



## §1. 序

歴史津波のほとんどは計器観測記録が残っていない。日本では 1890 年代初頭に潮位の計器観測が始まったが、長い歴史の中においてはごく最近のことに過ぎない。津波は一度発生すると人命や資産に多大な損失を与えかねないことから、歴史津波の数値シミュレーションは災害軽減のために重要であり、そのための断層モデルの設定が課題となる。1990 年ごろから津波波形インバージョンにより断層面上でのすべり分布に不均質性を取り込んだ研究がなされるようになった[例えば Satake(1989)]。しかし実際に海底面でそのような変位があったかどうかは定かではない。本研究では別府湾で長年行われてきた音波探査の記録[島崎・他(1986), 岡村・他(1992), 島崎・他(2000)]から、実際の海底面の変位を推定し 1596 年慶長豊後地震の波源推定を試みた。

## §2. 慶長豊後地震

### 2.1 慶長豊後地震について

1596 年 9 月 4 日(慶長元年閏七月十二日)16 時ごろ別府湾で発生した地震で、羽鳥(1985)により、現地調査および史料から、沿岸部の津波高が推定されている。マグニチュードは 6.9 と推定され、地震に伴う津波は別府湾沿岸に大被害をもたらした。大分沖にあったという瓜生島(沖の浜)が一夜にして 700 余人とともに海没したという伝説を生んだ地震津波である。今村飯田スケールの津波規模は  $m=2$  とされる。図 1 に羽鳥(1985)で推定された別府湾沿岸における津波高を示す。

### 2.2 別府湾のテクトニクスと過去の研究

別府湾周辺に発達する活断層はいずれも縦ずれを主とする正断層であり、一般に北部のものは南落ち変位が、南部のものは北落ち変位が認められている[千田(1979)]。別府湾にも同様の活断層があると推定されていたが、その存在は森山・日高(1981)による海底音波探査によって明らかになった。島崎・他(1986)は、音波探査記録に音響反射面として現れた地層の食い違いが下位のものほど大きく、断層に沿って変位の累積性が認められることを見いだした。これらの反射面に 2 枚以上に渡って等しい変位を示すものがあることから、変位は間欠性のものであり、地震によるものであると推定した。音波探査記録から地震発生層準を推定する原理を示した図が図 2 である。

図 2(a)は海底の地層断面図を示しており、ある地

震が起きてからしばらく経過した時の様子を示している。最後の地震から十分な期間が経過すると、おそらく海底面は平坦になるであろう。その後、堆積が継続し(b), 正断層の地震が発生するとこの地震によって層  $B_1$  がずれる。地震後十分な時間が経過すると海底の段差は堆積により埋められ(d), この図のはじめの(a)のような状態になる。最後の地震のずれは層  $B_1$  のずれとして保存され、一方で層  $B_0$  のずれは最後の地震とその前の地震の変位量の和となっているので層  $B_0$  と層  $B_1$  とのずれの差を取ることで 1 つ前の地震のずれの量を推定することが可能である。地震の発生時を知るには、断層を挟む両側の地層の厚さを調べればよい。層  $B_0$  や層  $B_1$  といった両側の厚さが等しい層から、層  $A_1$  や層  $A_2$  といった両側の厚さが異なる層に移る時が地震発生時に対応している[島崎・他(1986)]。

この原理に基づき、音波探査により海底活断層の位置や変位様式、変位量に関する情報を得る。その後、断層の両側においてピストンコアリングを行って試料採取を行い、断層を挟んで対比される地層の厚さの変化を調べることによって、地震発生直前の層準と地震直後の層準を推定した[岡村・他(1992)]。1985 年から長年にわたり音波探査を行うことで得られた別府湾海底活断層の分布を示したものが図 3 である[島崎・他(2000)]。

反射法地震探査と重力測定から別府湾の地下構造を探ったものとしては由佐・他(1992)がある。

## §3. 手法

### 3.1 音波探査記録を用いた断層変位量の推定

図 4 に別府湾での音波探査記録の一例を示す[岡村・他(私信)]。これは図 3 の杵築沖断層群を南北に横切る測線の音波探査記録である。反射強度は密度及び速度コントラストに依存する。海底面に記された番号は参照点番号であり、一定時刻毎に GPS を用いて緯度経度を記録している。この図において 2 つの顕著な反射層を見て取ることができる。即ち海底面に近い由布火山灰層(放射炭素法年代で約 2500 年前)および音響基盤(一番深く強い反射層で黒くなっている層)側で約 6700 年前に堆積したと推定されるアカホヤ火山灰層である。この音波探査記録から、慶長豊後地震の際の鉛直変位量を以下のように推定する。

別府湾においては断層の平均変位速度に比べて堆積速度のほうが速いため断層活動はもれなく堆

積物中に保存されていると考えて良い。しかし音波探査記録で得られる反射面は密度及び速度コントラストによるものであり、イベントの前後において堆積物に変化がない場合にはコントラストが生じず、記録に反映されない。別府湾において行われた音波探査記録においては最新の地震時(1596年慶長豊後地震)、またその前後においても顕著な反射層が見られないため、直接慶長豊後地震のずれの量を音波探査記録から読み取ることができない。そこで「顕著な反射層であるアカホヤ火山灰層での鉛直変位量に補正を加えることで慶長豊後地震の際の鉛直変位量を推定することが可能である」との仮説を立てその検証を行った。アカホヤ火山灰層以外にも反射層が見られ、これらはそれぞれピストンコアリングから放射性炭素法を用いて年代が同定されている。本研究においてはアカホヤ火山灰層に次いで顕著な反射層である由布火山灰層を上記の検証に用いた。アカホヤ火山灰層あるいは由布火山灰層の上下変位量は複数回の地震の変位量の累計和である。固有地震モデルにもとづき、地震毎に同規模の上下変位が発生していたものとすると、アカホヤ火山灰層の変位量を過去6700年間に起こったイベント数で割ったものを慶長豊後地震の変位量として用いることができる。しかし固有地震モデルが当てはまらず、地震毎に大きく滑った領域(アスペリティ)が異なると、この仮説は成立しない。そこでアカホヤ火山灰層と由布火山灰層がともに読み取れる箇所についてそれぞれの上下変位量を計測した(図5)。また図6にアカホヤ火山灰層と由布火山灰層の両者(b)或いはいずれか(a)が読み取れた地点を示す。図5は、両火山灰層の鉛直変位量がある程度のばらつきが認められるものの、比例していることを示す。このことは毎回類似したすべり分布を持つ地震が歴史的に繰り返し発生してきたことを示唆している。以上から別府湾においてSchwartz and Coppersmith(1984)の固有地震モデルが成立するものとして、アカホヤ火山灰層の変位量を過去6700年間でのイベント数で割って、1596年慶長豊後地震の変位量を推定した。

