

高潮変形に及ぼす流水断面の効果について

大阪大学教授 工学博士 田 中 清
 同 助教授 室 田 明
 同大学院学生 村 岡 浩 爾

I 概 説

台風に伴う気象潮の生起については、従来、一般に風の吹き寄せにその主因を求めているが、このような吹き寄せのみによつて、大きな異常潮位が生ずるという考え方には若干の疑問がある。すなわち、冬の季節風の如く長時間、一定方向から吹送される風の場合は、風から海面へのエネルギー伝達が十分行はれてかなりの吹寄せが生じるであろう。しかるに台風の如く回転性風向の場合、海岸方向のみへの異常に大きな吹寄せが生ずるに於ては、その方向についての風の継続時間が短か過ぎる様に想われる。一方、最大気象潮が2 mをこえるような大きな高潮はかならず、有明湾、東京湾、大阪湾、および伊勢湾等の湾入部に限られているし、又、そのような高潮の際の潮位曲線を検討すると最高潮に達する前から風向に関係なくかなりの水位上昇が始まつており、最高潮位の生起時間が、湾軸方向最大風速の起時より若干、早い例が屢々認められる。

このような点からも湾入部での異常高潮はかならずしも風の吹き寄せが主因とは考えられず、むしろ台風の収斂風によつて外海で生じた“吹溜り”が湾口にもたらされ、これが長波型式で湾内を進行する間に、湾形効果によつて増幅され、湾奥で異常な潮位が観測されるのではなからうか。本文では、この様な立場に立つて、特に伊勢湾湾奥部が楔状をなしていることに注目し、昨年の伊勢湾台風による高潮に関して表記の如き解析法を試み、高潮変形に及ぼす湾形効果を概略見積ることとする。

更に、湾内における高潮現象を長波とする立場を取れば、次の重要なその特性に注意する必要がある。すなわち、長波は、その位相進行に伴つて卓越した質量輸送を行う。従つて長波が海岸線に接近するにつれて、その波高を増大するのみでなく実質的な流速もかなりの程度に達する筈である。従つて沿岸構造物の破壊、高潮の陸岸への遡上等も、この高潮流速を除外して考えることが出来ず、従来の高潮被害が単に Static な水位上昇という観点からのみ対策が立てられていることは甚だ疑問であり、海水流動を加味した dynamic な観点から高潮対策が再検討されねばならぬのではないかと考えられる。特に、この意味から河口部での高潮流速問題は厳密な再調査が必要と想われる。

ところで、流水断面積が漸変する水路内での長波の変形については、有名な Green の法則がある（その詳細な誘導については、たとえば Lamb: Hydrodynamics, 6th ed., p.274 を参照されたい）。これは、微小振幅の仮定の元に誘導される簡単な関係式であるが、海岸近くの台風高潮の如く波高がかなり大きい有限波高の場合の適用性についてはまだ不明である。又、有限振幅の長波による水粒子移動速度についてはすでに厳密解が得られている。ところが後に述べるように、伊勢湾高潮についてその流速を概算すると、かなり予想を超えた大きな値が得られるので理論の妥当性を実験によつて再確認する必要がある。この様な理由で、本報文では、次の如き著者等の実験結果を併せ報告し、前半の伊勢湾高潮の考察に対する根拠とした。

すなわち、陸岸に向つて流積が漸減する場合の長波波高の増幅の実験的検討、及び、有限振幅の長波による水粒子移動速度の実測と理論解との比較、を主な目的として実験を行い、併せて高潮の陸岸への遡上等についても検討をなさうとするものである。

II 伊勢湾台風による高潮についての検討

1. 伊勢湾の海底地形、及び沿岸における観測異常潮位

海図から伊勢湾内の等深線図を画けば 図-1 の如くである。ただし、図中の数字は $D.L.$ （名古屋港潮望平均干潮位）からの水深を m で示したものである。図の等深線の配置から湾軸線を図中の一点鎖線で示す如く定め、又後に示す高潮屈折図を勘案して、ほぼこの軸線に直交する如く計算断面を図示のように8断面、設定する。

