

霞ヶ浦における風波による湖浜変形の実態

BEACH CHANGES CAUSED BY WIND WAVES IN LAKE KASUMIGA-URA

宇多高明*・赤穂俊作**・今井武雄**

By Takaaki UDA, Shunsaku AKO and Takeo IMAI

Beach changes due to wind waves in a lake have been observed at Ukishima region in the Kasumiga-ura Lake. Topographic surveys have been conducted 13 times since 1983 to study the beach changes around three drainage channels. Temporal and spatial changes of the offshore distances to some contours are investigated. It is concluded that the beach changes at Ukishima region are separated into two categories. In one category the beach changes take place around a structure built at the coast, where littoral drift into one direction is dominant. The other is the case of the beach changes under the condition of periodically varying wave direction due to the seasonal change of wind. It is found that these beach changes can be explained through the theoretical solutions of the one-line model. Finally the ergodic concept is introduced to show the applicability of substituting space for time to the analysis of the beach changes.

Keywords: Kasumiga-ura Lake, Beach changes, substituting space for time, theoretical analysis of shoreline change

1. ま え が き

湖内に発達する波浪は、フェッチが限られているために外洋に面した海岸と比較するとその大きさが1オーダー小さい。しかし通常行われている移動床模型実験の波浪条件と比較すると1オーダー大きく、したがって湖内の波浪条件は現地海岸と模型実験との中間に位置付けられる。そのため、湖内で風波によって生ずる地形変化について、その特性を現地海浜と比較して調べることは漂砂の相似性を理解するうえで役に立つ。また、現象の空間スケールが現地海浜と比較して小さいので、種々の観測が容易である利点もある。

このような見地より、著者らは過去に茨城県東部にある沼沼内の砂嘴周りの地形変化を調べた¹⁾。これによると、湖内で得られた湖浜地形変化特性と現地海浜のそれとがかなりよい一致を示し、湖内で得られた特性が相当高い一般性をもつことが判明した。本研究では同様な見地のもとに、湖として霞ヶ浦を選び、その中の浮島地区において風浪による地形変化を観測し、その変形機構を

調べる。

浮島地区の3つの樋管周りの地形変化を知るために1983年12月から1985年12月まで13回深浅測量を行った。得られたデータについては、等深線距離の時空間変化を調べる方法²⁾を用いて解析した。これによると、浮島地区の湖浜地形変動が、一方向の漂砂が卓越する場に構造物があるときに生ずる地形変化と、波の入射方向が季節的に変動する場に構造物があるときに生ずる地形変化に分けられ、おのおの現象が汀線変化モデルの理論解によって良好に説明されることが明らかになる。

一方、沿岸漂砂による地形変化予測に関しては、汀線変化モデルの数値計算法が実用化されている³⁾。この計算を適用するには、漂砂によって地形変化が生ずる移動高を知る必要がある。それを定める方法の1つに、海浜断面の経時変化データにより、断面積と汀線の変化量とを求め、それらの関係より経験的に定める方法がある。この方法を利用するには、ある断面形の経時変化を知る必要があり、したがって深浅測量を繰り返して行わなければならない。ところで、最近地形学分野でPaine⁴⁾は地形変化に関するエルゴード性を論じ、時間-空間の置換の可能性について述べている。本研究では海浜地形変化に関してこのエルゴード性の概念を導入し、時間-空間の置換によって1回の深浅測量データのみから上述

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
(〒305 茨城県筑波郡豊里町旭1)

** 正会員 建設省関東地方建設局霞ヶ浦工事事務所
(〒311-24 茨城県行方郡潮来町3510)

の移動高が算出できることを明らかにする。

2. 霞ヶ浦浮島地区の風と波浪の特性

調査対象の霞ヶ浦は、面積（西浦）171 km²、最大水深7 m、平均水深4 mの湖である（Fig.1）。浮島地区は湖の東南部にある。この地区にはいくつかの樋管が造られたが、その出口の漂砂による閉塞が生じた。そこでその防止のために試験矢板を設置した。その後、その周辺では風波に伴う漂砂によってかなり著しい地形変化がみられる。本研究では代表的に浮島1号、2号樋管および勝木樋門を取り上げ、その周辺の地形変化を分析する。

霞ヶ浦の湖心には気象海象の観測を行うために、1975年4月に湖心観測所が建設され、同月より風向風速、水位観測と、また1977年10月からは波浪観測を実施してきている。湖内の波浪に関しては、この観測点のデータを用いて解析を行う。最初に、霞ヶ浦の風特性に関し、湖心観測所のデータより風速と風速5 m以上の強風の頻度分布を調べた（Fig.2）。測定期間は1982年1月から1985年12月まで3か年である。図には浮島地区の平均湖岸線の方向も示した。春（3～5月）は、NE方向

の風が発達する。夏（6～8月）ではENEとSSE方向とが卓越するが、SSE方向の風は陸風となるために浮島地区の漂砂を考えるうえでは重要でない。秋（9～11月）には一転してN方向が卓越し、冬（12～2月）にはN方向が高頻度である。浮島地区の沿岸漂砂を考えるうえでは、春から夏に高頻度となるNEまたはENE方向の風と、秋から冬に発達するN方向の風が重要である。なぜならば、前者は全般的に西向き漂砂を、後者は東向き漂砂を生じさせるからである。

霞ヶ浦の湖心観測所では1977年10月以降波浪観測が行われている。浮島地区の漂砂について調べるためには、当該地点の波の発達状況を知る必要がある。浮島地区では波浪観測は行われていないので、まず湖心の風向風速データより湖心地点の波浪データを検証値として波浪の推算式を求め、次にこの推算式により当該地点の波浪を推算する。波浪推算式に関しては、すでに1978年の測定値より次の回帰式が得られている⁵⁾。

$$gH_{1/3}/U^2 = 2.47 \times 10^{-4} (gF_e/U^2)^{0.427} \dots\dots\dots (1)$$

$$gT_{1/3}/2\pi U = 6.98 \times 10^{-2} (gF_e/U^2)^{0.285} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $H_{1/3}$ ：有義波高（m）、 $T_{1/3}$ ：有義波周期（s）、 F_e ：有効吹送距離（km）、 U ：風速（m/s）、 g ：重力加速度である。

