

岸一沖漂砂量の補正と締り度の分布について

西 隆 一 郎*・佐 藤 道 郎**・宇 多 高 明***・N. C. Kraus****

1. ま え が き

海浜変形を考察する場合、底質移動を岸沖漂砂と沿岸漂砂に分け別々に検討する事が多い。このうち、岸沖漂砂に関しては、これまで主に3つの方法でその量と分布形状が求められてきたと思われる。1番目の方法は、水理実験で得られた同一測線の経時的な地形変化量を次式に示す底質の連続式に代入して漂砂量を逆算する間接的な方法である。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{(1-\lambda)} \frac{\partial q}{\partial x} \dots\dots\dots (1)$$

$$q(x) = (1-\lambda) \int_0^x \frac{\partial h}{\partial t} dx \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 h は水深、 Δt は波浪作用時間、 λ は空隙率、 $q(x)$ は岸沖漂砂量、 x は沖向き距離である。

2番目の方法は、現地海浜や実験水路内で波浪作用中に浮遊砂・掃流砂量を直接計測し、岸沖漂砂量の空間的な分布を求める方法である。そして、3番目の方法は、数値実験として与えられる波浪条件に対し何らかの漂砂量式を用いて漂砂量を数値計算する方法である。

ところで水理実験で得られた地形変化量を積分して岸沖漂砂量を求める場合、実験水路内の海浜底質量が保存されなければ漂砂量の絶対値や向きは正しく求まらない。しかし、これは条件設定の容易な実験室内でも、計測地形から単純に底質量を求めた場合、保存則が見掛け上成立しない事が多い。そのために、地形変化から求まる岸沖漂砂量分布が地形変化の限界水深と考えられる沖側で零にならなかつたり、一定のトレンドを持ち増減する場合がよく生じ、海浜変形の数値シミュレーションで求まる漂砂量の絶対値や向きとの比較が困難となるのは明らかである。そこで、この問題を解決するために、底質の連続式を用いて岸沖漂砂量を求める場合の簡便で普遍的な補正方法についてまず検討する事にした。

地形変化から求まる水路内の底質量が保存されない理

由の一つは、地形の測定誤差であるが、その他に式(2)から明らかなように、空隙率 λ の変化を考慮しない事も要因の一つである。地形変化の数値シミュレーションを行なう場合この λ は、式(1)から分かるように、水深変化の予測精度に直接影響する。例えば、 λ が0.4と0.2の場合では水深変化の予測値が3割以上も過大評価される事になる。逆に式(2)で示すように、計測したプロファイルから岸沖漂砂量を求める場合にも λ の変動により、漂砂量の絶対値が数割変わることになる。

海浜を構成する砂浜は多様な比重と粒径を持つ底質より構成されている。この様な底質は波により浮遊しその後再び砂面に堆積する時の状況により、内部の間隙状況が異なる。一般に沿岸域では、底質粒径が粗いほど空隙率が大きく砂浜表面が緩い。一方、粒径が細かいほど空隙率は小さく砂浜表面がより締っている。例えば、現地踏査を行なう場合、写真-1に示すように砂浜を車で移動できる海浜は、粒の非常に細かく淘汰された砂で構成されている。また、写真-2に示すような貝殻や珊瑚礫等の粗い底質よりなる砂浜では、砂浜表面が非常に緩いために4輪駆動車でなければ移動できない。この様な砂浜の空隙率は沿岸環境の物理特性を示す(例えば、西等,1996)だけでなく、例えばそこにすむ生物の種類を制限する因子ともなる(伊藤,1985)。しかしながら、岸沖漂砂量や地形変化を考察する場合、空隙率は空間的にも時間的にも変化せず一定であるという仮定が、一般に用いられている。そのために、この仮定がどの程度有効なのか調べ



写真-1 締り度の高い細砂海浜 (Padre Island, TX.)

* 正会員 工修 鹿児島大学工学部助手
** 正会員 工博 鹿児島大学工学部教授
*** 正会員 工博 建設省土木研究所河川部長
**** Ph.D. CHL, Vicksburg



写真-2 締り度の緩い粗砂海浜 (South Padre Island, TX.)

