

137°E 赤道潜流 1 月年际变化 及其原因的探讨*

于彦玲

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

提要 利用日本海洋调查船沿 137°E 断面 8°N—1°S 之间、1968—1985 年每年 1 月份的海流实测资料, 分析了该断面上赤道潜流的变化。资料表明, 该处赤道潜流位于 1°—2°N 之间的温跃层中、下部, 其单、双核结构均可出现, 且下层流核之流速多大于上层流核。该处潜流 1 月年际变化明显, 一般 El Niño (简称 EN) 后期流速小于非 EN 时期。这主要是由于 EN 初期夏、秋季中太平洋信风风场发生变化, 从而导致赤道及热带太平洋纬向压力梯度变化。此外, 137°E 赤道潜流与其两侧流的经向辐合关系密切, 这表明了北赤道逆流和南赤道流对潜流的可能影响。

赤道潜流是稳定存在于赤道温跃层中的一股由西向东的流动, 平均宽度约 400km, 厚度约 200m, 流速最大可达 100—150cm/s, 总流量和黑潮流量相当。多年来, 人们对这支海流的形成和变化规律做了大量研究。近年来随着海洋观测手段提高, 新的现象不断被发现, 人们已注意到赤道潜流的变化与 EN 关系十分密切。

由于受海盆边缘影响, 赤道太平洋 150°E 以西环流结构非常复杂。尤其是 137°E 断面, 其南端距新几内亚岛仅有几十公里, 因此该断面所反映出的赤道潜流, 常具有与洋盆开阔区域所不同的特征^[1,8,11]。目前还没有人对 137°E 赤道潜流 1 月多年变化规律及原因做详细的探讨, 本文对于了解该处赤道潜流的特征、探讨 EN 时期该地区的环境结构以及热量、质量平衡都是有益的。

一、137°E 潜流 1 月分布及强度变化

1. 1 月多年分布

图 1 为日本气象厅“Ryofu Maru”号调查船 1968—1984 年每年 1 月下旬在 8°N 至 1°S 之间, 沿 137°E 断面观测的实测流纬向分量在 150, 200, 250 和 300m 层上的分布。从图 1 中可看出 3°N—0° 之间, 赤道潜流有时出现在 150m 层上。而在 200, 250, 300m 层上, 赤道潜流比较稳定, 其流轴多位于 1°N 附近, 并与其北侧东向北赤道逆流以及其南侧西向南赤道流明显分开。但在 200m 层以下, 潜流与北赤道流连接, 这在垂直断面图中更为明显(图 2)。图 2a 中北赤道逆流在 6°N 附近, 最大流速出现在混合层内大约 60m

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1702 号。管秉贤研究员、丁宗信同志对本文提出了许多宝贵意见, 李永祥同志参加了资料搜集, 在此深表谢意。

