

关于浙江沿岸上升流的成因 及动力结构的研究*

胡敦欣 吕良洪 熊庆成 丁宗信 孙寿昌

(中国科学院海洋研究所)

上升流即海洋中持续垂直向上的海水运动,这种运动在海洋中是比较普遍的,但是,就其大小而言,却有着巨大的差异——可达几个数量级。所以,只有在那些量值较大的区域才引起人们的注意;而在量值较小的区域,由于表象不够显著——对各种特征场特别是温度场的影响不太明显,往往被人们所忽视。

尽管上升流的流速与水平流速相比甚小,一般在 10^{-5} — 10^{-2} 厘米/秒范围内(大约相当于每天1厘米至10米),但其作用却是巨大的。首先,就整个海洋来说,它是海洋环流不可分割的一个组成部分,是上层水与下层水沟通交换的渠道。其次,上升流在生产实践中具有十分重要的意义,它对渔业生产有着巨大的影响,它可将富含营养盐的中、下层水带到强光合作用层,为浮游植物提供充分的养料,从而促进鱼类饵料的繁殖。海洋中出现上升流的区域仅占世界整个海洋面积的1‰左右,但上升流区的渔获量却占全世界总产量的50%左右^[1,14];我国浙江近海、海南岛东南水域以及汕头外海诸上升流区同时均为良好渔场。因此,沿岸上升流越来越引起人们的重视。

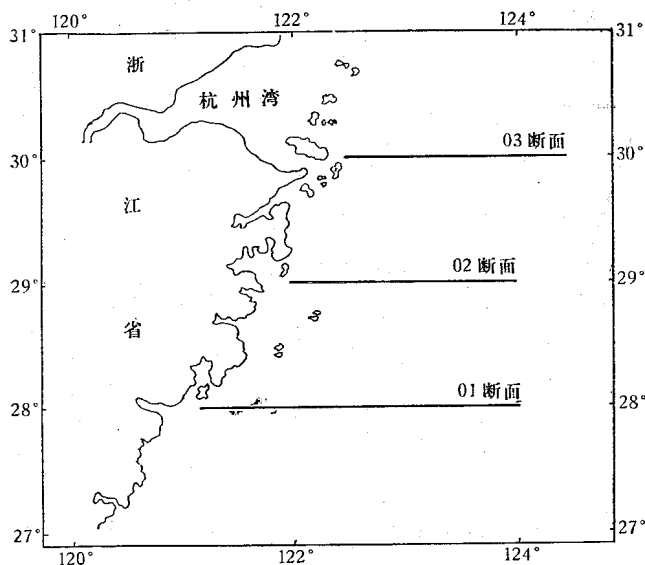


图1 研究海区断面布设图

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第661号。
收稿日期: 1980年10月17日。

从现有文献来看,我国近海,在渤海、黄海、东海和南海四个海区都有上升流存在,如渤海中部、黄海冷水团区、浙江近海、汕头外海以及海南岛东南沿海等。但是,关于这一现象,除少数海洋工作者曾提及过外^[1,2],至今还缺乏专门的研究。

本文旨在利用现有的海流、水温、盐度和气象资料,就浙江沿岸(见图1)上升流产生的动力来源及环流模式进行初步的分析研究,提出粗略估算上升流的方法、指标,并提出尚待进一步解决的几个问题。所用资料主要是1958—1960年全国海洋普查、1963—1966年标准断面以及我所六十年代以来(到1973年)观测的有关资料。此外,还用了国家海洋局和浙江省气象局所提供的部分海流资料及沿岸台站的水文气象资料。

