

文章编号 :1000-0550(2001)01-0043-05

冲绳海槽中部热液活动区构造地球物理特征分析^①

栾锡武 翟世奎 干晓群

(中国科学院海洋研究所 山东青岛 266071)

摘要 对冲绳海槽中部南奄西、伊平屋、伊士名三个现代海底热液活动区的地形、热流分布、地震、地磁场特征进行了初步研究。结果表明,海槽中部的热液活动区都集中于海槽的中央地堑中,或位于火山口的侧坡上,或位于地堑中山脊的侧坡上,热流值高而变化大,地震事件十分上频繁,地磁场曲线变化较大。这一系列特征说明现代海底热液活动区和目前的构造活动带吻合,热液活动和岩浆作用或浅成岩浆房密切相关。板块俯冲在海槽下诱生地幔物质上涌,上涌的地幔物质所携带的热量为热液活动提供了动力源,在海槽拉张过程中形成的断裂为热液流体提供了运移通道。

关键词 冲绳海槽 热液活动区 构造地球物理特征

第一作者简介 栾锡武 男 1966 年出生 副研 海洋地球物理学博士

中图分类号 P738 P313 **文献标识码** A

1 前言

冲绳海槽海底热液活动的发现与研究始于本世纪八十年代,1984 年日本施实岩石圈计划在冲绳海槽中部的伊平屋测得高热流异常,最高达 $1\ 600\ \text{mW}/\text{m}^2$,从而推断该处可能有热液活动存在^[1]。1986 年日本在夏岛 84 海丘顶部发现有闪光水喷出,水温达 $42\ ^\circ\text{C}$ ^[2]。1988 年日、德在伊士名海穴中发现了现代海底热液成因的硫化物矿床^[3]。1989 年日本又在该海穴中发现了正在喷溢的黑烟囱,测得该处水温高达 $320\ ^\circ\text{C}$ ^[4]。1988 年日本在伊平屋地堑西侧发现了热液活动的存在,测得该处的水温为 $220\ ^\circ\text{C}$ 。1989 年日本利用“深海 2000”号深潜器在南奄西海丘区进行深潜调查,在该处发现了热液喷口及热液生物群落^[5]。中国科学院海洋研究所在 1990~1991 年间曾在东海陆架和冲绳海槽进行了三个航次的海底热流调查^[6],1992,1994 又两次组队对冲绳海槽的热液活动专门进行调查^[7]。本文在这些调查研究的基础上,对热液活动区的地形、地热、地震、地磁等地球物理特征进行研究,以揭示热液活动的形成机制。

2 构造地球物理特征

2.1 地形特征

冲绳海槽中部在地形上有五个凹陷,限于海槽的轴部,称之为中央地堑^[1],现已查明,现代海底热液活动都集中在这些中央地堑中,自北而南主要有南奄西

海丘区,伊平屋地堑区(包括伊平屋脊,夏岛 84 海丘和东海丘),伊士名海穴区。

南奄西海丘位于 I_0 地堑^[1]的北侧,大致呈菱形,东西长 60 km,南北长 30 km,海丘周围水深 1 000 m,顶部水深 600 m,海丘的相对高度约 400 m,在山顶部有类似火山口的地形,火山口直径约 1 000 m,口深 100 多米,中央最大水深 720 m。热液活动区位于火山口西北坡接近底部,水深 700 m,位置为 $127^\circ38'E, 28^\circ23'N$ 。

在伊平屋地堑中有一个中央脊—伊平屋脊,位于伊平屋地堑的西侧,脊宽 2~3 km,自西向东至少延伸 20 km,山脊的相对高度为 300 m,脊顶水深从 900 m 到 1 400 m。伊平屋热液活动区位于伊平屋脊东部北坡,该处水深 1 400 m,位置 $126^\circ58.5'E, 27^\circ32.5'N$ 。热液活动区的范围约 1 平方英里。夏岛 84 海丘($127^\circ08.6'E, 27^\circ34.4'N$)位于伊平屋地堑的东端最窄处,水深 1 540 m,海丘以北则是夏岛 84 海凹,水深 1 700~1 800 m,这是一个被东西走向的正断层所限的深凹。东海丘在夏岛 84 海丘不远处,地形类似,只是此处地堑稍宽。

