

台湾以东黑潮深层流的途径

1940 年 2—3 月观测结果的分析*

管 秉 贤

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

提 要

本文根据日本“Komahashi”号调查船 1940 年 2—3 月的深海观测资料,从温度和动力高度的分布探讨了台湾以东黑潮深层流的途径。结果表明,在兰屿以东附近区域存在着一个尺度约为 100×200 km 的气旋式(冷)涡旋。沿台湾东北上的黑潮途径,约从 200 m 层起,随着深度的增加,绕冷涡作气旋式弯曲,主流不再径直北上,而逐渐转向东—东南。这主要是由于深层水北流时受到台湾东北方海脊的阻塞作用所致。这次台湾以东黑潮所出现的弯曲和冷涡,虽其尺度较小,强度亦弱,但其时间落在日本以南黑潮出现大弯曲和冷水团的期内(1934—1944),这两者是否存在内在联系,值得研究。

关于台湾以东黑潮的途径,特别是深层流的途径,目前研究得还很少。朱祖佑^[2]曾根据黑潮联合调查(CSK)期间的“阳明”号水文调查资料和“九连”号 GEK 观测资料分析了黑潮的途径及其变异。他指出,台湾以东黑潮流径具有波状特征,流轴也有位移。并认为这里黑潮的变异视下列各因素而定:(1)来自菲律宾海的海流的起始状况;(2)行星涡度;(3)海底地形;(4)太平洋大气与海洋环流的大尺度变化等。他又指出,由于兰屿等岛屿的存在,这里海底地形很不规则,故常出现涡旋。作者^[1]也曾引用水文历史资料探讨了台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响,并着重指出,黑潮在流过台湾东北方的海脊时,由于海脊顶峰的深度远比黑潮水体的厚度为小,因此,黑潮将挤缩着跨过这一海脊,从而其流轴也将发生右偏。范光龙^[3]在探讨台湾东南沿岸的上升流时曾指出,黑潮在通过绿岛附近的浅水海脊地形时,流径出现气旋式偏转,才导致上升流。他还指出,根据海岸附近 200m 层以深等温线的坡度与表层的相反这一现象,很可能在紧邻海岸处深层存在着与北向表层流相反的逆流。

然而,这些作者均未具体涉及深层流的途径及其变化,特别是尚未探讨地形(包括兰屿及附近的岛屿和台湾东北外方的海脊)对黑潮深层流途径的影响。本文则试图引用 40 余年前的水文历史资料,作为一个个例分析,来阐述台湾以东黑潮深层流的途径以及地形对它所起的作用。

一、资 料

1940 年 2 月 26 日—3 月 2 日,日本“Komahashi”号调查船在台湾以东及以南海域进

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1152 号。
收稿日期: 1983 年 12 月 2 日。

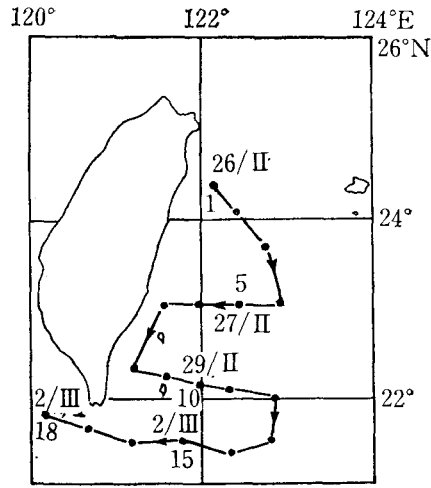


图 1 测站位置

(R/V Komahashi, 1940 年 2 月 26—3 月 2 日, 根据 JODC, 1970b)

