HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	1988－1989年の十勝岳噴火に伴う爆発地震の震源メカニズム
Author(s)	加藤, 幸司; 大島, 弘光; 笹谷, 努
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 179-198
Issue Date	2002-03-25
DOI	10.14943/gbhu.65.179
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14312
Type	bulletin (article)
File Information	65_p179-198.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 65, March 2002, pp. 179－198

1988－1989年の十勝岳噴火に伴う爆発地震の震源メカニズム

加藤　幸司*・大島　弘光**・笹谷　　努
北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2002年1月9日受理)

Source Mechanism of Volcanic Explosion Earthquakes During the 1988-1989 Mt. Tokachi Eruptions

Koji KATO*, Hiromitsu OSHIMA** and Tsutomu SASATANI
Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,
Hokkaido University

(Received January 9, 2002)

On December 16, 1988, after 26 years of dormancy since the last eruption in 1962, Mt. Tokachi began to erupt. The eruptions were accompanied by a lot of explosion earthquakes. Seismic signals from the explosion earthquakes were recorded by strong-motion seismometers at two stations. We investigate the seismic signals to elucidate the source mechanism of the explosion earthquakes. The first motions of P-waves produced by the explosions are directed outward away from the crater, and SH-waves are also clearly observed. From a comparison between the observed seismograms and the theoretical ones for various source models, we show that the source mechanism of the explosion earthquakes is expressed by an inclined downward single force. This single force represents a counter force of eruption. We estimate the source parameters (azimuth, dip, peak amplitude, pulse width and depth) for the single force by modeling the observed waveforms. The single force with the azimuth of N230° and dip of ~50° at the depth of about 0.5km well explains the distribution of ballistic rocks estimated from field observations. The peak amplitudes and the pulse widths are 5.6~6.7x10^9N and 0.5~0.9sec. Combining these parameters for the Mt. Tokachi explosion earthquakes with those for the Mt. St. Helens and Mt. Asama explosion earthquakes, we confirm that the peak amplitudes of the single force are proportional to the squares of the pulse width. Finally we estimate the pressure in the reservoir before the eruption and the vent radius based on the pressure release model for a volcanic eruption and the source parameters for the single force. The initial pressures and the vent radii are 2

* 現在，旭川地方気象台
Now at Asahikawa Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency
** 現在，北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター
Now at Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

~7MPa and 8~18m. Our estimate of the vent radius is reasonably consistent with that by the field observation.

I. はじめに

北海道のほぼ中央部では，北東から南西へ長さ約 80 km に及ぶ大雪－十勝火山列が存在している．十勝岳は，その南西端に位置する十勝岳火山群に属し，そこでの最高峰である．十勝岳には標高約 1750 m に，西部に開いた直径約 700 m のグランド火口があり，そのグランド火口を取り囲むように北から南西にかけて，摺鉢火口，北向火口，昭和火口，中央火口丘（丸山），大正火口，62 火口群などが過去の噴火により形成されている(Fig. 1)．また，十勝岳の南西には北西方向に開いた旧噴火口（安政火口）がある．

過去の主な噴火は，BC 240 年頃，1670 年頃，1857 年 (安政 4 年)，1887 年 (明治 20 年)，1926 年（大正 15 年)，1962 年（昭和 37 年）に起きている（勝井・他，1987)．1926 年の噴火では，中央火口丘の北西部が破壊され，融雪泥流（大正泥流）が発生し，死者・行方不明者 144 名を出した．1962 年の噴火では，中央火口丘の南側から激しいストロンボリ式噴火が起きた．噴火による噴煙は高さ 12 km にも達し，噴出岩塊によって，5 名の死者を出した．なお，この噴火により，グランド火口の南西部に 62－0 ～III火口が形成された．

十勝岳は 1988 年 12 月 16 日，26 年の休止期間を経て，62－II火口から小規模な水蒸気爆発による噴火活動を再開した．噴火活動は 12 月 19 日にブルカノ式のマグマ水蒸気爆発に移行し，1989 年 3 月 5 日まで，計 21 回の爆発的噴火を繰り返した．噴火は，小規模ながらきわめて爆発的であり，爆発地震，爆発音，小型火砕流，小型火砕サージ，火柱，赤熱岩塊の放出，火映などの火山現象が観測された．一連の噴火活動が小規模だったために，幸いにも，人的被害はなかったが，冬季の積雪期であったこともあって融雪泥流の危険性を考え，融雪危険域の一部に避難命令が出された（勝井・編，1989)．

爆発地震の震源メカニズムについては，過去にも多くの研究がなされている．今井 (1980) は，1973 年の浅間山爆発地震のP波初動が全方位で押しであることに注目し，その震源メカニズムを球状圧力源モデルで説明している．また，田中（1971）は，秋田駒ケ岳での爆発地震のP波初動の押し，引き分布に注目し，円錐型発振機構モデルを用いてその震源メカニズムを説明している．

Kanamori et al. (1984) は，1980 年 5 月 18 日の St. Helens の噴火に伴う地震の近地および遠地記録の実体波部分を解析し，この地震波は噴出物の放出に対する鉛直下向きの Single Force によって励起されたと結論づけている．同様に、武尾・他（1984）は，1983 年の浅間山の爆発地震の長周期地震波を解析し，この地震の震源メカニズムを鉛直下向きの Single Force と複双力源を組み合わせた力学系により説明した．また，Takeo et al. (1990) や福山・武尾（1990）は，1987 年の伊豆大島の噴火の際に観測された長周期地震波や近地地震記象を解析し，マグマが下方に移動することを表す下向きの Single Force でその震源メカニズムを説明している．

桜島では，爆発地震について多くの研究がなされている．Uhira and Takeo (1994)，Iguchi (1994)，Uhira et al. (1995) は波形インバージョンによって爆発地震の震源メカニズムを求めている．それによると，爆発地震の震源メカニズムは，始めに震源領域の最上部に形成されたガス溜まりの上下方向への膨張を表すモーメントテンソル M_{zz} と，その後震源領域が収縮することを表す Implosive source の組み合わせによって説明されている．

1988－1989 年の十勝岳噴火に伴う爆発地震記録については，これまでに，ごく一部が解析されている．大島・他 (1989) は十勝岳温泉 (TDO) で観測された 2 月 8 日の爆発地震記録を，また Nishimura and Hamaguchi (1993) は十勝岳観測坑道 (TKC) で観測された 1 月 28 日の爆発地震記録を解析し，それらの震源メカニズムが噴出物放出に対する下向きの Single Force で説明できることを示した．

テクトニックな地震の震源メカニズムは双複力源モデルで表現できることが一般的に知られている．しかし，爆発地震の震源メカニズムについては，以上のように様々なモデルが提案されており，統一的なものはない．

本研究では，1988－1989 年の十勝岳噴火に伴う爆発地震の震源メカニズムについて考察する．まず，1988－1989 年の十勝岳噴火に伴う爆発地震による地震波形の特徴を述べる．次に，その波動論的検討と，理論波形と観測波形との比較から，十勝岳の爆発地震の震源メカニズムが Single Force で説明できることを示す．さらに，解析によって得られた震源パラメータから火山爆発の Scaling low について検討する．

II．観測およびデータ

1988～1989 年の噴火の際，北海道大学理学部地球物理学教室 (現，北海道大学大学院理学研究科) は，1988 年末から噴火活動に伴う爆発地震の力学的過程を解明するために，十勝岳の南西約 3 km の十勝岳温泉 (TDO) に速度型強震計を臨時に設置した (Fig. 1)．火山噴火の力学過程を解明するには，噴火口のできるだけ近くで噴火に伴う爆発地震を振り切れることなく記録しなければならない．そのために TDO に，速度型強震計 VS－1 (東京測振製) が設置された．強震計からの出力は 20 Hz のサンプリングで，デジタルレコーダ (テレダイン社製，PDAS－100) にイベントトリガー方式で収録された．TDO での観測開始後，爆発的噴火は 16 回を数えたが，TDO では 1989 年の 1/16，1/20，2/1，2/4，2/6，2/7，2/8，3/5 の 8 回の爆発地震しか記録できなかった．

