

2008年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査

(研究課題番号 20900001)

平成20年度科学研究費補助金(特別研究促進費)

研究成果報告書

平成21年3月

研究代表者 海野 徳仁

(東北大学大学院理学研究科教授)

はじめに

1978年(昭和53年)6月12日に発生した宮城県沖地震を教訓として、宮城県ではこの日を「県民防災の日」と定め、毎年、防災訓練を実施して防災意識の向上に努めている。この防災訓練が実施された2日後の2008年6月14日08時43分、岩手県南部の深さ約8kmを震源とするマグニチュード7.2の地震が発生した。この地震により、岩手県と宮城県で最大震度6強を観測し、死者13名、行方不明者10名(7月14日時点)などの大きな被害をもたらした。発震機構は西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型で、東北地方奥羽脊梁山地のひずみ集中帯で発生した内陸地震である。この地震により、岩手県一関西観測点では3,866 gal(上下動成分)などの大きな加速度が観測され、大規模な地滑りや土石流による斜面被害が発生した。その一方で、全・半壊家屋はそれぞれ23棟・65棟にとどまっている。

この地震の発震機構は、西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型で、東北地方奥羽脊梁山地のひずみ集中帯で発生した内陸地震である。この地震の発生を受けて、科学研究費補助金・特別研究促進費が交付され、以下に示す研究計画に沿って調査・研究が実施された。本報告書はその成果をとりまとめたものである。臨時地震観測データ等の解析から、本震震源の直下には地殻流体の上昇経路に対応すると考えられる地震波の低速度域が存在していることが明らかとなった。また、臨時GPS観測等の観測データから、本震発生後の数ヶ月間に、震源断層の浅部延長上で顕著な余効すべりが発生していたことがわかった。今回の地震は、近年、日本国内で発生した逆断層型の内陸地震としては最大規模の地震であり、このような大規模地震の発生機構を理解することは、他の地域における地震発生予測にも不可欠であり、社会的にも強く要請されるものがある。

本研究費の交付にあたっては、文部科学省研究開発局地震・防災研究課と自然災害研究協議会の関係各位に多大なご尽力を賜った。また、本研究を遂行するにあたって、多方面にわたり多くの方々にご協力をいただいた。特に、現地調査においてご協力をいただいた方々、貴重な資料を快くご提供いただいた関係各位に深く感謝する次第です。

2009年2月27日

研究代表者 東北大学教授 海野徳仁

課題番号：20900001

研究課題：2008年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査

1 陸上臨時地震観測による余震活動調査

震源断層の実態を明らかにし、活断層等の活構造と震源断層の関係を解明するためには、余震活動が活発に継続しているあいだに緊急の臨時余地震観測を実施して、高精度の余震分布を求めることにより、本震の震源断層の位置・形状を決定することが必要不可欠である。今回の震源域では地表部分に厚い凝灰岩層が分布しており、正確な余震分布を決定するためには震源決定方法をも考慮する必要がある。本研究計画では、精密な余震の空間分布を求め、今回の震源断層の正確な形状を把握し、本震の発生機構の解明を行う。

2 GPS及び変動地形学的手法を用いた地殻変動調査

既存のGPS観測網のみでは震源域の地殻変動を高精度でとらえることは不可能であり、本震後の余効すべりの時間発展の検出を目指して、震源断層を横断する測線でGPS連続観測を実施する。本震の余効変動の有無についての調査及び余震に伴う地殻変動の観測を精度よく行うためには、震源域に高密度なGPS観測点ネットワークが必要である。また、震源域周辺で変動地形学的調査を実施して、伏在断層や地質断層等と変動地形の関係についての基礎的なデータを取得する。

3 災害調査・強震観測による強震動発生特性調査

今回の岩手・宮城地震に起因して発生した地すべり・斜面崩壊は、2004年中越地震の場合と比較して、遙かに大規模なものが多い点特徴的である。また、1800ガルという強震動による広域地震時斜面災害については、過去においてほとんど調査の事例はなく、今回緊急調査を実施することの学術的研究意義は非常に高い。主要な調査項目として、現地踏査、資料収集、土砂試料採取、地震時地すべり再現実験、地すべり土塊の余震時の震動特性観測を実施する。震源域及びその周辺域において、変動地形学的調査を行い、活構造の詳細な把握と共に、地震に起因する地形変化、特に地すべり・斜面崩壊の分布との関連を明らかにする。さらに、大規模な地すべり並びに土石流発生場を対象として、以下の調査並びに解析を実施する。(1)地すべり・土石流発生場の地形・地質条件の把握、(2)地震時地すべり・土石流発生機構の解明、(3)天然ダムの分布と安定性の検討。以上の検討によって、今後発生するであろう伏在断層のずれに伴う大規模地震に起因する土砂災害の被害を軽減するための科学的資料を提供する。

今回の地震における観測地震動の特徴として、震源域においては短周期・大加速度の水平動と大きな上下動、また、平野部においては、深部地盤構造に起因するやや長周期成分の

卓越が挙げられる。これらの特徴を踏まえた地震動と被害の関係として、震源域の地震被害の方向性と上下動に着目した被害に関する考察を行う。また、平野部については、地震動の卓越周期と地盤構造の関係、および地震動の卓越周期と構造物の被害に着目した整理を行う。加速度による被害と変形による被害について調査検討する。

4 人的被害及び災害救援に関する調査

地震災害は、被災者の生命や家財を奪うとともに、個々の世帯の生活や地域経済に長期的かつ甚大な影響をもたらす。そこでまず第 1 に、新潟県中越地震時と比較しながら、地方公共団体の災害対策本部の動きや情報資源を聞き取り調査によって把握し、各集落の伝達行動の実態と情報資源を住民代表者等へのグループ・インタビューを通じて構造化する。両者の活動と資源、さらにライフライン機関等が有する被害情報を結び付けることによって、効率的な救出・救援システムの構築を目指す。第 2 に、災害ボランティア活動の実態と情報制約を活動主体への聞き取りを通して明らかにし、今後の活動への反映を図るとともに、より一般的な情報共有の社会的仕組みを提言する。第 3 に、各種統計データを入手・分析し、今回の地震災害が地域経済に与える影響の実態を明らかにするとともに、今後予想される長期的影響について予測を試みる。

研究組織

氏名	所属機関・職名	専門分野	役割
研究代表者 海野 徳仁	東北大学・理学研究科・教授	地震学	研究統括
研究分担者 平田 直 小菅 正裕 松島 健 飯尾 能久 鷺谷 威 笠原 稔 丸井 英明 田中 淳	東京大学・地震研究所・教授 弘前大学・理工学研究科・准教授 九州大学・理学研究院・准教授 京都大学・防災研究所・教授 名古屋大学・環境学研究科・教授 北海道大学・理学研究院・教授 新潟大学・災害復興科学センター・教授 東京大学・情報学環・教授	観測地震学 地震学 地震学 地震学 測地学 測地学 砂防学 災害情報論	余震観測解析 余震観測解析 余震観測解析 余震観測解析 GPS観測解析 GPS観測解析 地すべり調査 人的被害救援調査
連携研究者 岡田 知己 浅野 陽一 今泉 俊文 三浦 哲 源栄 正人 瀧瀬 一起 福岡 浩 渥美 公秀 大矢根 淳 吉井 博明	東北大学・理学研究科・准教授 防災科学技術研究所・地震研究部・研究員 東北大学・理学研究科・教授 東北大学・理学研究科・准教授 東北大学・工学研究科・教授 東京大学・地震研究所・教授 京都大学・防災研究所・准教授 大阪大学・コミュニケーションデザイン・センター 准教授 専修大学・文学部・教授 東京経済大学・コミュニケーション学部・教授	地震学 地震学 変動地形学 測地学 地震工学 強震動地震学 砂防学 社会心理学 地域社会学 都市防災学	余震観測解析 余震観測解析 変動地形調査 GPS観測解析 地震動と被害の関係調査 強震観測震源過程 地すべり調査 ボランティア調査 地域組織調査 人的被害救援調査

研究経費：14,620 千円

研究発表

(1) 論文発表

Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, T. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato and N. Umino, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, 60, 1197-1201, 2008.

(2) 学会発表

福岡 浩・王功輝・宮城豊彦・Ogbonnaya Igwe・古林竜治, 2008年6月14日岩手・宮城内陸地震による荒砥沢ダム地すべりの高速長距離運動機構, 防災研究所研究発表講演会, 2009年2月.

檜垣大助, 平成20年岩手宮城内陸地震における斜面変動の特徴, 2008年岩手・宮城内陸地震シンポジウム (秋田大学), 2009年1月.

檜垣大助・佐藤剛・橋本修一・加藤晃, 宮城内陸地震における変位地形の形成, 日本地理学会秋季学術大会, 2008年10月.

檜垣大助, 平成20年岩手宮城内陸地震で発生した宮城県栗原市荒砥沢大規模地すべりの発生経過, 岩盤工学会研究会講演会「事例とその対策 (その2)」, 2008年9月.

檜垣大助・(社)日本地すべり学会平成20年岩手宮城内陸地震緊急調査団, 平成20年岩手・宮城内陸地震による斜面変動の特徴, (社)日本地すべり学会第47研究発表大会, 2008年8月.

Hikima, K., S. Miyazaki, and K. Koketsu, Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake (Mj 7.2), Japan, Inferred From Strong Motion and Geodetic Data, AGU Fall meeting, San Fransisco, December 2008.

引間和人・額綱一起・宮崎真一, 強震波形と測地データから推定した2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程, 日本地震学会秋季大会, 2008年11月

本蔵義守・小川康雄・山脇輝夫, 岩手・宮城内陸地震の震源域近傍における地震動と電場の同時観測, 地球電磁気・地球惑星圏学会, 2008年10月.

Iinuma, T., M. Ohzono, Y. Ohta, S. Miura, S. Ueki, K. Takatsuka, H. Tsushima, K. Tachibana, T. Matsushima, and M. Nakamoto, Y. Yamashita, T. Sagiya, K. Ozawa, M. Fukuda, Y. Asahi, M. Kasahara, H. Takahashi, T. Yamaguchi, and S. Nakao, Postseismic deformation associated with the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

今泉俊文・石山達也・大槻憲四郎・中村教博・越谷 信・堤 浩之・杉戸信彦・廣内大助・丸島直史・三輪敦志, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層調査 (1)・(2), 2008 年日本地理学会・東北地理学会秋季学術大会, 2008 年 10 月.

今泉俊文, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層調査, 岩手・宮城内陸地震に関するシンポジウムー1 ヶ月後に分かってきたことー, 2008 年 7 月.

笠原 稔・高橋浩晃・山口照寛・前田宜浩・高田真秀・一柳昌義・2008 年岩手・宮城内陸地震合同余震観測グループ, 2008 年岩手・宮城内陸地震震源断層上端近傍での小アレイによる余震観測, 日本地震学会秋季大会, 2008 年 11 月.

加藤直子・佐藤比呂志・今泉俊文・石山達也・戸田 茂・越谷 信・野田 賢・綿引英美子・茂木太郎・小池太郎・阿部 進・平田 直, 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域磐井川沿いの反射法地震探査, 第 867 回地震研究所談話会, 2008 年 12 月.

木村武志・竹本帝人・塚越 大・坂上 実・三宅弘恵・瀨瀬一起, 2008 年岩手宮城内陸地震における震源近傍での強震動, 日本地震学会秋季大会, 2008 年 11 月.

金裕錫・壁谷澤寿海・壁谷澤寿一・坂上実・三宅弘恵・木村武志, 2008 年岩手・宮城内陸地震における RC 造学校建物の余震観測および地震応答解析, 日本地震工学会大会ー2008, 2008 年 11 月.

越谷 信・石山達也・今泉俊文・大槻憲四郎・中村教博・丸島直史・杉戸信彦・堤 浩之・廣内大助・佐藤比呂志, 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層について, (社)日本建築学会地盤震動小委員会第 36 回地盤震動シンポジウム, 2008 年 12 月.

越谷 信・石山達也・今泉俊文・大槻憲四郎・中村教博・丸島直史・杉戸信彦・堤 浩之・廣内大助・佐藤比呂志, 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層, 日本地質学会第 114 年学術大会, 2008 年 9 月.

Kurashimo, E., H. Sato, S. Abe, T. Iwasaki, T. Iidaka, N. Kato, M. Saka, S. Koshiya, M. Noda, M. Serizawa, F. Sato, F. Watahiki, T. Mogi, R. Hanada, T. Kawanaka, S. Sakai, A. Kato, T. Kanazawa, and N. Hirata, Crustal structure in the northern aftershock area of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake by dense aftershock observation, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

蔵下英司・佐藤比呂志・阿部 進・岩崎貴哉・飯高 隆・加藤直子・坂 守・越谷 信・野田 賢・芹澤正人・佐藤史祥・綿引美美子・茂木太郎・花田 類・川中 卓・酒井慎一・加藤愛太郎・金澤敏彦・平田 直, 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域北部の稠密余震アレイ観測による 余震分布と地殻構造, 第 867 回地震研究所談話会, 2008 年 12 月.

三品正明・坂中伸也・市原寛・西谷忠師・茂木透・上嶋誠・小川康雄・山谷祐介・2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ, 2008 年岩手・宮城内陸地震 (Mj7.2) 震源域の比抵抗構造と地震後の比抵抗観測, 地球電磁気・地球惑星圏学会第 124 回講演会, 2008 年 10 月

三浦哲・太田雄策・大園真子・飯沼卓史・立花憲司・植木貞人・高塚晃多・宮尾佳世・佐藤俊也・対馬弘晃・高橋浩晃・山口照寛・笠原稔・鷺谷威・小澤和浩・福田真人・朝日友香・松島健・中元真美・山下裕亮・中尾茂, 2008 年岩手・宮城内陸地震 (M7.2) に伴った地震時・地震後地殻変動, 日本地震学会秋季大会, 2008 年 11 月.

三宅弘恵・木村武志・塚越大・額額一起, 2008 年岩手・宮城内陸地震の臨時強震観測と上盤効果の検討, 京都大学防災研究所研究集会「近年の大地震の特徴と構造物の耐震性に関する研究集会」, 2009 年 1 月.

源栄正人, 短周期・大加速度地震動と建物被害—2008 年岩手・宮城内陸地震と 2003 年宮城県沖の地震 (三陸南地震) の比較—, 平成 20 年岩手・宮城内陸地震シンポジウム, 2008 年

西谷忠師・坂中伸也・網田和宏・三浦卓也・篠原弘志・上嶋誠・市原寛・三品正明・茂木透・山谷祐介・小川康雄, 2008 年岩手・宮城内陸地震 (Mj7.2) 震源域周辺の 2 次元比抵抗構造, 平成 20 年度東北地域災害科学研究集会, 2009 年 1 月.

Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato and N. Umino, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced from a

dense GPS network, AGU Fall meeting, San Fransisco, December 2008.

Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, and N. Umino, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced from a dense GPS network, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

Ohzono, M., S. Miura, Y. Ohta, T. Iinuma, K. Tachibana, T. Sato, S. Ueki, H. Tsushima, K. Miyao and K. Takatsuka, Temporal Variation of Strain Field around the Dedana Fault in NE Japan, before and after the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (M7.2), AGU Fall meeting, San Fransisco, December 2008.

Ohzono, M., S. Miura, Y. Ohta, T. Iinuma, K. Tachibana, T. Sato, S. Ueki, H. Tsushima, K. Miyao, and K. Takatsuka, and N. Umino, Temporal variation of strain field around the Dedana fault before and after the Iwate-Miyagi Nairiku EQ (M7.2), 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

Okada, T., N. Umino, A. Hasegawa, and Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008, Inhomogeneous seismic velocity structure in and around the fault plane of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

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, 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, 日本地震学会秋季大会, 2008 年 11 月.

坂中伸也・西谷忠師・網田和宏・三浦卓也・篠原弘志・上嶋誠・市原寛・三品正明・茂木透・山谷祐介・小川康雄, 2008 年岩手・宮城内陸地震 (Mj7.2) 震源域周辺の 2 次元比抵抗構造, CA 研究会, 2009 年 2 月.

坂中伸也・市原寛・三品正明・西谷忠師・上嶋誠・茂木透・小川康雄・山谷祐介・網田和宏・三浦卓也・篠原弘志, 2008 年岩手・宮城内陸地震 (Mj7.2) 震源域周辺の 2 次元比抵抗構造, 日本地震学会秋季大会, 2008 年 11 月.

Sato, H., S. Abe, N. Kato, T. Imaizumi, T. Ishiyama, S. Koshiya, T. Iwasaki, N. Hirata, H. Saito and T. Kawanaka, Geologic structure of the source area of 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake:

insight from seismic profiling, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

佐藤比呂志, 2008 年岩手・宮城内陸地震についての構造地質学的考察, 第 867 回地震研究所談話会, 2008 年 12 月.

佐藤比呂志, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地質学的背景, (社) 日本地震学会平成 20 年岩手・宮城内陸地震住民地震セミナー, 2008 年 7 月.

佐藤光浩・源栄正人, アンケート調査に基づく 2008 年岩手・宮城内陸地震における大崎市および栗原市の揺れの調査, 平成 20 年度東北地域災害科学研究集会, 2009 年 1 月.

高橋容之・谷野正朝・源栄正人, 2008 年岩手・宮城内陸地震の被災地における常時微動 H/V スペクトル, 日本地震工学会年次大会—2008, 2008 年 11 月

堤 浩之・杉戸信彦・石山達也・今泉俊文・丸島直史・越谷 信・廣内大助, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層および既存の断層変位地形との関係, 日本活断層学会 2008 年度秋季学術大会, 2008 年 10 月.

海野徳仁, 2008 年岩手・宮城内陸地震について, 平成 20 年度東北地域災害科学研究集会, 2009 年 1 月.

海野徳仁, 地震についてこれまでに明らかになったこと, 2008 年岩手・宮城内陸地震シンポジウム (秋田大学), 2009 年 1 月.

海野徳仁, 2008 年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査, 第 45 回自然災害科学総合シンポジウム, 2008 年 12 月.

海野徳仁, 2008 年岩手・宮城内陸地震について (招待講演), 第 27 回日本自然災害学会, 2008 年 9 月.

Yokota, Y., K. Koketsu, K. Hikima, and S. Miyazaki, Source Process Inversion of 1-Hz GPS Data from the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission, November 2008.

横田裕輔・瀨瀬一起・引間和人・宮崎真一, 1-Hz GPS による 2008 年岩手宮城内陸地震の静

的及び動的な特徴，北淡活断層シンポジウム 2009，2009 年 1 月．

(3) 報告書

佐藤比呂志，内陸地震の震源断層をいかに捉えるか，科学，79，2，199-205，2009．

源栄正人，短周期・大加速度地震動と建物被害—2008 年岩手・宮城内陸地震と 2003 年宮城県沖の地震（三陸南地震）の比較—，平成 20 年岩手・宮城内陸地震シンポジウム資料集，48-66，2008．

源栄正人，岩手・宮城内陸地震—これまでにわかったこと—地震動と建物等の被害，5—10，第 7 回東北大学・災害制御研究センター公開講座講演資料集，2008 年 11 月

佐藤光浩・源栄正人，アンケート調査に基づく 2008 年岩手・宮城内陸地震における大崎市および栗原市の揺れの調査，東北地域災害科学研究第 45 号（印刷中），2009 年 3 月．

高橋容之・谷野正朝・源栄正人，2008 年岩手・宮城内陸地震の被災地における常時微動 H/V スペクトル，日本地震工学会年次大会—2008 梗概集，320-321，2008．

海野徳仁，岩手・宮城内陸地震，文部科学時報，No.1594，2008 年 11 月．

海野徳仁，4 1 日間の地震見本市～最近の東北地方の地震活動～，日本地震学会広報誌なみふる，No.70，2008 年 11 月．

目 次

はじめに	i
研究課題・研究組織・研究経費	iii
研究発表	v
1. 陸上臨時地震観測による余震活動調査	
2008年岩手・宮城内陸地震 - 震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ	1
2008年岩手・宮城内陸地震の余震の応力降下量分布 小菅正裕・佐藤勝人・渡邊和俊・山田智弘	13
41日間の地震見本市～最近の東北地方の地震活動～ 海野徳仁	27
2. GPS及び変動地形学的手法を用いた地殻変動調査	
2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)に伴った地震時・地震後地殻変動 三浦 哲・太田雄策・大園真子・飯沼卓史・立花憲司・植木貞人・高塚晃多・宮尾佳世・ 佐藤俊也・対馬弘晃・高橋浩晃・山口照寛・笠原 稔・鷺谷 威・小澤和浩・福田真人・ 朝日友香・松島 健・中元真美・山下裕亮・中尾 茂	29
Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Inuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, and N. Umino	35
An aseismic slow slip event on an inland active fault induced by a nearby shallow event, the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake (M7.2) Inuma, T., M. Ohzono, Y. Ohta, S. Miura, M. Kasahara, H. Takahashi, T. Sagiya, T. Matsushima, S. Nakao, S. Ueki, K. Tachibana, T. Sato, H. Tsushima, K. Takatsuka, T. Yamaguchi, M. Ichiyonagi, M. Takada, K. Ozawa, M. Fukuda, Y. Asahi, M. Nakamoto, Y. Yamashita, N. Umino	41
変動地形学的手法を用いた地殻変動調査 今泉 俊文	63
3. 災害調査・強震観測による強震動発生特性調査	
2008年岩手・宮城内陸地震における地震動と被害の関係—短周期・大加速度地震動による 建物等の被害とアンケートによる揺れの実態調査— 源 栄 正人	77
強震観測による強震動発生特性調査 三宅弘恵・木村武志・引間和人・横田裕輔・塚越大・瀬瀬一起	93

岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害

丸井英明・渡部直喜・檜垣大助・宮城豊彦・八木浩司・千木良雅弘・釜井俊孝・福岡浩・
里深好文 103

4. 人的被害及び災害救援に関する調査

人的被害及び災害救援に関する調査

田中 淳 123

2008年岩手・宮城内陸地震 - 震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係

岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ

2008年6月14日にM7.2の地震（2008年岩手・宮城内陸地震）が岩手県南西部・宮城県北西部に発生した。この地震は、これまでも活発な地震活動が見られた東北脊梁山地歪集中帯で発生した。余震の並びから推定される本震断層面は概ね西傾斜であり、これまで活断層として認識されていなかった断層におよそ対応する。また、今回の地震の断層面上の本震震源付近では、1999年から2000年にかけて活発な先駆的地震活動が見られた。震源断層の直下には部分熔融域と思われる低速度域が分布し、そこから分離・上昇した地殻流体が今回の地震の発生に関わっていることが示唆される。

東北脊梁山地歪集中帯

東北地方では、太平洋プレートが陸のプレートの下に沈み込んでいる。太平洋プレートと陸のプレートの境界は、浅部で固着しているため、陸の地殻（島弧地殻）はプレート相対運動の方向（ほぼ東西方向）に圧縮応力を受ける。この圧縮応力による島弧地殻の変形の様子はGPSデータによりみることができる。

図1(a)に、1997年から2001年までの期間の国土地理院、東北大のGPS観測データから求めた東西歪分布[1]を示す。青が短縮歪、赤が伸張歪の領域を示す。ほぼ東北脊梁山地に沿って青色の短縮歪が顕著である。このような領域の存在は、過去100年間の地殻水平歪速度の分布からも確認することができる[2]。この東北脊梁山地歪集中帯では、1896年陸羽地震(M7.2)、1970年秋田県南東部地震(M6.2)など規模の大きな地震、さらには図1(a)にみられるように微小地震も集中して発生している。

このような歪集中帯はどのようにして形成されるのだろうか。図1(b)に深さ40kmにおけるS波速度偏差分布を示す[3]。東北地方のような沈み込み帯では、沈み込む海洋プレート（太平洋プレート）を構成する含水鉱物が、沈み込みに伴って温度・圧力（深さ）が上昇すると、やがて脱水分解し、水を放出する。放出された水は、太平洋プレート直上のマントルウェッジ内に移動し、やがてそこに形成されるシート状の上昇流に取り込まれる。このマントルウェッジ内のシート状の上昇流は、火山フロント（あるいは脊梁山地）直下でモホ面に達する。図1(b)から脊梁山地に沿ってモホ面に達した上昇流と考えられる、明瞭な帯状の低速度領域をみることができる。地震波速度は温度が高く流体を多く含む領域では低下するため、上昇流やマグマ・地殻流体はS波速度の低速度としてイメージすることができる。上昇流中に含まれていたメルトが地殻内に貫入し、そこで冷却し固化すると、水がはき出され、それは、さらに上方に移動すると推定される。そうであるとすると、沈み込んだ太平洋スラブ起源の水が、脊梁山地に沿って地殻浅部にまで連続的に供給されること

になる[4].

下部地殻にメルトや水が分布する脊梁山地では、その外側の領域に較べて、地殻全体が軟化し強度が局所的に小さくなっていると期待される。そのため、プレート相対運動の方向に圧縮されている島弧地殻は、脊梁山地の外側の領域では（永久変形を伴わない）弾性変形をするが、脊梁山地に沿っては上部地殻でも部分的に（永久変形を伴う）非弾性変形が生じ、それにより局所的に短縮し隆起することが期待される。図にみられる歪集中帯はそのようにして形成されたものと推定される[4].

図1で赤実線の□は2008年岩手・宮城内陸地震の震源域のおよその広がりを示す。図から分かるように、今回の地震は、このような東北脊梁歪集中帯の中で発生した内陸地震である。以下では、震源域周辺をクローズアップして、歪集中帯を形成する上昇流のゆくえと震源域との関係を見る。

臨時観測データを用いた本震・前震・余震の震源分布

地震の姿を明らかにする上で、詳細な震源分布は欠くことができない。そこで、全国の大学や研究機関では、今回の地震発生後、共同で臨時余震観測を行った[5]。以下では序報としてこの余震観測データを使用した震源分布に基づき議論する。

図2に得られた余震分布を示す。余震域は北北東―南南西方向に伸び、長さ約45km、幅約15km程度の広がりである。このうち実際に地震時に大きなすべりを生じた領域は、後述の通り、本震震源から南南西方向に15~20km程度の浅い領域であり（図2、青四角）、地震時すべり域の広がりよりも南北に有意に長い領域で余震が発生していると考えられる。本震震源付近については、西傾斜の余震分布の並びが見られ、その傾斜角は40度程度と比較的高角である。これは隣接した地域で最近発生した2003年宮城県北部地震（M6.4）や1962年宮城県北部地震（M6.2）の震源断層と同様である。

なお、今回の地震の直前の6/14 8:01にM0.6、8:11にM1.6の前震が発生した（図中★）。震源位置はいずれも本震の震源ごく近くである。

一方、今回の地震により生じたと考えられる地表変状が確認されており[6-8]、それらは餅転―細倉構造帯とよばれる、これまで活断層とはされていなかった地質断層[9, 10]上に位置する。余震分布の浅部延長がそれらの地表変状の位置（図中赤□）におよそ一致することから、餅転―細倉構造帯と呼ばれるこの断層が今回の地震の震源断層に相当する可能性が指摘される。また震源域北部においては、余震分布の並びの浅部への延長は北上低地西縁断層帯の南部の出店断層の位置に概ね対応するよう見える（参照、[11]）。

本震震源付近の余震域中央部では余震の深さの下限が深く、一方、北部・南部では余震の深さの下限が浅い傾向にある（図2）。このような余震の深さの下限の空間分布は今回の地震発生前のデータから推定されたものと同様であり、この地域における地震発生層の下限の地域変化を示していると考えられる。地震発生層の下限は、脆性―延性境界に対応し、

それは温度により規定される。北部には焼石岳，南部には栗駒山・鬼首・鳴子があり，中央部と比べ高温となっていて，そのため，地震発生層の下限が浅くなっていると推定される[2]。また，図2から分かるように，震源域南部では余震の西傾斜の並びが必ずしも明瞭ではない。これは本震断層面からはずれた浅い領域で誘発されて発生した余震を見ているためかもしれない。

火山に至るマグマ上昇経路と震源域との関係

今回の地震の震源域は焼石岳・栗駒山・鬼首・鳴子火山と近接しており，これらの火山へのマグマ上昇経路と震源断層とは密接に関わっていると想像される。そこで余震分布を地震波トモグラフィで得られた地震波速度構造[12]と比較してみた。

図3に，深さ 6,12,18,24,40km における S 波速度偏差の分布を示す。本震・余震および余震域の範囲も合わせて示す。図1(b)に見られたように，脊梁山地直下のモホ面に達した上昇流が，深さ 40km において南北に伸びる低速度域として明瞭にイメージングされている。上昇流内のメルトはやがて地殻に貫入すると期待される。それが深さ 24km における低速度域として見えていると期待される。この深さ 24km では，低速度域は火山フロント直下とその前弧側（東方）に分岐している様子がみられる。火山フロント直下の低速度域は，浅部にいくにつれ，さらに分岐し，それぞれ焼石岳，栗駒山，鳴子火山の直下にいたるように見える(18~6km)。余震分布から推定される震源断層はこのように低速度域としてイメージングされた各火山へのマグマ上昇経路を避けるかのように，その間に分布する（深さ 12km，6km）。

図4左図には余震分布と深さ 9km における S 波速度偏差分布との比較を示す。図3で示したように活火山である焼石岳・栗駒山・鬼首・鳴子付近にはマグマ上昇経路に相当すると思われる低速度域が分布しており，そこで余震活動が低調であることがわかる。

さらに図4右図に S 波速度偏差分布の西北西—東南東方向の鉛直断面を示す。図から余震は高速度域に分布する傾向にあることがわかる。さらに，本震震源直下（断面図b）には地殻流体の上昇経路に対応すると考えられる低速度域が分布する。このことから，今回の地震の発生に地殻流体が関わっている可能性が示唆される。

広域における地震活動と深部構造

次に今回の地震の震源域を含むやや広い領域における地震活動と深部構造との関わりについてみる。図5に，浅発地震の震央および M5.5 以上の地震の震源断層（左図），深さ 24km における S 波速度偏差（右図）を示す。この地域では，図の左端付近の脊梁山地に沿う南北方向の地震活動帯と，それと平行に分布する図の中央から右側にかけての南南東-北

北西方向の地震活動帯が見られる。これら2つの地震活動帯は、それぞれ図1に示す東西歪分布の短縮歪が顕著な2つの領域に対応する。今回の地震は、互いにほぼ平行な2つの地震帯が、北部であたかも収束するように見える領域付近で発生した。

図5右図からわかるように、これら2つの地震帯の直下（地殻中部～下部）には、同様にほぼ南北に伸びる地震波低速度域が認められる。これらの地震波低速度域は、マンテルウェッジ内の上昇流から貫入したメルトを含む部分熔融域を見ており、深部から流体が多く供給されている場所であると考えられる。深さ 20km より深部に発生する低周波微小地震（白+印）は、地震波低速度帯（域）の縁に位置しており、流体の移動に起因すると推定される。

1962年宮城県北部地震(M6.2)、2003年宮城県北部地震(M6.4)や1996年秋田・宮城県境付近の地震(M5.9)、1970年秋田県南東部地震(M6.2)の震源断層[13]の直下には低速度域が分布しており、このことは、これらの地震の発生に深部から供給された流体が関与している可能性を示している。例えば、1962年宮城県北部地震および2003年宮城県北部地震の場合、震源断層の傾斜は高角であり、かつて日本海の拡大・形成時のリフト期に形成された正断層の反転運動により生じたと推定される[14-16]。このような高角の正断層の（逆断層としての）反転運動のためには、断層にはたらく摩擦力を低下させるために高い間隙流体圧が必要であると考えられる。震源域直下にみられる低速度域は流体の供給源を示し、震源域が高い間隙流体圧の領域[17]になっていることを示唆する。今回の地震の本震の震源（図中白☆）付近にも低速度域が見られることから、今回の地震の発生においても深部から供給された流体の関与の可能性が考えられる。

また、今回の地震の本震震源(白☆近傍、赤楕円)付近に先駆的な地震活動が生じたことが確認されている。それは2000年2月11日に発生したM4.9の地震および1999年4月19日に発生したM4.5の地震である。これら2つの地震の余震分布は、どちらも西傾斜の傾向にあり、2008年岩手・宮城内陸地震の余震の並びの浅部延長に位置することから、同一断層面上での活動であると推定される。なお、1999年・2000年の地震の震源域(余震域)は、今回の地震の余震域に含まれるが、そこでは余震活動は低調である。このことは、今回の地震の断層面上では、すでに1999年・2000年の地震の際にすべりが生じ、ひずみが解放されていたために、今回の地震の際にはそこで余震が少ないことを示唆している。

断層モデル・地震すべり量

以上のように、今回の地震の前震・本震・余震の震源分布と地震波速度構造との比較から、今回の地震の震源断層が震源域付近の不均質構造と密接に関わっていることを示してきた。一方、様々なデータを用いて今回の地震の断層モデルやすべり分布の推定もされている。例えば、GPS観測データなど（たとえば[18]）から、断層上で大きなすべりを生じた領域の

長さはおよそ 30 km 程度であると推定される（例えば，[19]；図 2，青破線四角）．さらに，詳細に求められた断層面上でのすべり分布によると，主なすべり領域は本震震源（破壊開始点）からみて南方の，岩手・宮城県境付近の浅い部分に位置している（[20-26]など）．推定された最大すべり量はデータ・手法等によりばらつきがみられ，大きいものでは 5m 以上の変位も推定されている．

まとめ

今回の地震は，東北脊梁山地歪集中帯の中，栗駒山・焼石岳・鬼首火山・鳴子火山といった活火山と近接する領域で発生した．活火山近傍で発生した地震としては，東北地方では，鬼首付近の 1996 年秋田・宮城県境の地震（M5.9）や岩手山付近の 1998 年岩手県内陸北部地震（M6.1）などがあり，本論で述べてきたように地震と流体との関わりという点で，火山近傍で顕著な地震活動が見られることは理解できる．しかしながら，今回と同じように火山近傍で発生した同規模の地震として 1914 年桜島地震（M7.1）があるものの，活火山付近では，地震発生層が薄いこと・深部からの流体の供給量が多く非弾性変形が卓越することで，大きな歪を蓄積できず大きな地震はあまり発生しないと考えられてきた．余震分布と地震波速度構造との比較から，余震は温度が比較的高いと考えられる低速度域を避けて分布していることが明らかとなった．今後，より精度の高い地震時すべり分布と詳細な地震波速度構造との比較を行うなど，さらなる検討が必要であろう．

付記

2008 年 7 月 24 日に M6.8 の地震が岩手県沿岸北部深さ約 110km で発生した．この地震は沈み込む太平洋プレート内で発生した地震であり，直接の関係はないと思われる．

一方，本論で述べたような内陸地震の原因となる流体の起源は，沈み込むプレートであり，沈み込むプレートから流体が分解・放出される過程は沈み込むプレート内で発生する地震の発生過程と深く関わると考えられる．2008 年 7 月 24 日の岩手県沿岸北部の地震をはじめとする沈み込む太平洋プレート内で発生する地震の理解の向上は，内陸地震の発生機構を含む沈み込み帯全体のダイナミクスの理解を深めるためにも重要であろう．

謝辞：本研究には防災科学技術研究所 Hi-net・気象庁・国立天文台水沢 VERA 観測所によるデータ，東京工業大学が実施した臨時余震観測のデータ，さらに，原子力安全基盤機構（JNES）が平成 19 年度、20 年度に実施した内陸の活断層調査に基づく震源断層評価手法の検討事業で取得されたデータを使用しました．本研究は，科学研究費補助金（特別研究促進費）「2008 年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査」によりました．記して感謝いたします．2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ（余震観測）には，北大，弘前大，東北大，東大，名大，京大，高知大，九大，鹿大，防災科研が参加しております．

1. S. Miura et al.: *Earth, Planets, and Space*, 54, 1071-1076 (2002)
2. A. Hasegawa et al.: *Tectonophys*, 319, 225-239 (2000)
3. J. Nakajima et al.: *J Geophys Res*, 106, 21843-21857 (2001)
4. A. Hasegawa et al.: *Tectonophysics*, 403, 59-75 (2005)
5. 2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ: 2008年岩手・宮城内陸地震緊急合同余震観測グループによる臨時余震観測, <http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/GIMNE2008/>, -, (2008)
6. 石山達也・他: 2008年岩手・宮城内陸地震の地震断層調査(速報), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/Iwate2008/fault_by_THK/, -, (2008)
7. 鈴木康弘・他: 岩手・宮城内陸地震における地表地震断層と活断層について, http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/iwate_miyagi080614/activefault0624.pdf, -, (2008)
8. 産業総合技術研究所 活断層研究センター: 2008年岩手・宮城内陸地震速報, http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/index.html, -, (2008)
9. 片山信夫・梅沢邦臣: 7万5千分の1地質図幅「鬼首」および同説明書, *地質調査所*, 27. (1958)
10. 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会: 建設技術者のための東北地方の地質, *建設技術者のための東北地方の地質*, 408. (2006)
11. 佐藤比呂志・他: 2008年岩手・宮城内陸地震の地質学的背景, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/Iwate2008/geol/>, -, (2008)
12. 岡田知己・他: 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, *2008年地球惑星科学関連学会連合大会*, S147-S008 (2008)
13. 海野徳仁・他: 過去の大地震の震源域周辺の微小地震活動, *地球惑星科学関連学会2000年合同大会*, se-018 (2000)
14. T. Okada et al.: *Earth, Planets, and Space*, 55, 741-750 (2003)
15. N. Umino et al.: *Earth, Planets, and Space*, 55, 719-730 (2003)
16. 河野俊夫・他: *地震*, 46, 85-93 (1993)
17. T. Okada et al.: *Tectonophysics*, 430, 57-81 (2007)
18. 国土地理院: 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動, *平成20年度第1回地震予知連絡会東日本部会(2008年7月2日)資料*, (2008)
19. 2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ/東北大: GPSデータによる地震断層モデル(矩形断層), *平成20年度第1回地震予知連絡会東日本部会(2008年7月2日)資料*, (2008)

20. 気象庁：近地波形を用いた 2008 年 6 月 14 日岩手・宮城内陸地震のすべり量分布，平成 20 年度第 1 回地震予知連絡会東日本部会（2008 年 7 月 2 日）資料，（2008）
21. 国土地理院：GPS と SAR データを用いて推定した地殻変動と整合する断層面上のすべり分布，平成 20 年度第 1 回地震予知連絡会東日本部会（2008 年 7 月 2 日）資料，（2008）
22. 防災科学技術研究所：平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震，<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/>，（2008）
23. 2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ/東北大：GPS データによる地震時すべり分布，平成 20 年度第 1 回地震予知連絡会東日本部会（2008 年 7 月 2 日）資料，（2008）
24. 八木勇治・西村直樹：2008 年 6 月 14 日岩手・宮城内陸地震（暫定），<http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/20080613/>，（2008）
25. 山中佳子：6 月 14 日岩手・宮城内陸地震（M7.2）近地波形解析（暫定解），http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY9a.html（2008）
26. 東京大学地震研究所強震動グループ：2008 年岩手・宮城内陸地震一震源過程一，<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/iwate/index.html>，（2008）

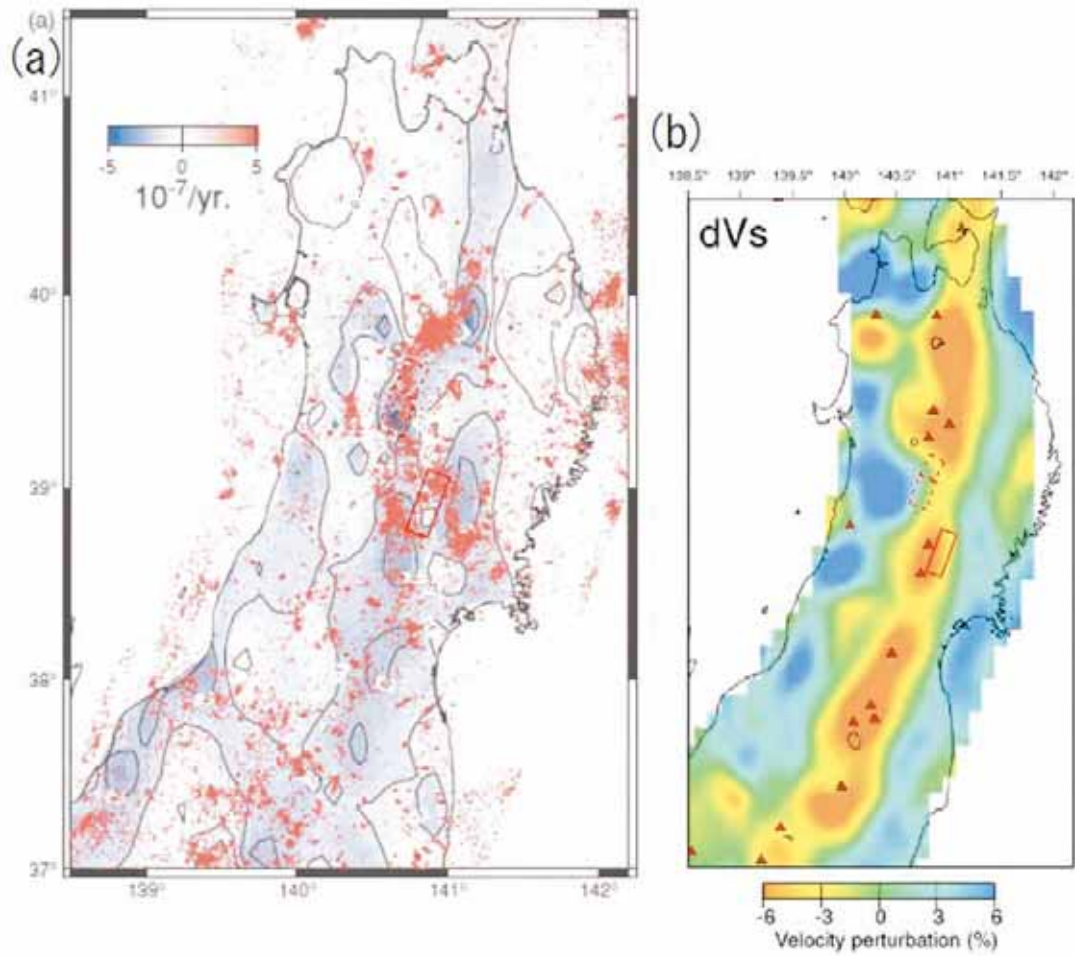


図1. (a) GPS データから求めた東西歪分布 (Miura et al., 2004). 期間は 1997 年～2001 年. 赤実線の□は岩手・宮城内陸地震の震源域, 赤破線の□は 1896 年陸羽地震の震源域 (海野・他, 2000) を示す. 赤点は同じ期間に発生した深さ 40km より浅い微小地震の震源を示す.

