

## 1988~1989年十勝岳噴火に伴う爆発地震の震源位置

宮村 淳一\*

Hypocenters of Explosive Earthquakes Observed at Tokachi-dake  
Volcano Associated with the 1988-1989 Eruptions

Jun'ichi MIYAMURA\*\*

(Received January 22, 1992)

21 explosive eruptions occurred at Tokachi-dake Volcano from December 16, 1988 to March 5, 1989. The eruptions all occurred from crater 62-2. The explosive earthquakes associated with the eruptions were observed at Tokachi-dake Volcano Observatory (TVO), JMA.

The hypocenters of the explosive earthquakes were estimated by using the initial motion data recorded at TVO station A. It was determined that their epicenters were located near the crater 62-2 and their focal depths were limited to 1-3 km beneath the crater 62-2. This depth range almost explains the P-wave travel time difference between Station A and O of the TVO.

The occurrence of pyroclastic flow corresponded to the relatively deeper explosive earthquake and may be related to the complex process of the eruption.

### § 1. はじめに

北海道中央部に位置する十勝岳は1988年12月16日に26年振りの噴火活動を開始し、1989年3月5日までに合計21回の噴火を繰り返した(札幌管区気象台ほか, 1990)。今回の噴火活動は1926年および1962年の噴火活動に比べると小中規模ながら極めて爆発的であったことが特徴的である(勝井ほか, 1989)。十勝岳西側山麓の白金温泉にある気象庁十勝岳火山観測所(以下, TVOと呼ぶ)では、一連の噴火活動に伴って発生した爆発地震を多数観測した。爆発地震は爆発的噴火の発生機構を解明する上で重要な現象であり、その発生位置、特に深さを知ることが大変重要である。爆発地震の深さについては、桜島で火口直下1~3 km(石原, 1988)、浅間山で火口下1~2 km(今井, 1989)などの報告がある。今回はTVOで得られた資料から爆発地震を地震学的に調査し、その発生位置を推定したので報告する。

### § 2. 爆発地震の観測

十勝岳ではTVOが2点で地震観測を行っているほか、北海道大学理学部附属有珠火山観測所(以下, UVOと

呼ぶ)や北海道立地下資源調査所による地震観測が行われている。Fig. 1にTVOおよびUVOによる観測点の位置を示す。十勝岳周辺は山岳地帯になっているため、これらの観測点はいずれも十勝岳西側山麓に偏在しており、必ずしも精度の良い震源分布を得ることはできないが、次節以降で示すような解析を行うことによりその傾向を知ることは可能である。

今回の噴火活動に伴う爆発地震を観測したTVOの観測点は、噴火があった62-2火口から北北西約4.4 km地点にあるA点(3成分5000倍)とTVO庁舎内にあるO点(上下成分5000倍, 南北成分300倍)である。いずれも固有周期1秒の地震計を使用し、TVOにおいてス書きドラムに変位波形を記録している。1985年に北海道地域火山機動観測班が設置した臨時観測点B点は、噴火直前までTVOでインク書きドラムにモニターされていたが、1988年11月24日に雪害のため欠測となり、残念ながら爆発地震を観測することはできなかった。TVOのA点で観測された爆発地震の波形例をFig. 2に示す。

爆発地震は62-2火口から約46 km離れた旭川地方気象台の59型地震計(固有周期5秒, 3成分100倍, インク書きドラムに変位波形を記録)にも記録された。札幌管区気象台ほか(1990)は旭川の59型地震計記録から坪井の式を用いて爆発地震のマグニチュードを算出し、2.2~2.9を得ている。

TVOによる爆発地震の観測・解析結果をTable 1に

\* 札幌管区気象台, 現所属: 苫小牧測候所

\*\* Sapporo District Meteorological Observatory  
(Tomakomai Weather Station at present)

Table 1 Observation data and their derived values of explosive earthquakes. The azm is azimuth measured clockwise from north, and the  $I_p$  is the angle of incidence of P-wave.  $\Delta T$  is difference in the arrival time between Stations A and O. The depth (km) shows the distance from the sea level.

