珠江口盆地东部海域高通量流体运移的地貌-地质-地球物理标志及其对水合物成藏的控制

匡增桂^{1*}, 方允鑫¹, 梁金强¹, 陆敬安¹, 王磊²

1. 国土资源部海底矿产资源重点实验室, 广州海洋地质调查局, 广州 510075;

2. 中国石油集团海洋工程有限公司新能源项目部, 北京 100020

* E-mail: kzg21001@163.com

收稿日期: 2017-08-12; 收修改稿日期: 2018-02-23; 接受日期: 2018-02-28; 网络版发表日期: 2018-04-20

国家自然科学基金项目(批准号: 41406068)资助

摘要 根据游离气运移的控制机制, 可以将海域水合物藏划分为汇聚高通量型和分散低通量型。在汇聚高通量型水合物藏中, 流体很容易突破上覆沉积层的压力, 直达浅层, 在海底及其附近留下一系列的地貌-地质-地球物理异常。通过对珠江口盆地东部海域钻前资料的精细解释, 在海底及浅表层发现了大量的与高通量流体运移有关的这类异常, 包括具有侵入构造特征的海底丘状体、BSR之上的亮点反射、浅表层的相位反转以及断层与隆起组成的高效流体运聚系统。2013年在珠江口盆地东部海域实施的中国第二个水合物钻探航次(GMGS2), 使得有机会对这些异常进行详细研究。钻后测井岩芯及地化数据表明, 部署在这些异常上的站位均存在高通量流体运移的现象, 因此具有侵入构造特征的海底丘状体即水合物丘、BSR之上的亮点反射, 以及断层与隆起组成的高效流体运聚系统可以作为高通量流体运移的识别标志。通过钻探区水合物的分布特征的研究, 发现高通量流体向上运移过程中, 在深部与浅部地层中的运移模式存在差异, 深部主要以气溶水的形式进行运移, 而浅部主要以单独气相的形式进行运移, 正是这种运移模式的差异, 导致在钻探区形成上下双层结构的高饱和度水合物藏。这些高通量流体识别标志及其运移模式的发现, 将有助于水合物钻探站位选取以及降低水合物钻探风险。

关键词 珠江口盆地东部海域, 水合物, 高通量流体, 地貌-地质-地球物理识别标志

1 引言

根据大洋钻探及墨西哥湾水合物钻探结果, Tréhu等(2006)总结了海域水合物藏的成藏特征, 并根据游离气的运移机制将水合物藏划分为汇聚高通量型(Focused, high-flux gas hydrate systems)及分散低通量型

(Distributed, low-flux gas hydrate systems)。研究认为在汇聚高通量型水合物藏中, 来自沉积物中的甲烷在非常高效的运移通道内会形成高通量、高浓度的汇聚流(Focused fluid flow), 这种汇聚流可以在浅层形成高饱和度的水合物藏; 而在分散低通量型水合物藏中, 由于缺乏高效的运移通道, 流体弥散, 只能形成弥散型低饱

中文引用格式: 匡增桂, 方允鑫, 梁金强, 陆敬安, 王磊. 2018. 珠江口盆地东部海域高通量流体运移的地貌-地质-地球物理标志及其对水合物成藏的控制. 中国科学: 地球科学, 48: 1033–1044, doi: 10.1360/N072017-00267

英文引用格式: Kuang Z G, Fang Y X, Liang J Q, Lu J A, Wang L. 2018. Geomorphological-geological-geophysical signatures of high-flux fluid flows in the Eastern Pearl River Mouth Basin and effects on gas hydrate accumulation. Science China Earth Sciences, 61: 914–924, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9183-y>

和度水合物藏。因此,在实际的水合物勘探过程中,要找到这种高通量型水合物藏,首先要对其找矿标志进行研究。在汇聚高通量型水合物藏中,气体供应充足,且存在高效的运移通道,流体通常以水溶气或气泡相的形式运移(Collett等, 2009)。在这种运移状态下,流体很容易突破上覆沉积层的压力,运移至浅表层,在海底及其附近留下一系列的地貌-地质-地球物理异常标志。

海底地貌异常是高通量流体运移的直接表征。20世纪80~90年代,研究人员就先后在墨西哥湾北部格林峡谷(Green Canyon)及密西西比峡谷(Mississippi Canyon)地区发现了大量的海底丘状体,这些丘状体上发育水合物露头或者埋藏很浅的脉状水合物(Brooks等, 1984, 1986; MacDonald等, 1994; Sassen等, 2001)。2002年在卡斯卡迪亚(Cascadia)边缘发现的海底丘状体也发育水合物露头(Chapman等, 2004)。近年来,在安哥拉海域宽扎盆地发现了多个与渗漏有关的海底丘状体及其下部的垂向输导系统,这些丘状体被认为可能是由于水合物生长时所伴随的浅表扩张而形成的水合物丘(gas hydrate pingoes)(Serié等, 2012)。

