

波による汀線付近の水位上昇量に関する現地調査

—水位上昇を生じる二次的要因—

柳 嶋 慎 一*・ 加 藤 一 正**・ 磯 上 知 良*・ 村 上 裕 幸*

1. はじめに

現地海浜における汀線付近の水位上昇量の観測データを用いた重回帰分析により波、気圧偏差、風を外力とする水位上昇量の評価式を得ている(柳嶋ら,1988)。

この式で計算した水位上昇量は、大部分の観測データとよい一致を見た。しかしながら、その後の検討により、計算値が観測値に対して、20~30 cm におよぶ過大評価、あるいは過小評価となる場合があることが分かった。

本報告は、観測水位上昇量を波、気圧偏差、風を考慮した評価式で十分説明できないデータを抽出し、その原因を、特に水位上昇に寄与する上記以外の要因という観点から考察したものであり、合わせて、沖波波形勾配の水位上昇量への影響、港内における波による水位上昇量について検討したものである。

2. 波崎海洋研究施設における現地調査

汀線付近の水位上昇量の現地調査は、1987年1月~12月の約1年間にわたり、鹿島港と鉾子のほぼ中間の鹿島灘に面する砂浜海岸にある全長 427 m の波崎海洋研究施設(以下“HORF”と称する)で実施した(図-1)。

汀線付近の水位は、棧橋に取り付けた空中発射式超音

波波高計を用いて測定した。なお、調査方法の詳細については、加藤ら(1989)を参照されたい。

3. 水位上昇量におよぼす波、気圧、風以外の要因

汀線付近における水位上昇量は次式で評価できる(加藤ら,1989)。

$$\eta = 0.69 \cdot \Delta P + 0.04 \cdot U^2 \cdot \cos \theta + 5.2 \cdot (H_0^2 \cdot L_0^{1/2})^{0.4} - 4.85 \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 η は水位上昇量 (cm)、 ΔP は気圧偏差 (mb)、 U は風速 (m/s)、 θ は風向と海岸線とのなす角度、 H_0 は換算沖波有義波高 (m)、 L_0 は沖波波長 (m) である。

なお、係数が前報(柳嶋ら,1988)と多少異なっているのは、解析対象データの選定基準である実水深(観測水位-海底面高)を前報の 30 cm 以上から 50 cm 以上にしたためである。

図-2 は、観測水位上昇量 η_m (観測水位-天文潮位) を縦軸にとり、横軸には観測時の波、気圧偏差、風のデータを用い、式(1)によって計算した水位上昇量 η_c をとって比較したものである。観測値と計算値は、誤差あるいはその他のもろもろの要因による水位上昇量のため -20 cm ~ +30 cm 程度の差を生ずる場合が

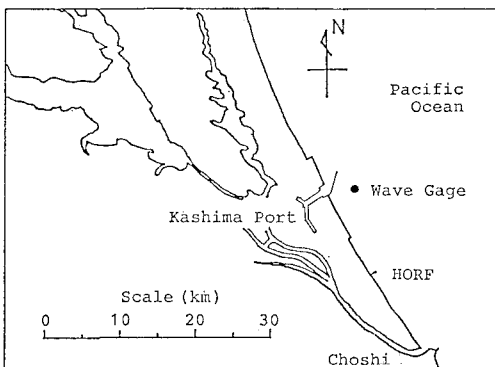


図-1 調査地点(波崎海洋研究施設)

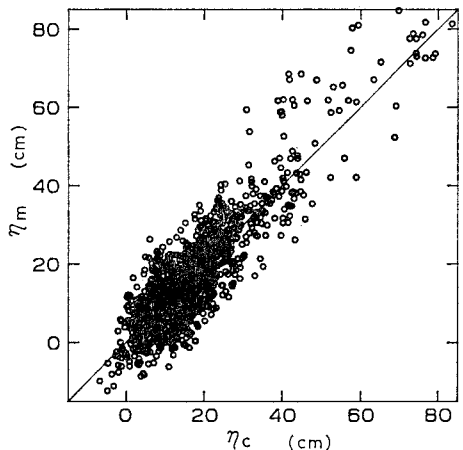


図-2 観測水位上昇量と計算水位上昇量の関係

* 運輸省港湾技術研究所水工部漂砂研究室
 ** 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所水工部漂砂研究室長

