]

The ages of seafloor are from <ftp://ftp.es.usyd.edu.au/pub/agegrid/>, the ages of seamounts are from ref. [5]

图1 研究区位置图

Fig. 1 Location of research area

1 西太平洋富钴结壳的控矿要素

1.1 控矿要素类型

富钴结壳控矿要素包括地质要素、海洋要素和天文要素。由于 Mn 和赋存于 Mn 相矿物中的 Co 是富钴结壳中的主要矿石元素,因此本文主要讨论制约 Mn 和 Co 富集的各种因素。地质要素主要包括海山的形成、迁移、沉降和水道的开合等;海洋要素包括最小含氧带(OMZ)、文石溶跃面、碳酸盐补偿深度和海山周围海水的动力情况等;另外,以米兰科维奇旋回为主要因素的天文要素对富钴结壳的成矿也有一定影响。上述因素综合控制着富钴结壳的集矿过程和储矿作用^[6]。

海洋要素中的最小含氧带是制约富钴结壳成矿的核心控矿要素,其他控矿要素,诸如地质要素中的海山迁移、沉降、水道的开合等,也主要通过影响最小含氧带与海山之间的空间位置而影响富钴结壳的成矿。最小含氧带及其下界面附近的水深范围最有利于富钴结壳富集成矿,在这一水深范围内发育的富钴结壳的厚度和生长速度是相邻水层内富钴结壳的两倍, Mn、Co 含量和 Mn/Fe 值也出现极大值。随水深增加, Mn、Co 含量和 Mn/Fe 值逐渐降低^[7]。虽然天文要素的影响在富钴结壳中有一定的记录,但其作用周期时间尺度较短,对成矿作用的影响比较间接。所以本文选择 Mn/Fe 值表征富钴结壳成矿作用的强度,以最小含氧带的核心,着重阐述地质

要素和海洋要素对区内富钴结壳成矿作用的控制。

1.1.1 地质要素 西太平洋海山区的洋底是太平洋年龄最老的洋壳,是现代大洋中最早开始扩张的洋壳之一^[8]。该海区洋底年龄为 145~175 Ma,海山主要形成于侏罗纪—早白垩世,其中麦哲伦海山群形成于 117~74 Ma,马尔库斯-威克海山群形成于 103~81.5 Ma(图 1)。这两个海山群形成于太平洋板块没有主要线性应力方向的构造背景,是多热点成因的板内岩浆作用的产物,具有相似的形成和演化史^[9]。海山形成后随着太平洋板块的漂移,逐渐向西北方向移动,且由于岩浆活动停止而逐渐下沉到海面以下,形成平顶海山。“平顶”是西太平洋海山的主要特点。平顶海山在西太平洋占海山总数的 95%。每座平顶海山可划分出台地、陡坡带和缓坡带三个地貌单元。海山的山顶圈闭水深集中在约 1500 m 和 1900~2000 m。海山主要的成矿作用是提供容矿空间,随着海山的漂移和沉降,其周围海水的成矿条件随之发生变化,主要表现为与最小含氧带相对空间位置的变化;同时,海山可改变局部海水的水动力条件,形成有利于成矿的海水混合效应^[10]。

