

闫大伟, 孙治雷, 耿威, 等. 海底水合物丘与泥火山的演化特征及其对天然气水合物聚集的影响[J]. 海洋地质前沿, 2022, 38(1): 1-13.

YAN Dawei, SUN Zhilei, GENG Wei, et al. Characteristics of submarine hydrate pingos and mud volcanoes and their effects on gas hydrate accumulation[J]. Marine Geology Frontiers, 2022, 38(1): 1-13.

海底水合物丘与泥火山的演化特征及其对天然气水合物聚集的影响

闫大伟^{1,2,3}, 孙治雷^{2,3*}, 耿威^{2,3}, 李昂^{2,3}, 曹红^{2,3}, 徐翠玲^{2,3}, 张喜林^{2,3}, 翟滨^{2,3}, 张现荣^{2,3}, 李清^{2,3}, 吴能友^{2,3}, 蔡峰^{2,3}, 骆迪^{2,3}, 孙运宝^{2,3}, 张栋^{2,3}, 周渝程^{2,3}, 吕泰衡^{2,3}

(1 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100;

2 自然资源部天然气水合物重点实验室, 中国地质调查局青岛海洋地质所, 青岛 266237;

3 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266237)

摘要:海底水合物丘与泥火山均属于不同相态流体向上运移排出至地表过程中的产物, 与这 2 种特殊地质体相关的浅表层天然气水合物具有独特的成藏过程和赋存规律, 同时, 它们也都是富碳流体排放的重要途径。然而, 由于对这 2 种地质体缺少系统的调查, 加之对浅表层天然气水合物资源和碳泄漏过程的研究程度不高, 当前在海底水合物丘与泥火山特征刻画及准确甄别上还存在障碍, 导致难以科学地评价与其伴生的水合物资源的聚集过程及环境效应。通过总结已有海底水合物丘与泥火山的阶段性研究工作, 对该 2 种特殊地质体从地貌特征、内部结构、形成机制等方面开展比较研究, 系统分析了二者的演化过程以及对与之相关的天然气水合物聚集过程的影响, 并讨论了 2 种地质体的区别与联系。本研究可为理解全球海底富碳流体的排放及其对海洋碳循环的贡献以及海底浅表层天然气水合物资源量的评价提供参考。

关键词:海底水合物丘; 泥火山; 天然气水合物; 聚集过程; 碳排放

中图分类号: P744.4

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2021.192

0 引言

天然气水合物(本文以下简称“水合物”)是在低温高压条件下由甲烷、乙烷和二氧化碳等低分子气体与水分子结合形成的固态物质, 主要存在于陆地永久冻土带和水深>300 m 的海洋沉积物中^[1-2]。根据水合物成藏气体的疏导方式分类, 海洋水合物

的成藏系统分为扩散系统和渗漏系统 2 种模式^[3-4], 其中, 与渗漏系统相关的海洋浅表层水合物藏通常伴有泥火山、气烟囱、冷泉生物群落和自生碳酸盐岩隆丘等建造^[5-6]。浅表层水合物通常具有厚度大、纯度高等特点, 赋存于海底表面和/或近海底沉积物中, 埋深一般位于海底下 100~120 m 以浅^[5-6]。目前, 对于水合物的广泛关注不仅在于其潜在的巨大能源经济效益, 同时, 还因其碳排放能力以及因分解而导致的海底滑坡、地震等工程风险问题而受到重视。

随着对水合物成矿基础地质条件调查的深入, 发现有 2 种特殊地质体与海底浅表层水合物的富集关系密切。第 1 种是“海底水合物丘”(submarine hydrate pingo), 它是与海底气体渗漏、水合物形成以及沉积物形变有关的丘状地质体。海底水合物丘的概念最初来源于陆域冰丘(pingo), 术语“冰丘”是多年冻土地区的一种具有冰核的独特地貌, 通常

收稿日期: 2021-07-17

资助项目: 国家自然科学基金“冲绳海槽海底冷泉-热液系统相互作用及资源效应”(91858208); 国家重点研发计划课题“冷泉系统元素迁移转换过程及影响因素”(2018YFC0310003); 中国地质调查局海洋地质调查二级项目(DD20190819, DD20221707)

作者简介: 闫大伟(1996—), 男, 在读硕士, 主要从事海洋地质方面的研究工作. E-mail: yandaweiyx@163.com

* 通讯作者: 孙治雷(1975—), 男, 博士, 研究员, 主要从事深海矿产资源调查评价和成矿/藏机理研究工作. E-mail: zhileisun@yeah.net

仅存在于海平面之上的冻土环境,然而在富集水合物的一些海底环境中也观察到了类似特征的地质体^[7-14]。与陆域冰丘相比,目前对海底水合物丘的形成过程、内部结构及环境意义等各方面仍知之甚少,但其与水合物聚集密切相关的特性引起许多研究者关注。

第2种是泥火山(mud volcano),它是地下深部超压流体、含碎屑泥质沉积物等塑性物质,通过垂向通道运移,最终刺穿地层至地表后形成的丘状地质体^[15-17],在陆地和海底均广泛分布。将陆上和海底的泥火山进行系统研究主要始于20世纪90年代,MILKOV^[15]绘制了全球海岸及海底泥火山分布图;KHOLODOV^[18]总结了世界主要泥火山发育带泥火山展布特点及其规模;KOPF^[16]则综述了全球泥火山和泥底辟(mud diapir)分布与发育演化特征,并系统阐述了其基本概念、矿物组成和分布规律等方面的研究进展。总的来说,国外对泥火山及泥底辟的地质学研究成果及认识较多,但在成因机制及主控因素等方面的研究尚须进一步深化^[15-17]。我国关于泥火山地质学研究相对较晚,但当前随着油气勘探及水合物勘查活动的不断深入,越来越多的学者开始关注泥火山。如何家雄等^[19]、解习农等^[20]重点研究了莺歌海盆地泥火山/泥底辟地质地球物理特征及构造演化特点;石万忠等^[21]研究了珠江口盆地白云凹陷泥火山/泥底辟伴生构造类型及其成因机制;万志峰等^[22-23]研究了新疆准噶尔盆地以及南海海域等地区泥火山的发育形成机理;何家雄等^[24]系统研究了我国南海北部泥火山/泥底辟形成演化过程,进一步提出了泥火山/泥底辟对油气及水合物成藏的影响。上述卓有成效的工作有力推动了我国泥火山演化机理及其资源效应的理论研究发展。

通常,海底水合物丘与泥火山等地质体均可出现于浅表层水合物的成藏体系之中,都可作为浅表层水合物的勘探标志,但目前在对二者在形态结构、成藏机理以及含碳流体渗漏等方面的甄别上仍存在困难。首先,由于海底水合物丘与泥火山地貌特征极为相似,过去往往被笼统地识别为泥火山,但事实上,二者的内部结构和形成机制有着本质区别,二者对水合物聚集过程的控制作用也不同,因此需要对其进行详细区分;其次,无论是海底水合物丘还是泥火山,都可在海底浅地层内形成一定规模的高饱和度水合物“甜点”^[25],但当前对其水合物的成藏过程、控制因素和赋存特征仍不明确,因此限

制了对这2种特殊地质体在成藏机理和资源潜力上的对比研究;此外,海底水合物丘与泥火山都可能存在含碳流体渗漏,涉及甲烷和二氧化碳的大量产生和排放^[26],而且与水合物聚集过程密切相关^[27-32]。据统计,仅全球海、陆现存的泥火山每年向大气排放的甲烷达5~20 Tg^[17,28,30,33-34],占全球总碳排放量的2.3%~3.0%^[35],但针对海底水合物丘和泥火山甲烷的产生、运移、消耗逃逸等过程的了解相对薄弱,仍存在诸多盲区,并且在先前的调查研究中也可能模糊了二者的区别,对各自的碳排放能力和相关环境效应估算不足,导致不能正确评价二者在全球海洋碳循环中的真实地位。这表明当前亟需对二者各自的特征开展更加精细的研究。