收稿日期: 1987 年 12 月 13 日。

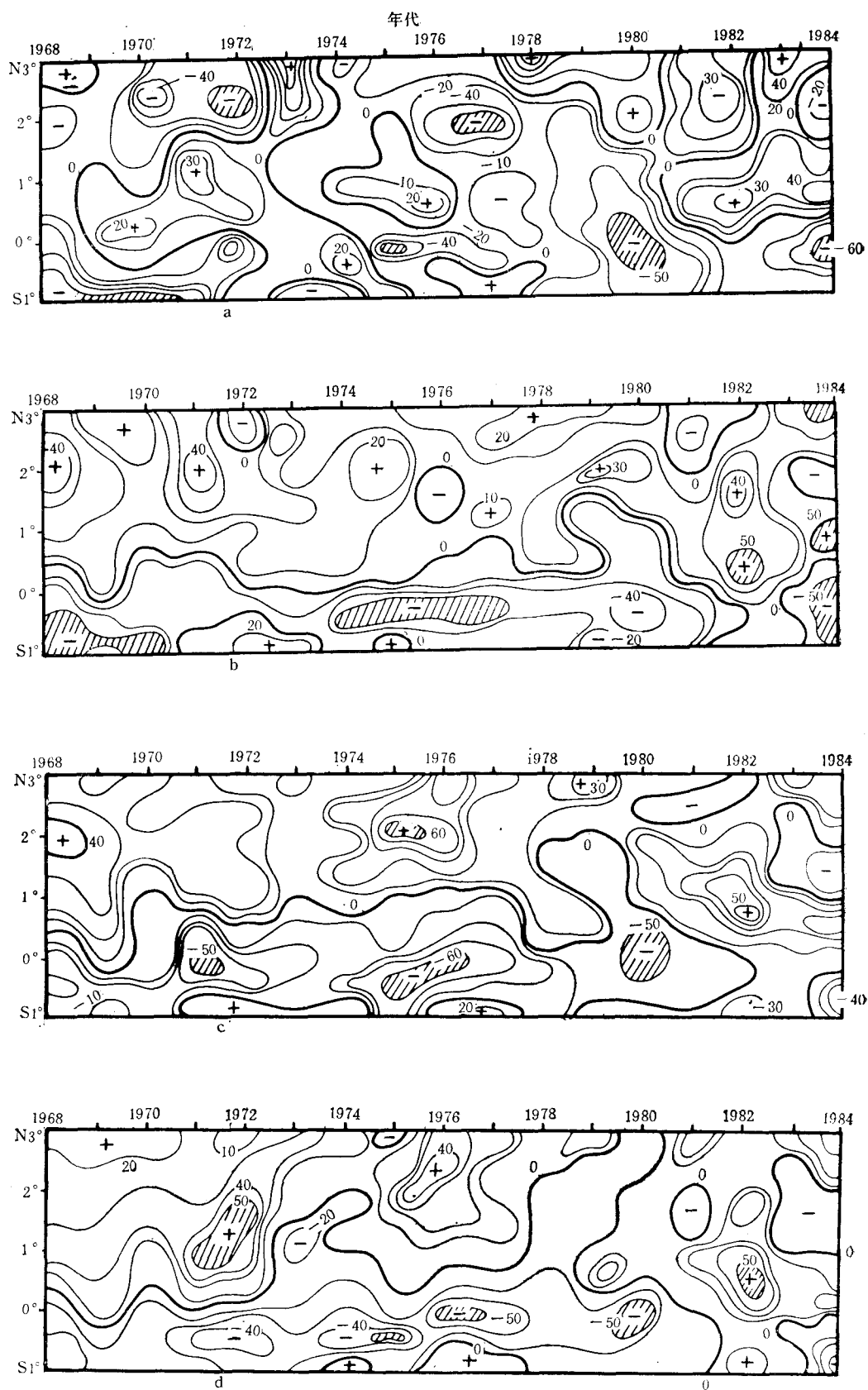


图1 各层逐年1月实测流纬向分量分布图

Fig. 1 The January distributions of zonal component of observational current at different layers

a. 150m 层; b. 200m 层; c. 250m 层; d. 300m 层

深度上。在约 200m 的温跃层中,逆流向南扩展,与 1°N 附近的赤道潜流连接。这股潜流具有双核结构,上层流核约在 150m 层附近,下层流核则在温跃层底部 260m 附近,且流速较上层大得多。图 2b 中北赤道逆流最大流速在温跃层上部约 140m 处,赤道潜流仍位于 1°N 附近,但仅有一个流核,大约在温跃层之下的 280m 处,由南赤道流将其与北赤道逆流隔开。这种北赤道逆流和赤道潜流完全分离的现象,在 1968—1984 年的 1 月观测期间仅出现过这一次,但是单核结构多次出现。137°E 赤道潜流单、双核结构都经常出现,但没有一定规律(表 1)。当出现双核结构时,上层流核多位于温跃层中部或上部,而下层流核多位于温跃层下部或更深的地方,且下层流核的流速多大于上层流核。当出现单核结构时,流核的位置则不稳定,有时位于温跃层中部 200m 层附近,有时则位于温跃层之下 250—300m 之间。Hisard^[7] 也曾注意到西太平洋地区赤道潜流的双核结构,但他观测到的上层流核是在温跃层以上的混合层中,下层流核则位于温跃层中 200m 附近。这种结构差异,很可能是由于观测断面位置不同所造成的。以下讨论中,将把温跃层中部和下部的流动看作是赤道潜流的一个整体系统而加以考虑。

2. 强度及位置年际变化(1 月)

