



世界海底热液硫化物资源

● 吴世迎 主编



海洋出版社

世界海底热液硫化物资源

吴世迎 主编

海洋出版社

2000年·北京

内 容 简 介

本书是近期完成的大洋基础科研项目成果,也是作者近 10 年来针对世界海底热液硫化物资源研究的最新综合评述成果,基本反映了我国有关海底热液活动和热液硫化物的研究现状。

本书强调以热液循环、热液活动体系和热液喷口的主要贡献为理论基础,较全面地论述了环太平洋构造带、大西洋中脊构造带以及印度洋中脊和红海扩张带的热液硫化物“矿点”或“矿化点”资源,并根据研究程度的不同,重点论述了西太平洋弧后盆地冲绳海槽、西南太平洋弧后盆地劳海盆、东太平洋海隆胡安德富卡海脊、加拉帕戈斯裂谷和大西洋中脊 TAG 热液场、斯内克·皮特热液地以及红海的阿特兰蒂斯 II 海渊等部位。评述了一些重要“矿点”的资源量,向世人展现了其诱人的资源前景。

本书是研究世界海底热液硫化物资源的区域分布、资源远景和成岩、成矿规律的重要材料,可供从事与海洋地质、海底矿产资源、矿床学有关的科研、教学、调查及科技管理人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

世界海底热液硫化物资源/吴世迎主编. - 北京:海洋出版社,2000
ISBN 7-5027-4946-2

I. 世… II. 吴… III. 海洋矿床;热液矿床;硫化物矿床-研究
- 世界 IV. P744

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 16794 号

责任编辑 王加林
责任印制 严国晋

海洋出版社 出版发行

(100081 北京市海淀区大慧寺路 8 号)

北京市燕山印刷厂印刷 新华书店发行所经销
2000 年 4 月第 1 版 2000 年 4 月北京第 1 次印刷

开本:787×1092 1/16 印张:20.75

字数:480 千字 印数:1~500 册

定价:40.00 元

海洋版图书印、装错误可随时退换

主 编 吴世迎

编著者 吴世迎 高爱国 王揆祥

林振宏 张道建 王冠荣

目 次

第一章 绪言	(1)
第二章 西太平洋弧后盆地	(5)
第一节 伊豆—小笠原弧	(5)
第二节 冲绳海槽(一)伊是名海洼区	(21)
第三节 冲绳海槽(二)伊平屋海洼区	(41)
第四节 冲绳海槽(三)南奄西海丘区	(56)
第五节 马里亚纳海槽	(68)
第三章 西南太平洋弧后盆地	(90)
第一节 马努斯海盆	(90)
第二节 北斐济海盆	(102)
第三节 劳海盆	(110)
第四章 东太平洋海隆北段胡安德富卡洋脊体系	(151)
第一节 地质背景	(151)
第二节 调查概况	(155)
第三节 热液堆积物	(156)
第四节 热液矿物的地球化学分析	(160)
第五节 热液羽状流	(162)
第五章 东太平洋海隆中、南段和板内“热点”区	(165)
第一节 加拉帕戈斯海区海底热液沉积物	(165)
第二节 东南太平洋板内“热点”区	(189)
第三节 东太平洋其他“热点”区	(205)
第六章 红海和印度洋热液“矿点”资源评价	(214)
第七章 大西洋中脊	(231)
第一节 大西洋热液活动矿点	(231)
第二节 卢克·斯特莱克(Lucky Strike)段的热液活动	(234)
第三节 布罗肯·斯普尔(Broken Spur)喷口场	(241)
第四节 TAG 热液场	(246)
第五节 斯内克·皮特(Snake Pit)热液地	(271)
第八章 世界洋底金的热液来源	(291)
附录 与海底热液活动有关的矿物、岩石及其他部分词汇	(323)

Contents

Chapter 1 Preface	(2)
Chapter 2 West Pacific Back – arc Basins	(6)
Section 1 Izu-Ogasawara Arc	(6)
Section 2 Okinawa Trough (1) – Izena Hole Area	(22)
Section 3 Okinawa Trough (2) – Iheya Hole Area	(42)
Section 4 Okinawa Trough (3) – Minami-Ensei Knoll Area	(57)
Section 5 Mariana Trough	(69)
Chapter 3 Southwestern Pacific Back-arc Basins	(91)
Section 1 Manus Basin	(91)
Section 2 North Fiji Basin	(103)
Section 3 Lau Basin	(111)
Chapter 4 Juan de Fuca Oceanic Ridge System on the North Part of the East Pacific Rise	(152)
Section 1 Geologic Background	(152)
Section 2 Investigating Survey	(156)
Section 3 Massive Hydrothermal Deposits	(157)
Section 4 Geochemical Analysis on the Hydrothermal Minerals	(161)
Section 5 Hydrothermal Plumes	(163)
Chapter 5 “Hotspots” Area from Central to South Parts of the East Pacific Rise and Other Inner Plate Hotspots	(166)
Section 1 Subseafloor Hydrothermal Deposits in the Galapagos Area	(166)
Section 2 Inner Plate “Hotspots” Area in the Southeast Pacific	(190)
Section 3 Other “Hotspots” Area in the East Pacific	(206)
Chapter 6 Resource Evaluation of the Hydrothermal “Ore-spots” in The Red Sea and the Mid-Indian Ridge	(215)
Chapter 7 Mid-Atlantic Ridge	(232)
Section 1 The Active Hydrothermal “Ore-spots” in the Atlantic Ocean	(232)
Section 2 Hydrothermal Activity in the Lucky Strike Segment	(235)
Section 3 Broken Spur Vents Field	(242)
Section 4 TAG Hydrothermal Field	(247)
Section 5 Snake Pit Hydrothermal Field	(272)
Chapter 8 The Hydrothermal Substantial Origin of Subseafloor Gold (Au) All over the World	(292)
Appendix Glossary of Minerals, Rocks, etc. Associated with Subseafloor Hydrothermal Activity	(324)

