

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 -

筒井智樹¹・草薙智浩¹・梶井達矢¹・鬼澤真也²・
森 健彦³・野上健治²・平林順一²・小川康雄²・
水橋正英²・及川光弘²・齋藤政城²・若林 亨²・高木憲朗²・
鈴木敦生⁴・田中麻貴・及川 純⁵・中道治久⁶・
山下祐一郎⁷・吉川 慎³・松島 健⁸・河野裕希⁸・
堀 美緒⁸

1:秋田大学

2:東京工業大学

3:京都大学

4:北海道大学

5:東京大学

6:防災科学技術研究所

7:愛知教育大学

8:九州大学

Seismic Pseudo Reflection Profiling in the summit of Kusatsu-Shirane Volcano

T. Tsutsui¹, T. Kusanagi¹, T. Kajii¹, S. Onizawa², T. Mori³,
K. Nogami², J. Hirabayashi², Y. Ogawa², S. Mizuhashi², M. Oikawa²,
M. Saito², N. Takagi², T. Wakabayashi², A. Suzuki⁴,
M. Tanaka T., H. Nakamichi⁶, J. Oikawa⁵,
Y. Yamashita⁷, S. Yoshikawa³, T. Matsushima⁸, Y. Kono⁸,
and M. Hori⁸.

1: Akita University

2: Tokyo Institute of Technology

3: Kyoto University

4: Hokkaido University

5: University of Tokyo

6: National Institute of Earth Science and Disaster prevention

7: Aichi University of Education

8: Kyushu University

1. はじめに

群馬県北西端に位置する草津白根火山では 2003 年に集中総合観測が行われた。2003 年草津白根火山集中総合観測ではこれまでの調査研究から明らかにされてきた深さ数百メートルの浅部熱

水系にターゲットが置かれ、その観測項目の一つとして人工地震による構造探査が実施された(筒井・他, 2004)。

今回実施された人工地震探査のねらいは以下の2項目である。

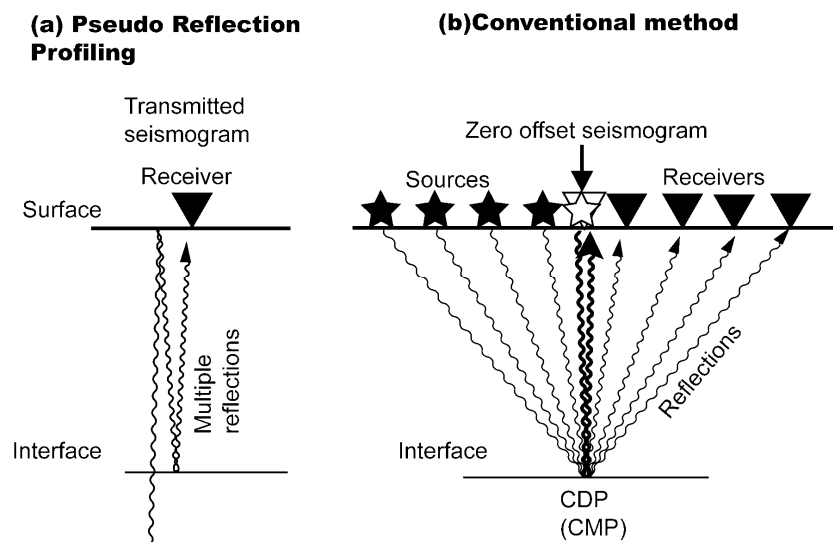
- 1) 草津白根火山山体の地震波速度構造を実証的にとらえる
- 2) 湯釜火口とその周辺の詳細な地下構造イメージを得る

熱水活動を含む活火山の地下活動の状況を監視する際のバロメーターのひとつとして、火山性地震あるいは火山性微動の発生頻度が用いられる。草津白根火山ではこれらの火山地震学的現象を監視することを目的として東京大学地震研究所による常設地震観測網が稼働していたが、2000年以降東京工業大学の手によって高密度地震観測ネットワークが整備され火山性地震の検知能力が向上した(森・他, 2001)。さらに詳細な地下活動の把握を行うためには、火山性地震の震源決定精度を改良する必要があり、震源決定の際の基礎的な物理量である地震波速度構造の精度向上の要請が高まっていた。1)はこの要請に応えるものである。

2番目の項目は帽岩や透水層など熱水系の成り立ちを支配する構造を明らかにすることである。草津白根火山では火山性地震の他火山性微動など熱水系活動にともなう地震活動が報告されてきた(たとえば井田・他, 1989, 及川・他, 1996, 森・他, 2001, Nakano et al., 2003)が、なぜそこで熱水系に関係した現象がおきるのかという背景に関する基礎的な情報が要請されてきた。本稿ではこの要請に応え、擬似反射記録法 Pseudo Reflection Profiling (Tsutsui, 1992)を用いて湯釜火口とその周辺の詳細な地下構造イメージを推定し、その解釈について論ずる。

2. 擬似反射記録法

擬似反射記録法(Tsutsui, 1992)は地表で得られた遠方震源に対する観測波形の中から重複反射成分を抽出し、従来から反射法地震探査で用いられているゼロオフセット反射記録と同等な波形を得て反射断面を作成する方法である(第1図)。



第1図 (a)擬似反射記録の概念、(b)従来の反射法地震探査の概念

従来から石油探査や活断層調査で用いられている反射法地震探査では震源配置と観測点配置の両方が稠密でなければならなかったが、擬似反射記録法では稠密な観測点配置と1つ以上の遠方震源だけが必要である。このことは擬似反射記録法が火山地帯で地下構造を推定する方法として大きな利点を有することを示している。すなわち道路構造や環境保全に由来する制約のために震源装置を導入することが困難な場所 - たとえば活火山地帯 - でも、擬似反射記録法では反射断面に相当する断面を得ることができるのである。

擬似反射記録法では Clearbout-Kunetz 方程式 (Clearbout, 1968)を用いて地表における遠方震源の観測波形をゼロオフセット反射記録相当に変換し地下断面を作成する。Clearbout-Kunetz 方程式の成立には 1)水平成層構造、2)遠方震源からインパルス波形の垂直入射が必要である。(1)式は水平多層構造に対する Clearbout-Kunetz 方程式を、 z 変換を用いて表現したものである。

