2008 年岩手・宮城内陸地震（M7.2）の震源域の特徴について

松澤 暢（東北大学大学院理学研究科）

On the characteristics of the source region of the M7.2 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008

Toru Matsuzawa (Graduate School of Science, Tohoku University)

１．はじめに

2008 年 6 月 14 日 8 時 43 分に M7.2 の岩手・宮城内陸地震が発生して，多大な被害をもたらした（図１）．震源域は栗駒山に極めて近く，このような火山近傍で M7.2 という大地震が発生したことは，地震の研究者に大きな衝撃を与えた．この地震発生を受けて，北海道大学，弘前大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大学，高知大学，九州大学，鹿児島大学，防災科学技術研究所の 10 機関が参加した合同余震観測グループが組織され，震源域を取り囲む 128 点の臨時点を設置して余震観測を行なった（岡田・他，2008b）．また，GPS や電磁気についても合同観測が実施されている．これらの観測によって得られた地震像はすでに地震調査委員会（2008）や地震予知連絡会（2008）で各機関から報告されており，また，Web 上にも数多くの研究成果が報告されている．本講演では，上記の合同観測によって得られた結果を中心として，地球物理学的手法によって推定されたこの震源域の特徴について紹介する．

２．本震の破壊過程の特徴

本震は西北西-東南東に圧縮軸を持つ逆断層型であったことが，押し引き分布によるメカニズム解からも広帯域地震波形のインバージョン結果からも明らかになっている（気象庁，2008；防災科学技術研究所，2008）．合同余震観測により余震の詳細な震源分布が得られ，それによると，上記で得られたメカニズム解の西に傾斜した節面が本震の断層面となっていると考えられる（岡田・他，2008b）．東に傾斜した節面を断層面と仮定すると，震源域直上の強震計（青井，2008）や GPS（国土地理院，2008a；太田・他，2008；Ohta et al., 2008）の観測データが東上方向に変位していることが説明できないことからみても，少なくとも地震発生に関わった主たる断層は西に傾斜していたと考えられる．

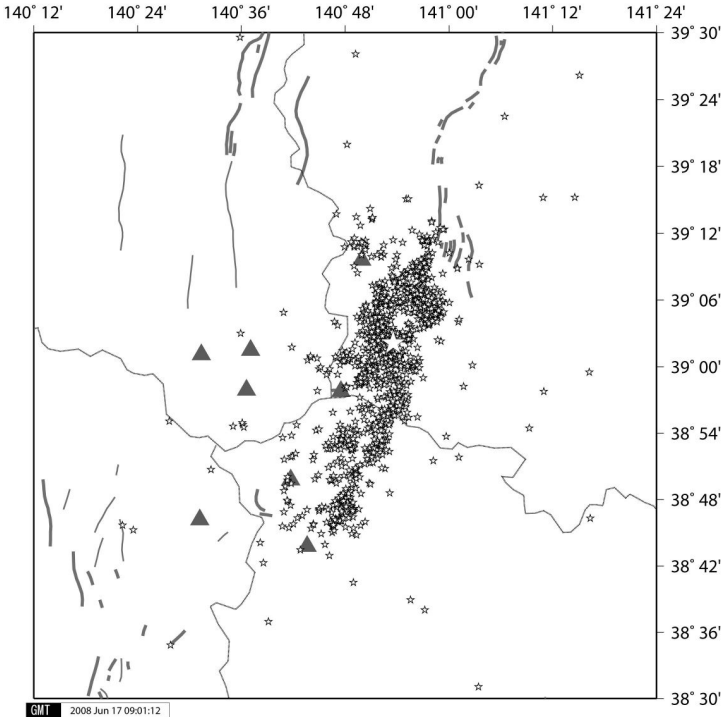


図１．東北大学自動処理による本震（大星印）と余震（小星印）の分布

上記のメカニズム解から西に傾斜した断層面を仮定して，遠地記録（山中，2008a；八木・西村，2008；気象庁，2008），近地強震記録（山中，2008b；鈴木・青井・関口，2008），GPS（国土地理院，2008a），合

成開口レーダ（国土地理院，2008b），およびこれらのデータの組み合わせ（廣瀬，2008；小澤，2008）によって，本震の破壊過程が詳細に調べられている．これらの結果は微妙に異なるものの，栗駒山のすぐ東の岩手・宮城県境付近を中心とした，破壊開始点（震源）よりも南側の領域が本震の主破壊域であったこと，またその規模が Mw6.8-7.1 程度であったことが，ほぼ共通している．

３．本震付近の構造の特徴

合同余震観測グループによって設置された臨時点のデータおよびその周辺に設置された防災科学技術研究所 Hi-net，気象庁，東北大学の定常観測点，さらに防災科学技術研究所，東北大学，国立天文台水沢 VERA 観測所，東京工業大学，原子力安全基盤機構（JNES）が設置した臨時点のデータも使用して，詳細な余震分布と地震波速度構造が得られている（2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ・東北大学大学院理学研究科，2008；岡田・他，2008b）．

この速度構造を見ると，余震活動は高速度域に集中しており，低速度域にはほとんど発生していない．余震域の北端や南端では高速度域は不明瞭となる．北部の出店断層付近で余震が発生しているように見えるが，これらは表層の低速度域内で主として発生しており，またこれらの余震には低周波地震が数多く見られることがわかった（気象庁・仙台管区気象台，2008）．

火山の下には低速度域が存在し，そこでは余震は発生していない．余震分布は必ずしもきれいに西に傾斜した面状に並んではいないが，それは，この火山の下の低速度域で余震が発生していないために，面状分布がはっきりと見て取れないのだと解釈できる．このような低速度域は本震の破壊開始点の直下にまで達している．一方，比抵抗構造（三品，2008）を見ると，高比抵抗域に余震が多数発生しており，低比抵抗域ではほとんど余震は発生していない．

Hasegawa et al.（2005）は，東北地方の内陸地震の分布と GPS による歪速度分布を説明するために，下部地殻が局所的に軟化し，その直上に応力・歪が集中して地震発生に至るとするモデルを提案した．今回の震源域の深部もやはり他の大地震の震源域と同様に下部地殻が周囲より低速度となっており（2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ・東北大学大学院理学研究科，2008；岡田・他，2008a,b），このモデルで今回の地震も説明できると考えられる．

４．前駆的な地震活動

今回の地震は本震発生 42 分前に M0.6，32 分前に M1.3 の前震を伴っていた．高精度の震源再決定を行なうと，本震の破壊の開始点とこれらの前震はほとんど同じ場所で発生しており，しかも，1999 年 4 月 19 日に M4.3 の地震が，また 2000 年 2 月 11 日に M4.9 の地震がこれらの前震・本震のすぐ東側浅部で発生していたことがわかった（2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ・東北大学大学院理学研究科，2008）．これらも広義の前震活動と考えられる．この 1999 年と 2000 年の余震活動域では，今回の地震の余震はほとんど発生していない．

５．余効変動

今回の地震に伴って，顕著な余効変動が観測されている（国土地理院，2008c）．GPS 大学連合による臨時観測点のデータも加えた解析（飯沼・他，2008）によれば，余効すべり域は本震の地震時の主破壊域よりも深部と浅部に分布しており，特に地震に伴って地表変状の見られた領域（石山・他，2008；産業技術総合研究所活断層研究センター，2008）近傍と北部の出店断層の西側で顕著である．

６．議論

今回の地震が発生したときに，余震域北端にある出店断層との関係が議論になった．上記の結果を見ると，地震時の破壊は震源（破壊開始点）よりも南が主であり，出店断層が西に傾斜していることを考えると，その断層面で余効すべりとして歪を解消しているように見える．この付近では地震波速度は低速度であり，また余震活動が活発で低周波地震が多く発生していた領域は，この出店断層に関連すると思われる余効すべり域と本震時の主破壊域の間に位置する．さらに，この付近から北側では高速度域が不明瞭となっている．

