

## 九州西岸の「あびき」について

小田 巻 実\*・矢野雄幸\*・新田 清\*

### “ABIKI” THE LARGE SEICHE IN THE WEST COAST OF KYUSYU

Minoru Odamaki\*, Yūkō Yano\*, and Kiyoshi Nitta\*

*Received 1982 September 29*

#### Abstract

“Abiki” is the local name of the large seiche in the north west coast of Kyusyu. In 1979, March 31, “Abiki” occurred in the port of Nagasaki and its water height become above 2.8m in the innermost part of the port. At the same time, an atmospheric pressure disturbance travelling to the east through the Gotō-Nada, was observed and its amplitude was about 6 mb. Akamatu and Okada (1980) inferred that the progressive water wave amplified in the East China Sea by the resonance in relation to this travelling pressure disturbance, came into the port of Nagasaki and caused the “Abiki”. Hibiya and Kajiura (1982) succeeded in the numerical simulation of the “Abiki” caused by atmospheric disturbance and the results were in close agreement with the real water height records. They indicate that three essential processes are necessary for the occurrence of “Abiki”. The first is the resonance explained above. The second is the refraction and reflection of the incident water wave by topographic effects in the Gotō-Nada. The third is the amplification by the harbor resonance and shallow water effects of the port of Nagasaki.

In this paper, using an almost similar numerical model, their experiment is followed up and the results are confirmed. From our results, it is indicated that the second process is most important. The incident water wave into Gotō-Nada generates the local oscillation systems by reflection and refraction, and causes the seiches in the adjoining bay or port. Particularly, the short period oscillation which exists in the triangle of the Nisisonogi peninsula and Nomosaki off Nagasaki, is most important for the development of “Abiki”.

**Key words:** Abiki (seiche), Numerical simulation, Travelling atmospheric disturbance, Harbor resonance, Local oscillation system.

#### 1. はじめに

九州西岸では、古くから「あびき」と呼ばれる顕著な副振動が知られている。一説によると、「あびき」とは、「網引き」と書き、沿岸に入れた漁網が大きな副振動により流されたりすることからこのように名付けられたと言

われている(海洋の事典1960)。特に長崎・枕崎・名瀬などの港においては、波高が1 mを超えることもある。これらの副振動については、低気圧などの気象状況との関連も研究されている(長崎海洋気象台, 1978)が、いずれも推測の域を出ない。副振動そのものは、各港湾の固有振動として理解され、いろいろの港湾の周期等も解明されている(中野ほか, 1962)。しかし、この副振動のエネルギーの供給源が何であるのか、どのような過程を経て励起されるのか、また減衰するのか、まだまだ未解明な点が多い。

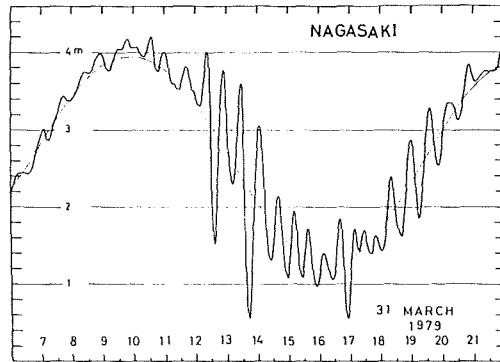


Figure 1 Tide gauge record in the port Nagasaki.  
From Akamatsu(1980).

1979年3月31日、長崎港で波高2.8mにも及ぶ巨大な「あびき」が発生した(第1図)。この「あびき」の周期は30~40分程度で、波の山から谷まで20分前後で変化する。そのため、係船用のもやい綱が切れ、船が橋桁や岸

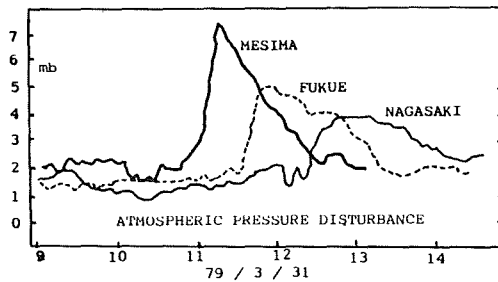


Figure 2(a) Atmospheric pressure disturbance in Mesima(女島),  
Fukue(福江), and Nagasaki(長崎) from Akamatsu  
(1980).

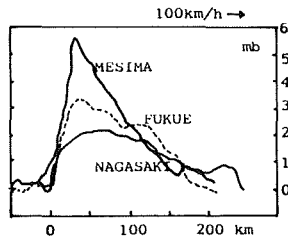


Figure 2(b) Translation from time to space by assumption of plane wave.

壁に激突するほど大きな被害がでた。この「あびき」について赤松及び岡田が非常に興味深い現象を報告している(赤松及び岡田, 1980)。当日の長崎の気象は平穏であったにもかかわらず、発生と同時に長崎・福江・女島の各気象観測点において数mbの短周期気圧変動が観測された(第2, 3図)。この気圧変動は西から東へ伝搬し、その大きさは、女島で5.9mb, 福江で3.6mb, 長崎で2.8mb程度である。この現象のメカニズムや発生機構などははっきりしないが、赤松及び岡田によると、中国大陸から東に延びる高層大気の等圧線が九州西方海上で急に密になり、高層で強西風が合流することによって引き起こされているらしい。そして、彼らは、この気圧変動こそが「あびき」の発生要因であると示唆した。

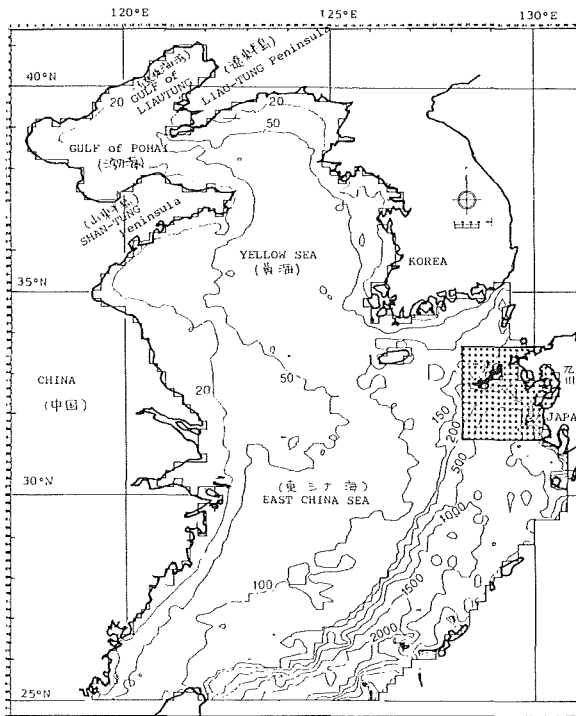


Figure 3(a) First stage, East China : 12' x 12' (18.6 x 22.2 km) mesh.

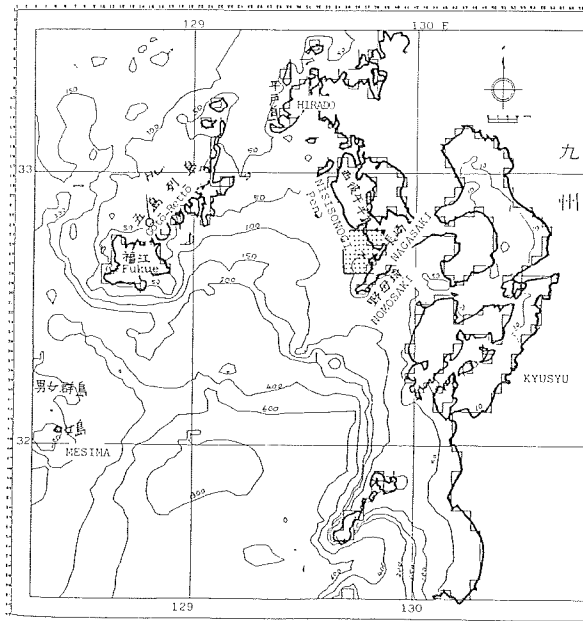


Figure 3(b) Second stage, Gotō-Nada : 4x4km mesh.

Figure 3 Simulation area and bottom topography.