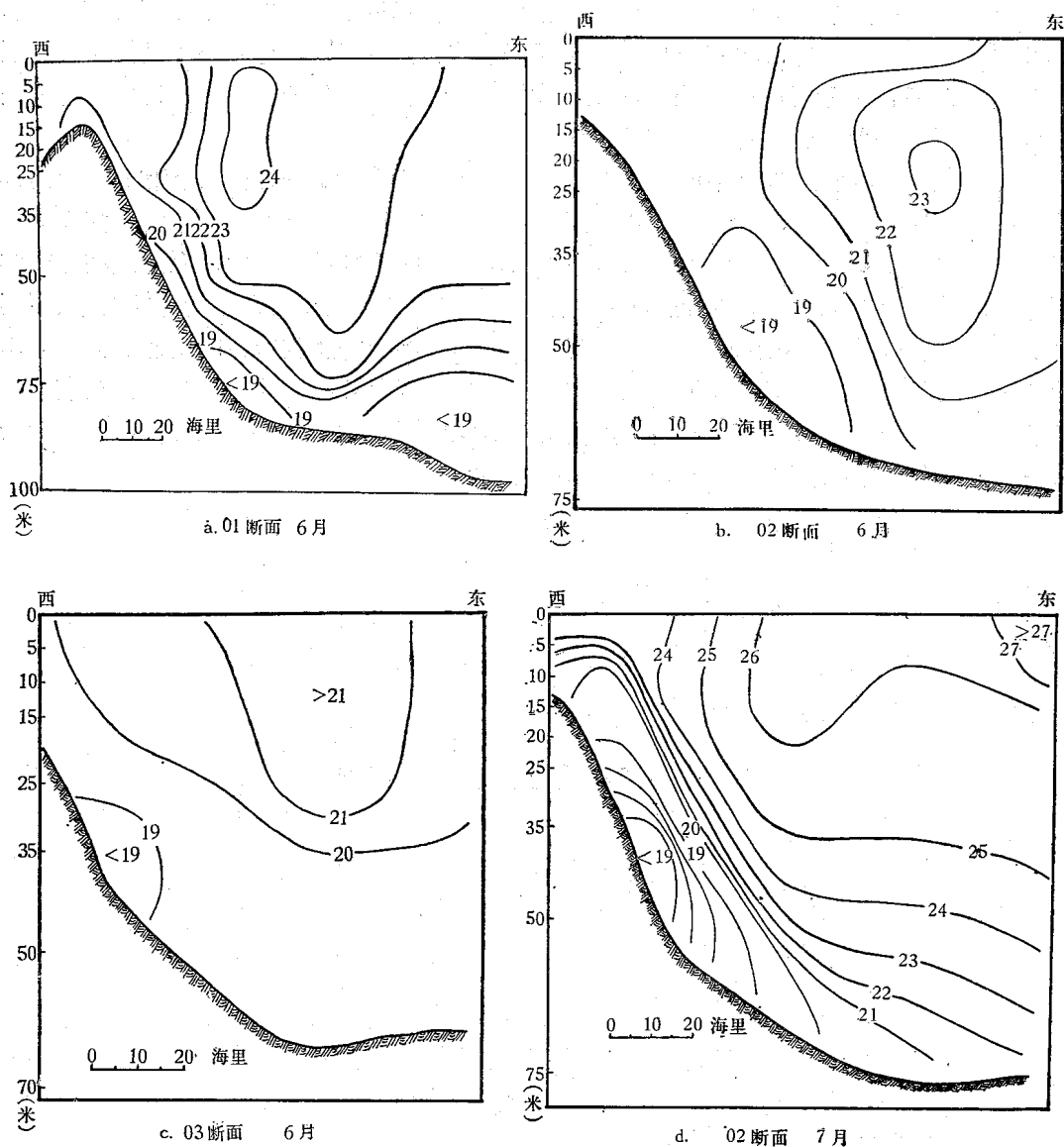


图2 东海标准断面1959年水温分布图

一、标志上升流存在的明显表象

由图 2 可以清楚地看出, 研究海区 1959 年 6、7 月份在三个标准断面上都有一个冷的水体盘踞在近岸海底的斜坡上, 其等温线呈明显的上凸形状。由图 3 可见, 研究海区在 1963 年的 6, 7 月份亦有相同的现象存在。这是上升流的效应。

