

冲绳海槽北部的构造活动性研究^{*}

李乃胜 李常珍 姜丽丽

(中国科学院海洋研究所)

西北太平洋各个边缘海盆虽同处于环太平洋构造活动带,但构造特征、形成机制和构造演化各不相同。例如南中国海发育在东亚大陆边缘,经过多次扩张形成了中央海盆,发育了大洋地壳,但洋陆壳边缘无火山弧发育,亦无明显的构造活动特征,地磁场平静,因此属于大西洋型边缘海盆。另一类边缘海盆如马里亚纳海槽,发育在两个海洋板块的汇聚带上,发育了活动的火山弧(马里亚纳弧)和残留弧(西马里亚纳弧),两列弧在北端合并为小笠原弧。四国海盆和帕里斯维拉(Parece Vela)海盆也属此类。

冲绳海槽与以上两类海盆不同,它发育在东亚大陆边缘地壳上,由陆壳张裂而成。在冲绳海槽和琉球海沟之间既发育了活动的火山弧(吐喀喇火山弧),也发育了大陆地壳性质的非火山弧(琉球弧主体)。东南亚地区的日本海、苏禄海槽(Sulu Trough)、班达海(Banda Sea)、安达曼海(Andaman Sea)属于这种类型的边缘海盆。但是如果把具有复杂的斜向张裂的安达曼海除外,冲绳海槽是世界上唯一一个典型的发育在大陆边缘,由陆壳张裂而成,处于裂谷作用最高阶段,海底扩张即将出现的弧后活动盆地。因此,冲绳海槽的现代构造演化将是这类边缘海盆演化的典型例证,对冲绳海槽构造活动性的深入分析研究将具有全球意义。

世界各国学者对冲绳海槽进行了许多调查研究,但主要集中在海槽的南部和中部,对海槽北部调查研究极少,研究程度也最差。本文根据中国科学院海洋研究所自 1988 年以来在冲绳海槽北部完成的大量实测地质、地球物理资料,结合国内外其它单位的洋洋地球物理调查资料(包括海洋反射地震测量、海洋重力测量、海洋地磁场测量和水深测量),对冲绳海槽北部进行了较为详细的地质构造学研究。结果表明,冲绳海槽北部表现出强烈的构造活动特征,而不同于国内外本研究领域内流传的“冲绳海槽构造活动性南强、北弱”的观点。

一、冲绳海槽的地质构造特征

冲绳海槽位于东海东南边缘,北起日本九州,南达我国台湾,是一个朝菲律宾海凸出的 NNE 向弧形半深水舟状盆地。海槽主体水深大于 1000m,到目前为止测得最大水深为

^{*} 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 3138 号。
本课题为中国科学院院长基金资助项目。
收稿日期: 1997 年 1 月 30 日。

2719m(李承伊等,1982),总体上具有南深、北浅的地形特点,槽状地貌明显,断裂构造发育,为一著名的现代构造活动地区。海槽东西宽约100—120km,南北方向与琉球岛弧平行展布约1200—1300km,与其东侧的琉球海沟、琉球岛弧一起构成一个完整的沟弧盆体系。

1. 冲绳海槽地壳活动特点

冲绳海槽以其独特的大地构造位置和强烈的现代地壳活动特征吸引中外学者在该区进行了大量地质地球物理学调查研究。现已查明,海槽内岩浆活动强烈、地震活动频繁、水活动强烈,张裂地堑发育,地壳厚度减薄及存在活动断层。同时,冲绳海槽还具有极高的热流值和很高的重力场和特殊的大地电场。因此,冲绳海槽已经成为一个国际上研究的热点地区。

(1) 高热流:冲绳海槽热流值极高,257个热流测点平均值大于 $500\text{mW}/\text{m}^2$,如此高的热流值远大于大洋中脊及西太平洋诸边缘海,甚至比红海、亚丁湾等“新生海洋”也高得多(李乃胜,1992;Yamano *et al.*, 1989; Kinoshita *et al.*, 1991)(图1)。还有大规模海底热液喷发,发育了较大的海底热液丘(Kimura *et al.*, 1988)。到目前为止,日本“深海2000”号深潜艇已在冲绳海槽中央张裂地堑内发现了多处热液喷发口(Kimura *et al.*, 1990, 1991; Halbach *et al.*, 1989)。

(2) 强地震:冲绳海槽为一强震带。仅自1900年以来, $M_s \geq 5$ 级的地震就发生了100多次,而且多为中、浅源地震(Shiono, *et al.*, 1980),微地震更加频繁(Nagumo *et al.*, 1986)。

(3) 高重力:冲绳海槽是一个半深水槽地,但该区重力值很高,自由空间异常为 $100-400\mu\text{m}/\text{s}^2$,布格异常为一平行海槽轴向展布的高值带,最高达 $1600\mu\text{m}/\text{s}^2$,与东海陆架低缓的重力场特征明显不同(李乃胜,1987; Katsura *et al.*, 1986)。

