

瀬戸内海水理模型における縮率効果に関する 実験的研究(Ⅱ)

安田 秀一・樋口 明生・早川 典生

EXPERIMENTAL STUDIES OF SCALE EFFECTS ON THE MODELS OF THE SETO INLAND SEA (II)

By *Hideichi YASUDA, Haruo HIGUCHI and Norio HAYAKAWA*

Synopsis

Continued from the previous report, the scale effects and mechanism of the tidal flow in the Seto Inland Sea is studied with use of two kinds of the hydraulic model. The scale ratio of the larger model is 1 to 2000 and 1 to 160 in horizontal and vertical direction respectively. The smaller one 1 to 50000 and 1 to 500 in each direction respectively. The smaller model has a tendency of yielding greater tidal current, tidal residual flow and diffusive power. These difference are explained by the substantial turbulent Reynolds number. And the Reynolds number may be affected by the distortion of the horizontal and vertical scale.

1. まえがき

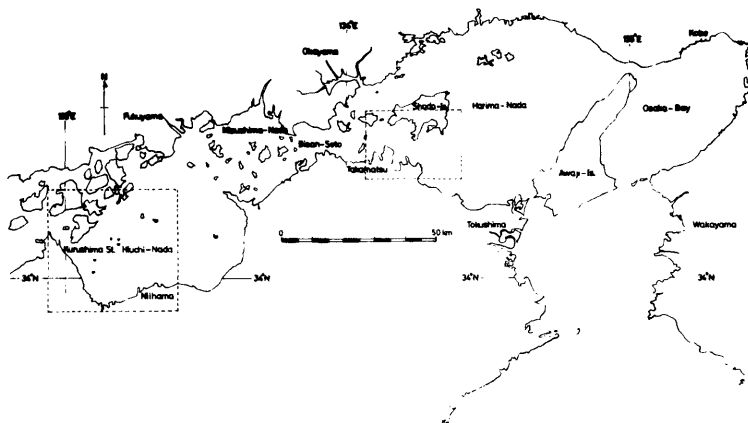
縮率の異なる2つの瀬戸内海水理模型（水平縮尺1/2000、鉛直縮尺1/160の大型模型と水平縮尺1/50000、鉛直縮尺1/500の小型模型）での実験資料を比較することにより、拡散型水理模型の諸要素の再現性を把握すべく、前報¹⁾に引き続き、さらに詳細に観測を行い考察を重ねた。

前報では水理模型の調整の第一の指標となる潮位の再現を中心に潮流の流況や拡散等の基礎的な実験資料を比較したが、その結果、潮位については粗度抵抗の調整をすることにより極めて良い再現性を示したにもかかわらず、流況については、灘での潮汐残渣流や備讃瀬戸付近での振動流が小型模型においてかなり大きい値として得られ、また備讃瀬戸での物質輸送能力（一次元的分散係数）も小型模型で1桁大きい値が求められた。これらの違いは、地形の変化に富んだ海域での振動流のメカニズムの複雑さを暗示しており、水理模型がシュミレーションの道具であるかぎり無視できないことである。本研究では、これらの違いをより明確にできるように、各模型での流れの様子を詳細に比較し、縮率による特性を明らかにし、複雑な海域での振動流のメカニズムを検討した。

なお、潮流の起動力となる潮汐については前報と同様平均潮である M_2 潮（中潮）を与えたが、潮位については両模型共全域でよく再現されており²⁾、各断面毎での体積輸送（断面平均流速に対応する）は現地換算で良い精度で等しいと言える。また数値については前報¹⁾同様、特に断わらないかぎりフルード律に基づく現地換算値で示した。

2. 実験の概要および解析法

流速の測定法としては、流れのメカニズムの解明を目的とする場合、多くの地点でオイラー的に直接計測



a. South-west area in Harima Nala

b. West area in Hiuchi Nada

Fig. 1. Observed region in the Seto Inland Sea

することが望ましいが、水平縮尺が5万分の1にもなるような小型模型ではその大きさのために（例えば燧灘全体が1m四方の中に入る）測定機器を使うことは極めて困難で、本研究においても前報と同じく水面に浮べたフロートを上部から写真撮影して、その移動から速度を求めるといった方法をとった。ここで得られる流速値は撮影時間間隔でのラグランジュ的な平均流速であるが、オイラー値として表わした級数展開の第2項²⁾以下は無視してこの値を近似的にオイラー値とした（撮影時間間隔は小型模型のほうが現地換算で長く約37分であるが、この場合は来島海峡近辺で20%程度の誤差が見積もられるが海峡から5km以上離れたと数%以下である）。フロートは水の動きに追従させるためには軽くて小さいことが必要条件であるが、小型模型では電子計算機に使われる紙テープのパンチくず（直径約1.6mm）を用い、大型模型ではフィルムのケースのふた（プラスチックで直径約33mm）を使った。なお、大型模型では直接にオイラー的に計るために超音波流速計も併用している。フロートの撮影フィルムからは通例 Fig. 2 などのような流況ベクトル図を作るが、固定点での流速値はその点の近傍の2つのベクトルから線形補間して時間変動値として読み取り、それを最小自乗法により M_2 潮成分、 M_4 潮成分、 M_6 潮成分、 M_8 潮成分の存在を仮定して調和解析を行った。

