

強風時の現地波浪の碎波特性

河田恵昭*・森田達也**・鯨江知治***・土屋義人****

1. 緒 言

浅海波浪の碎波・変形過程は、いくつかの物理モデルによる解析が行われているにもかかわらず、いまだ不明な点が多い。たとえば、多段碎波する場合、その第1碎波点付近を注視して、やってくる波がそこで碎波するかどうかを的確に予測することは、現地観測のベテランといえども、至難の技である。なぜなら、碎波しそうにもない小波高の波が碎波し、大波高の波が碎波しないことがしばしば発生するからである。しかも、高波浪時には大抵の場合、強風が吹き荒れており、碎波に及ぼす風の影響もほとんど明らかになっていない。

すでに、1983年11月、京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所の旧観測用桟橋において、海岸波浪の集中観測が行われ、その一環として碎波に関する資料が収集された。それと並行して、戻り流れや波群構造などの浅海動力学が対象とする諸現象の観測研究が継続されてきた。その成果の蓄積を待って、今回、碎波現象を解析した結果を報告する。

2. 観測の概要

(1) 観測地点および観測方法

観測は大潟波浪観測所の旧桟橋で、1983年11月18日に行った。計測時間は1ユニットを100秒として40ユニット(約40分間)を繰り返した。観測桟橋には容量式の波高計群17台が設置され、今回は第1段の碎波を対象として、Ch.1, Ch.2, Ch.3が図-1の位置に設置されている。碎波の観測位置はCh.1で、その付近には沿岸砂州ではなく、沖方向数100mにわたって海底勾配は約1/130程度の一様勾配である。碎波の観測は桟橋上と観測所本館屋上に設置したVTR、及び観測室のトランシットによる目視観測を併用して行われ、来襲波浪が碎波した場合には、記録紙上にマークを入れて記録し、風速・風向もその位置より沖へ35mの桟橋上に、

平均海面上15mの位置に設置したコーチンペーンで同時計測された。波高・周期の読み取りはゼロアップクロス法、一部はゼロダウンクロス法で行い、1波ごとにそれらの値を求めた。観測当時、発達しながら日本海を東進した台風並みの低気圧によって平均風速20m/s前後の強風が吹いていた。

(2) 観測結果

ここでは浅海域における不規則波の碎波特性について、surf similarity parameter ξ などの従来のパラメーターを用いて解析した。波長の計算は、微小振幅波とストークス波の第2近似を用いた。図-2はその1例であって、平均海面からトラフまでを η_d として整理した。これから、碎波・非碎波の区分が困難であることがわかる。このほかに η_u/η_d や $H/\eta_d \cdot T$ をパラメーターとして図示したが、いずれも碎波・非碎波の区分ができなかった。

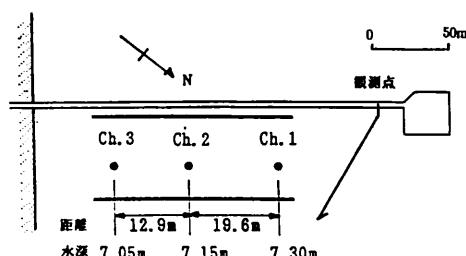


図-1 大潟波浪観測所旧桟橋と観測位置

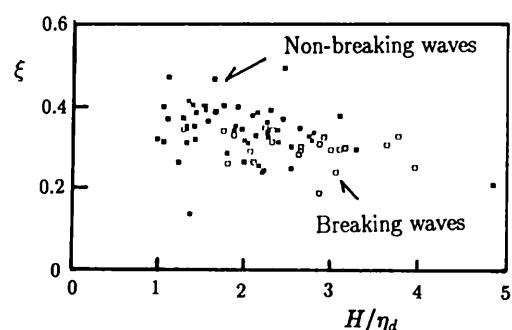


図-2 Surf similarity parameter と H/η_d の関係
(ストークス波の第2近似を適用)

