

构造-岩浆作用对热液活动的控制机理：马努斯海盆为例

马 瑶^{1,2}, 殷学博¹, 王晓媛^{1,2}, 陈 帅^{1,2}, 曾志刚^{1,2,3}

(1. 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 山东 青岛 266071; 2. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 山东 青岛 266235; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 综述了马努斯海盆热液区构造特征、基底差异, 结合马努斯海盆热液区热液活动与构造-岩浆特征, 探讨了二者的耦合关系, 以及构造-岩浆作用对热液活动的影响和控制。马努斯海盆位于西南太平洋俾斯麦海的东北部, 是世界上扩张速度最快的海盆之一。马努斯海盆西部(马努斯扩张中心, Manus Spreading Center, MSC)主要由海盆扩张成熟期产生的大洋中脊玄武岩组成, 属于成熟弧后扩张中心, 发育 Vienna Woods 热液区; 海盆东部(东南裂谷, Southeast Rift, SER)则是一个拉张裂谷, 处于扩张的早期阶段, 属于不成熟弧后扩张中心, 发育 PACMANUS、DESMOS、SuSu Knolls 三大热液区。MSC 与大洋中脊的热液活动相似, 而 SER 因受到火山、俯冲作用影响更为显著, 其热液流体具有岩浆流体和俯冲流体的特征。与 Vienna Woods 热液区相比, PACMANUS、DESMOS 以及 SuSu Knolls 三个热液区的水深相对较浅(1 150~1 740 m), 是地球内部热物质由内向外迁移的结果, 其下部岩浆作用强烈。此外, 岩浆脱气作用和数值模拟结果表明, PACMANUS 热液系统中具有岩浆流体的输入。与 Vienna Woods 热液区相比, PACMANUS、DESMOS、SuSu Knolls 热液区的热液活动强度及流体组成主要受控于岩浆作用。

关键词: 海底热液活动; 弧后盆地; 马努斯海盆; PACMANUS 热液区; DESMOS 热液区; SuSu Knolls 热液区

中图分类号: P736 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2018)05-0163-09
DOI: 10.11759/hyxx20180207003

海底热液活动是海底正在持续进行的大规模成矿作用, 具有金属元素富集程度高、成矿速率大等特点, 是海底矿产资源的重要组成部分。海底热液活动的形成与海底扩张和板块构造有内在联系, 同时海底热液活动也是地球深部圈层与全球大洋间的物质与能量交换过程, 对研究全球气候变化、大洋热平衡以及深海生物圈有着重要意义。开展岛弧-弧后盆地体系构造-地球物理以及岩浆作用对热液活动及其成矿作用的控制及制约研究, 有助于了解海底热液活动形成机制, 进而为地球深部动力学、物质与能量循环过程提供新的证据。

对现代海底热液活动区的深入研究表明, 海底热液活动主要分布在与地震、火山、断裂、扩张密切相关的地质构造不稳定的区域^[1]。1977 年, 美国“Alvin”号载人深潜器在 Galápagos 扩张中心首次发现热液产物丘状体和海底热液喷口生物群落^[2]。此后, 海洋地质学家们又陆续在西太平洋岛弧-弧后盆地体系, 如马里亚纳海槽^[3]、冲绳海槽^[4]、北斐济^[5-6]、劳

海盆^[7]、马努斯海盆^[8]等地区发现热液活动, 并开展了大量研究工作。这些岛弧-弧后盆地体系在构造演化过程及基底岩石性质上表现出显著差异, 但大多数弧后盆地的扩张中心处具有很高的热流, 并发育了广泛的热液活动^[9-10]。

然而并不是所有的海底扩张构造带均能发育热液活动, 热液活动产生于特定区域的特殊构造部位上, 热液活动与构造作用的耦合机制尚不明确。因此, 本文选取马努斯海盆热液区为主要研究对象, 从构造活动、岩浆作用两方面入手, 剖析其对热液活动的影响。

收稿日期: 2018-02-07; 修回日期: 2018-05-21

基金项目: 国家自然科学基金项目(41706052, 41476044, 41325021, 41306053)

[Foundation: The National Natural Science Foundation of China, No. 41706052, No.41476044, No.41325021 and No.41306053]

作者简介: 马瑶(1988-), 女, 山东济南人, 博士后, 主要从事海底热液活动研究, E-mail: mayao@qdio.ac.cn; 陈帅, 通信作者, 博士, 助理研究员, 电话: 0532-82898541, E-mail: chenshuai@qdio.ac.cn

其南端向西弯曲, 东北端向东弯曲, 不发育转换断层及其他横切断层, 扩张速率快, 南端的平均扩张速率大于 92 mm/a^[19]。马努斯扩张转换带长度约为 90 km, 北西走向, 东南端与马努斯扩张中心的西南端相接, 形成一个“V”形, 西北端与 Willaumez 转换断层相连。南部裂谷为宽阔的断裂带, 发育一个水深超过 2 400 m 的地堑, 裂谷向西逐渐变窄^[18]。东南裂谷则位于 Djaul 和 Weitin 两个转换断层之间, 由一系列地堑组成^[19, 20]。

