

T 型栈橋による高波浪時の海底地形計測法

河田 恵昭*・吉岡 洋**・芹澤 重厚***・土屋 義人****

1. 緒 言

一般に、深浅測量が海象条件の平穏時しか実施できないため、高波浪時に大きく変形する海底地形の計測は、わずかに観測栈橋に沿った 1, 2 測線で行われてきたに過ぎない^{1), 2)}、まして平面的な海底地形はほとんど計測されていない。海浜変形予測モデルの現地海岸への適用を考えると、高波浪時の平面的な海底地形の計測は、同時に行われる波浪や海浜流の平面的な観測とともに重要な課題であり、できればリアルタイムに計測できることが望ましい。

ここに、京都大学防災研究所附属大渦波浪観測所の T 型波浪・漂砂観測用栈橋を用いて、冬期高波浪時の平面的な海底地形の計測法を開発したので、その概要を述べるとともに、その成果からこの海岸の海浜変形の特性に関する 2, 3 の考察を行う。

2. 海底地形計測法

図-1 は、T 型波浪・漂砂観測用栈橋と本計測法の概要を示したものである。海底地形の計測は 1987 年 12 月 9, 10 日と 1988 年 3 月 13 日の 2 回行った。いずれも総合的な海象観測の一環として実施したもので、同時に波浪や沿岸流などを計測した。測深は写真-1 のような計測ソリ（長さ約 1.5 m、幅約 70 cm、総重量約 40 kg）をロープで牽引して岸沖方向に移動させ、岸沖方向約 230 m、沿岸方向約 100 m の海域の海底地形の計測を行った。ループ状になったロープはキャプスタン付きのウインチで 19.4 cm/s の速度で巻き上げられる。したがって、1 測線の計測所要時間は約 20 分である。計測開始及び終了はロープに付けた目印が所定の点を横切る時刻から求めるとともに、ソリから伸びるロープに付けたブイの速度からも確認した。

水深の測定は水圧式であり、基本構成は圧力センサー、アンプ、フィルター、電圧周波数変換回路、データレコーダと基準信号部からなり、すべてステンレス製耐

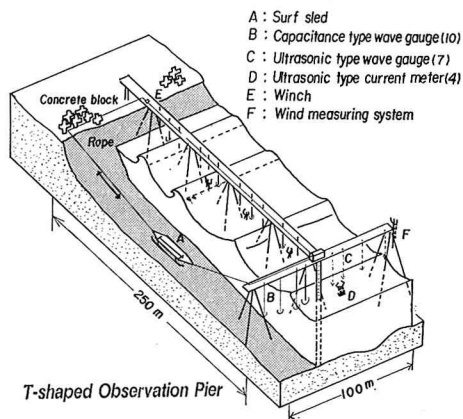


図-1 海底地形計測法の概略図

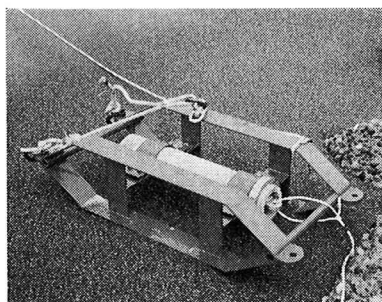


写真-1 計測ソリ

圧容器に収められている。従来、圧力センサーは水晶式が用いられるが、今回は、連続観測期間が半日程度であるので、消費電力及び精度の面で若干劣る半導体センサー（測定水深範囲：0~10 m、分解能：1 cm、精度：±0.2 %FS）を使用した。圧力の計測では、波の影響が入るので、予備観測で長時間海底に固定して検討の結果、0.03 Hz のローパスフィルターでその成分を除去することにした。また、密封式であって、水温や気圧などの影響があるが、温度差ができるだけ発生しないような工夫や随時レッドによる測深を並行して行い検定した。なお、計測ソリに付けた水中ビデオの映像から、ソリは海底に潜り込むことなく、砂れんの峰より少し下を走行することがわかった。水深計測は、5 秒間隔で可能であり、したがって、約 1 m 走行毎に記録することになる。沿岸方向

