

屈折法弾性波探査のコンボリューション法による解析

香川敏幸*・松岡俊文*・相澤隆生**・林徹明*³

要 旨

屈折波を用いて地盤構造を推定する屈折法弾性波探査は長い歴史を有し、有名な萩原の方法をはじめとして多くの手法が開発されている。しかし、これらの方法は現地で収録された波形から初動走時を読み取り、この初動走時に対して処理を進めてゆくというものであった。本研究では、収録された波形記録に、コンボリューションをはじめとする波形データ処理を施すことで萩原の方法と同様の解析を行うコンボリューション法について検討を行った。コンボリューションとクロスコリレーションの演算は、それぞれ時間領域における位相の足し算と引き算に相当する。このため同一受振点に同じ境界面より到達した 2 つの波形記録にコンボリューションとクロスコリレーション演算を行うことで、萩原の方法で作図的に行われるのと同様の解析を実施することが可能となる。屈折法の解析において解析結果の品質を大きく左右するのは、初動走時の読み取りである。このため初動読み取りは単純作業ではなく、解析段階において、しばしば再読み取りも要求されるほど重要な過程であり、解析者の熟練を要する。一方、コンボリューション法の利点は初動の読み取りを必要としないことである。さらに解析結果からデータの品質に関しても吟味することが可能となる。本研究では、実際にコンボリューション法により屈折法データの解析を行った結果、本手法の持つこのような利点が確認された。

キーワード：屈折法弾性波探査・萩原の方法・コンボリューション

1. はじめに

発破や重錘落下などにより人工的に発生させた弾性波の伝播特性を利用して、地盤の硬軟を推定する弾性波探査のうち、屈折波に着目するものが屈折法探査である。従来、屈折法弾性波探査では、現地で収録された波形から初動走時を読み取り、この初動走時に対して処理を進めてゆく手法が主流であった。

筆者らは、この初動読み取りに要する高い熟練度を軽減したいと考えてきた。そこで本研究では、現地で収録した波形記録にコンボリューションを始めとする諸々の波形処理を施すことにより速度層構造を推定する、「コンボリューション法」を用いて屈折法弾性波探査の解析を実施したので報告する。

よく知られているように屈折法弾性波探査の歴史は

古く、その解析法も「萩原の方法」などにより原理的な手法は完全に確立されている(萩原,1951;増田,1992;佐々ほか,1993;多治米,1994)。また土木分野で弾性波探査という時には、屈折法弾性波探査と同義語として使われる場合も多い。一方新しい試みとして、屈折法データの走時トモグラフィ解析も多くの著者によって提案され(林・斎藤,1998;羽竜・伝法谷,2001;三木ほか,2002)、計算機の発達を背景に積極的に利用されている。本研究で取り上げたコンボリューション法は、原理的には萩原の方法に立脚しつつも、原記録を波形処理によって解析する考えであり、最近幾人かの研究者によって提案され始めた手法である(Tarner et al.,1992;松岡ほか,1999;Matsuoka et al.,2000;Palmer,2001;de Franco,2005)。

屈折法弾性波探査の利用範囲は、防災分野から地球物理的分野まで幅広いが、本研究では比較的解析が困難で

2010年7月23日原稿受付;2010年10月7日受理

* 京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻
ジオマネジメント工学講座環境資源システム工学分野
〒615-8540 京都市西京区京都大学桂

** サンコーコンサルタント株式会社 地盤調査・防災部
〒136-8522 東京都江東区亀戸 1-8-9

³ 国際石油開発帝石株式会社

〒107-6332 東京都港区赤坂五丁目3番1号 赤坂 Biz タワー

第 111 回(平成 16 年度秋季)学術講演会にて一部を発表

はあるが、土木建設分野などで需要が多い、山岳地域で収録した屈折法弾性波探査の実記録をもとに解析を実施した。

2. 解析原理について

「萩原の方法」について Fig.1 を用いて復習しておく。まず震源 A から受振点 X まで屈折波が到達するのに要する時間を T_{AX} とする。次に震源 B から受振点 X まで屈折波が到達するのに要する時間を T_{BX} とする。(1)式に示すように、これらの走時の和から、震源 A から震源 B まで屈折波が到達するのに要した時間 T_{AB} を引いた残りの 1/2 は、萩原の方法では遅れ時間 (ディレイタイム) と呼ばれており、ここでは e_x と表すことにする。

$$e_x = (T_{AX} + T_{BX} - T_{AB}) / 2 \tag{1}$$

この遅れ時間は、(2)式に示すように、屈折境界面から受振点 X までの距離 (深度) Z_x を第 1 層速度 V_1 で割り、さらに臨界屈折角 θ のコサインを掛けたものとなる。

$$e_x = Z_x \cdot \cos \theta / V_1 \tag{2}$$

臨界屈折角 θ は(3)式のように第 1 層速度 V_1 と第 2 層速度 V_2 が既知であれば、容易に求めることが可能である。

$$\sin \theta = V_1 / V_2 \tag{3}$$

通常はざとり法と呼ばれる解析法は、この原理に従って Z_x の値を作図的に推定する手法である。

本研究では、この「萩原の方法」の原理に従うが、解析は作図的に行わず、全てを観測データに対する計算機上でのデジタル信号処理で行うことを考える。萩原の方法は、弾性波探査において取得された振幅と走時情報に対して、初動走時の情報のみを操作する解析方法である。デジタル処理では走時の情報は、データの位相情報として扱うことが出来るため、これは観測された初動波形の位相のみを解析対象としていると考えられる。

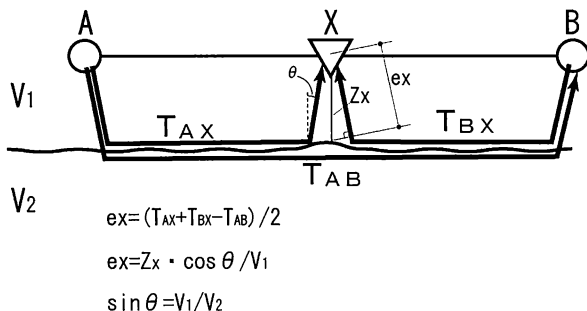


Fig.1. Diagrammatic interpretation of Hagiwara's method.

