

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¹・森 健彦²・筒井智樹³・平林順一¹・

野上健治¹・小川康雄¹・松島 健⁴・鈴木敦生⁵・

草津白根集中観測人工地震探査グループ

1. 東京工業大学火山流体研究センター
2. 京都大学防災研究所（現京都大学大学院理学研究科）
3. 秋田大学工学資源学部
4. 九州大学大学院理学研究院
5. 北海道大学大学院理学研究科

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

S. Onizawa¹, T. Mori², T. Tsutsui³, J. Hirabayashi¹, K. Nogami¹, Y. Ogawa¹, T. Matsushima⁴,

A. Suzuki⁵ and 2003 Kusatsu-Shirane Volcano Seismic Experiment Group

1. Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology
2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University
(Now at Graduate School of Science, Kyoto University)
3. Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University
4. Faculty of Sciences, Kyushu University
5. Graduate School of Science, Hokkaido University

1. はじめに

草津白根山は群馬県北西部に位置する第四紀火山である。山頂・山麓では地下熱水活動に起因する活発な噴気活動や温泉の湧出などの地表面象が認められ、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。これらの火山現象の解明に向けてこれまでに様々な調査・観測が行われてきた。その結果、微小地震や火山活動の活発化に伴う熱消磁が水釜周辺の地下で起きており(井田・他, 1989; 森・他, 2004(本報告書); 堀・他, 2004(本報告書); 手塚・他, 1996), 水釜溶岩ドーム東方にある地震地殻変動観測井では地表から 120 m で 180 に達するという異常現象が明らかになった。さらにこれらの領域を中心とする顕著な負の重力異常(牧野・他, 2002)という構造としての異常も明らかになってきた。熱水活動や水蒸気爆発がどのような場の中で起こり、異常現象が熱水活動の中でどのような位置付けになるのかを理解する上で地下構造を理解することは重要である。

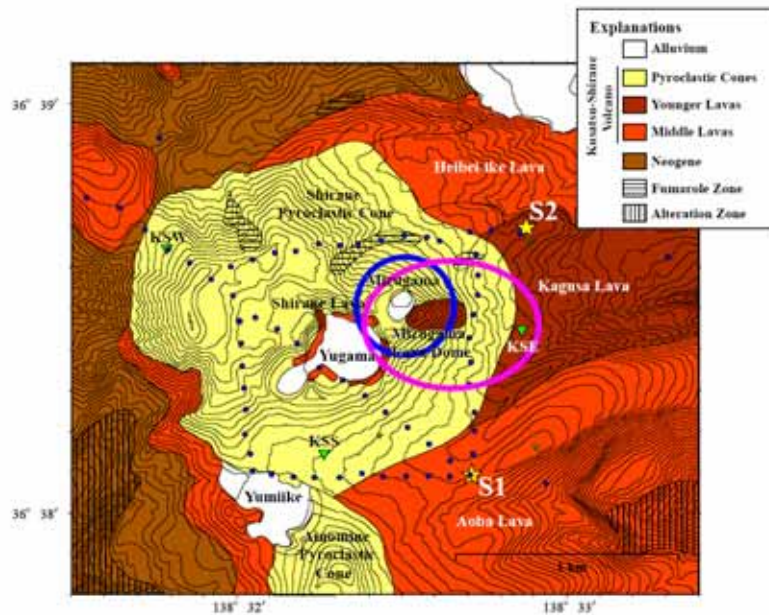
2003 年に草津白根火山で行われた集中総合観測の一環として、地下熱水活動や水蒸気爆発発生場の解明に向けた人工地震探査が企画・実施された。本探査では活動や構造の異常が認められる白根火砕丘地下の反射面分布を得ることを第一目標とした。さらに異常領域表層部の P 波速度構造を定量的に明らかにすることを目指した。

本報告では人工地震探査のうち山頂白根火砕丘周辺浅部P波速度構造解明を目指した初動データをを用いた解析について述べ、観測事実やそこから与えられる浅部構造への制約条件をまとめる。さらに本解析で得られた物性と表層地質や坑井地質との対比を目指す。また本探査ではより広域的な構造に関する情報を得るために広域観測網を展開している。本報告では山麓 S3 発破に対する広域観測網で得られた初動到達時刻データの特徴とその定性的な解釈を付録にまとめた。なお本探査概要および反射波解析序報についてはそれぞれ筒井・他 (2004a, b) (本報告書) に譲る。

2. 観測

第 1 図は宇都・他(1983)を基に作成した山頂白根火砕丘周辺の地質図に発破点・観測点を重ね合わせたものである。山頂領域における発破点は湯釜南東 (S1)、北東 (S2) の 2 ヶ所である (第 1 図の 印)。印は本探査のために展開された臨時地震観測点で、本解析では湯釜を囲む 4 本の東西・南北測線と湯釜を横切る南東 - 北西測線の初動到達時刻を用いる。また 印は東京工業大学火山流体研究センターおよび東京大学地震研究所により展開されている定常地震観測点である。このうち大きい 印で示した 3 点 (KSE, KSS, KSW) は坑井内地震計で、議論の際にこれらの坑井地質や地震データを引用する。

