

## 磐梯山の山体を通過する地震波形記録からみた 溶融体の規模について

東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センター\* 堀内茂木・植木貞人・西澤あずさ  
趙 大 鵬・日野亮太・長谷川 昭  
東北大学理学部北上地震観測所\*\* 松 澤 暢・河野俊夫・仁田交市  
山形大学理学部地球科学教室\*\*\* 長谷見 晶 子  
弘前大学理学部地球科学科\*\*\*\* 佐 藤 魂 夫  
宇都宮大学教育学部\*\*\*\*\* 伊 東 明 彦

## Location of Magma Reservoir beneath Bandai Volcano Deduced from Fan-Shooting Seismic Survey

Shigeki HORIUCHI, Sadato UEKI, Azusa NISHIZAWA, Dapeng ZHAO,  
Ryota HINO, Akira HASEGAWA

Observation Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Faculty  
of Science, Tohoku University, Aoba, Sendai-shi, Miyagi-ken 980, Japan

Toru MATSUZAWA, Toshio KONO, Kouichi NIDA

Kitakami Seismological Observatory, Faculty of Science, Tohoku University,  
Matsuzaki-cyo, Tono-shi, Iwate-ken 028-05, Japan

Akiko HASEMI

Department of Earth Science, Faculty of Science, Yamagata University,  
Kojirakawa-cyo, Yamagata-shi, Yamagata-ken 990, Japan

Tamao SATO

Department of Earth Science, Faculty of Science, Hirosaki University,  
Bunkyo-cyo, Hirosaki-shi, Aomori-ken 036, Japan

and Akihiko ITO

Faculty of Education, Utsunomiya University,  
Utsunomiya-shi, Tochigi-ken 321, Japan

(Received June 13, 1990; Accepted August 20, 1990)

Velocity structure beneath Bandai volcano, the southern part of the Tohoku District, is studied by the use of amplitude data of the P-waves from local earthquakes occurring around the volcano and by the use of the data obtained from a fan-shooting seismic experiment around the volcano using a large capacity marine airgun. Instead of estimating amplitude change of the P-wave in accordance with the difference in event size, focal mechanism, attenuation by  $Q$ , site effect beneath observation stations,

---

\* 〒980 仙台市青葉区荒巻字青葉

\*\* 〒028-05 遠野市松崎町駒木

\*\*\* 〒990 山形市小白川町 1-4-12

\*\*\*\* 〒036 弘前市文京町 3

\*\*\*\*\* 〒321 宇都宮市峰町 350

and geometrical spreading, amplitude of the initial part of the P-wave is normalized by the maximum amplitude of its coda wave to estimate attenuation along the ray path for the initial part of the P-waves. By arranging normalized seismograms, observed at a station near Bandai volcano from local earthquakes around the volcano, by back azimuths measured from the station to epicenters of events, it is found that initial parts of the P-waves become small in case when ray paths, connecting events to the station, pass through a zone within about 2.5 km from the summit of the volcano. Anomalous attenuation zone found by the fan-shooting seismic experiment is also coincident with the zone determined by the local earthquake data. Theoretical amplitudes of the diffracted P-waves are calculated, and the results indicate that the existence of a melting zone with a diameter of 5 km just beneath Bandai volcano explains observations of both the amplitude and the travel time data.

Key words: Bandai Volcano, Amplitude distribution, Fan-shooting, Anomalous attenuation zone, Diffracted P-wave

## § 1. はじめに

火山の潜在的爆発活動を推定するためにはマグマ溜りの位置と規模とを正確に調べる必要があり、このため火山体直下の地殻微細構造の研究は大変重要である。地下構造を調べる方法として地震波トモグラフィーと呼ばれる方法があり、大規模な速度構造の研究に大きな威力を発揮している [例えば, HIRAHARA (1981), ISHIDA and HASEMI (1988)], HASEMI *et al.* (1984), 小原・他 (1986), ZHAO *et al.* (1990) は微小地震観測網で観測された自然地震のデータを用いて地殻・上部マントルの3次元地震波速度構造を調べ、東北地方の活火山周辺域でP波、S波速度が数%小さくなると指摘している。この他、火山のごく近くの観測点を用いた火山体直下の速度構造の研究も多い [例えば CATCHINGS (1988), 森谷・岡田 (1980), ONO *et al.* (1978)]。しかし、マグマ溜り内の地震波速度は低速度であると考えられ、そのため位置と規模とを正確に求めることは極めて難しい。