伊士名海穴位于伊平屋脊的南侧,距冲绳岛西北 110 km,位于 $127^\circ02'E \sim 127^\circ08'E, 27^\circ12' \sim 27^\circ19'N$,海穴大致呈椭圆形,长轴长 6 km,为北北西—南南东向,短轴长 3 km,呈东北东—西南西方向,水深 1 300~1 400 m,最深部水深 1 665 m。在伊士名海穴的西北侧有一较大海丘大致呈锥形,底部直径 3~4 km,相对高度 600 m,从该海丘的顶部到海穴的底部最低处,相对

^① 国家自然科学基金重点项目(批准号:49736210)和中国科学院院长基金资助。

高度 1 000 m。热液沉积,热液喷溢形成的烟囱,正在活动的热液喷口(位置为:127°05'E,27°16'N)都分布在伊士名海穴中高度较低的斜坡上。

2.2 海底热流分布特征

我们在冲绳海槽中部共搜集到 160 多个热流调查值,总体来看,该区具有高而变化大的热流异常,160 个热流值平均 243.4 mW/m^2 ,是正常热流值的 4 倍,而且热流值变化幅度极大,最低只有 8 mW/m^2 ,最高则达 $2 800 \text{ mW/m}^2$ 。热液活动区的热流分布更符合上述热流值高而变化的特点。在伊士名火山口底部平坦处共测有 15 个热流值,平均 359 mW/m^2 ,最低为 101 mW/m^2 ,最高 913 mW/m^2 。热流异常的分布和火山口地形有着相关关系,口底的热流值较低,侧坡的热流值较高。如此高的热流值只可能是对流热流。实际上,高热流的位置也正是热液活动出现的位置,这可能是火山活动停止后,在火山口的侧坡比底部留有更多的裂隙可以作为热液活动的通道的缘故。图 2a 是伊士名热液活动区的热流值分布图,黑五星是发现有热液硫化物的位置,空心五星是高地温梯度的位置。图 2b 是伊平屋热液活动区的热流测量结果,空心五星是伊平屋海脊侧坡的热液喷发区,黑五星为夏岛 84 海凹南侧热液丘。从图上可以看出该区是海槽中部的一个高热流异常区,热流值高而分散。夏岛 84 海凹(27°35'N,127°09'E,水深 1 700~1 800 m)热流值为 $508 \pm 407 \text{ mW/m}^2$,东海凹(27°35'N,127°12'E,水深 1 700~1 800 m)热流值更高,为 $710 \pm 690 \text{ mW/m}^2$ 。南奄西热液活动区没有更为详细的热流调查值,其周围几个热流值范围为 $86 \pm 146 \text{ mW/m}^2$,仍是高热流异常值。

2.3 地震特征

a. 多道地震反射剖面

图 1 中的测线 F_1 、 F_2 是两条多道地震测线^[9],用于研究热液活动区的浅地壳结构。其中 F_1 位于伊平屋海凹的西端,剖面长 47.9 km, F_2 位于伊平屋海凹的中部,自北而南穿过具有巨高热流异常值的夏岛 84 海凹,剖面长 56.8 km,图 3 为 F_1 、 F_2 两剖面的解释剖面。

剖面 F_1 的地层可以分为 A、B、C 三层,上面的两层推测为晚中新世至第四纪的地层,C 层为白垩世的地层^[9]。在 C 层中发育有很多的正断层,活动正断层集中在剖面的中部,该剖面 A、B 两层较为发育,两层的厚度较大。 F_2 剖面的 C 层中也发育有很多的正断层,其中包括活动正断层,A、B 两层只在剖面的两端出现,在中部基本缺失,中部地层上的隆起为岩浆侵入体,此处也是高热流异常区。箭头所指的位置在地震