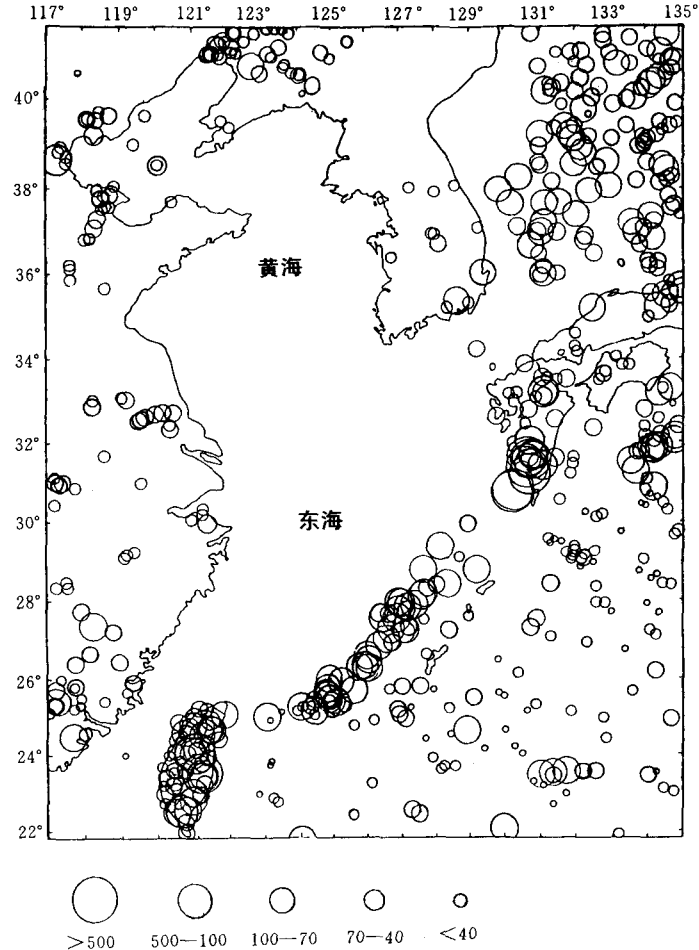
(4) 多火山:冲绳海槽区火山活动强烈,主要发育了两条现代火山链,其一在海槽东坡(吐喀喇火山链),形成了一系列活火山岛和水下火山链;另一条沿海槽中心张裂轴发育,有大量酸、中、基性火山熔岩喷出,其中采集到的双峰态高铝系列拉斑玄武岩代表了张裂环境的火山活动。海槽中火成岩K-Ar年龄小于1Ma,证明为现代火山活动(Kimura *et al.*, 1986; Ishikawa *et al.*, 1991)。

(5) 活动断层:该区断裂构造特别发育,现已查明,主要有NNE与NW向两组。大量人工反射地震剖面揭示出,绝大多数断层向上延伸切穿海底(李乃胜,1988),因此,属现代活动断层。

(6) 构造地貌:地形测量和人工地震探测查明,由于断裂作用形成了壮观的断裂地貌。海槽两坡陡峭起伏,槽底海山林立。特别是在海槽轴部又发育了次一级地堑构造(槽中槽),地堑轴断断续续呈NNE向雁行斜列,纵贯整个冲绳海槽(Letouzey *et al.*, 1986; Kimura, 1985; 李乃胜,1990)。

(7) 电磁异常:电磁测深证明(金子康江等,1987),冲绳海槽之下发育了一个高导层,其上、下界面埋深分别为45km和135km。在海槽中部其电导率高达 $1.0\text{s}/\text{m}$ 。这表明海槽区熔融层埋深小,岩石圈厚度减薄。

(8) 异常地幔:海槽区地幔上拱,地壳厚度为16—24km(Lee *et al.*, 1980; Hirata *et*

图1 冲绳海槽热流分布图(mW/m^2)

al., 1991),比东海陆架和琉球岛弧区地壳明显减薄。地壳之下发育了异常地幔(Nagumo *et al.*, 1986)。

但是,到目前为止,对海槽构造活动性的调查研究大多集中在海槽的南部和中部,北部较少。根据以往的资料,国内外学者多认为海槽的构造活动南强、北弱,或者说海槽北部构造活动性差。本文根据大量实测海洋地质、地球物理资料认为,海槽的北、中、南三段具有各自的构造活动特点,海槽北部仍是一个现代强烈构造活动区。

2. 冲绳海槽的南、北、中三段差异

广义的冲绳海槽(包括其东西坡)可称为“大海槽”,是指界于东海陆架东缘断裂与琉球弧西缘断裂之间的海域。其南部宽约100—120km,北部宽约180—240km。狭义的冲绳海槽指习惯上的冲绳海槽槽底,可称为“小海槽”,界于西坡断裂与吐喀喇火山弧西缘断裂之间,宽度一般为60—90km。海槽中心发育的张裂地堑构成了次一级槽状地貌,可称为“槽中槽”。“槽中槽”的宽度一般为10—20km。因此,冲绳海槽有三个不同宽度的“海槽”

概念。

根据地形地貌、地质构造和地球物理场特征,1300km 长的冲绳海槽可分为南、中、北三段,具有各自的构造活动特征。冲绳岛南侧的宫古海峡,指发育在久米岛和庆良间列岛南侧的水道,也称为庆良间海裂(26°N 附近)把冲绳海槽南部和中部分开。奄美大岛北侧的吐喀喇海峡,指发育在恶石岛与宝岛之间的水道(也称諏访水道,29°N 附近),把海槽的中部和北部分开。值得注意的是有些海图和地形图上的吐喀喇海峡是指屋久岛南侧(30°10'N附近)的水道。

简要说,冲绳海槽南、中、北三段表现出深、热、宽三个构造活动特点:海槽南段的“深”表示其构造活动性强,张裂地貌发育良好,水深大;海槽中部的“热”是指热流值极高,海底热液活动强烈,表明是一个年青的构造活动区;海槽北部的“宽”说明其张裂历史长或者张裂速度快,同时沉积物厚度大,裂隙深,表明海槽北部也具有强烈的构造活动性。

(1) 海槽南部的构造活动特征:宫古海峡南面是整个海槽的最深部位,主体水深大于2000m,最深处达2719m(李承伊等,1982)。因此,宫古海峡在地形上反映明显,在琉球岛弧上,它是一个深水道;在冲绳海槽内它表现为一个北高南低的台阶地形;在海槽西坡,它构成了赤尾屿东北第二海底谷(大岛章一等,1988),该谷较两侧海底约深250—300m。在构造上,宫古海峡为著名的鱼山-久米NW向大断裂带。

