

# 河口閉塞に関する研究 (第三報)

## 波の予報と新川川河口の堆砂

上 森 千 秋

(高知大学農学部農業工学教室)

### STUDIES ON THE BLOKING OF THE RIVER MOUTH

(Rep. 3)

Forecasting of Wave and Sand Deposition in Mouth of River SHINKAWA

by Chiaki AGEMORI

(Laboratory of Agricultural Engineering, Agriculture Faculty, Kochi University)

#### は し が き

既に度々発表された<sup>(1)(2)</sup>新川川河口は昭和28年9月の13号台風によつて、導流堤施工後初めての大閉塞を起した。この大閉塞はこの附近に打寄せた波浪が強大であつた事にもよるが、その施工法に対し更に考慮すべき海岸工学的な問題が存在していた。

茲では主として台風13号の北上に伴う波の追算を行い閉塞の状況を推測すると共に、既に発表された新川川河口附近の形状について二、三の新知識を加味し補遺を行う。

#### I. 新川川河口附近の状況

##### a. 導流堤施工による地形変化

海岸漂砂の移動は急勾配の海岸に於て、波形勾配が比較的小さい即ち flat な波の場合に特に多い事は実験<sup>(3)(4)</sup>によつても明らかにされた。土佐湾は地形学的にも海洋学的にも漂砂量の多い代表的な海岸であるが、特に漂砂の移動を大にし且つ堆砂型の波は台風前後のうねりである。

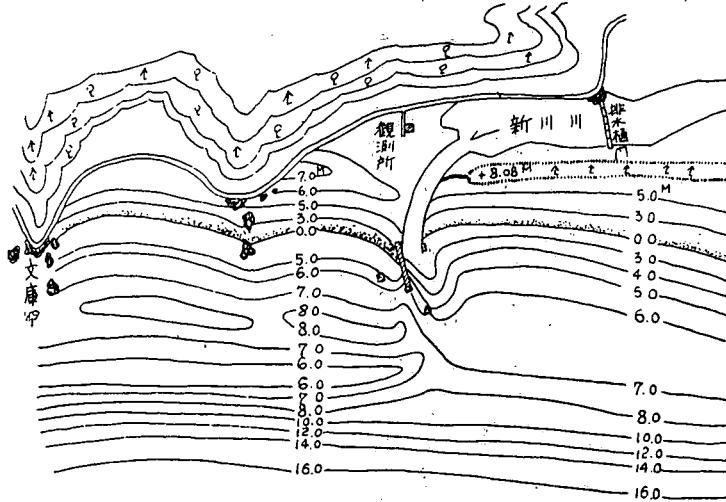
この附近のうねりは SW~SSW のもの多く且つ全波浪方向の約7割が西寄であるため、本河口西方約1kmに開口している仁淀川の河川流砂によつて供給された新鮮な漂砂は、この波動流の為徐々に東進する。従つて新川川河口附近の漂砂移動は極めて多く、導流堤施工前の河口は常に狭窄され移動し或は完全に閉塞していた。従つて内水量の少い河川の定石の如く波動流の

上流側即ち右岸に SE 方位の導流堤を73m 突出し、はば所期の目的を達した。

図一に見られる如く導流堤施工後の右岸汀線は文庫岬と導流堤のため遮蔽され、更に若干湾入したため波は発散して energy が弱くなり急速に堆砂を始め前浜勾配が急となつた。これがため波は益々堆砂型に偏し遣上り高さを増大し前浜頂 (summer berm crest) を越えた波は高位部の堆砂高を増大した。よつて右岸側の護岸 (建設当時は +3.7m であつたが地盤沈下によつて +3.05m となつた) を越えた砂礫が河道に落下堆積する事となり、河口より100mの間1.2mの parapet を打し足したが、その後汀線より約80mの所に大礫、砂利よりなる +6~6.5mの後浜頂 (winter berm crest) が帯状に形成され、護岸 parapet に対し或る安定勾配で傾斜していた。左岸導流堤5mは殆どその効果なく、右岸導流堤のため西→東に移動する汀線漂砂が阻止されたため、左岸汀線は浸食され若干後退した。年間の約3割を占める東→西に移動する漂砂は左岸導流堤短小なため前浜へ上らず河口まで移動し、或いは左岸の水中部分に堆積して inshore の勾配を緩にしたものと考えられる。

漂砂移動方向は季節的な波向の変動に支配されるため、河口兩岸の前進後退は若干の季節的な変動が認められた。即ち夏期は東寄の波が多い

図-1 新川川河口附近平面図 (昭和28年3月)