* 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所

** 理博 京都大学助手 防災研究所

*** 京都大学技官 防災研究所

**** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

の測線間隔は基本的には約5mであって、20測線前後ソリを走らせ、合計約2,000点に及ぶ水深データを取得した。これらより最終的な測深の精度は5cm以内であると考えられる。

なお、同観測所では、定常観測の1つとして、毎週1回、栈橋に沿って2.5m間隔でレッドによる測深を行っており、上述した期間中の結果も用いて海浜変形の特徴を考察する。

3. 波浪特性

1987年11月28日から約2週間行った集中的な波浪観測期間中、12月1日から7日まで断続的にストームが来襲した。これは、本論文で検討している12月9,10両日の海浜変形のもっとも近い時期の外力であるので、ここではこのときの波浪特性について若干考察する。

図-2は1例として、栈橋東端の容量式波高計C4と栈橋延長上約3kmの沖に投入したウェーブライダーブイW.R. (水深32.8m)の波高・周期、および栈橋先端の容量式波高計群(C1, C2, C3, C4)による方向スペクトルの解析から求められた波向の主方向の時系列を示す。ここに、計測は3時間間隔に行い、1.5時間の連続記録を取得することを基本としている。なお、データの欠落している部分は欠測ではなく、別の目的で長時間連続観測したものなどに対応しており、ここでは同じ条件で解析したもののみプロットしてある。なお、波向が90°はNW方向を意味し、この栈橋の長軸方向とほぼ一致しており、汀線に直角の方向と考えてよい。波の伝播や碎波変形特性はほかの共同研究者が今回⁹⁾あるいは別の機会に詳しく発表するので、ここでは海浜変形を議論する立場から考えてみることにしたい。この図からまず波の主方向が、低気圧の日本海の東進に伴って必ずしも系統的に変化していないことが見いだされる。過去数年にわたる佐渡島の弾崎の波向の資料からは、冬期のス

トームによる西向から東向へのかなりハッキリした波向の時間的変化が認められているのに対し、方向スペクトルから求めた大潟海岸への来襲波浪の主方向はそのようなハッキリした傾向になっていない。もちろん、風波の立ち上がりと減衰期には西、あるいは東寄りからの波が観測されている場合もある。

そこで、これら一連のストームによる波向の推定値(63ケース)を5°毎に分けてその頻度分布を求めたものが図-3である。これから、大潟海岸では西方向からの風波と東方向からのうねりが卓越していることがわかるほか、それらがいずれもNW方向(ほぼ汀線と直角方向)から±10°というきわめて狭い範囲から進入していることが指摘される。この事実は大潟海岸は直線海岸であるけれども、沿岸漂砂量はそれほど多くないことを示唆している。むしろ、水深が6m付近ですでに波向が汀線と直角方向に近いことは、高波浪が前浜上の消波ブロックで反射して離岸漂砂を助長する危険性が極めて高いことを物語っている。