海槽南部两坡地形陡峭起伏,沉积层较薄。钓鱼岛-赤尾屿断块山发育在海槽西坡上,受一系列断层错断,形成一系列陡峭起伏、犬牙交错的断块山体,其上基本上无沉积物发育,钓鱼岛附近有八重山群和岛尻群地层出露。因此,从地理位置、沉积特征、构造与地形特征、地层发育等多方面综合考虑,钓鱼岛-赤尾屿断块山脊与海槽中部和北部的陆架边缘脊可能不属于同一个构造带。西坡上钓鱼岛-赤尾屿一带有第四纪火山喷发和岩浆侵入体发育;东坡上的石垣海山、久米第一海山、久米第二海山、宫古第一海山、宫古第二海山、宫古第三海山等海底山体都是第四纪火山或火成岩体(Kimura *et al.*, 1991),这些海底火山的NNE向弧形展布,与海槽北部的吐喀喇火山弧相对应。说明海槽南部也有火山弧存在,但由于这些海底火山未高出水面,因而不易被人们发现。

槽底中央发育了四条NNE向雁行斜列的张裂地堑,自北往南依次是:与那国地堑、八重山地堑、宫古地堑、庆良间地堑。这些地堑宽10—20km,长50—100km,比两侧海底深100—200m,形成了壮观的次一级槽状张裂地貌。

海槽南部的热流值比海槽中部明显降低。该区几十个热流值大多介于60—150mW/m²之间,最高为231mW/m²,最低为9mW/m²。图2为一条位于宫古岛西侧海域横穿海槽南部的SE向热流剖面,可以看出海槽南部热流值低而分散。从图2上可看出,宫古地堑内的宫古海山附近热流值最高(231mW/m²),向两侧减小。

(2) 海槽中部构造活动特征:位于宫古海峡与吐喀喇海峡之间的海槽中部,水深为2000—1000m,槽底东部及海槽东坡海山林立,沟谷纵横,极不平坦。海槽中部最大的特点是“热”,这里测得极高的热流值和极高的地温梯度(图3)。热水活动非常强烈,热水温度接近当地的沸点。

冲绳海槽中部的中央也发育了一系列雁行排列的张裂地堑,自南往北依次是:久米地堑、粟国地堑、伊平屋地堑、硫黄地堑、奄美地堑(暂名)、宝岛地堑(暂名),其中发育最好和

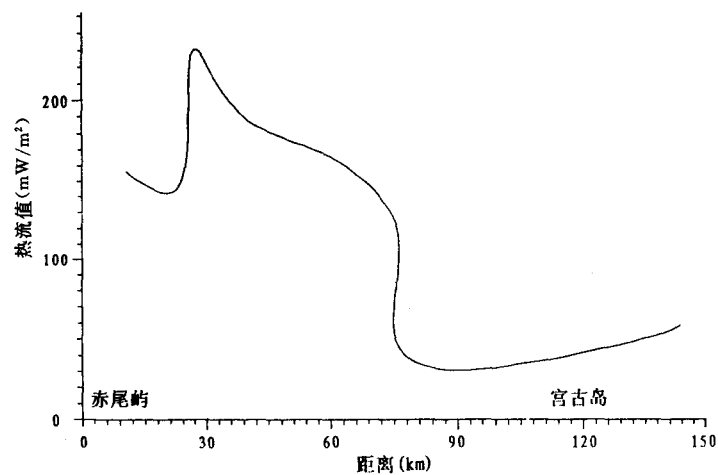


图2 横穿海槽南部的热流剖面

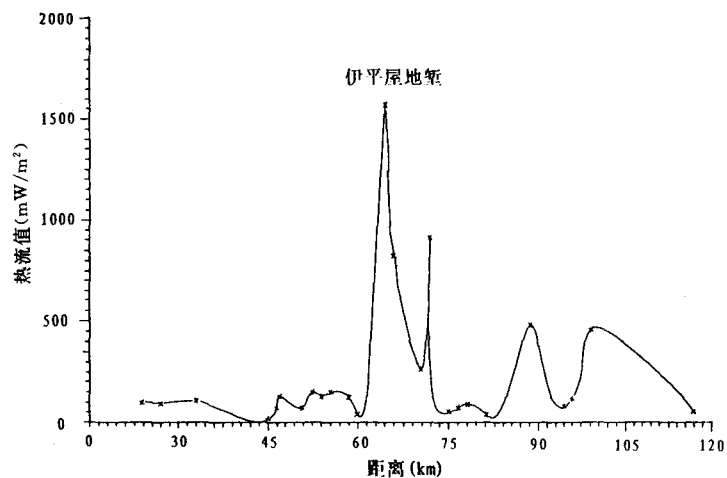


图3 横穿海槽中部的热流剖面

最具代表性的是伊平屋地堑。

伊平屋地堑及其周围被泛称为伊平屋凹陷,是冲绳海槽内调查最详细、调查资料最丰富的地区。“深海2000”号下潜观察、采样、海底拖网、底质取样、热流测量、地球物理剖面等地质地球物理调查证明,伊平屋凹陷是一个强烈的现代构造活动区,这里火山活动强烈、热流值极高、海底热水活动强烈、活动断层、张裂地堑都非常发育。

除在德之岛西海山(27°05'N, 127°39.3'E, 水深573m)获得了被视为热水堆积物的锰

氧化物皮壳(汤浅真人等,1983),尚未正式发现热液喷发口外,已发现和证实了四个热液活动区。位于硫黄地堑内南奄西海山上发现了温度高达 278℃(当地沸点为 285℃)的热水喷口(根建心具等,1991)。粟国地堑东北端的伊是名火山口盆地内发现了热液喷口和黑烟卤堆积物(Halbach *et al.*, 1989),该处喷出热水温度高达 336℃(校正为 320℃),略低于当地沸点(330℃)。伊平屋凹陷也是一个热液活动区,1986 年在夏岛 84-1 海山上发现热液活动(Kimura *et al.*, 1988),伊平屋中央海脊北坡、夏岛 86-1 海山上及淡青丸盆地的东北坡也采得热液堆积物样品,并发现了热液喷口(Kimura *et al.*, 1991)。根据取得的热液沉积物的初步分析结果推断,这些热液沉积物是近 100 年内形成的(Kimura *et al.*, 1989)。