これらのことから，震源よりも北側には脆性領域と考えられる高速度域がほとんど存在しないために地震時の破壊がそこで停止し，そのためにここで余震が活発に発生し，さらに北部で非地震性すべりである余効すべりが生じたと考えられる．つまり，この北部の余震の活発な領域は，脆性的領域と塑性流動的領域の中間に位置しており，基本的に周囲の弾性定数が小さいために低応力降下量となったり，あるいは厚い表層があるために表面波が卓越したりして，低周波の地震が目立つようになっていると考えられる．

地震時の主破壊域のすぐ東側浅部で余効すべりが大きかったのも，この付近の堆積層が厚いために破壊が停止したが，その極近傍で大きなすべりがあったために，余効すべりも大きくなったと考えれば説明がつくと思われる．

地震波高速度域と脆性域はほぼ対応していると考えられるので，ここで大きなすべりが生じたことは考えやすい．しかし，現時点での大問題は，そのような大きなすべりが生じるまで歪エネルギーが何故蓄積できたのかということであり，これについては，さらに詳細な解析が必要である．

文献

2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ・東北大学大学院理学研究科，2008，2008 年岩手・宮城内陸地震について，第 178 回地震予知連絡会資料，http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/download/yochiren/siryo/178_1.pdf

青井真，2008，平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震にともなう断層直上の強震動記録による永久変位の推定，http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/Iwatemiyaginairiku_080614/IWT_displacement/.

防災科学技術研究所，2008，防災科研 F-net および Hi-net による主な地震のメカニズム解，http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/mechanism_j.html.

Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino and S. Miura, 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, Tectonophysics, 403, 59-75.

廣瀬仁，2008，KiK-net 永久変位および国土地理院 GPS 変位データに基づく断層モデル，http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/danso_model_hirose_j.html.

飯沼卓史・大園真子・太田雄策・三浦 哲・植木貞人・高塚晃多・対馬弘晃・立花憲司・松島健・中元真美・山下裕亮・鷺谷 威・小澤和浩・福田真人・朝日友香・笠原 稔・高橋浩晃・山口照寛・中尾 茂，2008，稠密 GPS 観測網による 2008 年岩手・宮城内陸地震の余効変動の時空間変化推定，日本測地学会第 110 回講演会要旨集，印刷中.

石山達也・今泉俊文・越谷信・杉戸信彦・堤浩之・廣内大助・丸島直史，2008，2008 年岩手・宮城内陸地震の地震断層調査（第２報），http://www.dges.tohoku.ac.jp/~geomorph/08iwatemiyagijisin/jishinsokuhou2dan.html.

地震調査委員会，2008，平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震の調査，
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jun_iwate_miyagi2/index.htm.
地震予知連絡会，2008，平成 20 年度第 1 回地震予知連絡会東日本部会議事概要，
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/bukai20-1/index.html.
気象庁，2008，「平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震」について（第 9 報），
http://www.jma.go.jp/jma/press/0806/26a/h20iwate-miyagi-9.html.
気象庁・仙台管区気象台，2008，低周波地震の位置，第 178 回地震予知連絡会資料，
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/178/image178/007.pdf.
国土地理院，2008a，平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動（第 2 報），
http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h20-iwatemiyagi/080614houdou3.html.
国土地理院，2008b，平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動と震源断層，
http://cais.gsi.go.jp/Research/topics/topic080625/index.html.
国土地理院，2008c，平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震による地殻変動（最終解），
http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h20-iwatemiyagi/0808hendousaisyu.html
三品正明，2008，比抵抗構造と余震分布，
http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/MT/index_html.
岡田知己・堀修一郎・河野俊夫・中山貴史・平原聡・新居恭平・Omuralieva Aiymjan・中島淳一・海野徳仁・長谷川昭，2008a，東北地方中央部およびその周辺の地殻内地震波速度不均質構造と地震活動，日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集，S147-008，
http://earth.jtbcom.co.jp/session/pdf/S147/S147-008.pdf.
岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008 年岩手・宮城内陸地震合同余震観測グループ，2008b，2008 年岩手・宮城内陸地震緊急余震観測による震源分布・地震波速度構造・メカニズム解分布，日本地震学会講演予稿集 2008 年度秋季大会，印刷中.
太田雄策・大園真子・飯沼卓史・三浦哲，2008，キネマティック GPS データによる地震時断層モデル（第 2 報），
http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/GPS/index_html#GPS5.
Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K.Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, and N. Umino, 2008, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, Earth Planets Space, in press.
小澤拓, 2008, 合成開口レーダ干渉法による岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動（暫定結果），
http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/sar/iwate_miyagi_sar.html.
産業技術総合研究所活断層研究センター，2008，2008 年岩手・宮城内陸地震速報，
http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/index.html.
鈴木亘・青井真・関口春子，2008，近地地震動記録による平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震の震源インバージョン（暫定版），
http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/Iwatemiyaginairiku_080614/inversion/toppage.html
八木勇治・西村直樹，2008，2008 年 6 月 14 日岩手・宮城内陸地震（暫定），
http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20080613/
山中佳子，2008a，NGY 地震学ノート NO.9，
http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY9.html
山中佳子，2008b，　NGY 地震学ノート NO.9a，
http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY9a.html

S-02

2008 年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動
-なぜ 4000 ガルの強震動が生成されたのか？-

入倉孝次郎，倉橋奨（愛知工業大学）

Modeling of Source Fault and Generation of High-Acceleration Ground Motion for the 2008 Iwate-Miyagi-Niriku Earthquake

Kojiro Irikura，Susumu Kurahashi　(Aichi Institute of Technology)

1. はじめに

2008 年 6 月 14 日岩手宮城内陸地震（Mj7.2）が発生し，岩手県奥州市と宮城県栗原市で震度 6 強が観測された．また，建物の倒壊や大規模な土砂崩れにより人的被害が発生している。この地震では，震央距離約 3km の位置にあった KIK-NET 観測点，IWTH25（一関西）において, 地表の上下動成分で最大加速度 3866gal という非常に大きな強震動が観測された。これまでの地震観測において，2G を超えるような加速度記録は観測されたことがなかった。その理由の１つとして、用いられていた計器が 2G でクリップするものが多かったことが挙げられるが、これまでの観測記録を見る限り地盤上の地震動については必ずしも計器上の制約とはいえない。この地震で、このような非常に大きな強震動がなぜ観測されたのかを知ることは, 今後の強震動予測や地震動発生のメカニズムを解明するにあたり非常に重要である。

ここでは，はじめに強震動記録を用いた波形インバージョンでは用いられてない震源極近傍の強震動記録を用いて，フォワード・モデリングにより強震動が再現可能な震源モデルの構築を試みる。その後，IWTH25(一関西)において観測された強震動の生成原因を考察する。

2. 震源モデルの構築

本震の震源破壊過程は，遠地実体波や強震動記録を用いた波形インバージョンにより推定されている（例えば，八木，2008 ; 堀川，2008 など)。しかしながら，これらの手法のほとんどは 1～2Hz 以下の低周波帯域が対象であった。ここでは，工学的に重要な 0.1～10Hz の広帯域の強震動の再現を対象とするため，経験的グリーン関数法（Irikura，1986）を用いて震源モデルの構築を行った。

2.1 経験的グリーン関数としての余震の選択およびメカニズム解

本震の走向と傾斜角は，地震発生直後から行われた緊急余震観測グループによる余震分布から，走向は 210°，傾斜角は 40°とした（地震調査委員会，2008)。この値は，F-net など観測記録を用いて推定された震源メカニズム解と調和的である。経験的グリーン関数として用いる余震記録は，本震時のアスペリティで生成される強震動と同様の放射特性をもつものが適切である。本研究では, 震源近傍で発生した 2008 年 6 月 14 日 23 時 42 分の余震（Mj4.8）（以下余震 1 と呼ぶ）を採用した。この余震の断層面積と応力降下量は，変位震源スペクトルから読み取られたコーナー周波数と F-net による地震モーメントから円形クラックモデルを仮定し計算した。