る必要がある。

2.2 次元海浜変形実験

これまで、底質の連続式から直接求まる岸沖漂砂量が、移動床海浜模型の沖側境界で零にならないのは、地形の測定誤差が主な原因と考える事が多かった。そこで、この問題を避けるために、超音波式や接地式の水深計を用いずに、ポイントゲージを用いて、出来るだけ精度の高い地形測定を行なうようにした。ただし、ポイントゲージを用いた場合でも、平均的な海浜面上にある砂粒子1個の上あるいは下を読むかにより、最大で底質粒径0.2 mm程度の測定誤差が出る可能性はある。しかし、少なくとも同一観測者が地形測定を繰り返すので、異なる実験ケースでもほぼ同じ程度の誤差が生じるはずである。そのために、地形の測定誤差が漂砂量推定誤差の主因かどうかの確認はできる。

岸沖漂砂量の分布を求めるにあたり、図-1に示す長さ13 m、幅0.4 m、深さ0.4 mの2次元水路内に、中央粒径0.2 mmの豊浦標準砂を用いて、1/10と1/20勾配の二様海浜模型を設置し、侵食性の波と堆積性の波をそれぞれ2時間ずつ作用させて、沿岸方向に二様な侵食地形と堆積地形を形成させた。用いた波の諸元は、波高が8.2 cm, 7.2 cmで周期が1.07秒, 1.94秒の組み合わせである。また、水路内の底質量保存の条件をチェックできるように岸沖方向に1 cm間隔で地形測定を行なった。加えて、地形と同一の計測ポイント上で、海浜の締り度の岸沖方向分布測定も行なった。

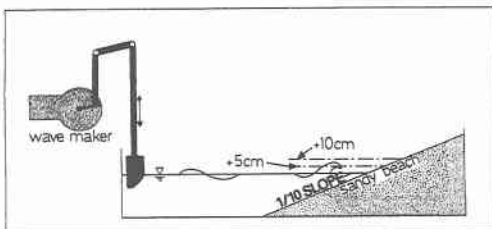


図-1 2次元海浜模型図

3. 縦断形状と岸沖漂砂量分布

水理実験では岸沖漂砂量を求めるために、海浜模型上で漂砂量が零、つまり地形変化が生じていない岸側境界ならびに沖側境界を越えて地形測定を行なった。

3.1 2次元海浜変形実験

図-2, 3に得られた侵食地形と堆積地形を示す。図-3においては、汀線近傍の底質が侵食されて沖側に堆積し、顕著なバー・トラフ地形が生じている。もともと底質が存在しなかった沖側の水路底に成長したバーは、波の作用により沖側に運ばれて堆積した砂の集合体である。また、海浜侵食部の岸側には、高さ約3 cmの沿岸方向に二様な浜崖が生じている。

図-3に示す堆積地形では、碎波帯内の底質が前浜部分に堆積し比高約7 cmのバームを形成している。また、波長が約4 cmの砂漣に加えて、沖浜に波長約1.2 mの波状地形が3個見られる。なお、侵食・堆積地形ともに、沿岸方向には地形の変動がほとんどなかった。

3.2 岸沖漂砂量分布

何も補正を用いず空隙率が一定と仮定した場合の、空隙のボリュームを含んだ漂砂量分布を、侵食・堆積の両ケースに対しそれぞれ図-4, 5に示す。侵食地形に対する漂砂量は、全断面で沖向き漂砂となっている。また岸

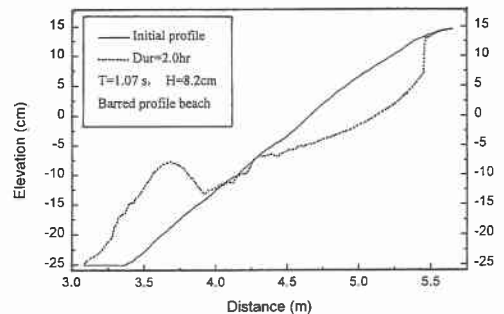


図-2 侵食地形 (ケース1)