行了水文观测,测站分布见图 1^[6]。除了鹅銮鼻以南的一站水深较浅外,其余各站均观测到 1200m,为研究黑潮的途径,特别是深层流的途径提供了较理想的资料。

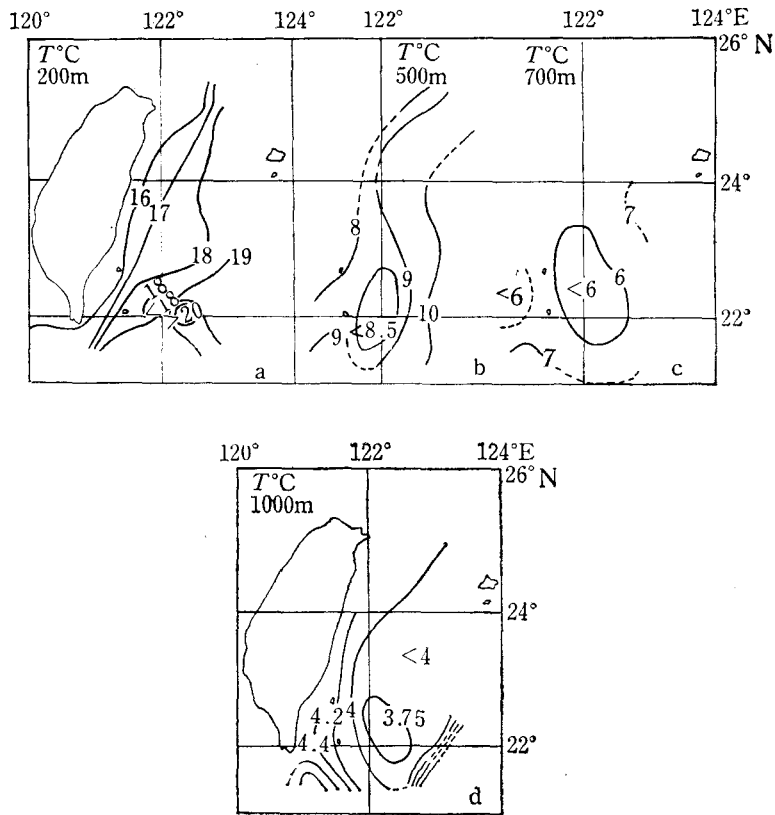


图 2 各层温度(°C)分布

200, 500, 700 及 1000 m 层的温度分布如图 2。台湾东南外方三个近似纬向断面上的温度分布见图 3。从图 2, 3 中可以看出, 在 500 m 层以浅, 温度随着离岸距离而增加; 但从 600—700 m 层起, 直至深层 (1200 m), 在兰屿以东却出现一个冷区, 特别是在 1000 m 层上, 台湾东南外方的温度分布趋势与近表层的相反, 除了冷区的东边界以外, 温度随着离岸距离而减低, 当然温度梯度是很小的。这种分布特征表明, 兰屿以东存在着一个冷区, 随着深度的增加, 其范围向北延伸愈广, 从而对黑潮深层流的途径可能产生显著的影响。