第一章 绪 言

联合国《21 世纪议程》强调,人类 21 世纪将面临着如何持续高效地利用自然资源,并扭转全球环境恶化问题,从而达到持续发展的长期性计划宗旨。海底热液硫化物是继大洋多金属结核、富钴结壳外的又一种新型矿产资源,是人类共同继承的海底财富。可以预见,它是 21 世纪即将开发利用的海底矿产资源之一,因此,也是《21 世纪议程》所涵盖的重要内容。

20 余年来,为了勘察海底热液矿产资源的分布和赋存状况,各国学者,尤其是先进国家,经历了从偶然发现到有计划探测的不同阶段,世界海底热液“矿点”的圈定和划分,也在逐步的扩大和完善。1978 年美国学者 Rona 公布了世界洋底 17 处热液“矿点”;1984 年 Rona 和日本学者水野笃行又分别综合出 63 处和 48 处热液“矿点”;4 年之后,Rona(1988)再次发表了 102 处热液“矿点”;到 1993 年已圈定出世界海底 139 处热液“矿点”和“矿化点”(Rona 和 Scott,1993)。目前,从资源量方面已预测了多处百万吨级以上的水底热液矿床(Rona,1988),诸如东太平洋海隆北段,勘探者海脊块状硫化物堆积体,直径为 200m,厚为 10m,储量大于 1.5Mt;北胡安德富卡海脊有 7 处活动热液堆积体,直径达 400m,高为 60m,估计每个堆积体的块状硫化物至少有 1.0Mt;红海的阿特兰蒂斯(Atlantis)Ⅱ海渊有直径 10km 的海盆,它们不断集聚的多金属软泥金属含量至少有 94.0Mt;大西洋中脊 TAG 热液场的椭圆形堆积体,宽度为 250m,高度为 50m,块状硫化物达 5.0Mt。另外,根据我们对西南太平洋劳海盆黑白烟囱体的研究,无论从规模大小和硫化物的金属含量看,其储量都不低于大西洋中脊 TAG 热液场。加上绵延在 4km 长、200m 宽的地带中存在的数百个锰烟囱,按一般厚度 4.5cm(实际最大厚度达 20cm)计算,资源量估计超过 10.0Mt。如若考虑到东太平洋海隆加拉帕戈斯裂谷区、西太平洋的冲绳海槽热液区,以及其目前正在进行的水底热液“矿点”和“矿化点”的调查,资源开发前景是十分诱人的。更有甚者,最近澳大利亚、新西兰和巴布亚新几内亚联合在西南太平洋伍德拉克扩张中心,实施海底热液硫化物矿床的试采;德国科学家也正与斐济、汤加合作,开展劳海盆附近火山岛热液成因金矿的勘察;日本多年来在冲绳海槽也跃跃欲试,准备试采海底热液硫化物矿,世界海底新矿种热液硫化物矿床勘察试采的竞争局面已经拉开。与此同时,围绕海底形态、热液发育过程、矿化作用和成因机制,以及通过洋中脊或俯冲板块边缘扩张中心的热液活动在洋壳和上地幔演化过程中的作用等当代重大的地学理论问题,获得了数以千计的轰动性研究成果。目前美、英、日等国仍在执行的洋中脊(Ridge)计划和 DSDP/ODP,更使这项研究得到空前的发展。1997 年以来 DSDP/ODP 已有近 20 个航次、70 余个钻孔钻遇到热液作用踪迹或热液产物。如著名的 504B 孔(哥斯达黎加裂谷南侧)、ODP 第 139 航次(北胡安德富卡海脊)、第 158 航次(大西洋中脊 TAG 区)等,都揭示了洋壳结构和热液循环状况,为研究热液流体、地球化学通量和有关热液蚀变成矿作用,提供了前所未有的证据。由此,引出诸如大洋热平衡、大洋化学元素收支平衡、海底热液喷出对全球气候变化影响以及大洋底矿产资源的热水成矿作用等,将是当今和 21 世纪地球科学面临的重大理论问题(吴世迎,1995)。

海底热液活动和热液硫化物的核心问题是热液循环。它包含的能量来源,一可能是岩浆源,二可能是海底 2km 之下的水岩反应带。无论是哪种能量来源,它总归是热驱动下的新的流体运动,这就是热液循环。这种循环又调动了地壳之下 2km、3~4km,甚至 5~6km (?)的水岩物质交换的频繁发生。作为海底热液活动研究,热液循环作用的表征和表现特点,就是至今人类仍在不断探测的、最终目的是让视觉感官所能见到的诸如热液丘、黑烟囱、白烟囱、喷口及各种热液活动类型形态;但是,我们直观所看不到的,恰恰可能是反映热液活动本质的,诸如能量来源、发育过程和运行机制等核心问题,它们无时不和贯穿地壳深处与地表的、左右海底热液活动的热液循环紧密联系着。因此,热液循环是与沿大洋扩张中心地壳增长有关的基本过程之一,是岩浆侵入和新地壳侵位的热驱动。海水循环通过地壳的侵位部分和上地幔,在海底以高温(400℃以上)喷射和中低温(<250℃)渗冒排出热液流体。循环的热液流体与大洋基底水-岩反应的杂岩段作用,不仅影响地壳的物理性质和化学成分,也促进了海底矿物堆积体的发育。由此造成物质的再循环而进入地幔,引起热液通道附近地壳和上地幔化学成分上的改变以至上覆海水化学成分上的调节变化,然而,蚀变作用的延伸及其对地球化学物质收支平衡效应影响仍是非常局限的(Rona 等,1992)。

