

文章编号: 0258-7106(2007)03-0296-11

厚结壳的形成条件及控制因素分析*

矫东风^{1,2}, 金翔龙², 初凤友², 胡光道¹, 王艳霞³

(1 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 2 国家海洋局第二海洋研究所, 国家海洋局海底科学重点实验室, 浙江 杭州 310012; 3 湖北非金属地质公司, 湖北 武汉 430030)

摘要 当前对于大洋厚结壳的研究较少, 而厚结壳是未来开发利用的重点, 同时它记录的地质历史长, 控制和影响结壳生长发育的各种因素必然能在厚结壳上充分体现出来。因此, 开展厚结壳的形成条件及控制因素的研究, 具有重要的理论与现实意义。文章利用 GIS 空间分析技术与地质统计方法, 对厚结壳的定义、结壳厚度与水深、结壳厚度与基岩、结壳生长与构造活动、结壳厚度与沉积速率、结壳厚度与经纬度、结壳厚度与主成矿元素之间的关系进行了分析, 结果表明, 结壳的厚度变化受控于水深、基岩、构造活动、沉积速率、经纬度等因素, 同时结壳厚度与主成矿元素之间存在明显的相关性。

关键词 地质学; 富钴结壳; 厚度; 形成条件; 控制因素

中图分类号: P618.62

文献标识码: A

Formation conditions and control factors of thick Co-rich ferromanganese crusts

JIAO DongFeng^{1,2}, JIN XiangLong², CHU FengYou², HU GuangDao¹ and WANG YanXia³

(1 China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2 No.2 Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, Zhejiang, China; 3 Hubei Nonmetallic Geological Company, Wuhan 430030, Hubei, China)

Abstract

Researches on thick cobalt-rich ferromanganese crusts have been insufficient in spite of the facts that thick crusts are very important in exploitation and development of potential resources and that, as these crusts have experienced a long geological history, they have embodied all kinds of factors controlling and affecting their development. It is therefore of great theoretical and practical significance to investigate the formation conditions and controlling factors of thick cobalt-rich ferromanganese crusts. The relationships of such controlling factors of the Co-rich ferromanganese crust as depth, basement rocks, tectonic setting, sedimentary rate, longitude and latitude, main ore-forming elements and thickness are analyzed in detail in this paper with the help of GIS spatial analysis and geological statistic methods. The results indicate that the thickness of the crust is controlled by above factors and related to main metallogenetic elements.

Key words: geology, Co-rich ferromanganese crust, thickness, formation conditions, controlling factor

大洋富钴结壳是一种水成、生长在硬质基岩上的富含钴、铂等具有经济价值金属元素的“壳状”沉积物, 也可称其为铁锰结壳或锰结壳。对结壳的研究具有重要的理论和现实意义, 具体表现在 3 方面:

* 本文得到国际海底区域研究开发“十五”富钴结壳特征对比及资源远景评价(dy-01-01-8)项目的资助

第一作者简介: 矫东风, 男, 1978年生, 在读博士, 主要从事海洋矿产方面的研究工作。

收稿日期: 2006-06-14; 改回日期: 2006-08-30。李岩、张绮玲编辑。

①结壳具有很高的经济价值,因其富含 Co、Ti、Ce、Ni、Pt、Mn、Th、Te 等贵金属而成为具有巨大开发潜力的重要资源;②由于其具有极低的生长速率和较稳定的形成环境(指受陆源物质影响小)使它成为研究 60 Ma 以来古海洋和古气候历史的理想“化石”;③作为一种新的海底矿产资源,对它的深入研究与总结必然会促进海洋学及地球科学成矿理论的发展。目前对于大洋富钴结壳的研究已达到一定的深度和广度,许多学者(Halbach et al., 1983; Halbach, 1986; Hein et al., 1992; Frank et al., 1999; 白志民等, 2004; 潘家华等, 2002a; 2002b; 2000c; 2005; 武光海等, 2000; 赵宏樵, 2003)从不同角度对结壳资源进行了较为全面的探索,涉及范围包括结壳产出的地质背景与海洋学背景、基本特征、分布规律、富集机理及控制因素、成因机制、在古海洋与古气候学中的应用及结壳资源评价等。但对于厚结壳的研究目前报道得较少,其实,在现今经济技术条件下,开采结壳恰恰对结壳厚度的要求相当苛刻。结壳的形成及其厚度变化受控于诸多因素,例如区域地质构造、基底岩石类型及其形成时代、底层水化学要素及金属元素浓度、水深、地形、水文条件以及微生物活动状况等都会对结壳生长构成影响。因此,对结壳厚度及其控制因素的研究,对于了解厚结壳的形成条件具有重要意义。此外,厚度在结壳资源评价中是一个重要指标,厚度的变化会引起结壳资源量的同倍涨跌,同时,结壳厚度与主要成矿元素之间存在相关性,这暗示着结壳厚度、品位之间具有一定的内在联系,因此,开展厚结壳形成条件和控制因素方面的研究,对于结壳找矿勘探、资源评价、靶区圈定及未来开采具有重要意义。

1 厚结壳的定义

调查表明,结壳的厚度变化范围较大,小到几个毫米,大到上百个或几百个毫米,平均厚度变化在 5~40 mm 之间。在不同海域或同一海域的不同海山,结壳厚度变化较大。目前发现的结壳厚度可达 250 mm,较厚的结壳(厚度 > 80 mm)较少,主要集中在太平洋海域,生长在 1 500~2 500 m 水深范围内平顶海山顶部外侧及海山斜坡的上部,它们的起始生长时间可追溯到 10~30 Ma 以前。大西洋和印度洋中厚结壳更为稀少,目前大西洋中发现的结壳最

厚为 125 mm,印度洋中最厚的结壳为 72 mm。可见,厚结壳的数量是有限的,但并不能说明资源量不可观,同时这也受到调查范围(横向与纵向上)的影响。究竟厚度多大的结壳才算是厚结壳?目前还没有严格的定义。笔者对来自国际海底管理局中央数据库(ISA Central Data Repository)不同海域的 1 694 个结壳厚度数据作了统计,这些结壳的最大厚度是 160 mm,最小厚度是 1 mm,平均厚度是 23 mm(图 1)。为了得到一个比较合理的厚度划分准则,笔者采用分段平均的方法,即以 20 mm 间隔分别计算分段平均值(表 1),依据 3 个分段平均值 15 mm、41 mm、120 mm 把结壳分成 4 个厚度等级(表 1),即结皮(厚度 < 15 mm)、薄层(厚度 15~41 mm)、中厚层(厚度 41~120 mm)、巨厚层(厚度 > 120 mm)。本文所探讨的厚结壳为上述划分标准中的中厚层及巨厚层结壳,即厚度 > 41 mm 的结壳。

