

海岸線が急変する場での砂嘴の発達予測

芹沢真澄¹・宇多高明²・三波俊郎¹・横澤綾¹Prediction of Formation of Sand Spit on a Coast
with an Abrupt Change in Coastline OrientationMasumi SERIZAWA¹, Takaaki UDA², Toshiro SAN-NAMI¹ and Aya YOKOSAWA¹

Abstract

On a coast where the direction of the coastline abruptly changes, the formation of a sand spit elongating on a flat shallow seabed and a cusped foreland on a steep bottom slope connecting to a deep seabed was investigated using an improved BG model proposed by Serizawa et al. (2009). The calculated results were validated by the experimental results obtained by Uda and Yamamoto (1992). Their results showed that a slender sand spit extends along the boundary between the shallow sea bottom and steeply offshore-sloping area in Case 1, whereas a cusped foreland is formed owing to the deposition of sand on the steep slope in Case 2. The predicted and measured topographies of the sand spit and cusped foreland were in good agreement.

Key words: *Sand spit, cusped foreland, predictive model, beach changes, movable bed experiment*

1. は じ め に

海岸線の急変部では波の作用でしばしば砂嘴が伸びる。宇多・山本（1992）は、浅海平坦面を有する場合と、砂の堆積域が急深な場合において海岸線急変部での砂嘴の発達に関する移動床模型実験を行った。これより沿岸漂砂が供給される条件のもとで、浅海平坦面がある場合にはその外縁に沿って砂が堆積して細長い砂嘴が発達し、一方急深な海岸では砂が堆積して円弧状砂州が形成されることを示した。このような砂嘴の発達予測について、Ashton et al. (2001) は、海岸線に対する沖波の入射角が45°を越える場合海岸線は不安定となり、小さな擾乱から砂嘴が発達しうることを示した。Ashton et al.の方法は、海

2010年6月1日受付, 2010年6月24日受理

¹ 海岸研究室 (有)

¹ Coastal Engineering Laboratory Co., Ltd., 301, 1-22 Wakaba, Shinjuku, Tokyo 160-0011, Japan

² 財団法人土木研究センター

² Public Works Research Center, 1-6-4 Taito, Taito, Tokyo 110-0016, Japan

岸線を x, y 軸方向の微小なメッシュに分割し、汀線変化モデルの沿岸漂砂量式をベースに一方向的に漂砂が流れる状況を再現して海岸線の変化から砂嘴の発達を予測するものである。また渡辺ほか（2002）は直交曲線座標を用いた汀線変化モデルにより、宇多・山本による砂嘴形成の実験結果の再現計算を行った。砂嘴地形の再現計算においては、砂嘴の発達とともに周辺波浪場も変化するため、地形変化に応じた波浪場の変化計算が必要になる。これらのいずれの研究も、この計算を行うことにより砂嘴形状の予測を可能とした。しかし漂砂量式に汀線変化モデルをベースとした沿岸漂砂が使われており、沿岸・岸沖漂砂を厳密に考慮して漂砂フラックスを定式化した漂砂式に基づいた計算ではない。一方、極浅海域における砂嘴の伸長機構を理解することは、浅海平坦面上に発達してきた砂嘴地形（野付崎や富津岬など）の保全を考える上で、また急深な海岸での円弧状砂州の発達は、下新川海岸の生地鼻（宇多・山本，1986）や駿河海岸北部の和田鼻（宇多・山本，1992；宇多ほか，1993）の発達と変形について考える上で重要である。これらのことから、本研究では、芹沢・宇多（2010）の BG モデル（Bagnold 概念に基づく 3 次元海浜変形モデル）に改良を加えた上で宇多・山本（1992）の実験と同様な条件下で砂嘴の 3 次元的地形変化予測を行い、モデルの妥当性を実験結果で検証した。

2. 砂嘴の発達に関する模型実験

宇多・山本（1992）の実験は、幅 16 m、長さ 21 m の平面水槽を用いて行われた。模型海浜の材料には中央粒径 0.28 mm の砂が用いられ、水槽中央より右側には砂の供給源を造り、そこから左向きの沿岸漂砂により下手側へと砂が運ばれる。漂砂下手側の初期条件として 2 種類の地形が設定されている。まず浅海平坦面の実験では、中央より左半分には水深 5 cm の浅海平坦面を造り、水深 5 cm 以深では 1/5 勾配で急に落ち込む海底面としている。次に急勾配海岸の実験では、浅海平坦面の代わりに 1/5 勾配の海底急斜面となっている。初期汀線への法線と波の入射方向とのなす角は沿岸漂砂が十分発達する条件として 20° が選ばれている。また砂の供給源となる海浜の高さは水面上 10 cm とした。実験波は換算沖波波高が $H_0' = 4.6$ cm、周期が $T = 1.27$ s の規則波、作用時間は 8 時間であった。浅海平坦面があると平坦面の外縁付近で碎波が起こり、平坦面の奥まで波のエネルギーが到達できない。このため浅海平坦面の外縁付近に砂が急速に堆積し砂嘴を形成する。

Figs. 1a, 1b, 1c は初期形状と造波開始 1, 8 時間後の海浜形状を示す。なお Fig. 1a と後述の Fig. 1d には造波開始直後に測定した碎波点（矢印の先端）、碎波波高（矢印の大きさ）および入射方向（矢印の向き）を示す。実験結果によれば、砂の供給源と浅海平坦面を区切る境界線が急角度で折れているためその境界から砂嘴が直線的に伸び、時間経過とともに細長い砂嘴が浅海平坦面の外縁線に沿って発達し、8 時間後では砂嘴が左境界壁まで到達しバリアーが形成された。また上手側から供給された砂の堆積が続くためバリアーの幅が左境界から上手方向へと広がった。

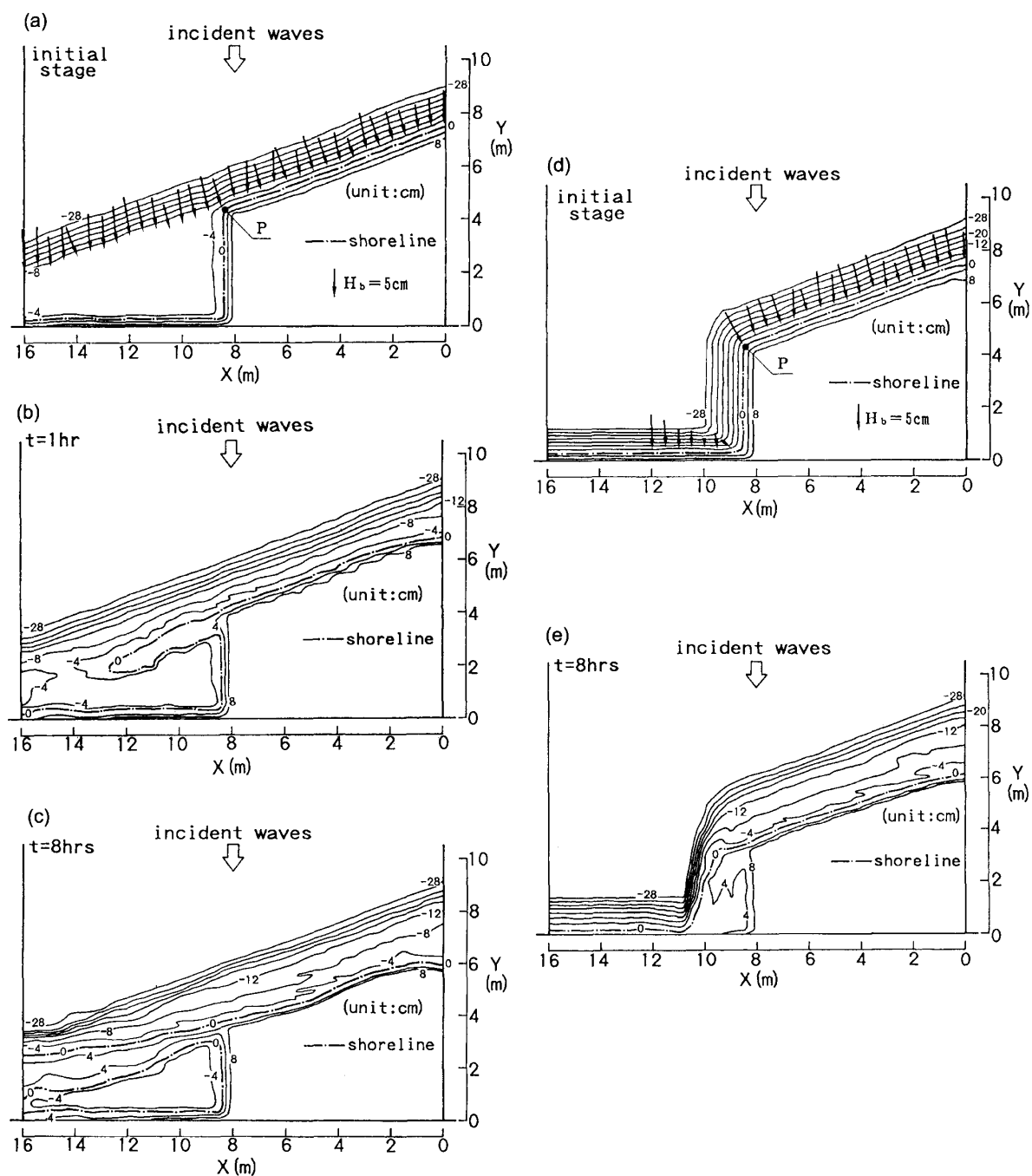


Fig. 1. Experimental results of development of sand spit on a coast with abrupt change in coastline orientation (Uda and Yamamoto, 1992).

