

第1章 全球多金属结核成矿带概述

多金属结核是一类由现代成矿作用形成的具有潜在经济价值的深海矿产资源,广泛分布于全球的大多数海底,但并不是所有深海海底都有多金属结核矿床产出。本章将从多金属结核的发现与调查史入手,概要介绍多金属结核的类型、全球海底多金属结核的分布特征和产出的大地构造背景及其赋存的深海环境背景。

1.1 多金属结核的发现与调查史

1.1.1 多金属结核的发现史

多金属结核发现于几个世纪之前。北欧人最先发现了形成于陆地湖泊中的多金属结核,但赋存于海底的多金属结核,直到1868年才由A. E. 诺登斯金尔德(A. E. Nordenskiöld)率领的“索菲亚号”在探险中首次发现。接着,这种多金属结核在俄罗斯新地岛附近的喀拉海(Kara Sea)再次被发现(Earney, 2005)。之后,英国“挑战者号”考察船在1872~1876年间开展的三大洋环球科学考察证实,世界大多数海底都分布有多金属结核^①。

起初, Thomson (1873) 将这些在海底沉积物取样时发现的“鹅卵石”样硬块的多金属结核描述为“约一英寸长的特殊黑色卵形体”。“挑战者号”上的科学家们在太平洋、印度洋和太平洋的一些海域均采集到了类似的黑色“鹅卵石”块,并将这些黑色“鹅卵石”样品送到大英博物馆收藏。1882年,英国爵士约·雷默和地质学家雷纳教授对这些样品进行了较为系统的分析研究。由于这种黑色硬块的主要成分是锰,并富含铜、钴、镍等多种金属,因此把它正式定名为“锰结核”,并常称之为“多金属结核”。

1.1.2 多金属结核的调查史

根据对多金属结核调查动机的不同,可以把多金属结核的调查划分为两个阶段:从19世纪末发现多金属结核开始至20世纪60年代以前为第一阶段,该阶段的调查主要是探索性和学术性的;之后为第二阶段,调查主要是将多金属结核作为潜在的矿产资源而开展的,在此期间,还开始了海底采矿试验。

1.1.2.1 多金属结核的探索性和学术性调查(19世纪末至20世纪60年代)

在人类发现海底多金属结核之后的较长时间里,由于受到测试手段的制约,一直不能

^① 中国常驻国际海底管理局代表处. 2003. 国际海底信息. 第10期。

详细而准确地揭示多金属结核的元素组成,加之受到当时的海洋调查技术的限制,因此人们并没有意识到它是一种潜在的矿产资源。

继“挑战者号”之后,美国“信天翁号”考察船于1899~1900年和1904~1905年两下太平洋,对太平洋海底进行了更为广泛的结核取样调查,并根据调查资料绘制了结核分布图,确认太平洋东南部是结核广泛分布的区域。法尔迪维亚考察队(1898~1899年)、约翰·默里考察队(1933~1937年)等也对海底多金属结核进行了调查。但总的来说,这一时期针对多金属结核的调查进展缓慢。

第二次世界大战之后,随着海洋地质研究的兴起,揭开了多金属结核研究新的一幕。大量的底质取样和海底摄像等调查进一步表明多金属结核在海底的分布是广泛的。伯里托等(Berit et al., 1956)对瑞典深海调查队于1947~1948年间进行的深海沉积物取心调查结果进行了分析,总结了赤道太平洋中部和西部地区多金属结核的分布情况。美国斯科里普斯(Scripps)海洋研究所则在1948年进行海底山脉地质考察时,在水深小于1000 m的海底也发现了大量的结核和铁锰氧化壳,从而进一步扩大了探查多金属结核富集区的海域。通过调查确认,美国西部岸外北纬 $6^{\circ}30'$ 和 20° 之间的EW向条带(即现在所称的CC区)是结核的富集区(Dietz, 1955; Horn et al., 1972)。梅纳德等人还根据海底沉积物取样和摄影等方面的研究结果,认为太平洋东部海盆内约有四分之一到二分之一的洋底面积被多金属结核所覆盖(王成厚, 1982)。苏联科学院海洋研究所在1957~1961年期间通过“勇士号”的调查,进一步查明了太平洋北部及中部结核的富集情况,斯科尼亚科娃等对调查结果进行综合,编制了太平洋全区多金属结核分布图(程广芬等, 1981)。

在多金属结核海上调查工作广泛开展的同时,相关的基础性研究也相继展开。彼得松(Pettersson, 1943)运用 ^{226}Ra 对“挑战者号”采集的多金属结核生长速率进行推断,得到了1 mm/ka的结果。但是,随后这一结果即被认为是错误的,Goldberg等(1955)利用 ^{230}Th 测定得到的结核生长速率为每百万年几十毫米,这一结果与以后的研究基本一致。Goldberg等(1958)研究还发现,太平洋多金属结核中的Cu、Co、Ni含量比火成岩及近代沉积物中高许多的原因,可能是锰和铁的氧化物胶体从海水中吸附了Cu、Co、Ni等元素所致;铁的氧化物可促使海水中的二价锰氧化为四价化合物而沉淀下来,从而促进锰的富集。在这一阶段,结核的矿物组成及其与化学成分之间的关系,Mn、Fe和微量元素在结核和周围环境中的分布特征等得到了较好的研究,初步建立了多金属结核主要由生物、自生沉积和火山过程等作用形成的概念,促进了多金属结核成因理论的发展。

1.1.2.2 多金属结核勘探开发的兴起(20世纪60年代以来)

20世纪60年代初,Mero(1962)研究成果的公布成为多金属结核研究历史上具划时代意义的事件之一。Mero根据110个测站多金属结核样品的分析结果,指出了结核的潜在经济价值,将人们的注意力集中到多金属结核是一种有潜力的海底矿物资源这一点上来。至此,出于商业利益的考虑,一些国家的政府、财团、国营和私营企业、事业机构纷纷进入大洋多金属结核资源的调查研究中。

1) 苏联:苏联是从事多金属结核资源调查较早的国家之一。苏联科学院海洋研究所在1957~1961年通过“勇士号”调查船对太平洋北部和中部的结核富集情况进行了广泛

的调查,并于1964年编制了《太平洋多金属结核分布图》,其后出版了一系列有关太平洋地质、地球物理和地球化学方面的著作。1977年开始,苏联科学院海洋研究所等单位利用“门捷列夫号”和“克尔德斯院士号”调查船在北太平洋做了大量的调查研究,并于1986年出版了《太平洋中部铁锰结核》一书。1982年起,苏联地质部南方海洋地质生产科研联合体在太平洋CC区开展了5000多个测站、采样间距为7.5'×7.5'的系统调查,对多金属结核进行了资源评价(许东禹等,1994)。1987年12月17日,国营企业南海地质协会代表苏维埃社会主义共和国联盟(现俄罗斯联邦)登记成为深海采矿“先驱投资者”,并于2001年3月29日作为第一个国际海底资源勘探的承包者与国际海底管理局签订了勘探合同。

2) 美国:美国在1960年前后即开始进行大规模的海底多金属结核资源调查研究。不仅美国地质调查局(USGS)、海洋大气局(NOAA)、矿山局、拉蒙特地质研究所(Lamont-Doherty Geological Observatory)、Scripps海洋研究所以及25所大学参与了调查研究,而且肯尼科特公司、深海勘探公司、萨马公司以及大洋资源公司也积极开展了多金属结核的调查和勘探,并取得了一系列调查研究成果。如:美国25所大学在1970~1980年间实施了“大学间锰结核研究计划”,调查研究成果见《大学间洋底多金属结核研究报告》;1975~1976年美国海洋大气局开展了“深海采矿环境计划”,并于1979年出版了《太平洋锰结核分布区的海洋地质与海洋学》(许东禹等,1994);拉蒙特地质研究所于1972年完成了比例尺为1:2000万的《北太平洋结核分布地图》,1978年编制了《洋底沉积物和多金属结核分布图》等。