从图 1 中可以看出,60% 的结壳属于结皮或薄层,中厚层结壳仅占总样数的 14%,巨厚层结壳的数量更少,只有 0.4% 左右,因此,大洋中能作为“矿”来进行开采的结壳数量是有限的。统计也表明,结皮、薄层结壳厚度占结壳样品总厚度的 51%,而中厚-巨厚层结壳在样品总厚度中达 49%,可见厚结壳在结壳资源量评估中占很大份额,虽然数量较少,但因其厚度可观,与薄-中层结壳占据几乎同等的地位,因此,对厚结壳形成条件及控制因素的研究具有重要的现实意义。

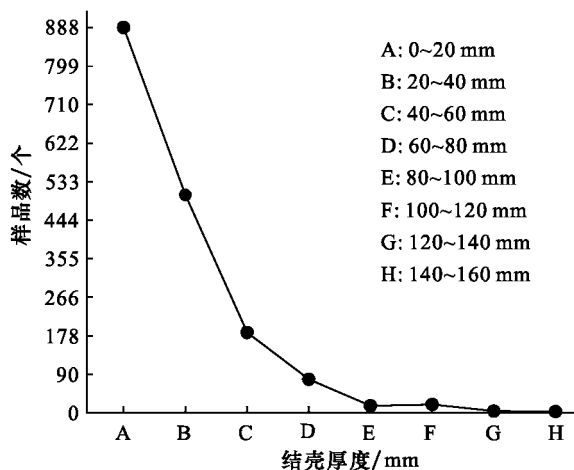


图 1 结壳厚度与数量的关系

Fig. 1 The relationship between crust thickness and quantity

表 1 结壳厚度统计与分类

Table 1 Statistics and categories of the crust thickness

厚度分层	厚度区间/mm	样品数/个	平均厚度/mm	分层厚度/mm	样品数/个	所占百分比/%
结皮	<20	888	15	<15	739	43.6
薄层	20~40	502	21	15~21	269	15.9
	40~60	185	41	21~41	444	26.2
	60~80	77	62	41~62	125	7.4
中厚层	80~100	16	90	62~90	84	5
	100~120	19	105	90~105	13	0.8
	120~140	4	120	105~120	13	0.8
巨厚层	>140	3	140	>120	7	0.4

2 结壳厚度与水深

结壳的生长分布与海水深度具有密切的关系 (Philomene et al. 2004), 其在垂向上分布于特定的水深, 一般认为, 结壳产出在最低含氧带(OMZ)以下, 碳酸盐补偿深度(CCD)以上, 水深范围为 400~

4 000 m。本文对来自不同海域的结壳样品厚度与水深之间的关系进行了统计(图 2), 结果表明, 68% 以上的结壳集中产出在 1 000~2 500 m 水深范围内, 80% 的厚结壳(厚度>41 mm)集中产出于 1 000~3 000 m 水深范围内, 55% 的厚结壳产出在 1 500~2 500 m 内, 这与当前的研究成果较为一致。这些结果暗示, 这个水深范围适合厚结壳的生长与富集。

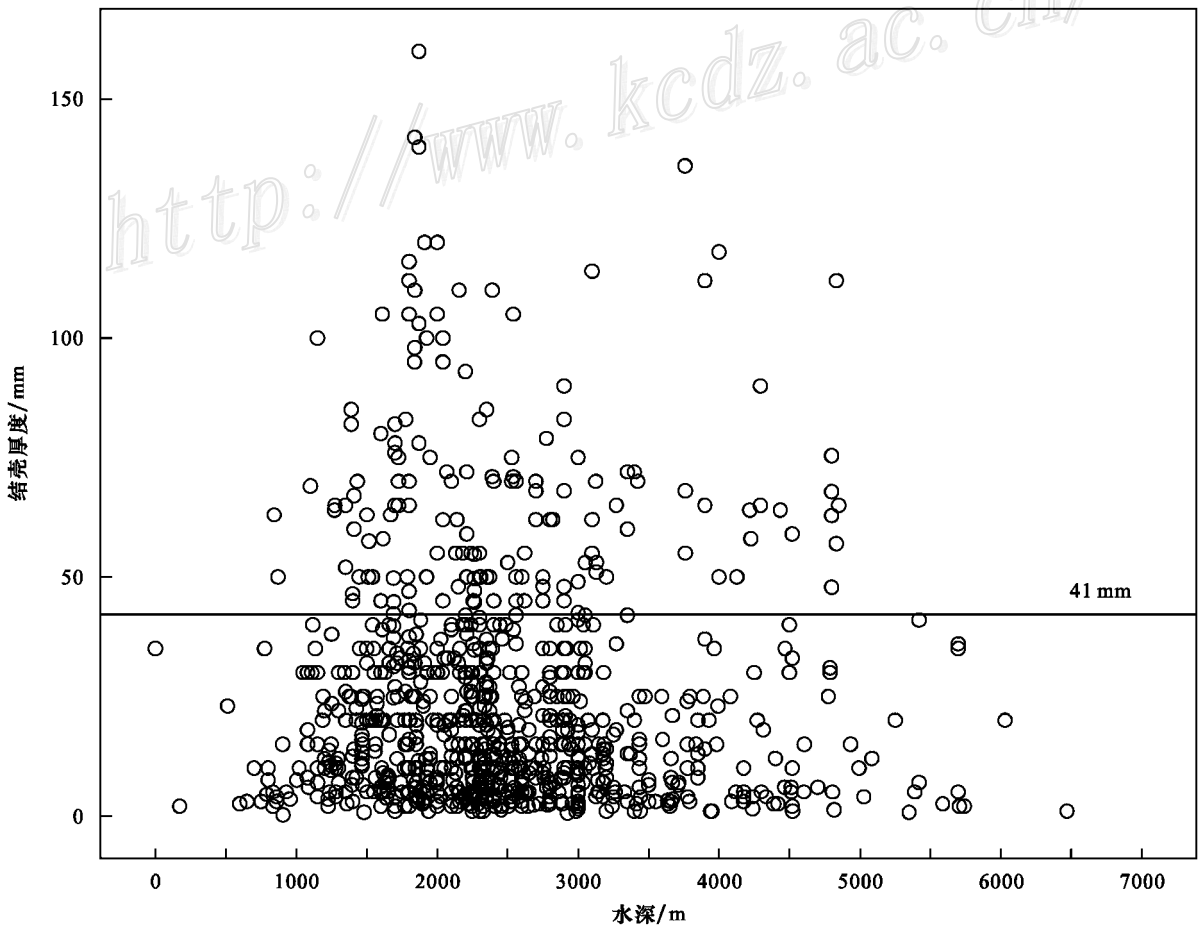


图 2 结壳厚度与水深的关系

Fig. 2 The relationship between crust thickness and water depth

此外,厚结壳的水深范围在区域上是变化的,在北太平洋厚结壳产出的水深范围为 1 500~2 500 m;在南太平洋,厚结壳生长的水深更浅,为 1 000~1 500 m,其可能为该区最低含氧带不发育所致。