2 基底背景特征

通过对已知现代海底热液活动区的详细研究, 已证实热液活动区主要分布在与地震、火山、断裂、扩张紧密相关的地质构造不稳定区。海底热液活动的存在需要 3 个基本条件: 热源、热液循环通道、热液循环水体, 能够产生热液活动的区域其地质环境必须满足上述条件^[21]。板块理论认为, 弧后盆地是板块俯冲及弧后扩张的产物, 该区域火山、地震、断裂频繁, 是易于发育热液活动的场所。各弧后盆地的演化阶段不同, 导致在构造特征、地壳性质和基底上存在差异, 进而影响着热液活动的发生-发展过程。

马努斯海盆已具有成熟的海底扩张中心^[11], 发育洋中脊特征的条带状磁异常^[15], 并有 MORB 型玄武岩产出, 地球物理资料显示, 马努斯海盆的地壳具有类似洋壳的结构^[20], 表明马努斯海盆中已经出现洋壳。马努斯海盆西部主要由海盆扩张成熟期产生的大洋中脊玄武岩组成^[22], 属于成熟弧后扩张中心。马努斯海盆东部是一个拉张裂谷, 处于扩张的早期阶段^[13, 19], 属于不成熟弧后扩张中心。该区由一系列北东向的雁列式新火山脊组成, 火山活动发育,

火山岩为玄武岩到流纹英安岩系列^[8, 12, 23-24]。

其他弧后盆地, 如冲绳海槽也属于不成熟的扩张中心, 各段上部地壳结构与东海陆架盆地的地壳结构有相似性^[25], 但是中南段的下部地壳结构表现出洋壳的特征^[26]。在冲绳海槽中南段, 已发现有拉斑玄武岩出露^[27-28], 地球物理数据显示, 在海槽中段轴部追踪到了线性磁条带异常^[29], 表明冲绳海槽南段的中央裂谷带可能正在发生着海底扩张, 并有新生洋壳形成。对马里亚纳弧前基底岩石的研究表明, 主要由始新世形成的玻安岩和岛弧拉斑玄武岩组成, 其次还有少量始新世以前形成的岩石, 包括太平洋洋壳玄武岩^[30]。马里亚纳海槽中部出露玄武质火山岩, 表明已有洋壳形成, 为成熟的弧后扩张中心。北斐济海盆是西南太平洋边缘最大的边缘海盆之一, 其内部有现今仍在活动的扩张中心^[31], 为现今仅存的高成熟度活动边缘海盆, 具有非刚性的特征, 热流值较高, 存在异常上地幔^[32]。劳海盆北部已有大洋中脊玄武岩(MORB)出露, 地壳类型为洋壳, 是成熟的弧后扩张中心, 而劳海盆南部则属于裂谷化弧, 主要出露安山岩^[33]。

根据构造特征差异, 岛弧-弧后盆地热液区构造环境主要可以分为 3 类(表 1): (1)火山弧(如, 马里亚纳岛弧); (2)成熟弧后扩张中心(如, 北斐济海盆、西马努斯海盆/马努斯扩张中心); (3)岛弧裂谷(即不成熟弧后扩张中心, 如, 冲绳海槽、东马努斯海盆/马努斯海盆东南裂谷)^[9]。这 3 类不同的构造环境, 其基底岩石性质也存在较大差异, 岛弧型洋壳裂谷基底为安山质, 裂解大陆边缘基底为长英质, 而成熟弧后扩张中心基底主要为玄武质^[9-10, 34]。

表 1 弧后盆地热液体系的基底差异^[9-14, 20, 34]

Tab. 1 Basement differences of the hydrothermal systems in back-arc basin^[9-14, 20, 34]

研究区	构造环境	基底类型
马努斯海盆西部	成熟弧后扩张中心	玄武质
马努斯盆东部	岛弧裂谷-岛弧型洋壳裂谷	玄武质-安山质
冲绳海槽	岛弧裂谷-裂解大陆边缘	安山质-英安质
马里亚纳岛弧	火山弧	玄武质-安山质
马里亚纳海槽中部	成熟弧后扩张中心	玄武质
劳海盆北部	成熟弧后扩张中心	玄武质
劳海盆南部	岛弧裂谷-岛弧型洋壳裂谷	安山质
北斐济海盆	成熟弧后扩张中心	玄武质

