

沿岸海域におけるレイノルズ応力の鉛直分布

鷺 見 栄 一*

1. ま え が き

乱流境界層の研究において、その中のレイノルズ応力の鉛直分布を求めることは重要な課題であり、海洋においても古くから種々の方法で試みられている。古典的な方法である運動方程式を用いた方法による結果^{1),2)}は今でも引用される。この方法は観測が煩雑であるためにそれ以後は使われなかったが、最近になって試みられた例³⁾もある。これらの結果は、レイノルズ応力が海底から線形に減少するという一般的な特性を示すこともあるが、多くの傾向として海底から減少しつつ複雑な分布を示す。

レイノルズ応力が海底から線形に減少するということは、管路や開水路の流れで通常に使われるものであり実証もされている。しかし、海洋の流れは非定常流であり圧力勾配を持っているという観点から、乱流構造を見なおすということが最近になって盛んになってきている。Gordon and Dohne⁴⁾は、レイノルズ応力の鉛直分布が圧力勾配によって変化し、海底から非線形であることを示している。圧力勾配を加速および減速という表現で表わす場合もあるが、それらによる乱れ特性の種々の変化について、Anwar and Atkins⁵⁾は室内で非定常流の模擬実験をし種々の興味ある結果を示している。この実験は、フィールドで断片的に得られている事実を系統的に実証したものである。その中で、(1) 加速時にはレイノルズ応力は線形であるが、減速時には最大は底面より上にあり非線形である、(2) レイノルズ応力は加速時より減速時の方が大きい、(3) レイノルズ応力は平均流速に対して遅れて変化する(ヒステリシス効果)等を指摘している。フィールドで常にこれらが実証されているわけではないが、(1) についてはレイノルズ応力の鉛直分布について再考を促すものである。

室内実験の系統的なデータにくらべて、現実の海洋の観測例は少なく、特に海底よりかなりの高さまでの多層の乱れ観測はほとんどないのが現状である。本報告では、種々の海域で得られた多層観測の結果を重ね合わせ

ることによって、沿岸海域のレイノルズ応力の鉛直分布を一定程度に明らかにすることができた。

2. 反射板型三次元超音波流速計

過去に使用してきた三次元超音波流速計はプローブの配置より対向型と称され、プローブ間の距離が 20 cm、応答周波数が 1 Hz であった⁶⁾。この性能では乱れ特性の鉛直分布を明らかにするには問題が多く、センサー寸法を小さくしたりプローブによる乱れを少なくするために、超音波を反射板で反射させて送受する型が採用されることが多い⁷⁾。図-1 は新たに開発された反射板型三次元超音波流速計(海上電機社製 FC 型、以下 FC 型と呼ぶ)である⁸⁾。水平 2 成分の経路長は 20 cm であるが実効長は約 14 cm である。鉛直成分は対向型であり経路長は約 7 cm である。測定方式は時間差方式の一種であり、超音波の到達時間の逆数の差を求めて流速値を演算している。応答周波数は 5 Hz であり、分解能は水平成分が 1.4 mm/sec、鉛直成分が 1.0 mm/sec である。センサーには、流速計の設置方向を測定する方位計と傾

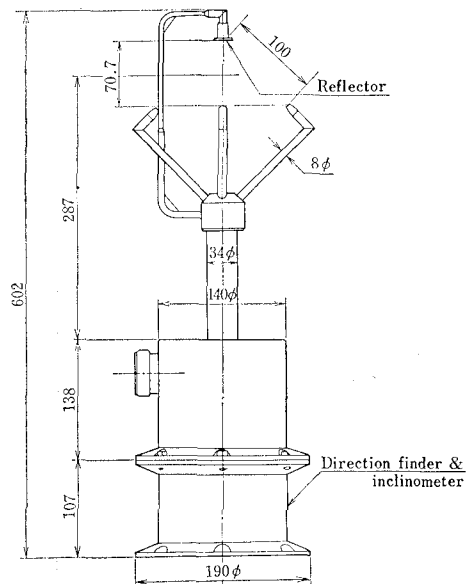


図-1 反射板型三次元超音波流速計 (mm)

