

鄂霍次克海浅表层天然气水合物的勘查识别和基本特征

栾锡武^{①*}, 赵克斌^②, A. Obzhirov^③, 岳保静^①

① 中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071;

② 中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 无锡 214151;

③ V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok 690041, Russia

* E-mail: xluan@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2007-10-10; 接受日期: 2007-11-30

中国科学院创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-211-01), “863”项目(编号: 2006AA09Z234), 国家自然科学基金项目(批准号: 40776032)和韩国 MOMAF 项目(编号: PM06020)资助

摘要 介绍了天然气水合物的勘查识别方法和浅表层天然气水合物的一些基本特征。水体回声系统观测到的水体火焰是海底甲烷气体喷溢的标志。在旁扫声呐图像上, 海底甲烷气体喷溢位置表现为近似圆形的亮点异常, 在海底剖面系统上表现为凸起地形, 这些陆坡上的凸起一般几百米宽, 几十米高。所有重力采样站位都是围绕这些海底气体喷溢位置布设的。岩心样品揭示, 柱状样品大都含气。含气层段的沉积物分切面表现为特有的脱气构造。在两个重力取样站位采获天然气水合物样品。水合物呈薄层状与沉积物互层, 薄层的厚度从几毫米到 3 cm 不等, 出现水合物的层段, 肉眼可见的水合物约占柱样体积的 5%~30% 不等。在出现水合物的层段, 仔细观察可以发现, 在没有水合物的区域, 微小的水合物颗粒存在于沉积颗粒之间。重力取样管中含有的气体并不完全是重力取样管上升过程中水合物发生分解形成的。在水合物的稳定域内, 当气体含量不足时, 地层中的气体仍可能以游离态的形式存在。一些特殊构造如泥火山、泥底劈等成为海底浅表层天然气水合物形成的中心。地层中的气体在沿这些特殊构造向上迁移的过程中部分气体在合适的温度压力条件下, 在地层裂隙和孔隙度较大的地层中, 和孔隙水结合形成天然气水合物。在这些构造以外的区域, 由于沉积地层中的气体含量有限, 其中的气体仍可能以游离气的形式存在, 而不是以水合物的形式存在。

关键词

鄂霍次克海
浅表层
天然气水合物
特征

鄂霍次克海位于太平洋的西北角, 千岛岛弧的内侧, 其海域面积仅次于中国的南海, 是西北太平洋大陆边缘中第二大边缘海(图 1)。鄂霍次克海大致呈菱形, 其南北两边长约 2000 km, 走向北东, 东西两边长约 1700 km, 走向南北, 除南面的千岛岛弧外, 其他三面都被高山环抱。山体高度一般超过 1000 m, 最高 3621 m。这些高大山系为鄂霍次克海提供了丰

富的沉积物来源。每年大量沉积物通过河流、冰川、滑塌等方式从周边的高山输运到鄂霍次克海沉积下来, 在其北部、西部和东部形成了世界上少有的宽广而深厚的陆架沉积体系。300 m 以浅的陆架海域占据整个鄂霍次克海的 1/3 左右。除陆架部分外, 鄂霍次克海发育德鲁根和千岛两大盆地。德鲁根盆地位于萨哈林岛的东北, 水深 1000 m; 千岛盆地位于鄂霍

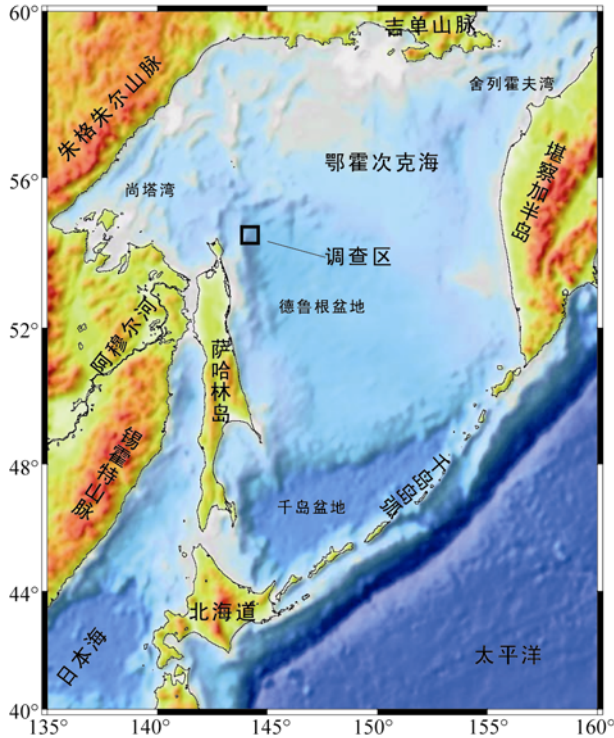


图 1 鄂霍次克海及本文调查区位置示意图

次克海的最南端, 千岛岛弧的内侧, 水深超过 3000 m. 两个盆地之间为海底高原, 水深 700 m 左右. 整个海域沉积地层发育, 陆架区沉积层厚度可达 10 km, 且以新生代沉积为主 [1-3]. 沉积地层的总有机碳含量普遍较高, 通常超过 1.0% [4-6]. 在构造上, 鄂霍次克海微板块位于太平洋板块、欧亚板块、北美板块和阿穆尔板块 4 大板块之间 [7], 并受到这 4 大板块的挤压. 由于挤压作用, 在萨哈林岛东侧陆坡区形成一系列的海底泥火山、泥底劈构造 [8-11]. 优异的构造条件和丰富的气源条件使该地区成为天然气水合物调查研究的主要目标区 [12].