Figs. 1d, 1e は、急勾配海岸の実験の初期形状と造波開始 8 時間の海浜形状を示す。砂の堆積域の水深が大きいため砂が急勾配をなして堆積するが、斜面勾配が大きいため円弧状砂州が形成された。このような突出した砂州は、駿河海岸北部の和田鼻や下新川海岸の生地鼻とよく似ている。本研究では上記 2 種類の砂嘴・砂州伸張を検証データとしてモデル化を進めた。

3. 予 測 モ デ ル

芹沢・宇多（2010）の BG モデルを基礎に砂嘴の発達モデルを構築した．計算の基本式には，砕波波高の沿岸方向勾配に起因する沿岸漂砂量を考慮するための Ozasa and Brampton（1980）項を付加した式（1）を用いた．

$$\vec{q} = C_0 \frac{P}{\tan \beta_c} \left\{ \begin{aligned} & K_n (\tan \beta_c \vec{e}_w - |\cos \alpha| \vec{\nabla} Z) \\ & + \left\{ (K_s - K_n) \sin \alpha - \frac{K_2}{\tan \bar{\beta}} \frac{\partial H}{\partial s} \right\} \tan \beta \vec{e}_s \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

$$(-h_c \leq Z \leq h_R)$$

$$P = \rho u_m^3 \quad (2)$$

$$u_m = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (3)$$

ここに， $\vec{q} = (q_x, q_y)$ はネットの砂輸送フラックス， $Z(x, y, t)$ は地盤高， n および s は等深線直角方向（岸向き）および平行方向に取った局所座標， $\vec{\nabla} Z = (\partial Z / \partial x, \partial Z / \partial y)$ は地形の勾配ベクトル， $\vec{e}_w$ は波向の単位ベクトル， $\vec{e}_s$ は等深線平行方向の単位ベクトル， α は波向と等深線直角方向のなす角， $\tan \beta = |\vec{\nabla} Z|$ は海底勾配， $\tan \beta_c$ は平衡勾配， $\tan \beta \vec{e}_s = (-\partial Z / \partial y, \partial Z / \partial x)$ ， K_s ， K_n はそれぞれ沿岸・岸沖漂砂量係数， K_2 は Ozasa and Brampton 項の係数， $\partial H / \partial s = \vec{e}_s \cdot \vec{\nabla} H$ は等深線平行方向に測った波高 H の勾配， $\tan \bar{\beta}$ は砕波帯の代表海底勾配である．また C_0 は水中重量表示から体積表示への換算係数 ($C_0 = 1 / \{(\rho_s - \rho)g(1 - p)\}$ ； ρ は海水の比重， ρ_s は砂の比重， p は砂の空隙率， g は重力加速度)， u_m は波の底面振動流速 ($u_m = H / 2 \sqrt{g/h}$ ， H は波高， h は水深)， h_c は波による地形変化の限界水深， h_R はバーム高である．

波浪場の計算には，不規則波の方向スペクトル $D(f, \theta)$ （周波数 f と波向 θ に関する波エネルギー分布密度関数）を変数とする，Mase（2001）によるエネルギー平衡方程式（式（4））の数値計算法を用いた．この方法は，波の屈折・砕波・遮蔽域での波浪減衰などを比較的小さな計算負荷で計算可能なモデルである．

$$\frac{\partial}{\partial x}(DV_x) + \frac{\partial}{\partial y}(DV_y) + \frac{\partial}{\partial \theta}(DV_\theta) = F - \Phi \quad (4)$$

ここに， (V_x, V_y, V_θ) は (x, y, θ) 空間でのエネルギー輸送速度， F は Mase（2001）の回折項， Φ は Dally et al.（1984）の砕波減衰項であり，式（5）で与えられる．

$$\Phi = (K/h)DC_g[1 - (\Gamma/\gamma)^2] \quad (\Phi \geq 0) \quad (5)$$

式(5)の K は碎波減衰の強さを表す係数, h は水深, C_g は群速度(計算では長波近似 $C_g \approx \sqrt{gh}$), Γ は水平床での碎波限界波高水深比, γ は波高水深比である. なお浅海平坦面における砂嘴の発達について同じく論じた芹沢ほか(2010)では, 実験と比較してバームの陸側への侵入距離が小さくなり過ぎる結果となったが, 式(5)中の水深 h に下限値を設定するとバーム頂部付近での波浪減衰が弱まり, この結果岸向き漂砂が強まってバーム形成位置の予測精度が高まることになる.

波エネルギー E は D の総積分(式(6))より求められる.

$$E = \int_f \int_\theta D(f, \theta) d\theta df \quad (6)$$

さらに有義波高 $H_{1/3}$ と波向 θ_w は式(7)~(9)により算出される.

$$H = H_{1/3} = k \sqrt{\frac{E}{\rho g}} \quad (k = 4.004) \quad (7)$$

$$\theta_w = M_1/E \quad (8)$$

$$M_1 = \int_f \int_\theta D(f, \theta) \theta d\theta df \quad (9)$$

波の打ち上げ領域での波浪場の計算には, 従来の3次元海浜変形予測モデル(例えば清水, 1996)と同様仮想水深を設定し, 仮想水深 h' を式(10)で与えた.

$$h' = \left[\frac{h_R - Z}{h_R + h_0} \right]^r h_0 \quad (r = 1) \quad (-h_0 \leq Z \leq h_R) \quad (10)$$

またバーム高より標高の高い地点では波エネルギーを0とおいた. 本研究では, 地形変化に応じた波浪場変化のフィードバック計算を多数回繰り返すために, 計算負荷が大きくならないよう実験での規則波を不規則波と見なしてエネルギー平衡方程式法を用いて波浪場を算出した. また波浪場は地形変化計算10ステップごとに計算し直した. さらに計算の便宜上, 宇多・山本の砂嘴形成に関する実験模型の100倍スケールを対象とし, 計算結果を1/100に縮小して図化した. 初期形状は実験と同様とし, 入射波は $H_I = 4.6$ m, $T = 12.7$ s, 波向は初期汀線に対して 20° の斜め入射とした. また波による地形変化の限界水深は, 任意点の波高を H として $h_c = 2.5H$ で与えた. バーム高は5 m, 砂の平衡勾配は実験結果に基づいて1/5, 安息勾配は1/2とした. 計算は沿岸方向, 岸沖方向に20 m間隔のメッシュで分割し, $\Delta t = 1 \times 10^{-3}$ hrの時間間隔で80時間(8×10^4 steps)まで計算を行った. 詳細な計算条件をTable 1に示す.

Table 1. Calculation conditions (numbers in parentheses: experimental conditions).

Wave conditions	Incident waves: $H_i = 4.6$ m (4.6 cm), $T = 12.7$ s (1.27 s), wave direction $\theta_i = 20^\circ$ relative to normal to initial shoreline
Berm height	$h_R = 5$ m (5 cm)
Depth of closure	$h_c = 2.5H$ (H : wave height)
Equilibrium slope	$\tan \beta_c = 1/5$
Angle of repose slope	$\tan \beta_g = 1/2$
Coefficients of sand transport	Coefficient of longshore sand transport $K_s = 0.045$ Coefficient of Ozasa and Brampton (1980) term $K_2 = 1.62K_s$ Coefficient of cross-shore sand transport $K_n = 0.1 K_s$
Mesh size	$\Delta x = \Delta y = 20$ m
Time intervals	$\Delta t = 0.001$ hr (0.0001 hr)
Duration of calculation	80 hrs (8×10^4 steps) (8 hrs)
Boundary conditions	Shoreward and landward ends: $q_x = 0$, right and left boundaries: $q_y = 0$
Calculation of wave field	Energy balance equation (Mase, 2001) - Term of wave dissipation due to wave breaking: Dally et al. (1984) model - Wave spectrum of incident waves: directional wave spectrum density obtained by Goda (1985) - Total number of frequency components $N_F = 1$ and number of directional subdivisions $N_\theta = 8$ - Directional spreading parameter $S_{\max} = 75$ - Coefficient of wave breaking $K = 0.17$ and $\Gamma = 0.3$ - Minimum water depth $h_0 = 2$ m (2 cm) - Imaginary depth between minimum depth h_0 and berm height h_R - Wave energy = 0 where $Z \geq h_R$ - Lower limit of h in terms of wave decay due to breaking Φ: 0.7 m (0.7 cm)
Remarks	Numbers in parentheses show experimental values. Space and time scales in the calculation are 100- and 10-fold those in the experiment, respectively.

