

津波による流れと海底変動に関する研究

—1960年チリ津波の気仙沼湾での場合—

高橋 智幸*, 今村 文彦*, 首藤 伸夫*

1. はじめに

従来、津波に関する現地記録と言え、浸水域や検潮記録など水位に関するものがほとんどで、流速に関するものは皆無に近く、また流れによる海底地盤変動についての定量的データもきわめて僅かしか存在しなかった。そのため、これまでの津波の研究は、主に水位を対象としてきている。しかし、津波による被害には、流速が直接関わって来るものも数多くあり、流速推定精度を向上させることは現在の急務の一つである。なかでも、構造物の倒壊につながる洗掘の問題は早急に解決されるべきであろう。

1960年チリ津波では、三陸沿岸において、被害記録用の航空写真が撮影された。これを利用することにより表面流速の測定が可能で、流速の定量的データという貴重な資料が得られる。また、三陸南部に位置する気仙沼湾(図-1)では、津波前後の地形が測量されているため、津波による海底地形の変化が分かる。気仙沼湾は、チリ津波により導流堤破壊や養殖筏の流失といった被害を受けており、これらをもとに当時の流況を示す観測報告[笠原・茅野(1961), 西城(1961)]も得られている。

本研究では、これらの現地資料と数値計算の結果から、当時の津波状況を推定し、流れによる海底変動について検討する。

2. 気仙沼湾で得られた現地資料

(1) 表面流速の測定

気仙沼湾を撮影した航空写真(写真-1, 時間5月24日12:23:10)から表面流速を測定した。測定方法は、ベクトル測定と等流速線測定の2種類である。ベクトル測定は写真上の標識(流木や養殖筏)の移動から流速ベクトルを求める方法で、流況を把握するには適しているが、測定精度の向上が難しい。一方、等流速線測定はカメロン効果から等流速線を求める方法で、測定精度は高いのであるが、得られる流速値は撮影機が移動した方向の成分となる。それぞれの方法による測定結果を図-2(a), (b)に示す。今回使用した航空写真は図-3中に示されているように引き波時に撮影されている。図-3は小々汐における潮位記録から後に述べる方法で修正して得られた湾口での水位波形で、 $t=0$ の原点は5月24日4:00にとってある。

また、狭窄部の蜂ヶ崎では、当時の津波目撃だけでなく、船舶でこの付近を通過した時の体験[笠原・茅野(1961)]や8ミリカメラ撮影等が残されており、これらからも流況を判断できる。今回は主に航空写真の結果との比較を行なった。

(2) 海底地形の変化

チリ津波前後の海底地形を図-4(a), (b)に示す。来襲前の地形は昭和31年に漁港改築事務所により、来襲後の地形は昭和35年6月に海上保安庁水路部によって測定されている。三陸沿岸の他の湾でも調査は行われており、その結果はKawamura & Mogi (1961) にま

*東北大学工学部付属災害制御研究センター
津波工学分野

とめられている。

3. 数値計算方法

(1) 支配方程式と差分法

底面摩擦項を含む浅水理論を支配方程式とし、これを Staggered leap-frog 法で差分化した。時間格子間隔は1.0秒、空間格子寸法は25.0mとし、最も短い出力間隔を100秒として各空間格子での水位、流速、海底せん断力を打ち出した。計算は津波第1波付近（5月24日4:00）から開始し、その後の8時間15分間について行っている。

(2) 境界条件と海底地形条件

数値計算を実施する上で、湾口での境界値と海底地形条件とが問題となった。

境界値は、蜂ヶ崎南部の小々汐での記録を用いて試算を行ない、得られた小々汐と湾口部との波高比を用いて、小々汐の記録を補正した波形を強制入力した。この時、補正倍率は0.924であった。その波形を示したのが図-3である。

次に海底地形であるが、本来ならば津波前の海底地形を初期条件とし、時々刻々の海底地形を求める移動床計算を行なうべきである。しかし、非定常移動砂量式が確立していないこと、および計算時間が膨大なることを考慮して、今回は津波前後のふたつの地形（図-4(a), (b)）を対象として固定床計算を行なった。

4. 流況の再現

(1) 流れの特徴と流速の再現

航空写真および調査から判明した引き波時の流況を模式的に示す（図-5(a)）。流況で特徴的なものは、狭窄部での強い流れ、及び湾口における時計回りの渦、湾奥で発生している反時計回りの渦である。数値計算による流速ベクトルのうち、撮影時刻に対応するも

のを図-5(b), (c)に示す。それぞれ、津波前地形、津波後地形に対する計算値である。

図-6(a), (b), (c), (d)は、湾を(I)最湾奥部、(II)湾奥中部、(III)狭窄部、(IV)湾口部の4つの地域に分けたときの、各地域における流速の測定値と計算値を比較したものである。それぞれの地域区分は図-4に示してある。最も水深の浅い最湾奥部で、計算値はきわめて小さく、浅い場所での流速計算に問題が多いことが判る。その他の場所でも全体的に計算値がかなり小さく、 $1/2$ から $1/3$ の値しか得られていない。計算上の問題に加え、航空写真撮影時刻と潮位記録の時間の比定にも問題があるものとする。

(2) 狭窄部の流れ

狭窄部は津波により最大10m以上の侵食を受け、ここにあった導流堤のほとんどが破壊されており、流れは相当に強かったものと思われる。狭窄部で流れが早くなる傾向は、津波前後地形のどちらに対する計算でも得られている。

狭窄部を通過した後では図-5(b), (c)に見られる通り、津波前地形の流れは流速の低減が早い、津波後地形の流れでは流速は比較的大きさを維持しており、後者の方が測定値に近い傾向を示している。この撮影時刻は津波が始まってから8時間以上も後の、津波が収束へ向かう時点である。また、大きな地形変化を起こすであろう最大剪断力はこの時点より4時間ほど前に出現している。これらを考えると、撮影時刻の海底地形は最終的な地形にほぼ近いものと判断される。したがって、津波後地形での計算値が実測値に近いパターンを有する事は妥当な結果と思える。

(3) 湾口・湾奥での渦

図-5(b), (c)の計算結果には顕著な渦は得られていないが、この時刻の前後には渦の認められる時間帯もある。特に津波後地形に対して、より明確であった。このことから、

撮影時刻の海底地形が津波後のものに近いと推測される。しかし、今回の計算では正確に渦を再現するのは難しいことが分かった。渦の発生は微細な地形変化によっても影響を受けるものと考えられ、今回のように津波前後地形を対象とした粗雑な固定床計算では再現が困難であったのであろう。

測定による湾口での渦は、時計廻りの円を描き、岸近くに北上する大きな流れがみられる。この北上する流れは、狭窄部を通過して南下する噴流的な速い流れの周辺に、死水域として形成されたものと思われる。(写真-1参照)

湾奥での渦は「きのこ雲」状で、その中心に鹿折川の戻り流れが流入している。この渦は、浅い湾奥の水深分布、鹿折川からの流出などが関連して生じたものであろう。(写真-1参照)

5. 狭窄部での水理量の時間変化

図-7(a), (b)には、狭窄部における水理諸量を津波前後地形に対して示す。上部の実線は水位、点線は流速(正が押し波で湾奥方向)、下部の実線は海底せん断応力の絶対値である。なお、剪断力は両者に大きな差があるため目盛りを変えて表現してある。

