

波打ち帯の侵食・堆積過程に及ぼす前浜地下水の流動特性

宮武 誠¹・藤間 聡²

¹正会員 博(工) 日本データサービス株式会社(〒065-0016 札幌市東区北16条東19丁目1番14号)

²フェロー 工博 室蘭工業大学 建設システム工学科(〒050-8585 室蘭市水元町27番1号)

本論文は、汀線後退や前浜勾配の急峻化といった波打ち帯の侵食現象に及ぼす前浜地下水の流動特性を海浜変形実験及び数値解析により解明したものである。海浜変形実験では、遡上・引き波に伴い砂層表面で生じる地下水流を実験データに基づき構築した数値モデルにより解明し、この地下水の浸透・浸出流束分布特性から、遡上波掃流のみでは評価できない侵食性から堆積性へと移行する波打ち帯の岸沖漂砂量とその向きを定性的に評価できることを示している。また、遡上波と浸透流を接続させた数値解析では、前浜地下水位の上昇により砂層全域で発生する沖向きから上向きに向かう定常飽和浸透流が、長期間における前浜域の侵食過程に無視できないことを指摘している。

Key Words: infiltration-exfiltration, phreatic surface, groundwater flow, sediment transport, runoff waves

1. はじめに

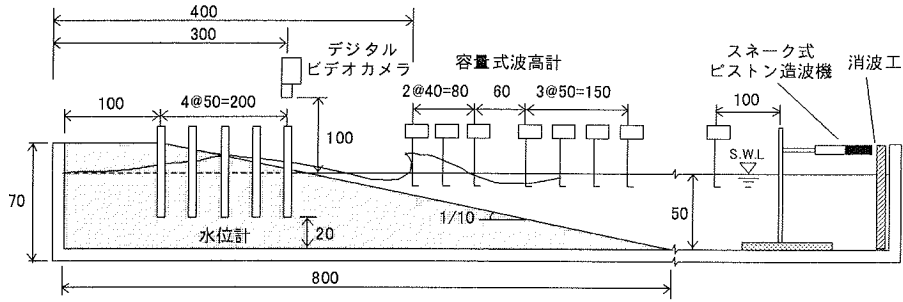
侵食海岸に海浜保全対策を講ずるにあたり、その工法の選定には模型実験による検討に加え、数値解析法が普及しつつあり、その予測精度の向上が求められている。特に波打ち帯の海浜変形は、汀線後退や前浜勾配の急峻化といった侵食現象に影響を及ぼすため、その特性の解明は海浜保全上、急務な課題である。そのためには、遡上・引き波に伴う前浜砂層内の地下水流動を考慮に入れた水理現象を把握することが不可欠である。地下水流動を考慮に入れた波打ち帯の遡上波特性や漂砂移動に関する研究は、過去に数多く行われている。例えば Butt¹⁾は、大潮海岸の現地観測データに基づき、地下水の浸透・浸出効果を考慮した Turner・Masselink²⁾の修正シールズ数を用いて、波打ち帯の漂砂の向きに影響を及ぼす底質砂の限界粒径について考察している。また、Hoque・浅野³⁾は、波浪変形と浸透流を結合させた数値モデルを構築し、波打ち帯における漂砂量の定量的評価を試みている。

しかし、上記の研究は主として波打ち帯の飽和砂層域を対象としたものであり、遡上斜面における侵食・堆積過程に重要だと思われる不飽和砂層域の水分保湿度が考慮されていない。

本研究では、波打ち帯の海浜変形に及ぼす地下水流動特性として、遡上波の変動水圧により不飽和領域の砂層表面で交替的に生じる地下水の浸透・浸出流及び、それに伴い発生する前浜地下水位の上昇に着目し、それらが寄与する程度を海浜変形実験及び数値解析から解明する。侵食性及び堆積性の砂浜海岸を想定した海浜変形実験では、波打ち帯の遡上波水位や海浜変形に加え、地下水位変動や砂浜内の水分保湿度状態を測定し、波打ち帯の漂砂移動に及ぼす砂層表面の浸透・浸出流の影響を考察する。また、遡上波と連成させた飽和・不飽和浸透流解析では砂層全域の浸透流を対象とし、前浜地下水位の上昇により波打ち帯の侵食過程に影響を及ぼす浸透流速・流向を解明する。

2. 波打ち帯の海浜変形と浸透流に関する実験

実験は図-1に示すスネーク式ピストン造波機を有する長さ20m、幅8m、高さ70cmの3次元水槽内に長さ8m、高さ70cm、後浜天端1mを有する斜面勾配1/10の砂浜模型を作製して行った。砂浜模型の底質材料は中央粒径 $d_{50}=0.1\text{mm}$ 、比重 $s=2.68$ の珪砂を用い、同砂の飽和透水係数は $K=1.44 \times 10^{-2}\text{cm/s}$ である。入



(単位 : cm)

図-1 模型実験の概要図

表-1 入射波の波浪条件

実験名	波高 H_0 (cm)	周期 T (sec)	波形勾配 H_0/L_0	実験終了時汀線の状況	砂州の有・無	バームの有・無	定数Cによる汀線の評価
Run-1	11.0	1.0	0.071	後退	あり	なし	後退
Run-2	11.0	1.2	0.049	後退	あり	なし	後退
Run-3	11.0	1.4	0.036	後退	あり	なし	後退
Run-4	11.0	1.6	0.028	後退	あり	なし	後退
Run-5	11.0	1.8	0.022	後退	なし	なし	後退
Run-6	5.5	1.4	0.018	後退又は前進	なし	あり	後退又は前進
Run-7	5.5	1.8	0.011	後退又は前進	なし	あり	後退又は前進
Run-8	5.5	2.5	0.0056	前進	なし	あり	後退又は前進
Run-9	5.5	4.0	0.0022	前進	なし	あり	後退又は前進

射波はすべて規則波とし、沖波波高及び周期を表-1に示す。沖波波長 ($L_0=1.56T^2$) に対する沖波波高 H_0 の比を表す波形勾配 H_0/L_0 は、侵食性海浜から堆積性海浜が出現するよう同表中のように順次低下させた。

入射波の作用時間は120分間とし、砂浜斜面上の水面変動、波打ち帯の遡上波先端水位、砂浜内の地下水位変動を0.2秒間隔で同時に測定した。砂浜斜面上の水面変動は、水槽左端より岸沖方向距離400 cm~690 cm区間に設置した7本の容量式波高計により測定した。波打ち帯の遡上波先端水位は、静水時汀線より鉛直上方1 mに設置したデジタルビデオカメラにより撮影し、5 mm間隔の直交格子を用いて読定した。砂浜内の地下水位は、直径10 cmの塩化ビニール管を水槽床部から20 cmの深さに埋設し、その管内に形成される水面を水位計を用いて測定した。塩化ビニール管の先端部には、砂混入防止のため、フィルタ材で被覆した。地下水位の測定位置は、水槽左端より岸沖方向距離100 cm地点から静水時汀線の区間に50 cm間隔に設置した5地点とした。前浜域の海浜変形は、計測台車上に設置した砂面計を用いて、沿岸方向に設けた3測線上で測定し、後述の縦断地形変化及び漂砂量の算定には、3測線の平均値を用いた。