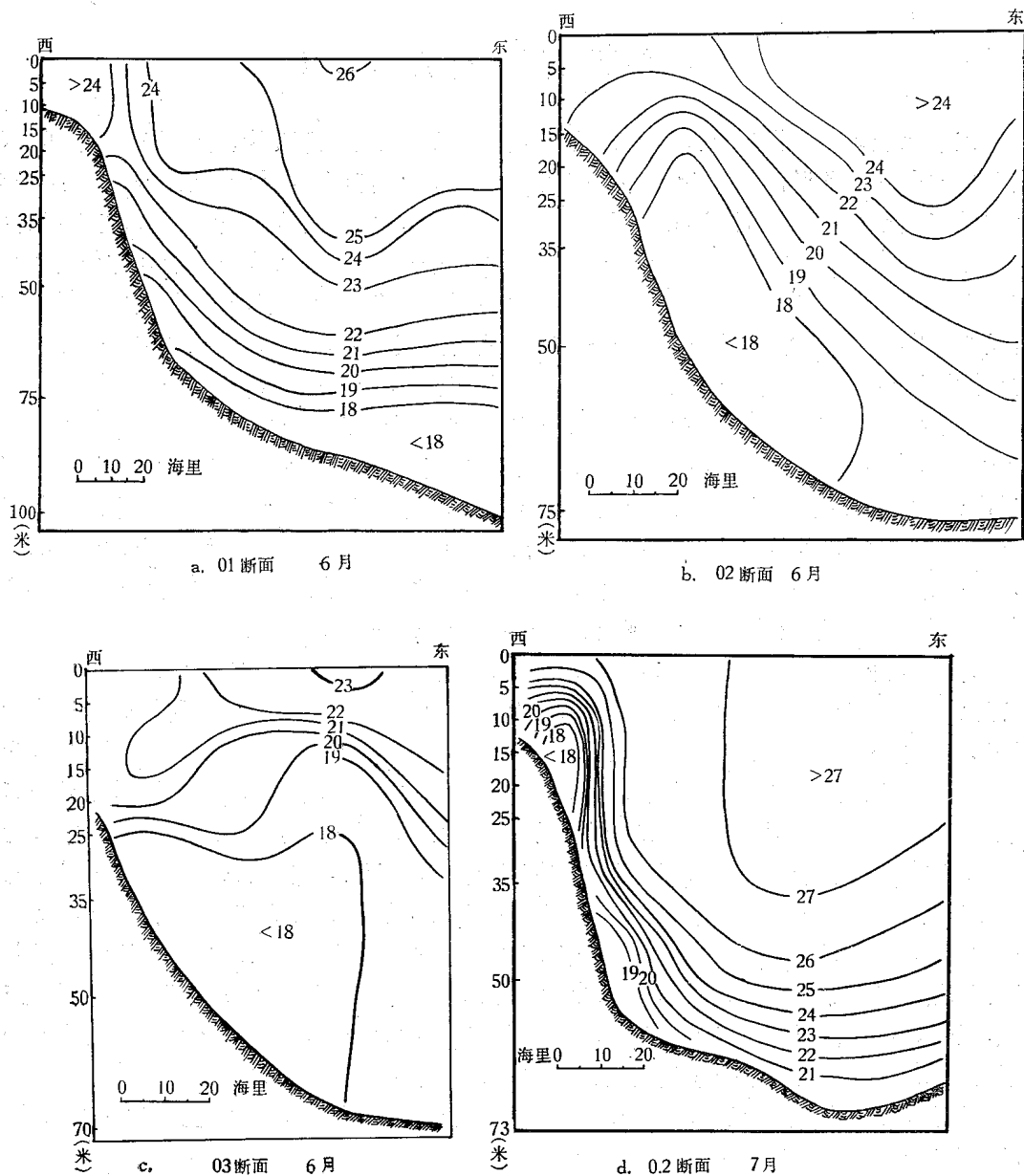


图 3 东海标准断面 1963 年水温分布图

在没有垂直海流计实测记录的情况下,判定上升流的存在是研究区域上升流的首要问题。众所周知,6,7月为增温季节,此间海洋中的等温线一般是不断下沉的。但图2和图3表明,北纬29°断面上,1959年7月份低于19℃的等温线和1963年7月份低于18℃的等温线的最高位置都比同年6月份北纬28°断面、29°断面和30°断面上同一等温线的最高位置高(即7月份的最浅)。这表明每年从6月份到7月份这些等值线是上升的。如果没有上升流,该海区在增温季节不可能有这种等温线逐月上升的现象存在。由此可以作出结论,浙江沿岸海域,夏季确有下列水上升(即上升流存在)。

二、关于沿岸上升流的成因

迄今为止,关于沿岸上升流的成因问题,人们几乎普遍认为,风是决定性的因素^[4,5,6,7,8,9,10,12,13,15,16,17]。但实际上并非完全如此,不同的海区产生沿岸上升流的主要原因可能是完全不同的。通常说的风生海水离岸输送只不过是其中的一个因子(对某些海区来说,这一因子可能是主要的),而决不是唯一的因子;沿岸下层水的上升运动完全可能是非风生的。当海水运动有向岸分量时,在海底地形的抬升作用之下,海水必逆坡上升。本研究海区黑潮由南北上,沿途水深逐渐变浅,受到海底的抬升作用,海水逆坡上升是必然的。但是,研究海区夏季西南风相当稳定,因而风也是一个需要考虑的因子。

为了判定浙江沿岸上升流究竟是风生还是黑潮北上余脉所引起,我们用1959年和1965年6,7月份近岸的实测底层流计算了平均垂直流速,约为 8.6×10^{-3} 厘米/秒(见第四节);而由同期的风,按经典的漂流理论计算了风生离岸输送 τ/f (这样的计算结果无疑将大于实际值,因为这里没有考虑侧向摩擦的影响),进而得出的垂直流速约为 6.8×10^{-4} 厘米/秒。这一结果表明,风生上升流只有按实测底层流计算得到的上升流速值的1/10。从而有理由认为,对本海区来说,风不是上升流的主要动力源。实测余流矢量表明,不论是夏季还是冬季,近岸底层流总趋势都是向岸的。由此可以充分说明,冬、夏两季都有上升流存在;风不是该区沿岸上升流产生的主导因子。前一点是显而易见的,因为近岸底层海水的辐聚,必然导致上层水的辐散。至于后一点,则是因为本海区冬、夏两季的风向基本相反,而冬季的东北风要比夏季的西南风强劲得多(夏季西南风有效风速¹⁾为3.5米/秒,冬季东北风有效风速为5.5米/秒)。如果说夏季的上升流是风生的话,则冬季的东北风必将引起整个上层水趋岸堆积下沉(下降流),从而导致底层离岸流的产生;但是,实测流向仍是向岸的。这表明,尚有远比风的作用强大的动力因子在控制着该海区,特别是底层海水的趋岸运动——上升流的产生,这个因子就是黑潮水的北上。因为黑潮自台湾东侧越过苏澳外海海脊,过了北纬25°以后,黑潮主干必将由于海底地形(向北逐渐变浅)的影响而右转,同时也必有一北上爬坡分量,我们称之为黑潮北上余脉,我们认为这一分量便是浙江近岸底层水辐聚受迫上升造成本区上升流的主要动力源。

下面讨论为什么上升流每年都在这个区域产生,而且上升中心总是大致位于北纬28°—29°之间(见图2和图3)。

1) 月有效风速为月合成风在平行于海岸方向上的投影,以此表示一个月中各方位的风对上升流的综合效应。

众所周知,在夏季,台湾东西两侧海流均为北向,但一般东强西弱,东侧主干黑潮北上余脉是底层水上升的动力源,而西侧分支的东北向流则有一个使东侧北上的上层水离岸的分量。但 80 米以下的底层水则完全不同,因为台湾海峡水深一般小于 60 米,少数较深处也不超过 80 米,所以东侧水深超过 80 米的底层北上流不会受到西侧流的阻抗影响,反而在某种程度上受益于西侧东北向流而加强其爬坡的势力。其结构可由图 4 表示。由此