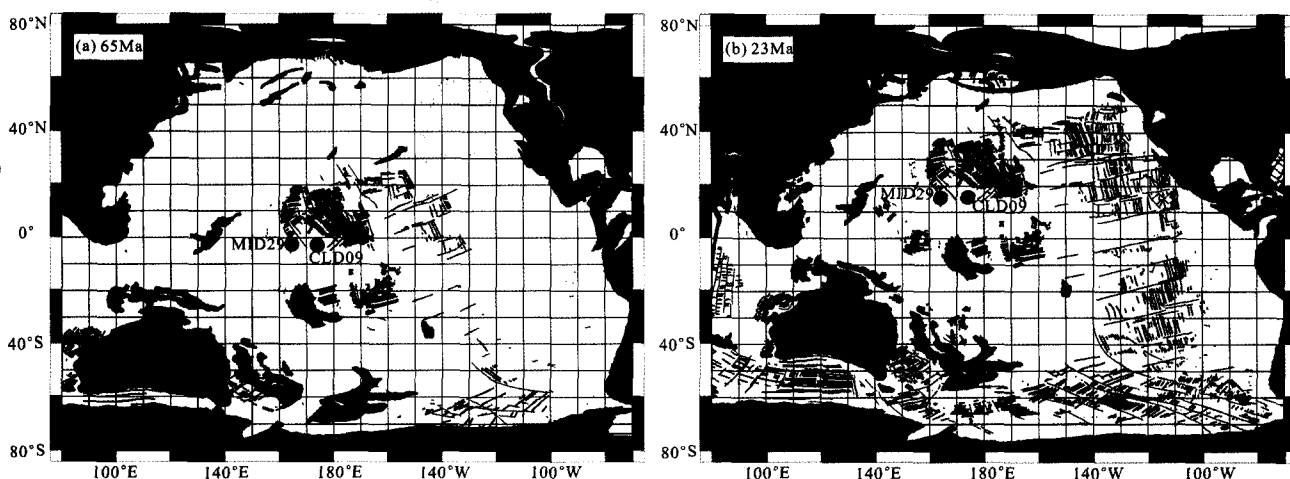
新生代以来影响世界大洋环流变化的重大构造事件主要有:始新世晚期(34~30 Ma)德雷克水道向深层水张开^[11];晚渐新期(约 25 Ma)南塔斯曼海隆与南极洲最终分裂形成深而窄的通道,形成环南极流,限制了渐新世初期(约 34 Ma)开始活动的南极底层水(AABW)的活动强度;中中新期早期(约

15~16 Ma) 冰岛-法罗海槛下沉,北冰洋高密度海水涌入大西洋,形成北大西洋深层水(NADW);中中新期早期(约 14 Ma) 印度尼西亚水道闭合,印度洋与太平洋之间的深层水终止交换^[12];上新世末(约 3~4 Ma) 巴拿马水道闭合, NADW 加强,赤道环流最终结束,形成现代大洋环流模式^[13]。水道的开合可以改变大洋环流模式,改变海水水化学结构,从而改变了富钴结壳的成矿条件,特别是 AABW 和 NADW 直接制约着太平洋最小含氧带的下界面深度。

1.1.2 海洋要素 海水水体中制约大洋铁锰沉积成矿的水化学障有:最小含氧带、文石溶跃面、方解石溶跃面、碳酸盐补偿深度和二氧化硅溶跃面等^[3]。其中最小含氧带是最重要的控制富钴结壳成矿的水化学障。在层化结构海水水体中,最小含氧带是溶解氧含量相对较小的水层。现代太平洋最小含氧带的空间分布总体特征呈东厚西薄、北厚南薄的趋势,研究区内最小含氧带水深为 800~1000 m^[14]。该带中与生物活动密切相关的金属元素和营养盐(如 Mn、Cd、Co、硝酸盐、磷酸盐等)富集^[15~17],最小含氧带中的元素是富钴结壳的直接来源。

1.2 太平洋板块漂移对富钴结壳成矿的控制作用

通过新生代太平洋两个关键时段(65 Ma 和 23 Ma)的古地理图(图 2)的重建,可以阐明海山漂移、水道开合和大洋环流等要素对富钴结壳成矿作用的制约。



Ocean Drilling Stratigraphic Network, <http://www.odsnet.de>。其中,褐色部分为陆块,红线为现代岸线,蓝线为大的断层,洋壳中的黑线为海底磁条带,粉红色的点 MID29 和 CLD09 为本文研究的样品站位 (Ocean Drilling Stratigraphic Network, <http://www.odsnet.de>) indicating the ancient locations of MID29 and CLD09 sites investigated in this study (labeled pink dots)