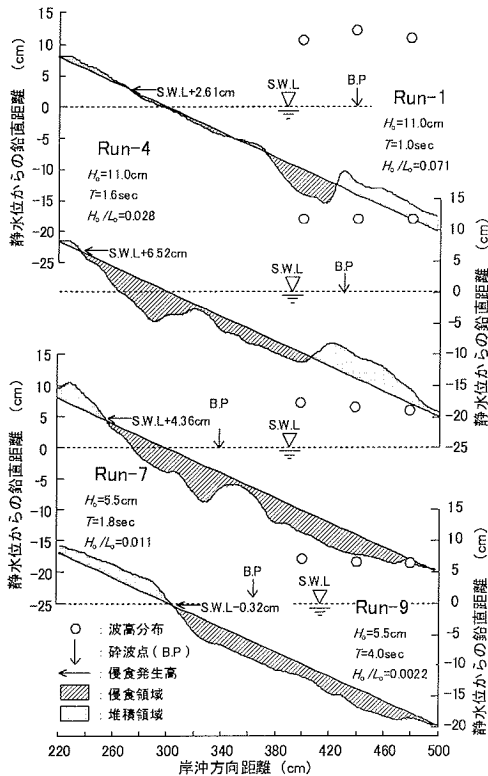


図-2 実験開始20分後の縦断地形変化

3. 入射波の波形勾配による波打ち帯の海浜変形過程

表-1 中には実験終了時の縦断地形変化から得られた海浜変形の状況及び、本実験の妥当性を検証するため堀川ら⁴⁾の定数Cによって評価した汀線の前退・後退を表示する。本実験において、前浜域では入射波の波形勾配の減少に伴い、汀線の後退する侵食性海浜から、汀線の前退する堆積性海浜へと移行し、定数Cによる汀線の評価とほぼ一致することが認められる。ここでは、更に入射波の波形勾配による波打ち帯の海浜変形の状況をRun-1, 4, 7, 9を用いて詳細に考察する。

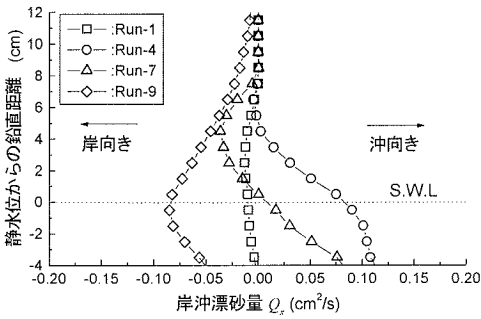


図-3 縦断地形変化量から得た岸沖漂砂分布

図-2は漂砂活動が活発な実験開始20分後の縦断地形変化を示し、同図中の点線は、静水位を表示する。全てのケースにおいて、点及び斜線でハッチングした堆積領域と侵食領域との間には、砂収支の平衡が保たれていない。これは、波の作用により巻き上げられた底質砂が浮遊砂となり沖側に流失したことに起因する。ケース中最も波形勾配の大きいRun-1の場合、同図中の丸印(O)で示した波高分布において、砕波点より岸側での波高減衰は著しく、波エネルギーの逸散は砕波帯に集中する。そのため、砕波帯での洗掘が卓越し、それより沖側には砂州の形成が認められる。これに対しRun-4の場合、Run-1の場合と同様に沖側に砂州が形成される。しかし、波形勾配を減少させた結果、Run-1の場合に比べ砕波による波高減衰は小さくなり、波エネルギーの逸散は砕波帯から波打ち帯までの広範囲に及ぶ。そのため乱れを伴う遡上波が波打ち帯の侵食深を増大させ、最大洗掘深の発生位置は砕波帯から静水時汀線付近に移動する。同図中の矢印(←)は斜面上の侵食発生高さを示す。Run-4における侵食は、Run-1よりも後浜の更に高い位置から発生する。以上の結果、Run-1からRun-4へと波形勾配を減少させると、砕波帯で卓越していた侵食は波打ち帯に移動する。

Run-7, 9は波形勾配をRun-4よりも更に減少させた場合を示す。Run-1, 4の場合に生じた沖側の堆積は岸側に移動し、波打ち帯での侵食深及び侵食発生高さをともに減少させる。この岸側に形成されるバームは波形勾配の減少に伴い、後浜から静水時汀線付近まで拡大し、波作用時汀線を前進させる。この結果、Run-4よりも更に波形勾配を減少させると、波打ち帯の侵食はほぼ停止し、堆積性海浜へ移行する。

図-3は図-2の縦断地形変化量から下記の漂砂に関する連続式を用いて、岸沖漂砂量を推定したものである。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial Q_s}{\partial x} \quad (1)$$

ここに、 h は静水位から砂層地盤までの鉛直距離、 λ は空隙率、 Q_s は岸沖漂砂量、 x は静水時汀線を原点とし、沖方向に正をとった水平座標を表す。岸沖漂砂量は式(1)を差分化し、沖側に流失した浮遊砂量を砂浜法先部に与えて計算する。同図中にはRun-1, 4, 7, 9の場合を表示する。波形勾配の最も大きいRun-1の場合、波エネルギーは砕波帯でほぼ消散するため、遡上波掃流により波打ち帯で発生する岸沖漂砂は微小となる。これに対しRun-1からRun-4へと波形勾配を減少させた結果、波打ち帯の岸沖漂砂は後浜から静水時汀線付近に向かって沖向きに増大する。これは乱れを伴う遡上波掃流が作用し、遡上時に巻き上げた底質砂を引き波時に沖側に流失させた結果、波打ち帯に大規模な洗掘が発生したことを示唆している。一方、Run-4よりも更に波形勾配を減少させたRun-7, 9の場合、沖向きに卓越していた静水時汀線付近の岸沖漂砂は徐々に減少し、その向きを岸向きに転じる。この結果、後浜斜面上には底質砂が堆積し、汀線の前進する堆積性海浜に移行する。

4. 波打ち帯の漂砂移動に及ぼす砂層表面の浸透・浸出流の影響

本章は、波打ち帯の侵食が進行する侵食性海浜から汀線の前進する堆積性海浜に移行する波打ち帯の岸沖漂砂量とその向きに関し、砂層表面で生じる浸透・浸出流が寄与する程度を定量的に評価する。

(1) 砂層表面における地下水の浸透・浸出流特性

始めに実験で得られた遡上波先端水位及び前浜地下水水位の観測値を用いて、斜面方向に作用する遡上波先端流束及び斜面と垂直方向に作用する地下水の浸透・浸出流束を算定する。本章において流束は単位面積当りの流量を示し、流速で取り扱った場合に流向の異なる遡上波先端流束と地下水の浸透・浸出流束との流量収支をとることが可能となる。