ある。

そこで以下では、データの欠測が少ない9月から12月までの観測水位上昇量 η_m と計算水位上昇量 η_c の差（以後、上昇量差と称す）を、その他の要因との関連で、特に時系列変化に注目して考察する。

3.1 海流の変動

図-3 の上段は、縦軸に上昇量差をとって、データを観測順に等間隔でプロットしたものである。解析対象と

したデータは、観測地点の実水深が 50 cm 以上のものであるで、必ずしも時間について等間隔になっていない。

上昇量差の時系列変化をみて、第一に認められることは、上昇量差が1カ月程度あるいはそれ以上の周期でゆっくりと変動していることである。

この長い周期の変動は HORF の汀線付近ばかりでなく、鹿島港内の上昇量差においても、同程度の振幅で

認められた。すなわち、長い周期の変動は広い空間スケールで生じているといえる。

永田(1981)によると、コリオリ力によって海流の流れの方向に向かって右手側では水位が上昇し、左手側では水位が下がる。HORF の沖合いは図-4、5に示すように、南下する親潮と北上する黒潮とが出合う日本で唯一の場所であり、これらの出合いの微妙な変化が沿岸部の水位に反映される可能性がある。そこで、上昇量差と海流の関係について、一週間毎に発行されている漁海況速報をもとに検討した。

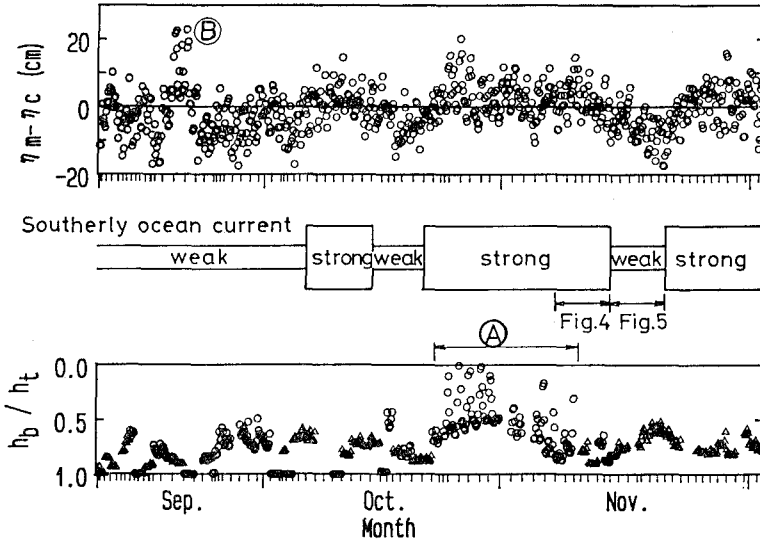


図-3 上昇量差、南下流速、inner bar の規模の時系列変化

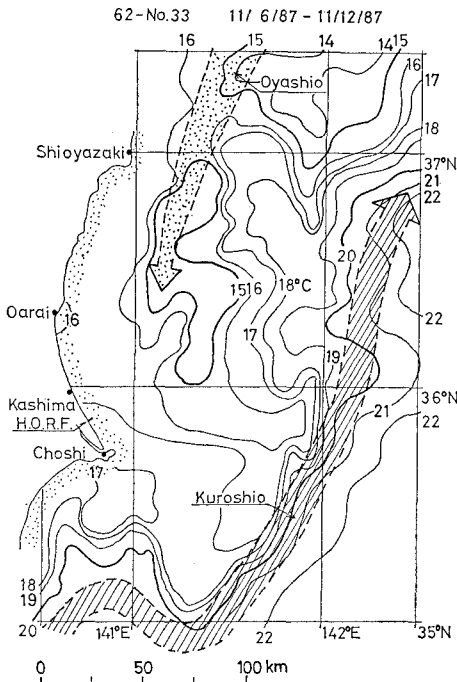


図-4 漁海況速報 (1987年11月6日~12日)