20 世纪 90 年代以来, 俄罗斯科学家在鄂霍次克海开展了以天然气水合物的分布规律、成因机制, 以及海底冷泉和天然气水合物的相关关系等为主要目标的海洋地质、地球物理调查 [13,14]. 近年来, 俄罗斯以国际合作的形式开展的 KOMEX 研究项目 [10,15] 和 CHAOS 研究项目 [16] 继续在该海域开展天然气水合物的调查研究, 并开始注重浅表层天然气水合物的地质特征调查. 俄罗斯科学院远东分院“*Akademik Lavrentiev*号”考察船于 2006 年 5 月在萨哈林岛东北

陆坡地区进行了海底地形、浅地层、海底回声测量及重力取样, 并成功采获天然气水合物样品. 来自中国、俄罗斯、韩国和日本的科学家共同参加了此次联合调查活动. 本文根据“*Akademik Lavrentiev*号”的调查数据 [17], 对该地区浅表层天然气水合物的勘查识别及一些基本特征进行讨论.

1 海底甲烷喷溢的识别

本航次使用了一套水体回声测量系统来快速识别海底的甲烷喷溢. 该系统是 3 个工作频率分别为 12, 20 和 135 kHz 测深仪的集成体. 其数据采集系统将这 3 个回声仪的数据同时集合在一起, 提取并混合背散射水平信号、最后进行成像. 单次脉冲形成的水体背散射信号强度通过色彩在监视屏上表现出来. 由内波、浮游藻类、鱼群、水中悬浮体颗粒群和海底甲烷喷溢形成的气柱等, 引起的背散射信号强度超过背景噪声强度至少 20 dB, 比较容易在监视屏幕上识别出来. 而由海底甲烷喷溢形成的气柱引起的异常, 无论在信号强度和异常形态上, 都和上述其他原因引起的异常有明显不同, 表现为较高的信号强度和类似“火焰”一样的形态. 本航次使用的水体回声系统能够清楚、快捷地捕获海底甲烷喷溢形成的气柱, 从而成为海上天然气水合物调查一个非常重要手段.

研究区内共发现 30 多处海底甲烷喷溢点(图 2 中的菱形位置). 图 3 是由水体回声系统发现的一个典型海底甲烷喷溢点, 位于 LV39-01SS 测线上, 水深 840 m. 从图 3 可以看出, 一个类似火焰形状的异常体存在于海底以上的水体中, 由于信号强度和形态的差异, 该异常非常明显. 该异常体从海底一个凸起的部位向上延伸, 整体上呈细而高的柱形. 柱体高度约 400 m, 宽度约 150 m. 根据异常体颜色的变化也可明显看出, 异常中心部位的信号强度要比外围强, 最核心部位的信号强度甚至可以和来自海底的信号强度比较. 实际测量表明, 水体异常区甲烷的浓度比正常海水甲烷的浓度高很多, 由此我们可以断定该异常是海底甲烷喷溢在水体中形成气柱的反映. 因其形状类似火焰, 本文称为甲烷火焰异常.

其他甲烷火焰异常和图 3 都有着共同的特征, 只是火焰异常的高度, 强度会有变化, 另外, 由于船速

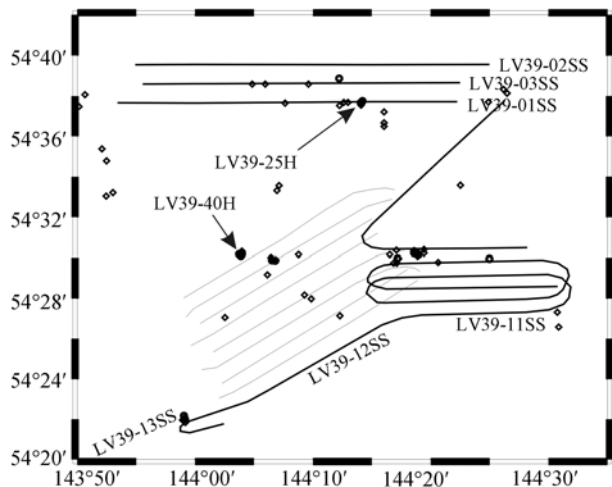


图 2 研究区地球物理测线及海底甲烷喷溢点(菱形)与重力取样点(黑圆点)的位置

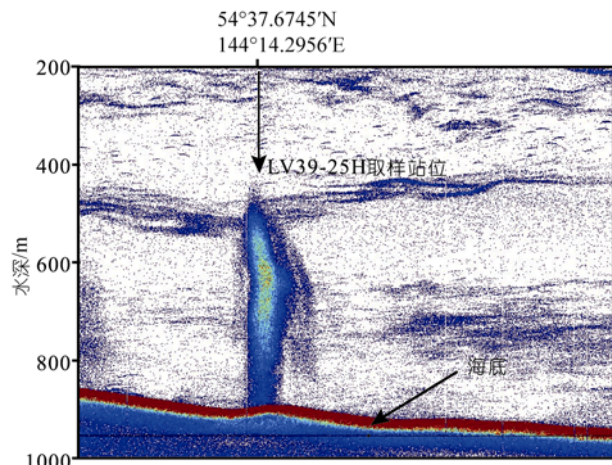


图 3 水体回声系统捕获的水体甲烷“火焰”异常

不同, 在监视器上显示出的火焰异常宽度也不同. 一般地, 对同一个海底甲烷气柱, 高船速捕获的异常要窄, 低船速情况下, 捕获的异常宽度要大.

