

冲绳海槽宫古段中央地堑的形态与分布

栾锡武¹⁾, 高金耀²⁾, 梁瑞才³⁾, 秦蕴珊¹⁾

1) 中国科学院海洋研究所, 青岛, 266071; 2) 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州, 310012

3) 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛, 266061

内容提要:采用中国科学院海洋研究所“科学1号”调查船及国家海洋局“向阳红9号”调查船最近几年在冲绳海槽宫古段进行海底地形及反射地震调查所取得的数据,首次详细展示了冲绳海槽宫古段南北长约200km区域内中央地堑的形态及空间展布特征。本文给出的成果大大加深了关于冲绳海槽中央地堑各种变化的认识。指出,按照形态,中央地堑分为U型、V型和半地堑三种。其中大部分中央地堑为U型地堑。地堑的深度40~250m,宽度6~14km,长度17~33km。冲绳海槽宫古段的最大水深为2244.4m,位于中央地堑城阳段北端底部靠东的一侧(125°19.3'E, 25°49.8'N)。本研究区的中央地堑可分为断续的9段,从东北向西南大致呈右旋雁行排列。但黄岛段相对于崂山段,城阳段相对于莱西段,李仓段相对于城阳段又稍微向西偏出,呈现为左旋雁行排列。地堑的走向一般为N60°E左右,相对于冲绳海槽的走向更偏向于东西方向,偏角在15°左右。各段中央地堑是被NW向断裂错开的。这些断裂在海底表现为明显的海底断崖地貌和陡沟地貌,在地震剖面上表现为明显的地层错位,其错位的幅度往往老地层比新地层要大。根据地震剖面分析,这些NW向的断裂应该是走滑性质的。本文展示的中央地堑在形态上和空间展布形式上都和扩张洋脊类似。莱西段和城阳段中央地堑之间重叠地堑,在形式上也类似于扩张洋脊的重叠扩张中心。从地堑深度较浅并发育重叠地堑来分析,冲绳海槽的扩张速率应当介于慢速扩张和中速扩张之间。本研究区莱西段、即墨段和平度段海底地形相对较高,中央地堑深度变浅,并发育重叠中央地堑,应该相当于快速扩张大洋中脊的轴高,可能是正在孕育岩浆活动的位置。目前我们所观测到的中央地堑的错断和有规律的排列说明海槽的主体演化过程已经在拉张盆地和断陷盆地的基础上上升到一个更高的阶段。本文根据中央地堑的展布形式、重叠中央地堑,及其两侧中央地堑中的海底山推测此区域海底扩张可能正在进行。

关键词:冲绳海槽宫古段;中央地堑;形态分布;海底扩张

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(图版I-1)。它北起日本九州西南的浅海海域,西至我国台湾省东北部近岸海域,长约1200km。冲绳海槽的海底地貌与地质特征显示,海槽的海底可分为北、中、南三部份。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。海槽的水深由北向南逐级加深,北部500m左右,中部1500m左右,南部水深2300m左右;海槽的宽度由南而北变宽,南部100km左右,中部150km,北部冲绳海槽的宽度达230km;在走向上,海槽由北而南逐渐由N40°E、N45°E转变为N70°E。调查资料显示,冲绳海槽是一个年轻的、正在活动的弧后盆地,其复杂的地质特征,变化的地球物理场吸引了国内外众多的

海洋地质学家、地球物理学家对其进行调查研究。但到目前为止,有关冲绳海槽的地壳属性、成因演化、南北差异的原因等问题仍在争论之中。有的研究者认为是弧后拉张盆地(Herman, 1978; Jin Xianglong et al., 1987),有的研究者认为是弧后扩张盆地(Lee et al., 1980; 翟世奎等, 1995; 李巍然等, 1997),有的研究者认为是断陷盆地(李乃胜, 1990)。争论的主要分歧集中在这个地区的地壳结构(岩石圈的组成与厚度)及其形成机制的问题上。一个关键的问题是冲绳海槽是否已经开始海底扩张,是否存在洋壳(Lee et al., 1980; Sibuet et al., 1987)。Kimura等(1991)指出,如果冲绳海槽存在海底扩张的话,那么这种扩张只可能存在于海槽中央部位的裂谷带(即中央地堑)中,冲绳海槽中央地堑是研究冲绳海槽构造演化最为关键的部位。