瀬戸内海は全般的に地形が複雑で各海域毎に様々な特徴をもつが、本研究において潮流の解析のために注目した海域は Fig. 1 に示すように播磨灘南西部海域（図中の a.）と燧灘西部海域（図中の b.）である。これらの海域を選択した理由は、前者の海域では地形の複雑なところでの振動流の振舞が見られ、恒流による環流の規模よりも、両模型を通じて振動流が優勢であり（例えば環流の直径よりも振動成分による潮汐流程のほうが大きい）、後者の海域については両模型共、振動流と同等、あるいはそれ以上の規模の恒流がみられ、潮汐残渣環流というものが支配的な海域、ということによる。

3. 実験結果

3.1 播磨灘南西部海域

前報では、当海域よりも西寄りの備讃瀬戸全域での潮流ベクトル図を示して、大型模型に比べ小型模型のほうが2~3倍程度大きい数値がみられるということを示したが、この海域は島などが多く流れが複雑すぎ

て流況を細かく追跡することは困難で今回はこれより東寄りの地形がやや単調な Fig. 1 の a. のような当海域を選んだ。

Fig. 2 から Fig. 5 に両模型における当海域での写真撮影より求めた潮流流況図を示す。順に上げ潮最盛時、満潮憩流時、下げ潮最盛時、干潮憩流時を表わす。但し、最盛時とは横断面を通っての体積輸送が最大になる時であり、憩流時とは横断面を通る体積輸送がほとんどない状態のときである。これらの図から見られる二、三の特徴は、小型模型では大型模型に比べて最盛時において流速値は 30% から 50% 程度大きく、速度勾配も強く、また憩流時においても小型模型では渦などが残り全体的な憩流状態は見られないということ

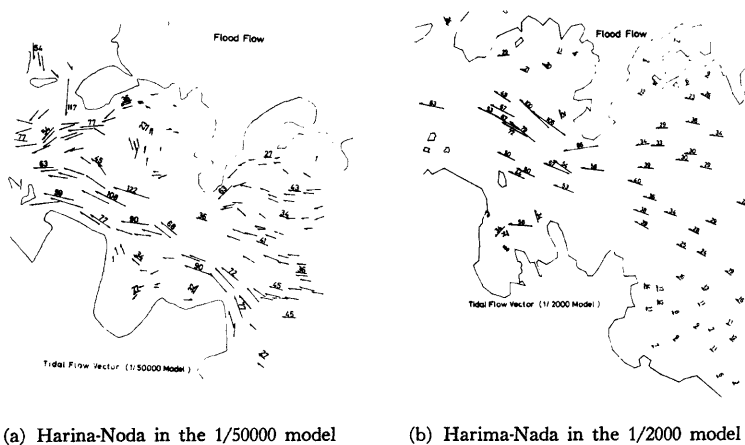


Fig. 2. Flow pattern in the flood (cm/sec)

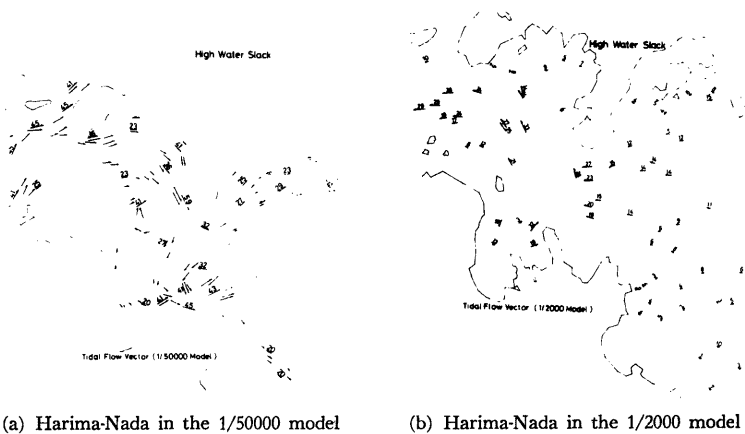
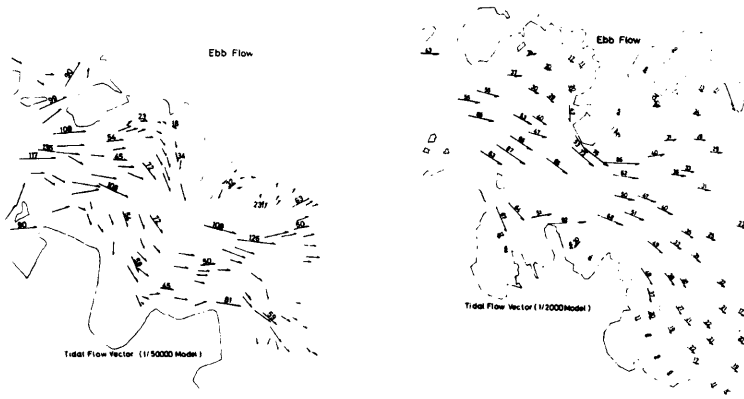