4. 浅海平坦面を有する海岸での砂嘴およびバリアーの発達予測

4.1. 地形変化

Figs. 2a–2fは、実験と同様の条件を与えて計算した浅海平坦面を有する海岸での砂嘴の発達予測の結果を示す。0.5時間 (Fig. 2b) では早くも右側海浜から供給された砂が浅海平坦面の外縁付近に堆積し長さ約 2 m の砂嘴が伸びた。同時に、浅海平坦面の外縁では海底勾配が沖合の急勾配から平坦へと急変しているため急速な岸向き漂砂が起こり、平坦面の縁には砂が堆積する一方、その沖では等深線間隔が広がった。1時間 (Fig. 2c) では、浅海平坦面の外縁に沿った砂嘴の発達が続き、砂嘴の全長は約 3.5 m となった。2時間

(Fig. 2d) では、砂嘴は左境界壁とつながってバリアーとなり、背後のラグーンは海と切り離された。2時間までの地形変化では、砂嘴は浅海平坦面の外縁線に沿って細長く直線状に伸びていたが、4時間 (Fig. 2e) では左境界壁による沿岸漂砂の阻止のために境界壁の上手側に砂が堆積し、水深の大きい場所へと砂が落ち込みつつ左境界壁に近い場所から順に上手側へと堆積域が広がった。この過程で汀線が前進し、砂嘴が左境界まで達して形成されたバリアーの幅が下手端から次第に広がりを示した。8時間 (Fig. 2f) では、左境界による沿岸漂砂の阻止の影響が上手側まで大きく波及し、当初砂嘴の発達の始まった $X = 9\text{ m}$ 付近までバリアーの幅が広がった。

1時間後の実験結果 (Fig. 1a) と計算結果 (Fig. 2c) を比較すると、砂嘴先端部の位置にわずかな違いはあるものの、海岸線の変化点から浅海平坦面の外縁線に沿って細長く砂嘴が伸びる点は両者でよい一致を示す。また8時間後の実験結果 (Fig. 1c) と計算結果 (Fig. 2f) を比較すると、左境界壁による沿岸漂砂阻止の影響が上手側に及んでバリアーの幅が広がる状況、また右境界壁の沖合で -8 cm 付近に侵食緩斜面が形成される一方、陸域では浜崖の形成が進むなど、この場合も実験と計算の対応は良好である。さらに実験も計算も、バリアー背後のラグーンの汀線は初期におけるバリアー形成時の姿を保っているため、沖合の初期等深線と平行に伸びているのと対照的に、バリアーの海側汀線はこれらと斜交していることも注目される。これによれば各地のバリアーのラグーン側の汀線形状を調べれば地形変化が起こる前の沖合地形の推定がある程度可能である。

Figs. 3a-3f は、漂砂下流方向の海側上方より見た砂州地形発達の鳥瞰図である。右下端部にあった浅海平坦面には砂の供給域と堆積域の境界から単純砂嘴が伸びるが、砂嘴の水面上部分が伸びる前の0.5時間後には、既に全域で沖合の急斜面から平坦面へと砂が運び込まれ、水面下の砂州が形成されたことが見てとれる。また4時間から8時間の間には沖合の急斜面へと砂が落ち込み非常に急な斜面が形成されたことも明らかである。さらに砂の供給源の上手端の沖合では侵食により平坦面が形成された。

4.2. 波の場の変化

浅海平坦面では細長い砂嘴の発達とともに波浪場にも大きな変化が起こる。この間の波浪場の変化を Fig. 4 に示す。初期には浅海平坦面の外縁付近で碎波が起こるため浅海平坦面上の波高は 1.5 cm 程度まで下がる。しかし岸向き漂砂による砂嘴の発達は非常に急速なため1時間後には既に浅海平坦面上の波高低下が著しい。8時間後にはバリアーが発達するためその背後への波の作用はなくなり、沿岸方向の波高分布はほぼ一様となる。

4.3. 漂砂フラックス

計算より求められた各時刻の漂砂フラックスを Fig. 5 に示す。初期状態では砂の供給源である $X = 8\text{ m}$ より右側で強い漂砂フラックスがあるが、1時間後には砂嘴の伸張に併せて大きな漂砂フラックスを持つ場所が砂嘴先端部へと移る。代わりに右端付近では等深線への法線と入射方向とのなす角が小さくなる結果、漂砂フラックスが低減している。8時間後では砂嘴が対岸にまで伸びる結果、両端部付近では等深線に対する波向角が小さくなり、漂

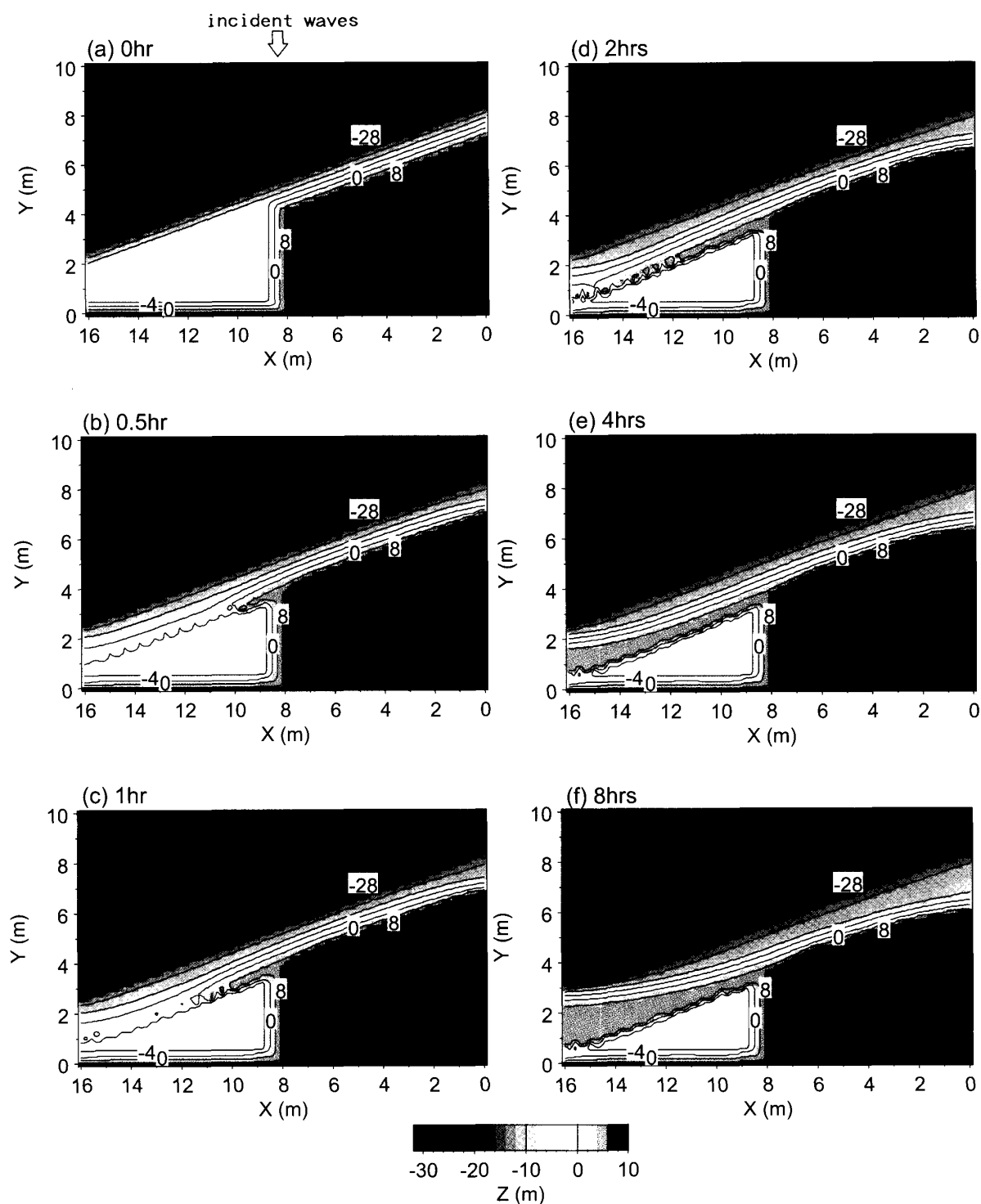


Fig. 2. Predicted results of development of sand spit on a coast with abrupt change in coastline orientation (Case 1: flat shallow seabed).

