シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」
及び
日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会

講演予稿集

PROGRAMME and ABSTRACTS

Symposium on behavior of inland active faults and seismicity/crustal movements associated with the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

and

JSAF 2011 FALL MEETING

2011 年 11 月 25 日～26 日

千葉大学

日本活断層学会

Japanese Society for Active Fault Studies

2011 年 11 月 14 日発行

発行　日本活断層学会

事務局　〒464-8601　名古屋市千種区不老町
名古屋大学大学院環境学研究科気付
Tel: 052-747-6448, Fax: 052-788-6039
E-mail: danso@seis.nagoya-u.ac.jp
http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/

©Japanese Society for Active Fault Studies 2011
（無断転載，複写を禁ず）

シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」

講演予稿集

PROGRAMME and ABSTRACTS

Symposium on behavior of inland active faults and seismicity/crustal movements associated with the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

2011 年 11 月 25 日

千葉大学

主催：日本活断層学会
後援：社団法人日本地震学会・日本地震工学会

Japanese Society for Active Fault Studies
in cooperation with
The Seismological Society of Japan
and
Japan Association for Earthquake Engineering

シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」

（主催：日本活断層学会，後援：社団法人日本地震学会・日本地震工学会）

プログラム

11 月 25 日（千葉大学けやき会館１階大ホール）

司会：吾妻　崇
（日本活断層学会 東北地方太平洋沖地震に関連した地震活動・地表地震断層の評価に関する検討専門委員会 委員長）

13:30-13:40　オーガナイザー趣旨説明
宮内崇裕（千葉大学）
杉山雄一・吾妻　崇（産業技術総合研究所）

13:40-15:10　S1　福島県浜通りに発生した余震活動と地震断層

13:40-14:10　S1-1　福島県浜通り地震で活動した井戸沢断層・湯ノ岳断層の断層変位地形と活動履歴
○堤　浩之（京都大学）・遠田晋次（京都大学）

14:10-14:40　S1-2　2011 年福島県浜通りの地震で塩ノ平断層・湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の特性
○粟田泰夫・丸山　正・吾妻　崇・斎藤英二・楮原京子
杉山雄一・吉岡敏和・谷口　薫・安藤亮輔・吉見雅行
林田拓己（産業技術総合研究所）・斎藤　勝（ダイヤコンサルタント）

14:40-15:10　S1-3　2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に福島県浜通り周辺で活発化した正断層地震の発生原因
今西和俊（産業技術総合研究所）

15:10-15:30　休 憩

15:30-16:00　S2　3 月 12 日長野県・新潟県県境付近の地震に伴う地変と被災の状況
○松多信尚（名古屋大学）・廣内大助（信州大学）
杉戸信彦（名古屋大学）・竹下欣宏（信州大学）

16:00-16:30　S3　本震前後の地殻応力変化と地震応答，活断層への影響
遠田晋次（京都大学）

16:30-17:00　S4　GPS・SAR からみた余効変動と余震による地殻変動
今給黎哲郎（国土地理院）

17:00-17:50　総合討論

18:00-20:00　懇親会（千葉大学けやき会館内 レストラン「コルザ」）

13:00-　一般研究発表ポスター展示（けやき会館２階展示ホールほか），断層百景フォトコンテスト写真展示（けやき会館１階大ホール前エントランスホール）

福島県浜通り地震で活動した井戸沢断層・湯ノ岳断層の断層変位地形と活動履歴

○堤　浩之（京都大学理学研究科）・遠田晋次（京都大学防災研究所）

Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Itozawa and Yunodake faults reactivated during the April 11, 2011 earthquake at Iwaki City, Fukushima Prefecture

°Hiroyuki Tsutsumi and Shinji Toda

はじめに

2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）では，長さ約 500km・幅約 200km のプレート境界が破壊した．この地震は東北日本の応力状態を大きく変え，いくつかの地域で，誘発地殻内地震が多発している（Toda et al., 2011, EPS），福島県南東部のいわき市周辺も，3 月の地震後に地殻内地震活動が活発になった地域であり，ほとんどの地震が東西あるいは北東－南西方向の T 軸を持つ正断層型の地震であることが特徴的である．4 月 11 日には，いわき市直下で Mw6.6 の正断層型の地震が発生し，活断層研究会編（1991）や中田・今泉編（2002）で確実度 II あるいは推定活断層とされていた井戸沢断層（あるいは塩ノ平断層，石山ほか，2011，地震研究所 HP）や湯ノ岳断層に沿って明瞭な地震断層が現れた．これらの地震断層については多くの機関が調査を行い，その結果がホームページで公開されている（例えば，東京大学地震研究所，産総研活断層・地震研究センター，土木研究所など）．我々も数次にわたり現地調査を行い，現在も調査を継続中である．また 9 月には塩ノ平地震断層上でトレンチ掘削調査を行い，ひとつ前の断層活動の痕跡を見いだした．

地震断層の詳細については，本シンポジウムで粟田ほか（2011）によって紹介される予定である．本発表では，湯ノ岳断層や塩ノ平断層の変位地形や活動履歴を中心に紹介する．

地震断層の概要と断層変位地形

InSAR の解析によると，4 月の地震では並走する湯ノ岳断層・井戸沢断層・塩ノ平断層が破壊したと考えられている（福島ほか，2011，地震学会予稿集）．このうち，湯ノ岳断層と塩ノ平断層に沿って明瞭な地震断層が現れたが，井戸沢断層に沿っては道路の亀裂が断片的に出現したのみである．湯ノ岳断層と塩ノ平断層に沿って出現した地震断層は，共に長さ約 15km であった．断層変位は西側低下の上下変位が卓越し，最大上下変位量は湯ノ岳断層で約 80cm，塩ノ平断層で約 2m である．湯ノ岳断層に沿っては系統的な左横ずれ変位が観察されるが，その量は上下変位の 1/5 以下である．塩ノ平断層に沿っては，南半部で右横ずれ，北半部で左横ずれ変位が確認できるが，これは正断層変位に伴う見かけの変位であると解釈される．

湯ノ岳断層は，いわき市遠野町入遠野からいわき市常磐藤原町まで，N60°W の方向に

ほぼ直線的にのびることが空中写真判読で確認できる．地震断層は，常磐自動車道の南東にも現れたが，この部分には断層変位地形は認められない．湯ノ岳断層は，白亜系阿武隈変成岩や花崗岩類からなる北東側の山地と中新統堆積岩類からなる南西側の丘陵との地形・地質境界をなす．湯ノ岳断層は 2 条の断層トレースからなる．南東側のトレースは，山地と丘陵の地形境界に沿って常磐藤原町から遠野町上根本付近まで約 10km にわたって認められる．上根本付近では，河谷の系統的な左屈曲が認められる．南東側のトレースから 250m 以内を並走する北西側のトレースは，上根本から入遠野まで約 4km にわたって鞍部列や分離丘，河谷の左屈曲などの変位地形に基づき認定される．塩ノ平断層は，いわき市田人町石住から田人町南太平まで約 14km にわたって確認できる．断層トレースは直線的で，西向き（逆向き）低断層崖や鞍部列は明瞭であるが，沖積面に明瞭な変動崖を認めることはできない．また湯ノ岳断層と異なり，河谷の系統的な屈曲は認められない．

両断層に沿って出現した地震断層の断層面は，高角度で西～南西傾斜している．塩ノ平断層は西落ちの低断層崖で特徴付けられ，また湯ノ岳断層は南西側に地形の低所が位置する．よって 4 月 11 日の地震では，これらの高角西傾斜正断層が，3 月 11 日の地震により（一時的に？）もたらされた東西伸張の応力場のもとで再活動したと考えられる．

活動履歴

塩ノ平断層の活動履歴を明らかにするために，いわき市田人町黒田字掛橋の別当川南岸で，地震断層を横切るトレンチ掘削調査を行った．この地点では，農業用水路が西落ちに 1.2m，右ずれに 35cm 変位している．地震前には平坦な水田であった．長さ約 15m，幅約 7m，深さ約 3.5m のトレンチを掘削したところ，別当川が運んできた段丘礫層とそれを覆う細粒層（一部腐植質），およびそれらを変位させる高角度西傾斜の正断層が露出した．この断層は地表の開口割れ目の直下までのび，4 月の地震で活動した断層であることは確実であるが，断層面に沿った変位は 30～40cm であり出現した変動崖の高さ 1.2m と比べると著しく小さい．変位の大部分が地表の撓曲として表現されていることがわかる．断層の約 3m 西側の段丘礫層直上の砂～シルト層中に，開口割れ目とそれを埋めた堆積物が見いだされた．また反対側の壁面の同じ層準には，腐植質シルト層に挟まれた粗～中粒砂層が液状化して流動した痕跡が認められる．これらを最新活動のひとつ前の断層活動の痕跡であると解釈した．段丘礫層は 2 回の変位を受けているが，その上面の上下変位量は地表のそれよりも約 30cm 大きいだけであり，ひとつ前の地震時の上下変位量は 2011 年 4 月の地震に比べて有意に小さかったと考えられる．壁面から採取された試料の年代測定を現在進めており，発表当日はこれらの年代値も加えて塩ノ平断層の活動履歴について議論する．

謝辞

トレンチ掘削調査は，名古屋大学の杉戸信彦氏や京都大学の安田大剛氏との共同研究として実施し，調査に要した費用の一部には，京都大学防災研究所特別緊急共同研究経費（課題番号：23U-09）を使用した．掘削調査全般にわたり，(株)クレアリアにご協力いただいた．^{14}C 年代測定にあたっては，(株)加速器分析研究所にお世話になった．地震断層の現地調査の際には，京都大学の杉山達哉氏と安田大剛氏にお世話になった．記して謝意を表します．

S1-2

2011 年福島県浜通りの地震で塩ノ平断層・湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の特性

°粟田泰夫・丸山　正・吾妻　崇・斎藤英二・楮原京子・杉山雄一・吉岡敏和・谷口　薫・安藤亮輔・吉見雅行・林田拓己（産業技術総合研究所）・斎藤　勝（(株）ダイヤコンサルタント）

Surface ruptures along the Shionohira and Yunodake faults associated with a *Mw* 6.7 earthquake in 2011, southeastern Fukushima Prefecture

Yasuo Awata, Tadashi Maruyama, Takashi Azuma, Eiji Saito, Kyoko Kagohara, Yuichi Sugiyama, Toshikazu Yoshioka, Kaoru Taniguchi, Ryosuke Ando, Masayuki Yoshimi, Takumi Hayashida (Geol.Surv.Japan, AIST) and Masaru Saito (Dia Consultants Co.,Ltd.)

１．2011 年東北太平洋沖地震（*Mw* 9.0）に誘発された内陸地震

2011 年東北地方太平洋沖地震（*Mw* 9.0）に伴う地殻変動の影響は東北本州弧の内陸にも広く及んでおり，このため内陸の地震活動も大きな変化を受けている（Toda *et al.*, 2011）．茨城県北部から福島県浜通りかけての阿武隈山地の南東部では活発な正断層型の地震活動が誘発され，４月 11 日に発生した *Mw* 6.7 の最大規模の地震に伴って２条の地震断層が出現したことが確認された（阿南ほか，2011；黒澤ほか，2011 など）．演者らは，この地震断層について，変位ベクトルの分布を中心に詳しい現地調査を実施した（図 1，2）．

２．塩ノ平断層に沿う地震断層

塩ノ平断層（石山ほか，2011）に沿う地震断層は，いわき市遠野町入遠野貝那夫の西方（37° 3.96’N，140° 38.96’E）から田人町旅人付近（36° 56.93’N，140° 42.50’E）まで伸び，その長さは端点間距離で 14.2 km，走向は北端部（N40° W 程度）を除いて N20° W 程度であり，横ずれを伴う西落ちの正断層であった．地震断層は，小規模な右ステップを繰り返しながらもほぼ連続的に伸びるが，中央部の塩ノ平付近においては長さ 1 km・最大幅 0.3 km の右ステップを示し，北側の長さ約 9km と南側の長さ約 6 km の２つのセグメントに分けられる．

地震断層に沿った変位量は，断層主部の約 12km 区間では鉛直変位量が約 0.7-2.2 m（ネット）であり，北端から約 9km で最大値を示し，これより南北両側に向かって次第に減少する．また，北端から約 1.2km 付近と南端から約 1km 付近では，それぞれ鉛直変位量が急減し，0.2 m 程度以下となって末端に至る．変位ベクトルの向きは方位角が 240-260° 程度と揃っているが，北端部では 200-210° 程度，南端部では 280-310° 程度に変化し，全体としてすべり方位

が断層上盤（断層西側ブロック）中央部に向かって収束する傾向を示す．このため，断層変位は北部では左横ずれ，南部では右横ずれの走向成分を伴う．なお，断層線がステップオーバーする塩ノ平付近では，局所的に，北セグメントの南端部では右横ずれ，南セグメントの北端部では左横ずれとなっている．変位ベクトルの伏角は，断層面の傾斜が 70-80° W もしくはそれ以上と高角度であり，鉛直成分に比べて横ずれ成分（0.5 m 程度以下）や水平伸張成分（0.6 m 程度以下）が小さいことから高角度と推定される．一部の地点では変位ベクトルの伏角として約 60-80° が計測できた．

地震断層のうち南セグメントは，活断層研究会編（1991）が確実度Ⅱ-Ⅲ，あるいは中田・今泉編（2002）が推定として図示した活断層の北半部と概ね一致する．しかし，北セグメントに沿っては活断層が認知されていなかった．石山ほか（2011）は，本地震断層とさらに南方に続く活断層をあわせて塩ノ平断層と仮称した．

塩ノ平断層の東側 1-2 km に並走して井戸沢断層（渡辺・佐藤，1950；加納ほか，1973）が延びており，活断層研究会編（1991）はその内の 10km 区間を確実度Ⅱの活断層（井戸沢断層）として記載している．広義の井戸沢断層の北端付近にあたる遠野町入遠野越台の南方（37° 3.22’ N, 140° 41.60’ E）では，数 cm 以下の右ずれと西落ちの変位を伴う NE-SW 走向の地震断層が発見された．しかし，井戸沢断層に沿ってはこれ以外の地震断層は確認されていない．

３．湯ノ岳断層・藤原断層に沿う地震断層

湯ノ岳断層（須貝ほか，1957；加納ほか，1973）および藤原断層（須貝ほか，1957）に沿う地震断層は，いわき市遠野町入遠野白鳥付近（37° 3.94’ N, 140° 38.68’ E）から常磐藤原町礼堂付近（36° 59.16’ N, 140° 49.91’ E）まで伸び，その長さは端点間距離で 15.6 km，走向は N60° W 程度であり，左横ずれを伴う南西落ちの正断層であった．地震断層は概ね連続的に伸びるが，南東部では，主断層に長さ約 0.8 km のギャップが認められる．ギャップの北西端と南東端付近からは，それぞれ長さ 1km 前後の 2 条の副断層が北東方向に派生しており，副断層と主断層に挟まれたブロックは相対的な凹地となっている．

地震断層に沿った変位量は断層主部の約 10km 区間では約 0.5-0.75cm（ネット）であり，断層北西部の約 4-5km 区間では徐々に，また南東部の約 1km 区間では急に変位量が減少する．変位量の鉛直成分および水平成分も，同様の分布パターンを示す．変位ベクトルの向きは方位角が 195° 程度と揃っているが，南東端では 150° 程度に変化して左横ずれ成分がやや大きくなる．また，伏角は一般に 30-60° 程度であるが，南東端では 50-80° 程度と急になる．

地震断層は，既知の地質断層である湯ノ岳・藤原断層など（須貝ほか，1957；加納ほか，1973）にほぼ一致して出現している．中田・今泉編（2002）による活断層とは，北西部の約 2.5 km 区間でほぼ一致するが，中部の約 7 km 区間ではその北東側 250-500 m 付近の山麓線に沿って並走している．また，地震断層の中央付近から南東へ 6km 区間では，活断層研究会

編（1991）が活動度 B 級の活断層を認定していた．しかし，南東部の藤原断層に沿った約 3km 区間では活断層は認知されていなかった．

４．地震断層の特徴

２条の地震断層は約 40° の夾角をなして「ハ」の字型に分布し，いずれも同程度の長さの西落ち正断層で，変位ベクトルの方位角は SSW-SW が卓越する．また，断層に沿った変位量は，いずれも南東あるいは南寄りで大きくなる非対称で山型の分布パターンを示す(図 2)．一方，地震断層の長さに対する変位量の比は，塩ノ平断層に沿う地震断層の方が湯ノ岳断層などに沿う地震断層よりも３倍程度大きく，両地震断層の変位ベクトルの伏角にも顕著な違いが認められる．このような地震断層の類似性と差違から，東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動によって誘発された正断層群のうち，十分な応力を蓄積していた塩ノ平断層が最初に固有規模の破壊をし，近接する湯ノ岳断層などが不十分な応力蓄積の状態で連動して破壊した，との仮説が考えられる．

引用文献

阿南修司・品川俊介・安元和己・脇坂安彦・江口貴弘（2011）4 月 11 日の余震でいわき市に出現した地表地震断層（第１報）．http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/0313/img/yoshin.pdf.

石山達也・佐藤比呂志・伊藤谷生・杉戸信彦・越後智雄・加藤直子・今泉俊文（2011）2011 年の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層，第２報．http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/#FukushimaNo2.

加納　博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川　寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤　茂・一色直記（1973）竹貫地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．地質調査所．109p.

活断層研究会編（1991）新編日本の活断層−分布図と資料−．東京大学出版会，437p.

黒澤英樹・佐藤ふみ・三輪敦志（2011）井戸沢断層沿いに出現した地表地震断層の現地調査報告．http://www.oyoene-db.com/web/topics_h_001.html.

中田 高・今泉俊文編（2002）活断層詳細デジタルマップ．東京大学出版会，2DVD-ROM，60p.

須貝貫二・松井　寛・佐藤　茂・喜多川庸二・佐々木実・宮下美智夫・河内英幸（1957）常磐炭田地質図ならびに説明書．日本炭田図Ⅰ，地質調査所，143p.

Toda, S., Lin, J. and Stain, R.S. (2011) Using the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space,* 63, 725-730.

渡辺久吉・佐藤源郎（1950）7万5千分の1地質図幅（第二版），地質調査所.

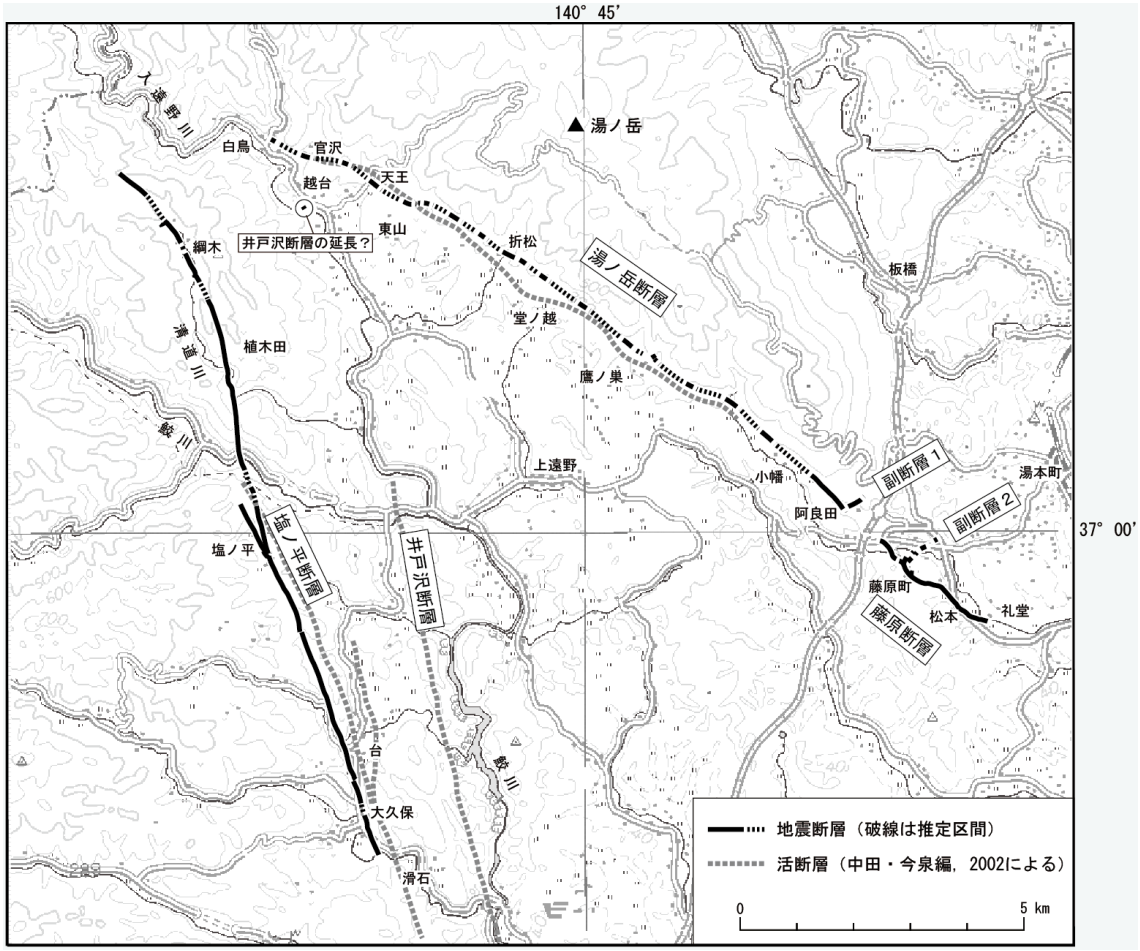


図１　2011 年福島県浜通りの地震に伴って出現した地震断層および既知の活断層の分布
基図は国土地理院発行の数値地図 200000「白河」を使用.

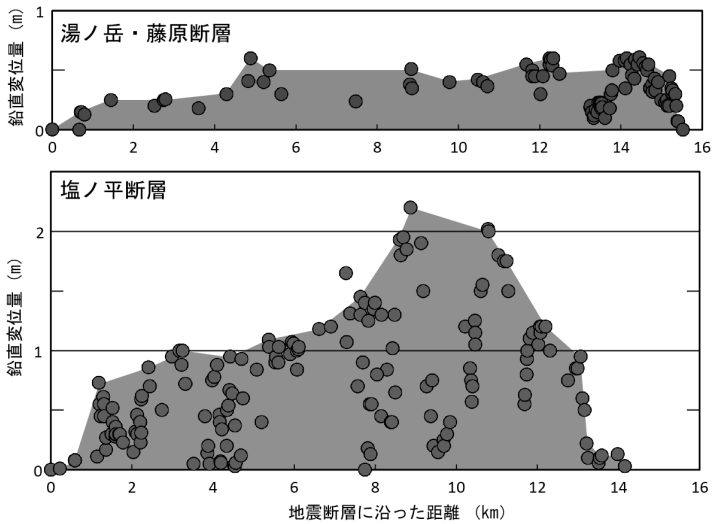


図２　塩ノ平断層および湯ノ岳・藤原断層に沿って出現した地震断層の鉛直変位量分布
距離は，地震断層の北西端から計測.

S1-3

2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に福島県浜通り周辺で活発化した正断層地震の発生原因

今西和俊(産業技術総合研究所)

A generation mechanism of normal-faulting earthquakes in and around the Hamadori area, Fukushima Prefecture, activated after the 2011 Tohoku earthquake

Kazutoshi Imanishi (Geological Survey of Japan, AIST)

１．はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震（以後、東北地震と呼ぶ）の発生は日本列島陸域における地震活動にも大きな影響を与えた。誘発されたと思われる地震活動は広い範囲で観測されており、3 月 12 日の長野県北部（M6.7)、3 月 15 日の静岡県東部（M6.4)、4 月 11 日の福島県浜通り（M7.0）の地震など、M６を超える規模の大きな地震も発生している。中でも特異な活動は4月11日の福島県浜通りの地震を含む茨城県北部から福島県東部における地震活動である。この地域の地震活動は東北地震の発生以前はとても低調であったが、発生直後から深さ 15km 以浅で活動が活発化し、現在もその活動は収まる気配が無い。これらの地震のメカニズム解は東西もしくは北西―南東に引張軸を持つ正断層型であり、東西圧縮場と考えられている東北日本でこのような正断層地震が発生するのは極めて珍しい（図 1)。

プレート境界における逆断層すべりにより上盤側（陸域）は東側に引っ張られるため、陸域の広い範囲で正断層の応力変化が生じることは直感的に理解できる。このため、正断層地震の発生原因として、陸域の応力場が東北地震の発生により東西圧縮から東西引張へ逆転したというシナリオが考えられている（例えば、Kato et al., 2011)。しかし、平均的な地殻の圧縮応力は 100MPa 程度と推定されており（例えば、Townend, 2006)、応力場が逆転するためには、この圧縮応力を超える東西引張が必要となる。東北地震は非常に大きな地震であったとはいえ、本当にこのようなことが可能だったのであろうか？

本研究では、最初に東北地震による応力変化を定量的に計算し、応力場を逆転させることは難しいことを示す。次に地震発生前の微小地震解析に基づき、茨城県北部から福島県東部の領域は、もともと正断層場であったことを示す。これらの観測事実から、正断層場であった領域に東北地震による東西引張の応力変化が加わったことで正断層地震活動が活発化したというシナリオを新たに提案する。

２．　2011 年東北地方太平洋沖地震による応力変化

東北地震による陸域への影響を定量的に調べるために、断層すべり分布を与えて応力変化を計算した。計算は半無限均質媒質、剛性率 32GPa、ポアソン比 0.25 を仮定し、

Okada(1992)のプログラムを用いて行った。断層すべり分布については多くのモデルが提案されているが、本研究では代表的なモデルとして、遠地実体波を用いた Yagi (2011, available at http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/Tohoku/）のモデルを使用した。本研究で対象としている茨城県北部から福島県東部における応力変化量（差応力）に着目すると、概ね数 MPa の東西方向の引張力であった。これは変化量としては大きなものであるが、応力場を逆転させるほどではないと考えられる。

３．2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の応力場

本研究の対象地域である茨城県北部から福島県東部での地震活動はもともと低調であり、発生していた地震のマグニチュードも小さいものばかりであった。そのため、地震データからメカニズム解が決められることも無く、応力場は不明であった。そこで本研究では、2003 年から 2010 年の間に発生したマグニチュード 1.5 以上の地震データを見直し、最終的に 10 個の地震のメカニズム解を決めることができた。結果を図２に示すが、正断層型や横ずれ型の地震が卓越して発生していたことがわかる。応力テンソルインバージョン法により平均的な応力場を推定すると、北西―南東方向に引張軸を持つ正断層場という結果が得られた。このように、当該地域の応力場は予想に反して東北地震発生前から既に正断層場であったということが明らかになった。

４．正断層地震の発生原因

以上の結果から、正断層地震活動が活発化した原因として以下のシナリオが考えられる。（１）茨城県北部から福島県東部にかけての領域はもともと正断層場であった、（２）東北地震の発生により数 MPa 程度の東西引張の応力変化が加わった、（３）破壊強度を超えたことで正断層地震の活動が活発化した。

それでは、なぜ茨城県北部から福島県東部にかけての領域は正断層場になっていたのだろうか？これについては明確な回答は現状では持っていない。しかし、圧縮場において引張場が局在している観測事例はわずかであるが他地域でも存在する。山本ほか（2004）は北上山地において応力測定を行ったところ、南北もしくは北東―南西の引張場の特徴を示すことを報告している。海外に目を向けると、ニュージーランド北島の海岸付近で沈み込み方向に引張軸を持った地震が発生していることが報告されている（Reyners and McGinty, 1999）。また、チリ北部の海岸付近では、数多くの正断層や開口亀裂が確認されている（Loveless et al., 2010）。このような観測を説明するために、造構性侵食による前弧の沈降（von Huene et al., 1999）や海山の沈み込みに伴う上盤側の隆起（Reyners and McGinty, 1999）などのモデルが提案されている。その他にも、沈み込む海洋プレートの屈曲（Hashimoto and Matsu’ura, 2006）やプレート境界の固着による上盤側のプレートの屈曲（Turcotte and Schubert, 2002）によっても陸域に引張場を作り出すことができる。それぞれのモデルの妥当性を検証するためには、引張場を示す領域の空間範囲とその時間変

化を明らかにすることが鍵となる。

参考文献

Hashimoto, C. and M. Matsu'ura (2006), 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: Internal stress fields in northeast Japan, *PAGEOPH*, 163, 1803-1817.

Kato, A., S. Sakai, and K. Obara (2011), A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate, Earth Planets Space, 63, 745-748.

Loveless, J. P., R. W. Allmendinger, M. E. Pritchard, and G. González (2010), Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc, *Tectonics*, 29, TC2001, doi:10.1029/2009TC002465.

Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.

Reyners, M., and P. McGinty (1999), Shallow subduction tectonics in the Raukumara Peninsula, New Zealand, as illuminated by earthquake focal mechanisms, *J. Geophys. Res.*, 104(B2), 3025-3034, doi:10.1029/1998JB900081.

Townend, J. (2006), What do faults feel? Observational constraints on the stresses acting on seismogenic faults. In R. Abercrombie, A. McGarr, H. Kanamori & G. Di Toro (Eds.), Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting, 170, 313-327.

Turcotte, D. L. and J. Schubert (2002), Geodynamics 2nd ed., Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 456.

von Huene, R., W. Weinrebe, and F. Heeren (1999), Subduction erosion along the North Chile margin, *J. Geodyn.,* 27, 345-358, doi:10.1016/S0264-3707(98)00002-7.

山本清彦・佐藤凡子・矢部康男（2004），北上山地東部の応力測定と応力からみた内陸地殻の駆動源，地震２，56，511-527.