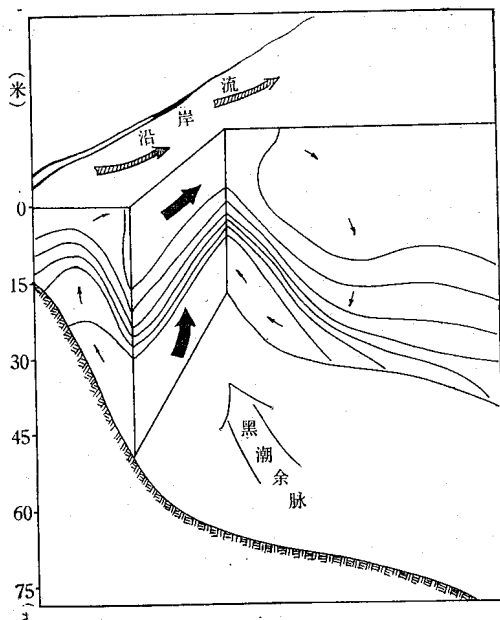


图 4 浙江沿岸夏季环流模式图
(图中细实线为等温线,细箭头为横向环流)

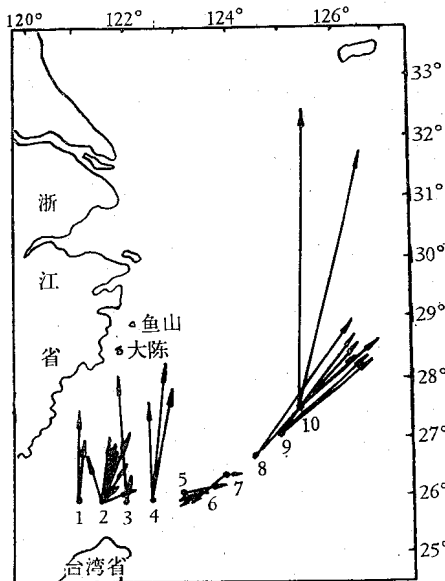


图 5 1971 年 6 月底流器投放点(黑点)与回收点(箭头)
(数字均为投放点编号)

可以认为,近岸的上升流主要取决于台湾东北水深超过 80 米的近底层水的北上,而且它必然直指大陈-鱼山方向。这一结果由图 5 部分地得到了证明。该图为日本水产厅调查船“开洋丸”于 1971 年 6 月投放的底流指示器的记录^[3]。他们在各黑点处分别投放了 200 个在海底随流漂动的底流指示器。图中箭头为回收点。由图可以看出,台湾东侧底层北上流确实比西侧的强。同时,从箭头的趋向和海底地形的配置可以看出,浙江近海必然是下层水上升的中心。换言之,上升流之所以产生在以大陈-鱼山为中心的浙江沿岸海域,完全是由台湾两侧流速及海底地形的配置决定的,因这两个条件各年基本相同,所以上升流每年总在此处产生。反言之,该区上升流如为风生,则上升流决不应局限于这样小的范围之内,闽、浙沿岸都应上升流区。这又从另一方面说明了本海区上升流的非风生性质。

至于冬季的情况则比较复杂,将在下节讨论。

三、沿岸流和沿岸上升流的动力结构

从能量转换角度来看,黑潮北上余脉导致近岸下层水上升,使海水的动能部分地转变

成位能——近岸增水；这部分位能又在上层以离岸流（动能）的形式被释放出来。这一离岸流与原上层流合成便是最终的沿岸流，而且这一上层沿岸流必离岸且偏于下层流的右方。这一点已由实测流予以证实。黑潮主干（台湾以东）一般均以春末夏初为最强，初秋（9月份）为最弱。但就其对本海区的影响而言，由于位置的差异，必有一时间迟后，所以最弱将在秋末。另一方面，东海的季风也比较明显，夏季为西南风，冬季为东北风。因此，尽管黑潮及其余脉为东海海流的主要部分，而且为上升流产生的主要动力源；但是，风的作

