

沿岸漂砂による3次元海浜地形変化の予測法

宇多高明*・山本幸次**・河野茂樹***

1. ま え が き

沿岸漂砂量の場所的不均衡により生じる海浜地形の長期的変動を数値計算によって予測可能とすることは、工学的に重要な課題である。このため、筆者らは沿岸漂砂量の水深方向分布を一般的な関数で与えることにより、3次元的海浜地形変化を予測可能なモデル（等深線変化モデル）を開発した（宇多ほか，1990）。このモデルは、汀線変化モデルや two-line モデル（Bakker, 1968）および n-line モデル（Perlin・Dean, 1978）と異なり、断面形の変化を予測でき、しかも通常の3次元海浜変形モデルと比較して計算時間がはるかに短くて済むなどの特徴を有する。しかし、このモデルでは陸域における浜崖の形成や、移動限界水深で深への土砂の落ち込みによる地形変化の予測ができない欠点があった。そこで、本研究では宇多・山本（1986, 1988）が明らかにした侵食域および堆積域の断面形状特性を考慮し、浜崖の形成や移動限界水深で深の地形変化を予測可能なモデルを開発した。

ところで、現地海岸では、短時間に大きな海浜変形をひき起こす高波浪の出現頻度は小さく、逆に低い波浪の出現頻度は高い。このような波高変化の履歴が、海浜地形変化に及ぼす影響については十分明らかになっていない。そこで、本研究では改良した等深線変化モデルにより、波高が経時的に変化する場合における海浜断面形の変化予測を行い、波高変化が海浜地形変化に及ぼす履歴効果について検討する。

2. 海浜変形モデルの改良

2.1 基本モデル

沿岸漂砂量の水深方向分布を考慮することにより海浜断面形の変化を予測可能な等深線変化モデルの概要は次のようである。

サベージ公式を用いた時、沿岸漂砂量 Q は、式（1）で与えられる。また、 α_b が十分小さいと仮定すると、

式（2）が成立する。

$$Q = f/8\rho g H_b^2 (C_g)_b \sin \alpha_b \cos \alpha_b \\ = F_0 \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$Q \doteq F_0 \left(\tan \alpha_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \right) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 f ：係数、 ρ ：海水密度、 g ：重力加速度、 H_b ：碎波波高、 $(C_g)_b$ ：碎波点における群速度、 α_b ：碎波点における入射角であり、 x 軸は沿岸方向、これと直角方向に y 軸を取る。

次に、Perlin・Dean（1978）と同様な考えに立ち、式（2）を n 本の等深線に区分された範囲に適用する。 $k=1\cdots n$ に対応する水深における漂砂量を q_k とし、等深線距離 y_k と q_k の間に式（2）と同様な関係が成立するとすれば、

$$q_k = F_{0k} \left(\tan \alpha_0 - \frac{\partial y_k}{\partial x} \right) \quad \dots\dots\dots (3)$$

となる。ここに、 $F_0 = F_0 \cdot \mu_k$ 、 $\sum \mu_k = 1$ である。 μ_k は各水深ごとの漂砂量を与える比例定数であり、沿岸漂砂量の水深方向分布を与えることにより式（4）を用いて計算される。

$$\mu_k = \int_{z_k}^{z_{k+1}} \xi(z) dz / \int_{-h_c}^{h_R} \xi(z) dz \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 z は静水面を基準とした鉛直上方距離、 h_R は陸上部において波による土砂移動が生ずる限界の高さ、 h_c は移動限界水深である。一方、漂砂量の連続式より、

$$\frac{\partial q_k}{\partial x} + h_k \frac{\partial y_k}{\partial t} = 0 \quad ; \quad k=1\cdots n \quad \dots\dots\dots (5)$$

が成立する。ここに、 $h_k (k=1\cdots n)$ は各等深線によって代表される地形変化に関する漂砂の移動高であり、式（6）で与えられる。

$$h_k = z_k - z_{k-1} \quad \dots\dots\dots (6)$$

$\xi(z)$ の関数形を与えれば、 μ_k が式（4）で計算されるから、式（3）、（5）を連立させて解くことにより各水深ごとの等深線の変化量が計算される。

2.2 モデルの改良

本研究では、海浜の長期的な変動を予測するモデルを開発することを主眼とし、海浜の長期変動の主因である沿岸漂砂による土砂移動を考慮する。また、浜崖の形成

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長

** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室研究員

*** 正会員 技研興業(株)

(元建設省土木研究所海岸研究室部外研究員)