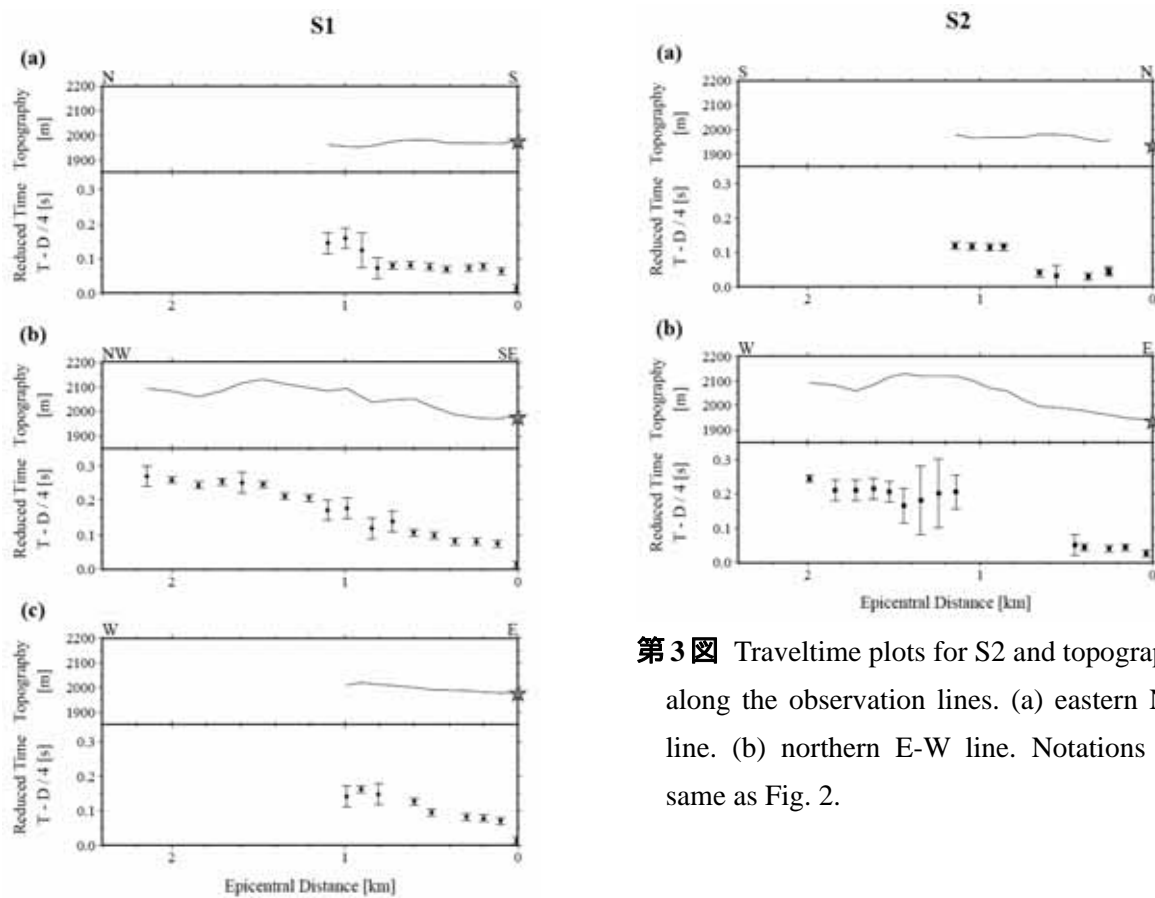
発破点 S1, S2 は地質図上でそれぞれ中期の青葉溶岩, 新期の香草溶岩の上に配置されている。また東側南北測線は牧野・他 (2002) による負の重力異常のほぼ中心を横切るように展開されている。



第 1 図 Shot and station locations for the experiment and geological map around Shirane pyroclastic cone after Uto et al. (1983). Topographic contour interval is 100 m. Yellow stars: shot points. Blue dots: temporal seismic stations deployed for the experiment. Green inverse triangles: permanent seismic stations equipped by KSVO, Tokyo Institute of Technology and ERI, University of Tokyo. Blue circle: micro-earthquakes and source of thermal demagnetization (Tezuka et al., 1996). Purple ellipse: center of low Bouguer anomaly (Makino et al., 2002).

3. データ

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 についても S1 には劣るが有効なデータが得られている． 山頂域での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 の東側南北測線，湯釜を横断する南東 - 北西測線，南側東西測線について第 2 図 (a)-(c) に， S2 の東側南北測線，北側東西測線について第 3 図(a), (b)に示した． これらの走時は 4 km/s で減じている．



第2図 Traveltime plots for S1 and topography along the observation lines. (a) eastern N-S line. (b) SE-NW line across the crater Yugama. (c) southern E-W line. Error bar shows picking error. Star indicates the shot location. The traveltime are reduced by 4 km/s.

第3図 Traveltime plots for S2 and topography along the observation lines. (a) eastern N-S line. (b) northern E-W line. Notations are same as Fig. 2.

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近傍での直達波の後震央距離 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大きい層が存在することが示唆される．それより遠方では S1 から北方向の測線（第 2 図 (a)）に関し

ては震央距離約 800 m まで見かけ速度約 4 km/s で伝わるがそれ以遠で初動の遅れが認められる。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考えられる。一方、北西方向への測線（第 2 図 (b)）では走時プロットのパターンは地形との良い対応が認められ、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。この見方をすると西方向への測線（第 2 図 (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 から南方向への測線（第 3 図 (a)）では S1 から北方向（第 2 図 (a)）と同様、震央距離約 700 m まで見かけ速度約 4 km/s でそれ以遠で初動到達時刻の遅れがあり再び見かけ速度約 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。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。

4. 解析・結果

走時プロットからは発破点近傍の直達波と震央距離約 200 m 以上での見掛け速度の大きい波が認められることから少なくとも速度の異なる 2 層が存在すると考えられる。一方、発破点・観測点配置の問題や地形の影響から 3 層目以上の層の同定は困難であった。そこで今回は全解析を通し 2 層構造を仮定し、第 1 層速度、第 2 層速度、第 2 層上面深度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 発破点にオフセットはあ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での 2 層構造の推定を行う。この際、1) S1、S2 の走時プロットのパターン（第 2 図 (a) および第 3 図 (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、から time-term 法 (Scheidegger and Willmore, 1957) を適用し、第 2 層速度および time-term の推定を行う。

time-term 法で推定された time-term から第 2 層上面深度に焼き直すためには第 1 層速度の情報が必要である。第 2 図より S1 から震央距離 200 m 程度より小さいところでは第 1 層を透過した直達波が初動となっていると考えられる。また S1 に関しては発破点から 3 方向へ測線が伸びデータ量が多い。そこで次に S1 発破点近傍のデータを用い第 1 層速度を推定する。

