

太平洋南赤道逆流的某些特征 及其变化原因初步探讨

马 继 瑞

(国家海洋局海洋科技情报研究所)

自从 Reid 1959年^[1]提出太平洋南赤道逆流以来, 国外有关学者相继发表论文, 证实这支逆流的存在, 分析其有关特征. 在这方面, Henri Rotschi 的文章^[2]论述得较全面, 他根据“Coriolis”号调查船在赤道区东经 170° 经向断面上测得的温度、盐度和溶解氧资料, 详细地分析了太平洋南赤道逆流的存在及其有关特征. 这些研究大大地加深了对这支逆流的认识, 遗憾的是它们被局限在对温度、盐度等资料的分析以及动力计算结果上, 而基于直接测流资料的综合分析则较少. 其次, 多数讨论往往限制在某个断面上, 因而看不出这支逆流的区域变化特征.

为了对太平洋赤道区进行深入系统的调查研究, 国家海洋局于 1976 年 3 月至 1978 年 10 月, 先后四次组织“向阳红 5”号船, 对中太平洋赤道区(北纬 10°—南纬 20°, 东经 160°—西经 170°)进行了综合科学调查. 之后, 又在“全球大气试验”期间(1979 年 1—6 月), 两次组织“实践”号和“向阳红 9”号船对该区进行了调查. 观测分大面和周日连续两种, 船只定位以卫星定位为主, 天文定位为辅. 海流观测使用 HLJ₁₋₁ 和 HLJ₁₋₂ 型印刷海流计. 个别测站水深较浅, 进行了锚锭定点测流, 其它均因水深较深, 进行了漂泊测流. 下面, 将主要根据三只船的观测资料, 进一步证实调查海区南赤道逆流的存在, 分析其有关特征和变化原因.

一、太平洋南赤道逆流的存在、特征和变化

上述三只船在南纬 4°—13°、东经 160°—西经 170° 海区进行了 25 个站次的海流周日连续和 40 多个站次的海流大面观测. 这些测流结果表明, 调查期间各月, 即 1—6 月和 9—10 月, 在西向的南赤道流中间(南纬 4°—13°), 确实存在一支东向流. 观测到的这支东向流所处的纬度范围, 与 Reid 1959 年根据动力计算发现的太平洋南赤道逆流的位置基本吻合. 从而以较多的海流周日连续和大面观测结果, 进一步证实了太平洋南赤道逆流的存在. 图 1 是根据测流结果绘制的. 它表示了这支东向逆流的存在、变化及其垂直分布状况.

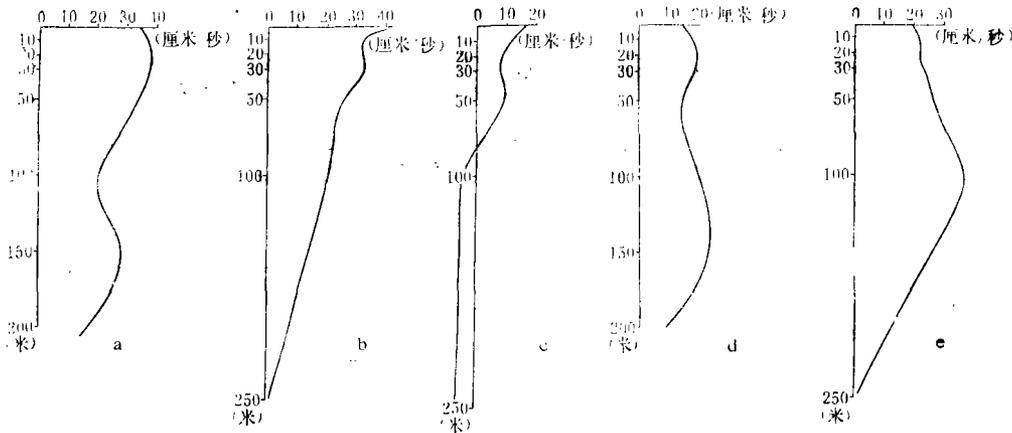


图1 南赤道逆流区海流周日连续观测余流东分量垂直分布

- a—南纬 $10^{\circ}00'$ 、东经 $173^{\circ}20'$ ，1979年2月25—26日；
 b—南纬 $7^{\circ}01'$ 、东经 $171^{\circ}24'$ ，1978年4月21—22日；
 c—南纬 $11^{\circ}39'$ 、西经 $178^{\circ}10'$ ，1977年4月24—25日；
 d—南纬 $6^{\circ}00'$ 、东经 $170^{\circ}00'$ ，1979年5月27—28日；
 e—南纬 $7^{\circ}01'$ 、东经 $171^{\circ}24'$ ，1978年9月20—21日。