また，北海道大学理学部附属有珠火山観測所 (現，北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター有珠火山観測所；以下 UVO) は，1985 年から十勝岳の北西約 2 km にある観測坑道 (TKC) で，固有周期 5 秒の地震計 (PELS) を用いて地震観測を行っていた (Fig. 1)．さらに，UVO は，十勝岳の北西約 3.5 km の望岳台 (BGK) に京都大学防災研究所と共同で低周波マイクロフォンを設置し，空振観測を行った (Fig. 1)．TKC におけるデータは，残念ながら，アナログ記録しか残っていない (西村・他，1990)．そこで，波形記録をスキャナーで読み込み，

それをデジタイズした．次に，それをさらに線形補間し，100 Hz でリサンプリングした．波形記録の多くは，P 波初動から約 1.5 秒後で振り切れている．また，これらは紙記録からデジタイズしたために，分解能に限界がある。Fig. 2 に西村・他（1990）に載っているオリジナルの波形とそのデジタイズした波形の例を示す．

本研究では，主に TDO で得られた強震記録について解析を行う．また，UVO の観測坑道（TKC）で得られた地震記録を補助的に用いる．解析に用いた爆発地震は TDO で記録の得られた 1/16，1/20，2/1，2/4，2/6，2/7，2/8，3/5 の 8 つである．

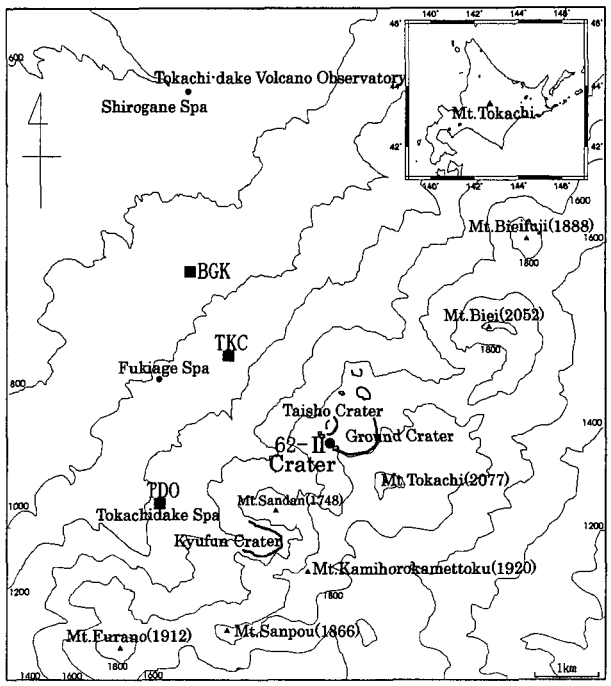

Fig. 1. Map showing topography of Mt. Tokachi and locations of seismic observations (TDO, TKC). The 62-II crater is the epicenter of the 1988-1989 Mt. Tokachi explosion earthquakes.

III. 爆発地震の波動特性

爆発地震の波動特性を調べるためには，まず，その震源に関する情報が必要である．十勝岳における地震観測点は，山岳での多雪と地形的な制約のために，西側山麓に偏っている．そのために，地震観測点が噴火口を取り囲むことができず，正確な震源を求めることは困難である．今回の噴火の際に，国立大学共同観測チームは西側山麓の吹上温泉において小規模アレイ観測を行い，地震波の到来方向と見かけ速度を波形の相関を利用して精度よく求め，各地震の発生域を明らかにした（西村，1991；Nishimura et al., 1990）．また，宮村（1993）は 2 観測点での P 波の上下動成分と水平動成分の振幅比と P 波の到達時間を用いて爆発地震の震源を推定した．これらの結果により，爆発地震は，一連の爆発的噴火が起きた 62－II 火口の直下約 1 ～ 3 km の深さで起きた可能性が高

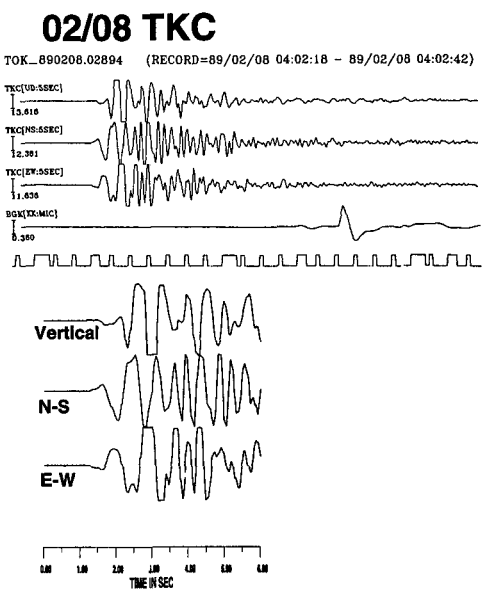

Fig. 2. An example of original seismograms (upper) observed at TKC and their digitized seismograms (lower).

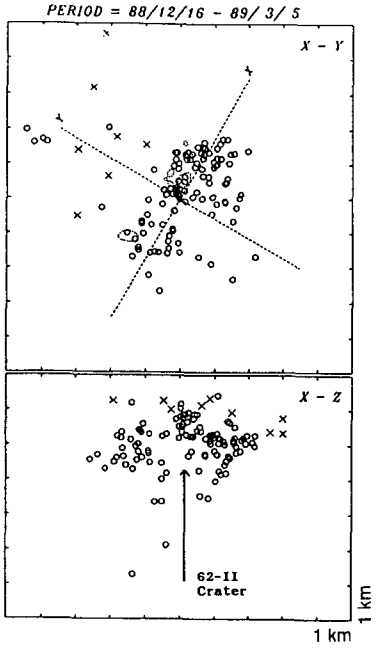

Fig. 3. Upper: Epicentral distribution of volcanic earthquakes at Mt. Tokachi. Lower: Vertical cross section on the X-Z plane. The 62-II crater is also shown. X indicates the seismic station. After Okada et al. (1990)

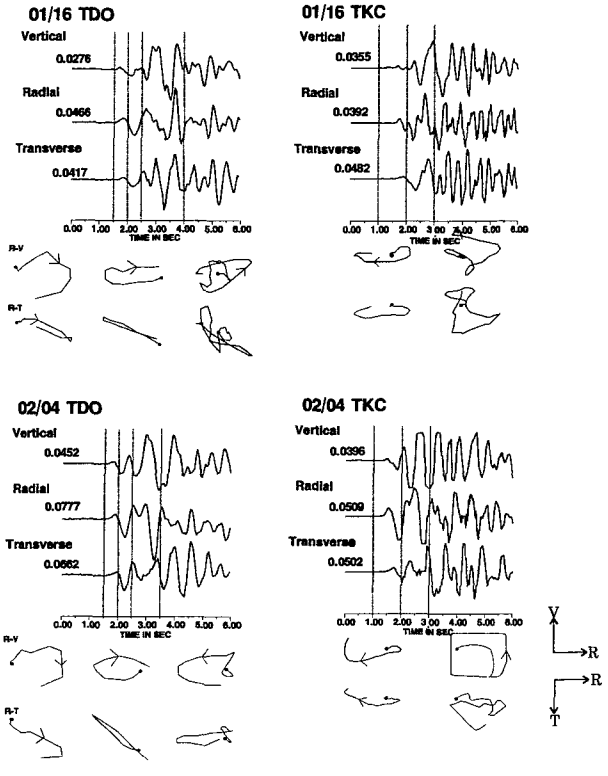

Fig. 4. An example of observed seismograms and particle motions on the radial-vertical (R-V) and the radial-transverse (R-T) planes. Vertical lines on the seismograms show the time window for the particle motion analysis. On the particle motion diagram, a dot indicates the starting point.