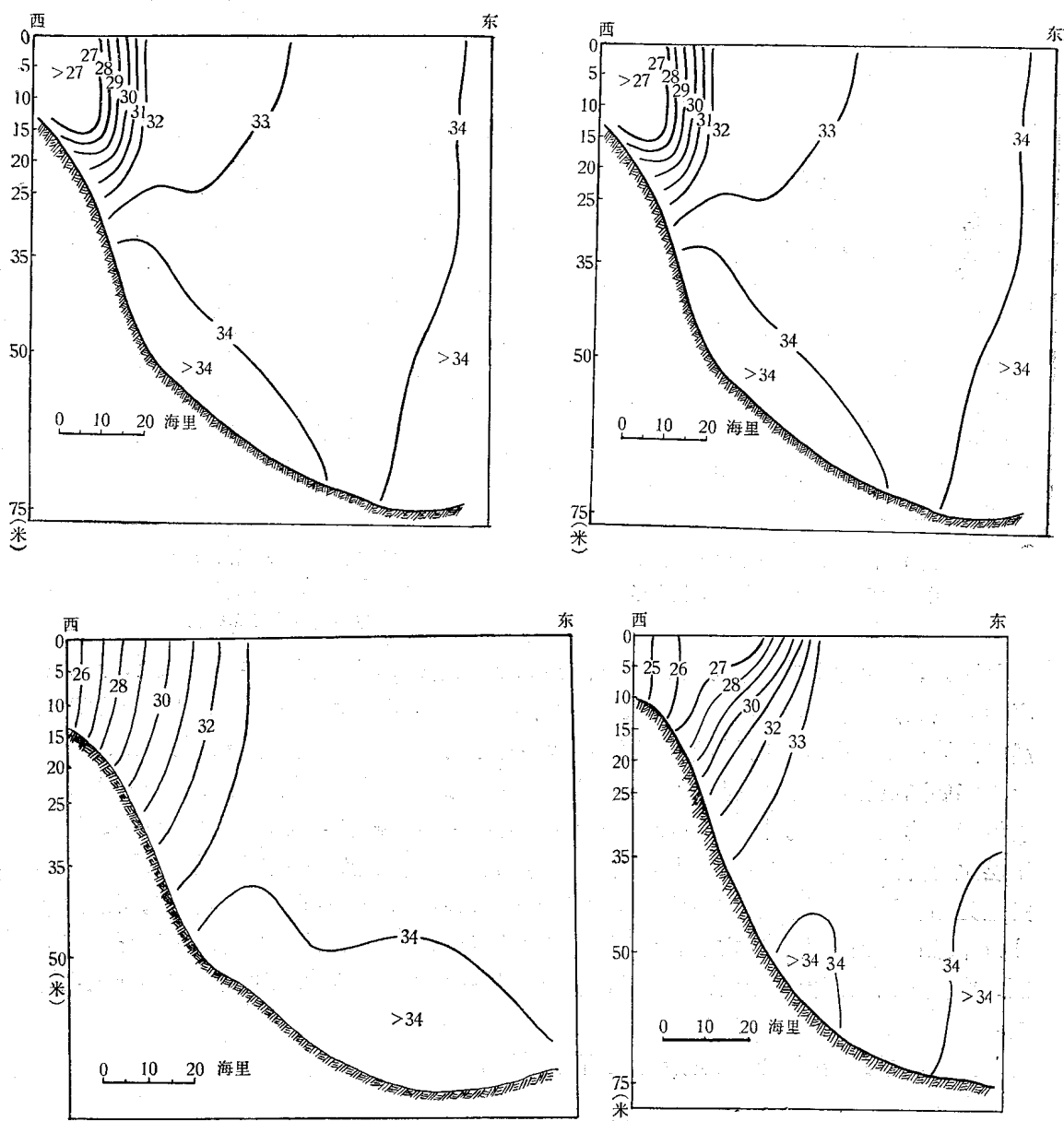


图6 东海标准断面盐度分布图

左上图为 a. 1963 年 11 月；右上图为 b. 1963 年 12 月；左下图为 c. 1965 年 11 月；右下图为 d. 1965 年 12 月。

用,对小时间尺度(如几天)的运动来说,特别是对冬季近岸上层来说,仍是不可忽视的。

夏季,黑潮余脉最强,西南季风也比较稳定,两者均有利于产生上升流,所以夏季为上升流强盛季节。由夏季实测水平流速算出的上升流速也确实比较大,平均为 6.1×10^{-3} 厘米/秒。

冬季,黑潮北上余脉较夏季为弱,同时东北风比夏季西南风强得多,故冬季为上升流衰弱的季节。由实测水平流速算出的上升流也确实较小,平均约为 2.7×10^{-3} 厘米/秒。不仅如此,间或还会出现下降流(因为东北风大到一定程度——9 米/秒以上,其作用将超过其它因子而占主导地位)。由于风的作用与黑潮的作用相反,所以冬季的环流形式远比夏季复杂得多。但目前尚缺乏更多的实测流资料证实这一推断。然而由研究海区 02 断面上 1963 年 11 月和 12 月,1965 年 11 月和 12 月的盐度分布(图6)可以看出,中、下层上升流中心,冬季较夏季离岸为远。这一点似乎可以间接地表明冬季近岸反时针垂直环流的存在。

综上所述,可作如下结论,就(月或季)平均状况而言,黑潮北上余脉沿东海陆架海底的抬升是东海上上升流的主要动力源;东海的上升流不仅夏季有,冬季也有,很可能四季都有,只不过冬季水体各要素一般呈垂直均匀状态,很难用水文要素作判据。根据东海的海底地形与黑潮的配置,我们推测,整个东海陆架区,可能有大片海域属于上升流区,只不过多数地方垂直流速甚小,不至于象近岸那样引起明显的水文要素变化而已。

四、上升流速的估算

尽管自 1968 年以来,国际上已有垂直海流计用于上升流速的直接测量,但使用尚不普遍。因而迄今人们仍然沿用 Sverdrup^[17] 提出的断面分析法来估算上升流的流速值。这一方法比较简单,只要有同一断面上不同要素的水文观测,就可以由等值线的垂直位移来估算上升流速值。然而这个方法的最大缺点是当上升流处于稳定或衰减阶段时,用这个方法就会得出零速或下降流的谬误结果。即使在上升流处于成长阶段,由此得出的流速与实际流速也会有较大的出入(因为气候的增减温将带来很大的误差)。为了克服这些缺点,我们提出了利用逐月的水温距平值对上升流速进行逐月订正,从而求得比较接近实际的流速的方法(以下简称“距平订正法”)。

假定海岸线为径向,垂直混合均匀。在这种情况下,我们通过近岸 P 点作垂直于海岸的断面;只要上升流存在,我们就可以认为,某些理化特征(相对于过 P 点的水平线上的平均值)的距平 δ , 可以作为 P 点附近上升流强度的指标。这就是说,垂直流速可以定义为距平 δ 的函数。这样,我们就有

$$w(\delta) = w(\delta_0) + \frac{\partial w(\delta_0)}{\partial \delta} (\delta - \delta_0) + \frac{\partial^2 w(\delta_0)}{\partial \delta^2} (\delta - \delta_0)^2 + \dots$$