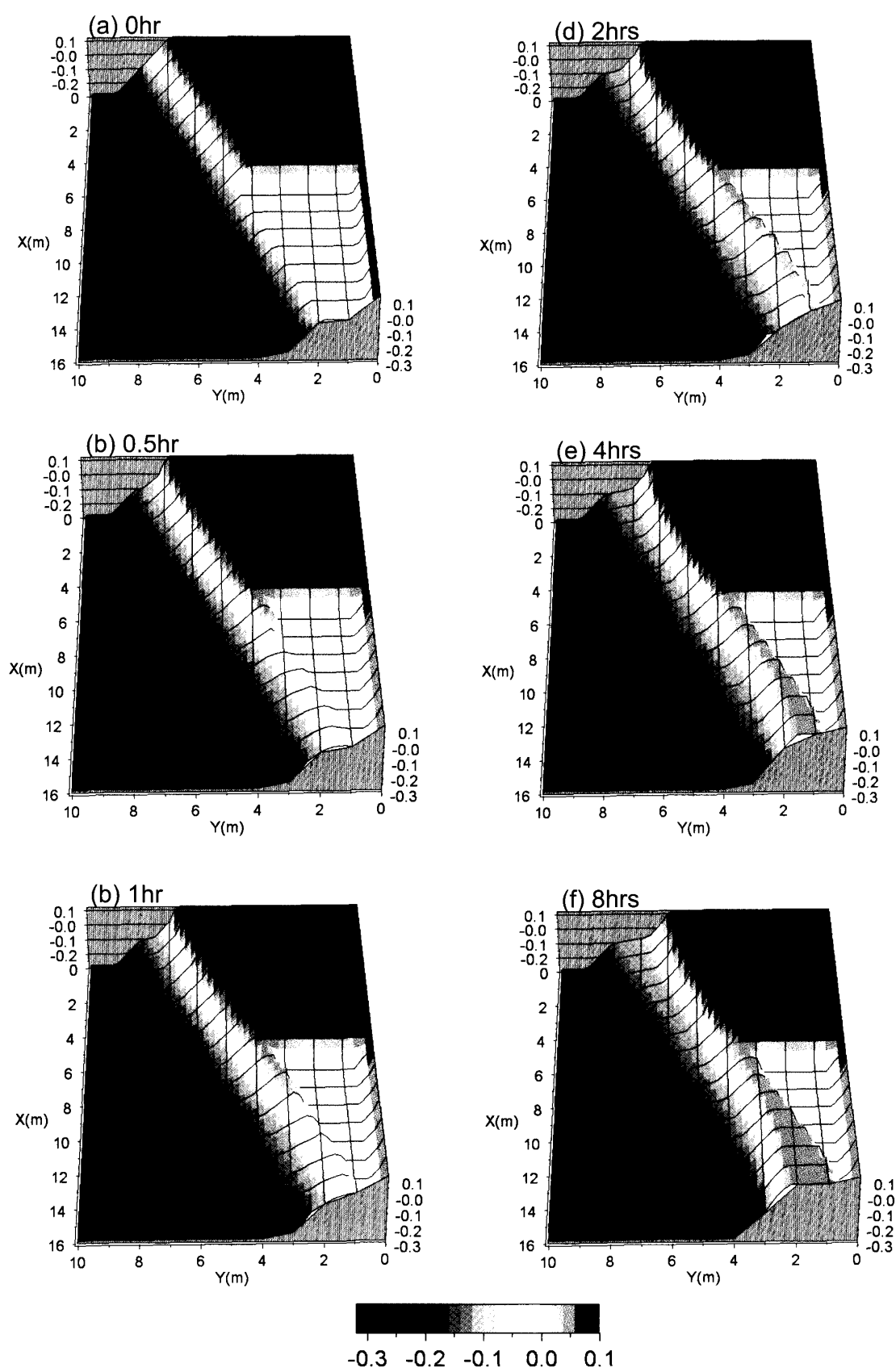


Fig. 3. Bird's-eye view pictures of topographic changes (Case 1: flat shallow seabed).

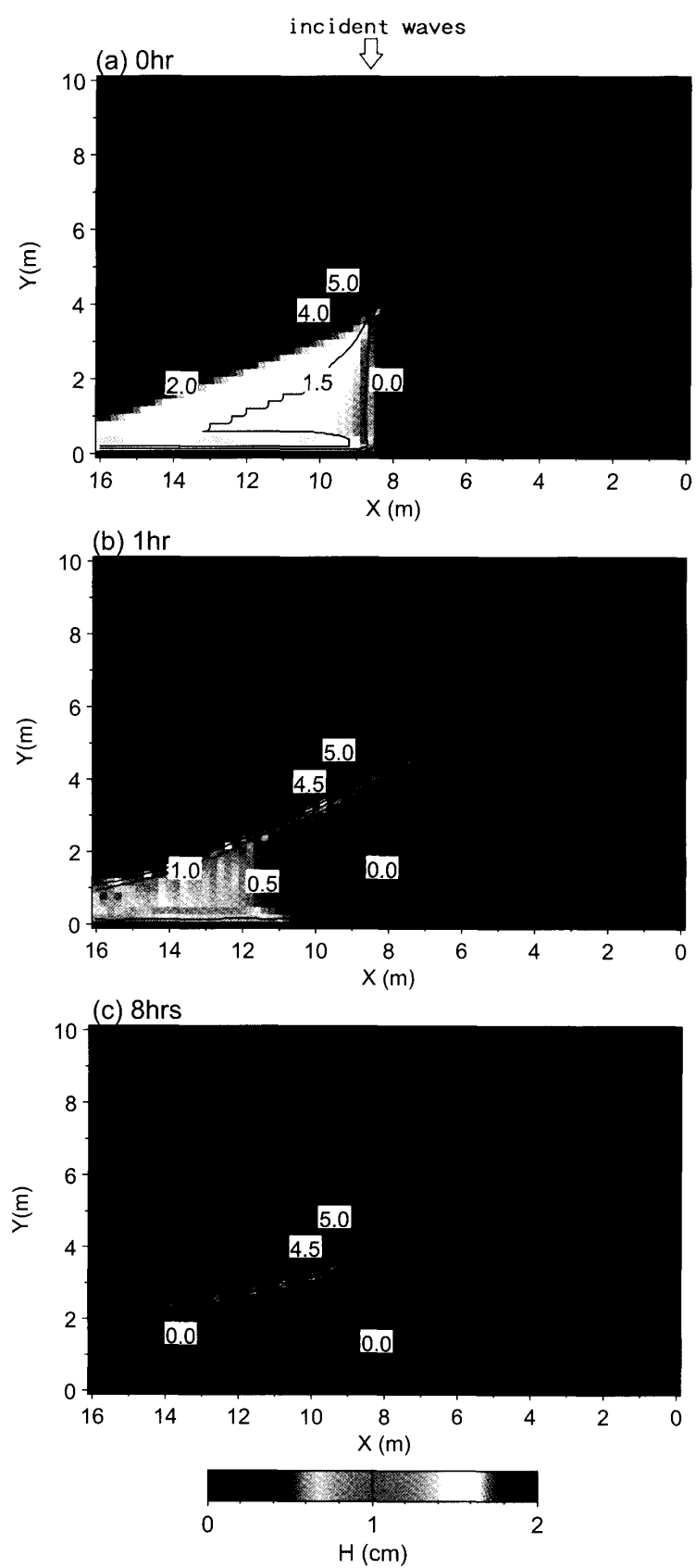


Fig. 4. Changes in wave height (Case 1: flat shallow seabed).