据研究(潘家华等,1999),富钴结壳的矿物组成基本可分为 4 个矿物相(不同学者分类不同):铁锰矿物相、碎屑组分相、生物成因相及无定型铁的氢氧化物相,受到热液作用时还有更复杂的矿物相。不同地区各矿物相在结壳中所占百分比是不同的(表 2),铁锰矿物相中主要矿物是 δ - MnO_2 ,约占总量的 94% 以上,碎屑组分相主要矿物是斜长石和石英,仅占 1% 左右;生物成因相以磷酸盐为代表,主要矿物是碳氟磷灰石(CFA),其含量变化不定,一般为 1%~4% 之间,结壳的其他混入矿物相有蒙皂石、方解石、钙十字沸石、方钠石及成因复杂的重晶石等,占总量的 0.5%~2%。可见,铁锰矿物相(尤其是 δ - MnO_2 的相对含量)是决定结壳厚度的关键因素。结壳中的 $Mn(IV)$ (四价)主要来自最低含氧带(OMZ),是以胶体沉淀方式进入结壳的,最低含氧带内溶解态 $Mn(II)$ 浓度很高。结壳中的 Fe 主要来自碳酸盐溶解及陆源 Fe 的加入(Halbath et al.,1984)。研究表明, Mn/Fe 比值随水深的增加而降低,表明结壳中矿物相组成比例随水深发生变化, $Mn(IV)$ 相减少, Fe 相增加。因此,厚结壳主要产出在 1 600~2 600 m 水深范围内并非偶然,这可能是随水深的增加,结壳的矿物构成比例发生变化所致。此外,磷酸盐化作用也不可忽视,调查表明,水深小于 2 800 m 的厚结壳下部(老壳层)大都被磷酸盐化。磷酸盐化除对结壳的主成矿元素及稀土元素的丰度产生影响外(潘家华等,2002)对结壳的矿物组成及构成比例也存在明显的控制作用,从而对结壳厚度产生影响。2 800 m 是磷酸盐化结壳的水深下界,这一水深之下很少发现有磷酸盐化结壳存在,这也是厚结壳产出的主要水深范围下限。需要说明的是,结壳产出的这一特定水深范围并不能代表结壳形成时的水

深,研究表明结壳生长的海山都曾经历了水平和垂直向上的变化,结壳的生长可能处于不同的古海洋环境下,古生物生产率的高低、南极底流的形成、流向及强度等均会对结壳的发育产生影响,甚至造成生长间断。图 2 中有 46 个(约 19%)结壳样品(厚度 > 41 mm)产出在 3 000 m 水深以下,这表明结壳厚度与水深之间的关系并不是严格的,结壳厚度还受到下伏基岩类型及形成时代、构造活动、底层水化学要素及金属浓度等多种因素的影响。

3 结壳厚度与基岩

大洋富钴结壳的厚度与下伏基岩之间的关系,是个相当复杂的问题,因为结壳的形成及其厚度受控于诸多因素,例如海山的滑坡作用及其稳定性、基底岩石类型、形成时代及其风化程度、海山形貌与地形等都会对结壳生长厚度构成影响。

结壳可以生长在任何硬质基岩上,现已发现结壳基岩类型多达 30 种,按成因可分为生物(化石质)、岩石质、矿物质、陨石质和金属质等 5 种类型(王焕夫,1997),其中岩石质是结壳最主要的基岩,其又可细分为火山质基底、沉积质基底及变质基底。不同的基岩表面赋存的结壳在厚度上存在较大差异,即使是同一类型的基岩,其上结壳的分布也不均匀。尽管结壳的分布与基岩类型并没有直接的关系,但结壳厚度与基岩类型还是有一定关系的,许多学者(陈建林等,2004;武光海等,2001)的调查研究表明,以玄武岩和火山碎屑岩为基岩的富钴结壳的平均厚度最大,这 2 类基岩更利于结壳的生长,而凝灰岩、磷块岩等松软易碎岩石表面仅有结膜或铁锰质染膜,硅质岩最不利于结壳的生长。

结壳厚度与下伏基岩之间关系的另一表现是基岩形成时代不同,其上结壳厚度不同,结壳厚度与基岩形成时代具有明显的相关性,这种关系突出表现在与板内热点有关的线状海山结壳上。线状海山链

表 2 富钴结壳的矿物组成
Table 2 Composition of cobalt-rich crusts

位置	平均 $\alpha(B)$ %				资料来源
	δ - MnO_2	碳磷灰石	斜长石 + 石英	其他	
马绍尔群岛	97.86	0.96	0.51	0.67	(Hein et al.,1988)
Horizon 海山	94.25	3.62	1.13	1.00	(Hein et al.,1985)
奈克海岭	95.46	1.38	2.62	0.54	(Hein et al.,1985)
S. P. Lee 海山	94	4	0.24	1.76	(Hein et al.,1985)

(无震海岭)主要发育在大洋盆地之中,性质有别于岛弧、海岭和洋中脊,在洋底呈线状。按火山年龄新老依次排列,排列方向与洋中脊垂直和斜交,一般将其认为是固定的地幔热点喷发的火山在板块拖曳移动的海底上逐渐形成的(图3)。由此可见,这些海山链是由板内热点引起的,并且这些海山按形成时代的先后顺序依次排列,可以推测,生长发育于这种海山链上的结壳的主成矿期也很可能呈现出一定的先后顺序,从而在结壳厚度差别上表现出一定的规律性。调查研究表明(初凤友等,2005),在大西洋中脊两侧,随离中央海岭轴部距离的增加,结壳的厚度变大,夏威夷—皇帝海链由南向北随着载壳岩石年龄的增加,结壳厚度也逐渐增大,这些现象都说明了结壳生长的厚度可能与载壳岩石的形成时代有关。Manhein(1986)推测形成于60~80 Ma间的海山斜坡上易生长厚结壳,因为这些海山为结壳提供了充足的生长时间。笔者把来自三大洋的1183个结壳

样品的厚度数据与海底年龄图进行GIS相交分析,并对属性数据进行统计来分析结壳厚度与基岩形成时代的关系(图4),结果表明,以白垩系(80~140 Ma)为基底的海山结壳数量多、厚度大。

结壳厚度与下伏基岩之间的关系还表现在基岩的风化程度上。研究(陈建林等,2004)表明,凡生长有良好壳体的基岩大都已风化,且风化强烈的岩石的上覆壳层更厚。风化的基岩有利于厚结壳的生长发育,其原因可能有以下几点(初凤友等,2005):①结壳的生长与微生物的活动有关,风化的岩石孔隙发育,为微生物的活动提供了空间,因而有利于结壳的快速生长;②岩石风化后,增大了岩石表面积,使岩石表面的吸附能力增强,促进了结壳的生长发育;③风化的岩石形成时代早,影响了结壳主成矿期的开始时代。

