

暴浪による海浜変形の再現について

伊 藤 政 博*

1. 緒 言

大規模な低気圧の通過に伴って発生する暴浪は、多くの場合、急激な海浜変形を引き起し、これまでに海岸災害の引き金になったことが少なくない。このような時間的に急変する暴浪による海浜変形の現地観測は大きな危険が伴うので、その詳細はほとんどわかっていない。そのため、暴浪時の海浜変形を模型で再現して研究しようとする試みとして、Vellinga(1982)は、オランダの台風による砂丘侵食について、Delta Flume と称する超大型の造波水槽で、実験波として不規則波を用いた再現実験を実施している。また、米国ではハリケーンによるFloridaの Panhandle 海岸の変形について、Hughes(1983)が規則波を用いた再現実験を行なった。これらの暴浪による海浜変形の模型実験はいずれも鉛直、水平方向に縮尺の歪を入れて再現性を検討しているが、まだ十分な実用段階に至っていない。

筆者ら(1985, 1986)は、これまでの一連の研究で、現地の海浜変形を移動床模型実験で再現するための相似則とその時間縮尺を検討し、現地の海浜変形、汀線移動および岸沖漂砂量変化の再現法をある程度明らかにしてきた。本研究では、大規模な低気圧の通過によって発生した暴浪による現地の海浜変形を二次元移動床模型で再現する方法について検討を加える。すなわち、現地波浪を代表する実験波として、現地と同じようなスペクトル分布を示す不規則波、および現地波浪の平均波、有義波および最大波に相当する規則波を用いて、これらの実験波が海浜断面形、汀線移動、岸沖漂砂量変化および砂れん波長の再現性にどのような影響を及ぼすかを調べる。さらに、暴浪時における現地海岸の観測が困難であることから、この間の詳細が十分わかっていないので、再現実験結果に基づいて若干の検討を加える。

2. 実験対象海岸の概要

1981年(昭和56年)3月11日から3月18日にかけて、図-1に示すような中心気圧 982 mb の台風並の低気圧

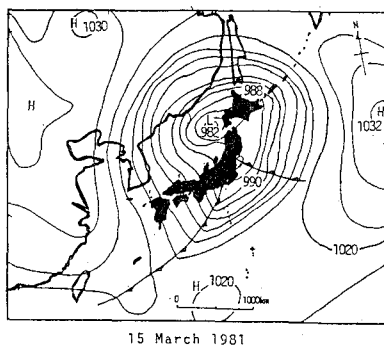


図-1 1981年3月15日の気圧配置図

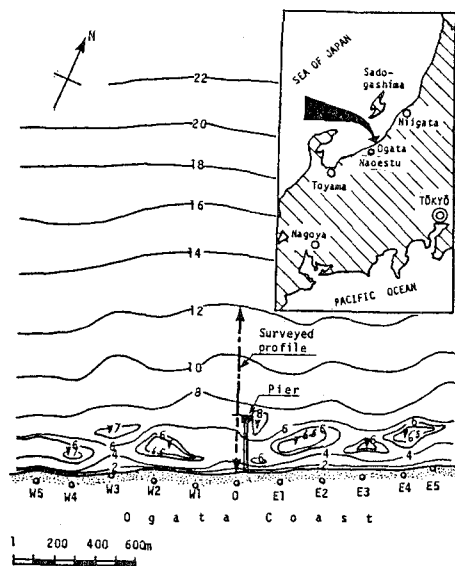


図-2 実験対象海岸の位置

が日本海を通過し、これに伴って暴浪が日本海沿岸に打ち寄せている。

新潟県直江津港より東へ約10 km 離れた大潟海岸には京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所の栈橋があり、図-2の St. No. 0 における岸沖方向 300 m 地間の海岸断面形状がレッドを用いて、1週間毎に深淺測量されて

* 正会員 工博 名城大学助教授 理工学部土木工学科

いる。さらに沖 300 m~900 m 区間は音響測深機による測量が適宜実施されている。同海岸では、波浪観測も随時行なわれており、観測結果が整理され、直江津港での波浪との関係も明らかになっている。この関係によれば、両地点の波浪特性は比較的良好一致している。そこで、暴浪の通過時の波浪変化を直江津港の波浪観測記録から大潟海岸の時間最大波、有義波および平均波を求めた結果が図-3 に示してある。