注:本文为中国科学院海洋研究所知识创新领域前沿项目资助的成果。

收稿日期:2005-02-01; 改回日期:2006-04-29; 责任编辑:郝梓国。

作者简介:栾锡武,男,1966生。博士,研究员。从事海洋地球物理调查研究。通讯地址:266071, 山东青岛, 中国科学院海洋研究所; Email: xluan@ms. qdio. ac. cn。

本文通过在冲绳海槽中部区域的调查资料,较为详细地展示了中央地堑的形态与分布,以期对冲绳海槽的研究有所贡献。

冲绳海槽宫古段位于久米岛以西,宫古岛以北,是南部冲绳海槽和中部冲绳海槽交接的部位,也是冲绳海槽在方向上由 NE 向向 NEE 向转接的部位。本文讨论的区域在 25°N — 27°N 之间(图版 I-1)。

1 数据

本文使用的资料为中国科学院海洋研究所“科学一号”调查船分别于1999年和2001年在冲绳海槽宫古段所采集的水深资料、单道地震资料和多道地震资料。作为补充,本文还使用了“科学1号”调查船于1999年以前在该地区调查所采集的多道地震资料以及国家海洋局“向阳红9号”调查船1995年在该地区所采集的水深资料。所有航次的水深资料采集都是由双频回声测深仪获得。在2000m水深工作段,测深仪的测量精度一般在几个厘米,可以很好地分辨海底几十厘米甚至十几厘米的地形起伏。测深模拟记录剖面用于确定地堑的位置。本文使用的测线资料共32条(图版 I-2),其中 NW 向(与冲绳海槽的走向垂直)测线26条,NE 向(与冲绳海槽的走向一致)测线6条。NW 向测线间距在8km左右,可以很好地控制中央地堑的分布。图版 I-2中,S开头的测线为多道地震测线,H开头的测线为单道地震测线,其它测线为水深资料测线。

2 结果

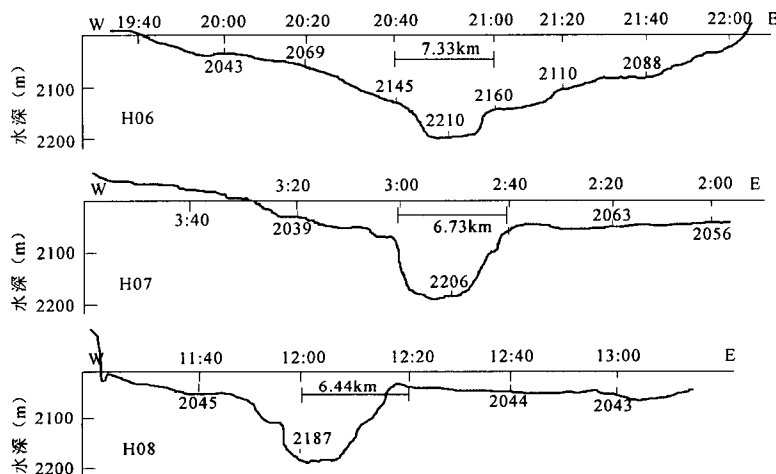


图1 测深剖面上显示的标准 U 型地堑

Fig. 1 U type central graben on echo sound profile

2.1 中央地堑的形态特征

冲绳海槽除东西两坡地形较陡外,整个海槽盆地相对比较平坦。中央地堑是在比较平坦的盆地中央底部发育的槽形负地形(图版 II-1)。图版 II-1是多道地震测线 S22(位置见图版 I-2)上显示的中央地堑的形态,它由地堑顶部、底部和侧壁构成,一般情况下,地堑还发育多级阶地。除测线 S22外,本文其它多数测线上也记录到类似的地堑地形,说明中央地堑在本区域普遍发育。数据显示,中央地堑的宽度、深度、长度以及基本形态并不一致。总体来看,从基本形态上,研究区的中央地堑大致可以分为3种类型,一种是“U”形地堑,一种是“V”型地堑,还有一种是半地堑。

本区大部分测线上观察到的地堑可以划归为 U 型地堑。U 型地堑共同的特征为地堑底部发育,两壁陡立,在垂直地堑走向的横切面上,地堑的形态近似呈 U 型。U 型地堑又可以进一步分为标准 U 型地堑和准 U 型地堑两类。对标准的 U 型地堑,地堑两壁是对称的,但底部较窄,一般只有 6~7 km,如测线 H06、H07、H08、S24、S22 和测线 2、测线 3 上观测到的地堑(图1);准 U 型地堑底部很宽,一般超过 10 km,但东西两壁稍有不对称的现象,如测线 H01、H02、H03 和测线 32、测线 33 上所观测到的地堑。在这些地堑中,地堑的东壁陡立,而西壁坡度较缓,呈斜坡或者多级阶梯状由底部向上攀升到地堑的顶部(图2)。