ため左岸がやや進み右岸はやや後退し、冬期は西寄の風波が多く右岸に堆砂し左岸は浸食される傾向が強かった。この現象は導流堤の両側約3~400mの範囲で顕著で、それ以遠では余り目立つた変化はなかった。前述の様にこの海岸は一般に堆砂型の傾向があるが、暴風時の steep な波では勿論浸食を受ける。この波の性質の変化による海岸線の前進後退は急速且つ顕著であったが、年間の傾向として夏冬の変動が明らかに存在していた。

b. 漂砂粒径の分布

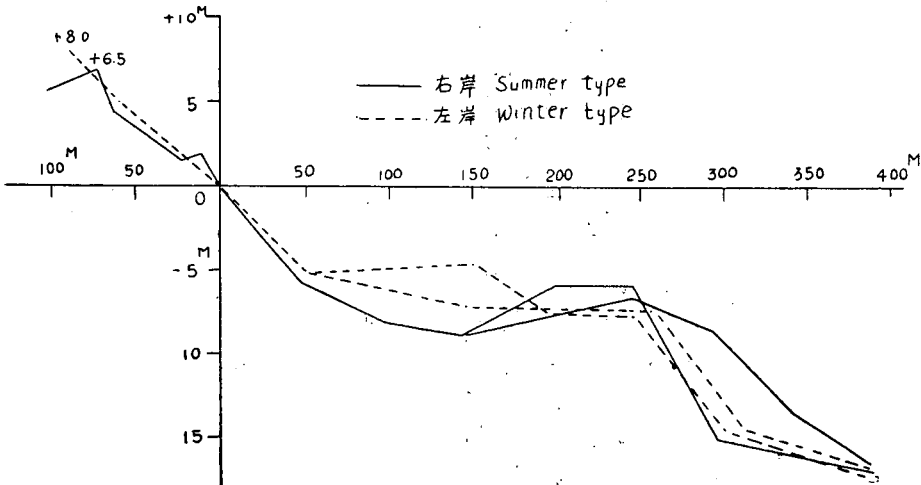
地形変化に伴って粒径変化が行われ堆砂進行と共に粒径は大となり、浸食進行と共に粒径

は小さくなる。導流堤施工前には河口の左右岸に確然たる粒径分布は認められなかったが、施工後の地形及び波形の変化によって右岸側の砂粒径は増大し、右岸側では小さくなった。しかし左右岸共仁淀川の状態、波の energy、海底勾配によって粒径は変化し、仁淀川の流砂量の大きなとき、波の energy 及び前浜勾配の増大する時には粒径が大となる。尚一般に海岸砂の粒径は、その海岸に対する漂砂の供給量、漂砂の岩質、波の energy、海岸勾配とこれによる波形の変化等によって規正されると見做される。

C. 海岸勾配

この附近の海岸は急深海岸に属し、導流堤直

図-2 新川川河口附近の beach profile



近では後浜,前浜とも勾配が緩いが導流堤を100 m位離れると大体安定した勾配を呈している様に見られる。

左右岸浜の代表的な profile は図一2の如く前浜の平均勾配は左右岸共大体1/10であるが,右岸では這上りの終点到 summer berm crestを作る。水中部分は水深5 mまでは兩岸とも略1/10であるが,右岸側では plunging pocket を作り約1/50勾配で inshore の最深部に達するが,左岸側でこれがなく約1/100の勾配で offshore に及んでいる。勿論前浜及び inshore の勾配は波形によつて急速に変化し,波が flat になれば急に, steep になれば緩くなる。汀線より250m位の沖合に水深5~6 m位の sand ridge が存在するが,これは荒波海浜の特長であり,特に波が steep になると底引流が卓越してこの州は増大する。右岸に sand ridge が良く発達しているのは文庫岬の突出によつて収斂した波が岬の両側の浜を浸食し,沖へ運んで堆砂したものと見做される。

II. 深海波の発生と減衰

水面が風の応力を受ける事によつて波は発生し,大気中へ energy を放出する事によつて減衰する。狭い水域を一定の風が吹き続けると波は十分発達して,場所的に形の定まった所謂定常的な波となるが,広い水域に強風が短時間吹く場合には波は十分に発達せず過度的なものとなり,場所的に時間的にその形が異なる。

風による波の発生,発達に関する研究は種々あるが, Sverdrup-Munk (1947)<sup>(5)</sup> は水面に働く風の力を切線圧力と鉛直圧力とに分け,夫々が波高及び波速の増大に働く割合を仮定し,波令  $\beta=C/U$  ( $C$ :波の伝播速度,  $U$ :風速で何れも m/sec なる) 無次元量を導入し次の様な関係式を導いた。

発生する波の諸元は fetch  $F$ , 風の継続時間 (duration)  $t$ , 風速  $U$  で定まるとし,  $\beta$  の函数形を  $\beta=f(gF/U^2)$ , 或は  $\beta=f(gt/U)$  とすれば波高  $H$  は

$$gH/U^2=f'(gF/U^2) \dots\dots\dots (1)$$

$$gH/U^2=f''(gt/U) \dots\dots\dots (2)$$

となる。波長  $L$  も  $gL/U^2$  の如き無次元形とすれば上式と同様な関係式が導かれる。

(1)及び(2)式に常数項を入れて計算図化したものが図一3-1及び図一3-2に示される fetch graph 及び duration graph である。

前述の如く定常状態の波が発達するためにはその水域 (fetch) に対し十分に風が吹続く必要があり,一定強度の風の継続時間によつてその風速に対する定常状態の波が発達する水域が限定される。与えられた水域及び風速に対し波を十合発達させるに必要な風の最小継続時間  $t_{min}$  は duration graph の  $gt/U$  と  $Ut/F$  との関係より求めることが出来る。この  $t_{min}$  と実際の吹送時間  $t$  とを対比し,  $t > t_{min}$  ならば fetch graph より,  $t < t_{min}$  ならば duration graph より波高及び周