3) 法国:自1970年起,法国国家海洋开发中心(CNEXO)利用“查科特号”调查船,在南太平洋的法属波尼亚西海区执行了13个航次的多金属结核调查,因该区结核丰度太低,自1974年起法国转向北太平洋海域进行调查(张富元等,2001)。1987年12月17日,法国海洋开发研究所与法国结核研究协会代表法国登记成为深海采矿“先驱投资者”,并于2001年6月20日与国际海底管理局签订了勘探合同,成为国际海底资源勘探的承包者。

4) 日本:日本在20世纪70年代才开始展开大规模的调查研究工作。1974年3月,以日本国际贸易工业省为首的30家企业,成立了“深海矿物资源开发协会”;同年,日本地质调查所设立了海洋地质调查部,以加强对多金属结核等深海矿物资源的调查研究。日本曾先后实施了“深海矿物资源勘探基础研究(1974~1978)”和“深海矿物资源地质学研究(1979~1983)”等研究计划,在马里亚纳海沟、冲绳海槽、西北太平洋、中太平洋和马绍尔群岛等海域开展多金属结核调查,并确定了远景矿区。1987年12月17日,深海资源开发有限公司代表日本登记成为深海采矿“先驱投资者”,并于2001年6月20日与国际海底管理局签订了勘探合同,成为国际海底资源勘探的承包者。

5) 德国:1969~1979年间,原联邦德国共实施了4个“海洋研究和海洋技术计划”,利用“瓦尔迪维亚号”和“太阳号”调查船,在太平洋CC区开展了多金属结核资源调查研究,并出版了一系列的调查和研究报告(许东禹等,1994)。2005年8月22日,德国联邦地球科学和自然资源研究院(BGR)代表德国政府提出的区域多金属结核勘探工作计划的申请书得到国际海底管理局的批准,成为第八个区域多金属结核勘探承包者。根据核准的勘探工作计划,德国将在2020年前对批准区域(CC区内)至少进行两个航次

的调查^①。

6) 印度和韩国: 1980年起印度在印度洋开展了一系列的多金属结核调查研究, 调查了 $400 \times 10^4 \text{ km}^2$ 海域, 并从中圈出 $30 \times 10^4 \text{ km}^2$ 多金属结核矿区。1987年8月17日, 印度共和国登记成为深海采矿“先驱投资者”, 在中印度洋获得 $15 \times 10^4 \text{ km}^2$ 多金属结核开辟区。印度是首先登记为深海采矿“先驱投资者”的发展中国家, 是至今唯一在印度洋申请多金属结核矿区的国家。韩国也积极投入了东太平洋多金属结核的调查和研究, 经国际海底管理局批准, 大韩民国政府海洋事务和水产部代表韩国于1994年8月2日注册登记为深海采矿“先驱投资者”, 并于2001年4月27日与国际海底管理局签订了勘探合同, 成为国际海底资源勘探的承包者(金建才等, 2005)。

1.1.2.3 我国多金属结核调查研究史

我国是一个发展中国家, 也是一个海洋大国。为了维护我国在国际海底资源开发活动中的权益, 满足经济发展对战略矿产资源的部分需求, 并为人类开发利用国际海底资源做出贡献, 我国也积极开展了大洋多金属结核资源的调查和开发研究。

1984年8月, 国家海洋局等7个部委向国务院呈递了《关于加强大洋锰结核资源调查工作的请示》报告([84]国海外字第582号)。国务院在批文中明确指出, 要加强大洋资源调查, 维护我国在国际海底的权益, 在立足于取得第一手调查资料的基础上, 争取在1990年前向国际海底管理局筹备委员会申请一块富矿区, 以待今后开采(中国大洋协会, 2006)。

“七五”期间, 地质矿产部“海洋四号”、国家海洋局“向阳红16号”分别在太平洋海盆进行了近10个航次的多金属结核资源调查, 调查面积达 $200 \times 10^4 \text{ km}^2$ (其中开辟区调查网度达到 $15' \times 15'$)。在此基础上, 根据国务院国函28号文成立的大洋协会筹备组, 组织国内有关单位于1990年向联合国海底管理局筹备委员会提交了先驱投资者申请书, 并于1991年3月5日获得批准, 使我国成为继苏联(现为俄罗斯)、日本、法国、印度之后的第五个“先驱投资者”, 在东太平洋获得了 $15 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的开辟区。之后, 于1991年4月24日在北京正式成立大洋协会, 根据我国开辟区的勘探程度、技术、财力等实际情况, 依据《联合国海洋法公约》的有关规定、规章和程序, 组织制定了我国《大洋多金属结核资源研究开发第一期(1991~2005年)发展规划》, 并先后组织了十多个航次的海上勘查工作。

“八五”期间, 中国大洋协会组织在我国开辟区内进行了DY85-1、DY85-3、DY85-4、DY85-5共4个航次的多金属结核资源海上勘查工作, 基本查清了区内海底地形特征, 多金属结核类型、赋存规律, 丰度、品位、粒径、覆盖率等方面的变化趋势及沉积物类型、分布及结构特性, 观测和收集了矿区内水文、气象及海况的变化规律; 分别完成了相应的航次现场报告和调查报告, 以及《中国开辟区30%区域放弃报告》, 并于1996年3月5日完成了开辟区30%的矿区区域放弃工作。经全国矿产储量委员会评审认为: 经过区域放弃后我国保留矿区 $10.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 面积内约有 $5.4 \times 10^8 \text{ t}$ 干结核量。

“九五”期间, 大洋协会组织了DY95-6、DY95-7、DY95-8、DY95-9共4个航

① 中国常驻国际海底管理局代表处. 2005. 国际海底信息, 第24期。

次的多金属结核资源勘查,获得了大量的地质、地球物理和环境调查资料,进一步查清了开辟区内多金属结核类型、赋存规律,丰度、品位、粒径、覆盖率等方面的变化趋势及沉积物类型、分布及结构特性;初步建立了我国保留矿区的以生物生态为主的环境基线;分别完成了各航次的现场报告和调查报告,以及《中国开辟区 20% 的区域放弃报告》,并于 1999 年 3 月 5 日完成了开辟区 20% 的矿区区域放弃任务,履行了开辟区放弃 50% 的义务。2001 年 5 月 22 日,大洋协会在北京与国际海底管理局签订了勘探合同,我国最终获得了具有专属勘探权和优先开发权的 $7.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 合同区,合同区内约有 $4.2 \times 10^8 \text{ t}$ 干结核资源量,有效地增加了我国战略资源的储备总量。

“十五”期间,为进一步查明多金属结核分布的质量和数量,同时履行与国际海底管理局签订的勘探合同,大洋协会分别于 2002 年和 2003 年执行了 DY105-13 和 DY105-15 航次,开展了中国多金属结核合同区资源勘探与评价,为下一步基本圈定和评价可供商业性开采的矿址提供了详细的基础资料;同时,还开展了多金属结核采矿选冶试验,为商业性地开发该类深海矿产资源进行了有益的探索。

1.2 多金属结核类型

大洋多金属结核形态千变万化,种类繁多。国内外学者常根据结核的形态、成因和产状,并结合结核的表面结构、构造,对多金属结核进行分类。多金属结核分类方法常见的有 3 种,即结核形态分类法、结核成因分类法和结核产状分类法。

1.2.1 结核形态分类法

Meyer (1973)、Meylan (1974)、Moritani 等 (1977) 和 Usui (1987) 等根据结核形态、大小、表面结构等参数,将结核划分为 S (Smooth, 光滑) 型、R (Rough, 粗糙) 型和 S-R (光滑-粗糙) 型 3 种类型。