* 正会員 工修 工業技術院 公害資源研究所

斜計が内蔵されている。フィールド・テストの結果では、2.5 Hz まで雑音もなく良好な応答を示している。

3. 浅海域の観測例

図-2 は瀬戸内海の岡山水道近傍であり比較的に浅い海域である。FC 型を多層にとりつけた架台を海底に設置し、データは4トラック方式デジタル・カセット・レコーダー (Sea Data 社製) で 0.25~1 秒ごとに収録した。Run 9⁹⁾ は 1980 年 11 月 29 日に海底上 0.5 m と 1 m の 2 層, Run 10¹⁰⁾ は 1982 年 3 月 26 日に海底上 2 m, 3 m と 4 m の 3 層, Run 11¹¹⁾ は 1982 年 10 月 15 日に海底上 2 m, 3 m と 4 m の 3 層, 10 月 16 日に海底上 0.5 m, 1 m と 1.5 m の 3 層の観測を行なった。なお, Run 11 ではノルウェー製の反射板型三次元超音波流速計 (CMI 製, 以下では CMI 型と呼ぶ) を使用して, 海底上 0.5 m と 1 m で 1.5 秒間隔の連続測定を行なった。おおまかな水深は, Run 9 が 13 m, Run 10 が 4 m, Run 11 が 7 m であった。海底の底質の中央粒径は, Run 9 が 0.210 mm, Run 10 が 0.310 mm, Run 11 が 0.060 mm であった。波浪潮位は内蔵型波浪潮位計 (Sea Data 社製) を架台にとりつけて海底上 70 cm で測定した。

図-3 は, Run 11 の 10 月 15 日における 5 層の水平平均流速 ($\bar{U}$) と摩擦速度 ($u_* = \sqrt{-\bar{u}w}$) の経時変化図である。最強流時附近の FC 型は雑音が多く除いてある。水平平均流速はかなり急激に変化しているの、擬似定常性の仮定を保つために 5 分間について解析を行なった。摩擦速度はかなりばらついており、5 層ともに摩擦速度が求まったのは、CMI 型の解析ケースをもとに

すると 35 ケース中で 2 ケースしか求まっていない。海底近傍の 0.5 m と 1 m の摩擦速度は、その数値のばらつきから従来はほぼ等しいとして Constant Stress Layer の仮定をすることが多い。どの位の高さまでこの仮定が成立するかは、何%の誤差範囲であればよいかというかなり主観的な判断による。以上のように、摩擦速度はフィールドで安定的に測定するのは困難であるが、おもな原因は波浪による影響だと思われる。

ここでは、海底上 1 m の摩擦速度と任意の高さの摩擦速度の比とから検討してみる。フィールドのデータ処理のひとつの便法として、海底上 1 m の摩擦速度と各層の摩擦速度とがそれぞれ同時に求まったケースについて、最小二乗法で比を求めた。海底上 1 m の摩擦速度 ($u_*(1.0)$) に対する海底上 0.5 m, 2 m, 3 m, 4 m の摩擦速度 ($u_*(z)$) の比は、それぞれ 0.76, 0.77, 0.58, 0.57 であった。それらの比 ($x = u_*(z)/u_*(1.0)$) と相対水深 ($y = z/H$) の関係を示したのが 図-4 である。水深 (H) は 7 m としているが、実際には 12 時と 15 時では 76 cm の潮位差があり、相対水深値はある幅を持っている。海底上 0.5 m と 4 m の比を除いて、最小二乗法で求めたのが図中の直線である。相関係数 (r) は -0.9985 である。摩擦速度が 0 になるのは相対水深で 0.82 であり、海底面の摩擦速度 (u_{*0}) は海底上 1 m の摩擦速度の 1.21 倍である。海底上 4 m の比は波浪の影響と思われるので除いた。また、海底上 0.5 m の比は、10 月 16

