

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

第二部 神鷹丸航海調査報告 平成13年度 第52次航海報告

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-04-10 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/256

5.6.3. 北太平洋南西部中・深層での XCP/XCTD 観測による乱流拡散率の推定

長島秀樹¹⁾・長澤真樹²⁾・日比谷紀之²⁾

(¹⁾ 東京水産大学、²⁾ 東京大学大学院理学系研究科)

Turbulent diffusivity based on XCP/XCTD observation in mid and deep depth of
The southwestern North Pacific Ocean

NAGASHIMA Hideki¹⁾, NAGASAWA Maki²⁾ and HIBIYA Toshiyuki²⁾

(¹⁾ Tokyo University of Fisheries, ²⁾ University of Tokyo)

1. はじめに

高精度の海洋大循環モデルには、サブグリッドスケールの現象による海水の混合過程を正しく表現することが必要であり、具体的には、乱流拡散率のグローバルな時空間分布を把握することが不可欠となる。この乱流拡散率は、MSP (Micro Structure Profiler) などの特殊な観測機器で流れの鉛直シア、海水密度成層構造を計測することによって、見積もられてきた。それによると乱流拡散の強さは、乱流拡散係数で表現して $0.1\text{cm}^2/\text{sec}$ 程度となっている。この値は、深層の循環を再現するのに必要な乱流拡散の約 1/10 にすぎず、乱流拡散の空間分布に関心が高まっている。著者らのグループは、東大、北大、九大、東水大などの海洋微細構造研究者らと協力し、乱流拡散率の空間分布について研究を重ねてきた。とくに Niwa et. al (1999, 2001) は、数値モデルを用いて、北太平洋の西部の海底地形が著しく変化するところでは、内部潮汐波が発生するとともに、中緯度低気圧によって励起された近慣性内部波とよばれる波が南下し、中・深層で散逸することにより、乱流拡散率を高めることを指摘した。このことは、これまでの乱流拡散率の見積もりが主として北太平洋東部で行われてきていることを考えると、海洋大循環モデルの本質にかかわる重要かつ緊急な課題を提起したことになる。本研究では、乱流観測の空白域ともいえる北太平洋西部中・深層における乱流拡散率を明らかにすることを目的とし、神鷹丸第 52 次航海において、パラオー東京間で、XCP (Expendable Current Profiler) と XCTD (Expendable Conductivity, Temperature and Depth profiler) および CTD 観測もあわせて行い、流れのシアからもとめたエネルギー散逸率 (ϵ) と、水温・鉛直分布からもとめた静的安定度を表す物理量であるバイサラ周波数 (N) より、乱流拡散率 (K_v) を推定することを目的としている。

2. 方法

2002 年 3 月 9 日マラカル港を出港し、3 月 15 日東京港入港までの間に、Fig. 1 に示すように東経 135 度から 139 度の間で、北緯 11 度から 32 度の間、ほとんど南北に 14 観測点において XCP および XCTD による観測を、またそのうち 3 測点で CTD 観測を行った。これら観測点の緯度経度の一覧を Table 1 に示す。XCP 観測を行った 14 測点のうち、12 測点で観測が成功したが、St.n2, 10 の 2 測点では、動作不良でデータ

が得られなかった。しかしながら、いままでの実績と比べると、かなり高い成功率（85.7%）といえよう。なお、XCTD 観測は、XCP 観測が成功した点でのみ実施した。得られたデータについて述べる前に、XCP などの計測機器に付いて簡単に述べる。

XCP(Expendable Current Profiler)は、投下式の流向流速プロファイラーで、現在のものは、水深 1,500mまでの流向・流速と水温の鉛直分布を計測できる。XBT のように特別なランチャーを必要とせず、人間の手で船側から海中に XCP プロブを投入するだけよい。プロブは海中を落下していくセンサー部分と観測終了まで海面に浮いている海面ブイ部からなる。落下速度は約 4.5m/sec、Sampling rate は 16Hz なので、鉛直分解能は約 0.3m 程度となっている。XBT と異なり、降下中にセンサーと細い導線につながっているのはブイまでで、そこからは電波（172MHz）で船上局に観測データが送られる。この通信に支障がないよう、観測船は海上ブイを中心に半径 200m 程度の円を描きながらアンテナの方向がブイの方向を保つようにする。XCP 投入後、数分後にブイからセンサーが分離して降下をはじめますが、その後の観測時間は 1500m までで約 5.5 分である。乱流拡散率を推定するにはこの XCP によって得られる流向流速鉛直分布に加え、密度の鉛直分布を計測することが必要である。そこで、XCP 計測後すぐに、XCTD(Expendable Conductivity, Temperature and Depth profiler)を投入し、水温・塩分の鉛直分布を迅速に計測する。得られたデータから密度の鉛直分布をもとめ、バイサラ周波数 (N) を推定する。

