

南黄海西部的陆架锋及冷水团 锋区环流结构的初步研究*

赵保仁

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

提要 本文依据1984年7月的实测水文资料和卫星图片,指出了南黄海西部存在着因潮混合形成的浅水陆架锋,分析了陆架锋区的水文结构,指出在冷水团锋面区域海洋上层存在着一个因下层冷水上升而形成的低温、高盐、高氧带,沿陆架锋及冷水团边界区域,是黄海的主要上升流区。本文还指出,夏季黄海沿岸流主要是一支沿黄海冷水团锋面南下的强流(jet)。在冷水团衰退时期,随着冷水团的退缩,这一沿锋面的流动将向外海推移。

浅水陆架锋是近岸充分混合区和外海层化区的分界面。陆架锋的位置与表示潮混合强烈程度的Simpson-Hunter参量有关^[11]。这一参量实质上包含了潮流流速和水深(地形)的共同影响。一般地说,浅水陆架锋出现在潮能消耗大和水、气温度季节变化比较显著的浅水弱流海区^[8,9,11]。

黄海是具有产生浅水陆架锋良好条件的海区之一。其原因是:(1)黄海的潮能相当可观,据方国洪^[13]计算,黄海的潮能达 2.3×10^{15} J,约占黄海全部海洋能量的80%,而进入黄海的潮能绝大部分在当地消耗;(2)黄海水温的季节变化十分显著,大部分水域的水温年较差接近或超过 20°C ;(3)黄海的海流比较弱,一般只有 10 cm/s 。作者^[4]曾以Simpson-Hunter参量讨论过夏季黄海的层化现象和陆架锋问题。本文企图用远红外卫星照片和中美合作调查所得之水文资料(1984年7月)进一步确认黄海存在着由潮混合形成的浅水陆架锋。本文的另一个目的是,要阐明有关黄海冷水团边界区域(即锋区)的上升流现象及其有关的水文特征。很久以来,人们注意分析和研究黄海冷水团中心区域的上升流问题^[7,8],然而黄海的某些水文现象很难用这种观点来解释。例如,既然冷水团中心区域为主要的上升流区,为什么在断面图上,冷水团中心区的等温线,多数月份(特别是夏、秋季)不是上凸,而是下凹呢?为什么在季节性温跃层的底部,即冷水团的上界附近,总是存在着十分明显的高氧层?等^[2,4]。本文从实际资料出发,指出在黄海存在着另一类重要的上升流区域,即锋面上升流区,从而对上述水文现象作出比较满意的解释。

一、南黄海西部的陆架锋

1. 一个典型的陆架锋剖面

在1984年7月的调查中(站位见图1),虽然没有对黄海的陆架锋问题进行专门调

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1296号。
收稿日期:1986年1月8日。

查,但是,从获得的资料来看,其中断面V正好横剖苏北浅滩北侧的一条陆架锋。这一断面的温、盐度和溶解氧等要素的断面分布,见图2。由图2a可见,温度断面以19站为界,

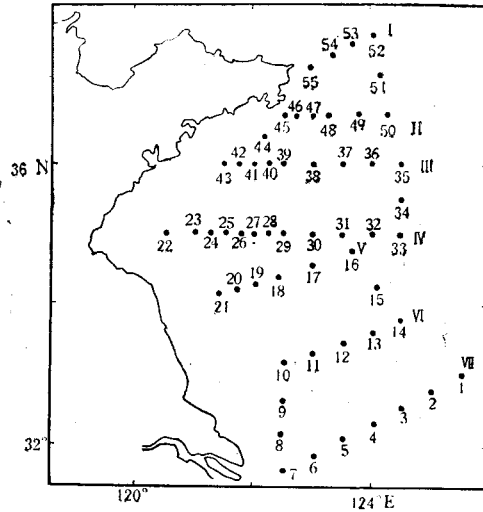


图1 1984年7月调查站位图

东西两侧的等温线分布趋势迥然不同,西侧为充分混合区,水温呈垂直均匀状态,东部为层化区。19站海面(2m层)温度出现最低值,分别较两侧的温度低3—5℃。从图2a还可以看出,在该低温区的东西两侧,海面还存在着水温水平梯度较大的区域,其中东侧温度梯度(0.13℃/km)显然大于西侧,这就是所述的浅水陆架锋区。从层化区的温度分布趋势来看,靠近19站处,温跃层上半部的等温线上翘,并与海面相交,下半部的等温线下弯,与海底相交,整个断面分布趋势非常接近理想的陆架锋区的温度分布形势^[3,9]。从下面给出的卫星图片可知,锋区海面实际存在的温度水平梯度要大得多。

