

人工地震探査より推定した草津白根火山白根火砕丘表層の P波速度構造

鬼澤真也*・森 健彦**・筒井智樹***・平林順一*・野上健治*
小川康雄*・松島 健****・鈴木敦生*****

(2004年7月21日受付, 2004年12月10日受理)

Shallow P-wave Velocity Structure of Shirane Pyroclastic Cone, Kusatsu-Shirane Volcano Derived from a Controlled Seismic Experiment

Shin'ya ONIZAWA*, Takehiko MORI**, Tomoki TSUTSUI***, Jun'ichi HIRABAYASHI*, Kenji NOGAMI*,
Yasuo OGAWA*, Takeshi MATSUSHIMA**** and Atsuo SUZUKI*****

P-wave velocity structure at a summit area of Kusatsu-Shirane volcano is investigated by using first arrival time data of a controlled seismic experiment conducted in 2003. The objectives of this study are to reveal a shallow P-wave velocity structure of Shirane pyroclastic cone and to make correlation of the resultant velocity model to geological information. The first arrival times for two dynamite shots recorded by 59 temporal seismic stations are used for investigating a two-layered velocity model. The first layer velocity is estimated by using arrivals at stations close to a shot point. The second layer velocity and depths of the interface are inferred by the time-term analysis. Estimated velocities of the first and second layers are 1.1 km/s and 2.9 km/s, respectively. Thickness of the first layer varies from almost 0 m at surface exposures of lavas to about 100 m at the summit of the pyroclastic cone. The first layer is interpreted as pyroclastic deposits covering the surface of the Shirane pyroclastic cone and the second is the uppermost subsurface lavas, by comparing to surface and borehole geological information and P-wave velocity of borehole core samples.

Key words: Kusatsu-Shirane volcano, Shirane pyroclastic cone, controlled seismic experiment, P-wave velocity structure

* 〒377-1711 群馬県吾妻郡草津町大字草津字滝尻原
641-36

東京工業大学火山流体研究センター草津白根火山観
測所

Kusatsu-Shirane Volcano Observatory, Volcanic Fluid
Research Center, Tokyo Institute of Technology, 641-
36 Takijirihara, Kusatsu, Agatsuma, Gunma 377-
1711, Japan.

** 〒891-1419 鹿児島市桜島横山町 1722-19

京都大学防災研究所附属火山活動研究センター

現在: 〒869-1400 熊本県阿蘇郡長陽村

京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火
山研究センター

Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Pre-
vention Research Institute, Kyoto University, 1722-
19 Sakurajima-Yokoyama, Kagoshima 891-1419,
Japan.

Present Address: Institute for Geothermal Sciences,
Graduate School of Science, Kyoto University, Choyo,
Aso, Kumamoto 869-1400, Japan.

*** 〒010-8502 秋田県秋田市手形学園町 1-1

秋田大学工学資源学部

Faculty of Engineering and Resource Science, Akita
University, 1-1 Tegata-Gakuen, Akita 010-8502, Japan.

**** 〒855-0843 長崎県島原市新山 2-5643-29

九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究セ
ンター

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of
Sciences, Kyushu University, 2-5643-29 Shin'yama,
Shimabara, Nagasaki 855-0843, Japan.

***** 〒052-0106 北海道有珠郡壮瞥町立香 142

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

Usu Volcano Observatory, Institute of Seismology and
Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido
University, 142 Tatsuka, Usu, Hokkaido 052-0106,
Japan.

Corresponding author: Shin'ya Onizawa

E-mail: onizawa@ksvo.titech.ac.jp

1. はじめに

草津白根山は群馬県北西部長野県との県境付近に位置する活火山である。山頂・山麓では活発な噴気活動や温泉の湧出などの地表面現象が認められ、山頂火口湖湯釜を有する白根火砕丘近傍においては1805年以来数多くの水蒸気爆発が記録されている。これら火山現象の根源となる熱水系の理解に向けて、地下の物性を把握し岩相・岩質や物理状態などを解明していくことは重要である。一方、草津白根火山では地質調査により地質岩体分布の把握や活動史の解明が進められている。また白根火砕丘の地震観測用坑井では、コアの地質・岩石学的記載や物性試験が行われた。熱水活動や水蒸気爆発の場を理解する上でも活動史に制約を与える上でも、探査により推定された物性とこれらの地質情報とを比較し、物性が実体として何に対応するかを理解しなければならない。

2003年には草津白根火山集中総合観測の一環として、地下熱水活動や水蒸気爆発発生場の解明に向けた人工地震探査を実施した。本探査ではさまざまな火山現象が認められる白根火砕丘地下の反射面分布を得ることを第一目標とし、さらにP波速度構造を定量的に明らかにすることを目的とした。このうちP波速度構造に関しては表層部を対象としており、物性と地質構造との対比が期待された。