この計算断面における断面積： A_0 、湾幅員： B 、平均水深： H_0 （ $\equiv A_0/B$ ）の諸量と、湾口からの累加距離との関係は 図-2 に示されている。

図-1 伊勢湾の海底地形

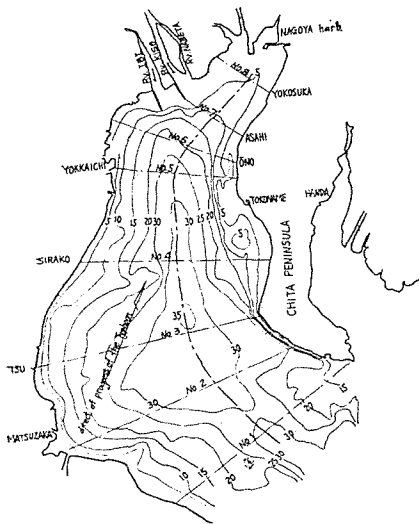
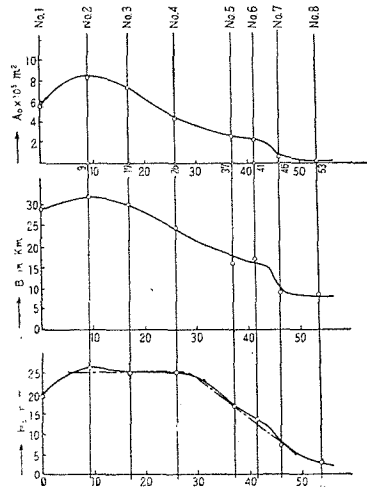
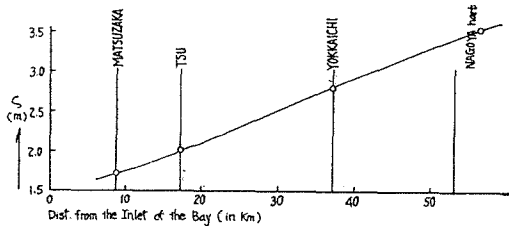
図-2 伊勢湾の湾軸に沿う断面積の A_0 , 湾巾 B および平均水深 H_0 の変化

図-3 伊勢湾沿岸の観測異常潮高



次に、各地での観測潮位記録については、関係各位の御厚意によつて多数の潮位記録を入手することが出来たが、各地の潮位計原点が統一されておらず採用基準面が明確でないため潮位の絶対値を算出せず、又、推算天文潮位が明示されていないので異常偏差を抽出することが出来ず確定的な整理が出来ないのは真に遺憾であつた。

さしあたり、我々の解析では沿岸各地点での最大偏差を知ればよいので、まず妥当な値として認められているものとして 図-3 に示す最大偏差値： ζ を採用する。図に見られる如く、高潮波高が湾軸に沿つて、ほぼ直線的に増幅されていった様相が明らかに認められる。

2. 湾断面の漸減による高潮波高の変化

前節で述べた如く、以下の解析では、湾口で与えられた長波波形が、湾断面の漸縮によつて逐次増幅されていくものとして計算を行う。ただし、純粋に湾形効果のみを抽出して考えるため、吹寄せ効果等は敢て除外するものとする。

この様な場合の波高変化は Green の法則に従うといわれる。すなわち、矩形断面水路を考え、水路幅： B 、静水深： H_0 、長波波高： ζ とし、初期断面における諸量に添字： $*$ をつけるものとすれば、任意断面における波高： ζ は次式で与えられる。

$$\zeta/\zeta_* = (B_*^2 H_{0*} / B^2 H_0)^{1/4} \quad \dots\dots\dots (1)$$

この計算で、静水深： H_0 としては、前記 D. L. 以下の平均水深に更に天文潮位： h を加えたものを用いることとする。各地点での H_0 , h はすべて 表-1 に示す。

観測異常潮の無次元最大偏差： ζ/ζ_* と、表-1 に示される $B_*^2 H_{0*} / B^2 H_0$ を全対数方眼紙に Plot すれば 図-4 の如くである。