event		observation					results			
		St. A			St. O					
date	time	initial motion amplitude			arrival	arrival	azm	$I_p$	$\Delta T$	depth
YYMMDD	HHMM	NS	EW	UD	P time	P time				
		$\mu$	$\mu$	$\mu$	(sec)	(sec)	(deg.)	(deg.)	(sec)	(km)
881208	2332	+2.08	-0.64	+0.90	26.3	26.8	162.9	74.3	0.5	-0.5
16	0524	+1.34	-0.30	+0.50	29.7	30.3	167.4	83.4	0.6	0.3
18	0838	+0.96	-0.16	+0.30	58.7	59.4	170.5	×	0.7	×
19	2147	+1.64	-0.46	+0.66	58.4	58.8	164.3	78.2	0.4	-0.2
24	2212	+0.42	-0.14	×	15.1	15.6	×	×	0.5	×
25	0049	+2.04	-0.60	+0.96	35.9	36.3	163.6	70.0	0.4	-0.8
30	0527	×	×	×	×	×	×	×	×	×
890108	1938	+1.80	-0.46	+0.88	11.2	11.6	165.7	67.9	0.4	-1.0
16	1855	+0.70	-0.14	+0.30	56.3	56.7	168.7	73.4	0.4	-0.6
20	0321	+0.66	-0.12	+0.22	31.7	32.1	169.7	×	0.4	×
22	0014	+0.04	×	+0.06	49.9	50.5	×	×	0.6	×
27	0144	+3.48	-0.94	+1.44	24.8	25.2	164.9	76.3	0.4	-0.3
28	0518	+0.76	-0.16	+0.32	8.5	9.1	168.1	74.5	0.6	-0.5
	0611	+1.04	-0.22	+0.40	15.7	16.2	168.1	80.3	0.5	0.0
	0700	+1.34	-0.36	+0.52	24.5	25.0	165.0	80.6	0.5	0.0
0201	1818	+0.58	-0.12	+0.22	×	×	168.3	81.4	×	0.1
04	0038	+1.96	-0.48	+0.78	21.9	22.4	166.2	78.3	0.5	-0.2
06	0937	+0.42	-0.16	+0.16	6.2	6.7	159.1	86.8	0.5	0.5
07	2354	+0.50	-0.18	+0.22	32.9	33.3	160.2	74.2	0.4	-0.5
08	0402	+0.82	-0.24	+0.40	22.9	23.3	163.7	68.4	0.4	-1.0
0305	0522	+0.78	-0.20	+0.26	8.5	8.9	165.6	×	0.4	×

まとめる。ス書きドラム記録の描線速度はいずれも1 mm/sであることから、P波到着時刻の読み取り精度は0.1秒である。初動振幅は原記録上で0.1mm単位まで検出して地動に換算した値である。初動パルスは単純な波形を示す場合がほとんどであったが、初動の立ち上がりが複雑なために検測ができなかったものも一部あった。1988年12月8日の地震は噴火に伴った地震ではないが、波形が爆発地震とよく似ていることから調査対象に含めた。なお、1989年1月1日の小噴火では爆発地震は観測されていない。

### § 3. 爆発地震の震源位置の推定

TVOの資料は2点の観測値しかないことから、到着時刻を用いた通常の方法による震源決定は不可能である。そこで、いくつかの仮定を導入することでおおよその震源位置の推定を試みた。

A点で観測された爆発地震のP波初動パルスは3成分とも位相がほぼ一致していることから、P波初動振幅値を用いてA点におけるP波の到来方向および入射角を推

定した。

$u$ ,  $v$ ,  $w$ をそれぞれ上下成分、南北成分、東西成分の初動振幅(上、北、東方向をそれぞれプラス)とする。P波の到来方向azmは北から時計回りに計ることとし、

$$azm = \tan^{-1}(v/w) \dots\dots(1)$$

として求めた。P波の入射角 $I_p$ は鉛直下方から計ることとして次のように求めた。半無限等方均質の媒質を仮定し、P波およびS波の速度を $V_p$ および $V_s$ とする。地表に入射角 $I_p$ でP波が入射した時、見かけの入射角 $I_a$ は地表における観測値( $u$ ,  $v$ ,  $w$ )から

$$I_a = \tan^{-1}((v^2 + w^2)^{1/2}/u) \dots\dots(2)$$

として求められる。P波が入射角 $I_p$ で地表へ入射した場合には反射波として反射P波および反射S波(SV波)が存在するが、このうち反射S波の反射角 $I_s$ と(2)式で得られる見かけの入射角の $I_a$ の間には

$$I_a = 2I_s \dots\dots(3)$$

なる関係がある(氣象庁, 1968)。ここで、Poisson比を0.25とすると、 $V_p/V_s = 3^{1/2}$ であるから、Snellの法則によりP波の入射角 $I_p$ とS波の反射角 $I_s$ は