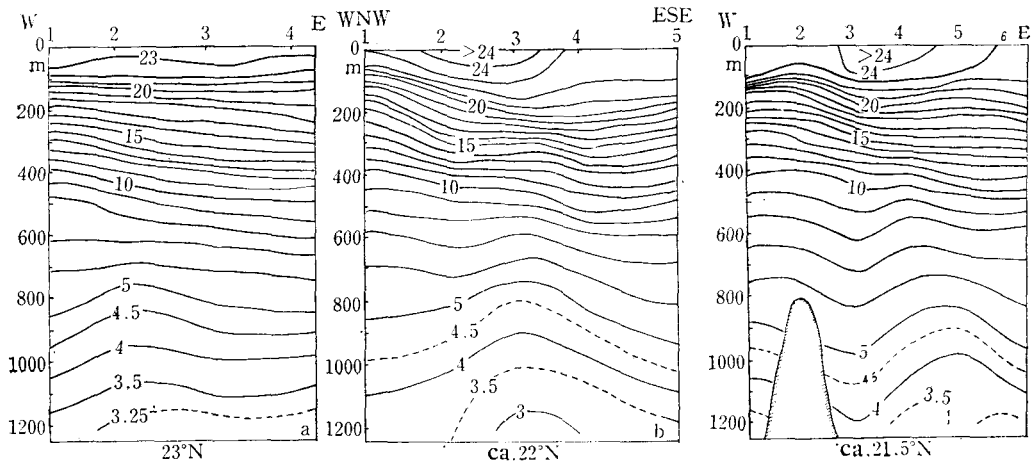


图 3 近似纬向断面的温度(°C)分布

二、地转流流型

以 1200 db 为零面的各层 (0, 200, 400, 500, 700, 800 及 1000 db) 动力高度分布如图 4 所示。

从图 4 地转流流型可以看出, 在兰屿以东附近区域各层均存在着一个气旋式的与温度分布图上冷区相应的涡旋(“冷涡”), 来自台湾以南的黑潮分别绕过冷涡的西、东两侧向北流动。在表层(图 4a)大部分是通过冷涡的西侧流向东海, 只有小部分绕过冷涡的东侧向北流动。最大流速出现在兰屿以西, 可达 103 cm/s。在 200 m 层(图 4b)黑潮途径开始有所变动, 沿着冷涡西侧北上的流动有所减弱, 兰屿以南的黑潮先呈反气旋式, 接着呈气旋式沿着冷涡东侧北流的趋势更趋明显。但最大流速仍位于兰屿以西, 可达 49.5 cm/s; 次大流速位于冷涡以东, 可达 42.6 cm/s。400—500 m 层的流径与 200 m 层的基本相同, 只是北向的最大流速不再出现在兰屿以西而移到兰屿以东冷涡的东侧边缘, 400 m 层的可达 32 cm/s。同时, 冷涡的尺度也随之增大, 特别是沿 122°E 南北向的延伸增大, 冷涡边缘北可达 23.5°N, 南可达 21.5°N, 长轴超过 200 km (图 4c, d)。及至 700—800 m 层, 冷涡更向东扩展, 其东南部可达 123°E。与此同时, 沿冷涡西侧北上流向东海的海水更趋减少; 来自台湾东南海域的黑潮主流, 大部分在兰屿以南先作反气旋式流动, 继而绕过冷涡南端作气旋式流动(图 4e, f)。在 800 m 层上, 北流的海水由于苏澳以东海脊的阻塞几乎都向东及东南流去。另一方面, 在苏澳东南离岸较远处, 尚有较微弱(约 6—8 cm/s)的东北向流, 这可能是仍然存在着紧邻台湾东南海岸北上的海流的证据。在 800 m 层上最大北向