热液喷口的主要贡献,莫过于自岩石圈向全球大洋的地热和地球化学通量的贡献。因为冷却作用,新近形成的火山壳,在海底和水柱之间引起可能的化学交换,并往往形成金属硫化物矿床(Gente 等,1991)。这种观点也支持了唯一与高温热液活动相关的动物群在无光合作用热液区的存在和繁衍(Tunnicliff, 1991; Murton 等, 1994)。热液喷口系统是提供生物群落化能自养的唯一栖息地,尤其是使其适应于新的理化环境和短暂存在的天然喷口特点。在排放的热液流体中,微生物的氧化作用,使海底喷溢出的气体转变为生物化学能。最值得注意的是,游离存在的硫化物氧化剂和硫化物氧化相关的喷口无脊椎动物蓝藻(endosymbionts),通过硫化物的氧化作用获得它们的能量,并通过 CO₂ 的固定作用获得它们的碳。这些初级生产者提供了深海热液喷口特有的支撑大型无脊椎动物营养结构和食物链的基础。深海热液喷口也提供了一个研究热量限制的特有的高温微生物环境(高温微生物最适宜的生存温度为 80℃以上)。

现在,海底热液系统的地表形态,已经在板内火山中心、岛弧区以及弧后盆地和前弧区的快-中-慢扩张脊中得到观测。但是,我们在热液系统海底以下的知识却是间接的,它们由海底扩张中心再覆盖的蚀变岩和蛇绿岩岩石样品观测结合实验室的理论模拟综合研究获得的。这些探讨已经建立起一个发生在洋壳内,由蚀变作用推进的、目前还是概念化的简单模型。然而,关于热液活动系统海底之下的情况,仍然存在许多目前尚不清楚和不确定的问题(Rona 等, 1992),其中主要包括:(1)热液活动系统下的上升流带渗透率、压力和温度结构;(2)上升流带和下伏的反应带之间,水-岩化学反应的特点;(3)硫化物沉淀机理和随之而来的海底变形;(4)上升流和反应带之间泵抽系统的构造控制作用;(5)黑烟囱系统的演化;(6)海底生物相的生存形式、范围和持久性等。

在上述认识的指引下,根据“世界海底热液硫化物‘矿点’资源评价和编图”课题合同任务书要求精神,在原有的 300 余篇文献和两年来新查阅到的 600 余篇,共计近千篇文献基础上,分洋区和勘查程度的不同,以 8 章近 50 万字的篇幅,对一些主要热液活动“矿点”或“矿化点”作了以资源为主的评述和评价。本书即是这一成果的修改和内容调整的结果。

课题研究认为,太平洋海区是海底热液分布范围最为广泛、研究程度最高的海区,尤其

是环太平洋构造带中的西太平洋和西南太平洋的沟弧盆体系中的弧后扩张盆地和东太平洋的东太平洋海隆。前者主要有伊豆-小笠原弧、冲绳海槽、马里亚纳海槽、马努斯海盆、北斐济海盆和劳海盆等;后者主要有勘探者海脊、轴海山、胡安德富卡海脊、戈达海脊、加里福尼亚湾的瓜伊马斯海盆、东太平洋海隆(EPR)21°N、EPR 13°N、加拉帕戈斯裂谷(扩张带)、EPR 20°S等,并查明有百万吨级硫化物矿床多处。除此以外,在太平洋海盆东南,尚有以热点形式形成的海底热液矿化点分布,称之为“板内热点区”。大西洋海底热液矿点主要沿大西洋中脊构造带分布,自北而南大约已探查到23处热液“矿点”和“矿化点”,其中以TAG区为代表的4处最为重要。印度洋和红海则以红海的阿特兰蒂斯II海渊多金属软泥最为著名,对印度洋研究程度较差,但也圈定出几个热液“矿化点”。文中还对世界海底金的赋存及其热液来源问题,以专门章节作了论述,相信可对海区和陆地金的采冶提供可资利用的线索。

令人振奋的是,经国家海洋局和中国大洋矿产资源研究开发协会安排,1998年11月,我国“大洋一号”船DY95-8航次第五航段在马里亚纳海槽开展了首次大洋热液矿点试验调查,为我国大洋新矿种资源的调查研究积累了经验。

文中各章节由课题组成员分工编写,分工情况如下:吴世迎编写绪言、西太平洋(除冲绳海槽)、西南太平洋、大西洋中脊及金的热液来源章节;高爱国编写冲绳海槽;王揆洋编写东太平洋海隆东北段;林振宏编写红海和印度洋;张道建编写东太平洋海隆中、南段和板内热点区。该书全文由吴世迎编纂,张道建助理此项工作,高爱国完成了部分关键文献资料的查询,王冠荣参加了有关地球物理资料的整理,白黎明作了大部分图件的整理,吴军瑞对文字进行处理,刘焱光参加了部分有关工作。课题运行过程中旅德博士后刘镭自德国、王揆洋赴法期间自法国收集了若干篇德、俄、法、英文文献。

我们特别感谢中国大洋矿产资源研究开发协会办公室对本课题的多次指导和出版费用上的资助及国家海洋局科技司调查处的大力支持。同时感谢中国科学院海洋研究所、青岛海洋大学、同济大学、国土资源部海洋地质研究所、中国地质大学(北京)和国家海洋局信息中心、国家海洋局海洋发展战略研究所、国家海洋局第二海洋研究所、第三海洋研究所的热情支持和帮助。

由于业务水平所限,该书定有许多不足和错误,望领导和专家批评指正。

参 考 文 献

- 吴世迎. 1995. 大洋钻探与深海热液作用. 地球科学进展, 10(3): 223~228
- Gente P, Mevel C, Auzende J M, Karson J A, Fouquet Y. 1991. An example of a recent accretion on the Mid-Atlantic Ridge: the Snake Pit neovolcanic ridge (MARK area 23°22'N). Tectonophysics, 190: 1~29
- Mizuno A. 1984. New mineral resources in deep-sea-hydrothermal polymetallic massive sulfides. 7th Ocean Engineering Symposium, 1~24
- Murton B J, Klinkhammer G, Becker K, Kriaes A *et al.* 1994. Direct evidence for the distribution and occurrence of hydrothermal activity between 27°~30°N on the Mid-Atlantic Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 125: 119~128
- Rona P A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. Economic Geology, 73: 135~160