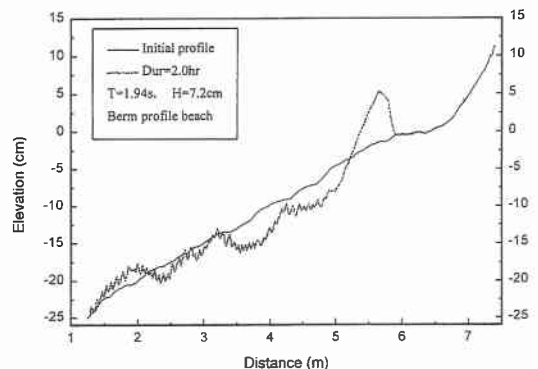


図-3 堆積地形 (ケース2)

側の地形変化が生じなかった海浜上では、当然漂砂量が零になっている。一方、沖側の水路底が現われて固定床になっている部分で、見掛け上約 $0.01 \text{ cm}^3/\text{s}/\text{cm}$ の岸沖漂砂量が存在している。地形計測時には、底質がこの部分の水路底に何も堆積していないのを確認してあるので、実際は岸沖漂砂量は存在しえないはずであるが、式(2)に示す漂砂量式をそのまま用いて計算すると、観測結果と矛盾する漂砂量が生ずる。

次いで、図-5に示す堆積地形上での岸沖漂砂量分布では、4.0 m から岸側では岸向き漂砂が、そして、沖側では沖向き漂砂が発生していることがわかる。この実験ケースでも、沖側境界に地形変化が生じないところまで地形計測をしてあるが、沖側境界では漂砂量が $0.024 \text{ cm}^3/\text{s}/\text{cm}$ の値を示している。これは、碎波帯内の漂砂量とオーダー的に比較できる大きさである。

従来、この様な沖側境界付近における見かけ上の漂砂量は、地形測定誤差の累積として単純に説明される事が多く、ここでも空隙率 λ の影響はほとんど無視されていた。そこで、空隙率が空間的にも時間的にも変わらないと仮定し、後述する2種類の方法で岸沖漂砂量の補正を行なった。

図-4と5にその補正結果を点線と破線で示す。図中点線が、式(3)に示すように波作用後の水路内の地形変化の総和を求めて、その値を誤差とし、この誤差を各

計測地点における水深変化量に応じて、振り分けるものである。つまり、水路内の底質量は保存されるはずであるから、地形変化量の総和が零にならない場合、零にならなかった量を誤差と考えて、それをもう一回測定した地形に再分配して、見掛け上水深変化の総和が零になるように水深を補正してから漂砂量を求める方法である。

$$V_{er} \cong \Delta x \times \sum_{i=1}^N \Delta h_i \dots\dots\dots (3)$$

$$h'_i = h_i - \frac{|\Delta h_i|}{\sum_{i=1}^N |\Delta h_i|} \times \sum_{i=1}^N \Delta h_i \dots\dots\dots (4)$$

次いで、破線で示す漂砂量は、例えば、渡辺ら(1984)の様に、図-5中の一点鎖線で示すようなトレンド分を差し引いたものである。したがって、前記の方法のように底質の保存が満たされるように水深の補正を行ってから、新しい漂砂量を求める必要はなく、この一点鎖線を新しい漂砂量の座標軸とみなせばよい。ただし、トレンドと考えられる1次関数をもとの漂砂量から引いて補正するために、その勾配に比例した分の地形変化が新たに全断面で同じように生じる事になる。つまり地形変化の岸側・沖側境界付近ともに、厳密にはこの直線の勾配に比例した水深変化が新たに生じた事になる。

図-4, 5に破線で示す補正した漂砂量を見ると、それぞれ海浜模型の沖側境界で零になっていなかった漂砂量は零になっている。しかし、侵食地形のケースでは、2つの補正法による差は余りないが、堆積地形のケースでは漂砂量のピーク位置ならびにその絶対値ともに顕著な差が生じている。