いことが指摘されている．Okada et al. (1990) は，一連の噴火活動による火山性地震の震央が，Fig. 3 のように 62－II 火口に集中していると述べている．上記の結果をふまえて，爆発地震の震央を 62－II 火口とし，観測波形の NS 成分と EW 成分から，Radial 成分（以下，R 成分）と Transverse 成分(以下，T 成分)を合成した．以下の水平動の解析においては，これらのR成分，T成分を用いる．なお，TDO と TKC までの震央距離と方位は，(2.8 km，N 250°)，(2.1 km，N 315°）となる．

Fig. 4 に，TDO 及び TKC における観測波形の例を示す．P 波初動から 1 ～ 2 秒間にはV成分，R成分だけではなくT成分のパルス波も記録されていることが特色の 1 つである．62－II 火口とそれぞれの観測点の距離は 2 ～ 3 km であり，これは地震波のほぼ 1 波長に相当する．したがって，T成分のパルス波は，複雑な構造や地形の影響を受けて二次的に発生した波ではなく，震源で発生した SH 波と考えられる．SH 波は，1983 年 4 月 8 日の浅間山の爆発地震においても観測されている（武尾・他，1984)．

V成分，R成分のP波と思われる初動の振幅は小さく，またSV波相も不明瞭であるが，TDOおよびTKCのどちらでもP波の初動は「押し」である．西村・他（1990）によると，今回解析には用いなかった爆発地震の初動も，初動部分が明瞭なものはすべてTKCに対して「押し」である．Minakami (1960) は，爆発地震の特徴として，P波の初動はどの方位の観測点でも火口からの「押し」であると指摘している．桜島の爆発地震では，すべての観測点で火口からの「押し」であるP波初動が観測されている（Iguchi, 1994）．一方で，1970年の秋田駒ケ岳（田中，1971）や1973年の浅間山（下鶴・他，1975）の爆発地震では，火口からの「押し」，「引き」どちらも観測されている．1988－1989年の十勝岳の爆発地震では，観測点が火口の西側に偏っているので，すべての方位で「押し」かどうかは即断できない．

各爆発地震のTDO及びTKCでのParticle Motionを見てみる．R－V平面の初動部分は，まず火口方向から「押し」で，上下動よりもR成分が卓越し，Progradeの粒子軌跡を描いている．そのあとにRetrograde粒子軌跡の大振幅の波が現れるのが分かる．このことから，V成分とR成分の初動部分後に現れる大振幅の波は，主にレイリー波から構成されていると言える．ここには示さないが，他の爆発地震記録も同様の特徴を持っている．

IV. 震源メカニズム

火山噴火に伴う爆発地震の震源メカニズムについては，I章で述べたように様々なモデルが提案されている．ここでは，十勝岳の爆発地震の震源メカニズムが，波動特性よりSingle Forceモデルで説明できることを示す．そして，観測波形と理論波形とを比較することにより，その震源パラメータを求める．観測波形と理論波形の比較は，初動より約2秒間に注目して行う．理論波形を求めるにあたっては，水平成層構造を仮定し，反射，透過係数行列（Kennett and Kerry, 1979）

Table 1. Source models of explosion earthquakes and radiation patterns of P and SH waves for these models. Here we consider only up-going waves from the focus.

Source model	Initial motion of P-wave	Radiation of SH-wave	Reference
Explosive Source	push	NR	Imai (1980)
Implosive Source	pull	NR	Uhira & Takeo (1994)
Mzz	push	NR	Iguchi (1994)
Single Force Vertical Inclined	pull/ push & pull	NR/R	Kanamari et al. (1984), Oshima et al. (1989), Nishimura & Hamaguchi (1993)

NR: No radiation, R: Radiation

と Discrete Wavenumber 法 (Bouchon, 1979) を基にした Sasatani (1985) を用いて計算した．また，震源を point と仮定し，速度構造としては表層のP波速度が 3.0 km/sec，その下が 5.5 km/sec，P波速度とS波速度の比が 1.73 の水平一層構造（石川・他，1971）を用いる．

まず最初に，十勝岳の爆発地震の波動特性と合致する震源モデルを求める．各震源モデルと，それから放出される波動の特徴を Table 1 にまとめる（ここでは，震源から上方に出た波を対象にしている）．十勝岳の爆発地震波形の特徴としては，III章でも述べたが，P波初動が西側の観測点で「押し」であり，また，SH 波が明瞭に観測されたことである．この観測結果と一致する震源モデルは，Table 1 より，傾いた Single Force のみである．また，Fig. 5 に各震源モデルによる理論波形と観測波形を示す．これからも最も観測波形と合う震源モデルは，Single Force であることが分かる．以上より，本論では十勝岳の爆発地震の震源モデルとして傾斜した Single Force モデルを採用する．

1．Single Force モデル

火山噴火に伴う爆発地震の震源メカニズムに関して，Kanamori et al. (1984) は，鉛直下向きの Single Force で表現できることを初めて示した．Kanamori et al. (1984) は，1980 年 5 月 18 日の St. Helens の爆発地震の長周期記録

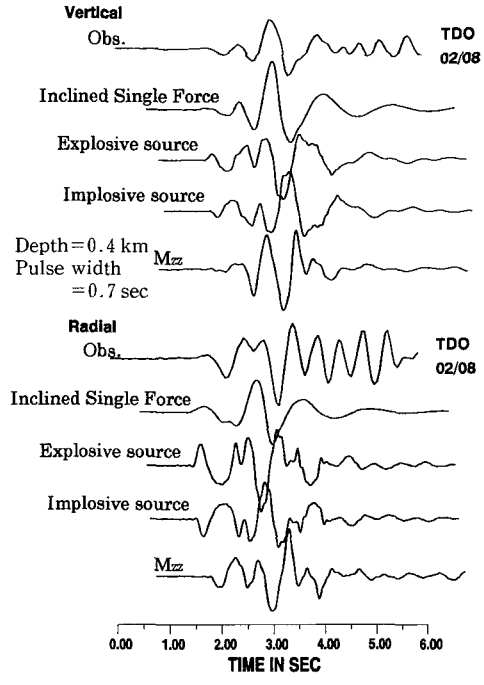

Fig. 5. Comparison between observed seismograms and synthetic seismograms for four source models. Upper: vertical component, Lower: radial component.

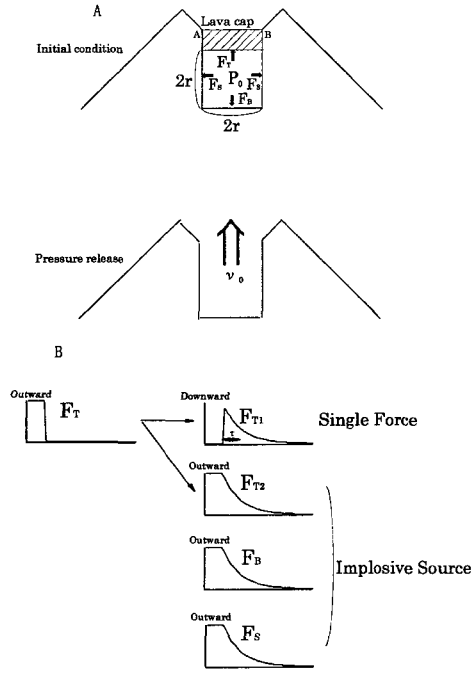

Fig. 6. Explanation of the single-force model for an explosion earthquake (Kanamori et al., 1984). Meanings of various symbols are given in the text. A: a pressure release model for a volcanic eruption. B: Decomposition of the force to a vertical single-force and an implosive force.

を解析し，Fig. 6のモデルを用いて爆発地震の震源メカニズムが，火山噴出物の放出に対する反作用の力を表す鉛直下向きのSingle Forceとマグマ溜りの脱圧に伴う収縮を表すImplosive Sourceの組み合わせで説明できることを示した．半無限媒質内にFig. 6のような内部圧力P_0，高さ$2r$，半径rの円柱があるとする．円柱の上部ABは初め蓋がされていて各面には$F_T(=\pi r^2 P_0)$，F_B，F_Sの力が働いている．噴火により，蓋ABが取り除かれると，Fig. 6Bのように上向きの力F_Tは，即座に消失するが，F_B，F_Sは，円柱内の圧力と同様に，v_0を円柱内の物質が噴出する初速度とすると，$\tau \propto r/v_0$で表せる時間内に徐々に減少する．ここで，F_TをFig. 6Bに示すようにF_{T1}と，F_B，F_Sと同じF_{T2}に分解する．そうすると，円柱に働く力学過程は、鉛直下向きのSingle Force F_{T1}とImplosive Source F_{T2}，F_B，F_Sの組み合わせで表現できることが分かる（Kanamori et al., 1984）．Single ForceとImplosive Sourceによって励起されるそれぞれの地震波の大きさに関してはV章で議論される．

