

冲绳海槽宫古段西部槽底海底气泉的发现

栾锡武 秦蕴珊

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071. E-mail: xluan@ms.qdio.ac.cn)

摘要 中国科学院海洋研究所“科学一号”调查船于2000年在冲绳海槽宫古段进行了地球物理调查。在对调查资料进行了处理以后,在西部槽底近陆坡底部的位置上发现了海底气泉的存在。给出了海底气泉存在的证据,并讨论了海底气泉的成因及水合物存在的可能。指出,模拟测深记录上以及单道地震剖面上出现的气柱现象可能是由地层中的气体从海底逸出引起的;海底气泉控制了直径约2.2 km左右的范围,为一个巨型的低温气泉。H14地震剖面上发育典型的帘式反射,标志着异常反射区地层中游离气的存在。H12地震剖面在相近的位置上出现的浊反射进一步印证了地层中游离气的存在。根据地震剖面上异常反射的形式,推测地层中游离气含量比较高,至少超过地层体积的1%。在构造位置上,海底气泉处在海槽西部近陆坡底部一个次一级的盆地当中。该盆地的西侧为东海陆架断隆,而东侧以及南北两侧都被基底隆起所控制。其中南部的基底隆起至今还在明显抬升中。盆地中发育了很厚的沉积地层,地层厚度超过3.5 km。由于地层自身的重力负荷,以及周边基底隆起引起的构造挤压,盆地中层D以下发育泥底辟构造。泥底辟构造成为地层中超高压气体及低密度流体向上迁移的有效通道,也是海底气泉发育的直接原因。根据温度和压力条件估算以及地震反射特征,认为气泉处帘式反射顶部以上地层可能含有水合物。

关键词 冲绳海槽 海底气泉 证据 成因 水合物

海底气泉(gas seepage)是指来自海底沉积地层(或更深)的气体以喷涌或渗漏的方式逸出海底的一种海洋地质现象。Emery等人^[1]早在1958年就报道了海底气泉的存在。但在海底气泉调查研究的初期阶段,调查发现仅限于浅水的近岸地区和陆架区^[2,3],此后,随着海洋石油调查由浅水区向半深水和深水区的推进,特别是近几年随着海洋调查技术的提高,已在大陆坡区^[4,5]、增生复合体区域^[6]、大陆边缘的深水区^[7,8]发现了海底气泉的存在。

两个方面的原因使海底气泉及相关研究备受关注。首先是潜在的能源因素。巴西Campos盆地海底气泉区两大油气田的发现^[5],使人们相信海底气泉研究的重大经济意义^[5]。关于海底气泉和天然气水合物的关系,最近也有很多的讨论^[9-12]。其次是环境效应^[13]。Judd等人^[14]指出,如果海底气泉有较大的喷出速度,气泉中的甲烷气是能够进入大气的,并且从全球海底已发现的气泉数目来看,通过海底气泉输入到大气的甲烷数量非常客观,所以其环境效应值得重视。

由于气体的存在,海底沉积地层的物理特性如波速、密度、弹性模量、电阻率等都会因此发生变化,特别是地震波穿过含气的地层时,纵波速度和横波速度都将有较大的衰减^[15]。所以声波技术(单道地

震、多道地震、测深、多波束、浅地层和旁扫声纳技术)可以用来对含有气体的地层进行调查。实践表明,用地震剖面来研究海底沉积气和海底气泉是十分有效的。多篇文章分析了海底气泉及下伏的含气地层在地震剖面上的振幅响应、相位响应及波组变化,并明确了多种和海底气泉相关的反射特征,如毯式反射(acoustic blankets)^[2,16,17]、帘式反射(acoustic curtains)^[16-18]、柱式反射(acoustic columns)^[2]、浊反射(acoustic turbidity)^[17,19]等。

Moore等人^[20,21]对海底气泉的形成机制进行了研究,认为快速沉积和构造活动是海底气泉形成的重要因素,因为这两种因素的存在往往会在地层中形成并圈闭超高压的多相物质。这些超高压多相物质在一定的条件下会沿断层、地层界面向上流动,或者直接穿刺地层形成底辟,从而在海底形成气泉^[22-24]。

本文报道了弧后盆地一个巨型海底气泉的发现,给出了海底气泉存在的声学证据,并进行了与海底气泉相关的成因及水合物讨论。

1 地质背景

冲绳海槽是琉球海沟-岛弧-弧后构造系中的一个弧后构造单元(图1),北起日本西南的浅海海域,

南至我国台湾省东北部近岸海域, 长约 1200 km. 冲绳海槽的海底地貌与地质特征显示, 海槽的海底可分为南、中、北三部份. 位于恶石岛和横当岛之间的吐噶喇海峡将北部冲绳海槽和中部冲绳海槽分开; 位于久米岛和宫古岛之间的宫古水道将中部冲绳海槽和南部冲绳海槽分开(如图 1 中虚线位置所示). 海槽的水深由北向南逐级加深. 北部水深为 500 m 左右, 中部 1500 m 左右, 南部水深约 2300m 左右; 海槽的宽度则由南而北变宽. 南部宽 100 km 左右, 中部宽 150 km, 北部冲绳海槽的宽度达 230 km. 在走向上, 海槽由北而南逐渐由 N40 °E, N45 °E 转变为 N70 °E. 在构造上, 冲绳海槽在东西两侧被钓鱼岛隆褶带和琉球隆褶带所限, 其中又发育陆架前缘凹陷、龙王隆起、中央地堑等次级构造, 这些构造带大都呈条带状沿冲绳海槽的走向延伸, 但又被海槽北西向的断裂

带断成不连续的呈雁行排列的构造格式^[25,26](图 2).