近年来,随着调查技术的不断进步以及相关研究的深入,对海底水合物丘与泥火山的相关特征及形成机制的理解将逐渐明晰,其各自与水合物资源的联系以及在全球碳循环和气候变化中的意义也将有进一步的认识。本文将着重于总结上述2种特殊地质体的最新研究进展,并对其开展对比分析,重点探究二者对浅表层水合物资源聚集成藏的意义以及对全球海洋碳排放的影响。

1 海底水合物丘

1.1 概念及分布

海底水合物丘是一种由海底附近地层中气体渗漏、水合物成核聚集导致浅表层沉积物膨胀变形而形成的丘状地质体,也称“水合物冰丘”“水合物丘”^[8-9,12-13,36-37]。陆域冰丘典型的形状是丘状和穹顶状,其表面有凹坑和植物生长,一般直径数米至数百米,高度数米至数十米,仅在北半球多年冻土地区其数量就超过1万个^[37-38]。陆域冰丘仅存在于海平面之上的冻土环境,然而随着全球水合物资源勘查活动的不断深入,在海底水合物赋存区也发现了大量与陆地冰丘类似的地质体^[7-14],这些海底的冰丘与陆域冰丘非常相似,但从成因机理、形貌结构上又有一定区别,因此,暂时将其定义为“海底水合物丘”,以便与陆域冰丘加以区分。

目前,对这种海底水合物丘的具体情况了解相对较少,但在全球部分海域已有调查发现。如在尼日利亚近海^[7]、挪威海^[8]、波弗特海^[9]、加利福尼亚近海^[10]、日本海^[11]、安哥拉海^[12]、喀拉海^[13]以及巴伦支海^[14]等海域均发现存在海底水合物丘(图1)。

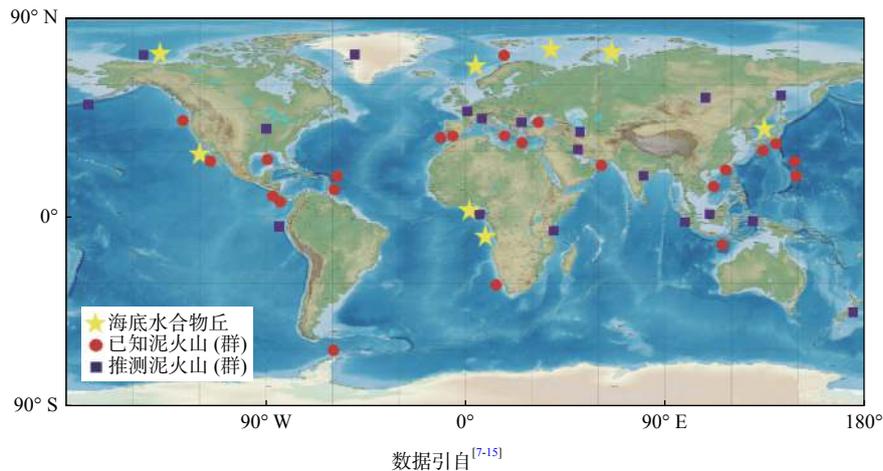


图 1 海底水合物丘和泥火山分布

Fig.1 Distribution of submarine hydrate pingos and mud volcanoes

这些海底丘一般存在于水深 1 500 m 以内的海域, 范围与水合物分布区重叠, 且大多出现于高纬度和中纬度地区, 偶见于低纬度地区^[7-14]。由于资料数量相对较少, 在低纬度深海海域是否存在海底水合物丘仍然未知, 因此, 仍需对其分布规律进一步调查研究。

1.2 结构特征

1.2.1 地貌特征

海底水合物丘普遍具有正地貌特征, 常呈丘状构造, 其个体直径一般为 1~300 m, 高度 0.5~50 m, 部分表面有凹槽、微生物菌席、自生碳酸盐岩等特征^[7-14]。HOVLAND 等^[8]对挪威近海的调查发现, 该区域的海底水合物丘多呈对称的圆球状、穹顶状, 表面多坑洼, 直径约数米, 高度约 1 m。部分丘体表面有细菌席覆盖, 且发现有活的嗜甲烷底栖生物, 表明正在发生相对高浓度的富烃流体泄漏活动。此外, 部分丘体表面有明显的溶蚀坑, 这可能是局部水合物解离所致^[8]。PAULL 等^[10]对加利福尼亚近海的研究发现, 在水深约 800 m 的海底分布有直径约 100 m、高约 10 m 的海底水合物丘, 并且顶部有甲烷气泡产生。SERIÉ 等^[12]通过研究安哥拉近海宽扎盆地(Kwanza Basin), 在 750~1 100 m 水深发现海底水合物丘群。这些海底水合物丘的形状从圆形至扁长过渡, 表面呈现光滑、陡峭、粗糙等多种特征, 直径 150~300 m, 高度最高可达 30 m。而随着外部环境的变化以及泄漏流体通量的减小, 水合物会发生分解, 导致海底水合物丘所在位置出现凹坑, 在海底呈现明显的负地貌特征^[39]。

1.2.2 地球物理特征

利用地球物理技术开展调查可以获得海底水

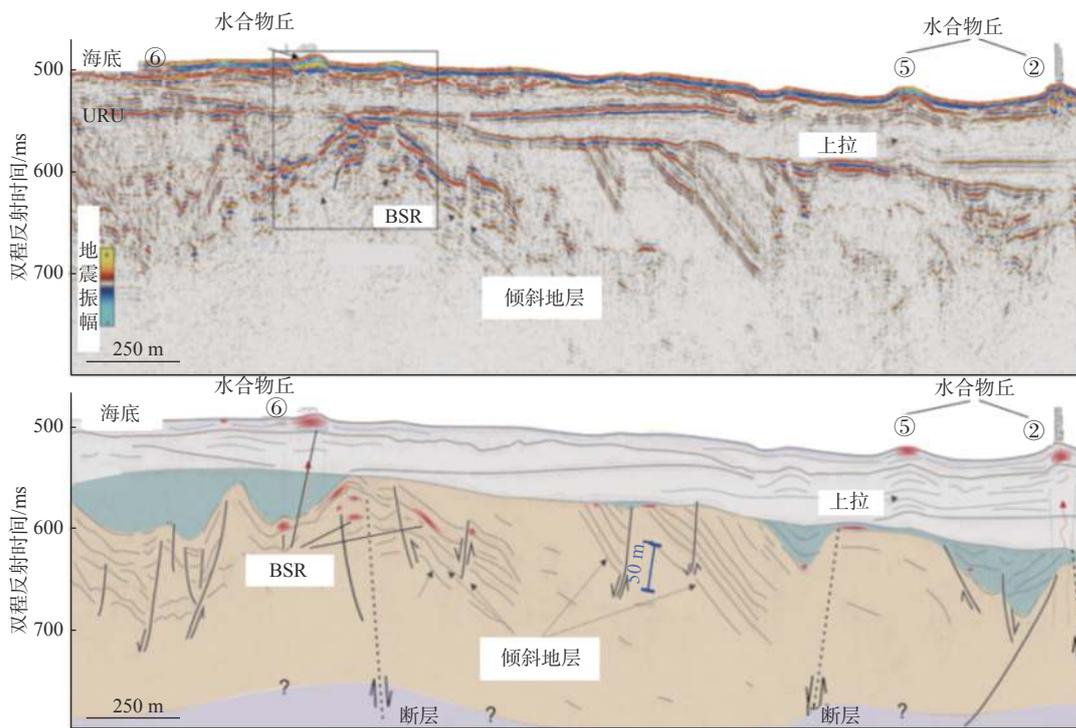
合物丘的具体形貌和内部结构。例如, 多波束成像调查可以得到海底水合物丘精确的地形地貌资料, 这也是在大范围海域中探测海底水合物丘的有效地球物理手段; 同时, 在地震剖面上, 海底水合物丘的典型特征为空白反射带, 并与“似海底反射层(BSR)”紧密相关, 一般在其下方具有明显的 BSR 显示^[12,14]。例如, 在安哥拉近海的宽扎盆地内, 由于第四纪沉积物的填充, 海底振幅表现为相对弱振幅, 但局部存在特殊的中—强振幅异常, 通常位于海底水合物丘下方, 指示自生碳酸盐岩和/或水合物的存在^[12]。值得指出的是, BSR 通常位于海底下约 300 m 深度处, 而此处 BSR 的位置则明显升高(海底下约 100 m)且连续性较差, 因此, 也表明丘体之下很可能存在一定厚度的水合物块体。此外, WAAGE 等^[14]对西北巴伦支海的研究也证实海底水合物丘与 BSR 有很好的对应关系, 且地震剖面显示其下有为气体垂向运移提供通道的断层(图 2)。

