

極浅層反射法地震探査に基づく高清水断層の北方延長の検証

中村 洋介* 長谷見 晶子** 岡田 篤正***

キーワード：砺波平野、高清水活断層、反射法地震探査、活断層の長さ

1. はじめに

一般に、活断層が地震を起こした場合の地震の規模は地表における断層の長さに比例すると考えられている(松田、1975)。したがって、活断層の長さを正確に把握することは将来的に発生する大地震の規模を推定する上で非常に重要なことである。また、断層の長さを含めた活断層に関する詳細な情報を正確に求めることによって活断層周辺の自治体の防災計画に資することが可能になる。

上述のように活断層の長さや地震の規模には相関がある一方で、地震後すぐに洪水等で新しい堆積物が活断層の上を覆ってしまったために断層による地表の変形が現存せず、断層が延長するのかがどうか不明な活断層が数多く存在するのも事実である。

本研究ではこのような条件を満たす富山県の高清水断層において掛けや打ちによる反射法地震探査を実施して、

断層が北方に延長しているかどうかの検討を行ったので以下に報告する。

2. 高清水断層について

本研究の調査地域である砺波平野は富山県西部に位置し富山湾に臨む平野である(図1)。砺波平野と周辺の山地、丘陵地との境界には北東-南西走向の逆断層が存在する(竹村、1978; 藤井・竹村、1979)。特に、砺波平野南部において平野の西縁を限る法林寺断層および東縁を限る高清水断層は、河成段丘面を累積的に変位させていることから、第四紀後期も活動していることが知られている(中村、2002; 堤ほか、2003)。

従来、高清水断層は南部砺波平野東縁に沿って、大鋸屋から金屋にかけての長さ約12kmの活断層であるとされていた(活断層研究会、1991; 図2)。その後、東郷(2000)は大縮尺空中写真の判読により、井波市街地付

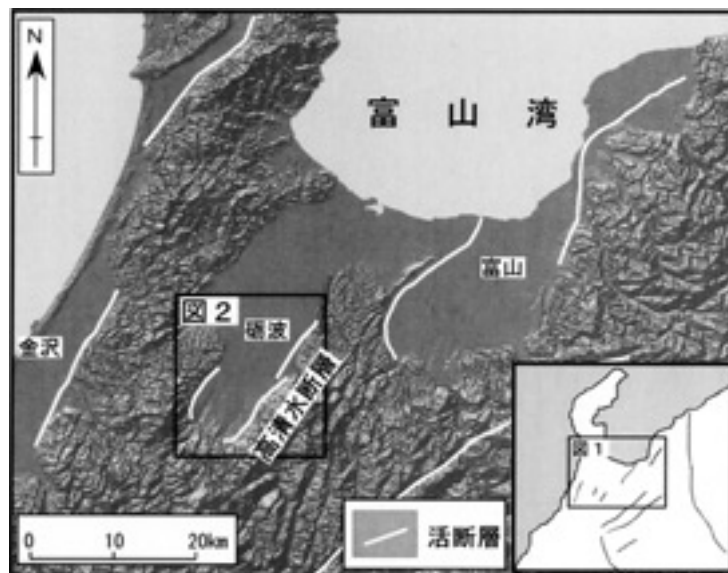


図1 北陸地方の地形と活断層

* 立正大学地球環境科学部

** 山形大学理学部

*** 立命館大学歴史都市防災研究センター



図2 砺波平野の活断層

近において従来考えられていた高清水断層の断層線よりも数100m 平野側で中～低位段丘面が変位していることを明らかにした。また、東郷 (2000) はこの断層が砺波市徳万新付近の中位段丘面を変位させる撓曲崖に続く可能性が高いことを述べている。