次に、浮島地区の代表地点の波浪を推算式（1）、（2）を用いて推算した。代表地点は、浮島1号樋管と勝木樋門の中央の沖、水深5 m地点とした。1985年の湖心の風向風速データより、各方向別に波浪を推算し、波高の階級別頻度を求め、Fig.3に示した。波浪の発生頻度はN、NNE、NEが高い。平均湖岸線の法線方向はNNE方向なので、主として秋～冬に生ずるN方向の入射波では東向きの沿岸漂砂が生じ、春～夏に生ずるNE方向の波では西向きの沿岸漂砂が生ずる。NとNE方向を比較すると、N方向の方が頻度が高く、また20 cm以上の高波浪に限ればN方向の波が最も卓越している。これらのことから長期的にみた漂砂特性としては、東向きの沿岸漂砂が卓越する。このことは浮島の東端に和田

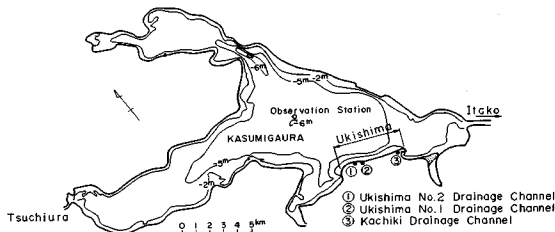


Fig.1 Planform of Kasumiga-ura Lake and location of Ukishima region.

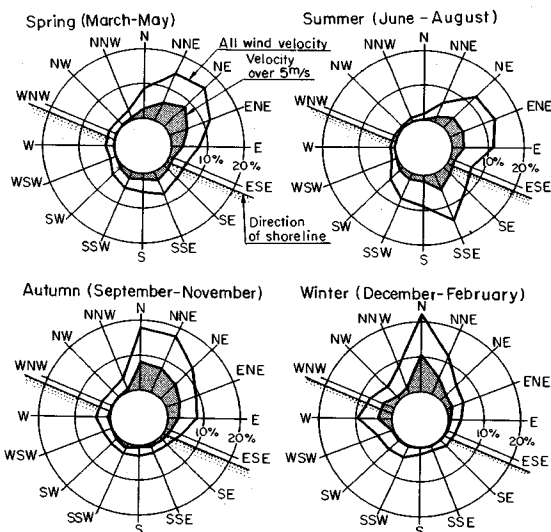


Fig.2 Seasonal change of wind at the observation station located in the center of the lake.

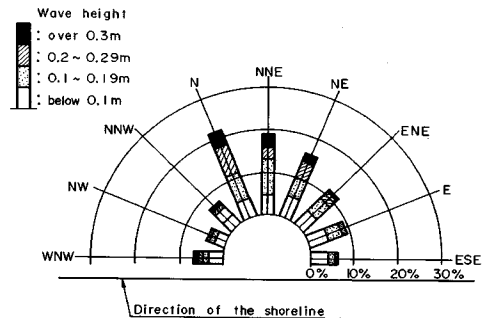


Fig.3 Probability of occurrence of certain wave height and wave direction off Ukishima region.

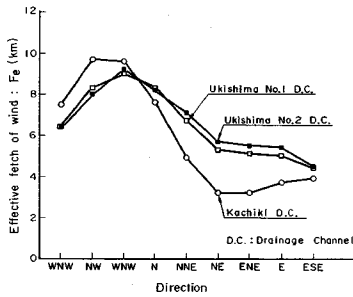


Fig. 4 Effective fetch of wind at Ukishima and Kachiki Drainage Channels.

岬の砂嘴⁶⁾が形成されていることから理解できる。調査の対象とする3つの樋管は浮島にあるので、平均的にはFig. 3に示した波浪特性をもつと考えられるが、詳しくみるとフェッチの相違により沿岸方向の波高変化が生ずる可能性がある (Fig. 4)。浮島1号と2号樋管は0.6 km 離れているのみなのでフェッチ条件はよく似ているが、浮島2号樋管の東2.75 km に位置する勝木樋門では他の2者と比較するとN~Eの間でかなりフェッチが短くなっている。

3. 浮島1号, 2号樋管周辺の湖浜地形変化

浮島1号, 2号樋管位置には樋管前面への漂砂の侵入を防止するために1983年12月21日に矢板が設置された。これらは不透透構造であるため沿岸漂砂を阻止し、したがって構造物周りでは顕著な地形変化が観察される。その状況を深淺図と等深線距離の変化より調べる。

まず浮島1号樋管周りの深淺図をFig. 5に示す。ただし、測線の基準線は緩やかに湾曲した湖岸線と矢板位置で接している。また矢板を設置する前の汀線形はほぼ湖岸線と平行であった。図中、鉛直高さの基準はY. P. 1 m (T. P. 1. 16 m) にとってある。湖の水位は降雨等によって変化するが、平均すればY. P. 1 m となる。矢板は樋

管位置の湖岸線の法線方向に造られている。左岸矢板の西側では矢板に近接するほど汀線が湖面へ突き出ている。また0.0 m より-0.5 m の間の勾配は急であるが、-0.6 m 以深では平坦である。また、陸上部の0.2 m 以上にも緩斜面が形成されている。逆に右岸矢板の東側では浜崖が形成されている。このように不透透構造物の西側で土砂が堆積し、東側で侵食という地形特性は、少なくともこの測量が行われた時期 (1985年2月) の漂砂の卓越方向が東向きであることを示す。ただしこの漂砂の方向は、風向によっては逆転することもあり得であろう。次にこの点を代表測線の等深線距離の変化より調べる。ここに、等深線距離とは基準線よりある等深線までの水平沖向き距離と定義する²⁾。

等深線距離は樋管の西側で3測線 (No. 1, No. 5, No. 9), 東側で1測線 (No. 18) を選んで調べる。使用するデータは、1983年12月5日より1985年12月25日まで延べ13回行われた深淺測量データである。これらの測量はFig. 5に示す範囲で繰り返された。矢板より西側に43.5 m 離れた測線No. 1では、1984年12月までは著しい変化はみられなかった (Fig. 6)。その後各等深線距離は経年的に前進し始め、1985年10月までに汀線は3.3 m 前進した。汀線の前進に対応して-0.4 m から0.4 m までの等深線距離も前進したが、それらの等深線距離がほとんど汀線と平行に前進していることは注目される。これらはこの部分の海浜が断面形をほぼ一定に保ちつつ前進したことを意味する。矢板より23 m 離れたNo. 5では等深線距離の変化が著しくなった (Fig. 7)。矢板に接近したためNo. 1と比較すると変化量が大きくなるとともに、地形変化が1年前の1983年12月より始まった。汀線変化量は1983年12月より1985年12月まで2年間で9.5 m とNo. 1地点の変化量と比較してずっと大きくなった。また矢板より西にわずかに3.5 m 離れたNo. 9の等深線距離の変化をFig. 8に

