O-1

SAR 干渉画像にあらわれた 2014 年長野県北部の地震に伴う地震断層周辺の地表変動

○宇根　寛・中埜　貴元（国土地理院）

Surface deformation around surface rupture associated with the Northern Nagano Prefecture earthquake in 2014 identified by SAR interferometry

○Hiroshi UNE and Takayuki NAKANO (GSI)

1．はじめに

2014 年 11 月 22 日に長野県北部を震源として発生した Mj 6.7（Mw 6.2）の地震（以下，「2014 年長野県北部の地震」という）に伴って神城断層（澤ほか，1999；東郷ほか，1999）に沿って出現した地表地震断層（廣内ほか，2014；勝部ほか，2014；岡田ほか，2014 など）の周辺について，国土地理院の SAR 干渉画像における地表変動を判読するとともに，現地調査や地中レーダ（Ground-penetrating radar：GPR）探査の結果と併せて，地表変動の原因について考察した．

2．調査の概要

国土地理院では，陸域観測技術衛星 2 号「だいち 2 号」（ALOS-2）（宇宙航空研究開発機構：JAXA）が観測した合成開口レーダー（PALSAR-2）画像（表 1）を分析し，5 つの SAR 干渉画像を作成し地理院地図により公開している．地理院地図を用いることにより，地形との詳細な比較ができるほか, 余震の震源分布や都市圏活断層図との比較を行うことができる. また, 現地調査と GPR 探査を 2015 年 5 月 12～14 日に行った.

地震前	9 月 29 日 11 時 29 分	9 月 30 日 11 時 48 分	10 月 14 日 11 時 48 分	10 月 2 日 12 時 30 分	9 月 19 日 23 時 44 分
地震後	11 月 24 日 11 時 29 分	11 月 25 日 11 時 48 分	11 月 25 日 11 時 48 分	11 月 27 日 12 時 30 分	11 月 28 日 23 時 44 分
衛星進行方向	南行	南行	南行	南行	北行
電波照射方向	右	右	右	左	右
入射角	61.8°	41.1°	41.1°	36.8°	38.9°

表 1　国土地理院が SAR 干渉画像作成に使用した PALSAR-2 画像の観測諸元（国土地理院 HP より）．日付はいずれも 2014 年.

3．調査結果と考察

SAR 干渉画像では，小谷村中土駅付近から白馬村青木湖付近まで，南北約 30km にわたり

干渉縞のパターンが急激に変化する境界線が見られる．その特徴と考察を地域ごとに示す．

1) 小谷村南部

小谷村南部では、干渉領域の中に干渉位相パターンの不連続線が見られる．このうち，小谷村泥崎地区及び千国地区において，中埜ほか(2015)は，地すべり性の変動とは異なる東側隆起の短縮性亀裂を報告している．その位置は地質断層として示されている姫川断層（中野ほか，2002）と一致しており，姫川断層の「お付き合い」変動が地表に現れたものとも考えられる．

2) 白馬村北部

白馬村塩島付近から飯森駅付近では，干渉縞の境界線が都市圏活断層図の神城断層とおおむね一致し，東側に広がる干渉縞パターンが神城断層の位置で断ち切られているように見える（図 1 の a の範囲）．この地区の地表地震断層を横切って GPR 探査を実施し，地表地震断層の傾斜角を推定したところ，塩島地区では 40～60 度，大出地区では 25～40 度であった．この範囲では比較的高角の地下の断層がほぼ高角のまま地表に達したと考えられる．

3) 白馬村南部

飯森駅付近から同村堀之内付近には，干渉縞パターンの境界線に沿って幅 200m 程度の南北走向の干渉縞が付加しているように見える（図 1 の b の範囲）．この縞は 3 本（3 周期分）観察され，約 36cm の東側隆起または西向きの変動があったと解釈できる．この範囲は地表で撓曲が認められる位置とほぼ一致していることから，この範囲に低角の地表地震断層が存在することを示していると考える．堀之内地区付近より南側では，堀之内地区から離れるにつれて干渉縞の間隔が広くなり，比較的緩やかな隆起または西向きの変動（水平距離約 500 m で 1 周期分（電波照射方向に約 12 cm）の変動）を示している．このような特徴は，地殺変動の様式が堀之内地区付近で急激に変化していることを示しており，地下の断層運動も堀之内地区の南北で変化していると考えられる．

4) 地すべり性地表変動

小谷村の中谷川流域や土谷川流域では不規則な半円形や馬蹄形の干渉縞パターンが多数見られる。この地域は地すべりの多発地帯であることから，これらは地震に伴う地すべりの再滑動などの地すべり性の地表変動を示していると考えられる．

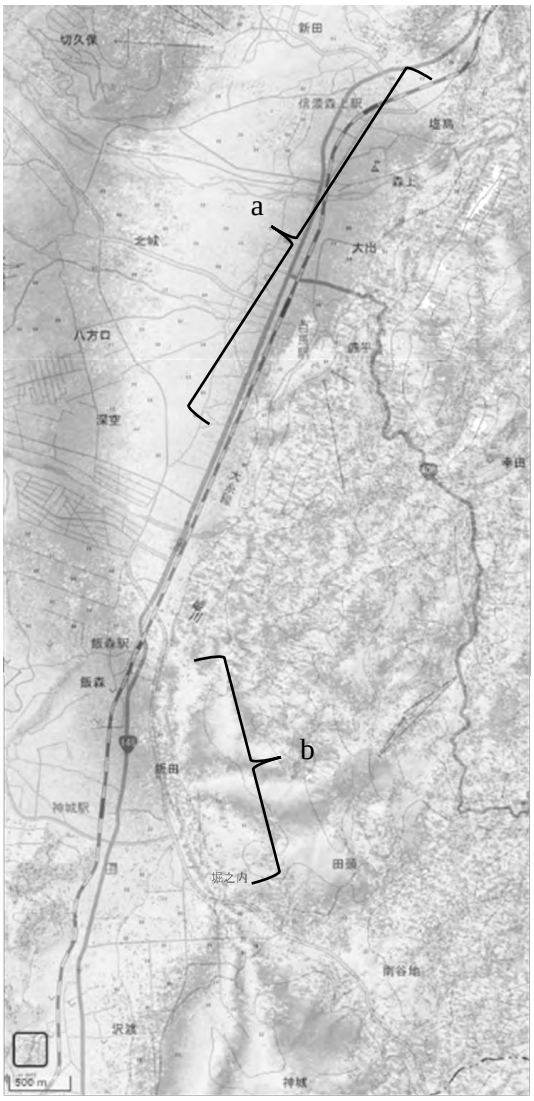

図 1　SAR 干渉画像（10/2～11/27 南行左照射）

O-2

2014年11月22日長野県北部の地震の地表地震断層と地震前後のLiDARデータに基づく地震時変位量

°石村大輔（東北大学）・遠田晋次・（東北大学）・向山栄（国際航業）・本間信一（国際航業）

Surface rupture associated with the 22 November 2014 Nagano-ken-hokubu earthquake and ground deformation estimated from the geomorphic image analysis based on LiDAR data obtained before and after the earthquake

Daisuke ISHIMURA, Shinji TODA, Sakae MUKOYAMA, Shinichi HOMMA

１．はじめに

2014年11月22日に長野県北部の地震（Mw 6.2）の地震が発生し，それに伴って糸魚川−静岡構造線活断層系の神城断層（澤ほか，1999；東郷ほか，1999）沿いに地表地震断層が出現した．東北大学では緊急地震調査を実施し，地表変状の記載およびマッピングを行った（Okada et al., 2015；石村ほか，印刷中）．地表地震断層は，既知の活断層である神城断層に沿うように出現し，総延長は9.2 km，一般走向はNNE-SSWであった．地表変位に関しては，おもに東上がり（最大 80 cm）を示し，主断層として東傾斜の逆断層が推定された.一部では,バックスラストと思われる西上がりの高角西傾斜の断層(最大80 cm)が主断層の東側に3条出現した．メカニズム解や余震分布をみる限りでは，主断層は45°〜60°のやや高角の断層面と推定され，地表付近の観察結果とは若干異なる．また，今後の南北への連鎖的な破壊や地下の断層構造を推定するためには深部の断層形状のモデリングが必要となる．そのために，干渉SARによる面的な拡がりをもつ地殻変動データが重要となるが，地震断層近傍の解像度に限界がある．そこで，筆者らは多時期のLiDAR計測データを用いて，地震時の地表変位分布の推定を行っている．本発表では，予察的な解析結果を報告する．

２．研究方法

地表地震断層沿いの変位量に関しては，レーザー距離計，ハンドレベル，折尺を用いて上下変位量及び水平変位量を測定した．位置情報は，ハンディGPS及びiPadなどGPS機能付きの機器を用いて測定した．

多時期のLiDAR計測地形に基づく地震時変位量の推定にはMukoyama（2011）の手法を用いた．使用したLiDAR計測地形データは2008年と2014年（地震直後）に撮影された1 mDEMである．地震前後のLiDAR計測地形データの解析から得られる変位量には，下記の変位が含まれていると考えられるが，本稿ではこれらを分離しない暫定解析結果を示す（図1）．①2008年LiDAR計測時から2014年11月22日の本震までの経年的変位．②2014年11月22日の本震による変位．③2014年11月22日〜地震後計測までの余効変動に伴う変位．また変位量の厳密な解析には，計測時期間に行われた電子基準点成果の改訂に伴う座標補正等が必要であるが，本稿では補正前の値を用い，断層周辺における地震

前後の相対的な変位量を示す.

３．結果と考察

図１に現段階での結果を示す．水平・鉛直変位量ともに 2014 年長野県北部の地震で地表地震断層が出現した部分で明瞭な変位量の差が認められる．特に最大変位を記録した城山では鉛直変位量が約 70～100 cm となり，観測記録と一致する．水平変位量に関しては現場では計測できなかったが，本解析結果から地表地震断層直近における上盤側と下盤側の相対的変位量は約 20～40 cm と推定された．同様に大出付近では，鉛直変位量が約 30～40 cm となり，水平変位量が約 20～80 cm と推定された．またバックスラストによる変位も現れているように見える．このように予察的な結果においても今回の地震時変位を明瞭に示すことができた．発表当日はそれまでに得られた解析結果を提示する予定である．