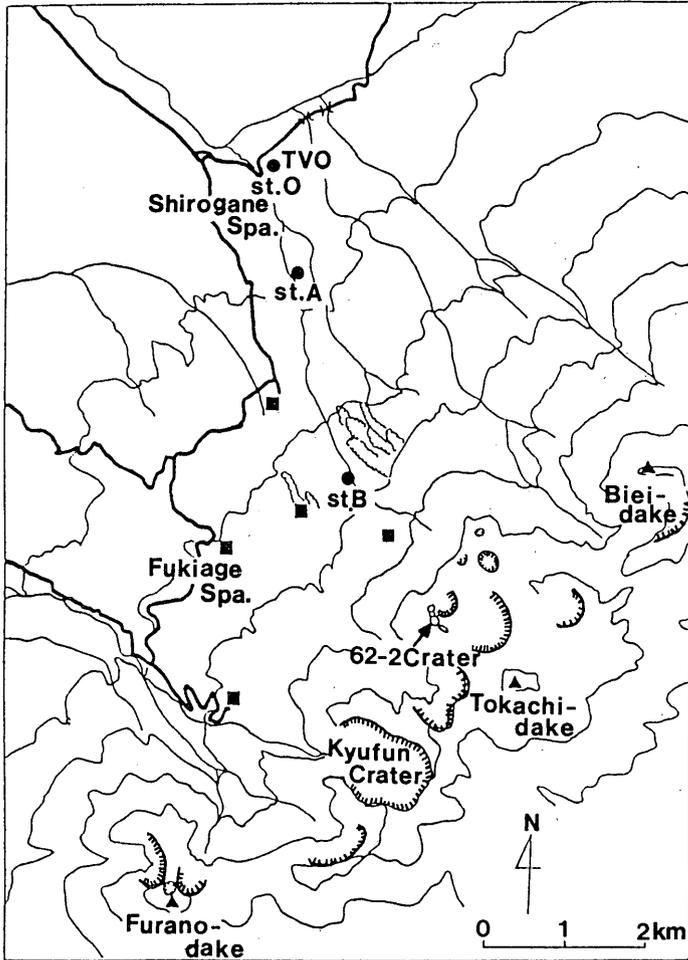


Fig. 1 Location of TVO (Tokachi-dake Volcano Observatory, JMA) and UVO (Usu Volcano Observatory, Faculty of Science, Hokkaido University) seismic stations around Tokachi-dake volcano. Solid circles and squares represent the TVO and UVO stations, respectively.

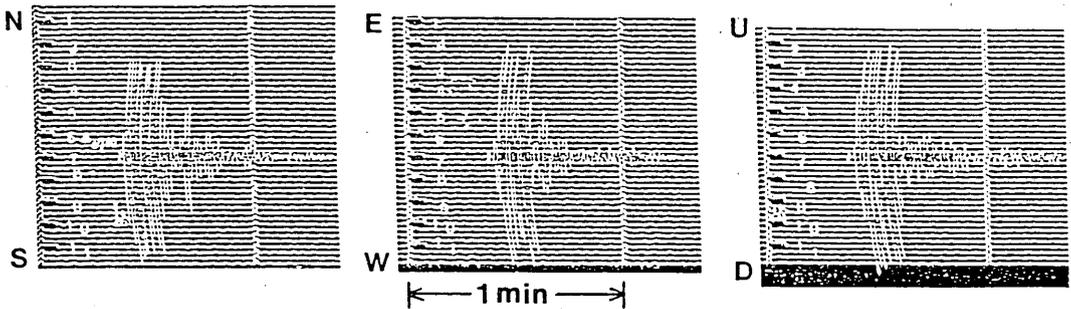


Fig. 2 Example of seismograms of explosive earthquakes observed at Station A. Left, center and right show the N-S, E-W and U-D components, respectively.

