

火山性津波の災害予測
—1640年北海道駒ヶ岳噴火と津波—

Tsunamis Generated by Eruptions from Komagatake Volcano,
Hokkaido, Japan

北海道大学理学部有珠火山観測所

西村 裕一

九州大学理学部島原地震火山観測所

清水 洋

Usu Volcano Observatory, Faculty of Science, Hokkaido University

Yuichi NISHIMURA

Shimabara Earthquake and Volcano Observatory, Faculty of Science,

Kyushu University

Hiroshi SHIMIZU

Abstract

During the first stage of the activity of the 1640 eruption of Komagatake, Hokkaido, a summit portion of the volcano collapsed, and the resulted debris entered into the shallow water of Uchiura Bay. The tsunami was generated and traveled 40 km across the sea, and killed more than 700 people around the bay. To forecast the probable tsunami travel times and heights for future eruption of Komagatake, we made numerical simulations with simple source models. Since the tsunami was caused by the debris avalanche into the sea, we gave the initial condition as continuous water flow along the shore line. In this study, two cases of avalanche were examined. In the first case, the avalanche was assumed to enter the sea at the eastern shore of Komagatake, as in 1640. In the second case, source was assumed at the northern shore: this case might cause more dangerous tsunami because in which all debris avalanche would enter into the bay. The other input parameters

for our calculations are source volume, size and duration time of the avalanche : they are estimated from the geological evidences. The tsunami wave would propagate from Komagatake to the opposite shore of the bay in about 30 minutes for both source. Calculated maximum amplitudes for the first waves around the bay are 2-3 m for the northern source and 1-2 m for the eastern source.

キーワード：津波，数値実験，災害予測図，北海道駒ヶ岳，内浦湾

1. はじめに

海底火山の爆発や、火山噴火に伴う泥流や山体崩壊物質が隣接する湾などに流入することにより発生する津波（以下、火山性津波）は、事例は少ないが過去に大きな災害を引き起こしている。1792年雲仙眉山の崩壊では、崩壊物質が有明海に流入、津波が発生し14,500人以上が犠牲となった。また、1640年の北海道駒ヶ岳噴火では、内浦湾（噴火湾）に発生した津波により、700人以上が死亡している。他にも浅い湾や湖沼に隣接した火山は多く、周辺地域における火山性津波の災害予測は、泥流や火砕流の災害予測とともに重要な課題であろう。Kienle *et. al* (1987) はアラスカの St. Augustine 火山を例に、予想される津波波高と伝播時間を示し、津波災害予測の重要性を説いている。彼らの言うように、火山災害として津波を評価する際に役立つような、汎用性のあるシミュレーション手順を構築することも有用であろう。

本研究では、北海道駒ヶ岳の噴火に伴う津波をシミュレートし、噴火の特性と津波の波高や波形、伝播時間の関係を調べた。1640年の津波については、状況を伝える記録は少ないものの、津波を引き起こしたと思われる山体崩壊物質の海への流入地点とその総量は、地質学的研究から見積もられている（北海道防災会議，1975）。ここでは、これらのデータを用い、単純な波源モデルを導入して津波を計算した。また、1640年に災害を引き起こした活動では、流入地点が内浦湾外部であったが、同様の崩壊が湾内部に向けて発生する場合を想定したシミュレーションも実施した。

2. 火山性津波と災害

国内の火山性津波による災害（死者数）としては、1640年北海道駒ヶ岳（700余）、1741年渡島大島（1,467）、1792年雲仙（14,500）、1779年桜島（153）が記録に残っている。一方、国外では、1883年 Krakatau 火山（36,000）の例がある。火山性津波の波源としては、噴出物（崩壊物）の海域への流入、land slide、海底火山の噴火などが挙げられており（Latter, 1981）、

地震による津波と比較して実に多様だ。

陸上の火山の場合、津波発生の有無やその規模は、噴火の大きさだけではなく、火山と海域の位置関係にも依存する。大規模な山体崩壊では、物質は火山体の高さの10倍程度の距離まで到達すると推定されており、その範囲内に海域が存在する場合、対岸も含めた海域周辺地域は津波災害の危険性があることになる。津波の経路は海もしくは湖沼であり、伝播の様子は海底地形と障害物（島など）によって決定される。波高も水深に依存するため、浅い海では一般に広い範囲に被害がおよぶ。有明海のように、潮汐による水位差が大きい地域では、波高や伝播時間が時刻により異なることも予想される。また、津波が陸に到達する際の波高は、陸海境界のよりローカルな地形構造、建造物の有無にも大きく影響され、正確に見積もるのは困難だ。