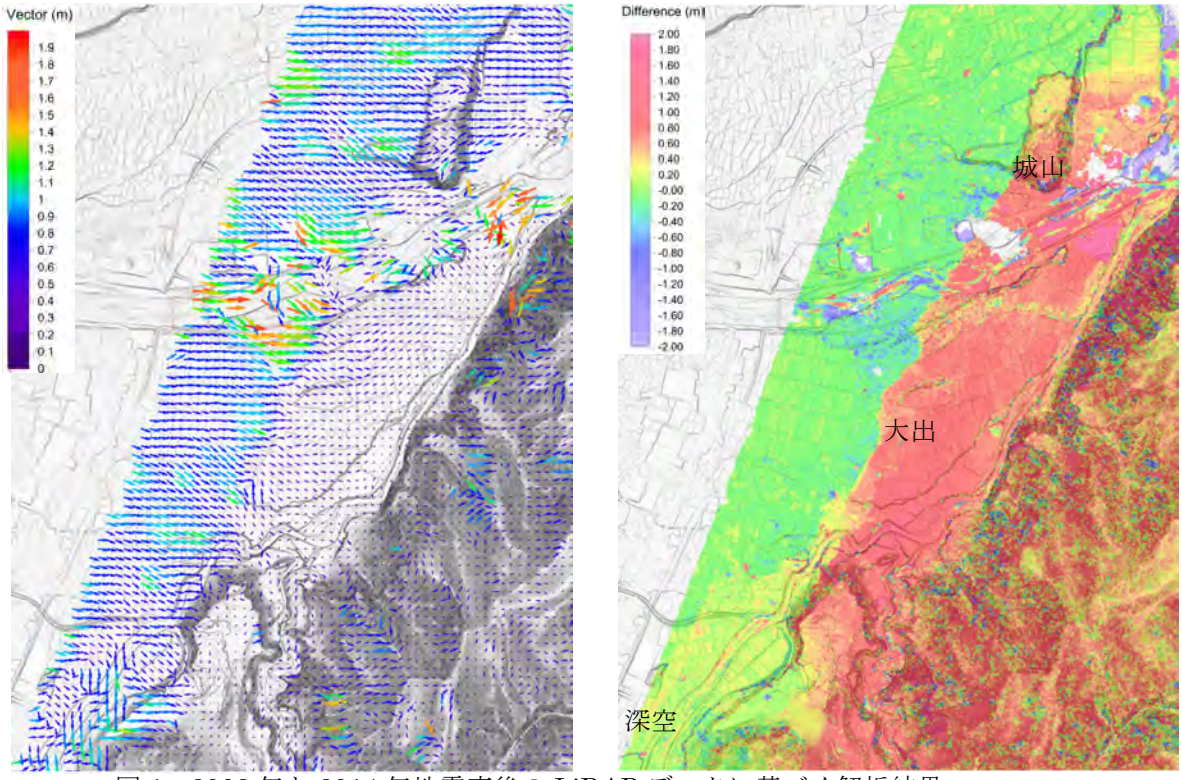

図 1．2008 年と 2014 年地震直後の LiDAR データに基づく解析結果
（左）水平移動量と（右）鉛直移動量

【謝辞】国土交通省北陸地方整備局松本砂防事務所には地震前後の LiDAR 地形計測データを提供いただいた．なお本研究の一部には，文部科学省委託業務「糸魚川—静岡構造線断層帯における重点的な調査観測（追加調査）」の経費を使用した．

【引用文献】石村ほか（2015）活断層研究，43，印刷中．Mukoyama（2011）Journal of Mountain Science, 8, 239-245．Okada et al. (2015) Seismological Research Letters, 86, doi: 10.1785/0220150052．澤ほか（1999）：1：25,000 都市圏活断層図「白馬岳」，国土地理院技術資料 D.1-No.368．東郷ほか（1999）1：25,000 都市圏活断層図「大町」，国土地理院技術資料 D.1-No.368.

O-3

神城断層近傍における地震イベント堆積物の年代

畠山幸司（信州新町化石博物館）

Age of earthquake-induced event deposits in an area around the Kamishiro fault ,Central Japan

Koji Hatakeyama (Shinshushinmachi Fossil Museum)

◆はじめに

神城断層近傍の長野県北安曇郡小谷村・長野市鬼無里には，大規模な地すべりや崩壊跡が多く分布している．大規模な地すべり等の誘因は地震か豪雨かにほぼ限定されるが，これらの地すべり等は地震が誘因となっている可能性が濃厚である．

本地域ではこれまでに大規模地すべり等の発生年代に関する研究が数多く行われ（小疇・石井，1998・畠山,2012 など），これらがいずれも歴史時代の中世の年代を示すことが明らかになっている．しかし，これまでの研究の多くは，^{14}C 年代測定の試料として木片や摩耗・破片化した樹幹（つまり流木）が用いられていて，死滅・運搬から埋没までの間に長い年月が経過していた可能性が高いため，歴史記録との対比や発生年代の相互対比を行う上では精度的に限界があった．精度の高い年代値を得るためには，流木よりも埋没年を反映しやすい葉や小枝を試料として測定するか，もしくはイベントによって転倒し速やかに埋没したことが明らかな樹幹を用いて ^{14}C ウィグルマッチングを行うことが有効である．

本報告では，地震を誘因として発生したと判断される奥裾花地すべりにおいて，堰止め湖の湖底堆積物中から２点の埋没樹幹を採取して ^{14}C ウィグルマッチングによる年代測定を行い，さらに最外年輪の生育状況に基づいて枯死した季節の判定を行った．また，同じく地震によって発生した真那板山崩壊において，湖底堆積物の基底部から小枝を採取して ^{14}C 年代の測定を行った．

◆地すべり・崩壊地形及びイベント堆積物の概要

調査地域を流れる姫川及び裾花川の渓流域においては，大規模な地すべりを起こすような豪雨が降れば土石流が発生する（例えば 1995 年 7 月の豪雨災害）．しかし，次の 2 つの地すべり・崩壊においては河道閉塞に伴う湖底堆積物の基底部付近に土石流堆積物が認められない．従って，地すべり・崩壊の誘因は地震である．

① 奥裾花地すべり

長野市鬼無里の奥裾花自然園周辺にある，長さ約 1.5km，幅約 1.5km の大規模地すべりである．奥裾花自然園近くの裾花川支流濁沢沿いに堰き止め湖の湖底堆積物が分布する．試料採取地点の層相は，巨礫大の旧河床礫（円礫）を覆う層厚約 40cm の中粒砂層・粘土質シルト層・粘土質粗粒砂層からなり，葉や小枝・埋没樹幹等の植物遺体が多く含まれる．

② 真那板山崩壊

長野県と新潟県の境界部に位置する真那板山で発生した幅 1,200mの大規模崩壊である．姫川流域の崩壊地上流側末端から約 900m 上流部に，地震発生時に右岸側から崩落した巨礫大の角礫を覆って，堰き止め湖底に堆積した層厚約 1m の粘土層が露出している．

◆分析試料と年代測定結果

①□奥裾花地すべりの埋没樹幹

堰止め湖の湖底堆積物基底部付近から，樹皮が完全に残る樹幹２点を採取した．1 点は 90 層の年輪を有しており(NIG-03)，そこから年輪５年分づつ計５点の試料を採取して ^{14}C ウィグルマッチングによる年代測定を行った．もう 1 点は 154 層の年輪を有しており(NIG-04)，年輪５年分づつ３点の試料を採取して ^{14}C ウィグルマッチング年代測定を行った．なお，90 層の年輪を有する樹幹については樹種の同定と枯死した季節の判定を行い，樹種がブナであり 10～3 月頃の冬期に転倒・枯死したことがわかった． NIG-03 の最外年輪の年代は，1σ暦年代範囲において 1541-1571cal AD(68.2%)，2σ暦年代範囲において 1537-1599cal AD(95.4%)であった．NIG-04 の最外年輪の年代は，1σ暦年代範囲において 1592-1612cal AD(68.2%)，2σ暦年代範囲において 1586-1626cal AD(95.4%)であった．

② 真那板山崩壊地の小枝

堰き止め湖の湖底堆積物基底部付近から径 2mm 長さ 2cm の小枝(MANA-01)を採取して ^{14}C 年代を測定した．その年代値は，1σ暦年代範囲において 1444-1480cal AD(68.2%)，2σ暦年代範囲において 1437-1513cal AD(87.2%)･1601-1617cal AD(8.2%)であった．

◆考 察

筆者はかつて，神城断層の近隣に中世に発生した大規模地すべり等が多数存在することから，これらの地すべりが中世に発生した同一の地震に起因する可能性を指摘していた（畠山,2012 など）．しかし今回の結果から，奥裾花地すべりについては，発生の誘因になった地震の発生時期が 16 世紀中頃～末の冬期であることが明らかになった．地震記録を参照すると，時期的には天正地震とほぼ合致するが，距離の隔たりが大きすぎるので，天正地震の前後に発生した別の地震と考えられる．

真那板山崩壊の起因となった地震については，2σ暦年代範囲の値から奥裾花地すべりと同一の地震に起因する可能性も否定できないが，15 世紀中頃～16 世紀初頭である可能性が高い．なお，後者の年代であれば，近隣において文亀元年 12 月 10 日（1502 年 1 月 28 日）に発生した「越後南西部の地震」の記録があるのでこれに対比される可能性がある．

今回，奥裾花地すべりの誘因となった地震については天正地震前後の地震ということが明らかになったが，真那板山崩壊の誘因地震については検討の余地が残った．また，近隣には他にも中世に発生した大規模な地すべり（岩下地すべり・小谷温泉地すべり・清水山地すべり）があるので，これらについても高精度の年代測定を進めていく必要がある．

謝辞：本研究は科研費奨励研究（課題番号 26916004）及び一般財団法人長野県科学振興会発明・研究費助成金の助成を受けたものです．

O-4

2014 年長野県神城断層地震が提起した活断層評価の課題

鈴木康弘（名古屋大）・渡辺満久（東洋大）・澤　祥（鶴岡高専）

Some important issues posed by the 2004 Kamishiro Fault Earthquake

Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.) , Mutsuhisa WATANABE(Toyo Univ.)
and Hiroshi SAWA(National Institute of Technology, Tsuruoka College)

Ⅰ はじめに

2014 年 11 月 22 日に発生した長野県北部の地震（長野県神城断層地震）M6.7 は、1995 年に地震調査研究推進本部（地震本部）が主要活断層を選び長期評価を行うようになってから、初めて主要活断層が起こした地震だった。LiDAR 差分により地震断層の全体像が明瞭に判明した初の地震としても注目される（Suzuki et al., 2015)。

地表地震断層が活断層に沿って出現したことから、当該断層の活動によるものであることは明白であったが、地震規模も活動区間も長期評価の結果とは異なった。また、事前に作成されていた活断層図と照合すると、地震断層の位置に多少のずれがある。さらに、堀之内地区においては震度７相当の強震動（鈴木ほか,2015、笠松ほか,2015）が発生したが、事前の強震動予測において十分予測されていなかった。本発表は、①活断層認定、②長期評価、③強震動予測の３点について、本地震が提起した課題を考察する。

Ⅱ 活断層認定の問題

事前に作成されていた大縮尺の活断層図としては、「都市圏活断層図」（東郷ほか,1999、澤ほか,1999)、糸静線重点調査結果（松多ほか,2006、鈴木ほか,2010）等がある。両者は概ね一致するが、細部に違いもあった。前者は震源断層をイメージする観点から、複数の断層線が併走する場合に、より活動的なトレースを重視して示す傾向があった。例えば、北部の塩島・大出地区においては北方への連続性および累積性が良好なトレースを、南部の堀之内地区では前縁断層を重視している。これに対し、糸静重点調査においては累積変位量を評価しようとした、断層線を網羅的に記した。このため北部ではさらに塩島地区に伸びるトレースも表記した。結果的に今回の地震断層はこれに沿ったため、都市圏活断層図に示されていない箇所に地震断層が出たことになったが、これは「活断層図に何を表記しようとするか」の意図の違いに依るところが大きく、また地図表記の問題もあるため、安易に当否を批評することは適切でない。

