论文

深拖曳多道地震系统在北 Cascadia 边缘陆坡天然气水合物勘探中的应用

孔繁达^①, 何涛^{①*}, George D. SPENCE^②^① 北京大学地球与空间科学学院造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871;^② School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, Victoria BC, V8W 3P6, Canada

* 联系人, E-mail: taohe@pku.edu.cn

收稿日期: 2011-03-24; 接受日期: 2011-11-25

国家自然科学基金重点基金(批准号: 40830423)、国家自然科学基金青年基金(批准号: 40904029)和教育部留学回国人员科研启动基金资助

摘要 深拖曳多道地震勘探系统(DTAGS)由声学 and 地球物理阵列组成, 具有 220~820 Hz 的激发震源, 一般拖曳于海底之上 300 m 左右的高度. DTAGS 系统具有低于 6 m 的勘探波长, 比传统地震勘探更小的第一菲涅尔带半径和更大的波数采样空间, 因此能够提供高分辨率的海底沉积和构造信息. 由于高频扫描和深海拖曳的特殊性, DTAGS 震源和水听器相对位置的精确定位是后续地震成像和速度分析的基础, 因此 DTAGS 勘探数据处理质量的关键在于其阵列几何形态的反演. 在北 Cascadia 边缘陆坡天然气水合物勘探的实际应用中, DTAGS 系统显示了与低温流体汇集和水合物相关的 Cucumber 碳酸盐丘和 Bullesye 冷泉构造在横向和纵向上(海底 300~400 m 深度范围内)的高分辨率沉积和构造特征, 为评价水合物的资源状况, 研究海底低温热液的运移和汇聚模式, 及其对天然气水合物形成和分布的控制机制, 提供了丰富的信息.

关键词深拖曳地震系统
北 Cascadia 边缘陆坡
海洋天然气水合物
碳酸盐丘
冷泉

天然气水合物是在高压和低温(10~30℃)条件下由甲烷等气体分子和水形成的具有笼状晶格结构的冰样固态物质, 广泛分布于大陆边缘陆坡区几百米深的海洋沉积物中和陆地上的永久冻土带中^[1]. 据推测, 全球天然气水合物蕴藏的碳总量达 10^{17} kg, 相当于地球上已探明化石能源总量的两倍^[2,3], 很可能成为未来替代石油、天然气和煤炭的一种高效、清洁的有机能源, 具有巨大的研究和开发前景. 另一方面, 天然气水合物对环境变化意义重大, 因为其分解释放出的甲烷气体可产生 20 倍于同体积下二氧化碳的温室效应^[4], 很可能是全球变暖、冰期中止和海洋生

物灭绝的驱动力之一. 此外, 由于天然气水合物是海底沉积物的重要胶结成分, 局部温压体系扰动导致的水合物分解和游离气体大量释放, 可引起沉积层液化和抗剪强度降低, 诱发海底滑坡, 甚至地震、海啸等地质灾害^[5], 对海洋工程具有毁灭性的破坏作用. 正因为天然气水合物在资源、环境与灾害三个方面的重要地位, 使其成为 30 多年来的研究热点之一, 受到各国政府和学者的高度关注.

北 Cascadia 活动边缘的陆坡区拥有极为丰富的天然气水合物资源, 自 1987 年以来一直是研究天然气水合物的焦点区域. 在这里, 胡安德富卡(Juan de

英文引用格式: Kong F D, He T, Spence G D, et al. Application of deep-towed multichannel seismic system for gas hydrate on mid-slope of northern Cascadia margin. *Sci China Earth Sci*, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4377-4

Fuca) 板块以约 45 mm/yr 的速率俯冲于北美板块之下 (图 1(a)). 在北 Cascadia 活动边缘西侧, Cascadia 盆地有 2~3 km 厚的沉积物, 下部为前更新统的半深海沉积, 上覆更新统和全新统浊流沉积^[6]. 在沉积变形前缘, 从俯冲洋壳上刮削下来的洋盆沉积物构成了增生楔的主体. 这些增生体沿着一些巨大的深达洋壳的逆冲断层发生挤压缩短、相互重叠, 从而在陆坡底部形成众多与板块边界近平行的长条状背斜山脊. 在北 Cascadia 活动边缘东侧, 海底地貌随着一系列倾向大陆的叠瓦状逆断层的发育而迅速抬升, 沉积厚度也不断增大, 下部为变形较大的增生楔沉积, 上覆未变形的泥岩和泥质粉砂岩互层的原地陆坡沉积.