除 U 型地堑外,本区还观察到 V 型地堑(图3)。

图3中 H04 测线上所观测到的地堑呈 V 型,地堑的底部很窄,或者说地堑的底部根本不发育,从而地堑的两壁没有 U 型地堑那样陡立,而是分别向外倾斜并上升到地堑顶部。

图3中, H09 测线显示的地堑为半地堑。半地堑只有 U 型地堑的一个侧壁存在(图3),地堑的底部从这个仅存的侧壁的底部向上倾斜抬升,一直上升到地堑的顶部,地堑的另一个侧壁并不存在。半地堑在形态上和 V 型地堑有类似的地方,但二者根本的不同是 V 型地堑发育两个侧壁,而半地堑只有一个侧壁,地堑底部由侧壁的根部向上倾斜直到地堑顶部,成为一个倾斜的假的侧壁。半地堑中,由地堑底部所形成的假侧壁的坡度要缓于 V 型地堑侧壁的坡度(图3)。

地堑的宽度在几公里到十几公里之间,约占该段冲绳海槽总宽度的十分之一左右。本研究区的北部地堑宽度较大,一般超过10km,如 H01、H02、H03 测线所观测到的地堑(图2);由此往南地堑的宽度变窄,一般在6~7km(图1、图3)。

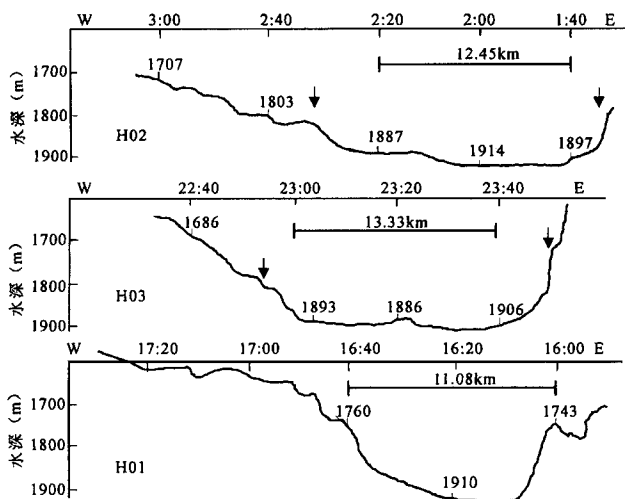


图2 测深剖面上显示的准U型地堑

Fig. 2 Quasi-U type central graben on echo sound profile

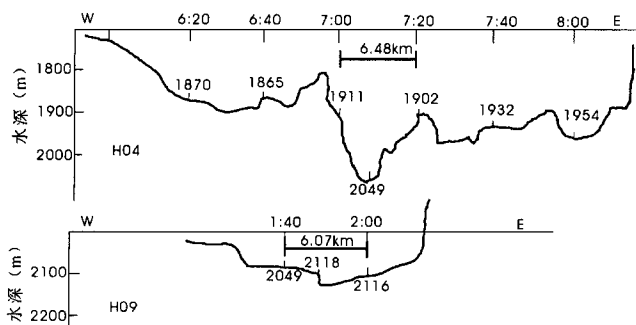


图3 V型地堑(H04测线)与半地堑(H09测线)

Fig. 3 V type graben(H04 survey line) and semi-graben(H09 survey line)

地堑的深度变化很大,从几十米到两百多米不等。研究区北部地堑的深度比较大,在200m左右。如测线31和测线32所观测到的地堑深度分别为200m和250m(图4);由此向西南,地堑的深度一般小于200m,如测线4、测线5和测线H06所观测到的地堑深度分别为200m、140m和150m;而H05和H12测线上所观测到的地堑非常浅,不足100m,特别是H12测线上所观测到的地堑形态并不明显,深度只有40m(图4)。图4包含了本区自西南向东北所有NE向测线所观测到的地堑的底部深度和地堑顶部深度

数据以及测线经过地堑处的经度值。图中间隔地标出了测线的名称。图4显示了冲绳海槽宫古段海底地形(地堑顶部深度数据连线)的变化和中央地堑的深度变化。从图上可以看到,冲绳海槽水深由东北方向向西南方向增大,但这种增大显然不是逐渐进行的,而是经过一个很大的陡坡,水深在很小的范围内迅速由1700m加深到2000m。以这个陡坡为界,其东北部分和西南部分的海槽槽底基本是平坦的,水深分别在1600~1700m之间和2000m左右。陡坡的高差则在300m以上。图4中由地堑底部深度值构成的第二条曲线的变化趋势与上面一条由地堑顶部深度构成的曲线的变化趋势基本一致,只是陡坡的高差没有海底陡坡的高差大,只有150m左右。地堑的深度在水深浅的地段比较深,在水深变化大的地段比较浅,在水深大的地段地堑的深度中等。