其中, w 为上升流速, δ 为某些理化特征在 t 时刻的距平, δ_0 为 t_0 时刻的距平。略去高阶项,则 w 可近似为 δ 的线性函数。假定 δ 只与上升流有关,则上述公式可简化为

$$w(\delta) = \frac{w(\delta_0)}{\delta_0} \delta.$$

我们以 1959 年 6 月份的实测流（水平流）为标准，用上述方法计算了 1959, 1963, 1965, 1966 四年夏季的垂直流速，得值如表 1。由表可以看出，浙江沿岸夏季上升流的量级一般为 10^{-3} 厘米/秒，7, 8 月份可达 10^{-2} 厘米/秒。这一结果与下述另一方法算得的量级（见表 2）基本一致。

表 1 由距平订正法算出的 29°N 近岸垂直流速 (10^{-3} 厘米/秒)

年 \ 月	6	7	8	9
1959	5.6	12.7	9.7	8.4
1963	6.3	17.5	1.2	-0.1
1965	5.0	10.6	12.0	0.4
1966	2.5	4.4	2.9	1.9

另一估算垂直流速的方法是根据实测底层水平流速与海底坡度，通过流量平衡的原理来求得。方法如下：假定图 7 中 B 点为某站底层测流点，离底 Δh ，实测向岸流速为 u ，如果 $\bar{u}$ 为从 B 点至海底的平均向岸流速，则由流量平衡原理可得下式：

$$\bar{u} \cdot \Delta h = w \Delta L,$$

$$\text{则} \quad w = \bar{u} \frac{\Delta h}{\Delta L} = \bar{u} \operatorname{tg} \alpha.$$

$$\text{其中} \quad \bar{u} = \frac{1}{\Delta h} \int_0^{\Delta h} u dZ.$$

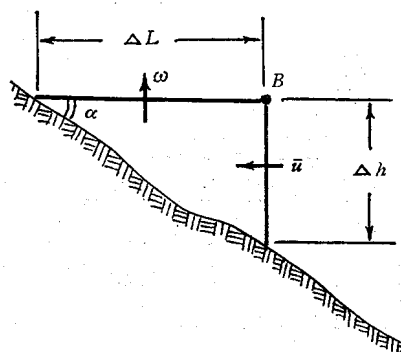


图 7 流量平衡示意图

到目前为止，人们对底流的廓线了解甚少，但我们根据一般流体边界层的知识可以做出如下的判断，即 $u(Z)$ 既不会是线性函数也不会是个常值 $u(B)$ ，而必居二者之间^[4]。为简便计，可以近似地取二者的平均值，即

$$\bar{u} = \frac{u + u/2}{2} = 0.75u.$$

这样，则

$$w = 0.75u \operatorname{tg} \alpha$$

根据这个公式算得的垂直流速值列于表 2。由表中数值得知，整个夏季，垂直流速总是为正，平均约为 6.1×10^{-3} 厘米/秒；冬季，平均垂直流速为 2.7×10^{-3} 厘米/秒，有时会出现负值。经与沿岸台站风的资料比较得出：冬季所有正垂直流速都是在前三天东北风较小（ <6 米/秒）之后测得的；强东北风 3, 4 天之后测得的垂直流速一般为负。可见，冬季东北风对垂直流速的作用有时会胜过黑潮北上的作用，但就平均状况而言，黑潮北上水仍占支配地位。

假定实际平均垂直流速为黑潮北上部分与风生部分二者之和，则有

表 2 由公式 $w = 0.75\bar{u} \cdot \operatorname{tg} \alpha$ 算出的近岸诸站垂直流速值
(向上为正, 向下为负。单位: 10^{-3} 厘米·秒 $^{-1}$)

站号	月份 年号 量值	6		7		8		12		1		2		3	
		年号	量值	年号	量值	年号	量值	年号	量值	年号	量值	年号	量值	年号	量值
455														1959	0.9
456				1959	4.0							1960	2.4	1959	4.7
460														1960	1.9
0202		1959	9.3			1964	0.8							1959	8.7
0102		1959	1.8											1959	0.4
0104				1959	5.0							1960	2.4		
4AD				1965	19.7					1965	1.7				
4AE				1965	14.0					1965	-3.8				
4BA				1965	10.7					1965	9.0				
4BD						1964	0.2	1964	1.9			1965	-0.1		
4BE				1965	4.5	1964	2.7	1964	-1.0			1965	0.5		
4CA						1964	0.2	1964	0.2			1965	-0.3		
4CC						1964	7.3	1964	16.2			1965	6.8		
4CE						1964	8.8					1965	-0.1		
4CF						1964	1.7	1964	0.8			1965	-0.9		

$$\bar{w}_s = w_{sk} + w_{sw},$$

$$\bar{w}_w = w_{wk} + w_{ww}.$$

式中 $\bar{w}_s$ ——夏季实际平均垂直流速,

$\bar{w}_w$ ——冬季实际平均垂直流速,

w_{sk} ——夏季黑潮北上产生的垂直流速,

w_{wk} ——冬季黑潮北上产生的垂直流速,

w_{sw} ——夏季风生垂直流速,

w_{ww} ——冬季风生垂直流速。

$\bar{w}_s$, $\bar{w}_w$ 分别取用 6.1×10^{-3} 厘米/秒和 2.7×10^{-3} 厘米/秒。由已知的夏、冬季月平均有效风速(分别为 3.5 米/秒和 5.5 米/秒)可算出(取上升宽度为 25 海里)