3. 1640年北海道駒ヶ岳噴火と津波

北海道駒ヶ岳(1,133 m, 以下駒ヶ岳)は、北海道南西部、内浦湾の南岸に位置する成層火山である。最近の大噴火は1929年、これは国内では今世紀最大規模の噴火とされている。1640年(寛永17年)の噴火は1,000年以上の休止期のあとに起きた。この活動では、まず山頂部が崩壊、ひきつづき大規模な軽石噴火が起き、さらに火砕流が発生した。山体崩壊は、長い休止期のあと新しい火道を開くに当たり、水蒸気爆発が先行して起こったためと推測されている(勝井・他, 1986)。この山体崩壊では、崩壊物が海になだれ込み(クルミ坂泥流)津波が発生した。内浦湾の入口から東にせりだした出来間崎はこの活動で形成されたと考えられている。地質学的調査によると、噴出物の総量は 3.5 km^3 、このうち泥流堆積物は 0.25 km^3 と推定されている(北海道防災会議, 1975)。

津波は内浦湾を40 km以上伝播し、沿岸各地を襲った。古文書には、津波で各種船舶100隻余りが破壊し、700人以上が犠牲になったと記載されている。つじ(1989)は「ウスノ善光寺如来堂ノ后口山マデツナミ上レリ」(雑羅記録)との記録を基に、対岸に位置する有珠善光寺の阿弥陀如来堂における津波高を8.5 mと推定した。津波が記録されている資料は少なく、古文書から波高が推定可能なのは、内浦湾沿岸ではこの善光寺のみであろう。

4. 津波のシミュレーション

4-1 方法

津波の数値実験は、長波に対する方程式を差分化しておこなわれる(例えば、相田, 1974)。長波近似は source での波長が水深に比べて十分に長い場合に成立する。内浦湾のような浅い海域では特に問題ないと思われる。津波の伝播速度は、水深を h 、重力加速度を g とすると、

\sqrt{gh} で表される。本研究では津波の陸上への遡上 (run-up) は考慮していない。

計算領域は内浦湾を含む、東西方向 116 km、南北方向 72 km の範囲に設定した (図 1)。格子サイズは 500 m、東西、南北とも領域内で一定とした。水深のデータは、海上保安庁水路部発行の海底地形図「室蘭沖」(1/200,000) の等深線をデジタル化し、これを基に格子点の水深値を算出した。計算領域の海底地形を図 2 に示す。水深は内浦湾内では 100 m 以下、領域の南東端では 700 m である。差分法の安定条件を満たすため、時間間隔は 4 秒で計算をお