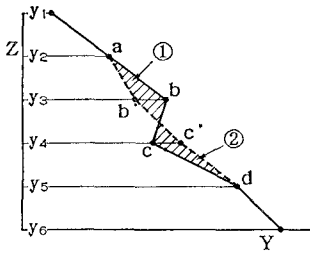


図-1 等深線距離の補正方法の考え方

や、急勾配斜面での深海域への土砂の落ち込み等を再現しうるよう沖向き漂砂のモデル化も行う。

等深線変化モデルでは n 本の等深線の変化を個別に計算するため、計算上、断面形にオーバーハングが現われたり、あるいは海浜勾配が現地海岸で見られる勾配と比べて極端に急になることがある。これらは、実際には陸上部における浜崖の形成や、深海域への土砂の落ち込みが生ずることを意味する。そこでこのような機構で沖向きに土砂が移動する状況をモデル化した。まず、底質の安息角をもとに陸上・水中それぞれにおける限界勾配を設定する。陸上部の限界勾配は浜崖の勾配、水中部の限界勾配は堆積した土砂が深海域へ落ち込んで形成される勾配を表わしている。例えば、計算の過程で断面形が図-1の実線 $abcd$ となったとする。 bc 間はオーバーハングしている。このとき、図示する二つの四角形(①, ②)の面積が等しくなるように新たに点 b' , c' を設定する。つまり、計算により求められる断面形状を破線 $ab'c'd$ として次のタイムステップに移る。ここで、点 b , c を点 b' , c' へと補正することにより、新たに限界勾配より急勾配となる部分が発生した場合には、同様に等深線距離の補正を繰り返す。このような補正を加えることにより、本モデルでは土砂収支を完全に満足したままで浜崖の形成、ならびに深海域への土砂の落ち込みを再現することが可能となった。

3. 移動床実験

3.1 実験方法

検証データを得るために移動床平面実験を行った。実験では平面水槽(16×21×0.8m)内に中央粒径0.31mmの細砂により海浜模型を整形した。図-2に模型海浜の平面および断面形状を示す。模型海浜は河口デルタのように突出した汀線形と、それに続く直線状の等深線からなる。海浜勾配は、半円形部、直線部ともに1/10とし、線対称な平面形状の半分を水槽に整形した。なお、沿岸方向に X 軸、岸沖方向に Y 軸、鉛直上方に Z 軸をとった。作用波の諸元は、波作用時に顕著な地形変化が生ずる限界水深が海浜斜面ののり先より浅くなるように、換算沖波波高 $H_0/5$ cm, 周期 $T=1.2$ sと設

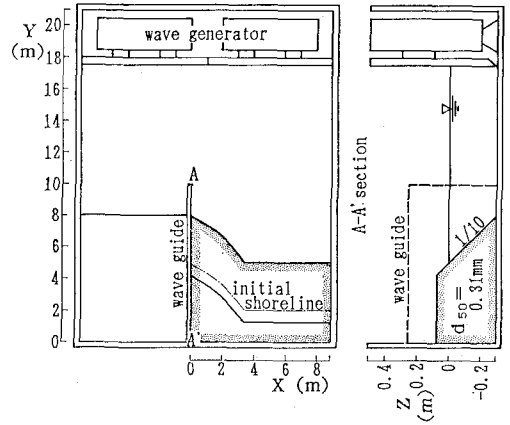


図-2 実験水槽の概要

定した。この波浪条件での漂砂の移動限界水深(h_i)は、佐藤・田中の表層移動限界水深式で計算すると、 $h_i=13$ cmとなり、海浜斜面ののり先水深 $h=30$ cmより十分浅い。実験では、実験開始前、開始1, 3, 6時間後(実験終了時)の計4回海浜地形を測定した。 $X=0\sim4$ m間では0.5m間隔、 $X=4\sim9$ m間は1m間隔で測量した。また、実験開始1, 6時間後の2回、碎波点における波の入射角と碎波波高を測定した。