後者の地図の方がより多くの断層トレースを表記し、結果的に今回の地震断層に合致する。それでもなお、地震断層と位置のズレがある箇所もある。その主な理由は、①姫川沿いで極めて新しい時期に浸食作用が働き、断層変位地形が消失していたことによる。すなわち方法論の限界を考慮した「破線表記」が用いられていた。②人工改変の影響により撮影時期が古い航空写真でないと判読不能な変位地形もあった。米軍写真においては撮影コースによって、観察する角度や日陰の程度が異なり、新しい地形面に認められる微細な変位地形については見え具合が異なるということもあった。今回の地震は、従来の活断層図がほぼ正しかったことを証明したと言えるが、

さらに精度を高める上で多くの教訓を残した。

今回の地震後に航空写真を再判読したところ、次項で述べる活断層評価に関連して興味深い地形の存在が見出された。従来、断層変位を受けていると判断していた最新の地形面よりも新しい地形面に変位がある可能性を示唆するものである。これは、最新活動期は 1500～500 年前程度（おそらく約千年以上前）とする従来のトレンチ調査結果とは矛盾し、分布も限られるため重視されなかったのかもしれない。この点は、複数手法の結果を「総合判断」する場合に陥りやすい問題で、変動地形学的な知見を軽視すべきではないことを示している可能性がある。

Ⅲ 長期評価の問題

従来の長期評価においては断層全域が同時に活動するような大きな地震にしか言及せず、ひとまわり小さな地震発生に関する注意喚起が足らないことは従来から指摘されてきた（渡辺,2002,鈴木・熊木,2004、島崎,2008）。今回の地震を「ひとまわり小さな地震」と評することは可能であるが、問題はそれが「全域が活動する地震」の評価に関係するか否かである。すなわち、活断層評価の際に一回の断層活動（変位量）は分かることは少なく、累積変位量から一回の変位量や活動間隔を推定することが多い。そのため、再来する地震モデルをどう考えるかによって、地震発生予測が異なってくる。小さい地震が累積変位量に影響を与えない程度であればさほど問題が無いが、今回の地震断層の変位量は、予想された量の 3～5 分の一であるため無視できない。さらに、もしかすると今回程度の規模が神城断層にとっての固有規模である可能性すらある。

地震後のトレンチ調査により従来の評価より短い活動間隔である可能性が指摘され始めている。また、変動地形学的な再検討からもその可能性が示唆されている。本発表においては後者の事例を具体的に指摘する。

Ⅳ 強震動予測の問題

M6.7 の地震で堀之内地区に震度７が生じることは予測されていなかった。建物被害を調べると、ここでは断層上盤側において被害集中が見られ、その範囲は地盤が不安定な斜面に限らず平坦地にも及ぶ。また、逆断層の上盤側のため隆起傾向にあり、現河床は約 2 万年前の湖成堆積物からなる段丘面を比高 10m 以上掘り込んで流下している。下盤側にあたる神城盆地には最近 2 万年間の細粒堆積物が約 50m 堆積するが、堀之内地区は状況が全く異なる。

一方、北部の大出地区においては、建物被害率は相対的に低いが、地震断層直上の家屋は全壊している。地震断層が通過した蕨平においても、断層直上の家屋はズレによる変形を被ったが、被害率は少なかった。大出も蕨平らも粗粒堆積物からなる扇状地性の地形面上である。

地震断層が出現した大出地区と、地震断層からは数百メートル離れた堀の内地区を比較すると、一見、被害の大小は地震断層からの距離ではなく地盤条件による、と判断されやすく、すでにそのような論考は多い。しかし「震度７」という特異な現象の原因をそのような解釈で済ませて良いのだろうか？ 軟弱地盤のせいであれば神城盆地内の方被害が大きくなったはずである。

地震前後の航空写真を測量することにより地盤変位を検証すると、堀之内地区は低角逆断層面の上盤側としての変位が起きていた（神谷ほか,2014）。震度７が、逆断層上盤でのみ生じていることは注目に値する。また神城盆地東縁の断層は複数の分岐断層の形状を示し、最も東方の断層線は堀之内地区に接し、また逆向き断層が集落内を縦断している。こうした状況をさらに地下探査やボーリング調査により検証し、大出と堀之内での震度の違いについて、断層面の形状と地震動の地盤増幅効果の双方から再検討する必要がある。

O-5

地磁気永年変化を用いた三方湖 MK09 コアの 地震イベント層準の高精度年代推定

○加藤茂弘（兵庫県立人と自然博）・兵頭政幸（神戸大）・石村大輔（東北大）・
岡田篤正（京都大名誉教授）

High resolution age estimation of earthquake event horizons in the MK09 core at Lake Mikata, central Japan, using paleomagnetic secular variations

Shigehiro KATOH, Masayuki HYODO, Daisuke ISHIMURA, Atsumasa OKADA

1．はじめに

活断層が引き起こす大地震の長期予測の精度向上には，過去の大地震の発生年代を高精度で数多く明らかにすることが重要である．しかし，トレンチ調査のような手法により過去の複数の大地震の記録を明らかにすることは一般に困難であり，近年では大地震に伴う地殻変動や強震動などが原因となって堆積した地震イベント層準を識別し，その年代から大地震の発生年代を推定する Off-fault 古地震学調査が試みられている（丹羽ほか，2009 など）．これらの研究では，イベント層準の識別手法とともにイベント層準の年代推定法も重要な役割を占めているものの，多くの研究で，限られた層準の ^{14}C 年代値や年代指標テフラに基づく年代モデルがイベント層準の年代推定に用いられているにすぎない．

一方，連続的に堆積している地層に詳細な時間軸を設定する方法として，地磁気永年変化を用いた古地磁気年代測定がある．日本においては，考古地磁気や湖沼堆積物などの堆積残留磁化を用いて，過去 1.16 万年間の地磁気永年変化曲線が構築されている（兵頭・峯本，1996；Ali *et al*., 1999）．この磁気層序に基づいて，大阪府の狭山池堆積物では液状化跡や洪水イベント層の年代が求められ（内山ほか，1997），三重県鳥羽市の湿地堆積物中に挟在する津波堆積物の年代が明らかにされた（岡橋ほか，2001）．これらの研究は定方位試料の古地磁気測定によるものであるが，多数のイベント層準を含む一般の長尺コアでは定方位試料の採取が困難であり，伏角の永年変化のみが古地磁気年代の推定に利用できる．

福井県の三方湖東岸で 2009 年に採取された長さ約 60m のボーリングコア（MK09 コア）では，約 8 万年前以降に少なくとも 7 つの地震イベント層準が識別され，年代指標テフラと 18 層準の ^{14}C 年代値に基づいて，それらの年代が推定された（石村ほか，2010）．近隣で掘削された約 100m 長のボーリングコア（NEXCO コア）では約 1.5 万年前以降にさらに 2 つの地震イベント層準が指摘され（Katoh *et al*., 2013），それらは MK09 コアでも識別できる．本研究では，MK09 コアの古地磁気測定を行って伏角の永年変化を明らかにした．そして，テフラ層序や ^{14}C 年代測定に加えて伏角の永年変化に基づく磁気層序対比を組み合わせることから，2 つの地震イベント層準の高精度年代推定の可能性を検討した．

2．試料と方法

MK09 コアは，三方断層帯の活動による沈降イベントに対応した 8 つの上方粗粒化ユニットから構成される．NEXCO コアで確認された 2 つの地震イベント層準（上位より Event A, Event B）は，MK09 コア最上部のユニット 8 においても，泥炭質の陸成層からシルト～粘土の湖底堆積物へと層相が急変する層準として確認される．

古地磁気測定用試料は，深度 4.6m 以深の泥炭や泥炭質粘土，粘土～シルトを対象とし，半割したコアの中心線に沿って 5cm ないしは 10cm 間隔を基準に 7cm^3 のポリカーボネイト製キューブを押し込んで採取した．試料総数 384 個の中から 20 個の試料を選び，神戸大学の交流消磁装置と超伝導磁力計を用いて 13 段階（0，2.5，5，7.5，10，15，20，25，30，40，60，

80, 100mT）の段階交流消磁を行った結果，大多数の試料で 60mT までの段階交流消磁により特徴的磁化成分（ChRM）が得られることが分かった．このため，残りの試料は60mTまでの11段階の段階交流消磁を行い，主成分分析（Kirschvink，1980）によりChRM を決定した．ChRM は，原点に向い減衰する磁化方位を，2.5～60mT の範囲で4段階以上連続する条件（誤差角 15°未満）で求めた．

3. 結果および考察

384試料中の382試料からChRMを得た．定方位コアでないため偏角は大きくばらつくが，伏角は一部の層準を除き 30～60°の範囲で変化しており，永年変化を反映していると判断される．上方粗粒化ユニットの下部～中部のみから試料採取したため，古地磁気データはユニット境界を挟んで断続的である．それにもかかわらず，深度60mまでの伏角の変化には長周期の変動とスパイク状の伏角の急増・急減など，琵琶湖 200m コアから得られた約 6 万年前以降の伏角変化（兵頭・峯本，1996）との類似性が認められ，MK09 コアの ^{14}C 年代値や年代指標テフラが，後者の年代軸の向上に役立つ可能性が示唆される．

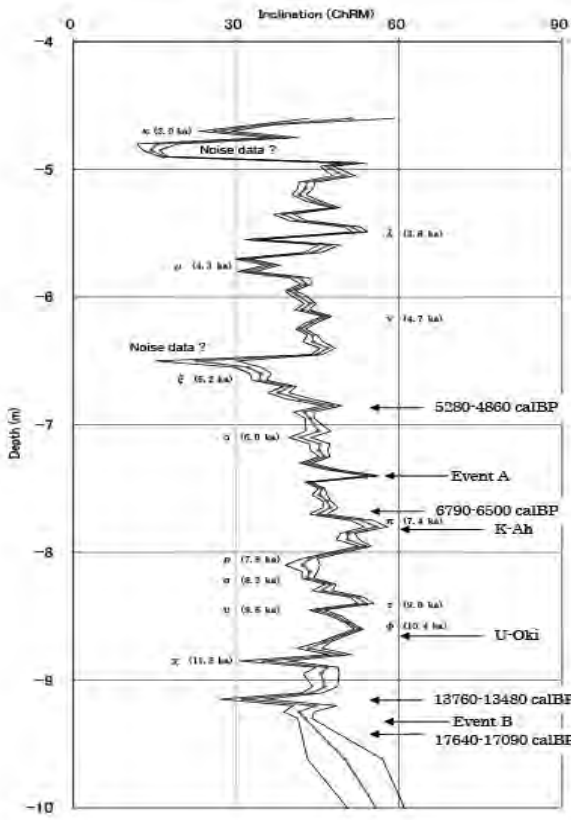

図1　MK09 コア上部（深度 4.6～10.0m）の伏角の永年変化と 2 つの地震イベント層準

U-Oki や K-Ah の層準と ^{14}C 年代の較正暦年代（cal BP；2σ誤差範囲）は石村ほか（2010）に基づく．20°未満の低伏角を示す層準は、コア採取時の撹乱による影響が考えられる．