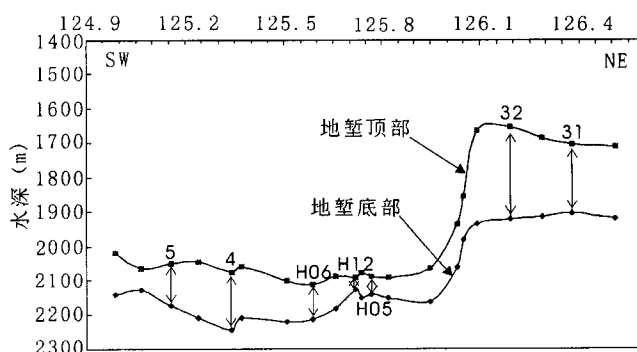


图4 槽底地形变化和中央地堑的深度变化

Fig. 4 Sea floor variation along top of central graben and bottom of central graben

2.2 中央地堑的分布特征

由于调查测线布置比较密集,使得我们能够对本区中央地堑的分布特征有很好的了解。把观测到的中央地堑的位置投到图上后发现,虽然在所有的测线上都观测到了中央地堑的存在,但它们在地区并不形成一条自东北向西南沿冲绳海槽中央展布的直的连续的地堑,也不是一条位于海槽中央的弯曲的连续的地堑。数据显示,该段海槽的中央地堑是断续的。以下原因使得我们无法把所有地堑连接成为一条统一的中央地堑:地堑的宽度发生了变化;地堑的位置发生了明显的错开;地堑的形态发生了变化;地堑的走向发生了变化。最终依据所观测到的数据,依据地堑的宽度变化、位置变化和走向变化并依据海底地形的变化,我们在本段海槽划分出了9段不连续的但基本上是直的中央地堑。为了叙述方便,我

们把这9段中央地堑由东北向西南依次命名为崂山段、黄岛段、胶南段、胶州段、平度段、即墨段、莱西段、城阳段和李仓段(图版 I-3)。崂山段和黄岛段位于本区水深较浅的东北部,胶州段、平度段、即墨段、莱西段、城阳段和李仓段位于本区水深较大的西南部,胶南段则位于由东北部向西南部过渡的陡坡处。

崂山段和莱西段较长,分别为33km和31km,其它各段的长度都在20km左右;崂山段和黄岛段的宽度较大,超过10km,其它各段的宽度在7km左右。各段中央地堑的详细参数列入表1中。

需要指出的是,表1中给出的地堑走向是用地堑的延伸方向和正北方向的夹角来表示的。可以看出,除胶南段和即墨段外,其它各段的走向一般在 $N62^{\circ}E$ 左右,而此段冲绳海槽的走向(以等深线为参照)约 $N45^{\circ}E$,明显和中央地堑的走向不一致。就是说,本段冲绳海槽的中央地堑偏离其本身的海槽走向而更偏向于东西方向,偏角在 15° 左右。

表1 冲绳海槽宫古段中央地堑形态数据

Table 1 Parameters of central graben in the study area

中央地堑	类型	长度(km)	宽度(km)	深度(m)	最大水深(m)	走向($^{\circ}$)
崂山段	U型地堑	33.2	14.9	200	1914	61
黄岛段	U型地堑	19.2	11.1	250	1930	62
胶南段	V型地堑	17.7	7.2	120	2058	23
胶州段	U型地堑	22.5	6.1	100	2160	57
平度段	U型地堑	23.0	8.7	50	2150	67
即墨段	U型地堑	22.3	7.6	100	2212	43
莱西段	U型地堑	31.4	7.2	150	2220	63
城阳段	U型地堑	23.3	6.7	130	2244	66
李仓段	半地堑	22.3	7.9	80	2143	62

如果不考虑胶南段和即墨段中央地堑的话,分别由崂山段和黄岛段,胶州段和平度段,莱西段、城阳段和李仓段构成的三组中央地堑中,后一组的东北端相对前一组的西南端依次向东南错开,形成非常明显的右旋雁行排列。胶南段和即墨段的走向和上述三组地堑的走向明显不同,显示为这三组地堑的过渡段,或者说是连接段。在第一组地堑和第三组地堑内部,黄岛段相对于崂山段稍微向西北方向偏出;城阳段相对于莱西段,李仓段相对于城阳段也都分别稍微向西北方向偏出,又形成次一级的左旋雁行排列(图版 I-3)。