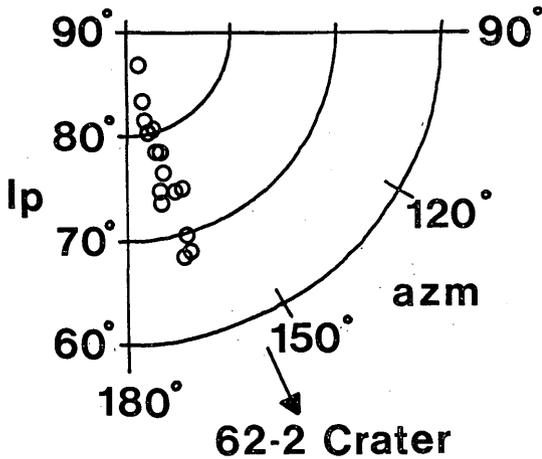


Fig. 3 Distribution of azm and  $I_p$  of explosive earthquakes estimated by initial motion data observed at Station A.

$$\sin I_p = 3^{1/2} \cdot \sin I_s \dots (4)$$

として関係づけられ、(2)～(4)から $I_p$ が求まる。

初動データから求めたazmおよび $I_p$ をTable 1 および Fig. 3 に示す。azmは159～171° の値となり、この値の解析結果としては非常に狭い範囲に分布する結果が得られた。Fig. 3 には噴火が発生した62-2 火口のazm (156°) が示してある。azmが62-2 火口の方向に集中していることから、爆発地震の震央は噴火のあった62-2 火口付近と推定するのが最も妥当である。Fig. 3 を詳しく見ると、azmの分布は全体的に62-2 火口方向から南側に約10° 偏っていることが分かる。この偏りが実際の震源分布を反映した結果なのか、あるいは地下構造による影響なのかを初動データのみで判断することはできない。一方、入射角 $I_p$ は68～87° の値となった。Table 1 には $I_p$ から幾何学的に推定した震源の深さが海拔高度として記載してある。それによると、震源の深さは海拔+0.5～-1.0km (火口直下1～3km程度) に分布することになる。

Fig. 4 に $I_p$ とazmの関係を示す。バラつきの問題はあるが、 $I_p$ が大きくなるほどazmも大きくなる傾向が認められる。azmの定義とFig. 1 から分かるように、azmが大きくなることはA点から見た震央が62-2 火口の南西側に向かうことを意味する。逆に、azmが小さくなることは震央が62-2 火口の北東側に向かうことを意味する。一方、Table 1 の $I_p$ と震源の深さの関係を見れば分かるように、 $I_p$ が大きくなることは震源が浅くなることを意味する。したがって、Fig. 4 から震央が南西側に向かうほど震源が浅くなり、震央が北東側に向

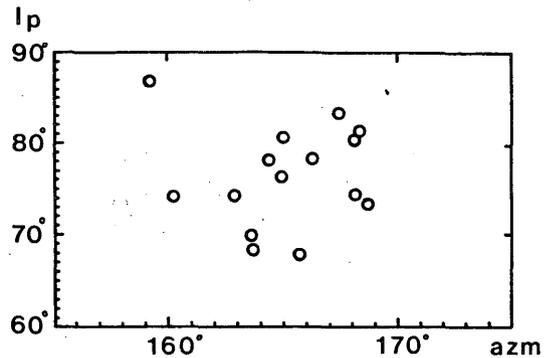


Fig. 4 Relation between azm and  $I_p$ . Arrow shows the direction of crater 62-2.

かうほど震源が深くなるといった爆発地震の震源分布を推定することができる。

次に、震央を62-2 火口と仮定して震源の深さを別のデータから推定する。震央から震央距離が異なる同一方向に並ぶ2 観測点のP波初動到着時刻の差は等方均質媒質で震央距離があまり大きくない場合震源の深さに大きく依存する。62-2 火口、A点およびO点はほぼ同一方向に配列している (Fig. 1) ことから、震源の深さの推定にA点とO点のP波初動の到着時間差 ( $\Delta T$ ) を利用した。簡単のため半無限等方均質の媒質を仮定する。Fig. 5 は震源と観測点の位置関係を模式的に表した図である。今、震源の深さ (海拔高度で表す) を $h$  とすると、観測点 $i$ の震源距離 $L_i$ は次の式で与えられる；

$$L_i = D_i / \cos(\tan^{-1}((h_i - h) / D_i)) \dots (5)$$

ここで、震央距離 $D_i$ および観測点の海拔高度 $h_i$ は既知の値である ( $D_A = 4.425\text{km}$ ,  $D_O = 6.0\text{km}$ ,  $h_A = 0.765\text{km}$ ,  $h_O = 0.656\text{km}$ )。爆発地震のP波速度を $V$ とすると、A点とO点の震源距離の差 ( $L_O - L_A$ ) と $V$ から時間差 $\Delta T$ は、