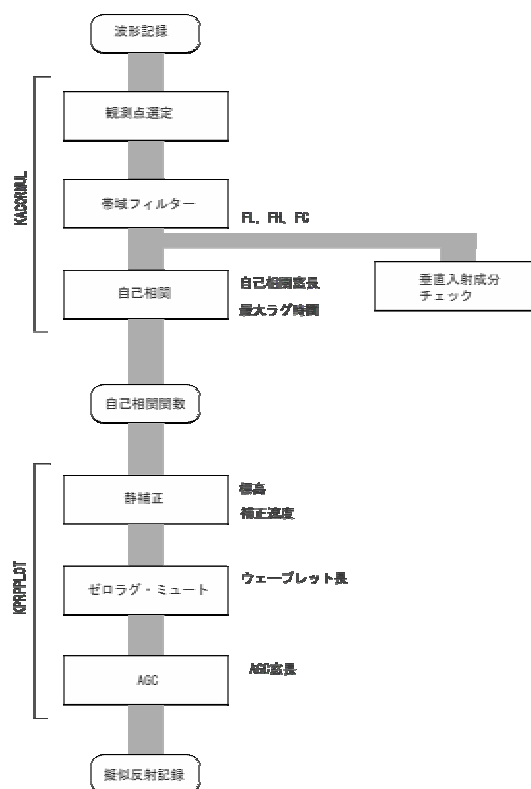
$$b\bar{T}(z)\bar{T}^*(1/z) = 1 + R(z) + R(1/z) \quad (1)$$

ここに b は任意の実数係数をあらわし、 $\bar{T}(z)$ および $R(z)$ はそれぞれ垂直入射透過波記録およびゼロオフセット反射記録の z 変換を表す。 $\bar{T}(z)\bar{T}^*(1/z)$ は $\bar{T}(z)$ の自己相関関数を、 $R(1/z)$ は $R(z)$ の時間軸を反転させたものを表す。

(1)式の左辺は遠方震源観測波形の自己相関関数をあらわし、右辺はインパルスとゼロオフセット反射記録、時間を反転したゼロオフセット反射記録のみで構成されている。すなわち Clearbout-Kunetz 方程式は、遠方震源観測波形の自己相関関数の $t > 0$ の部分を取り出すとゼロオフセット反射記録に震源インパルスが重なった記録に等しいということを示している。すなわち、遠方震源観測記録の自己相関関数の $t > 0$ の部分は、観測点直下のインピーダンスコントラストを反映していることを意味する。付録 1 に z 変換の概略をのべる。

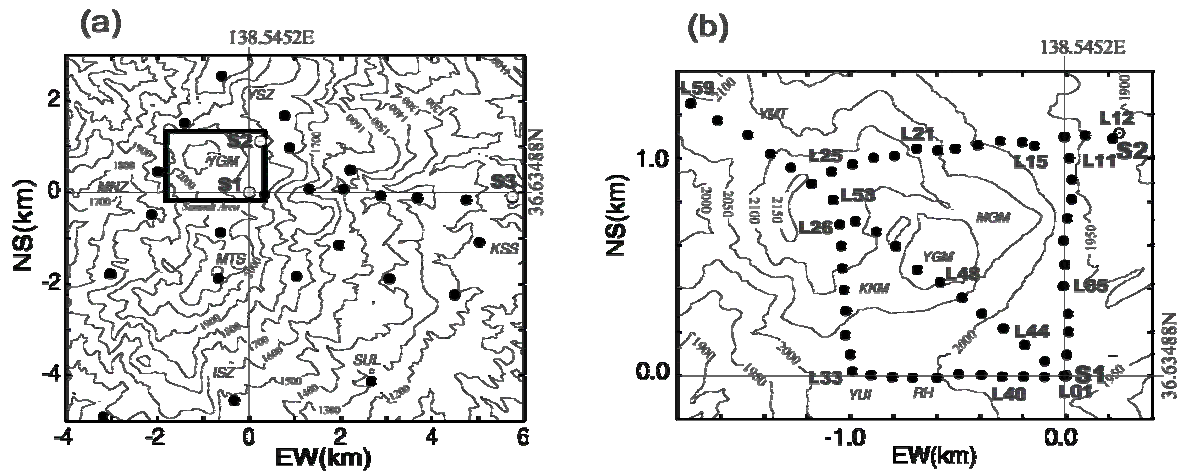
擬似反射記録法のデータ処理手順を第 2 図に示す。擬似反射記録法はその方法自体には波の種類や到来方向を選択する機能がない。この特性を考慮して実波形記録の処理ではフィルター処理パラメータと自己相関窓の位置をそれぞれ吟味した。また、自己相関関数の計算後に観測点の標高差にもとづく走時補正を施し、ゼロラグミュートによりゼロラグ時間付近の大振幅を取り除いた後、内部摩擦による振幅減衰効果を AGC により回復して擬似反射断面を得る。

本報告では 2003 年 9 月 25 日 ~ 10 月 1 日の期間に実施された草津白根火山構造探査のうち、山麓発破 S3 に対する山頂部観測網で得られた波形データを用いて擬似反射記録法による反射断面の推定を行った。山麓発破 S3 に対する山頂部観測網の震源距離は 5.6 ~ 7.7km の範囲内であった。

