

沿岸域の底層における懸濁態粒子の物理的挙動

鷲見 栄一*・田中 祐志**

1. はじめに

沿岸域の底層における流れや波浪による砂移動に関しては、現在までに一定程度に体系的にまとめられている (Soulsby, 1997)。多くの理論式や実験式がまとめられており、種々の条件を入れることによって砂の移動量等が求められる。日本の沿岸域の底層において見られる高濁度層は、流れによって堆積物が再懸濁して形成されると言われる (Kawana ら, 1984)。しかし、再懸濁する粒子の実体は、鉱物粒子の他に有機性の凝集性粒子 (cohesive particle) やプランクトン類の死骸が含まれている。このような流れによる再懸濁機構について、砂粒子についての再懸濁理論がそのままに適用できるかが問題となる。

2. 海底近傍における水平流速分布

沿岸域における海底近傍の水平流速分布は次式を用いることが多い。

$$\bar{U}/u_* = 1/\kappa \ln(z/z_0) \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 \bar{U} は水平流速、 u_* は海底面の摩擦速度 ($\tau_0 = \rho u_*^2$)、 κ はカルマン定数 (0.4)、 z は海底上の高さ、 z_0 は粗度高さである。海底面の摩擦速度は、定せん断層内の参考高さ (reference height) の乱れ測定から求められた摩擦速度 ($u_*^2 = -\overline{uw}$) と等しいと仮定される。粗度高さ z_0 は非常に測定が困難なパラメータであり、多くの研究者が堆積物の平均粒径や砂漣等の起伏との関係を探求しているが、現在でも確立はしていない。しかし、日本の多くの沿岸域で測定された海底摩擦係数と水平流速の関係からは、ほとんどの海底面が力学的に滑面の傾向を示している。ここでは実用的には海底面を滑面と近似できるとする。力学的に滑面における水平流速分布は一般的に次式が使われる (Schlichting, 1968)。

$$\bar{U}/u_* = 5.75 \cdot \log(u_* z/\nu) + 5.5 \dots\dots\dots (2)$$

ここで ν は動粘性係数であるが、温度が 20°C の場合の 0.01 cm²/s とする。

図-1 は、瀬戸内海福山沖の水深が約 23 m である地点 (東経 133 度 28.5 分北緯 34 度 20.6 分) の海底上 30 cm

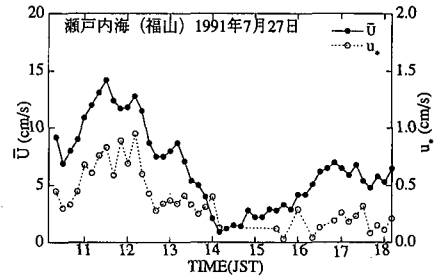


図-1 瀬戸内海福山沖の海底上 30 cm で 10 分間ごとに測定された水平流速と摩擦速度の時間変化

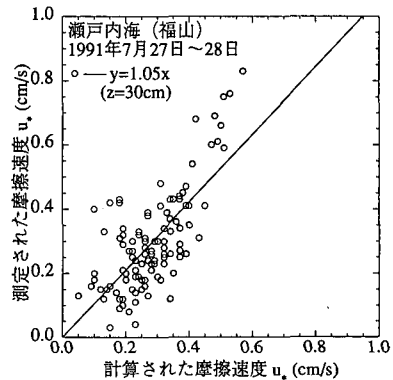


図-2 瀬戸内海福山沖の全測定期間での測定された摩擦速度と計算された摩擦速度の比較

で 10 分間ごとに測定された水平流速と摩擦速度の時間変化である。流速計は三方型超音波流速計 (クリスチャン・マイケルセン研究所製) を使用した。

全測定期間は 1991 年 7 月 27 日 10 時 20 分～28 日 8 時 50 分の間であるが、その内の 7 月 27 日 10 時 20 分～18 時 10 分の間を示してある。堆積物の中央粒径は 0.044 mm である。水平流速は 0.9～14.2 cm/s の範囲であったが、摩擦速度はほぼ水平流速と同じように変化している。ただし、水平流速が数 cm/s 以下である 14 時 20 分～15 時 20 分の間は摩擦速度は求められていない。