マグマ溜り内の地震波速度はまわりの物質のそれに比べ著しく小さいものと推定される。室内実験によると岩石が熔融状態であれば速度は2~3 km/s程度 [MURASE and SUZUKI (1966)] である。従って地震波がマグマ溜りの中を伝播するならば大きな速度異常が観測されるはずである。ところが、地震波の場合には速度が遅い領域が存在していてもその領域を回折する波があり、このため走時の遅れは僅かである。例えば、直径が5 kmにも及ぶマグマ溜りが存在しており、マグマ溜りの中心から10 km離れた所に観測点があり、震源は遠方にあるとしよう。この場合、単純な幾何学の計算からわかるようにマグマ溜りの回りを回折する波の走時はマグマ溜りが無い場合のそれに比べ僅か0.1秒遅いだけである。観測点直下の速度構造の地域性を考慮するとこの程度の走時の違いからマグマ溜りの大きさや位置を推定することは難しいように思われる。以上の考察から理解されるように、走時データのみを用いた火山体の微細構造の研究に

は明らかに限界がある。

トモグラフィーを日本語に翻訳すると断層写真となる。医学の分野では人体の詳細な構造を調べる方法の一つとしてX線写真を用いている。X線写真においてはX線が人体を通過する時の減衰分布をフィルムに焼き付けることにより骨や内臓等の極めて微細な様子を調べることができる。これと同様に地震学においてもX線写真と同様な原理で地殻構造を調べることを考えてみよう。X線写真を焼き付ける場合にはフィルム上のX線の強さによってフィルムの濃度が変わる。地震学の場合にも多数の観測点を設置し、振幅の地域的違いが調べられるならばより詳しい内部構造が求められるものと思われる。

この論文では磐梯山の山体を通過する自然地震の波形記録および大型エアガンを用いたファン・シューティング法地震探査による波形記録の振幅分布を用いた解析による速度構造について論ずる。

## § 2. 自然地震による解析

議論を先に進める前に波形記録の例を示す。山形県米沢市で行われた採石発破 (Fig. 1 の●) の東北大学微小地震観測網による記録が Fig. 2 に示されている。記録は震央距離の大きい順に並べられている。振幅は最大振幅が一定となるよう規格化されている。Fig. 1 に示されているように発破点とMNT観測点とを結ぶ線分はほぼ磐梯山の山頂を通過している。MNT観測点の記録から明らかにように、P波初動の振幅は後続波のそれに比べ著しく小さく、周期も短周期である。この採石場で行われている他の採石ハッパの記録もこの記録と類似していることから、MNT観測点における異常な波形は記録計の誤動作等によるものではない。P波初動部分の振幅が小さく、短周期であることから、初動は磐梯山の回りを回折した、あるいは散乱してきた波である可能性が高い。初動の1.2秒後に長周期の顕著な位相(X)が見られ

る。この波が磐梯山直下の低速度域を伝播してきた直達波であると考えらるならば、山体の直下にはP波速度が著しく小さい領域が存在していることになる。

地震波振幅の地域的違いを調べるにより地下構造の推定が可能であるはずである。しかし、地震波を用いる場合とX線写真を撮る場合とは大きな違いがある。X線写真の場合のフィルムの分解能は非常に高く、この分解能に匹敵するだけの観測点を設置することは自然地震を用いた地下構造探査の場合不可能である。しかし、相反定理が成立しており、観測点と震源の位置とを逆にしても振幅は変わらないから、自然地震の位置をフィルムの素子の位置と考えることもでき、ある観測点で多くの地震波が観測されるならば、多数の観測点を設置したのと同等の効果が期待できる。また、エアガン等による人工震源を用いる場合には観測点を移動することにより観測点の密度を高めることができる。

磐梯山の北東に東北大学の火山観測点 (Fig. 1 のSAZ, SRB, NRY) があり、山の西側および南側では自然地震が発生している。そこで、自然地震の波形記録を用いて磐梯山の断層写真を撮ることを試みる。X線写真の場合にはフィルムの感度がフィルム面のいたるところで一定であり感度の違いを補正する必要はない。ところが、自然地震の場合には、規模は地震毎に違っている。また、地震が発生する場所による幾何学的減衰やQによる補正を正確に見積もることも難しい。その上、メカニズムの違いによる補正も行う必要があるが、微小地震のメカニズム解は求められない場合が多い。従って、これらの補正を正確に見積もることは極めて困難であると考えべきである。

一方、多くの微小地震の記録において振幅が最も大き

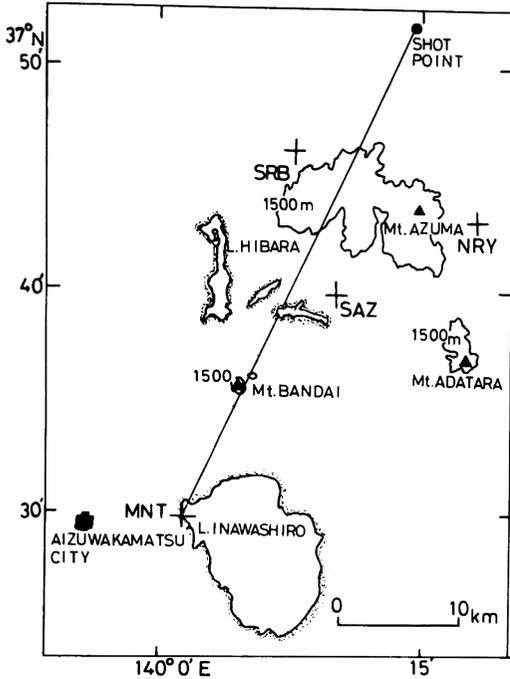


Fig. 1. Map showing the ray path from the point of the explosion (solid circle) at Yonezawa to the station MNT. Triangles denote the locations of active volcanoes.