1) R 型结核: R 型结核表面为砂粒状和乳头状,扫描电镜下可见每个大的突起由更小的砂粒组成。结核的形态以球形、杨梅状、肾状为主,核心多为岩石碎屑、固化黏土及鲨鱼牙齿等。显微构造以斑杂状、花瓣状、环条带状为多。矿物成分主要为钡镁锰矿和水羟锰矿,钡镁锰矿含量明显大于光滑型结核。化学成分表现为富 Mn、Cu、Ni, Mn/Fe 比值大于 5。结核产状属于埋藏型,成矿物质主要来自于沉积物中的间隙水。

2) S 型结核: S 型结核表面呈光滑状,扫描电镜下呈微突起,结核的形态以球状、多核连生体、不规则状为主,核心多为岩石碎屑及老结核,显微构造以层纹状、柱状、球粒状为特征。矿物成分以水羟锰矿为主,化学成分相对富 Fe、Co, 贫 Mn、Cu、Ni, Mn/Fe 比值小于 3。结核的产状属于暴露型,物质来源主要是底层的海水,一般发生在沉积层较薄而致密,且沉积物表面乳浊层(浮泥层)不发育、底流比较活跃的强氧化环境地区。

3) S-R 型结核: S-R 型结核是介于光滑型与粗糙型结核之间的一种混合类型。结核的形态以不对称的椭球状为主,形似菜花,故也称之为菜花状结核。此类结核明显分上、下两部分,表面构造特征为上表面相对光滑、下表面相对粗糙,上、下表面光滑部分

与粗糙部分的体积比例视被埋没于沉积物中的程度而变化。在上、下表面的过渡部分发育有“赤道带”或称为“突缘”。结核产状属于半埋藏型。结核内部常见交代的生物残余结构,一般可明显地分为3个世代,核心部分为老结核,其矿物成分一般以水羟锰矿为主,中间部分多以结晶较好的钡镁锰矿为主,最外层(上表层)以年轻的水羟锰矿为主,3个世代之间呈明显的角度不整合。结核产出的地貌部位一般位于开阔的洼地或深海平原,沉积物一般为硅质黏土或硅质软泥,沉积物中的氧化还原电位低于光滑型结核,属于较弱的氧化环境。从丰度与品位来看,S-R型结核品质好,Mn/Fe比值大于4,资源丰富,应属于较好的矿石类型,值得关注。

1.2.2 结核成因分类法

Halbach等(1978)根据结核成因将结核分成I型、II型、III型共3种类型。

1) I型结核: I型结核为沉积成因,呈葡萄状、多核和连生体状,较少为单核、椭球状或盘状,具有平滑的上表面和微粗糙的下表面,主要由 δ - MnO_2 组成,与非晶质的氢氧化铁紧密共生,与富含Fe、Co的东太平洋海山结核相近。

2) II型结核: II型结核为成岩成因,具有粗糙球粒状表面,通常为单核、椭球状、盘状和球状等,富含Mn、Cu、Ni。

3) III型结核: III型结核为沉积-成岩成因,结核以不对称结构为特点,上表面光滑,接近I型;下表面粗糙,接近II型,富含Mn、Cu、Ni。

1.2.3 结核产状分类法

我国学者根据结核产状和形态,把结核划分为暴露型、埋藏-暴露型和埋藏型3种类型(许东禹等,1994;国家海洋局科技司,1996;张富元等,2001)。

1) 暴露型: 结核表面绝大部分露于表层沉积物之上,与底层水接触,它们主要来自底层水中的Fe和Mn胶状氧化物的直接沉淀生成,因而为沉积成因。由于结核表面暴露于底层水中,因而表面多为光滑型,主要由连生体、碎屑状和球状等结核组成。

2) 埋藏型: 整个结核均被表层沉积物埋没,是早期成岩的产物。结核表面多为粗糙型,形态多为杨梅状、小球状、连生体状和椭球状。现场采样观测表明,结核通常埋藏于5~15 cm沉积物中,很少超过20 cm。该类结核以Mn、Cu、Ni含量高为特点,主要赋存于硅质沉积物中。

3) 埋藏-暴露型: 结核的下部埋于沉积物中,上部则出露于底层水中,因而在形态上多表现为上表面光滑、下表面粗糙。该类结核中金属元素含量介于暴露型及埋藏型之间,其典型代表是广泛分布于丘陵区的菜花状结核。

1.3 全球海底多金属结核分布特征

多金属结核的化学成分明显受所处地质环境的影响,锰、铜、钴、镍含量高的结核主要分布在水深4 000~6 000 m的大洋海盆区。大洋多金属结核的生长速度缓慢,每百万年生长1 mm至十几毫米。

多金属结核广泛分布于碳酸盐补偿深度以下的海底（图 1.3.1）。据有关文献介绍（Mero, 1965; Frazer, 1980; Mckelvey, 1983），大洋中约有 15% 的海底为多金属结核所覆盖。多金属结核主要分布在太平洋、印度洋赤道附近 3 000 km 宽的地带和太平洋南部、中部、东南部的广大海域。其中，太平洋结核资源量估计约为 1.7×10^{12} t，其次为印度洋和大西洋（Mero, 1965）。在地理纬度上，结核主要聚集在近赤道带的偏北部以及南半球的 3 个纬度带（ $15^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{S}$ 、 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{S}$ 和 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{S}$ ）（表 1.3.1）。

表 1.3.1 海洋中多金属结核含量的纬度分布

大洋	北半球	南半球
太平洋	$4^{\circ} \sim 30^{\circ}$	$20^{\circ} \sim 46^{\circ}$, $55^{\circ} \sim 63^{\circ}$
大西洋	$18^{\circ} \sim 35^{\circ}$	$30^{\circ} \sim 40^{\circ}$, $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$
印度洋	$0^{\circ} \sim 11^{\circ}$	$15^{\circ} \sim 20^{\circ}$, $32^{\circ} \sim 40^{\circ}$

（据 Andreev et al., 1984）

东北太平洋 CC 区是具有特殊经济价值的结核富集区（ $5^{\circ} \sim 25^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ} \sim 150^{\circ}\text{W}$ ），结核金属品位最高可达锰 30%、铜 1.5%、钴 1.0%、镍 2.0%，铜、钴、镍的总含量最高达 3.5%。这一区域结核的平均丰度为 10 kg/m^2 ，干结核资源量大约有 $380 \times 10^8 \text{ t}$ 。中太平洋地区结核平均丰度也可达到 10 kg/m^2 ，但结核品位较 CC 区为低。由于水深、沉积速率、构造地质条件和成矿地球化学和物理环境等众多因素的差别，在太平洋赤道以南区域，除秘鲁盆地外，并没有发现类似 CC 区这样的富含多金属结核的成矿带。在南太平洋赤道带 $140^{\circ} \sim 180^{\circ}\text{W}$ 之间钙质沉积区的边缘，结核的平均丰度也可达到 8 kg/m^2 ，结核品位较低，但钴的含量较高。

印度洋 $10^{\circ} \sim 25^{\circ}\text{S}$ 、 $70^{\circ} \sim 86^{\circ}\text{E}$ 区域内，结核铜、钴、镍金属总含量最高可达 2%，钴含量最高可达 0.4%，但结核丰度比太平洋 CC 区低。

虽然在佛罗里达东部浅水区的布雷克海台发现了具有经济价值的结核分布区（Manhein, 1972），但总的说来，大西洋的广阔海域中多金属结核分布稀少且没有规律。

目前已经向国际海底管理局登记，并获得批准的先驱投资国的开辟区，以及国际海底管理局保留区位置见图 1.3.2 和图 1.3.3。

1.3.1 多金属结核富集区的分布特征

由于海洋地质、水文气象及生物生产力等条件的差异，全球海底不同区域多金属结核的分布、覆盖率、丰度和品位等差别很大。

1.3.1.1 太平洋的多金属结核分布

太平洋有 8 个多金属结核富集区，即克拉里昂－克里帕顿、中太平洋、马尔库斯－威克、夏威夷、加利福尼亚、南太平洋、米纳德、德雷克水道－斯科舍海区（许东禹等，1994）。