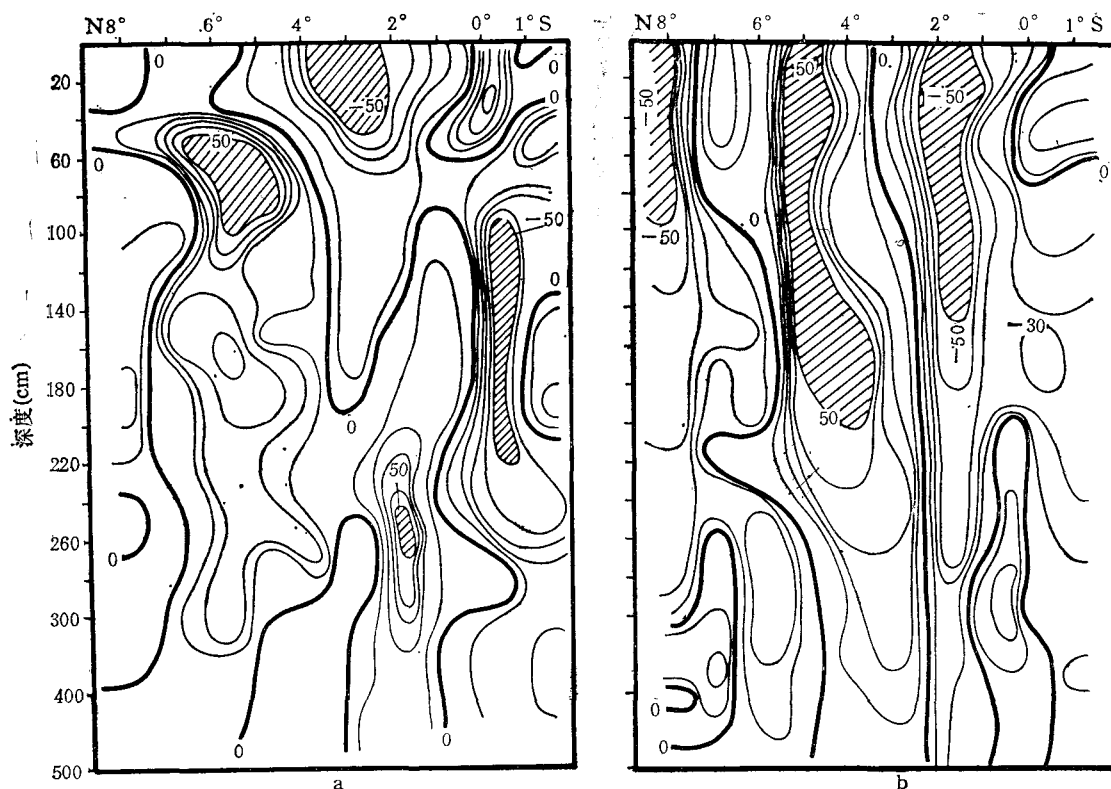


图2 1975 年(a)和 1979 年(b) 1 月实测流纬向分量断面分布(单位 cm/s)

Fig. 2 The distributions of zonal currents along 137°E section in January of 1975 (a) and 1979 (b)

(阴影区表示流速大于 50cm/s)

表 1 137°E 断面逐年1月观测期间赤道潜流最大流速及分布

Tab. 1 The January maximum velocities of GUC and its location at 137°E during the period of observation

年 份	上层流核		下层流核	
	最大流速深度(m)	最大流速 (cm/s)	最大流速深度(m)	最大流速 (cm/s)
1968			259	42.5
1969	180	38.8	250	37.0
1970	250	22.2	391	31.6
1971	201	44.0	302	54.4
1972	200	29.0	300	62.8
1973	200	20.0	285	13.6
1974	151	18.0	269	26.0
1975	151	18.0	248	61.2
1976	162	21.4	306	48.4
1977			300	18.4
1978	206	18.6		
1979			288	22.8
1980	200	24.4		
1981			250	30.0
1982	197	76.4	300	53.1
1983	128	22.9	275	29.5
1984	206	59.8		

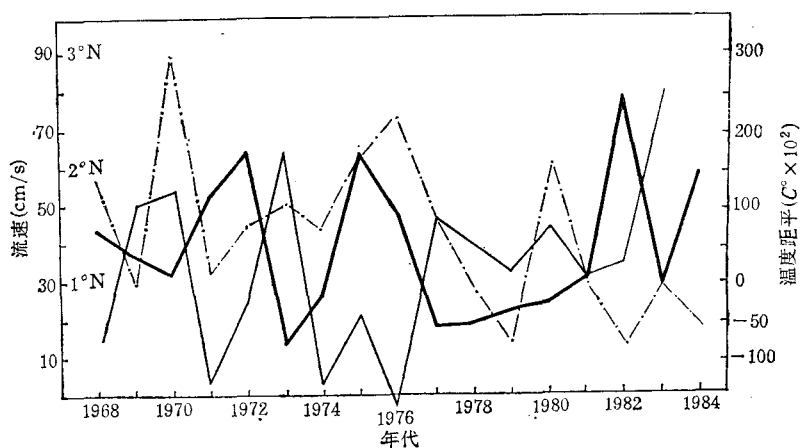


图 3 137°E 断面赤道潜流强度及其位置的逐年 1 月变化

Fig. 3 The January variations of EUC intensity and location at 137°E

粗实线: 潜流强度; 断点线: 位置; 细实线: EN 海面温度指数。

图 3 表明, 在 1968, 1972, 1975, 1982 和 1984 年 1 月, 赤道潜流明显增强; 而在 1970, 1973, 1977—1980 和 1983 年 1 月, 潜流则明显偏小。图 3 还表明潜流流轴基本稳定在 0°—2°N 之间, 并且当潜流较上年减弱时, 其位置也多较上年往北偏, 如 1970, 1973,