(3) 关于海槽北部构造活动的争议:关于冲绳海槽北段的活动性是一个争议较多的问题。由于海槽北部水深不如南部大,张裂地堑发育程度亦不如南部高,因此多数学者认为地壳活动性南强、北弱。作者认为,海槽北部具有两个被公认的特点,第一是宽度大,第二是沉积厚度大,可以说明海槽北部的构造活动性,而冲绳海槽构造活动性南强、北弱的观点难免有失偏颇。下面将就海槽北部的构造活动特征进行专题论述。

二、冲绳海槽北部的构造活动特征

冲绳海槽北部水深较小,多为 500—800m,海底宽缓,槽状地貌发育较差。由于第四纪沉积巨厚,覆盖了断裂地貌形迹,容易使人认为现代构造活动较差。但如进行深入分析研究则可发现海槽北部仍具有强烈的现代构造活动特征。

(一) 海槽北部的构造单元

1. 海槽西坡 北段发育宽缓,其上有陆架前缘盆地、陆架前缘海山和陆架前缘斜坡三个次一级构造单元。

(1) 陆架前缘盆地:是一个发育在西坡上的“悬挂式”、东断、西超的半地堑状沉积盆地(图 4)。盆地内发育了晚中新世以来的沉积层,其厚度达 5000—8000m,最厚处超过 10000m。陆架前缘盆地的西界以斜坡超复的形式与陆架边缘脊呈渐变过渡关系,其东界以一条大断裂(龙王断裂)与前缘海山分界。

(2) 陆架前缘海山:指发育在大陆坡上的断块海山链,系由断裂控制,两侧差异升降而成。在海槽北部,形成了龙王海山带,带宽约 10—20km,长约 180km,两侧陡峭起伏,造成了壮观的断裂地貌。海山顶上可能发育了晚中新世以来的沉积层,但较两侧大为减薄。海山带两则为两条张性大断裂与陆架前缘盆地和陆架前缘斜坡分界。从地震剖面上看(图 4),海山两侧的正断层向上直接切穿海底,似乎是从中新世以来一直活动的同生断层。

(3) 陆架前缘斜坡:位于陆架前缘海山东侧,其东界为冲绳海槽西缘大断裂,是一个陆架前缘海山至冲绳海槽槽底的过渡带。该斜坡宽度变化较大,由于断层的影响,斜坡上地形陡峭起伏。总体上说,前缘斜坡发育了较厚的沉积层,一般为 4000—6000m,个别地方可能会超过 8000m,推测主要为晚中新世以来的沉积物。陆架前缘斜坡的沉积层在地震剖

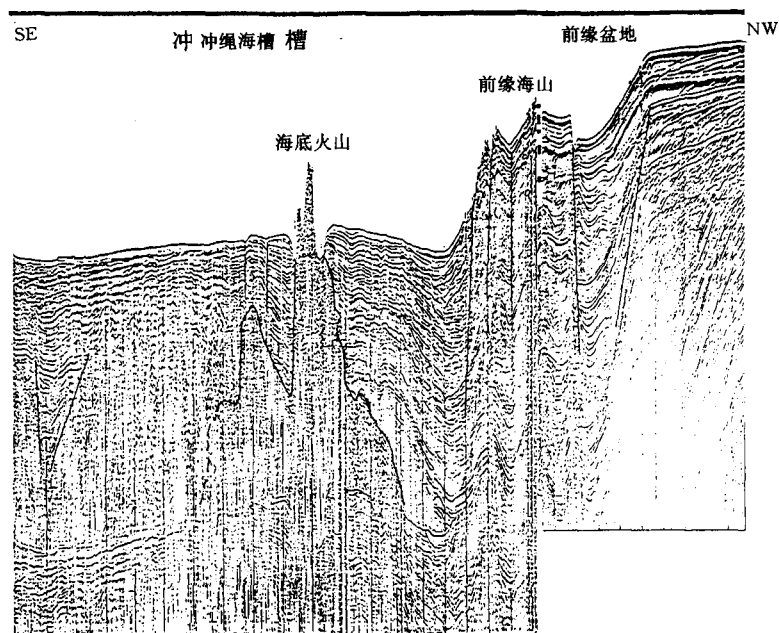


图4 海槽北部的SE向地震剖面

面上略呈西断、东超的箕状结构。

2. 海槽盆地 北部槽底为一大型裂谷盆地,总体上略向东倾斜。槽底海山林立,起伏不平,发育了许多火成岩海山和沉积岩海底断块山。海槽内发育了3000—6000m厚的沉积物,推测主要为上新世以来的沉积。主要特征是充填式沉积,但又受到第四纪以来的断裂作用和火成岩活动的影响,使沉积层倾斜、挠曲或错断。海槽内发育了次一级的槽状地貌(槽中槽)。

3. 海槽东坡 海槽东坡非常陡峭,其宽度远小于西坡。东坡上发育了一系列串珠状的火山岛出露水面,自北往南有:硫黄岛、口永良部岛、口之岛、中之岛、諏访濠岛、恶石岛、横当岛等。岛上出露的岩层主要是晚第三纪至第四纪安山岩,而且火山活动性表现出自南往北逐渐增强的趋热。这与一般认为冲绳海槽地壳活动性自北往南逐渐增强的结论刚好相反。推测东坡上沉积层较薄,主要是上新世以来的火山碎屑沉积物,并有大量浮岩分布在海底表层及浅层沉积物中。在奄美大岛西侧发育了奄美盆地,接受了较厚的晚第三纪和第四纪沉积物。

(二) 海槽北部的构造活动特征

1. 沉积厚度大 冲绳海槽南段主体水深2000—2200m,北段主体水深800—1000m,二者相差约1200m。但大量人工地震资料揭示出声波基底之上,沉积层厚度(晚中新世以来)在海槽北段可达7000—8000m,而在南段为3000—4000m(Letouzey *et al.*, 1985; Kimura, 1985),这说明海槽北段比南段总体上沉积层约厚4000m。扣除现代地形

