

備讃瀬戸航路のサンドウェーブと航路保全

加藤 一正*・久米 秀俊**・黒木 敬司***・長谷川 準三***

1. はじめに

瀬戸内海を東西に結ぶ唯一の幹線航路である備讃瀬戸航路は、香川県の沖合で南航路と北航路に分岐しており、分岐した近くに南北連絡航路が設定されている(図-1)。この付近では、図-2に示されているように三ツ子島から北西方向に水深20m以浅の砂州(砂州名称:イノサキノツガイ)が延びており、その東西両側に最大水深85m以深の海釜がある。つまり、南北連絡航路から北航路の範囲の海底は馬の背状に盛り上がった地形になっている。

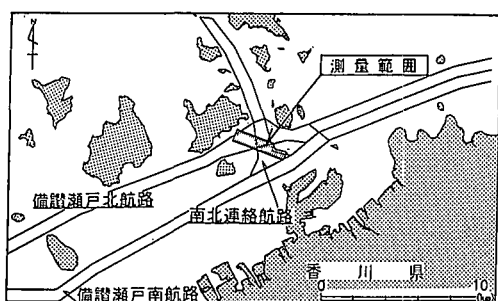


図-1 解析位置図

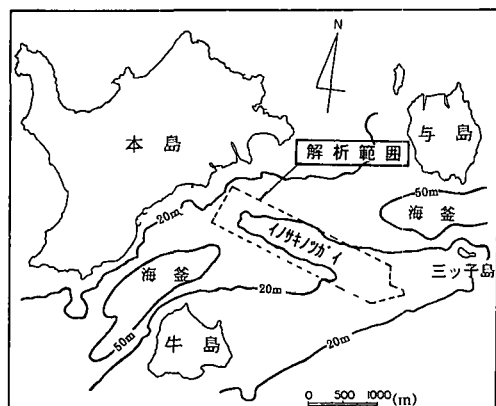


図-2 イノサキノツガイ周辺の海底地形

る。その鞍部に波高5m、波長100m程度のサンドウェーブが形成されている(小笹, 1975)。砂州の鞍部にサンドウェーブが形成されている地形は、備讃瀬戸の何箇所かに存在するが、特にここが問題になるのは、それが航路内に位置していて、サンドウェーブの峰が航路としての必要な水深(北航路:19m, 南北連絡航路:13m)以浅まで発達するためである。

かつて、1981~83年度に、サンドウェーブを取り除くために約220万 m^3 の浚渫が実施された。このときの浚渫は、サンドウェーブの凹凸のうち、凸の部分の削るようにして、北航路では水深22mまで、南北連絡航路では水深15mまで行っている。その後、10年以上が経過する間にサンドウェーブが再び形成され、現在では維持すべき水深より浅くなるほどに発達している。

イノサキノツガイのサンドウェーブの形態や形成機構については、すでに小笹(1975)が詳細に検討している。ここでは、イノサキノツガイ地区(図-2参照)について特に航路(水深)維持の観点から検討することにし、併せて今後の維持浚渫について考察した。用いたデータは、浚渫直後(1984年度)から1996年度まで年1回実施された深浅測量の成果であり、それを10m格子のデジタルデータに変換して解析を行った。

2. サンドウェーブに関する概要

図-3は、全期間の平均地形を基準にしたときの1996年11月の海底地形の偏差を示したものであり、偏差が+1m、+2m以上の範囲(サンドウェーブの峰)を表示している。この図によると、サンドウェーブの峰は、北北西から南南東の方向に連なっている。図中には、峰に直角方向に、A~Hの測線を設定してある。これらの測線に沿う断面のサンドウェーブの解析は、4で行う。

小笹(1975)は、イノサキノツガイ周辺の底質調査、潮流調査、潜水調査等を行っている。それによると、イノサキノツガイを形成している底質の中央粒径は、概ね0.5~2.0mmの範囲にあり、イノサキノツガイの先端方向(北北東の方向)に細くなる傾向にある。また、ふるい分け係数は、イノサキノツガイの根本付近で2以上であり、先端に向かうに連れて小さくなる(つまり、ふ