(b) 地震波速度トモグラフィによる深さ 40km でも S 波速度偏差分布 (Nakajima et al., 2001). 赤▲は活火山.

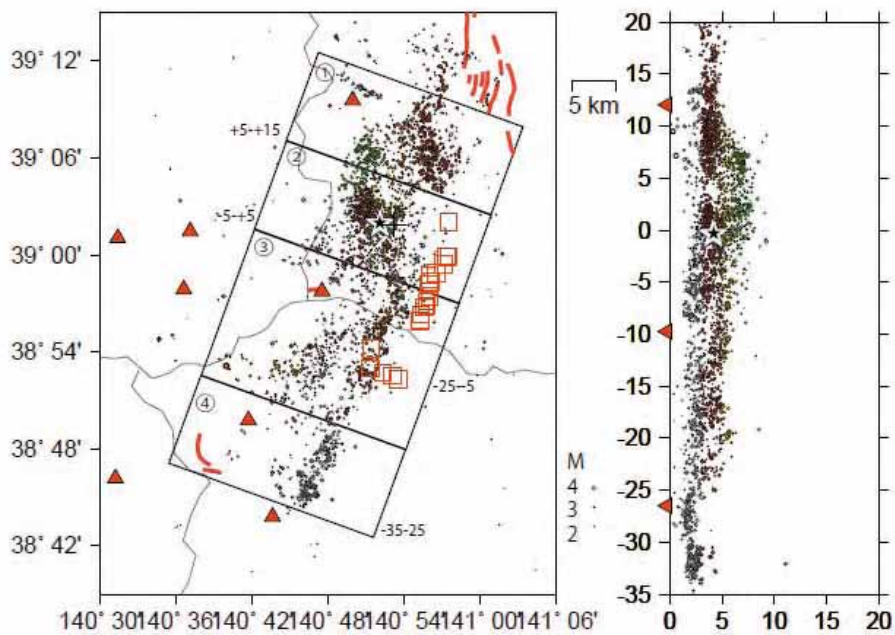
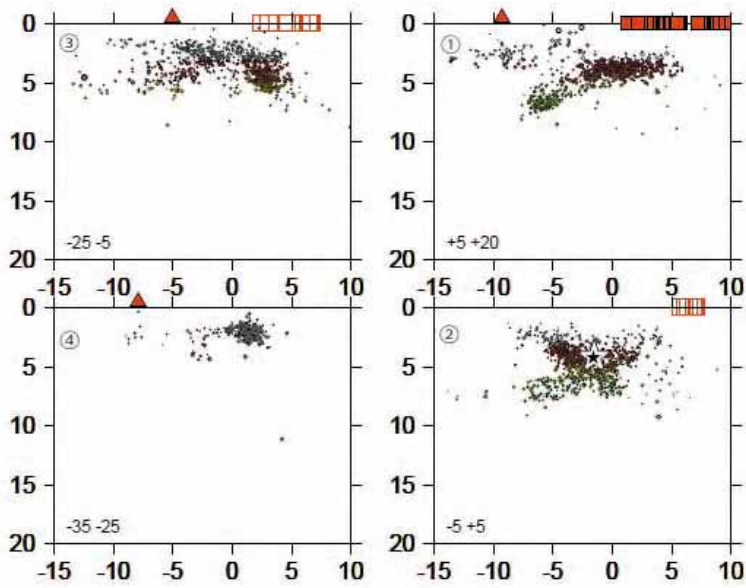


図2. 本震・前震・余震の震源分布. 臨時観測点のデータも含めてDDトモグラフィ法で震源決定した. 構造は岡田・他(2008)を用いた.

左下: 平面図. 青破線の四角はGPSデータにより推定された震源断層の位置を示す. 赤線は活断層. 上図: 平面図①~④に沿う鉛直断面図, 右下: 余震分布に沿った北北東-南南西方向の鉛直断面図.

鉛直断面図中の赤色四角は出店断層の位置, 赤線四角は地表地震断層の位置.

黒星: 前震(08時01分と11分), 白星: 本震(08時43分), ○: 余震(6/14-7/19), 灰色○: 1997年から2008年までに発生した地震を示す. 色は深さを示す. 赤△は第四紀火山.

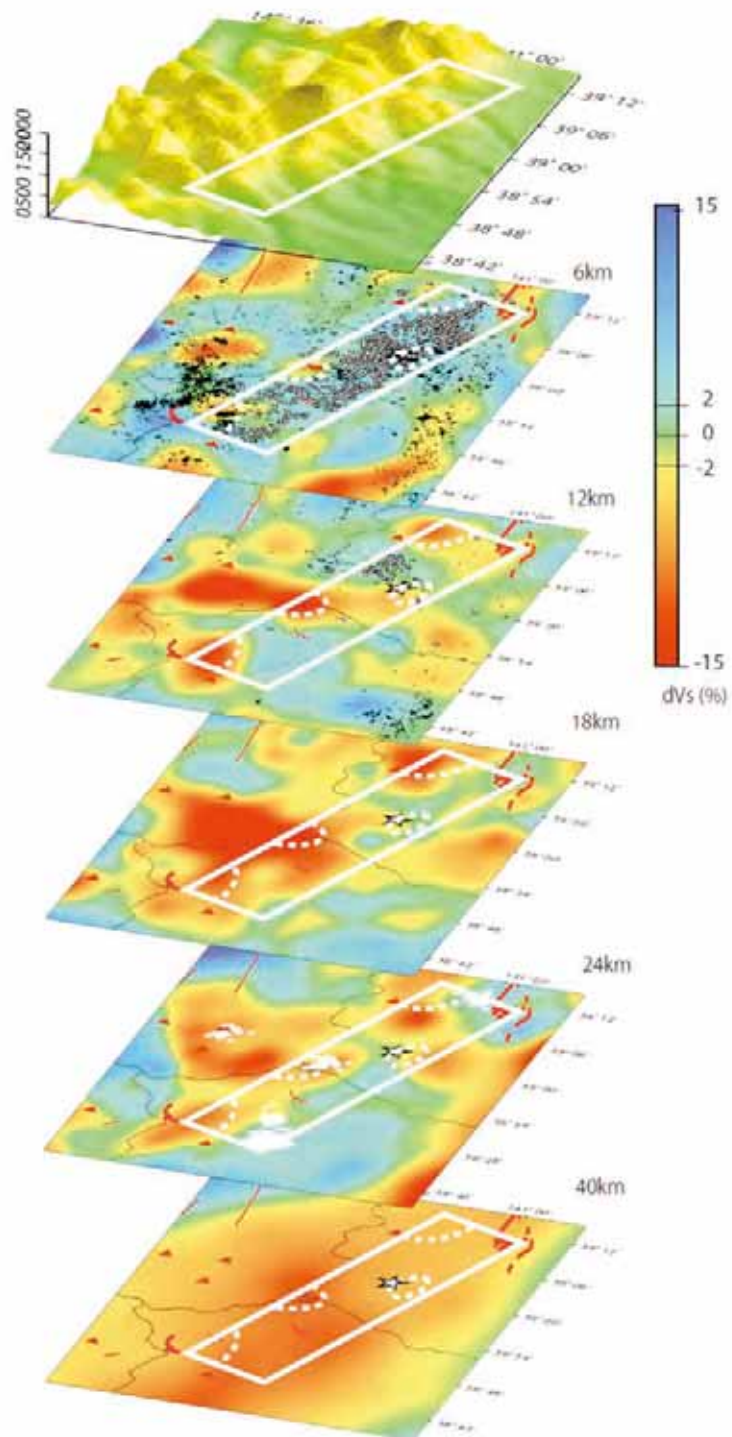


図3. 震源域周辺のS波速度偏差の三次元分布(岡田・他, 2008). 深さ6, 12, 18, 24, 40kmにおける平面図で示す. 白☆, 白○は, 本震および余震を示す. 白口は余震域のおよその広がりを示す. 破線で囲った領域は余震活動が低調な領域. 赤△は第四紀火山, 赤太線は活断層. 深さ24kmの平面図中の白十字は低周波微小地震.

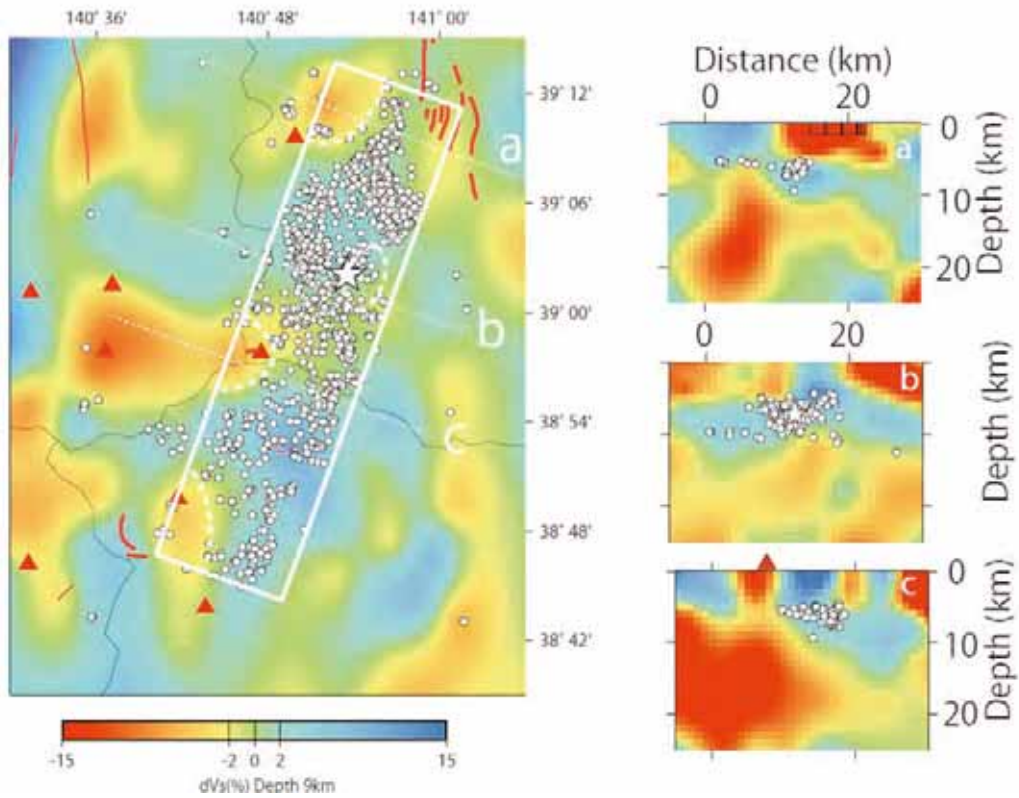


図4. S波速度構造と余震分布との比較 (左図) 深さ9kmにおけるS波速度偏差分布. 白丸は余震. 白口は余震域のおよその広がりを示す. 破線で囲った領域は余震活動が低調な領域. (右図) S波速度偏差分布のa,b,cに沿う鉛直断面図. 白☆, 白○は, 本震および余震を示す. 赤△は第四紀火山を, 赤太線は活断層を示す.

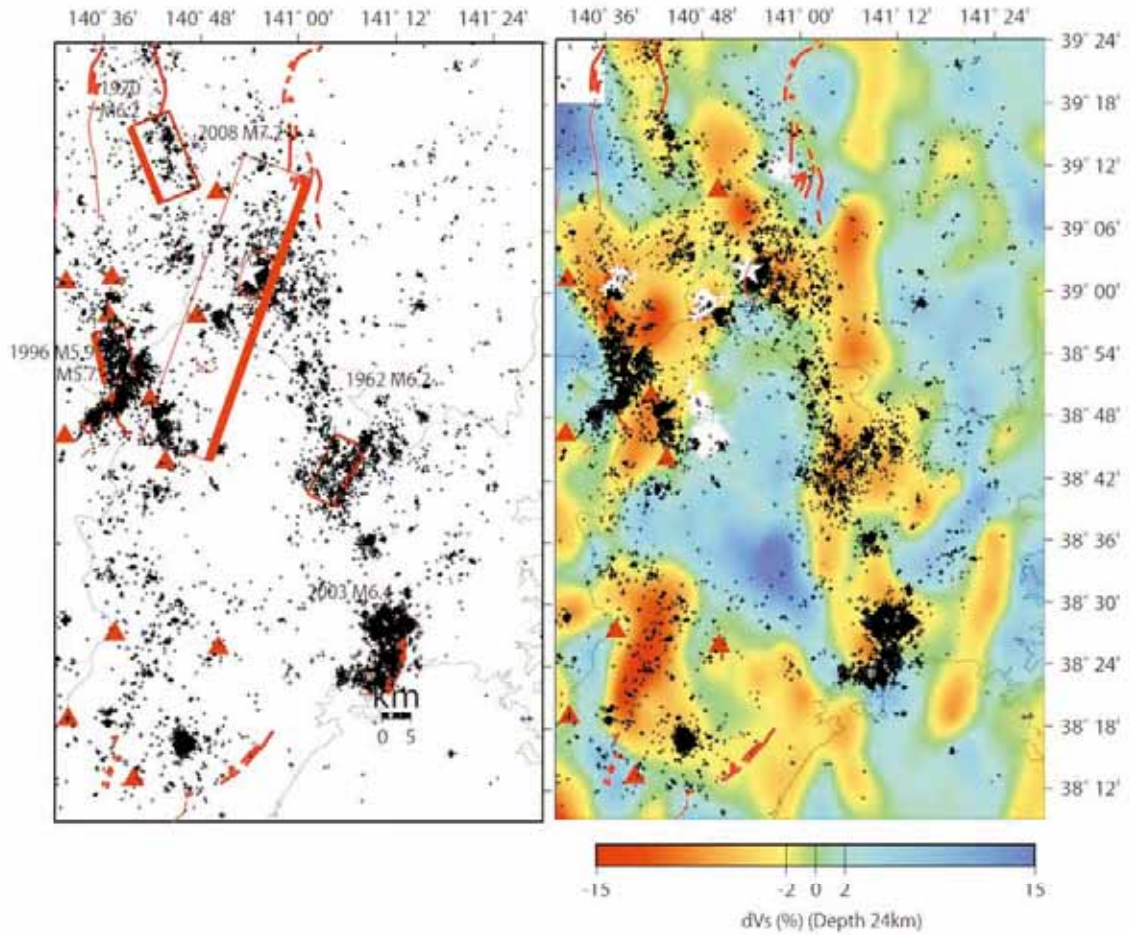


図5 震源域周辺における地震活動と深部構造 (岡田・他, 2008). (左図) 1997年から2008年までの震源を小黑十字で示す. 赤△は第四紀火山, 赤太線は活断層を示す. 白☆は2008年岩手・宮城内陸地震本震震源を示す. 本震震源近くの赤楕円は2000年に発生したM4.9の地震の余震域のおよその広がりを示す. 1960年以降に発生したM5.5以上の地震の断層面 (海野・他, 2000) をあわせて示す. 太線は断層の浅い側を示す.

(右図) 深さ24kmのS波速度偏差分布を重ねて示す. 白十字は深部低周波微小地震.

2008 年岩手・宮城内陸地震の余震の応力降下量分布

弘前大学理工学研究科 小菅正裕・佐藤勝人・渡邊和俊

弘前大学工学部 山田智弘

1. はじめに

2008 年岩手・宮城内陸地震発生後、全国の大学や研究機関では、余震の精密な震源分布、震源域とその周辺の詳細な地震波速度構造、及び余震の震源メカニズム解の決定を目的に、共同で臨時余震観測を行った。その結果、余震域の広がりには長さ約 45 km で幅は約 15 km であること、余震は深さ約 10 km まで分布していること、余震分布は概ね西北西傾斜で、本震および主な余震のメカニズム解と調和的であることなどがわかった [岡田・他 (2008)]。この地震に関しては、その他にも GPS 観測データの解析 [Ohta *et al.* (2008)], SAR データの解析 [高田・他 (2008)], 地表地震断層の調査 [鈴木・他 (2008), 吉見・他 (2008)], 反射法地震探査 [Sato *et al.* (2008)] などが行われたが、それらの結果の全てが調和的とは言えず、この地震についての統一した地震像は得られていない。その原因の一つは、震源域付近の構造や物性の不均質性にあると考えられる。本研究では、不均質性に関する一つの知見を得るために、余震の応力降下量を推定してその空間分布を求め、他の観測結果との比較を行なった。

2. 応力降下量の推定

地震の応力降下量は、震源スペクトルのコーナー周波数 f_c から断層の大きさを推定し、それと地震モーメントの関係を用いて推定可能である。Sato and Hirasawa (1973) の円形クラックモデルによれば、断層半径 r は

$$r = \frac{2.34 V_p}{2\pi f_c} \quad (1)$$

と表される。 V_p は P 波速度である。応力降下量 $\Delta\sigma$ は、断層半径 r と地震モーメント M_0 を用いて、

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (2)$$

より推定できる。コーナー周波数は観測されたスペクトルに理論スペクトルをあてはめることで推定できるが、スペクトル形状は地震波の経路での減衰の効果によって変わるので、コーナー周波数の推定には減衰係数も併せて推定する必要がある。しかしそのためには、震源からの放射特性や観測点の地盤特性の効果も適切に評価しなければならない

い. 減衰の影響を避けることができる方法としてスペクトル比法があり, 最近ではよく用いられている [例えば, Izutani and Kanamori (2001), Hough and Kanamori (2002), 山下・他 (2004), 田島・田島 (2006)]. その概念図を図 1 に示す. 地震の規模が大きいと震源スペクトルのフラットレベルが高く, コーナー周波数は低いので, 中小地震のスペクトル比は図 1 に太線で示されるような形となる. スペクトル比は

$$R(f) = \frac{A_1}{A_2} \cdot \frac{1 + (f/f_{c2})^2}{1 + (f/f_{c1})^2} \quad (3)$$

と表される. ここで A_1 と A_2 は中小地震の振幅レベル, f_{c1} と f_{c2} はそれぞれのコーナー周波数である. 2 つの地震の震源が近く観測点が同一であれば, 経路の減衰の効果と観測点の地盤特性の効果は, スペクトル比を取ることでキャンセルされる. (3) 式を観測スペクトル比にあてはめるようにグリッドサーチを行い, 3 つのパラメータ A_1/A_2 , f_{c1} , f_{c2} を決定することができる. コーナー周波数が決まれば, (1) 式と (2) 式を用いて中小地震それぞれの断層半径と応力降下量が推定できる.

3. データと実際の解析

本研究では, 弘前大学が実施した余震観測の波形データを用いて応力降下量の推定を行なった. 観測点は震源域北端部に配置された 5 点である (図 2). 地震計は, 観測点 HR.GTO では Nanometrics 社の Trillium 40, 他の観測点では Lennartz 社の LE-3D/5s を用いた. Trillium 40 は 40 秒まで, LE-3D/5s は 5 秒までフラットな速度応答特性を有する. データロガーは白山工業 (株) の LS-7000 または LS-7000XT を用いた. データのサンプリング周波数は 100 Hz, 振幅分解能は 24 bit である.

解析には, 震源に近い中小地震の組の上下動成分の波形を用いた. 地震の組の選択には, 気象庁一元化震源カタログを用い, 震源間の距離が 3 km 以内, マグニチュードの差が 1.0 以上の条件で選択した. 中地震としてはマグニチュードが 3.3 以上の地震を用いた.

解析の例を図 3 に示す. P 波初動から 1 秒間の上下動成分の波形を切り出し, データの両端 5% にコサインテーパ型の窓関数をかけた後, FFT によって振幅スペクトルを求めた. 得られた中地震のスペクトルを小地震のスペクトルで割ってスペクトル比を求め, グリッドサーチによって決定したコーナー周波数と (1) (2) 式を用いて, 中小地震の断層半径と応力降下量を推定した. なお, グリッドサーチでデータとの比較を行なう周波数範囲は 30 Hz までとし, 解析時間ウィンドウとその直前の時間ウィンドウでの RMS 振幅比が 5 未満の観測点のデータは解析には用いなかった. また, (2) 式の地震モーメントは, マグニチュードから

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1 \quad (4)$$

の関係を用いて求めた。ただし、モーメントマグニチュード M_w の代わりに気象庁マグニチュードを用いた。

以上の手続きは図 3 のように個別の観測点に対して行い、次に、複数観測点のスペクトル比を一括して扱ってグリッドサーチ行い、中小地震のコーナー周波数と観測点ごとの振幅比 A_1/A_2 を決定した。その例を図 4 に示す。推定結果の信頼度は、推定に用いた観測点数を、観測振幅スペクトル比と理論スペクトル比の対数標準偏差で割ったもので評価した。

4. 応力降下量の分布

本研究では、54 組の中小地震の応力降下量を推定した。中地震のマグニチュードの範囲は 3.3~4.6、小地震については 2.0~3.1 である。図 5 は推定されたコーナー周波数と地震モーメントの関係をプロットしたものである。図中で丸印は中地震、三角印は小地震についての結果である。図中のシンボルの大きさ（円の場合は半径）は推定結果の信頼度を表し、大きいシンボルのものほど信頼度が高いことを示す。図 5 には、地震モーメントがコーナー周波数の 3 乗に逆比例する関係の直線が、応力降下量が 0.01 MPa から 100 MPa の場合について描き入れている。これと比較すると、小地震の応力降下量の方が相対的に小さく求められていることがわかる。(1)(2) 式を見ると、これは小地震のコーナー周波数が系統的に低く見積られていることに対応する。グリッドサーチでコーナー周波数を決める場合に、データのサンプリング周波数が 100 Hz であることを考慮し、30 Hz 以下の範囲のスペクトル比をデータとして用いた。そのため、小地震のコーナー周波数を精度よく決めるためには高周波側のデータが不足しており、それが原因で小地震のコーナー周波数が低めに決まってしまったものと考えられる。実際、図 5 において右端に並んだプロットは、コーナー周波数 f_{c2} をサーチする上限として設定した 25 Hz に求められたものである。そこで以下では、中地震の応力降下量のみを取り上げて議論する。

スペクトル比法では、震源が近い 2 地震について同一観測点で比を取ることで、伝播経路の効果はキャンセルされることを期待している。それが期待通りに働いていないと、応力降下量が震源距離や地震規模に依存するようなバイアスが現れる可能性がある。そこで、そのような傾向が見られるかどうかをチェックした。図 6 は、震源距離と応力降下量、及び地震モーメントと応力降下量の関係をプロットしたものである。これらの図を見ると、応力降下量がマグニチュードや震源距離には依存していないことがわかり、応力降下量の推定にバイアスがかかっていないと判断できる。

図7は応力降下量の空間分布を示す。下段は、平面図中の四角の枠内の地震の分布を南側から見た鉛直断面図である。丸の色が応力降下量を表し、これまでの図と同様、丸の大きさが推定の信頼度を表す。この図を見ると、応力降下量の大きい地震は、震源域の北端部と本震の震源付近に分布することがわかる。やや高い応力降下量をもつ地震は、余震域北部の西端や余震域南端部に分布している。これらの領域を除いては、応力降下量がやや低い地震が広範囲に分布している。断面図を見ると、本震の震源付近に応力降下量が高い地震が分布しており、その東側や西側では応力降下量の低い地震が発生している。本震の震源の東側には、特に低応力降下量の地震が存在することが特徴である。ただし、この断面図は南北方向にかなり広い範囲をプロットしているために、その傾向が南北に連続して存在するとは必ずしも言えない。なお、この図にプロットした地震の震源要素は、気象庁一元化震源カタログによるものである。合同余震観測の結果[岡田・他(2008)]では、震源の深さは全般的により浅く求められている。

図8も図7と同様なプロットであるが、この図の余震分布はマグニチュード3.5以上の地震に限り、Ohta *et al.* (2008) がGPSデータの解析から推定した本震の断層面と、引間・他(2008)によって推定されたすべり量が最大の領域を描き入れてある。規模の大きな地震の分布には偏りがあり、本震断層の端部及びその南北延長に多く発生している。それらの領域の中で、応力降下量の大きい地震は北側断層の北端部とその北方延長、北側断層の西端部、南側断層の南端部、及び鳴子火山付近で発生している。断層の東部において応力降下量の大きな地震は発生していない。低応力降下量の地震は、北側断層の北東部や、本震時のすべりが特に大きかった領域の周辺に分布している。合同余震観測のデータを用いて求められた余震分布は概ね西北西傾斜である[岡田・他(2008)]。Ohta *et al.* (2008) や引間・他(2008)も西傾斜を仮定した断層モデルの推定を行った。いずれのモデルにおいても、断層の東部は地表には達していないとされる。本研究の結果から、震源の深さが浅い断層東部の領域では、高応力降下量の地震は発生していないことが明らかになった。

5. おわりに

本研究では、震源域における不均質構造に関する知見を得るために、余震の応力降下量の空間分布を求めた。解析にはスペクトル比法を用い、弘前大学が余震域北端部で実施した余震観測において収録した地震波形データから、合計54個の中地震の応力降下量を求めた。その結果、応力降下量の大きい地震は、北側の本震断層の北端部とその北方延長、北側断層西端部、南側本震断層の南端部、及び鳴子火山付近で発生したことが判明した。高応力降下量の地震は、断層の浅部を除いた末端部に多く発生している。こ

これらの領域は、本震の断層運動によって応力集中が生じることが予想される領域である。逆に、本震ですべりが大きかった領域と断層浅部では、応力降下量の大きな地震は発生していないことも明らかになった。しかしながら、規模の大きな余震の震源分布には偏りがあるため、本震断層の中央部付近において応力降下量がどのような分布を示すのかは明らかにできなかった。今後は、合同余震観測のデータを用いて、震源域全体に渡って応力降下量の分布を推定することが課題である。

謝辞

余震観測の実施にあたり、岩手県北上市企画課及び商工部観光物産課、瀬美温泉等、多くの方々に観測の便宜を図っていただいた。震源分布図の作成には気象庁一元化震源カタログを使用させていただいた。ここに記して感謝いたします。

文献

- 引間和人・瀨瀬一起・宮崎真一，2008，強震波形と測地データから推定した2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程，第7回アジア国際地震学連合（ASC）総会・2008年日本地震学会度秋季大会合同大会予稿集，7.
- Hough, S. and H. Kanamori, 2002, Source properties of earthquakes near the Salton Sea triggered by the 16 October 1997 M 7.1 Hector Mine, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 1281-1289.
- Izutani, Y. and H. Kanamori, 2001, Scale-dependence of seismic energy-to-moment ratio for strike-slip earthquakes in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4007-4010.
- 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*, **60**, 1197-1201.
- 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，2008，2008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，第7回アジア国際地震学連合（ASC）総会・2008年日本地震学会度秋季大会合同大会予稿集，5.
- Sato, H., S. Abe, N. Kato, T. Imaizumi, T. Ishiyama, S. Koshiya, T. Iwasaki, N. Hirata, H. Saito, and T. Kawanaka, 2008, Geologic structure of the source area of 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake: insight from seismic profiling, Abstracts of the 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and the 2008 Fall Meeting of Seismological Society

of Japan, 18.

Sato, T. and T. Hirasawa, 1973, Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21**, 415-431.

鈴木康弘・渡辺満久・中田 高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤 祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震に関連する活断層, 第 7 回アジア国際地震学連合 (ASC) 総会・2008 年日本地震学会度秋季大会合同大会予稿集, 3.

田島礼子・田島文子, 2006, 2004 年新潟県中越地震 ($M_w6.6$) : スペクトル比法を用いた余震系列の解析, *地震* **2**, **58**, 445-455.

高田陽一郎・小林知勝・古屋正人・村上 亮, 2008, だいち PALSAR データから推定した 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動, 第 7 回アジア国際地震学連合 (ASC) 総会・2008 年日本地震学会度秋季大会合同大会予稿集, 6.

山下哲夫・岡田知己・松澤 暢・長谷川 昭, 2004, 東北日本太平洋下のプレート境界近傍で発生する地震のスケーリング則, *地震* **2**, **56**, 457-469.

吉見雅行・遠田晋次・丸山 正・金田平太郎・栗田泰夫・安藤亮輔・吉岡敏和, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層, 第 7 回アジア国際地震学連合 (ASC) 総会・2008 年日本地震学会度秋季大会合同大会予稿集, 4.

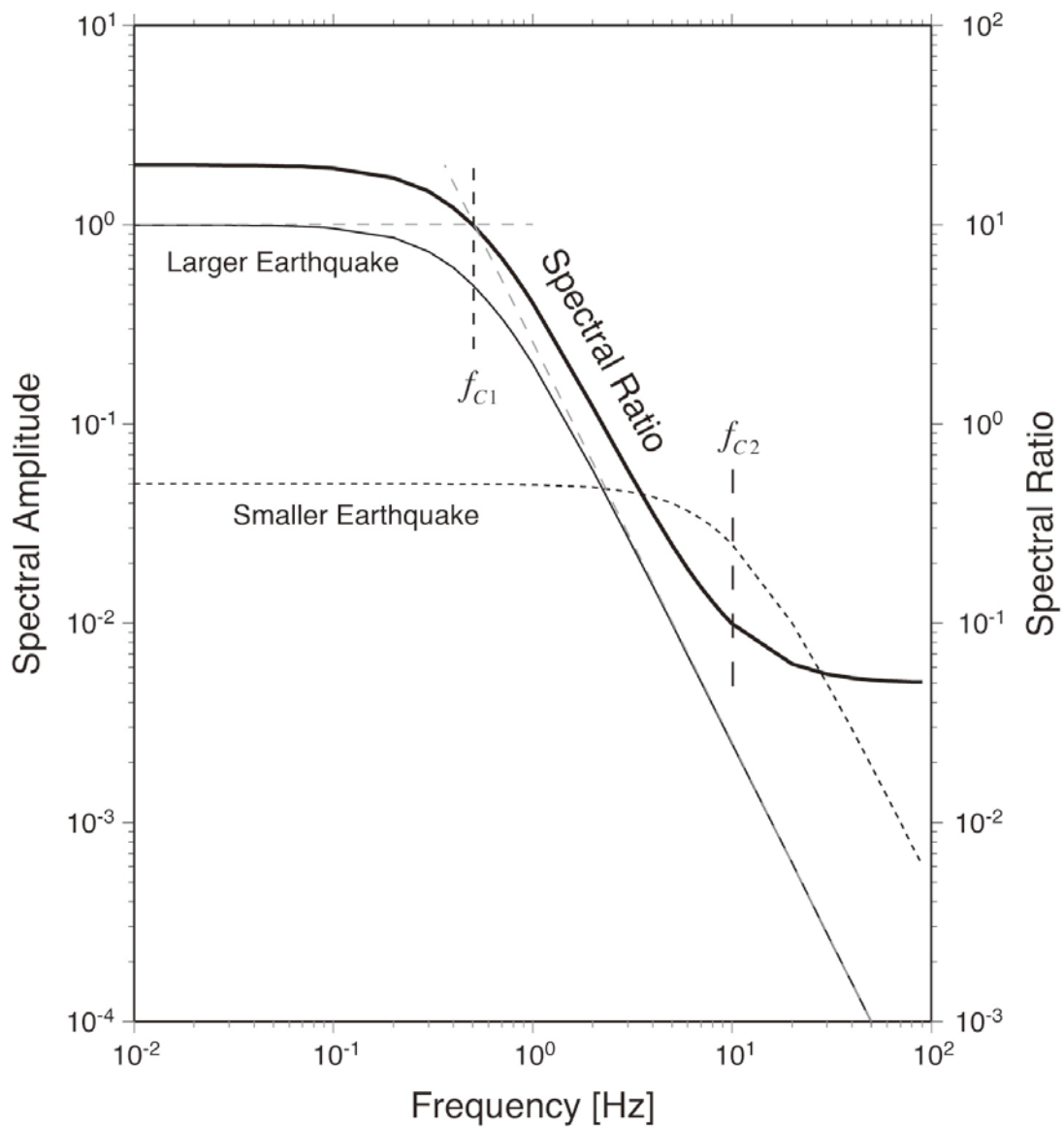


図 1 中小地震の震源スペクトルとそれらの比の概念図. 細い実線は中地震, 点線は小地震の震源スペクトル, 太い実線はそれらのスペクトル比を表す. スペクトル比が折れ曲がる周波数は, 中小地震のコーナー周波数に対応する.

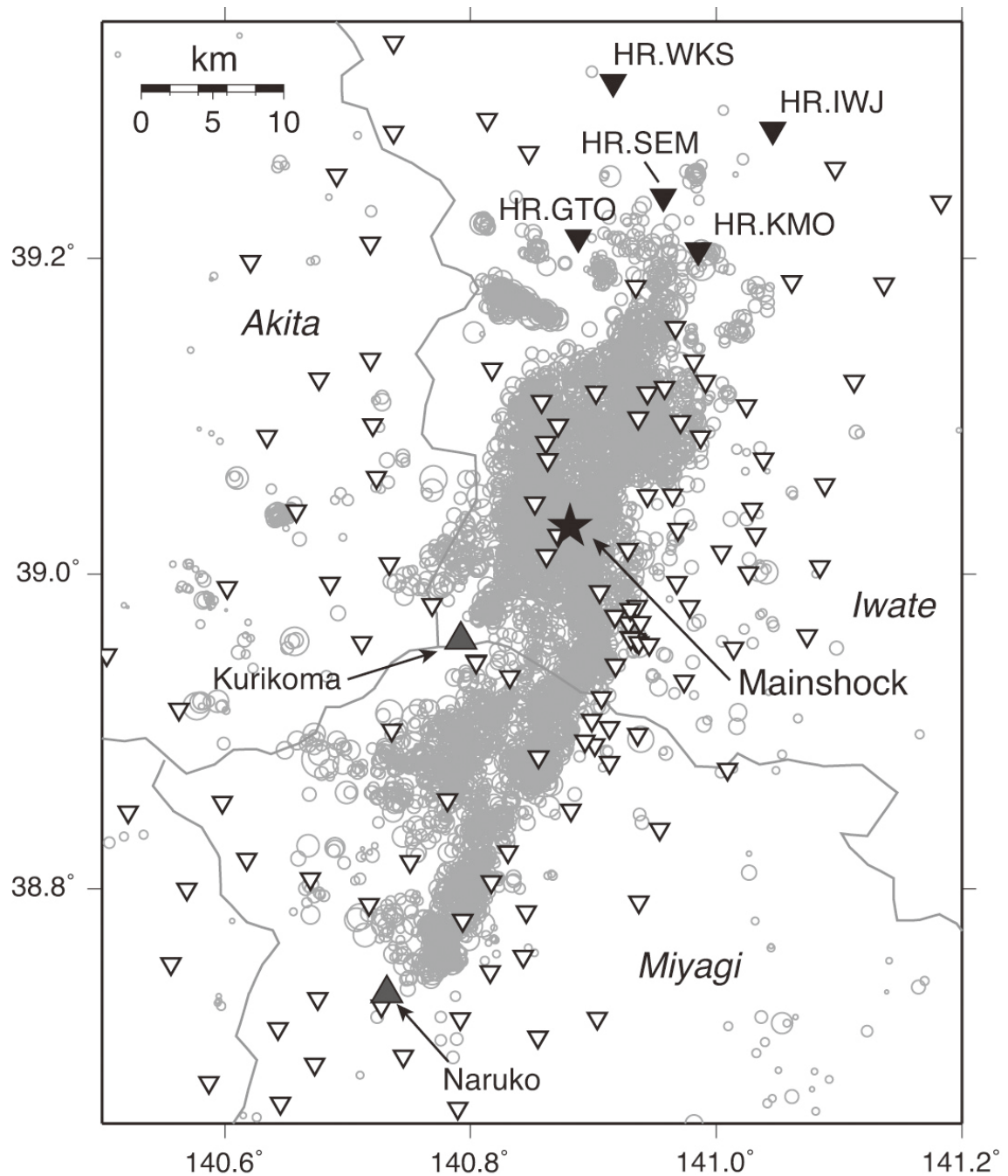


図2 2008年岩手・宮城内陸地震の余震分布と合同余震観測の観測点配置. 下向き
 の三角印が観測点を表し、黒色は解析に用いた弘前大学の観測点. 本震は星印、余震は
 灰色の丸で表されている. 震源要素は気象庁一元化震源カタログによる. 上向き
 の三角印は活火山を表す.

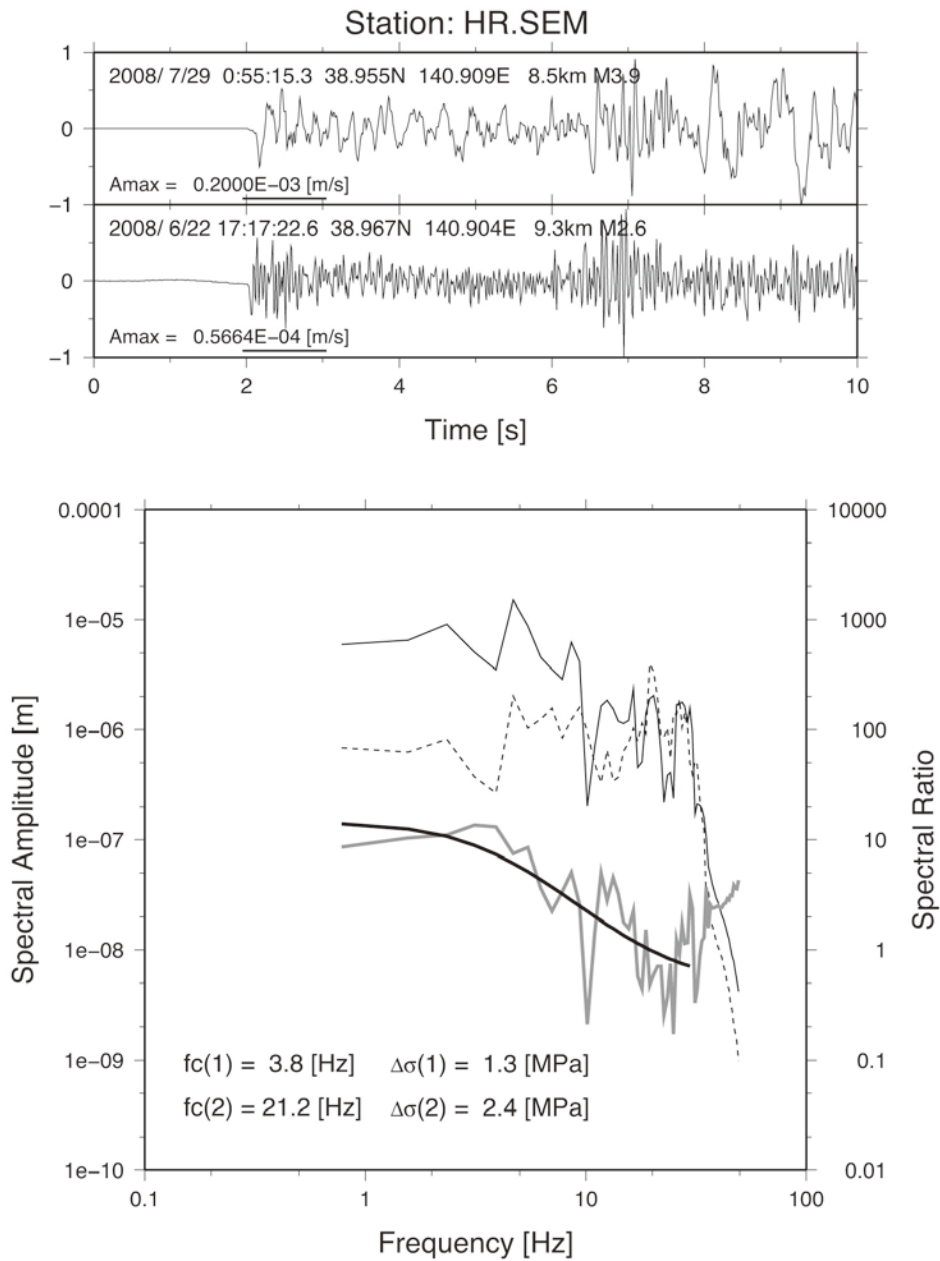


図3 中小地震の波形とスペクトル、スペクトル比とそれにあてはめた理論曲線の例（観測点は HR.SEM）。波形の下に実線で表されている時間ウィンドウから求めた中小地震の振幅スペクトルを、細い実線及び点線で示す。灰色の太線がそれらのスペクトル比で、それにあてはめた理論スペクトル比が黒い太線で示されている。理論曲線のあてはめは 30 Hz までの周波数で行なった。図の下段には、求められた中小地震のコーナー周波数と応力降下量が表示されている。

2008/ 7/29 0:55:15.30 38.955N 140.909E 8.5km M3.9
2008/ 6/22 17:17:22.60 38.967N 140.904E 9.3km M2.6

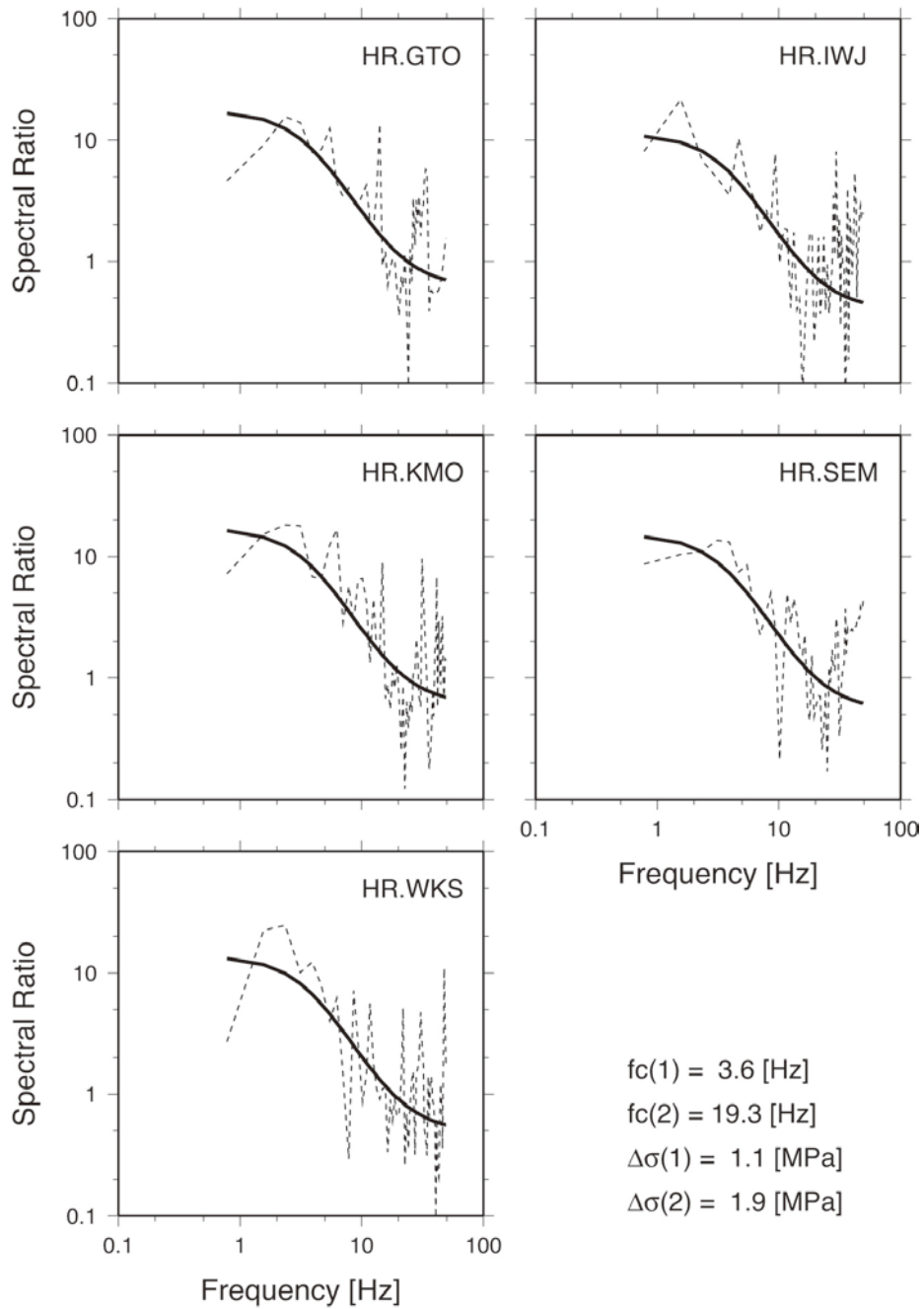


図4 中小地震のスペクトル比（点線）とそれにあてはめた理論スペクトル比（実線）の例。5点のデータに合うように中小地震のコーナー周波数を求めた。得られたコーナー周波数と応力降下量が右下に表示されている。