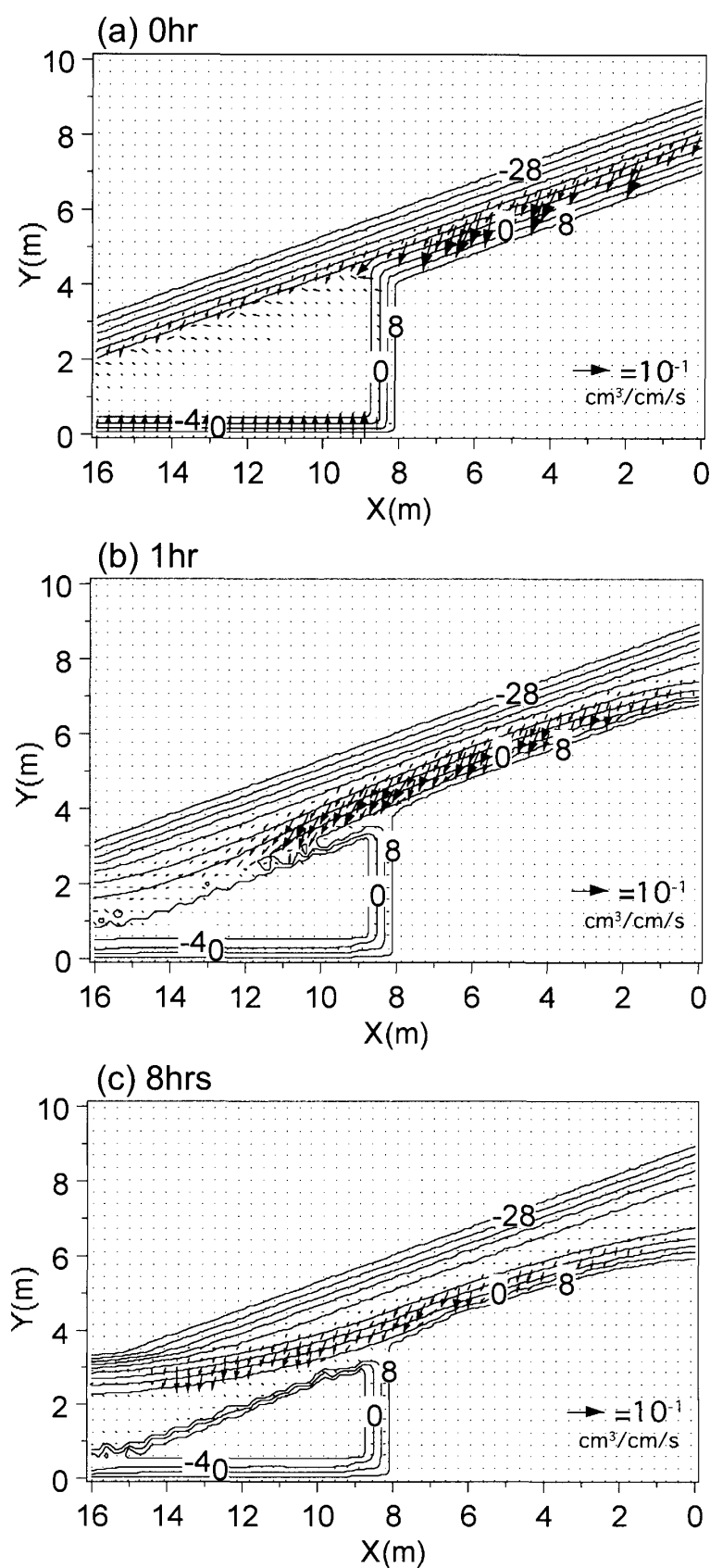


Fig. 5. Sediment transport flux (Case 1: flat shallow seabed).

砂フラックスの絶対値は減少し、著しい漂砂フラックスが生じている範囲も狭まる。

4.4. 縦断形比較

Figs. 6a-6dは、砂供給源にあって右境界壁と接する $X = 0$ m 断面、浅海平坦面を横切る $X = 9, 12, 14$ m 断面における縦断形変化を示す。 $X = 0$ m 断面 (Fig. 6a) では、波による地形変化の限界水深 (depth of closure) は実験と計算とも -12 cm で一致しているが、浅海部の侵食量が計算ではやや過大な一方、浜崖侵食量は過小となった。しかし断面内での土砂収支はほぼ取れており、また海浜が一定勾配を保ちつつ後退していく状況はうまく計算できている。 $X = 9$ m 断面 (Fig. 6b) では、1時間で高さ5cmのバーム高を有する砂嘴が発達する状況は実験と計算で一致するが、砂嘴の発達位置が計算ではやや海側となった。しかし8時間後には1時間後に形成されていた砂嘴が陸側へ入り込んでバリアーとして安定的に存在しており、実験と計算でほぼ一致する。また砂嘴は急速に伸びるため浅海平坦面上では地形変化は起こらない。 $X = 12$ m 断面 (Fig. 6c) では、1時間後までには砂嘴の伸張が十分でなく、バームは十分発達しない。その後8時間後までにバームが発達するが、その場合の実験と計算の一致度は高い。左境界に近い $X = 14$ m 断面 (Fig. 6d) では、1時間後までは砂州は発達していなかったが、8時間までには大量の砂が堆積し、幅1.2mのバリアーとなった。この場合砂が沖側斜面に堆積していくためその勾配が急になり、結果として重力効果により -23 cm と $h_c = 12$ cm の約2倍まで砂の落ち込みが生じた。

5. 急深海岸での円弧状砂州の発達

5.1. 地形変化

Figs. 7a-7fは、実験と同様の条件を与えて計算した急深海岸での砂嘴の発達予測の結果を示す。0, 0.5, 1, 2, 4, 8時間後の計算結果を示す。初期に海岸線急変部で平行に延びていた等深線が波の作用とともに急速に変化し、早くも0.5時間後には水深の大きい場所へと砂が落ち込み、半円形状に等深線が突出した。1時間後には汀線の突出度が増し、半円形状の砂の堆積域の下手端付近での等深線のくびれが増大した。時間経過とともにこのくびれは増大し、2時間後には内側に浅海域を有する砂嘴が形成された。この地形は静岡県の三保半島とその背後の地形 (宇多ほか, 1991) と非常によく似ている。上手側からの沿岸漂砂はその後連続的に堆積するために砂嘴はその先端が大きく伸び、下手側の汀線と接続する。結果として4時間後には砂嘴のくびれの奥にあった水域が池となって取り残された。また8時間後の海底形状では、砂嘴が伸びて対岸に接続するまでの間に急斜面へと砂の落ち込みが継続的に起こるため、汀線沖には急斜面が残された。一方、砂の供給源側では侵食されて平坦面が残された。

Figs. 8a-8fは砂州の地形変化を鳥瞰図として示す。右上にあった急勾配の海底面には砂の供給域から運び込まれた砂が堆積するが、砂の堆積は海岸線の急変点の隣接部でくびれを形成する形で始まる (0.5, 1時間後)。時間経過とともにこのくびれた砂の堆積域は陸

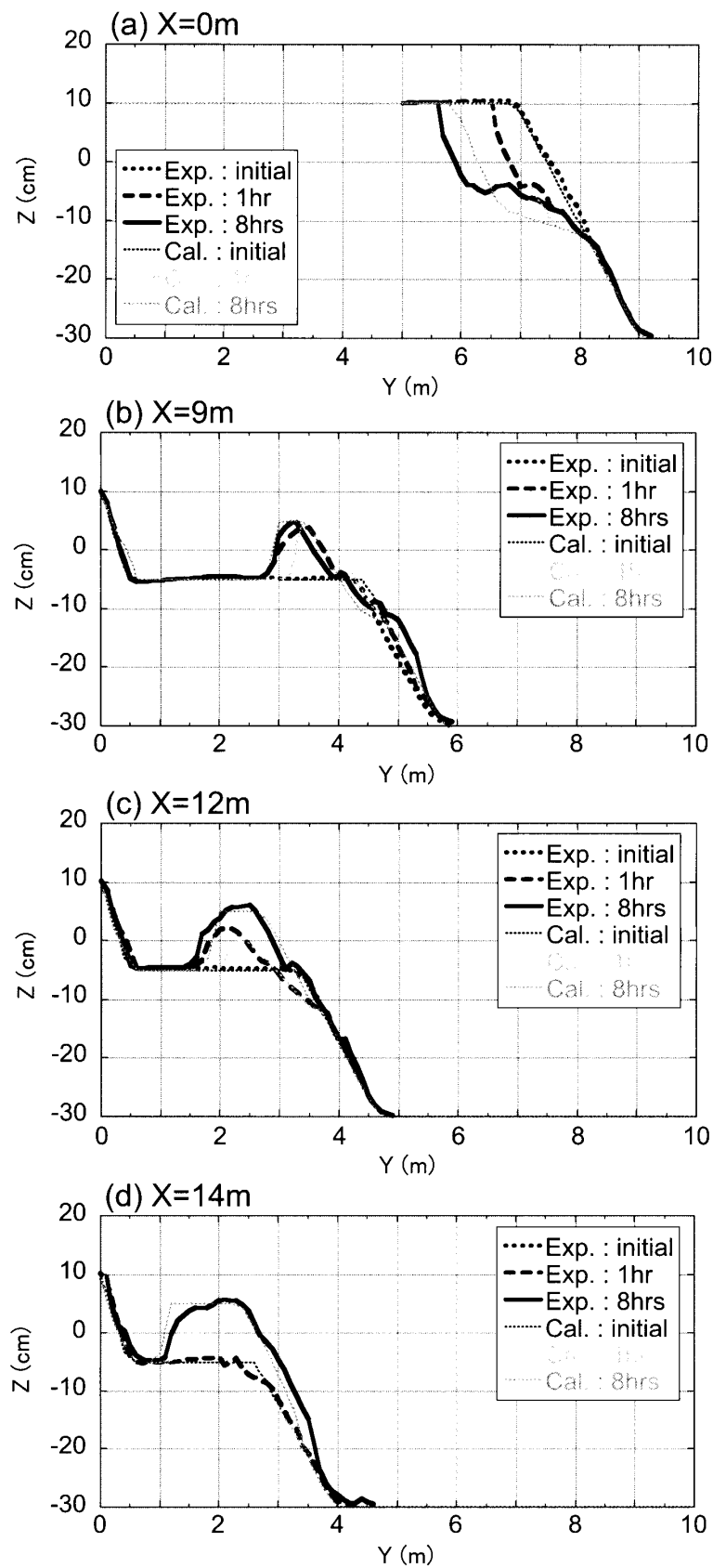


Fig. 6. Changes in longitudinal profiles (Case 1: flat shallow seabed).