2.2 震源モデルの構築

既往の研究による本震の震源破壊過程結果（例えば，八木，2008 ; 堀川，2008 など）では，本震の破壊開始点（震源）の南側かつ浅い場所ですべり量が大きかったとされている。そこで，はじめにこの場所に強震動生成域（Asp1）を設定し，経験的グリーン関数法により波形合成を行った。この際，解析地点としてはフォワードディレクティビティとなる MYG005，MYG004，MYGH06，IWTH26 とした。その結果，この震源モデルでは，震源より南側に位置する観測点の記録は再現できるが、北側にある観測点の観測記録は再現されなかった。これは，震源より北側にも，観測された強震動に影響を与える強震動生成域が存在していることを意味している。そこで，震源の北側にも強震動生成域（Asp2）を設定した。震源の北側

の強震動生成域の評価には，震源の北側の観測点を対象とした。

図１左に構築した強震動生成域と解析に使用した観測地点の一部を，右に堀川（2008）におけるすべり量分布に本研究で構築した強震動生成域を加筆した図を示す。表１には震源モデルの緒元を示す。また，図２に MYG004（震源より南側の観測点）と IWT011（震源より北側の観測点）を，図３上に IWTH25(震源極近傍)の観測波形（灰色線）と合成波形（黒線）の速度波形の比較を示す。合成波形は，震源からの最近点の IWTH25 を除いた点では振幅と位相ともに観測波形が再現できている。IWTH25 については次節で詳細に検討する。構築された震源モデルは，震源の強震動生成域 Asp1 が北側の Asp2 よりも広い面積をもつが，応力降下量についてはほぼ同じと評価された。Asp1 および Asp2 の強震動生成域の面積はそれぞれ約 60km^2，約 35km^2，応力降下量は 15MPa 程度となった。強震動生成域の場所は，堀川（2008）によるすべり量分布の大きい場所と概ね調和的である（ただし，堀川（2008）による断層面は走向 208°傾斜角は 50°であり，本研究とは異なる。）。

2.3 IWTH25（一関西）における波形シミュレーション

本研究で構築した震源モデルは，震源から距離の離れた観測点における強震動の再現は可能であった．しかしながら，震源極近傍である IWTH25（一関西）では再現性が悪い．これは，経験的グリーン関数として用いた余震記録が適切でなかったためと考えられる．震源極近傍の観測記録は震源メカニズムによる放射特性の影響を強くうけるため，経験的グリーン関数には本震のアスペリティからの放射特性と同じ特性をもつ余震記録を選択する必要がある．ここでは，本震時の各アスペリティから IWTH25 への放射特性とそれぞれの余震の放射特性との比較を行った．その結果，IWTH25 への本震のアスペリティからの放射特性のセンスが同じであった 2008 年 6 月 16 日 23 時 14 分の余震記録（以下余震 2 と呼ぶ）を経験的グリーン関数に用いることとした．図 3 下に観測波形と合成波形の速度波形の比較を示す．余震 2 を採用することにより，S 波震動の立ち上がり部分のセンスをはじめ，振幅，位相ともに観測波形をより再現できている．

3. IWTH25(一関西)で観測された強震動の生成原因の考察

3.1 IWTH25(一関西)で観測された強震動記録

図４上段に IWTH25（一関西）の地表面で観測された本震の強震動記録の上下動成分を，図４下段に地中記録の上下動成分を示す。地表面の記録では，P 波の立ちあがりから７～８秒付近で最大加速度 3866gal が観測されている。一方，地中記録では最大加速度が 640gal であり，地表に近い表層で上下動が大きく増幅された可能性が高い。最大値を与える地震動は地表、地中とも P 波初動部からかなり遅れたところにあるので、震源から P 波として生成されたのではなく、S 波として生成されたものが伝播経路の地質構造により S 波から P 波に変換されたものとみなしうる。

図２には本震の地表記録と地中記録のスペクトル比を示す。このスペクトル比から，1.5Hz より低周波帯域では，スペクトル比の振幅がほぼ 1 であるが，1.5Hz より高周波では，スペクトル比の振幅が大きくなっている。この傾向は，いくつかの余震のスペクトル比でも同様であることを確認しており，この地点においては，遅い P 波速度をもつ表層地盤の影響により，上下動成分の加速度が大きくなったことを示している。

ここで，10Hz 以上の周波数による加速度値への影響をみるため，本震記録に 0.1～10Hz のバンドパスフィルターをかけた波形を計算した。フィルターのかかった波形では，最大加速度は 2300gal 程度と観測記録の半分程度となる。したがって，本震時に記録された大加速度は，極めて遅い P 波速度をもつ薄い表層により高周波の上下動地震動が大きく増幅されたことによる、と考えられる。

3.2　IWTH25(一関西)の速度構造モデル

IWTH25（一関西）地点では，防災科学技術研究所（以下防災科研）により，地中地震計

の設置層までのボーリングおよび PS 検層が実施されている。そこで，このデータから 1 次元重複反射理論により，地中地震計設置層から地表までの理論伝達関数を計算した。図 5 には，本震と余震における地表と地中観測記録のスペクトル比および防災科研の PS 検層から計算した理論伝達関数（鎖線）を示す。本研究では，上下動成分に着目しているため，理論伝達関数を計算する際には，P 波速度構造モデルにより計算を行った。観測記録のスペクトル比と理論伝達関数を比較すると，10Hz 付近における理論伝達関数は，観測記録のスペクトル比よりも過小評価となっている。高周波帯域の卓越周波数と振幅は，P 波速度が遅く，深度が浅い層の影響が大きいため，ここでは主に浅部地盤構造に注目して，P 波速度の変更および 1 層目と 2 層目に一層挿入する等の速度構造モデルのチューニングを行った。図 5 には，本震のスペクトル比を用いてチューニングした理論伝達関数（一点鎖線）を併記している。

3.3　地表記録の再現

3.2.でチューニングした速度構造から計算された理論伝達関数を用いて，地中記録から地表波形の再現を試みる。はじめに，表層部分の非線形効果の影響が少ない余震で再現を試みた。図 6 上図に再現波形とスペクトルを示す。再現波形は，観測記録の位相および振幅と調和的であり，地盤構造モデルの妥当性を示している。

次に，本震における地表記録の再現を試みる。まず，本震と余震の地中と地表の観測記録のスペクトル比を比較すると，卓越周波数が明瞭ではなく，相対的な地中と地表のスペクトル振幅も，余震に比べて地表の振幅が小さい。このことから，本地震の本震の地表記録には，非線形効果の影響が含まれていると考えられる。ここでは，この非線形効果の影響を，主に表層部の P 波速度の低下と減衰定数 Q 値の低下により表現して，本震の地表記録の再現を試みた。本震時の P 波速度と Q 値の検索は，本震の地中と地表のスペクトル比と理論伝達関数を比較しながら試行錯誤的に行った。また，観測記録には 3 次元構造による波の影響があると考えて，一定のノイズを考慮した。その結果を図 6 下図に示す。再現波形とスペクトルは，概ね観測波形と調和的である。しかしながら，最大加速度となったパルス波の再現性は低い。このパルス波を再現させるためには，より詳細な速度構造モデルが必要となる。

4. まとめ

本研究では，岩手・宮城内陸地震の震源断層近傍で得られた強震動記録を再現できる震源モデルの推定、および震源域内の観測点（IWTH25:一関西）において観測された約 4 G に達する強震動の生成原因について考察を行った。フォワード・モデリングにより震源モデルを構築した結果，発震点の南側にやや大きなアスペリティ Asp1 に加えて北側に面積が半分の小さなアスペリティ Asp2 が推定された。IWTH25 は Asp 1 のほぼ直上に位置している。また IWTH25 では，遅い P 波速度をもつ表層により高周波の上下動地震動が大きく増幅され、大加速度の地震動が生成された。