ところでデジタル信号処理の一手法にコンボリューションという演算がある。サンプリングされた時系列 g_t , f_t のコンボリューションは

$$g_t * f_t = \sum_{i=0}^n g_i \cdot f_{t-i} \tag{4}$$

で示される (物理探査学会, 2005)。

2 つの信号に対してこのコンボリューション演算を実施すると、演算結果の信号の振幅スペクトルは、元の 2 つの信号の振幅スペクトルの積になると同時に、位相スペクトルは元の 2 つの位相スペクトルの和となっている。Fig.2 に 2 つのパルス列のコンボリューションの例を示す。Fig.2a の時系列を持つパルス列に、一定時刻 T_B にパルスを持つパルス列 Fig.2b をコンボリューションすると、Fig.2c に示す様にその演算結果は Fig.2a に対して T_B だけ時間が進む。

この考えを利用すると、震源 A に対する受振点 X の観測データと、震源 B に対する受振点 X の観測データをコンボリューションすると、初動走時が $T_{AX} + T_{BX}$ の場所に表れる信号となる。先述(1)式の往復走時 T_{AB} を補正することで、この初動波形は萩原の方法でいう遅れ時間 e_x の 2 倍と等価なものとなる。

次に(2)(3)式により、第 1 層速度 V_1 と第 2 層速度 V_2 がわかれば、受振点 X から第 1 境界面までの深度が決定できることになる。そこで速度の推定方法を考える。まず第 1 層速度は、震源-受振点間距離を震源近傍の直達波の走時で割ることにより求めることが可能である。これは萩原の方法で通常利用されている手法である。

萩原の方法では、第 2 層速度を「速度走時曲線」の傾きから求めている。Fig.3 に太線で示した速度走時曲線 T_G は(5)式に示すように各受振点における走時 T_{AX} と T_{BX} の差の関数である。

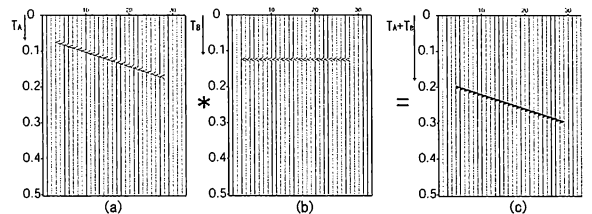


Fig.2. Example of convolution product of two pulses sequences.

- (a) Original pulse sequence which is the input of convolution.
- (b) Pulse sequence of convolution operator.
- (c) Pulse sequence of convolution result.

$$T_G = (T_{AX} - T_{BX} + T_{AB}) / 2 \quad (5)$$

さて Fig.4 に 2 つのパルス列のクロスコリレーションの例を示すが、Fig.2 のコンボリユーションと同様に、波形処理の一手法であるクロスコリレーションでは位相スペクトルの差が求まる。この性質を利用して震源 A で起振した各受振点の記録と、震源 B に対する各受振点の記録のクロスコリレーションを計算することで、容易に速度走時曲線を求めることが可能となる。ただし、速度走時曲線のもととなる走時 T_G は T_{AX} と T_{BX} の差の 1/2 であるため、クロスコリレーション後の波形の時間軸を 1/2 に縮小する必要がある。

クロスコリレーション処理後の波形に対して、定速度重合法や定速度走査法のような速度解析、あるいは目視で傾きを読み取るなどして第 2 層速度を求めることが可能となる。ここまですべて第 1 層と第 2 層の速度を推定することが出来たので、同時に臨界屈折角も推定できる。

一方、コンボリユーションによって別途、屈折境界までの遅れ時間 e_x は決定できている。しかし境界面が水平

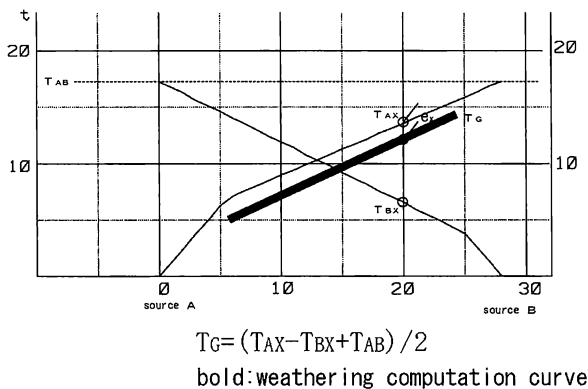


Fig.3. Travel-time curves used for computation of weathering layer thickness in Hagiwara's method.

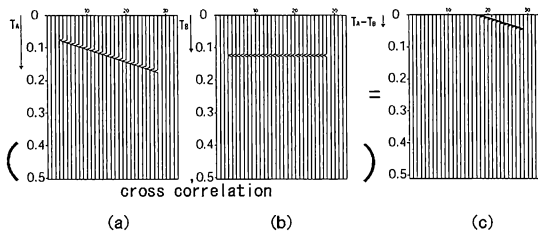


Fig.4. Example of cross correlation of two pulses sequences.

- (a) Original pulse sequence which is the input of cross correlation.
- (b) Pulse sequence of cross correlation operator.
- (c) Pulse sequence of cross correlation result.

でない場合、この e_x は受振点から境界面までの垂線の足の距離を伝播する波動の走時であり、受振点から鉛直下方の境界面までの距離の走時ではない。このため、萩原の方法などでは、Fig.5 に示すように受振点を中心に、速度を使って深度方向の距離 Z_x に変換された値を使って円弧を描き、その包絡線で境界面を決定している。この手続きは反射法弾性波探査におけるマイグレーション処理に相当するものである。別の言い方をすると、萩原の方法の遅れ時間（ディレイタイム）は、仮に屈折境界面を対象に反射法を実施した場合における、ゼロオフセットでの反射波の片道走時と見なすことが出来る。

反射法弾性波探査の分野では、重合後のデータに対して、従来からディフラクションスタックマイグレーション、F-K 領域マイグレーション、キルヒホッフ積分マイグレーションなどのアルゴリズムが開発されており、いまなお新手法が考案されつつある。屈折法弾性波探査のコンボリユーション法による解析においても、これらの中から、目的と対象に応じて適切な手法を選択し適用することが可能となる。

