

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）

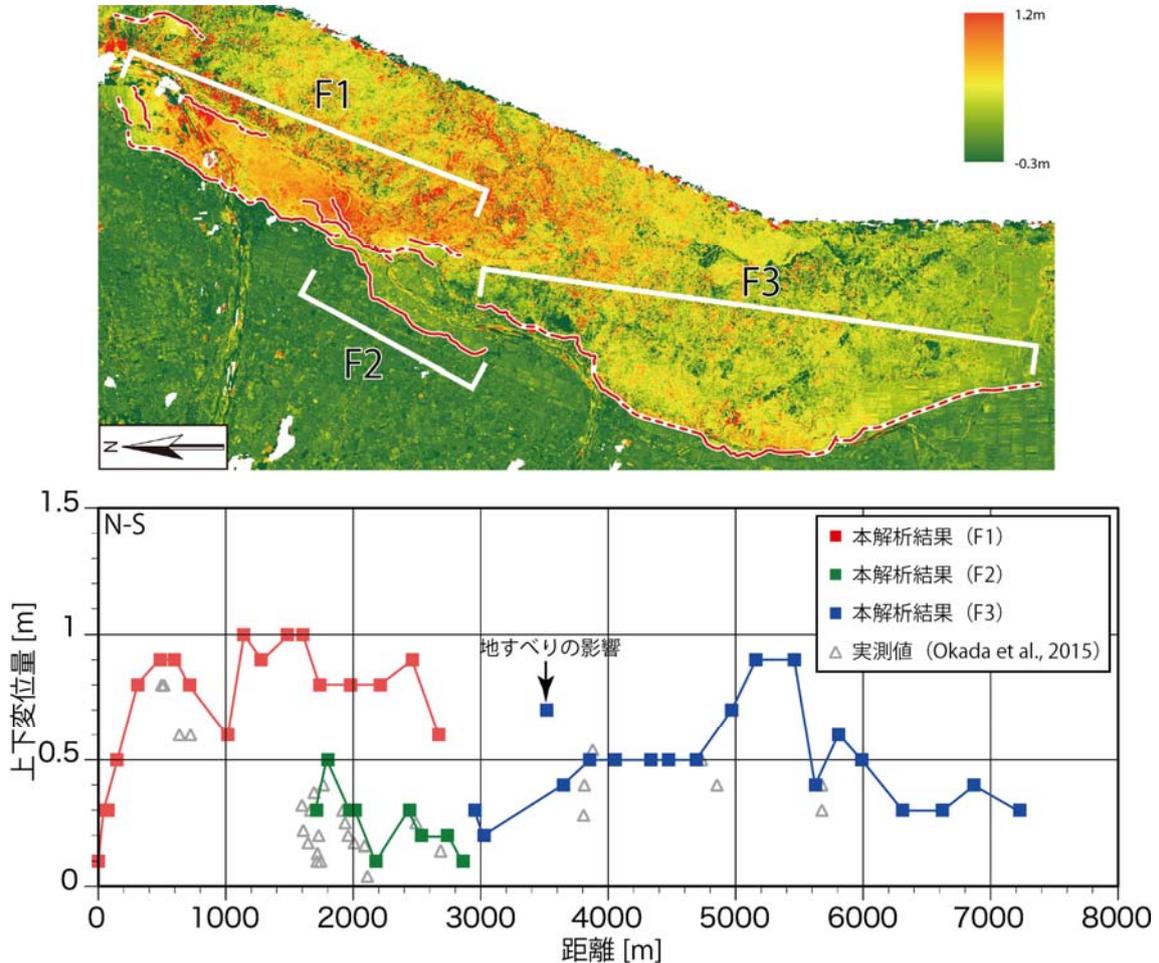
平成 27 年度
成果報告書

平成 28 年 5 月

文部科学省研究開発局
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所

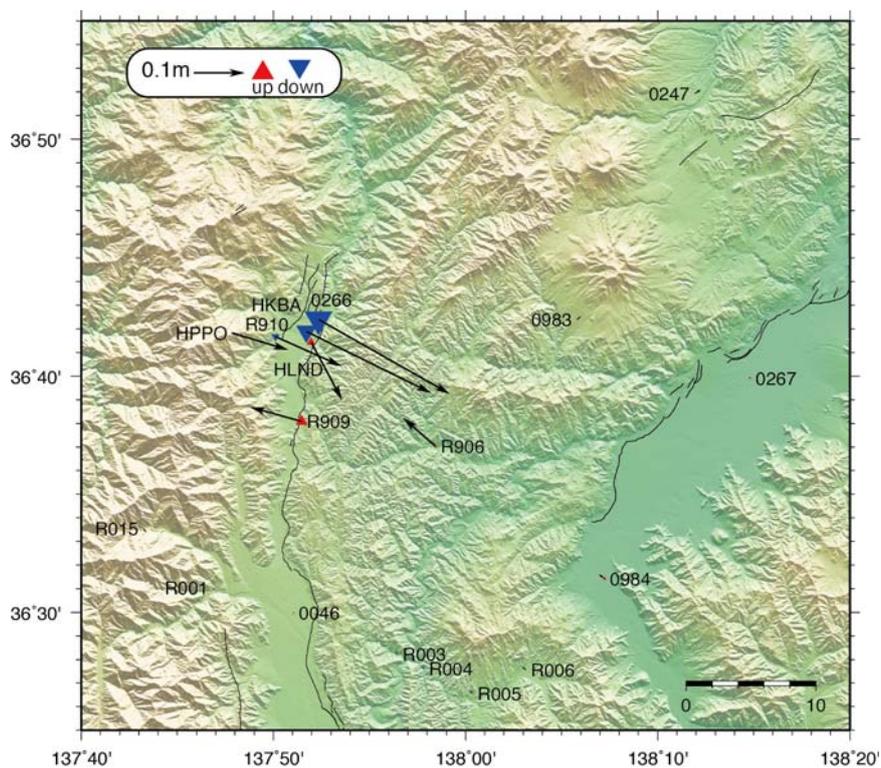
本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人東北大学災害科学国際研究所が実施した平成27年度「糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測（追加調査）」の成果を取りまとめたものです。

1. 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査

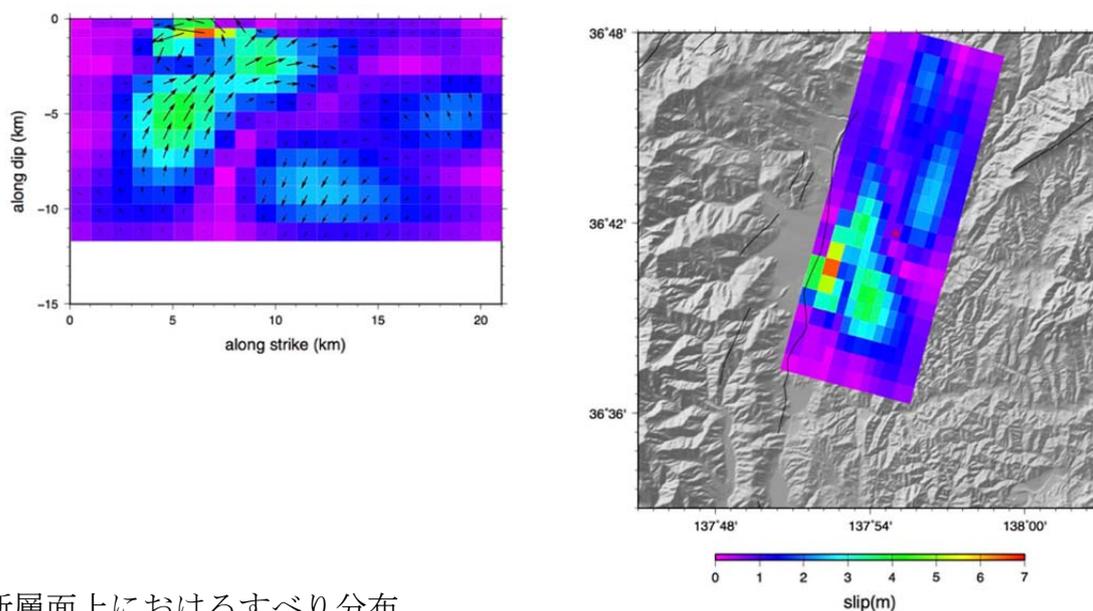


地震前後の数値地形モデルに基づく差分解析結果。(上)と断層毎の上下変位量分布(下)。

上図の赤線は地表地震断層を表し、実線は現地にて変位を確認した地点、破線は差分解析結果から変位を推定した地点を示す。カラーバーは地震時の上下変位量をそれぞれ示す。地震前後の数値地形モデルの差分解析から地震時の上下変位量分布が得られた。また、現地踏査を加え詳細な地表地震断層分布も明らかにすることができた。



神城断層周辺の GNSS 観測点の地震時変位

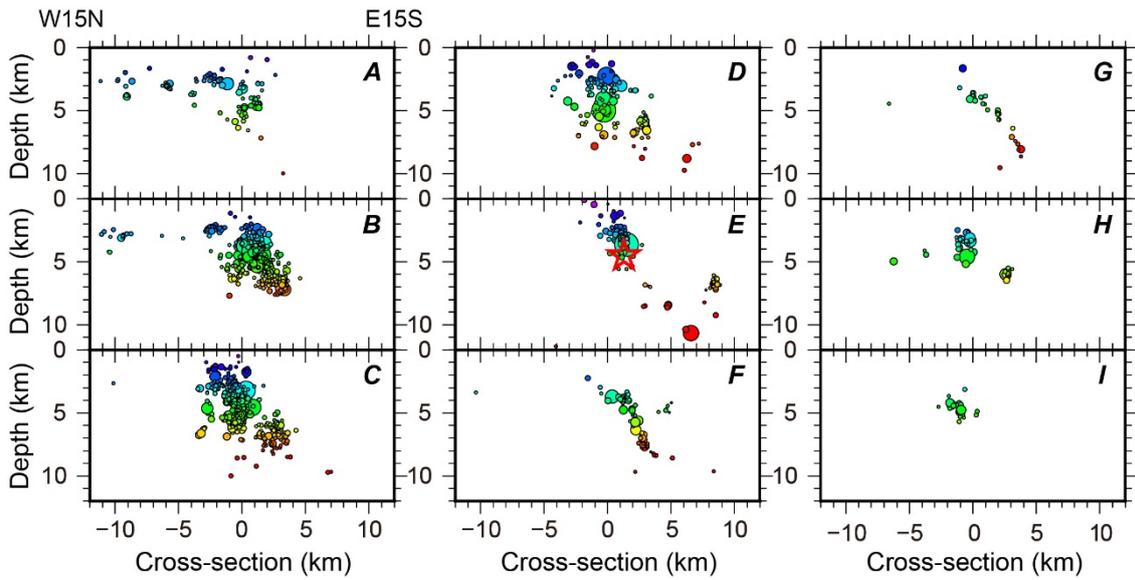
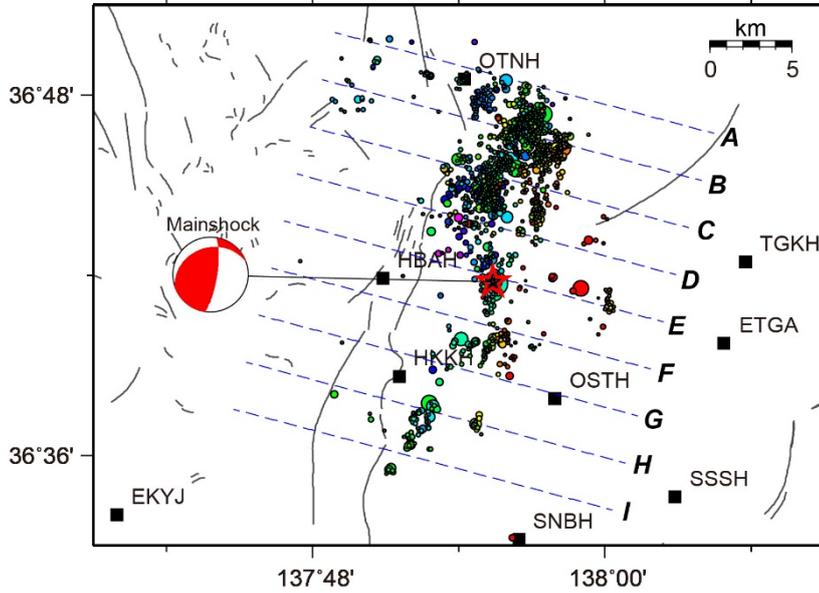


断層面上におけるすべり分布。

(左) 断層面に沿った分布、(右) 地図上に投影した分布。

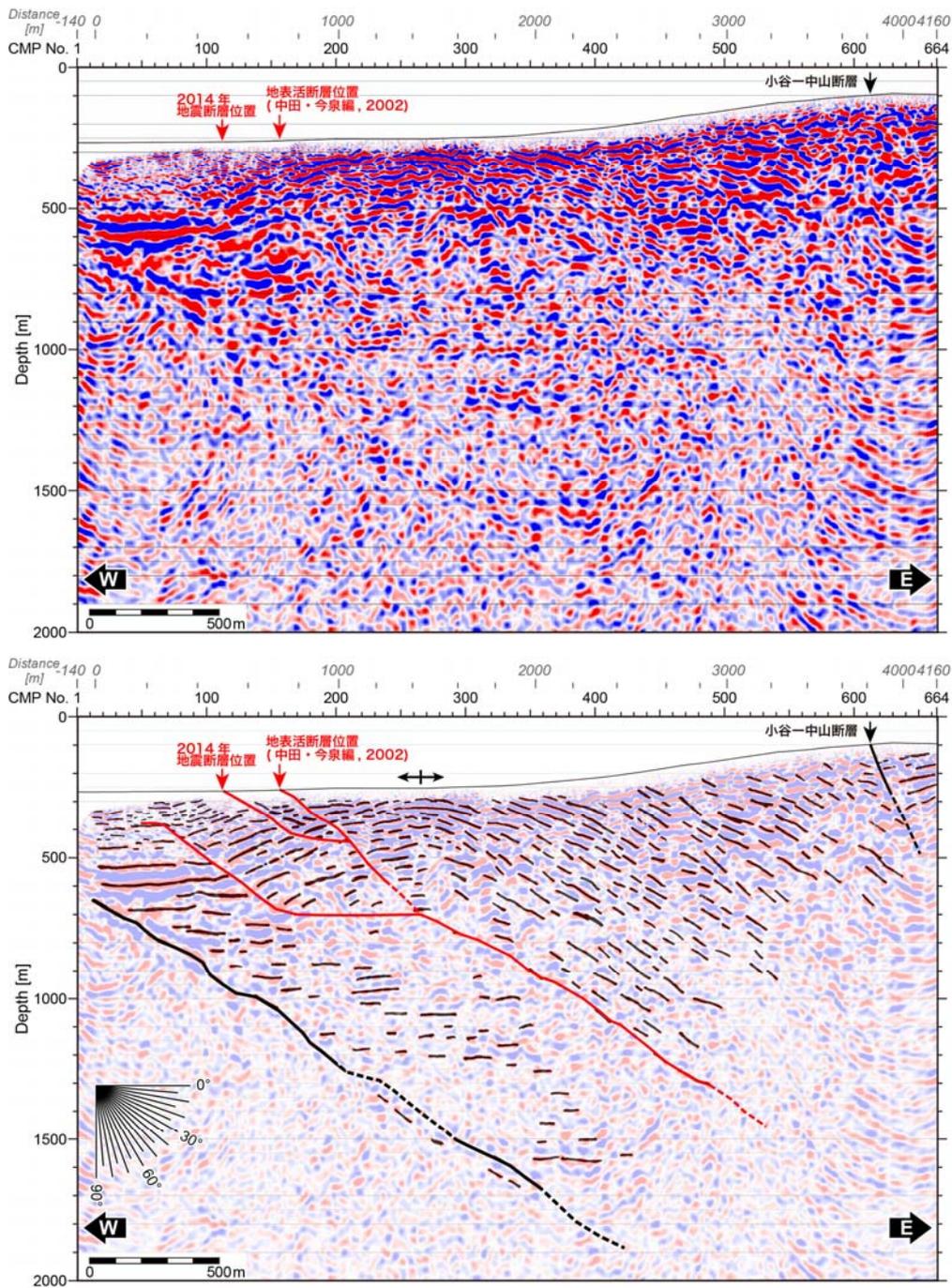
観測データを解析し、2014年長野県北部の地震に伴う地殻変動分布を求めた。GNSS 観測および合成開口レーダーの解析に基づいて地震時の断層モデルを推定した。地震断層出現区間の浅部と深部、両方ですべりが著しい。

2014/11/18 - 2014/12/31



長野県北部の地震発生前後の再決定された震源分布。

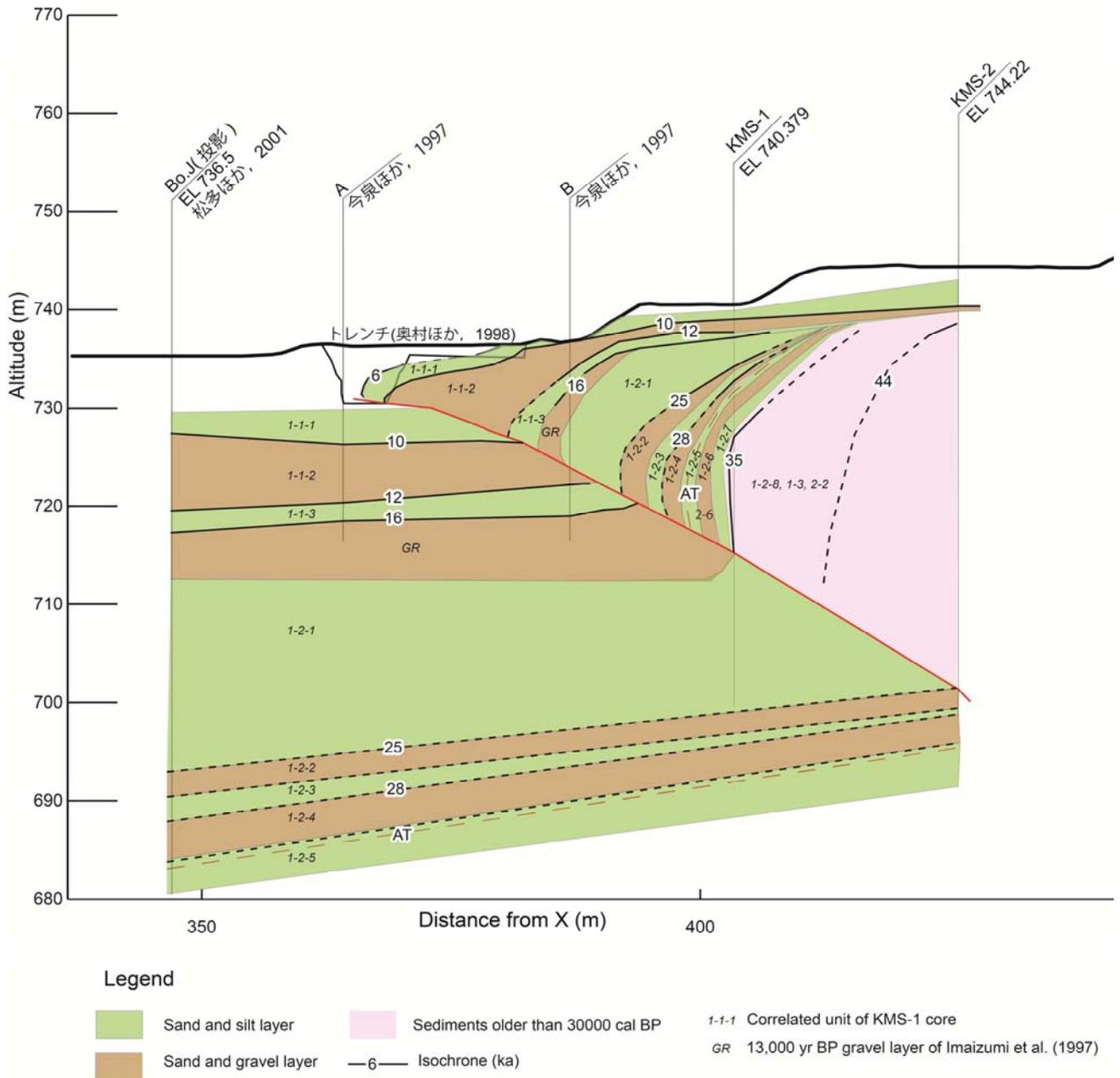
上) 震央分布。震源の色は深さにごとに色付けされている。本震の震央を赤色☆印、地震観測点を■印、活断層の地表トレースを実線で示す。青色破線は下図の深度断面図のプロファイル位置を表す。本震の発震機構解は USGS より引用。下) 深度断面図。2014 年 11 月に発生した長野県北部の地震の発生前後の地震活動解析を実施し計 1608 個の地震を再決定することで、震源断層の分布・形状を推定することができた。



反射法地震探査結果。(上) 深度変換断面、(下) 解釈断面。

2014年地震断層の深部延長部が明らかとなり、この位置よりもさらに西側の地表下100m程度に先端を持つ東傾斜の活断層(解釈断面の分岐する赤線のうち最も左側)が見出された。

2. 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測



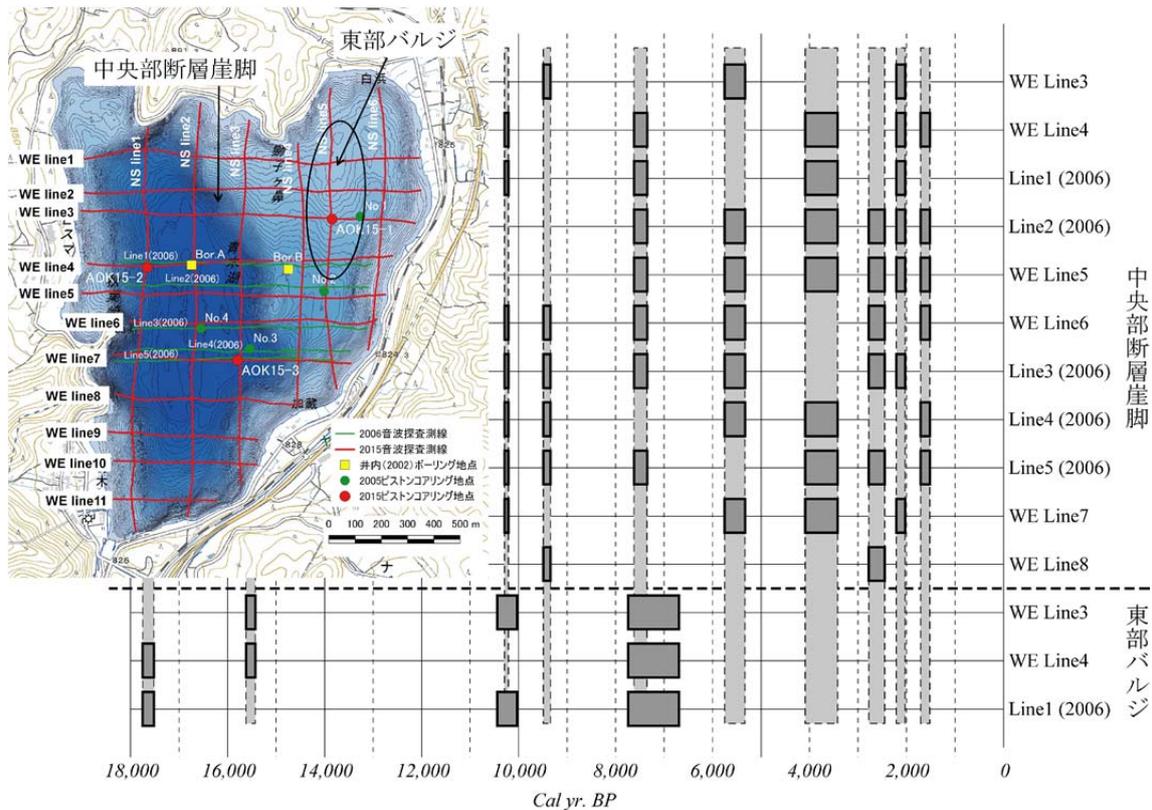
群列ボーリング調査から推定した断層の地下形状および地層の変形。

群列ボーリング調査により、極浅部の断層地下形状および上下変位速度を従来よりも高精度に明らかにした。



大出地区におけるトレンチ調査。(a) 低位段丘面における逆向き低断層崖とトレンチ（南向きに撮影）。(b) 西に傾いた農道とトレンチ南面に露出した断層帯（南向きに撮影）。

地表地震断層上で実施した 2 箇所のトレンチ調査に基づき、複数回の断層イベントを読み取ることができた。2014 年長野県北部の地震に先行する活動は、両地点ともに 300 年前以降に発生しており、それが 1714 年（正徳 4 年）の小谷地震（M6 1/4）に対比される可能性が高いことがわかった。



音波探査断面に基づく青木湖の地震（断層活動）イベントダイアグラム。

灰色のボックスは、各測線で得られた地震（断層活動）イベントの年代を、灰色の網掛け部は複数の測線で地震（断層活動）イベントの年代が重なる部分を示す。音波探査結果およびピストンコアリング調査による湖底堆積物の年代値に基づき、1.2万年間で少なくとも8回の地震（断層活動）イベントがあることが明らかとなった。その平均的な活動間隔は約1350年となり、また最近数回は短い活動間隔（1000年未満）を示すこともわかった。

目次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	3
3. 研究報告	
3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査	
3. 1. 1 航空レーザ測量.....	4
3. 1. 2 地殻変動解析.....	27
3. 1. 3 地震活動解析.....	36
3. 1. 4 反射法地震探査.....	42
3. 1. 5 湖底地形調査.....	55
3. 2 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測	
3. 2. 1 群列ボーリング調査.....	60
3. 2. 2 トレンチ掘削調査.....	72
3. 2. 3 音波探査・ピストンコアリング.....	96
4. 全体成果概要.....	110
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	113
6. むすび.....	115
7. 全体会合	
7. 1 活動報告.....	117
7. 2 会合出席者.....	118

1. プロジェクトの概要

平成 26 年 11 月 22 日の長野県北部の地震 (M=6.7) (以後、平成 26 年長野県北部地震) では糸魚川-静岡構造線断層帯 (以後、糸静線) の北部に位置する神城断層の北半分とその北方延長が活動し、当初想定されていた固有地震規模を大きく下回った。従来定義されていた神城断層がさらに小区分されるのか、今回の地震が神城断層から生じる多様な地震の 1 つなのかなど、活断層評価の根幹に関わる問題が浮き彫りとなった。また、未破壊域の神城断層南部区間の活動も今後懸念される。

本業務では、このような課題認識のもと、

○長野県北部の地震の地震像解明と周辺の地殻活動状況の把握

○糸静線北部における地震規模および長期的な発生時期予測の向上

を目的として以下に示す調査業務を行う。

糸静線のうち、平成 26 年長野県北部地震を引き起こした神城断層北部区間とその北方延長を対象に、以下に示す 2 つのサブテーマを設定し、調査観測研究を行う。これらの調査を通じて、震源断層と地表地震断層との 3 次元かつ正確な断層形状・運動像と神城断層の活動履歴・平均変位速度を明らかにする。特に、神城断層の詳細分布や活動性の側方変化を通じて同断層の連続性やセグメント化の有無を検討し、平成 26 年長野県北部地震の破壊が青木湖北方で停止した理由をさぐるとともに、今後の地震発生が懸念される未破壊区間の地震切迫性評価に資するデータを得る。

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査

・航空レーザ測量

地表地震断層が出現した糸魚川-静岡構造線断層帯北部の神城断層沿いとその南北延長部にて航空レーザ計測を実施し、平成 26 年長野県北部地震に伴う地表地震断層の詳細位置のマッピングおよび地震時変位量分布の把握を行う。

・地殻変動解析

GNSS および合成開口レーダーの測地データの解析を通じて神城断層周辺における平成 26 年長野県北部地震に伴う地殻変動を明らかにするとともに、地震間の地殻変動からこの地震の準備過程について検討する。

・地震活動解析

既往の波形データと 3 次元構造モデルを用いて、余震分布の詳細な震源再決定を行い、震源断層の分布・形状を推定する。また、P 波初動と S 波振幅比を使って余震の発震機構解を求め、震源断層との位置関係や静的応力変化との対応を調べる。

・反射法地震探査

神城断層を横断し大峰丘陵に抜ける東西 3km 程度の測線上で、中型バイプロサイズ発信源を用いた浅層反射法地震探査を実施する。これにより、地表下数 100m 程度までの地質構造をイメージングし、堆積物の変形と断層先端部の構造を明らかにする。

・湖底地形調査

平成 26 年長野県北部地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、同地震に伴う地変を確認するため、湖底地形調査を行う。

(2) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

・群列ボーリング調査

糸魚川－静岡構造線断層帯北部に位置する神城断層の地下形状および変位速度の解明を目的として、既存研究によって表層地質の概略が報告されている長野県北安曇郡白馬村神城地区においてボーリング調査を実施する。ボーリングコアの解析結果と既報の地下層序から、極浅層における断層の地下形状を推定する。加えて、上盤側の水平層の認定と下盤側との対比を行い、従来よりも正確な上下変位速度を求める。

・トレンチ調査

糸静線北部における地震規模および長期的な発生時期予測の向上のため、平成 26 年長野県北部地震の地表地震断層における先行する地震イベント発生時期、活動間隔、平均変位速度を見積もる。トレンチ掘削調査では、特に個々の地震イベント発生時期、活動間隔、平成 26 年地震に先行する活動、古地震時断層変位量を明らかにする。

・音波探査・ピストンコアリング調査

平成 26 年長野県北部地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、音波探査・ピストンコアリング調査を行う。得られたデータをもとに青木湖の湖底堆積物に記録された過去の地震イベントを解読する。

2. 業務の実施体制

この重点的観測調査は、東北大学災害科学国際研究所が体制を構築し、関係する研究機関(者)の協力を得て実施する。調査観測代表機関は東北大学災害科学国際研究所とする。

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次
1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査		
a. 航空レーザ測量	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	石村 大輔
	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次
b. 地殻変動解析	国立大学法人名古屋大学減災連携研究センター	鷺谷 威
	国立大学法人東北大学大学院理学研究科	太田 雄策
c. 地震活動解析	国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科	加藤 愛太郎
	国立大学法人東京大学地震研究所	酒井 慎一
	国立大学法人東北大学大学院理学研究科	岡田 知己
d. 反射法地震探査	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	岡田 真介
	国立大学法人岡山大学大学院教育学研究科	松多 信尚
e. 湖底地形調査	公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	原口 強
2 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測		
a. 群列ボーリング調査	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	丹羽 雄一
	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	石村 大輔
	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次
b. トレンチ掘削調査	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次
	国立大学法人広島大学大学院文学研究科	奥村 晃史
	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	石村 大輔
	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	丹羽 雄一
c. 音波探査・ピストンコアリング	公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	原口 強
	国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	石村 大輔

3. 研究報告

3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査

3. 1. 1 航空レーザ測量

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 航空レーザ計測および2時期のLiDARデータに基づく平成26年長野県北部の地震の地表地震断層の詳細マッピングおよび変位量分布の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	石村 大輔
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	教授	遠田 晋次

(c) 業務の目的

平成26年11月22日に発生した長野県北部の地震（以後、長野県北部地震）に伴う地表地震断層（以後、地震断層）の詳細位置のマッピングおよび地震時変位量分布の把握を目的とする。そのために地震断層が出現した糸魚川-静岡構造線断層帯北部の神城断層沿いとその南北延長部にて航空レーザ計測を行い、地震前後の数値地形モデル（以後、DTM (Digital Terrain Model)）を用いた差分解析を実施し、地震断層の位置・性状と地震時変位量の把握を行う。

(d) 実施業務の要約

糸魚川-静岡構造線断層帯神城断層のうち、明瞭な地震断層が出現した区間とその南北延長部である青木湖～長野県北安曇郡小谷村千国間の幅5kmを航空レーザ計測し、地形データを取得する。取得されたデータを用いてDTMを作成し、他機関にて計測された地震前DTMと比較し、地震前後での変位ベクトルを明らかにする。本解析手法では、干渉SARでは検出が難しいとされる断層近傍での変位や上下・水平（東西・南北）の3成分の変位の検出が期待される。最終的には、DTMと地震前後での変位ベクトルに基づき長野県北部の地震で出現した地震断層の位置・性状と地震時変位量を把握する。一部は現地調査を行い、計測と解析で得られた成果を確認する。

(2) 平成27年度の成果

(a) 業務の要約

地震断層の位置・性状と長野県北部地震の変位量の把握を行うため、航空レーザ計測および地震前のDTMを用いた差分解析を実施した。解析結果では、既に報告されている地震断層上（廣内ほか, 2015; 石村ほか, 2015; 勝部ほか, 2015; Lin et al., 2015; Okada et al., 2015）にて明瞭な地震時変位が認められた。解析誤差を上回る有意な上下変位（0.2m以上）は、長野県北安曇野郡白馬村塩島～堀之内で認められた。一方、上下変位が認められる範囲の南北延長部に東西方向の水平短縮が生じていることが示唆された。東西方向の水平短縮が生じて

いる場所について、北延長部は姫川に沿って長野県北安曇野郡小谷村千国よりさらに北へ、南延長部は青木湖まで認められる。これらのことから、上下変位は塩島～堀之内間で生じ、地表踏査による地震断層出現区間と一致する。一方、上下変位を伴わないものの水平短縮が及ぶ範囲は地震断層出現区間を大幅に超え、千国～青木湖の南北約20 km以上となる。これら水平短縮が認められる区間は、干渉SARの結果や地震波インバージョン・余震分布による震源断層域とも調和的である。また本手法では、上下と水平（南北・東西）の3成分に分離することで、より詳細な地震時変位の特徴を捉えることができた。

(b) 業務の実施方法

2 時期のDTMに基づく変位ベクトルの推定には数値地形画像マッチング(Mukoyama, 2011)を用いた。使用したDTMは2009年、2015年に撮影された1 mメッシュデータである(表1)。解析に用いる検索範囲は128 pixel×128 pixel (128 m×128 m)であり、本手法の誤差は0.1 pixel (0.1 m)である。

解析で使用した地震前の地形データは、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の前に計測されている。そのため、解析結果には複合的な変位が含まれる。想定される主な変位は、以下のとおりである。①2011年東北地方太平洋沖地震による変位②2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動による変位③2014年長野県北部地震による変位④2014年長野県北部地震の余効変動による変位⑤2009年5月～2015年10月の対象地域全体にわたる経年的な地殻変動による変位

本研究の目的である、長野県北部地震による変位(③+④)を抽出するには、それ以外の要因による変位量を2時期間の解析結果から除去する必要がある。除去すべき変位量である①+②+⑤の合計値(以後、バックグラウンド変位量)の要因別成分をそれぞれ分離し、対象領域全体にわたって高解像度で算定することは困難である。しかし、これらの変位量が局所的に著しく不均質ではないとの仮定のもとに、対象領域の周囲にある電子基準点の観測結果から、バックグラウンド変位量の合計値を推定することはできる。

バックグラウンド変位量のなかで、東北地方太平洋沖地震に関しては、列島規模の地殻変動が観測されている。国土院は、大きな地殻変動が観測された地域の三角点約1900点及び水準点約1900点の現地測量結果を基に約4万3千点の三角点位置及び約1900点の水準点標高を改定した。公共基準点等の座標値を、地殻変動によって生じた水平方向または上下方向のずれを補正するための座標補正パラメータ及び標高補正パラメータは、座標補正ソフトウェア「PatchJGD」及び「PatchJGD(標高版)」により、周辺の三角点や電子基準点と整合がとれた公共基準点等の成果を得ることができる。本地域においては、水平変位量の補正值「PatchJGD」は適用範囲となっているが、標高変化は小さかったため、「PatchJGD(標高版)」は適用範囲外となっている。水平変位量の補正值「PatchJGD」は、バックグラウンド変位量を知るための参考になる。しかし、「PatchJGD」では東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動以降の変動量は含まれていないので、本解析にあたってその数値を適用することができない。また、本研究の対象地域内に位置する電子基準点「白馬」の変位をみると長野県北部地震の後にも余効変動が観測されており、補正に当たってはこれらの影響を考慮する必要がある。そこで本解析では、対象地域の周囲にある6地点のGEONET観測点について、2009年5月から2014年11月までの変位を求め(表2)、これらについて

対象範囲を含む領域全体に空間補間することにより、除去すべきバックグラウンド変位量を算出した（図 1）。また、経年的な変位量のうち、2009 年 5 月から 2011 年 3 月 11 日までの変位量（表 2）は、本解析の目的に照らして十分に小さいので無視できるものとした。さらに、算出したバックグラウンド変位量を用いて数値地形画像マッチング解析によって得られた変位ベクトルの水平成分および鉛直成分の値を補正し、長野県北部地震による変位ベクトルを算出した。

現地調査に関しては、DTM と解析結果をもとに実施し、地変の確認を行った。位置情報は GPS により取得し、一部地点ではレーザ距離計を用いた簡易測量を行った。

表 1 使用した DTM データ

	計測日	メッシュサイズ	計測機関
地震前	平成 21 年 5 月 26 日、8 月 15～19 日、8 月 23 日、9 月 20～21 日（固定翼）、11 月 26～27 日（回転翼）	1 m	国土交通省 北陸地方整備局 松本砂防事務所
地震後	平成 27 年 10 月 27 日（固定翼）	1 m	東北大学

表 2 電子基準点の変位量から読み取ったバックグラウンド変位量

基準点	変位量[cm]		
	東西成分	南北成分	鉛直成分
白馬	48.3	1.0	4.1
大町	41.4	1.4	4.5
更埴	44.1	2.8	4.1
戸隠	49.0	1.7	3.4
大山	44.3	-1.0	2.0
糸魚川 2	64.0	-0.7	4.9

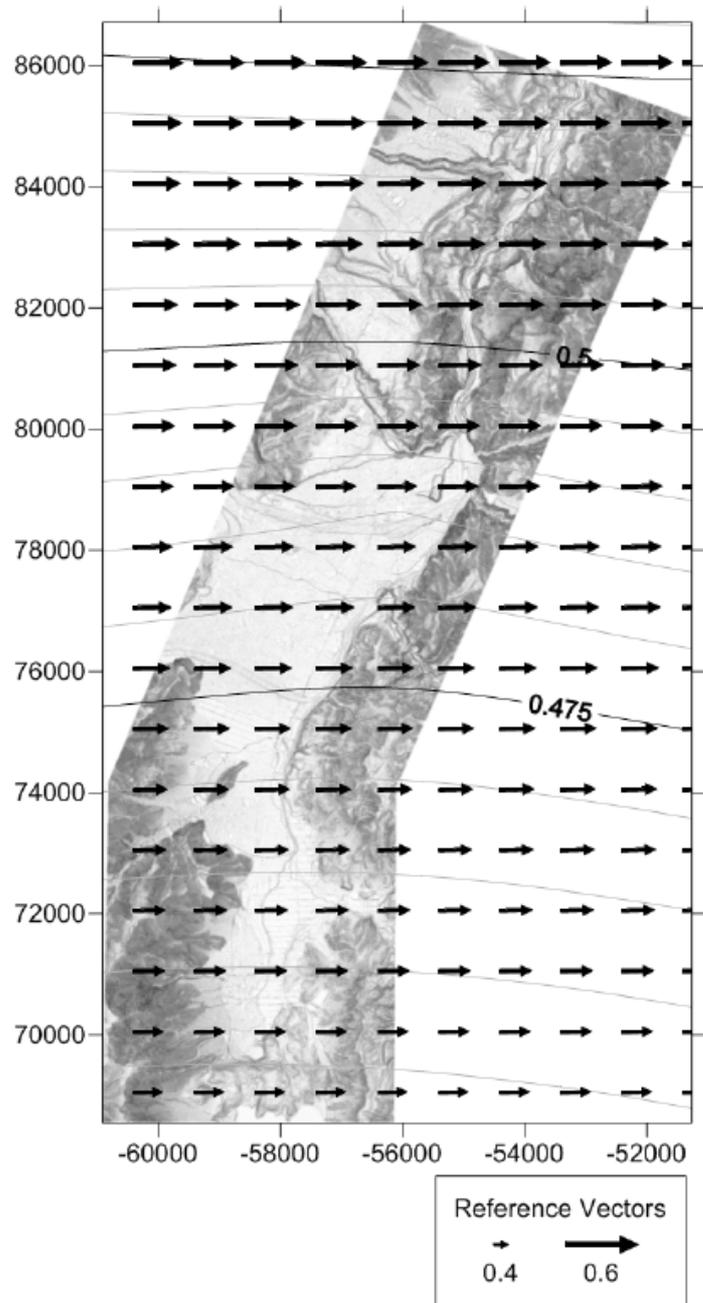


図1 バックグラウンド変位量の平面分布
背景の図は本解析範囲を示す。

(c) 業務の成果

1) 2 時期 (2009 年と 2015 年) の DTM に基づく差分解析

解析結果を図 2~4 に示す。それぞれ上下 (隆起が正)、南北 (北進が正)、東西 (東進が正) への変位量を示している。図 5 には現地調査との比較結果を示す。

まず解析結果の検証を行った。長野県北部地震による変位 (上記では③+④) は、電子基準点「白馬」で東へ約 0.3 m、南へ約 0.2 m、約 0.1 m の沈降が記録されている。解析結果では東へ約 0.5 m、南へ 0.1~0.2 m、約 0.2 m の沈降であり、若干東への変位が解析結果では大きくなっているが概ね一致している。

地震断層上の上下変位に関しては、Okada et al. (2015) で報告されている計測結果との比較 (図 5) を行った。解析結果は数値地形画像マッチングの誤差範囲でおおむね計測結果と一致する。これらのことから、解析結果が示す移動量は、長野県北部地震時の変位量を概ね示していると考えられる。ただし、解析手法の問題として地形の凹凸がない地域 (例えば、圃場整備を受けた田畑)、人工的な改変・改修 (例えば、観測期間内に建設工事が行われた場所)、定常的に地形が変化する場所 (例えば、採土場、河川、山地斜面) では、2 時期の地形が整合せず異常な値を示すことがある。そのため、1 点の結果だけではなくある測線および領域内の複数地点の結果を考慮して変位量を評価する必要がある。

上下変位 (図 2) は、既報の地震断層 (廣内ほか, 2015 ; 石村ほか, 2015 ; 勝部ほか, 2015 ; Lin et al., 2015 ; Okada et al., 2015) の東側に隆起があることを示しており、最大 1 m を超える隆起が認められる。南北方向の水平変位 (図 3) は、断層の西側は若干南へ、東側は北への移動を示しており、地震断層を挟んで相対的な左横ずれ運動が生じている可能性がある。ただし、断層の走向が南北ではないため、純粋な逆断層運動した場合にも見かけ北進運動を示すため、現段階ではこれ以上の議論はできない。東西方向の水平変位 (図 4) は、断層の西側は東へ、東側は西への移動を示しており、断層を挟んで最大 1.5 m ほどの相対短縮が認められた。これら俯瞰的な情報から、長野県北部地震の際の一般的な変位は、東側隆起・東西短縮の逆断層運動であり、左横ずれ運動を伴う可能性がある。これはすでに報告されている結果 (地震調査研究推進本部, 2014) と矛盾しない。

2) 地震断層の詳細位置と変位量分布

前述のように、解析結果から地震時変位量を読み取ることは可能である。しかし、地震断層の詳細位置を検出可能かどうかについては、さらなる検討を要する。図 5 から、上下変位が狭い領域に集中している場合 (幅数 10 m) には解析結果と現場での地震断層位置はほぼ一致する。しかし、現地計測と解析結果との乖離も複数個所で認められる。例えば、大出の北 (図 5 の Line D) では、断面測量に基づく上下変位は 0.4 m (Okada et al., 2015) であったが、解析結果では断面測量よりも広い範囲 (約 100 m) での撓曲変形 (上下変位 : 0.8 m) が認められた。この場合、地震断層位置は現地調査と一致するが、変位量に関しては現地調査が過小評価だったと言える。一方、深空周辺で認められた小さな上下変位 (14 cm ; Okada et al., 2015) は解析結果 (上下変位 : 0.2 m) に表れていたが、その地震断層の詳細位置に関しては現地調査の観察事実が必要不可欠であった。これは解析結果のばらつきか、実際の変位を示しているか否か、が解析結果のみからでは判断できないことによる。したがって、狭い範囲で有意な上下変位 (以後、解析誤差を超える 0.2 m 以上の上下

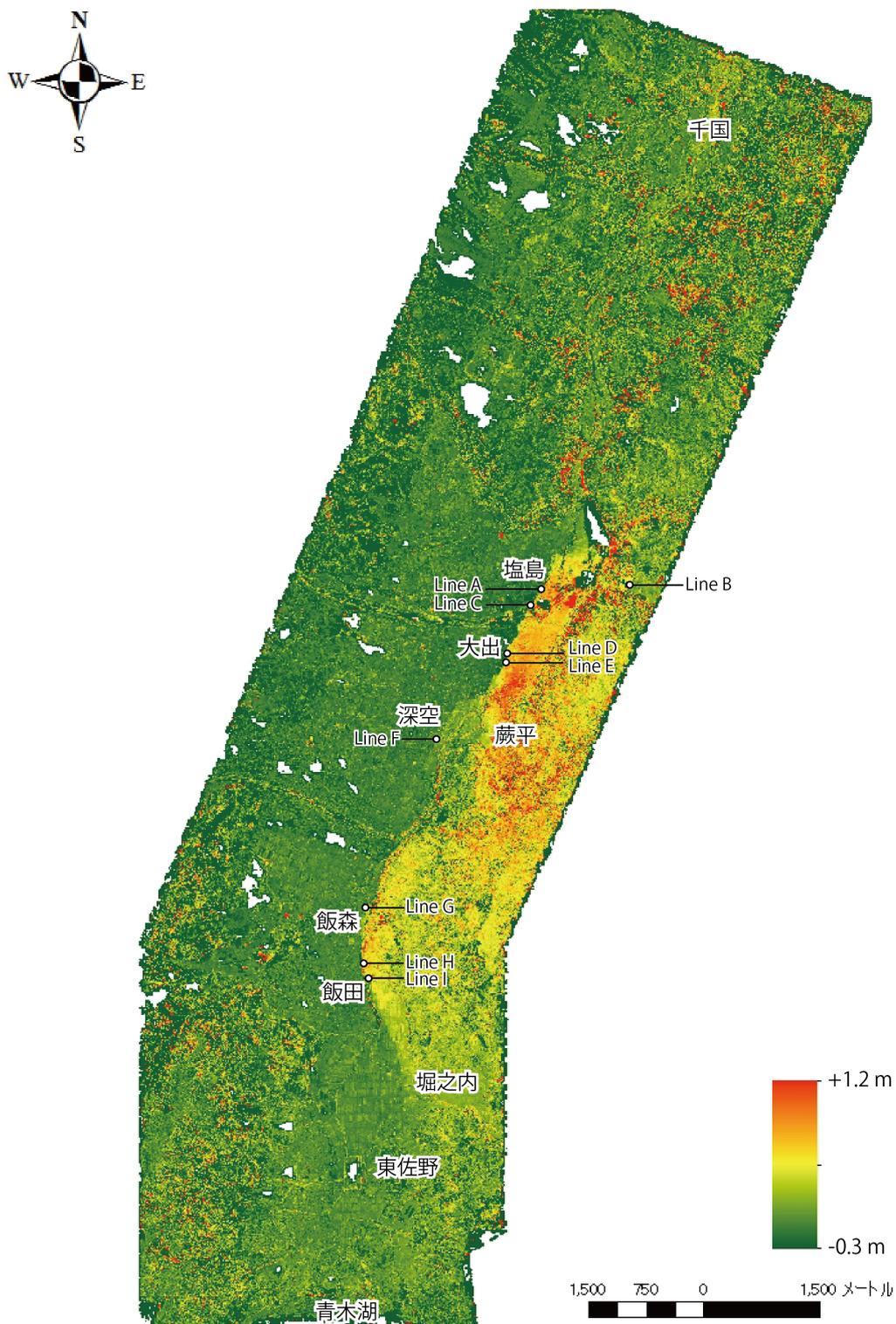


図2 解析結果（上下変位）
隆起が正。

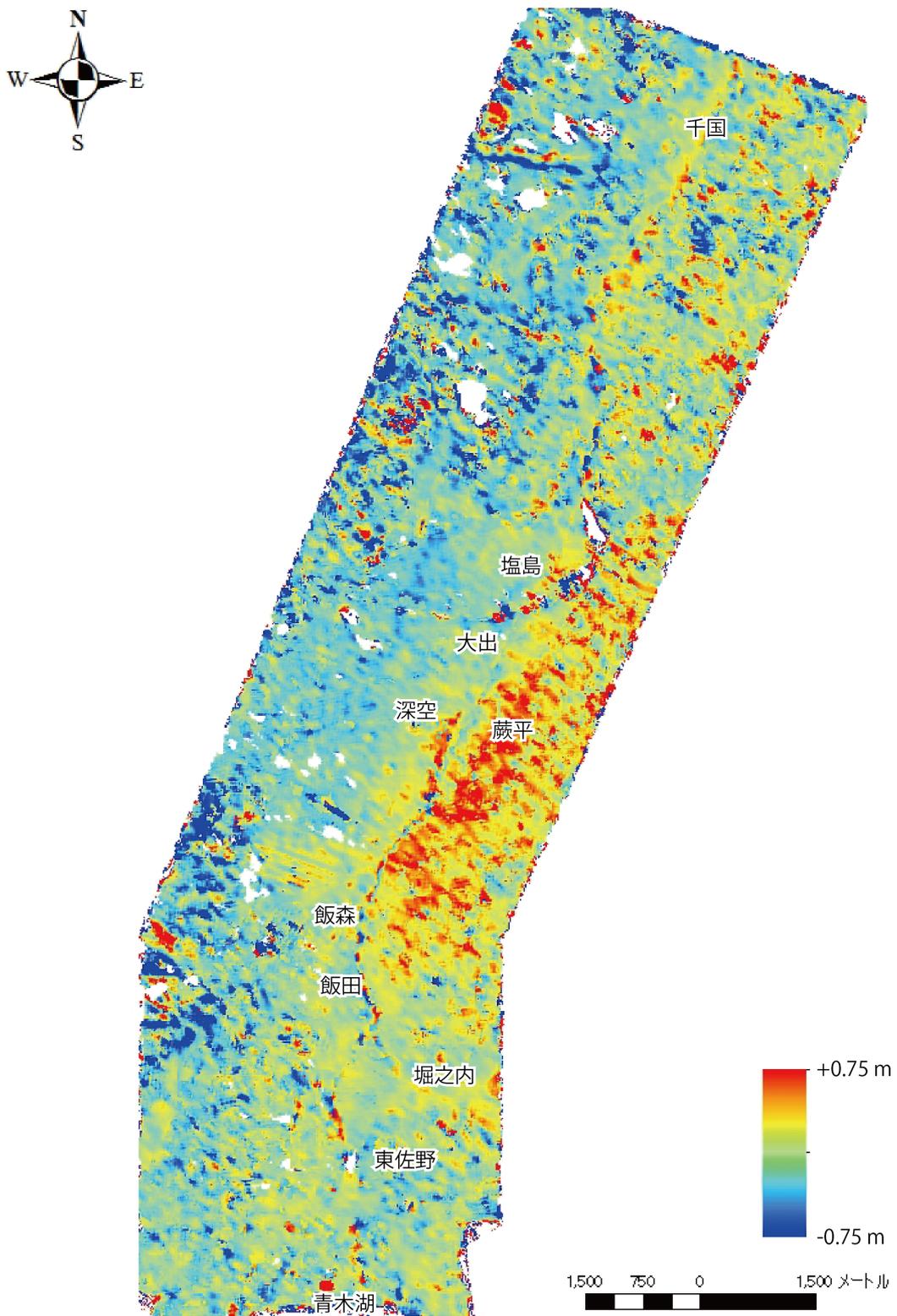


図3 解析結果（水平変位：南北成分）
北進が正。

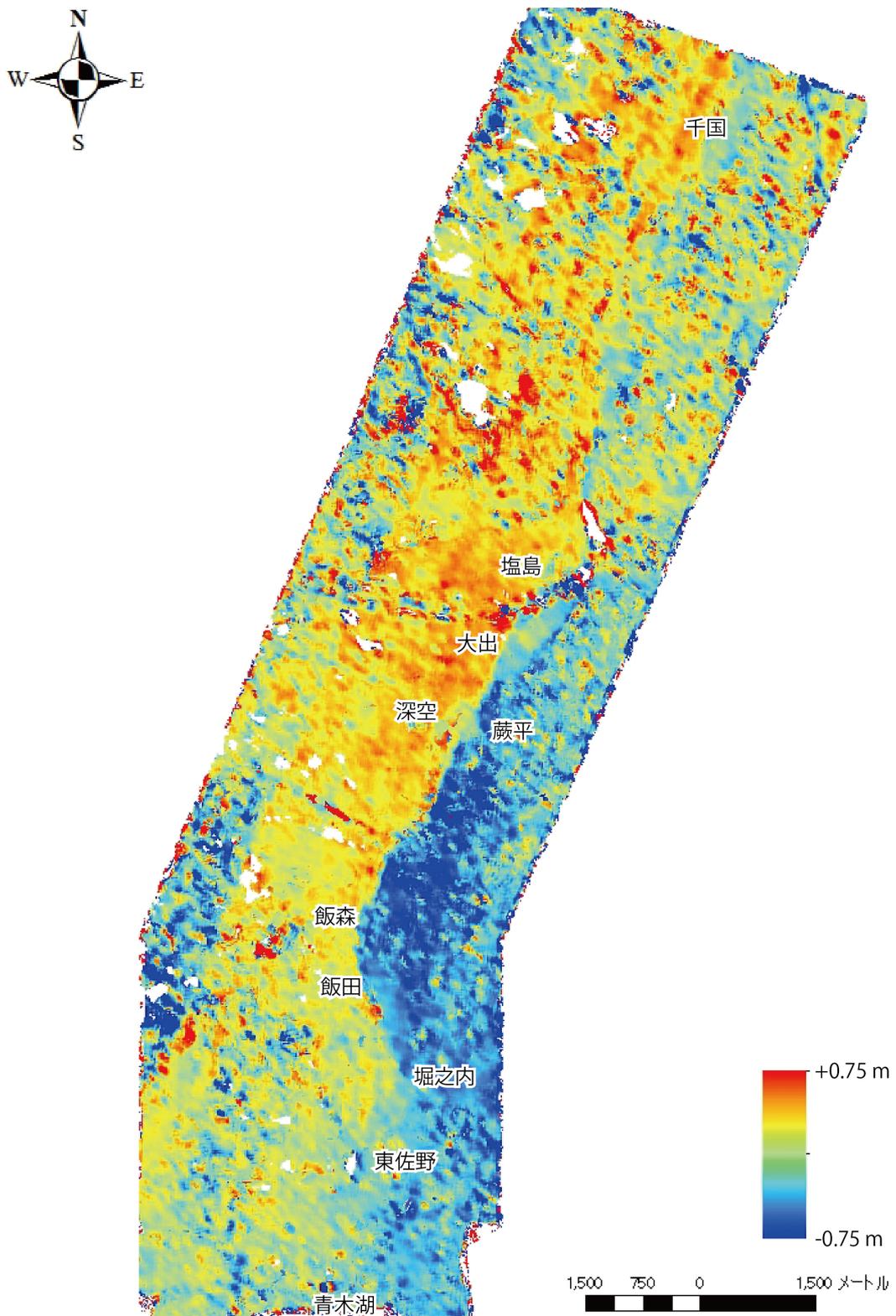


図 4 解析結果（水平変位：東西成分）
東進が正。

変位のことを意味する)を示す部分では、地震断層の位置決定が可能ではあるが、変形幅が大きい・変形量が小さい場合には現地調査における観察事実が不可欠である。そのため本研究では、DTMに基づく差分解析だけではなく、現地調査を加えて、地変の確認に努めた。