深度 10.89m 以浅のユニット 8 においては，深度4.6m以深の伏角の変化と2つの地震イベント層準との関係が明らかになった（図1）．ユニット 8 には K-Ah と U-Oki の 2 層の広域テフラが挟まれ，7 層準で ^{14}C 年代値が得られている．このためテフラ層準や ^{14}C 年代値を考慮したうえで，MK09 コアの伏角変化を日本の過去 1.16 万年間の伏角変動（兵頭・峯本，1996）や琵琶湖湖底堆積物から得られた伏角変動（Ali *et al.*，1999）に対比できる．テフラと ^{14}C 年代値のみに基づくと，Event A は K-Ah 降灰直後であり，その年代は 4,860～6,790 ka 間と推定される．さらに伏角変化に基づく磁気層序対比を加味すると，Event A は特徴的な伏角変動層準であるπ（7.4 ka）～ o（6.0 ka）間に位置し，6.5 ka 前後の可能性が高いことがわかる．Event B は，伏角データが乏しく，対比できる詳細な地磁気永年変化も得られていないことから，現状では高精度の年代推定は難しい．それでも琵琶湖 200m コアの伏角変動との比較によって，14 ka 前後の可能性が示唆される．このように伏角のみであっても，地磁気永年変化を用いた磁気層序を組み合わせることにより，地震イベント層準のより高精度の年代推定が可能になると考えられる．

引用文献：Ali *et al.*（1999）Geophys. J. Int., 136, 218-228. 兵頭・峯本（1996）第四紀研究, 35, 125-133. 石村ほか（2010）地学雑誌，119，775-793．Katoh *et al.*（2013）Abstract of the IGU2013 Kyoto Regional Conference．Kirschvink（1980）Geophys. J. of the Royal Astronomical Society，62，699–719．丹羽ほか（2009）第四紀研究，48，339-349．岡橋ほか（2001）第四紀研究，40，193-202．内山ほか（1997）第四紀研究，36，97-111．

O-6

横須賀市野比海岸で発見された北武断層の新露頭

浅見　茂雄（逗子市役所防災課）・三浦半島活断層調査会

New outcrop of Kitatake fault zone was found out at the Nobi beach, eastern part of the Miura Peninsula, south Kanto Japan.

Shigeo ASAMI (Zushi City Disaster prevention division) ,
Research Group for Active Faults in the Miura Peninsula

１．はじめに

三浦半島には三浦半島活断層群とよばれる５本の活断層帯があって、北から衣笠断層帯，北武断層帯，武山断層帯（以上北断層群），南下浦断層帯，引橋断層帯（以上南断層群）がある。

太田・山下によって三浦半島の活断層は地形的な特徴から位置と変位量が確認された（太田・山下：1992)。

横須賀リサーチパークの開発に伴う調査では大規模トレンチ調査が実施され、ようろしトレンチでは基盤岩に達するトレンチが掘られ、逗子層と葉山層の間に２ｍを越える断層粘土が報告された（杉村ほか：1999)。

神奈川県と横須賀市は兵庫県南部地震を受けて三浦半島活断層群のトレンチ調査を実施して各断層の活動周期を明らかにし、武山断層の活動予測を 30 年以内の活動予測を６～11％とした。また、武山断層は最終活動が 2,200～2,000 年前で、活動間隔は 2,000 年とした。(神奈川県：2001)

浅見は野比海岸に打ち上げられたかんらん岩や石灰岩を調査し、北武断層から供給を受けた可能性を指摘した（浅見ほか 1998)。

その後、野比海岸の水流が変わって、断層破砕帯付近の砂層が徐々に取り除かれ、今回報告する広範囲な断層粘土層が確認された。

２．断層帯の形状

断層粘土は YRP のようろしトレンチのものと同様で、青と白を基調とした縞模様を呈している。粘土層の中にはこぶし大から一抱えある礫が含まれている。礫の種類は立石層起源のガラス質凝灰岩が最も多く、粘土層の中から取り出すと青色を呈するが、地表に出ているものは茶色がかった黒色をしている。

転石として報告した大きな輝石の班晶を含むはんれい岩の巨礫も確認された。

従前より波に洗われ立石層が露出している報告はあったが、今回は砂の下から新たに 10m×5m の広範囲な立石層が確認された。この立石層は風化が進んでおり、従前報告されたものとは異なる。また、周辺部では断層粘土が確認されている（写真１)。

北武断層帯の破砕帯の主要部は擁壁が波で破壊されるので、左右が繋がっておらず、崩壊を防ぐために一時的にコンクリートの貼り付けを繰り返していることが判明した。この破砕帯が昨年台風で破壊され、新たな露頭が現れた（写真２）。この露頭では断層粘土が下部に広がって上部の立石層を支えている。写真１・２から推測すると野比海岸の立石層は断層粘土により押し上げられている。また、「野比海岸から発見されたエキゾチックかんらん岩類：1998」で報告した転石類の供給源は北武断層帯であり、これらはフィリッピン海プレートの境界の岩石が含まれている可能性がある。

野比海岸東部は冬から春にかけて砂が取り除かれ、断層露頭が拡大する傾向にあり、今後も新たな情報が得られる可能性が大きい。

発表にあたりを助言と配慮を頂いた逗子市役所防災課の諸氏に感謝する。

写真１．立石層の新露頭

写真２．北武断層の新露頭

引用文献

・浅見茂雄・蟹江康光・有馬　眞（1998）
三浦半島東部，野比海岸で発見されたかんらん岩ブロック．横須賀市博物館研報（自然），40，21－23.

・太田陽子・山下由紀子（1992）
三浦半島の活断層詳細図の試作．活断層研究，No.10，P9－26.

・杉村　新・斉藤　勝・東郷正美・池田安隆・蟹江康光・江藤哲人・太田陽子・佐藤比呂志・浅見茂雄・藤井義仁（1999）
三浦半島，横須賀市長沢地区における北武断層のトレンチ調査．地学雑誌，Vol．108，No.5，P562－588.

・神奈川県（2001）
神奈川県地域活断層（三浦半島断層群）調査報告書．108P.

O-7

日奈久断層帯海域延長部における音波探査を用いた断層変位の 3 次元化

○八木雅俊・坂本泉・田中博通・横山由香・井上智仁（東海大学）・アイダン

オメル（琉球大学）・藤巻三樹雄（沿岸海洋調査㈱）・根元謙次（東海大学）

Three dimensions of faults deformation using high-resolution seismic survey at offshore extension of the Futagawa Fault Zone.

Masatoshi Yagi, Izumi Sakamoto, Hiromichi Tanaka, Yuka Yokoyama, Tomohito Inoue, Omer Aydan, Mikio Fujimaki, Kenji Nemoto.

海域は陸域と異なり堆積の場であることから、断層運動の履歴が地層の変形として連続的に保存されている可能性が高い。従って、より高分解能な地層探査を行うことが出来れば、陸域のトレンチに相当する地質断面を得ることができる。本研究では、海域において高精度な地質断面を取得し、より詳細な活動履歴の判読および断層形状の把握を行うことを目的とする。そのため、地層探査により得られた記録断面から、地層境界面を示す各反射面の 3 次元座標を抽出し、3 次元サーフェイスモデルを生成し可視化を行った（図 1；左）。

対象とした断層は、九州中西部の阿蘇外輪山から八代海へ北東―南西方向に延びる日奈久断層帯である（図 1；右）。日奈久断層帯は、北から高野―白旗区間（約 16km）、日奈久区間（約 40km）、八代海区間（約 27km）の 3 つの単位区間に区分され、布田川断層帯の布田川区間と日奈久断層帯の全区間が同時に活動する場合、長さ約 102km におよび M8.2 程度の地震が発生する可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会,2013）。また、日奈久断層帯は全体として右横ずれとされている。

本研究では、2010 年および 2014 年において八代海中部海域で実施した高分解能地層探査により得られた記録を用いた。地層探査は測線間隔を 50～100m 間隔を基本とし、精査域では 20m と緻密に設けることで高密度な記録断面を取得した。これらの記録からピストンコアを実施する地点を選定し、柱状試料採取を実施した。

地層探査の結果、調査海域北部（A 海域）で北東―南西方向に延びる西落ちの断層（Main Fault：MA 断層）が確認された。MA 断層の中央部では地層の引きずり込みが約 200m の局所的な範囲で形成されており、その漏斗状の窪みを未固結堆積物と思われる音響的透明層が厚く埋積している。また、そのやや南では、MA 断層に北西―南東方向で斜交する溝状の変形構造が約 200m 間隔に 3 本発達し、それらは一部右屈曲を示す。MA 断層は調査海域南部（B 海域）に向かい左屈曲をした後、再び北東―南西方向に戻り 2 本の正断層へ分岐する。それらにより挟まれた範囲で幅約 200m の地溝状陥没が確認された。分岐開始の約 1km 南から、東側へさらに北東―南西走向の分岐断層群が発達し、音響基盤面がそれらにより馬の背状にブロック化する様子が確認された。また、断層を挟んだ上盤と下盤の落差を変位量とし

てみると、A 海域中央部で変位量は最も高く南に向かい減少するが、しばらくするとほぼ一定となる。変位の累積は A、B 両海域とも認められたが、その間の区間には累積は認められなかった。

また、探査記録断面に認められた反射面を下位から順に R1～7 とし、これらにより隔てられた層を上位より A、B、C、D 層に区分した。本調査地域周辺の海水準変動曲線（有明海研究グループ､1965)、柱状試料結果（井上ほか,2011；八木ほか,2015）および反射パターンから各層の形成時期を推定した。その結果､R1 は最終氷期における最大海面低下期の浸食面（約 1 万 8 千年前)、D 層は侵食面を埋める堆積物。R2 は完新統の基底面（約 1 万 1 千年)。C 層は白く抜ける反射を示し、B 層は数条の平行な反射面による数十 cm 間隔の成層構造が認められ、沿岸でオンラップする様子が観察されることから海進期の堆積体。R4 は断層部周辺で B 層を切る侵食面で薄い砂層からなる。A 層は最上部を構成する層で、未固結堆積物と考えられる音響的透明層。A 層は沿岸部において内部に沖に向けダウンラップする反射面が認められることから、高海水準期堆積体と考えられる。

以上を踏まえ、A、B 海域における断層活動を推定した。A 海域では R1～7 の間に最大 6 回の履歴が推定され､B 海域においては R1～3 の間で最大 3 回の履歴が推定された。従って、少なくとも R1～3 において A、B 海域は同時に活動したと考えられる。今後、柱状試料を用いた年代決定を行い、本調査海域における詳細な断層活動史（活動履歴、連動性）および堆積過程の議論を行っていく予定である。