図によれば No. 5, 又は No. 6 断面、ほぼ四日市付近より湾奥側では Green の $1/4$ 乗則が正しく現象を説明しているようであるが、No. 2 (松阪) と No. 5 (四日市) の区間では ζ/ζ_* はほぼ $(B_*^2 H_{0*} / B^2 H_0)$ のほぼ $2/3$ 乗に比例し、Green の法則で与えられるよりも大きな増幅を示している。これ等の理由は次の如くであらうと想われる。すなわち、四日市を通る断面より湾奥では湾平面

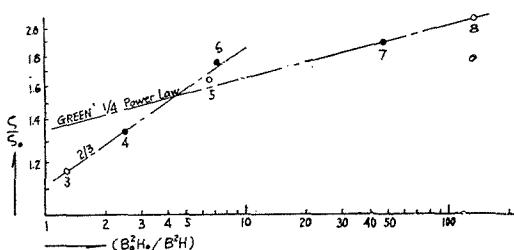
図-4 伊勢湾高潮の最大偏差 ζ と流積効果

表 1

断面番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
地 点	知多半島先端	松 阪	津	白子港	四日市	霞ヶ浦	木曽川右岸筏場 導流堤先端(横須賀)	川 須賀	名古屋港
累 加 距 離 (km)	0	9	17	26	37	41	46	53	58
D. L. 以下横断面積 $A_0 \times 10^3 (\text{m}^2)$	554	836	741	428	262	225	63	23	—
平 均 幅 $B_0 (\text{km})$	29	B_* 32	30	25	16	17	9	8	—
D. L. 以下平均水深 $H_0 (\text{m})$	19.1	26.1	24.7	17.4	16.4	13.2	7.0	2.8	
推 算 潮 位 D. L. + h (m)	T. P (1.5)	(1.6)	(1.6)	(1.6)	(1.7)	(1.7)	(1.7)	(1.7)	1.7
最 大 偏 差 $\zeta (\text{m})$	(1.6)	ζ_0 1.7	2.0	(2.3)	2.8	2.7	(3.2)	(3.4)	3.55
$H_0 + h$ (m)	20.6	H_* 27.7	26.3	19.0	18.1	14.9	8.7	4.5	
$H_0 + h + \zeta$ (m)	22.2	29.4	28.3	21.3	20.9	17.6	11.9	7.9	
$\frac{B_*^2 H_*}{B_0^2 H_0}$		1.000	1.203	2.540	6.38	6.95	47.4	137.0	
$\frac{\zeta}{\zeta_0}$		1.00	1.18	1.35	1.65	1.65	1.88	2.00	
$\sqrt{g(H_0 + h)}$ (m/sec)	14.3	16.5	16.1	13.7	13.3	12.1	9.2	6.6	
$\sqrt{g(H_0 + h + \zeta)}$ (m/sec)	14.8	17.0	16.7	14.5	14.3	13.1	10.8	8.8	
u (m/sec)	1.0	1.0	1.2	1.6	2.0	2.0	3.2	4.4	
絶 対 伝 播 速 度 (m/s)	15.8	18.0	17.9	16.1	16.3	15.1	14.0	13.2	
輸 送 流 量 $Q \times 10^4 (\text{m}^3/\text{s})$	62.7	94.0	101.8	85.1	66.9	60.0	34.3	27.8	
$\frac{\Delta Q}{\Delta x}$ ($\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{m}$)		+34.8	+ 9.8	-18.6	-16.5	-17.0	-77.6	- 9.3	

形が典型的な楔状をなしているという以外に、この領域では海面面積が比較的小さいため、吹寄せ等の風の効果は二次的で、湾形効果がほぼ純粋に効くために波高増大が Green の法則でよく説明されるのであろう。しかるに、前記断面から湾口側では事情が全く逆であり、特に風の影響も大きく効いてくる筈で、湾形のみによる増幅則より大きな程度で高潮波高が増大しているのであろう。

なお, storm surge のこのような built-up に関しては、勿論湾の dimension と, surge 周期との比較によって検討されねばならず、たとへば、潮汐波のように湾の大きさにくらべ波長の非常に大きな長波ではこのような built-up はおこらない。