除了直接在海底发现与水合物相关的地貌异常外,地质学家们还力图通过地球物理资料找到高通量流体运移的证据。Roberts等(2006)致力于墨西哥湾北部陆坡海底地震反射的研究,指出海底出现的“亮点”反射可能与浅表水合物有关。Evans等(2007)在研究南里海泥火山时,发现泥火山山顶的海底地震反射出现了相位反转现象,认为这种海底的相位反转是海底沉积物中含有气体的结果。而海底之下地层表现出的相位反转很早就被认为是气体聚集的一个非常重要的指标(Anderson和Bryant, 1990; Judd和Hovland, 1992; Yin等, 2003)。例如,2009年墨西哥湾水合物钻探的Walker Ridge 313站位,其钻探结果很好地证明了地震同相轴的相位反转是游离气存在的可靠标志(Boswell等, 2012)。

Riedel等(2010)从地质角度切入流体运移通道的研究,试图解释一些BSR反射并不明显的高饱和度水合物藏的成藏过程。印度KG盆地NGHP-01-10站位并没有明显的BSR,通过地震属性分析发现,NGHP-01-10站位位于两套主要的共轭断裂组交汇的三角形区域内,而这个区域内的次级断裂在平面上呈现出多边形断层的特征,正是这个复杂的断裂系统为游离气从深

部运移至水合物稳定带提供了高效通道。

虽然前人开展了大量与高通量流体运移有关的地貌、地质及地球物理研究,但是大多没有进行钻探验证。2013年在珠江口盆地东部海域实施的中国第二个水合物钻探航次(GMGS2)的重要目标就是寻找高通量型高饱和度水合物藏,并对这些地貌-地质-地球物理异常进行验证。GMGS2获得的测井数据及随船地球化学测试结果表明,多个站位发育了高通量高饱和度水合物藏(Sha等, 2015; Zhang等, 2015, 2014)。本文利用2013年获得地震及地貌数据,研究珠江口盆地东部海域高通量流体运移现象,尝试利用水合物钻探获得的岩芯测井及地球化学资料,对钻前总结出的与高通量流体运移有关的地貌-地质-地球物理异常进行评估验证,最终建立高通量流体运移的地貌-地质-地球物理识别标志以及流体运移模式,为下一步水合物钻探站位的选取及钻前预测提供更为可靠的证据。

2 区域地质背景

南海是西太平洋最大的一个边缘海,它的北部及南部由被动大陆边缘组成,西部是一个转换型边缘,而东部则是由马尼拉海沟构成的俯冲带(Pautot等, 1986; Taylor和Hayes, 1980, 1983)。尽管南海的具体演化过程仍存在争议,但一般认为整个南海的演化可以分为3个主要阶段,第一阶段为早古近纪的张裂阶段,第二阶段为晚古近纪至早中新世的海底扩张阶段,第三阶段为晚中新世以来的封闭阶段(Wang和Li, 2009)。

珠江口盆地是一个新生代的裂陷盆地,位于南海北部陆坡的中部。珠江口盆地的构造演化可以分为两个阶段,包括始新世至渐新世的裂陷阶段以及渐新纪至第四纪的裂后热沉降阶段(Ru和Pigott, 1986)。在新生代的变质火成岩基底上覆盖了厚度超过11km的新生代沉积,主要由古近纪同裂陷期的湖相沉积及渐新纪裂后的浅海-深海相沉积组成(Huang等, 2005)。

研究区位于珠江口盆地东部海域(图1),区内海底地貌主要由大量从陆架坡折发育的大型峡谷及峡谷间的沉积脊组成,峡谷由北西向南东方向延伸,是沉积物从陆架向深海盆地输送的主要通道。峡谷间的沉积脊上发现了大量的似海底反射(BSR)(宋海斌等, 2007; Li等, 2013)以及由于甲烷渗漏形成的碳酸盐建造“九龙甲烷礁”(黄永样等, 2008; Han等, 2008),这表明研究

图 1 研究区位置图

黄框为图2(a)所在位置

区内具备较好的水合物成藏的条件以及丰富的流体运移现象。

3 地貌-地质-地球物理异常

3.1 珠江口盆地东部海域地貌异常

Serié等(2012)在研究安哥拉海域宽扎盆地的海底丘状体时,认为那些深部发育垂向输导系统,且呈现出明显的侵入构造特征的海底丘状体为水合物丘,并提出了水合物丘的4个特征: (1) 外表呈丘状; (2) 水合物丘之下无明显的喷发通道,这与常见的海底泥火山相区别; (3) 表现为侵入构造的特征,而非喷发构造,海底反射没有延伸至水合物丘内部,且不存在泥流、泥火山锥和由液化沉积物及气体喷出时所形成的负振幅异常等喷发构造特征; (4) 具有非常浅的BSR。水合物丘通常是由于水合物在浅表生长而形成,在浅表层要形成块状水合物需要很高的流体通量来维持海底沉积物及底层水的高甲烷浓度,否则水合物将发生分解