本論文では人工地震探査データを用いた研究のうち、山頂白根火砕丘表層を対象としたP波速度構造解析について述べる。さらに本解析で得られたP波速度と表層・坑井地質との対比を行い、今回の解析から導かれる情報は何かを明らかにする。なお、探査概要および反射波解析情報については筒井・他(2004a, b)に詳しい。

2. 地質概要

草津白根火山では表層の地質調査が精力的に行なわれ(太田, 1957; 早川, 1983; 宇都・他, 1983), さらにテフクロロジーや放射年代測定などによりその活動史の解明が進められている(早川・由井, 1989; 金子・他, 1991)。本研究ではこのうち宇都・他(1983)の分類に従い議論を進める。Fig. 1(a)は山頂白根火砕丘周辺部分の表層地質図である。白根火砕丘の中心には水釜・湯釜・潤釜の3つの火口が北東-南西方向に並び、水釜火口の東側には新期溶岩の水釜溶岩ドームが、湯釜火口壁には中期溶岩の白根溶岩が露出している。また火砕丘北寄りの数ヶ所に噴気地帯が分布する。火砕丘の南東方、東方にはそれぞれ中期、新期溶岩に分類される青葉溶岩、香草溶岩が、西方には草津白根火山の基盤となる新第三紀火山岩類が広く分布する。また水釜溶岩ドームを中心とする楕円は重力探査により明らかになった低重力

異常(牧野・他, 2002; 2004)の中心位置を示す。彼らはこの位置に深さ200-300mの陥没構造を推定している。

火砕丘東側および西側の東京工業大学火山流体研究センター地震観測用坑井(KSE, KSW)ではコアの地質・岩石学的記載(宇都・他, 2004)や物性試験(東京工業大学火山流体研究センター, 未発表資料)が行われた。Fig. 1(b)に地質柱状図とコア試料の湿潤状態における密度および超音波P波速度とを対応させて表示した。KSEでは地表面下5mから約50mの厚さで香草溶岩があり、それ以深では主に火砕流堆積物と溶岩との互層になっている。特に地表から145m以深では窪地を埋めたfall-backと推定される溶結凝灰岩が認められ、主にこれが上述の低重力異常の起源であると予想された(宇都・他, 2004)。コア物性に関してはほぼこれらの岩相を反映して表層の香草溶岩では高密度・高速度であり、それより下位ではより低密度・低速度となっている。一方、KSW坑井地質を見ると表層約75mは主に白根火砕丘堆積物あるいはその転動堆積物からなり、その下位に層厚約60mの溶岩が存在する。さらにその下位には崩積土をはさんで草津白根火山の基盤である新第三紀火山岩類が分布する。P波速度を見ると草津白根火山の溶岩は下位の第三紀火山岩類と同等かそれより大きい傾向にある。

3. 観測・データ

探査で展開した発破点・観測点のうち、本研究では山頂白根火砕丘周辺の2ヶ所の発破(S1, S2)と59ヶ所の観測点データを用いた(Fig. 1(a))。観測点は湯釜を囲む4本の東西・南北測線と南東-北西方向の湯釜横断測線に配置している。東側南北測線は牧野・他(2002; 2004)による低重力異常を、湯釜横断測線はKSW坑井を横切るように展開した。湯釜横断測線は120-150m間隔、その他の測線は100m間隔を目処に配置した。すべての観測点でMark Products社製上下動地震計(固有周波数2Hz)および白山工業社製データロガーLS-8000SHを使用し、250Hzサンプリングで地震動を記録している。S1, S2発破点はそれぞれ青葉溶岩、香草溶岩上に配置し、共に5kgのダイナマイトを使用した。

P波速度構造推定に向けて各観測点で記録された地震波形から各発破に対する初動到達時刻を読み取った。S1に関してはノイズレベルの高かった湯釜北東噴気地帯を除き山頂測線全域で良好なデータが得られた。S2に関してもS1には劣るが有効なデータが得られている。走時データの特徴をつかむために測線ごとの到達時刻を観測点標高と対比させながらプロットした。S1発破に対する東側南北測線、湯釜横断測線、南側東西測線につい