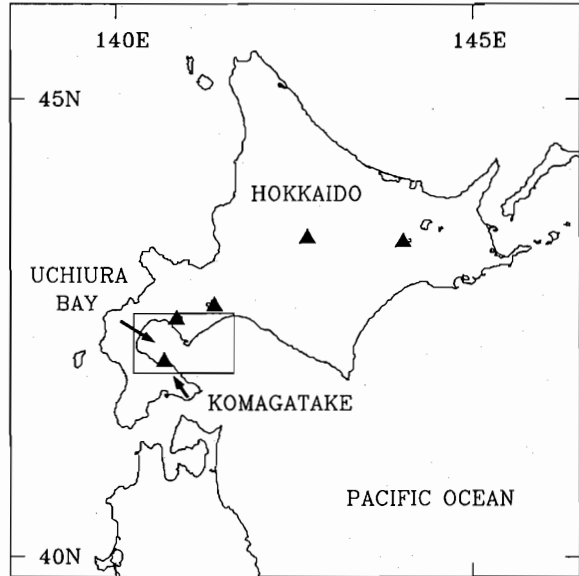


図 1 内浦湾の位置と津波計算領域。
▲印は北海道の活動的火山

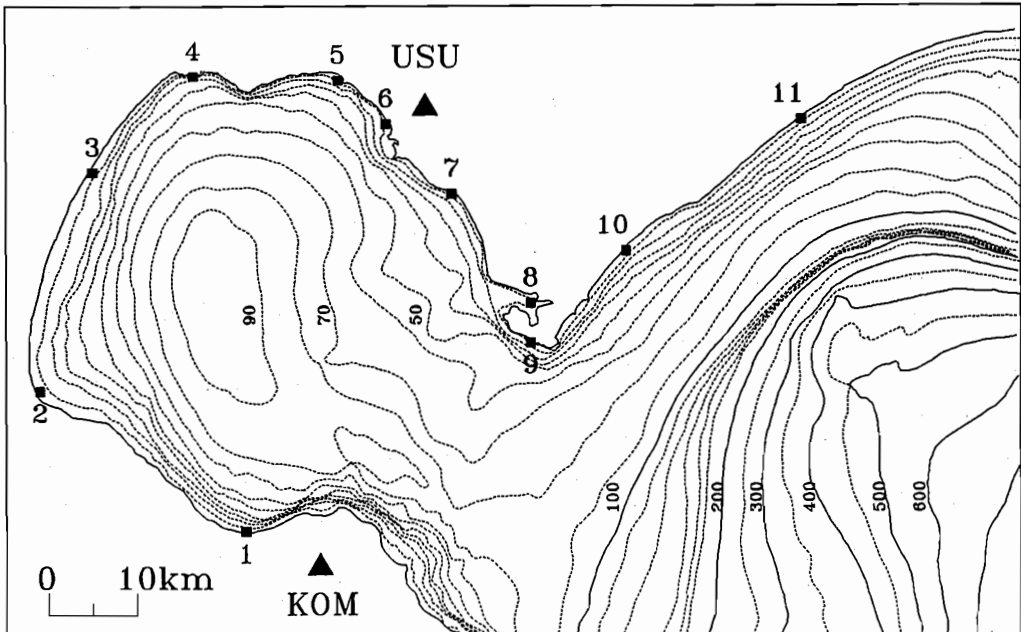


図 2 内浦湾の海底地形 (KOM: 駒ヶ岳, USU: 有珠山)。黒四角は津波の波形を求めた地点、それぞれ、1-森、2-八雲、3-長万部、4-静狩、5-豊浦、6-有珠、7-伊達、8-室蘭 (港)、9-室蘭 (岬)、10-登別、11-白老

こなつた。また、陸海境界では完全反射、領域外へは流出の境界条件を設定した。

津波の計算では、初期条件として水位または流量が与えられる。一般に、地震に起因する津波では、まず断層運動に基づく地殻変動量を計算、海底での変位=海面での水位変動として初期条件が与えられる。一方、火山噴火は多様であり、津波の波源モデルは、古文書や地質学的データを参考にして個々の火山で想定する場合が多い。相田(1975)は1792年眉山崩壊の津波について、山体崩壊物質の海中への流入=海水流量として与え、実際の津波波高分布が説明できることを示した。また、相田(1984)は1741年渡島大島の事例について、土石なだれと粉体流を source として津波を計算している。本研究では、陸海境界からの流量を初期条件として津波を計算した。

4-2 入力パラメータ

初期流量を与える位置は、図3に示すように、駒ヶ岳の東方(E)および北方(N)の2ヶ所に設けた。source Eは1640年の山体崩壊で泥流が海(内浦湾の外)へ流入した地点、source Nは山体が北方に崩れて崩壊物質が湾内に流入する場合を想定した地点である。各 source における入力パラメータは、総流入体積、流入させる範囲(距離)、流入継続時間の3つ。この単