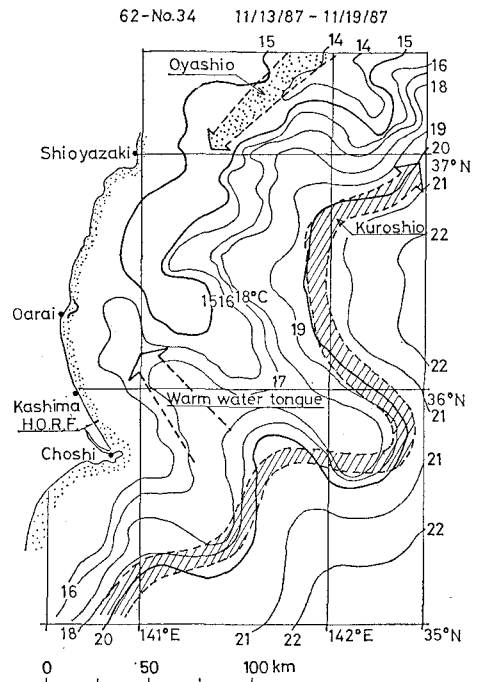


図-5 漁海況速報 (1987年11月13日~19日)

図-4 は, 1987 年 11 月 6 日~12 日の 1 週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン (茨城県水産試験場, 1987 a) である。黒潮は銚子の南約 70 km で蛇行したのち, 北緯 36°00' 東経 142°10' 付近を通って北上している。親潮は, 沿岸沿いに南下している。同期間の流速測定結果によると, 鹿島灘沖は, 非常に速い南下流 (0.5~0.95 m/s) が生じている (気象庁, 1987)。通常, 親潮の流れは 0.2 m/s 以下である (永田, 1981) ことから, 黒潮の北上にともない黒潮の陸側に反流が生じ, そのため南下流が速くなったものと考えられる。そこで, 図-3 の中段にこの期間の鹿島灘の南下流の程度を強として示した。

図-5 は, 1987 年 11 月 13 日~19 日の 1 週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン (茨城県水産試験場, 1987 b) である。黒潮は銚子沖で大きく蛇行したのち, 北緯 36°10' 東経 142°00' 付近から北上している。蛇行の程度は 1 週間前の 図-4 のときより著しい。このためか, 銚子沖北緯 35°30', 東経 141°30' から大洗に向かって暖水舌が入り込んでいることが水温 16°C の等温線形状からうかがえる。すなわち, 南下流はこの暖水舌に阻止され, 非常に弱くなっているものと考えられる。そこで 図-3 中段に, この期間の鹿島灘の南下流の程度を弱として示した。

同様に, 1987 年 9 月以降の鹿島灘の南下する海流の流速の強弱を調べた結果を 図-3 中段に示した。

この図によると, 南下流速が弱いと判断された期間には, 上昇量差が負になり, 南下流速が強いと判断された期間には上昇量差が正になっている。

ところで, 鹿島灘の平均潮位は東京湾中等潮位よりいく分高い (海岸保全施設築造基準, 1988)。このことは, この海域では平均的には南下する親潮が存在することを意味している。しかし, 南下する海流の流速は 図-3 中段に示したように強くなったり弱くなったりしているので, 海流の流速が強いときには水位上昇量がより大きく, 弱いときには上昇量がより小さくなる。この変動は, 天文潮には関係ないので分潮成分には含まれていない。そうすると, 予測した天文潮位に比べて, 南下流が強いときには静止水位が高くなり, 南下流が弱いときには低くなる。これに対して, 水位上昇量の計算では天文潮位を基準 (静止水位) にしているので, 結果として海流の流速変動による水位変動が水位上昇量に含まれることになる。すなわち, 南下流の流速が強いときには, 上昇量差が正になり, 弱いときには負になる。このようなことから, 上昇量差の長期の変動は, 鹿島灘を南下する海流 (親潮) の流速の変動によって生じたといえる。

3.2 Inner bar の存在

海底断面形状は, 外力に応じていろいろ変化する。極浅海域に inner bar が形成されると, bar 上で碎波が生

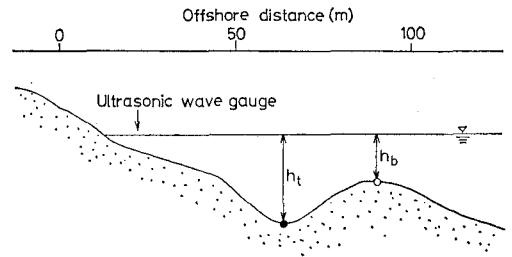


図-6 Inner bar の定義図

じその岸側に海水がトラップされ, より大きな水位上昇が生じる可能性がある。そこで, inner bar の規模と上昇量差の関係を調べた。

Inner bar の規模を簡単に数値化するために, 岸沖方向 5 m 間隔で測定した断面データを用いて, 測点 0 m から測点 150 m までの間で最もレベルが低い地点および最もレベルが高い地点 (bar) の静止水深 (天文潮位 - 海底面高) をそれぞれ h_t , h_b とする (図-6)。そして, inner bar の規模を次式で計算した。