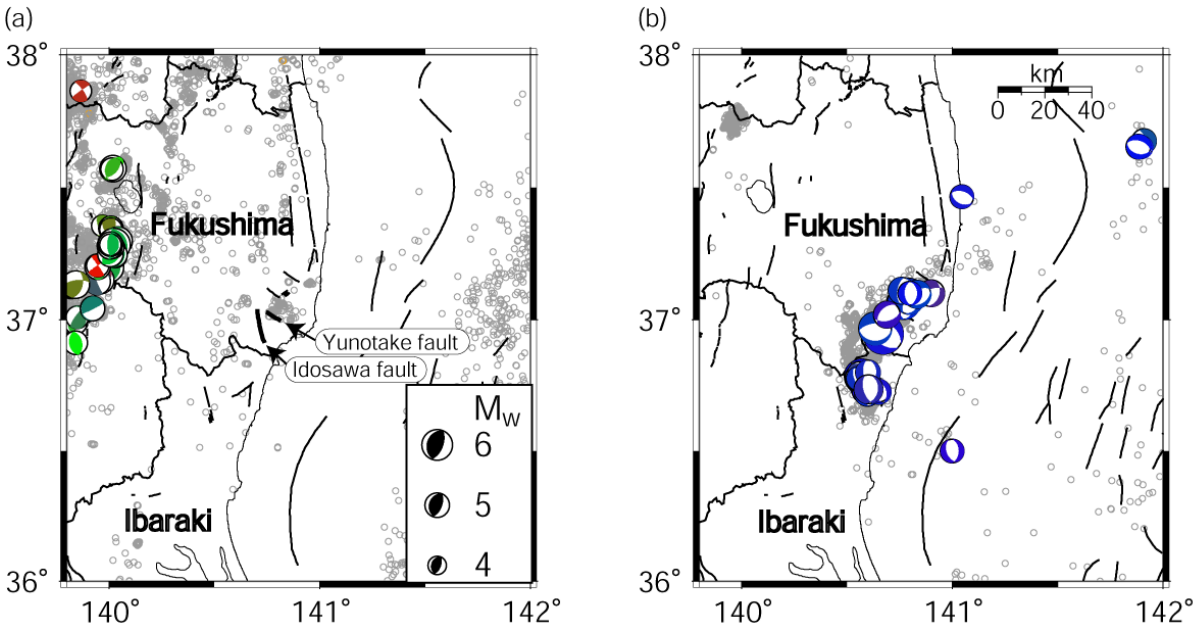


図 1. (a) 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前（2000/1/1～2011/3/10）の深さ 15km 以浅の地震活動（灰色）とメカニズム解（ビーチボール）。(b) 2011 年東北地方太平洋沖地震発生後（2011/3/11～2011/4/11）の深さ 15km 以浅の地震活動（灰色）とメカニズム解（ビーチボール）。震源は気象庁一元化震源、メカニズム解は防災科学技術研究所の F-net モーメントテンソル解。

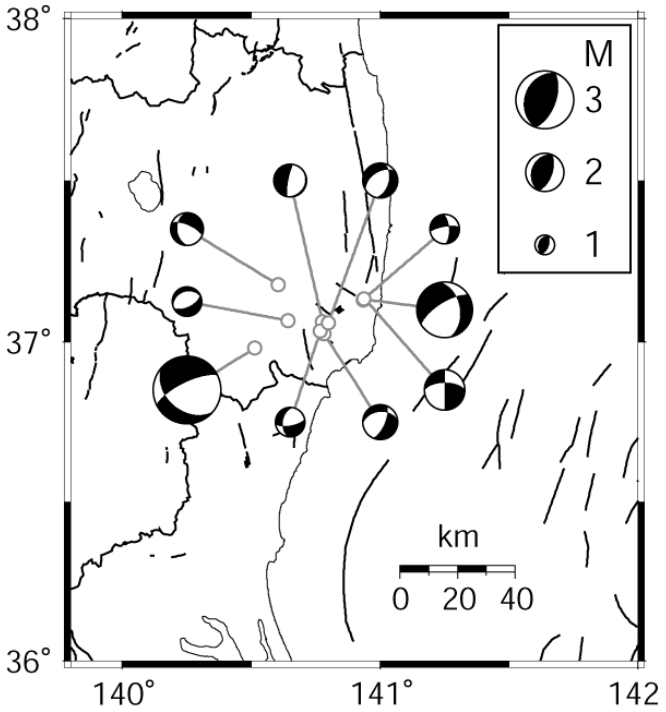


図 2. 本研究で決定した 2011 年東北地方太平洋沖地震前に発生した微小地震のメカニズム解。

3 月 12 日長野県・新潟県県境付近の地震に伴う地変と被災の状況

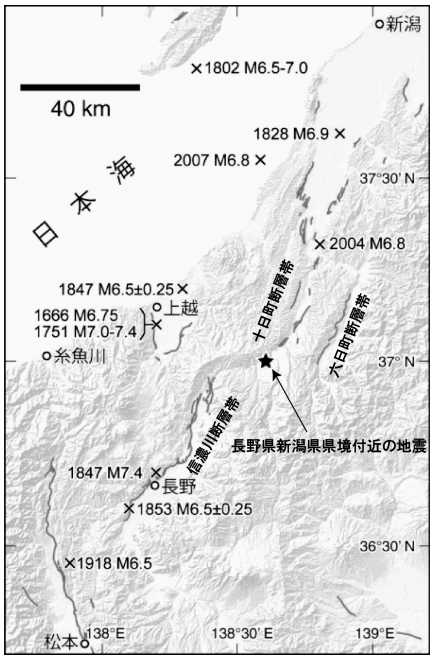
°松多信尚（名古屋大学）・廣内大助（信州大学）・
杉戸信彦（名古屋大学）・竹下欣宏（信州大学）

Surface deformation and damages caused by the Niigata-Nagano boundary earthquake

° Nobuhisa Matsuta (Nagoya Univ.), Daisuke Hirouchi (Shinshu Univ.),
Nobuhiko Sugito (Nagoya Univ.), and Yoshihiro Takeshita (Shinshu Univ.)

１．長野新潟県境付近の地震の概要

2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震から約 13 時間後の 3 月 12 日午前 3 時 59 分，長野県北部を震源とする気象庁マグニチュード 6.7 の地震が発生した．この地震により，長野県北部の栄村で震度 6 強を観測したほか，新潟県十日町市，津南町で震度 6 弱，新潟県，長野県，群馬県で震度 5 を記録した．幸い地震による死者は無かったものの（災害関連死に後日 3 名が認定された），50 名以上の重軽傷者を出したほか，JR 飯山線は路盤崩落により不通になり，国道も通行止めになるなど，地域社会に大きな支障をきたした．この地震は東北地方太平洋沖地震直後に全国各地で活発化した誘発地震のひとつとされ，その中でも最大規模の地震である．



２．地域概要

震源付近には十日町断層帯西部の西端に位置する宮野原断層，その西側に分布する青倉断層，平滝断層，野々海断層などが活断層研究会編（1991）等で報告されている．この付近の地形を眺めると，県境を北流する志久見川を境に，新潟県側は河成段丘が広く発達するのに対し，長野県側は千曲川沿いに細長く河成段丘が分布する特徴が見てとれる．十日町断層帯の東側には六日町断層帯が雁行して併走しており，六日町断層の北端部付近では 2004 年に中越地震が発生している．十日町断層帯の南側には，活断層の連続性が悪い区間をはさみ，信濃川断層帯（長野盆地西縁断層帯）が分布する．信濃川断層帯は 1847 年に推定マグニチュードが 7.4 の善光寺地震を起こしており，十日町断層帯は， 2004 年中越地震と 1847 年の善光寺地震の震源域の間に位置している．今回の地震はその南端付近で発生したことになる．

十日町断層帯は関田山地の東縁を区切る．関田山地は鮮新統の浅海成堆積物によって構成され，北東一南西走向の著しい褶曲変形を受けている．この褶曲構造は十日町断層帯周辺から信濃川断層帯周辺に連続的に分布する．ただし，松之山地区には松之山背斜とよばれるデイサイト軽石凝灰岩が軸部に露出するややスケールの小さい背斜が存在する．この背斜は非対称で西翼の方が地層の傾斜が急である．竹内ほか（2000）は西翼部を層序から松之山断層として認定しているが，断層の直接的な観察事実は無く，地層の側方変化の可能性もあると指摘している．またこの地域には松之山背斜周辺に顕著な地質断層は認められない．

この地域はひずみ集中帯に位置し東西に短縮している．鷺谷ほか（2011）は稠密な GPS 観測により，東頸城丘陵は特に歪が集中している地域で，非弾性的な変形をしているとしている．

３．地変および被害観察結果

我々は長野県下水内郡栄村から新潟県中魚沼郡津南町，十日町市にかけて調査を実施した．地震発生翌日の 3 月 13 日より 2 日間は千曲～信濃川沿いの活断層を中心に，4 月 29 日より 2 日間は千曲～信濃川沿いに加え，信濃川右岸と松之山地区の主要道沿いを，そして 6 月 24 日より 2 日間は松之山地区を調査し，そのほか個別にも現地調査をおこなった．

地震直後は積雪が 1.5 m 以上あり，生活道路等以外は除雪されておらず，立入禁止区域もあったため，鈴木ほか（2001）・宮内ほか（2000）・池田ほか編（2002）に基づく既存断層の局所的な観察にとどまった（松多ほか，2011）．その結果，宮野原断層を構成する 2 条の活断層トレースのうち，南西側のトレース上の北側隆起の撓曲崖（池田ほか編，2002）を横切る舗装道路に，地震断層の可能性がある亀裂を確認した．この東方や，西方延長部には大規模な重力性崩壊が認められ，断層変位に誘発された可能性が考えられた．一方，北東側の段丘面上のトレース延長部では，地表変状は認められなかった．十日町断層帯西部の南西端部，新潟県十日町市小原付近から津南町下船渡付近にかけて，また長野盆地西縁断層帯の北東端部についても顕著な地表変状は認められず，建物・道路等の被害も比較的軽微であった．

4 月調査時には，平野部の積雪は無くなり面的な調査が可能であったが，山間部は積雪があり道路上の調査に留まった．3 月時に入れなかった青倉断層トレース上を調査したが，地表地震断層は認められなかった．また，栄村村立栄小学校の校庭にも数センチの変位が見られた．段丘面上に段丘崖の走向と同じ走向の亀裂が走り，畑の畝部で数センチの右横ずれを観察できた．これは，単純な地すべりでは説明がつかないが，連続性に乏しく地震断層と認定しなかった．一方，地震直後に地表地震断層の可能性を指摘した宮野原断層撓曲部の地変も，周辺の調査から，地すべりで説明がつくと判断した．ただし，本震後の余震と融雪などに伴うと考えられる土塊の移動があったためか，3 月の調査で確認した細かい変位は失われていた．したがって，地震性の変位に地滑り運動が上書きされている可能性も捨てきれない．新潟県津南町芦ヶ崎地区にも空中写真判読から活断層の可能性があるトレースを認め調査したが，地変は認められなかった．同町上野地区から穴山地区にかけて空中写真判読から活断層の可能性があるトレースを認め調査した．この地区では道路を中心に多くの割れ目が確認できた．穴山地区では開口割れ目と収束型の割れ目の収支が合わず，横ずれ変位も見られたことから地表地震断層の可能性を捨て切れないが，連続性は悪く，ほかに積極的な証拠が無く，重力性の亀裂と判断した．松之山地区は松之山天水越などで著しい道路の破損が認められたが，地すべりが連続する以上の系統だった地変は見いだせなかった．

6 月の調査時には，山間部の谷あい以外は雪が溶けており面的な調査が可能であった．我々は松之山地区を中心に調査を実施した．大巌寺高原付近で応用地質（2011）が地表地震断層の可能性を指摘している．この地点の地変は山側が低下している点で単純な地すべりではないと思われたが，この地区は大規模な農地改良が行われており，旧地形に整合的な割れ目であること，尾根部付近には開口性割れ目，下部には収束性割れ目が存在すること，崖地形は連続性に乏しいことなどから，積極的には地震断層と認定できなかった．そのほか，多くの割れ目を確認したが，すべて局所的な地すべりで説明ができ，顕著な地表地震断層を認めることはできなかった．

建物・道路等の被害は，千曲～信濃川沿いの栄村豊栄平滝付近～津南町上郷大井平付近の長さ数 km の地域できわめて大きく，松之山地区西部および室野地区，志久見川沿いなどでやや大きな被害が認められた．中でも尾根部，斜面，段丘の縁部，段丘上の旧河道部などの窪地で被害が大きい傾向がある．たとえば，青倉地区では国道近傍の段丘の縁ほど倒壊率が高く，段丘面の山側ではほとんど全半壊家屋が見られない．宮野原地区では宮野原断層下盤側で液状化に伴うマンホールの抜け上がりなどがみられ，段丘面上の窪地は細粒物質が堆積し地下水位も高いことから

強い揺れによって液状化が起こり，被害が大きくなったと考えられる．このような液状化は栄村の森地区，小滝地区，月岡地区など，千曲川沿いの段丘面上で観察された．

４．他の観測結果から推定された地震の性質

本震の地震の規模は気象庁（2011a）はマグニチュード 6.7 と発表しているが，USGS（2011）による実体波波形解析によるモーメントマグニチューは 6.2 で，地震の規模は気象庁の発表より小さい．発震機構は気象庁（2011a）によると北西ー南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型の地震で，これは USGS（2011）による結果もほぼ同じである．地震調査委員会（2011）は，北北西ー南南東方向に圧力軸を持つ逆断層としている．隣接する地域で発生した 2007 年中越沖地震や 2004 年中越地震の発震機構は北西ー南東方向の圧縮軸であり，３月 12 日の本震とほぼ同様と考えられる．

余震は本震直後の 3 月 12 日午前 4 時 31 分に M5.8，同 5 時 42 分に M5.3 に栄村で震度 6 弱を観測する地震が発生した．また 4 月 12 日には本震から約 20 km 南で M5.6 の地震が発生している（気象庁，2011b）．本震直後の余震は震源の深さが 1 km，4 km ときわめて浅く（鶴岡，1998），場所によっては本震以上の揺れがあったようで，青倉地区ではこの余震によって倒壊した家もあった．余震の分布は地震調査委員会(2011)によると，北北東に深度が深くなる傾向が認められる．防災科研（2011）は余震分布は北北東ー南南西走向に 17km 程度の広がりを持ち，北東側では南東傾斜に面状に分布し，断層面を示唆するのに対し，余震域南西側では余震は面状に分布していないとしている．余震域は時間とともに津南町方向に広がった．また 4 月 12 日の地震の余震分布は西北西ー東南東走向で時間とともに西北西方向に広がった．

地殻変動は国土地理院の GeoNET によって観測されている．この地域でも東北日本太平洋沖地震に伴う地殻変動が観測され，震源域から十分遠方の三隅を固定点とした場合，50 cm 程度東に移動した（国土地理院,2011a）．同様に三隅を固定点として，長野県・新潟県県境付近の地震の前後で比較すると，東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動で周辺が東に 2 cm 程度，鉛直に 1～2 cm 隆起している中で，松之山観測点が北北東に 39.3 cm 移動し，鉛直に 23 cm 隆起と有意に大きな値を示している．周辺の長野栄観測点で北に 4.2 cm，鉛直に 3.4 cm の隆起があり，安塚観測点で南東に 6.8 cm，鉛直に 1.2 cm 程度の変動が見られた（国土地理院,2011b）．

人工衛星「だいち」に搭載された L バンド合成開口レーダを使い，地震前後に取得したデータの差分干渉解析を行った結果，衛星から遠ざかっている（沈降した，または東に移動した）領域と衛星に近づいている（隆起した，または西に移動した）領域が複数存在していることが宇宙航空開発機構（2011）によって報告されている．それによると，明瞭な不連続は見られず，地表地震断層が出現した可能性は低い．震源域南西部に隆起または西に移動した地域が確認でき，震源域北側では，沈降または東に移動した地域が確認できる．ただし，震源域北側では積雪の影響と思われるデータのばらつきが見られている．同様なデータから国土地理院 (2011a)も解析を行っており，ほぼ同様な結果が得られている．

５．3 月 12 日地震震源域のテクトニクスと長期評価への影響

3 月 12 日の長野県新潟県県境付近の地震の本震は，北西ー南東方向の圧縮軸を持つ南東傾斜の逆断層であった．この断層運動によって明瞭な地表地震断層は出現しなかった．断層面は本震のメカニズム解と斜行し，十日町断層帯の走向などと同じであることから既存の構造に支配された断層面と考えられる．本震後数時間内にやや大きめの余震が 2 回あり，これらの震源の深度はきわめて浅く，本震の南西側で発生している．震源域の南西側で見られる合成開口レーダによって見られる局所的な地殻変動や複雑な余震分布は本震後の大きめな余震の影響がある可能性が高く，本震の断層面は余震域北側の南東傾斜の余震分布に対応する可能性が高い．この断層面

は関田丘陵を成長させるような北傾斜の断層ではなく，北西傾斜の十日町断層帯西部とは直接関係がないと思われるが，震源域は松之山背斜の直下に伸び，ＧＰＳ観測結果でも松之山地区を隆起させていることから，松之山背斜を成長させる断層運動であった可能性がある．

3 月 12 日前後で地震活動を比較すると，今回本震が発生した地域は地震前に地震活動が不活発であった十日町断層帯西部の南西端部で発生した．しかし，断層面は十日町断層帯西部とは逆の南東傾斜であり，十日町断層帯西部に直接連続していない点や，今回の本震は断層の走向と滑り方向から十日町断層帯西部と相補的な関係にあるので十日町断層帯西部の南西端部では十日町断層西部の活動を抑制する効果があると考えられる．しかし，余震は時間とともに北に移動し，十日町断層西部の震源域と重なっており，今後注視する必要がある．

引用文献

地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011，2011 年 3 月 12 日長野県・新潟県県境付近の地震の評価，2011 年 3 月 13 日 WEB 公開，http://www.jishin.go.jp/main/index.html.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010，十日町断層帯の長期評価の一部改訂について，PDF 版，32p，http://www.jishin.go.jp/main/index.html.

防災科研，2011，2011 年 3 月 12 日・4 月 12 日 長野県北部の地震，2011 年 4 月 7 日発表，4 月 12 日 Web 更新，http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/n-nagano110312/.

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，2002，「第四紀逆断層アトラス」，東京大学出版会，254p.

活断層研究会編，1991，「新編日本の活断層－分布図と資料－」，東京大学出版会，437p.

気象庁，2011，平成 23 年 3 月 12 日 03 時 59 分頃の長野県北部の地震について（第 2 報），2011 年 3 月 12 日 WEB 公開，http://www.jma.go.jp/jma/index.html.

気象庁，2011b，平成 23 年 4 月 12 日 07 時 26 分頃の長野県北部の地震について，2011 年 4 月 12 日 WEB 公開，http://www.jma.go.jp/jma/press/1104/12a/kaisetsu201104120920.pdf.

国土地理院，2011a，東北地方太平洋沖地震と主な余震等による地殻変動について，http://gisstar.gsi.go.jp/yoshin2/.

国土地理院，2011，平成 23 年（2011 年）3 月 12 日 3 時 59 分頃の長野県北部の地震に伴う地殻変動について，2011 年 3 月 13 日 WEB 公開，http://www.gsi.go.jp/.

松多信尚・杉戸信彦・廣内大助，2011，2011 年 3 月 12 日長野県・新潟県県境付近の地震に伴う地表変状（速報），http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/tohoku20110311/chihyou_110317.pdf.

宮内崇裕・東郷正美・堤　浩之・金　幸隆・武田大典・宇根　寛・小田切聡子，2000，「1:25,000 都市圏活断層図「飯山」」，国土地理院技術資料Ｄ・1－No.375.

中田　高・今泉俊文編，2002，「活断層詳細デジタルマップ」，東京大学出版会，68p+DVD-ROM2 枚+付図 1 葉.

応用地質，2011，2011 年 6 月 10 日 WEB 公開，http://www.oyoene-db.com/web/topics_h_003.html.

鷺谷　威・小澤和浩・歪み集中帯 GPS 観測グループ，2011，地震間・地震時・地震後の応答から見る東北日本島弧の変形特性，日本地震学会 2011 年秋季大会予稿集，25.

鈴木康弘・東郷正美・渡辺満久・金　幸隆・佐藤尚登，2001，「1:25,000 都市圏活断層図「十日町」」，国土地理院技術資料Ｄ・1－No.388.

竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝，2000，松之山温泉地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，76p.

鶴岡　弘，1998，地震カタログデータベースの紹介，地震研究所広報，No.22（1998 年 9 月）.

宇宙航空開発機構，2011，陸域観測技術衛星「だいち」（ALOS）による中部地方の観測結果，2011 年 4 月 18 日 WEB 公開，http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/img_up/jdis_pal_chubueq_110411.htm.

USGS，2011，Quick Epicenter Determinations，http://neic.usgs.gov/neis/weekly/qed_abbrev.html.

S3

本震前後の地殻応力変化と地震応答，活断層への影響

遠田晋次（京都大学防災研究所）

Changes in crustal stress, associated seismicity responses, and influences on inland active faults due to the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

Shinji Toda

東北地方太平洋沖地震を引き起こした断層の破壊域は長さ約 500 km，幅 200 km におよび，震央付近では最大変位量が約 50m と推定されている（Simons et al., 2011）．これに伴い，陸上では牡鹿半島が 5.3 m 東南東に移動し，東北日本弧は東西圧縮場から顕著な東西引張場に変わった（Ozawa et al, 2011）．このような大規模な地殻変動によって，東北地方では地震発生場とメカニズムが劇的に変化した．震災前まで地震活動が低調であった地域で急に活発になり，逆に地震活動が活発だった地域で低下した．活発化した地域は，秋田県南部，秋田沖，山形県月山周辺，福島県磐梯山周辺，日光男体山・白根山周辺，長野県北部，福島県・茨城県県境付近，銚子周辺，飛騨山脈などである．これらの地域では，本震直後もしくは若干遅れて地震発生数が急激に増えている．逆に，本震によって地震活動が著しく低下した地域は，秋田県中部，岩手宮城内陸地震の余震域，猪苗代湖の湖南地域，新潟県中越地震余震域などである．これらは，これまで東西圧縮にともなう逆断層型の地震を多発してきた地域である．

以上のような地震活動度の変化を理解するために，本震による静的クーロン応力の変化（Coulomb failure stress change，ΔCFS）を計算した．クーロン応力とは，断層面にかかる剪断応力と，法線応力（ここでは断層面から離れる向きを正ととる）に摩擦係数をかけた値の総和である．剪断応力が増加するか，法線応力，すなわち断層を押さえつける圧力が小さくなれば，クーロン応力は増加し，断層は動きやすくなる．計算では，半無限弾性体中で変化した応力テンソルをまず各地点で求め，影響を受ける断層の走向，傾斜，レイク（想定すべりの向き）を計算する．したがって，ΔCFS はレシーバ断層の位置（震源からの相対距離）・幾何・すべりの向きによる．図 1 には，東北地方太平洋沖地震による主要活断層とプレート境界での応力変化の推定値を図示した（Toda et al., 2011a）．東北地方の大半の活断層は負のΔCFS となり，今回の地震によって動きが大きく抑制される．ただし，左横ずれ断層とされている双葉断層には 6 bar 程度の CFS が新たに加わったと推定される．また，糸魚川–静岡構造線（糸静線）など，中部地域の北西–南東方向の横ずれ断層にも最大 0.5 bar 程度 CFS が加わった．一方で，近畿地方の活断層には 0.1 bar 以下のごくわずかの変化量となる．プレート境界に関しては，千葉県東方沖や関東直下では数 bar

程度増加するが，相模トラフ沿いではわずかに減少する．駿河トラフから南海トラフにかけては，0.1 bar 程度以下のごくわずかな増加に留まる．一般に，地震活動に少なからず影響を及ぼすΔCFS の絶対量は 0.1 bar 程度とされている（Stein, 1999）．このことから，東北地方太平洋沖地震による影響は中部地方〜北海道南部まで及ぶことが予想される．

主要断層への応力変化は上記の通りであるが，小さな地震まで含めると実際の地震活動の予測はそれほど単純ではない．東北内陸部の逆断層にかかるΔCFS 減少と実際に観測された地震活動の低下は整合するが（Toda et al., 2011b），点々と認められる顕著な地震活発化域は説明できない．これは，主として横ずれ断層型，正断層型など，本震以前には少なかったメカニズム解を持つ地震が多発しているためである．この点に関しては，今回は事前予測の範囲を超えている．特に，宮城県沖から福島県沖にかけて正断層型地震が顕著であるとともに，地震発生場も変化した．特に， 福島県・茨城県県境付近では，本震後５ヶ月間で数千個以上の地震が検知され群発地震活動となっているが，そのほとんどが正断層型の地震である．４月 11 日には M7.0 の地震がいわき市で発生し，推定活断層とされていた湯ノ岳断層と井戸沢断層に沿って，それぞれ 15 km にわたり地表に断層（最大２ｍの上下変位）が出現した．巨大地震によって活断層の動きが誘発された例である．

一方，活断層の密集する中部地方では，今回の地震後に北西—南東方向の横ずれ断層に新たに CFS が加わった（図１）．特に，ΔCFS 増加が最も大きいと推定されるのが牛伏寺断層である．牛伏寺断層は糸魚川–静岡構造線活断層系中部に位置し，平均活動間隔が約 1000 年間隔で，最新活動以降に約 1200 年が経過し，今後 30 年間の大地震発生確率が 14%とされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010）．ΔCFS 増加に伴い，実際に牛伏寺断層周辺の微小地震活動は本震直後から増加しており，６月 30 日には M5.5 の被害地震が近傍で発生した．摩擦構成則と震源核形成理論を考慮した応力-地震非線形応答解析（Toda et al., 1998）を用いると，ΔCFS 0.3 bar 増加で 30 年確率は 25％まで上昇し，ΔCFS1.0 bar 増加（摩擦係数が高い場合の最高値）で 47％まで増加する（図２）．その他にも阿寺断層，境峠断層は，牛伏寺断層と同様，30 年確率が高いうえにΔCFS が増加した活断層である．これらの活断層についても要警戒であろう．

なお，本震後もプレート境界沿いで余効すべりが継続している（国土地理院，2011）．余効すべり域は本震震源を取り巻き，青森県東方沖から銚子沖にかけての広範囲に及び，沈み込み方向には 100 km 以深にまでおよんでいる．本震時と同じ向きの地殻変動が今なお継続しており，本震前の東西圧縮の状態には簡単には復帰しそうにない．今後は，コサイスミックなΔCFS だけではなく，余効変動によるΔCFS も考慮する必要があろう．

文献：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）全国地震動予測地図 手引・解説編 2010 年版，57pp.; 国土地理院（2011）第 190・191 回地震予知連絡会提出資料; Ozawa et al. (2011) Nature, 475, 373; Simon et al. (2011) Science, 332, 1421; Stein (1999) Nature, 402, 605; Toda et al. (1998) J. Geophys. Res., 103, 24543; Toda et al. (2011a)

EPS, 63, 725; Toda et al. (2011b) Geophys. Res. Lett., 38, doi:10.1029/2011GL047834.

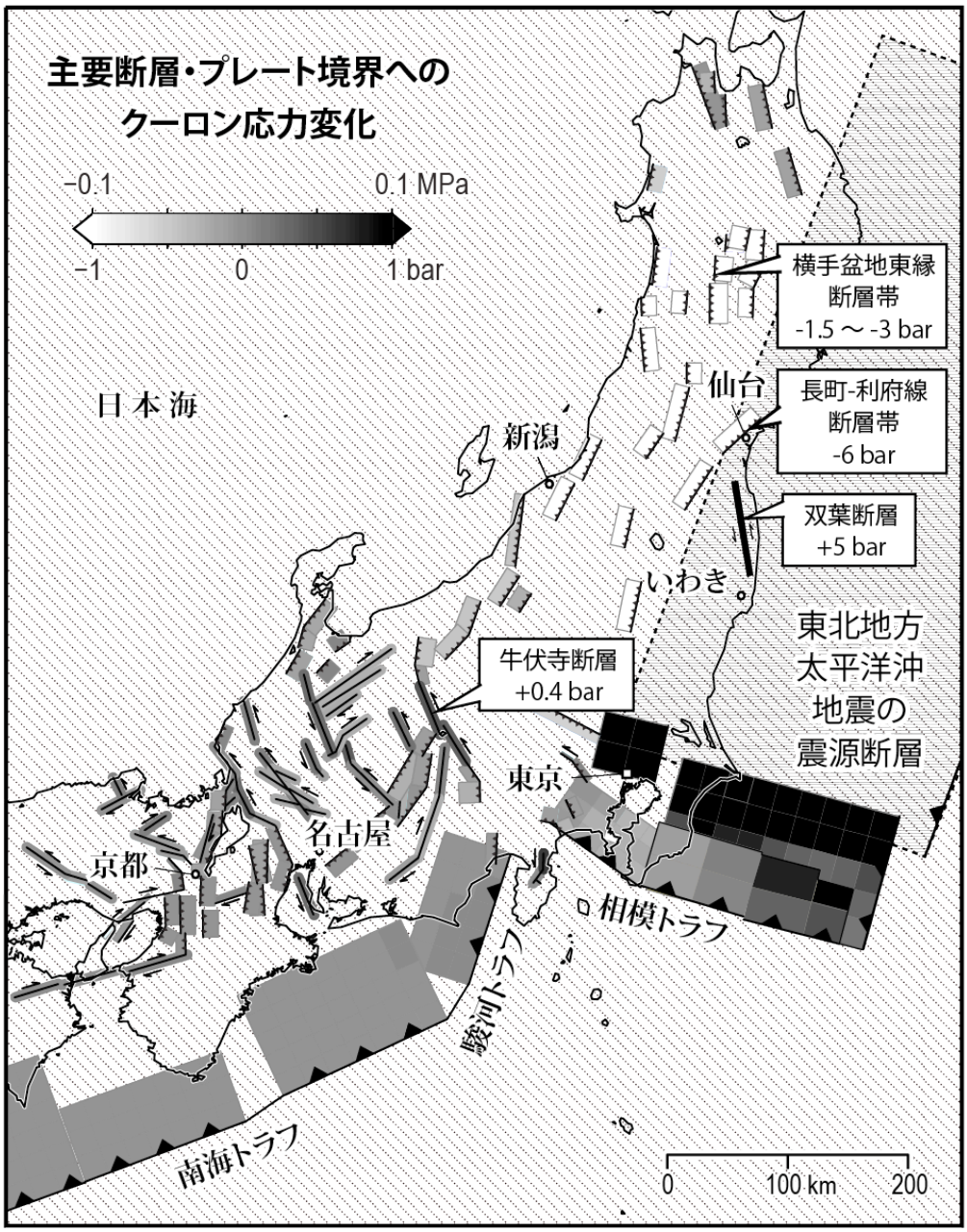


図 1　東北地方太平洋沖地震による主要活断層およびプレート境界へのクーロン応力変化（ΔCFS）．地震発生層は 15 km とし，各断層のΔCFS は断層の中央部（深さ 7.5 km）で計算した．半無限弾性体のポアッソン比は 0.25，剛性率は 3.2×10^8 bar．摩擦係数は 0.4．震源断層モデルは Wei & Sladen (2011)を用いた．

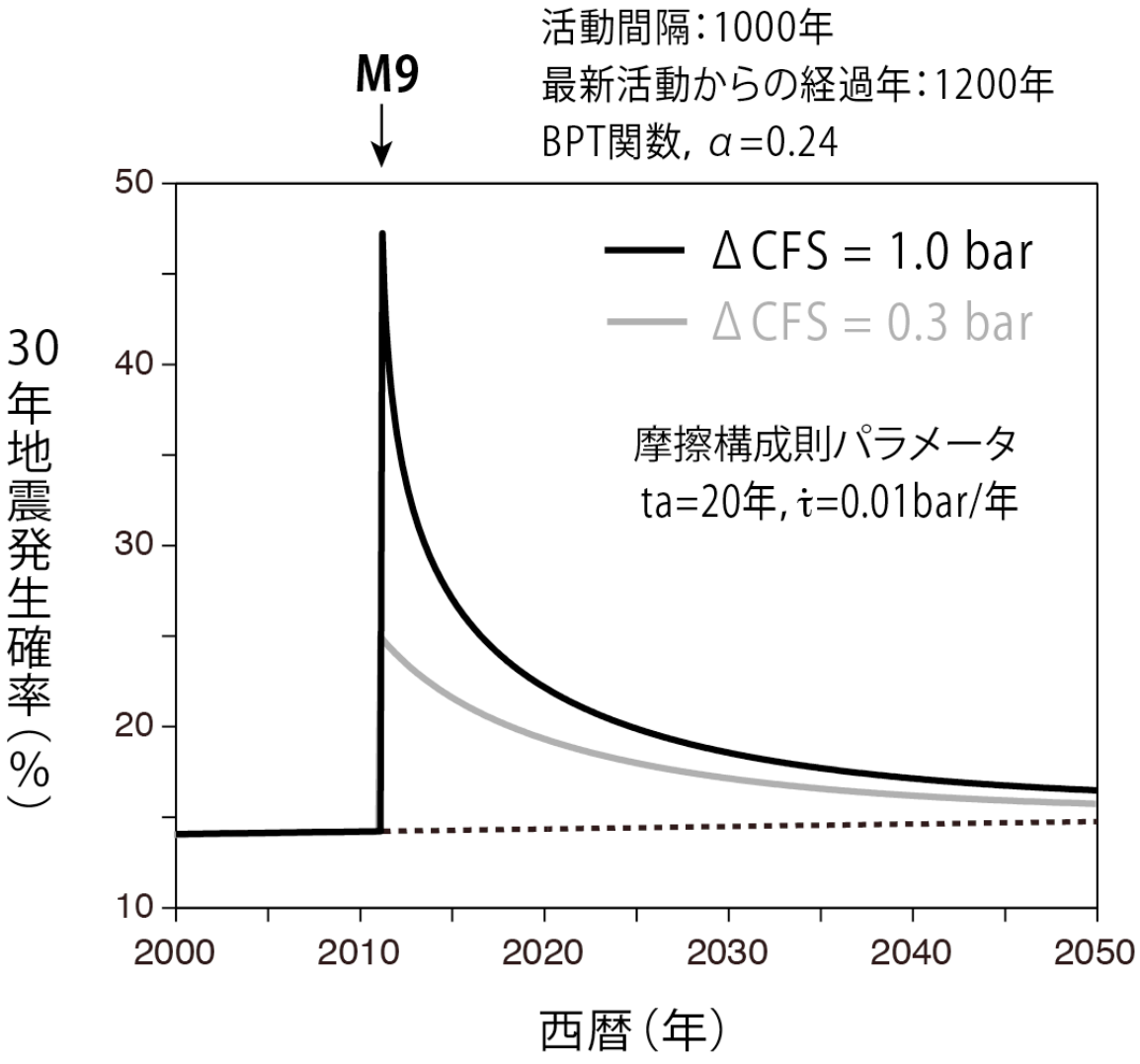


図２　東北地方太平洋沖地震によって影響を受けた牛伏寺断層の 30 年固有地震発生確率の試算．破線は同地震が発生しなかった場合．計算手法は Toda et al. (1998) による．摩擦構成則パラメータ ta は余震継続時間，τ は応力速度を示す．