3. 反射法地震探査

3-1 P波反射法探査について

弾性波を用いる反射法地震探査は地下の構造を知る方法としては最も有力な物理探査法の1つであり、探査深度や分解能の良さなど数々の特徴を備えている。密度と弾性波速度の積である音響インピーダンスが異なる境界面で弾性波は反射・屈折する。この境界面で反射した波を地表に設置したセンサーで観測することによって地下の境界面の分布形態を調べるのが反射法地震探査である (物理探査学会、1989)。一般に、反射法で用いられる弾性波は、実体波で最も伝播速度が速いP波であり、本研究においてもP波を利用した。

3-2 観測の目的と観測機器

本研究では断層の北方延長に関する検証を行なうことを目的として、活断層の極浅層 (深度100m 以下) における形態 (地層の変形、分布、地震波速度による相関等) を調べるために、反射法による弾性波探査を実施した。

探査実施期間は、2000年10月24日～11月1日で、震源に掛け矢 (重量約4 kg) を用い人力で地面を直接ショットした。

観測および解析には応用地質株式会社製 McSeis 1500システムを使用した。McSeis1500システムは波形の入力や調節を行うエンハンスユニット、実際に波形を表示するディスプレイユニット、波形をフロッピーディスクに記録するディスクユニットの3つの部分から構成されている。電源には12Vの自動車用蓄電池を3台使用した。エンハンス・ユニットは入力に12チャンネルであり、ダイナミックレンジは12ビットである。センサーは固有周期28Hzの垂直成分の地震計を使用した。

3-3 測線の説明

高清水断層は井波町藤橋付近で平野側に派生し、井波市街地を抜けて庄川対岸の東砺波丘陵に達すると推定されるが (東郷、2000; 図2)、示野以北のIV面より若い地形面には地表変位は現れてはいない (図3)。なお、示野付近に分布する河成段丘面の形成年代はそれぞれ、4万年前 (I面)、2万年前 (II面)、1.5万年前 (III面)、1万年前 (IV面)、完新世 (V面) と推定されている (中村、2002)。

これらの面に変位が現れていない理由としては次の2つの理由が挙げられる。1つ目の理由はIV面形成以降に地震は起こっていないという可能性で、もう1つの理由

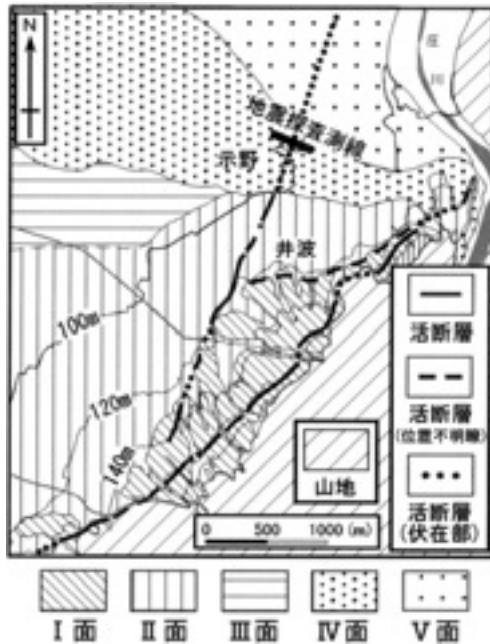


図3 探査測線周辺の地形と活断層

はIV面形成以降にも地震は発生しているが、変動崖が河川の埋積により残されていないという可能性である。

これらの可能性を検証するために、IV面以下の面で弾性波探査を実施しようと試みたが、井波における高清水断層走向の延長から考えて、推定伏在断層の走向方向の誤差を少しでも減らすために、井波に近いIV面上の示野に測線を設定した。本測線における反射法探査の測線長は312m (180ショット) である (表1)。

3 - 4 観測の手順

本研究では、図4のように機器を配置し観測を行った。ここで、発振点から一番手前のセンサー (1回のショットを12個のセンサーで受振する) までの距離をオフセット距離、センサーの設置間隔をセンサー間隔という。この場合、点で発生した波は地下の反射面で反射した後、各センサーで受振され記録装置によって記録される。各発振点では、ショットの回数をN回行って、波を重ね合わせたもの (スタック) を記録する。これによって波を増幅させることができ、ノイズを取り除くことができる。

