

冲绳海槽地壳结构性质的初步探讨*

金翔龙 喻普之 林美华
李常珍 王惠卿
(中国科学院海洋研究所)

冲绳海槽位于东海东部,介于陆架海与琉球群岛之间,是西太平洋边缘岛弧向陆侧的一个弧后盆地。其存在和发展与西太平洋板块运动的动力学特性有着密切的关系,而冲绳海槽地壳的结构性质却是研究这种关系的重要依据。地壳结构性质主要包括莫霍界面的深度(地壳的总厚度),以及地壳各分层的厚度与成分。

关于冲绳海槽的地壳结构性质, Murauchi 等^[9]、Ludwig 等^[8]和 Leyden 等^[7]应用地震法,特别是折射地震法,做过一些研究,使大家对冲绳海槽地壳内的各分层结构性质有了一些初步的认识。但是该区地壳与地幔之间的分界面(莫霍界面)并未能探测出来。1976年,李昭兴和 Shor 等^[6]在冲绳海槽最深部北侧以双船折射地震法才取得了一个唯一的莫霍界面深度值。考虑到这种困难的局面,笔者从分析冲绳海槽区的水深与重力场的数值出发,试提出冲绳海槽区的莫霍界面深度分布,以探讨冲绳海槽的地壳结构性质。

一、海底地貌与重力异常分布

冲绳海槽在海底地貌上是一条大致呈北东向延伸的弧形半深水槽地,弧向太平洋(菲律宾海)突出。槽北浅,约 600—800 米,走向北北东;槽南深,约 1000—2000 米,走向近东西(图 1)。海槽的最深部在西南端,达 2717 米,位于我国台湾省东北的海域内。海槽横断面呈 U 形、壁陡、底平,两侧坡度可达 10° 左右,东侧一般较陡,西侧北部较缓,南部仍陡。槽的边部有呈串珠状分布的圆丘形水下高地,为水下火山,它们在重力上也有反映。奄美大岛之北有一条明显的北西向水下高地,宽约 5 海里左右(图 2),将海槽一截为二。南段槽底平坦,水深大,地壳较薄;北段海底起伏变化较大,但水浅,向北逐渐抬升,地壳稍厚。

冲绳海槽的海底沉积物主要是褐灰色的粉砂、粉砂质泥和软泥,含有丰富的生物遗骸和大量的火山物质(主要是火山碎屑)。奄美大岛以北的水下高地把海槽划成两个沉积区:北区沉积物稍粗,粉砂与细砂;南区沉积物稍细,粉砂质泥与软泥。海槽沉积物中虽然生物壳体含量普遍高,但在平面分布上,海槽北区表层沉积物中的生物含量远高于槽南区,说明生物分布受现代海底地形和海流(主要是高温、高盐的黑潮)分布的控制;在沉积柱状中,生物壳体含量上高下低,而陆源碎屑却下高上低,反映近期海面上升的总变动趋

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 811 号。本文已在中国海洋地质学会 1980 年学术年会上宣读。
本刊编辑部收到稿件日期: 1982 年 2 月 10 日。