2 泥火山

2.1 概念及分布

泥火山是地下深部超压流体、含碎屑泥质沉积物等塑性物质刺穿地层至地表后形成的丘状地质体^[15-17]。泥底辟和泥火山都是深部地层或层间的泥质和流体在超压环境下侵入到上覆地层的结果, 其中塑性物质未喷发到海底所形成的地质体为泥底辟, 而塑性物质刺穿上覆地层喷出海底形成的正地貌单元则为泥火山^[16,33]。

泥火山在陆地、海洋中分布广泛, 全球陆地逾 40 个地区和海底逾 20 个地区发育有泥火山群(图 1),



②、⑤、⑥代表海底水合物丘, 红色部分代表 BSR

图 2 西北巴伦支地震剖面^[14]

Fig.2 Seismic reflection profile of Northwest Barents Sea^[14]

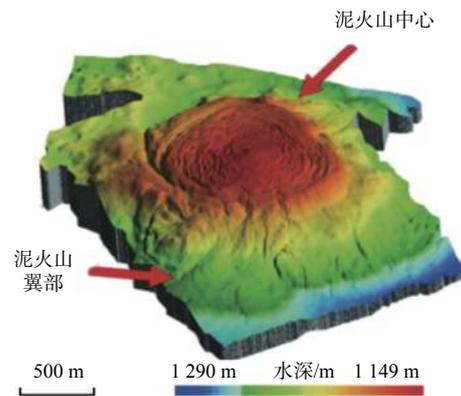
每个发育区的泥火山数量从几座到 200 多座不等^[15-16]。据早期粗略估计, 全球海底泥火山的总数为 7 000~100 000 座^[15,31], 但随着探测技术的进步以及海洋调查的深入, 海底真实存在的泥火山数量可能远超之前估计。迄今为止, 在全球各大海域都发现有海底泥火山群^[15,40]。从分布来看, 这些泥火山首先发育在构造活跃、沉积速率高的地区, 多沿主断层和背斜发育带走向呈串珠状、成排有规律地分布^[15,17,41]; 此外, 部分泥火山处于增生楔中, 主要受构造挤压作用, 例如在地中海海脊^[42]、巴巴多斯增生楔 (Barbados accretionary wedge)^[43]、加的斯湾 (Gulf of Cádiz)^[44] 和日本南海海槽 (Nankai Trough)^[45]。此外, 还有少部分泥火山形成于伸展构造中, 例如黑海^[46] 和第勒尼安海 (Tyrrhenian Sea)^[47]。

2.2 结构特征

2.2.1 地貌特征

相对于海底水合物丘, 泥火山因其数量规模较大, 研究程度也更早更深入。海洋中的泥火山一般具有高于周围海底的正地貌特征, 形状为平面类似圆形结构 (图 3)^[48], 表面可见喷口、泥浆流、碎屑等, 其下具有物质喷发的通道^[16-17], 通常在声呐图像、地震剖面上具有明显特征。泥火山喷出物质的主

要成分为泥、水、气体和碎屑颗粒^[17,28,33], 但不同泥火山喷出物质成分的相对比例和性质差异很大, 这取决于泥火山所处地层性质以及发育过程。



位于尼罗河深海扇, 据文献 [48] 修改

图 3 泥火山地形图

Fig.3 Mud volcano topographic map

从全球来看, 不同地区的泥火山虽然形态、规模差异较大, 但其基本结构具有相似之处。目前已发现的泥火山规模大小不一, 直径最大的可达数千米, 而最小的泥火山直径只有数米^[15,33], 而且, 随着调查观测技术的进步, 更多小型甚至微型泥火山将逐步被发现。一般而言, 泥火山的结构主要分为内部中央通道和外部丘状建造 2 部分^[17] (图 4)。通常,

泥浆物质是从深部由中央通道排出, 当靠近地表时可能会在侧翼产生一系列伴生通道。中央通道形成主喷口, 侧翼通道形成副喷口, 平静期在海底之下常形成麻坑^[49-50]。喷口的形状各不相同, 主要取决于喷发的物质成分、喷发的强烈程度以及后期的保存条件^[17]。在泥火山平静期, 中央喷口通常被堵塞, 易形成泥浆池。与陆地泥火山相比, 海底泥火山由于受风化作用和地表侵蚀作用的影响较小, 所以其发育过程中流体喷发和沉积状态的记录更为清晰^[40]。此外, 富烃流体含量高的海底泥火山还常伴生有自生碳酸盐、冷泉群落和气泡羽流等^[51]。

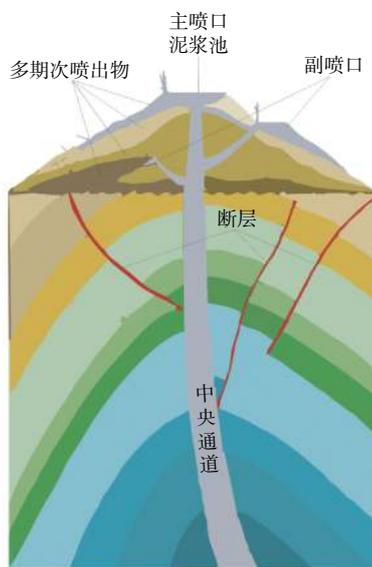


图 4 泥火山的基本结构^[17]

Fig.4 Basic structure of mud volcano^[17]

与水合物有关的泥火山因其资源意义和独特的存在模式, 一直是海洋地质科学研究的热点。在当前已经发现的海底泥火山中, 最为典型的是位于巴伦支海的哈康·莫斯比泥火山(HMMV)^[52-53]。HMMV 是一个直径约 1 500 m、高约 10 m 的丘状地质构造, 位于西南巴伦支海陆坡上, 水深约 1 270 m^[52]。前人根据其地貌形态, 将 HMMV 从内到外划分为泥浆池、中间环带、外缘水道(图 5)3 个单元^[54]。泥浆池是泥火山喷口部分, 地形较低, 是 HMMV 中流体渗漏和排出泥浆最活跃的中心地带; 中间环带通常呈环形包围住中心单元, 地貌上呈丘状隆起特征且表面伴有裂缝, 由早期喷出的物质组成; 外缘水道处于 HMMV 的边缘地带, 地势较低。HMMV 的这种环带状分布特征十分明显, 且与水合物的赋存规律密切相关。

2.2.2 地球物理特征

海洋中泥火山的地球物理特征明显, 在多种探

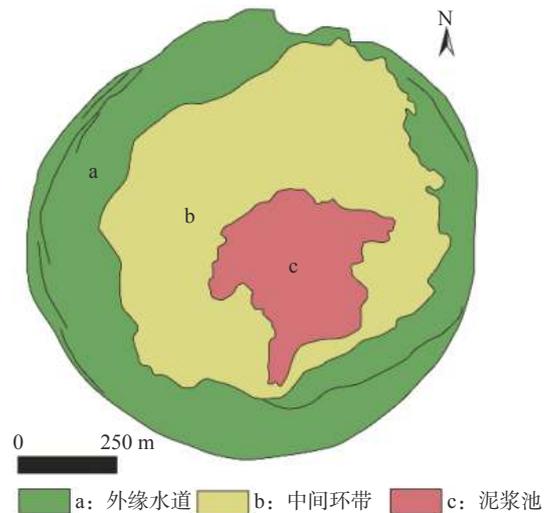


图 5 HMMV 的简化形态分区^[54]

Fig.5 Simplified morphological zoning of HMMV^[54]