(Egorov等, 1999; Xu和Ruppel, 1999)。

通过钻前的高分辨率地震及多波束资料,在珠江口盆地东部海域识别出了4个海底丘状体,分别命名为P1~P4(图2和3)。这4个海底丘状体在多波束图上表现为明显的正地形, P1的水深为742.82m, 高度为84.46m, 宽度为458.8m; P2的水深为779.09m, 高度为47.13m, 宽度为243.5m; P3的水深为697.04m, 高度为94.28m, 宽度为575.1m; P4的水深为663.72m, 高度为70.85m, 宽度为514.8m。这4个丘状体除P2与宽扎盆地的丘状体规模类似外,其余3个均要大于宽扎盆地的丘状体。从地震剖面来看,这4个海底丘状体下部均不发育垂向的喷发通道,丘状体旁的强振幅海底反射并没有延伸至丘状体内,没有泥流、泥火山锥等喷发构造,整体呈现出侵入构造的特征,这种侵入构造的特征与通常泥火山喷发构造的特征有着明显的区别。另外,这4个丘状体之下发育非常浅的BSR,特别是P1及P4,BSR随着丘状体明显上拱,BSR之下发育显著的亮点反射,这表明可能存在大量游离气的聚集。

图2 研究区多波束海底地貌、钻探站位及测线位置

(a)位置见图1, (b)的位置见图2(a)红色虚线框. 海底丘状体P1~P4在地貌图上均表现为正地形, 浅表层出现相位反转的区域(蓝色虚线方框)也表现为正地形

图3 海底丘状体的地震反射形态及规模

3.2 珠江口盆地东部海域浅表地球物理异常

与流体渗漏有关的浅表地球物理异常包括: (1) 海

底强反射, 这通常与海底形成的硬底质有关, 包括由于渗漏形成的碳酸盐岩以及化能自养型生物群落(Roberts等, 2006); (2) 海底弱反射, 这通常与正在活跃的

泥火山喷口有关(Evans等, 2007); (3) 海底反射的相位反转, 这表明海底沉积物中含有气体(Evans等, 2007); (4) BSR之上的强振幅反射, 这可能存在高饱和度的水合物藏(Noguchi等, 2011). 这些BSR之上或浅表层的地球物理异常大多被后续的取样、海底观察以及钻探所证实, 是非常可靠的研究浅表层高通量流体运移的地球物理识别标志.

珠江口盆地东部海域发现了其中的两种浅表地球物理异常, 包括BSR之上的强振幅或者“亮点”反射以及浅表层直至海底的相位反转(图4). BSR之上的“亮点”反射从地震剖面来看(图4a和b), 分布的范围极小, 延伸距离很短, 相位与海底反射相同, 表明亮点反射下伏地层速度要比上覆地层速度更高, 特别是图4a所在的亮点反射位于一个被埋藏的古丘体之上(Sha等, 2015), 这很可能是一个与GMGS2-09站位类似的古水合物丘. 亮点反射之下有非常连续且显著的BSR、BSR下部发育大量的强振幅反射, 表明存在较强的流体运移现象.

另一种在研究区内发育的浅表地球物理异常为相位反转, 相位反转很早就被认为是气体聚集的一个非常重要的地球物理现象, 并且在墨西哥湾的钻探中已经得到了证实. 研究区内的相位反转表现为从BSR的位置一直延伸至海底(图4c和d), 并在海底发育相对正异常的地貌单元(图2), 这表明游离气可能一直运移至海底, 并在海底形成小规模碳酸盐丘. 另外, 从地震剖面上可以看出, 相位反转从下至上的路径并不总是呈直线, 这表明气体在向上运移的过程中可能会沿着阻力最小的路径来进行运移.

3.3 珠江口盆地东部海域高效通道

涉及流体运移的高效通道包括断裂及砂岩等高渗透层(Collett等, 2009; Tréhu等, 2006). 断裂系统控制水合物成藏研究的最为详细的例子来自于印度KG盆地的NGHP-01-10站位, Riedel等(2010)认为深部丰富的气源以及一个呈三角形的断裂系统联合控制了 this 高饱和度的水合物藏; 而对砂岩等高渗透层控制流体运移研究的较为详细的例子来自于大洋钻探204航次(ODP Leg 204), Tréhu等(2003)认为一个夹火山灰的砂岩层(Horizon A)可能是将流体从深部运移至浅部的通道. 上述研究表明, 在一些既没有异常地貌, 也不发育浅表层地球物理异常的地方, 通过对其流体运移通道

的研究, 也可能找到一些高通量型水合物藏.

珠江口盆地东部海域也发现一些深部发育深大断裂, 同时存在局部隆起的区域(图5). 这种位置对于流体的运移和聚集都具备非常好的地质条件, 深部流体经断裂往上运移, 然后被上部的隆起所捕获, 从而形成水合物藏. 从地震剖面来看, 该区域发育了大量的深大断裂, 在断裂的下部由于受流体运移的影响, 呈现出杂乱的地震反射特征, 但是上部地层成像较好, 其产状受断层的影响发生了明显的变化, 由这些断裂组成的断裂带的发育, 为游离气的运移提供了高效的通道. BSR的发育也非常连续且显著, 在BSR之下, 沿着断裂发育了大量的“亮点”反射, 这可能是由于流体沿着断裂向上运移而形成.