克拉里昂－克里帕顿区：也称 CC 区，位于太平洋海盆的中心位置，东起 110°W 的东太平洋海隆，西至莱恩洋脊，东西延伸约 3 500 km，南、北分别以克拉里昂断裂带和克里帕顿断裂带为界，水深 2 700 ~ 5 500 m。该区西带（ $145^{\circ} \sim 157^{\circ}\text{W}$ ）、中带（ $130^{\circ} \sim 144^{\circ}\text{W}$ ）

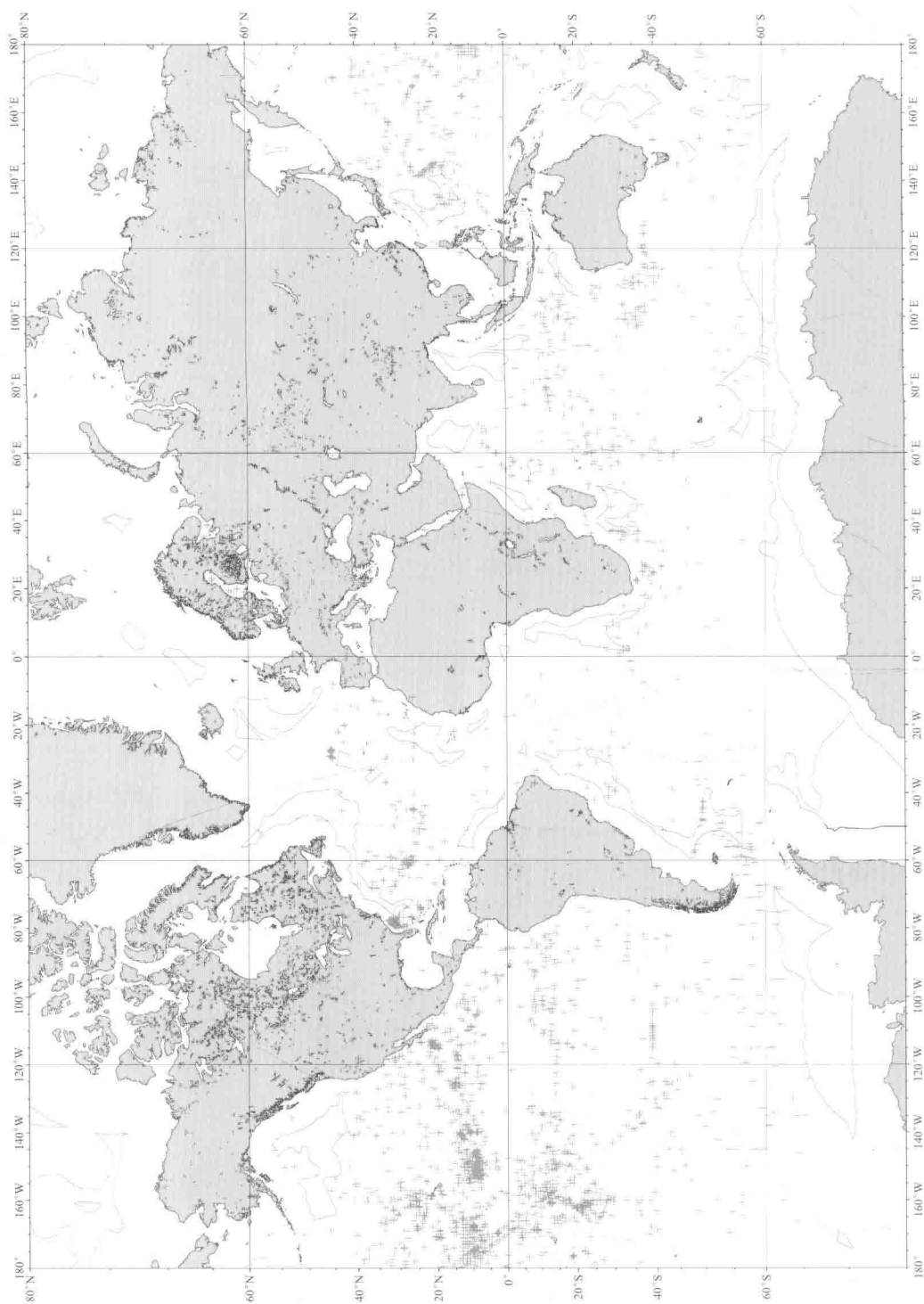


图 1.3.1 全球多金属结核主要分布区 (红色十字点)

(据 Murton et al., 2000)

太平洋多金属结核勘探合同区与保留区

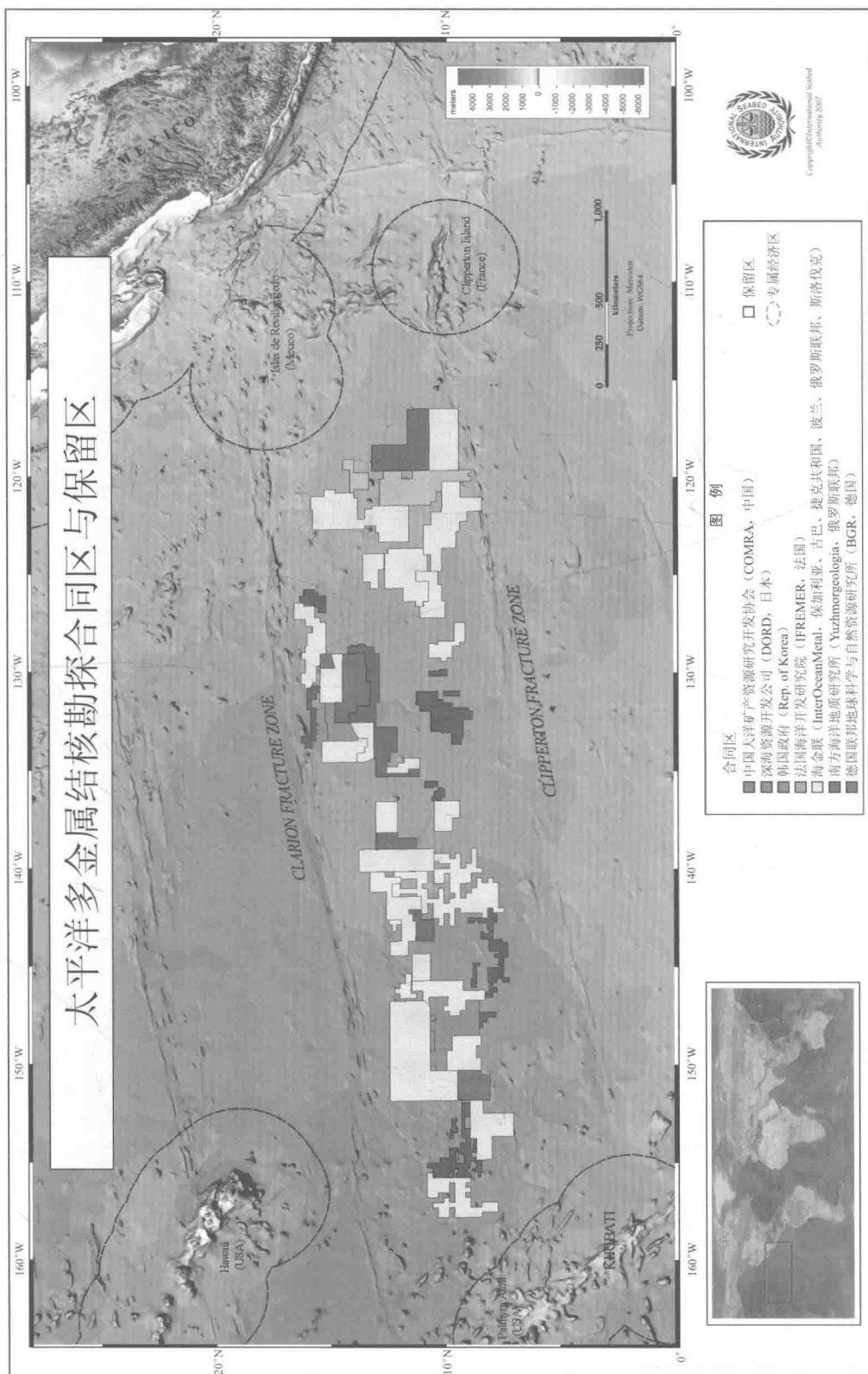


图 1.3.2 太平洋多金属结核勘探合同区与保留区
(据国际海底管理局, 2007)