- Rona P A. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth-Science Reviews*, 20: 1 ~ 104
- Rona P A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Canadian Mineralogist*, 26: 431 ~ 465
- Rona P A, Bougault H, Charlou J L, Appriou P, Nelsen T A, Trefry J H, Eberhart G L, Barone A, Needham H D. 1992. Hydrothermal circulation, serpentinization, and degassing at a rift valley - fracture zone intersections; Mid-Atlantic Ridge near 15°N, 45°W. *Geology*, 20: 783 ~ 786
- Rona P A Scott S D. 1993. A special issue on seafloor hydrothermal mineralization; new perspectives. *Economic Geology*, 88: 1935 ~ 1976
- Tunnicliff V. 1991. The biology of hydrothermal vents: ecology and evolution. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 29: 319 ~ 407

第二章 西太平洋弧后盆地

前 言

太平洋区的海底热液活动和热液硫化物“矿点”资源分布,主要受环太平洋地震带所控制,从构造区划上可以分为三个大类型。第一大类位于西太平洋和西南太平洋,主要表现为不同发育时代的弧后盆地和相应的次级扩张脊(Burgath 等, 1995),在地理位置上由北而南,以伊豆-小笠原(Izu-Ogasawara)弧、冲绳海槽(Okinawa Trough)、马里亚纳海槽(Mariana Trough)、马努斯(Manus)海盆、北斐济(North Fiji)海盆和劳(Lau)海盆为代表。在热液类型、矿石金属含量和综合研究程度上以劳海盆、伊豆-小笠原弧和冲绳海槽最为重要(Fouquet 等, 1991, 1993; Iizasa 等, 1993; Halbach 等, 1989)。第二大类位于东太平洋至东南太平洋,主要受东太平洋海隆和构造脊轴及裂谷控制(Rona 和 Scott, 1993)。自北而南,以勘探者(Explorer)海脊、胡安德富卡(Juan de Fuca)海脊、戈达(Gorda)海脊、加里福尼亚湾瓜伊马斯(Guaymas)海盆、东太平洋海隆(EPR21°N, EPR13°N, EPR20°S)、加拉帕戈斯(Galapagos)裂谷、和智利海脊等为代表,并以胡安德富卡海脊和加拉帕戈斯裂谷研究程度最高(Bischoff 等, 1983)。第三大类分布在太平洋板块内,是板内热点控制的火山型热液活动,可谓板内“矿化点”,以夏威夷群岛、社会群岛为代表(DeCarlo 等, 1983),在热液活动规模、矿石金属含量和研究程度上远不及前两大类(图 2-1)。本章内容将论述西太平洋弧后盆地所包括的伊豆-小笠原弧、冲绳海槽和马里亚纳海槽 3 个区。

第一节 伊豆-小笠原(Izu-Ogasawara)弧

一、地质背景

伊豆-小笠原弧是马里亚纳类型弧-沟系统中的典型例子(Uyeda 和 Kanamori, 1979)。它由几种构造单元组成(图 2-1-1),即从东到西有小笠原(博宁)海沟(俯冲带)、小笠原海脊(非火山弧前裂开)、小笠原海槽(弧前盆地)、西七岛-硫磺岛(Schichito-Iwojima)海脊(活动火山岛弧)、须美寿(Sumisu)洼地(弧后洼地)和 Nishi-西七岛(Schichito)海脊(在弧顶中的火山脊)(Honza 等, 1981; Tamaki, 1985; Honza 和 Tamaki, 1985)。

岛弧由称为 Sofugan 构造线的主断层分成北段和南段(Yuasa 和 Murakami, 1985; Yuasa, 1986),弧前裂开和弧后俯冲在北段和南段都是缺失的。须美寿洼地是不同的弧后洼地之一,从北到南分别为八丈(Hachijo)、须美寿和 Touishima 洼地,须美寿洼地在中段。先前的工作(Karig 和 Moore, 1975; Tamaki, 1985)已经指出,弧后扩张通常沿着这些洼地的轴部活动。

Kaikata 海山的破火山口大约是 3m 跨度,它的崖壁约 400m 高,在破火山口内的水温

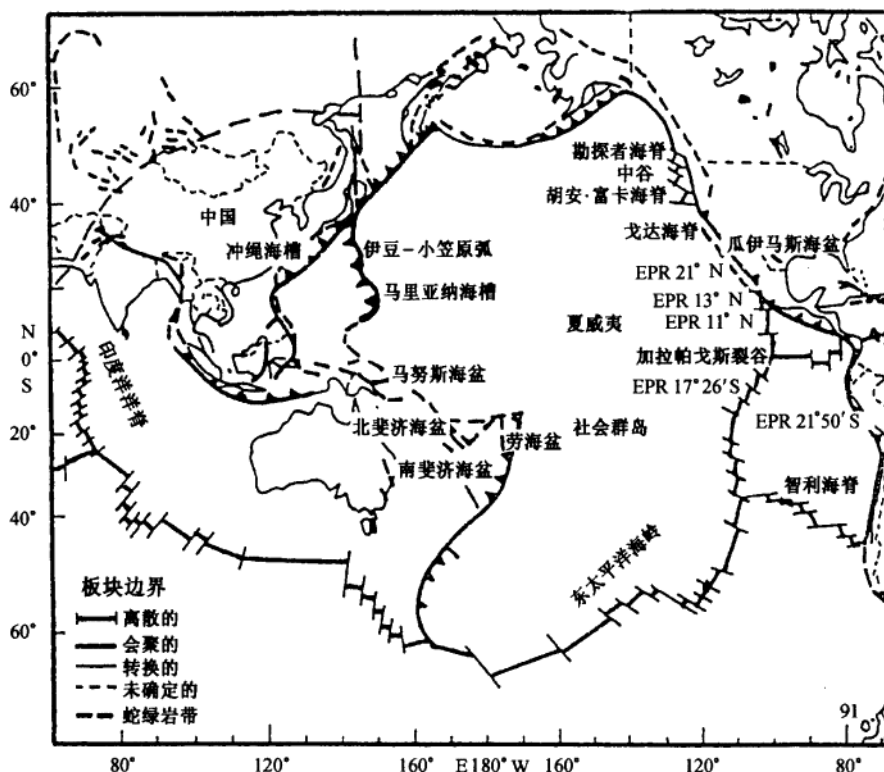


图 2-1 环太平洋构造带热液“矿点”和“矿化点”位置图(据 Rona & Scott 的图件)