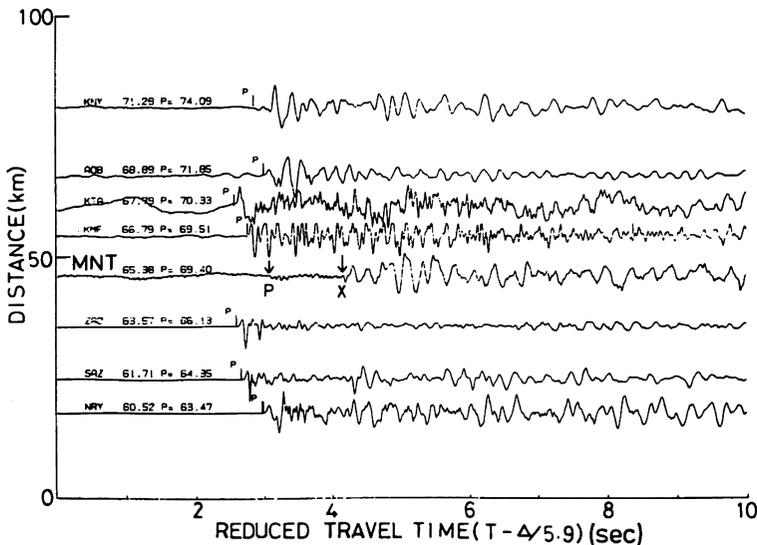


Fig. 2. An example of seismograms by the Yonezawa explosion, showing the anomalous P-wave at MNT.

位相はS波であり、次がP波である。P波とS波との間には各種の変換波や反射波、あるいは散乱した波が混入している。多くの場合これらの位相の振幅はP波振幅の1/5~1/2程度である。コーダ振幅は地震の規模、メカニズム、速度構造等により変わる量である。しかし、P波のコーダ波が複雑な速度構造による反射、変換、散乱波であることを考慮すると、P波初動の直後のコーダ波の振幅は震源球上でのP波の平均振幅にほぼ比例すると考えても良いであろう。一方、P波初動の振幅は波

線に沿った構造に強く影響される。従ってP波とそのコーダ波との振幅比を利用することによりある程度の振幅の議論が可能になるものと考えられる。

以上の理由から Fig. 3 に示す地震について、P波初動から2秒間の最大振幅で規格化して波形記録を並べたものを Fig. 4 に示す。地震は深さが20 km 以浅で初動がPgであるものを用いた。図4のDは磐梯山の山頂から、震源とSAZ観測点を結ぶ直線までの水平距離である。図から明らかなように、直線が磐梯山の山頂から水平距離で2~2.5 km 以内の範囲を通過する場合のP波初動振幅は他の場合に比べ明らかに小さい。この結果はP波が磐梯山の山体を通過することにより、あるいは初動が回折波となるため振幅が著しく小さくなることを示していると考えられる。Fig. 5 はSRB観測点による結果である。同様に波線が磐梯山の直下を通過する場合に振幅が小さくなっている。しかしSAZの場合に比べ振幅の違いはそれほど顕著ではない。SRB観測点から磐梯山の山頂までの距離はSAZ観測点のその約2倍である。

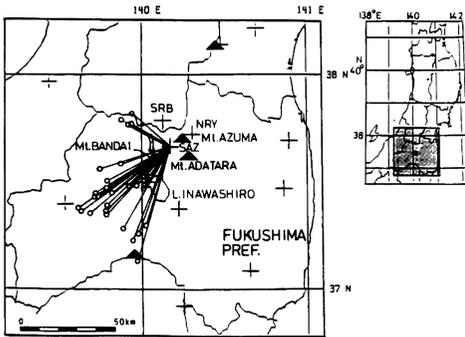


Fig. 3. Epicenters of earthquakes (open circles) used in this study to determine anomalous attenuation zone beneath Mt. Bandai from amplitude data observed at stations SAZ and SRB.