调查资料显示, 冲绳海槽中断裂发育, 地震频繁, 火山和岩浆活动也十分活跃. 另外, 冲绳海槽紧靠东海陆架有丰富的沉积物来源(如大量沉积物从长江口带入东海). 冲绳海槽特殊的地理位置和活跃的地质构造在海槽中形成了一些特殊的海洋地质现象, 如现代海底热液活动^[27]、泥火山构造^[28]、海底扇^[29]、海底蛇曲(meanders)^[30]等. 本文介绍的海底气泉是继上述发现后又在冲绳海槽发现的一个重要的海洋地质现象.

冲绳海槽宫古段, 在 25 °N~27 °N 之间, 即久米岛以西, 宫古岛以北的位置. 这里是中部冲绳海槽和南部冲绳海槽交接的部位, 也是冲绳海槽在方向上由 N45 °E 向 N70 °E 转接的部位(图 1).

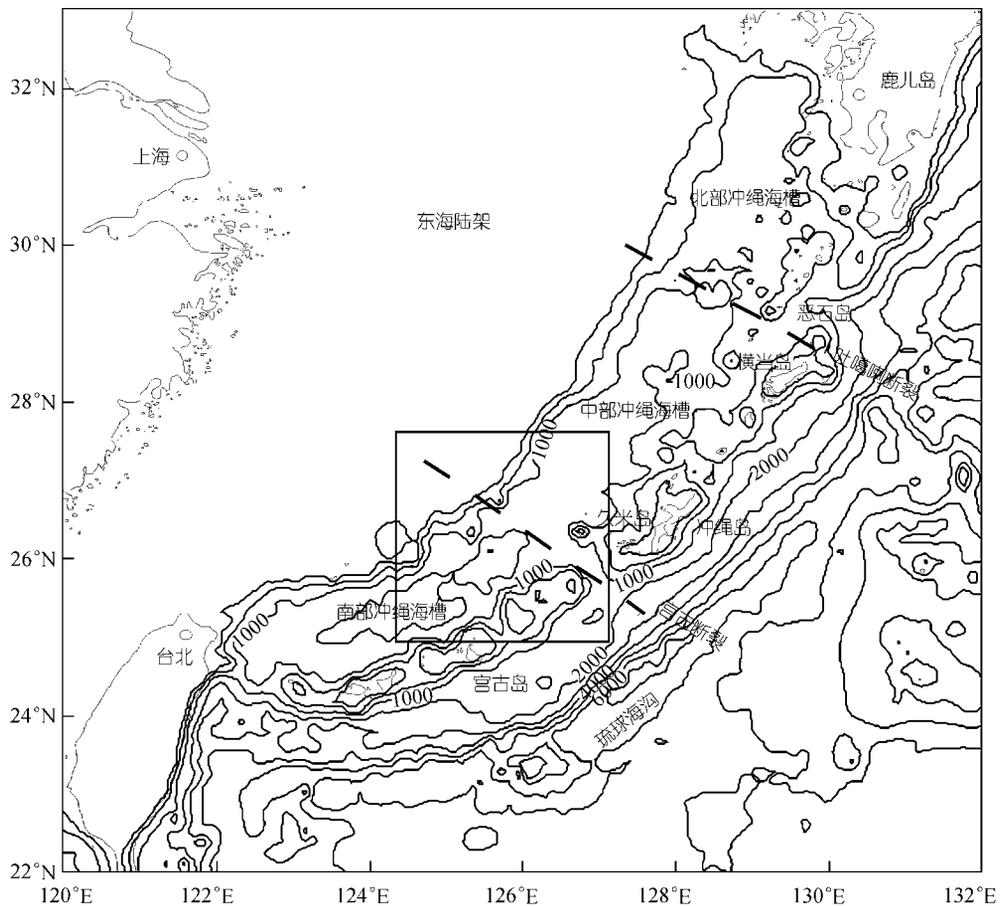


图 1 东海及其调查区位置图
曲线为等深线, 1000 m 以下间距 1000 m

2 数据采集

中国科学院海洋研究所“科学一号”调查船于2000年在冲绳海槽宫古段进行了地球物理调查(图2)。调查项目包括水深测量、单道地震测量和重磁测量。单道地震调查使用DFSV数字地震仪,中气室(480立方英寸)和大气室(610立方英寸)气枪组合。资料采样率为2 sm,记录时间长度为4 s。地震电缆工作道中心至震源中心距离为160 m。单道地震模拟剖面由美国的EPC单道剖面仪输出。水深测量使用德国H.ELAC公司的双频回声测深仪,发射频率为15 kHz和150 kHz,最大测深6000 m。在2000 m档,该仪器的测量精度(误差)为测量深度的±0.25%。

图2显示了经过海底气泉区的两条地球物理测线的位置。测线H14为NE-SW向测线,位于东海陆坡的下缘,在构造位置上大致是陆架前缘凹陷和龙王隆起的位置;测线H12为NW-SE向测线,与测线

H14相互垂直,跨越东海陆架、东海陆坡、冲绳海槽盆地,直到琉球岛弧的西边缘。

3 结果

本文对“科学一号”2000年航次获得的模拟地震剖面进行了解释。在H14测线上发现了地震反射异常,认为是海底气泉的表现。在检查了相邻位置的地震剖面后,在H12测线上也发现了类似的地震反射异常。在检查了H14测线和H12测线的测深记录后,我们在H14测线的测深记录上发现了海底形态异常,其位置和地震剖面上反射异常的位置吻合。经综合分析,认为是一个巨型海底气泉的声学反映。

3.1 模拟测深记录

测深结果显示了冲绳海槽宫古段海底地形的形态(图2和图3(a))。测线H12的测深结果(图3(a))显示,东海陆坡发育壮观的陆架断隆,16 km宽,700多米深的陆架凹陷切入东海陆坡中,将东海陆架和陆架断