* 正会員 工博 運輸省港湾技術研究所 海洋環境部 環砂研究室長
 ** 正会員 運輸省第三港湾建設局 高松港湾空港工事事務所長
 *** 正会員 (株)エコー 第一技術部 解析調査課

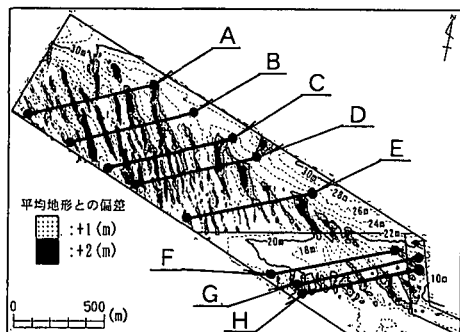


図-3 サンドウェーブの形成状況

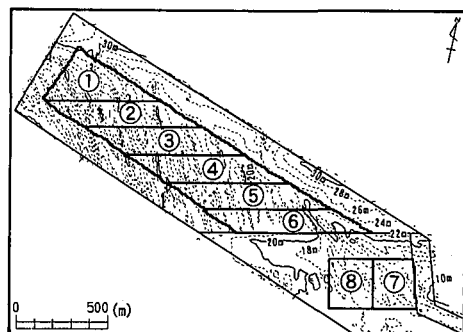


図-4 水深計算領域の設定

るい分けがよくなる)。これらのことから、正味の砂移動は「三ツ子島（砂州の根本）から、砂州上を通過して砂州先端に向かう方向（図-2 参照）」に生じていると推定している。

潮流は、基本的に東西方向の流れになっているが、上げ潮時と下げ潮時流速が異なり、砂州の北側では上げ潮流（西流）が卓越し、砂州の南側では下げ潮流（東流）が卓越している。したがって、サンドウェーブの波峰線は、概ね卓越する潮流の方向に直角になっている。

なお、ダイバーによる海底面の観測記録によると、サンドウェーブの上には、音響測深では十分測定できないスケールの砂漣（波長 50～100 cm、波高数 cm）が多数存在しているとのことである。

3. 航路水深の変化

3.1 最浅水深の定義

イノサキノツガイ地区を、図-4 に示す 8 領域に分割して、検討を行った。北航路内にある計算領域(①～⑥)は、サンドウェーブの波峰線を直角に横切るように細長く設定した結果である。なお、領域①～⑥の面積はほとんど同じであるが、南北連絡航路内の領域⑦と⑧はそれらの約 66% である。

まず、各領域内の平均水深を測量毎に計算した。これとは別に、航路維持の観点からは、サンドウェーブの峰上の水深（最浅水深）が重要になる。

8 つの計算領域内のうち、最も早く航路維持水深より浅くなったのは領域⑦であり、海上保安庁は 1992 年 12 月からこの部分の航行規制を行っている。そこで、航行規制を開始した時点の領域⑦の状況で最浅水深を定義することにした。図-5 は、領域⑦内の水深データのうち、航路維持水深（13 m）より浅い水深になっている格子点数を各年毎にプロットしたものである。格子点数の増加は、図中に点線で示した放物線で近似できる（1988 年以降のデータについて、最小自乗法を行った）。近似曲線を基に、航行制限が始まった直前の月（1992 年 11 月）の格

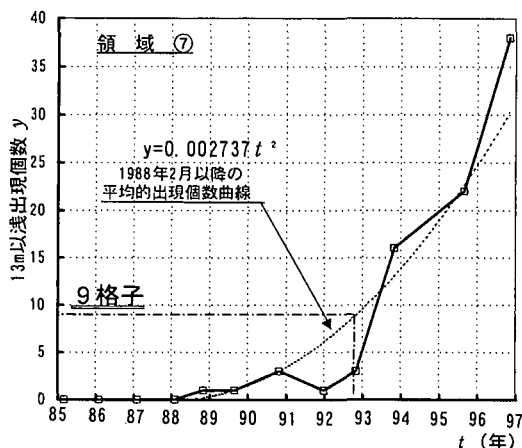


図-5 水深 13 m 以浅の格子点数

子数を求めると 8.89 となることから、領域内の浅い方から上位 9 格子の水深の平均値を最浅水深として定義した。領域①～⑥の面積は領域⑦の面積より広いので、最浅水深を計算する格子数をそれに応じて増やさなければならないが、ここでは全ての領域で、計算格子数を 9 とした。

