

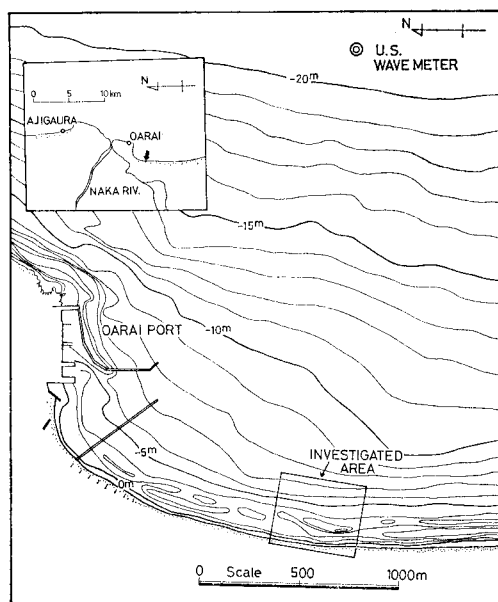
大洗海岸における海浜流, 砕波帯内の波の観測

田 中 則 男*・加 藤 一 正**

1. ま え が き

著者らはここ数年来砕波帯の水理現象の現地観測を実施して来た^{1)~3)}。本報告は, そのうち 1977 年 10 月 15 日~18 日の 4 日間茨城県大洗海岸で実施した結果について述べるものである。

観測地点は, 図—1 に示すとおり, 延長 70 km に及ぶ鹿島灘の北端部に位置する大洗港の南約 3 km の地点である。この地域では大洗港の建設に関連して, 過去多くの観測がなされている^{4), 5)}。



図—1 現地観測地域および沖波波高計設置位置

2. 観測実施項目と観測期間中の一般的諸条件

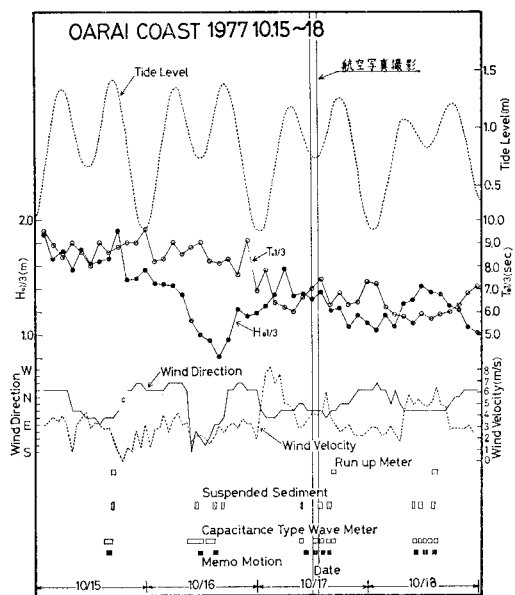
観測実施項目は, 容量式波高計およびメモーション 8 mm カメラによる砕波帯内の波浪観測, 航空写真によるフロート追跡, 浮遊砂採水機による浮遊砂採取と海底地形測量, 波の遡上速さの測定等である。これらの観測器機および観測方法については文献³⁾を参照されたい。