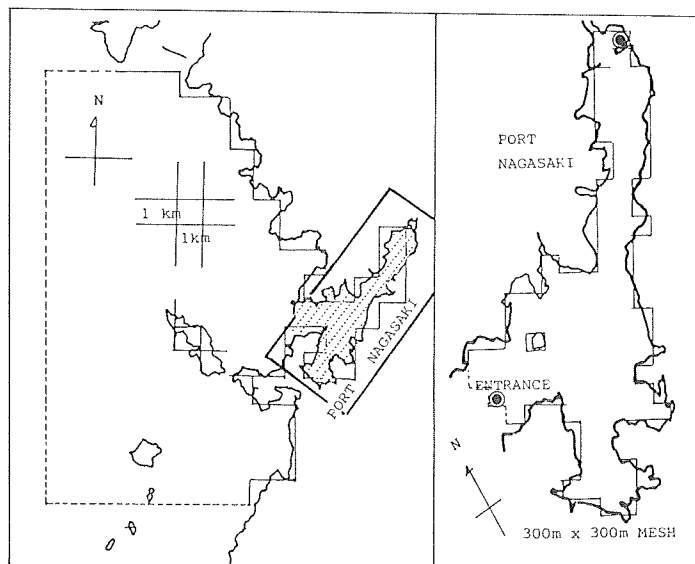


Figure 3(c) Third stage, off area in Nagasaki : 1x1km mesh.

Figure 3(d) Forth stage, port Nagasaki : 0.3x0.3km mesh.

日比谷と梶浦 (1982) は、この気圧変動をモデル化し、数値的に「あびき」発生の実態をほぼ完全に再現することに成功した。それによると、「あびき」の発生・発達過程は三つに分けられ、(1) 東シナ海大陸棚での気圧変動と海面重力波との共鳴作用により増幅された振幅10cm程度の進行波の長波が発生する、(2) 長崎湾内での浅水増幅及び反射干渉による増幅、(3) 長崎湾の固有振動系と五島灘の振動系との干渉による共鳴増幅効果などにより、巨大な「あびき」が長崎港に発生すると結論づけている。

我々は、この日比谷及び梶浦とほぼ同様なモデルを用いて「あびき」の再現を試みる。次に、ほかの気圧モデルを仮想実験してみることににより、指摘された「あびき」の発達過程を再検討する。そして、(3)の五島灘の振動系が「あびき」などこの海域の海洋物理学的問題にとって非常に重要な役割を果たしていることを示す。

## 2. 計算モデル

### (1) 計算スキーム

「あびき」は、海洋長波の一種類であり、対象海域も余り広くないことから、非圧縮・密度一定・静水圧近似のナビエストークスの流体方程式を用いる。地球の曲率やコリオリ項の緯度変化も余り重要でないと考えられることから、直交直線座標・f平面近似を用いて、積分流量に関する基礎式をつくると、

$$\frac{\partial}{\partial t} M = -\frac{\partial}{\partial x} (M \cdot u) - \frac{\partial}{\partial y} (M \cdot v) + f \cdot N - g(\eta + H) \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H \frac{\partial M}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H \frac{\partial M}{\partial y} \right) + F_{Sx} - F_{Bx} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} N = -\frac{\partial}{\partial x} (N \cdot u) - \frac{\partial}{\partial y} (N \cdot v) - f \cdot M - g(\eta + H) \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H \frac{\partial N}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H \frac{\partial N}{\partial y} \right) + F_{Sy} - F_{By} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} M - \frac{\partial}{\partial y} N \quad (3)$$

と書き表わせる。ここで

M, N: x, y 方向の積分流量, u, v: x, y 方向の鉛直平均流速

f: コリオリの係数, η: 水位, H: 水深, g: 重力加速度, A<sub>H</sub>: 水平渦動粘性係数

F<sub>Sx</sub>, F<sub>Sy</sub>: 海面に働く x, y 方向の外力

F<sub>Bx</sub>, F<sub>By</sub>: x, y 方向の海底摩擦 である。

海面に働く外力 F<sub>Sx</sub>, F<sub>Sy</sub> は、

$$F_{Sx} = -\frac{(H + \eta)}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \tau_x, \quad F_{Sy} = -\frac{(H + \eta)}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \tau_y$$

P: 大気圧, τ<sub>x</sub>, τ<sub>y</sub>: 風による擦過力 ρ<sub>0</sub>: 海水密度

と表われ、第一項は大気が海面を押す力、第二項は風が海面を引きずる力を示している。今回の「あびき」では気圧の変動のみが観察され風は余り変化がなかったことから、第二項は無視することとした。

海底摩擦 F<sub>Bx</sub>, F<sub>By</sub> は、

$$F_{Bx} = \gamma_b^2 \cdot M \sqrt{u^2 + v^2}, \quad F_{By} = \gamma_b^2 \cdot N \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\gamma_b^2: \text{海底摩擦係数})$$

とし、流速の二乗に比例する摩擦を与えることとした。

以上の方程式を第4図に示す定義点に従って差分化した。積分流量 M, N は辺に直交する形で定義され、水位は矩形の中心に定義される。詳細な差分の形は省略するが、通常の高潮・津波の計算に用いられるもの(土木学会, 1974)と同様である。時間積分の方式は次のようにする。まず、ある時刻の M, N, (u, v), η がすべてわかっているとしよう。このとき、(1), (2)式の右辺の空間微分等をその時刻の値を使って計算する。その結果は左辺が示すように時間的な変化量となるから、M, N にその量を加えて次の時刻の M, N を推定する。

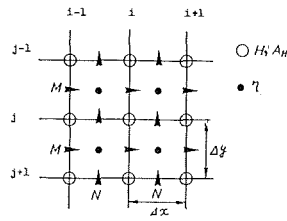


Figure 4 Definition point of variables.

M, N : East and North mass transport,

H; water depth,  $A_H$ : Horizontal eddy viscosity coefficient.

$\eta$ ; water surface elevation.

この新しい M, N を(3)式の右辺に代入して水位  $\eta$  の変化量を計算し、次の時刻の  $\eta$  を求める。この結果を再び (1), (2)式に代入して順ぐりに新しい M, N, 及び  $\eta$  を計算する。この方式は、普通、スタッガードスキームとか、プリミティブモデルと呼ばれているものである。

### (2) 境界条件

陸岸境界ではフリースリップの条件、すなわち、陸岸は水を通さないものの接線方向にはすんなり動く仮定する。洋上境界については、計算された水位  $\eta$  を使い、進行波の水位と流速の関係 ( $u = \eta \cdot \sqrt{g/H}$ ) を満たすように境界上の  $u$  を与えた。この計算では、広い海域の粗い格子で計算した結果を、狭い海域の細かい格子の境界に接続しているが、その際には、時空間ともに内挿した潮位のみで接続した。

### (3) 諸パラメータ

各計算に用いた格子間隔・時間間隔・粘性係数等を第一表に示す。このうち、時間間隔  $\Delta t$  は、C. F. L. 条件と呼ばれる計算安定条件、 $\Delta t < \Delta S / \sqrt{2gH}$  ( $\Delta S$ : 格子間隔)

を満たすように採られている。この条件は、一つのタイムステップの間に波が格子をとばして伝搬しないための制約である。また、水平粘性係数は空間格子の大きさの4/3乗に比例するように与えた。これは、従来の乱流理論からの応用である。

以上のほかに、この計算方法に関しては、非線型項や粘性項の差分化表現について議論の余地があるが、日比谷・梶浦によって示されたようにこれらの項は「あびき」にとって重要でないので省略する。

Table 1 Parameters of simulations.

	Mesh Size $\Delta x, \Delta y$	Time Interval $\Delta t$	Horizontal Eddy Viscosity coef. $A_H^*$
East China Sea	18.6×22.2km	60sec	2.5×10 <sup>6</sup> cm <sup>2</sup> /sec
Goto-Nada	4.0×4.0	20	3.0×10 <sup>5</sup>
off Nagasaki	1.0×1.0	10	2.0×10 <sup>5</sup>
Port Nagasaki	0.3×0.3	10	4.7×10 <sup>4</sup>

Bottom stress coef. 2.5×10<sup>-3</sup>/cm, Coriolis factor (33 N) 7.92×10<sup>-5</sup>/sec

Gravity acceleration 980cm/sec<sup>2</sup>, Water density 1.024g/cm<sup>3</sup>.

\*Assumption from  $A_H = 0.05 \times 1^{4/3}$ .