3.2 平均水深と最浅水深の経時変化

図-6(1)、(2) は、それぞれ北航路側の領域④と南北連絡航路側の領域⑦の平均水深（白丸）と最浅水深（黒丸）の経時変化を示したものである。

平均水深は、ほぼ一定速度で浅くなっていったので、式(1)で近似することにした。

$$\bar{h} = a + bt \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $\bar{h}$ は平均水深、 t は浚渫後の経過年数、 a 、 b は係数である。

一方、最浅水深は初期に変化が大きく、時間とともに変化量が少なくなる傾向にある。この変化は浚渫という人為的なインパクトの後に、サンドウェーブが再び形成され平衡状態に向かって発達している影響が現れたものと解釈できる。そこで、入江ら（1971）と同様に、この

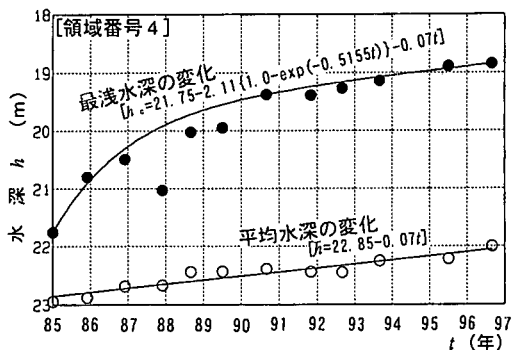


図-6(1) 平均水深と最浅水深の経時変化 (領域④)

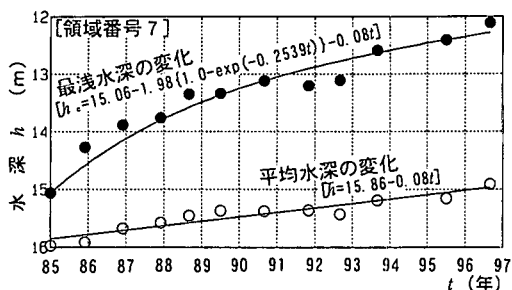


図-6(2) 平均水深と最浅水深の経時変化 (領域⑦)

変化を指数関数で近似することにした。ただし、最浅水深の変化には、平均水深の変化 (領域内への砂の流入) も含まれているので、それを考慮した式 (2) で近似することにした。

$$h_c = a\{1 - \exp(\beta x)\} + \gamma + bt \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 h_c は最浅水深、 t は浚渫後の経過年数、 a, β, γ は定数であり、 a は平衡状態の最浅水深の漸近幅 (平衡状態に達したサンドウェーブの半波高に相当)、 β は平衡状態に達する速さ、 γ は最浅水深の初期値である。

式 (1)、(2) の各係数は最小自乗法によって求めた。つまり、式 (1) の係数 b を求めた後に、式 (2) に b の値を代入して残りの係数を求めた。図-6 には、決定された係数を用いた近似直線、曲線を表示してある。

図-7 は、領域①～⑦の平均水深の変化速度 (式 (1) の係数 b) をプロットしたものである。平均水深の浅くなる割合は領域⑦で速く、領域①に向かって徐々に遅くなる。つまり、三ツ子島からイノサキノツガイ先端方向に向かって堆積速度が小さくなっており、しかも同じ方向に水深が深くなる傾向があるので、これは同方向に砂が運ばれつつ堆積しているためと考えられる。この結果は、小笹 (1975) が底質の平均粒径とふり分け係数の平面分布から推定した砂の移動方向と一致する。ここには示していない領域⑧の堆積速度 (3 cm/年) から、領域⑦→領域⑧の方向にも、量的には少ないが、砂が運ばれ