白根火砕丘全体に関しては、その中心を通り最も測線長の大きい S1 湯釜横断測線の走時プロットより地形の影響が大きいことが推測される（第 2 図 (b)）。これを説明するために、第 2 層の深さを一定とし走時のばらつきを標高差で表現するものが最も簡単なモデルとして考えられる。そこでまず白根火砕丘全領域について 1 次元水平 2 層構造に対するパラメータ推定を行う。さらにこの構造で表現しきれない領域の抽出を行い、time-term 法によりこれを第 2 層深度の違いで表現する。

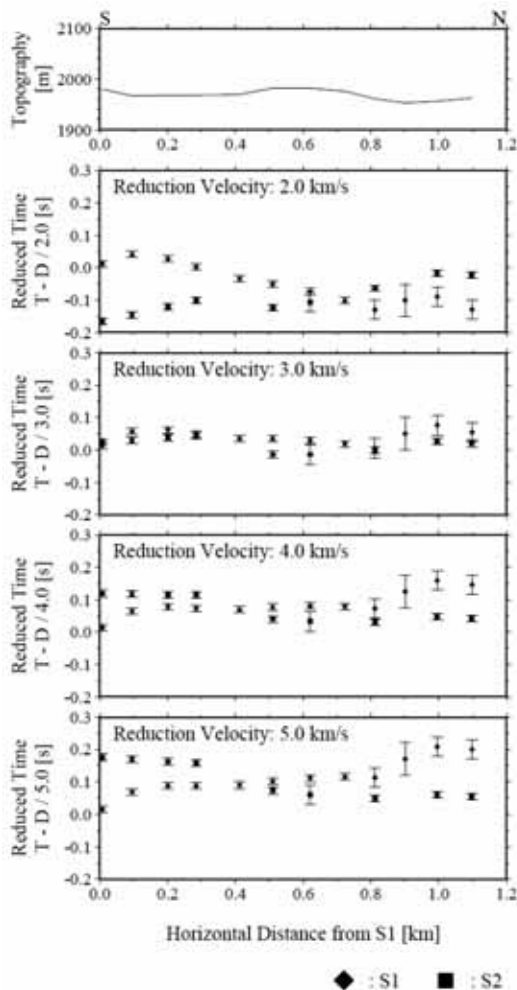
4-1. 東側南北測線

東側南北測線上での速度構造を推定するためにこの測線および S1 および S2 発破点から震央距離 400 m 以内の観測点データを用い time-term 法による解析を行った。解析からは第 2 層速度は 2.9 km/s という結果が得られた。この値は走時プロット（第 2 図 (a) および第 3 図 (a)）で認められた見かけ速度 4 km/s よりかなり小さい。この理由を確かめるために reduction 速度を 2.0 km/s から 5.0

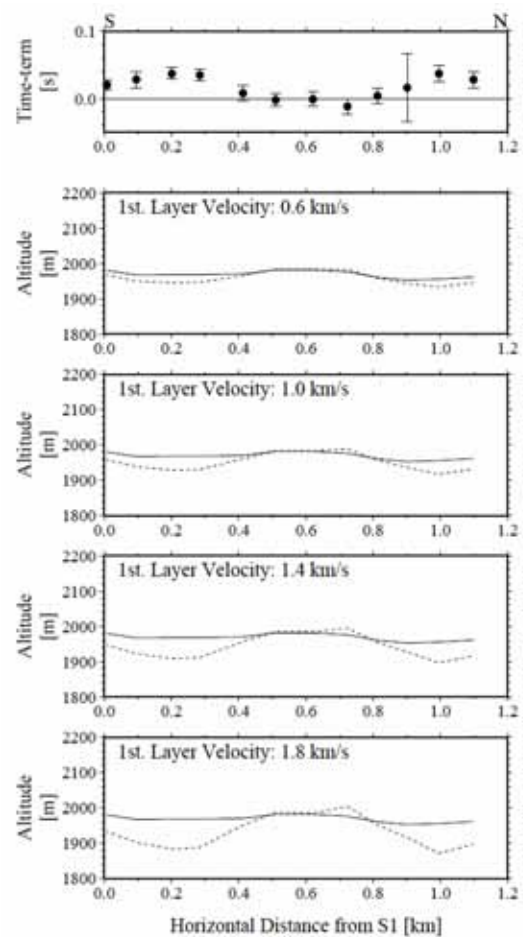
km/sまで 1.0 km/sごとに变化させながらS1 およびS2 の走時を重ねてプロットした(第4図). ここでtime-term法の定式化による走時 T^{travel} は発破点および観測点でのtime-termをそれぞれ T^{src} , T^{sm} , 震央距離を D , 第2層速度を V_2 とすると

$$T^{travel} = T^{src} + T^{sm} + D/V_2$$

で表される. 第4図の縦軸reduced traveltimesは $T^{travel} - D/V_2 = T^{src} + T^{sm}$ と表され, プロットされた走時は発破点および観測点のtime-termの和を表していることになる. 観測点のtime-term T^{sm} はS1 およびS2 で共通であるため, S1 およびS2 に対するプロットの差はそれぞれの発破点でのtime-term T^{src} の差のみとなり, 測線に沿ったプロットは平行になるべきである. この見方をすれば第2層の速度は第4図の中では 3.0 km/sが最も適当であり, 走時プロットで見られた 4.0 km/sよりも解析結果から得られた 2.9 km/sの方が妥当であることがわかる. すなわち第2図(a)および第3図(a)で認められた見かけ速度 4 km/sは第2層の傾斜や凹凸によるものと解釈される.



第4図 Reduced traveltimes of S1 and S2 for the eastern N-S line.