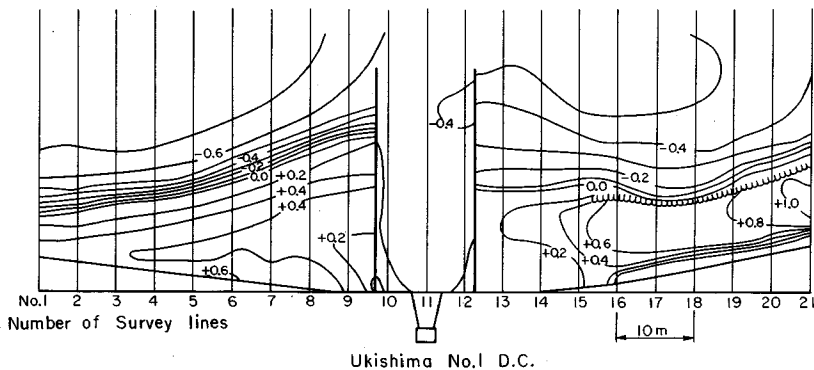


Fig. 5 Beach topography and alignment of survey lines around Ukishima No.1 Drainage Channel measured in February, 1985.

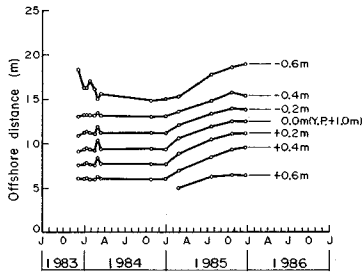


Fig. 6 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.1 Drainage Channel, Survey line No.1).

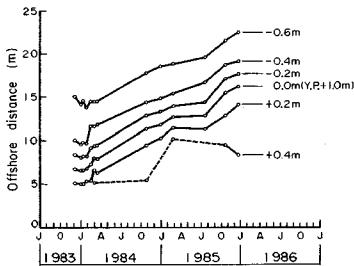


Fig. 7 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.1 Drainage Channel, Survey line No.5).

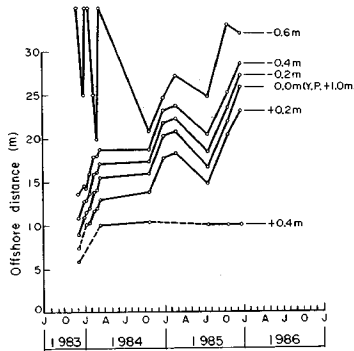


Fig. 8 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.1 Drainage Channel, Survey line No.9).

示す。0.2 m～-0.4 m の範囲の等深線距離は測線 No. 1, No. 5 のときと同様に長期的には前進傾向をもつ。しかしこれらの等深線距離は、1984 年 3 月～10 月、1985 年 3 月～7 月の間に顕著なように、長期的な前進傾向より変化なし、または後退傾向となる。このことは長期的にみた沿岸漂砂の卓越方向は東向きであるが、それに季節変動が重なっており、春から夏にかけて一時沿岸漂砂は西向きとなることを表わしている。その外力は、春、夏に多く発達する NE ないし ENE の風と考えられる。

ところで、もしこのような外力変動が存在するとすれば、矢板の東側海浜では逆モードの地形変化が見出されなければならない。そこで右岸矢板より 28 m 東側に離れた測線 No. 18 の等深線距離の変化を調べた (Fig. 9)。これによると、No. 9 の変化と対照的に春から夏にかけて等深線距離が確かに前進しており、ちょうど逆モードの現象が生じている。以上の点を総括すると、浮島 1 号樋管位置では長期的には東向きの沿岸漂砂が卓越するが、春・夏の NE または ENE 方向からの風に応じて一時的に沿岸漂砂の方向が逆転するといえる。

次に浮島 1 号樋管より 0.6 km 西に位置する浮島 2 号樋管の周りの地形変化を同様に調べる。まず樋管周りの深淺図を Fig. 10 に示す。これは 1985 年 2 月の測量結果である。またこの地点では矢板は左岸側にのみ設置され

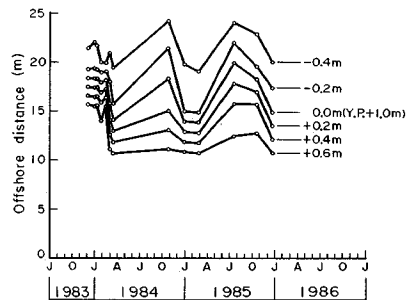


Fig. 9 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.1 Drainage Channel, Survey line No. 18).

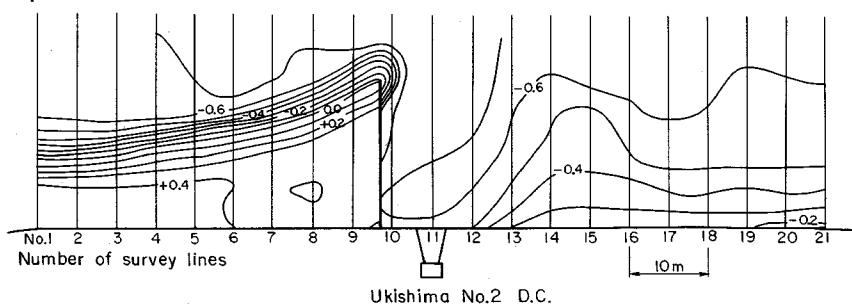


Fig. 10 Beach topography and alignment of survey lines around Ukishima No.2 Drainage Channel measured in February, 1985.

ている。汀線は西側より矢板に近づくほど沖に出ており、矢板位置ではその先端を回り込んだ土砂の堆積がみられる。逆に樋管の東側には前浜が存在しない。このように海浜地形の際立った相違は、この地点の漂砂の方向が測量を行った時期東向きであったことを示している。

さらに、代表測線における等深線距離の経年変化により地形変化を把握する。代表測線としては、矢板より西におのおの43.5 m, 23.5 m, 3.5 m離れた測線 No.1, No.5, No.9を選ぶ。No.1では0.2 m～-0.4 mの等深線距離が1983年12月よりほぼ単調に増加している (Fig. 11)。これらの等深線距離が互いにはほぼ平行移動している点は、浮島1号樋管の測線 No.1と同様である。測線 No.5では汀線はかなり大きな変動を示す (Fig. 12)。秋から冬の間は等深線距離が前進し、春から夏には後退する。汀線は長期的にみるとやや前進傾向を示すが、季節変動の方が卓越している。さらに矢板に近接した測線 No.9ではNo.5でみられた季節変動が著しくなっており、汀線変動の振幅は1984年3月と1984年10月の汀線変化から読み取ると約6.9 mとなった (Fig. 13)。