测手段中均有良好的异常显示。①泥火山常呈圆丘状结构凸起于海底, 其周缘常因塌陷形成环形凹地, 利用多波束成像技术容易识别并可以获得精准的地形地貌资料^[24,44,55]; ②泥火山下方为喷发通道, 具有低密度、低速度的地球物理特征和高温超压的地质特点, 在地震剖面上常表现为直立的柱状, 内部多为不连续、弱振幅的空白反射或杂乱反射(图 6), 与围岩呈现为明显的不整合接触特征^[55-56]; ③由于泥火山发育区通常具有泥质角砾岩碎屑, 形成粗糙起伏的海底表面, 因此在侧扫声呐图像上常表现为较强的逆向散射特征^[57]; ④泥火山通常排出大量气、液、固三相混合物, 因此, 当浅层气体聚集时, 在浅地层剖面上也能明显地呈现声空白、多次波、亮点反射、增强反射等特征^[24,56-57]。

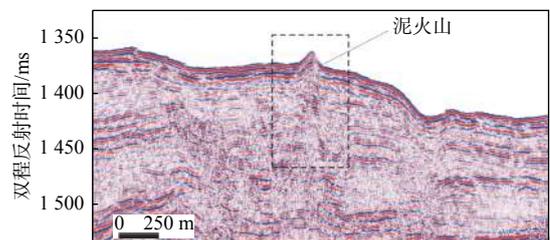


图 6 泥火山地震反射特征^[6]

Fig.6 Seismic reflection characteristics of mud volcano^[6]

3 形成机制

3.1 海底水合物丘

由于固有的特性, 海底水合物丘的形成需要相对稳定的构造活动、一定规模的运移通道、足够的

形成时间、高通量的富烃流体(使水合物在地下积聚并向上膨胀并且防止生成的水合物分解)、较冷的底水温度以及塑性较强的海底地层性质等^[8-9,12-13]。SERIE等^[12]通过对安哥拉近海海底水合物丘的研究认为,流体通量、成分和温度的变化在海底水合

物丘的聚集成核、形成壮大和分解坍塌过程中发挥了至关重要的作用。海底水合物丘的不同形态和地球物理特征,在一定程度上代表了水合物动态成藏(形成与分解)的不同阶段,可将其主要分为成核、隆起、消亡3个阶段^[12](图7)。

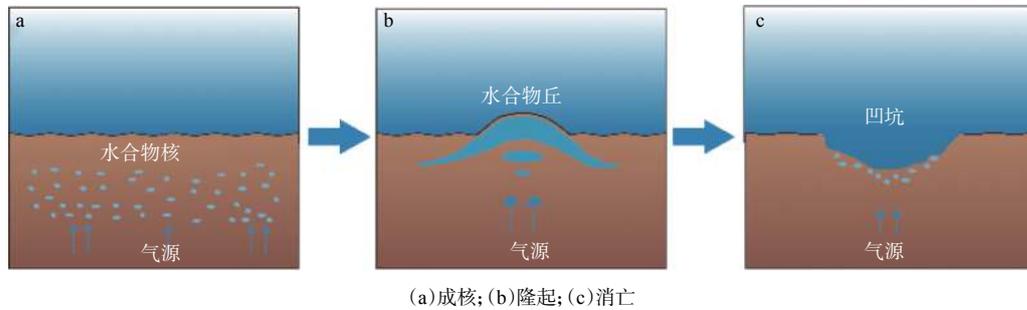


图7 海底水合物丘的演化阶段^[12]

Fig.7 Evolution stages of submarine hydrate pingo^[12]

(1) 成核阶段

在海底浅表层形成高饱和度块状水合物的前提,是需要高通量烃类气源来维持海底沉积物中的高甲烷浓度以阻止水合物分解^[1,23,58-59]。海底水合物丘周围往往存在断层作为气体供给通道,利用已有同位素测定的结果推断,目前认为是生物气和深部热解气的混合气源供给维持了海底水合物丘的发育,当这些气体运移到浅表层的位置,在适宜的温压条件下开始逐渐聚集成核^[8,13,24,60-61]。

(2) 隆起阶段

随着水合物在渗透率较高的多孔沉积层内成核,沿断层和倾斜地层的高通量富烃流体将导致海底浅表层水合物持续聚集,随后因水合物体积增大而导致上覆沉积物逐渐变形膨胀,继而突出海底表面成为丘状体,其下一般具有明显的BSR特征^[12]。

(3) 消亡阶段

当系统中由于气源通量不足或环境温度发生变化,难以维持原有规模水合物的稳定,就会导致存量水合物发生分解,并从海底向上释放甲烷。此时的海底水合物丘与BSR具有弱相关性,通常呈现表面坑洼、形态不均的地貌特征^[8]。在这种条件下,已经不利于水合物形成与保存,因此,所赋存的水合物资源量通常较低,但由水合物大量分解而导致的海底碳排放过程及其环境影响仍值得关注。

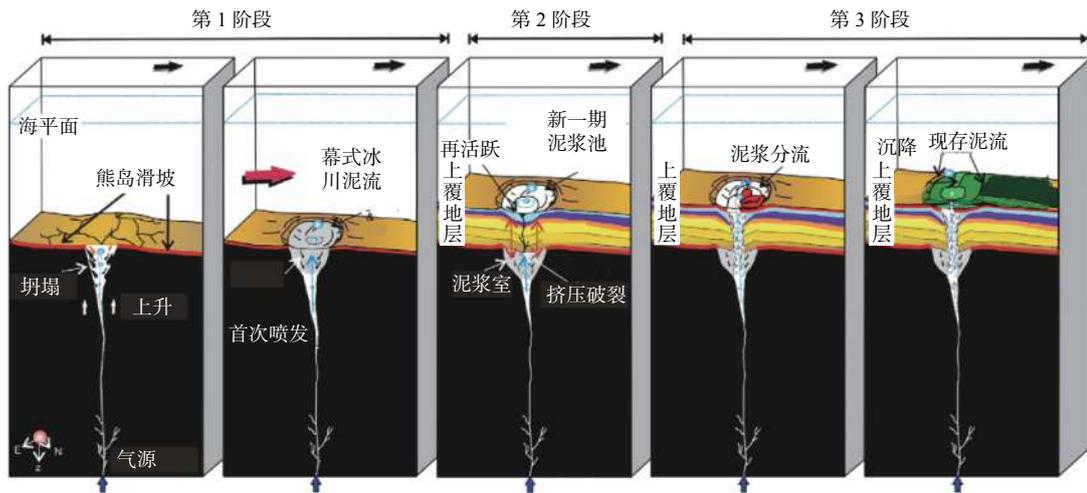
3.2 泥火山

无论是位于海底还是陆地,泥火山的形成原因均较为复杂。针对不同地区的泥火山的形成机制,众多研究者提出了不同的假设。首先,形成泥火山的一个基本条件是有潜在的物源层(含有流体与含

碎屑泥质沉积物等塑性物质);其次,需要有垂向的运移通道(独立或相互连接的泥质输导层)^[17,25,33];再次,要使泥火山作用开始并持续发育(流体形成或源物质移动、持续上升并最终挤出地表)还需要有驱动力,这种驱动力可能是由快速沉积和气体生成导致沉积层中出现的超高压流体所产生的^[16-17],也可能主要由构造作用驱动的^[42,62];此外,岩浆侵入可导致地层温度升高,产生高压流体,也可能形成驱动力^[63]。总之,由于不同的泥火山在形状、大小和喷发方式上的巨大差异,目前还没有一种既定的模式可以涵盖解释所有泥火山的成因。

泥火山的主控因素主要分为以下几类:①密度倒转作用,由于上部存在巨厚盖层或泥质塑性层,导致岩石密度倒转^[64];②构造作用,由地层快速沉积、断层出现或者侧向挤压所致^[62];③地球化学作用,包括深部油气生成、黏土矿物脱水作用^[20];④超高压流体作用,存在超高层压力,流体迁移刺穿地层而形成^[63]。根据泥火山所处的构造背景的不同,又可划分为以下2种形成机制:①处于主动大陆边缘的泥火山,该环境通常存在构造挤压和高速率沉积作用,可导致海底内部的泥质沉积物发生黏土矿物变形脱水作用^[65],并通过断层运移发生破裂形成通道,继而形成泥火山;②处于被动大陆边缘的泥火山,该环境中的挤压作用弱,但由于大量欠压实泥质沉积物的快速沉积作用,导致流体超压,继而发生流动甚至气化,最终冲破压力临界值喷发至地表^[63]。