多少の位相のズレはあるが、波の山に対し流速は正の山、波の谷に対し流速は負の谷という対応がみられ、進行波的な性格が強いことが分かる。3つの量とも、第2波から5波までの値が大きく、特に引き波時の流速・せん断応力が卓越している。押し波時の水位上昇量に比べ、引き波時の水位低下量はかなり小さいにもかかわらず、流速は逆に引き波時の方が数倍大きい。これは、奥が広く、狭い口を持つ湾での、湾口部における特徴である。先行する波の山で湾奥へ持ち込まれた水が狭い湾口のため抜けきらず、湾外で谷の生ずる位相で大水位差が生じ、大流速値となるのである。こうした特徴は、大きさこそ異なるものの、

潮汐流でも生じており、湾の地形変化を支配することになる。湾口条件の波形を違ったものとした計算も試みたが、同様に、引き波時の流速が大きいこと、湾内の流況パターンに大きな差異は認められないという結果を得た。

ところで、津波前地形に対して最大の流速は 5 m/s 程度となり、笠原・茅野(1961)の報告する 6 m/s に比べ、20%ほど小さい値になっている。この点では、4(1)に比べると比較的よい一致を示している。洗掘以後の地形に対する最大計算流速は 3 m/s と小さいものにとどまった。

6. 海底変動

(1) 最大せん断力との関係

実測された海底変位量を図-8(a)に示す。津波前後の海底地形に対するせん断力計算値から、各地点での最大値を選んだものの分布図を図-8(b), (c)に示す。したがって、これらは同時刻に生じたものではない。

図をみると、海底変位量の分布形状は、津波前の地形に対する最大せん断力分布と似通っているのが分かる。海底砂の粒径を 0.2 mm と仮定して、岩垣(1956)の式により限界せん断力を見積ると 0.219 N/m^2 であり、図-8(b), (c)に現れているせん断力はこれに比べどの地点でも大きい。したがって、ほぼ全域で移動が起こったとしてよい。

(2) 3時50分頃のせん断力との関係

狭窄部での最大せん断力は3時間50分後に生じている。この時点の流速から、渡辺(1981)の式で砂移動量を求め、計算メッシュ内での移動砂量の収支を計算し、これから海底変位量を算定した。その結果、津波前地形の最大下げ潮時において、最大値で毎秒 2 cm の侵食が生ずることとなった。これが10分間続くとすると、最大 12 m の侵食となる。実際には、侵食に伴いせん断力が低下するか

ら、さらに時間がかかることとなるが、いずれにせよ比較的短時間内に急激な変位の生ずる可能性がある。

(3) 押し波引き波による海底変動の差

実測された水位記録では、図-3からも判る通り、計算開始後3時間30分に最高水位が2mを越え、続く3時間50分に最低水位の-60cm程度となる。それにもかかわらず、狭窄部でのせん断力は引き波時の方が大きかった。この点を詳しくみるために、図-9(a), (b)に2つの時刻のせん断力分布を、津波前地形に対して示す。図中、矢印は流れの方向である。引き波時の方が一桁大きい値が出現し、広い範囲にわたり大きな値となっている。押し波時に洗掘され湾奥へ運ばれるとしても、その量は引き波時に比べると遥かに小さいといえよう。ここでは、引き波により洗掘され、沖に運ばれて堆積するのである。先にもふれたが、この傾向は潮流流による累年変化とも共通しているといわれる [Kawamura & Mogi (1961)]。

7. 浸水域の比較

最後に、浸水域と遡上高さについて数値計算との比較を行った。

浸水域は、津波前地形と津波後地形を用いた計算結果にほとんど差がなかった。このことは、海底地形が部分的に変化しても、進入してくる全水量に大きな影響を与えるものではなかったことを意味している。図-10に、数値計算(実線)と痕跡から決められる浸水域(破線)を重ねて示す。一帯に計算値の方が大きな結果を与えている。この計算では陸上での家屋の抵抗を無視しているため、湾奥の家屋密集地では計算値が大きめに出るのは当然である。しかし、大川周辺には当時殆ど家屋や工場は存在せず田畑であったのだが、ここでも計算結果が大きくなっている。このことは、陸上での摩擦の評価に道路や畦の存

在を考慮する必要のあることを強く示唆している。また、海底変位をもたらしたエネルギー損失が意外と大きかったにもかかわらず、正当に評価されていないのではないかとこの疑問も生じさせる。

遡上高さについて、数値計算(実線)と痕跡から決められる値(破線)を比較したものを図-11に示す。図では、4つの領域それぞれの西側と東側、及び大川周辺に分けて表示しており、番号は地図上の位置を指している。計算値に凹凸の激しい部分があるが、それらは地形が山がちなためであり、平均的にみて計算値は実測値とよく一致している。計算による遡上高さの再現性を定量的に調べるため、相田の K と κ を求める。16地点の実測値を使用した計算から、 $K=1.09$ 、 $\kappa=1.23$ が得られた。 K は0.8以上1.2以下、 κ は1.4以下であれば再現性は信頼出来るから、今回の計算は、遡上高さについて高精度な値が求められたことになる [Shuto, 1991]。

8. おわりに

気仙沼湾について、航空写真から得られた資料を対象としながら、津波による流速が数値計算で再現できるか、それによって津波による海底変動が説明できるかという検討を行なった。狭い湾口を持つこの湾では、押し波振幅に比べ引き波振幅が $1/4$ 程度であるにもかかわらず、流速は引き波時のものが一桁程度も大きく、海底の洗掘に大きな影響を与えていることが判った。せん断力分布から、洗掘堆積の生ずる場所などはほぼ推測されるものの、定量的には問題点が数多くあることが示された。即ち、流速計算値は実測値に比べて全体的に $1/2$ から $1/3$ 程度と小さい、また湾奥で生じていた渦の再現が出来ていない、計算された浸水域は実際より大きいなどである。原因としては、水平拡散項を含んでいない式を使用したこと、津波時の地形変動を経時的に求めていないこと、実測値の

出現時間の決定に不確定な点が残されていること、などが考えらる。また、流速が小さく計算され、浸水域が大きく求まったことは、海底変動に関係するエネルギーの評価に改善すべき点のあることを示唆しているものと思われる。いずれにしても、津波によって生ずる流速については、まだ確定的な結論を出せる段階でなく、大型実験をも含めた今後の検討が必要とされる。

謝辞：航空写真及び流速解析ではアジア航測技術課の協力を頂いた。

参 考 文 献

岩垣雄一 (1956) : 限界掃流力の流体力学的研究, 土木学会論文集, 第41号, pp. 1-21.

笠原慶一・茅野一郎 (1961) : 大野, 気仙沼間調査報告, 1960年5月24日チリ津波に関する論文及び報告, チリ津波合同調査班, 丸善株, pp. 267-281.

西城忠泰 (1961) : 気仙沼における津波調査報告, 昭和35年5月24日チリ地震津波報告, 宮城県, pp. 3-13.

渡辺 晃 (1981) : 海浜流と海浜変形の数値シミュレーション, 第28回海岸工学講演会論文集, pp. 285-289.

Kawamura, B. and T. Mogi (1961) : On the deformation of the sea bottom in some harbours in the Sanriku coast due to the Chile Tsunami, 1960年5月24日チリ津波に関する論文及び報告, チリ津波合同調査班, 丸善株, pp. 57-66.

Shuto, N. (1991) : Numerical simulation of tsunamis—its present and near future, Natural Hazards, Vol. 4, pp. 171-191.