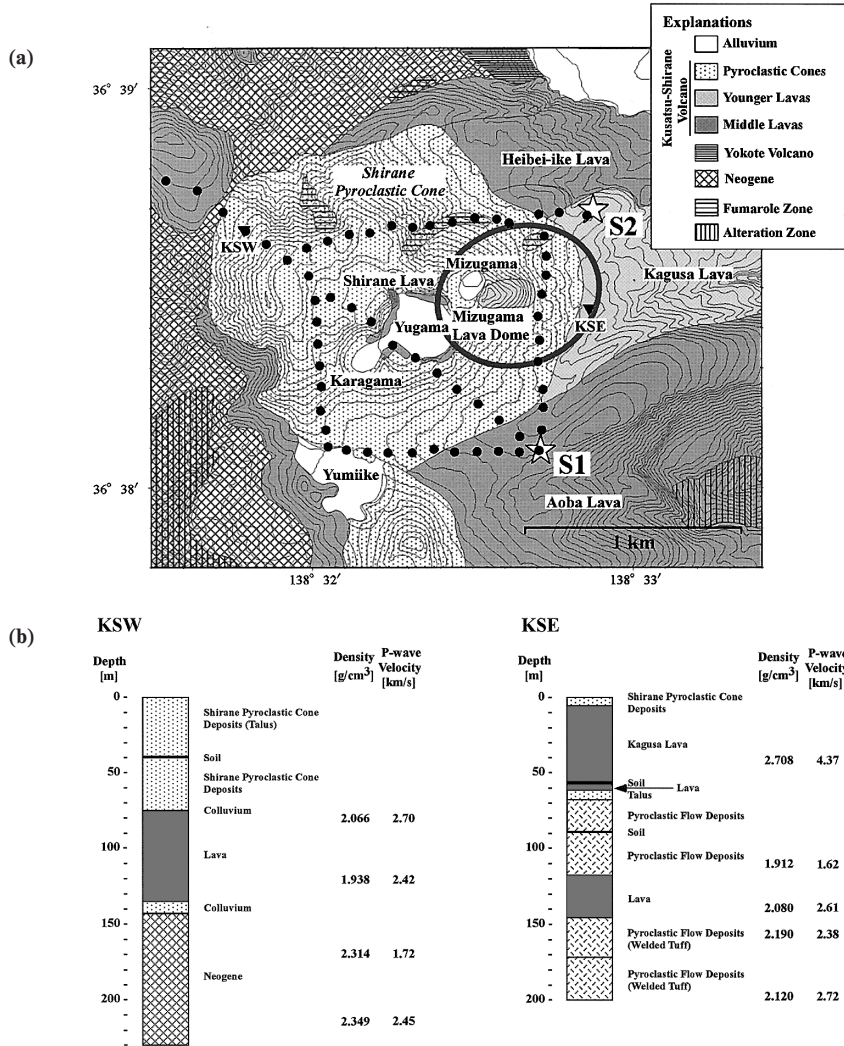


Fig. 1. (a) A geological map around Shirane pyroclastic cone, Kusatsu-Shirane volcano after Uto *et al.* (1983) and a configuration of shot and station locations in the 2003 controlled seismic experiment. Topographic contour interval is 10 m. Stars: shot points. Solid circles: temporal seismic stations deployed for the experiment. Solid inverse triangles: borehole seismic stations by Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology. Ellipse: center of the low Bouguer anomaly (Makino *et al.*, 2002; 2004). (b) Geological columnar sections (Uto *et al.*, 2004) and wet densities and P-wave velocities of core samples (Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology, unpublished data) at the borehole seismic stations.

て Fig. 2 (a)-(c) に、S2 発破に対する東側南北測線、北側東西測線について Fig. 3 (a), (b) に示した。これらの走時は 4 km/s でリデュースして表示してある。

まず S1 の特徴を眺めてみる。どの方向への測線でも発破点から水平距離 100-200 m 程度で屈折波と思われる見かけ速度約 4 km/s の波が初動となり、発破点下の極浅部に速度の速い層が存在することが示唆される。それ

より遠方では測線によって異なった走時パターンが認められる。東側南北測線 (Fig. 2 (a)) に関しては震央距離約 800 m まで見かけ速度約 4 km/s で伝わるがそれ以降で初動の遅れが認められる。該当する場所では大きな地形変化は認められず、この遅れは観測点の標高差によるものではないと予想される。一方、湯釜横断測線 (Fig. 2 (b)) では走時プロットのパターンは地形との良い対応