* 正会員 運輸省港湾技術研究所 水工部 漂砂研究室長

** 正会員 運輸省港湾技術研究所 水工部 漂砂研究室

この他に, 沖波は水深 -22 m (図—1) に既設の U.S.W. (超音波式波高計) によって期間中 9 時から 16 時までの連続観測を実施した。

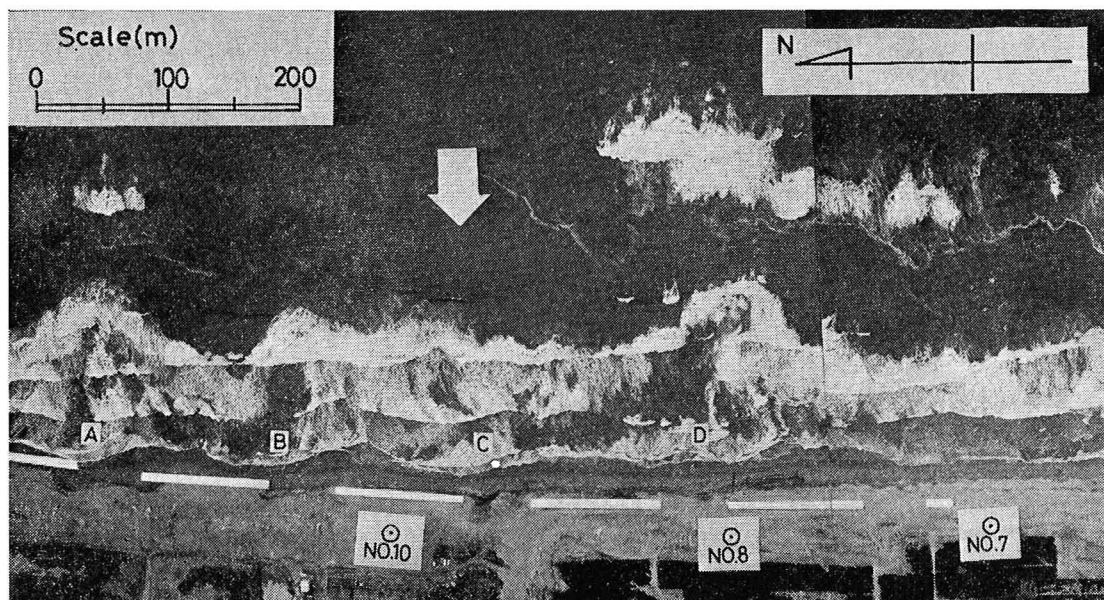
本報告では, 航空写真撮影時の波浪と海浜流, 海底地形について報告し, 浮遊砂濃度と波の遡上については別の機会に報告する予定である。



図—2 観測期間の $H_0 1/3$, $T_0 1/3$, 風向, 風速および観測実施時刻

各観測項目の実施時刻は 図—2 に示すとおりである。同図中には, 観測期間中の沖波の波高, 周期, 潮位変化 (大洗港潮汐記録による) および風向風速 (大洗港) が示されている。

写真—1 は, 航空写真の一部で, 観測機器は主に基準点 NO. 8 前面海域に配置されている。この海域へ入射する波は, 沖合 200 m から 250 m の位置に存在する沿岸砂州上でまず第 1 次の砕波をした後新たな波となり, 沖合約 100 m で再び砕波した後は段波状となってサーフゾーンを形成している。したがって写真でも認められるように, 第 1 砕波帯とサーフゾーンの間に幅約 100 m 程度の白く泡々立っていない海域が沿岸方向に帯状に存在



写真—1 現地観測地域の航空写真

する。波の入射角は写真—1に矢印で示されるとおりであるが、汀線が曲線を描いているため、サーフゾーン内の波峰線と汀線のなす角度は、NO. 8 の北側で 85° 、南側で 90° 程度となる。

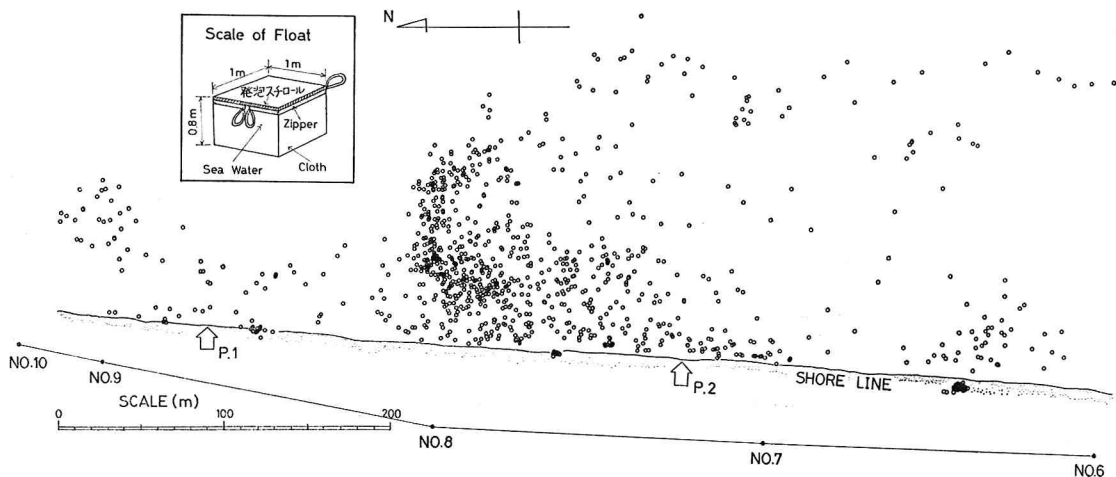
写真においてサーフゾーン幅が部分的に広がり、その岸側の泡立っていない箇所に A～D の4つの離岸流が存在し、その間隔はほぼ 150 m である。1 時間余りにわたる航空写真を調べると中央の B, C の離岸流の規模は小さく、しばしばお互いに寄り添うように発生しサーフゾーン端では1つになる。離岸流の発生位置は後浜に設置されている不連続消波堤の開口部に一致し、開口部はいくぶん欠壊されているため写真上では黒く写っている。不連続消波堤のない基準点 NO. 8 の南側には離岸流が存在しないこと等から考えて、離岸流の発生位置と