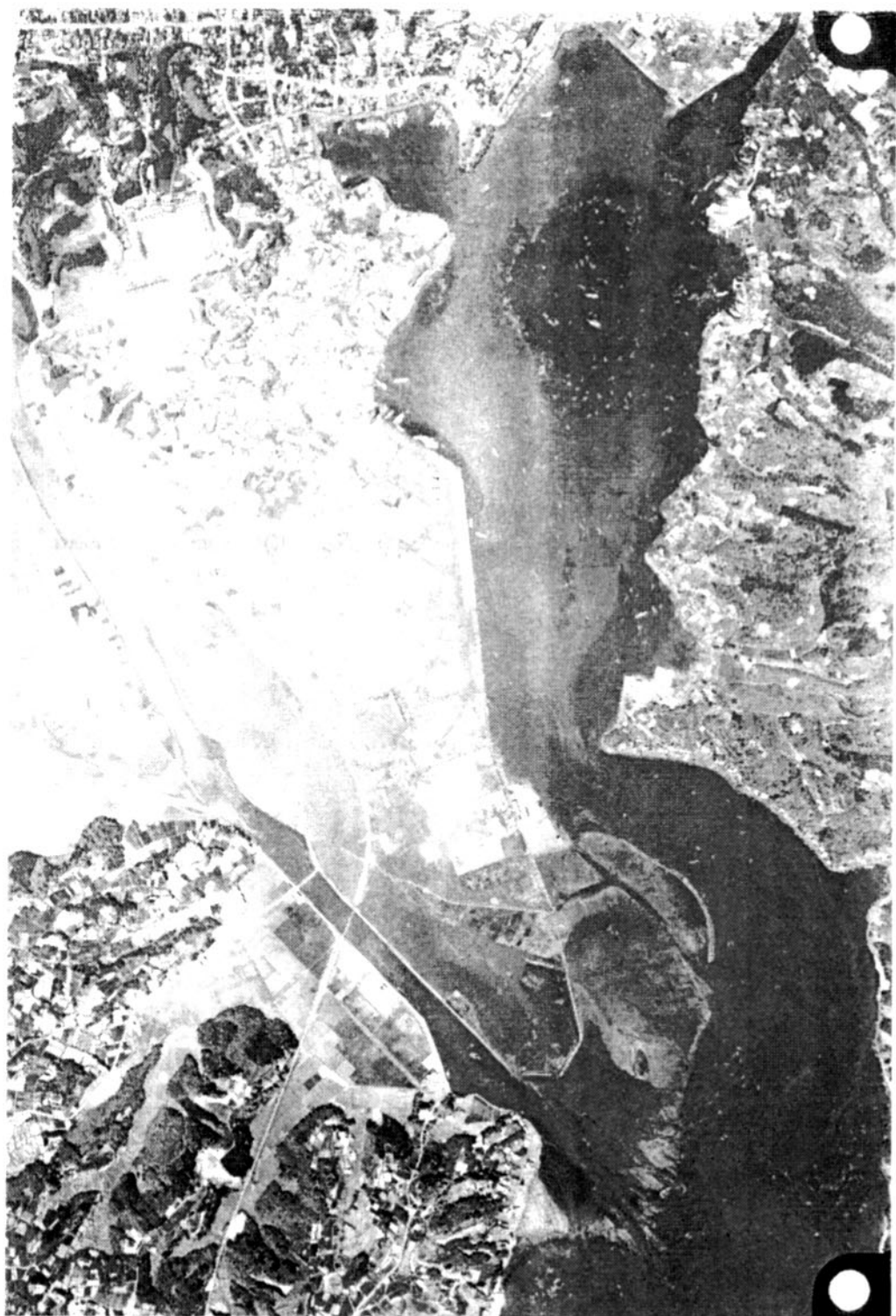


写真-1 気仙沼湾での航空写真

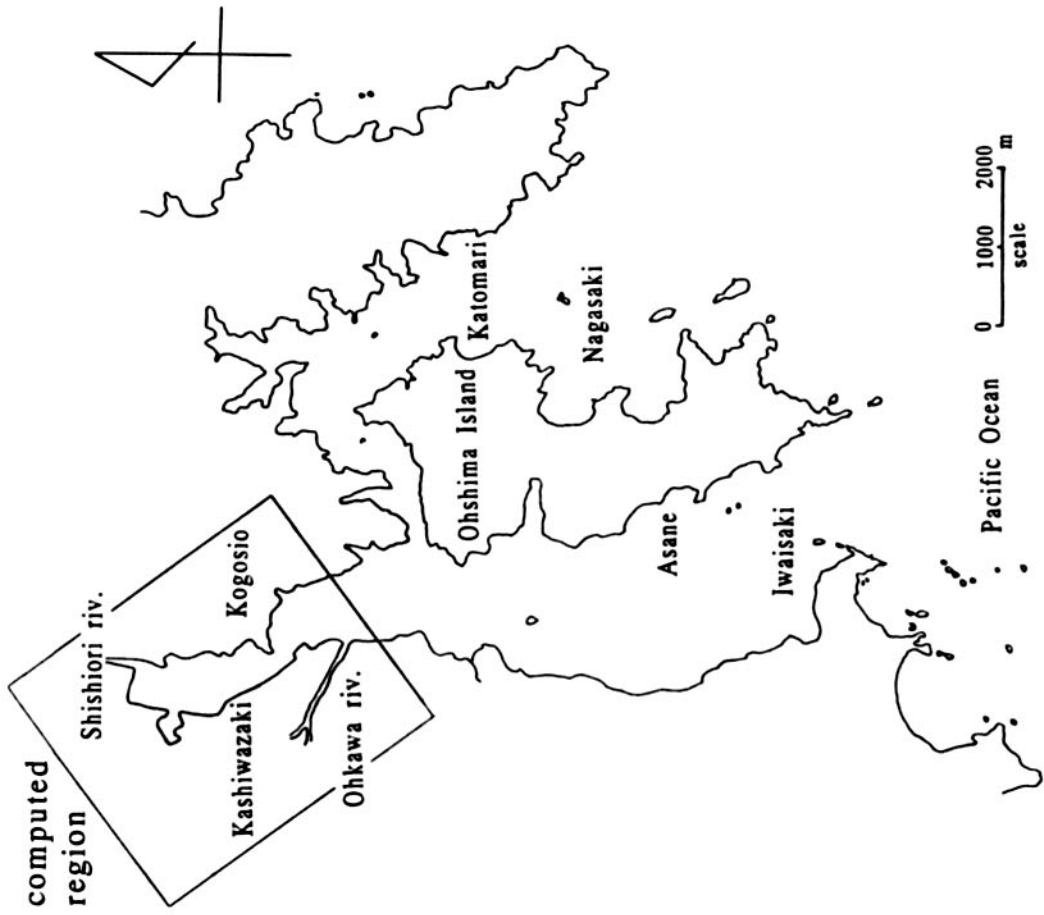
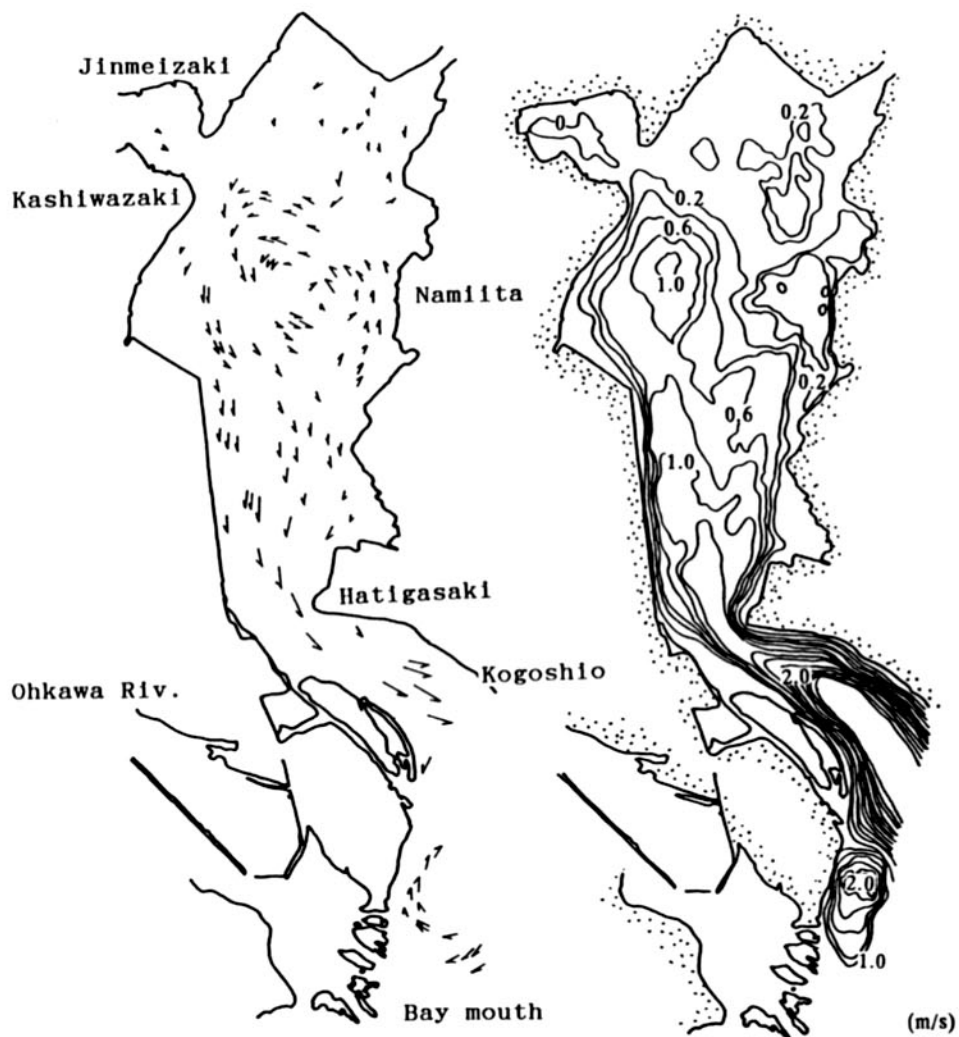