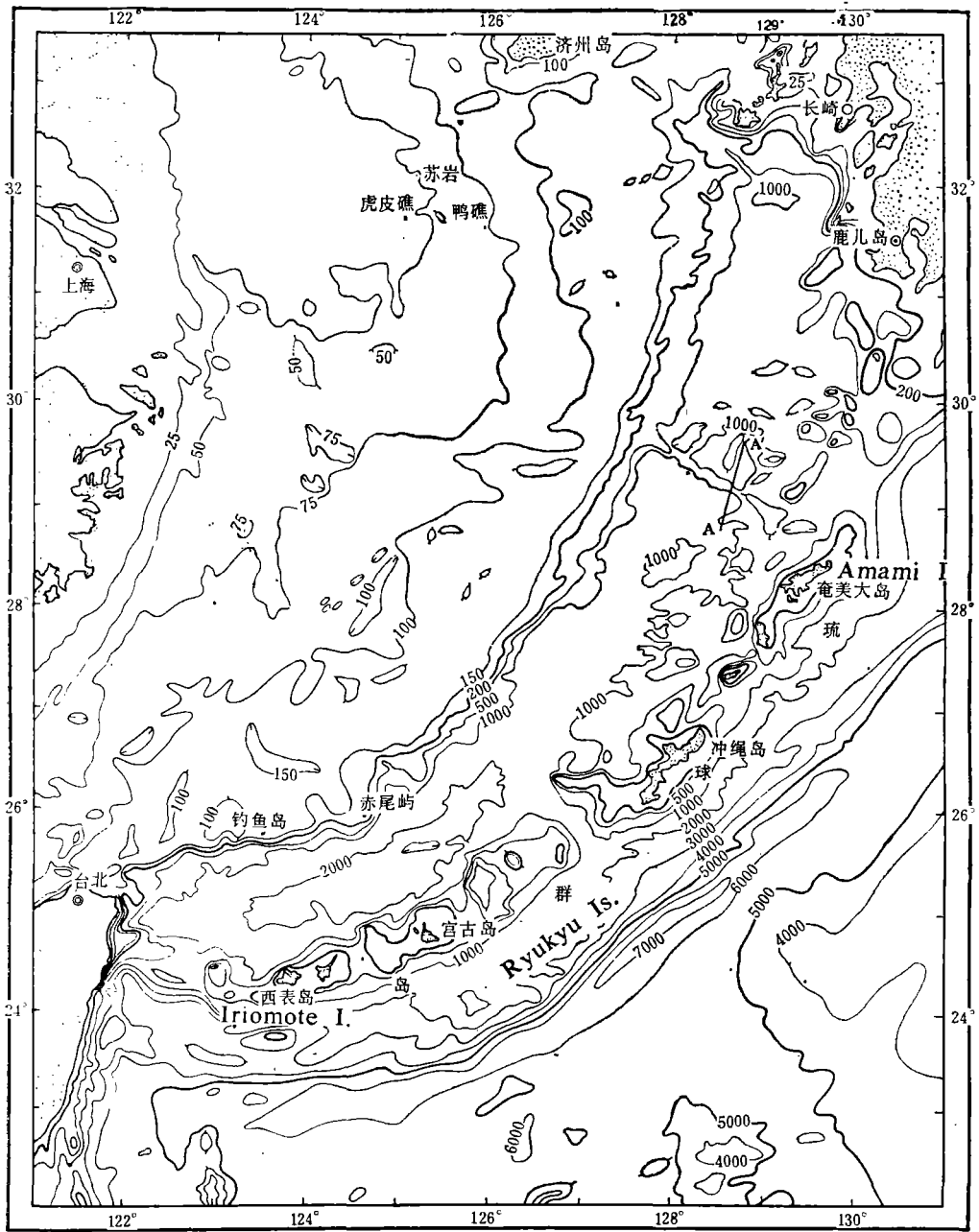


图1 冲绳海槽水深图

Fig. 1 The topographical map of Okinawa Trough

势。火山物质是海槽沉积物中的重要组成部分,酸性浮岩在槽底普遍分布,沉积物中含大量的火山玻璃,和以透辉石、紫苏辉石等为主的辉石类重矿物,并有结晶良好的 β 型石英;火山碎屑在分布上南区比北区含量高,说明南区火山活动比北区强烈、频繁。据古地磁测年,冲绳海槽的堆积速率为15—24毫米/千年。

东海大陆架区的自由空气重力异常(图3)^[12]在零值左右变动,绝大部分在0—25毫

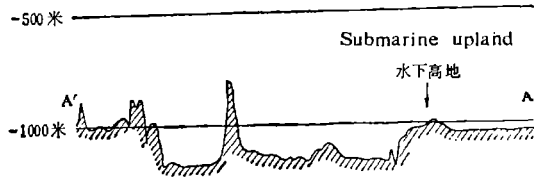


图 2 奄美大岛北水下高地地形剖面图

Fig. 2 The topographical profile of submarine upland in the north part



图 3 冲绳海槽自由空气重力异常图

Fig. 3 Free-air gravity anomalies map of Okinawa Trough

伽范围内,少部分为负值(0—-25 毫伽)。冲绳海槽内的自由空气重力值稍大于陆架区,南部在 0—25 毫伽的背景上散布一些 25—50 毫伽的重力值,局部达 50—75 毫伽;北部普遍维持在 25—50 毫伽数值上,但部分也可达到 50—75 毫伽。冲绳海槽东西两侧,一为琉球岛弧,一为东海陆架边缘隆起带,其自由空气重力值皆高,呈带状分布。西侧(边缘隆起带)一般为 25—75 毫伽,部分地区达 100 毫伽左右;东侧(岛弧带)更高,普遍达 50—100 毫伽,部分超过 100 毫伽。这两个隆起带的自由空气重力值在奄美大岛北侧水下高地以北,陡然下降,低达 25 毫伽左右,虽然局部地区会稍高于 25 毫伽,但自由空气重力值的性质几近于陆架区。琉球岛弧外侧的海沟区,自由空气重力值基本上为负值,有的达到 -200 多毫伽。