この構造物には関連性があるように思われる。

サーフゾーンの海底地形は、波峰線のパターンから考えて、離岸流の発生位置では水深が深く護岸前面では浅くなっていることが想像される。基準点 NO. 8 より南側の海底は比較的単純な地形であろう。また、Dの離岸流発生位置における波の変形の複雑さは、海底地形の複雑さを暗示している。

3. 海浜流および海底地形

航空写真による 20 個のフロート追跡は、17 日 11 時 56 分～13 時 18 分の間で実施した。図—3 は 120 枚の写真から読み取れる延べ 1 046 個のフロートの位置をプロットしたものである。使用したフロートの形状は、図—3 に示すとおりであり、中には海水がはいっている。こ



図—3 航空写真で追跡したフロートの位置図

のフロートはサーフゾーンの流れの測定にはきわめて有効であり、波乗り等流れ以外の要因による移動はほとんど生じない。フロートは、航空写真撮影に先立ち、P1, P2 の2地点からダイバーが海上に運び投入したが、撮影開始時にはそれらの大部分は基準点 NO. 8 前面の海域に集中した。撮影中は、NO. 8 前面の沖に延びる狭い帯状地形にフロートが特に集中している。

これらすべてのフロートの動きを考慮してなめらかな流跡線を描いたのが図-4である。図において、南下する沿岸流と時計回りの循環の流跡線は実線で、反時計回りの循環は破線で区別されている。また、図中にはサーフゾーンの幅と第1砕波帯の位置も一点鎖線で示されており、さらに上段には第1砕波帯での砕波が航空写真に認められる確率を示してある。

この地域の新潟流は、南下する沿岸流、基準点 NO. 8 前面の大きな時計回りの循環およびその手前北側の反時計回りのより小さな循環によって特徴付けられる。第1砕波帯の砕波発生確率が、基準点 NO. 8 を境に北側では0.2~0.4、南側では0.6~0.7となっていることおよび前述した基準点 NO. 8 を境にした段波の入射角の相異から考えて、この大きな循環は波浪条件の急激な変化点に位置していると言える。

大きな時計回りの循環は、常に存在する南下する沿岸流の影響を受けて、南側にふくらんだ形状をなし、その

スケールは時間とともに変化しているようである。したがって、循環内の流れは、沖に向うとき(離岸流)は10~20mの狭い幅から流出するのに対し、陸に向うときは100m程の幅をもって流入する。発生頻度の大きい循環流のスケールは、図中ほぼ円状に示されたもので、直径が約60mであり、このときの周期が陸上からの目視観測で3~5分であることから推定して平均流速は0.6m~1m/sec程度である。

この循環から流出するフロートをF1~F7とナンバリングし、各軌跡上の数字によってその位置にフロートが到達した時刻を示している。時刻のうち12時から13時の間に限って“分”だけを示してあり、47は12時47分に対応する。フロートF1, F2, F3, F6は同時刻にほぼ同じ位置から流出しながら、流出地点の微妙な差によってその後の軌跡が異なる。すなわちF1, F3はサーフゾーンの外側で第1砕波帯の内側を南下し、それらの流速は0.15~0.2m/secである。途中F1は12時54分~13時4分まで滞留する。F2は、サーフゾーン端のすぐ内側を南下しその流速は0.2m/secであるが、途中12時57分頃滞留した後時計回りの曲線を描いてサーフゾーンの中央へ流入してくる。F6は0.22m/secの流速で汀線に対し約60°の入射角をもつ大きな時計回りの曲線を描きながら移動する。この軌跡は循環の一番成長したときの南側影響限界を示すものと考えられる。同時刻に流出す