地震断層の詳細位置に関して、まず東北大学による地震断層 (Okada et al., 2015) について検討する。解析結果では、Okada et al. (2015) による地震断層を境に明瞭な上下変位量の差が認められた。このことから盆地側 (姫川の左岸側) で認められた地震断層に関しては、Okada et al. (2015) を踏襲し、解析結果を踏まえて若干の修正を行った。特に、Okada et al. (2015) による地震直後の調査で地震断層位置が不確定であった部分について、以下で検討した。該当箇所は、a) 城山周辺、b) 松川、c) 蕨平周辺、d) 深空～飯森の姫川右岸、e) 飯森～飯田の姫川沿い、f) 飯田～青木湖、である。そこで解析結果 (上下変位) と現地観察を踏まえて、上記の地点における地震断層位置を推定する。

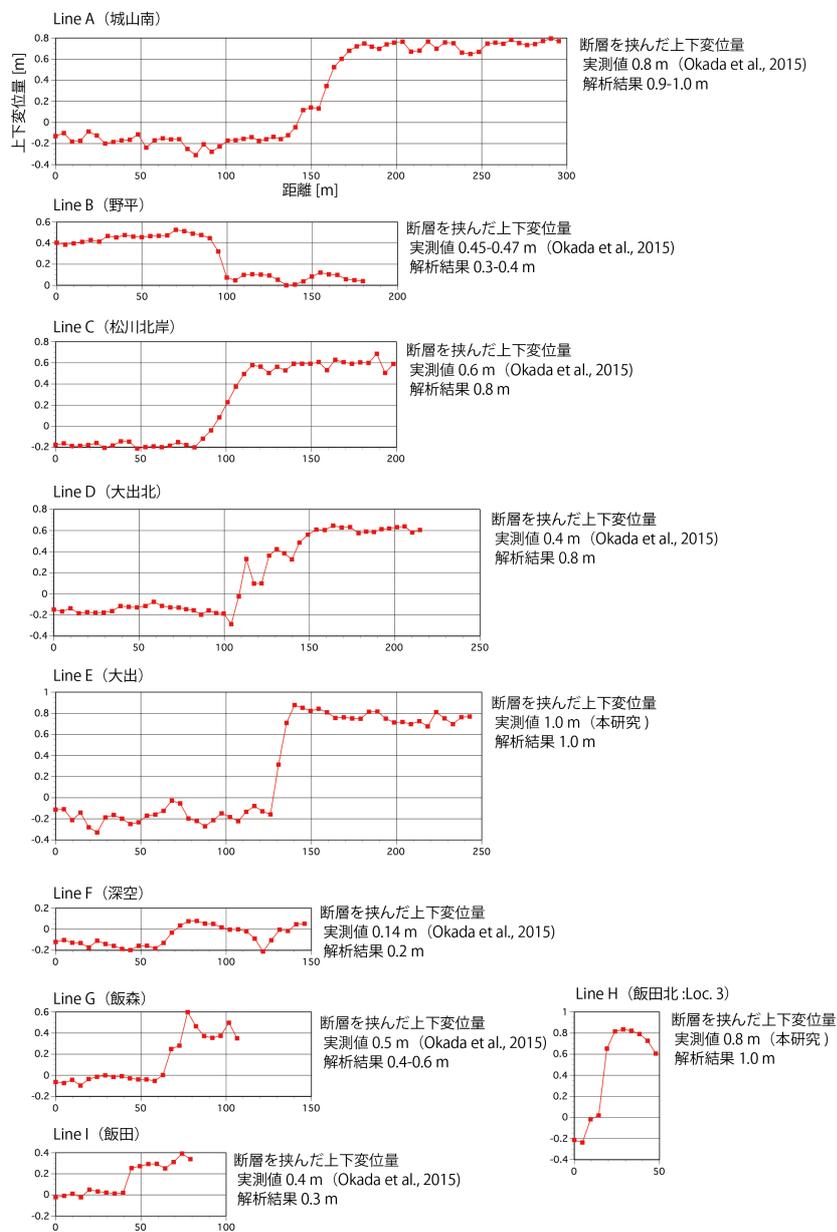


図5 現地計測と解析結果 (上下変位) の比較

a) 城山周辺 (図 6)

城山の南側と西側では、明瞭な地震断層が出現したが、城山上の地震断層分布は不明であった。地震直後の現地調査では、城山上では南縁を除き地変は確認できなかった。一方、城山の西麓では開口亀裂や墓石の倒壊が観察されたが、地震断層を推定するには至らなかった。本解析結果では、この城山西側に明瞭な上下変位が現れており、地震直後に観察された開口亀裂は地震時変位による副次的な現象と解釈される。したがって、本研究では、城山西側の基部に地震断層を推定し、城山東側で北落ちを示す地震断層へと連続的につながるものと解釈した。また、城山上では、変位は緩やかに一様に変化していることから、ここに地震断層は出現していないと考えられる。

b) 松川 (図 6)

松川の河床に関しては、地震直後の調査では確認できなかった。解析結果では松川を横切る明瞭な上下変位が認められた。2時期間の河床変動も含まれるが、松川を横切るように上下変位が認められることから地震断層を示しているものと考えられる。松川南岸についても同様に湾曲する地震断層が推定された。

c) 蕨平周辺 (図 7)

地震直後の調査では、蕨平周辺において明瞭な地震断層を確認できなかった。また姫川右岸については観察できていなかった。解析結果をみると、大出に分布する複数の地震断層のうち西から2条目の断層が姫川を超えて蕨平の北側から西側へ連続することがわかる。蕨平に分布する段丘面上では、変位は緩やかに東側へ向かって大きくなる傾向を示す。さらに東側には上下変位が急増する部分が認められた。この周辺では、人工物にもいくつかの地変が認められていることから、図7のように蕨平に分布する段丘面上に2条の断層を推定した。

d) 深空～飯森の姫川右岸 (図 8)

深空～飯森間では、地震直後の調査において、姫川左岸に人工物の変形等がないことを確認した。そのため、姫川沿いに地震断層を推定した。一方で、大塚 (2014) や Lin et al. (2015) は姫川右岸の山地内に地変を報告していた。本解析結果でも、若干の上下変位が山地内に認められた。ただし、本解析手法では変位の検出が難しい地形であるため、現地にて地変の確認を行った。その結果、大塚 (2014) や Lin et al. (2015) で報告されている地変は、既存の崖地形沿いに分布していることがわかった (図 9)。DTM から新期の崖地形が読み取り可能であった。一方、いくつかの地点ではそれら崖地形の上に東側に凸の平面形を有し、西落ちを示す崖も生じている (図 8: Lin et al., 2015)。連続的に確認された崖地形が地震断層か地すべり末端の変形かどうかは慎重に検討する必要がある。

本研究では、現地調査において2か所で簡易測量を行った。Loc. 1 では、地震前から存在する地すべり堆積体を切断するように崖が出現していた。上下変位は 1.5 m であることから、今回の地震前にすでに崖が存在しており、今回の地震時にさらに変形を生じた可能性がある。Loc. 2 では、谷内部の新期堆積物上に崖が出現しており、上下変位は 1.0 m であった。加えて、それら新期の崖は異なる地形面上を連続的に横切っており、Loc. 2 のように標高の低い谷の中では東側へ凸の平面形態を示す。このような断層の地下形状を推定すると東傾斜の逆断層が推定される。地すべり末端による変形である場合には、このような崖の連続性や平面形態から推定される断層地下形状を説明することは難しい。したがっ

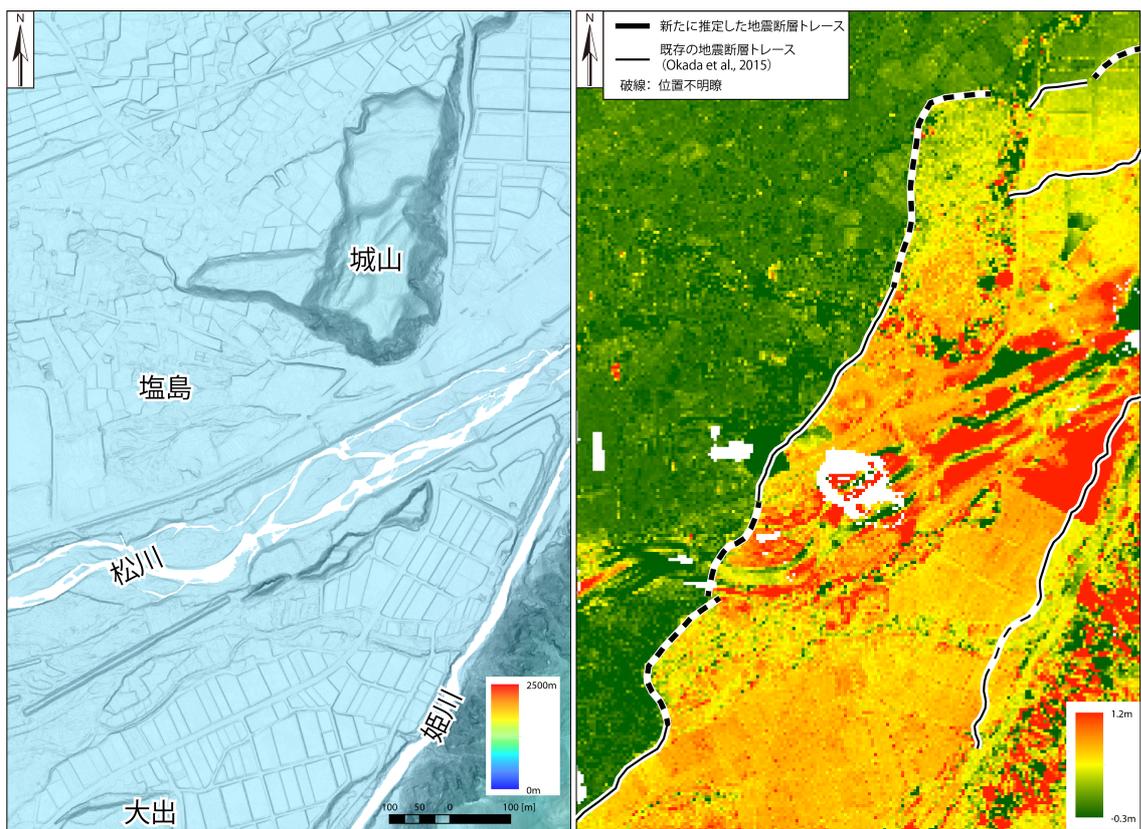


図6 城山周辺の段彩・斜度図（左）と上下変位・地震断層（右）

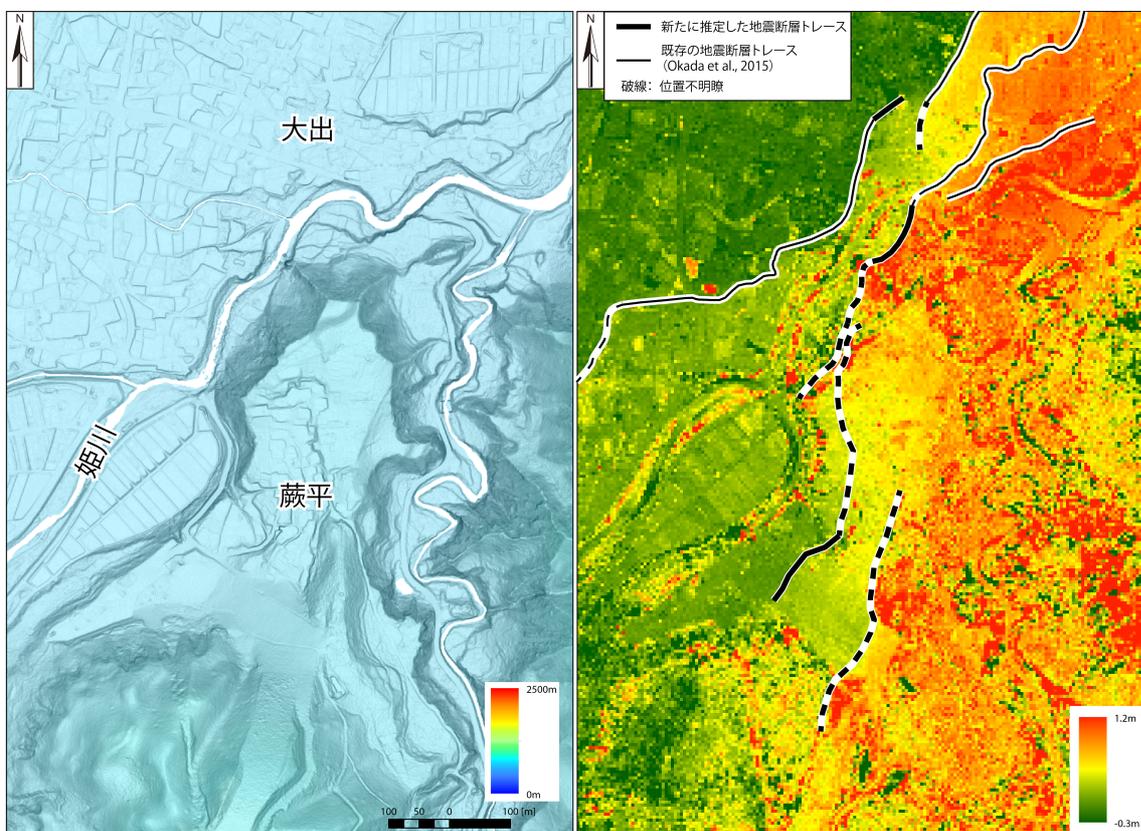


図7 蕨平周辺の段彩・斜度図（左）と上下変位・地震断層（右）

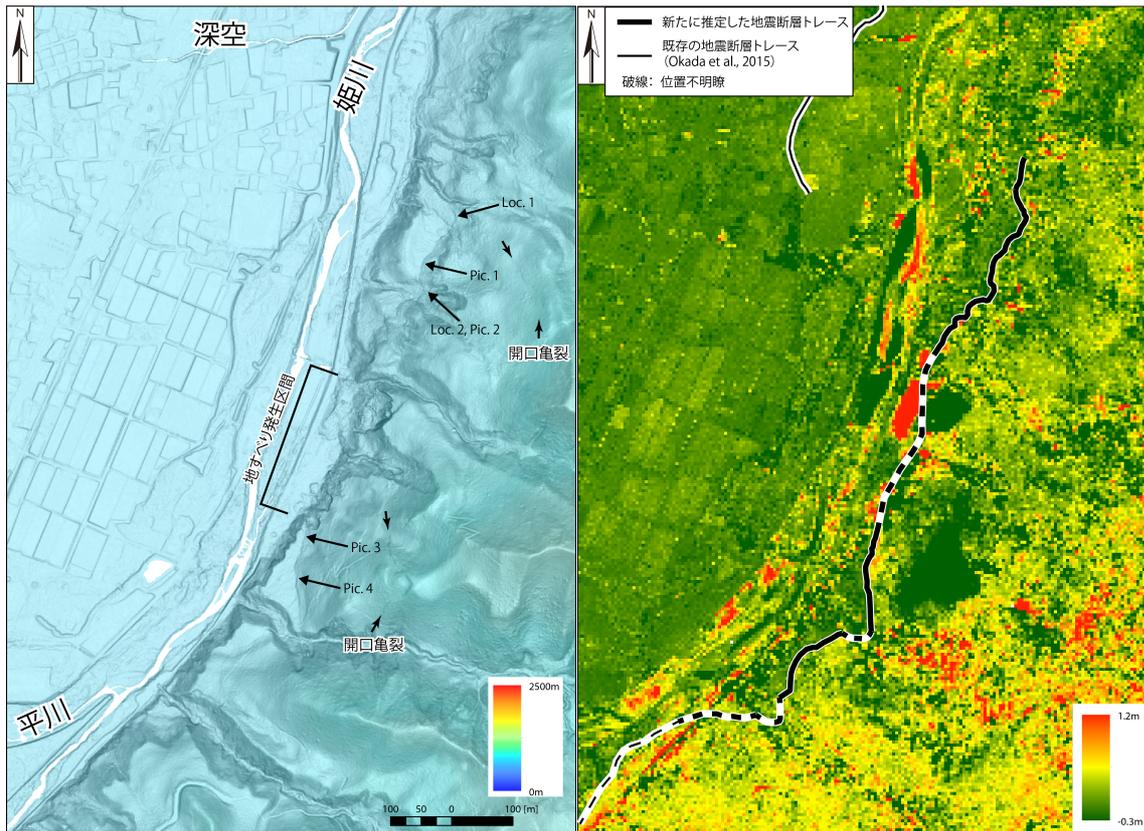


図8 深空～飯森の段彩・斜度図（左）と上下変位・地震断層（右）

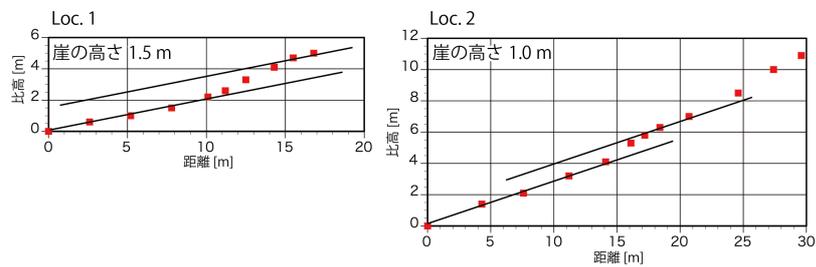


図9 山間部で認められた崖地形と Locs.1,2 の地形断面図

て、本研究では、深空～飯森間に認められる山地内の崖地形を地震断層であると解釈した（図 8）。また、この地震断層の上位斜面上にある西落ちの崖は、断層上盤の引張変形に伴うものと解釈できる。この斜面にある崖地形の一部は、地震前の DTM にも認められ、今回の地震でさらにその崖が成長したと考えられる。なお、この区間の姫川沿いには長野県北部地震の際に発生した最大の地すべりが存在する。これは丘陵基部（比高 50 m）に地震断層が出現したことに誘発されたものと推定される（図 8）。

b) 飯森～飯田の姫川沿い（図 10）

飯森～飯田間に関して、地震直後の調査では地震断層の位置を姫川沿いと推定していた。しかし、本解析結果から姫川右岸に地震断層が出現したことが示唆された。これをもとに、現地調査にて水田上に出現した地震断層を確認した（Loc. 3）。さらに、その北延長部については解析結果と同様に丘陵基部に連続することがわかった。現地計測の結果、Loc. 3 では 0.8 m の上下変位が認められ、解析結果と整合的な結果が得られた（図 5）。

c) 飯田～東佐野（図 10、11）

飯田～東佐野間では、田畑の傾きや撓みが認められていたが、明瞭な地震断層は出現していなかった。そのため Okada et al. (2015) では、短縮変形と引張変形の組み合わせをもって、短縮変形が集中している部分に地震断層末端が到達しているものとし（石村ほか，2015）、地震断層位置を推定した。解析結果では、おおよその短縮変形が認められる地点から、東へ向かって上下変位が増加する変形が堀之内まで明瞭に認められた。堀之内より南の東佐野～青木湖にかけては、有意な上下変位は認められなかったため、上下変位が認められる区間を堀之内までとし、地震断層を推定した。その位置はほぼ Okada et al. (2015) と一致するが、堀之内以南の地震断層位置を修正した。

以上の結果から、長野県北部地震に伴う有意な上下変位が認められる区間は塩島～堀之内である。また、地震直後の現地調査で得られた地変の多くが地震断層に関連することが確認され、不確実であった区間の詳細な地震断層位置が明らかとなった。本研究結果は、既存の地震断層（廣内ほか，2015；石村ほか，2015；勝部ほか，2015；Lin et al., 2015；Okada et al., 2015）と大きく異なることはなかったが、その位置や地震断層か否かを判断する上で有用な情報となった。

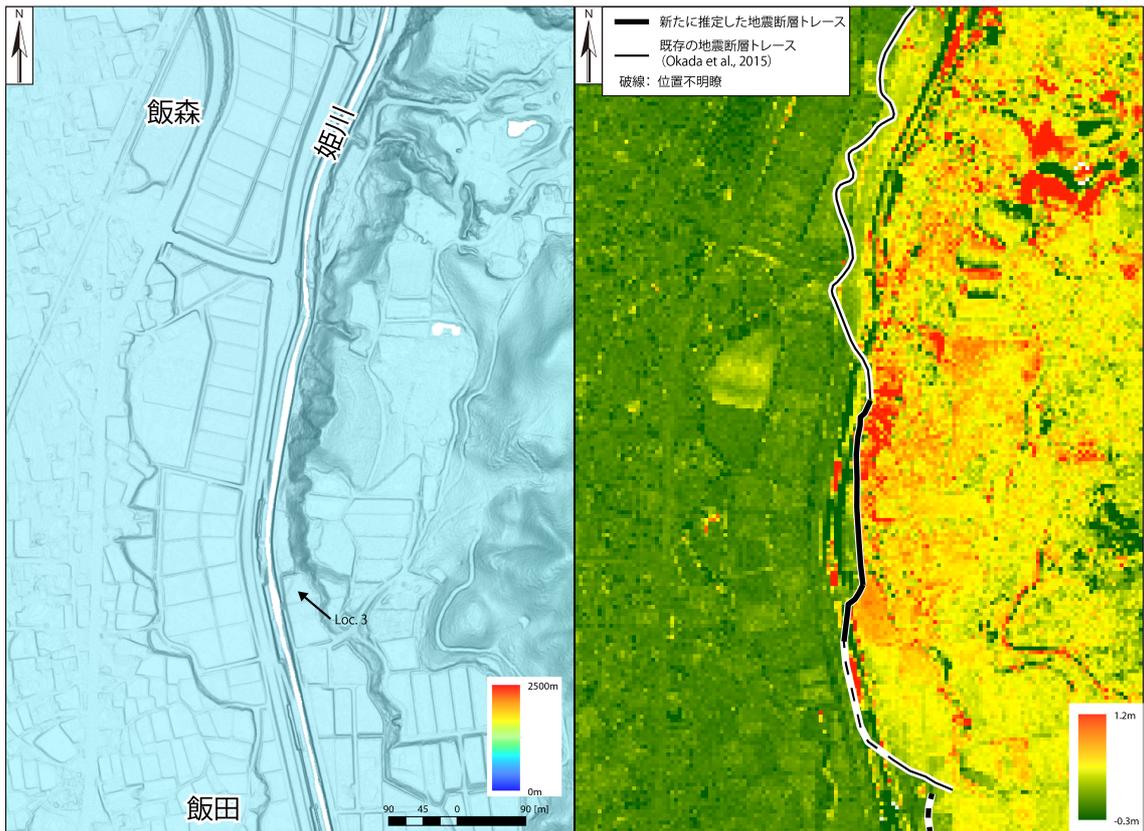


図 1 0 飯森～飯田の段彩・斜度図（左）と上下変位・地震断層（右）

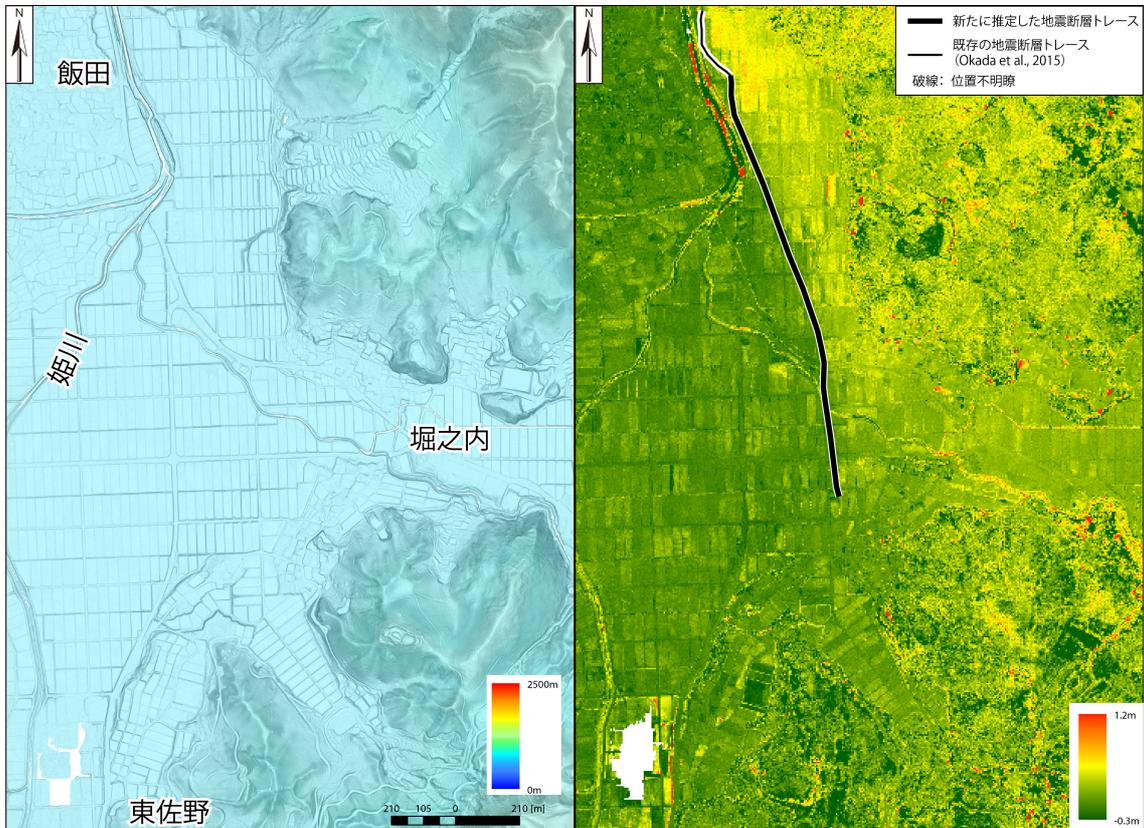


図 1 1 飯田～東佐野の段彩・斜度図（左）と上下変位・地震断層（右）

3) 地震断層出現区間の南北延長部

上述したように有意な上下変位が現れる区間は既存研究とほぼ一致し、塩島～堀之内の区間に限られる。しかし、干渉 SAR 画像では、それらの南北延長部にも変位が確認されている（国土地理院，2014；中埜ほか，2015）。以下では、その区間の解析結果を述べる。

南北延長部の東西で水平変位（東西成分）（図 4）の傾向（変位の向き）が異なる。一方、上下変位（図 2）には明瞭な差異は認められず、水平変位（南北成分）（図 3）には若干の差異が認められるが東西成分ほどではない。これらのことから南北延長部では、地震断層出現区間のように有意な上下変位は生じていないが、東西短縮が生じたと推定される。そこで、水平変位の向きが変わる部分（東西短縮が生じている部分）を線で示した（図 12、13）。ただし、この線は単純に東西成分の変換点を示しており、地震断層を意味してはいない。また以下に示す短縮量に関しても、解析結果のばらつきが大きいため参考値とする。

北部延長部では、姫川を挟んで東西での傾向が異なる。西側はばらつきが大きいが 0.2～0.4 m ほどの東進を示し、東側は 0～0.2 m ほどの西進を示し、相対的には約 0.5 m の水平短縮が認められる。千国では、中埜ほか（2015）により短縮変形が確認されており、その結果と矛盾しない。

南部延長部では、既存の活断層（東郷ほか，1999）よりも西側に傾向の変換点が存在する。こちらでも解析結果のばらつきが大きいが、西側は 0～0.1 m ほどの東進を示し、東側は 0.2～0.3 m ほどの西進を示し、相対的には 0.2～0.3 m の水平短縮が認められる。Okada et al.（2015）でも、側溝等の座屈が認められており、その観察結果と矛盾しない。

次にこれら東西短縮の要因として、以下の 2 つが挙げられる。1) 断層変位によるもの、2) 地震動に伴う表層部の変形。前者については、地表までは切断しないものの表層部まで断層変位が及んだことを意味する。北部延長部に関しては、中埜ほか（2015）が指摘しているように地質断層である姫川断層（中野ほか，2002）が変位したことを示唆する。中埜ほか（2015）ではさらに地下構造まで言及しているが本研究からは姫川断層が震源断層と繋がっているか否かは不明である。後者に関しては、表層部での斜面移動や地すべり体の移動が候補として考えられる。北部延長部は、姫川が下刻する急斜面であるため、姫川西斜面は東へ、東斜面は西側へ移動し、見かけ東西短縮が生じているようにみえる可能性がある。しかし、姫川西側では比較的広い範囲で東進が認められるため、表層部の変形のみでは単純に理解できない。南部延長部でも堀之内から青木湖にかけての広い範囲で西進が認められる。したがって、後者の影響も解析結果に現れている可能性があるが、それだけでは説明できない東西方向の短縮が生じている可能性がある。

これら南北延長部の変形は、干渉 SAR や現地調査により指摘されていたが、本解析結果でも同様の変化が認められた。さらに、本解析結果では 3 成分に分離できたことから、干渉 SAR で認められる変位は、主に東西短縮を表していると考えられる。ただし、定量的な議論に関しては、本解析の確度・精度のさらなる検証が必要であるため、ここでは参考値として扱う。

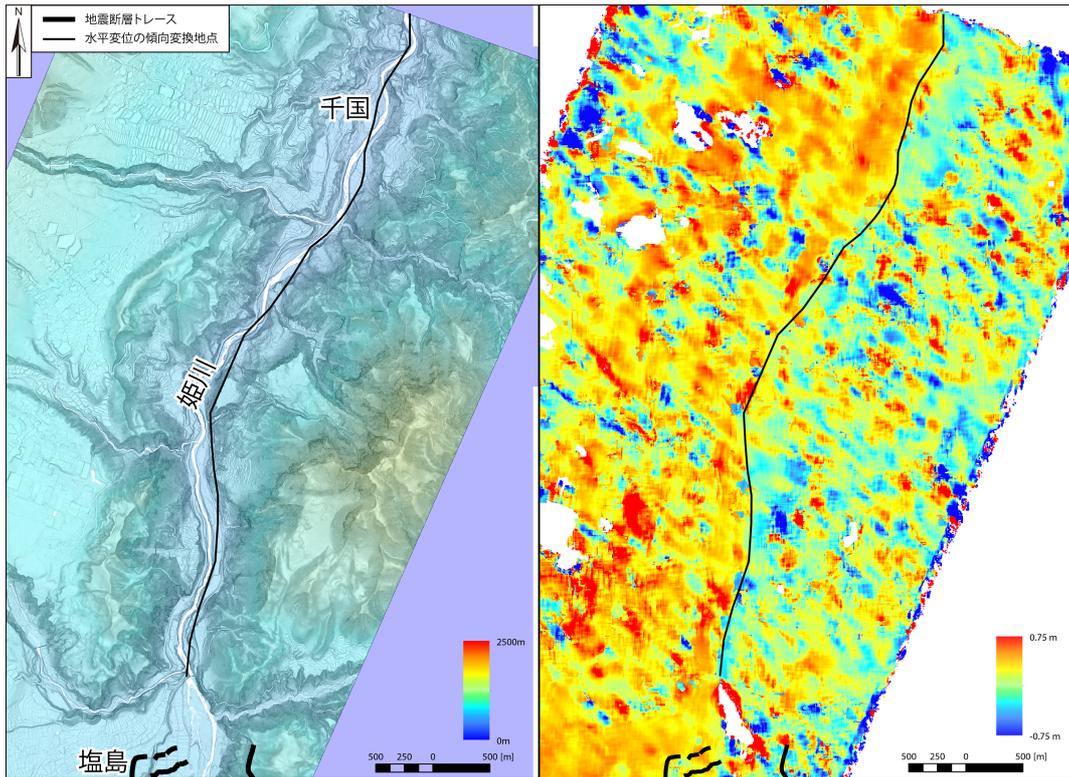


図 1 2 地震断層の北延長部の段彩・斜度図（左）と
水平変位（東西成分：東進が正）（右）

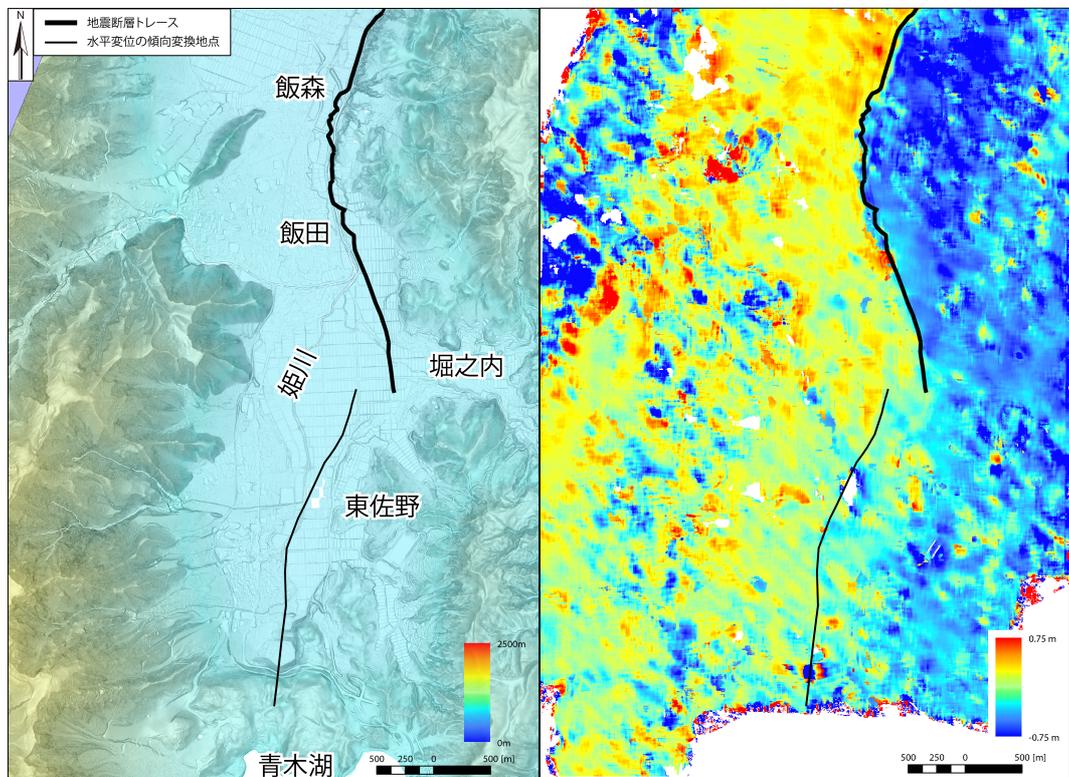


図 1 3 地震断層の南延長部の段彩・斜度図（左）と
水平変位（東西成分：東進が正）（右）

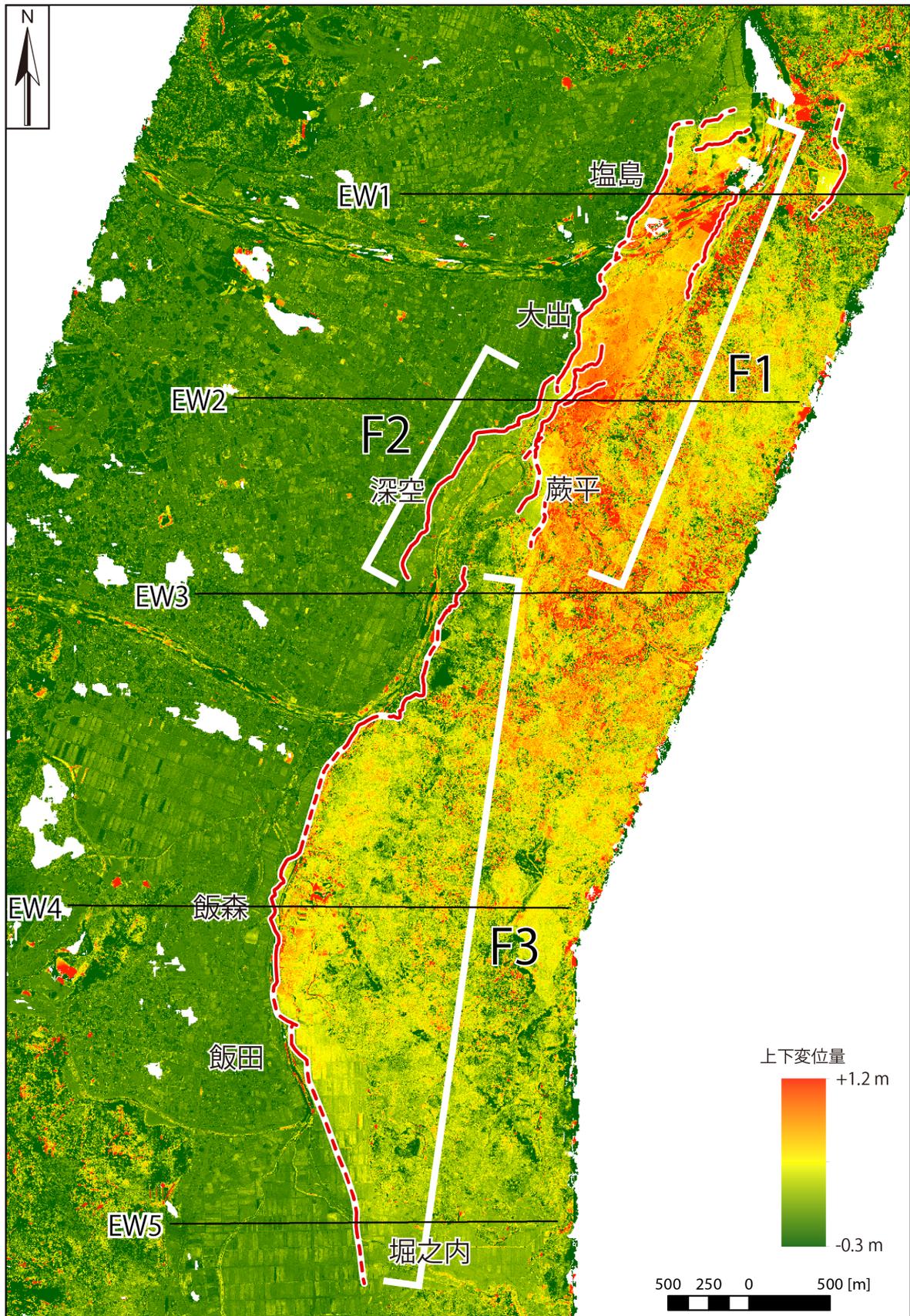


図 1 4 本研究で推定した地震断層

赤線は地表地震断層を表し、実線は現地にて変位を確認した地点、破線は差分解析結果から推定された地点を示す。隆起が正。

4) 長野県北部地震時の変位量分布

図 14 に本研究で推定した地震断層位置、図 15 に上下変位・水平変位の断面図を示す。ただし、南北成分に関しては見かけの成分である可能性があるため以下では、上下成分と東西成分について記載する。地震断層と上下変位量の分布からは、塩島～蕨平、大出～深空、深空～堀之内の 3 つの地震断層に分けられ、便宜的にここでは北から F1～F3 と呼ぶ。最大の地震時上下変位は大出～蕨平間の F1 東側に認められ、複数の断層を挟んで 1.3 m ほどの上下変位を示す（図 15 の EW2）。0.5 m 以上の隆起は、F1 と F3 の上盤側に広く認められる。一方、沈降は F1 下盤側の大出周辺で認められ、その値は 0.2～0.3 m である。

東西方向の上下変位・水平変位（東西成分）の分布を見てみると、F1 を横切る測線（図 15 の EW1, 2）では地震断層位置が最も上下変位が大きく、東側へ向かって幅 1 km ほどで変位を減じる。水平成分では、断層を挟んで 0.5～1.0 m の東西短縮を示し、下盤側の東進が顕著である。F1 と F3 の間の測線（図 15 の EW3）では、地震断層位置から東へ向かって上下変位が増加し、背斜状の変形を示す。この位置は F1 の南部延長部に相当する。一方、水平成分は地震断層位置で約 1.0 m の東西短縮が認められ、山間部の地震断層では水平移動が主な変位と推定される。F3 を横切る測線では、地震断層位置のすぐ東側が最も上下変位が大きく、幅 250 m ほどで上下変位が減じる。さらに東側には F1 の南延長部に相当する背斜状の変形が認められる。F3 南端部の堀之内では、緩やかな背斜状の変形が認められるが上下変位は小さい。F3 を挟んだ水平変位に関しては、F1 よりも若干大きな値を示し、断層東側の西進が特徴的に認められる。

図 16 には F1～F3 の断層を挟んだ上下変位量・水平短縮量とその比率から求められる断層の角度を示す。ただし、断層の角度については単純に計算したものであるため参考値とする。F1～F3 それぞれで上盤側の隆起量分布が異なる。F1 は大出周辺で断層が複数に分岐するが、全体としては塩島～蕨平で大きな値（約 1.0 m）を示す。F2 は実測値と同様に北側で大きく、南へ向かって変位が減じる。F3 は飯森～飯田間で大きな値（1.0 m 弱）を示し、南北端へ向かって変位が減じる。

これらのことから、今回地震断層が出現した区間において、大きく分けても 2 つの断層（F1 と F3 に対応）が活動したと考えられ、それらを結ぶ形で F2 が出現したように見える。F1 と F3 の特徴は以下のようにまとめられる。F1 では地震断層が南北端で鉤型の地表形態を示し、上下変位は約 1.0 m、東西短縮は 0.5～1.0 m を示す。求められた断層の角度は F1～F3 の中では高角であり（図 16）、下盤側の沈降が認められることと調和的である。F3 に関しては、西側に凸の滑らかな平面形態を示し、上下変位は最大で 1.0 m 弱で、東西短縮も約 1.0 m を示す。求められた断層の角度は F1～F3 の中では低角である（図 16）。

図 17 に干渉 SAR（国土地理院，2014）と地震断層位置を示した。地震断層と干渉 SAR の対応は良く、バックスラスト（back-thrust fault）も含めて干渉縞の密な部分は有意な上下変位を示した部分と一致する。一方、地震断層南北延長部に関しては、本研究によって東西短縮のみが認められた部分と干渉縞の対応は良く、干渉 SAR で認められる変位が 2 時期の DTM の差分解析で検出されていると考えられる。さらに干渉 SAR では衛星方向への移動を示しているため、上下・水平成分の切り分けが困難であったが、本解析結果から干渉 SAR に現れている変位のほとんどが水平方向の短縮によるものと推定される。

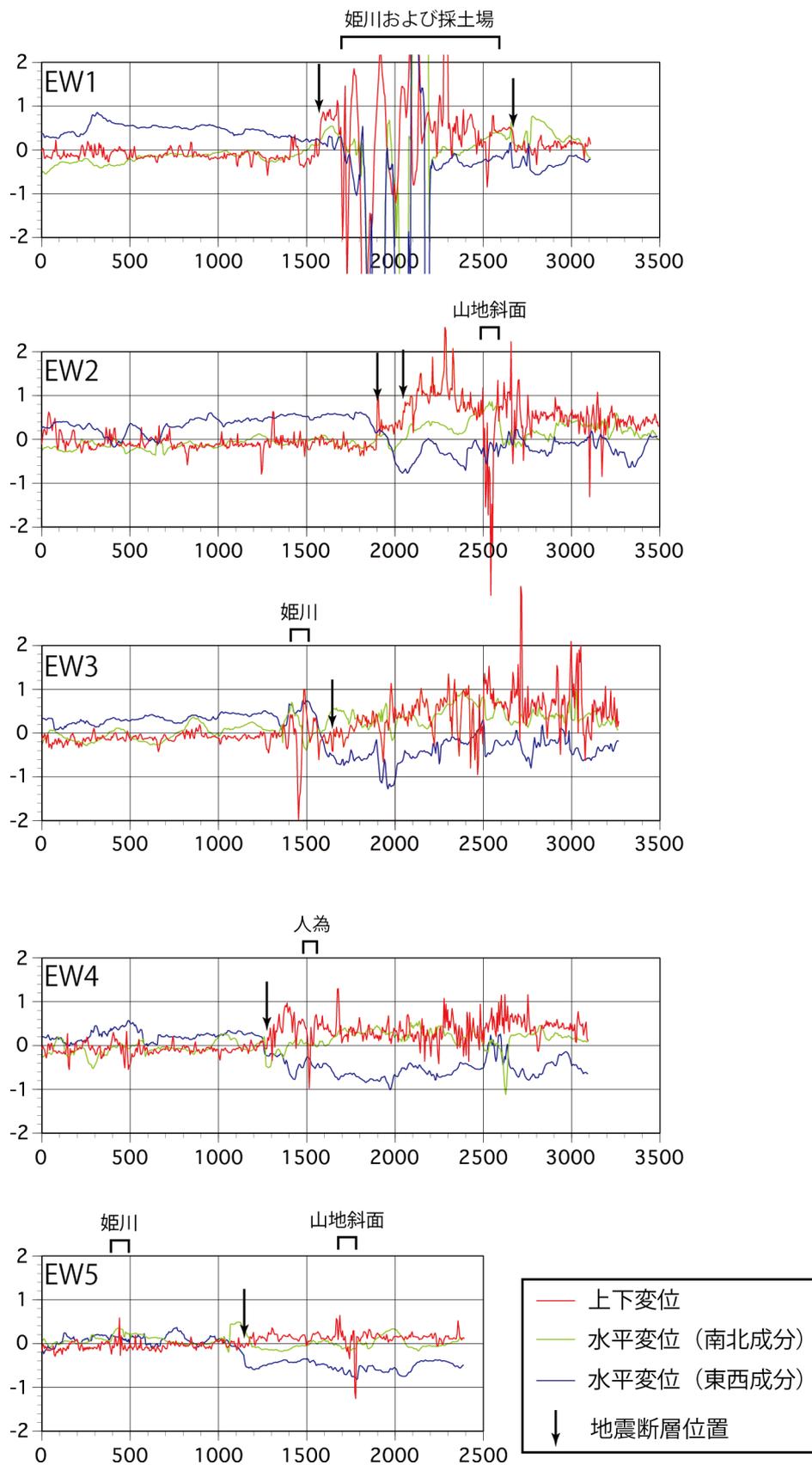


図 1 5 上下・水平変位分布
測線を図 1 4 に示す。変位量の正負は図 2 ~ 4 と同様である。

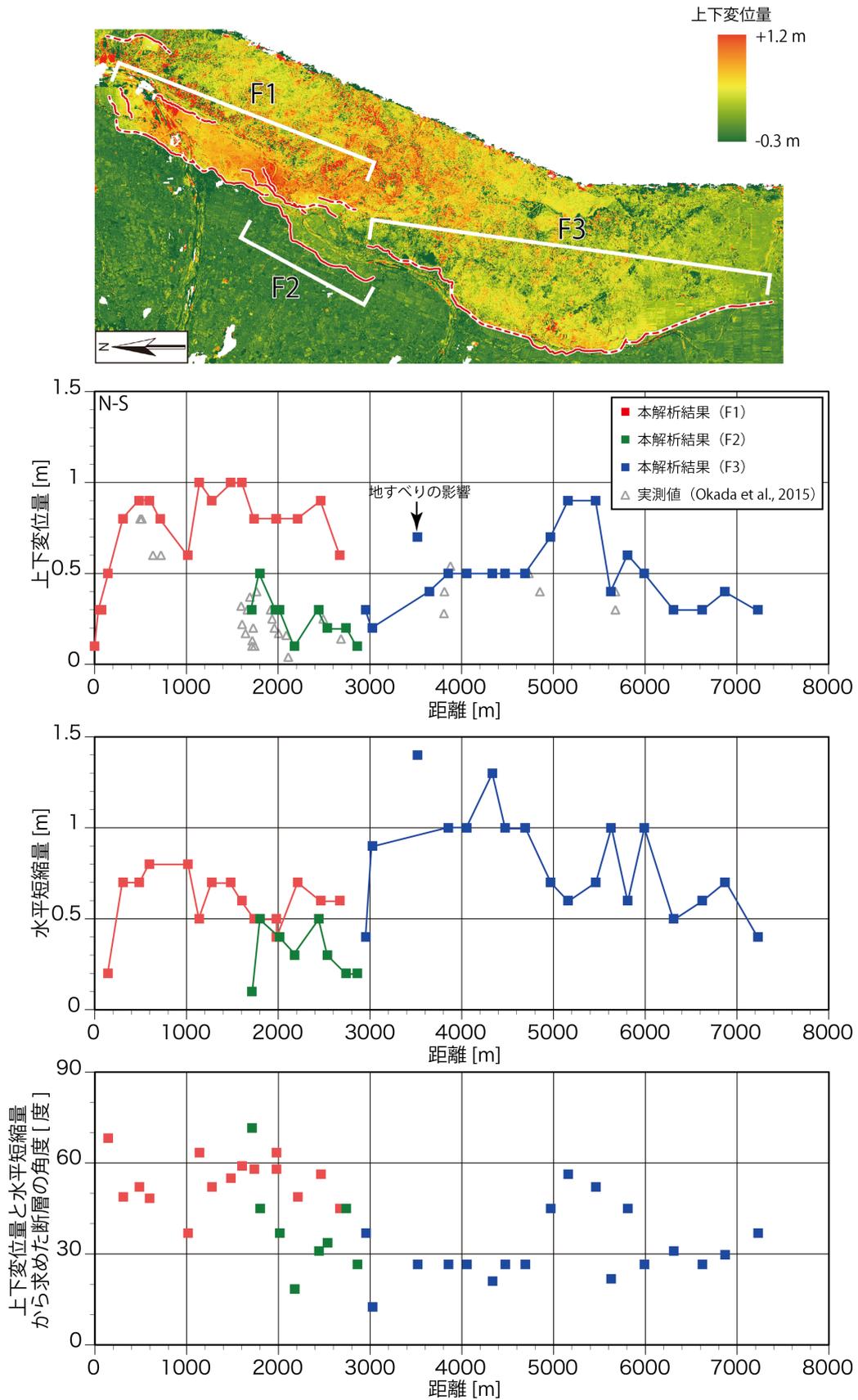


図 1 6 各断層の上下変位量・水平短縮量と推定される断層の角度

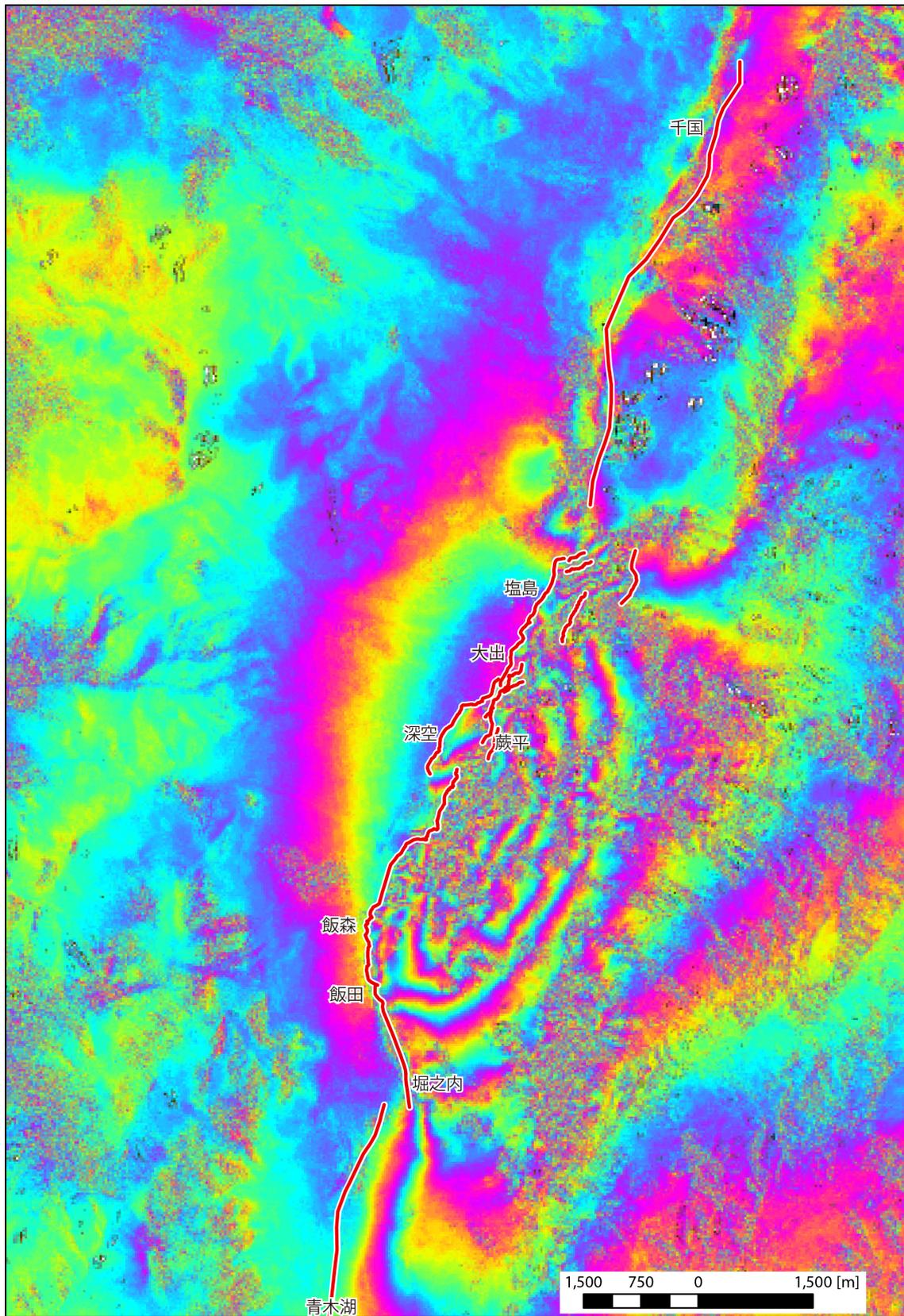


図 1 7 本研究で推定した地震断層と干渉 SAR (国土地理院, 2014)

(d) 結論ならびに今後の課題

平成26年長野県北部の地震前後の2時期のDTMに基づき変位ベクトルを求め、現地調査を加味して、詳細な地震断層位置の推定および地震時変位量を見積もった。その結果、地震直後の調査では見落とされていた、もしくは不十分であった地域での地震断層位置を明らかにすることができ、地震時変位量の分布を知ることができた。また、本解析手法では、変位ベクトルから3成分（上下、南北、東西）の変位量を知ることができることから、地表に生じた変位をより詳細に議論することが可能となった。

地震断層については、有意な上下変位が認められたのは塩島～堀之内間である。数カ所でステップするものの、ほぼ連続的に地震断層位置が明らかとなった。特に山間部については、現地調査のみでは、地すべりに起因するものか否かの判別が困難であったが、DTMによる詳細な地形、解析結果、現地調査結果との組み合わせによって地震断層であるとの結論に至った。これら地震断層と上下変位の分布から西側に凸の平面形を示す3つの地震断層（北からF1～F3）が認められた。F1とF3については、上盤側で大きな変位を示し、それぞれ異なる隆起量分布を示す。これらのことから今回の地震の際には2つの断層（F1とF3）が活動し、それらを結ぶ形でF2が現れたと解釈できる。地震断層の地下形状については、上下変位量・水平短縮量から、F1とF3を比較するとF1が高角、F3が低角と解釈される。

地震断層が出現した区間の南北延長部では、有意な上下変位は確認できず、また地震断層が地表を切断したと明確に判断される場所は認められなかった。しかし、北部延長部では姫川沿いに、南部延長部では既存の神城断層付近を境に東西短縮が起きている可能性が解析結果から読み取ることができた。これら東西方向の短縮は、表層の物質移動のみでは説明が困難であり、地下の断層変位による可能性がある。このような東西短縮は干渉SARにも現れていると考えられる。

今後の課題としては、すでに述べたように解析結果にばらつきの大きい部分が存在し、それらを正しく評価する必要がある。上下変位に関しては、地震断層沿いでの現地計測により検証を行ったが、水平成分に関しては現地確認が容易ではなく十分に検証できているとは言い難い。今後、測地学的な観測との検証を行い、本解析で得られた値の信頼度を検証する必要がある。また解析結果そのものに関しても、2時期の地形の相関を評価し、各地点での信頼度を求めて、結果に反映させる必要がある。それら検討を実施し、信頼度の高い情報のみを抽出することで、面的な地震時変位量の3成分を明らかにすることができよう。最終的には、それらの値をモデルに組み込んで解析することでより詳細な断層地下形状および滑り分布が期待される。

(e) 引用文献

廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・熊原康博・石黒聡史・金田平太郎・後藤秀昭・楮原京子・中田 高・鈴木康弘・渡辺満久・澤 祥・宮内崇裕・2014年神城断層地震変動地形調査グループ、糸魚川-静岡構造線北部に出現した2014年長野県北部の地震（神城断層地震）の地表地震断層，活断層研究，43，149-162，2015.