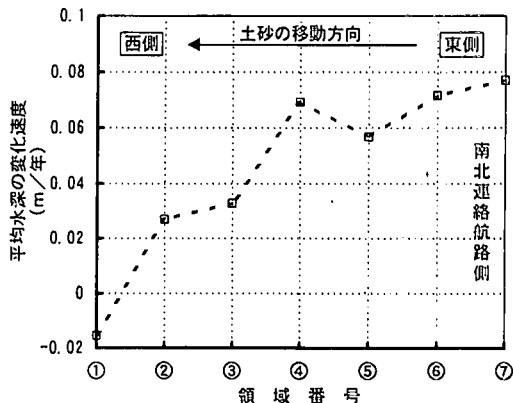


図-7 各領域の平均水深変化速度

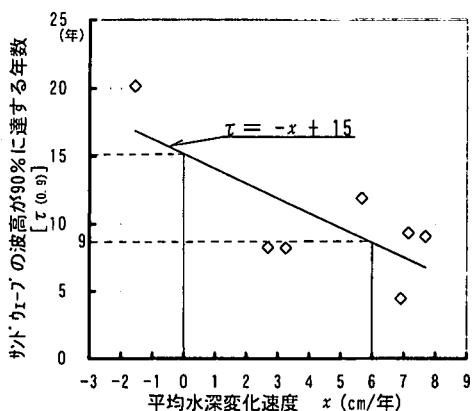


図-8 各領域の堆積速度とサンドウェーブの発達速度の関係

ているものと考えられる。この分岐についても、小笹 (1975) が同様に推定している。

図-8 は、各領域の堆積速度とサンドウェーブの発達年数 (年) の関係をプロットしたものである。ここで、発達年数とは、最終平衡値の 90% に達するまでに要する年数であり、式 (2) の係数 β から計算できる。この図によると、領域内に砂が流入して堆積する量が多いほどサンドウェーブが早く発達することが分かる。

4. サンドウェーブの移動

図-9(1)、(2) は、それぞれ測線 A と F の断面を測量年の順に上から下へずらして示したものである。ただし、各断面は、上段に示した期間中の平均断面からの偏差で表示してある。

ここでは表示していない他の測線においても図-9 の特徴が認められた。すなわち、波高 2～6 m、波長 80～180 m のサンドウェーブが存在し、サンドウェーブの峰の位置 (図中、黒丸) を時間的に追跡すると、砂州の頂部 (上段の平均断面と対比されたい) に向かって移動している。

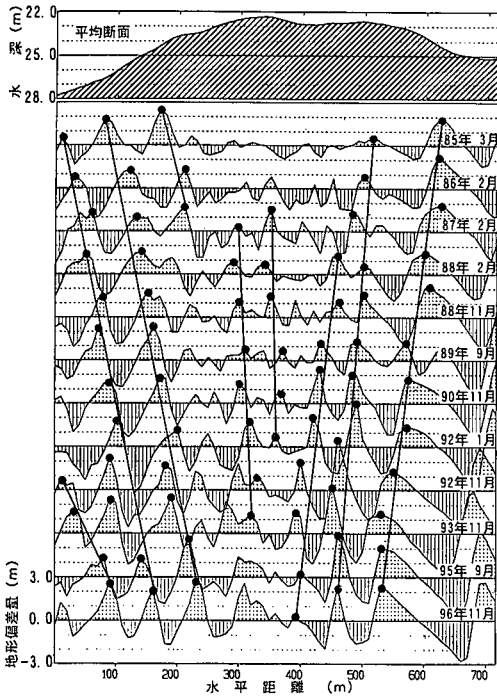


図-9(1) 平均断面とサンドウェーブ形状の変化 (測線 A)