图版 I-3中,城阳段和莱西段显然有不同的连接关系。除城阳段和莱西段外,本区其它各段地堑经过平移之后首尾是可以相接的。但城阳段的北端和莱西段的南端则相互重叠,形成一个约6km长的地

堑重叠段。本文的测线4正好经过这个地堑重叠段(图5)。从图5可以看出,一个约100m高的海底山位于两个地堑之间,将两个地堑分开。测线上的莱西段在此处表现为V型地堑,而城阳段则是标准的U型地堑。在此段中央地堑的底部测得全区最大水深为2244.4m,位于地堑底部靠东的一侧($125^{\circ}19.3'E$, $25^{\circ}49.8'N$)。这种地堑重叠在形式上类似于20世纪80年代以后在大洋中脊发现的重叠扩张中心。这种类似在于大洋中脊上重叠扩张中心的两个扩张轴并不是被转换断层分开,而是被海岭分开,两扩张轴分别在海岭的两侧近平行扩张,从而相互重叠较长一段距离,重叠扩张的部位往往还发育一个深坑(Macdonald et al., 1991)。测线4城阳段和莱西段之间的海山和上述的海岭相对应,而本研究区的最深部位则和上述深坑对应。

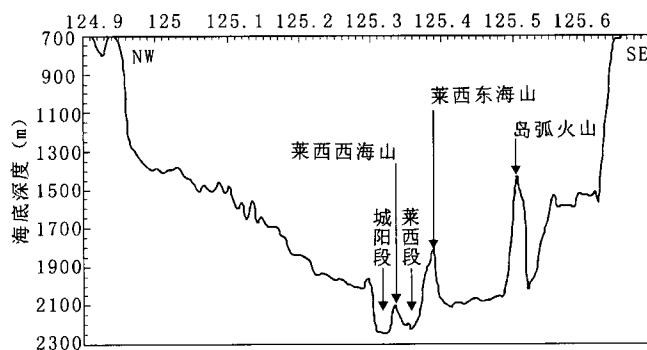


图5 测线4同时经过城阳段和莱西段形成的重叠段

Fig. 5 Overlap graben formed Chengyang and Laixi segments on line 4

2.3 错断各段中央地堑的走滑断裂

如前所述,本区的中央地堑并不是连续统一的,而是断续的,呈左旋或者右旋雁行排列。在形式上,本段海槽中央地堑的排列形式类似于大洋中脊各扩张段的排列形式。文献指出,除重叠扩张中心外,大洋中脊扩张段的首尾是由包括转换断层在内的断裂带连接的(Macdonald et al., 1991)。本文的数据显示,本研究区的中央地堑首尾之间发育NW向的断裂,即各段中央地堑之间是由NW向断裂连接的。本文有3条多道地震剖面(S14剖面、S15剖面和S32剖面),一条单道地震剖面(H14剖面)和一条测深模拟记录剖面(H11剖面)大致呈NE向分布在中央地堑附近,和这些断裂的走向大致垂直(图版 I-2),可以很好地确定断裂的位置。同样为叙述方便,我们把错开中央地堑的各大断裂由北而南依次命名为崂山

断裂、黄岛断裂、胶南断裂、胶州断裂、平度断裂、即墨断裂、莱西断裂和城阳断裂(图版 I-3)。这些断裂的位置是由上述各剖面上识别出的断层位置的连线确定的。每条断裂至少有三条剖面来控制,所以断裂的位置是确定的。

上述断裂在海底表现为明显的海底断崖地貌和陡沟地貌(图版 II-2)。如 H11 剖面上的崂山断裂、黄岛断裂、胶南断裂、胶州断裂、莱西断裂, H14 剖面上的城阳断裂、莱西断裂、即墨断裂、胶州断裂、崂山断裂, S14、S15 剖面上的平度断裂, S32 剖面上的城阳断裂和胶州断裂都清楚地表现为垂直的海底断崖,垂直落差一般在 20m 以上,如 H14 剖面上莱西断裂的海底落差为 50ms(双程走时),约为 37m(图版 II-3);而 H14 剖面上的胶南断裂, S14、S15 剖面上的黄岛断裂、崂山断裂、胶州断裂则表现为陡沟,并以 S14 剖面上的黄岛断裂最为明显(图版 II-4)。其它的断裂在海底没有明显的表现,但海底以下的地层却有非常明显的错断,这在地震剖面上看得很清楚。一个明显的例子是 H14 剖面上的平度断裂。剖面上显示的断层断开了海底以下 2.4 秒处的反射地层,断层两侧该反射地层的高差有 50ms,错断非常明显,但此位置 2.0s 以上的反射地层,包括海底在内都是连续反射地层,没有明显错开的迹象。S32 剖面上的平度断裂同样如此,断层两侧 4.0s 以下的反射地层上下的位置差异都在 50ms(双程走时)以上,但 3.5s 以上的反射地层位置错移则没有那么大,只是表现为地层的不连续和地层由北东向西南方向下倾(图版 II-5)。