2 海底甲烷喷溢地形的识别

使用水下拖体来识别甲烷喷溢在海底形成的特殊地形. 这个水下拖体同时具有旁扫声呐和海底剖面仪的功能. 旁扫声呐工作频率 30 kHz, 单侧扫描宽度 950 m, 开角 2.5°×50°, 分辨率 0.5 m. 海底剖面仪工作频率 8 kHz, 脉冲功率 3500 W, 开角 50°×50°, 分辨率 0.4 m. 工作时, 水下拖体被沉放到离海底较近的距离进行走航测量, 并有专门的水下定位系统为

其进行定位.

研究区位于萨哈林岛陆坡的最北端(图 1), 是鄂霍次克海北部陆坡和西部陆坡交汇的部位, 上接尚塔湾, 下接德鲁根盆地, 总体上为一陆坡地形, 水深在 300~1100 m 之间. 按照坡度和地形特征的不同, 整个陆坡从上到下可以分成 3 段, 分别为上陆坡、中陆坡和下陆坡(图 4, 测线位置见图 2). 从测深曲线上容易看出, 上陆坡的坡降明显大于中陆坡和下陆坡, 可达 4.0% 左右, 中陆坡和下陆坡的坡降相近, 为 2.0% 和 1.7% 左右. 在整个陆坡上, 海底发育很多凸起. 图 5 是海底剖面仪给出的 LV39-01SS 测线上陆坡凸起的地形特征. 这些陆坡凸起一般为低平的小丘, 宽 300 m 左右, 高 40 m 左右. 因为分布在下倾的陆坡上, 小丘的两翼并不对称, 表现为上坡较短, 下坡较长. 图 5 上, 最下端的一个凸起, 在尺寸上和其他凸起基本一致, 不同的是该凸起的顶部发育一个约 12 m 宽, 4 m 深的裂口. 类似的裂口在其他陆坡凸起上

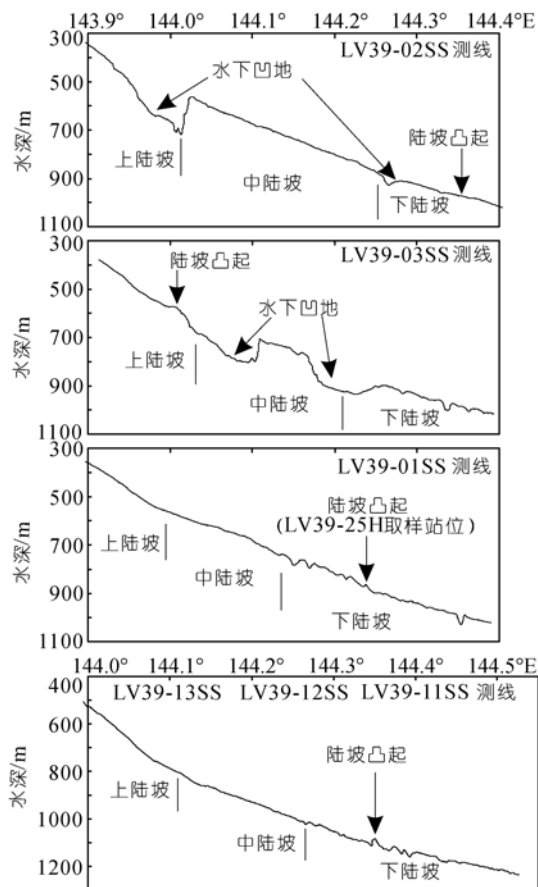


图 4 测深数据显示的陆坡地形

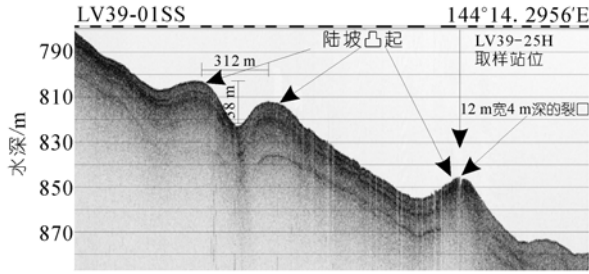


图5 海底剖面仪显示的下陆坡凸起

还没有发现. 水体回声系统发现的甲烷火焰异常位置和陆坡凸起相对应(图 3, 5). 而发育裂口的陆坡凸起位置则是采获水合物的位置.

旁扫声呐给出的结果证实, 在测深剖面看到的陆坡凸起是孤立的, 而不是呈条带状发育的沙脊或者是沙波. 这些凸起在旁扫声呐图像上表现为大致呈圆形的白色斑点, 且这些白色斑点都和甲烷火焰异常位置相对应(图 6), 是海底甲烷长期喷溢形成的特殊的海底地形. 图 6 上, LV39-25H 采样站位对应的是一个直径约 700 m 的白色亮点.