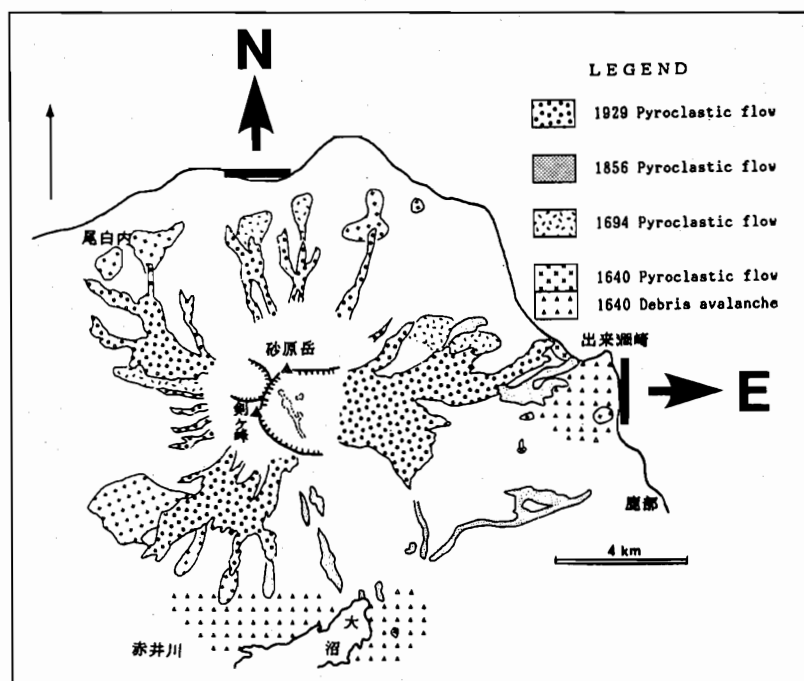


図3 駒ヶ岳における歴史時代の岩屑なだれおよび火砕流(軽石流)の分布(勝井・他, 1986)。N, Eは想定した津波波源の位置および方向

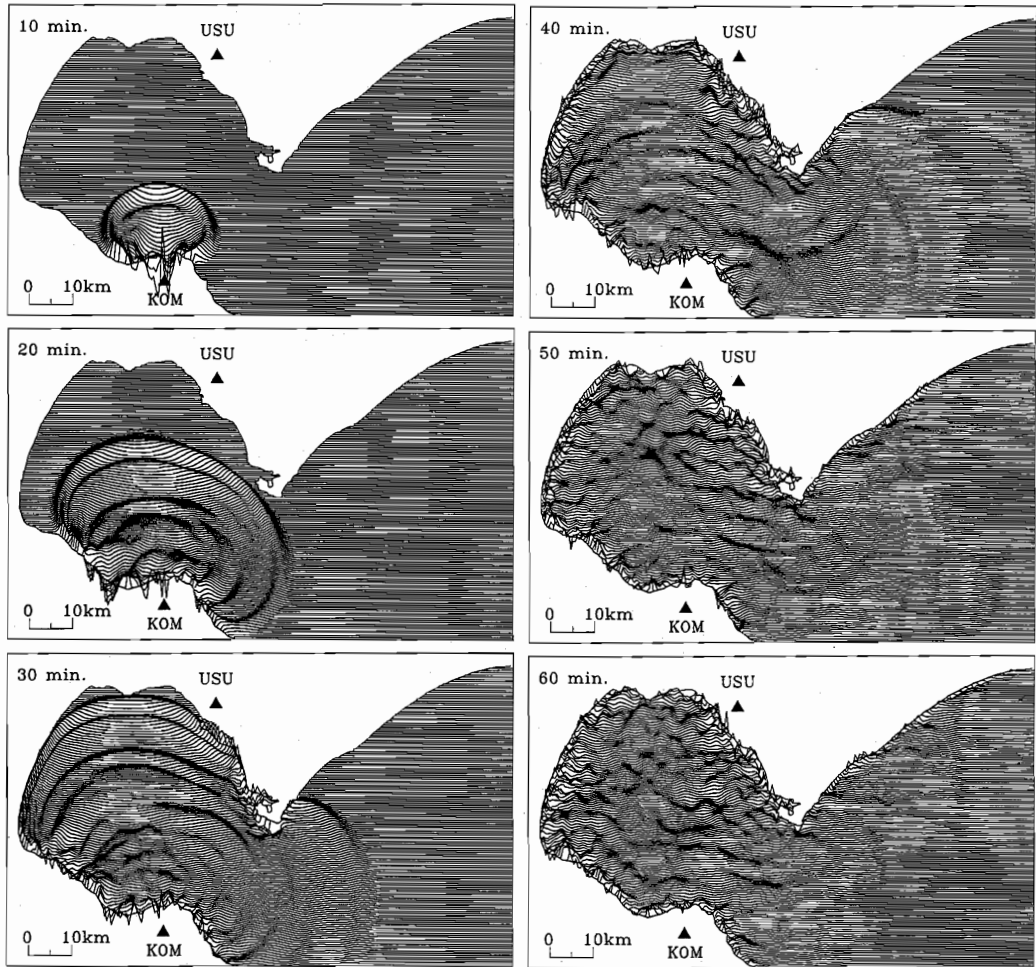


図4 津波伝播の様子 (source N)。流入開始から60分後まで、10分間隔で示す

純なモデルでは、source における流入は、同一地点から一定の速度で、総体積に達するまで継続することになる。数値実験で採用した各入力値は次の通り。流入体積は、1640年噴火の泥流堆積物の総量が 0.25 km^3 であることから、海への流入量はその半分以下と仮定し 0.1 km^3 とした。流入させる範囲は、海岸部におけるクルミ坂泥流堆積物が識別されているおおよその範囲として、2 km を与えた。継続時間については、根拠となるデータはないが、ほぼ同体積が崩壊した雲仙眉山の事例で相田 (1975) が採用している値を参考に、5 分間と仮定した。