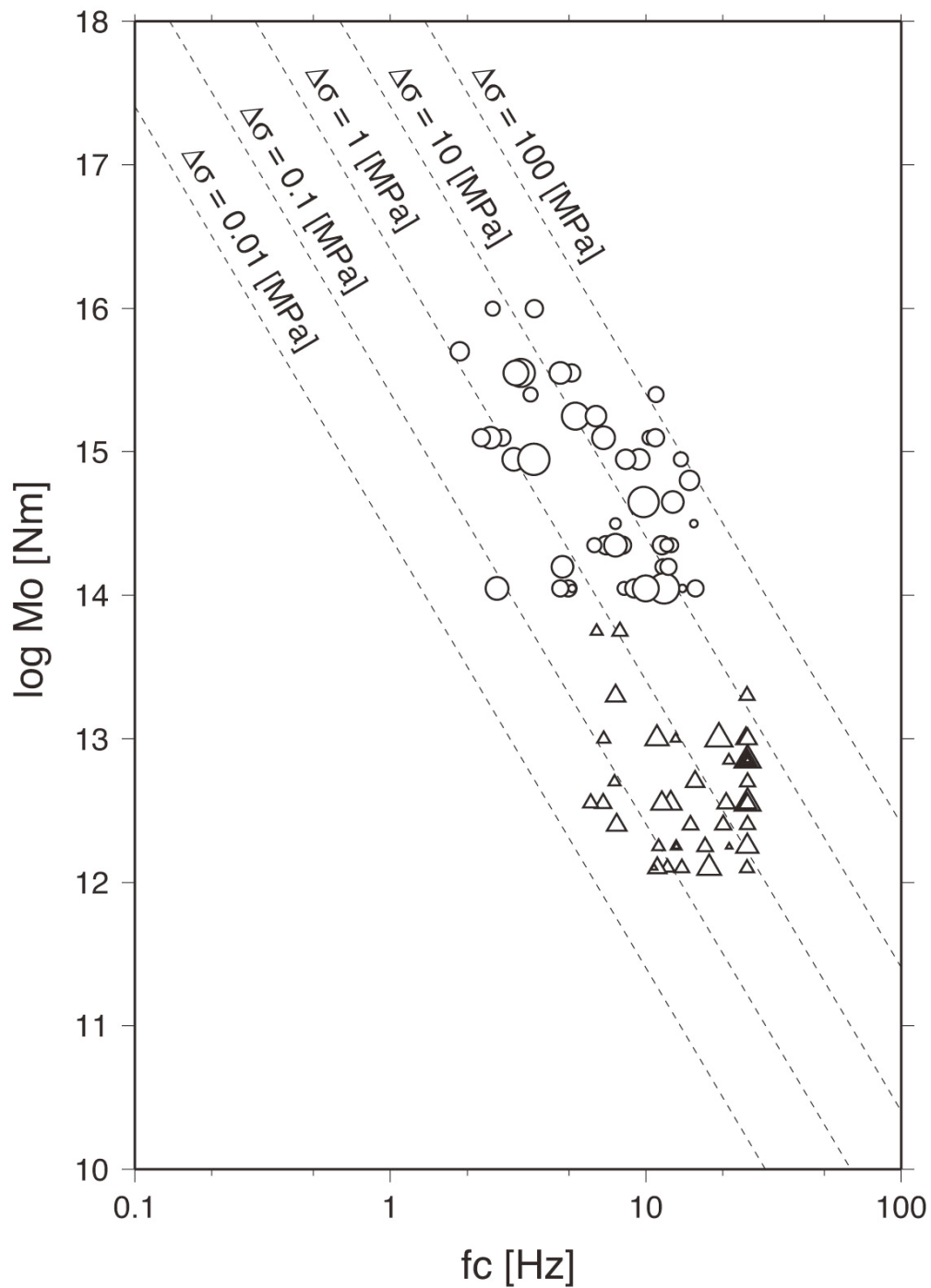


図 5 コーナー周波数と地震モーメントの関係。丸印及び三角印は、それぞれ中地震及び小地震から求めた量であることを表す。点線は、地震モーメントがコーナー周波数の 3 乗に逆比例する場合の等応力降下量の線を示す。シンボルの大きさは推定の信頼度を表し、大きいほど信頼度が高い。

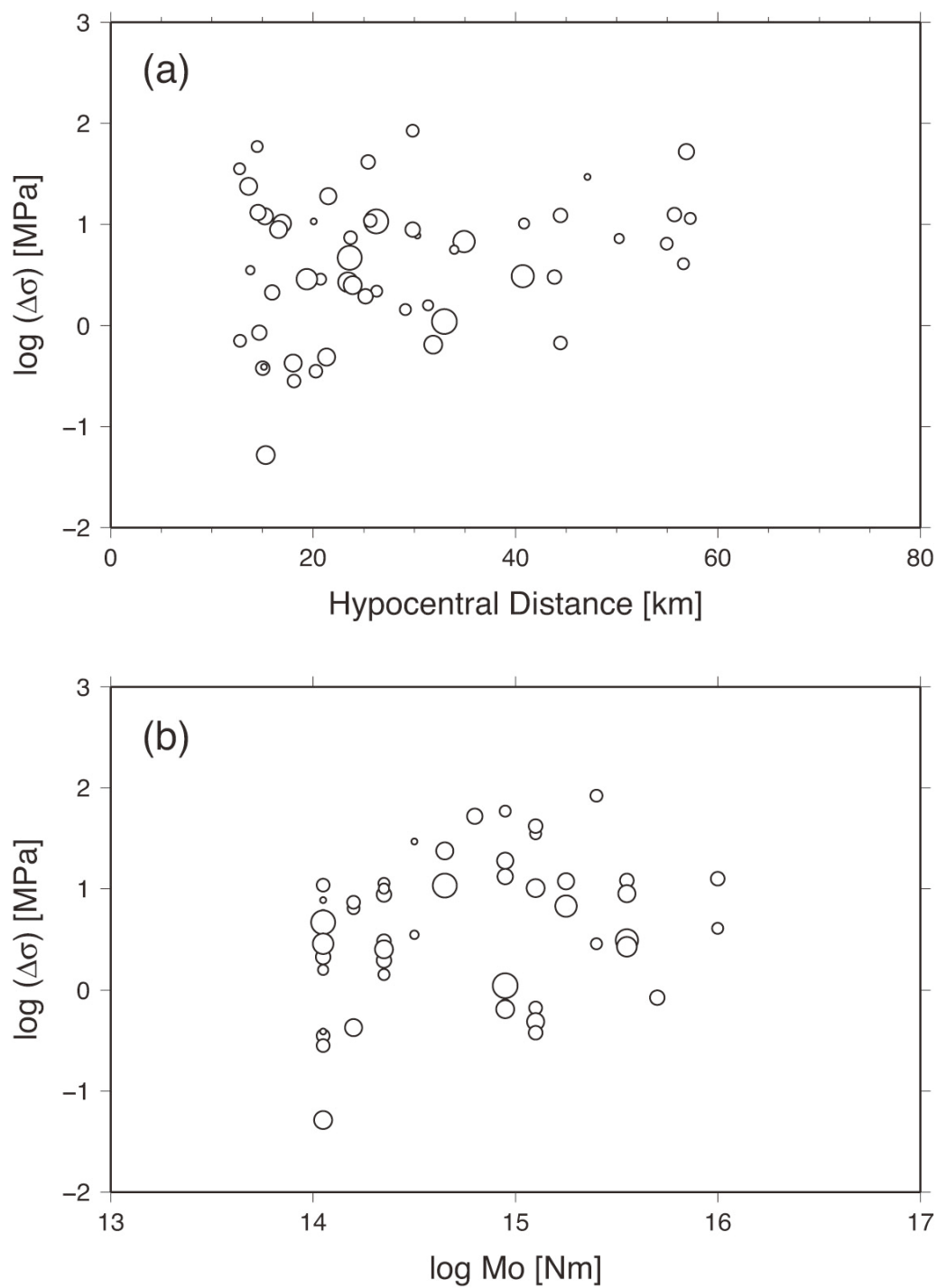


図6 (a) 震源距離と応力降下量, 及び (b) 地震モーメントと応力降下量の関係. 丸の大きさは推定の信頼度を表し, 大きいほど信頼度が高い.

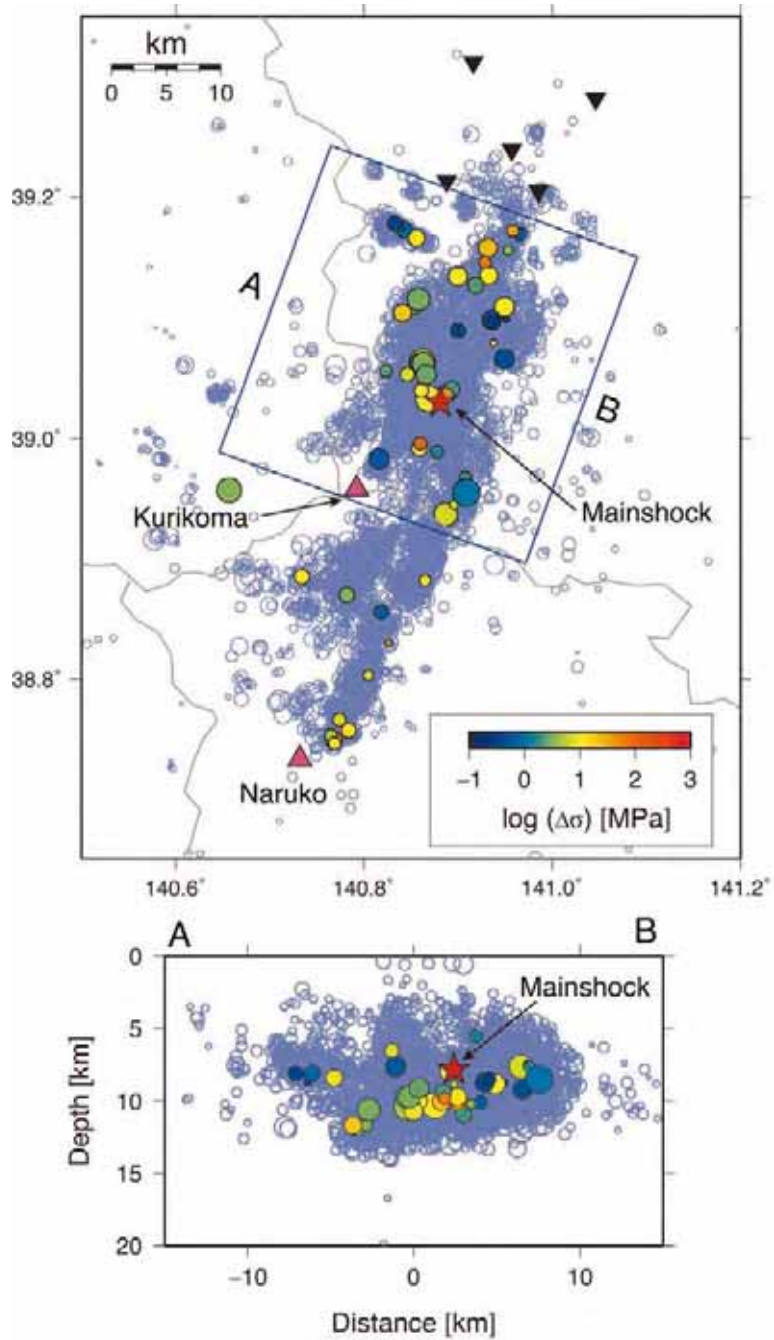


図7 応力降下量の空間分布. 平面図で AB を付した四角の枠内の震源分布の鉛直断面図を下に示す. 丸の色が応力降下量を表し, 丸の大きさは推定の信頼度 (大きいほど信頼度が高い) を表す. 赤い星印は本震の震源, 藤色の丸は余震の震源を表す. 震源要素は気象庁一元化震源カタログによる. 下向きの黒い三角印は解析に用いた観測点, 赤い三角印は活火山を表す.

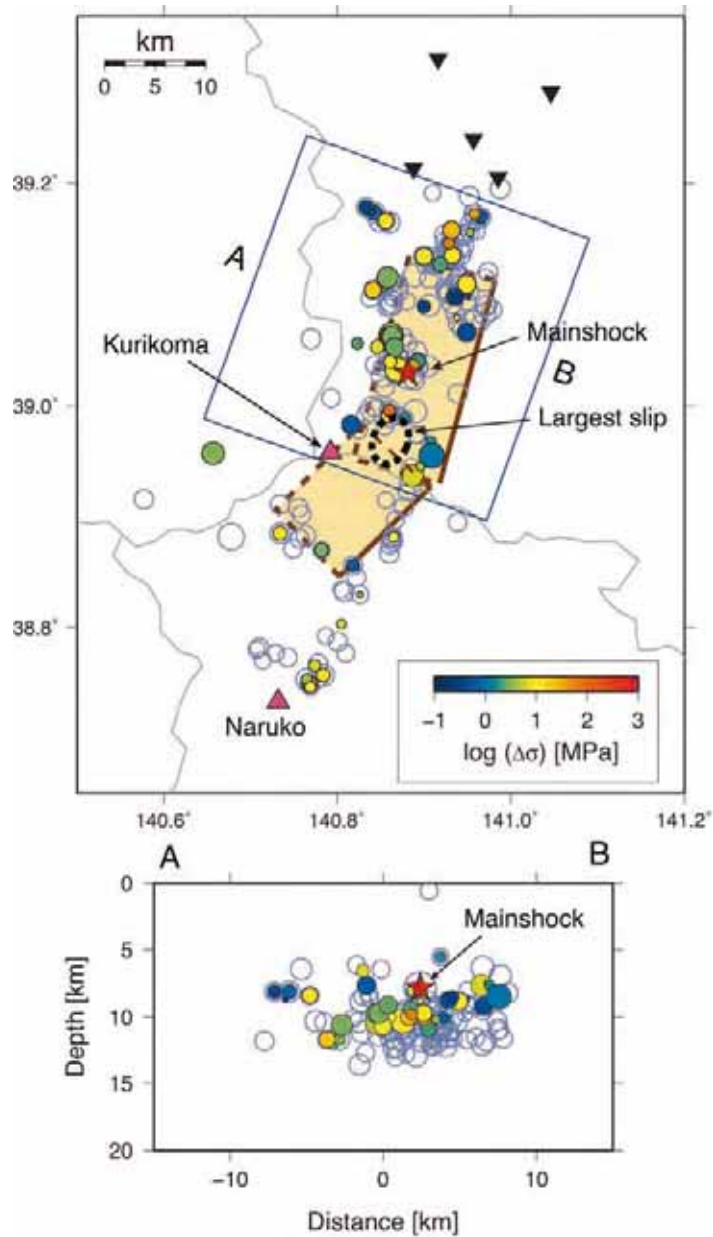


図 8 応力降下量の空間分布と断層モデル及び主要な余震の分布. 平面図で AB を付した四角の枠内の震源分布の鉛直断面図を下に示す. 丸の色が応力降下量を表し, 丸の大きさは推定の信頼度を表す. 断層モデルは Ohta *et al.* (2008)による. 北側の断層は西北西に, 南側の断層は北西に傾斜している. 太い点線は本震時のすべりが最も大きかった領域 [引間・他 (2008)] を表す. 赤い星印は本震の震源, 藤色の丸は M3.5 以上の余震の震源を表す. 震源要素は気象庁一元化震源カタログによる. 下向きの黒い三角印は解析に用いた観測点, 赤い三角印は活火山を表す.

41日間の地震見本市 ～最近の東北地方の地震活動～

今からちょうど30年前の1978年6月12日に宮城県沖でマグニチュード(M)7.4の地震が発生し、宮城県を中心として死者28名、負傷者1,325名、全壊住家1,183棟の被害が生じました。宮城県では6月12日を「県民防災の日」と定めて、毎年、防災訓練などを実施しています。今年は前回の宮城県沖地震から30年が経過した節目の年でもあり、宮城県内の市町村が参加した大規模な訓練(災害情報伝達・収集訓練等)が行われました。その2日後の6月14日に岩手・宮城内陸地震(M7.2)が発生し、死者13名、行方不明者10名、全壊住家28棟の被害がでました。この地震の35日後には福島県沖でM6.9の地震が、さらに5日後には岩手県沿岸北部でM6.8の地震が発生しました。41日間に大きな地震が3回発生して、甚大な被害が生じた東北地方で何が起きているのでしょうか？

それぞれ異なったタイプの地震が発生した

地震列島と呼ばれる日本では多数の地震が発生していますが、それらの地震にはいくつかのタイプがあります。地震の発生場所の違いにより分類した地震のタイプを図1に示します。この図は東北地方を東西に横切る断面図です。東北地方の陸のプレートの下に太平洋プレートが1年間に約8cmの速さで沈み込んでいます。陸のプレートでは、地表の活断層と関連した内陸地震がときどき発生します。また、太平洋プレートと陸のプレートの境界では、数十年から数百年ごとに大きなプレート間地震が発生します。さらに、太平洋プレートの内部ではプレート内地震がまれに発生しています。2008年6月14日から41日間に東北地方で発

生した3つの大地震は、これら3種類の異なるタイプの地震でした。

それぞれのタイプの地震の発生メカニズムについて考えてみましょう。

岩手・宮城内陸地震

6月14日8時43分に発生したM7.2の地震は、内陸地震であり、震源の深さは約8kmです。この地震により、岩手県と宮城県で最大震度6強の強い揺れを記録しています。地震発生後に実施した臨時地震観測などから、長さ約45km、幅約15kmの西側に傾斜した震源断層が、岩手県から宮城県にかけて広がっていたと考えられます。この地震の震源域ではこれまで活断層は見つかっていませんでしたが、地震発生後の詳細なトレンチ調査により、今回の地震による地表変形が観測された地域では過去1万年の間に少なくとも3回の大地震の発生を示唆する地層のズレが見いだされました。いままで知られていなかった活断層に関連した地震である可能性が高まっています。

太平洋プレートと陸のプレートとの境界には、アスペリティ(固着域)と呼ばれる領域があり、そこでは二つのプレートが互いに固着しています。この影響により、東北地方は東西方向に圧縮され(図1の黄矢印)、内陸部の断層周辺でも圧縮変形が生じます。この変形は時間とともに進行し、ついには断層を急激にすべらせることとなります。これが内陸地震の発生です。規模の大きな内陸地震が繰り返し発生して、地表の変形が積み重なると、地形の段差や崖などが形成される場合があります。このような地形があると、活断層の存

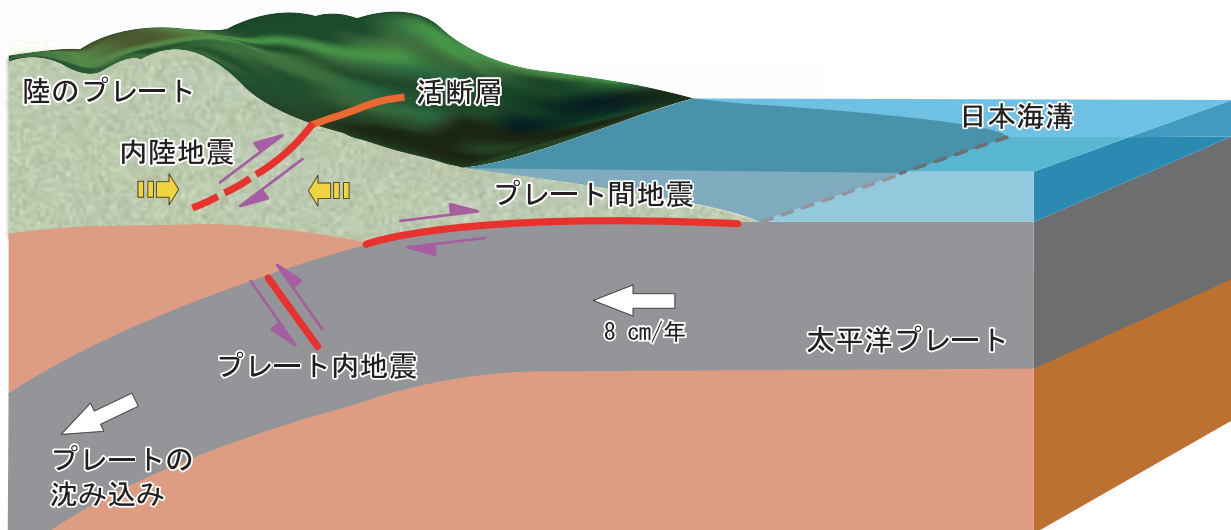


図1 様々なタイプの地震。

在を明確に指摘することができます。

東北地方の地下の地震波速度を詳細に調査して得られた地下構造の模式図を図2に示します。図上部の赤三角は活火山を示しています。これら活火山の下には地震波の低速度領域（図中の赤色の部分）がみられます。一般に、地震波が低速度の領域では温度が高いと考えられます。これらの低速度域は、沈み込む太平洋プレートの動きにより、東北地方の地下深部まで引きずり込まれた「水」が、高温・高圧の環境下でしぼり出された後、地表近くに戻ってくるという、地殻流体（マグマや水）の壮大な循環経路（図中の白矢印）を示していると考えられています。

過去の内陸地震は、下部地殻や上部マントルの低速度領域の直上や近傍で発生しており、今回の地震も同様です。低速度の下部地殻は高温で変形しやすいため、その上の上部地殻ではひずみが蓄積しやすいと考えられており、いわゆる、ひずみ集中帯と呼ばれる場所になります。岩手・宮城内陸地震は東北地方のひずみ集中帯の中で発生しました。

●福島県沖の地震

7月19日11時39分に福島県沖でM6.9の地震が発生し、岩手、宮城、福島、栃木の各県で最大震度4を観測しました。津波注意報も出されましたが、人的・物的被害はありませんでした。地震のメカニズム解の特徴などから、この地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生したプレート間地震です。今後10年以内の発生確率が60%とされる宮城県沖地震もこのタイプの地震です。プレート間地震は、太平洋プレートと陸のプレートの境界面に分布しているアスペリティの急激なすべり破壊であることが、最近の研究でわかってきました。ほぼ一定の速さで沈み込む太平洋プレートの動きにより、アスペリティにひずみが徐々に蓄積されていきますが、限界を超えると急激にすべり破壊を起こします。急激なすべり破壊を起こしたアスペリティは、次の地震に向けて再びひずみを蓄積していきます。このプロセスを繰り返すことにより、プレート間地震は同じ場所で、ほぼ一定の時間間隔で繰り返し発生することになります。これがアスペリティモデルと呼ばれている考え方です。

アスペリティは何で作られているのかは未だ解明されてはいませんが、太平洋の海底の高まりである海山が日本海溝から沈み込んでいき、アスペリティとして振る舞っている、と考える説があります。

●岩手県沿岸北部の地震

7月24日0時26分に岩手県沿岸北部の深さ108kmでM6.8の地震が発生し、青森県と岩手県で最大震度6弱を観測しました。福島県で死者1名（地震発生時にベッドから転落し、後日死亡）、青森県で全壊住家1棟の被害がありました。地震のメカニズム解などから、この地震は太平洋プレート内部で発生したプレート内地震です。東北地方の深い地震は、たがいにほぼ平行な二枚の面で発生しています。この二枚の面は太平洋プレートの内部にあり、二重深発地震面と呼ばれています。今回の地震は二重深発地震面の下面で発生しま

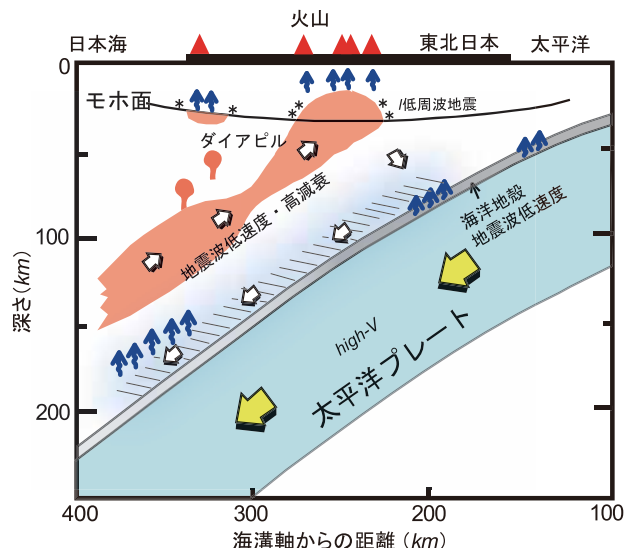


図2 東北地方の地下構造の模式図。白矢印は地殻流体の流れの経路を表します。

した。下面の地震でM6を超える地震はそれほど多くはありません。

太平洋プレート内部で発生するプレート内地震の発生メカニズムはまだ十分には解明されていません。プレートの沈み込みにともなって、プレート内部から流体が分解・放出される過程が大きく関わっていることが予想されますので、今後の研究が重要でしょう。

●3つの地震の関係は？

東北地方で41日間に大きな地震が連続して3回も発生しました。これらの地震には何か関係があるのでしょうか？

地下の震源断層が急激なすべり破壊を起こす（これが地震の発生です）ためには、その断層に大きな力が作用していなければなりません。あるいは、その断層および周辺に大きなひずみが蓄積していなければなりません。この力やひずみをもたらす原動力は、太平洋プレートの動きであると考えられています。太平洋プレートと陸のプレートとの境界にあるアスペリティに力が加わる、太平洋プレートに押されて内陸部に力が加わる、沈み込んだ太平洋プレート内部で流体が分解・放出される、というように、3つのタイプの地震の発生メカニズムは全て太平洋プレートの動きと関連があります。このように考えると、3つの地震は関連があるといえますが、岩手・宮城内陸地震が福島県沖の地震や岩手県沿岸北部の地震を引き起こしたのか？という質問に対する答えは「ノー」でしょう。

ここでみてきた3つのタイプの地震の全てが、太平洋プレートの動きと関連があります。46億年前に誕生した地球が徐々に冷えていく過程で、マントル対流に乗ってプレートが動き続けています。太平洋プレートが動き続ける限り、これらのタイプの地震は今後も繰り返し発生すると考えられます。我々は、様々な観測や研究を行うことにより、それぞれのタイプの地震の発生メカニズムに迫っていきたいと思います。

（東北大学大学院理学研究科

地震・噴火予知研究観測センター 海野徳仁）

2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)に伴った地震時・地震後地殻変動

三浦 哲・太田雄策・大園真子・飯沼卓史・立花憲司・植木貞人・高塚晃多・
宮尾佳世・佐藤俊也・対馬弘晃（東北大）・高橋浩晃・山口照寛・
笠原 稔（北大）・鷺谷 威・小澤和浩・福田真人・朝日友香（名大）・
松島 健・中元真美・山下裕亮（九大）・中尾 茂（鹿児島大）

岩手・宮城内陸地震(IMEQ)の震源域を含む奥羽脊梁山脈沿いでは、微小地震活動が活発であり、過去にも1896年陸羽地震(M7.2)をはじめとして、いくつかの大きな内陸地震が発生している。Miura *et al.* (2004)は、1997年から5年間のGPS観測データに基づき、奥羽脊梁山脈沿いに東西短縮歪の集中帯を見出しており、地震波トモグラフィによる中部・下部地殻、および上部マントルの低速度異常の分布(Nakajima and Hasegawa, 2003)とも符合することから、沈み込んだ太平洋スラブから脱水・上昇してきた水がこれらの観測事実の原因と考えられている(長谷川・他, 2004)。

このような歪集中帯において詳細な地殻構造や歪分布を明らかにし、歪集中機構を解明することは、内陸地震の発生メカニズムの解明に不可欠であり、東北大学では、独立行政法人原子力安全基盤機構(JNES)と共同で、2007年北上低地西縁断層帯(KTSFZ)周辺に地震・GPSの稠密観測網を構築した。GPSについては、KTSFZの南端に位置する出店断層(DF)を東西に横切る測線(JNESnet)を設定し、7点の連続観測点を新設した(図1)。この測線はIMEQの震源断層の北端を通っており、断層モデルの構築に大きく寄与している。

Ohta *et al.* (2008)は、IMEQ合同余震観測グループによる余震分布(岡田・他, 2008)と、石山・他(2008)や産業技術総合研究所(2008)によって報告されている地表面形状の位置を参考にして、インヴァージョンによる震源断層モデルの推定を行った。震源断層は震源域北東部(NEF)と震源域南西部(SWF)に分けて2枚の矩形断層を仮定した。その結果を図2に示す。NEFは上端の深さが0.5kmで西北西傾斜の逆断層(滑り量1.8m)、SWFは上端深さが0.4kmの北西傾斜の逆断層(滑り量3.5m)と推定された。推定された断層モデルによって観測値は概ね説明されるが、震源域直上に位置する0913観測点やicns観測点で観測値を十分に説明できていない。これは滑り分布の不均質性によるものと考えられ、それら観測点近傍ではより大きな滑りがあった事が示唆される。推定された震源断層のモーメント解放量はMw6.9に相当する。推定された震源断層のうち、NEFの位置はJNESnetによる地殻変動分布に強く拘束されている。すなわちisbd, hmyo両観測点では北東向き変位を示しているのに対し、0796観測点ではほぼ変位が無く、更にowky観測点では西向き変位になっている(図2)。これは0796観測点付近に断層端が位置する事を意味する。その位置は出店断層よりも数km西側に位置し、出店断層本体が震源断層として変位しなかったことを示唆する。

本震発生翌日の15日には、東北大、北大、名大、九大、鹿大の各大学の教職員・院生が現地入りし、震源域周辺にGPS臨時観測点を合計16点設置した。いくつかの観測点では、明瞭な余効変動が観測されており、一例としてDF直近のOWKY観測点の時系列を図3に示す。特に東方向の変位成分において、地震時のステップ的变化とそれに引き続く地震時とは逆方向の余効変動が見られる。余効変動が観測されている多くの観測点で、地震時変動と余効変動の極性は一致していることから、余効変動の発生機構を検討する上で重要な情報が得られていると考えられる。飯沼・他(2008)は、上記の臨時観測を含む震源域周辺の74観測点で得られたデータを用いて、時間依存インヴァージョン(Yagi and Kikuchi, 2003)により、6月14日から7月12日までの29日分のデータに対して、7日ごとのすべり速度の分布を推定した。断層モデルには、Ohta *et al.* (2008)による地震時断層モデルにおける二枚の矩形断層を滑らかにつないだ曲面を作成して使用した。また、出店断層を横切る測線において、地震時変動と余効変動で東西成分の符号が反転する地点が異なっており、余効変動においては出店断層深部が滑っていると推定されたため、出店断層の断層面に相当する面を本震震央付近の断層面とは別に付け加えて、両者におけるすべり速度の分布を同時に推定した。図4に推定された余効すべり分布の積算及び地表での観測変位速度と推定されたすべり分布から計算された変位速度を示す。結果をみると、地震時変動が大きかったと考えられる領域よりも浅い側および深い側において、大きな余効すべりが生じたことが分かる。同様の手法で推定された地震時のすべり分布(青コンター)と比較すると、余効すべりは相補的に発生しているように見える。また、出店断層深部では、地震時には変位が生じなかったのに対して、有意な余効すべりが推定されている。このことは、出店断層が本震時には滑らなかったものの、本震発生によりその深部でゆっくりすべりが誘発され、余効変動として観測されたことを示していると考えられる。

すべり速度の時間変化からは、南側の断層面では本震後およそ三週間で余効すべりが概ね終息したことが、また、浅い部分と深い部分においてすべりの減衰の時定数が異なっていることが示唆される。北側のDF深部延長も含めて、余効すべりの減衰様式の違いについて、今後解析を進めていく予定である。

謝辞：本研究では国土地理院GEONET観測点・国立天文台水沢VERA観測所のGPSデータを使用しました。また原子力安全基盤機構(JNES)が平成19年度、20年度に実施した内陸の活断層調査に基づく震源断層評価手法の検討事業で取得されたGPSデータを使用しました。記して感謝致します。本研究の一部は、科学研究費補助金(特別研究促進費)「2008年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査」によりました。

引用文献

- 長谷川昭・中島淳一・海野徳仁・三浦哲・諏訪謡子, 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, *地震*, *56*, 413-424, 2004.
- 飯沼・他, 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, 149-150, 2008.
- 石山達也, 今泉俊文, 大槻憲四郎, 越谷信, 中村教博, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地震断層調査 (速報), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/Iwate2008/fault_by_THK/.
- Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, *56*, 1347-1355, 2004.
- Nakajima J., and A. Hasegawa, Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *127*, 1-18, 2003.
- Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, and N. Umino, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, *60*, 1197-1201, 2008.
- 産業総合技術研究所 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.
- Yagi, Y. and M. Kikuchi, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL015664, 2003.

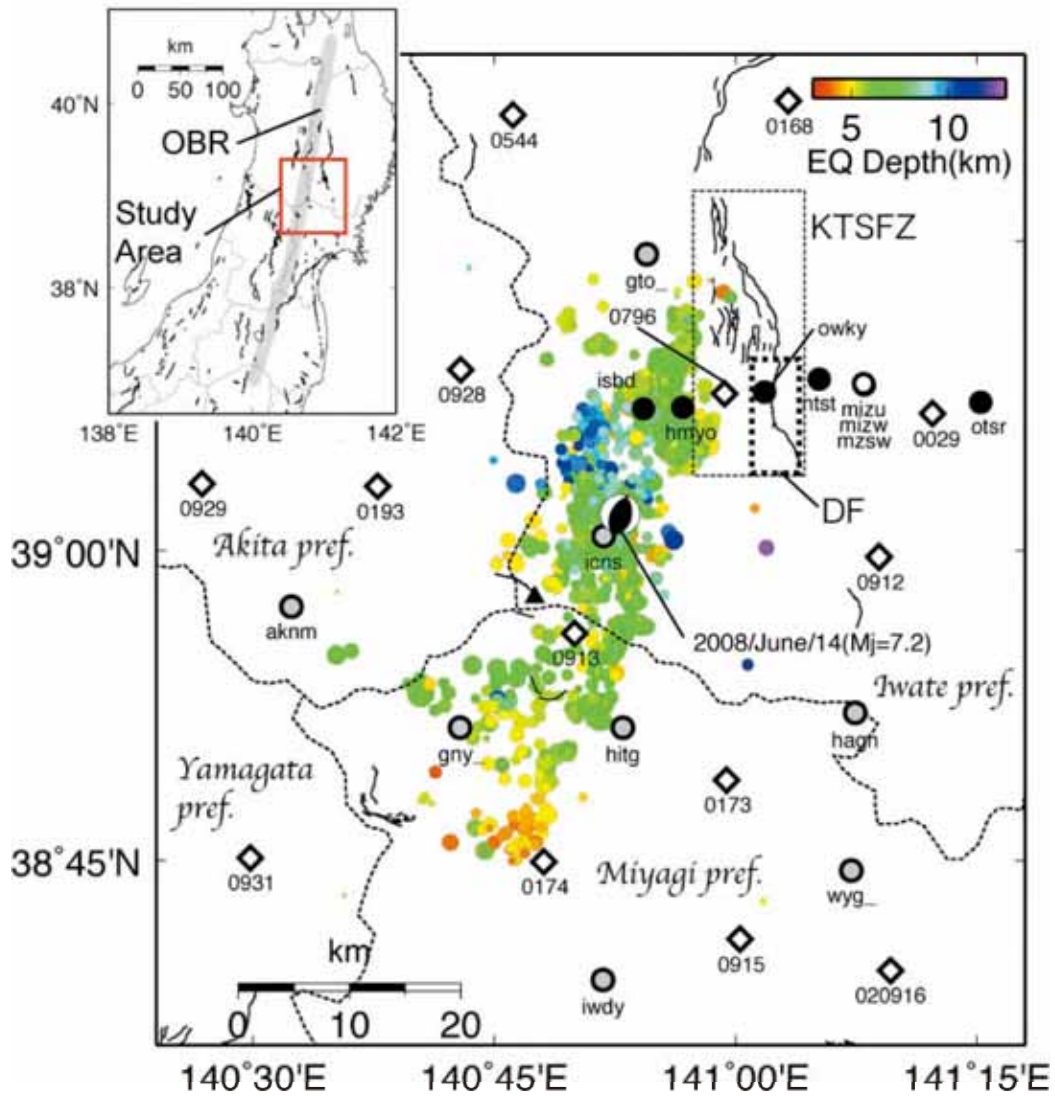
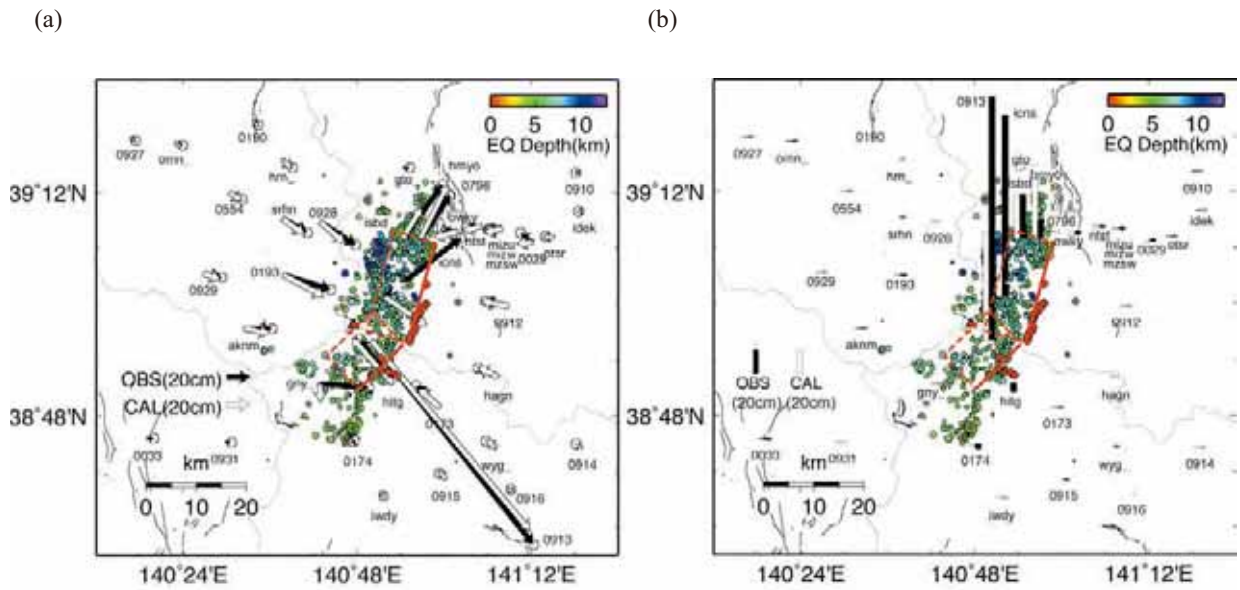


図1. 2008年岩手・宮城内陸地震発生時に稼働していたGPS連続観測点の配置図。灰色丸印は東北大学，黒丸印は独立行政法人原子力安全基盤機構，白丸印は国立天文台，菱形はGEONETの観測点を示す。色づけされた丸印は2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループによる余震分布。本震のメカニズム解は，防災科学技術研究所による。OBRは奥羽脊梁山脈，KTSFZは北上低地西縁断層帯，DFは出店断層を示す。



(c)

Fault Plane	Longitude (Degree)	Latitude (Degree)	Depth (km)	Length (km)	Width (km)	Strike (Degree)	Dip (Degree)	Rake (Degree)	Slip (m)
North	140.979	39.109	0.46	20.57	12.06	195.2	44.9	105.5	1.83
South	140.907	38.927	0.40	12.57	10.10	225.3	25.0	80.9	3.53

図 2. GPS による地震時地殻変動と推定された断層モデル。(a)(b) 観測された水平変動, および上下変動(地震前, および地震後 25 分間の平均値の差)を, それぞれ黒矢印, および黒棒で示す。白矢印, および白棒は推定された断層モデルから計算された水平変動, および上下変動を示す。赤の矩形は推定された断層面を地表に投影したもので, 実線が上端を示す。丸印は臨時地震観測網による 6 月 14-17 日と 6 月 20 日の余震(臨時観測のデータを用い再決定されたもの)の震央を示す。赤三角は第四紀火山を示す。白星印は本震の震央を示す。(c) 推定された断層パラメータ。断層の位置は上端の北端である。

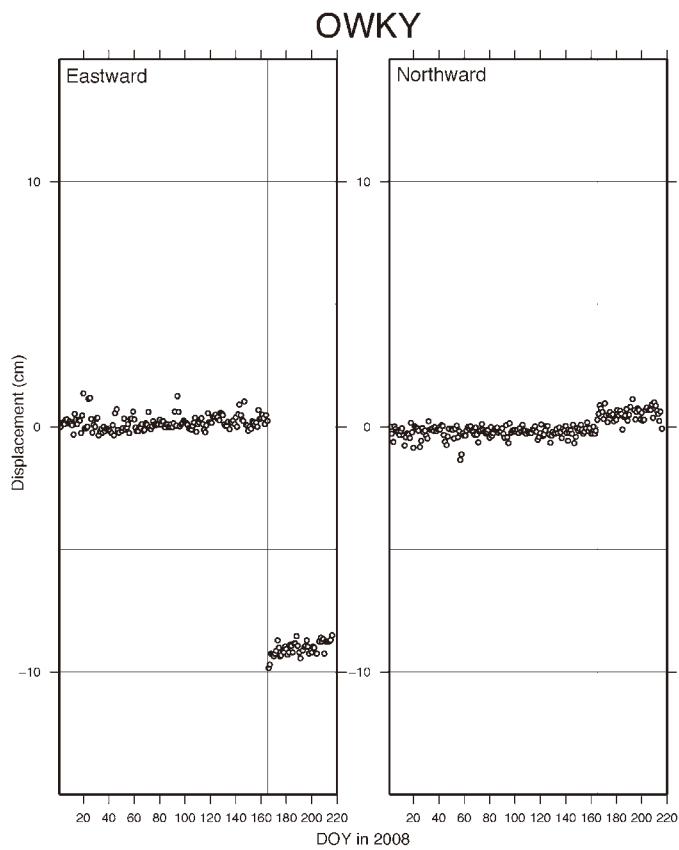


図3. OWKY 観測点における水平変位成分の時系列(左:東方向, 右:北方向). 縦線は本震発生時を示す.