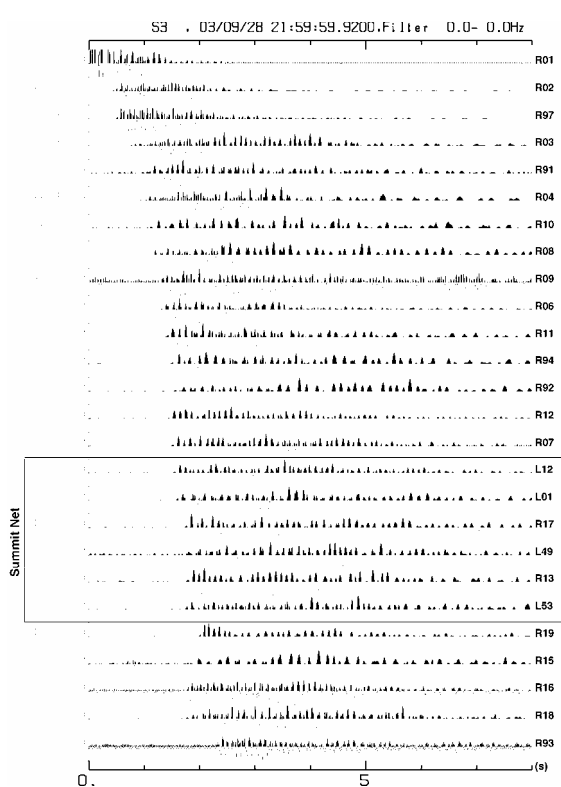


第 2 図 擬似反射記録法の解析手順

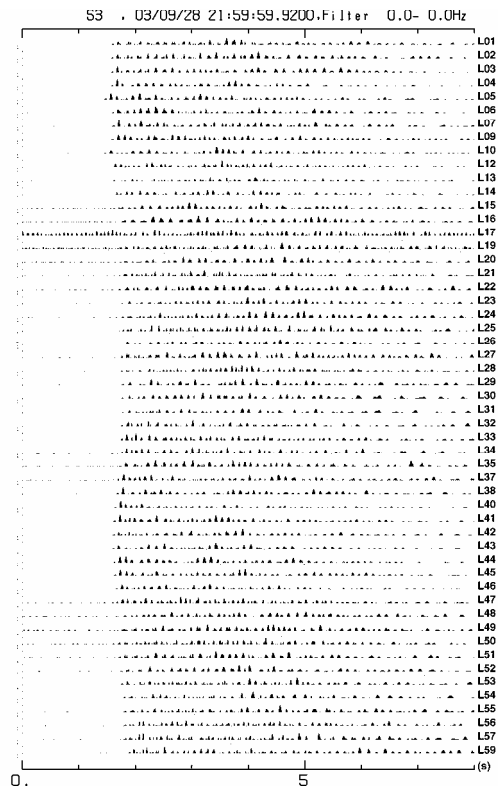
観測点座標、観測点諸元をはじめとする本観測の詳細は筒井・他(2004)に記述されている。山頂観測網を地形図上にプロットしたものを第3図に示す。湯釜火口丘近傍の構造を知るために観測点列 L01-11 は発破点 S1 から北に、観測点列 L12-25 は発破点 S2 から西に配置された。観測点列 L26-33 は湯釜の西にほぼ南北方向で、観測点列 L34-42 は湯釜の南にほぼ東西に配置された。観測点 L01-42 の配置間隔は約 0.1km であった。湯釜火口直下の構造を知るために、火口を南東 - 北西に横切る観測点列 L43-59 はほぼ 0.12km 間隔で配置された。



第3図：草津白根火山構造探査観測点配置図 (a)広域(Regional)観測点、(b)山頂域(Summit)観測網を示す。ともに黒丸は臨時観測点を、白丸は発破点を示す。YGM:湯釜、MTS: 本白根山、MNZ:万座温泉、KSS:草津温泉、SUL:草津硫黄鉱山、ISZ:石津硫黄鉱山、YMT:山田峠、MGM:水釜、KKM:酒釜、YUI:弓ヶ池、RH:草津白根レストハウス。



(a)



(b)

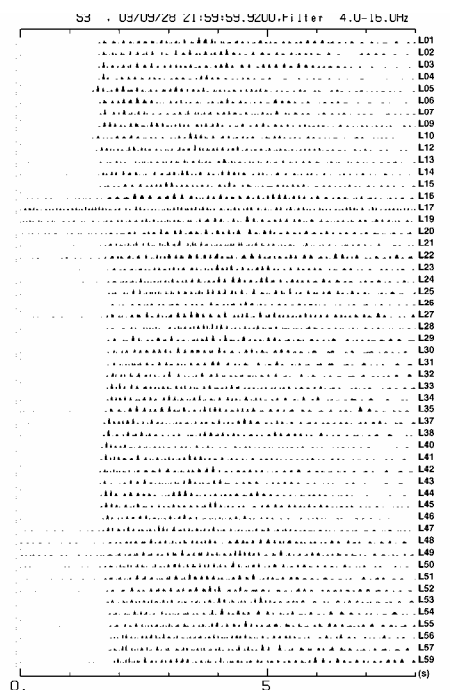
第4図 発破S3に対する観測波形例。(a) 広域観測網、(b)山頂部観測網。(a)は震源距離の大きくなる順に配列。

3. 波形記録

山麓発破S3に対する波形記録を第4図に示す。第4図(a)の波形は広域観測網で得られたものを、第4図(b)の波形は山頂部観測網で得られたものを示している。

第4図(a)ではS波に相当する走時に顕著な位相が認められない。このことから山麓発破S3の記録では震源またはその近傍で発生するS波は大きくない。したがって、これ以降観測記録が主にP波で構成されていると仮定して話を進めることにする。

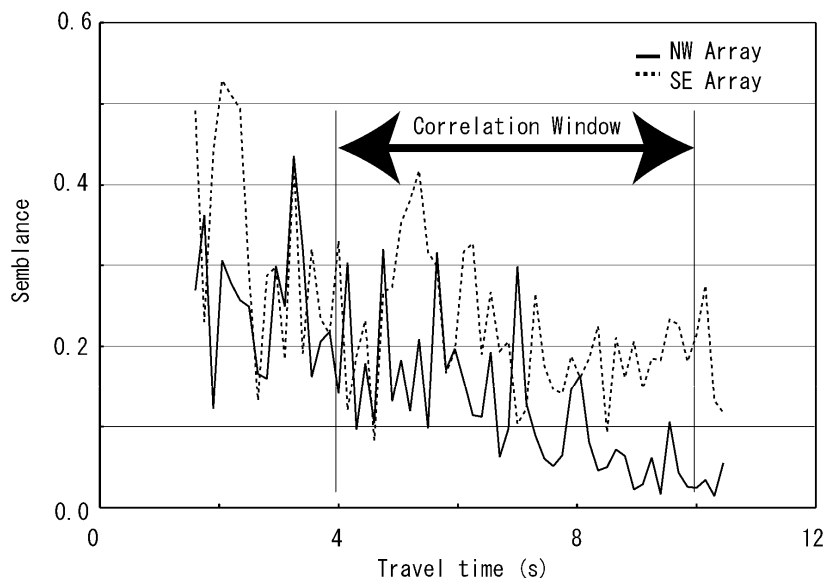
さらに第4図(b)の各波形の後続相には系統的な波形変化が認められ、北西ほど出現走時が早くなる傾向は牧野・他(2002)に示される基盤深度分布の傾向と調和的であることから、湯釜近傍の浅部構造の影響を反映していることが期待される。



第5図 帯域通過フィルター処理済み波形記録。山頂観測網記録を示す。

以下、第 2 図の手順に沿ってデータ処理をすすめる。先述のように擬似反射記録法ではその手法自体に不要な入射波を抑制する機能がないので、帯域フィルターを用いて周波数帯域で選別を行う。今回用いた波形データでは S 波に相当する相の振幅があまり大きくないことを先述したが、4Hz 以下の低周波帯域では S 波に相当する相が確認されたので 4-16Hz の帯域を選定して帯域通過フィルターを施した。帯域通過フィルターを施した結果を第 5 図に示す。

つぎに、センブルスを計算し垂直入射成分が十分な大きさをもっていることを確認する。本観測では山頂部観測網の北西角と南東角で口径 300m のアレイを構成でき、前者を NW アレイ、後者を SE アレイと称する。NW アレイは L23-27, L51-54 の 9 点、SE アレイは L01-04, L40-44 の 9 点でそれぞれ構成される。それぞれのアレイに対して絶対値 0.1 s/km 以下のスローネス範囲内の最大センブルスを走時に対してプロットしたものを第 6 図に示す。ほぼ垂直な方向からの入射波に対する最大センブルス値が 0.3 以上を示している部分を Correlation Window として自己相関関数の計算に用いた。