1980 和 1983 年。潜流变化曲线同 6°N—6°S, 180°—90°W 区域的 1 月平均海面温度指数曲线进行比较发现, 137°E 赤道潜流(1 月)年际强度变化与 EN 关系密切。1968 至 1984 年这段时间里, 一致公认的 EN 时期为 1969—1970, 1972—1973, 1976—1977, 1982—1983 年。另外根据 Donguy 等^[4], 西太平洋从 1976—1977 年 EN 起, 直至 1980 年, 都处在 EN 异常状态中。我们注意到, 137°E 赤道潜流的几次减弱多发生在 EN 后期的 1 月份, 而潜流的几次增强则都出现在非 EN 时期。这一事实表明, 137°E 赤道潜流对 EN 的发生与否很敏感。一般 EN 发生后潜流要较 EN 发生之前弱, 两种时期潜流的流速差别很大。

管秉贤^[1]发现, 1982—1983 年 EN 过程中, 137°E 赤道潜流在 1982 年 7 月消失, 而 1982 年 9 月底和 1982 年 12 月底, 在 159°W 和 110°W 处也分别观测到潜流完全消失的现象^[5,6]。据分析, 这次事件中赤道潜流的减弱或消失与风场扰动有关, 潜流由西向东逐渐减弱, 与 EN 时期沿赤道向东的开尔文 (Kelvin) 波传播速度相吻合。这说明赤道潜流在 EN 过程中为系统性减弱, 这可能是受海洋中波动的影响。

二、强度变化及原因探讨

1. 风与海面坡度的影响

大量研究结果证明, 由于赤道上科氏力消失, 赤道潜流在温跃层中沿纬向压力梯度力向东做“下坡”运动, 而海面及温跃层的纬向坡度变化又与信风强弱密切相关^[3,4,9,13]。根据 Philander 和 Pacanowski 的模拟结果, 当赤道太平洋东风出现之后, 赤道潜流也随之出现。并在由信风所维持的水平压力梯度力的驱使下增强^[10]。因此, 太平洋信风对赤道潜流有着重要的影响。事实上, EN 时期赤道太平洋地区最显著的异常变化之一即为信风系统的减弱, 而海洋中的其它所有变化, 都是对信风异常变化的响应。

图 4 给出 1967—1979 年间, 175°W, 11°N—11°S 之间, 夏季和秋季的季平均纬向风应力, 这里以该经度上风应力的变化来代表中太平洋大尺度风场的变化。图中各年 1 月份所对应的风应力为上一年夏、秋季值。这两条曲线的变化表明, 1968 至 1984 年期间, 1971, 1973, 1974 和 1975 年这 4 年夏季和秋季的东风风应力都很强。另外, 1970 年夏季及 1978 年秋季, 175°W 处的东风风应力也较强。这些年份的次年 1 月, 除 1978 年以外, 都在 137°E 处出现了较强的赤道潜流(图 4 中粗实线)。1969, 1972, 1976, 1977 和 1979 年夏季至秋季 175°W 处东风风应力持续减弱, 次年 1 月份断面上的赤道潜流也都较弱。这说明, 热带太平洋中部, 上一年夏季和秋季东风风应力的持续增强或减弱, 对第二年 1 月 137°E 断面赤道潜流的强弱有很大影响。

Busalacchi 和 O'Brien 指出, 如果 180°至 120°W 区域内 6—11 月间东风减弱, 将会激发一向东传播的下沉开尔文波和向西传播的上升罗斯贝 (Rossby) 波; 相反, 如果该区域内 4—7 月, 11—2 月间东风增强, 这将会产生上升开尔文波和下沉罗斯贝波^[2]。137°E 赤道潜流逐年 1 月变化与这一模拟结果吻合。EN 时期太平洋东、西部斜压层及水位的升降与风场扰动及其所诱发的海洋波动密切相关。以图 4 西太平洋 Truk 站 (7°27'N, 151°E) 和东太平洋秘鲁沿岸 Callao 站 (12°03'S, 77°09'W) 的逐年 1 月平均水位差, 代表整个热带太平洋东、西海面坡度变化。显然, 这两个站的水位差年际变化振幅较大。

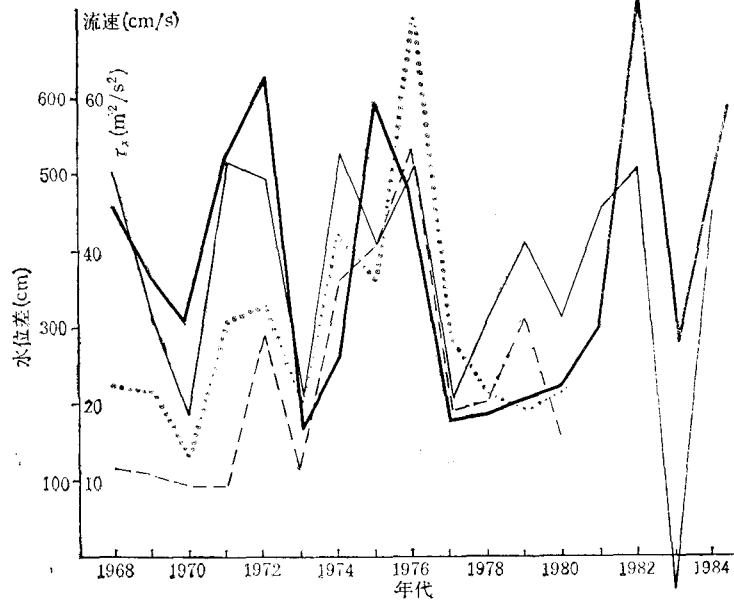


图4 中太平洋前期夏季和秋季风应力同 137°E 断面 1 月赤道潜流及 Truk 和 Callao 站水位差的关系

Fig. 4 The relationship between the averaged wind stress from 11°N to 11°S along 175°W for summer and fall in proceeding years and EUC at 137°E and the sea level difference between Truk and Callao