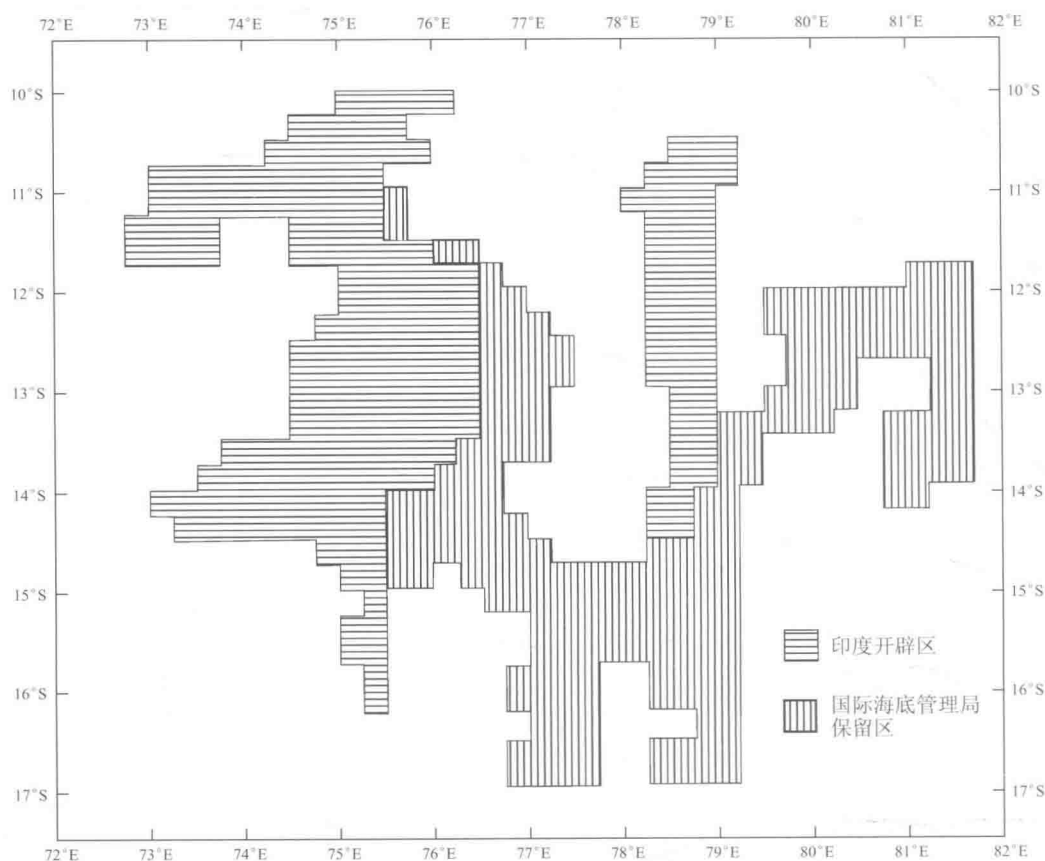


图 1.3.3 印度多金属结核开辟区和国际海底管理局保留区位置

和东带（120°~127°W）的多金属结核覆盖率高达 50% 以上，品位（Cu + Co + Ni）一般为 1.80%~2.50%，结核丰度在东部、中部的变化相对较小，而结核品位在西部变化较小。

中太平洋区：北起马尔库斯-威克岛，东至莱恩群岛，西南以菲尼克斯岛和托克劳群岛为界。区内以海山和海底丘陵地形为特征，东部水深 4 800~5 200 m，西部水深 5 600 m。结核的分布特征变化较大，丰度为 1~30 kg/m²。

马尔库斯-威克区：位于马尔库斯-威克海底火山脊区内，地形崎岖不平，多金属结核呈不规则状分布，主要富集在海丘的近顶部位、上部斜坡或海丘之间，在海底平原上很少发现结核，丰度为 1~26 kg/m²。其中马尔库斯-威克洋脊的南段，地形呈微波状起伏，是很有潜力的结核分布富集区。

夏威夷区：区内海底地形崎岖不平。夏威夷周围的海底沉积物由火山质、钙质和黏土质组成，沉积层厚度不大。结核和结壳的钴含量高，丰度为 5~8 kg/m²。

加利福尼亚区：东临东太平洋海隆，北、西北以克拉里昂断裂带为界，区内海底地形平坦，水深 3700 m。该区西部以含沸石的深海红黏土和火山碎屑混合沉积为主，东部为深海-半深海含钙质和硅质沉积，沿海岸区分布陆源火山沉积和陆源生物沉积。多金属结核丰度一般在 10 kg/m² 以上。

南太平洋区：该区是南半球最大的多金属结核分布区，包括土阿莫土群岛、社会群

岛、莱恩群岛和库克群岛周围海域，海底地形起伏变化较大，沉积物以深海黏土分布最广。多金属结核最大丰度可达每平方米几十千克，结核丰度与地形之间没有明显相关性，但是与金属品位呈负相关。该区中部结核直径多在3~4 cm之间，边缘则增大到6~8 cm。该区北部位于马希尼基与莱恩海隆之间的彭林海盆是多金属结核富集区，以北富Cu、Ni，南富Co为特征。但彭林海盆、莱恩-土阿莫土和拉罗汤加岛区结核的金属含量变化较大。

米纳德区：位于南太平洋海盆的东南部，呈NW向延伸达2000余千米。北区为富铁型结核，南区分布富锰型结核，部分海区结核覆盖率高达60%。东部区的智利海盆也已发现结核富集。

德雷克-斯科舍区：位于太平洋与大西洋分界的德雷克-斯科舍海，北界与冰山区大体一致。多金属结核主要分布在斯科舍深海区、德雷克海峡的海丘和陆坡上。多金属结核的核心多由冰川沉积砾石和其他粗粒物质组成。

此外，别林斯高晋洼地和秘鲁海盆也是太平洋多金属结核分布区。别林斯高晋区紧靠南极次大陆，多金属结核分布带宽度为350 km，沿60°S呈带状分布，面积不大。秘鲁海盆(6°~11°S, 88°~93°W)多金属结核富集区面积约 $25 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，平均丰度为 10 kg/m^2 ，Mn平均含量为36.71%，Cu为0.50%，Co为0.09%，Ni为0.93%。

1.3.1.2 大西洋的多金属结核分布

大西洋有3个多金属结核富集区，即北美-圭亚那、厄加勒斯角和布莱克海台。在碳酸盐补偿深度以下、接受陆源物质非常有限的大西洋中脊两侧的深海盆地中，结核相当丰富，尤其在西侧(Cronan, 1980)。在德莱克海峡—斯科舍海一带以及布莱克海台上广泛出现的结核和结壳可能与该区的强底流作用有关(Horn, 1972)。