据无限平板模式推导出来的密度改正公式,即布格重力校正公式,作者将自由空气

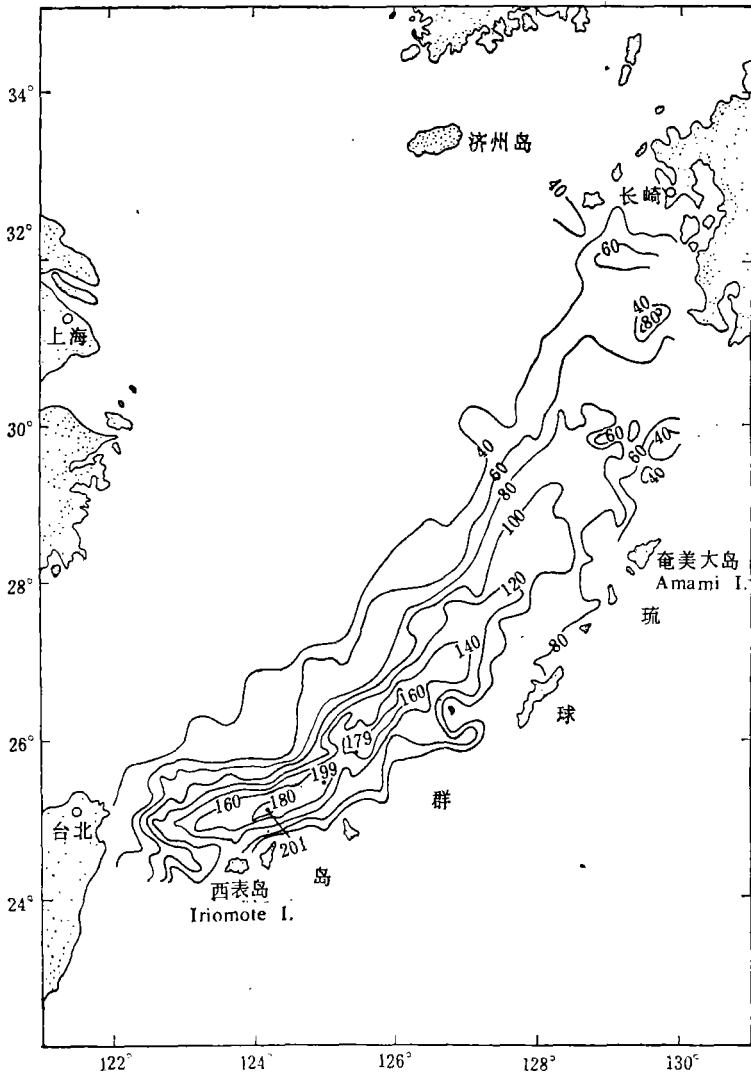


图 4 冲绳海槽布格重力异常图

Fig. 4 Bouguer gravity anomalies map of Okinawa Trough

重力值计算为布格重力值,其计算式为:

$$g_B = g_f + \Delta g_B, \quad (1)$$

g_B ——布格重力值; g_f ——自由空气重力值; Δg_B ——布格重力校正值,其公式为:

$$\Delta g_B = 2\pi f H \Delta \sigma, \quad (2)$$

f ——引力常数; H ——校正层厚度(公里); $\Delta \sigma$ ——校正前后的密度差。

假定水的密度为 1.03 克/立方厘米,地壳平均密度为 2.67 克/立方厘米的情况下, $\Delta \sigma = 1.64$ 克/立方厘米,则:

$$\Delta g_B = 68.730507H_0. \quad (3)$$

东海大陆架的布格重力异常值比较低(图 4),皆在 40 毫伽以下,一般在大陆处变为零值或负值。冲绳海槽区的布格重力异常值则较高,在 40 毫伽以上,其分布基本上与冲绳海槽地形走向一致。奄美大岛北侧水下高地以北的海槽内,布格重力异常稍低,不超过 100 毫伽;以南,异常较高,大多在 100 毫伽以上,冲绳岛以西至我国台湾省东北海域,数值更高,超过 140 毫伽,最高可达 200 多毫伽。宫古拗陷显然将这里 160 毫伽以上的高值区截为两段。在冲绳海槽这个布格异常的总背景上,沿海槽边缘叠加有局部呈片状或串珠状的重力异常高或低,它们可能是浅部地质体的反映,如火山或侵入体等。琉球岛弧处的布格异常值剧烈减小,大多小于 80 毫伽。

二、地壳结构

地壳厚度或莫霍界面深度是研究地壳结构的重要参数。据海底地形和布格重力异常值计算出来的冲绳海槽区莫霍界面深度,反映出海槽区地壳结构的独特性质。

1. 计算方法

Деменицкая^[4] 根据世界上地形与地壳厚度间的统计关系,归纳出地壳厚度计算式:

$$H = 33th(0.38h - 0.18) + 38, \quad (4)$$

H ——地壳厚度(公里), h ——海水深度(公里)。

Деменицкая^[4] 并据地球上 200 个点的实际观察数值,得到莫霍界面深度与布格重力异常值间的统计关系式:

$$H = 35(1 - th0.037g_B) \quad (5)$$

和更为精确的关系式:

$$H = 37.34 - 40.52th(0.00287g_B + 0.088)。 \quad (6)$$

Woolard^[7] 提出莫霍界面深度与布格异常值间的新关系式:

$$H = 40.5 - \left(32.5th \frac{g_B + 75}{275} \right)。 \quad (7)$$

不难看出,当 $g_B = 0$ 时,(5)–(7) 式所求得莫霍界面深度,分别为 35 公里、33.78 公里和 31.85 公里。

据在柱坐标系中对无限平板模式的推导,莫霍界面深度与布格重力异常值间的关系为:

$$H = H_0 - \frac{g_B}{2\pi f \rho}, \quad (8)$$

H ——计算处莫霍界面深度(公里); H_0 ——布格值为零处的莫霍界面深度(公里); g_B ——布格异常值(毫伽); ρ ——地幔与地壳物质的密度差。

若取地壳平均密度为 2.67 克/立方厘米, 地幔密度为 3.27 克/立方厘米, 则 $\rho = 0.6$, (8)式便为:

$$H = H_0 - 0.04g_B \quad (9)$$

东海区取 $H_0 = 33$ 公里。

我们在计算中,一方面根据水深按(4)式算出地壳厚度(图5),另一方面依据布格重力异常按式(5)–(7), (9), 分别算出莫霍界面深度,取其算术平均深度值(图6),再对此平均值在二维空间上作三点平滑滤波,得到滤去浅部影响的莫霍界面深度分布(图8)。水深算出的地壳厚度和布格重力异常算出的莫霍界面深度,在归算后,进行算术平均,取得

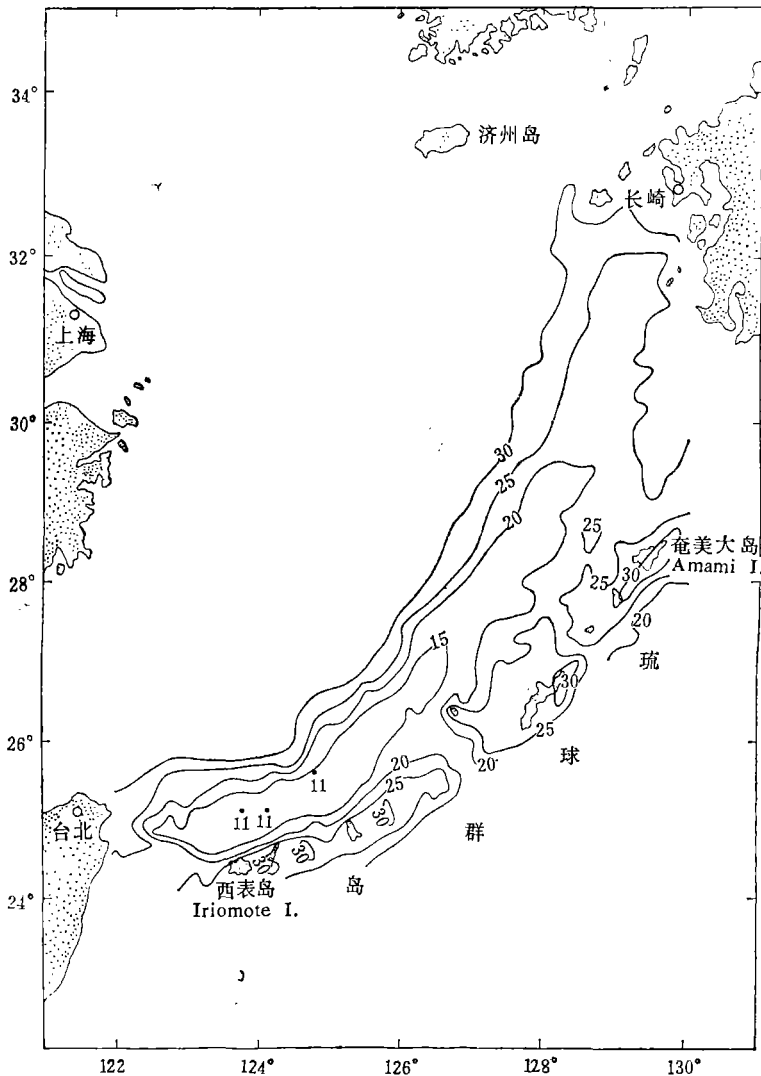


图5 冲绳海槽莫霍界面深度图(据水深资料)

Fig. 5 Moho discontinuity depth of Okinawa Trough (according to the Data of water depth)