結局、浮島2号樋管の西側の区域での地形変動の特徴は次のように要約される。①0.2 m～-0.4 mの範囲の等深線距離は共によく似た経時変化特性を示す。これはこの部分の海浜断面がほぼ平行移動していることを表わす。②これらの等深線距離は際立った周期性を示し、秋から冬に前進し、春から夏に後退する。③その季節変化は矢板に近接するほど顕著になる。矢板より3.5 m離れたNo.9では変動が著しいが、43.5 m離れたNo.1ではほとんど変動がみられなくなる。④地形変動は季節変化のみでなく、長期的にはわずかながら堆積傾向を示す。

浮島1号、2号樋管周りの地形はFig. 5, 10に示したように互いによく似ている。また両者は沿岸方向にわずかに0.6 km離れているのみである。にもかかわらず両者の地形変化に著しい差がみられた点は注目に値する。浮島1号樋管の西側の汀線は単調な前進傾向を主モードとし、それに季節変動が重なっていた。浮島2号樋管ではこれと逆に季節変動が主モードを示し、それに単調な前進傾向が重なっている。これら2地点のフェッチはFig. 4に示すように大きく違わない。主な相違点は湖岸線の方向にある。浮島1号樋管地点の湖岸線法線の方向はN 37.9°E、2号地点はN 13°Eであって浮島1号は2号と比較して24.9°時計回りの方向に傾いている。同一方向の入射波に対して、浮島1号樋管位置では湖岸線の方向が大きく傾いているために東向きの沿岸漂砂が卓越しやすい。波の入射方向は季節的に変化するので、湖岸線の傾きがより小さい浮島2号樋管地点では季節変化が著しく現われたと考えられる。

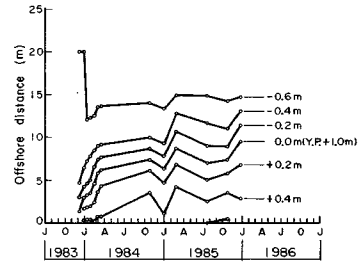


Fig. 11 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.2 Drainage Channel, Survey line No.1).

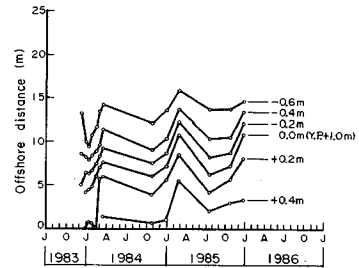


Fig. 12 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.2 Drainage Channel, Survey line No.5).

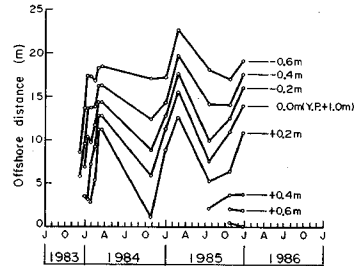


Fig. 13 Temporal change of offshore distances to some contours (Ukishima No.2 Drainage Channel, Survey line No.9).

最後に、各樋管位置での沿岸漂砂量を実測値より求めてみる。断面形状の変化は各地点、各測点ごとに明らかにされているので、顕著な土砂堆積のみられる各構造物の西側区域の総土砂量の変化を求め、それより沿岸漂砂量を算出する。浮島1号、2号樋管に関しては測線No.1～No.9の範囲の累積土砂量の変化をFig. 14に示す。また勝木樋門に関しては、樋門前面の矢板より西側に35 m離れたNo.1より矢板位置 (No.8) までの断面データより累積土砂変化を求めて同じくFig. 14に示した。浮島1号樋管位置では経年的に土砂量が増加しており、その平均増加割合を1983年12月から1985年12月の間で求めると約0.45 m³/dとなる。この値は、測線No.1を通過する沿岸漂砂量に等しい。なぜならば矢板位置で漂砂は遮断されており、下手への土砂の流出は考

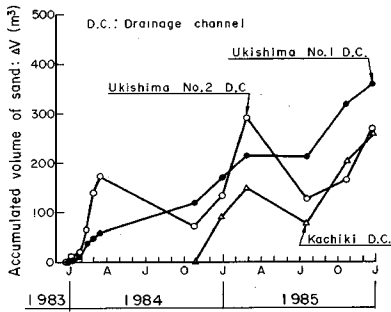


Fig. 14 Temporal change of accumulated sand on the west side of the structure.

えられないからである。一方、浮島2号樋管と勝木樋門における土砂量は季節的に増減を繰り返しつつ平均的には増加している。

4. 湖浜地形変化のエルゴード性と沿岸漂砂の移動高

(1) 時間-空間の置換

海浜地形は波の作用のもとで時間とともに変化する。ある時刻におけるその形態は浅浅測量によって調べられるが、海浜が時間的に変化するのであれば空間的に詳しい測量のみでは不十分であって、時間的にも詳しく測量を行わねばならない。しかし現地海岸で測量を高頻度で行うことは経費や実施上多くの困難を伴う。このような場合、時間-空間の置換が可能であって、海浜の時間変化が空間的变化より説明されれば、測量を繰り返さなくても済むためその価値は大きいであろう。

地形学の分野では、エルゴード性の仮定のもとに、空間的に得られた地形特性により時間的な変化特性を説明しようとする試みが行われている。これは、現在みられる地形がいろいろな発達段階にあると仮定し、現在の地形情報のみからその時間的な変化過程を推論するものである。そして空間的にサンプリングされた値が時間的な変化に置き換えられるという意味において、統計力学で使われている用語を準用してエルゴード的とよばれる。この種の議論はたとえば Paine⁴⁾ に詳しい。ここではこの概念を海浜地形変化の解析に応用する。以下、浮島1号樋管周りの地形変化をもとに考察する。

測線 No. 9 を選び、断面形状の時間的な変化を Fig. 15 (a) に示す。1983年12月より1985年12月までの変化である。湖浜断面は経年的に前進し、汀線の前進量は2年間で14.6 m に達した。またその間の地形変化特性として、前浜頂は約0.35 m と一定であり、また湖面下の地形変化は約-0.6 m 以浅で生じている。有意な地形変化のみられる限界水深は約0.6 m である。この図は断面形の経時変化を示すので、湖浜断面積や汀線の変化