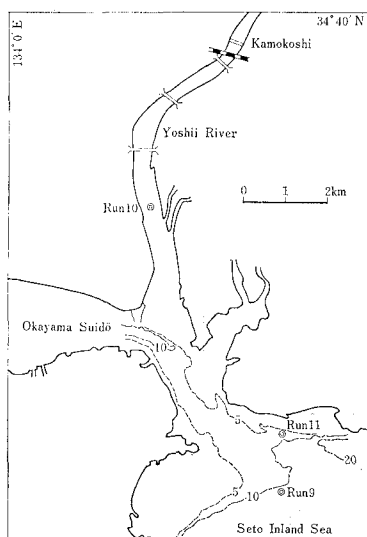


図-2 岡山水道近傍の測点 (水深の単位: m)

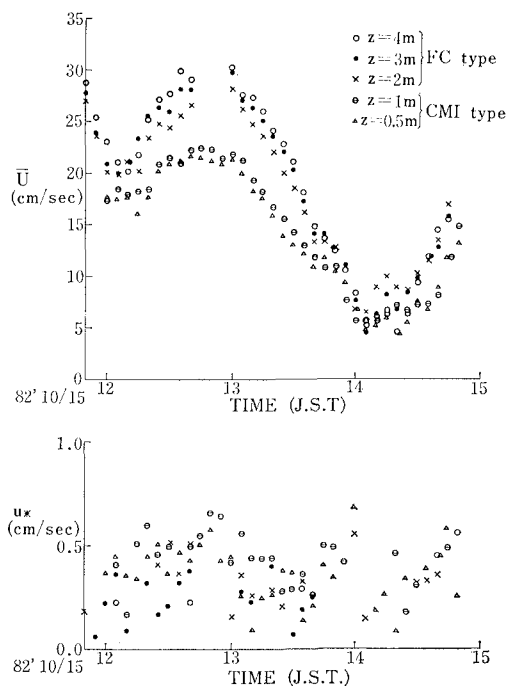


図-3 5層の水平平均流速と摩擦速度

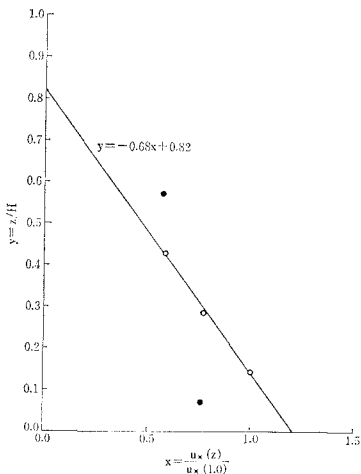


図-4 海底上 1 m の摩擦速度と任意の高さの摩擦速度との比の鉛直分布

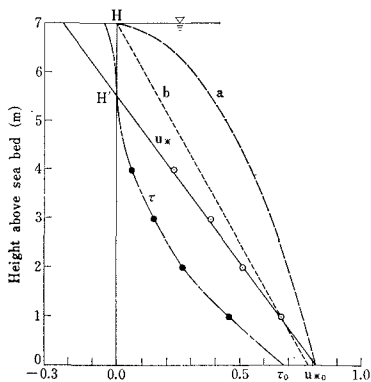


図-5 摩擦速度とレイノルズ応力の鉛直分布

$$\begin{aligned} a: & u_*(z) = u_{*0} (1 - z/H)^{1/2} \\ b: & u_*(z) = u_{*0} (1 - z/H) \\ \text{実線:} & u_*(z) = u_{*0} (1 - z/H^4) \\ \tau: & \tau(z) = \rho u_*^2(z) (\rho \approx 1) \end{aligned}$$

日でも 0.77 であり, Run 9 では 0.95 であった. 海底上 0.5 m の摩擦速度はより海底面の摩擦速度に近いのであるが, 現在の所は実態が不明である. ここでは, この領域を無視して摩擦速度は相対水深あるいは水深に線形であるとする.