$$\text{Inner bar の規模} = h_b/h_t \quad \dots\dots\dots (2)$$

図-3 の下段は, 式 (2) で定義した inner bar の規模である。Inner bar の規模を表す縦軸は, 上方向に h_b/h_t が減少するようにとっており, 上方にプロットされているほど inner bar の規模が大きくなることに注意されたい。また, inner bar 頂部の位置が測点 100 m より沖側にあるときを△印で, 岸側にあるときには○印で区別した。一部塗りつぶしたように見えるのは, プロット間隔がせまいためである。

図-3 によると, inner bar の規模が大きいときは, 一般に bar 頂部が測点 100 m より岸側 (○印) にある傾向が強い。Inner bar がよく発達しているのは 10 月下旬から 11 月上旬 (図中㊦の期間) にかけてであり, この間の上昇量差がしばしば大きくなっている。つまり, inner bar が発達すると汀線付近の水位上昇量がより大きくなるようである。しかし, inner bar の規模とエネルギーフラックスの関係を調べたところ, 波の大きい荒天時には, inner bar の規模が小さいあるいは消滅していたことから, 工学的には荒天時の水位上昇量に関して inner bar の存在を考慮する必要はない。

3.3 測定地点の相対的变化

観測では, 汀線付近の固定点において水位上昇量を測定している。ところが, 潮位変動があるために, 測定点の汀線からの相対位置が変化する。また, 海底地形が変化すると, 潮位が同じ状態で測定した結果であっても, 測定点の水深が異なる。これらの結果, 例え外力条件が同じであっても, 測定される wave set-up 量は異なる。

図-7 は, 合田 (1975) の理論で計算した, HORF の海底勾配 1/60 の場合の wave set-up 量である。観測時のほとんどは, 換算沖波波形勾配が $0.01 < H_0/L_0 < 0.04$,

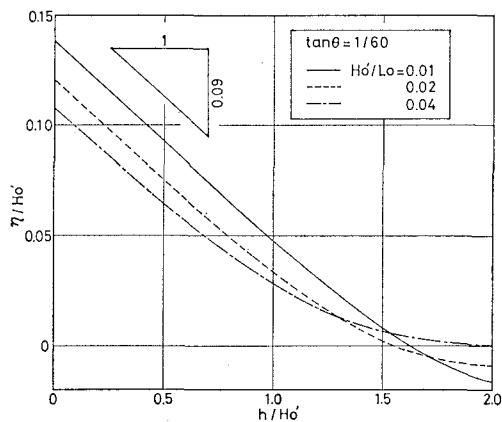


図-7 合田の理論による wave set-up 量

観測地点の無次元水深が $h/H_0 < 1.0$ であった (加藤ら, 1989) ので, 図-7 より wave set-up 量の近似式として,

$$\eta/H_0 = -0.09 \cdot h/H_0 + f(H_0/L_0) \quad \cdots \cdots (3)$$

を得る. 式 (3) の変分を計算すると, 入射波の諸元に関係なく

$$\Delta\eta = -0.09 \cdot \Delta h \quad \cdots \cdots (4)$$

となる. すなわち, 観測地点の汀線からの相対的な距離が近くなり水深が浅くなると ($\Delta h < 0$), 水位上昇量が水深変化量の 9% ほど大きくなる.

上昇量差の時系列変化を, 再度 図-8 に示す. ただし, この図の中では, 測定時の静止水位 (天文潮位) がその日の一日平均天文潮位より低い場合を黒丸, 高い場合を白丸で区別してプロットしてある. 黒丸データがより上方にプロットされる傾向があることが分かる. すなわち, 静止水位が低く測定点が相対的に岸側に位置するほど水位上昇量が大きくなる傾向がある. また, プロットされた上昇量差が幅 15 cm 程度の帯状になっていることと, 式 (4) の Δh に鹿島港の潮位差 1.5 m を代入して計算される $\Delta\eta = 14$ cm はよく対応する.