3.2 実験結果

初期地形と実験開始時間後の等深線形を図-3に示す。初期形状ではいずれの等深線も平行である。6時間後、 $X=0\sim3$ mの区間では侵食が著しく、 $Z=5\sim12.5$ cmの間の等深線は大きく後退した。この結果、 $-2.5\sim-12.5$ cmの間には緩斜面が形成された。初期地形にお

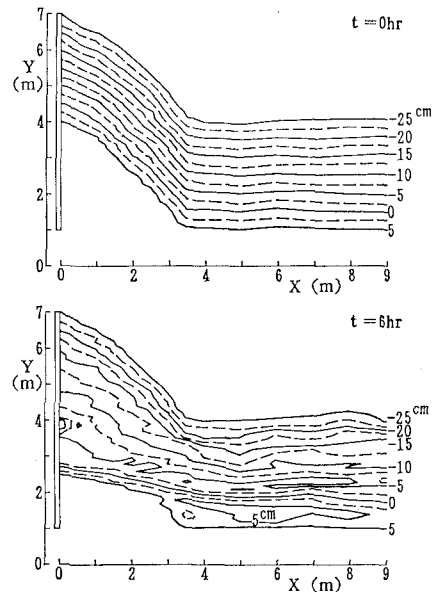


図-3 等深線図(実験)

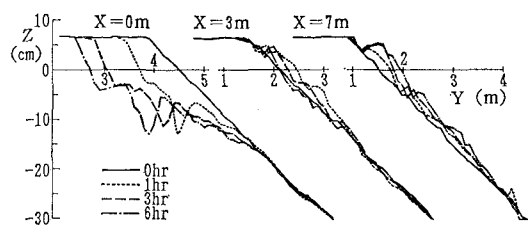


図-4 断面形の変化 (実験)

いて等深線形が円弧状から直線状に移行する変曲部に位置する $X=3\sim 5\text{m}$ の区間では、 $Z=5\sim 2.5\text{cm}$ には平坦面が形成され、その沖は -12.5cm まで緩斜面が続く、それ以深では勾配がややきつくなったのち、 -17.5cm 以深では初期と同じ等深線間隔が保たれている。一方、堆積域に位置する $X=5\sim 9\text{m}$ の区間では、 $Z=2.5\sim -22.5\text{cm}$ の間で等深線の前進が見られる。

代表測線の海浜断面形の変化をまとめて図-4に示す。代表測線は、侵食の最も著しい $X=0\text{m}$ 断面、中立的な $X=3\text{m}$ 断面、堆積域の $X=7\text{m}$ 断面を選んだ。 $X=0\text{m}$ 断面では、 -16cm 以浅で侵食され、 $-3\text{cm}\sim -16\text{cm}$ の間には緩斜面が形成された。また $-2\text{cm}\sim$ 陸上の平坦面の間に形成された浜崖が時間経過とともにほぼ平行移動したことがわかる。佐藤・田中による表層移動限界水深は $h_i=13\text{cm}$ にあり、この値は測定値の 16cm にはほぼ近い値となった。 $X=3\text{m}$ 断面では、 $Z=5\sim -12\text{cm}$ で実験開始から最初の1時間に堆積し、これ以後次第に侵食されて6時間後の断面は、ほぼ初期断面まで戻った。 $X=7\text{m}$ 断面では、 $Z=5\sim -23\text{cm}$ の間で経時的にほぼ単調に堆積した。

4. 実験と計算の比較

4.1 計算条件

実験より得られた碎波波高、碎波波向、海浜地形の変化状況をもとに、海浜変形モデルの計算条件を設定する。実際には、波浪条件は波浪変形計算を行って設定するべきであるが、本研究では海浜変形の再現に重点を置いているため実験値を用いる。

まず、碎波点位置における波高・波向の沿岸方向分布を図-5に示す。図中の○印は実験開始時間後、△印は実験終了直前における碎波波高・波向の実測値である。これらの値はばらつきがかなり大きく、そのままでは海浜変形モデルの波浪条件として用いることができない。そこで、ある測線を中心し前後 1m 間に入る測点の値を用いて単純移動平均を行い、近似曲線を求めた。実験開始1時間後の碎波波高、碎波波向を実線で、実験終了直前のそれを破線で示す。図示するように碎波波高と碎波波向は時間的に変化しており、計算では何らかの形で内挿を行う必要がある。そこで、 $X=0\text{m}$ 断面の汀線変