各断層の両側における試料採取から、放射性炭素測定法を用いて推定された地震発生時を示したものが図7である[地震予知連絡協議会(2002)](灰色の部分は試料が得られなかった箇所)。海洋リザーバー効果の補正をしていないため、500~1000yB.P.に示された活動が慶長豊後地震である。この図から過去2回の地震を見る限り、各断層は別々に活動している

のではなく一括して活動しているものと考えられる。それ以前の活動時期に関しては測定できなかった箇所等不明瞭ではあるが、本研究ではアカホヤ火山灰層堆積後、過去6700年間に5回地震が発生したと考え、慶長豊後地震の際の垂直変位量を推定した。

実際の音波探査記録は必ずしも図2のように単純ではなく撓んでいたり、傾斜していたりする。このような層における変位量をどのように読み取るかについては松田・他(1985)の断層変位量の推定方法を採用した。また、アカホヤ火山灰層が降灰した時の海底地形を考慮する必要がある。アカホヤ火山灰が図2の(a)のように平坦な海底面に堆積した場合には問題ないが、地震から十分な時間が経過しておらず、海底面が平坦になっていない段階(図2の(c)あるいはそれに準ずる状態)で降灰した場合には、過去6700年間のイベントによるずれの累積和のみならず、その1つ前の地震のずれが含まれているために過大に推定する危険性がある。図7からアカホヤ火山灰降灰時は、前回の地震から十分な時間が経過しており海底面は平坦になっていたと考えた。

### 3.2 断層のセグメント化と断層パラメータの設定

音波探査記録から読み取った鉛直変位量を用いてOkada(1992)のプログラムを用いて半無限弾性体中に生じる鉛直変位を計算するには以下の14個のパラメータが必要である。

**DISL1** : 断層変位の横ずれ成分(m)

**DISL2** : 断層変位の縦ずれ成分(m)

**DISL3** : 断層変位の開口成分(m)

$|AW1 - AW2|$  : 断層の幅(km)

$|AL1 - AL2|$  : 断層の長さ(km)

depthx : 断層面の中心の深さ(km)

**Zp** : 観測点のz座標(km)

**DIP** : 断層の傾斜角(度)

**STRIKE** : 断層の走向

**LON, LAT** : 断層面の参照点の緯度及び経度(度)

**DEPTH** : 断層面の深さ(km)

断層線と測線の交点でのずれを音波探査記録から読み取ることができ、同一断層上の近接2点間を直

線で結んだものを1つの断層セグメントとみなした。断層運動は純粋な dip-slip と仮定し、 $DISL1=0, DISL3=0$ とした。傾斜角は音波探査記録から  $70^\circ$  に固定した。断層破壊の及んだ深さを  $RUPDEP$  とすると断層幅は以下の式で与えられる。

$$|AW1 - AW2| = \frac{RUPDEP}{\cos\left(\frac{\pi}{2} - DIP \times \frac{2\pi}{360}\right)}$$

音波探査記録からは鉛直変位量が分かり、2つの測点に挟まれたセグメントにおける dip-slip は2点の平均値をとり、2点間の距離を断層長とした。すなわち、

$$DISL2 = \frac{UZ1(6700) + UZ2(6700)}{2(N + \alpha) \sin\left(DIP \times \frac{2\pi}{360}\right)}$$

ここで  $UZ1(6700), UZ2(6700)$  はそれぞれ測点1及び2における鉛直変異量、 $N$  は過去6700年間のイベント数、 $\alpha$  はアカホヤ火山灰が降灰した際の海底地形効果であり0~1の値をとる(本研究においては  $\alpha = 0$  とした)。

断層破壊の及んだ深さについては、別府湾周辺の微小地震活動の下限を参考にして10kmとした。

海底を水平な表面を有する半無限弾性体であると仮定して地震の断層運動によって生じた鉛直変位を Okada(1992)のプログラムを用いて計算し、この擾乱が瞬時に海底面に伝達したものとして伝播計算の初期条件として適用する。

### 3.3 津波の伝播計算に関して

本研究では以下の線形長波を用いて津波伝播計算を行った。垂直方向に積分された流量の  $x, y$  成

分を  $q_x, q_y$ 、 $\zeta$  を静水位からの水位上昇として

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = -g(h + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} = -g(h + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

また連続条件は同様にして

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y}\right)$$

上式を格子点の中央に水位上昇、格子点上に水深を配置したスタガードグリッドを用いた陽差分法で解いた。計算の格子間隔は0.250km、時間積分間隔は1sec.で地震発生後2時間まで計算を実行した。水深データについては(財)日本水路協会から提供してもらったものを用いた。別府湾南岸部では現在埋め立て造成が進んでおり、慶長当時と異なっている為、大正測量の際の海岸線に置き換えて計算を行った。

## §4. 結果と考察

### 4.1 結果

#### 4.1.1 音波探査記録について

388の断層線と音波探査測線の交点(測点)で、アカホヤ火山灰層もしくは由布火山灰層における鉛直変位量を読み取ることができた。別府湾中央断層で最大の値をとり、アカホヤ火山灰層でおおよそ20mであった。アカホヤ火山灰層及び由布火山灰層が同一の測点で読み取れた箇所が67存在し、その関係は図5に示したとおりである。アカホヤ火山灰層のずれをその測点における  $UZ(6700)$  とし  $DISL2$  を求めた。

#### 4.1.2 断層運動による地殻変動と伝播計算について

別府湾海底活断層系が一括して活動したケース(モデル1)及び、最も変位量の大きな別府湾中央活断層のみが独立して活動したケース(モデル2)についてそれぞれ Okada(1992)のプログラムを用いて地殻変動を計算した結果を図9に示す(鉛直成分)。赤が隆起した領域であり青色が沈降した領域である。モデル1においては別府湾南岸、所在についての問題はあるものの瓜生島で大きな沈降となった。