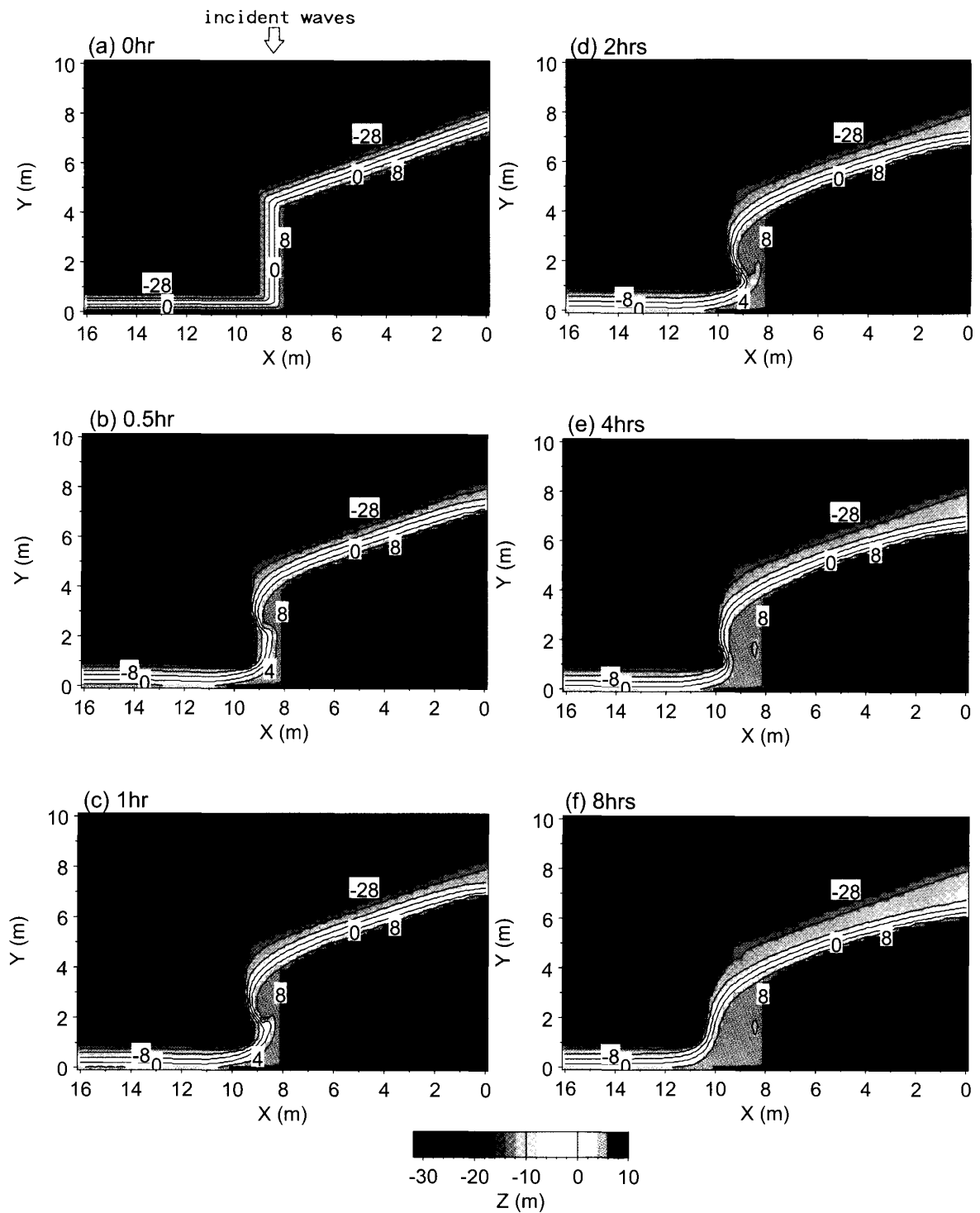


Fig. 7. Predicted results of development of cusate foreland on a coast with abrupt change in coastline (Case 2: steep slope and deep seabed).

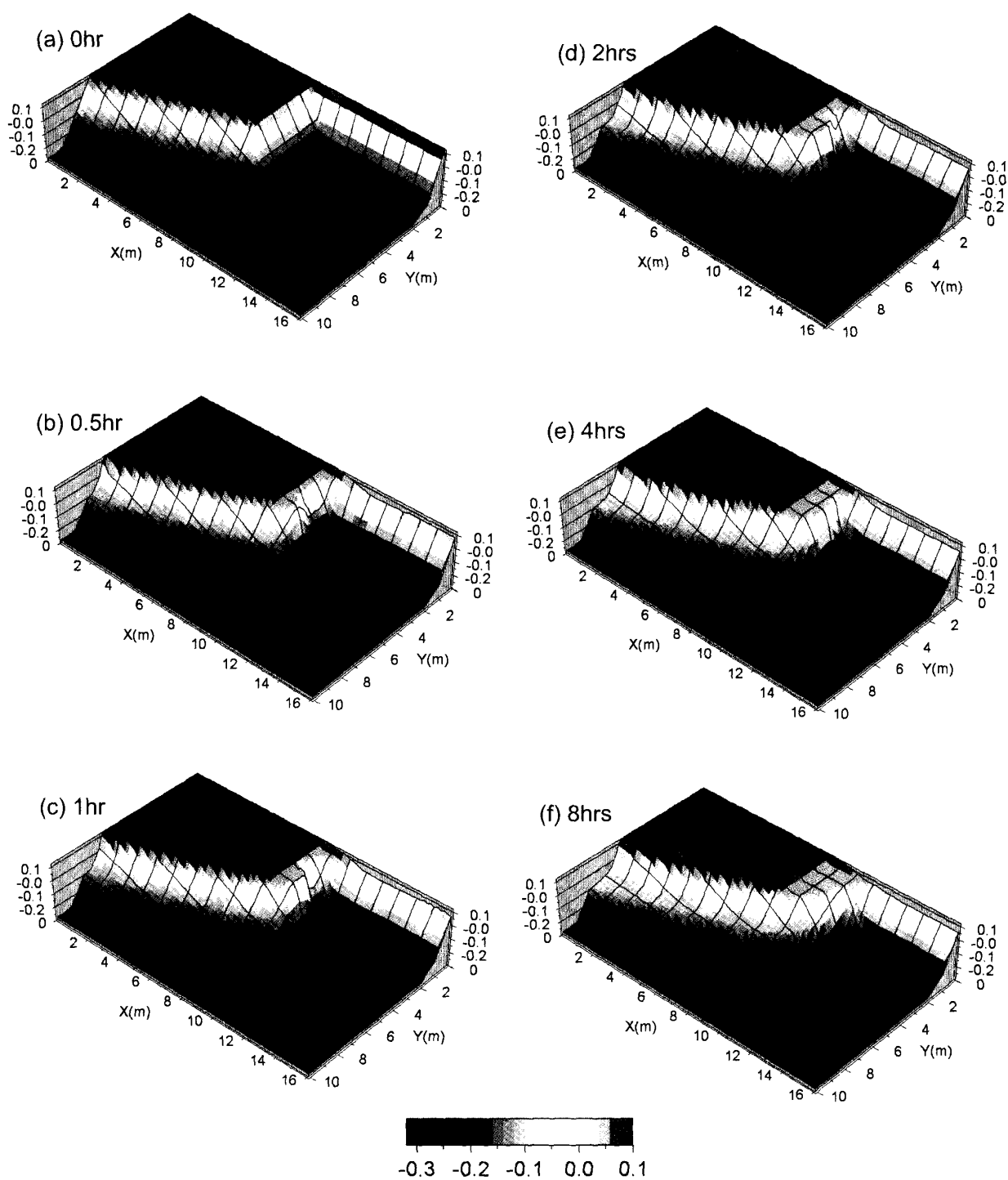


Fig. 8. Bird's-eye view pictures of topographic changes (Case 2: steep slope and deep seabed).