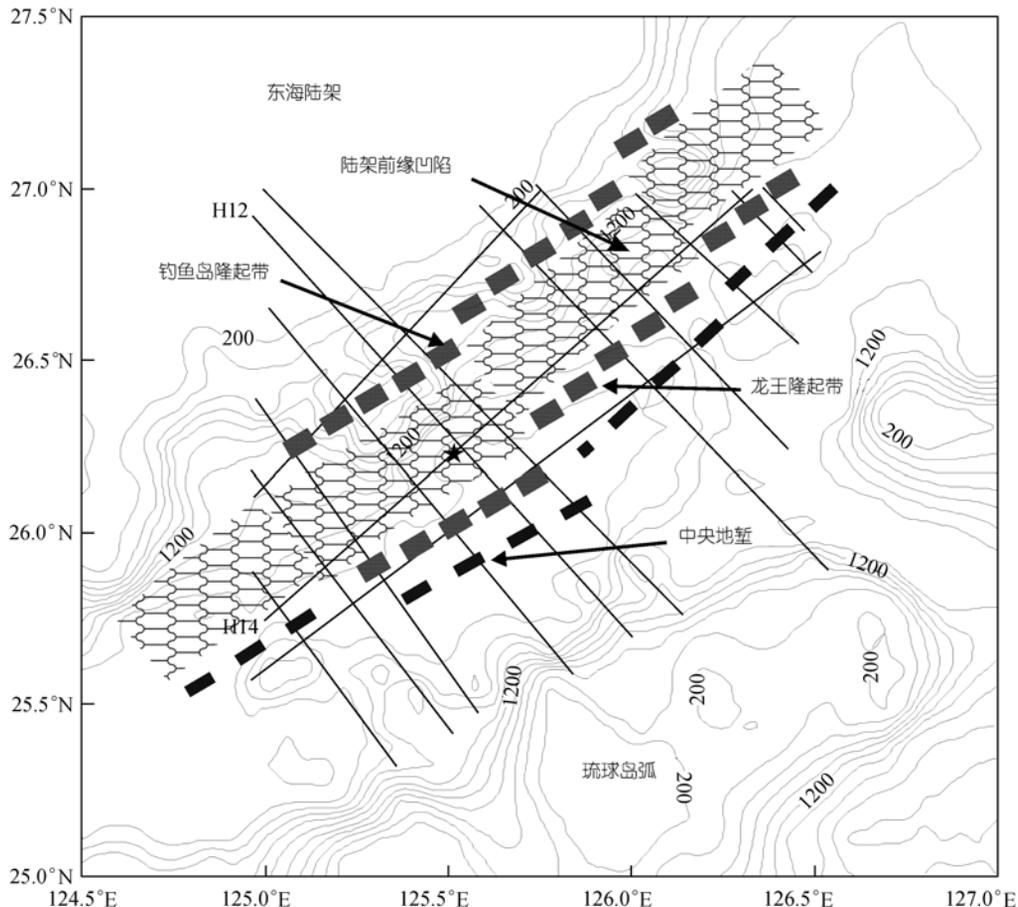


图2 调查区测线位置
五角星为海底气泉的位置,等深线间距200 m

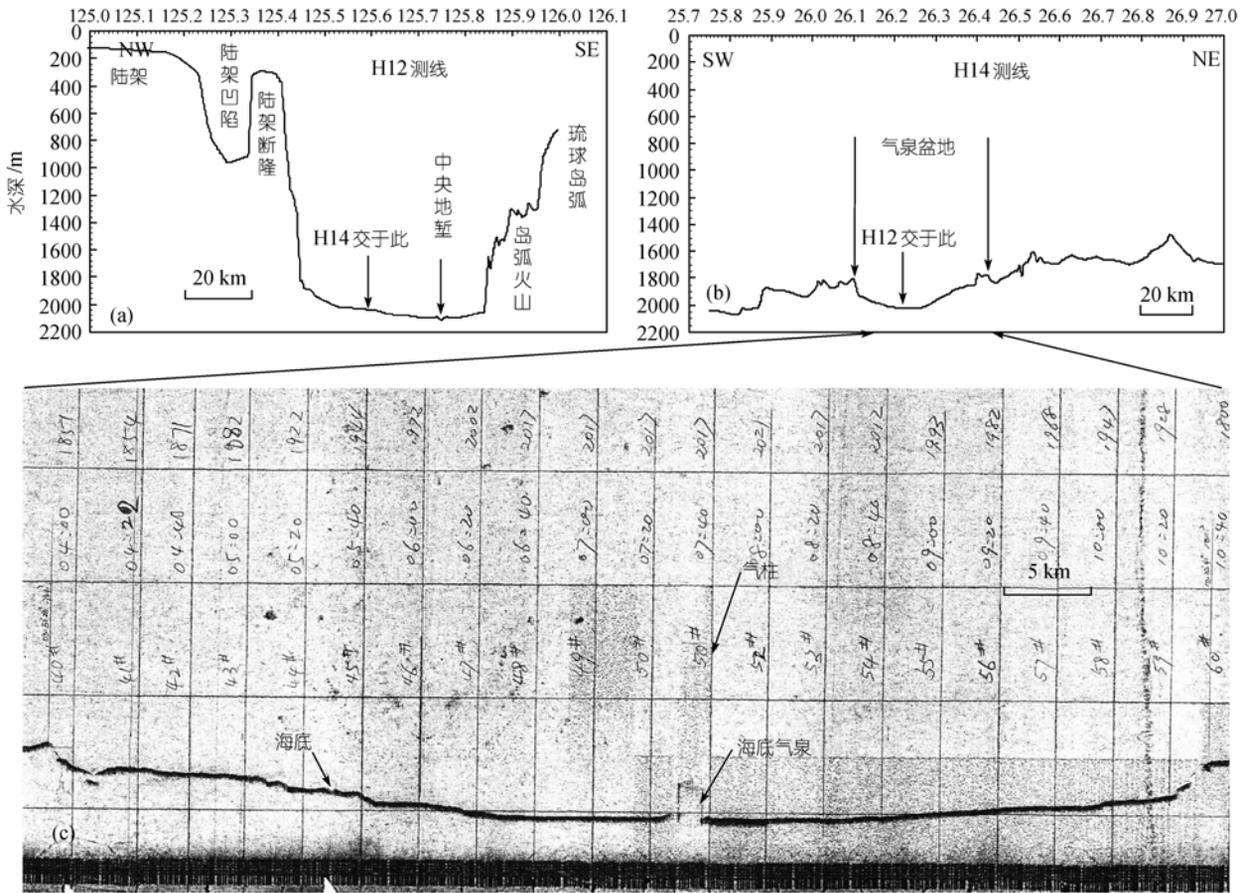


图 3 H14 测线和 H12 测线的海底地形及 H14 测线的异常模拟测深记录片断

隆分开。陆架断隆的东侧近乎直立，直下 1800 多米到冲绳海槽的槽底。从该剖面看，冲绳海槽槽底非常平坦，从陡立的陆坡坡脚开始缓慢向东下倾，坡度很小，在 60 多公里槽底宽度范围内深度变化只有 200 m。槽底中部靠东的一侧发育中央地堑，宽 6 km，深度为 40 m，经过中央地堑向东，海底又缓慢抬升，直到岛弧火山的根部。测线 H12 的测深结果向我们展示了一个非常平坦的冲绳海槽槽底。测线 H14 的测深结果则向我们展示了冲绳海槽沿走向海底地形的变化(图 3(b))。H14 测线的测深结果显示，从总体上看，海槽的槽底从东北向西南方向水深有加大的趋势。测线东北端水深在 1700 m 左右，西南端水深加大到 2050 m。但其间的海底地形起伏变化，发育多个突起地形和断崖地形。海底突起的高度和断崖的落差都在 50~200 m 之间。在测线的中部靠南发育一个盆地地形。该盆地的东北和西南两侧为突起地形，水深在 1800 m，盆地中部水深为 2017 m，沿测线宽

度为 50 km。测深剖面上，在该盆地的最底部位置出现海底缺失的现象(图 3(c))。如图 3(c)，在 4:20 的位置，测深仪记录到的水深为 1854 m，沿测线方向(自东北而西南)水深逐渐下降，到 6:40，水深下降为 2017 m，测深剖面上记录到的海底非常清楚，之后海底水深一直维持在 2017 m，且海底非常清楚。到 7:25，海底从 2017 m 微微上翘，然后突然消失，直到 7:37 海底重新恢复，水深仍为 2017 m。海底缺失时间长度为 12 分钟(约 2.2 km)。在此期间，测深仪没有出现故障和异常现象；同步的 GPS 测量、地震测量也没有任何间断和异常，考察船在此期间正常行驶。除海底缺失外，测深剖面上的另一个异常现象是在海底上方出现雾状反射记录(图 3(c))。在该剖面上异常的雾状记录出现了两次，分别在 5:50~7:15 之间和 7:03~7:37 之间，分别位于海底缺失部位的前方和海底缺失部位的正上方。在该测线测深模拟记录的其他位置，以及在本航次其他所有测线的测深模拟记录上