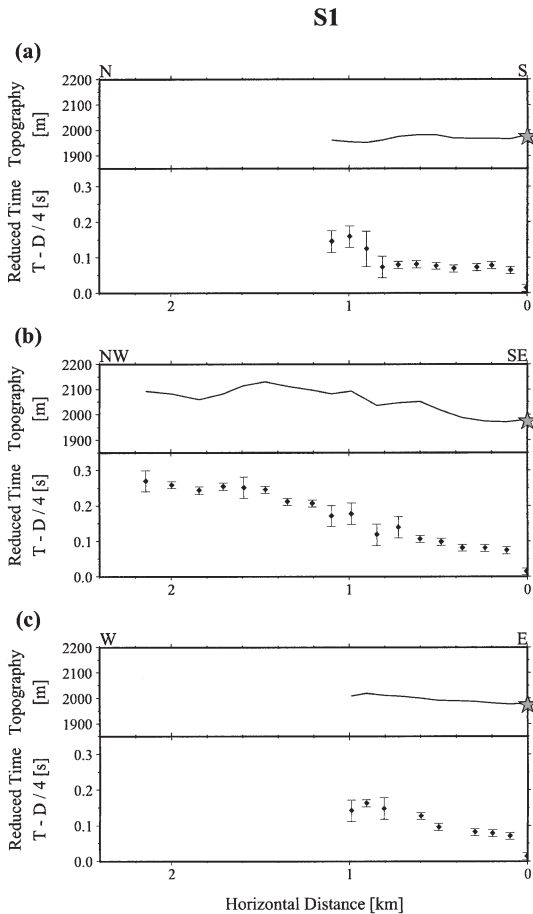


Fig. 2. Travel time plots for S1 and topography along the survey lines. (a) Eastern N-S survey line. (b) Yugama survey line. (c) Southern E-W survey line. Error bar shows picking error. Star indicates the shot location. The travel times are reduced by 4 km/s.

が認められ、観測点の標高差が初動到達時刻データに強く影響を与えていることをうかがわせる。この見方をすると南側東西測線 (Fig. 2 (c)) の走時プロットのパターンも地形によるものかもしれない。

S2 に関しては、東側南北測線 (Fig. 3 (a)) では S1 と同様、震央距離約 700 m まで見かけ速度約 4 km/s で伝わり、それ以遠で初動到達時刻の遅れがあり再び見かけ速度が約 4 km/s となっている。やはり初動の遅れの部分で大きな地形変化はない。全般に S2 では S1 ほど初動が明瞭ではなく西方向へは読み取り精度が落ちているが、大局的な標高の増加に伴う初動の遅れと標高差では説明できない局所的な異常が重なっているようである

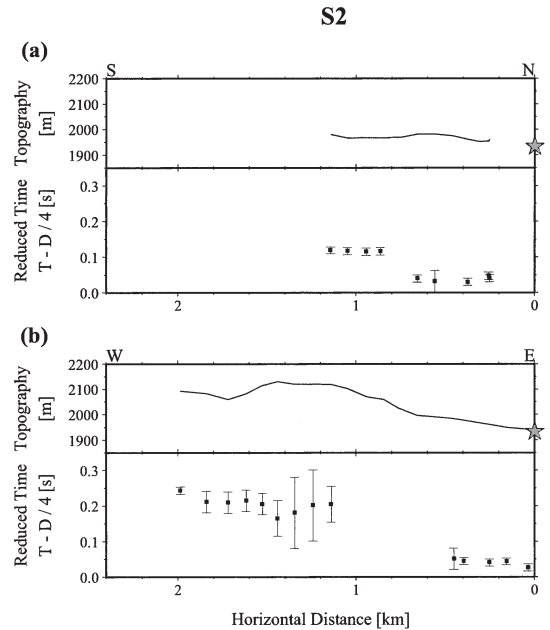


Fig. 3. Travel time plots for S2 and topography along the survey lines. (a) Eastern N-S survey line. (b) Northern E-W survey line. Notations are same as those in Fig. 2.

(Fig. 3 (b)).

4. 解析・結果

Fig. 2 および 3 の走時プロットが直線に乗らないことは速度不均質の存在を意味している。また発破点近傍で水平距離と共に見掛け速度が増加していることから、深くなるにつれて速度が増加することが読み取れる。一方、今回の限られたデータからは多層の速度やそれらの境界面分布あるいは水平方向の速度変化などを抽出することは困難である。そこで本解析では媒質を 2 層構造で表現し、第 1 層速度、第 2 層速度、第 2 層上面深度分布を推定することにした。

山頂領域に展開した測線のうち東側南北測線は S2 発破点がオフセットしているものの両端を発破点で囲んでおり、探査領域内で最も信頼性の高い解析を行える。そこでまず東側南北測線の速度構造の推定を行う。続いてこの解析結果を参照しながら湯釜横断測線を対象に解析を進める。

4-1 東側南北測線

解析ではまず第 1 層直達波が初動となると考えられる発破点近傍のデータを用い第 1 層速度を求める。続いて time-term 法 (Scheidegger and Willmore, 1957) を用いて

第2層速度と time-term の推定を行う。これは 1) S1, S2 の走時プロットのパターン (Figs. 2 (a) and 3 (a)) は観測点の標高差での説明は困難であり第2層上面深度の違いで表現することが良さそうであること、2) S2 発破点は測線からのオフセットがあること、などから time-term 法の適用が適切であると考えられるからである。最後に time-term から第1層速度の情報を用いて第2層上面深度に変換する。