第 6 図 山頂観測網における $\pm 0.1\text{s/km}$ 以内の最大センブルス値

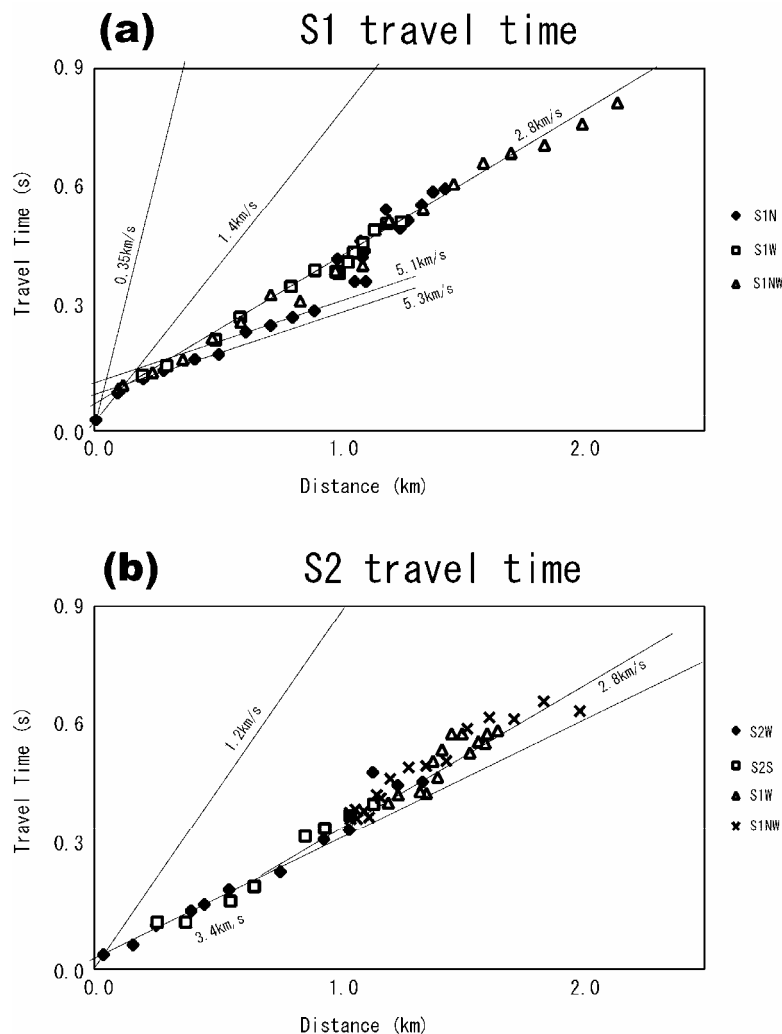
4 . 走時曲線

擬似反射記録法ではインピーダンスコントラストの分布を求めることができるが、速度の絶対値を知ることができない。したがって、擬似反射記録法だけでは反射面の深度推定ができない。この欠点を補うために山頂部における発破記録から得られた地震波速度を導入する。

山頂観測網における発破 S1, S2 に対する走時曲線を第 7 図に示す。S1 に対する走時曲線 (第 7 図(a)) では観測網を S1N グループ(L01-25)、S1W グループ(L26-42)、S1NW グループ(L43-59)に 3 分割して示している。S2 に対する走時曲線 (第 7 図(b)) では S2W グループ(L12-25)、S2S グループ(L01-11)、S1W グループ、S1NW グループに 4 分割して示している。

第 7 図(a)では震源距離 0.36-0.5km の範囲で 5.3km/s の見かけ速度があらわれたのち、0.5km 以遠では見かけ速度 5.1km/s を示す S1N グループがあらわれ、残りの観測点は見かけ速度 2.8km/s を示すことが注目される。なお、発破 S1 ではショットマーク記録を得ることができなかったが、

付録 2 にのべる小規模屈折法地震探査を行い表層付近の速度構造を求め、最寄りの観測点 L01 の読み取り値から発破時刻を推定した。第 7 図(a)ではこの推定発破時刻を用いている。



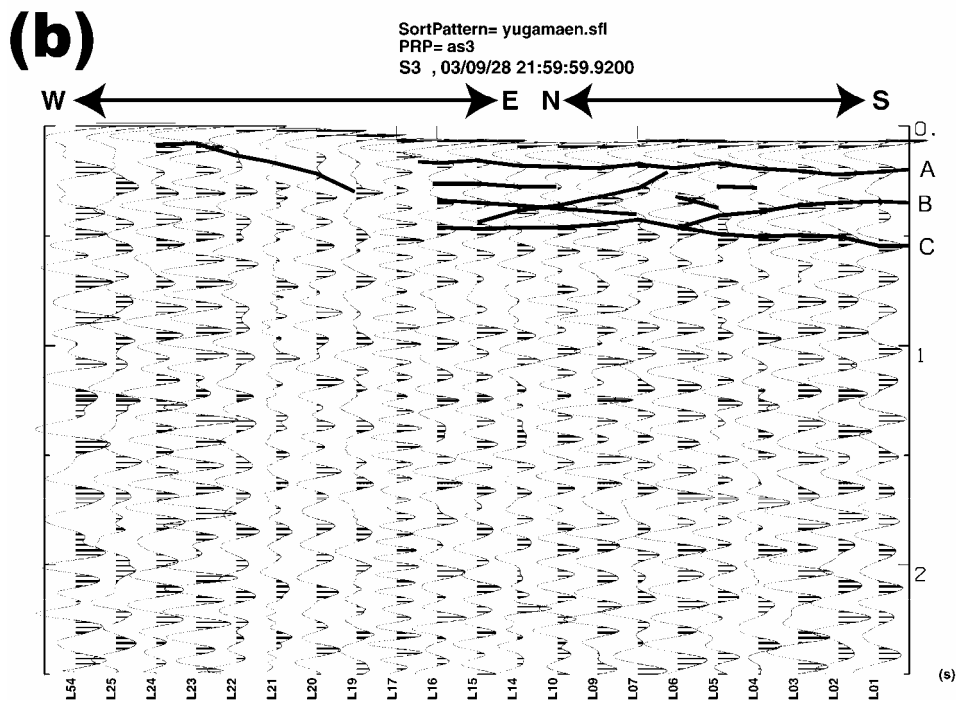
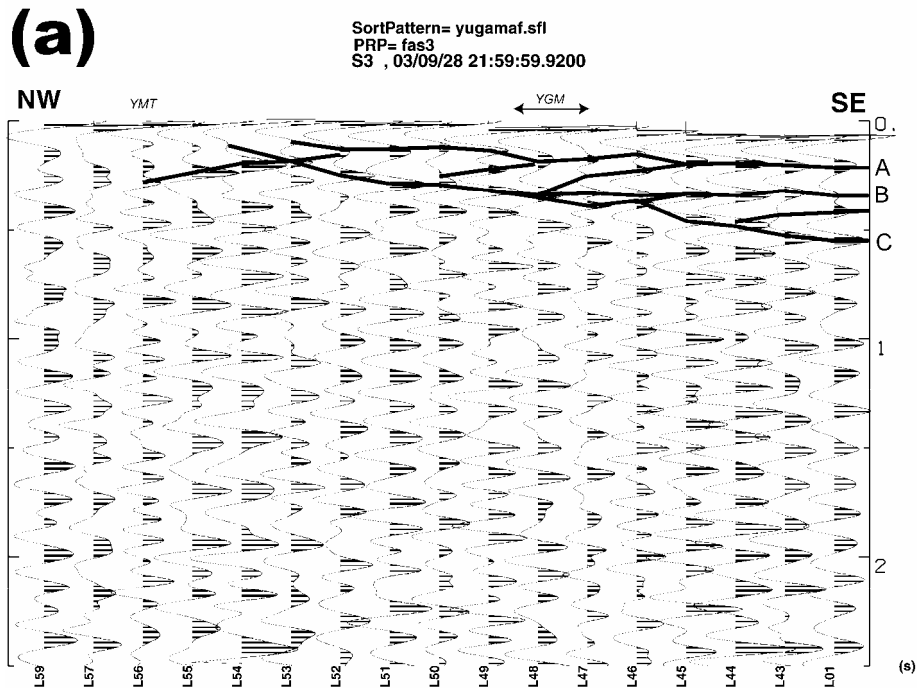
第 7 図 山頂観測網内発破 S1, S2 に対する走時曲線。(a)発破 S1、(b)発破 S2。