さて、2番目の補正方法では、累積誤差のトレンドとして差し引く1次直線を決めるために沖側の境界地点を設定する際に、個人差を伴いやすい。しかも、沖側の漂砂量は零線の上下で変動する事も多いために、沖側境界の定義にはかなりの任意性が残る。そのためにこの方法は、簡単にみえるが適用にあたり厳密性に欠ける。一方、漂砂量が零になる沖側境界の位置を決めるには、限界シールズ数に対応するような水深で決める方法もあるが、混合粒径の影響、あるいは摩擦係数などシールズ数の計算に含まれる誤差を考えれば、単純に地形変化が小さくなる水深で決める方法と大差はないように思われる。

上述のような理由で現時点では、見かけ上の底質の保存則を考慮して、計測した地形変化の総和が零になるように地形を新しく補正する方法が、アルゴリズム的にも簡便で優れていると思われる。加えて、どの地点でも同じように一次直線に相当する漂砂量を差し引く2番目の補正方法は、どの地点でも同じだけの水深補正をかけた事と同じであるために、空隙率が空間的に一定であると

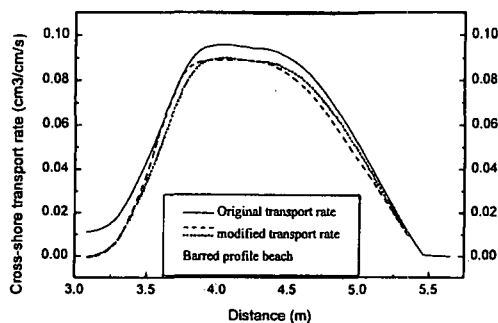


図-4 侵食地形での岸沖漂砂量

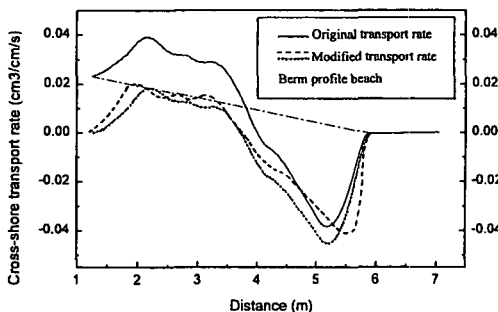


図-5 堆積地形での岸沖漂砂量

いう仮定の下では妥当な手法といえるが、岸沖方向に空隙率が異なると考えられる移動床実験では、地形変化の大きいところが、空隙率の変化も大きいようであり、必ずしも適切な補正方法とは言えない。

3.3 締り度の岸沖方向分布

写真—1, 2 にも示したように、海浜を構成する砂浜は多様な粒径の底質より構成されている。このような底質は波や風の作用により移動し堆積する時の状況により、内部の間隙状況が異なる。一般に沿岸域では、それぞれ粒径が粗いほど空隙率が大きく砂浜表面があまり締らず緩く、粒径が細かいほど間隙が小さく砂浜表面はより締る傾向がある。加えて、空隙率は海浜底質の粒径分布にも大きく依存するはずである。つまり、粒径分布が広い場合、大きな粒子の間に中程度の大きさの砂や、細砂、そしてシルトが入り込むためにより締った砂浜になる。この様に砂浜の空隙率は、海浜の締り度とも密接に関係しているわけであり、海浜の締り度を測る事により、空隙率の分布を推定できるはずである。ところが、空隙率が対象とする海浜で一定であるという仮定を用いた場合、海浜変形の数値シミュレーション等においては、地形変化量を求めるのに式(5)のような表示が使用できるが、単位時間内の地形変化量 ∂h を求めるのに空隙率を考慮する事なく $1/(1-\lambda)$ を省略して、式(6)中に示すような漂砂量係数 K_s を変化させる事により水深変化の計算が進行する。

$$\partial h = \frac{1}{(1-\lambda)} \frac{\partial q}{\partial x} dt \dots\dots\dots (5)$$

$$q'(x) = K_s q(x) + \varepsilon_s \frac{\partial h}{\partial x} q(x) \dots\dots\dots (6)$$