上 1200m 的差异,海槽北段声波基底比南段沉陷深度大 3000m,说明海槽北段裂陷深度比南段大。

2. 热流值高 从冲绳海槽及其邻区的热流分布图(图 1,5)可以看出,冲绳海槽北部热流值很高,虽然总体上不如海槽中部,但比海槽南部要高得多,特别是海槽北端的鹿儿岛湾,18 个站位的热流平均值竟高达 1308mW/m^2 (Matsbayashi *et al.*, 1979)。

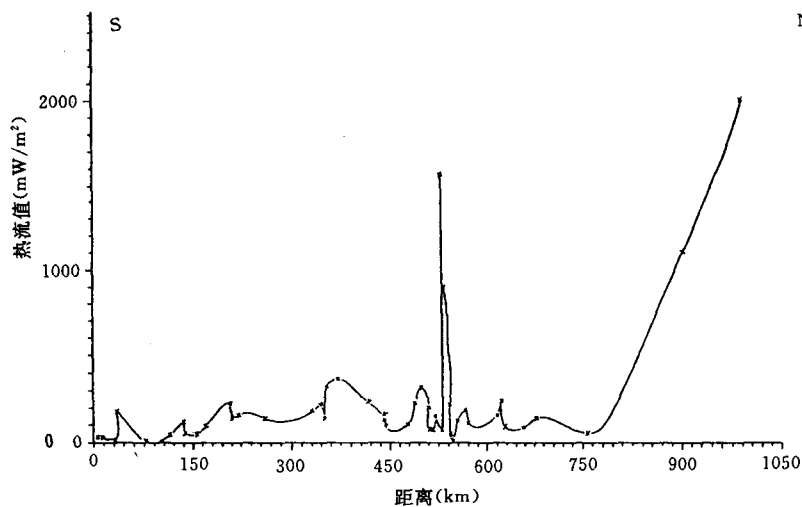


图 5 平行海槽轴向的热流剖面

3. 地震活动频繁 根据近 100 年来冲绳海槽地区的地震震中分布可知,奄美大岛以北的冲绳海槽北段地震次数多、震级大。图 6 为南起台湾、北到九洲的震源分布剖面,从图中可以看出,从吐喀喇到九洲的冲绳海槽北段地震次数多,震源深度浅。而宫古岛以南的冲绳海槽南部,其地震频度和强度远不如北部(Shiono *et al.*, 1980)。

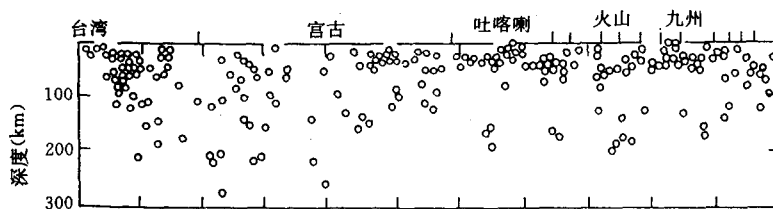


图 6 平行琉球岛弧的震源深度剖面(据 Shiono, 1980)

4. 火山活动强烈 第四纪火山活动非常强烈。现在观察到的出露水面的第四纪火山岛主要集中在海槽北段,而南部较少。在海槽北段的东坡发育了一系列串珠状展布的活火山岛,形成了一条活火山链(吐喀喇火山链)。海槽北部的反射地震调查也揭示出大量的海底火山和火成岩体(图 5,7)。

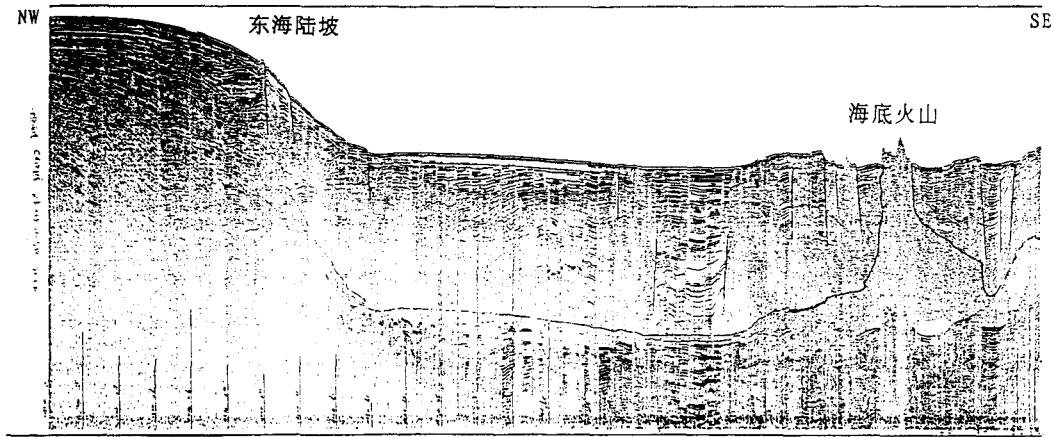


图7 海槽北部的 SE 向反射地震剖面

记录长度:4S(图8同)

5. 活断层发育 大量反射地震剖面清楚地揭示出许多断层向上切穿海底,造成了壮观的海底断裂地貌。冲绳海槽北段沉积速率较大,但断层构造形迹没有被现代沉积物所覆盖,而相反,第四纪地层却被断裂错断,因此可以证明,冲绳海槽北段的断层构造属于迄今仍在活动的活断层(图7,8)。