都没有出现类似的异常现象。

3.2 单道地震记录

() 地震层序划分 对“科学一号”2000年在冲绳海槽采集的地震资料进行了解释。根据地震剖面上反射波的强度、频率、组合特征、分布特征等,将该区的反射地层分为6层,自上而下分别为层A~F(图4)。层A在全区发育,且厚度较为稳定,一般在0.4s(双程反射时间)左右。层A又可分为整合接触的上下两层。其上层反射振幅大,能量强,反射波连续性好,为不透明层;下层反射振幅和能量都要小一些,但反射波的连续性好,为半透明层。层A的形态特征在NE-SW向的地震剖面上(如测线H14)和在NW-SE向的地震剖面上(如测线H12)有很大的不同。在H12剖面上(图4(b)),层A基本上为一套连续水平地层;但在H14剖面上(图4(a)),层A却表现为一套严重褶曲了的地层。在该剖面的北、中段,层A的起伏变化特征不受下部构造的影响,在南部,层A却响应了深部构造的变化,随深部构造的起伏而起伏。和层A相比,层B和层C反射能量低,为半透明层,在部分区域为透明层,这两套地层仍为连续地层。层D也是一套连续性很强的地层,其反射波能量要比上面的层B和层C强,表现为不透明层。层D的上下两个界面的反射波能量特别强,使其在整个地震剖面上都清晰易辨。层E仍为连续性较好的一套地层,但反射能量较弱,层F的反射能量比上层要强,但反射地层不连续,解释比较困难,估计这套地层已经发生严重变形和错位。除层A外,以下各层地层厚度都因基底隆起而不稳定,特别是层B和层C在基底隆起部位遭受明显剥蚀,并和下面的层D呈现清楚的上超关系。

H14剖面上发育两个基底隆起,分别位于1:00和11:00的位置。H12剖面上也发育一个基底隆起,位于2:20的位置。由于基底的抬升,上覆的沉积地层发生变形、错断并遭受不同程度的剥蚀。其中H14剖面上11:00位置的基底隆起使得最上层的层A也随着发生抬升和变形,以至于海底随之发生了起伏,说明基地抬升到目前为止仍在活动。

从H14和H12的解释剖面可以看出,本区的断层发育,且多为近于直立的正断层。在H12剖面上为倾向于海槽中轴的正断层;在H14剖面上则主要为微向南倾的正断层,以及在两个基底隆起之间倾向于基底隆起所限盆地的正断层。断层在层D以下的老地层中更加发育,但也有部分断层穿透所有地层