### § 3. エアガンによる調査

人工震源を用いて磐梯山の山体の構造を調べる実験も行われている [長谷川・他 (1989), 松本・長谷川 (1989)]. Fig. 6 は東北大学, 弘前大学, 山形大学, 宇都

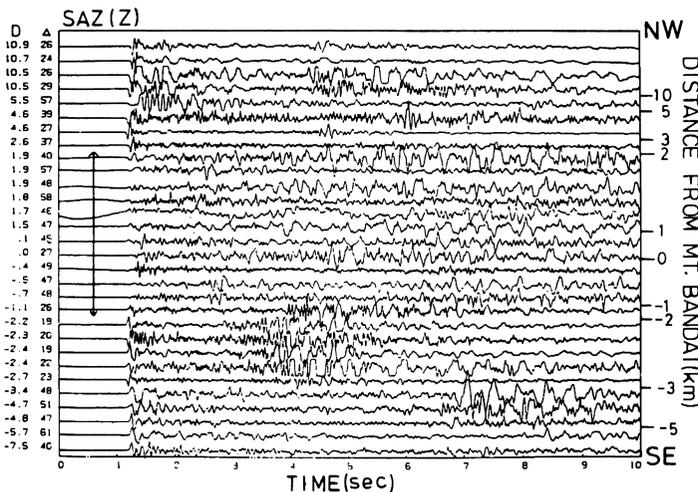


Fig. 4. Seismograms of earthquakes at the station SAZ to demonstrate the existence of anomalous attenuation zone of the P-waves beneath Mt. Bandai. It is clearly shown that amplitudes of the P-waves for the horizontal distance range shown by the line with arrows are small. Amplitude of each seismogram is normalized by its maximum amplitude during the time interval of 2 seconds from the onset of the P-wave. D on the left side and right side coordinate indicate horizontal distances from the summit of Mt. Bandai to ray paths connecting the station SAZ to hypocenters.  $\Delta$  indicates epicentral distance of each event. Epicenters of events used in the analysis are plotted in Fig. 3.

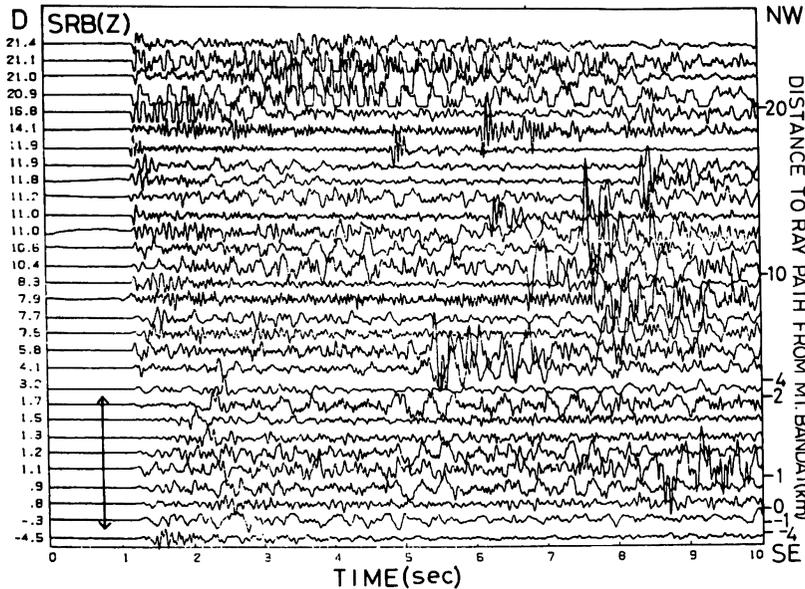


Fig. 5. Seismograms of earthquakes observed at the station SRB. See Fig. 4 for the other explanations.

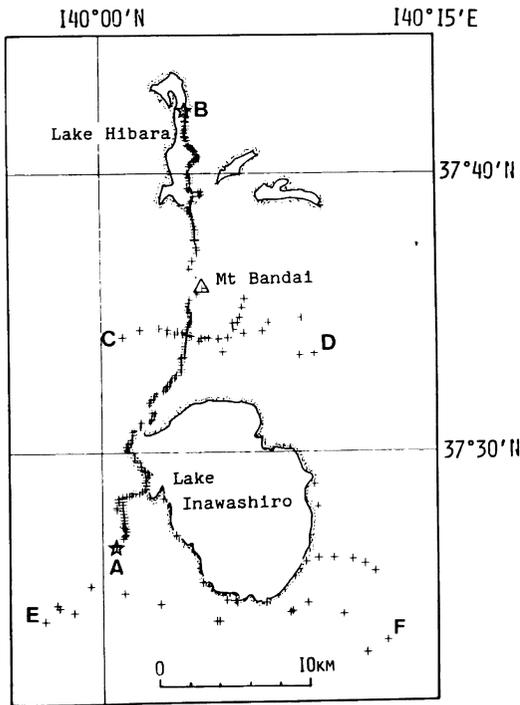


Fig. 6. Map showing the profiles of the airgun seismic experiment. Marine airgun shot points, A, B are shown by open stars. Observation sites are indicated by crosses.