稳定的基岩是结壳成矿的基本条件,可以为结壳的形成提供一个长期稳定的容矿空间,同时基岩

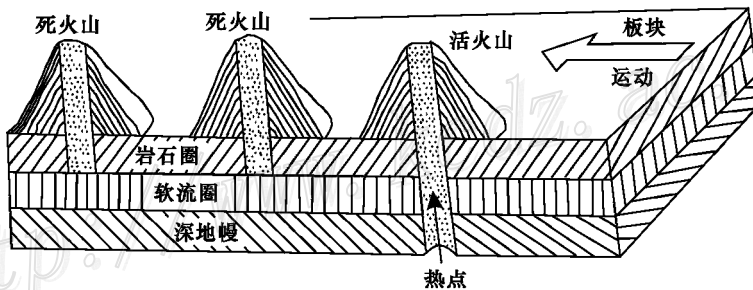


图3 由板内热点形成的海山链(范时清,2004)

Fig. 3 The seamount chain formed by intraplate hotspots (Fan, 2004)

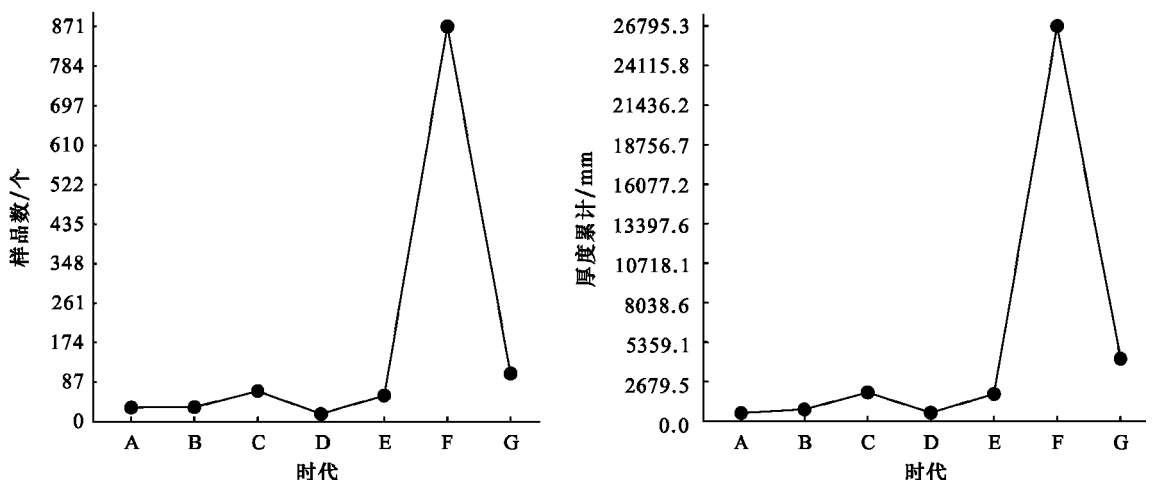


图4 结壳厚度与基岩形成时代的关系

A—更新世至上新世; B—中新世; C—渐新世; D—始新世; E—古新世; F—白垩纪; G—晚侏罗世

Fig. 4 The relationship between crust thickness and substrate age

A—Pleistocene to Pliocene; B—Miocene; C—Oligocene; D—Eocene; E—Paleocene; F—Cretaceous; G—Later Jurassic

稳定性对于结壳的厚度也具有重要的控制作用。基岩的稳定性决定于塑造海山形貌过程中的早期原生建造作用、后期改造作用及构造活动的影响,火山口的塌陷,后期岩墙侵位导致的滑坡,重力滑坡,海浪的侵蚀,地表径流的侵蚀,珊瑚礁的生长,沉积物的沉积及构造活动的强度和频率,海山作用的多期性等均会影响到基岩的稳定性。环状珊瑚礁上一般无厚结壳生长就是一个例证。

4 结壳生长与构造运动

目前,对于太平洋结壳生长海山的成因主要是用热点-地幔柱理论加以解释的,但关于海山上的各种矿物形成机制则基本上不从板块理论或热点-地幔柱理论出发来加以解释,因为这方面的数据获取具有很大的难度,其实海山上各种成矿机制肯定与该理论有一定的联系。从当前结壳调查研究的结果来看,结壳的厚度代表了结壳的发育程度,结壳发育程度取决于其产出的具体海山环境(包括水深、海山周围的洋流模式、海水化学条件的变化、基岩稳定性及形成时代的新老交替、海山微地貌、成矿物质来源等)而板块运动控制着海洋环境的变迁。因此,从根本上说,结壳的形成是板块运动的结果,海山环境的差异则造成了结壳厚度的差异性。

结壳生长与板块运动之间的联系主要体现在以下几个方面:

首先,海山是结壳的主要承载体和策源地。研究

表明,结壳生长的海山是由超级地幔柱引发的板内火山活动的产物,这些海山在 120~90 Ma 间起源于现今法属玻利尼西亚群岛区。海山形成后,随太平洋板块的扩张,海山随之漂移至今天的位置(Winterer, 1976)。海山漂移过程中,还发生过垂直方向上的升降。板块运动的结果,使海山处于不同的古海洋环境下,而古海洋环境对结壳的形成起着重要的控制作用,并非所有海山上均有结壳产出这一事实也可从板块运动对结壳生长环境的影响来加以考虑。

其次,板块运动对结壳成矿的作用过程还表现在对南极底流的形成、流向及强度的改造上。板块运动与南极底流的关系可归纳为:① 板块运动控制着全球水道的开合,进而控制着南极底流的形成;② 板块运动导致全球海洋环流系统改变以及全球气候的变迁,进而控制和影响着南极底流的强度和方向。南极底流对结壳生长的影响主要体现在以下几个方面:a 供氧作用,南极底流是维持海山区氧化环境的前提条件;b 溶解与侵蚀作用,底流对海底沉积物的物理侵蚀、对钙质物质的化学溶解力是确保结壳生长海山无沉积或沉积速率极低的关键因素,对于结壳的生长富集这是有利的一面,同时也有不利的一面,强烈的底流活动也可以将深海海水中的磷带至中等深度海水中,使结壳下部发生磷酸盐化,甚至抑制结壳的生长,造成生长间断;c 沟通与混合作用,南极底流在流动过程中,受海山地形的阻碍、抬升,会使洋流模式向着有利于厚结壳形成的方向发生改变(图 5)。