図-2 は、全測定期間の測定された摩擦速度と計算された摩擦速度の比較である。計算された摩擦速度は、式 (2) に測定高さ ($z=30$ cm) と測定された水平流速を入

* 正会員 工博 工業技術院資源環境技術総合研究所
 ** 農博 東京水産大学水産学部海洋環境学科

れて求められる。相互の関係の変動は大きい、関係式の勾配は1.05であり、式(2)がほぼ成立すると考えることができる。鷺見(1996)は、同じ方法によって、三浦半島小網代湾や瀬戸内海岡山水道湾口での測定例から、水平流速が0.5~39.3 cm/sの範囲で、上記と同じ結果を示している。このことによって、海底近傍のある高さ以上では任意の高さの水平流速から摩擦速度が計算される。

3. 再懸濁理論の検証

海底から再懸濁した懸濁態粒子の濃度分布は河川で使われるラウスの式(Rouse, 1937)を簡略化した次式(パワー則)が沿岸域の海底近傍でよく使われる。しかし、ラウスの式は定常流の中での砂粒子について考えられたものであり、沿岸域の潮流のような強い非定常流の中での凝集性粒子に適用できるかどうか検証した例は少ない(Kinekeら, 1989)。

$$C/C_a = (a/z)^b \dots\dots\dots (3)$$

$$b = w_s / \beta u_* \dots\dots\dots (4)$$

ここで、Cは海底上zにおける懸濁態粒子濃度、C_aは海底上aにおける懸濁態粒子濃度、w_sは懸濁態粒子の沈降速度、κはカルマン定数(0.4)、u*は摩擦速度、βは懸濁態粒子の拡散係数と渦動粘性係数の比である。C_aは海底上の一定の高さで測定された懸濁態粒子の濃度であり、参考濃度(reference concentration)と呼ばれる。ここでβの値も大きな課題であるが、再懸濁する凝集性粒子等は砂粒子と違って流れや乱れと同じように運動するとして1とする。沿岸域では、水深に対して海底近傍の測定する高さは非常に小さく、計算する高さある程度に限定すれば、式(3)は成立するとされる。一方、式(3)と同じような式は鉛直1次元の再懸濁した粒子濃度の拡散式からも導かれ、Kawanaら(1984)は潮汐平均した摩擦速度を使って、懸濁態粒子の沈降速度を0.024~0.040 cm/sと推定している。

図-3は、瀬戸内海福山沖の海底上30 cmで測定された水平流速、海底上30 cmで測定された濁度及び海底上50 cmで測定された濁度と式(3)によって計算された海底上50 cmにおける濁度の時間変化である。海底上30 cmを参考高さとし、そこにおける測定された摩擦速度と式(2)で計算された摩擦速度を使っている。参考濃度は海底上30 cmの濁度である。以後の濁度の値は、すべて同じ型の濁度計(アレック電子社製後方散乱光方式)を使用している。w_sは測定値と計算値が最も一致した0.02 cm/sにした。

11時30分に水平流速は最大(14.2 cm/s)になり、14時10分に水平流速は0.9 cm/sで憩流になる。その後、水平流速は大きくなり、16時50分に水平流速は再び最

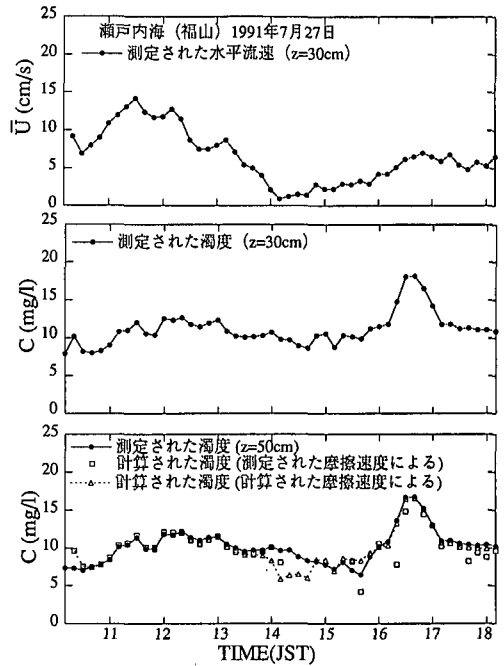


図-3 瀬戸内海福山沖の水深約23 mの海底上30 cmで測定された水平流速、海底上30 cmで測定された濁度及び海底上50 cmにおける測定された濁度と計算された濁度の時間変化