石村大輔・岡田真介・丹羽雄一・遠田晋次，2014年11月22日長野県北部の地震（Mw 6.2）によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状，活断層研究，43，95-107，2015.

- 地震調査研究推進本部，2014年11月22日長野県北部の地震の評価，地震調査研究推進本部．http://jishin.go.jp/main/chousa/14nov_nagano/index.htm．2016年3月11日参照，2014．
- 勝部重矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子，第三報地表地震断層緊急調査報告（2），<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/naganokenhokubu2014/naganokenhokubu20141209.html>，2016年3月18日参照，2014．
- 国土地理院，地理院地図（防災関連，平成26年度，長野県北部地震，干渉SAR，2014/09/19-2014/22/28_AR），国土地理院．<http://maps.gsi.go.jp>．2016年3月11日参照，2014．
- Lin, A., Sano, M., Yan, B., and Wang, M., Co-seismic surface ruptures produced by the 2014 M_w 6.2 Nagano earthquake, along the Itoigawa-Shizuoka tectonic line, central Japan, *Tectonophysics*, 656, 142-153, 2015.
- Mukoyama, S., Estimation of Ground Deformation Caused by the Earthquake (M7.2) in Japan, 2008, from the Geomorphic Image Analysis of High Resolution LiDAR DEMs, *Journal of Mountain Science*, 8, 239-245, 2011.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦・奥村晃史・田口雄作，5万分の1地質図幅「白馬岳」．産業技術総合研究所地質調査総合センター，2002．
- 中埜貴元・飛田幹男・中島秀敏・神谷 泉，干渉SARで捉えた2014年11月22日長野県北部を震源とする地震に伴う地表変位，*活断層研究*，43, 69-82, 2015．
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., and Toda, S., The first surface-rupturing earthquake in 20 years on a HERP active fault is not characteristic: The 2014 $M_w = 6.2$ Nagano event along the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Seismological Research Letters*, 86, doi: 10.1785/0220150052, 2015.
- 大塚 勉，長野県神城断層地震（2014年11月22日，M6.7）緊急調査報告（第3報），信州大学全学教育機構．<http://www.shinshu-u.ac.jp/faculty/general/news/2014/12/20141122m67.html>．2016年3月11日参照，2014．
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚，1:25,000都市圏活断層図「大町」国土地理院技術資料 D1-No. 368, 1999．

3. 1. 2 地殻変動解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地殻変動解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人名古屋大学減災連携研究センター	教授	鷺谷 威
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	准教授	太田 雄策

(c) 業務の目的

GNSSおよび合成開口レーダーの測地データの解析を通じて神城断層周辺における2014年長野県北部の地震に伴う地殻変動を明らかにするとともに、地震間の地殻変動からこの地震の準備過程について検討する。

(d) 実施業務の要約

GNSS 観測データおよび合成開口レーダーデータを解析し、2014 年長野県北部の地震に伴う地殻変動分布を求めた。さらに、このデータに基づいて、地震時の断層モデルを推定した。さらに、地震前の地殻変動の解析から断層の応力蓄積過程を推定し、地震時の断層運動との関係について考察した。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

GNSS 観測データの解析および合成開口レーダーの干渉解析により、2014 年長野県北部の地震に伴う地殻変動の全容を明らかにした。震源付近では、最大で約 90 cm の衛星視線方向変位や断層の地表変位に対応する地殻変動パターンを見出した。この地殻変動データを逆解析して断層モデルの推定を行った結果、この地震の主たる震源域は高角で東傾斜する逆断層であり、地表付近では低角の逆断層に破壊が伝播したというモデルで説明可能である。従来、地震間の地殻変動分布からは、神城断層では低角の断層が深さ 2.5 km 付近までクリープしていると考えていたが、今回の地震はこのクリープしている断層で区切られた下盤内で破壊を開始しており、その準備過程を地表付近の観測データから推定することは大変困難であると推測される。

(b) 業務の実施方法

2014年11月22日の地震発生時、震源となった神城断層周辺では、国土地理院のGNSS連続観測点以外に、科学研究費の新学術領域研究「地殻ダイナミクス」の一環でGNSSのキャンペーン観測を3カ所で開催中であり、他の3カ所では地震の約3ヶ月前に年1回のキャンペーンが行われていた。これらの観測点においてはBernese Software version 5.2を用い

た精密なGNSSデータ解析により、この地震に伴う地震時および地震後の地殻変動の検出を試みた。

また、2014年に打ち上げられた「だいち2号」に搭載された合成開口レーダー画像の解析ソフトGMTSARを用いた干渉解析により、震源域周辺における地殻変動の面的な分布を求めた。

次に、GNSSおよび合成開口レーダーによって得られた地震時の地殻変動分布をデータとし地震時の断層すべり分布を推定した。推定にあたっては、余震分布から推定された高角東傾斜の断層面を仮定し、地表付近では低角に遷移するものと考えてYabuki and Matsu'ura (1992)によるインバージョン解析手法を適用し、断層面上の最適なすべり分布を求めた。

さらに、この地震の発生に至る準備過程を解明するため、地震間の地殻変動データから推定されていた地殻内の非地震性断層すべりモデルを参照して考察を行った。

(c) 業務の成果

糸魚川-静岡構造線断層帯の最北部に位置する神城断層周辺は、国土地理院のGPS連続観測データの解析から、日本列島の内陸部でも最大級の歪み速度を持つ変形集中帯として注目されていた(Sagiya et al., 2000)。2002年から実施された「糸魚川-静岡構造線断層帯の重点的調査観測」では、断層帯中部から北部にかけてキャンペーンGPS観測による稠密観測網が構築されたが、白馬村周辺にも観測点(R906, R909, R910)が設置された。この観測から、神城断層周辺では、断層を挟んでわずか10 km程度の範囲で10 mm/年近い短縮歪み速度が得られた。この結果は、神城断層が地表付近まで非地震性のクリープ運動をしている可能性を示唆すると考えられていた(国土地理院, 2010)。

その後、神城断層周辺の地殻変動のさらなる解明を目指し、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の一環で、白馬村周辺にGPSのキャンペーン観測点3点(HLND, HKBA, HPP0)が設置され、毎年観測が実施されてきた。

さらに、2014年からは、科学研究費の新学術領域「地殻ダイナミクスー東北沖地震後の内陸変動の統一的理解」において、糸魚川-静岡構造線断層帯周辺の地殻変動場の解明を進めることになり、連続観測点(KNSY, KNSJ)の設置準備を進めるとともに、前述のキャンペーン観測の再測量を目的として2014年11月にR906, R909, R910の3観測点にGNSS受信装置を設置した。これらの観測点分布は図1に示す通りである。2014年長野県北部の地

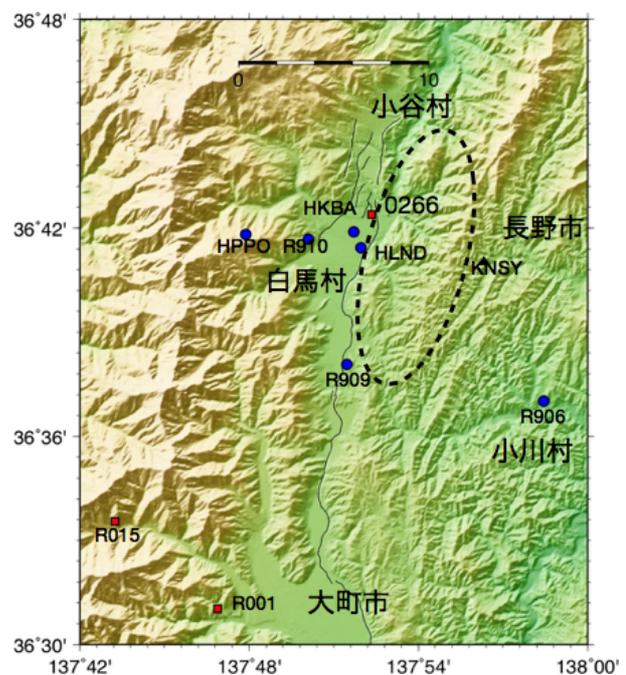


図1 神城断層周辺のGNSS観測点分布。赤い四角は連続観測点、青い丸印は地震時変位が得られたキャンペーン観測点である。

震が発生したのは、そのわずか 10 日後のことであった。

こうした偶然によって、今回の地震では、比較的小さい規模であるにも関わらず複数の GNSS 観測点で顕著な地殻変動を検出することができた。解析ソフト Bernese GNSS Software version5.2 を用いて得られた各観測点の座標変化の時系列を図 2 に、地震時の各観測点における変位ベクトルを図 3 に示す。

まず図 2 を見ると、本震に伴って各観測点で有意な変位が検出されていることが分かるとともに、0266、R910、HKBA などの観測点では地震後に 1~2 cm 程度の余効変動が生じていることが分かる。変位ベクトルを示した図 3 を見ると、神城断層の上盤にあたる東側では西ないし北西向きの水平変位と隆起が、断層の西側では南東向き変位と沈降が生じているように見える。HLND 観測点は、神城断層の地表トレースの直上付近に位置しているが、上盤側を示す隆起の一方で水平変位は下盤側の南東向きに近く、地表付近で複雑な変位が生じていることように見える。実際、この周囲では南北走向の断層が平行して数条現れており、単純な 1 枚の断層では解釈できない可能性がある。

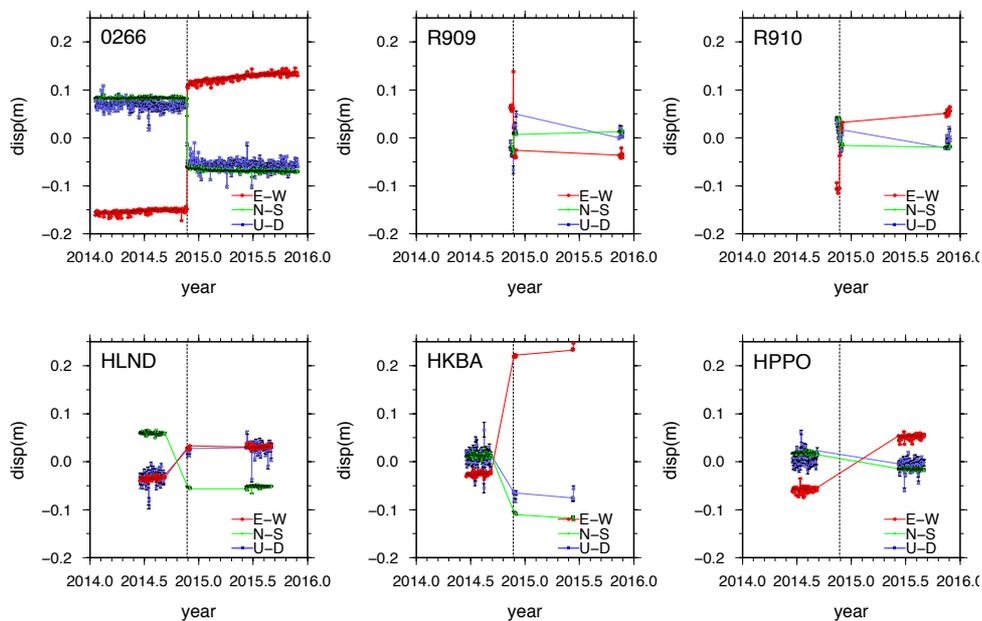


図 2 神城断層周辺の GNSS 観測点の日座標時系列

図 3 を見ると、キャンペーン観測点 (R906, R909, R910, HLND, HKBA, HPP0) 以外の GEONET 観測点で顕著な変位を検出しているのは 0266 の 1 カ所のみである。今回の本震の規模は M6.7 (気象庁による) であるが、通常の GNSS 連続観測点では、この規模の地震に伴って得られる地殻変動の情報はごくごく限定的なものと言わざるを得ない。地殻変動の観点から M6 級の地震を調べる際には 5km 程度の間隔で観測情報が得られる必要があると言える。今回、当地域ではたまたまキャンペーン観測点が存在したことにより詳細な情報が得られたが、このようなケースは日本国内においても例外的である。一方、以下で述べるように、人工衛星を用いた干渉合成開口レーダー観測では面的な地殻変動分布が得られるが、この方法で得られる地表変位は通常衛星の視線方向成分のみであり、3 次元的な測量である GNSS のデータと組み合わせることが重要である。このように、キャンペーン観測を利用して GNSS の観測網を稠密化することは、内陸地震が多発する日本列島において重要だと言え

る。

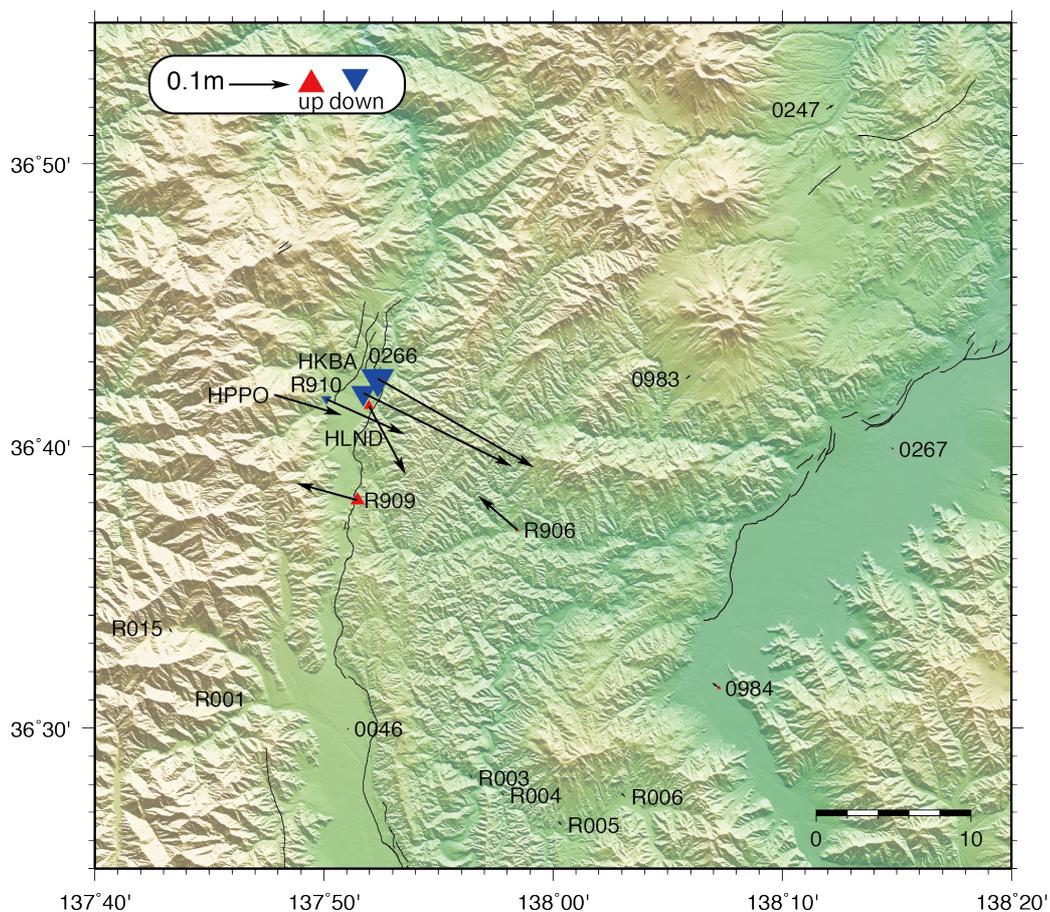


図3 神城断層周辺のGNSS観測点の地震時変位

人工衛星に搭載された合成開口レーダーによる画像の干渉解析は、地殻変動の面的な分布を求める画期的な手法である。植生のある日本列島では、波長が20数cmのLバンドセンサーが適しているが、現在利用可能なLバンドの合成開口レーダー衛星は日本が運用している「だいち2号」のみである。本研究では、だいち2号が2014年9月19日と11月28日に撮像した画像ペア（北行軌道、右向き）を、GMTSAR (Sandwell et al., 2011) を使用して干渉解析した。その結果を衛星視線方向の変位分布に直した結果を図4に示す。

図4を見ると、神城断層の地表トレースより東側では西向きないし上向きの変位（最大約90cm）が、西側では東向きないし下向きの変位（最大約30cm）が生じていること、震源域が神城断層沿いに伸びるが、地表トレースが確認されているところより北側に10km程度震源域が伸びており、南北方向の全長は約20km程度あることなどが見て取れる。また、GNSS観測点がある場所では、その観測結果とほぼ整合的であるように見える。

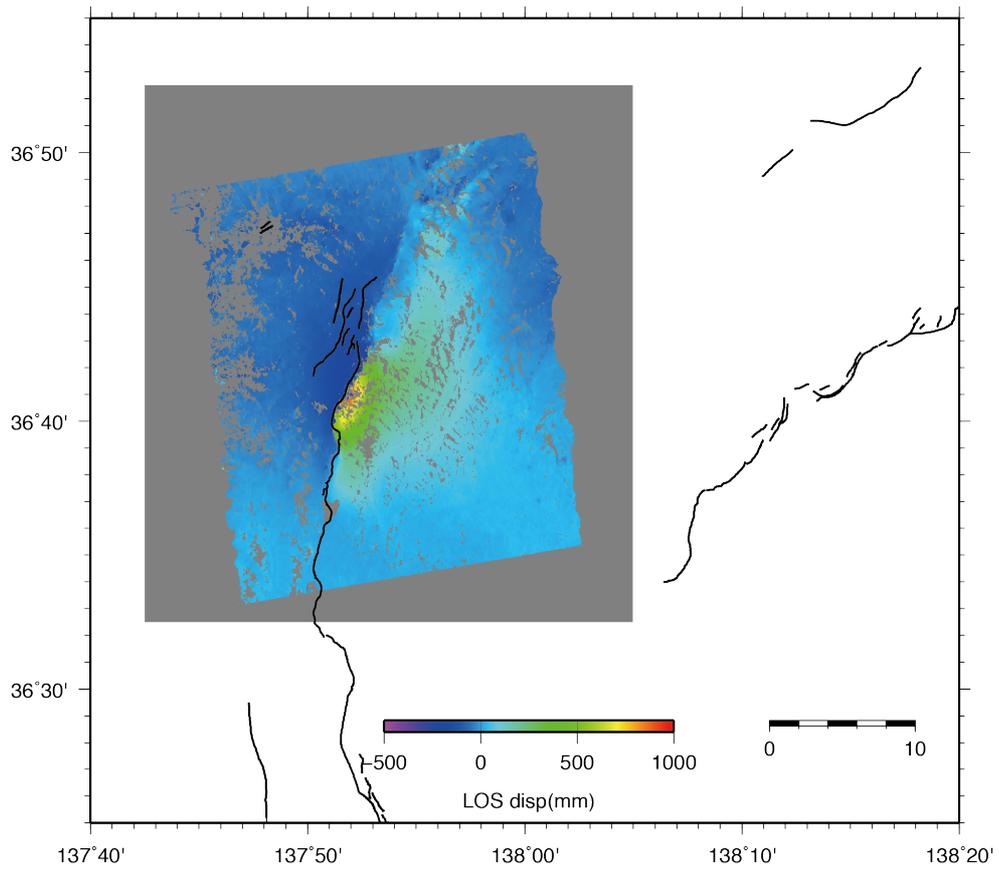


図4 神城断層周辺のGNSS観測点の地震時変位。衛星視線方向（W10° S方向、仰角50°）の変位を表す。

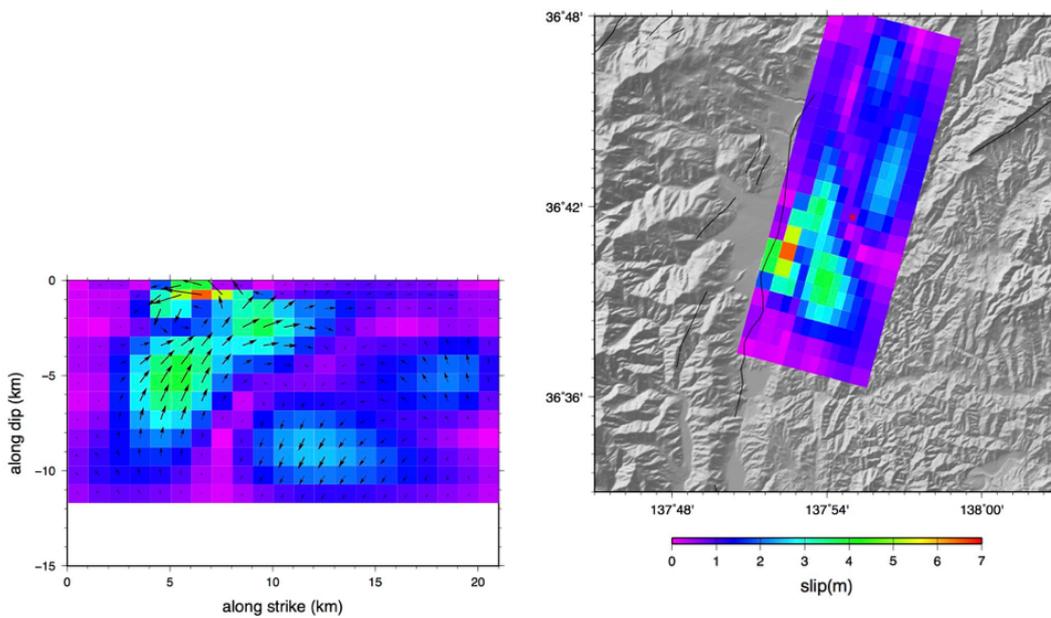


図5 断層すべり分布。
 (左) 断層面に沿った分布。矢印は断層東側のブロックの西側に対する変位を示す。(右) 地図上に投影した断層すべり分布。

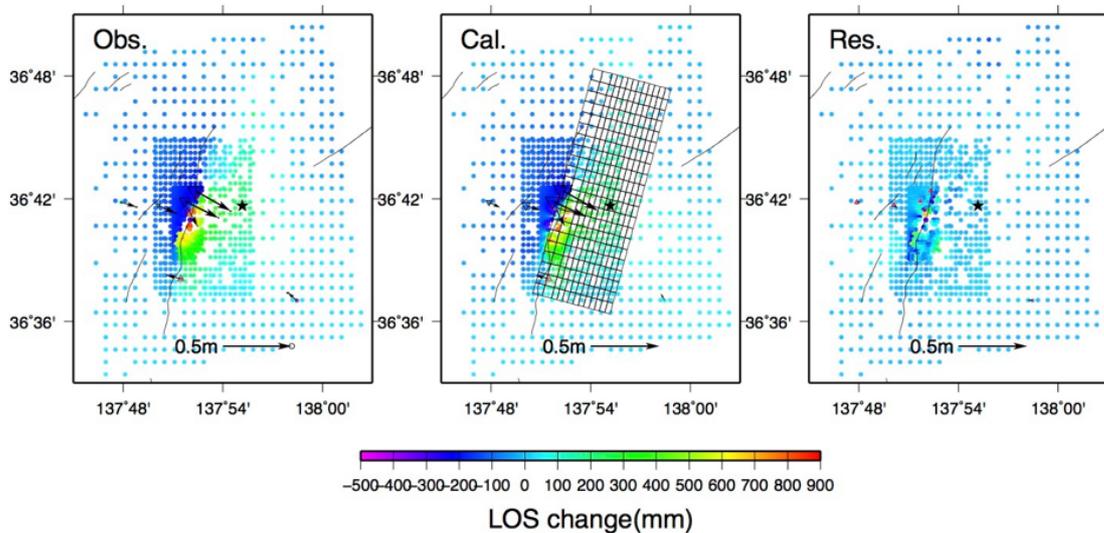


図6 GNSS (矢印) および干渉合成開口レーダー (色付きの点) の観測データと断層モデルによる計算値の比較。(左) 観測値、(中) 計算値 (格子は断層モデルの位置を表す)、(右) 残差

次に、GNSS および干渉合成開口レーダーで得られた地震時変位をデータとして、断層のすべり分布を推定した。入力データはGNSS 観測点 20 点における地震時変位の 3 成分、合成開口レーダーによる衛星視線方向の変化量 1220 点である。断層面は余震分布等を参考に、走向を $N15^{\circ} E$ 、長さ 21 km、幅 13 km、深部の傾斜を 63° 、浅部の傾斜を 30° と仮定した。断層面上のすべり分布がなめらかであるという先験的拘束条件を導入し、Yabuki and Matsu' ura (1992)の方法を用いて ABIC 最小になる解を最適解として求めた。得られた断層すべり分布を図 5 に、このモデルによる地表変位と観測データおよびモデル残差の分布を図 6 に示す。

図 5 を見ると、顕著な地表地震断層が出た範囲の深さ 5 km 付近を中心に大きな断層すべりがあったように見える。また、深さ 2 km より浅い部分でも局所的に大きなすべりが推定されている。また、断層の北半分でも深部の高傾斜の部分で小さなすべりが推定された。一方、このモデルは断層中央部の深さ 10 km 付近や地表付近でも一部で正断層型のすべりが現れるといった問題が残る。余震分布も複雑な断層運動が生じたことを示しており、マグニチュード 6 クラスの地震も、数 km 以下の小さいスケールに注目すると、より大規模な地震に劣らぬ複雑性を有していることが分かってきた。こうした複雑な断層運動を表現するためには、今回用いた平面断層上の不均質な断層すべり分布を求める方法では不十分であり、より詳細な観測データと洗練された解析手法が必要である。

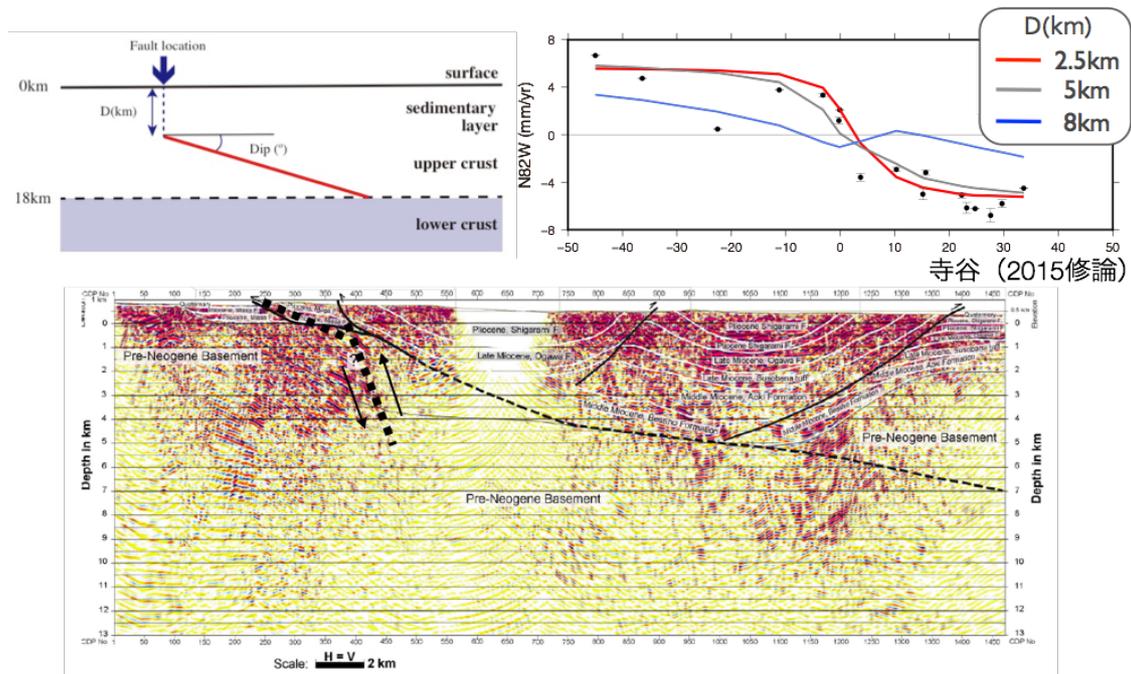


図7 (左上) 断層モデルの概念図 (右上) 2011年以前の神城断層周辺における断層直交方向の速度分布とモデル計算結果 (鷲谷・他, 2015)。断層上端の深さが2.5km (赤)、5km (灰色)、8km (青) の場合の理論曲線を示す。(下) 反射法地震探査による白馬～長野間の地下構造。細い波線は深部の基盤と浅部の堆積層の境界。太い点線は2014年の震源断層 (図5)。(Elouai et al., 2004 に加筆)

最後に、地震間の地殻変動との関係について議論する。図7には、2002年～2010年の観測で得られた神城断層周辺の地殻変動速度の断層直交成分の分布と、それを再現するモデル計算結果を示した。ここでのモデルは、固着深さより下で、一定の傾斜の逆断層が弾力的な上部地殻をその下限まで切っており、この断層が一定速度でクリープしていると仮定する。下部地殻以深は長い時間スケールでは粘性緩和するので、断層運動に対する完全緩和は定常クリープによる地殻変動速度の分布を表すことになる (Sato and Matsu'ura, 1988)。図7で示す通り、神城断層 (右上の距離0 km) 付近では幅10 km程度の範囲内で断層と直交する方向に10 mm/年程度の短縮が生じているが、これを再現するためには固着の深さが2.5 km、断層の傾斜角が30°程度以下となり、低角の逆断層が地表付近までクリープしているという結果になった。これを反射法地震探査で得られた地下構造と比較すると、糸魚川-静岡構造線より西側の基盤岩に対して東側の堆積層が衝上する境界がほぼ全面的にクリープしていると推定された (鷲谷・他, 2015)。

2014年長野県北部の地震は、60°程度の東傾斜を持つ高角の逆断層を主たる震源域とすると考えられるが、この主断層は断層の西側に連なる基盤岩内に位置している。地震前のデータからクリープしていると推定されていた東に傾き下がる低角の断層面は、おそらく再浅部のみ、深部の断層運動に付き合う形でずれを生じたと考えられる。この高角逆断層は、地質断層とされてきた小谷-中山断層に対応する可能性がある。

こうした解釈は糸魚川-静岡構造線断層帯とそこで起きる地震像について見直しを迫るものである。第一に、従来、糸魚川-静岡構造線断層帯における震源断層は、東西のブロッ

ク境界断層である東傾斜の低角逆断層と考えられてきた（例えば Ikeda et al., 2004）。この東傾斜の低角逆断層は、西側の基盤と東側のフォッサマグナ堆積物の構造境界と考えられる。しかし、地震前および地震時の地殻変動データ解析からは、この地域で東に傾斜する低角逆断層のずれは殆どが非地震性のすべりにより解消されており、動的破壊を伴う断層運動は断層帯の西側ブロックと同一の基盤中で生じたと考えられ、糸魚川-静岡構造線断層帯の地震活動を考える上で構造境界と力学境界を区別する必要性が示唆される。

第二に、今回の地震の主断層が東側の厚い堆積層で覆われた西側の基盤内に位置する場合、この主断層における応力蓄積過程を地表の地殻変動分布から推定することは困難である。これは、低角の東西ブロック境界がクリープ運動する影響で、地表と深部の震源断層とが力学的に隔離されてしまっているためである。

(d) 結論ならびに今後の課題

神城断層で発生した2014年長野県北部の地震に伴う地殻変動をGNSS観測および合成開口レーダーの干渉解析で求め、そのデータに基づいて断層モデルを推定した。高密度の地殻変動データは複雑な震源過程を反映しており、単純な平面断層モデルでは十分に観測データを再現できておらず、今後、解析手法を高度化していく必要がある。推定された主要な震源域は、地震前の地殻変動から推定されていた東傾斜する低角逆断層の下盤にあたる岩盤内の高角逆断層であり、日本列島を東西に分割する構造境界としての糸魚川-静岡構造線とは異なっている。

糸魚川-静岡構造線断層帯では、最大でマグニチュード8クラスの大地震が起きる可能性があるが、今回地震を起こした神城断層より南の松本盆地東縁断層や牛伏寺断層などは過去1,000年以上にわたって大地震を起こした記録が無く、近い将来に地震が発生する可能性がある（地震調査研究推進本部, 2015）、大地震の際に生じる断層運動を適切に想定することは防災上も大変重要であるが、糸魚川-静岡構造線断層帯については、地震の発生時期や規模に加え、震源断層の形状についても不明確な点が多く、今後も検討を深めていく必要がある。

(e) 引用文献

Elouai, D., Sato, H., Hirata, N., Kawasaki, S., Takeshita, T., Kato, N. and Takeda, T., Deep seismic reflection profiling across the Northern Fossa Magna: The ERI 1997 and the JNOC 1996 seismic lines, active faults and geological structures, *Earth Planets Space*, 56, 1331-1338, 2004.

Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T., Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 1315-1321, 2004.

地震調査研究推進本部, 糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価（第二版）, 2015.

国土地理院, GPS観測による詳細地殻変動分布の解明, 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成17~21年度成果報告書, 303-313, 2010.

Sagiya, T., Miyazaki, S., and Tada, T., Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys*, 157, 2303-2322, 2000.

- 鷺谷威・寺谷尚子・西村卓也・矢来博司・水藤尚, 神城断層周辺の地殻変動と 2014 年長野県北部地震, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会, SCG57-14, 2015.
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., and Wessel, P., Open radar interferometry software for mapping surface deformation, *Eos Trans. AGU*, 92(28), doi:10.1029/2011E0280002. , 2011.
- Sato, T., and Matsu'ura, M., A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 93, 6410-6418, 1988.
- Yabuki, T., and Matsu'ura, M., Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, 109, 363-375, 1992.

3. 1. 3 地震活動解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地震活動解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科	准教授	加藤 愛太郎
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	酒井 慎一
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	准教授	岡田 知己

(c) 業務の目的

既往の波形データと3次元構造モデルを用いて、余震分布の詳細な震源再決定を行い、震源断層の分布・形状を推定する。また、P波初動とS波振幅比を使って余震の発震機構解を求め、震源断層との位置関係や静的応力変化との対応を調べる。

(d) 実施業務の要約

2014年11月に発生した長野県北部の地震の発生前後の地震活動解析を実施した。絶対走時データに加えて、相対走時差データも使用してDD法(Zhang and Thurber, 2003)を適用することで計1608個の地震を再決定し、震源断層の分布・形状を推定した。

(2) 平成27年度の成果

(a) 業務の要約

2014年11月に発生した長野県北部の地震の発生前後の地震活動解析を実施した。絶対走時データに加えて、相対走時差データも使用してDD法(Zhang and Thurber, 2003)を適用することで計1608個の地震を再決定した。

(b) 業務の実施方法

長野県北部の地震の発生前後の地震活動解析を実施する上での地震波形データとして、防災科学技術研究所、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所で運営・管理されている震源域近傍の観測点(計15点)で収録された連続波形記録を用いた。観測点の数は合計15点、再決定した地震の解析期間は、2014年11月18日から12月31日である。地震波の到達時刻データとして、気象庁一元化震源によるP波相とS波相を使用した。震源再決定には、文部科学省委託研究「糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測」によって推定された3次元地震波速度構造(Yannis et al., 2014)を使用した。絶対走時データに加えて、相対走時差データも使用してDD法(Zhang and Thurber, 2003)を適用することで計1608個の地震を再決定した。

(c) 業務の成果

余震の震央分布は北北東-南南西方向に約 25 kmにわたり、活断層の地表トレース（糸魚川-静岡構造線神城断層）の東側に沿って分布する（図 1）。また、震央分布は、気象庁一元化处理震源（図 2）に比べて全体的に東側へ約 3 km移動する。これは、3次元地震波速度構造を用いることで、本地域の水平方向の地震波速度構造の変化を取り入れた効果だと考えられる。また、本研究による震源分布の方が、気象庁一元化处理震源に比べてより引き締まった分布となる（図 1、2）。

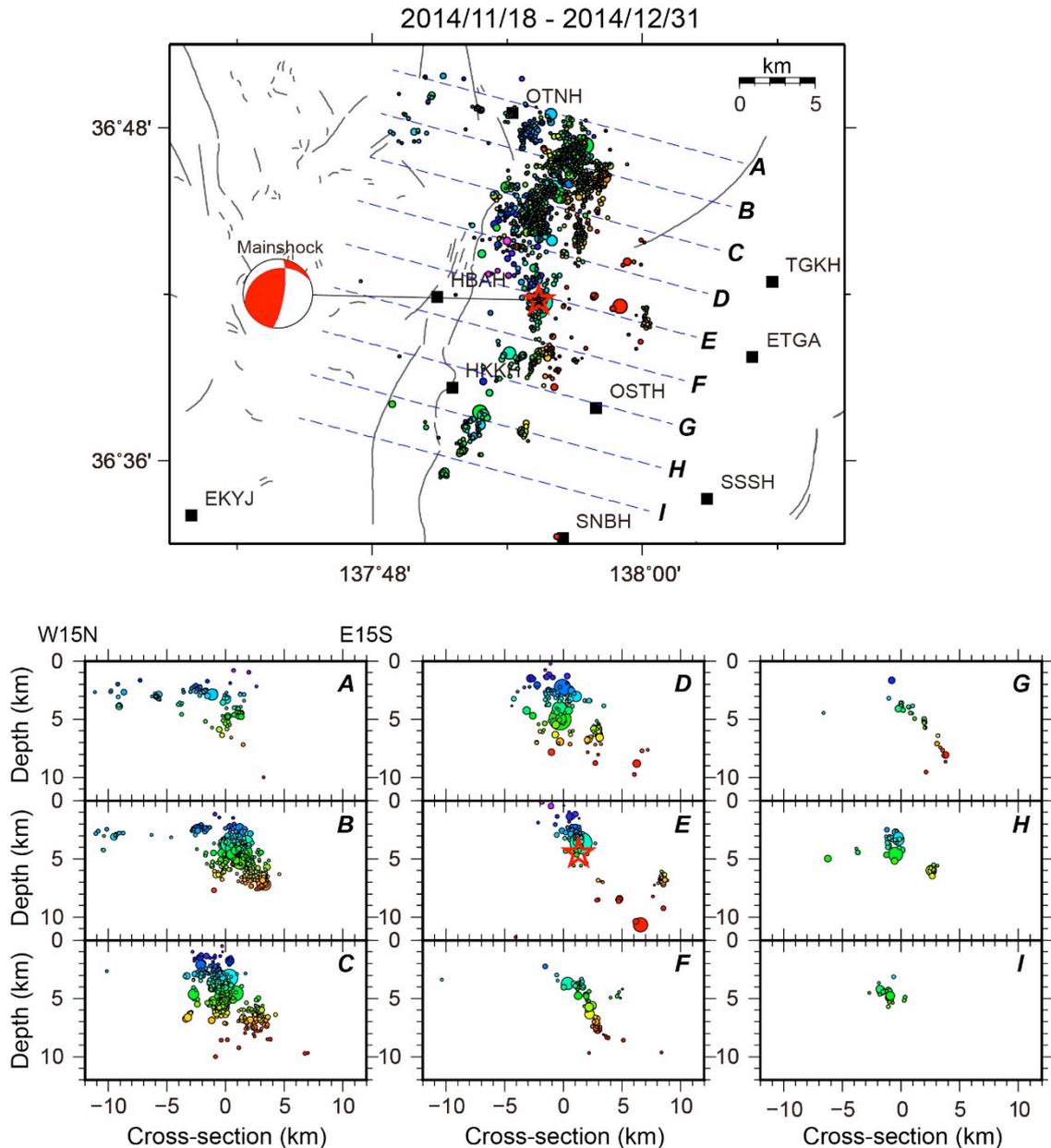


図 1 長野県北部の地震発生前後の再決定された震源分布。上) 震央分布。震源の色は深さごとに色付けされている。本震の震央を赤色☆印、地震観測点を■印、活断層の地表トレースを実線で示す。青色破線は下図の深度断面図のプロファイル位置を表す。本震の発震機構解は USGS より引用。下) 深度断面図。

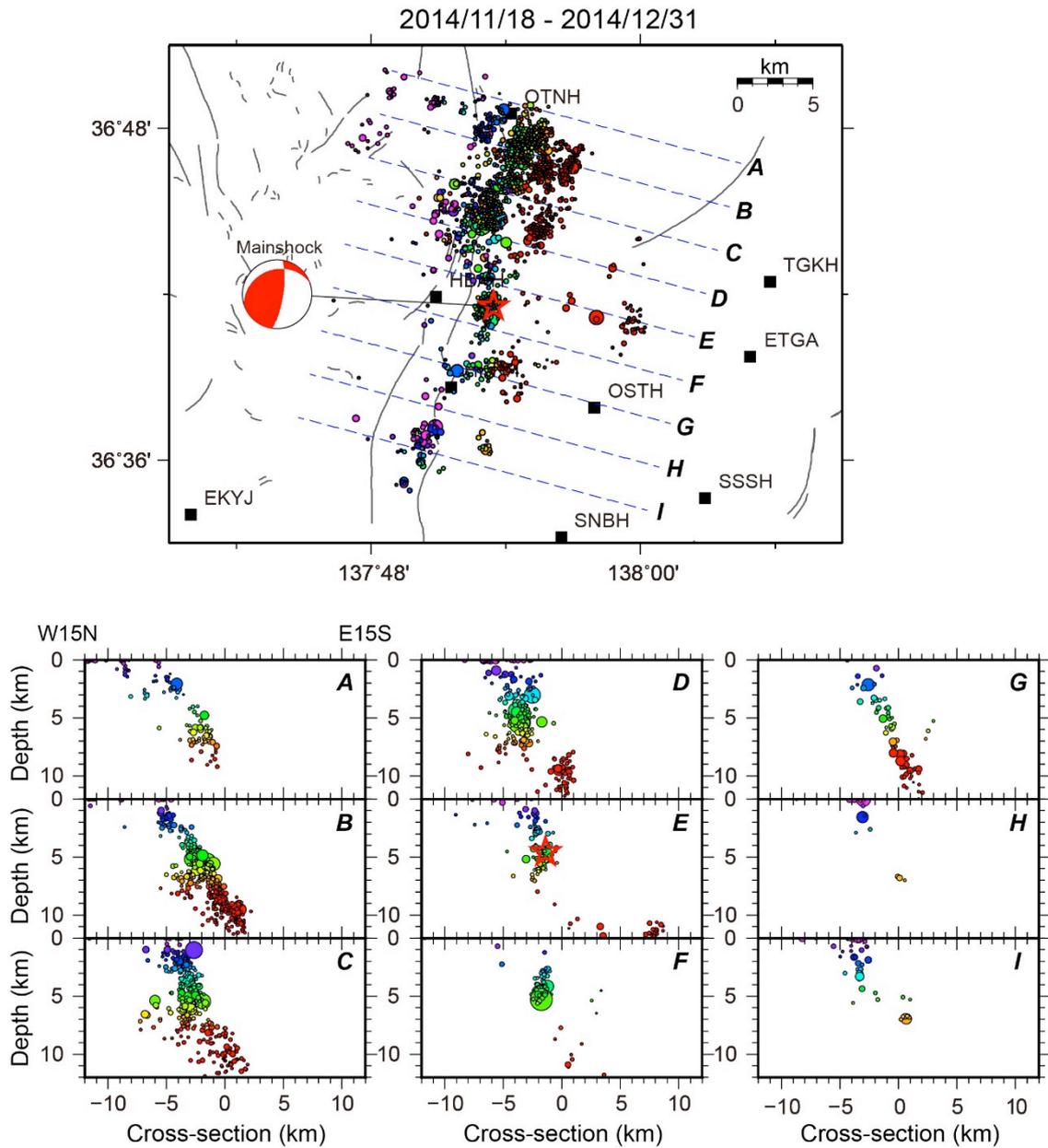


図2 長野県北部の地震発生前後の気象庁一元化処理震源の分布。
詳細は図1のキャプションを参照。

震源分布の深度断面図に注目してみると、余震域の北部では、断層面は南南東に約45度の傾斜面上に分布するとともに、鉛直分布を示す地震クラスターも存在する(図1)。余震域の中央部では、余震面は南南東に高角度(～60度)で傾斜し、浅い部分で低角傾斜の面へと移行する特徴が見られる(図1の断面F, G)。本震の逆断層運動と調和的な南南東に高角度で傾斜する余震面と、横ずれ運動を表す鉛直な余震面の両者が混在しており(図1の断面C, D)、逆断層に加えて横ずれ運動も起きたと考えられる。また、余震域の北端・南端では余震域の深さが全体的に浅くなりお椀型の余震分布を示し、近年発生した内陸地震の余震分布で見られる特徴と一致する(e.g., 飯尾・他, 2006; Kato et al., 2006; Sakai et al., 2008)。本震の震源よりも南側は、北側に比べて余震数が1/10以下と非常に少ない。特に、活断層の地表トレース付近の浅い部分の地震活動がほとんど見られない。

本震発生に先行して起きた次に、上記により再決定された震源をプレート地震として用いて、相互相関処理に基づいて連続記録から波形パターン検索 (Matched Filter Technique) (e.g., Peng and Chao, 2009; Kato et al., 2012) をおこないイベント検出を行った。検出を行った期間は、2014年11月18日から11月24日の前震と直後の余震を含む期間である (図3)。その結果、前震活動は11月18日に最も活発化し、その後、徐々に活動度が低下していき、その最中に本震が発生した。また、本震よりも北側へ約6 km離れた場所でも11月19日に地震活動が起きたものの、この地震クラスターはほとんど活発化を示さなかった。