从4月份的海流观测资料来看，这支逆流具有西强东弱的区域变化特征。调查海区图瓦卢群岛以西，其流经的范围约在南纬 6° — 10° ，较东部偏北。这里测得的表层余流，流向为东偏南，流速一般为0.8节，比Reid和Henri Rotschi等根据动力计算得出的表层流速偏大。该处东向逆流的影响深度可达250米（见图1,b）。由此向东，流速变小，到图瓦卢群岛东南部，这支逆流的范围约在南纬 9° — 13° 之间。这里的表层东向余流流速一般为0.3节，比同期西部弱得多，其影响深度也减为75米（见图1,c）。调查期间（1—6月和9—10月），图瓦卢群岛以西，东向逆流1—2月较4月弱，但比其他月份强。1—2月间，其北界可达南纬 8° ，较其他月份的偏南，在南纬 10° 仍能观测到它。但观测只到这里，难以确定这时的南界。5—6月这支逆流较弱，流幅变窄，其流经范围约在南纬 4° — 6° ，9—10月的状况类似于5—6月的。目前尽管难以确定这支逆流一年当中哪个月最强，哪个月最弱，但由三只船的海流观测资料可清楚看出，它具有季节变化较大，4月份较强的特征。它的这一变化特征几乎与北赤道逆流相反，即太平洋北赤道逆流较强时，南赤道逆流则较弱，反之亦然。

从船的漂移情形和海面风资料也能看出南赤道逆流的存在。例如，图瓦卢群岛以西，在南赤道逆流较强的4月份里，“向阳红5”号船观测资料表明，当海面吹偏西风时，船向偏东方向漂，并且船之漂向与风之去向之间的夹角很小。如果不存在一支流向为东偏南的表层流，那么海面吹偏东风时，船就应该顺风而向偏西方向漂去。但实际卫星定位资料表明船是向偏南方向漂，并且船之漂向与风之去向之间的夹角较大。从而可以推断出调查海区存在一支流向为东偏南的表层流，它与海面风一起，使船只漂移。

将三只船观测的温度、盐度资料绘成平面分布图，可以看出在南赤道逆流所处的位置

上, 3—5 月有一低盐水舌自所罗门群岛以东, 沿着这支逆流流动的方向向东延伸, 往东可到西经 177°, 南缘可达南纬 12°。表层 $S < 35.00\%$ 的低盐水舌十分明显, 100 米层 $S < 35.00\%$ 的低盐水舌前锋可达西经 180°、南纬 12°。在相同海区, 0—100 米层由西向东的高温水舌亦清晰可见。9—11 月, 这些高温低盐水舌仍然存在, 但范围已大大变小。这不但间接证实了调查海区存在一支东向的表层流, 即南赤道逆流, 还表明在中太平洋赤道区西部, 这支逆流具有高温、低盐的水文特征。由这些温、盐分布图也能看出, 南赤道逆流具有 4 月较强, 东部比西部弱的变化趋势(见图 2)。

二、太平洋南赤道逆流的形成和变化原因

在大洋中部, 一般可用下列海水质量输送方程, 表示海水东西向的输送趋势:

$$M_x = \frac{1}{f} \left(- \int_{\zeta}^H \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_z dz + T_y \right), \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_z = -g \int_z^H \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \right)_z dz'. \quad (2)$$

式中 x 、 y 、 z 分别以指向东、北、下为正, M_x 为海水质量输送东分量, f 为柯氏参量(南半球为负), P 为海水压强, H 为 800 米, 在这一深度上 $\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial P}{\partial y} = 0$, 并且流速很小, ζ 为自由海面的下降, T_y 为海面 ζ 处风应力的北分量, ρ 为海水密度, g 为重力加速度。

图 3 系根据(1)式和(2)式算得的南纬 4°—14° 间海水质量输送东分量。计算使用的密度值是由三只船观测的温度、盐度资料求得的。至于计算使用的风应力北分量 T_y , 因为三只船观测的海面风(按月统计), 总的趋势与 Wyrski 等 1975 年发表的太平洋海面风场资料^[3]基本一致, 而调查期间有的月份观测的海面风资料较少, 所以, T_y 均采用 Wyrski 等 1975 年发表的资料。质量输送东分量计算结果表明(见图 3), 1—5 月在南纬 5°—13° 间, 海水确实具有向东输送的趋势。其中 4 月较强, 5 月较弱。在同样的纬度上, 6 月看不出向东输送的趋势。4 月份, 调查海区西部东经 171°30' 断面上, 东向输送所在的纬度偏北, 约在南纬 6°—8° 间, 其强度较大。调查海区东部西经 178°30' 断面上, 东向输送的纬度则偏南, 约在南纬 9°—13° 间, 其强度也较弱。图 3 反映的这些输送趋势, 与上述实测海流较为一致。另外, 在上面的质量输送中, 包括地转和厄克曼输送两部份。计算结果表明, 地转输送比厄克曼输送的量值大得多, 是质量输送的主要部分。例如图 3 中西经 178°30' 断面上, 地转输送比厄克曼的量值平均大两个数量级。由此可见, 太平洋南赤道逆流颇具地转流的性质, 海水密度场的变化对它的形成和变化起着主要的的作用。

太平洋南赤道逆流的地转流性质, 还可从动力高度偏差分布上得到进一步证实。图 4 是根据三只船观测的温度、盐度资料, 参考国外有关结果^[4]算得的动力高度偏差分布图。由图 4 可见, 在图瓦卢群岛以西南赤道逆流所处的纬度上, 0—100 米层确有一支东向地