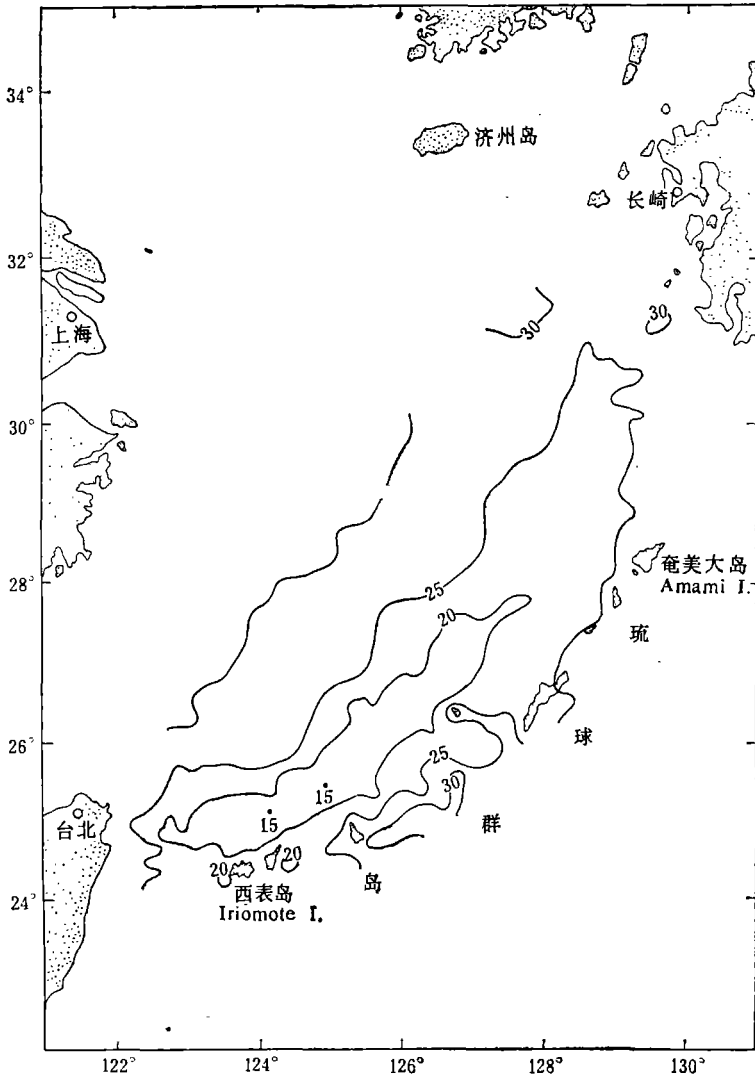


图 6 冲绳海槽莫霍界面深度图(据布格异常平均值)

Fig. 6 Moho discontinuity depth of Okinawa Trough (according to average of Bouguer)

新的莫霍界面平均深度分布图(图 7), 并对此作二维平滑滤波(图 9, 表 1)。

2. 莫霍界面的深度分布

由上述各式计算冲绳海槽莫霍界面深度的结果都比较接近, 一般浅于 28 公里, 变动在 28 至 15 公里范围之内。奄美大岛北侧的水下高地是海槽南北的一条分界线。槽南地壳薄, 近于大洋性; 槽北地壳厚, 近于大陆性。在槽南, 莫霍界面一般分布于 15—20 公里的深度处, 个别地区可更浅; 槽南区的计算结果与李昭兴等^[6]的折射地震测量结果相同。李等在槽南 (25°21'N, 123°54'E) 测得地壳底层 (6.3 公里/秒层) 与地幔顶层 (8.2 公里/秒层) 的分界面位于 14—16 公里深度。从而证明海槽南段的地幔物质上升。槽北的莫霍界面深度普遍大于 20 公里, 往北更可达 25—30 公里。

总的说来, 冲绳海槽的地壳厚度不超过 30 公里, 平均值为 20 公里左右。而东海大陆

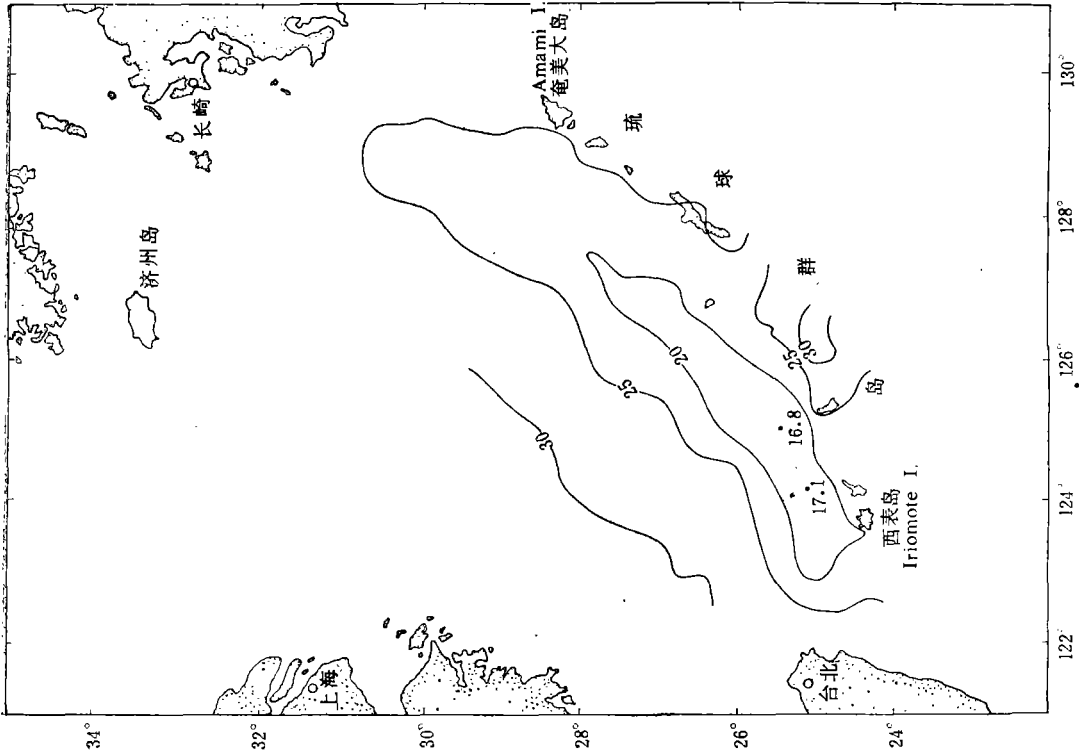


图 8 冲绳海槽莫霍界面深度图(据图 6 二维滤波值)
 Fig. 8 Moho discontinuity depth of Okinawa Trough
 (according to two dimensional filtering values on Fig.6)