$$w_{sw} = 3.7 \times 10^{-4} \text{ 厘米/秒},$$

$$w_{ww} = -9.1 \times 10^{-4} \text{ 厘米/秒};$$

从而得出

$$w_{sk} = 5.7 \times 10^{-3} \text{ 厘米/秒},$$

$$w_{wk} = 3.6 \times 10^{-3} \text{ 厘米/秒.}$$

上述数值表明,黑潮北上势力夏强冬弱,二者强度比值约为 8:5。这与黑潮主干的强弱变化是一致的。

为进一步说明黑潮北上与浙江沿岸上升流的数值关系,我们以底层 34‰ 等盐线距上升流中心区的距离 L 代表黑潮北上影响的强弱,以中心区 15 米层水温距平值 ΔT 代表上升流的强弱,用现有的 1959, 1963, 1964, 1965, 1966 和 1973 六年夏季的资料进行了相关分析。相关曲线如图 8。相关系数 $r = 0.90$, 或然误差 $E = 0.028$, 回归方程为

$$\Delta T = 0.18L - 3.23.$$

由此可见,上升流强度与黑潮北上强度之间的关系至为密切。

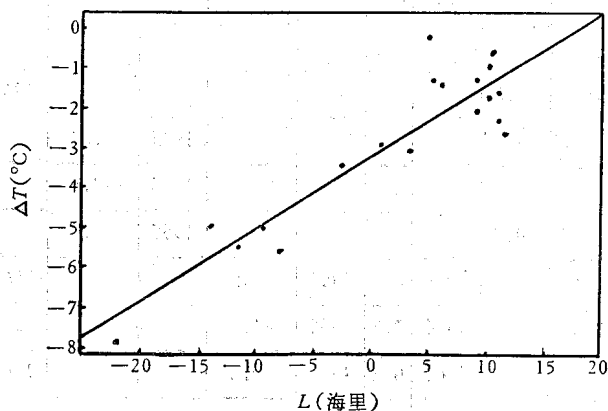


图 8 ΔT 与 L 的相关曲线

五、讨 论

1. 我们从直观概念出发,通过实测资料的计算,得出了浙江沿岸上升流的主要动力源是黑潮北上余脉的结论。当然,这并不完全否定风在上升流过程中的作用,而是说就本海区上升流的月平均或季平均而言,风的作用是次要的。这也不排除风在较小尺度(如只有几天)情况下可能成为上升流的主导因子。特别是在研究不稳定上升流的时候,风仍是不应忽视的。

2. 根据上述结论和有关资料得出的冬、夏两季甚至四季都有上升流的推论和冬季环流模式的推断,尽管有部分资料的佐证,但仍需进行海上实地观测加以确证,特别是冬季底层流的观测;并在此基础上,确定黑潮北上分量这一边界条件,进行模拟实验和数值计算,确定其定量关系。

3. 第四节中提出的根据水文资料计算上升流的“距平订正法”,虽可求得上升流各个阶段的流速,但必须指出,这个方法和 Sverdrup 法一样,只能在有跃层的季节使用,在水体要素垂直均匀的季节就无效。即使在有跃层的季节,关键还在于如何求得初始月份的垂直流速值,依此才可以求得其后各月份的量值,否则只有测出底层水平流的平均值,进

而计算各月的上升流速值。

4. 用底层 34‰ 等盐线距上升流中心区的距离 L 与中心区 15 米层水温距平值 ΔT 的关系来代表黑潮北上余脉与上升流的关系, 看来是可行的, 其关系非常密切而真实。但必须指出, 现在所得出的回归方程 $\Delta T = 0.18L - 3.23$ 还不能直接用于上升流的预报, 因为其稳定性条件 $|r_1 - r_2| < E_1 + E_2$ 尚欠满足。这可能是由于观测数目尚少, 个别离散点就会对稳定性产生较大影响。今后如能在北纬 29° 断面上进行多年的温盐观测, 有了较多数据, 想必能建立较为稳定的可靠的相关方程; 随后, 只要通过 L 的观测(这是比较简单的)便可推知上升流的强弱, 而不需大量繁重的海上观测。

5. 现有资料表明, 个别年份的个别月份, 北纬 29° 附近下层冷水是孤立的——南、北、东方向都无源。这块孤立的冷水, 很可能是台湾两侧北上流消长变化的结果。一般情况下, 东侧北上流强于西侧北上流(中、下层), 不会出现冷水孤立的现象。但当西侧流暂时强于东侧北上流时, 则先前上升到近岸(北纬 29° 附近)的冷水就有可能被西侧北上的暖水截断而孤存。然而这不会是经常的。对这一现象的真正了解还有待进行特定的观测方能达到。