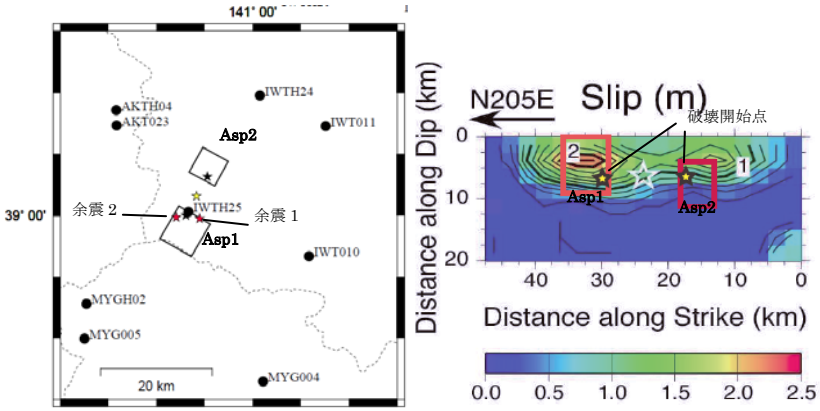


図 1　上段：強震動生成域と解析に使用した観測点（一部）．下段：断層面における本研究で構築した強震動生成域．堀川（2008）によるすべり量分布図に加筆.

表 2　震源モデルの緒元

	Asp1	Asp2
走向	209	
傾斜角	40	
すべり角	104	
長さ	6.8km	5.1km
幅	8.5km	6.8km
応力降下量	16.45MPa	14.1MPa
地震モーメント	2.86E+16Nm	1.47E+18Nm

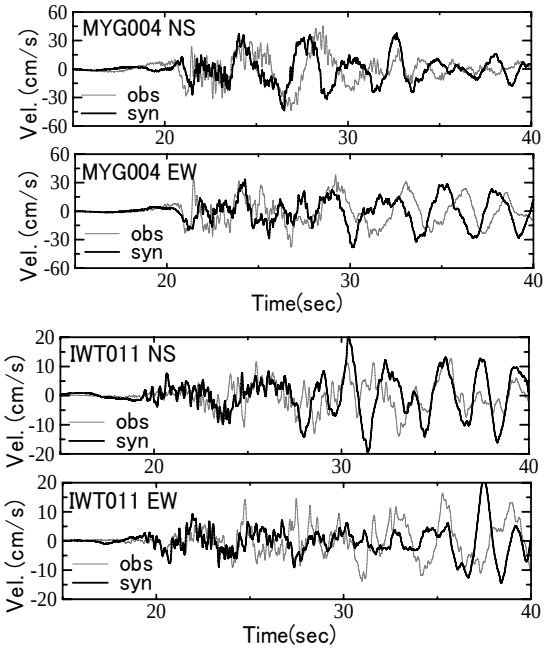


図 2　合成波形と観測波形の比較．上段：震源よりも南側の観測点，下段：震源よりも北側の観測点

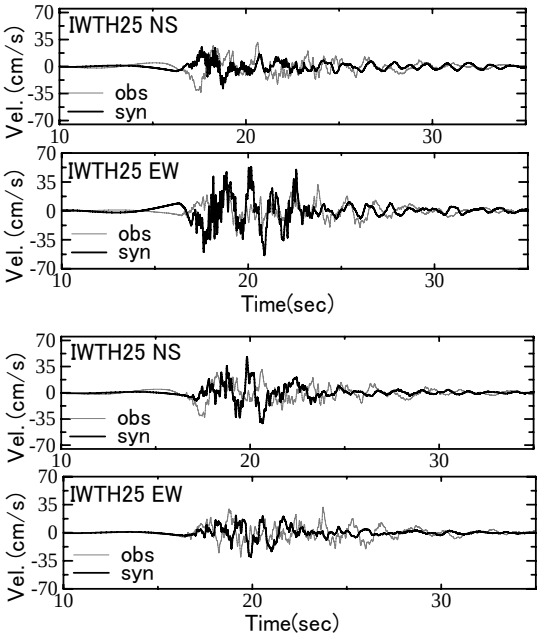


図 3　合成波形と観測波形の比較．上段：余震 1 を経験的グリーン関数として解析，下段：余震 2 を経験的グリーン関数として解析

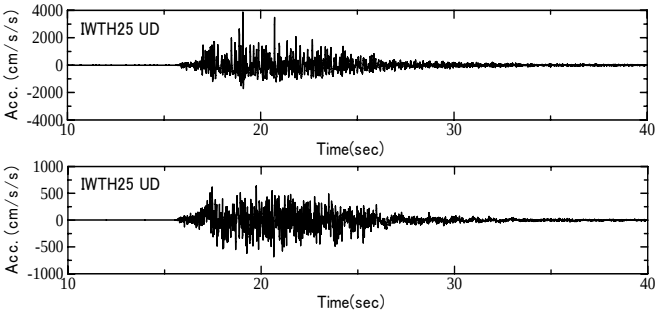


図 4　IWTH25（一関西）における上下動成分の観測波形。上段：地表記録，下段：地中記録。

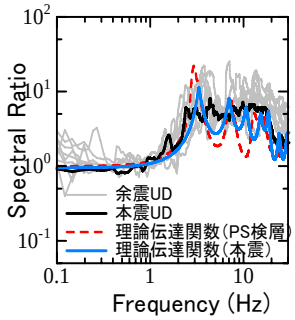
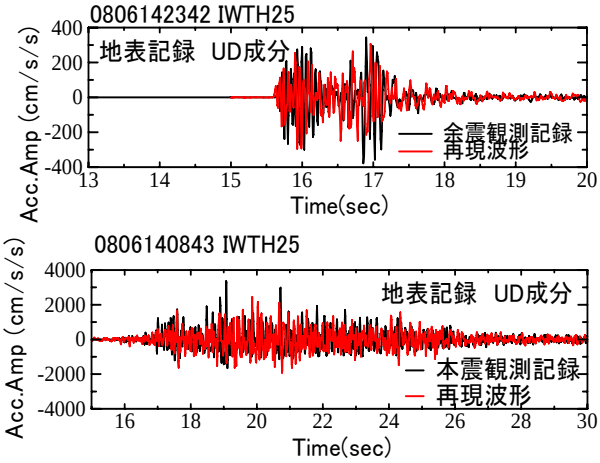


図 5 本震と余震の地表記録と地中記録のスペクトル比および PS 検層と本震時の理論伝達関数



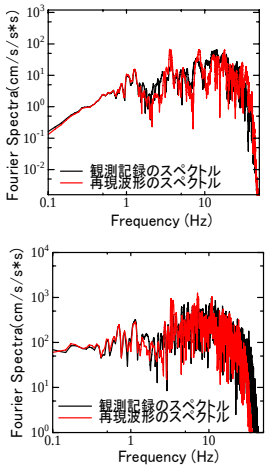


図 6　上図：IWTH25（一関西）地表における余震の再現波形と再現波形のスペクトル。
下図：IWTH25（一関西）地表における本震の再現波形と再現波形のスペクトル。

S-03

岩手・宮城内陸地震の地震断層と活断層

鈴木康弘（名古屋大）・渡辺満久（東洋大）・熊原康博（群馬大）・中田　高（広島工大）

The earthquake faults and active faults related to the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008

Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.), Mitsuhisa WATANABE (Toyo Univ.),
Yasuhiro KUMAHARA (Gunma Univ.) and Takashi NAKATA (Hiroshima Inst. Tech.)