図一3-1 Fetch graph

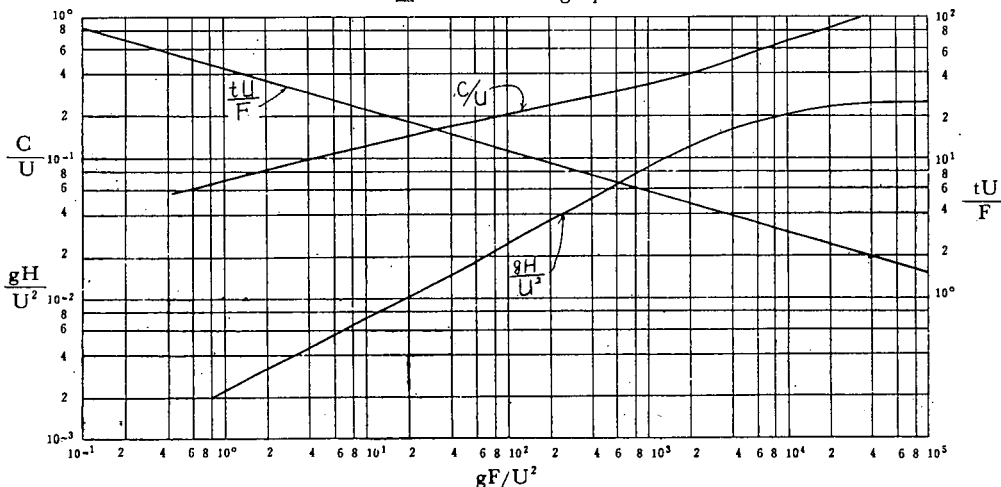
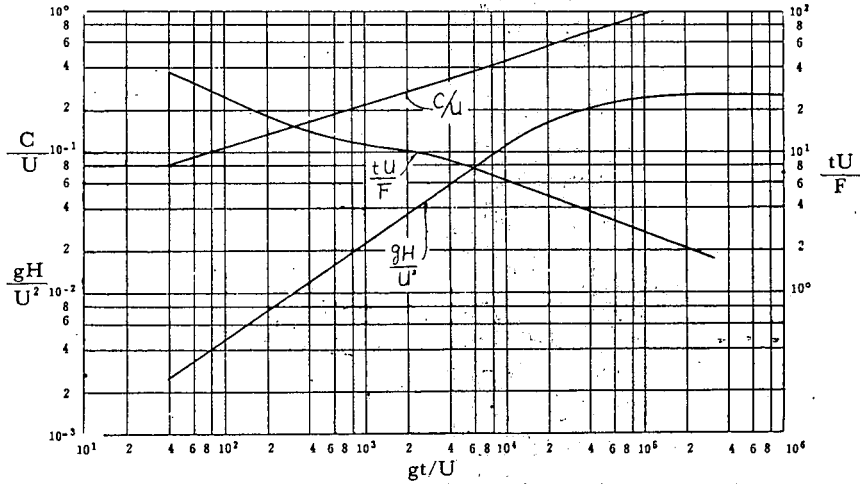


図-3-2 Duration graph



期  $T$  を求める事が出来る。fetch は夫々の風速に対し定常的な波の起っている水域長である故、従来の如く所謂対岸距離を用う事は、一定の強度及び方向を有する風が極めて長時間吹送するか、対岸までの距離が極めて短い場合かの外は波高及び周期に過大な数値を与えるので好ましくない。

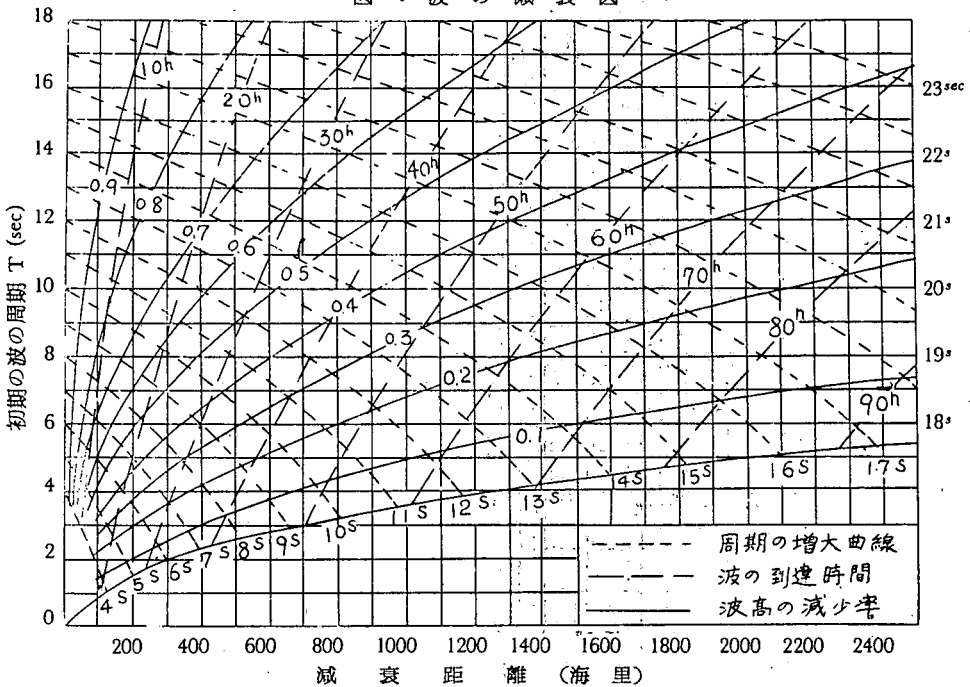
次にこの様にして発生した深海部の波は発生域より伝播して行く間に大気中へ energy を放出して徐々に波高を減じ、波長を増大し次第に