4-3 結果

N および E を source とした津波の伝播の様子を、図4、図5にそれぞれ示す。流入開始か

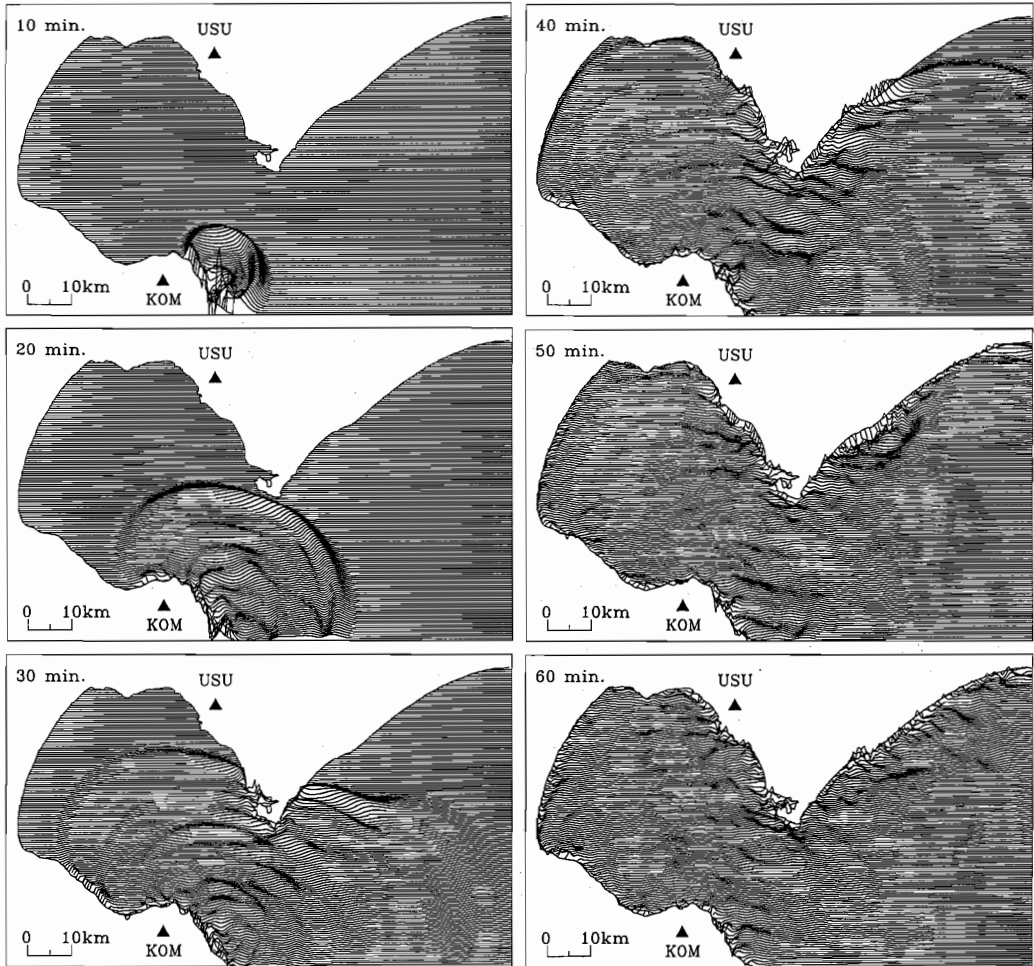


図5 津波伝播の様子 (source E)。図4と同様

ら1時間後までの10分毎の水位分布であり、駒ヶ岳から発した津波が内浦湾内部や太平洋岸に広がる様子がよくわかる。また、図6、図7は津波第一波のピークの伝播時間と、発生1時間後までの最高水位の分布である。津波は水深が深いところでは早く伝播し、また水深が浅くなる沿岸部では振幅が増大する。崩壊物質が内浦湾の中に流入するケースを想定した source N については、室蘭では約20分後、内浦湾北沿岸では約30分後に津波第一波が到着する。また、ほぼ円形の湾内部では、陸からの反射波が複雑に干渉しあい、振動が継続、局所的に振幅が増大する。半ば閉じた内浦湾では波がすぐに減衰せず振動が継続する傾向は、近藤・米津(1988)による室内実験、数値実験でも示されている。一方、source E は1640年の事例を想定した場合である。source N と比べ、室蘭岬から東側の太平洋岸にも比較的大振幅の津波が伝播す