图 2 太平洋新生代古地理演化图

Fig. 2 Paleogeographic reconstructions of pacific in 65 Ma and 23 Ma

图 2(a) 显示 65Ma 时环南极水道尚未打开, 研究区(以 MID29 和 CLD09 结壳样品为代表)处于古太平洋的中央、赤道偏南海区。此时研究区东距太平洋洋中脊约 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$, 西距陆地约 50° , 距离洋中脊和俯冲带都比较远, 因此洋中脊和俯冲带热液成因的 Fe 和 Mn 难以直接提供给研究区成矿物质; 富钴结壳成矿物质主要来自海山周围的海水。赤道海域表层洋流的辐散作用导致研究区内表层生物初级生产力较高, 由于“生物泵”是海水中成矿金属元素垂向运移的主要途径, 该海域中有相对较多的成矿元素沉降、聚集在最小含氧带, 为富钴结壳成矿提供充足的物质来源。尽管成矿物质充足, 但是此时全球气温较高, 地球处于“温室期”, 两极无冰盖, 大洋深层洋流循环迟缓, 深层水溶解氧含量较低, 不利于海水中的 Mn 和 Fe 发生氧化, 因而不利于积聚在最小含氧带中的 Mn 和 Fe 最终氧化与沉淀而形成富钴结壳。

23 Ma 时南极-塔斯曼水道和德雷克水道已经张开, 环南极流和南极底层水业已形成。研究区向北漂移至 15°N 附近, 远离了赤道高生产力海域, 进入北太平洋涡漩的中心地带。涡漩中心海水的辐聚导致区内初级生产力降低, 进而引发“生物泵”垂向输运成矿元素能力的降低, 成矿元素下沉通量降低, 不利于成矿元素在最小含氧带中的聚积。尽管成矿物质供给较赤道区弱, 但此时深层水的溶解氧含量较高, 最小含氧带与富氧的深层水间发育了有利于海水中变价元素氧化沉淀的水化学障, 促进了积聚在最小含氧带中的 Fe、Mn 氧化形成富钴结壳。

1.3 海山的热沉降对富钴结壳成矿的控制作用

由于大洋水体具有层化结构, 不同深度的水化学障不同。因此随着海山的沉降, 海山所处的水化学环境也发生变化。为了估算研究区两个样品(MID29 和 CLD09)所在站位的下沉深度, 根据文献[18]的 GDH1 模型, 估算了研究区新生代海山的热沉降曲线。

研究区热沉降是由两类构造运动引起的: 一是由洋壳冷却而发生的热沉降; 二是由板内岩浆作用产生的热隆起发生的沉降。CLD 海山(基底洋壳的年龄为 165~170 Ma)和 MID 海山(基底洋壳的年龄为 145~155 Ma)在 74 Ma 时基本结束了洋壳的热沉降, 因此可以假定 74 Ma(研究区内最年轻的火山年龄)以来基底洋壳保持稳定, 从而只估算板内岩浆作用产生的热隆起引发的沉降。