S4

GPS・SARからみた余効変動と余震による地殻変動

「2011年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」

○今給黎哲郎（国土地理院）

Postseismic crustal deformation and deformation caused by aftershocks, accompanying the 2011 Tohoku Earthquake, observed by GPS and In-SAR

Tetsuro Imakiire

１．はじめに

2011年3月11日14:46頃発生した「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」（以後「東北地方太平洋沖地震」と記述）（Mw9.0）は地震の規模としてわが国の観測史上最大のものであったとともに，それに伴って生じた地殻変動も最大級のものであった．本震震源域周辺では余効的な地殻変動も大きく，本震発生から半年以上経過している現在でも水平変動速度が数cm/月のオーダーで続いている観測点が存在する．また，余震活動及び誘発地震の活動も活発であり，特に今回のシンポジウムのテーマとなっている内陸活断層周辺で顕著な地震が複数発生していることが特徴的である．本講演では，GEONETで観測された広域の余効変動と，In-SARで詳細な変動パターンが確認された4/12の福島県浜通りの地震について，その地殻変動の特徴を紹介する．

２．GEONETで観測された本震に伴う変動と余効変動

東北地方太平洋沖の地震時における地殻変動は非常に大きく，震源域に最も近い石巻市の「牡鹿」観測点でで最大5.3mの変動を観測したのを始め，東北地方を中心として広い範囲で東向きから南東向きの水平変動が観測された．また上下変動でも同じく「牡鹿」で最大1.2mの沈降が観測されたほか，岩手県から茨城県にかけての太平洋沿岸で数十cm顕著な沈降が生じたことが確認されている（図1）.（西村,2011）

この地殻変動データから推定された地震断層の広がりは，三陸沖中部から茨城沖に至る南北約400km以上，東西約200km以上にわたる巨大なものであった．プレート境界面を断層滑り面と仮定した滑り分布モデルでは，震源付近での最大滑り量が27mと推定されたが，さらに海底地殻変動のデータを加えたモデルでは，より海溝軸に近い場所に滑りの中心が求められ，最大の滑り量は約60mという非常に大きな値が推定された．このような非常に大きいプレート間滑りが地震時に起きたと言うことは，地震前にプレート境界が強く固着していて，長期間にわたりそこに歪みを蓄積していたことを示唆する．特徴的なこととして，地震前の測地学的観測で数十年間の沈降傾向にあった東北地方太平洋岸が，今回の地震時にもさらに沈降したことが挙げられる．地形学・地質学的な知見では数万年から十数万年の長期でみればこの地域はわずかに隆起の傾向があるとされていたため，地震

間の沈降と巨大地震の際に生じる隆起で上下変動の収支が釣り合うという仮説も提案されていたが，今回の地震時における変動はそれを覆すものであった．

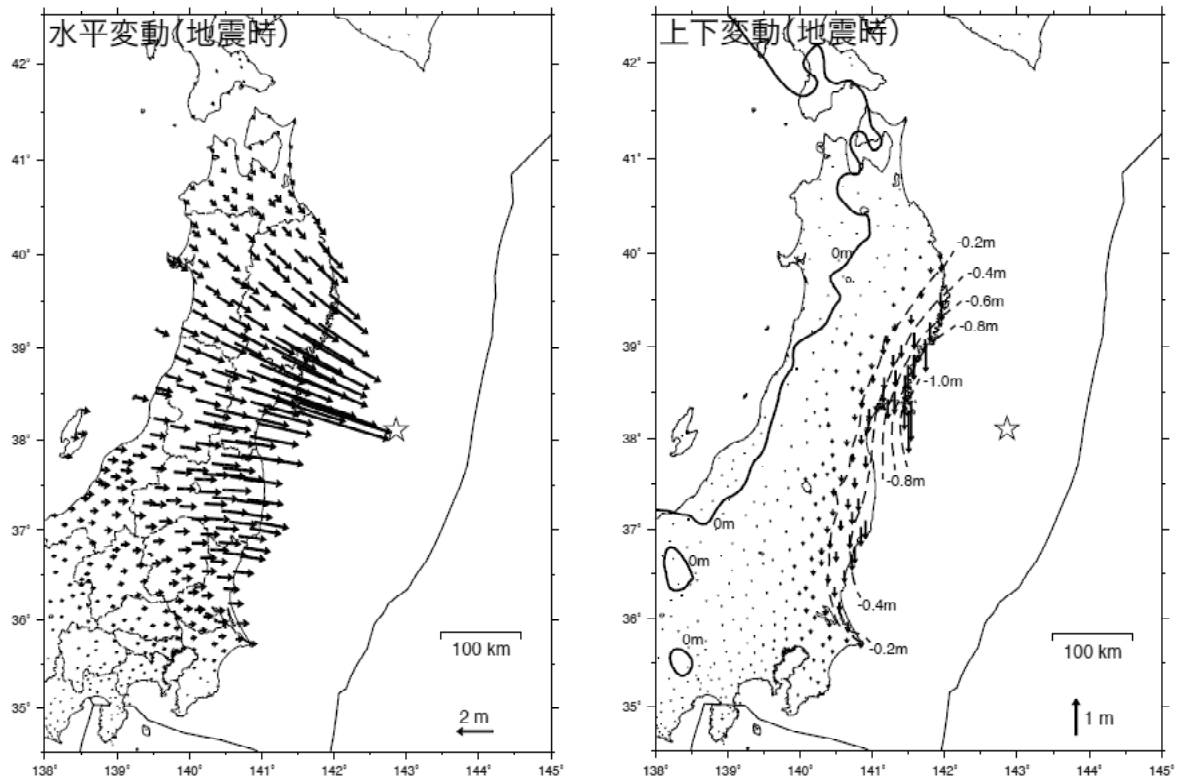


図１　東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動（左：水平変動，右:上下変動）．2011 年 3 月 10 日 3 時から 3 月 11 日 18 時までの変動（Q3 解による）であるため，本震の他に直後の三陸沖，茨城県沖などの M7 級余震の影響も含む．固定局は島根県の三隅観測局．図中☆は気象庁による本震の震央．上下成分の等値線間隔は 0.2m で沈降域の等値線は破線で示す．

長期的な上下変動の傾向を説明する仮説としては，もう一つ，地震時の変動ではなく余効変動によって隆起が起きるという考えも提示されている．17 世紀に発生した巨大地震の後，北海道東部では数十年間かけて大きな隆起が発生したことが堆積物中の珪藻分析により推定されているが，このようなイベントが今回の地震後に起きるかどうかが注目される．このような沿岸部における地震後の隆起は，本震の滑り領域よりも陸側に近い，プレート境界深部に余効滑りが進展することで発生すると考えられている．GEONET により観測されている余効変動では，本震発生以降約半年の期間ではあるが，宮城県を中心として隆起の領域があり，また，銚子付近にも別の隆起の中心が見られている(図 2)．しかしながら，そのような隆起の領域が存在する一方，岩手県沿岸では余効変動においても沈降が継続している．また，隆起の速度も地震時の沈降を短期間で回復するほどの勢いはなく，最大でも半年で高々十数 cm に止まっている上に余効変動が全体として次第に減衰してきている状況にある．余効変動の時間発展を断層滑りの摩擦構成則に基づくものと考えると，変動量は時間に対する対数関数で近似できるが，これまでのデータから係数を推定して予

測すると，地震時の沈降を回復するには数百年のオーダーでもとうてい足りず，現在進行していると考えられるプレート境界面の余効滑りとは別の隆起メカニズムを考える必要があることを示唆する．

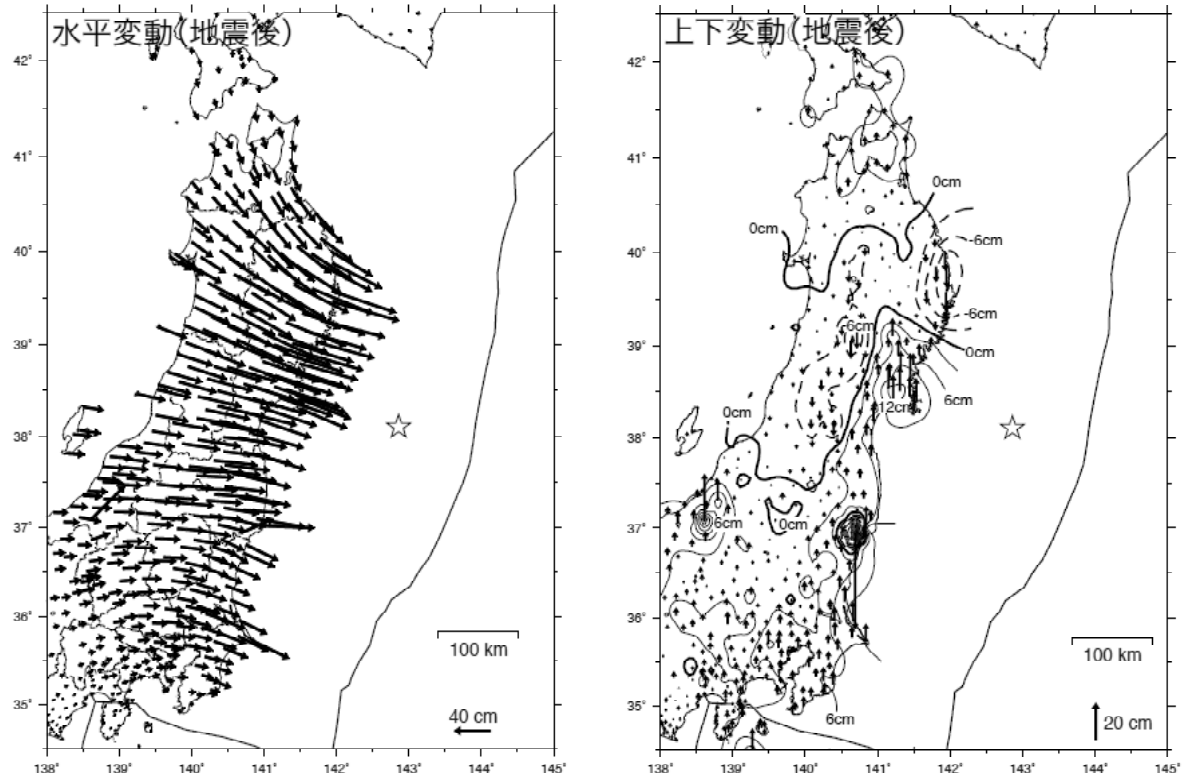


図 2　東北地方太平洋沖地震後の地殻変動（左：水平変動，右:上下変動）．2011 年 3 月 11 日 18 時から 9 月 27 日 18 時までの変動（Q3 解による）．固定局は，島根県の三隅観測局．図中☆は気象庁による本震の震央．上下成分の等値線間隔は 3cm で沈降域の等値線は破線で示す．

３．だいち PALSAR で検出された余震による地殻変動

陸域観測技術衛星「だいち」搭載の合成開口レーダー（PALSAR）は，これまでも国内外の地震，火山イベントにおいて面的な地殻変動把握にその威力を発揮してきたが，東北地方太平洋沖地震及びその後の余震等に伴う地殻変動についても貴重な情報をもたらした．図 3 は SAR 干渉解析を GEONET による地殻変動の情報も取り入れて行った結果を全て接合して示したものであるが，本震による牡鹿半島付近の大きな変動と東日本全体に広がる広域の変動および長野・新潟県境付近，福島県浜通り，茨城県北部などの余震（誘発地震）による局所的な地殻変動を捉えていることがわかる．特に 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震(M7.0)については，地表地震断層が現地調査で確認されているが SAR 画像でも明瞭な変動が捉えられている．図 4 はその領域の拡大図であるが，井戸沢断層西部，井戸沢断層東部，湯ノ岳断層の 3 つのセグメントで干渉縞の不連続があり，現地調査でそ

れに対応する段差や亀裂などが線状に並ぶことが確認された（小荒井・岡谷,2011）．地殻変動データからこれらの断層についてのモデルを作成すると，暫定的な結果ではあるが，井戸沢断層西部と湯ノ岳断層は高角で西傾斜のほぼ純粋な正断層であり，ごく浅部では横ずれ成分を伴うこと，井戸沢断層東部は高角で西傾斜の断層面が浅部で横ずれを生じたことなどが推定された．（小林・飛田,2011）

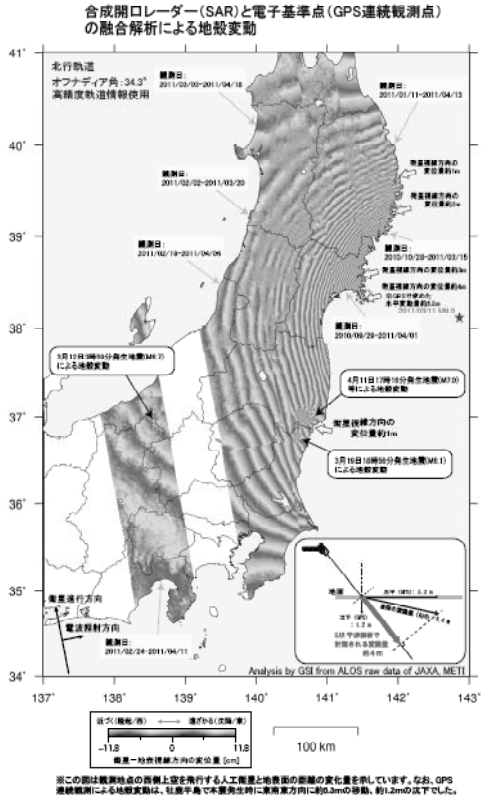


図３　だいち PALSAR と GEONET データの融合解析による東北地方太平洋沖地震及び余震に伴う地殻変動（広域）

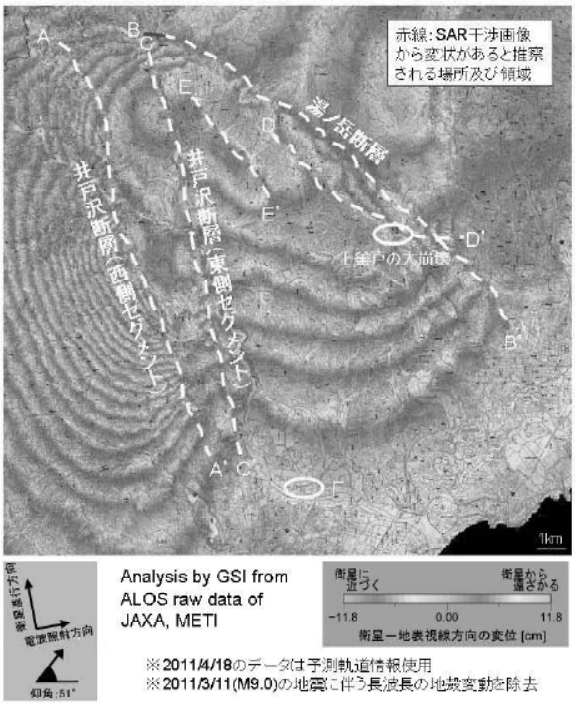


図４　だいち PALSAR による 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地殻変動.

参考文献

西村卓也，(2011)，東北地方太平洋沖地震の地震時・地震後地殻変動と地殻変動から推定した滑り分布，地震学会ニュースレター，2011 年 11 月号(投稿中)

小荒井衛・岡谷隆基，(2011)，いわき市周辺における地震災害の現地調査（２回目）の報告，http://www.gsi.go.jp/common/000060960.pdf

小林知勝・飛田幹男，(2011)，SAR 干渉解析から得られた東北地方太平洋沖地震後に発生した内陸地震の地殻変動と震源断層モデル，日本測地学会第 116 回講演要旨集，pp205-206

日本活断層学会2011年度秋季学術大会

講演予稿集

PROGRAMME and ABSTRACTS

JSAF 2011 FALL MEETING

2011年11月25日～26日

千葉大学

日本活断層学会
Japanese Society for Active Fault Studies

2011 年度秋季学術大会

プログラム

11 月 26 日 （千葉大学けやき会館）

10:00～11:40　口頭発表（１）（けやき会館１階大ホール）

座長：渡辺満久

10:00～10:20　O-01　活断層直上に位置する教育施設－その特定と対策―
隈元　崇・○中田　高

10:20～10:40　O-02　2011 年東北地方太平洋沖地震前後の活断層周辺における地震活動度変化
○石辺岳男・島崎邦彦・佐竹健治・鶴岡　弘

10:40～11:00　O-03　2 時期の高解像度 DEM を用いた数値地形画像解析で抽出した，2011 年福島県浜通りの地震に伴う地表変動
向山　栄

11:00～11:20　O-04　鎌倉- 逗子断層群ー活断層としての予察調査
蟹江康光

11:20～11:40　O-05　伊豆中軸部の左横ずれ変形帯－宇佐美火山の古地磁気方位からみた丹那断層延長部について－
木村治夫

11:40～12:10　学会賞・論文賞・フォトコンテスト表彰式（けやき会館１階大ホール）

12:10～13:10　昼食休憩

13:10～14:00　学会賞・論文賞・フォトコンテスト受賞記念講演
（けやき会館１階大ホール）

14:00～15:00　ポスター発表コアタイム（けやき会館２階展示ホール）

15:00～16:40　口頭発表（２）（けやき会館１階大ホール）

座長：石辺岳男

15:00～15:20　O-06　東京山手台地北東縁の地質構造解析の予察的報告－NW-SE 系伏在第四紀断層の分布可能性について－
○豊蔵　勇・青砥澄夫・川田明夫・須藤　宏・福井謙三
松崎達二・渡辺平太郎・島崎邦彦・山崎晴雄・中山俊雄

15:20～15:40　O-07　断層活動か膨潤作用かー日本の原発安全審査における「断層露頭」解釈への疑問－
○渡辺満久・中田　高・鈴木康弘

15:40～16:00　O-08　福井県敦賀湾における浦底断層のコアリング調査（速報）
○杉山雄一・宇佐見琢哉・島崎裕行
武田伸勝・永田高弘・下釜耕太・松山和馬

16:00～16:20　O-09　丹後半島北部の地形とその沖合いの海底活断層
岡田篤正

16:20～16:40　O-10　台湾南部，潮州断層の地形学的考察－第 1 報－
○太田陽子・李　珀儂・陳　嘉俞

ポスター発表（掲示は前日の 25 日 13 時から，コアタイムは 26 日 14～15 時）

P-01　航空レーザ測量データによる地形俯瞰方法の検討
○千田良道・鈴木康弘・杉戸信彦

P-02　LiDAR データを導入した３D ハザードマップの提案
○石黒聡士・千田良道

P-03　人工衛星データを利用したスマトラ断層沿いの変動地形解析―横ずれ断層の運動に伴う地溝状盆地の形成に関連して―
○副田宜男・宮内崇裕

P-04　詳細 DEM 画像判読による南海トラフ沿いの海底地すべりと変動地形
○室井翔太・隈元　崇・中田　高・後藤秀昭

P-05　相模トラフから三重会合点周辺の海底活断層と地震（予報）
○中田　高・後藤秀昭・渡辺満久
鈴木康弘・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり

P-06　房総半島南部完新世離水海岸地形の高度と離水年代の再検討－相模トラフ沿いの巨大地震に伴う地震性地殻変動に関連して－
○遠藤香織・宮内崇裕

P-07　1847 年善光寺地震に先立つ長野盆地西縁断層帯の 3 回の活動間隔
○杉戸信彦・松多信尚・廣内大助
石村大輔・斎藤　真・丸山陽央

P-08　上町断層帯の詳細位置・形状に関する予察的検討
○近藤久雄・吉岡敏和・堤　浩之

P-09　紀伊水道における中央構造線活断層系の分布の再検討
○立道智大・後藤秀昭・中田　高・西澤あずさ・伊藤弘志

P-10　菊川断層帯の活断層地形の詳細空中写真判読
○田力正好・中田　高・後藤秀昭・松田時彦

P-11　地震規模評価のための変動地形と地震・地下構造データの関連性の検討
○大西耕造・隈元　崇・中田　高・後藤秀昭・藤田雅俊

P-12　近畿・中部境界地域周辺の活断層の活動時期と歴史地震
吉岡敏和

P-13　日本の歴史地震事例からみた活断層の検知率
小松原琢

O-01

活断層直上に位置する教育施設－その特定と対策―

隈元　崇（岡山大学）・中田　高○（広島大学）

Schools on active faults in Japan - identification and countermeasure -

Takashi Kumamoto (Okayama Univ.), Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.),

中田・隈元（2003）は，活断層と土地利用の問題点の一つとして，国土地理院の数値地図 25000（地名・公共施設）にある教育施設と活断層詳細デジタルマップ（中田・今泉編，2002）で認定されている活断層との関係について検討し，数多くの校舎が活断層直上に位置している可能性を指摘した．しかしながら，今日に至るまでこのような危険について十分な対応がとられていないことは極めて残念なことである．その理由は，活断層の活動間隔が長いと考えられているために，仮に活断層直上に校舎があっても耐用年数中に断層変位によって破壊される確率は低いと多くの人たちが考えている点にあると推測する．2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震による津波によって，多くの教育施設が被災し多数の犠牲者がでたため，津波による被害を受ける可能性のある教育施設を津波の到達しない高台に移転する構想が現実のものとなろうとしている．このように数百年に一度発生する災害にたいしても，具体的な対応を取ろうとする動きは，活断層直上の教育施設の建設禁止，活断層直上の既存の施設を使用禁止が現実的なものであることを意味している．

Google Earth®画像を利用した活断層と教育施設の位置関係の把握

中田・隈元（2003）の作業によって，検討対象となった教育施設 45,360 校のうち，活断層から 200m 以内に位置するものは 1,005 校であり，約 40 校に 1 校がこれにあたる．50m 以内に位置するものは，その約半分の 571 校である．また，活断層の直上に位置する可能性のあるものは 225 校である．これらの施設の代表点の位置は独立建物の場合はその中央，複数の建物よりなる場合は校庭に面する建物の中央，あるいは建物群の中央または主要建物の中央となっている．これらの教育施設と活断層との位置関係を正確に知ることは，具体的な防災対策を取るためには極めて重要である．このためには教育施設の配置状況と活断層の位置関係を空中写真判読や現地調査によって把握することが不可欠であるが，これを研究者レベルで行うことは多大な労力と経費がかかるため，作業が遅れていた．一般の研究者にとっては詳細活断層図作成のために大縮尺の空中写真を購入することが困難なことであったが，近年，1970 年代撮影の 1 万分の 1 空中写真がウエブ上で公開され，国内のどの場所でも詳細な地形判読が可能となったが，写真撮影当時と現在では地域変化も小さくない．現在の国土の状況を効率的に知る手段として，Google Earth®画像を利用することは広く行われている．この画像上に「活断層詳細デジタルマップ」の活断層線と数値地図 25000 の教育施設の位置及び公共施設 ID と施設名称を重ね合わせることで，教育施設と活断層の位置関係を効率的かつ経済的に行うことが可能となった（第 1 図）．図中の赤マールあるいは緑マークをクリックすることによって，施設名や公共施設 ID を知ることができる．あるいは，Google Earth®のサイドバーに表示された公共施設 ID をクリックすることで，当該施設を中心とする画像を表示することも可能である．

教育施設リストと今後の作業

上記の作業の結果は第 1 表のようにまとめられる．このうち活断層直上や直近に位置する施設については，活断層の位置や形状を 1970 年代撮影の 1 万分の 1 空中写真によって再確認を進めている．逆断層の上盤側に位置する施設については，地盤短縮や撓曲運動によって断層線から数 10m離れていても建物が大きな影響を受ける危険性がある．また，副次的な断層や断層末端部における分岐など活断層の詳細な形状を見出すことも重要である．断層変位に伴う地盤破壊による教育施設の破壊は，生徒，児童の生命と安全を脅かすものであり早急に具体的な対策を取ることが急務であるが，このためにも，本研究の結果を複数の活断層研究者がクロスチェックする必要がある．

第 1 図　Google Earth 上に示された活断層線と教育施設の位置と関連情報

断層線上か？	公共施設ID	施設名称
OTF愛子断層上盤側	11616	市立川前小学校
OTF愛子断層上盤側	11646	市立大沢中学校
断層末端から100m（仙台市街地を横切る新なた活断層？）	11659	県立工業高等学校
断層末端から100m（11659と同じ場所）	11662	県立第二工業高等学校
OTF大念寺断層上盤側	11804	市立岩切小学校
OTF大念寺断層上盤側	11806	市立原町小学校
断層から50m以内　長町－利府構造線下盤側	11810	市立新田小学校
OTF大念寺断層の北端部分岐トレース	11819	市立東仙台小学校
大念寺断層下盤側　断層から50m	11822	市立榴岡小学校
長町－利府構造線下盤側　断層直近	11832	市立東仙台中学校
OTF長町－利府構造線	11838	私立仙台育英学園高等学校
OTF長町－利府構造線	11921	県立仙台第一高等学校
大念寺断層上盤側　断層から50m以内	11923	県立第二女子高等学校

第 1 表　活断層と教育施設との位置関係の例　　OFT: on the fault

O-02

2011 年東北地方太平洋沖地震前後の活断層周辺における地震活動度変化

°石辺岳男・島崎邦彦・佐竹健治・鶴岡弘（東大地震研）

Change in seismicity around the Quaternary active faults due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

°Takeo Ishibe, Kunihiko Shimazaki, Kenji Satake, and Hiroshi Tsuruoka
Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

主要活断層帯周辺における地震活動度が，東北地方太平洋沖地震の発生前後でどのように変化したかを調査した．その結果，複数の活断層帯において明瞭な変化が認められた．震源域から離れた活断層帯は本震による正の静的クーロン応力変化（以下ΔCFF）で概ね説明することができる．一方，東北地方の逆断層帯など一部の活断層帯周辺における地震活動度変化は，活断層帯の断層パラメータ（走向，傾斜，すべり角）を仮定したΔCFF では説明が困難である．このことは，地殻内の応力場が不均質であるか，あるいは容易に変化するほどテクトニックな応力が小さい可能性を示唆する．

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震（マグニチュード（M）9.0）は，死者・行方不明者あわせて 2 万人弱という激甚災害を引き起こした．また，本震後 40 分以内に M7 以上の余震が 3 回発生するなど震源域で非常に活発な余震活動が観測されてきただけでなく，その周辺において秋田県沖の地震（M6.4），長野・新潟県境の地震（M6.7），静岡県東部の地震（M6.4），福島県浜通りの地震（M7.0）が発生した．さらには，震源から数百キロ離れた地域においても明瞭な地震活動度の変化が認められ（Hirose *et al*., 2011; Ishibe *et al*., 2011; 遠田, 2011），このことは 3 月 11 日の地震が日本列島の広範に応力変化を及ぼした可能性を強く示唆し，活断層帯によってはより高い応力状態になったと考えられる．

大地震の発生頻度は一様ではなく，プレート間（巨）大地震の前後に集中して発生する傾向にある（Shimazaki，1978）．例えば，1896 年の明治三陸地震の発生から 2 ヵ月半後には，陸羽地震（M7.2）が秋田県と岩手県の県境にある真昼山地の直下で発生し，大きな被害を及ぼした．陸羽地震の震源域では，明治三陸地震後に活発な群発的活動があったことが報告されており（Imamura, 1913），活断層帯周辺における 3 月 11 日の地震前後での地震活動度変化を調査することは，活断層帯で発生する大地震への影響を評価するうえで重要である．

そこで本研究では，主要活断層帯周辺における地震活動度変化を調査し，その断層パラメータで計算されたΔCFF との整合性を議論した．それぞれの活断層帯から 5 km 以内に本震前 1 年間，本震後 5 カ月間に発生した M1.0 以上の地震を Ishibe and Shimazaki (2008, 2011)の手法により抽出し，累積頻度曲線・M-T ダイヤグラム，ならびに震源分布を描かせた．震源カタログは確定震源が公開されている期間（2011 年 2 月末まで）は気象庁一元化震源を，以降（2011 年 3 月から）は暫定震源を用いた．ΔCFF の計算には剛性率 32GPa, ポアソン比 0.25 の線形弾性体を仮定し, Okada (1992)のプログラムを用いた．見掛け上の摩擦係数は 0.4 とした．

その結果，境峠・神谷断層帯主部，北伊豆断層帯，真昼山地東縁断層帯，長町-利府線断層帯，横手盆地東縁断層帯北部，牛伏寺断層，十日町断層帯西部，六日町断層帯南部，長野盆地西縁断層帯，高田平野東縁断層帯，猪之鼻断層帯，生駒断層帯，糸魚川静岡構造線北部において地震発生率が 10 倍以上という明瞭な地震活動変化が認められた．これらの活断層帯における特徴は以下の（1）～（4）に大局的に分類される．

（1） 本震後に付近で発生した大地震（誘発地震）に伴う余震を含む活断層帯
（2） 本震後に付近で活発化したクラスター的活動を含む活断層帯

（3） 活断層帯の断層パラメータを受け手側のメカニズム解として計算されたΔCFF で説明可能な活断層帯

（4） （1）~（3）のいずれにも属さない活断層帯

（1）はその活断層帯の断層面付近には明瞭な活動度変化は認められないが，3 月 11 日以降に発生した大地震の余震が多数含まれているものである．十日町断層帯西部，高田平野東縁断層帯，六日町断層帯南部の周辺における本震後の地震活動は，いずれも 3 月 12 日に付近で発生した長野・新潟県境の地震（M6.7）に伴う余震がほとんどである．（2）は，（1）と同様にその活断層帯の断層面近傍ではなく, 周辺で活発化したクラスター的活動を含むもので, 長町 - 利府線断層帯，長野盆地西縁断層帯が該当する．（3）は，活断層帯のごく近傍において明瞭な活動度変化が認められ，3 月 11 日の地震によるΔCFF の増加と調和的であるもので，境峠・神谷断層帯主部，北伊豆断層帯，牛伏寺断層などが該当する．（4）は，活断層帯のごく近傍において明瞭な活動度変化が認められるが，その活断層帯の断層パラメータで計算されたΔCFF では説明が困難であるもので，真昼山地東縁断層帯，横手盆地東縁断層帯北部，猪之鼻断層帯，生駒断層帯が挙げられる．真昼山地東縁断層帯と横手盆地東縁断層帯北部は，ΔCFF が大きな負値を示すにも関わらず活発化している．猪之鼻断層帯と生駒断層帯は，見掛け上の摩擦係数により値は変化するものの本震によるΔCFF は非常に小さい．

上記の活発化した活断層帯とは逆に，会津盆地東縁断層帯や 2008 年岩手・宮城内陸地震（M7.2）の余震域のように本震後に余震活動が収束あるいは静穏化した領域も見られ，これらの静穏化は活断層帯の断層パラメータで計算されたΔCFF と調和的である．東北地方において本震後に活発化した領域では，従来の逆断層型とは異なる正断層型や横ずれ型のメカニズム解の地震が多く発生しており，その多くは本震前の震源分布とは相補的な関係にある．このことは，地殻内の応力状態が非常に不均質であるか，あるいは容易に主軸が回転可能なほどテクトニックな応力が小さい可能性を示唆する．デクラスタリング処理や震源分布の精査に基づくより定量的な議論が今後の課題である．

参考文献

Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura (2011). Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M_w 9.0) - Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity -, *Earth Planets Space*, **63**, 513-518.