図-5 は, 10 月 15 日と 16 日の同じ流速条件 (海底上 1 m の水平平均流速が 22.2 cm/sec) での摩擦速度のデータを合成したものである. 最小二乗法によって, 海底面の摩擦速度と摩擦速度が 0 になる高さ (H') が求まる. 水面までそのままに外挿してあるが, この領域は運動量の鉛直フラックス ($-\overline{uw}$) が逆に輸送されており, 水平流速の最大点が水面でなくそれより降下していることを示す. 図-6 は, 吉井川エスチャリーの Run 10 での海

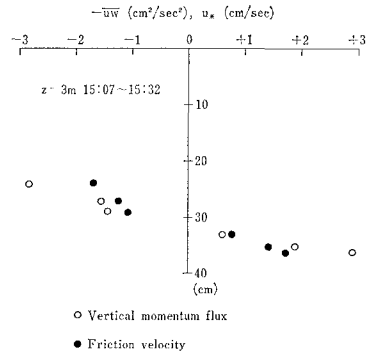


図-6 水面近傍の運動量の鉛直フラックスと摩擦速度の経時変化 (海底上 3 m)

底上 3 m のセンサーが下げ潮で水面に近づいて行く時の運動量の鉛直フラックスと摩擦速度の経時変化図である. 波浪の高さの標準偏差は ± 1 cm 以下であり目視できる程であった. ここで, $-\overline{uw} < 0$ の場合には, 見かけの摩擦速度 ($\tilde{u}_*$) として $\tilde{u}_* = -\sqrt{-(-\overline{uw})}$ としている. どちらが線形であるかはこの図では判定しにくい, 0 になるのが水面から約 31 cm の所であり, 相対水深では約 0.9 であることを示している. この前後で乱れ特性は急激に変化し, 図の左では乱れのスペクトルや乱れ速度が「見かけ上の等方性」を示していた. これらのことは海底上 4 m の場合もほぼ同じであった. この現象は大気流れとの相互作用であり, 条件によって $u_{*0} = 0$ になる H' も変化する. 種々の問題を含むが, 摩擦速度が線形に分布するとすれば, それよりレイノルズ応力 ($\tau = -\rho \overline{uw} = \rho u_*^2$) が導かれ, レイノルズ応力は非線形に分布することになる. 図-5 のレイノルズ応力の分布は, Gordon and Dohne の求めたものと非常によく似ている. また, 境界層高さを H とすれば図中の b のようになり, u_{*0} の誤差は 4% であり実用的には許される範囲である. 図中の a は通常のレイノルズ応力が線形に分布するという式から導かれる摩擦速度の分布であり参考のために示してある. 同じ u_{*0} に対して, 現実のデータは海底からの高さに従ってかなり離れていく. ただし, 密度 (ρ) の変化は余り形状に影響がないので無視している.

4. 沿岸海域の観測例

浅海域は海底境界層が水面まで発達している海域と定義できるが, どの深さまで浅海域と呼べるか明確な答えはない. これは海底境界層の高さがどの程度かを明らかにする必要がある. 最近では, 大気境界層でも摩擦速度が地表面からの高さに対して線形であることから, 境界層の高さを定義することが提唱されている¹²⁾. 大気境界層では, 地表面近傍以外は摩擦速度を測定することが不可能なので, 鉛直乱れ速度 ($\sigma_w = C u_*$; C は定数) が高

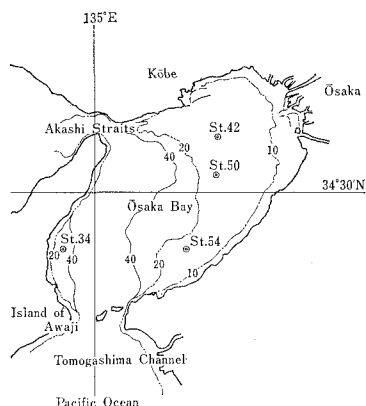


図-7 大阪湾の地形と測点(水深の単位: m)