2．震源パラメータによる波形の変化

観測波形と一致する理論波形を求めるにあたって，まず，震源の深さ，Single Forceの傾きと方位が変化した場合に理論波形がどの様に変化するかを調べる．Fig. 6BのSingle Forceは急に立ち上がって，ゆっくりと減少する形を有しているが，ここでは単純にFig. 7AのようなpulseWidth τを有するベル型の震源時間関数を仮定し

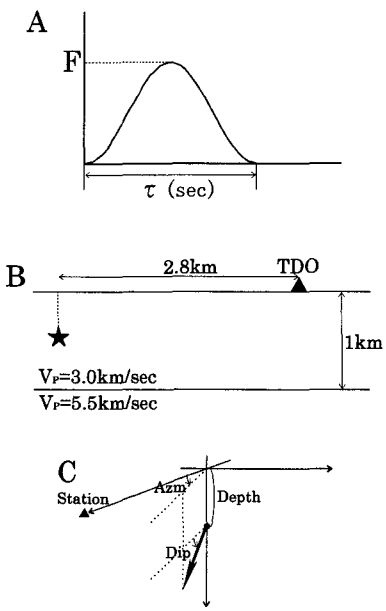

Fig. 7. A: Assumed force time function (F= peak amplitude of the single-force, τ= pulse width). B: Source-station configuration used in computation of synthetic seismograms. C: Coordinate system used in this study. Source parameters for the inclined single-force are the peak amplitude, pulse width, azimuth, dip and depth.

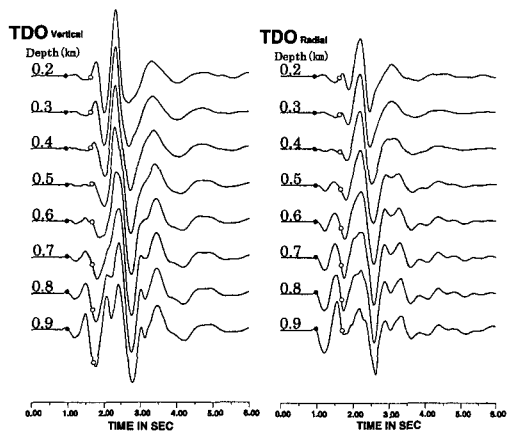

Fig. 8. Synthetic seismograms for vertical single-force models with various focal depths. Closed and open circles indicate theoretical arrival times of direct P- and S-waves. In these computations, the pulse width is fixed as τ=0.7sec.

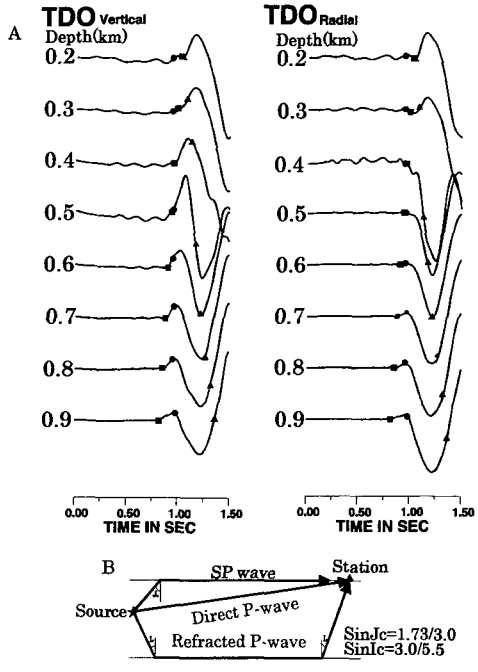

Fig. 9. Initial portion enlargement of the synthetic seismograms shown in Fig. 8. Theoretical arrival times of direct P-, refracted P- and SP-waves are shown by a closed circle, a closed square and a closed triangle, respectively. SP wave radiates from the source as S wave, and is incident at the free surface with critical angle, and then travels along the free surface to the observing point with the speed of P wave (Kawasaki et al., 1973).

た．用いた速度構造（石川・他，1971）および座標系をFig. 7 B，Cに示す．

震源の深さ

震源メカニズムを鉛直下向きのSingle Forceとしたときの震源の深さによる理論波形の変化の様子をFig. 8に示す．●と○は，それぞれ直達P波と直達S波の走時を表す．まず，Vertical成分およびRadial成分を見ると，震源が深くなるにつれてP波が顕著になり，大振幅のレイリー波の周期が長くなっているように見える．しかし，鉛直下向きのSingle Forceなので，直達P波の初動は理論上「引き」が予測されるが，計算結果を見ると，小さい振幅ながらもそれは「押し」のように見える．Fig. 9にFig. 8の初動部分を拡大したものを示す．P波初動部では，特に震源の深さが浅い場合，直達P波（●印），屈折P波（■印），及びSP波（▲印；Fig. 9 Bを参照）が重なっており，さらに，radiation patternから直達P波の振幅が小さいために理論波形では「押し」のように見えることがわかる．また，震源が深い場合にはP波初動は屈折P波による「押し」となることがわかる．ここで示した結果は，いわゆるP波初動が直達P波のradiation patternにのみ支配されるのではないことを示している．

傾き

Single Forceの傾きの違いによる理論波形の変化の様子をFig. 10に示す．震源の深さは0.4 km，Single Forceと観測点の方位（Azm）は40°に固定してある．Vertical成分およびRadial成分ともに，傾きが小さくなるにつれて，radiation patternに従ってP波相が顕著になっている．また，傾きがマイナスになるとレイリー波の位相が逆転していることがわかる．なお，Transverse成分については，波形自体に変化は見られない．

方位角

方位角の変化に対する波形の変化の様子を Fig. 11 に示す．震源の深さは 0.4 km, 傾きは 60° に固定してある．Vertical 成分，Radial 成分ともに方位角が 0°～90° 及び 270°～360° の範囲で初動が「押し」であり，逆に 90°～270° では，初動は「引き」であることがわかる．また，30° と 330°, 60° と 300°, 90° と 270°, 120° と 240°, 150° と 210° の波形は同じである．次に，Transverse 成分に

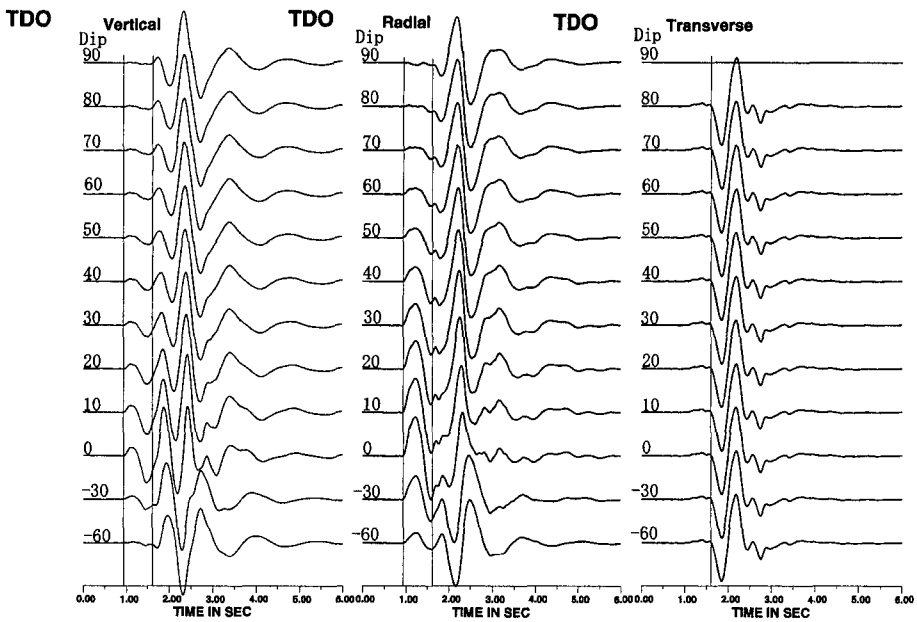

Fig. 10. Synthetic seismograms for inclined single-force models with various dip angles. In these computations, three parameters are fixed; the depth=0.4km, the Azm (azimuth)=40°, and the pulse width=0.7sec.