flat な波となつて深海末端に到達する。この減衰の度合は到達点までの距離と発生域に於ける波速によつて異なる。

Scripps 海洋研究所<sup>(6)</sup>で計算された波の減衰の状態は図-4の如くである。この減衰は単に静止した大気への energy の放出のみを考えたもので、実際には逆風、分子間の摩擦、海流等によつて更に減衰する事は明らかである。

尚この Sverdrup-Munk の波の発生理論に於ける常数項はアメリカの湖及び海岸の実測によ

図-4 波の減衰図



るもので、最近多少の修正が加えられているがこれを直ちに台風の波の計算に用う事は非常に無理であるが、現在のところ彼等の理論に優るものがないので茲ではこの方法を採用した。

III. 53-13号台風の波について

1. 53-13号台風の概況

台風13号は9月17日カロリン群島南部に発生し、その後次第に勢力を増し西北西に進み、20日12時頃より進路を北西にかえ、22日8時には東径133°、北緯18°附近に達し中心示度990mbであったが、北緯19°近附(22日13時)で急速に発達し中心示度897mb、中心の最大風速75m/s、半径300kmの暴風雨となった。その後毎時25kmの速さで北進し、24日6時には足摺の南方800kmの海上に達し、中心示度930mb、最大風速60m/s、暴風半径200kmとなり、同12時に室戸南方600kmに達した頃より次第に勢力を弱め速度を大にし、毎時30kmの速さで進路を北東に転じた。25日6時には室戸南方250km、10時には100km南方を通過し、15時には潮岬を通つて伊勢湾岸に大災害を及ぼして漸次勢力を弱め北東に進んだ。

この台風の接近に伴い足摺岬では22日9時、高知では24日12時頃より風が強くなり、特に25日5~15時の間は北寄の強風が続いた。

気圧の低下は25日になってから顕著になり、高知では25日13時に979.3mbを示し、これがため高知沿岸では約30cmの異常高潮を来たした。

2. 深海波の計算

台風時の波浪は主としてうねりで、この発生原因については台風中心附近の気圧の昇降が海面に衝撃を与え、これが長波となつて四周へ伝播する等の説もあるが、茲では風の応力のために生じた風浪が伝播する間に減衰してうねりになるものとする。

台風13号時の沿岸各所の風の資料を集め検討したが、いずれも地形の影響を受けていた。比較的地勢の影響の少ない足摺岬測候所の風を摘記すると表-1の様である。

これによつても明らかな如く土佐湾に向つて台風が北上する時には陸風となり沿岸の風資料

表-1 足摺の風

日 時	風 向	継続時間	平均風速
22日10時~23日01時	E	16時間	7.4m/s
23. 01 ~25. 06	NE-NNE	53	6.3
25. 06 ~25. 12	NW	61	9.5
25. 12 ~25. 24	NNW-NW	12	6.1

から波の計算は出来ない。

よつて茲では台風進路図より、刻々の台風位置に於ける暴風半径と進行速度とから風の継続時間を出し、duration graphを用い夫々の地点で発生する波を算出し、更に台風中心からの距離によつてこの波が土佐湾に到達するまでの減衰を計算し、深海領域末端( $h=1/2L_0$ )の波を算出した。

従来経験によればこの海岸にうねりが到達

表-2 発生域の波

No	日 時	台 風 位 置	土佐湾からの距離 km	暴風半径 km	移動速度 km/hr	継続時間 hr	H m	T sec	L m
1	20日12時	N 12.7° E 137.5°	2300	200	25	8.0	5.56	6.2	60
2	22. 09	N 18.3° E 133.3°	1700	"	35	5.7	6.06	6.3	62
3	22. 13	N 19.0° E 132.8°	1600	300	25	12.0	9.70	8.3	107
4	23. 09	N 21.5° E 132.7°	1330	250	"	10.0	8.50	7.7	93
5	23. 15	N 23.0° E 132.5°	1165	"	26	9.5	8.50	7.6	90
6	24. 06	N 25.5° E 132.5°	890	200	30	6.7	6.68	6.7	70
7	24. 18	N 27.3° E 132.5°	690	"	32	6.3	6.38	6.4	64
8	25. 03	N 30.0° E 133.8°	390	"	37	5.5	6.06	6.2	60
9	25. 06	N 31.3° E 134.0°	260	"	40	5.0	4.25	6.0	54