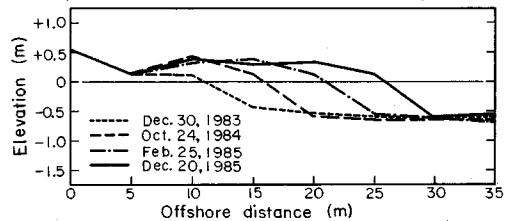
量を求め、これらの相関より漂砂の移動高を経験的に定めることができる。

Fig. 15 (a) で得られた特徴は、沿岸方向の各測線の断面形の重ね合わせにより得ることができる。各測線の断面形を基準線を合わせて重ねたのが Fig. 15 (b) である。ただし基準線は構造物が設置する前の汀線形となだらかに接する方向にとられなければならない。図には1985年2月25日と1985年12月20日の測量結果の両者を示した。図の断面形は、1断面の経時変化を示すのではなく、ある時刻における沿岸方向の変化を重ねて示したものである。Fig. 15 (a), (b) は湖浜断面形、前浜頂高、有意な地形変化の生ずる限界水深などの点においてよく一致を示している。結局、この位置において生ずる地形の経時変化過程は、ある時刻の空間的变化により説明できることになる。

(2) 沿岸漂砂の移動高

湖浜断面形の時間、空間変化より沿岸漂砂によって地形変化が生ずる場合の移動高を算出する。その方法としては、湖浜断面積と汀線の変化量の相関より経験的に定める方法を用いる。浮島1号樋管周りの地形変化より検討する。測線 No. 9 において1983年12月30日のデータを基準とし、その後の測量データより断面積の変化量 (ΔA) と汀線変化量 (Δy) を求め、両者の相関を調べると、両変数の間には相関係数 $R=0.992$ で式 (3) が

a) Temporal changes of beach sections at Survey line No. 9



b) Longshore changes of beach section

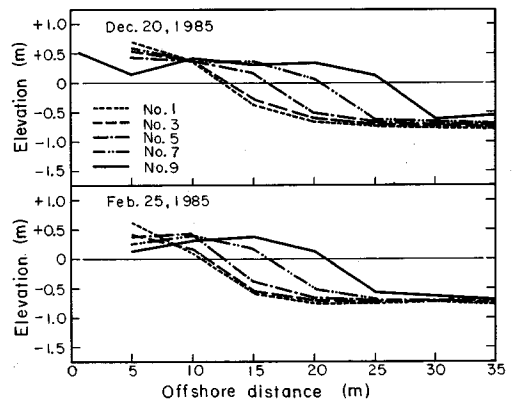


Fig. 15 Comparison of temporal and spatial changes of the cross section of the beach around Ukishima No. 1 Drainage Channel.

得られる。

$$\Delta A = 0.83\Delta y + 0.12 \dots \dots \dots (3)$$

ここに ΔA , Δy の単位は m^2 , m である。一方, Fig. 15 (b) に示した沿岸方向データについては, 各時間とも測線 No. 1 を基準とすれば ΔA と Δy とが算出される。

1985年2月25日と同年12月20日のデータに対し, おのおの相関係数 $R=0.985$ および 0.996 で次式が成立する。

$$\Delta A = 1.00\Delta y + 0.41 \dots \dots \dots (4)$$

$$\Delta A = 0.93\Delta y - 0.01 \dots \dots \dots (5)$$

式(3)~(5)において, ΔA と Δy の比例定数は地形変化の移動高を与える。これは湖浜断面積の変化量と等しい面積をもち, その底辺長が汀線変化量と等しい直方体の高さに相当する。断面の時間的变化と場所的变化より得られた移動高には多少の相違がみられる。しかし移動高は算出法によらず地点ごとに値が定まるべきなので, ここでは三者の平均値を求めると $\bar{h}_m = 0.95 m$ となる。断面形の経時変化より求めた値 ($h_m = 0.83 m$) は他二者に比較して小さいが, 経時変化特性をもとにした移動高は, 地形の沿岸方向データよりほぼ推定できることになる。

同様な計算は浮島2号樋管と勝木樋門の周辺地形についても行うことができる。浮島2号樋管の西側の地域に関して, 測線 No. 9 の断面形の経時変化データより, $R = 0.960$ で次式が得られる。

$$\Delta A = 0.82\Delta y + 1.00 \dots \dots \dots (6)$$

また, 1985年2月25日および12月21日の深浅測量データをもとに断面形の沿岸変化を利用すると, おのおの $R=0.976$, 0.933 で次式が得られる。

$$\Delta A = 0.93\Delta y - 0.58 \dots \dots \dots (7)$$

$$\Delta A = 0.91\Delta y - 0.35 \dots \dots \dots (8)$$

式(6)~(8)の ΔA , Δy の単位は式(3)と同一である。結局, 漂砂の移動高はおのおの $0.82 m$, $0.93 m$, および $0.91 m$ となる。それらの平均値は $0.89 m$ である。

勝木樋門の周辺地形に関しては, 測線 No. 8 の断面形状経時変化データと, 1985年12月24日の測量データより ΔA , Δy が算出され, 次の関係が得られている。

$$\Delta A = 1.21\Delta y + 0.89 \dots \dots \dots (9)$$

$$\Delta A = 0.99\Delta y - 0.07 \dots \dots \dots (10)$$

ここに, 式(9), (10)の相関係数は 0.985 と 0.997 である。移動高の平均値は $1.1 m$ となる。

以上のように, 空間-時間の置換によって漂砂の移動高が求められることが明らかになった。このような空間-時間の置換により移動高を推定する方法の有効性は他の海岸でも明らかにされている。すなわち, 小川原湖海岸の三沢漁港周辺地形¹⁾や, 茨城県の溜沼にある親沢鼻

周辺地形¹⁾などにおいても応用され, 有効性が確認されている。結局, 空間-時間の置換によって海浜面変化特性を知る方法はかなり普遍的性質をもつことがわかる。ところで以上の3地点で得られた移動高の平均値を小さい順に並べると, 浮島2号 ($0.89 m$), 浮島1号 ($0.95 m$), 勝木 ($1.1 m$) となる。計算の精度から考えるとこれらは有意でない可能性もあるが, 各地点の断面形の比較によると移動限界水深等に有意な差がみられた。そこで, 以下で相互比較を行う。

当該地点の代表測線で水深方向のサンプリングを行ったところ, 汀線付近の中央粒径は $0.4 \sim 1.1 mm$ とかなり粗いが, 水深が大きくなると中央粒径は小さく, またそのばらつきも小さくなり, 結局, 水深約 $2 m$ で $d_{50} = 0.3 mm$ となった。浮島1, 2号樋管, 勝木樋門と, 場所が異なったとき底質中央粒径にはあまり変化はみられなかった。このことより, 移動高の沿岸変化に及ぼす底質粒径の影響はそれほど大きくないと考えられる。