(7.8℃)比周边的海水高数度,但经过深拖和水下电视调查并没有观察到流体溢出的迹象。从水深 913m 破火山口的南壁崖墙的基部(26°41.75'N, 141°04.96'E)拖采到带有硫化物的岩石。热液 Mn 壳覆盖在 Kaikata 海山最高峰的北翼和西翼的广阔区域(Usui 等, 1986),而为数不多的小片区域如破火山口的底部和海山的其他部位没有 Mn 壳。

在 GH 航次中, Murakami 和 Ishihara(1985)发现了 3 个水下破火山口, 分别命名为青岛 (Aoga-shima)(东-青岛)(Higashi-Aog-ashima)、北明神(Kita-Bayonnaise)和须美寿破火山口, 它们都在北段(图 2-1-1)。

GSJ 航次发现, 明神(Myojinsho)海底破火山口大约相距日本东京以南 420km, 位于海脊的北段。破火山口(约 $5\text{m} \times 6\text{m}$ 口径, 最大水深为 1 114m), 有一个平顶的中心锥(约 330m 深), 大约在 Bayonnaise 和明神(Myojin)礁之间(Takada 和 Yuasa, 1990)。

矿化的和新鲜的岩石及增多了的沉积物,局部分布在中心锥的西翼和破火山口西壁,包括块状重晶石硫化物(RS94)。具有浸染状硫化物的岩石,如蚀变的英安岩(RS94、D1044、D1076、D1077、D1081)、略呈绿色的火山砾凝灰岩(D1040、D1044、D1076~D1078、D1080、D1081)和凝灰质砂岩(RS94)、富 Fe - Mn 沉积物(RS96, D1077)和灰岩(D1076, D1081)。在略呈绿色的火山砾凝灰岩、凝灰质砂岩和蚀变样品的表面,有不同含量的次生的绿泥石,以及绿帘石、钠长石、白云母、方解石和石英蚀变的火山岩中某些硅化网状脉。自形的板状

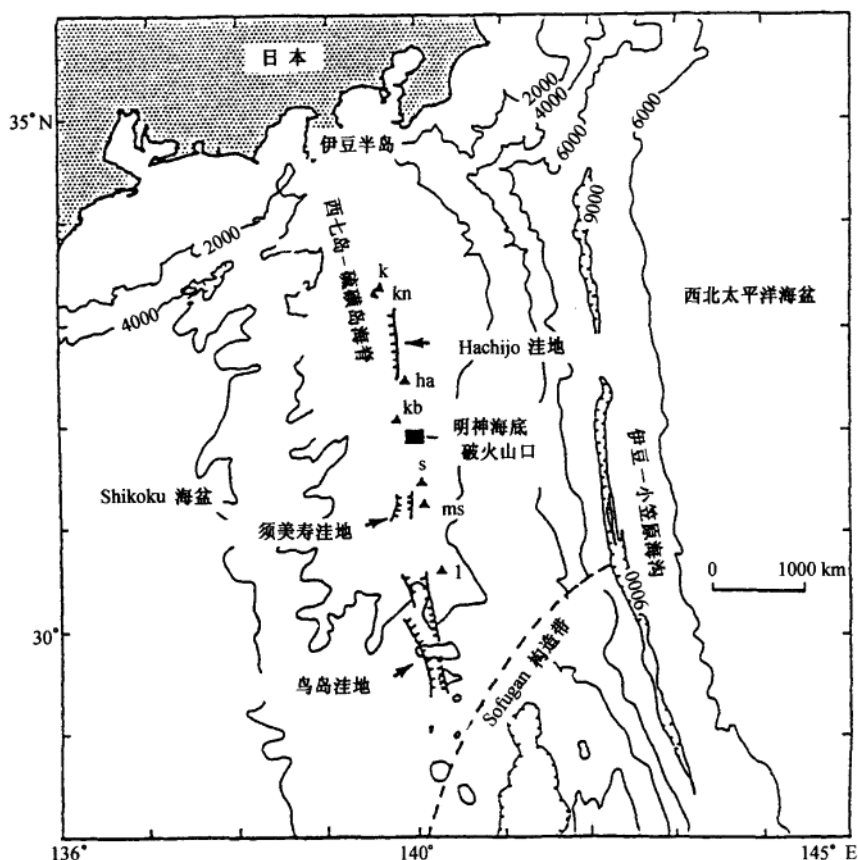


图 2-1-1 伊豆-小笠原弧西七岛-硫磺岛海脊北段主要的海底破火山口和弧后洼地(据 Iizasa 等, 1992)

破火山口有: k: 黑糠 (Kurose), kn: Kurose - Nishi, ha: Higashi - Aogashima, kb: 明神 (Kita - Bayonnaise), s: 须美寿群岛 (Sumisu), ms: 南须美寿 (Minami - Sumisu), t: 鸟岛 (Torishima)。等深线单位: m