图2a中用箭头表出了作者曾用近最大潮流流速算出的临界层化参量值1.8的所在位置^[3]。该箭头正好位于锋区上方,从而表明了潮混合对陆架锋位置的控制作用。从V断面的温度分布还可以看出,在海面的低温区附近,等温线明显抬升,从而显示出底层冷水在黄海陆架锋区附近有明显的涌升现象。

盐度和密度的断面分布(图2b, c)几乎同温度断面完全一致,即同样以19站为界,西侧为垂直均匀区,东侧为层化区。这里需要特别指出:(1)断面西侧垂直均匀区的盐度明显大于东侧层化区上层的盐度值;(2)18站上层有较厚的低盐水区,而17站18m层附近存在一高盐值,从而显示出如下的混合过程,即在锋区附近上升的高盐水与断面东侧的上层低盐水混合后在陆架锋区下沉,然后在冷水团上界附近沿等密度线向东扩散(如图2c箭头所示)。在溶解氧断面分布图中(图2d)温跃层底部附近的高氧层明显上倾,并且越接近锋区,此高氧层抬升得越高。显然,所有上述温度、盐度、密度、溶解氧的分布特征是同陆架锋区特有的环流结构有机地联系在一起的。

2. 陆架锋的水平分布

图版I是1984年7月15日18时39分(GMT)南黄海的一张远红外卫星(NOAA-7)图片。从图版I可以清楚地看到,在江苏北部外海有一大片乳白色的低温区,该低温区同外海高温区之间界线清晰,这就是我们所讨论的海面陆架锋。此外,在青岛近海和山东半岛东端石岛近海也有面积不大但界线分明的低温区,伴随这些低温区的锋面位置,同文献[3]给出的Simpson-Hunter层化参量临界值的分布趋势是一致的。为了清楚起见,图3a给出图版I的解译图,标出了岸线和锋面的位置。图3b给出由CTD所得的同期2m层的温度分布概况。由图可见,卫片反映出的海面温度分布趋势同海上实船测量结果完全符合。

二、黄海冷水团边界区域(锋区)的上升流现象

在以往的研究中,人们注意到黄海冷水团中心区域的上升流问题^[6,7]。但是黄海的某些水文分布特征使人想到,在黄海还可能存在着其它更为普遍的上升流区域。例如夏综万和郭炳火^[5,10]曾经根据成山角和旅大近海海面存在着明显的低温区指出,那里存在着因潮流作用而引起的上升流。根据前节的分析,不仅上述两块海区存在着上升流,在整个黄海冷水团边界区域都可能存在着海水的上升运动,而在明显的陆架锋区域,上升流现象更为显著。由于调查范围所限,这里只讨论南黄海西部冷水团边界区域的上升流现象。

1. 上混合层

首先我们取 II, V 两断面的各站温度垂直变化为代表,讨论上混合层厚度的纬向变化(图 4 a, b)。从图 4 看出,不论哪个断面,从外海到近岸,上混合层的厚度越来越小,差不多在冷水团边界区域,即分别在 18 站和 46 站,上混合层的厚度达到最小值。与此同时,跃层的厚度自东向西越来越薄,跃层的强度则越来越大,下均匀层的上界位置越来越接近海面,它们均在 18 站和 46 站达到极值。形成这种温度垂直变化的合理解释是:在冷水团边界区域,存在着较强的上升流现象。