4 钻后评估及高通量流体运移的识别标志

上述对珠江口盆地东部海域钻前资料的研究以及国外文献的调研, 表明地貌异常、浅表地球物理异常以及高效运移通道可能对是否存在高通量流体运移具有指示意义, 但我们是否可以将这些作为识别标志, 用于下一次的钻探站位的选取, 则需要经过钻后资料的评估. GMGS2钻探航次提供了一个很好的机会, 来检验这些异常是否可以作为高通量流体运移的识别标志.

通过钻后资料来验证是否存在高通量流体的运移, 可以用以下几个方法来进行判断: (1) 是否存在浅层的水合物, 分散低通量型水合物藏中的水合物主要赋存在BSR附近, 而汇聚高通量型水合物藏往往在很浅的位置发育水合物(Tréhu等, 2006); (2) 是否在很浅的位置就发生了甲烷的厌氧氧化反应(Borowski等, 1996). 深水环境中, 甲烷的厌氧氧化反应($\text{SO}_4^{2-} + \text{CH}_4 \rightarrow \text{HS}^- + \text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O}$)是一种非常重要的甲烷消耗过程(Barnes和Goldberg, 1976; Reeburgh, 1976, 1980), 来自深部的甲烷与从海水中扩散而来的硫酸盐在微生物的催化下发生厌氧氧化反应, 在这个过程中, 硫酸盐也随之被消耗, 并促使碳酸岩矿物的析出. 如果甲烷的通量越高, 厌氧氧化反应就会在更浅的位置发生, 硫酸盐浓度为0的位置也就越浅, 碳酸岩矿物析出的位置也会变浅. 因此, 可以通过测量硫酸盐浓度为0的深度以及碳酸岩出现的位置来判断甲烷厌氧氧化反应发生的深度, 进而评估甲烷通量. Borowski等(1996)

图 4 BSR之上亮点((a), (b))及浅表层相位反转地震反射特征((c), (d))

注意GMGS2-08站位所在位置的亮点反射为一个古丘体的顶

在美国大西洋大陆边缘卡罗琳隆起的研究表明, 当硫酸盐浓度为0的位置位于海底之下10m时, 甲烷的实际通量是扩散平衡状态下的6倍.

4.1 水合物丘

从地震反射特征来看, 在珠江口盆地东部海域发现的这4个海底丘状体的特征与Serié等(2012)在安哥

拉宽扎盆地发现的丘状体特征非常类似, 但是Serié等(2012)仍然缺乏钻探资料来证实他们的论断, GMGS2钻探航次在其中的一个丘状体P4上部署了一个站位GMGS2-09(图3和6a), 尝试通过钻后资料来研究这种具有侵入构造特征的海底丘状体是否为水合物丘, 是否存在高通量流体的运移, 水合物丘是否可以作为高通量流体运移的地貌识别标志.

图5 深部断裂与局部隆起组成的高效流体运聚系统

沿着断裂发育的亮点反射可能表明游离气的运移

GMGS2-09站位于丘顶(图6a), 无法下放测井仪器, 没有获得随钻测井数据, 但进行了岩芯取样. 在最开始的站址选址过程中, ROV(水下机器人)在丘顶发现了大面积的碳酸岩(图6b和c), 从取得的岩芯来看, 0~0.42mbsf(meters below seafloor)主要为气孔状角砾灰岩(图6d), 不同颜色不同期次的角砾胶结在一起, 表明存在多期的流体活动, 在海底位置的碳酸岩还胶结了一些生物贝壳及深水珊瑚骨架; 在7.5~8.65mbsf发现了最浅的含水合物层, 岩芯呈粥状构造(图6e), 由水合物强烈分解形成, 红外成像也显示出了低温异常(图6f), 表明水合物的存在; 从硫酸盐剖面来看(图6g), 硫酸盐为0的位置在10.33mbsf, 表明甲烷通量很高, 硫酸盐在极浅的位置消耗殆尽.

上述钻后资料表明, 这种具有侵入构造特征且发育很浅BSR的海底丘状体可以认为是水合物丘, 丘顶发育大面积的碳酸岩, 水合物赋存在海底之下很浅的位置, 硫酸盐剖面证实存在高通量的流体运移现象, 因此水合物丘可以作为高通量流体运移的识别标志.

4.2 BSR之上亮点反射

GMGS2钻探航次把BSR之上的“亮点”反射作为

一个非常重要钻探目标来实施钻探, GMGS2-08、GMGS2-07两个站位于BSR之上发育有“亮点”反射的位置(图4a、b和7a), 以验证这种浅层的地球物理异常是否与高通量型水合物藏相关, 是否存在高通量流体的运移, 这种浅表地球物理异常是否可以作为高通量流体运移的识别标志.