重晶石集合体(<1mm 长), 也在略呈绿色的凝灰角砾岩中发现。

破火山口底部由淤泥到砂质沉积物覆盖, 其组成是火山玻璃和浮岩及含有极少量的有孔虫、放射虫和硅藻软泥。

二、调查经历和研究方法

1. 调查经历

日本地质调查局(GSJ)80年代制订了一个与伊豆-小笠原弧热液活动相关的评价潜在矿产资源的研究计划(1984~1989年), 1984年6月日本调查船“白岭丸”(Hakurei - maru)号执行了 GH84-2 航次, 在小笠原(博宁)弧北段实施了小比例尺地震剖面、3.5kHz 浅地层剖面、旁扫声呐、带照相机的抓斗、拖网和柱状岩心调查及采样, 获得了热液 Mn 氧化物壳和蚀变及新鲜的岩石(Usui 等, 1986)。

1985年4、5月份日本地质调查局再度使用“白岭丸”号调查船在伊豆-小笠原群岛海

域进行了地质地球物理调查(Urabe 等, 1987), 在 GH85-1 航次, 拖网拖到大块的棱角形的矿化安山岩与新鲜的双辉(two-pyroxene)安山岩及粒玄岩(dolerite)。采样位于小笠原海沟西侧, 西七岛-硫磺岛海脊火山前缘 Kaikata 海山的海底破火山口底部。Kaikata 破火山口(26°42'N, 141°05'E)约在硫磺岛以北 180km 处。

1986 年 5 月, Urabe 等(1987)再次返回到 Kaikata 破火山口采样位置, 并拖采到 30kg 以上的蚀变安山岩, 它们都被硫化物强烈地浸染, 这是在火山前缘来自海底火山的第一次发现的初步报告。

1988~1989 年, 日本调查船“白岭丸”号(GH)执行了 88-3 和 89-1 航次。对西七岛-硫磺岛海脊的火山前缘明神海底破火山口调查期间, 由箱式岩心和拖网自破火山口中心锥形体翼部获得了数片(块)块状重晶石和硫化物样品。其中某些样品具有硫化物和石英细脉, 许多含岩石的样品具有浸染硫化物。这是在火山前缘环境中第一次发现的广泛分布的基质矿物硫化物矿化作用。Urabe 等(1987)描述了具有丰富的黄铁矿和微量闪锌矿的矿化安山岩, 其位置在明神破火山口以南 600m 的某些火山前缘的海底破火山口, 如 Kaikata 和明神破火山口, 这里的热液活动已经熄灭。

80 年代末到 90 年代初, 日本利用“深海 2000”(Shinkai 2000)下潜航次多次对伊豆-小笠原弧的天保海山(Tenpo Seamount)(Usui 等, 1992)、明神海丘(Kita-Bayonnaise Submarine Caldera)(Iizasa 等, 1993)、水曜海山(Siyo Seamount)(Watanabe 等, 1993)、木曜海山(Mokuyo Seamount)(Tsunogai 等, 1993)等进行了旨在寻找热液活动场和热液硫化物堆积体的调查。

其他国家的调查如美国调查船“Atlantis II”和深潜器“Alvin”号在伊豆-小笠原弧的下潜(Taylor 等, 1990)和调查(Smith 等, 1990), 研究范围涉及到水深地形(Sea Beam 图)、火山活动、岩石学、地球化学和相关的热液活动(Fryer 等, 1990; Hochstaedter 等, 1990 a, b)。

2. 研究方法

仍然用深拖(deep-tow)照相执行从破火山口底到中心锥体西翼的表面地质学观测研究方法, 矿化样品化学分析的 Zn、Pb、Cd、As、Bi、V、Cd、Ni、Co、Mn、Fe 和 Ba, 是利用 Hitachi 180-80 原子吸收光谱和 SPS7000 耦合氩等离子体原子发射光谱(coupled argon plasma atomic emission spectrometer)测定。Au、Ag、Sb 和 Ba 在加拿大 X-射线测定实验室由中子活化分析测定(Iizasa 等, 1992)。

为了进行硫同位素测定, 对块状硫化物和重晶石样品及矿化了的岩石中的硫化物和重晶石矿物进行了分选。它们利用重液(比重为 2.96~2.98)分离、等磁力线分离仪和双目显微镜下手工分选。日本三菱矿物集团中心研究所的 A. Ueda 博士完成了硫同位素分析。

抛光的样品利用矿物显微镜鉴定, 也利用 JSM-35C 扫描电子显微镜(SEM), PV9900 能量弥散 X-射线(energy-dispersive X-ray)(EDX)光谱分析仪分析。样品的矿物鉴定, 是用已选样品, 分出一些进行粉末 X-射线衍射分析(XRD)。

三、热液矿物学和地球化学

1. Kaikatu 海山

Kaikata 海山的破火山口, 位于 26°42'N、141°05'E(图 2-1-2, 图 2-1-3)。样品是从破火山口崖壁的露头上取到的, 破火山口的岩石表面不总是包有 Mn 氧化物薄膜。在 26°41.75'N、141°04.96'E, 水深 913m 处, 沿着网状细脉的边缘观察到了热液蚀变(绿泥石

化)和硅化作用。细脉大约 5mm 厚,并大都由具 0.1~0.5mm 尖锐边缘的自形黄铁矿和 1~3mm 长棱柱状的石英构成,微小的闪锌矿颗粒出现在黄铁矿固体包体中。Cu-Fe-S 矿物,可能是黄铜矿,贴在黄铁矿的表面(Urabe 等,1987)。