以上がコンボリユーション法を用いた屈折波の解析手法の概要である。以下において具体的なデータにこの手法を適用し、解析手法の検討を行うことにした。

3. 解析事例

コンボリユーション法による屈折法弾性波探査の解析手法は完全に確立されているわけではないが、本研究においては Fig.6 に示すフローに沿って実施した。ここでは、この手順に基づいて解析を行った事例をもとに、各処理手順について詳述することとする。

さて山岳地域において着目される地質状況の一つとして風化の問題がある。風化作用は物理的風化、化学的風化、生物的風化に分類されるが、ここでは地表面に近いほど強く影響を受けやすい物理的風化について考える。本調査地で想定される地質は風化の影響を受けていない新鮮層を基盤岩とし、新鮮層の上位を弱風化層、強風化層が覆うと予測される。さらにその上位を表土が覆うこともあるが、本調査地の地質調査においては、表土の厚さは余り問題視されないため、ここでは表土+強風化層、弱風化層、新鮮層の三層構造を想定して解析を行うものとする。

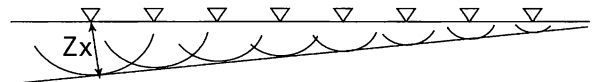


Fig.5. Estimation of the tilted boundary

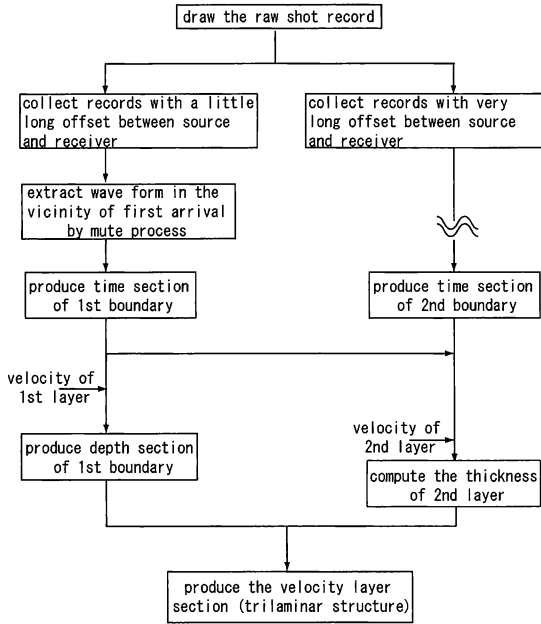


Fig.6. Processing flow of convolution method.

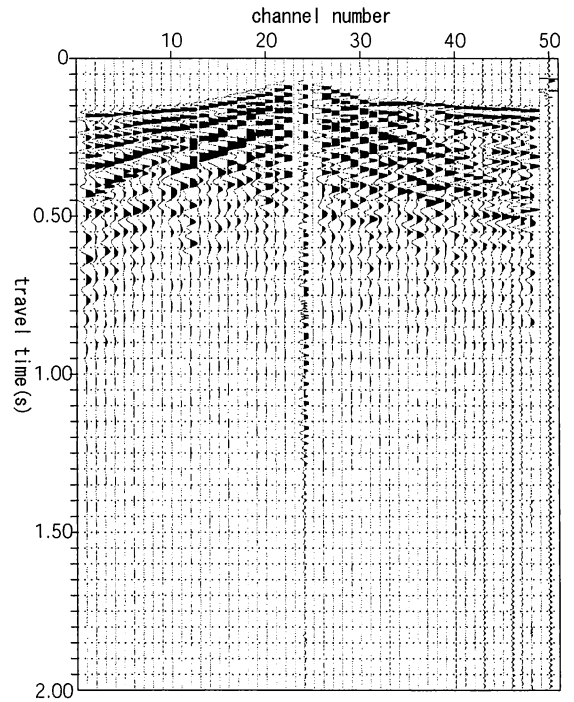


Fig.8. Example of the observed wave record.

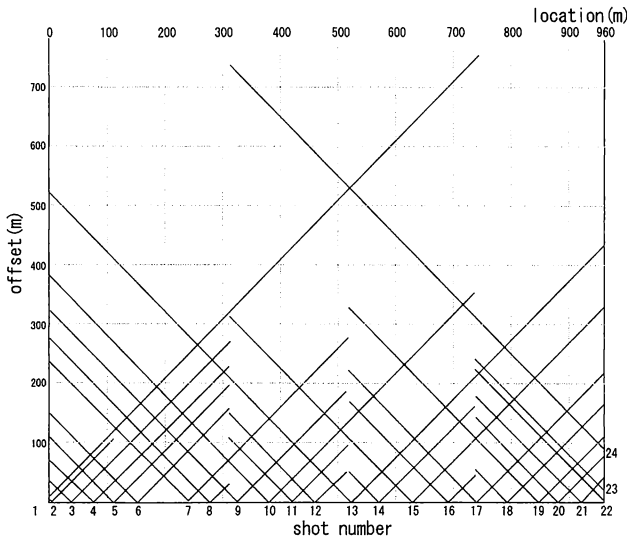


Fig.7. Full diagram of offset distances between source and receivers.

(1) 原波形記録

測線長は 960m で、受振点間隔は 5m として現地測定を実施した。収録器は応用地質株式会社製の McSEIS-SX48 を使用した。Fig.7 に測定記録一覧図(震源-受振点間隔対応図)を示す。解析には、このうち震源-受振点距離が 200m 程度と比較的長い組み合わせのうち、測線全体を覆うのに適当な組み合わせを利用し、その他の記録は第 1 層速度の算定にだけ使用した。Fig.8 に原波形記録の一例(震源番号 19, 起振位置 844.0m)を示す。

この測定では、収録は起振と同時に開始されておらず、代わりにショットマークを 50ch 目に記録している。なお 23ch 目と 25ch 目には受振器を設置していない。また、長い震源-受振点距離の測定時には収録チャンネル数が足りないため、4 回の展開換えを行うことで、全受振点の測定を行った。