GMGS2-08站获得了完整的随钻测井、岩芯及地化数据(图7b). 测井数据表明, GMGS2-08站出现了3个测井异常层, 层A在9~22mbsf出现了高阻异常, 电阻率最高达到 $15\Omega\cdot\text{m}$, 取样结果显示为脉状水合物, 层B在58~62mbsf出现了高阻、高声波速度以及高密度异常, 取样结果显示为气孔状角砾灰岩, 层C在66~98mbsf出现了高阻、高声波速度以及低密度异常, 部分层段电阻率超过了 $1000\Omega\cdot\text{m}$, 取样结果显示主要发育块状水合物. 合成记录表明亮点主要是由于第二段的气孔状角砾灰岩引起(图7a), 突然增大的密度和速度在界面上产生了较大的波阻抗差. 这段角砾灰岩同样是多期胶结, 并发现有生物贝壳, 与GMGS2-09站丘顶的角砾灰岩非常类似, 推测具有相似的成因, 这也证实了GMGS2-08站曾发育一个古水合物丘, 后期被沉积物所埋藏的过程. GMGS2-08站还在很浅

图6 过GMGS2-09站位地震剖面(a)、丘顶发育的大面积的碳酸盐岩(b)和(c)、钻井获取的岩芯(d)、钻井获取的粥状沉积物(e)、粥状沉积物的红外成像显示出蓝色低温异常(f)和硫酸盐剖面(g)图
(d) GMGS2-09B-1M-1, 0~0.42mbsf; (e) GMGS2-09B-3M-2a, 7.5~8.65mbsf; (f) GMGS2-09B-3M-2a, 7.5~8.65mbsf

图7 过GMGS2-08站位的地震剖面(a)、GMGS2-08站位的随钻测井曲线(b)、钻井获取的岩芯(c)~(f)、岩芯显示的粥状构造(g)以及硫酸盐剖面(f)图
(a) A、B、C三段分别对应于图(b)中的A、B、C三段测井异常; (b) 随钻测井曲线, 显示出三段测井异常; (c) GMGS2-08B-1H-1, 0.95~1.19mbsf; (d) GMGS2-08C-1H-1, 2.89~3.17mbsf; (e) GMGS2-08C-1H-3, 6.08~6.27mbsf; (f) GMGS2-08C-2A-3, 12.32~12.54mbsf; (c)~(f) 黄色虚线内为灰白色碳酸盐结核; (g) GMGS2-08C-2A-1, 10~10.36mbsf

的岩芯中(GMGS2-08B-1H-1, 0.95~1.19mbsf; GMGS2-08C-1H-1, 2.89~3.17mbsf; GMGS2-08C-1H-3, 6.08~6.27mbsf; GMGS2-08C-2A-3, 12.32~12.54mbsf)发现了碳酸岩结核(图7c~f), 碳酸岩结核相比周围粘土, 颜色发白且易干裂, 是甲烷厌氧氧化反应的产物. 同时也在很浅的位置发现了含水合物层特殊的粥状构造(图7g), 硫酸盐剖面显示硫酸盐为0的位置在6.4mbsf(图7h), 表明甲烷通量很高.

上述钻后资料表明, BSR之上的亮点反射可能是由于古流体渗漏形成的碳酸岩所引起, 在碳酸岩层的上下均有水合物的发育, 上部的水合物层出现在很浅的位置, 浅层碳酸岩结核的发育标志着甲烷厌氧氧化反应发生在极浅的深度, 硫酸盐剖面也证实存在高通量的流体运移现象, 因此这种BSR之上的亮点反射可以作为高通量流体运移的识别标志.

4.3 高效运聚系统

GMGS2钻探航次把深部断裂加局部隆起的构造组合作为一个非常重要的钻探目标来实施钻探, GMGS2-16站位被部署在一个下部发育断裂, 上部存在局部隆起的位置(图5和8a), 以验证这种构造组合是

否有利于高通量流体的运移, 是否可以作为一种高通量流体运移的地质识别标志用于以后的钻探站位选取.

GMGS2-16站位也获得了完整的随钻测井、岩芯及地球化学数据(图8b). 测井数据表明, GMGS2-16站位发育了2段测井异常, 层A在12~29mbsf出现了高阻异常, 电阻率最高达到29 $\Omega\cdot\text{m}$, 取样结果显示为脉状水合物, 层B在192~219mbsf出现了高阻、高声波速度异常, 取样结果显示为高饱和度的弥散状水合物, 保压岩芯释压结果显示所有样品的饱和度达到44~55%; 红外成像也显示在很浅的位置(GMGS2-16D-2H-4, 14.5~16mbsf; GMGS2-16D-2H-5, 16~17.5mbsf)就出现了低温异常(图8c和d), 表明水合物的存在; 在几乎近海底的位置(GMGS2-16B-1H-cc, 2.92~3.21mbsf)发现了灰白色且发育干裂缝的碳酸盐结核(图8e); 硫酸盐剖面显示硫酸盐为0的位置在13.69mbsf, 表明存在很高的甲烷通量.