3. 結果

Fig. 2 に XCP で得られた流れの東西および南北成分の例を示す。観測ライン中央付近の Stn.6 では、概して南南西方向に流れているが、深度 200-300m および、450-500m では、ほとんど南向きの流れとなっていて、東西方向の流れが、300m 程度の鉛直スケールで大きく向きを変えている。また 1000m 以深では、深くなるにしたがって、南西から南へと流れが変化している。つぎに Stn.9 では深度 400m 程度までは流れが弱く、それ以深では南向きの流れが卓越しており、深度 1200m 付近で 40cm/s に達するが、東西方向の流れは弱い。Stn.12 では 200m 以浅では他の測点と異なり、北東方向の流れが卓越している。それより深くなると、100m-200m 程度の鉛直スールで流向が変化するが、800m 以深では、南向きの成分が卓越している。また、いずれの観測点でも、数十 m 以下の鉛直スケールの変動が、見られる。スナップショットであるので、平均的な流れを示しているかどうかかわからないが、大局的に見ると、亜熱帯ジャイアの鉛直構造を反映しているように見える。Stn.6 は、ほとんど全層が、時計回りの亜熱帯循環の中心より南側にあるため、南西から南よりの流れが卓越している。一方 Stn.12 では、上層 200m 程度はジャイアの北側にあつて、北東方向の流れがあり、深くなるにしたがってジャイアの中心が北西へシフトするため、800m 以深が、南向きの流れとなったものと考えられる。このような、大局的な流れの中に、内部潮汐や、内部慣性重

力波により、細かいスケールの鉛直シアが観測されることになる。

以上のような状況のもとで、XCP/XCTD により得られた流れの鉛直シアとバイサラ周波数 (N) を用い、Gregg(1989)の実験式

$$\varepsilon = 7 \times 10^{-10} \times (N^2 / N_0^2) (S_{10}^2 / S_{GM10}^2)^2 \quad (1)$$

をもちいて、乱流散逸率 (ε) [W/kg^{-1}] をもとめる。ここに S_{10} は、鉛直 10m スケールの流速シアで、XCP により得られた資料から推算する。また、 S_{GM10} は、Garrett and Munk (1972) により提唱されたいわゆる GM スペクトルでもとめられる鉛直シアである。また、 $N_0 = 3\text{cph}$ (Cycle/hour) とする。つぎに、(1) の乱流散逸率とバイサラ周波数より、経験則 (例えば Oakey (1988))

$$K_\nu = 0.2\varepsilon / N^2 \quad (2)$$

により乱流拡散率 (K_ν) をもとめる。

このようにして得られた K_ν の緯度依存性を Fig. 3 に示す。それぞれの観測点で、900 m 以深を 200 ごとに区切り、4 層 (* : 950-1150 m、○ : 1050-1250 m、× : 1150-1350 m、□ : 1250-1450 m) で K_ν を求めた。これによると、 K_ν は、ほぼ $0.2 - 3.0\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ の範囲にある。これは、2001 年に行われたアリューシャン海嶺付近での観測で得られた値 ($1.0\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ 以下) に比べて、やや大きい。また、30 度以北の 3 観測点での値を見ると、高緯度ほど、 K_ν は小さくなる傾向が見られた。

4. まとめ

パラオー東京間で XCP/XCTD 観測を行い、得られた流れの鉛直シアと水温・塩分の鉛直プロファイルから、950m 以深における乱流拡散率 (K_ν) を推算した。その結果、 K_ν は $0.2 - 3.0\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ であったが、30 度以南で最大 $3.0\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ と、大きな拡散率が得られた。一方 30 度以北では、高緯度ほど拡散率は小さい値が得られた。このことは乱流拡散率の緯度依存性を示唆するもので、Hibiya et. all (1998) をはじめとする一連の理論を支持する。