点线: 夏季; 虚线: 秋季; 细实线: 水位差; 粗实线: 赤道潜流。

一般当中太平洋 175°W 处前期东风风应力较弱时, 次年 1 月热带太平洋东、西水位差减小, 137°E 赤道潜流也多较弱, 此时通常正值 EN 发生后期; 但在无 EN 发生的情况下, 中太平洋 175°W 处东风风应力较强, 次年 1 月热带太平洋东、西水位差增大, 137°E 潜流也较强。这一关系揭示了由风场扰动所造成的海洋波动对太平洋东、西海面坡度和对西太平洋 137°E 赤道潜流的可能影响。由于 EN 时期 6—11 月份中太平洋东风减弱, 从而产生了东向传播的开尔文波, 其传至东边界, 造成那里温跃层下沉, 水位上升; 而开尔文波在东边界的反射, 又形成一西向传播的罗斯贝波, 该波到达西边界后, 在西部造成温跃层抬升, 水位下降, 这便导致整个热带及赤道太平洋纬向坡度减小, 最终造成 137°E 赤道潜流减弱。中太平洋 175°W 处东风增强的结果与以上情况相反。从理论上讲, 由东边界发出的罗斯贝波将需要 3—4 个月的时间到达西边界, 这与 137°E 潜流减弱或增强的时间基本吻合。

2. 纬向及经向流的影响

前面提到, 由于 137°E 赤道潜流具有位于赤道以北 1°N 附近, 并且在温跃层中同北赤道逆流衔接等特征, 因此该处潜流与北赤道逆流的关系可能会较大洋中部和东部要更为密切。根据 137°E 处海流实测资料, 当北赤道逆流达到最强时, 其 30cm/s 的流速越向深层扩展。这种情况表明 137°E 断面上北赤道逆流东向输送增强。与此同时, 该断面上赤道潜流多较弱(图略)。1973 年以前南赤道逆流和赤道潜流的变化基本相反, 但 1973