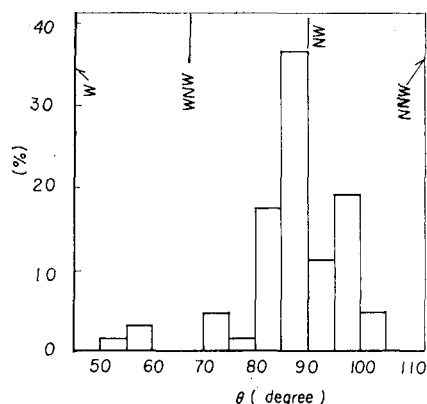


図-3 来襲波浪の波向の頻度分布

4. 海底地形と侵食・堆積域の特性

図-4は、(a)として本格的な季節風の吹き出す時期に当たる1987年12月9~10日と、(b)としてほぼ冬型の気圧配置が崩れ、大きなストームがやって来なくなる1988年3月13日に計測した水深データをスプライン補間し、海底地形図を描いたものである。図中の記号Dは深み、Sは浅瀬を示している。まず、(a)から、水深4m以浅の等深線はほぼ平行であること、栈橋の沿岸方向の両端部に浅瀬があること、およびこの海域で最深の5.2mの深みが東(図中下部)から栈橋中央部に張り出していることがわかる。一方、(b)では12月のものに比べて両浅瀬の位置が若干栈橋寄りとなっており、かつ等深線が閉じており、深みの位置も西寄り(図面上部)になっていることが認められる。この深みの最深部は5.4mであって、5.2mの等深線で囲む海域が(a)に比べて大変大き

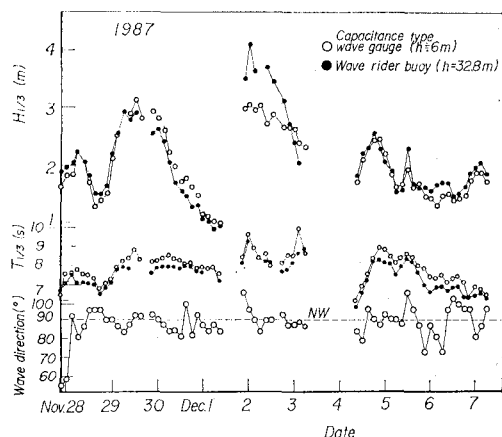
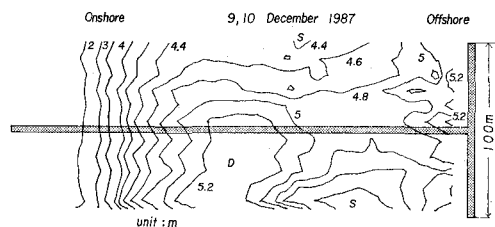
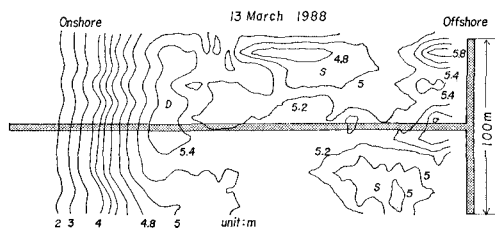


図-2 来襲波浪特性の時系列

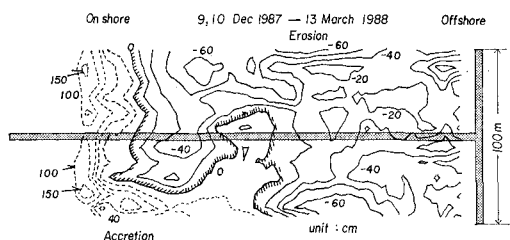


(a) 1987年12月9, 10日



(b) 1988年3月13日

図一4 計測ソリによる海底地形図

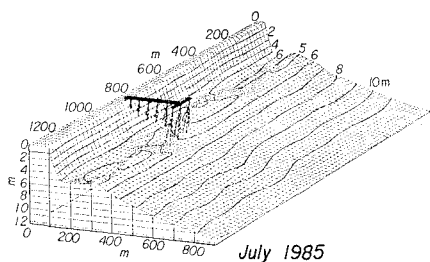


圖一5 侵食堆積圖

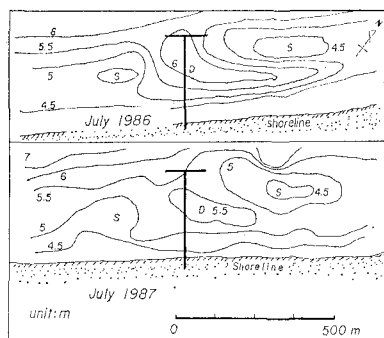
く、つまり全体に深くなっていることがわかる。

これらの特徴をさらに明らかにするために、(a)と(b)から侵食・堆積域を求めたものが図-5である。図中、斜線を入れた線は侵食域と堆積域の境界であって、これが汀線と平行でなく、測定海域の東端近くで沖に向かいそれから栈橋の中央部に向かって張り出していることが認められる。このように、侵食・堆積域が必ずしも沖方向に一様でないことがこの海岸の海浜変形の特徴であろう。しかも、3月に浅瀬ができているところも12月に比べて80 cm程度も侵食されている。すなわち、12月には両浅瀬の深さが4.4 mであったのに対し、3月には5から5.2 mと深くなったわけである。