上升到海底。这样的断层在H12和H14两条剖面上都能见到。

() 异常反射 突出的异常反射见于H14剖面上两个基底隆起所限的盆地中(图5)。此处的海底水深相对较大,且海底非常平坦,没有任何起伏。该处的反射地层也非常清楚,其中层A连续性好,基本上为一套水平的未变形层;层D的上下两个界面反射非常清楚。异常反射位于7:20和8:00之间。表现为海底强反射波的中断,海底以下0.15s(双程走时)范围内反射空白,再往下则出现典型的帘式反射^[16-18]。正常地层被帘式反射所掩盖,无法看到反射地层层序,层D上界面的强反射也被掩盖,层D以下的位置则出现反射空白带。帘式反射从海底以下0.15s(双程走时)开始,控制了从7:15到8:00约8km的范围。帘式反射顶部的宽度要比中断了的海底的宽度大。由此往下,帘式反射所控制的宽度逐渐变小,到层D以下变为完全的空白带,空白带中见不到任何反射。层A的下部、层B和层C在和帘式反射接触的部位可见到微弱的下倾。

由于测线H12和测线H14相交,交点正好在异常反射位置的旁边,我们检查了剖面H12后,在H12地震剖面上也发现了类似的异常反射。但H12剖面上的反射异常要比H14剖面上的异常弱很多,相当于文献^[17, 19]所描述的浊反射。浊反射出现的位置为3:10~3:20,层A下部、层B层C地层层序出现一定程度的模糊现象,但仍可以沿层位进行地层追踪。层D的上反射界面依然非常突出,其下没有出现反射空白现象。在异常反射的部位,层B和层C在浊反射出现的部位都有明显的地层下弯现象。

4 讨论

我们将地震剖面上出现的帘式反射和浊反射解释为海底以下地层中游离气的存在。由于地层中气体的存在,使得声波出现散射,大大削弱了有效声波的能量,从而使得反射地震剖面出现散乱、模糊的现象。Fannin^[19]指出,如果地层体积的1%含有气体的话,就会在反射地震剖面上出现浊反射异常,如果气量含量更高的话,则会出现帘式反射或者毯式反射。在毯式反射的情况下,由于地层中气体含量很高,含气地层以下在地震剖面上表现为完全的空白^[2,16,17]。对于H14剖面上的异常反射特征,根据Fannin的结果,我们相信地层中气体的含气量超过地层体积的1%。