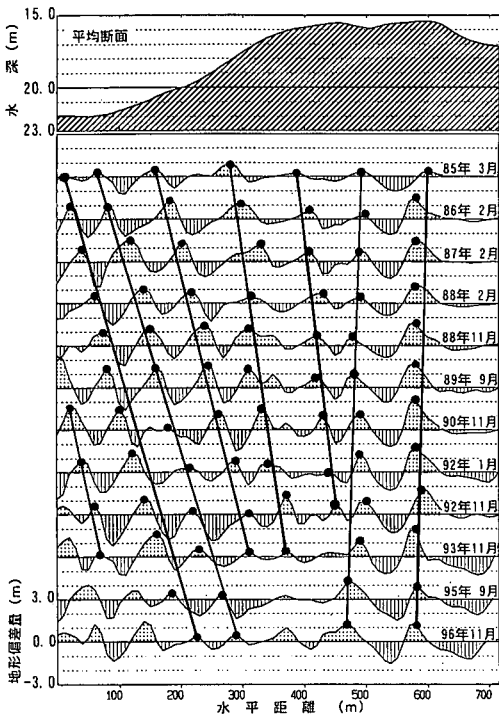


図-9(2) 平均断面とサンドウェーブ形状の変化 (測線 F)

そこで、峰の移動を実線のように近似し、移動速度を計算した。

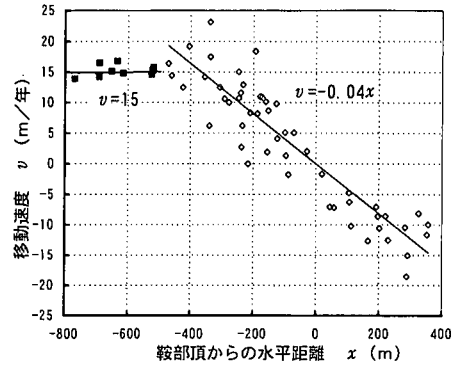


図-10 砂州頂への移動速度

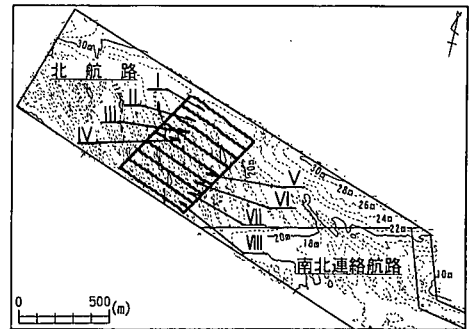


図-11 領域設定図

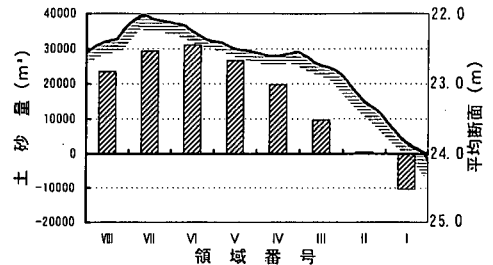


図-12 領域別土砂堆積量 (砂州横断方向)

図-10 は、全測線について求めた移動速度をプロットしたものであり、横軸は解析期間の中間時期におけるサンドウェーブの峰位置を、砂州の頂部からの距離で表示したものであり、東方向(図-9で、右方向)を正にとってある。この図によると、サンドウェーブが砂州の頂部に近づく速度は、水平距離に比例しており、水平距離が500 mまでの範囲では $v = -0.04 \cdot x$ (m/年) の関係がある。ここで、 x は峰の相対位置である。ただし、水平距離が500 m以上になっている黒印のデータは、すべて南北連絡航路内のものであり、ここでは15 m/年の一定速度になっている。

これまでに、サンドウェーブが移動したとされる報告

例は多数ある(例, Harris, 1989). 茂木(1971)は, サンドウェーブは長期的には恒流の方向に移動すると述べている. 小笹(1975)が報告しているように, イノサキノツガイではその北側で西向きの潮流が卓越し, 南側で東向きの潮流が卓越していることを考慮すると, 茂木の指摘はここにも当てはまることになる. また, Harris(1989)が観測したサンドウェーブの波形は, 移動方向側が急勾配の非対称になっていた. そこで改めて図-9を見ると, 確かにサンドウェーブの波形は, 移動方向側の斜面が急勾配になっていることが認められる.