由此可见,海山上的结壳与板块运动有着密切

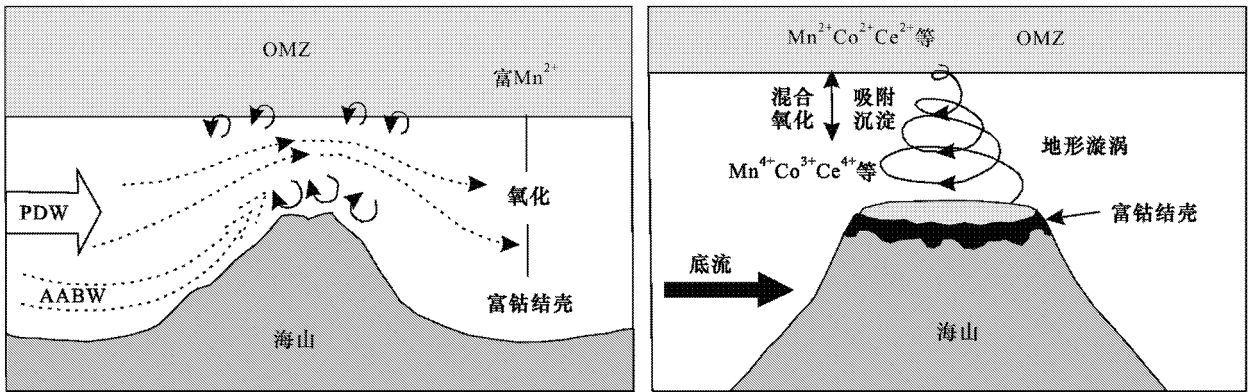


图 5 海山上不同水体混合作用与结壳成矿[左为湍流作用(任向文, 2005),右为地形旋涡作用(Mikhaillik, 2004)]

OMZ—最低含氧带;PDW—太平洋深层水;AABW—南极底流

Fig. 5 The relationship between mixing action of different water bodies and crust grow [The left is turbulent flow effect (Ren, 2005), whereas the right is topography swirling effect (Mikhaillik, 2004)]

OMZ—Oxygen minimum zone; PDW—Pacific deep water; AABW—Antarctic bottom water

的关系,板块运动控制着结壳成矿的区域和局部环境的改变,而受板块运动控制的古海洋环境又直接作用于结壳成矿过程。当前对结壳的研究侧重于矿物学和地球化学方面,今后的研究中如能从构造的角度来分析结壳的成矿环境,对于深入了解结壳的形成条件、控制因素、分布规律及结壳富矿区的圈定与评价是大有裨益的。

5 结壳厚度与沉积速率

结壳主要生长在裸露基岩上,表明其是在无沉积(或称沉积间断)或沉积速率极低的环境下形成的。调查研究表明,这种环境下形成的结壳覆盖率高、品位高、厚度大,前景可观。这也说明沉积速率的大小与结壳的生长富集存在着必然联系,进而造成结壳厚度在区域上存在明显的差异性。

沉积速率在一定范围内的区域性差异,是由于底流强度的区域性差异所致。从理论上讲,在底流快、沉积速率低的地方,由于底流或潜流的侵蚀作用,往往造成沉积物缺失,形成无沉积的环境,而这样的环境有利于自生矿物的形成;而在底流影响极弱、沉积速率高的地方,易形成结核。如海底高处往往形成磷灰石和结壳,海盆中则形成锰结核。笔者将来自3大洋的结壳厚度数据制成等厚图(数据来自国际海底管理局中央数据库),与网格间距 $10' \times 10'$ 的海底沉积物厚度图(数据来自美国国家地球物理数据中心(NGDC))在GIS平台上作空间相交分析并进行属性数据统计,来揭示区域上结壳生长厚度与沉积物厚度的关系(图6),从图上可以看出,结壳厚度随区域上沉积物厚度的减小而增大,结壳厚度与沉积物厚度密切相关,换言之,即和沉积物的沉积速率相关,沉积速率极低的环境更利于厚结壳的生长发育。

6 结壳厚度与经纬度的关系

经纬度与结壳成矿的关系一直未受到关注,仅有少数作者有所提及,结壳厚度随经纬度的变化规律的研究更为少见。笔者对来自国际海底管理局中央数据库的3533个结壳样品的厚度和经纬度数据作了统计,结果表明(图7),结壳在经向上表现出明显的分带性,即集中产出在分别以西经 170° 和东经 160° 为中心线的2个带内,且厚结壳(厚度 $>41\text{mm}$)

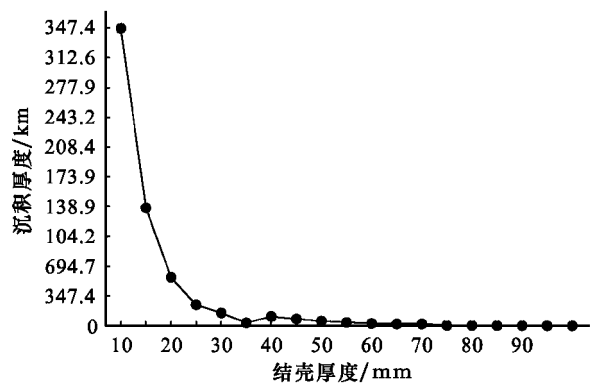


图6 结壳生长厚度与其邻近海域沉积厚度的关系

Fig. 6 The relationship between crust thickness and sediment thickness

也主要集中在这2个带内;在纬向上,结壳集中产出在以北纬 20° 为中心线的带内,且结壳厚度有从高纬向这一中心线增厚的趋势(图8)。结壳的生长富集受多种地质要素(构造、基岩、水深、地形地貌、沉积速率等)及海洋要素(古生物生产力、CCD和OMZ深度、海水中金属元素浓度及洋流模式等)和气候要素的控制,这些因素的区域性差异必然会对结壳的生长富集产生影响,从而造成结壳厚度在区域上存在差异性 or 分带性。笔者认为造成上述结壳厚度在经向上的分带性的原因可能有以下几个:①带内海山基岩形成时代相对较早(古新世—晚侏罗世);②带内结壳的承载体多为前述板内热点形成的火山,火山活动可能为结壳提供了大量的成矿物质;③海山的漂移和升降很可能为结壳生长提供了最佳的地形和水深,致使各种海洋要素(如洋流模式、 E_h 值等)向着有利于结壳形成的方向发生改变;④板内热点型海山数量与分布也会对结果产生影响。而纬向上的规律性很可能由结壳生长过程中古海洋和古气候事件所致,从始新世至中新世中期,气候总体上是变冷的,同时向低纬度地区古生物是增加的,这就加强了结壳生长富集所必需的 Mn^{2+} 的供给(图9、表3),进而造成结壳厚度和元素丰度的差异性。

7 结壳厚度与主成矿元素之间的关系

笔者对来自Phoenix的49个结壳样品的厚度、成矿元素及 Mn/Fe 比值进行了相关分析,统计表明,结壳厚度与成矿元素含量之间存在明显的相关关系,其中结壳厚度与Si、Fe、Ti、Cu、Al呈明显的正相关,相关系数分别为:0.72、0.67、0.66、0.58和