第1層速度の推定には発破点近傍で明瞭な見掛け速度の変化が認められる S1 のデータを用いた。S1 から伸びる3方向の測線上で水平距離 400 m 以内の観測点についての走時を Fig. 4 (a) に拡大してプロットした。水平距離約 100 m を越えたところから見掛け速度が約 4 km/s に増加しこれは屈折波であると考えられる。そこでこれよりも発破点に近い水平距離 100 m までのデータを第1層直達波とみなし、これらを用い最小二乗法で第1層速度を推定した。この結果 1.1 km/s と求まった。

一方、time-term 法では第2層屈折波を初動とみなし

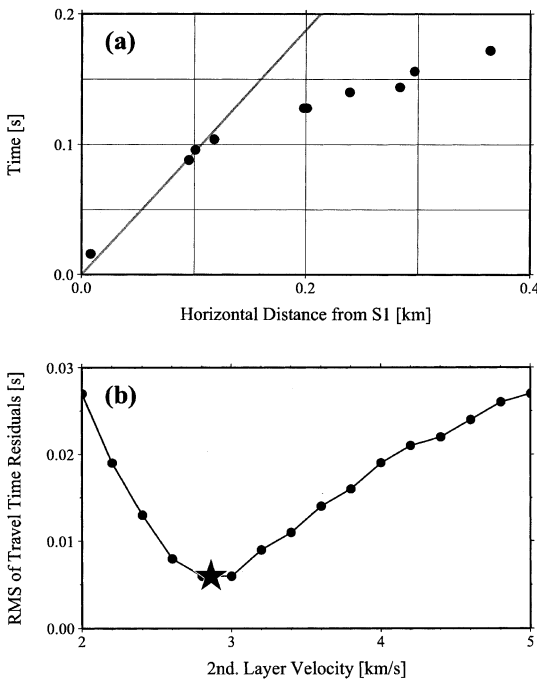


Fig. 4. (a) Travel time plot for the stations of which horizontal distance from S1 is less than 400 m. Slope of the line indicates the inverse of the first layer velocity adopted for the analysis. (b) RMS of travel time residuals for the eastern N-S survey line after the time-term analysis. Solid star indicates RMS for the least-squares velocity.

て解析する。このため東側南北測線上で屈折波が初動であると考えられる水平距離 200 m 以上の観測点データを用いた。この解析では、各観測点の time-term および第2層速度を未知とした計算と共に、第2層速度を与え time-term のみを未知とした計算を行った。後者では第2層速度を 2.0 km/s から 5.0 km/s まで 0.2 km/s 刻みで与えた。これらの走時残差の RMS 分布を Fig. 4 (b) に示す。★印で示したものが第2層速度も未知とした場合の結果で、第2層速度の最適値として 2.9 km/s が得られ、RMS が 0.006 s であった。Fig. 2 (a) および Fig. 3 (a) では約 4 km/s という大きい見掛け速度が認められていたが、第2層速度を 4 km/s とした場合の RMS は 0.019 s と大きく、大きな見掛け速度は第2層の傾斜や凹凸によるものと解釈される。

Fig. 5 (a) は第2層速度が 2.9 km/s の際の各観測点での time-term を示している。測線上での第2層上面の起伏を示唆する time-term の凹凸が認められる。S1 からの水平距離が 0.2 km および 1.0 km 付近で相対的に大きい time-term の値を取り、第2層が深いことが予想される。一方、測線中央部で time-term はほぼ 0 s となり、この付近では第2層がほとんど地表に達していることが示唆される。なお、計算結果の一部には負の time-term も得られ第2層深度に変換すれば空中に出ることになるが、これは time-term 推定誤差の範囲内である。Fig. 5 (b) は第1層速度として 1.1 km/s を採用し time-term から変換した第2層上面深度分布であり、およそ 40-50 m の振幅の

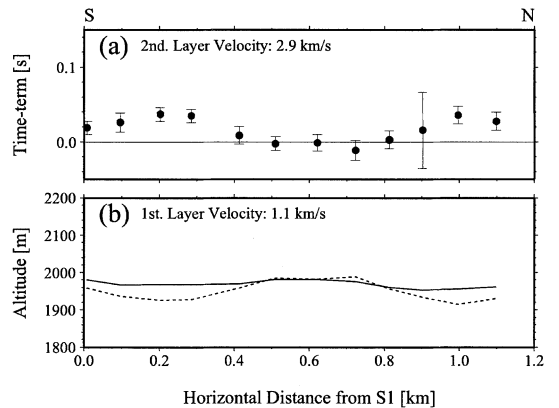


Fig. 5. (a) Time-terms along the eastern N-S survey line, in the case that the second layer velocity is 2.9 km/s. (b) The interface between the first and second layers translated from the time-terms by assigning 1.1 km/s as the first layer velocity. Solid and broken lines indicate the surface topography and the interface, respectively.