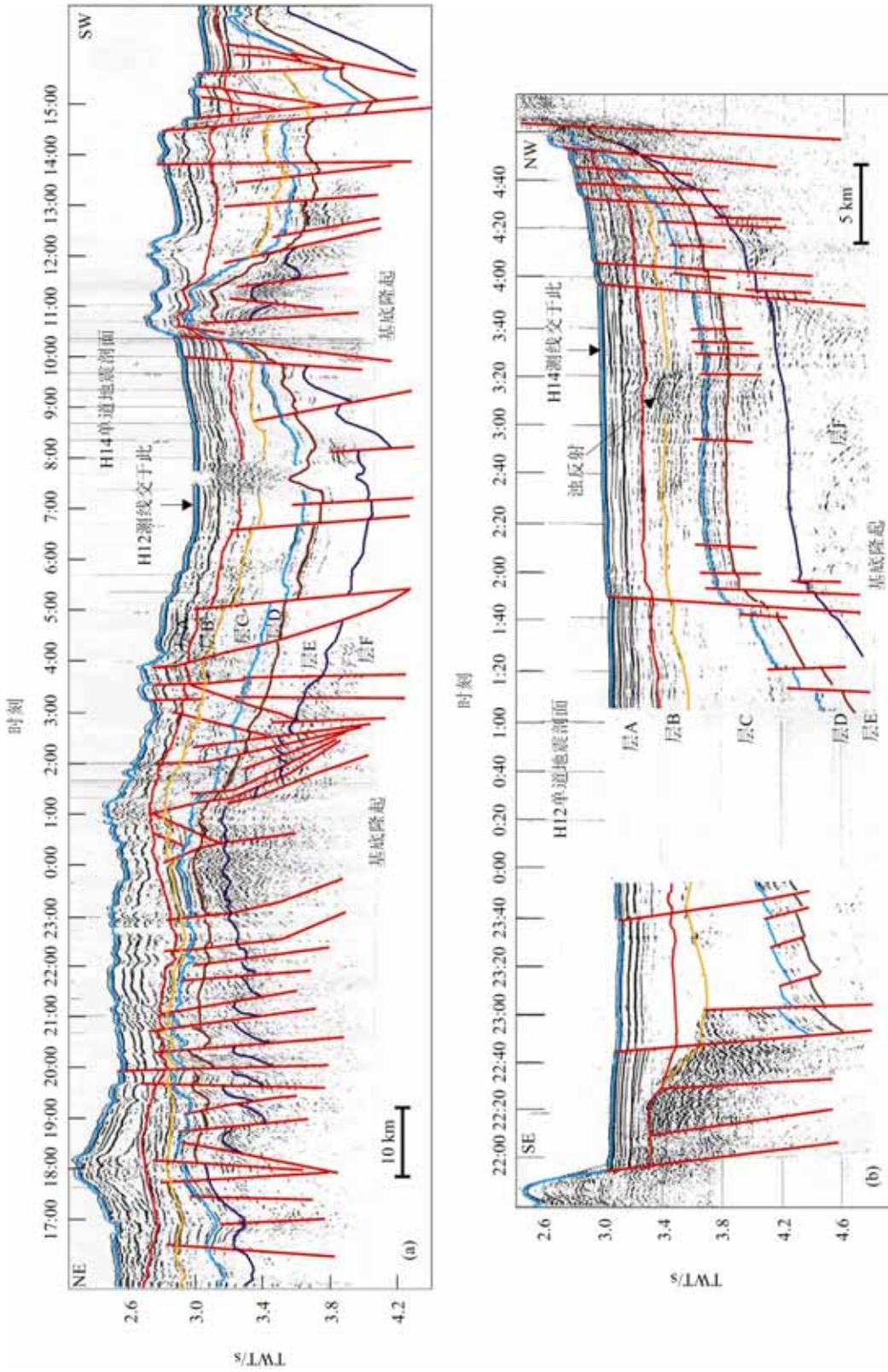


图4 H14和H12地震剖面解释

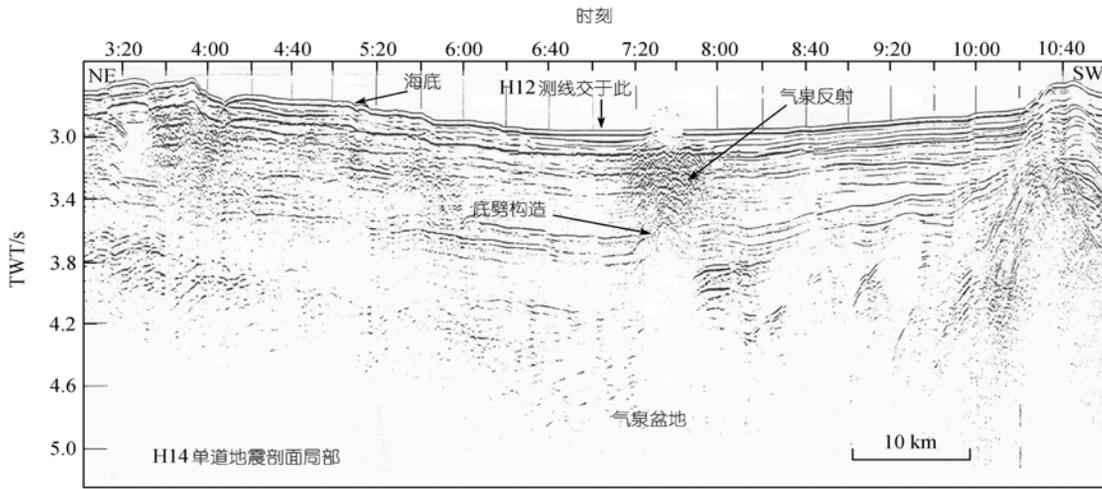


图5 H14地震剖面上的帘式反射

两方面的原因能够导致在地震剖面上和测深记录上出现海底缺失的现象。一是大量气泡从海底喷出，一是海底地形突然变化。有气体喷溢的海底，气体携带的沉积颗粒既可能被搬运到很远的地方，从而在喷溢区形成麻坑地形，也可以在原地堆积形成山包。深部的底劈构造(见下面的讨论)也可能在海底形成变化的地形，从而导致声波散射。考虑到剖面H14的异常反射特征，我们认为，地层中的气体正由海底逸出形成海底气泉。由于气体的影响，从而在地震剖面和探测记录上都没有形成清楚的海底图像。在测深记录上见到的气柱反射(图3(c))，则可能是由于喷逸气体的气泡或者喷逸气体携带大量的悬浮颗粒造成的。气泉的直径为2.2 km。

我们注意到，在H14剖面上，海底气泉位于两个基底隆起所限的盆地中。在H12剖面上，海底气泉所处的位置也位于一个低平的基底隆起和陆架断隆所围限的盆地中(为叙述方便，以下称气泉盆地)。盆地中沉积了层A到层F多套沉积层，和相邻的区域相比，各层的厚度在盆地中都是最厚的。包括层F在内，盆地中沉积层的厚度超过3.5 km。

从H14地震剖面和H12地震剖面的解释结果可以看出，冲绳海槽具有很强的构造活动性。和上述气泉盆地相关的构造活动主要有盆地两侧的基底隆起、断层活动和地层挤压褶皱。从层A对基底隆起的响应、断层穿透海底以及层A的强烈褶皱变形我们推测上述的构造活动正在进行。

在气泉盆地的发育过程中，随着沉积物的不断

增厚，下层沉积物受到上层沉积物的重力负荷也不断增大。当沉积物所受到的重力负荷增大到一定程度时，沉积压实和沉积成岩作用开始发生^[23]。这一过程导致孔隙体积的缩小并产生低盐度、低密度的流体。孔隙体积的缩小以及流体的产生将在深部导致过压^[22]。过压状态下的低密度流体给周围的沉积层以向上的浮力^[21]。伴随着沉积压实和成岩过程，地层中有机质分解产生大量的甲烷气体。由于构造活动性，深部的热成因气体也沿着断层不断向上迁移汇聚到盆地的沉积地层中。大量气体在地层的汇聚给周围沉积物另一个向上的浮力。另外，气泉盆地周边基底的隆升导致盆地中地层的挤压变形，这大大增大了地层中气体和流体的内部压力，甚至使地层中的流体和气体处于超高压的状态。

由于气泉盆地中层C及以上地层中没有断层发育，超高压的气体 and 流体被圈闭在地层当中。但当超高压的气体 and 流体具有足够的压力后，它们向上顶起上覆的沉积层，从而在地层中形成泥底辟构造^[24]。从H14地震剖面看，在层E中气泉位置下方的泥底辟构造还是很明显的。在本文的气泉盆地中，泥底辟构造为地层中的流体和气体提供了有效的向上迁移通道，成为海底气泉形成的主要原因。

根据Clark等人^[31]的报道，从海底气泉逸出的气体主要成分是甲烷。已经知道，甲烷气体在较低的温度和较高的压力条件下可以形成水合物^[32]。以下我们从水合物相图^[33,34]出发(图6)，对气泉盆地作简单的水合物讨论。以层D以上地层厚度1000 m，根据水