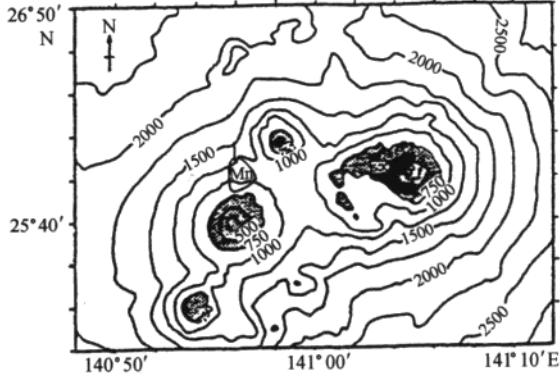


图 2-1-2 Kaikata 海山等深线图(深度单位:m)(据 Urabe 等,1987)
图示有 3 个火山锥和 1 个破火山口组成

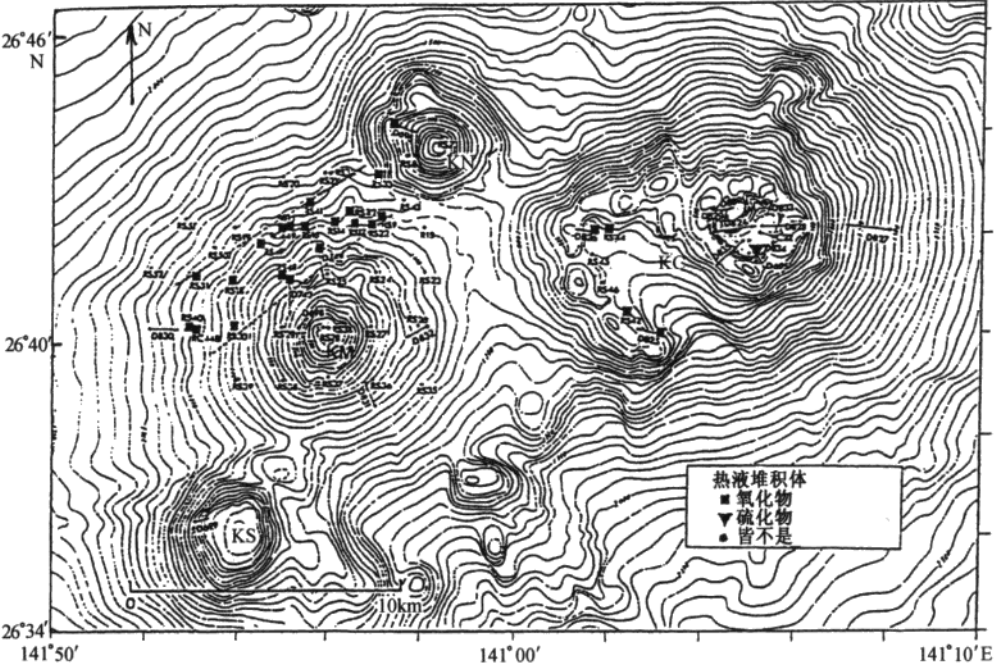


图 2-1-3 围绕 Kaikata 海山的热液堆积体(据 Usui 等 1989)
锰酸盐和少量 Fe 氧化物控制了 KM 峰翼部 NE-SW 向断层,硫化物出现在 KC 破火山口的内壁中

细脉中黄铁矿和石英的混合物,由中子活化分析得出了 Au 和 Ag 的最大含量分别为 142×10^{-9} 和 1.8×10^{-6} (表 2-1-1)。该值不在开采品位之内,但表明存在地球化学异常这一点。

表 2-1-1 Kaikata 海山脉岩、主岩和热液壳的 Au 和 Ag 含量(中子活化法)(据 Urabe 等, 1987)

样品编号	Au($\times 10^{-9}$)	Ag($\times 10^{-6}$)	描 述
D695-1-21	43	0.8	黄铁矿化和蚀变的英安岩
D695-1-22	142	1.2	脉状黄铁矿和石英的混合物
D695-1-23	-	1.8	脉状黄铁矿和石英的混合物
D695-1-31	57	0.4	黄铁矿化和蚀变的英安岩
D695-1-32	40	0.1	矿脉中氧化的黄铁矿
D695-1-41	41	1.4	蚀变英安岩
D695-1-42	20	0.1	脉状石英(非硫化物)
RS16-1	23	0.1	热液锰氧化物

表 2-1-2 不同环境的锰酸盐所显示的化学组分和 X-射线衍射数据(据 Usui 等, 1989)

外观		Mn [#]	Fe [#]	Cu ^{##}	Ni ^{##}	Zn ^{##}	Co ^{##}	Pb ^{##}	Cu + Ni + Co ^{##}	Mn/Fe $\times 10/7$ ^①
热液堆积体*										
加拉帕戈斯裂谷	TB1	51.1	0.31	99	496	301	8.7	—	896	164 20.2
	TB2	50.1	0.33	186	850	753	8.1	—	1 789	152 2.0
	TB3	50.2	0.19	48	122	245	2.9	—	415	264 0.1
	TB4	50.8	0.03	30	76	38	1.3	—	144	1 690 0.1
	TB5	50.3	0.26	65	158	163	3.5	—	386	193 0.1
	TB6	46.7	0.57	264	148	1 070	5.9	—	1 482	82 0.01
	TB7	51.0	0.14	29	103	75	2.4	—	207	364 0.01
热泉华**										
Kitakaruizawa, 日本		42.7	3.07	172	7	74	144	38	253	14 0
Shimabara, 日本		43.0	0.42	3 500	115	424	136	73	4 039	102 0
Akan, 日本		31.4	0.39	51	110	400	30	<10	561	81 ∞
Niimi, 日本		29.4	9.27	30	12	85	41	22	127	3.2 0
太平洋锰结核***										
水成的(219 个平均)		18.0	12.0	4 100	5 400	620	2 900	690	10 000	1.53 —
成岩的(73 个平均)		24.8	6.0	10 900	11 000	1 350	1 700	320	23 200	4.38 ∞

注: #: wt(%); ##: $\times 10^{-6}$; *: Corliss *et al.* (1978a); **: Hariya (1985), Suzuki and Sakai (1985), Suzuki (1986); ***: Usui (1983)。

①: 对于在空气中干燥的样品, 0.10nm 和 0.07nm d -间距时 X-射线强度比值。

在石英体中发现有长 20 μ m 罕见的流体包体。测量这些流体包体的充填温度局限在一个狭窄范围, 即 284~303℃ 之间, 平均为 293℃。如果我们设定流体的盐度等于海水, 计算出的温度即在 900m 深度接近于沸点温度。这些数据是根据 Haas (1976) 和 Sourirajam 和 Kennedy (1962) 的计算方法得出的。