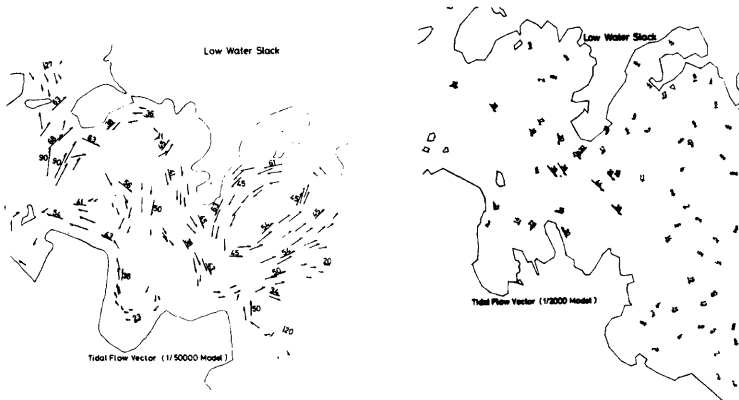
Fig. 3. Flow pattern in the high water slack (cm/sec)



(a) Harima-Nada in the 1/50000 model

(b) Harima-Nada in the 1/2000 model

Fig.4. Flow pattern in the ebb (cm/sec)



(a) Harima-Nada in the 1/50000 model

(b) Harima-Nada in the 1/2000 model

Fig.5. Flow pattern in the low water slack (cm/sec)

とが掲げられる。

これらの流況ベクトル図から Fig.6 などのような18点 (ベクトルの起点に相当) で流速ベクトル値を読み取り, 調和解析により恒流成分, M_2 潮成分等を求めた。なお, 流速値を読み取った流況ベクトル図は2倍から3倍程度のベクトルの数があり, ここで得られた数値は10%以内の誤差で読み取られているはずである。

Fig. 6 (a), (b) は測定点をベクトルの起点として M_2 潮成分の振幅を上げ潮の状態を表わしたものであるが、ベクトルの向きは非常によく似ており、大きさについては小型模型のほうが 20% から 50% 程度大きく表われている。潮位の M_2 潮成分は前報に示したように極めてよく合っているにもかかわらず、潮流の M_2 潮成分についてはこのように異っている訳であるが、このことは Fig. 7 の M_2 潮成分の位相分布図から、振幅の大きい小型模型では各点における位相差が大きく、体積輸送としてはうまく対応しているのではないかと想像できる。流れの位相差の大きさは潮流のシアの強さに置き換えることもできるが、そのことは潮流に有効な水平粘性係数が相対的に小型模型のほうが小さいものと考えられる。

Fig. 8 (a), (b) は調和解析による恒流成分である。流れの向きは両模型共やはりよく似ているが、その大きさにおいては 1 桁以上小型模型で大きく現われている。

潮流のシアの潮時毎における状態を把握するために小豆島の半島で東西に分けてそれぞれの海区で循環値を計算した。計算には、調和解析を行った点で中央の測定点を除いた各点での値を用い、反時計廻りを正として、積分した領域の面積で割った平均渦度として Fig. 9 (a), (b) に表わした。それぞれ半島によって発生する渦の強さの状態をよく表わしているが、これらの図から小型模型では渦度についても M_2 潮成分の振幅や平均値（恒流の渦度に相当）が大きいことがわかる。

また、上記のような潮流の違いのもとで拡散能力が如何に異なるかを調べるために、10個のフロートの 1 周期間での統計的分散値の時間変化率を求めて拡散係数として評価してみた。なお、ここで求めた分散値 σ^2 は流れの変形などが値に影響を与えないように円形パッチ理論に準じて次のような式で求めた。³⁾