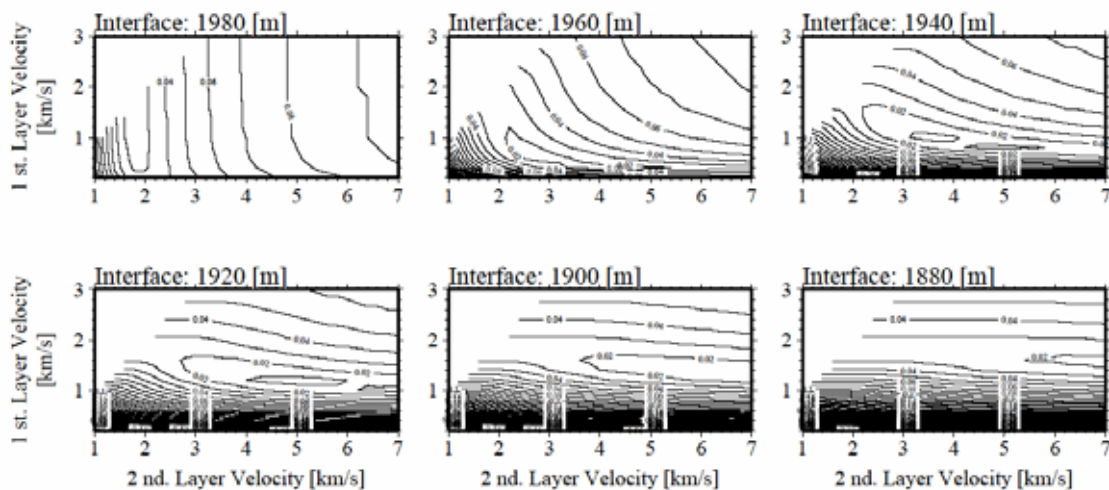
第5図 Time-terms and interface between the first and second layers for the eastern N-S line.

第5図の一番上は第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層の凹凸を示唆する time-term の凹凸が認められ, 測線中央部で time-term はほぼ 0 s となり第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, 計算の結果一部負の time-term も得

られ第2層深度に焼き直せ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。Time-term から第1層速度を与えて第2層深度に焼き直したものが第5図の下4枚の図である。ここでは与える第1層速度の影響を見るために 0.6 km/s から 0.4 km/s 刻みで4パターンを示した。基本的には time-term の大きさに対応する第2層上面深度の凹凸が認められ、その振幅は第1層速度を大きくするにつれ大きくなる。

4-2. 第1層速度

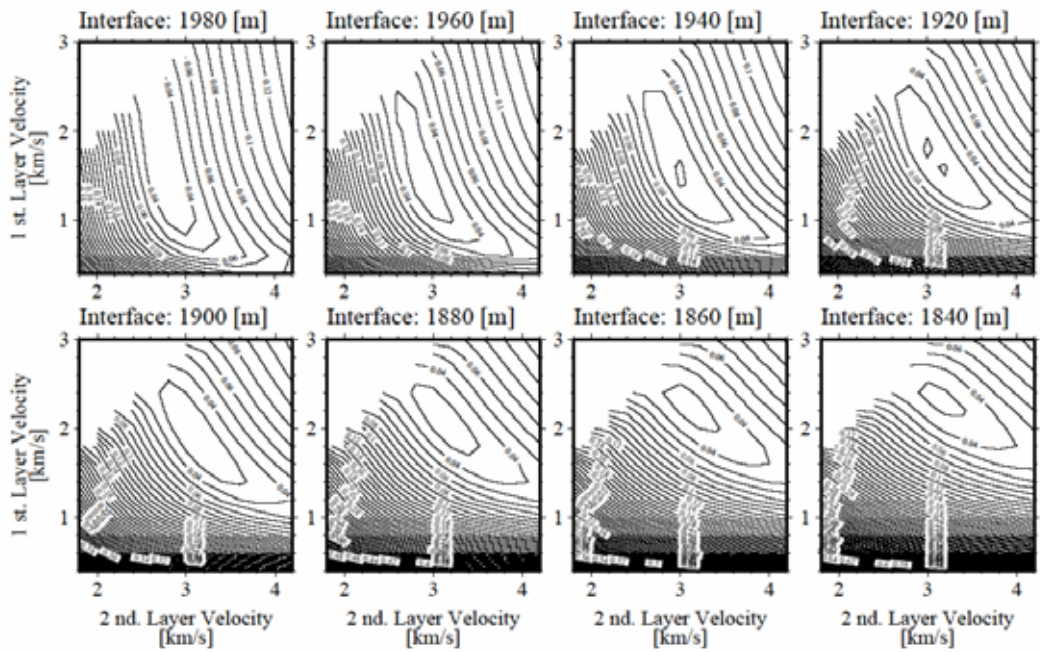
time-term から第2層上面深度に焼き直すために S1 発破点近傍データを用い第1層速度の推定を行った。この推定には1次元水平2層構造を仮定し、1)第1層速度、2)第2層速度、3)第2層上面標高をパラメータとしたグリッドサーチを行い走時残差の評価を行った。グリッドサーチにおける各パラメータのサーチ間隔はそれぞれ 0.2 km/s、0.2 km/s、200 m である。第6図は S1 から震央距離 400 m 以内の観測点のデータを用いた場合の結果で、走時残差 RMS が極小になる近傍のみを取り出して表示した。なお、震央距離 300 m 以内、500 m 以内でも同様の計算を行っているが基本的な特徴は変わらない。震央距離の小さい観測点のみを用いていることもあり第2層速度に関する制約は与えられないが、第1層速度は 0.8~1.2 km/s、境界は標高 1920~1940 m で最も RMS が小さくなることからわかる。後の議論では第1層速度として 1.0 km/s を採用する。