* 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所

** 正会員 東急建設株式会社

*** 正会員 大日本土木株式会社

**** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

このように、surf similarity parameter とそのほかのパラメーターの組み合せによる碎波・非碎波の区分は良好ではないことが確認できた。

3. 碎波に及ぼす強風の影響

(1) 波形勾配と碎波率に及ぼす強風の影響

ここでは、不規則波の連なりである現地波浪の強風下の碎波に対して、従来発表されている個々の波に対する碎波指標がどの程度当てはまるか、また碎波率や波形勾配が風速とともにどのように変化するかを調べた。大瀬海岸では、風波の発達に伴って、一般に波向は W から N そして E 方向へ変化する。波高は波向きが NW までは増加し、さらに E 方向になると逆に変化して徐々に減少することが一般に認められている。図-3 は桟橋に設置した風速計による 10 分間の平均風速と風向の経時変化の一例である、なお図中白丸は桟橋における 10 分間の平均風速であり、図中黒丸は観測所における地上 10 m の位置の風速を表している。

図-4 は、波形勾配と碎波率の風速による変化を示したものである。波形勾配は Ch. 3 で取得された波浪記録を 1 波ごとに読み取った 10 分間の平均値であり、碎波率は Ch. 3 付近で碎波を開始した波数を全波数で割った値である。風向が WSW の (a) では風速の増加とともに波形勾配 H/L_o (図中白丸) は増加しており、碎波率 R (図中黒丸) も同じように上昇している。一方、風向が WNW の (b) では、風速が 23 m/s 付近で波形勾配 H/L_o が極大値をとり、それ以上ではむしろ波形勾配 H/L_o は小さくなる傾向がある。これは、23 m/s 以上の風速ではさらに沖で碎波するようになり、観測地点では再生波の割合が大きくなつて波高が小さくなるためであり、碎波による波高の低下が原因であると考えられる。さらに風速が 26 m/s より大きくなると、再び観測点での波高が増大する。これは、いま対象とした地点より沖で碎波した波浪が強風によって速やかに再生波として発達し、再び波形勾配が大きくなったものと考えられる。たしかに、3 m/s の風速の差であるが、風速の増加とともに碎波帯が沖へ拡大していく過程と対応しているといえる。なお、風向によってこれだけ波形勾配が相違する原因としては、吹送距離や吹送時間の相違による影響のほかに、WSW 方向からの波は浅海域での屈折の結果 long crested から short crested な波に平面的に変化することにも起因すると思われる。また、碎波率は波形勾配の変化と対応し、やはり風速が 23~24 m/s 付近で碎波率が Ch. 3 の付近で碎波していることが示される。風速がそれ以上になれば、観測位置ではそれより沖合いで一度碎波した波が観測されるので、見かけ上、碎波率が減少するかのように見える。以上のことから風速の増加に伴う波形勾配と碎波率の変化はよく対応していることが理解できる。

つぎに、風速をパラメーターとして、波形勾配と碎波率との関係を示したもののが図-5 である。まず風速が 22 m/s までの強風の場合、観測値はバラついているけれども、波形勾配が 0.04 程度までは、風速の増加とともに碎波率が大きくなる傾向が見られ、0.5 にも達する。波