一方、第 7 図(b)では震源距離 0.1-0.7km の範囲で 3.4km/s の見かけ速度があらわれたのち、それ以遠で 2.8km/s の見かけ速度があらわれる。第 7 図(b)では S1 に対する走時曲線の S1N グループのように特異な走時を示すグループは見いだせない。

5 . 擬似反射記録法による解析結果

擬似反射記録断面を第 8 図に示す。第 8 図(a)は湯釜火口丘を南東 - 北西方向に横断する S1NW グループ、第 8 図(b)は湯釜火口丘の東斜面から北斜面にかけての S1N (S2S+S2W) グループ、第 8 図(c)は湯釜火口丘の西から南にかけての S1W グループの擬似反射断面である。

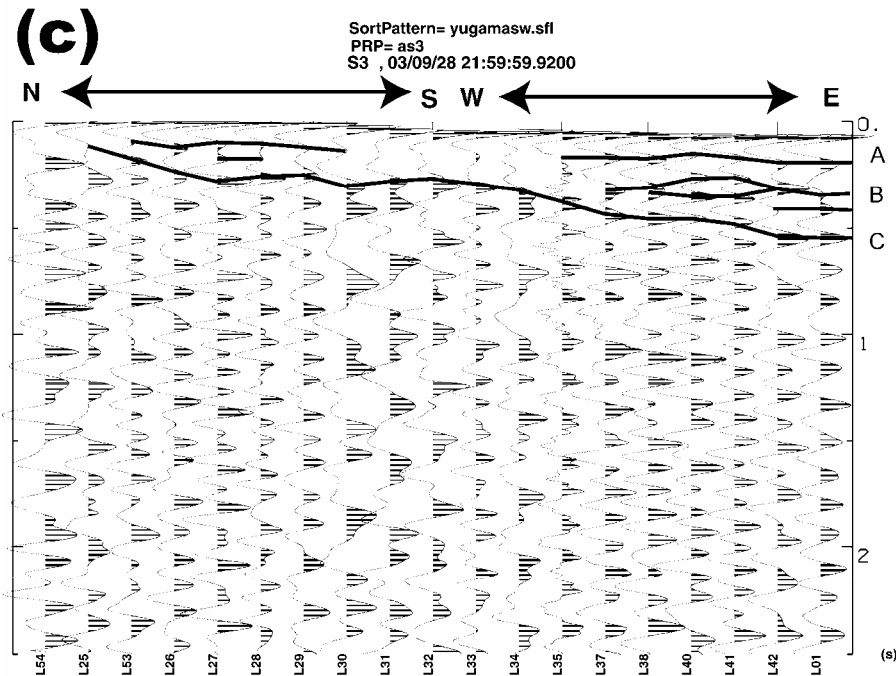
第 8 図(a)には南東端で反射面 C が往復走時 0.5s 付近に現れ北西に向かって浅くなるのが特徴的である。さらにその上のほぼ水平な反射面 B は南東部で 0.3s 付近に現れ湯釜付近で反射面 C にアバットしている。さらにその上にも平らな反射面 A が往復走時 0.2s 付近に見いだせる。



第 8 図 擬似反射記録断面。(a)北西 - 南東測線(S1NW)、(b)東斜面 - 北斜面(S1N)、(c)南側 - 西斜面(S1W) に沿った断面。YGM は湯釜火口内部を示す。反射面 A-C はすべての断面で共通の命名である。

反射面 C は北西方向に追跡すると徐々に浅くなり観測点 L56 または L57 付近で地表に達する。宇都・他(1983)によれば今回の観測網で L56, L57 観測点一帯には草津白根火山の基盤とされる第三紀安山岩類の分布が記述されている。さらに牧野・他(2002)は重力探査解析結果から重力基盤が

東に向かって深くなる傾向を指摘している。これらのことから反射面 C が東に向かって深くなる第三紀安山岩類の上面を示している可能性が高い。平均速度 2.8km/s を仮定すると反射面 C は南東端で地表から 0.7km の深さ（海拔約 1200m）に推定される。



第 8 図つづき (c)

一方、反射面 B は深さ 0.4km 付近に推定されるが、これを南東から追跡すると反射面 C にアバットする前の湯釜火口丘南東斜面直下で 2 つに分裂するよう見える。同様な傾向はその上の反射面 A（深さ 0.28km 付近）にも認められ、反射面 A のほうが複雑に分裂しているよう見える。

さらに他の断面でも反射面 A～C を追跡する。第 8 図(b)では S1N/S2S グループに相当する L01-14 の区間はほぼ南北方向、S1N/S2W グループに相当する L14-25, L54 の区間はほぼ東西方向に配列している。この二つの区間における断面を比較すると、反射面 C の傾斜は南北方向より東西方向に急である傾向が認められる。一方、反射面 B は L01-L05 の区間で比較的単純な様相を示しているが、L06 付近で反射面 C にアバットするよう見える。さらに反射面 A は湯釜北方の L17 まで追跡できるが、水釜の東方である L06-11 の区間で反射面 A と反射面 C との間に反射が多数あらわれることが注目される。