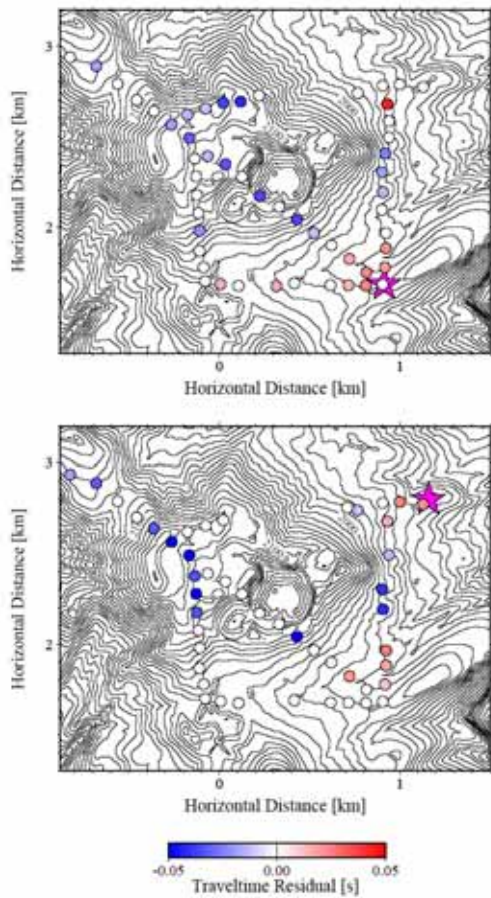
第6図 RMS of traveltimes residuals using stations where the epicentral distance from S1 is less than 400 m for one-dimensional two-layered medium. Contour interval is 0.01 s.

4-3. 白根火砕丘全体

測線上の観測点で得られた S1、S2 発破に対する全有効データを用い、グリッドサーチにより1次元水平2層構造の推定を行った。パラメータやそのサーチ間隔は発破点近傍の場合と同じである。グリッドサーチにおける走時残差 RMS の分布を第7図に示す。この結果、境界面の標高や第2層速度は S1 近傍解析や東側南北測線 time-term 法解析での推定値と同様に 1920~1940 m、2.8~3.2 km/s という値が得られた。一方、第1層速度は 1.4~2.0 km/s と S1 近傍解析よりも大きな値になった。

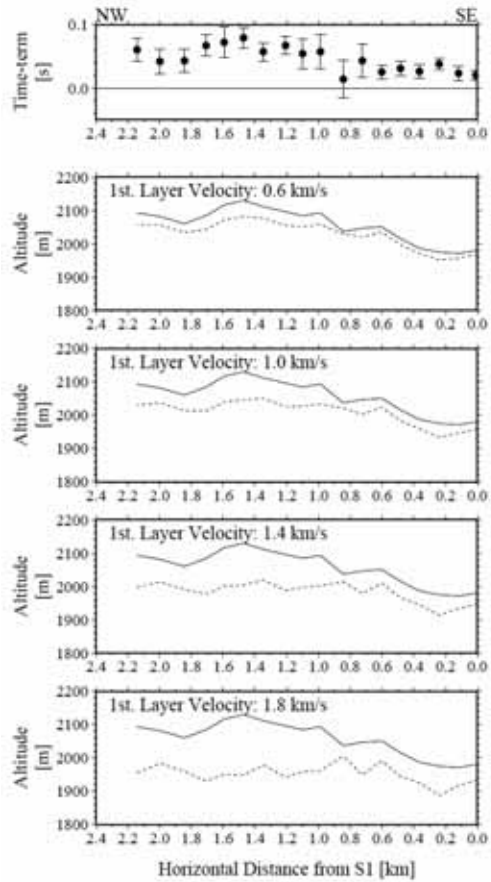


第 7 图 RMS of traveltimes residuals using whole data set for one-dimensional two-layered medium. Contour interval is 0.01 s.



第 8 图 Traveltimes residuals for the best-fit

one-dimensional two-layered structure.



第 9 图 Time-terms and interface between the first

and second layers for the SE-NW line.

第 8 図に走時残差の RMS が極小になった 1 次元水平 2 層構造に対する各観測点での走時残差を示す。この図を見ると南東側での観測走時の遅れや北西側での進みといった S1, S2 に共通した残差のパターンが読み取れ、走時プロットから予測した標高差による影響だけでは走時データを説明しきれていない。そこで全領域データに対し東側南北測線と同様に time-term 法を適用し第 2 層上面深度分布の推定を行った。この結果、推定された第 2 層速度は東側南北測線と同様に 2.9 km/s であった。第 9 図はこのうち比較的初動の読み取り誤差が小さく、測線上で連続的に time-term を推定できた南東 - 北西測線での time-term および第 2 層上面深度分布を示す。time-term の値は大局的に見ると標高の高いところで大きく、走時プロットで認められた走時と観測点標高との対応を反映している。また S1 からの水平距離が約 0.9 km の湯釜脇で小さい値を取り、第 2 層が浅部まで来ていることが推測されるなど、局所的な異常が認められる。第 2 層上面深度分布は仮定する第 1 層速度に依存するが 4.2 で推定した 1.0 km/s を用いると北西に向かい浅くなる傾向にある。1 次元水平 2 層構造に対する走時残差が北西側で負になる傾向（第 8 図）はこれを反映していると思われる。また 1 次元水平 2 層構造での第 1 層速度が 1.4 ~ 2.0 km/s と推定されたのは標高 1920 ~ 1940 m 以浅の約 1.0 km/s の第 1 層と 2.9 km/s の第 2 層とを平均化したものを反映したと考えられる。