地殻変動の結果のうち海域部分を初期津波波形として津波伝播計算を行った。海岸線に沿った最大波高、各都市での波形をそれぞれ図10, 11に示す。

### 4.2 考察

#### 4.2.1 初期波形及び伝播計算に関して

各断層は一括して活動したものとしてモデル1の伝播計算を行った。しかしながら「七月三日に地震、続いて十六日、十七日にも地震。二十三~二十八日には1日に5~10回の地震、閏七月に入り四日、五日に地震。十一日未刻から大小多数の地震を生じたが十二日申刻に大地震ともいう。」「宇佐美(2003)」とあるように活発な前震があったことが記録されている。放射性炭素年代測定法における活断層の活動時期の誤差範囲は平均活動間隔に比べては小さいといえるが、

前震、本震、余震といった一連の地震活動の時間スケールに比べると非常に長いため、どの段階で動いたのか区別することはできない。そこで本研究においては別府湾中央断層の活動が本震を発生したとするモデル(モデル 2)についても数値計算を行った。モデル 2 については、いずれの地点についても波高が小さい結果となった。このことは別府湾内の各断層は独立して活動しているのではなく、すべてではないにしろある程度一括して活動していることを示唆している。

音波探査記録から推定した断層変位を用いて地表での鉛直変位を計算した結果、別府湾北岸(奈多、杵築、頭成、日出)で若干の地盤沈降、別府において隆起、大分側で大きく沈降した結果となった。「津波に沈没して水底と成、今十町斗り沖に立たるミヨ木は、観音堂の後水底に残りし岩尾の上に建る。是は土人の船の為に建置かし也。其外沈没見つからず」(『藩祖中川秀成公三百五拾年祭典誌』)(羽鳥, 1985)とあるように杵築(神場州)において地盤沈降があったことが示唆されており一応は矛盾しないがその計算の値は記録に残るような大きな地盤沈降ではなく数 10cm である。また所在について問題はあつたものの宇佐美(2003)、羽鳥(1985)のいずれの場合についても瓜生島が大きく沈降(2~4m)している領域にあることが分かる。

伝播計算結果においては別府湾奥の波高が小さかった。羽鳥(1985)においてはルイス・フロイス神父の報告「沖の浜の近くの 4 つの村、即ち別府、大分、日出、頭成及び佐賀関の一部は同様に水中に没した」から周囲の津波状況を考えて日出~別府の津波の高さを推定しているが、本計算の結果を見る限り湾内で励起された津波が湾奥(別府、頭成)に直接的な被害をもたらしたとは考えにくい。このことは別府湾断層系のトレンドが西北西-東南東であることから指向性の観点からも言えるであろう。

大分市は慶長当時栄えていたこともあり、多くの被害記録が残っている。図 9 よりこの地域一帯は地震時の断層運動によって大きな地盤沈下が生じ、これが結果的に津波被害を拡大させたものと考えられる。

#### 4.2.2 波源域及び規模に関して

モデル 1 の音波探査記録の全ての断層セグメントを用いて計算を行った結果が羽鳥(1985)に近い結果となった。しかしながらモデル 1 においても羽鳥(1985)の半分強程度の波高となったに過ぎない。この相違

から波源域及び規模に関してここでは考察していく。

まず考えられるのが実際の波源域がさらに東側に延びていた可能性である。本研究において音波探査が行われた領域は佐賀関よりも西側が東端である。佐賀関沖海域には中央構造線活断層系が存在することが分かっており[七山・他(2002)], 一部のセグメントが慶長豊後地震の際に連動した可能性がある。顕著な反射面である喜界アカホヤ火山灰層は佐賀関半島及び豊予海峡に向かって海流が早いために分布深度を浅くして尖滅している。このことから波源域を佐賀関からさらに東に伸ばして初期波源の推定を行う場合、本研究の手法をそのまま適用することはできず、別の変位量推定法が必要となってくる。波源域が別府湾内に限らず、別府湾口あるいは別府湾外にまで延びていると本計算において波高が低かった奈多あるいは佐賀関~臼杵にかけてより高い波高が期待され、より再現性が高くなることが予想される。

また、近年大分平野東部に伏在する活断層が反射法地震探査、ボーリング調査など[千田・他(2004)]から明らかになりつつあり、これらの活断層が活動したケースも今後検討する必要がある。

破壊の及んだ深さに関しては、音波探査記録からはごく浅い部分までしか見ることができず、それ以深の情報について何ら得ることができない。本研究においてはいわゆる地震発生層全体に破壊が及んだものとして断層の幅を与えた。しかしながらもっと浅部において破壊が止まっていた可能性もある。

津波の一部が 2 次的な要因によって発生した可能性も否定できない。宇佐美(2003)によれば「高崎山その他崩れ、八幡村八幡社拝殿その他倒潰、ついで海上に大音響を發し、……」とあり、山体崩壊が地震によって発生した記録が残っている。高崎山は海岸のすぐ近くに位置しており、山体崩壊によって別府湾に流出した土砂によって 2 次的な津波が発生したことも考えられる。

## § 5. 結論

別府湾中央活断層系が一括して活動したモデル 1 の結果は、別府湾南岸で推定された津波高とほぼ一致した。奈多や佐賀関といった湾口、及び別府湾奥の別府では羽鳥(1985)の推定値より顕著に低い結果となった。湾口の波高は湾内の波源では説明することができず、波源域が別府湾内に留まらず更に東域に延びていたことを示唆する。そのひとつの可能性として MTL の佐賀関沖セグメントが慶長豊後地震の際に連

動したことが考えられる。一方湾奥の別府については羽鳥(1985)における推定の根拠が薄弱であり、また別府湾中央活断層系のトレンドが西北西-東南東であり指向性の観点からもそれほど高くなかったことが予想される。

モデル 2 の結果はモデル1よりも更に小さな波高となり、別府湾中央活断層系はある程度一括して活動していることが考えられる。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、高知大岡村教授をはじめとして多くの方々からご助言、ご指導を頂いた。この場をお借りして感謝申し上げます。また査読、丁寧なコメントを頂いた佐竹健治氏に感謝申し上げます。