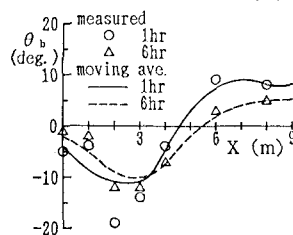
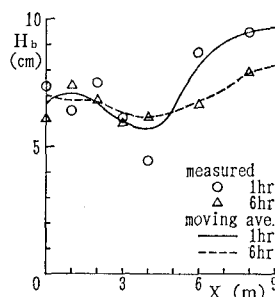


図-5 碎波波高・波向の沿岸方向分布

化に注目すると、汀線後退量は初期ほど早く、時間経過とともに遅くなっており、その変化は経過時間のほぼ $1/3$ 乗に比例することがわかった。このことより、碎波波高、碎波波向の時間的な変化も、汀線変化と同じ関数系になると仮定し、実験開始1時間後より、実験終了直前の値までの間、経過時間の $1/3$ 乗に比例させる形で変化させた。

次に、海浜地形の変化から、沿岸漂砂量の水深方向分布を設定する。侵食域の陸上部では浜崖が形成されることにより、波の打ち上げ高より高い部分においても断面形が変化するから、陸上部において波により土砂移動が生ずる限界の高さは侵食域では定められず、そのため限界高さは堆積域の $X=2.5\sim 9\text{m}$ の間にある9測線のデータを用いて定めた。一方、堆積域では土砂が波による移動限界水深に深にまで落ち込むことから、沖合の移動限界水深は定められず、移動限界水深は、侵食域の $X=0\sim 2.0\text{m}$ の区間にある5測線のデータを用いて定めた。

図-6には、水深方向に 1cm 間隔の各等深線の水平方向変位量を各断面における変位量の最大値で基準化した値を示す。また、鉛直軸には各測線の碎波波高で無次元化した水深をとった。これによると、移動限界水深は $(2.0\sim 2.5) H_b$ の間に分布しており、平均値は $h_c=2.3 H_b$ にある。 H_b と碎波水深 h_b の間には、例えば Mc Cowan によれば $H_b=0.78 h_b$ なる関係が成立するから、鉛直軸の無次元量に H_b を選んだことは、碎波水深で無次元化したのと同義となる。

沿岸漂砂量の水深方向分布は、陸上部で遡上波によって生ずる限界の高さと移動限界水深の間で分布形を持つ(図-6参照)とし、その分布形を碎波波高で無次元化した相対水深の関数として設定する。沿岸漂砂量の水深

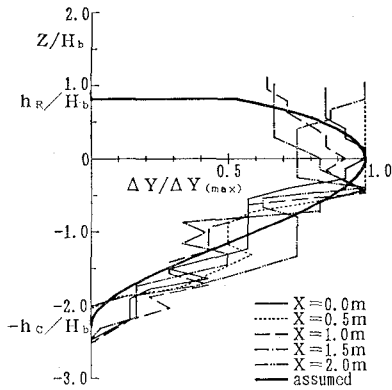


図-6 沿岸漂砂量の水深方向分布

方向分布は、次の簡単な近似式で仮定する。ここで、

$$z^* = z/H_b, \quad h_c^* = h_c/H_b$$

と置くとき、 $-h_c \leq z \leq h_R$ では、

$$\xi(z^*) = 2/h_c^* (h_c^*/2 - z^*) (z^* + h_c^*)^2 \quad \dots\dots (7)$$

$z < -h_c$ および $z > h_R$ では、

$$\xi(z^*) = 0 \quad \dots\dots (8)$$

と仮定する (図-6 参照)。

浜崖が形成される場合や、十分深い場所の急勾配斜面で土砂が堆積する場合、海浜の勾配は非常に急になる。これらの場合の勾配は、それぞれ陸上および海面下での限界勾配に等しくなる。計算では、実験結果をもとに、陸上部においては $i_R = 1/1.7$ 、水中部においては $i_c = 1/2$ と仮定する。