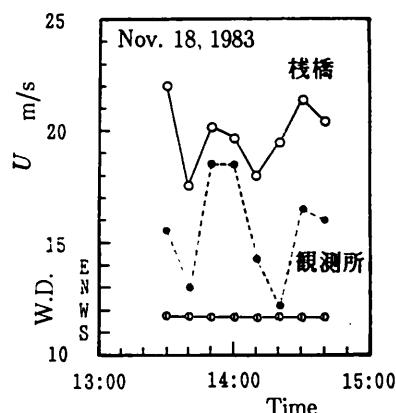
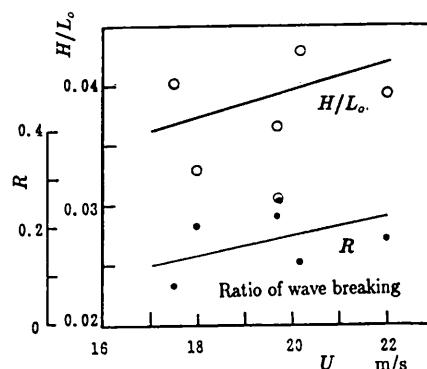
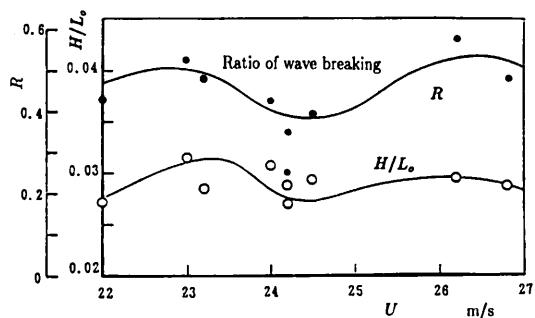


図-3 風向・風速の時間的変化の一例



(a) 風向が WSW の場合



(b) 風向が WNW の場合

図-4 波形勾配と碎波率の風速による変化

形勾配がそれ以上になると、風速にはあまり関係なく碎波率は0.2程度の一定値になる特性が見いだされる。さらにそれ以上の風速になると風速の増加とともに碎波率は増加している。ただ風速が22m/sまでの(a)のように波形勾配が0.04を越えたところで碎波率がある一定値をとるということはない。これは風速が、あまりにも強いために波形勾配が0.04を越えてしまうような波は峰が砕けてしまい波高がそれ以上大きくならないものと思われる。

(2) 碎波指標に及ぼす風速の影響

図-6は、合田が示した碎波指標の関係式に波令をパラメーターとして、今回の観測結果を示した一例である。図中の各点は、いずれも風速が26.7m/sの場合のものであり碎波率は0.457である。ただし、個々の波の波速は簡単にために、微小振幅波理論を用いて求めたが、有限振幅波としての取り扱いが望ましいことはいうまでもない。この図から、強風時の碎波波高は波令がパラメーターとなって与えられることや、合田の結果が現地波浪の碎波波高に対する上限値を与えていていることがわかる。

(3) 風速をパラメーターとした碎波特性

Surf similarity parameter ξ と H/η_d の関係に風速の影響がどの程度含まれているかを調べたが、風速に関係なく H/η_d の値が3.0を越えるとすべて碎波するようになるが、それ以下では碎波・非碎波の区分が困難になることが見いだされた。いま、碎波した場合に風速毎に直線回帰分析を行ったが、風速による顕著な相違はみられず、各直線が重なっていることが見いだされた。パラメーター $H/(h - \eta_d)$ を用いた場合についても、碎波・非碎波の区分ができなかった。

4. 碎波に及ぼす戻り流れの影響

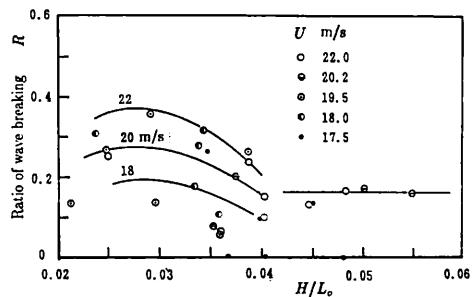
(1) 海岸波浪の碎波に関する考察

冒頭にも述べたように、同一海域で波高の小さな波が大きな波よりも先に碎波することが、なぜしばしば発生するかについては、そこに何らかの流体力学的な要因が働いていなければ説明がつかない。現地海岸の水深6~7mの緩勾配の海域でこのような現象が発生する原因として、次のものが考えられる。すなわち、1) 波高の大きな波はトラフレベルが低くなっているので、後続の波にとっては水深が浅くなっていることに対応するので、波高が小さくても碎波する、あるいは、2) 戻り流れが逆流として存在するために、波高の大きな波が碎波すると、それによって発生する戻り流れの流速は大きくなるので、後続の波は波高が小さくても碎波する、である。