巴伦支海的HMMV具有被动大陆边缘泥火山的典型成因,且与水合物的形成密切相关,其演化过程可分为通道形成、泥浆室形成和再活跃3个阶段(图8)^[66]。

图 8 HMMV 演化的概念模型^[66]Fig.8 Conceptual model of HMMV evolution^[66]

(1) 通道形成阶段

在该阶段,早期冰期沉积物中产生超压,随着压力持续增大导致地层发生压裂,导致流体快速向上运移形成 3 km 的通道,内部塑性物质发生移动并沿通道排出。在海底地层局部隆升和排出物质堆积的共同作用下,最终在古海床形成了正地貌的泥火山锥形。

(2) 泥浆室形成阶段

原始泥火山形成后不久,快速形成的冰川碎屑流沉积封闭了原来的泥火山口,其内部空间形成了一个泥浆室,在地震剖面中呈现透镜状特征。此后,泥火山进入休眠期。

(3) 再活跃阶段

在该阶段,由于富气流体的持续流入,降低了泥浆室内部的密度,使泥浆室与上覆冰川沉积物之间的密度逐渐发生差异,最终导致 HMMV 被重新激活。此时,快速向上迁移的泥浆充注到流体通道的上部,泥浆室与海床相连接继而再次喷发,产生的泥流和坍塌物在海床上形成了新的泥火山口^[66]。

从总体演化过程来看,泥火山的演化过程经历了未刺穿地表前的孕育期(底辟期)、冲破压力临界值后刺穿地表的喷发期以及后来的平静期,喷发期与休眠期往往呈周期性交替出现。

4 天然气水合物的聚集及演化

4.1 海底水合物丘

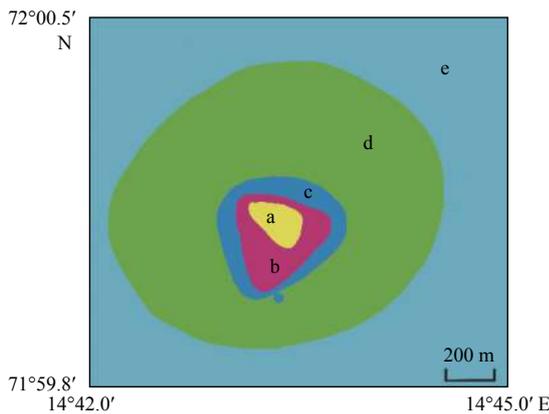
海底水合物丘是浅表层水合物理想的赋存环

境,也是浅表层水合物藏勘探的主要标志之一。研究表明,海底水合物丘的不同形态和地球物理特征可反映浅表层水合物的动态形成和解离过程^[12](图 7),因此,它在一定程度上代表了水合物的不同阶段,如前所述,包括成核(即水合物成核)、隆起(即海底水合物丘突出海底)隆起以及消亡(即丘体因水合物分解释放而垮塌)3 个阶段^[12]。不同类型的海底水合物丘可能对应着不同规模的水合物矿体^[8,12,14],如封闭型海底水合物丘中地层流体补给以原地为主,气体来源主要为原地微生物成因气体^[12],这类海底水合物丘的规模通常较小,饱和度较低。与之相比,开放型海底水合物丘中的流体和气体大多来自于较深部沉积物渗滤的外源流体,水合物赋存于浅表层海底沉积物之中,通常其规模较大,饱和度较高^[12],从而可形成较厚的水合物层。当流体可持续供应时,先成的水合物层在沉积物内不断膨胀,加之与沉积物相比,水合物本身向上的浮力与膨胀力发生叠加拱^[67],导致水合物聚集空间不断加大,最终可发育成的规模较大的水合物藏。因此,海底水合物丘的存在反映了区域内水合物形成的有利条件,而不同类型、不同阶段海底水合物丘的出现表明了水合物藏的发育程度,为水合物进一步的勘查评价及预测提供了指示。

4.2 泥火山

泥火山的演化和水合物藏的形成通常也具有较为密切的关系。这种关系首先由 GINSBURG 等^[53]提出,此后在黑海^[68]、地中海^[69]、加蒂斯湾^[70]、尼日利亚近海和墨西哥湾^[15]以及我国南海^[24,61]等地

区被相继证实。以巴伦支海的 HMMV 为例^[54], 与之相关的水合物主要受控于从深处向上运移的流体的通量和温度, 其水合物围绕泥火山口呈近似同心圆的环带状分布(图 9)。具体来说, 在泥火山最活跃的区域 a 中未发现水合物, 同时该区域具有高地温梯度, 其沉积物温度也偏高^[53]。在区域 b 中, 仅在沉积物内观察到小颗粒的水合物包裹体, 沉积物温度梯度变化明显, 对应泥火山的喷发期和平静期。水合物在该区域的稳定状态较为脆弱, 温度降低时结晶, 而温度升高时分解。在区域 c 中, 观察到沉积物内充填有大量的水合物脉, 水合物饱和度最高达 25%。由于沉积物温度低于平衡温度, 且气体供应相对丰富, 因此, 区域 c 具有水合物成藏的最佳条件; 而区域 d 中的水合物饱和度极低, 几乎没有水合物存在, 推测原因为 d 区域内较低的烃类气体通量难以维持水合物稳定存在。



HMMV 沉积物中不同水合物含量的区域, a 区和 e 区未发现水合物, b 区至 d 区水合物含量 0~25% 不等

图 9 HMMV 的水合物分布^[54]

Fig.9 Hydrate Distribution of HMMV mud volcano^[54]

不仅如此, 当前的研究还表明, 泥火山的发育演化控制了相关水合物矿体发展的各阶段^[53-54,63]。在早期发育阶段, 中央通道的形成, 提供了持续的深部气体供应; 中期喷发阶段, 各种条件匹配良好, 有利于水合物的形成和稳定聚集; 晚期演化阶段, 泥火山喷发时所伴生的高热量流体上侵水合物稳定带底界, 导致海底地层温度高于水合物稳定存在的临界温度(图 10), 从而抑制水合物的形成, 甚至导致早期形成的水合物发生分解、厚度减薄^[22]; 而进入泥火山平静期后, 在其内部可能会再次形成新的水合物。不仅如此, 在泥火山中的温压场控制的相平衡区域内, 通常对构造变动等外界环境波动有较强的缓冲能力, 易于水合物二次生成, 因此, 往往存在着多层水合物层(代表不同成藏期次)在垂向

上相互叠加的现象^[53-54], 这也表明了其优越的成藏潜力。因此, 泥火山不同演化阶段的差异, 导致水合物处于“稳定—失稳—再稳定”的动态成藏过程之中。

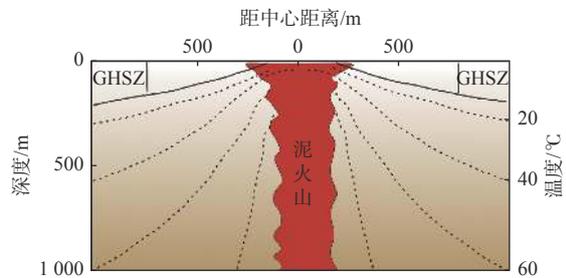


图 10 HMMV 温度场与天然气水合物稳定带 (GHSZ) 关系的剖面图

Fig.10 A cross-sectional view of the relationship between the HMMV temperature field and the gas hydrate stability zone (GHSZ)^[54]

5 讨论

5.1 海底水合物丘与泥火山的相似性

海底水合物丘和泥火山作为浅表层水合物聚集的重要的 2 个地质体, 不仅在形貌上十分相似, 而且都能在局部区域富集形成高饱和度的水合物矿体, 具有较高的相似性, 常常在调查研究中混为一谈, 难以准确甄别, 这对于准确评估其地质资源量以及研究海底碳排放的过程造成障碍, 因此, 必须对其相似性与差异性进行阐述(表 1)。