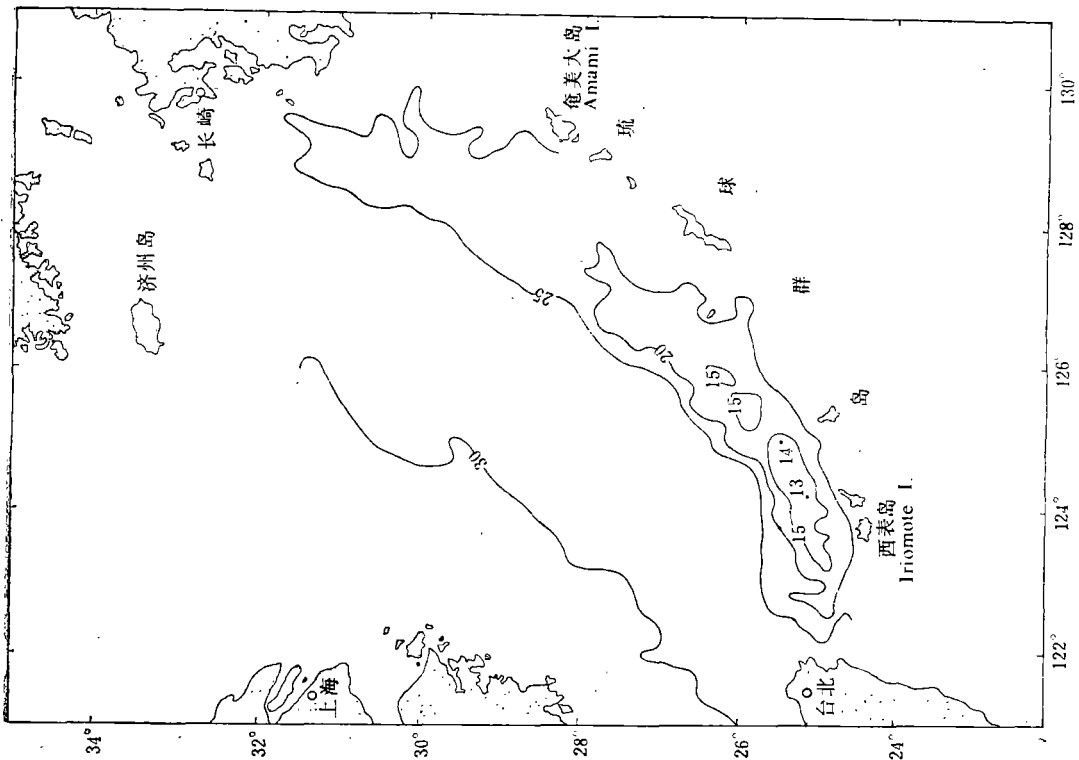


图 7 冲绳海槽莫霍界面深度图(据图 5,6 平均值)
 Fig. 7 Moho discontinuity depth of Okinawa Trough
 (according to average values on Figs.5,6)