図-1 気仙沼湾の位置と計算対象領域



(a) 流速ベクトル図

(b) 等流速線図

図-2 流速の測定結果

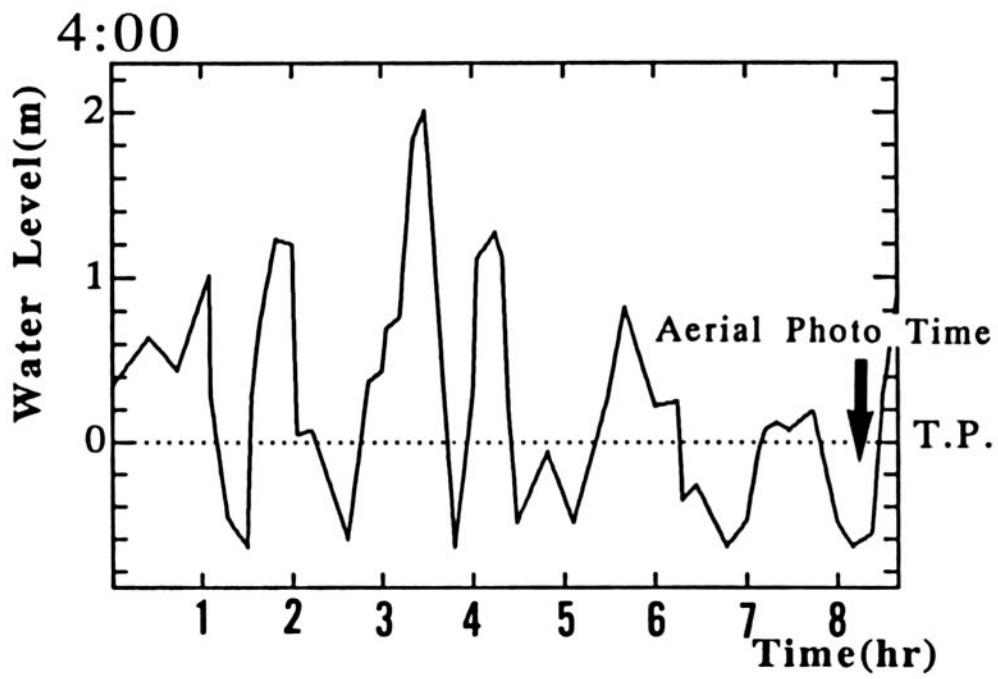


図-3 湾口に与える入力波と航空写真の撮影時刻

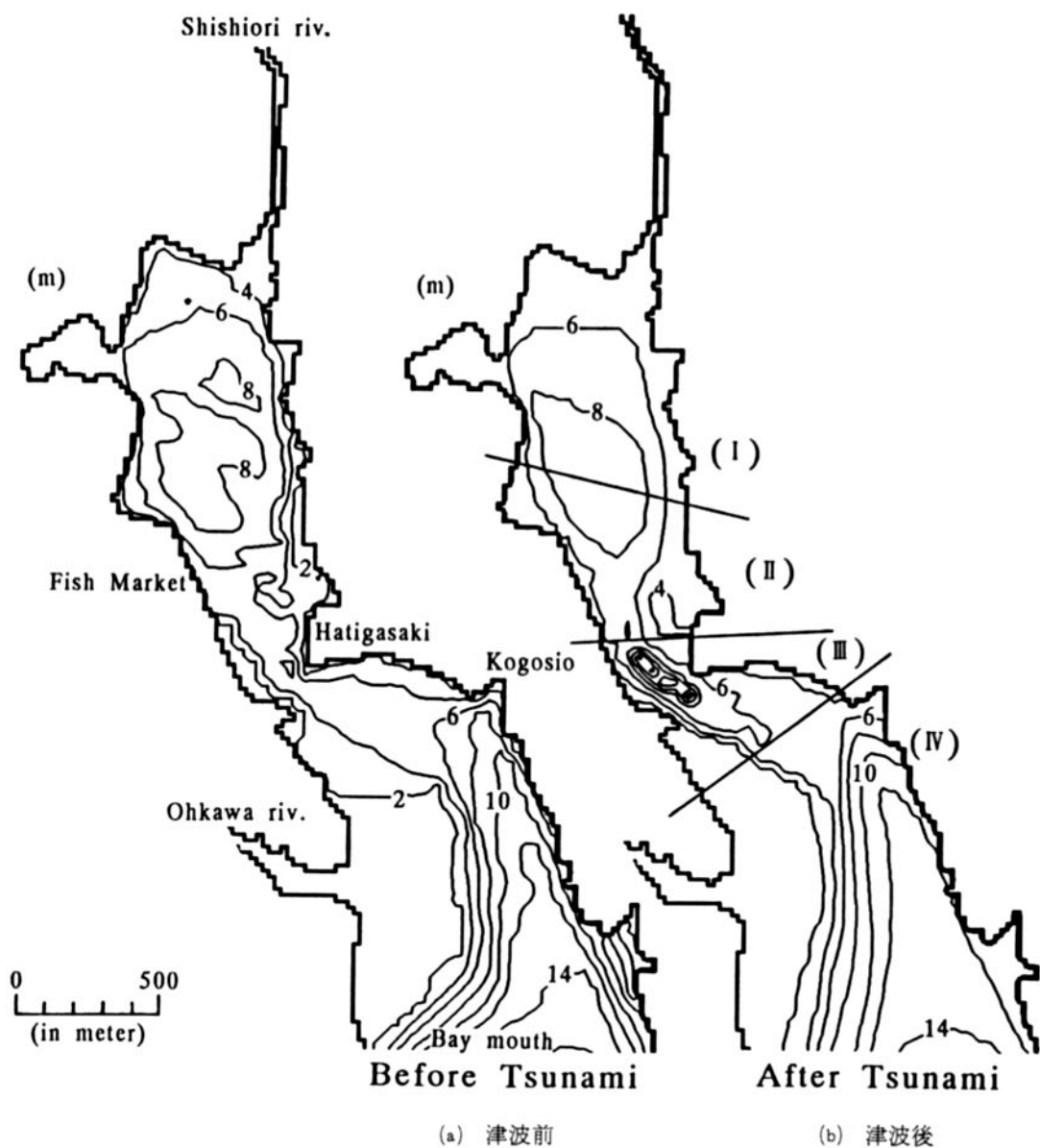