4.2 計算結果と実験結果の比較

計算で求めた6時間後の等深線形を初期形状とともに図-7に示す。6時間後、 $0 \text{ m} \leq X \leq 3 \text{ m}$ の区間は侵食が著しく、 $Z = 0 \sim -12.5 \text{ cm}$ の間には侵食緩斜面が形成された。その右に位置する $3 \text{ m} \leq X \leq 5 \text{ m}$ の区間では、 $Z = 2.5 \sim -15 \text{ cm}$ で等深線が前進し、しかも侵食緩斜面の勾配が次第に急になっている。さらに $-10 \sim -20 \text{ cm}$ の間では土砂の落ち込みによって非常に急勾配の斜面が形成された。 $5 \text{ m} \leq X$ の区域では $Z = 5 \text{ cm}$ の等深線を除いて全体に等深線が前進している。以上に述べた種々の特徴は、実験結果 (図-3) で見られた特徴とよく一致する。

次に、3断面 ($X = 0, 3, 7 \text{ m}$) を選んで、それらの断面形の変化を図-8に示す。 $X = 0 \text{ m}$ 断面では、陸上部の平坦面上より -16 cm の間で侵食が進み、特に静水面上では浜崖が形成され、それが時間の経過とともに平行移動しつつ後退したことがわかる。 $X = 3 \text{ m}$ 断面では、最初の1時間に -14 cm 以浅に土砂が堆積し、それ以後次第に侵食された。 $X = 7 \text{ m}$ 断面では、陸上部に平坦面を形成しつつ土砂が堆積している。また $Z = -6 \text{ cm}$ 以深では堆積量が急激に減少している。実験による断面形

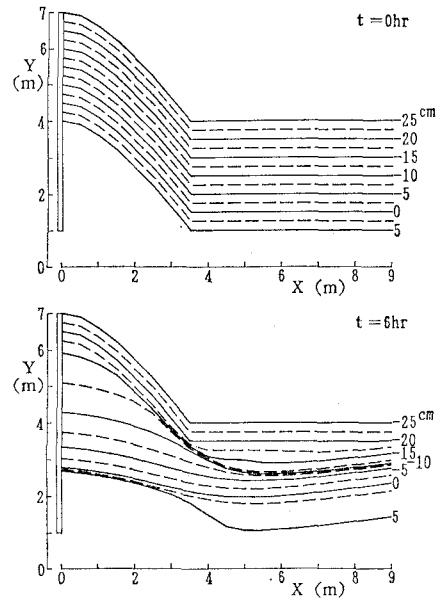


図-7 等深線図 (計算)

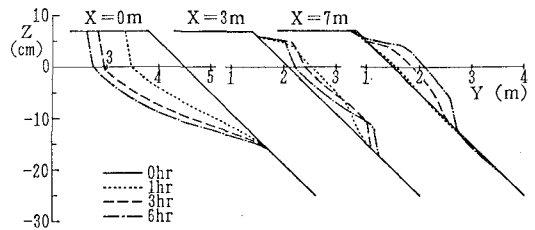


図-8 断面形の変化 (計算)

の変化 (図-4) と比較すると、計算では堆積域の範囲が浅海域に片寄っている。これは、実験においては土砂が浮遊砂としてより深い位置まで流れによって運ばれたのに対し、計算ではこの点を取り込まれていないためである。しかし、侵食域において断面形が平行移動しつつ後退する点や、侵食域から堆積域への遷移領域の等深線の変化など、いずれも実験結果との一致度は良好である。

5. 入射波高が変動する場合の海浜断面形の変化予測

作用波の履歴が地形変化にもたらす効果を、等深線変化モデルを用いた計算により再現することを試みる。モデル計算のための海浜形状は、本研究の移動床実験と同様に海浜勾配 $1/10$ の平行等深線地形とする。波浪条件は2ケース設定する。case ①では、最初の1時間 $H_b = 7 \text{ cm}$ ($T = 1.2 \text{ s}$) の波を、その後9時間 $H_b = 3 \text{ cm}$ ($T = 1.2 \text{ s}$) の波を作用させる。case ②は、この逆であり、最初から9時間 $H_b = 3 \text{ cm}$ の波を、その後1時間 $H_b =$