(2) 共通発震点記録

上に示すような、不要な波形を除き、起振時刻のずれを補正して、震源位置が同一である複数の原波形記録をつなぎあわせる編集作業を実施し、共通発震点記録を作成した。Fig.9 に編集後の共通発震点記録 (Fig.8 と同様に、震源番号 19, 起振位置 844.0m) を示す。逐一走時を読み取り、走時曲線を描いてから解析を行う従来法では、この段階で走時曲線の平行性から屈折境界面の推定を行うことが多いが、コンボリューション法では初動走時の平行性を容易に確認することができないため、この点に不利がある。

ここでは初動の折れ曲がり具合を根拠として、Fig.9 中に①で示した箇所の初動は第 1 層だけを通過してきた直達波、②で示した箇所の初動は第 2 層を含めて通過してきた屈折波であると判断して、後の解析に使用した。②で示したものよりも震源-受振点距離が大きい部分の初動もまた屈折波であるが、第 2 層だけを通過しているのか、第 3 層まで到達しているのかは判断していない。この箇所については、コンボリューションを実施する相手となる記録が存在しておらず解析には使用していないため、この時点で判断は不要であると考えた。

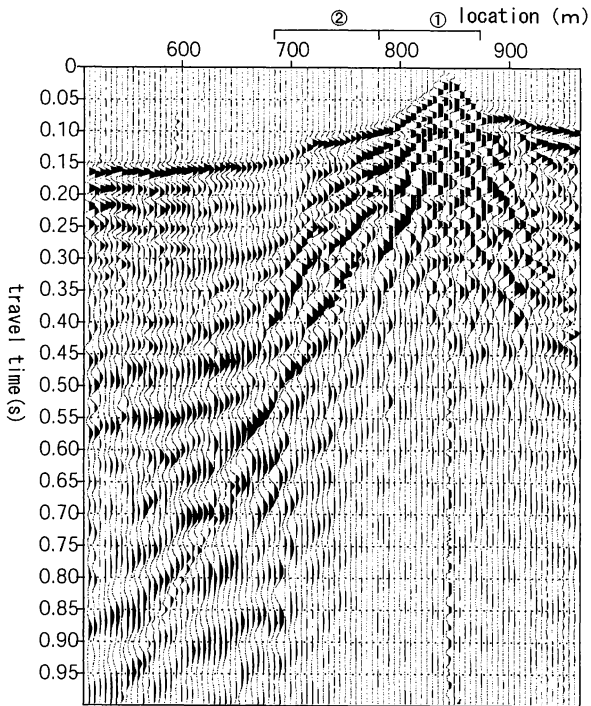


Fig.9. Example of common shot gathers.

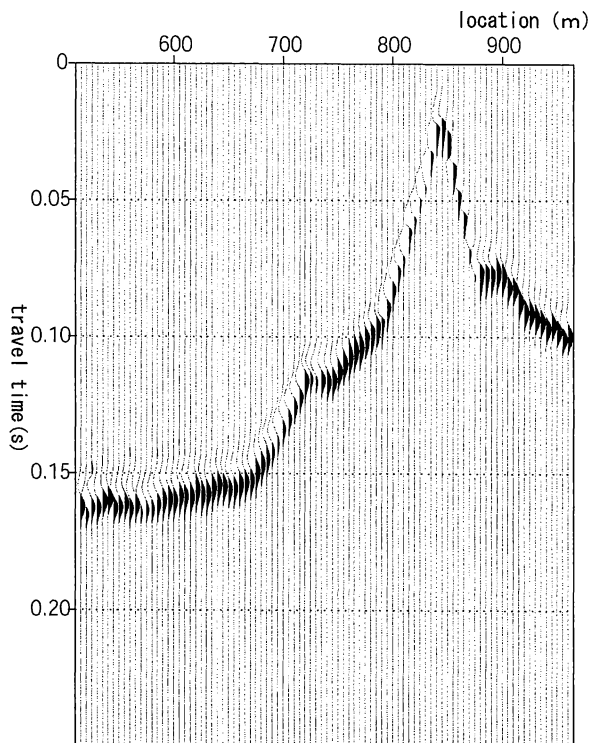


Fig.10. Wave form in the vicinity of first arrival which is extracted by mute process.

(3) ミュート処理

屈折法弾性波探査においては、直達波あるいは屈折波といった初動に着目して解析を実施する。このため、ミュート処理により初動付近の波形の抽出を行う。ミュート処理に際しては、初動走時の値は、通常の屈折法での初動の読み取り程の厳密さは要求されない。本研究では、ミュート後に残す時間幅を 30ms 程度とし、この中に初動が収まっていれば良いという考えで、ミュートのゲートを大まかに設計した。この時間幅は概ね波形記録の卓越周期に対応するものである。

Fig.10 にミュート処理により抽出した初動付近の波形の一例(Fig.8, Fig.9 と同様に、震源番号 19, 起振位置 844.0m)を示す。

(4) 第 1 境界面の時間断面

これ以降の処理については、ミュート処理により抽出した初動付近の波形に対して実施する。同一受振点で取得された波形記録のうち、第 2 層を通過するものを取り出し、コンボリユーション結合を実施して第 1 境界面の時間断面を作成した。Fig.11b に第 1 境界面の時間断面を示す。

Fig.11a に示したのは、コンボリユーション演算を実施した組み合わせと、その受振点範囲である。図中の太線で強調している範囲の初動が、第 2 層を通過した屈折波であると判断してコンボリユーションを実施した範囲である。

Fig.11c には、クロスコリレーション演算により算出した第 2 層の速度を示している。震源番号 3 と 8 の組み合わせについては、震源-受振点距離が非常に短いものも使用している。距離呈 40m から 100m 付近(楕円で囲んだ部分)にかけてクロスコリレーション結果に屈曲が生じているが、これは震源-受振点距離が短すぎたために直達波が混じってしまっているため見かけ上速度が遅くなっていると考えられる。直達波と屈折波のペアで解析を行ってしまったために速度走時曲線に屈曲が生じるのは、必ずしもコンボリユーション法だけに見られる特徴ではないが、コンボリユーション法に関しても想定した経路の是非をこの段階で確認し、解析結果から棄却することが可能である。ただし速度走時曲線の屈曲は水平方向の速度変化に起因することもあるため、この判断は別途必要である。