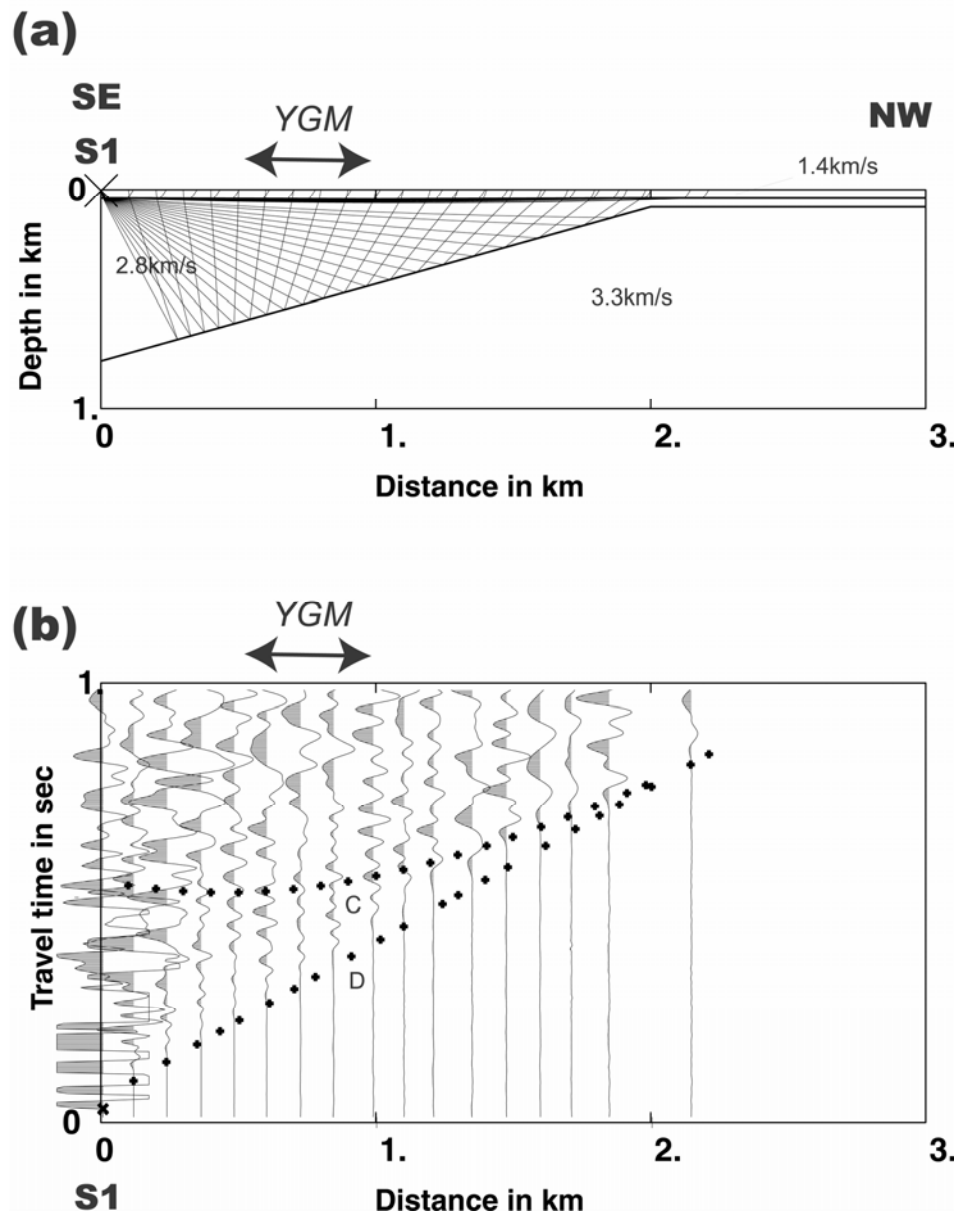
第 8 図(c)では L01-33 の区間が東西方向に配列し、L33-25, L54 の区間が南北方向に配列している。この断面では反射面 C が観測網北西端の L54 に向かって徐々に浅くなる傾向が認められる。一方、反射面 B は 1942 年火口列付近の L41-L38 の区間で上下に分裂したのち、L35 付近で反射面 C にアバットする。また反射面 A は L38 まで追跡できるがその先は不明である。L34-L30 では擬似反射記録に約 4Hz の長周期成分が重畳しているために往復走時 0.2-0.3s に存在する反射を覆ってしまっている。

以上をまとめると、反射面 A は比較的単純な様相を呈するのに対し、一般に反射面 B は火口周

辺で複雑な様相を呈する傾向がある。反射面 A および B は場所によって出現の様相が異なることから、観測点直下で発生する反射波を反映していると考えられる。

反射面 C を草津白根火山の基盤である第三紀安山岩類であるとするならば、反射面 A および B は草津白根火山噴出物中のなんらかの、たとえば空隙率や流体飽和率の差に由来するインピーダンスコントラストである可能性が示唆される。

6. 考察



第 9 図 (a) 暫定速度構造モデルと波線ダイアグラム。(b) 暫定速度構造モデルから得られた理論走時と発破 S1 の観測波形。YGM は湯釜火口内を示す。理論走時を+印であらわす。観測波形の走時には標高補正を施していない。

湯釜火口周辺の大局的な構造を検証するために、発破 S1 に対する S1NW グループに沿った走

時曲線（第7図(a)）に対して、擬似反射記録断面を考慮して第9図(a)の暫定速度構造モデルを構築した。暫定モデルは三層構造で構成され、第一層は 1.4km/s、第二層 2.8km/s、第三層 3.3km/s の P 波速度を与えた。暫定モデルおよび波線追跡法による波線を第9図(a)に示す。第一層および第二層の速度は第7図の走時曲線より与えたが、第三層の速度は服部・杉本(1975a, 1975b)による安山岩の P 波速度代表値を与えた。また、第二層上面の形状は第一近似として水平とし、第三層上面の形状は擬似反射断面（第8図）にあらわれる反射面 C を模式化したものである。

理論走時 D は 2.8km/s 層上面の屈折波に対応し、観測された初動が 1.4km/s と 2.8km/s からなる水平成層構造で大局的に説明できることを示している。一方理論走時 C は傾斜した第三層上面（反射面 C）からの反射波を示し、観測記録上にも対応する後続相を見いだすことができる。したがって、傾斜した反射面 C は確実に存在する。もし反射面 C が草津白根火山の基盤の上面を示すのであれば、第8図(a)から湯釜火口直下では標高 1700m（深さ 400m）付近に基盤上面が存在することになる。