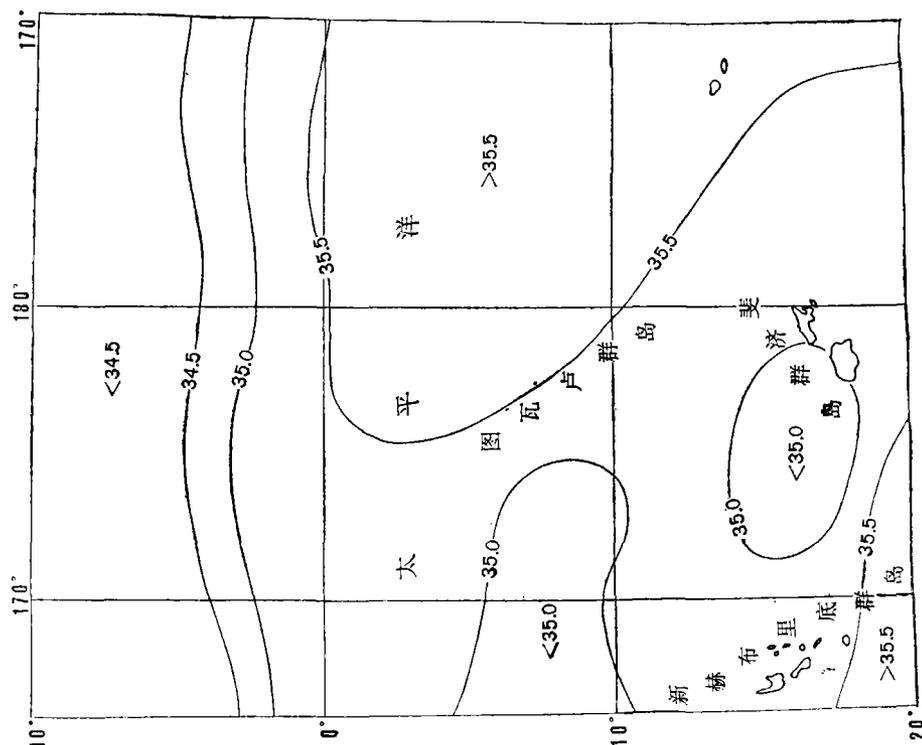


图2b 9—11月表层盐度

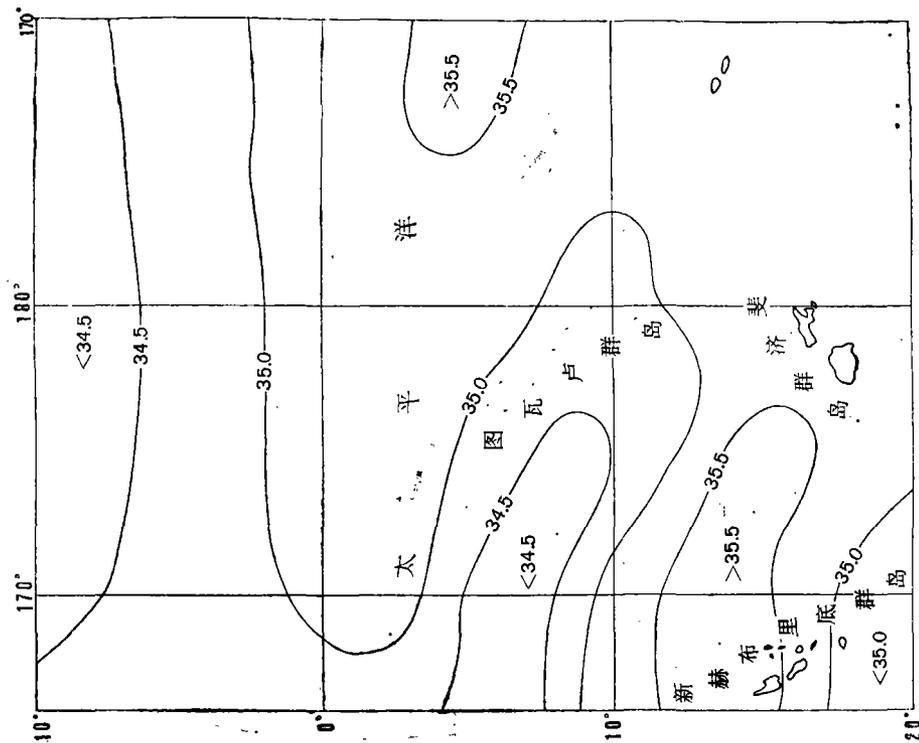


图2a 3—5月表层盐度

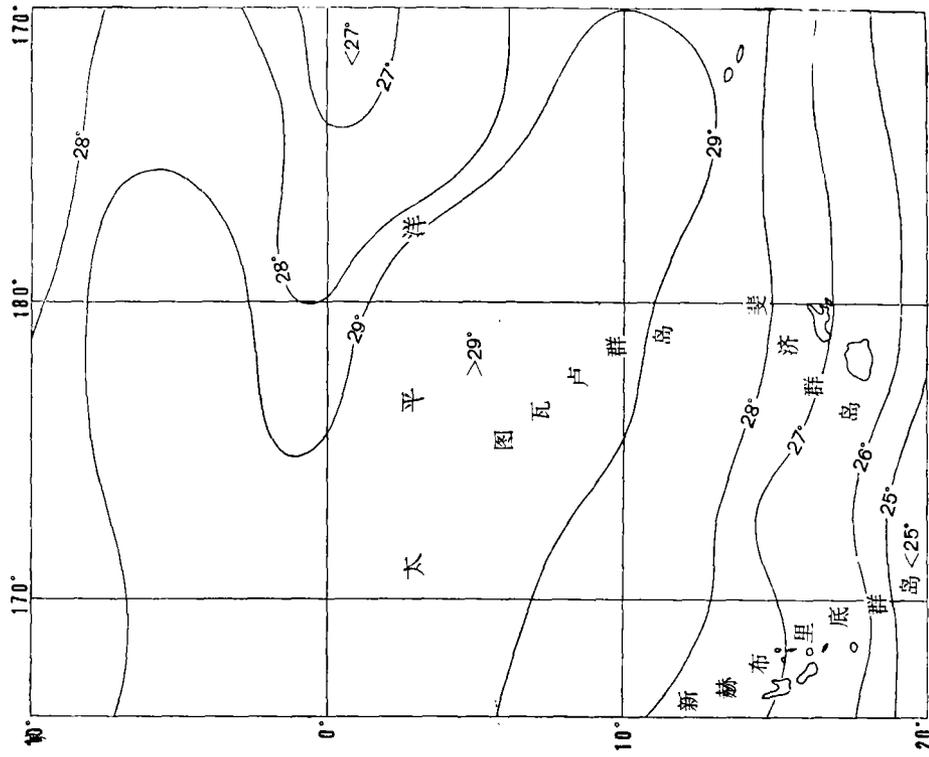


图2d 9—11月表层温度

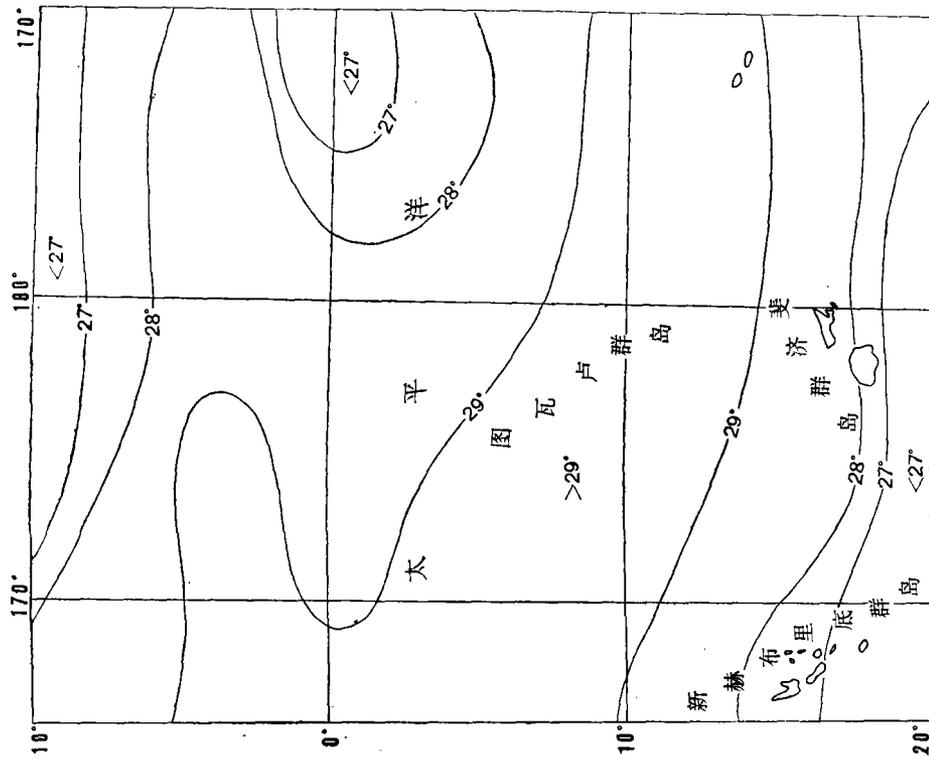


图2c 3—5月表层温度

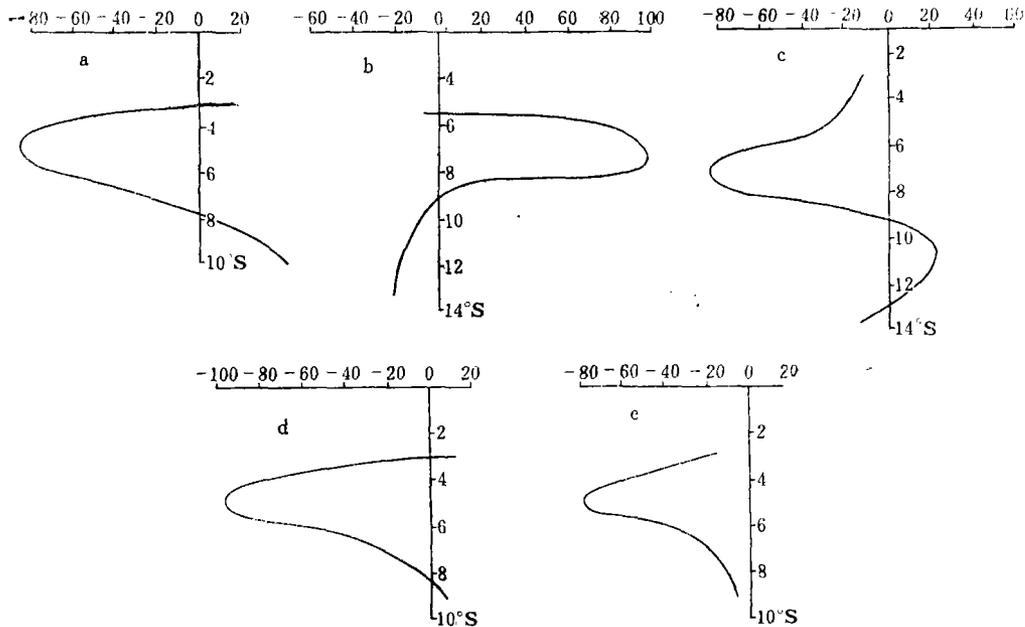


图3 调查断面上质量输送(单位: 吨·米⁻¹·秒⁻¹)东分量随纬度分布

- a—东经 173°20′ 断面, 1979 年 1 月 23 日—2 月 28 日;