大(7.0 cm/s)になる。濁度は水平流速にほぼ対応して変化している。堆積物の再懸濁現象のみであれば濁度は水平流速の大きさによって支配されるが、濁度の最大値は水平流速が小さい2回目の方が大きい。これは高い濁度を持った水塊が移流によって運ばれてきたと考えられる。また、水平流速が0に近づいても、海底上30 cm及び50 cmの濁度は両方ともに0になっておらず、堆積物の再懸濁現象のみで濁度の分布が形成されていないことを示す。

初期のデータを除くと、13時50分までは測定された濁度と2つの計算された濁度はほぼ同じである。その後は、水平流速が小さいこともあって、摩擦速度が測定されていない期間が続く。計算された摩擦速度による濁度は、測定された濁度より小さくなっている。計算された摩擦速度による濁度は、13時50分から16時までの水平流速が小さい時には一致しないが、水平流速が大きくなると測定された濁度とほぼ一致してくる。水平流速が小さい憩流時の近くでは一致していないが、懸濁した粒子が渦流等によって沈降しきれないと思われる。これらのことから、以下のことがまとめられる。①定常流理論である式(3)は、沿岸域のような強い非定常流でも適用できる。②濁度の時間変化の解析からも、滑面における水平流速分布式は成立することが実証される。③高い濁度がその場に輸送されてきても、水中では鉛直輸

送によって再懸濁理論式に従って分布する。④水平流速が数 cm/s 以下では、再懸濁理論のみで濁度の分布を説明できない。

図-4 は、東京湾木更津沖の水深が約 10 m の地点 (鷲見, 1989) の海底上 50 cm における水平流速, 海底上 65 cm における測定された濁度と式 (3) によって計算された濁度, 海底上 18 cm で測定された濁度及び海底上 8 cm における測定された濁度と式 (3) によって計算された濁度の 10 分間ごとの時間変化である。参考高さは海底上 50 cm とし、そこにおける測定された摩擦速度と式 (2) で計算された摩擦速度を使っている。海底上 18 cm の濁度を参考濃度とする。堆積物の中央粒径は 0.136 mm である。 w_s は測定値と計算値が最も一致した 0.02 cm/s にしたが、瀬戸内海福山沖での値と同じである。

図-5 は、1988 年に同じ地点で測定された摩擦速度と式 (2) によって計算された摩擦速度の比較である。海底上 30 cm での関係式の勾配は 1.04, 海底上 50 cm での関係

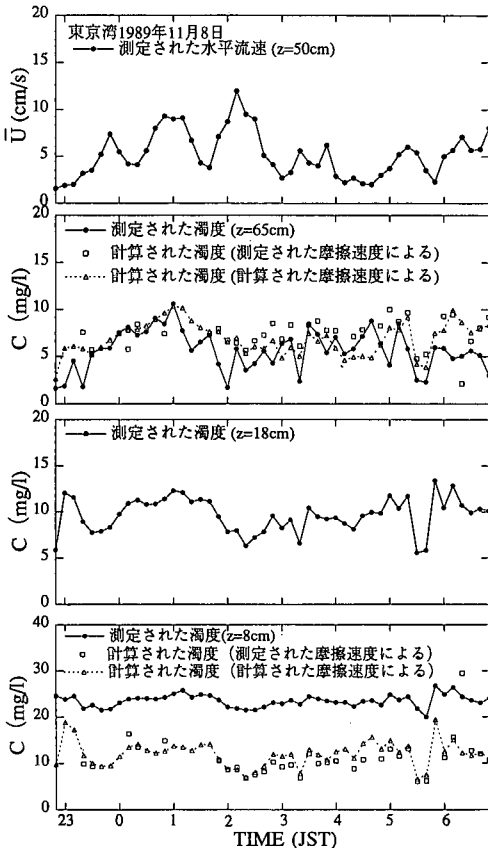


図-4 東京湾木更津沖の水深約 10 m の海底上 50 cm における水平流速, 海底上 65 cm における測定された濁度と計算された濁度, 海底上 18 cm で測定された濁度及び海底上 8 cm における測定された濁度と計算された濁度の時間変化