5. 考察

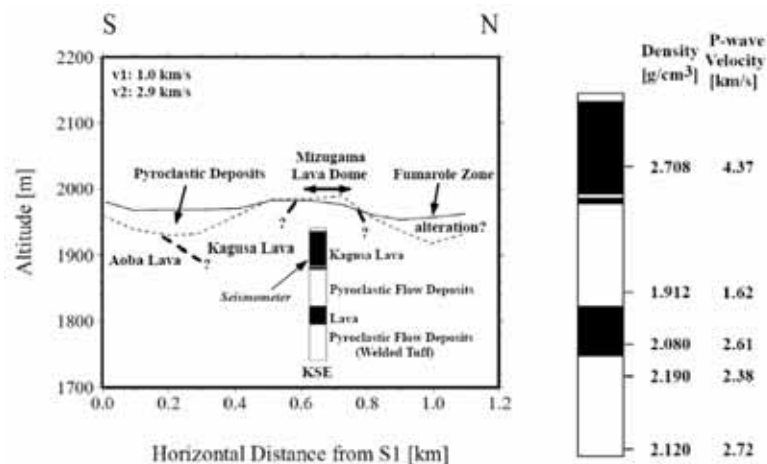
5-1. 東側南北測線

第 10 図左側に第 1 層、第 2 層の速度をそれぞれ 1.0 km/s, 2.9 km/s とした場合の time-term 法解析結果とその解釈、および測線からおおよそ 200 m 東にある KSE 坑井内地震観測点での宇都・他 (2004) (本報告書) による地質柱状図を簡略化したものを示す。地表からおおよそ 50 m の振幅で第 2 層上面深度の凹凸が存在し、この凸と凹は地形の山と谷に対応しているがその振幅は地形より大きい。第 2 層は周辺の表層地質との対応から南側が中期の青葉溶岩、中央から北側が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(第 1 図参照)、下位の青葉溶岩は上位の香草溶岩の下にもぐりこんでいるであろう。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 1.0 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火砕物の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。またこの位置はで噴気活動も認められ、変質による影響も含まれているかもしれない。

牧野・他 (2002) で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 300 ~ 400 m のカルデラ状の構造を推定した。東側南北測線はこの負の重力異常を横切っておりこの構造を反映した結果も予想されたが、むしろ負の重力異常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。測線東方約 200 m に位置する深さ 200 m の坑井 (KSE) 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．特に地表から 145 m 以深ではカルデラ底を埋めた fall-back に相当すると予想される溶結凝灰岩が認められる（宇都・他，2004）．第 10 図右側には KSE 坑井から得られた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（住鉱コンサルタント(株), 2001）をこれらの岩相に対応させて表示した．この図から高密度・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．重力異常は香草溶岩より下位の低密度の部分に反映し，本探査の結果はそれを覆う浅部の溶岩を反映した結果となったと考えられる．

なお，香草溶岩の P 波速度は本探査からは 2.9 km/s と推定されたのに対し，ボーリングコアの超音波速度では 4.37 km/s と大きい．香草溶岩は空隙の多い上部とより緻密な下部とに分けられ（宇都，私信），コア試料は緻密な下部を測定していることから，探査とコア試料との速度の違いは香草溶岩上部と下部との岩相の違いを反映しているのかもしれない．



第 10 図 (Left) Topography and interface of two-layered P-wave velocity structure for the eastern N-S line and its interpretation. Solid and broken lines indicate the topography and the interface. The simplified borehole geology at KSE is based on Uto et al. (2004). (Right) Wet density and P-wave velocity of core samples from KSE.

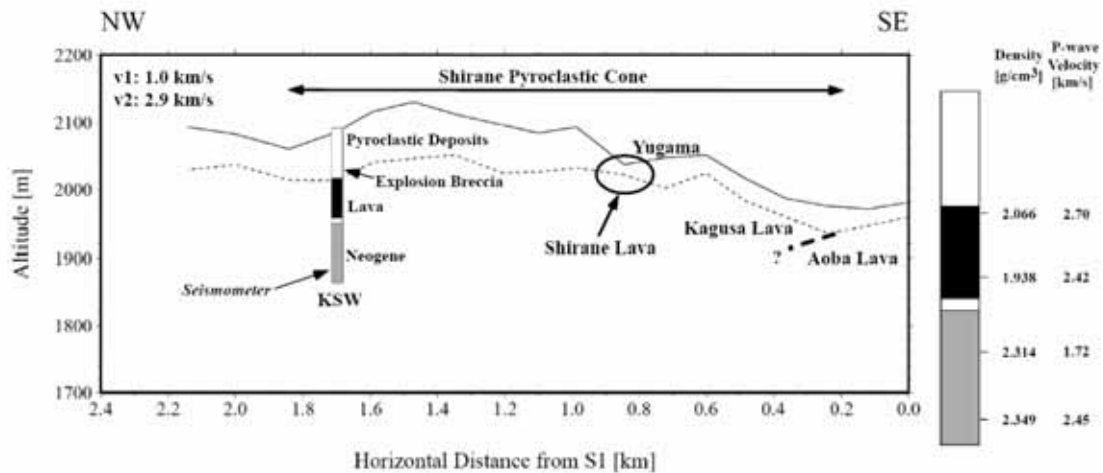
5-2. 湯釜横断南東 - 北西測線

全領域のデータを用いた time-term 法でも第 2 層速度は 2.9 km/s と求めた．東側南北測線と同様に考えればこれは伏在する溶岩を反映している可能性がある．そこで南東 - 北西測線でも第 1 層速度を 1.0 km/s とし第 2 層上面深度を与え，表層・坑井地質との対比を行ってみた．

第 11 図に南東 - 北西測線の第 2 層上面深度分布と KSW 坑井内地質柱状図および解釈を示す．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，香草溶岩に対応すると考えられ，やはり第 2 層はそれらの境界部で深くなっている．香草溶岩は湯釜方向に向かって浅くなっており，白根火砕丘南東側斜面の地形を形成しているようである．また山頂火口湯釜脇で第 2 層がほぼ地表に到達している場所では火口壁に白根溶岩が露出しており，第 2 層はこれに対応するであろう．さらに北西側の KSW 坑井地質と比較すると第 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（第 11 図右側）．このように表層・坑井地質やコア試料の物性値と比較すると今回の解析から得られた第 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推測される。

一方、溶岩と溶岩との境界に関しては、香草溶岩と白根溶岩との間は不明である。また白根溶岩や KSW 坑井内の溶岩の広がりに関しても不明であるが含まれる斑晶鉱物から少なくともこれらは同一の溶岩流ではないと考えられる（宇都, 私信）。第 2 層を一定速度として解析していることもあり、各溶岩の広がりや溶岩と溶岩との境界に関する推定は地形から追跡できる場合などの一部を除いて現時点では困難であるものの、今後白根火砕丘の形成史などを考える上で本解析の結果は重要な情報になるとと思われる。