 b—东经 171°30′ 断面, 1978 年 4 月 20 日—4 月 23 日;
 c—西经 178°30′ 断面, 1976 年 4 月 21 日—5 月 1 日;
 d—东经 173°20′ 断面, 1979 年 5 月 9 日—5 月 20 日;
 e—东经 175°00′ 断面, 1979 年 6 月 3 日—6 月 9 日。

转流,它具有上半年比下半年强,东部比西部弱的变化趋势。100 米以下(图从略)这支东向流逐渐变小,到 200 米便变为西向流。这不但进一步证实了南赤道逆流的存在,还说明其地转流性质十分明显。图瓦卢群岛以东,由于南赤道逆流较弱,再加上图 4 是几个月的平均结果,因而东向地转流的趋势不明显。

上面提到质量输送 M_e 中,厄克曼输送的量值较小。其原因固然是由于使用了 Wyrski 等发表的历史资料,风应力矢量因多年平均而变小,但根本原因还是由于南赤道逆流流域的局部风场,对这支逆流的形成和变化不起主导作用,即南赤道逆流不是一支漂流。这一点还可从三只船观测的海面风和表层流资料得到进一步证实。上半年南赤道逆流与赤道无风带的位置大体重合,逆流一带风向不稳,风速较小,这样的局部风场难以维持一支象 4 月那样强的东向流。尤其是 4 月图瓦卢群岛东南部海区,这里测得表层余流流向基本偏东(见图 5),而与此对应的 733 次海面风观测统计结果中,偏东风占 70% 以上。盛行偏东风不但不会形成东向逆流,还会对它起阻碍作用。9—10 月赤道无风带已移至赤道以北,东南信风控制着南赤道逆流一带,它更不可能形成东向逆流。但从海流观测资料看,这时南赤道逆流虽然较弱,但在图瓦卢群岛以西仍能测到它。从而说明南赤道逆流一带的局部风场,对这支逆流虽然有一定影响,但不是它形成和变化的主要原因。