$$\Delta T = (L_O - L_A) / V \dots (6)$$

で与えられる。したがって、(5)～(6)を用いると $V$ をパラメータとして $\Delta T$ から $h$ を推定することができる。

Fig. 6 に $\Delta T$ の頻度分布を示す。 $\Delta T$ は0.4～0.7秒の範囲にあり、0.4秒が約半数を占めている。Fig. 7 にいろいろな $V$ に対する $\Delta T$ と $h$ の関係を示す。図中の上段には $I_p$ から幾何学的に推定した $h$ の範囲 (海拔+0.5～-1.0km) が示してある。Fig. 7 に示した各曲線は、 $\Delta T$ が小さくなるほど $h$ が低くなる (すなわち、震源が深くなる) 傾向があり、しかも、この傾向は $V$ が小さいほど顕著になることが分かる。十勝岳付近の表層P波速度は、石川ほか (1971) が3.0 km/s、笹川ほか

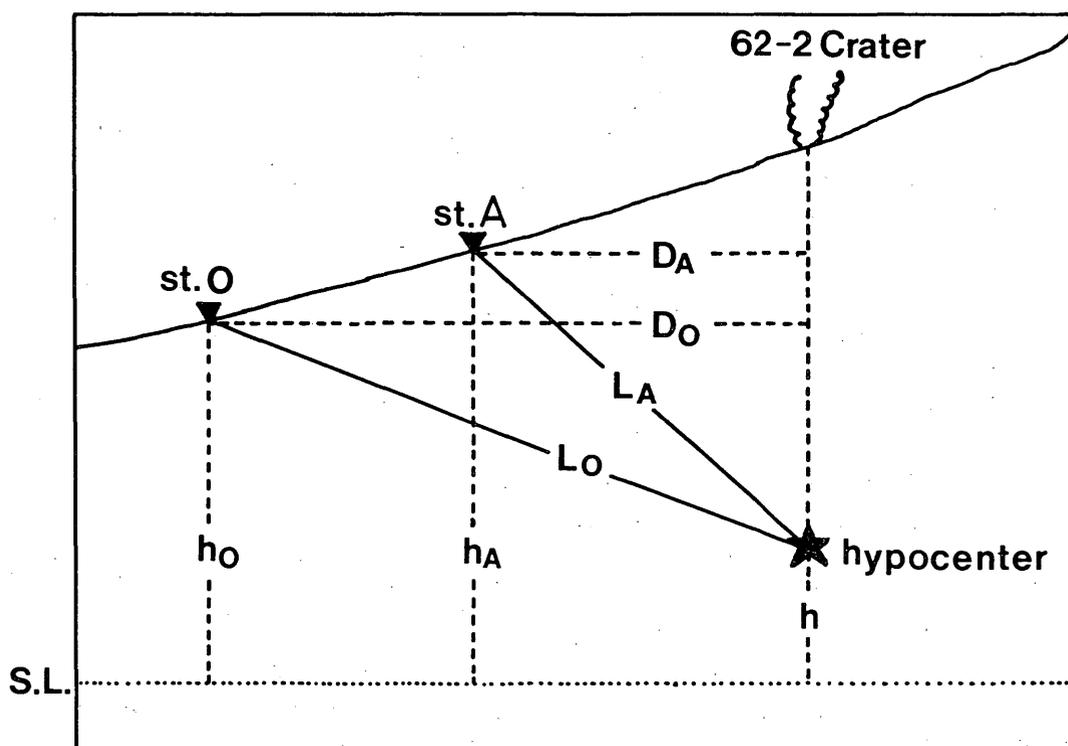


Fig.5 Schematic model for estimation of  $h$  (focal depth from sea level). S.L. means sea level.

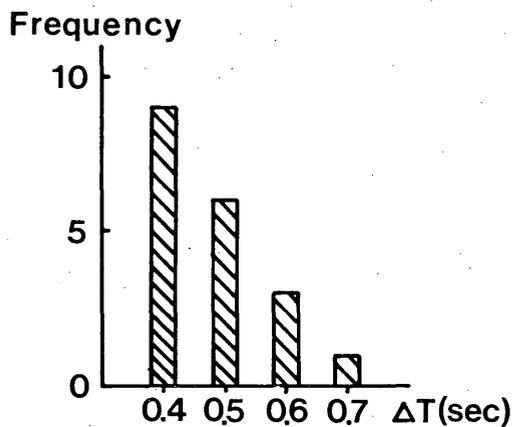


Fig.6 Frequency distribution of  $\Delta T$ .