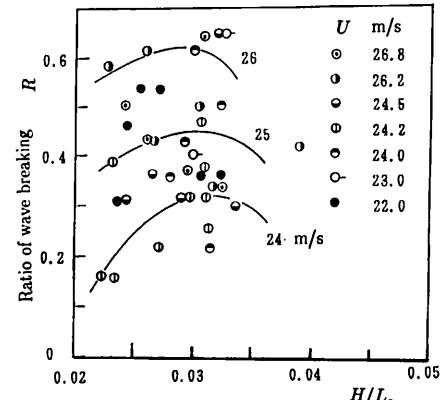
まず、1)については、この海域で得られた強風下の波浪観測データからは、顕著な波群が形成され、搬送波のトラフレベルは波高の大きさにあまり関係せずほぼ一

定となることがわかっている。これは、水深が7m程度の浅海域に限定された特性かも知れないが、図-2などの結果から考えていれば、この仮説は今回妥当ではないことになる。つぎに、2)の仮説が正しければ、どのような現象が見いだされるかを詳しく考察してみよう。

まず、碎波時の波速の移動座標系で1波長を包含する支配断面を考えた場合、ボアモデルに見られるように、碎波に伴う乱れエネルギーに起因した戻り流れが発生す



(a) 風速が22m/s以下の場合



(b) 風速が22m/s以上の場合

図-5 波形勾配と碎波率の関係

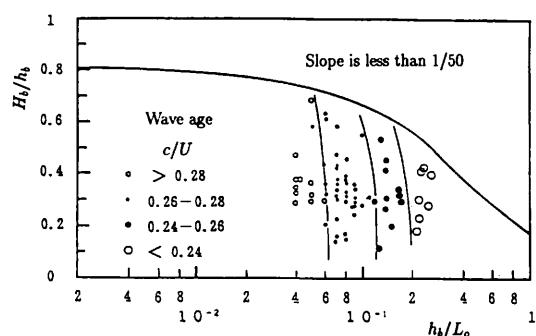


図-6 波令による碎波指標の変化

ることになる。この場合、局所水面の上昇、下降はその位置におけるラジエーションストレスとその岸沖方向の勾配がどの程度の値となるかに依存している。しかしながら、汀線が固定境界条件を与えていたことから考えて、nearshore zone 全体での運動量なりエネルギーの収支を問題にしなければ、流れの構造を記述できないことになる。このことは、解析の対象となる時間スケールが、nearshore zone 全体を記述する長さをもっていなければならぬことを示唆している。そこで、考察の対象が波群の形成とそれによって発生する水理現象は何かということにしばられる。

すでに、第2章で指摘したように、従来の整理方法では第1碎波の選択的な挙動の原因を明らかにはできないことがわかっている。そこで、碎波発生の脈動性が一時に起因するのかという問題をまず考えてみよう。これは nearshore zone 全体での脈動性と対応しているはずである。仮にそれが存在するなら、そのような周期での外力の変化、すなわちエネルギーレベルの変化があつてしかるべきであろう。この着眼が1つのアイデアであつて、本章では個々の波の周期の数倍から10倍程度（波が冲側境界を通過して入射し、汀線で反射して再び同じ境界を通って沖に戻るのに要する時間スケール）の時間単位で波のエネルギー変化が存在するのかどうか、存在するならばそれと碎波と関係あるかどうかについて検討することにしたい。