図-4 津波前と津波後の水深分布（地形図）

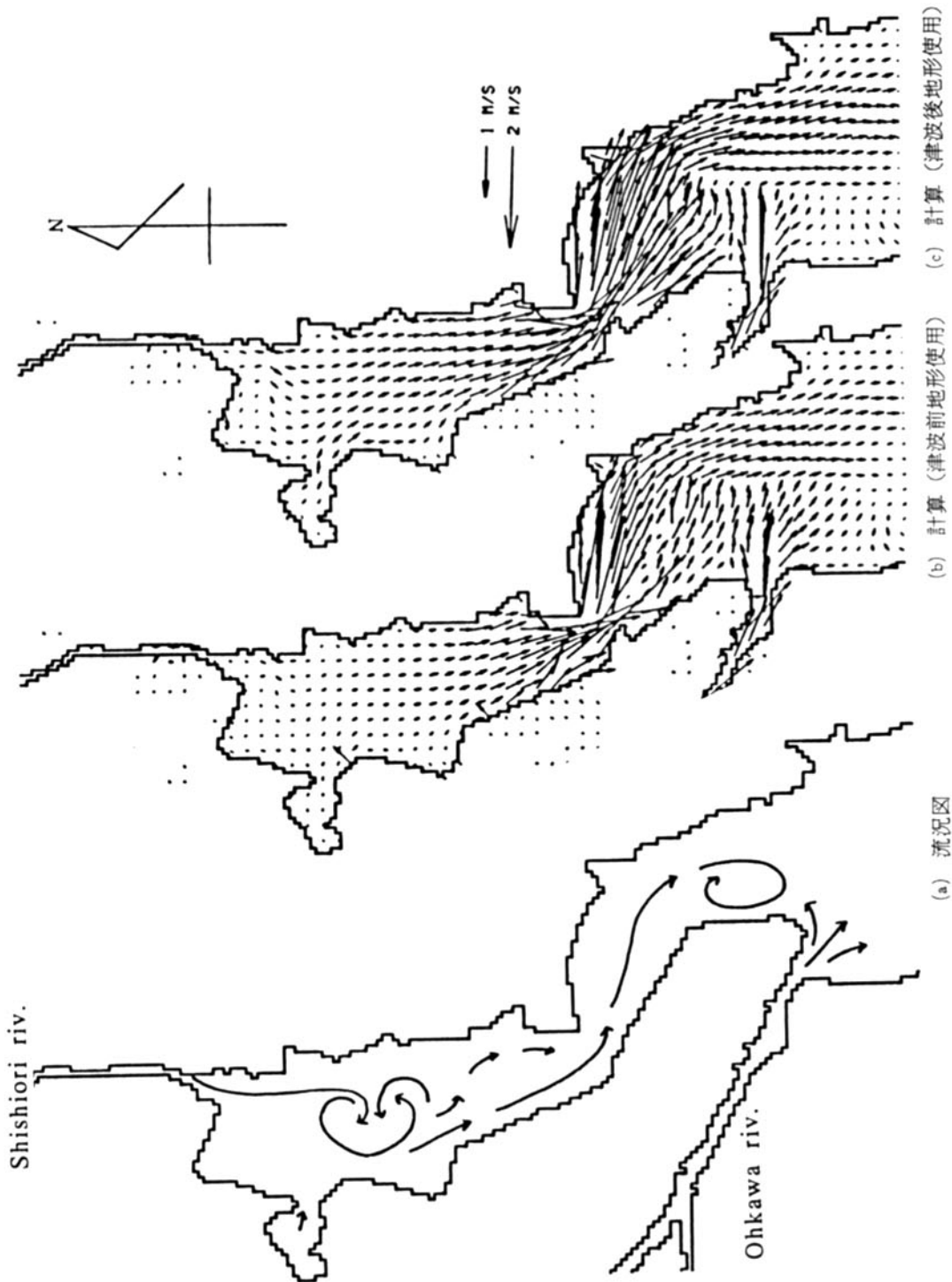
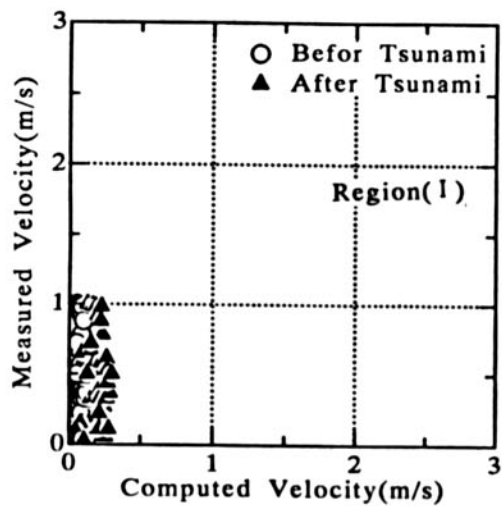
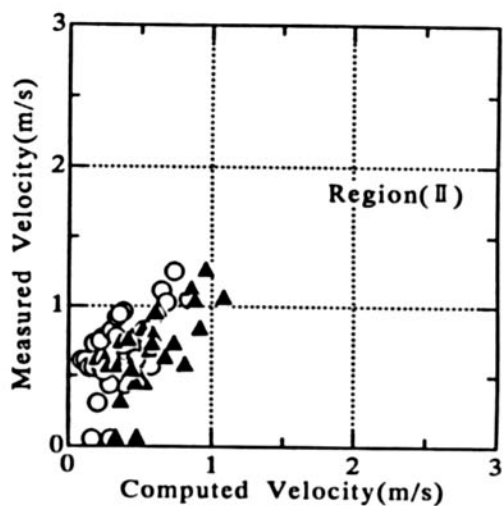