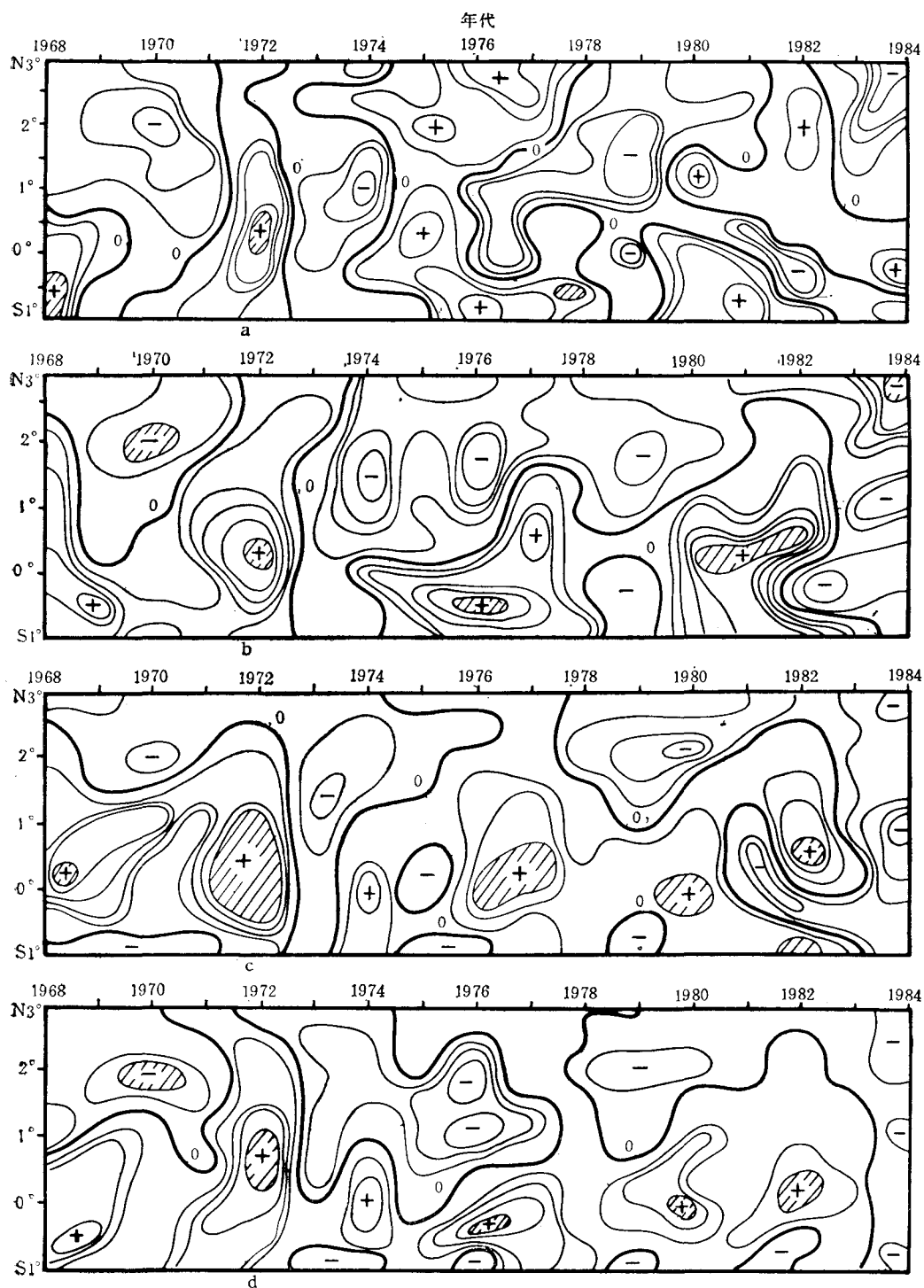


图 5 各层逐年 1 月实测流经向分量分布图

Fig. 5 The January distributions of meridional current at different layers for years
a. 500m 层; b. 200m 层; c. 250m 层; d. 300m 层。

年以后变化基本相同(图略)。

图 5a—d 分别为与图 1 相对应的潜流两侧各层经向流速分布。图 5 表明, 在潜流较强的 1968, 1972, 1982 年, 150 至 300m 层之间均出现了较强的向北分量, 1975 年在 150m 层上较明显。但在潜流较弱的几年中, 除了 1977 年以外, 150 至 300m 层之间都出现了较强的向南分量, 尤其是 1970, 1973 和 1983 年。此外在 200m 层以下, 流的南北分量辐合位置, 基本稳定在 2°N — 0° 之间, 而这里正是赤道潜流所在的区域。为了更清楚地了解赤道潜流两侧经向流与潜流的关系, 我们分析了两个典型个例。

图 6a, b 分别代表强赤道潜流和弱赤道潜流两种情况。比较这两图可看到, 在潜流强的 1971 年 1 月, 其两侧经向流较强, 其辐合位置大致在 2° — 1°N 之间的 280m 深度附近, 这正是赤道潜流上层流核所在位置(图中阴影区)。比较南北两股经向流, 前者流速显然大于后者。观察该断面同期盐度分布(图 7a), 在 3°N 附近约 250m 深度上, 有一低盐水舌向南、向上翘起, 而南面有一以盐度 35.53 为核的高盐水越过赤道。如果以盐度 35.00 作为边界, 这两股水恰在潜流流核的深度上汇合。可见, 这种盐度分布与流的经向分布十分吻合, 它同时也证明潜流两侧经向辐合的存在。值得指出的是, 这种盐度和经向流的分布, 除 1975 和 1984 年以及 1983 年南面高盐舌很弱以外, 其余潜流较强的年份均具有这