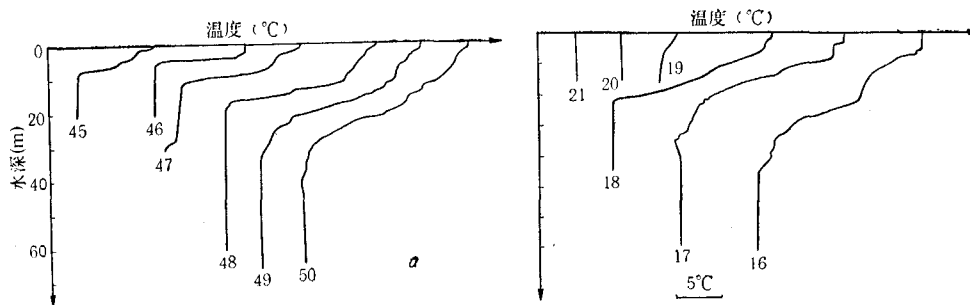


图 4 各站温度的垂直分布
a. 断面 II; b. 断面 V。

2. 水文要素的断面抬升现象

从图 2 可知,在断面 V 黄海深层冷水可以上升到海面。从石岛附近的一个水文断面(II 断面)的温度和溶解氧的分布图中,同样可以看出类似的海水上升运动(图 5)。

从图 5a 看出:(1)近岸区域的表层水温较外海的表层水温低 2.5°C 左右,而底层水温较外海底层水温高;(2)等温线和跃层的走向有明显的趋岸抬升现象,接近海岸的 46 站,跃层抬升得最高,强度最大,跃层的上界几乎达海面,下界抬升到 6m 深处,4 到 6m 之间的平均跃层强度达 $4.5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 。

温跃层下界附近的高氧层(图 5b)明显倾斜。离海岸较近的 47 站处,高氧中心在 16m 深处,而在断面最东侧的 50 站,高氧中心在 32m 附近,两者相差 16m 之巨。近岸区域高氧层不再存在。

该断面的盐度和密度分布同温度分布类似,这里不再重复。

3. 锋区上层水文要素的平面分布特征

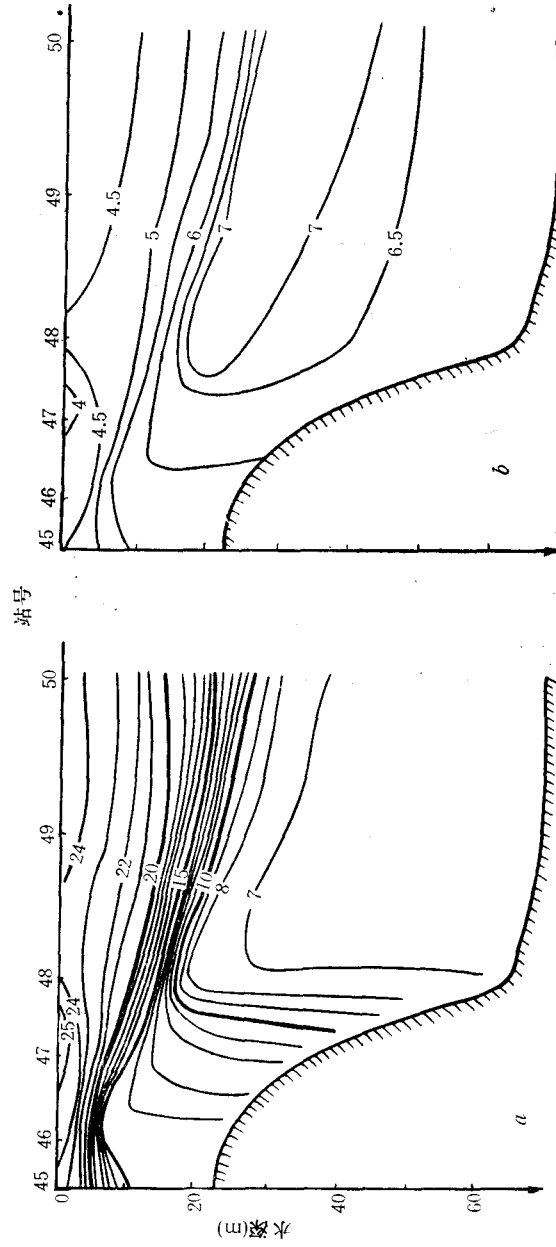


图 5 II 断面的温度(a)和溶解氧(b)分布

为了阐明冷水团锋面区域普遍存在着深层冷水的抬升现象,我们进而分析 10 m 层的水文要素的平面分布特征(图 6)。为分析方便,图 6 用 10°C 等温线(虚线)表示出底层冷水团的范围。从图 6a 看出,10 m 层温度分布的显著特点是外海水温普遍较高,近岸海区有一个呈弧状走向的低温带。这一低温带正好分布在底层冷水团的界面附近,即图中底层 10°C 等温线的向岸一侧。观测到的低温带中的最低温度为 12.95°C,十分接近黄海冷