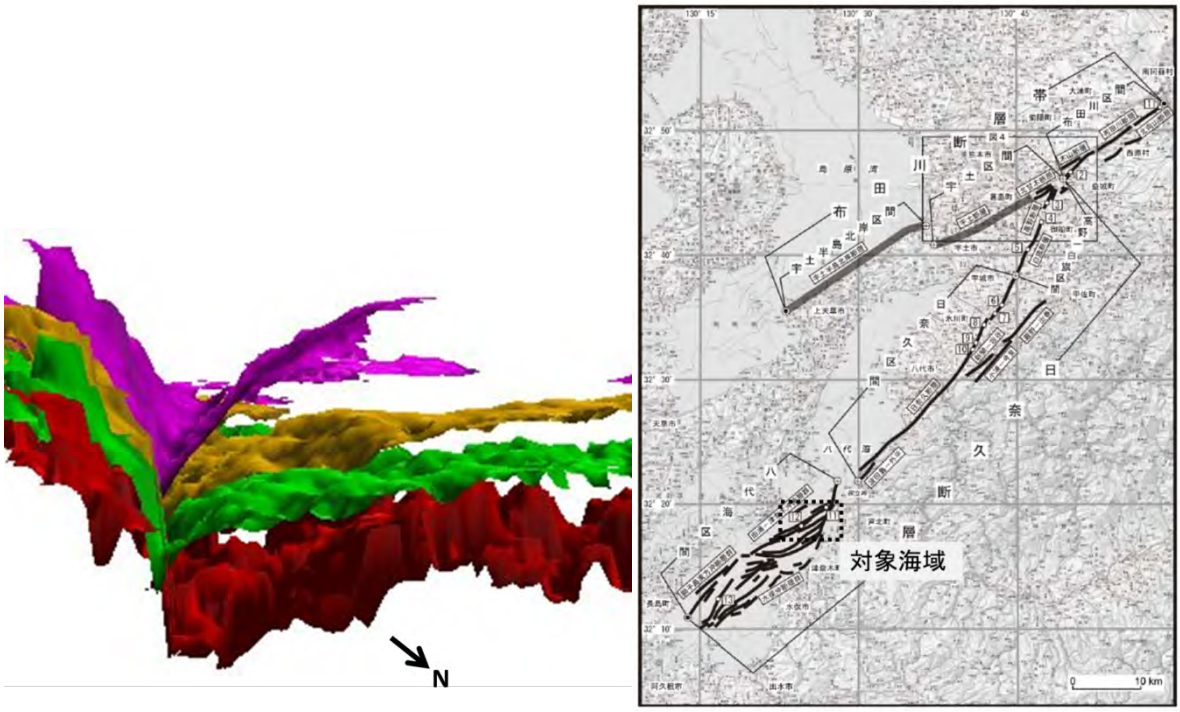

図 1.　地層境界面の 3 次元可視化（左)、研究対象地域（右；地震調査研究推進本部､2013 に加筆）

O-8

ネパール南部，Chitwan Dun から Hetauda Dun 間の活断層の分布とその変位様式

熊原康博（広島大学）・石山達也（東京大学地震研究所）・廣内大助（信州大学）・松多信尚（岡山大学）・Deepak Chamlagain（Tribhuvan Univ., Nepal）

Distribution and characteristics of the active faults between the northern rim of the Chitwan Dun and Hetauda Dun, southern Nepal

Yasuhiro KUMAHARA (Hiroshima Univ.), Tatsuya ISHIYAMA (ERI, Tokyo Univ.), Daisuke HIROUCHI (Shinshu Univ.), Nobuhisa MATUTA (Okayama Univ.) and Deepak CHAMLAGAIN (Tribhuvan Univ., Nepal)

2015 年 4 月に発生したゴルカ地震は，マグニチュード 7.8，震源の深さが 15km であり，規模と深さからみると経験的には地表地震断層を伴うものであると予想される．しかし，発表者らの HFT (Himalayan Frontal Thrust)沿い，カトマンズ周辺の活断層の踏査によると，これらの活断層に沿って地表地震断層は認められていない．震源断層は，北に 15°程度傾斜する断層面をもつ低角な逆断層であることがメカニズム解などから明らかになっており，その構造からは起震断層として，カトマンズ南西にある Chitwan Dun（Dun は縦谷）から Hetauda Dun までの活断層もその候補になりうる．これらの活断層は，チュリア中央スラスト（CCT）(Tokuoka et al., 1985 ; Kimura,1994)の一部にあたる．これらの断層については，空中写真判読によってネパールの断層分布を明らかにした Nakata (1982)でも一部のトレースしか示されておらず，活断層の特徴についてほとんどわかっていない．本発表では，Chitwan Dun 西端から Hetauda Dun 東端までの約 150km について空中写真判読と，典型的な断層変位地形が認められる地点での変位地形や露頭の観察に基づき，活断層の特徴について報告する．

Chitwan Dun は，東西長さ約 80km に達し，Bharatpur より西の北縁は東西走向，東は北西-南東走向と変化する．この北縁に沿って変位地形により活断層が認められるのは，Bharatpur より西にあたる Dhugakon Gau から Bharatpur までの長さ約 45km である．活断層は，山地を開析する谷が Dun へ注ぐ谷口に形成された扇状地性段丘面を変位させている．トレースの西端は，ほぼ Dun の西端にあたり，トレースの東端は，Bharatpur の東部で不明瞭となる．Jugepani では，明瞭な変位地形と断層露頭が認められる．ここでは，南流する河川に対して直交する東西走向の撓曲崖が 3 段の段丘面上に認められ，最も低い段丘面の垂直変位量は，トータルステーションによる測量を行った結果 20m 程度である．河川の側方浸食によって生じた撓曲崖基部の露頭では，この段丘面の構成層（砂礫層）と，それを変位させる断層面が認められる．露頭の北端では断層線は 1 条（傾斜 10°N）であるが，南に向かって

２条の断層に分岐し，それぞれ傾斜は 20°N ，50°N であり，北傾斜の低角な逆断層である．また，Bhagyapuri では撓曲崖に直交する露頭があり，撓曲崖の傾斜に調和した砂礫層の変形も認められ，同じく北傾斜の低角な逆断層であることが推定される．以上のことから，Chitwan Dun 北縁の活断層は，北傾斜の低角な逆断層であることが見なせる．露頭の堆積物中からいくつかの炭素同位体年代測定試料を採取しており，発表では断層の活動時期などの議論も行う予定である．

一方，Bharatpur から Hetauda Dun 西部にかけて Chitwan Dun 北縁に沿って明瞭な断層変位地形は認められない．逆に，Dun 南縁のシワリク丘陵の北麓に沿って長さ 40km 以上にわたり，撓曲変形している扇状地面が分布する．Basantapur では，少なくとも３面の扇状地面が南側隆起で累積的に撓曲変形している．この断層は，シワリク丘陵南縁の HFT のバックスラストである可能性が高い．

Hetauda Dun には，７面以上の扇状地性段丘面が分布し，高位の段丘面は主に北へ傾動している（Kimura, 1994）．ここでは，CCT の一部が活断層としてこれらの段丘面を変位させている．Hetauda の市街地から 10km 東まで，ほぼ連続して北側隆起の撓曲崖が盆地中央を北西西-南南東走向に連続的に分布し，累積的に扇状地性段丘面を変位させている．

なお，発表者らは，今回調査をした断層直上の 20 箇所以上の地点を踏査したが，地表地震断層と推定される地変はなく，断層周辺の家屋の倒壊，土砂の崩落なども認められなかった．このことは，今回の地震をもたらした断層がブラインドスラストである可能性が高いこと，これらの活断層の活動に伴う大地震発生の可能性も残されており，活動履歴などの調査が望まれる．

本発表は，科学研究費補助金「2015 年ネパール地震と地震災害に関する総合調査」（特別研究促進費）により実施した．

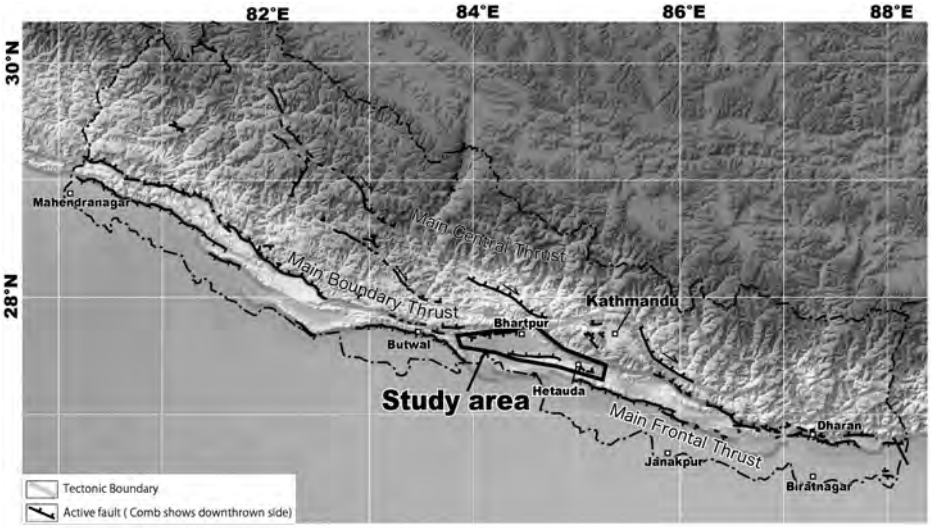

図１　ネパールの活断層分布と研究対象地域

文献：Kimura(1994) The sci. rep. of the Tohoku Univ. 7Th, Vol.44, No.2,151-181. ; Nakata(1982)J. Nepal Geol.Soc.,2 67-80.;Tokuoka et al.(1994)Himalayan Geology,15,23-36.

O-9

丘陵・山地域における低活動活断層の変位地形の消失

岡田篤正(京都大学名誉教授)

Disappearance of acitive fault topography with low activity in the hill and mountainous area

Atsumasa Okada (Professor Emeritus of Kyoto University)

１．仏念寺山断層の地形と地質構造

仏念寺山断層は千里丘陵を南北走し，大阪層群中・下部を大きく変位させる逆断層（東上り・西下り）と認められている（藤田・笠間，1982；市原，1991）．長さは丘陵で約 5.5km であるが，南方延長部に上町断層が配置するので，地震調査委員会（2004）は延長約 42km の上町断層帯北端部としている．

仏念寺断層は全て丘陵部を通り，新期の変位地形は認め難い．「都市圏活断層図」（中田ほか，1996），「近畿の活断層」（岡田・東郷編，2000），「逆断層アトラス」（池田ほか，2002），「数値標高モデルを用いた上町断層帯の詳細位置・・・」（近藤ほか，2015）などでほぼ同様な見解が述べられている．丘陵頂部は，仏念寺断層北部の東側で標高 141m 西側で 80m 以下，南部の東側で 75m 西側で 40m 程度であり，東側が数 10m 以上高い．

藤田・笠間（1982）や市原（1991）などによる地質図・地質断面図から判読すると，撓曲運動に参加しているのは，Ma8（カスリ火山灰層）までであり，これより上位の層準が活動に関与しているかどうかは不明である．こうした変位地形の不明瞭さは丘陵地形に起因しており，段丘面やその堆積物との関係は丘陵内部では判明しない．

一方，丘陵の南側約 2kmを西流する神崎川河床や，南側約 5kmを流れる新淀川河床の調査では，沖積層も西低下の撓曲変形を受けている（杉山ほか，2001；三浦ほか，2002）．沖積平野下では完新世の変位が確認されるのに対して，丘陵部では第四紀後期の活動が急に停止することは考えにくい．

２．伊勢台地・丘陵の地形と活断層

三重県中部の布引山地と伊勢湾の間には，丘陵・台地（段丘）・沖積平野が交錯し，これらを横切る活断層が発達する．以下の 3 地域で活断層と地形との関係を次に述べる．

a．津市椋本町地区

椋本町の横山池西側には，中位段丘面を変位させる 3 本の活断層が認められ，北北西－南南東方向に並走している（鈴木ほか，2010）．トレンチ調査・ボーリング調査・反射法地震探査などが実施され，断層構造や活動履歴が求められている．地下構造と分布形態から考えて，中位面を 7.4m 西側上りさせる東縁の椋本断層が主要活断層で，西側の 2 条は逆向き低断層崖（中位面を約 5m 西側下り）を示すバックスラスト（層面すべり）とみなされる．中位面の形成時期（約 5 万年）以降に少なくとも 3 回の活動が認められ，上下変位速度は 0.1m／千年程度とされる（岡田・東郷編，2000）．これら活断層は中位面上でのみ認定され，長さ 1km 以下と短い．北側の山地や東海層群の丘陵域では追跡できない．