表1 観測パラメータ

観測手法	反射法	発振点総数	180点
測線長	312m	重合数	2 ~ 3 × 3回
震源	掛け矢打ち	受振点間隔	1.5m
オフセット	40.5m	受振点総数	180点
発振点間隔	1.5m	チャンネル数	12ch

実際の観測では、波形が記録された後、次のデータを得る際にはショット点とセンサーをセンサー間隔1個分だけ平行移動させ同じ観測を繰り返す、という作業を行った。

3 - 5 処理の方法

本研究では観測で得られたデータを山形大学ワークステーションに転送し、その後、由田 (1993MS) の反射法プログラムに従って下記の手順で処理を行った。

・バンドパスフィルター

日本語では「帯域通過フィルター」とよばれ、このフィルターを用いることによって特定の帯域の周波数成分を持つ波だけを通過させることができる。弾性波は地中を伝播するとき、高周波成分がより大きく減衰するので、浅部では高周波までの広い帯域を通し、深部に移るに従い低周波側の狭い帯域を選択して通すフィルターを用いる方がよい。

・NMO補正

図5 Aは、ある共通反射面で反射した反射波の経路を表しているが、反射波は発振点と受振点間のオフセット距離が大きいくほど遅れて到達する。これらの走時のオフセットがゼロ、すなわち発振点と受振点が同一位置にある場合の走時に対する遅れをNMO (Normal Moveout) といい、図5 Bのようにこの遅れを補正しすべてのトレース (地震記録) をゼロオフセットの記録にすることをNMO補正という。

水平二層構造の場合の補正量 Δt は、

$$\begin{aligned} \Delta t &= T_x - T_0 \\ &= \{T_0^2 + (X/V)^2\}^{1/2} - T_0 \end{aligned}$$

であたえられる。ここで、 T_x はオフセット X での反射波の往復走時、 T_0 は垂直走時、そして V は地層の弾性波速度である。

また、NMOの補正量の式は近似的に、

$$\Delta t \approx (1/2 T_0)(X/V)^2$$

と、あらわすことができる。

すなわち、オフセットが大きいくほど、また垂直走時や速度が小さいほど補正量は大きくなる。

・CDP重合

ゼロオフセットに補正された反射波を重ね合わせて1つの波にすることにより、増幅を強調させることができる (図6 A)。この重ね合わせのことをCDP重合といい、重合トレースを並べると図6 Bのような