3 结果与讨论

通过对前人已发表的数据结果分析,发育热液活动的构造环境非常复杂,虽然并不是所有的海底扩张构造带、火山作用或断裂构造均能发育热液活动,但发现大洋中的热液活动主要分布在与地震、火山/岩浆作用、断裂、海底扩张等密切相关的地质构造不稳定区域。这是由于,复杂的构造环境可以为海底热液活动提供其3个必要条件,即热源、循环水体及物质、运移通道。岩浆作用是海底热液活动最主要的热源,与热液活动几乎是同时存在的,在时间和空间上密切相关。同时,岩浆作用不仅为热液活动提供热源,而且也可能提供部分物源。热液通道是热液流体发生对流循环的重要场所,岩石中的空隙、裂隙及断层是热液对流的主要通道,构造活动是形成这种通道的主要控制因素。

下面,以马努斯海盆热液区为重点,从区域构造背景和岩浆活动两方面进行剖析,探讨其对热液活动的影响。

3.1 构造环境的影响

研究发现,现代海底热液活动发育的构造环境主要是,扩张轴上的中轴谷、无中轴谷的扩张轴、火山口、陆壳、大陆裂谷、沉积物区和三叉区等^[35]。其中,海底火山是发育热液活动的重要场所之一,热液活动往往发育在海底火山口内侧坡或口底部^[35]。

马努斯海盆热液活动主要分布在马努斯扩张中心(MSC)和海盆东部的东南裂谷区域(SER),其中Vienna Woods热液区位于MSC, PACMANUS热液区、DESMOS热液区以及Susu Knolls热液区则位于SER^[18, 36]。

Vienna Woods热液区位于马努斯扩张中心附近,水深2 470 m左右,具有似MORB的玄武岩基底,沉积物覆盖极少,偶有1~2 m宽的沿轴裂隙,其南部0.5 km处发育新火山^[36]。热液流体清澈,与海水混合没有明显可见的沉淀,流体温度在273~285℃, pH相对较高(4.2~4.9, 25℃), CO₂含量低(4.4 mmol/kg)^[36]。

PACMANUS热液区位于SER西部的Pual火山脊上,水深约1 640~1 740 m,是东马努斯海盆已知热液区中热液活动最活跃的地区^[18]。Pual火山脊由浅层独立岩浆房连续喷发而形成,长约20 km、宽1~1.5 km宽、高于周围海底500~600 m^[8, 18]。PACMANUS热液区分布着多个热液活动点,每个热液点的直径

在100~200 m。尽管各热液点之间距离只有几百米,但是不同热液点的喷口流体的温度、化学组成均有明显的差异^[36]。其中,Roman Ruins、Roger's Ruins、Satanic Mills以及Fenway热液点的热液流体属于高温热液流体,其温度范围分别为272~341℃、274~320℃、241~295℃以及284~358℃;相反,Snowcap和Tsukushi(弥散流)热液点流体温度则相对较低,分别为152~180℃以及<100℃^[36]。此外,大部分喷口流体酸性非常强(pH=2.5~3.5, 25℃),并具有较高的K/Ca比值,Mn、Fe、Pb等的含量也较洋中脊热液流体的含量高,喷口流体盐度变化范围较大,暗示流体中出现相分离,说明烟囱体下部的温度可能超过350℃^[24]。总体看来,PACMANUS热液区的热液流体的温度主要分布在相对较高的范围内。同时,喷口流体的 δD_{H_2O} 值较负,说明在Pual火山脊下部有岩浆水的加入,部分喷口流体的pH(25℃, 2.6~2.7)较低,CO₂(高达274 mmol/kg)含量较高, $\delta^{34}S_{H_2S}$ 值(低至-2.7‰)较低,说明在岩浆演化过程中有酸性挥发分进入热液流体^[36],进一步指示了PACMANUS受火山活动影响显著。

DESMOS热液区的热液活动,主要分布在DESMOS火山口西北缘的Onsen热液点,白色的热液流体沿火山壁,从裂隙和岩屑中喷出^[37-38]。Onsen热液点是在海底发现的首个硫酸型热液活动,其热液流体温度为88~120℃, pH为1.54~2.1^[37, 38],具有较高的H₂S浓度(9.6 mmol/kg),较低硅酸盐含量(3~5.82 mmol/kg), SO₄浓度为33 mmol/kg, Mg的浓度为48~53 mmol/kg^[39]。DESMOS热液区流体成分与典型热液流体组成形成对比,表现为浅层热液循环,主要受到岩浆挥发分的直接影响,以及流体-岩石相互作用的少量影响^[40]。因此,在这个热液区,火山作用是控制其热液活动的主要因素。

Susu Knolls热液区位于SER东部,水深1 160~1 550 m,由分布在北北西向的Tumai洋脊上的Suzette、North Su、South Su三个陡峭火山峰或圆丘组成^[41]。Suzette顶端,发现1 500 m×100 m不连续的富集Cu-Au的活动硫化物烟囱体,并被厚约5.6 m的层状黑色硫化物沉积所覆盖^[41]。North Su和South Su为两个熔岩穹丘,在North Su南部斜坡上发现有大量白烟囱喷口喷发酸性流体,热液活动十分剧烈^[42]。