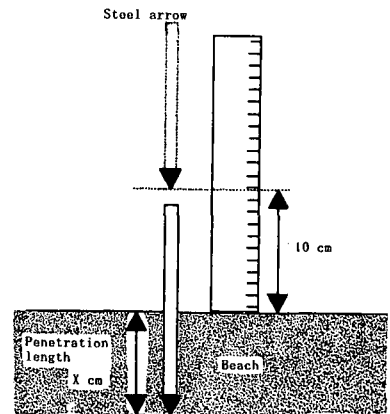
地形変化の数値計算内で、空隙率が空間的に変化していないとして計算すると、底質の連続式から明らかなように、局所的に漂砂量が数割り変化する可能性もあり、その結果求まる地形の精度も低下する。例えば、同一漂砂量の下で、空隙率が0.4から0.2になった場合では3割以上も求まる水深変化に違いが生じる。そのためにも、空隙率が空間的にも時間的にも不変であるのか確かめる必要がある。

空隙率の測定を行なうには、例えば、液体窒素を用いて所定の海浜部を凍らせ、サンプルを採集し、空隙率の測定を行なうというような手法を用いるが、海浜断面上の多点において、しかも異なる時間に実施する事は、時間・労力の制約により困難である。しかも本実験以前に、空隙率が空間的に大きく異なるか定量的に分かっていなかったこともあり、計測の第一段階として、まず空隙率の分布を別の簡便な方法で測定・類推する事を考えた。

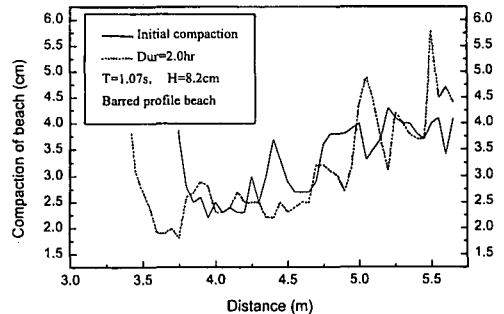
前述したように、空隙率と海浜の締り度は密接な関係を持っている。そこで、本研究では、海浜の締り度を空

間的に密に、しかも波作用前後で計測し、空隙率の分布を類推しようとした。そこで、図—6に示すように、ポイントゲージの先端を海浜斜面上10 cmの位置から落下させ、砂面への針の貫入量を計測した。計測は、初期海浜断面上と、波浪作用後の海浜でそれぞれ1 cm間隔で行なった。その計測結果を図—7と8に示す。侵食・堆積ケースともに、波の作用が及ばず地形変化が生じていなかった海浜上部では、実験開始前、開始後において締り度の計測値がほぼ一致しているので、締り度の測定誤差は小さい事が分かる。また、1/10と1/20の一樣海浜模型設置時に、水路内の砂を十分攪拌した上で、こてで所定の形に成形したにもかかわらず、初期海浜で既に岸沖方向に大きな締り度の空間変動を示している。

さて図—7に示す侵食地形上では、汀線付近で侵食されて、底質が沖向き漂砂により堆積した砂州付近では貫入値が波浪作用前後で大部小さくなっている。これは、この付近の締り度が高まった事を示す。逆に、侵食された汀線近傍では、貫入値が波浪作用前に比べて大きくなっており、締り度が低下し砂浜が緩くなった事を示す。一方、図—8に示す堆積地形上での締り度は、底質が遡上波の作用により堆積したバーム付近で波作用前に比べて