### 3. 対象海域の特徴と気圧変動のモデル

#### (1) 対象海域の地形的特徴と計算範囲

計算は、広い範囲から狭い港内まで四段階の格子によって行なわれた(第3図)。第1段階は、南は台湾から北は遼東海湾に至る、中国大陸東岸から九州西岸を含む範囲を経緯度とも12分間隔(18.6×22.2km)に区切って計算される。この海域の特徴は東シナ海の広大な大陸棚と、南西諸島の北側を北東に延びる沖繩舟状海盆でその先端は、五島列島と九州の間の五島灘にまで達している。第2段階は、この五島灘を対象に4km格子で計算される。この段階で、沈降性海岸特有の入り組んだ地形を持つ九州西岸の特徴が現われる。第3段階では、長崎港とその外側の海域を1×1kmの格子で、第4段階では、長崎港内を300×300mの格子で計算した。後に示す計算では、第2段階はCASEIIIを除くすべての場合について、第3段階と第4段階はCASEIIのみ計算した。

この海域の地形的特徴を要約すると、広い大陸棚と沖繩海底谷(第1段階)、その海底谷の北の延長上にあり、五島列島と長崎県にはさまれた三角形の五島灘(第2段階)、そして五島灘に面する岸深な長崎港(第3、第4段階)となり、それぞれが前述の各段階の計算領域に対応する。

#### (2) 気圧変動のモデル化

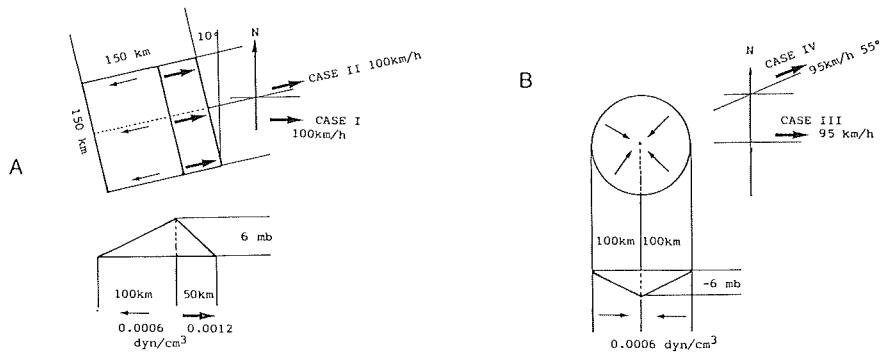


Figure 5 Assumed atmospheric pressure disturbance.

CASE-I : High pressure model travelling to East(90°).

CASE-II : High pressure model travelling to ENE(80°).

CASE-III : Low pressure model travelling to NE(55°).

CASE-IV : Low pressure model travelling to E(90°).

第2図の気圧の変動がどのような形で発生・伝搬するのか気象学的にも余り分かっていない。そこで、平面波を仮定し、女島と福江、長崎の各地に気圧変動が到達した時刻から伝搬速度と方向を求めると、約100km/hで80°の方向に進んだものと推定される。この速度により時刻変化を空間変化に置き換え(第2図)てみると空間スケールがだいたい150kmぐらいと推定される。以上のことから、第5図に示すような150×150kmの気圧変動モデルを作り、一つは、80°に傾いたまま100km/hで東に進む場合(CASE I)、もう一つは、辺に直角な80°の方向に同速度で進む場合(CASEII)を計算した。両方の場合とも出発点は中国大陸東岸の沖からとしたが、五島灘でほぼ同じ地点を通るようにするため、CASEIIは、CASE Iに比べて南となっている。

また長崎港には、普通の状態においても数十cm程度のあびきが観測され、この原因は低気圧や前線に関係し

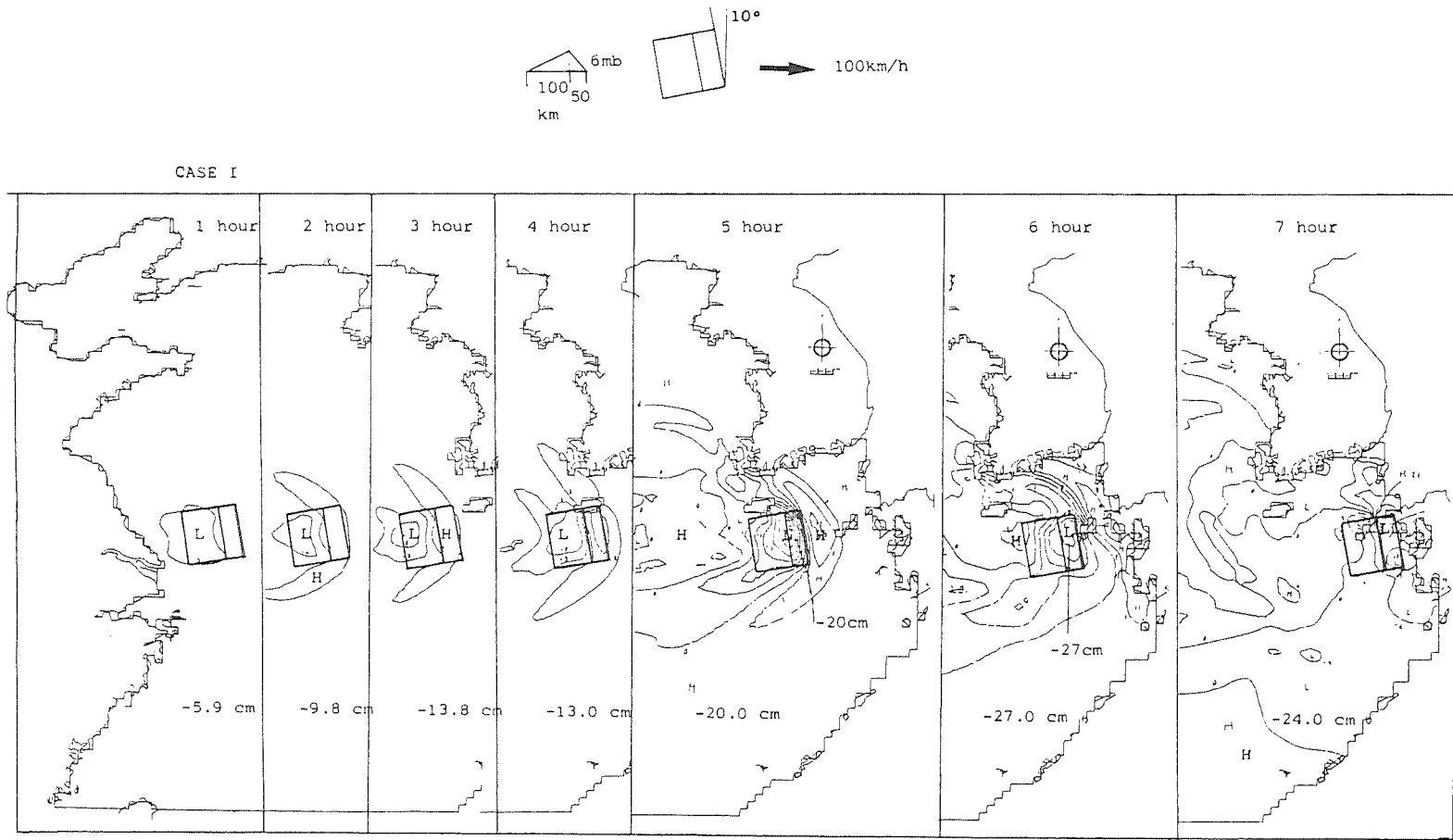
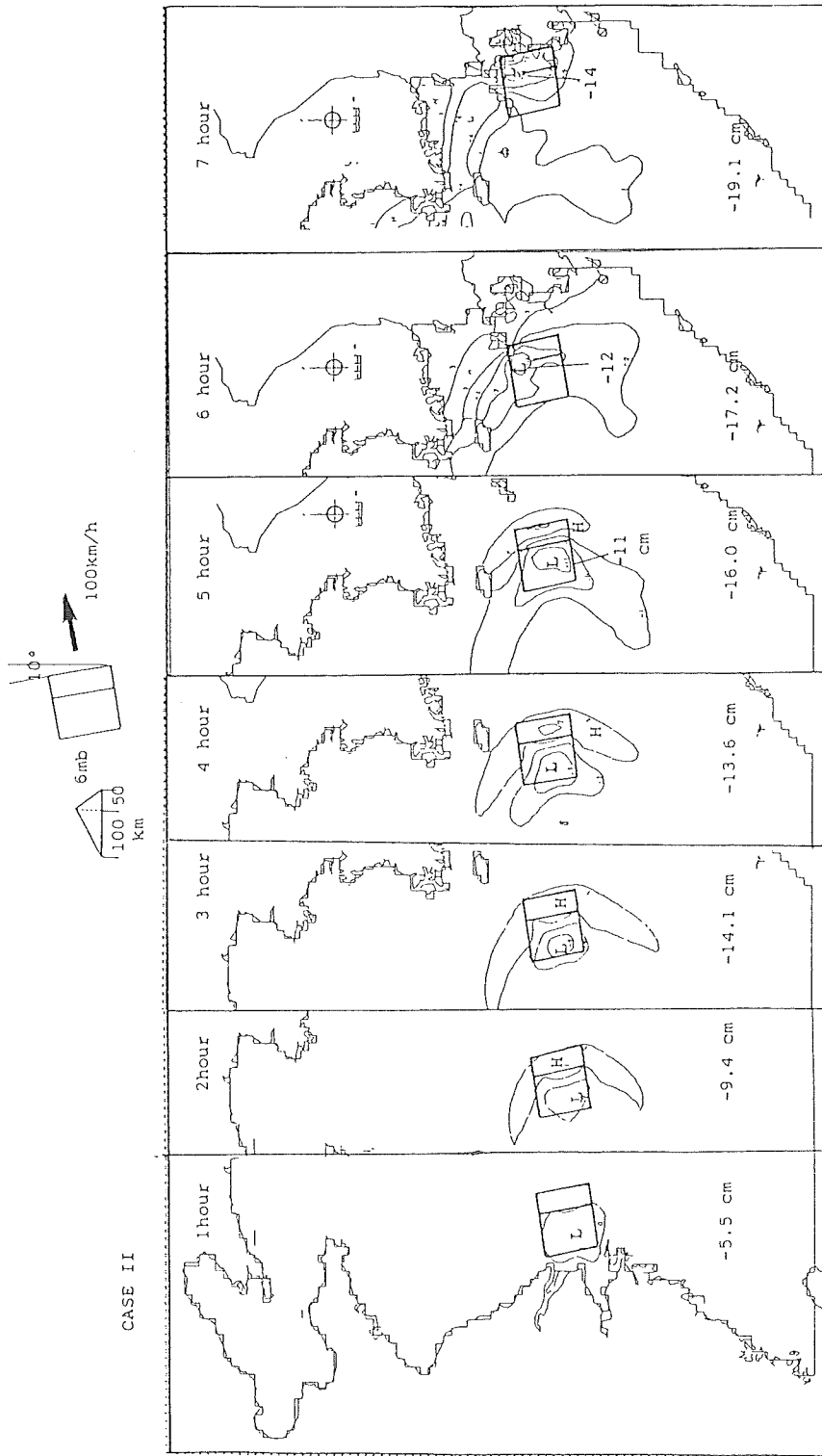