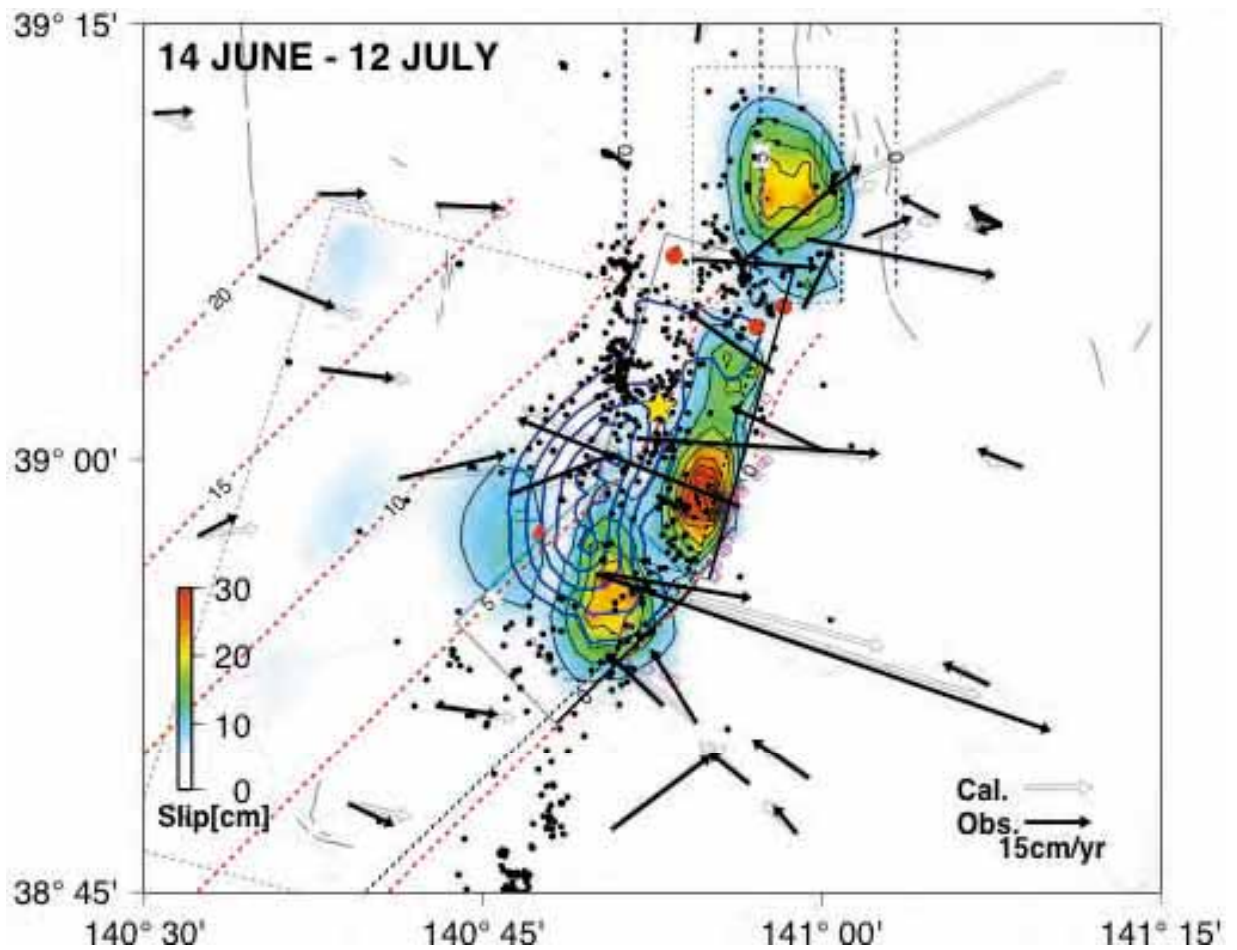


図4. Yagi and Kikuchi (2003)の時間依存インバージョン法による6月14日から7月12日までのGPS水平・上下変位成分の時系列より推定した余効滑り分布の積算値. コンター間隔は4cm. 推定された最大滑り量は40cmである. 青のコンターは同様の手法で推定された地震時のすべり分布を示す. 余効滑りによる北側断層のモーメント解放量はMw換算で5.94, 南側断層はMw 6.31である. 黄色星印は本震の震央位置, 赤菱形は各機関(東北大・岩手大, 産業技術総合研究所)から発表されている地表面変状の位置を示す.

Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network

Yusaku Ohta, Mako Ohzono, Satoshi Miura, Takeshi Iinuma, Kenji Tachibana,
Kota Takatsuka, Kayo Miyao, Toshiya Sato, and Norihito Umino

Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan

(Received August 18, 2008; Revised September 2, 2008; Accepted September 5, 2008; Online published December 10, 2008)

A large earthquake of M_j 7.2 occurred on June 14, 2008, beneath the border between Iwate and Miyagi prefectures in northeastern Japan. We propose a simple rectangular fault model based on a dense GPS network, including continuous GPS sites run by four agencies, to describe the coseismic deformation. The coseismic displacements are estimated by kinematic PPP (precise point positioning) analysis. Near the hypocenter, co-located independent instruments (integrated accelerogram and kinematic PPP) measure the same large displacement caused by the mainshock. The fault model explains the observations well and reproduces the observed complex spatial pattern, especially around the northern part of the focal area, which is the focus of a debate on whether or not the coseismic slip occurred on the Dedana fault system. Our results show that no major slip on the Dedana fault system occurred. The estimated amount of moment release was equivalent to M_w 6.9, and the maximum slip reached 3.5 m on the southern sub-fault.

Key words: 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, kinematic GPS, coseismic fault model.

1. Introduction

The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku (inland) earthquake (hereafter IMEQ) occurred beneath the border between the Iwate and Miyagi prefectures in northeastern (NE) Japan at 08:43 JST, 14 June 2008. The focal mechanism proposed by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) suggests that a reverse fault motion occurred with a west-northwest (W-NW) to east-southeast (E-SE) compression axis (Fig. 1). Miura *et al.* (2002, 2004) found the existence of a notable strain concentration zone with an E-W contraction along the Ou backbone range (OBR), where the Volcanic Front runs through, using continuous GPS measurements. This E-W contraction zone also shows a higher shallow earthquake activity, with most activity occurring in the upper crust, similar to the focal areas of large inland earthquakes, such as the 1896 Riku-u earthquake (M 7.2; see Matsuda *et al.*, 1980), the 1970 Southeastern Akita earthquake (M 6.2; Hasegawa *et al.*, 1974, 1975), Shizukuishi earthquake (M 6.1; Umino *et al.*, 1998; Miura *et al.*, 2000), and so on. The main shock of the IMEQ and its many aftershocks were located within this tectonically active region. Furthermore, an active fault, denoted the Kitakami-Teichi Seien Fault Zone (KTSFZ) exists close to the IMEQ focal area. The KTSFZ is composed of several small active faults and the southernmost fault is called the Dedana Fault (DF). In this paper, we describe the coseismic displacement field observed with our dense GPS network and GEONET sites, and we discuss the characteristics of the coseismic fault model and its relationship to the

fault systems around the rupture area.

2. Data and Analysis

GEONET, a nationwide GPS network composed of more than 1,200 stations, was established by the Geographical Survey Institute (GSI) (e.g. Hatanaka, 2003). There are not enough GEONET sites near the OBR because of the area's mountainous topography. For moderately sized inland earthquakes with magnitudes between 6 and 7, the spatial density of GEONET is insufficient for determining detailed coseismic fault motion. Between 1994 and 2003, Miura *et al.* (2006) established 13 new continuous GPS stations in Miyagi and Iwate prefectures to complement GEONET and improve sampling resolution of the interplate slip expected during the predicted Miyagi-oki earthquake. In addition, in October 2007, the Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES) established a new continuous GPS array along an E-W traverse running through the northern end of the IMEQ focal area and across the DF (Fig. 1) with the aim of studying methodology for improving the seismic safety of nuclear installations through seismic risk evaluation. The National Astronomical Observatory of Japan (NAO) also operated three GPS sites in Mizusawa, to the east of KTSFZ on the same traverse as JNES stations.

We have aggregated the data from the continuous GPS stations from four different institutions, including Tohoku University (TU), GSI, JNES, and NAO. The GPS data were sampled at 1-s, 30-s, or 1-min intervals, depending on the receiver type and telemetry system. Dual-frequency receivers were deployed at all stations. Data from the TU and JNES networks are transmitted on a public telephone line or broadband Internet every day.

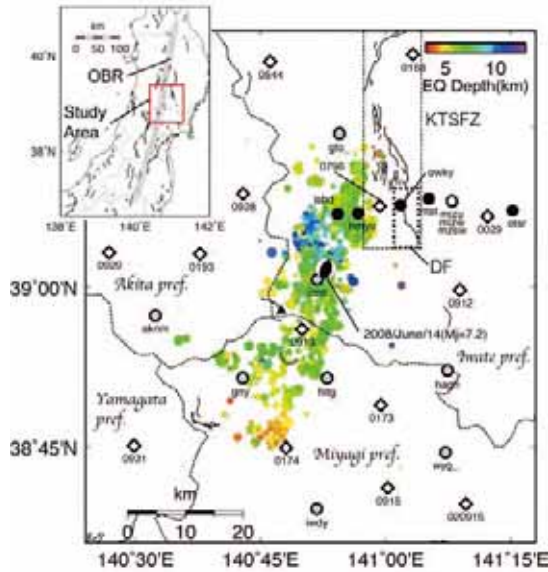


Fig. 1. Location map of GPS sites around focal area. OBR denotes the Ou Backbone Range. Red rectangular represents the study area. The aftershocks measured by the group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in 2008 (GIMNE2008) between 14–17 and 20 June 2008 are shown by colored circles. The sizes of each circle are proportional to the magnitude of the earthquake. Gray, black, and open circles denote GPS sites operated by Tohoku University, JNES, and NAO, respectively. Open diamonds represent GEONET GPS sites. The earthquake mechanism is determined by NIED. Black triangle denotes Mt. Kurikoma. The thin dashed rectangle and the thick rectangle indicate the Kitakami-Teichi Seien Fault Zone (KTSFZ) and the Dedana Fault (DF), respectively. Thin dashed lines denote prefecture borders.

Precise point positioning (PPP; Zumberge *et al.*, 1997) kinematic analysis coupled with GPS measurement has recently become one of the preferred methods for observing dynamic crustal deformations (e.g. Kouba, 2003; Takasu, 2006). We used GPSTools version 0.6.3. (Takasu and Kasai, 2005), which is a GPS processing suite developed in Japan, to process the data using the kinematic PPP strategy. The PPP method uses data such as precise ephemerides, GPS satellite clock corrections, and earth rotation parameters provided by various analysis centers, such as International GNSS Service (IGS), to precisely estimate the site coordinates without any reference sites. We processed 14 and 15 June for kinematic PPP solutions by dual frequency analysis. The time-dependent unknown parameters (three-component coordinate, zenith tropospheric delay, and station clock) are estimated using an extended Kalman filter (forward/backward). Carrier phase ambiguities were not resolved. The GPS receiver coordinates were estimated using a strictly constrained random walk stochastic model (random walk sigma is $10 \text{ mm s}^{-1/2}$) every 5 min (required because data from each GPS site were sampled at different intervals). Most kinematic earthquake studies adopted for the independent (white noise) stochastic model because of these studies seek unbiased dynamic displacements, such as seismic wave passing (Larson *et al.*, 2003; Ohta *et al.*, 2006). In this study, our aim was to detect the coseismic step. Therefore, some level of correlation between the positions is negligible. The strictly constrained random walk

model also produces a low-scatter time series. The N-S, E-W, and up-down component for the root mean square (rms) error for five epochs of all GPS stations before the earthquake are 5.2, 4.3, and 10.4 mm, respectively. In this study, we adopted the IGS final products (Dow *et al.*, 2005). The IGS final orbits and clocks are provided in the IGS05 reference frame. Consequently, the position solutions are also defined within the IGS05 reference frame. Following kinematic PPP processing, we chose GEONET site 950154 (Iwasaki), located about 200 km NW of the epicenter (not shown in Fig. 1), as the reference site to remove the satellite origin's common-mode noise.

3. Results and Discussion

3.1 Coseismic displacement detection by kinematic GPS analysis

Kinematic or sub-daily GPS processing can detect exact co-seismic displacements, whereas daily analyses can be contaminated by a mixture of true coseismic and short-term postseismic signals (Miyazaki and Larson, 2008). Figure 2 shows an example of the kinematic GPS coordinate time series with a 5-min interval at the ICNS station located 2.5 km southwest of the epicenter (see also Fig. 1), which is the nearest GPS site to the hypocenter. It is clear that the kinematic PPP strategy successfully detects the large coseismic step of the mainshock. We defined the coseismic displacement as the difference averaged over 25 min (five epochs) before and after the mainshock. If any GPS station experienced a power outage after the main shock (shortest power outage was for 2 h, and the longest power outage reached 3 days), we defined the coseismic displacement as the difference averaged over 25 min before and after the power outage. We summarize the coseismic displacements in Table 1 for all GPS sites used in this study and show the coseismic displacements for nearby GPS stations in Fig. 3.

Near the hypocenter, co-located independent instruments measure the same displacements. As shown in Fig. 2, the ICNS station clearly undergoes horizontal and vertical displacements, with magnitudes of 44 cm (east), 34 cm (north), and 156 cm (up). NIED (2008) also reported co-

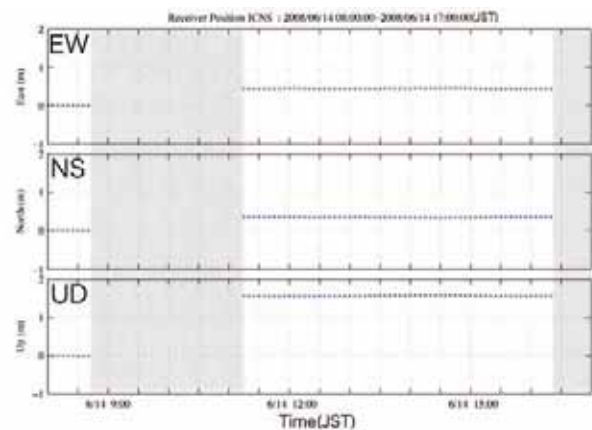


Fig. 2. Time series of coordinates at the ICNS GPS station with respect to 0154 (Iwasaki), estimated every 5 min using kinematic PPP analysis. Shaded areas denote power outages. Notable coseismic displacements of 44 (east), 34 (north), and 156 cm (up) are clearly recorded.

Table 1. Coseismic displacements estimated by kinematic PPP analysis at each GPS station used to develop the coseismic fault model in this study. Stations were ordered in increasing longitude through the network. Some sites are located outside of the figures. TU: Tohoku University GPS network, JNES: Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES) GPS array, NAO: National Astronomical Observatory of Japan (NAO), GEONET: GEONET sites operated by Geographical Survey Institute (GSI).

	Site name	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Height (m)	de (cm)	dn (cm)	du (cm)
	hoj_	140.16798	39.34335	135.6	2.4	-1.3	0.1
	omn_	140.38059	39.28874	122.4	4.7	-1.9	1.1
	nnn_	140.39173	39.47618	72.2	3.7	-2.1	3.6
	aknm	140.53976	38.95604	420.8	16.2	-0.3	-0.4
	hrrn_	140.62729	39.25821	182.0	6.1	-4.9	-0.2
	gny_	140.71488	38.85795	453.2	28.0	-2.2	-0.4
	iwdy	140.86257	38.65338	123.1	-0.5	0.9	-0.7
	icns	140.86314	39.01206	468.5	43.9	33.9	155.7
TU	hitg	140.88311	38.85800	359.8	-19.5	25.3	-7.3
	gto_	140.90800	39.23970	653.8	3.3	1.1	0.3
	nam_	140.99393	39.46811	277.4	-0.5	0.2	-0.5
	wyg_	141.11979	38.74221	59.4	-5.9	3.9	1.4
	hagn	141.12408	38.86978	119.8	-11.7	5.3	-0.1
	dit_	141.42169	39.06466	442.1	-4.9	0.5	-2.9
	tygw	141.42656	38.84869	214.7	-3.9	1.3	-0.8
	natr	141.55474	38.72233	66.6	-1.6	1.1	-0.8
	kgl_	141.56144	39.38918	415.4	0.5	0.0	0.4
	kml_	141.69501	39.29848	599.8	-1.2	-2.0	2.6
	srhn	140.62827	39.15275	251.5	14.3	-8.2	1.1
	isbd	140.90437	39.11496	350.9	23.2	31.5	38.0
JNES	hmyo	140.94555	39.11592	287.6	17.2	25.2	16.2
	owky	141.03033	39.12859	192.0	-8.9	0.5	-2.4
	ntst	141.08678	39.13907	137.1	-8.8	-0.7	-1.8
	otsr	141.25388	39.12021	220.2	-5.3	-0.1	0.4
	idek	141.32259	39.16618	276.1	-3.4	-0.2	0.3
	mizw	141.13282	39.13523	117.5	-7.3	-0.7	0.3
NAO	mizu	141.13283	39.13517	117.0	-7.2	-1.0	-0.8
	mzsw	141.13345	39.13396	105.7	-8.2	-0.4	-0.9
	0154	139.92812	40.57764	48.0	0.0	0.0	0.0
	0192	140.16198	39.16421	298.4	3.9	-0.8	2.6
	0930	140.18347	38.93810	174.0	5.0	-0.1	1.4
	0927	140.27893	39.29674	179.7	2.8	-1.7	0.6
	0033	140.31874	38.75860	181.5	3.4	0.4	-1.8
	0929	140.44733	39.05438	199.8	10.5	-2.3	0.6
	0931	140.49726	38.75216	236.1	3.6	0.0	-0.1
	0554	140.50669	39.19910	138.6	7.3	-4.0	0.6
	0190	140.55978	39.32700	104.3	3.2	-2.5	0.3
	0193	140.62959	39.05190	345.0	27.5	-8.6	-2.0
	0928	140.71505	39.14620	322.0	20.5	-13.1	-0.1
	0544	140.76918	39.35130	300.9	2.3	-1.3	0.2
	0174	140.80164	38.74894	343.4	-3.2	1.8	-4.4
	0913	140.83318	38.93403	690.7	93.1	-116.6	209.0
GEONET	0796	140.98846	39.12701	228.0	-0.8	2.2	0.0
	0173	140.99058	38.81534	108.5	-13.8	12.6	-0.7
	0915	141.00433	38.68613	105.4	-4.0	3.6	-1.1
	0912	141.14852	38.99546	131.7	-13.6	3.1	-0.2
	0916	141.16072	38.66063	51.0	-1.9	2.4	0.2
	0029	141.20392	39.11062	172.1	-7.1	5.1	1.6
	0909	141.29300	39.46469	244.6	-0.4	0.6	-1.5
	0910	141.31167	39.23538	222.4	-2.2	-0.3	0.2
	0914	141.31786	38.74322	58.3	-3.7	2.0	-0.7
	0911	141.40085	39.01211	212.2	-4.2	0.4	0.1
	0175	141.44937	38.68270	84.0	-2.0	1.5	0.1
	0169	141.53416	39.33806	317.0	-0.6	-0.3	0.3
	0172	141.57259	38.90286	82.6	-2.6	0.5	-0.3
	0546	141.57549	39.14309	124.8	-1.6	0.0	0.3
	0171	141.73985	39.02378	106.8	-0.7	0.0	0.7

seismic displacements, which were obtained by integrating the accelerogram at the Ichinoseki-nishi seismic station, which was located 200 m away from the ICNS GPS station. NIED found displacements of 45 cm east, 44 cm north, and 140 cm up (NIED, 2008). Integrated seismogram records are possibly contaminated by biases during the integral operation, which may degrade the signal-to-noise ratio. Within this context, the fact that these two independent data sets show approximately the same coseismic displacements suggests that the displacements observed are independent of instrument type and are caused by actual ground motion

associated with the mainshock.

3.2 Fault model of the mainshock

A detailed aftershock distribution was obtained by the dense temporal aftershock observation network. This temporal seismic network is operated by group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in 2008 (GIMNE2008, hereafter). GIMNE2008 (2008) determined the precise aftershock distribution using the double-difference hypocenter determination technique (Zhang and Thurber, 2003) to reveal a coseismic fault dipping west-northwestward in the northern part of the focal

Table 2. Model fault parameters consisting of two rectangular faults. Longitude, latitude, and depth denote the location of the upper-left corner of each rectangular fault plane, looking down from the hanging wall side.

Fault plane	Longitude (degree)	Latitude (degree)	Depth (km)	Length (km)	Width (km)	Strike (degree)	Dip (degree)	Rake (degree)	Slip (m)
North	140.979	39.109	0.46	20.57	12.06	195.2	44.9	105.5	1.83
South	140.907	38.927	0.40	12.57	10.10	225.3	25.0	80.9	3.53

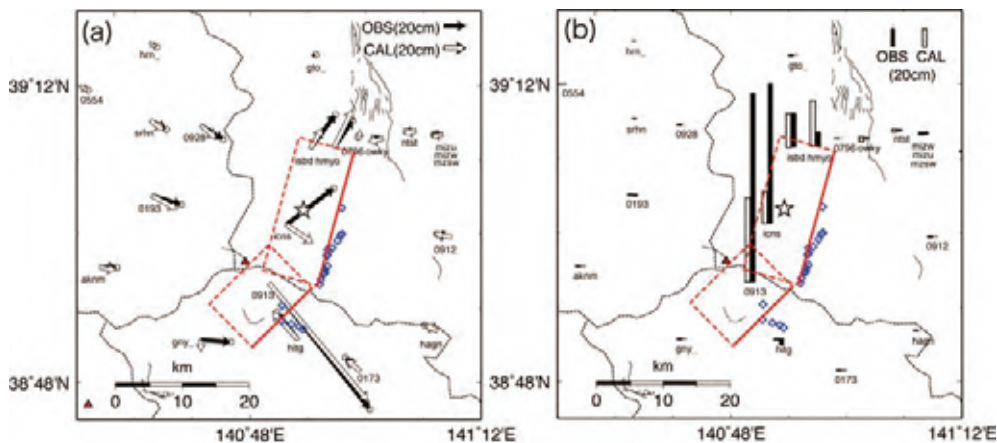


Fig. 3. Comparisons between observed and calculated coseismic displacements. (a) Horizontal displacements and (b) vertical displacements. Black arrows and bars denote observed displacements caused by the IMEQ main shock with their associated error ellipses. White arrows and bars indicate calculated displacements from the estimated fault model. The model fault geometry is shown by the red rectangles with broken and solid lines indicating the lower and upper edges of the faults, respectively. The blue diamonds denote significant surface ruptures and deformations found by AIST (2008). The red triangle represents Mt. Kurikoma. The white star denotes the mainshock epicenter.

area. In contrast, the southern part shows a slightly lower dip angle relative to that of the northern part (Fig. 1). The National Institute of Advanced Industrial Science and Technology of Japan (AIST) (2008) found significant surface ruptures and deformation based on field surveys. These surface ruptures were formed coseismically and are characteristic in thrust faulting around the eastern edge of the focal area (Fig. 3). These observations also suggest that coseismic fault motion generates ground rupture and deformation. Based on the aftershock distribution and surface deformations, we assume that the W-NW dipping fault planes also apply for the coseismic deformations. The rectangular fault parameters in an elastic half space (Okada, 1992) were estimated by inversion analysis with a priori information. It is well known that inversion results depend on a priori information. We constrained the fault plane location (latitude and longitude, 0.01° limitation to change), length (5 km limitation), and dip angle (5°) for the inversion analysis, and we changed the initial value by trial and error process.

The estimated fault parameters are listed in Table 2. Our very simple model explains the data well and reproduces the complex spatial pattern, especially in the northern part of the focal area (Fig. 3). The vertical component also basically successfully reproduces the observed one. At the ICNS station, however, the model fails to explain the NW horizontal displacement, and the vertical component of 0913 and the ICNS station are not consistent with the observed one. These discrepancies may have been caused by slip heterogeneity along the fault. The estimated seismic moment of the mainshock was 2.70×10^{19} N m, which corresponds to M_w 6.9. The coseismic slip reaches 3.5 m on

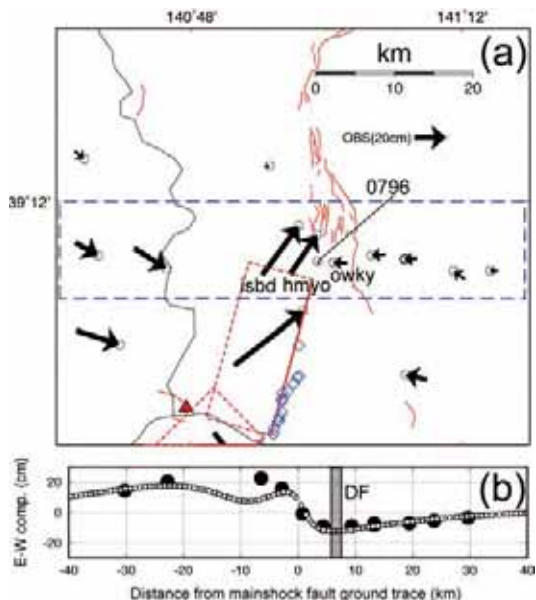


Fig. 4. (a) GPS displacements identified in Fig. 3. The red diamonds denote significant surface ruptures and deformations found by AIST (2008). Red rectangles denote the coseismic fault model. The dashed blue rectangle denotes the approximately area of the E-W displacement profiles shown in (b). Red triangles represent Mt. Kurikoma. (b) The E-W profile of eastward displacements. Solid circles represent observed displacements at each GPS station. Open circles represent calculated displacements from the coseismic fault model. Shadow belts denote the surface trace of the DF.

the southern fault, but on the northern fault, it is less than 2 m.

3.3 Relationship between the Dedana fault and the mainshock

The JNES sites provide a strong constraint for estimating the coseismic fault parameters. It is clear that the HMYO (JNES) and ISBD (JNES) stations are located on the hanging wall side and near the edge of the fault plane because of the horizontal displacement vectors showing NE displacements. In contrast, OWKY (JNES) and 0796 (GEONET) are located on the footwall sides of the fault plane because of the horizontal vectors directed north-northwest with small displacements (Fig. 3(a), 4). Figure 4(b) compares the observed eastward displacements with the theoretical ones calculated from our fault model. The location of the upper edge of the model fault is obviously different from the surface trace of the Dedana fault. The GPS data suggest that the upper edge of the coseismic fault is located several kilometers west of the surface trace of the Dedana fault (Fig. 4). The estimated depth of the northern part's upper edge is less than 1 km (Table 2). We can therefore conclude that IMEQ occurred on an unidentified fault system, and not that of the Dedana fault. This result has provided an important constraint for investigating the process of strain accumulation around the Dedana fault.

4. Conclusion

We propose a coseismic fault model for the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (M_j 7.2) deduced using data from a dense GPS network. The coseismic displacements were estimated by the PPP kinematic approach. The results indicate that a simple rectangular fault model could explain observations, except for the data at the ICNS station, probably because of heterogeneity in the slip distribution. The amount of moment release was estimated to be M_w 6.9. The coseismic slip reached 3.5 m on the southern fault. Based on the GPS data, we conclude that the coseismic slip of the mainshock did not occur on the Dedana fault system.

Acknowledgments. We thank the Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 (GIMNE2008) for providing the precise catalog of aftershocks. The paper benefited from careful reviews by Prof. Takao Tabei and Dr. Andria Bilich. This study is based on GPS data obtained by the investigation project conducted by Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES) to establish evaluation techniques of seismogenic faults. We thank GSI and NAO for providing GPS data. We thank Mr. T. Takasu for providing us his GPS analysis codes called "GpsTools ver. 0.6.3". This study is partly supported by a Grant-in-Aid for Young Scientists (Start-up: No. 19840006) Research of Japan Society for the Promotion of Science. Figures were drawn using GMT software (Wessel and Smith, 1991).

References

Advanced Industrial Science and Technology, the headquarters for Earthquake Research Promotion, 11 July 2008, 2008 (in Japanese with an English abstract).
 Dow, J., R. Neilan, and G. Gendt, The international GPS service (IGS): celebrating the 10th anniversary and looking to the next decade, *Adv. Space Res.*, **36**(3), 320–326, 2005.

Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 (GIMNE2008), the headquarters for Earthquake Research Promotion, 24 July 2008, 2008 (in Japanese with an English abstract).
 Hasegawa, T., S. Hori, T. Hasegawa, K. Kasahara, S. Horiuchi, and J. Koyama, On the focal mechanism of the Southeastern Akita Earthquake in 1970, *J. Seismol. Soc. Jpn.*, **27**, 302–312, 1974 (in Japanese with an English abstract).
 Hasegawa, A., K. Kasahara, T. Hasegawa, and S. Hori, On the focal mechanism of the Southeastern Akita Earthquake in 1970 (2), *J. Seismol. Soc. Jpn.*, **28**, 141–151, 1975 (in Japanese with an English abstract).
 Hatanaka, Y., Improvement of the Analysis Strategy of GEONET, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **49**, March, 2003.
 Kouba, J., Measuring seismic waves induced by large earthquakes with GPS, *Stud. Geophys. Geodyn.*, **47**(4), 741–755, 2003.
 Larson, K., P. Bodin, and J. Gomberg, Using 1-Hz GPS Data to Measure Deformations Caused by the Denali Fault Earthquake, *Science*, **300**, 30 May, 2003.
 Matsuda, T., H. Yamazaki, T. Nakata, and T. Imaizumi, The surface faulting associated with Riku-u earthquake of 1896, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **55**, 795–855, 1980 (in Japanese with an English abstract).
 Miura, S., S. Ueki, T. Sato, K. Tachibana, and H. Hamaguchi, Crustal deformation associated with the 1998 seismo-volcanic crisis of Iwate Volcano, Northeastern Japan, as observed by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **52**, 1003–1008, 2000.
 Miura, S., T. Sato, K. Tachibana, Y. Satake, and A. Hasegawa, Strain accumulation in and around Ou Backbone range, northeastern Japan as observed by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **54**, 1071–1076, 2002.
 Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, **56**, 1347–1355, 2004.
 Miura, S., T. Inuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana, and A. Hasegawa, Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, **58**, 1567–1572, 2006.
 Miyazaki, S. and K. M. Larson, Coseismic and early postseismic slip for the 2003 Tokachi-oki earthquake sequence inferred from GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04302, doi:10.1029/2007GL032309, 2008.
 NIED, <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/>, 2008.
 Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040, 1992.
 Ohta, Y., I. Meilano, T. Sagiya, F. Kimata, and K. Hirahara, Large surface wave of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake captured by the very long baseline kinematic analysis of 1-Hz GPS data, *Earth Planets Space*, **58**, 153–157, 2006.
 Takasu, T., High-rate Precise Point Positioning: Detection of crustal deformation by using 1-Hz GPS data, *GPS/GNSS Symposium 2006*, Tokyo, 2006.
 Takasu, T. and S. Kasai, Development of Precise Orbit/Clock Determination Software for GPS/GNSS, *the 49th Space Sciences and Technology Conference*, Hiroshima, Japan, 2005.
 Umino, N., T. Okada, A. Nakamura, J. Nakajima, T. Sato, S. Hori, T. Kono, K. Nida, S. Ueki, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and H. Hamaguchi, Aftershock distribution for the M6.1 earthquake of 3 September 1998 in Shizukuishi, Iwate prefecture, northeastern Japan, *Active Fault Res.*, **17**, 1–8, 1998 (in Japanese with an English abstract).
 Wessel, P. and W. H. F. Smith, Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, **72**, 445–446, 1991.
 Zhang, H. J. and C. H. Thurber, Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875–1889, 2003.
 Zumberge, J. F., M. B. Hefflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb, Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, **102**(B3), 5005–5017 MAR 10, 1997.

Y. Ohta (e-mail: ohta@aob.geophys.tohoku.ac.jp), M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, and N. Umino

An aseismic slow slip event on an inland active fault induced by a nearby shallow event, the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake (M7.2)

Takeshi Iinuma^{a,*}, Mako Ohzono^a, Yusaku Ohta^a, Satoshi Miura^a, Minoru Kasahara^b, Hiroaki Takahashi^b, Takeshi Sagiya^c, Takeshi Matsushima^d, Shigeru Nakao^e, Sadato Ueki^a, Kenji Tachibana^a, Toshiya Sato^a, Hiroaki Tsushima^a, Kota Takatsuka^a, Teruhiro Yamaguchi^b, Masayoshi Ichiyanagi^b, Masamitsu Takada^b, Kazuhiro Ozawa^c, Masato Fukuda^c, Yuka Asahi^c, Manami Nakamoto^d, Yusuke Yamashita^d, Norihito Umino^a

^a*Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan.*

^b*Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan*

^c*Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya 464-8601, Japan.*

^d*Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, Shimabara 855-0843, Japan.*

^e*Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890-8580, Japan.*

Abstract

We detected an aseismic slow slip event on an inland active fault in the seismogenic layer based on the GPS observation directly above the event, which is induced by The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake (Mj 7.2, on 13 June 2008) that occurred on a nearby but separated fault. The induction of the event suggests that the release of strain energy due to aseismic slip on active faults like this case causes misestimations of seismic risks of the

*Corresponding author

Email addresses: `iinuma@aob.geophys.tohoku.ac.jp` (Takeshi Iinuma)

inland active faults, however, such small aseismic slip events are difficult to be detected by existing GPS network because the density of the observation sites is not enough. We also detected postseismic slip on the coseismic fault of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake and found the zones of co- and post-seismic slip do not mutually overlapped based on a time dependent inversion analysis of the displacement time series that is estimated from continuous GPS data observed by temporal dense array that was constructed immediately after the main shock had occurred. This spatial partitioning of the stable and unstable sliding zones indicates the validity of the asperity model, which is being accepted as an explanation of the process of the earthquake generation and repetition on the plate boundary, with respect to earthquakes that occurred on the inland active faults. The spatial variation of the coupling strength on the inland active fault in the seismogenic layer suggests that the precise mapping of the asperity on the inland faults is necessary to improve the accuracy of the seismic hazard assessment with respect to the inland active faults.

Key words: Slow slip event, Inland active fault, The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, Slip partitioning, Asperity model

1. Introduction

The earth's crust in the Tohoku district, northeastern Japan, is contracted in the east-west direction because the Pacific plate is subducting beneath the overriding continental plate (Fig. 1)(El-Fiky and Kato, 1999; Hasegawa et al., 2000; Suwa et al., 2006). Large earthquakes repeatedly occur on the plate boundary and release most of the accumulated strain energy due to the

contraction. However, small portion of the accumulated strain causes inland earthquakes that occur on active faults and have longer recurrence interval (more than thousands of years) than interplate earthquakes (several decades to several hundreds years).

The Kitakami-Teichi-Seien Fault Zone (KTSFZ) is one of such active fault zone located in the middle of the Tohoku district (Fig. 1). The Headquarters of Earthquake Research Promotion (HERP) of Japan reported that the fault zone acted at least twice in the recent thirty thousands years, and they estimated the magnitude of the potential earthquake as 7.8 from the length of the fault zone, the dislocation per event, and empirical law between the size of earthquake and the length or the slip amount of the fault (The Headquarters of Earthquake Research Promotion, 2001). Recent GPS observation revealed that this fault zone locates in the strain accumulated zone (Miura et al., 2004). In order to grasp the precise strain accumulating process around the fault zone, we newly constructed a dense GPS array crossing the Dedana Fault (DF), which composes the southernmost tip of the KTSFZ, in October 2007 so as to complement the sites of GEONET, which is a nationwide GPS observation network managed by the Geographical Survey Institute of Japan (GSI) and whose average interval of observation sites is about 20 km in the Tohoku district while the average separation distance of the new array is about 4 km. The investigation project around the DF is conducted by Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES) to establish evaluation techniques of seismogenic faults.

The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku ("Nairiku" means "inland") Earthquake (Mj 7.2, hereafter we call it "IMNE.") occurred on 23:43, 13 June 2008 (UT)

around the boundary between the Iwate and Miyagi Prefectures, Tohoku district. The hypocentre locates at about 20 km southwest to the DF, and no active fault of high seismic risk has not been confirmed in the neighbourhood of the hypocentre until the occurrence of the IMNE. Sato et al. (2008a) suggested that a rupture of deeper extension of a fault, which composes northern part of the "Mochikorobashi–Hosokura Tectonic Zone", caused the IMNE, rather than any activity of the KTSFZ caused it.

We constructed a temporal GPS network in order to measure the postseismic deformation associated with the IMNE immediately after its occurrence, and obtained the displacement time series by analyzing GPS data that observed at all GPS sites around the hypocentral area. We present two notable phenomena revealed by the analyses of the displacement time series data in this paper. First, an aseismic slip event on a nearby but separated active fault in the seismogenic layer has induced by the mainshock. Second, spatial partitioning with respect to the slipping style (stable and unstable sliding) on the coseismic fault is confirmed. The implications of these findings are discussed.

2. Postseismic deformation of the IMNE

We estimated daily site coordinates based on the baseline analysis by applying the Bernese Processing Engine of the Bernese GPS Software Version 5.0 to GPS data that are observed all sites, including the permanent sites of GSI, Tohoku University, JNES, and the National Astronomical Observatory of Japan (NAO), and our temporal sites that were constructed after the IMNE mainshock, in the study area. The data from October 2007 to July

2008 is analyzed. We used final satellite orbits and earth rotation parameters provided by the International GNSS Service. The site coordinates were fixed in the International Terrestrial Reference Frame 2005(Altamimi et al., 2007). The total zenith tropospheric delay was estimated for each epoch of 3 hours as a constant. Finally we converted the site coordinates into a local reference frame in where a GSI's site at Iwasaki (See Fig. 1) is fixed.

Ohta et al. (2008) estimated source faults of the IMNE and confirmed that the DF did not slip coseismically based on a displacement field derived from kinematic analysis of GPS data. However, we found significant site coordinate changes that apparently point the occurrence of an aseismic slip event on the DF by analyzing GPS data obtained before and after the IMNE. Fig. 2 show the time series of site coordinate around the DF. The time series show clear step-like displacements due to the IMNE mainshock and transient deformation after it. Eastern two sites, "MIZW" and "NTST," and western two sites, "ISBD" and "HMYO," moved westward and eastward, respectively, at the time of the mainshock and afterwards. On the other hand, the time series of central sites, "OWKY" and "0796," clearly show opposite moving directions between co- and post- seismic displacements. They jumped westward coseismically reflecting that these sites belong to the foot wall side of the westerly dipping reverse fault together with the eastern two sites, while their eastward movements after the mainshock suggest that they locate on the hanging wall side of the fault together with the western sites. This strongly suggests that an aseismic slip event have occurred on a different fault other than the source faults of the IMNE after the mainshock. If a source fault is deep, we may be able to explain such an inversion of moving direction by an

aseismic slip on the shallow extension of the same fault, however, the source faults of the IMNE is shallow enough to produce the surface deformation at many points (Toda et al., 2008; Ishiyama et al., 2008). The moving directions invert after the mainshock between the sites, "NTST" and "OWKY", where the surface trace of the DF runs. Thus, we concluded that the DF has slipped aseismically induced by the IMNE.

3. Inversion Analyses and the Results

We carried a time dependent inversion analysis out to estimate the spatio-temporal evolution of the aseismic slip after the IMNE in order to infer where and when aseismic slip occurred. We applied an inversion method devised by Yagi and Kikuchi (2003) for several fault models constructed based on the location of the surface deformation, source faults estimated by Ohta et al. (2008), the aftershock distribution, and a subsurface structure model derived from a reflection experiment around the DF (Sato et al., 2008b) by expanding the original computer codes to applicable to the multiple fault model. The weights of prior constraints on the smoothness of slip distribution in the spatial domain, on the smoothness of slip rate variation in the temporal domain, and on the slip directions are optimized by minimizing the ABIC in this inversion method. ABIC was proposed by Akaike (1980) on the basis of the entropy maximization principle (Akaike, 1977) and gives us an objective measure of the goodness of the model; that is, ABIC should be minimum for the best model. We performed a grid search to find the optimum combination of hyper parameters that control the weights of constraint conditions. The constrain about the positivity of the slip is not adopted in the analysis in

this study to keep the consistency of the method in the theoretical aspect with respect to the Bayes' estimation(Fukuda and Johnson, 2008)

We defined the northern fault based on the structure profile derived from a reflection experiment around the Dedana Fault (Sato et al., 2008b) in several models. The models without the northern fault are examined, however, they can not explain the observation without unphysical slip distributions. Finally, a westerly dipped plane fault whose dip angle is 30 degree is configured as an approximation of the Dedana Fault.

Two plane faults estimated by Ohta et al. (2008) are extended to define the southern fault. The dip angle of the southern half of the southern fault is changed to examine the fault models while the dip angle of the northern half of this fault is fixed as 44.9 degree as estimated by Ohta et al. (2008) because of the consistency with the aftershock distribution. We finally adopted 30 degree as the dip angle of the southern half according to the ABIC, the consistency with the aftershock distribution, and the locations of the surface deformation points.