以上的钻后资料表明, 在这种深部发育断裂, 浅部发育隆起的位置是非常有利于游离气的运移和聚集. 水合物和碳酸岩均在极浅的位置出现, 硫酸盐剖面也证实存在高通量的流体运移, 钻后大量气体的渗漏表

图8 过GMGS2-16站位的地震剖面(a)、GMGS2-16站位的随钻测井曲线(b)、岩芯的红外成像显示出蓝色低温异常(c)和(d)、黄色虚线内显示灰白色碳酸盐结核(e)以及硫酸盐剖面(f)

(a) A、B两段分别对应于图(b)中的A、B两段测井异常; (b) 随钻测井曲线, 显示出两段测井异常; (c) GMGS2-16D-2H-4, 14.5~16mbsf; (d) GMGS2-16D-2H-5, 16~17.5mbsf; (e) GMGS2-16B-1H-cc, 2.92~3.21mbsf

明GMGS2-16站位存在非常高效的流体运移和聚集, 这种断裂与隆起的构造组合形成了一个非常高效的流体运聚系统。

5 高通量流体运移与水合物成藏

5.1 流体运移通道

GMGS2钻探结果以及地震剖面显示, 存在高通量流体运移的站位, 深部均呈现出大量的杂乱反射, 类似于“气烟囱”构造, 但根据浅地层产状的变化, 该区域明显发育了大量的深大断裂(图5), 这些断裂组成了北东东向的断裂带, 正是这些断裂带的活跃, 为游离气的运移提供了高效通道, 并在深层影响了地震成像质量, 形成了似“气烟囱”构造。因此, 钻探区的流体运移主要受北东东向断裂带的控制, 运移通道主要是断裂带及其衍生的微小裂缝, 而不是地震剖面上显示出来的“气烟囱”, 这些“气烟囱”只是流体在沿着断裂带运移时的地球物理响应。

5.2 水合物分布特征

GMGS2钻探结果显示, 在存在高通量流体运移的区域, 无论是水合物丘、亮点反射及隆起发育的区域, 均存在上下两层水合物, 浅表层主要发育脉状水合物, 深部则发育块状或孔隙充填型水合物(图6~8)。浅表层水合物主要分布在7~28mbsf, 深部的水合物层主要分

布在64~218mbsf。其中水合物丘中的水合物埋藏最浅, 在7m左右, 其次是亮点反射之上的水合物, 埋藏在9m左右, 隆起区浅部水合物埋藏在14m左右。水合物不同的埋藏深度反应了不同的甲烷通量, 埋藏的越浅需要的甲烷通量越高, 以维持周围沉积物中的高甲烷浓度, 使得浅层水合物能稳定存在。

5.3 流体运移模式及水合物成藏

甲烷在沉积物中有3种运移模式: (1) 扩散作用; (2) 溶解在水中, 随水一起运移; (3) 以单独气相在浮力的作用下向上运移(Collett等, 2009)。以扩散作用为主的气体运移被证实是一个非常缓慢低效的过程, 一般来说很难形成高饱和度水合物藏, 而后两种运移过程则是相对高效的, 是形成高饱和度水合物藏主要的流体运移方式(Xu和Ruppel, 1999)。根据研究区内流体运移通道以及水合物的分布特征, 以BSR为界, 可能存在两种不同的运移模式(图9)。

首先在BSR界面之下, 推测流体主要是以气溶水对流的形式进行运移, 深部含饱和甲烷的流体沿着断裂带向上以对流的形式运移, 并在深部形成似“气烟囱”的反射特征, 流体向上运移到水合物稳定带的过程中, 随着压力的降低, 甲烷的溶解度降低, 甲烷从流体中析出, 与流体中的水在BSR附近的沉积物中形成深层的水合物层, 并在BSR之下形成强振幅反射。这一水合物的形成过程消耗了大部分流体和地层中的水,

图9 高通量流体地貌-地质-地球物理响应及流体运聚模式

直接影响了BSR之上的流体运移模式.

BSR之上的流体推测主要以单独气相的形式进行运移, 这是因为浅层水合物均分布在海底之下很浅的位置, 而上下两层水合物之间的地层虽然也位于水合物稳定带内, 但没有水合物生成, 如果流体仍然是以气溶水的形式在这个区域内运移, 则应该有水合物的生成. 因此可以推测, 深部水合物的形成, 消耗了流体中的绝大部分水, 再加上甲烷溶解度进一步降低以及气液运移速度的差异, 最终表现出过量的甲烷气体以单独气相的形式向上运移, 在浅部进入到海水影响的区域内, 与海水形成浅层水合物.