(2) 逆流の影響

対象海域はほとんど一様ともいえる約1/130の海底勾配である。したがって、この海域を波が進行して波高が大きくなる原因是浅水碎波変形と逆流の存在である。そこで、3つの波高計間での波高の増大率を求めた1例が図-7である。ここに、Ch.1の波高を1として規準化して示してある。Ch.2から3（距離は12.9m）へは碎波がこの区間で起こっているものがあるので、縦軸の値がCh.1から2へのそれより小さくなるものはあるが、Ch.2の波高比は図中一点鎖線で示した微小振幅波の浅水変形の計算値（波高2m、周期8sとして求めた）よりもかなり大きくなっている。さらに、逆流を一様水深中の定常流と近似して、観測波高を代入し、流速を求めた。その結果、波高が2倍になるには2.75m/sといつかなり大きな流速が必要なことがわかる。実際には非定常であり碎波変形による波高増大があるので、この値よりも小さい値で達成できると考えられる。いずれにしても、この結果は碎波に対して逆流、すなわち戻り流れが影響していることを示唆している。

(3) 長周期脈動流速の存在

図-8は、水深6mの海底上1mの位置に設置された超音波流速計のNW方向流速（ほぼ岸沖方向に対応）

のパワースペクトルの1例である（土屋ら、1989）。これから、来襲波浪の周期である0.1Hz付近に水粒子速度による第1ピークがあるほか、低周波側（数10s）にかなり大きなパワーをもつピークの存在が認められる。さらに、0.03Hzのローパスフィルターを通して図-9の結果から、50cm/s程度の振幅をもつ長周期の脈動成分があることがわかる。この場合、海底付近の漂砂の濃度変化に特徴的な現象が現れる。すなわち、戻り流れの大きな流速と碎波直後の沖方向への水粒子速度が重なった場合、合成流速として大量の漂砂を移動させるのに十分な値が得られる。そのため、間欠的に漂砂濃度の急激な立ち上がりが認められる。

これまで、海底付近の高濃度漂砂雲の発生の原因として、長周期波の寄与が漠然と指摘されてきたが、これが戻り流れの脈動成分にほぼ対応して発生していることを今回の解析結果は示唆している。