The coseismic slip distribution is estimated for the final fault model from the coseismic site displacements reported by Ohta et al. (2008). We made virtual time series in which site displacement is linearly increase or decrease zero to the value of each component of the coseismic displacement at each site, and then applied the time dependent inversion to the time series. The resultant accumulated slip distribution corresponds to the coseismic displacement field because of the linearity of the inversion method in the temporal and spatial domains, and is regarded as the coseismic slip distribution.

Fig. 3 show the coseismic slip distribution and the aseismic slip distri-

bution accumulated in 4 weeks after the IMNE together with comparisons between the observed and calculated (predicted) displacement and displacement rate for the final model. We choose this model as a final one because of its ABIC and geophysical demands, such as consistency with the aftershock distribution and slip directions that should correspond to the motion of the reverse fault.

Fig. 4 shows the result of the time dependent inversion analysis for the postseismic deformation as the series of snapshots for every 7 days with estimation errors. We can robustly resolve the spatio-temporal evolution of slip rate larger than 400 cm/year (adopting a confidence interval of $2\text{-}\sigma$, taking the estimation error into account). The results show the following features with respect to the aseismic slow slip evolution.

1. The shallow part of the southern fault largely slipped immediately after the mainshock, and this slip decayed rapidly in 2 weeks.
2. Slip on the northern fault also decayed very rapidly in a week. It mostly terminated before a month had passed.
3. The southern fault has been slightly slipping after the slip on the northern fault finished, however its rate is no significantly large.

We plotted the accumulation of released strain energy by the estimated aseismic slip in Fig. 5. The total released moment exceeded 6.35 in moment magnitude scale. Moment releases on the deeper portion of the southern fault and northern fault had almost stopped as shown in the plot corresponding to the distributions of the estimated aseismic slip, while shallow part still sliding slightly after 4 weeks passed from the mainshock. This different of the curve of slip rate decay may be reflecting the frictional properties on the

fault surface, however, further study is necessary to discuss the distribution of frictional properties on the fault in detail.

4. Discussions

The results show three distinctive features; 1) there is no significant coseismic slip on the DF, while accumulated aseismic slip reaches 20 cm on it after the mainshock, 2) most aftershocks occurred at zones of small coseismic slip, and 3) the regions of large postseismic slip surrounds the region of large coseismic slip.

Feature 1) was confirmed by the analyses using fault models without northern fault corresponding to the DF. Such models can not explain the observed displacement data. The accumulated aseismic slip on the DF distributed its centre at around 4 km in depth and its deeper limit is around 6 km in depth. Its released moment reaches 5.94 in moment magnitude scale. This aseismic slip event almost finished in 4 weeks after the main shock.

Iio and Kabayashi (2002) estimated the brittle-ductile transition depth as around 11 km from the temperature profiles and strain rate with respect to upper crust around the Nojima fault, which caused the Hyogo-ken Nanbu Earthquake in 1995. They assumed the strain rate as 3×10^{-15} /sec. This rate, $\sim 1 \times 10^{-7}$ /year, is comparable to the strain rate around the DF estimated as by Miura et al. (2004). Iio and Kabayashi (2002) also pointed that the transition depth is almost independent to the temperature profile. Hasegawa et al. (2000) relocated microearthquakes and found that the depth limit of shallow normal earthquakes is about 10 \sim 15 km. Therefore, we can expect the brittle-ductile transition depth around the DF not shallower than 6 km

that is the deeper limit of estimated aseismic slip on the DF after the main shock. Thus, we concluded that the aseismic slip event on the DF occurred in the seismogenic layer. It suggests that a part of the strain energy accumulated on the DF, which may be going to be released seismically, is released by an aseismic slip event at this case.

Some researchers have been performing GPS observation projects around the active faults in the Japanese Islands (Sagiya et al., 2002; Tabei et al., 2002; Ohtani et al., 2003; Hirahara et al., 2007). However, no aseismic slip event in the seismogenic upper crust as large as the event of this case has not been found. Ohtani et al. (2003) tried to verify a possible aseismic slip event implied by a borehole strainmeter data and concluded that it is difficult to decide whether the strain change corresponds to an aseismic slip event or not. Hirahara et al. (2007) reported that they have not obtained the evidence for the fault creep in the central portion of the Atotsugawa-Fault, which was observed by repeated EDM (Electronic Distance Measurement) observation, from GPS observation yet. It must be first detection of an aseismic slip event in the seismogenic layer on an inland active fault by the dense GPS observation array.

Some studies surveyed the triggering of the seismicities and tremors by large earthquakes. For example, Miyazawa and Mori (2005, 2006) reported that deep low-frequency earthquakes (DLFE) beneath the Japanese Islands were triggered by large surface wave due to the 2003 Tokachi-oki (M8.0) earthquake and the 2004 Sumatra-Andaman earthquake (M9.0), respectively. DLFEs and tremors are possibly related to the slow slip events (Rogers and Dragert, 2003; Obara et al., 2004; Obara and Hirose, 2006). DLFEs, tremors

and slow slip events occur around the transition zone between the locked area and stably sliding area on the subducting plate interface in southwestern Japan. Low-frequency earthquakes are also founded by The Japan Meteorological Agency (2008) after the IMNE mainshock in the region between the northern and southern faults of our final model, where no slip is estimated in the co- and post- seismic cases. Even though the triggering mechanism of the aseismic slip event on the DF is waiting for further study, these low-frequency earthquakes might be closely related to the occurrence of the aseismic slip event.

Features 2) and 3) strongly suggest that the spatial partitioning of sliding behaviour on the inland active fault stands as well as on the plate boundary (Yagi and Kikuchi, 2003; Matsuzawa et al., 2004). This means that the zones where unstable sliding coseismically occurs and where fault coupling is strong in the inter-seismic period – we call such zone "asperity" hereafter – eliminate areal overlap with the zones where stable sliding dominantly occur on the inland active faults depending on the frictional properties of the fault surface. The region where the aseismic slip event occurred as reported in this paper occurred must be a non-asperity and must be partitioned from asperities on the DF or KTSFZ, if the spatial partitioning of sliding behaviour stands with respect to inland active faults as well as the source fault of the IMNE. Because strain energy around the active fault is accumulated by the fault coupling on the asperities depending on the strength of the coupling and the size of the asperities, the accurate mapping of the asperities is necessary to estimate seismic risk of the active fault precisely as well as evaluating the risk around the plate boundary.

However, such small aseismic slip events are difficult to detect by GEONET, existing nationwide array in the Japanese Island, because the density of the sites is not enough to detect them. We fortunately found the aseismic slip event on the DF in this case because we had started a research project with respect to the DF just 8 months before the occurrence of the IMNE. This implies that a dense GPS array with average site intervals of several kilometers is necessary to evaluate the seismic risk and to predict the strong ground motion with respect to an active fault because precise mapping of asperities is essential to realize such estimations.

5. Concluding Remarks

We found two notable phenomena about an inland earthquake, which is occurred on 13 June 2008 and is named "The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake" based on GPS observations. First, an aseismic slip event on a separated active fault has occurred after the mainshock in the seismogenic layer. Second, spatial partitioning with respect to the slipping style (stable and unstable sliding) on the coseismic fault, which had not been known as an inland active fault with high seismic risk, is confirmed. First finding suggests that the release of strain energy due to aseismic slip events on active faults like this case is able to throw off the estimations of seismic risks of the active faults, however, such small aseismic slip events are difficult to be detected by existing GPS network. Second finding points the validity of the asperity model, which is being accepted as an explanation of the process of the earthquake generation and repetition on plate boundaries, with respect to earthquakes that occurred on inland active faults.

References

- G. S. El-Fiky, T. Kato, Interplate Coupling in the Tohoku District, Japan, Dduced from Geodetic Data Inversion, *J. Geophys. Res.* 104 (B9) (1999) 20,361–20,377.
- A. Hasegawa, A. Yamamoto, N. Umino, S. Miura, S. Horiuchi, D. Zhao, H. Sato, Seismic activity and deformation process of the overriding plate in the northeastern Japan subduction zone, *Tectonophysics* 319 (2000) 225–239.
- Y. Suwa, S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, K. Tachibana, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.* 111 (2006) B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- The Headquarters of Earthquake Research Promotion, Evaluation of the Kitakami-Teichi-Seien Fault Zone (in Japanese), URL http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01jun_kitakami/index.htm, 2001.
- S. Miura, T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, S. Yui, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space* 56 (2004) 1347–1355.
- H. Sato, N. Kato, S. Abe, Geological background of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 (in Japanese), URL <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/Iwate2008/geol/>, 2008a.
- Z. Altamimi, X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, C. Boucher, ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time

- series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.* 112 (2007) B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Y. Ohta, M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, N. Umino, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, *Earth Planets Space* 60 (2008) in press.
- S. Toda, T. Maruyama, M. Yoshimi, Y. Awata, Surface Rupture Associated with the Mw 6.9 14 June 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake, in: ASC 2008, Tsukuba, Japan, A22–09, 2008.
- T. Ishiyama, T. Imaizumi, S. Koshiya, N. Sugito, H. Tsutsumi, D. Hirouchi, N. Marushima, The second report of seismic fault survey of Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 (in Japanese), URL <http://www.dges.tohoku.ac.jp/~geomorph/08iwatemiyagijisin/jishinsokuhou2dan.html>, 2008.
- Y. Yagi, M. Kikuchi, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.* 30 (2) (2003) 1087, doi:10.1029/2002GL015664.
- H. Sato, N. Kato, S. Abe, T. Imaizumi, T. Ishiyama, S. Koshiya, T. Iwasaki, N. Hirata, H. Saito, T. Kawanaka, Geologic structure of the source area of Iwate-Miyagi Nairiku earthquake : insight from seismic profiling, in: ASC 2008, Tsukuba, Japan, A22–08, 2008b.
- H. Akaike, Likelihood and the Bayes procedure, in: J. M. Bernardo, M. H.

- DeGroot, D. V. Lindley, A. F. M. Smith (Eds.), Bayesian Statistics, University Press, Valencia, Spain, 143–166, 1980.
- H. Akaike, On entropy maximization principle, in: P. R. Krishnaiah (Ed.), Application of Statistics, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, Netherlands, 27–41, 1977.
- J. Fukuda, K. M. Johnson, A Fully Bayesian Inversion for Spatial Distribution of Fault Slip with Objective Smoothing, Bull. Seismol. Soc. Am. 98 (3) (2008) 1,128–1,146, doi:10.1785/0120070194.
- Y. Iio, Y. Kabayashi, Is the plastic flow uniformly distributed below the seismogenic region?, Earth Planets Space 54 (2002) 1085–1090.
- T. Sagiya, T. Nishimura, Y. Iio, T. Tada, Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space 54 (2002) 1,059–1,063.
- T. Tabei, M. Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, F. Kimata, T. Matsushima, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hosoi, F. Ohya, T. Kato, Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, Earth Planets Space 54 (2002) 1,065–1,070.
- R. Ohtani, Y. Kitagawa, N. Koizumi, N. Matsumoto, Verification of a non-secular change in a borehole strainmeter data using GPS: A case study of the Yasutomi station of the Geological Survey of Japan, AIST, Bull. Geol. Surv. Japan 54 (5/6) (2003) 213–220.

- K. Hirahara, M. Ohzono, T. Sagiya, Y. Hoao, Y. Wada, M. Ando, Dense GPS Array Observations across the Atotsugawa Fault System in Central Japan, in: M. Ando (Ed.), Geodynamics of Atotsugawa Fault System, TERRAPUB, Tokyo, Japan, 25–44, 2007.
- M. Miyazawa, J. Mori, Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 32 (10) (2005) L10307, doi:10.1029/2005GL022539.
- M. Miyazawa, J. Mori, Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 33 (5) (2006) L05303, doi:10.1029/2005GL025087.
- G. Rogers, H. Dragert, Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science* 300 (5627) (2003) 1942 – 1943, doi:10.1126/science.1084783.
- K. Obara, H. Hirose, F. Yamamizu, K. Kasahara, Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.* 31 (23) (2004) L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- K. Obara, H. Hirose, Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics* 417 (1–2) (2006) 33–51, doi:10.1016/j.tecto.2005.04.013.
- The Japan Meteorological Agency, Low-frequency earthquakes found in the aftershocks of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008, URL <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/178/image178/007.pdf>, 2008.

T. Matsuzawa, N. Uchida, T. Igarashi, T. Okada, A. Hasegawa, Repeating earthquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honshu, Japan, *Earth Planets Space* 56 (8) (2004) 803–811.

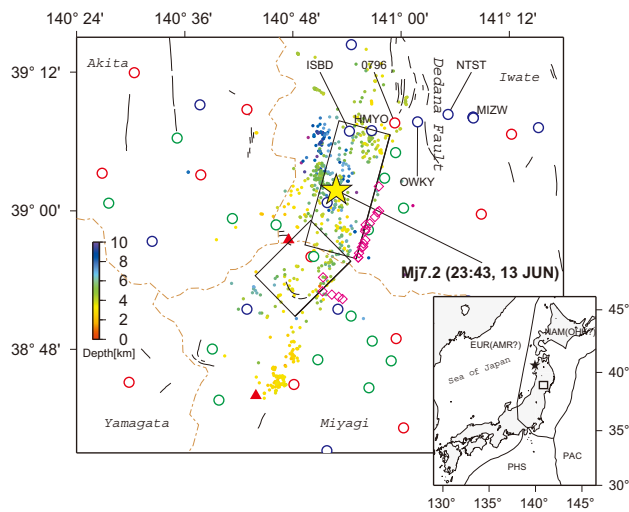


Figure 1: Map showing the locations of the Detana Fault, the hypocenter of the Iwate-Miyagi Inland Earthquake in 2008 (Mj 7.2, a yellow star) and a distribution of the GPS observation sites. GPS sites are represented by coloured open circles. The sites pointed by red and blue ones belong to a nationwide GPS array, "GEONET", managed by the Geographical Survey Institute and local GPS network managed by Tohoku University, respectively, and they had been being operated before the Iwate-Miyagi Inland Earthquake occurred on 13 June 2008. The sites represented by green circles are newly constructed temporal ones after the occurrence of the earthquake by the Japanese UNiversity COnsortium for GPS Research (JUNCO). The codes of 6 sites whose time series are shown in Figure 2 are appeared. Small dots show the aftershock distribution with representing their depth by their colour corresponding to a scale at the left of the map. Black solid lines indicate the surface traces of active faults. Brown dashed lines are the boundaries between the prefectures Akita, Iwate, Yamagata, and Miyagi. Red triangles point active volcanoes. Black rectangles show coseismic slipped fault with indicating their top by bold lines estimated by Ohta et al. (2008) based on a displacement field obtained from GPS data. Inset shows location of the study area by a solid rectangular. A black star points a reference point of all GPS analyses in this study at Iwasaki. Solid lines are approximate plate boundaries between Eurasian (EUR) or Amurian (AMR), North American (NAM) or Okhotsk (OHK), Pacific (PAC) and Philippine Sea (PHS) plates.

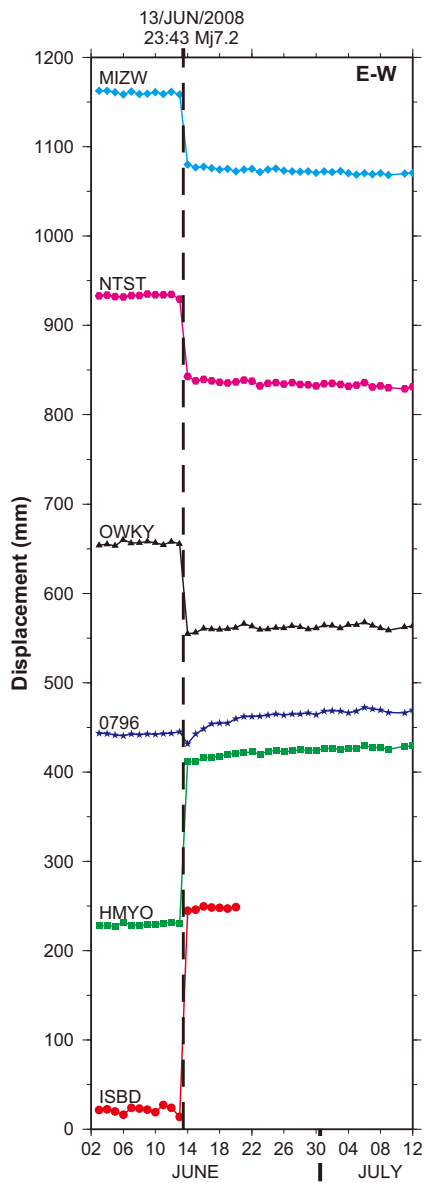


Figure 2: East-west components of displacement time series from 03 June to 12 July 2008 for the GPS sites around the Detana Fault longitudinally ordered (see Figure 1). Each symbol represents daily average displacement. The offset of each site is proportional to the distance of the site from the most west site.

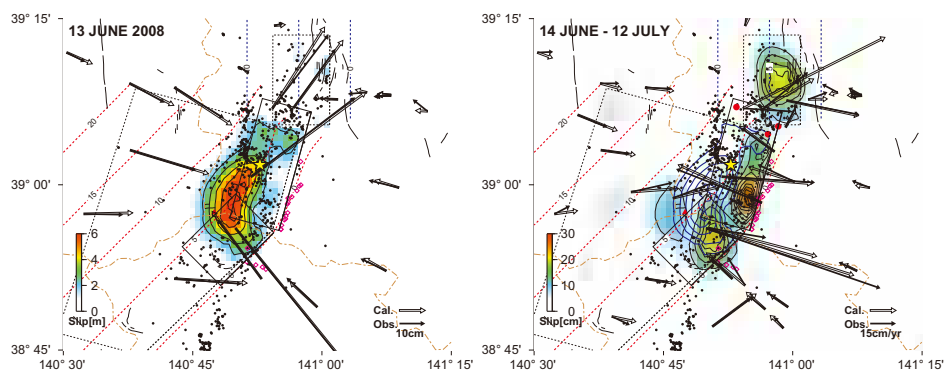


Figure 3: Estimated coseismic (left) and postseismic (right) slip distribution. The observed and calculated displacements/velocities are shown by black and white arrows, respectively. Contour intervals are 2 m and 8 cm for co- and post- seismic cases. Black dots point the aftershocks whose magnitudes are larger than 1.5. A yellow star and three red circles indicates hypocentre of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake and low-frequency earthquakes. Red and blue broken lines are depth contours of the southern and the northern fault, respectively. Contours representing coseismic slip distribution shown in left panel also appear in right panel as blue solid lines.

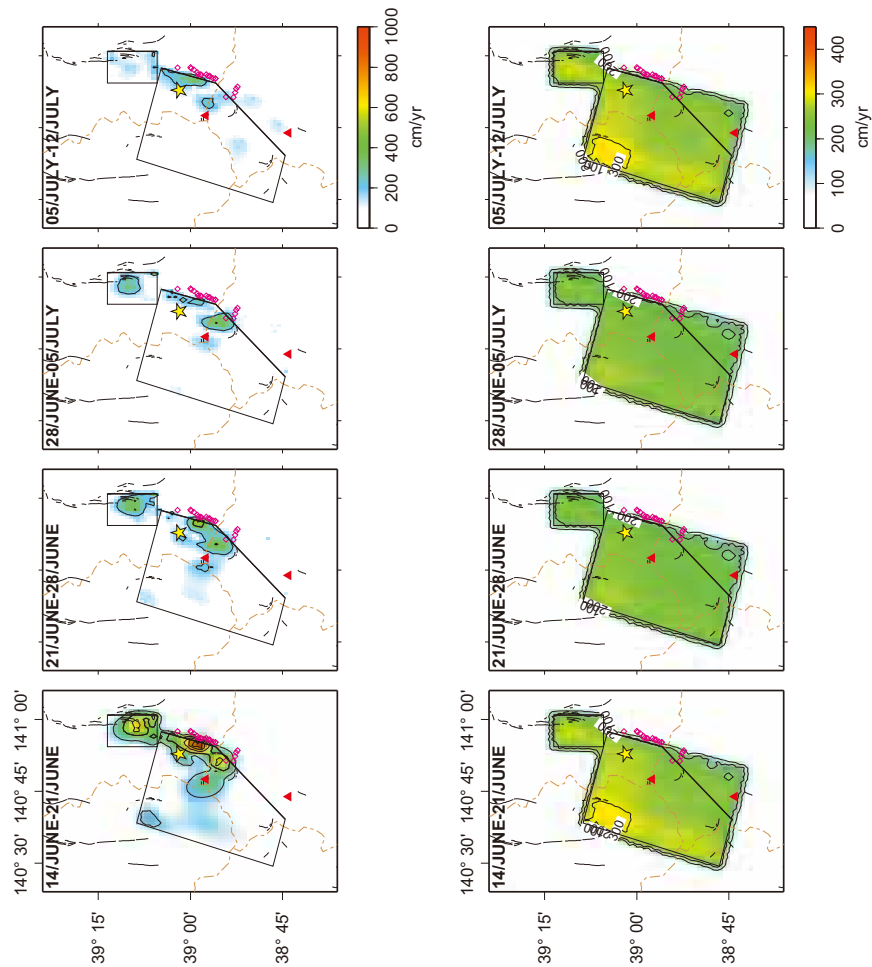


Figure 4: Results of the time-dependent inversion analysis for the optimum faults model. (Left) Snapshots of slip rate on the faults at 7-day intervals. The contour interval is 200 cm/year. Thick contours, which correspond to 400 cm/yr, represent the $2\text{-}\sigma$ confidence limit approximately. A yellow star, red triangles, purple diamonds, black lines, brown broken lines and regions surrounded by black solid lines indicates the hypocentre of the IMNE mainshock, active volcanoes, points where surface deformations are observed, the surface traces of active faults, the borders of the prefectures, and the surface trace of the modelled faults used in the inversion analysis, respectively (Right) The estimation error corresponding to each snapshot. The contour interval is 100 cm/year.

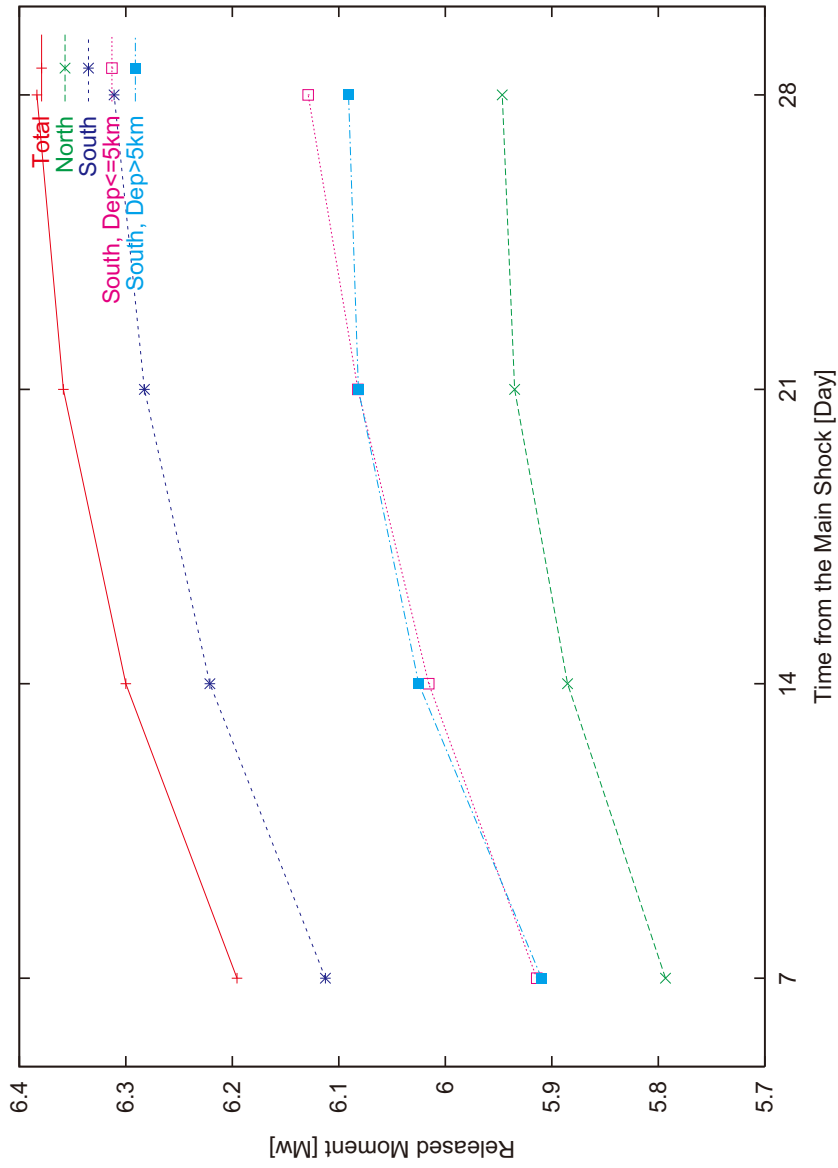


Figure 5: History of moment release according to the estimated aseismic slow slip evolution in moment magnitude scale. "Total", "North", and "South" represent the released moment on the both, the northern, and the southern fault. The southern fault is further divided into two regions by a line of corresponding to 5 km in depth.

はじめに

2008 年 6 月 14 日の岩手・宮城内陸地震 (MJMA 7.2) は、顕著な活断層の存在が知られていなかった地域で発生した。日本列島全域を対象とした活断層分布図として、活断層研究会編 (1991) や中田・今泉編 (2002) がすでに出版されていたが、震源域では活断層は認定されていなかった。変動地形学グループは、地震発生直後より、地表地震断層や活断層の現地調査を数次にわたり実施した。本報告では、現地調査や空中写真判読により確認された地表地震断層を記載し、またこれらの地表地震断層と断層変位地形や地質構造との関係について考察する。なお本報告では、地表地震断層という用語を、Yeats et al. (1997) で定義されている **primary rupture** (地下の震源断層に直接続いていると思われるもの)・**secondary rupture** (震源断層の分岐断層あるいは震源断層と二次的な関係にあるもの)・**sympathetic rupture** (震源断層から離れている断層に沿う誘発されたずれ) のすべてを総称する用語として用いる。また、地表の明瞭な破断を伴わないブロードな撓みや傾動も、低角逆断層運動の地表表現であると考えられるので、これらについても地表地震断層の用語を使用する。

調査の概要

現地調査は、地震発生翌日の 6 月 15 日および 6 月 24 日～7 月 2 日、7 月 24 日～27 日、11 月 9 日～12 日に行った。その他、研究グループの個々のメンバーが単独で行った調査もある。6 月 15 日には、一関市柞木立において、比高約 50cm の明瞭な東上がりの撓曲崖が出現していることを確認した。また一関市岡山から蛇沢に至る数カ所で、地表地震断層の可能性の高い地表変位を確認した (石山ほか, 2008a ; 2008b)。その後の調査では、調査範囲を拡大して地表地震断層のマッピングを行い、主要なものについては簡易測量による平面図の作成やトータルステーションによる断面測量を実施した。

これらの現地調査と平行して、地震前後に撮影された空中写真の判読を行った。特に、地震後に撮影された大縮尺カラー空中写真は、水田の傾動等のブロードな地表変位を認定するのに役立った。また写真判読と現地調査によって、局地的ではあるが、震源域の数カ所で断層変位地形が確認された。

地表地震断層の記載

地震発生直後から、大学や (独) 産業技術総合研究所活断層研究センターなどの研究者が、地表地震断層の緊急調査を開始した。これらの調査結果は各機関のホームページに掲載され、その後 2008 年 9～11 月に開催された日本地質学会、日本地理学会、日本活断層学会、日本地震学会等の秋季大会で発表された。

これら諸機関の調査結果を総合すると、地表地震断層の出現位置を以下の 6 つの区域に分けることができる(図 1)。それらは、1) 奥州市国見山南東斜面～餅転～一関市岡山～柷木立～蛇沢、2) 栗原市荒砥沢ダム北方、3) 荒砥沢ダム南～南東方、4) 一関市板川、5) 一関市真湯温泉南西、6) 栗駒山山頂付近、である。このうち、2) と 3) については、活断層研究センターが詳細な調査を行い、その概要を報告している(吉見ほか、2008)。また 4) と 6) は、岩手大学の研究グループにより確認され、調査結果がホームページで報告されている(土井・斎藤、2008)。本報告では、我々が詳しい調査を実施した 1) と 5) について記載すると共に、他の区域についても、他機関の調査報告を基に概要をまとめる。

奥州市国見山南東斜面～餅転～一関市岡山～柷木立～蛇沢

国見山南東斜面から蛇沢に至る北北東-南南西方向に、延長距離 11 km にわたって地表地震断層が出現した(図 1)。地震断層の分布は断続的であるが、河岸段丘や沖積低地が発達する餅転・岡山・柷木立周辺では比較的連続性が良い。前述の 2) 栗原市荒砥沢ダム北方や 3) 荒砥沢ダム南～南東方の区域も含めると、余震分布の東縁に沿って、約 20 km にわたり断続的に地表地震断層が出現したことになる(吉見ほか、2008)。

<国見山南東斜面>

今回の地震で出現した地表地震断層の最北部は、餅転の北方約 4km の国見山南東斜面で確認されている。ほぼ南北方向に延びる西向き斜面上に、西上がり約 0.5m、左横ずれ約 0.5m、水平短縮約 1m の地表地震断層が出現した。この地表地震断層の一部は、既存の逆向き低崖の基部に沿っている(写真 1；吉見ほか、2008)。

<餅転>

餅転地区では、東流する真打川の河床や河岸段丘を切る明瞭な地表地震断層が出現した(図 2)。地表地震断層は大きく屈曲する逆 L 字型のトレースを示す。主要地方道 49 号線は、西側隆起約 30cm の地表地震断層により大きく破損した(写真 2；図 2a)。また、ガードレールや側溝の変形から、東西方向の短縮約 35cm が計測された。地表地震断層は、屈曲を伴いながらも全体としてはほぼ南北方向に延びる。水田の撓曲変形が明瞭で、隆起側には背斜状のふくらみが見られる(写真 3)。断層が北西-南東走向の部分では、畔や稲の列に、最大 35cm の明瞭な左横ずれが見られた。地震断層が真打川の侵食崖と交差する部分では、斜面崩壊が発生しており、ここに露出した段丘礫層上面高度を測量したところ、断層の西側が約 2.2m 高かった。

地震断層は真打川河床を横切り、そこに比高約 40cm の西上がりの崖が形成された(図 2b)。この断層は、基盤の第三系泥岩の層理面に沿って出現している。真打川の南で断層は大きく屈曲し、それ以西ではほぼ東西走向となる。真打川の南岸では、水田を横切って明瞭な北上がりの撓曲構造が確認され、畔が約 20cm 右横ずれしている(写真 4)。断層が再

び真打川を横断する地点では、泥岩が河床礫に衝上している。これも層面すべり断層である。この西では、地震断層は 2 枚の水田を横切り、撓曲と背斜状の変形が明瞭である（写真 5）。北側隆起約 20cm と共に、最大で 60cm の右横ずれが観察された。

これより西では、真打川の流路と地表地震断層の推定通過位置が重なり、断層を連続的に追跡することが困難であるが、断層は餅転橋の橋脚間を通過したものと思われる。橋の北詰で、アスファルトが座屈しており、それから求められる南北方向の短縮量は約 45cm である（写真 6）。そのやや西では、もちころばし（旧道の橋）の北詰に、N55° E にのびるクラックが確認され、これに沿って比高約 15cm のバルジが形成されている。餅転集落の南の真打川の左岸では、水田を横切る 2 条の断層が確認される（図 2c）。これらに沿っては、約 10cm の北側隆起が観察されたが、横ずれ変位は確認できなかった。

また、餅転集落の西の数枚の水田が、北へ傾動していることが地震後に撮影されたカラ一空中写真で認められ、その後現地を確認した（図 2）。そのうちの 4 枚の水田については、次の耕作時期までに修復されるとのことであった。

<上菅生沢>

餅転と上菅生沢集落の間に位置する東西方向の林道には、7 月 1 日の調査時点で修復跡が確認された（図 3）。地元の方に確認したところ、地震に伴って西上がり約 5cm の亀裂が生じたため、道路が修復されたとのことである。

上菅生沢集落の西縁の開析谷には、N70° E に延びる顕著な撓曲崖が現れた。断面測量の結果、北側隆起約 15cm が計測された。またこの東方約 100m に位置する民家の舗装路と花壇には、N35° E 走向の亀裂が観察されたが、上下変位は認められない。

上菅生沢と中川の間林道では、N70° E に延びる圧縮性の亀裂が長さ約 10m にわたって認められる。この亀裂を境に、北側が約 10cm 高くなっている。

<中川>

本寺川の上流域の中川では、東西方向の短縮変形が幅広いゾーンで観察された。中川集落の北の谷では、林道を横切って 20～30cm 北西側隆起の地表地震断層が現れた。中川集落が位置する開析谷では、東西幅 400m にわたって東西方向の短縮変形が確認された。開析谷の東縁には、未舗装道路や畑を横切る西側隆起の顕著な撓曲崖が認められる。この地震断層は、東側の花崗岩と西側の中新世の堆積岩との地質境界に一致している。畑の断面測量では、約 30cm の西側隆起が計測された。また、本寺川の側壁のコンクリートが破断しており、短縮変形量が 17cm と計測された（写真 7）。その西側でも、河床や側壁のコンクリートの座屈や破断が認められ、それぞれの箇所での短縮変形量は 10～15cm と計測された。

<岡山地区>

岡山周辺では、磐井川の河岸段丘上に地表地震断層が現れた。しかし、北岸と南岸では、断層の出現位置が約 1km ずれている (図 3)。北岸では、岩手県交通本寺停留所付近に、約 10cm 東側低下の撓曲崖が国道 342 号線を横切って現れた。磐井川沿いの露頭を観察したところ、この地表地震断層は第三系と花崗岩の境界に一致していることが明らかとなった。よってこの地表地震断層は、中川で観察された断層の南方延長にあたる解釈される。地表地震断層はそこから約 1km 東へステップし、東北電力磐井川発電所を横切った (写真 8)。断層によって放水路やその周囲のフェンス、川の護岸のコンクリートが変位し、西上がり約 10cm、東西短縮約 20cm が計測された。この約 50m 西には、緩く東傾斜する砂岩・泥岩互層が露出する。走向・傾斜は $N24^{\circ} W \cdot 9^{\circ} NE$ であり、特に顕著な変形は認められなかった。

磐井川の南岸では、河成段丘を切る明瞭な撓曲崖が約 200m にわたって見られる (写真 9)。この撓曲崖は、北北東走向で、上に凸の緩やかな断面形を持つ。この崖は、磐井川やその支流の産女(うぶすめ)川に対して鋭角に交わり、侵食崖であるとは考えられない (図 3)。活断層研究センターが 11 月に掘削したトレンチで、変動崖であることが確認された (遠田ほか, 2008a)。この崖の比高は約 3m である。変位を受けている段丘は、磐井川沿いに広く分布する段丘であり、Tajikara (2004) により MIS stage2 の段丘とされている。この撓曲崖の基部や崖の途中に、今回の地震でも変位が確認された。岡山から西へ延びる舗装道路では、 $N35^{\circ} W$ の方向に道路の座屈と破断が認められた。側溝の変形からは約 15cm の短縮変形が確認された。また、その南西の水田では、既存の崖の基部で約 10cm の北西隆起が起こったことが断面測量から明らかとなった。

この撓曲崖の北方延長では、撓曲崖の形成に寄与したと考えられる断層の存在が地質学的に推定される。産女川の谷壁には、海成中新統の下嵐江(おろせ)層とそれを不整合に覆う巖美層の礫岩が露出する (写真 10)。断層の推定通過位置の西側では巖美層は見られなくなり下嵐江層のみが露出するため、そこに西側隆起の断層が推定される。また産女川の北側谷壁には、約 30° 西傾斜の逆断層群が露出する (写真 11)。しかし、第三紀層の累積変位量は 1m 以下で、今回の地震でこれらの断層がずれた痕跡は認められなかった。

岡山の南には河成段丘起源の丘陵が分布するが、そこでは断層変位地形が認められず、また今回の地震に伴う地表地震断層も確認できなかった。

<前田>

岡山の南方では、北東方向に流下する小猪岡川の沖積低地に沿って地表地震断層が現れた (図 3)。前田集落の西方では、舗装道路が座屈し、高さ約 10cm の盛り上がり形成された。またその南方では、水田に $N5^{\circ} E$ 走向の約 5cm 西上りの段差が観察された。この両地点は一直線上に並び、その間には地すべりが発生している。

前田と柵木立の間では、主要地方道 49 号線に、約 5cm 東落ちの撓みが形成されている。その約 10m 東では側溝が破断し、4cm の水平短縮が計測された。

< 栂木立 >

栂木立では、地震の翌日に明瞭な地震断層が確認された（石山ほか，2008a）．またその後の調査で、地震断層が既存の断層変位地形に沿っていることが明らかとなり、活断層の实在と活動履歴を調べるためのトレンチ掘削調査が行われた（鈴木ほか，2008）．栂木立北方の東西方向の開析谷を横切って、比高 10～15cm の西落ちの撓曲崖が現れた．この撓曲崖の南方延長は、主要地方道 49 号線を横切り、約 20cm 西落ち変位させている．栂木立では、既存の西向き低断層崖に沿って、地表地震断層が現れた（写真 12）．水田に現れた明瞭な撓曲崖は比高 35～40cm であり、隆起側の水田がバルジ状に変形している．既存の撓曲崖の低下側の大半は人工的に埋め立てられているが、水田のすぐ脇の埋め残されているところを測量すると、断層崖の比高は約 2.5m と計測された．西落ちの地表地震断層は 300m にわたって連続的に追跡される．栂木立から南方の蛇沢にかけては、水田が緩やかに東に傾動しているのが多くの地点で観察された（図 3）．これらの傾動はほぼ直線上に並び、西傾斜の逆断層の運動に伴う地表変形であると解釈される．一方、栂木立に出現した西落ちの撓曲崖は、西傾斜の逆断層のバックスラストであるという解釈が提示されている（鈴木ほか，2008）．

< 蛇沢 >

蛇沢集落の北方では、水田の縁を測量することによって、比高約 5cm の背斜状変形を捉えることができた．小猪岡川に沿う断続的な地表地震断層の南端は、蛇沢集落で確認された．ここでは、水田に数 cm の西側隆起が確認された．

上述のように、1) 地区の地表地震断層は、奥州市国見山南東斜面から一関市蛇沢付近まで、延長距離約 11km にわたり断続的に観察される．これらの地表地震断層は、余震域東縁に沿って分布しており、その変位センスは西側隆起である．また震源断層モデルで地表付近で大きなすべりが生じたとされる場所にほぼ一致するので（堀川，2008），これらは岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層と考えられる．しかしながら、その上下変位量は 50cm 以下であり（図 3），震源断層上で推定される数 m オーダーの変位量と比べて著しく小さい．

一関市真湯温泉南西地域

真湯温泉の南西方、一ツ石沢の左岸に、地表地震断層の可能性の高い地表変位が見いだされた（図 4）．この地点は、前述した国見山南東斜面～蛇沢にかけての地表地震断層の出現位置から、西へ約 10km のところに位置する（図 1）．地変は東に凸の弧状をなし、全体としては北北西-南南東方向に約 150m にわたって延びる．西側の地塊が東へ衝上するセンスの変位が卓越し、上下変位量は最大で約 80cm である．写真 13・14 は典型的な地表変位を示す．隆起側の腐植土が低下側に乗り上げ、そのために笹や木が横倒しになっている．

垂直変位を上回る短縮変形があることが予想されるが、その量を計測することはできなかった。地変が現れた地域は、緩勾配の扇状地上であり、これらの地変が地すべりに伴うものである可能性は低いので、地表地震断層であると判断した。この地表地震断層に沿って、断層変位地形を見いだすことはできないが、その北方に、山地斜面を変位させる西側低下の長さ約 1km の逆向き低崖を確認した（図 4）。この低崖の比高は 10～20m 程度である。この低崖は山地斜面を横切り、新期の堆積地形面を横切っていないので、断層変位地形であるかどうかは地形学的には判断が難しい。また今回の地震で、この低崖に沿って変位が生じたか否かについては確認していない。

その他の地域

2) 栗原市荒砥沢ダム北方、3) 荒砥沢ダム南～南東方、4) 一関市板川、6) 栗駒山山頂付近について、他の研究機関による報告と我々の若干の現地調査結果を交えて概略する。

2) 荒砥沢ダム北方に現れた断層は約 700m にわたって観察され、右横ずれは最大で 4～7 m、北側隆起は 2～4m と大きな変位量を示す（写真 15）。今回出現した地表地震断層の中でも、地形表現は飛び抜けて明瞭である。この断層の両側には巨大地すべりが発生しており、断層のずれが地すべりを誘発した可能性も指摘されている。この断層沿いには、鞍部や斜面下方のふくらみ地形など、既存の断層変位地形が地震前に撮影された空中写真で判読でき、その活断層が再活動したものと判断される（遠田ほか、2008b）。

3) 荒砥沢ダム南～南東方でも、逆断層性の地表地震断層が報告されている（写真 16；吉見ほか、2008）。これらは幅約 3km の範囲に分散して並走する。個々の地震断層は長さ数 100m 以下と短く、変位量も最大で 30cm 程度である。

1) 地区の逆断層と 3) 地区の逆断層との間に、2) 地区の明瞭な右横ずれ断層が位置している（図 1）。1) 地区と 3) 地区の逆断層はほぼ南北走向であり、これらに直交する東西方向に 2) 地区の右横ずれ断層が位置している。したがって、2) 地区の断層は 1) 地区と 3) 地区の逆断層をつなぐラテラルランプである可能性がある。

4) 一関市板川地区では、南北走向の逆断層状の地表地震断層が、長さ約 500m にわたり追跡されている。土井・斎藤（2008）により板川林道地震断層列と呼ばれているこの断層は、磐井川の河岸段丘と山地の地形境界に沿って出現している。またこの地震断層は、西傾斜の逆断層の運動により生じたことが、道路工事の際に出現した露頭観察から明らかとなっている（土井・斎藤、2008）。

6) 地区の栗駒山の山頂部付近には、山頂側が低下する低崖が出現した（土井・斎藤、2008）。これらは火山体の中心部を低下させる変位センスを示しており、地震動による火山体中心部の沈下や重力性のすべりの結果生じた可能性が大きい。

このように、余震域の東縁に一致する 1) の地表地震断層から西側 10km の範囲に、数条の地表地震断層の報告があり、比較的広い範囲に変位が分散しているのが今回の地震の特徴である。

考察

地表地震断層の分布・変位様式・変位量

奥州市餅転から一関市蛇沢にかけてのほぼ北北東-南南西の線上に、延長距離 8.5 km にわたって地表地震断層が出現した。図 3 に地震断層が確認された地点とその上下変位量を示す。変位量は概ね 40 cm 以下であり、地震波形の解析によって求められた数 m オーダーのすべり量と比べて著しく小さい。多くの地点で、上下変位量と同程度あるいはそれを上回る水平短縮量が計測されており、低角逆断層運動が卓越したことが推定される。また、線上に並ぶ地表地震断層の約 10 km 西の国道 342 号線沿いでも、地表地震断層の可能性の高い東落ちの地表変位が確認された。

柵木立で見られた東側隆起の撓曲崖を除くと、観察された地表地震断層は西側隆起が卓越し、これは測地データと調和的である。一方、横ずれ変位は断層トレースが東西走向に近い部分で観察されたのみであり、しかも断層トレースの走向によって右横ずれと左横ずれが系統的に観察されることから、逆断層運動に伴う見かけ上のものであると考えられる。唯一右横ずれ変位が卓越していたのは、荒砥沢ダム北方の地震断層であるが、前述したように、これは 2 条の南北走向の逆断層群をつなぐラテラルランプである可能性がある。

地表地震断層と地質構造・活断層との関係

餅転から蛇沢にかけての地表地震断層は、大局的には餅転-細倉構造線に沿って現れたと考えられる(石山ほか, 2008a)。特に、中川から岡山にかけての地表地震断層が、東の花こう岩と西の第三紀層の地質境界に沿って現れていることを現地で確認した。この地質断層は、西側により新しい第三紀層が堆積していることから、大局的な地質配置は西側低下であり、正断層的な構造を示す。しかし、今回の地震断層は西側隆起の逆断層として出現しており、テクトニックインバージョンによって、かつての正断層を使って逆断層運動が生じたと考えられる。

また、地震断層が出現した場所付近に露出している第三紀層の層理面は、ほぼ水平あるいは緩やかに傾く程度であり、大きな変形は認められない。断層が長期間にわたって変位を累積しているならば、断層近くの地層は断層面に向かって引きずり込まれるように変位していてもおかしくない。従って、数 10m におよぶような上下変位の累積は、地震断層沿いには存在しないと考えられる。

調査地域には、標高 100-400m の磐井丘陵が分布する。磐井丘陵は開析が進んでいるものの頂面高度がよくそろい、ほぼ水平な海成の中・後期中新世層からなる(小池ほか編, 2005)。地形図や空中写真を判読すると、餅転-細倉構造線を挟んで、磐井丘陵の高度に大きな差はない。よって、数 10m を越えるような累積変位量をもつ活断層地形が震源域に分布するとは考えられない。岡山や柵木立において、段丘面を切断する変位地形はかなり明瞭である。また国見山南東方や荒砥沢ダム北方にも局地的に変位地形を認めることができる。しかし、

これら以外の地震断層の発現場所で、断層変位地形を認めることはできない。低位段丘面を切断する局所的な変位地形は認定できるが、より広域な丘陵性山地においては、新期の断層運動に伴う変位地形は認められない。

変動地形から見た断層モデル

今回の地震に伴い出現した地表地震断層には以下のような特徴がある。(1) 断続的ではあるが、大局的には餅転-細倉構造線に沿って現れた、(2) 上下変位量は概ね 40cm 以下であり、地震波形の解析により求められた震源断層のすべり量に比べて著しく小さい、(3) 岡山や爪木立を除くと、地表地震断層に沿って明瞭な断層変位地形を認定することは難しい、(4) 岡山周辺の地表地震断層は地質断層に沿って現れており、既存の断層面に沿って変位が生じたことを示す、(5) 餅転-蛇沢地域から西へ 10km 離れた真湯温泉付近でも、地表地震断層の可能性の高い地変が観察された。この地変は地質断層に沿っており、周囲には逆向き低断層崖らしき地形が存在する。

これらの観察事項を説明できるモデルとして以下の仮説を提唱する(図 5)。今回の地震は基本的には伏在断層地震の性格を持ち、震源断層の一部のみ地表まで到達した。しかしながら地下で数 m オーダーの変位が生じたため、地下数 km の地殻浅部に東西圧縮歪みが生じ、それを解消するために既存の地質断層が変位し、地表地震断層が出現した。例えば、岡山の撓曲崖に沿って出現した地表地震断層は、震源断層が地表まで延びてきたものではなく、地下の断層運動に伴う地殻の東西圧縮歪みを解消するために、既存の断層が局所的にすべった可能性がある。低位段丘を切る明瞭な比高 3m の撓曲崖が急激に変位量を減じ、わずか 200m しか追跡できないのは、既存の断層面の局所的なすべりの結果ではないだろうか。

文献

- 土井宣夫・斎藤徳美, 2008, 2008 年 6 月 14 日岩手・宮城内陸地震の地表地震断層調査報告(第 2 報), http://www.cande.iwate-u.ac.jp/gpl/080614earthquake_fault_080728.pdf.
- 堀川晴央, 2008, 強震波形の解析から推定された 2008 年岩手・宮城内陸地震の震源過程, AFRC News, 81, 1-4.
- 石山達也・今泉俊文・大槻憲四郎・越谷 信・中村教博, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層(第 1 報), <http://www.dges.tohoku.ac.jp/%7Egeomorph/08iwatemiyagijisin/jishinsokuhou1dan.html>.
- 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で一関市爪木立に出現した地表地震断層, 活断層研究, 29, 口絵 iv.
- 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.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編, 2005, 「日本の地形 3 東北」, 東京大学出版

- 会, 355p.
- 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, DVD2 枚+解説書 68p.
- 鈴木康弘・ほか 10 名, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義—関市巖美町付近の調査速報—, 活断層研究, 29, 25-34.
- Tajikara, M., 2004, Vertical crustal movements of the northeast Japan arc in late Quaternary time, Doctoral dissertation, University of Tokyo, 159p.
- 遠田晋次・丸山 正・吉見雅行, 2008, 岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層のトレンチ調査 (速報), AFRC News, 83, 8-11.
- 遠田晋次・吉見雅行・丸山 正・金田平太郎・栗田泰夫・安藤亮輔・吉岡敏和, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層, 日本活断層学会 2008 年度秋季学術大会講演予稿集, 15-18.
- 吉見雅行・丸山 正・遠田晋次・金田平太郎・栗田泰夫・安藤亮輔・吉岡敏和, 2008, 2008 年岩手・宮城内陸地震の緊急調査報告, AFRC News, 81, 5-12.
- Yeats, R. S., Sieh, K., and Allen, C. R., 1997, The Geology of Earthquakes, Oxford University Press, 568p.