本文研究区位于加拿大温哥华岛外的陆坡中部 (图 1(b)), 拥有极为丰富的地质、地球物理勘探资料, 尤其是大量、高密度的地震资料, 以及大洋钻探计划 (ODP) 146 航次和综合大洋钻探计划 (IODP) 311 航次的多个钻探井位, 天然气水合物研究程度很高. 在该段陆坡中线附近, 一条宽约 30 km 的似海底反射 (简称 BSR, Bottom Simulating Reflector) 带大致平行于海岸线分布 (图 1(a)), 指示了水合物在该区可能广泛存在^[7]. 该地区最新的研究显示天然气水合物的形成和分布不仅受到挤压应力场背景下的区域性向上迁移的扩散流控制^[8,9], 并且与俯冲带增生沉积体系中以丝网状裂隙和断层为运移通道的低温热液汇聚关系

图 1 北 Cascadia 边缘陆坡大地构造背景图(a)及 Cucumber 碳酸盐丘和 Bullseye 冷泉附近海底地形(b)

叠加了本文用到的部分地震勘探数据 (深拖曳 DTAGS2, 单道地震网格 Teledyne 2000 和 Teledyne 2001), 以及 IODP 钻位 U1327 和 U1328

紧密, 有热液活动的沉积中天然气水合物的充填度往往更高^[10]. 一般认为, 两种海底构造样式与低温热液汇聚紧密相关, 一种为碳酸盐丘, 一种为冷泉. 然而, 对这两种构造现象在天然气水合物形成和分布的热力学和动力学机制方面的认识仍非常有限^[10].

在 2002 年 DTAGS2 科考航次中, 先进的深拖曳多道系统 DTAGS(Deep-towed Acoustics and Geophysics System)被用于获取研究区域内海底沉积的高分辨率地震信息(图 1(b)), 主要目标是获得该区 Cucumber 碳酸盐丘和 Bullseye 冷泉的精细地震结构, 以及分析含水合物层的 DTAGS 地震响应特征, 反演海底沉积层速度结构, 寻找反映水合物富集规律的地震属性, 确定含水合物层及其下伏游离气层的分布范围并估算天然气水合物的储量^[11].

1 DTAGS 系统与数据采集

DTAGS 系统是美国海军研究实验室(简称 NRL, U.S. Naval Research Laboratory)在 20 世纪 80 年代为了探测水深可达 6 km 的海底表层 500 m 到 1 km 深度内的地质构造及沉积物声波属性而设计开发的一套深拖高分辨率地震勘探系统^[12]. 本研究所使用的 DTAGS 系统是经过改进的最新版本, 由拖曳电缆、赫尔姆霍茨共振器(震源)和水听器阵列构成. 拖曳电缆连接了海面拖船与赫尔姆霍茨共振器, 电缆长度可根据海底地貌情况进行收放, 以保证震源和水听器阵列在海底之上大约 300 m 的高度随拖船运动^[11].

赫尔姆霍茨共振器主要由波形发生器、功率放大器、电容器组和匹配网络组成, 由 5 个压电陶瓷环提供动力, 发射长度 250 ms、带宽 220~820 Hz 的扫频信号, 震源声压级稳定在 200 db 左右, 可以穿透海底表层 400 m 厚的沉积物^[12]. 震源每隔 30 s 激发一次, 相当于 30 m 左右的炮点水平间距(拖船航速约为 2 节)^[11].

水听器阵列由前后两部分组成: 前半部为 24 道声学阵列, 道间距 3 m, 最小偏移距 9 m, 最大偏移距 78 m; 后半部为 24 道地球物理阵列, 道间距 15 m, 最小偏移距 93 m, 最大偏移距 438 m. 每道的接收信号通过一个 24 位模数转换器进行采集, 采样间隔 0.5 ms, 采样长度 1.9 s, 采样延迟 250 ms^[13].

整个 DTAGS 线缆有 4 个工程节点, 分别位于震源(零偏移距)和水听器阵列的第 28 道(138 m)、第 38

道(288 m)和第 48 道(438 m)位置, 用于实时记录海水压力和温度, 再进一步转换为较为准确的深度数据. 此外, 在包围 Bullseye 冷泉的一个约 1 km × 1 km 正方形区域的 4 个角顶事先放置了一个 4 单元的长基线水下声学基阵. 由于水下声学基阵的位置是已知的, 将一个中继器(称为“Rover”)和震源绑定后, 就可以通过这个水下声学网络确定震源的实时位置^[11].

DTAGS 深拖系统相对于传统海面拖曳系统的优势在于: (1) 具有重复性很强的可控震源, 避免了激发信号不稳定对地震数据质量的影响和给数据处理带来的麻烦; (2) 220~820 Hz 扫频信号的地震波波长低于 6 m, 远远小于传统低频地震勘探的波长, 提高了地震的垂向分辨能力; (3) 震源到地层反射界面的距离更短, 因此具有更小的第一菲涅尔带半径和更大的波数采样空间, 提高了地震在横向上的分辨率; 同时, 由于较短的传播路径对应较少的信号衰减, 可以采用较低声压级的震源, 因此也在一定程度上减轻了对海洋哺乳动物的危害; (4) 系统在海底之上 300 m 左右拖曳时, 最大 438 m 的偏移距能够提供最大 36°左右的反射数据, 从而可以用于海底沉积的速度结构和 AVO 地震属性分析^[12,14].