謝辞

本観測を行うにあたり、峰雄二船長をはじめとする神鷹丸乗組員の皆様に多大なご協力、ご支援をいただいたことを、感謝いたします。

参考文献

- Garrett, C.J.R. and W. H. Munk (1972): Space-time scales of internal waves. Geophys. Fluid Dyn., 2,225-264.
- Gregg, M.C. (1989): Scaling turbulent dissipation in the thermocline. J. Geophys. Res., 94,9686-9698.
- HIBIYA T, NIWA Y, and FUJIWARA K, (1988): Numerical experiments of nonlinear energy transfer within the oceanic internal wave spectrum, J. Geophys. Res.,103, 18715-18722.
- NIWA Y, and HIBIYA T, (2001): Numerical study of the spatial distribution of the M₂ internal tide in the Pacific Ocean, J. Geophys. Res., 106 , 22441-22449.
- NIWA Y, and HIBIYA T, (1999): Response of the deep ocean internal wave field to traveling mid latitude storms as observed in long term current measurements, J. Geophys. Res., 104 , 10981-10989.
- Oakey, N.S. (1988): Estimates of mixing inferred from temperature and velocity microstructure. Small-scale turbulence and mixing in the ocean. Edited by Nihoul J.C.J and B Jamart. Elsevier. 239-248.

Table 1 XCP/XCTD and CTD Observation stations

観測点	緯度	経度	XCP	XCTD	CTD
Stn.1	11-38.11N	135-07.59E	○	○	○
Stn.2	12-24.98N	135-22.95E	×	—	—
Stn.3	14-22.15N	135-53.47E	○	○	—
Stn.4	16-00.14N	136-22.50E	○	○	—
Stn.5	18-45.03N	136-45.08E	○	○	—
Stn.6	22-45.04N	137-19.03E	○	○	—
Stn.7	25-25.07N	137-44.15E	○	○	○
Stn.8	26-45.07N	137-56.34E	○	○	—
Stn.9	28-05.06N	138-08.24E	○	○	—
Stn.10	29-45.07N	138-24.16E	×	—	—
Stn.11	30-10.08N	138-29.15E	○	○	—
Stn.12	30-35.12N	138-34.03E	○	○	—
Stn.13	31-00.03N	138-30.13E	○	○	—
Stn.14	31-30.00N	138-40.79E	○	○	○