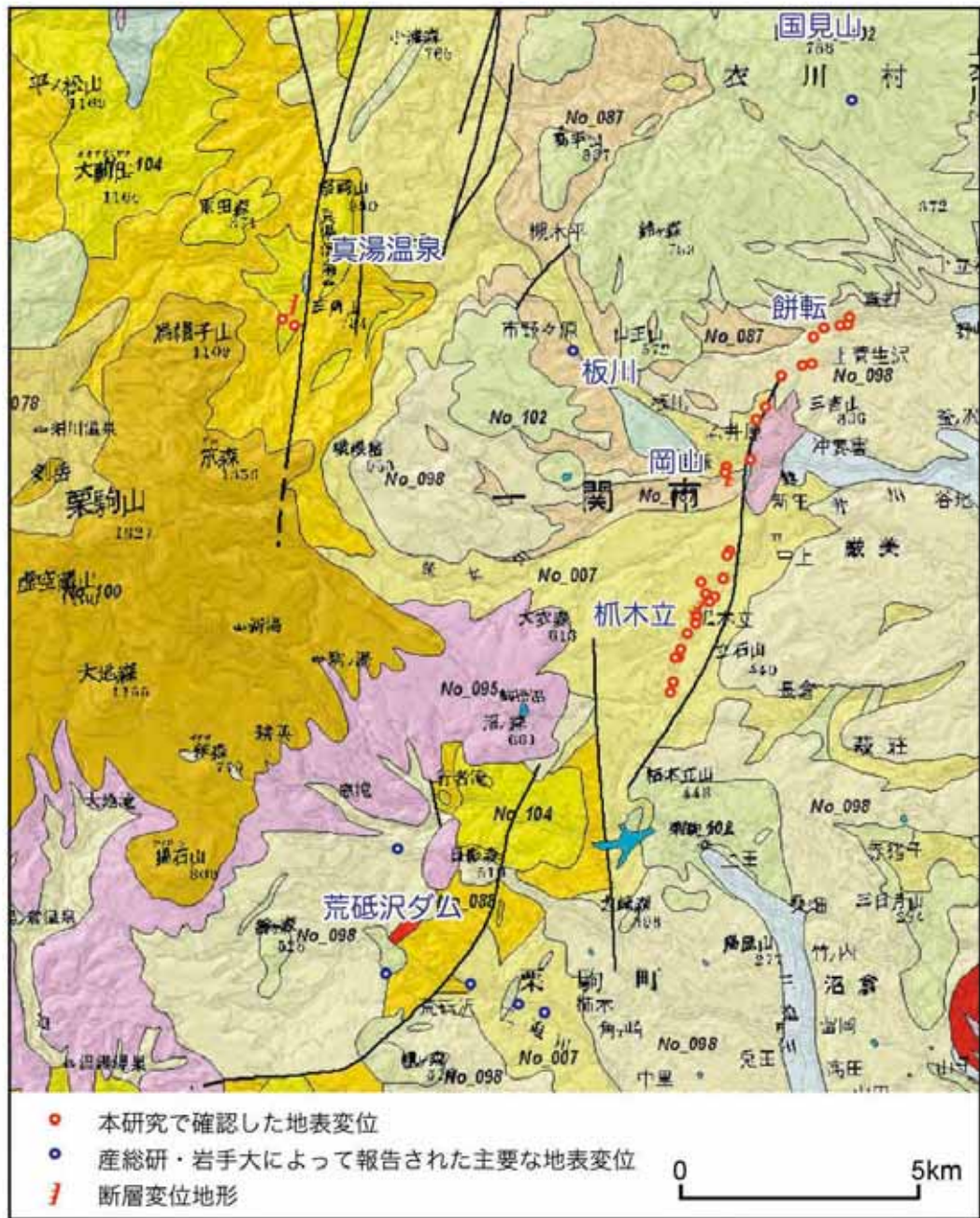
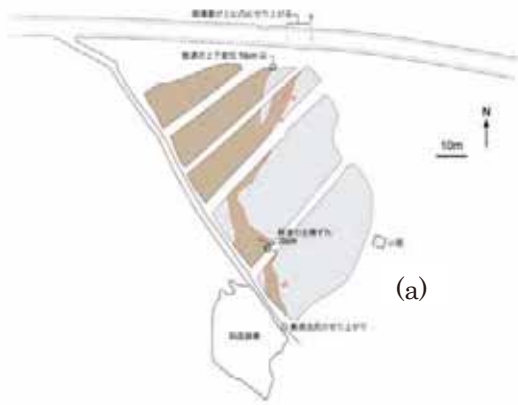
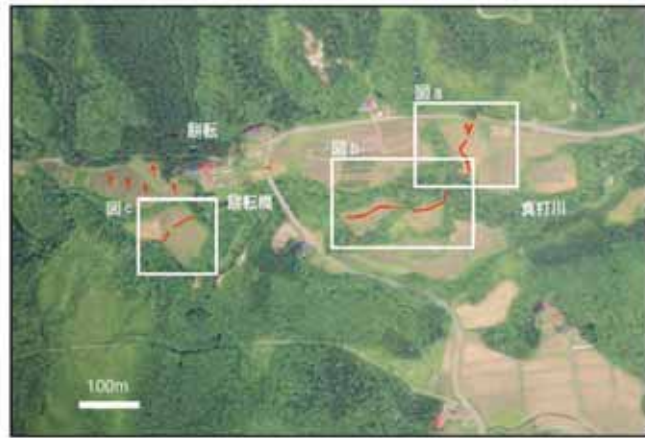


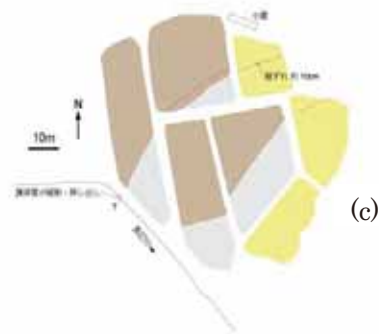
図1 震源域の地質(産総研 20 万分の 1 シームレス地質図)と地表地震断層の確認位置



(a)



(b)



(c)

図2 奥州市餅転地区に出現した地表地震断層の詳細図

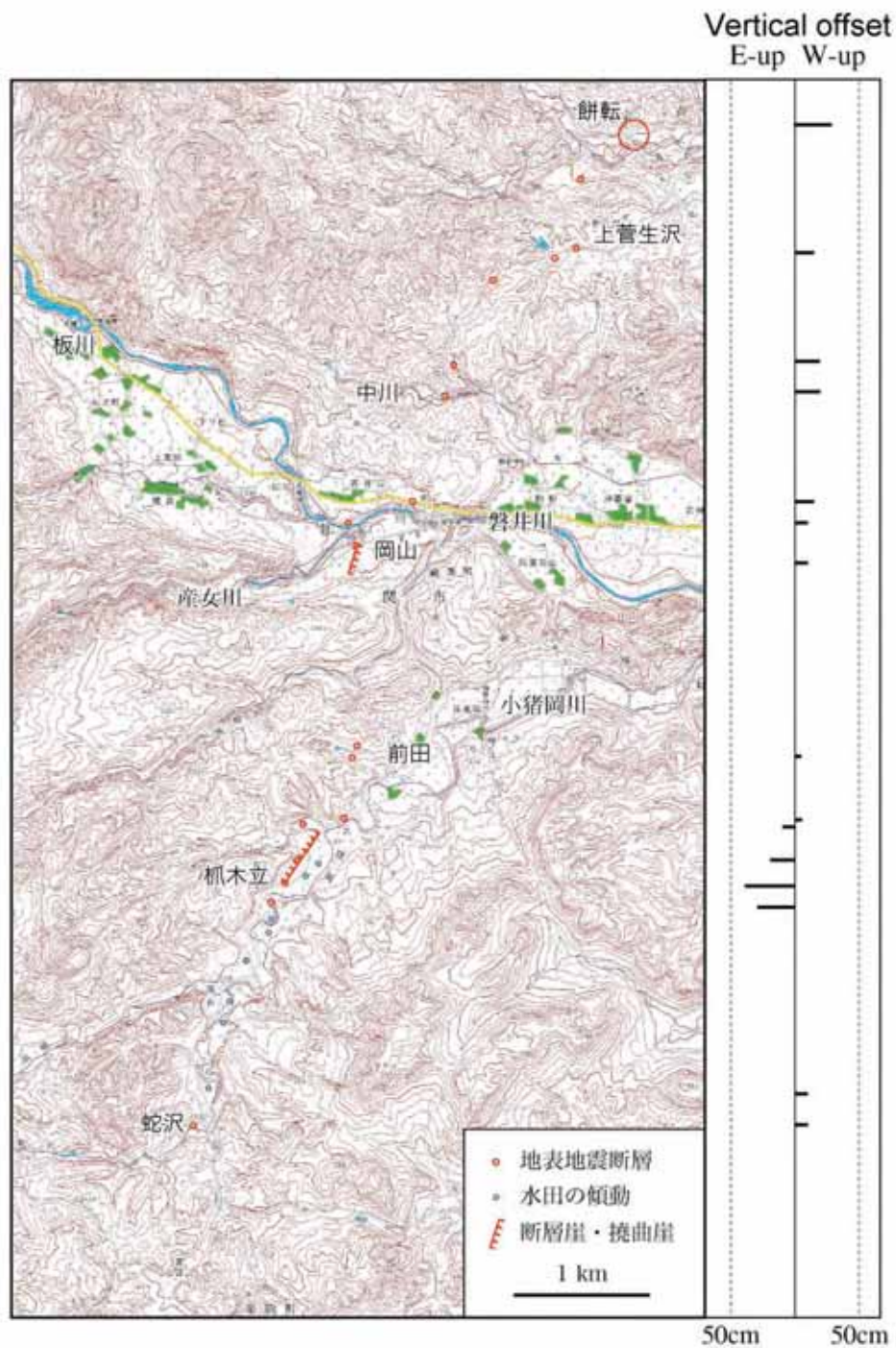


図3 奥州市餅転から一関市蛇沢に至る地域で確認された地表地震断層の位置と上下変位量.

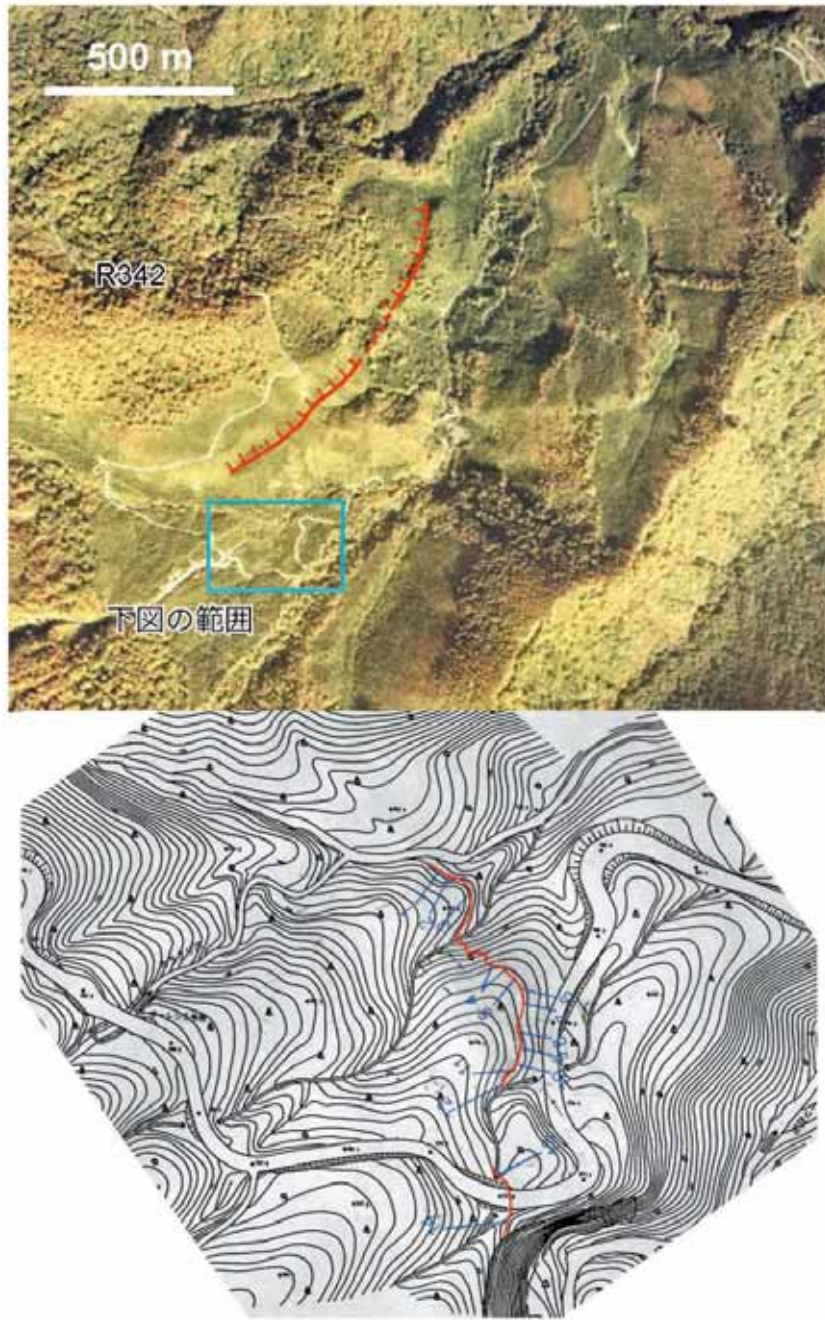


図4 一関市真湯温泉南西に出現した地表地震断層の地表トレース図

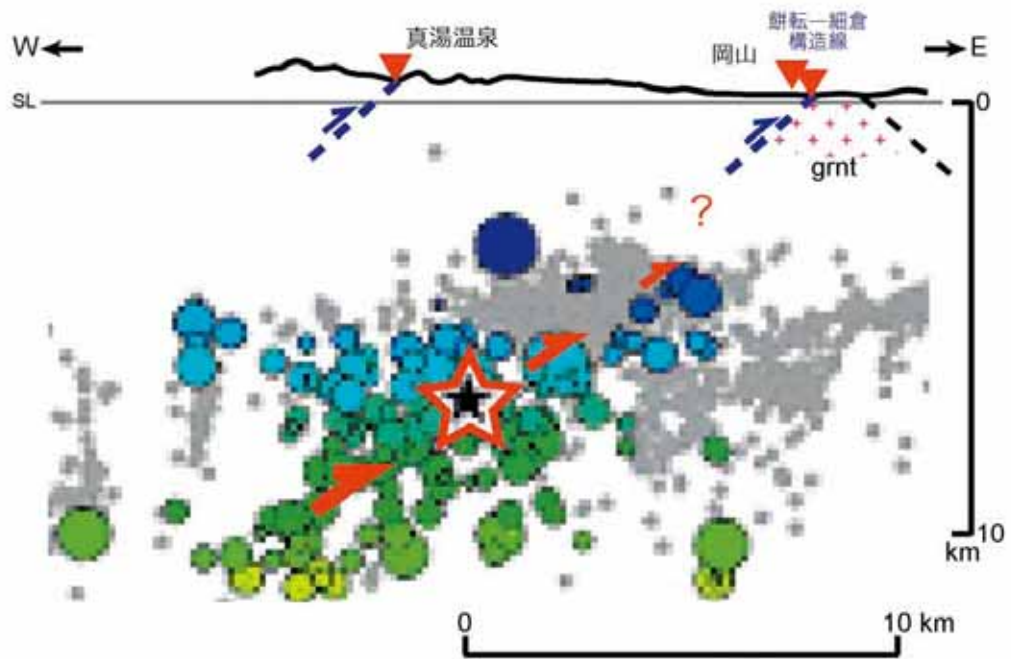


図5 一関市岡山～真湯温泉地域を西北西-東南東方向横切る断面図. 本震・余震の分布は, 東北大学地震・噴火予知研究観測センターによる.

2008年岩手・宮城内陸地震における地震動と被害の関係 —短周期・大加速度地震動による建物等の被害とアンケートによる揺れの実態調査—

源 栄 正人、高橋容之、佐藤光浩

東北大学大学院・工学研究科・災害制御研究センター

1. はじめに

2008年6月14日午前8時43分、岩手県南部を震源とする地震(MJ=7.2、Mw=6.9)が発生し、死者13名(行方不明10名)の尊い命が奪われた。この地震により、岩手・宮城の山間部を中心に多くの大規模な土砂崩れや土石流が発生したが、建物被害は全壊22棟、半壊46棟と同規模の地震による被害と比べると極めて少ない被害量であった。

この地震による震源近傍では、短周期成分を主成分とする大加速度記録が得られた一方、平野部では、地下地盤構造を反映した卓越周期をもつ貴重な観測記録が得られた。

短周期・大加速度の地震動に襲われたにもかかわらず建物被害が少なかった地震として、2003年宮城県沖地震(三陸南地震)¹⁾や2008年岩手県沿岸北部地震があげられる。今回の地震は陸のプレート内の未知の断層による地震であり、三陸南地震や岩手県沿岸北部地震は太平洋プレート内で発生した地震であるが、短周期・大加速度の地震波を発生させた地震とそれによる地震被害の特徴に関する検討は重要である。

筆者の一人は今回の地震で話題となった短周期・大加速度地震動と建物被害に関する検討について報告しているが²⁾、ここでは今回の地震と地震被害について以下の点に着目した検討の概要を示すものである。①地震観測記録の特徴、②今回の地震と最近の被害地震における建物全半壊の比較、③建物被害が少なかった理由の考察、④短周期・大加速度の揺れによる被害、⑤微動観測に基づく地盤の卓越周期と地震被害の関係、⑥アンケート調査に基づく揺れの実態調査、について報告する。

2. 地震観測記録の特徴

2.1 被害の分析・解明に役立つ地震観測記録

今回の岩手・宮城内陸地震により、各地の地震計が地震の揺れを記録した。これらの記録は、被害状況の分析・解明に役立つばかりでなく、今後の防災対策のためにも貴重なデータとなる。地震記録を得る背景には観測設備の維持管理があることを忘れてはならない。(独)防災科学技術研究所など諸機関から貴重なデータが公開されている。筆者らも仙台市内において地盤条件の異なる25観測点において震度4～震度5強に相当する観測記録を得ている³⁾。震源域とその近傍の山間部における揺れの性質と厚い堆積層が岩盤の上に積っている平野部では揺れの性質が異なる。それぞれの特徴を示す。

2.2 震源近傍の山間部における地震動の性質

まず、震源域地震動について概説する。一般に震源域では断層直交方向が大きくなる。また、

逆断層では上盤側が下盤側より揺れは大きくなる。逆断層の場合、上下方向が大きいのも一般的性質である。今回の地震の場合、断層メカニズムは断層の走向が 209.8° 、傾斜 51.41° 、すべり角 104.74° （NIEDのメカニズム解）であるので、断層直交方向は東南東－西北西方向となる。今回の地震における震源近傍の記録の最大加速度は以下のようにになっている。

石淵ダムで東西成分2097ガル、南北成分1382ガル、上下成分1748ガル、KiK-netの一関市西（IWTH25）で東西成分1433ガル、南北成分1143ガル、上下動3866ガル、同じく一関東（IWTH26）で東西成分1056ガル、南北成分888ガル、上下成分927ガル、K-NET鳴子（MYG005）で東西成分521ガル、南北成分440ガル、上下成分666ガルとなっている。最大加速度で見ると、これらの震源近傍における観測記録は断層直交方向に近い東西方向の加速度が大きい。上下方向が大きいのも今回の地震動の特徴である。これらの震源域の地震観測記録のスペクトル特性を分析すると、0.3秒以下の短周期成分が主成分であり、短周期・大加速度の地震動として特徴付けられる。

図1に、KiK-netの一関西（IWTH25）の地表の観測記録波形を示す4）。0.2秒付近に主成分をもつ揺れが10秒以上続いている。図2には、図1の加速度波形の鉛直断面における揺れの軌跡を示す。上下動の加速度が上向きに980ガルを越えると下向きの重力加速度に勝ることになり、地面に固定されていないものは中に浮くことになる。3000ガルを超える加速度パルスが2回見られる。断層運動により観測点の位置の岩盤が斜め上に上がることによって生じた加速度である。この観測記録が得られた観測小屋では、軽量棚が飛び上がりすぐ脇にあったケーブルを切断したと報告されている。

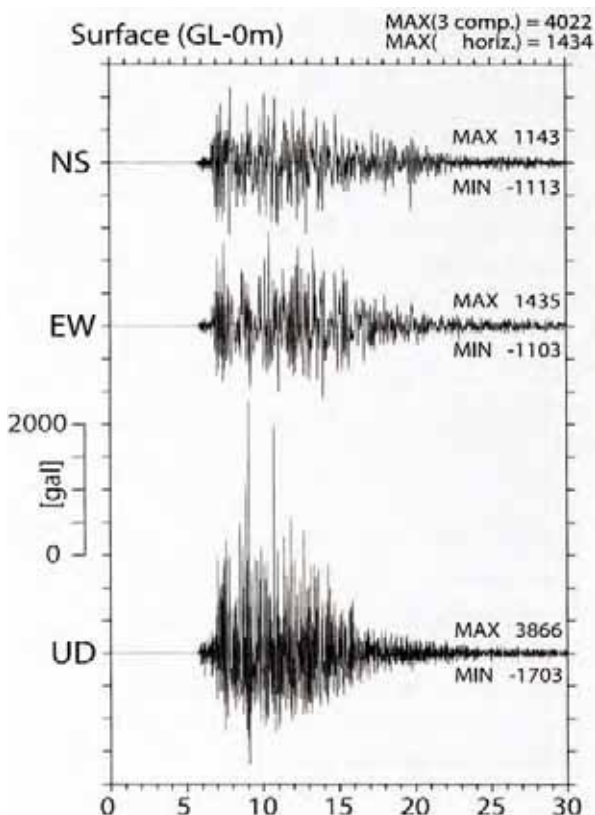


図1 KiK-net 一関西で観測された大加速度記録（文献4）

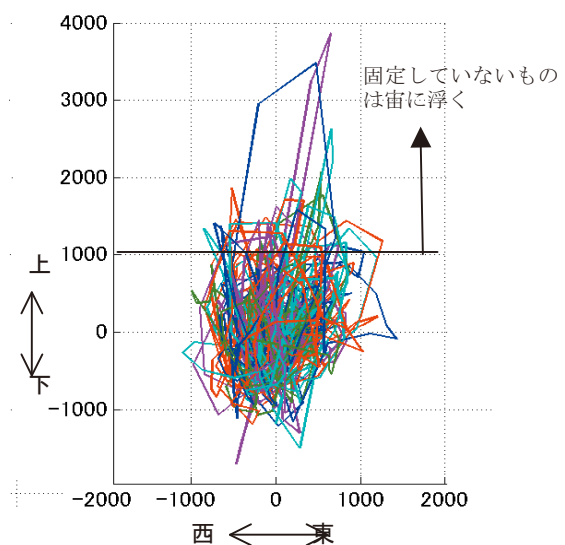


図2 揺れの軌跡（東西－上下断面）

以上の震源域の地震動特性と被害に及ぼす影響を考えてみる。短周期・大加速度で何回も揺られると、火山灰質の層に起因する斜面崩壊などが起こりやすい。特に、上下動を伴う大加速度の地震動に対する斜面の挙動を考えると、斜面の面外に大きな力が働き、落石や斜面崩壊をもたらすと考えられる。また、繰り返しによる間隙水圧の上昇は土石流の発生要因となる。

短周期・大加速度の地震動が構造物に及ぼす影響としては、一般に建物を変形させ、倒壊させるパワーはないが、古い木造家屋の棟瓦の被害や、土蔵の土壁の剥離などの被害をもたらす。

(3) 平野部における地面の揺れの性質

栗原市の築館 (MYG004) における、水平動の最大値は南北方向で740ガルであり、東西方向は、678ガル、上下動の最大値は224ガルとなっている。震度6弱 (計測震度5.7) に相当する揺れであり、卓越周期0.2秒の短周期成分が多い。堆積層の影響で水平動には1.2秒付近や3秒付近に卓越周期が見られる。大崎市の古川 (K-NET) では、水平動の最大値は南北方向で238ガルであり、東西方向は233ガル、上下動の最大値は104ガルであり、震度6弱 (計測震度5.5) の揺れであった。堆積層の影響で水平動には1.2秒付近や4秒付近に卓越周期が見られる。

図3には、K-NET築館とK-NET古川の観測記録の応答加速度-応答変位 (Sa-Sd) スペクトルを示す。

震度6強でも0.5秒以下短周期の地震が卓越する地震動では木造建物や低層の鉄筋コンクリート造建物などの建物を変形させ倒壊させるパワーがない。しかし、加速度が大きい場合に生じる被害として、古い木造家屋の棟瓦の被害や、土蔵の土壁の剥離などがある。今回、建物被害が少ないのは、木造建物については、一般に東北地方の木造住宅は屋根重量が軽い (軽量瓦やトタンなど) のも大きな要因であろう。雪のない季節、雨も降っていなかったのは不幸中の幸いである。

堆積層による特定の地震動の周期成分の卓越は、これに共振する建物、たとえば1.2秒では12階程度の鉄骨造、15階程度の鉄筋コンクリート造が揺れ易いが、損傷限界程度しか変形させるパワーがなかったと判断できる。古川駅前の高層マンションで、1.2秒の周期成分によると見られる高層階の照明の落下被害が見られた。

築館の3秒付近に卓越周期をもつ地震動は、一般に、免震建物や30階程度の超高層建築に影響を与える。栗原中央病院の免震建物を調査したが、60cm程度のクリアランスを十分に下回る変形量であり、被害はなかった。地方の中小都市では、超高層建築はないので問題とならないが、仙台などの大都市では、地下構造に起因する卓越周期による影響を考慮した地震対策が求められる。建物の躯体構造ばかりでなく、内外装材 (非構造物) や設備とのバランスも重要である。平野部の地震動の特徴は、堆積層の厚さと固さ (速度構造) で決まる卓越周期成分が励起される。

上下動は水平動に対して小さな値となるのも一般的な性質である。

図4には、今回の地震で観測された平野部の速度波形を示す。図5にはその擬似速度応答スペクトルを示す。大崎平野にある古川 (MYG006) では、周期4秒程度の顕著な後続波が見られる。栗原市築館 (MYG004) においても3秒付近に卓越周期をもつ後続波が見られる。

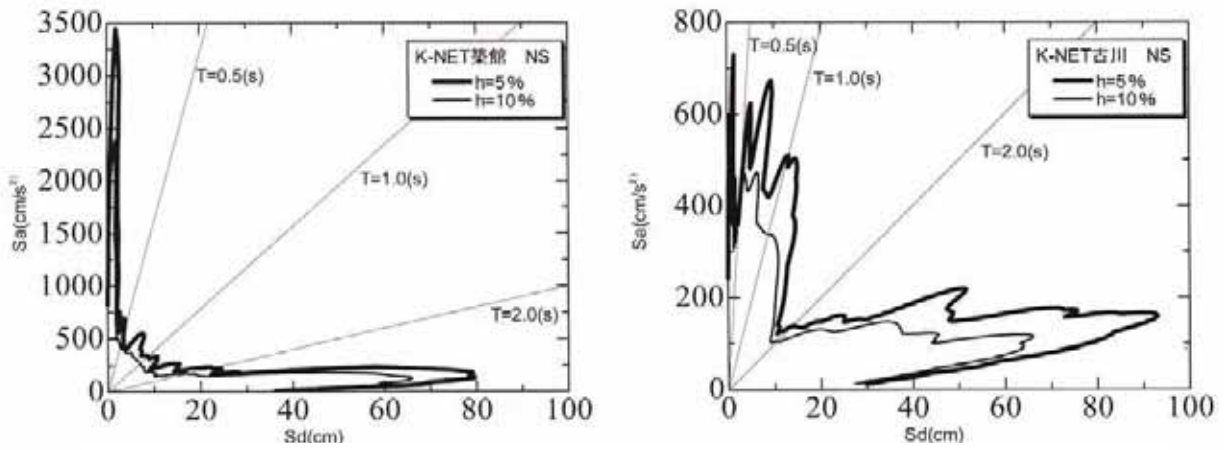


図3 K-NET 築館と K-NET 古川における観測記録の Sa-Sd スペクトル (NS 方向)

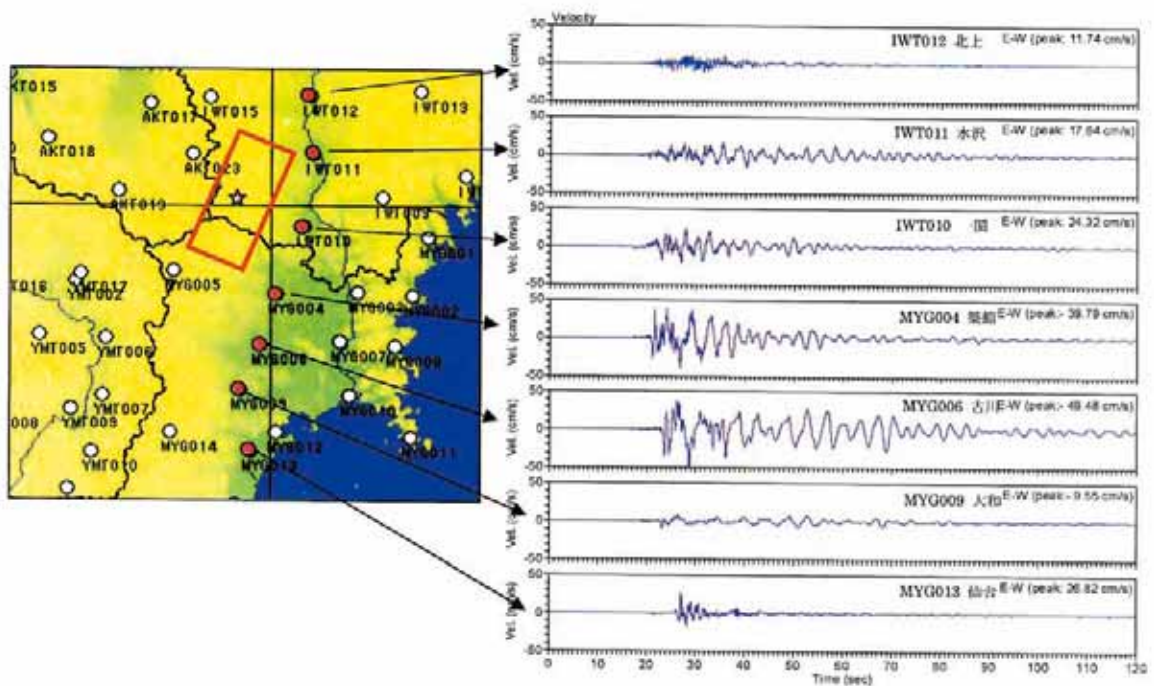


図4 平野部における K-NET 観測点の速度波形

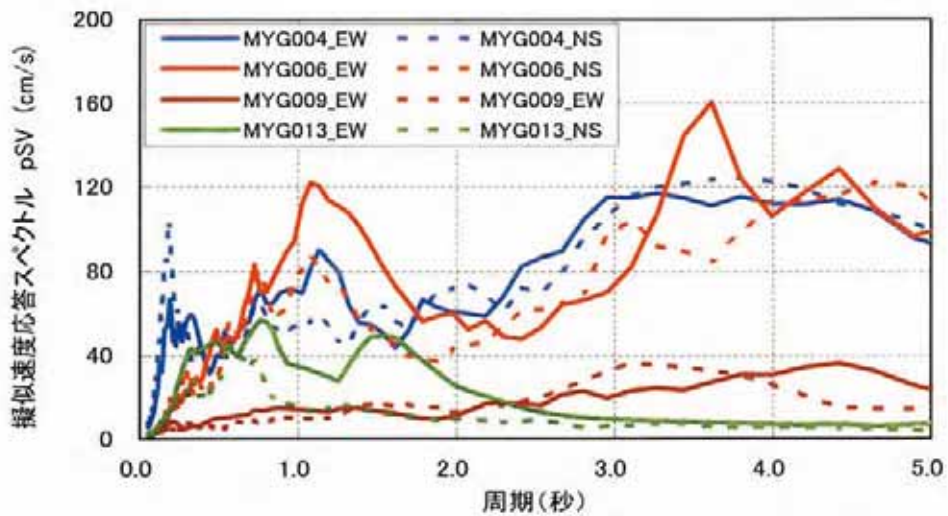


図5 平野部における K-NET 観測点の擬似速度応答スペクトル

今回の地震で得られた大崎平野や仙台平野などの平野部における地震記録に見られる卓越周期は地下地盤構造モデルの検証に役立つ貴重なものである。

3. 今回の地震における建物被害の特徴

3.1 少なかった全半壊率

今回の地震による住家被害は全壊23棟、半壊47棟（消防庁、7月10日付け）と報告されており、最近の国内で発生した地震による住家被害数は、2003年5月26日の三陸南地震（全壊2棟、半壊8棟）とともに、極めて少ない。建築構造物の応急危険度判定に基づき、「危険」と判定された建物の判定総数に対する割合を図6に示す。この図から見ても建物被害の程度が軽かったことが分かる。

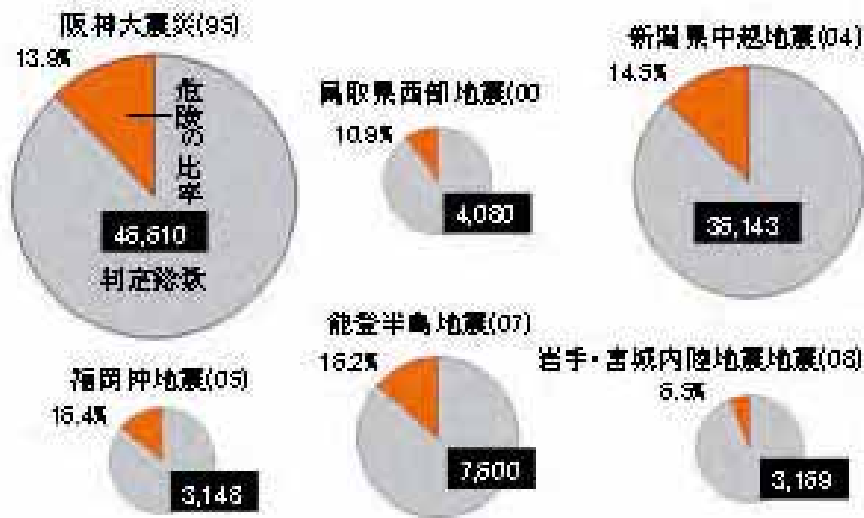
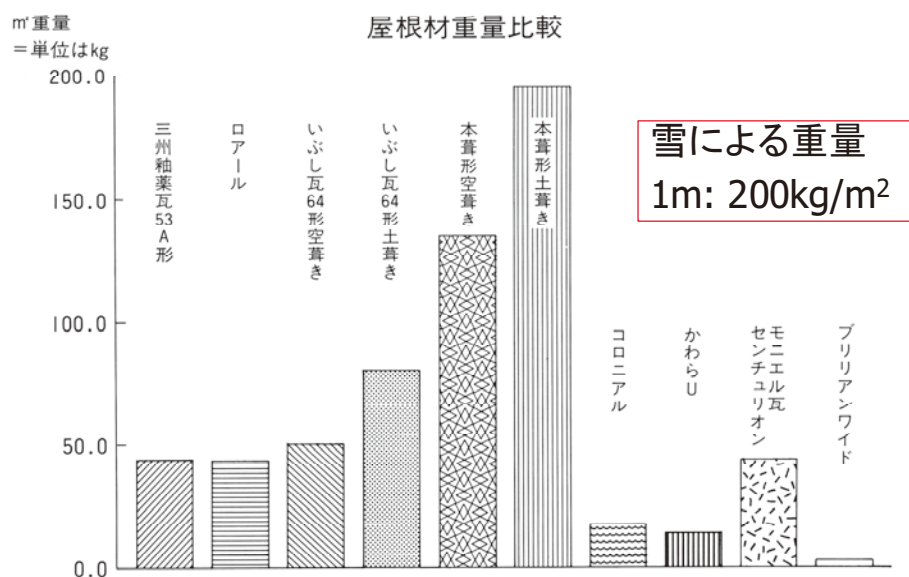