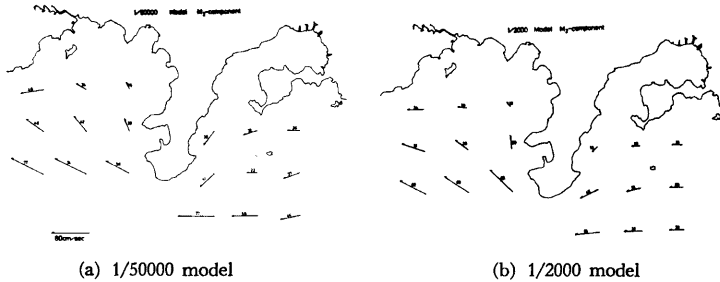


Fig. 6. Amplitude of M_2 component of tidal flow (cm/sec)

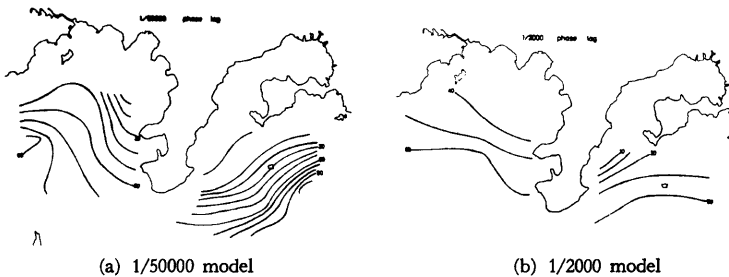


Fig. 7. phase lag of M_2 component of tidal flow (degree)

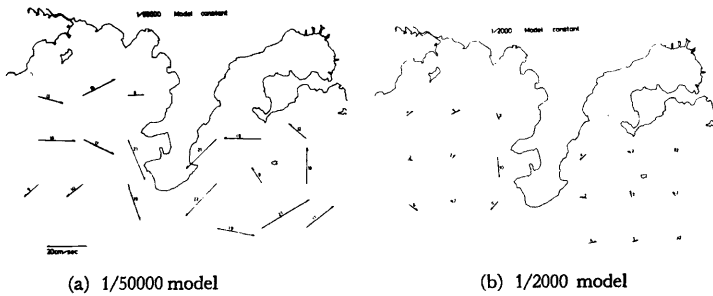
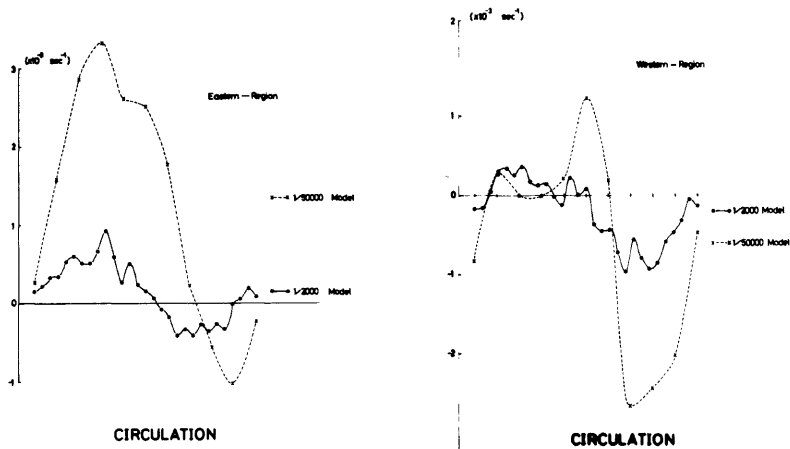


Fig. 8. Constant component of tidal flow (cm/sec)



(a) Eastern part — 1/2000 model, ×...× 1/50000 model
 (b) Western part — 1/2000 model, ×...× 1/50000 model

Fig. 9. Time change of circulation for one tidal cycle

$$\sigma_i^2 = \sqrt{\sigma_x^2 \sigma_y^2 - \sigma_{xy}^2}$$

但し、右辺の $\sigma_x^2, \sigma_y^2, \sigma_{xy}^2$ は $x-y$ 座標系で表わした場合の x 軸方向のフロートの分散値, y 軸方向の分散値, 共分散値である。

また、計算に使った初期のフロートの位置は循環値を求めた海域のうちの西方の海区におかれたもので、拡散係数 K_i は下の式で求めた。

$$K_i = \frac{1}{2} \frac{d\sigma_i^2}{dt} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_i^2(1 \text{ 周期後の値}) - \sigma_i^2(\text{投入時の値})}{1 \text{ 周期の時間}}$$