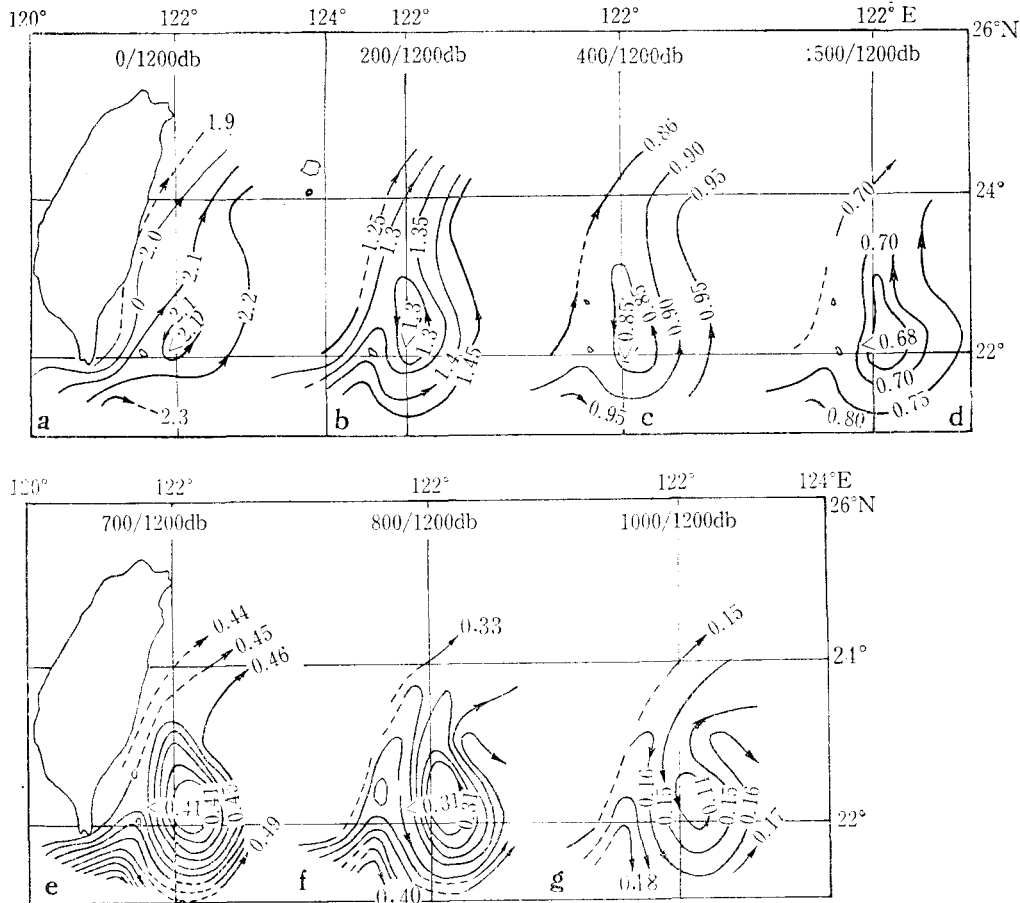


图4 各层动力高度 (dyn·m) 的分布

流速出现在冷涡东侧,可达 10.2 cm/s 。在 1000 m 层上,流动趋势几乎与 800 m 层的完全相同,只是流速更弱,冷涡东侧北向的最大流速已减少到 $4.3\text{--}4.5 \text{ cm/s}$ (图 4g)。

综合上述,可以看出,大约从 200 m 层起,沿台湾东南岸北上的黑潮,其流径愈来愈绕冷涡作弯曲(或“蛇行”)流动,主流不再是径直北流,而是由 NE 转向 SE—E—N 流动;而在 $800\text{--}1000 \text{ m}$ 层上,在 23°N 附近几乎绝大部分都向东流去。在弯曲途径的北侧出现一个尺度大约为 $100 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ 的气旋型涡旋,它与温度垂直断面图(图 3)上的冷水上升相对应。

从上述各层地转流的分布中又可看出,上层流型与深层的有显著差异。从温度断面分布(图 3a—c)中可以看到,大约以 600 m 层为界,上、下层等温线的倾斜方向出现较显著的差异。根据这一现象,分别计算了上层($0\text{--}600 \text{ m}$ 层)和深层($600\text{--}1200 \text{ m}$ 层)的平均流速如图 5a, b 所示。图上箭矢代表两站间各层平均流速与断面正交分量的大小及方向。流线表示根据这些矢量所绘制的流型。从图上可以明显地看出,虽然上层和深层均存在着一个气旋式涡旋,但上层流型以向北流向东海为主,深层则以绕过涡旋向东流向太平洋为主。