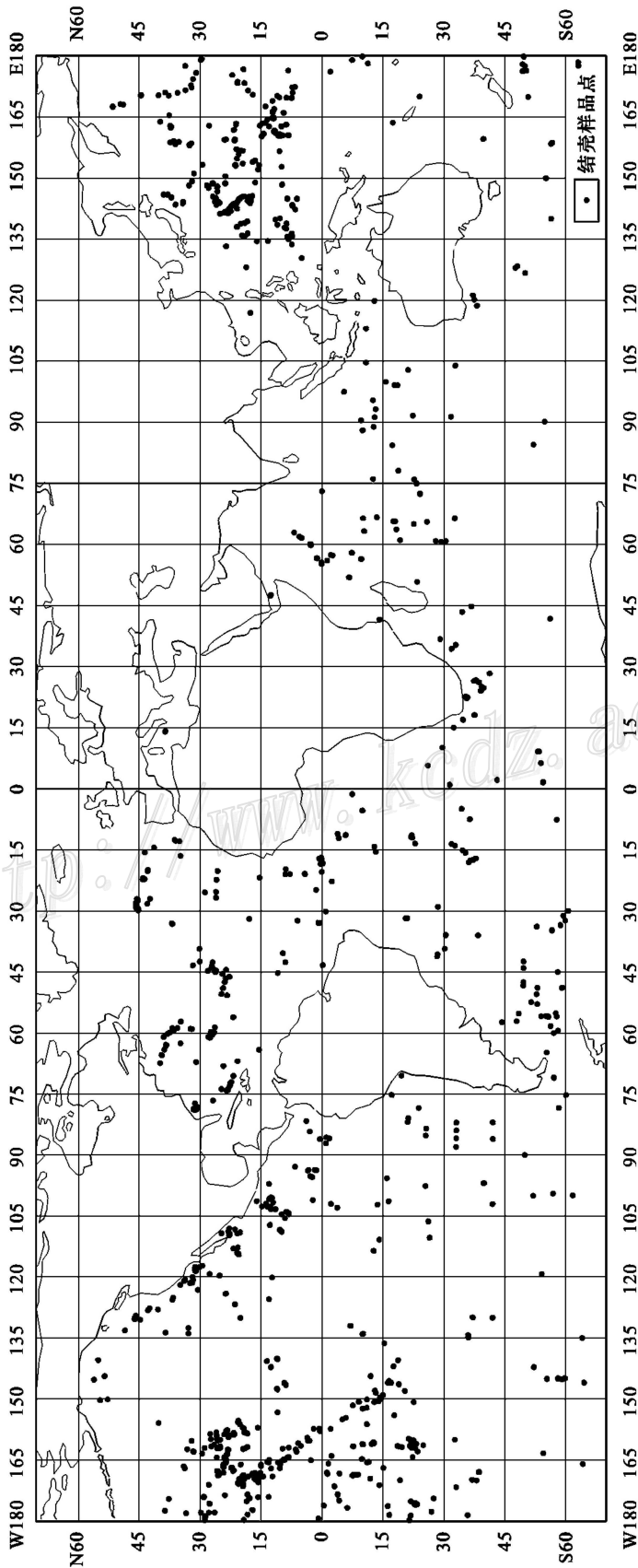


图 7 结壳样品分布图
Fig. 7 Distribution of cobalt-rich crust samples

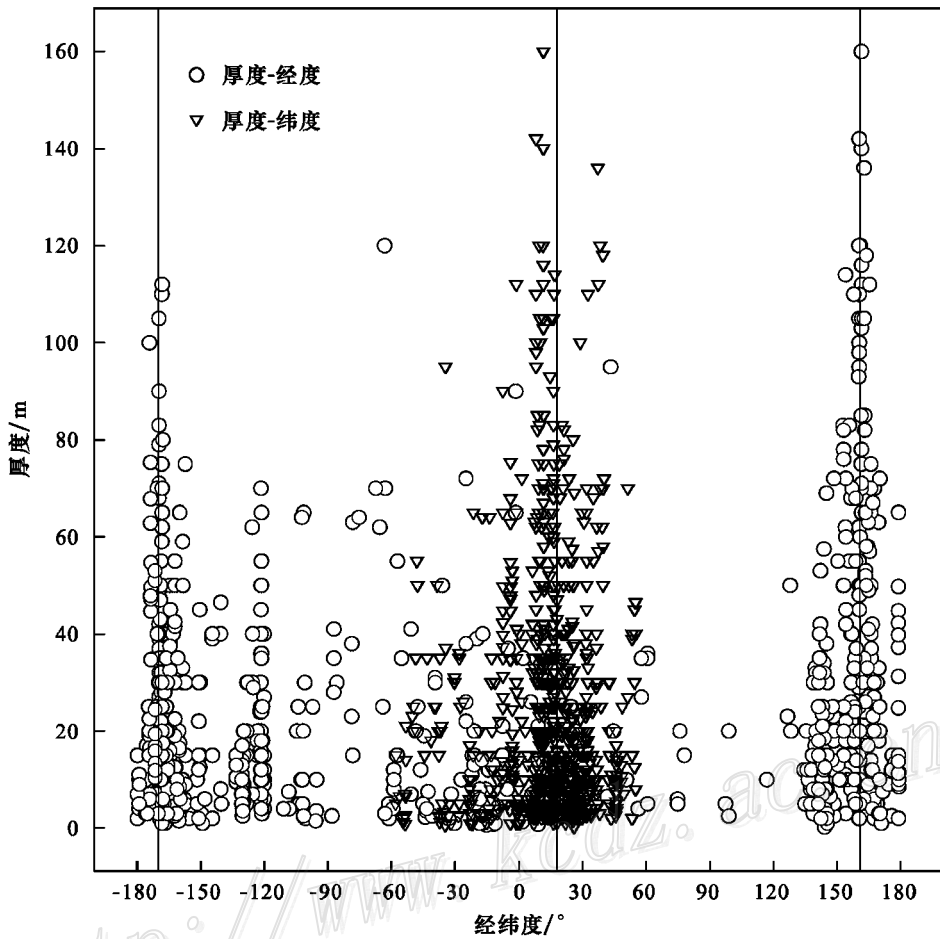


图8 结壳厚度与经纬度的关系

Fig. 8 The relationship between crust thickness and geographic coordinate

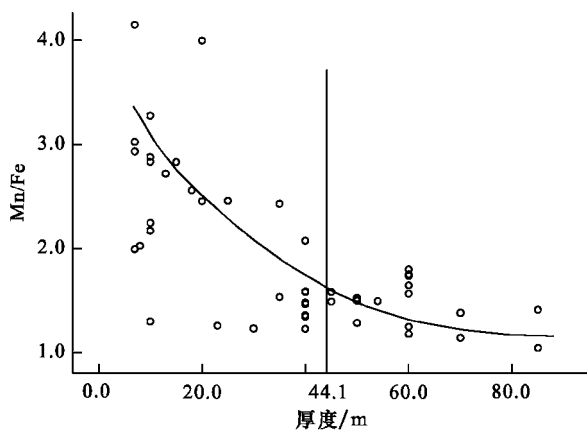


图9 结壳厚度与 Mn/Fe 比值的关系

Fig. 9 The relationship between crust thickness and Mn/Fe

0.57; 厚度与 Ni、Co、Mg、Mn 含量及 Mn/Fe 呈明显负相关, 相关系数依次为: 0.77、0.70、0.63、0.53、0.68(表3)。研究(Wen et al., 1997; Hein et al.,