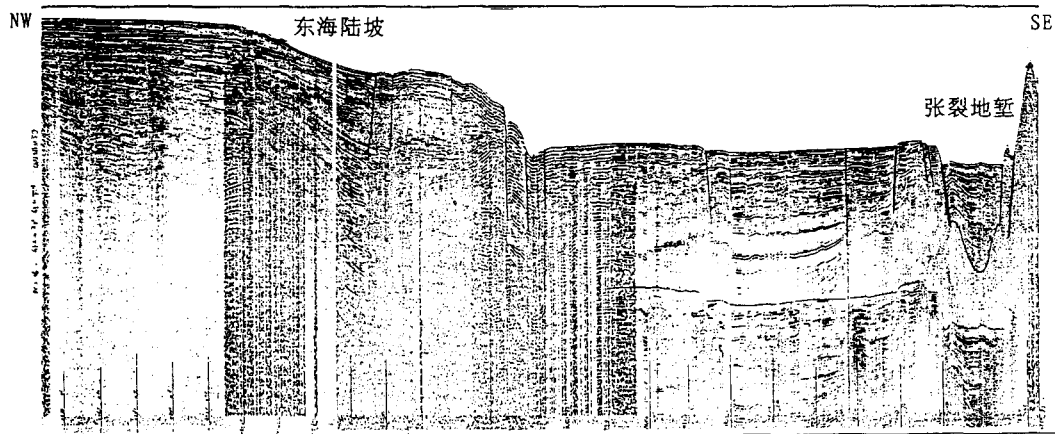


图8 海槽北部 SE 向反射地震剖面

6. 张裂地堑存在 海槽北段与中、南段一样也发育了槽中张裂地堑,造成了海槽中的次级槽状地貌,图8就是一个例证。与海槽南部不同的是北段的张裂地堑未发育在海槽的地理中轴线上,也不是最大水深点的连线。海槽北段的宽度比南段大得多,意味着北段的张裂历史比南段长,因此北段张裂地堑的相互错开位置可能会大些。

7. 岩石圈减薄 海槽北段与南段一样,地壳厚度变小,异常地幔发育,岩石圈厚度

也较两侧明显变小。日本学者用海底地震仪折射地震测量证明,在冲绳海槽北段,即使接收距离达到 130km,也未探测到明显的 Moho 面,这说明冲绳海槽北段地幔物质上拱,异常地幔发育(Nagumo *et al.*, 1986)。1990 年,中日联合海底热流调查时,用海底电磁仪(OBEM)在冲绳海槽北段进行大地电磁场观测,电磁测深资料计算分析表明,海槽北段的岩石圈厚度仅为 40km 左右(喻普之等,1992)。

三、冲绳海槽北部的构造活动分析

冲绳海槽的形成演化和构造活动史一直是地学界争议最多的问题。争论点集中在冲绳海槽到底是从南往北发展,还是从北往南发展?本文通过对冲绳海槽北部的构造活动分析认为,海槽北部的形成时代略早于海槽南部,其构造活动性呈现出自北往南逐渐发展的趋势。

1. 冲绳海槽北部的形成时代

总体上说,新第三系中新统与上新统的分界面在东海陆缘地区是一个区域性不整合面。到中新世末,东海陆架盆地结束了裂陷的历史,盆地特征消失,然后全区稳定下沉,接受了厚 500—650m 的上新统三潭组海陆过渡相沉积和厚 380—450m 的第四系海相沉积(周志武等,1985)。根据自西北向东南发展的构造活动规律和反射地震剖面分析,冲绳海槽自中新世末开始逐渐形成,至今仍在强烈活动。由于缺少钻孔资料,海槽内是否有上中新统地层尚难定论,在海槽北部盆地和海槽北部西坡的前缘盆地内可能会有部分上中新统地层发育。但根据周边钻孔资料和地震资料分析,可以确定海槽内发育了很厚的上新统和第四系地层。因此,根据地层发育情况分析,冲绳海槽北部自中新世末开始形成是有地层学根据的。

2. 冲绳海槽北部的地壳年龄

根据海槽北部两坡、槽底海山地层出露情况分析,距今 9—6Ma 的中新世末期是一个剥蚀期,产生了中新世末的区域性不整合面。海槽北部东坡奄美大岛西北侧海域吐喀喇海峡内的吐喀喇一井(Toka-1)揭露,2900m 厚的沉积层之下为白垩纪花岗岩,而 2900m 的沉积层主要是上新统岛尻群(图 9)。岛尻群底部有晚中新世火山熔岩存在,其 K-Ar 年龄为 6Ma(Nash, 1979)。中新统顶面在冲绳海槽地区是一个很强的剥蚀面,其后的上新统覆盖在不同时代的老地层之上。因此,可以确定在上新世之前(>6Ma)不存在“海槽”这个海水覆盖的半深水槽地。所以,冲绳海槽北部的形成时代最早可追溯到中新世末(距今 6Ma)。

海槽区极高的区域热流值反映了海槽地壳的年青,也证明了冲绳海槽是一个正在活动的弧后裂谷盆地。另一方面,强烈的现代构造活动特征,又暗示着海槽内正发生着热构造事件。根据现有的热流资料,利用 Parsons 等人(1997)的经验公式

$$Q = 437.1t^{-1/2}$$

式中, Q 为热流值,单位为 mW/m^2 ; t 表示年代,单位为 Ma。

对冲绳海槽的地壳年龄进行估算。若取所有热流资料的平均值 $Q = 695$, 则 $t =$

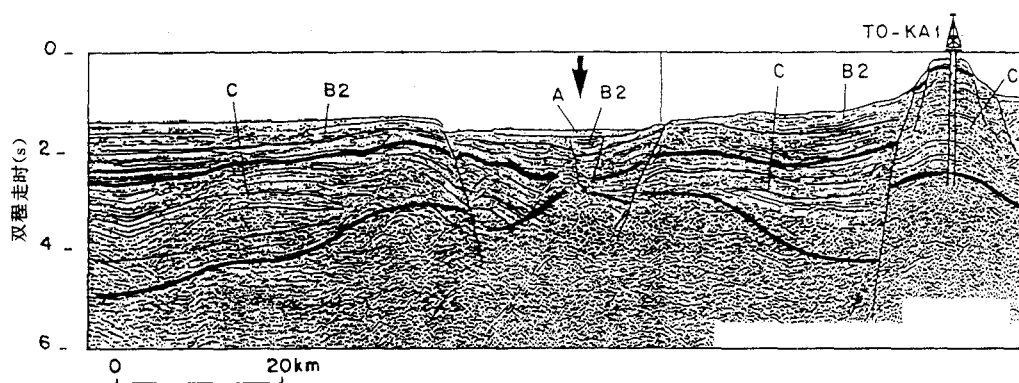


图9 海槽北部的SE向多道反射地震剖面(据 Kimura, 1985)