次に波浪条件について考える。移動高は波浪条件に依存するので, 実測の気象データより式(1), (2)を用いて波浪推算を行った。1984年までは気象データの測得率が低い時期があったため, 測得率の高い1985年1月から12月までの湖心観測所の風向風速データを用いて計算を行った。各方向別に計算を行い, 屈折変形を考慮して各地点の沖合の水深約 $1 m$ でのエネルギー平均波を求めると, 浮島2号で $H_{1/3} = 0.20 m$, $T_{1/3} = 1.9 s$, 浮島1号で $H_{1/3} = 0.19 m$, $T_{1/3} = 1.8 s$, 勝木で $H_{1/3} = 0.18 m$, $T_{1/3} = 1.8 s$ となった。波高は東向きにわずかに小さくなったが, 有意な差はみられず, 実測データから移動高の相違を説明することはできなかった。ただし以上の計算はすべての方向の風を考慮したものであることに注意する必要がある。実際には各種管, 樋門の出口にある矢板の西側での土砂の堆積は, 長期的にみれば主として NNE~N 方向の風に起因する波によると考えられる (Fig. 3 参照)。そこで特に NNE~N 方向のフェッチを Fig. 4 で調べると, その長さはほぼ浮島2号, 1号樋管, 勝木樋門の順となっており, これらの方向の風に対しては波高は東側ほど高くなるのがわかる。

(3) 湖内と現地海浜の移動高の比較

前節では霞ヶ浦の浮島地区での移動高を明らかにしたが, その結果と現地海岸での値とを比較することは, 漂砂現象の相似性について理解を進めるうえで役に立つ。そこで漂砂の移動高に関する相互比較を試みた。沿岸漂砂によって地形変化が生ずる際の移動高は, 移動限界水深と波の遡上高に依存する (Fig. 15 参照)。前浜付近の勾配が大きい海浜が侵食されると, 前浜より陸側に浜崖が形成されるのでその部分の侵食限界は波の遡上高より大きくなるが¹⁾, 比較的緩やかな勾配の海浜での陸上部

の侵食限界はほぼ遡上高により規定される。移動限界水深と波の遡上高は波高，周期，底質粒径，比重，海底勾配などに関係する。これらすべてのパラメーターに関する因果関係を実証的に明らかにするにはデータが不足しているために，ここではできるだけ単純化して考える。まず，底質の比重はほぼ2.65であって一定値とみなせる。移動限界水深に関しては種々の式があるが，Hallermeier⁸⁾は次式を提案している。

$$D = (2.28 - 10.9^{h_m/L_0}) \cdot H_0 \dots\dots\dots(11)$$

ここに H_0 は沖波波高， h_m/L_0 は波形勾配である。この式は，底質中央粒径が約0.2 mmの砂に対して成立する。また， h_m/L_0 は一般に現地海岸では0.01~0.04程度の値をとるために，式(11)の第2項は第1項に対して小さく，第一近似として移動限界水深は H_0 に依存する。また移動限界水深が大きい条件のもとでは波の遡上高も大きいと考えられることから，ここでは移動高と沖波波高の関係を調べる。使用する他の海岸のデータは，駿河海岸⁹⁾，小川原湖海岸⁷⁾，富士海岸^{3),10)}，高知海岸¹¹⁾，仙台湾沿岸¹²⁾等のものである。また波浪の規模の小さい海岸(湖含む)のデータとしては，明石海峡に面した松帆崎^{13),14)}と東播海岸¹⁴⁾および溜沼のデータ¹⁾を用いた。これらの海岸の代表地区ではいずれも地形変化データより移動高が求められている。そこで波浪観測データよりエネルギー平均波高を求め，その沖波波高を計算した。ただし松帆崎周辺のデータに関しては波浪観測が行われていないので，推算値 ($H_{1/3} = 0.31$ m) を用いた。

結果を示す前に底質粒径の影響について考えておく。上述の海岸の汀線付近の底質中央粒径には最大10 mmと著しく大きいものがあるが，地形変化の沖側端を定める移動限界水深近傍の水深約8~10 mではいずれの現地海岸でも中央粒径は0.2~0.4 mmとなることが多く，その変化は小さい。溜沼や本研究で対象とする浮島地区についても水深の絶対値は異なるもののほぼ同様な関係が成立する。以上の点より，移動高に及ぼす底質粒径の効果は，沖波波高のそれよりも小さいと考え，移動高と

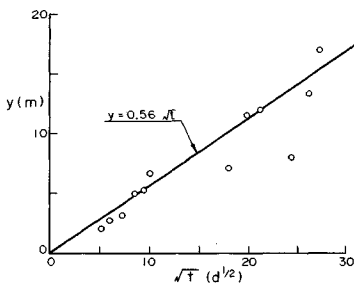


Fig. 16 Relationship between the characteristic height of the beach changes due to littoral transport and averaged wave height.

沖波波高の関係を直接調べた (Fig. 16)。移動高 (h_m) と沖波波高 (\bar{H}_0) の間にはほぼ次式が成立する。

$$h_m = 10\bar{H}_0 \dots\dots\dots(12)$$

波浪の弱い湖や内海で得られた移動高は，現地海岸での値と比較すると第一近似としては沖波波高のスケール比に応じて小さくなっていることがわかる。

5. 湖浜地形変化の理論解と実測値の比較

前章で述べたように，浮島1，2号樋管周りの地形変化では湖浜断面積と汀線の変化量の間には高い相関で線形関係が成立し，また湖浜断面形は時間的，空間的にはほぼ相似形を保っていた (Fig. 15 参照)。これらの点を考慮すると浮島1，2号樋管周りの地形変化は汀線変化モデルによってモデル化され得ると考えられる。ここでは現象の本質を直接的に理解するために，理論解と実測値との比較を試みる。まず浮島1号樋管周りの地形変化について考える。この位置では，季節的な変動はわずかにあるものの，汀線変化の主なモードとしては単調な前進である。長期的にみると，東向きの沿岸漂砂が矢板によって阻止されたための地形変化である。沿岸漂砂が卓越する海岸において，突堤等の漂砂阻止構造物が造られたときの構造物上手側の汀線変化は次式で与えられる³⁾。

$$y(x, t) = \frac{\tan \theta_0}{\sqrt{\pi}} \left\{ \sqrt{4A_0 t} \exp\left(-\frac{x^2}{4A_0 t}\right) - \pi \sqrt{\pi} \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{\sqrt{4A_0 t}}\right) \right\} \dots\dots\dots(13)$$