1.　問題の所在

岩手・宮城内陸地震（M7.2）は、活断層がこれまでに確認されていない地域で起きた（図１）。地質図に示される断層付近で発生したため、この断層が震源と関わっている可能性も指摘されている。この場合、その断層が実際には活断層として評価すべきものだったのか、あるいは評価できないものであったのかを検討することは極めて重要である。発表者らは地質断層とは独立に、変動地形学的立場から、この地域に本当に活断層が存在しないのかどうかを明らかにするため、地震直後から地震断層を調査するとともに、地震前に撮影された約１万５千分の１の航空写真を精査した。その結果、厳美町内の小猪岡川沿いで活断層変位地形を確認した。この活断層は数キロの区間連続する可能性があり、これに沿って地震時の地表変状が生じたことを確認した。また７月上旬に、明瞭な活断層変位地形が認められる厳美町柳木立においてトレンチ調査を実施したところ、低位段丘形成期以降に今回を含めて少なくとも４回活動していることが明らかになった。このことから、岩手・宮城内陸地震は活断層と関連した地震であり、今回のような断層活動の繰り返し間隔は比較的短いことが判明した。

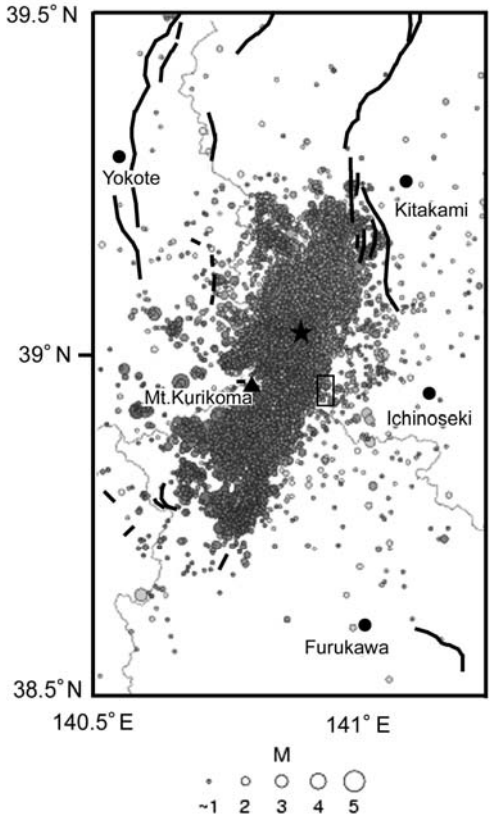


図１：余震分布と活断層
（★：本震；防災科研による）

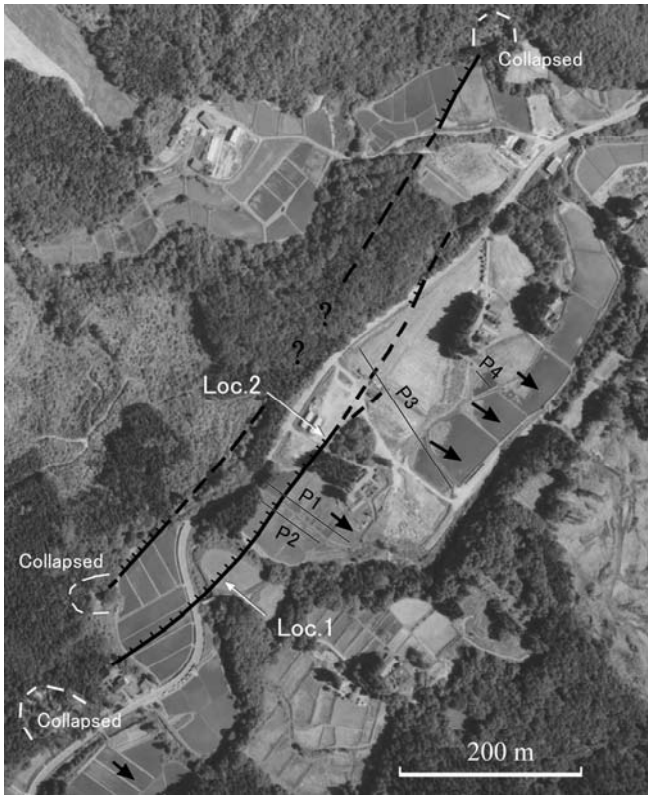
2. 地表地震断層の認定

現地調査および地震直後に撮影された航空写真の判読により、以下の点が明らかになった。

①柳木立地点では、小猪岡川付近において水田が北東上がりに約 30～40cm 以上撓み上がり、隆起側（上盤側）にバックスラストとして、比高約 40cm の逆向き（東側隆起）の地震断層が出現した（図２）。

②一関市厳美町柳木立および落合周辺の約 3km の範囲に、後述するとおり活断層変位地形の可能性のある地形が存在し、それ沿いに西上がりの断層変位に伴う地表変状が確認された。

③これ以外の地域（南北 30km 程度の範囲）においても他機関により地表変状が報告されているが、変位地形や露頭観察によって変位の累積性が確認できないため、ここでは議論の対象から外している。



左：図２：地震直後の航空写真に見る地震断層（柧木立付近）
上：図３：地震前(1976 年）撮影の国土地理院の航空写真（柧木立付近）

3. 活断層航空写真判読結果

地震前（1976 年）に撮影された国土地理院の航空写真を判読して以下の点が確認された。

①小猪岡川に沿う南北約 3～4km の範囲に撓曲状の地形が分布し、変位地形の可能性がある。

②これらの場所は地震時に西上がりの地表変状が生じた場所と極めて対応が良い。

③柧木立地点の逆向き断層による変位地形は極めて明瞭で、低位段丘にも累積変位が認められる（図３）。

④以上の点から約 3～4km の範囲に活断層を認定すべきものと判断されるが、変位地形が明瞭な柧木立の約 1km の区間以外は、写真判読のみで確実に認定することは容易ではなく、確認用の掘削調査を実施しない限り、3～4km の活断層を認定することは困難であった。

4. トレンチ調査結果

図２の Loc.1 および Loc.2 においてトレンチ調査を実施した結果、以下の点が明らかになった。

①第 1 地点（柧木立南）：約 80 度で東に傾斜する逆断層面が確認され、段丘礫層および砂～シルト層に累積的な変位が確認される。断層近傍に確認される傾斜不整合から、4,310yBP 以降にひとつ前の断層活動（イベント２）があったものと考えられる。

②第 2 地点（柧木立）：明瞭な逆向き断層崖の基部において、基盤岩と低位段丘礫層が、湿地性堆積物の上に乗り上げる明瞭な逆断層が確認された。断層面の傾斜は約 50 度以上で東傾斜。下盤側では湿地性堆積物の下位に低位段丘礫層が確認され、低位段丘礫層上面の断層を挟む高度差は 2.5m に達する。低位段丘礫層堆積期以降、今回を含めて少なくも４回の断層活動が確認さ

れる。その年代を最新のイベントから順に示すと以下のようになる。イベント１：今回(2008 年)、イベント２：4,310yBP 以降（上述）、イベント３：6,110yBP 以後、5,020yBP 以前、イベント４：7,090yBP 以前。

5. 考察 －岩手・宮城内陸地震の意義－

岩手・宮城内陸地震は活断層が全くない地域に起きたわけではなく、震源断層の活動と深く関わる活断層が存在する。数キロの区間については事前に活断層を認定し得た可能性が高い。しかし一方で長さ数十キロに及ぶ震源断層の長さを事前に推定することは困難であり、短い活断層しか見つからなくても M7.2 クラスの地震を想定する必要があることを明確に示したことになる。

震源断層との関連が指摘されている地質断層と、この短い活断層との関係は明確でない。そもそも栃木立付近では南北数キロの範囲で、西上がりが推定される地質断層は露出していない。しかしこのような場合においても、短い活断層が確認され、その延長上に同様の変位・同様の走向を持つ新第三系を切る地質断層があれば、第四紀後期にも活動を継続している可能性を考慮すべきものと考えられる。