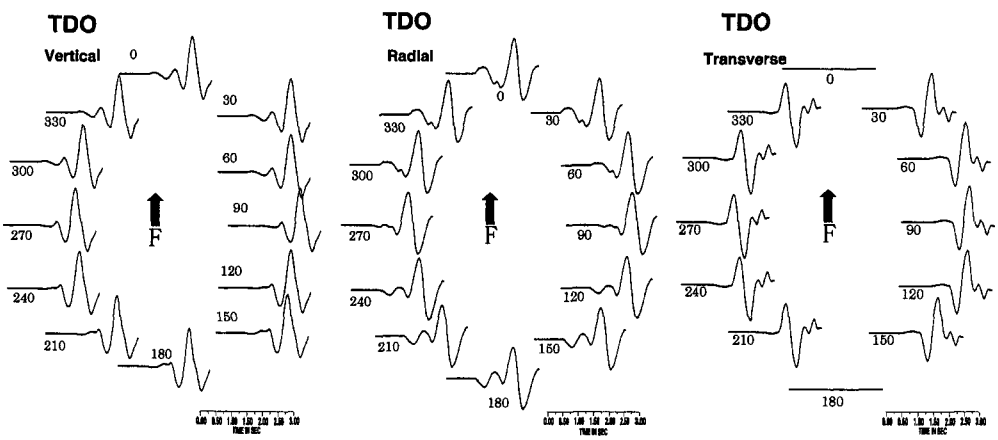

Fig. 11. Synthetic seismograms for inclined single-force models with various azimuths. In these computations, three parameters are fixed; the depth=0.4km, the dip angle=60°, and the pulse width=0.7sec.

ついて見ると，0°と180°ではTransverse成分は現れない．また，SH波は0°～180°と180°～360°とでは，位相が逆転している．

3．震源パラメータの推定

以上の結果をふまえて，観測波形を説明する震源パラメータの範囲を推定する．まず，震源の深さについて考える．TDO，及びTKCにおける観測波形は初動の振幅が小さい．このことと，理論波形の震源の深さに対する変化（Fig. 8）より，震源の深さはおおよそ0.5 km以浅と推定される．次に，方位角について考える．観測波形のTransverse成分に注目すると，TDO，TKCどちらでも初動はマイナスである（Fig. 4）．従って，理論波形と方位角の関係（Fig. 11）より，方位角はTDO及びTKCどちらから見ても，180°以内になくてはならない．よって，これらの条件を満たす方位角はN 135°～250°の範囲になる（Fig. 12の横線部）．さらに，観測波形のVertical成分，及びRadial成分の初動に注目すると，TDO，TKCどちらでも「押し」である．理論波形で初動の「押し」が見られる方位角は，0°～90°及び270°～360°である．従って，これらの条件を満たす方位角はN 225°～340°になる（Fig. 12の縦線部）．この結果と上述のTransverse成分についての結果を組み合わせると，方位角はN 225°～250°に限定される（Fig. 12の縦横線部）．最後に，傾きについて考える．TDO及びTKCにおける各爆発地震の観測波形と，それぞれの傾きの理論波形（Fig.

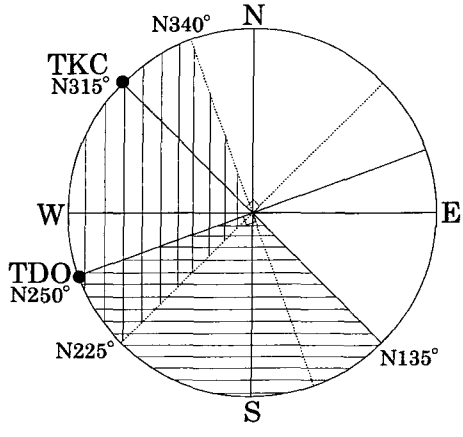

Fig. 12. Constraints of Azm (azimuth) by comparing the observed seismograms with the synthetic seismograms shown in Fig. 11. Minus initial motions of observed SH waves at TDO and TKC constrain Azm to be N135°～N250° (a region enclosed by horizontal lines). Plus initial motions of observed P waves at TDO and TKC constrain Azm to be N225°～N340° (a region enclosed by vertical lines). These two constraints show that the range of Azm is N225°～N250°.

Table 2. Single-force source parameters estimated for Mt. Tokachi explosion earthquakes.

Explosion Earthquake	Depth (km)	Azm	Dip	Peak Amp. of Force (N)	Pulse width (sec)
1/16	0.3	N 230°	50°	$(2.9\pm1.1)\times10^9$	0.9
1/20	0.3	N 230	50	$(2.7\pm0.9)\times10^9$	0.6
2/01	0.3	N 230	50	$(1.2\pm0.8)\times10^9$	0.8
2/04	0.3	N 230	50	$(6.7\pm3.6)\times10^9$	0.8
2/06	0.3	N 230	50	$(5.6\pm3.5)\times10^8$	0.5
2/07	0.3	N 230	50	$(1.7\pm1.1)\times10^9$	0.9
2/08	0.3	N 230	50	$(3.6\pm2.7)\times10^9$	0.8
3/05	0.5	N 240	50	$(1.6\pm0.8)\times10^9$	0.7

10）を比べると，傾きはおおよそ 40° から 80° の範囲になることが推定される．

以上の考察から推定された範囲内で，方位角及び傾きを 10° ごとに，震源の深さを 0.1 km ごとに，また震源時間関数の pulse width（τ）を 0.1 秒ごとに変化させて理論波形を計算し，それらを観測波形の Vertical, Radial, Transverse 成分の波形と比較した．そして，観測波形を最も良く説明する震源パラメーターを求めた．Single Force の大きさについては，観測された振幅を説明するその大きさを各成分ごとに推定し，その平均値と標準偏差を求めた．求められた Single Force の方位角，傾き，大きさと pulse width，および震源の深さを Table 2 に示す．また，観測