A. 全新统; B. 更新统(B2. 更新统上部亚层); C. 上新统; TO-KAI 钻井; 箭头: 海槽中央

0.4Ma; 若按146个站位的平均值 $Q=459$ 计算, 则 $t=0.9\text{Ma}$ 。这些特别小的年龄数字, 说明冲绳海槽存在着强烈的近代构造活动。按热流资料估算的地壳年龄与岩石测年结果基本一致。

3. 冲绳海槽北部的构造演化

中新世末期, 距今9—6Ma, 整个东海陆缘地区为一剥蚀期, 形成了中新世末的区域性不整合面。距今6Ma, 冲绳海槽北部开始形成, 此时琉球岛弧与东海陆架之间开始拉张断陷, 形成了一个浅海盆地, 接受了岛尻群的浅海相砂泥岩沉积。这种比较稳定的拉张断陷从距今6Ma持续到距今2Ma左右, 在这段时间内, 一个浅海槽的轮廓自北往南逐渐发育成形, 岛尻群的厚度达到2000m, 其走向平行于琉球岛弧, 其层面略向东倾斜, 表明沉积物主要来自西面的中国大陆。到上新世末, 距今2Ma左右, 冲绳海槽地区开始了强烈的弧后张裂活动, 使已经形成的厚约2000m的岛尻群在海槽中央明显拉薄。从反射地震剖面上(图9)可以清楚看出, 岛尻群(C层)在海槽两坡及槽底边缘厚2000多米, 向槽中心厚度递减, 到中央张裂地堑, 其厚度最小, 仅为几十米; 相反, 更新统地层(B层)从槽底两侧向中央厚度增大, 到中央张裂地堑厚度最大。说明距今2Ma左右, 海槽中央张裂地堑(槽中槽)开始出现, 琉球岛弧已远离中国大陆, 所以在琉球岛弧南部由于已基本上不受陆源沉积物的影响, 因而发育了大量珊瑚礁体, 形成了更新统礁灰岩建造(琉球灰岩)。

自中央张裂地堑形成之后, 冲绳海槽的张裂活动进一步加剧, 表现出一系列裂谷活动特征。特别是距今1Ma以来, 沿中央张裂地堑发生了强烈的火成岩活动和海底热水活动, 这些新的热构造事件使冲绳海槽地区表现出全球罕见的高热流特征。

因此, 通过上述分析, 本文认为冲绳海槽处于扩张开始之前, 洋壳即将萌芽的陆缘裂谷演化的最高阶段。从构造属性上说, 冲绳海槽仍是一条正在强烈活动的弧后裂谷。根据海槽内地层发育和区域构造分析, 可以说海槽北部活动时代略早于中部和南部。

四、结 论

通过对冲绳海槽北部构造活动性的分析,以及对整个冲绳海槽构造特征的总体讨论,可得出如下初步结论:

1. 冲绳海槽是一个典型的正在活动的弧后裂谷盆地,代表了弧后盆地的一个特定发展阶段,这种例子全球并不多见。冲绳海槽的构造演化处于洋壳即将萌芽、扩张即将开始前的陆缘裂谷发展最高阶段。

2. 冲绳海槽的南、中、北三段表现出不同的构造活动特点,都处于强烈活动状态。不能简单地说海槽的地壳活动性南强、北弱。海槽北部的活动时代可能略早于中部和南部。

参 考 文 献

- 李乃胜,1992,冲绳海槽海底热流研究,海洋学报,14(4):87—93。
- 李乃胜,1987,利用重力资料探讨冲绳海槽海底断裂构造,海洋科学,11(6):11—16。
- 李乃胜,1988,冲绳海槽断裂构造的研究,海洋与湖沼,19(4):437—358。
- 李乃胜,1990,冲绳海槽的地质构造属性,海洋与湖沼,21(6):536—543。
- 李承伊、朱永其、曾成开,1982,冲绳海槽构造地貌的一些认识,海洋通报,1(3):46—50。
- 周志武、殷培龄,1985,东海地质调查的回顾与含油气远景展望,石油与天然气地质,6(1):1—14。
- 喻普之、李乃胜(主编),1992,东海地壳热流,海洋出版社,127。
- 桂忠彦、大岛章一、荻野卓司等,1986,冲绳海槽西南部海域的地质地球物理性质,水路部研究报告,21:21—47。
- 大岛章一、高梨政雄、加藤茂等,1988,冲绳海槽及南西诸岛周边海域的地质地球物理学的调查结果,水路部研究报告,24:19—44。
- 金子康江、本藏襄守,1987,冲绳海槽与小笠原弧的电导率构造,水路部研究报告,22:135—143。
- 根建心具、上野宏共、大松彦领,1991,鹿儿岛湾北部,若御子热水涌喷出物的底质特征和硫化物矿脉,第7次“深海2000号”调查研究报告书,235—244。
- 汤浅真人、横田节哉、佐藤任弘,1983,日本周边海域热水成因的硫化物,海洋科学,9:519—524。
- Halbach, P., K. Nakamura, M. Wahsner *et al.*, 1989, Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin, *Nature*, 338: 496—499。
- Hirata, N., H. Kinoshita, H. Katao *et al.*, 1991, Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough, Part 3: Crustal structure of the southern Okinawa Trough, *Bull. ERI. Univ. Tokyo* 66(1): 37—70。
- Ishikawa, M., H. Sato, M. Furukawa *et al.*, 1991, Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough, Part 6: Petrology of Volcanic Rocks, *Bull. ERI. Univ. Tokyo*, 66(1): 151—178。
- Katsura T., S. Oshima, T. Ogino *et al.*, 1986, Geological and geophysical characteristics of the Southwest Okinawa Trough and adjacent area, *Rep. Hydro. Res.*, 21: 21—47。
- Kimura, M., 1985, Formation of the Okinawa Trough. Formation of Active Ocean Margins, Nasu(Ed.) TERRA-PUB, Tokyo, 567—591。
- Kimura, M., I. Kaneoka, Y. Kato *et al.*, 1986. Report on DELP 1984 cruise in the Middle Okinawa Trough, Part V; Topography and geology of the central grabens and their vicinity, *Bull. ERI. Univ. Tokyo*, 61(2): 269—310。
- Kimura, M., S. Uyeda, Y. Katao *et al.*, 1988, Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, Japan, *Tectonophysics*, 145:319—324。
- Kimura, M., T. Tanaka, M. Kyo *et al.*, 1989, Study of topography, hydrothermal deposits and animal colonies in