Kaikata 海山发现的热液 1nm 锰酸盐堆积物(图 2-1-3), 具有很高的 Mn/Fe 比值和极低的过渡元素含量如 Cu、Co、Ni 等(表 2-1-2)。1nm 热液锰酸盐稳定性的变化不受矿物化学或老化所控制, 而是由其他因子, 如矿物堆积时热液场的温度变化所控制。

Usui 等(1989)建议的一个海洋锰酸盐结构模型,显示了 1nm 锰酸盐增强稳定性的两个连续系列,一个是热液来源的系列,结构上相似于烟囱结构,在堆积时凝结为钡镁锰矿。另一系列是成岩作用构成的层状锰酸盐的似钙霞正长岩(buserite)系列。所有海洋 1nm 锰酸盐在两种不同的系列中可能是逐渐稳定;似钡镁锰矿系列由较小的烟囱所建立;似钙霞正长岩系列由 1nm 稳定的内层阳离子的堆积作用所建立。两个系列一起由共同的末端员所联系,即最不稳定的低温生成的 1nm 锰酸盐和在空气中最易变化的 0.7nm 锰酸盐(表 2-1-3)。

表 2-1-3 小笠原弧热液锰酸盐(1nm)和 Fe 堆积物化学及矿物组分(据 Usui 等, 1989)

样品号	矿物学(风干样品)				化学含量(110℃条件下干燥)								描 述	区 域	
	1nm	0.7nm	X _{10/7}	其他	Mn*	Fe*	Mn/Fe	Cu**	Ni**	Zn**	Co**	Pb**			
D798-6	71	2	36	—	50.75	0.06	846	227	482	262	10	21	结核核心	前弧海脊	Kaiikaa 火山前海山
D802-1	65	0	65	—	50.96	0.23	223	379	1011	754	24	7	结核核心	弧后海山	
D792-1//2	41	2	21	—	46.40	1.59	29	414	585	429	146	93	小峰	火山前海山	
D792-1//1	29	13	2.2	—	41.45	0.41	101	681	362	281	10	22	致密层	火山前海山	
D791-6	8	42	0.2	c	43.88	0.55	80	426	225	262	108	13	小峰	火山前海山	
D798-9	0	59	0	—	44.94	0.22	204	122	1078	1233	36	32	结核核心	前弧海脊	
D817-7	82	14	5.9	—	43.93	0.15	293	466	50	53	57	10	软粘土	Fukutoku 火山前海山	
D817-6	38	7	5.4	—	45.08	0.38	119	133	260	167	19	2	小峰	Fukutoku 火山前海山	
D817-25	15d	15d	1	—	40.01	0.22	182	954	40	94	18	5	致密层	Fukutoku 火山前海山	
D821-2	29	13	2.2	—	39.28	3.67	11	222	899	345	209	27	脉状	明神-硫磺岛	
RS18-5//2	190	0	∞	p	37.88	1.35	28	329	25	44	55	14	致密层	KM 峰	
RC449//2	164	0	∞	c	45.15	0.51	89	355	45	61	34	14	致密层	KM 峰	
RS31-6	139	0	∞	c	45.28	0.57	79	88	27	48	30	0	纤维状峰	KM 峰	
RS18-5//1	131	0	∞	—	41.13	3.18	13	310	1	22	21	1	致密层	KM 峰	
RC449//1	98	0	∞	c, p	28.61	1.65	17	53	193	152	29	13	砂基质	KM 峰	
RS48	77	0	∞	—	46.24	0.23	201	358	5	38	34	18	致密层	KM 峰	
RS31-4	60	0	∞	p, c	16.30	4.17	4	100	74	122	27	25	砂基质	KM 峰	
RS42-6	33	0	∞	p, c, q	11.46	5.53	2.1	157	193	321	33	30	砂基质	KM 峰	
RS30-2	51	0	∞	p, c	17.39	4.30	4	85	164	134	34	1	砂基质	KM 峰	
RS40-8//2	40	18	2.2	p, c	39.34	4.13	10	163	6	30	8	1	致密层	KM 峰	
D826-11	39	37	1.1	—	45.86	0.29	158	22	6	32	10	13	致密层	KM 峰	
D825-10	37	20	1.9	—	39.73	0.15	265	35	88	101	8	10	致密层	KM 峰	
RS30-4	15	43	0.3	c	40.55	1.01	40	91	177	182	29	23	小峰	KM 峰	
RS33-3	5	25	0.2	p	28.32	2.89	10	144	168	194	28	16	致密层	KM 峰	
RS40-8//1	0	24	0	—	30.30	2.44	12	161	84	112	35	0	黑色层	KM 峰	
D817-10	—	—	0	am	3.62	32.67	0.1	35	7	7	9	10	棕色层	Fukutoku 火山前海山	
D826-5	—	—	0	p	0.04	7.72	0.01	94	286	232	13	15	棕色层	Fukutoku 火山前海山, KM 峰	
RS18-11	—	—	0	am	0.69	36.80	0.02	80	200	16	17	41	黄色泥	Fukutoku 火山前海山, KM 峰	

注:矿物学显示 d 间距 1nm 和 0.7nm 强度相对应的矿物和它们的比值;*: 湿重(%); **: $\times 10^{-6}$; am: 非晶质;
d.: 散射峰;q, p, c: 石英、长石和方解石。

2. 明神(Myojinsho)海丘(图 2-1-4)

热液产物主要是块状重晶石和硫化物样品及具有浸染状硫化物的岩石,其中包括石英和硫化物细脉。这是第一次报道在火山弧前广泛分布的热液块状硫化物堆积(图 2-1-5)。在破火山口,主要硫化物矿化作用的 3 个期遵循下列顺序:黄铁矿化、石英和硫化物细脉类型的矿化作用。它们发生在黄铁矿化岩石和块状重晶石及硫化物中,显微结构(小球状