3 浅表层天然气水合物特征

采获水合物的两个站位分别是 LV39-25H 和 LV39-40H(图 2). LV39-25H 站位位于调查区北部(图 6), 属下陆坡, 具体位于下陆坡的一个凸起位置上, 水深 880 m. LV39-40H 站位位于调查区的中部, 属中陆坡靠下的位置, 水深 670 m. 这两个站位都发现明

显的水体甲烷火焰异常(图 3), 在旁扫声呐图像上都表现为明显的亮点异常(图 6).

当 LV39-25H 和 LV39-40H 站的重力取样器提升到海面时, 在海面可以观察到大量的气泡从取样器的头部喷出. 当取样管在甲板实验室打开时, 在沉积物中仍能听到气泡逸出破裂的声音, 并夹带刺鼻的 H_2S 气味. 沉积物样品以含硅藻的泥质粉砂为主, 含有大量双壳类碎屑, 以及自生碳酸盐岩结核.

LV39-25H 穿透海底以下 270 cm 的沉积地层. 在该站位, 天然气水合物出现在海底以下 150~210 cm, 230~270 cm 的层位. 从 110 cm 到柱状样品的底部, 沉积物的外观结构和 110 cm 以上部分有很大不同. 海底以下 20~110 cm 的沉积层表面光滑、平整, 但由于气体的膨胀逸出, 沉积物被断成很多截, 表面发育很多裂纹. 110 cm 以下, 沉积物表面不再光滑、平整, 而是出现很多的裂纹, 表面粗糙, 表现为特有的脱气构造. 水合物呈断续的竖脉状, 整体上形似上升的烟缕, 具有较强的飘动感(图 7(a)). 水合物脉的厚度在 1~2 cm, 大致呈香蕉片状(图 7(b)), 每片的宽度在 2~5 cm. 水合物为纯白色的固体, 用手摸上去质地较硬. 仔细观察会发现, 水合物的外表总被一层非常细小的气泡层所包围. 出现水合物的层段, 肉眼可见的水合物约占柱样体积的 5%左右. 仔细观察发现, 在出现水合物的层段, 在没有水合物的区域, 微小的水合物颗粒存在于沉积颗粒之间. 肉眼无法识别的更小

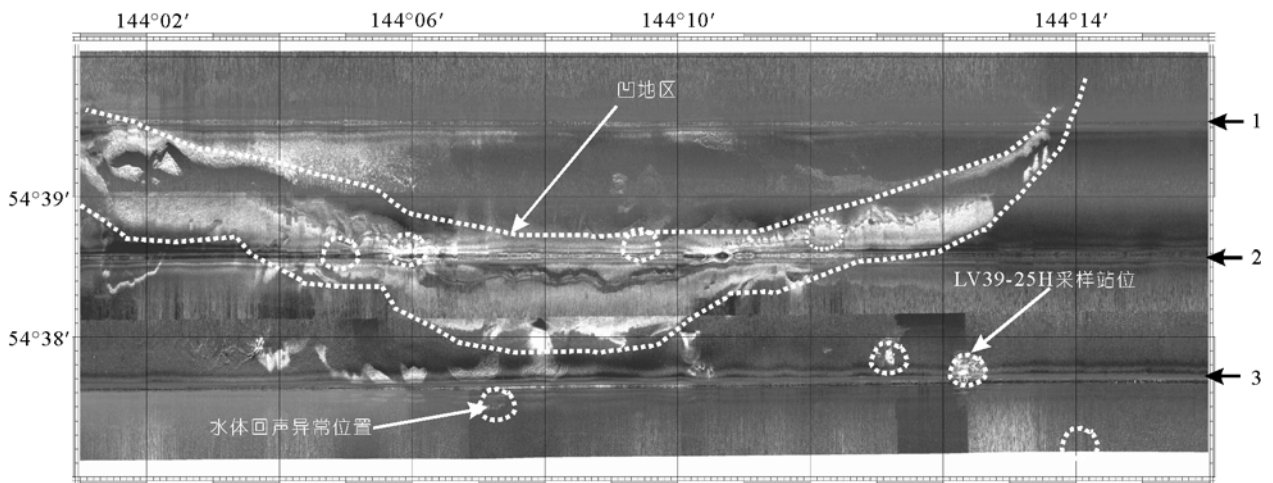


图6 旁扫声呐图像上显示的圆形亮点

白色圆圈圈出的亮点表示有水体火焰异常发现, 其中 LV39-25H 是采获天然气水合物样品的站位; 1 代表测线 LV39-02SS; 2 代表测线 LV39-03SS; 3 代表测线 LV39-01SS

的水合物胞集合体可能存在于沉积物孔隙中。

LV39-40H 穿透海底以下 265 cm 的沉积地层, 其中水合物出现的位置在 165~265 cm. 和前面含水合物的站位一样, 本站位 115~165 cm 之间脱气构造明显, 脱气构造层以下为水合物层. 该站位水合物以薄层或薄透镜的形式和沉积物互层. 水合物薄层或薄透镜大都以水平或近水平分布为主, 厚度从几毫米到 3 cm 不等. 相邻的水合物薄层之间也有很多斜的水合物脉上下穿接两个水平或近水平的水合物薄层. 水合物连接层的厚度和水平的水合物层没有规律的差别, 一般为几毫米到 3 cm 不等. 出现水合物的层段, 肉眼可见的水合物约占柱样体积的 5%~

30%(图 8). 同样, 在出现水合物的层段, 在没有水合物的区域, 微小的水合物颗粒存在于沉积颗粒之间.