Figure 6. Development of water surface disturbance with the progressive atmospheric disturbance.

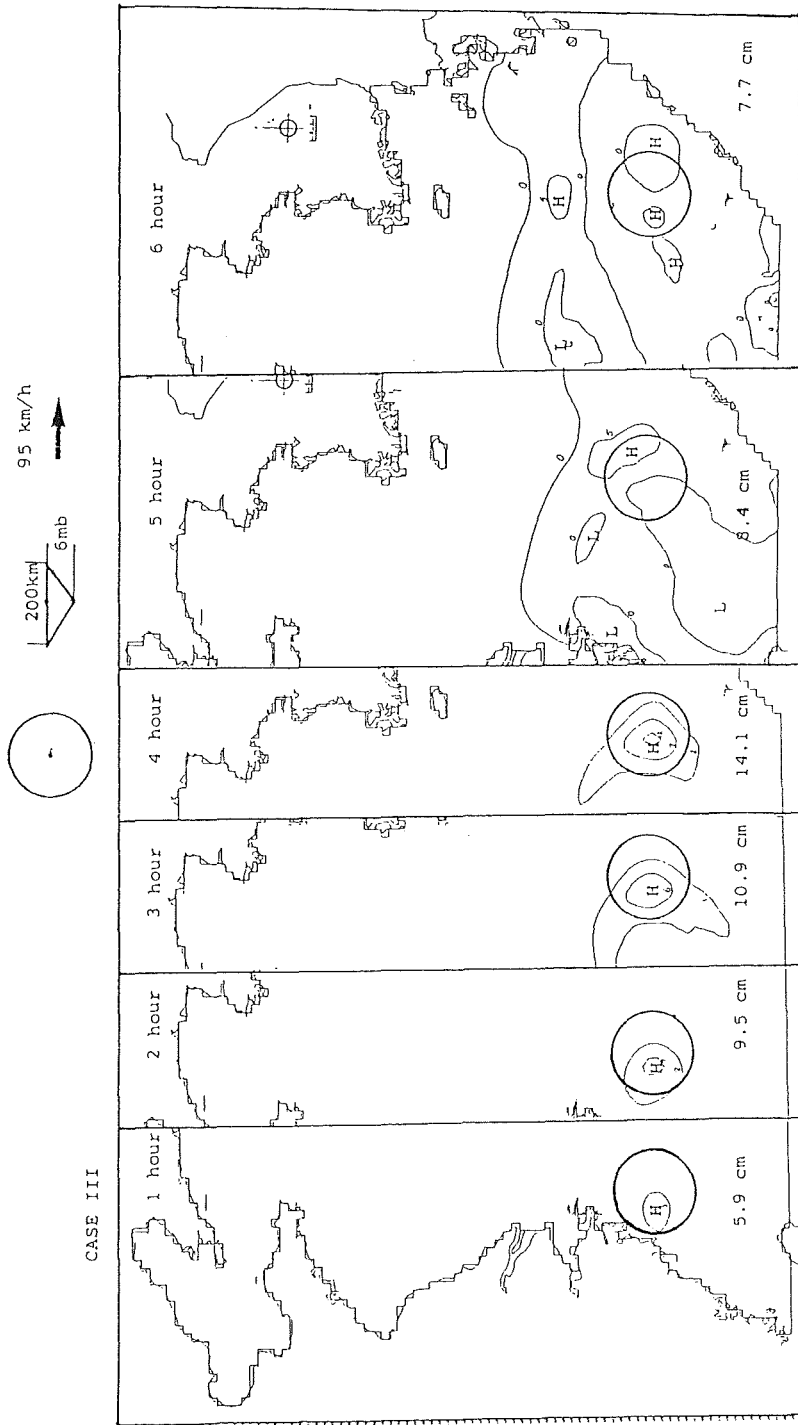
(a) CASE-I.

Numerals in figures indicate maximum or minimum height of disturbance.

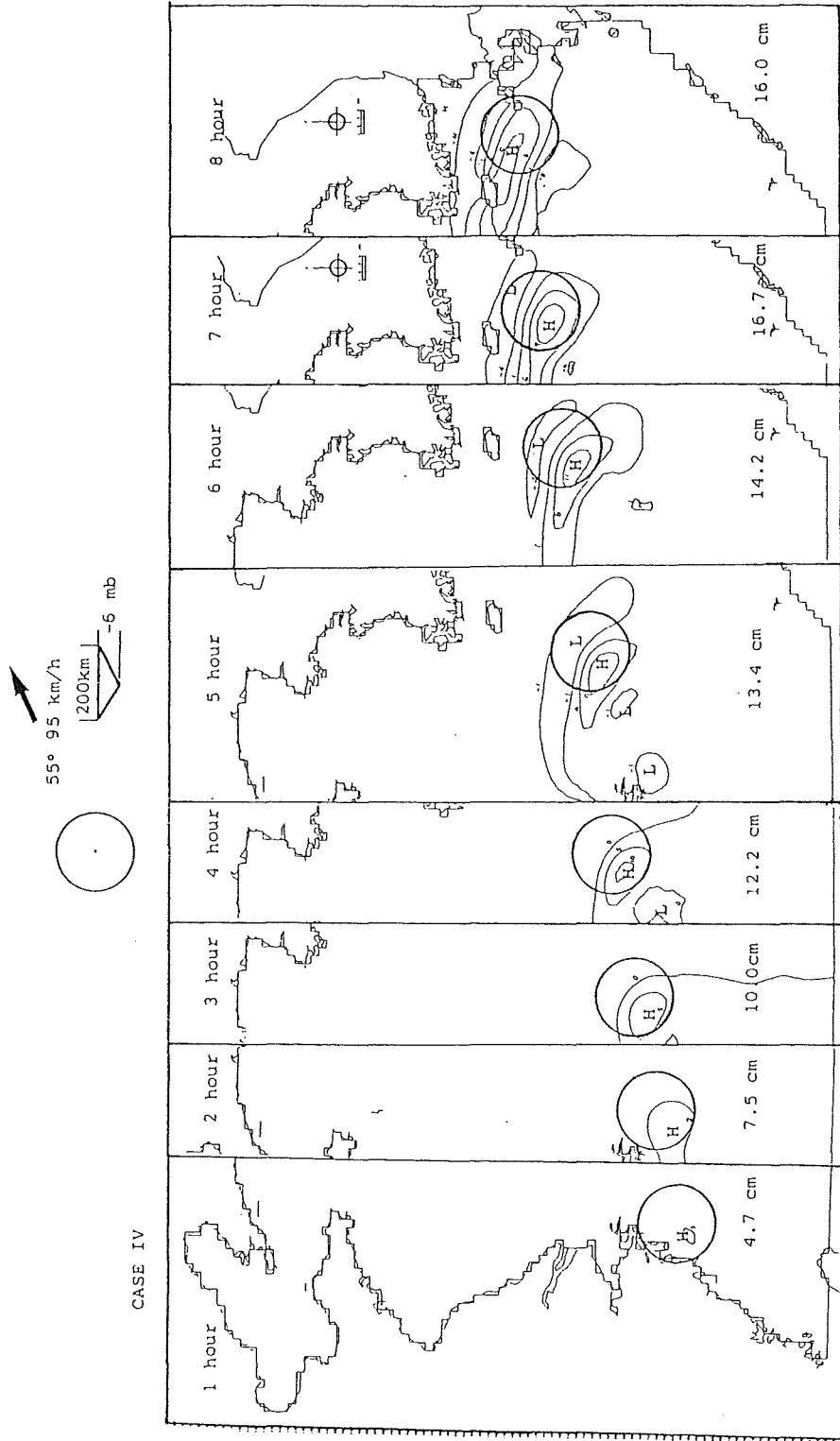




(b) CASE-II.