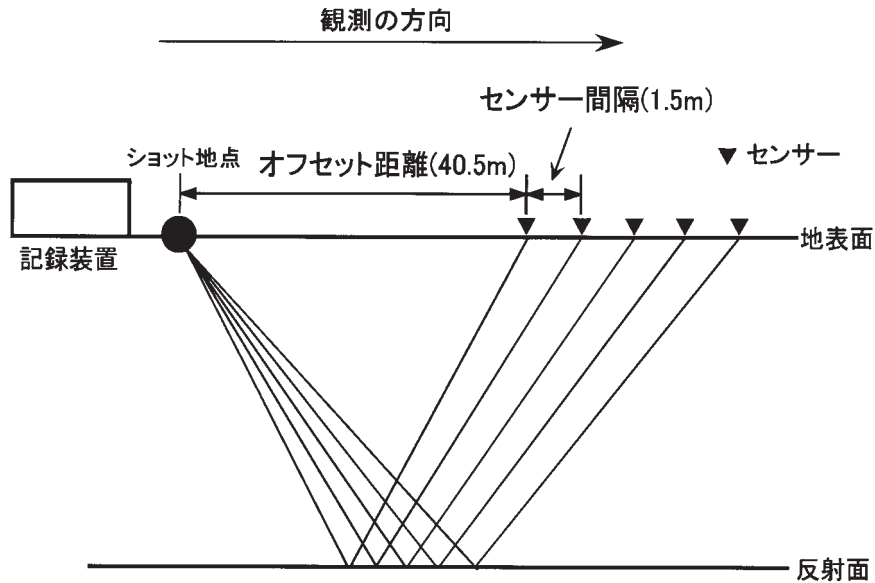


図4 測線の展開例

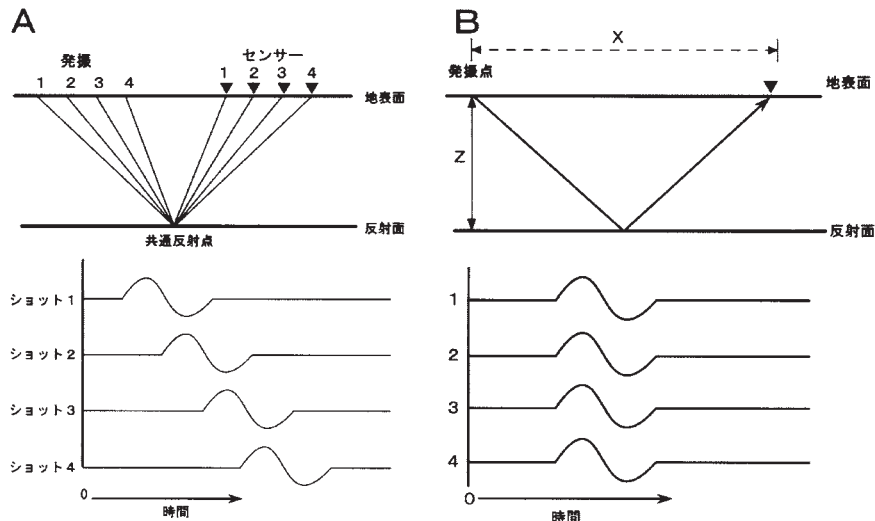


図5 A: 反射波の経路 B: NMO 補正

る。これを記録断面といい、これによって地下構造が推定できる。

・ AGC

振幅抑制法の一つで、1つ1つのトレース中の振幅を平均化するものである。これによって、以上に強い振幅を抑制し、弱い振幅を強調することができる。

4. 結果

図7は上述の処理を行なって得られた記録断面であり、図7Aに解釈を加えたものを図7Bに示す。なお、本測線におけるNMO補正速度は1.50km/s、バンドパスフィルタは80~150Hzである。なお、断面で記録が抜け

ている区間(センサー番号55番周辺およびセンサー番号60~70番)は記録波形が非常に不鮮明であるため除いた。

全体的に見ると、往復走時80ms以下ではやや西側下がりであるがほぼ水平方向の反射面が明瞭に現れている。また、センサー番号90番付近では往復走時50~90ms付近で反射面の食い違いが認められた。

5. 考察

本研究では井波付近における断層崖の延長上に反射法地震探査の測線を設定して探査を実施したが、センサー番号90番付近に反射面の食い違いが推定された(図7B)。センサー番号90番付近を境にして丘陵側の地層が平野側