重力采样管在实验室被打开后, 在海面压力条件下, 我们用手持式数字温度计测量了采样管中沉积物样品的温度. 结果显示, 沉积物的温度一般都在 2.5~4.0°C 之间, 但含水合物层段的温度明显较低, 一般情况下要比不含水合物层段的温度低 1~2°C 左右, 如, LV39-40H 站位的柱状样品含水合物部分的温度只有 0.8°C.

4 讨论

在本研究区取得的重力柱状沉积物样品大都含

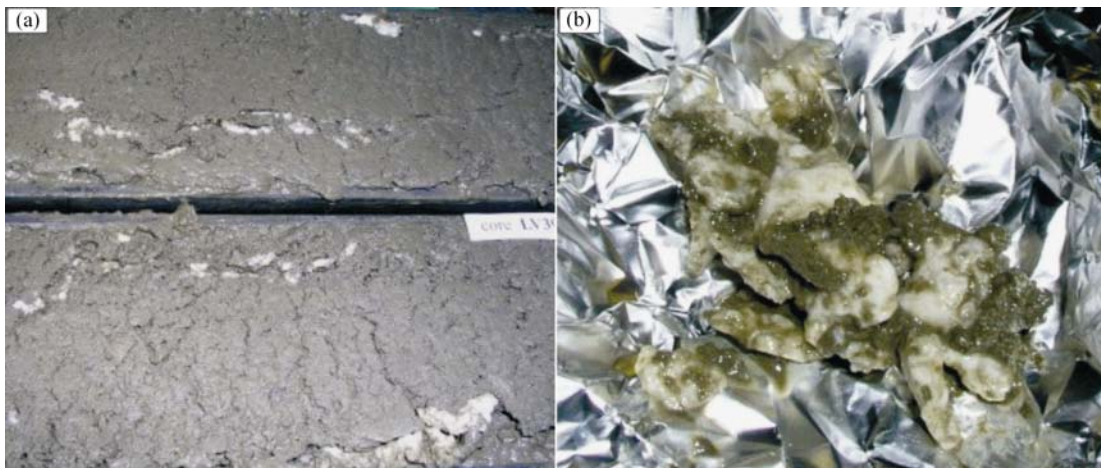


图 7 站位 LV39-25H 中的水合物

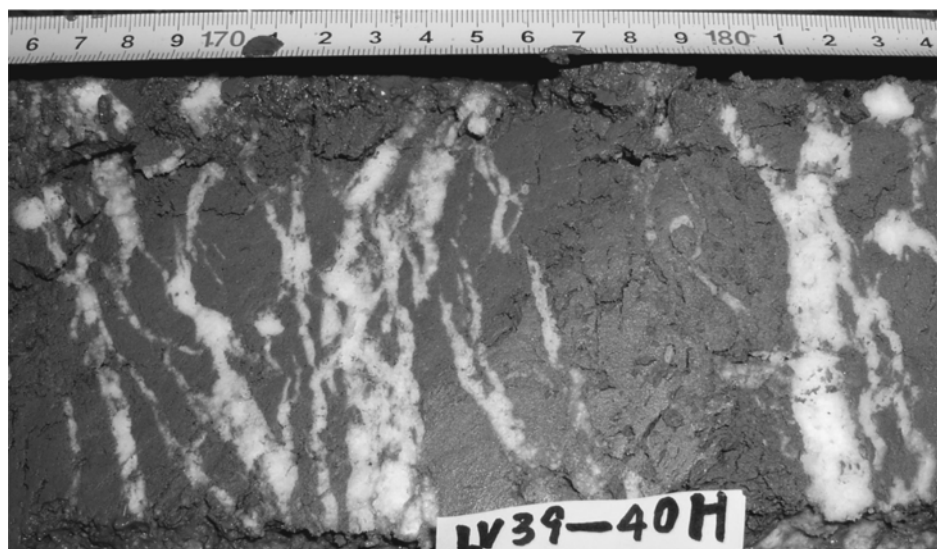


图 8 站位 LV39-40H 中的水合物

气. 沉积物中含有的气体首先在重力取样器被提到海面时能够明显看到, 在实验室用鼻子能够闻到, 用气体检测仪器能够检测到. 柱状沉积物的脱气构造也是沉积物含气的有力证据.

LV39-25H 和 LV39-40H 两个取样站位中的水合物样品在取样管刚被打开时并没有出现明显分解现象(图 7, 8). 相当一部分水合物样品, 估计有 90%, 在实验室条件下, 30 min 后仍没有出现明显分解现象. 就是说, 天然气水合物被从海底提升到甲板后并没有马上分解掉, 水合物在船上实验室内分解过程是缓慢进行的.

图 9 是本研究区典型的水体温度测量剖面. 5 月份, 陆坡区海底的温度通常在 1~2℃左右. 从海底向上, 水体温度稍有降低的趋势, 一般在 80~120 m 水深的范围, 该海区普遍存在一个低温盖层, 盖层的温度维持在 0℃左右. 从这个低温盖层到海面, 海水的温度迅速上升到 5~8℃.