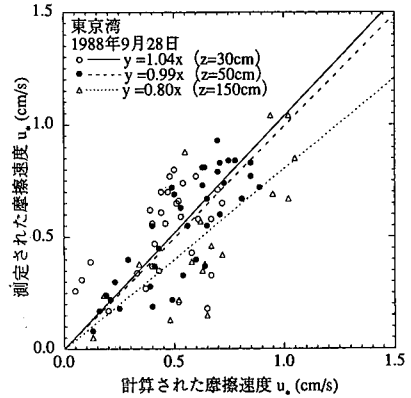


図-5 東京湾木更津沖で測定された摩擦速度と計算された摩擦速度の比較

式の勾配は 0.99 であり、瀬戸内海福山沖と同じく式 (2) で近似できる。海底上 150 cm では関係式の勾配は 0.80 になり、式 (2) で近似できないことを示す。

水平流速は東京湾の静振によって大きく変動し、それによって濁度も複雑に変動している。海底に近づくに従って濁度の変動幅は小さくなっており、海底上 8 cm の濁度はほぼ一定のように見える。海底上 65 cm の濁度については、測定された摩擦速度による濁度及び計算された摩擦速度による濁度ともに、測定された濁度との差の変動は大きいけれども傾向は合っている。瀬戸内海福山沖の測定例で得られた①~④の結果とほぼ同じことを示している。それに対して、海底上 8 cm の測定された濁度と計算された濁度は大きく違っている。測定された濁度は計算された濁度より約 10 mg/l 大きい。海底上 18 cm から上層は、海底上 18 cm の参考濃度を使った再懸濁理論式で説明できるが、海底極近傍である海底上 8 cm の濁度は海底上 18 cm を参考濃度とした再懸濁理論式では説明できないことを示す。海底上 8 cm の濁度の小さな変動幅より、その厚さは少し大きい海底近傍に存在すると言われる懸濁態粒子の凝集層 (flocculent layer あるいは fluff layer) が存在すると考えることもできる (Stolzenbach ら, 1992)。

以上の 2 つの沿岸域における測定例では、ひとつの同じ沈降速度 (0.02 cm/s) を使った再懸濁理論式によって、海底極近傍を除いた底層における懸濁態粒子の物理的挙動を一定程度に説明することができた。しかし、海底近傍では、水平流速によって懸濁態粒子の中央粒径 (鷲見, 1989) や沈降速度 (川西ら, 1996) が変化することが指摘されている。式 (3) を各粒径ごとに表しその集合と考える方が、より正確に懸濁態粒子の挙動を表現することができると思われる。

4. 懸濁態粒子の沈降速度の現地測定

最近になって、懸濁態粒子の粒径ごとの体積濃度と沈降速度を現地で直接に測定するレーザー散乱と沈降筒 (Settling Tube) を使った計測器 LISST-ST (Laser In-Situ Scattering and Transmissometry) が開発された (Agrawal ら, 1996). 測定される粒径は, 1.25~250 μm を対数的に 64 個に分割 (現在では 32 個に分割) されている. 測定時間は, 1 秒~24 時間を対数的な間隔でとっている. 最初に沈降筒の中のプロベラによって海水を引き込み, 上部の蓋 (スライド式カバー) を閉めた後に測定を始める. 1 秒以後は, 懸濁態粒子は沈降筒内を静水沈降する. 沈降筒の底部でレーザー散乱計によって各粒径の懸濁態粒子の体積濃度の時間変化が測定される. 沈降筒の長さは 30 cm であり, 各粒径の懸濁態粒子の体積濃度が変化する時間 (t) を決めることによって, r 番目の懸濁態粒子の沈降速度は第一近似的に次式になる.

$$w_r = 30/t \dots\dots\dots (5)$$

図-6 は, 1997 年 9 月 7 日において測定された紀伊浦神湾 (Tsuda ら, 1985) の湾口地点での海底上 80 cm の懸濁態粒子の粒径が 9.8 μm と 17.36 μm の沈降筒内の時間変化である. 水深は約 9 m であり, 堆積物の中央粒径は 0.034 mm であった. 上記の範囲の各粒径の時間変化は図の曲線の間で同じように変化していた. 全測定期間は 24 時間である. 一樣な体積濃度が変化する時間 t 以降は, 対数的に減少していく. しかし, 図に見られるように体積濃度は徐々に変化しており, t の決め方は任意になる.