サンドウェーブの移動は, 単なる位相の移動ではなく同方向への砂の移動を伴っていると考えの方が無理がない. そこで, 解析領域を, イノサキノツガイの縦断方向に細長くなるように横断方向に区分し(図-11), それぞれの領域における解析期間中の砂の堆積量の結果を図-12に示す. 図中には, 図-9の上段で示した平均断面と同様に領域中央部での南北方向の平均断面も併せて示した. 砂州の頂部近くで堆積が多く, 両サイドに向かって減少していることが分かる. この結果は, サンドウェーブが砂州の頂部に向かって移動する過程で砂も運ばれているとすることと矛盾するものではない.

5. 維持浚渫の検討

航路水深が浅くなる状況として, 基本的に2つの異なる要因が重なっていることが明らかになった. つまり, 三ツ子島方面から流入する砂が堆積することによる平均水深の減少と, サンドウェーブの発達である. この2つが重なって最浅水深が減少した. したがって, 次の浚渫ではこれらを考慮に入れた計画を立てなければならない.

1981~1983年度の浚渫では, 浚渫後に再びサンドウェーブが平衡状態まで発達することを見越して, 凸部を削り取ることを行っている(Onodera, 1981). これは2つの要因のうちの1つに対処した. もう一つの要因である平均水深の減少に対処するためには, 全体的にさらに深いところまで浚渫を行うか, 航路内へ土砂が流入する上手側でポケット浚渫を行い, 土砂を捕捉することが考えられる. このうち, 前者の方法には, すでに前回行った22mの水深が, 浚渫作業の限界に近いことから, 非常に大きな困難が伴うと考えられる. 後者の方法は水深の浅いところで行うので, 浚渫作業上の問題はほとんどない.

ポケット浚渫の場合, 航路内への土砂の流入を少なくするという効果だけに止まらず, 副次的な効果が期待できる. すなわち, 図-8に示したように, サンドウェーブの発達年数は, 堆積速度が大きいほど短い. したがって, 例えば, 図-8を参照すると, 堆積速度が6cm/年から0cm/年になった場合, サンドウェーブが90%平衡状態になるまでに要する年数は9年から15年になり, 最浅水深の減少を遅らせることになる.

6. おわりに

明らかとなった主要な項目は以下の通りである.

① イノサキノツガイ地区の航路水深が浅くなる状況として, 基本的に2つの異なる要因が重なっている. つまり, 三ツ子島方面からの流入砂の堆積による平均水深の減少と, サンドウェーブの発達である.

② サンドウェーブの発達は, 土砂の堆積速度が速い領域ほど速い.

③ 浚渫後に形成されたサンドウェーブは, 砂州の両側から砂州の頂部に向かって移動した. その移動速度は頂部からの水平距離に比例しており, 水平距離が100mの場合4m/年である. 移動方向は, 恒流の方向と同じである.

④ 維持浚渫はサンドウェーブの発達と平均水深の変化の2点を考慮する必要がある. 前者については前回の浚渫と同様に平衡状態まで発達するサンドウェーブを見越した浚渫に対応できる. 後者については, 土砂移動の上手側でポケット浚渫を行って航路内への土砂流入を少なくすることで対処できる. この方法には, サンドウェーブの発達を遅らせる効果も期待できる.

参 考 文 献

- 入江 功・天坂三明(1971): 漂砂の連続的な現地観測について, 港湾技術研究所報告, 第10巻, 第2号, pp. 53-96.
小笹博昭(1975): 備後瀬戸航路における海底砂州, サンドウェーブの調査, 港湾技術研究所報告, 第14巻, 第2号, pp. 3-45.
茂木昭夫(1971): 汀線と碎波帯, 浅海地質学, 7 海洋科学基礎講座, 東海大学出版会, pp. 109-252.
Harris, P. T. (1989): Sandwave movement under tidal and wind-driven currents in a shallow marine environment: Adolphus Channel, Northeastern Australia, Continental Shelf Research, Vol. 9, No. 11, pp. 981-1002.
Onodera, S. (1981): Improvement of Seaways in the Seto Inland Sea for Large-sized Ships, PIANC, section 1, VOL. UME 1, pp. 89-111.