(c) CASE-III.



(d) CASE-IV.

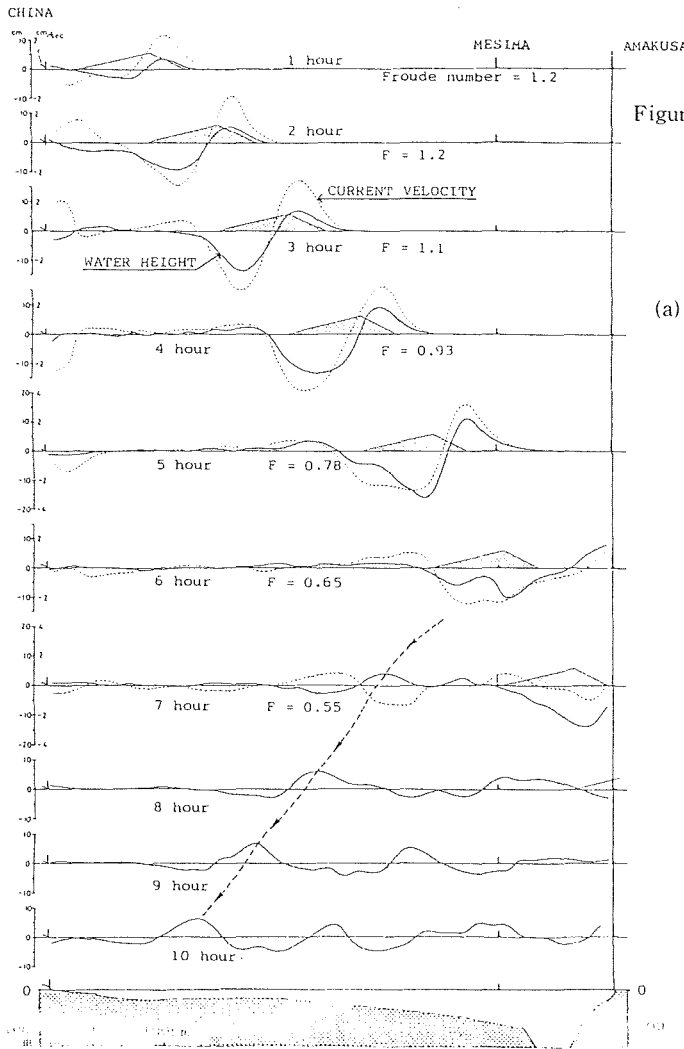
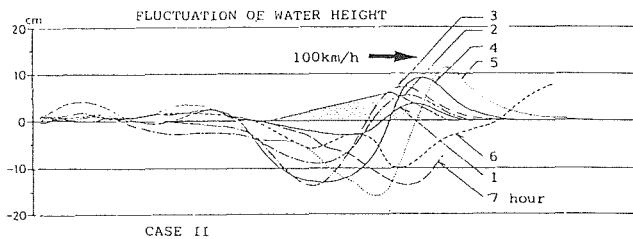
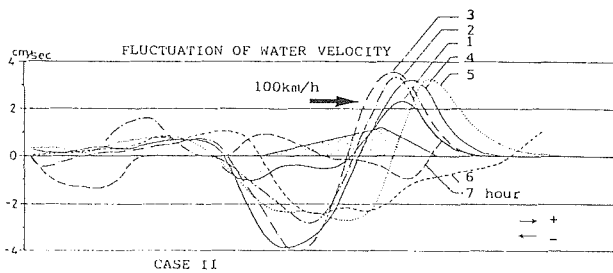


Figure 7. Vertical section of water height and velocity (CASE-II).

(a) Development of elevation and current with progressive atmospheric disturbance.



(b) Fluctuation of water height and velocity.



ているらしい(赤松及び1978, 前田ほか1980).そこで, 前述の高気圧型の気圧波のモデルに変えて, 円形の低気圧が東シナ海上を東西に移動する場合(CASEIII), 北東に移動する場合(CASEIV)の計算も試みた.ただし, この場合の移動速度や形はあくまで仮想的なものである.

#### 4. 計算結果

##### (1) 大陸棚上における海面重力波(長波)の発達

CASEIIでは, 高気圧性変動を仮定したので中心線から外側に気圧傾度力が働き, 海面は中心で約6cmへこんだ形になるような力を受ける. この力に対し平衡状態に達する時間は, 気圧変動の大きさを重力波の速度 $\sqrt{gH}$ で割った程度と考えられ, 約1.5時間となる. 海面水位の経時変化(第6図)では, いずれの場合も, 気圧変動発生後はほぼ1時間で6cmのへこみになっている. しかるに, この気圧変動は, 100km/hで移動しているため, 新たな場所にへこみを作ろうとする. この時, 先に作られたへこみは重力波として伝搬してきている. この伝搬速度は水深50mの所で約80km/h程度である. この重力波は, 二次元円形波として伝搬するので振幅は距離に反比例して小さくなるはずであるが, 気圧変動の擾乱と同方向に伝搬した波は, くり返し気圧変動の作用を受け続ける. つまり重力波の伝搬速度と気圧変動の移動速度がほぼ等しい場合には, 波の振幅は著しく増大することになる. CASEI(第6図(a))では, へこみは済州島の西側で13cmぐらいいなり, 男女群島では27cm程度に発達する. CASEII(第6図(b))では, 男女群島付近で17cmのへこみとなった.

この海面波動の発達を, CASEIIの進行方向に沿ってみよう(第7図). 気圧変動の形(第5図)では, 前部は前向き気圧傾度力, 後部は後向き気圧傾度力が働き, 中心部で発散, 前辺と後辺で収束するような力を受ける. このため一時間後では, 前部に水位上昇による山, 中心部には谷ができるが, 気圧配置と比べると若干水位の形が後ろにずれているようである. また, 後部の水位の山は, はっきりせず, 前部の山が発達する. これは, 重力波の伝搬速度が気圧変動の速度に比べ遅く, 気圧変動に重力波が追いつけないことに帰因する. 図中に示したフルード数は, 気圧変動の移動速度と重力波の速度との比である. また, 第7図には, 水位とともに海水の流速分布も示してある. 水位の山で流速も極大, 谷で極小となっていて, 東の方向に進む進行波の体裁をとっている. 大陸棚上の浅海部にあるときはほぼ同様の形で発達するが, 5時間後頃からは重力波の速度が速くなり, 海面水位のほうが気圧配置よりも速く進む. 7時間後では, 大陸斜面や九州地方で反射され, 西に進む波も現われる.

CASEIIIとCASEIV(第6図(c), (d))では, 逆円錐形の低気圧配置のモデル(第5図)を中国大陸東岸から奄美大島に向かって東に進めた場合(CASEIII)と, 対馬海峡に向けた場合(CASEIV)である. このモデルでは, 低気圧であるため, 中心部の海面は上昇する. 形は異なるものの大陸棚上における波の発達は前述のCASEIIと同じで, 重力波の速度と気圧変動の移動速度がほぼ同じであるために波の振幅は増大する. CASEIIIでは, 4時間後に14cm位になった後, 5時間後では大陸斜面から海底谷に差し掛かるため, 重力波の伝搬速度が大きくなり海面の水位は自由進行波としていろいろの方向に拡散してしまい, 徐々に水位は低くなってほぼ平衡状態に落ち着く. CASEIVでは, 大陸棚上を走る時間が長いため波はよく発達し, 済州島付近で約17cmの盛り上がりとなり, 前面のへこみも顕著である.