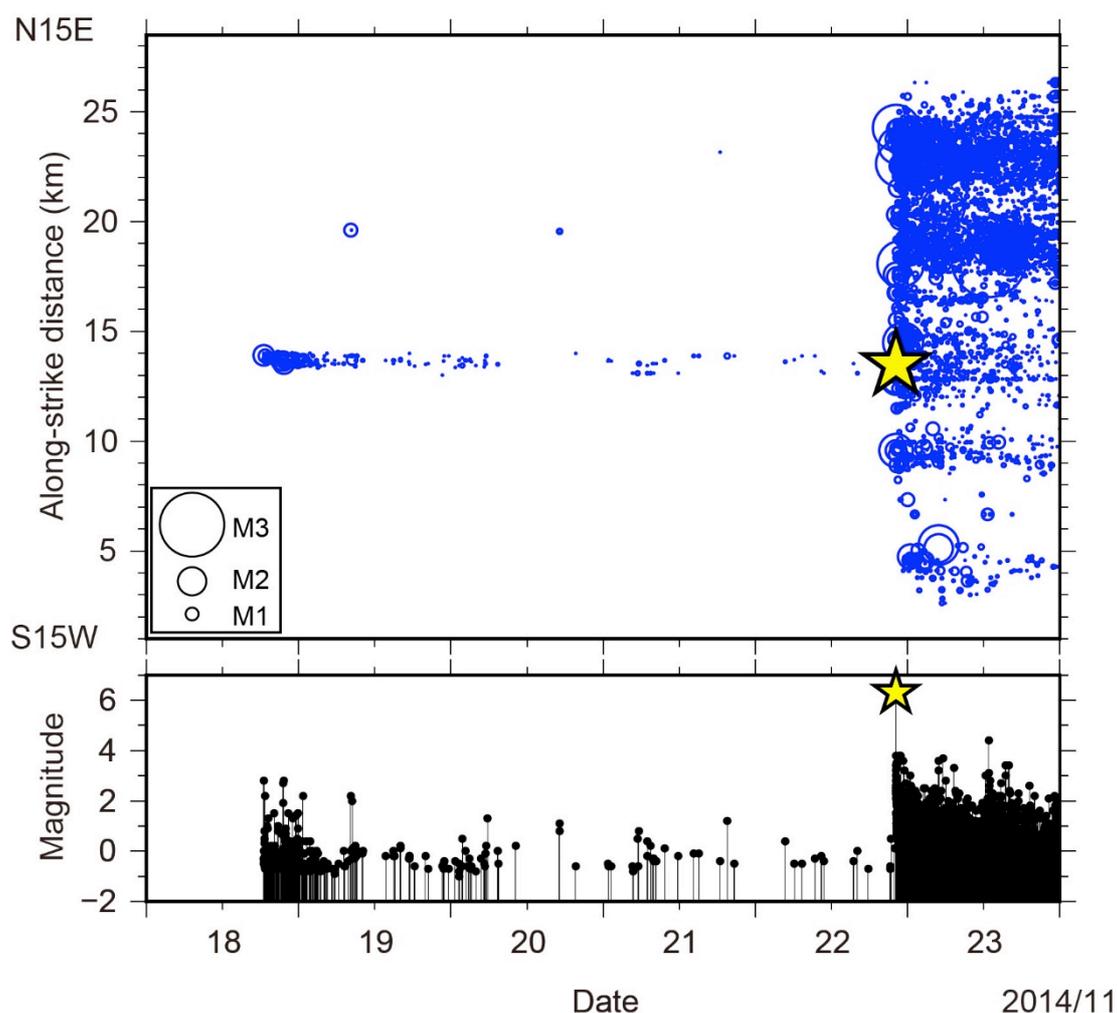


図3 MFT解析に基づく長野県北部地震発生前と発生直後の地震活動の時空間発展図。上) 青色○印が震源で、その大きさはマグニチュードに依存する。黄色☆印は本震の位置。下) MT図。

前震活動中には、断層走向に沿って南南西方向 (本震に近づく方向) に震源域の拡大が若干見られた (図4)。拡大速度は約 2 km/日で、拡大距離は断層走行方向へ約 1 km である。また、本震発生後には、約 1 時間の遅れを伴って、余震域の南端で余震活動が活発化したことが明らかになった (図3)。

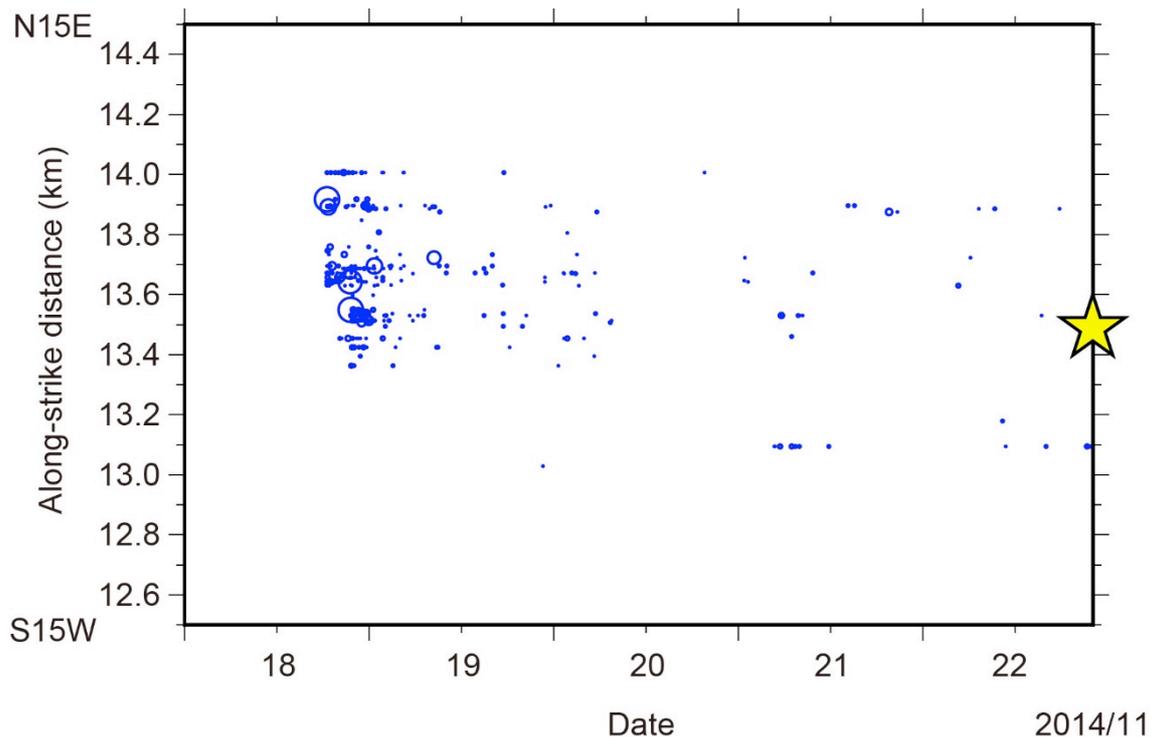


図4 MFT解析に基づく長野県北部の地震に先行して発生した地震活動の時空間発展図。図3の本震近傍の領域のみを拡大して表示したもの。

(d) 結論ならびに今後の課題

2014年11月に発生した長野県北部の地震の発生前後の地震活動解析を実施した。絶対走時データに加えて、相対走時差データも使用してDD法を適用することで計1608個の地震を再決定し、震源断層の分布・形状を推定した。再決定された余震の震央分布は糸魚川-静岡構造線神城断層の東側に沿って分布する。また、3次元地震波速度構造を用いることで震源の位置精度が向上した。震源分布の深度断面図から、本震の逆断層運動と調和的な南南東に高角度で傾斜する余震面と、横ずれ運動を表す鉛直な余震面の両者が混在していることが明らかとなり、逆断層に加えて横ずれ運動も起きたと考えられる。また、余震域の南北端では余震域の深さが全体的に浅くなりお椀型の余震分布を示し、近年発生した内陸地震の余震分布で見られる特徴と一致する。本震の震源よりも南側は、北側に比べて余震数が1/10以下と非常に少ない。特に、活断層の地表トレース付近の浅い部分の地震活動がほとんど見られないことがわかった。

(e) 引用文献

飯尾能久, 内陸地震の発生過程, 地震II, 第61巻特集号, S365-S378, 2009.
 Kato, A., Sakai, S., Hirata, N., Kurashimo, E., Iidaka, T., Iwasaki, T., and Kanazawa, T., Imaging the seismic structure and stress field in the source region of the 2004 mid - Niigata Prefecture earthquake: Structural zones of weakness and seismogenic stress concentration by ductile flow, J. Geophys. Res., 111, B08308, doi:10.1029/2005JB004016, 2006.
 Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., and Hirata, N.,

- Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 335, 705-708, doi:10.1126/science.1215141, 2012.
- Peng, Z., and Zhao, P., Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake, *Nat. Geosci.*, 2, 877-881, doi:10.1038/ngeo697, 2009.
- Sakai, S., Kato, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Kurashiro, E., Igarashi, T., Hirata, N., Kanazawa, T., and the group for the joint aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto earthquake by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, 60, 83-88, 2008.
- Yannis, P., Hirata, N., Sato, H., Kato, A., Imanishi, K., Kuwahara, Y., Cho, I., Takeda, T., and Asano, Y., Investigating the role of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line towards the evolution of the Northern Fossa Magna rift basin, *Tectonophysics*, 615-616, 12-26, 2014.
- Zhang, H., and Thurber, C. H., Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1875-1889, 2003.

3. 1. 4 反射法地震探査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 反射法地震探査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	岡田 真介
国立大学法人岡山大学大学院教育学研究科	准教授	松多 信尚

(c) 業務の目的

神城断層を横断し大峰丘陵に抜ける東西 3 km 程度の測線上で、中型パイプロサイズ発信源を用いた浅層反射法地震探査を実施する。これにより、地表下数 100 m 程度までの地質構造をイメージングし、堆積物の変形と断層先端部の構造を明らかにする。

(d) 実施業務の要約

長野県北安曇郡白馬村三日市場および堀之内を通り、2014 年長野県北部の地震により出現した地表地震断層および従来から指摘されていた糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の神城断層およびその東側に位置する大峰帯を横断する約 4.2 km の測線において、反射法地震探査を実施した。得られたデータを丹念に解析および解釈したところ、2014 年長野県北部の地震に伴う地表地震断層位置よりもさらに西側の地表下 100 m 程度に先端を持つ糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層と考えられる東傾斜の活断層が存在する可能性が明らかになった。この活断層は、地表下 100~450 m までは約 30° の東傾斜であるが、地表下 450 m 付近ではほぼ水平なジオメトリへと変化し、2014 年の地表地震断層および既知の神城断層の深部延長と地下約 450 m で収斂したのち、さらに深部へ約 30° の傾斜で連続すると考えられる。また測線東部では、小谷-中山断層が約 65° の東傾斜で深部に連続していることから、糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層は、小谷-中山断層とも地下 2 km 程度で収斂すると考えられる。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の実施方法と成果

1) 探査測線の選定および調査地域の地質概要

浅層反射法地震探査では、2014 年の長野県北部の地震によって活動した神城断層の深部延長の地下構造について明らかにすることを目的として測線を設定した。既存の研究によると糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の松本盆地東縁断層は、更新世前期に小谷-中山断層から変形フロントが盆地側に前進したと考えられており(池田ほか編, 2002; 植木, 2008)、その北部延長に位置する神城断層でも同様の発達史を持つと推察される。故に、2014 年の

長野県北部の地震で活動した神城断層の地下構造を考える上では、神城断層の上盤側の断層運動による変形をイメージングし、さらに神城断層と小谷-中山断層との関係について議論する必要がある。このような観点から、本研究において実施する反射法地震探査測線としては、糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の神城断層周辺において、2014年の長野県北部の地震によって地表地震断層が出現した区間を横断すること、また、大峰帯を横切り、小谷-中山断層も同一測線上に含むことが望ましいと考えた。測線候補としては、地表地震断層を横切るような測線として、4測線を候補としたが(図1)、このうち小谷-中山断層を含むことができるのは、測線候補1と3であった。これらの測線候補について2015年9月に予備調査を実施した。その結果、測線候補1では、姫川右岸側の菅沢において、道路工事により受振器の設置および発震が難しいこと、さらに測線候補1の東端から600m程度の区間が地震による崖崩れで道路が塞がれており、復旧工事が行われていることから、測線候補1も小谷-中山断層を横断することが難しいことが明らかになった。そこで、本研究では、測線候補3において調査を実施することとした。しかしながら、測線候補3も調査予定の10月に測線西側(県道33号線よりも西側で松多(2007)測線に沿って国道148号線までの区間)において、地震動によって破壊された舗装路面の張替作業が実施される予定であることが分かった。そこで当初の候補測線よりも1本南側の道路に沿って、反射法地震探査を実施することとした(図2)。また、北谷地地区から国道406号線に抜ける道路でも、路面修復工事等が実施されており、道路工事業者との綿密な調整が必要であった。

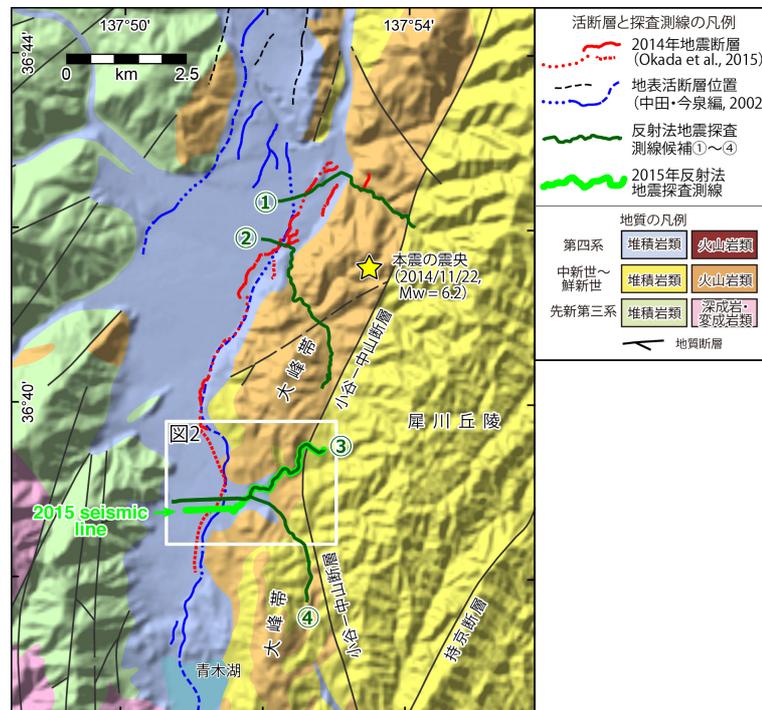


図1 反射法地震探査候補測線と地表地震断層・活断層・地質の分布。

地表地震断層および大峰帯を横切り、小谷-中山断層まで到達する測線は、測線候補①および③のみであった。予備調査の結果、道路工事の制約もあり、本業務では黄緑色の測線に沿って反射法地震探査を実施した。背景の地質図には脇田ほか(2009)を用いた。地表地震断層は、Okada et al. (2015)を、地表活断層位置には中田・今泉編(2002)を用いた。

2) データ取得作業およびデータ解析

a) データ取得作業

反射法地震探査は、長野県北安曇郡神城から同村三日市場を通り、県道 33 号線を横切って、堀之内地区、北谷地地区を通り、国道 406 号線に至る約 4.2 km の測線において、データ取得を行った(図 2 および図 3 a)。反射法地震探査に用いた機材は、図 3 b～d に示す。本探査では、震源に IVI 社製の Enviro Vibe を用い(図 2 b)、発振点間隔は 20 m とした。測線における発震テストの結果、スイープ周波数は 10～100 Hz とし、スイープ長を 16 sec とした。受振器には OYO Geospace 社製の GS20-DX (固有周波数 10 Hz ; 図 3 c) を用い、9 個の受振器を約 1 m 間隔に並べ、それらを 1 グループとして 1 受振点に設置し、それぞれの受振点の間隔は 10 m とした。またレコーディングシステムには、Geometrics 社製の Geode を用い(図 3 d)、サンプリング間隔は 1 msec とした。探査では測線西端の発震点 (VP) -140 ～ -20 におけるデータ収録は、重合数を確保し、より深部の構造(東に傾斜していると推測される先第三系の基盤岩と盆地充填堆積物との境界)を捕らえるために、オフセット発震(受振は RP 0～1910)を行った。VP 0～2230 では、進行方向に対して前方に 192 ch の受振器を展開し、各発震点でデータ収録を行った。測線東端部 (VP 2240～4160) では、192 ch の受振器を固定展開として、発震およびデータ収録を行った。本探査における探査仕様の詳細は、表 1 に示す。反射法地震探査データの解析に必要な受振点および発震点の位置座標と標高は、Leica 社製 RTK-GPS900 を用いて測量を行った。植生によって GPS 信号を受信できない測線東部 (RP 2400～4160) では、トータルステーション Leica TCR407S ultra を用いて位置座標および標高を求め、RTK-GPS の測量結果に接続した。データ取得作業は、2015 年 10 月 19 日～28 日の 10 日間にわたって実施した。

表 1 反射法地震探査の諸元

測線	測線名	堀之内測線
	測線長	4.16 km
	探査方向	W→E
震源 パラメタ	震源	Enviro Vibe (IVI社)
	台数	1台
	発震点間隔	20 m (標準)
	スイープ周波数	10～100 Hz
	スイープ長	16 s
	垂直重合数	1～8 (標準)
	総発震点数	215 点
受振 パラメタ	受振器	GS-20DX (Geospace社)
	固有周波数	10 Hz
	アレイ	1.0 m×9 個, (3個直列×3)
	受振点間隔	10 m (標準)
	展開	エンドオン (測線終端部は固定展開)
	総受振点数	414 点
記録 パラメタ	遠隔記録ユニット	Geode (Geometrics社)
	チャンネル数	192 ch
	サンプリング間隔	1 ms
	記録長	20 s (コリレーション前; VP 2340～4160) 4 s (コリレーション後; VP -140～2330)

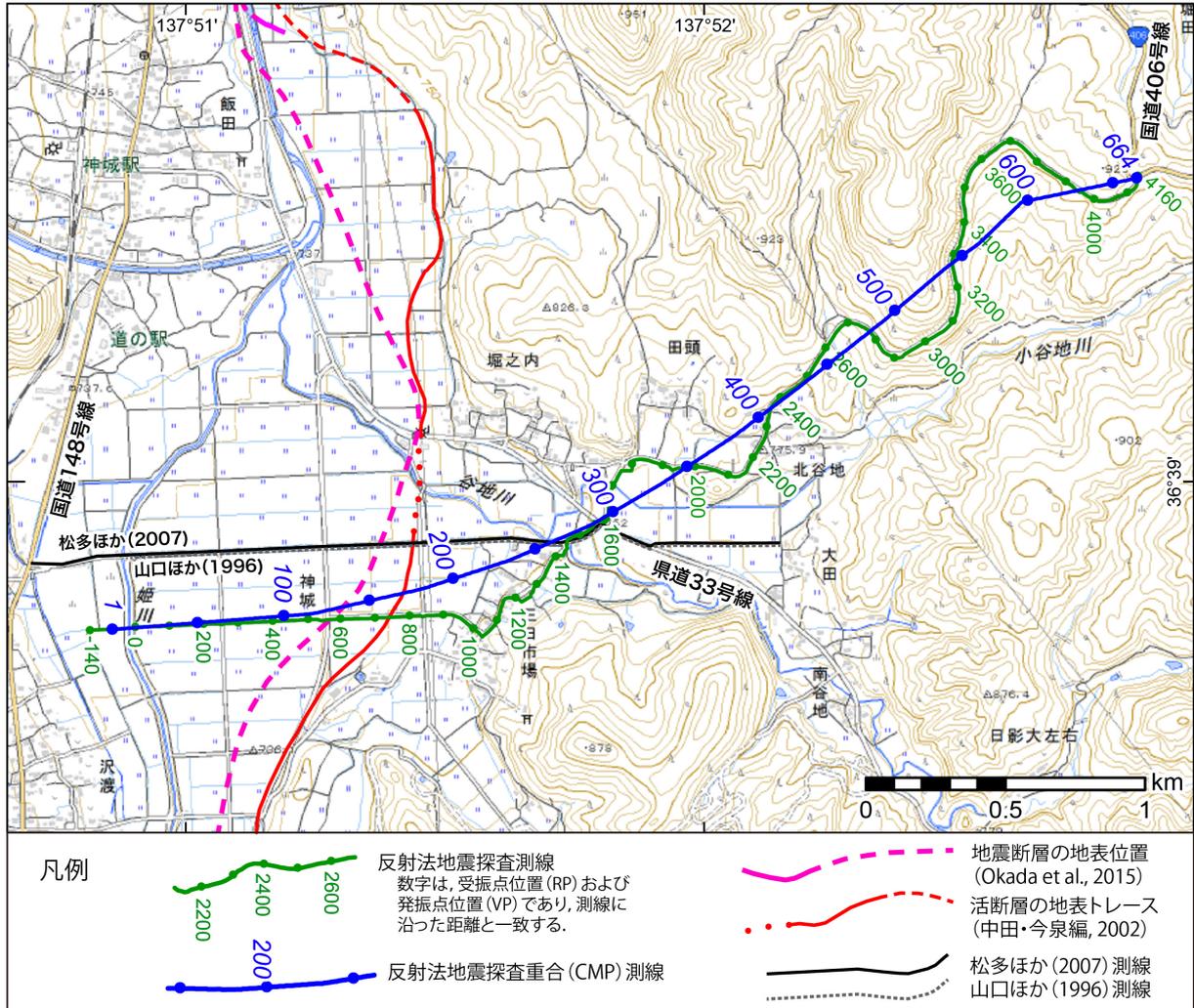


図2 反射法地震探査測線図。

反射法地震探査は、道路工事によるノイズの影響にも制約され、松多ほか (2007) および山口ほか (1996) の測線よりも 1 本南側の道路を使用して測定を行った。県道 33 号線よりも東側では、堀之内地区および北谷地地区を通り、国道 406 号線に向かう道路に沿って、探査を進めた。探査測線は約 4.2 km に達し、2015 年 10 月 19 日～28 日の 10 日間にわたって探査を実施した。



図3 探査測線の様子と使用機材。

(a) 反射法地震探査の測線の様子。RP 200 付近から東側に向かって撮影。(b) 探査に使用した中型バイブレーター (IVI, Enviro Vibe)。(c) 道路沿いに設置した受振器の様子。(d) 遠隔記録ユニット (Geode) およびバッテリー。

b) データ品質

データ取得を行った 2015 年 10 月には、積雪前に工事完了を目指して、2014 年の地震により破壊された道路舗装面の修復工事が白馬村村内の至るところで行われており、交通量も多く、反射法地震探査のデータ取得に対してはノイズ源となることが予想された。本探査測線の VP -140~1600 付近では、測線よりも 1 本北側約 250 m を東西に通る道路（松多（2007）の測線の西端部）で舗装路面の張替作業が実施されていたが、現場で発震記録をチェックしたところ、この作業による大きなノイズの混入は認められなかった。VP -140~2330 の発震では、コリレーション後のデータを垂直重合し、モニターで波形を確認することによりデータの品質管理を行った。また県道 33 号線も交通量が多いため、ノイズ源となることが予想されたが、県道 33 号線は測線に対して直交方向に通る道路であるため、大きなノイズとはならなかった。また、舗装路面修復工事によって片側通行となっていたため、通行する車両の速度が遅かったことにより、ノイズとならなかったと考えられる。VP 2340 以降の測定では、本探査測線上に道路工事に伴う車両の通行が増え、ノイズが顕著となり、良質なデータの取得に時間を要するようになってきた。そこで、VP 2340 以降の測定では、コリレーション前のデータを取得し、探査終了後にダイバーシティスタックを実施することにより交通ノイズを低減させると共にデータ取得作業の効率化を図った。

本探査で得られたショット記録のうち代表的なものを図 4 に示す。VP -120、VP 0 などの測線西端部付近では、192 ch の記録のうち遠方には、シグナルが届いていない場合もあったが、探査測線中央部では 192 ch 全てで良好な記録が得られた。また、VP 800 付近までは、神城盆地内に厚く堆積した湖成堆積物の影響と考えられるが、ショット記録には低周波が卓越している。VP 800 よりも東部では、段丘上もしくは丘陵地での発震であるため、良好な初動および後続の反射波が得られている。測線東端部の VP 3700 以降の記録では、風の影響により、震源より離れた受振器にノイズの混入が認められた。

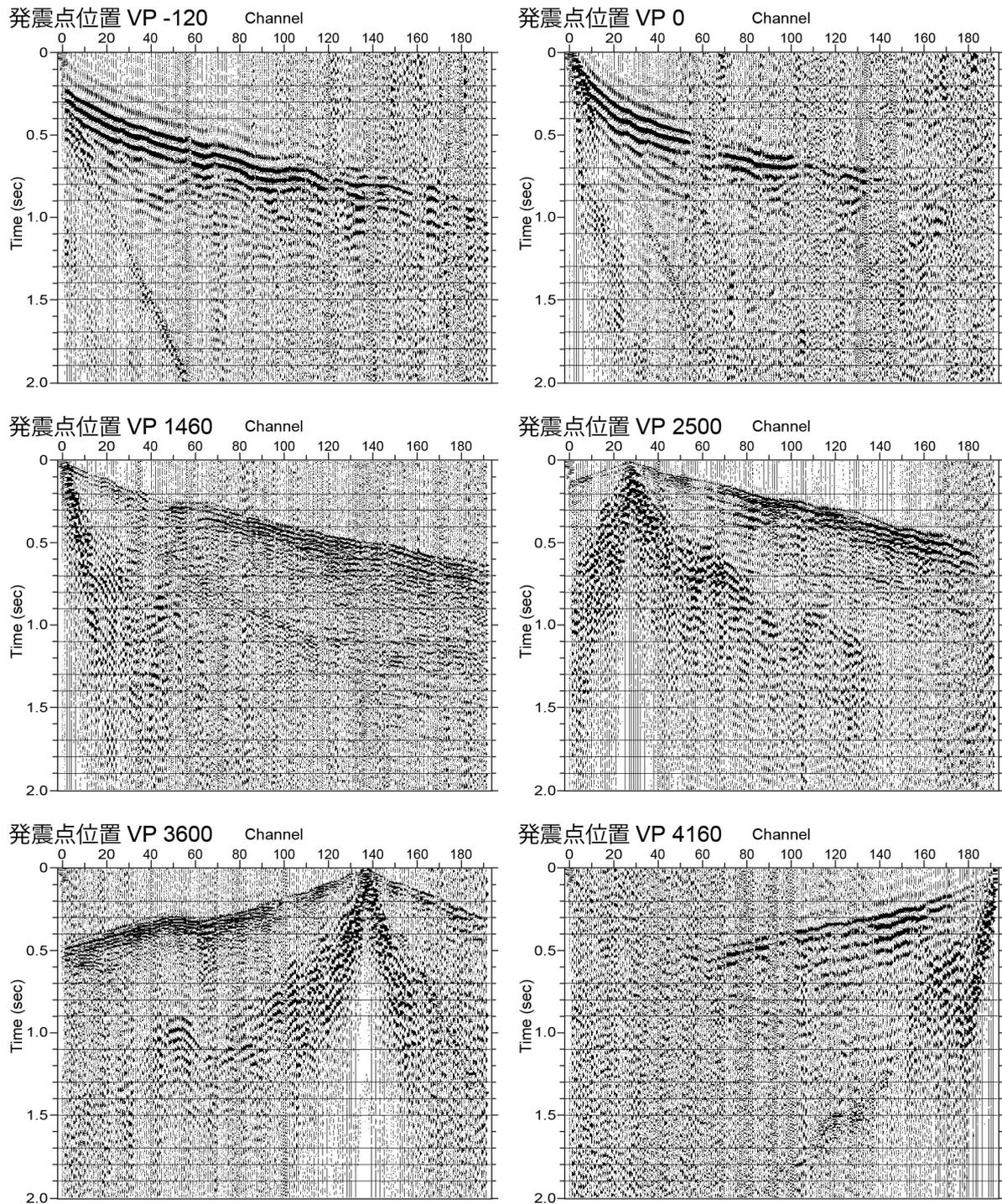


図4 反射法地震探査のショット記録例。

VP -140, VP 0, VP 1460, VP 2500, VP 3600, VP 4160 におけるショット記録を示した。測線西部の神城盆地内では、低周波が卓越している様子が確認できる。測線中央部では、良好な初動および後続の反射波が得られていることが確認できる。

c) データ解析

反射法地震探査データの解析は、標準的な共通反射点重合法（CMP 法）に従って解析を行った。データ解析には、反射法地震探査解析システム ProMAX を用い、図 5 に示す解析のフローに沿って実施した。以下に、解析の流れに沿って概略を示す。

現場で取得したショット記録には、RTK-GPS およびトータルステーションによって得られた位置座標および標高値をセットし、共通反射点の分布を算出した。共通反射点が多く分布する点を通るように CMP ラインを設定した。ショット記録には、静補正、デコンボリューションフィルタ、バンドパスフィルタ、AGC などの処理を施し、共通反射点に対する波形の集合となるように CMP sorting を行った。CMP sorting が行われた記録に対しては、50 CMP 毎に定速度重合法によって速度解析を行った。この重合速度を用い、共通反射点重合（CMP 重合）を行った（図 6）。速度解析によって求められた重合速度は図 7 に示す。得られた共通反射点重合後の時間断面に対しては、マイグレーション処理を施し、最終的には、深度変換を行った。深度変換を施した深度断面を図 8 に示す。

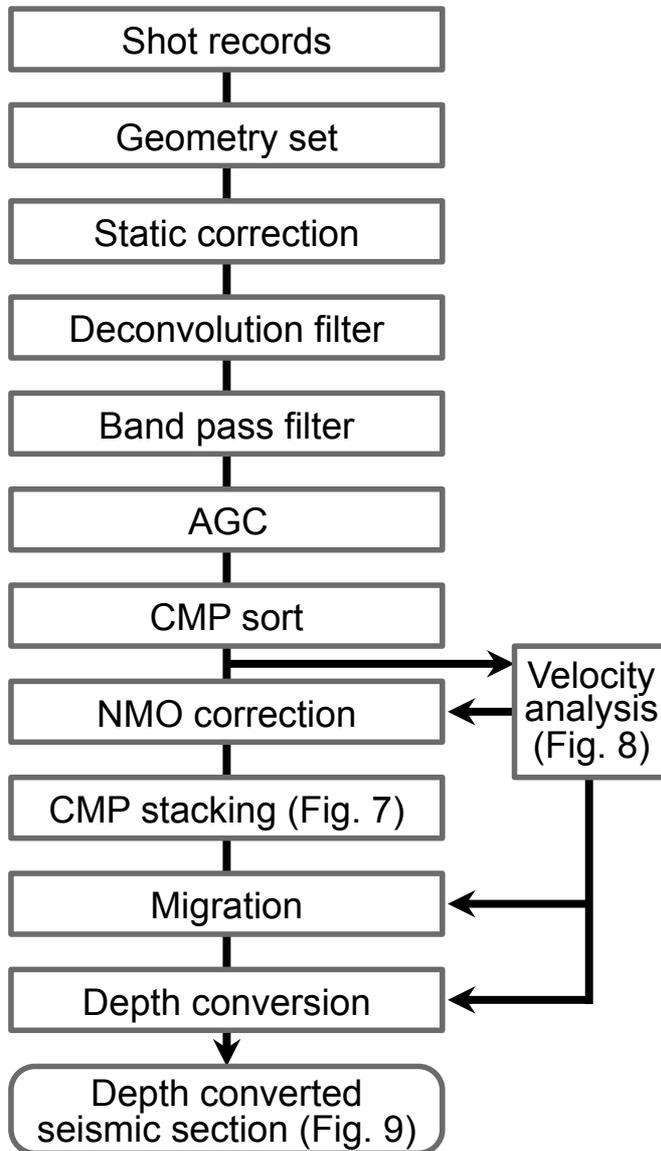


図 5 反射法地震探査の解析フロー。

一般的な共通反射点重合法に沿って解析を実施した。共通反射点重合（CMP 重合）後の時間断面、マイグレーション後の時間断面、深度変換断面は別途図示する。解析には反射法地震探査解析システム ProMAX を用いた。

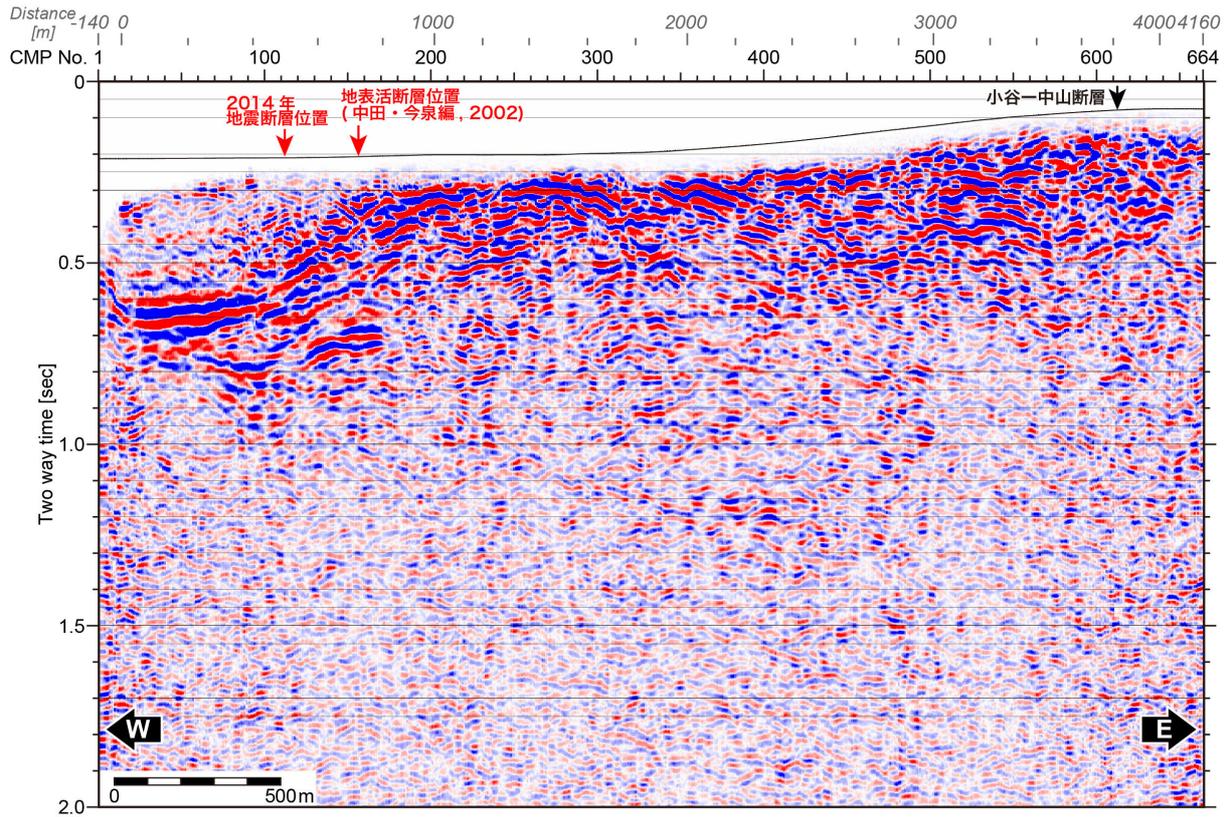


図6 共通反射点重合後時間断面。

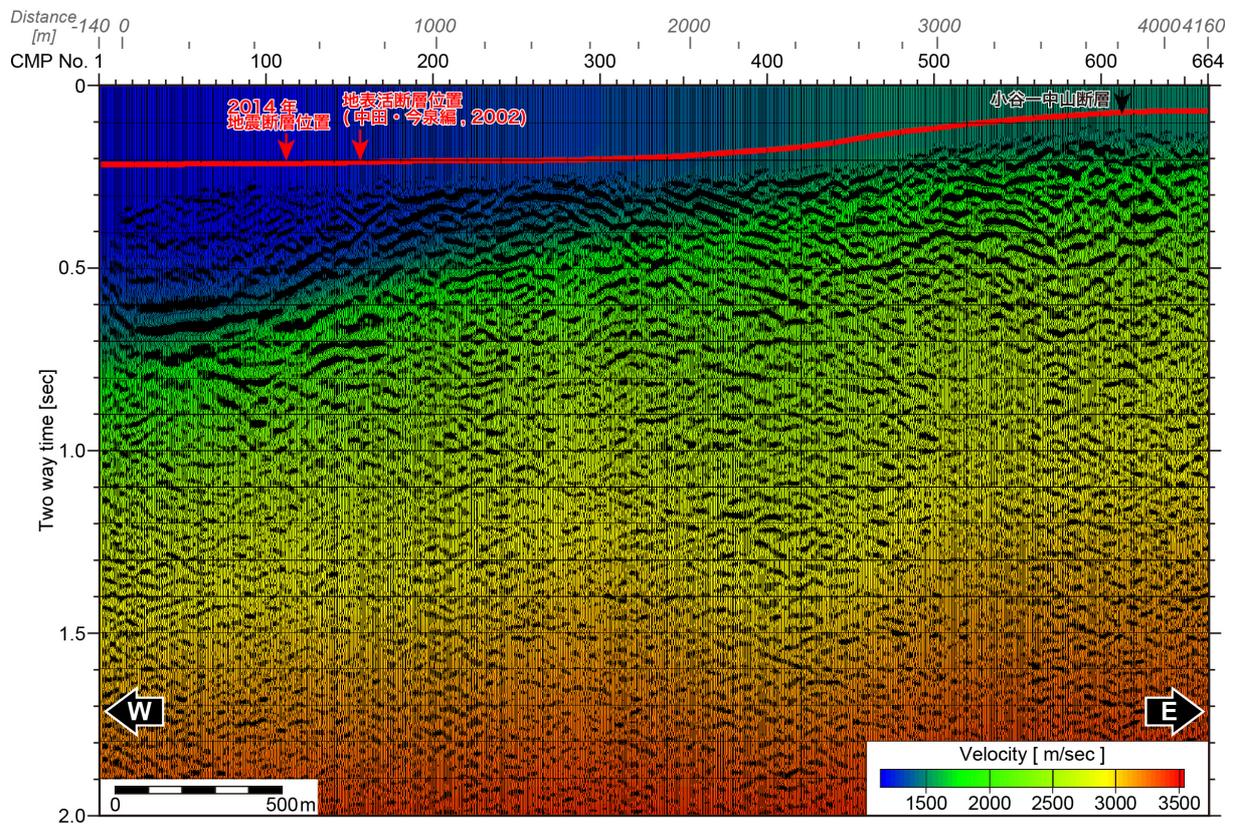


図7 定速度重合法によって求められた速度構造。

(b) 業務の成果

反射法地震探査データを丹念に解析した結果は、共通反射点重合後時間断面を図 7 に、深度変換断面を図 8 に示した。深度変換断面（図 8）から、特徴的な反射面群を丹念に抽出し、本探査測線における地下構造について解釈を加えたものを図 9 に示す。但し、これらの結果は、速報であり、さらなる解析および検討の余地を残している。以下には、反射法地震探査の結果から得られた反射面の特徴と地質学的解釈を述べる。

CMP 265～610 の測線東部の反射面群は、おおむね $25\sim 30^\circ$ の東傾斜を示している。一方、CMP 75～265 付近の反射面群は、おおむね $25\sim 30^\circ$ の西傾斜を示しており、CMP 265 付近に背斜軸を持つことが分かる。周辺地質（加藤ほか，1989）との対応から、これらの地質は、鮮新世後期の美麻累層に対応すると考えられる。

測線の東端部（CMP610～664）では、地表下 200 m 程度までに、西に 10° 程度傾斜する反射面群が見られ、前述した東傾斜の構造（CMP 265～610）との間に地質構造の境界が見られる。この境界は、地表では小谷-中山断層と一致しており、約 65° の東傾斜であると考えられる。また、小谷-中山断層より東側の地質は、中新世後期の小川層群に対応すると考えられる。

測線西部では、CMP 10，深度 650 m から東に 30° 程度で傾斜する強反射面が見られる。これはおそらく北アルプスの先新第三系の基盤岩の上面に相当し、一部で不明瞭になる区間もあるが、深度 1700 m 程度まで追跡することができる。

また、測線西端部において前述の先新第三系の基盤よりも上位には、反射面群がほぼ水平に分布する。松多ほか（2007）と対比すると表層 200 m 程度（深度 480 m 以浅）は、古神城湖の湖成堆積物を含む第四紀の堆積物に対応すると考えられる。深度 480～700 m 程度では、先新第三系の基盤岩上面から東側に 500～600 m 程度の幅を持って水平な反射面群が確認できる。深度 1000 m 付近では、この水平な反射面群は先新第三系の基盤上面から東側に幅 1 km 以上にわたって分布するように見える。これらは、前述の古神城湖の湖成堆積物の下位に分布する美麻累層に対応すると考えらる。

これらの測線西端部の水平層と前述した CMP 75～CMP265 に分布する西傾斜の反射面群との間には大きな構造の境界が認められ（CMP 60，深度 370 m～CMP150，深度 700 m）、特にその浅部（CMP 60，深度 370～CMP100，深度 500 m 付近）では、断層面と思われる東に 35° 程度傾斜した反射面も捕らえられている。CMP75～CMP265 の西傾斜の地質構造は、CMP150～CMP265 の深度 700 m 以深には認められないことから、この断層面は CMP150～CMP265，深度 700 m 付近でほぼ水平となっていることが示唆される。この断層面の浅部延長は深度 370 m 程度までしか追うことは出来ず、断層の西側先端は伏在していると思われる。一方、深部延長は、CMP 265～CMP 610 の東傾斜の地質構造が存在することから、CMP 265 の背斜後翼の地質構造と同じ傾斜を持って深部に連続すると考えられる。CMP 75 付近、深度 370 m から CMP150，深度 700 m を通り、さらに CMP265，深度 700 m で角度を変えさらに深部に連続するこの断層は、CMP 265 の背斜構造を形成する糸魚川-静岡構造線活断層帯の主断層であると考えられる。

2014 年の地表地震断層は、Okada et al. (2015) の結果から、本測線では CMP 112 に位置し、従来から指摘されていた地表の活断層位置（中田・今泉編，2002）は、CMP 157 に位置する。これらの断層は低角な東傾斜（奥村ほか，1998）と考えられ、その深部延長に

は、東に傾斜した反射面群がそれぞれ約 $30\sim 35^\circ$ 程度で確認できる。2014 年の地震断層の上盤側には、断層運動によって変形を受けた東傾斜の反射面がいくつか見られるが、深度 450 m 以深には、このような反射面群が見られないため、深度 450 m 付近で低角となり、従来から指摘されていた地表活断層位置から深部に伸びる活断層に収斂すると考えられる。この従来から指摘されていた活断層も深部延長では、その角度から、前述の糸魚川-静岡構造線活断層帯の主断層に深度 700 m 程度で収斂すると考えられる。また、大町付近で実施された反射法地震探査の結果 (Matsuta et al., 2004; Sato et al., 2004) と同様に、本測線の地下でも、糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層と小谷-中山断層とは、それぞれの角度から地下 2 km 程度で収斂すると考えられる。

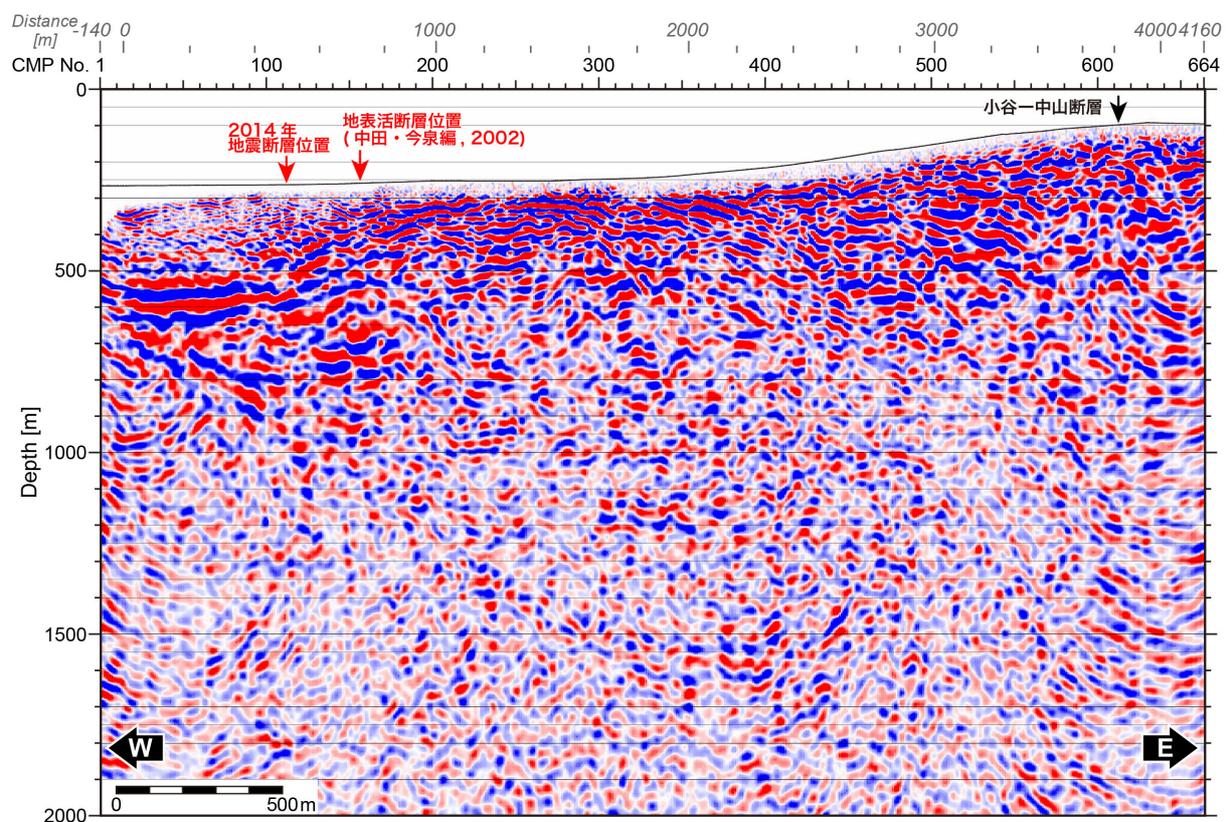


図 8 深度変換断面。

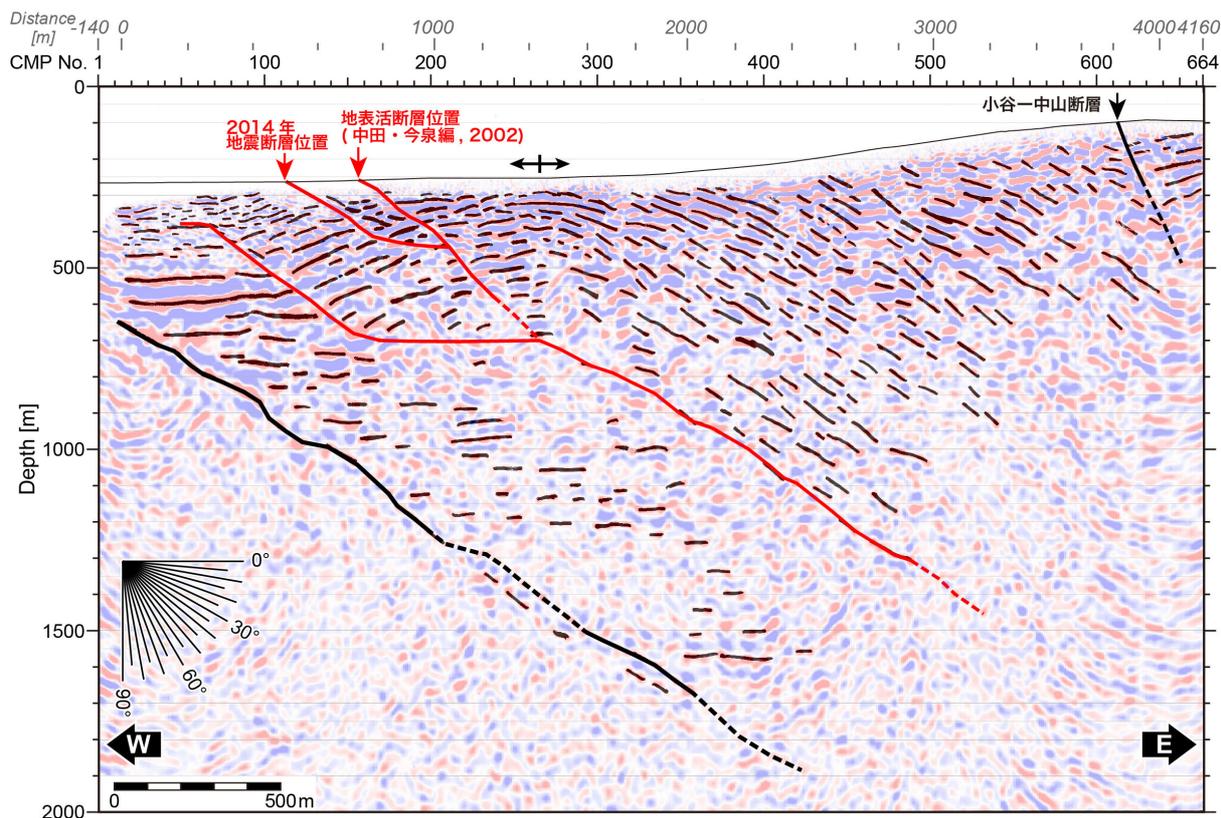


図9 解釈断面。

(c) 結論ならびに今後の課題

2015年10月に本業務で実施した反射法地震探査の結果から、以下のことが明らかになった。神城盆地および大峰丘陵下には、大峰丘陵の大きな背斜構造を形成する魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層と考えられる断層が存在する。この魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層の変形フロント（西側先端）は、神城盆地内にまで達している可能性があり、浅部の反射面を切っていないことから伏在しているとみられる。

2014年11月の地震により出現した地表地震断層は、その深部延長で、従来から指摘されていた神城断層の深部延長と収斂しており、断層フロントマイグレーションが生じているものと解釈できる。また、2014年の地震断層および地表の神城断層は、地下深部の魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層から分岐する活断層であると考えられる。

反射法地震探査データの解析は、速度構造等および解析パラメタにまだ検討の余地を残しており、地下構造解釈と共に精査する必要がある。また、反射法地震探査から得られた地下構造とLiDARおよびInSARなどから得られている地表変形についても比較する必要があると考えられる。

(d) 引用文献

- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志（編），第四紀逆断層アトラス，254 pp.，東京大学出版会，東京，2002.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教，地域地質研究報告5万分の1地質図幅「大町」，111 pp.，地質調査所，1989.
- Matsuta, N., Y. Ikeda, and H. Sato, The slip-rate along the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan, *Earth, Planets and Space*, 56, 1323-1330, 2004.
- 松多信尚・池田安隆・佐藤比呂志・今泉俊文・東郷正美・柳博美・三ヶ田均・戸田茂，ほか18名，糸魚川-静岡構造線活断層系神城断層の浅層および極浅層反射法地震探査，東京大学地震研究所彙報，82，25-35，2007
- 中田高・今泉俊文（編），活断層詳細デジタルマップ，68p，DVD-ROM2枚，付図2葉，東京大学出版会，2002.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., and Toda, S., The First Surface - Rupturing Earthquake in 20 Years on a HERP Active Fault is Not Characteristic: The 2014 Mw 6.2 Nagano Event along the Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Seismological Research Letters*, 86, 1287-1300, 2015.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文，糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査-，地震第2輯（別冊），50，35-51，1998.
- Sato, H., T. Iwasaki, S. Kawasaki, Y. Ikeda, N. Matsuta, T. Takeda, N. Hirata, and T. Kawanaka, Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan, *Tectonophys.*, 388, 47-58, 2004
- 植木岳雪，長野県北部，糸魚川-静岡構造線の鮮新世以降の活動様式：大峰-SK110テフラの古地磁気方位に基づいて，東京大学地震研究所彙報，83，163-173，2008.
- 脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治，20万分の1日本シームレス地質図DVD版，産業技術総合研究所地質調査総合センター，DVD 2枚，2009.
- 山口和雄・木口努・横倉隆伸・横田俊之，長野県神城盆地における反射法地震探査，地質調査所月報，47，393-398. 1996.