砂浜を透過斜面と考えた場合の遡上波先端流束は、スカラー量として取り扱うエネルギー方程式を用いて算定する。摩擦や乱れによる遡上波エネルギーの損失は、解析に用いる観測値にその効果が含まれている。そのため図-4において、 N 波目の入射波が遡上する時(同図C点)、静水位から遡上波先端までの高さを η_N とすると、 N 波目の遡上波先端が最大到達点(同図A点)に達した時の静水位からの高さ η_{Nmax} との間には、下記のエネルギー方程式が成立する⁵⁾。

$$\frac{q_w^2}{2} + g\eta_N = g\eta_{Nmax} \quad (2)$$

ここに、 g は重力加速度、 q_w は透過斜面の遡上波先端流束を示す。透過斜面の遡上波先端流束は、砂浜斜面を不透過とした場合の遡上波先端流束を地下水の浸透・浸出流束によって減少あるいは増加させるものとして以下のように取り扱う。

$$q_w = \begin{cases} q_{0r} + w_r \cdots \text{遡上時} \\ q_{0b} + w_b \cdots \text{引き波時} \end{cases} \quad (3)$$

ここに、 q_0 は不透過斜面の遡上波先端流束、 w は砂層表面における地下水の浸透・浸出流束を示し、下添え字 r 及び b はそれぞれ、遡上時及び引き波時を表示する。不透過斜面の遡上波先端流束は遡上時及び引き波時でともに正とし、地下水流束は、遡上時の浸透流束を負、引き波時の浸出流束を正とする。

地下水の浸透・浸出流束は、斜面上の地下水位 (同図 D 点) より上部を不飽和部、下部を飽和部として、下記の連続式を用いて算定する。

$$w = -S_y (\psi_N) \frac{\partial \psi_N}{\partial t} \quad (4)$$

ここに、 $S_y(\psi_N)$ は砂層内外に浸透・浸出する割合を示す比浸出量、 ψ_N は斜面上の地下水位から遡上波先端水位までの高さを表す毛管水頭である。不飽和部に対する比浸出量の算定は、図-5 に示す土柱法より得た水分保持特性曲線を用いる。同図中の実線及び点線は、下記の Van-Genuchten の式⁶⁾において、

$$\theta = \theta_s + (\theta_s - \theta_r) \left\{ \frac{1}{1 + (a|\psi_N|)^n} \right\}^m \quad (5)$$

飽和水分量 θ_s 、残留水分量 θ_r 、定数 a, m, n を Powell の共役勾配法⁷⁾により同定したものを示し、同図中にはその同定値を表示する。これより不飽和部の比浸出量は、飽和水分量 θ_s と毛管水頭 ψ_N に対する水分量 $\theta(\psi_N)$ との差として、下式を用いて算定する。

$$S_y(\psi_N) = \theta_s - \theta(\psi_N) \quad (6)$$

ここに、水分量 $\theta(\psi_N)$ は、遡上時において吸水過程、引き波時には排水過程の値を用いる。

図-6 は、実験開始 20 分後の遡上高と不透過斜面における遡上波先端流束の関係を示す。同図 (a) 及び (b) は、それぞれ波打ち帯の侵食及び汀線の前進が顕著である Run-4 及び Run-9 の場合を表示する。両ケースにおいて、遡上時及び引き波時の遡上波先端流束は、遡上高の増加に伴い減少し、遡上波の最大到達地点で零となる。静水時汀線付近の遡上波先端流束は遡上時及び引き波時でともに、Run-4 の場合よりも波形勾配の小さい Run-9 の場合に大きな値となる。これは碎波帯での波エネルギーの逸散量が波形

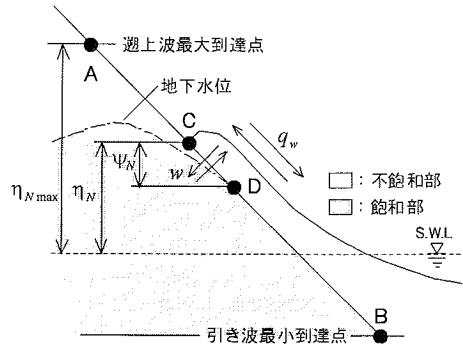


図-4 波打ち帯の水理モデル概要図

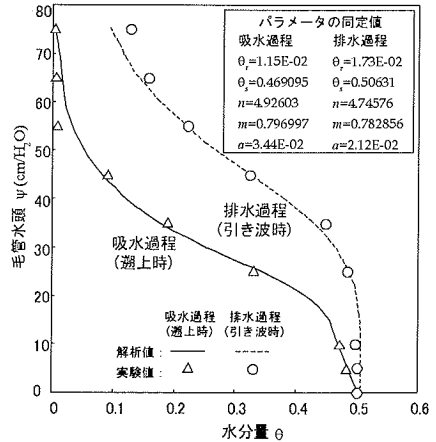


図-5 水分保持特性曲線

勾配の減少に伴い減少したことに起因する。

図-7 は、実験開始 20 分後の Run-4 及び Run-9 における遡上高と地下水の浸透・浸出流束の関係を示す。遡上時に生じる浸透流束は、両ケースともに遡上高の増加に伴い、その絶対値は増大する。これに対し引き波時の浸出流束分布は、Run-4 と Run-9 との間に明確な差異が認められる。Run-4 の場合、浸出流束は引き波方向に向かって増加し、静水時汀線付近で最大となる。この結果、静水時汀線付近では浸出流束が、浸透流束の絶対値に比べ大きな分布となる。この浸出流束により砂層表面には、上向きの揚力が働き、浮遊砂の発生を助長させる。以上の水理現象は、前出の図-2 に示した縦断地形変化において波打ち帯の侵食を卓越させた要因の一つであると考えられる。一方、Run-9 の場合の浸出流束は、浸透流束の絶対値が最大となる高さよりも下方において、ピークが認められる。この浸出流束のピーク値と浸透流束の最大値を比較すると、浸出よりも浸透の方が大きくなる。静水時汀線より上方の砂層表面では、地下