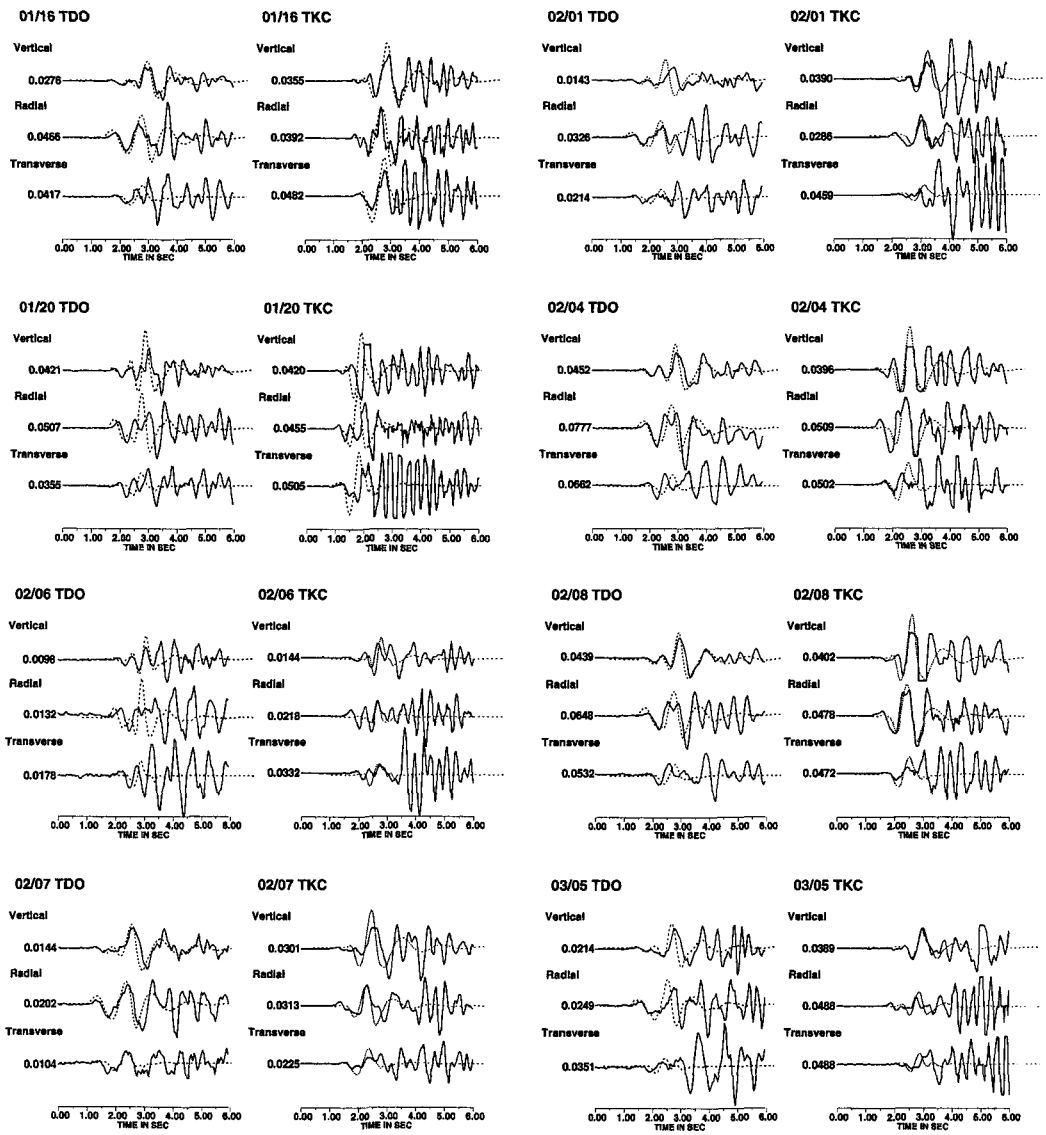

Fig. 13. Comparison between observed (solid lines) and synthetic (dotted lines) seismograms at TDO and TKC. Numerals ahead of each trace indicate the peak-to-peak amplitude (cm/s) of the observed seismograms.

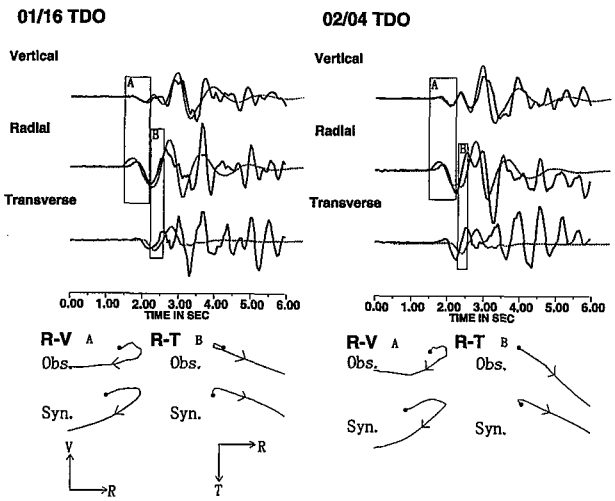

Fig. 14. Comparison of particle motions for the observed and synthetic seismograms. Time windows for the particle motion analysis are shown on the upper panels. On the particle motion diagram, a dot indicates the starting point.

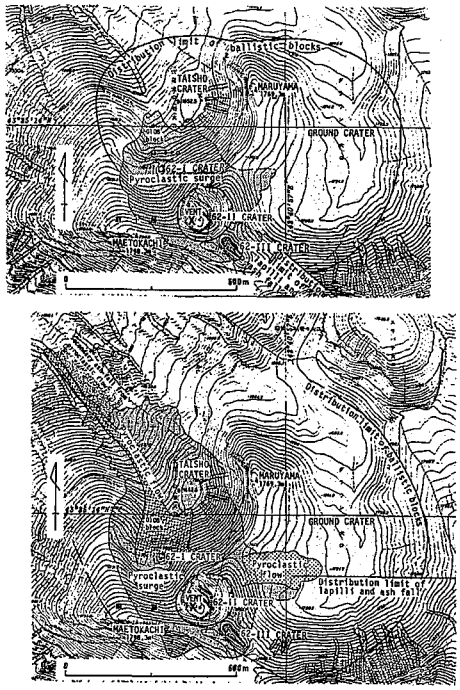

Fig. 15. Distribution limit of ballistic blocks for the 1/20 explosion (upper) and the 2/8 explosion (lower). After Katsui et al. (1990)

波形と理論波形を重ねて Fig. 13 に示す．1/20, 2/06 の爆発地震の Vertical 成分，及び Radial 成分では TDO，TKC どちらの観測点でも両者はあまり一致してないが，他の爆発地震はどちらの観測点でも，両者はほどよく一致している．Fig. 14 に観測波形と理論波形の Particle Motion の例を示す．R－V平面では，初動部分では両者がほぼ同じ Prograde の軌跡を描いている．また，R－T平面でも，SH 波到達後においては，両者がほぼ同じ方向に振動していることがわかる．Table 2 の結果は，2/08 の爆発地震についての大島・他（1989）や一連の爆発地震についての西村（1991）による結果（震源の深さ：0.5 km 以浅，および力の向き：南西方向に水平面から 60°～80°）とよく一致している．

Katsui et al.（1990）によると，今回の一連の噴火活動による放出岩塊は北方から東方に分布している（Fig. 15）．本論文の Single Force は，先に述べたように，火山噴出物の放出に対する反作用の力を表すと考えている．放出岩塊の分布方位の事実と推定された Single Force の方位と傾き（N 230°，50°）は，この考えを支持するものである．

V．議　　論

1．内部初期圧力および火道半径

ここでは，Nishimura and Hamaguchi (1993) の火山噴火に対する Perfect gas model を使い，求められた Single Force の大きさ (F) と pulse width (τ) を用いて，内部初期圧力および火道半径を求める(Fig. 6 参照)．このモデルでは，火山噴火を簡単に考えるために，以下のことを仮定する．

・円柱内の物質（噴出物）を完全気体とする．

・噴出速度は音速を超えない．

この場合，Single Force の大きさ F，及び火道内の圧力の時間変化 $P(t)$ は，噴火前の火道の圧力を P_0 とすると，それぞれ

$$F=\pi r^2 P_0 \tag{1}$$

$$P(t)=P_0\{1+\frac{\gamma-1}{2}(\frac{2}{\gamma+1})^{\frac{\gamma+1}{2(\gamma-1)}}v_0\frac{S}{V}t\}^{\frac{-2}{\gamma+1}} \tag{2}$$

と書ける (Kieffer, 1989)．ここで γ は定圧比熱と定積比熱の比，S は火道上部の面積 (πr^2)，V は火道の体積 ($2\pi r^3$)，v_0 は噴出の初速度を表す．γ はおおよそ 1.1～1.4 である (Kieffer, 1989)．Single Force は，火道内の圧力と同様に，Fig. 6 B のようにほぼ Exponential に減少するので，Single Force の pulse width τを，火道内の圧力が P_0/e になるまでの時間と定義すると (Nishimura and Hamaguchi, 1993)，(2)より，

$$\tau=c_1\frac{r}{v_0} \tag{3}$$

$$c_1=\frac{4}{\gamma-1}(\frac{\gamma+1}{2})^{\frac{\gamma+1}{2(\gamma-1)}}(e^{\frac{\gamma-1}{2\gamma}}-1) \tag{4}$$

が求まる．γ が 1.1～1.4 のとき，$c_1=3\pm0.3$ である．(3)を(1)に代入すると，

$$F=\frac{\tau^2 v_0^2}{c_1^2}\pi P_0 \tag{5}$$

が得られる．また，噴出物の初速度 v_0 は，Kieffer (1989) によると，

$$v_0=\sqrt{\gamma R T_0} \tag{6}$$

とかけ，気体の状態方程式

$$\frac{P_0}{\rho_0}=RT_0 \tag{7}$$

（ここで，ρ_0：噴出物の密度，R：気体定数，T_0：噴出物の温度）

を用いると，

Table 3. Vent radiuses and initial pressures for various explosion earthquakes.