○: Succeeded ×: Failed —: No CTD cast

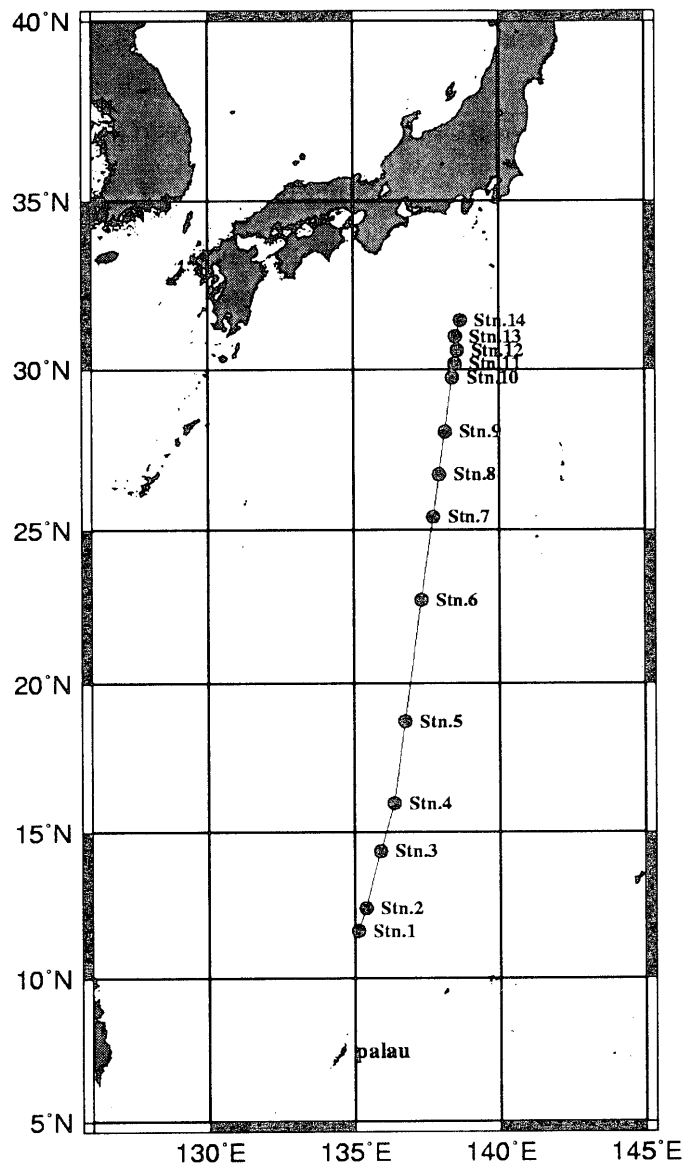


Fig. 1 Map of observation stations

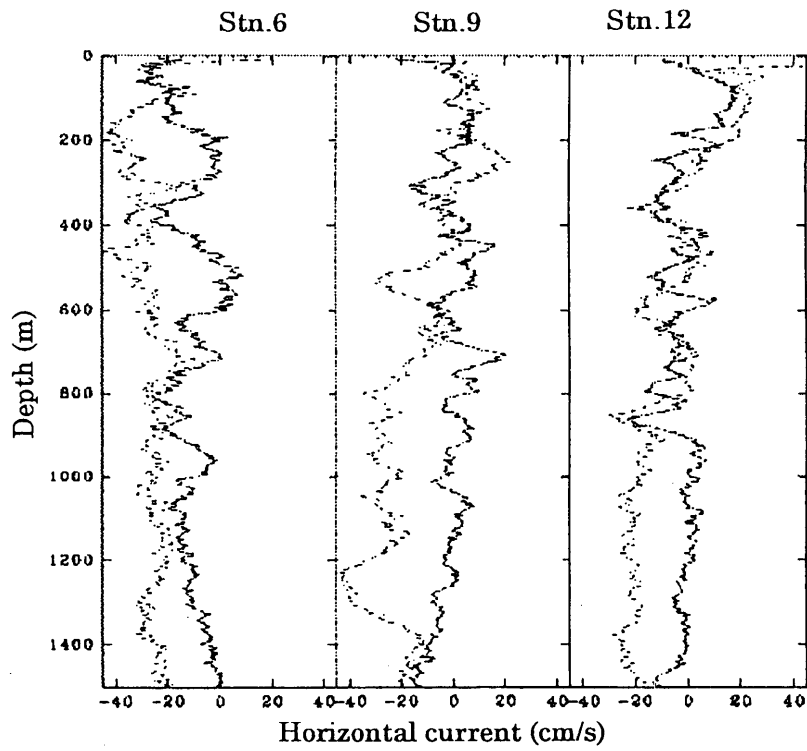


Fig. 2 Vertical Profiles of horizontal currents at three observation stations . Stn.6, Stn.9 and Stn.12. Solid and broken lines show east components and north components of horizontal currents, respectively.

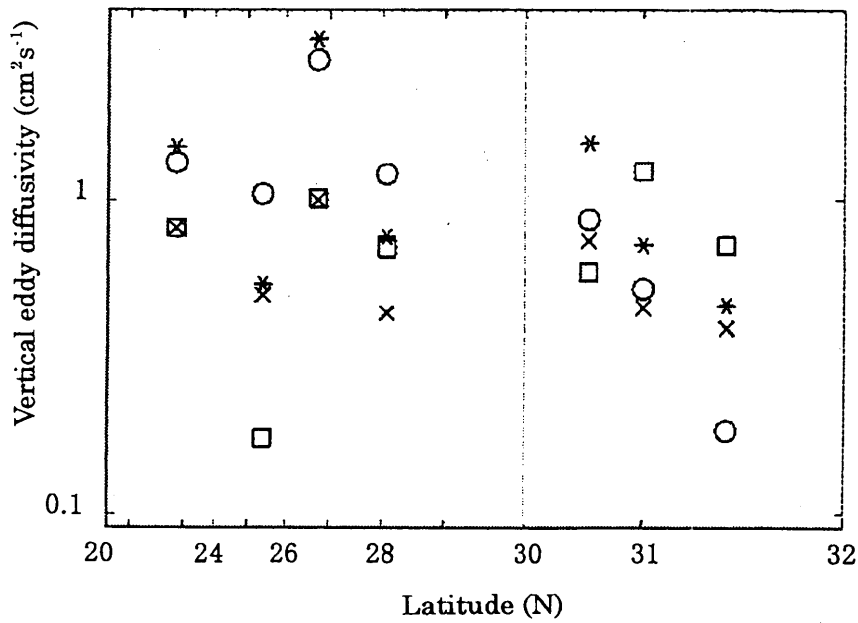


Fig. 3 Vertical eddy diffusivity at various latitudes
 * : 950- 1150 m. O : 1050-1250 m. x : 1150-1350 m. □ : 1250-1450 m