如果按照南北分区，大西洋可分为北大西洋多金属结核分布区和南大西洋多金属结核分布区。北大西洋有凯尔文海山、布莱克海台、红黏土区和中央海岭4个多金属结核分布区；南大西洋则只有少数几个多金属结核分布区，而且其丰度小，金属元素含量低。

1.3.1.3 印度洋的多金属结核分布

印度洋主要有中印度洋海盆、沃顿海盆、澳大利亚海盆、塞舌尔区-厄加勒斯海台等4个多金属结核分布区。Udintsev等(1975)指出，印度洋结核覆盖率最高的区域主要在赤道以南，大陆边缘、阿拉伯海和本格尔湾几乎没有结核，主要原因是那里的沉积物输入速率太高。在赤道带，由于碳酸盐沉积快，大部分地区也缺少结核分布。在索马里海盆和阿拉伯海南部曾报道有零星多金属结核出现(Cronan, 1977)，克罗兹(Crozet)海盆和中印度洋海盆某些地区的海底照片上也记载有多金属结核高含量区，印度洋南部海盆和澳大利亚岸外(Frakes et al., 1980)也有结核的报道。

1987年印度注册成为“深海采矿先驱投资者”，在中印度洋获得 $15 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的多金属结核开辟区，矿区平均丰度为 4.39 kg/m^2 ，大大低于印度洋平均丰度 10.82 kg/m^2 ，这说明前人的预测高估了印度洋多金属结核丰度；平均品位(Ni + Cu + Co)为2.31%，其中Ni含量为1.12%，Cu为1.05%，Co为0.14%。

1.3.2 多金属结核品位的分布特征

多金属结核化学分析结果表明，结核化学组成十分复杂，含几十种有色金属和稀土元素。与地壳成分相比，结核中 Mn、Fe、Ni、Cu、Co、Zn、Mo、Ba 和 Pb 都相对地富集，其中 Cu、Ni、Co、Mn、Mo 达到工业利用品位。Cronan（1977）指出，产于不同环境的多金属结核，如海山区、深海平原、活动海脊或海台区，其结核丰度和金属含量差异很大（表 1.3.2）。深海盆地多金属结核的 Mn/Fe 比值一般为 0.97，而大陆边缘区多金属结核的 Mn/Fe 比值高达 28.80。

表 1.3.2 不同海洋环境中多金属结核化学平均含量

分布环境	Fe/%	Mn/%	Cu/%	Co/%	Ni/%	Mn/Fe	水深/m
海山	15.81	14.62	0.58	0.150	0.351	0.92	1872
海台	11.81	17.17	0.87	0.347	0.641	1.53	945
活动海脊	19.15	15.51	0.81	0.400	0.306	0.80	2870
其他海脊	20.08	19.74	0.52	0.570	0.336	0.98	1678
陆源海山	19.32	15.65	0.78	0.419	0.296	0.81	1694
深海盆地	17.27	16.78	0.37	0.256	0.540	0.97	4460

（据 Cronan, 1977）

由于沉积环境和地质条件不同，世界大洋多金属结核的元素含量变化很大。太平洋多金属结核中的金属平均含量明显高于大西洋和印度洋多金属结核中的金属平均含量。从 Mn、Cu、Co、Ni 平均含量分析，太平洋多金属结核品位最高，印度洋其次，大西洋结核最低（表 1.3.3）。太平洋多金属结核中的锰、铜、镍含量分别是大西洋结核的 1.5 倍、4.2 倍和 2.4 倍，是印度洋结核的 1.4 倍、2.2 倍和 1.8 倍。

表 1.3.3 太平洋、大西洋、印度洋多金属结核丰度和品位

项目	太平洋			大西洋			印度洋			世界大洋平均
	平均	范围	采样站数	平均	范围	采样站数	平均	范围	采样站数	
Fe/%	11.40	0.30 ~ 41.90	1772	16.97	1.54 ~ 50.0	299	14.23	1.33 ~ 39.63	303	12.61
Mn/%	20.10	0.07 ~ 50.30	1777	13.25	0.04 ~ 40.90	298	15.25	0.60 ~ 32.30	303	17.93
Cu/%	0.54	0.01 ~ 1.90	1771	0.13	0.01 ~ 0.88	297	0.25	0.01 ~ 1.66	300	0.40
Co/%	0.27	0.01 ~ 2.23	1710	0.27	0.01 ~ 1.44	285	0.21	0.01 ~ 0.94	289	0.28
Ni/%	0.76	0.01 ~ 1.95	1784	0.32	0.01 ~ 1.56	297	0.43	0.01 ~ 1.58	302	0.70
丰度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$)	10.89	0.12 ~ 70.80	321	—	—	—	10.82	0.40 ~ 43.20	23	—

（据 Mckelvey, 1968, 1983）

1.4 多金属结核产生的大地构造背景

1.4.1 大地构造背景

海洋占地球表面积的 71%，其中在海平面以下 4 500 ~ 6 000 m 深的海底盆地面积占海洋面积的 42%，而在海平面 6 000 m 以下深处的超深带海洋面积仅占海洋面积的 1.4%。

在漫长的地质历史中，海洋的形成演化过程是渐变的、缓慢的，但有时是突发的。海洋的形成、大洋地壳的产生、变形和海底地质结构构造是整个地球演化过程的有机组成部分。目前的证据表明大陆地壳形成的年龄超过 4 500 Ma，而现代海洋洋壳则十分年轻，深海钻探揭示最老的洋壳形成时代为侏罗纪，距今约 200 Ma。

按照板块构造理论，现代海洋岩石圈是在晚侏罗世开始形成的，即在约 160 Ma 以前形成的。海底扩张增生的假说是将地球尺寸作为常量，地幔的热对流引起板块之间的运动，新的洋壳在洋中脊处的不断增生、在海沟处向下的俯冲消亡作用维持了整个地质过程的平衡和持续（图 1.4.1）。不论是沿洋中脊的纵向断裂还是与它相交的转换断层系统都证明了对洋脊的二维拉伸作用的存在。大西洋海底扩张的结果使得欧洲和非洲逐渐远离美洲；太平洋板块向各个方向发散，在亚洲和美洲的太平洋边缘俯冲消亡。

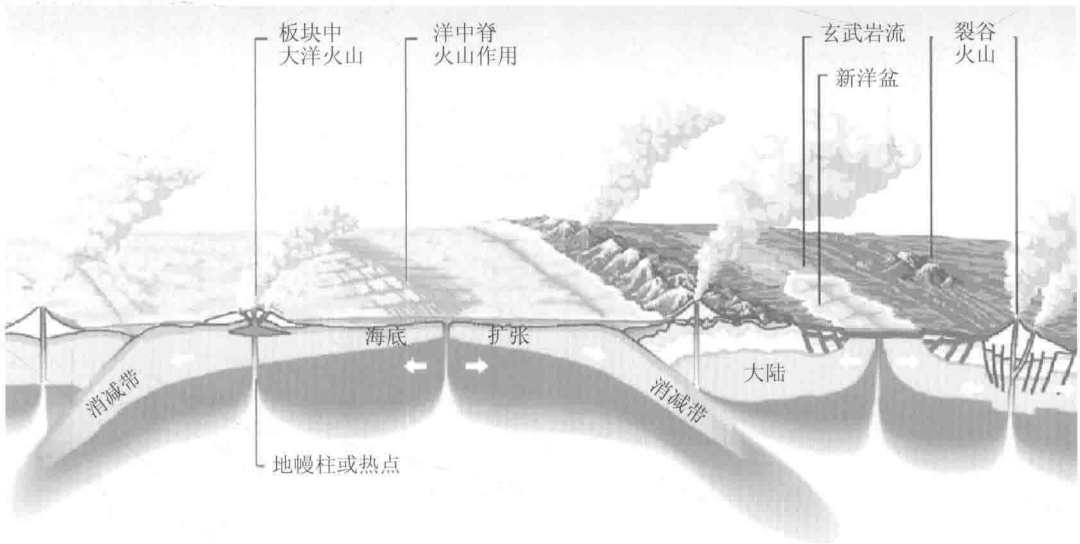


图 1.4.1 大陆-洋脊-海洋深谷-岛弧-边缘盆地的组成系统
(改编自 Symonds, 2003)