ここで示したように、12月と3月の浅瀬の位置は余り動いていないので、この特性は経年的に変化しないのかどうかをつきに検討した。図-6 は1985年7月下旬に行った深浅測量の結果を、立体的に図化したものである。これから、浅橋から東西200m 付近に浅瀬の中心があることがわかる。図-4 (a)を見ると東西両端に浅瀬の張り出し部分があるものの、等深線は閉じていないので、それらの中心はさらに東西方向に離れた点にあると推察される。そのように考えると、図-6 に示された浅瀬と



図—6 1985年7月の海底地形図⁴⁾



図—7 1986 および 87 年 7 月の海底地形図

接続する可能性がある。このことを確かめるために、1986年と87年7月の深浅測量の結果を図化して示したものが図-7 (a) および (b) である。沿岸方向の測線の間隔は50から100m であるので、今回の結果と比較して精度は劣るが、浅瀬や深みの位置に関してはかなりよく推定できていると考えられる。これから、夏期には確かに浅瀬や深みが1985年の場合とほぼ同じ位置にあることが見いだされる。したがって、少なくとも1985年の夏以来、この栈橋付近の夏期の海底地形は余り変化していないと言える。

5. 海浜断面の特性

図-4 に示したように、この海岸の汀線から水深約 4 m 程度までは、急勾配であって、1/5 から 1/6 になっている。そのため、前浜付近では計測ソリはロープで牽引せずとも自重で沖方向に進む程である。これは、前浜上に置かれた消波ブロックによる反射のため、離岸漂砂が助

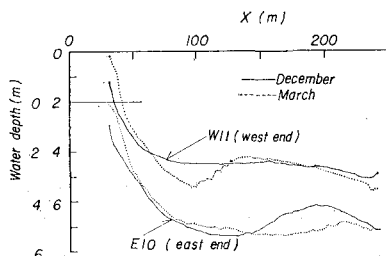


図-8 T型棧橋東西端の測線に沿った海浜断面

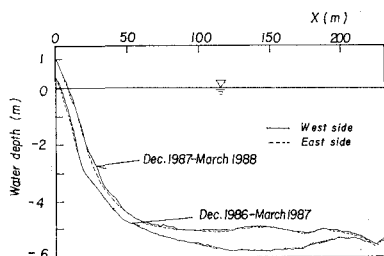
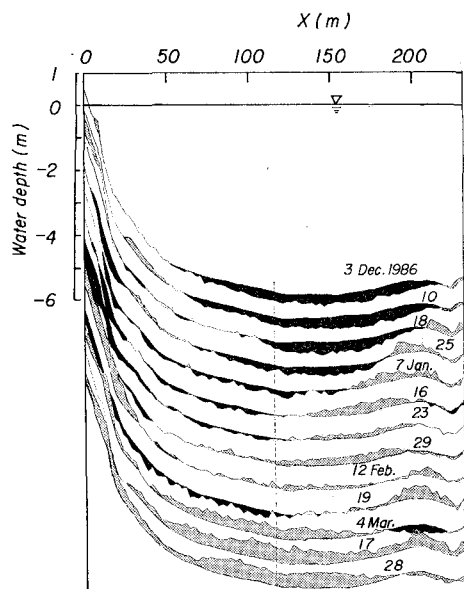
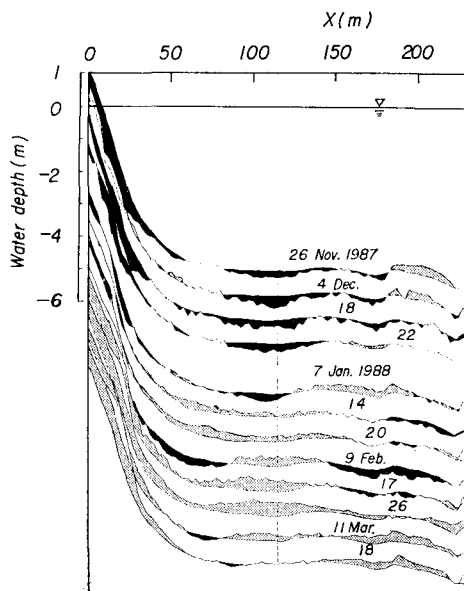