3. 1. 5 湖底地形調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 湖底地形調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	准教授	原口 強

(c) 業務の目的

青木湖における 2014 年 11 月に発生した長野県北部の地震に伴う地変の確認を目的とする。

(d) 実施業務の要約

2014 年長野県北部の地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、湖底地形調査を行う。本調査では、2014 年長野県北部の地震に伴う地変の確認および地震前に取得された湖底地形データの比較を行う。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

2014年長野県北部の地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、湖底地形調査を実施した。本調査では、地表地震断層の有無を検討するために湖底地形計測を行い、さらに地震前の湖底地形との比較（差分）を行い、地震に伴う変位の有無を検討した。結果、測深機器の分解能・検出限界を超える有意な地表地震断層は湖底には現れておらず、差分結果においても断層変位に伴うと考えられる変位は認められなかった。このことから、2014年の地震の際には青木湖に位置する活断層は地表に有意な変位を与えていないと推定される。

(b) 業務の成果

1) 高分解湖底地形計測調査

湖底地形計測調査は、調査船にスワス音響測深機「Sonic2024 型」を艀装し、調査を行った。調査船の位置出しには GNSS「VS330 型」を、動揺および方位の補正には高性能慣性航法装置「PHINS」を使用した（表 1）。取得した測深記録は、圧力音速度計 (Minos X) を用いて取得した音速度補正データおよびパッチテストで得た取付角補正データにより補正値を付加したのち解析を行った。測深データの解析フローを図 1 に示す。測深データの解析には「HYPACK MAX」を使用し、取得した各補正データ（動揺、方位、水中ヘッドの吃水、音速、取付角）を付加したのちエラーデータ（水中のゴミ、気泡、魚群等によるスパイク状のエラー、機械的ノイズ等）の除去を行った。その後グリッド地形処理を行い、3次元メッシュデータを作成した。

表1 仕様機器一覧

機器名	規格・形式	性能
スワス 音響測深機	R2Sonic社製 Sonic2024型	周波数:200~400kHz レンジ分解能:1.25cm 仮定音速度:1500m/s 測深ビーム方式:クロスファン方式 測深ビーム幅:1.0°(前後方向) 測深ビーム幅:0.5°(直交方向)
GNSS 測位機	Hemisphere社製 VS330	測位精度:水平<0.3m
動揺・方位 センサー	IXSEA社製 PHINS	精度:ヒープ5cm、5cmの いずれか大きい方 ロール・ピッチ 0.01° 方位 0.01°
水中圧力 音速度計	AML社製 Minos X	精度:音速度:±0.025m/s 測定範囲: 音速度:1375m/s~1625m/s 水深:0~1,000m
VRS 測量機	NetR9	測位精度:水平 ± 4mm+0ppm 垂直 ± 9mm+0ppm
データ収録 処理ソフト ウェア	HYPACK社製 HYPACK MAX2013	

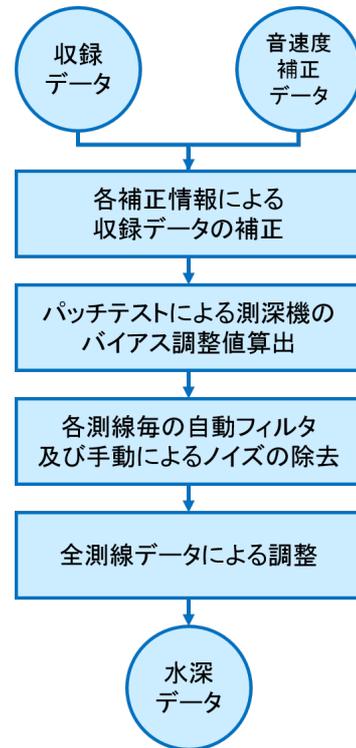


図1 解析フロー

3次元メッシュデータから水深図、等深線図を作成し(図2)、また2007年実施(原口ほか, 2008)の探査データと差分比較を行った(図3)。差分比較の結果、断層崖付近や西岸斜面等で±0.5 m程度の変位が示され、湖南部に卓越していることが示唆される。しかしながら、今回用いた測深機器の分解能・検出限界(船の動揺や使用機器すべての誤差を合算すると、実際には10~20 cm程度)を超える変位や明瞭な地表地震断層や地すべりなどは認められず、差分データからも系統的な変位は認められなかった。これらのことから、青木湖内の活断層が長野県北部の地震の際に地表に有意な変位を及ぼしていないと考えられる。これは地表地震断層の分布(廣内ほか, 2015; 石村ほか, 2015; 勝部ほか, 2015; Lin et al., 2015; Okada et al., 2015)や干渉SAR(国土地理院, 2014)の結果とも整合的である。

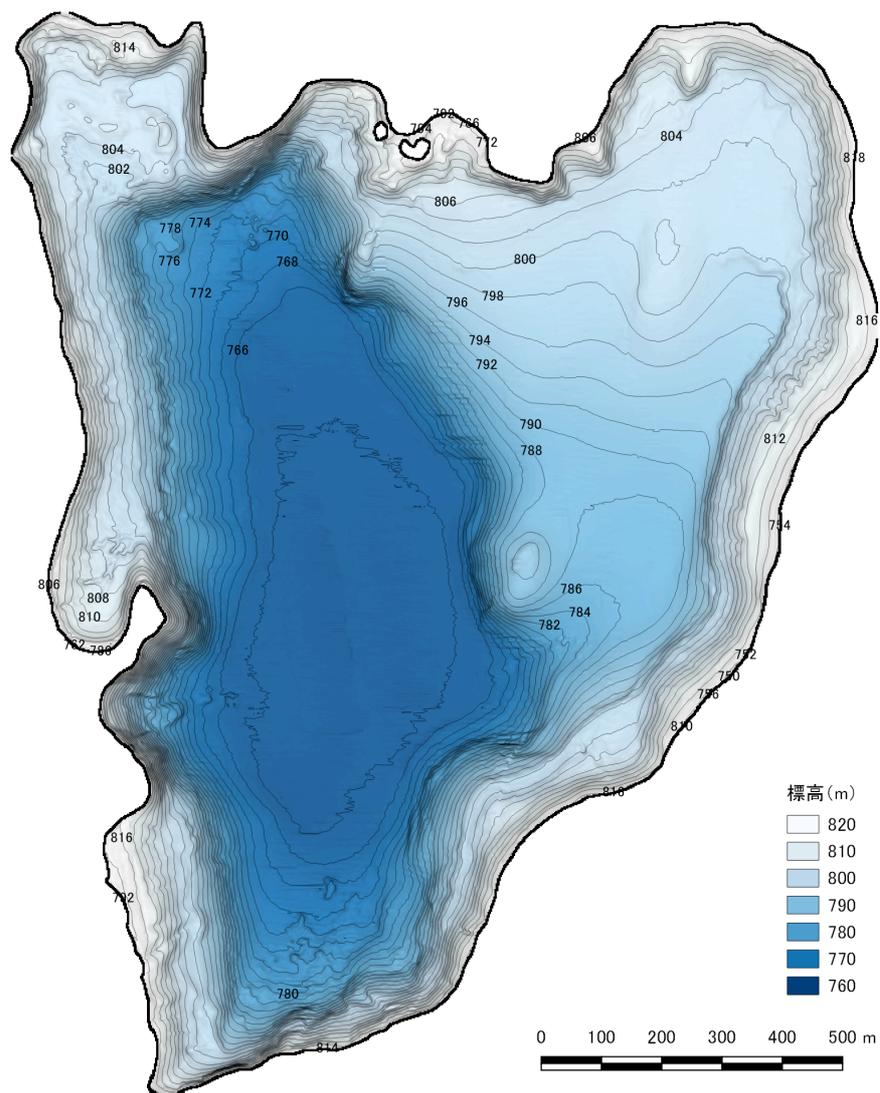


図2 青木湖水深図、等深線図（本計測結果）
等深線は2 m 間隔を示す。

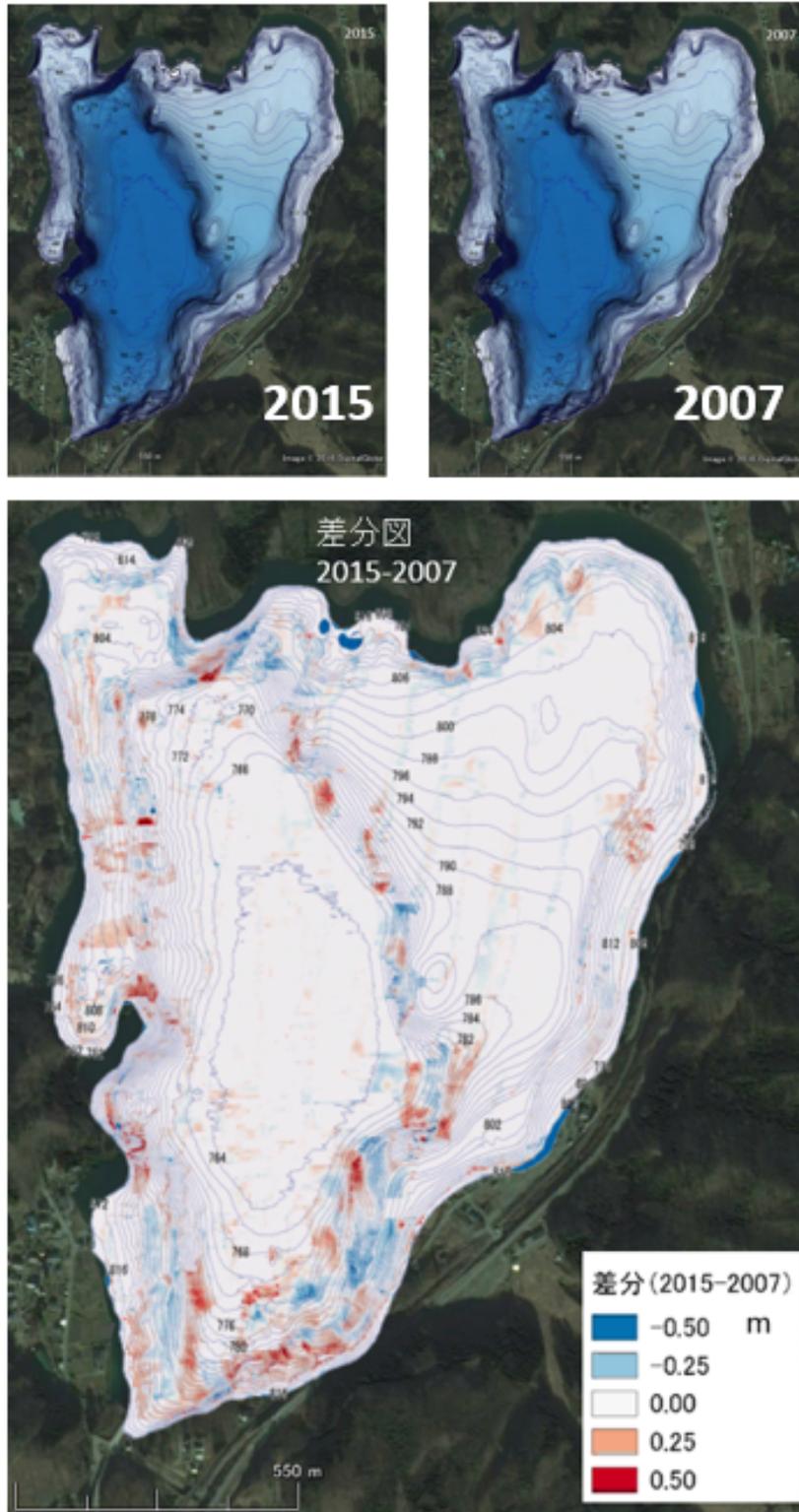


図3 湖底地形データの差分図
 2007年に計測された湖底計測データ（原口ほか，2008）から本計測で得られたデータを差し引いたものである。

(c) 結論ならびに今後の課題

湖底地形計測および地震前後の湖底地形データの差分結果からは、長野県北部の地震の際に神城断層は測深機器の分解能・検出限界を超える有意な変位を地表に及ぼしていないと考えられる。

(d) 引用文献

- 原口 強・吉永佑一・佐々木いたる・遠田晋次, 高分解能 3D 測深技術を用いた青木湖活断層地形のイメージング, 北淡活断層シンポジウム 2008, 61-64, 2008.
- 廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・熊原康博・石黒聡史・金田平太郎・後藤秀昭・楮原京子・中田 高・鈴木康弘・渡辺満久・澤 祥・宮内崇裕・2014 年神城断層地震変動地形調査グループ, 糸魚川-静岡構造線北部に出現した 2014 年長野県北部の地震 (神城断層地震) の地表地震断層, 活断層研究, 43, 149-162, 2015.
- 石村大輔・岡田真介・丹羽雄一・遠田晋次, 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 (Mw 6.2) によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状, 活断層研究, 43, 95-107, 2015.
- 勝部重矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子, 第三報地表地震断層緊急調査報告 (2), <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/naganokenhokubu2014/naganokenhokubu20141209.html>, 2014.
- 国土地理院, 地理院地図 (防災関連, 平成 26 年度, 長野県北部地震, 干渉 SAR, 2014/09/19-2014/22/28_AR), 国土地理院. <http://maps.gsi.go.jp>, 2014.
- Lin, A., Sano, M., Yan, B., and Wang, M., Co-seismic surface ruptures produced by the 2014 M_w 6.2 Nagano earthquake, along the Itoigawa-Shizuoka tectonic line, central Japan, *Tectonophysics*, 656, 142-153, 2015.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., and Toda, S., The first surface-rupturing earthquake in 20 years on a HERP active fault is not characteristic: The 2014 $M_w = 6.2$ Nagano event along the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Seismological Research Letters*, 86, doi: 10.1785/0220150052, 2015.

3. 2 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

3. 2. 1 群列ボーリング調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 群列ボーリング調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	丹羽 雄一
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	石村 大輔
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	教授	遠田 晋次

(c) 業務の目的

糸魚川－静岡構造線断層帯北部に位置する神城断層の地下形状および変位速度の解明を目的として、既存研究によって表層地質の概略が報告されている長野県北安曇郡白馬村神城地区においてボーリング調査を実施する。ボーリングコアの解析結果と既報の地下層序から、極浅層における断層の地下形状を推定する。加えて、上盤側の水平層の認定と下盤側との対比を行い、従来よりも正確な上下変位速度を求める。

(d) 実施業務の要約

神城断層の従来よりも精度良い上下変位速度の解明を目的として、長野県北安曇郡白馬村神城地区においてボーリング調査を実施し、堆積物の記載・写真撮影・¹⁴C年代測定を行った。これらの解析結果と既存研究で報告されている地下層序のデータを用いて、神城断層の極浅層の地下形状および上下変位速度を推定した。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

神城断層上盤側で断層を貫く掘削長 40 m および 45 m の 2 本のボーリングコアを掘削し、CT 画像撮影、岩相・傾斜の記載および ¹⁴C 年代測定を行った。掘削したコア試料の層序と年代と既報の地下層序を用いて神城断層近傍における極浅層部の地下地質・地下形状を把握したところ、古い地層ほど上下変位量が大きく、変位の累積を確認することができた。また、コア堆積物の岩相や傾斜の明瞭な変化を示す層準と ¹⁴C 年代測定値に基づいて 2 本のコアの断層位置を推定した。断層は 30° 程度の傾斜を有し、表層付近で低角化することが推定できた。さらに断層変位基準となる地層の年代と上盤側と下盤側での比高に基づき、神城断層の過去 1～3 万年間の上下変位速度を推定したところ、過去 1 万年間の上下変位速度は 1.2～1.4 mm/年、過去 2 万 5 千～3 万年間の上下変位速度は 1.6 mm/年以上と見積もられた。

(b) 業務の実施方法

調査対象地域は、長野県北安曇郡白馬村神城地区である(図1, 図2)。この地区では断層を挟んで東側(上盤側)は湖成段丘面が分布し、この湖成段丘は断層の西側(下盤側)では沖積低地に埋没している(奥村ほか, 1998)。湖成段丘は高位からL1面、L2面(4-7 ka)、L3面(1-2 ka)に区分され、さらにL1面は高位からL1a面およびL1b面(10-20 ka)に細分されている(松多ほか, 2006)。当該地域ではトレンチ調査(奥村ほか, 1998)、地層抜き取り調査(今泉ほか, 1977)およびボーリング調査(松多ほか, 2001)が行われており、神城断層近傍の表層における地下地質の概要が報告されている。

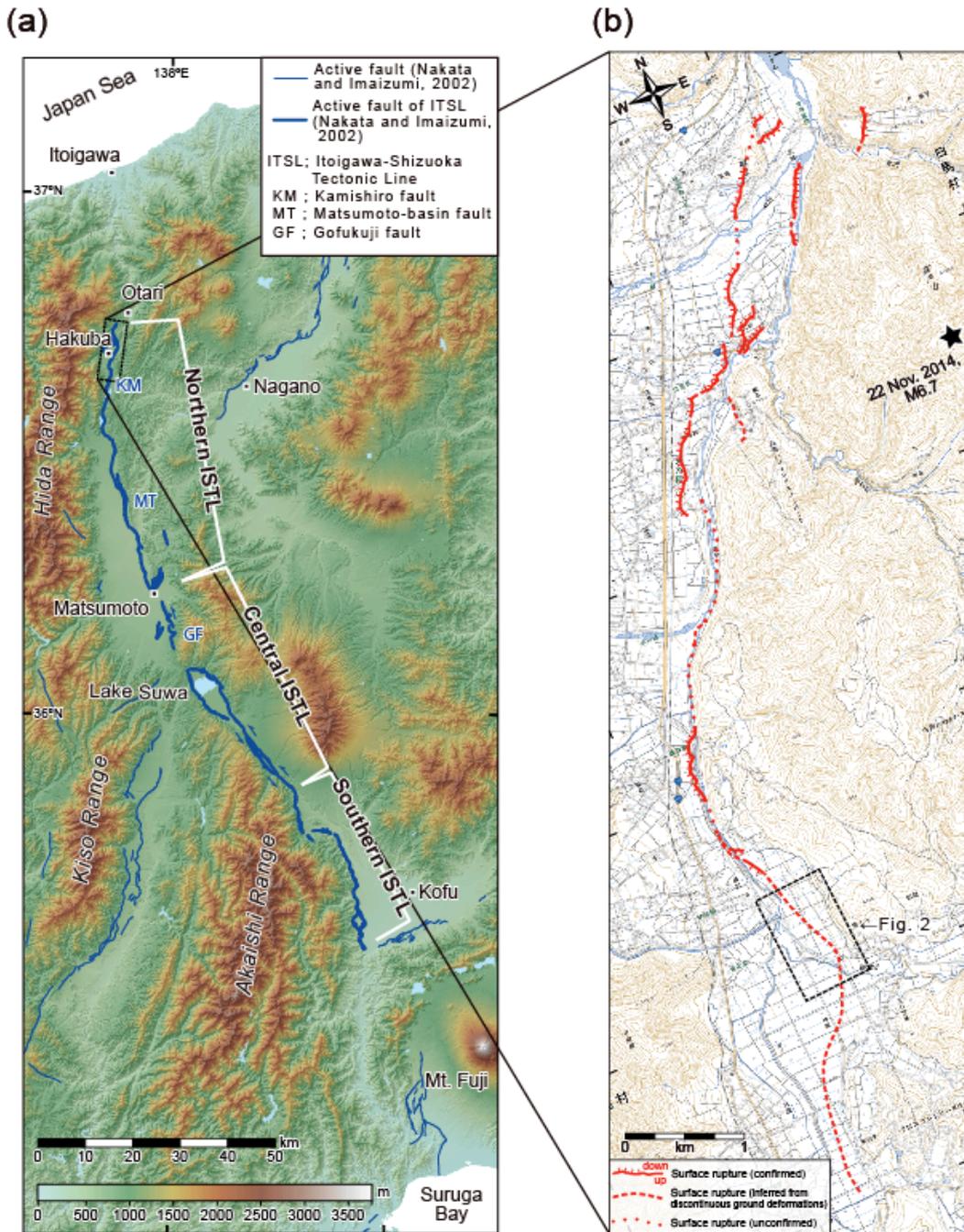


図1 調査地域概要 Okada et al. (2015)を一部改変

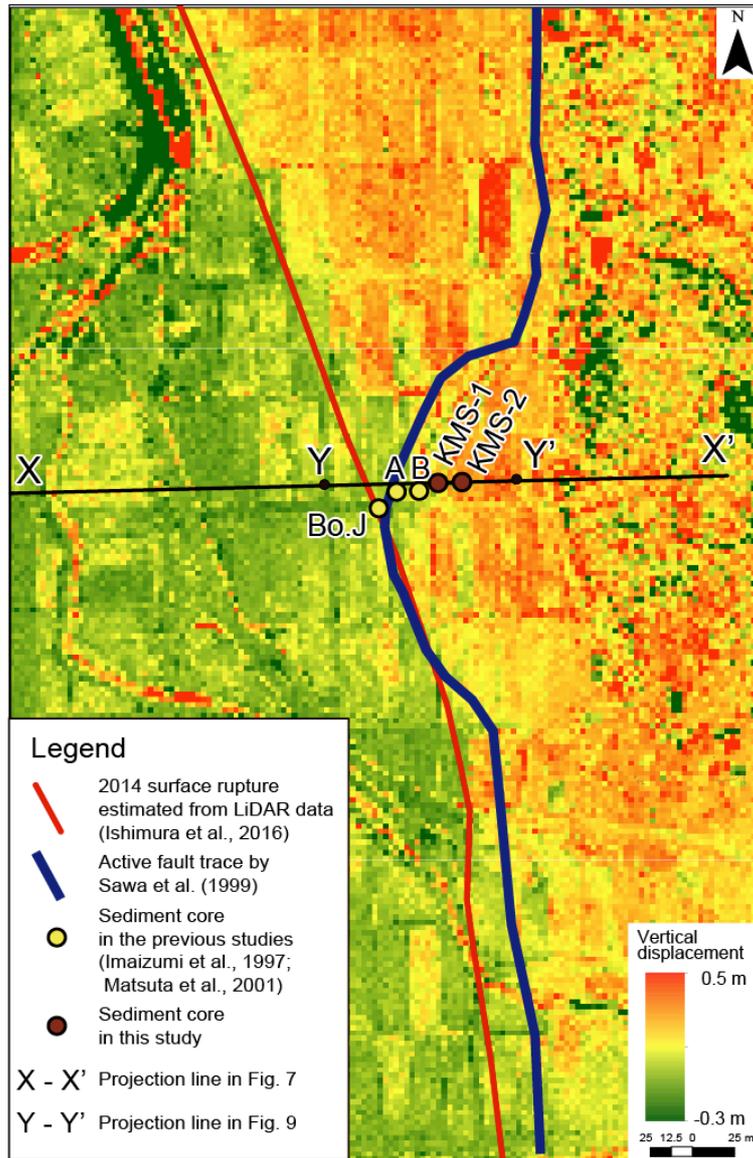


図2 神城地区の2014年地震時の上下変位量分布(本報告書 3.1.1)とコア掘削地点

平成 27 年 10 月 21 日から同年 11 月 7 日にかけて 2 孔のボーリングコア(断層に近い方から KMS-1、KMS-2 とする)を掘削した(図 3)。コア試料掘削地点は松多ほか(2006)の L1b 面上に位置する。孔径は 86 mm、コア掘削長は KMS-1 で 40.0 m、KMS-2 で 45.0 m である。断層に近い部分の地層の傾斜変化を詳細にとらえるため、深度 15~33 m の KMS-1 コア試料については、X 線 CT 画像の撮影を行った。コア試料は半断面が最大傾斜となるよう半割し、詳細な観察を行い、岩相・粒度および、傾斜を記載した。また、コア試料から木片や植物片などの炭素含有物質が認められた層準では ^{14}C 年代測定用のサンプリングを行った。サンプリングした試料は、株式会社加速器分析研究所に依頼し、 ^{14}C 年代測定を行った。



図3 コア掘削地点の現場写真
上の写真が全体図、中央が KMS-1 コア地点、
下の写真が KMS-2 コア地点。

(c) 業務の成果

1) ボーリングコアの岩相・年代

今回掘削したボーリングコアの柱状図および写真を図4～6に示す。2本のボーリングコアは、ともに砂礫層と腐植質シルトを含む砂泥層の互層から構成される。各コアの堆積物を以下のようにユニット区分した。また、区分したユニットと既報の地形・層序との関係を表1に示した。

a) KMS-1 コア

i) ユニット 1-1

KMS-1 コアの最上部 3.20 m は腐植質シルトを含む砂泥層とコア径を超える礫を含む砂礫層の互層からなり、ほぼ水平に堆積している。ユニット 1-1 は、シルト～細粒砂層から構成される最上部(ユニット 1-1-1)、細礫～中礫を含む砂礫層から構成される中部(ユニット 1-1-2)、および、腐植質シルト層を主体とする下部(ユニット 1-1-3)から構成される。本ユニットからは 10,295 ～16,761 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットはコア最上部に分布すること、および、較正年代に基づき、松多ほか(2006)の L1b 面を構成する堆積物と解釈される。

ii) ユニット 1-2

深度 3.20～16.20 m も同様に砂泥層と砂礫層の互層から構成されるが、層理面が 20～30° 程度傾斜し下方へ増傾斜する傾向が認められる。本ユニットは砂泥層を主とする部分と砂礫層を主とする部分が交互に見られ、これらをサブユニット 1-2-1～1-2-8 に細分した。サブユニット 1-2-1 から 1-2-5 を全体としてみると砂泥層が多く見られ、サブユニット 1-2-6 から 1-2-8 では全体として砂礫層が多く含まれる。ユニット 1-2 からは 22,613～35,310 cal BP の較正年代が得られた。深度 9.06～9.09 m で見られた火山灰層は、火山ガラスの屈折率(1.4995 - 1.5013)や上下の較正年代との関係から AT 火山灰(町田・新井, 2003 ; 約 30,000 cal BP)に対比される。

本ユニット上部(サブユニット 1-2-1～1-2-5)は細粒層を主体とし、AT 火山灰を挟在することから、松多ほか(2006)の L1b 面あるいは L1a 面構成層に対比可能である。一方、本ユニット下部(サブユニット 1-2-6～1-2-8)は砂礫層が多く見られること、および較正年代が 30,000 cal BP 以前を示すことから、多ほか(2000)の古神城湖形成前の網状河川堆積物に対比される。

iii) ユニット 1-3

深度 16.20～25.05 の砂泥層と砂礫層の互層では傾斜 70～90° 程度のほぼ直立した構造が認められる。また、本ユニットでは傾斜 40° 程度の剪断面が複数条見られる。ユニット 1-3 からは 34,450～35,440 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットもユニット 1-2 下部と同様に、古神城湖形成前の網状河川堆積物に対比される。

iv) ユニット 1-4

深度 25.05 m の明瞭な境界を挟んで、深度 28.60 m まではシルト層を主体とする細粒層に岩相変化する。傾斜は 35～70° 程度である。ユニット 1-4 からは 18,559～18,806 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットは、細粒層を主体とすること、および較正年代に基づいて、松多ほか(2006)

の L1b 面あるいは L1a 面を構成する堆積物に対比される。

v) ユニット 1-5

深度 28.60 m 以深(ユニット 1-5)では腐植質シルト層を含むシルト層と砂層の互層を主とし、深度 35.56~36.68 m のみ 0.5~2.0 cm の垂円~垂角礫を含む砂礫層となる。傾斜は 10° 以下である。ユニット 1-4 からは 19,219~24,875 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットも、細粒層を主体とすること、および較正年代に基づいて、松多ほか(2006)の L1b 面あるいは L1a 面を構成する堆積物に対比される。

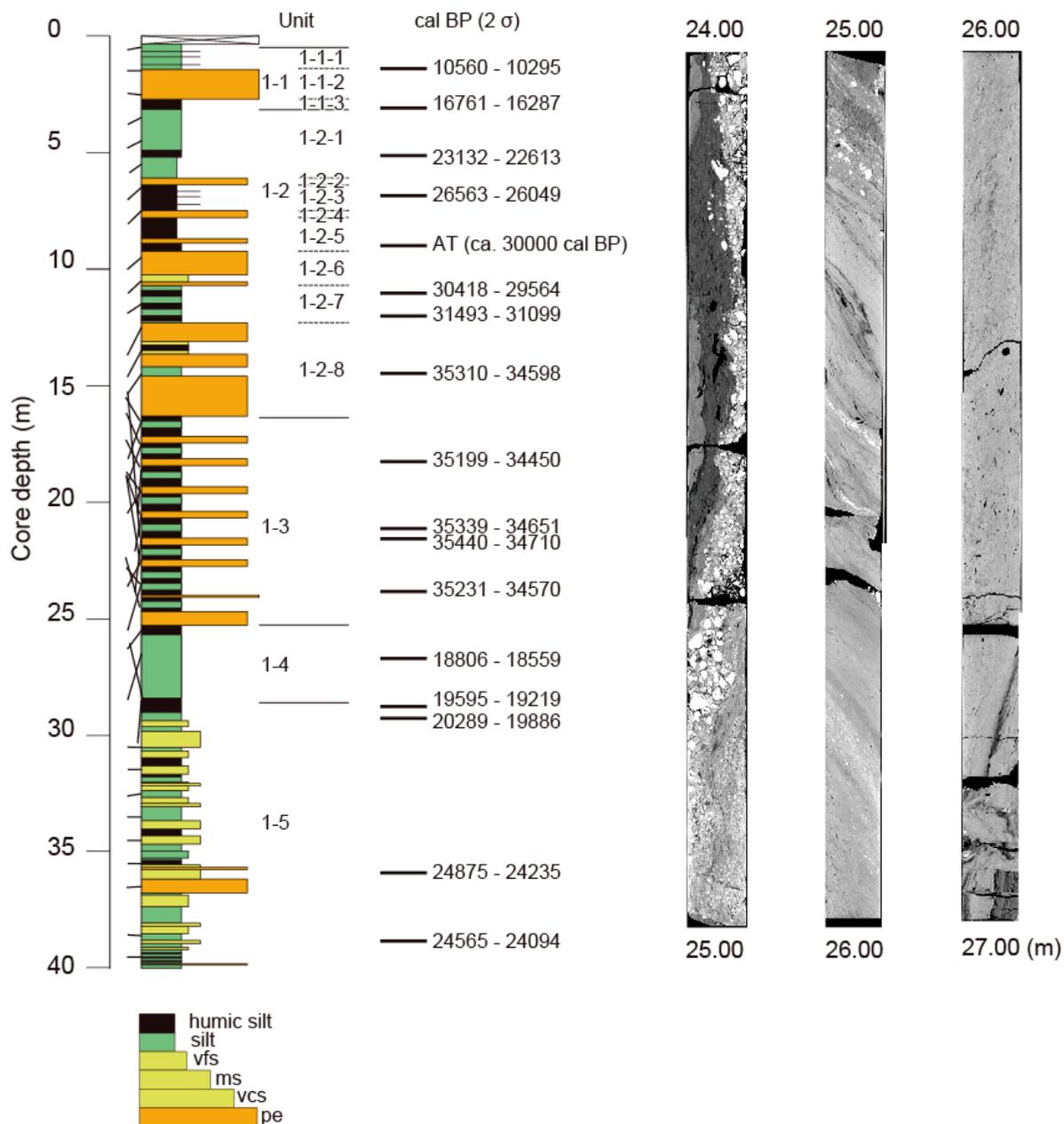


図4 KMS-1 コアの柱状図、ユニット区分、較正年代、X線 CT 画像
柱状図左の線は層理面の傾斜を示す。

b) KMS-2 コア

i) ユニット 2-1

KMS-2 コアの最上部 4.35 m は腐植質シルトを含む砂泥層と 0.5~5 cm の垂円~垂角礫を含む砂礫層の互層からなり、ほぼ水平に堆積している。本ユニットは砂泥層を主とする上部(サブユニット 2-1-1)と砂礫層からなる下部(サブユニット 2-1-2)に細分される。ユニット 2-1 からは 9917~10,212 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットはユニット 1-1 と同様、コア最上部に分布することおよび、較正年代に基づき松多ほか(2006)の L1 面を構成する堆積物と解釈される。

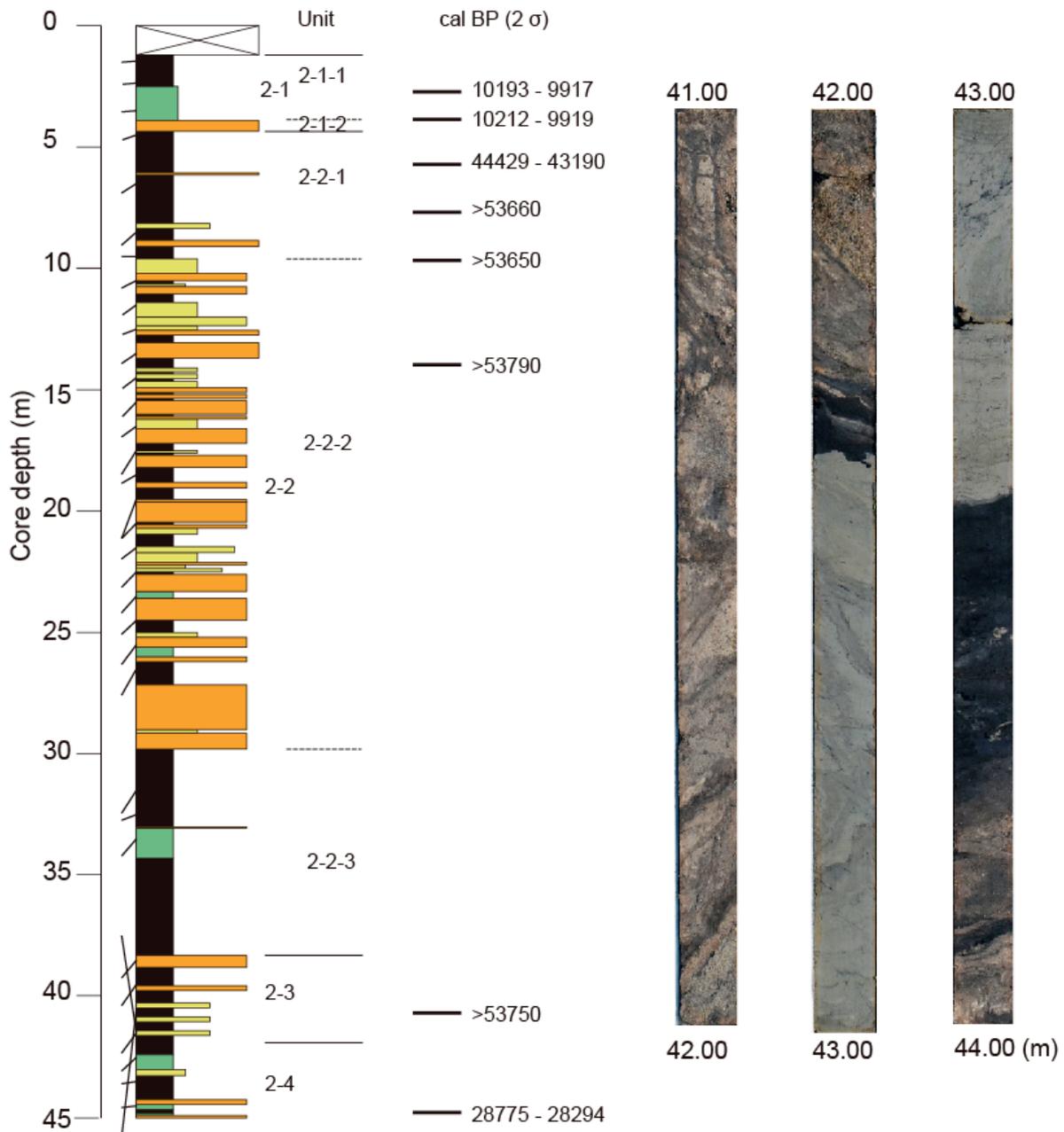


図5 KMS-2 コアの柱状図、ユニット区分、較正年代、写真
柱状図左の線は層理面の傾斜を示す。粒径の凡例は図3と同じ。

ii) ユニット 2-2

深度 4.35～38.30 m も同様に砂泥層と砂礫層の互層から構成されるが、層理面が 20～40° 程度傾斜し下方へ増傾斜する傾向が認められる。本ユニットはシルト層を主とする上部(サブユニット 2-2-1)、シルト層、砂層、および砂礫層から構成される中部(サブユニット 2-2-2)および、シルト層を主体とする下部(サブユニット 2-2-3)に細分される。ユニット 2-2 からは 53,650 yr BP よりも古い ¹⁴C 年代が得られた。

サブユニット 2-2-1 および 2-2-2 は全体として砂礫層を主体とし、較正年代が 30,000 calBP よりも古いことから、多ほか(2000)の古神城湖形成前の網状河川堆積物と解釈される。サブユニット 2-2-3 は細粒層を主体とし、網状河川堆積物と考えられるサブユニット 2-2-2 よりも下位に位置することから、多ほか(2000)の蛇行河川堆積物に対比される。

iii) ユニット 2-3

深度 38.20～42.17 m では上位のユニット 2-2 と同様に砂泥層と砂礫層の互層が見られ、傾斜 40～60° 程度と上位ユニットからさらに増傾斜する。全体としては腐植質シルト層が多く見られる。ユニット 2-3 では傾斜 10～40° 程度の剪断面が複数条見られ、53,750 yr BP よりも古い ¹⁴C 年代が得られた。

細粒層を主体とすることから、上位のサブユニット 2-2-3 と同様に多ほか(2000)の蛇行河川堆積物に対比され得る。

iv) ユニット 2-4

深度 42.17 m の明瞭な境界を挟んで、それ以深(ユニット 2-4)では 20° 以下の緩傾斜な地層に変化する。ユニット 1-4 は腐植質シルト層を含むシルト層と砂層の互層を主とし 28,294～28,775 cal BP の較正年代を示す。

本ユニットは、細粒層を主体とし、AT 火山灰よりも新しい較正年代が得られていることから、松多ほか(2006)の L1b 面あるいは L1a 面を構成する堆積物に対比される。

表 1 コア堆積物のユニット区分と既報の地形・層序との関係

Ages	KMS-1		KMS-2		Landform
	Downthrown side	Upthrown side	Downthrown side	Upthrown side	
10 - 17 ka		1-1		2-1	L1 terrace (paleo-Kamishiro lake; Matsuta et al.,2006)
18 - 30 ka	1-4 1-5	1-2-1 1-2-4 1-2-2 1-2-5 1-2-3	2-4		
> 30 ka		1-2-6 1-2-8 1-2-7 1-3		2-2-1 2-2-2	Braided river (before formation of Kamishiro lake; Ono et al., 2000)
> 50 ka				2-2-3 2-3	Meandering river (before formation of Kamishiro lake; Ono et al., 2000)

2) 断層推定層準

KMS-1 コアの深度 25.05 m の明瞭な境界を挟んで岩相や傾斜が明瞭に変化する(図 6)。すなわち、境界直上のユニット 1-3 では砂礫層を主体とし、地層がほぼ直立しているのに対し、境界直下のユニット 1-4 では、シルト層を主体とし、傾斜は一部で 70° と高角であるものの、おおむね 35° ~40° となりユニット 1-3 に比べて緩傾斜である。このことから、深度 25.05 m を境として明瞭な構造不連続が示唆される。得られた較正年代がユニット 1-3 下部では約 35,000 cal BP、ユニット 1-4 上部で約 18,000 cal BP を示し、境界面を挟んで年代の逆転が見られる。これらのことから、深度 25.05 m の断層を挟んで上盤側の地層から下盤側の地層へ岩相変化したと解釈可能である。従って、KMS-1 コアでは、深度 25.05 m に断層を推定した。

KMS-2 コアにおいても、深度 42.17 m の明瞭な境界を挟んだ岩相および傾斜の変化が認められる(図 6)。すなわち、境界直上のユニット 2-3 では剪断面の発達した 40~60° 程度の傾斜を有するのに対し、境界直下のユニット 2-4 では 20° 以下の緩傾斜な地層へ変化する。断層を挟んだ上盤側の地層から下盤側の地層への岩相変化と考えられる。較正年代はユニット 2-3 下部で 50,000 yr BP よりも古く、ユニット 2-4 で約 28,000 cal BP であり、境界面を挟んだ年代の逆転も見られる。深度 42.17m の境界面が主断層であり、コアは上盤側から下盤側への変化を見ているという解釈は、このような年代の逆転からも支持される。従って、KMS-2 コアでは深度 42.17 m に断層を推定した。

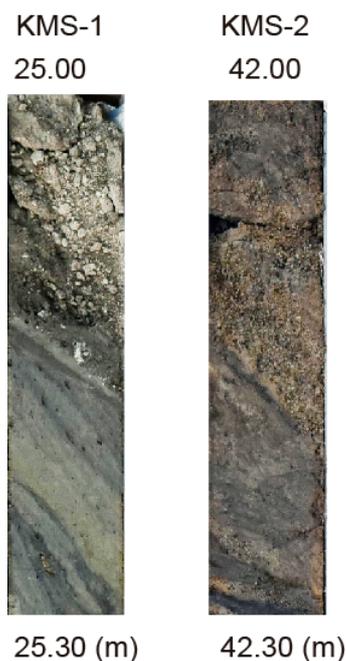


図 6 断層推定層準周辺のコア写真

3) 既報の地下層序との対比

既報の地下層序(今泉ほか, 1997; 松多ほか, 2001)の情報を用いて調査地域の地質断面を推定した(図 7)。KMS-1 のユニット 1-1 は岩相の類似性と年代から KMS-2 のユニット 2-1 に対比される。また、これらは今泉ほか(1997)の上盤側に認められる 13,000 yr BP よりも新しい傾斜した砂泥層と砂礫層の互層および、今泉ほか(1997)および松多ほか(2001)の下盤側の標高 717 m 以浅に水平に分布する地層にも対比される。

KMS-1 のユニット 1-2 の上部は砂泥層を主体とし、礫層は同ユニットの中~下部ほどは見られない。このような特徴は、同コアおよび KMS-2 コアの断層推定層準よりも下位の地層と類似する。この岩相の類似性と較正年代から、KMS-1 のユニット 1-2 の上部は同コアのユニット 1-4 および 1-5、KMS-2 コアのユニット 2-4 に対比される。一方、KMS-1 のユニット 1-2 で得られた較正年代は KMS-2 コアの上盤側では認められない(図 4)。すなわち、KMS-2 コアの上盤側では、KMS-1 コアのユニット 1-2 に対比可能な地層は侵食により欠如し

ていると解釈される。下盤側では標高 712 m 以深に 17,000 cal BP から 30,000 cal BP にかけて堆積した砂泥層と砂礫層の互層が認められる(松多ほか, 2001)ことから、KMS-1 のユニット 1-2 は下盤側の標高 712 m 以深の地層と対比される。

KMS-1 のユニット 1-3 は約 35,000 cal BP の校正年代を示し、この年代に相当する地層は KMS-2 コアには見られない(図 4)。また、下盤側においては、松多ほか(2001)のボーリングコアの最下部(標高 680 m 付近)に AT 火山灰(約 30,000 cal BP)が認められるため、このボーリング最下部よりも下位に KMS-1 のユニット 1-3 相当の地層が分布すると考えられる。

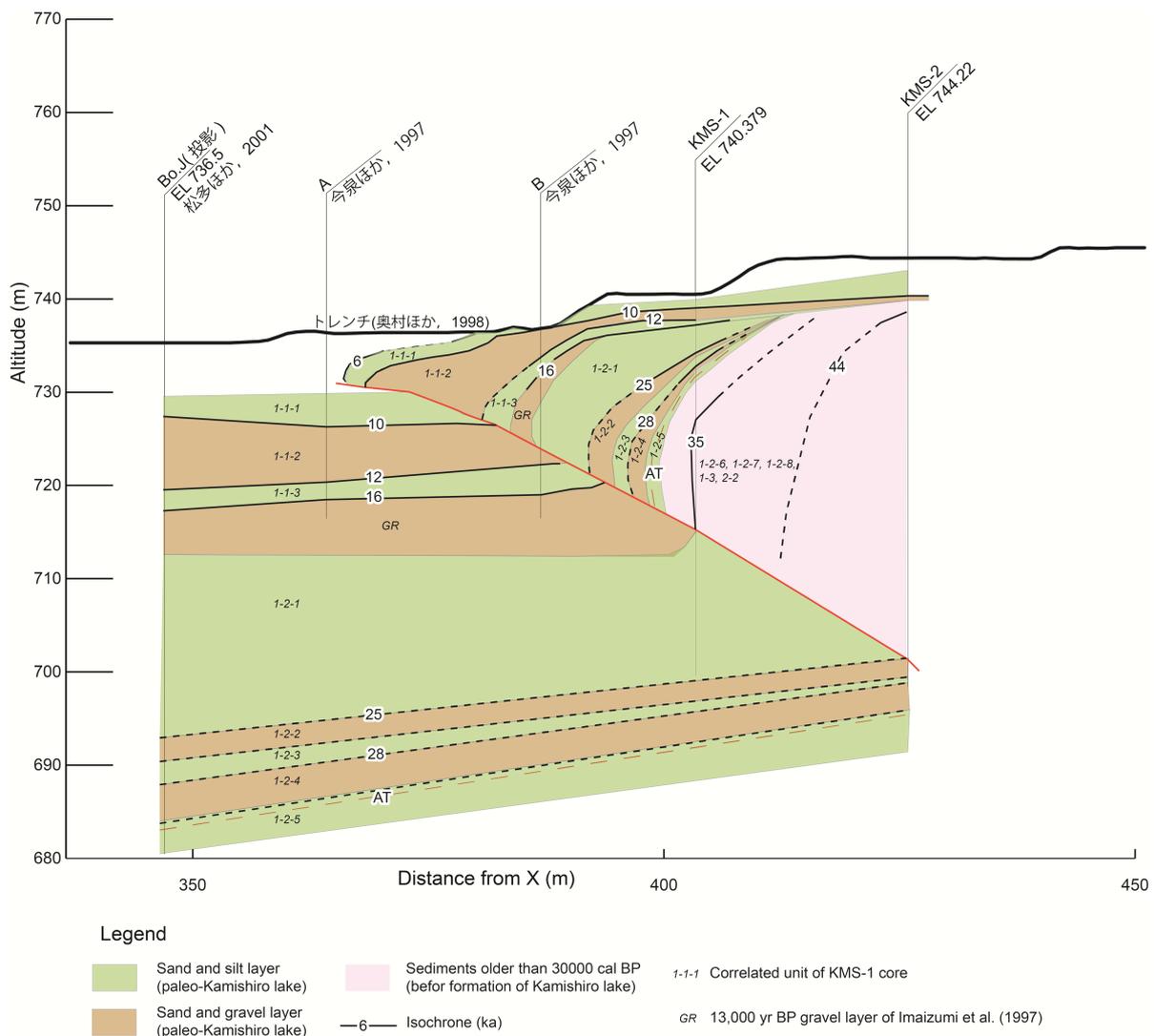


図 7 神城地区の推定地形地質断面図

4) 断層の地下形状と上下変位速度

推定される断層は 30° 程度の傾斜を有し、奥村ほか(1998)のトレンチ掘削箇所よりやや東側で低角化する。¹⁴C 年代測定値から推定した等時間線からは、古い地層ほど傾斜している様子が読み取れ、変位の累積が示唆される。上下変位は、10,000 cal BP を含む層準で 12~14 m、12,000 cal BP で 16~17 m、25,000 cal BP で 41 m 以上、28,000 cal BP で 45

m 以上であり、地層の傾斜と同様に変位の累積が確認される(図 8)。上下変位量と年代から、上下変位速度は最近 1 万年間で 1.2~1.4 mm/年、最近 2 万 5 千~3 万年間で 1.6 mm/年以上と推定される。最近 1 万年間の上下変位速度を踏まえると、2014 年地震時の上下変位量(30~50 cm ; 図 9)は 210~420 年分のすべりに相当する。

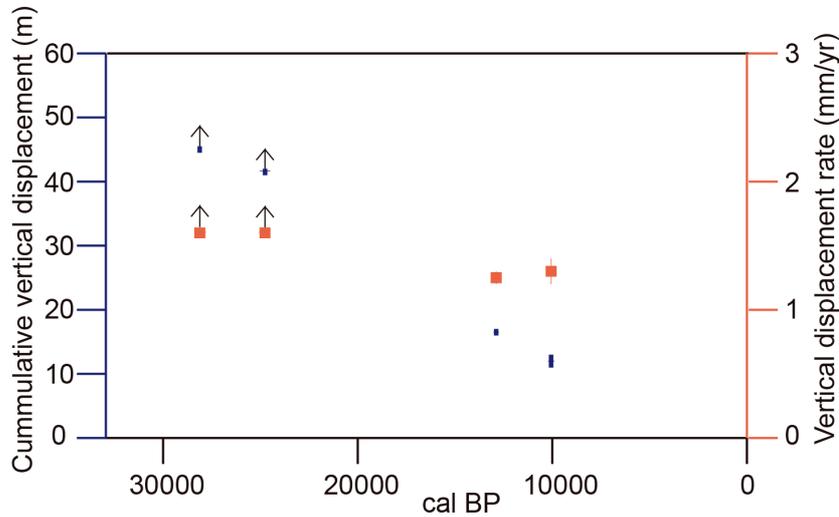


図 8 調査地域における神城断層の上下変位量(青四角)と上下変位速度(赤四角)

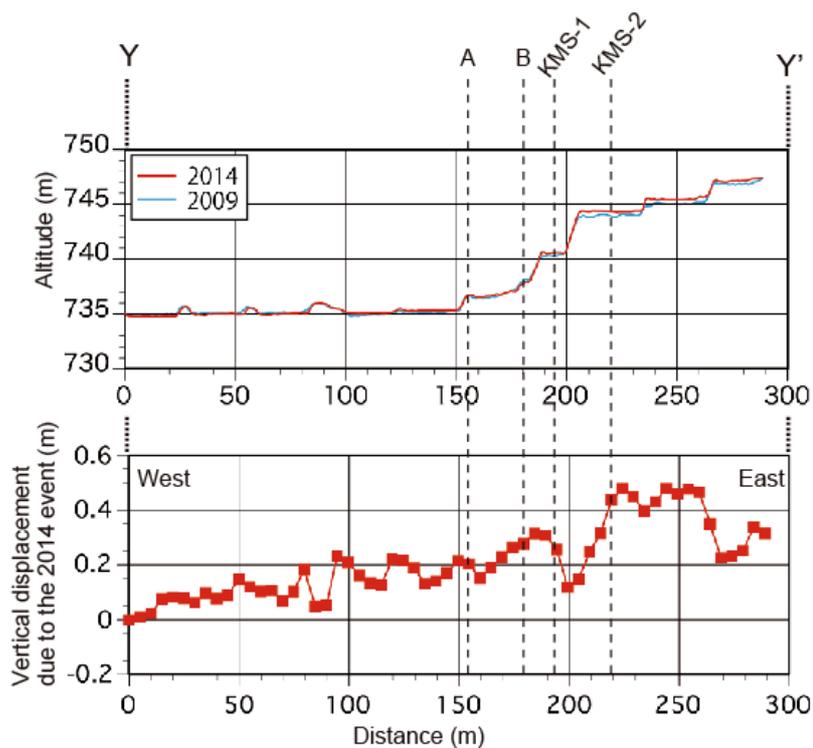


図 9 調査地域における地震以前と以降の航空レーザ測量データの差分から推定した 2014 年の地震による上下変位量(本報告書 3.1.1)とコア掘削地点の関係

(d) 結論ならびに今後の課題

神城断層上盤側の 2 地点でボーリング調査を行うことによって、同断層の極浅部地下形状および上下変位速度を検討した。上盤側で約 1 万年前、1 万 2 千年前、および 1 万 6 千年前の水平層を確認することができ、それらの上下変位量と年代から、上下変位速度は 1.2~1.4 mm/年と見積もることができた。この値は今回の調査で、さらに下位の層準から推定された過去 2 万 5 千~3 万年間の上下変位速度(1.6 mm/年以上)、および約 100 m 離れた地点の AT 火山灰の高度差によって推定された上下変位速度(約 2.6 mm/年；下川・山崎(1987)の値を松多ほか(2001)によって再計算した値)よりも小さい。今後の課題として、対象期間によって異なる上下変位速度が断層の活動度の低下に起因するのか、あるいは上下変位速度が見かけ上異なるだけなのか、を検討することが挙げられる。

(e) 引用文献

- 今泉俊文・原口 強・中田 高・奥村晃史・東郷正美・池田安隆・佐藤比呂志・島崎邦彦・宮内嵩裕・柳 博美・石丸恒存, 地層抜き取り調査とボーリング調査による糸静線活断層系・神城断層のスリップレートの検討, 活断層研究, 16, 35 - 43, 1997.
- 町田 洋・新井房夫, 新編火山灰アトラス, 東京大学出版会, 336 p, 2003.
- 松多信尚・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志, 糸魚川一静岡構造線活断層系北部神城断層の浅部構造と平均すべり速度(反射法地震探査とボーリングの結果), 活断層研究, 20, 59 - 70, 2001.
- 松多信尚・澤 祥・安藤俊人・廣内大助・田力正好・谷口 薫・佐藤善輝・石黒聡士・内田主税・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘, 写真測量技術を導入した糸魚川一静岡構造線断層帯北部(拇池一木崎湖)の詳細変位地形・鉛直平均変位速度解析, 活断層研究, 26, 105 - 120, 2006.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., and Toda, S., The first surface-rupturing earthquake in 20 years on a HERP Active Fault is Not Characteristic: The 2014 Mw 6.2 Naganoevent along the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Seismological Research Letters, 86, doi: 10.1785/0220150052, 2015.
- 多 里英・公文富士夫・小林舞子・酒井潤一, 長野県北部, 青木湖の成因と周辺の最上部第四紀層, 第四紀研究, 39, 1 - 13, 2000.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・斎藤英二, 糸魚川一静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動一神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査一, 地震 2, 50, 35 - 51, 1998.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆・松多信尚, 都市圏活断層図[白馬岳], 国土地理院技術資料 D.1-No. 368, 1999.
- 下川浩一・山崎晴雄, 古神城湖堆積物から見た断層運動, 第四紀学会講演要旨集, 17, 92 - 93, 1987.