2 数据处理

由于 DTAGS 系统深拖曳、高频、高分辨率的特点, 其数据处理方法和流程具有不同于传统地震的特殊性. 首先, DTAGS 的震源是扫频信号, 因此水听器接受的信号需要跟源信号进行互相关以得到接近传统震源(空气枪、炸药等)的地震道. 然后, 在 220~250 Hz 到 510~545 Hz 的范围内进行频率均衡(frequency balancing), 实践证明对于 DTAGS 这可以获得比普通带宽滤波更好的图像质量. 另一方面, 虽然海面拖船配备的差分 GPS 系统定位精度达到 1 m, 但是连接 DTAGS 系统和拖船的电缆长达 1 km 以上且需要根据距离海底的高度进行调整, 故 DTAGS 系统的深度和相对拖船的距离及方向在整个测线上并不是固定的. 更重要的是, DTAGS 阵列由于受拖曳速度、洋流、海水浮力变化等因素的影响, 其几何形态在拖曳过程中无法保持为理想的水平直线, 而是处于一种不断变化的非线性状态. 因此, 在进行地震成像和速度分析之前, DTAGS 数据的处理需要首先解决 3 个特殊的难题: (1) 各单炮点道集水听器相对

震源位置的精确确定, 即反演阵列的几何形态; (2) 静校正基准面的选取及精确的时差校正; (3) 各炮点位置的精确确定^[11].

2.1 阵列几何形态反演和基准面时差校正

使用人工拾取的海面反射波(简称 SSR, Sea Surface Reflection)和直达波(direct)走时及工程节点上的深度数据对每一个炮点道集进行阵列几何形态反演. 假设水中地震波沿直线传播, 则震源和水听器位置的简单几何关系如图 2(a)所示. 由于 DTAGS 波长短而海面波浪起伏不定, 为了获得海面反射波的稳定波形特征, 走时的拾取在波形包络线上进行. 另外, 由于 250 ms 的采样延迟, 直达波一般只在偏移距较大的最后 3 道中可以拾取到.

首先, 根据震源和最后一个水听器(第 48 道)的深度值 d_s 和 d_r , 以及在该道上拾取的直达波和海面反射波走时 T_{direct} 和 T_{SSR} , 确定地震波在水中的平均速度 V_w 和该炮集的最大水平距离 X_h :

$$V_w = \sqrt{4d_s d_r / (T_{\text{SSR}}^2 - T_{\text{direct}}^2)}, \quad (1)$$

$$X_h = \sqrt{(T_{\text{SSR}} V_w)^2 - (d_r - d_s)^2}. \quad (2)$$

然后, 采用遗传算法反演炮点道集中其余 2 个工程节点(第 28 道和第 38 道)的水平距离以及 3 个阵列

几何形态控制点(第 24 道、第 33 道第 43 道)的深度. 其他剩余水听器的水平距离和深度则通过多项式插值计算得到, 从而最终确定 DTAGS 阵列的几何形态. 这里的优化函数定义为根据 DTAGS 阵列几何形态计算的各地震道 SSR 走时与实际拾取值之差的绝对值之和. 实际反演结果表明, 绝大部分炮点道集的优化函数收敛值小于 40 ms, 相当于平均每道的剩余 SSR 走时低于 1 ms, 甚至小于 SSR 的拾取误差, 令人满意^[11].

最后, 类似于陆上地震的静校正, 需要将震源和水听器阵列从非线性形态校正到同一水平面上. 由于 DTAGS 在整个测线上的深度变化较大, 为了避免单一基准面所带来的较大动校正和速度分析误差, 基准面时差校正仅在单炮点道集内的每个震源-水听器对进行, 即采用浮动基准面进行处理. 如图 2(b)所示, 选取震源到第 48 道的平均深度 H_d 作为独立的基准面, 如果速度已知且 B_2' 与 B_2 的距离较小, 则可以由原始射线 AB_2C 的反射波走时 T_{original} 计算得到地层反射界面的深度 H_r , 然后计算校正到基准面上的射线 $A'B_2'C'$ 的相应走时 $T_{\text{corrected}}$. 由于不同深度反射界面的射线路径并不相同, 因此时差校正使用一个小的时移窗口沿地震道步进来近似处理. 通过上述方法计算得到每个时窗顶、底的反射界面深度和校正的

图2 DTAGS 阵列上最后一道(第 48 道)的直达波(AC)和海面反射波(AB_1C)射线路径(a)及震源-水听器对的基准面时差校正示意图(以最后一道为例) (b)