MSC(成熟扩张中心)与 SER(岛弧裂谷,即成熟弧后扩张中心)相比,前者与大洋中脊的热液活动相似,而后者因受到火山、俯冲作用影响更为显著,流体具有酸性岩浆流体和俯冲流体的特征。此外,二者流体温度也存在差异,流体的温度在一定程度上可以反映热液活动的强度。有学者对岛弧-弧后盆地热液区的构造环境及热液喷口的温度进行了统计及分析(图 2),发现发育于火山弧的热液流体温度为 110~360°C,平均温度 220°C 左右;发育于岛弧裂谷的热液流体温度为 120~350°C,平均温度 270°C 左右;发育于成熟弧后扩张中心的热液流体温度为 200~380°C,平均温度 320°C 左右^[10]。总体看来,火山弧及岛弧裂谷构造环境下热液区具有大致相似流体温度,不同热液区的温度差异较大,而成熟弧后扩张中心的热液流体温度普遍偏高。由于热液流体的温度一定程度上可以反映热液活动的强度,因此从火山弧到成熟弧后扩张中心,随着弧后盆地演化程度的增加,热液活动的强度也逐渐增强^[9]。这可能是由于随着海

盆演化程度的增加,海底扩张的机制逐渐发生转变,下部岩浆作用强度也在发生变化^[10]。然而,马努斯海盆范围内,岛弧裂谷环境(SER)下的热液活动强度高于成熟扩张中心(MSC),与上述结果相悖,可能与马努斯海盆地区岩浆作用强度、热液区水深,以及岛弧-弧后盆地热液体系中的相分离过程有关。现代海底热液活动区发育的场所几乎不在海盆的最底部,而是位于高于海盆底部以上超过 1 000 m 或更高的位置上^[35]。我们统计了全球岛弧-弧后盆地热液区水深分布特征(图 3,热液喷口数据获取自 <http://vents-data.interridge.org>),从图中可以看出,岛弧-弧后盆地区域的热液活动主要集中在 1 000~3 000 m 以内。很明显,海底热液活动区的水深分布特征和其成因机制密切相关。与 Vienna Woods 热液区相比(水深 2 470 m 左右),位于 SER 的 PACMANUS、DESMOS 以及 SuSu Knolls 三个热液区的水深相对较浅(1 150~1 740 m),其下部岩浆作用更强烈,间接影响了热液活动的强度。

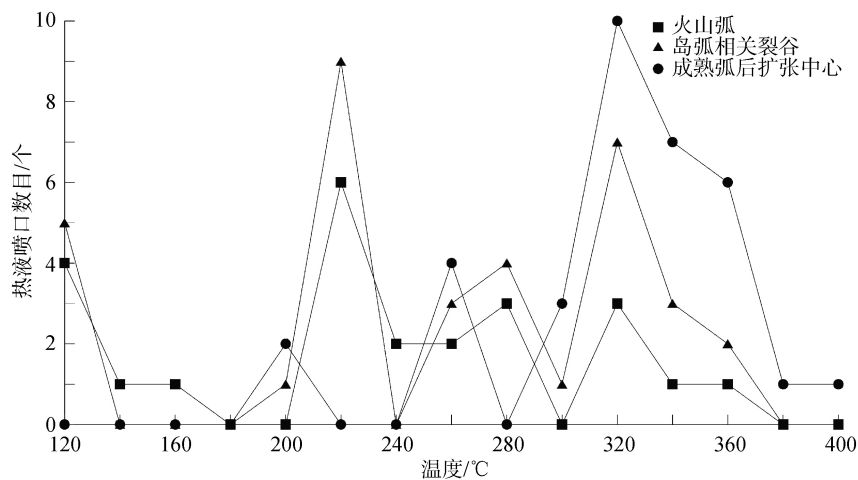


图 2 岛弧-弧后盆地热液喷口流体温度分布频率图(据文献[10]修改)

Fig. 2 Temperature frequency distribution of the hydrothermal vent fluids in arc and back-arc basin systems (modified from [10])

3.2 岩浆作用的制约

3.2.1 岩浆脱气作用

在东马努斯海盆 PACMANUS 热液区,岩浆流体在火山喷发之前及其过程中进行脱气作用,并形成块状硫化物^[22]。东马努斯火山岩具有多变的孔隙度以及孔隙大小,可能记录了岩浆脱气过程。从基性火山岩到中酸性火山岩,其孔隙度逐渐降低,表明岩浆演化过程中发生了脱气作用^[22]。孔隙度与全岩中 Si、K、Ba、Zr 等元素含量呈负相关关系,与 Ca、Mg、Fe 和 Sc 等元素在全岩中含量呈正相关关系,表