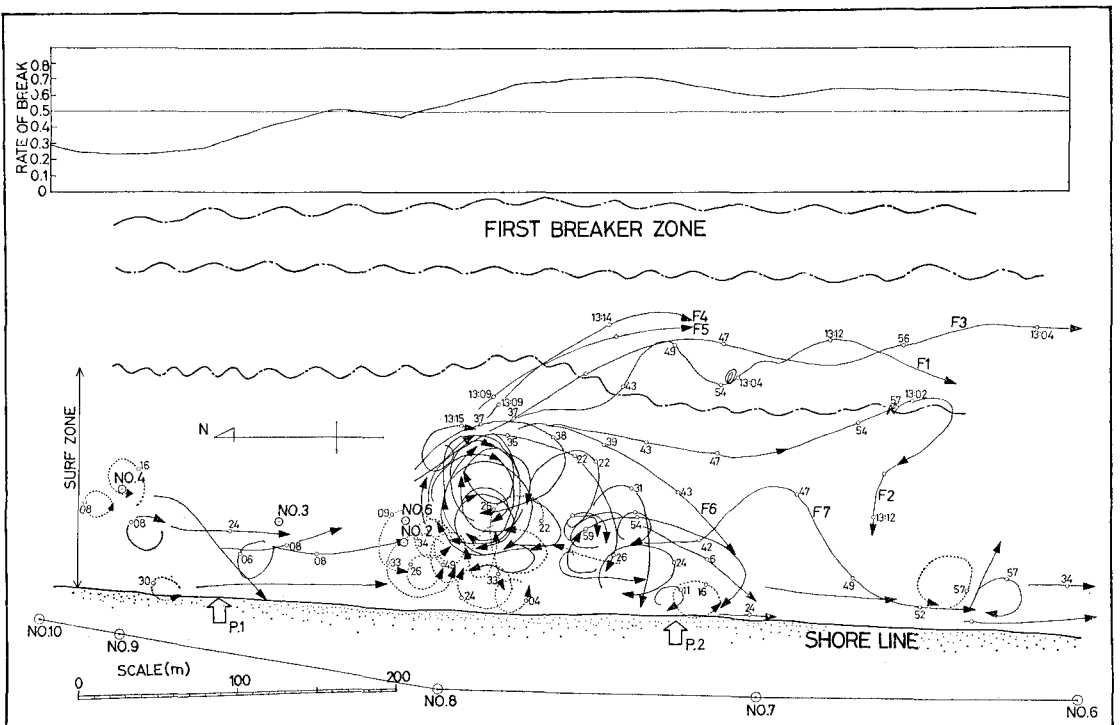


図-4 航空写真で観測された新潟流、サーフゾーン、第1砕波帯および第1砕波発生確率(17日11時56分~13時18分)

るフロートとして F7 があるが、これはその流出地点が前述の 4 つとは異なる。F1, F2 のフロートが滞留している 13 時前後には大きな循環からの放出は観測されなかった。その後 13 時 9 分に F4, F5 がほぼ同一軌道を通してサーフゾーンと第 1 砕波帯の間に流出し南下した。

これら第 1 砕波帯とサーフゾーンの間に流出したフロートも含めてすべてのフロートは南下したが、第 1 砕波帯の沖へ流出することはない、観測地点以南約 1 km 以内の陸上から回収された。

大きな時計回りの循環の北側に陸に近い海域には、規模の小さな反時計回りの循環が認められ、その直径は 30 ~ 40 m である。この循環の存在する時刻はほぼ 12 時 40 分までであり、それ以後は認められない。

なお基準点 NO. 8 と NO. 9 の間の前面海域で図中方位を書いてある海域へは、1 個のフロートも流入しなかった。これは P.1 で投入したフロートのほとんどが南下したことおよび NO. 9 の前域にある渦の規模が小さいことに起因している。