据文献[11]修改. V_w 是地震波在水中的平均速度, T_{SSR} 是海面反射波的双程走时, T_{direct} 是直达波的单程走时, d_s 和 d_r 分别是震源和最后一道水听器的深度, 基准面深度 H_d 为震源-水听器对的平均深度, H_r 是反射界面深度, V 为平均地震波速, T_{original} 是原始反射波双程走时, $T_{\text{corrected}}$ 是校正后的双程走时. 原始反射路径 AB_2C 在基准面时差校正后被 $A'B_2'C'$ 所取代, 水平偏移距由原始非线性形态时的 X_h 恢复到阵列水平直线时的长度 X

基准面走时,从而得到一个新的满足震源和水听器在基准面水平的时窗,然后将原来时窗内的地震信号进行相应的拉伸或压缩后移动到新的时窗内.以往的研究指出,20 ms的时窗长度较为合理^[15].由于该时差校正是一种差分计算,海底沉积层的具体速度结构对其影响很小,因此计算时用到的地震波速可选取一个近似平均速度替代,如1600 m/s^[11].

图3展示了DT22测线上3个相邻共炮点道集在阵列几何形态和基准面进行时差校正前后的差别.可见,校正前(图3(a))反射波并未遵循双曲线型的走时形态,而校正之后(图3(b))双曲线型的走时形态得到了恢复.

2.2 DTAGS 成像

在对每一个震源-水听器对进行基准面时差校正之后,就可以对各地震道进行传统的动校正(NMO)

处理,然后用平均水声速度进一步统一校正到海平面位置,从而得到类似传统海面勘探地震的图像.然而,由于DTAGS系统的高分辨率和长电缆导致的阵列定位误差,DTAGS成像需要一些特殊的处理步骤,包括水听器剩余静校正、相邻炮点位置的精确确定和相邻炮点道集的拼合.这些处理过程主要是在波形包络线道集中进行互相关计算,而不是基于波形本身,这样有利于同相轴追踪的稳定性.

水听器剩余静校正的目的是尽可能减小不同水听器间对同一位置反射信号的走时差异.首先从全部炮点道集中抽取相同水听器的地震道构成水听器道集,然后对两两相邻水听器道集的对应地震道进行互相关以获得相对时差.这些相对时差重新按照炮点道集进行组合,然后在各炮点道集内进行低频滤波,以消除真实地层反射导致的时差.最后,残余的时差在全部炮点道集内按水听器道号进行平均,

图3 DT22测线上3个相邻共炮点道集在阵列几何形态和基准面时差校正前(a)和校正后(b)的对比

这个平均值即代表了该水听器的静校正量. 实际计算的水听器静校正量值很小(<1 ms), 这是因为相邻水听器间最大为 15 m 的偏移距要小于震源的第一菲涅尔带半径^[11].

相邻炮点道集拼合需要知道二者炮点的精确位置, 即震源连续两次激发时的水平距离和深度变化. 实际勘探中震源的激发间隔固定为 30 s, 但拖船航速约在 1.5~3 节之间变化, 故相邻震源位置的水平距离变化范围为 21~45 m. 由于 DTAGS 阵列的最大偏移距为 438 m, 因此相邻单炮点道集的共反射点(简称 CRP, Common Reflection Point)有长达 174~198 m 的重叠范围. 考虑到水下声学网络提供的震源实时位置存在大量的噪声干扰, 为了实现较为精确的 DTAGS 图像拼合, 对相邻单炮点道集的可能重叠区域进行各个 CRP 地震道反射波包络线的互相关分析,

以确定相邻单炮点的最优水平距离和深度变化, 也即地震成像的水平和垂直拼合位置. 由于大偏移距地震道的定位误差和 NMO 计算误差也较大, 因此 DTAGS 的高分辨率地震成像只采用小偏移距的声学阵列数据进行拼合. 最后, 将拼合的地震图像与“Rover”记录的震源路径相匹配, 即可插值计算出地震图像上各地震道的相应大地坐标^[11].

上述处理方法具有两个优势: (1) 震源相对位置的计算不依赖于水面差分 GPS 或水下声学网络的定位, 这在缺乏水下声学网络的勘探区域尤为重要; (2) 相邻炮点道集的精确拼合为速度分析提供了可靠的 CRP 反射信息. 应用上述方法处理后的单次覆盖地震成像不仅获得了较高的地震分辨率, 而且在相邻炮点道集的拼合位置附近具有很好的连续性.

DTAGS 勘探的成像处理流程如图 4 所示.

图 4 DTAGS 成像处理流程图

2.3 速度分析

Rowe 和 Gettrust^[16]尝试了在各个单炮点道集内对 DTAGS 数据进行速度分析. 由于各炮点道集内的 CRP 覆盖长度大于 200 m, 因此得到的海底沉积层速度结构为该段距离上的一个平均结果. 这种处理方式显然会带来较大的速度分析误差. Walia 和 Hannay^[15]在 CRP 道集内进行速度分析, 大大提高了分析精度. 然而由于以往对 DTAGS 数据的处理在阵列几何形态校正上过于简化(用直线连接各个工程节点), 无法获得震源-水听器间精确的相对位置, 使得速度分析的可靠性仍然有限.