さに対して線形に減少していることから導いている。

図-7は大阪湾の地形と測点である¹³⁾。観測は、1982年8月9日～13日の夏期と12月2日～6日の冬期の2回について行なわれ、夏期は海底上0.5m, 0.8m, 1.5mの3層、冬期は海底上0.5m, 1.5m, 2.5m, 3.5mの4層にFC型を設置した。おおまかな水深は、St. 42が22m, St. 50が22m, St. 34が29m, St. 54が18mである。海底の底質の中央粒径は4測点ともに0.010mm以下の細かいシルト質であった。データ収録および解析方法は3.と同じであり、冬期において観測ができたデータの結果を図-8に示す。ただし、10分間ごとに解析をし、摩擦速度の規準の高さは1.5mである。観測期間は約20時間であり、4層ともに摩擦速度が求まっているのは全ケースの12～27%であった。波浪の影響が大きく、図-8は比較的その影響の少ない期間を選んで解析している。St. 42, St. 34は夜間の約15時間、St. 50は昼間の約6時間のデータである。各測点での海底上1.5mの摩擦速度($u_*(1.5)$)と任意の高さの摩擦速度と

表-1 海底上1.5mの摩擦速度と任意の高さの摩擦速度の比の直線回帰式

St.	直線回帰式	r	$x(z=0)$
42	$z = -9.46x + 11.01$	-0.9966	1.16
50	$z = -7.02x + 8.44$	-0.9734	1.20
34	$z = -8.69x + 10.21$	-0.9997	1.17

注): $x = u_*(z)/u_*(1.5)$, z : 海底からの高さ (m)

の比について直線の回帰式を求めると表-1になる。相関係数がよい St. 42 と St. 34 の例からみると境界層の高さは約10mである。この数値のオーダーは従来から推測されている位であり¹⁴⁾, Heathershaw¹⁵⁾が拡散型の運動方程式の次元解析から最大潮流時で11～16mであり典型的な値として14mを示していることと余り違わない。また、海底の摩擦速度は1.5mのその約1.2倍であり、これは浅海域の例とほぼ同じである。これらのことから沿岸海域でもレイノルズ応力は非線形に分布していることが示された。なお、海底上0.5mの比は測点により1.0より大きくなったり小さくなったりしているが、夏期では3測点ともにほぼ1.0であった。海底近傍は、浅海域と同じく摩擦速度について約20%の誤差を考えれば、Constant Stress Layerの仮定でもよいことを示している。

5. あとがき

浅海域を含めた沿岸海域において、レイノルズ応力ではなく摩擦速度が海底から線形に減少しており、そのためにレイノルズ応力が非線形分布をすることを実証してきた。大気境界層でも実証されつつあるが、従来の力学とは違ったこのことを説明する力学は現在の所ではない。海底境界層より上層および海底近傍は別に解明しなければならない。また、まえがきで述べた Anwar and Atkins の成果は興味ある実験的事実であるが、今回のデータでは加速時と減速時の差異は認められなかった。