##### (2) 五島灘における海面重力波(長波)

大陸棚上で発達した重力波は, 五島灘に入ってくると, 気圧変動よりも地形の影響を強く受ける. 第8図は,  $4 \times 4$  kmの計算によって各気圧モデルが五島灘に到達した時の様子を示したものである. CASEIでは, 五島灘と対馬海峡を結ぶ海域のあたりと, 橘湾の奥に水位の極小部が出現している. 水位の等高線も深く広い海域

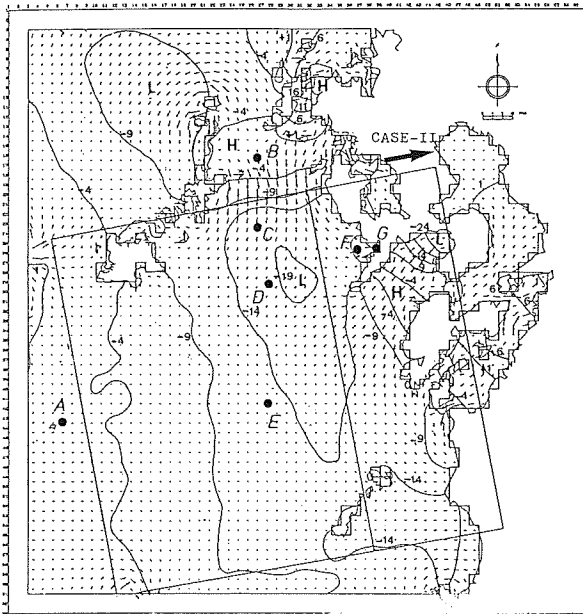
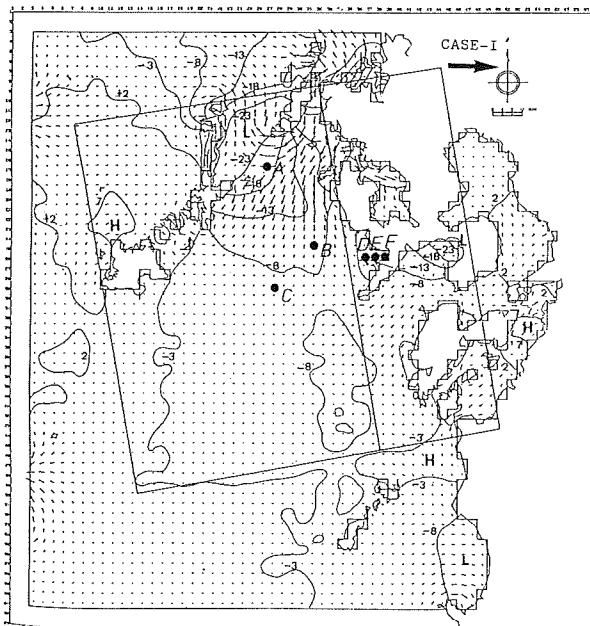


Figure 8. Distribution of water height and current.

(a) CASE-I (7 hours from start.),



(b) CASE-II (7 hours),

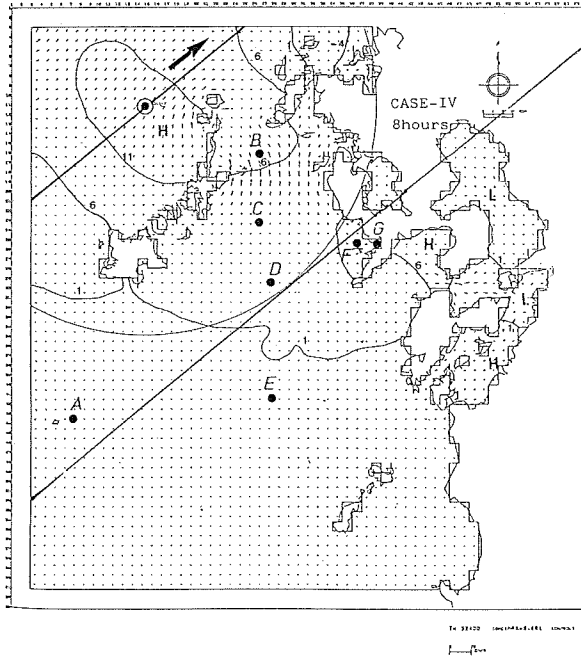


Figure 8. Distribution of water height and current.  
(c) CASE-IV (8 hours).

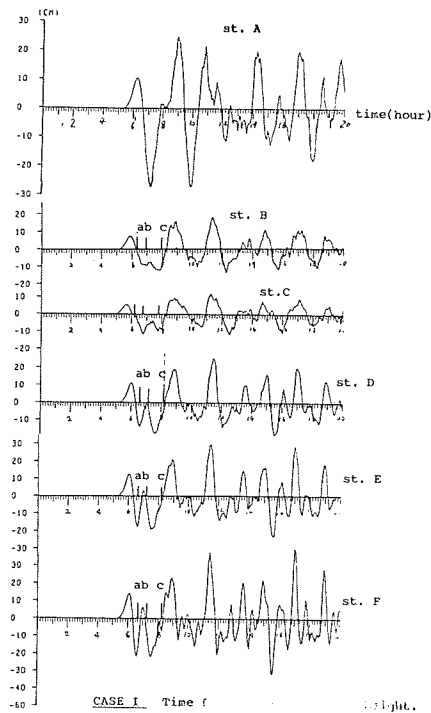
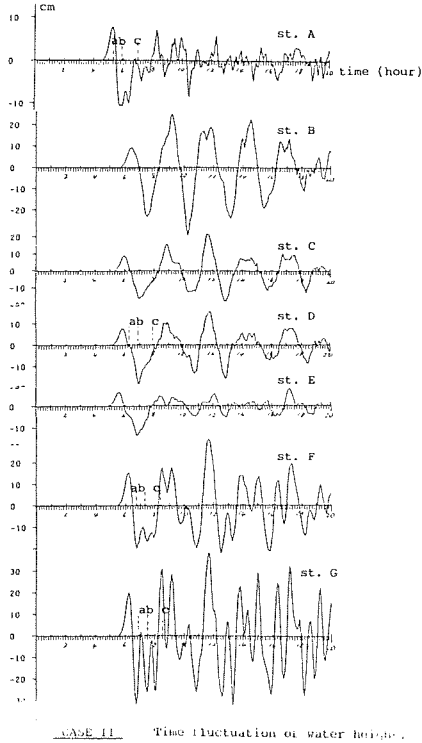
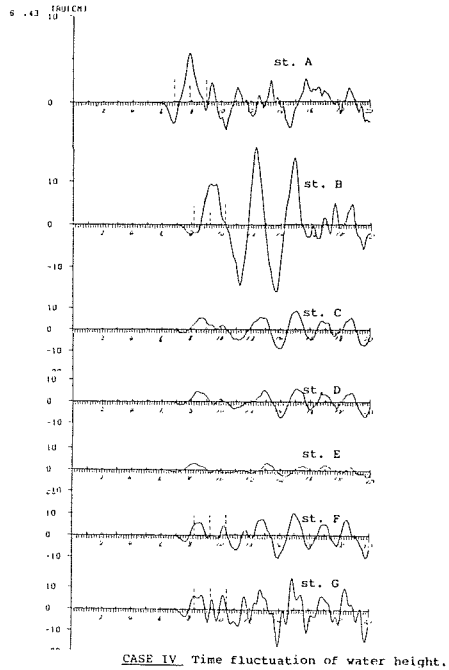


Figure 9. Time series of water surface elevation. Each station is denoted in fig.8

(a) CASE-I,



(b) CASE-II.



(c) CASE-IV.