さらに堀川, 玉井⁴⁾ らに言われた ‘拡散係数は循環値に比例する’ ということから、本報でもそれに基づいてここで得られた拡散係数の構造を少しでも明らかにできるように、当海域での 1 周期間の循環値を有効

値のような形*で求め拡散係数と比較した。Table 1 にフロートの初期の分散値, 1 周期後の分散値, 拡散係数, 循環の有効値を示す。ここで取り上げた拡散は時間スケール (1 潮汐) や空間スケール (標準偏差で 1.3~4km) の点から渦動拡散ではなく, 循環流の流れのシアと見たてての分散現象 (Dispersion) であることを付け加えておく。

Table 1. Comparison of float spreading speed between 1/50000 model and 1/2000 model

	Initial Variance	Variance after one tidal cycle	Coefficient of Diffusion	Substantial Value of circulation
1/50000 Model	$1.75 \times 10^{10} \text{cm}^2$	$16.09 \times 10^{10} \text{cm}^2$	$32.1 \times 10^5 \text{cm}^2/\text{sec}$	$1.69 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$
1/2000 Model	$2.36 \times 10^{10} \text{cm}^2$	$4.64 \times 10^{10} \text{cm}^2$	$5.15 \times 10^5 \text{cm}^2/\text{sec}$	$0.43 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$

3.2 燧灘西部海域

燧灘西部海域は, 現地では顕著に観測された例はないが, 水理模型内においては大型模型・小型模型の両方で同じ向きのかなり強い潮汐残流が見られる海域である。潮汐残流のような恒流は物質輸送に著しい移流効果を生じさせるものであり, 水理模型内で拡散実験を行うにあたり, 一刻も早くその相似性は把握されねばならないところである。本研究では, その発生機構を吟味する前段階として, 潮汐残流の著しい当海域での潮流の諸々の要素を, 調和解析を通して比較してみた。

大型模型での燧灘西部海域の潮汐残流については, 杉本ら⁵⁾によって超音波流速計による詳しい観測が成されており, 大型模型についてはそこで測定した資料を基にして, 小型模型ではそれと比較できるように, 播磨灘南西部海域と同様にパンチくずの写真撮影による方法で測定した。

まず Fig. 10 (a), (b) に当海域における両模型での調和解析によるオイラー的な恒流成分を示す。恒流が形成する環流の向きは両模型共反時計回りで同じであるが, ベクトルの大きさについては小型模型ほうが強く, 環流の主流の直径も大きい。なお大型模型では環流の中心は来島海峡のすぐ近くにも表われているの

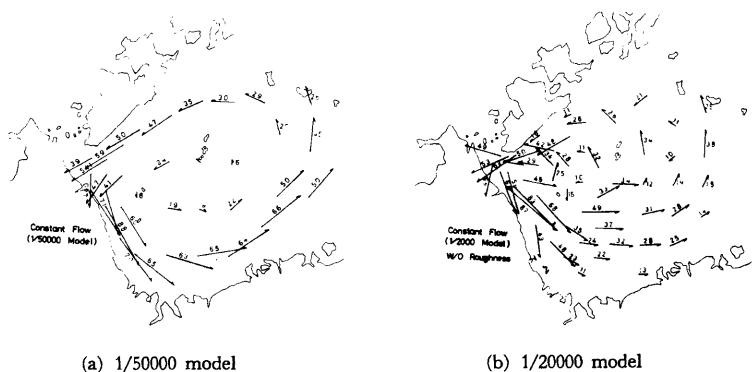
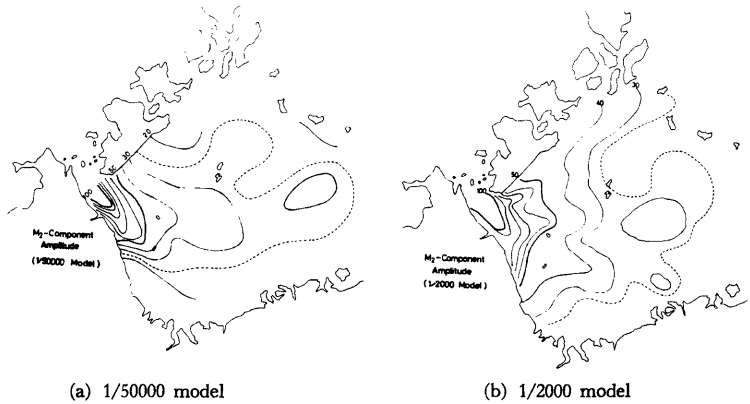
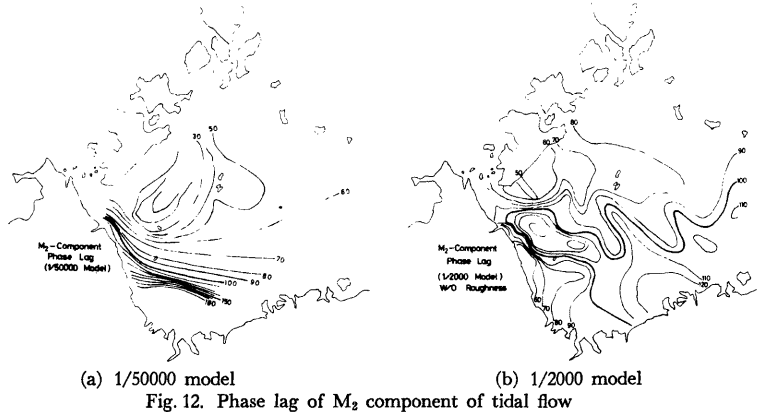