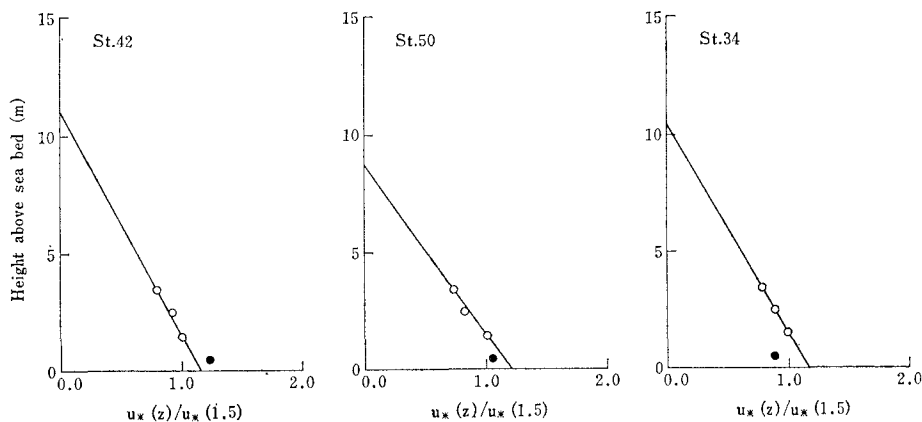


図-8 海底上1.5mの摩擦速度と任意の高さの摩擦速度の比

データの解析上、時間的に平均化した構造の把握でしかなかったが、非定常な圧力流という新たなる観点の潮汐流の時間的構造を解明する必要があることは言うまでもない。

最後に、大阪湾の観測の機会を与えて下さった中国工業技術試験所環境化学研究室のスタッフに謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) Bowden, K. F. and L. A. Fairbairn: A determination of the frictional forces in a tidal current, *Proc. Roy. Soc., Series A*, Vol. 214, pp. 371~392, 1952.
- 2) Bowden, K. F., L. A. Fairbairn and P. Hughs: The distribution of shearing stresses in a tidal current, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 2, pp. 288~305, 1959.
- 3) Wolf, J.: Estimation of shearing stresses in a tidal current with application to the Irish Sea, in *Marine Turbulence*, edited by J. C. J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam, pp. 319~344, 1980.
- 4) Gordon, C. M. and C. F. Dohne: Some observations of turbulent flow in a tidal estuary, *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, pp. 1971~1978, 1973.
- 5) Anwar, H. O. and R. Atkins: Turbulence measurements in simulated flow, *Proc. A. S. C. E.*, HY 8, pp. 1273~1289, 1980.
- 6) 鷺見栄一: エスチャリーにおける懸濁物質の浮遊機構 (1), 第21回海岸工学講演会論文集, pp. 453~458, 1974.
- 7) Gytre, T.: Acoustic travel time current meters, in *Air-Sea Interaction-Instruments and Methods*, edited by F. Dobson, L. Hasse and R. Davis, Plenum Press, New York, pp. 155~170, 1980.
- 8) 鷺見栄一: 沿岸海域における反射板型三次元超音波流速計の測定結果, 公害資源研究所彙報, Vol. 13, No. 1, pp. 107~117, 1983.
- 9) 鷺見栄一: 浅海底境界層における鉛直渦動粘性係数について (1)—鉛直分布の第1次近似式, 公害資源研究所彙報, Vol. 13, No. 2, pp. 95~105, 1983.
- 10) 鷺見栄一: 緩混合型エスチャリーの水面近傍での乱れ測定, 公害資源研究所彙報, Vol. 13, No. 3, pp. 111~121, 1984.
- 11) 鷺見栄一: 浅海域における Reynolds 応力の鉛直分布, 公害資源研究所彙報, Vol. 13, No. 3, pp. 99~109, 1984.
- 12) Yokoyama, O., M. Gamo and S. Yamamoto: On the turbulence quantities in the neutral atmospheric boundary layer, *J. of Meteorol. Soc. of Japan*, Vol. 55, No. 3, pp. 312~318, 1977.
- 13) 鷺見栄一・川名吉一郎・谷本照己: 大阪湾における海底境界層の鉛直構造, 公害資源研究所彙報, Vol. 13, No. 4, pp. 39~49, 1984.
- 14) Bowden, K. F.: Physical problems of the benthic boundary layer, *Geophys. Surv.*, Vol. 3, pp. 255~296, 1978.
- 15) Heathershaw, A. D.: The turbulent structure of the bottom boundary layer in a tidal current, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 58, pp. 395~430, 1979.