1.4.1.1 洋壳结构

洋壳由结晶基底及其上部沉积岩组组成，洋壳的结构与大陆地壳明显不同，洋壳比较薄（5 ~ 10 km），基底由拉斑玄武岩和辉长岩构成（上部岩层（即层 2），厚 0.7 ~ 2 km；

下部岩层（即层3），厚3~7 km）。在基底之上为沉积物覆盖层，它通常是不很坚固的岩层，在深海中的最大厚度为300~500 m，随着向洋脊方向接近，厚度越来越薄。

1.4.1.2 大陆边缘

依据与板块、板块边界的关系和地震与火山活动的发育与否，可将大陆边缘分为3种主要类型：①离散、裂谷、被动、无震型边缘或大西洋型边缘；②汇聚、主动、地震型边缘或太平洋型边缘；③转换、平移或剪切型边缘。

大西洋被动大陆边缘由结构简单的大陆架与大陆坡和大陆隆构成；太平洋主动大陆边缘构造复杂，包括海槽、岛弧、海沟以及强烈的火山与地震活动带。这种沟-弧-槽系的形成是大陆与海洋板块共同作用的结果，即一个板块向另一个板块的俯冲（或滑移），由此产生的倾斜面即成为地震的震源带，其深度可达到70 km。

转换型边缘既可发育于离散背景，也可发育于汇聚背景。与汇聚边缘伴生的边缘或弧后盆地与离散边缘具有许多相似之处。

1.4.1.3 洋中脊系统

作为板块边界的洋中脊遍布整个地球，包括各分支在内的总长度约60 000 km，宽度为1~4 000 km。洋中脊带高出深海平原3 km，板块就是沿着洋中脊扩张的。切断洋中脊轴的断层被认为是转换断层，有关转换断层的方位、规模与结构是多种多样的。随着板块远离洋脊，热板块冷却下沉，形成深海盆，沉积物的厚度逐渐增大。洋脊还有一个不同于地球上其他大型构造的地质学与地球物理特点：地震活动非常强烈，热流量很高，特殊的重力异常与磁力异常，剧烈的山峦起伏和带有相互平行裂隙的大峡谷以及众多的转换断层（Burke, 1976; Van Andel, 1977; Busby, 1995）。

太平洋中脊的扩张速度为5.7~17.7 cm/a，大西洋中脊为2~4.4 cm/a，印度洋中脊为2.0~7.5 cm/a。大西洋中脊缓慢扩张，具有明显的不规则形态的峡谷断裂系。东太平洋快速扩张形成的洋脊宽度大，高度较低而且中央裂谷不发育；在热流增大的海隆区，洋脊的带宽是大西洋中脊带宽的2倍。伴随峡谷裂隙的生成、软流层的升起，上部岩层因加热降低了黏结力而下沉，火山作用和地震活动增强（Kotlinski, 1997）。

转换断层控制着洋脊构造的主要单元和深切到海洋板块的基底。在东太平洋海隆北部，一系列的转换断层成为海洋断裂带，主要有曼多契诺、皮奥尼、慕热依、莫洛开、克拉里昂、克里帕顿、新开罗斯、加拉帕哥等断裂带。东太平洋CC区多金属结核富集带即位于克拉里昂断裂带与克里帕顿断裂带之间区域。

1.4.1.4 海沟

海沟为第二类板块边界，下沉的（俯冲）板块在海沟处（毕鸟夫带）俯冲到大陆边缘之下。俯冲的类型可分为两类：第一类为马里亚纳型，它仅出现在海洋中部，下冲板块的倾角很陡，地震性弱，岩性为火山拉斑玄武岩；第二类为智利型，主要分布在大陆边缘，下冲板块的上部倾角缓，岩性为碳酸盐-碱性岩层，地震性强。

1.4.2 新生代以来的构造演化史

根据深海钻探资料和板块构造理论,目前的海洋岩石圈是在晚侏罗纪开始形成的。新生代以来,随着冈瓦纳古陆的破裂,大西洋和太平洋扩张,印度板块与欧亚板块碰撞,喜马拉雅山隆起,形成今天的全球构造格局 (Royer et al., 1992)。

1) 侏罗纪或三叠纪时,西冈瓦纳(南美、非洲)与东冈瓦纳(南极洲、印度、澳大利亚)分离,广泛分布的侏罗纪基性火山岩是这次断裂活动的标志。

2) 晚侏罗世或早白垩世开始,非洲和南美洲分离,形成大西洋。在这一分裂过程中,非洲基本未动,南美洲向西漂移;太平洋的面积逐渐缩小,菲尼克斯和法拉隆板块在美洲大陆下消亡。南美南部和南极半岛则由于这些俯冲作用在太平洋边缘形成晚中生代—新生代的安第斯弧。大西洋的张开造成南美大陆围绕南极洲旋转,太平洋的扩张方向也由近 SN 向转变为近 EW 向,从而造成南美南部和南极半岛地区具有东西分带、南北分段的构造格局。

3) 晚白垩世(距今 85 ~ 65 Ma),东太平洋海岭形成,南极大陆已漂移到了极地附近,而南极半岛已经到了 60°S 以南地区,并在以后的漫长地质历史中基本未动。大约在距今 85 ~ 81 Ma 间,新西兰与南极分离,形成太平洋—南极海岭。该扩张中心逐渐向西扩展,古新世进入东南印度洋。

4) 古新世—早始新世(距今 65 ~ 53 Ma)期间,大约在始新世时(距今 55 Ma),澳大利亚和印度板块与东南极分离。新近纪时该扩张中心已经扩展到了亚丁湾,在别林斯高晋海域的吐拉断裂带和夏普断裂带之间形成新的扩张中心——阿卢克海岭。

5) 始新世—渐新世末(距今 53 ~ 29 Ma)期间,智利海岭于始新世初与阿卢克海岭同时开始活动,太平洋—南极海岭扩张。大西洋迅速扩张,南美板块向西漂移,德雷克海岭开始张开。

距今 40 Ma 前,印度板块与欧亚板块发生碰撞,太平洋板块发展史上出现了一个重大事件:与热点活动有关的天皇夏威夷火山链走向发生转折,即太平洋板块的运动方向在大约 40 Ma 前从 NNW 向转变为 NWW 向。太平洋板块的向西俯冲,引起弧后拉张作用,帕拉西维拉海盆、马里亚纳海槽等弧间盆地地向后张开,活动岛弧系(俯冲带)从九州—帕劳海岭向东推至马里亚纳岛弧一线。

6) 晚渐新世—全新世(距今 29 Ma 至现在),库拉、法拉隆、菲尼克斯板块已大部分俯冲消亡。晚渐新世时德雷克海峡张裂,海峡的张开经历了 3 个阶段:①晚渐新世至早中新世(距今 29 ~ 24 Ma),海峡迅速张开,半扩张速率达 2.5 cm/a;②早中新世至中中新世(距今 24 ~ 16 Ma),扩张速率减慢,半扩张速率为 1.8 cm/a,这是海峡形成的主要时期,阻碍南极环流形成的沙克尔顿断裂带处的 NW 向海岭下沉和断开,沟通了大西洋和太平洋之间水体的交流;③中中新世至晚中新世(距今 16 ~ 8 Ma),扩张速率进一步减慢,半扩张速率减至 1.0 cm/a。扩张中心有 30 km 左右的无磁性带,它可能是晚中新世后该地区大规模扩张停止后极慢速的扩张形成的,每年的半扩张速率可能小于 0.2 cm/a。