Imamura, A. (1913). The Rikuu earthquake of 1896, *Rept. Imperial Earthquake Invest. Comm.* **77**, 78-87.

Ishibe, T. and K. Shimazaki (2008). The Gutenberg-Richter relationship vs. the Characteristic Earthquake Model: Effects of different sampling methods, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **83**, 131-151.

Ishibe, T. and K. Shimazaki (2011). Characteristic Earthquake Model and Seismicity around Late Quaternary Active Faults in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *submitted*.

Ishibe, T., K. Shimazaki, K. Satake, and H. Tsuruoka (2011). Change in seismicity beneath the Tokyo metropolitan area due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan Earthquake, *Earth Planets Space,* **63**, 731-735.

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.

Shimazaki, K. (1978). Correlation between intraplate seismicity and interplate earthquakes in Tohoku, Northeast Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 181-192.

遠田晋次 (2011). 東北地方太平洋沖地震による地震発生場の変化, *科学*, **81(10)**, 1049-1054

O-03

2時期の高解像度DEMを用いた数値地形画像解析で抽出した、2011年福島県浜通りの地震に伴う地表変動

向山　栄（国際航業株式会社　技術開発部）

Estimation of ground movement by the 2011 Earthquake in Hamadori, Fukushima Prefecture on April 11, from the Geomorphic Image Analysis of LiDAR DEM

Sakae Mukoyama

1. はじめに

筆者は先行研究において，2 時期の高解像度 DEM を用いて，画像マッチングの手法を応用し，大変形を伴わない地表面の 1m オーダーの変動を面的，定量的に，かつ容易に把握する新しい手法を開発し（特許第 4545219 号登録），平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震時に生じたマスムーブメントおよび地震断層が出現した地域の地表面変位量を，精度良く計測できることを示した[1) 2)]．本研究では，同じ手法を平成 23 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震（M7.0）により地表地震断層が出現した領域に適用し，地表面変位抽出の予察を行った．

2. 研究の背景

研究対象地域である井戸沢断層の西側セグメントでは，地震時にほぼ北北西－南南東方向に連続する地表変状が出現した．それらは鉛直変位量が最大約 2.3m の西側低下の低崖である．これらは地下に推定される高角の正断層に伴う変状と解釈される．一方，東側セグメントにおいては顕著な地表変位は観察されていないが，衛星干渉 SAR 画像の解析によれば，西側セグメントと東側セグメントとの間にも地表の変位が生じている可能性が示唆される[3)]．

3. 調査手法

使用した地形データは，2006 年 2 月～2007 年 1 月および 2011 年 4 月の地震後の航空レーザ測量による 2 時期の 2mDEM である．画像解析に用いる数値地形画像には，格子点における傾斜角度を白黒濃淡で表した傾斜度図を用い，画像マッチングには，MATLAB で記述された MPIV を 3 次元解析に使用できるように改良したソフトウェアを用いた．2mDEM を用いた場合，数値地形画像マッチングで抽出できる変位量は，グリッドサイズの 1/10 程度以上である．

4. 解析結果

井戸沢断層西側セグメントの北部の鮫川付近では、明瞭な西側低下の地表地震断層が認められるが，地震によって生じた低崖は，西側にある南向きに移動するマスムーブメントと境界を共有しているかもしれない．また西側セグメント中部の田人町黒田付近においては，地表地震断層直近における水平方向の変位は小さいが（10 ㎝程度以下），東側セグメントとの間の地表面は，相対的に南方に移動し，地震断層を挟んで右横ずれの成分を持つ漸移的な変位が認められる．

5. 結論

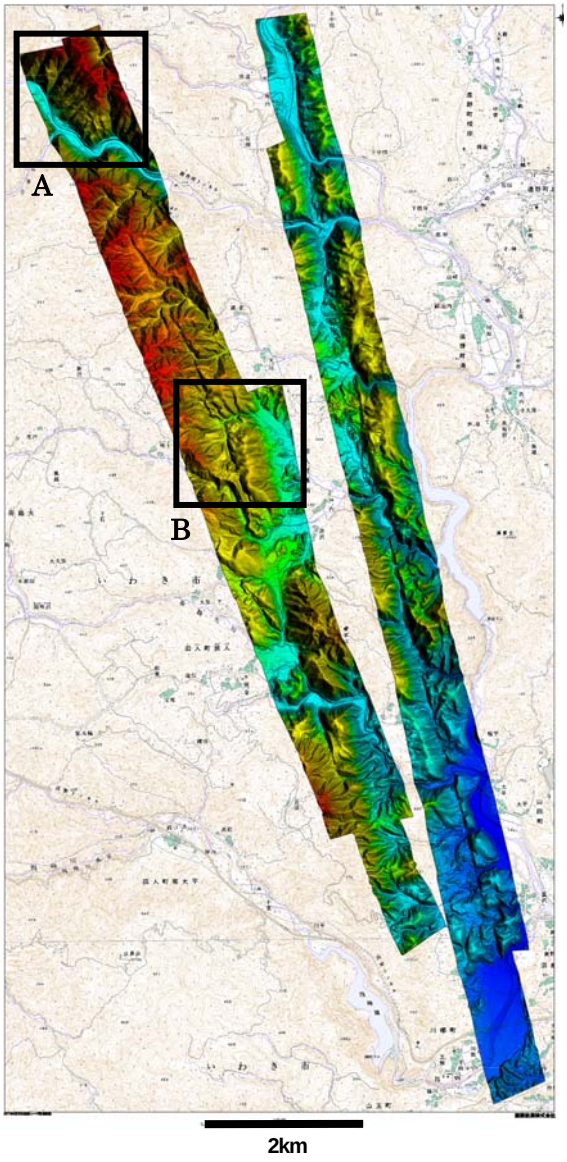
2 時期の高解像度 DEM から，地表面の移動ベクトルを抽出し，地表地震断層付近の地表面の動きを面的に詳細に把握できた．これらの情報を全域に適用し，地震観測情報，地質学的情報，変動地形学的情報と組み合わせることにより，井戸沢断層の地表トレースの全体像について理解が深められると考えられる．

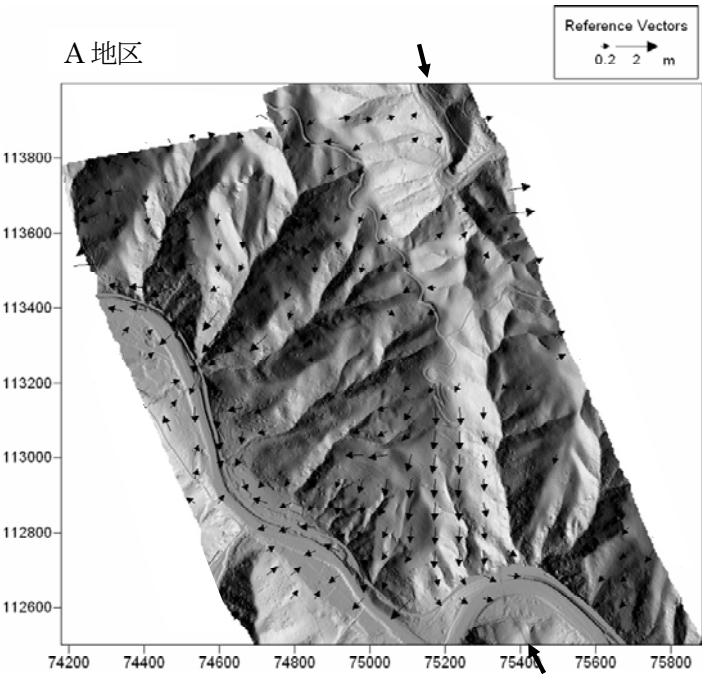
文献

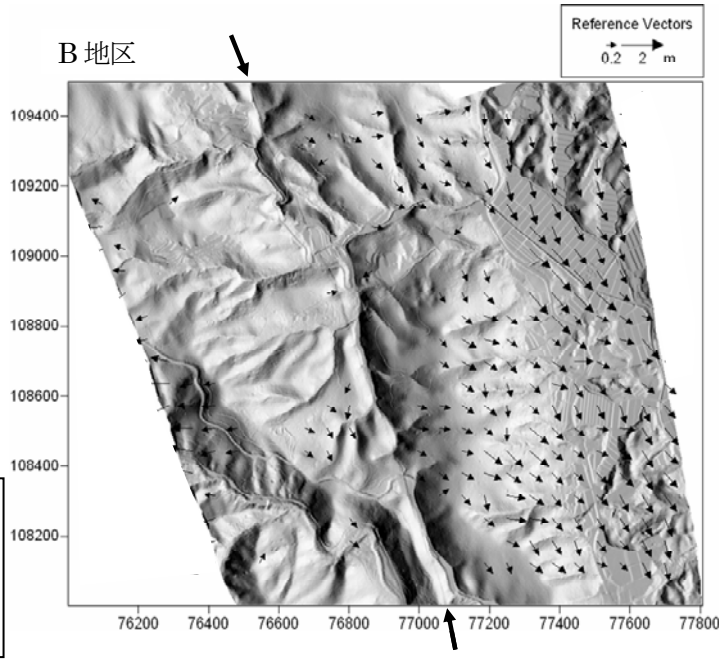
1) 向山 栄・江川真史（2009），2時期の細密DEMから作成した地形画像解析により推定した平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震における荒砥沢ダム周辺の地表変動，日本応用地質学会平成21年度研究発表会講演論文集，pp3-4.

2) 向山 栄・江川真史（2009），2時期のDEMを用いた数値地形画像解析により推定した、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域における広域的地表変動，日本応用地質学会平成22年度研究発表会講演論文集，pp.187-188.

3) 国土地理院（2011），平成23年（2011年）4月11日福島県浜通りの地震（M7.0）に伴う地殻変動，
http://www.gsi.go.jp/cais/topic110425-index.html







図左　調査範囲図（地震後のレーザ計測1mDEM　陰影図）
図右上　A地区の地表水平変位量（太矢印間は地表地震断層位置）
図右下　B地区の地表水平変位量（太矢印間は地表地震断層位置）
背景は地震後の航空レーザ計測1mDEM陰影図（光源は東）

O-04

鎌倉 - 逗子断層群～活断層としての予察調査

蟹江 康光 (三浦半島活断層調査会)

Preliminary survey of the Kamakura-Zushi Fault Group as a newly idetified fault zone

KANIE Yasumitsu (Research Group for Active Faults in the Miura Peninsula)

鎌倉 - 逗子断層群は，正断層からなる南北（~NNE-SSW）系の断層群である。最近の調査で，これら正断層群の多くは活断層と解釈されたが（蟹江ほか，2011），本格的調査は行われていない。これら断層群の分布は，東北地方太平洋沖地震後に活動した，いわき市の井戸沢断層と湯ノ岳断層の地表地震断層の形態（阿南ほか，2011）に似ている。

蟹江・三浦半島活断層調査会（2005, 2007）は，鎌倉地域に分布する鎌倉層群からなる逗子層上部（5.0~4.4Ma）と，それを覆う池子層（4.4~2.5Ma）の分布は，南北系断層群により逗子地域から北方へ約 3km 転移している。松島（1999）によれば，鎌倉市街域は 7100~6000 年前の海成層上限高度が 8.4~8.0m にあり，鎌倉 - 逗子の北西部と北東部の平均標高より 4m 以上高い。すなわち，本地域は 6000 年間に 4 m 以上隆起している。このことから，鎌倉の西側と東側の断層群は活構造とした。断層の一部は 400~500 年前（鎌倉～室町時代）にも活動したことが名越やぐら群遺跡調査で判明している。

逗子 - 鎌倉以北の地域にある北帯は，西は湘南海岸へ延びる。地質的には鎌倉層群をつくる逗子層と池子層，それを覆う上総層群の堆積に始まる関東平野の南限といえる。北帯の構造は，三浦半島の中帯・南帯で東西系の逆断層が卓越するのと異なる。

鎌倉西部の正断層群の分布は，房総半島中東部の上総層群堆積盆で西落ちの正断層群に似ており，それらは 1Ma ころに形成された（伊藤ほか，2011）。しかし，鎌倉 - 逗子断層群の形成時期は検討課題である。

文　献

阿南修司・品川俊介・安元和己　2011. 2011.4 月 11 日の余震でいわき市に出現した地表地震断層 (第 1 報). http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/0313/img/yoshin.pdf.

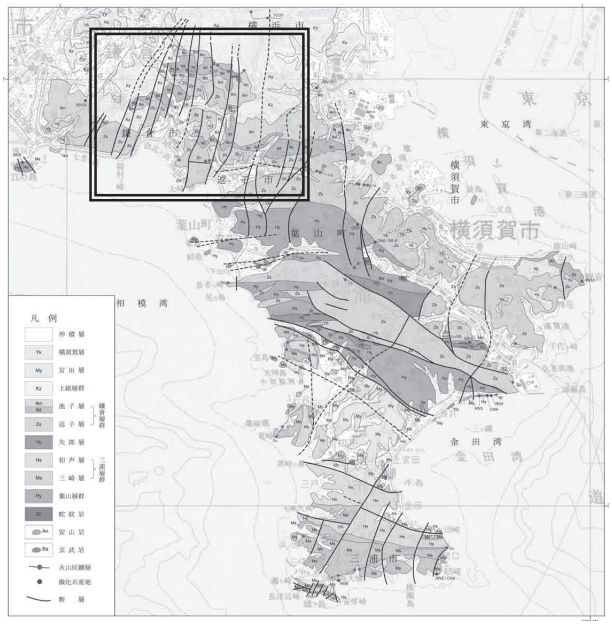
伊藤谷生・浅尾一巳・佐藤比呂志　2011. 房総半島テクトニクス解明の新たな展望 . 地質学会第 118 年学術大会講演要旨集，A: 11.

蟹江康光・三浦半島活断層調査会　2005. 三浦半島北部，鎌倉～逗子地域の地質構造．地質学会 112 年学術大会講演要旨 : 70.

蟹江康光・三浦半島活断層調査会　2007. 三浦半島北部，鎌倉～逗子地域の地層分布と活構造．地質学会 114 年学術大会講演要旨集 : 275.

蟹江康光・柴田健一郎・蛯子貞二・鈴木 進・浅見茂雄・松崎健一・斉藤恵子　2011. 市民団体による三浦半島地質図の作成 . 地質学会 118 年学術大会講演要旨集，B: 202.

松島義章　1999. 完新世海成堆積物からみた相模湾沿岸地域の地形変動．第四紀研究 , 38: 503-514.



断層群の分布を示す三浦半島の地質図（蟹江ほか，2011）を修正

北帯では NNE-SSW 系正断層群が顕著である。中帯と南帯では NWW-SEE 系の 逆断層群が卓越するが，NNE-SSW 系正断層群も目立つ

O-05

伊豆中軸部の左横ずれ変形帯
－宇佐美火山の古地磁気方位からみた丹那断層延長部について－

木村治夫（産業技術総合研究所活断層研究センター）

Left-lateral shear zone in the center of the Izu Peninsula: a zone of extension of the Tanna fault revealed by paleomagnetism in Usami Volcano

Haruo Kimura (Geological Survey of Japan, AIST)

国内で有数の活動的な左横ずれ断層である丹那断層について，これまでに多くの地形地質学的研究成果が報告されてきた．しかし，丹那断層周辺地域を含む伊豆半島北東部では，伊豆弧と本州弧の衝突に伴う非常に複雑な地殻変動が生じており，衝突に伴う短縮変形に加えて，活発な横ずれ変形も見られる．短縮変形帯では，国府津－松田断層や松田北断層，日向断層などの逆断層が分布する．また，日向断層の西方には左横ずれ断層である平山断層が位置する．この平山断層は箱根火山を挟んで丹那断層の北方に位置して，丹那断層とあわせて，丹那－平山構造線を成す．平山断層北端から丹那断層南端まではおおよそ 40 km に達するが，中央部の箱根火山では断層位置やその連続性が不明瞭なため，丹那－平山構造線の全体像については未知の問題が多い．また，丹那断層南方に位置する巣雲山－奥野断層（現在活動的である証拠は見つかっていないが，地質断層として記載されている）の周辺では広域な左横ずれ変形が指摘されている（小山, 1982）が，定量的な横ずれ変形の見積もりと丹那断層との連続性については議論されていない．そこで，本研究では丹那断層南方の巣雲山―奥野断層周辺に分布する宇佐美火山の古地磁気方位を測定し，断層周辺の横ずれ変形を求めることで，丹那－平山構造線を含めた伊豆中軸部の左横ずれ変形帯について考える．

本研究では，地表断層線における地震時地殻変動による横ずれ変位だけではなく．地質学的時間スケールで累積された，断層から数 km 以上の広範囲な変形（例えば，Platzman et al., 1994; Sonder et al., 1994; Piper et al., 1997 など）を取り扱う．古地磁気方位測定では，宇佐美火山中の US-II 及び US-IV（Jaramillo 亜期より後の松山逆磁極期，約 0.8～1.0 Ma：小山, 1982）に含まれる安山岩溶岩を測定試料として採取した．それに加えて，小山(1982)による既存の古地磁気データも使用した．また，巣雲山－奥野断層の諸性状及び古地磁気試料採取地点との位置関係を明らかにするために空中写真判読・地形地質踏査等を行った．検出した古地磁気方位と試料採取地点の位置関係から，横ずれ変形量を求めた．その際には，水平回転量から幾何学的に直接求める方法（Kimura et al., 2004）を用いた．また，この結果の検証と共に，丹那断層との連続性を議論するために，地殻の横ずれ変形を粘性板の力学的な変形で仮定して横ずれ量を求める方法（McKenzie and Jackson, 1983; England et al., 1985; Nelson and Jones, 1987）を用いた．さらに，丹那断層との連続性を考えるために，Kimura et al. (2011)によって

丹那断層周辺で検出された古地磁気データをあらためて解析した．

幾何学的なデータ解析の結果，巣雲山－奥野断層での横ずれ変形量は約 7±2 km，変形速度は約 5～11 mm/yr と求められた．また，力学的モデルによる解析の結果，巣雲山－奥野断層が単独で横ずれ変形すると仮定すると，その横ずれ量は数百 km 以上に及び，大きな矛盾が生じることがわかった．そこで，地質学的な時間スケールでは，巣雲山－奥野断層は丹那断層と一連の横ずれ変形を生じさせるものと考え，この横ずれ変形帯の総延長と横ずれ変形速度を求めた．その結果，それぞれ，おおよそ 35～45 km 以上，11～12 mm/yr の時，丹那断層及び巣雲山－奥野断層周辺でのそれぞれの古地磁気方位回転量と試料採取地点との位置関係とが最もよく調和することがわかった．仮に，巣雲山－奥野断層南端を横ずれ変形帯の南限とした場合，その北限は総延長 35 km の場合は平山断層やや南方に，45 km の場合は平山断層北端部付近に達する．よって，丹那－平山構造線は地質学的時間スケールにおいて一連の左横ずれ変形帯として活動し，その周辺では広範囲な横ずれ変形が生じている．また，その南方延長は巣雲山－奥野断層のさらに南へと続く可能性もある．しかし，地表で完全に連続しているわけではなく，変形帯がステップしている可能性も含め，その存在や詳細な位置については今後より詳しい研究を行う必要がある．

引用文献

England, P., Houseman, G., Sonder, L., 1985, Length scales for continental deformation in convergent, divergent, and strike-slip environments: analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model, J. Geophys. Res., 90, 3551-3557.

Kimura, H., Itoh, Y., Tsutsumi, H., 2004, Quaternary strike-slip crustal deformation around an active fault based on paleomagnetic analysis: a case study of the Enako fault in central Japan, Earth Planet. Sci. Lett., 226, 321-334.

Kimura, H., Ishikawa, N., Sato, H., 2011, Estimation of total lateral displacement including strike-slip offset and broader drag deformation on an active fault: tectonic geomorphic and paleomagnetic evidence on the Tanna fault zone in central Japan, Tectonophysics, 501, 87-97.

小山真人, 1982, 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層所, 静岡大学地球科学研究報告, 7, 61-85.

McKenzie, D., Jackson, J., 1983, The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deformation zone, Earth Planet. Sci. Lett., 65, 182-202.

Nelson, M. R., Jones, C. H., 1987, Paleomagnetism and crustal rotations along a shear zone, Las Vegas Range, Southern Nevada, Tectonics, 6, 13-33.

Pipar, J. D. A., Tatar, O., Gürsoy, H., Deformational behavior of continental lithosphere deduced from block rotations across the North Anatolian fault zone in Turkey, Earth Planet. Sci. Lett., 150, 191-203.

Platzman, E. S., Platt, J. P., Tapirdmanz, C., Sanver, M., Rundle, C. C., 1994, Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault Zone?, J. Geophys. Res., 99, 21,705-21,715.

Sonder, L. J., Jones, C. H., Salyards, S. L., Murphy, K. M., Vertical axis rotations in the Las Vegas Valley Shear Zone, southern Nevada: Paleomagnetic constraints on kinematics and dynamics of block rotations, Tectonics, 13, 769-788.

O-06

東京山手台地北東縁の地質構造解析の予察的報告

ー　NW-SE 系伏在第四紀断層の分布可能性について　ー

○豊蔵 勇（ジオ・とよくら：GUPI），青砥澄夫（川崎地質），川田明夫（大和探査），
須藤 宏（応用地質），福井謙三（基礎地盤コンサルタンツ），松崎達二（サンコーコンサルタント），渡辺平太郎（大成基礎設計），島崎邦彦（東京大学），
山崎晴雄（首都大学東京），中山俊雄（東京大学，元東京都土木技術支援センター）

Preliminary report of analyses of tectonic structure of
the northeastern marginal zone of the Yamanote Upland in Tokyo
–NW-SE concealed Qauternary faults could be developed or not?--

Isamu Toyokura(Geo-Toyokura,GUPI), Sumio Aoto(Kawasaki Geological Engineering),
Akio Kawada(Daiwa Exploration & Consulting), Hiroshi Sudo(OYO Corporation),
Kenzo Fukui(Kiso-Jiban Consultants), Tatsuji Matsuzaki(Suncoh Consultants),
Heitaro Watanabe (Taisei Kiso Sekkei), Kunihiko Shimazaki(ex-Tokyo University),
Haruo Yamazaki(Tokyo Metropolitan University), Toshio Nakayama (Tokyo University,
ex-Civil Engineering Center, Tokyo Metropolitan Government)

１．まえがき

発表者らは[1)]，これまで山手台地内に第四紀後期に活動した断層の有無を検討するため，同台地東部の新宿区・千代田区・文京区にかけての範囲について，地盤情報データベースを利用して，東西測線間隔 250m，南北測線間隔 500mの断面図を作成し，地質・地質構造解析をおこなってきた。その結果，少なくとも３つの NNE-SSW の走向を示す第四紀断層を推定することができた。

本発表では，これまでの調査範囲の北側延長部で，山手台地北東縁の鶯谷から赤羽に至る NW-SE 方向の直線崖を含む東西方向 10km，南北方向 7ｋｍの調査範囲について，同様の地質・地質構造解析を行い，上記の断層の北方延長性について検討すること，および直線崖の形成に関与する第四紀後期の変動が存在するのかどうかについて検討を行うこととした。現時点での東西・南北測線の間隔は共に 500m である。

本調査範囲には，次の二点で地形学的に興味深い点が見出される。第一点目は，山手台地北東縁の鶯谷から赤羽に至る NW-SE 方向の長い直線崖が存在すること，第二点目は，石神井川の東流が南流に屈曲する点と地形面が一部逆傾斜する点である。第一点目の隅田川沿いの直線崖は，縄文海進時の波食崖であったことは，中里貝塚等が崖下に点在することから明らかであるが，それにしても 9.5km に及ぶ長い直線崖がなぜ形成されたのかは地学的に興味深い。第二点目について，石神井川は武蔵野台地をほぼ東流してくるが，当初は飛鳥山付近でほぼ直角に折れ曲がっており，藍染川（不忍通り沿い）の方に流れていたとみなされる。しかし，下刻がかなり進んだ，沖積層の形成の頃，飛鳥山北側で台地に残っていた谷壁が崩れたことが原因で，石神井川は低地

側に東流し隅田川に注ぎ始めたと考えられる。東流していた石神井川が飛鳥山付近で南流へと屈曲する点や藍染川の左岸側の台地面の非対称的にやや明瞭に南西傾斜する点は，武蔵野台地の一般的な流向や地形面傾斜からみると下流側上がりを示唆するとも見られる。これらの地形形成に関与するような更新世後期の変動が存在したのかどうかは興味ある点である。

２．地質・地質構造解析法

この地質・地質構造解析に当たり用いた手法は，これまでに用いているものに準じている [1)]。すなわち，東京層の最下部層で東京礫層と呼んだ連続性の良い砂礫層があるが，この砂礫層は砂層を経て泥層に至る上方細粒化シーケンスを示すなど特徴的な部層を構成する。この砂礫層・砂層と泥層からなる“ペア層”はその層厚を膨縮させながらも，低地側に向かって徐々に高度を下げるなど変化させるが，あるボーリング孔間を境として，延長上の高度に連続せず，相対的に低地側に突然落ちたりする高度不連続（ずれ）現象が認められる箇所があり，この孔間位置やそのずれ量を明確にする。次に，低地側に低下するなど同一方向のずれの認められる区間が，系統的に線状に配列する場合，これを高度不連続帯と呼び，さらに地質・地質構造の面から追加検討を加え，断層の存在を推定あるいは認定することとする。

２．予察的調査結果

従来，東京都による東京地盤図（東京都総合地盤図 [2)]）では，山手台地下に分布していた砂礫層は，主としてこの崖線付近を境として分布が途切れ，低地側では代わりに低位段丘相当の埋没礫層が分布するとしている。崖線付近ではボーリングは比較的少ないことや台地側のボーリング孔底深度が浅い多いことなど，台地内部の場合と異なり，詳細な地質解析にはかなりの困難がともなう。しかし，いくつかの測線では，比較的ボーリングデータの多いところがあるので，そこで見出された構造の周囲への連続性を追うような解析を行っている。

ペア層の砂礫層と埋没段丘の礫層との関係では，埋没段丘礫層の分布は，上限面標高約-20～-30m間にあり，その層厚が 2～8mであること，それに対しペア層の砂礫層が埋没段丘礫層より 10～15m浅く分布する場合が多いが，東部の上限面が標高-30m前後を示す場所では，ほぼ同じレベルで分布することから，両者の区分そのものが，地盤調査のボーリングの記載だけでは難しいことが分かった。つまり，土質区分と N 値を主体としている情報だけでは両者間に断層などの不連続が存在するかどうかを検討することはできないので，追加の記載情報を集める必要がある。

次に，上述のペア層に注目し，崖線付近での分布状況を調べた。その結果，いくつかの断面で，台地側から崖付近になるとペア層の境界面の分布高度があがってくる，すなわち全体の傾向からすると下流側上がりの逆傾斜になる箇所や，上記調査法で述べた手法で検討すると断層が推定される箇所が認められるので，これらの分布や性状などを報告することとする。

参考文献

１）豊蔵　勇ほか（2009）:,東京山手台地中央部付近に推定される伏在断層について（その２），活断層学会 2009 年度秋季学術大会　講演予稿集，O-04

２）東京都土木技術研究所（1977）: 東京都総合地盤図（Ⅰ）―東京低地部―，技法堂

O-07

断層活動か膨潤作用か

－日本の原発安全審査における「断層露頭」解釈への疑問－

渡辺満久（東洋大学）・中田　高（広島大）・鈴木康弘（名古屋大学）

Active faulting, or swelling: that is the question

- peculiar interpretations of “fault outcrop” in the Japanese nuclear society -

Mitsuhisa WATANABE (Toyo Univ.), Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.),
and Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.)