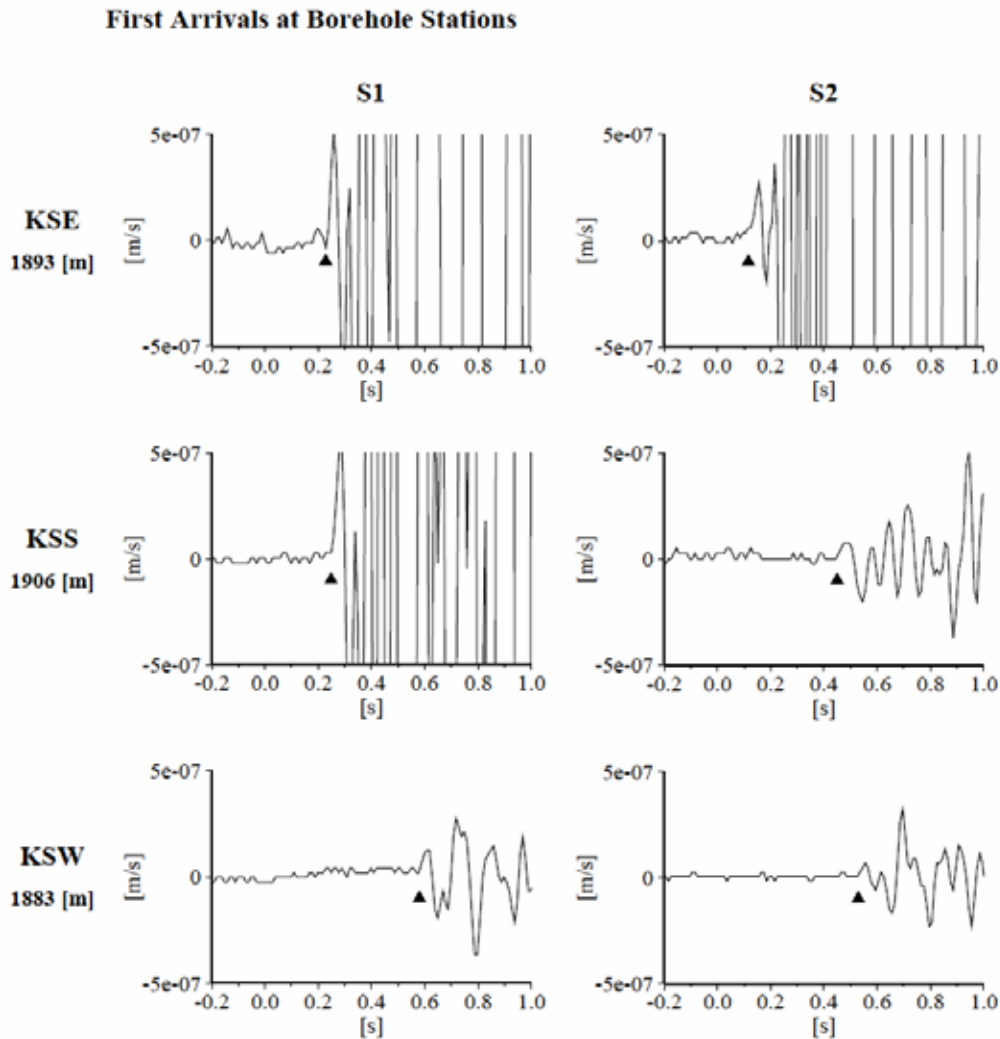


第 11 図 (Left) Topography and interface of two-layered P-wave velocity structure for the SE-NW line and its interpretation. Solid and broken lines indicate the topography and the interface. The simplified borehole geology at KSW is based on Uto et al. (2004). (Right) Wet density and P-wave velocity of core samples from KSW.

5-3. より深部の構造への制約

白根火砕丘の表層極浅部から溶岩と解釈される比較的高速度の層が分布するため、地表に設置した臨時観測点での初動到達時刻データからはそれ以深の情報が得られなかった。一方、山頂域には東京工業大学火山流体研究センターによって湯釜近傍の地震活動モニタリングのために 3 点の坑井内地震計 KSE, KSS, KSW が設置されている（第 1 図, 第 10 図, 第 11 図）。これらの観測点は地表面からそれぞれ約 50, 100, 200 m に設置されており、それらの標高は S1, S2 発破点や解析で求められた第 2 層最上面より低く、例えば KSE の場合、第 2 層香草溶岩の下部に設置されている。第 12 図はこれらの観測点で取得された S1, S2 発破記録の初動部分の波形である。発破による地震動の初動極性が「押し」と考え、地表観測点と同様に第 2 層を伝わってきた波が初動となっていれば坑井内地震計での極性は「DOWN」になるべきである。しかしこれらの初動の極性はどの記録でも「UP」となっており、これらの観測点へ初動として到達した波線は少なくとも観測点標高より深い場所を通過してきたことを示している。坑井コア試料の物性値によれば第 2 層に相当する溶岩の下位は低速度となっているが、より深部には高速度の層が存在しなければならない。今回のデータからこの深部の高速度層の分布を得ることは困難であるが、その分布を推定する上で牧野・他 (2002) で推定されたカルデラ状構造の基盤分布が重要な鍵になるかもし

れない。



第 12 図 First arrivals at borehole stations KSE, KSS and KSW for S1 and S2 shots. Triangle indicates first arrival time picked by the authors.

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。2 層構造を仮定して解析を行った結果、第 1 層および第 2 層速度はそれぞれ 1.0 km/s、2.9 km/s と見積もられ、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。また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。記して感謝致します。

引用文献

地質調査所 (2000) 日本重力 CD-ROM. 数値地質図 P-2.

堀 美緒・河野裕希・松島 健・鬼澤真也・平林順一・野上健治・草津白根集中観測人工地震探査グループ (2004) 草津白根火山における火山性地震の震源分布. 本報告書.