Fig. 10. Constant component of tidal flow (cm/sec)

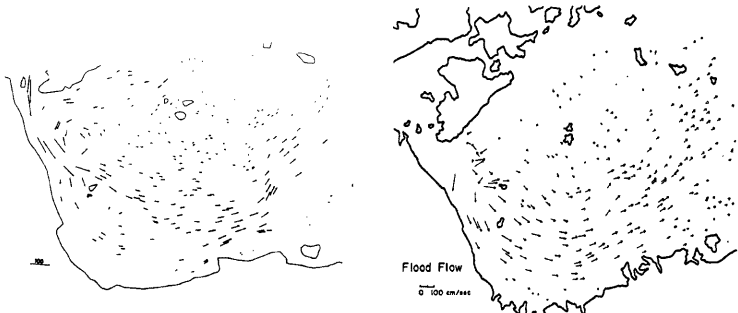
* ある時刻での循環値を Γ_i として N を 1 周期間のデータ個数とすると, ここでは振動流の中での有効値として $\Gamma = \left\{ \left(\sum_{i=1}^N \Gamma_i^2 \right) / N - 1 \right\}^{1/2}$ 計算し, 東海区・西海区での値を平均した形で導いた。尚この計算に使った循環値は先に求めた平均渦度に相等する。



(a) 1/50000 model (b) 1/2000 model
Fig. 11. Amplitude of M_2 component of tidal flow



(a) 1/50000 model (b) 1/2000 model
Fig. 12. Phase lag of M_2 component of tidal flow



(a) 1/50000 model in Hiuchi-Nada (b) 1/2000 model in Hiuchi-Nada
Fig. 13. Flow pattern in the flood

は興味深い。

Fig. 11 (a), (b) は潮流の M_2 潮成分の振幅の分布を等値線で表わしたものであり、Fig. 12 (a), (b) はその位相遅れの分布を、2本の線の問題を 10° にして示したものである。Fig. 13 (a), (b) は同海域での上げ潮最盛時（来島海峡で）の流況ベクトル図であるが、これら3つの図より小型模型では潮流のシアが各時間において強いことがわかる。

Fig. 14 は燧灘西部海域全域を含む循環値（領域面積で割った平均渦度）の時間変化を表わしたものである。平均値は小型模型で倍ぐらい大きく環流が強いことが示されている。

4. 考 察

以上の結果を小型模型を中心にしてその特徴を整理すると、まず模型自体の器の性質から

- (1) レイノルズ数が小さい。
- (2) 水平縮尺と鉛直縮尺に關しての歪率が大きい。

ということが掲げられ、実験結果からは、潮位は兩模型でよく合っているという条件のもので、

- (3) 特に播磨灘南西部海域で潮流の M_2 潮成分が大きい
- (4) 潮流の M_2 潮成分の位相差が大きい。
- (5) 循環値が大きい。
- (6) 恒流成分が大きい。
- (7) フロートの分散能力が大きい。

等の異なる現象が現われることが明らかになった。

ここで掲げた特徴 (4)・(5) は、安田らの水理模型実験⁷⁾ や大西らの数値模型実験⁶⁾ によると、小型模型のほうが、有効な水平粘性係数が小さいことを示すものである。しかし (1) に掲げた小型模型ではレイノルズ数が小さいということは、相対的に分子粘性係数は大きいことになり、これらの性質は一見相対するものに見える。そこで考えられるのは乱れにより渦動粘性の効果がこのような結果を生じさせたのであらうと思われるのであるがさらに詳しく考察を加えてみる。