この海岸の底質の中央粒径は、Shirai ら (1974) の調査報告によると、 $d_{50}=0.2\sim1.5\text{ mm}$ で、比較的海浜変形の著るしい地点の粒径は $(d)_p=0.4\text{ mm}$ 前後である。

また、低気圧の通過によって生じた潮位変化が直江津港の観測記録に基づいて図-4 に示してある。大潟海岸においてもこの図のような潮位変化が生じていたものと考えられる。

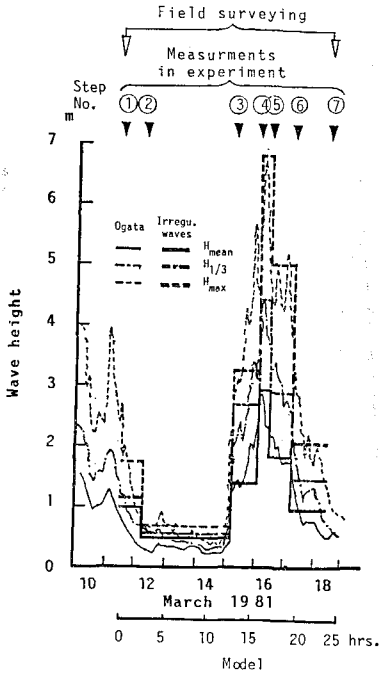


図-3 大潟海岸への来襲波浪の経時変化と実験波

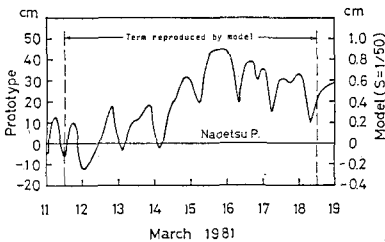


図-4 直江津港における潮位変化

3. 再現実験

(1) 相似則

再現実験の実験諸条件を定めるために、次のような筆者ら (1985) の海浜変形の相似則を用いる。

$$\lambda_a = \left(\frac{1}{1.7} \right)^a \lambda_t^b \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 λ_a は模型実験で使用する底質砂の粒径と原型 (現地) の粒径との比; $(d)_m/(d)_p$, λ_t は実験縮尺; $1/n$, a および b は実験縮尺によって定まる定数で、次の値をとる。

$$\left. \begin{aligned} \lambda_t &= 1 \sim 1/2.2 : a=0, b=0.87 \\ \lambda_t &= 1/2.2 \sim : a=1, b=0.2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

さらに、時間縮尺についても同様、筆者らが確かめた Froude の時間縮尺、

$$\lambda_t = \sqrt{\lambda_l} = \sqrt{\frac{1}{n}} \dots\dots\dots (3)$$

を用いる。ここに、 λ_t は模型と原型における波の作用時間の比; $(t)_m/(t)_p$ である。ただし、式 (1) および (3) の海浜変形の相似則は、模型の水平および鉛直縮尺が同一 (縮尺歪が無い) の場合について確かめられたものである。

(2) 実験装置

再現実験は、長さ 30 m, 幅 1 m, および深さ 1 m の鋼鉄製片面ガラス張りの造波水槽を用いた。この水槽にはパーソナルコンピュータ制御型油圧式不規則波発生装置と逆フラッター式の規則波造波装置が設置してあり、不規則波および規則波の発生が可能である。

(3) 海浜断面形状および底質

図-2 に示した St. No. 0 における暴浪来襲前の 3 月 11 月に測量された後浜から沖側 300 m とさらに超音波式測深器による 900 m 沖までの岸沖方向の海浜断面形状を幾何学的に $\lambda_t=1/50$ に水平、鉛直ともに縮小した初期海浜断面形状を造波水槽内に造った。移動床として用いる底質は、海浜変形の相似則式 (1) によると、 $\lambda_t=1/50$ であるから $\lambda_a=1/37$ となる。大潟海岸の代表的な底質粒径は $(d)_p=0.4\text{ mm}$ であるから、模型の使用できる底質砂の粒径は $(d)_m=0.11\text{ mm}$ となる。従って、本実験には、移動床材料として $(d)_m=0.09\text{ mm}$ および $(d)_m=0.15\text{ mm}$ の 2 種類の珪砂 (砂と同程度の比重) を用いることにした。

(4) 不規則波

現地では、低気圧の接近・通過に伴って図-2 に示したように波高が急激に変化しているため、出来る限り現地条件に近づけるため、実験では波高の変化を段階的に変化させることにした。不規則波は、波浪観測資料に基づいて、現地と同じような Bretschneider 型のスペクトル分布を示すものを使用することにした。この不規則波