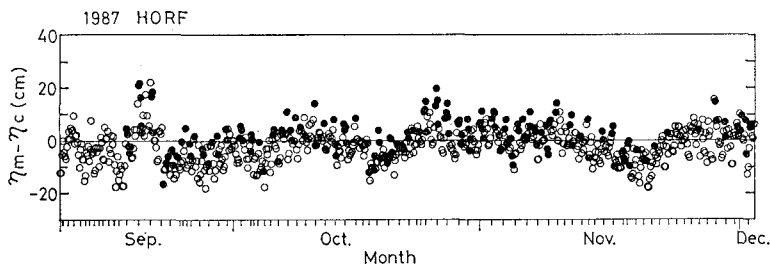


図-8 上昇量差の時系列変化と静止水位の関係

3.4 水位上昇の時間遅れ

図-3 上段の上昇量差の時系列変化において次に注目されるのは, 図中に ⑧ で示したところで上昇量が大きくなっていることである.

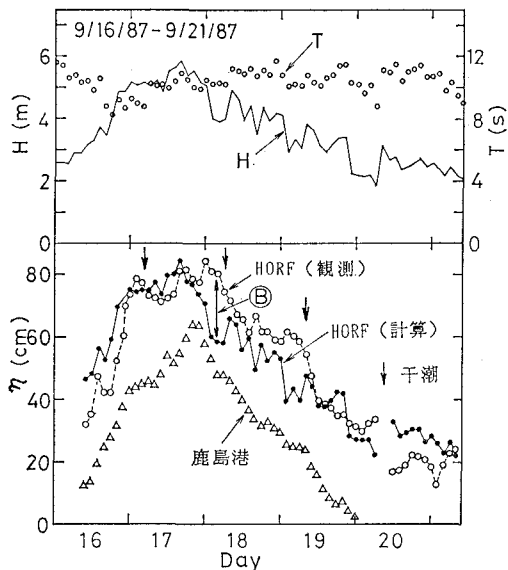


図-9 有義波高, 周期, 観測水位上昇量, 計算水位上昇量の経時変化 (1987 年, 9 月 16~21 日)

⑧ で示したとき (台風第 8713 号の来襲) の沖波有義波高, 周期, 観測水位上昇量, 計算水位上昇量, 鹿島港港内での潮位偏差を 図-9 に示す. 観測水位上昇量と計算水位上昇量の変化は類似しており, さらに, 詳しくみると以下のことが認められる.

- ① 図中矢印で示した時刻において, 観測水位上昇に小さなピークが認められる. 矢印の時刻は, 干潮時刻とほぼ一致していることから, 観測地点の汀線からの相対位置の変化によって観測水位上昇量が大きくなったものである.
- ② 計算水位上昇量と観測水位上昇量が最大になる時刻はずれており, 後者が遅れている. 同様な傾向は鹿島港港内潮位偏差にも認められる.
- ③ 水位上昇量が増加している 16 日 ~ 17 日 16 時の間は計算水位上昇量が観測値より大きい. 観測の水位上昇量が 2 ~ 3 時間遅れる.

- ④ 17 日 16 時以降の水位上昇量が減少している間は, 逆に計算水位上昇量は観測値より小さい.

つまり, 水位上昇量は外力 (波高) に遅れて応答している. このために ⑧ (図-9) で上昇量差が大きくなった.

3.5 波形勾配

初期の wave set-up 量式は波高だけで表現されていた. これに対して合田 (1975) の wave set-up 計算式の 1 つの特徴は, 波形勾配 (あるいは波の周期) の影響を考慮していることである. 本節では, 観測データに基づき,

波形勾配の影響について検討する。

波形勾配の wave set-up に及ぼす影響は、もともと 2 次的であるので、すべての観測データを用いると、波、気圧偏差、風以外の要因による水位上昇量も含まれ、データのバラつきが非常に大きくなることが推察できる。そこで、検証に用いるデータを次の基準で選定した。

- ① $H_0' > 2\text{m}$: 換算沖波有義波高が大きいと wave set-up 量が大きいので相対的に測定誤差が小さくなることと、波高が大きいときには inner bar の規模が小さくなっていて余分な水位上昇が生じていない。
- ② $h/H_0' < 0.2$: wave set-up 量は無次元静止水深の大きさによって異なり、HORF における高波浪時の無次元静止水深の頻度がこの範囲で高い (加藤ら, 1989)。
- ③ $|\eta_m - \eta_0| < 5\text{cm}$: 上昇量差を生ずる原因である、海流流速の強弱、水位上昇の時間遅れ等の影響が比較的小さいデータを選ぶ。