宮大学および千葉大学による磐梯山周辺におけるエアガンを用いた構造探査のショット点、観測点配置を示して

いる。実験は1987年10月と1988年6月に行われた。火山の集中観測の一環として1988年10月には更に詳しいファン・シューティングの観測が行われている [植木・他(1990)]。エアガンは吉ヶ平ダムおよび檜原湖中のそれぞれA点、B点に設置された。観測は屈折法探査のためのA-B測線とファン・シューティング法による探査のためのC-DおよびE-F測線に沿って行われた。A-B測線の長さは約30 kmであり、観測点は200~500 mに一点の割合で設置された。長谷川・他(1989)により得られた屈折法探査の結果は磐梯山の山体付近で速度が遅くないことを示している。Fig. 6に示されているようにショット点A, Bを結ぶ直線は磐梯山の山頂から約3 km西側の地点を通過しており、求められた速度構造は磐梯山の山頂の西側の構造を反映している。

Fig. 6のC-D, E-Fに沿った測点で得られた記録をFigs. 7, 8に示す。測点C-Dと磐梯山の山頂との距離は約5 km, E-Fまでは約20 kmである。屈折法探査で得られた速度構造を用いると測線C-Dの場合には山頂から約1.5 km, 測線E-Fの場合には約4 kmの深さを伝播する波が観測されたことになる。波形記録は5.9 km/sで補正し、観測点の位置により西側から順番に並べられている。記録の右側の数値は波線と山頂との水平距離である。測線C-Dに沿った、磐梯山の南山麓に設置された観測点の記録から明らかなように、山体を通過する場合にも走時の遅れはほとんど無い。山体の西側を通過する波の初動は明瞭であるが東側の一部の観測点のP波

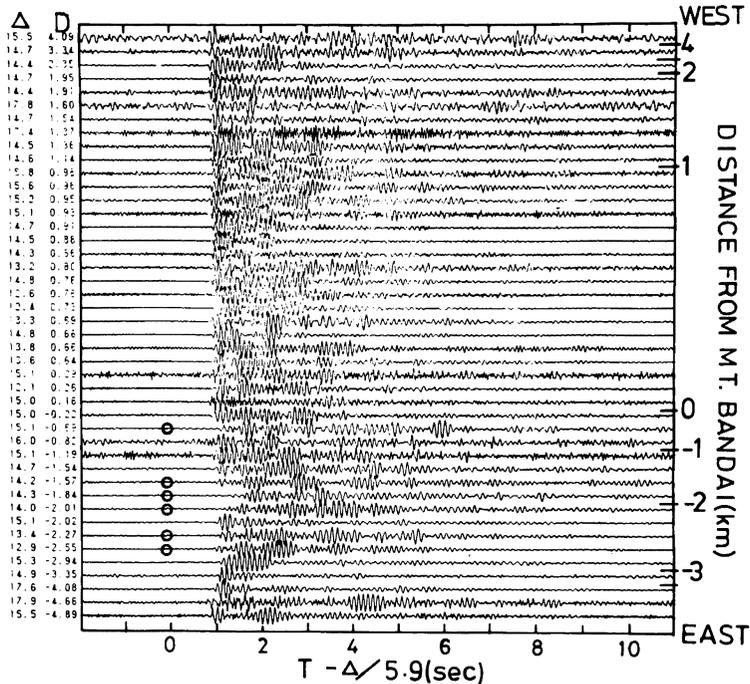


Fig. 7. Seismograms of the fan-shooting observation along the profile C-D by the airgun seismic experiment from the shot B in Fig. 6. Amplitude of each seismogram is normalized by its maximum amplitude during the time interval excluding 0.5 seconds from the onset of the P-wave. D on the left side or right side coordinate indicates horizontal distances from the summit of Mt. Bandai to ray paths connecting the shot point to stations. It is clear that amplitudes of the P-wave with circles are small.

初動は不明瞭である。

E-F に沿った測線では、矢印で示された範囲、すなわち、磐梯山の山頂から東へ 2 km、西へ 2.7 km の領域を通過する場合の初動振幅は小さくなっており、走時も 0.1~0.2 秒程度遅くなっている。初動振幅が小さい観測点の位置を Fig. 9 に星印で示すが、磐梯山の山体を通過する場合の P 波振幅が小さくなっている。この傾向は Figs. 4, 5 に示した自然地震の波形記録の特徴と良く一致しており、またその範囲も一致している。

#### § 4. 議 論

自然地震の波形記録、エアガンによるファン・シューティング法による実験から、磐梯山の山頂から深さ約 4 km 以深、水平方向に半径約 2~2.5 km の領域を伝播する P 波は著しく減衰し、走時も 0.1~0.2 秒程度遅れることが示された。走時および振幅から磐梯山の直下に速度の違い領域が存在すると推定される。

前述したように媒質中に低速度領域が存在する場合にはその回りを伝播する回折波が存在し、例えば直径が 5 km にも及ぶマグマ溜りがあっても、走時はマグマ溜りが無い場合のそれに比べ僅か 0.1 秒程度遅れるだけであ