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. 地震研彙報, **64**, 325-345.

小坂共栄・緑 鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩 (1992) 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷. 地質学論集, **37**, 71-83.

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.

森 健彦・平林順一・野上健治・鬼澤真也 (2004) 草津白根火山観測システムの構築とその運用について. 本報告書.

中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫 (1998) 20 万分の 1 地質図幅「長野」. 地質調査所.

Scheidegger, A. E. and P. L. Willmore (1957) The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys. *Geophysics*, **22**, 9-22.

住鉱コンサルタント株式会社 (2001) 東京工業大学草津白根火山観測所地中傾斜・地震計用観測井掘削等工事報告書. pp163.

手塚雅美・山崎 明・仲谷 清・中島新三郎・小嶋美都子 (1996) 草津白根山における全磁力観測. 第 3 回草津白根山の集中総合観測報告書, 53-59.

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 (2004) 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 -. 本報告書 .

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 (2004) 2003 年草津白根火山人工地震探査概要. 本報告書.

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.

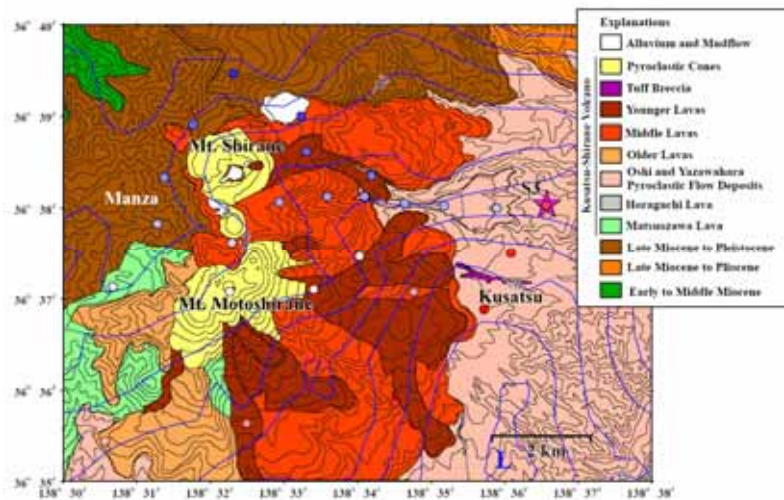
宇都浩三・栗原 新・平林順一 (2004) 草津白根火山, 白根火砕丘周辺地震観測井のボーリングコア記載. 本報告書.

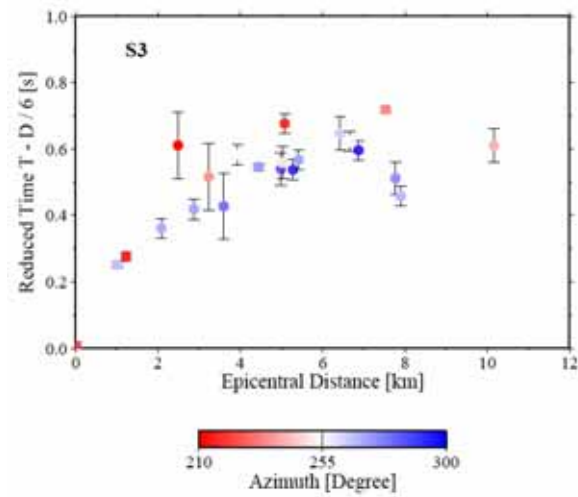
付録

本論中では山頂白根火砕丘周辺の発破点・観測点データのみについて扱ってきたが, 本探査では山頂擬似反射断面作成のために山頂から約 6 km 離れた東側山麓の草津町で発破 (S3) を行っている. またより広域的な構造への制約を与えるための臨時広域観測網を展開している. 第 13 図 (a) は S3 発破点・広域観測点に宇都・他(1983), 中野・他(1998)による地質図および地質調査所 (2000)

によるブーゲー異常図を重ね合わせたものである。S3 発破については全般的に良好な波形記録が得られ、広域観測網ほぼ全域において初動の確認ができた。第 13 図 (b) に S3 に対する走時プロットを示す。ただし図を見やすくするために白根火砕丘に測線上に密に並べられた観測点のデータは取り除き、広域観測点のデータのみ示している。この図から震央距離の増加に伴い見掛け速度が大きくなることが読み取れ、大局的には深度の増加に伴い速度が増加していることが伺える。さらに詳細に見ると発破点からの方位角に応じた特徴が認められる。走時プロットで S3 発破点からの方位角が南南西～南西方向の観測点が赤、西～西北西方向が青となるように色分けすると、同じ震央距離において南南西～南西方向の観測点よりも西～西北西方向の観測点の方が早く初動が到達していることが読み取れる。

探査領域の北西側には北東 - 南西方向に伸びる中央隆起帯が横切っており前期～中期中新統のグリーンタフで特徴づけられる内村層が露出している。一方、南東側の草津南方は南南西の八ヶ岳火山から浅間火山を越えて伸びる小諸陥没盆地（例えば、小坂・他, 1992）の北側延長部に相当し、主にそれより上位の火山噴出物で覆われている。特に S3 発破点やその南方の表層は太子火砕流堆積物が覆っている。ブーゲー異常はこれらの地質構造を反映し、草津南方で低重力異常となり北西の中央隆起帯に向かい高重力となる。走時プロットで認められた初動到達時刻の方位依存性は定性的には本地域における地質学的基盤が西あるいは北西方向に浅くなっていることや表層速度の違いを反映していると予想される。





第 13 図 (Top) The S3 shot and station locations overlaid by geological map based on Uto et al. (1983) and Nakano et al. (1998) and Bouguer anomaly map by Geological Survey of Japan (2000). The contour interval of the Bouguer anomaly is 2 mgal. (Bottom) Traveltime plot for S3 shot. The color shows azimuth of the station location from S3 shot point. The traveltimes are reduced by 6 km/s.