上記 ①～③ の基準を同時に満たす観測データを、抽出し、観測水位上昇量から気圧偏差による吸い上げ、風による吹き寄せを引いた観測 wave set-up 量 $(\eta_w)_m$ を計算し、その時の換算沖波有義波高で無次元化した。この無次元観測 wave set-up 量と換算沖波波形勾配の関係をプロットしたのが 図-10 である。図中の実線は、合田 (1975) の理論と一致することを確認した式 (1) の第 3 項を示している (加藤ら, 1989)。この図より、波形勾配が小さくなるほど無次元 wave set-up が大きくなることが認められる。

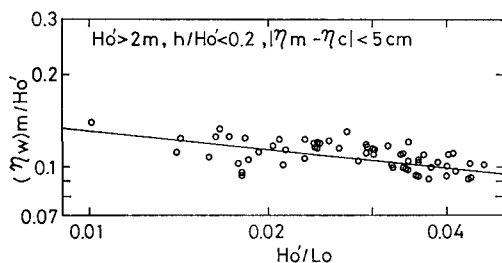


図-10 無次元水位上昇量と波形勾配の関係

4. 鹿島港港内の水位上昇

海岸の汀線付近の、水位上昇は wave set-up が支配的である (加藤ら, 1989)。しかし、港内の潮位に wave set-up がどの程度含まれているかを現地データで検討した例は今までみあたらないので、鹿島港港内の水位上昇量と HORF の水位上昇量を比較する。

本解析に用いた沖波有義波諸元と気圧偏差、風向・風速データを用いて、鹿島港港内の潮位偏差について汀線付近と同様に重回帰分析を行ったところ、式 (1) の

wave set-up 項の係数は、2.39 となり、HORF の 0.46 倍となった。すなわち、鹿島港港内では港外の半分程度の wave set-up しか生じていない。

鹿島港以外の港湾においても、同様に港外ほどには、wave set-up が生じていないと考えられる。しかし、港内における wave set-up 量がどの程度であるかは、港内進入波浪、港口幅、港口水深、港内形状、港内水際線構造、地形等によって各港固有と考えられる。

5. おわりに

本研究によって得られた主要な結論は以下のとおりである。

- ① 親潮の南下流速の変動によって、沿岸部に 1 ヶ月程度の長い周期の水位上昇量変動が生じる。
- ② 砕波帯内の極浅海域に形成される inner bar の規模が大きくなると、水位上昇量は大きくなる。
- ③ 観測地点の汀線からの相対的位置が潮位変動にともなって変化するために、wave set-up 量が 15 cm 程度変化する。
- ④ 時化時の波の発達・減衰に伴う水位上昇は、2～3 時間遅れる。
- ⑤ 入射波の波形勾配が小さくなると、wave set-up 量は大きくなる。
- ⑥ 鹿島港港内潮位に含まれる wave set-up 量は汀線付近の約 1/2 である。

最後に、鹿島港の潮位データは第二港湾建設局鹿島港工事事務所から、漁海況速報は茨城県水産試験場から提供していただいた。鹿島港の波浪データの使用に当たっては、鹿島港工事事務所および、当所海洋水理部海象調査研究室のご協力をいただいた。合田の理論による水位上昇量の計算においては、当所水工部波浪研究室開発のプログラムを使用した。ここに記し、謝意を表する。

参考文献

- 茨城県水産試験場 (1987a): 漁海況速報, 62-No. 33.
 茨城県水産試験場 (1987b): 漁海況速報, 62-No. 34.
 海岸保全施設築造基準連絡協議会編 (1988): 改訂海岸保全施設築造基準解説, p. 101, 269 p.
 加藤一正・柳嶋慎一・磯上知良・村上裕幸 (1989): 波による汀線付近の水位上昇量, 波崎海洋研究施設における現地観測, 港研報告, 第 28 巻, 第 1 号, pp. 3～41.
 気象庁 (1987): 海況旬報, No. 1482.
 合田良実 (1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港研報告, 第 14 巻, 第 3 号, pp. 59～106.
 永田 豊 (1981): 海流の物理, 海の中の嵐, ブルーバックス, 講談社, pp. 23～24, p. 60, p. 93, 227 p.
 柳嶋慎一・加藤一正・磯上知良・村上裕幸 (1988): 波による汀線付近の水位上昇量に関する現地調査, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 123～127.