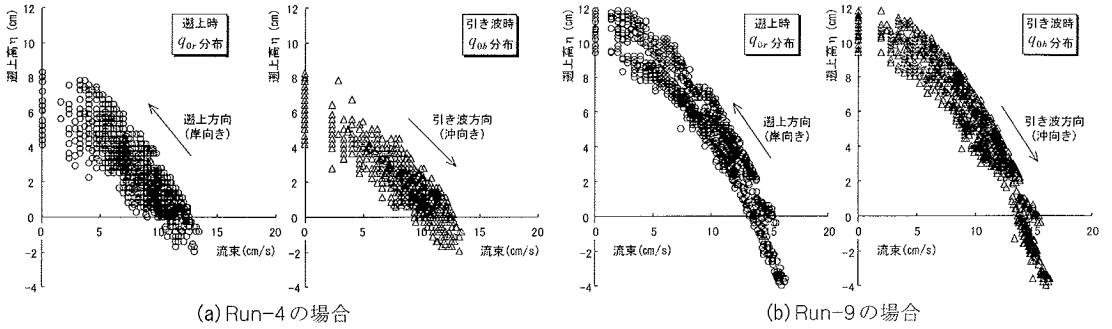


図-6 遡上時及び引き波時における不透過斜面の遡上波先端流束分布

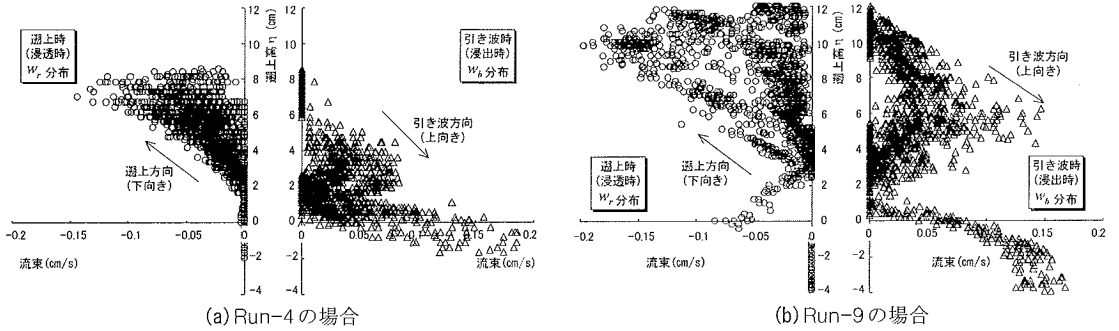


図-7 遡上時及び引き波時における地下水の浸透・浸出流束分布

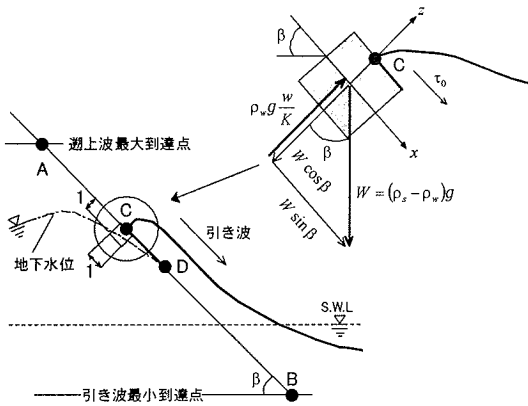


図-8 遡上波先端部の力に関する平衡関係

水が浸透方向に卓越したため、下向きの力が作用し、浮遊砂の発生及び沖側流失を軽減させる。この結果、後浜から静水時汀線付近に至る区間には、浮遊砂が堆積したものと考えられる。

以上の結果、砂層表面における地下水の浸透・浸出流束は、遡上波先端流束に比して2オーダー程度と微小となり、遡上波による掃流力を増加あるいは減少させる効果は小さい。しかし、地下水の浸透・浸出流束分布特性は波打ち帯の海浜変形過程の傾向とよく一致することが認められる。これより地下水の浸透・

浸出流によって下向き及び上向きに作用する力は、前浜砂層の安定・不安定化に寄与し、波打ち帯の漂砂移動に影響を与えているものと推定される。

(2) 浸透・浸出による前浜砂層の安定・不安定化

本節では、地下水の浸透・浸出が前浜砂層の安定・不安定化に寄与する程度を解明し、波打ち帯の侵食・堆積過程に及ぼす影響を考察する。

図-8は浸出流により砂層表面に加わる浸透力と斜面上の砂粒子自重との力の平衡関係を示す。斜面流下方向にx軸，地下水の浸出方向にz軸をとると、単位面積あたりの浸出流束による浸透力と砂粒子の水中自重との間には、下記の力に関する平衡式が成り立つ。

$$\tan \Theta = \frac{-(\rho_s - \rho_w)g \sin \beta}{-(\rho_s - \rho_w)g \cos \beta + \rho_w g \frac{w}{K}} \quad (7)$$

ここに、 Θ は摩擦角、 β は斜面勾配、 ρ_s は砂粒子の密度、 ρ_w は水の密度、 g は重力加速度、 w は砂層表面で生じる地下水の浸出流束、 K は飽和透水係数を示す。式(7)に実験砂の摩擦角 $\Theta=30.7^\circ$ 及び密度 $\rho_s=2.68\text{g/cm}^3$ 、水の密度 $\rho_w=1.0\text{g/cm}^3$ 、斜面勾配 $\beta=5.67^\circ$ をそれぞれ代入し、透水係数で無次元化した地下水流束 w/K について求めると、前浜砂層が安定な状態を保つことので

きる限界は下記のように得る.

$$\frac{w}{K} = \cos \beta \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} g \right) \left(1 - \frac{\tan \beta}{\tan \Theta} \right) \approx 1.7 \quad (8)$$

これより, 前浜砂層は浸出流束が透水係数の1.7倍以上の時点で不安定な状態となる.

図-9は, Run-4における無次元浸透・浸出流束分布と前出の図-2で示した縦断地形変化を比較したものを示す. 同図(a)中の点及び斜線でハッチングした領域は, 地下水の浸透・浸出流により前浜砂層がそれぞれ安定・不安定な状態を示す. 前浜砂層は遡上高の増加に伴い, 不安定な状態から安定化に向かう. 同図(b)において, 後浜に形成された小さな堆積は, 最大遡上高付近で遡上波先端流束が減速し, 浸透流束の絶対値が最大となった結果, 前浜砂層が安定化したことに起因する. 同図(a)中の実線, 点線及び一点破線はそれぞれ侵食発生高, 斜面上の地下水位上昇高及び最大遡上高を示す. 後浜斜面上の侵食は, 最大遡上高と地下水位上昇高との間から発生し, その高さは引き波時の浸出流束により前浜砂層が不安定な状態になる高さにほぼ一致する. また, 地下水位上

昇高よりも下方の前浜砂層では侵食深が急激に増大していることが認められる. これよりRun-4における波打ち帯の大規模な洗掘は, 前浜地下水位の上昇により砂層内に飽和領域が形成され, 底質砂自重が低下すると同時に, 引き波時の浸出流が前浜砂層を不安定な状態にさせたことに起因する.

図-10はRun-9における無次元浸透・浸出流束分布と縦断地形変化の比較を示す. 同図(b)において, 後浜に生じるバームの堆積深は, 遡上高の減少に伴い増加し, 地下水位が上昇した高さでほぼ最大となる. しかし, 同図(a)において地下水位よりも上部の後浜砂層では, 浸出流束により不安定な状態となり, この領域で侵食が生じるRun-4の場合とは相違する結果となる. これは, 砂層の不安定化がRun-4の場合に比べ, 地下水位上昇高よりも更に高い不飽和砂層域で発生するため, 水分量の減少に伴い, 底質砂自重の低下が軽減されると同時に, この領域における浸透流束の絶対値が浸出流束よりも大きくなることに起因する. 一方, 地下水位上昇高よりも下方の砂層において, 堆積深は, 底質砂自重の低下により徐々に減少し, 浸出流束により不安定な状態となる静水時汀線より下方の砂層では侵食に転じている.