図—6 海浜の締り度の計測法



図—7 侵食地形における締り度の分布

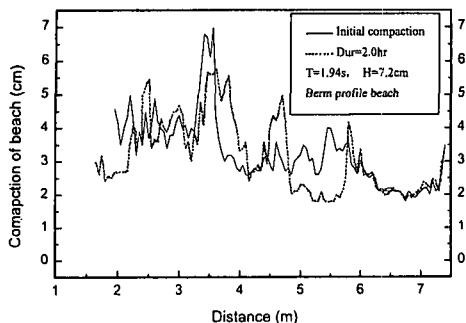


図-8 堆積地形における締り度の分布

高くなっている。また、バーム前面の侵食部では締り度が小さくなる傾向がある。加えて、沖浜に底質が一部堆積しているあたりでも、締り度が波作用前に比べて高くなっている。このように本実験では、砂が堆積するバーやバームで締り度が高くなる傾向にある。これは、底質が堆積する時に碎波に伴う激しい流速変動や、遡上波に伴う流速変動で砂粒子が前後にゆすられ互いに締るためとも考えられる。また、侵食部で砂が緩くなる傾向にある原因は確定できないが、一因として初期海浜模型成形時に砂表面を均一にするために金でこで押し固めて行くために、表層の締った部分が侵食されると、見かけ上、下層の緩い砂層が現われたためかもしれない。あるいは、堆積域とは異なる底面近傍の速度場とも関連するかもしれないが、締り度の変化を引き起こす物理機構についてはまだ明らかではない。

さて、本実験の様に混合粒径でなく単一粒径の底質を用いて海浜模型を設置し、波浪を作用させた場合には、バーやバーム付近で海浜が締る事が分かった。これは、言い換えるとバーやバーム付近では空隙率が小さくなる事を示す。従って、空隙率の空間・時間分布を考慮しない現在の漂砂量補正方法では、この付近の岸沖漂砂量を過小評価している事になる。そのために、数値計算から求まる岸沖漂砂量と観測される漂砂量の比較を行なう場合には、特にバーやバーム付近で注意が必要である。さらに今後、水理実験で得られる地形変化から求まる岸沖漂砂量を補正する場合には、空隙率の空間分布を考慮しなければならない事が分かる。他方、沿岸砂州の締り度が高いという事は、入射波浪に伴う外力に対する底質移動の抵抗性がこの付近ではより高くなる事を示すと考えられ、これは一種の砂州の自己防御機能の一つと考えられる。

5. あとがき

本研究では、まず岸沖漂砂量の2つの補正方法について考察した。次いで、岸沖漂砂量を求める場合の空隙率一定の仮定が適切であるか調べるために、海浜の締り度を計測した。主要な結論は以下の様になる。

(1) 岸沖漂砂量の補正を行なう場合、誤差を水深変動量に比例して分配する1番目の方法が適切と思われる。ただし、補正した岸沖漂砂量分布から水深変化を逆算する場合に、実測した水深変化量と若干差が出るが、水深変化量は漂砂量の勾配に比例するのでその違いは大きくない。

(2) 空隙率に関連する締り度の分布は、空間的・時間的に顕著な変動を示す。そのために、底質の連続式の重要なパラメータである空隙率が一定であるという仮定は、再検討されるべきである。また、均一な単一粒径の底質を用いた場合、バーやバーム付近で波の作用により砂浜表面が締る事から、この辺りでは空隙率が小さい事が分かる。そのために、空隙率の分布を考慮しないと、バーやバーム付近の岸沖漂砂量を、過小評価していることになる。

さて、本研究では、空隙率の代りに締り度を計測して間接的に空隙率の分布に関する考察を行なう事にした。しかし、今後はこの締まり度と空隙率の関係を線形なのか非線形なのかを含めて明らかにすべきと思われる。また、養浜などを行なう場合にも砂浜表面の締り度を変化させる事により漂砂量のコントロールができる事は明らかであるので、地形変化量の制御法として、締り度を用いる事も検討すべきである。ただし、締り度を変化させる事はそこに生息できる間隙生物の種を人為的に変化させるために、環境保全の面から生物との関りを検討する必要もある。加えて、現地の混合砂からなる海浜においては、堆積時には粒径の粗いものから汀線近傍に堆積するために一般にバーム付近は締り度が緩い事が多い。そのために、混合砂を用いて海浜の締り度の実験を行なう事も必要であると思われる。

参考文献

- 伊藤立則 (1985): 砂の隙間の生物たち—間隙生物学入門—, 海鳴社, 241 p.
- 渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・柳山 勉 (1985): 構造物設置に伴う三次元海浜変形の数値予測モデル, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 406-410.
- 西隆一郎・大見真治・佐藤道郎・宇多高明・N. C. Kraus (1996): 海浜と砂丘の締り度に関する研究, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 981-685.