3. 高潮に伴う質量輸送と、その流速

有限波高の長波による水粒子移動速度: u は次式により与えられる(その詳細の誘導については、たとえば、Lamb: Hydrodynamics, 6th ed., p. 278 ~ 279 を参照されたい)。

$$u = 2\{\sqrt{g(H_0 + \zeta)} - \sqrt{gH_0}\} \quad \dots\dots\dots (2)$$

又は,

$$\frac{u}{\sqrt{gH_0}} = 2\left\{\sqrt{1 + \left(\frac{\zeta}{H_0}\right)} - 1\right\} \quad \dots\dots\dots (3)$$

一方、長波位相の絶対伝播速度: ω は

$$\omega = \sqrt{g(H_0 + \zeta)} \quad \dots\dots\dots (4)$$

であるから、絶対伝播速度: Ω は

$$\Omega = u + \omega = 3\sqrt{g(H_0 + \zeta)} - 2\sqrt{gH_0} \quad \dots\dots\dots (5)$$

ただし、式中、 ζ は長波による静水深: H_0 からの水位上昇量とする。

今、 ζ として伊勢湾沿岸における高潮の最大偏差を用いて、長波による流速: u 、及び絶対位相伝播速度: Ω を各々、式 (2)、(5) によつて算出し、表-1 に示す。

すなわち、津を通る断面より湾口側では $u \approx 1 \text{ m/sec.}$ の程度であるが、それより湾奥に向う相対波高の漸増に

に伴い、この流速も増加し、湾奥では $3 \sim 4 \text{ m/sec.}$ の程度にも達する。既往の高潮解析では、しばしば微小波高の仮定の元にこの u を省略し、たとえば、その伝播速度として $\sqrt{g(H_0 + \zeta)}$ を用いていたが、ここに示す如く海岸線近くでは到底水実質の移動を無視することが出来ないという点は十分注意されねばならない。

この水粒子移動による実質的な流量輸送を各断面で計算し、表一 1、及び 図一 5 に示す。

図に見られる如く、湾口から津付近まで輸送流量が漸増し、津一四日市間で直線的に減少し、揖斐、木曽川の河口付近で流量の急激な減少を示した後、再び湾奥、名古屋港に向つて直線的に減少している。

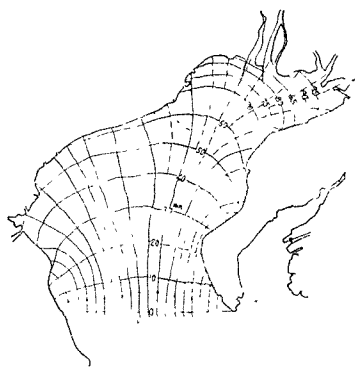
ここで、注意すべきは、以上の計算は高潮波形の crest について行つており、従つて時間的水位上昇項： $\partial \zeta / \partial t$ はほぼ 0 と認められるので、この計算では輸送流量は常に一定でなければならぬ。しかるに、ここに示すような湾軸に沿う流量変化があるのはおそらく次の理由によるのであろう。すなわち、基本式 (2) の誘導には、一定幅、一樣水深の仮定があり、従つて特に断面急変部では (2) 式で与えられる u に、そのための補正がある筈であること、我々の計算では海底摩擦による energy 消費が考慮されていないこと、更に、流水断面を便宜上、矩形断面におきかえたため水位上昇による幅の変化、すなわち、湾兩岸への陸岸侵入流量が考慮されていない等、の理由によるものであろう。

以上の様な、ごく粗い第一近似の見積りをもつてしても、少なくとも湾沿岸における高潮挙動の動的特性は到底、之を無視しえないことは明かである。

4. 高 潮 の 屈 折

台風高潮を長波と見做して、風波と同様にその屈折図を画くことが出来、これによつて高潮エネルギーの集中、発散、及び高潮の伝播、沿岸における最高潮の起時等を知ることが出来る。ここでは、Arthur-Munk-Issacs の修正直交線法を用い、伊勢湾内の高潮屈折図を作図し、その結果を 図一 6 に示す。なお、この際、高潮の初期峰

図一 6 伊勢湾高潮の湾内屈折図
(図中数字は湾口よりの最高潮到達時刻を分で示す)