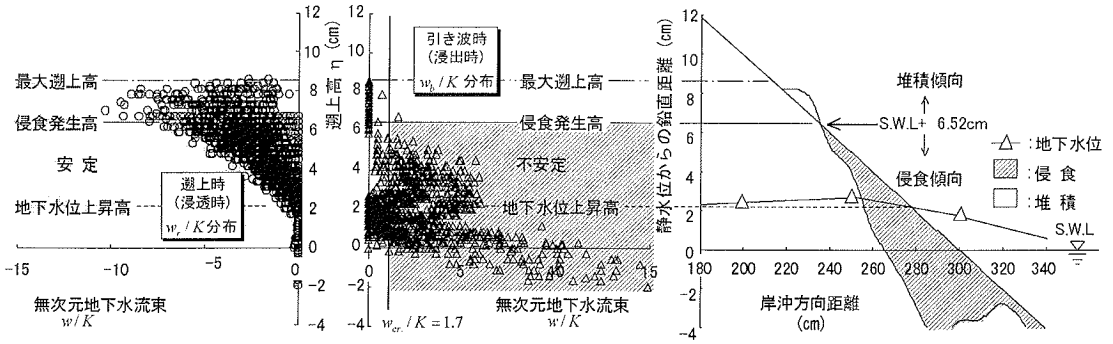


図-9 Run-4における無次元地下水流束分布と縦断地形変化の比較

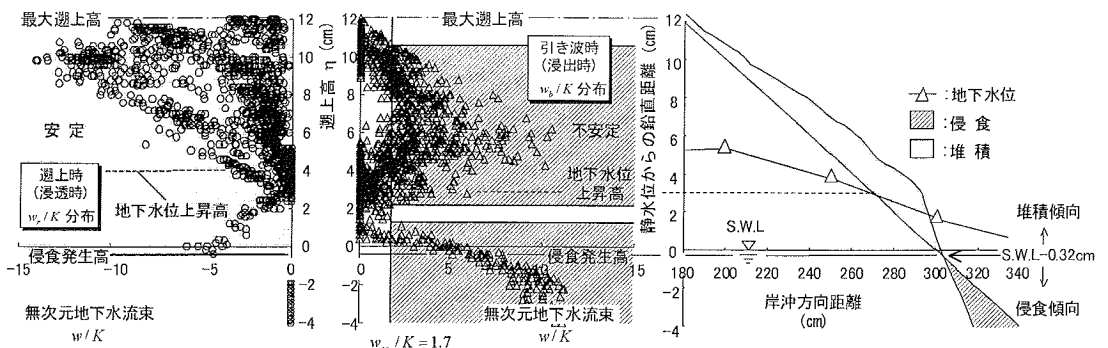


図-10 Run-9における無次元地下水流束分布と縦断地形変化の比較

以上の結果、前浜地下水水位の上昇及び地下水の浸透・浸出流による前浜砂層の安定・不安定化は、波打ち帯の侵食・堆積過程に大きく影響を及ぼしているものと推定される。

(3) 浸透・浸出流を考慮した遡上波掃流力

本節は、遡上波掃流力に前述した地下水の浸透・浸出流による砂層の安定・不安定化効果を考慮した透過斜面の無次元掃流力を算定し、波打ち帯の岸沖漂砂量とその向きに及ぼす影響を考察する。

前出の図-8において砂浜斜面を不透過と考えた場合、遡上波先端部(同図C点)に作用する遡上波掃流力は、以下のShieldsによる無次元掃流力により評価する。

$$\Phi_0 = \frac{\tau_{0Net}}{(\rho_s - \rho_w)gd_{50}} = \frac{q_{0Net}}{(s-1)gd_{50}} \quad (9)$$

ここに、 Φ_0 は斜面方向に働く不透過斜面の無次元掃流力、 τ_{0Net} は不透過斜面上の砂粒子に作用する遡上波掃流力の正味量、 q_{0Net} は不透過斜面における遡上波先端流束の正味量、 g は重力加速度、 s は砂粒子の比重($=\rho_s/\rho_w$)、 d_{50} は砂粒子の中央粒径を示す。不透過斜面における遡上波先端流束の正味量は、前出の図-6に示した遡上時及び引き波時における遡上波先端流

束分布の値を用いて、以下のように算定する。

$$q_{0Net} = q_{0b} - q_{0r} \quad (10)$$

ここに、 q_{0b} は引き波時の遡上波先端流束、 q_{0r} は遡上時の遡上波先端流束を示す。正味の遡上波先端流束は、正の場合において斜面流下方向、負の場合は斜面遡上方向を表す。

一方、地下水の浸透・浸出流による砂層の安定・不安定化効果は、浸透力を砂粒子の水中自重で除した以下の無次元揚力により評価する。

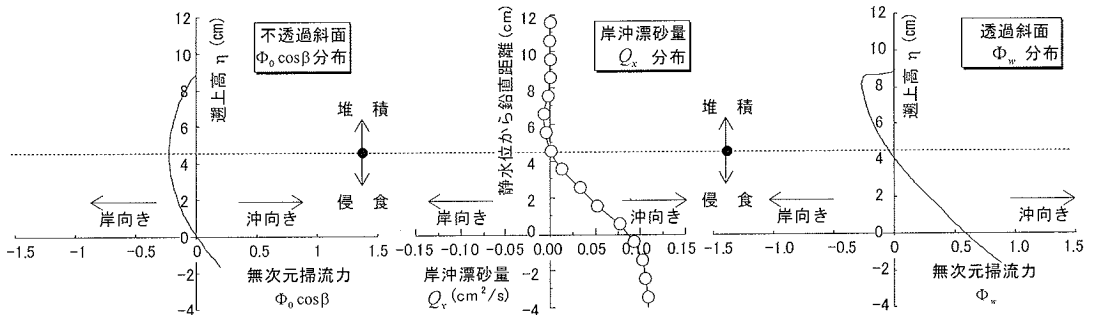
$$\Phi_s = \frac{w_{Net}}{K} \cdot \frac{1}{\cos\beta} \cdot \left(\frac{\tan\Theta}{\tan\Theta - \tan\beta} \right) / (s-1) \quad (11)$$

ここに、 Φ_s は斜面と垂直方向に働く無次元揚力、 w_{Net} は正味の地下水流束を示す。正味の地下水流束は、前出の図-7に示した地下水の浸透・浸出流束分布の値を用いて、以下のように算定する。

$$w_{Net} = w_b + w_r \quad (12)$$

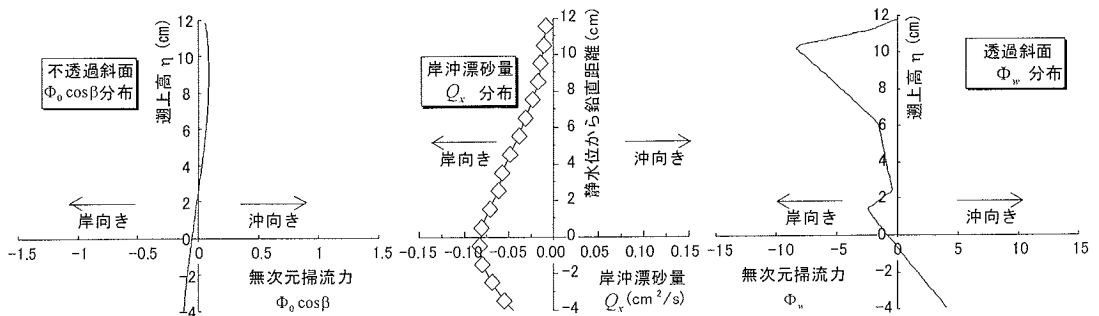
ここに、 w_b は引き波時に生じる浸出流束、 w_r は遡上時に生じる浸透流束を示す。正味の地下水流束は斜面と垂直向上向き方向を正とし、下向きの場合は負を示す。