(4) 戻り流れの変動と碎波との対応

戻り流れに来襲波浪の周期の数倍から10倍程度の周期の脈動流成分が存在していることがわかったが、その

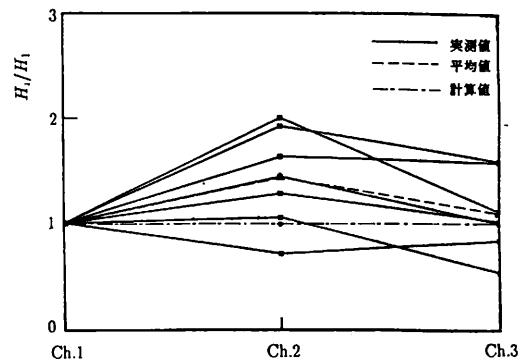


図-7 各測点における波高変化

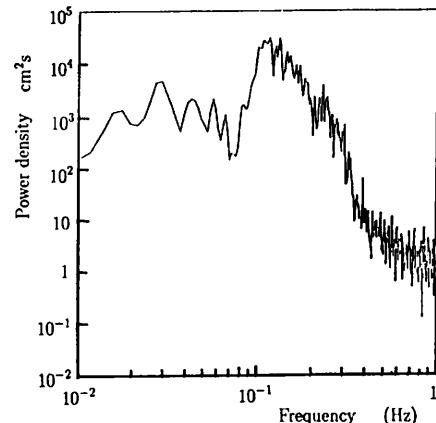


図-8 岸沖方向流速のパワースペクトル（土屋ら、1989）

成因を明らかにする必要がある。そこで、まず波群によってエネルギーレベルがどのように変化しているかを調べてみた。3章でも少しふれたが、図-10は間瀬らによって大潟海岸の波浪に対して解析されたSIWEH (Smoothed Instantaneous Wave Energy History) のゼロアップクロス法による、平均レベルの繰り返し周期と有義波周期の関係を表している。これから波高・周期が大きくなると、波群に関係した長周期のエネルギー変動が発生していることがわかる。そこで、これが脈動する戻り流れのdriving forceであり、碎波の発生にも関係するかどうかを調べた。具体的には、Ch. 1, Ch. 2, Ch. 3において得られたデータよりまず100波を単位として、それぞれ200波づつ計600波の有義波高、有義波周期を求め図-10から得られる関係 ($T_{sh} = 5.81 T_{1/3} + 1.00$, T_{sh} : SIWEHの高エネルギーの平均繰り返し周期, $T_{1/3}$: 有義波周期) を用いて、SIWEHの周期分だけずらせ、後続の波が碎波しているかどうかを調べて、これを30波づつに区切り、その対応率と碎波率との関係を示したもののが、図-11である。これから、対応率が大きくなるほど碎波率が大きくなっていること、碎波現象がこの様な波群のエネルギーレベルの脈動性に依存していることが確認される。

5. 結 語

以上、本研究では現地海岸の浅海域における観測データの解析から、碎波に及ぼす強風の影響と選択的碎波の原因について検討した。その結果、以下のことが明らかになった。

1) 風速が23 m/s付近で波形勾配が0.034の極大値をとり、風速がそれ以上ではむしろ波形勾配は小さくなる傾向がある。さらに風速が26 m/sよりも大きくなると、再び観測点での波高が増大する。また、碎波率は波形勾配の変化と対応し、風速が23~24 m/s付近で来襲波浪の50%程度が特定の海域で碎波し、これ以上の碎波率にならないことが見いだされた。風速がそれ以上になれば、観測位置より冲合いで一度碎波した波が観測されるので、見かけ上、碎波率が減少しているようになる。

2) 同一海域で波高の大きな波が碎波せず、それより波高の小さな波がしばしば碎波する原因として、来襲する風波が波群を形成し、来襲波浪の周期の数倍から10倍程度の周期の脈動流成分が存在することがわかっているので、これによる戻り流れの影響を調べたところ、

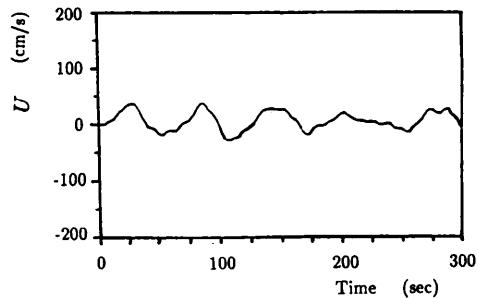


図-9 岸沖方向流速の長周期変動

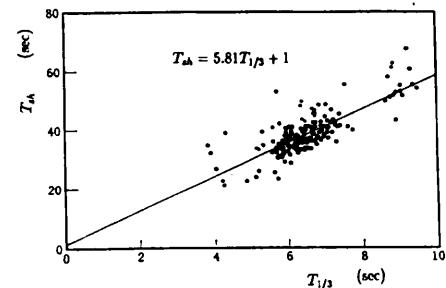


図-10 有義波周期と SIWEH の高エネルギーの平均繰り返し周期の関係

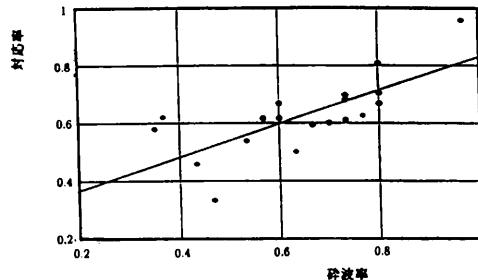


図-11 碎波の対応率の碎波率による変化

SIWEHによる高エネルギーの繰り返し周期が碎波の発生と密接に関係していることが見いだされた。

最後に、データをご提供いただいた京都大学工学部間瀬肇助手に感謝する。

参考文献

- 土屋義人・吉岡洋ほか(1989): 超音波流速計による碎波帯における長期連続観測、京大防災研年報、第32号B-2、pp. 847-879。