ここに x 軸は構造物(矢板)より西向きにとられている。また θ_0 は碎波点における入射角， A_0 は F/h_m ， F は波のエネルギー流束に比例する定数である。 F は実際には波浪条件とともに変化するが，ここでは定数として扱う。また h_m は移動高であり， $\operatorname{erfc}(u)$ は誤差関数である。

移動高は4.(2)の検討により $h_m = 0.95$ m となっており，理論式を実測値にあてはめる際の未知数は F と θ_0 の2つである。式(13)を現地データに適用させる方法としては，著者の1人が大洗海岸のデータに対して試みた方法がある¹⁵⁾。そこで本研究でも同様な方法で検討する。

$x=0$ において式(13)は次のように書ける。

$$y(0, t) = \frac{\tan \theta_0}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{4F}{h_m}} \cdot \sqrt{t} \dots\dots\dots(14)$$

矢板近傍での汀線は \sqrt{t} に比例して前進する。矢板より3.5 m離れた測線 No. 9 のデータを $x=0$ の近似値として用い，時刻 t との関係調べると Fig. 17 となる。ある程度のばらつきはあるが，両者の関係は，

$$y(0, t) = 0.56 \sqrt{t} \dots\dots\dots(15)$$

となる。また矢板より西側に十分離れた地点での沿岸漂

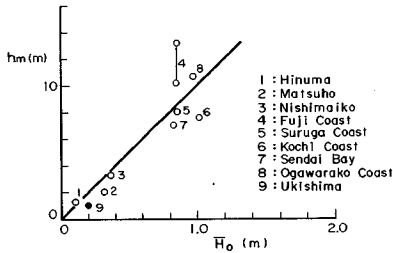


Fig. 17 Relation between the shoreline position, y , and \sqrt{t} at survey line No.9 of Ukishima No.1 Drainage Channel.

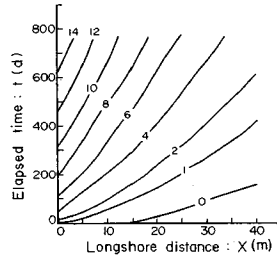


Fig. 18 Temporal and spatial changes of the shoreline position (Ukishima No.1 Drainage Channel, Theoretical solution).

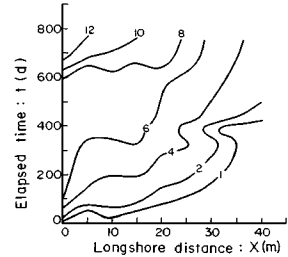


Fig. 19 Temporal and spatial changes of the shoreline position (Ukishima No.1 Drainage Channel, Observed value).

砂量は $Q_0 = F \tan \theta_0$ で与えられるが, Fig. 14 によれば,

$$Q_0 = F \tan \theta_0 = 0.45 \dots \dots \dots (16)$$

と与えられる。ここに Q_0 , F の単位は m^3/d である。式 (14), (15), (16) より F と $\tan \theta_0$ は, $F = 0.88 m^3/d$, $\tan \theta_0 = 0.51$ となる。実測値との比較を行いやすくするため, 得られた F および $\tan \theta_0$ を用いて計算を行い, 結果を Fig. 18 に示した。図には, 基準線 (x 軸) より汀線までの沖向き距離が $x-t$ 図として表わされている。同じく実測値より $x-t$ 図を作成したのが Fig. 19 である。汀線の時空間的变化特性は理論解によりかなりよく説明される。すなわち矢板近傍では急速に汀線が前進し, 矢板からの距離が大きいところでは時間的に汀線の変化が緩やかな点はよい一致をみている。ただし実測値では汀線が単調に前進せず, 変動を有する。これは浮島1号樋管周りの地形変化が, 式 (13) で与えられる変動以外に, 季節変動による影響を含んでいたためと考えられる。

次に, 浮島2号樋管周りの地形変化について考える。ここでは3. で述べたように, 主なモードとして1年周期の季節的変動が卓越する。このような地形変化は, 波の入射方向が季節的に変化する場 (Figs. 2, 3 参照) において, 沿岸漂砂を遮断する構造物があるために生じた地形変化と考えられる。この条件のもとでの汀線変化の理論解については, 茨城県の阿字ヶ浦海岸での地形変化

を対象として著者の1人がすでに解を求めている¹⁶⁾。構造物の回折効果を無視したとき, 波向 θ が1年周期 ($\theta = \theta_0 \cos \omega t$) で変化する場の汀線変化は

$$y(x, t) = \theta_0 \sqrt{\frac{F}{\omega h_m}} \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega h_m}{2F}} x\right) \cdot \cos\left(\omega t - \sqrt{\frac{\omega h_m}{2F}} x - \frac{\pi}{4}\right) \dots \dots \dots (17)$$

で表わされる。ここに θ_0 : 波向変化の振幅, ω : 波向変化の角周波数, h_m : 移動高, F : 波のエネルギー流速に比例する定数である。また, 矢板から西方向に x 軸をとると, 式 (17) の振幅 $a(x)$ は,

$$a(x) = \theta_0 \sqrt{\frac{F}{\omega h_m}} \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega h_m}{2F}} x\right) \dots \dots \dots (18)$$

と書ける。実測値より各測線における汀線変動の振幅を求め, 突堤に最も近接する測線 No. 9 の値を用いて正規化すると Fig. 20 が得られる。1984年と1985年とで比較すると, 矢板より15m付近までは両者がほぼ一致しているが, それより離れると差が大きくなる。そこで両者の平均より近似関数を求めると,

$$a(x) = 4.32 \exp(-0.057x) \dots \dots \dots (19)$$

となる。すなわち,

$$\theta_0 \sqrt{\frac{F}{\omega h_m}} = 4.32, \quad \sqrt{\frac{\omega h_m}{2F}} = 0.057 \dots \dots \dots (20)$$

となる。 $\omega = 0.0171 \text{ rad/d}$, $h_m = 0.89 \text{ m}$ を式 (20) へ代

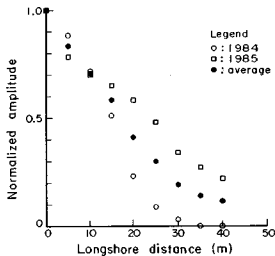


Fig. 20 Longshore distribution of the normalized amplitude of the shoreline variation.