1999)表明, 结壳中的元素有不同的成因, 且各元素的矿物载体也不同。元素聚类分析的结果通常为5个相, 即 δ -MnO₂ 相、Fe 氢氧化物相、碎屑组分相(或硅铝酸盐相)、CFA 相(碳氟磷灰石相)及生物成因相。Mn、Co、Ni 的载体矿物为 δ -MnO₂(水羟锰矿), 此外 40% 以上地区的 V、Ca、Mg、Ti 元素也以此相为载体。碎屑相中总包含 Si、Al、K, 通常也有 Ti、Cr、Mg、Fe 和 Cu。从前面的相关分析结果可以看出, 以水羟锰矿为载体的元素含量随结壳厚度的增加而减小, 碎屑相元素含量随结壳厚度的增加而增加, 表明在结壳生长过程中, 碎屑组分的增加不仅使结壳有不断增厚的趋势, 同时对主成矿元素(Mn、Co、Ni)也起了稀释作用。本区结壳中 Ca、P 的含量大都分别小于 4%、1%, 可排除磷酸盐化稀释作用的影响。值得思考的是结壳厚度与 Mn/Fe 的关系。胶体化学成因理论认为, 结壳中 Mn(IV) 主要来自最低含氧带(OMZ), Fe 主要来自碳酸盐溶解及陆源 Fe

表 3 结壳厚度与成矿元素之间的相关关系

Table 3 The relationships between crust thicknesses and ore-forming elements

	Al	Ca	Co	Cu	Fe	Mg	Mn	Ni	P	Si	Ti	V	Mn/Fe	厚度
Al	1													
Ca	-0.17	1												
Co	-0.72	-0.12	1											
Cu	0.54	0.12	-0.60	1										
Fe	0.63	-0.66	-0.57	0.27	1									
Mg	-0.42	0.36	0.66	-0.21	-0.78	1								
Mn	-0.73	-0.30	0.89	-0.44	-0.44	0.51	1							
Ni	-0.61	-0.44	0.65	-0.27	-0.90	0.86	0.57	1						
P	-0.13	0.99	-0.15	0.14	-0.63	0.35	-0.34	0.41	1					
Si	0.90	-0.39	-0.75	0.49	0.84	-0.67	-0.65	-0.79	-0.36	1				
Ti	0.48	-0.55	-0.48	0.33	0.83	-0.76	-0.36	-0.83	-0.54	0.67	1			
V	-0.12	-0.61	0.25	-0.07	0.32	-0.17	0.48	-0.24	-0.62	0.04	0.27	1		
Mn/Fe	-0.63	0.53	0.64	-0.25	-0.95	0.86	0.57	0.92	0.50	-0.84	-0.86	-0.17	1	
厚度	0.57	-0.23	-0.70	0.58	0.67	-0.63	-0.53	-0.77	-0.21	0.72	0.66	0.04	-0.68	1

的加入。冰期古生物生产力增加将导致最低含氧带扩张, OMZ 将会溶解更多的 Mn(II), 从而削弱 Mn 的沉淀; 另一方面, Fe 的沉淀并不受 OMZ 影响, 而随着冰期生物生产力升高而加强。因此 Mn/Fe 的下降反映的是一个变冷气候。该区结壳厚度与 Mn/Fe 的关系暗示, 厚结壳(厚度 > 41 mm) 可能是在古生物生产力增加、气候变冷的条件下形成的(图 9)。

需要说明的是, 结壳厚度与主成矿元素之间的这种关系很可能只存在于局部环境, 笔者对上述 3 大洋的结壳厚度与主成矿元素之间的关系也作了分析, 但并不存在相关性, 可能这种相关性受调查区域影响或者受调查数据的限制, 该项研究还有待深入。

8 结 论

通过以上初步分析, 可把厚结壳的形成条件及主要控制因素作个总结:

(1) 板块运动控制着海洋环境的变迁, 具体海山环境的差异造成了结壳的厚度的区域和局部差异性, 板内热点型海山的喷发和运动为结壳成矿提供了有利的物源、水深、地形条件及洋流模式, 从而造成结壳厚度的分带性。

(2) 局部海山环境 Mn/Fe 比值随水深发生有规律的变化, 这很可能是 Fe 相和 Mn 相矿物构成比例随水深的变化而引起的, 从而导致结壳厚度与水深存在一定的相关性, 但并非严格。

(3) 结壳厚度与基岩是有关的, 基岩形成时代、风化程度及稳定性对结壳厚度有重要影响。

(4) 结壳厚度与所处海山环境的沉积速率有关, 底流强、沉积速率低的海山环境利于厚结壳的生长。

(5) 结壳厚度与主成矿元素之间的相关性很可能是由特定的古海洋和古气候条件造成的。

References

- Bai Z M, Wang Y B, Jiang B, Liu X, Chang Y J, Wen Z H and Pang N. 2004. Occurrence modes of REE in the Pacific cobalt-rich crusts [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(2): 387 ~ 392(in Chinese with English abstract).
- Chen J L, Ma W L, Wu G H, Chu F Y and Gao S T. 2004. Research on the relationships between cobalt-rich crusts and substrate rocks in the Mid-Pacific Mountains [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 26(4): 71 ~ 79(in Chinese with English abstract).
- Chu F Y, Sun G S, Li X M, Ma W L and Zhao H Q. 2005. The growth habit and controlling factors of the cobalt-rich crusts in seamount of the Central Pacific [J]. *J. Jilin Univ. (Earth Science Edition)*, 35(3): 320 ~ 325(in Chinese with English abstract).
- Fan S Q. 2004. *Ocean geological science* [M]. Beijing: Ocean Pub. House. 1 ~ 333(in Chinese).
- Frank M, ONIONS R K, Hein J R and Banakar V K. 1999. 60 Myr records of major elements and Pb-Nd isotopes from hydrogenous ferromanganese crusts: Reconstruction of seawater paleochemistry [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1689 ~ 1708.
- Halbach P, Segl M, Puteanus D and Mangini A. 1983. Co fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from central Pacific seamount area [J]. *Nature*, 304: 719 ~ 722.
- Halbach P and Puteanus D. 1984. 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.*