る。従って、今回の実験で観測された初動が回折波であるか否かを検討する必要がある。

次にマグマ溜りが存在している場合の理論的振幅を計算し、観測結果と比較することにする。速度構造モデルとしては簡単のため地震波を通さない深さ方向に無限に長い板があるとした (Fig. 10)。振幅の計算は Troitskiy *et al.* (1981) と同様に、次の積分を実行した。

$$U(x_1, y_1, z_1) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(0, y, z) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{e}{r} \right)^{-ikr} dy dz$$

ここに、 $U$  は変位振幅、 $k$  は波数、 $r$  は点  $(0, y, z)$  と観測点との距離である。境界条件としては

$$U(0, y, z) = \frac{e^{-ikR}}{R}, |y| > a \\ = 0, |y| < a$$

ここに、 $R$  は点  $(0, x, y)$  と震源  $(r_s, 0, 0)$  との距離である。

Fig. 11 に観測点の Y 座標の位置に対する計算された振幅分布が示されている。図の (a), (b) は自然地震をそれぞれ SAZ と SRB で観測した場合の結果である。変位が零の板の直径は 5 km とした。原点  $(0, 0, 0)$  と観測点

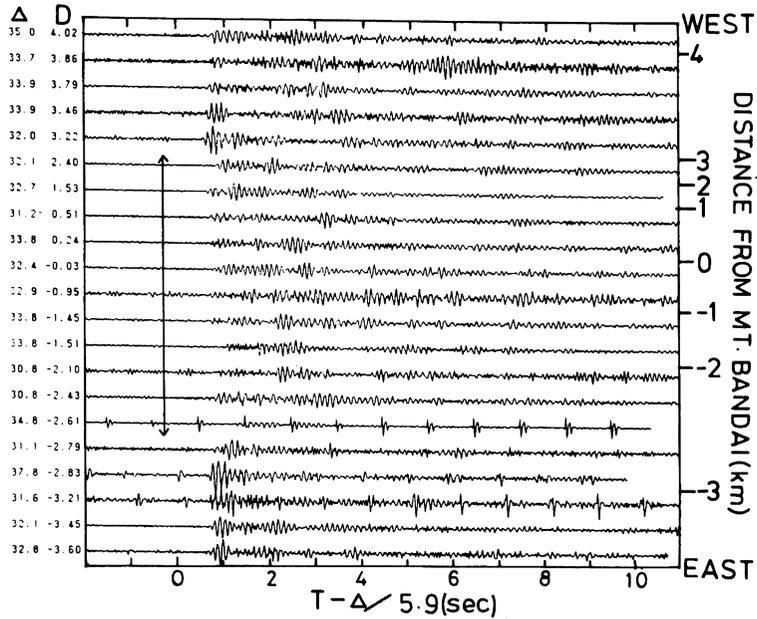


Fig. 8. Seismograms of the fan-shooting observation along the profile E-F by the airgun seismic experiment from the shot B in Fig. 6. See Fig. 7 for the other explanations. It is clearly shown that amplitudes of the P-waves for the horizontal distance range shown by the line with arrows are small.

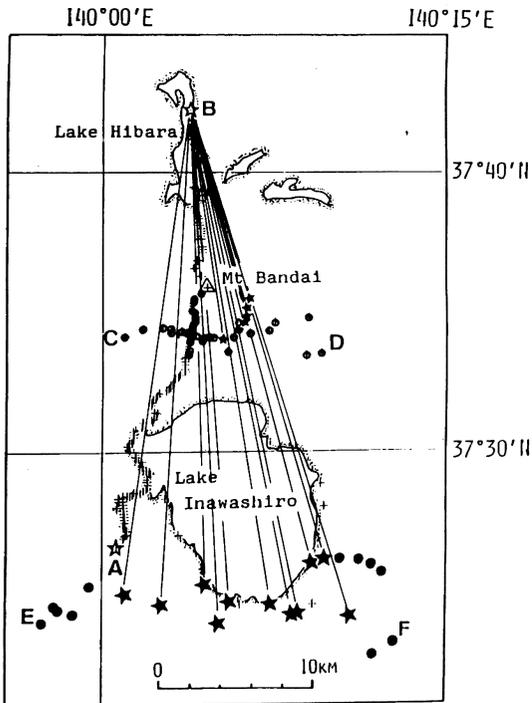


Fig. 9. Locations of the stations having anomalous attenuation (stars). Seismograms for the stations indicated by open circles, solid circles and stars are shown in Figs. 7 and 8.