明挥发分脱气作用可能与岩浆的结晶分馏有关^[22]。随着火山气体的凝华作用,一些金属络合物会沉淀析出,为进一步研究气相对金属元素的搬运提供了良好的地质证据。在 PACMANUS 热液区火山岩玻璃基质孔隙壁中,发现了富含金属元素的无定型沉积物,这些沉积物可能由于岩浆气体凝华而沉淀于孔隙壁。研究发现凝华物中所蕴含的金属元素种类与岩石类型有关^[22, 43]。例如,玄武岩及玄武安山岩孔隙壁凝华物中金属元素以 Ni、Cu、Zn 和 Fe 元素为主,安山岩则以 Cu、Zn 和 Fe 元素为主,英安岩以 Cu 和

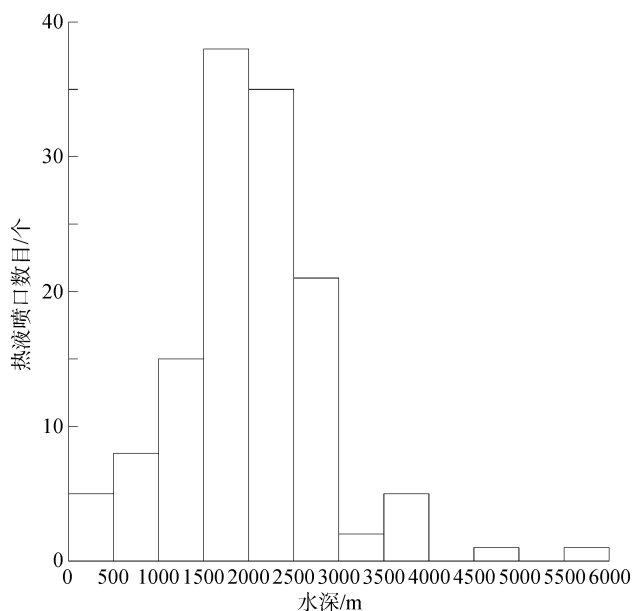


图3 全球岛弧-弧后盆地热液喷口水深分布图

Fig. 3 Water depth distribution of the hydrothermal vents in arc and back-arc basin systems

Fe 元素为主, 流纹英安岩和流纹岩孔隙壁凝华物中则分别含有 Fe, Fe 和 Zn 元素^[22, 43]。因此, Fe、Cu 和 Zn 元素, 几乎在所有类型的火山岩孔隙壁凝华物中均有发现, 这可能意味着, Fe、Cu 和 Zn 等元素在岩浆演化的各个阶段均可以通过岩浆脱气作用进行运移。Yang 和 Scott^[43]在东马努斯海盆火山岩斑晶及玻璃基质熔体包裹体中发现, 在富集 CO₂ 气泡中具有较高含量的 Fe、Cu 和 Zn 氯化物和硫化物。熔体包裹体中流体相的存在表明, 岩浆房中挥发分达到了饱和^[22], 因此在岩浆喷发前, 岩浆中可能已经有富集金属元素的流体存在, 并随着压力的降低从岩浆中逸出来^[43]。熔体包裹体中玻璃的含水量与碱金属的含量呈负相关, 表明岩浆结晶时有流体相的存在, 而结晶过程中, 可能流失了 65% 的挥发分^[22, 44]。Yang 和 Scott^[22]研究发现, 在 PACMANUS 热液区, 可能有质量分数为 1.7% 的 H₂O 通过出溶作用从岩浆中逸出。因此, 若浅层岩浆房内富集流体组分, 并沿着扩张至海底的构造带排出, 那么将直接向海底热液系统贡献大量的挥发分及金属元素。而这些通过脱气作用进入到热液系统中的岩浆流体可能会是硫化物和烟囱体中 Fe、Cu、Zn 和 Pb 等元素的物质来源。

3.2.2 数值模拟

PACMANUS 热液区数值模拟计算证据也表明, 除了淋滤作用外, 岩浆流体的输入对热液系统金属元素含量具有重要影响^[45-46]。Moss 等^[45]以及 Beaudoin

和 Scott^[46]分别估算了 PACMANUS 热液区海底块状硫化物的总量约为 42 613 t 和 1 841 893 t, 并论证了 PACMANUS 热液区硫化物中 Au 和 Pb 具有岩浆流体来源。Moss 等^[45]通过淋滤模式研究发现, 当淋滤、转移和沉淀总效率较低时 (<20%), 仅仅通过淋滤作用无法满足 PACMANUS 热液区海底块状硫化物中 Au 的总量。随着 SiO₂ 含量的降低, 火山岩中 Au 含量呈现先增加后降低的趋势, 并在 $m(\text{SiO}_2) = 57\%$ 时, 其含量为最高, 这主要是由于, 随着早期橄榄石、辉石等贫 Au 等矿物的结晶作用, 使得熔体中 Au 的含量增加, 随后随着岩浆演化, Au 等金属元素随着岩浆脱气作用逸出, 从而含量降低^[45]。Beaudoin 和 Scott^[46]发现, 即使是在 100% 淋滤、转移以及沉淀效率下, 仅仅通过淋滤作用所产生的 Pb 含量也远远无法满足 PACMANUS 热液区热液矿床中 Pb 的含量。有研究表明, 50%~60% 的 Pb 可以通过热液蚀变作用从海底玄武岩中淋滤出来^[47], 而在实际情况中, Pb 的沉淀效率仅为 10%~20%^[48-49]。因此, 进一步说明了 PACMANUS 热液区海底块状硫化物中的 Pb, 除淋滤来源外, 还应具有岩浆脱气来源, 且岩浆脱气来源可能贡献了大部分的 Pb^[46]。