合物相图(图 6), 如果层D顶部位置要有水合物存在, 其温度必须在 23 °C 以下. 但根据该地区正常的地温梯度(如 40 °C/km^[35,36]), 层D顶部的温度至少在 40 °C 以上. 可以推测, 层D以下不可能存在水合物. 从地震剖面上看, 测线H14地震剖面上的帘式异常反射是明显地层气的标志, 说明帘式反射所控制的地层中主要含气, 水合物并不存在于帘式反射所控制的区域中(海底以下双程反射时间 0.15 s 以下的地层). 帘式反射顶部以上的区域如果存在水合物的话, 则帘式反射的顶部则成为水合物和游离气的分界面, 在地震剖面上, 这个分界面应是BSR发育的位置. 在本文的两条地震剖面上, 除帘式反射顶部以上为反射空白带外, 其他BSR特征不很明显. 如果仍按照正常的温度梯度(40 °C/km), 帘式反射顶部的温度为 11 °C (海底温度取 6 °C^[35]). 给定帘式反射顶部以上地层的密度为 2000 kg/m³, 波速为 1700 m/s^[35], 水合物的稳定相图显示, 在该位置, 温度直到 18.5 °C 水合物都可以稳定存在. 由这一温度计算的海底热流为 117 mW/m²(海底温度取 6 °C^[35], 热导率取 1.2 W/m·K^[36]). 由于参数的不确定性, 以上的温度和热流估算, 估计误差在 10%~20%. 尽管由较大的估算误差, 但应该看到, 就海底热流的估算结果和本区域^[37]以及其他水合物区域^[34]的热流结果是吻合的. 综合以上认识, 本文认为帘式反射顶部以上可能有水合物存在.

还应该指出, 本文使用的水合物相图是稳定平

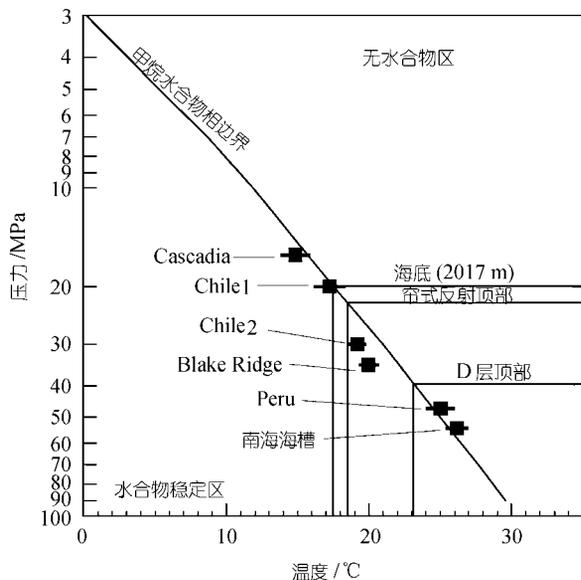


图 6 水合物相图(根据文献^[33,34]改绘)

衡态的. 实际的水合物矿藏可能多处处在动态演化的条件下, 特别是本文气泉处海底有气体逸出. 本文在此不作关于本区水合物动态体系的详细讨论.

5 结论

() 模拟测深剖面上以及单道地震剖面上出现的气柱现象、海底缺失现象是由海底气泉引起的. 本文发现的海底气泉位于冲绳海槽宫古段西部槽底近陆坡底部的位置. 气泉的直径在 2.2 km 左右, 为一个巨型的海底气泉.

() 测线 H14 地震剖面上发育典型的帘式反射, 标志着异常反射区地层中游离气的存在. H12 测线的地震剖面上在相近的位置出现的浊反射进一步印证了地层中游离气的存在. 根据地震剖面上异常反射的形式, 我们推测地层中游离气含量比较高, 至少超过地层体积的 1%.

() 在构造位置上, 气泉处在一个盆地的中部, 该盆地南北两侧被基底隆起所控制. 其中南部的基底隆起至今还在抬升. 盆地的中部也存在一个低平的基底隆起构造. 盆地中沉积了很厚的沉积. 沉积地层的厚度超过 3.5 km. 由于沉积层自身的重力负荷, 以及周边基底隆起的构造挤压, 盆地地层层 D 以下发育泥底辟构造. 泥底辟构造成为地层中超高压的气体及低密度流体向上迁移的有效通道, 也是海底气泉发育的直接构造原因.

() 根据温度和压力条件估算以及地震反射特征, 我们认为气泉处帘式反射顶部以上可能含有水合物.

致谢 感谢中国科学院海洋研究所“科学一号”调查船“2000 地球物理调查航次”全体船队员的共同努力. 本工作受国家重大基础发展规划项目(批准号: G2000046703)资助.

参 考 文 献

- 1 Emery K O, Hoggan D. Gases in marine sediments. AAPG Bulletin, 1958, 42: 2174~2188
- 2 Hovland M, Judd A G. Seabed pockmarks and seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. London: Graham and Trotman, 1988. 294
- 3 Fader G B J. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. Continental shelf research, 1991, 11: 1123~1153 [DOI]
- 4 Roberts H H, Cook D J, Sheedlo M K. Hydrocarbon seeps of the Louisiana continental slope: Seismic amplitude signature and sea floor response. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies XLII, 1992. 349~361