6. 前已提及, 海水的上升运动, 将高营养盐的中、下层水带到上层, 为上层浮游植物的生长源源不断地输送着营养物, 进而为浮游动物和鱼类提供了丰富的饵料。仅就磷酸盐而论, 我们以 1959, 1963, 1964 和 1965 各年夏季为例进行了粗略的估算。垂直流速取 6.1×10^{-3} 克米/秒, 磷酸盐值取北纬 28° , 29° 和 30° 近岸上升流底层各年的平均值——20.5 毫米/米³, 上升范围取北纬 28° — 29° 近岸 25 海里以内大约 1 万平方公里的面积。计算结果为, 每天将有 1200 吨磷酸盐从浙江沿岸下层被送到上层来, 相当于每亩每年有 75 公斤的磷肥, 这等于一般农田施肥量的两倍。如果把硝酸盐及硅酸盐都算进去, 其总量是非常可观的。所以我们似乎可以把上升流区比拟为海上“天然化肥厂”。这也就是国际上近年来大力开展沿岸上升流的调查研究的根本原因。最后, 可以提及的是, 在条件适当的地方, 用人造上升流的方法来获得大量廉价“化肥”, 直接用于海水养殖, 这是值得认真考虑实施的。

参 考 文 献

- [1] 毛汉礼、任允武、万国铭, 1964. 应用 $T-S$ 关系定量地分析浅海水团的初步研究. 海洋与湖沼 6(1): 1—22.
- [2] 管秉贤, 1963. 黄海冷水团的水温变化以及环流特征的初步分析. 海洋与湖沼 5(4): 255—284.
- [3] 井上尚文, 1975. 東シナ海陸棚上の海底付近の流動. 海と空 51(1): 5—12.
- [4] 福岡二郎, 1974. カリブ海の湧昇. 海洋科学 6(6): 47—52.
- [5] Andrews, W. R. H., 1974. Selected aspects of upwelling research in the south Benguela Current. *Tethys* 6(1, 2): 327—340.
- [6] Bruce, J. G., 1974. Some details of upwelling off the Somali and Arabian coasts. *J. Mar. Res.* 32(3): 419—423.
- [7] Dafant, A., 1936. Das Kaltwasserauftriebsgebiet vor der Küste Südwestafrikas. (Länderkundliche Forschung) Festschrift N. Krebs Stuttgart, S. 52—66.
- [8] ———, 1951. Windstau und Auftrieb an ozeanischen Küsten. (Arch. Meteorol. Geophys. und Bioklimatol.) Ser. A: 296—308.
- [9] ———, 1952. Theoretische Überlegungen zum Phänomen des Windstaus und des Auftriebes an ozeanischen Küsten. *Dt. Hydrogr. Z.* 5(2, 3): 70—80.
- [10] Hagen, E., 1974. Ein einfaches Schema der Entwicklung von Kaltwasserauftriebszellen vor der

- nordwestafrikanischen Küste. (Beiträge zur Meereskunde) Heft 33 S. 115—125.
- [11] IDOE Progress Report Vol. 2: July 1972 to April 1973.
- [12] Maeda, S. and R. Kishimoto, 1970. Upwelling off the coast of Peru. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 26(5): 300—309.
- [13] Mittelsaedt, E., D. Pillsbury and R. L. Smith, 1975. Flow patterns in the northwest African upwelling area. *Dt. Hydrogr. Z.* 28(4): 145—167.
- [14] Ryther, J. H., 1969. Photosynthesis and fish production in the sea. *Science* 166(3901): 72—76.
- [15] ———, 1970. Variability and persistence in the Benguela Current and upwelling off southwest Africa. *J. Geophys. Res.* 75(27): 5225—5241.
- [16] ———, 1974. A description of current, wind and sea level variations during coastal upwelling (Oregon coast, July-August 1972). *J. Geophys. Res.* 79: 435—443.
- [17] Sverdrup, H. U., 1938. On the progress of upwelling. *J. Mar. Res.* 1: 155—164.
- [18] Thompson, J. Dana and James J. O'Brien, 1973. Time-dependent coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 3(1): 33—46.
- [19] Tomczak, M. Jr., 1970. Eine lineare Theorie des stationären Auftriebs in stetig geschichteten Meer. *Dt. Hydrogr. Z.* 23(5): 214—234.
- [20] ——— and Rolf H. Råse, 1974. A linear theory of stationary coastal upwelling in a continuously stratified ocean with an unstratified shelf area. *J. Mar. Res.* 32(3): 365—376.
- [21] ———, 1967. Circulation in the eastern tropical oceans with special references to upwelling and undercurrents. *Japanese J. Geophys.* 4(2): 1—75.

ON THE CAUSE AND DYNAMICAL STRUCTURE OF THE COASTAL UPWELLING OFF ZHEJIANG* PROVINCE*

Hu Dunxin, Lu Lianghong, Xiong Qingcheng,
Ding Zongxin and Sun Shouchang
(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

In the present paper the cause and dynamical structure of the coastal upwelling taking place off Zhejiang Province is discussed. The section distribution of water temperature measured in the area is a clear evidence of the existence of upwelling. To verify whether the upwelling here is mainly caused by the northward branch of the Kuroshio or by wind, the vertical velocities of the two are calculated separately, from data on both bottom currents and wind stresses collected in June-July of 1959 and 1963 respectively. The vertical velocity computed from current measurements near the bottom is one order larger than computed from wind stress. That means, in summer time, the major component of upwelling off Zhejiang Province is "nonwind-driven".

In order to show the numerical relationship between the intensity of the coastal upwelling in the area and of the northward branch of the Kuroshio, the correlation analysis is made between the temperature and the salinity on the basis of data of six summers.

A new method to calculate vertical velocity of water is suggested in the paper.

*Contribution No. 661 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.