地下水の浸透・浸出流を考慮に入れた透過斜面の無次元掃流力 Φ_w は、斜面方向に働く不透過斜面の無次元掃流力 Φ_0 及び斜面と垂直方向に働く無次元



(a) 不透過斜面の無次元掃流力 (b) 岸沖漂砂分布 (c) 透過斜面の無次元掃流力

図-11 Run-4における無次元掃流力分布と岸沖漂砂分布の比較



(a) 不透過斜面の無次元掃流力 (b) 岸沖漂砂分布 (c) 透過斜面の無次元掃流力

図-12 Run-9における無次元掃流力分布と岸沖漂砂分布の比較

揚力 Φ_y を用いて、前出の岸沖漂砂と同一軸上である水平方向成分の和として以下のように評価する。

$$\Phi_w = \Phi_o \cos \beta + \Phi_y \sin \beta \quad (13)$$

ここに、透過斜面の無次元掃流力は、正の場合において沖向き、負の場合には岸向きを表す。

図-11はRun-4の場合における不透過及び透過斜面の無次元掃流力と前出の図-3に示した岸沖漂砂分布を比較したものである。不透過斜面の無次元掃流力は、水平方向成分を表示する。同図(b)に示す波打ち帯の岸沖漂砂は遡上高の減少に伴い、その向きを岸向きから沖向きへと転じる。同図中の点線はその境界を示し、点線より下方の砂層では静水時汀線付近に向かって、岸沖漂砂が沖向きに増大し、波打ち帯に大規模な洗掘を発生させる。同図(a)に示す砂浜斜面を不透過とした場合の無次元掃流力は、遡上高の減少に伴い、その向きを岸向きから沖向きへと転じるものの、その位置は岸沖漂砂分布よりも下方の静水時汀線となる。この結果、遡上波のみを対象とした不透過斜面の無次元掃流力では、侵食性海浜の岸沖漂砂特性を十分に評価できない。同図(c)は地下水の浸透・浸出流を考慮した透過斜面の無次元掃流力を示す。透過斜面の無次元掃流力は遡上高の減少に伴い、その向きを岸向きから沖向きへ転じ、その高さは岸沖漂砂分布にほぼ一致する。同図中の点線よりも上方の砂層において、透過斜面の無次元掃流力は、岸沖漂砂分布よりも堆積傾向をやや過大に評価しているものの、下方の砂層では沖向きに働き、波打ち帯の洗掘が卓越する侵食性海浜の岸沖漂砂分布の傾向とよく一致する。

図-12は、堆積性海浜であるRun-9の場合における不透過及び透過斜面の無次元掃流力と岸沖漂砂分布の比較を示す。同図(a)に示す不透過斜面の無次元掃流力は、静水時汀線より上部の砂層において沖向きに作用し、同図(b)に示す岸向きの岸沖漂砂分布の傾向とは相違する。これは波形勾配の減少に伴い、遡上波が後浜の更に高い位置まで遡上し、引き波時の遡上波先端流束が加速した結果、遡上時に比べ大きくなることに起因する。これに対し同図(c)に示す透過斜面の無次元掃流力は、同図(b)の岸沖漂砂分布と比較すると、その形状に差異が認められるものの、砂浜斜面を不透過として扱った同図(a)よりも堆積性海浜の岸沖漂砂分布を概ね評価することができる。

この結果、地下水の浸透・浸出流を考慮した透過斜面の無次元掃流力は、斜面を不透過として扱った場合に比べ、侵食性から堆積性へと移行する波打ち帯の漂砂特性をより定性的に評価することができる。

図-13は、全てのケースにおける岸沖漂砂量と同

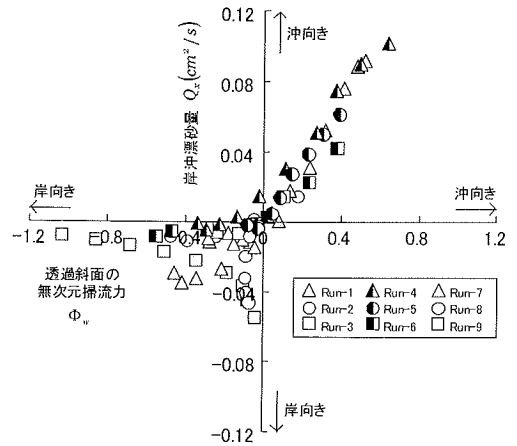


図-13 透過斜面の無次元掃流力と岸沖漂砂の関係

一の遡上高で得られた透過斜面の無次元掃流力との関係を示す。本解析で得た透過斜面の無次元掃流力は、全てのケースにおいて岸沖漂砂の向きを妥当な精度で評価する。波打ち帯の侵食が卓越するRun-4, 5, 6, 7の場合、沖向きに卓越する岸沖漂砂量と透過斜面の無次元掃流力との間にはよい相関が得られる。これに対し、砕波帯の洗掘が卓越するRun-1, 2, 3及び堆積性海浜であるRun-8, 9の場合、透過斜面の無次元掃流力は、岸向きの岸沖漂砂量を過大に評価する傾向が認められる。これは、遡上時の乱れを伴う遡上波による底質砂の巻き上げや浮遊などの水理現象が本解析に考慮されていないため、岸向きを示す透過斜面の無次元掃流力が大きくなったことに起因する。

5. 遡上波と浸透流を連成させた数値解析

本章は、実験では具視化できない前浜地下水位の上昇による砂層全域の地下水流動を遡上波と浸透流を連成させた数値解析により解明し、前浜浸透流が波打ち帯の侵食過程に及ぼす影響を検討する。

(1) 遡上波に関する基本方程式

解析領域は、図-14に示す波浪変形解析領域及び浸透流解析領域から構成される。波浪変形解析領域に用いる基本方程式は、砂浜斜面上の浸透・浸出流による水の収支を考慮に入れた下記の Boussinesq 方程式を用いる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \xi} = w \quad (14)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{Q^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial \xi} = \frac{d^2}{3} \left(\frac{\partial^3 Q}{\partial t \partial \xi^2} \right) \quad (15)$$

ここに、 ξ は図-14においてG点を原点とし、岸沖方向にとった水平座標、 η は水面変動量、 Q は線流量、 w は砂層地盤への浸透・浸出流束であり、前出の式(4)を用いて算定する。 d は静水時水深、 $D(=\eta+d)$ は全水深、 g は重力加速度である。遡上波先端位置(同図E点)の決定は、磯部・藤城⁹⁾の方法を準用し、同図F点からは前出の表-1に示した実験波の沖波波高及び周期を用いて正弦波を入射波させる。