从本文 NE—SW 向的地震剖面可以看出(图版 II-5),海槽中央 NW 向的断层普遍比较发育,并不仅限于上述命名的几条。而上述每一条断裂的附近也往往发育多条断层,从而构成一组平行的断层。如 S14 剖面上的崂山断裂以北明显发育一组与崂山断裂平行的断层,近海底反射地层的层位错移清楚地表明了断层的存在。本文 NE—SW 向的地震剖面还可以看出(图版 II-5),剖面上所展示的地层都有弯曲、褶皱的现象,表现为挤压的环境,这和 NW—SE 向地震剖面显示的张性环境不同(图版 II-1)。NW—SE 向地震剖面显示的断层(冲绳海槽 NE 向断层)为张性正断层(图版 II-1),而 NE—SW 向的地震剖面上所显示的断层应是压性的走滑断层,断层一般近于直立(图版 II-5)。

3 讨论

本文所确定的 9 段中央地堑的空间展布,从总体

上看是右旋的,即自东北向西南,后一段中央地堑比前一段中央地堑在位置上向东南方向偏出。如果不考虑胶南段和即墨段的话,分别由崂山段和黄岛段,胶州段和平度段,莱西段、城阳段和李仓段构成的三组中央地堑的右旋展布关系非常清楚。中央地堑的这种右旋展布反映区域应力场的变化特征。这种变化最清楚的一点就是目前的应力场已经不是单一的由于中国大陆岩石圈向东蠕散而引起的拉张应力场。因为在一个拉张为主的应力背景场中形成的中央地堑应该是直的或者是连续的,特别是在本研究区这样一个较小的范围内。中央地堑的走向和海槽主体走向的不同也显示当前应力场和以前拉张为主应力场的不同。中央地堑的错断应该是菲律宾板块和向东蠕散拉张的中国大陆板块碰撞、俯冲,并引起地幔物质上涌造成的。目前我们所观测到的中央地堑的错断和有规律的排列说明海槽的主体演化过程已经在拉张盆地和断陷盆地的基础上上升到一个更高的阶段。

本文展示的中央地堑在空间展布形式上,的确和扩张中心脊轴的展布(Macdonald et al., 1991; Sempere et al., 1990; Spencer et al., 1997; Perram et al., 1990; Lin, 1992)有相似之处。但无论是 U 型地堑, V 型地堑,还是半地堑,都是负地形,属于慢速扩张洋脊的情形,所以如果冲绳海槽存在海底扩张的话,从这点上来说,也应是慢速扩张的。Sibuet et al. (Sibuet et al., 1987)、梁瑞才等(梁瑞才等, 2001)根据冲绳海槽磁条带计算,栾锡武等(栾锡武, 2006)根据现代海底热液活动出现的数目和洋脊扩张速率的关系都得出冲绳海槽慢速扩张的结论,这和所观察到的地堑负地形是吻合的。应该看到,一般慢速扩张的大洋中脊的轴谷深度在 1km 左右,要深于冲绳海槽中央地堑的深度。海槽中央地堑的深度浅于慢速扩张洋脊上轴谷的深度,但又稍深于快速扩张洋脊上轴谷的深度。Sibuet 等(Sibuet et al., 1987)、梁瑞才等(梁瑞才等, 2001)、栾锡武(栾锡武, 2006)关于冲绳海槽扩张速率的计算结果都在 40mm/y 左右,这个数值属于慢扩张的范围,但在慢速扩张的洋脊中速度是最快的。冲绳海槽中轴重叠地堑的发现也充分说明冲绳海槽在局部可能存在中等速度的扩张。因为到目前,人们还没有在慢速扩张的大洋中脊发现重叠扩张中心。