ここでは以下の方法にする. 1~10 秒間は各粒径の体積濃度はほぼ一樣と仮定し, その平均値 (m) を求める. 1,000~10,000 秒間は各粒径の体積濃度は対数的に減少すると仮定し, 最小二乗法によって実験式を求める. 時

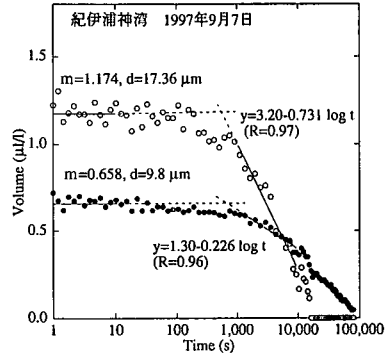


図-6 紀伊浦神湾の海底上 80 cm の懸濁態粒子の粒径が 9.8 μm と 17.36 μm の沈降筒内の時間変化

間 t は, m と実験式との交点になる時間とする. 9.8 μm の場合, m = 0.658, y = 1.30 - 0.226 · log t となる. 17.36 μm の場合, m = 1.174, y = 3.20 - 0.731 · log t となる. 実験式の相関係数は, それぞれ 0.96, 0.97 となり, 体積濃度が対数的に減少する仮定は妥当である. 9.8 μm の場合の t は 693 秒であり, 17.36 μm の場合の t は 591 秒になる. 式 (5) により, 9.8 μm と 17.3 μm の沈降速度 w_r は 0.043 cm/s と 0.051 cm/s になる. 顕微鏡写真によればこの粒径の範囲の懸濁態粒子には多くの鉱物粒子が見られた. 9.8~12.5 μm の沈降速度の平均値は 0.044 cm/s であった.

5. 再懸濁理論の水面までの適用例

図-7 は, 田辺湾の近畿大学養殖実験筏 (吉岡ら, 1998) において測定された濁度と式 (3) から計算された濁度の代表的な鉛直分布である. 1997 年 9 月 2 日 12 時~3 日 12 時にわたって, 海底上 20 cm と 80 cm に濁度計を, 海底上 10 cm に三方向型超音波流速計 (SonTek 社) を設

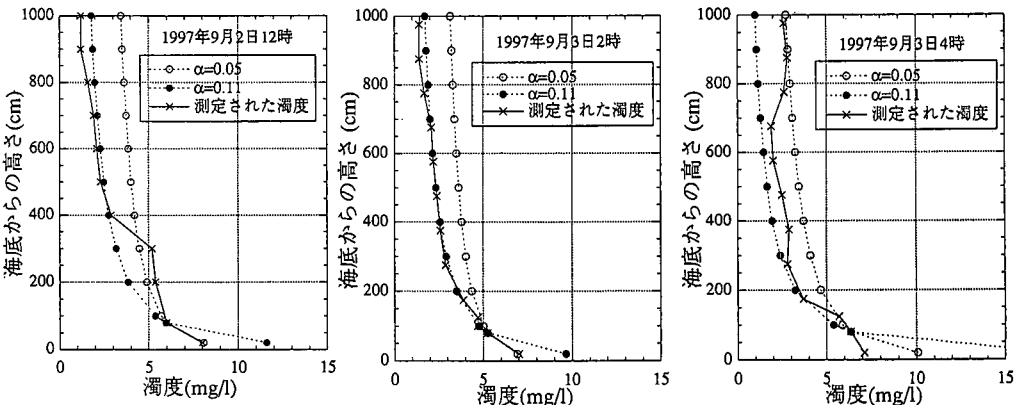


図-7 田辺湾における測定された濁度と計算された濁度の代表的な鉛直分布

置した。濁度の鉛直分布は1時間おきに測定した。水深は約10 mであり、堆積物の中央粒径は0.024 mmであった。海底上10 cmの水平流速は1.2~2.7 cm/sの範囲であり、停滞性の強い海域であった。