ここで取り上げた2つの海域での諸現象は、いずれも変化に富んだ水平地形に大きい影響をうけており、基本的には有限領域での振動流中の噴流や後流の問題である。振動流中での噴流や後流は、その中の固定点において地形が対称でないかぎり片潮的な現象として測定され、 M_4 潮成分が大きく現われることになる。Fig. 15 (a), (b) に兩模型での潮流の M_4 潮成分と M_2 潮成分の振幅の比を等値線で示す。これによると小型模型での片潮現象の強さを推測することができる。

理解をより深くするために Fig. 2 などに示した播磨灘南西部海域の東海区での1周期間の流況を記述する。まず満潮憩流時から下げ潮（東流）が始まると、この海区ではポテンシャル流のような流線をもった流れが起り、下げ潮が強まるのに並行して、中央の半島の影響で小さい渦ができ始め、さらに流れが強くなった段階で半島から下流に沿って流れのはく離が生じ、噴流の発達と同時に北側の湾内の水を巻き込みながら反時計廻りの渦度を生ずる。最盛時をすぎた下げ潮は反時計廻りの反流を残しながら減衰してゆくが北側の陸に近い領域ではこの反流のためにすでに転流しており、転流の領域は徐々に南に広がり、体積輸送が0になる干潮憩流時には Fig. 5 のようになり、特に小型模型では非常に顕著に渦が残る。上げ潮は湾内の転流（上げ潮）域がさらに広がる形で現われ、次第に渦も消えてポテンシャル流に近い流線を描きながら上げ

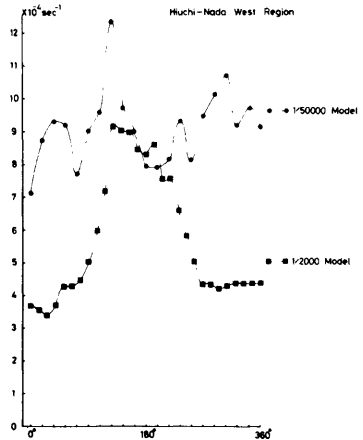
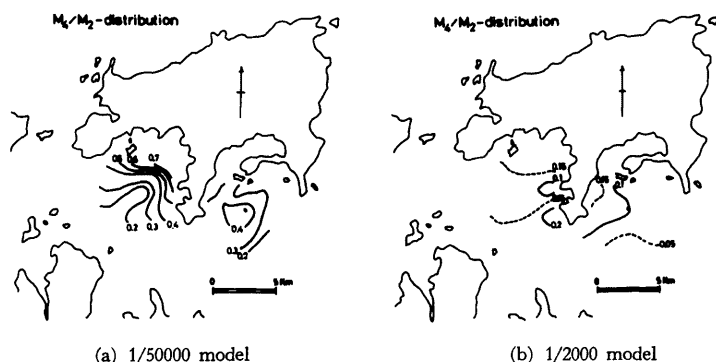


Fig. 14 Time change of circulation for one tidal cycle
 ○—○ 1/50000 model
 ■—■ 1/2000 model

Fig. 15. Ratio of M_2 to M_4 component of tidal flow

潮（西流）の流況を形成する。上げ潮時は目立った反流も生じることなく徐々に弱まりながら最初の満潮態流時に復帰する。

反流の存在は循環値にあらわれ、その領域では、振動成分（ M_2 潮成分）の位相進みとなって表現され、これらは流体力学の噴流もしくは後流（境界層のはく離）の現象として説明できる。また反流の強さは Bat-chelor の教科書⁹⁾等を参考にするにレイノルズ数が大きいほど強くなっており、模型内の潮流においても乱流レイノルズ数が有効なものとなって、大型模型では乱流レイノルズ数が小さくなっているものと推察できる。

燧灘西部海域についても、来島海峡からはく離に伴う噴流が上げ潮時に片潮的に見られ、振動流の現象としてはほとんど同じであるが当海域が先に述べた播磨灘西部海域よりも大きい（水平スケールが Tidal Excursion よりも十分大きい）ことから、噴流が発生させた Tidal Stress により、潮汐残渣環流と呼ばれる定期的な大きな渦ができる⁷⁾ことが唯一異なる点である。

拡散については、本来ならば最も基本となる点源パッチによる等方性拡散の比較をすべきであるが、小型模型の器が小さいために技術的に困難で、等方性とは非常にかけなれるが、Table 1 に示したような広がりの方のフロートの 1 潮時変化を見るにとどまった。しかしこのような空間スケールや時間スケールは先に掲げた循環に大きく影響をうけ、それが瀬戸内海を一次元化した場合の拡散¹⁾（分散）に十分貢献するであろうという期待もあることを付け加えておく。