He 等^[11]利用前述相邻炮点道集的精确拼合所获得的更为可靠的 CRP 位置信息, 对偏移距较大的 DTAGS 地球物理阵列数据进行了常规的动校正拉伸速度分析. 为了提高数据处理的信噪比, 抽取 4 个相邻的 CRP 道集组成一个超 CRP 道集. 由于单个 CRP 道集的线元长度为 7.5 m, 因此超 CRP 道集的有效线元长度即为 30 m, 约相当于相邻两个单炮点道集震源的水平间距. 与地震成像的数据处理相似, 速度分析仍然基于阵列几何形态校正和基准面时差校正的结果. 所不同的是, 每一个超 CRP 道集只需选取一个相应的基准面, 位置取在原来 4 个基准面的平均深度处, 这是因为 4 次连续的激发时间内(约 120 s)震源和水听器的深度变化通常很小. 由于 DTAGS 在研究区记录的深部反射比较微弱, 使得速度分析只能限于海底之下较浅的深度范围内.

3 应用实例

3.1 Cucumber 碳酸盐丘

Cucumber 碳酸盐丘位于研究区的西北角(图 1(b)中青色区域), 2002 年 DTAGS2 航次的 DT22 测线从其北部边缘穿过, 并与 2001 年的 Teledyne 单道海面地震勘探的 SCS70 测线大致重合. 由于这两条测线的走向为板块俯冲方向, 因此可以对海底沉积的受压变形进行不同地震频率和分辨率的比较研究.

单道的 SCS70 剖面(图 5(a))成像质量一般, 这主要是由于 Teledyne 阵列偏移距较小(约 70 m), 而海面拖拽的长距离地震波传播不能很好的应对该处复杂的海底地形. 尽管如此, Teledyne 剖面仍然清楚的显示了目标区域沉积层的主要反射特征. 中间碳酸盐

丘的成层强反射主要局限在海底约 0.05 s (双程走时)的范围内, 其下大部分为很弱的杂乱反射, 反映其核部变形强烈, 破坏了地层的连续性, 但是仍然可以见到一些残留的地层反射(例如 R3, 极性与海底相同). 比较而言, 碳酸盐丘向海(西南)和向陆(东北)的两侧, 海底沉积的成层反射连续性很好. 此外, 向陆一侧的海底地层整体向陆地方向(东北)倾斜, 并延伸到 2.1 s 之下, 然后逐渐过渡到杂乱的弱反射区. 综合判断, Cucumber 碳酸盐丘是个板块挤压背景下形成的地形高地^[17], 其边缘海底沉积的时间跟该高地形成期大致相同, 因此变形程度比其核部要小. 在背景反射较弱的区域(核部及向海一侧), BSR 表现为大致在 2.1~2.2 s 的深度范围内与海底平行的强反射, 但极性跟海底相反, 能够很好的被识别. 而在游离气大量聚集的区域, 地震显示为散乱的强反射, 并将 BSR 的准确位置给掩盖. 需要指出的是, 在碳酸盐丘靠陆一侧的坡脚处存在着一条倾向东北、倾角约 25°的强反射条带(图 5(a)中的虚线 F), 从海底一直延伸到 BSR 和游离气层的深度. 经过 F 的反射同相轴有中断现象但错动不明显, 表明 F 为一个跟逆断层有关的裂隙发育带, 是含气流体向上运移的重要通道.

与 SCS70 剖面相比, 深拖曳的 DT22 剖面(图 5(b))非常干净, 显示了更为精细的沉积和构造特征. DT22 非常清晰的勾勒出海底沉积强变形区域的界限(表现为地震空白), 例如碳酸盐丘核部, 此时 SCS70 剖面上的 R3 不能被观测到. 在向陆一侧的浅层约 25 ms 的位置存在一个清晰的强反射界面 R1, 其极性与海底反射相反, 指示了其上的沉积地层具有较高的地震波速, 可能跟观测到的海底表层被碳酸盐岩所胶结有关. 同样的 R1 在 SCS70 剖面上显示为较宽的条带状, 与海底反射的关系并不明确, 因此 DTAGS 系统的高分辨率特性使得 R1 能够在地震剖面中被分辨出来. 另一方面, 在 BSR 和游离气层上方不远处(2.0~2.1 s 之间)存在一个明显的强反射界面 R2, 其极性与海底反射相同. R2 之下很可能是一套物性较好的薄砂岩层, 来自深部的天然气和含气流体通过可延伸至 BSR 的裂隙不断运移到此处聚集并形成固态的水合物, 由此产生了 R2 样式的“水合物亮点”, 表明该处的水合物富集程度大大高于周围地层. 类似的“水合物亮点”在 Blake Ridge^[18]和 Nankai Trough^[19]也被观察到. 作为对比, SCS70 剖面上 R2 的反射强度跟周围环境相近, 难以确定其与水合物聚集的关系.