通过前面的描述, 其共同之处主要在于: ①二者的地貌特征十分相似, 都具有丘状体的特征, 且表面多有坑洼, 经常伴有自生碳酸盐、嗜甲烷极端生物群落等特征^[8-9,12,16-17,33]; ②两者分布地区有重合, 可在同一区域中存在^[8,15], 且在地震剖面上, 都可与 BSR 共同出现, 都可作为水合物的赋存标志, 反映良好的水合物成藏条件, 其所伴生的水合物藏多为固结的厚层状纯水合物^[12,54]; ③不仅如此, 这 2 种地质体都是海底向水圈或大气圈排碳的重要途径^[14,26], 在其生长演化过程中通常伴随着活跃的深部流体向外运移, 能够供给相似的极端生物群落, 形成海底冷泉系统的深海极端环境, 在全球碳循环和海底极端环境的研究中越来越引人注目。

5.2 海底水合物丘与泥火山的内在差异及原因分析

虽然海底水合物丘和泥火山之间存在诸多相

表 1 海底水合物丘与泥火山特征对比

Table 1 Comparison of characteristics between submarine hydrate pingo and mud volcano

| 分类特征 | 海底水合物丘 | 泥火山 |
|-------|--------------|--------------|
| 规模 | 微型至小型 | 小型至巨型 |
| 分布 | 相对局限 | 相对广泛 |
| 地貌 | 穹窿状、表面多坑洼 | 锥状或圆顶状、有中心喷口 |
| BSR特征 | 位于其底部、与地层平行 | 位于其两翼、相对地层上拉 |
| 表层沉积物 | 具有自生碳酸盐岩、年代新 | 具有深部物质、年代老 |
| 控制因素 | 断层、富烃流体 | 构造作用、超压流体等 |
| 演化模式 | 幕式形成与消亡 | 持续演化、周期性喷发 |
| 水合物赋存 | 透镜体状 | 环带状 |

似之处,但从形成机理、演化过程以及与水合物聚集的关系上又具有本质的区别,属于两种截然不同的地质体。

(1) 二者的具体物质表现不同

海底水合物丘平均规模较小,形状一般为穹窿状,坡度较小,表层沉积物年龄相对较新,且无明显喷口或泥浆池。在地震剖面中多表现为弱低振幅特征,通常无明显通道,BSR 位于其底部、且与地层平行;而泥火山的平均规模较大,形状呈锥状或圆顶状,坡度变化范围较大,表层有深部物质出现,且有泥浆池或泥浆流动的特征。在地震剖面上,中央通道较为明显,常表现为直立的柱状,内部因存在气、液、固三相混合物表现为高亮反射或杂乱反射^[24],BSR 位于其两翼、相对地层呈上拉状。

(2) 二者的形成驱动力不同

已有研究表明,海底水合物丘主要源自海底高通量富烃流体的聚集^[8,12],而泥火山则主要受控于地质构造因素^[16,33]。海底水合物丘的形成需要大量水合物的聚集。当水合物在沉积物内成核逐渐形成水合物层后,水合物层生长过程中的膨胀力和由此产生的浮力是导致海底地表隆起成丘的关键。相比而言,泥火山无论是源于构造挤压作用或快速沉积作用,都是在其根部形成了异常超压,驱动流体向上运移,在一定的触发条件下向上刺穿地层形成泥火山^[17,33]。因为这种驱动力的本质不同,二者在全球海底的分布实际上是有所不同的,泥火山更倾向于分布于构造剧烈或快速沉积的区域,而海底水合物丘则倾向于出现于流体活动活跃且海底温度较低的中高纬度地区^[7-15]。

(3) 二者的演化模式截然不同

海底水合物丘的演化过程可分为成核、隆起、消亡 3 个阶段^[12],在合适的温压条件下,由于高通

量烃类气流的存在,水合物在海底浅表层成核,此后随着水合物体积持续聚集增大,受浮力的作用向上运移^[67],不断汇聚形成海底水合物丘,最终由于周围环境条件发生改变,水合物分解,而在原地则形成弹坑状的负地貌^[39]。泥火山的演化过程主要是刺穿地表前的泥底辟阶段、喷发阶段、平静阶段^[33]。其内部的超压流体达到压力临界值后刺穿地表形成中央通道,随后开始周期性喷发。这种演化过程决定了泥火山即使处于休眠期或衰亡期仍能够保持正地貌特征。

(4) 二者对水合物聚集过程的影响不同

海底水合物丘的核心是由水合物汇聚而成,在其演化顶峰期,整个丘体中心具有厚度最大,饱和度最高的水合物层^[12],常呈透镜状;而与泥火山活动有关的水合物分布具有明显的环带状特征,在泥火山通道区无水合物,较多的水合物仅作为一个夹层位于翼部边缘^[53-54]。从野外实际调查结果来看,海底水合物丘与底部 BSR 有着明显对应关系且一般位于 BSR 显示的正上方^[12,14],而泥火山的 BSR 显示则一般分布于两翼位置且有上拉现象^[71]。这是水合物在其内部不同分布位置最形象的显示,今后在评估二者资源量时需区别对待。

(5) 二者的流体排放行为不同

从碳循环过程来看,2 种地质体的富烃流体排放过程也存在差异。海底水合物丘在发展的前期不断地汇聚形成水合物,处于固碳阶段,一旦外部的环境条件发生变化,由于水合物的敏感特性而容易发生分解^[8,12],导致海底水合物丘向外界释放甲烷气体,转为碳排放阶段。虽然海底水合物丘相对泥火山单位体积较小,但对于外部温压及海平面变化的响应更为直接。一旦环境发生波动,区域内大部分的海底水合物丘因稳定条件被破坏而释放出

大量的水合物分解流体,发生所谓的“幕式排放”^[39],其短时期的碳排放潜力和环境影响效应不容小觑;而泥火山主要受控于内部流体超压,对外界环境变化相对迟钝,对外界碳排放的贡献主要来自喷发期的深部富碳流体^[26],在其生长演化周期中,其通量相对固定,且很少受局部温压波动的干扰。

虽然对于2种地质体的关注与日俱增,但总体来看,无论是海底水合物丘还是泥火山的调查研究仍存在不足,仅靠现有的资料和理解容易混淆,更无法有效估计二者通常伴生的水合物资源量和碳排放能力。因此,未来还需要通过更多的地质取样、水下原位观测和高精度地球物理调查等工作,以进一步获取实际的数据,逐步建立起一套分类识别机制,在做好全球范围内2种地质体数量的精确评估前提下,实施与之相关的水合物资源量的评价,为深海环境水合物成藏机理研究和海洋碳排放通量的估算提供更准确的依据。

6 结论

(1)海底水合物丘是一种与海底表层气体渗漏、水合物成核聚集导致浅表层沉积物膨胀形变而形成的丘状地质体;而泥火山是地下深部超压流体、含碎屑泥质沉积物等塑性物质刺穿地层至地表后形成的丘状地质体。虽然二者形貌近似,但其尺寸规模、分布范围、内部结构和形成机制有着本质区别。

(2)海底水合物丘的成核作用通常可聚集形成水合物矿体,而泥火山作用构成了流体运聚通道及其富集场所,为水合物藏形成提供了气源供给、运移聚集系统等地质条件。二者都能为海底浅表层高饱和度水合物藏的形成提供有利条件,具有重要的资源效应。此外,也可能产生由于水合物分解而引发的相关气候、地质等海底环境灾害。

(3)海底水合物丘的演化形成可划分为“成核、隆起、消亡”3个阶段;而泥火山的演化则可划分为“底辟、喷发、平静”3个阶段。二者既有区别,也有相似,科学地甄别海底水合物丘和泥火山的演化阶段,对研究深海浅表层水合物聚集过程有重要的支撑意义。

(4)与泥火山所伴生的水合物明显受控于其中部通道富烃类流体的通量和温度,且水合物藏的规模、分布与泥火山喷发周期具有较好的对应关系;相较于泥火山,单个海底水合物丘所处的环境及演化特征决定了其寿命通常并不会持续很久,但在流