ところで今回の地震は、活断層として認定される区間において、浅部にアスペリティを持つ震源断層モデルが推定されており、両者の対応関係が極めて良いことは興味深い（図４）。そのことから以下のことを考察することができる。

①浅部のアスペリティを活断層として認定できる。②活断層としての活動間隔は数千年程度と比較的短いことから、今回のようにアスペリティが局所的に生じるような断層活動が、この震源断層に特有な活動である可能性が高い。③浅部にアスペリティを持たない地域では地表の情報から活断層を見出すことは難しい。

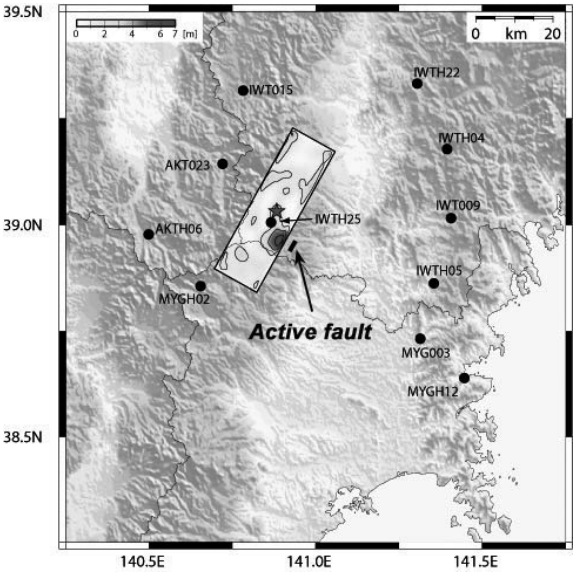


図４：インバージョン解析によるすべり量分布（防災科研）と活断層

S-04

2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層

遠田晋次・吉見雅行・丸山正・金田平太郎・粟田泰夫・安藤亮輔・吉岡敏和
（産総研活断層研究センター）

Surface rupture associated with the Mw6.9 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake

Shinji Toda, Masayuki Yoshimi, Tadashi Maruyama, Heitaro Kaneda, Yasuo Awata, Ryosuke Ando, and Toshikazu Yoshioka (GSJ, AIST)

活断層研究センター緊急調査班は，2008 年岩手・宮城内陸地震（Mw6.9, Mj7.2）の発生翌日より現地踏査を実施し，余震域東縁の南北約 20km の範囲にわたり地震断層を確認した（図１）．また，地震断層が出現した複数の地点でトータルステーション測量，地上・航空レーザー測量を実施し，地表変状の詳細なマッピングを行った．

確認できた地震断層は断続的で，多くは上下変位を主体とし，最大上下変位量が 50cm 程度であったが，メートルオーダーの変位量を示す地震断層もあった．これらは総じて東南東−西北西方向に圧縮軸を持つ変形として説明できる．以下では，地震断層を北部（国見山南東斜面），中部（餅転〜蛇沢），南部（行者滝〜荒砥沢・新田）に分けて記述する．

■北部：国見山南東（図 1 KM 地点）の西向き斜面では，少なくとも 0.5km 連続する 1m 程度の左横ずれ変位と 1m 弱の西上がりの上下変位を持つ南北走向の地震断層が確認された．地震断層の一部は既存の逆向き低崖の基部に沿って出現した．

■中部：岩手県道 49 号線沿いおよび周辺の低地において約 8km 区間にわたって断続的に地震断層が確認された．餅転（図 1 MK）〜岡山および蛇沢では，最大 50cm 以下の北西側隆起の上下変位と北西−南東方向の水平短縮を伴う地震断層が，また前田〜杁木立では少なくとも幅数 10m にわたる北西〜西上がりの緩やかな傾動が比較的に連続よく確認できた．このうち杁木立（図 1 HK）付近では，それらの傾動とは逆向きの南東上がり最大 45cm の上下変位を伴う地震断層が長さ 0.4km にわたって確認された．これら中部全体を通じて，地表地震断層は水田，道路，側溝など人工物の上下変位，傾動，撓曲，短縮，横ずれとして認識できたが，山林や草地に続く地点では目視での追跡は困難であった．

■南部：荒砥沢ダム北方（図 1 AZ）では，山地斜面を食い違わせる地震断層が東西約 0.7km にわたって確認された．地震断層は尾根を直線的に横切る東西走向区間，そこから東部で分

岐する北東−南西走向区間，および，西部で分岐する南北走向区間からなる．北東走向区間および南北走向区間は西〜北西側隆起の撓曲をなし，下盤側樹木の上盤側斜面へのめり込みから東西方向の水平短縮が確認された．東西走向区間は逆断層のステップに伴う lateral ramp と考えられ，右横ずれ主体で，西から，南側隆起の逆向き低崖，モールトラック状の膨らみ，北側隆起の逆向き低崖からなり，東部にて最大右横ずれ 4〜7m，北上がり 2〜4mの上下変位が計測された（図２，逆断層主体への分岐付近）．断層の東西両端は巨大地すべりのため延長は追跡できないが，北東走向部の約 1km 北東の行者滝付近では約 1.4m の東西水平短縮，南北走向部の約 2km 南方の荒砥沢ダム南方（図１AS）では最大 50cm 程度の西側隆起の上下変位と東西水平短縮をもつ地震断層が確認された．荒砥沢ダムの 2-4km 東方の荒砥沢・新田地区では，上下変位量 20-30cm 程度の北東−南西走向で南東側隆起の低崖・撓曲が東西 1km 程度の間隔で３条確認された．

総じて，中部では地震規模から期待されるものに比べてこれまでに確認できた地震断層の変位量は小さい．一方，北部および南部では変位量が大きいが連続性が悪い．震源インバージョン結果（堀川，2008，野津，2008）では荒砥沢ダム北方に近い震源域南部の浅部で局所的な断層滑りの集中が見られ，長さが短く変位量の大きい地震断層との関連は興味深い．また，荒砥沢ダム南方から荒砥沢・新田では並行する地震断層が複数現れており，地表での変位が分散された可能性が示唆される．

荒砥沢ダム北方や杣木立では地震断層の延長部で深層崩壊が集中する傾向が認められ，地すべりが断層変位に起因する可能性がある．

国見山南東斜面・餅転・岡山・杣木立および荒砥沢ダム北方尾根の各地点では，地震断層はいずれも既存の低崖や撓曲状の斜面の基部に沿って現れており，これらの地点では杣木立でのトレンチ調査（鈴木ほか，活断層研究，29，2008）で示されたように既存の活断層と考えられる低崖に沿って地震断層が出現した．ただし，これらの低崖の連続性は限定的であり，その周辺や延長部で第三紀層に大規模な変形構造や著しい累積変位は発見されていない．したがって，事前調査で今回の地震の規模を予測し得たかについては，今後の調査を踏まえて慎重に検討する必要がある．