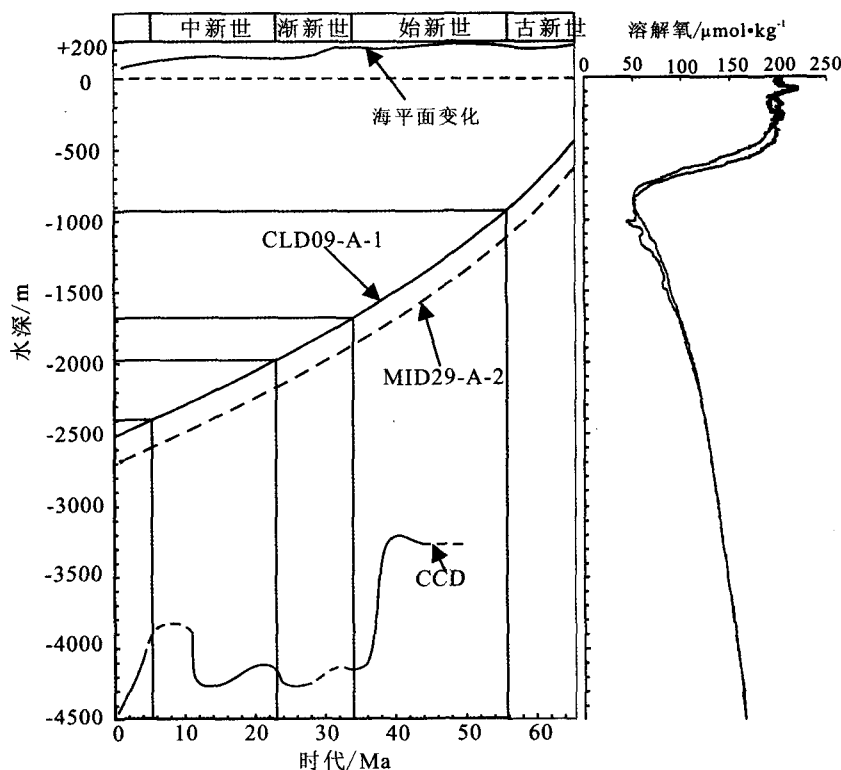
麦哲伦海山群最年轻的海山年龄为 74 Ma, 马尔库斯-威克海山群最年轻的海山年龄为 81.5 Ma, 所以推测 74 Ma 时该海区板内岩浆活动停止, 由它产生的热隆起开始发生热沉降。假定板内岩浆活动导致的热隆起沉降的模式与洋中脊的热沉降模式相同, 可估算研究区海山的热沉降曲线(图 3)。

新生代海平面的变化幅度小于 250 m ^[19], 对研究区海山水深的影响并不明显。由图 3 可见, 以现代海平面为基准, 古新世区内海山沉降约 500 m, 始新世沉降约 750 m, 渐新世沉降约 300 m, 中新世沉降约 400 m, 上新世以来沉降约 100 m。我们假定的是岩浆活动停止时发生热沉降, 事实上区内岩浆活动主要发生在 $90\sim 100\text{ Ma}$; 因此, 本文的估算值是海山沉降幅度的最大值。Pulyaeva^[4]认为始新世时麦哲伦海山群的水深就已没有显著变化。

图 3 中研究区现代海水溶解氧含量剖面的数据来自世界大洋环流实验(WOCE), 剖面站位为 $149^{\circ}20'\text{E}-21^{\circ}50'\text{N}$ 和 $149^{\circ}20'\text{E}-21^{\circ}10'\text{N}$ 。溶解氧含量剖面显示, 该海区现代最小含氧带水深约 $800\sim 1000\text{ m}$ 。如果假定新生代海水溶解氧含量剖面与现代基本一致, 则在古新世 MID29 和 CLD09 两个站位有可能处于最小含氧带中。气候变暖可以导致最小含氧带向下扩展, 而古新世—始新世全球处于“温室期”, 所以推测当时最小含氧带的下限要比现在的深, 始新世较浅的 CCD(图 3)也印证了这一推测。因而尽管古新世—始新世时海山可能沉降了 1250 m, MID29 和 CLD09 两个站位仍可能处在溶解氧含量较低的最小含氧带之中。但当时深层水贫氧, 最小含氧带与深层水间的“贫氧—富氧”水化学障发育较差, 不利于富钴结壳成矿。渐新世地球进入“冰室期”, 由于南极开始发育底层流, 研究区深层水开始有了较多溶解氧的供给。此时最小含氧带下限水深变浅, 最小含氧带与深层水间的“贫氧—富氧”水化学障发育较好。这时 MID29 站位可能处于最小含氧带中或其下限附近, 发育了 Mn/Fe 值较高的富钴结壳壳层。中新世以后, 区内海山沉降到更大的深度, 逐渐远离利于富钴结壳成矿的“贫氧—富氧”水化学障, 壳层的 Mn/Fe 值逐渐降低, MID29 和 CLD09 站位的水化学环境逐渐不利于富钴结壳成矿。

2 富钴结壳成矿的过程

如上所述, Mn/Fe 值可以作为富钴结壳成矿环境演化的有效替代指标, 高的 Mn/Fe 值表征有利于



现代溶解氧含量数据来自 <http://cchdo.ucsd.edu/pacific.htm>, CCD 深度曲线来自文献[20], 海平面变化曲线据文献[19]编绘