## 文献

- 千田昇, 1979, 中部九州の新时期地殻変動-特に第四期火山岩分布地域における活断層について, 岩手大学教育学部研究彙報, **39**, 37-75.
- 千田昇, 竹村恵二, 松田時彦, 島崎邦彦, 池田安隆, 岡村眞, 水野清秀, 松山尚典, 首藤次男, 2004, 大分平野に伏在する活断層, 活断層研究, **24**, 85-198.
- 羽鳥徳太郎, 1985, 別府湾沿岸における慶長元年(1596年)豊後地震の津波調査, 地震研究所彙報, **60**, 429-438.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文, 1980, 1896年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, **55**, 795-855.
- 森山善蔵・日高稔, 1981, 別府湾基礎調査(I)-(2) ユニブーム地層探査機による別府湾の海底堆積物の構造, 大分大学教育学部研究紀要(自然科学), **5**, 35-53.
- 七山太・池田倫治・大塚一広・三浦健一郎・金山清一・小林修二・長谷川正・杉山雄一・佃栄吉, 2002, 伊予灘～佐賀関沖 MTL 活断層系の広域イメージングとセグメント区分, 活断層・古地震研究報告, **2**, 141-152.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bulletin of Seismological Society of America*, **82**, 1018-1040.
- 岡村眞・島崎邦彦・中田高・千田昇・宮武隆・前杵英明・堤浩之・中村俊夫・山口智香・小川光明, 1992, 別府湾西部の海底活断層-浅海域活断層調査の新技术とその成果-, 地質学論集, **40**, 65-74.
- Satake, K., 1989, Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes : the 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea Earthquakes, *J.G.R* , **94**, 5627-5636, 1989.
- Schwartz, D. P., and K. J. Coppersmith, 1984, Fault behavior and characteristic earthquake: Examples from the Wasatch and San Andreas faults, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.
- 島崎邦彦・中田高・千田昇・宮武隆・岡村眞・白神宏・前杵英明・松本宏影・辻井学・清川昌一・平田和彦, 1986, 海底活断層のボーリング調査による地震発生長期予測の研究, 活断層研究, **2**, 83-88.
- 島崎邦彦・松岡裕美・岡村眞・千田昇・中田高, 2000, 別府湾の海底活断層分布, 月刊地球号外, **28**, 79-84.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版日本地震被害総覧, 東京大学出版会, 605pp.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川猛・浅田正陽, 1992, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造, 地震 **2**, **45**, 199-212.
- 地震予知研究協議会, 2002, 地震予知のための新たな観測研究報告, 平成 13 年度年次報告, 27-28.

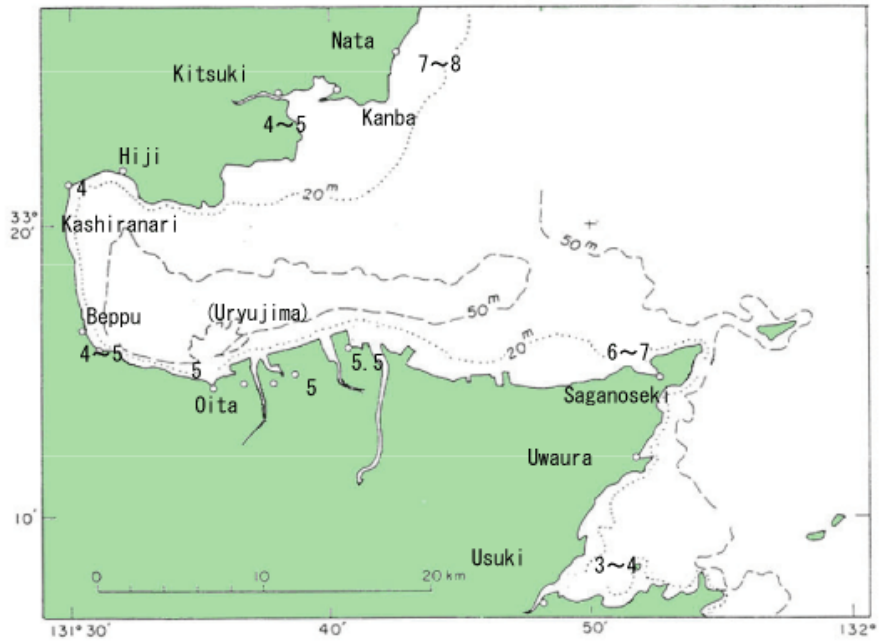


図1 1596年慶長豊後地震津波の推定された波高分布(単位 m) (羽鳥, 1985 による)

Fig.1 Estimated tsunami wave height accompanied by the 1596 Keicho-Bungo earthquake (unit is meter) (after Hatori, 1985)

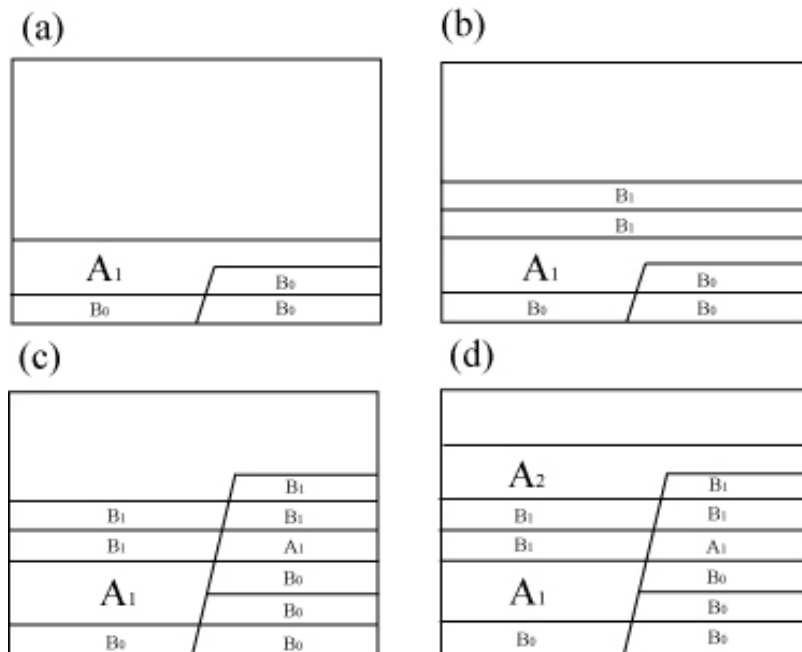


図2 過去の地震の断層変位量と地震発生時を同時に推定する手法の原理図(島崎他, 1986)  
海底に正断層がある場合の地層断面図を模式的に示している。

Fig.2 Principle of estimating when and how much a fault slipped at the times of previous seismic events. Schematic illustration is shown for a case of submarine normal fault.