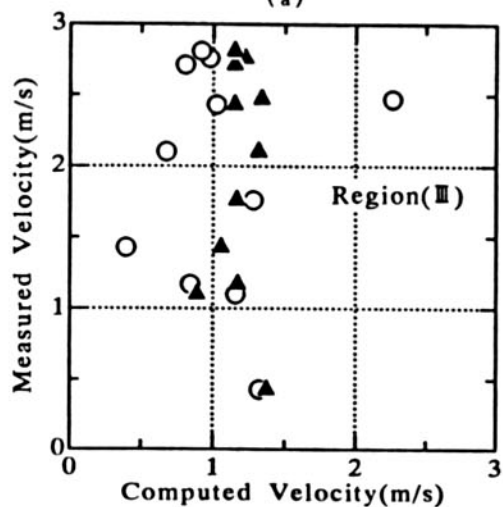
図-5 測定から分かる流況と計算による流速ベクトル



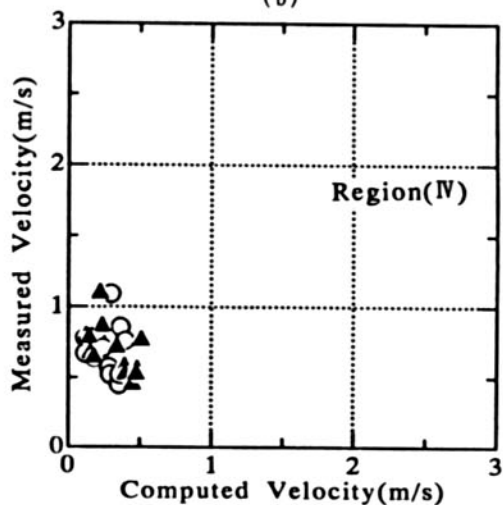
(a)



(b)

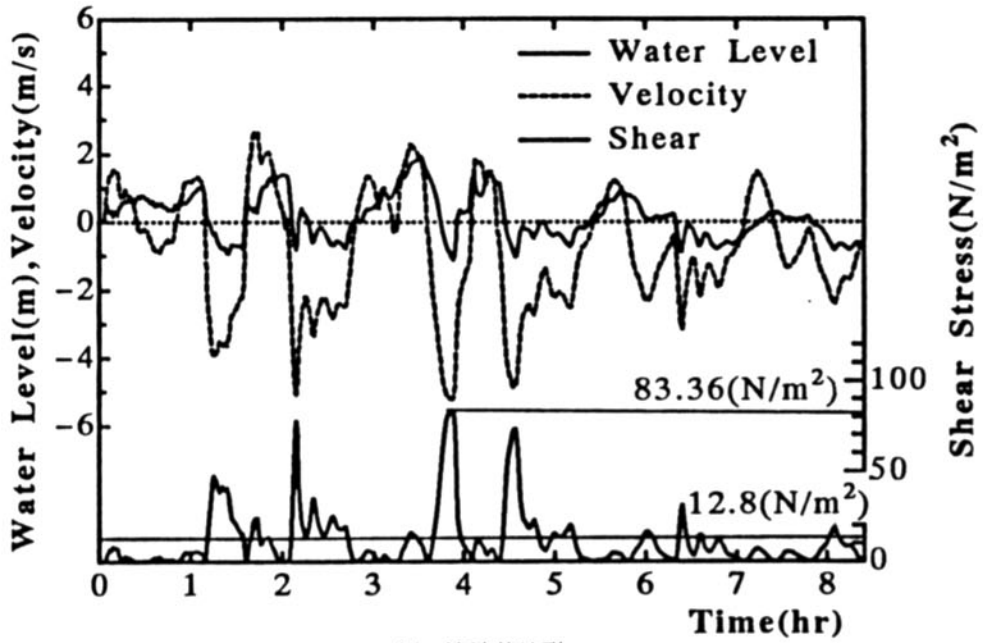


(c)

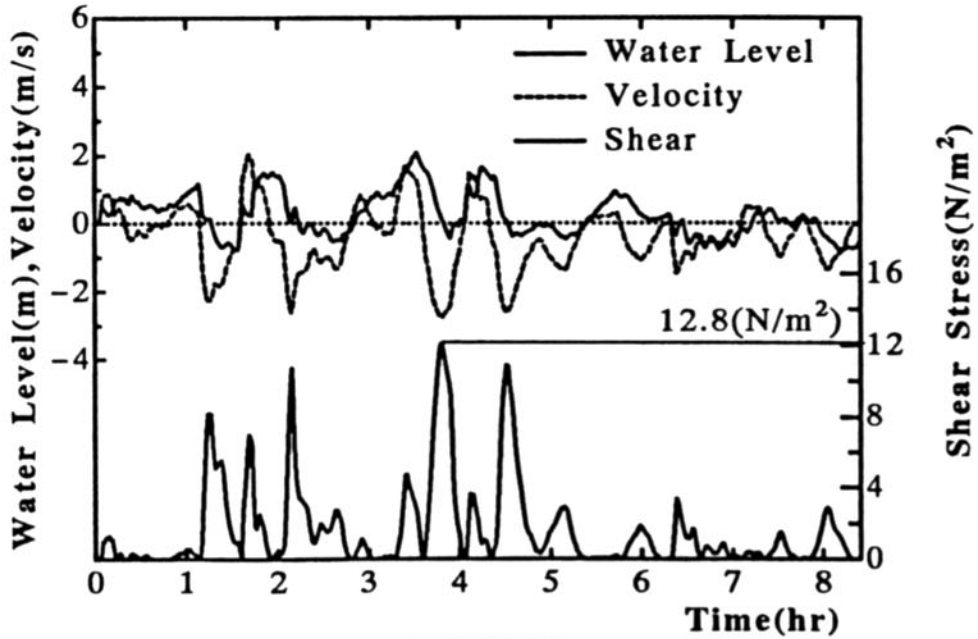


(d)

図-6 流速の計算値と測定値の比較



(a) 津波前地形



(b) 津波後地形

図-7 狭窄部における水理諸量 (計算値)