図-9 T型棧橋に沿う平均海浜断面



(a) 1986年12月3日~1987年3月28日



(b) 1987年11月26日~1988年3月18日

図-10 T型棧橋の長軸の東側の海浜断面の変化

長された結果であると推察され、現在、この海岸は反射型海岸になっている。この海浜断面が冬期の高波浪によってどのように変化するかを検討してみよう。

図-8 は計測ソリによって求めた海浜断面のうち、T型棧橋の張り出し部分の端部(東西両端部)に設定した測線に沿ったものを示す。まず、西端では3月に岸から約100mの地点で深掘れしていることがわかる。また、東端では岸から150から200m付近で浅瀬がなくなっているように見える。これは、図-4(b)から、この付近の浅瀬がさらに西に移動した結果であろう。これらの事実から、冬期季節風に伴う高波浪によって、夏期に存在していた棧橋付近の浅瀬がよりこれに近づくとともに、その水平スケールが小さくなり、かつ凹凸が顕著になっていることがわかる。

つぎに、これらの変化が棧橋の岸・沖方向部の測深の結果にどのように現れているかを調べてみよう。図-9は、棧橋の幅4mだけ離れた東西両側の測線において、図中に記した期間内で計測した海浜断面を平均して表したものである。これから、破線と実線はほとんど重なっており、いずれの断面を考察しても結果は同じになるといえる。そこで、ここでは東側の海浜断面の経時変化を検討することにして、各時期の海浜断面とそれらの平均値との差を求めて示したものが図-10(a)および(b)である。ここに、(a)は1986年12月3日から翌年3月28日、(b)は1987年11月26日から本年3月18日のほぼ同時期の海浜断面であり、黒く塗った部分は平均海浜断面より低いところで、灰色の部分は高いところである。これから共通してつぎのことが指摘できる。まず、初冬には $x=70\text{m}$ より沖では冬期の平均的な水深より深くなっており、これが時間の経過とともに軽減され、2月初旬には逆に堆積傾向となっている。これは、この期間の侵食・堆積を示す図-5からわかるように、T型棧橋の位置は、その東西の浅瀬のほぼ中間であり、3月にはその中央部に東から舌状に堆積域が西進し、岸側の深みを取り囲もうとするような動きに対応している。すなわち、棧橋に沿う断面は浅瀬と深みの領域が隣合って、力比べをしている所とも解釈できる。あるいは、結果的には冬期に局所的に西に向かう漂砂が棧橋付近に堆積することを示しているとも言える。

6. T型棧橋付近の海浜過程

図-11は帝国石油側の第一人工島の撤去前の深浅測量結果に基づく海底地形を示したものである。現在のT型棧橋は70m西に平行に作られている。これから、1967年当時より現棧橋から西150から200m付近に浅瀬があったことがわかるが、現在の東側の浅瀬は第一人工島付近に位置しており、当時は多橋脚による群杭の効果のため広範囲に洗掘していたので、地形の比較は困難である。ま