The dissolved oxygen data is from <http://cchdo.ucsd.edu/pacific.htm>, the variation of CCD depth is from [20], and the sea level change is from [19]

图3 研究区热沉降曲线

Fig. 3 Subsidence curve of seamounts in research area

富钴结壳成矿。本文对比了麦哲伦海山的 MID29-A-2 样品和马尔库斯-威克海山的 CLD09-A-1 样品的 Mn/Fe 值曲线与 $\delta^{18}\text{O}$ 标准曲线, 分析了构造和气候演化事件^[21]对成矿作用的影响, 将西太平洋富钴结壳的成矿作用过程概括为 5 个阶段(图 4)。

第一阶段(白垩纪—始新世): 形成麦哲伦海山群和马尔库斯-威克海山群。早白垩世末形成海山群的主要岩浆作用结束, 随后海山逐渐下沉; 由于早白垩世—古新世山顶珊瑚礁的不断生长, 逐渐形成平顶山。始新世末海山的热沉降约 1250 m。这一时期全球气温较高, 没有南极底流, 大洋深层水溶解氧含量较低, 最小含氧带与深层水间的“贫氧—富氧”水化学障发育较差, 不利于富钴结壳的成矿。后期的火山活动诱发了海山的滑坡作用, 海山边坡不稳定, 不利于富钴结壳的沉积成矿。

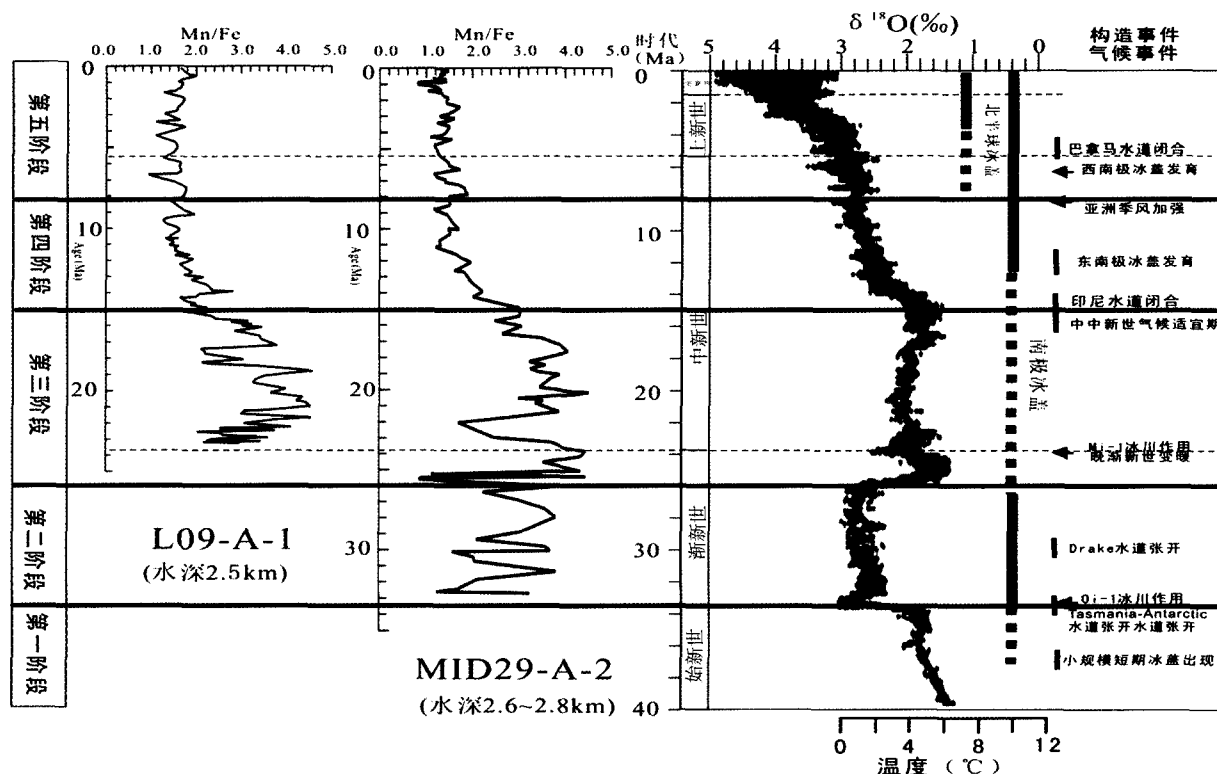
第二阶段(始新世末—晚渐新世): 从大约 40 Ma 开始, 两个海山群一直向西北方向漂移。这时塔斯曼-南极水道张开, 德雷克水道逐渐向深层水开放, 形成环南极流和南极底层水。晚渐新世时南极开始发育小规模短期的冰盖, 始新世末到晚渐新世