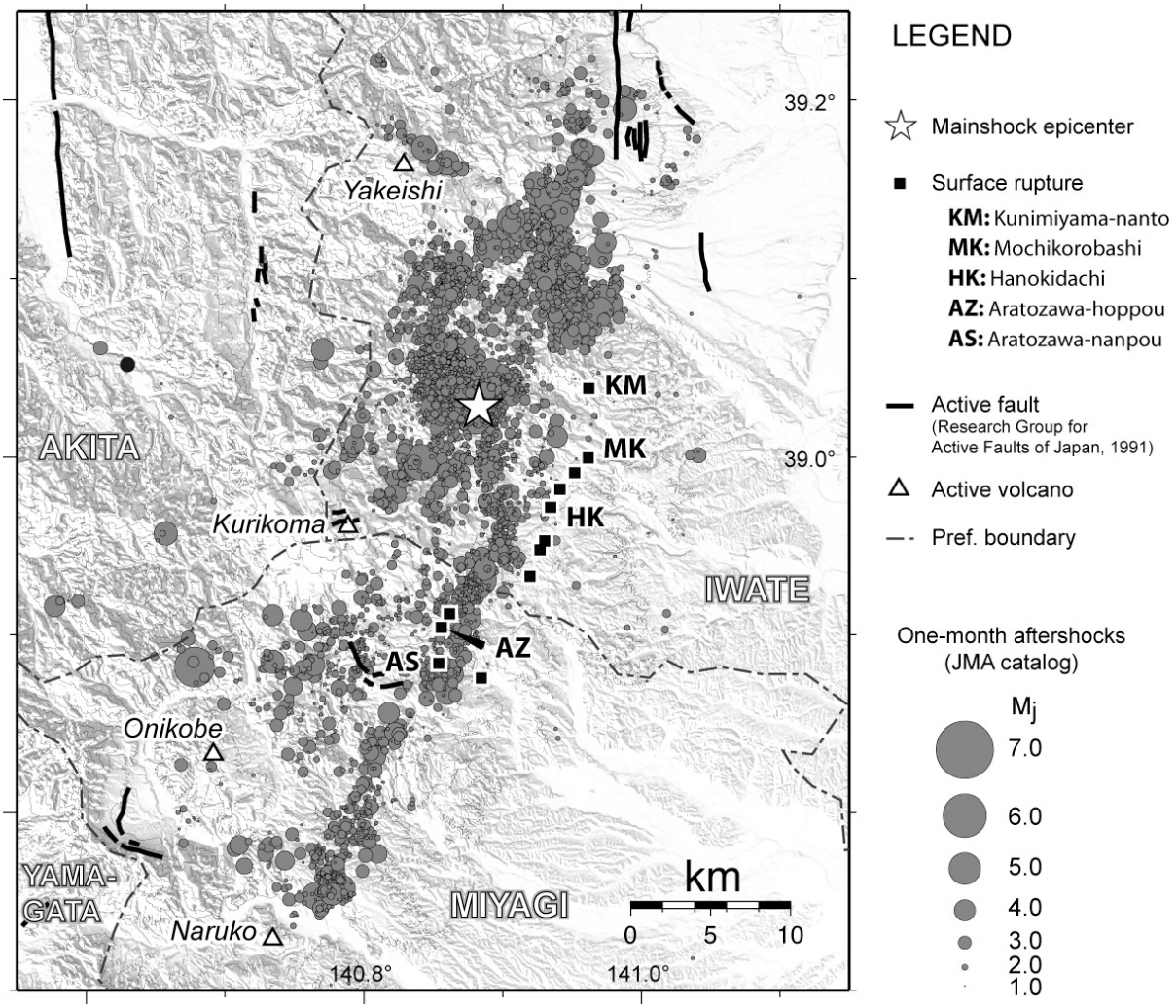


図１　地表地震断層観察地点および余震分布との関係.

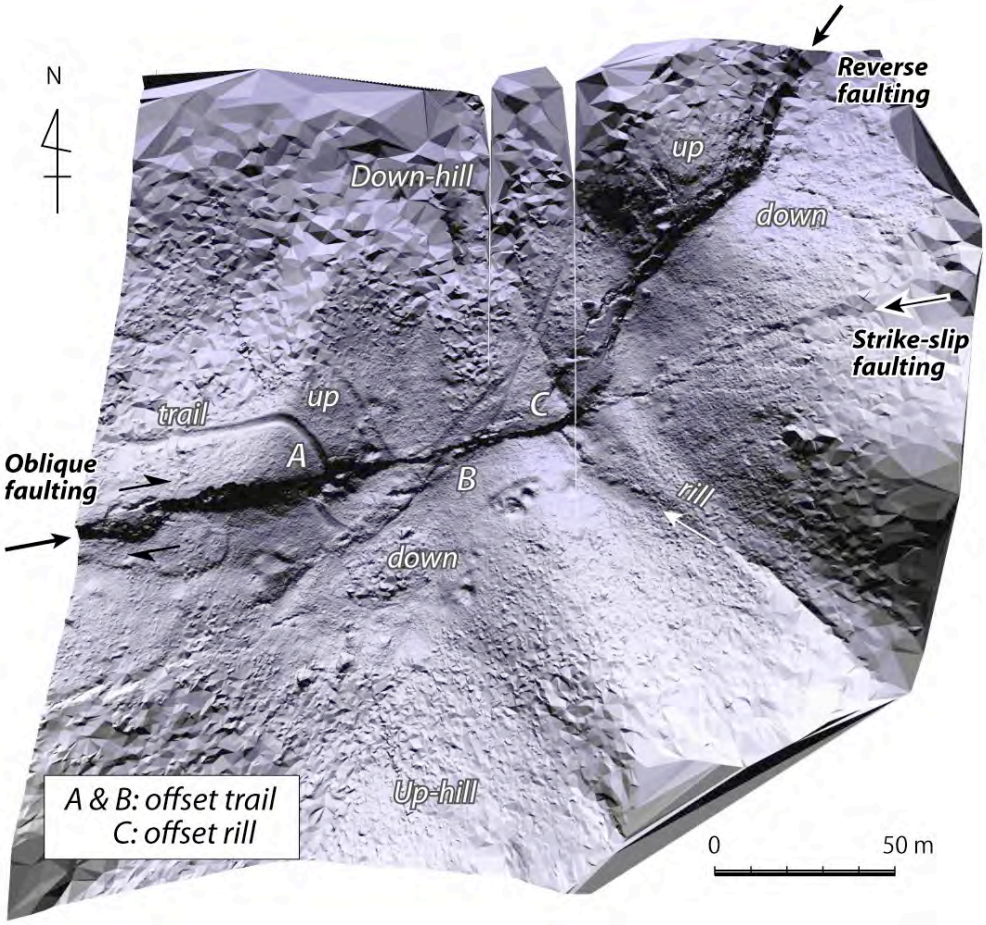


図２　荒砥沢ダム北方の市道（馬場–駒ノ湯線，図１の AZ 地点）付近における地震断層．地上レーザ計測データを用いた DEM 陰影イメージ．図中央部で断層の分岐がみられる．西から連続する横ずれ主体の断層は図中央(C 付近)で北東–南西走向の逆断層変位に移り変わる．

震源断層より短い活断層の長期予測

島崎邦彦（東京大学地震研究所）

Long-term Forecast of an Earthquake on Short Active Faults

Kunihiko Shimazaki (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

既知の活断層のない場所で、2008 年マグニチュード(M)7.2 岩手・宮城内陸地震が発生した。同様に発生した 2000 年 M7.3 鳥取県西部地震の場合には、中国地方が活断層の進化発達段階の未熟な地域であるため、2005 年 M7.0 福岡県西方沖の地震では、海域の横ずれ断層の探査が困難なためなどと、説明が試みられてきた。その理由は、M7.0 以上の地震であれば、活断層から長期予測ができるはずであるという、共通認識があったからであろう。実際、地震本部（地震調査研究推進本部）の基盤的調査観測計画では、松田（1975）の経験式で M7 以上に相当する長さ 20km 以上の活断層帯が調査の対象として選ばれている。それでは、今回の岩手・宮城内陸地震でも、その特殊性を挙げて説明すべきなのだろうか。しかし、このように、その都度特殊であるという説明が繰り返されるのは、従来の活断層像が変更を迫られているためではないかと思う。「地下の震源断層の形状がほぼそのまま地表の活断層として認められる」という図式を超える、新しい図式が必要、というのが本論の主張である。