起伏が認められる。

4-2 湯釜横断測線

白根火砕丘全域に展開した観測点のうち特に湯釜横断測線は他の測線と較べ S1, S2 共に初動の読み取りが良好であった。さらに火口湖湯釜や KSW 観測点の坑井を横切り、地表・坑井情報との対比にも興味を持たれる。しかし 2ヶ所の発破点が発破領域の東側に偏り片測線に近い状況になっているため、特に第 2 層速度の推定には不確実性を伴う。そこで第 2 層速度として東側南北測線の解析結果を採用し、各観測点の time-term のみを求めることによって湯釜横断測線の第 2 層上面深度分布を推定することにした。この際、初動が第 2 層を通過した屈折波であると仮定した。

Fig. 6 に第 2 層速度を 2.9 km/s とした場合の time-term および第 1 層速度を 1.1 km/s とした場合の第 2 層上面深度分布を示す。走時プロット (Fig. 2 (b)) で走時と観測点標高との対応が認められたことを反映して、大局的に見ると標高の高いところで time-term の値は大きくなり、第 1 層の層厚が大きくなっている。さらに標高とは関係のない短波長の異常による凹凸がこれに重なっている。

5. 考 察

以下で今回の結果と表層・坑井地質やコア物性との対比および過去の研究における地震波速度推定結果との比較を行う。

5-1 東側南北測線

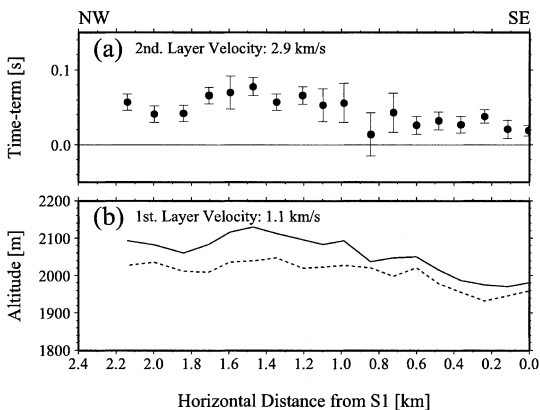


Fig. 6. (a) Time-terms along the Yugama survey line, in the case that the second layer velocity is 2.9 km/s. (b) The interface between the first and second layers translated from the time-terms by assigning 1.1 km/s as the first layer velocity. Notations are same as those in Fig. 5 (b).

Fig. 7 (a) に東側南北測線の time-term 法解析結果とその解釈、および KSE 坑井の地質柱状図を示す。第 2 層上面の凸と凹は地形の山と谷に対応しているが、その振幅はおおよそ 40-50 m あり地形の振幅より大きい。第 2 層は周辺の表層地質との対応から南側の S1 から約 200 m までが中期の青葉溶岩、これより北側は白根火砕丘の下に伏在している新期の香草溶岩であると考えられる (Fig. 1 (a) 参照)。測線中央部水釜溶岩ドーム脇ではこの第 2 層はほぼ地表面まで達しており、局所的にはこの水釜溶岩ドームを反映したものと考えられる。

また速度 1.1 km/s の第 1 層は主として白根火砕丘表層を覆う火砕物と考えられるが、青葉溶岩と香草溶岩との境界部分は谷部で厚く mantle bedding していないことから白根火砕丘やこれら溶岩の侵食で供給された二次堆積物が主体であると考えられる。S1 からの水平距離約 1 km の谷地形の部分でもやはり第 1 層が厚くなっており、二次堆積物の可能性が考えられる。またこの周辺では弱い噴気活動も認められ変質地帯が広がっている。変質により第 1 層あるいは第 2 層上部が周囲より脆弱で低速度となっていれば、今回のように 2 層構造で表した場合、第 1 層の層厚が大きく表現される可能性も考えられる。

牧野・他 (2002; 2004) は水釜溶岩ドーム付近を中心とする負の重力異常を検出し、深さ 200~300 m の陥没構造を推定した。東側南北測線はこの陥没構造のほぼ中心を横切っているが、むしろこの位置で香草溶岩や水釜溶岩ドームに対応する高速度層が盛り上がった結果が得られた。2. で示したとおり、測線からおおよそ 200 m 東にある KSE 坑井では地表面下 5 m から約 50 m の厚さで香草溶岩があり、それ以深では主に火砕流堆積物と溶岩との互層になっている。コア物性を見ると高密度・高速度な香草溶岩より下位ではほぼ岩相を反映してより低密度・低速度となっていることがわかる (Fig. 1 (b)). 宇都・他 (2004) の指摘の通り、低重力異常は香草溶岩より下位の低密度の部分の反映しているだろう。一方、KSE 坑井のように測線上でも極表層を高速度な溶岩が覆っているため波線はそれ以上もぐらず、本探査の結果はこの溶岩の分布を反映したものになったと考えられる。