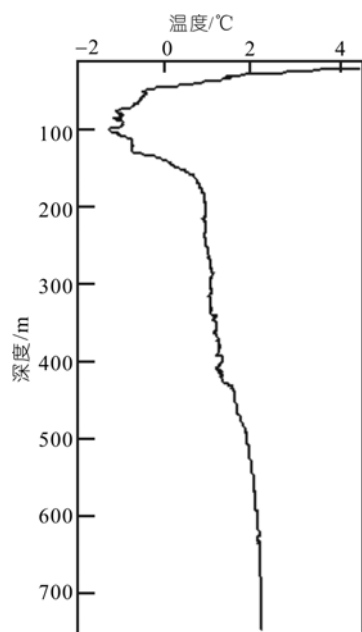


图 9 CTD 获得的研究区典型的水体温度剖面

以LV39-40H站位为例, 在水合物相图(图 10)^[18,19]上, 该站位捕获的水合物样品从海底的A点一直被提升到B点, 其温度-压力条件都处于水合物稳定域范围内, 不会发生分解, 从B点再往上就已经脱离水合物稳定域, 将开始分解. 我们测量到的含水

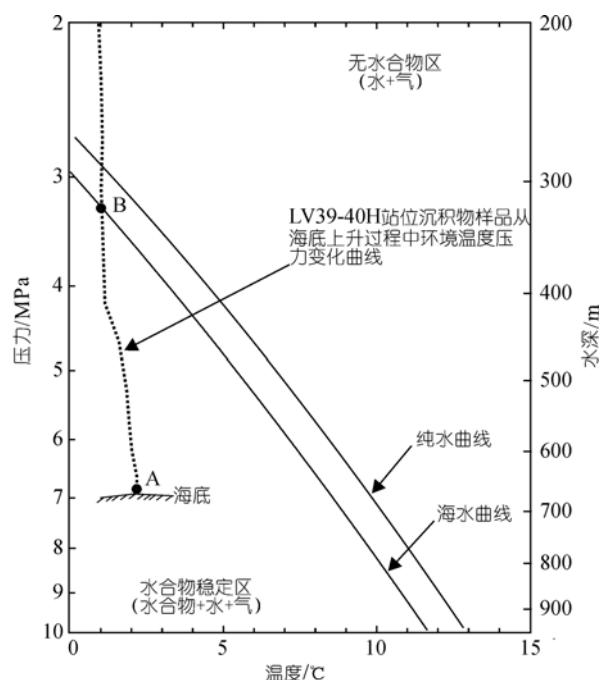


图 10 水合物在上升过程中的温度-压力变化^[18,19]

合物层段的沉积物温度降低即是水合物吸热分解的证据. 但从 B 点(330 m)上升到海面所需的时间约 5 min, 根据我们在实验室对水合物的观察, 在这么短的时间内重力采样管中的水合物一般不会完全发生分解.

我们推测, 重力取样管中含有的气体并不完全是水合物上升过程中发生分解形成的气体, 而是沉积地层本身含有部分游离态气体. 但问题是本航次所有采样站位的温压条件都在水合物稳定域之内, 地层中的气体却仍能以游离态的形式存在. LV39-25H 站位和 LV39-30H 站位水深相同, 相距只有 50 m, 显然这两个站位的海底温度和压力条件不会有很大变化, 但这两个站位一个含有水合物, 一个却不含水合物. 同样, LV39-40H 站位和 LV39-39H 站位水深相同, 相距 380 m, 两站位海底的温度和压力条件同样不会有很大变化, 但 LV39-39H 站位却不含水合物. 根据我们的观察, LV39-30H 站位和 LV39-39H 站位的沉积物中明显含气.

在实验室中, 影响水合物形成的主要因素是温度-压力条件、空间条件和气源条件^[20,21]. 同样, 在自然环境中, 这些也是影响水合物形成的主要因素, 只

是表现的方式不同. 本文讨论的是近海底浅表层的水合物, 本研究区浅表层沉积物主要是松散的泥质砂, 在这个范围内, 水合物的形成是不缺少水和空间的. 根据水合物的相图(图 10), 本研究区的采样站位都在水合物的稳定域以内, 所以温度-压力条件也不成问题. 这样, 唯一可能存在的问题的就是气源条件.

我们知道, 1 单位体积的甲烷水合物含有 164 单位体积的甲烷气体 [22]. 反过来, 要形成天然气水合物, 必须要有足够的气体来源 [21,23]. 即使在温度压力条件合适的情况下, 如果地层中的气体含量不足的话, 地层中的气体仍可能以游离态的形式存在, 而不会形成水合物. 只有当地层中的气体足够充分时, 水合物才会形成.