7 cm の波を作用させる。また、碎波波向は両ケースとも 10° とする。

まず、海浜の平面地形変化を検討する。図-9 には、代表例としてケース①の等深線図を示す。X=0~4.5 m で侵食され、X=4.5~9 m で堆積している。また、ケース②の場合もほぼ同様な等深線形の変化が見られた。

次に、ケース①、②の X=0 m、9 m 断面の変化を図-10 に示す。ケース①では最初の1時間に高波浪の作用を受けるため、X=0 m 断面では最初に侵食が著しく進み、1時間~10時間では、汀線付近でわずかに侵食された。これに対して、ケース②では初期から9時間の波浪が小さいために3~6 cm で徐々に侵食されたが、9時間から10時間では高波浪を受けるため8~15 cm で著しい侵食を受けた。また、陸上部において浜崖が形成され、断面がオーバーハングとならずに計算が進められている。X=9 m 断面では、ケース①においては最初に広く土砂が堆積し、その後汀線付近で堆積が進んだ。図示するように、ケース①、②の最終断面形はほぼ同一となった。浜崖の形成と深海への土砂の落ち込みによる変形を除けば、本モデルは基本的に線形系であるから、波

の作用順序が地形変化に及ぼす履歴効果は小さく、地形変化をほぼ線形的に合成することが可能である。また、断面形状が侵食域で上方に凹、堆積域で上方に凸となる特徴は、沿岸漂砂が卓越する現地海岸における海浜断面形の変化（例えば、宇多・山本、1986）において見られる特徴と非常に良く一致する。このことから、本モデルは沿岸漂砂による海浜断面形の変化をかなり高い精度で計算できることがわかる。なお、モデルの信頼性を更に向上させるには、図-6 に示した沿岸漂砂量の水深方向分布をより高い精度で定めることや、周期の効果を取り入れることなどが問題点として指摘される。

6. 結 論

本研究の主要な成果は以下のように要約される。

①河口デルタ状に突出した海浜の変形に関して、新たに開発したモデルによる変形計算を行った。これによると、侵食域において浜崖が形成されつつ断面形状が平行移動する状況、堆積域の断面形の変化、ならびに侵食、堆積域の中間の区域において、ある断面が最初堆積し、その後断面が侵食される状況などに関し、実験と計算で良い一致を見た。

②波高が変動する場合における波の作用順序の相違が海浜変形に及ぼす効果を予測モデルにより調べ、侵食域、堆積域における断面形の変形機構を明らかにした。これによると、本モデルは基本的に線形系であるため、波の作用順序が地形変化に及ぼす履歴効果は小さいものであった。

参 考 文 献

- 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, Vol. 7, pp. 1-22.
- 宇多高明・山本幸次 (1988): 砂嘴地形の形成過程: 現地観測と模型実験, 地形, Vol. 9, pp. 295-307.
- 宇多高明・山本幸次・河野茂樹 (1990): 沿岸漂砂量の水深方向分布を考慮した海浜変形モデル, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 304-308.
- Bakker, W. T. (1968): The dynamics of a coast with groyne system, Proc. 11th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 492-517.
- Perlin, M. and R. G. Dean (1978): Prediction of beach planforms with littoral controls, Proc. 16th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 1818-1838.

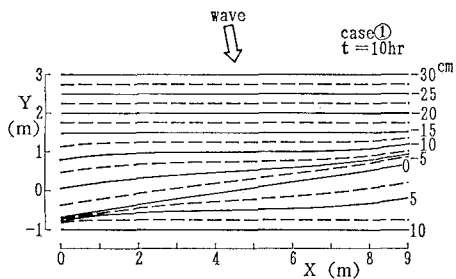


図-9 等深線図 (ケース①)

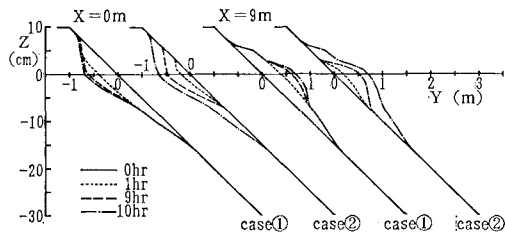


図-10 断面形の変化 (ケース①, ②)