1. はじめに

活断層の存否や活動性に関する正しい評価は、学術面のみならず、重要施設の安全性にも係る問題である。これまで我々は、原子力関連施設周辺における活断層評価の問題点を具体的に指摘してきた。しかし、いまだに誤った調査・審査が継続され、さらに多くの過ちが繰り返されている。これを見逃すことは、活断層研究の学術的意義を大きく失墜させ、学会の存在意義にも疑問を投げかけるものである。

今回は、「断層露頭の解釈」に関する問題点を指摘する。日本の原子力関連施設の敷地内においては、地形学的な分析に関する問題だけではなく、「断層露頭」の解釈に関わる疑問も多数存在している。本報告では、主に、敦賀原発と東通原発の敷地の問題を紹介する。とくに、後者における問題は、これまでの活断層研究に対して大きな問題を投げかけかねない内容が含まれている。本発表には、平成 21－24 年度科学研究費補助金（基盤研究（C）（（研究代表者：渡辺満久）を使用した。

2 敦賀原子力発電所

本サイトは、敷地内の明瞭な断層変位地形が見逃され、断層露頭の解釈に関しても様々な問題があった地域である。たとえば、敷地を横切る浦底断層は、「50ka 以降に活動している可能性」があったにもかかわらず、50ka 以降の活動履歴が「確認できない」ことを根拠に「活断層ではない」とされていた。旧指針が定めていた基準は、「50ka 以降に活動履歴がない」断層は活断層ではないというものであり、上記の評価は指針とは整合しない。また、敷地内の群列ボーリング調査（日本原電、2004）においても、恣意的な解釈が行われていた。地質学的な常識を無視した誤った解釈がなされ、4ka 以降に活動している浦底断層が 50ka 以降には活動していないとされていたことが明らかにされた（渡辺ほか、2008）。これらの間違いが明らかになっても真摯な反省はなく、「誤りは無かった」とされている。

3 東通原子力発電所

下北半島東部には、東北電力によって東通原子力発電所が建設され、東京電力による原子力発電所建設も進められている。これらの建設にともなう審査報告書（東北電力、2011；東京電力、2009）には、新第三系を切断する多数の断層があることが示され、驚くべきことに、それらの中には MIS 5e や MIS 5c に堆積した海成層を切断・変位させるものが多数ある。

事業者側の報告によれば、これらの露頭にともなう変動地形・リニアメントは認められず分布が限定的であり、変位の累積性はなく、新第三系の構造とも関連性がないとされた。そのため、断層破砕帯等が地下水位の変化によって一部が上昇したものであり、膨潤作用等によって「逆断層上盤側が隆起した」と判断している。これらの検討結果は、すべて、専門家による審査も通過している。

我々の写真判読結果によれば、東通原子力発電所の敷地内には、活断層の存在を暗示する変動地

形が確認できる。上記の「変位」は、ほとんどがそのトレースに沿って確認されている。したがって、「変動地形・リニアメント」はないという判断は誤りである。また、いずれの「活断層」も後期更新統を変位させることは確実であり、複数回の活動歴を示すような逆断層も見られる。また、基盤構造は、活構造を論ずる場合の重要なデータとはならない。このような「断層露頭」のうち、変位量が最大のものを図 1 に示す。MIS 5e の海成層基底の高度が 3m 以上食い違っており、海成層とそれを覆う Toya 火山灰にも明瞭な逆断層による変位が確認できる。これが、断層運動の結果ではなく、膨潤作用等によって形成されたものであると結論されており、驚きを禁じ得ない。写真判読結果等の詳細は、発表当日に提示する。

なお、これら活断層のすべてが近い将来に地震を起こすものではなく、周辺の主断層の活動時にお付き合いで動くものが多いであろう。しかし、原子力関連施設の地盤を変位させる断層については、地震を起こすかどうかだけではなく、変位によって重大な影響が生じうるという視点が不可欠である。

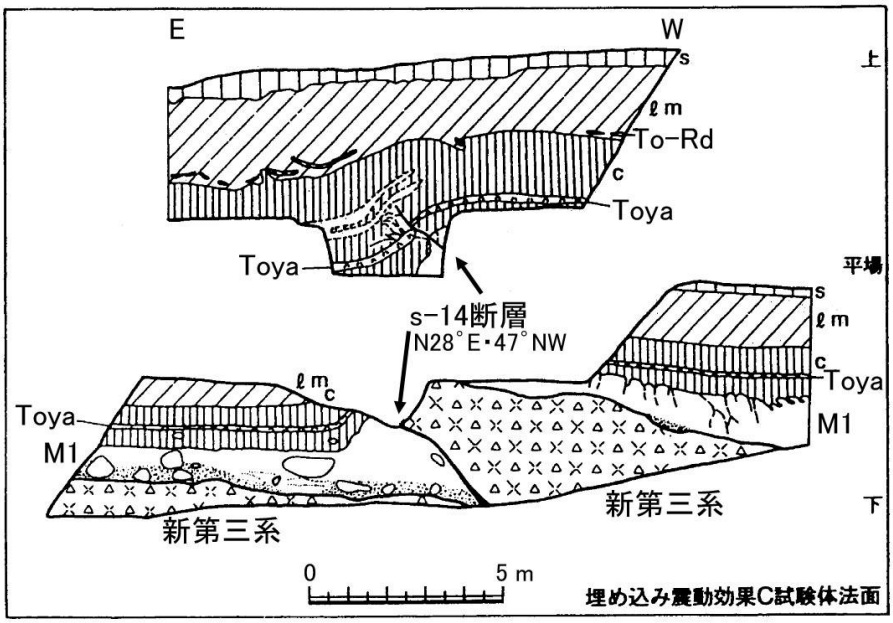


図 1　東通原子力発電所の敷地内で確認される逆断層（s-14 断層）
東北電力（1996）を一部修正（文字追記）。

4 まとめ

敦賀原子力発電所等における活断層評価で確認できる過去の間違いに対する反省はなく、同様の間違いは現在でも、複数のサイトで繰り返されている。旧指針における過ちを正すために作成された「新指針」や「安全審査の手引き」は、審査の当事者間ではまったく理解されていない。

演者らは、図 1 に示した構造が「断層活動」以外で説明できるとは考えない。安全審査において「断層ではない」と結論するためには、「膨潤作用以外では説明できない」ことを明らかにする必要がある。「膨潤作用でも説明できる」ではいけないはずである。東通原子力発電所の敷地内には、多数の活断層が存在すると言わざるを得ず、活断層の専門家としてこれを看過できない。膨潤作用という解釈が正しいとするのであれば、これまでの研究事例の相当部分を見直さなければならない。このような断層露頭解釈については、活断層学会における検証が不可欠であり、解釈の妥当性を判断することが必要である。

文献【東北電力（1996）東通原子力発電所原子炉設置許可申請書、東北電力（2010）東北電力株式会社東通原子力発電所敷地の地質・地質構造（補足説明）、東京電力（2009）東通原子力発電所敷地及び原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造、日本原電（2004）敦賀発電所原子炉設置変更許可申請書（3 号及び 4 号原子炉の増設）、日本原電（2008）敦賀発電所 3 号及び 4 号炉の安全性に係る追加調査報告書、渡辺満久ほか（2008）地球惑星科学関連学会 2008 年連合大会】

O-08

福井県敦賀湾における浦底断層のコアリング調査（速報）

○杉山雄一（産総研）・宇佐見琢哉・島崎裕行・武田伸勝（総合地質調査株式会社）
永田高弘・下釜耕太・松山和馬（株式会社ダイヤコンサルタント）

Coring survey of the Urazoko Fault in Tsuruga Bay, Fukui Prefecture

○Yuichi Sugiyama, Takuya Usami, Masanori Shimazaki, Nobukatsu Takeda,
Takahiro Nagata, Kota Shimogama and Kazuma Matsuyama

１．はじめに

平成 23 年度文科省委託「沿岸海域における活断層調査」の一環として，柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯のうち，浦底－柳ヶ瀬山断層帯（図 1）を構成する浦底断層のコアリング調査を敦賀湾で行った．コアリングは，日本原子力発電株式会社の音波探査資料と東海大学が「沿岸海域における活断層調査」の一環として実施した高分解能音波探査の結果を参考にして，断層の隆起側（北東側, 35° 43′ 26″ N, 136° 03′ 38-39″ E 付近，水深 36.3m）と沈降側（南西側, 35° 43′ 21″ N, 136° 03′ 34-36″ E 付近，水深 37.2m）で実施した．隆起側 5 地点，沈降側 7 地点でコアリングを試み，隆起側 3 地点，沈降側 3 地点で得られた 6 本のコア（長さ 3.20～6.15m）を解析中である．以下にこれまでの解析結果を速報する．

２．コアの層序

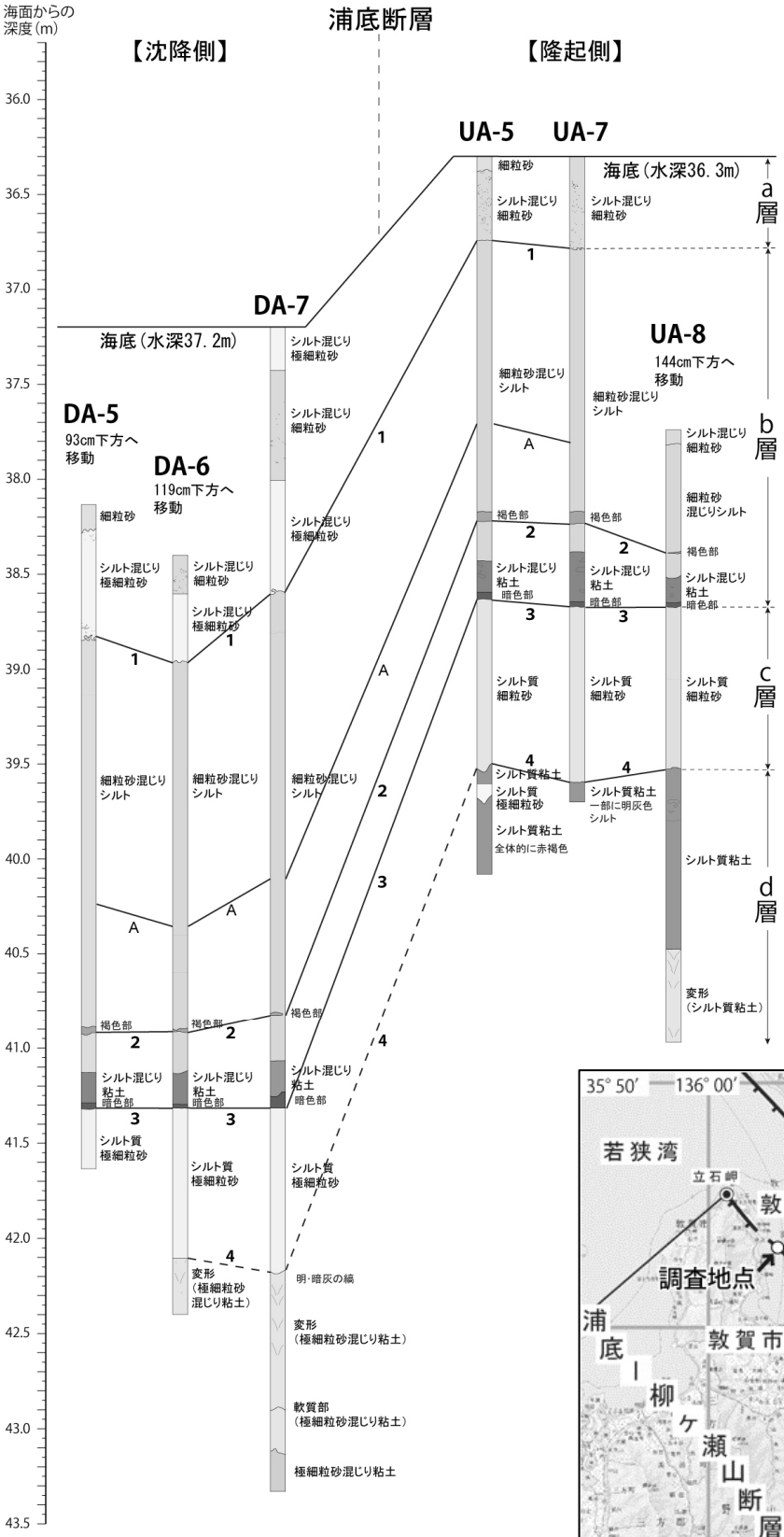
隆起側，沈降側とも上位から，a - シルト混じり砂層，b - 細砂混じりシルト層，c - シルト質砂層，d - シルト～極細砂混じりの粘土層，の層序を示す．a 層と b 層の厚さは隆起側で薄く，隆起側における各層の厚さは a 層 約 50 cm，b 層 約 190 cm，c 層 約 90 cm，d 層 140 cm 以上である．全コアの b 層基底から約 30～40 cm 上位には褐色を呈するシルト層が挟まれ，b 層最下部には厚さ 20～30 cm 程度のシルト混じり粘土層が認められる．

３．浦底断層両側での各対比基準面の高度差と浦底断層の活動層準

a～d 層の境界と b 層下部に挟まれる褐色シルト層の基底に加え，各コアで共通に認められた帯磁率の垂直変化を対比基準面として採用した．これら基準面によるコアの対比を図 2 に示す. 同図の作成に際しては，東海大学による高分解能音波探査の結果を参照し, DA-5, DA-6, UA-8 コアの上端位置を補正した.

浦底断層両側での各対比基準面の高度差（UA-5 と DA-7 間の高度差で代表する）は，基準面 1（a/b 層境界）が 1.85m，帯磁率による基準面 A が 2.4m，基準面 2（褐色シルト層）が 2.6m，基準面 3（b/c 層境界）が 2.65m，基準面 4（c/d 層境界）が概ね 2.65m である．基準面 2～4 は浦底断層両側での高度差がほぼ同じであり，基準面 A も基準面 2～4 の高度差の 90%以上の高度差を示すのに対して，基準面 1 の高度差はその約 70%で有意に小さい．

従って，浦底断層の最新活動層準は基準面 2 以上と考えられ，基準面 A 以上の可能性がある．今後，年代測定や火山灰分析の結果，東海大学による高分解能音波探査の結果，既存調査資料を総合して，浦底断層の最新活動時期やその際の上下変位量の解明に努めたい．



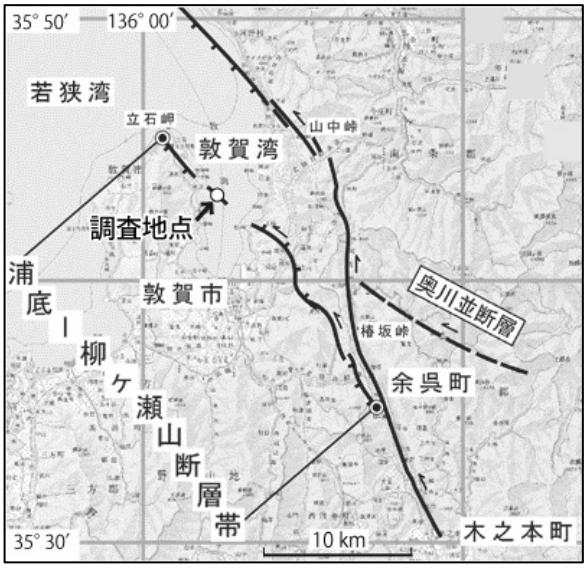


図 1. 調査地点位置図. 地震調査委員会（2004）に加筆.

図 2. 浦底断層のコアリング調査結果（暫定）.

コアリング地点の選定に際しては, 日本原子力発電株式会社が保有する音波探査及びボーリング調査の記録, 並びに「沿岸海域における活断層調査」の一環として東海大学が実施した高分解能音波探査の結果を参考にした. また, DA-5, DA-6 及び UA-8 コアについては, 東海大学の高分解能音波探査の結果を参考にして, それらの上端位置を補正した. ここに記して厚く御礼申し上げる.

O-09

丹後半島北部の地形とその沖合いの海底活断層

岡田篤正（立命館大学ｸﾞﾛｰﾊﾞﾙｲﾉﾍﾞｰｼｮﾝ研究機構）

Landforms and submarine active faults in the northern part of the Tango Peninsula, west of Wakasa Bay, central part of Japan Sea Coast

Atsumasa Okada (Ritsumeikan Univ.)

１．丹後半島と周辺海底の概要

丹後半島の概形は北東－南西方向に長軸をもつ長方形をなし，その北東と南東の２辺は活断層(運動)で規制されている．北東辺は本発表の活断層で，南東辺は山田断層帯で縁取られている．北西辺(経ヶ岬－網野－久美浜)は出入りに富む海岸線であり，海成段丘が分布し，この旧汀線高度は西側へ徐々に低下する（多田，1927；植村，1981）．

丹後半島周辺沖の海底地形・地質構造は『沿岸の海の基本図』(5 万分の 1)「若狭湾西部」(海上保安庁水路部，1980）及び「津居山」(海上保安庁水路部，1994）で詳しく調査・図化されているが，両図幅の境界部にまたがって発達する海底断層については，ほとんど記載・検討されていなかったので，陸上の地形と合わせて考察した．

２．丹後半島沖の経ヶ岬沖断層及び関連する断層

丹後半島北端の経ヶ岬から新井埼の海岸には，比高 400mに達する急傾斜の山地斜面が発達し，海岸線は出入りに富む．海岸線は概して北西－南東方向に延びるが，この沖合に断層が認められている．海底面は海岸線から急傾斜をなして北東へ低下するが，深さ 80－100m付近から緩傾斜となる（図 1）．この傾斜の変換線付近を北北西－南南東方向へ延びる長さ約 10kmの断層が音波探査で認められており（海上保安庁水路部，1980），これを経ヶ岬沖断層と名付ける．この断層の南西側（上盤）では，与謝層群（中新世）に対比される地層（$\mathrm{IV_W}$層）上面に侵食性の単傾斜面が形成されている．また，上盤側にあたる経ヶ岬から甲崎にかけての海岸には隆起波食台が見られ，経ヶ岬－久美浜にかけての海成段丘面群の西への傾動が指摘されている(植村，1981)ので，経ヶ岬沖断層は西傾斜の断層面をもち，上盤側が隆起するつ逆断層成分を有するとみなされる．

経ヶ岬の北東約 5km沖に白石礁(しろいしぐり)があり，その最浅所は 29mであるが，頂部付近の地形はやや起伏がある(図１)．この露岩北部の水深 90－95m付近は比較的平滑であり，侵食平坦面を形成している．白石礁の南側から西側を経て，北方へ延びる断層が認められ，その北方延長は「津居山」図幅の枠外に達している．海底面に東上がり数 10mの崖地形が認められ，音波探査断面にも明瞭な断層構造が記録されている．白石礁西側の断層は第四紀後期（最終氷期）頃までの堆積物（$\mathrm{II_T}$層）にも上下変位を与えている．

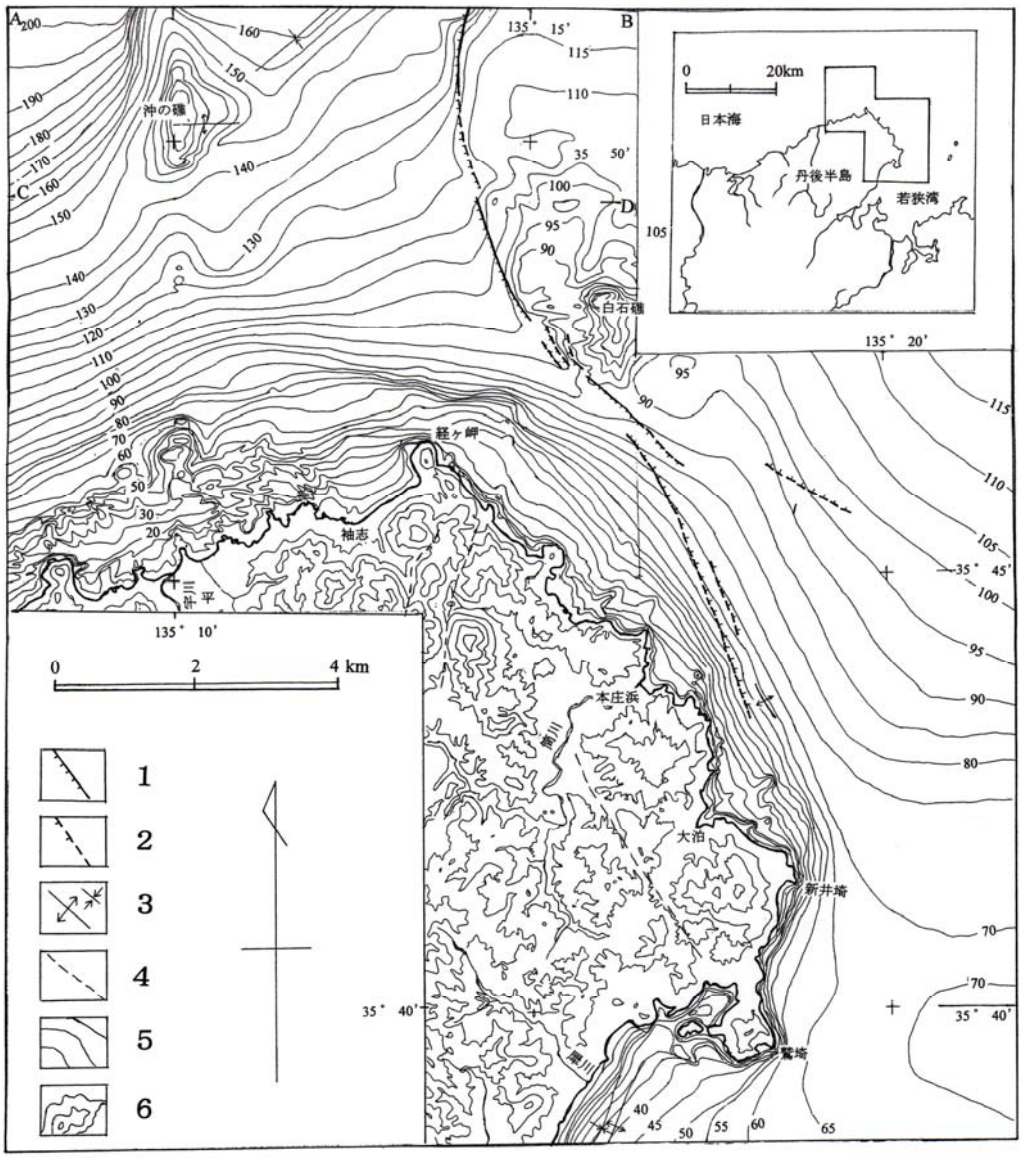
白石礁西沖断層と経ヶ岬沖断層は北北西－南南東方向へ延び，上下変位の向きは異なるが，一連の系統の活断層とみなされ，平面形は S 字状に弯曲している（図 1）．位置・走向・高角度断層などからみて，左横ずれ運動を伴うと考えられる．この北半部が東側上がり，南半部が西側上がりであり，横ずれの進行方向が隆起するという横ずれ断層の一般的な傾向に一致する．現在までに確認されている延長距離は 16.5km であるが，北方延長部は「津居山」図幅の北側枠を超えている．また，南半部の南方も海岸線近くの急傾斜部であり，基盤岩や砂礫層で構成されているため，音波探査では断層を確認することが難しく，新井埼・鷲埼の東沖まで延長する可能性が大きいので，さらに長いと考えられる（図 1）．こうした状況を考えると，総延長は 20 数 km に達するとみなされ，マグニチュード（M）７級の地震を引き起こす潜在的な能力をもつので，さらなる精査が要請される．

3. 丹後半島北部の海岸地形と地殻運動

経ヶ岬－本庄浜間の海岸には，完新世に形成された波食棚が少なくとも 2 段に見られ，間欠的な（地震）隆起が生じたとみなされる．また，経ヶ岬から西方の海岸には，数段の明瞭な海成段丘面が分布するが，旧汀線高度は経ヶ岬付近の中位面で約 45m，久美浜付近で約 15m と西方に徐々に傾動し，これより低い段丘面も傾動に参加している（植村, 1981）．こうした地殻運動は第四紀中後期以降も継続し，郷村断層帯や経ヶ岬沖断層の関与が推測される．したがって，経ヶ岬沖断層は丹後半島の地形形成を考える上だけでなく，沿岸部における直下型地震を想定する上でも，実に重要な調査対象であると言える．

図 1　丹後半島北端：経ヶ岬−新井埼周辺の地形と沖合の海底地形・活構造
（海上保安庁水路部，1980，1994 から岡田編集）

凡例　1:活断層・伏在活断層,2:推定活断層，3:褶曲軸，4:リニアメント(陸域)，5:等深線(5m 間隔)，6:等高線(100m 間隔)



O-10

台湾南部，潮州断層の地形学的考察―第 1 報―

○太田陽子（国立台湾大学）・李珀儂（国立台湾大学）・陳嘉俞（国立台湾大学）

Geomorphological Approach on the Chaochu Fault, one of major active faults in southern Taiwan－The first report—

OTA, Yoko (National Taiwan University) ・LEE, Ponong (National Taiwan University) ・CHEN, Chia- Yu (National Taiwan University)

はじめに：潮州断層は，台湾南部，中央山地とその西の屏東平野との地形境界をなす南北方向の活断層で，多くの先行研究がある．しかし，潮州断層の正確な位置，活動性，活動様式，変位量などについて異なる見解があり，また複数の断層のどれが主断層であるかについても諸説がある．たとえば，台湾中央地質調査所による活断層図（2000，現段階での最新の公式活断層図）では，潮州断層は第 3 類の活断層（埋没ないしは推定活断層）とされている．一方，Shyu et al (2005)では左横ずれの活断層とされている．

目的と方法：筆者らはこのような問題点をもつ潮州断層の解明を意図し，2009 年来本断層の調査を続けている．本発表では第 1 報として潮州断層による変位地形を説明する．空中写真判読による地形学図の作成，DEM による詳細図の作成，RTK による断面測量などの地形学的手法を基本とし，野外調査によって段丘と構成層や変位地形の観察，年代測定試料の採取をおこなった．今回の調査対象は，段丘をきる変位地形が明瞭な南北約 30km，東西約 3km の地域である．

変位基準となる地形：中央山地の西斜面には時代を異にする様々な規模のランドスライドがあり，滑落崖や土石流堆積物が山地斜面を特色づける．山麓には高位から T1 ～T4 面にわけられる河成段丘群がある．最高の T 1 面はやや開析が進んだ局地的な面で，T2 面はもっとも広く分布する主に本流性の堆積物からなる面である．これら両面は厚い砂礫層からなる堆積段丘で，堆積物はかなり風化し，顕著な赤色土がある．T3 および T4 面はおもに西流する支流沿いにみられ，赤色土は存在しない．年代測定用のために T1 面から 1 試料，T2 面から 2 試料を採取したが，現段階では南部の T2 面構成層から～48 ka という OSL 年代が得られているのみである．なお，T1 面上に突出する丘陵は T1 面に切られ，山麓でもっとも古い地形で，上記のランドスライドに由来する風化の進んだ赤色土を伴う淘汰の悪い堆積物からなる．

活断層による変位地形：活断層は，これらのランドスライドや段丘群を切ってほぼ南北方向に走り，二つに大別される．これらのついては様々な名称があたえられているが本報告では FA， FB とよぶ．山地に近い FA は，西上がりの逆向き断層崖としてその位置を明瞭に確定できる．FA の約 2km 西側にはゆるい西下がりの撓曲崖をなす FB があり，西の沖積低地との境をなす（図 1）．現段階では断層露頭を見いだせなかったが，変位地形の特色から，FA は西下がりの断層面をもつ高角逆断層，FB は東下がりの断層面をもつ低角逆断層と推定する．以下に両断層の特色と問題点を述べる．両者は地下で収斂すると思われるが，その深さなどはわからない．

FA はランドスライドからなる面を切っており，活断層はランドスライド形成以降に活動を始めた．新旧の段丘の変位量の差から T1 面形成期以降の累積的な活動は確実で，T4 面（おそらく完新世）形成期以降にも活動した（図 2）．T4 面の変位量 1.4m が 1 回の活動によるとすると，T1 面以降約 30 回の活動が推定される．T1 面をきる FA の上下変位量は北部で最大 44m であるが南部に向かって減少する．変位量の差が不連続であることから，調査地域の潮州断層の活動は少なくとも二つのセグメントにわかれる可能性が大きい．

FB による撓曲崖は北部では河川の侵食によって消失している．中部および南部では撓曲変形は明瞭であるが，低下側は沖積層による埋積おために，断層の位置，変位量とも確実ではない．

潮州断層の活動は，第四紀後期に東西方向の圧縮の場において FA， FB の二つの逆断層にはさまれた潮州断層帯において進行し，中央山地と屏東平野の分化を生じた．断層帯の幅は約最大約 3km である．東上がりの FB が主断層で，枝断層の FA よりは大きな活動度（おそらく A 級）をもつと思われる．左ずれを示す地形的証拠はない

既存のトレンチは FB の上盤側で行われ，またボーリングは下盤側での段丘構成層の深度に達していない．潮州断層調査に関連する地震活動の評価のためには，主断層と思われる FB の位置と変位量の確認，段丘の年代測定，とくに最古の変位基準をなすランドスライドの形成期の確定などが必要である．また本調査地域の南北で，変位基準となる地形の 乏しいところでの活断層としての確認も今後の課題の一つである．

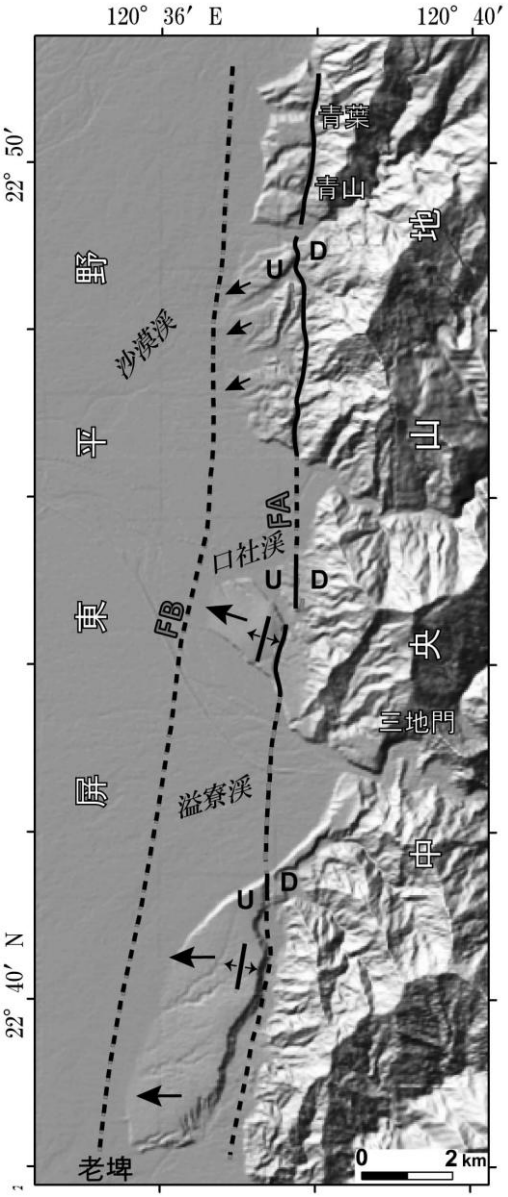


図 1 調査地域の活断層の分布

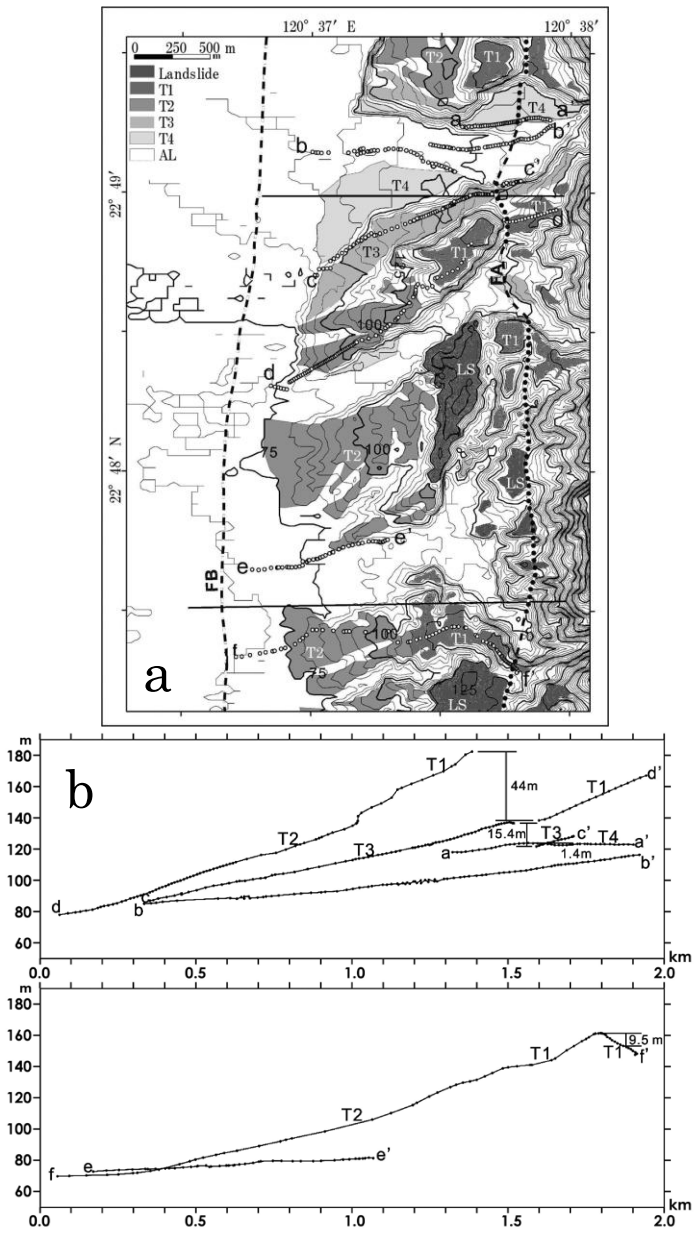


図 2 調査地域北部での DEM による等高線図と段丘区分(a)と RTK による実測断面．断層 FA による累積的変形を示す(b)