(2) 浸透流に関する基本方程式

遡上波と接続させる浸透流の解析領域は、飽和及び不飽和領域との境界を示す地下水位が遡上波により絶えず変化する砂層全域を対象とするため、基本方程式には、Bearの飽和-不飽和浸透流方程式⁹⁾を用いる。図-14において、D点を原点とする水平方向に x 軸、鉛直上向き方向に z 軸とすると、飽和-不飽和浸透流方程式は、以下ようになる。

$$(U, W) = -K k_r(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x}, \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (16)$$

$$(S_w S_s + C(\theta)) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K k_r(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K k_r(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (17)$$

ここに、 U, W は x, z 軸方向の浸透流速、 K は飽和透水係数、 S_s は比貯留係数であり、それぞれ $K=1.44 \times 10^{-2}$ cm/s、 $S_s=0.0094$ cm⁻¹を与える。 $k_r(\theta)$ は透水係数比、 S_w は飽和度、 $C(\theta)=(d\psi/d\theta)$ は比水分容量、 ψ は飽和領域において圧力水頭($\psi > 0$)、不飽和領域において毛管水頭($\psi < 0$)を示す。不飽和砂層内の比水分容量及び透水係数比の算定に必要な θ - ψ 関係は、前出の図-5に示した水分保持特性曲線の値を用い、透水係数比は下記的一般化Kozeny式¹⁰⁾より算定する。

$$k_r(\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n \quad (18)$$

ここに、 θ_s は飽和水分量、 θ_r は残留水分量であり、べき数 n はIrmay¹¹⁾による3.0を採用する。

(3) 計算方法及び境界条件

遡上波ならびに浸透流に関する基本方程式である式(14)から式(17)の計算には、差分法を用いる。線流量 Q は式(14)を式(15)に代入し、Crank-Nicolson型陰解法により計算する¹²⁾。水面変動量 η は得られた線流量を用いて、式(14)を陰的に解法する。また水頭値 ψ は、式(17)をADI法により計算し、砂層内の地下水位は、

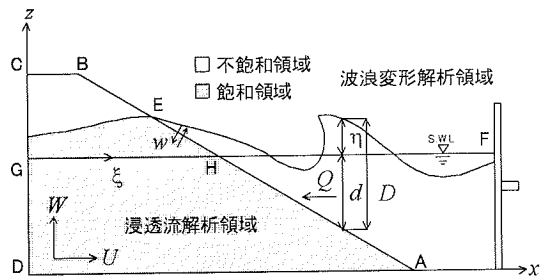
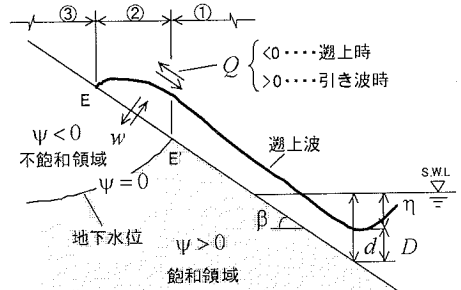
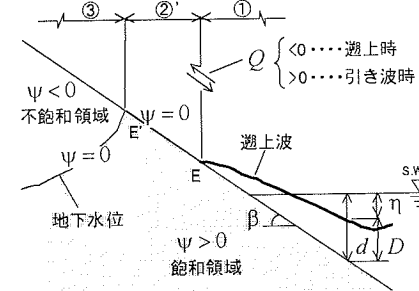


図-14 解析領域及び座標系



(a) 遡上波水位が地下水位よりも上部にある場合



(b) 遡上波水位が地下水位よりも下部にある場合

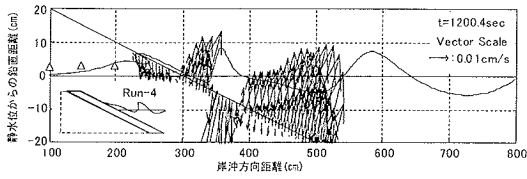
図-15 砂浜斜面の境界条件

得られた水頭値が零となる点を連ねた線として求める。浸透流速 U, W は、各計算点の水頭値を用いて、式(16)を中央差分法させて求める。

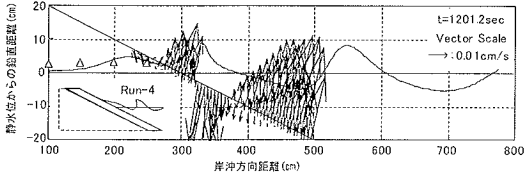
図-14に示す底部(AD面)及び左端(CD面)における浸透流格子点には、境界と法線方向の浸透流速成分を零として与える。砂浜斜面(AB面)の境界は、E点において遡上波水位と地下水位が連続的に変化しないことを考慮して、図-15のように設定する。同図中の①~③に関する斜面境界の浸透流格子点は、以下のように取り扱う。

①飽和境界:遡上波先端水位(同図E点)より下方にある飽和領域の浸透流格子点には、斜面上の全水深 D を圧力水頭 ψ として与える。

②飽和-不飽和境界:遡上波先端水位(同図E点)より下方にある不飽和領域の浸透流格子点には、式(14)で

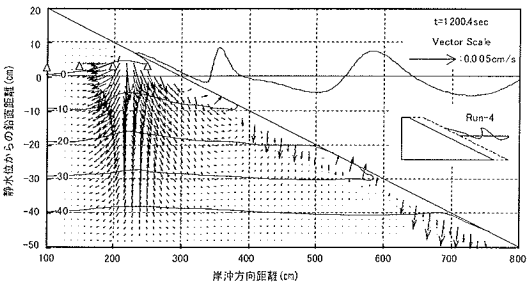


(a) 最大遡上時

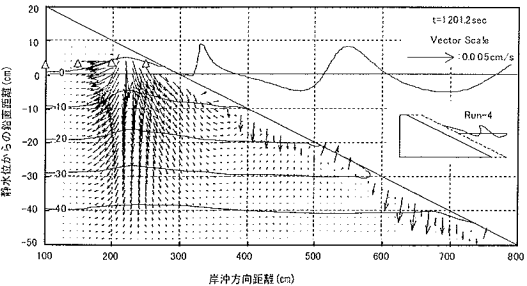


(b) 最小引き波時

図-16 Run-4における砂層表面近傍の非定常浸透流速分布



(a) 最大遡上時



(b) 最小引き波時

図-17 Run-4における砂層内の非定常浸透流速分布

得られた浸透・浸出流束 w を、 x 及び z 軸方向の浸透流速に配分して以下のように与える。

$$U = w \cos(\pi/2 - \beta) \quad (19)$$

$$W = w \sin(\pi/2 - \beta) \quad (20)$$

ここに、 β は斜面勾配を示す。

②' 浸潤面境界: 遡上波先端水位(同図E点)より上方にある飽和領域の浸透流格子点には、圧力水頭 ψ を零として与える。

③ 不飽和境界: 遡上波先端水位(同図E点)より上方にある不飽和領域の浸透流格子点には、斜面上での水の収支はないものとし、 x 及び z 軸方向の浸透流速を零として与える。