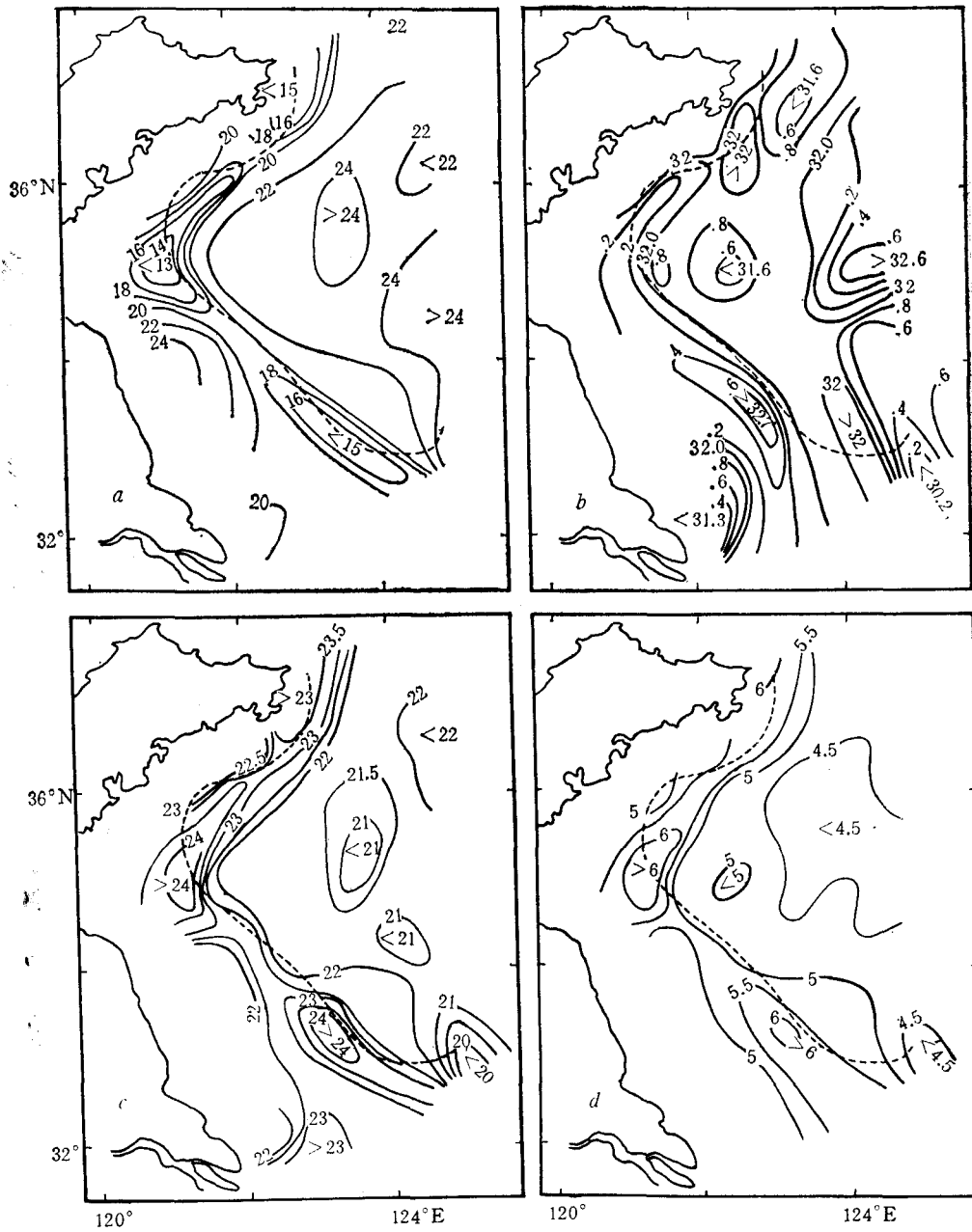


图 6 10 m 层温度(a)、盐度(b)、密度(c)和溶解氧(d)的水平分布

水团的代表温度, 而外海高温区的最高温度为 24.88°C , 两者相差约 12°C 。多数情况下, 该低温带中的水温较两侧的温度高 $5-10^{\circ}\text{C}$ 左右。从图 6a 中还可以看出, 在近岸低温带中, 存在三个冷中心, 其位置依次在吕四浅滩外侧、海州湾口及成山角-石岛外海。10 m 层中沿冷水团锋面分布的低温带, 明确地反映了深层冷水在锋面附近的抬升事实。