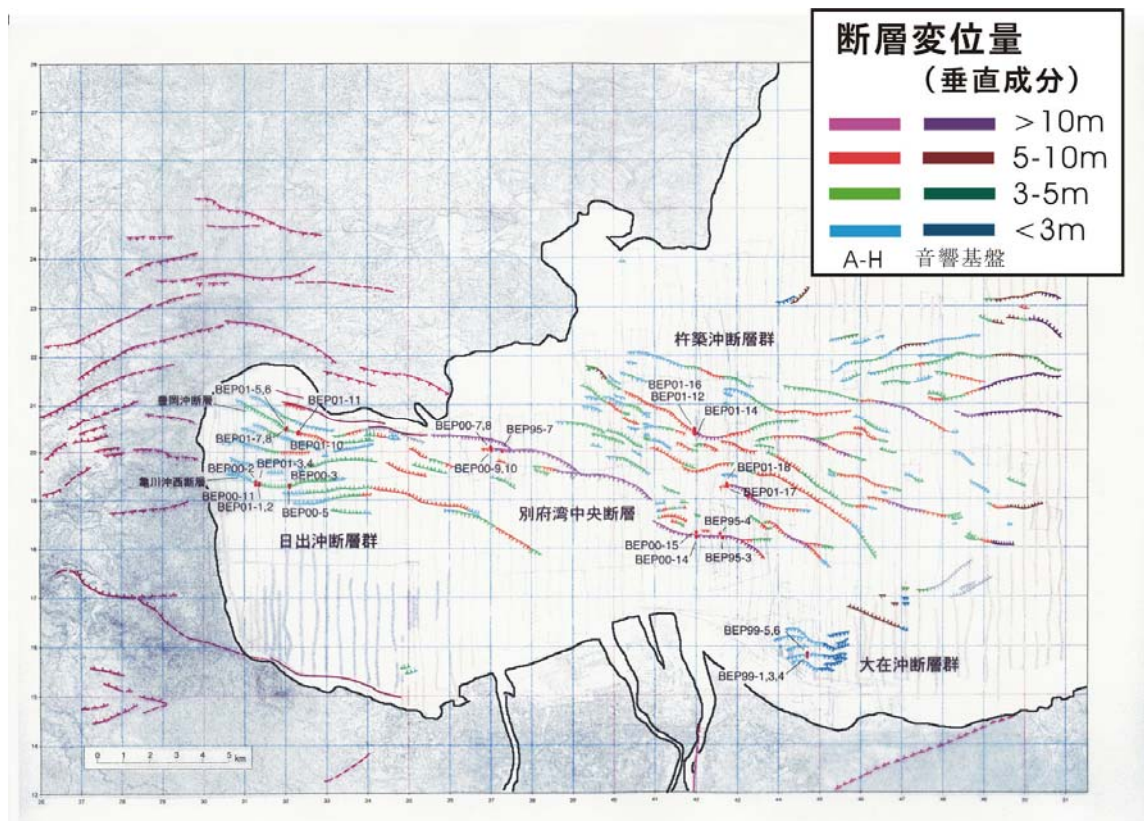


図3 別府湾海底活断層分布及び音波探査測線[島崎・他(2000)]

Fig3. Distribution of Beppu Bay submarine active faults and survey lines of seismic profiling (Shimazaki et.al., 2000)

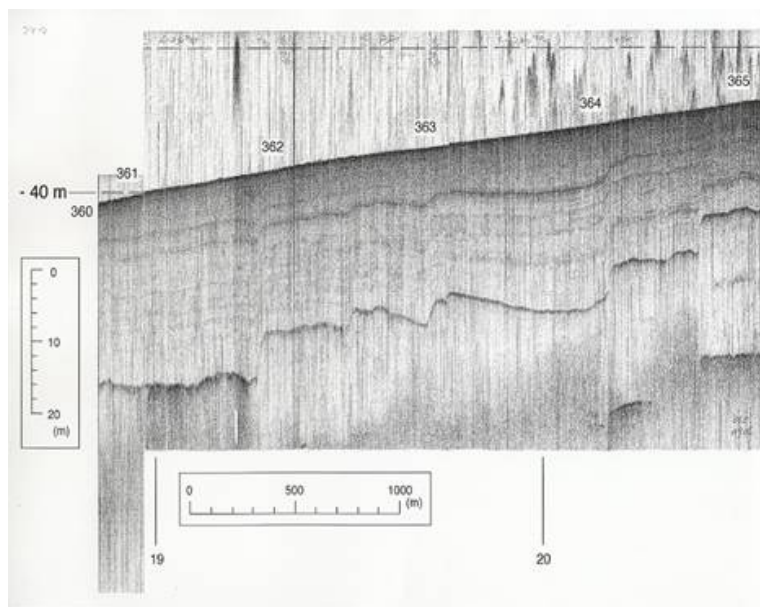


図4 音波探査記録の一例(岡村,私信)図中の番号は参照点番号でGPSによる緯度経度が記録されている。参照点番号のすぐ下が海底面である。2つの顕著な反射層が存在し、上が由布火山灰層、下がアカホヤ火山灰層である。

Fig.4 Example of marine seismic profiling record (Okamura, personal communication).

Numbers in this figure show reference points, where longitude and latitude are recorded by using GPS. The sea bottom lies just below the reference numbers. There are two remarkable reflecting layers. The upper one is the Yufu ash layer and the lower one is the Akahoya ash layer.