德雷克海峡的张开是冈瓦纳破裂的最后一次重要事件,对南极大陆的演化具有重要意义。海峡的沟通使得太平洋和大西洋之间水体沟通,在科里奥利力的作用下,形成自西向

东的南极环流, 南极环流的一支向北流向太平洋, 沿莱恩海山链进入到东太平洋 CC 区。

南极大陆漂移到极地位置和南极环流的形成是南极大陆变冷的主要因素。南极环流的形成, 切断了来自赤道区域的经向暖流向高纬度地区的流动, 造成一个封闭型的严寒区域环境, 气温急剧下降, 从而形成巨大的冰盖。

深海钻探资料表明, 德雷克海峡的张开史与南极大陆的迅速变冷并不一致, 主要变冷期发生于中中新世。显然沙克尔顿断裂带处的海底隆起带在海峡张开的初期仍起着水下堤坝作用, 未形成强大的南极环流。直到中新世时期断裂带处的海底隆起彻底断开和下沉, 形成深槽以后, 才使南极大陆的气温急剧降了下来, 生成巨大冰盖。

1.5 多金属结核形成的深海环境背景

海洋多金属结核绝大多数位于海底最上部几厘米的半液化沉积物中, 是在特定的环境下形成的。调查发现, 具有商业开采价值的多金属结核主要集中分布于太平洋的克拉里昂-克里帕顿断裂区 (CC 区)、秘鲁海盆和印度洋中央海盆等海区。形成多金属结核除了必须要有充足的成矿元素外, 还要有一个合适的成矿环境, 即成核物质充足、富氧、水动力条件缓慢、沉积速率低、具有生物扰动作用的深海环境, 有利于多金属结核的形成、保存和富集。CC 区具有适合结核形成、保存和富集的深海环境, 是目前发现的全球多金属结核最富集的区域。

1.5.1 物理海洋环境

CC 区处在北赤道流 (North Equatorial Current)、南赤道流 (South Equatorial Current) 和北赤道逆流 (North Equatorial Counter Current) 的控制区 (图 1.5.1), 西面为西太平洋暖池东伸暖舌, 南面为赤道冷水舌, 其东北方向是加利福尼亚冷水域。该区域的上层海洋水文特征主要受这些洋流和水团的影响。

CC 区上层水的垂向结构存在一个永久温跃层, 将表层水和中间水隔开。混合层和温跃层的厚度可从 10 m 延伸到 100 m 以上 (Demidova, 1998), 其时空变化受到大气和海洋水动力的影响。

太平洋本身没有自己的深层水, 所有的近底层水都是南极来源的。在 Weddell 海形成的南极底层水 (AABW) 比较寒冷, 盐度较低 (1°C , 34.6‰), 密度较大, 富含氧、二氧化碳、不饱和碳酸钙和二氧化硅等。在南太平洋, AABW 以西向深层水边界流的形式扩散进入 Toga 海沟和 Kermadec 海沟。深层水的 Samoa 通道是 AABW 从太平洋南部进入到北部的唯一通道。近年来的研究结果表明, AABW 的主要部分是通过 Clipperton 深水通道进入到 CC 区的 (Sokov et al., 1992), 而不是早期认为的 Clarion 通道和 Horizon 通道。

1.5.2 沉积环境

一般而言, 深达 5 000 m 左右的大洋沉积环境是相对稳定的, 各种来源的物质经过水柱中复杂的物理、化学和生物过程, 最终都将沉降到海底。CC 区海底从北向南, 依次分布了深海黏土、硅质沉积和钙质沉积, 沉积物类型的分布呈现了与气候和生物分布相关的

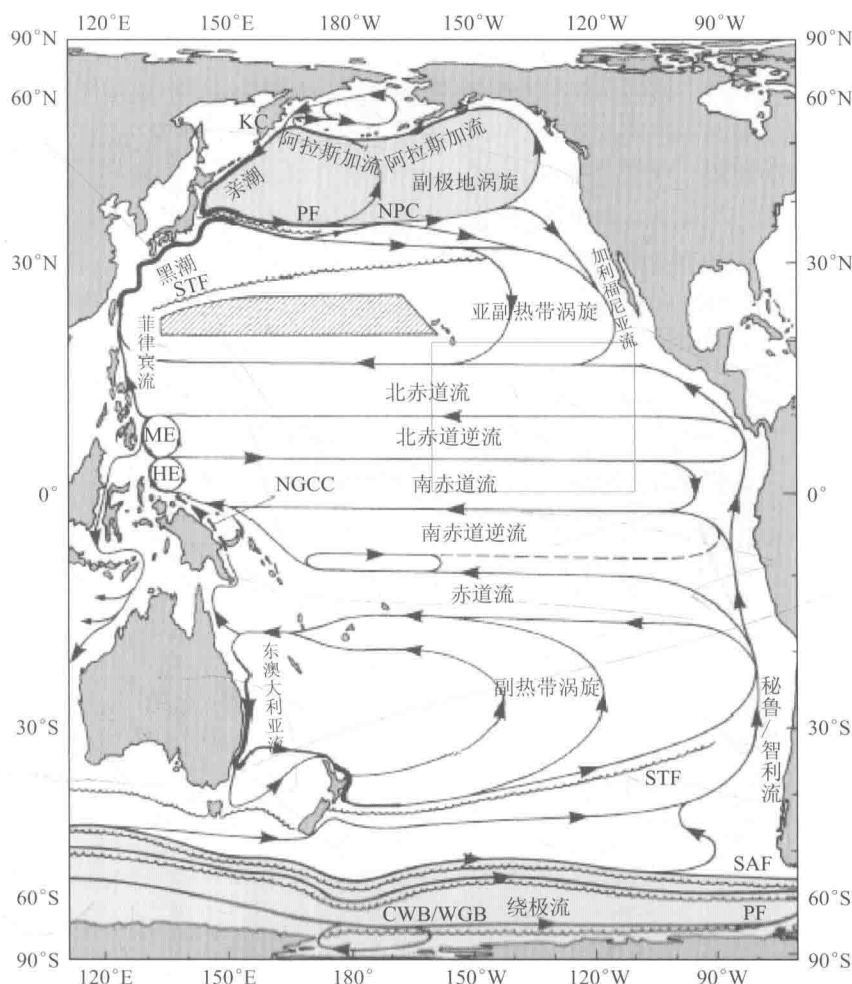


图 1.5.1 太平洋表层流系

(转引自梁楚进等^①, 2006, 红框内为 CC 区)

纬度地带性。

根据海水中溶解氧含量的变化, 可将 CC 区的水柱划分为 3 个带, 表层水和光合作用带、最低含氧带 (OMZ) 和深层水带。其中表层水和光合作用带海水的含氧量最高, 大约为 4.5 ~ 5.5 mL/L, 氧含量可达到饱和, 甚至过饱和 (Cronan, 1998)。1 000 m 以下的深层水带氧含量也较高, 为上表层水的 80% ~ 95%。其间, 在光合作用带之下, 由于浮游动物的呼吸作用、有机质的分解作用 and 无机物的溶解作用, 都需要消耗大量氧气, 而温跃层面的存在又在一定程度上阻止了与上表层富氧水的氧交换, 形成了最低含氧带 (OMZ), 氧含量仅为 0.5 mL/L, 甚至更低。实测表明, COMRA 区最低含氧带位于 200 ~ 800 m 水深段。在最低含氧带, 四价锰被还原成二价锰, 形成二价锰的极大区, 并往下扩散。随后由于氧的增加, 二价锰被氧化成四价锰, 这类氧化锰胶体水化物因具有较高的比

① 梁楚进. 2006. 中国多金属结核合同区的物理基线调查. 见: 周怀阳等. 多金属结核合同区和邻域环境基线及其自然变化机理研究 (国际海底区域研究开发“十五”环境项目研究报告 DY105-02-01).