するのは、台風中心が南方洋上 500~800km にある時からとされていたが、56-22号台風では中心が南方洋上 1000km にあつた時高知港外で波高 2m 余のうねりを実測した事があるので、茲ではこの約 2 倍の 2300km の洋上に中心があ

つた22日12時からの波を計算してみた。25日6時まで各台風位置で発生した定常的な波は表一2の如くこれに減衰の計算を行ったものは表一3の如くなる。

表一3 減衰波(深海末端の波)

No	波高の減衰率	伝達時間 hr	到達日時	Ho m	To sec	Lo m	Ho/Lo ( $\delta_0$ )	波向
1	0.14	62	23日02時	0.777	13.3	276	0.00281	S
2	0.19	51	24. 12	1.15	12.0	224	0.00513	〃
3	0.32	45	24. 10	3.11	12.6	248	0.01260	〃
4	0.32	41	25. 02	2.78	11.7	213	0.01280	SSE
5	0.36	37	25. 08	3.06	11.3	199	0.01540	SE
6	0.37	33	25. 15	2.47	9.8	150	0.01650	〃
7	0.40	27	25. 21	2.56	9.0	126	0.02030	ESE
8	0.52	19	25. 22	3.15	7.9	97.3	0.03240	〃
9	0.62	14	25. 20	2.63	7.2	81	0.03230	〃

この計算に使用した風速は暴風圏内の平均風速を用い、継続時間は圏内の一点はその点を暴風圏の半円が通り過ぎる間は、同一の強度方向を持つ風が吹き続くものと仮定して算出した。

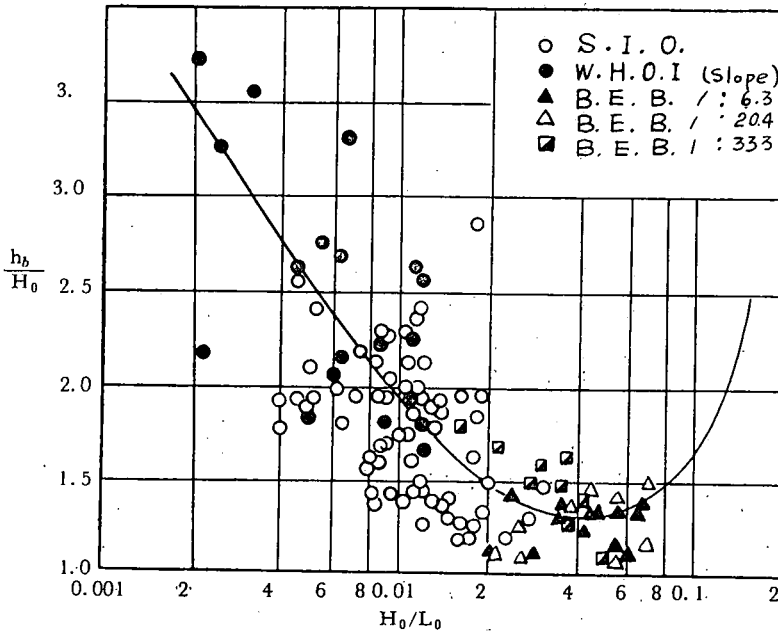
上表の如く発生域に於ける波は波高大で、波長の極めて短い非常に steep なものであるが、土佐湾に近づく頃は非常に flat なうねりとなる尚表一3に掲示した波向は台風位置と深海末端

との関係及び新川河口附近での実測結果より判定したものである。

3. 浅海に於ける波の変形

この様な波が浅海に入ると海底の影響を受け底床の摩擦その他によつて energy が減少し、屈折によつて波形が変化する。又 Trochoid 波理論によれば  $C = \sqrt{gL/2\pi \tanh 2\pi h/L}$  の如く水深の減少によつて波速が低下し、従つて波長が

図一5 砕波水深と初期波形勾配



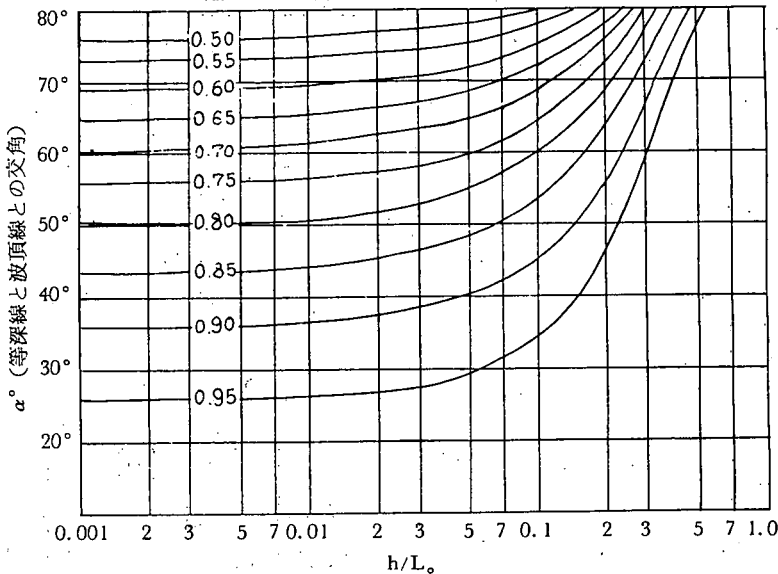
短縮するので、浅海部へ入った波は再び steep になり或る限界の波形勾配になると砕波が起る。砕波点では波速(伝播速度)と水分子の軌道速度とが一致する。砕波水深  $h_b$  は Solitary wave theory によると  $h_b/H_0=1.28$  となるが、実測及び実験結果によると initial steepness 及び海岸勾配によつて異つて来る。Breaker and surf<sup>(7)</sup> に掲つている実験結果(図-5)より、表-3の夫々の波の砕波水深を出すと表-4の如くである。