なお、本探査からは溶岩に対応すると考えられる第 2 層の P 波速度は 2.9 km/s と推定されたのに対し、香草溶岩のコア試料の超音波速度では 4.37 km/s と大きい。波長や異方性、空隙内の水の飽和度などの問題もあり、地震探査とコア試料との速度の比較は単純ではないが、コア試料は香草溶岩の一部を反映しているのに対し、探査結果はより広範囲の平均的な速度を反映しているの

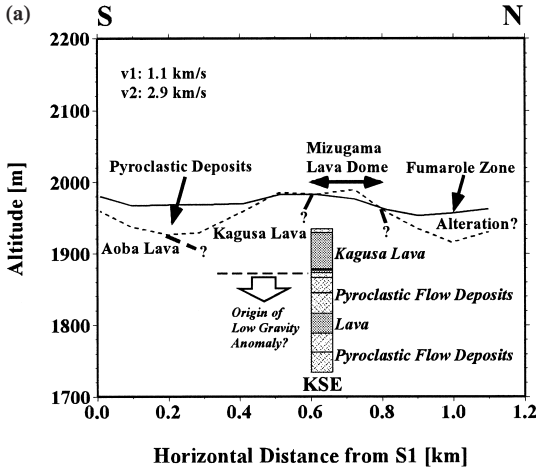
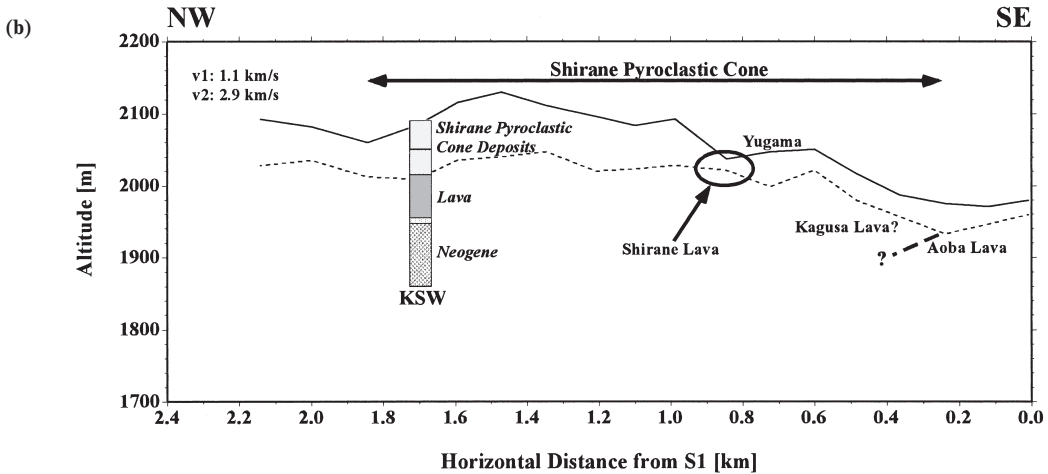


Fig. 7. The surface topography and the interface of two-layered P-wave velocity structure and its interpretation. Solid and broken lines indicate the surface topography and the interface, respectively. The borehole geology shown in Fig. 1 (b) is overlaid. (a) Eastern N-S survey line. (b) Yugama survey line.



であろう。

5-2 湯釜横断測線

Fig. 7 (b) に湯釜横断測線の第 2 層上面深度分布と解釈, および KSW 坑井地質柱状図を示す。南東側 S1 発破点付近の第 2 層は東側南北測線と同様に青葉溶岩に対応すると考えられる。S1 から 200–300 m の谷地形の部分ではやはり第 2 層が深くなっている。これより北西側では第 2 層は白根火砕丘南東側斜面の地形とほぼ平行に湯釜に向かって浅くなっており, 香草溶岩あるいは湯釜火口壁に露出している白根溶岩に相当すると思われる。また白根溶岩の露出する湯釜火口の脇で第 2 層がほぼ地表に到達している。湯釜火口より北西側で標高の高くなっているところでは火砕物に対応すると思われる第 1 層の厚さが増し, 最も厚いところで約 100 m に達する。さらに測線北西側の KSW 坑井地質と比較すると, 第 1 層は白根火砕丘堆積物に相当し, 第 2 層上面はほぼ坑井内の最

上位溶岩の上面に一致している。この溶岩上部のコア試料の超音波 P 波速度は 2.70 km/s と time-term 法による推定値に近い値を示している (Fig. 1 (b))。なおこの KSW 坑井内の溶岩は, 含まれる斑晶鉱物から少なくとも湯釜火口壁の白根溶岩とは異なるとされる (宇都・他, 2004)。