图5 Cucumber 碳酸盐丘地震剖面对比

(a) 2001 年 Teledyne 单道海面地震勘探的 SCS70 时间偏移剖面; (b) 2002 年 DTAGS2 航次的 DT22 剖面

此外, SCS70 剖面上识别出的裂隙区域 F, 在 DT22 剖面上成为一个反射弱-空白条带, 条带两侧的反轴同相轴同样未见明显错动。然而, BSR 在 DT22 上缺失, 但这并不是由于 DTAGS 震源声压级不足造成的, 因为 DTAGS 在北美大陆东岸的大西洋 Blake Ridge(ODP 站位 997)^[20]以及墨西哥湾^[21]都成功记录到了 BSR, 而且就在 Cucumber 碳酸岩丘东南的 IODP 站位 U1327 附近(图 1(b))DTAGS 也记录到了断续的 BSR 片段^[20,22]。Cucumber 碳酸岩丘的 BSR 缺失是由其自身的沉积变形情况和该区 BSR 的厚度决定

的。在 Cucumber 碳酸岩丘下面, 高度变形的沉积层导致了高频 DTAGS 信号的大幅损耗而使得其穿透能力未能达到 BSR 深度。而在 Cucumber 碳酸岩丘两侧, BSR 的缺失则反映了 BSR 并不是一个绝对反射界面, 而是具有一定厚度的地震波速由高到低渐变的薄层过渡带, 过渡带之上为完全固体的水合物充填的地层, 过渡带之下则为完全游离的气体充填的地层。在北 Cascadia 边缘陆坡的大多数地区, 这个过渡带的厚度可达 10 m, 对于低频的 Teledyne 信号可以近似作为零厚度的固-气绝对反射界面, 但 DTAGS 的短波

长(约 6 m)小于过渡带垂向尺度而在地震成像中显现速度渐变的弱反射^[22]. 在 DT22 测线上, 这种 BSR 垂向尺度与 DTAGS 波长的调谐效应使得 BSR 反射能量弱到无法识别的程度, 然而通过与水面地震系统的对比, 这种调谐效应却为研究水合物矿层的厚度、饱和度和分布情况提供了重要的线索. 最后需要说明的是, 在 DT22 剖面的碳酸盐丘内部存在着一系列东北倾向的反射界面 R4, 但是其形态跟真正的地层差别很大, 并且在 SCS70 剖面上并未见到类似构造. 因此, R4 不是真正的地层反射界面, 而是该处复杂地形所导致的来自附近高地的侧面反射.

3.2 Bullseye 冷泉

Bullseye 冷泉(图 1(b)中黄色区域)位于研究区的东南端, 海底活塞取样管勘探已经证实该处有大量的天然气水合物存在, 可以从海底一直延伸到 38 m 的深度. 2002 年 DTAGS2 航次对 Bullseye 冷泉进行了重点勘探, 目的是提供高分辨率的地震剖面, 用以跟 2000 年的 Teledyne 海面地震勘探结果进行对比分析, 从而为后续的 IODP 钻探站位选择服务.

图 6 对比显示了沿东南-西北方向的 2000 年 Teledyne 的 XL75 剖面 and 与之相邻的 2002 年 DTAGS2

的 DT16 剖面, 这两条测线均从 Bullseye 冷泉的中心位置附近穿过, 距离 IODP 站位 U1328 非常近(图 1(b)). XL75 剖面(图 6(a))清楚显示了一个位于冷泉中心的“帽状”浅层强反射界面(绿色曲线), 界面之下的沉积层地震反射振幅较弱, 与周围地层形成鲜明对比. 由于这个“帽状”强反射界面指示了冷泉中大量天然气水合物的分布形态, 因此被称为“天然气水合物帽”(hydrate cap). 水合物帽向上隆起的主要原因是由于其上部地层水合物饱和度远大于周围地层, 导致其地震波速要高于周围没有或少量水合物充填的地层中的波速, 于是具有更短的双程走时, 从而在时间剖面中呈现出向上隆起的形态.