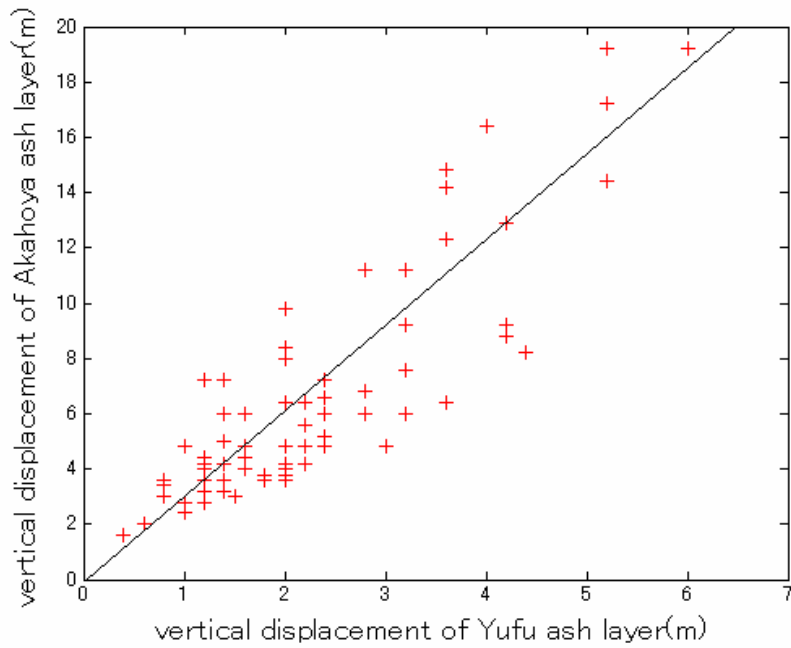


図5 アカホヤ火山灰層と由布火山灰層, それぞれの上下変位量の関係

Fig.5 Relationship between the vertical displacement of the Akahoya ash layer and that of the Yufu ash layer.

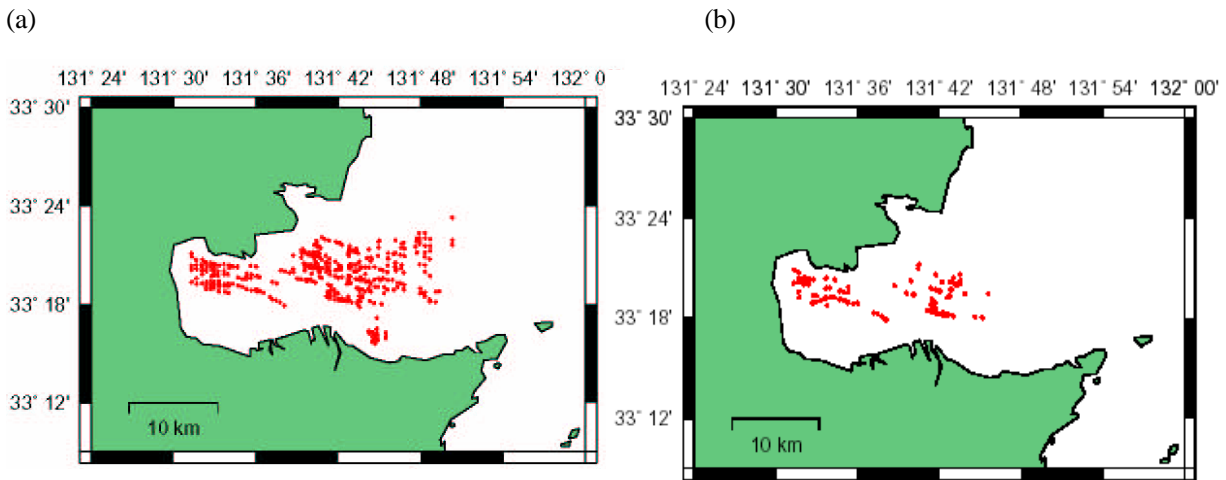


図6 音波探査記録から上下変位量が読み取れた地点の分布図。

(a) アカホヤ火山灰層もしくは由布火山灰層のいずれかが読み取れた地点。(b)アカホヤ火山灰層及び由布火山灰層が共に読み取れた地点

Fig.6 Distribution of fault sites where either one of vertical displacements of the Akahoya or the Yufu ash layers is measured.(a) and sites where both of them are measured (b).

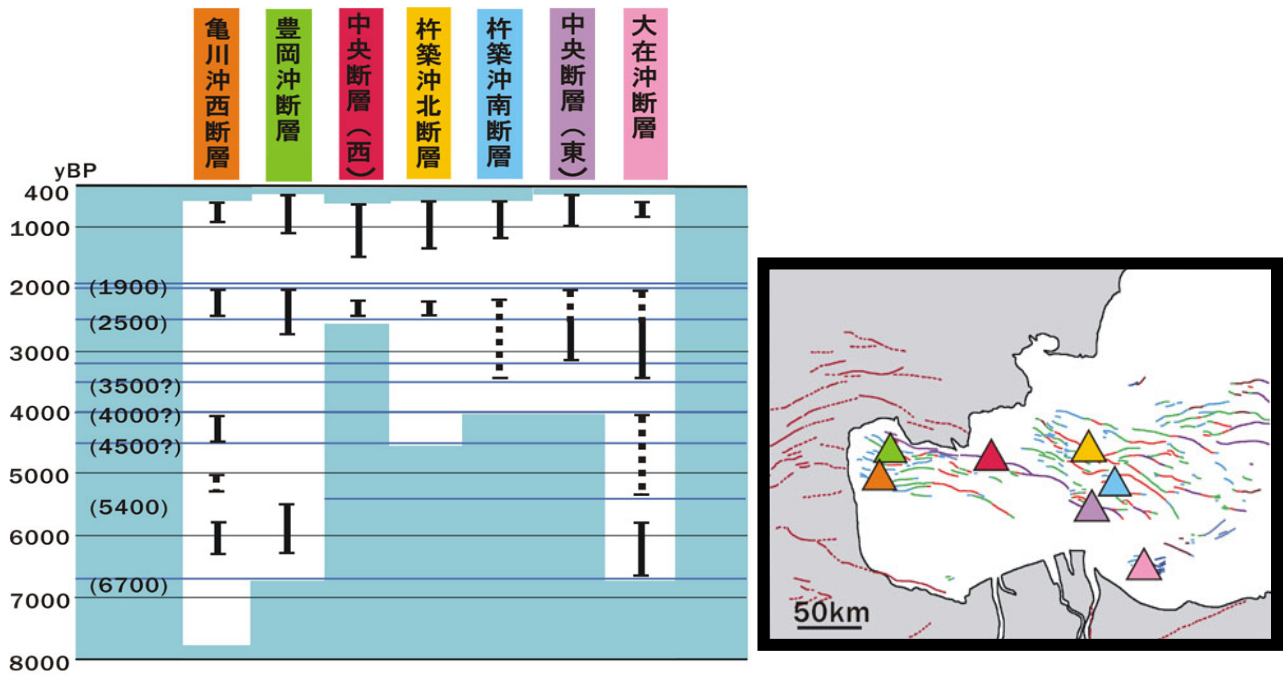
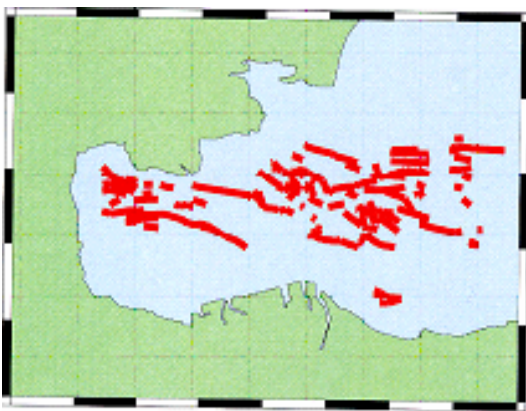