図6 応急危険度判定による「危険」判定の割合

3.2 建物被害が少なかった理由

地震の揺れの性質から指摘できることは、今回の地震において、震度6弱以上の観測記録は、0.1秒～0.3秒の短周期成分を多く含む地震動であったことである。最大加速度が大きくても短周期成分が多い地震は、建物を変形させるパワーがない。建物を倒壊されるのには、1秒～2秒の周期帯域成分の大きさが問題となる。太平洋プレート内で発生する地震は、短周期成分を発生することは一般的な性質であり、建物被害量は少ない。2003年5月26日の三陸南地震（M7.1）では、全壊2棟、半壊8棟で、先般の7月24日に発生した岩手県沿岸北部地震（M7.2）では全半壊棟数ゼロとなっている。今回の岩手・宮城内陸地震、深さ8kmという陸のプレート内の活断層による地震でなぜ短周期成分を多く含む地震波が発生したかについては現時点では解明されていない。

一方、建物側の要因について考えられることは、揺れをしなやかに吸収する貫工法を用いた農家等、伝統工法を用いた家屋が多かったことや、被災地周辺の家屋の屋根はトタンや軽量瓦で屋根の重量が軽かったことがあげられる。図7には、参考のために、種々の屋根材の重量を積雪重量とともに示す。



(株)日本屋根経済新聞社 『阪神淡路大震災の教訓』より

図7 屋根重量の比較

短周期の地震動に対し「脆い」建物は被害を受け易いが、変形性能のある「しなやか」な建物は地震力を受け流し被害が少なく済む。屋根重量が軽いことは、屋根に作用する慣性力としての地震力が小さいことを意味し、建物被害の危険度を地震力/耐力の値として考えると、この値は小さくなり、見かけ上の耐力の増加になる。また、伝統的木造建屋は柱や梁の断面が大きく、実質的な耐力があるのも原因である。また、東北・北海道のような寒冷地では、開口部を小さくするために結果的に壁の量が増えることも耐震性を高めている。

4. 短周期・大加速度の揺れによる被害

筆者の一人は「短周期・大加速度地震動と建物被害」について特徴的な被害様相が報告している²⁾。

まず、建物の脆性的構造被害が挙げられる。鉄骨造のブレースの被害、鉄筋コンクリート造の「短柱」の脆性破壊などである。今回の地震でも旧耐震建物（1970年以前の設計）によるRC柱の脆性破壊（大崎市立上野目小学校）（写真1）や岩ヶ崎高校のRC壁の被害が見られた。体育館のブレースの座屈（写真2）や破断、いずれも変形性能のない脆性破壊であり、大加速度による被害といえる。内外装など非構造材の被害では、鉄骨造の外壁パネルの落下（写真3）体育館の天井材の落下（写真4）、体育館の照明器具の落下（写真5）、窓ガラスの破損・落下被害（写真6）も見られた。瓦屋根の被害も大加速度による被害として挙げられる。また、今回の地震で特に土蔵の土壁の剥離・脱落被害（写真7）がいたるところで目に付いた。さらに、ブロック塀の倒壊や瓦屋根木塀の倒壊（写真8）も見られた。本棚の本の落下も大加速度で起こる被害といえよう。今回の地震では、大崎市立図書館における被害が報告されている。



写真1 RC造柱のせん断破壊
(大崎市立上野目小学校)



写真2 体育館のブレース座屈
(栗原市立一迫中学校)



写真3 外壁パネルの落下
(大崎市七日町)



写真4 天井材の落下被害
(ハイルザーム栗駒)⁵⁾



写真5 体育館の照明落下
(栗原市築館体育センター)



写真6 窓ガラスの破損・落下被害
(大崎市七日町)

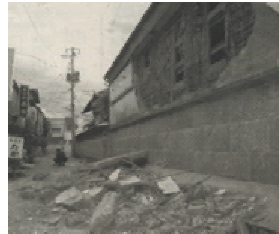


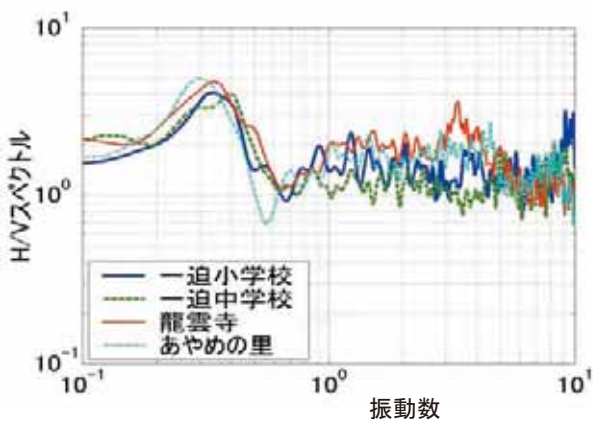
写真7 土蔵の外壁の落下
(大崎市北町)⁶⁾



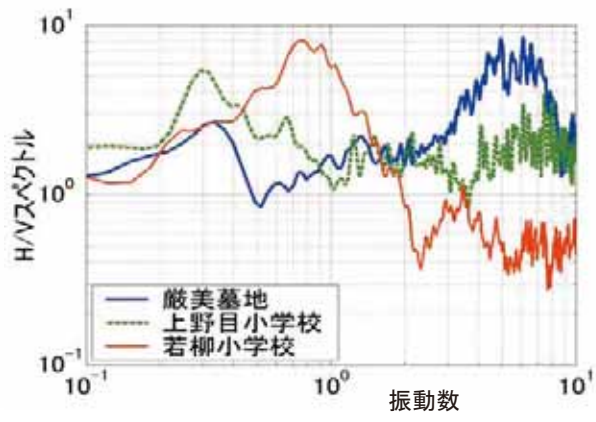
写真8 瓦屋根木塀の転倒
(栗原市一迫)

5. 地盤の卓越周期と地震被害

地盤の卓越周期と被害の関係を検討するために、栗原市、大崎市を中心に一関の巖美西も含めた15点において微動観測を実施した⁷⁾。表1には、微動観測点一覧として、測定位置(場所名、緯度・経度)、H/Vスペクトル比による卓越振動数の特徴、周辺の被害状況を示す。図8(a)には、栗原市一迫地区の4つの観測点におけるH/Vスペクトル比を比較して示す。高振動数域の卓越振動



(a) 栗原市一迫地区の4観測点の比較



(b) 巖美墓地・上野目小・若柳小のH/Vスペクトル比

図8 主な微動観測点のH/Vスペクトル比

数に違いが見られる。この違いが、揺れと被害の差をもたらしていると考えられる。また、同図(b)には巖美墓地、上野目小学校、若柳小学校のH/Vスペクトルを示す。巖美墓地は、墓石転倒率90%を越え、山間部の丘陵頂部にある。同じ山の斜面が崩壊している。3 Hz～7 Hzの振動帯域でかなり増幅する地盤であり、本震時にはかなり大きな地動が作用したことが推定される。

微動観測結果から、1 Hz以上（1秒以下）の表層地質によると思われる卓越周期を見ると、卓越周期が長くなる地盤ほど被害が少なかった傾向にある。

表1 微動観測点一覧とその周辺の被害状況

No	場所名	緯度	経度	卓越振動数	周辺の被害
1	一迫小学校	38° 44'34.0"	140° 57'08.9"	10Hz付近で卓越、0.3Hz付近に深部構造の卓越振動数	屋根瓦落下、タイル張りの通路に亀裂
2	一迫中学校	38° 44'40.7"	140° 56'30.4"	一迫小学校とほぼ同じ	基礎ひび、体育館の筋交い湾曲
3	龍雲寺	38° 44'45.4"	140° 57'08.6"	2.5Hz～3Hzで卓越、深部構造は0.3Hz	灯籠転倒、白塗り壁にひび
4	あやめの里	38° 44'22.5"	140° 56'56.5"	一迫小学校、中学校とほぼ同じ	屋根半壊、ガラス2箇所破損、自動ドア破損、トイレ扉破損
5	古川第一小学校	38° 34'37.0"	140° 57'12.1"	1.2Hz付近に表層の卓越、深部構造は0.25Hz	壁基礎部分損壊、廊下ベニヤ浮き
6	緒絶橋(七日町)	38° 43'32.2"	140° 57'19.9"	第一小学校とほぼ同じ表層の卓越振動数、深部構造は同じ。	周辺建物のALC板剥落、土蔵の壁亀裂・剥離
7	岩出山中学校	38° 39'35.7"	140° 51'29.2"	表層は1.3Hz付近と3Hz付近、深部構造は、0.3Hz	水道管破裂、校庭ひび割れ、プール周辺陥没
8	上野目小学校	38° 41'01.1"	140° 41'01.1"	2Hz付近と7Hz～8Hzで卓越、深部0.3Hzばかりでなく、0.7Hzにもピーク	校舎柱、階段亀裂、体育館筋交い断裂、漏水
9	西大崎小学校	38° 37'22.0"	140° 53'08.5"	表層は2.6Hz付近、1秒付近にもピーク。深部構造は0.3Hzで卓越	外壁モルタル剥離、ブレース断裂2箇所
10	栗駒小学校	38° 51'52.6"	140° 57'21.4"	表層は2.5Hzと4Hz付近で卓越、深部構造は0.4Hz～0.7Hz	水道付近液状化、プール送水管破裂、体育館壁剥がれ
11	岩ヶ崎高校	38° 49'13.0"	140° 59'01.2"	表層は3～4Hzで卓越、深部構造の明瞭なピークは見られない	壁崩壊、亀裂、水道管破裂
12	若柳小学校	38° 46'02.6"	140° 08'17.1"	表層は3Hz付近、深部構造は0.8Hz	体育館天井パネルづれ、武道館破損
13	築館中学校	38° 43'19.8"	140° 1'36.7"	表層は10Hz付近で卓越、1Hz付近で卓越、深部構造は0.3Hz	天井一部落下、校舎亀裂、プールブロック倒壊危機
14	築館体育センター	38° 43'12.9"	141° 01'37.7"	表層は7Hz付近で卓越、1.2Hzにもやや卓越、深部は0.3Hz	体育館天井はがれ、上部ガラス5枚破損、軒下パネル35枚落下
15	巖美墓地	38° 58'31.4"	140° 59'06.4"	3Hz～7Hzで大きく卓越、1.5Hzでやや卓越、深部は0.35Hz	90%以上の墓石が転倒し、同じ山の南斜面で土砂くずれ

6. アンケートによる揺れの実態調査

6.1 調査の目的

今回の地震は最大震度6強という大きな計測震度を観測し、大きな土砂災害などを引き起こしたが、相対的な建物被害はそれほど大きくなかったことが指摘されている。現行の震度は観測点での計測記録から算出される方法が適用されているが、防災上の指標として震度を用いるためには実被害との対応度が重要であり、その検証が必要である。また震度計設置地域以外での揺れの評価についても課題が残されている。

地震時の揺れは、地盤状況や地形等の影響により、同じ市町村内などの狭い範囲においても差が生じるが、このような震度の違いを面的に評価することは重要であり、これまでもアンケート方式による震度調査が行われてきた。

ここでは、筆者らが、栗原市と大崎市の全ての小学校の保護者を対象に実施したアンケート調査結果に付いて報告する⁸⁾。アンケート震度調査を用いて、観測点以外の場所を補完した体感による震度分布の状況を明らかにするとともに、往來の調査票に質問事項を追加しこれまでに検証の機会が少なかった地震の揺れや被害の実態を調査することを目的とした。

6.2 アンケート震度調査の方法と調査対象

(1) アンケート震度の算定法

太田ほか(1979)⁹⁾は、アンケートによる震度推定法として、質問総数 35 からなる調査票を作成し、1 つの調査票につき 1 つの震度を算出する方法を提案し、高震度領域における算定法の改定が提案した¹⁰⁾。本調査も太田らの提案した方法にならい調査票を作成し、定められた条件係数および係数を用いて震度算出を行っている。

今回用いた調査表では震度算出に用いる従来の質問事項に加え、揺れ方や被害に関する実態の把握のためそれらについての問いを新たに加えている。落合らの報告¹¹⁾では太田らの提案した従来の調査票に対し、感不感に関する問いおよび揺れに関する問いの内の運転中であつた人に対する問いを省き、避難に関する項目を 3 問、負傷者に関する項目を 1 問、上下動に関する項目を 1 問追加した調査票が用いられている（ただし追加した項目はアンケートの震度算定には用いられていない）が、本調査はその調査票にさらに水平動に関する項目を追加して使用した。質問総数は 39 となっている。アンケート震度 I_Q の算定は次のように行う。まず新築の木造を基準として、構造種別・階高・新旧により 0.973-1.098 の範囲で与えられている揺れやすさを表す条件係数 α を考慮する。さらに i 番目の質問に対して j 番目の選択肢を選んだときに割り当てられる、各質問事項に対する震度を表す係数を k_{ij} 、有効な回答が得られた質問数を N_e とすると、アンケート震度 I_Q は次式で表される。

$$I_Q = \frac{1}{\alpha N_e} \sum_i^{N_e} k_{ij}$$

k_{ij} は太田らによって示されておりその多くは 0.3-7.7 の範囲にある。本研究では太田らによる震度係数をそのまま採用した。

I_Q は次式により気象庁震度と等価な値に変換する。

$$I_{MA} = 2.958 \times (I_Q - 1.456)^{0.547}$$

太田らに従い得られた I_{MA} が 4.5 以上のときには、応答の感度に対応する形で設問ごとに重み付けを行った震度係数を用いて算出し直す。このようにして最終的に求められる、気象庁計測震度と等価な震度を等価アンケート震度と呼ぶこととする。

(2) アンケートの調査対象

調査対象は 2003 年宮城県北部の地震におけるアンケート調査³⁾と同様に小学校の児童の保護者とした。大崎市および栗原市教育委員会の協力を得て、両市のすべての市立小学校（大崎市 32 校、栗原市 30 校）の児童を対象に、配布総数 4,964 部を配布し、3,401 部を回収した（回収率は 68.5%）。配布・回収状況を表 2、表 3 に示す。回収したものについてはすべてデータとして入力したが、住所に小字まで記入されているものを有効として分析に用いた。回収部数に対する有効率は 93%であった。図 9 に対象とした小学校の位置を示す。

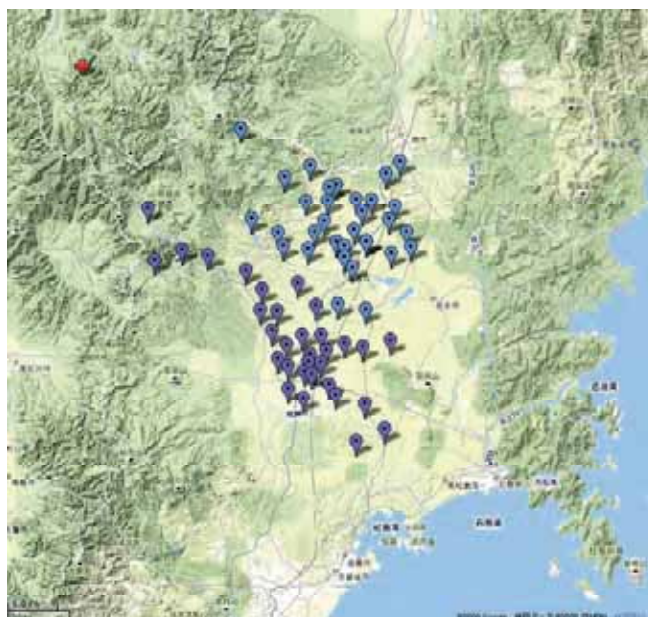


図 9 震央および対象とした小学校の位置

表 2 大崎市におけるアンケート用紙配布・回収状況

学校名(大崎市立)	配布数	回収部数	回収率
古川第一小学校	120	89	74.2%
古川第二小学校	120	77	64.2%
古川第三小学校	125	82	65.6%
古川第四小学校	120	84	70.0%
古川第五小学校	95	75	78.9%
志田小学校	53	43	81.1%
西古川小学校	86	59	68.6%
東大崎小学校	118	88	74.6%
宮沢小学校	79	54	68.4%
長岡小学校	148	115	77.7%
富永小学校	134	76	56.7%
敷玉小学校	174	96	55.2%
高倉小学校	47	40	85.1%
清瀧小学校	55	49	89.1%
松山小学校	90	50	55.6%
下伊場野小学校	25	15	60.0%
三本木小学校	145	128	88.3%
鹿島台小学校	150		0.0%
鹿島台第二小学校	63	56	88.9%
岩出山小学校	100	76	76.0%
岩出山小学校川北分校	5		0.0%
西大崎小学校	49	40	81.6%
上野目小学校	46	43	93.5%
池月小学校	44	34	77.3%
真山小学校	33	32	97.0%
鳴子小学校	70	47	67.1%
川渡小学校	102	66	64.7%
鬼首小学校	41	30	73.2%
中山小学校	25	15	60.0%
田尻小学校	166	104	62.7%
沼部小学校	95	73	76.8%
大貫小学校	115	75	65.2%
合計	2838	1911	67.3%

表 3 栗原市におけるアンケート用紙配布・回収状況

学校名(栗原市立)	配布数	回収部数	回収率
築館小学校	140	101	72.1%
玉沢小学校	80	67	83.8%
宮野小学校	110	61	55.5%
富野小学校	30	20	66.7%
若柳小学校	154	126	81.8%
大目小学校	30	12	40.0%
有賀小学校	65	54	83.1%
大岡小学校	40	28	70.0%
畑岡小学校	90	65	72.2%
岩ヶ崎小学校	70	60	85.7%
尾松小学校	135	79	58.5%
文字小学校	40	23	57.5%
栗駒小学校	50	43	86.0%
耕英分校	4	1	25.0%
宝来小学校	40	32	80.0%
鳥矢崎小学校	60	40	66.7%
高清水小学校	70	65	92.9%
一迫小学校	70	63	90.0%
姫松小学校	40	27	67.5%
金田小学校	70	38	54.3%
長崎小学校	35	23	65.7%
瀬峰小学校	90	71	78.9%
鶯沢小学校	140	98	70.0%
沢辺小学校	120	63	52.5%
金成小学校	70	53	75.7%
萩野小学校	50	28	56.0%
萩野第二小学校	30	25	83.3%
津久毛小学校	40	32	80.0%
志波姫小学校	113	62	54.9%
花山小学校	50	30	60.0%
合計	2126	1490	70.1%

6.3 アンケート調査の結果

有効なデータを記入された住所の小字以下にしたがって分類し、有効なデータが3部以上となった243の区画について、区画ごとに等価アンケート震度の平均を算出した。全地点の算出結果による等価アンケートの震度分布を図10に示す。

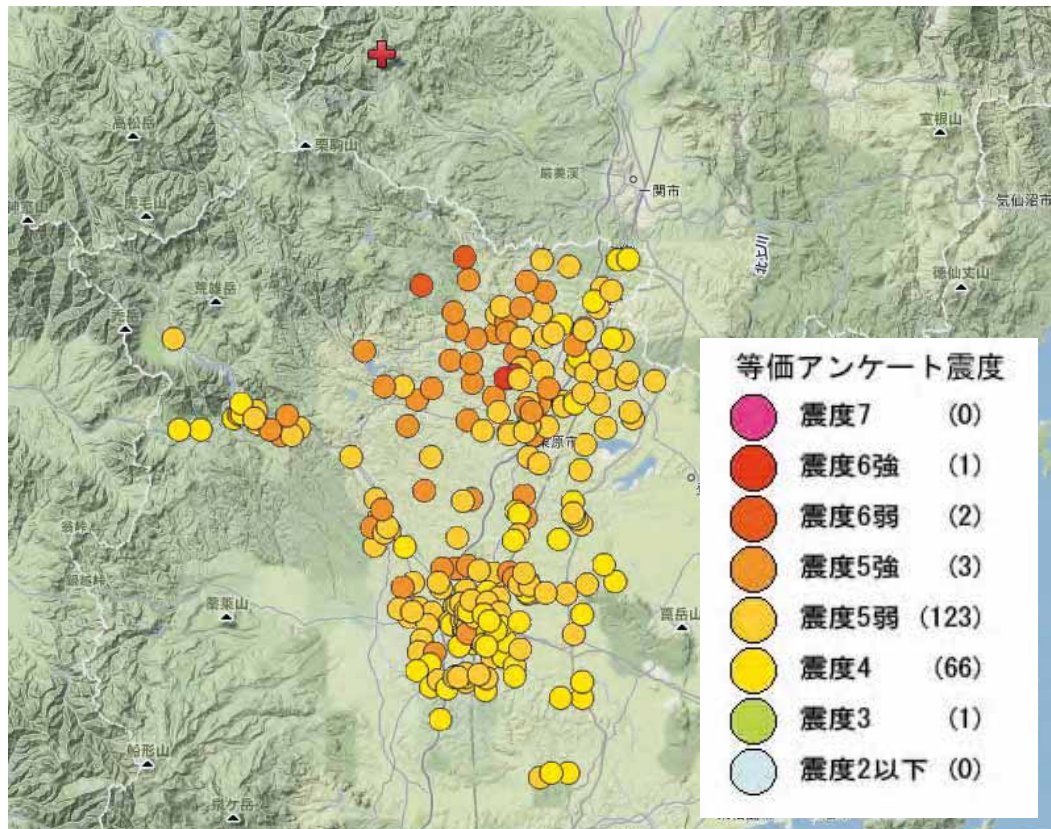


図10 等価アンケート震度の分布

凡例の右の数は該当する地点の数である。図の作成にあたっては各地点の代表地点を中心とする円を表示し、震度階によって色分けした。各地区の震度は3から6強までの範囲にわたり、それ以外はなかった。

対象地域は、宮城県内で震度6弱から震度6強を記録した地域¹²⁾(栗原市一迫・栗駒・築館・高清水・鶯沢・金成・志波姫・花山、大崎市古川三日町・鳴子・古川北町・田尻)がすべて含まれているが、アンケートによる震度では震度6を越える地区は1つだけで、震度5の地区が約半数という結果である。震度は、震央から離れるほど低い値となる傾向を示しており距離減衰の特性がみとめられる。また大きく隔たりのある震度が近接するような場所は見られない。

6.4 他の震度系との比較

アンケートによる算出震度の評価のため気象庁による計測震度および境の提案する震度¹³⁾との比較を行った。対象とした場所は宮城県内で6弱以上を観測した12地点周辺とし、比較する等価アンケート震度値は各観測地点の所在地をもとに、原則としてその場所から半径500m以内にあ

る小字に属する地区の全データを平均して求めた。境の震度値には建物被害と相関が高い 1-2 秒における弾性応答スペクトルを基にした 1-2 秒震度の値¹⁴⁾を用いた。

等価アンケート震度と計測震度の関係、等価アンケート震度と 1-2 秒震度との関係をそれぞれ既往の研究にならい近似的に表した結果を図 11、図 12 に示す。これによると今回の調査では等価アンケート震度と計測震度には系統的な差があり、アンケート震度の方が 0.77 低くなるということが分かる。他の地震における調査でも同様の傾向を示す結果を見つけることができ、例えば 2003 年宮城県沖地震における落合らの調査¹⁵⁾では両者の差が 0.47 であったという結果が報告されている。落合らの調査では計測震度が 4 以上の領域では等価アンケート震度は低めに出る傾向が強いことが指摘されており、本報告で比較の対象としたデータが計測震度で震度 6 弱以上の範囲に限定されていることが両者の差を大きくした一因と考えられる。

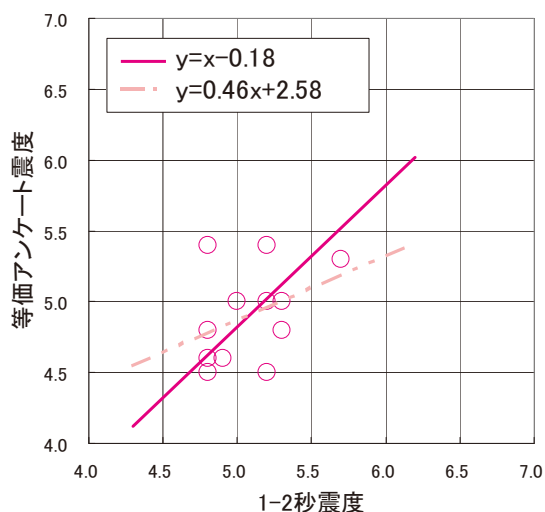
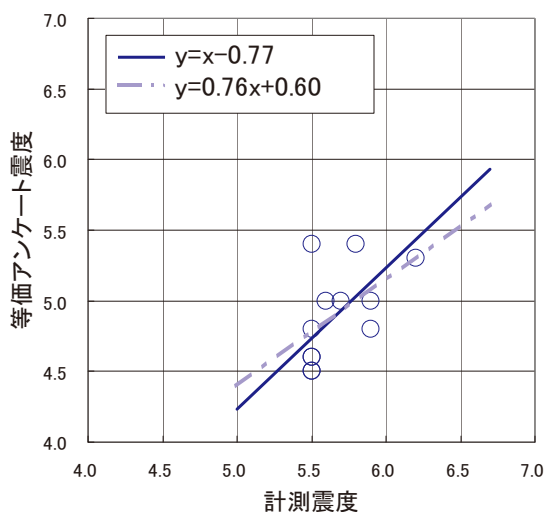


図 11 等価アンケート震度—計測震度の関係 図 12 等価アンケート震度—1-2 秒震度の関係

また、等価アンケート震度と 1-2-秒震度とでは両者の系統的な差は 0.18 となり、計測震度との比較における差よりも差は小さくなっている。ただし、ここでも比較の対象は震度 5 弱以上程度の高震度の領域に限定したものであるため、震度系全体の相関に関してはそれに適したデータを用いて検証する必要がある。

3 つの震度系の値を、対応する気象庁震度階で比較した結果を表 3 に示す。

表 3 等価アンケート震度と他の震度との比較

	JMA古川 三日町	K-NET 古川	田尻 震度計	高清水 震度計	K-NET 築館	K-NET 鳴子	花山 震度計	鶯沢 震度計	JMA 栗駒	金成 震度計	志波姫 震度計	一迫 震度計
等価アンケート震度	5弱	5弱	5弱	5弱	5強	5弱	5強	5強	5強	5強	5弱	5強
1-2秒震度	5強	5強	5弱	5弱	5強	5弱	5弱	5強	5強	5強	5弱	6弱
計測震度	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6強

今回の結果では、計測震度による震度階は他の2つの震度系による値のどちらとも一致が見られず、計測震度は他より1階級または2階級高い階級となった。等価アンケート震度と境の提案する算出法に基づく1-2秒震度は12地点中8地点（約70%）で一致した。

6.5 被害との対応

震度比較を行った地点周辺での被害の状況について調査票に追加した質問項目の回答（自由記述）に書かれた内容をもとに被害の内容をまとめたところ、被害は家具の移動・転倒などの室内被害が主なもので、大きな被害の報告は見られなかった。気象庁の震度階級関連解説表と照合しても対応する震度階ほどの大きな被害ではないことが確認できた。

従来の調査票に新たに加えた項目の回答からは、上下動や水平動の揺れの様子や、家具の転倒状況から推測される揺れの方向性および室内被害の状況に関するデータを得ることができた。詳細はここでは省略するが、主なものについて内容の一部を表4に示す。

取り上げた2地区は震央から約37kmの山間部にある地域（栗原市花山草木沢）と震央から約63kmの平野部にある地域（大崎市古川稲葉）である。場所や距離による揺れの感じ方や被害の違いを表す具体例となっている。

その他室内以外の状況報告として興味深いものに「畑の畝がなくなった」（栗原市金成小堤[4.8]、栗原市栗駒屋敷[5.2]など）や「田んぼの苗の抜けが見られた」（栗原市栗駒文字[5.5]、栗原市鶯沢北郷[5.2]など）また被害について「1階はそれほど被害がなかったが2階は大きな被害があった」、「近い場所でも被害が大きく異なるようだ」、「揺れの大きさの割に被害はさほどでもなかった」（いずれも多数）などがあった。

田畑に関する記述は、地震が短周期・大加速度を特徴とする揺れであったことを示すものにとらえることができるし、墓石などの転倒と同様に揺れの方向を把握するための手がかりにもなる。また被害については場所の特性によって揺れや被害に差が生じること、人間と構造物など対象の違いで揺れから受ける影響に差が生じることなどを示しているものと考えられる。

表4 被害状況および負傷についての内容（抜粋）

地名	揺れ方について	被害など
栗原市花山草木沢	押し上げる揺れ 突き上げる揺れ 横揺れなし 小刻みな横揺れ	地鳴り 庭の地割れ 家具の転倒（東西方向） サッシのゆがみ 墓石の転倒 断水ほか
大崎市古川稲葉	突き上げる揺れ 円を描く揺れ 長い横揺れ 大きなゆっくりとした揺れ	家具の転倒（南北・東西） TVの転倒 ピアノの移動 本の落下ほか

7. まとめ

本報告では2008年6月14日に発生した岩手・宮城内陸における地震動と建物等の被害の関係について概要を示した。建物等の被害と特徴として、全半壊棟数の割合が他の地震に比べて小さいことを示すとともに、建物被害が少なかった理由についての考察を示した。また、微動観測に基づく地盤の卓越周期と地震被害の関係、およびアンケート震度調査に基づく揺れの実態調査を行った。

短周期・大加速度の地震動がもたらす被害例として、構造被害としてのRC柱の脆性破壊、体育館のブレースの座屈、非構造被害として天井材の落下、外壁パネルや窓ガラスの落下、土蔵の土壁の脱落の被害例を示した。また、ブロック塀等転倒被害例も示した。これらの非構造材の被害は人的被害の要因となるものであり、構造、非構造、設備（エレベータ等）、バランスのとれた対策が求められる。

微動観測の結果から、1 Hz以上（1秒以下）の表層地質によると思われる卓越周期を見ると、卓越周期が長くなる地盤ほど被害が少なかった傾向にあることが分かった。特に、斜面崩壊を起こした山地部にある震源域近傍の墓地での観測における卓越振動数は3Hz～7Hzの振動帯域でかなり増幅する地盤であった。

アンケートによる揺れの調査では、宮城県大崎市および栗原市におけるアンケート震度分布を示すとともに被害についての状況をまとめた。また、アンケート震度と計測震度との関係などについて分析した。その結果、計測震度が震度6弱以上を記録した地点周辺において、アンケート震度は計測震度と比較して1～2階級小さい（震度差にして平均0.77）ことが分かった。実被害も対応する震度階級の解説表ほどの大きさではなかった。調査票に追加した質問項目からはアンケート震度値に対応する揺れの様子および被害の実例としてのデータが得られ、震度と実被害の対応度について検討していく上で貴重な資料を得ることができた。

謝辞

本報告で示したアンケート調査においては、は大崎・栗原両市教育委員会の協力を得た。配布・回収には大崎市立各小学校および栗原市立市各小学校のご協力をいただいた。関係各位に深く感謝する。アンケートの記入には配布先の保護者各位にご協力をいただいた。忙しい中、貴重な時間を割いてアンケート調査にご協力いただいた関係各位に厚く感謝申し上げる。

また、本報告を作成するに当たり、K-NET、KiK-netのデータを使用させていただいた。関係各位に感謝の意を表す。

参考文献

- 1) 日本建築学会、2003年5月26日宮城県沖の地震／2003年7月26日宮城県北部の地震災害調査報告書、2004年
- 2) 源栄正人、短周期・大加速度地震動と建物被害－2008年岩手・宮城内陸地震と2003年宮城県沖の地震（三陸南地震）の比較－、平成20年岩手・宮城内陸地震シンポジウム資料集、48-66、

2008年7月

- 3) 大野晋、源栄正人、2008年岩手・宮城内陸、岩手県沿岸北部地震における仙台市内の強震動分布特性、日本地震工学会年次大会—2008梗概集、234-235、2008年
- 4) 青井他、岩手宮城内陸地震の際の KIK-net 一関西観測点における強震波形と推定された永日本地震学会ニュースレター、Vol.20 No.3、2008.
- 5) 河北新報出版センター、08年6月14日岩手・宮城内陸地震特別報道写真集、2008年
- 6) 日刊・大崎タイムズ、2008年6月15日
- 7) 高橋容之、谷野正朝、源栄正人、2008年岩手・宮城内陸地震の被災地における常時微動 H/V スペクトル、日本地震工学会年次大会—2008梗概集、320-321、2008年
- 8) 佐藤光浩、源栄正人、アンケート調査に基づく 2008年岩手・宮城内陸地震における大崎市および栗原市の揺れの調査、東北地域災害科学研究、第45号、2009年3月
- 9) 太田 裕、後藤 典俊、大橋 ひとみ：アンケートによる地震時の震度の推定、北海道大学工学部研究報告、第92号、pp.117-128、1979年
- 10) 太田 裕、小山 真紀、中川 康一：アンケート震度算定法の改定—高震度領域—、自然災害科学、16-4、pp.307-323、1998年
- 11) 落合 衛、源栄 正人、大野 晋、佐藤 健：2003年7月26日宮城県北部の地震における震源域とその周辺のアンケート震度、東北地域災害科学研究、第40巻、pp.83-88、2004年
- 12) 気象庁：災害時地震速報「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」、災害時自然現象報告書2008年第1号、2008年
- 13) 境有紀、神野達夫、瀨瀬一起、震度の高低によって地震動の周期帯を変化させた震度算定法の提案、日本建築学会構造系論文集、第585号、pp.71-76、2004.
- 14) 境有紀、青井淳 中川文寛、最近の大地震で発生した地震動の性質と被害の対応、第36回地盤振動シンポジウム(2008)、日本建築学会、pp.29-40、2008.
- 15) 落合衛、源栄正人、大野晋：5月26日宮城県沖の地震における宮城県域のアンケート震度調査、日本地震工学会大会-2003梗概集、pp.特114-115、2003.

平成 20 年度科研費科学研究費補助金（特別研究促進費）

「2008 年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査」報告書

強震観測による強震動発生特性調査

三宅弘恵・木村武志・引間和人・横田裕輔・塚越大・額纈一起（東京大学地震研究所）

1. はじめに

2008 年岩手・宮城内陸地震 (M_{JMA} 7.2, M_w 6.9) は、近年発生した国内の内陸地震としては、1995 年兵庫県南部地震 (M_{JMA} 7.3, M_w 6.8) の地震規模を上回り、東北地方で発生した内陸地震としては 1896 年陸羽地震 (M 7.2) と並ぶ規模の地震であった。震源域では多数の土砂災害が発生し、岩手県奥州市や宮城県栗原市で震度 6 強が観測された。

強震動の特徴としては、図 1 や表 1 に示すように、震源直上の KiK-net 一関西観測点において地表記録としては史上最大の 4000 cm/s^2 に迫る大加速度上下動 (Aoi *et al.*, 2008) が観測されたほか、KiK-net 東成瀬観測点、KiK-net 一関東観測点で 1g を超える強震動が記録され、震度相当値はいずれも 6 強であった。これらの観測事実は、震源近傍が地震時に相当の揺れに見舞われたことを示唆している。

我々は、2008 年岩手・宮城内陸地震の強震動の成因を明らかにするため、強震波形と測地データを用いたジョイントインバージョンにより震源過程を推定した (Hikima *et al.*, 2008)。次いで、1-Hz GPS を用いた震源過程解析を行い、本地震における震源過程の推定能力を調べた (Yokota *et al.*, 2008)。また、震源近傍において実施した臨時強震観測に基づいて震源特性・伝播特性・地盤増幅特性を推定し (木村・他, 2008)、最後に、2008 年岩手・宮城内陸地震の強震動生成の一因となった上盤効果について考察した (塚越・他, 2009)。

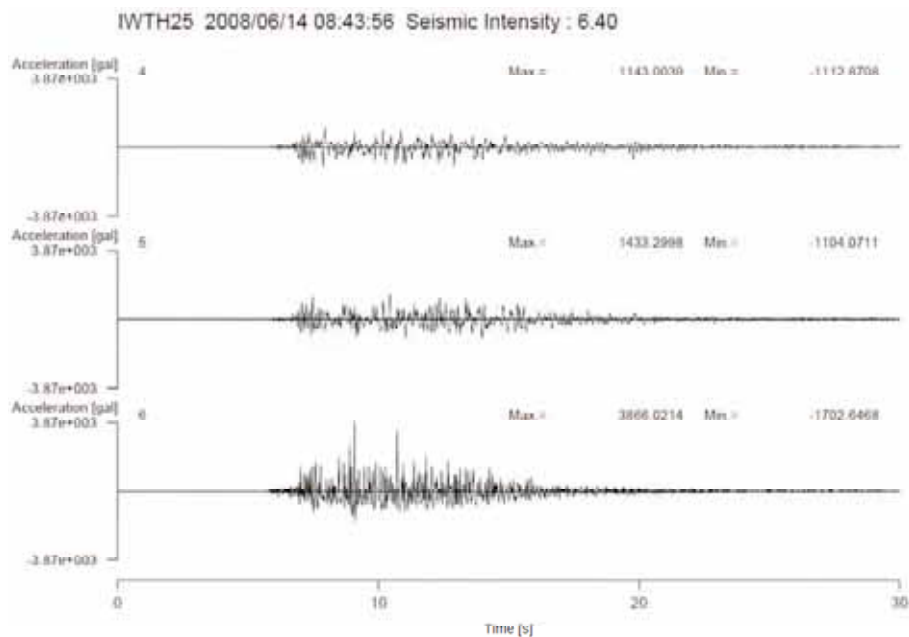


図 1. 2008 年岩手・宮城内陸地震時における KiK-net 一関西観測点 (IWTH25) の地表加速度記録。上から南北成分・東西成分・上下成分。

表 1. 地表で観測された顕著な最大加速度水平動と上下動.