太平洋南赤道逆流虽然与其流经的局部风场关系不大,但却与这一带风应力旋度经向

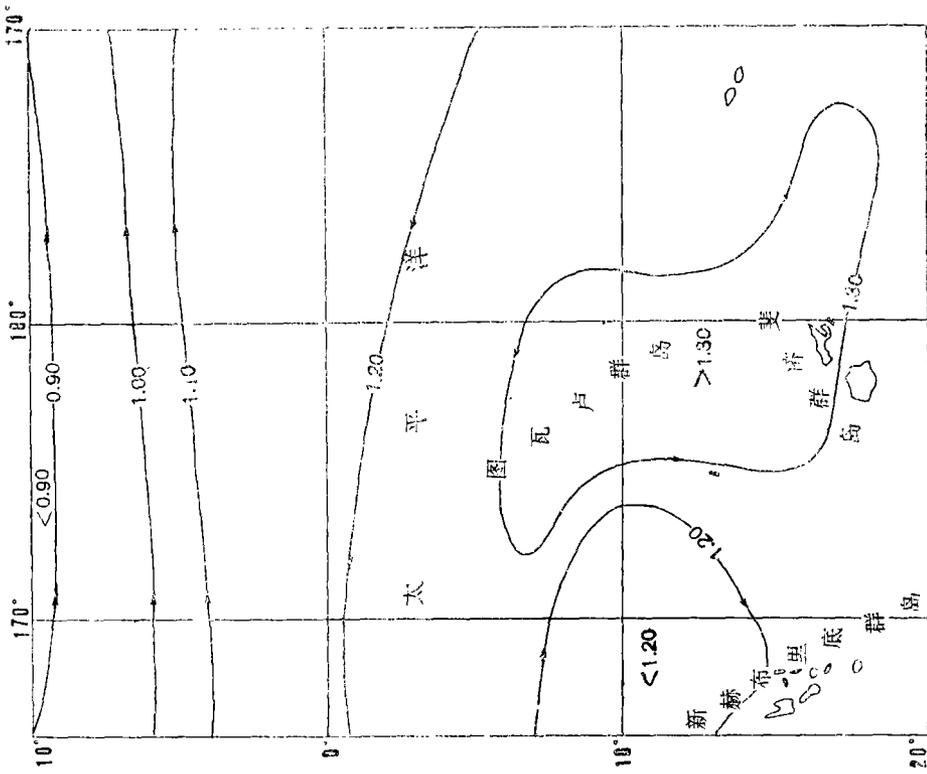


图4a 11—4月表层动力高度偏差分布
计算零面为800米

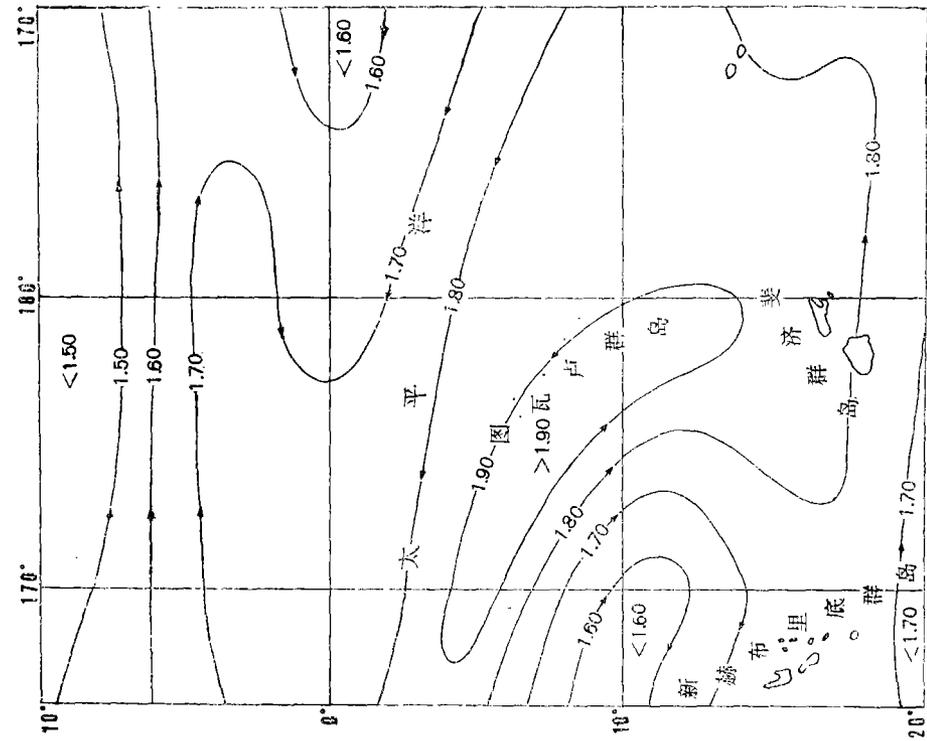


图4b 11—4月100米层动力高度偏差分布
计算零面为800米

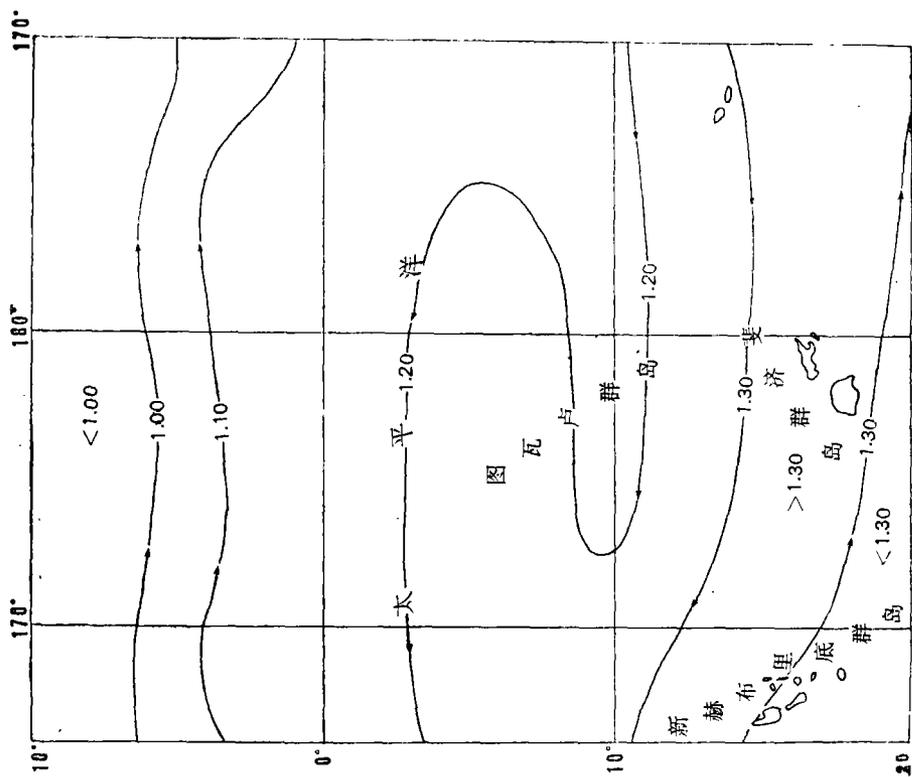


图4d 5—10月100米层动力高度偏差分布

计算零面为800米.