P-01

航空レーザ測量データによる地形俯瞰方法の検討

千田良道○（中日本航空株式会社）・鈴木康弘・杉戸信彦（名古屋大学）

Development of LiDAR DEM viewing system for supporting topographic measurement

Yoshimichi Senda, Yasuhiro Suzuki, and Nobuhiko Sugito

１．背景

活断層や地すべりなどの変動地形を詳細に把握するため航空レーザ測量（LiDAR）が実施されつつある。最近では、取得された数値地形データ（DEM）から実体視判読を行い、判読結果（ラインやポリゴン等）を直接 GIS データ化して出力するなど、判読者自身が地形の三次元形状を観察し記録できるシステムが開発された（後藤・中田、2011；千田ほか, 2010）。これらのシステムでは従来の空中写真判読と同様に上空からの視点で対象地域を偏りなく観察することができ、地形判読の効率化・高度化に寄与するものである。

しかしながら、実体視による地形判読は判読者にはなじみ易い半面、資料により説明を受ける側（専門家以外）にとっては、実体視が難しいことや真上からの視点に限られることなどの理由から、判読者のイメージを共有することが難しいという課題があった。そこで、専門家以外でも地形の三次元形状を理解しやすくする方法として、既に広く普及している鳥瞰表示画像（またはフライトスルーなどの動画映像）に着目をし、航空レーザ測量データによる鳥瞰表示画像の作成を試みた。さらに、近年注目されつつある 3D ディスプレーでの立体表示についても検討を行った。

２．三次元データの鳥瞰表示における課題と対応

広く普及している Google Earth などの地形俯瞰システムや数値地形データの 3D ディスプレーの利用事例（眞弓・岩崎, 2010）を用いると、斜め上空から見た立体感のある地形映像を容易に閲覧することができる。しかし、それらのシステムはリアルタイムでの視点変換を重視しており、間隔の粗い DEM などの簡略化した地形モデルの利用に制限されている。航空レーザ測量で得られたデータ（樹木や建物を含む三次元点群データやそこから作成したメッシュデータ）は、数千万点から数億点以上と膨大であり、既存のシステムではリアリティのある地形を表現することが難しいものであった。

本研究では、あらかじめ三次元点群データから鳥瞰表示画像を作成し、閲覧者はそれを表示するだけで詳細な地形を閲覧できるようにした。こうすることで、もとは数千万点のデータであっても一辺が 800～1600 画素程度の画像となり、一般的な画像編集ソフトで誰でも閲覧することが可能となる。また、任意のルートに沿ったフライトスル―動画や、視差を加えた 3D ディスプレー用の動画であっても使用機器の制約を受けずに閲覧することができる。以下に、いくつかの利用例を紹介する。

３．地形データの多方向鳥瞰表示

多方向鳥瞰表示システムは、任意の場所をあらかじめ用意した周囲 8 方向からの鳥瞰イメージとして閲覧するシステムである。フライトスル―動画を閲覧しながら、即座に視点を切り替えることや、複数のデータ種別（計測点群データ、メッシュデータなど）を見比べることができる。また、ベクトルデータや注記を同一空間に投影変換し、地形判読の結果を鳥瞰図に重ねて閲覧することができる。これにより、判読者と説明を受ける者とが同じ視点で地形と判読結果の両方を三次元イメージとして共有することができる。

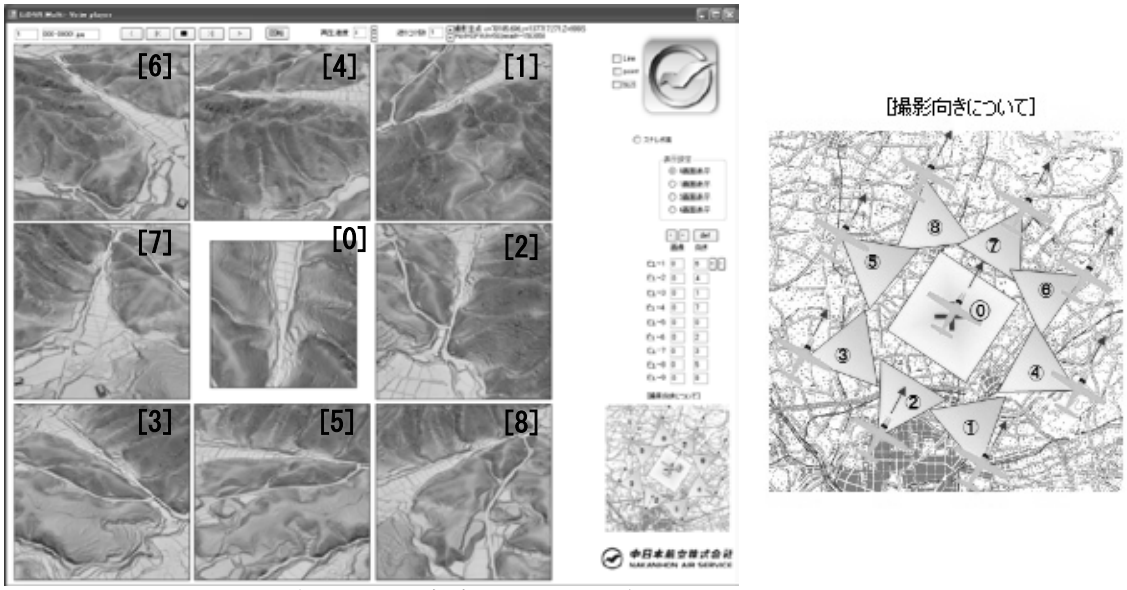


図１　航空レーザデータによる多方位鳥瞰表示システム

４．地形データの 3D 表示

視差を持つ２つの鳥瞰表示画像を用いると立体視が可能なステレオペア画像を作ることができる。図 2（左のペア）は航空レーザデータより作成した立体画像である。樹木や建物が立体的な点として表現されている。図 2（右のペア）は同じ地点かつ同じ視点からの鳥瞰表示画像で、植生や建物を取り除いた地形本来の形状を表現している。これらのデータは 3D パソコンや 3D テレビなどで動画として表示が可能であり、通常の鳥瞰画像と比べて臨場感のある三次元地形イメージを特別な技術が無くても容易に閲覧することができる。

図 2　航空レーザデータによる実体視事例

５．まとめ

航空レーザ測量により取得された三次元点群データから詳細な鳥瞰表示画像を作成および表現する方法を検討した。今後、専門家による活断層や地すべり判読結果を、誰でも同じように見て理解することができるためのツールとして発展していくことを期待したい。

文献

１）後藤秀昭・中田高，2011，デジタル化ステレオペア画像を用いたディスプレイでの地形判読，活断層研究，34，31-36
２）千田良道・杉戸信彦・鈴木康弘，2010，高機能 DEM 実体視システムの活断層調査への適用，日本活断層学会 2010 年度秋季学術大会講演予稿集，5-6
３）眞弓典正・岩崎晃，2010，3D ディスプレイでの立体視可能な衛星画像ビュアーの開発，日本リモートセンシング学会 2010 年度秋季学術講演会論文集，125-126

P-02

LiDAR データを導入した３D ハザードマップの提案

石黒聡士゜（名古屋大学）・千田良道（中日本航空株式会社）

Development of three dimensional hazard maps using LiDAR data

Satoshi Ishiguro, Yoshimichi Senda

１．目的

本研究は、航空レーザー測量（LiDAR）により取得された３次元点群データを立体的に表示（３D 表示）し、そこに各種のハザード情報を重ね合わせることにより作成される３D ハザードマップを提案する。このハザードマップは、画面やスクリーンを偏光眼鏡等で見ることにより奥行きを感じ取ることができ、任意の場所、角度で俯瞰的に観察することが可能である。これにより、例えば陸地における津波の流動シミュレーション結果等と統合すれば、迫り来る流水の勢いなどを視覚に訴えることができ、防災教育上の観点からも有用なツールとなり得る。

２．使用データと手法

愛知県名古屋市の市街地を例に、３D ハザードマップのプロトタイプを作成する。LiDAR データは、対象地域上空をヘリコプターが東西と南北を「井」の字状に飛行して計測することにより、約 20cm～30cm 四方に一点計測されているため、点の数は１km 四方で約 1.1 億点におよぶ。また、同時に取得された航空写真から、計測点に色をつけて表示する事も可能であるため、現実世界の縮小版ともいえる、きわめて緻密な３D モデルの作成が可能である（図１）。

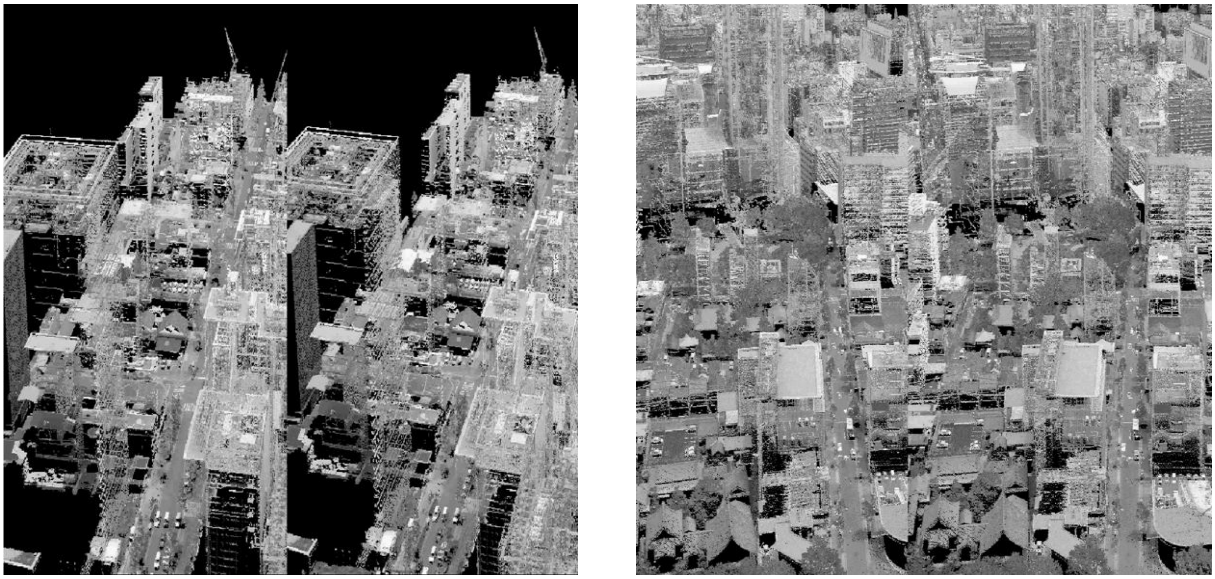


図１．LiDAR による点群データのステレオ表示の例。ビルの存在を認識しつつ、建物の奥が透けて見えるため、通常、建物の影になって見えない部分まで見通すことができる。

この３D モデルに、ハザード情報を重ね合わせる。地面と同じ標高に表示させるために、建物や樹木等を取り除いた地形モデル（TIN）に重ね合わせる。その後、さらに LiDAR 点群データを重ねあわせ、ステレオ映像化して出力する。

３．３D ハザードマップ表示による効果

本研究により作成される３D ハザードマップの特徴を以下に整理する。

・任意の位置、角度から見ることができるため、ユーザーが被災状況を想像する際に極めて有用であると考えられる。
・LiDAR による点群は、建物の形状を正確に描写しつつも、建物壁面（鉛直面）における測点は少ないため、建物を透過して地面を観察することができる。これにより、重ね合わせたハザード情報を明確に認識できるという利点がある。
・本研究で提案する３D ハザードマップに表示される地形や人工構造物は、実世界の観測結果であるため、例えば「建物ポリゴンデータ」のような作り込まれたデータとは違い、ユーザーの空間的な認識との親和性が極めて高い。
・任意の場所におけるハザード情報が一目瞭然であるので、専門的な読図能力に依存することなく、直感的に理解しやすいと考えられる。

４．今後の展開

３D で立体的に見ることができることを活かすために、どのようなハザード情報の種類を載せるかについて、さらに検討する必要がある。近年、３D 対応のテレビやゲーム機、携帯端末などが急激に社会に普及している。本研究で提案した３D ハザードマップは、これらの社会的な流れとも調和的である。今後、より一般的なデータ形式やコンテンツを検討し、普及を図る予定である。

P-03

人工衛星データを利用したスマトラ断層沿いの変動地形解析
—横ずれ断層の運動に伴う地溝状盆地の形成に関連して—

○副田宜男（西日本技術開発）・宮内崇裕（千葉大学）

Tectonic Geomorphology along the Sumatran Fault in Indonesia detected by Satellite Image Interpretation

Yoshio SOEDA (West JEC) and Takahiro MIYAUCHI (Chiba University)

インドネシアのスマトラ島を縦断するスマトラ断層（Sumatran Fault）は，右横ずれ成分が卓越する活断層で，延長距離は 1,900 km に達する（Yeats et al., 1997；Sieh and Natawidaja, 2000 など）．河川の屈曲量や火山噴出物の横ずれ変位にもとづく断層の平均変位速度は 6～27mm/yr である（Bellier et al, 1997；Sieh and Natawidaja, 2000）．GPS 測量からは 23～26mm/yr の平均変位速度が求められている（Genrich et al., 2000）．スマトラ断層に沿っては地震活動も活発で，1890 年以降，マグニチュード 6.5～7.7 の地震が 21 個発生している（Natawidjaja and Triyoso, 2007）．

スマトラ断層は地表トレースの連続性の観点から 19 のセグメントに区分されているが（Sieh and Natawidjaja，2000），活断層の認定基準となる断層変位地形の詳細マッピングは示されていない．近年，高分解能人工衛星データや数値標高データから立体視像を作成し，地形判読を行う研究が進められている（たとえば，後藤・中田，2009；後藤・中田，2011；石黒ほか，2010；田力ほか，2010）．これにより，これまで大縮尺の地形図や立体視像が得られなかった国・地域における活断層の詳細マッピングが可能となってきた．

本研究では，人工衛星データを利用したスマトラ断層沿いの地形判読を行い，断層変位地形の認定とマッピングを試みた．また，特徴的な断層変位地形である地溝状盆地の成因について検討した．判読には陸域観測技術衛星 ALOS（愛称‘だいち’）に搭載されたパンクロマチック立体視センサ（PRISM）のステレオペア画像による立体視像を用い，詳細な地形判読を試みた．判読の対象としたのは，Sieh and Natawidaja（2000）の断層セグメント区分によるスマトラ島北部の Renun セグメント，スマトラ島中部の Sumani セグメント，Suliti セグメント及び Siulak セグメントである（図 1 参照）．判読作業では PRISM 画像判読に先立ち，ASTER GDEM から作成した地形陰影図を用いスマトラ断層の概略の地表トレースを把握し，PRISM 画像判読の補助資料とした．

人工衛星画像判読の予察結果は次のとおりである．判読した範囲を図 1 A 及び B に示す．

① スマトラ断層沿いの地形は，1) 山地内を縦断する北西-南東走向の直線状の断層谷，2) 断層の走向方向に長軸を持つ地溝状盆地，3) 盆地内において北西-南東走向で向き合う正断層崖の列によって特徴づけられる．盆地の位置を図 1 中に矢印で示す．

② 断層谷に沿って認められる水系の屈曲や不連続は右横ずれ変位を示す．新規の地形面の発達に乏しいため，最近の断層活動に関する知見は現在のところ得られていない．

③ 地溝状盆地は各セグメントの南東端に位置する場合が多く，長軸約 12～30 km，短軸約 3～7 km の細長い形状を示す．盆地の北東縁は直線状の崖で山地と境される．一方，盆地の南西縁はゆるやかな円弧状の曲線として山地と盆地が境される．山地と盆地の地形境界には，横ずれ変位を示す断層変位地形はほとんど確認されず，縦ずれ変位が卓越しているようにみえる．

④ 1943 年の地震（Ms7.6）の震源域に位置する Sumani セグメントで，断層変位地形と判断される扇状地面を切断する直線状の崖地形の存在が確認された．崖地形の位置は，

Untung et al.（1985）に示される地震時の地表変位の位置に近い.

⑤ 地溝状盆地の成因は横ずれの断層活動に伴う pull-apart basin と解釈されることが多かった（たとえば，Bellier et al., 1994）．しかし，今回の判読では盆地両縁の崖地形近傍には横ずれ変位は見られず，とくに北東縁側は正断層崖の形態を示し，盆地内に同走向で向き合う正断層崖が特徴的である．これらの性状は，地溝状盆地の成因が単純なプルアパートによるものでなく，地表近傍での断層形状（傾斜角）の変化に伴う局所的なトランステンション場において，負の花弁構造（negative flower structure）が形成され（図２参照），それに伴うハーフグラーベン状の盆地の沈降が生じた可能性を示している.

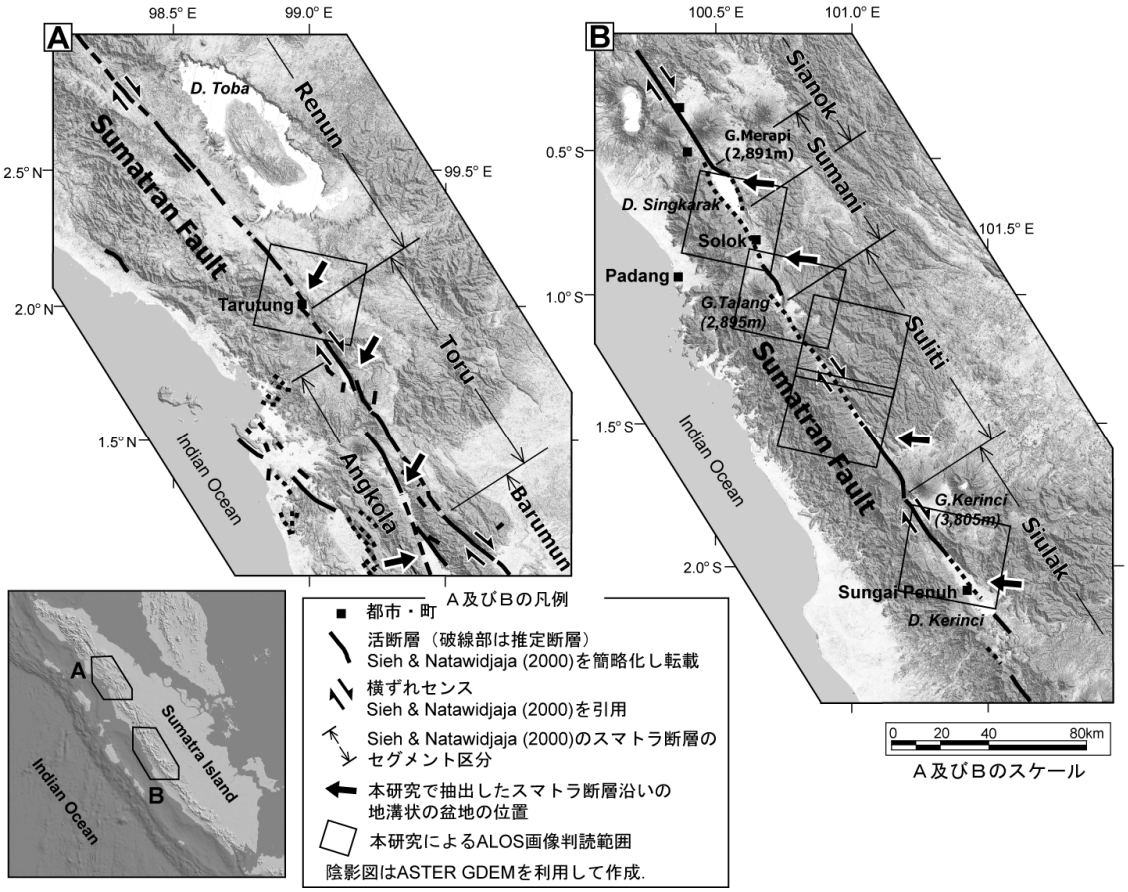


図１　スマトラ島北部及び中部付近のスマトラ断層と調査対象地点

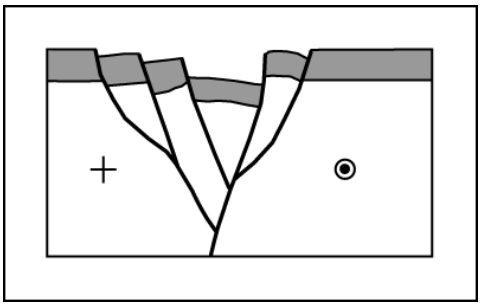


図２　負の花弁構造の模式断面図

P-04

詳細 DEM 画像判読による南海トラフ沿いの海底地すべりと変動地形

°室井翔太・隈元　崇（岡山大学）・中田　高・後藤秀昭（広島大学）

Submarine Landslides and Tectonic Landforms along the Nankai Trough revealed by detailed DEM images

Shota MUROI, Takashi KUMAMOTO (Okayama Univ.),
Takashi NAKATA, Hideaki GOTO (Hiroshima Univ.)

南海トラフで発生する地震について，地震調査研究推進本部(2001)は，歴史地震の記録や観測記録の中に記述された津波の記録，震度分布等に基づき，歴史地震は足摺岬沖～潮岬沖，潮岬沖～浜名湖沖，浜名湖沖～駿河湾の 3 つの破壊領域（セグメント）が繰り返し活動してきたとし，今後想定される東海地震，東南海地震，南海地震も同様に発生するとしている．一方，中田ほか(2010)は，南海トラフにおける約 90m メッシュの詳細な数値標高モデルから作成したアナグリフの変動地形学的な地形判読と海上保安庁水路部の反射法音波探査断面図の再解釈により，活断層の分布の再検討を行った．その結果，地震調査研究推進本部(2001)のセグメント区分と活断層の分布は必ずしも一致しないことを明らかにした．しかし，海底における地形発達は陸上と異なるため，陸上における活断層認定の判断基準の適用だけでは問題があり，古地震に関するオフフォールトの情報を得ることも必要不可欠と考える．

陸域・海域の双方において大地震に伴う地すべりや大規模崩壊の発生が知られており，その分布と活断層や地震の分布を比較・検討することは重要と考える．そこで，本研究では地すべり地形の分布を中田ほか(2010)の活断層の位置との関係性について検討することを目的として，中田ほか(2010)と同様の方法で南海トラフ全域において海底地すべりの判読を行った（図 1）．その際には，海底地すべりの発生要因を考察するために，判読結果に基づいて，表層すべり，深層すべり，崩壊の 3 つにタイプ分けした．

表層すべりは，主に表層の滑動により形成される．このタイプは，かつて緩傾斜であった海底が撓曲運動によって傾斜を増した斜面や，未固結堆積物によって覆われた緩斜面に分布するものが多い．馬蹄形を示す滑落崖が明瞭であるにも関わらず，移動体が残存しているものが少ない．これは，水中では崩落した固形度の低い堆積物が，広く拡散したことを示唆している．代表的な例として，遠州トラフ西部の陸棚斜面に分布する幅約 4.7km，奥行き約 6.6km に達する，比高約 200m の馬蹄形状の滑落崖をもつ大規模な海底地すべりがある．これは撓曲運動によって傾斜を増し，陸棚斜面が大きく滑動したものと考えられる（図 1 の A 地点）．マッピングした小規模な地すべりでも幅約 680m，奥行き約 730m に達する．これは 2004 年新潟県中越地震(Mjma6.8, Mw6.5)で発生した最大規模の地すべりである幅約 510m，奥行き約 720m の大日山地すべりに相当する．

深層すべりは，表層だけでなく固結度の高い岩盤の大規模な滑落により形成される．このタイプは，外縁隆起帯の海溝側斜面や海溝陸側斜面に主に分布する，比較的固結した地層で構成される断層崖の不安定な場で発生する場合が多く，移動体が残存しているものが多い．代表的な例として，天竜海底谷の谷口から南西方向約 100km に位置する深層すべりが挙げられる．幅約 9.5km，奥行き約 6.3km に達し，比高約 1.0km もの滑落崖をもつ断層崖の地すべりであり，崩落物質が大規模な流れ山となって滑落崖基部から約 6.0km 離れた場所まで移動している（図 1 の B 地点）．

崩壊は，海底谷を下刻する乱泥流（混濁流）の浸食作用により，側壁斜面が不安定になり発生する．このタイプは，地震動がトリガーとなって発生した可能性もあるが，断層運動により形成された変動地形とは発生場が異なるため，表層すべり，深層すべりとは違うタイプ

として分類を行った．代表的な例として，竜洋海底谷の谷口の左岸にある，幅約 2.9km，奥行き約 1.3km の側壁斜面が浸食されて発生したものがある(図 1 の C 地点)．陸棚斜面や海盆，舟上海盆を刻む海底谷の上流部の側壁斜面では，比較的規模の大きい崩壊が発生しているが，外縁隆起帯や海溝斜面を刻む海底谷の下流部の側壁斜面では，上流部で発生する崩壊に対し規模の小さい崩壊が多々発生している．

これら 3 つのタイプに分類した海底地すべりと，活断層分布の関係性を考察した．海底地すべりは，撓曲帯や断層崖の周辺では分布密度が高いが，深海平坦面や横ずれ断層が発達する海底では海底地すべりの分布密度が低い．しかし，足摺岬沖の日向海盆南東部付近の海域は比較的起伏が小さく，顕著な変動地形や急な谷壁をもつ海底谷が認められないにもかかわらず，海底地すべりが数多く分布している．この海域に分布している海底地すべりは，大規模なもので幅約 3.5km，奥行き約 5.0km にも達する．

このことから，日向海盆南東部付近は，地震時に海底面には顕著な変位を伴わない伏在活断層の存在，あるいは，トラフ軸から連続する断層面内で特にすべりが大きく強震動を発生させる領域がこの地域の直下に位置するなど，活断層もしくは地震の特性に影響を受けた地域である可能性が示唆され，南海トラフの西端の地震危険度を評価する上で重要と考える．

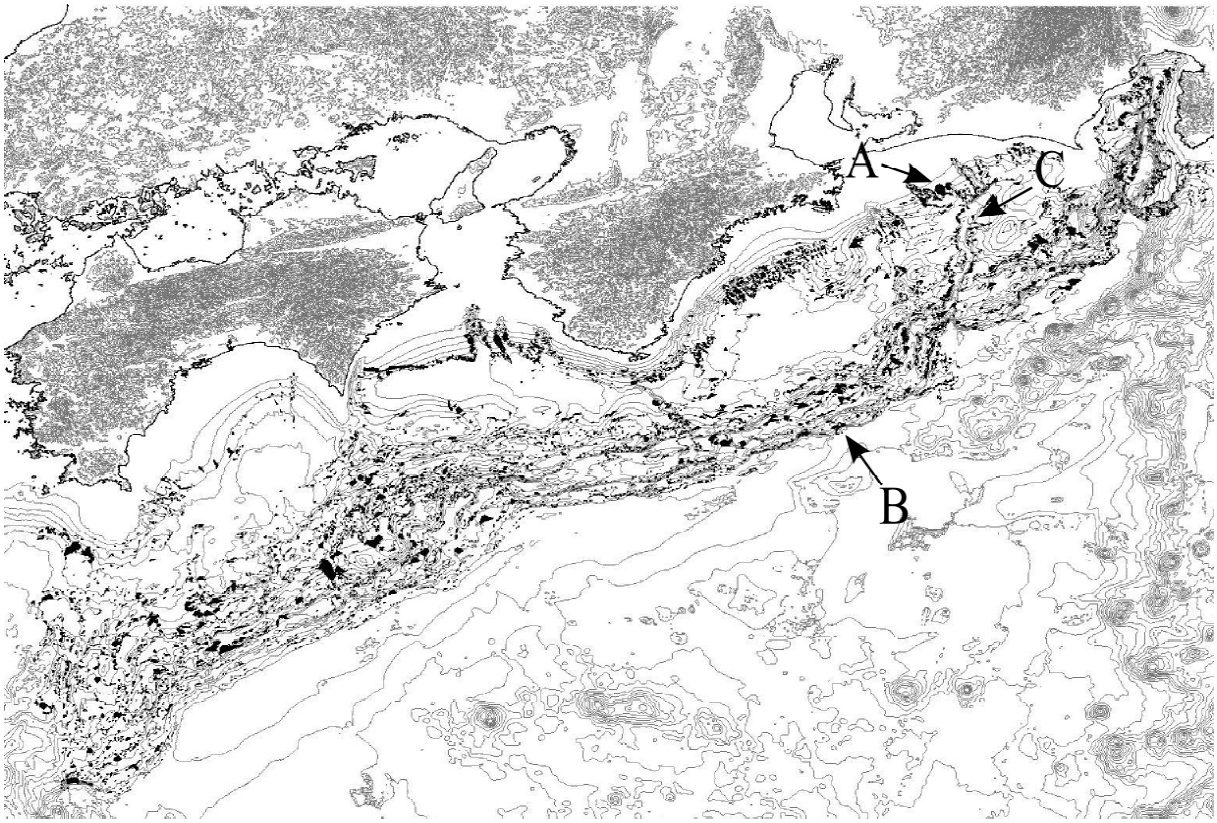


図 1　南海トラフ沿いで発生した海底地すべりの判読結果

P-05

相模トラフから三重会合点周辺の海底活断層と地震（予報）

中田　高○・後藤秀昭（広島大学），渡辺満久（東洋大学），鈴木康弘（名古屋大学）

西澤あずさ・堀内大嗣（海上保安庁），木戸ゆかり（海洋研究開発機構）

Submarine active faults around Sagami trough and the triple plate boundary

Takashi NAKATA・Hideaki GOTO (Hiroshima Univ.), Mitsuhisa WATANABE(Toyo Univ.)
Azusa NISHIZAWA・Daishi HORIUCHI (Japan Coast Guard), Yukari KIDO (JAMSTEC)

相模トラフから房総沖にかけての海域では、歴史時代を通して M7-M8 クラスの地震が繰り返し発生し、沿岸海域を中心に大きな被害を与えてきた。本発表では、海上保安庁海洋情報部と JAMSTEC の統合測深データと 250mグリッド（岸本，2001）を重ね合わせたグリッドデータをもとに作成した立体視画像を判読し、相模トラフから三重会合点周辺の海域に発達する海底活断層の位置・形状を明らかし、発表時には地震との関連を検討する。