- the Middle Okinawa Trough hydrothermal areas using the Submersible "SHINKAI 2000" system, JAMSTECTR Deepsea Research, 223—244.
- Kimura, M., T. Oomori, E. Izawa *et al.*, 1990, Newly found vent system and ore deposits in the Izena Hole in the Okinawa Trough, Japan, JAMSTECTR Deepsea Research, 87—98.
- Kimura, M., T. Oomori, E. Izawa *et al.*, 1991, Research results of the 284, 286, 287 and 366 dives in the Iheya depression and the 364 dive in the Izena Hole by "SHINKAI 2000", JAMSTECTR Deepsea Research, 147—162.
- Kimura, M., M. Fukawa, E. Izawa *et al.*, 1991, Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough, Part 7: Geologic investigation of the central rift in the Middle to Southern Okinawa Trough, Bull. ERI. Univ. Tokyo, **66** (1): 179—210.
- Kinoshita, M., M. Yamano, Y. Kasumi *et al.*, 1991, Report on DELP 1988 cruise in the Okinawa Trough, Part 8: Heat flow measurements, Bull. ERI. Univ. Tokyo, **66**: 211—228.
- Lee, C-S., G. G. Jr. Shor, L. D. Bibee *et al.*, 1980, Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin, Mar. Geol., **35** (1—3): 219—241.
- Letouzey, J. and M. Kimura, 1985, Okinawa Trough genesis: Structure and evolution of a backarc basin developed in a continent, Mar. Petroleum Geol. **2**: 111—130.
- Letouzey, J., and M. Kimura, 1986, The Okinawa Trough genesis of a back-arc basin developing along a continental margin, Tectonophysics, **125**: 209—230.
- Matsubayashi, O., H., Kinoshita, Y., Matsubara *et al.*, 1979, Preliminary report on heat flow in the Central part of Kagoshima Bay, Kyushu, Japan, Bull. Geol. Surv. Japan, **30**: 45—49.
- Nagumo, S., H. Kinoshita, J. Kasahara *et al.*, 1986, Report on DELP 1984 cruise in the Middle Okinawa Trough, Part II: Seismic structural studies, Bull. ERI. Univ. Tokyo, **61**(2): 167—202.
- Nash, D. F., 1979, The Geological development of the North Okinawa Trough area from Neogene time to recent, J. Jap. Assoc. Pet. Technol., **44**: 341—351.
- Parsons, B. and J. G. Sclater, 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, JGR., **82**: 803—827.
- Shibata, K., S. Uchiumi, K. Uto *et al.*, 1984, K-Ar age results—2 new data from the Geological Survey of Japan, Bull. Geol. Surv. Japan, **35**: 331—340.
- Shiono, K., T. Mikumo and Y. Ishikawa, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, J. Phys. Earth **28**(1): 17—43.
- Yamano, M., S. Uyeda, J. P. Foucher and J. C. Sibuet, 1989, Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough, Tectonophysics, **159**: 307—318.

ON THE TECTONIC ACTIVITY OF THE NORTH OKINAWA TROUGH*

Li Naisheng, Li Changzhen, Jiang Lili

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences*)

ABSTRACT

The Okinawa Trough which lies at the southeast margin of the East China Sea is an active back-arc rift and is a part of the Ryukyu T-A-BA system. Many geological and geophysical studies reveal that the Okinawa Trough has extremely high heat flow, very strong submarine hydrothermal activity, very frequent earthquake, very strong volcanic eruption, central graben and well developed active fault, thin crust, and thin lithosphere. Up to now, most investigations have been carried out in the Middle and South Okinawa Trough, very few in the North. Most Scientists think the activity is strong in the Middle and South, but weak in the North. The authors' structural and tectonic analyses of the North Okinawa Trough, based on a great deal of geological and geophysical data, yielded some conclusions as follows:

1. If we except the Andaman Sea with a complex oblique opening, the Okinawa Trough is the only example in the world of an active marginal back-arc rift, opening along a continental boundary, forming by continental crustal extension, at a special high evolving stage of back-arc rift, near the end of rifting period and the beginning of spread.

2. The south, middle and north, three parts of the Okinawa Trough show different active features. The South is deep and the faulting land-form develops well. The Middle has extremely high heat flow and very strong and very hot hydrothermal eruption. The North Okinawa Trough is wide and has thick sediments, which means it sinks deep and rifts early. The active time in the north is a little early than that in the middle and south.

3. The Okinawa Trough was formed 6 Ma B. P., but as a back-arc rift valley, it has become strongly active since 2 Ma B. P. The central rifting graben of the Trough has been formed since 2 Ma B. P. and developed well. The age of igneous rock obtained from the central graben is younger than 1 Ma. Therefore, the Okinawa Trough is a very young and active back-arc rift.

* Contribution No. 3138 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.