DT16 剖面(图 6(b))显示了冷泉中心及其周围区域更为精细的沉积和构造信息. 由于 DTAGS 的主频为 400 Hz, 大大高于 Teledyne 的主频(<120 Hz), 因此二者不同波长地震波在传播过程中的差异性衰减, 以及对沉积层速度结构和地层厚度响应的差异造成了“天然气水合物帽”的形状和深度位置在 DT16 上(黑色曲线)跟在 XL75 上(绿色曲线)存在一定的差异, 最大处相差约 5~6 ms. DTAGS 的高频率同时还造成了“天然气水合物帽”自身的弱振幅(跟海底反射相比), 这跟 XL75 正好相反. 此外, 帽状

图 6 Bullseye 冷泉地震剖面对比

(a) 2000 年 Teledyne 海面地震勘探的 XL75 剖面; (b) 2002 年 DTAGS2 航次的 DT16 剖面. 绿色实线为基于 Teledyne 2000 数据的帽状构造位置, 黑色实线为基于 DTAGS 数据的帽状构造位置, 虚线矩形框指示了裂隙较为发育的区域. IODP 站位 U1328 和用于速度分析的超 CRP 道集 S317 的对应位置也在图上做了标注(据文献[11]修改)

构造之下的一系列强反射均被细密的纵向地震空白带所贯穿, 指示了一个裂隙非常发育的区域, 是含气低温热液向上运移的主要通道. 值得注意的是, 这一裂隙区也是天然气水合物的大量富集区, 这业已被 IODP 的 U1328 钻探所证实. 由于 DTAGS 在裂隙区的地震反射一致性较差, 因此在紧邻裂隙区的外部区域(超 CRP 道集 S317 的范围, 图 6(b)黑色箭头处)进行了初步速度分析. 图 7 显示了 S317 中各反射标志层的动校正结果和对应的叠加速度剖面(均方根速度与层速度). S317 的层速度跟无天然气水合物时的背景速度相当^[11], 说明冷泉机制形成的天然气水合物在横向上的分布主要受裂隙区的发育情况所控制.

4 结论

深拖曳的多道地震系统 DTAGS 相对于目前普遍采用的海面地震系统具有独特的勘探优势. 220~820 Hz 的激发震源, 低于 6 m 的勘探波长, 更小的第一菲涅尔带半径和更大的波数采样空间, 使得 DTAGS 对薄层沉积和小尺度构造的响应更为敏感, 从而能够提供海底之下 300~400 m 范围内沉积及构造的高分辨率地震解析.

由于 DTAGS 阵列在拖曳过程中始终处于一种不稳定的非线性状态, 使得震源和水听器的相对位置具有很大的不确定性. 因此, 阵列几何形态的校正作为后续地震成像和速度分析的基础, 是整个 DTAGS 地震数据处理质量好坏与否的关键. DTAGS 数据处理的关键步骤如下: (1) 根据海面反射波和直达波走时、工程节点上的深度信息反演阵列几何形态; (2) 针对每个震源-水听器对的地震道进行浮动基准面校正; (3) 基于相邻水听器道集互相关分析结果进行剩余静校正; (4) 对相邻单炮点道集的共反射点重叠区域进行互相关计算, 确定水平和垂直方向上相邻道集的最优拼合位置; (5) 在 4 个共反射点地震道组成的超共反射点道集中进行速度分析.

在北 Cascadia 边缘陆坡天然气水合物勘探的实际应用中, DTAGS 地震成像显示了相对传统地震勘探更为精细的沉积和构造特征: (1) 在 Cucumber 碳酸盐丘, 上部的未变形和弱变形区域与下部的强变形区域界限明显. 在碳酸岩丘边缘的向陆一侧海底之下, 一条东北倾向的弱-空白反射条带沟通了深层游离气层和海底浅层沉积, 指示了含气流体向上运移的裂隙通道. 位于海底之下 25 ms 的浅层强反射与海底极性相反, 表明其上地层具有更高的地震波速, 与海底表层为碳酸盐岩胶结的实际观测结果相吻合,

图 7 靠近水合物帽边缘的超 CRP 道集 S317 动校正前后对比(a)及均方根速度与层速度剖面(b)

(a)中右侧黑色小箭头指示叠加速度分析使用的各反射标志层, 其后为动校正速度; (b)中灰色填充部分为层速度的误差区间

而 2.0~2.1 s 的强反射界面则很可能是水合物大量富集于物性很好的薄砂岩层中的结果. 与水面拖拽的传统单道地震 Teledyne 相比, DTAGS 成像中缺失 BSR, 这可能是由于 DTAGS 的勘探波长小于 BSR 的垂向尺度造成的. (2) 在 Bullseye 冷泉, 靠近海底的帽状反射指示了天然气水合物的分布情况. 帽状构造之下, 一系列贯穿地层的细密纵向空白带指示了一个裂隙非常发育的区域, 这与 IODP 的 U1328 站位

钻探所证实的天然气水合物大量富集区相一致. 初步速度分析表明该处天然气水合物在横向上的分布主要受裂隙的发育情况控制.

因此, DTAGS 深拖地震勘探可以提供高分辨率的地震成像解析, 结合进一步的海底速度结构研究, 可以在海底低温热液的运移和汇聚模式, 及其对天然气水合物形成和分布的控制机制研究等方面发挥重要作用.