4 结论

由于弧后盆地与大洋中脊的地质环境差异, 热液活动分布主要受控于弧后盆地岩浆作用及其区域构造环境, 弧后盆地演化阶段一定程度上影响着热液活动的强度。与马努斯扩张中心 Vienna Woods 热液区相比, 东南裂谷区 PACMANUS、DESMOS 以及 SuSu Knolls 三个热液区因受到火山、俯冲作用影响更为显著, 其热液流体具有岩浆流体和俯冲流体的特征。PACMANUS、DESMOS 以及 SuSu Knolls 三个热液区位于火山脊或火山口, 其下部岩浆作用强烈, 间接影响了热液活动的强度。此外, 岩浆脱气作用和数值模拟结果表明, 热液系统中具有岩浆流体的输入。与马努斯扩张中心相比, 东南裂谷区的热液活动受到岩浆作用影响更为显著。

参考文献:

- [1] Rona P A, Scott S D. A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: new perspectives[J]. *Economic Geology*, 1993, 88: 1935-1976.
- [2] Corliss J B, Dymond J, Gordon L I, et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift[J]. *Science*, 1979,

- 203(4385): 1073-1083.
- [3] Craig H, Poreda R. Studies of methane and helium in hydrothermal vent plumes, spreading-axis basalts, and volcanic island lavas and gases in Southwest Pacific marginal basins[R]. California: University of California, 1987.
- [4] Gamo T, Saka H, Kim E S. High alkalinity due to sulfate reduction in the Clam hydrothermal field, Okinawa Trough[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 107: 328-338.
- [5] Nojiri Y, Ishibashi T, Kawai A, et al. Hydrothermal plumes along the north Fiji Basin spreading axis[J]. Nature, 1989, 342: 667-670.
- [6] Grimaud D, Ishibashi J L, Lagabriele Y, et al. Chemistry of hydrothermal fluids from the 17°S active site on the north Fiji Basin Ridge (SW Pacific)[J]. Chemistry Geology, 1991, 93: 209-218.
- [7] Fouquet Y, Von Stackelberg U, Charlou J L, et al. Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin[J]. Nature, 1991, 349, 778-781.
- [8] Binns R A, Scott S D. Activity forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea [J]. Economic Geology, 1993, 88: 2262-2236.
- [9] Monecke T, Petersen S, Hannington M D. Constraints on water depth of massive sulfide formation: evidence from modern seafloor hydrothermal systems in arc-related settings[J]. Economic Geology, 2014, 109(8): 2079-2101.
- [10] 石学法, 李兵, 鄢全树, 等. 西太平洋岛弧-弧后盆地热液活动及成矿作用[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2016, 46(4): 1124-1138.
Shi Xuefa, Li Bing, Yan Quanshu, et al. Hydrothermal activities and mineralization in the arc and back-arc basin systems, western Pacific[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2016, 46(4): 1124-1138.
- [11] Martinez F, Taylor B. Back-arc spreading, rifting, and microplate rotation, between transform faults in the Manus Basin[J]. Marine Geophysical Researches, 1996, 18(2-4): 203-224.
- [12] Kamenetsky V S, Binns R A, Gemmell J B, et al. Parental basaltic melts and fluids in eastern Manus backarc basin: implications for hydrothermal mineralization[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 184(3-4): 685-702.
- [13] Sinton J M, Ford L L, Chappell B, et al. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc Basin, Papua New Guinea[J]. Journal of Petrology, 2003, 44(1): 159-195.
- [14] Beier C, Bach W, Turner S, et al. Origin of silicic magmas at spreading centers—an example from the South East Rift, Manus Basin[J]. Journal of Petrology, 2015, 56(2): 255-272.
- [15] Taylor B. Bismarck sea: evolution of a back-arc basin[J]. Geology, 1979, 7(4): 171-174.
- [16] Park S H, Lee S M, Kamenov G D, et al. Tracing the origin of subduction components beneath the South East Rift in the Manus basin, Papua New Guinea[J]. Chemical Geology, 2010, 269(3-4): 339-349.
- [17] Ortega-Osorio A, Scott S D. 2001. Morphological and chemical characterization of neutrally buoyant plume-derived particles at the eastern Manus Basin hydrothermal field, Papua New Guinea[J]. Canadian Mineralogist, 2010, 39: 17-31.
- [18] Thal J, Tivey M, Yoerger D, et al. Geologic setting of PACManus hydrothermal area - High resolution mapping and in situ observations[J]. Marine Geology, 2014, 355: 98-114.
- [19] 曾志刚, 张玉祥, 陈祖兴, 等. 西太平洋典型弧后盆地的地质构造、岩浆作用与热液活动[C]//中国科学院海洋研究所. 海洋科学集刊(51), 北京: 科学出版社, 2016: 3-36.
Zeng Zhigang, Zhang Yuxiang, Chen Zuxing, et al. Geological tectonics, magmatism and seafloor hydrothermal activity in the Back-Arc Basins of the Western Pacific[C]//Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences. Studia Marina Sinica(51), Beijing: Science Press, 2016: 3-36.
- [20] Ma Y, Zeng Z, Chen S, et al. Origin of the volcanic rocks erupted in the eastern Manus Basin: basaltic-andesite-andesite-dacite associations[J]. Journal of Ocean University of China, 2017, 16(13): 389-402.
- [21] 曾志刚. 海底热液地质学[M]. 北京: 科学出版社, 2011: 1-567.
Zeng Zhigang. Submarine Hydrothermal Geology[M]. Beijing: Science Press, 2011: 1-567.
- [22] Yang K H, Scott S D. Magmatic degassing of volatiles and ore metals into a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, western Pacific[J]. Economic Geology, 2002, 97: 1079- 1100.
- [23] Moss R, Scott S D. Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitates from the eastern Manus Basin, Papua New Guinea[J]. The Canadian Mineralogist, 2001, 39(40): 957-978.
- [24] Bach W, Roberts S, Vanko D A, et al. Controls of fluid chemistry and complexation on rare-earth element contents of anhydrite from the Pacmanus seafloor hydrothermal system, Manus Basin, Papua New Guinea[J]. Mineralium Deposita, 2003, 38(8): 916-935.
- [25] 栾锡武, 喻普之, 高德章, 等. 中国东海及邻近海域一条剖面的地壳速度结构研究[J]. 地球物理学进展, 2001, 16(2): 28-34.