(1981) が  $3.7 \text{ km/s}$ 、札幌管区気象台 (1990) が  $3.2 \text{ km/s}$  と推定している。これから  $V$  は  $3 \sim 4 \text{ km/s}$  程度が適当と考えられる。Table 1 や Fig. 6 に示した通り、観測値から得られた  $\Delta T$  の範囲は  $0.4 \sim 0.7$  秒である。しかし、Fig. 7 によると  $V$  が  $3 \sim 4 \text{ km/s}$  の場合に  $\Delta T$  が取り得る範囲は  $0.4 \sim 0.5$  秒程度となり、すべての  $\Delta T$

を説明することはできない。これは、半無限等方均質の媒質や震央を62-2火口に固定したという仮定に無理があることを示唆している。一般に火山地帯の地下構造は非常に複雑である。したがって、実際の構造では表層浅部で  $3 \sim 4 \text{ km/s}$  よりもさらに小さい速度になっている可能性もある。たとえば、 $h$  が高い (すなわち、震源が浅い) 場合には地震波が主に表層浅部を伝播する可能性があり、その場合  $V$  を  $2 \sim 3 \text{ km/s}$  とすると、Fig. 7 から  $\Delta T$  が  $0.6 \sim 0.7$  秒となる。このように考えると、観測値  $\Delta T$  は  $I_p$  から得られた  $h$  の範囲をほぼ説明することができる。ただし、今回の結果は多くの仮定の下に得られたものであり、より確定的な結論を得るためには他の観測データや解析結果を総合して検討する必要がある。

#### § 4. 考察

Nishimura *et al.* (1990) が十勝岳西麓にある吹上温泉で行ったアレイ観測結果から推定した爆発地震の到来方向はほぼ62-2火口方向に分布し、今回の結果とよく一致する。一方、西村 (1990) はUVOの十勝岳観測網で記録された地震波形を解析し、P波速度を  $2 \text{ km/s}$ 、震央を62-2火口と仮定して求めた爆発地震の震源の深

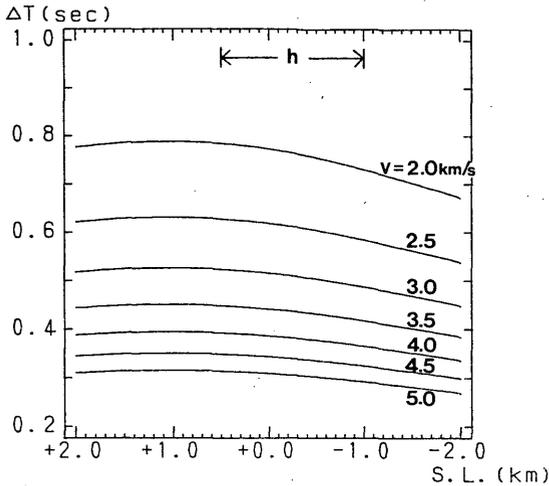


Fig. 7 Relation between  $\Delta T$  and  $h$  for various  $V$  (P-wave velocity assumed for the surface layer around Tokachi-dake volcano). S.L. means sea level.

さはほとんどが海拔-1 km程度(火口直下約2.8 km)になるとしている。Fig. 7によると、P波速度が2 km/s、震源の深さが海拔-1 km程度の場合 $\Delta T$ は0.7秒程度となり、西村(1990)の解析結果は今回の結果と調和的である。

大島ほか(1989)による爆発地震の強震計記録の波形解析結果や62-2火口の北東側に隣接するグラウンド火口方向への抛出岩塊の分布は、火道が南西側へ傾いている可能性を示唆する。一方、今回の結果から爆発地震の震源がすべて1つの火道内にあるとすれば、震源分布により火道の形状を推定することができる。今回得られた震源の深さが南西側で浅く北東側で深いという傾向は、火道が北東側へ傾いていることを想像させ、大島ほか(1989)の結果と逆になるが、今回の結果は詳細な震源分布を議論できるほどの精度がないので、これ以上言及することはできない。