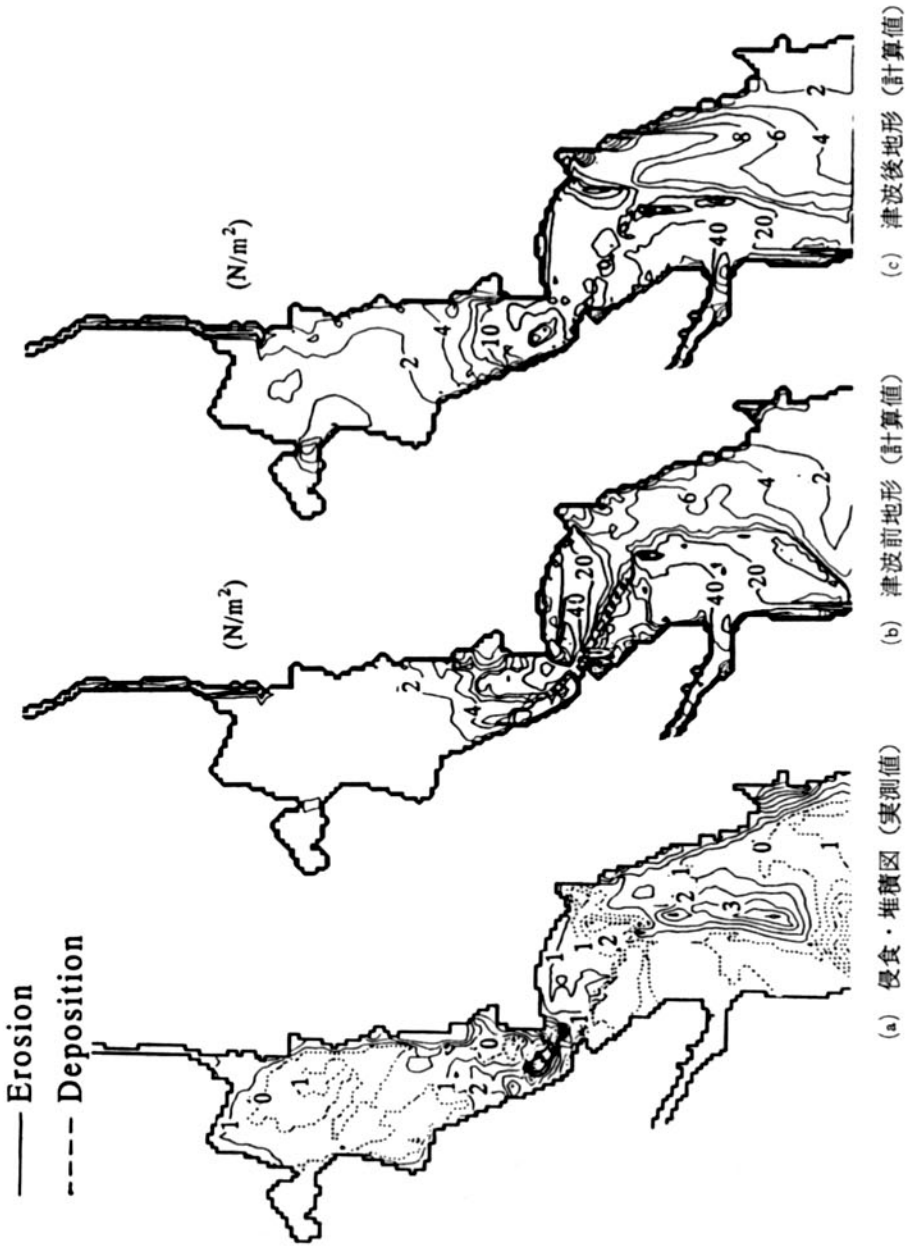


図-8 海底変動と全計算時間での最大せん断力

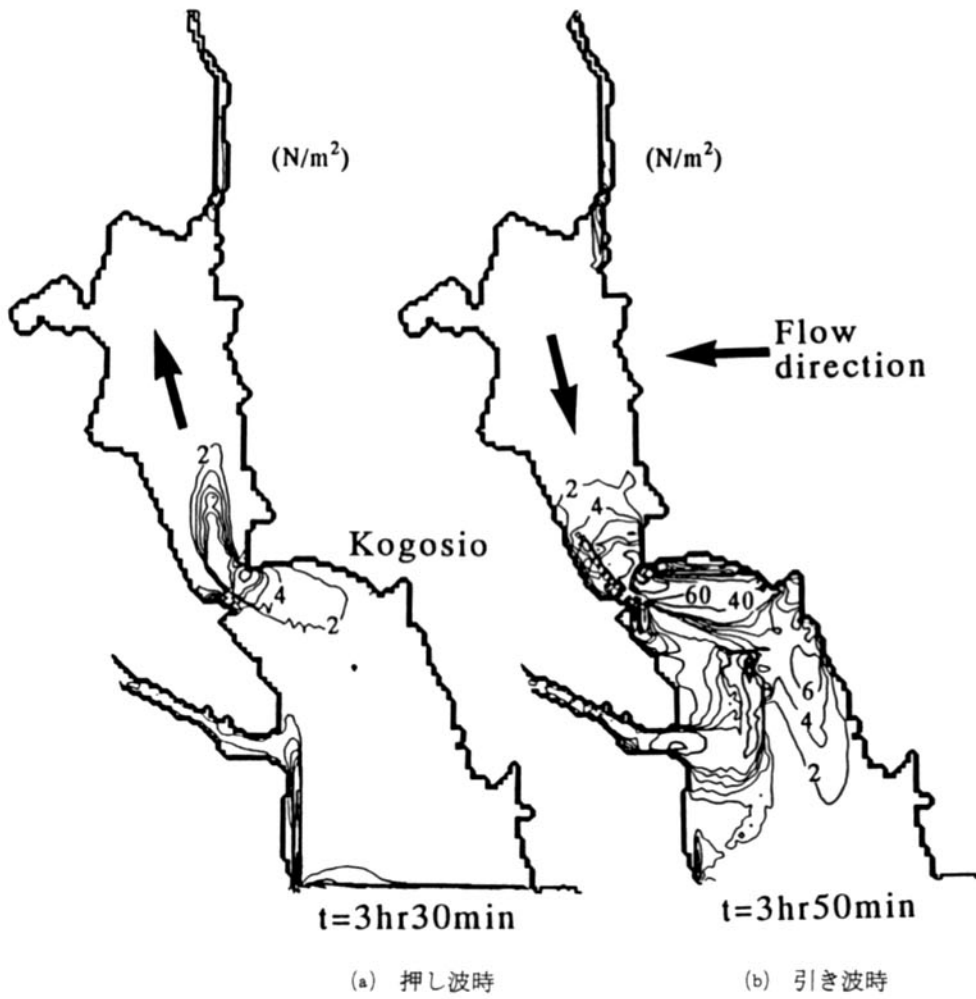


図-9 押し波と引き波におけるせん断力（計算値）

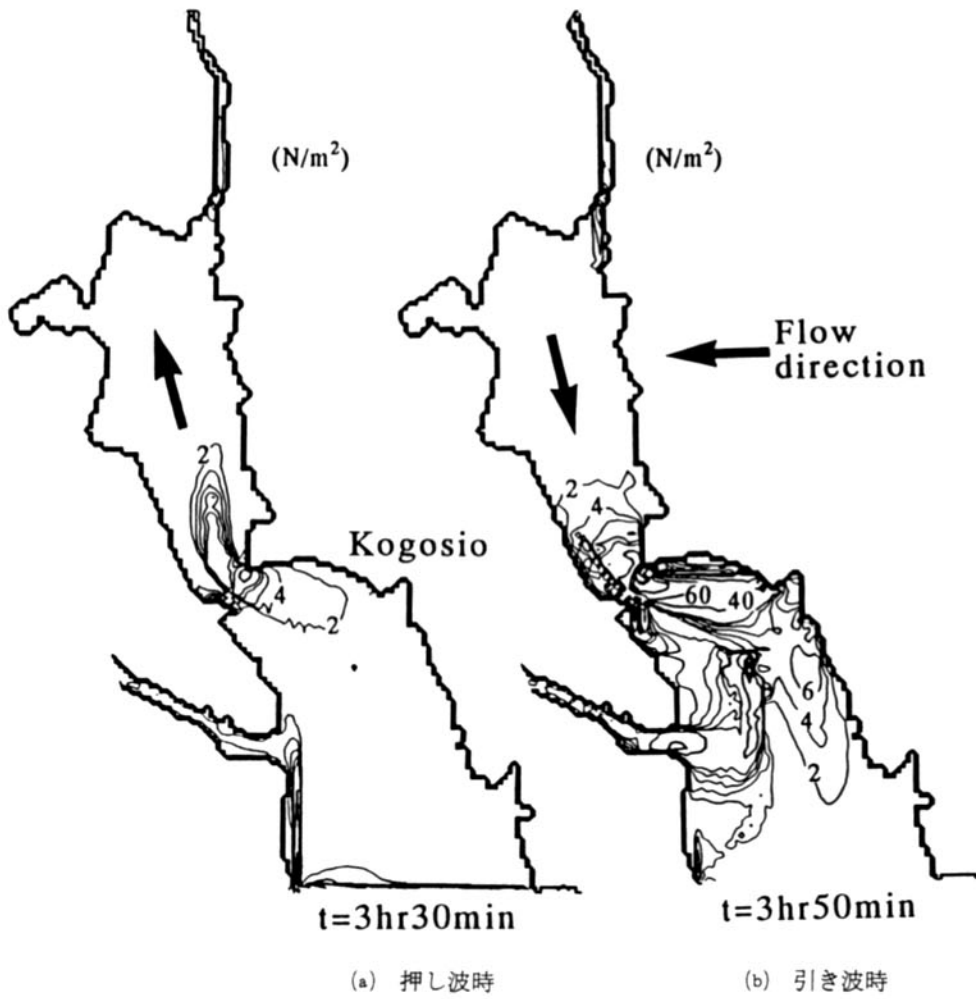