- Luan Xiwu, Yu Puzhi, Gao Dezhang, et al. The crust velocity structure of a profile in the area of east China Sea and its vicinity[J]. *Progress in Geophysics*, 2001, 16(2): 28-34.
- [26] Christensen N I. Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure[J]. *Tectonophysics*, 1978, 47(1-2): 131-157.
- [27] 李巍然, 杨作升, 王永吉, 等. 冲绳海槽火山岩岩石化学特征及其地质意义[J]. *岩石学报*, 1997, 13(4): 1703-1712.
- Li Weiran, Yang Zuosheng, Wang Yongji, et al. The Petrochemical features of the volcanic rocks in Okinawa Trough and their geological significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1997, 13(4): 1703-1712.
- [28] Shinjo R, Kato Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin[J]. *Lithos*, 2000, 54: 117-137.
- [29] 梁瑞才, 吴金龙, 刘保华, 等. 冲绳海槽中段线性磁条带异常及其构造发育[J]. *海洋学报*, 2001, 23(2): 69-78.
- Liang Ruicai, Wu Jinlong, Liu Baohua, et al. Linear magnetic anomalies and tectonic development for the middle Okinawa Trough[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2001, 23(2): 69-78.
- [30] DeBari S, Taylor B, Spencer K, et al. A trapped Philippine Sea plate origin for MORB from the inner slope of the Izu-Bonin trench[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 174(1-2): Kamenetsky 3-197.
- [31] Charvis P, Pelletier B. The northern New Hebrides back-arc troughs: history and relation with the North Fiji Basin[J]. *Tectonophysics*, 1990, 170: 259-277.
- [32] Tanahashi M, Kisimoto K, Joshima M, et al. 800 km long N-S spreading system of the North Fiji Basin[J]. *Marine Geology*, 1994, 116: 5-24.
- [33] 鄢全树, 石学法, 李乃胜. 西南太平洋劳海盆地质学研究进展[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2010, 1: 131-140.
- Yan Quanshu, Shi Xuefa, Li Naisheng. Geology of Lau Basin in the southwest Pacific Ocean[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2010, 1: 131-140.
- [34] Hannington M, Jamieson J, Monecke T, et al. The abundance of seafloor massive sulfide deposits[J]. *Geology*, 2011, 39(12): 1155-1158.
- [35] 栾锡武. 现代海底热液活动区的分布于构造环境分析[J]. *地球科学进展*, 2004, 19(6): 931-938.
- Luan Xiwu. Distribution and tectonic environments of the hydrothermal fields[J]. *Advances in Earth Science*, 2004, 19(6): 931-938.
- [36] Reeves E P, Seewald J S, Saccocia P, et al. Geochemistry of hydrothermal fluids from the Pacmanus, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, 75(4): 1088-1123.
- [37] Gena K R, Chiba H, Mizuta T, et al. Hydrogen, oxygen and sulfur isotope studies of seafloor hydrothermal system at the Desmos Caldera, Manus Back-arc Basin, Papua New Guinea: An analogue of terrestrial acid hot crater-lake[J]. *Resource Geology*, 2006, 56(2): 183-190.
- [38] Gena K, Mizuta T, Ishiyama D, et al. Acid-sulphate type alteration and mineralization in the Desmos Caldera, Manus Back-arc Basin, Papua New Guinea[J]. *Resource Geology*, 2001, 51(1): 31-44.
- [39] Fourre E, Jean-Baptiste P, Charlou J L, et al. Helium isotopic composition of hydrothermal fluids from the Manus back-arc Basin, Papua New Guinea[J]. *Geochemical Journal*, 2006, 40: 245-252.
- [40] Gamo T, Okamura K, Charlou J, et al. Acidic and sulfate-rich hydrothermal fluids from the Manus back-arc basin, Papua New Guinea[J]. *Geology*, 1997, 25: 139-142.
- [41] Yeats C J, Parr J M, Binns R A, et al. The SuSu Knolls hydrothermal field, eastern Manus Basin, Papua New Guinea: an active submarine high-sulfidation copper-gold system[J]. *Economic Geology*, 2014, 109: 2207-2226.
- [42] Thal J, Bach W, Tivey M, et al. Volcanic and hydrothermal activity of the North Su volcano: new insights from repeated bathymetric surveys and ROV observations[J]. *American Geophysical Union, Fall Meeting*, 2013, OS11D: 1667.
- [43] Yang K H, Scott S D. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system[J]. *Nature*, 1996, 383: 420-423.
- [44] Yang K H, Scott S D. Vigorous exsolution of volatiles in the magma chamber beneath a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-Arc basin, Western Pacific: evidence from melt inclusions[J]. *Economic Geology*, 2005, 100: 1085-1096.
- [45] Moss R, Scott S D, Binns R. Gold contents of eastern Manus Basin volcanic rocks: implications for enrichment in associated hydrothermal precipitates[J]. *Economic Geology*, 2001, 96: 91-107.
- [46] Beaudoin Y, Scott S D. Pb in the PACMANUS seafloor hydrothermal system, eastern Manus basin: numerical modeling of a magmatic versus leached origin[J]. *Economic Geology*, 2009, 104: 749-758.
- [47] Mühe R, Peücker-Ehrenbrink B, Devey C W, et al. On the redistribution of Pb in the oceanic crust during hydrothermal alteration[J]. *Chemical Geology*, 1997, 137: 67-77.
- [48] Campbell I H, McDougal T J, Turner J S. A note on fluid dynamic processes which can influence the deposition of massive sulfides[J]. *Economic Geology*, 1984, 79: 1905-1913.