の最大波、有義波および平均波が現地のそれらと縮尺1/50になるようにした。また、模型の波の作用時間は式(3)に従った。このように決定した不規則波と現地波浪との比較が図-2に示してある。図-5には実験で使用したStep No. 毎の不規則波形とそのスペクトル分布が図示してある。

(5) 規則波

図-2に示す現地の時間最大波、有義波および平均波に相当する種類の規則波を段階的に変化させ、不規則波の場合と同様、式(3)に従って波を模型に作用させた。

(6) 潮位変化

図-4に示すように、現地海岸の潮位変化を縮尺1/50で再現すると、水位変化は $-0.2\text{ cm} \sim +0.8\text{ cm}$ となつて、非常に微小となるので、実験では一定水位とした。

4. 再現実験結果

(1) 波 浪

図-4で示すようにStep No. ①～⑦で波高および周期が変化するので、その都度造波機を止めて波の強さを変えたとともに海浜断面形状の測定を行なった。特に、Step No. ②から③にかけて波の作用時間が長いので、この間を区切って測定した。図-6には、底質粒径(d_m) $=0.15\text{ mm}$ を用いた模型について、3月11日の現地海浜断面形状を初期海浜として、実験波に不規則波および3種類の規則波を暴浪による変化と同じように作用させ、暴浪が鎮まった3月18日の海浜断面形状を再現した結果が、図-6(b)～(e)に示してある。図-6(a)には、暴浪前後、3月11日と18日の現地海浜断面形状が示してある。不規則波を使用した場合の図-6(b)は、現地の海浜変形をかなり良く再現していることがわかる。しかし、規則波の使用は、平均波、有義波、最大波の順で再現性が悪くなっている。いずれも規則波の使用は、Kriebelら

(1986)も指摘している部分重複波の発生による影響と考えられる“refletion bar”の存在が目立つ。図-6(b)で示される再現性の良い不規則波の実験について、各Step No. 毎の海浜断面形状の詳しい変化が図-7に示してある。この図から、短時間内に波浪が急変することによって生じる海浜変形の変動は比較的少ないことがわかる。