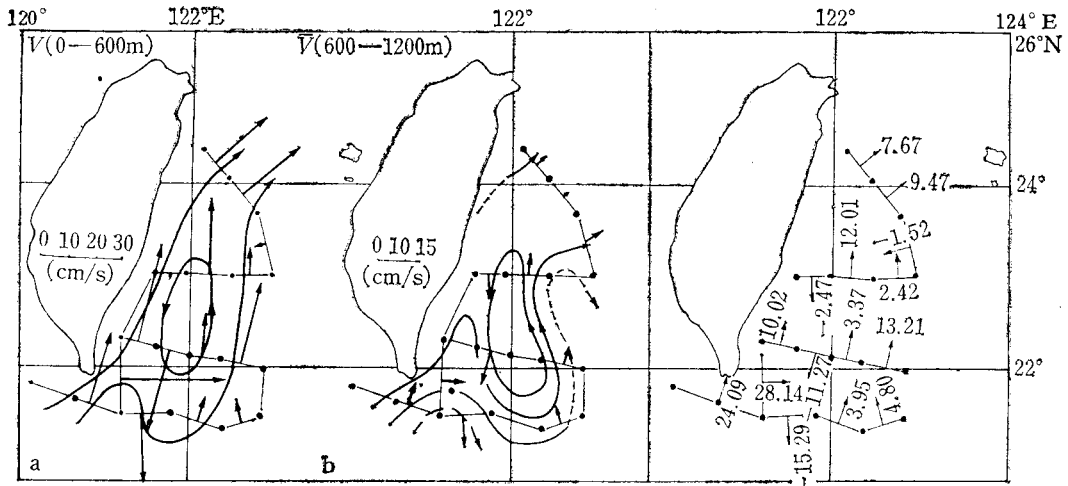


图 5 上层及深层地转流速 (cm/s) 分布

图 6 两站间的流量(以 1200 db 为基准面)

以 1200 db 为基准面的通过两站间的流量(体积输送量)如图 6 所示。正值表示北向, 负值表示南向。由图可知, 在台湾南端, 黑潮流向台湾东岸的总流量约为 24sv^1 , 通过台湾东北方流向东海的流量约为 17sv 。前一流量值可能略为偏大, 因为其中有很小一部分水体流入台湾海峡, 同时鹅銮鼻以南是深度只有 600—700 m 的水域, 这一影响在计算时也未消除。后一流量值可能略为偏小, 因为最北端的测站与海岸尚有一段距离。限于现有的观测资料, 要比较精确地考虑这些因素是很困难的。所以, 只能作为一个粗略的估计, 约有 5—6sv, 即 25% 左右的黑潮水向东流向太平洋。

三、讨 论

1. 黑潮在日本本州以南海域出现弯曲和冷水团的现象已成为当前西边界流动力学研究中最活跃的课题之一。尤其是, 最近发现它与南美洲西岸赤道区域的 El Niño 现象有着一定的遥相关关系^[10], 弯曲和冷水团出现机制的研究, 更受到海洋和气象学者们的重视。

迄今为止, 台湾东南海域——本州钿子外方这段黑潮主体, 除了在本州南方曾多次出现过弯曲和冷水团以外, 台湾东岸和东海中尚未观测到有较显著的弯曲和冷水团现象。所以, 根据现有文献来看, 本文中所指出的黑潮在台湾以东自表层至深层均出现弯曲和冷水团现象, 尚属首次报道。值得重视的是, 这次台湾以东出现弯曲和冷水团的时间(1940 年 2—3 月)正落在日本以南的黑潮(有观测资料可查的)首次出现大弯曲和冷水团的时期(1934—1944)内。这两者是否存在某些内在的联系, 值得深入研究。可惜现尚无其他资料足以表明黑潮在本州以南出现大弯曲和冷水团的其他时期(如: 1953—1955, 1959—1963, 1975—1980 等), 台湾以东也有与本文所描述的(1940 年 2—3 月)类似的现象。当然两地的弯曲和冷水团的尺度与强度是有差异的。本州以南的冷水团, 其空间尺度(经纬度)约为 $(3-4)^\circ \times 2^\circ$, 而台湾以东的仅为 $2^\circ \times 1^\circ$ 。同时, 后者的温度水平梯度亦较

1) $1\text{sv} = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$

前者要弱得多。再者,前者发生在伊豆海岭以西没有任何岛屿的深海大洋处,而后者则出现在兰屿和绿岛以东的深水海域。现未知它的出现是否与岛屿地形有一定的因果关系,但纵观其他时期的调查资料(特别是 CSK 期间“阳明”号的多次观测资料)尚未发现类似的现象。图 7a 指出了“阳明”号 1967 年 9 月 1000 m 层的温度($^{\circ}\text{C}$)分布^[5],它与 1940 年 2—3 月 1000 m 层的温度(图 2d)分布有着显著的差异,看不出有类似冷涡存在的迹象。图 7b 是相应的 800 m 层的地转流分布(以 1000 db 为基准面),也与图 4f 中的分布型式迥然不同。故其出现与岛屿地形不一定有关。