図-9 押し波と引き波におけるせん断力（計算値）

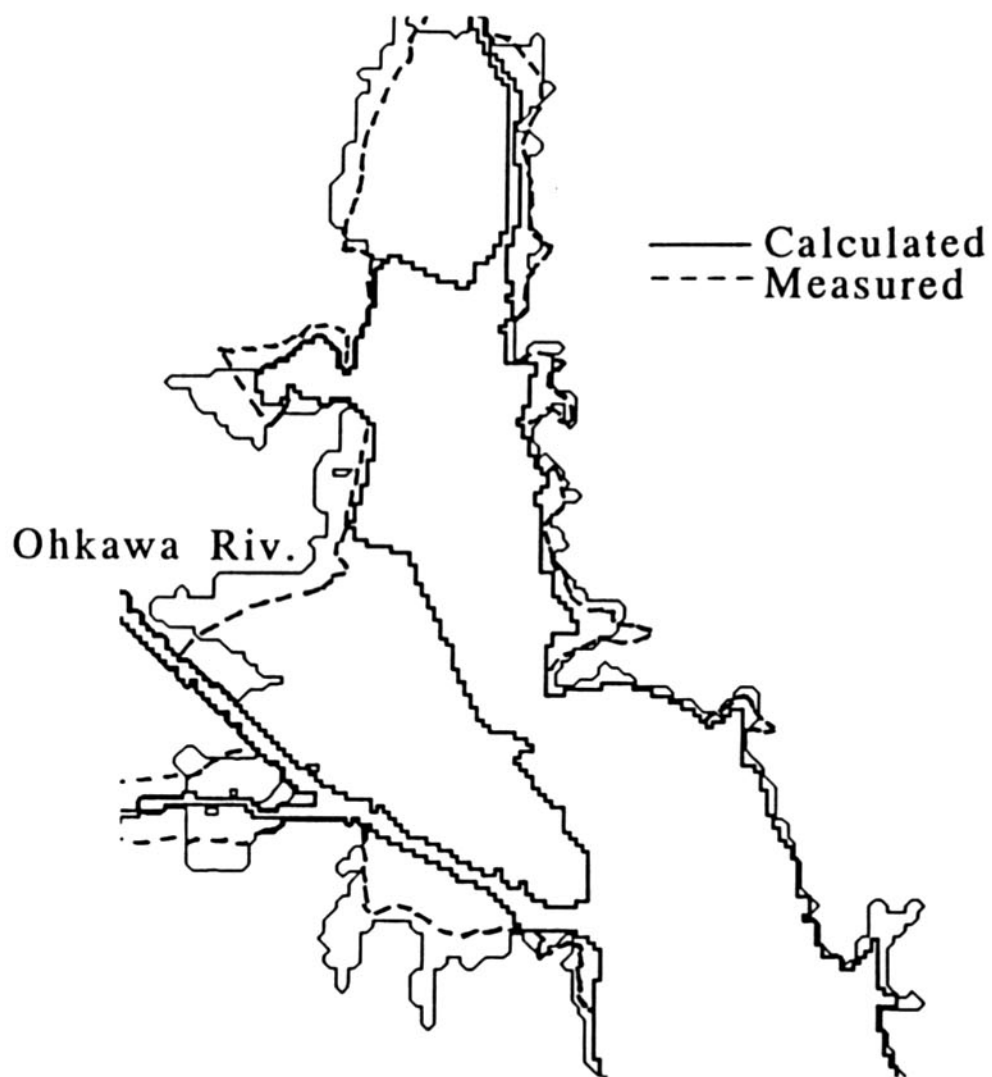


図-10 計算と痕跡から分かる浸水域の比較

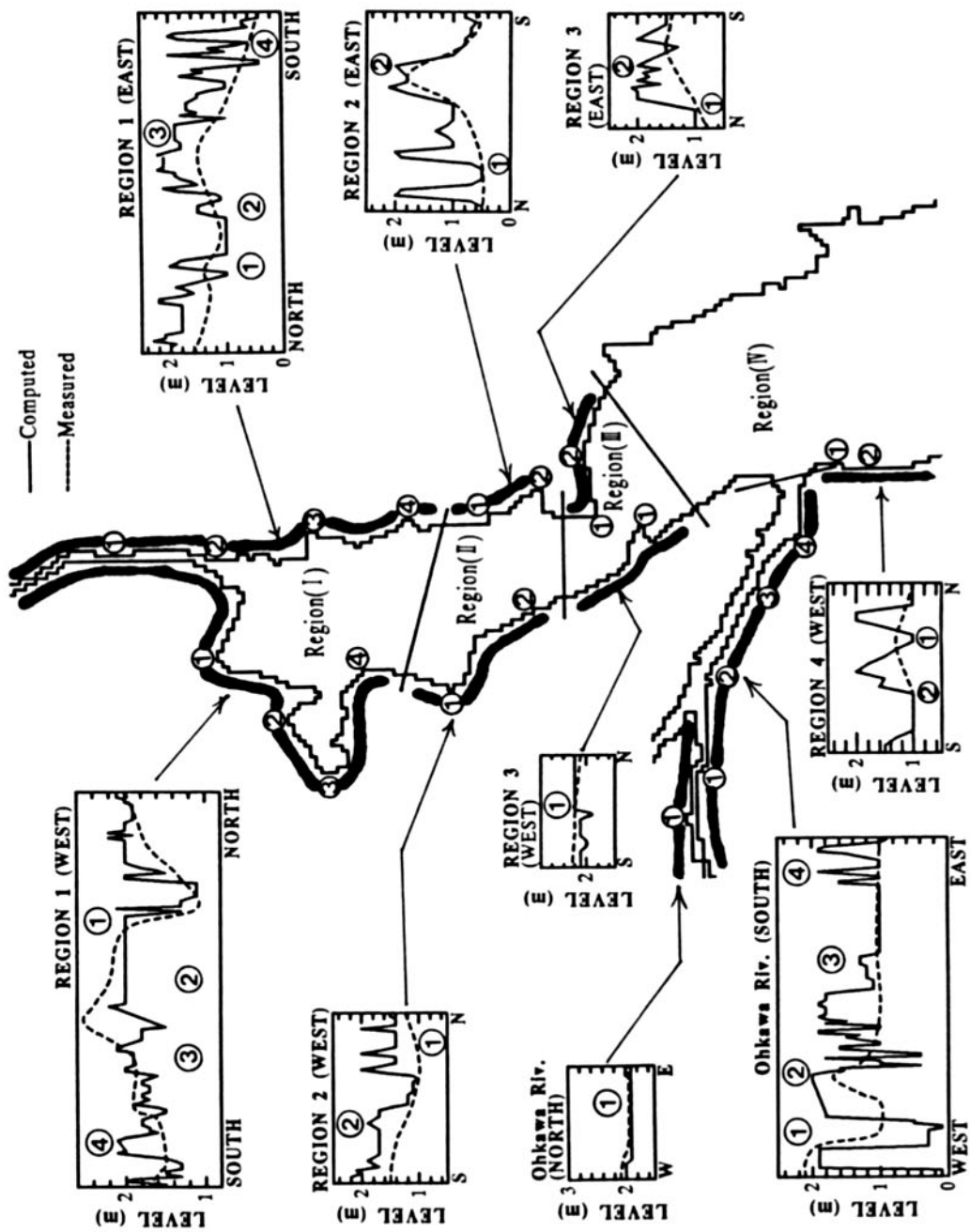


図-11 計算と痕跡から分かる遡上高さの比較