因此, BSR之上地层根据其含水性的差异, 可以分为3个带, 紧靠BSR之上地层为流体影响带, 该带受向上运移的流体的影响, 气、水、水合物三相共存, 满足形成水合物的物质条件; 在这之上可能存在一个“缺水带”, 水主要以束缚水的形式存在, 自由水含量极低, 游离气在其中运移时很难形成水合物; 海底之下则为海水影响带, 以单独气相运移的甲烷气体在这个带内与海水形成浅层水合物(图9).

6 结论

(1) 利用钻前获得的地震及多波束资料, 在珠江口盆地东部海域发现了4个海底丘状体, 这4个海底丘状体均具有侵入构造的特征, 而与具有喷发构造特征的泥火山相区别, 在丘状体下部发育很浅的BSR, 这些特征均与安哥拉宽扎盆地发现的水合物丘相类似.

(2) 在珠江口盆地东部海域发现了两种浅表地球物理异常, 包括BSR之上的强振幅或者“亮点”反射以及浅表层直至海底的相位反转, 这两种地震反射现象均与流体渗漏有关.

(3) 在珠江口盆地东部海域发现一些深部发育深大断裂, 同时浅部存在局部隆起的区域, 这种深部断裂加局部隆起的构造组合是一种高效的流体运聚系统.

(4) 钻后结果表明, 具有侵入构造特征且发育很浅BSR的海底丘状体可以认为是水合物丘, 是由于水合物在浅表生长而形成, 丘顶发育大面积的碳酸岩, 水合物赋存在海底之下很浅的位置, 硫酸盐剖面证实存在高通量的流体运移现象; BSR之上的亮点反射是由于古流体渗漏形成的碳酸岩所引起, 水合物层出现在

很浅的位置, 硫酸盐剖面也证实存在高通量的流体运移现象; 深部断裂加局部隆起的构造组合是一个非常高效的流体运聚系统, 水合物和碳酸岩均在极浅的位置出现, 硫酸盐剖面也证实存在高通量的流体运移.

(5) 水合物丘、浅表地球物理异常以及高效的运聚系统可以作为高通量流体运移存在的识别标志.

(6) 高通量流体在向上运移过程中, 深部与浅部地层中的运移模式存在差异, 深部主要以气溶水的形式进行运移, 而浅部主要以单独气相的形式进行运移, 正是这种运移模式的差异, 导致在地层中形成上下双层结构的高饱和度水合物藏.

致谢 感谢广州海洋地质调查局允许将此文发表. 同时感谢两位匿名审稿人提出的建设性修改意见, 以提高文章质量.

参考文献

- 黄永祥, Suess E, 吴能友. 2008. 南海北部陆坡甲烷和天然气水合物地质-中德合作SO-177航次成果专报. 北京: 地质出版社
- 宋海斌, 吴时国, 江为为. 2007. 南海东北部973剖面BSR及其热流特征. *地球物理学报*, 50: 1508–1517
- Anderson A L, Bryant W R. 1990. Gassy sediment occurrence and properties: Northern Gulf of Mexico. *Geo-Mar Lett*, 10: 209–220
- Barnes R O, Goldberg E D. 1976. Methane production and consumption in anoxic marine sediments. *Geology*, 4: 297–300
- Brooks J M, Kennicutt M C, Fay R R, McDonald T J, Sassen R. 1984. Thermogenic gas hydrates in the gulf of Mexico. *Science*, 225: 409–411
- Brooks J M, Cox H B, Bryant W R, Kennicutt Ii M C, Mann R G, McDonald T J. 1986. Association of gas hydrates and oil seepage in the Gulf of Mexico. *Org Gechem*, 10: 221–234
- Borowski W S, Paull C K, Ussler W. 1996. Marine pore-water sulfate profiles indicate *in situ* methane flux from underlying gas hydrate. *Geology*, 24: 655–658
- Boswell R, Collett T S, Frye M, Shedd W, McConnell D R, Shelander D. 2012. Subsurface gas hydrates in the northern Gulf of Mexico. *Mar Pet Geol*, 34: 4–30
- Chapman R, Pohlman J, Coffin R, Chanton J, Lapham L. 2004. Thermogenic gas hydrates in the northern Cascadia margin. *Eos Trans AGU*, 85: 361–368
- Collett T S, Johnson A H, Knapp C C, Boswell R. 2009. Natural gas hydrates: A review. In: Collett T S, Johnson A H, Knapp C C, Boswell R, eds. *Natural Gas Hydrates-Energy Resource Potential*