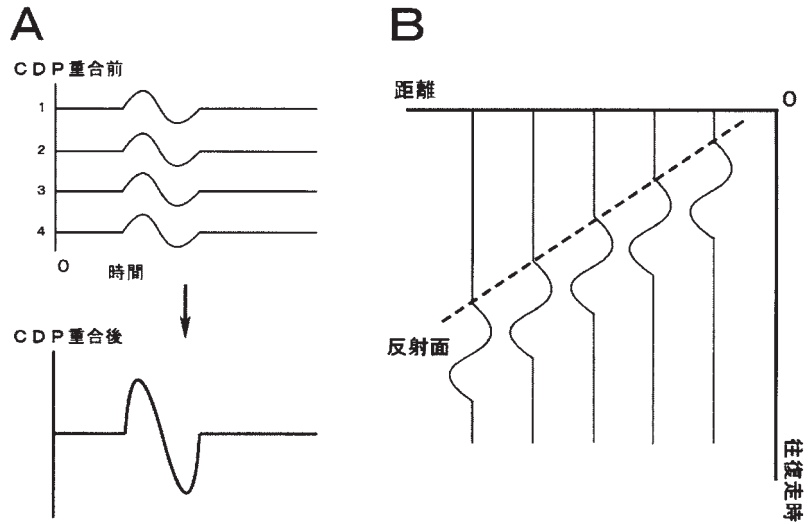


図6 A: CDP 重合 B: 記録断面

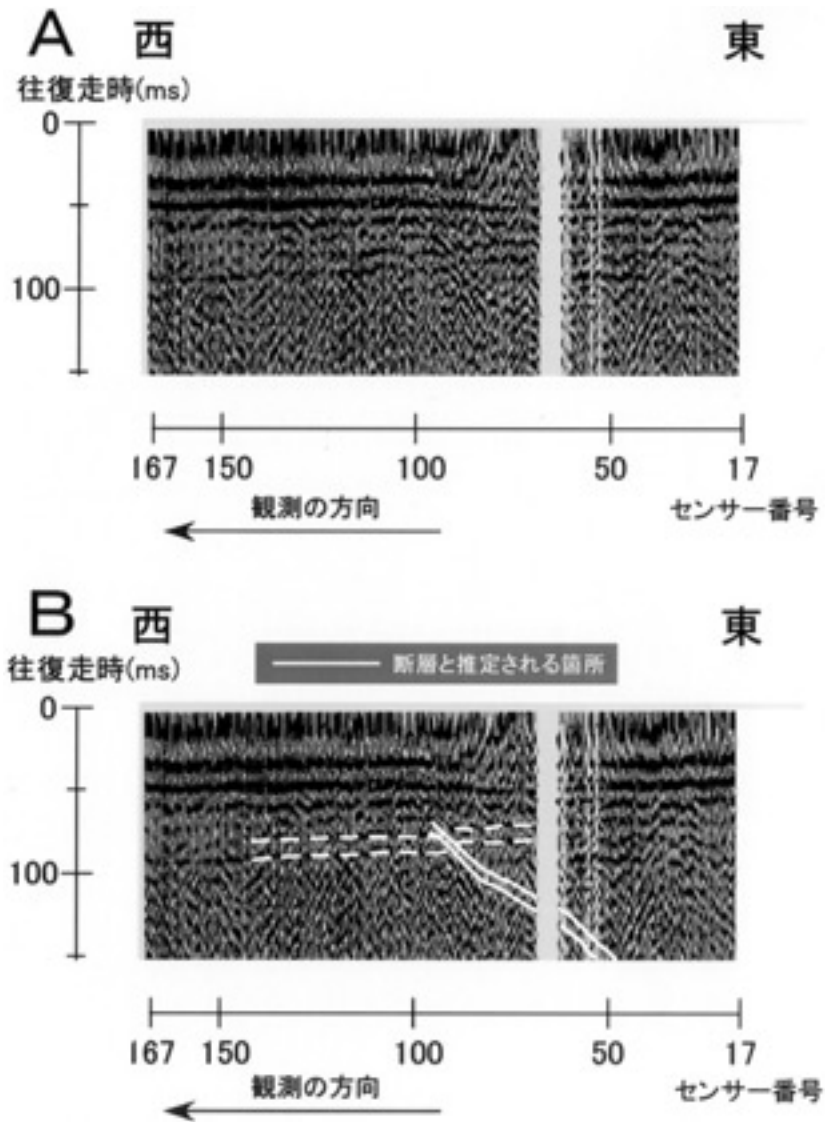


図7 反射記録断面 (Bは解釈を追加)