既に島崎（2008）で、「地下の震源断層の一部が地表の活断層として認められる場合がある」ことを述べ、火山周辺の活断層（火山帯の活断層ではないことに注意）を除けば、このような活断層で発生する地震の規模は少なくとも M6.9 と考えるべきとした。また関連して、「現行のトレンチ掘削調査では認められないイベントが存在する」ことを指摘し、この結果現在の長期評価が過小評価となっている可能性が高いことを述べた。以下ではまず、活断層の長さ分布に基づいて、震源断層の長さと活断層の長さとの関係について議論する。次に、トレンチ調査で認められないイベントに触れ、短い活断層の長期評価手法について述べる。

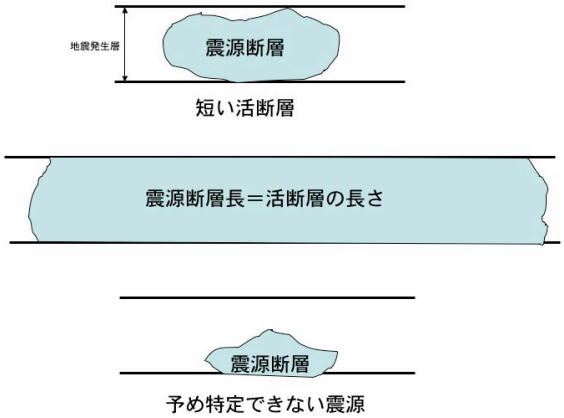


図１　震源断層と活断層との関係

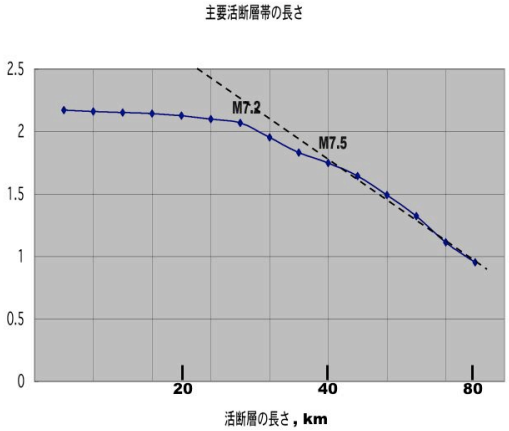


図２　活断層の長さ分布

短い活断層で発生する地震の規模について、少なくとも M6.9 と述べたが、最大はどの程度であろうか。震源断層がある長さ以上となると、震源断層長はほぼ活断層の長さに等しくなるであろう。図１の中段に示す関係である。この関係が成り立つ範囲では、グーテンベルク・リヒター式からの類推により、震源断層長（＝活断層の長さ）は指数分布に従うことが予想される。震源断層長に対応する主要活断層帯の長さ（活動区間の長さ；長期評価部会，2005）の累積頻度分布を図２に示す。縦軸は累積数の常用対数である。ほぼ長さ 40km 以上、松田の経験式によれば M7.5 以上で、予想された関係が成り立っている。よって、M7.5 以上では震源断層長が活断層の長さにほぼ等しい（図１の中段の関係）と考えられる。このことから、短い活断層で発生する地震の最大規模は M7.4 程度と予想される。短い活断層（或は推定活断層）で発生した鳥取県西部地震は M7.3、岩手・宮城内陸地震は M7.2 であり、この範囲内にある。

既に述べたように主要活断層帯として、長さ 20km、松田（1975）によれば M7.0 以上の地震に対応する活断層（帯）が選ばれている。このため、M7.0 付近では数が少なくなっている。しかし、M7.2 未満に対応する長さの活断層（活動区間）が著しく少ない。このことは、短い活断層の存在以外の理由によるものと思われる。すなわち、予め震源が特定できない地震（図１下段）が存在するためであろう。よって、予め震源が特定できない地震の最大規模は M7.1 程度と考えられる。なお、島崎（2008）では、震源規模が M6.9 以上となれば震源域の一部は地表に達するとしたが、これを撤回する。

予め震源が特定できない地震と、トレンチ調査で認められない地震とは、異なる概念である。前者は活断層が認められない場所で発生するが、後者は活断層が認められている場所で発生する。しかし、いずれも明らかな痕跡を残さず、地表で認めにくい点では一致している。よって、その最大規模は同じ可能性が高い。1948 年福井地震 M7.1 や 1894 年庄内地震 M7 は、地表で認めにくい地震（島崎，2008）であり、その規模範囲は、上述した予め震源が特定できない地震の範囲内にある。以上をまとめると次の表のようになる。

	最小規模	最大規模
予め震源を特定できない地震	－	7.1 程度
地表で認めにくい地震	－	7.1 程度
短い活断層で起こる地震	6.9 程度	7.4 程度

活断層で発生するが、地表で認めにくい地震としては、これまで 1894 年庄内地震のように逆断層で堆積層が比較的厚い場合が主に考えられてきた。しかし、横ずれ断層では福井地震の震源断層のように、活断層帯（福井平野東縁断層帯主部）とほぼ平行しているが、数 km 離れているものがある。短い活断層で発生した鳥取県西部地震の震源域では、断層の延びる

方向とは直交方向に、フラワー構造のように断層が分布する点に注意したい。福岡県西方沖の地震の震源域の東方にも数 km 離れて並走する短い活断層が海上保安庁海洋情報部（2005）によって見いだされている。

短い活断層で発生する地震の震源規模については、重力異常や地質断層などから地下の弱面の長さを推定し、最大規模を求めることを提案するとともに、最大規模には上限があるとした（島崎, 2008)。上記の表の最大規模とは、この上限のことである。

岩手･宮城内陸地震については､この手法ではどのように推定されるだろうか｡鈴木他(2008 投稿中）は、この地震が短い活断層に関連した地震であることを明らかにしている。また、長さ 3-4km と推定される活断層の一部は、地震前にも認定可能と考えられる。よって上述の手法によればその震源規模は、最低 M6.9 と見積もられる。震源域付近には線状の重力異常の急変帯は認められないが、地質断層である餅転-細倉構造線が存在する（佐藤, 2008, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/Iwate2008/geol/)。その長さから、最大規模は M7.0 となる。実際は M7.2 の地震が発生した。しかし、この断層が北上低地西縁断層帯から分岐した断層であると考えれば、最大規模は M7.3 となる。活断層の分布を日本列島全体の変形の中に位置づけた上で、一歩踏み出した解釈が必要であろう。

発生時期の予測には、トレンチ調査が必須である。これまでトレンチ調査が行われていない、主要活断層帯以外の活断層については、その長さから推定される地震時のずれの量と平均ずれ速度（または活動度）から、平均活動間隔が推定されてきた。しかし、短い活断層では、断層の長さと同様に平均ずれ速度も過小評価されている可能性がある。このため、平均ずれ速度と、(震源断層長に基づいて推定される）地震時のずれの量とから活動間隔を求めると、それは過大評価となる可能性がある。実際の活動度は見かけ以上に大きいと考えなければならない。

岩手・宮城内陸地震では、地震後の岩手県一関市厳美町でのトレンチ調査により、約５千年前以降、今回を含めて複数回の活動が認められている（鈴木他、投稿中)。また、その後の調査結果から約３千年程度の平均活動間隔が予察的に得られている。一方、2000 年鳥取県西部地震の場合、井上他（2002）は震源断層の南の久住セグメントでトレンチ調査を行い、8-13 世紀の地震活動を推定した。このセグメントの長さは約 7km だが、恐らく M6.9 以上の地震と考えられ、鳥取県西部地震との間隔は千年程度と驚くほど短い。短い活断層（群）による地震活動は従来の想定より、はるかに高い。これらの結果を考慮すると、地表で見る限り断層長と同様に、平均ずれ速度も過小評価されていると考えるべきである。活断層の長さと震源断層長の比が小さいほど、その傾向は強いであろう。なお、短い活断層の中には、延長部が沖積層に覆われているため、或は海域のために一部分しか活断層と認定されていないものもあり、中にはＡ級の活動度をもつものもある。上述の議論は、これらには該当しない。