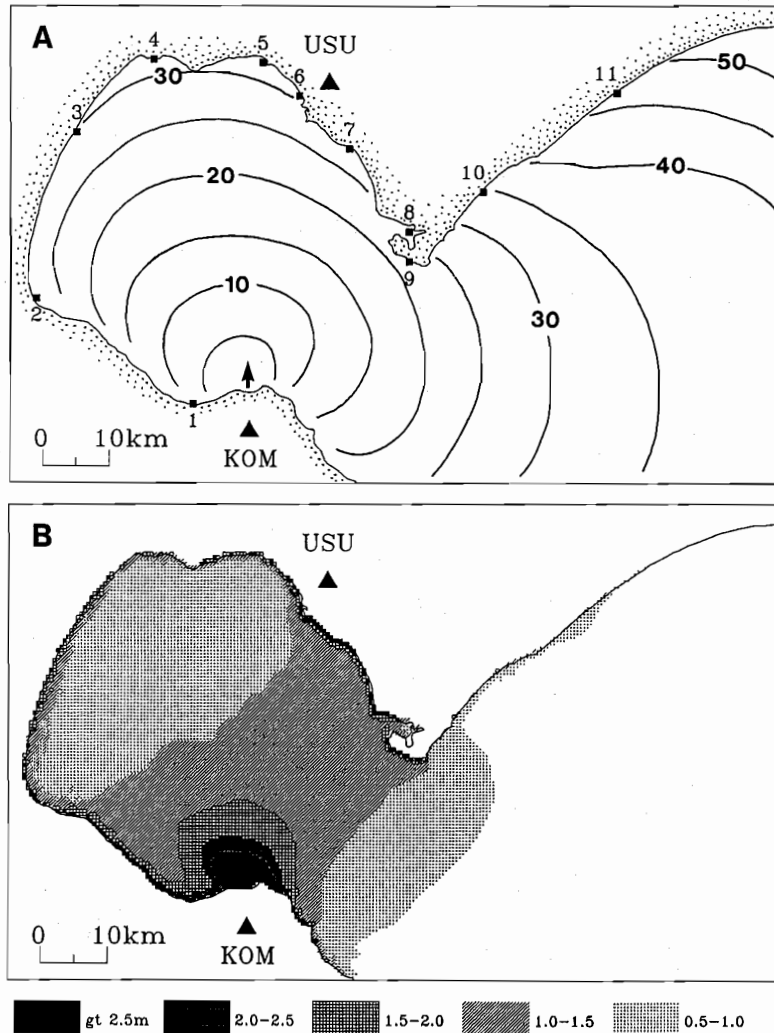


図6 source Nに対する津波の(A)伝播時間と(B)波高分布。伝播時間は流入開始からの経過時間で、単位は分。波高は流入開始から60分間の最高水位

る様子がわかる。

図2に示す各観測点における津波の計算波形を、図8、図9にそれぞれ示す。source Eについてみると、ここで採用した入力値では、有珠での波高は1 m程度であり、つじ(1989)の見積もり(8.5 m)より明らかに小さい。原因として検討すべき事項は、

- (1) 8.5 mと推定された善光寺は、さらに複雑に入り組んだ小さな湾(有珠湾)の奥にあり、本実験では再現されない増幅効果が現れる可能性がある。
- (2) source 近傍の非線形効果や陸上への遡上(run-up)で、振幅は2~3倍に増幅される

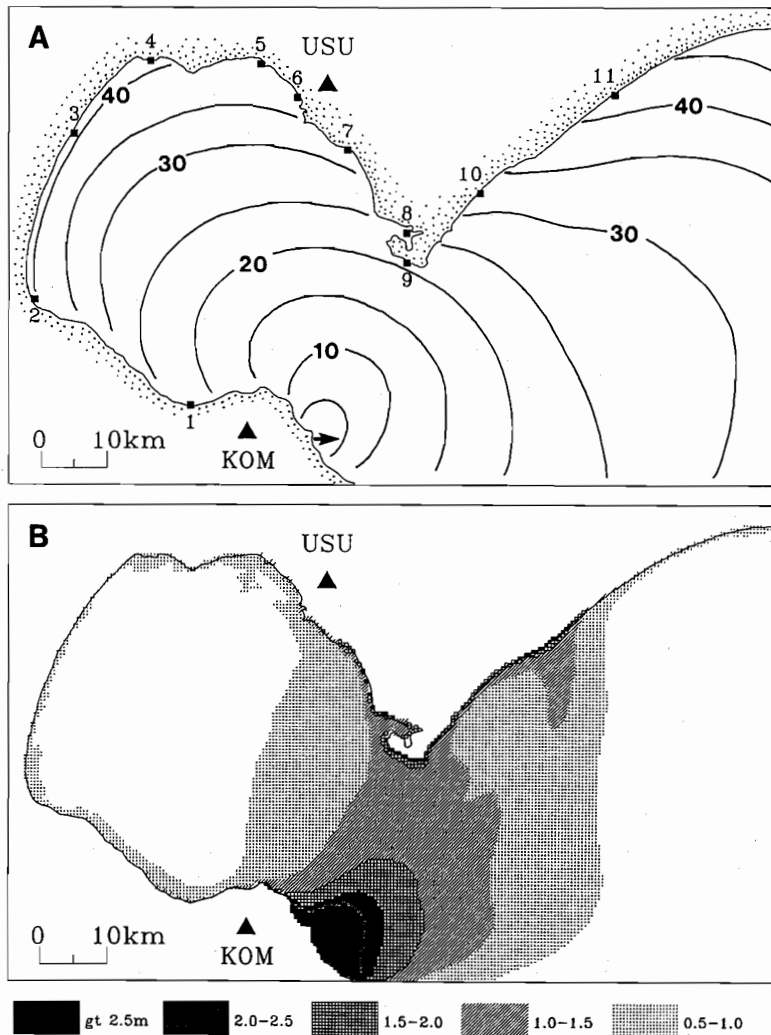


図7 source Eに対する津波の (A) 伝播時間と (B) 波高分布。図6と同様

可能性がある。

- (3) 採用した入力パラメータの値が不適當であった。
- (4) 噴火-崩壊メカニズム、すなわち波源モデルが不適當であった。
- (5) 火砕流による津波発生など、他の要因も検討する必要がある。

などが挙げられよう。

ここでは、入力パラメータの波高、波形に対する効果を調べるため、source N について、流入範囲を 1, 2, 5 km, 流入継続時間を 2, 5, 10 分と変化させ、有珠での波形を比較し