Volcano	Vent Radius (m)	Initial Pressure (Pa)	Reference
Mt. St. Helens	447.9	4.1×10^6	Kanamori et al. (1984)
Mt. Asama	49.4	2.0×10^6	Nishimura & Hamaguchi (1993)
Mt. Tokachi 1/16	15.5±1.7	$(3.8\pm0.8)\times10^6$	This study
1/20	12.5±1.2	$(5.5\pm1.0)\times10^6$	This study
1/28	13.7	6.7×10^6	Nishimura & Hamaguchi (1993)
2/01	11.7±2.8	$(2.8\pm0.8)\times10^6$	This study
2/04	18.1±3.2	$(6.5\pm2.1)\times10^6$	This study
2/06	7.7±1.7	$(3.0\pm1.1)\times10^6$	This study
2/07	13.6±3.1	$(2.9\pm1.2)\times10^6$	This study
2/08	15.5±4.6	$(4.8\pm2.4)\times10^6$	This study
3/05	11.8±1.9	$(3.7\pm1.1)\times10^6$	This study

$$v_0=\sqrt{\frac{\gamma P_0}{\rho_0}} \tag{6'}$$

と書き換えられる．そして（6'）を(3)に代入すると，

$$P_0=\frac{\rho_0 c_1^2 r^2}{\gamma \tau^2} \tag{8}$$

となる．さらに，(8)を(1)に代入すると，

$$F=\pi\frac{\rho_0}{\gamma}\left(\frac{c_1}{\tau}\right)^2 r^4 \tag{9}$$

が得られる．このように噴出物の密度 ρ_0，及び γ を一定値とすると，Single Force の大きさ F および pulse width τ が求まれば，火道の半径 r が(9)式より，火道内初期圧力 P_0 が(8)式より求まる．十勝岳の爆発地震に対して推定された F 及び τ から求めた r 及び P_0 を Table 3 に示す．ここでは，噴出物の密度 ρ_0 と定圧比熱と定積比熱の比 γ を，それぞれ 2000 kg/m^3，及び 1.4 とした．その表の中で，Mt. St. Helens（Kanamori et al., 1984），浅間山および十勝岳の1月28日の噴火（Nishimura and Hamaguchi, 1993）に関しては，すでに求まっている F と τ から計算した．

十勝岳の爆発地震に対して求められた r は 8～18 m となり，これは，札幌管区気象台(1990 a)によって実際に観測された噴出口の半径約 10 m とよく一致している．また P_0 は，どの火山も 2 MPa～7 MPa となり，Nishimura and Hamaguchi（1993）が求めた爆発地震の内部初期圧力 0.1 MPa～10 Mpa の範囲内にある．このことから，圧力だまり上部は約 0.1 MPa～10 MPa までの圧力には耐えられるが，これを超えると破壊され，中の火山物質が飛び出し噴火が始まると考えられる．言い換えると、噴火が始まる条件として，火道上部に約 0.1 MPa～10 MPa 以上の圧力が必要であると言える．

解析から求められた Single Force の大きさ F と pulse width τ の関係を Fig. 16 に示す．F と τ の関係は

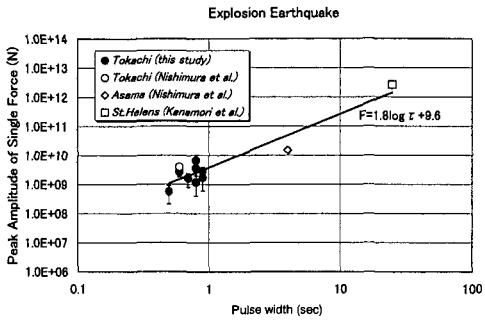

Fig. 16. Relation between the peak amplitudes and the pulse widths for the single-force.

$$F=1.8\log\tau+9.6$$

の直線で近似できる．(5)式に（6'）式を代入し，両辺の対数をとると，

$$\log F=2\log\tau+g(P_0) \tag{10}$$

$$g(P_0)=2\log P_0+\log(\pi\,\gamma/c_1^2\rho_0) \tag{11}$$

が得られる(Nishimura and Hamaguchi, 1993)．(10)式の $g(P_0)$ は Table 3 の結果を用いると，8.9～10.3 となり，Fig. 16 の F と τ の関係は(10)式の理論的関係とよく一致している．従って，今回求められた Single Force の大きさと pulse width は，Nishimura and Hamaguchi (1993) と同様に，(10)式の関係を満たすことが確かめられた．

2．Single Force と Implosive Source

前節(IV－1)で爆発地震の震源メカニズムは，鉛直下向きの Single Force と Implosive source の組み合わせで表現できることを示した．ここでは，Single Force と Implosive source が震源に働いたとき，どちらの source からの地震波が卓越するかについて議論する．ここで用いた力学系は，Fig. 6 のような上向きの力 F_T が瞬時に消失するモデルである．

Kanamori et al. (1984) によると，震源と観測点の距離が十分に離れている場合 (Far-field)，距離 x の観測点での Implosive source と Single Force による地震波の最大振幅 U_I, U_F は，

$$|U_I|\sim\left|\frac{\dot{M}}{4\pi\rho c^3x}\right|\sim\left|\frac{3\pi r^3P_0}{4\pi\rho c^3x}\frac{1}{\tau}\right| \tag{13}$$

$$|U_F|\sim\left|\frac{F}{4\pi\rho c^2x}\right|\sim\left|\frac{\pi r^2P_0}{4\pi\rho c^2x}\right| \tag{14}$$

と表される．ρ と c は媒質の密度と弾性波速度，$\dot{M}$ は対角成分のモーメントテンソル $M(3\pi r^3P_0)$ の時間微分を表す．U_I と U_F の比をとると，

$$U_I\Big/U_F=\frac{3r}{c\tau} \tag{15}$$

と書ける．十勝岳においては，r が約 10 m，c は約 3 km/sec，τ は約 0.7 sec なので，U_I/U_F は

0.014になる．従って，Single Forceに比べImplosive sourceの励起した地震波は小さくなり，十勝岳の爆発地震の震源モデルは第一近似としてSingle Forceで表現できる．

また，震源と観測点の距離が近い場合（Near-field），Implosive sourceとSingle Forceによる地震波の最大振幅 U_I，U_F は，

$$|U_I| \sim \left|\frac{F\gamma}{4\pi c^2 x^2}\right| \tag{16}$$

$$|U_F| \sim \left|\frac{F}{4\pi c^2 x}\right| \tag{17}$$

とかけ（Kanamori et al., 1984），Far-fieldの場合と同様に U_I と U_F の比を取ると，

$$|U_I/U_F| \sim \left|\frac{\gamma}{x}\right| \tag{18}$$

となる．震源と観測点の距離 x が，本研究においては2 km以上なので，U_I/U_F は0.005以下になり，Implosive sourceが励起した地震波の振幅はきわめて小さくなる．以上から，十勝岳の爆発地震の震源モデルは，第1近似としてSingle Forceで表現できることがわかる．

一方，桜島の爆発地震の震源メカニズムは，Uhira and Takeo（1994）やUhira et al.（1995）の波形インバージョンによってImplosive Sourceで説明されている．桜島においてImplosive Sourceの地震波が卓越した理由として，震源が火口直下約2.5 kmと深く，Fig. 17のように圧力溜まりに対して噴出物が抜ける火道が狭く F_{top} がゆっくりと減少し，F_{top} と F_{bot} の差が小さくなるために，下向きのSingle Forceが小さくなり，そのためにImplosive Sourceによる地震波が卓越したことが考えられる（Uhira and Takeo, 1994）．これに対して，十勝岳では震源が火口直下約0.5 kmと浅く，圧力溜まりに対して噴出物が通る火道が十分に大きく，Fig. 6のように F_T が瞬時に消失し，F_{T2}，F_B，F_S がほぼ等しくなり，前述のようにSingle Forceによる地震波が卓越したと考えられる．Fig. 6とFig. 17に示されたメカニズムの基本は同じであるが，火道の形態等により放出される地震波の特性が異なることに注意する必要がある．

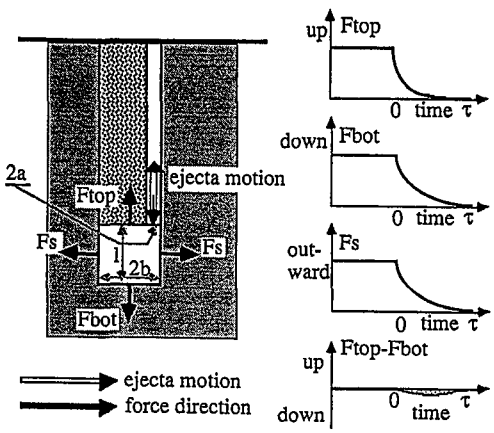

Fig. 17. Source mechanism for Mt. Sakurajima explosion earthquakes. This mechanism predominantly radiates wave-field from the implosive source.