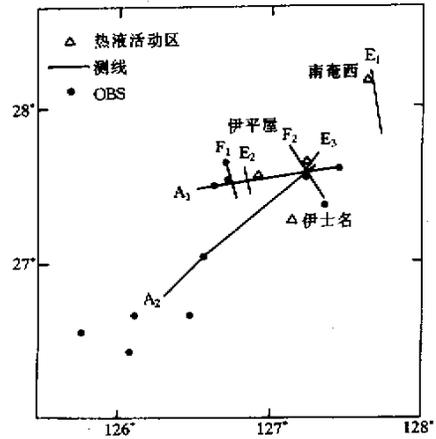


图 1 冲绳海槽中部热液活动区的位置及地球物理测线

Fig. 1 Location of Hydrothermal fields and Geophysical lines in the middle Okinawa Trough

剖面上是一个模糊的反射边界,解释为较硬的岩石(顶层)和软的物质(底层)所形成边界的反射。这些产生负速度梯度的软物质很可能是岩浆体。

b. 气枪—OBS 组合对地壳结构的研究

图 1 中测线 A_1 、 A_2 是两条折射地震测线,带有标号的黑点是布设的 OBS。表 1 为解释得到的地壳结构。上部为沉积物,速度从 2 km/s 到 4 km/s,下部是 6.0 km/s 的高速层,为花岗岩层,其下是下地壳层,速度 6.8 km/s,但品质因数很低,再往下是异常地幔。

c. 小阵列 OBS 观测

Kiyoyuki 等用小阵列 OBS 排列来观测伊士名海穴中黑烟囱口处热液活动区的地震动^[10]。布放的三个 OBS 呈三角形排列,间距为 500 m,投放 4 天,记录了 40 小时的地震记录。从背景擅动分辨出三种事件,这些地震震级很小,在岸台上的地震仪都没有记录到。

(1) 自然地震有 50 次。震级很小(岸台上的地震仪没有记录)

(2) 间断地震事件。这种地震事件和自然地震相比,持续时间短,能量小,共有 30 次。

(3) 小地震事件。持续时间更短,能量更小。持续一般在 10 到 12 分钟。

这表明热液活动区地震事件比较频繁,但其重复周期,持续时间尚不明确。

2.4 地磁异常特征

图 1 中的 E_1 、 E_2 、 E_3 是三条磁力(总场)测量剖面^[11]。 E_1 位于 I_0 地堑的西侧,穿过地堑中央山丘,总长约 70 km。整个剖面地形起伏较大,两端山丘水深

表 1 中部冲绳海槽地壳速度结构 (据 Shozaburo Nagumo 等, 1986)

Table 1 Crustal P-wave velocity of the middle Okinawa Trough

地 层	厚度/km	$V_p/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$
未固结沉积层	1.0	2.0
沉积层	2.0	4.4
花岗岩层	5.0	6.0
下地壳		6.8