体持续供应的条件下,海底水合物丘在同一海域可发生多期次的幕式成藏与分解。

(5)当前,关于深海环境中海底水合物丘和泥火山的研究仍远远不够,尤其关于它们对海洋碳排放的贡献以及对全球气候变化的响应等科学问题需要进一步探讨。随着调查技术的不断进步以及相关研究的持续深入,相信海底水合物丘与泥火山的碳排放过程将不断明晰,其对海洋碳循环和全球环境变化的具体贡献将会得到更加准确的评估。

参考文献:

- [1] BOSWELL R, COLLETT T S. Current perspectives on gas hydrate resources[J]. *Energy and Environmental Science*, 2011, 4(4): 1206-1215.
- [2] MILKOV A V. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: how much is really out there?[J]. *Earth-Science Reviews*, 2004, 66(3): 183-197.
- [3] TRÉHU A M. Gas hydrates in marine sediments: lessons from scientific ocean drilling[J]. *Oceanography*, 2006, 19: 124-142.
- [4] 吴能友,张海敏,杨胜雄,等.南海神狐海域天然气水合物成藏系统初探[J]. *天然气工业*, 2007, 167(9): 1-6.
- [5] SNYDER G T, SANO Y, TAKAHATA N, et al. Magmatic fluids play a role in the development of active gas chimneys and massive gas hydrates in the Japan Sea[J]. *Chemical Geology*, 2020, 535: 119462.
- [6] 蔡峰,吴能友,闫桂京,等.海洋浅表层天然气水合物成藏特征[J]. *海洋地质前沿*, 2020, 36(9): 73-78.
- [7] CUNNINGHAM R, LINDHOLM R M. Seismic evidence for widespread gas hydrate formation, offshore West Africa[J]. *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*, 2000, 73(1): 93-106.
- [8] HOVLAND M, SVENSEN H. Submarine pingoes: indicators of shallow gas hydrates in a pockmark at Nyegga, Norwegian Sea[J]. *Marine Geology*, 2005, 228(1): 15-23.
- [9] PAULL C K, USSLER W, DALLIMORE S R, et al. Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(1): 223-234.
- [10] PAULL C K, NORMARK W R, III W U, et al. Association among active seafloor deformation, mound formation, and gas hydrate growth and accumulation within the seafloor of the Santa Monica Basin, offshore California[J]. *Marine Geology*, 2008, 250(3): 258-275.
- [11] FREIRE A, MATSUMOTO R, SANTOS L A. Structural-stratigraphic control on the umitaka spur gas hydrates of Joetsu Basin in the eastern margin of Japan Sea[J]. *Marine & Petroleum Geology*, 2011, 28(10): 1967-1978.
- [12] SERIÉ C, HUUSE M, SCHØDT N H. Gas hydrate pingoes: deep seafloor evidence of focused fluid flow on continental margins[J]. *Geology*, 2012, 40(3): 207-210.
- [13] SEROV P, PORTNOV A, MIENERT J, et al. Methane release

- from pingo - like features across the South Kara Sea shelf, an area of Thawing offshore permafrost[J]. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2015, 120(8): 1515-1529.
- [14] WAAGE M, PORTNOV A, SEROV P, et al. Geological controls on fluid flow and gas hydrate pingo development on the Barents Sea margin[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019, 20(2): 630-650.
- [15] MILKOV A V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates[J]. *Marine Geology*, 2000, 167(1): 29-42.
- [16] KOPF A. Significance of mud volcanism[J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, 40: 1-2.
- [17] DIMITROV L I. Mud volcanoes: the most important pathway for degassing deeply buried sediments[J]. *Earth-science Reviews*, 2002, 59(1): 49-76.
- [18] KHOLODOV V N. Mud volcanoes, their distribution regularities and genesis: communication 1. mud volcanic provinces and morphology of mud volcanoes[J]. *Lithology and Mineral Resources*, 2002, 37(3): 197-209.
- [19] 解习农, 李思田, 胡祥云, 等. 莺歌海盆地底辟带热流体输导系统及其成因机制[J]. *中国科学: 地球科学*, 1999, 29(3): 247-256.
- [20] 何家雄, 祝有海, 马文宏, 等. 火山、泥火山/泥底辟及含气陷阱与油气运聚关系[J]. *中国地质*, 2010, 37(6): 1720-1732.
- [21] 石万忠, 宋志峰, 王晓龙, 等. 珠江口盆地白云凹陷底辟构造类型及其成因[J]. *地球科学*, 2009, 34(5): 778-784.
- [22] 杨晓璐, 钟思玲, 万志峰. 泥底辟/泥火山流体热效应及其对天然气水合物赋存的影响[J]. *海洋地质前沿*, 2018, 34(7): 15-23.
- [23] 万志峰, 张伟, 陈崇敏, 等. 琼东南盆地冷泉差异发育特征及其深部控制机理[J]. *海洋地质前沿*, 2021, 37(7): 1-10.
- [24] 何家雄, 万志峰, 张伟, 等. 南海北部泥火山/泥底辟形成演化与油气及水合物成藏[M]. 北京: 科学出版社, 2019: 1-11.
- [25] TINIVELLA U, GIUSTINIANI M. An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system[J]. *Updates in Volcanology: new Advances in Understanding Volcanic Systems*, 2012: 225-267.
- [26] SAUTER E J, MUYAKSHIN S I, CHARLOU J L, et al. Methane discharge from a deep-sea submarine mud volcano into the upper water column by gas hydrate-coated methane bubbles[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 243(3): 354-365.
- [27] KOPF A J, KLAESCHEN D, MASCLE J. Extreme efficiency of mud volcanism in dewatering accretionary prisms[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 189(3): 295-313.
- [28] ETIOPE G, MILKOV A V. A new estimate of global methane flux from onshore and shallow submarine mud volcanoes to the atmosphere[J]. *Environmental Geology*, 2004, 46(8): 997-1002.
- [29] JUDD A G, HOVLAND M, DIMITROV L I, et al. The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change[J]. *Geofluids*, 2002, 2(2): 109-126.
- [30] MILKOV A V, SASSEN R, APANASOVICH T V, et al. Global gas flux from mud volcanoes: a significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(2): 91-94.
- [31] JUDD A. Mud volcanoes, geodynamics and seismicity[M]. Springer, 2005: 147-157.
- [32] 李昂, 蔡峰, 李清, 等. 浅表层泥火山型天然气水合物成藏地质模型[J]. *海洋地质前沿*, 2020, 36(9): 94-100.
- [33] MAZZINI A, ETIOPE G. Mud volcanism: an updated review[J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 168: 81-112.
- [34] 徐翠玲, 孙治雷, 吴能友, 等. 海底泥火山的甲烷迁移与转化及其对海洋碳输入的影响[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2020, 40(6): 1-13.
- [35] CIAIS P, CHRIS S, GOVINDASAMY B, et al. Carbon and Other Biogeochemical Cycles[M]//Climate Change 2013: the Physical Science Basis. 2013: 465-570.
- [36] 张金华, 魏伟, 刘杰, 等. 海底水合物冰丘的特征及意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2017, 37(1): 117-124.
- [37] MACKAY J. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, western Arctic coast, Canada: a long-term field study[J]. *Géographie Physique Et Quaternaire*, 1998, 52(3): 271-323.
- [38] YOSHIKAWA K, SHARKHUU N, SHARKHUU A. Groundwater hydrology and stable isotope analysis of an open - system pingo in northwestern Mongolia[J]. John Wiley & Sons, Ltd, 2013, 24(3): 175-183.
- [39] ANDREASSEN K, HUBBARD A, WINSBORROW W, et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor[J]. *Science*, 2017, 356(6341): 948-953.
- [40] KIOKA A. Geological occurrence and morphological feature of submarine mud volcanoes: a brief review[J]. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 2019, 126(1): 17-28.
- [41] CHEN S C, HSU S K, WANG Y, et al. Distribution and characters of the mud diapirs and mud volcanoes off southwest Taiwan[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 92(5): 201-214.
- [42] ÇIĞCI G, LIMONOV A, DIMITROV L, et al. Mud volcanoes and dome-like structures at the eastern Mediterranean Ridge[J]. *Marine Geophysical Researches*, 1997, 19(5): 421-438.
- [43] SUMNER R H, WESTBROOK G K. Mud diapirism in front of the barbados accretionary wedge: the influence of fracture zones and North America-South America Plate Motions[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2001, 18(5): 591-613.
- [44] LEÓN R, SOMOZA L, MEDIALDEA T, et al. Sea-floor features related to hydrocarbon seeps in deepwater carbonate-mud mounds of the Gulf of Cádiz: from mud flows to carbonate precipitates[J]. *Geo-marine Letters*, 2007, 27(2): 237-247.
- [45] NISHIO Y, IJIRI A, TOKI T, et al. Origins of lithium in submarine mud volcano fluid in the Nankai accretionary wedge[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 414: 144-155.
- [46] KRASTEL S, SPIESS V, IVANOV M, et al. Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea[J]. *Geo-marine Letters*, 2003, 23(3): 230-238.