ではなだらかで、浅く狭い海域では急である。CASEIIでは、五島灘の中央部に水位の低い部分が出現し、橘湾の奥にも低い所がある。CASEIVでは、水位の高い部分は、気圧擾乱の中心位置と一致している。CASEIIIは、気圧擾乱が五島灘を通らなかったため、計算しなかった。

第8図に示した各地点における水位の経時変化を第9図に示した。CASEIでは、水位変化は余り大きくなく、長崎港外でも最大60cm程度の(全)波高である。周期は中央部のA, B, C点では約3時間の成分、長崎近くのD, E, F点では更に約1時間の成分が顕著である。CASEIIでも、五島灘中央部のB, C, D, Eでは、CASEIと同様に3時間位の周期成分が顕著である。この周期成分は各点とも同位相であり、振幅は北から南に小さくなることから、中通島と平戸島を結ぶあたりを腹、E点付近を節とする五島灘の固有振動と推定される。長崎付近のF, G点では、この固有振動に重なって約40分程度の周期成分が顕著であり、長崎港に近づくにつれて大きくなる。G点では、最大70cm程度の(全)波高となった。CASEIVでは、余り波は発達せず、前述の約3時間の固有振動の振幅も10cm程度にしかない。

以上の水位変動を要約すると、真東(90°方向)に進む気圧変動(CASEI)では、中央部に3時間周期の成分、長崎港近くで1時間周期の成分が励起される。東北東(80°方向)に進む気圧変動(CASEII)では、前述のもの以外に約40分周期成分が発達し、全波高も最も大きくなる。五島列島の外側を対馬海峡方向へ抜ける低気圧の場合(CASEIV)では、全域的に余り振幅は大きくならないが、周期成分にはCASEI, IIと同様のものが存在する。



(3) 長崎港内外における増幅

前節のCASEIIの結果を用いて、長崎港内外の重力波の振る舞いを計算した。ただし、この場合の境界の接続については、水位と流速の両方を時空間的に内挿して与えた。結果を見ると、図には示さないが港内の最大全波高は80cm程度にしかならなかった。これは、実測の約3m(第1図)に比べ著しく小さく、また前節のCASEIIのG点(第9図(b))に比べても10cm程度しか増大していない。この不一致の原因は、第2段階から第3段階(第3図)に接続するときに問題があったようである。この問題は、後で詳しく考察することとしたい。

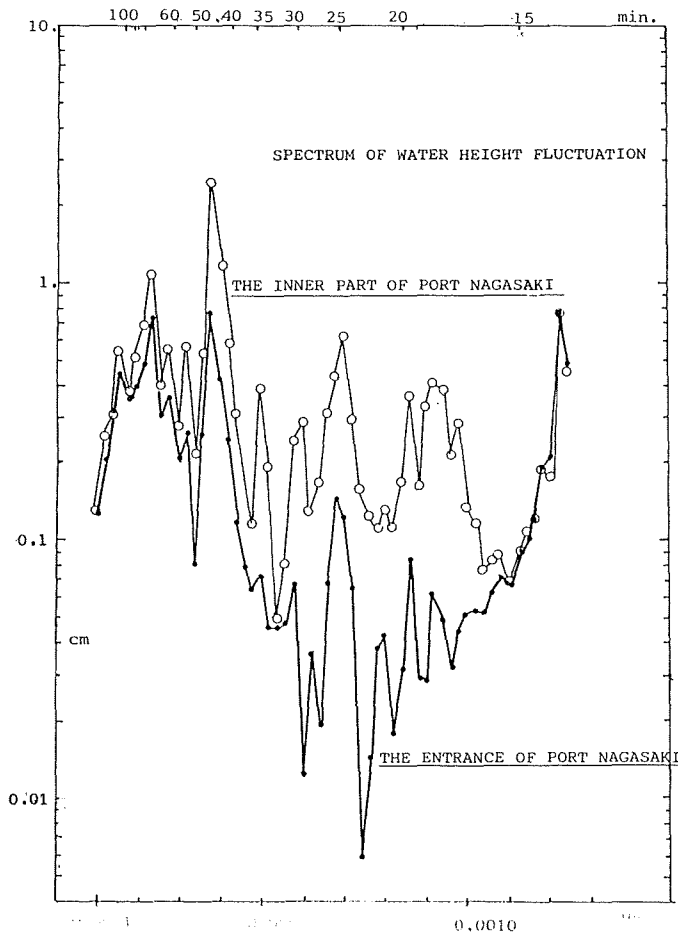
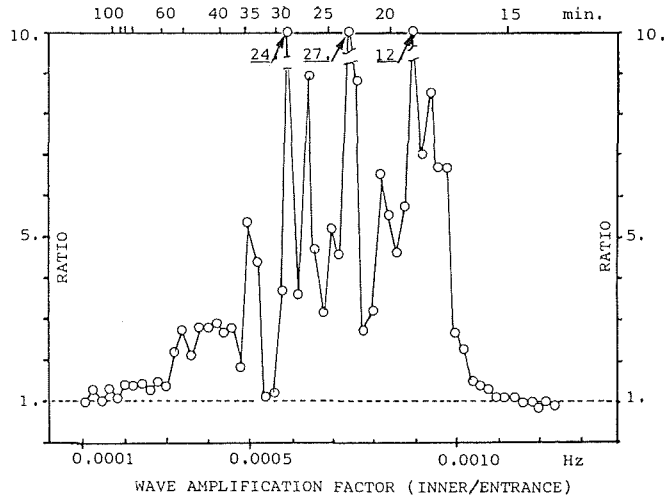


Figure 10. (a) Spectrum of calculated water height fluctuation in innermost and entrance of port Nagasaki.

第4段階の長崎港口と港奥における水位のスペクトル(第10図(a))を比較して、波の周期成分ごとの増幅率を算出してみる(第10図(b))と、従来から言われている長崎港の基本振動である35分、28分、23分、19分の各周期成分がいずれも数倍から30倍近くの増幅率を持つことがわかった。つまり、周期15分から40分ぐらいまでの周期成分を持つ波が港内に入射してくると、港奥ではたいへん大きな振幅となる。実際のあびき(第1図)において、約35分の周期成分が卓越するのは、この増幅率による。



(b) Amplification factor.

## 5. 考 察

以上のように「あびき」の発生過程に、日比谷と梶浦（1982）による3つの要因がたいへん重要であることは、今回の試行でもほぼ確認された。まず、第一の段階として気圧変動との共鳴的な効果によって海面の凹凸が大きくなる。この海面波動は進行波的性格を持つ。第二段階として、この海面波動が五島灘に入射し、水深変化や陸岸地形による変形や反射・屈折によって振幅は増大し、局所的な振動系をつくりだす。第三段階として長崎港に入射して来る波のうち、15分から40分程度の成分が共鳴により増大し、大きな「あびき」が発生する。しかるに、今回の試行では、以上の過程をほぼ表現できたにもかかわらず、実測ほど大きい振幅は計算されなかった。4-3)でも述べたように、長崎港外での計算に問題があるようである。そこで、以下では、第二段階の五島灘および長崎港外での重力波の挙動について、CASE IIの場合を中心に議論する。

第9図(b)に現れているように、長崎港外(G)に見られる短周期変動はF点から東側で急激に大きくなる。G点の水位変動を周期解析したのが第11図である。この図からこの短周期変動が約43分の周期を持つことがわかる。また、180分、69分にもピークがあり、36分位に副次的なピークが存在する。以上の四つの周期成分に着目して五島灘における振幅と位相の分布を求めた(第12図)。(a)の180分周期は、平戸島付近が振幅の腹に、五島灘の南の陸棚斜面に節のある南北方向の単節振動である。(b)の69分周期は、南北に振動の節が走る東西方向の単節振動である。この振動系で注目されるのは、位相分布が反時計回りの回転を示すことと、長崎港における振幅の増加である。前者は、この周期の振動が南から進入した後、西彼杵半島で反射され西に向かうことを示唆する。後者は、西彼杵半島と野母埼で作られる西に開いた三角形の地形が、水理学におけるグリーンの定理(堀川, 1973)による増幅作用を荷っていることを示す。(c)の43分周期では、この西彼杵半島と野母埼の地形によって局所的な振動系が形成される。すなわち、位相分布では、この陸岸地形に対称的なくの字形の節線が見られる。これは、南西から入射してきたこの周期の波が西彼杵半島で反射されて野母埼から出る節線をつくり、他方、ほかの地点で屈折・反射され西彼杵半島沿いに入射した波が野母埼で反射されて西彼杵半島の節線をつくり、両者が相乗してこのような振動系を作っていると思われる。そして振幅も長崎港に近くなって急激に増大している。(d)の36分周期でも、くの字形の節線が見られ、この三角形の地形が重要な役割を果たしていることが分かる。

この四つの振動系の励起については、気圧変動の進行方向と密接な関連があるようだ。第8図(a)のように東に

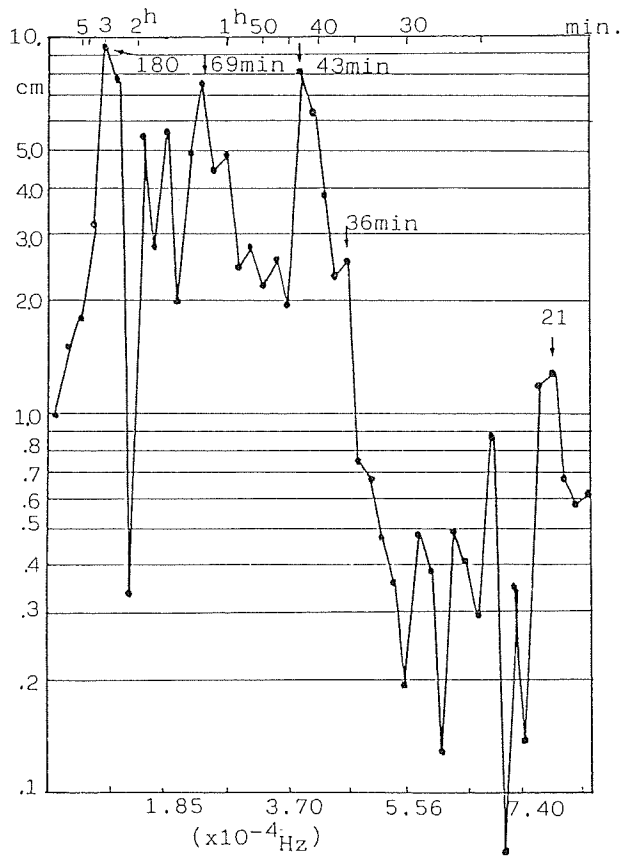


Figure 11. Spectrum of calculated water height fluctuation in stn.G (fig.8(b)).