椋本断層は一志断層系（ないし布引山地東縁断層系）に属する主要活構造であり，南北方向に約 18km 延びるが，明瞭な変位地形は段丘面上においてのみ断続的に認められる（鈴木ほか，2010）．

b．安濃撓曲

津市安濃から大里野田町にかけて，東西方向へ約 3km 認められる撓曲崖であり，中位段丘面を南下がりに約 10m 変位させる．変位速度は約 0.2m／千年とされる．5 万分 1 地質図「津西部」（吉田ほか，1995）によれば，東海層群を変位させる豊野向斜北翼として図示され，この向斜は東側の丘陵へも連続しているが，撓曲は丘陵部では認定されていない．

c．風吹池地区

伊勢自動車道久居 IC 西側では，南北方向に約 6km 延びる風吹池－小山断層が認定されている

（鈴木ほか，2010）．この断層は地質構造的には一志断層系に相当し，椋本断層の南方延長ともみなされる（吉田，1995）．中位面に西上がり約 11m の上下変位を与えているので，変位速度は約 0.2m／千年と見積られる．北側延長部は東海層群からなる丘陵であるが，活断層の地形は認定できない．

3．中央構造線断層帯（桜樹屈曲部）

四国西部の東温市と西条市との間にある高縄山地頚部を，中央構造線断層帯がやや湾曲しながら通過する．ここは桜樹屈曲と呼ばれ，地質境界の中央構造線と活断層である川上断層も走向を大きく変化させる．この中部地域は急峻な山地部であり，断層破砕帯は顕著に発達するが，他地域に比べて中央構造線断層帯の変位地形は著しく不明瞭となり，僅かに河谷の右横ずれ屈曲が認められる．

松山平野東部では，中央構造線断層帯に属する重信断層・北方断層は東北東－西南西方向であり，中位・低位の段丘面だけでなく沖積面も変位させる（後藤ほか，1998）．その東側（東温市域）に位置する川上断層は走向を北東方向に徐々に変え，やがて西条市臼坂付近の山地部で大きく湾曲する．山地内の河谷に土石流性の低位段丘面が一部で認められたが，この堆積物中から採取した材の年代は極めて新しく（C－14 年代で 620 年前と測定），この地表は水田化されており，人工改変を受けていることから，最新活動による変位を受けているかどうかは不明であった．

急傾斜の山地内では，地形面や第四紀後期の堆積物に欠けることが多く，活断層の認定基準が認め難い．この屈曲部は急峻な山地域で，隆起が進行して侵食・削剥が激しいと推定される．東側に位置する岡村断層は実に明瞭な変位地形を伴い，活動履歴・活動間隔・変位速度などの断層活動が詳しく判明してきた．これと同等に近い活動度と推測されるが，変位地形は実に不明瞭である．

4．ニュージーランド南島の Branch Creek Road Trace の事例

NZ 南島の活構造巡検に参加し次に述べるような地形現象を観察した（Beanland,1987）.Central Otago 西部地域には，北東（ないし北北東）－南西（ないし南南西）走向の Nevis-Cardroma 断層系があり，盆地や山地の傾動を伴う逆断層運動が卓越する．この平均的な活動間隔は3,600 年－約 1 万年の範囲である．これに属する NW Cardroma 断層の東 500m を走る Branch Creek Road 断層線が認められ，明瞭な低断層崖（比高 4m）が段丘面に発達している．段丘面は最終氷期の最後時相（1.6-1.8 万年前）に形成された埋積性の融氷性堆積面である．この低崖を横切るトレンチ調査で，基盤の第三紀層，段丘礫層，沖積混合層（mixed alluvium）を切る高角度の逆断層が観察されている．また，1 回の活動で 1.3m 変位し，3 回の活動履歴と 4,000－7,000 年の活動間隔が求められている．しかし，この両側の延長にあたる山地（斜面）では，変位地形はまったく検出できない．上記の程度の 1 回変位量や活動間隔では，削剥の激しい山地での変位地形は消失するとされる．

5．丘陵・山地域における変位地形の消失

変位速度の小さい活断層が丘陵や山地を通過する場合には，削剥速度が大きいと変位地形は消失する事例を紹介した．伊勢台地の椋本断層や NZ 南島の活断層では，平均上下変位速度は 0.1～0.2m／千年であり，B 級の最下位に属する．活動間隔も約1万年に 1 回で，1 回の上下変位量も 1m を大きく超えない．桜樹屈曲部の中央構造線断層帯川上断層は岡村断層と同等程度の変位速度や活断層間隔・1 回変位量と推定されるが，急峻な山地域では削剥速度が大きいので，変位地形を不明瞭とさせる．大都市に近接した仏念寺山断層の活動性評価は慎重な判断が必要である．

文献　藤田・笠間（1982）5 万分 1 地質図「大阪西北部」，市原 実(1991) 2.5 万分 1「千里丘陵とその周辺の地質図」アーバンクボタ，中田ほか(1996)都市圏活断層図「大阪西北部」，岡田・東郷編（2000）「近畿の活断層」，池田ほか(2002)「逆断層アトラス」，近藤ほか(2015) 「数値標高モデルを用いた上町断層帯の詳細位置・・・」，杉山ほか(2001)「大阪市内における上町断層のＳ波反射法地震探査」，三浦ほか（(2002) 「新淀川群列ボーリングの高精度解析・・・」，鈴木ほか（2010) 都市圏活断層図「津，第 2 版」，吉田ほか(1995) 5 万分 1 地質図「津西部」，後藤ほか(1998) 都市圏活断層図「松山」，Beanland, S.(1987):Field guide to sites of active earth deformation: South Island, New Zealand, N.Z. Geological Survey Record 19.

O-10

2000 年鳥取県西部地震震源域の地震テクトニクス

西坂直樹○・大西耕造・大野裕記（四国電力）・池田倫治（四国総研）
隈元　崇（岡山大学）・遠田晋次（東北大学）

Seismotectonics and geologic background of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

Naoki Nishizaka, Kozo Onishi, Yuki Ohno (SEPCO), Michiharu Ikeda (SRI)
Takashi Kumamoto (Okayama Univ.) and Shinji Toda (Tohoku Univ.)

１．はじめに

2000 年鳥取県西部地震（Mj7.3, Mw6.6）は，その地震規模にもかかわらず既知の活断層がない地域で発生し，震源断層を反映する明瞭な地表地震断層も出現しなかった。そのため，この地震を契機に，活断層が分布しなくとも伏在断層や未発見の断層を考慮して「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」を想定しなければならないとみなされるようになった（例えば，地震調査研究推進本部地震調査委員会「全国地震動予測地図 2014 年版」参照）。しかしながら，地震地体構造などに示される様に，伏在断層の分布，活動性および最大地震規模には地域性がある（例えば，垣見ほか，2003）。また，同地震は未成熟な活断層による地震であったとの指摘もあり（例えば，岡田，2002），活断層の発達過程との議論も避けられない。本研究では，同じ横ずれ断層でも長大かつ成熟した中央構造線断層帯と比較することによって，鳥取県西部地震の発生場の地域性や特異性を指摘する。

２．鳥取県西部地震を発生させた活断層の成熟度

鳥取県西部地震の発生後の各種検討によると，震源断層が地表まで達しているか否か見解が分かれるものの，明瞭な変位地形が形成されていないため事前に震源を特定できなかったとの見方が大半であり，総じて未成熟（未発達）な断層による地震，活断層の未成熟な地域で発生した地震とされる。

石辺・島崎（2006）によると，「断層の固有地震らしさを支配する原因は断層の成熟度」であり，「断層は初期の段階では様々な波長の不均質性が存在し，その規模別頻度分布は G-R 則に従う」とされる。鳥取県西部地震の活動間隔を約 1 万年程度と設定し，震源断層周辺における地震の規模別頻度分布を検討すると，概ね G-R 則に従う。石辺・島崎（2006）の考えに基づくと，鳥取県西部地震の震源断層は固有地震的でなく未成熟で不均質な断層と評価される。

一方，石辺・島崎（2006）では中央構造線断層帯が固有地震的な成熟断層であることが示されている。中央構造線断層帯について，断層面から片幅 15km 範囲の地震の規模別頻度分布を検討した結果，活断層長や断層面積から想定される M と G-R 則から外挿される同頻度の M に 1.6～2.5 のギャップがあり，固有地震的な成熟断層（均質な断層）であることが裏付けられた。

また，四国において中央構造線断層帯から片幅約 15km 以内（地震発生層深さとほぼ対応する範囲）は他の活断層が分布しない空白域となっている。ここで，中央構造線断層帯および鳥取県西部地震の震源断層から片幅 15km 以内の地域を中央構造線断層帯分布域，鳥取県西部地震震源域と定義する。Wesnousky（1999）の活断層進化モデルによると，活断層の進化の程度に従って，主となる活断層の近傍では小さな断層の分布密度は減少するとされている。そのような視点に立つと，中央構造線断層帯分布域は成熟した中央構造線によって弾性歪みが広域で解消されるために，周辺に他の活断層が分布しないとも解釈できる。一方，鳥

取県西部地震震源域には，他の地域に比べて多数のリニアメントが集中するものの明瞭で連続性の良い活断層は認められず（高田ほか，2003），高橋・隈元（2006）は活断層進化モデルと対比して活断層の成熟度が低いとした。したがって，鳥取県西部地震震源域と中央構造線断層帯分布域とは活断層帯としての成熟度が大きく異なると言える。

３．鳥取県西部地震震源域の地域性

①非効率的な歪み蓄積

遠田（2013）は，外帯では歪み解放を主としてプレート境界部が効率良く負担するのに対し，内帯では長期の歪み蓄積を複数の活断層が非効率に担当すると提案した。これに従うと，鳥取県西部地震震源域を含む山陰地域の歪み蓄積は非効率的で変位速度が小さい。一方，中央構造線断層帯沿いでは広域な歪み解放を効率良く行っている（遠田，2013）。

②新たな変動帯との近接や火山岩の貫入

岡田（2002）によると，山陰地域は西南日本弧の日本海側変動帯に組み込まれつつあり，第四紀中期以降から地殻運動が徐々に活発化しているとされる。高田ほか（2003）によると，日本海側の主な被害地震の発生は単成火山群近傍の活断層およびリニアメントの分布と対応し，鳥取県西部地震震源域では 1Ma までに横田単成火山群の岩脈が貫入し，それ以前の弱線構造が充填・接触変成作用を受け，未発達な弱線構造が形成されている。鳥取県西部地震震源域は新たな変動帯との近接や火山岩の貫入によって若い断層が生成しやすい。一方，中央構造線断層帯分布域は新たな変動帯や第四紀火山と近接しない。

③断層が成熟しにくい地下構造

鳥取県西部地震震源域は白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体とし，余震域には高角の岩脈が頻繁に貫入し，露頭において断層面と玄武岩～安山岩質の岩脈の分布・姿勢がほぼ一致している（相澤ほか，2005）。また，鳥取県西部地震震源域は，大規模な複成火山（大山）と隣接し，火山活動の推移とともに応力の集中する場所（変位の生じやすい場所）が変化する。鳥取県西部地震震源域では火山の影響を受けて地下構造が非常に複雑で変位が特定部分に集中しにくく，言い換えれば，断層が成熟しにくいと考えられる。一方で，火山の影響の小さい中央構造線断層帯分布域は変位の集中が妨げられない構造を示している。