反射面 C は第8図(a)より主に東落ち傾斜であるうえ、第8図(b)から湯釜東方では南北方向の傾斜が緩やかであることが推定される。したがって湯釜の北東に隣接する水釜でも同様な深度に基盤が存在する可能性が高い。この水釜では、井田・他(1989)、及川・他(1996)、Nakano et al.(2003)が火山性微動および火山性地震の震源の分布を指摘している上、手塚・他(1996)も磁気異常の発生源を水釜付近に推定していることから、基盤がこれらの現象の発生深度に何らかの制約を与えている可能性がある。

7．結論

2003 年に集中総合観測の一環として行われた草津白根火山構造探査の波形記録に擬似反射記録法を適用して草津白根火山湯釜火口丘の地震反射断面を推定した。湯釜火口丘を南東 - 北西方向に横断する擬似反射断面では、北西に向かって浅くなり北西側で地表に達する傾斜の反射面 C が認められたほか、火口直下およびその近傍で複雑な様相を呈する反射面 B を見いだすことができた。これまでに行われてきた研究を参照すると反射面 C は草津白根火山の基盤とされる第三紀安山岩類である可能性が高い。さらに反射面 A および B は草津白根火山の噴出物中のなんらかの、たとえば空隙率や流体飽和率の差に由来するインピーダンスコントラストを反映している可能性が示唆される。反射面 C を草津白根火山の基盤をなす第三紀安山岩類であるとすると、基盤は東に向かって深くなり、南北方向の傾斜は緩やかである。基盤上面は発破点 S1 付近で標高 1500m 付近、湯釜火口丘直下で標高 1700m 付近に推定される。さらに、湯釜に隣接する水釜周辺でも標高 1700m 付近に基盤上面が推定され、基盤の存在が浅部熱水活動の深度に何らかの制約を与えている可能性が指摘される。

謝辞

本観測の実施にあたり、草津町役場、群馬県中之条土木事務所、群馬県中之条行政事務所、環境省万座自然保護官事務所、林野庁吾妻森林管理署ならびに地元住民の皆様の理解と協力を得ることができた。本研究は東京大学地震研究所客員教官研究費、及び東京大学地震研究所共同利用研究費（課題番号：2003-G-17、研究課題：重複反射波を用いた火山体内部構造の推定の試み）を

用いて行われた。

引用文献

Clearbout, J. F. (1968) Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, **33**, 264-269.

服部保正・杉本卓司 (1975a) 岩石の P 波速度に関する統計的研究() 物理探鉱、**28**, No. 1, 3-12.

服部保正・杉本卓司 (1975b) 岩石の P 波速度に関する統計的研究(I I) 物理探鉱、**28**, No. 2, 3-12.

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 月の小噴火、地震研究所彙報、**64**, 325-345.

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 No. **39**, 52-56.

森 健彦・平林順一・野上健治・金嶋 聡・須藤靖明・吉川 慎 (2001) 草津白根火山における地震観測、地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Jp-P012.

Nakano, M., Kumagai, H., Chouet, B. A. (2003) Source mechanism of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from waveform inversion of the effective excitation functions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **122**, 149-164

手塚雅美・山崎 明・中谷 清・中島新三郎・小島美都子 (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、53-60.

Tsutsui, T. (1992) Pseudo Reflection Profiling Method: an efficient complement to the CDP method, *Geophysical Prospecting*, **40**, 15-30.

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) 火山地質図 3 草津白根火山地質図、地質調査所.

付録 1 (Appendix 1) : z 変換

時間関数 $x(t)$ を周期 Δt でサンプリングした時系列 $\{x_k\}$ がある。時系列 $\{x_k\}$ の要素 x_t は

$$x_t = x(k\Delta t) \quad (A1).$$

いま、時系列 $\{x_k\}$ に対するフーリエ変換 $X(\omega)$ は

$$X(\omega) = \sum_k x_k e^{ik\omega\Delta t} \quad (A2)$$

である。ここで上式(A2)に対して

$$z = e^{i\omega\Delta t} \quad (A3)$$

を用いておきかえると、

$$X(z) = \sum_k x_k z^k \quad (\text{A4})$$

となり、 x_k を定数または係数とする z の多項式で表すことができる。このとき $X(z)$ を時系列 $\{x_k\}$ の z 変換と呼ぶ。

z 変換の主要な公式を以下に記す。

時系列 $\{x_k\}$ と時系列 $\{y_k\}$ とのたたみ込み（コンボリューション）結果 $\{w_k\}$ は、

$$w_k = \sum_{s=0}^k x_s y_{k-s} \quad (\text{A5})$$

と表される。 $\{w_k\}$ の z 変換を $W(z)$ として式(A5)を z 変換であらわすと、

$$W(z) = X(z)Y(z) \quad (\text{A6})$$

として表せる。

一方、時系列 $\{x_k\}$ の自己相関関数 $\{\phi_k\}$ は

$$\phi_k = \sum_s x_{s+k} x_s^* \quad (\text{A7})$$

として表されるが、式(A7)を z 変換であらわすと、

$$\Phi(z) = X(z)X^*(1/z) \quad (\text{A8})$$

である。ここに $\Phi(z)$ を自己相関関数 $\{\phi_k\}$ の z 変換、 $X^*(1/z)$ を $X(1/z)$ の共役複素数とする。

$X(1/z)$ は $X(z)$ があらかず時系列 $\{x_k\}$ の順序を逆転させたものを表す z 変換である。

付録 2 (Appendix 2) : ショットタイムと S1 周辺における小規模屈折法探査

2003 年草津白根火山構造探査では発破時刻を第 A1 表に示すように得た。第 A1 表の S2, S3 の発破時刻はショットマーク記録から読み取られたものであるが、S1 では直接ショットマーク記録を得ることができなかったため、以下に述べる調査を併用して最近傍の観測点 L01 における波形記録から発破時刻を推定した。

発破	発破時刻
S1	2003/9/28 21:30:01.817
S2	2003/9/28 21:45:00.845
S3	2003/9/28 21:59:59.920

第 A1 表 発破時刻

発破点 S1 周辺の表層部地震波速度構造を求めるために、本観測終了後(10月1日)に発破点 S1 の近傍で小規模屈折法地震探査を行った。小規模屈折法地震探査の概要を第 A2 表に、測線と発破点 S1 の位置関係を第 A1 図に示す。小規模屈折法地震探査では最小観測点間隔を 3m、発震点間隔を 9m とし、発破点 S1 近傍に約 55m 長の測線を設定した。震源には「かけや」を用い、受