- [47] ROVERE M, GAMBERI F, MERCORELLA A, et al. Venting and seepage systems associated with mud volcanoes and mud diapirs in the southern Tyrrhenian Sea[J]. *Marine Geology*, 2014, 347: 153-171.
- [48] DUPRÉ S, BUFFET G, MASCLE J, et al. High-resolution mapping of large gas emitting mud volcanoes on the Egyptian continental margin (nile deep sea fan) by Auv surveys[J]. *Marine Geophysical Researches*, 2008, 29(4): 189-196.
- [49] DIMITROV L, WOODSIDE J. Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean[J]. *Marine Geology*, 2003, 195(1): 263-276.
- [50] HOVLAND M, JENSEN S. The Nyegga seeps revisited - hydrates, pipes, carbonates, pingoes, exotic fauna, and complex pockmarks[C]//Eage workshop on shallow anomalies. Indications of Prospective Petroleum Systems, 2014.
- [51] NIEMANN H, DUARTE J, HENSEN C, et al. Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2006, 70(21): 5336-5355.
- [52] VOGT P R, CHERKASHEV G, GINSBURG G, et al. Hakon mosby mud volcano provides unusual example of venting[J]. John Wiley and Sons, Ltd, 1997, 78(48): 549-557.
- [53] GINSBURG G, MILKOV A V, SOLOVIEV V, et al. Gas hydrate accumulation at the Hakon Mosby mud volcano[J]. *Geo-Marine Letters*, 1999, 19(1): 57-67.
- [54] MILKOV A V, VOGT P R, CRANE K, et al. Geological, geochemical, and microbial processes at the hydrate-bearing Håkon Mosby mud volcano: a review[J]. *Chemical Geology*, 2004, 205(3): 347-366.
- [55] 赵汗青, 吴时国, 徐宁, 等. 东海与泥底辟构造有关的天然气水合物初探[J]. *现代地质*, 2006, 20(1): 115-122.
- [56] 孟祥君, 张训华, 韩波, 等. 海底泥火山地球物理特征[J]. *海洋地质前沿*, 2012, 28(12): 6-9.
- [57] 阎贫, 王彦林, 郑红波, 等. 东沙群岛西南海区泥火山的地球物理特征[J]. *海洋学报(中文版)*, 2014, 36(7): 142-148.
- [58] EGOROV A V, CRANE K, VOGT P R, et al. Gas hydrates that outcrop on the sea floor: stability models[J]. *Geo-marine Letters*, 1999, 19(1): 68-75.
- [59] XU W Y, CAROLYN R. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments[J]. John Wiley and Sons, Ltd, 1999, 104(B3): 5081-5095.
- [60] LU H L, YU S, LEE J, et al. Complex gas hydrate from the cascadia margin[J]. *Nature: International Weekly Journal of Science*, 2007, 445(7125): 303-306.
- [61] 何家雄, 钟灿鸣, 姚永坚, 等. 南海北部天然气水合物勘查试采及研究进展与勘探前景[J]. *海洋地质前沿*, 2020, 36(12): 3-16.
- [62] HUGUEN C, MASCLE J, CHAUMILLON E, et al. Structural setting and tectonic control of mud volcanoes from the central Mediterranean Ridge (eastern Mediterranean) [J]. *Marine Geology*, 2004, 209(1): 245-263.
- [63] TINIVELLA U, GIUSTINIANI M. An Overview of Mud Volcanoes Associated to Gas Hydrate System[M], 2012: 226-252.
- [64] 何家雄, 祝有海, 翁荣南, 等. 南海北部边缘盆地泥底辟、泥火山特征及油气地质意义[J]. *科学*, 2012, 64(2): 15-18.
- [65] HENSEN C, NUZZO M, HORNIBROOK E, et al. Sources of mud volcano fluids in the gulf of Cadiz: indications for hydrothermal imprint[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2007, 71(5): 1232-1248.
- [66] PEREZ C, FESEKER T, MIENERT J, et al. The Hakon Mosby mud volcano: 330 000 years of focused fluid flow activity at the Sw Barents Sea slope[J]. *Marine Geology*, 2009, 262(1): 105-115.
- [67] ELGER J, BERNDT C, RÜPKE L, et al. Submarine slope failures due to pipe structure formation.[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 715.
- [68] BOHRMANN G, IVANOV M, FOUCHER J, et al. Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea; new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes[J]. *Geo-marine Letters*, 2003, 23(3): 239-249.
- [69] ALOISI G, PIERRE C, ROUCHY J M, et al. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 321-338.
- [70] MAZURENKO L L, SOLOVIEV V A, BELENKAYA I, et al. Mud Volcano gas hydrates in the gulf of Cadiz[J]. *Terra Nova*, 2002, 14(5): 321-329.
- [71] FRIEDRICHS M, KRASTEL S, SPIESS V, et al. Three-dimensional seismic investigations of the Sevastopol mud volcano in correlation to gas/fluid migration pathways and indications for gas hydrate occurrences in the Sorokin Trough (Black Sea) [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2013, 9(5): 1-22.

Characteristics of submarine hydrate pingos and mud volcanoes and their effects on gas hydrate accumulation

YAN Dawei^{1,2,3}, SUN Zhilei^{2,3*}, GENG Wei^{2,3}, LI Ang^{2,3}, CAO Hong^{2,3}, XU Cuiling^{2,3}, ZHANG Xilin^{2,3}, ZHAI Bin^{2,3}, ZHANG Xianrong^{2,3}, LI Qing^{2,3}, WU Nengyou^{2,3}, CAI Feng^{2,3}, LUO Di^{2,3}, SUN Yunbao^{2,3}, ZAHNG Dong^{2,3}, ZHOU Yucheng^{2,3}, LV Taiheng^{2,3}

(1 College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2 Key Laboratory of Gas Hydrate of Ministry of Natural Resources, Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266237, China; 3 Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China)

Abstract: Submarine hydrate pingos and mud volcanos are both the products of upward migration and discharge of fluids in different phases to the surface. The shallow gas hydrate reservoirs related to these two special geological bodies have unique formation process and occurrence, and at the same time, they are also an important way of carbon-rich fluid emission. However, due to the lack of systematic investigation and research about these two geological bodies, and the lack of attention to shallow gas hydrate resources and carbon leakage, there are still obstacles in fine characterization and accurate discrimination of submarine hydrate pingos and mud volcanoes. This makes it difficult to scientifically evaluate the accumulation process and environmental effects of their associated gas hydrate resources. In this study, by summarizing the existing researches on the submarine hydrate pingos and mud volcanos, the two special geological bodies are compared from the aspects of geomorphic characteristics, internal structure and formation mechanism. The evolution the process of the two geological bodies and their influence on the related gas hydrate accumulation process are systematically analyzed, and the essential differences and relations between the two geological bodies are discussed. We hope this study might provide an important reference for the research on submarine carbon leakage and its contribution to the carbon cycle, as well as the evaluation of global shallow gas hydrate resources.

Key words: submarine gas hydrate pingo; mud volcano; gas hydrate; accumulation process; carbon emission