４．まとめ

鳥取県西部地震震源域では，①変位速度が小さい（非効率的な歪み蓄積），②若い断層が生成しやすい（新たな変動帯との近接や火山岩の貫入），③変位が分散しやすい（断層が成熟しにくい地下構造），という 3 つの要因が複合して活断層が未成熟な地域となり，明瞭な変位地形が形成されていない。島弧の背弧側に位置することがその背景にある。中央構造線断層帯がプレート境界の影響が支配的な前弧スリバーの北限（島弧中央断層）であるのに対し，鳥取県西部地震震源域はその背弧側でプレート境界の影響が小さく火山の影響も受ける。

鳥取県西部地震震源域のような特異な地域を認識するためには，歪み蓄積，第四紀火山との位置関係，地下構造，地震活動，プレート境界との位置関係に着目することが有効である。

謝辞　本研究を進めるにあたり，岡田篤正京都大学名誉教授に鳥取県西部地震および中央構造線断層帯についてご指導を頂きました。ここに記して謝意を表します。

引用文献　垣見ほか（2003）地震, 55, 389-406; 岡田（2002）活断層研究, 22, 17-32; 石辺・島崎（2006）歴史地震,21,137-152; Wesnousky（1999）BSSA, 89,1131-1173; 高田ほか（2003）活断層研究, 23, 77～91; 高橋・隈元（2006）活断層研究, 23, 15-28; 遠田（2013）地質学雑誌, 119, 105-123; 相澤ほか（2005）地質学雑誌, 111, 737-750.

O-11

深谷断層近傍の３次元速度構造モデルと地震動応答特性の検討

○松山尚典(応用地質㈱)・先名重樹・神　薫・藤原広行(防災科学技術研究所)

3-dimensional velocity structure model and evaluations of earthquake ground response near the Fukaya fault, Saitama Prefecture, Japan

○Hisanori Matsuyama(OYO Corp.),Shigeki Senna, Kaoru Jin, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

１．地震動増幅特性の相違をもたらす要因としての活断層

深谷断層は、群馬県安中市から埼玉県熊谷市にかけて西北西－東南東走向に延びる深谷断層帯の一部を成す活動度Ｂ級の活断層である。地震調査研究推進本部の改訂された長期評価[1)]では、南東延長部に位置する綾瀬川断層帯と合わせて、長さ約 69ｋｍの南西側隆起の逆断層で、将来マグニチュード（M）7.9 程度の地震が発生する可能性があるとされている。また、この断層を横断する反射法探査断面の地質解釈（杉山ほか，2000[2)]；杉山ほか，2009[3)]など）によると、深谷断層の下盤（北東）側には、Ｓ波速度が小さく地震動を増幅させやすい堆積層（中新統～完新統）が最大 3,000m以上の厚さで堆積していると推定されている。

本研究では、深谷断層帯のうち埼玉県深谷市付近の深谷断層を対象として、震源断層としての評価ではなく、地震動の増幅に影響する堆積層の層厚の急激な変化をもたらす地質構造を形成する要因としての活断層に着目し、微動探査や実地震の観測により、このような地盤特性を実証的に検討した。

なお、本研究は、防災科学技術研究所で実施している、強震動予測のための関東地域全域を対象とした浅部・深部統合地盤モデル作成作業(Senna et al.,2013)[4)]の一環として実施したものであり、実施した調査、解析の方法、結果の一部は別に報告されている(先名ほか,2015;神ほか,2015)[5) 6)]。

２．調査方法

微動探査では、深谷断層の地表トレンドに対する直交方向に 5 本の測線を取り、大アレイ観測 22 点、極小アレイ観測 75 地点、単点観測 300 地点を実施した。また、大アレイ観測点のうち断層を挟む 14 地点について、機動地震観測地点を設け、2015 年 8 月 10 日～2015 年 2 月 9 日の半年間にわたり地震動観測を実施した（1Hz 速度計を使用)。得られた観測データの解析により、断層近傍の地震基盤付近から地表までのＳ波速度構造を求め、断層両側での地盤の地震動応答特性の相違を検討した。

３．断層付近のＳ波速度構造

微動アレイ（大アレイ）探査により求められた深度 3,000m付近までの大深度の構造（図-1 左）では、地震基盤速度層（Vs3,200m/s）の上面は、断層の南西側から北東側へ緩く傾斜し、深谷断層の位置から北東側ではほぼ水平に近くなる。おおむね深谷断層の地表トレース付近で地震基盤以浅の堆積層（Vs1,500m/s 以下の層）の厚さが変化し、全体として北東側で厚くなっている。この構造は、既往の反射断面解釈図（杉山ほか，2009[4)]）に示された地質構造と整合的である。深度 500m付近以浅の構造をみると、Vs900m/s 以下の各速度層も、大局的には断層位置付近で層厚が変化し北東側で厚くなっている。ただし、一部では、単純な北東側落ちとしての断層活動のみでは説明できない層厚の変化がみられる（図-1 右)。

４．断層両側での地盤の地震動応答特性の相違

単点微動観測および地震観測記録の H/V スペクトルのピーク周期分布をみると、断層の上盤(南西)側では、0.1 秒付近にピークがみられるが１秒以上のピークはあまり明瞭ではない。一方、断層の下盤（北東）側では、0.2～0.3 秒付近と 2～3 秒付近にピークがみられる。

周辺地域の KiK-net、K-net および震度計で観測された地震波形も併せてスペクトルインバージョ

ンを実施して得られた増幅度特性(神ほか, 2015) [6] と、微動探査によって得られた速度構造による増幅度特性(図-2)をみると、断層の下盤（北東）側では上盤（南西）側に比べて、0.2～0.3 秒付近と 2 秒前後の周期で増幅率が大きくなっている。このような断層両側での地震動応答特性の相違は、深谷断層の継続的な活動で形成された地盤構成の相違に起因するものと考えられる。

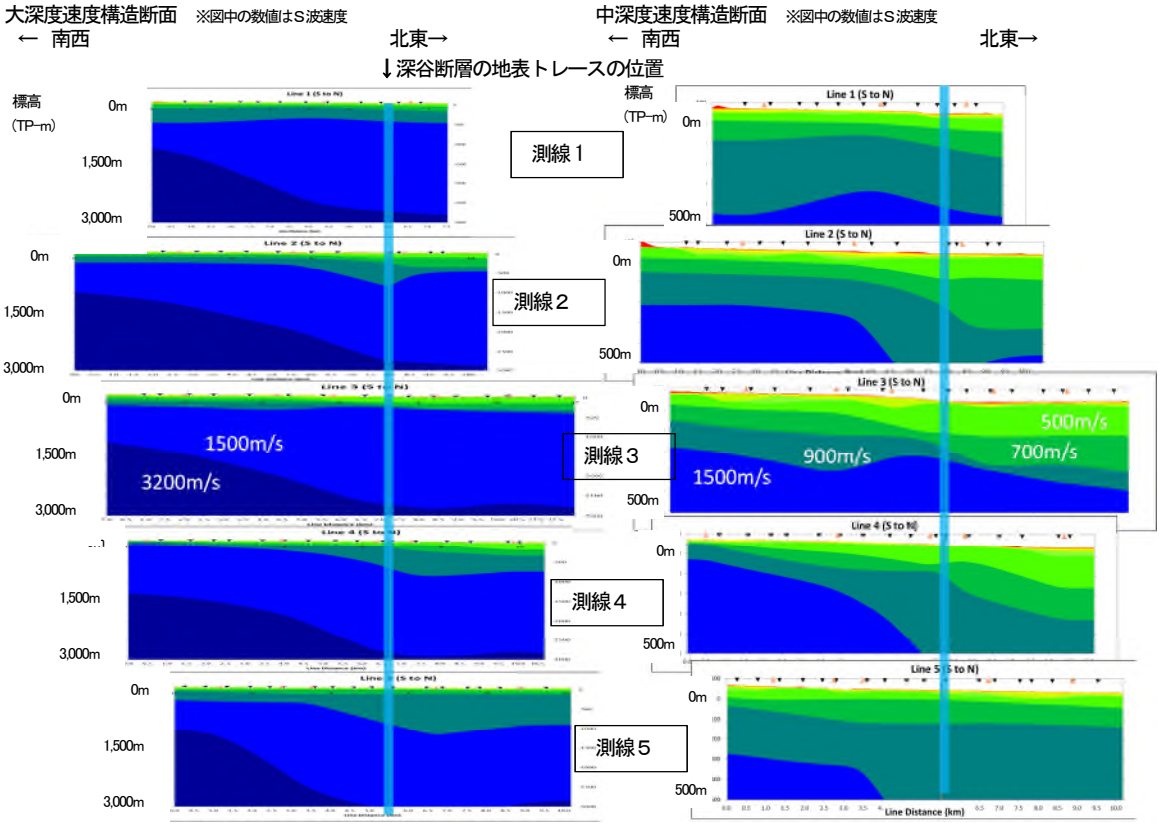

図-1　深谷断層付近のＳ波速度構造

・探査測線は、深谷断層を横断する方向に 4～5km 間隔で設定。微動探査の大アレイは 1～3km 間隔、極小アレイは 200～500m 間隔、単点観測は 100～200m 間隔で実施。図中の数値は、各速度層のＳ波速度。

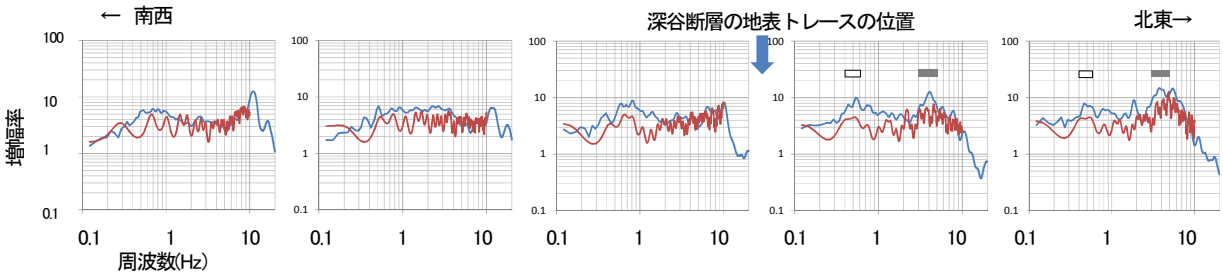

図-2　深谷断層両側での工学的基盤地表までの地震動増幅率の相違

・深谷断層を横断する測線３についての解析結果。観測データから求めた増幅率（青線）では、断層下盤（北東）側では、3～5Hz（灰色バー：周期 0.3～0.2 秒）と 0.4～0.6Hz（白色バー：周期 2.5～1.7 秒）に増幅率のピークがあり、この範囲では断層の上盤（南西）側に比べて増幅率が大きい。速度構造からの理論解（赤線）でも同様の傾向がみられる。

謝辞：杉山雄一博士（産総研・招聘研究員）には貴重なご意見をいただいた. この場を借りてお礼を申し上げる。

引用文献：1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）：深谷断層帯・綾瀬川断層の長期評価（一部改訂）.　2) 杉山ほか (2000)：地質調査所速報. ,no. EQ/00/2, 43-59.　3) 杉山ほか (2009)：活断層・古地震研究報告. ,9, 135-158.　4) Senna et al. (2013)：J. Disaster Res. , 8, 889-903.　5) 先名ほか(2015)：物理探査学会第 132 回学術講演会論文集,237-239　6) 神ほか(2015)： 物理探査学会第 133 回学術講演会論文集, 54-57.