以上のように, 東側南北測線および湯釜横断測線の結果ともに表層・坑井地質とよく対比された。今回の解析で推定された第 1 層, 第 2 層はそれぞれ火砕物, 溶岩に対応し, 第 2 層上面分布は白根火砕丘に伏在する最上位溶岩の最上面分布を反映していると考えられる。

5-3 過去の研究による P 波速度推定値との比較

本研究では地表から約 100 m 未満の極浅所で P 波速度 2.9 km/s の第 2 層の存在を推定した。一方, 草津白根火山の P 波速度はこれまでに井田・他 (1989) が白根火砕丘地下で発生した自然地震の震源決定の際に推定して

いる。彼らはP波速度-S波速度比が1.73の一様構造を仮定した場合、P波速度の最適値として約2.5 km/sと本研究第2層速度よりも小さい値を推定している。震源の深さは地表下1 km弱であり、2.5 km/sという値は本研究の対象領域より深部も含めた平均的な構造を反映していると考えられる。井田・他(1989)によるP波速度が本研究の第2層速度より小さいことは、1.1 km/sと求めた第1層の影響だけでなく、重力異常やKSE坑井から推測される水釜溶岩ドーム下を中心とする低密度・低速度領域の存在や、KSW坑井で認められる比較的低速度な新第三系の深部への広がりを示唆しているのかもしれない。

6. ま と め

人工地震探査によって得られた初動到達時刻データを用いて草津白根火山白根火砕丘の表層部P波速度構造の推定を行った。発破点近傍走時データを用いた解析およびtime-term法解析によって、第1層および第2層速度はそれぞれ1.1 km/s, 2.9 km/sと見積もられた。また、第1層の層厚はほぼ0 mから最も標高の高い所でのおよそ100 mと変化していることがわかった。周辺の表層地質・坑井地質との対応から第1層は白根火砕丘表層を覆う火砕物、第2層は溶岩に相当すると推定した。特に第2層上面深度分布は白根火砕丘に伏在する最上位溶岩の上面深度を反映していると考えられる。

謝 辞

本研究は2003年人工地震探査に参加された皆様や準備に尽力して頂いた方々のおかげで行うことが出来ました。また本探査の結果を解釈するに当たり産業技術総合研究所の宇都浩三博士には草津白根火山の表層地質や坑井地質の最新の知見についてご指導頂きました。さらに同牧野雅彦博士には重力探査や本探査の結果や解釈について議論して頂きました。査読者の宮町宏樹博士、中野優博士には本論文を完成させる上で大変有益なご意見を頂きました。記して皆様に感謝致します。

引用文献

- 早川由紀夫(1983)草津白根火山の地質。地質学雑誌, **89**, 511-525.
- 早川由紀夫・由井将雄(1989)草津白根火山の噴火史。第四紀研究, **28**, 1-17.
- 井田喜明・長田 昇・沢田宗久・小山悦郎・鍵山恒臣(1989)草津白根山における常設地震観測と1989年1月6日の小噴火。震研彙報, **64**, 325-345.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸(1991)信越高原地域に分布する第四紀火山のK-Ar年代と形成史。震研彙報, **66**, 299-332.
- 牧野雅彦・渡辺史郎・住田達哉・小川康雄(2002)草津白根山の重力探査。月刊地球, 号外**39**, 52-56.
- 牧野雅彦・渡辺史郎・住田達哉・小川康雄(2004)草津白根山頂域における精密重力探査。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書, 69-80.
- 太田良平(1957)5万分の1地質図幅「草津」。地質調査所。
- Scheidegger, A. E. and Willmore, P. L. (1957) The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys. *Geophysics*, **22**, 9-22.
- 筒井智樹・草薙智浩・梶井達矢・鬼澤真也・森 健彦・野上健治・平林順一・小川康雄・水橋正英・及川光弘・齋藤政城・若林 亨・高木憲朗・鈴木敦生・田中麻貴・及川 純・中道治久・山下祐一郎・吉川 慎・松島 健・河野裕希・堀 美緒(2004a)草津白根火山湯釜火口周辺の地震反射断面—擬似反射記録法による反射断面の推定—。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書, 105-119.
- 筒井智樹・鬼澤真也・森 健彦・野上健治・平林順一・小川康雄・水橋正英・及川光弘・齋藤政城・若林 亨・高木憲朗・鈴木敦生・草薙智浩・梶井達矢・田中麻貴・及川 純・中道治久・山下祐一郎・吉川 慎・松島 健・河野裕希・堀 美緒(2004b)2003年草津白根火山人工地震探査概要。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書, 81-90.
- 宇都浩三・早川由紀夫・荒牧重雄・小坂丈予(1983)草津白根火山地質図。火山地質図3, 地質調査所。
- 宇都浩三・栗原 新・平林順一(2004)草津白根火山, 白根火砕丘周辺地震観測井のボーリングコア記載。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書, 59-68.

(編集担当 西村太志)