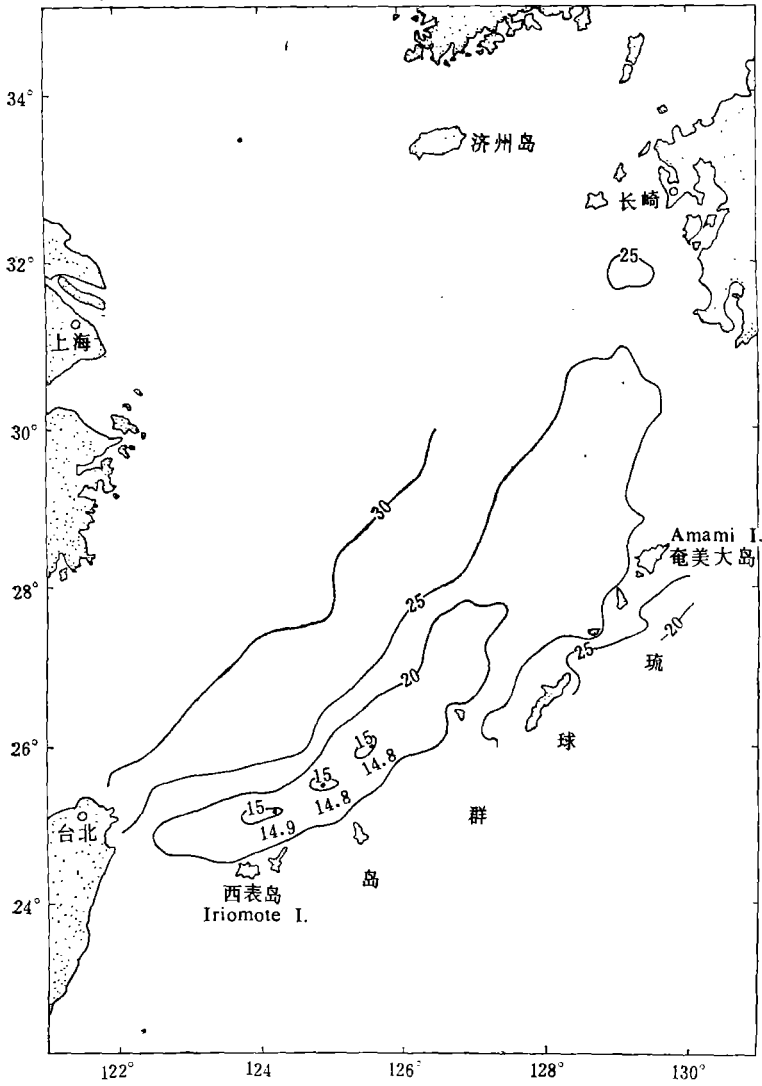
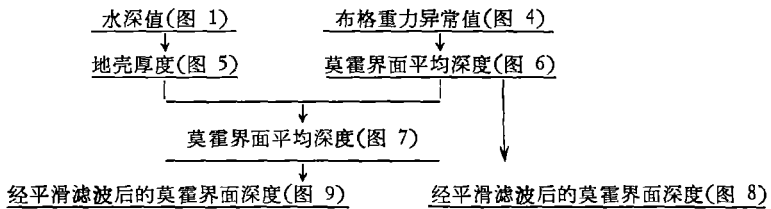


图9 冲绳海槽莫霍界面深度图(据图7值二维滤波值)

Fig. 9 Moho discontinuity depth of Okinawa Trough (according to two dimensional filtering values on Fig.7)

表1 计算流程

Table 1 Calculating procedure



架处的地壳厚度皆超过 30 公里,并向大陆方向继续增厚,至福建沿海已达 35 公里左右。琉球诸岛的地壳厚度约为 30 公里^[1],我国台湾省的地壳厚度为 33—36 公里(据 Tomoda^[10]资料推算)。

三、讨 论

冲绳海槽在地理上虽然位于东海之内,并邻近东海大陆架,但它具有较薄的地壳厚度,在地壳性质上显然有别于大陆架。冲绳海槽的海底热流值很高,在 1.05—8.95HFU (观测到的最大值)间变化,平均值为 3.62HFU。2HFU 的热流等值线大致与海槽边缘相吻合^[2,3]。这样高的热流值是不断扩张的大洋中脊所不能比拟的。据 Horai 等^[2],太平洋东隆的平均热流值为 2.26HFU,大西洋中脊为 1.50 HFU,印度洋中脊为 1.46HFU。冲绳海槽的热流值亦较西太平洋诸边缘海为高。白令海的平均热流值为 1.54HFU,鄂霍茨克海为 2.05HFU,日本海为 2.23HFU,菲律宾海为 1.42HFU。唯一可与之对比的海盆,是那些正处于扩张过程中的“新生海洋”,如红海(热流数值为 3.66HFU)和亚丁湾(3.95HFU)等。高热流值、薄地壳,以及这里频繁活动的浅源地震与火山活动,充分显示冲绳海槽是正处于扩张初期状态的裂谷构造,一个新生的弧后边缘海盆。小西健二^[1]认为冲绳海槽的两侧存在着可相互对比的中新统(中部)含煤石英砂岩,分布于钓鱼岛和与那国岛及西表岛上。这些岛屿的含煤岩系原为一体,但由于冲绳海槽的裂开与扩张,统一的岩体便被分离,并向海槽的两侧“飘”去。

冲绳海槽南、北两段的扩张程度并不相同。南段地壳薄,热流值较高,地震火山活动频繁,扩张活动强烈;北段地壳稍厚,热流值较低,扩张活动不如南段强烈。南北两段的界线为奄美大岛北侧的水下高地,此高地可能是一条北西向的、具有转换断层性质的断裂,其北地壳近大陆性,与日本九州连成一体;其南地壳近大洋性,为过渡地壳。虽然冲绳海槽在地形上的范围较大,但就地壳结构与构造性质而论,其南段才是真正的“冲绳海槽”,可称之为狭义的冲绳海槽。扩张活动可能先开始于南段,然后渐次向北,逐步涉及到北段;在时间上,扩张活动可能开始于上新世初期,据 Bowin 等^[4]认为:海槽发育年代在 12 百万年以内。冲绳海槽的扩张,导致东海陆架边缘与琉球岛弧的分裂,造成了一个正在兴萌的边缘海盆地或称弧后盆地。