10 m 层的盐度分布形势略微复杂一些(图 6b), 但从总的趋势看, 与温度分布十分一致, 即沿黄海冷水团锋面区域有一高盐带, 而在此高盐带的东侧, 即外海水域有大片低盐区。高盐带内的最高盐度达 32.79‰ , 十分接近黄海冷水团的代表盐度值。在上述低温高盐带处, 为一个高密度带(图 6c), 其最高 σ_t 值为 24.42, 普遍较外海低密区的 σ_t 值高 2—4 以上。

10 m 层溶解氧的平面分布趋势(图 6d)同温度、盐度、密度的分布趋势基本一致, 即在冷水团锋面附近存在一高氧带, 并且此高氧带中有三个高氧中心(溶解氧大于 6ml/L), 正好与图 6a 中的低温带中的低温中心重合。10 m 层中高氧带的出现, 进一步表明盘踞在深底层的黄海冷水在冷水团侧边界附近已抬升到 10 m 层以上。实际上, 从 2m 层的水文要素分布可知(图略), 上述抬升运动, 在不少区域可直达海面附近。

深层冷水在冷水团锋面附近的抬升现象, 表明了黄海冷水团径向环流结构的复杂性。进一步弄清整个黄海冷水团的径向环流结构, 在理论上和实践上都有其重要意义。

三、沿冷水团锋面流动的黄海沿岸流

南黄海西部, 沿中国大陆一侧终年有大陆沿岸水, 即所谓黄海沿岸流南下, 这一观点, 国内外学者的看法几乎都是一致的。但是对黄海沿岸流的性质, 动力机制却很少有人讨论。作者认为, 黄海沿岸流在夏季主要是一支沿冷水团锋面南下的锋区强流(jet)。这里我们主要从质量场和有关水文要素的分布阐明这一观点。

1. 地转流

本文取调查海区最深测站的底层深度为动力零面, 然后依次对各站动力高度做浅水校正。

从图 7 可见断面中部以西的地转流向南, 断面东部的地转流向北。在西部冷水团边

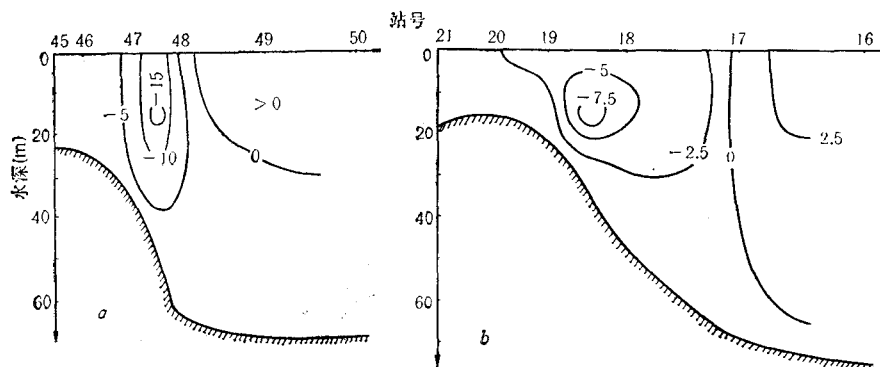


图 7 地转流速剖面(单位 cm/s)

a. 断面 II; b. 断面 V。

界附近(见图 2),有一个向南流动的高流速区,计算所得的垂直于这两个断面的最高流速分别为 15 cm/s 和 7.5 cm/s ,且流速的最大值不是出现在表层,而是在次表层约 15 m 深处。由于观测站距较大,实际存在的锋面厚度要狭窄得多,从而真正的地转流速可能要比上述数值大很多。