この様な水深で砕波するが波が砕ける直前には著しく波高を増大し<sup>(8)</sup> flat な波では原波の殆

ど2倍近く迄増大する。

表-3に求められた夫々の波に対し浅海部に於ける波の減衰及び変形を追算して砕波するまでの波を導いてみよう。Johnson-Putnam<sup>(9)(10)</sup>(1949)は海底の摩擦及び滲透によるenergyの消耗と、これに伴う波高の減少率を計算した。それによると波高の減少率は初期の周期及び海岸勾配の小さい程大きく、特に  $h=L_0/2$  から砕波点に至る距離の最後の20%位から砕波点までが大きい、本海岸では底質に関する資料不十分のため正確な計算は省略したが、本地区の如く  $1/50 \sim 1/10$  の海岸勾配の所では  $T_0=12$  秒のものは

図-6 屈折による波高の減衰



殆ど低下せず、 $T_0=8$  秒位のもので全然損失の無い場合に比べ15~10%内外の砕波高の低下が見込まれる。

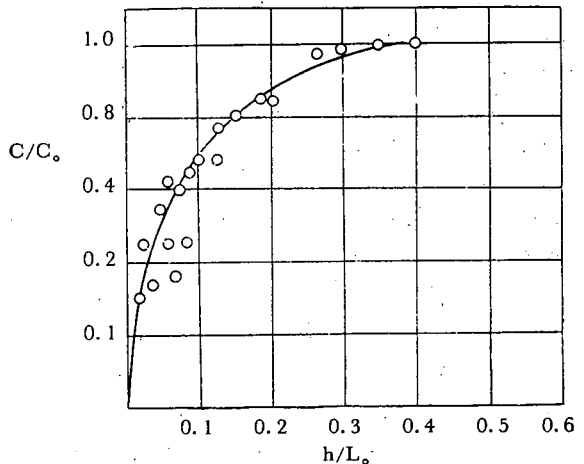
次に波が汀線に斜向する場合には屈折し波頂線の汀線に対する交角が大きい程屈折係数が大きく、従つて波高の減衰率も大きい。この附近の汀線方向は大体 ENE-W SW であるので前述の波向を用い Groen-Weenik<sup>(11)</sup>の方法(図-6)で屈折による波高の低下を計算した。

水深の减小による波速、即ち波長の减小率は Trochoid 波理論より

$$C/C_0=L/L_0=\tan 2\pi h/L \dots \dots \dots (3)$$

となる。Lは水深hなる所の波長で未知な

図-7 水深による波速の変動



る故、Lの代りに深海のL<sub>0</sub>を用い

$$h/L = f(h/L_0)$$

$$L/L_0 = f'(h/L_0) \dots \dots \dots (4)$$

としてC/C<sub>0</sub>とh/L<sub>0</sub>の関係を求めると図-7の如くなる。hを砕波前に砕波長の占有する所の平均水深とし、図-7の関係よりLを求め砕波直前の steepness δ を求めた。

以上浅海波の波の追算を行つたが、浅海に於いては摩擦、屈折によつて波高を減小し flat な波にならうとするが一方では波長の短縮によつ

て再び steep な波となつて砕波点に到達する。これらの計算には全然風の影響は入っていないが、実際にはこの附近の沿岸にも表-1に示した風と略同様の陸風が想像され、波形は歪み益々 steep になると共に一層減衰したと考えられる。特に25日7~12時の間の強風によつて波は急速に減衰し、12時以降は室戸岬の遮蔽を受け廻折波となり energy は急速に発散したと見做す事が出来る。