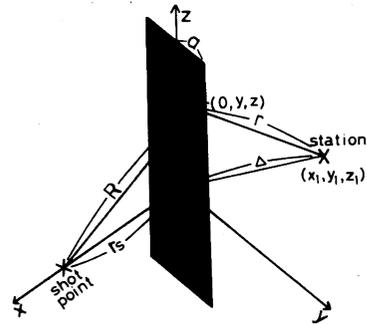


Fig. 10. Geometry of the model to calculate theoretical amplitude of the P-wave with taking into account the diffraction.

( $x_1, y_1, 0$ ) との距離,  $\Delta$  はそれぞれ 11.5 km と 21.8 km である。震源は無限の遠方にあるとした。(c) はエアガンによる E-F に沿ったファン・シューティングの実験を考慮し、震源から 11 km 離れた所に直径 5 km の板があり、震源から測線までの距離は 22 km とした。計算結果から明らかなように (a), (c) の場合は振幅が  $1/5 \sim 1/3$  になり、観測結果と調和している。しかし、振幅分布のみから観測された P 波初動が回折波であると結論することは難しいように思われる。この結果は逆に直径 5 km にもおよぶマグマ溜りが存在していても走時はほとんど変わらず、振幅が  $1/3$  程度になるだけであることを

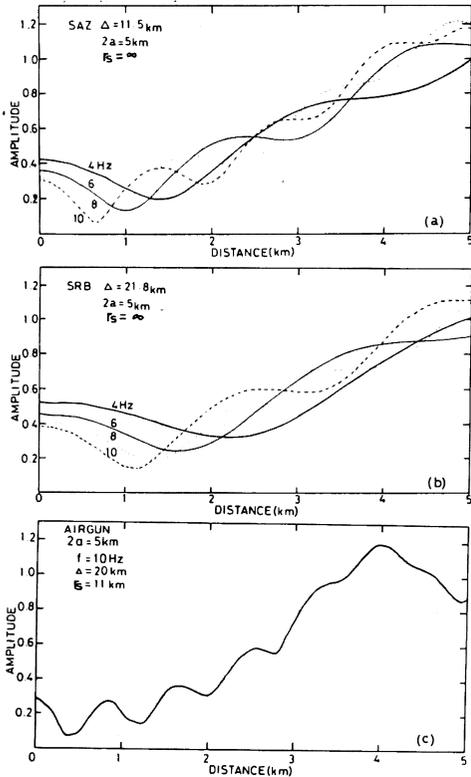


Fig. 11. Theoretical amplitude of the P-waves in case of existing an infinite length of rectangular plane on which amplitude of displacement is zero. Horizontal axis indicates  $D$  in Figs. 4, 5, 7, and 8, which represents  $y_1$  in Fig. 10. The geometry of the shot and observation points in (a) and (b) are for local earthquake observations at SAZ and at SRB, respectively. The geometry in (c) is for the fan-shooting observation along the profile E-F in Fig. 6. Theoretical amplitude in the cases of 4, 6, 8, and 10 Hz in (a) and (b), and in the case of 10 Hz in (c) are calculated.

示している。

Fig. 2 に採石発破の記録を示したが、MNT 観測点では初動の振幅は短周期で小さく、その一秒後に明瞭かつ長周期の位相が記録されている。波形の特徴から初動は回折波、後続波は磐梯山の山体を通過してきた直達波である可能性もある。また、自然地震の記録、エアガンによるファン・シューティングの実験から得られた多くの記録にも初動の約一秒後に顕著な位相の到来が確認でき、これらの位相も山体下の低速度域を通過した直達波である可能性もある。初動が回折波、後続波が直達波であると仮定し、低速度域の直径が 5 km であるならば、

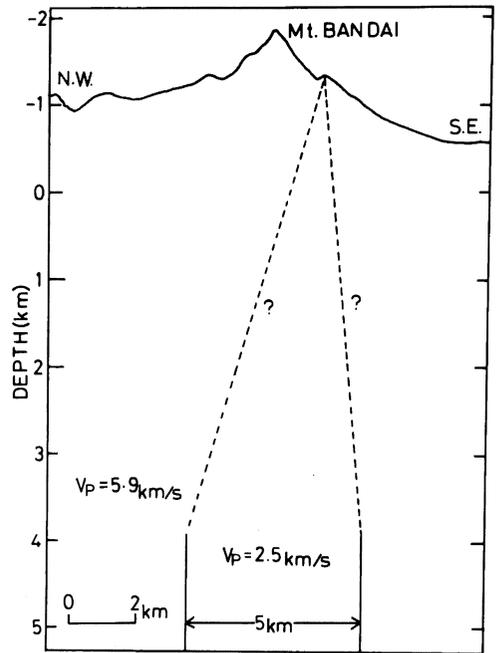


Fig. 12. Schematic velocity model beneath Mt. Bandai.