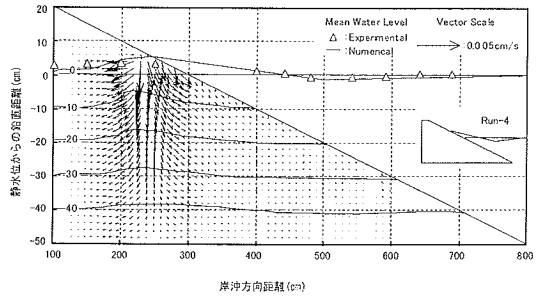


図-18 Run-4における定常浸透流速分布

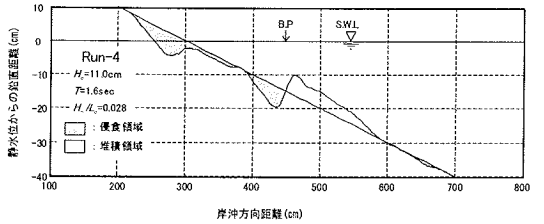


図-19 Run-4における最終縦断地形変化

(4) 地下水位上昇による前浜浸透流の流動特性

波打ち帯の洗掘が卓越するRun-4の侵食現象に關し、前浜地下水位の上昇が及ぼす影響を前浜浸透流の流動特性から考察する。図-16及び図-17は砂層表面近傍及び砂層内における非定常浸透流流速分布を示し、図中の(a)及び(b)は最大遡上時及び最小引き波時を表示する。図-16中の実線で示した地下水位の計算値は、砂層表面近傍において遡上波水位の上昇に追従するが、引き波時の急激な遡上波水位の低下には追従しない。そのため、引き波時の砂浜斜面上には浸潤面が形成される。この砂層表面近傍で生じる地下水位の変動は、地下水位自身の高さを除々に増加させ、図中の△で示した実験値にほぼ一致する高さまで上昇する。この結果、砂層表面近傍で生じる浸透流速は、周りの砂層内に比べ1オーダー程度大きな $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ cm/s}$ 程度となり、前述の実験で求めた砂層表面における地下水の浸透・浸出流束にほぼ一致した結果となる。

一方、砂層内の浸透流は砂層表面近傍とは異なる流動特性を示す。図-17中の実線で示した圧力水頭は、遡上波の波動による影響を受け、砂層表面近傍では変動するものの、後浜側の砂層内では最大遡上時及び最小引き波時による変化は見られない。この結果、遡上波により砂層地盤に伝播される圧力は砂層表面のごく近傍で消散するものと推定される。地下水位の上昇により前浜砂層内では、最大遡上時及び最小引き波時とともに、沖向きから上向きに向かう飽和浸透流が発生する。図-18は、解析で得た水面変動量の時系列を算術平均して求めた平均水位を砂

浜斜面上の圧力水頭として与えた場合の定常浸透流流速分布を示す。この結果を図-17で示した非定常浸透流速分布と比較すると、砂層内の圧力水頭及び浸透流速・流向は、ともにほぼ同一な分布形状となる。この結果、波の遡上運動による前浜浸透流の非定常性は消失しているものと考えられる。図-19はRun-4における実験終了時の縦断地形変化を示す。波打ち帯で生じる局所的な洗掘により前浜勾配が急峻化する区間は、図-17において冲向き及び上向きの飽和定常浸透流の発生する位置にほぼ一致する。

以上の結果、この地下水位上昇によって砂層内で発生する定常浸透流の流速は $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/s程度と微小であり、波1周期間での漂砂移動に与える影響は小さい。しかし、長期間の海浜変形を考えた場合、地下水位の上昇による冲向き及び上向きの定常浸透流の流向は、遡上斜面の崩壊を助長し、前浜勾配を急峻化させる要因の一つになっていると考えられる。

6. 結 論

本研究で得られた結論を要約すると、以下のとおりである。

- (1) 波打ち帯の洗掘が卓越する侵食現象は、地下水位の上昇により前浜砂層内に飽和領域が形成され、底質砂自重が低下すると同時に、引き波時の砂層表面で生じる地下水の浸出流により前浜砂層が不安定な状態になることに起因する。
- (2) 地下水の浸透・浸出による揚力効果を考慮した結果、遡上波掃流のみでは評価できない侵食性から堆積性へと移行する波打ち帯の岸沖漂砂量とその向きを定性的に評価できる。
- (3) 地下水位の上昇により砂層全域で発生する冲向き及び上向きの定常飽和浸透流は、長期間での海浜変

形を考えた場合、遡上斜面の崩壊を助長し、前浜勾配を急峻化させる要因の一つになっている。

参考文献

- 1) Butt, T., Russell, P., Turner, I.: The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore?, *Coastal Eng.*, Vol.42, No.1, pp.35-52, 2001.
- 2) Turner, I.L. and Masselink, G.: Swash infiltration-exfiltration and sediment transport, *J. Geophys. Res.*, Vol.103, pp.30813-30824, 1998.
- 3) Hoque, M.A., 浅野 敏之: 浸透・滲出を考慮した波打ち帯の流速場と漂砂に関する数値解析, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.456-460, 2002.
- 4) 堀川清司, 砂村継夫, 近藤浩右, 岡田滋: 波による二次元汀線変化に関する一考察, 第22回海岸講演会論文集, pp.329-334, 1975.
- 5) 宮武 誠, 藤間 聡: 波打ち帯の漂砂量に及ぼす前浜浸透流の流動特性, 水工学論文集, 第47巻, pp.1327-1332, 2002.
- 6) van-Genuchten, M.T.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, Vol.44, pp.892-898, 1980.
- 7) Fletcher, R. and Powell, M.J.T.: A rapidly convergent descent method for minimization, *The Computer Journal*, Vol.6, pp.163-168, 1963.
- 8) 磯部 雅彦, 藤城 透: ベンガル湾における高潮遡上計算, 海岸工学論文集, 第44巻, pp.346-350, 1997.
- 9) Bear, J.: *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, pp.190-224, 1979.
- 10) 日野幹雄, 太田猛彦, 砂田憲吾, 渡辺邦夫: 洪水の数値予報, 森北出版, pp.73-75, 1989.
- 11) Irmay, S.: On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. AGU*, Vol.35, pp.463-467, 1954.
- 12) 宮武 誠, 藤間 聡, 川森 晃: 前浜浸透流が汀線侵食現象に及ぼす影響について, 海岸工学論文集, 第48巻, pp.151-155, 2001.

(2003. 4. 16 受付)

THE INFLUENCE OF WAVE-INDUCED SEEPAGE ON TOPOGRAPHICAL CHANGES IN SWASH ZONE

Makoto MIYATAKE and Satoshi TOHMA

Relationship between wave-driven coastal seepage and topographical changes in swash zone is investigated, through experiment and numerical modelling. Behavior of phreatic surface and moisture characteristic of unsaturated sand are measured experimentally. As the result, upward directed exfiltration flux show that, in case of eroded beach, unstabilization of beach face leads to increasing backwash transport. The numerical modelling simulates the interacting wave motion and groundwater flow. The present result indicates that, seaward and upward directed groundwater flow due to rising of phreatic surface induced fluidisation of sand layer of saturated region. These patterns of flow have implication for erosion process.