あるいは、第 2 層だけではなく第 3 層も通過した波が混在する可能性もある。このような場合、クロスコリレーション結果の中央部付近で高速側に屈曲が生じることになるが、Fig.11c を見る限り、そのような屈曲は認められない。よって第 2 層の速度を推定した受振点の範囲は、ほぼ妥当なものであったと考えられる。

なお時間断面を作成するにあたっては、コンボリユーション演算を行うとともに、(1)式で示した往復走時 T_{AB} で補正する必要がある。この補正に使用した T_{AB} を Table

1 に列挙する。

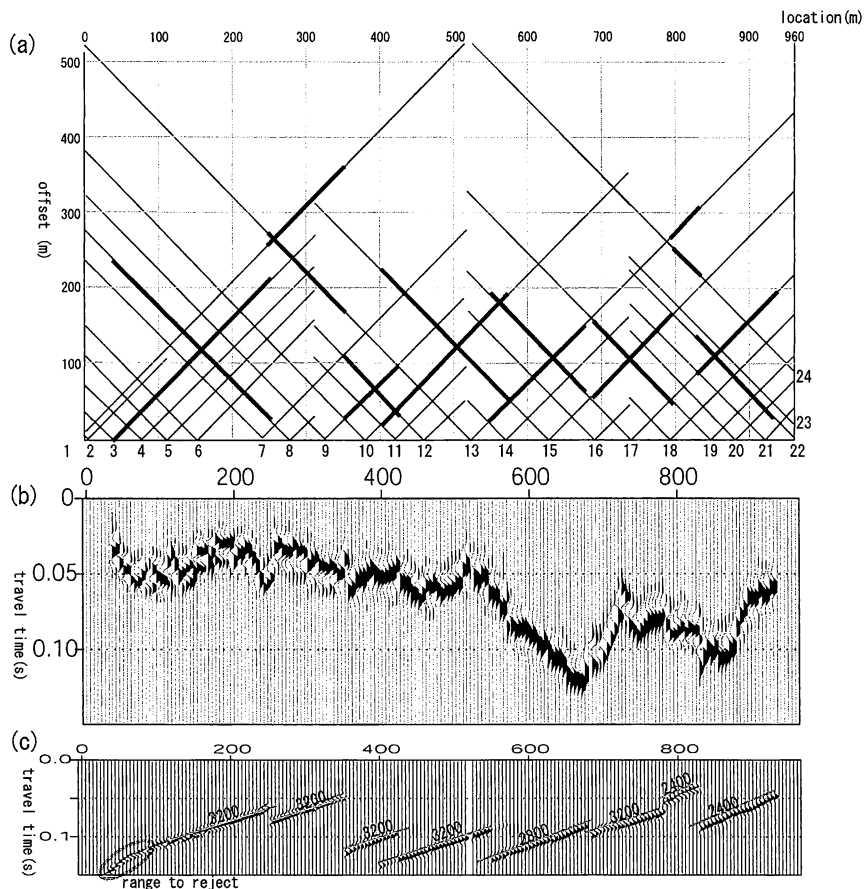


Fig.11. Time section of first boundary.

(a) Diagram of offset distances between source and receiver pairs.

Offset ranges used in the convolution process are shown in thick lines.

(b) Time section of first boundary.

(c) Estimated velocity of second layer.

Table 1. Two-way time which was used for convolution process of first boundary.

shot number	location(m)	T_{AB} two-way time(s)	remark		
3	8	37.5	278.5	0.107	mean of two-way time
9	12	323.5	461.5	0.081	mean of two-way time
13	17	521.5	738.0	0.104	mean of two-way time
17	22	738.0	957.0	0.122	mean of two-way time
10	15	382.5	627.5	0.118	mean of two-way time
13	16	521.5	687.5	0.102	mean of two-way time
15	19	627.5	844.0	0.141	mean of two-way time
13	24	521.5	1050.0	0.199	from travel time of shot number 24
1	13	-13.3	521.5	0.200	from travel time of shot number 1

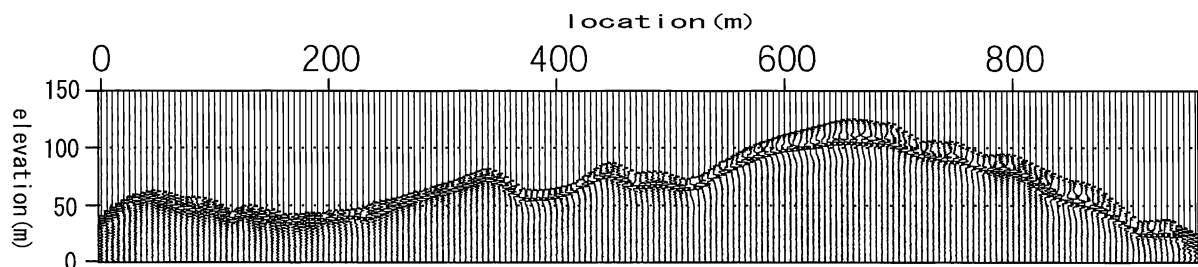


Fig.12. Depth section of first boundary.

Table 2. Table of velocities which was decided.

shot number	location (m)	velocity of 1st layer (m/s)	velocity of 2nd layer (m/s)	COS θ
1	-13.3	700	3200	0.98
2	6.5	800	3200	0.97
3	37.5	700	3200	0.98
4	72.5	900	3200	0.96
5	112.0	700	3200	0.98
6	152.0	800	3200	0.97
7	238.5	900	3200	0.96
8	278.5	700	3200	0.98
9	323.5	700	3200	0.98
10	382.5	700	3200	0.98
11	421.5	600	3200	0.98
12	461.5	900	3200	0.96
13	521.5	800	3200	0.97
14	571.0	600	2800	0.98
15	627.5	700	3200	0.98
16	687.5	700	3200	0.98
17	738.0	800	3200	0.97
18	791.0	700	2400	0.96
19	844.0	800	2400	0.94
21	917.0	800	2400	0.94