O-12

積丹半島西方断層の活動と積丹半島の隆起

渡辺満久（東洋大）

Submarine active fault west of Shakotan peninsula associated with uplift of the peninsula, Hokkaido

Mitsuhisa WATANABE (Toyo Univ.)

Ⅰ はじめに

沿岸海域に分布する海底活断層の存否や活動性は、音波探査結果や、海成段丘や離水ベンチといった変動地形の特徴によって検討されてきた。しかし、沿岸域に確実な隆起の証拠が見出されているにもかかわらず、音波探査で明瞭な断層構造が見出されない場合は、海底活断層の存在は否定されることがある。音波探査が強力かつ有効な調査方法であることについては論を俟たないが、以下に述べるように、音波探査では検出できない事例もあることから、沿岸の変動地形的特長を無視することは正しくない。また最近、アナグリフ画像を用いて、海底活断層に関わる地形判読が可能となってきたので、海底地形の分析も参照することが重要である。

本研究では、音波探査調査では断層構造が見えないとされる、北海道・積丹半島西方の海底活断層（積丹半島西方断層）を変動地形学的に再検証し、積丹半島沿岸の変動地形の特徴に基づいて、断層活動と半島の隆起運動との関係について検討を行う。なお、本研究では、平成 25～28 年度科学研究費補助金（基盤研究（C）研究代表者：渡辺満久）を使用した。

Ⅱ アナグリフ画像の解析結果と音波探査記録の再検討

積丹半島西方の海底地形をアナグリフ画像で解析すると、神威海脚の西縁から神恵内西方まで、浸蝕作用では形成されえないような上に凸の斜面（比高数 100 m、延長 60 km 以上）が連続している。この凸型斜面の基部には、最近も斜面が不安定になったことを示すように、新しい地すべり地形が多数見られる。こういった変動地形学的特長から、東上がりの海底活断層（積丹半島西方断層）が認定できる。

北電（2014）は、積丹半島西方断層を横切るように音波探査を実施したものの，活断層は確認できないと結論した。しかし、中部更新統は斜面形と調和的に上に凸の形状で堆積しており、積丹半島西方断層の低下側ほど層厚が厚く、断層変位が累積している可能性がある。2007 年の中越沖地震の際にも、同様の議論があった。演者らは、積丹半島西方海域と同様の特徴をもつ変動崖を認定し、2007 年中越沖地震の起震断層との関係を論じた。ところが、音波探査の結果、中部更新統の層厚はほぼ一定であることから、「活断層があるはずがない」という分析結果が出されたことがある。しかし実は、その探査測線は震源域を確実に横切っていたのであり、海底活断層が存在することに異論を挟む余地はなかった。この事例は、音波探査結果だけで活断層の存在を否定することはできないという、良い教訓となったはずである。なお、2007 年中越沖地震の震源域よりも、積丹半島西方の方が海底活断層の存在を暗示する構造が認められるので、否定のしようがないと思われる。

Ⅲ 積丹半島沿岸の変動地形

積丹半島沿岸の変動地形の特長については、すでに渡辺（2015）で報告した。半島南西岸には、複

数の海成段丘面が分布している。Toya 火山灰（112～115 ka）に覆われる、MIS 5e の海成段丘面の旧汀線高度は一定ではない。南方の泊周辺では 20 m 未満であるが、北方へ高度を上げ、神恵内周辺では 30 m 弱程度（約 10 km の区間で約 10 m の高度差）となる。なお、神恵内付近では、数 100 m の範囲内で、MIS 5e の海成段丘面の旧汀線高度が約 10 m 急激に変化している場所がある。このような短波長の変化をもたらす原因として、断層運動以外を想定することは困難であろう。半島北岸においても、MIS 5e の海成段丘面の旧汀線高度は標高 30 m 程度である。しかし、半島の北東岸では海成段丘面の分布を確認できない。なお、北電の調査によれば、河成段丘面の比高から算出される半島北東岸の隆起速度は、南西岸とほぼ同様の値であるとされている。しかしながら、河成段丘面を用いた推論は精度が低く、MIS 5e の旧汀線高度と同一の扱いをして議論することはできない。

積丹半島の北岸～南西岸では、海岸線に沿って幅 100～200 m のベンチが、高潮位より高い高度（1 m 以上）に連続的に分布しており、2 m 以上の高度に認められる地域もある。これらのベンチは、現在でも波浪の影響を受けているが、隆起（離水）ベンチの可能性が高い。西津軽、江ノ島、浜田など、歴史地震時に形成された離水ベンチであっても波浪の影響を受けているのであるから、平均潮位より高い位置にベンチが分布している場合は、離水ベンチの可能性を否定することはできない。泊周辺では、約 5 m の位置にも完新世の旧汀線を示す地形が知られている（竹田ほか、1962）ことからも、半島の北岸～南西岸では、完結的に隆起している可能性が極めて濃厚である。

一方、積丹半島北東岸では、ベンチの発達は悪い。北東岸北部では狭い離水ベンチが存在する可能性がある。しかし、これらを除けば、岬の先端付近に ramp が形成され、その周囲に狭い現成のベンチ（現海水準とほぼ同じ高度）が見られる程度である。このように、半島の南西岸と北東岸とは、変動地形学的な特徴が異なることは明らかである。

ところで、北電の調査結果では、地層の硬軟とベンチの高度には相関があり、地層が硬い地域では高い位置に（広い）現成ベンチが形成されると結論されている。しかし、そのような解釈を受け入れることはできない。地層が柔らかい地域では、波蝕作用で離水ベンチの高度が低下したと考えるほうが合理的であろう（渡辺・鈴木、2015）。高い位置に現成のベンチが形成されるとすれば、それは地層の固い地域ではなく、逆に地層の柔らかい地域のはずである。

Ⅳ 積丹半島西方断層の活動と半島の隆起

MIS 5e の海成段丘面が 30 m 程度の位置にあることから、半島南西岸が隆起していることは確実である。また、高度の異なるノッチと離水ベンチの存在は、定常的隆起ではなく間欠的隆起であったことを示している。これに対し北東岸では、海成段丘面は分布しておらず、離水ベンチもほとんど認められない。積丹半島の南西岸と北東岸の変動地形学的コントラストは非常に明瞭である。

積丹半島西方断層は、東側が隆起する逆断層であると推定される。その地下構造については、地下約 12 km の detachment を成す断層面が 30 度の傾斜で立ち上がると仮定した。この活断層の活動によって積丹半島全体が隆起し、最大隆起量は西岸付近に現れる。北東岸については、若干隆起してきた可能性も否定できないが、それを説明するための断層モデルを構築することは容易である。なお、神恵内付近の短波長の地殻変動は、積丹半島西方断層の上盤側に現れた副次的な活断層として理解することができる。積丹半島の隆起に関しては、積丹半島西方断層の活動の結果として統一的に解釈できる。

【文献】 竹田ほか（1979）北海道出版企画センター． 北電（2014）原子力規制委員会資料． 渡辺・鈴木（2015）科学, 85． 渡辺（2015）2015 年度日本地理学会秋季学術大会発表要旨．

O-13

活断層の長さから推定される地震モーメント：日本海「最大」クラスの津波断層モデルについて

島崎邦彦（東京大学）

Seismic moment estimated from the length of active fault: Are "max" tsunami in the Japan Sea designated by the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism, really maximum ?

Kunihiko Shimazaki (UTokyo)

地震モーメントを活断層の長さから推定する場合、注意が必要である。特に津波災害軽減等のために用いる場合、津波の高さが過小評価される恐れがある。昨年9月に発表された、日本海の「最大クラス」の地震による津波想定では、入倉・三宅（2001）の式に基づき地震モーメントが推定された（『日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書』日本海における大規模地震に関する調査検討会、国土交通省）。この結果、地域によっては「想定外」を繰り返えす恐れがある。

断層モデルを想定する際には、震源断層の長さ（あるいは面積）と地震モーメントとの関係式が使われる。ここで、地震発生前に使用できるのは活断層の情報であって、震源断層のものではないことに注意しなければならない。

日本の陸域およびその周辺の地殻内浅発地震（マグニチュード7程度以上）について、断層長L（m）と地震モーメントMo（Nm）との関係式をわかりやすさを重視して表現すると、前回の学会でお話ししたように、次のようになる。

（１）$Mo = 4.37 \times 10^{10} \times L^{2}$　（武村，1998）

（２）$Mo = 3.80 \times 10^{10} \times L^{2}$　（Yamanaka & Shimazaki，1990）

（３）$Mo = 3.35 \times 10^{10} \times L^{1.95}$　（地震調査委，2006）

（４）$Mo = 1.09 \times 10^{10} \times L^{2}$　（入倉・三宅，2001で、厚さ14kmの地震発生層中の垂直な断層を仮定した場合）

入倉・三宅（2001）では地震モーメントと断層面積との関係式が提案されており、断層の傾斜角を60度とした場合には、係数が1.09ではなく1.45となる。(4)と他との差異は顕著で、推定される地震モーメントの値は、他にくらべて著しく小さい。

上記の関係式中のLとして、活断層の長さを用いた場合の地震モーメントの推定値と、活断層で発生した地震の地震モーメントの観測値とを1891年濃尾地震、1930年北伊豆地震、2011年4月11日福島県浜通りの地震で比較し、さらに1927年北丹後地震、1943年鳥取地震、1945年三河地震、1995年兵庫県南部地震で検討した。結果を表に示す。例は少ないが（4）を用いると地震モーメントが過小評価される傾向が明らかとなった。

原子力発電所の津波想定では通常（1）武村(1998)が使われる。一方、昨年 9 月に発表された、日本海の「最大クラス」の地震による津波想定では、入倉・三宅（2001）の式が用いられた。断層の傾斜角が 60-90 度で、断層のずれが大きい場合には、上記報告書の津波高さが過小評価である可能性があり、慎重な検討が必要である。

津波の高さと、ほぼ比例すると考えられる断層のずれの量（平均値）を計算してみた。郷村断層の延長部は、(1)を用いた場合には5.4mとなるのに対し、上記報告書では2.8mである。鳥取沖の断層では(1)により 7.6m と推定されるのに対し、報告書では 4.0m に過ぎない。推定される津波高さの、倍程度の津波に襲われても大丈夫なのか。

	OBS	T	YS	ERC	IM
1891	180	210	180	130	52
1930	27	32	28	21	7.9
2011	11	17	14	11	5.5
1927	46	48	41	19	12
1943	36	39	34	18	9.8
1945	10	19	17	9	19
1995	24	45	39	20	11

地震モーメント実測値と推定値（単位10^{18}Nm）

OBS:観測値、T:(1)式、YS:(2)式、ERC:(3)式、IM(4)式。ただし三河地震では傾斜角を30度とし、福島県浜通りの地震では傾斜角を60度とし、(4)式の係数を傾斜角に応じて変えた。