参 考 文 献

- [1] 小西健二, 1965. 琉球列岛(南西诸岛)の構造区分. 地質学雑誌 71(840): 437—457.
- [2] 渡部晖彦, 1970. 海洋底の熱流量. 海洋科学基礎講座 9, 海底物理. 東京大学出版会, 1—107.
- [3] —, 1972. 西太平洋の熱の流孔. 海底物理. 東京大学出版会, 149—169.
- [4] Bowin, C., R. S. Lu and C. S. Lee et al., 1978. Plate convergence and accretion in Tawan-Luzon region. *Bull. AAPG* 62(9): 1645—1672.
- [5] Horai, K. and G. Simons, 1969. Spherical harmonic analysis of terrestrial heat flow. *Earth Planlet Sci. Letters* 6(4): 386—394.
- [6] Lee, C. S., G. G. Jr. Shore and L. D. Bibee et al., 1980. Okinawa Trough: origin of a back-arc basin. *Marine Geology* 35(1—3): 219—241.
- [7] Leyden, R., M. Ewing and S. Murachi, 1973. Sonobuo y refraction measurements in East China Sea. *Bull. AAPG* 57(12): 2369—2403.
- [8] Ludwig, W. J., S. Murachi and N. Den et al., 1973. Structural of East China Sea-western Philippine Sea margin off southern Kyushu, Japan. *J. G. E.* 78(14): 2526—2536.

- [9] Murauchi, S., N. Den, S. Asano et al., 1968. Crustal structure of the Philippine Sea. *J. G. R.* 73(10): 3143—3171.
- [10] Tomoda, Y., K. Ozawa and J. Segawa, 1968. Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising vessel. *Bull. Ocean. Res. Inst. Univ. Tokyo* 3: 1—170.
- [11] Vajk, R., 1964. Correction of gravity anomalies at sea for submarine topography. *J. G. R.* 69(18): 3837—3847.
- [12] Watts, A. B., J. H. Bodine and C. O. Bowin, 1978. Free-Air gravity field. In “A Geophysical Atlas of the East and Southeast Asian Seas” Edited by D. E. Hayes. The Geological Society of America Press. p. 4.
- [13] Woolard, G. P. and W. E. Strange, 1962. Gravity anomalies and crust of the Earth in the Pacific Basin, in: the crust of the Pacific Basin. *Geophys. Monogr.* 6, Amer. Geophys. Union, pp. 60—80.
- [14] Деменецкая, Р. М., 1961. Основные черты строения коры земли по геофизическим данным. Л. 222 стр.

PRELIMINARY STUDY ON THE CHARACTERISTICS OF CRUSTAL STRUCTURE IN THE OKINAWA TROUGH*

Jin Xianglong Yu Puzhi Lin Meihua Li Changzhen and Wang Huiqing

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

The Okinawa Trough being located between the Shelf Sea and Ryukyu Island in the eastern part of the East China Sea is a back-arc basin on the continental side from the marginal island arc of the western Pacific. The appearance and development of Okinawa Trough are closely related with the dynamics of plate movement in the western Pacific, and the study of this relation is based on the crustal structure in the Okinawa Trough.

The Okinawa Trough is a deep-water trough with approximate trend NE, it is arcuated and convex toward to the Pacific (Philippine Sea). To the north of Amami Island, there is a submarine high trended NW, which separates the trough into two parts, north and south sections. The north section with trend NNE is shallower where the depth of water is about 600—800 m, and the south section trended near E-W where the depth of water is about 1000—2000 m. The bottom sediments are silt, silty clay and clay in brownish grey colour, abound with fossil remains and contain a great deal of volcanic materials (mainly, volcanic fragments). The sediments are coarser in the north section and finer in the south section; as for volcanic fragments, their content in the sediment of south section is higher than north section.

The Bouguer anomalies of gravity in the Okinawa Trough are commonly high, the value of Bouguer anomalies are more 40 mgl. The Bouguer anomalies in south section are higher, most of which more than 100 mgl, in the south part of this section still higher (more 200 mgl). In general, the depth at the Mohorovicic discontinuity of Okinawa Trough is shallower than 28 km, ranging within 28—15 km. In north section, the crust is thick, near the continental, the depth at the Mohorovicic discontinuity is more 20 km commonly, and exceeds 25 km toward to north; in south section, the crust is thinner, near the oceanic, the depth at the Mohorovicic discontinuity is 15—20 km, or rather shallower for a few of them. Heat flow on the bottom of trough is great, ranging within 1.05—8.95 HFU (max. value) with an average of 3.62 HFU, and the contour of 2 HFU just fits in with the boundaries of Okinawa Trough.

The thinning of the crust, the high heat flow, the high seismicity from shallow focus and the high activity of volcanism indicate the Okinawa Trough is in early stage of spreading for a rift structure and a new back-arc marginal basin. The spreading of trough might have originated at the time of early Pliocene at south section, and evolved gradually northward, influencing the north section step by step.

*Contribution No. 811 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.