本航次水体回声系统发现的水体甲烷火焰是海底气体喷溢的标志 [24,25], 而旁扫声呐和海底剖面系统所确定的下陆坡凸起则是甲烷气体从海底喷出的位置(可能是泥火山、泥底劈等) [26-29]. 本航次的重力采样站位都是围绕这些海底甲烷气体喷溢位置布设的. 在这些位置, 地层中的气体供应应该是充足的 [26]. 前面已经提到, 下陆坡凸起的范围并不大(图 5), 其中真正的气体喷口(凸起上的裂口?)可能就更小. 我们猜测, 在气体喷溢位置附近的地层中, 气体充填的范围并不大, 所以水合物在其中形成的范围也非常局限. 图 11 是我们给出的海底浅表层天然气水合物形成的概念图. 一些由于构造原因形成的泥火山、泥底劈等(在海底表现为凸起地形)是地层中气体聚集的位置. 这些泥火山、泥底劈等特殊构造成为海底浅表层天然气水合物形成的中心. 其中的气体在向上迁移的过程中, 部分气体在合适的温度-压力条件下, 在裂隙发育或孔隙度较大的部位, 和其中的孔隙水结合形成天然气水合物. 在这些构造以外的区域, 由于沉积地层中的气体含量有限, 其中的气体仍以游离气的形式存在, 而不是以水合物的形式存在. 在近海底的浅表层区域, 水合物的形成还应该控制在硫酸盐-甲烷转换面以下 [30,31]. 因为在这个转换面以上, 微生物消耗了绝大部分的甲烷气体, 从而水合物不可能在这个面以上形成. 由于“*Akademik Lavrentiev* 号”科学考察船没有动力定位系统, 要对水深 1000 m 左右的水下目标进行定位采样比较困难, 可能本航

次只有 LV39-25H 和 LV39-40H 两个站位靠近海底的气体喷口, 因为那里的有足够多的气体, 所以水合物在海底气体喷口附近形成, 其他的采样站位都远离海底气体喷口, 因沉积物中没有足够的气体, 再加上硫酸盐-甲烷转换面下降, 所以地层中的气体可能仍以游离态的形式存在, 而没有形成水合物.

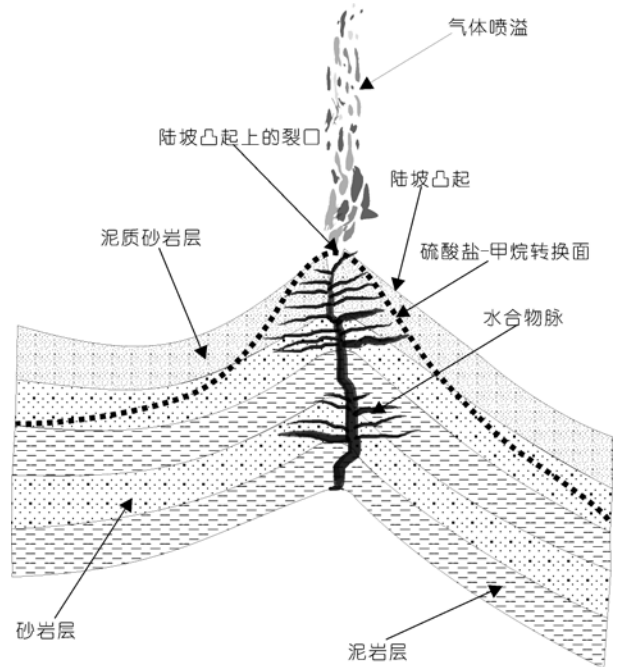


图 11 海底浅表层天然气水合物概念模型

5 结论

水体回声系统观测到的水体火焰是海底甲烷气体喷溢的标志. 在旁扫声呐图像上, 海底甲烷气体喷溢位置表现为近似圆形的亮点异常, 在海底剖面系统上表现为凸起地形, 这些陆坡上的凸起一般几百米宽, 几十米高.

本航次所有重力采样站位都是围绕这些海底气体喷溢位置布设的. 岩心样品揭示, 本研究区柱状样品大都含气. 含气层段的沉积物分切面表现为特有的脱气构造. 在两个重力取样站位获取天然气水合物样品. 水合物呈薄层状与沉积物互层, 薄层的厚度从几毫米到 3 cm 不等, 出现水合物的层段, 肉眼可见的水合物约占柱样体积的 5%~30% 不等. 在出现水合物的层段, 仔细观察可以发现, 在没有水合物的区

域, 微小的水合物颗粒存在于沉积颗粒之间。

重力取样管中含有的气体并不完全是水合物上升过程中发生分解形成的。在水合物的稳定域内, 当气体含量不足时, 地层中的气体仍可能以游离态的形式存在。一些特殊构造如泥火山、泥底劈等成为海底浅表层天然气水合物形成的中心。地层中的气体

在沿这些特殊构造向上迁移的过程中, 部分气体在合适的温度压力条件下, 在地层裂隙和孔隙度较大的岩层中, 和孔隙水结合形成天然气水合物。在这些构造以外的区域, 由于沉积地层中的气体含量有限, 其中的气体仍可能以游离气的形式存在, 而不是以水合物的形式存在。