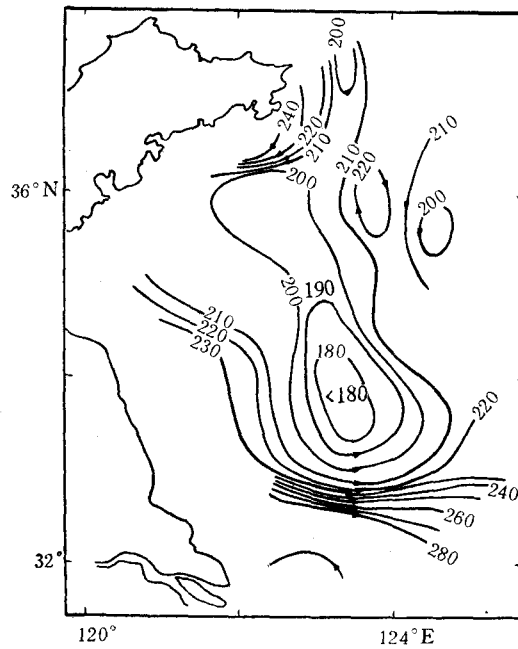


图 8 10 m 层动力高度(单位: dyn.mm)

从地转流的平面分布(图 8)可知,在调查海区存在着一反时针的冷水团环流,西侧海流向南,东侧大致向北,并且实测余流和地转流符合较好,这说明图中的动力高度线可以大体代表观测期间的实际流场。和图 7 一样,图中地转流速较大的海域出现在冷水团边界附近。

由此可知,就地转流场来看,黄海西部的高流速区,出现在冷水团锋面区域。

2. 透光度分布与黄海沿岸流

我们曾讨论过秋末南黄海的透光度分布与环流和水团之间的关系^[4],得到的结果是令人满意的。在此仅以透光度的分布进一步说明黄海沿岸流的途径。

由图 9 可知,两次调查所得底层透光度的平面分布趋势基本一致。即在冷水团内部,南黄海北部海水较南部海水透光性好,海州湾海水透光性好,而苏北浅滩区域和成山角外海水极其浑浊。透光度分布的另一重要特点是:在成山角-石岛外海,存在一浑水舌沿冷水团锋面南下。此水舌起初狭窄,当其绕过半岛东端后逐渐加宽,这一特征反映了沿岸流起初很急,而后流速逐渐变缓。此水舌到达 36°N 一线时海水逐渐变清,浑水舌消失,代之而起的又有一清水舌从海州湾口外重新沿冷水团锋面南下。因此可以说,黄海的透光度分布,从另一角度反映出在黄海西部存在着沿冷水团锋面南下的一支海流。需要指出,