図7 放射性炭素年代測定法を用いて推定した各断層の活動時期[地震予知研究協議会(2002)を修正]  
 Fig.7. Estimated time of earthquake occurrence on the basis of radio carbon dating.

(a) Model 1



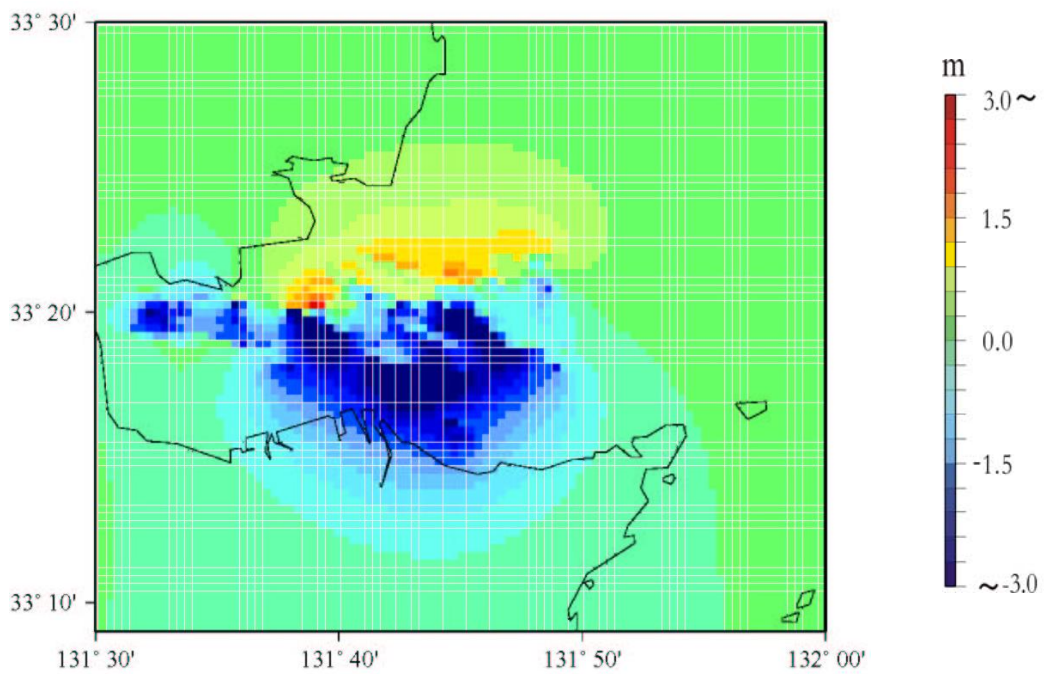
(b) Model 2



図8 2つの断層モデル. (a)Model1:別府湾海底活断層系が一括して活動したモデル. (b)Model 2:別府湾中央断層が独立して活動したモデル

Fig.8 Two fault models. (a) Model 1: All Beppu Bay submarine faults moved. (b)Model 2: Only the Central Beppu Bay Fault moved.

(a) Model 1



(b) Model 2

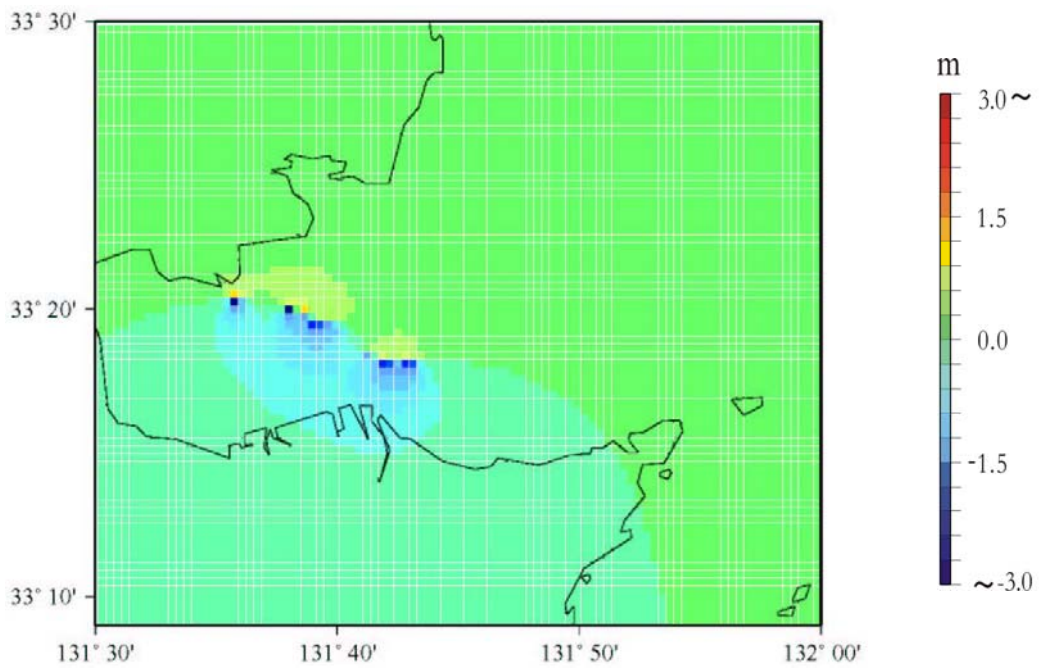


図9 上下変位量

Fig.9 Calculated vertical displacements for Model 1 (a) and Model 2 (b)

The fault models are shown in Fig. 8.