[49] Moss R, Scott S D, Binns R A. Concentrations of gold and other ore metals in volcanics hosting the Pacmanus

seafloor sulfide deposit[J]. JAMSTEC Deep Sea Research, 1997, 13: 257-267.

Influence of tectonic-magmatism on hydrothermal activity: a case study of the Manus Basin

MA Yao^{1, 2}, YIN Xue-bo¹, WANG Xiao-yuan^{1, 2}, CHEN Shuai^{1, 2}, ZENG Zhi-gang^{1, 2, 3}

(1. CAS Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266235, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Received: Feb. 7, 2018

Key words: sea-floor hydrothermal activities; back-arc basin; the Manus Basin; PACMANUS hydrothermal field; DESMOS hydrothermal field; SuSu Knolls hydrothermal field

Abstract: We reviews the regional geological setting, tectonics, and magmatism of the Manus Basin in this study. Based on the hydrothermal and tectonic data of the Manus Basin hydrothermal field, the relation between tectonic-magmatism and hydrothermal activity is discussed, especially, in terms of the impact of tectonic-magmatism on hydrothermal activity. The Manus Basin is a rapidly spreading back-arc basin, which is located in the northeastern Bismarck Sea of the southwestern Pacific Ocean. The Manus spreading center (MSC), lies in the western Manus Basin and is a mature back-arc spreading center with the development of the Vienna Woods hydrothermal field. Basalts in the MSC are similar to those of mid-ocean ridge basalts (MORB). The southeast rift (SER) is an immature spreading center during its early stages of spreading. Located in the eastern Manus Basin, it gives rise to the PACMANUS, DESMO, and SuSu Knolls hydrothermal fields. The MSC is similar to the mid-ocean ridge, while the SER's hydrothermal fluid is more influenced by volcanism and subduction, resulting in a magmatic and subduction-type fluid. Comparing to Vienna Woods, PACMANUS, DESMOS, and SuSu Knolls are relatively shallow (1150–740 m), and the underlying magmatism is more intense. Additionally, the numerical simulation and the magmatic degassing effect yielded a magmatic fluid in the hydrothermal system of the SER. In contrast with the MSC, we observe that the hydrothermal activity intensity and fluid composition of the SER are mainly controlled by magmatism.

(本文编辑: 刘珊珊)