今回の噴火活動の特徴のひとつに火砕流の発生がある。火砕流発生の有無と爆発地震データになんらかの関係が見いだせれば、噴火メカニズムの解明にも役立つと思われる。Fig. 8に $I_p$ と $\Delta T$ の関係を示す。図中では火砕流発生の有無をシンボルの違いで区別してある。各噴火での火砕流発生の有無はKatsui *et al.* (1991)によった。§3で述べたように、 $I_p$ も $\Delta T$ も震源の深さに直接関係した値であり、両者とも小さな値を取るほど震源は深い。したがって、Fig. 8から爆発地震の震源が深い場合に火砕流が発生していることが分かる。このことは、

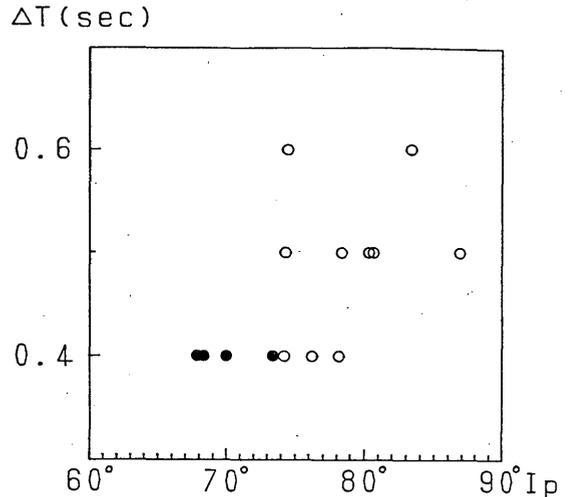


Fig. 8 Relation between  $\Delta T$  and  $I_p$ . The events shown by solid circles were followed by the occurrence of pyroclastic flow.

爆発地震の発生深度と火砕流発生の条件の間に密接な関係があることを示唆しており、火砕流発生のメカニズムを解明する上で注目すべきことと言える。

## §5. おわりに

1988～1989年十勝岳噴火に伴い発生した爆発地震の震源位置を気象庁十勝岳火山観測所の初動データから推定した。その結果、震源は一連の爆発的噴火が発生した62-2火口の直下1～3 km程度の範囲にある可能性が大きいことが分かった。また、火砕流を伴う爆発地震の震源が深いという興味深い結果を推定することができた。しかし、解析したデータ量が不十分であるため詳細な震源分布を把握することは難しく、噴火メカニズムについての詳細な議論を展開することはできなかった。

## 謝辞

本小論をまとめるにあたり、気象庁地震火山部地震予知情報課の黒磯章夫調査官には貴重でかつ有益なご意見、ご指導を頂きました。また、2名の査読者からも重要なご指摘を受けました。これらの方々には記して感謝致します。

## 参考文献

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、北海道における火山に関する研究報告書第1編、北海道防

- 災会議, 111 p.
- 石原和弘 (1988) : 地球物理学的観測による桜島火山のマグマ溜りおよび火道の推定, 京都大学防災研究所年報, 第31号B-1, 1-15.
- 今井博 (1980) : 1973年浅間火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, 地震研究所彙報, 第55巻, 537-576.
- 大島弘光・笹谷努・竹中博士・松島健・高木朗充・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年秋季大会, 43 p.
- 勝井義雄・河内晋平・荒牧重雄・近堂祐弘 (1989) : 1988年十勝岳噴火の推移, 発生機構および社会への影響に関する調査研究, 突発災害調査研究成果, 特定研究(1)総合研究班 (研究代表者 勝井義雄), 3-29.
- 気象庁 (1968) : 火山観測指針, 177 p.
- 笹川巖・小林政樹 (1981) : 十勝岳-発破による地震動の調査観測, 札幌管区気象台第技術時報, No.97, 71-78.
- 札幌管区気象台 (1990) : 北海道地域火山機動観測実施報告第11号, 十勝岳・恵山, 9 p.
- 札幌管区気象台・旭川地方気象台 (1990) : 災害時火山現象調査報告, 昭和63年12月から平成元年3月5日までの十勝岳噴火に関する火山現象, 207 p p.
- 西村裕一 (1990) : 十勝岳における爆発的噴火の発生過程に関する研究(2), 日本火山学会講演予稿集1990年秋季大会, 113 p.
- KATSUI, Y., S. KAWACHI, Y. KONDO, Y. IKEDA, M. NAKAGAWA, Y. GOTOH, H. YAMAGISHI, T. YAMAZAKI and M. SUMITA (1991) : The 1988-1989 Explosive Eruption of Tokachi-dake, Central Hokkaido, Its Sequence and Mode, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 2, 35, 111-129.
- 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, 2, 35, 163-173.