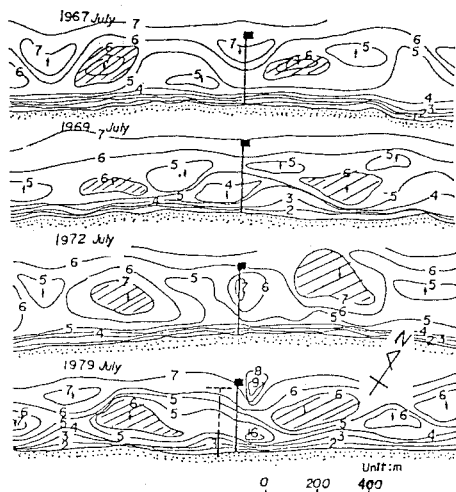


図-11 経年的な海底地形の変化

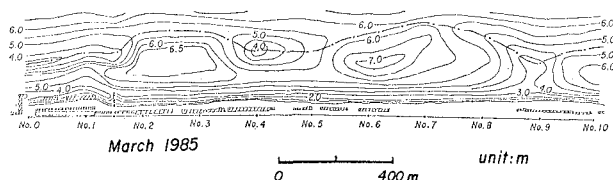


図-12 大湊海岸における浅瀬と深みの沿岸方向分布

た、これらの図から、現栈橋の岸側に見られる深みは、当時も存在し、しかも今回の観測結果とよく似て、東方向に斜めに浅海域に張り出していることが認められる。さらに、当時より水深約7m以浅の海域に沿岸方向に浅瀬と深みが現れ、孤状砂州を形成しているが、その位置が経年的に余り移動しないこともわかる。図-12はその1例であって、栈橋の西約2.5kmの海岸における1982年から85年に至る毎年11月と3月の深浅測量の結果からも確認できる。近年の深浅測量結果や今回の観測でも、栈橋付近で同様の特性が認められるので、大湊海岸全域にわたって、浅瀬と深みが沿岸方向に存在すると言える。

このような基本的な海浜変形の特性に、冬期の高波浪がどのように影響するかを、つぎに考えてみよう。栈橋付近では高波浪によってその東西側の浅瀬が接近し、し

かも海域全体が深くなったことが確かめられた。すなわち、高波浪によって、海底地形の凹凸がより顕著になり、かつ前浜のコンクリートブロックでの反射による離岸漂砂が助長されている。しかし、この変化は沿岸方向に一樣ではなく、栈橋の東端部の浅瀬ではこれに向かう離岸流によって漂砂が前浜付近から沖に向かっていていると考えられる。なぜなら、1988年3月のこの付近の等深線は沖に張り出しており、これは離岸流に起因する沖方向への漂砂の移動が生じたためであろう。栈橋の東端の少し東に浅瀬があることは、この付近でしばしば碎波現象が頻発することでもわかるが、今回の観測でこの海底付近に強い戻り流れ(undertow)が発生していることがわかった。

7. 結 語

ここでは、T型栈橋による、高波浪時の海底地形計測法を開発し、その結果からこの栈橋周辺の海浜過程を検討した。主要な結論は、つぎのようである。

1) T型栈橋と今回開発した計測ソリを用いれば、栈橋付近の平面的な海底地形が十分な精度で求められることがわかった。

2) 栈橋付近の海浜過程も一般的な大湊海岸のそれと同じであり、浅瀬と深みが経年的にはほぼ不動であって、冬期の高波浪でそれらがさらに顕著になり、しかも前浜での反射波による離岸漂砂のため浅海域全体が深くなることが見いだされた。とくに栈橋の東端では、岸からの戻り流れがあって、それが栈橋中央に達していることがわかった。

最後に、本研究は文部省科学研究費一般研究(C)による研究の一部であることを付記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) Tsuchiya, Y. et al.: Long-term changes in beach profiles at Ogata coast, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 32, Part 3, No. 292, pp. 171~187, 1982.
- 2) 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. 77~88, 1981.
- 3) 間瀬 肇・長谷川順一: 現地海岸波浪の波群の伝播, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 98~102, 1988.
- 4) 山下隆男: 大湊海岸の海浜過程(未発表).