進む CASE I の場合、180分と69分の周期成分は現われる（第9図(b)）ものの、より短周期の43分、36分の成分は顕著ではない。CASE II の場合には、この短周期成分が大きく現れる。これは、五島灘に入射する波の方向によって、海底地形や陸岸によって屈折・反射されるしかたが異なり、前述の三角形の地形の中に入り込む波が変化することを示している。

以上のように、長崎港外の短周期振動系が発達できれば、港内の振動系も共鳴的な効果により発達することが期待できる。今回の試行で最終結果と実測が余り一致しなかったのは、これができなかったためである。つまり第11図の4 km 格子の結果と、第10図の港口のスペクトルを比べて分かるように、20分から40分にかけての周期成分が後者は前者の数分の1に減小してしまっていることである。これは、今回の計算が時間間隔や空間格子を変える時に無理な接続をしていることにも原因があるが、より重要なのは、 $1 \times 1 \text{ km}$ の格子の計算では、全体の範囲が狭すぎて（第3図）、上述の振動系を包含できなかったためと思われる。今後、このような計算をするときには注意したいと考えている。

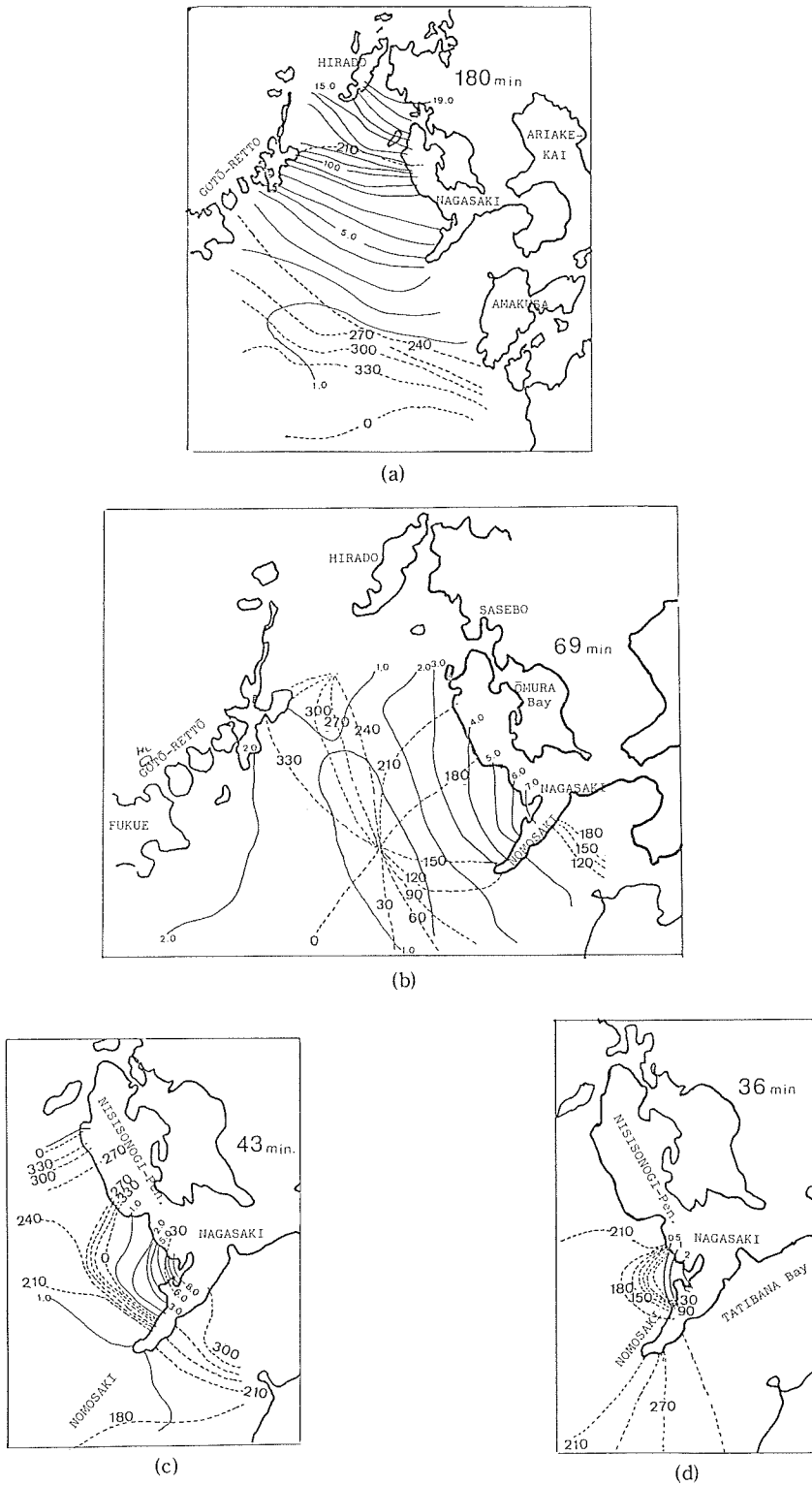


Figure 12. Amplitude and phase lag of each component, (a) 180, (b) 69, (c) 43, and (d) 36 min. period. From the results of CASE II (4x4 km mesh).

## 6. まとめ

九州西方に見られる「あびき」現象に関し、日比谷及び梶浦(1982)によって明らかにされた発生過程を、追試したところ、大筋では一致したものの、最終結果が実測と合わなかった。その原因を追求していく中で、逆に、五島灘及び長崎港外の野母埼付近にできる振動系の重要性が認められた。それは、周期180分、69分、43分の成分が顕著で、副次的に36分、21分程度の成分も認められ、気圧変動により発生した海面波動が五島灘に入射するかたによって励起のされかたも変化することが分かった。

今後、「あびき」のような副振動現象を考えるには、港内のみでなく、以上のような港外にできる振動系に着目する必要があると思われる。

最後に、有益な御教示をいただいた、東京大学梶浦欣二郎教授及び日比谷紀之氏に深く感謝する。

なお、この研究は、科学技術庁特別研究調整費「九州西方海域に関する総合研究」の一環として行なわれた。また、計算プログラムは、(株)芙蓉情報センターに委託して開発した。

## 参 考 文 献

- 海洋の事典 1960:あびき 東京堂出版, 東京, 8-9ページ.
- 赤松英雄 1978:長崎港のあびき, 長崎海洋気象台100年のあゆみ, 154-162ページ.
- Nakano M. and Unoki S. 1962: On the Seiclies along the coast of Japan. Records of Qceanographic Works in Japan. Special number 6, pp 169-214.
- 赤松英雄・岡田正実 1980:長崎港のセイシュについて, 日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 201-202ページ.
- 赤松英雄 1980:長崎港の“あびき”の話, 海の気象, vol.25, 5, 6, 7-16ページ.
- Hibiya Toshiyuki and Kinjiro Kajiura 1982: Origin of the Abiki Phenomva (a kind of Seiche) in Nagasaki Bay., J. Oceanogr. Soc. Japan. vol. 38, No. 3, pp 172-182.
- 土木学会 1974:土木工学における数値解析/流体解析編, サイエンス社, 東京, 150ページ.
- 前田明夫・富永政英・桜井仁人・園本 敏 1978:枕崎湾および長崎湾における副振動と気象擾乱, 日本海洋学会春季大会講演要旨集, 15-16ページ.