3. 2. 2 トレンチ掘削調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層活動履歴や平均変位速度の解明のためのトレンチ掘削調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	教授	遠田 晋次
国立大学法人広島大学大学院文学研究科	教授	奥村 晃史
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	石村 大輔
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	丹羽 雄一

(c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯（以後、糸静線）北部における地震規模および長期的な発生時期予測の向上のため、平成 26 年長野県北部の地震の地表地震断層における先行する地震イベント発生時期、活動間隔、平均変位速度等を見積もる。トレンチ掘削調査では、特に個々の地震イベント発生時期、活動間隔、古地震時の断層変位量を明らかにする。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 26 年長野県北部の地震（以下、2014 年地震）に伴う地表地震断層上の 2 個所でトレンチ掘削調査を実施した。北部の大出地点では、逆向き低断層崖の低下側に分布する細粒堆積物に低位段丘構成礫層が衝上する断層が露出した。壁面観察と年代測定の結果、1,500 年前～1,200 年前以降に 2014 年地震を含めて 3 回～4 回の断層活動が認められた。南部の飯田地点では、完新世の扇状地性堆積物と 400 年前以降のルーズな河川性堆積物を切断する断層帯が露出し、5,300 年前～2,500 年前以降 5 回の断層活動が見いだされた。両地点とも平均活動間隔は 1,000 年を下回る可能性がある。2014 年地震に先行する活動は、両地点ともに 300 年前以降に発生しており、歴史地震記録を考慮すると、1714 年（正徳 4 年）の小谷地震（M6 1/4）である可能性が高い。その場合、最近 2 回の活動間隔は 300 年となり、上記の平均活動間隔よりも有意に短い。地震時の変位量に関して、大出地点では 2014 年地震では撓曲変形のみであったのに対し、先行する活動では少なくとも上下 1 m の断層変位が確認された。2014 年地震では航空レーザ計測差分解析から 80cm の上下変位とわかっており、同等かそれ以上であったと考えられる。飯田地点でも 2014 年地震と同等かそれ以上の変位を示す証拠が断片的に露出した。これらのことから、神城断層の活動間隔と変位量は一定ではなく、変動していることも考えられる。現時点のデータからは、2014 年地震は地表変位を生じる地震としては最小規模のものであった可能性が高い。

(b) 業務の成果

平成 26 年に神城断層沿いに現れた地震断層帯における断層活動履歴を解明するため、大出地区と飯田地区の 2 個所でトレンチ調査を実施した(図 1)。以下に成果の詳細を記す。

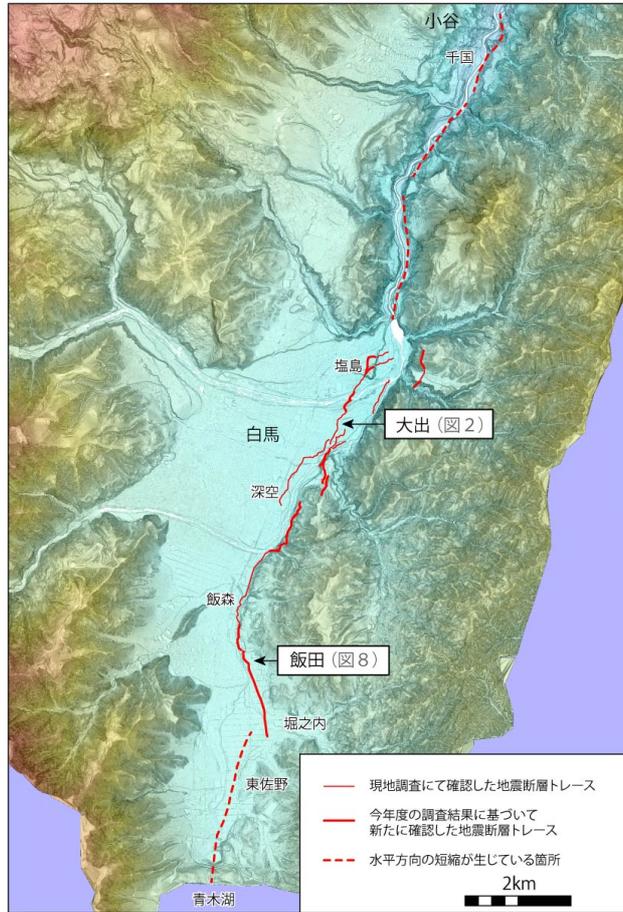


図 1 平成 26 年長野県北部の地震の地震断層およびトレンチ掘削地点。

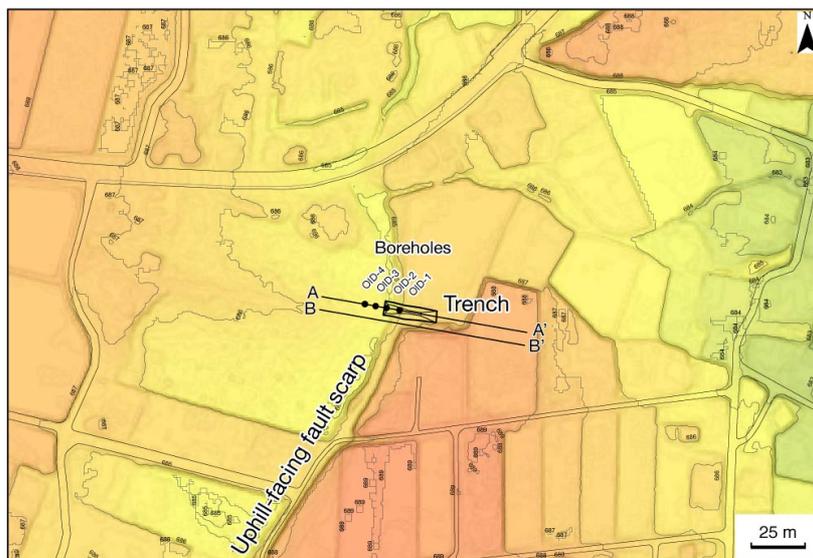


図 2 神城断層大出地点のトレンチおよびボーリング掘削位置。
A-A'、B-B' は図 7 における地形断面位置。

1) 大出地点のトレンチ掘削調査

a) 調査地点の概要

大出トレンチ地点が位置する白馬盆地東縁は、神城盆地から北へ流れ下る姫川がわずかに東へ湾曲する。さらに、北アルプスからの大量の土砂供給による扇状地が形成され、現在はその扇状地面を西から東に松川が流れる。当トレンチ地点は松川と姫川に挟まれる位置にあり、扇状地性低位段丘の末端部分にあたる。段丘面の勾配は約 20‰で東に緩やかに傾斜するが、神城断層の東側隆起の動きによって、逆向き低断層崖が連続する（図 2，図 3）。調査地点の低位段丘面は、鈴木ほか（2010）や杉戸ほか（2015）によって L2 面（4,000-7,000 年前）に分類され、段丘崖の比高は 6.5-7.0m と計測されている。逆向き低断層崖の西側約 100m 四方の地域は低湿地となっており、約 1,200 年前以降に堆積した 2m 以上の細粒堆積物（砂層・シルト層・泥炭層）が確認されている（鈴木ほか，2010）。



図 3 (a) 低位段丘面における逆向き低断層崖とトレンチ南面。(b) 西に傾いた農道とトレンチ南面に露出した断層帯。段丘構成層中の礫が直立する。

2014 年地震では、この逆向き低断層崖沿いに新鮮な低崖や撓曲が生じ、撓曲頂部周辺に新鮮な開口クラックが認められた。特に、トレンチ地点の約 60m 北の舗装道路には落差 40cm

の新鮮な低崖が出現した (Okada et al., 2015; 石村ほか, 2015)。また、トレンチ地点南方約 80m 地点の農道には頂部に開口クラックをともなう撓曲崖が確認された (Okada et al., 2015 の Fig. 4e)。さらに、トレンチ地点への進入路となる未舗装路は低断層崖と並走しており、道路の西側の轍が低下していた (図 3 b の車の傾きを参照)。この連続として、トレンチ地点は推定 5m 程度の幅広い撓曲崖となっている。

今回の調査では、低位段丘離水以降のイベント層準を見いだすことを目的とし、2014 年地震による撓曲崖を横切る長さ 24m、深さ 3m のトレンチを掘削した (図 2)。また、低位段丘面の累積断層変位量を確認するために、下盤側近傍で最長 9.3m のボーリングを 4 本掘削した (OID-1, -2, -3, -4)。

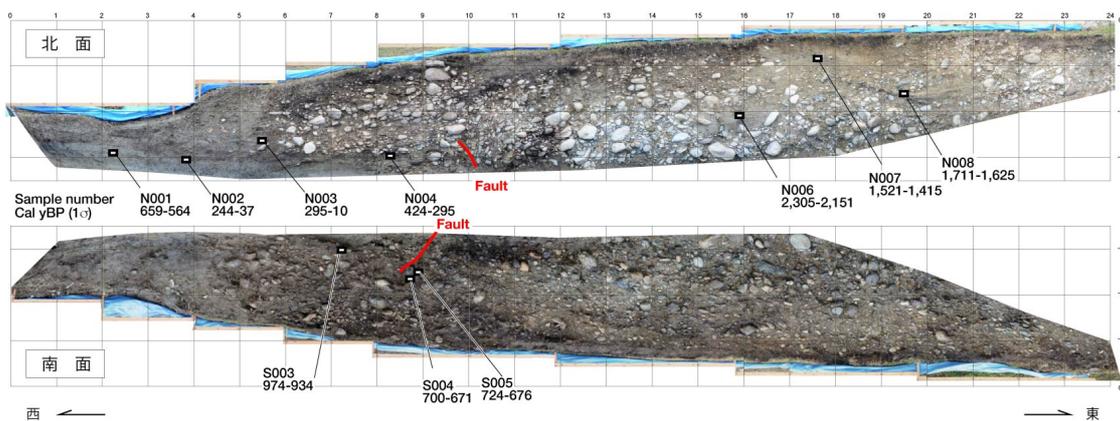


図 4 大出地点トレンチの壁面モザイク写真。グリッド間隔は 1 m。 ^{14}C 年代試料採取位置と暦年較正年代値 (Cal yBP) を示す。 ^{14}C 年代の詳細は表 1 を参照。

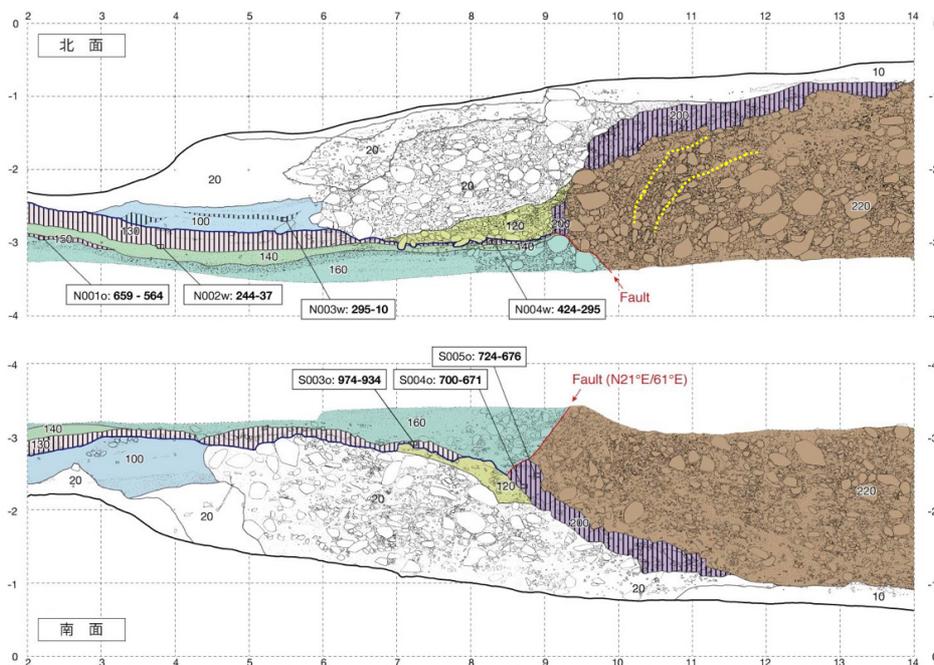


図 5 大出地点トレンチ西側変形帯周辺の壁面スケッチ展開図。グリッド間隔は 1 m。 ^{14}C 年代試料採取位置と暦年較正年代値 (Cal yBP) を示す。試料番号の後の o は腐植土、w は木片、c は炭化木片。

表1 大出地点トレンチ壁面およびボーリングコアから採取した試料の¹⁴C年代測定結果。いずれの試料もAMS法で分析を実施。IntCal13のデータセット(Reimer et al., 2013)を用いてプログラムOxCal 4.2(Bronk Ramsay, 2009)により暦年較正を実施。

Lab. No.	Sample No.	Location	Unit	Material	Treatment	δ13C(‰)	14C ag (yBP)	Cal yBP (1σ)	Cal yBP (2σ)
IAAA-151836	N001	Oide trench	150	bulk sed.	HCl	-23.68 ± 0.47	650 ± 20	659 - 564	667 - 557
IAAA-151837	N002	Oide trench	130	wood	AAA	-28.21 ± 0.53	50 ± 20	244 - 37	255 - 32
IAAA-151838	N003	Oide trench	100	wood	AAA	-27.91 ± 0.31	210 ± 20	295 - 10	302 - 15
IAAA-152439	N004	Oide trench	130	wood	AAA	-24.17 ± 0.63	280 ± 20	424 - 295	431 - 286
IAAA-152440	N006	Oide trench	220	wood	AaA	-24.84 ± 0.56	2,200 ± 30	2305 - 2151	2310 - 2144
IAAA-151839	N007	Oide trench	220	bulk sed.	HCl	-24.74 ± 0.61	1,570 ± 20	1521 - 1415	1530 - 1407
IAAA-151840	N008	Oide trench	220	wood	AAA	-25.90 ± 0.41	1,770 ± 20	1711 - 1625	1775 - 1575
IAAA-151841	S003	Oide trench	130	bulk sed.	HCl	-23.77 ± 0.60	1,060 ± 20	974 - 934	1050 - 928
IAAA-151842	S004	Oide trench	200	bulk sed.	HCl	-22.11 ± 0.55	760 ± 20	700 - 671	727 - 668
IAAA-151843	S005	Oide trench	200	bulk sed.	HCl	-21.61 ± 0.54	770 ± 20	724 - 676	730 - 672
IAAA-153022	OID-1	Oide core	190	bulk sed.	HCl	-23.50 ± 0.29	1,230 ± 20	1259 - 1178	1274 - 1085

b) トレンチ壁面の地質と地質構造

トレンチ壁面には、東に40°～60°で傾斜する逆断層を挟んで、東側に低位段丘を構成する礫層、西側に低下側を埋める砂層・泥炭層・腐植土層が露出した(図4, 図5)。2014年の地震で傾動した農道の直下は、幅約5m、深さ2mにわたって埋め土となっている。

壁面に露出した地層は、上位から表土・耕作土・盛土(10層, 20層)、低下側堆積物、段丘構成礫層の3つに大別される。特に、低湿地堆積物は、色調、組成、連続性などにより、6ユニット(100層, 120層, 130層, 140層, 150層, 160層)に細分した。上位から、100層は灰褐色粘土・シルト(層厚20-80cm)、120層は断層近傍にのみ分布する基質がやや有機質の大礫を含む砂層、130層は灰褐～暗灰褐色泥炭(層厚10-30cm)、140層は比較的淘汰の良い中粒砂層、150層は灰褐～暗灰褐色泥炭(層厚5cm)、160層は灰褐色細粒砂～中礫層(層厚10-90cm)である。これらのユニット間に明瞭な不整合面は認められないが、120層のみ断層近傍に向かって厚くなる楔形崩落性堆積物(colluvial wedge)状の分布形態を示す。160層も断層に向かって礫の含有量が増え、断層近傍1m程の部分では中礫・大礫によるクラストサポート型の礫層へ漸移する。

段丘構成層(220層)は長径5～40cmの礫を主体としたクラストサポート型の礫層である。基質は細～中粒砂からなる。礫種は花崗岩類を主体とするが、塩基性変成岩、安山岩、泥岩、砂岩なども混在する。同礫層はユニット区分上220層と一括したが、北面では基質サポート主体となり、最大層厚50cmの中・粗粒砂レンズや腐植土レンズも認められる(グリッド16-21m)。同礫層の最上部は層厚20-50cmの暗褐黒色腐植土(200層)に覆われる。200層はグリッド13m以東で人工改変により削剥されている。

断層は、トレンチ両壁面とも2014年地震の撓曲崖直下で確認された。傾斜は東に40°～60°で、複数剪断面による分岐や並走構造は認められない。断層の上端は埋め戻し土に覆われる。2014年地震時にこの埋め土が変位した痕跡は認められない。北面では、断層は60°で東に傾斜し、下盤側の細粒な160層と130層に衝上し、120層に覆われる。断層よ

りも西側（下盤側）に分布する 160 層、140 層、130 層、100 層、には 2014 年地震時の変動も含めて、断層活動に関連するとみられる波状の構造が認められる。南面でも、同様に 160 層が 220 層に衝上されるが、断層面を覆う 120 層は人工改変によって乱されており、北面ほど楔形の分布形態が明瞭ではない。南面の底盤に近い断層の走向傾斜は N21° E/61° E である。

両壁面とも、断層の上盤側では段丘構成礫層（220 層）の礫長軸が直立し、断層のごく近傍では一部反転する「ひきずり構造」が認められる。南面では、220 層の最上部の平行葉理が発達した細礫～中礫層と 200 層が平行のまま断層に向かって著しく撓曲する。直立・反転部分は断層近傍幅 1.5-2m に限定されるが、撓曲帯は少なくとも 5m にもおよぶ（グリッド 9-14m）。この撓曲した礫層はトレンチ東端に向かって徐々に傾斜を減じる。人工的な削剥で失われた 200 層の延長はトレンチ南側背面の小段へ連続している様に見える（図 3 a）。

上位の 200 層との間にわずかな傾斜不整合が存在する可能性も否定できない。しかし、断層面近傍の 220 層の顕著な引きずり構造に調和的な直立した 200 層の一部は北面 9.2m グリッド付近に残存している。そのため、ここでは両者は整合関係と解釈した。

c) イベント層準の認定とイベント発生年代

壁面観察の結果、低位段丘面離水後に、2014 年地震も含め少なくとも 3～4 回の地震イベントを推定した（図 6）。以下にイベント層準の認定根拠とその ¹⁴C 年代（表 1）を記す。なお、以下で記載する年代値は暦年較正年代の 1σ とする。

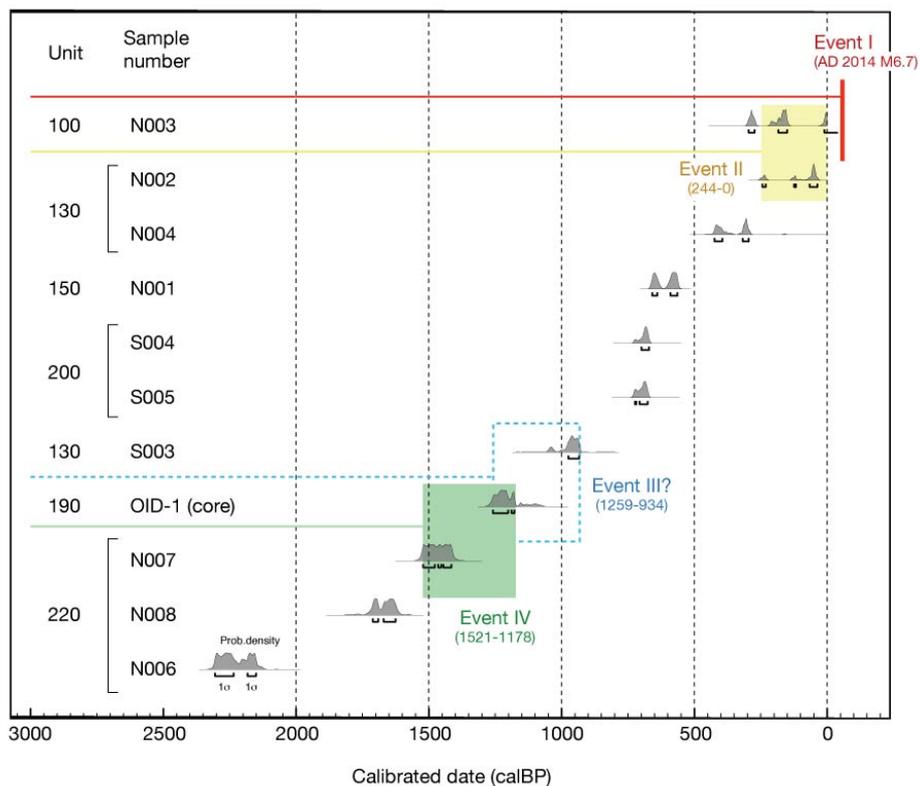


図 6 大出地点の古地震イベントダイアグラム。破線で示したイベント III の確度は低い。

i) イベント I :

前述のように、2014年地震では、当地点では明瞭かつ新鮮な断層崖は観察されず、幅広い撓曲崖が形成された。トレンチ掘削位置には、撓曲変形にともなう複数の開口クラックも観察され、南側壁面近傍の未舗装路の傾動もみられた。この傾動直下のトレンチ壁面には、東に傾斜する断層と直立・反転する礫層が確認されており、位置は整合する。しかしながら、露出した断層は、2014年の地震前から存在した農道工事にともなう埋め土を切っていない。このことから、トレンチで露出する範囲では断層は剪断変位を生じておらず、撓曲変形にとどまったとみるのが妥当であろう。

図7下段に本震前後の航空レーザ計測による大出地点の地形断面を示す(詳細は3.1.1節を参照)。両者の差は、ほぼ2014年のコサイスマミックな上下変位を示す。この図からも、断層が確認された位置には明瞭な変位はなく、上盤側に幅5mにわたって撓曲していることがわかる。トレンチ東末端では、2014年地震にともなう上下変位量は80cmとなる。上記のトレンチ壁面での変形様式の推察と矛盾しない。

ii) イベント II :

長野県北部の地震に先行する断層活動は、220層と200層が下盤側160層・140層・130層への衝上以降、断層を直接覆う120層の楔形崩落性堆積物の形成直前と考えられる。220-200層と160層は、トレンチ壁面に露出した断層を境界に接している。また、断層面自体も単純で、複数の剪断は認められない。そのことから、このイベント発生時には少なくとも断層面沿いだけでも1mの上下変位が生じたと考えられる。切断された130層以下の腐植土の年代は424-295 cal. BP. (北面 N004) と 244-37 cal. BP. (北面 N002) と 659-564 cal. BP. (北面 N001)、974-934 cal. BP. (南面 S003) を示す(図6)。また、上盤側の200層の腐植土からは700-671 cal. BP. (S004) と 724-676 cal. BP. (S005) という値が得られた。一方で、同イベント後に下盤側低湿地を埋積したとみられる100層からは、295-10 cal. BP. という値が得られている。したがって、当地震イベントの発生年代は244-0 cal. BP. (西暦1706年以降) に特定される。

宇津(1982)の地震カタログによると1885年以降に当該地域に被害をもたらした地震は存在しない。約400年前までの歴史地震記録にまで遡ると、1714年の小谷地震(M=6 1/4)が該当する(都司, 2004; 宇佐美ほか, 2013)。

iii) イベント III :

イベント II によって切断された下盤側の160層は、断層近傍にだけ大礫・中礫が大量に含まれる。これを断層運動にともなって上盤の段丘構成礫層(220層)が崩落したことによる楔形崩落性堆積物と解釈することもできる。また、イベント II で、この160層と220層に断層接触関係が生じたことから、それ以前に160層の変形帯側に礫に富む部分(北面のグリッド8-9.8m、南面のグリッド8-9.3m)が堆積していなければならない。南面の160層直上の130層の試料(S003)からは974-934 cal. BP. の値を得ているので、段丘礫層離水後、これ以前に大量の礫が下盤に崩落するイベントがあったと考えられる。

ただし、これらの下盤側への礫の供給が断層運動に起因させる必然性はない。また、イベント II 直後の崩落性堆積物と比較すると、腐植土・旧表土の混在もなく、淘汰が比較的良い。下記のイベント IV に関連した構造とみることも可能であるので、このイベントの確

度は低いといえよう。

iv) イベント IV :

上流側の断層下盤側に低湿地を形成し、細粒堆積物を堆積・保存するためには、断層運動による沈降が必要条件となる。4本の群列ボーリングのコア観察から、下盤側では最大3mの砂層・泥炭・腐植土が分布していることがわかった(図7)。これらの堆積物は、杉戸ほか(2015)のボーリング調査結果とも整合する。これらの細粒堆積物の直下には、再び上盤側の段丘構成礫層(220層)と同様の礫層が確認された。このことから、上盤側の段丘の離水と低湿地形成が断層活動に直接関連する可能性が高い。上盤側の220層の最新年代は1,521-1,415 cal. BP.を示し、これ以降に上盤が完全に離水したとみられる。一方で、下盤側の断層に最も近いボーリングOID-1中の細粒堆積物の最下部には腐植土が挟まれ、その年代は1,259-1,178 cal. BP.を示す。したがって、1,521-1,178 cal. BP.に段丘面上に逆向き低崖が形成される断層活動が発生したと解釈できる。

v) 段丘構成礫層堆積中のイベント :

段丘構成礫層(220層)中には砂質の基質優勢の部分や明瞭なシルト・腐植土・砂層レンズが挟まれる。特に、塊状の南面に比べて、北面では細粒部分が所々顕著で、変形構造の有無を検討しやすい。そのような堆積構造の側方の連続性という観点からみると、北面のグリッド16-17あたりでは、大局的な構造の不連続が認められる。この部分には、2014年地震時に数cmの上下変位をとまなう雁行クラックが現れた。また、グリッド19-21には凹型に撓んだシルト～中粒砂層がみられる。主断層帯から10m程離れているが、変形構造を記録している可能性がある。また、220層から得られた¹⁴C年代幅は2,305 cal. BP.～1,415 cal. BP.であり、上記イベントI～IVの活動間隔から考えても、段丘構成層形成中にも断層運動が発生した可能性は高い。

d) 段丘面離水後の累積変位量と大出地点での地震時変位量

トレンチ壁面およびボーリングコアから推定される地質断面図を図7に示す。人工改変前の地形断面(B-B')を赤線で示した。段丘構成礫層(220層)最上部の累積上下変位量を調べるために、複数の変位基準を用いて比高を計測した。上盤側ではトレンチ内の最上部(R3)とトレンチ東端の地形面(R4)、下盤側では断層から最も離れたOID-4孔の礫層上面深度(R1)と断層に最も近いOID-1孔の礫層上面深度(R2)を用いた。その結果、累積上下変位量は3.6m(R3-R2)～6.0m(R4-R1)と見積もられる。ただし、扇状地性段丘面の東向きに傾斜しているため、最大値は6.0mを超える可能性もある。2014年地震時には下盤側も20-30cm程度沈降しており、上下変位は最大1m程度と見込まれる(図7下段)。したがって、イベントII～IV(3回)もしくはイベントIIとIV(2回)によって生じた上下変位量は2.6m-5.0mとなる(上記と同様の理由により、最大値は5.0mを超える可能性もある)。単純に変位量をイベント回数で除すると、前者は1回あたり0.9m-1.5m、後者は1.3m-2.5mとなる。イベントIIIに関しては確度が低いため、後者の方が尤もらしいと考える。これは、イベントIIによって断層部分で少なくとも1mの上下変位が生じたことと整合する。あわせて若干の撓曲変形もあったと考えるのが自然で、少なくとも、1714年小谷地震の可能性のあるイベントIIでは、2014年よりも大きな変形が生じた可能性が高い。

参考までに、これらの計測量から平均変位速度が求まる。2014年地震を除くと上下変位

量は 2.6m-5.0m で、イベント IV による断層崖形成開始の 1,521-1,178 cal. BP. で割ると、平均変位速度は 1.7-4.0mm/年となる。これは、杉戸ほか (2015) による L2 面 (当地点よりも 1 段高い段丘面) 変位から推定された 1.3-1.4mm/年よりも大きい。

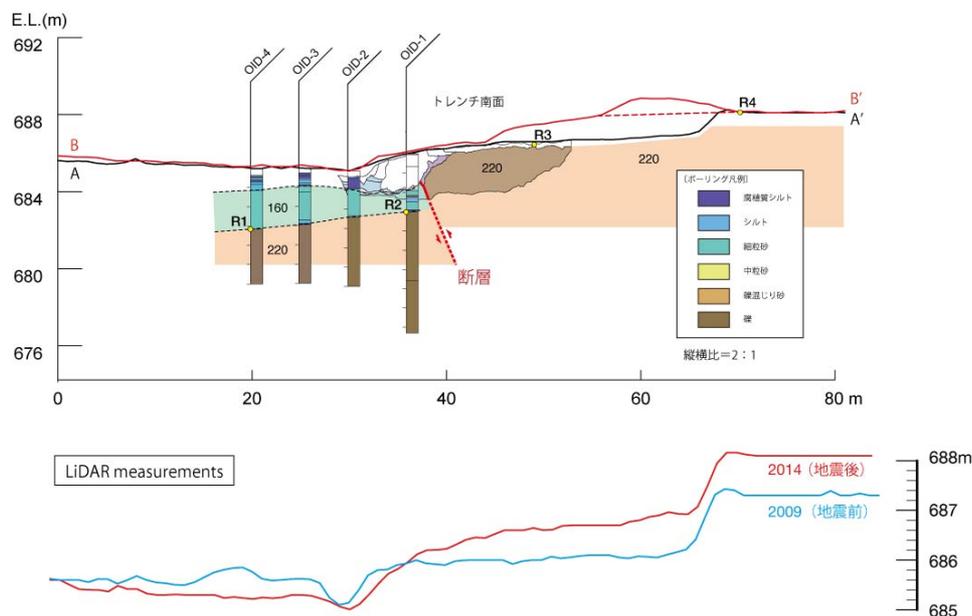


図7 大出地点トレンチおよびボーリング掘削から推定される地質断面図。黒および赤実線は地形断面を示す (断面位置は図2を参照)。ラベル R1-R4 は段丘構成礫層の落差計測のための参照点を示す。下段は航空レーザ計測による地形断面を示す (3.1.1 節参照)。

2) 飯田地点のトレンチ掘削調査

a) 調査地点の概要

飯田地点は JR 神城駅の東北東約 700m、現行の姫川右岸の最低位段丘面に位置する。神城盆地東縁が大きく東に湾曲する部分にあたり、2014 年地震断層帯も北から南に向かって北北西-南南東に走向が変化する (図8, 図9)。トレンチ掘削地点の北 250m の姫川右岸では最大約 80cm の上下変位が確認されており (3.1.1 節)、地震断層は南へ向かって姫川河床を通り、再び掘削地点で右岸に現れる (図9 a)。ここで地震断層は南に向かって 2 条に分岐する。南北走向の地震断層トレースは現地では不明瞭で、LiDAR 差分解析によって認識される (図8)。一方で、北側の東西走向の地震断層は、北側隆起の 40 cm の上下変位だけではなく、同等程度の左横ずれを伴う。この左横ずれセンスと整合するように、隆起側頂部にはミ型雁行クラックが発達する。南北に延びる農道には撓曲崖とともに、開口クラックが認められる (図9 b)。これらのことから、この東西走向の地震断層は、2つの逆断層をつなぐトランスバース断層 (transverse fault) と解釈される。このトランスバース断層は変動地形としてトレンチ地点の東南東の低崖へ続くと考えられるが、2014 年地震では低崖以东には地震断層は確認されていない。なお、掘削地点から北に広がる最低位面は、現行の姫川の側方侵食によって形成されている。図9 a の矢印で示される低崖は侵食崖と考えられる。

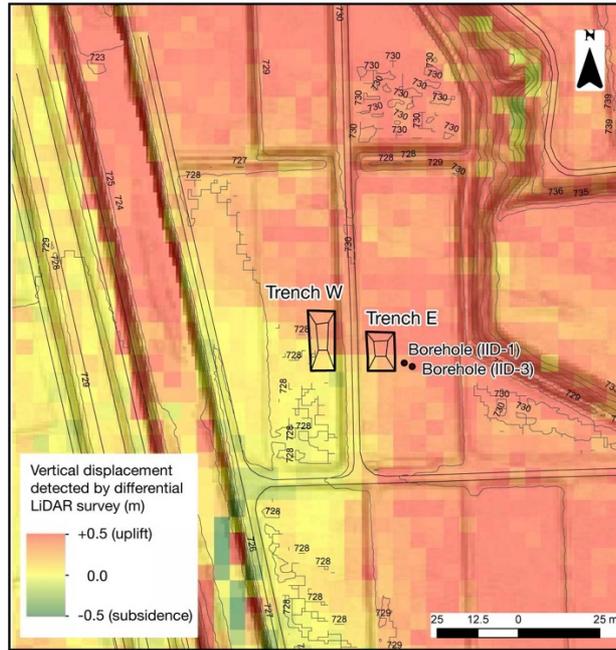


図8 神城断層飯田地点のトレンチおよびボーリング掘削位置。背景のカラーは航空レーザ計測による2014年地震後と地震前の差分値（3.1.1参照）を示す。



図9 飯田地点の斜めドローン写真。(a) 現在の姫川と地震断層、トレンチ掘削地点の関係。(b) 2014年長野県北部の地震で断層変位を被った農道とトレンチ。

今回の調査では、この N80° W 走向の地震断層を横切る 2 条のトレンチを農道の西側と東側で掘削した(図 8・図 9)。以下では、これらを飯田西トレンチと飯田東トレンチと呼ぶ。それぞれ南面側はバックホーや観察者の進入路となるため、西面、北面、東面の 3 面を観察した。なお、東トレンチ東面は調査中に降雨により崩壊したため、約 50cm 東にオフセットさせて掘り直した。以下に、壁面に露出した地質の層序と構造およびイベント層準について記載する。

b) トレンチ壁面の地質

西トレンチと東トレンチは農道を挟んで 10m 離れて位置する(図 8)。そのため、両トレンチに露出する地層の連続性を直接確認することはできない。また、最新期の堆積物の供給源である姫川からの距離も両トレンチで異なり、層相の側方変化も考えられる。このことから、6 壁面で観察される地層(図 10, 図 11)をそれぞれ対比することは容易ではない。現場では個々の地層を詳細にスケッチ・観察した後、壁面毎にユニット番号を付して小区分し、層相の特徴と壁面での側方変化、分布標高などを手がかりに、各トレンチ間のユニットを対比し、いくつかのユニットを束ねて中区分した(図 12, 図 13)。さらに、砂礫の礫種や固結度、不整合などで、堆積環境の変化を推定することで、耕作土・盛土を除き 3 つに大区分した。分類したユニットは 3 桁で示し、各壁面での小区分は一の位、中区分は十の位、大区分は百の位で分類した(図 13)。以下に、上位の地層から主として中区分番号を使って概要を記す。なお、大区分を示す場合は「番代」と記述する。

当地点では耕地整備にともなう厚い盛土が認められる。盛土は、西トレンチでは最大 1.7m、東トレンチでは最大 2.2m にも達し、下部にはビニール袋や耕地整備時の切り株等が含まれる。

盛土直下には、最大層厚 2m の砂・礫・腐植質シルトの互層(110 層)が分布する。

110 層上部(111-116 層)は現姫川起源の堆積物である。きわめてルーズで、調査期間中に盛土とともに何度も崩落した。110 層のなかでも、東トレンチ西面には層厚 70-100cm の暗褐色～黒色腐植質シルト(117 層)が特徴的に分布し、大量の数 cm～数 10cm 長の木片を豊富に含み細礫・中礫のレンズを挟む。東トレンチ北面では、西側に急傾斜した 300 番代の地層の凹部を埋めるように分布する。これらの砂礫レンズの一部は、2014 年地震による 30cm 程度の上下変位が明瞭に認められる。西トレンチに露出する 120 層も同様の腐植質シルトで性状が似ている。117 層に対比される可能性がある。

130 層・140 層は花崗岩やアプライト起源の亜円～円礫を主体とする礫層で、マサ起源の極粗粒砂～細礫による平行葉理が発達する。一部に明瞭な腐植質シルト(146 層)を挟む。

150 層は中礫を主体とし、一部に平行葉理が発達する部分もある。下位の 200 番代の地層を不整合で覆い、上位の 130 層・140 層にも地震イベントに関連したと考えられる傾斜不整合で覆われる。

これらの 100 番代の地層の特徴は全体的にルーズで、乾燥によって表層が徐々に崩落し、バケツ等で水をかけると容易にブロック状に崩れ落ちる傾向がある。礫は花崗岩系起源が大半で、基質はマサを主体とし、腐植質シルトや木片を挟在する。また、変形作用を被った断層近傍以外では、層理面は水平に近い(図 12)。

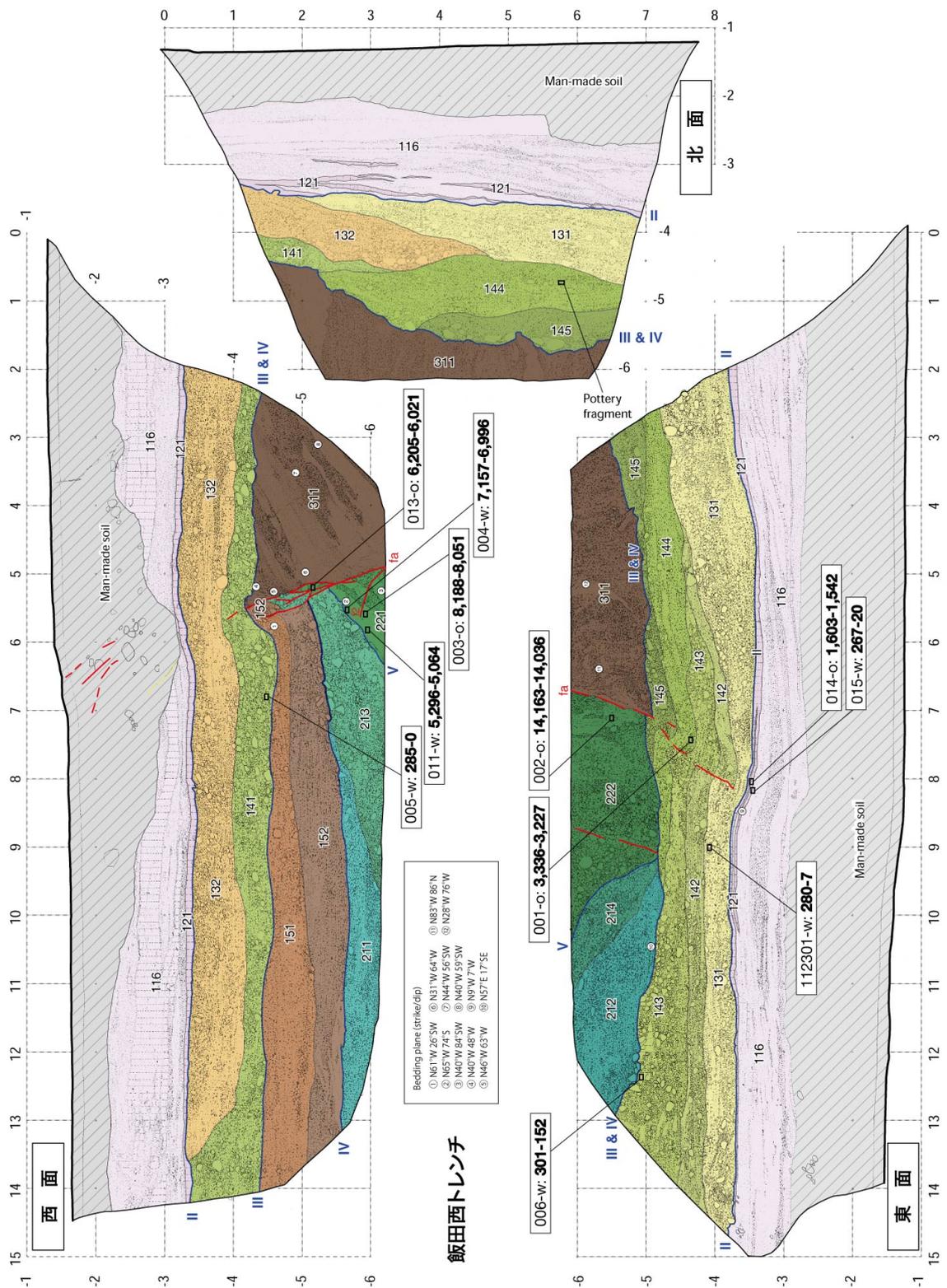


図 10 飯田西トレンチ壁面スケッチ展開図。グリッド間隔は 1 m。¹⁴C 年代試料採取位置と暦年較正年代値 (1 σ 、cal. BP.)。¹⁴C 年代の詳細は表 2 を参照。

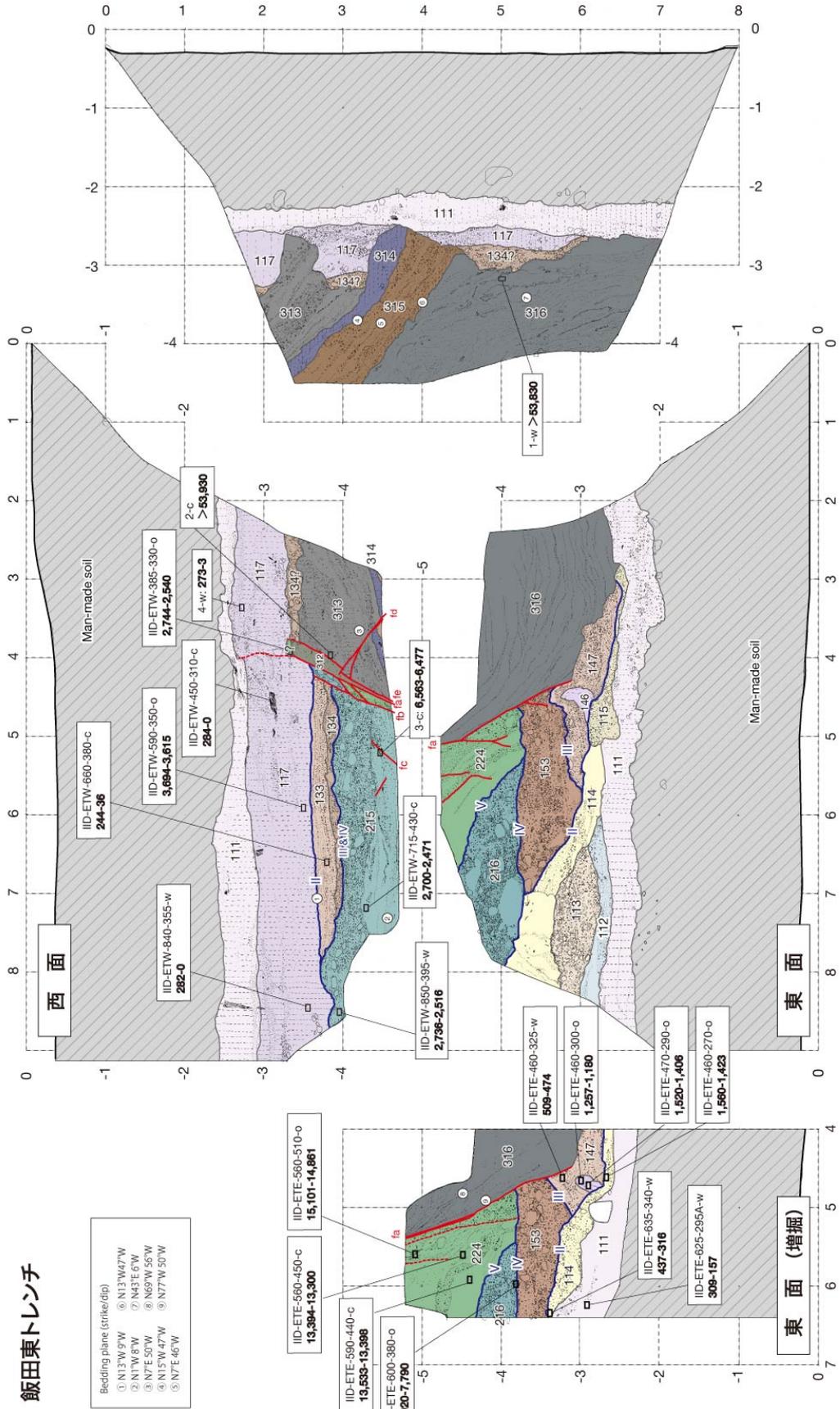


図 1 1 飯田東トレンチ壁面スケッチ展開図。東面は降雨による崩落のため、変形帯部分を再掘削した。

表2 飯田地点トレンチ壁面から採取した試料の¹⁴C年代測定結果

Lab. No.	Sample Number	Location	Unit	Material	Treatment	δ13C(‰)	14C agge (yBP)	Cal yBP (1σ)	Cal yBP (2σ)	
IAAA-152855	IID-ETE-625-295A	Iida E trench E wall	110	111	wood	AAA	-24.94±0.56	260±20	309 - 157	424 - 151
IAAA-152854	IID-ETE-635-340	Iida E trench E wall	114	114	wood	AAA	-28.51±0.40	330±20	437 - 316	462 - 309
IAAA-151824	IID-ETE-460-270	Iida E trench E wall	114	114	bulk sed.	HCl	-21.13±0.57	1,630±30	1560 - 1423	1598 - 1415
IAAA-151250	4	Iida E trench W wall	117	117	charcoal	AAA	-23.39±0.36	150±20	273 - 10	283 - 3
IAAA-153052	IID-ETW-840-355	Iida E trench W wall	117	117	wood	AAA	-22.74±0.32	180±20	282 - 0	288 - 0
IAAA-152853	IID-ETW-450-310	Iida E trench W wall	117	117	wood	AAA	-22.51±0.40	190±20	284 - 0	291 - 0
IAAA-151822	IID-ETW-590-350	Iida E trench W wall	117	117	bulk sed.	HCl	-18.56±0.58	3,410±30	3694 - 3615	3810 - 3578
IAAA-153053	015	Iida W trench E wall	120	121	charcoal	AaA	-23.42 ± 0.25	130 ± 20	267 - 20	270 - 11
IAAA-151835	014	Iida W trench E wall	121	121	bulk sed.	HCl	-26.21±0.53	1,670±20	1603 - 1542	1684 - 1528
IAAA-153049	112301	Iida W trench E wall	130	131	wood	AAA	-22.52 ± 0.25	160 ± 20	280 - 7	284 - 0
IAAA-151820	IID-ETW-660-380	Iida E trench W wall	133	133	charcoal	AAA	-28.08±0.74	50±20	244 - 36	255 - 31
IAAA-153051	005	Iida W trench W wall	140	141	wood	AaA	-27.79 ± 0.27	190 ± 20	285 - 0	290 - 0
IAAA-151832	006	Iida W trench E wall	143	143	wood	AAA	-25.47±0.58	220±20	301 - 152	307 - 0
IAAA-151829	001	Iida W trench E wall	144	144	bulk sed.	HCl	-23.54±0.31	3,060±30	3336 - 3227	3356 - 3183
IAAA-152444	IID-ETE-460-300	Iida E trench E wall	146	146	bulk sed.	HCl	-18.54±0.37	1,260±20	1257 - 1180	1278 - 1088
IAAA-151825	IID-ETE-470-290	Iida E trench E wall	146	146	bulk sed.	HCl	-19.85±0.58	1,550±30	1520 - 1406	1525 - 1389
IAAA-151823	IID-ETE-460-325	Iida E trench E wall	147	147	wood	AAA	-27.07±0.55	410±30	509 - 474	517 - 334
IAAA-153055	IID-ETW-850-395	Iida E trench W wall	210	215	wood	AAA	-27.56 ± 0.30	2,520 ± 30	2736 - 2516	2744 - 2493
IAAA-151828	IID-ETE-600-380	Iida E trench E wall	216	216	bulk sed.	HCl	-21.19±0.39	6,990±30	7920 - 7790	7930 - 7735
IAAA-151833	011	Iida W trench W wall	220	221	wood	AAA	-27.07±0.66	4,520±30	5296 - 5064	5302 - 5049
IAAA-151834	013	Iida W trench W wall	221	221	bulk sed.	HCl	-19.70±0.37	5,350±30	6205 - 6021	6267 - 6002
IAAA-153050	004	Iida W trench W wall	221	221	wood	AaA	-14.17 ± 0.30	6,150 ± 30	7157 - 6996	7161 - 6960
IAAA-151831	003	Iida W trench W wall	221	221	bulk sed.	HCl	-25.14±0.54	7,340±30	8188 - 8051	8278 - 8028
IAAA-151830	002	Iida W trench E wall	222	222	bulk sed.	HCl	-19.23±0.56	12,210±40	14163 - 14036	14241 - 13971
IAAA-153054	IID-ETW-715-430	Iida E trench W wall	223	223	charcoal	AAA	-25.68 ± 0.24	2,470 ± 20	2700 - 2471	2715 - 2381
IAAA-151249	3	Iida E trench W wall	223	223	wood	AAA	-25.19±0.27	5,730±30	6563 - 6477	6631 - 6449
IAAA-152443	IID-ETE-560-450	Iida E trench E wall	224	224	charcoal	AAA	-24.56±0.32	11,500±40	13394 - 13300	13438 - 13269
IAAA-153056	IID-ETE-590-440	Iida E trench E wall	224	224	charcoal	AaA	-25.79 ± 0.30	11,620 ± 40	13533 - 13398	13566 - 13349
IAAA-151826	IID-ETE-560-510	Iida E trench E wall	224	224	bulk sed.	HCl	-17.92±0.41	12,600±40	15101 - 14861	15155 - 14718
IAAA-151248	2	Iida E trench W wall	310	313	wood	AAA	-23.99±0.33	>53,930		
IAAA-151247	1	Iida E trench N wall	316	316	charcoal	AaA	-25.05±0.44	>53,830		
IAAA-151821	IID-ETW-385-330	Iida E trench W wall	?	?	bulk sed.	HCl	-20.07±0.72	2,540±30	2744 - 2540	2747 - 2499

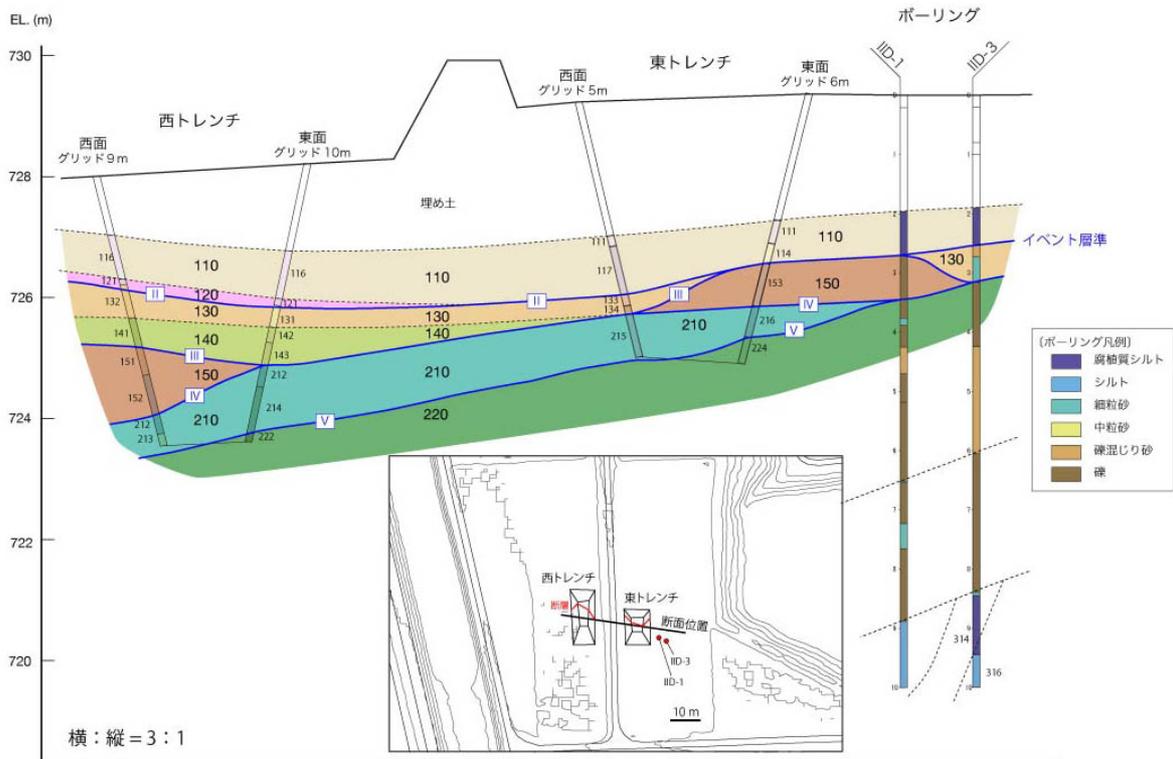


図1 2 飯田地点における東西両トレンチを横切る推定地質断面図。番号はユニット名 (図1 3) を示す。各ユニットの断面位置は、走向傾斜等を考慮してマップ中の「断面位置」線へ投影したものである。