(26~27 Ma), 南极持续发育冰盖。从这一时期开始, 地球进入“冰室期”, 南极底流开始向大洋中的深层水供给溶解氧, 最小含氧带与深层水间的“贫氧—富氧”水化学障发育较好, 区内开始发育 Mn/Fe 值较高的富钴结壳壳层。

第三阶段(晚渐新世—中中新世早期): 这时全球平均气温在地球冰室期内达到最高值, 南极断续发育冰盖。区内海山可能处于最小含氧带中或其下限附近, 发育了 Mn/Fe 值较高的富钴结壳壳层。某些时期最小含氧带向下扩展到了富钴结壳生长的海山之上, 导致已形成的富钴结壳磷酸盐化。

第四阶段(中中新世早期—晚中新世早期): 初期印度尼西亚水道向深层水闭合, 环南极流加强, 南极出现永久性冰盖。这时, 全球气温逐渐降低, 南极中层水和底层水加强, 区内两个海山群海区的最小含氧带逐步向北退缩、变薄, 同时海山下沉, 导致海山逐渐远离最小含氧带, Mn 的供给减少, 使富钴结壳的 Mn/Fe 值下降。

第五阶段(晚中新世早期—现代): 这时北极也出现冰盖, 西南极发育永久性冰盖; 全球气温持续降



$\delta^{18}\text{O}$ 曲线及相关构造和气候事件据文献[21]

$\delta^{18}\text{O}$ curve and tectonic and climate events are from ref. [21]

图4 西太平洋富钴结壳成矿阶段图

Fig. 4 Ore-forming process and stages

低成为新生代最冷的阶段。这时巴拿马水道闭合,环赤道流系彻底终结,阻断了太平洋与北大西洋之间表层水的交流,促使北大西洋深层水加强。同时,南极底层水和中层水团和北大西洋深层水的加强,使西太平洋的最小含氧带的范围和强度减弱。尽管这一阶段海山下沉并不显著,但最小含氧带下限上升并逐渐远离海山。海水 Mn 含量降低, Mn 的供给逐渐减少,形成 Mn/Fe 值较低的壳层。

3 结 语

(1)富钴结壳的控矿要素主要是地质要素和海洋要素。前者包括海山的形成、迁移、沉降和水道的开合等,后者包括最小含氧带(OMZ)、文石溶跃面、碳酸盐补偿深度和海山周围海水的动力学情况等,其中最小含氧带为最重要的控矿要素。

(2)从古新世开始到现代,麦哲伦海山群和马尔库斯-威克海山群逐渐从赤道高生产力海域漂移到北太平洋低生产力海域,研究区成矿物质供给减少。

(3)古新世—始新世时研究区海山可能处于最小含氧带中,最小含氧带与深层水间的“贫氧—富

氧”水化学障发育较差,不利于富钴结壳成矿。渐新世—中中新世早期,最小含氧带与深层水间的“贫氧—富氧”水化学障发育较好,形成高 Mn/Fe 值的富钴结壳壳层。中中新世早期以来,海山逐渐下沉,最小含氧带下界面逐渐上升,并逐渐远离“贫氧—富氧”水化学障,不利于富钴结壳的成矿。