表-4 浅海波の減衰と砕波の諸元

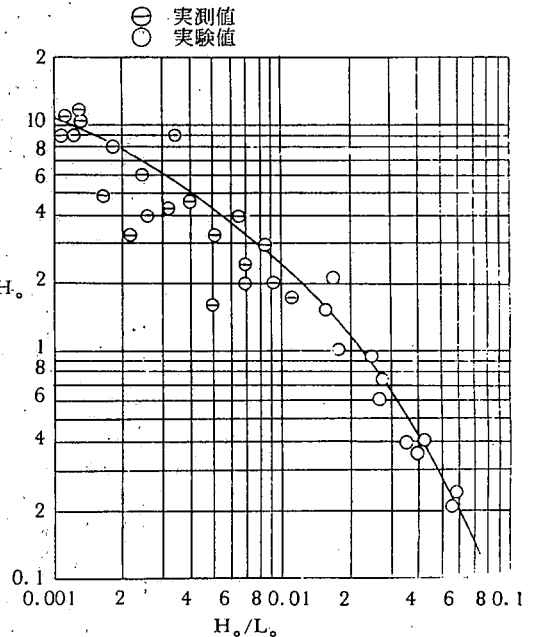
No	H <sub>0</sub>	δ <sub>0</sub>	砕波水深		屈折による波高の低下				波長の減少		H/L (δ)	砕波高	
			h <sub>b</sub> /H <sub>0</sub>	h <sub>b</sub>	h <sub>b</sub> /L <sub>0</sub>	α	K <sub>α</sub>	HoK <sub>α</sub>	L/L <sub>0</sub>	L		H <sub>b</sub> /H <sub>0</sub>	H <sub>b</sub>
1	0.78	0.00281	3.10	2.42	0.0145	0°	1.0	0.78	0.30	82.7	0.0094	1.85	1.45
2	1.15	0.00513	2.55	2.93	0.0201	0	1.0	1.15	0.35	78.5	0.0147	1.65	1.90
3	3.11	0.01260	1.75	5.45	0.0256	0	1.0	3.11	0.39	96.7	0.0321	1.40	4.36
4	2.72	0.01280	1.80	4.90	0.0279	22.5	0.97	2.64	0.41	87.3	0.0300	1.38	3.75
5	3.06	0.01540	1.70	5.22	0.0307	45.0	0.86	2.63	0.42	83.6	0.0315	1.27	3.89
6	2.47	0.01650	1.65	4.08	0.0346	"	0.87	2.15	0.45	67.7	0.0317	1.25	3.09
7	2.56	0.02030	1.49	3.81	0.0393	67.5	0.65	1.67	0.48	60.4	0.0277	1.20	3.07
8	3.15	0.03240	1.33	4.20	0.0523	"	0.66	2.08	0.54	52.6	0.0395	1.10	3.47
9	2.63	0.03230	1.33	3.50	0.0574	"	0.67	1.76	0.56	45.3	0.0389	1.10	2.89

IV. 波の這上りと河口堆砂状況

上述の如く計算された波が本河口附近で如何様に這上り、如何に漂砂を移動して大閉塞を起したかに就いて推察を行つてみる。波の這上り高さは波の特性(波高、周期)及び海浜の勾配、粗度、地形等によつて異なるが、我々<sup>(2)(12)</sup>が1/5~1/10勾配の模型海岸及び実際海岸で行つた実測結果(図-8)より各々の波に対して平均水面からの這上り高さを求めた。

実際海岸に於ける這上り標高は検潮資料からその時の平均水面を求め、これに算出されたh<sub>u</sub>を加える事によつて求められる。本地区の様な急深海岸では這上り終点に於いても相当大きな砂礫が移動するので、この這上り終点は波による地形変形の終点となる極めて大切な限界点である。図-9は24日から25日20時までの這上りの状況を示すもので、Aが平均水面からの這上り高さ、Bがその日の潮位曲線を東京湾の中等潮位に換算したものである。C線はBにAを加えたもので実際の這上り標高を示す。これによ