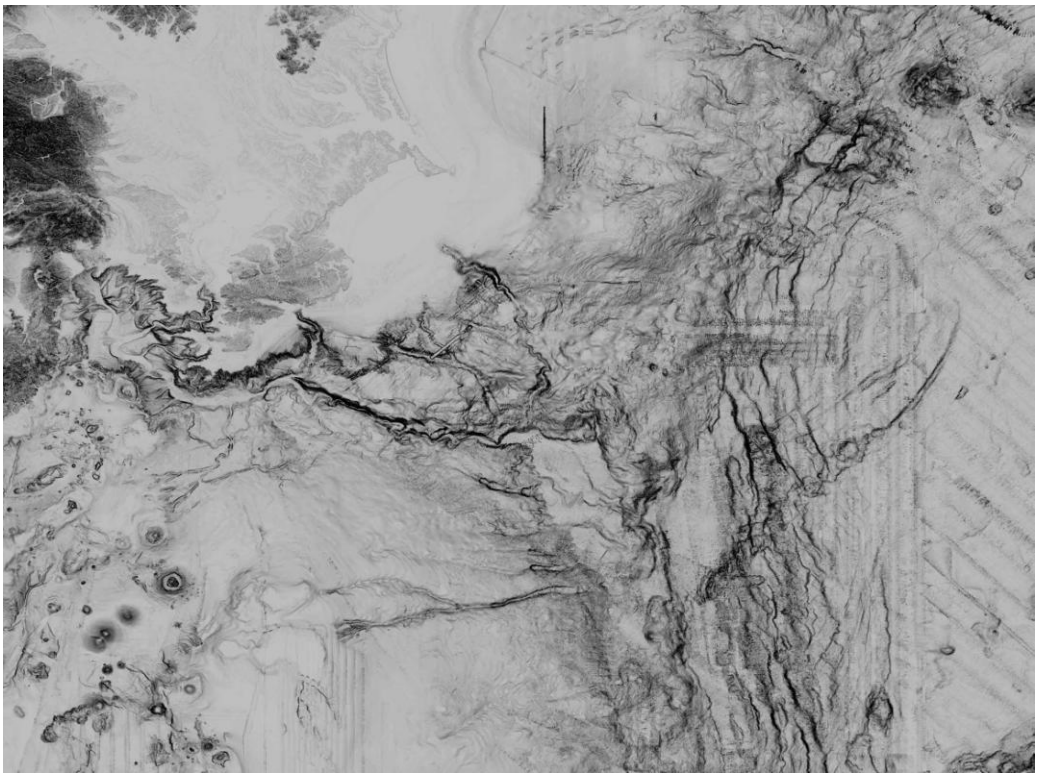
海底活断層の位置・形状

相模トラフ：房総半島南端部より北西の相模トラフに沿って発達する活断層は、陸域の活断層と同じような明瞭な断層変位地形を伴っており、認定は比較的容易であり、また確実度も高い。活断層はフィリピン海プレートが北東に向かって沈み込むトラフの北東側のトラフ陸側斜面のみならず、沈み込む伊豆バーのトラフ側斜面にも顕著な断層変位地形を発達させている。これらの活断層にそっては、海底扇状地の扇頂部に明瞭な低断層崖を古い海底地形ほど大きく変位することが認められる。しかしながら、これらの活断層に沿った断層崖は比高 1000mを超えるものは認められず比較的小規模である。これに対して房総半島南部沖に東西に延びる断層崖の比高は 1500mを超える大規模なものであり、新規の活動を示す新たな断層崖がその基部に沿って発達している。これまで、多くの研究者によって房総沖ではほぼ鴨川海底谷にそって西北西－東南東方向の海底断層が想定された例が多い。しかし、房総沖から九十九里沖にかけて屈曲する大陸棚斜面は、傾斜は急ではないが比高 1000m以上に達するものがあり、大規模な逆断層がこの形成にかかわっていると推定される。これらの断層は、房総半島南部沖の顕著な活断層の東方延長部にあたる可能性が高い。また、鴨川海底谷の南には緩やかに南に向かって撓み下がる変動崖がみとめられる。

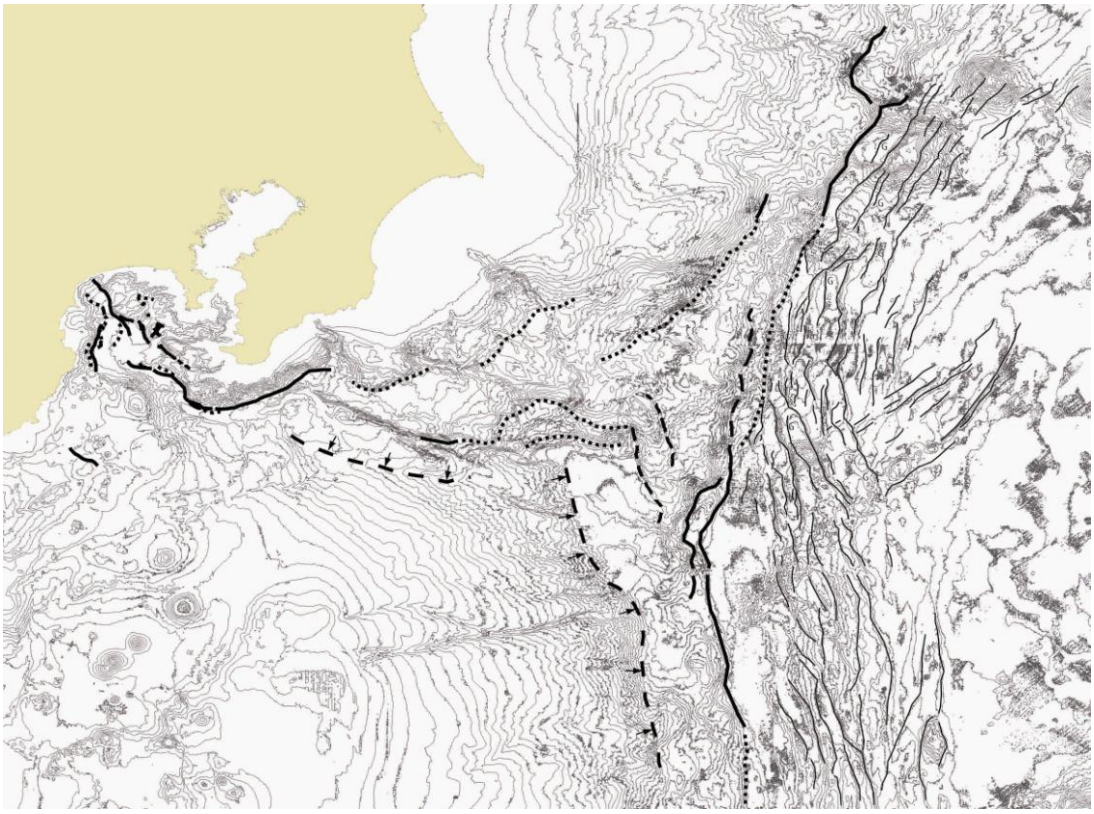
日本海溝南部および伊豆・小笠原海溝北部：鹿島海山から南では、日本海溝陸側斜面の基部には前縁断層か形成する変位地形は顕著な急崖をなしていないが、比高 1000mの比較的直線的な崖が連続しており活断層と判断される。この崖は南に向かって次第に不明瞭となるのに対して、房総沖から三重会合点周辺にかけては、海溝から少し西側に比高 2000mに達する変動崖が発達する。この崖は三重会合点周辺では分岐するような形状を示し、前縁のものは明瞭な断層崖を形成している。この断層は段重会合点を越えてさらに南に連続し、300ｋｍに達する長大な活断層であると推定される。銚子沖では海溝陸側斜面の中段に比高 3000mに達する変動崖が発達している。さらに、三重会合点より南の海溝陸側斜面でも比高 3000mを超える大規模な撓曲崖が発達し、この崖を侵食する gully 底にも変位を与えている。このほか、アウターライズに認められる正断層群は、鹿島海山から九十九里浜沖にかけては海溝軸に平行するのに対して、房総半島沖では北北西―南南東走向となり海溝軸に斜交するのが認められる。

海底活断層との地震

羽鳥（2003）は関東沖の 1633 年以降の主な津波のうち、1677 年の延宝地震波源域を鹿島海山より南の日本海溝沿いに想定している。宍倉（2003）は、元禄地震の地殻変動を説明するために、震源断層として、Ando(1974)の大正関東地震モデルに加え、房総半島南東部に低角逆断層を想定している。今後、上海底活断層と歴史地震との関連については詳細な検証が必要であるが、大地震や大津波の空白域にあたる三重会合点付近の活断層については注意が必要である。



第 1 図　相模トラフから三重会合点周辺の海底地形



第 2 図　相模トラフから三重会合点周辺の海底活断層（試作版）

本発表は，平成 23 － 26 年度科学研究費補助金（基盤研究（Ａ））研究代表者：中田　高）の成果の一部である.

P-06

房総半島南部完新世離水海岸地形の高度と離水年代の再検討

－相模トラフ沿いの巨大地震に伴う地震性地殻変動に関連して－

○遠藤香織・宮内崇裕（千葉大学大学院理学研究科地球科学コース）

Reexamination in ages and altitudes of Holocene emergent coastal geomorphology associated with seismotectonics along the Sagami Trough, Japan.

Kaori ENDO and Takahiro MIYAUCHI (Department of Earth Sciences, Chiba University)

1923 年の大正関東地震(M7.9)と 1703 年元禄関東地震(M8.1) に伴う顕著な海岸隆起をレファレンスとして，房総半島南部に発達する階段状の離水海岸地形の高度と離水年代の特定から相模トラフ沿いに発生した完新世古地震の復元がなされてきた(Matsuda et al., 1978; 中田ほか, 1980; 熊木,1988; 宍倉ほか,2001 など)。これらに共通するシナリオは，房総南端で 5～6m の大きな隆起を産む”元禄型地震“が 4 回，その間に起こった 10 回前後の”大正型地震”（房総南端で 1.8m の隆起）の組み合わせであった。元禄型地震によって隆起したとされる幅の広い 4 つの完新世海成段丘は高位のものから沼Ⅰ面(20m+, 6150 yBP)，沼Ⅱ面(15m 前後, 4350 yBP)，沼Ⅲ面(10m 前後, 2850 yBP)，沼Ⅳ面(5m 前後，西暦 1703 年)と称され(中田ほか, 1980)，以後これらは相模トラフで起こった元禄型の古地震を語る上でバイブルとして扱われてきた。

しかし，石田(2001)が館山市香の沼Ⅰ面(標高 20m ほど)より高位の標高 25.3m に隆起海食洞を発見して原地性サンゴ・貝化石について約 5200 年前という ^{14}C 年代を報告したこと，宇野ほか(2008)が内房には外房と対比されない 2 つの海成段丘が存在する対比試案を示したことから，従来の離水海岸地形の区分・年代や関係した古地震の性状について再検討する必要が生じた。本研究では，1/10，000 大縮尺空中写真・1/2500 地形図を用いた詳細地形判読を行い，現地調査により離水時期を知るための生物化石群集の採取を行った。その結果， 最高位完新世離水海岸地形・海成段丘の高度と年代について新知見を得たので報告する(図 1，図 2)。以下，砂丘に覆われる平砂浦を境にして東京湾側を内房地域，太平洋側を外房地域と称する。また，^{14}C 年代については従来の報告値と比較するために，未補正値で表記にしている。

内房地域：比高数 m 以上を持つ離水海岸地形のレベルを少なくとも 8 つ認め，上位より Ⅰ～Ⅷと呼ぶことにする。最高位海成段丘Ⅰは標高 38m 前後にあるが，離水年代は不明である。標高 30m ほどにある海成段丘 Ⅱは，断片的であるが溺れ谷の最奥部に位置する。離水海食洞Ⅲは石田(2001)の報告した隆起海食洞のレベルである。従来，沼Ⅰ面とされたⅣの構成層(標高 20m)から得た貝化石(アカガイの類)の ^{14}C 年代は 2540±40 yBP を，Ⅳの基盤となっている原地性サンゴ（キッカサンゴ）のそれは 6820±40 yBP を示した。このサンゴは水深 10m ほどに生息することから（店崎, 2000MS），サンゴ生育期の潮間帯(海面)は標高 30m 付近の海成段丘Ⅱ形成期に対応すると推定される。従って，約 7000 年前完新世海進最盛期の潮間帯離水海岸地形は従来の沼Ⅰ面（ここでのⅣ）ではなくて，標高 30m にあるⅡに相当すると考えるべきである。このことは，本地域で最も高位にある隆起海食洞（大寺山洞窟縄文遺跡）の標高が 30.7m である(千葉県教育委員会, 1996)ことからも示唆される。

外房地域：比高数 m 以上を持つ離水海岸地形のレベルを少なくとも 7 つ認め，上位より T1～T7 と呼ぶことにする（比高 2m 程度以下の小段はここでは省く）。T1 は標高 40m 前後にある狭い海成段丘面の形状示すが，詳細は不明である。2 は波食棚からなる平坦面(標高 35m ほど)にあり，根本付近の風化した波食棚上より貝化石を採取した（^{14}C 年代測定中）。同地点より採取した貝化石の年代は 3640±125 yBP と報告

されている(Omoto,1978)ので，沼Ⅰ面(6150 yBP)より高位の離水海岸地形の離水年代についてチェックが期待できる。T3 は沼Ⅰ面相当であるが，標高が従来のそれより 5m 以上高く 30m に達する。T4 と T5 は沼Ⅱ面を細分したものである。T6 と T7 は沼Ⅲ面と沼Ⅴ面にそれぞれ相当する。

現時点で確実度が高く，大きな隆起量を示す完新世離水海岸地形は少なくとも内房では Ⅱ～Ⅷの 7 つ，外房では T2～T7 の 6 つである。従説の元禄型地震隆起の回数 4 に比べていずれも 2～3 つ多い。また外房に比べ内房の方の離水地形が 1 つ多い。これらの数と違いは，大きな隆起を伴う巨大地震の間隔が従来の説より短くなることや地震隆起パターンがいつも同じではないことを示唆するが，地震発生のタイミングや隆起量の分布・累積過程がまだよくわかっていない。これらを解明するためには，とくに内房側において低位の離水海岸地形の離水時期を特定する必要がある。また，原地性サンゴを産する離水地形については，その生息水深を考慮した当時の海面の位置を想定して旧汀線を認定することが重要であることがわかった。

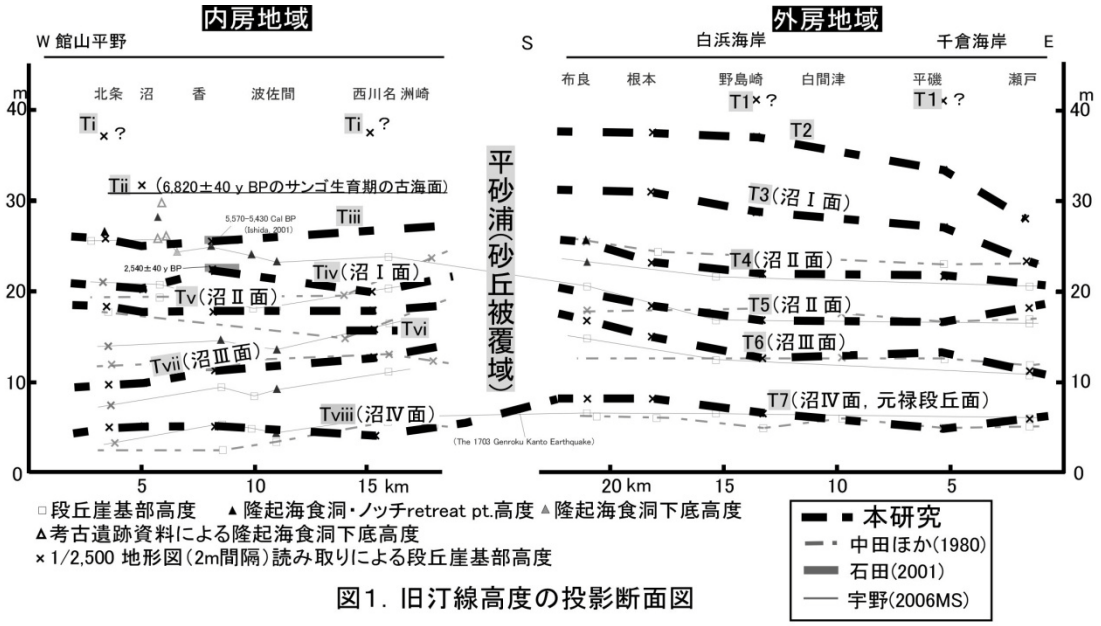


図1．旧汀線高度の投影断面図

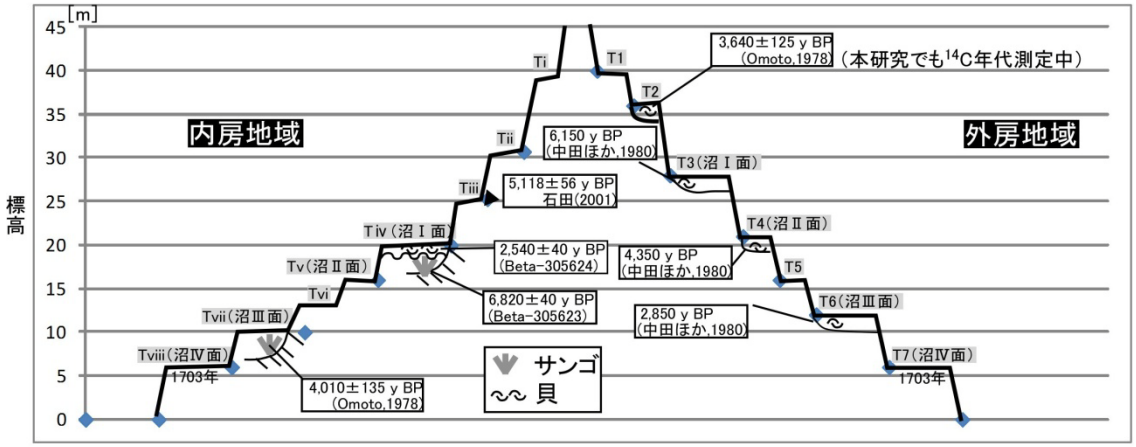


図2．房総半島南部　離水海岸模式断面図および形成年代に関する情報
（高度は1/2,500地形図（2m間隔）の読み取りによる）

P-07

1847 年善光寺地震に先立つ長野盆地西縁断層帯の 3 回の活動間隔

○杉戸信彦・松多信尚（名古屋大）・廣内大助（信州大）
石村大輔・斎藤　真（京都大）・丸山陽央（名古屋大）

Recurrence intervals of large earthquakes prior to the 1847 Zenkoji earthquake on the active faults along the western margin of the Nagano basin, central Japan

○Nobuhiko Sugito, Nobuhisa Matsuta (Nagoya Univ.), Daisuke Hirouchi (Shinshu Univ.), Daisuke Ishimura, Shin Saito (Kyoto Univ.), and Haruhiro Maruyama (Nagoya Univ.)

大地震の長期的な予測においては，古地震活動を個々に解き明かすことに加え，発生間隔や地震規模の「ゆらぎ」を定量的に見積もることが求められている．

本発表では，活断層の活動間隔の再現性を検討すべく，1847 年善光寺地震を引き起こした長野盆地西縁断層帯を事例として，最近 3 回の活動間隔について議論する．

図 1 に示されるように，本断層帯においては，最新活動（善光寺地震）を含めて，最近 4 回の活動時期が推定されており，平均的な活動間隔は 800～1000 年程度とされている（Sugito et al., 2010 など）．しかし，これらのうち善光寺地震の 2 回前の活動は2000～2150 cal BP に限定されているものの，1 回前の活動時期には約 500 年の推定年代幅がある．活動間隔の再現性を厳密に検討するためには，この推定年代幅をより狭く限定する必要がある．

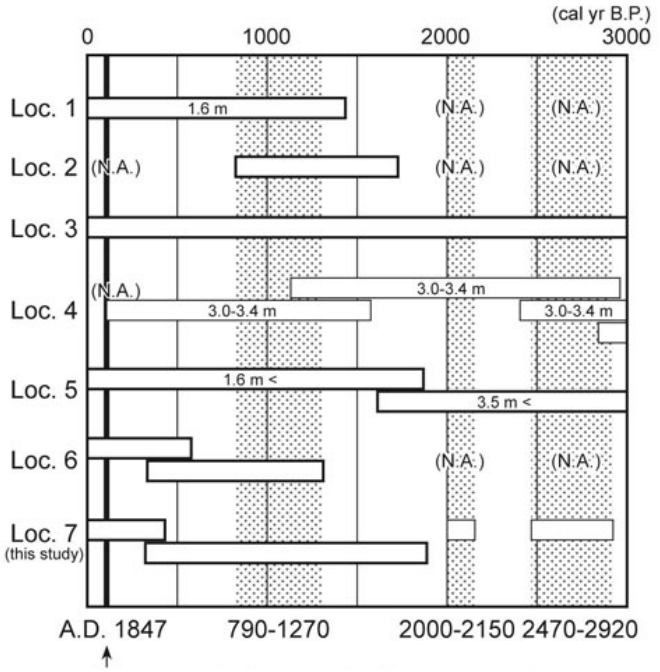


図 1 長野盆地西縁断層帯の最近の活動時期
（Sugito et al, 2010）

そこで，本断層帯中部の長野県中野市草間において，平成 16 年群列ボーリング調査結果（杉戸・岡田，2006）を踏まえ，平成 22 年 8 月，ハンディジオスライサーとパーカッション式コアサンプラーを用いて，重要部分に焦点をあてた稠密群列ボーリング調査を実施した．

当地の変動地形と調査位置を図 2 に示す．調査では，ハンディジオスライサーによる試料 3 本とパーカッション式コアサンプラーによる試料 5 本を採取した．

前者については、湿地性堆積物を主とすることが把握されていたにもかかわらず，サンプラー打ち込みに難渋し，予定の 3 m に届かない最長約 2.3 m の採取にとどまった．しかしながら，1 回前の活動に対応する可能性が高い傾斜不整合を観察することができた．

観察された傾斜不整合の下位は，腐植質砂礫混じりシルト層であり，これを覆って腐植質シルト層・泥炭層が傾斜不整合で堆積している．

得られた試料から重要部分をサンプリングして植物片を洗い出し，放射性炭素年代測定を実施した．現在その結果を検討しているところであるが，この傾斜不整合は西暦500年前後（暫定値）に形成された可能性が指摘される．すなわち，1回前の活動時期は西暦500年前後に限定される可能性がある（杉戸・岡田（2006）による1回前の活動時期（図1のLoc.6における1回前の活動時期）は見直しが必要ということになる）．

仮に1回前の活動時期が西暦500年前後（1400～1500 cal BPとする）であった場合，その前の活動間隔は500～750年と短かったものの，善光寺地震までの間隔は1300～1400年であったものと推定される．2回前の活動と3回前の活動の間隔は320～920年と推定されている．したがって，善光寺地震に先立つ3回の活動間隔は，平均的には800～1000年程度であり，およそ0.5～1.5倍の範囲でゆらいでいる，と解釈することができる．今後さらに検討を重ねる予定である．

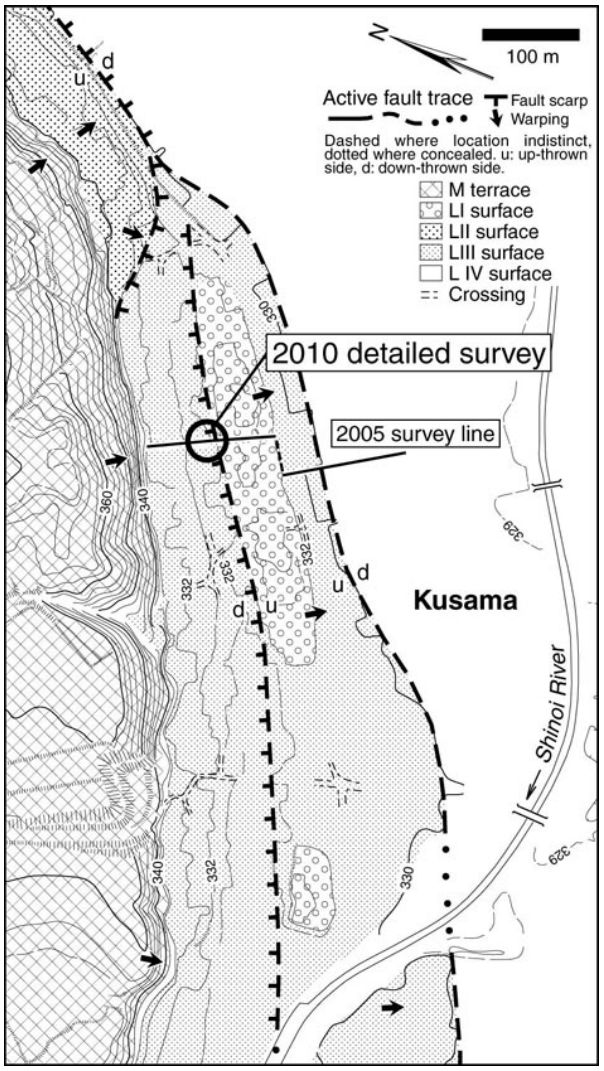


図2　中野市草間に発達する変動地形と調査位置
（杉戸・岡田，2006，一部改変）

○謝辞

末岡　茂氏（京都大）・小岩井直人氏（当時信州大）らには調査機材調達時や現地作業等においてお世話になりました．深く御礼申し上げます．本研究には科学研究費補助金若手研究 B「活断層大地震の連鎖と相補性の定量的な検証」（2009～2010年度，研究代表者：杉戸信彦）および地震及び火山噴火予知のための観測研究計画「活断層の地表形状・ずれ量データにもとづく地震発生予測」（2010年度，研究代表者：鈴木康弘）を使用いたしました．

○文献

杉戸信彦・岡田篤正，2006，長野盆地西縁断層帯北－中部の最近2回の活動時期，活断層研究，26，95-104.

Sugito, N., A. Okada, and H. Tsutsumi, 2010, Geologic evidence for surface rupture associated with the 1847 M 7.4 Zenkoji earthquake at Dannohara, Nagano City, Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 1678-1694. doi: 10.1785/0120090171.

P-08

上町断層帯の詳細位置・形状に関する予察的検討

°近藤久雄・吉岡敏和（産業技術総合研究所）・堤　浩之（京都大学）

Preliminary results of tectonic geomorphological and geological researches on the Uemachi fault zone in Osaka, Japan

°Hisao Kondo, Toshikazu Yoshioka and Hiroyuki Tsutsumi

・はじめに

上町断層帯においては，平成 22 年度から 3 カ年の計画で地震規模及び長期的な発生時期予測，断層帯周辺における地殻活動の現状把握，強震動予測のそれぞれを高度化するため，重点的な調査観測が実施されている（岩田ほか，2011）．著者らは，その中で断層帯の地表付近の詳細な位置・形状，活動区間，変位量分布等を解明するため，既存文献調査，空中写真判読，地表踏査， DEM（数値標高モデル）の地形解析によって，断層帯周辺の変動地形・活構造を検討しつつある．本発表では，平成 22 年度に整備した 2mDEM を利用した，上町断層帯の詳細位置・形状に関する予察的な成果について述べる．

・方法

上町断層帯においてこれまでに実施された地形・地質学的調査結果，既存反射法地震探査等の成果を整理し文献調査を行った．国土地理院発行米軍撮影の 1 万分の 1 空中写真を用いて写真判読を実施した．さらに，近畿地方整備局から提供を受けた断層帯北部の 2ｍメッシュ DEM，（株）国際航業所有の 2ｍメッシュ DEM を用いて断層帯および周辺域の詳細 DEM を整備し，地形陰影図，地形断面作成等により予察的な地形解析を実施した．既存の断層分布については， 1）水野ほか（2002）で推定断層とされた桜川撓曲と住之江撓曲の連続性， 2）池田ほか（2002）で位置不明瞭の活断層とされた，堺市以南，大津川周辺を延びる推定活断層の存在は，他のサブテーマで実施される断層地下形状や断層モデル設定ならびに地震動計算にとって重要である．以下ではこの二地域に関する検討結果を述べる．

・結果

1）桜川撓曲～住之江撓曲

桜川撓曲は，長さ約５ｋｍの区間を南西―北東走向で延びる伏在断層とされている．本調査の詳細 DEM により検討した結果，桜川撓曲と上町断層の接合部付近には従来の推定断層位置（例えば，中田ほか，1996a，池田ほか，2002）に沿うように砂州が分布することが明瞭になった．この砂州は，縄文海進時に上町台地から北方へ延びるように形成され，西流する淀川水系のバリアーをなすことにより，東側の河内平野にラグーンないし湖盆が形成されたと考えられている（例えば，Mitamura，1994）．砂州の分布形態と伏在断層の推定位置はほぼ一致し，分布西縁の一部には西側低下約 3ｍの撓曲変形が認められる．したがって，縄文海進で形成された砂州が上町断層および桜川撓曲によって隆起し，その結果として断層帯の東側に砂州が残存していると考えられる．ただし，この西側低下の撓曲変形および砂州西縁は百～数百 m の範囲で湾曲し局所的に不明瞭になるため，人工改変や海退時の侵食／堆積作用によって変形フロントの位置がみかけ上変化している可能性がある．

一方，上町断層が新淀川を横断する中之島測線では，反射法地震探査および群列ボーリングが実施され，上町断層の最新活動時期が約 9000 年前と推定されている（三浦ほか，2002；杉山ほか，2003）．

この結果は，上記の縄文海進の砂州形成および隆起イベントの時期とは矛盾する．しかし，杉山ほか（2001）による反射法地震探査の結果のみでは，約 9000 年前よりも上位の層準に地層の変形がみられるとされているため，検討の余地があることを示唆している．したがって，砂州および上町断層を横断する地下情報をさらに検討して，断層帯の活動時期と砂州形成を仔細に検討する必要がある．

桜川撓曲の南西端については，未解明の部分があった．本調査による DEM の検討結果では，桜川撓曲付近の砂州西縁が南北走向に変化してさらに南方の住之江撓曲方向へ延びることが明らかとなった．このトレースに沿う地表の高度差は約２m であり，桜川撓曲に沿う高度差に比して微弱なものの，既述のように縄文海進以降の侵食／堆積作用を考えれば高度差が上下変位そのものではない．さらに，このトレースは，関西地盤情報活用協議会（1998）によるボーリングデータを基いて水野ほか（2002）が推定した推定断層の分布位置と調和的である．したがって，本調査の結果では，従来のように桜川撓曲と住之江撓曲を別々の構造と捉えるのではなく，一連の撓曲構造と判断する．ただし，より正確な位置については今後地下情報も含めて詳細な検討を行う必要がある．

２）堺市以南～大津川周辺

ここでは，池田ほか（2002）によって図示された，大阪湾岸に沿って延びる位置不明瞭の推定活断層について検討した結果を述べる．推定活断層は，泉大津から樫井川以南に至る少なくとも長さ約 10km の区間を南西―北東走向に延びる．その推定根拠は，推定断層の上盤側には最終氷期の河成段丘面が現在の海岸線近くまで発達し，異常な海岸地形発達史が読み解けるためである．すなわち，低海面期に生じた河成面が現海岸線付近に段丘地形として残存する理由を，断層による隆起の結果と考えている．

DEM による検討の結果，大津川以南の段丘面に山側へ傾斜する逆傾斜およびバルジ状の変形が認められた．この逆傾斜の存在は，さらに海側に逆断層が存在し，その上盤側で段丘面形成以降の変形が累積してきたことを示す．逆傾斜あるいは一部ではバルジ状の変形が認められるため，本来は変形フロント近傍で形成されたバルジ状の変形がその後の海食によって後退し，局所的に変形パターンが異なるようにみえているものと推定される．段丘面の北西端と海岸線の間には幅狭い海岸低地が形成され，少なくとも大津川以南の海岸低地上には変動地形および活構造が認められない．これは，変形フロントが海陸境界付近に位置する，もしくは低地形成以前に最新活動が生じて，その後海食によって痕跡が消失したかのいずれかの可能性を示す．

以上から，海岸線付近を南西―北東に延びる従来推定されてきた断層トレースは，その存在が確実であることが明らかになった．この結果は，重点的調査観測のサブグループ２（岩田ほか，2011）で実施した，大津川測線の反射法地震探査結果にみられる背斜／向斜状の変形構造と調和的である．この反射断面では，変形帯の位置は上述した扇状地面上の撓曲崖よりも海側に位置する．今後，段丘面の分布や年代と成因を検討し，海陸境界付近の断層トレースが南西へどこまで延びるのか詳細を解明する必要がある．

（謝辞）
国土交通省近畿地方整備局から上町断層帯北部の詳細 DEM データをご提供頂き，（株）国際航業には断層帯周辺の詳細 DEM 整備にご協力頂きました．産業技術総合研究所の杉山雄一氏には既存調査成果についてご教示頂きました．ここに記して御礼申し上げます．

P-09

紀伊水道における中央構造線活断層系の分布の再検討

°立道智大・後藤秀昭・中田高（広島大学)・西澤あずさ・伊藤弘志（海上保安庁)

Distribution of the Median Tectonic Line Active Fault System in and around the Kii Channel

Tomohiro TATEMICHI, Hideaki GOTO, Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.),
Azusa NISHIZAWA, Koji ITO (Japan Coast Guard)

1．はじめに

中央構造線活断層系が横切る紀伊水道の活断層については，探査結果からその分布の概要や古地震が明らかにされてきた（吉川ほか，1996；海上保安庁水路部，1997；七山ほか，1999 など)。これらの結果を踏まえ，地震調査研究推進本部（2011）は，紀伊水道の活断層は四国や紀伊半島の陸上の活断層とは異なる活動領域であるとした。

近年，マルチビームなど，海底地形の詳細な調査や数値標高モデル（DEM）の利用が進み，海底地形を対象にして変動地形学的な活断層地形の検討が進んでいる。南海トラフではプレート境界の巨大な逆断層の変位地形が具体的に明らかになりつつある（中田・後藤，2010 など)。一方，陸上活断層の延長については，菊川断層の北西延長における横ずれ海底活断層（伊藤・泉，2009 など）や中央構造線の伊予灘海域（七山ほか，2002 など）など，詳細な検討は緒に就いたばかりである。そこで，本研究では，紀伊水道において海上保安庁が取得した海底地形の情報を用いて，活断層地形を見直すとともに，これまでの探査結果と比較した。また，海底活断層の陸上延長部にあたる和歌山平野北縁や淡路島の活断層について新たな知見を得たのであわせて報告を行う。

紀伊水道の海底地形の判読には，海上保安庁が作成した 1～10m間隔の等深線に基づく 50 mメッシュ間隔の数値標高モデル（DEM）を主に用いた。和歌山の田倉崎付近の一部のみ，海上保安庁による詳細な測深調査に基づいた 10m メッシュ間隔の数値標高モデルをあわせて利用した。これらから実体視可能なステレオペア画像を作成し，陸上の活断層を地形から判読するのと同じ方法を用いて，活断層を認定した。

2．紀伊水道の海底活断層

紀伊水道では，これまでの探査による調査研究によって活断層の分布が明らかにされている。海底地形の変動地形学的な判読においても，これらのほとんどを認めることができる。例えば，和歌山平野から西に延びる南落ちの活断層は，紀淡海峡から連続する海底谷を挟んで西では，北落ちの変位を示す活断層であることが地形からも判読できる。

一方，探査では活断層の存在が知られていないが，変動地形学的には活断層である可能性があるものも一部に認められる。例えば，淡路島南西端付近では，ほぼ東西にリニアメントが延びており，その延長である淡路島の陸上（灘仁頃付近）においては鞍部列や複数の河谷の屈曲など活断層によると考えられる地形が認められる。海底のリニアメントについては，

今後，探査記録を再解釈し，検討を進める予定である。

詳細な測深情報のある田倉崎付近では，和泉山脈の基盤が田倉崎よりも西に約 1km に渡って連続しているのが地形から確認できる。そのうち，南麓には南流する複数の河谷を横切って東西方向のリニアメントが認められ，これに沿って河谷の系統的な右屈曲が判読できる。

３．和歌山平野北縁の活断層（木ノ本断層）

田倉崎で認められる横ずれ断層の東延長にあたる和歌山平野では，磯ノ浦断層と和歌山北断層の間に沖積面を変位させる活断層（木ノ本断層と新称）が分布する。木ノ本断層を挟んで，基盤岩高に高度不連続が認められ，基底礫層や中部泥層も変位している可能性が高い。断層を挟んで，GPR を用いて浅層を探査した結果，沖積層が変形していることが確認できた。

４．おわりに

陸上と海底を同様の手法で一元的に変動地形学的な地形判読を行った。その結果，鳴門海峡断層は東に向かって分岐する活断層で，一部は淡路島に分布すること，一方，和歌山平野から西に延びる活断層は西に向かって分岐するとともに，西端付近で変位の向きを変えていることが明らかとなった。このような活断層の分布形態と変位様式から紀伊水道の活断層は陸上と連続する一方で，海底でセグメントが分けられる可能性がある。

文献

伊藤弘志・泉　紀明（2009）：菊川断層帯の延長海域で発見された変動地形．活断層研究，31，27–31.