線は No. 1 断面 (知多半島先端を通る断面) とし、図のような直線状峰線を初期値として作図されている。

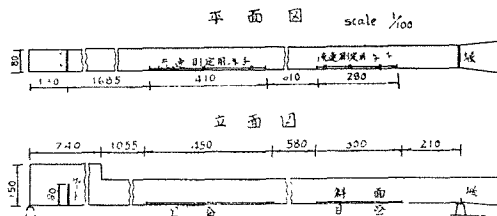
得られる主要な結果は次の如くである。すなわち、高潮エネルギーは特に津、及び常滑付近に集中し、白子、松阪付近では分散の傾向にあり、これはほぼ被害の程度と一致した傾向を示す。又、知多半島から名古屋港への高潮到達所要時間はほぼ 100 分程度である。なお、最高潮生起時刻の聴込み値にはかなりの誤差があり、計算値との適確な照合はなし得なかつたのは残念である。

III 流積変化による長波の変形、及び長波に伴う水粒子移動速度についての実験

1. 実験方法

図一 7 のように、水路は全長：約 40 m、幅 80 cm、高さ 1 m の矩形断面、片面ガラス張り鋼製であつて、その上流端を鋼板で仕切つて貯水槽とする。長波の大きな質量輸送の特性に注意して、波起し機構は、実際に長波流量を charge すべきであると考えて、上記貯水槽下流側隔板に設けた orifice gate から貯水槽内の水を流出せしめて波を発生させる。

図一 7 実験水路



波高、波長は gate 開度、貯水槽容量によつて変化する。

湾奥の海浜に相当する斜面模型は 図一 8 に示す如くである。すなわち、浜斜面は滑かな鋼板をもつて作製し、浜勾配は 0.05 とする。流水断面は図に示す 3 種の側壁によつて 3 種の断面変化が与えられるようにする。すなわち、図一 8 の (I) の側壁では流積は

沖から浜に向つて直線的に漸減し、側壁 (II), (III) は各々、海に向つて convex, concave な海岸線を形成する場合である。

すなわち、水路流水断面は斜面、及び側壁によつて垂直、水平の両方向から変化させられる。

流積変化部での長波変形は 8 mm 撮影機により公称 64 コマの速さで連続撮影して記録する。

次に、水粒子の移動速度は次のようにして観測する。

かなり微弱で、しかも時間的に変動する流速を簡単に、しかも確実に測定する適当な方法がないし、又、沖波ではともかく、斜面上では u が正負に変動する筈であるので、水中に suspend させた小さい浮子を追跡記録して

水粒子移動速度を観測する。直径：1 cm、厚さ 5 mm、純白ビニール製比重 1.0 のリングに孔をあけ、静水面下に水路ガラス面に沿つて水平に張つたピアノ線に通す。勿論、リング孔とピアノ線との間の摩擦はほとんどないように注意して作成される。この浮子と、同時にその直上の水位上昇量： ζ を 8 mm シネで追跡記録すれば、流速の水平成分： u が ζ と結び合わさつて観測される。

なお、同様の機構が、水深一様部のみでなく斜面上にも設けられ、長波の斜面遡上の際の flush-velocity も観測する。

2. 実験結果

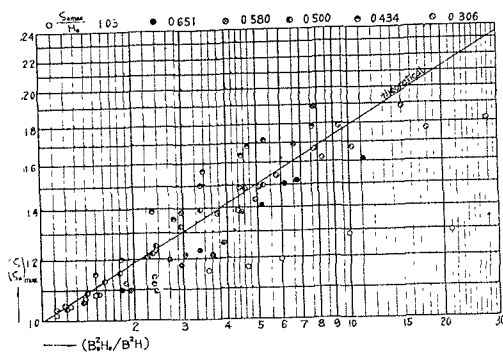
2. A 流積変化による波高変動の実験結果

水深一様部分における諸量に添字： 0 をつけるものとし、波高（最大水位上昇量）を ζ_{max} とする。

種々の相対波高： ζ_{0max}/H_0 の実験波について、 $(\zeta/\zeta_0)_{max}$ 及び $(B_0^2 H_0/B^2 H)$ の値を全対数方眼紙に plot すれば 図-9 の如くである。