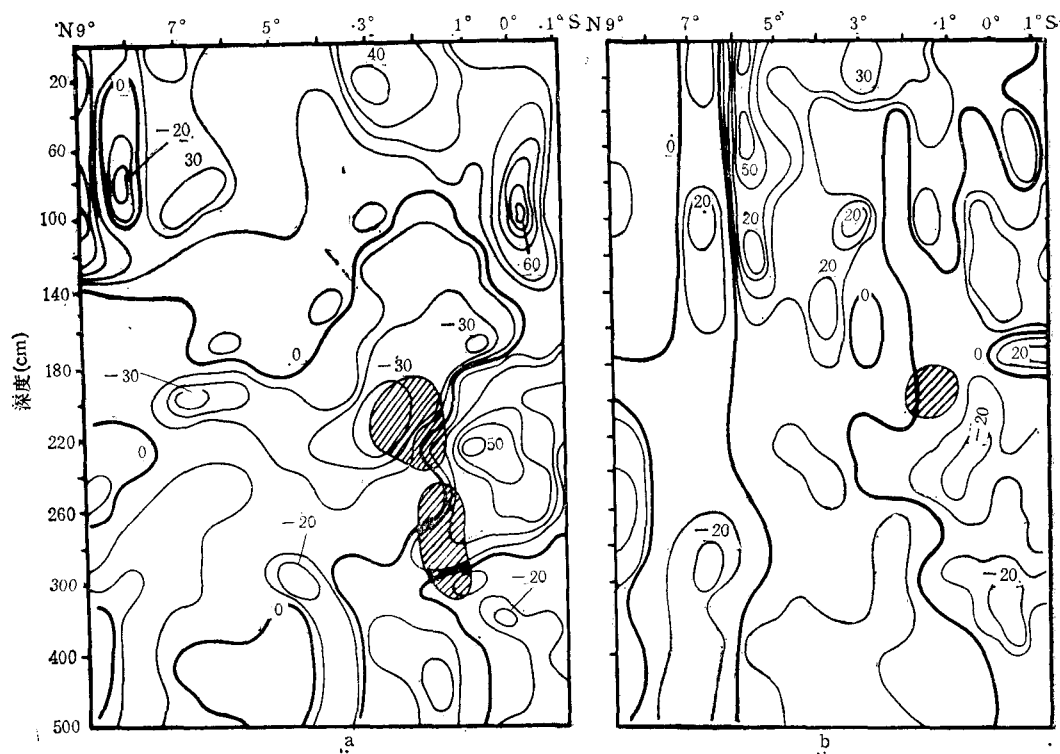


图 6 1971 年 (a) 和 1973 年 (b) 1 月实测流经向分量断面分布

Fig. 6 The distributions of Meridional current along the section in January of 1971 (a) and 1973 (b)

(阴影区表示潜流核所在位置)

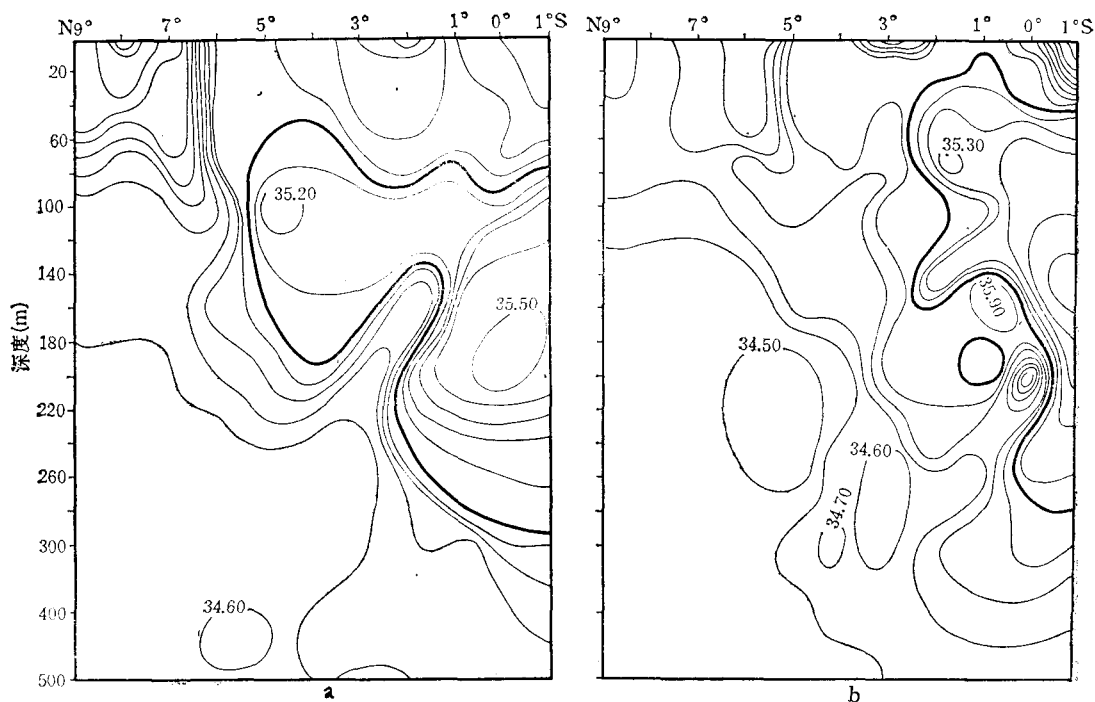


图7 1971年(a)和1973年(b) 1月盐度断面分布

Fig. 7 The meridional distributions of salinity in January, 1971 (a) and 1973 (b)

一共同特征,而且南侧经向流速多大于北侧。1973年的情况正相反,在潜流所在位置(图6b阴影区),经向流向两侧辐散。这种情况反映在同期盐度分布上是南北盐舌都较弱(图7b),南侧盐舌最大值35.53在1°S。对于其它潜流弱的年份,除了1974和1980年经向辐合仍然很强外,其余或是经向辐合减弱(主要是南面分量减弱),如1969,1970,1978和1979年;或是经向辐合根本消失,如1983和1977年。这些年份的盐度分布,包括1974和1980年,均具有南面跨赤道盐舌减弱的特征。