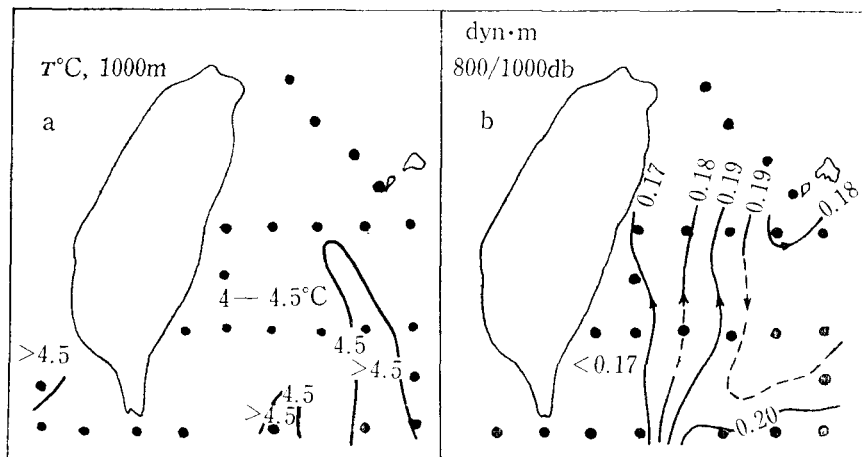


图 7 1967 年 9 月“阳明”号观测得出的温度($^{\circ}\text{C}$, 1000m 层)及地转流($\text{dyn}\cdot\text{m}$, 800/1000db)分布

(根据 Data Report of CSK, No. 135, JODC, 1970a)

2. 苏澳以东海脊的延伸方向近乎与海岸正交(ESE),水深从南北两侧的 1000—2000m 陡减为 500 m 左右,最浅处尚不及 200 m。所以,即使黑潮 500—600 m 以浅的水柱能挤缩着通过这一海脊之顶而流向东海,但肯定尚有相当一部分深层水由于海脊壁的阻塞作用而不能通过,必将折返南流。这又将反过来阻塞自台湾东南继续北上的深层水,从而迫使绕过冷涡东侧北上的海水折向 E—ESE 而流向太平洋。

关于台湾以东琉球群岛以南海域的海流,目前尚未进行过全面而详细的研究,只有一些零散报道。例如, Nitani^[8] 在讨论东海及屋久岛东南黑潮流量时,给出了琉球群岛东南海域的 NE 向流量的多年变化曲线。Hasunuma & Yoshida^[4] 在讨论西北太平洋区域副热带流涡 (gyre) 的分离 (Splitting) 现象时,曾给出了这一区域的地转流 (0/1000 db) 分布图,并给出了一系列包括副热带逆流在内的带状流系结构。Kawabe^[7] 在讨论 PN 及 E 断面黑潮流量的反位相关系时指出,当日本以南黑潮出现弯曲时,在琉球群岛海脊以东可能发展一支北向的与深西边界流相当的深层流,从而使通过 E 断面上层的“视”地转流量可能减弱。Nishizawa 等^[9] 在讨论通过 PN 断面的地转流量较通过 I 断面(九州东南)的为少时指出,在琉球群岛以东可能存在着一支流向 NE 的海流。

从以上这些报道中可以看出,琉球群岛东南海域存在着东向海流,并可能存在着深层西边界流。

作为一个推想，本文在前面指出的深层黑潮绕过冷涡东侧北上由于苏澳以东海脊的阻塞作用而转向东流的那部分深层流，可能作为黑潮深层流的迴流而折向南流，也可能与 Kawabe^[2] 设想的琉球群岛东南的深层西边界流有联系，或许就是深层西边界流的上游部分。为了检验这一推想，进一步开展台湾以东琉球群岛以南海域的深水观测工作是很有必要的。