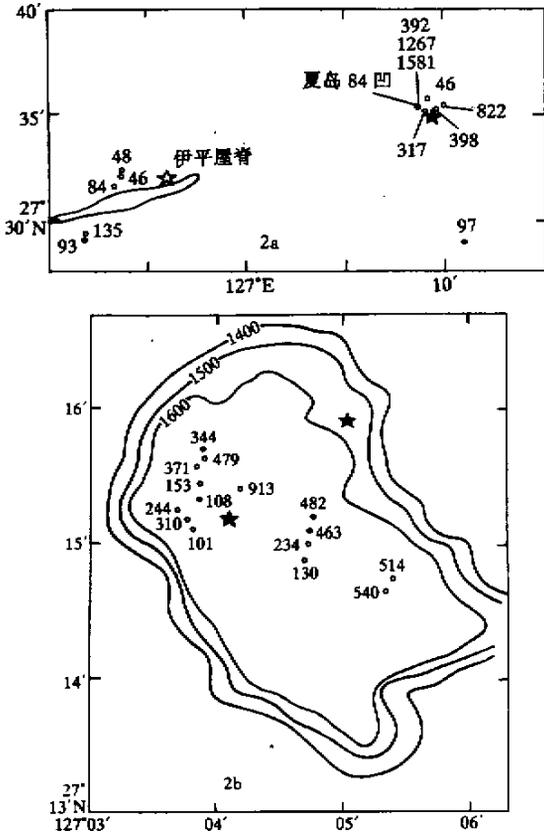


图 2 冲绳海槽中部热流分布(圆圈旁的数值为热流值,单位 mW/m^2)
2a.伊平屋地堑 2b.伊士名海穴

Fig.2 Heatflow distribution of the middle Okinawa Trough
2a.Theya Graben 2b.Izena deep

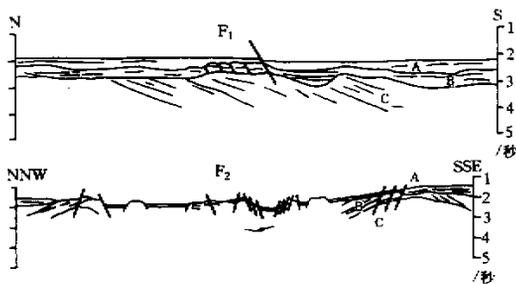


图 3 F_1 、 F_2 两剖面的解释剖面

Fig.3 The interpretation profiles of line F_1 and line F_2

700 m,而中央地堑水深则有 1 200 多米,对应的磁力变化较大,从北到南一致呈下降的趋势,北端最高达 44 750 nT,中央地堑南侧最低为 44 300 nT,在此急剧升高后,向南又继续下降。磁异常最大的位置靠近南奄西热液活动区所在的位置(图 4a)。

E_2 和 E_3 分别从北到南和从南到北横穿伊平屋海凹中央脊。测线 E_X (图 4b)位于伊平屋脊的西侧,总长 20 km,山脊的形态清楚可见。从剖面可以看出在山脊处有较大的磁力异常,磁力平均值超过 44 500 nT。并在山脊处有总幅度 500 nT 的起伏。测线 E_3 (图 4c)同样如此,并且都是在山脊的北侧曲线下降,在山脊南侧曲线上升。

总体来看,冲绳海槽中部热液活动区总磁场强度较大,平均 45 000 nT。当测线穿过地堑中央山脊或山丘时,地磁场曲线有较大起伏。研究表明,冲绳海槽轴部中央脊或山丘可能是由年轻的玄武岩构成,年龄一般在 0.6 Ma,这样的中央脊或山丘对磁异常贡献很大。 I_0 地堑虽然平均场值较小,但曲线起伏较大。

3 讨论

本文讨论的南奄西热液活动区、伊平屋热液活动区和伊士名热液活动区在水深方面差异较大,从 700 m 到 1 400 m 不等,但它们都位于冲绳海槽的中轴地堑中,在地形上为火山口的内侧坡和地堑中央脊的侧坡,在构造位置上皆属活动中心区的中心。从前面的讨论还可以看出,热液活动区的地球物理场十分活跃。热液活动区所处的位置都是高热流异常的位置,如伊士名热液区 15 个热流值平均为 $359 \text{ mW}/\text{m}^2$,最

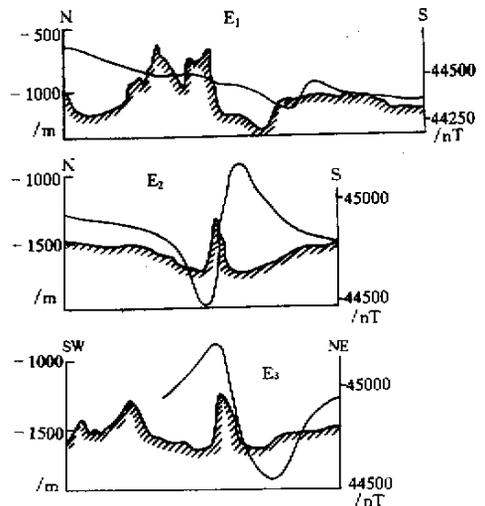


图 4 冲绳海槽中部热液活动区总磁场强度

Fig.4 Magnetic anomaly (total force) of the hydrothermal fields in the middle Okinawa Trough