洋中脊重叠扩张中心处的地壳被认为是非刚性的,是正在孕育岩浆活动的地方。本文研究区的莱西段、即墨段和平度段可能正是这样的一个位置。在这

个区段,特别是平度段,海底地形相对变高(见图版Ⅱ-3中H11模拟测深记录),中央地堑深度变浅,应该相当于快速扩张大洋中脊的轴高,可能是正在孕育岩浆活动的位置。而此位置以北和以南的中央地堑中都已经有了海底山的发育(另文详述)。我们知道,在慢速扩张洋脊,由于岩浆供应不足,海底扩张是以海底火山发育为主要形式的(Macdonald et al., 1991)。本文根据中央地堑的展布形式、重叠中央地堑,及其两侧中央地堑中的海底山推测此区域海底扩张可能正在进行。

过中央地堑的地震剖面(图版I-2)清楚地显示地堑区发育很厚的沉积地层。这和一般的大洋中脊明显不同。但这并不能说明冲绳海槽不存在海底扩张。实际上,在个别扩张洋脊处,如胡安德福卡脊的中谷扩张段(Ballu et al., 1998),戈达脊的南段(Zierenberg et al., 1993)等都因为扩张速率低、物源近等原因发育很厚的沉积层。

4 结论

冲绳海槽宫古段发育中央地堑。按照形态,中央地堑分为U型地堑、V型地堑和半地堑。大部分中央地堑为U型地堑。地堑的深度40~250m,地堑的宽度6~14km,地堑的长度17~33km。冲绳海槽宫古段的最大水深为2244.4m,位于城阳段北端中央地堑的底部靠东的一侧(125°19.3'E, 25°49.8'N)。

本研究区的中央地堑可分为断续的9段,从东北向西南大致呈右旋雁行排列。但黄岛段相对于崂山段,城阳段相对于莱西段,李仓段相对于城阳段又稍微向西偏出,呈现左旋的雁行排列。地堑的走向一般为N60°E左右,相对于冲绳海槽的走向更偏向于东西方向,偏角在15°左右。各段中央地堑是被NW向断裂错开的。断裂在海底表现为明显的海底断崖地貌和陡沟地貌。在地震剖面上表现为明显的地层上下错位,在一些位置这种错位的幅度老地层比新地层要大。根据地震剖面分析,这些NW向的断裂应该是走滑性质的。

莱西段和城阳段中央地堑之间有6km左右的重叠,在形式上类似于大洋中脊的重叠扩张中心,为重叠中央地堑。

本文展示的冲绳海槽中央地堑在形态上和空间展布形式上都和慢速扩张洋脊类似,但从地堑深度较浅,发育重叠地堑来分析,冲绳海槽的扩张速率应当属于慢速扩张中速度最快的,应介于慢速扩张和中速扩张之间。

目前我们所观测到的中央地堑的错断和有规律的排列说明海槽的主体演化过程已经在拉张盆地和断陷盆地的基础上上升到一个更高的阶段。本文根据中央地堑的展布形式、重叠中央地堑,及其两侧中央地堑中的海底山推测此区域海底扩张可能正在进行。

参考文献

- 李巍然,杨作升,张保民,王先兰. 1997. 冲绳海槽南部橄榄拉斑玄武岩研究. 海洋与湖沼, 28(6): 665~672.
- 李乃胜. 1990. 冲绳海槽的地质构造属性. 海洋与湖沼, 19(4): 437~358.
- 梁瑞才,吴金龙,刘保华,王勇. 2001. 冲绳海槽中段线性磁条带异常及其构造发育. 海洋学报, 23(2): 69~78.
- 梁锡武. 2006. 热液活动和洋脊扩张速率的关系及其在冲绳海槽的应用. 海洋地质与第四纪地质, 26(2): 156~165.
- 翟世奎,干晓群. 1995. 冲绳海槽海底热液活动区玄武岩的矿物学和岩石化学特征及其地质意义. 海洋与湖沼, 26(2): 115~123.
- Ballu V S, Hikdebrand J A, Webb S C. 1998. Seafloor gravity evidence for hydrothermal alteration of the sediments in Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. Marine Geology, 150: 99~111.
- Herman B M, Anderson R N, Truchan M. 1978. Extensional Tectonics in the Okinawa Trough. A. A. P. G. Mem., 29: 119~208.
- Jin Xianglong, Yu Puzhi. 1987. Structure and Tectonic Evolution of the Okinawa Trough. Scientific Sinica, Ser31(5): 614~623.
- Kimura M, Furukawa M, Izawa E, Ishikawa M, Kuramoto S, Sakai H, Uyeda S, Makris J. 1991. Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough part 7. Geologic investigation of the central rift in the middle to southern Okinawa Trough. Bull. Earthquake Research, Inst. Univ. Tokyo, 66: 179~209.
- Lee C S, Jr Shor G G, Bibe L D. 1980. Okinawa Trough: Origin of aback-arc basin. Marine Geology, 35: 219~241.
- Lin J. 1992. The segmented Mid-Atlantic Ridge. Oceanus, 34: 9~16.
- Macdonald K C, Scheirer D S, Carbotte S M. 1991. Mid-ocean ridges: discontinuities, segments and giant cracks. Science, 253: 986~994.
- Perram L J, Macdonald K C. 1990. A one-million year history of the 11°45'N East Pacific Rise discontinuity. Journal of Geophysical Research, 95: 21363~21381.
- Sibuet J C, Letouzey J, Barbier F, Charvet J, Foucher J P, Hilde T W C, Kimura M, Chiao L Y, Marsset B, Muller C, Stephan J F. 1987. Back arc extension in the Okinawa Trough. Journal of Geophysical Research, 92: 14041~14063.
- Sempere J C, Purdy G M, Schouten H. 1990. Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40'N. Nature, 334: 427~431.
- Spencer S, Smith D K, Cann J R, Lin J, Mcallister E. 1979. Structure and stability of non-transform discontinuities on the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°N. Marine Geophysical Research, 19: 339~362.