側へと押し込まれる。最終的に8時間では上部が平坦な砂浜と、汀線沖が急勾配の斜面の組み合わせとなる地形が形成される。このような地形条件は宇多ほか(1991)が示した三保松原砂嘴先端部の海岸地形と一致する。また砂の供給源側では汀線付近が急勾配で落ち込み、その沖に侵食平坦面が形成されているが、この地形特性は静岡・清水海岸の地形特性(宇多ほか, 1991)とも一致する。

5.2. 波の場の変化

Figs. 9a, 9b, 9cは0, 1, 8時間後の波高分布の計算結果を示す。初期には海岸線の急変部で海岸線に沿う波高低下が著しい。1時間後では半円形状の砂州が発達したが、その突出部の背後では波高が非常に低いため、突出部の汀線に沿う短い距離の間で著しい波高低下が起こる。このような波高低下が起こることから、これに起因する漂砂を取り込むために Ozasa and Brampton (1980) 項を計算式に付加した。また波高低下が著しいため、沿岸漂砂の場所的変化も大きく、結果として砂の堆積が急速に進む。しかしながら8時間後ではこのような波高の著しい低下区域は消失し、沿岸方向に緩やかな波高分布となる。

5.3. 漂砂フラックス

各時刻の漂砂フラックスを Fig. 10 に示す。初期状態ではケース1と同様、砂の供給源である $X = 8 \text{ m}$ より右側で強いフラックスがあるが、1時間後には砂嘴の伸張に併せて大きな漂砂フラックスを持つ場所が砂嘴先端部へと移る。代わりに右端付近では等深線への法線と入射方向とのなす角が小さくなる結果フラックスが低減している。8時間後では砂嘴が対岸にまで伸びる結果、両端部付近では等深線に対する波向角が小さくなって漂砂フラックスの絶対値は減少するが、汀線の沿岸方向勾配が大きな場所では依然としてフラックスが大きい。

5.4. 縦断形比較

Figs. 11a, 11b, 11cは、砂の供給源にあって右境界壁と接する $X = 0 \text{ m}$ 断面、海岸線の急変点近傍の $X = 9 \text{ m}$ 断面、そのすぐ下手側の 10 m 断面における縦断形変化を示す。 $X = 0 \text{ m}$ 断面 (Fig. 11a) では、海浜が一定の前浜勾配を保ちつつ後退していく状況がうまく計算され、実験と計算結果の一致度は高い。 $X = 9 \text{ m}$ 断面 (Fig. 11b) では、8時間後において実験では陸上部において陸側に緩やかに傾斜した面が形成されたが、計算結果は平坦面となっており、形状にわずかな違いはあるものの、実験と計算の対応は良好である。 $X = 10 \text{ m}$ 断面 (Fig. 11c) でも実験と計算縦断形は定量的意味からも高い一致度を示す。

6. 結 論

今回提示したモデルは、筆者らの開発した BG モデルに、碎波波高の沿岸方向勾配に起因する沿岸漂砂量を評価するための Ozasa and Brampton 項を付加するとともに、陸上部の波高変化計算に仮想水深の考え方を取り入れ、さらに碎波減衰項に下限水深を設けることで砂嘴のバーム頂部付近の波浪減衰を抑制し岸向き漂砂を強めるという工夫を加えてい

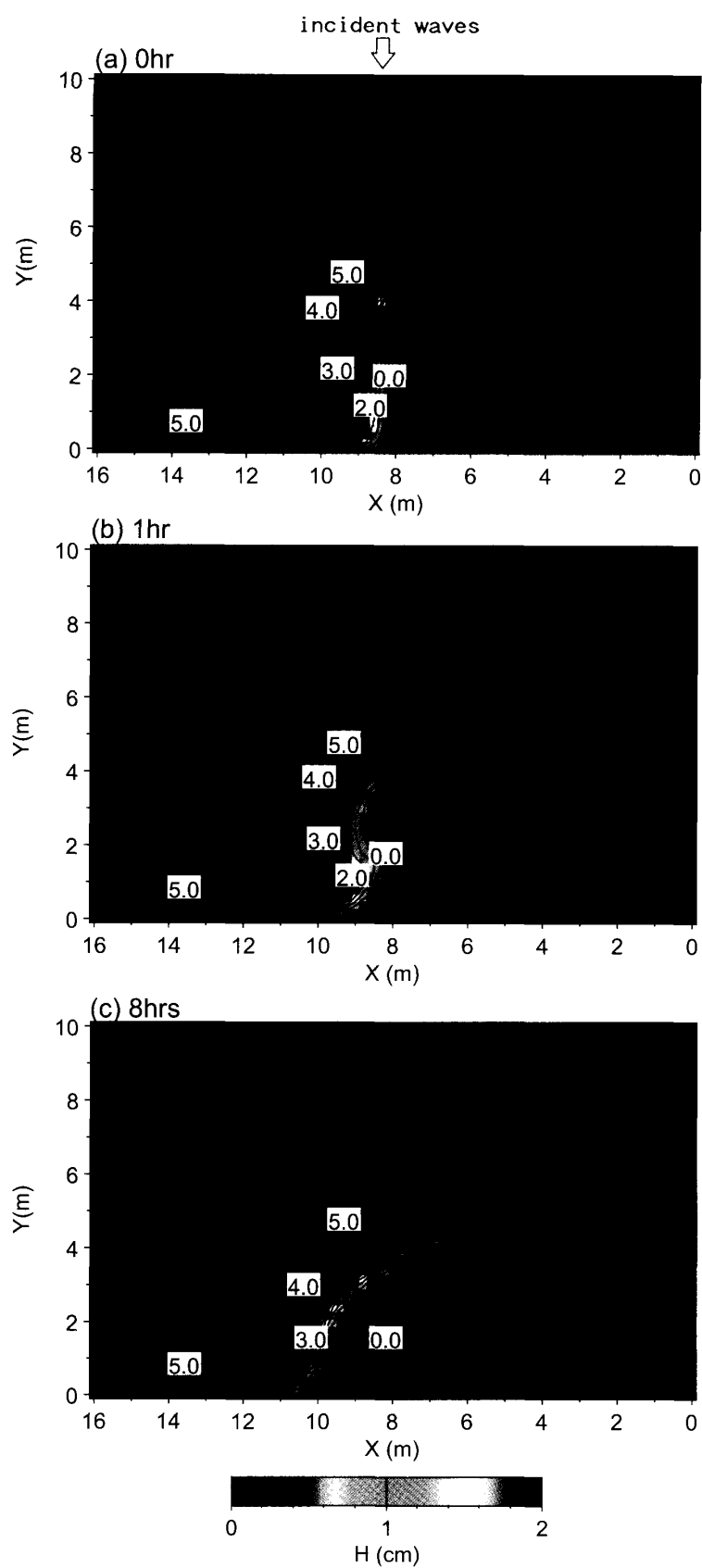


Fig. 9. Changes in wave height (Case 2: steep slope and deep seabed).