の地層に対して上昇していることから、変位の向きも想定される断層と一致する。また、反射断面図で推定された断層の位置が井波における撓曲崖の延長線よりもやや東側に現れたことも、井波よりも示野の方が低い段丘面であることから、断層が東傾斜であることを示唆している。

以上の結果から、高清水断層は地表に変位が及んでいない井波以北においても、少なくとも示野付近のIV面を変位させている可能性は高い。

ところで、地表に変位を伴う規模の地震を起こすためには一般的にマグニチュード7程度のエネルギーが必要であると考えられており(金田、2001)、またM7クラスの地震を起こす断層の長さは最低でも10km以上あることがこれまでの国内外の主要な地震において確かめられている。しかしながら、徳万新における地表の変形はわずか3km程であり、この地域の断層のみで独立した起震断層であるとは考えにくい。よって、本研究では反射法地震探査の結果ならびに地形学的特徴から高清水断層は井波の約8km北方の徳万新まで延長している可能性が高いと考える。

その場合、松田(1975)の式 $\log L = 0.6M - 2.9$ (ただし、Lは断層の長さでMはマグニチュード)に従うと、地震が発生した場合に想定されるマグニチュードは7.0となる(断層の長さが20kmの場合)。

引用文献

- 物理探査学会(1989): 図解物理探査, 239p.
- 藤井昭二・竹村利夫(1979): 富山県とその周辺地域の活断層・富山県地震対策基礎調査報告書, 39 - 72.
- 金田平太郎(2001): 地表地震断層の出現が地震被害に与える影響, 活断層研究, 20, 23 - 31.
- 活断層研究会(1991): 新編日本の活断層 - 分布図と資料 - . 東京大学出版会, 437p.
- 金田平太郎(2001): 地表地震断層の出現が地震被害に与える影響, 活断層研究, 20, 23 - 31.
- 松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 28, 269 - 283.
- 中村洋介(2002): 富山県砺波平野, 高清水断層および法林寺断層の第四紀後期における活動性. 第四紀研究, 41, 389 - 402.
- 竹村利夫(1978): 砺波平野南部地域の段丘変形. 地理学評論, 51, 721 - 729.
- 東郷正美(2000): 微小地形による活断層判読. 古今書院. 207p.
- 堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・中村洋介・金田平太郎・廣内大助(2003): 1:25000都市圏活断層図『砺波』. 国土地理院.
- 由田恵美(1993MS): OYO Mcseis-1500システム用の反射法プログラム. 山形大学理学部卒業論文. 31p.

The verification of northern extension of the Takashozu fault based on Ultra-Shallow Seismic Reflection Survey

Yosuke NAKAMURA^{*}, Akiko HASEMI^{**}, Atsumasa OKADA^{***}

^{*}Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

^{**}Faculty of Science, Yamagata University

^{***}Research Center for Disaster Mitigation of Urban Cultural Heritage, Ritsumeikan University

Abstract: The eastern part of the Hokuriku region, in the northern part of central Japan, is located in the marginal zone of the Eurasian plate and is bordered by the Hida Mountains and the Toyama Trough. The Tonami Plain is located on the southwest side of the Toyama Trough and lies between the Toyama Plain and the Kanazawa Plain and is bounded by NNE- and NE-trending reverse faults. The NNE-trending Takashozu fault is located along the western margin of the Imizu Hills, whereas the NE-trending Hohrinji fault is located along the eastern margin of the Kurikara Hills. These faults are characterized by fault scarps several meters high on late Quaternary fluvial terraces. However, the Takashozu fault breaks off at Inami and conceals under the Tonami Plain. So we carried out ultra-shallow seismic reflection survey to define the verification of northern extension verification of the Takashozu fault. Seismic reflection profile shows that the Takashozu fault runs to the north of the Inami and suggests that the Takashozu fault extends the Tokumanshin.

Keywords: Tonami Plain, Takashozu fault, Seismic Reflection Survey, Length of active fault