高为 913 mW/m^2 , 世界大洋的平均热流值约 60 mW/m^2 。可以肯定, 热液活动区如此高的热流值只能是对流热流。这说明热液系统中应该有热流体的参入, 而且高温流体应是引起热液活动区高温、高热流的主要原因。从热液活动区的地震测量结果可以看到, 中部冲绳海槽的中轴地区的地壳速度结构既不同于东海陆架区也不同于菲律宾海区, 2.0 km/s 的速度层直覆盖在 4.4 km/s 的速度层上, 中间缺失 3.6 km/s 的速度层, 这种地壳速度结构和钓鱼岛隆起区、龙王隆起区的地壳速度结构相仿^[11], 明显表现为一个上隆, 这是深部物质上拱的结果。在热液活动区的周围, 白垩世的地层(在东海陆架为花岗岩)直接出露在海底, 根本不存在东海海域广泛发育的上新世至第四纪披覆式的沉积层, 表明热液活动区在该时期一直处于非常活跃的构造环境中。白垩世的地层中断层发育, 而且出现负速度梯度, 一般来说, 液态物质或者是硬度较低的物质都可能引起这种负速度异常, 在冲绳海槽地区, 这种液态物质或软物质很可能是浅地壳岩浆房或是温度较高的岩浆侵入体。虽没有对热液活动区磁力异常进行详细的数值分析, 但热液区磁力异常的存在和岩浆体的侵入不矛盾, 因为一般来说岩浆岩是引起局部磁异常的主要原因。OBS 的观测表明, 热液活动区之下地震活动十分频繁, 40 小时的地震记录中, 可辨的地震事件有 80 多次, 虽然地震的能量不大, 但微地震活动几乎是持续不断。如果热液区下方确实存在岩浆房或是高温岩浆岩体, 那么, 由于断裂的存在而导致的强烈的岩水热交换应是微地震发生的主要原因。

现代海底热液活动是普遍发育于洋中脊、弧后盆地及板内火山活动中心的一种在岩石圈和大洋之间进行物质和能量的交换过程。热液活动的形成必须有动力源、流体源和使热液循环流动的通道。动力源、流体源和热液通道是形成热液活动的三个重要方面, 而构造环境对这三个方面都有重要的控制作用。冲绳海槽是西太平洋聚敛板块边界的一个重要的弧后盆地, 海槽中高而变化的热流异常, 频繁的地震, 变化的磁场都说明该区处于一个十分活跃的构造环境中, 从而为热液活动的发育提供了背景条件。通过上面的分析可以粗略给出中部冲绳海槽热液活动形成模型为: 菲律宾

板块向中国大陆板块下的俯冲作用在海槽下诱生地幔物质上涌, 上涌的热地幔物质加热上覆的岩石层, 使岩石层物质出现物性的改变, 产生次生扩张, 在顶部出现平行于海槽轴向的高角度正断层。断裂活动进一步加剧, 海槽中轴正断层所夹的地块下陷, 形成海槽中央地堑。热的岩浆进一步加热上覆岩石层, 岩石层出现部分熔融, 熔融的岩浆冲出海底形成海底火山。火山停止喷发后, 在火山口或火山脊的侧坡上留下热收缩裂隙或构造裂隙成为热液活动的通道。没有冲出海底的岩浆在岩石层中固化, 为热液活动提供动力源。所以在海槽中所发现的热液活动都集中于海槽中央地堑, 且中分布于火山或山脊的侧坡上。