地震調査研究推進本部（2011）：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の 長期評価（一部改訂）について．86p.

海上保安庁水路部（1997）：友ヶ島水道南方の海底地質構造．地震予知連絡会会報，61，7-8.

中田　高・後藤秀昭（2010）：南海トラフの海底活断層を詳細地形データから探る．科学，80，852–857.

七山　太・佃　栄吉・水野清秀・石井久夫・北田奈緒子・竹村恵二（1999）：中央構造線活断層系，友ヶ島水道断層の完新世における活動履歴調査．地質調査所速報（平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書），235–252.

七山　太・池田倫治・大塚一広・三浦健一郎・金山清一・小林修二・長谷川　正・杉山雄一・佃　栄吉（2002）：伊予灘～佐賀関沖ＭＴＬ活断層系の広域イメージングとセグメント区分．活断層・古地震研究報告，２，141–152.

吉川宗治・兼沢　宏・三橋　明・岩崎好規（1996）：音波探査による中央構造線友ケ島水道海域の地質調査．海洋調査技術，８，1–10.

P-10

菊川断層帯の活断層地形の詳細空中写真判読

○田力正好（地震予知振興会）・中田 高・後藤秀昭（広島大学）・松田時彦（地震予知振興会）・

Detailed active fault map along the Kikukawa Fault Zone based on detailed air photo analysis

Masayoshi TAJIKARA (ADEP), Takashi NAKATA, Hideaki GOTO (Hiroshima Univ.), and Tokihiko MATSUDA (ADEP)

菊川断層帯は，山口県西部下関市菊川町吉田付近から北西へ延び，神田岬南岸を経て沖合の響灘まで連続する，長さ約 44 km 以上の活断層とされている（地震調査委員会，2003）．既報（中田ほか，2011）において，これまで菊川断層の南端とされていた下関市菊川町吉田付近の南東延長部に活断層が延長し，山陽小野田市本山岬付近の周防灘沿岸まで延長される可能性が高い事が指摘されている（図 1）が，詳細な活断層の位置形状や，その認定根拠については報告されていない．本発表では，菊川断層の南東延長部で新たに認定された活断層トレースの詳細な位置と活断層の認定根拠を詳細に記載し，分布の特徴などについて若干の考察を行う．また，既存活断層図（中田・今泉編，2002）で既に記載されている区間においても，新たな活断層トレースや断層位置が異なる結果が得られているので，それらについても記載する．

菊川断層帯の陸上部分の既存活断層図（活断層研究会編，1991；中田・今泉編，2002）に記載されている区間においては，今回の判読結果は既存のものと概ね位置は一致しているが，一部区間（下関市豊浦町豊原～菊川町貴飯付近）ではやや異なる位置に活断層が記載された．また，この区間において，既存断層図では未記載の断層変位地形（河谷の左屈曲，分離丘，山地斜面の逆向き低断層崖など）が新たに多数記載された．

下関市豊田町奥野付近では，菊川断層帯本体と高角で斜交する北東－南西走向の推定活断層が新たに記載された．この推定活断層は既存の古い断層沿いに発達し，不明瞭ながら河谷の右屈曲を示唆する地形が多数認められる．この推定活断層は，その走向と変位の向きから，菊川断層帯とは共役の関係にあると考えられる．

既存の活断層図の菊川断層帯の南端（下関市吉田付近）のさらに南東延長部において，新たに活断層が記載された．新たに記載された活断層は、下関市吉田付近から南東方向へ延長し，山陽小野田市津布田付近を通過し，厚狭港付近の海岸線まで延びる．小野田港付近の海域を挟んで，さらに南東延長の山陽小野田市竜王山付近にも明瞭な活断層が分布する．さらに，この南東延長部の海底には、音波探査断面（海上保安庁，1999）の再検討によって東落ちの逆断層が発見されている（中田ほか，2011）．菊川断層はこの断層に連続し，長さ 130 km を超える長大な活断層帯を形成する可能性がある．

新たに活断層が記載された区間においては，基本的に一条の断層トレースを持つ断層帯北西部と異なり，多数の短い断層トレースが雁行配列している．また，断層変位地形（主として河谷の

左屈曲）がやや不明瞭で変位量が小さいものが多く（特に下関市吉田付近～山陽小野田市津布田付近の区間），リニアメントとしても地形表現がやや不明瞭である．これまでこの区間の活断層トレースが未記載であった理由は，上記のように，不明瞭かつ不連続な断層変位地形しか存在しないためと思われる．このため，この区間においては，活断層の存在をより確実なものとするため，露頭調査やトレンチ・ピット掘削などを行うことが望ましい．

菊川断層帯周辺の地質は，古生代～中生代の堆積岩類，火山岩類，変成岩類，およびそれらを貫く中生代の花崗岩類からなる（産業技術総合研究所地質調査総合センター編，2010）．菊川断層帯の既存の活断層図に記載された区間では，活断層トレースは概ねこれらの古期岩体中の既存の断層沿いに発達している．一方，今回新たに記載された菊川断層帯南東延長部においては，活断層トレースは地質図で記載されている断層とは無関係に分布しているように見える．新たに記載された活断層の分布が上記のような特徴（短い断層の雁行配列，不明瞭な断層変位地形）を持つのは，この区間には連続的かつ大規模な既存の弱面が存在しないことに起因している可能性がある．

本研究は文部科学省委託研究費により実施した．

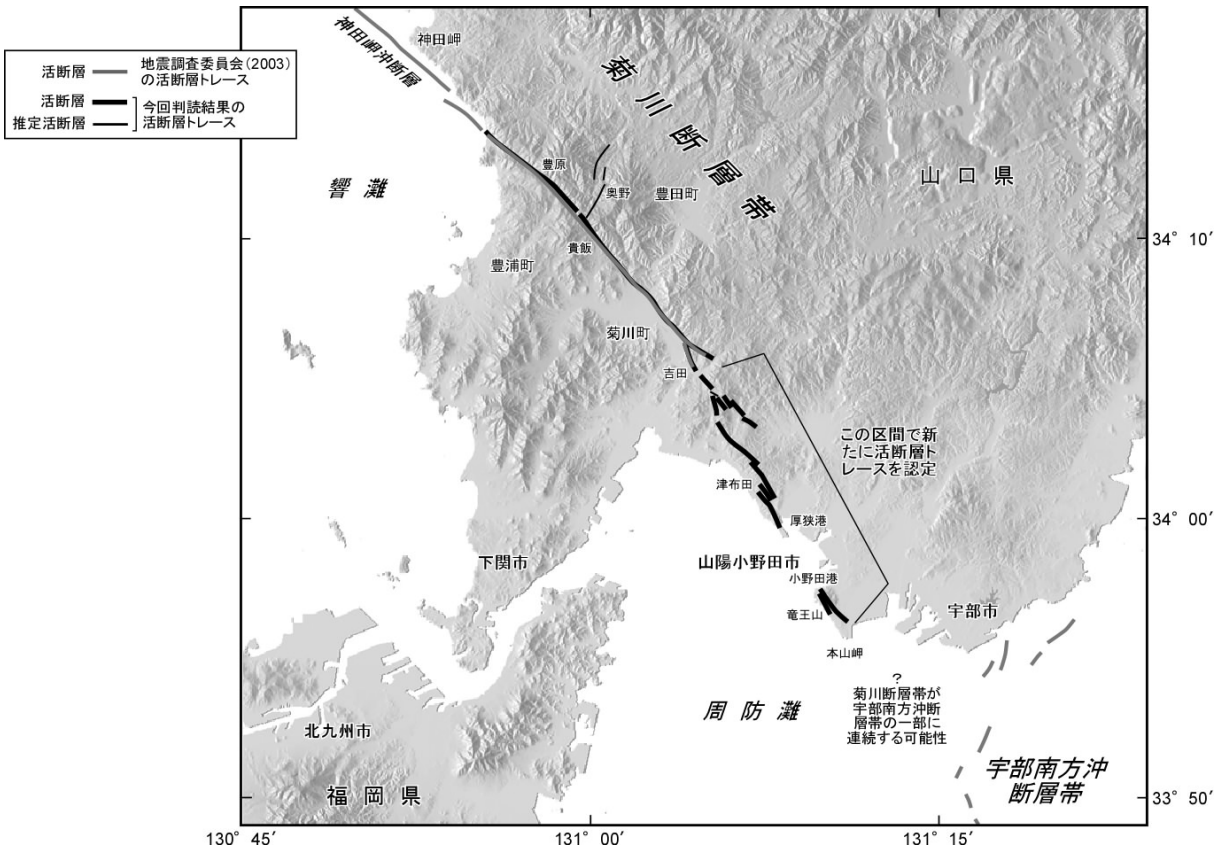


図１ 菊川断層帯およびその周辺の活断層の分布

地震規模評価のための変動地形と地震・地下構造データの関連性の検討

Preliminary examination of correlation between tectonic landforms and shallow sub-surface structural dataset for rational earthquake size estimation

◦大西耕造[*1]・隈元　崇[*1]・中田　高[*2]・後藤秀昭[*2]・藤田雅俊[*3]
[*1]岡山大学・[*2]広島大学・[*3](独)原子力安全基盤機構
ONISHI, K. [*1], KUMAMOTO, T. [*1], NAKATA, T. [*2], GOTO, H. [*2] and, FUJITA, M. [*3]
[*1]Okayama Univ., [*2]Hiroshima Univ., [*3] Japan Nuclear Energy Safety Organization

1995 年の兵庫県南部地震(M_{JMA}7.3)以降，内陸地殻内地震の活動期に入ったといわれる日本では，地震防災への意識が高まる中で，地震や活断層に関する研究成果のリスク評価への応用が望まれている．そのために，将来発生する地震の場所，規模，時期の予測の高度化を図り，より精度の高い地震のハザード評価を行うことは重要であり，例えば文部科学省・地震調査研究推進本部（地震本部）の「全国地震動予測地図」（地震本部，2010）はそうした成果の一例である．

しかし，この「全国地震動予測地図」の中で内陸地殻内地震の取り扱いをみると，例えば地震発生層の厚さに比べて有意に短い地表の長さの活断層の規模評価や，2004 年の新潟県中越地震(M_{JMA}6.8)を例とする地表に痕跡を残しにくい地震など，活断層の変動地形の判読や古地震調査結果と従来の経験式を単純に用いて計算した場合に，地震の規模や頻度を適切に認めることが難しいという課題も明らかとなっている．この課題については，地表の変動地形判読による活断層の詳細な位置・形状の把握とともに，地下構造を表すデータをあわせた総合評価の必要性が示されている（例えば，地震本部(2009)）が，そうした手法の適用例と議論はまだ十分とは言い難く，具体的な手順の確立や結果の妥当性の評価手法が新たな課題となっている．

特に，これまでの原子力発電所の耐震安全性評価の場では，活断層の存否の認定に関する議論や，活断層から発生する地震の適切な規模評価およびばらつきの評価に関する議論など，評価手順としてその後に計算される地震動評価への影響が非常に大きい問題について，上に挙げた活断層の総合評価はまだ端緒に着いたばかりと言える．変動地形や地震・地下構造など内陸地殻内地震のハザード評価に関連するさまざまな研究者がデータの関連性の検討を実例をもとに慎重に行って，さらに，それに対する第三者的意見を伺うことが，さまざまなデータを総合的に解釈する震源断層モデルを構築するために必要であると考えた．

そこで，本研究では，全国 12 の原子力施設サイトについて，国土地理院の都市圏活断層図の活断層の区分を参考として空中写真を用いた変動地形学的な地形判読を新たに行い，詳細活断層分布図を作成した．これに対して，重力異常，地質構造・地質断層，歴史地震や観測地震などの地下構造に対応するデータを重ね合わせることで，個々の活断層の延伸の可能性やグループ化・セグメント化など，強震動予測に必要となる震源断層の推定を行った．こうした作業の妥当性の検証のために，1943 年の鳥取地震(M_{JMA}7.2)など，観測時代に地震を発生させた活断層についても同様の作業を行った．

具体的な作業手順は，①空中写真を用いた変動地形の写真判読，②写真判読結果からの詳細活断層分布図の作成，③作成した分布図と既存の活断層分布図との比較，④重力異常・地質構造・地質断層・歴史地震や観測地震のなど浅部地下構造データとの重ね合わせ，⑤震源断層の推定のための基準化の検討である．この中で，②の詳細活断層分布図の作成では，判読結果の地理情報システム(GIS)化を行い，詳細活断層分布図としてまとめた．その際，活断層の確実度は 4 区分とした．

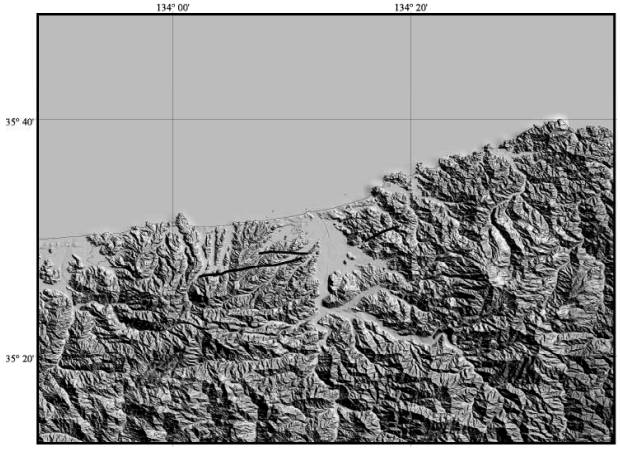


図1　新しく判読した活断層分布
鳥取市の東部に新たに断層を判読

また，③の既存の活断層分布図との比較では『新編　日本の活断層』,『活断層詳細デジタルマップ』との比較を行った．特に，今回新たに存在が推定される活断層や既存の分布図とは長さが異なる活断層については，④の重ね合わせ作業の中で地下構造との対応を慎重に考察した．⑤震源断層の推定では，孤立した長さの短い活断層や活断層分布図上の断層の不連続部について，地震発生層の厚さや地質境界・地質断層の有無，重力異常の傾斜などに特徴的な指標が認められるか否かを検討した．さらに，こうした総合評価において活断層の存在が疑われる地域では，再度の空中写真判読を行い，変動地形の確認，クロスチェックも行った．

このような作業の妥当性の検討として，1943 年の鳥取地震(M_{JMA}7.2)の震源地域で作業した結果のうち，空中写真の判読結果を図 1 に示す．既存の活断層分布図（図 2）では，この地震の震源域における活断層は，1943 年の地震時に地表にずれが認められた鹿野断層と吉岡断層で，長さはそれぞれ約 6km と約 9km である．これに対し，本研究では，鳥取市の東部に長さ約 5km の活断層が認められる．これを地下構造のデータと重ね合わせると，図 3 に示すように，重力異常の正負の境界が鹿野断層や吉岡断層から，鳥取平野を越えてその東方へ連続しているように見える．これ以外のデータでは，地質境界や地質断層は対応を認められなかった（図 4）が，鳥取市近辺では，鹿野断層と吉岡断層からさらに東へ延伸し，北西－南東方向の別の構造と会合するまでの長さの 38km を震源断層長として推定すると，活断層の長さから地震規模を評価する松田式（松田, 1975）では M7.5 と求まり，実際の 1943 年の鳥取地震の規模と比較して過小な評価とはならない．

同様の作業を全国 12 の原子力施設サイトにおいて行い，活断層の長さの分布と推定震源断層の長さの分布などから，データを総合的に解釈する震源断層モデルを構築について考察を行った．

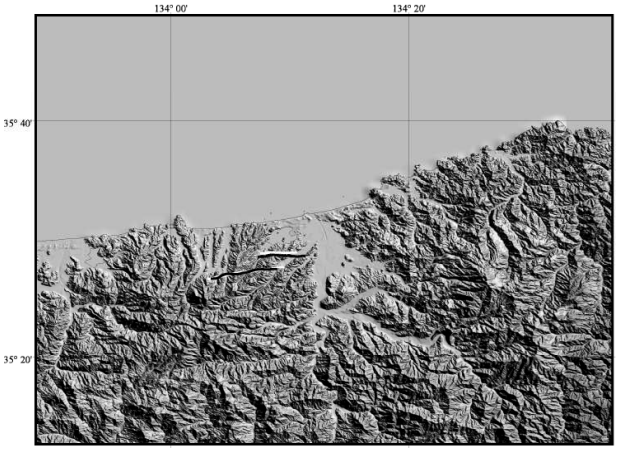


図2　既存の活断層分布
日活（白線）とデジ活（黒線）

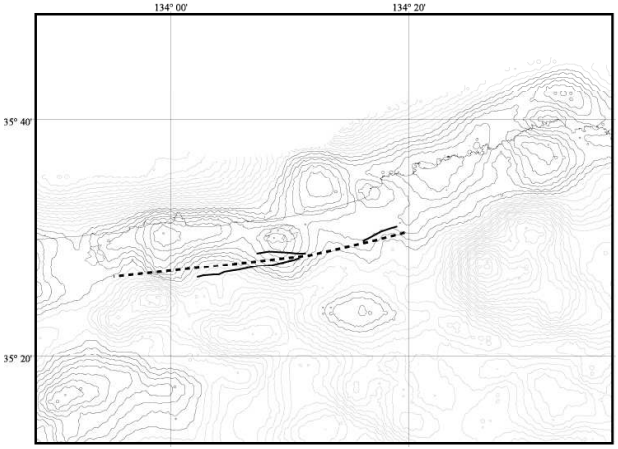


図3　地下構造（重力異常）
重力異常のコンターと推定震源断層（黒破線）

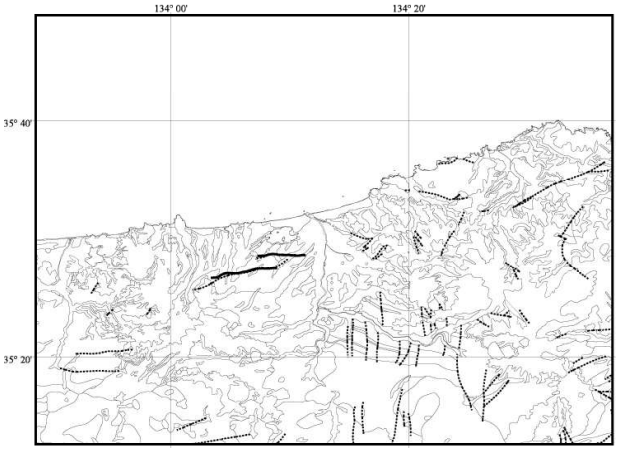


図4　地下構造（地質）
地質境界（黒細線）と地質断層（黒破線）

引用：

地震本部，2010，全国地震動予測地図　２０１０年版，
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/index.htm，2011/10/12.
地震本部，2009，新たな活断層調査について，
http://www.jishin.go.jp/main/suihon/honbu09b/katsuchousa090421.pdf，2011/10/12.

P-12

近畿・中部境界地域周辺の活断層の活動時期と歴史地震

吉岡敏和（産総研　活断層・地震研究センター）

Paleoseismicity of active faults and historical earthquakes in Kinki-Chubu border area, central Japan

Toshikazu Yoshioka (AFERC, AIST)

近畿地方と中部地方の境界部は，いわゆる近畿トライアングル（Huzita, 1962）の北東縁にあたり，柳ヶ瀬-養老断層系をはじめ，多くの活断層が分布している．これらの活断層ではこれまでに多くの活動履歴調査が実施され，過去の活動時期についての情報が蓄積されつつある．また，この地域では奈良時代以降，何回かの被害地震があったことが歴史記録から知られている．

柳ヶ瀬-養老断層系

柳ヶ瀬-養老断層系では，これまでに，柳ヶ瀬断層，鍛冶屋断層，養老断層，四日市断層で過去の活動時期のデータが得られている．柳ヶ瀬断層では，中部の椿坂地点において，断層の最新活動は西暦 1200 年代後半から 1400 年代初頭であった可能性が示されている（杉山ほか，1993）．これに対し，この約 4km 北の椿坂峠地点では，最新活動時期が約 7,000～7,200 年前であるという調査結果が得られている（吉岡ほか，1998a）．鍛冶屋断層では，昨年度の調査により約 1,000 年前以降に最新活動があったことが示された（吉岡ほか,印刷中）．また，養老断層では，最新活動は 14 世紀以降，それに先立つ活動は 7 世紀から 9 世紀の間にあったと推定されている（須貝ほか，1998，1999）．鍛冶屋断層と養老断層に挟まれた関ヶ原断層では，最近 19,000 年間の断層活動が見られない（吉岡ほか，印刷中）．

湖北山地周辺の活断層

湖北山地に分布する活断層では，野坂断層，敦賀断層，駄口断層で過去の活動時期のデータが得られている．そのうち北西-南東方向に延びる野坂断層（杉山ほか，1998a）と北東-南西方向に延びる駄口断層（杉山・吉岡，1999）では，それぞれ 15～17 世紀に最新活動があったことが示されているが，その間に位置し，北東-南西方向に延びる敦賀断層では，最新活動時期は 12～14 世紀と推定されている（杉山ほか，1998b）

三方断層・花折断層

三方断層では，気山地点において平安時代以降に最新活動があったことが示されているほか（小松原ほか，1999a），歴史記録から 1662 年寛文地震の際に三方五湖の水位上昇があったことが推定されており，三方断層またはそれに付随する活断層が活動したと考えられている（小松原ほか，1999b）．また，花折断層北部でも 15～17 世紀に最新活動があったことが推定

されている（吉岡ほか，1998b）．これに対し，花折断層の南部の最新活動は約 1,500～2,500 年前に遡る可能性が高い（吉岡ほか，2002）．

琵琶湖西岸断層系

琵琶湖西岸断層系では，北部の饗庭野断層においては最新活動が約 2,400～3,000 年前にあったという調査結果が得られている（小松原ほか，1999c）．一方，南部の堅田断層では 11～13 世紀に最新活動があったことが示されている（Kaneda et al，2008）．

歴史地震との関係

養老断層における過去 2 回の活動は須貝ほか（1999）によって 745 年天平地震，1586 年天正地震に，琵琶湖西岸断層系の南部の最新活動は Kaneda et al，（2008）によって 1185 年文治地震に対応する可能性が，それぞれ指摘されている．柳ヶ瀬断層の中部と敦賀断層の最新活動は 1325 年正中地震に対応する可能性が指摘されていたが（杉山ほか，1993，1998b），さらに南の鍛冶屋断層も同時に活動した可能性がある．1662 年寛文地震については，三方断層で地殻変動の記録があり，花折断層北部でも被害記録と地質学的調査結果が一致するが，野坂断層，駄口断層も同時に活動したかどうかは再検討の余地がある．

文献

Huzita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouti) of Southwest Japan, since Miocene. Journal of Geosciences, Osaka City University, 6, 103-144.

Kaneda, H. et, al. (2008) An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwako-seigan fault zone, central Japan. JGR, 113, 1-19.

小松原　琢ほか（1999a）三方断層のトレンチ調査と寛文地震時の地殻変動に関する検討．地質調査所速報，EQ/99/3，197-213.

小松原　琢ほか（1999b）史料による 1662 年寛文地震時の三方五湖周辺における地殻変動の復元．歴史地震，15，81-100.

小松原　琢ほか(1999c)琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴，地震，第 2 輯，51，379-394.

須貝俊彦ほか（1998）：桑名断層・四日市断層の活動履歴調査．地質調査所速報，EQ/98/1，75-90.

須貝俊彦ほか（1999）：養老断層の完新世後期の活動履歴-1596 年天正地震・745 年天平地震震源断層の可能性．地質調査所速報，EQ/99/3，89-102.

杉山雄一ほか（1993）1992 年柳ヶ瀬断層（椿坂地区）トレンチ調査．活断層研究，11，100-109.

杉山雄一ほか（1998a）野坂断層の活動履歴調査．地質調査所速報，EQ/98/1，113-124.

杉山雄一ほか（1998b）敦賀断層の活動履歴調査．地質調査所速報，EQ/98/1，101-112.

杉山雄一・吉岡敏和（1999）敦賀断層系駄口断層の活動履歴調査．地質調査所速報，EQ/99/3，173-186.

吉岡敏和ほか(1998a)柳ヶ瀬断層の最新活動-滋賀県余呉町椿坂峠におけるトレンチ発掘調査-．地震，第 2 輯，51，281-289.

吉岡敏和ほか（1998b）トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と 1662 年寛文地震．地震，第 2 輯，51，83-98.

吉岡敏和ほか（2002）花折断層南部の過去 2 回の活動時期-京都市修学院地区におけるトレンチ調査結果．活断層研究，21，59-65.

吉岡敏和ほか（印刷中）柳ヶ瀬-養老断層系，鍛冶屋，関ヶ原および宮代断層の古地震調査．活断層・古地震研究報告，No.11.

P-13

日本の歴史地震事例からみた活断層の検知率

小松原琢 （産業技術総合研究所地質情報研究部門）

Detection ratio of active fault from examples of Japanese historical earthquakes

Taku KOMATSUBARA

1. はじめに

演者は，確実に地震断層を出現させた内陸地震の事例をもとに，現行の空中写真判読による活断層の検知率を概算すると同時に，検知率向上の課題について考察する．

2. 幕末以降の内陸地震からみた活断層検知率

日本において 1850 年代以降に出現した内陸地震は，震災予防調査会以降の聞き取り調査やトレンチ調査などより地震断層の出現箇所がほぼ正確に把握されている．これらにより把握された 14 の確実な地震断層の事例を下表に示す．近年小さな変位から地震断層を把握した例が増えていることは否めないが，表から読み取られる，活断層の事前検知率（地震断層/現行の空中写真判読により読み取り可能な断層の割合)はおおむね 2/3～3/4 程度といえる．

地震名	マグニチュード	断層名	事前検知可能性
1854年伊賀上野地震	7.2	木津川断層帯	○
1858年飛越地震	7.1	跡津川断層帯	○
1891年濃尾地震	8.0	濃尾断層帯	○～△
1896年陸羽地震	7.2	横手盆地東縁断層帯	○
1927年北丹後地震	7.3	郷村断層帯･山田断層帯	△
1930年北伊豆地震	7.3	北伊豆断層帯	○
1943年鳥取地震	7.2	鹿野断層など	△
1945年三河地震	6.8	深溝断層など	△
1974年伊豆半島沖地震	6.8	石廊崎断層	○
1995年兵庫県南部地震	7.3	野島断層	○
2000年鳥取県西部地震	7.3		×
2004年新潟県中越地震	6.8	小平尾断層など	△～×
2008年岩手宮城内陸地震	7.2		×

なお，事前に検知できなかった活断層は，丘陵・山岳地帯や残丘が分布する平野部に多いことは注目すべきと思う．

3. 検知率向上のために

活断層の事前検知率向上にあたってレーザースキャナー測量が切り札の 1 つであることは論を待たない．一方，山地・丘陵に分布する活動間隔が長い活断層の調査に当たっては断片的に分布する段丘の対比や丹念な断層露頭調査といった地味な作業も検知率向上に不可欠と演者は考えたい．