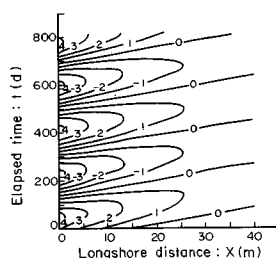


Fig. 21 Temporal and spatial changes of the shoreline position (Ukishima No.2 Drainage Channel, Theoretical solution).

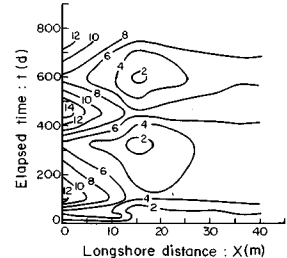


Fig. 22 Temporal and spatial changes of the shoreline position (Ukishima No.2 Drainage Channel, observed value).

入すると、結局 $F=2.32 \text{ m}^3/\text{d}$, $\theta_0=0.349 \text{ rad}$ となった。これらの結果を用いて汀線変化を求めたのが Fig. 21 である。基準線 (x 軸) から汀線までの距離を $x-t$ 図表にまとめたものであるが、周期的に堆積、侵食が生じ、それが沿岸方向に減衰しつつ伝播することが明らかである。実測値をもとに同様な図を書くと Fig. 22 となる。1 年周期で堆積、侵食が繰り返す状況はかなりよく一致している。主な相違点として、理論解では正、負値が周期的に出現しているが、実測値では正值のみ出現している。これは 3. で述べたように、浮島 2 号樋管周りの地形変化では周期的地形変化だけでなく、長期的に緩やかに進む土砂堆積も生じているためと考えられる。

6. 結 論

本研究では限られたフェッチをもった湖内での湖浜変形に着目してその実態を現地調査によって明らかにし、また湖浜変形を理論的に解析した。また湖浜変形の分析にエルゴード性の概念を導入し、空間-時間の置換の可能性について論じた。以下主要な結論を列挙する。

(1) 深浅データを利用して海浜地形変化特性を調べる際、等深線距離の時空間変化を調べる方法が有効である。現在までに全国の現地海岸に数多く適用されたが、霞ヶ浦の浮島地区の深浅データの分析でも有効性が確認された。

(2) 湖浜断面の変化について、新たにエルゴード性の概念を導入した。これによれば、沿岸漂砂による堆積地形変化において、ある断面の経時変化過程は、ある時刻に測定された湖浜形状の沿岸方向の変化により説明できる。少なくとも堆積地形変化については、空間-時間の置換が可能である。

(3) 空間-時間の置換が可能なることを利用すると、海浜断面形の経時変化、あるいは空間的变化の両者より漂砂の移動高を算定することができる。浮島地区の計算では両方法によって得られた値はかなりよい一致を示した。また同様な点は、霞ヶ浦内の地形変化にとどまらず、小川原湖海岸の三沢漁港周辺の高浜地形変化でも明らかにされている。この方法は、移動高の計算に際し、繰り返し深浅測量を行わずとも少ない頻度の測量でも計算が可能という実用的利点を有する。

(4) 霞ヶ浦内で測定された移動高の他の海岸に対する位置付けを明確にし、その普遍性を知るために、他の 8 海岸のデータと合わせて整理した。その結果、移動高 (h_m) とエネルギー平均の意味での沖波有義波高 (\bar{H}_0) との間にはほぼ $h_m=10\bar{H}_0$ なる関係が成立した。

(5) 浮島 1 号、2 号樋管周りの地形変化を理論的に説明することができた。浮島 1 号樋管周りでは主として

一方向の漂砂が卓越する場に漂砂阻止構造物が造られたときの地形変化が、また浮島 2 号樋管周りでは波の入射方向が周期的に変化する場に構造物が造られたときの地形変化が生じている。前者の特性は茨城県の大洗海岸で、また後者の特性は阿字ヶ浦海岸でも実測されており、霞ヶ浦での観測結果はかなり高い一般性をもつ。

参 考 文 献

- 1) 宇多高明・山本幸次：湖および湖内に発達する砂嘴地形の変形特性，地形，Vol. 7, No. 1, pp. 1~22, 1986.
- 2) 宇多高明：深浅測量データを利用した海浜地形変化の解析法，水工学に関する夏期研修会講義集，B-8-1~B-8-17, 1984.
- 3) 野田英明・橋本 宏：漂砂と海岸保全施設，技報堂，157 p., 1981.
- 4) Paine, A. D. M. : Ergodic reasoning in geomorphology : time for review of the term?, Progress in Physical Geography, Vol. 9, No. 1, pp. 1~15, 1985.
- 5) 建設省霞ヶ浦工事事務所：霞ヶ浦波浪解析報告書，昭和 53 年 11 月.
- 6) 宇多高明・古川博一・竹淵 勉：湖内にできた砂嘴の変形過程，第 39 回年講演概要集，pp. 187~188, 1984.
- 7) 斉藤晴雄・宇多高明・綱田政芳・沢田善治・林 秀治：小川原湖海岸の海岸侵食とその予測，第 32 回海岸工学講演会論文集，pp. 380~384, 1985.
- 8) Hallermeier, R. J. : A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, Coastal Eng., Vol. 4, pp. 253~257, 1981.
- 9) Uda, T. and Takeuchi, T. : An Analysis of Beach Erosion in Suruga Coast, Coastal Eng. in Japan, Vol. 28, pp. 161~172, 1985.
- 10) 河野 宏・宇多高明・藪崎義之・水野益宏：富士海岸の侵食実態と地形変化予測，第 33 回海岸工学講演会論文集，pp. 287~291, 1986.
- 11) 宇多高明・上森千秋・中條徳翁：海底掘削にともなう海底変形，第 32 回海岸工学講演会論文集，pp. 410~414, 1985.
- 12) 野村和正・宇多高明・因幡義明・宮内利夫：阿武隈川河口砂州の変形について，第 33 回海岸工学講演会論文集，pp. 267~271, 1986.
- 13) 伊藤進一郎・北川 信・宇多高明：明石海峡松帆崎周辺の海浜地形変化特性に関する一考察，第 40 回年講演概要集，pp. 625~626, 1985.
- 14) 宇多高明：明石海峡周辺海岸の高浜地形変化，土木技術資料，Vol. 28, No. 9, pp. 9~14, 1986.
- 15) 堀川清司・宇多高明・針貝聡一・久保田 進：構造物周辺の地形変化の観測，第 30 回海岸工学講演会論文集，pp. 259~263, 1983.
- 16) 橋本 宏・宇多高明：海浜地形と外力の動的応答関係について，土木学会論文報告集，第 310 号，pp. 77~87, 1981.

(1986. 7. 28・受付)