地層名		層相	分布	年代値				
耕作土、盛土	1	耕作土	東西トレンチE・N・W面					
	10	盛土	東西トレンチE・N・W面					
100	110	111	腐植質シルト	東トレンチE・N・W面	IID-ETE-625-295A(w):309-157			
		112	シルト、細粒砂	東トレンチE面				
		113	礫混じり砂	東トレンチE面				
		114	礫、礫混じり砂、砂質シルト	東トレンチE面	IID-ETE-460-270(o):1,560-1,423 IID-ETE-635-340(w):437-316			
		115	礫、礫混じり砂	東トレンチE面				
		116	細～中粒砂、腐植質シルト	西トレンチE・N・W面				
		117	腐植質シルト、細礫混じり砂	東トレンチN・W面	4(c):273-10 IID-ETW-590-350(o):3,694-3,615 IID-ETW-450-310(w):284-0 IID-ETW-840-355(w):282-0			
	120	121	腐植質シルト	西トレンチE・N・W面	014(o):1,603-1,542 015(c):267-20	Event II		
	130	131	礫	西トレンチE・N面	112301(w):280-7			
		132	礫	西トレンチN・W面				
		133	細礫混じり粗粒砂	東トレンチW面	IID-ETW-660-380(c):244-36			
		134	礫	東トレンチN?・W面				
	140	141	礫	西トレンチN・W面	005(w):285-0			
		142	細～中礫	西トレンチE面				
		143	礫	西トレンチE面	006(w):301-152			
		144	礫	西トレンチE・N面	001(o):3,336-3,227			
		145	礫	西トレンチE・N面				
		146	シルト、腐植質シルト	東トレンチE面	IID-ETE-460-300(o):1,257-1,180 IID-ETE-470-290(o):1,520-1,406			
		147	礫混じり粗粒砂	東トレンチE面	IID-ETE-460-325(w):509-474	Event III		
	150	151	礫混じり粗粒砂	西トレンチW面				
		152	礫	西トレンチW面				
153		礫(シルトブロックを含む)	東トレンチE面					
200	210	211	礫	西トレンチW面		Event IV		
		212	礫	西トレンチE面				
		213	礫	西トレンチW面				
		214	礫	西トレンチE面				
		215	礫	東トレンチW面	IID-ETW-850-395(w):2,736-2,516			
		216	礫	東トレンチE面	IID-ETE-600-380(o):7,920-7,790			
	220	221	砂、細礫	西トレンチW面	011(w):5,296-5,064 004(w):7,157-6,996 003(o):8,188-8,051 013(o):6,205-6,021	Event V		
		222	砂、細礫	西トレンチE面	002(o):14,163-14,036			
		223	シルト、礫混じり細粒砂	東トレンチW面	IID-ETW-715-430(c):2,700-2,471 3(w):6,563-6,477			
		224	シルト、礫混じり細粒砂	東トレンチE・W面	IID-ETE-560-510(o):15,101-14,861 IID-ETE-560-450(c):13,394-13,300 IID-ETE-590-440(c):13,533-13,398			
		300	310	311	砂、細礫		西トレンチE・N・W面	
				312	固結度の高い礫混じり細粒砂		東トレンチW面	
				313	固結度の高い礫混じりシルト、腐植質シルト		東トレンチN・W面	2(w):>53,930
314	固結度の高い腐植質シルト、シルト			東トレンチN・W面				
315	固結度の高い砂礫、腐植質シルト			東トレンチN・W面				
316	固結度の高いシルト			東トレンチE・N面	1(w):>53,831			

図 1 3 飯田地点の東西トレンチ統合地質柱状図と地震イベント層準。年代値コラムは、14C 年代測定試料名と Cal. yBP (1σ) を示す。年代値の詳細は表 2 を参照。

200 番代の地層は、塊状の礫層である 210 層と砂・シルト・細礫細互層の 220 層に分けられる。210 層は大礫を主体とするクラストサポート型の礫層である。礫の円磨度は亜円～円礫を呈し、花崗岩系の礫だけではなく、頁岩や塩基性岩類の円礫も含む。100 番代の礫層と比較して礫種が異なるため、全体的に暗青灰色を呈する。比較的締まりが良く、バケツで水をかけても崩落しない。また、細粒砂・シルトの大礫大の偽礫を含む。最上部は一部腐植質シルトを挟在し、100 番代に不整合関係で覆われる。220 層は青暗灰色～明緑灰色を呈する礫層シルト質砂層互層である。砂質部は淘汰の良い細粒砂・中粒砂を主体とし、植物片を含む。礫層部分は細礫・中礫主体で平行葉理が発達する。断層活動によって南に大きく傾き、210 層にアバットされ、上位の 100 番代の地層に傾斜不整合で覆われる。200 番代の地層は、断層帯で大きく南落ちの変形を受けるとともに、西に緩く傾斜する（図 1 2）。礫種構成や堆積相から、西側の北アルプスが後背地で、白馬五竜山麓から続く扇状地の礫層・砂層と考えられる。

300 番代の地層は、半固結の礫混じり砂層・シルト層からなり、走向 $N7^{\circ} E \sim N15^{\circ} W$ で、 $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ で西に傾斜する。明瞭な不整合面を介して 200 番代・100 番代に覆われる。全体的に平行葉理が顕著で、木片を大量に含む暗褐色腐植土が複数枚挟まれる。これらは固結度が高い。特に 314 層は最大層厚が 40cm に及び、断層帯沿いの変形追跡に有効な地層である。316 層はトレンチ内に見られる最古の地層で、固結度の高い青灰色シルトからなる。一見塊状であるが、白色火山灰質極細粒～細粒砂の薄層を多数挟在し、走向・傾斜の変化や断層近傍の変形が容易に確認できる。北面中央部で計測した走向・傾斜は、 $N43^{\circ} E / 6^{\circ} W$ を示し、315 層よりも上位と構造が明瞭に異なる。この 316 層と 315 層との境界は波状で一部大きく湾曲しており、境界付近 20cm 程度の部分で下方に向かって引きずられている。境界面には、左横ずれを示す条線が認められる。一方、316 層は主断層帯沿いでも、幅 30～50cm にわたって同様な下方および左横ずれセンスの引きずり構造が認められる（図 1 4）。未固結時にも断層活動が生じたことを示唆する。

300 番代はシルトや腐植土を主体とすることから古神城湖の湖成堆積物と考えられる。2 個所で採取した試料の ^{14}C 年代は測定限界の 5 万年を超える（表 2）。200 番代との極端な年代のギャップがあり、固結度や変形度の違いと整合的である。

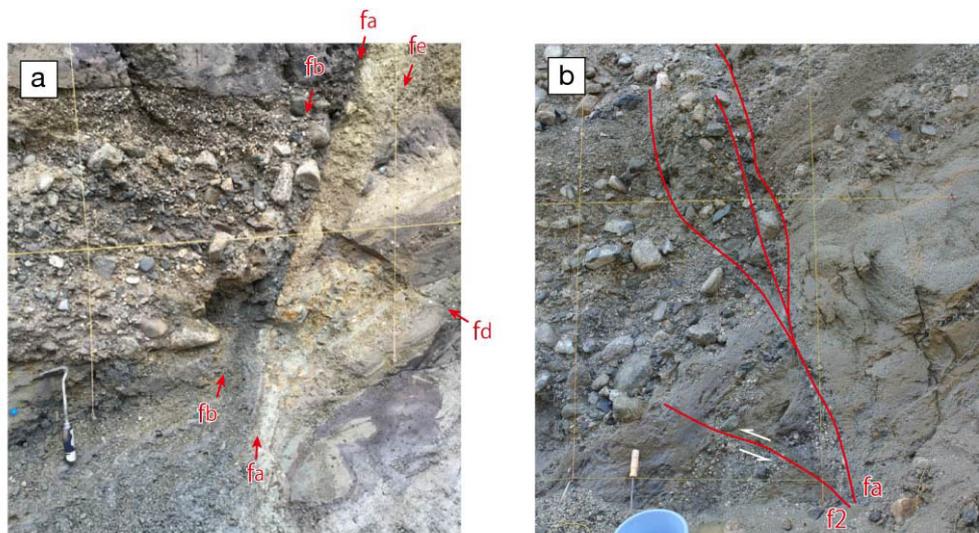


図 1 4 飯田トレンチ壁面写真。(a) 東トレンチ東面の断層帯。(b) 西トレンチ西面の断層帯。

c) 断層および地質構造

両トレンチとも、地震断層のほぼ直下で断層および変形帯を確認した。また、トランスバース断層としての動きに対応する構造も観察された。トレンチ内で計測した断層の走向は一部を除き概ね $N75^{\circ} \sim 85^{\circ} W$ で、地震断層の走向と整合する。

西トレンチ西面では、北に高角 ($62^{\circ} \sim 87^{\circ}$) に傾斜する断層帯が露出した。断層を挟んで、北側に分布する 300 番代の地層は 150 層以下の地層に衝上する。断層は、より新しい 140 層以上の地層をさらに変形させている。150 層から下位の地層には断層が複数認められ、一部の剪断面は 150 層に覆われる。300 番代と異なり、150 層以下には断層沿いに塑性変形を示す引きずりも認められる。さらに、トレンチ底盤付近に分布する 220 層内には最新活動面である fa 断層から f2 断層が見かけ上分岐する。この f2 断層は、220 層 (221 層) 内のシルトと礫層を 30cm 以上変位させ、210 層 (213 層) に覆われる。

西トレンチ東面では、311 層は礫層が主体で、ほぼ直立する。断層帯は西面に比較してシンプルで、311 層は 222 層と断層関係で接する。断層近傍の 222 層は高角度で南に傾斜し、引きずり構造も認められる。この上位には明瞭な傾斜不整合面があり、その後 140 層以上が堆積する。下部から連続する 1 条の fa 断層がこれらの地層を変位させている。深さ -3.5m 付近で 121 層と 131 層の境界は明瞭な傾斜不整合面となっており、両者の変形度は異なる。121 層以浅には明瞭な剪断面は認められず、幅 50cm にわたって約 30cm の上下変位をとまなう撓曲変形となっている。

東トレンチでは底盤を露出させ、西北西-東南東走向で連続する複数の断層からなる断層帯と左横ずれ運動にとまなう変形構造を確認した。断層帯の幅は最大 40cm におよび、複数 (最大 5 条) の剪断面から構成される。東トレンチでの断層面は西・東両壁面とも、見かけ上南傾斜の正断層で、西トレンチと同様に 300 番代と 130 層以下の地層が断層関係で接する。

東トレンチ西面では、断層帯の中でも fa 断層が最新活動面とみられる。fa 断層は 110 番代の地層を約 30cm 上下変位させ、2014 年地震の地震断層変位とほぼ整合する。一方で、fb 断層は fa 断層の南に並走し、この両断層に挟まれる部分が 40cm 以上隆起している。fb 断層は、fa 断層によって切断される 117 層に覆われる。また、fa 断層の 5~20cm 北側には fe 断層・fd 断層など複数の剪断面が 300 番代を明瞭に変位させ、117 層に覆われる。fe 断層は fd 断層に切られ、その fd 断層は fa 断層に切られる。これらの断層沿いでは 300 番代に塑性変形を示す構造は全く見られないので、現在のような半固結状態で断層運動が生じたと考えられる。その他、主断層帯よりも南側の 210 層・220 層内に複数の剪断面が認められる。一部は下方に連続しない根無し断層である。

東トレンチ東面では、fa 断層はトレンチ底盤付近で分岐し、一部は 220 層内で止まる。220 層は断層と並走するように南に急傾斜し、内部に複数の剪断面を含む。fa 断層は 316 層と 153 層の接触面となり、深さ -3.7m の付近では一部 V 字状に分岐断層が見られる。その上位の 147 層・145 層はこの V 字に挟まれた部分に落ち込む。両層内には剪断は認められないが塑性変形は顕著である。この上位には明瞭な侵食面があり、115 層との境界は傾斜不整合となっている。さらに、この傾斜不整合は直線的では無く、グリッド 4.5m、深さ -2.7m の地点では小規模な撓曲様の変形が認められる。2014 年の断層活動に対応している可能性がある。

東トレンチ底盤には、上述のように複数の剪断面が出現した。個々の剪断面の追跡も可能であるが、特に最新時に活動したと考えられる fa 断層はきわめてシャープで、他の剪断面を切っている。これらの剪断帯にガウジは認められないものの、300 番代の起源の腐植質シルトが剪断帯中に巻き込まれ、底盤全域にわたり引きずられている。西面付近の底盤では、315 層中の特徴的な腐植土が少なくとも約 60cm 左横ずれ変位を受けている（図 1 7 b）。後述するどの地震イベントに対応するのか不明であるが、比較的新しい痕跡と考えられる。

d) ^{14}C 年代および土器片

飯田地点の両トレンチ内から得られた腐植土、腐植質シルト、木片、炭化木片の試料について、 ^{14}C 年代測定を実施した（表 2）。

300 番代の地層は ^{14}C 年代測定限界の 53,000 年を超える年代を示し、固結度と変形度からの推定と矛盾しない。一方、200 番代以降の堆積物は、15,000 年前以降の年代を示すことから、両ユニットの傾斜不整合に 4 万年以上の間隙が存在する。

200 番代の地層は 15,000 年前～2,500 年前の幅があるが、13,000 年前～8,500 年前の試料は欠如する。

100 番代の地層は、約 3,500 年前以降の年代値を示す。ただし、バルク（腐植土）で測定した年代値は 3,500 年前～1,500 年前を示すのに対し、木片や炭化木片の値はいずれも 400 年前以降の新しい年代を示す。このような土壌と木片類の系統的な年代値ギャップは他のトレンチ調査においても報告され、 ^{14}C の由来や試料の閉鎖系成立過程など複数の要因が議論されている（例えば、産業技術総合研究所，2007；遠田ほか，2013）。

一方、西トレンチ北面の 144 層中からは土器片が出土した（図 1 5）。白馬村教育委員会を通じて鑑定を依頼したところ、江戸時代後半頃の皿の破片という結果が得られた（文化財審議委員会、富山正明委員の鑑定による）。少なくとも 600 年前より以前に遡らない。したがって、100 番代の地層については、新しい木片類の年代値を採用することとした。

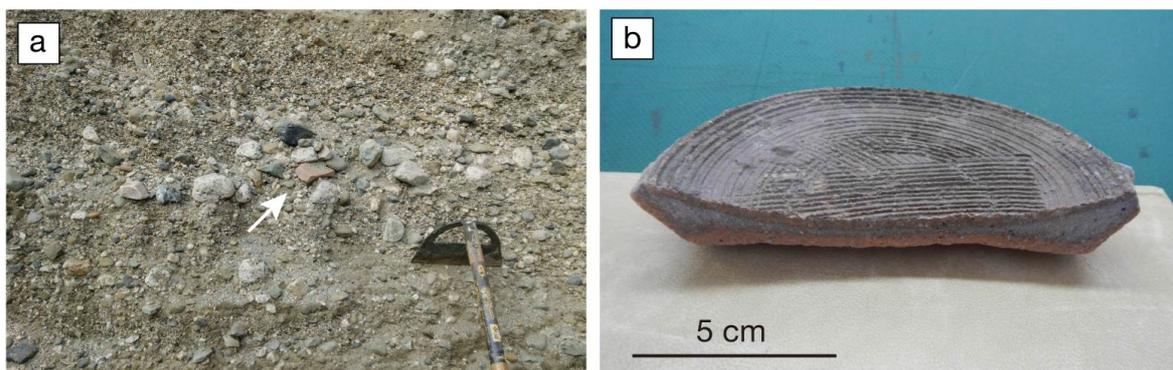


図 1 5 飯田西トレンチ 144 層から出土した江戸時代の土器片。
(a) 壁面産状。(b) クローズアップ写真。

e) イベント層準の認定とイベント発生年代

飯田地点では、2014年地震も含め、少なくとも5回の地震イベントを解釈した(図16)。以下に各イベント層準の認定根拠とその年代を記す。

i) イベント I :

平成26年長野県北部の地震をイベント I とする。同地震では、両トレンチの境界に位置する農道の変位が顕著で、北側隆起の上下変位40cm、左横ずれ変位30cmが観察された。東トレンチ西面は農道脇に位置しており、最も上下変位が明瞭である。一方で東トレンチ東面の位置では上下変位量は半減して不明瞭であった。西トレンチでは、農道に比べ若干変位量を減じるものの、幅2~3mにわたる撓曲変形が見られた。トレンチ内で観察された最新断層面faは東トレンチ西面にのみ110層まで追跡できるが、その他の壁面では撓曲状の変形となる。

ii) イベント II :

120層と130層の境界をイベント層準とした。その根拠は、両層の間に小規模な傾斜不整合(構造ギャップ)が読み取れるからである。西トレンチ東面では、fa断層によって130層・140層が最大50cmほど北側隆起センスで変位しており、剪断面としてのfa断層は120層以上には認められない。2014年地震による変位を戻しても、130層・140層の変位を解消することはできない。同様に、東トレンチ西面も2014年前に復元しても、fb断層による133・134層と215層の断層接触関係が残る。すなわち、130層堆積後にfb断層の動きがあり、その後117層に被覆されたという解釈も可能である。西トレンチ東面とイベント層準が整合する。さらに、東トレンチ東面でも、155・156層がfa断層の動きによってV字状に落ち込んだ後、115層以降の地層がその後の侵食面にオンラップして堆積している。当イベント発生年代については、イベント前の130層、イベント後の120層・110層すべてほぼ300年前以降の年代幅を示す。東トレンチ東面(増掘)(図11)の114層からは、唯一わずかに古い年代(487-316 cal. BP. 試料 IID-ETE-635-340w)が得られているが、これは再堆積の可能性が高い。当イベントの詳細な絞り込みは困難であるが、年代幅を最大限考慮して、291 cal. BP. (試料 IID-ETW-450-310) 以降とする。大出地点と同様に、このイベントに相当する歴史地震として、1714年の小谷地震(M=6 1/4)が該当する。

iii) イベント III :

140層と150層の間にイベント層準を解釈した。西トレンチ西面では、150層が断層の南側のみ分布し、311層との間に鉛直1mもの断層接触関係を形成する必要がある。また、東トレンチ東面でも同様の構造が観察され、イベントIIのV字陥没によって同時に形成することが不可能である。なお、西トレンチ東面、東トレンチ西面には同時期の地層が欠如している。当イベント発生年代に関しては、イベントIVとともに、発生年代を詳細に制約できる¹⁴C年代値が得られていない。

iv) イベント IV :

150層と210層の間にイベント層準を推定した。両層間に明瞭な傾斜不整合が認められるためである。特に、西トレンチ西面、東トレンチ東面で顕著である。この間に複数回のイベントが生じた可能性は完全に否定できないが、例えば、西トレンチ西面の-5.0m以深の剪断構造はそれほど複雑ではなく、2回以上の断層運動があったとは考えにくい。150層と210層の間に一回のみイベントIVが生じたとすれば、その発生年代はイベントIIIとともに、2,736 cal. BP. ~316 cal. BP. となる。

v) イベント V :

イベント層準を 210 層と 220 層の境界に解釈した。西トレンチ西面では、221 層は北西に 84° で傾斜し、同層中の細礫・腐植質シルト層は f2 断層によって切られ、北側隆起の変位を示す。f2 断層は 213 層に覆われる。213 層中の礫の長軸や弱い平行葉理は 221 層の傾斜よりも緩く、変形差も明瞭である。同様の傾斜不整合は、西トレンチ東面、東トレンチ東面にも認められる。イベント発生年代は、220 層最上位の試料 001 と 210 層の試料 IID-ETW-850-395 から、5,296 calBP~2,471 calBP に特定される。なお、主断層 fa の構造は複雑ではなく、分岐も f2 断層のみに限られることから、この間に複数回の活動が生じた可能性は低い。

vi) イベント V よりも前の活動 :

220 層は塑性変形が著しい。例えば、東トレンチ東面では、本来水平に近い状態で堆積した 220 層は約 70° ~60° で南に傾斜し、トレンチ壁面で確認できるだけでも 2 m 以上の上下変位が推察される。220 層の上位は侵食され、下部はトレンチ底盤よりも深くなるので、実際の変位量は 2 m を超えることは確実である。また、主断層帯以外にも複数の剪断面が確認される。したがって、図 1 6 に示す 8,500 cal. BP. ~13,500 cal. BP. のギャップは断層活動の静穏期間ではなく、塑性的な引きずりをともなう複数回の断層運動が生じたと考えられるべきであろう。ただし、西トレンチ西面の 220 層最上部は、静穏な堆積環境下でシルトが連続的に堆積したとみられる。6,996 calBP~5,296 cal. BP. の約 1300 年間は断層活動が生じなかったと解釈することもできる。

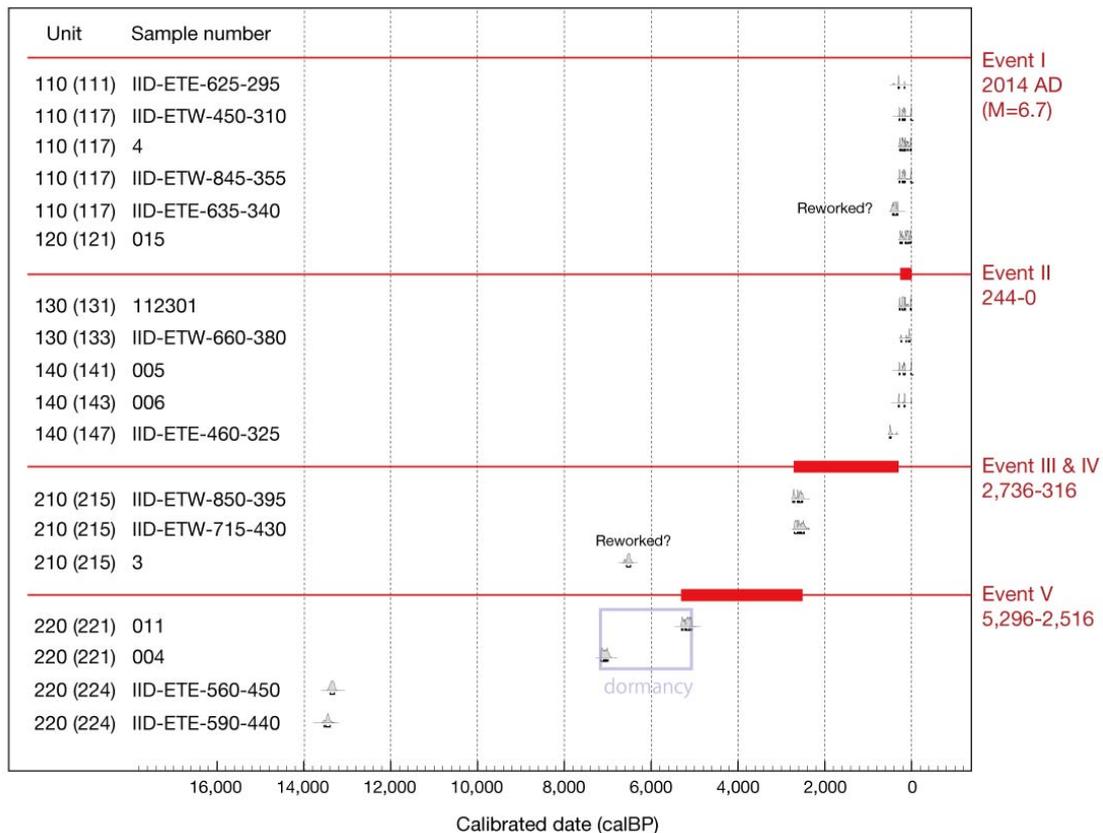


図 1 6 飯田地点の古地震イベントダイアグラム。暦年較正年代値はすべて木片類の測定値を示す。

以上のように、飯田地点では 5,300 年前～2,500 年前以降に 2014 年地震も含めて少なくとも 5 回の断層活動が検出された。それぞれの活動年代は、新しい順から 2014 年、現在～244 年前（西暦 1704 年）、316 年前～2,736 年前に 2 回、2,516 年前～5,296 年前に制約される。単純に 4 回の活動間隔で除すると、1300 年～630 年の平均活動間隔が得られる。当地点はトランスバース断層の部分にあたり、侵食作用による地層欠損等も考慮に入れなければならないが、上述のように、5,300 年前～2,500 年前以降のイベントの見落としは少ないと考える。したがって、平均活動間隔は 1,000 年前後とみられる。一方で、1 つ前の断層活動を 1714 年小谷地震とすると、活動間隔は 300 年となり、おそらく平均的な活動間隔ではない。著しく短い間隔で生じたといえる。

f) 地震時および累積変位量

トレンチ壁面と底盤の複数個所で古地震時の変位量を示す手がかりが得られた。

西トレンチ西面ではイベント V 時に 221 層中の f2 断層に少なくとも 30cm の上下変位が見られる。300 番代の地層と接する主断層 (fa) 沿いにも変位が生じた可能性が高く地震時上下変位は 30cm 以上とみられる。また、イベント III 発生に際しては、150 層を 300 番代の地層と並置するために 40cm (東トレンチ東面)～80cm (西トレンチ西面) の上下変位が必要である。イベント II 発生時には、東トレンチ西面では、fa 断層と fb 断層に挟まれる部分が 40cm 以上隆起している。

横ずれ変位に関しては、315 層中の特徴的な腐植質シルトが少なくとも約 60cm 左横ずれ変位を受けていることを確認した (東トレンチ底盤, 図 17)。

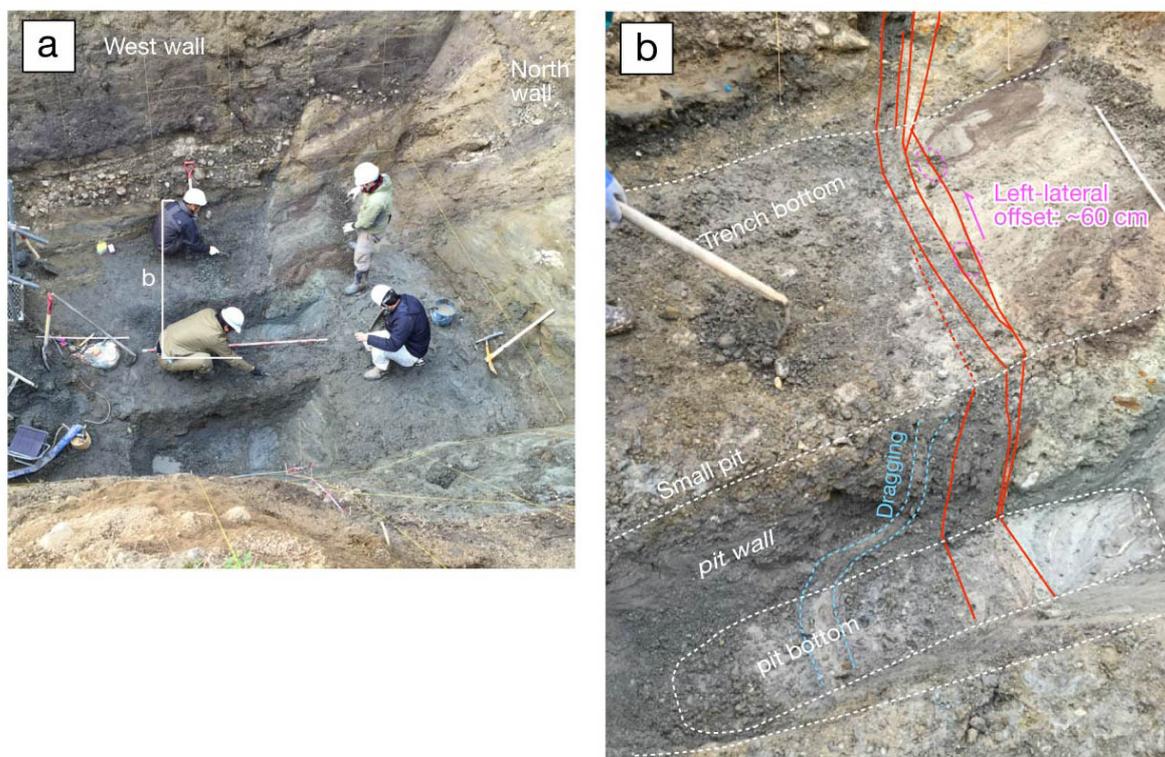


図 17 飯田東トレンチ底盤写真。(a) 連続する高角な断層帯と断層帯近傍の引きずり。(b) 少なくとも約 60cm の左横ずれを示す腐植質シルト層。

以上から、この底盤で見られる地震時断層変位量に関しては、縦ずれ、横ずれともに、2014年地震時と同程度～約2倍以上の動きが推定される。

地震時変位量とは別に、300番代の古神城湖堆積物の累積横ずれ量を検討した。東トレンチ北面に見られる特徴的な腐植質シルト(314層・315層)と青灰色シルト塊状シルト層(316層)を東トレンチ南東のボーリング(IID-1とIID-3)で追跡し(図12, 図18)、IID-3孔の-8.4m以深でこの組み合わせを確認した。三次元的に地質構造を検討し、約18mの累積変位を見積もった(図18)。ユニット300番代は14C年代測定の実測限界54,000年を超えることがわかっている。したがって、18mを54,000年で除した0.33mm/年を平均変位速度の最小値とみなすことができる。

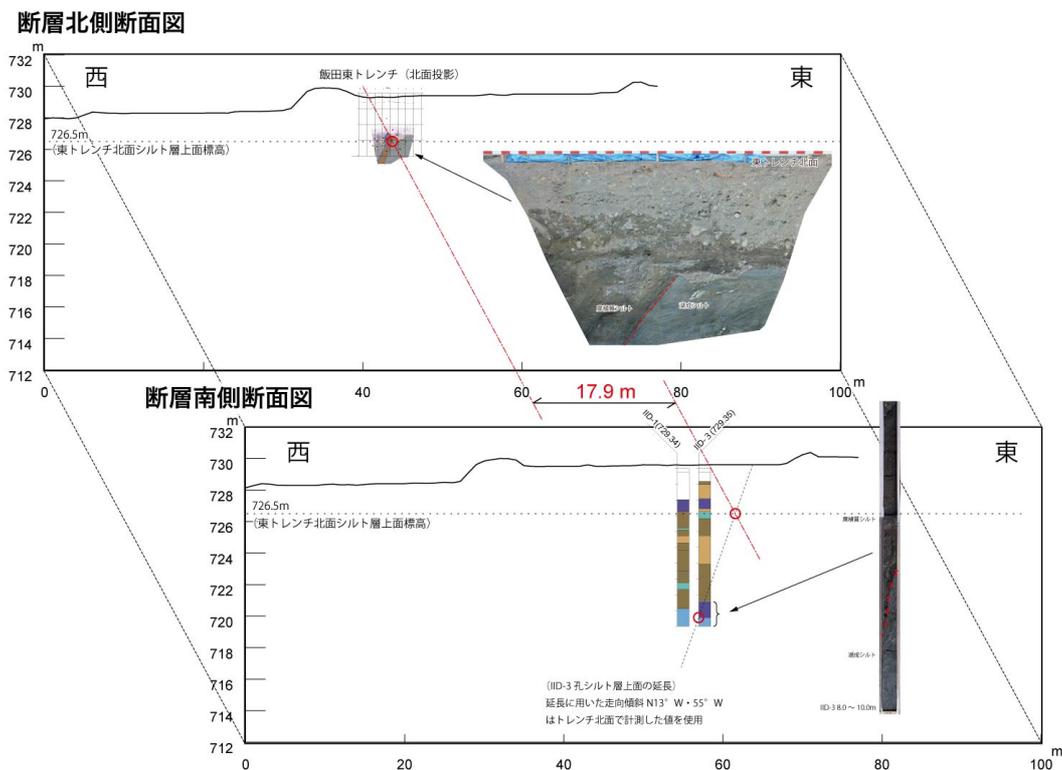


図18 トレンチ壁面およびボーリング試料による314-316層の累積横ずれ量を示すブロックダイアグラム

(d) 結論ならびに今後の課題

糸静線北部神城断層の活動履歴を明らかにするために、平成26年長野県北部の地震の地震断層区間の2個所でトレンチ掘削調査を行い、それぞれ完新世における複数の地震イベントを見いだした。地震断層北部の大出地点では、1,500年前～1,200年以降に2014年地震を含めて3回～4回、南部の飯田地点では、5,300年前～2,500年以降に5回の地震イベントを検出した。したがって、平均活動間隔は1,000年を下回る可能性があり、奥村ほか(1998)や丸山ほか(2009)による1,300年よりもやや短くなる。2014年地震に先行する活動は、両地点とも300年前以降に発生しており、歴史地震等を考慮すると、1714年(正徳4年)の小谷地震(M6 1/4)の可能性が高い。つまり、最近2回の活動間隔は300年と

なり、発生間隔の顕著なゆらぎの1つと考えられる。古地震時の変位量に関しては、断片的な情報となるが、両地点とも2014年地震と同程度かそれ以上であろう。特に、大出地点では2014年地震では撓曲変形のみであったのに対し、先行する断層活動では、露出している範囲で上下1 m以上の断層変位が確認された。地震サイクル毎に地表における変形スタイルが変化してきた可能性がある。

今回のトレンチ調査では、個々のイベントの発生年代を狭い範囲に特定できなかった。また、大出地点では1,500年前以降のごく最近の活動のみで、飯田地点ではトランスバース断層区間で、かつ侵食作用が著しい地点での結果である。今後、地震時の活動範囲の一様性・多様性を議論するには、奥村ほか(1998)や近藤・勝部(2016)を含めて4個所のトレンチ調査では不十分であろう。さらなる古地震データの拡充が望まれる。

(e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon* 51(1), 337-360, 2009.
- 石村大輔・岡田真介・丹羽雄一・遠田晋次, 2014年11月22日長野県北部の地震(Mw6.2)によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状, *活断層研究*, 43, 95-107, 2015.
- 近藤久雄・勝部重矢, 2014年長野県北部の地震が提起した内陸大地震の長期予測に関する諸問題, *科学*, 85, 313-317, 2015.
- 丸山 正・遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・佐々木俊法・原口 強・都司嘉宣, より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および史料地震学的研究, 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成17~21年度成果報告書, 230-254, 2009.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y. and Toda, S., The first surface-rupturing earthquake in 20 years on a HERP active fault is not 'characteristic:' The 2014 Mw=6.2 Nagano event along the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Seismological Research Letters*, 86, 1287-1300, doi: 10.1785/0220150052, 2015.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査-. *地震* 2, 50, 35-51, 1998.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, M. P., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, R. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J., IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, *Radiocarbon* 55(4), 1869-1887, 2013.
- 産業技術総合研究所, 琵琶湖西岸断層帯の活動性および活動履歴調査, 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No. H18-5, 42p, 2007.
- 杉戸信彦・谷口 薫・松多信尚・澤 祥・田力正好・野澤竜二郎・皆黒 剛, 白馬村北城新田および大出における神城断層の平均変位速度と活動時期の検討, *活断層研究*, 43,

109-118, 2015.

鈴木康弘・杉戸信彦・隈元 崇・澤 祥・渡辺満久・松多信尚・廣内大助・谷口 薫・田力正好・石黒聡士・佐藤善輝, 変位速度分布に基づく糸魚川-静岡構造線断層帯北部の地震発生予測, 活断層研究, 33, 1-4, 2010.

遠田晋次・小俣雅志・丸山 正・早瀬亮介, 断層活動年代推定における1問題点-木片類と土壌有機物の¹⁴C年代値の系統的ギャップ-, 月刊地球, 35, 544-557, 2013.

都司嘉宣, 構造線断層帯付近の過去の地震活動の解明, 糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測, 平成15年度成果報告書, 文部科学省研究開発局, 2004. 77-86.

宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会, 694 p, 2013.

宇津徳治, 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表:1885年-1980年, 東大地震研究所彙報, 57, 401-463, 1982.

3. 2. 3 音波探査・ピストンコアリング

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 音波探査・ピストンコアリング

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	准教授	原口 強
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	石村 大輔

(c) 業務の目的

青木湖における2014年11月に発生した長野県北部の地震に伴う地変の確認と湖に記録された過去の地震イベントの解読を目的とする。

(d) 実施業務の要約

2014年長野県北部の地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、音波探査・ピストンコアリング調査を行う。音波探査およびピストンコアリング調査では、青木湖における活構造の把握および変形構造の認定を行う。ピストンコアリングでは、湖底堆積物中のイベント堆積物の認定および年代推定（放射性炭素年代およびテフラ）を行い、音響断面との対比を行う。最終的には、それら変形イベントの時期および間隔を明らかにする。

(2) 平成27年度の成果

(a) 業務の要約

2014年長野県北部の地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、湖域の活構造の把握および過去の地震活動を検出するために音波探査とピストンコアリング調査を行った。結果、音波探査断面では累積的な断層変位が認められ、ピストンコアリングでは湖成堆積物中にイベント堆積物（テフラ、タービダイト）が認められた。これらデータを組み合わせて、湖域内の反射断面に年代値を与えて、音波探査断面で読み取れる変形イベントの活動時期を推定した。得られた変形イベントは1.2万年間で少なくとも8回あり、その平均的な活動間隔は約1350年となった。ただし、最近数回は短い活動間隔（1000年未満）を示している。

(b) 業務の成果

1) 音波探査

現地での作業は、平成27年10月中旬に実施し、南北方向に5測線、東西方向に11測線の音波探査を実施した（図1）。音波探査に使用した計器は、シングルチャンネル方式の地層探査機（SyQwest社製StrataBox）である。探査記録は、PCにてデジタル波形データとし

て収録される (図 2)。また、音波探査と同時に GPS による単独測位を行った。音波探査で取得された波形断面図は、1 発受振 (Ping) 毎の音波波形の集合体であるため、同時に実施された GPS 測量結果をもとに東西方向、南北方向に投影した距離断面図へ変換した (図 3)。

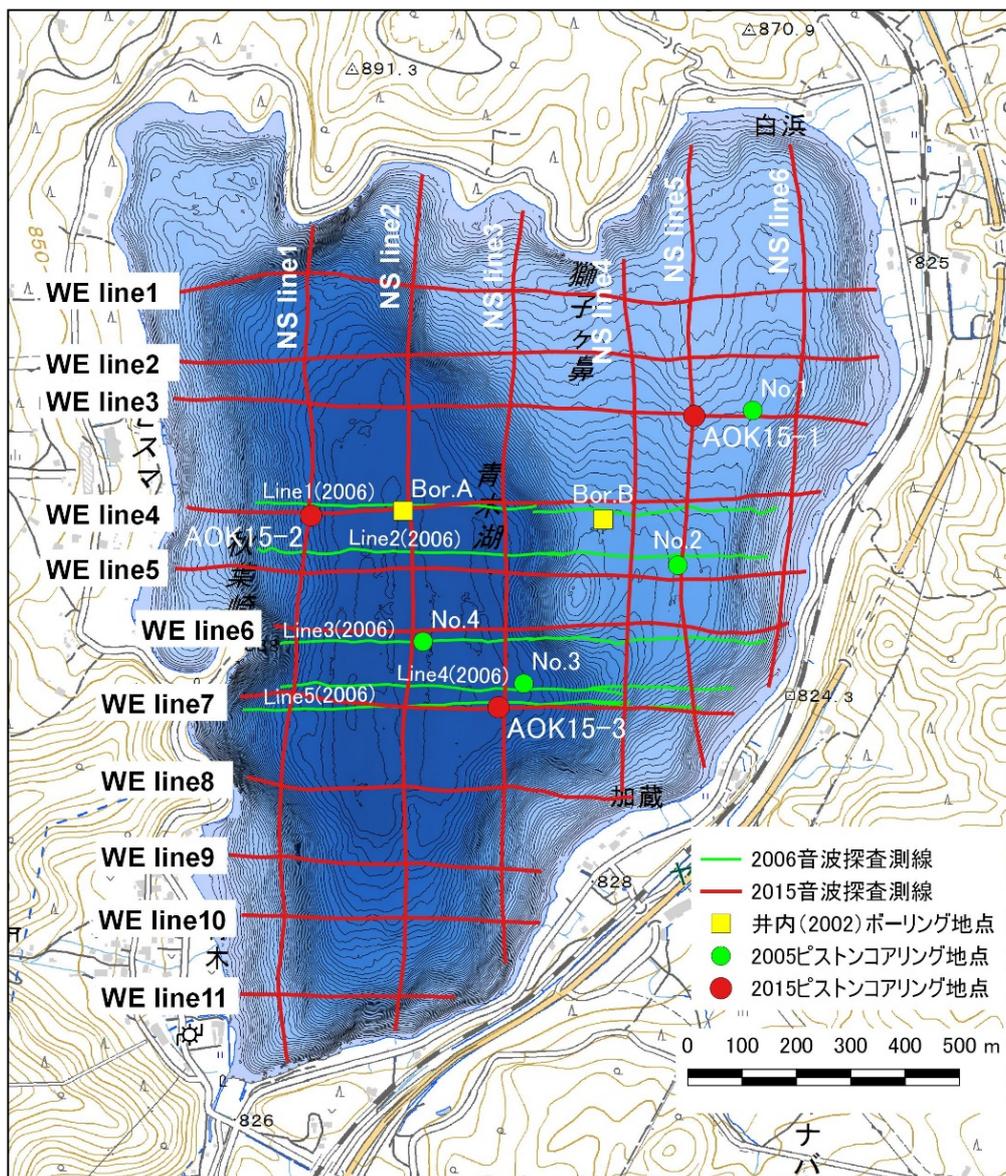


図 1 音波探査測線図およびコアリング調査位置図
等深線は 1 m 間隔を示す。

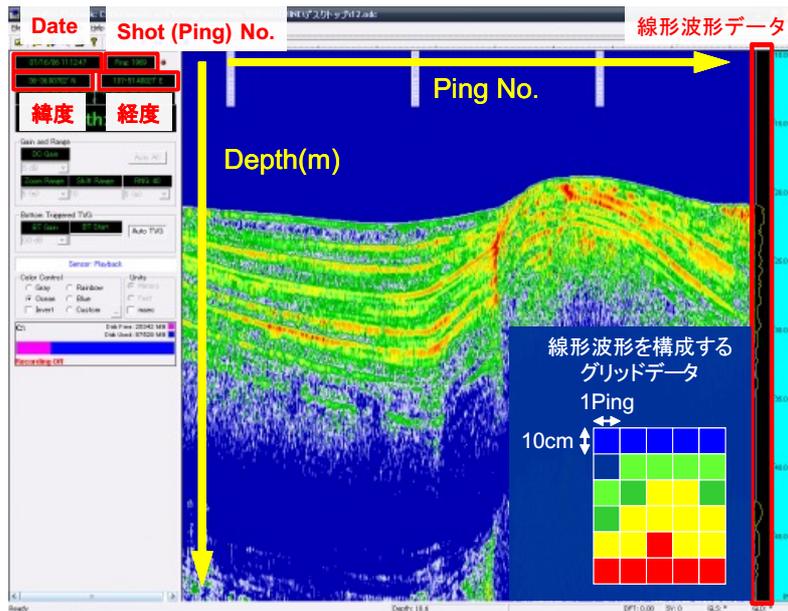


図2 音波探査ソフトの探査収録状況

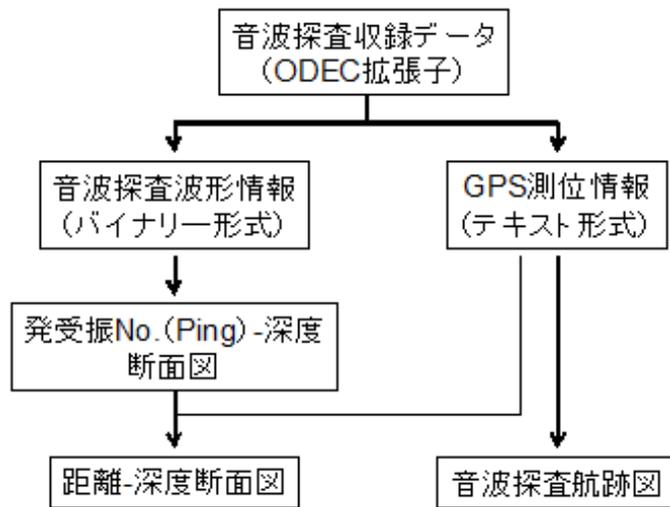


図3 音波探査断面図（距離断面）の作成フロー

調査の結果、湖底から層厚 10～15 m に複数の反射面が連続的に広がっていることが確認され、東西方向、南北方向の記録との整合が見られた（図4）。湖中央部では従来から指摘されている神城断層の断層崖が分布し（下川ほか，1995）、反射断面では崖脚部直下に地層の折れ曲がりが見られる。上盤側では、南北方向に延びた小丘地形（以後、東部バルジ）が分布し、その直下では西方へ衝上した構造が見られた。音波探査断面図では、厚い反射面が見られることから、それらの境界部を抽出するため、距離断面図の数値データに対して微分化処理し、元データとの重ね合わせを行った（図5）。

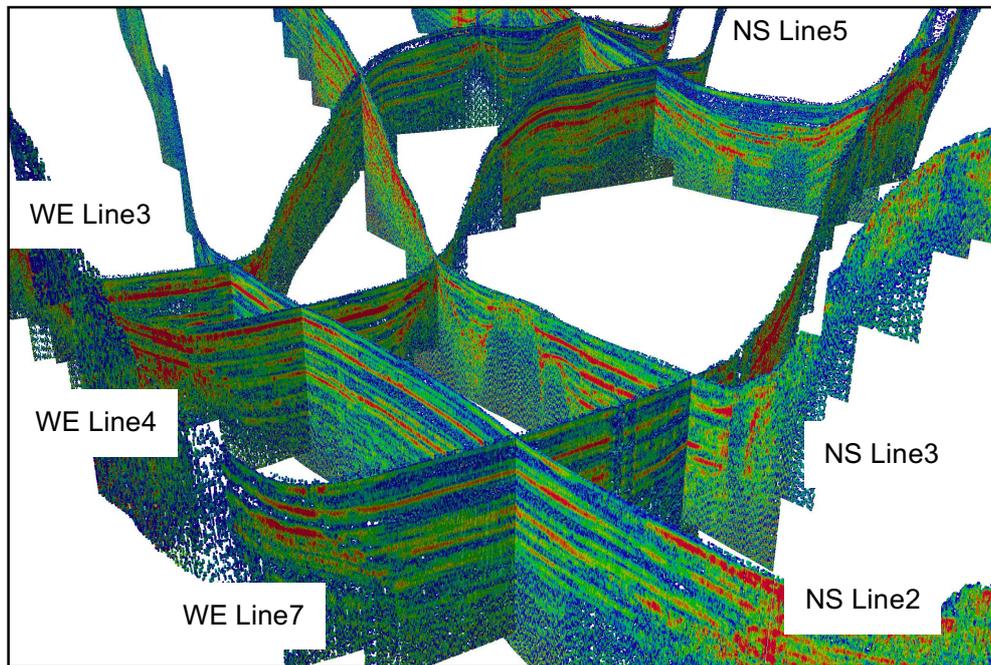


図4 音波探査断面のパネルダイアグラム（南西側から俯瞰）

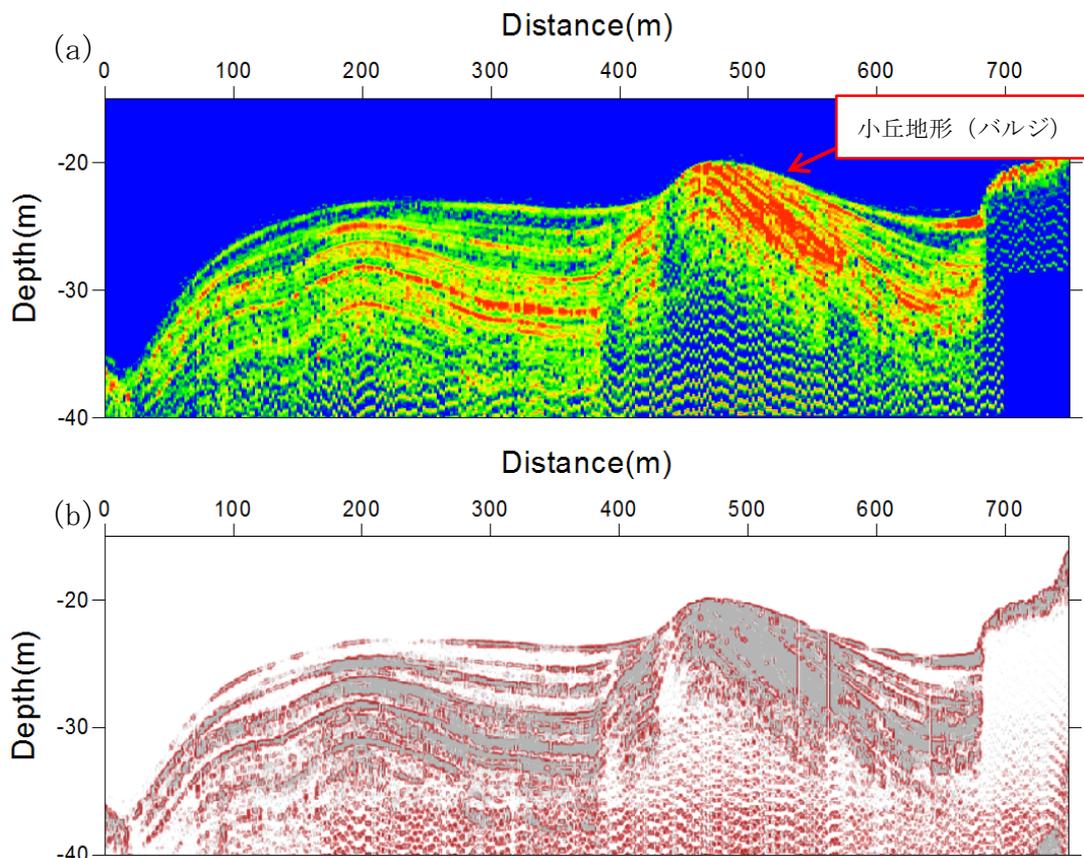


図5 距離断面図。(a) と微分化処理による反射面の境界抽出 (b) の作成例
縦軸を10倍に強調している。

2) ピストンコアリング調査

現地作業は音波探査と並行して行い、観察や年代測定は平成 27 年 11 月、12 月にかけて行った。コアリング位置については、音波探査結果より反射面の連続性が広範囲で追跡できる測線上から 3 箇所選定した (図 1)。採取にあたっては、フロート台船 (広さ約 6m 四方) に三又およびウインチを搭載し、ワイヤーによりピストンコアラーを湖底に降下させるピストンコアリング方式で実施した。採取したコア試料は直ちに CT 画像撮影を行い、電動丸ノコにて半割後、記載、帯磁率測定および年代測定を実施した。

柱状図および分析結果を図 6 に示す。湖底から採取されたいずれのコア試料も、全体を通じて暗褐および暗灰褐色の不明瞭な平行葉理が発達するシルトからなる。放射性炭素年代測定が可能な木片や葉、有機質土も所々に見られ、植物片が濃集する部分も数か所認められる。また、明灰色および褐灰色の数 mm 厚程度のテフラやその二次堆積物と思われる火山灰質な薄層を挟む。

堆積物が全体にシルト主体であり、青木湖に注ぎ込む主たる河川は存在しないことから、底層流や浮遊沈濁過程により安定的に堆積したと考えられる。一方、粗粒砂、細礫、植物片の濃集部の薄層が所々に挟まれている (図 7)。これらは、洪水、土石流、地すべり、地震等のイベントに伴い、湖周辺から混濁流として流入したものと考えられる。

全 10 試料の放射性炭素年代測定の結果 (表 1)、AOK15-1 コア (上盤側) で約 3 万年、AOK15-2、AOK15-3 コア (下盤側) で約 1.3 万年まで遡られることが分かった。また、採取したコアに挟まれたテフラの火山灰分析 (偏光顕微鏡観察および火山ガラスの屈折率測定) を実施した (表 2)。それらと年代測定結果に基づき、AOK15-1 コアにて始良 Tn テフラ (AT)、AOK15-2 コア、AOK15-3 コアにて鬼界アカホヤテフラ (K-Ah)、鬱陵隠岐テフラ (U-0ki)、を認定した。表 3 に各テフラの年代 (Smith et al., 2013) を示す。各テフラの層準とも放射性炭素年代測定結果にもとづく堆積年代と調和的である (図 8 ~ 10)。