図-5 は浮遊砂採水機に取り付けたスケールによる測深結果と、波高計設置地点における水深データおよび波高計の平均水位を基に求めた航空写真撮影時の実水深を示す。図中には、流れの主要パターンを点線で同時に表示している。

海底地形は全体に南下する沿岸流の影響を受けている。大きな循環の発生位置には離岸流に沿って洗掘された深い溝が形成されており、サーフゾーン端の手前約 20 m の位置で最大水深 2.6 m になっている。一方、もどり流れの生じている海域と溝に沿ったサーフゾーンの沖側には、等深線の沖へ張り出しが認められる。これらの堆積地形の形成は、サーフゾーン外に流出した離岸流速の減少および海水の乱れの減少に起因する土砂輸送能力の低下によるものである。この地点における離岸流の発生位置が観測期間中の 4 日間を通して、潮位や沖波の変化にかかわらずその位置が固定していたのはこの特異な海

底地形によるのであろう。

なお、前述した基準点 NO. 8 と NO. 9 の間の前面で、フロートが流入しなかった地域には斜めに突出した浅瀬が存在する。

4. サーフゾーンの波浪

海浜流観測時間中のサーフゾーンの波は、図-4, 5 に示される 4 地点 (NO. 2, NO. 3, NO. 4, NO. 6) で観測された。それらのスペクトルを沖波のものととも図-6 に示す。沖波スペクトルのピークは周波数 0.1 Hz に

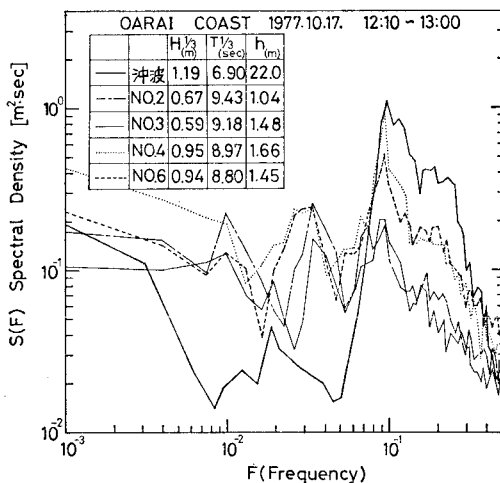


図-6 沖波、サーフゾーンの波のスペクトル

存在し、ゼロアップクロス法で求めた $T_{01/3} = 6.9$ sec と異なる。この差は、さらに高周波数側に存在する少し幅の広い小さなピークの影響と考えられる。また低周波数側は全体にエネルギーレベルが低い。

これに対しサーフゾーンの波のスペクトルには 0.1 Hz を境に全体に低周波数側へのエネルギー移行が認められる。高周波数側では、NO. 2, NO. 3 のエネルギー減少が大きく、NO. 4, NO. 6 の減少はその半分である。

NO. 4 では沖の第 1 砕波帯における砕波発生確率が低く、また波高計設置水深が深いいためピークエネルギーの減少はほとんどない。このため高周波数側のエネルギー減少も少ない。NO. 6 は前面の第 1 砕波帯での砕波発生確率が NO. 4 に比較して大きいため、ピークエネルギーの減少は NO. 4 のそれに対しやや大きい。しかし前面海域の水深が深いため高周波数側のエネルギー減少が少ない。NO. 3 は NO. 6 とほぼ同じ水深でありながら前面海域に浅瀬があるため