参考文献

- 1 Kudelkin V V, Savitskiy V O, Karpey T I. Structure and evolution of the sediment cover of the near Sakhalin areas of the South-Okhotsk Basin. *Geol Pac Ocean*, 1986, 4: 3—13
- 2 Bikkenina S K, Anosov G I, Argentov V V. Crustal Structure of the Southern Okhotsk Sea according to Seismic Refraction Data (in Russian). Moscow: Science, 1987
- 3 Bogdanov N A, Khain V E. The Tectonic Map of the Sea of Okhotsk Region, Scale 1: 2500000. Moscow: Institute of the Lithosphere of Marginal Seas of RAS, 2000. 1
- 4 Ternois Y, Kawamura K, Keigwin L. A biomarker approach for assessing marine and terrigenous inputs to the sediments of Sea of Okhotsk for the last 27000 years. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65(5): 791—802 [\[DOI\]](#)
- 5 Seki O, Yoshikawa C, Nakatsuka T. Fluxes, source and transport of organic matter in the western Sea of Okhotsk: stable carbon isotopic ratios of n-alkanes and total organic carbon. *Deep-Sea Res I - Oceanogr Res Pap*, 2006, 53: 253—270
- 6 Mazurenko L, Soloviev V, Matveeva T. Methane venting on the continental margin off NE Sakhalin: nature of gas, authigenic carbonates and gas hydrates. *Geophys Res Abs*, 2005, 7: 03841
- 7 Bogdanov N A, Chekhovich V D. On collision between the West Kamchatka and Sea of Okhotsk Plate. *Geotektonika*, 2002, 36: 72—85
- 8 Savostin L A, Zonenshain L P, Baranov B V. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. In: Hilde T W C, Uyeda S, eds. *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*. Geodynamic Series AGU, 1983. 189—222
- 9 Rozhdestvenskiy S S. Evolution of the Sakhalin folds system. *Tectonophysics*, 1986, 127: 331—339 [\[DOI\]](#)
- 10 Ludmann T, Wong H K. Characteristics of gas hydrate occurrences associated with mud diapirism and gas escape structures in the northwestern Sea of Okhotsk. *Mar Geol*, 2003, 201: 269—286 [\[DOI\]](#)
- 11 Shakirov R, Obzhirov A, Suess E. Mud volcanoes and gas vents in the Okhotsk Sea area. *Geo-Mar Lett*, 2004, 24: 140—149 [\[DOI\]](#)
- 12 栾锡武, 赵克斌, 孙东胜, 等. 鄂霍次克海天然气水合物的成藏条件分析. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 23(6): 55—68
- 13 Soloviev V A, Ginsburg G D, Duglas V K. Gas hydrates of the Okhotsk Sea. *Otechestvennaya Geol (in Russian)*, 1994, 2: 10—16
- 14 Obzhirov A I, Astakhov A S, Astakhova N V. Genesis and conditions for the formation of autogenetic carbonates in the Quaternary sediments layers in the gas-anomaly area of the Sakhalin-Derugin Basin, Sea of Okhotsk. *Oceanologia*, 2000, 40: 280—288
- 15 Biebow N, Kulinich R, Baranov B. Cruise Report: KOMEX (Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment) RV Akademik M.A. Lavrentiev Cruise 29, Leg 1 and Leg 2, GEOMAR Report 110. Kiel, 2003
- 16 Shoji H, Soloviev V, Matveeva T. Hydrate-bearing structures in the Sea of Okhotsk. *EOS*, 2005, 86: 13—24. [\[DOI\]](#)
- 17 Jin Y K, Obzhirov A, Shoji H, et al. CHAOS III Project Cruise Report: RV Akademik M.A. Lavrentiev Cruise 39, May 24 - June 18, 2006. Incheon: Korea Polar Research Institute, 2007. 132
- 18 Englezos P, Bishnoi P R. Prediction of gas hydrate formation in aqueous solutions. *Am Inst Chem Eng*, 1988, 34: 1718—1721
- 19 Dickens G R, Quinby-Hunt M S. Methane hydrate stability in seawater. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 2115—2118 [\[DOI\]](#)
- 20 Sloan J. *Clathrate Hydrates of Natural Gas*. New York: Marcel Dekker, 1998. 1—100
- 21 Waseda A. Organic carbon content, bacterial methanogenesis, and accumulation processes of gas hydrates in marine sediments. *Geochemical*, 1998, 32: 143—157
- 22 Davidson D W, El-Defrawy M K, Fuglem M O. Natural gas hydrates in northern Canada, in National Research Council of Canada. *Proceedings 3rd International Conference on Permafrost* 1, 1978. 938—943

- 23 Lu H. Preliminary experimental results of the stable P-T condition of methane hydrate in a nonfossil clay. *Geochem J*, 2002, 36: 21—30
- 24 Klaucke I, Sahling H, Weinrebe W, et al. Acoustic investigation of cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea. *Mar Geol*, 2006, 231(1-4): 51—67 [\[DOI\]](#)
- 25 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. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 243(3-4): 354—365 [\[DOI\]](#)
- 26 Limonov F, Weering T, Kenyon N H, et al. Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Mar Geol*, 1997, 137(1-2): 121—136 [\[DOI\]](#)
- 27 Kruglyakova R, Gubanov Y, Kruglyakov V, et al. Assessment of technogenic and natural hydrocarbon supply into the Black Sea and seabed sediments. *Cont Shelf Res*, 2002, 22(16): 2395—2407 [\[DOI\]](#)
- 28 Somoza L, Díaz-del-Río V, León R, et al. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Mar Geol*, 2003, 195(1-4): 153—176 [\[DOI\]](#)
- 29 Naudts L, Greinert J, Artemov Y, et al. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, north-western Black Sea. *Mar Geol*, 2006, 227(3-4): 177—199 [\[DOI\]](#)
- 30 Treude T, Niggemann J, Kallmeyer J, et al. Anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction along the Chilean continental margin. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69(11): 2767—2779 [\[DOI\]](#)
- 31 Orcutt B N, Boetius A, Lugo S K, et al. Life at the edge of methane ice: microbial cycling of carbon and sulfur in Gulf of Mexico gas hydrates. *Chem Geol*, 2004, 205: 239—251 [\[DOI\]](#)