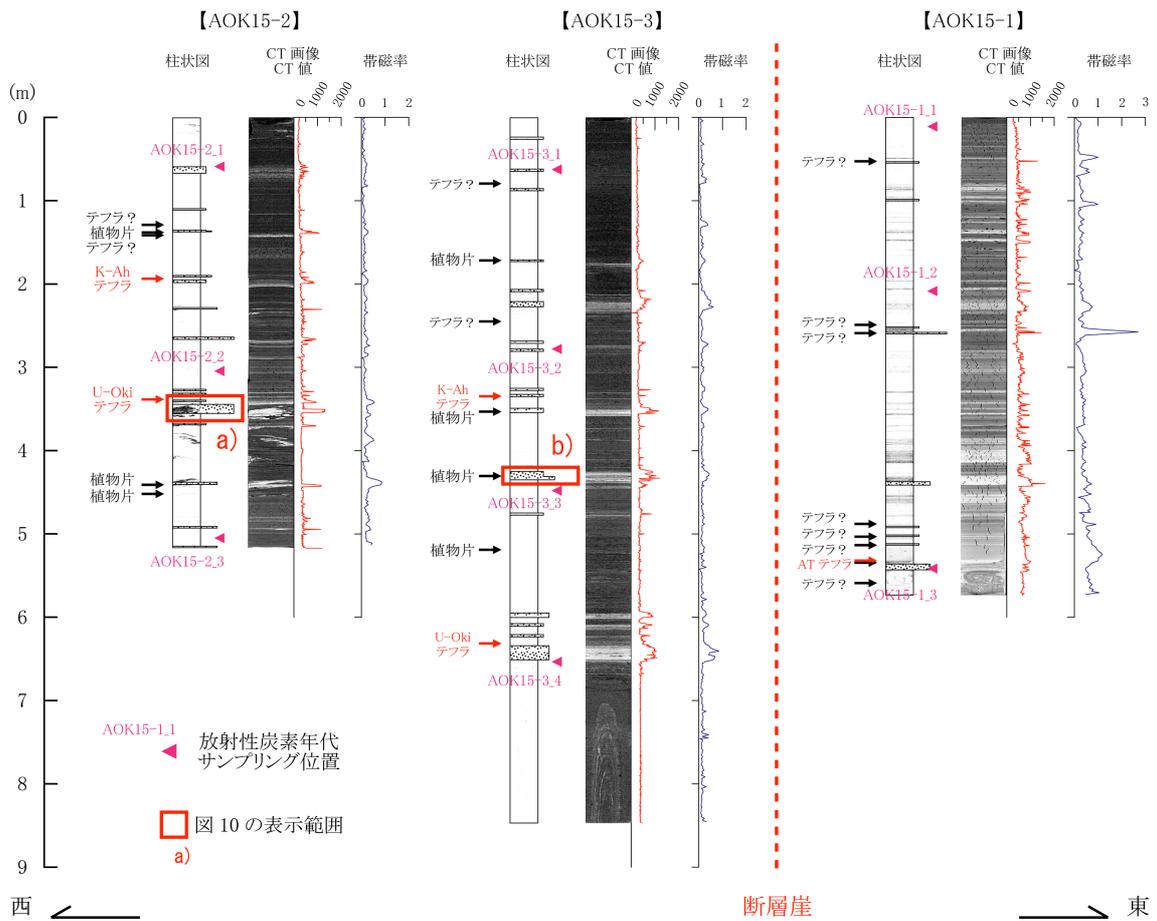


図6 ピストンコアリング調査結果

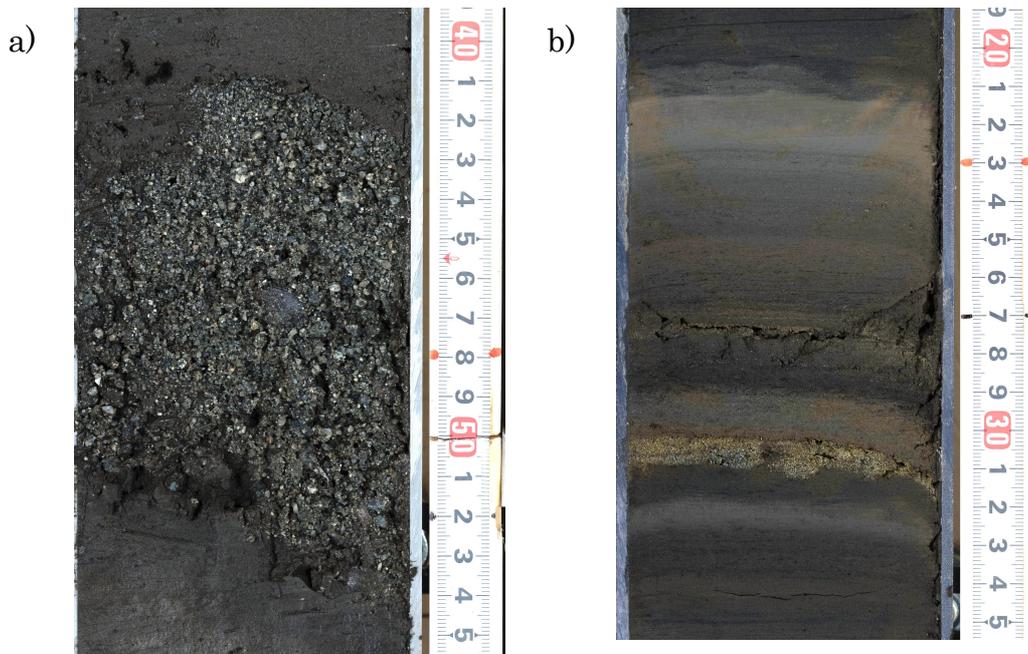


図7 イベント堆積物の接写写真

表 1 放射性炭素年代測定結果

試料名	採取深度 (m)	試料形態	分析法	$\delta^{13}\text{C}$ 補正	$\delta^{13}\text{C}$	2 σ 暦年較正年代範囲	
				Libby Age (yrBP)	(‰)	(95.4%, Cal.yrBP)	
AOK15-1_1	0.100 - 0.120	organic sediment	AMS	11,610 ± 40	-22.53 ± 0.24	13,558	- 13,339
AOK15-1_2	2.805	wood	AMS	18,060 ± 60	-25.98 ± 0.23	22,116	- 21,645
AOK15-1_3	5.415	wood or charcoal	AMS	25,320 ± 90	-24.56 ± 0.30	29,668	- 29,068
AOK15-2_1	0.590	wood	AMS	2,070 ± 20	-25.95 ± 0.23	2,115	- 1,990
AOK15-2_2	3.045	leaf	AMS	8,410 ± 30	-26.19 ± 0.24	9,516	- 9,320
AOK15-2_3	5.050	leaf	AMS	11,150 ± 40	-28.05 ± 0.35	13,106	- 12,904
AOK15-3_1	0.625	leaf	AMS	3,470 ± 20	-27.81 ± 0.24	3,829	- 3,649
AOK15-3_2	2.780	leaf	AMS	5,500 ± 30	-26.98 ± 0.31	6,396	- 6,216
AOK15-3_3	4.480	leaf	AMS	7,970 ± 30	-28.06 ± 0.30	8,993	- 8,661
AOK15-3_4	6.500	wood or plant fragment	AMS	9,210 ± 30	-23.61 ± 0.29	10,490	- 10,257

表 2 青木湖で確認されたテフラの分析結果

AOK15-1

対比されたテフラ	深度[cm]	火山ガラスの形態	火山ガラスの屈折率 (モード)
始良Tn(AT)	532-536.8	バブルウォール型	1.499-1.501 (1.501)

AOK15-2

対比されたテフラ	深度[cm]	火山ガラスの形態	火山ガラスの屈折率 (モード)
鬼界アカホヤ(K-Ah)	193.2-193.7	バブルウォール型	1.511-1.512,1.514,1.516 (1.512)
鬱陵隠岐(U-Oki)	338.5	軽石型	1.520-1.523 (1.521)

AOK15-3

対比されたテフラ	深度[cm]	火山ガラスの形態	火山ガラスの屈折率 (モード)
鬼界アカホヤ(K-Ah)	334.3-334.7	バブルウォール型	1.511-1.516 (1.511-1.512)
鬱陵隠岐(U-Oki)	631.5	軽石型	1.519-1.523 (1.521)

表 3 青木湖コアで確認されたテフラと火山灰年代の指標として用いた福井県水月湖コアの各テフラの暦年較正年代

Tephra	Reference Tephra	Coring Site	Age (Cal.yr.BP)		Reference
鬼界アカホヤ (K-Ah)	SG06-967	水月湖(福井)	7,165	- 7,303	Smith et al., 2013
鬱陵隠岐 (U-Oki)	SG06-1288	水月湖(福井)	10,177	- 10,255	Smith et al., 2013
始良Tn (AT)	SG06-2650	水月湖(福井)	29,820	- 30,198	Smith et al., 2013

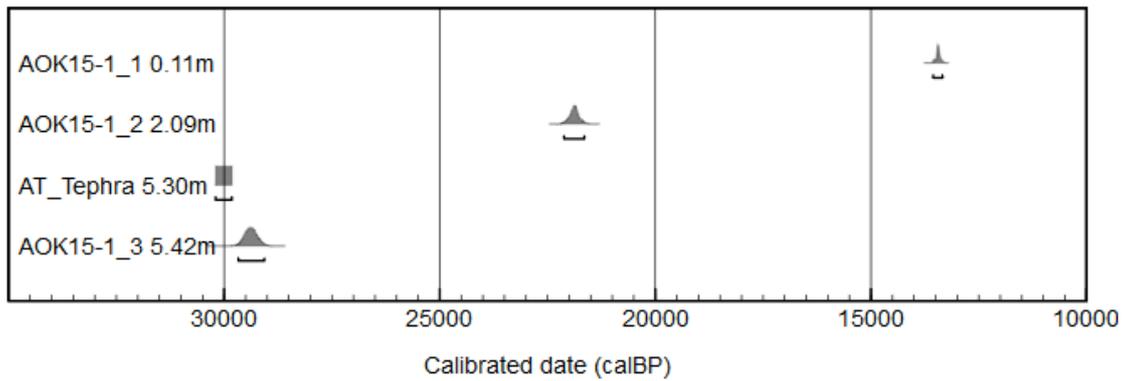


図8 年代較正プログラム Oxcal 4.2 による暦年較正年代プロット (AOK15-1 コア)

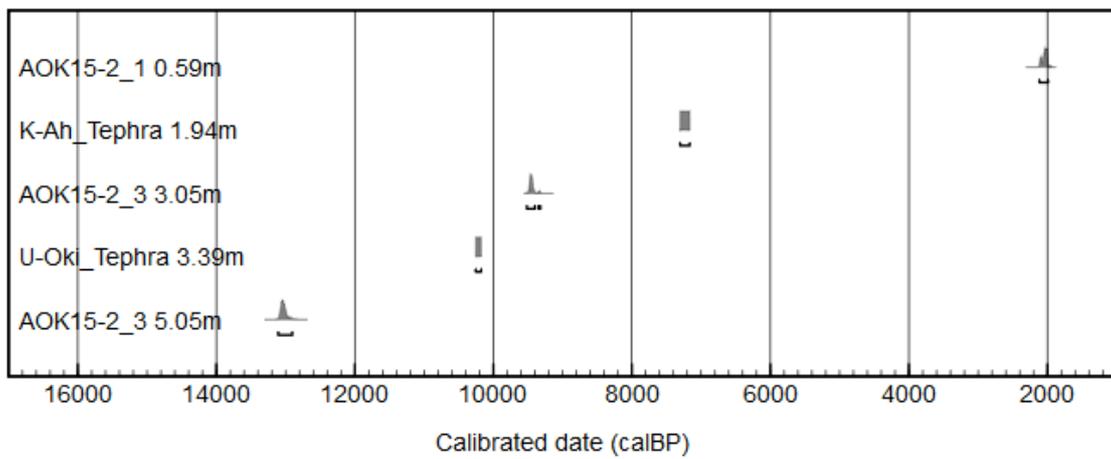


図9 年代較正プログラム Oxcal 4.2 による暦年較正年代プロット (AOK15-2 コア)

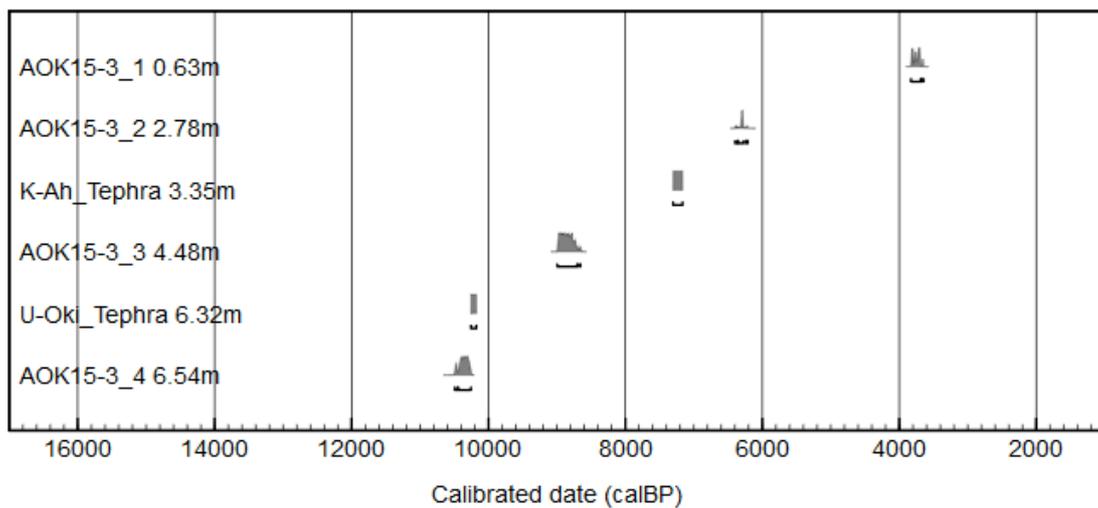


図10 年代較正プログラム Oxcal 4.2 による暦年較正年代プロット (AOK15-3 コア)

3) イベント反射面に基づく活動履歴

断層活動の静穏期～活動期～静穏期への変遷の間にシルト層と混濁流堆積物の互層ユニットが形成されている。それぞれのユニットは、断層活動が発生する回数が増える程、変位に付随する段差が大きくなると考えられる。したがって、各ユニット境界を束ね合わせることによって、鉛直方向の累積変位量が比較でき、過去の断層活動をカウントすることが可能と考えられる(図1 1)。音波探査の反射面は、音響インピーダンス(密度×音速度)の変化を示していることから、前述の探査断面の数値データ処理(微分化)によって得られた反射面の境界部(密度境界)の比較を行うことにより地震イベントを認定することが期待される。そこで、本調査および2006年に実施された音波探査断面(原口ほか, 2007)を用いて、上記のイベント反射面の認定を行った。

本調査で得られた各コアの表層部の年代測定結果は、AOK15-1 地点で約13,500年前(深度0.11m)、AOK15-2 地点で約2,000年前(深度0.59m)、AOK15-3 地点で約3,500年前(深度0.63m)である。これらは、試料採取区間を挟む上下の堆積速度に乖離があることを示しており、極表層部のコアが欠落している可能性が考えられる。したがって、地層および反射面の認定では、井内(2002)によるボーリング調査で確認されたテフラ(K-Ah, U-0ki, AT)の深度を基準に、本調査で確認されたAOK15-1～AOK15-3 コアのテフラの深度を比較し、位置合わせを行った(図1 3のLine1(2006)測線)。表層付近の地層については平成17年度のピストンコアリング調査の結果を使用した(地震調査委員会, 2005)。平成17年度の年代測定結果については、年代較正プログラムOxCal4.2を使用しIntCal13(Reimer et al., 2013)の暦年較正モデルに再較正を行った。

解析の結果、中央部断層崖直下で最近1.2万年間に少なくとも8回、東部バルジ直下で1.8万年前以降に4回の地震(断層活動)イベントが確認された(図1 2～1 4)。Oxcalプログラムで構築した各コアの堆積曲線による内挿計算結果から、中央部断層崖直下のイベント年代は下位より、10290～10210年前、9490～9340年前、7620～7350年前、5750～5330年前、4090～3420年前、2780～2450年前、2210～2030年前、1710～1520年前となる。平均繰り返し間隔は約1350年となる。また、東部バルジ直下のイベント年代は下位より、17750～17520年前、15620～15430年前、10440～10030年前、7740～6690年前となる。4回の平均繰り返し間隔は約3650年である(表4, 図1 5)。

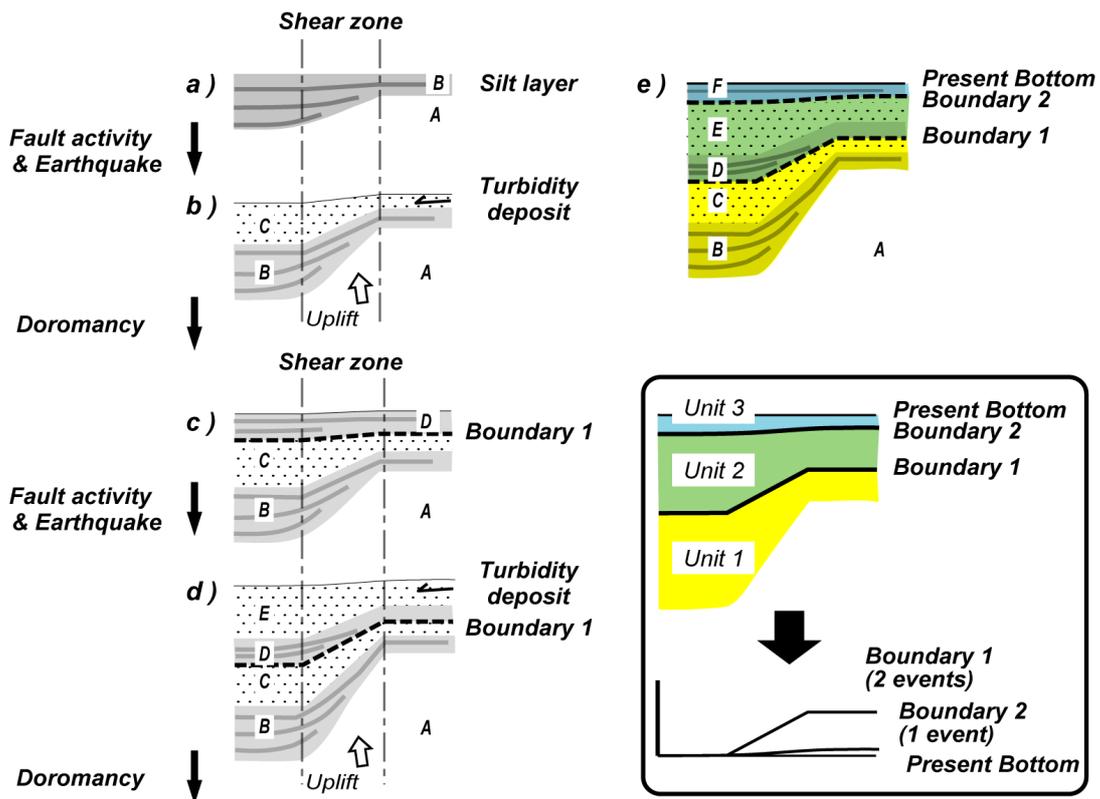


図 1 1 イベント反射面の認定法の概念図

2回の地震（断層活動）における活動期～静穏期のサイクルに伴う地層の変形とタービダイトの堆積過程を示す。

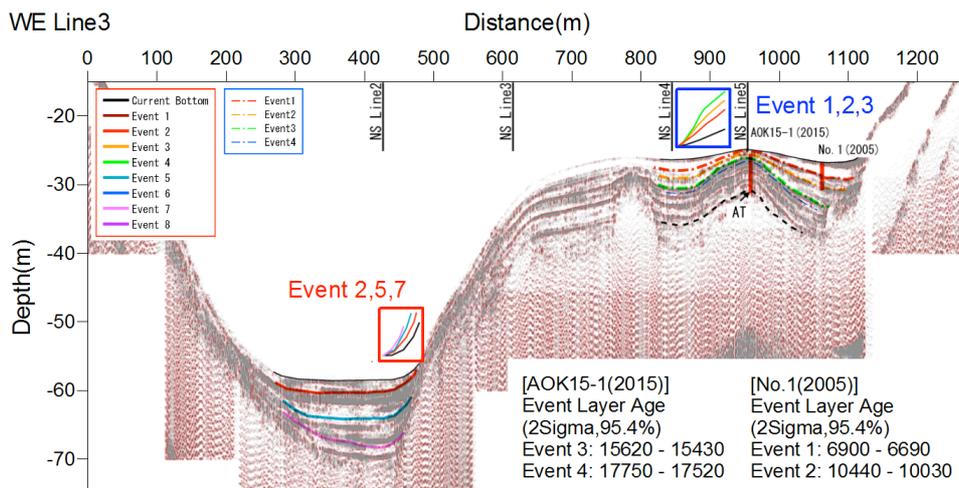
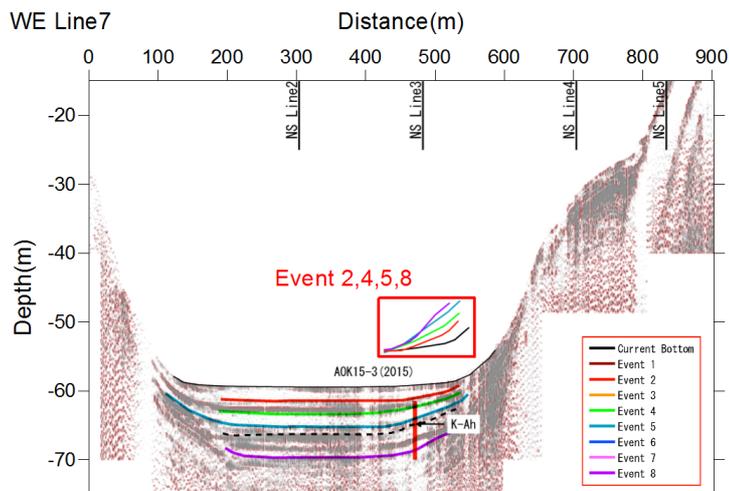
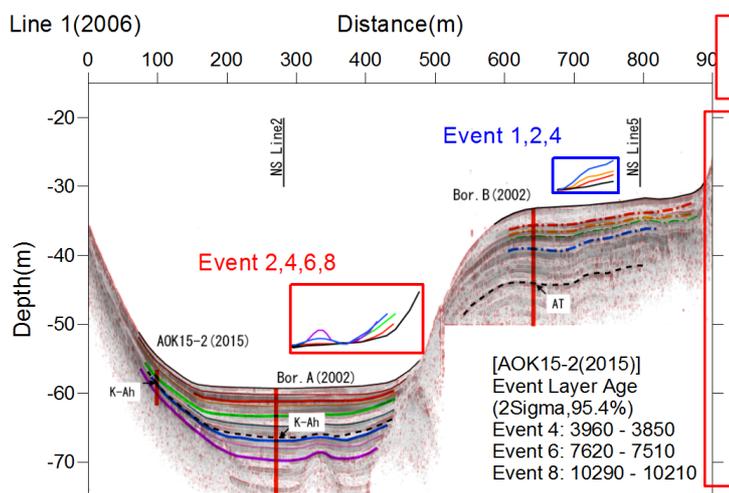


図 1 2 イベント反射面の認定結果とコアリング調査地点のイベント反射面年代 (WE Line3 測線)

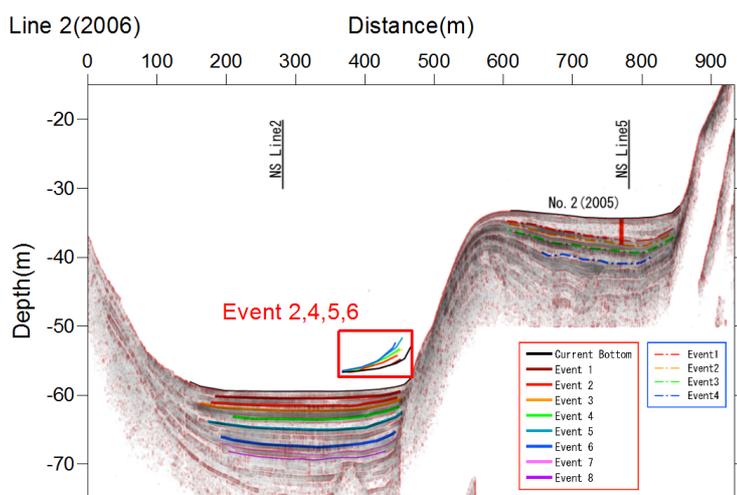
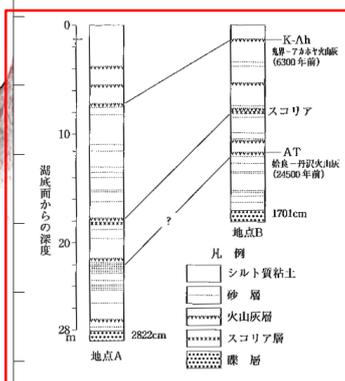
各音波探査の測線位置は図 1 を参照。



[AOK15-3(2015)]
 Event Layer Age
 (2Sigma,95.4%)
 Event 4: 4040 - 3860
 Event 5: 5750 - 5640
 Event 6: 7470 - 7350
 Event 7: 9490 - 9340



井内(2002)ボーリング調査
 コア柱状図



[No.2(2005)]
 Event Layer Age
 (2Sigma,95.4%)
 Event 1: 7740 - 7570

図13 イベント反射面の認定結果とコアリング調査地点のイベント反射面年代
 (WE Line7測線、Line1 (2006) 測線、Line2 (2006) 測線)

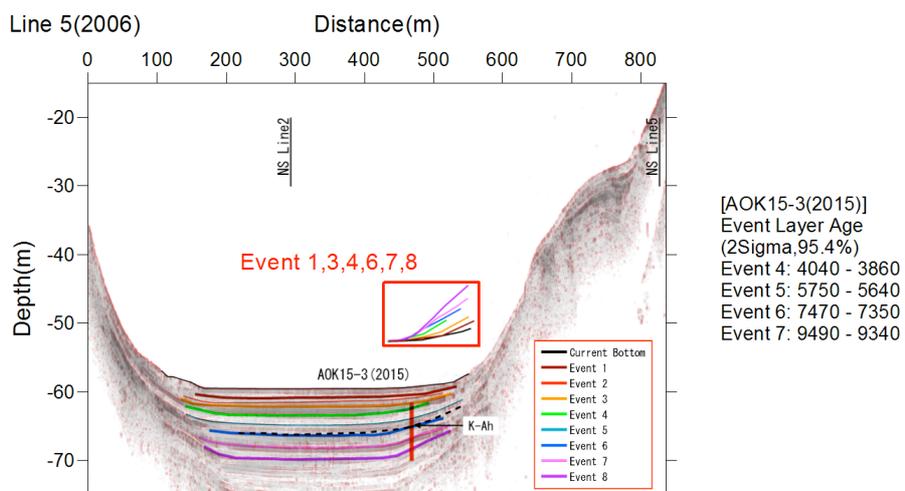
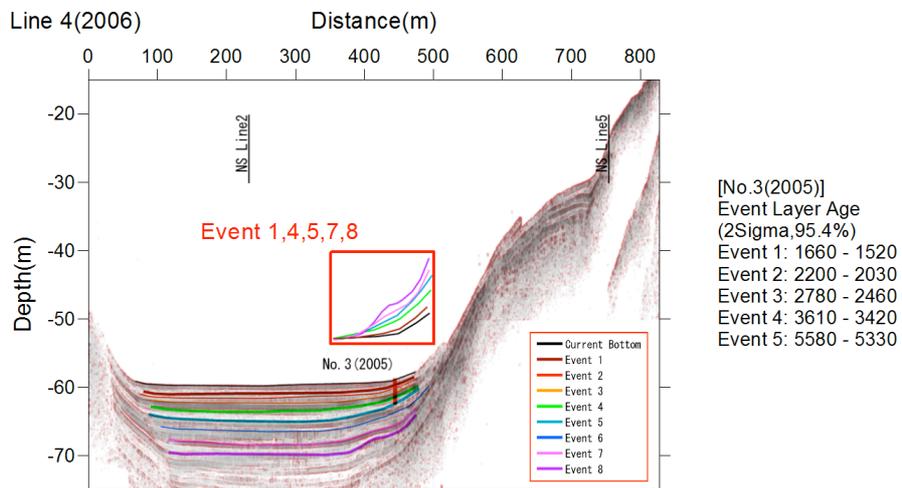
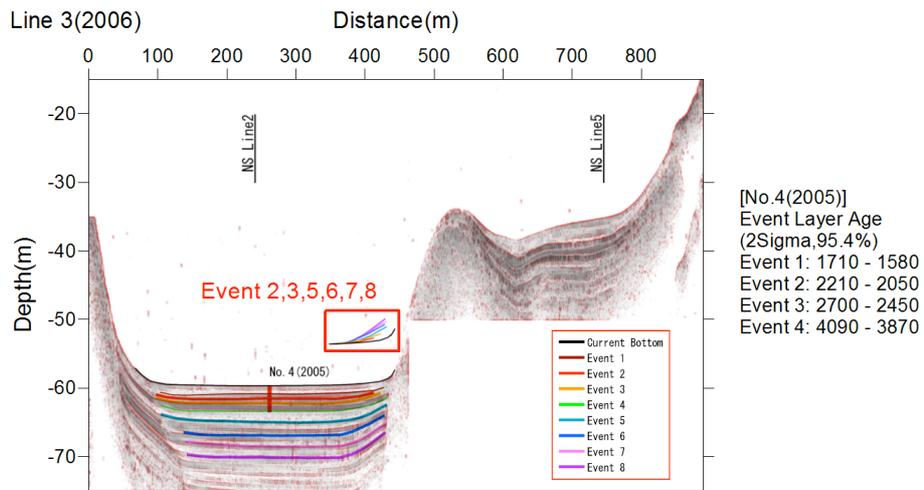


図14 イベント反射面の認定結果とコアリング調査地点のイベント反射面年代
(Line3 (2006) 測線、Line4 (2006) 測線、Line5 (2006) 測線)

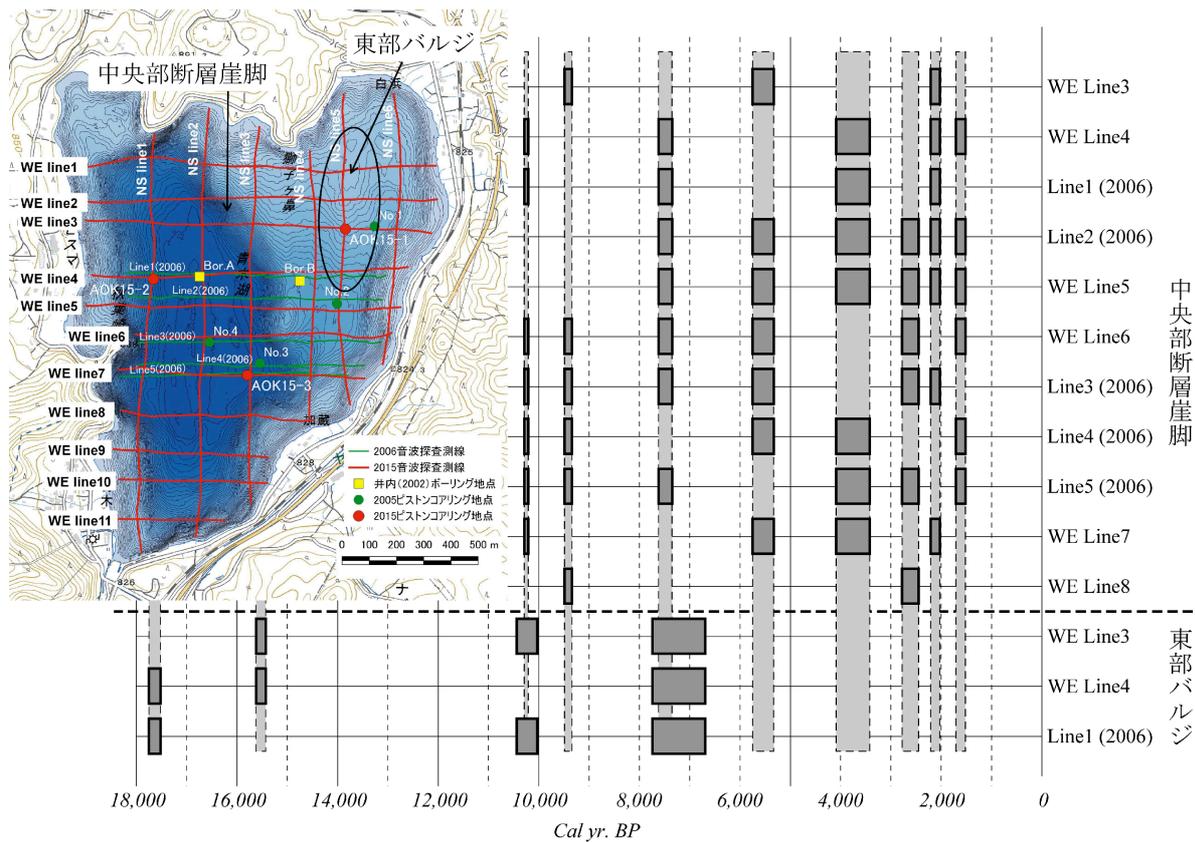


図 15 音波探査断面に基づく青木湖の地震（断層活動）イベントダイアグラム

表 4 イベント反射面の決定年代

【中央部断層崖脚 イベント反射面年代 (2σ)】

	No3(2005)	No4(2005)	AOK15-2	AOK15-3	Total
Event1	1,660 - 1,520	1,710 - 1,580			1,710 - 1,520
Event2	2,200 - 2,030	2,210 - 2,050			2,210 - 2,030
Event3	2,780 - 2,460	2,700 - 2,450			2,780 - 2,450
Event4	3,610 - 3,420	4,090 - 3,870	3,960 - 3,850	4,040 - 3,860	4,090 - 3,420
Event5	5,580 - 5,330			5,750 - 5,640	5,750 - 5,330
Event6			7,620 - 7,510	7,470 - 7,350	7,620 - 7,350
Event7				9,490 - 9,340	9,490 - 9,340
Event8			10,290 - 10,210		10,290 - 10,210

【東部バルジ イベント反射面年代 (2σ)】

	No1(2005)	No2(2005)	AOK15-1	Total
Event1	6,900 - 6,690	7,740 - 7,570		7,740 - 6,690
Event2	10,440 - 10,030			10,440 - 10,030
Event3			15,620 - 15,430	15,620 - 15,430
Event4			17,750 - 17,520	17,750 - 17,520

(c) 結論ならびに今後の課題

音波探査およびピストンコアリング調査から、青木湖における活構造の位置および音響層序における年代を把握することができた。それらのデータからイベント反射面の年代を推定した結果、最新活動時期は不明であるものの最近 1.2 万年間は平均すると 1350 年間隔であることがわかった。しかしながら、最近のイベント反射面の年代および平均繰り返し間隔より上記の歴史地震の記録が湖底表層付近に残されている可能性が示唆される。今後、表層付近の湖底堆積物の試料採取を実施することにより、歴史地震のイベント堆積物が確認されることが期待される。

(d) 引用文献

- 原口 強・吉永佑一・遠田晋次, 高分解能音波探査で明らかになった青木湖湖底の神城断層の形状, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, S141-P012, 2007.
- 井内美郎, 仁科三湖の地形と堆積物から見た糸-静岡線の活動像, 塚原弘昭(編)「地震と防災」, 信濃毎日新聞社, 89-106, 2002.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「糸魚川 - 静岡構造線断層帯における重点的な調査観測」成果報告書, <http://www.jishin.go.jp/main/>, 2005.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, B. C., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887, 2013.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T., and Suigetsu 2006 Project Members., Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, *Quaternary Science Reviews*, 67, 121-137, 2013.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ, 構造図11, 地質調査所, 1995.

4. 全体成果概要

本業務では、平成 26 年 11 月 22 日の長野県北部の地震 (M=6.7) (以後、平成 26 年長野県北部地震) の発生を受け、この地震の地震像解明と周辺の地殻活動状況の把握と糸魚川-静岡構造線断層帯 (以後、糸静線) 北部における地震規模および長期的な発生時期予測の向上を目的とした。以下に示す 2 つのサブテーマを設定し、調査観測研究を行った。

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等を解明するための航空レーザ測量・地殻変動解析・地震活動解析・反射法地震探査・湖底地形調査。

(2) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための群列ボーリング調査・トレンチ調査・音波探査・ピストンコアリング調査。

本業務は単年度実施であったため、既存の成果を最大限活用することを意識し、かつ各調査の連携を図りつつ調査を行った。以下に各調査の研究成果の概要を示す。

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査

・航空レーザ測量

地震断層の位置・性状と平成 26 年長野県北部地震の変位量の把握を行うため、航空レーザ計測および地震前の数値地形モデルを用いた差分解析を実施した。その結果、既に報告されている地震断層上にて明瞭な地震時変位が認められた。解析誤差を上回る有意な上下変位 (0.2 m 以上) は、長野県北安曇野郡白馬村塩島～堀之内で認められた。一方、上下変位が認められる範囲の南北延長部に東西方向の水平短縮が生じていることが示唆された。東西方向の水平短縮が生じている場所について、北延長部は姫川に沿って長野県北安曇野郡小谷村千国よりさらに北へ、南延長部は青木湖まで認められる。これらのことから、上下変位は塩島～堀之内間で生じ、地表踏査による地震断層出現区間と一致する。一方、上下変位を伴わないものの水平短縮が及ぶ範囲は地震断層出現区間を大幅に超え、千国～青木湖の南北約 20 km 以上となる。これら水平短縮が認められる区間は、干渉 SAR の結果や地震波インバージョン・余震分布による震源断層域とも調和的である。また本手法では、上下と水平 (南北・東西) の 3 成分に分離することで、より詳細な地震時変位の特徴を捉えることができた。

・地殻変動解析

GNSS 観測データの解析および合成開口レーダーの干渉解析により、平成 26 年長野県北部地震に伴う地殻変動の全容を明らかにした。震源付近では、最大で約 90cm の衛星視線方向変位や断層の地表変位に対応する地殻変動パターンを見出した。この地殻変動データを逆解析して断層モデルの推定を行った結果、この地震の主たる震源域は高角で東傾斜する逆断層であり、地表付近では低角の逆断層に破壊が伝播したというモデルで説明可能であることがわかった。従来、地震間の地殻変動分布からは、神城断層では低角の断層が深さ 2.5km 付近までクリープしていると考えていたが、今回の地震はこのクリープしている断層で区切られた下盤内で破壊を開始しており、その準備過程を地表付近の観測データから推定することは大変困難であると推測される。

・地震活動解析

2014年11月に発生した長野県北部の地震の発生前後の地震活動解析を実施した。絶対走時データに加えて、相対走時差データも使用してDD法を適用することで計1608個の地震を再決定し、震源断層の分布・形状を推定した。

・反射法地震探査

長野県北安曇郡白馬村三日市場および堀之内を通り平成26年長野県北部地震により出現した地表地震断層、従来から指摘されていた糸静線活断層帯北部の神城断層、その東側に位置する大峰帯、この3つの構造を横断する約4.2kmの測線において、反射法地震探査を実施した。得られたデータを詳細に解析および解釈し、平成26年長野県北部地震に伴う地表地震断層位置よりもさらに西側の地表下100m程度に先端を持つ糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層と考えられる東傾斜の活断層の可能性を明らかにした。この活断層は、地表下100~450mまでは約30°の東傾斜であるが、地表下450m付近ではほぼ水平なジオメトリへと変化し、2014年の地表地震断層および既知の神城断層の深部延長と地下約450mで収斂すると考えられる。そして、さらに深部へ約30°の傾斜で連続するとみられる。また、測線東部では、小谷-中山断層が約65°の東傾斜で深部に連続していることから、糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層は、小谷-中山断層とも地下2km程度で収斂すると考えられる。

・湖底地形調査

平成26年長野県北部地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、湖底地形調査を実施した。まず、地表地震断層の有無を検討するためにサイドスキャンソナーを用いた地形計測を行い、さらに地震前の湖底地形との比較(差分)を行い、地震に伴う変位の有無を検討した。その結果、測深機器の分解能・検出限界を超える有意な地表地震断層は湖底には現れておらず、差分結果においても断層変位に伴うと考えられる変位は認められなかった。このことから、平成26年長野県北部地震の際には青木湖に位置する活断層は地表に有意な変位を与えていないと推定される。

(2) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

・群列ボーリング調査

神城断層上盤側で断層を貫く掘削長40mおよび45mの2本のボーリングコアを掘削し、CT画像撮影、岩相・傾斜の記載および¹⁴C年代測定を行った。掘削したコア試料の層序と年代と既報の地下層序を用いて神城断層近傍における極浅層部の地下地質・地下形状を把握した。その結果、古い地層ほど上下変位量が大きく、変位の累積を確認することができた。また、コア堆積物の岩相や傾斜の明瞭な変化を示す層準と¹⁴C年代測定値に基づいて2本のコアの断層位置を推定した。断層は30°程度の傾斜を有し、表層付近で低角化することが推定できた。さらに、断層変位基準となる地層の年代と上盤側と下盤側での比高に基づき、神城断層の過去1~3万年間の上下変位速度を推定した。過去1万年間の上下変位

速度は 1.2～1.4 mm/年、過去 2 万 5 千～3 万年間の上下変位速度は 1.6 mm/年以上と見積もられた。

・トレンチ調査

平成 26 年長野県北部地震の地表地震断層の 2 個所でトレンチ掘削調査を実施した。北部の大出地点では、逆向き低断層崖の低下側にトラップされた細粒堆積物に低位段丘構成礫層が衝上する断層が露出した。壁面観察と年代測定の結果、1,500 年前～1,200 年以降に平成 26 年地震を含めて 3 回～4 回の断層活動が認められた。南部の飯田地点では、完新世の扇状地性堆積物と 400 年前以降の姫川の河川性堆積物を切断する断層帯が露出し、5,300 年前～2,500 年前以降 5 回の地震イベントが見いだされた。両地点とも平均活動間隔は 1,000 年を下回る可能性がある。平成 26 年長野県北部地震に先行する活動は、両地点ともに 300 年前以降に発生しており、歴史地震等を考慮すると、1714 年（正徳 4 年）の小谷地震（M6 1/4）である可能性が高い。その場合、最近 2 回の活動間隔は 300 年となり、上記の平均活動間隔よりも有意に短い。古地震時の変位量に関しては、大出地点では平成 26 年地震では撓曲変形のみであったのに対し、先行する断層活動では露出範囲で上下 1 m 以上の断層変位が確認された。2014 年地震では航空レーザ計測差分解析から 80cm の上下変位とわかっており、同等かそれ以上であったと考えられる。飯田地点でも平成 26 年長野県北部地震と同等かそれ以上の地震時変位量の証拠が断片的に露出した。これらのことから、神城断層の活動間隔と変位量は一定ではなく、変動していることも考えられる。現時点のデータからは、2014 年地震は地表変位を生じる地震としては最小規模のものであった可能性が高い。

・音波探査・ピストンコアリング調査

神城断層が分布する青木湖において、湖域の活構造の把握および過去の地震活動を検出するために音波探査とピストンコアリング調査を行った。その結果、音波探査断面では累積的な断層変位が認められ、ピストンコアリングでは湖成堆積物中にイベント堆積物（テフラ、タービダイト）が認められた。これらデータを組み合わせて、湖域内の反射断面に年代値を与えて、音波探査断面で読み取れる変形イベントの活動時期を推定した。得られた変形イベントは 1.2 万年間で少なくとも 8 回あり、その平均的な活動間隔は約 1350 年となった。ただし、最近数回は短い活動間隔（1000 年未満）を示している。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., Toda, S.	The first surface - rupturing earthquake in 20 years on a HERP active fault is not characteristic: The 2014 Mw 6.2 Nagano event along the northern Itoigawa - Shizuoka Tectonic Line	Seismological Research Letters, 86, 1287 - 1370.	平成 27 年 9 月発行
石村大輔・ 岡田真介・ 丹羽雄一・ 遠田晋次	2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 (Mw6.2) によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状	活断層研究, 43, 95 - 108.	平成 27 年 9 月発行
石村大輔・ 遠田晋次・ 向山 栄・ 本間信一	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	日本活断層学会秋季学術大会 (岡山県岡山市)	平成 27 年 11 月 27 日
Toda, S., Ishimura, D., Mukoyama, S., Homma, S., Niwa, Y.	Coseismic fault zone deformation caused by the 2014 Mw=6.2 Nagano-ken-hokubu, Japan, earthquake on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line revealed with differential LiDAR	AGU fall meeting (アメリカ・サンフランシスコ)	平成 27 年 12 月 18 日
石村大輔・ 遠田晋次・ 向山 栄・ 本間信一	LiDAR 差分解析による 2014 年長野県北部地震の地表地震断層と変位量分布	日本地球惑星科学連合大会 (千葉県千葉市)	平成 28 年 5 月 23 日
岡田真介・ 松多信尚・ 小鹿浩太・ 川崎悠介・ 松原由和・ 遠田晋次	2014 年長野県北部の地震 (Mw 6.2) の地表地震断層を横切る反射法地震探査	日本地球惑星科学連合大会 (千葉県千葉市)	平成 28 年 5 月 23 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし

(2) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
遠田晋次・ 石村大輔・ 奥村晃史・ 丹羽雄一・ 森 良樹・ 小俣雅志・ 山崎 誠	糸魚川-静岡構造線活断層系神 城断層 2014 年地震断層のトレ ンチ調査報告	日本地球惑星科学連合大会 (千葉県千葉市)	平成 28 年 5 月 23 日
丹羽雄一・ 遠田晋次・ 石村大輔・ 森 良樹・ 小俣雅志	ボーリング調査による糸魚川- 静岡構造線活断層系・神城断層 の上下変位速度の再検討	日本地球惑星科学連合大会 (千葉県千葉市)	平成 28 年 5 月 23 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし
- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし

6. むすび

平成 26 年 11 月 22 日に発生した長野県北部の地震 (M=6.7) (以後、平成 26 年長野県北部地震)の発生を受け、「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)」を 1 カ年計画で実施した。

本調査観測の目的は、平成 26 年長野県北部地震の地震像解明と周辺の地殻活動状況の把握と糸魚川-静岡構造線断層帯(以後、糸静線)北部における地震規模および長期的な発生時期予測の向上である。糸静線は、これまでの地震評価において今後 30 年間に M8 超の大地震が発生する確率が大きいとされており、平成 17~21 年度の「糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測」をはじめとしてこれまでも調査観測が行われてきた。これらの既往研究の成果を最大限に活用しながら調査研究を進め、最終成果として以下のようにとりまとめた。

活断層の詳細位置や形状に関するサブテーマ 1 では、航空レーザ測量・地殻変動解析・地震活動解析・反射法地震探査・湖底地形調査を実施した。航空レーザ計測および地震前の数値地形モデルを用いた差分解析から、地表踏査による 2014 年地震時の地震断層出現区間と一致する上下変位を検出するとともに、上下変位は伴わないものの、水平短縮が及ぶ範囲が地震断層出現区間よりも広範囲で認められることを示した。地殻変動解析では、GNSS 観測データおよび合成開口レーダーの解析に基づいて震源付近における最大約 90cm の衛星視線方向変位や断層の地表変位に対応する地殻変動パターンを見出した。この地殻変動データを逆解析して断層モデルの推定を行った結果、この地震の主たる震源域は高角で東傾斜する逆断層であり、地表付近では低角の逆断層に破壊が伝播したとみられることがわかった。地震活動解析では、絶対走時データに加えて相対走時差データも使用して計 1608 個の地震を再決定し、震源断層の分布・形状を推定した。反射法地震探査では、2014 年の地表地震断層よりもさらに西側の地表下 100 m 程度に先端を持つ糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層と考えられる東傾斜の活断層の可能性を明らかにした。この断層は、014 年の地表地震断層および既知の神城断層の深部延長と地下約 450 m で収斂すると考えられる。さらに、糸魚川-静岡構造線活断層帯北部の主断層は、小谷-中山断層とも地下 2 km 程度で収斂するとみられる。

断層活動履歴や平均変位速度の解明のためのサブテーマ 2 では、群列ボーリング調査・トレンチ調査・音波探査・ピストンコアリング調査を実施した。神城断層上盤側で実施したボーリング調査と既存の表層地質との対比からは、同断層の最近 1 万年間の上下変位速度が 1.2~1.4 mm/年と推定された。2014 年地震の際に地表地震断層が出現した区間のうち、2 箇所で行ったトレンチ調査からは、完新世後期に複数の断層活動が生じたこと、および、平均活動間隔が 1,000 年を下回る可能性が示された。また、平成 26 年長野県北部地震に先行する活動が 1714 年(正徳 4 年)の小谷地震 (M6 1/4) である可能性が高いこともわかった。古地震時変位量なども検討した結果、神城断層の活動間隔と変位量は一定ではなく有意に変動している可能性があり、2014 年地震は地表変位を生じる地震としては最小規模のものであったと考えられる。青木湖で実施した音波探査・ピストンコアリングでは 1 万 2 千年間で少なくとも 8 回の変形イベントがあり、その平均的な活動間隔は約 1350 年となることが示された。

本業務は1年間という非常に短い期間ではあったものの、活断層の詳細位置や形状、断層の活動履歴や変位速度に関する有意義な知見を蓄積できたと考えている。例えば、航空レーザ計測と地震前の数値地形モデルを用いた差分解析による地表変位の検出は、地表踏査で推定した地表地震断層の位置や変位量に関する知見を補強するだけでなく、地表踏査では把握できなかった地表変位の検出にも有効であることが示された。また、従来、神城断層では平均活動間隔が1000年～2000年程度とされていたものの、今回新たに行ったトレンチ調査によって発生間隔のゆらぎを示唆するデータが得られた。このことは、長期的な地震発生予測評価において重要であると考えられる。

最後になりましたが、本調査研究を進めるにあたって、対象地域である長野県北安曇郡白馬村をはじめとする各自治体の皆様には調査観測に際して様々な便宜を図っていただきました。改めてお礼申し上げます。

7. 全体会合

7. 1 活動報告

「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）」第1回全体会合
議事概要

日時 平成27年10月8日(木) 13時30分～16時30分

場所 東北大学災害科学国際研究所 2階 演習室A

- 議事
1. 全体概要説明
 2. 平成26年長野県北部の地震
 - 1) 地震活動
 - 2) 地表地震断層
 - 3) 糸静線活断層系の古地震研究のレビュー
 3. 先行研究のレビューと調査観測計画
 - 1) 地震活動
 - 2) 地殻変動
 - 3) 航空レーザ計測
 - 4) トレンチ・ボーリング調査
 - 5) 青木湖の探査
 - 6) 反射法地震探査
 4. 総合討論

「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）」第2回全体会合
議事概要

日時 平成28年2月15日(月) 13時30分～16時40分

場所 東京大学地震研究所 1号館3階 事務会議室A

- 議事
1. 全体概要説明
 2. 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査
 - 1) 航空レーザ測量
 - 2) 地震活動および地殻変動解析
 - 3) 反射法地震探査
 3. 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測
 - 1) 群列ボーリング調査
 - 2) トレンチ掘削調査
 - 3) 音波探査・ビストンコアリング
 4. 総合討論

7. 2 会合出席者

第1回会合

○委託機関もしくは業務協力機関の研究者

国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次	(研究代表者)
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	石村 大輔	
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	丹羽 雄一	
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	岡田 真介	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	岡田 知己	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	太田 雄策	
国立大学法人東京大学地震研究所	酒井 慎一	
国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科	加藤 愛太郎	
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	原口 強	
国立大学法人広島大学大学院文学研究科	奥村 晃史	

○オブザーバー

文部科学省研究開発局 地震・防災研究課 (委託元)

第2回会合

○委託機関もしくは業務協力機関の研究者

国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次	(研究代表者)
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	石村 大輔	
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	丹羽 雄一	
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	岡田 真介	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	太田 雄策	
国立大学法人東京大学地震研究所	酒井 慎一	
国立大学法人名古屋大学減災連携研究センター	鷺谷 威	
国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科	加藤 愛太郎	
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	原口 強	
国立大学法人広島大学大学院文学研究科	奥村 晃史	

○外部有識者

公立大学法人首都大学東京 大学院都市環境科学研究科	山崎 晴雄	
国立研究開発法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	丸山 正	

○オブザーバー

文部科学省研究開発局 地震・防災研究課 (委託元)