- and Associated Geologic Hazards: AAPG Memoir 89. 146–219
- Egorov A V, Crane K, Vogt P R, Rozhkov A N, Shirshov P P. 1999. Gas hydrates that outcrop on the sea floor: Stability models. *Geo-Mar Lett*, 19: 68–75
- Evans R J, Stewart S A, Davies R J. 2007. Phase-reversed seabed reflections in seismic data: Examples related to mud volcanoes from the South Caspian Sea. *Geo-Mar Lett*, 27: 203–212
- Han X, Suess E, Huang Y, Wu N, Bohrmann G, Su X, Eisenhauer A, Rehder G, Fang Y. 2008. Jiulong methane reef: Microbial mediation of seep carbonates in the South China Sea. *Mar Geol*, 249: 243–256
- Huang C J, Zhou D, Sun Z, Chen C M, Hao H J. 2005. Deep crustal structure of Baiyun Sag, northern South China Sea revealed from deep seismic reflection profile. *Chin Sci Bull*, 50: 1131–1138
- Judd A G, Hovland M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Cont Shelf Res*, 12: 1081–1095
- Li L, Lei X, Zhang X, Sha Z. 2013. Gas hydrate and associated free gas in the Dongsha Area of northern South China Sea. *Mar Pet Geol*, 39: 92–101
- MacDonald I R, Guinasso Jr N L, Sassen R, Brooks J M, Lee L, Scott K T. 1994. Gas hydrate that breaches the sea floor on the continental slope of the Gulf of Mexico. *Geology*, 22: 699–702
- Noguchi S, Shimoda N, Takano O, Oikawa N, Inamori T, Saeki T, Fujii T. 2011. 3-D internal architecture of methane hydrate-bearing turbidite channels in the eastern Nankai Trough, Japan. *Mar Pet Geol*, 28: 1817–1828
- Pautot G, Rangin C, Briaes A, Tapponnier P, Beuzart P, Lericolais G, Mathieu X, Wu J, Han S, Li H, Lu Y, Zhao J. 1986. Spreading direction in the central South China Sea. *Nature*, 321: 150–154
- Reeburgh W S. 1976. Methane consumption in Cariaco Trench waters and sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 28: 337–344
- Reeburgh W S. 1980. Anaerobic methane oxidation: Rate depth distributions in Skan Bay sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 47: 345–352
- Riedel M, Collett T S, Kumar P, Sathe A V, Cook A. 2010. Seismic imaging of a fractured gas hydrate system in the Krishna-Godavari Basin offshore India. *Mar Pet Geol*, 27: 1476–1493
- Roberts H H, Hardage B A, Shedd W W, Hunt Jr J. 2006. Seafloor reflectivity—An important seismic property for interpreting fluid/gas expulsion geology and the presence of gas hydrate. *Lead Edge*, 25: 620–628
- Ru K, Pigott J D. 1986. Episodic rifting and subsidence in the South China Sea. *AAPG Bull*, 70: 1136–1155
- Sassen R, Sweet S T, Milkov A V, DeFreitas D A, Kennicutt II M C. 2001. Thermogenic vent gas and gas hydrate in the Gulf of Mexico slope: Is gas hydrate decomposition significant? *Geology*, 29: 107
- Serié C, Huuse M, Schodt N H. 2012. Gas hydrate pingoes: Deep seafloor evidence of focused fluid flow on continental margins. *Geology*, 40: 207–210
- Sha Z, Liang J, Zhang G, Yang S, Lu J, Zhang Z, McConnell D R, Humphrey G. 2015. A seepage gas hydrate system in northern South China Sea: Seismic and well log interpretations. *Mar Geol*, 366: 69–78
- Taylor B, Hayes D E. 1980. The tectonic evolution of the South China Basin. In: Hayes D E, ed. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Washington D C: American Geophysical Union. 89–104
- Taylor B, Hayes D E. 1983. Origin and history of the South China Sea Basin. In: Hayes D E, ed. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*, Part 2. *Geophys Monogr*. Washington D C: American Geophysical Union. 23–56
- Tréhu A M, Bohrmann G, Rack F R, et al. 2003. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 204
- Tréhu A M, Ruppel C, Holland M, Dickens G R, Torres M E, Collett T S, Goldberg D, Riedel M, Schultheiss P. 2006. Gas hydrates in marine sediments: Lessons from scientific ocean drilling. *Oceanography*, 19: 124–142
- Wang P, Li Q. 2009. History of the South China Sea—A synthesis. In: Wang P, Li Q, eds. *The South China Sea—Paleoceanography and Sedimentology*. Berlin: Springer. 485–496
- Xu W, Ruppel C. 1999. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments. *J Geophys Res*, 104: 5081–5095
- Yin P, Berné S, Vagner P, Loubrieu B, Liu Z. 2003. Mud volcanoes at the shelf margin of the East China Sea. *Mar Geol*, 194: 135–149
- Zhang G, Liang J, Lu J, Yang S, Zhang M, Holland M, Schultheiss P, Su X, Sha Z, Xu H, Gong Y, Fu S, Wang L, Kuang Z. 2015. Geological features, controlling factors and potential prospects of the gas hydrate occurrence in the east part of the Pearl River Mouth Basin, South China Sea. *Mar Pet Geol*, 67: 356–367
- Zhang G X, Yang S X, Ming Z, Liang Z Q, Lu J A. 2014. GMGS2 expedition investigates rich and complex gas hydrate environment in the South China Sea. *Fire Ice*, 14: 1–5

(责任编辑: 林间)