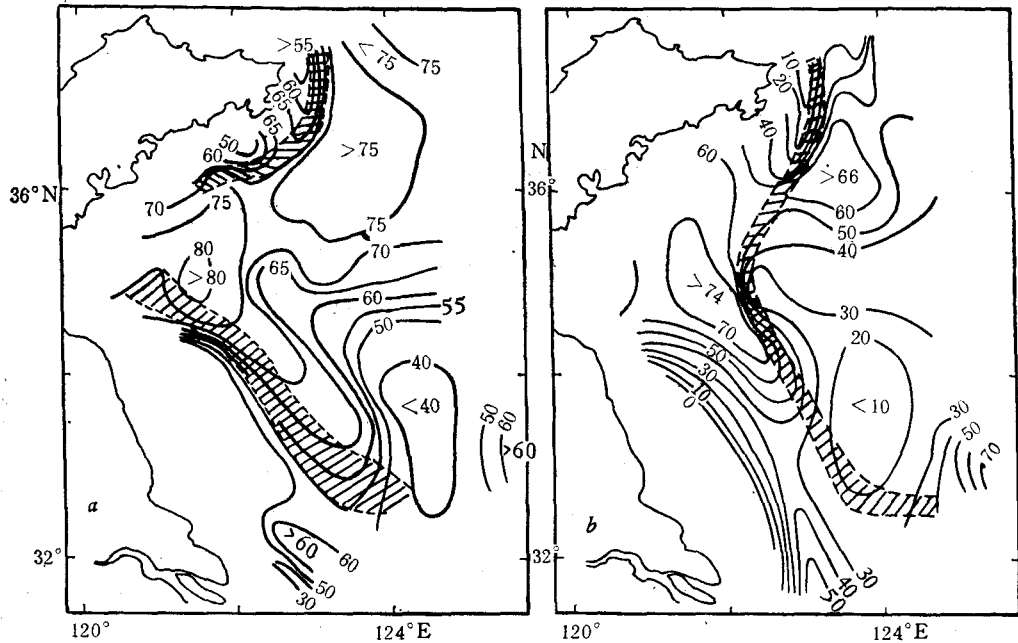


图9 底层透光度的平面分布

a. 1984年7月; b. 1983年11月。

阴线为调查期间底层冷水团锋面位置

上述以透光度资料所描绘的流动图像同动力计算的结果完全一致,从而表明黄海沿岸流在夏季基本上呈地转平衡状态。从图9a,b还可看出,夏、秋两季,冷水团锋区底层透光度分布的不同主要在于:夏季由于冷水团边界离岸很近,相应地沿冷水团锋面分布的浑水舌和清水舌离岸近些;秋季冷水团边界向外海退缩,因此上述沿锋面分布的浑水舌和清水舌略向外海推移。据此,我们还可以推测从夏末到深秋,随着冷水团的消衰,黄海沿岸流的途径也将相应地向外海推移。

参 考 文 献

- [1] 方国洪,1979. 黄海潮能的消耗. 海洋与湖沼 10(3): 200—213.
- [2] 毛汉礼、任允武、孙国栋,1964. 南黄海和东海北部(28°—37°N)夏季水文特征和水型的初步研究. 海洋科学集刊 01: 23—77.
- [3] 赵保仁,1985. 黄海冷水团锋面与潮混合. 海洋与湖沼 16(6): 451—460.
- [4] 赵保仁、胡敦欣、熊庆成,1984. 秋末南黄海透光度的分布特征及其与环流的关系. 海洋科学集刊 27: 97—106.
- [5] 夏综万、郭炳火,1983. 山东半岛和辽东半岛顶端附近水域的冷水现象及上升流. 黄渤海海洋 1(1): 12—18.
- [6] 袁业立,1979. 黄海冷水团环流. I. 冷水团中心部分的热结构和环流特征. 海洋与湖沼 10(3): 187—199.
- [7] 管秉贤,1963. 黄海冷水团温度变化和环流结构的初步研究. 海洋与湖沼 5(4): 255—284.
- [8] Garrett, C. J. R., J. R. Keeley and D. A. Greenheng, 1978. Tidal mixing versus thermal stratification in Bay of Fundy and Gulf of Maine. *Atmosphere-Ocean* 16(4): 403—423.
- [9] Garrett, C. J. R., and J. W. Loder, 1981. Dynamical aspects of shallow sea fronts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A302: 563—581.
- [10] Guo, B. and Z. Xia, 1984. Analytical model of upwelling induced by tidal current past a peninsula. *In*

- Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Seas, edited by Ichiye T. Amsterdam. pp. 123—142.
[11] Simpson, J. H. and D. G. Hunter, 1974. Fronts in the Irish Sea. *Nature* 250: 404—406.

A PRELIMINARY STUDY OF CONTINENTAL SHELF FRONTS IN THE WESTERN PART OF SOUTHERN HUANGHAI SEA AND CIRCULATION STRUCTURE IN THE FRONT REGION OF THE HUANGHAI COLD WATER MASS (HCWM)*

Zhao Baoren

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao*)