(5) 第1境界面の深度断面

Fig.12 に第1境界面の深度断面を示す。第1境界面の時間断面を深度断面に変換するにあたっては、Table 2 に示す別途読み取った第1層速度を用いた。また、本調査地は山岳地域に位置するため、その断面図は地表面からの深度ではなく、標高として表現することが必須条件となる。このため、全ての地表面より高い標高150mを基準面とし、基準面と各受振点標高までの間にゼロ値の振幅を付加することで地表面形状を表現した。

(6) 第2境界面の時間断面

一般に第2境界面からの屈折波は、震源-受振点間距離の長い記録に現れるため、ここでは本測定の中で最も震源-受振点間距離の長い震源番号1(起振位置-13.3m)と24(起振位置1050.0m)の組み合わせを用いて時間断面の作成を行った。Fig.13 に編集後の震源番号1の共通発震点記録を示す。

第1境界面同様、ミュート処理により初動付近の波形を抽出し、コンボリユーション結合により時間断面を作成した。Fig.14a に第2境界面の時間断面を示すが、Fig.13中の③で示した箇所が第3層を通過して到達したものと判断して解析を実施した。Fig.14b にクロスコリレーション演算より算出した第3層速度を示すが、不自然な屈曲が認められないことと、第2層速度よりも速い速度が得られていることから、この判断は一応の妥当性があるものと考えられる。

また第1境界面同様、時間断面を作成するにあたっては、往復走時 T_{AB} が必要となるが、本測定においては、1番震源と24番震源の組み合わせに往復走時は観測されていない。そのため、周辺の震源における走時との関係を考慮し、 $T_{AB}=0.28$ 秒と仮定した。

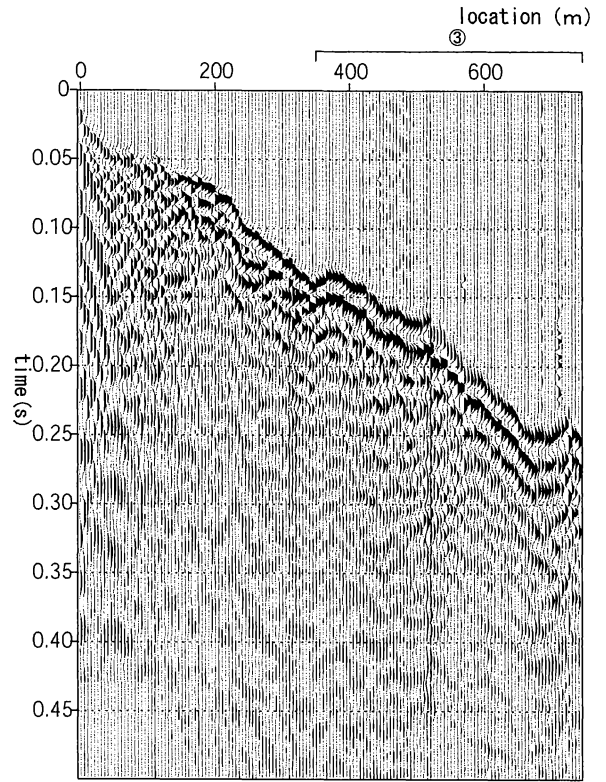


Fig.13. Example of common shot gathers which was used to produce time section of second boundary (shot number 1, shot location -13.3m).

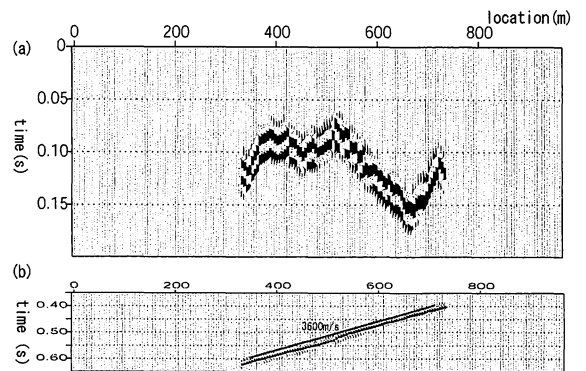


Fig.14. Time section of second boundary.

(a) Time section.

(b) Estimated velocity of third layer.

(7) 第2層の層厚

Fig.14a に示した第2境界面の時間断面は、各受振点の直下から受振点まで、第1層と第2層の両方を通過して波が到達する時間 e_x の往復である。そこで、Fig.11b の第1境界面の時間断面と Fig.14a 第2境界面の時間断面をクロスコリレーション演算することにより、第1層

の寄与を除去して e_x の往復のうち第2層のみを通過する時間を算出した。クロスコリレーション結果を Fig.15a に示す。

このクロスコリレーション結果に対して Fig.11c で算出した第2層の速度を用いることにより、第2境界面の深度変換を実施した。結果を Fig.15b に示す。これは、すなわち第2層の層厚を示していることになる。

(8) 速度層断面の作成

Fig.12 で第1境界面の標高を決定し、Fig.15b で第2層の層厚を決定することができたので、両者のコンボリューションを計算することで、調査地の速度層断面を作成する。

Fig.16 に調査地の速度層断面を示す。Fig.16a の断面図を作成するにあたっては、第1境界面、第2境界面ともに Stolt(1978)のマイグレーション処理を実施している。Fig.16a の各境界面に相当する波のゼロ位相をトレースすることで作成した解釈図が Fig.16b である。

以下、Fig.16b に基づき調査地の地盤状況の概略につ

いて触れる。先述のように調査地は新鮮層を基盤とし、その上位を弱風化層、強風化層が覆う3層より構成されている。そのうち風化の影響を受けていない新鮮な層の弾性波速度は3600m/sと推定される。新鮮層は概ね地表面より20~30mの深度での出現が予想され、箇所にもよるが尾根部で深く、谷部で浅い傾向が見られる。

新鮮層の上位を弱風化層が覆うが、この弱風化層については距離呈550~680m付近や780mより終点側などのように部分的に低速度を示す箇所はあるものの、概ね3200m/s程度の弾性波速度を示している。距離呈350m付近より起点側および750m付近より終点側については、得られたデータだけからでは新鮮層と弱風化層の境界は確認できないが、弱風化層は15m程度の層厚を有しているようである。