- 5 Kowsmann R O, Carvalho M D. Erosional event causing gas venting on the upper continental slope, Campos Basin Brazil. *Continental Shelf Research*, 2002, 22: 2345~2354 [\[DOI\]](#)
- 6 Aloisi G, Pierre C, Rouchy J M, et al. Isotopic evidence of methane related diagenesis in the mud volcanic sediments of the Barbados Accretionary Prism. *Continental Shelf Research*, 2002, 22: 2355~2372 [\[DOI\]](#)
- 7 Kruglyakova R, Gubanov Y, Kruglyakov V, et al. Assessment of technogenic and natural hydrocarbon supply into the Black Sea and seabed sediments. *Continental Shelf Research*, 2002, 22: 2395~2407 [\[DOI\]](#)
- 8 Orange D L, Yun J, Maher N, et al. Tracking California seafloor seeps with bathymetry, backscatter and ROVs. *Continental Shelf Research*, 2002, 22: 2273~2290 [\[DOI\]](#)
- 9 Naehr T H, Rodriguez N M, Bohrmann G, et al. Methane derived authigenic carbonates associated with gas hydrate decomposition and fluid venting above the Blake Ridge diapir. In: Paull C K, Matsumoto R, Wallace P J, et al, eds. *Proceedings of the ODP(Ocean Drilling Program), Scientific Results*, 2000, 164: 285~300
- 10 Pierre C, Rouchy J M, Gaudichet A. Diagenesis in the gas hydrate sediments of the Blake Ridge. Mineralogy and stable isotope compositions of the carbonate and sulphide minerals. In: Paull C K, Matsumoto R, Wallace P J, et al, eds. *Proceedings of the ODP(Ocean Drilling Program), Scientific Results*, 2000, 164: 139~146
- 11 Woodside J M, Ivanov M K, Limonov A F. Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas-Part . In: *International Oceanographic Commission Technical Series*, UNESCO, 1997, 48: 266
- 12 DeLange G, Brunmasck H J. The occurrence of gas hydrates in Eastern Mediterranean mud dome structures as indicated by pore water composition. In: Henriot J P, Mienert J, eds. *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, London, Special Publications, 1998, 137: 167~1775
- 13 Leifer I, Patro R K. The bubble mechanism for methane transport from the shallow sea bed to the surface: A review and sensitivity study. *Continental Shelf Research*, 2002, 22: 2409~2428 [\[DOI\]](#)
- 14 Judd A G, Davies G, Wilson J, et al. Contributions to atmospheric methane by natural seepages on the UK continental shelf. *Marine Geology*, 1997, 137: 165~189 [\[DOI\]](#)
- 15 宋海斌, 松林修, 吴能友, 等. 海洋天然气水合物的地球物理研究(): 岩石物性. *地球物理学进展*, 2001, 16(2): 118~126
- 16 Taylor D I. Nearshore shallow gas around the UK coast. *Continental Shelf Research*, 1992, 12: 1135~1144
- 17 Garcia Gil S, Vilas F, Garcia Garcia A. Shallow gas features in incised valley fills(Ria de Vigo, NW Spain): A case study. *Continental Shelf Reserch*, 2002, 22: 2303~2315 [\[DOI\]](#)
- 18 Karisiddaiah S M, Veerayya M, Vora K H, et al. Gas charged sediments on the inner continental shelf off western India. *Marine Geology*, 1993, 110: 143~152 [\[DOI\]](#)
- 19 Fannin N G T. The use of regional geological surveys in the North Sea and adjacent areas in recognition of offshore hazards. In: Arduus D A, ed. *Offshore Site Investigation*. London: Graham & Trotman, 1980. 5~21
- 20 Moore J C, Brown K M, Horath F, et al. Plumbing accretionary prisms. In: Tarney J, Pickering K T, Knipe R J, et al, eds. *The Behavior and Influence of Fluids in Subduction Zones*. London: The Royal Society, 1991. 49~62
- 21 Moore J C, Vrolijk P. Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics*, 1992, 30: 113~135
- 22 Bray C J, Karig D F. Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90: 768~778
- 23 Fertl W H. *Abnormal Formation Pressures*. New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976. 382
- 24 Brown K. The nature and hydrogeologic significance of mud diapers and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95: 8969~8982
- 25 Liu G D. Geophysical and Geological exploration and hydrocarbon prospects of the East China Sea. *China Earth Sciences*, 1989, 1(1): 43~58
- 26 江为为, 刘少华, 朱东英. 东海冲绳海槽地质地球物理调查回顾与研究现状. *地球物理学进展*, 2001, 16(4): 71~84
- 27 翟世奎, 陈丽蓉, 张海启. 冲绳海槽的岩浆作用与海底热液活动. 北京: 海洋出版社, 2001. 1~200
- 28 Yin P, Berne S, Vagner P, et al. Mud volcanoes at the shelf margin of the East China Sea. *Marine Geology*, 2003, 194: 135~149 [\[DOI\]](#)
- 29 李巍然, 杨作升, 王琦, 等. 冲绳海槽陆源碎屑峡谷通道搬运与海底扇沉积. *海洋与湖沼*, 2001, 32(4): 55~63
- 30 Sibuet J C, Deffontaines B, Hsu S K, et al. Okinawa Trough back arc basin: early tectonic and magnetic evolution. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 30245~30267 [\[DOI\]](#)
- 31 Clark J F, Washburn L, Hornafius J S, et al. Dissolved hydrocarbon flux from natural marine seeps to the Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105: 11509~11522 [\[DOI\]](#)
- 32 Kvenvolden K A, McMenamin M A . Hydrocarbon gases in sediment of the shelf, slope, and basin of the Bering Sea . *Geochim Cosmochim Acta*, 1980, 44: 1145~1150 [\[DOI\]](#)
- 33 Englezos P, Bishnoi P R. Prediction of gas hydrate formation in aqueous solutions. *American Institute of Chemical Engineers*, 1988, 34: 1718~1721
- 34 Hyndman R D, Spence G D, Yuan T, et al. Regional geophysics and structural framework of the Vancouver Island margin accretionary prism. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 1994, 146 (part 1): 399~419
- 35 栾锡武, 秦蕴珊, 张训华, 等. 东海陆坡及相邻槽底天然气水合物的稳定域分析. *地球物理学报*, 2003, 46(4): 467~475
- 36 栾锡武, 高德章, 赵金海, 等. 东海陆架盆地新生代沉积层的热导率. *海洋与湖沼*, 2002, 2: 87~93
- 37 栾锡武, 张训华. 东海及琉球沟弧盆体系的热流测量及热流分布. *地球物理学进展*, 2003, 18(4): 670~678

(2004-06-04 收稿, 2005-01-17 收修改稿)