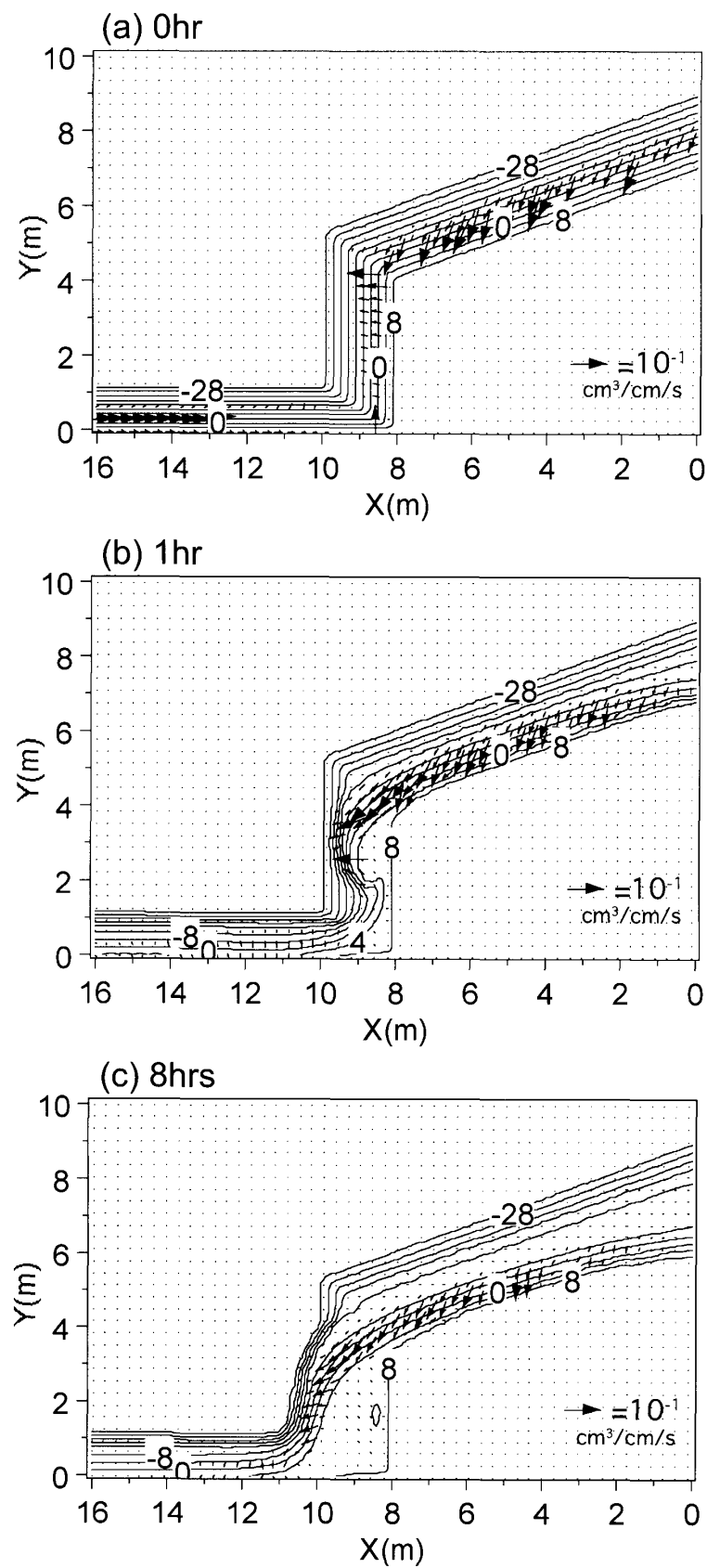


Fig. 10. Sediment transport flux (Case 2: steep slope and deep seabed).

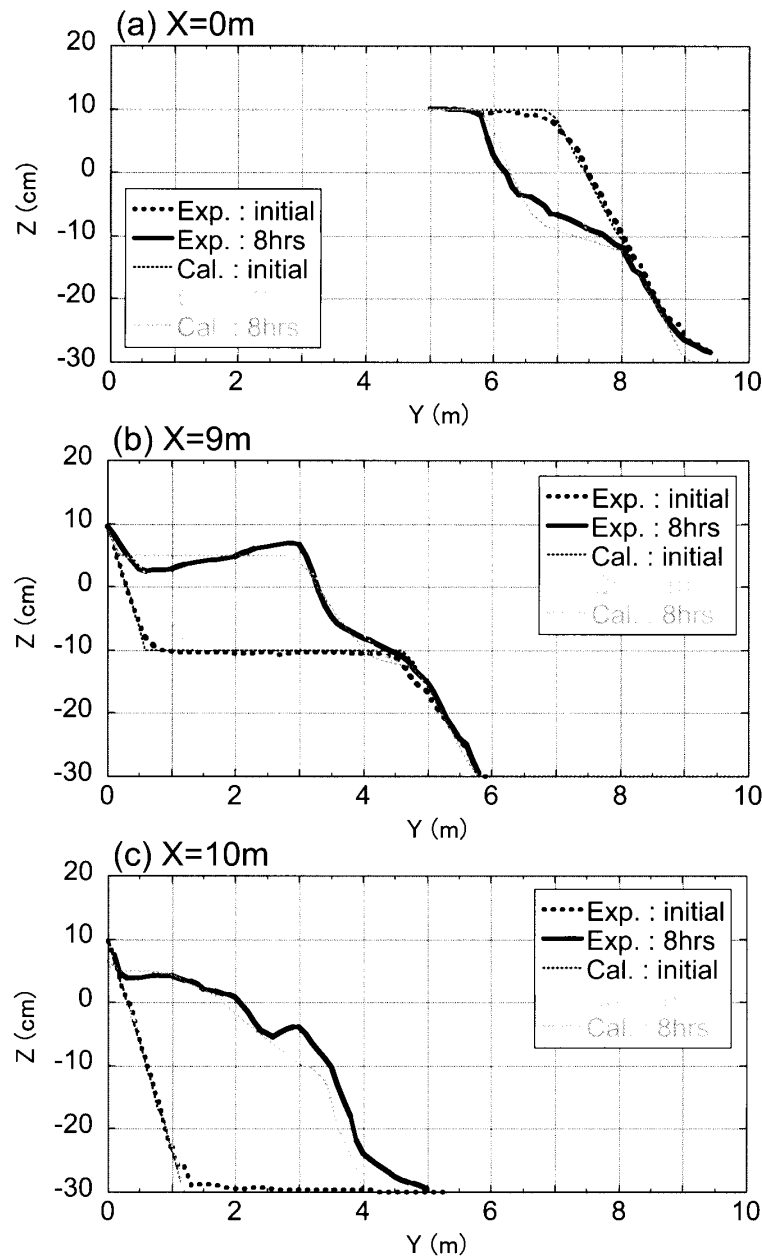


Fig. 11. Changes in longitudinal profiles (Case 2: steep slope and deep seabed).

る。このモデルを（１）海岸線の方法が急変する場所の下手側に浅海平坦面がある場合と、（２）そこが急勾配の海底からなる場合における砂嘴や円弧状砂州の発達予測に適用し、宇多・山本（1992）の移動床平面実験結果と比較してその妥当性を調べた。モデルによる計算の結果は定量的に十分実験結果を再現でき、このような初期条件を持つ場での砂嘴や砂州の発達を本モデルにより予測できることが分かった。従来、BGモデルは河口砂州の発達予測（芹沢ほか，2009），単純砂嘴の発達予測（Serizawa et al., 2009），さらには bay barrier の発達予測（芹沢・宇多，2010）に有効利用できることが明らかにされているが、本研究により BG モデルの適用範囲がさらに広がった。

引用文献

- Ashton, A., Murray, A. B. and Arnault, O. (2001) Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves: *Nature*, **414**, 296-300.
- Dally, W. R., Dean, R. G. and Dalrymple, R. A. (1984) A model for breaker decay on beaches: *Proc. 19th International Conference on Coastal Engineering*, 82-97.
- Goda, Y. (1985) *Random Seas and Design of Maritime Structures*. University of Tokyo Press, Tokyo, 323 p.
- Mase, H. (2001) Multidirectional random wave transformation model based on energy balance equation: *Coastal Eng. J., Japan Society of Civil Engineers*, **43** (4), 317-337.
- Ozasa, H. and Brampton, A. H. (1980) Model for predicting the shoreline evolution of beaches backed by seawalls: *Coastal Eng.*, **4**, 47-64.
- 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・石川仁憲 (2009) 河口砂州復元の3次元予測モデル：土木学会海洋開発論文集, **25**, 1155-1160.
- Serizawa, M., Uda, T., San-nami, T., Furuie, K. and Ishikawa, T. (2009) Prediction of topographic changes of sand spit using BG model: *J. Coastal Res.*, **SI56**, 1060-1064.
- 芹沢真澄・宇多高明 (2010) 浅海平坦面上に発達する Bay barrier の形成予測モデル：地形, **31**, 33-54.
- 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・石川仁憲・宮原志帆・横澤 綾・湖内真帆 (2010) 浅海平坦面上における砂嘴の発達予測：土木学会海洋開発論文集, **26**, 1227-1232.
- 清水琢三 (1996) 海浜変形シミュレーション：土木学会 1996 年度水工学に関する夏期研修会講義集, **B-5-1-B-5-26**.
- 宇多高明・山本幸次 (1986) 湖および湾内に発達する砂嘴地形の変形特性：地形, **7**, 1-22.
- 宇多高明・山本幸次・河野茂樹 (1991) 砂嘴地形周りの海浜変形－三保松原を例として－：地形, **12**, 117-134.
- 宇多高明・山本幸次 (1992) 砂嘴形成海域の海底地形と砂嘴形態の関係について：地形, **13**, 141-157.
- 宇多高明・山本幸次・岡本俊策・河野茂樹 (1993) 沿岸漂砂の卓越する海岸の沖合に発達する大陸棚の形成に関する一考察：地形, **14**, 33-52.
- 渡辺宗介・芹沢真澄・宇多高明・小河正基 (2002) 著しく大きな海岸線曲率を持つ海岸における地形変化予測手法の開発：土木学会海岸工学論文集, **49**, 501-505.