参 考 文 献

- [1] 管秉贤, 1978. 台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响. 海洋科学集刊 14: 1—23.
- [2] Chu, T. Y., 1974. The fluctuations of the Kuroshio Current in the eastern sea area of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica* 4: 1—12.
- [3] Fan, K. L., 1979. On upwelling along the southeastern coast of Taiwan. *ibid* 10: 151—159.
- [4] Hasunuma, K., and K. Yoshida, 1978. Splitting of the Subtropical Gyre in the Western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 34(4): 160—172.
- [5] JODC, 1970a. Data Report of CSK. No. 135.
- [6] JODC, 1970b. Existing Oceanographic Station Data in the South China Sea. 16 pp.
- [7] Kawabe, M., 1980. Sea level variations around the Nansei Islands and the large meander in the Kuroshio south of central Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 36(4): 227—235.
- [8] Nitani, H. 1972. Beginning of the Kuroshio, *In* Kuroshio—its physical aspects (edited by H. Stommel and K. Yoshida). Univ. Tokyo Press, pp. 129—163.
- [9] Nishizawa, J., E. Kamihira, K. Komura, R. Kumabe and M. Miyazaki, 1982. Estimation of the Kuroshio mass transport flowing out of the East China Sea to the North Pacific. *La mer.* 20: 55—59.
- [10] Uda, M. 1980. Historical and recent advances in the studies of the Kuroshio and their future problems with application. *In* The Kuroshio IV—Proceedings of the 4th Symposium for the CSK (edited by A. Y. Takenouti) Saikon Publishing Company, Tokyo, pp. 983—993.

CURRENT PATH IN A DEEP LAYER OF THE KUROSHIO EAST OF TAIWAN

AN ANALYSIS OF THE OBSERVATION RESULTS OF FEB.—MAR., 1940*

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

ABSTRACT

Based on the deep sea (to 1200 m) observation data from Japanese R/V Komahashi (Feb. 26—Mar. 2, 1940), the Kuroshio path, especially in deep layer, is investigated as a case study from temperature distribution and dynamic height topography. Main results are as follows.

1. 500—600 m being as a boundary, the temperature distributions in the upper and deep layers are quite different from each other. The temperature in upper layer increased, and that in deep layer decreased with the increasing of distance from the shore.

* Contribution No. 1152 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

A cold water area appeared to the east of Lanyu Island, its northward extension became wider with the increasing of the depth.

2. Dynamic height topographies (referred to 1200 db) at each level show that a cyclonic eddy appeared in the region east of Lanyu Island. The Kuroshio south of Taiwan, passing through both sides of the eddy, flowed toward the north as a whole. But in the near surface layers, it flowed mostly toward the East China Sea. While in the deep layers, the amount of water flowing northward along the west side of the eddy decreased with increasing of depth, and that flowing eastward and southeastward along the southern and eastern part of the eddy increased, which we considered that to be the result of the blocking effect on the northward flowing of the deep water due to the existence of submarine ridge northeast of Taiwan.

From about 200 m, the path of the northward flowing Kuroshio southeast of Taiwan began to meander cyclonically around the cold eddy, the deeper the depth it located, the more it meandered. The path of main current was no longer straight northward, but turned to E—SE. At 800—1000 m level around 23°N, the Kuroshio was almost entirely eastward flowing. The dimension of the cyclonic eddy is about 100×200 km.

3. Volume transport (referred to 1200 db) of the Kuroshio flowing from south of Taiwan to the east coast of Taiwan is around 24 sv. Volume transport of the Kuroshio flowing toward the East China Sea is around 17 sv. Therefore, as a rough estimation, about 5—6 sv (—25%) of the Kuroshio water flowed eastward to the Pacific Ocean.

4. The above-mentioned meander and cold eddy of the Kuroshio east of Taiwan occurred just in time of the appearance of the large meander and cold water mass of Kuroshio south of Japan in 1934—1944. Whether there is some intrinsic relation between these two phenomena is worth studying.

5. It is suggested that the deep layer water blocked by the submarine ridge and flowing eastward may flow southward as a recirculation. And there is another possibility that it may be related to the deep western boundary current southeast of Ryukyn Islands (Kawabe, 1980).

It is expected that the deep-sea expedition east of Taiwan and south of Ryukyn Islands would be systematically carried out in the near-future, a necessary and important event for exploring the Kuroshio path in deep layer.