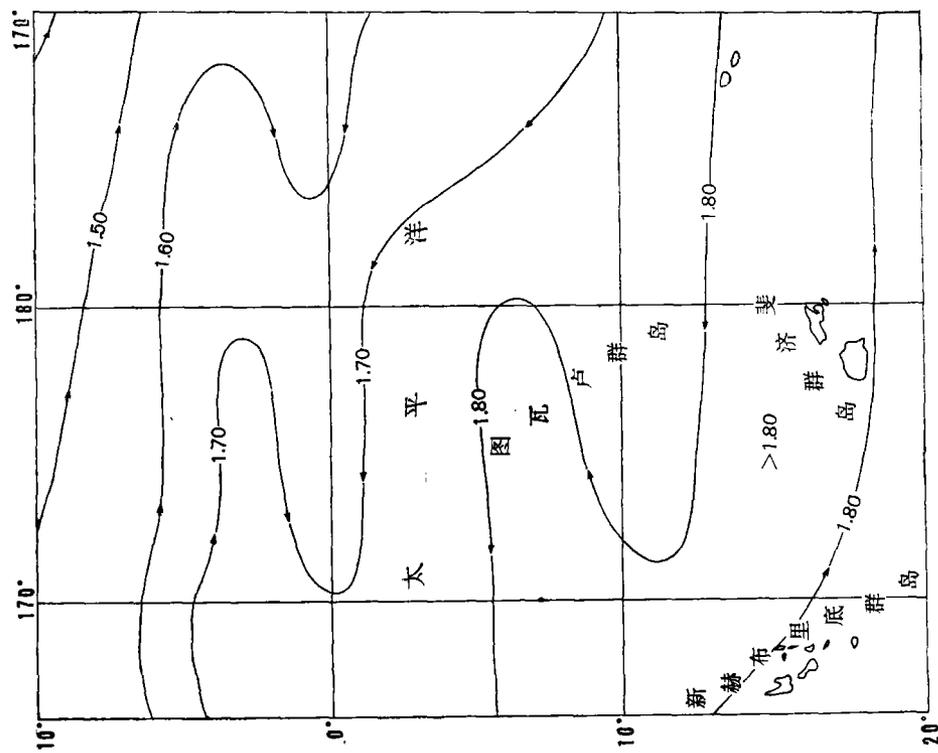


图4c 5—10月表层动力高度偏差分布

计算零面为800米.

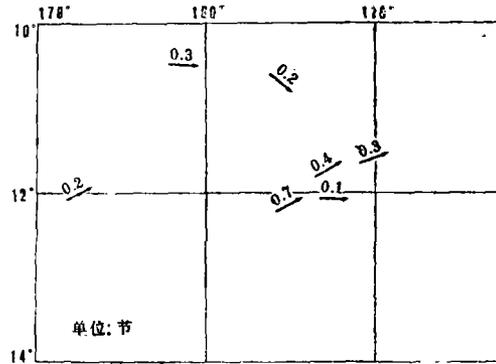


图5 周日连续观测表层余流(4月)

切变的关系颇为密切。这一关系也可通过Sverdrup型质量输送方程加以说明。上面计算质量输送时,已经考虑了海面存在倾斜。为了得到与这一海面边界条件相对应的Sverdrup型质量输送方程,可在推导Sverdrup质量输送方程的基础上,附加上与海面存在倾斜相对应的质量输送连续方程和海面倾斜方程^[5]:

$$\frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_\zeta} \int_{\zeta}^H \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)_z dz, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{1}{\rho_\zeta} \int_{\zeta}^H \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \right)_z dz. \quad (5)$$

再利用与此对应的海面 ζ 处压强梯度力方程^[6]:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_\zeta = -g \int_{\zeta}^H \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)_z dz, \quad (6)$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_\zeta = -g \int_{\zeta}^H \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \right)_z dz. \quad (7)$$

在推导中,考虑到海面 ζ 的变化对交换微分积分顺序产生的效应,即可导出与上述边界条件相对应的Sverdrup型质量输送方程:

$$M_y = \frac{1}{\beta} \text{curl}_x \vec{\tau}, \quad (8)$$

$$M_x = -\frac{1}{\beta} \int_{x_0}^x \frac{\partial}{\partial y} (\text{curl}_x \vec{\tau}) dx. \quad (9)$$

式中, M_x 为质量输送北分量, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, x_0 为大洋东部边界, $\vec{\tau}$ 为海面 ζ 处风应力矢量.

其他符号意义与前相同.

从 Wyrтки 等 1975 年发表的太平洋风应力旋度分布图来看, 南赤道逆流一带风应力旋度随纬度的变化 $\frac{\partial}{\partial y} (\text{curl}_z \vec{\tau})$, 与北赤道逆流一带的情形相差很大. 在南赤道逆流所在的纬度上, 太平洋东部和中太平洋西部, 这种变化几乎相反. 若在纬向上对这一变化 $\frac{\partial}{\partial y} (\text{curl}_z \vec{\tau})$ 进行积分, 会因正负相互抵消而使积分结果 M_x 变小. 尽管如此, 在一定海区, 公式中 $\frac{\partial}{\partial y} (\text{curl}_z \vec{\tau})$ 的正值仍能粗略地表示海水的东向输送. 图 6 是利用 Wyrтки 等 1975 年发表的太平洋风应力资料, 算得的 $\frac{\partial}{\partial y} (\text{curl}_z \vec{\tau})$ 随纬度分布. 它表明, 在三只船调查期