弱風化層の上位を覆う強風化層の弾性波速度は、地点により違いはあるものの、主に700~800m/s程度の弾性波速度であり、土砂状ないしは礫状に風化した地盤状況が予想される。強風化層の層厚は数m~20m程度で、やはり尾根部で厚く谷部で薄い傾向が認められる。また起点側より終点側で、やや厚くなる傾向がある。

4. 解析結果の考察

本研究では、屈折法弾性波探査の実記録に対して、「コンボリューション法」を適用して解析を実施した。

コンボリューション法は、屈折法弾性波探査の解析手法の中でも比較的歴史の浅い解析法で、まだその解析手順は確立されているという訳ではない。本研究では、ミュート処理により初動付近の波形を抽出し、コンボリューション結合を行うという手順で時間断面を作成した。

これを深度変換することで第1境界面の標高と第2層の層厚を求め、当初より想定していた三層構造の速度層断面を作成することが可能となった。

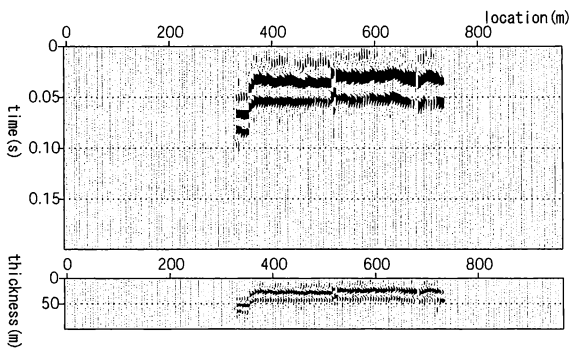


Fig.15. Thickness of second layer.

- (a) Normal two-way travel time in the second layer.
- (b) Thickness of second layer.

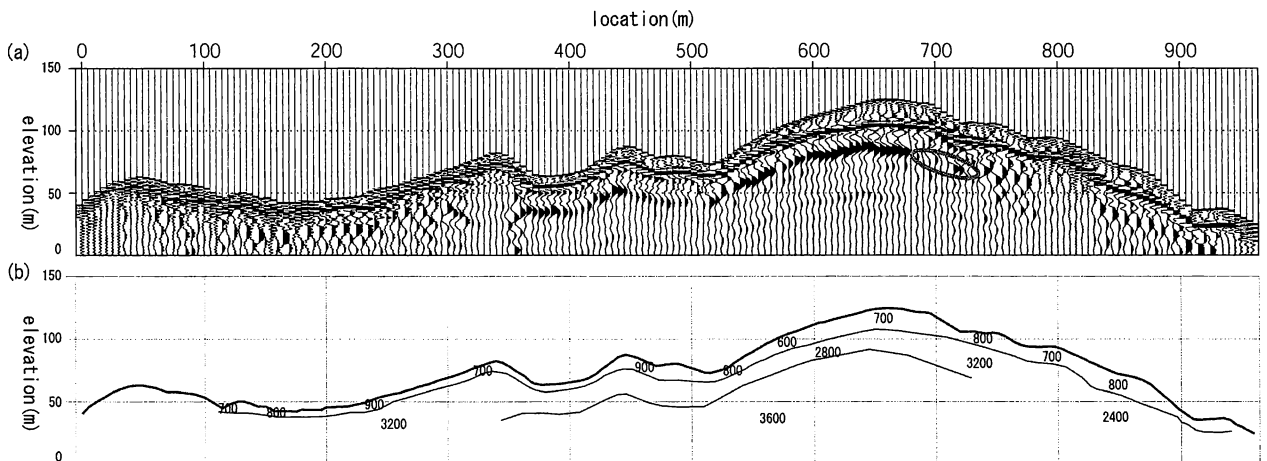


Fig.16. Velocity cross section of investigation site.

- (a) Depth section. (b) Interpretation section.

Fig.16b より見てとれるように、本手法で表現された層構造は、トモグラフィ的解析により得られるような速度コンターとは異なり、従来法である「萩原の方法」との対比が比較的容易である。

ただし、Fig.16a と Fig.16b を比較すると、例えば第 2 境界面の距離呈 680m から 730m について(図中の楕円で囲んだ部分)は、コンボリューション結果では明瞭な振幅が認められていない。これは該当する箇所、収録した原記録の S/N 比が低かったなど品質の問題を示唆する。

また第 2 境界面の距離呈 510m 付近で、位相の不連続が認められる。この不連続は Fig.15 で、より顕著である。同様の不連続は第 1 境界面でも生じていることから、これは受振点オフセットや位置出し上のずれ、あるいは受振器の設置不良などの可能性を疑うことができる。本研究では、課題の有無を言及するに留めるが、この問題は、例えば棄却・補正などの措置を講ずることにより回避することも可能となる。

ところで、弾性波探査結果の分解能は、収録された波形記録の波長と関連性があることは多く指摘されることである(物理探査学会, 1998)。この意味で、Fig.16a の距離呈 100m から 350m 付近の第 1 境界面のように波のピークとピークが近接して、複数の波形が見える箇所は、分解能がほぼ限界に近いと考えてよいのかも知れない。逆に距離呈 500m から 700m 周辺のようにピークが十分に離れていて波形が分離されて見える箇所の信頼性は、ある程度高いと考えられそうである。波長と分解能の関係については、現時点では十分な検討はできていないが、今回の結果を見ると、将来的にはこれらの関係に関して、より詳細な議論が期待できそうである。

従来法である萩原の方法では、想定断面をあたかも確定されたかのような、推定線で表現することが多かった。このような推定断面では取得された波形記録や、処理過程における品質の議論にまで踏み込むことは困難である。この点に関しては、コンター表示されたトモグラフィ的解析についても同様のことが言える。本研究で用いた手法は、先述した原記録の S/N 比の問題や位相の不連続、あるいは波長と分解能の関係などデータの品質の議論に供することができる点が特徴的な点であると考えられる。

また、今回の解析では適用しなかったが、データの品質を向上させる為に、複数データの重合処理が考えられる(de Franco,2005)。これは同じ屈折境界面を通過してきたデータが複数個数取得されている場合には、これらのデータに適当な時間差を与えて、重合処理を行うことで、ノイズが散在する場合には S/N 比の向上が期待できる。