- Lettr. , 68 : 73~87.
- Halbach P. 1986. Processes controlling the heavy metal distribution in Pacific ferromanganese nodules and crusts[J]. *Geologische Rundschau* , 75(1) : 235~247.
- Hein J R , Frank T M and William C S. 1985. Ferromanganese crusts from Necker Ridge , Horizon Guyot and S. P. Lee Guyot : Geological considerations[J]. *Marine Geol.* , 69 : 25~54.
- Hein J R , Schwab W C and Davis A S. 1988. Co and Pt-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands [J]. *Marine Geol.* , 78 : 255~283.
- Hein J R , Bohrsen W A , Schulz M S , Noble M and Clague D A. 1992. Variations in the fine-scale composition of a central Pacific ferromanganese crust : Paleooceanographic implications[J]. *Paleoceanography* , 7 : 63~77.
- Hein J R , Koschinsky A and Bau M. 1999. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific[J]. *Handbook of Marine Mineral Deposits* , 239~279.
- Manheim F T. 1986. Marine cobalt resources[J]. *Sci.* , 232 : 600~608.
- Mikhailik. 2004. Cobalt-manganese crusts on guyots of the magellan seamounts are recorders of Taylor-hogg eddies though Cenozoic[J]. *Minerals of The Ocean Integrated Strategies* , 25~30.
- Pan J H and Liu S Q. 1999. Distribution , composition and element geochemistry of co-rich crusts in the Western Pacific[J]. *Acta Geoscientia Sinica* , 20(1) : 47~54(in Chinese with English abstract).
- Pan J H and Liu S Q. 2002a. The effects of marine phospharization on element concentration of cobalt-rich crusts[J]. *Acta Geoscientia Sinica* , 23(5) : 403~408(in Chinese with English abstract).
- Pan J H , Liu S Q , Yang Y and Liu X Q. 2002b. Research on geochemical characteristics of major , trace and rare-earth elements in phosphates from the West Pacific Seamounts[J]. *Geol. Rev.* , 48(5) : 534~541(in Chinese with English abstract).
- Pan J H , Liu S Q , Yang Y and Liu X Q. 2002c. Sr isotopic compositions and age dating of marine phosphates from Pacific Seamounts [J]. *Mineral Deposits* , 21(4) : 350~355(in Chinese with English abstract).
- Pan J H , Liu S Q and Zhong S L. 2005. Research on the age of cobalt-rich crusts in Western Pacific[J]. *Geol. Rev.* , 48(5) : 463~467(in Chinese with English abstract).
- Philomene A V , David S C and Charles L M. 2004. A comparative analysis of compositional variations in and between marine ferromanganese nodules and crusts in the South Pacific and their environmental control[J]. *Progress in Oceanography* , 63 : 125~158.
- Ren X W. 2005. Metallogenesis systems of Co-rich crusts in the West Pacific dissertation for doctor degree [D]. Supervisor : Shi X F. Beijing : The Graduate School of The Chinese Academy of Sciences. 119(in Chinese).
- Wang H F. 1997. Genetic classification and origin of ferro-manganese crust base in the seamount areas[J]. *Marine Geol. & Quaternary Geol.* , 17(2) : 83~91(in Chinese with English abstract).
- Wen X , De Carlo E H and Li Y H. 1997. Interelement relationships in ferromanganese crusts from the central Pacific ocean : Their implications for crust genesis[J]. *Marine Geol.* , 136 : 277~297.
- Winterer E L. 1976. The geophysics of the pacific ocean basin and its margin[J]. *AGU Monogr.* , 19 : 269~278.
- Wu G H , Zhou H Y and Yang S F. 2000. Combined application of the methods of the nearest domain and geological block to resource evaluation of cobalt-rich crust on a seamount in the pacific[J]. *Marine Geol. & Quaternary Geol.* , 20(4) : 87~92(in Chinese with English abstract).
- Wu G H , Zhou H Y and Chen H L. 2001. Progress in the research of cobalt-rich crusts[J]. *Geol. J. China Univ.* , 7(4) : 379~389(in Chinese with English abstract).
- Zhao H Q. 2003. Rare earth elements geochemistry in Co-rich crust[J]. *Donghai Marine Science* , 21(1) : 19~26(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 白志民,王英滨,姜波,刘旭,常有军,文智慧,庞宁. 2004. 太平洋富钴结壳中稀土元素的赋存状态[J]. *地学前缘* , 11(2) : 387~392.
- 陈建林,马维林,武光海,初凤友,高水土. 2004. 中太平洋海山富钴结壳与基岩关系的研究[J]. *海洋学报* , 26(4) : 71~79.
- 初凤友,孙国胜,李晓敏,马维林,赵宏樵. 2005. 中太平洋海山富钴结壳生长习性及其控制因素[J]. *吉林大学学报(地球科学版)* , 35(3) : 320325.
- 范时清. 2004. *海洋地质科学* [M]. 北京 : 海洋出版社. 1~333.
- 潘家华,刘淑琴. 1999. 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* , 20(1) : 47~54.
- 潘家华,刘淑琴. 2002a. 大洋磷酸盐化作用对富钴结壳元素富集的影响[J]. *地球学报* , 23(5) : 403~408.
- 潘家华,刘淑琴,杨忆,刘学清. 2002b. 西太平洋海山磷酸盐的常量、微量和稀土元素地球化学研究[J]. *地质论评* , 48(5) : 534~541.
- 潘家华,刘淑琴,杨忆,刘学清. 2002c. 太平洋海山磷酸盐的锶同位素成分及形成年代[J]. *矿床地质* , 21(4) : 350~355.
- 潘家华,刘淑琴,钟石兰. 2005. 西太平洋富钴结壳形成年代的探讨[J]. *地质论评* , 48(5) : 463~467.
- 任向文. 2005. 西太平洋富钴结壳成矿系统[博士论文 [D]. 导师 : 石学法. 中国科学院研究生院. 119页.
- 王焕夫. 1997. 海山铁锰结壳基座的起源及其成因分类方案[J]. *海洋地质与第四纪地质* , 17(2) : 83~91.
- 武光海,周怀阳,杨树锋. 2000. 最近区域法与地质块段法在富钴结壳资源量评估中的综合应用[J]. *海洋地质与第四纪地质* , 20(4) : 87~92.
- 武光海,周怀阳,陈汉林. 2001. 大洋富钴结壳研究现状与进展[J]. *高校地质学报* , 7(4) : 379~389.
- 赵宏樵. 2003. 中太平洋富钴结壳稀土元素的地球化学特征[J]. *东海海洋* , 21(1) : 19~26.