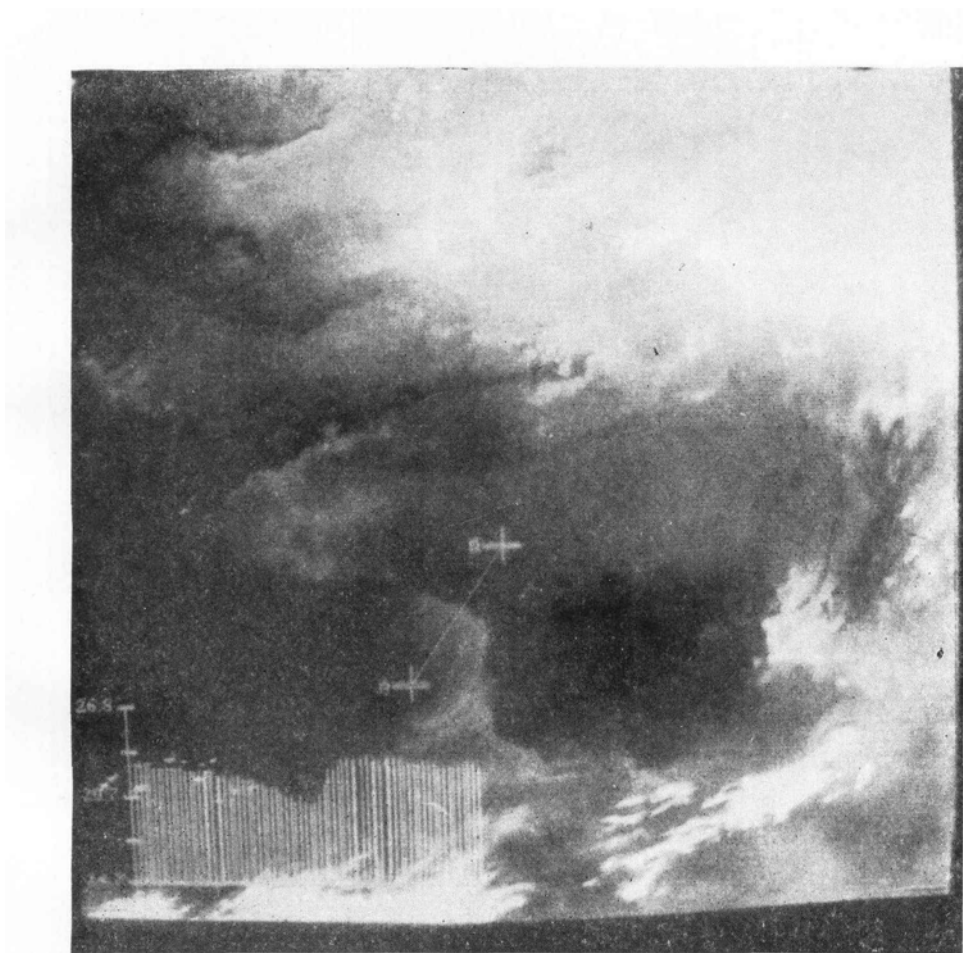
ABSTRACT

It is shown that the Huanghai Sea is one of areas favorable for the formation of continental shelf front. By the satellite image as well as CTD data in July, 1984, the continental shelf front in the Southern Huanghai Sea are studied. From a satellite infrared image from NOAA-7 in 15 July, 1984, one can clearly see the positions of shelf fronts off the Subei (Northern Jiangsu) Shoal and other regions such as along coasts of the Shandong Peninsula and Korea. The distribution of SST from satellite is very similar to that from CTD. The locations of fronts defined by satellite image and CTD data very much close to that of critical stratification parameter 1.8, which was obtained earlier by author.

The section distributions of T , S , σ_t and dissolved oxygen in the Southern Huanghai Sea show that the western part of the sections is vertically homogenous and the eastern part (near the central part of the Huanghai Sea) is stratified. Between these two parts a shelf front can be identified. From the section distributions it is also shown that the deep water can rise to near surface in the front area. Because of this rising a cold water zone with the low temperature, high salinity, high dissolved oxygen and high σ_t is formed in the boundary (or front) of the HCWM at surface and 10 m layers. The extreme values of them in the zone almost approach to typical values of the HCWM. As opposed to these, in the central part of the HCWM the surface temperature is very high and surface salinity and dissolved oxygen is very low and the thickness of up-mixing layer is much thicker than that of front areas. From these facts it is reasonable to say that the main upwelling areas are in the boundary of the HCWM, not in its central part in the Huanghai Sea as some people had mentioned.

In this paper the path of the Huanghai Coastal Current is also discussed. Dynamical calculation which is in accord with measured current shows that in the front areas the geostrophic current is very strong. The distributions of transmission at bottom also show that a strong stream flows to south along the boundary of the HCWM in the Southern Huanghai Sea. Since in the western part of the Southern Huanghai Sea no other strong current can be observed, we can say with more assurance that the Huanghai Coastal Current is a jet southward along the boundary of the HCWM in summer.

* Contribution No. 1296 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.



NOAA-7 卫星图片 (CH. 4, 1984. 7. 15, 1839 G)