Zierenberg R A, Koski R A, Morton J L, Bouse R M, Shanks W C.
1993. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered
spreading center, Escanaba Trough, 41°N, Gorda Ridge.
Economic Geology, 88:2069~2098.

图 版 说 明

图 版 I

1. 冲绳海槽及本文研究区(方框)位置图。

2. 冲绳海槽宫古段地球物理测线。
3. 冲绳海槽宫古段中央地堑的分布。

图 版 II

1. 多道地震测线 S22剖面显示的冲绳海槽中央地堑。
2. 断裂造成明显的海底断崖地貌和陡沟地貌。
3. 莱西断裂海底落差为50ms(双程走时),约为37m(H14剖面)。
4. 黄岛断裂造成的陡沟(S14剖面)。
5. 连接各段中央地堑的大断裂。

Topography and Distribution of Central Graben in the Miyoko Section of Okinawa Trough

LUAN Xiwu¹⁾, GAO Jinyao²⁾, LIANG Ruicai³⁾, QIN Yunshan¹⁾

1) *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*

2) *Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou, 310012*

3) *First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, 266061*

Abstract

Based on geophysical data obtained by R/V "Science 1" of Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences (IOCAS) and R/V "Xiangyanghong No. 9" of State Oceanic Administration (SOA) in a 200 km long area of Okinawa Trough Miyoko Section recent years, we show the topography and distribution of central graben in great detail for the first time. Central graben within Miyoko Section is separated into 9 discontinuous segments by strike slip faults, from north to south namely Laoshan, Huangdao, Jiaonan, Jiaozhou, Pingdu, Jimo, Laixi, Chengyang and Licang Segment respectively, and shows a dextral echelon pattern in general. By cross shapes, three types of central graben can be distinguished, namely U type, V type and half graben. U type is the most common central graben among those found in our study area. The depth of central graben is from 40 m to 250 m, wide from 6 km to 14 km, length from 17 km to 33 km. The largest water depth of Miyoko Section is 2244.4 m, found at the east side of north end bottom of Chengyang Segment (125°19.3'E, 25°49.8'N). Within the dextral echelon pattern, Huangdao, Chengyang, Licang Segment moves to the west relatively to Laoshan, Laixi and Chengyang Segment respectively, showing a local sinistral echelon pattern. The striking direction of central graben is N60°E roughly, that is 15° more to the east comparing to the striking of the Okinawa Trough. There is 6 km long overlap distance between Laixi Segment and Chengyang Segments, simile with an overlap spreading center in the Mid-Ocean Ridge. The topography and distribution of central graben we show in this paper is simile with that of low spreading mid-ocean ridge, but the shallow graben depth and overlap graben indicate that they are simile with the fastest end of low spreading mid-ocean ridge. Based on the shallow central graben and high topography of Laixi, Jimo and Pingdu Segments and the development of overlap graben, we believe that those segment are simile with fast spreading axis high, and probably are places where magma is developing, and sea floor spreading is possibly on going along the central graben of Okinawa Trough.

Key words: Okinawa Trough Miyoko Section; central graben; topography and distribution; sea floor spreading