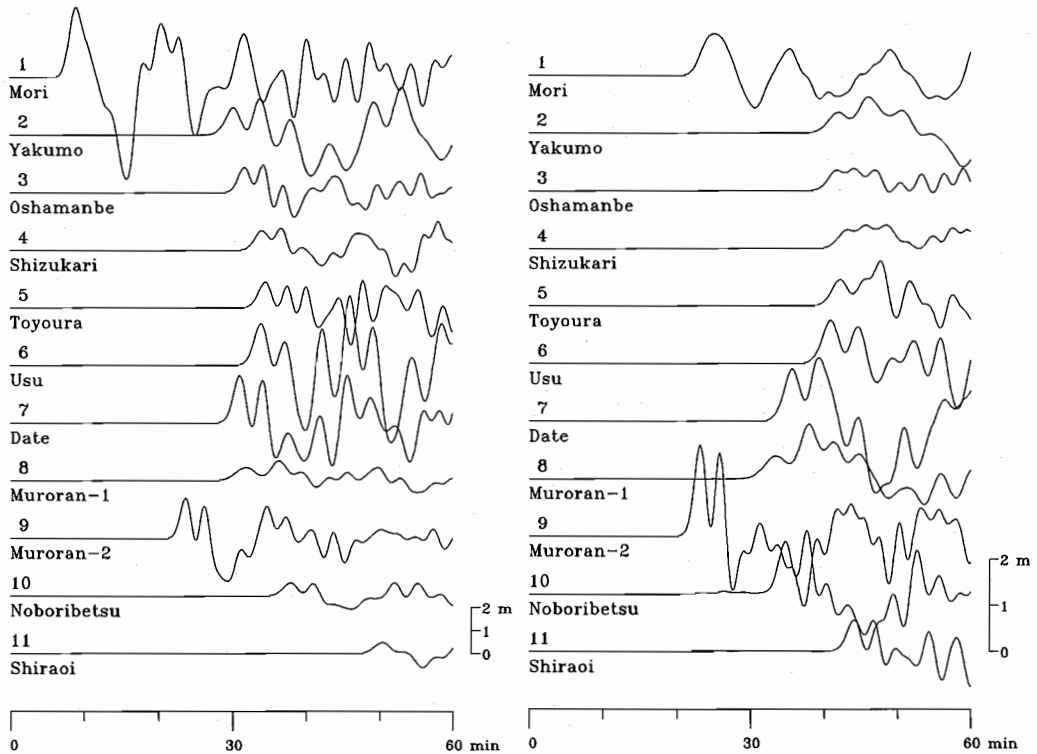


図8 流入開始から60分間の津波波形 (source N)。 図9 津波波形 (source E)。図8と同様各観測点は図2を参照

た(図10)。総体積は 0.1 km^3 で一定とした。津波の振幅は、流入範囲には依らず、継続時間が短いほど、すなわち高速度で一気に入るほど大きくなる。この傾向は、単純な海底地形モデルで佐竹(1987)がおこなった数値実験でも示されている。また、今回のような単純な波源を用いた数値実験では、津波振幅は総流入量に比例して増大する。このように、津波の波高や波形は入力パラメータに大きく依存し、津波の数値実験では source のモデル化が重要であることがわかる。このことは、津波波形や波高分布の記録が存在すれば、波源モデルすなわち噴火様式を推定できることをも示している。実際、Krakatau 火山などでは、津波記録から噴火過程を知る研究も進められている (Latter, 1981, Yokoyama, 1981, Satake and Nomanb-hoy, 1992)。

5. ハザードマップ(災害予測図)の可能性

以上の数値実験から、内浦湾北沿岸では、駒ヶ岳噴火後(実際には噴出物が海に流入しはじめてから)約30分後に津波第一波のピークを迎えることが示された。計算では、駒ヶ岳の最大