以上 (3) から (7) までの特徴はすべて境界層のはく離に基づく噴流もしくは後流によるもので乱流レイノルズ数の概念を導入することにより 2 つの模型での違いは説明できたが、乱流レイノルズ数については直接比較することは困難で厳密には確めようがない。しかし性質 (2) に述べた歪率のちがいは見かけのレイノルズ数に影響を与えそうに思える。つまり水深が浅い場合、底からの摩擦の効果が大きくて、流速の大きいところはより強くブレーキが働き速度の水平分布の均一化が促進され、一見レイノルズ数の小さい現象に対応させることができる。そして水深が浅いということは歪度の小さい大型模型に相当し、歪率の違いによって上記のような特徴が生じるのではないかと、ということである。

模型内での乱流度や歪率による影響をこの 2 つの模型から厳密に解を出すことは非常に難問であり、これらのことは基礎模型等を使って基礎的な実験を積み重ね普遍的な関数形やパラメータを明らかにしたいと考える。

5. あとがき

前報¹⁾に引き続き、瀬戸内海の大型水理模型（水平縮尺 1/2000、鉛直縮尺 1/160）と小型水理模型（水平縮尺 1/50000、鉛直縮尺 1/500）の流況を中心とした、より詳細な比較実験を行った結果、現在までに次のようなことが明らかとなった。

- (1) M_2 潮実験において、潮位は海峡を中心に粗度抵抗を加えることによって現地に対し両模型共非常によい再現性を示したが、潮流については2つの模型でかなり異った流況が見られた。
- (2) 潮流の調和解析をすることにより、その M_2 潮流成分は、振動流の卓越した播磨灘南西部海域で、小型模型のほうが大きく現われ、その違いは潮流の位相差で補正され、潮位に正しく再現されている。
- (3) 位相差は、複雑な水平地形による反流の反映であり大きい渦度（循環）を発生させ、拡散係数に大きく影響を及ぼす。播磨灘南西部海域では拡散係数と循環値は良い対応を示した。
- (4) また反流の発生は、調和解析による恒流を生み出し、燧灘西部海域ではスケールの大きい潮汐残渣環流となって現われ、反流の強さに応じて小型模型では大きい潮汐残渣環流が得られた。
- (5) 以上の両模型での相異は、水平レイノルズ数の違いからすべて説明できたが、有効なレイノルズ数については乱れ度と模型の歪率が大きく影響しているであろうと推察される。

これら両模型での違いは、シミュレーションに利用されている大型模型の現地に対する再現性も否定的になる可能性もあり、その再現の調整については試行錯誤的に一つの現象のみに執着することなく、基礎実験等を通して振動流中での流体現象のメカニズムを明らかにし、理論を十分なものにすることが先決であろうと考える。

最後に、本研究は著者の1人が中国工業技術試験所から流動研究員として、当研究所へ派遣され宇治川水理実験所で実験をする機会を得てできたものである。この機会を与えてくださり、また実験に際して御指導、御激励を賜った災害気候部門の中島暢太郎教授と田中正昭助教授に深甚なる謝意を表します。また小型模型での実験にあたっては宇治川水理実験所の北川吉男技官と理学部大学院生の武岡英隆氏に終始御協力をおおいだ。さらに潮流の資料の解析に際しては中国工業技術試験所の高杉由夫技官におしみな御援助をいただいた。これらの方々はこの場をかりて厚くお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 樋口明生, 安田秀一, 早川典生: 瀬戸内海水理模型における縮率効果に関する実験的研究, 京都大学防災研究所年報, 第19号B, 1976, pp. 307-409.
- 2) Phillips, O.M.: *The Dynamics of the Upper Ocean*, Cambridge University Press, 1966, pp. 31.
- 3) 川合英夫: 収束・発散と海の粒々物理学, 寺本俊彦編海洋物理学Ⅱ, 東京大学出版会, 1976, pp. 132-133).
- 4) 堀川清司, 玉井信行, 田中寛好: 潮汐流の影響を受ける拡散現象の基礎的研究, 第20回海岸工学講演会論文集, 1973, pp. 209-214.
- 5) 杉本隆成, 上嶋英機, 安田秀一, 柳哲雄, 樋口明生: 潮汐残渣流の生成機構について, 中国工業技術試験所報告, 第1号, 1976, pp. 35-50.
- 6) 大西行雄, 柳哲雄: Tidal Residual Circulation に関する基礎的研究 (Ⅳ), 1975年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 1975, pp. 47.
- 7) 安田秀一, 樋口明生, 早川典生: 潮汐残渣流の生成機構, 1977年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, pp. 83-84.
- 8) Batchelor, G.K.: *An Introduction to Fluid Dynamics*, 1967, pp. 325-331.