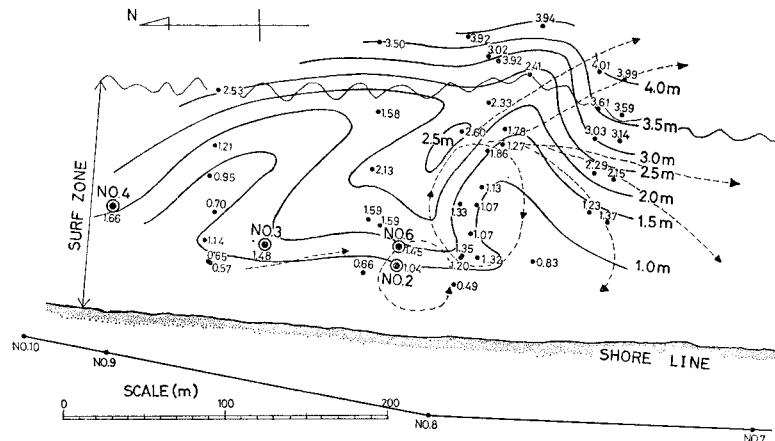


図-5 サーフゾーンの深浅図

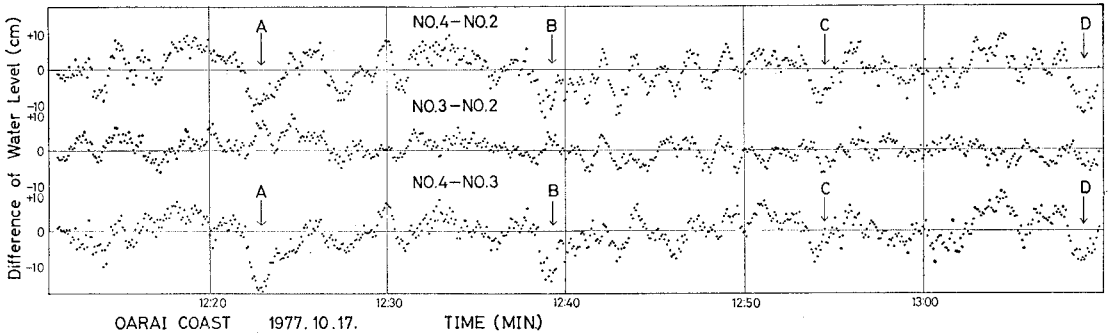


図-7 サーフゾーンの水位差の変動

高周波数側のエネルギー減少が大きい。NO. 2 は NO. 6 のすぐ近くであるにもかかわらず、この間で急激に水深が減じ約 40 cm 浅くなっているため高周波数側のエネルギー減少も大きい。このように高周波数側におけるサーフゾーンのエネルギー減少は海底の微地形に大きく左右されるようである。

ところが、0.1 Hz より低周波数側では 0.035 Hz と 0.01 Hz にピークが認められるが、各地点のピークエネルギーの差は海底地形とは対応せず、edge wave のような長周期波の沿岸方向の変動によるものと考えられる。また負のピークの周波数はおおむね NO. 4, NO. 6, NO. 3, NO. 2 の順で大きくなる。これは汀線からの距離が異なることによるものである。

これらの地点間の水位差の変動を図-7 に示す。水位差は各地点の 1 秒間隔の波形データを 60 秒移動平均した後、差を求めたものである。NO. 3 と NO. 2 の間では ± 5 cm 程度の水位差が数分程度の周期で変動している。一方、NO. 4 と NO. 3 あるいは NO. 4 と NO. 2 では、同様な変動とともにほぼ 15 分毎に図中矢印で示した時刻に NO. 4 のレベルがそれぞれに対して 10 cm 以上低くなることが認められる。先述したフロートの循環からの流出はこのうち図中 B, D の矢印の時刻にほぼ

対応し、また滞留時刻は C の時刻に対応する。B~C 間では A~B, C~D の時間帯と比較して、NO. 4 の水位の上昇が若干少ないようである。流れは、10 数分以前の間の沿岸方向水位差によって生じるかも知れない。

5. あとがき

最後に本調査を実施するあたり、茨城県三浜港湾事務所荒木田所長、鶴川氏をはじめとする関係各位に協力をいただいたことをここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 田中則男：砕波帯内における浮遊砂分布の一観測例とその観測方法について、第 22 回海講論文集, pp. 319~324, 1975.
- 2) 田中則男・小笹博昭・加藤一正：防波堤周辺における海浜流の研究——仙台南港南海岸における観測例——、第 24 回海講論文集, pp. 605~609, 1977.
- 3) 田中則男・小笹博昭・加藤一正・柳島慎一・小笠原昭・小山内英雄：砕波帯内諸現象の総合観測システムと観測例、港湾技術研究所報告、第 17 巻、第 1 号, pp. 57~87, 1978 年 3 月.
- 4) 井島武士・佐藤昭二・青野 尚・鶴川義郎：茨城県磯浜港海岸の漂砂について、第 8 回海講講演集, pp. 168~175, 1961.
- 5) 茨城県：大洗港調査報告書、175 p., 1978 年 2 月.