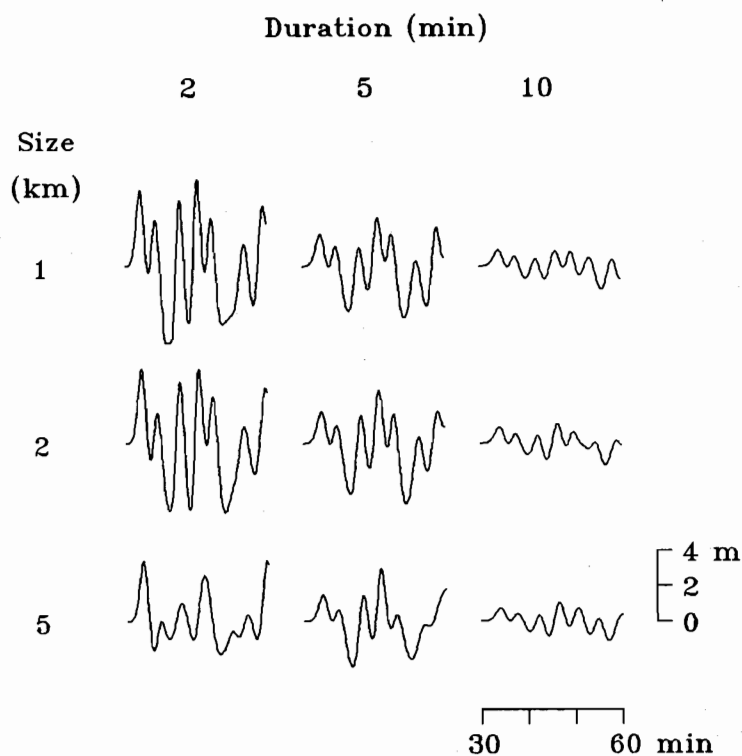


図10 流入範囲，継続時間の変化と津波波形の例。観測点は有珠（図2の6），波源は source N。流入開始30分後から60分後までの波形を示す

規模の噴火（山体崩壊）を想定しているが，津波の到達時間については，火山噴火では波源域が限定されていること，および津波の伝播速度は水深（海底地形）にのみ依存することから考えて，噴火のタイプによって大きく変化することはないと推測される。一方，津波振幅については，噴火様式，主に噴出物の海域への流入速度に依存して大きく変化することが確認された。

内浦湾沿岸の各地域で「駒ヶ岳の最大級の噴火を想定した場合，約〇〇分後に〇〇メートル以上の津波が来襲する」として注意を呼びかける，あるいは第一近似的なハザード・マップ（例えば図6，図7のような）を作成することは可能であろう。噴火開始から噴出物が海へ流入するまでの時間を加えても，噴火後数十分という時間は実際問題としては非常に短い。1640年に匹敵する噴火が今後駒ヶ岳で発生する可能性は低いかもしれないが，こうした津波災害が事前に認識され，高台の避難場所が確保されるだけでも，防災上役に立つかもしれない。

一方，より精密な，より各海岸地域に密着した津波ハザード・マップを作成するためには，陸海境界域の微細な地形を考慮した津波の遡上過程を示す必要がある。この問題には工学的な要素も多く含まれている。さらに，火山性津波については，波高を決定する主要因である火山噴火－崩壊メカニズム（sourceの時間関数）を精密にモデル化することが課題である。実際に

波源を表現するためには、地質学的手法により、実際に起きた過去の噴火-山体崩壊の様子を調べたり、津波に寄与する噴出物総量（実際に海に入った量など）を精度良く算定しなければならない。

最後に、シミュレーション結果の検証には、津波波形や波高分布といった観測データが必要になってくる。阿部・他（1990）は、869年の三陸津波の痕跡高を考古学的所見および堆積学的検討に基づく手法により推定している。検潮記録や古文書が存在しないような古い津波については、海岸地域の地層から痕跡を検出し、波高分布を調べることも試されるべきであろう。

謝 辞 数値実験をおこなうにあたり Michigan 大学の佐竹健治博士の協力を得た。ここに謝意を表します。本研究は、平成3年度重点領域「自然災害」特別研究におけるワーキンググループ研究成果の一部である。

参考文献

- 阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章（1990）。仙台平野における貞観11年（869年）三陸津波の痕跡高の推定。地震, 43, 513-525。
- 相田 勇（1974）。地震の断層モデルによる津波の数値実験。地震, 27, 141-154。
- 相田 勇（1975）。1792年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験。地震, 28, 449-460。
- 相田 勇（1984）。噴火により発生する津波の見積もり -1741年波島大島の場合-。地震研究所彙報, 59, 519-531。
- 北海道防災会議（1975）。駒ヶ岳-火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策。北海道における火山に関する研究報告書第4編, 1-194。
- 勝井義雄・篠沢達也・知本康男・山田裕丈（1986）。北海道駒ヶ岳の歴史時代の火砕流。文部省自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流（火砕流等）の特質と災害」（代表者荒牧重雄）報告書, 91-113。
- Kienle, J., Kowalik, Z. and Murty, T. S. (1987). Tsunamis generated by eruptions from Mount St. Augustine volcano, Alaska. Science, 236, 1442-1447.
- 近藤一郎・米津仁司（1988）。噴火湾の津波波高分布の推定。土木学会北海道支部論文報告集, 1-6。
- Latter, J. H. (1981). Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. Bull. Volcanol., 44, 467-490.
- 佐竹健治（1987）。津波の発生効率 -非断層性津波の定量化へ向けて-。地震学会講演予稿集 1987年春, 336。
- Satake, K. and Nomanbhoy, N. (1992). Numerical computation of tsunami from the 1883 Krakataueruption. EoS, 173, No. 25, Supplement, 59.
- つじよしのぶ（1989）。寛永17年6月13日（1640 VII 31）北海道駒ヶ岳噴火による津波。地震学会講演予稿集 1989年春, 261。
- Yokoyama, I. (1981). A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption. J. Volc. Geoth. Res., 9, 359-378.