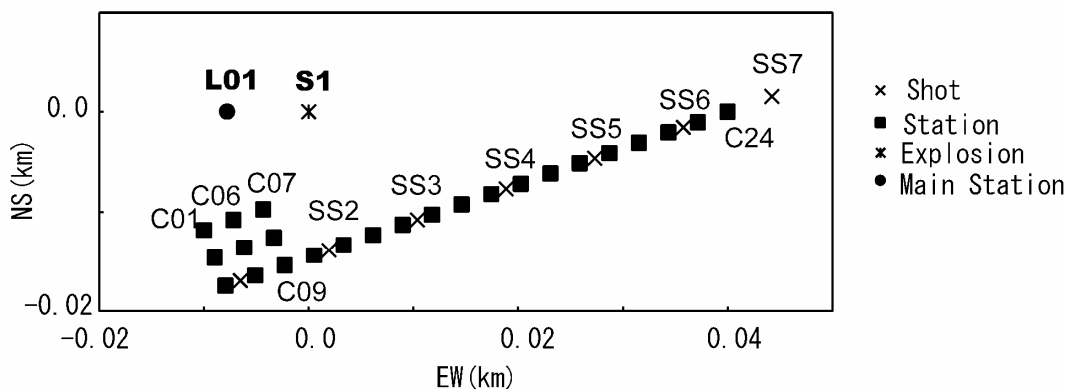
振器にはGS20D(固有周波数30Hz)を24個縦置きで使用した。測線の地表はこぶし大のれきが散在するゆるい土で覆われており、受振器のスパイクを地面に突き刺して設置した。

小規模屈折法地震探査から得られた走時曲線と推定された表層部地下構造を第 A2 図に示す。走時曲線はいずれも発震点から 10m 前後にクロスオーバー点があり、発震点近傍で 0.35km/s 前後、クロスオーバー点以遠で 1~2.9km/s の見かけ速度を示す傾向がある。この走時曲線から推定された速度構造は第一層が 0.35km/s、第二層が 1.2km/s で構成され、第二層上面は地表から 5.5~3.2m の深さに推定された。筒井・他(2004)の発破点工作図によれば発破点 S1 の薬頭深度は約 5m とされており、第 A2 図の第一層の中にあったものと推定される。一方、発破点 S1 にもっとも近接した観測点 L01 は、S1 の西 8m の地点に設置されていた。発破によって発生した地震波は L01 から S1 の薬頭までの距離 9.4m を 0.35km/s で伝播したと考えられるので、L01 で初動が到来する 0.027s 前に点火が行われたと推定した。

一方、ショットマーク記録(第 A3 図)ではパルスの立ち上がりが 01.832s に認められるが、これは推定点火時刻との時間差が 0.015s(=5/0.35)であることから、薬頭直上付近の振動によってショットマークケーブルが運動したことによって発生したノイズであると考えられる。

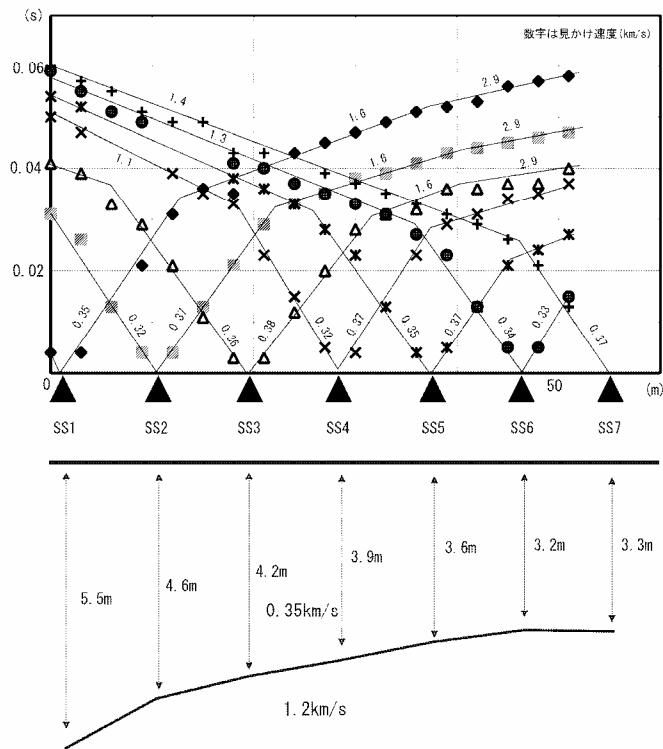
記録計	: OYO McSEIS 170
チャンネル数	: 24
サンプリング間隔	: 1ms
記録長	: 1024ms
LPF	: 384Hz
受振器	: GS20D($f_0=40\text{Hz}$)
震源	: かけや(約 10kg) 使用

第 A2 表 小規模屈折法探査概要

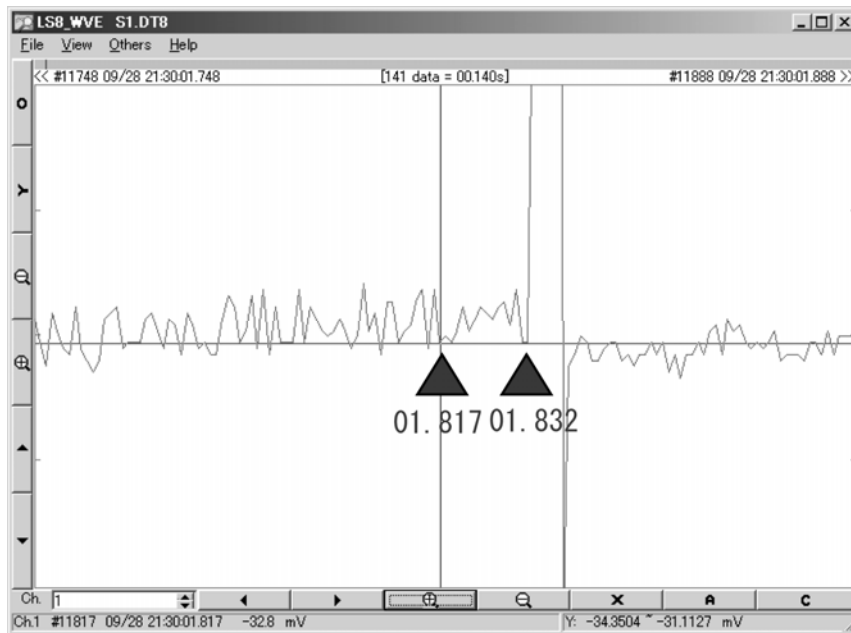


第 A1 図 小規模屈折法地震探査測線図

S1周辺の浅部速度構造



第 A2 図 小規模屈折法探査の走時曲線と推定された速度構造



第 A3 図 S1 ショットマーク記録拡大図