図-8 波の這上り高と初期波形勾配



ると24日の17~18時には這上り高さは実に+7 m以上にも及んだ事になる、



図-9 波の這上り状況図

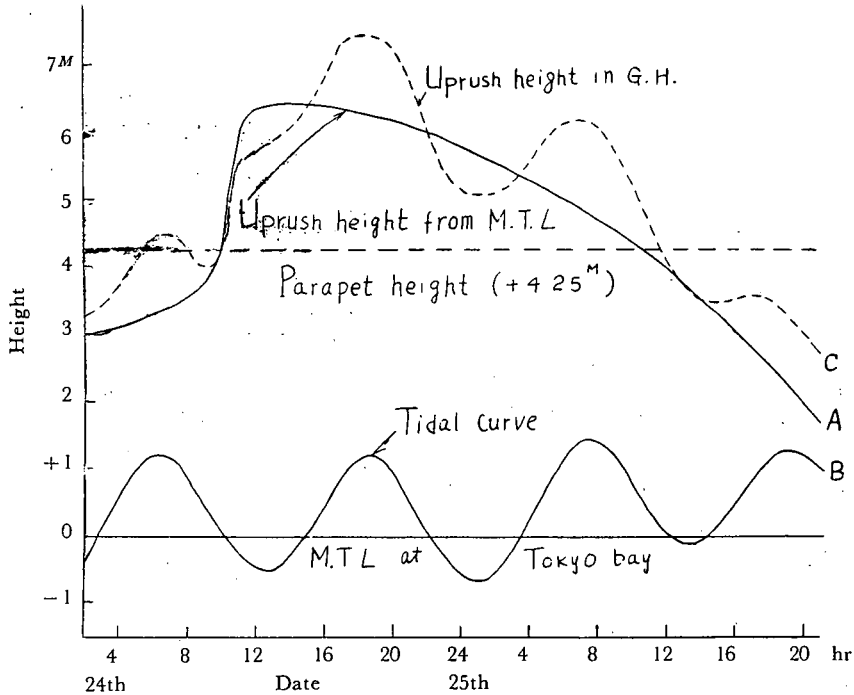


図-9と地形とから砂の移動を推察してみると、24日10時頃までは大した這上りを示さず。波向がS方位で波がflatであつたため、波は沖より運んで来た砂を前浜に堆積しsummer bermの形成と増大に働いた。10時過ぎより這上り高さを増し、+6m位まで這上り砂を移動さす可能性が生じたが、暫らくは沖より運んで来た砂を前浜の凹所 (summer berm top) に堆積し浜勾配を一様にする為に働き、波向がS方位であつたので漸次右岸導流堤の付根附近より標高4~5mまでの砂礫を導流堤或はparapetの上より河口附近の河道へ落下堆積せしめた。この様にして段々と這上り高さを増し同日15時頃より後浜頂 (winter berm crest) を越える様になつた。特に波向と地形との関係より右岸西方70~80m位の所で最も高く這上り、後浜頂を越した流れは河口奥深く、戻り流れはこの頂から河口にかけて砂を移動落下せしめた。この砂丘頂を越す流れは薄層流となりその流速大で砂表面を浸食し、安定勾配になるまでは前浜からの砂の供給以上に砂を移動し、砂丘高を減ずると共に這上り易い勾配とし、沖からの砂の供給と相

俟つて益々河道堆砂を増大した。最初標高6.5mから河道堆砂が始まり砂丘標高5.0mになる迄河道に向つて砂が移動したとすると、約10時間右岸から砂の供給が行われた事になる。

時間の経過と共に波向が東転し汀線に対する波頂線の角度が小さくなり、波の這上りは更に増大し堆砂は河道深部に及び、遂に25日2時より左岸の砂を河道へ移動せしむる様になつた。

左岸は砂粒径小さく傾斜も一様で抵抗少く、這上り及び砂の移動は右岸に比べ容易で+5.5mまでの砂を盛に河道へ導いた。特に這上り高さの大であつた24日の波はinitial steepness小さく堆砂型であつたが、25日9時頃よりややsteepnessが大となり、且つ干潮に移つたので這上り波は左岸の+8.0m余りの砂丘の基部を浸食し始め、波向の東転と共にこの砂を西方に移動し河口堆砂の継続と浜の平坦化に働いた。この様にして台風通過後の河口は全く左右岸浜と同様の外観を呈し、河口より約160mまでは完全に閉塞して終つたのである。

この様に記録的な大閉塞が生じた理由として

- ① 台風が土佐湾に向つて北上し、波向の変

動少く、沿岸流も余り発達しなかつた。

- ② 台風の進行が遅かつたため波の乱れが少く、うねりの持続時間が大であつた。
- ③ 波形が flat で這上りが大なる上に沖からの移動砂量多く、特に陸風によつて底層では陸向の質量輸送があつた。
- ④ 気圧低下によつて平均水面が上昇し這上り標高を増大した。

等の事が考えられる。

### むすび

新川川河口を例にとり導流堤施工後の河口附近の地形変化について述べ、特に昭和28年の13号台風による河口の完全閉塞の現象を、台風時の波の追算と波の這上りの問題とをからませて再検討した。本論に述べた台風時の波の計算には多くの仮定を含んでいるが、実測結果に比べ著しい相違が認められず、且つその方法も簡単であるから敢えて説明し大方の御批判を仰ぎ、更に多くの実測結果と比較してより正確な予報の出来る方法を考えたい。

尚この13号台風による新川川河口の大閉塞は我々に対して次の如き教訓を残した。

- ① 漂砂阻止の構造物を作る場合には、波の這上り限界まで砂礫の移動する事実から、その天端標高決定の資料として波の這上高を十分検討すること。

- ② 海岸構造物の施工に当つては十分な調査研究により、構造物施工後の地形変化をかなり正確に予測しておくこと。

### 参 考 文 献

- (1) 上森千秋 “新川川河口の調査研究”，農土研. Vol.21, No.3
- (2) 籠尾勉男 “台風13号と河口閉塞について”，農業土木学会中四国支部研究報告 No.8
- (3) 上森千秋 “河口閉塞に関する研究，第1報，海岸漂砂の移動について(1)”，昭和31年農業土木学会講演要旨
- (4) 上森千秋 “河口閉塞に関する研究，第2報，海岸漂砂の移動について(2)”，昭和32年農業土木学会講演要旨
- (5) H. U. Sverdrup and W. H. Munk, “Wind, sea and swell” Hydrographic office, U. S. Navy, Publ. No. 601
- (6) Johnson 編, “海岸工学 I”, 丸善
- (7) Hydrographic office, U. S. Navy, “Breaker and surf” Publ. No. 234
- (8) 上森千秋 “河口閉塞に関する研究，序報”，高知大学学術研究報告 Vol.5, No.17
- (9) J. A. Putnam and J. W. Johnson, “The dissipation of wave energy by bottom friction”, Trans. A. G. U., Vol. 30, No.1
- (10) J. A. Putnam, “Loss of wave energy due to percolation in a permeable sea bottom” Trans. A. G. U., Vol. 30, No.3
- (11) Johnson 編, “海岸工学 I”, 丸善
- (12) 上森千秋 “波と海岸形状(1)”，農土研. Vol.24, No.8

(昭和32年9月17日受理)