参考濃度は海底上80 cmにおける濁度を使い、摩擦速度は海底上10 cmの測定値を使った。図中の α は w_s/κ であり、 $\alpha=0.05$ は w_s が0.02 cm/s、 $\alpha=0.11$ は w_s が0.044 cm/sの場合である。水平流速と摩擦速度は、2日12時では1.9 cm/s、0.23 cm/s、3日2時では1.5 cm/s、0.25 cm/s、3日4時では1.4 cm/s、0.15 cm/sであった。場所は違うが上記で述べた紀伊浦神湾での沈降速度の値(0.044 cm/s)の方が、瀬戸内海や東京湾で得られた沈降速度の値(0.02 cm/s)よりも、濁度の鉛直分布を説明している。

図の3例は代表的な鉛直分布であるが、これ以外の時間ではこれらの傾向のどれかに近い鉛直分布になっていた。最も一致していたのは、3日2時の場合であった。2日12時の場合は海底上100~300 cmで、3日4時の場合は表層近くで、計算値より大きな濁度が見られるが、植物プランクトン等の移流によると思われる。水平流速が非常に小さく拡散が弱いことと植物プランクトン等がパッチを形成しているためと考えられる。式(3)は本来は底層近傍のみに適用できる近似式であるが、この海域では水面まで適用できる場合があることを示している。また、水面までの濁度の鉛直分布は、再懸濁理論式の鉛直分布と移流してくる植物プランクトン等の分布の重なったものとモデル的に考えることができる。

6. あとがき

すべての懸濁態粒子の濃度を重量濃度で表現し、それらの沈降速度をあるひとつの平均値で解析する方法は一定程度に有効であるが、実際の沿岸域の懸濁態粒子の挙動を把握する時に限界がある。各粒径の懸濁態粒子は組成も物性も大きく違い、それらの粒子系力学は測定の困難さもあっていまだに確立されていないのが現状である。新たに開発されたLISSTは、現地の(in-situ)海中において、懸濁態粒子の粒径分布や沈降速度を現地で

測定できるという点では画期的であるが、その測定方法や解析方法で検討すべき点は多い。

謝辞：田辺湾における養殖実験筏や紀伊浦神湾での観測には、近畿大学水産研究所熊井英水所長、村田修教授、宮下盛助教授ならびに関係各位の協力を頂いた。ここに記してお礼申し上げる。

参考文献

- 川西 澄・小谷英史・余越正一郎(1996): 超音波ドップラー流速計を用いた感潮域の流動と懸濁物質濃度の現地観測, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 1086-1090.
- 鷺見栄一(1989): 海底近傍の堆積物の移動についての現地測定, 公害, Vol. 24, No. 4, pp. 61-68.
- 鷺見栄一(1996): 海底近傍における温度分布の微細構造の測定, 資源と環境, Vol. 5, No. 5, pp. 83-92.
- 吉岡 洋・芹沢重厚・高山知司・田中祐志(1998): 夏季田辺湾における内部急潮による海水交換, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 456-460.
- Agrawal, Y. C., H. C. Pottsmith, J. Lynch and J. Irish (1996): Laser instruments for particle size and settling velocity measurements in the coastal zone, Proc. 1996 IEEE, pp. 1135-1142.
- Kawana, K., T. Tanimoto and E. Sumi (1984): Settling velocity of resuspended matter in the Hiuchi-Sound of the Seto Inland Sea, La mer, Tome 22, pp. 55-62.
- Kineke, G. C. and R. W. Sternberg (1989): The effect of particle settling velocity on computed suspended sediment concentration profiles, Marine Geology, Vol. 90, pp. 159-174.
- Rouse, H. (1937): Modern conceptions of the mechanics of turbulence, Trans. Am. Soc. Civ. Eng., Vol. 102, pp. 436-505.
- Schlichting, H. (1968): Boundary-Layer Theory, McGraw Hill, Inc., 747 p.
- Soulsby, R. L. (1997): Dynamics of Marine Sands, a manual for practical applications, Thomas Telford, London, 249 p.
- Stolzenbach, K. D. et al. (1992): Aggregation of fine particles at the sediment-water interface, J. Geophys. Research, Vol. 97, No. C11, Pages 17, pp. 889-898.
- Tsuda, R. and E. Sumi (1985): Variation of turbidity and characteristics of current velocity near the sea bottom around fish-cultivated ground, Bulletin of the Japanese Society of Scientific Fisheries, Vol. 51, No. 12, pp. 1989-1996.