5. おわりに

これまで実際に解析を進める中で、明らかになったコ

ンボリューション法の特徴を以下に列挙することで、本研究のまとめとする。

①「萩原の方法」「トモグラフィ的解析法」に代表される従来の屈折法弾性波探査においては、まず初動走時を読み取った後に解析が開始される。このため解析結果の品質が、初動走時の読み取り精度に大きく依存し、解析途中において再度初動読み取り作業まで戻る場合が多い。萩原の方法においては、初動読み取りは解釈作業の一部とも考えられるが、トモグラフィ解析においては、走時データは正しいとして解析が始まるため、解析結果の品質に与える読み取り誤差の影響を評価することは困難である。

一方本研究で紹介したコンボリューション法は、観測記録自体に屈折法探査の解析操作を実施していると考えることが可能である。このため観測波形の特徴を保存して処理が行われるため、処理結果を基に解析パラメータや、データ自体の品質に関しても吟味することが可能となった。

②最近屈折法弾性波探査において専ら利用されている「トモグラフィ的解析」では、地盤の速度値が連続的に変化するような表現をしていることが多い。しかし、この表現法は萩原の方法などによる従来の使い慣れた屈折法弾性波探査結果の表現と相容れない。このため探査結果を吟味するうえで不便であるとの指摘もある。今回適用した手法では、地盤を速度の異なる層構造として表現するという手法に立脚しているため、蓄積されている既存の弾性波探査結果と対比することが可能となる。

③近年のパソコン技術の発達により、かつての大型計算機を凌駕する計算能力を、一人一台使用することも可能となりつつある。また、主として反射法弾性波探査を目的としてではあるが、豊富な種類の波形処理を実施できる弾性波探査解析用ソフトパッケージも無料で配布されている(Hall,2010)。これらの計算機技術のハード・ソフト両面の進歩により、デジタル収録された波形記録に対して、波動論を基礎とする高度な波形処理を誰もが適用することが可能となった。本手法はこれら波形処理ソフトを使用するのに適したものであり、本研究の解析は全てコロラド鉱山大学の Seismic UN*X(Norman,2001)により実施した。

参 考 文 献

- 物理探査学会(1998)：物理探査ハンドブック 2 手法編 第 1 章・第 4 章，物理探査学会，東京。
- 物理探査学会(2005)：物理探査用語辞典，愛智出版，東京。
- de Franco,R.(2005)：Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section, *Geophys. Prosp.*, **53**, 335-348.
- 萩原尊禮(1951)：物理探査法 増補版，朝倉書店，東京。

- Hall, M. (2010): The future is open for business: open source tools for geoscientist, *First Break*, **28**, 119-123.
- 羽竜忠男・伝法谷彰人(2001):高密度屈折法地震探査における最適インバージョン, *物理探査*, **54**, 1-20.
- 林宏一・斎藤秀樹(1998):高精度屈折法地震探査の開発と適用例, *物理探査*, **51**, 471-492.
- 増田秀夫(1992):地震探査屈折法における解析手法とその発展, 土木春秋社, 東京.
- 松岡俊文・林徹明・芦田譲(1999):屈折境界面のイメージング法, *物理探査学会第100回(平成11年春期)学術講演会講演論文集*, 51-54.
- Matsuoka, T., Taner, M.T., Hayashi, T., Ashida, Y., Watanabe, T. and Kusumi, H. (2000): Imaging of refracted waves by convolution, 70th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1311-1314
- 三木茂・吉田幸信・井上浩一・中川浩二(2002): トモグラフィ的弾性波探査手法によるトンネル地山調査の評価, *土木学会論文集*, **707/IV-55**, 111-124.
- Norman, B., Jack, K.C. and John, W. S. Jr. (2001): CWP/SU Seismic Unix Release 42 a free package for seismic research and processing, Center of Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Palmer, D. (2001): Imaging refractors with the convolution section, *Geophysics*, **66**, 1582-1589.
- 佐々宏一・芦田譲・菅野強(1993):建設・防災技術者のための物理探査, 森北出版, 東京.
- Stolt, R.H. (1978): Migration by Fourier transform, *Geophysics*, **43**, 23-48.
- 田治米鏡二(1994):弾性波動論の基本, 槇書店, 東京.
- Taner, M.T., Matsuoka, T., Baysal, E., Lu, L., and Yilmaz, O. (1992): Imaging with refractive seismic waves, 62nd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1132-1135.

Analysis of refraction seismic survey using convolution product

Toshiyuki Kagawa *, Toshifumi Matsuoka* , Takao Aizawa ** and Tetsuaki Hayashi*³

ABSTRACT

Seismic refraction survey has a long history in order to obtain the subsurface structures and velocity distributions. Among the many methods proposed to analyze the refraction survey data, the Hagiwara's Method (the reciprocal method) is the most popular and well adopted method. However, the analyzed quality of the reciprocal and most other methods highly depends on the first arrival times picked at first stage. In this paper, we discuss a method for imaging refraction interfaces by using convolution method that does not require picking of first break times. We use the properties of convolution and correlation operations such as the convolution becomes summation of time delays and correlation becomes subtraction of time delays in the case of two pulses. Using these properties, the reciprocal method can be performed by convolution of the initial arrival portion of the forward and reverse profile traces of refraction survey. Since the picked values of the first arrival times control the quality of analyzed results in refraction survey, picking is not the mindless job, and the re-picking is often demanded in analytical stage. On the other hand, the advantage of convolution method is that picking the first arrival is not required. In addition, it became possible to discuss the data quality in detail, based on the convolved result. In the present study, we actually adopted to analyze data by the convolution method. As a result, above mentioned merits of proposed method were confirmed.

Keywords: seismic refraction survey, Hagiwara's method, convolution product

Manuscript received July 23, 2010; Accepted October 7, 2010.

* Department of Urban Management, Kyoto University
Kyoto University Katsura, Nishikyo-ku, Kyoto, 615-8540

** Sunco consultant Co., Ltd.
1-8-9, Kameido, Koto-ku, Tokyo, 136-8522 Japan

*³ Inpex corporation
Akasaka Biz Tower 5-3-1 Akasaka, Minato-ku, Tokyo
107-6332 Japan

A part of this paper was presented at the 111th SEGJ fall conference, 2004.