致谢: 文的图件由蒋孟荣清绘, 特致谢忱。本文由国家自然科学基金重点项目 49736210 和中国科学院院长基金资助。

参 考 文 献

- 1 Kimura M, Kaneoda I, et al. Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough, Part V: Topography and Geology of the Central Grabens and their Vicinity [R]. Bulletin of the Earthquake Research Institute of Tokyo, 1986, 269 ~ 310
- 2 Kimura M, et al. Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough back arc basin [J]. Technophysics, 1988, 145: 319 ~ 324
- 3 Halbach P K, et al. Probable modern analogue of kurolo-type massive sulfide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin [J]. 1989, 338(6215): 496 ~ 499
- 4 田中等. 伊士名海穴中的热液活动分布. 深海 2000 第六次调查报告 [R], 1990, 11 ~ 23
- 5 桥本等. 南奄西海丘区热液喷口处的生物群落. 深海 2000 第九次调查报告 [R], 1993, 327 ~ 336
- 6 李乃性. 冲绳海槽地热 [M]. 山东青岛: 青岛出版社, 1995
- 7 翟世奎. 海底岩石圈内流体作用的研究 [A]. 海洋科学中若干前沿领域发展趋势的分析与探讨 [C]. 北京: 海洋出版社, 1994, 32 ~ 34
- 8 栾锡武. 琉球沟弧盆系海底热流分布特征及冲绳海槽热演化的数值模拟 [J]. 海洋与湖沼, 1997, 28(1): 44 ~ 49
- 9 Nagumo S, Kinoshita H, Kasahara J, et al. Report on DELP 1984 Cruise in the Middle Okinawa Trough Part II: Seismic Structure Studies [J]. Bulletin of the Earthquake Research Institute of Tokyo, 1986, 61: 167 ~ 202
- 10 Kiyoyuki Kisimoto, et al. Preliminary experiment of seismic observation using 3-OBS array at the black smoker venting site in the Izena Calderon, Okinawa Trough [J]. Deepsea Research (1991) [R], 1991, 193 ~ 199
- 11 Liu Guangding. Geophysical and geological exploration and hydrocarbon prospects of the East China Sea [J]. China Earth Sciences, 1989, 1: 43 ~ 57

Tectonophysical Features of the Hydrothermal Fields in the Middle Okinawa Trough

LUAN Xi-wu ZHAI Shi-kui GAN Xiao-qun

(Institute of Oceanology ,Chinese Academy of Sciences ,Qingdao Shandong 266071)

Abstract

Hydrothermal activity is widely occurring along the active plate boundaries and intraplate volcanic centers which is exchanging heat and material between the lithosphere and the oceans. Okinawa Trough is an important part of Ryuky T-A-ba system which is in the collision and subduction zone between a oceanic block and continental block and is reported to be in the early stage of back-arc spreading with a rift structure and an embryonic marginal basin ,its origin and evolution may be one of the most interesting problems in geophysics and geology today. Hydrothermal activity as a window and clue of studying the origin and evolution of Okinawa Trough has been explored through out the Trough by scientists all over the worlds. Several hydrothermal fields have been found in the middle part of Okinawa Trough. Tectonophysical features of topography ,heat-flow distribution ,seismicity and magnetic anomaly of three hydrothermal fields including southwest Amami hydrothermal field ,Iheya deep hydrothermal field and Izena caldron hydrothermal field in the middle Okinawa Trough were studied. The results show that all the hydrothermal fields distribute in the central graben and locate at the slope of caldera or of central ridge with high and vary heatflow distribution ,active seismic activities and fluctuating magnetic anomaly. It is found that the hydrothermal fields have close relationship with tectonic zoon. In the area of Ryuky T-A-Ba system ,the upwelling of mantal materials beneath the trough due to the subduction of Pacific Plate provides heat energy for the hydrothermal activity. The faults formation in the process of trough expending provides space for the hydrothermal activity.

Key words Okinawa Trough hydrothermal fields tectonophysical features