(2) 汀線移動

不規則波および3種類の規則波による3月11日の汀線(初期汀線)からの汀線移動が図-8に整理してある。

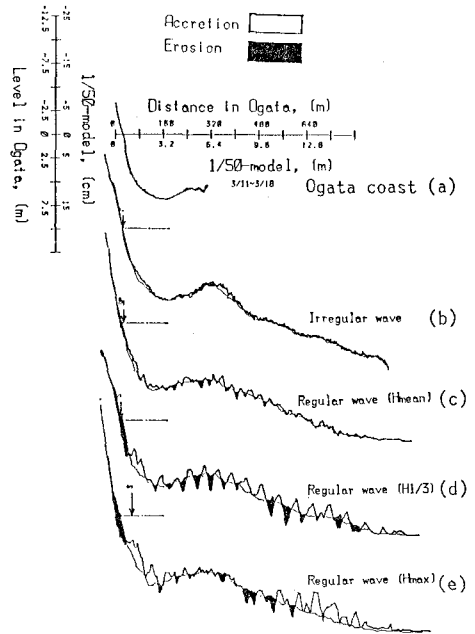


図-6 大潟海岸における暴浪前後の海浜断面形状の変化と不規則波および規則波による再現性の比較

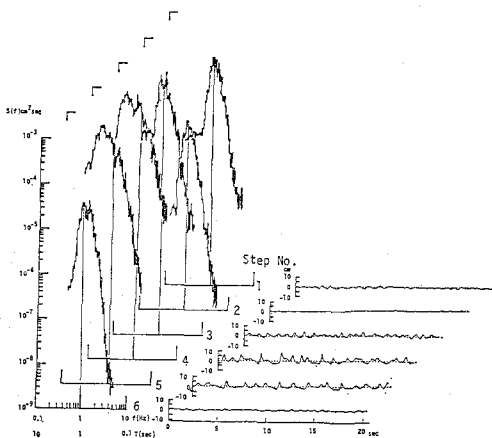


図-5 各ステップ毎の不規則波形とそのスペクトル分布

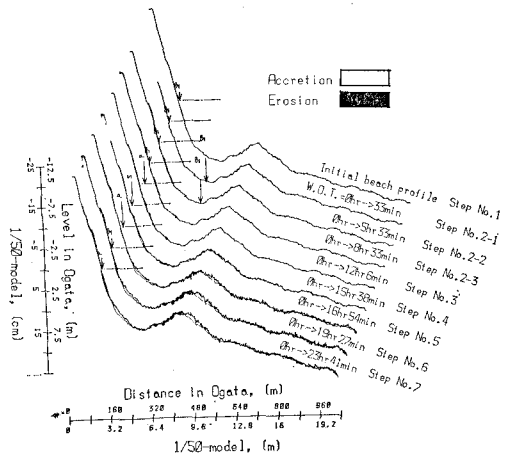


図-7 不規則波による各ステップ毎の海浜変形の再現 [$(d_m)=0.15\text{ mm}$]

この間で、底質粒径 ($d_m=0.09\text{ mm}$) を使用した場合、細い線、二点鎖線、一点鎖線および破線で示し、($d_m=0.15\text{ mm}$) の場合、それぞれ太い線で区別して示してある。この図で、規則波の結果には汀線移動に伴う実験誤差が計算して、その範囲が示してある。また、大潟海岸における汀線移動には、潮位変化による影響が示してある。この図から、不規則波の使用は現地の汀線移動をかなりよく再現していることがわかる。

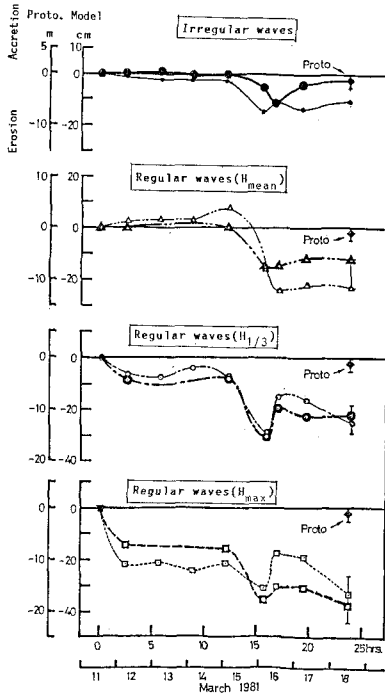


図-8 汀線移動の再現性の比較

(3) 岸沖漂砂量変化

現地の漂砂移動は三次元的であるので、二次元模型実験における岸沖漂砂移動と直接比較することは多少無理がある。従って、ここでは不規則波を用いた実験は海浜断面形状および汀線移動の再現性がかなり良いので、この場合の岸沖漂砂移動の再現性について簡単な検討を加える。

初期海浜と最終の海浜断面形状との相違から求めた岸沖方向の土量変化を現地に換算して図-9に、それぞれ2回の繰り返し実験結果が示してある。この図には、比較のために、暴浪前波の3月11日と18日の深浅測量図から計算した土量変化が示してある。現地海岸の底質および模型に使用した底質の空隙率は約45%であるので、図-9に示す土量を0.55倍し、波の作用時間で除してやれば、岸沖漂砂移動量が求まる。図-9から、実験と現地の土量変化で若干の違いがあるが、現地海岸では三次

元的であることを考慮に入れば、両者はある程度一致していると考えられよう。

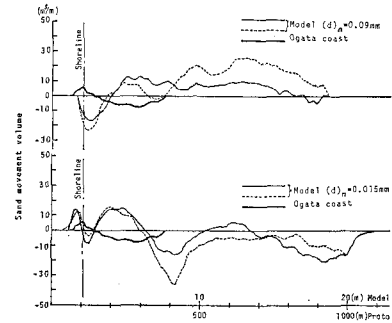


図-9 不規則波による岸沖方向の土量変化の再現性

(4) 砂れん波長

大潟海岸における砂れんに関する観測資料はほとんど見当たらないので、ここでは Inman (1957) が California の La Jolla 海岸で観測した資料を引用して、特に、($d_m=0.15\text{ mm}$) の底質を用いた実験結果について再現性を検討する。図-10には砂れん波長と底面における水粒子の軌道直径との比、 R_l/a および底質粒径と軌道直径との比、 d/a との関係が整理してある。この間から、不規則波による実験結果および現地観測資料は、図中の実線および破線で表わされる傾向を示す。実線と破線は次のように表わせる。

$$R_l = 250 d \quad (\text{不規則波実験}) \quad (4)$$

$$R_l = 1000 d \quad (\text{Inman の現地観測}) \quad (5)$$

いま、式(4)と(5)の比をとって、砂れん波長の縮尺 λ_{Rl} を表わすと次式のようになる。

$$\lambda_{Rl} = \frac{(R_l)_m}{(R_l)_p} = \frac{1}{4} \frac{(d)_m}{(d)_p} \quad (6)$$