又、斜面上を進行する波形の変化の一例を示せば 図-10 の如くである。

図-9 水路流積の漸変による長波波高の変化と Green の関係の比較



一致を示している。

なお、我々の実験では $(B_0^2 H_0/B^2 H)$ の非常に大きい領域、すなわち断面狹窄の程度が大きい部分で砕波してしまうので、そのような砕波直前の範囲では、図に見られる如く $(\zeta/\zeta_0)_{max}$ の値は、解析値のそれよりはるかに小さくなる。

2. B 水粒子移動速度についての実験結果

水深一様部分において前述の浮子の追跡から得られる水粒子移動速度： u と、水位変動量： ζ の関係を、各々 $u/\sqrt{gH_0}$ 、及び ζ/H_0 の無次元形で図示すれば 図-11 の如くである。図の実線は式 (3) の形で与えられる理論解を示す。 ζ/H_0 の大きい範囲（ほぼ $\zeta/H_0 > 0.25$ の範囲）を除いて、実験値と理論値はほぼ良好な一致を示している。図中、 u_0 は波の到達前の始めの流速であつて、資料の整理では勿論、之等は除去されている。 $H_0 = 13.0$ cm、 $u_0 = 0$ の場合の系統的なズレについてはその原因が不明であり、実験値のより多くの集積によつてこれを明

図-8 浜斜面及び湾形模型の説明

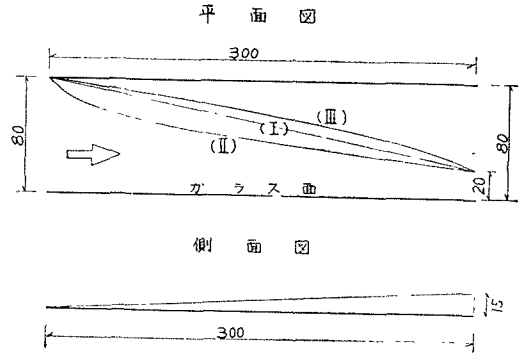
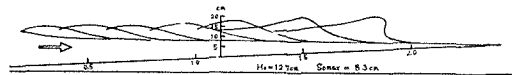


図-10



しばしば述べた様に、Green の関係は微小振幅波に対して得られるものであるから、相対波高の増加につれて適用しがたくなるのは当然である。図-9 によれば、相対波高が極端に大きい場合 ($\zeta_{0max}/H_0 > 1.0$ の場合) を除いて Green の法則は実験値とかなりよい一致を示している。

図-11 有限振幅波における静水深 H_0 からの
水位上昇量 ζ と水粒子移動速度 u との関係
(u_0 : 波到達前の初めの流速)

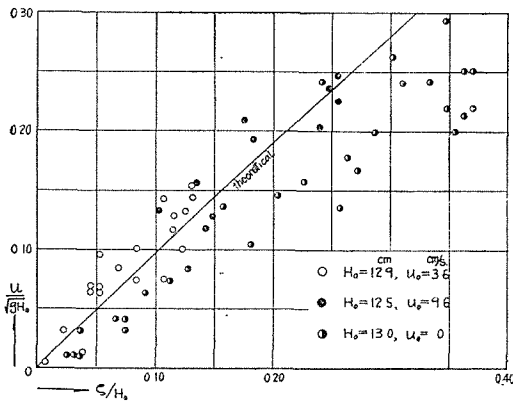
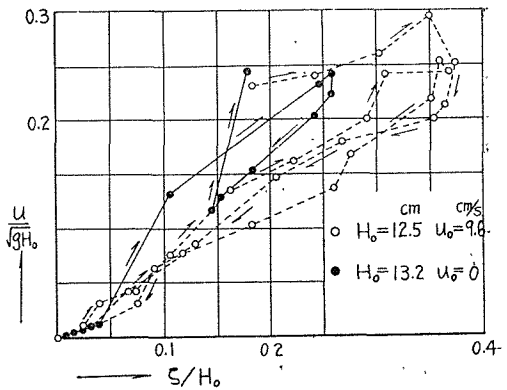