致谢 在此诚挚感谢本研究的合作者加拿大地质调查局太平洋地球科学中心和 Roy D. Hyndman 博士提供的 DTAGS2 航次机会, 以及美国海军研究实验室(NRL)和 Warren T. Wood 博士将 DTAGS 系统应用于 Cascadia 边缘的天然气水合物研究. 感谢 IHS Global 公司(原 Seismic Micro-Technology 公司)对 Kingdom 软件的使用授权. 感谢审稿人提出的修改建议.

参考文献

- Collett T S. Resource potential of marine and permafrost associated gas hydrates. In: Max M D, Pallenbarg R E, Rath B B, eds. *Oceanic Gas Hydrate: Guidance for Research and Programmatic Development at the Naval Research Laboratory. Proceedings of the Workshop on Naval Research Laboratory Gas Hydrate Research Program*, NRL/MR/6100-97-8124. Washington DC: Naval Research Laboratory, 1997. 24–33
- Kvenvolden K A. Methane hydrate—A major reservoir of carbon in shallow geosphere. *Chem Geol*, 1988, 71: 41–51
- Kvenvolden K A. Gas hydrates as a potential energy resource—A review of their methane content. In: Howell D G, ed. *The Future of Energy Gases—U.S. Geological Survey Professional Paper 1570*, 1993. 555–561
- Shine K P, Derwent, R G, Wuebbles, D J, et al. Radiative forcing of climate. In: Houghton J, Jenkins G J, Ephraums J J, eds. *Climate Change—The IPCC Scientific Assessment*. New York: Cambridge University Press, 1990. 41–68
- Mciver R D. Role of naturally occurring gas hydrate in sediment transport. *AAPG Bull*, 1982, 66: 789–792
- Davis E E, Hyndman R D. Accretion and recent deformation of sediments along the northern Cascadia subduction zone. *Geol Soc Am Bull*, 1989, 101: 1465–1480
- Hyndman R D, Spence G D. A seismic study of methane hydrate marine bottom-simulating reflectors. *J Geophys Res*, 1992, 97: 6683–6698
- Haacke R, Westbrook G, Hyndman R. Formation of the bottom-simulating reflector and its link to vertical fluid flow. In: Dallimore S R, ed. *Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008)*. Vancouver, British Columbia, Canada, 2008
- Hyndman R D, Davis E E. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion. *J Geophys Res*, 1992, 97: 7025–7041
- Riedel M, Collett T S, Malone M J. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, Vol. 311. Integrated Ocean Drilling Program Management International Inc, 2006
- He T, Spence G D, Wood W T, et al. Imaging a hydrate-related cold vent offshore Vancouver Island from deep-towed multichannel seismic data. *Geophysics*, 2009, 74: B23–B36
- Gettrust J F, Wood W T, Spychalski S E. High-resolution MCS in deepwater. *Leading Edge*, 2004, 23: 374–377
- Spence G, Coffin R, Hoehne J. VENTFLUX2: Report of PGC01–03, C. C. G. Vessel John P. Tully, 23 July–12 August 2001. University of Victoria, 2002
- Gettrust J, Chapman R, Walia R, et al. High resolution seismic studies of deep sea gas hydrate using the DTAGS deep towed multichannel system. *EOS Trans Am Geophys Union*, 1999, 80: 439–440
- Walia R, Hannay D. Source and receiver geometry corrections for deep towed multichannel seismic data. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 1993–1996
- Rowe M M, Gettrust J F. Fine structure of methane hydratebearing sediments on the Blake Outer Ridge as determined from deep-tow

- multichannel seismic data. *J Geophys Res*, 1993, 98: 463–473
- 17 He T, Spence G D, Riedel M, et al. Fluid flow and origin of a carbonate mound offshore Vancouver Island: Seismic and heat flow constraints. *Mar Geol*, 2007, 239: 83–98
 - 18 Gorman A R, Holbrook W S, Hornbach M J, et al. Migration of methane gas through the hydrate stability zone in a low-flux hydrate province. *Geology*, 2002, 30: 327–330
 - 19 Baba K, Yamada Y. BSRs and associated reflections as an indicator of gas hydrate and free gas accumulation: An example of accretionary prism and forearc basin system along the Nankai Trough, off central Japan. *Resour Geol*, 2004, 54: 11–24
 - 20 Wood W T, Gettrust J F, Chapman N R, et al. Decreased stability of methane hydrates in marine sediments owing to phase-boundary roughness. *Nature*, 2002, 420: 656–659
 - 21 Wood W T, Hart P E, Hutchinson D R, et al. Gas and gas hydrate distribution around seafloor seeps in Mississippi Canyon, Northern Gulf of Mexico, using multi-resolution seismic imagery. *Mar Petrol Geol*, 2008, 25: 952–959
 - 22 Chapman N R, Gettrust J F, Walia R, et al. High-resolution, deep-towed, multichannel seismic survey of deep-sea gas hydrates off western Canada. *Geophysics*, 2002, 67: 1038–1047