(4)研究区富钴结壳成矿可划分为五个阶段,其中始新期末—晚渐新期和晚渐新世—中中新世早期有利于发育富钴结壳。

参考文献 (References):

- [1] Hein J R, Koschinsky A, Bau M, Manheim F T, Kang J K, Roberts L. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific [A]. Cronan D S. Handbook of marine mineral deposits[M]. Boca Raton: CRC Press, 1999: 239—279.
- [2] Glasby G P. Manganese the predominant role of nodules and crusts[A]. Schulz H D, Zabel M. Marine geochemistry[M]. 2nd edition. Berlin Heidelberg, New York: Springer, 2006: 371—428.
- [3] Andreev S I, Gramberg I S. Cobalt-rich ores of the world ocean[Z]. St. Petersburg, 2002.
- [4] Pulyaeva I. Stratification of ferromanganese crusts on the Ma-

- gellan seamounts[A]. Proc. 30th Int'l Geol. Congr. [C], 1997, 13: 111—128.
- [5] Clouard V, Bonneville A. Ages of seamounts, islands and plateaus on the Pacific plate. version 2.0 - 5 December 2001.
- [6] Ren X, Glasby G P, Liu J, Shi X, Yin J. Fine-scale compositional variations in a Co-rich Mn crust from the Marcus-Wake Seamount cluster in the western Pacific based on electron microprobe analysis (EMPA)[J]. Marine Geophysical Researches, 2007, 28(2): 165—182.
- [7] Emelyanov E M. The barrier zones in the ocean[A]. The sediment- and ore formation, and geo-ecology[M]. Heidelberg, Berlin, New York: Springer, 2005.
- [8] Müller R D, Roest W R, Royer J Y, Gahagan L M, Sclater J G. Digital Isochrons of the world's ocean floor[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102 (B2): 3211—3214.
- [9] Natland J H, Winterer E L. What really happened in Pacific? [A]. Penrose Conference Abstracts, Plume IV: Beyond the Plume Hypothesis, Test of the Plume paradigm and alternative [C]. August 25th-29th, 2003, Hveragerdi, Iceland.
- [10] Mikhailik. Cobalt-manganese crusts on guyots of the magellan seamounts are recorders of Taylor-hogg eddies though Cenozoic[A]. Abstract for conference of Minerals of the Ocean-Integrated Strategies[C], 25-30 April, 2004.
- [11] Livermore R, Hillenbrand C D, Meredith M, Eagles G. Drake Passage and Cenozoic climate: An open and shut case? [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2007, 8(1), doi:10.1029/2005GC001224.
- [12] 杨子庚. 海洋地质学[M]. 青岛: 青岛出版社, 2000.
- Yang Zigeng. Oceanic geology[M]. Qingdao: Qingdao Publishing House, 2000. (in Chinese)
- [13] Burton K W, Ling H F, O'Nions R K. Closure of the central American isthmus and its effects on deep-water formation in the North Atlantic[J]. Nature, 1997, 386: 382—385.
- [14] Schlitzer R. Ocean data view[DB]. 2004. <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>.
- [15] Bruland K W, Orians K J, Cowen J P. Reactive trace metals in the stratified central North Pacific[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, 58: 3171—3182.
- [16] Bruland K W. Trace elements in sea water[J]. Chemical Oceanography, 1983, 8: 157—220.
- [17] Knauer G A, Martin J H, Gordon R M. Cobalt in north-east Pacific waters[J]. Nature, 1982, 297: 49—51.
- [18] Stein C A, Stein S. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age[J]. Nature, 1992, 359: 123—129.
- [19] Miller K G, Komiz M A, Browning J V, Wright J D, Mountain G S, Katz M E, Sugarman P J, Cramer B S, Christie-Blick N, Pekar S F. The Phanerozoic record of global sea-level change[J]. Science, 2005, 312: 1293—1298.
- [20] 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.
- [21] Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. Science, 2001, 292: 686—693.