さらに式(6)は、次のように表わせる。

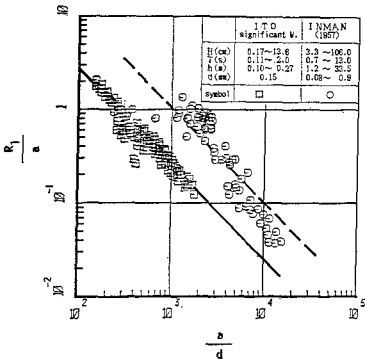
$$\lambda_{Rl} = \frac{1}{4} \lambda_d \quad (7)$$

本実験では底質の粒径縮尺 $\lambda_d=1/3.7$ に定めているので、結局、式(7)の砂れん波長の縮尺は次のようになる。

$$\lambda_{Rl} = \frac{1}{15} \quad (8)$$

実験縮尺 $\lambda_l=1/50$ に定めているので、海岸地形は幾何学的に実験縮尺と同じに縮小されている。しかし、砂れん波長については式(8)で表わされるように $1/15$ になる。このことは、砂れん波長の縮尺には縮尺歪が入っていることになる。つまり、現地海岸の砂れん波長を幾何学的に実験縮尺に従って縮小したものより、3倍程長い波長の砂れんが模型実験で発生するということである。しかしながら、これらの議論は実験で対象とした海岸の資料を用いたものではないので、正確さに欠けるといわ

ざるをえない。従って、大渦海岸における詳しい砂れん特性を観測して検討する必要がある。



図一10 現地海岸と不規則波による砂れん波長

5. 結 語

筆者らの海浜変形の相似則および時間縮尺を適用し、実験波として不規則波および3種類の規則波を用いて、暴浪による測地の海浜変形として、海浜断面形状、汀線移動、岸沖漂砂移動量および砂れん波長などの特性の再現性を検討した。これらの再現性を総括的にまとめると表一1 のようになる。この表から、不規則波の使用によって現地の海浜変形をかなり良く再現出来ることがわかった。また、本研究で実験対象とした低気圧の接近・通過によって短時間に急変する暴浪による大渦海岸の海浜変形は、想像されるよりも小さいことがわかった。

最後に、本研究を進めるに際して京都大学防災研究所所長土屋義人教授より貴重な資料をいただいた。ここに

表一1 再現性の評価

Wave character- listics	Beach profile	shoreline change	Sand volume	Ripple length
Irregular wave	◎	◎	○	○
Mean Wave H _{mean}	○	○	△	-
Significant wave H _{1/3}	△	△	○	-
Maximum Wave H _{max}	◆	◆	◆	-

◎: "superfine" ○: "very good" △: "good"
◆: "bad" reproduction

付記して感謝の意を表する。

参 考 文 献

伊藤政博・土屋義人 (1985): 海浜変形の相似則について, 土木学会論文集Ⅱ, No. 357/Ⅱ-3, pp. 177~186.
Hughes, S. A. (1983): Movable-bed modeling law for coastal duen erosion, Jour. of Waterway Port Coastal and Ocean Engg., ASCE, Vol. 110, No. 4, pp. 164~179.
Inman, D. L. (1975): Wave-generated ripples in nearshore sands, Beach Erosion Board, Corps of Engineers, Tech. Memo. No. 79, 42 p.
Ito, M. and Y. Tsuchiya (1986): Time scale for modeling beach change, Proc. 20th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 1196~1209.
Kriebel, D. L., W. R. Dally and R. G. Dean (1986): Undistorted Froude model for surf zone sediment transport, Proc. 20th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 1296~1310.
Shirai, T. and Y. Tsuchiya (1974): Characteristics of beach configuration of Ogata Coast, Coastal Eng. in Japan, JSCE, Vol. 17, pp. 141~154.
Vellinga, P. (1982): Beach and dune erosion during storm surges, Coastal Engineering, Vol. 6, No4, pp. 361~387.