低速度域内の速度は 2.5 km/s 程度となる。この値は回りの物質のそれに比べ極端に小さい。

MURASE and SUZUKI (1966) によると P 波速度が 2.5 km/s 前後の噴出岩の温度は 1000~1200°C である。従って後続波が低速度域を通過してきた波であると仮定すると磐梯山の直下にはほぼ溶融状態のマグマ溜りが存在していることになる。およそ 4 km 前後の深さにおけるマグマ溜りの直径は約 5 km であり、浅い構造についての詳しい議論は植木・他 (1990) により行われている。予想される速度構造モデルを Fig. 12 に示す

## § 5. おわりに

自然地震、大型エアガンを用いたファン・シューティング法による実験観測から磐梯山の直下には直径約 5 km にもおよぶ溶融体が存在している可能性があることが示された。この研究では走時データのみを用いてもマグマ溜りのような低速度域を検出することは難しく、振幅の変化に注目すべきであることを指摘した。しかし、振幅を議論する場合には多くの観測点が必要であり、今後更に詳しい調査を要する。

## 謝 辞

今回の実験には東京海上各務財団から御援助を頂いた。また実験に際し、福島県をはじめ多くの関係機関が

ら多大の御協力を得た。野外実験では下記の方々の御協力を頂いた。東北大学理学部 浜口博之、海野徳仁、松本 聡、堀修一郎、橋本恵一、立花憲司、稲盛隆穂、田中 聡、梅津 功、佐藤吉之、加藤尚之、弘前大学理学部 田中和夫、小菅正裕、井上 純、宇都宮大学教育学部 鈴木将之、千葉大学理学部 海宝由佳、桜井浩哲、東京大学海洋研究所 末広 潔、国立防災科学技術研究所 大久保正、福島県立福島西高校 小河靖雄の各氏、ここに記して謝意を表します。

文 献

- CATCHINGS, R. D., 1988, Crustal structure of east central Oregon: Relation between Newberry Volcano and regional crustal structure, *J. Geophys. Res.*, **93**, 10081-10094.
- ELLSWORTH, W. L. and R. Y. KOYANAGI, 1977, Three dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5379-5394.
- 長谷川昭・堀内茂木・植木貞人・西澤あずさ・松澤暢・海野徳仁・堀修一郎・稲盛隆穂・松本 聡・浜口博之・高木章雄・田中和夫・鈴木将之・末広 潔, 1989, エアガンによる梯山周辺域の地殻構造探査, *地震* **2**, **42**, 161-169.
- HASEMI, A. H., H. ISHII and A. TAKAGI, 1984, Fine structure beneath the Tohoku District, northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes, *Tectonophysics*, **101**, 245-265.
- HIRAHARA, K., 1981 Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: The subducting Philippine Sea plate, *Tectonophysics*, **79**, 1-44.
- ISHIDA, M. and A. HASEMI (1988), Three-dimensional fine velocity structure and hypocenter distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai District, *Japan, J. Geophys. Res.*, **93**, 2076-2094.
- 松本 聡・長谷川昭, 1989, エアガン実験で観測されたコーダ波の振幅特性, *地震* **2**, **42**, 317-324.
- 森谷武男・岡田 弘, 1980, 有珠山における爆破地震動の観測—マグマによる走時・伝播異常—, *火山*, 第2集, **52**, No. 2, 63-74.
- MURASE, T. and T. SUZUKI, 1966, Ultrasonic velocity of longitudinal waves in molten rocks, 1966, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, Vol. II, No. 3, 273-285.
- 小原一成・長谷川昭・高木章雄, 1986, 東北日本における地殻・上部マントルの三次元P波及びS波速度構造, *地震* **2**, **39**, 201-216.
- ONO, K., K. ITO, I. HASEGAWA, K. ICHIKAWA, S. IIZUKA, T. KAKUTA and H. SUZUKI, 1978, Explosion seismic studies in south Kyushu especially around Sakurajima Volcano, *J. Phys. Earth*, **26**, S309-S319.
- STAUBER, D. A., S. M. GREEN and H. M. IYER, 1988, Three-dimensional P velocity structure of the crust below Newberry Volcano, Oregon, *J. Geophys. Res.*, **93**, B9, 10095-10107.
- TROITSKIY, P., E. S. HUSEBYE and A. NIKOLAEV, 1981, Lithospheric studies based on holographic principles, *Nature*, **294**, No. 5842, 618-623.
- 植木貞人・浜口博之・稲盛隆穂・堀内茂木・西澤あずさ・堀修一郎・仁田交市・松本 聡・梅津 功・佐藤吉之・長谷川昭・宮町宏樹・西村裕一・前川徳光・鈴木敦生・井上 純・Nanang Dyasbudi・鈴木将之・伊東明彦・須藤靖明・井口正人・高木章雄, 1990, Fan-Shooting 法による磐梯山の地殻構造探査, *東北地域災害科学研究*, **26**, 87-91.
- ZHAO, D., S. HORIUCHI and A. HASEGAWA, 1990, 3-D seismic velocity structure of the crust and the uppermost mantle in the northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, **181**, 135-149.