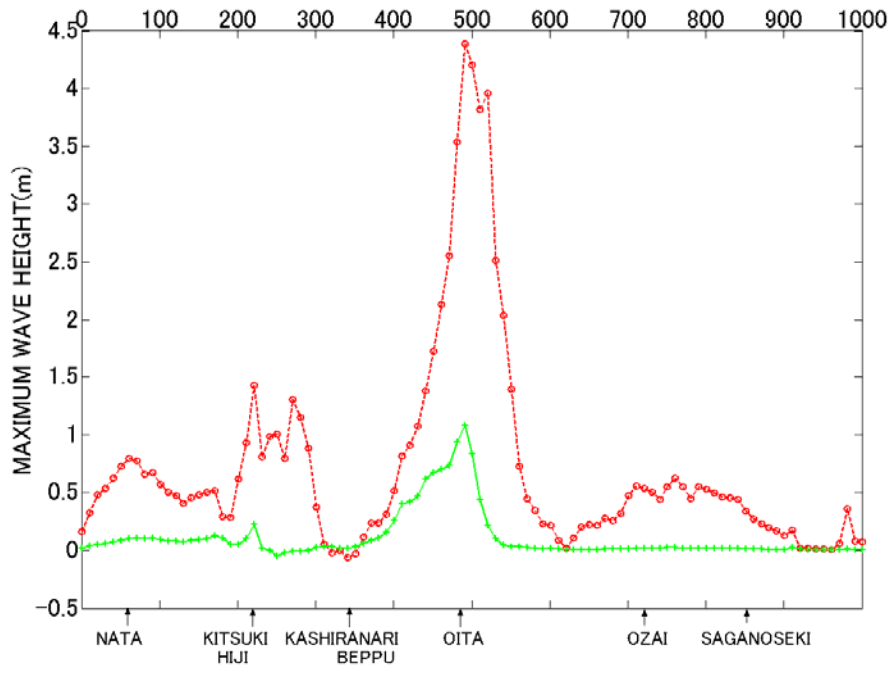
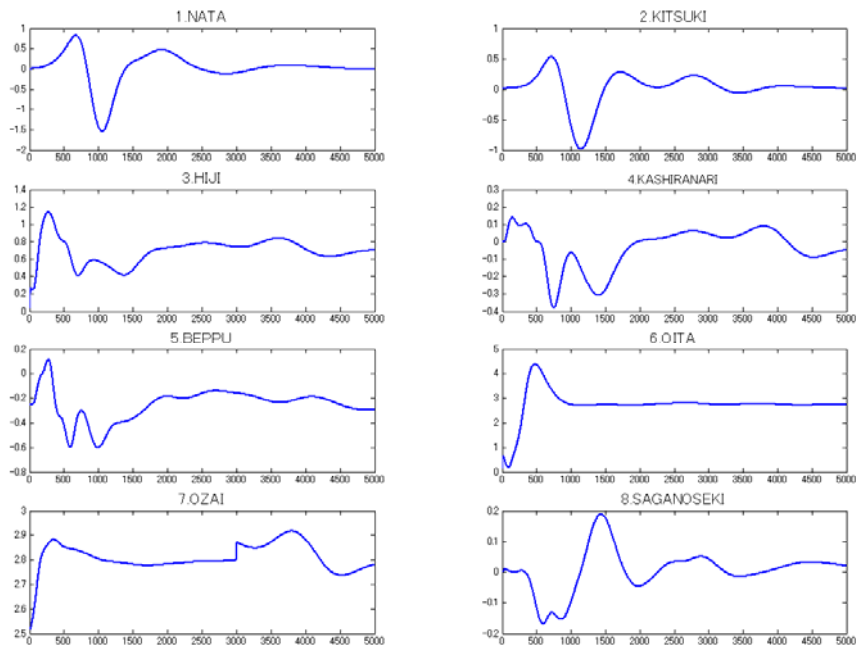


図 10 海岸線に沿った最大波高  
 Fig.10. Maximum wave height along the coast line

(a) Model 1



(b) Model 2

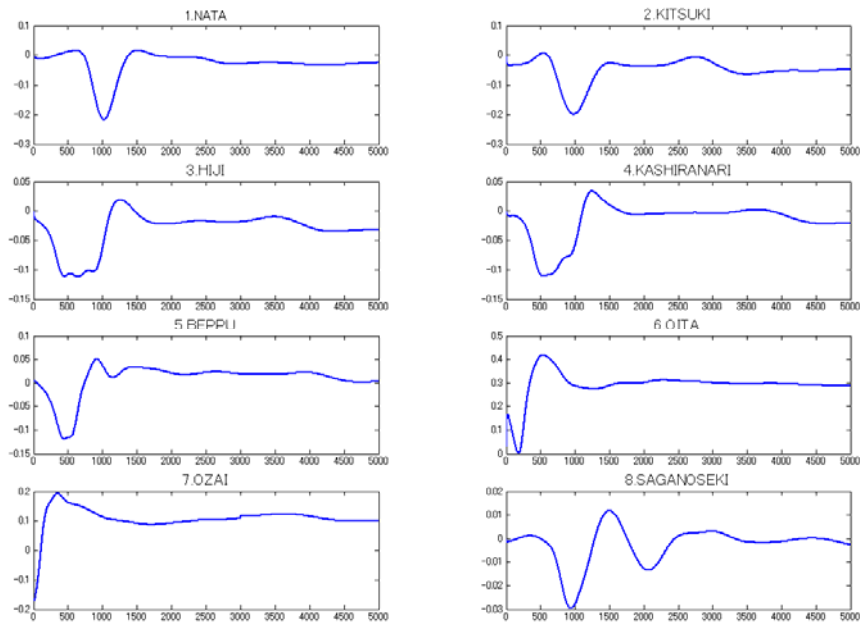


図 11 各都市での津波波形  
Fig.11 Tsunami waveform at each city