以上分析表明,137°E赤道潜流同其两侧北赤道逆流和南赤道流有着较密切的关系,尤其是北赤道逆流及南赤道流经向分量的强弱及辐合位置,似对该断面潜流的强弱和位置有较大的影响。

三、结 论

西太平洋137°E赤道潜流基本位于赤道以北1°N附近温跃层中下部,1月下旬单、双核结构均可出现。当其为双核结构时,上层流核多位于温跃层上部,而下层流核多位于温跃层下部或更深的300m附近,并且下层流核之流速多大于上部。

137°E赤道潜流具有明显的1月年际变化。一般,当无EN发生时,潜流较强;而当EN发生之后期,潜流较弱。这主要是由于前期中太平洋夏季至秋季的东风风应力强弱变化,产生了不同作用的东向传播的开尔文波和西向传播的罗斯贝波。这些波动引起了热带及赤道太平洋纬向坡度的变化,从而影响了137°E赤道潜流的强弱。另外,137°E赤道

潜流的强弱还同其两侧北赤道逆流和南赤道流的纬向及经向流强弱有关,尤其是这两支海流经向辐合的强弱和位置对该处潜流会有较大的影响。

当然一些特殊情况表明,该处赤道潜流的变化是很复杂的,受多种因子的综合影响。由于任何两个 EN 都不完全相同,因此该处赤道潜流强度与 EN 的关系每次也会有所差别。另外,现场资料密度及关于同步观测的假定都可使本结论产生一定的误差。因此要进一步了解 137°E 赤道潜流的变化规律及其同环境各因素之间的关系,还需做大量细致的工作。

参 考 文 献

- [1] Bingxian, Guan, 1986. Current structure and its variation in the equatorial area of the western north Pacific Ocean. *Chin. J. Oceanol. Limnol.* 4(3): 239—255.
- [2] Busalacchi, A. J., and J. J. O'Brien, 1981. Interannual variability of the equatorial Pacific in 1960's. *J. Geophys. Res.* 86(C11): 10 901—10 907.
- [3] Cane, M. A., 1984. Modeling Sea level during El Niño. *J. Phys. Oceanogr.* 14: 1864—1874.
- [4] Donguy, J. R. and G. Ellin, 1984. Variability of dynamic topography and Equatorial Currents in relation to hydroclimatic conditions of western Pacific. *Oceanogr. Trop.* 19(2): 155—160.
- [5] Firing, E. and R. Lukas, 1983. Equatorial Undercurrent disappears during 1982—1983 El Niño. *Science* 222(9): 1121—1123.
- [6] Halpern, D., 1983. Variability of the Cromwell Current at 110°W before and during the 1982—1983 Warm Event. *Trop. Ocean-Atmos. Newsletter* 21: 9—11.
- [7] Hisord, P. and C. Henin, 1984. On the Weakening of the Equatorial Undercurrent during the 1982—1983 ENSO event. *Trop. Ocean-Atmos. Newsletter* 26: 1—2.
- [8] Jotaro, Masuzawa and Tsutomu Akiyama, 1970. Preliminary report of the Ryoyul Maru Cruise Ry 7001 in January—March 1970. *The Oceanogr. Magaz.* 22(1): 1—25.
- [9] Meyers, G., 1979. Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 9: 885—891.
- [10] Philander, S. G. H. and R. C. Pacanowski, 1980. The generation of Equatorial Current. *J. Geophys. Res.* 85(2): 1 123—1 136.
- [11] Philander, S. G. H., 1973. Equatorial Undercurrent measurements and theories. *Res. of Geophys. and Space Phys.* 11(3): 513—570.
- [12] Wright, P. B., 1984. Relationships between Indices of the southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 112 (9): 1 913—1 918.
- [13] Wyrtki, K., 1977. Sea level during the 1972 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.* 7: 779—787.

THE INTERANNUAL VARIABILITY OF EQUATORIAL UNDERCURRENT IN JANUARY AT 137°E*

Yu Yanling

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

ABSTRACT

Current observation data by Japanese research vessels between 8°N and 1°S along the section of 137°E in months of January from 1968—1984 were used to examine the variability of Equatorial Undercurrent (EUC) in this area. The data show that EUC at 137°E in western Pacific is located around 1°N in the lower half part of thermocline. Its single and double core structures can both occur and velocity of the core in the lower layer is usually greater than that in the shallower layer. The intensity of EUC at 137°E has an obviously interannual fluctuation in January. In general, it is much weaker in the period of post-El Niño than that in the period of Non-El Niño owing largely to the variations in trade winds over the central Pacific Ocean, which happens in summer and fall in the early stage of El Niño. The weakening of easterlies may alter the zonal slope of the topography along the equatorial and tropical Pacific Ocean and further reduce the EUC strength at 137°E. Moreover, the EUC at 137°E appears to be closely related to the convergence of meridional component of current on both sides of it. That might suggest the possible influence of NECC and SEC on EUC was at 137°E.

* Contribution No. 1702 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.