図-12 長波の前面および後面における水粒子
移動の履歴特性



らかにしたいと考えている。なお、水粒子移動速度は水位上昇時と下降時では異なり、水位上昇時（波の前面）で若干大きく、下降時（波の後面）では僅かに小さく、従つて1ヶの波についていえば u は ζ の時間的变化につれてループを画くことが確認された。その一例を示せば 図-12 の如くである。これは河川出水時の流速の時間的变化においても既に認められている傾向であり、厳密には、 u に水位上昇加速度についての補正項が必要なことを示唆している。もつとも、我々の用いた実験波は、通常の storm surge に比してかなり大きい水位変動速度が与えられているので、この様な履歴特性が誇張して現われている（なお、図-11 における一連の実験値の散らばりは、 u が ζ の変動につれて、ループを画くことにその一因がある）。

2. C 砕波現象

長波の伝播速度は水位上昇量： ζ の関数であり、従つて、その crest 付近の位相伝播速度は速く、前、後面の伝播速度は小さく、進行につれて波形が変化し front が立上つて行く傾向がある。従つて湾の dimension から見てかなり steep な surge が存在すれば、あるいは高潮長波の砕け現象もありうるはずである。前に述べた如く我々の実験波の沖波の steepness は $1/20 \sim 1/40$ の範囲で、実際の storm surge に比し非常に大きな steepness を与えているので、図-10 に示す様な明瞭な非対称型の砕波が発生する。ただし、実際の高潮、津波等はその周期がかなり大きいから、このように visible な砕けが存在しうるかどうかは疑問である。

砕波の波高： ζ_c と沖波の波高の比の実験値を、沖波の相対波高 ζ_{0max}/H_0 で整理して示せば 図-13 の如くであり、又、砕波の水深： H_c と沖波の水深： H_0 との比を、同じく沖波の相対波高で整理して示せば 図-14 の如くである。

既に Ippen-Kulin が孤立波の砕波の実験を行つており、その内、我々の浜勾配 0.05 と同じ場合の彼等の実験値を、両図に併せ示している。Ippen 等の実験は水路幅の狭障がない場合のものであり、従つて 図-13, 14 からほぼ次のように結論される。すなわち、斜面のみならず、水路幅のしほりがある場合でも砕波位置はほとんど変ら

図-13 $(\zeta_c/\zeta_0)_{max}$ と ζ_{0max}/H_0 との関係

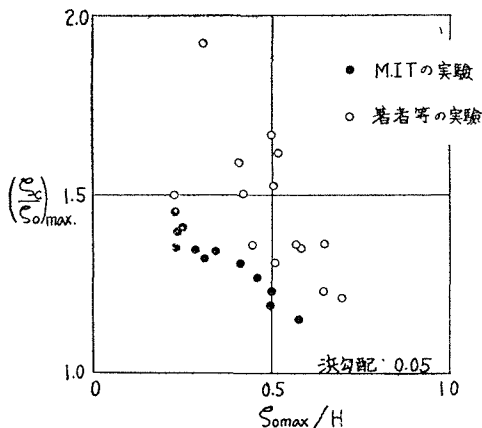
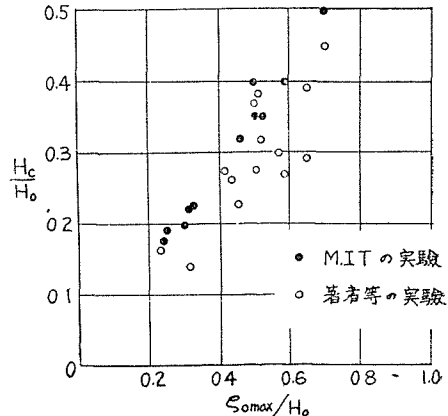


図-14 H_c/H_0 と ζ_{0max}/H_0 との関係



ないことが 図-14 から予想され、ただ砕波位置では幅員の狭搾のため砕波波高はそれがない場合に比べ増加する。

付 記：本研究は昭和 35 年度文部省科学研究費の補助を受けて、現在継続中のものであり、特に沖波の水粒子移動速度、斜面上での flush-velocity、及び陸岸への遡上問題等については実験資料の蒐集整理中であり、より詳細なそれ等の結果については講演の際に報告致したい。