3．地震マグニチュードと震源パラメータ

テクトニックな地震においては，地震の規模は断層面の大きさに依存することが分かっているが，爆発地震の規模を決めるものは何かよく分かっていない．ここでは，IV章で求

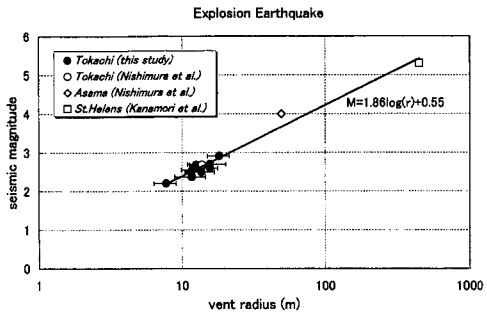

Fig. 18. Relation between the seismic magnitudes and the vent radiuses for explosion earthquakes.

められたパラメータと地震マグニチュードの関係について調べる．Fig. 18 に地震マグニチュード（Kanamori et al., 1984；Takeo et al., 1984；札幌管区気象台，1990 b）と火道半径の関係を示す．火道半径に比例してマグニチュードも大きくなっていることが分かる．この結果は Nishimura（1998）の結果と一致する．このことから，震源メカニズムが Single Force モデルで表される爆発地震の規模は火口の大きさに依存していると言える．

VI. ま と め

1988－1989 年の十勝岳の噴火に伴う爆発地震の波動特性は，P 波初動は不明瞭ながらも火口より西側の 2 点の観測点で「押し」であった．また，表面波が卓越し，SH 波も明瞭に観測された．

十勝岳の爆発地震の震源メカニズムは，観測波形の詳細な検討，及び理論波形と観測波形との比較により，傾斜した Single Force で説明できることが分かった．Single Force の向きは約 N 230°，傾きは 50° で，震源の深さは火口直下 0.5 km 以浅であると推定された．この方向および深さは，今回の噴火による噴出物の分布域と調和する．

理論波形と観測波形の比較により，Single Force の大きさ，及び pulse width を求めた．それらの大きさは 5.6×10^{8}～6.7×10^{9}N，pulse width は 0.5～0.9 秒であった．また，Single Force の大きさは，pulse width のほぼ 2 乗に比例する関係が見られた．この関係は，Nishimura and Hamaguchi（1993）の火山噴火に対する Perfect gas model による予測とほぼ一致する．

Nishimura and Hamaguchi（1993）の Perfect gas model に従い，火道内初期圧力と火道半径を求めた．火道内初期圧力は 2 MPa～7 MPa となり，この圧力に達すると火道上部が破壊され，噴火が始まったと考えられる．求まった火道半径と地震マグニチュードを比較した結果，火道半径と地震マグニチュードには相関があり，火道半径が大きいほど地震の規模も大きくなる傾向が見られた．この結果より，各火山の火道半径が求まれば，将来起きるであろう爆発地震の規模を予測できる可能性がある．

謝辞 本研究で用いられた TDO における強震動記録は，厳しい積雪と寒さにもかかわらず，観測点の設置とその保守を敢行された地球物理学教室と観測センターの多くの方々と観測場所を提供された十勝岳温泉稜雲閣の会田義寛氏の協力によって得られたものである．また，東北大学理

学研究科の西村太志助教授には研究を進める上で，有益な助言を頂きました．記してこれらの方々に感謝いたします．

文　献

Bouchon, M., 1979. Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3609－3614.

福山英一・武尾実，1990．1987年11月16日伊豆大島噴火時に観測された近地振動記録の解析，火山2，**35**，283－297.

Iguchi, M., 1994. A verical expansion source model for the mechanisms of earthquake originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.* 2, **39**, 49－67.

今井博，1980．1973年浅間山噴火に伴う爆発地震について（第2報），解析結果と主に地震学的データから推論される噴火のメカニズム，東京大学地震研究所彙報，**99**，537－576.

石川俊夫・横山泉・勝井義雄・笠原稔，1971．十勝岳，火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策，北海道防災会議，札幌，136 pp.

Kanamori, H., J. W. Given and T. Lay, 1984. Analysis of seismic body waves excited by the Mount St. Helens eruption of May 18, 1984, *J. Geophys. Res.*, **89**, 1856－1866.

勝井義雄（編），1989．1988年十勝岳火山噴火の推移，発生機構および社会への影響に関する調査研究，文部省科学研究費（No. 63115054）突発災害調査研究成果，108 pp.

勝井義雄・横山泉・岡田弘・大島弘光，1987．十勝岳，火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策，北海道防災会議，札幌，87 pp.

Katsui, Y., S. Kawachi, Y. Kondo, Y. Ikeda, M. Nakagawa, Y. Gotoh, H. Yamagishi, T. Yamazaki and M. Sumita, 1990. The 1988-1989 explosive eruption of Tokachi-dake central Hokkaido, its sequence and mode, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.* 2, **35**, 111－129.

Kawasaki, I., Y. Suzuki and R. Sato, 1973. Seismic waves due to a shear fault in a semi-infinite medium. Part I: Point source, *J. Phys. Earth,* **21**, 251－284.

Kennett, B.L.N. and N.J.Kerry, 1979. Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 557－583.

Kieffer, S.W., 1989. Geologic nozzles, *Rev. Geophys.*, **27**, 3－38.

Minakami, T., 1960. Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 497－544.

宮村淳一，1993．1988～1989年十勝岳噴火に伴う爆発地震の震源位置，験震時報，**56**，1－7.

西村太志，1991．噴火活動に伴う地震及び微動の発生機構に関する研究，東北大学学位論文，157 pp.

Nishimura, T., 1998. Source mechanisms of volcanic explosion earthquake: Single force and implosive sources, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **86**, 97－106.

Nishimura, T. and H. Hamaguchi, 1993. Scaling law of volcanic explosion earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2479－2482.

西村裕一・宮町宏樹・森斉済・前川徳光・鈴木敦生・岡田弘，1990．十勝岳1988－1989年噴火前後の地震記録，北海道地区自然災害科学資料センター報告，**5**，25－73.

Nishimura, Y., H. Miyamachi, S. Ueki, T. Nishimura, H. Shimizu, S. Ohmi and H. Okada, 1990, Joint seismometrical observations by the National University Team during the 1988-1989 eruptive activity of Mt. Tokachi, Hokkaido, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.* 2, **35**, 163－174.

大島弘光・笹谷努・竹中博士・松島健・髙木朗充・道脇正則・宮腰研・森谷武男・西田泰典・鈴木貞臣・笠原稔・岡田広，1989．強震計による十勝岳爆発地震の観測，日本火山学会講演予稿集1989年度秋期大会，43.

Okada, H., Y. Nishimura, H. Miyamachi, H. Mori and K. Ishihara, 1990. Geophysical significance of the 1988-1989 explosive eruptions of Mt. Tokachi, Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.* 2, **35**, 175−203.

札幌管区気象台，1990 a．北海道地域火山機動観測実施報告，**11**，5−53.

札幌管区気象台，1990 b．災害時火山現象調査報告，災害時自然現象報告書 1990 年，号外，207 pp.

Sasatani, T., 1985. Seismic wave propagation in a stratified half-space, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.* 7 *(Geophysics)*, **7**, 401−420.

下鶴大輔・内堀貞雄・行田紀也・小山悦郎・宮崎努・松本時子・長田昇・寺尾弘子，1975．1973 年の浅間山噴火活動について，東京大学地震研究所彙報，**50**，115−151.

Takeo, M., H. Yamasato and I. Furuya, 1990. Analysis of long-period seismic waves excited by the November 1987 eruption of Izu-Oshima volcano, *J. Geophys. Res.*, **95**, 19377−19393.

武尾実・浜田信生・柏原静雄・宇平幸一，1984．1983 年 4 月 8 日浅間山の噴火に伴う長周期地震波の解析，火山 2，**29**，31−44.

田中康裕，1971．爆発地震のメカニズム，火山 2，**16**，153−161.

Uhira, K. and M. Takeo, 1994, The source of explosive eruptions of Sakurajima volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 17775−17789.

Uhira, K., S. Ikeda and M. Takeo, 1995. Source process of explosion earthquake deduced from short-period records at Sakurajima volcano, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.* 2, **40**, 295−310.