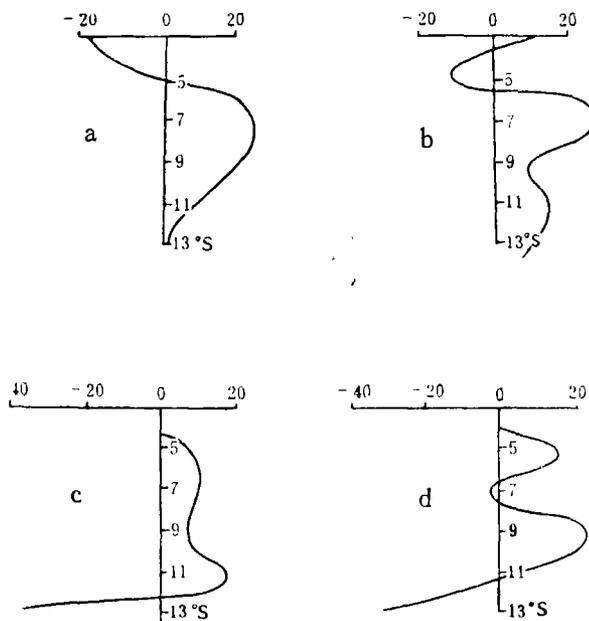


图 6 $\frac{\partial}{\partial y} (\text{curl}_z \vec{\tau})$ 值(东经 160°—西经 160° 间平均结果, 单位: 10^{-17} 达因·厘米 $^{-4}$)随纬度分布
a) 1—12 月, b) 3—4 月,
c) 5—6 月, d) 9—10 月.

间, 即 1—6 月和 9—10 月, 南纬 5° — 13° 间的水体确实具有向东输送的趋势, 并且具有 1—4 月比其他月份强的特征。由此可见, 太平洋南赤道逆流与赤道以南风应力旋度经向切变密切相关。

此外, 这支东向逆流还受调查海区以西风场变化的影响。12 月至翌年 4 月, 东北信风强盛, 它到达赤道时, 在调查海区以西便转变为西或西北风而进入南半球。与此相反, 东南信风则变弱, 赤道无风带的位置处在赤道以南。调查海区以西新几内亚以北的高温低盐水, 在这一偏西风作用下, 沿着赤道无风带向东南流动。调查海区图瓦卢群岛西部, 受这一影响较大, 东向流较强, 并且具有高温低盐的水文特征。这股水由此向东发展, 受到东南信风的阻碍作用。到调查海区东南部, 是吉尔伯特——图瓦卢群岛海堤南沿, 这里遍布海山和珊瑚环礁, 岛屿和浅滩, 加之平均水深较浅, 阻碍着高温低盐水继续向东发展。这些原因都使东向逆流减弱, 形成它西强东弱的区域变化特征。7—9 月, 东南信风强盛, 阻碍着新几内亚以北高温低盐水向东发展, 使南赤道逆流大为减弱。上述动力高度偏差分布图中表示的东向地转流, 实际反映了新几内亚以北高温低盐水, 在中太平洋西部风场作用下, 向东伸缩对南赤道逆流的影响。

综上所述, 关于太平洋南赤道逆流可得出如下几点主要看法:

1. 在调查海区南纬 5° — 13° 间确实存在一支东向的南赤道逆流, 它具有高温低盐的水文特征, 其季节和区域变化十分明显。在调查期间, 它表现出 4 月较强, 东部比西部弱的变化特征。其流动主要表现出地转流的性质。

2. 太平洋南赤道逆流的形成和变化原因是多方面的。太平洋风场和风应力旋度的经向切变, 不但直接影响南赤道逆流的形成和变化, 还能改变海区的温度、盐度以及密度分布, 形成南赤道逆流, 并导致其发生季节和区域变化。因此太平洋风场的变化是南赤道逆流存在和变化的根本原因。

必须指出, 太平洋南赤道逆流比北赤道逆流弱得多, 其季节和区域变化比较大。三只船所获得的资料, 即使同国外的观测结果合在一起, 要深入研究这支逆流仍显不足。今后合理布设断面, 采用先进的仪器和观测方法, 对太平洋赤道区进行深入系统的综合调查, 是进一步研究太平洋南赤道逆流的关键。

管秉贤先生对本文提出了宝贵的修改意见, 陈炳鑫同志, 景振华先生, 陈上及高级工程师, 奚盘根、冯士箝副教授, 许启望同志曾多次给予指教和帮助, 在此一并致谢。这项工作是在国家海洋局海洋科技情报研究所和南海分局协作整编太平洋调查资料基础上进行的, 它包含着黄乐要等许多同志的辛勤劳动。

考 参 文 献

- (1) Reid, J.L., *Nature*, 184(1959), 209—210.
- (2) Henri Rotschi, *Scientific exploration of the South Pacific*, National Academy of Sciences, 1968, 75—83.
- (3) Wyrki, K., Meyers, G., *The trade wind field over the Pacific Ocean*, Hawaii Institute of Geophy-

sics, University of Hawaii, 1975.

- (4) Wyrki, K., *Journal of Physical Oceanography*, 5(1975), 450—459.
- (5) Neumann, G., *Ocean Currents*, Elsevier Publishing Company, 1968, 119—106.
- (6) 景振华, 山东海洋学院学报, 1978, 1, 1—7.