地震名 (観測点名)	水平動 (cm/s ²)	上下動 (cm/s ²)	M _w と断層種類
2008 年岩手・宮城内陸地震 (KiK-net 一関西)	1143, 1433	<u>3866</u>	6.9 (逆断層)
1985 年 12 月カナダ・Nahanni 地震 (Station 1)	760, 660	<u>2322</u>	6.7 (逆断層)
1979 年米国・Imperial Valley 地震 (El Centro Array Station 6)	420, 430	<u>1622</u>	6.5 (横ずれ断層)
1976 年ウズベキスタン・Gazli 地震 (Karakyr Point)	738, 656	<u>1300</u>	6.7 (逆断層)
2003 年宮城県北部地震 (宮城県矢本町)	667, 850	<u>1242</u>	6.0 (逆断層)
2008 年岩手・宮城内陸地震 (KiK-net 東成瀬)	1318, <u>2449</u>	1094	6.9 (逆断層)
2004 年新潟県中越地震最大余震 (新潟県川口町)	1639, <u>2036</u>	549	6.3 (逆断層)
2003 年宮城県北部地震前震 (宮城県鳴瀬町)	603, <u>2005</u>	584	5.4 (逆断層)
1994 年米国・Northridge 地震 (Tarzana)	<u>1744</u> , 970	1029	6.6 (逆断層)
2004 年新潟県中越地震 (K-NET 十日町)	<u>1716</u> , 850	564	6.6 (逆断層)

2. 強震波形と測地データから推定した 2008 年岩手・宮城内陸地震の震源過程

強震動の生成原因や地震の発生機構について考察するために、詳細な震源過程を知るとは重要である。そこで、2008 年岩手・宮城内陸地震について、強震波形と測地データを用いた震源過程解析 (Hikima *et al.*, 2008) を行った。

強震波形は、防災科研 K-NET (Kinoshita, 1998) および KiK-net (Aoi *et al.*, 2000) で観測された加速度波形に 0.02~0.1 Hz のバンドパスフィルタをかけ積分した速度波形を用いた。測地データは国土地理院 GEONET による GPS の 30 秒サンプリングデータの解析を行い、地震の 1 分前と地震の 2 分後との差を取ったものを地震時の地殻変動量として解析に用いた。

はじめに、強震記録を用いてメカニズム解の推定と予備的な解析を行い、それらをもとに余震分布や地表断層の可能性のある変状地点の位置 (産業技術総合研究所・活断層研究センター, 2008) などを参考に断層面を設定した。震源位置は気象庁一元化による検測値を用いて Double-Difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) により再決定した値を用いた。震源深さは 6 km である。断層面は予備的な解析による走向 201 度、傾斜 41 度の西傾斜の面を

基本としたが、震源域北部に位置する GPS 観測点の変位ベクトルの方向を説明するためには、この観測点が上盤側に位置する必要があることから、最終的には震源域北部では走向を変えた 2 枚の断層面を設定した。この断層面に対して強震波形、測地データをそれぞれ用いてすべり分布を求め、さらにそれらを同時に用いたジョイントインバージョンを実施した。震源インバージョンは *Yoshida et al. (1996)* を改良した方法により行った。

グリーン関数は *Kohketsu (1985)* の reflectivity 法を用いて計算し、そのための一次元水平成層構造は、震源付近で発生した 2008 年 6 月 18 日 16:55 の $M_{\text{JMA}} 4.5$ の余震波形を用いた波形インバージョン (*Hikima and Koketsu, 2005*) により観測点ごとに設定した。理論的な地殻変動量は、強震波形から推定した速度構造をもとに一次元水平成層構造を設定した上で、*Zhu and Rivera (2002)* により計算した。

図 2 に最終すべり量の分布を示す。震源の南に大きなすべり領域（アスペリティ）が存在し、ここでの最大すべり量は約 5 m である。震源より北部では多くの余震が発生しているが、そこにもやや小規模なアスペリティが存在する。震源の南に位置するアスペリティでは、比較的小さな面積に大きなすべり量が集中しており、すべり分布から静的な応力低下量を計算すると、最大約 40 MPa と大きな値である。これは、このアスペリティから比較的短周期に富んだ地震動が放出されたことを示唆しており、KiK-net 一関西観測点で 4000 cm/s^2 を超える加速度が観測されるなど、断層近傍で大加速度が記録されたことと調和的といえる。

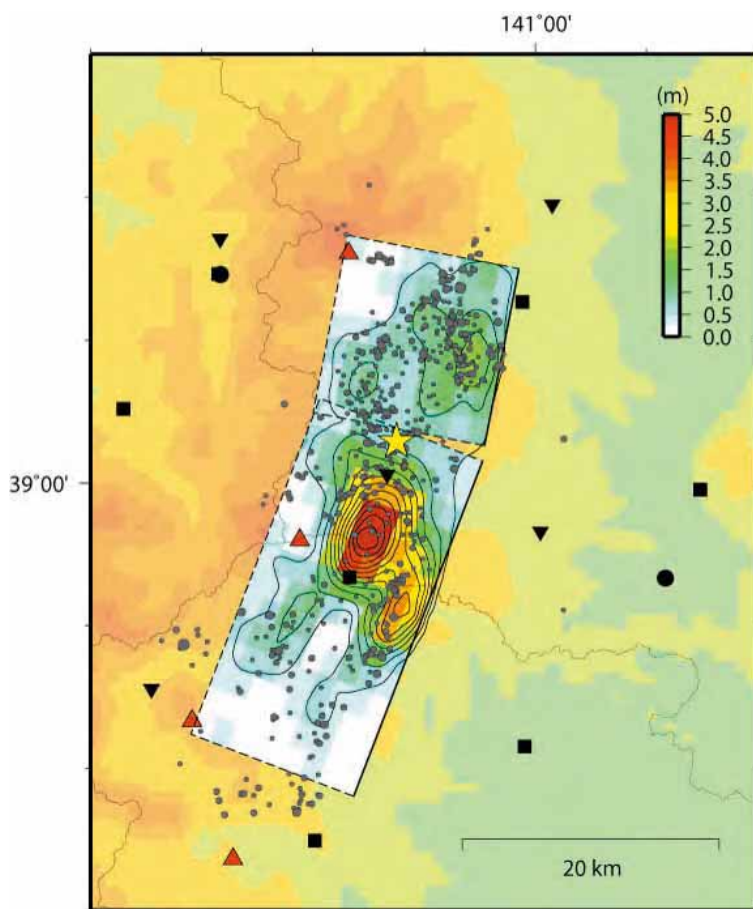


図 2. 二枚断層を仮定した強震波形と測地データのジョイントインバージョンにより得られた 2008 年岩手・宮城内陸地震のすべり分布。☆は破壊開始点。△は火山の位置。■▼●は観測点を示す。

3. 1-Hz GPS から推定した 2008 年岩手・宮城内陸地震の震源過程

近年、ハイレート GPS は火山や津波の観測などにも応用されており、地震に対しても、巨大地震の場合では Larson *et al.* (2003) によって地震動が観測される事が示されている。更に最近では、マグニチュード 8 クラスの地震の震源過程推定にも応用されており (Miyazaki *et al.*, 2004), 補助的に中規模地震に対しても用いられている (Ji *et al.*, 2004; Kobayashi *et al.*, 2006). しかし、1-Hz GPS 単独で中規模地震の震源過程推定を行った事例はない。本研究では、まず 1-Hz GPS と強震計の波形を比較し、本地震の震源過程推定に十分なデータである事を確認した後、1-Hz GPS 単独で波形インバージョンを行った。更に、強震波形と地殻変動のジョイントインバージョンの結果と比較・検討 (Yokota *et al.*, 2008) を行った。

本地震における地表変位は GEONET の観測網によって 1 秒サンプリングで観測されている。1-Hz GPS データはこれらの観測から、Larson *et al.* (2003) による手法を用いた解析によって得られた。強震計の波形との比較などを通じて、マルチパスではないノイズがわずかに見られるものの、1-Hz GPS で十分に強震動が捉えられていると推定した。本研究では震央からおよそ 50 km 内の全方位にある GPS 観測点、12 点のデータを使用し、*P* 波、*S* 波を十分に含む 60 秒間の波形を用いた。サンプリングレートは 1 秒のままとしている。

推定断層面は Hikima *et al.* (2008) において準備段階で用いた、長さ 40 km × 幅 20 km の 1 枚断層モデルを考え、(strike, dip) = (203, 36) として、破壊開始点を 北緯 39.028°, 東経 140.880°, 深さ 6.5 km とし、推定した断層モデルは 200 個の 2 km × 2 km の小断層に分割している。また、断層面上の破壊速度は 2.6 km/s とした。グリーン関数は Zhu and Rivera (2002) による波数積分法を用いて計算した。速度構造モデルについては Hikima *et al.* (2008) において得られた各強震観測点 (K-NET, KiK-net) での 1 次元速度構造モデルの中から、各 GPS 観測点に近接な観測点のモデルを使用した。波形インバージョンは、Hikima and Koketsu (2005) によって改良された Yoshida *et al.* (1996) の手法を用いている。

1-Hz GPS インバージョンの結果、総モーメント量は 2.5×10^{19} Nm (M_w 6.9), 最大すべりは 5.8 m と計算された。これらは、一枚断層を仮定した強震波形と地殻変動によるジョイントインバージョンから得られた 2.4×10^{19} Nm (M_w 6.9), 4.8 m という計算結果とおおむね整合的である。両者のすべり分布を見てみると、南側の大きなアスペリティと北側の小さなアスペリティの位置がほぼ等しく、また最大すべりを得た地点もほぼ等しい。また、両者の各断層での震源時間関数のスナップショットを見てみると、破壊開始点から南北両側に破壊が進展する様子や、南側への破壊伝播速度が速く、南側のアスペリティが先にすべりのピークを迎え、北側のアスペリティの立ち上がりが遅い様子などが見られる。

このように、両者の結果は、震源断層における静的な破壊の様子だけでなく動的な破壊進展の様子も整合的であり、高い精度で本地震の動的特徴が推定されている事から、1-Hz GPS による中規模地震の静的かつ動的な破壊の特徴の推定能力を確認することができた。

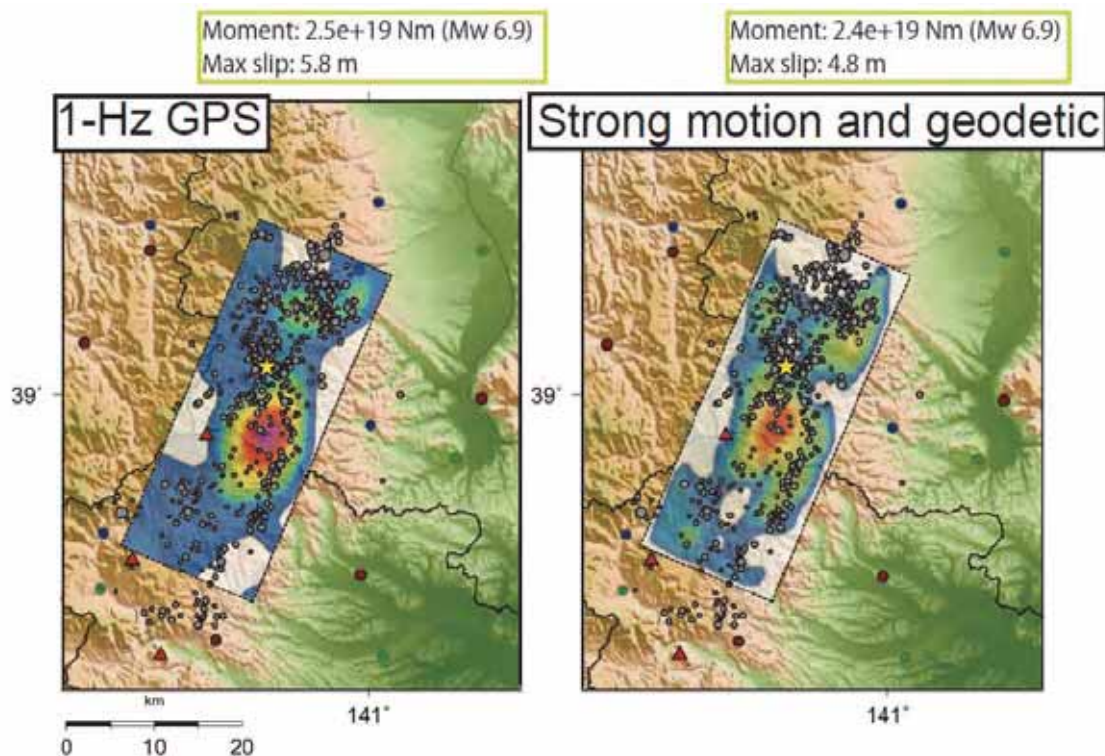


図 3 1-Hz GPS の波形インバージョン (左) と強震波形と測地データのジョイントインバージョン (右) から推定された 2008 年岩手・宮城内陸地震のすべり分布. 両者とも一枚断層を仮定している. ☆は破壊開始点. △は火山の位置. ●は観測点.

4. 2008 年岩手・宮城内陸地震の臨時強震観測

表 1 に示した通り, 2008 年岩手・宮城内陸地震では震源直上の KiK-net 一関西で 3 成分合成最大加速度値 4022 cm/s^2 が観測されるなど, 震源近傍の KiK-net 東成瀬 (2600 cm/s^2) や KiK-net 一関東 (1372 cm/s^2) において, 非常に大きな地震動が記録された. この様な強震動の成因を探るため, 臨時強震観測を実施するとともに, 既設の強震観測網と臨時余震観測の強震記録を用いた震源・伝播経路・地盤増幅特性の分離解析を行った.

臨時強震観測は, 2008 年 6 月 15 日から約 1 ヶ月半にわたり, 図 4 に示した 7 点において行った. このうち, KiK-net 一関西~KiK-net 一関東~K-NET 一関に至る直線距離約 20 km の区間に設置された臨時強震観測点 6 点は, 断層上盤~断層ごく近傍~断層下盤におけるアレイ観測を目的としている. 観測装置は SMAR-6A3P (ロガー: 改良 LS-7000) を用い, UD 成分 5 cm/s^2 トリガーの 100 Hz サンプリングで観測した.

震源・伝播経路・地盤増幅特性を把握するため, 多数の余震観測記録を用いて岩田・入倉 (1986) の手法によるスペクトルインバージョンを行い, 図 5 および 6 に示される各特性を推定した (木村・他, 2008). 震源近傍域では KiK-net 一関西 (IWTH25) を除いて, 地震被害と密接に関係する周期 1 秒付近の増幅が顕著ではないことが分かった. また, 比較的平坦な地盤増幅特性を示した K-NET 一関 (IWT010) を除き, 5 Hz 以上の短周期が増幅する観測点が多いことが示唆された.

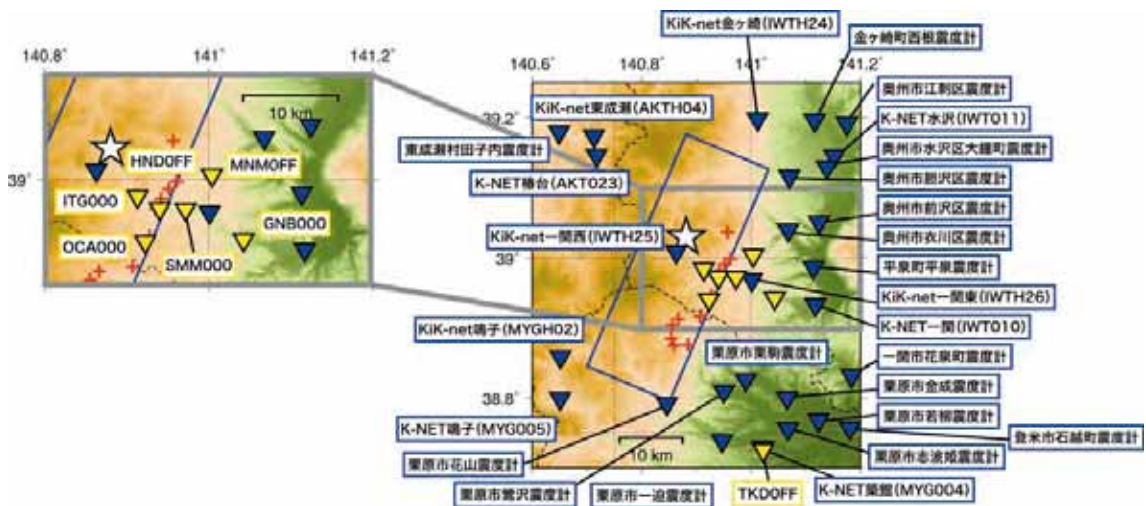


図 4. 2008 年岩手・宮城内陸地震直後に設置した 7ヶ所の臨時強震観測点 (ITG000, HND0FF, OCA000, SMM000, MNM0FF, GNB000, TKD0FF).

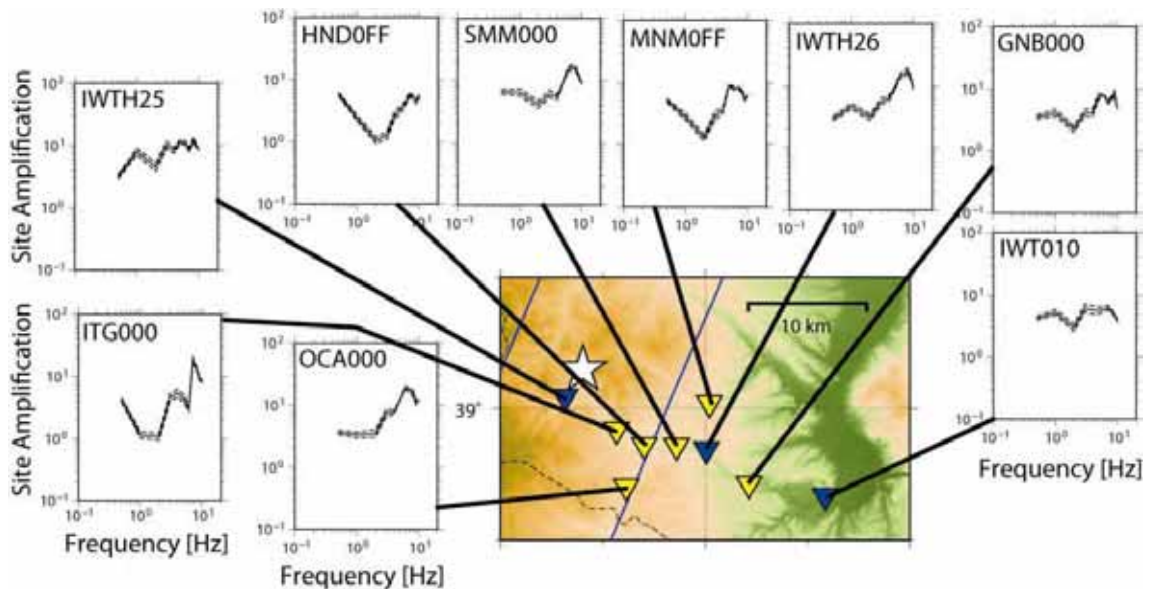


図 5. 推定された震源近傍観測点の地盤増幅特性.

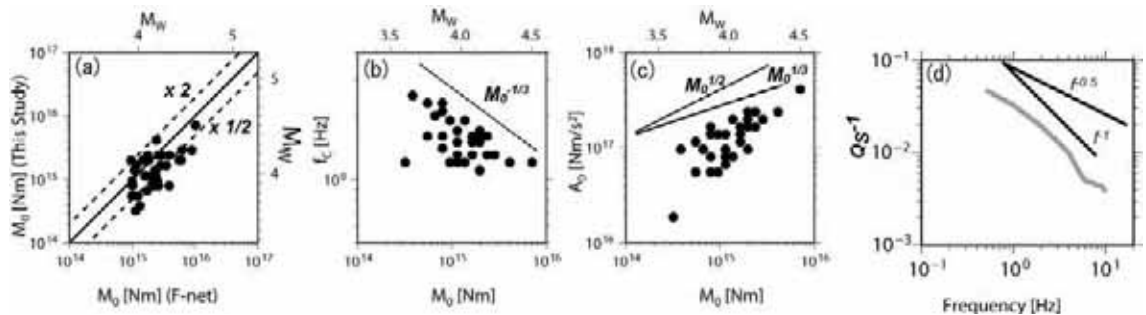


図 6. (a) F-net の地震モーメントに対する推定された余震の地震モーメント. 推定された地震モーメントに対する (b) コーナー周波数, (c) 加速度震源スペクトルレベルの関係. (d) 推定された Q 値.

5. 2008 年岩手・宮城内陸地震の上盤効果の検討

逆断層運動による地震において、震源近傍の地震動には上盤効果が大きな影響を与えることが指摘されている (Abrahamson and Somerville, 1996; Oglesby *et al.*, 1998). 上盤効果とは、逆断層の上盤側観測点において、地震動の強さを経験的に予測する距離減衰式に比べて 1.4～2 倍程度大きな値が観測される現象であり、1994 年米国・Northridge 地震で初めて指摘された。上盤効果の影響は決して無視できないものとして、米国 NGA プロジェクトでは上盤効果の影響を距離減衰式に導入している(例えば Abrahamson and Silva, 2008). 一方、日本の強震記録においては、上盤効果を検討・調査した例は少ない (司・翠川, 2005; 内山・他, 2008). そこで本研究では、2008 年岩手・宮城内陸地震の高密度強震観測記録において上盤効果が顕著であったかどうかを検討した (塚越・他, 2009).

まず、震源近傍の K-NET や KiK-net, 気象庁, 国土技術政策総合研究所による強震記録から最大加速度 (PGA) と最大速度 (PGV) を求めた。最大加速度と最大速度を求める際、地震波形記録が公表されている場合は、最大加速度に関しては地震計から得られたデータをそのまま用いて地表における値を求めた。最大速度に関しては、加速度波形に 0.1～10 Hz のバンドパスフィルターをかけた上で積分し算出した。波形記録が公表されていない場合、公表されている最大加速度のみを利用した。次に、これらの観測値と、距離減衰式を用いた推定値との残差をとり、内山・他 (2008) の方法を参考に断層の上盤側と下盤側の観測点に分けて、残差と断層最短距離との関係を水平成分と上下成分の最大加速度・最大速度についてそれぞれ求めた。距離減衰式は、水平成分に対しては司・翠川 (1999) を使用し、最大加速度に関しては地表における値を、最大速度に関しては V_s30 の補正を行い工学的基盤上の値を得た。上下成分に対しては佐藤 (2008) を使用し、地表における値を得た。

その結果、下盤側では観測値と推定値の残差は小さい傾向にあったが、上盤側では残差が大きくなる傾向がみられ、2008 年岩手・宮城内陸地震において上盤効果が確認された。また、従来着目されてきた水平成分のみならず、上下成分においても上盤効果を確認することに成功した。但し、面的分布を調べると、断層の地表投影部分から上盤側で残差が大きくなる結果が多いものの、破壊伝播指向性の効果などによって下盤側で残差が大きくなる結果もあり、今後数値シミュレーションによる検討が必要であると考えられる。

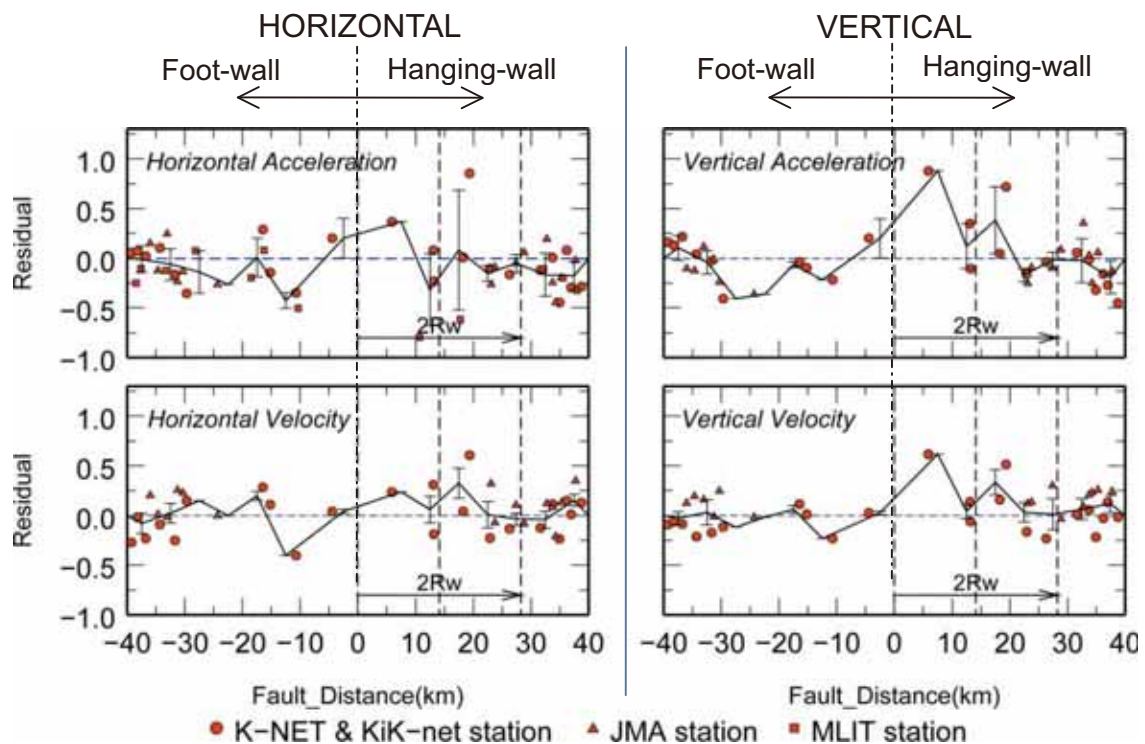


図 7. 距離減衰式に対する 2008 年岩手・宮城内陸地震の強震記録の自然対数残差. 右側は水平動, 左側は上下動を示し, 上段は最大加速度, 下段は最大速度を示す.

謝辞

解析には防災科学技術研究所 K-NET・KiK-net, 気象庁震度計, 国土技術政策総合研究所の強震記録, 国土地理院 GEONET の測地記録, 気象庁一元化震源情報を使用させていただきました. また, 臨時強震観測点設置の際には, 多くの関係者の方々にご理解とご協力を頂きました. 記して感謝いたします.

参考文献

- Abrahamson N. A. and W. Silva (2008). Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations, *Earthquake Spectra*, **24**, 67–97.
- Abrahamson. N. A. and P. G. Somerville (1996). Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, S93–S99.
- Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada (2000). New strong-motion observation network: KiK-net, *Eos Trans. AGU*, **81**(48), Fall Meet. Suppl., Abstract S71A–05.
- Aoi, S., T. Kunugi, and H. Fujiwara (2008). Trampoline effect in extreme ground motion, *Science*, **322**, 727–730.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2005). Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18303,

doi:10.1029/2005GL023588.

- Hikima, K., S. Miyazaki, and K. Koketsu (2008). Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (Mj 7.2), Japan, inferred from strong motion and geodetic data, *Eos Trans. AGU*, **89**(53), Fall Meet. Suppl., Abstract S51D-1789.
- 岩田知孝・入倉孝次郎(1986). 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, *地震*, **39**, 579-593.
- Ji, C., K. M. Larson, Y. Tan, K. W. Hudnut, and K. Choi (2004). Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17608, doi:10.1029/2004GL020448.
- 木村武志・竹本帝人・塚越大・坂上実・三宅弘恵・瀬戸一起 (2008). 2008年岩手・宮城内陸地震における震源近傍での強震動, 2008年日本地震学会秋季大会予稿集, X1-022.
- Kinoshita, S. (1998). Kyoshin Net (K-NET), *Seismol. Res. Lett.*, **69**, 309-332.
- Kobayashi, R., S. Miyazaki, and K. Koketsu (2006). Source processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake and its largest aftershock inferred from strong motion and 1-Hz GPS data, *Earth Planets Space*, **58**, 57-62.
- Kohketsu, K. (1985). The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, *J. Phys. Earth*, **33**, 121-131.
- Larson, K. M., P. Bodin, and J. Gomberg (2003). Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake, *Science*, **300**, 1421-1424.
- Miyazaki, S., K. M. Larson, K. Choi, K. Hikima, K. Koketsu, P. Bodin, J. Haase, G. Emore, and A. Yamagiwa (2004). Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21603, doi:10.1029/2004GL021457.
- Oglesby, D. D., R. J. Archuleta, and S. B. Nielsen (1998). Earthquakes on dipping faults: The effects of broken symmetry, *Science*, **80**, 1055-1059.
- 佐藤智美 (2008). 地殻内地震に対する P 波部・S 波部・全継続時間の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, **632**, 1745-1754.
- 産業技術総合研究所・活断層研究センター (2008).
http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/index.html
- 司宏俊・翠川三郎 (1999). 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文報告集, **523**, 63-70.
- 司宏俊・翠川三郎 (2005). 2004年新潟県中越地震および余震の観測記録にみられる Hanging-wall 効果, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, B081.
- 塚越大・瀬戸一起・三宅弘恵 (2009). 内陸地殻内地震における上盤効果の検討, 日本地球惑星科学連合 2009年大会, 投稿中.
- 内山泰生・糸井達哉・翠川三郎 (2008). 応答スペクトルの距離減衰式にみられる断層上盤効果の検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 861-862.

- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000). A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.
- Yokota, Y, K. Koketsu, K. Hikima, and S. Miyazaki (2008). Source process inversion of 1-Hz GPS data from the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake, *Programme and Abstracts of the 7th General Assembly of Asian Seismological Commission*, Y2–226.
- Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibasaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida (1996). Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 437–454.
- Zhu, L. and L. A. Rivera (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media, *Geophys. J. Int.*, **148**, 619–627.

岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害

[土砂災害グループ] 丸井英明・渡部直喜 (新潟大学)

檜垣大助 (弘前大学)

宮城豊彦 (東北学院大学)

八木浩司 (山形大学)

千木良雅弘・釜井俊孝・福岡浩 (京都大学)

里深好文 (立命館大学)

1. はじめに

2008年6月14日に発生した岩手-宮城内陸地震(M.7.2)によって、栗駒山周辺の一迫川、二迫川、三迫川、磐井川および胆沢川上流部を中心として、地すべり・斜面崩壊等多くの土砂災害が発生した。土砂災害の型式は多岐に亘っている。本稿では、まず主要な斜面変動の型式と分布について述べ、震源域の地形・地質構成と斜面変動の関連、地すべり・崩壊に対する軽石凝灰岩の役割についての考察結果を記す。さらに、最大規模の荒砥沢地すべりについて概要と運動機構を報告する。

2. 斜面変動の型式と分布 八木浩司 (山形大学)

地震後の2008年6月15-16日にアジア航測によって撮影された1/1万カラー空中写真の判読により、2200箇所以上で斜面変動の発生を把握した。斜面変動形態の型式毎に1/2.5万地形図上にプロットし、斜面災害分布図を作成した(図-1:八木ほか2008a)。その結果、岩手・宮城内陸地震に起因する斜面変動は、栗駒山南東-南山麓部に集中するという地理的偏在性が認められた。今回の地震で発生した斜面変動は、移動速度からみればいずれも高速すべり・崩壊であるが、形態から深層地すべり、崩壊性地すべり、浅層崩壊および土石流に区分された。

2. 1. 深層地すべり

深層地すべりは、厚い地塊がすべり面上を後方回転あるいは並進運動によって移動したものである。本地域では、未-半固結の新第三紀堆積岩層上を、固結した火山岩類あるいは溶結凝灰岩が覆う地質構造、すなわちキャップロック構造を示す場で認められた。規模が数ヘクタール程度のもの多くは、後方回転運動の形態で発生した。

並進運動による深層地すべりは、キャップロック構造を示す地域で、堆積岩類の上部に形成された平滑で緩傾斜のすべり面に沿って元斜面が切離するように移動したもので、直線的な滑落崖とその前面のグラベン状の陥没帯が形成されている。また、移動体はその移動距離にもかかわらず部分的に原型をとどめている。本地震によるこのタイプの深層すべりの発生例は少ないが、荒砥沢ダム上流で発生した大規模なものがこれに相当する。荒砥沢地すべりは、初生地すべりではない。地変前の空中写真判読によると、今回の地変で形成された滑落崖に沿って古い滑落崖や陥没帯が認められることから、荒砥沢地すべりは再活動型地すべりということが出来る。

2. 2. 浅層崩壊

今回発生した斜面変動2234箇所のうち1855箇所は、浅層崩壊である。全般に河川沿い

の下部谷壁斜面に沿って分布する。栗駒山中腹に分布する火砕流堆積面を切る谷壁斜面沿いに規模の大きなものが多く、とりわけ比高 100-300m のほぼ垂直に近いゴルジュが発達する一迫川上流や磐井川上流に集中的に分布が認められる。それらは遷急線下部を冠頂部として発生し、岩屑雪崩として流下したと考えられる。垂直に近い溶結凝灰岩・溶岩部ではトッブルから崩落したものとも考えられるが、ここでは崩壊に一括した。それらの斜面変動は、緑の谷に一面褐色の幕を引き下ろした如く、この流域の地形景観を一変させた(写真1)。また、谷底を埋めた岩屑末端から発生した土石流も認められる。しかし、震央に近い磐井川左岸以北では、発生した浅層崩壊の規模が一迫川流域のものに比べ小さくなる。磐井川以北では、中新世から鮮新世にかけての火砕岩が分布し、起伏量の小さな丘陵が広がっていることが、崩壊の分布や規模の地域的差異を生じさせていると推測される。

2. 3. 崩壊性地すべり (Debris slide)

崩壊性地すべりは、発生域に馬蹄形状の滑落崖が発達し、斜面中部に移動体が部分的にでも残るものとした。崩壊性地すべりは、浅層崩壊と同様、一迫川最上流等の溶結凝灰岩を切り込むゴルジュ沿いで認められる。崩壊性地すべりは、浅層崩壊に比べ移動土塊の量が多い。移動体末端は、崩壊してさらに岩屑雪崩として谷底を埋積し、多数の地すべりダムを形成した。

2. 4. 土石流 (Debris flow)

流動タイプの斜面変動の大半は土石流である。土石流の多くは、上述の通り浅層崩壊、崩壊性地すべりによって谷壁からもたらされた岩屑雪崩堆積物が、谷底を埋積したのち流動したものである。それらは栗駒山南東山麓の耕英、温湯付近の緩傾斜の谷底で発生している。

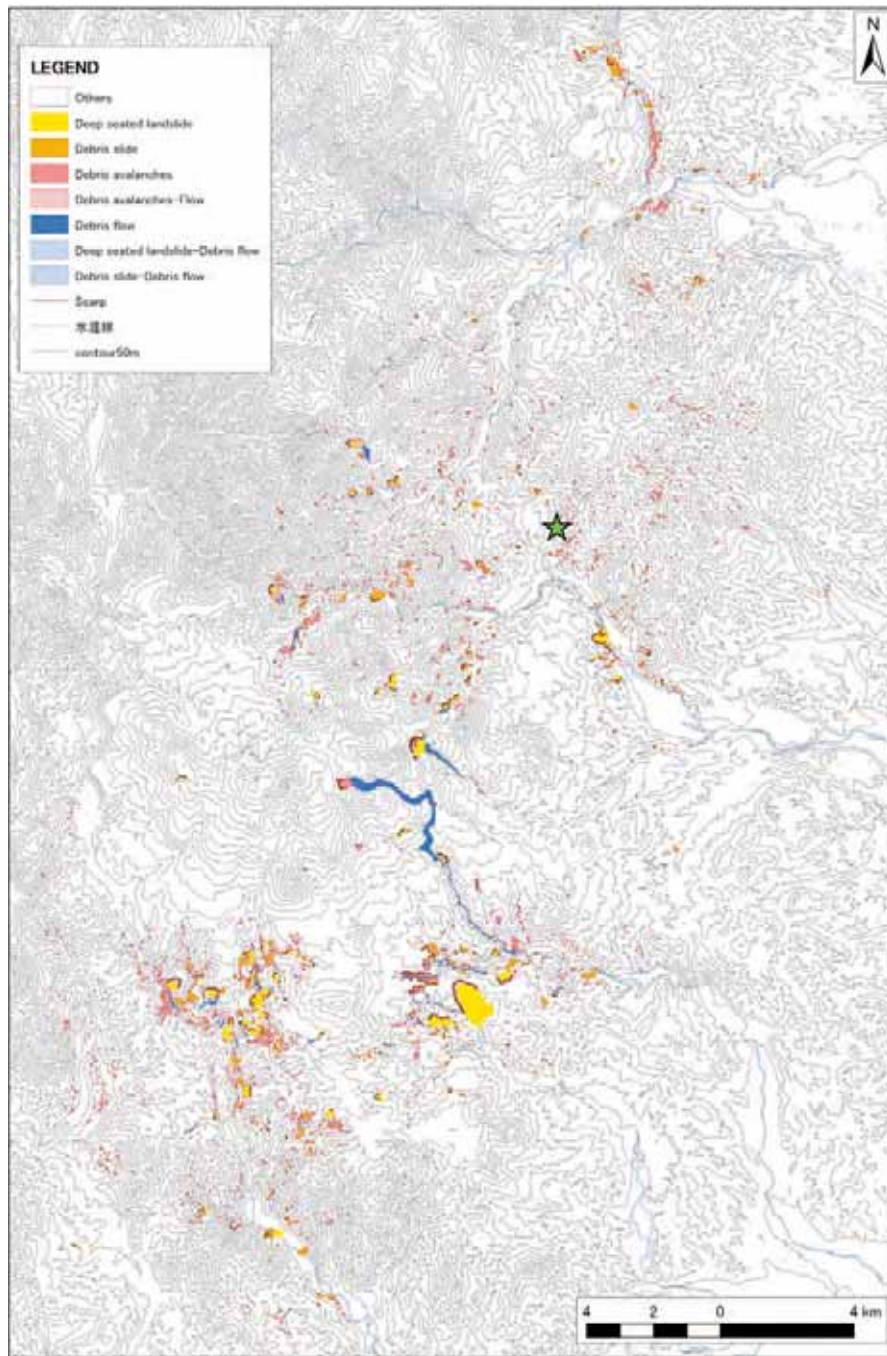
土石流には、泥流 (Mud flow) として長距離を移動したものがある。東栗駒山山頂東面で発生した表層崩壊が、ドゾウ沢を 10km に亘って流下した (写真2)。本泥流の等価摩擦係数は 0.107 である。泥流流下後のドゾウ沢谷底には、全てが流し去られ大きな碎屑物は残されていない。発生域直下の残雪には、斜面物質が流下した際に巻きあがったと考えられる泥水の飛沫による汚濁が認められる (八木ほか,2008b)。深層地すべりによる河道閉塞のため、泥流が一時的に逆流したため駒ノ湯温泉を押し流し、多数の人命を奪った。一方、下流側でドゾウ沢に隣接する産安川上流で発生した泥流は、1.6km しか移動しなかった(写真2右側の土石流参照)。このような移動距離の違いは、発生場の地質条件や地下水を涵養する残雪量の差に求められる。すなわち、ドゾウ沢最上部では、空隙率の高いアグルチネートが分布しその上部を厚い残雪が覆っていたことに対し、産安川最上流では、粘性の高い凝灰質堆積岩が分布し、地震発生時に積雪はすでに消失していたことが崩落物質の移動距離に大きく関与したと考えられる。

参考文献

1) 八木浩司・佐藤剛・山科真一・山崎孝成(2008) : 2008 年岩手県・宮城内陸地震により発生した地すべり・崩壊分布図

http://japan.landslide-soc.org/education/report/iwate_miyagi_EQ_080717.jpg

2) 八木浩司・山崎孝成・宮城豊彦(2008):岩手・宮城県内陸地震で発生した東栗駒山東面の崩壊と土石流. 日本地すべり学会誌,45・2, pp.63



図－1 2008年岩手・宮城地震に伴う斜面災害分布



写真－1 一迫川最上流域の浅層崩壊と土石流化した谷底堆積物



写真－2 栗駒山当面で発生した泥流・土石流 (左：ドゾウ沢、右：産安川)

3. 震源域の地形・地質構成と斜面変動の多様性 宮城豊彦（東北学院大学）

震源断層と見られる断層の上盤側、東西 10-20km、南北約 40km の狭い範囲、地形的には奥羽山脈東側の主山稜から山麓部、焼石岳火山と一迫川に挟まれる地域に、2,000 箇所を越える、様々な斜面災害が発生した。斜面災害が集中的に発生した地域を構成する地形を解析し、斜面災害と地形場との関係を考察した。解析には、主として林野庁東北地方森林管理局が設置した調査委員会で用いられた資料と、筆者が観察した結果とを用いた。

奥羽山脈は、足尾山地から下北半島の恐山山地まで延長 500km に達する、南北に連なる細長い山嶺である。この一続きの稜線は、新第三系の堆積岩で構成され、岩手・秋田県境をなす和賀岳（1440m）が最高所で、多くは 1200-1300m の高度を有する。奥羽山脈には数十に上る第四紀の火山が、等間隔ではなく 7つのクラスターを作って分布している（林ほか、1996）。栗駒山は栗駒-鬼首火山地域に含まれ、焼石岳はその北側に隣接する火山である。これらの火山は隆起軸上にそびえ、大きな山容を見せる火山も、その堆積物の量は必ずしも多く無い。山脈を開析する河川は阿武隈・北上・馬淵川などの大河川に合流する、延長が数十キロ程度の支流が多いものの、主山稜付近では比高数百メートルの長大な浸食斜面を形成する。脊梁山脈の東麓部は、火山性の堆積物からなる緩斜面が広がる場合と第四紀初頭の地形面を背面とする丘陵地からなる場合とがある。今回の斜面災害被災地には極めて多彩な、性格を異にする地形が分布している。このような地形条件の多様性も、今回の斜面災害の様相を複雑にする素因として留意されるべきであろう。

3. 1. 奥羽山脈東側の地形・地質の配列と斜面災害の特徴

図-2a に、奥羽山脈の東側に発達する地形と地質の状況を簡略化し、模式的に示した。脊梁山脈の高所は、概ね隆起軸と重なっているが、複数の大規模な構造線で切られ、複背斜構造をなす場合が多い。この第三系の構造の上位に火山性の堆積物が重なっている。火山性の堆積物は、熔岩・火砕流堆積物・泥流堆積物等、その規模・固結度・比重・組成などにおいて多彩である。山麓部には第三紀末から第四紀中葉にかけて形成されたと思われるカルデラが見られ、その一部は厚い湖成堆積物で充填され、地形的に確認できないものも多い。山地・丘陵地の地形境界は、明瞭な傾斜変換線として認識され、活断層がそこに位置することも多い。海拔 400-500m に点在する緩斜面には強風化の段丘礫が認められる場合があることや、丘陵背面高度がかなり平滑なことを踏まえると、丘陵地は山地の裾野というよりもむしろ、隆起傾向にある古い段丘（扇状地？）等の河成地形にその起源を求めるほうが適切と思われる。火山の裾野には多くの場合、火砕流堆積面や溶結凝灰岩の堆積面、泥流堆積面などの緩斜面が広く発達している。更にその東部には、現在の水系に沿って発達する数段の河岸段丘が見られる。仙台平野や大崎平野などが更に東部に広がり海岸に達する。以上のように、奥羽山脈の東側の地形は、主山稜から順に、火山斜面、非火山性山地斜面、山麓・丘陵地、段丘面群、沖積平野と配列している。これを開析する河川の河床は、浸食の結果として懸垂曲線で近似される河床縦断形を形成する。大局的に観て、山地斜面の斜面形状は曲率の大きい凹型断面ないし直線状であり、且つそれぞれの地形領域は傾斜変換線で限られる。河床縦断曲線と周囲の斜面領域の地形プロファイルを重ねた場合、河川の上流部（最源流部ではなく）に、著しく比高の大きな溪岸が出現することになる。また、地質構造が流れ盤的な性質が強いことと、河川の下刻が激しいことと相俟って、河岸に長大な流盤構造を持つ斜面の先端が開放される地形・地質条件を生み出すこと

になる。複雑な地形・地質構成と河川の下刻が相俟って、様々な型式の斜面変動を発生させる素地を創り出している。図-2bには、それぞれの地形・地質環境で典型的に出現する斜面変動を示した。併せて、今回の斜面災害の主な集中地区における発生事例を示した。例えば、栗駒山東斜面のドゾウ沢源頭部に発生した崩壊と土石流は、火山斜面を開析する大規模なガリーの上端に発生したもので、火山特有の熔岩流や高山地形の雪窪・雪溪等の局地的な地形・水文条件がその活動に大きく関係していると思われる。その北東に隣接して発生した産女川源流部の大規模な地すべりは、産女川熔岩流（藤縄他、2001）で発生したもので、熔岩とその下位の凝灰岩というキャップロック構造が産女川の浸食により大きな溪岸を創り出し、過去に発生した地すべり性の崩壊地を、更に拡大するように崩壊が生じ、地すべり性崩壊の大規模化につながった可能性が指摘できる。一迫川上流の湯ノ倉地区や湯浜地区、川原小屋沢や相ノ沢等に発生した大規模な山腹崩壊は、河床と接する溪岸との比高が150mを越すような規模に達するほど下刻が進んだ場所に発生している。ここでは、溶結凝灰岩等火山起源の岩石が作る緩斜面と谷壁溪岸斜面との間に極めて明瞭かつ大比高の遷急線が形成されており、地震動が増幅される地形条件が整った条件にあった。耕英地区と隣接する二迫川支流などに、集中した地すべりと崩壊・土石流が複合した斜面災害は、谷頭部のような水が集中する部位に発生した災害として注目される。火山斜面を開析する小規模なガリー、山麓部の丘陵地、泥石流堆積地、火砕流台地などが大きく破壊された箇所はあまり目立たない。荒砥沢ダム上流の巨大地すべり、隣接するヒアヒクラ沢、シズミクキ沢などで発生した大規模な地すべりは、これまで列挙したような地形条件が関連した斜面災害とは別個のものである。これらの大規模な流れ盤層すべり型式の地すべりの発生は、傾斜変換線とか比高、勾配などといったその場の地形条件を要因としては考え難い。地質構造そのものに大規模地すべりの発生の素因を求めることが現実的であろう。

3. 2. 幾つかの典型的な地震性破壊の事例

巨大なブロックグライドとしての荒砥沢地すべり：荒砥沢地すべりの動きの概要とこの型式の破壊現象の広がりについてのみ記載する。このような巨大地すべりは、破壊前後の地形データや植生データが入手できれば、その比較から様々な動きを推定できる。地震発生の翌日には国土地理院による空中写真撮影がなされ、すぐに公開された。また、この地域に関しては2006年に撮影された空中写真も整備されていた。そこで、この2時期の空中写真を比較して地表面の地すべり変動を把握することを試みた。道路、流路、植生境界、地形境界、点在する湿地等が対比できる指標である。写真-3-3は移動体の中の最も大規模なものの変形状況である。500m四方に及ぶ巨大なスギ林を乗せた移動体は、300mほど移動したが、土塊の変形は殆ど生じなかった。移動はほぼ水平で、高度差は10m~15m程度しか生じなかった。この移動がスベリ面上の動きを直接反映しているとするれば、スベリ面は極めて平滑で、勾配は2度以下ということになる。その一方で、この前方には岩塊が乱雑に堆積するゾーンが移動方向に直行して、やや弧状の帯として広がっている。この部分を圧縮擾乱帯と呼ぶ。一部に露出する砂岩・泥岩の互層は急角度の西落ちで突き上げている（写真-3-6）。ここには地すべり発生前のダム湖に浮遊していた丸太（60m~70mも持ち上げられている）、道路のよう壁、橋の一部と思われるボックスカルバートなどが積み重なっている（写真-3-5）。これは、もともとダムに流入していた溪流の流路部分で移動土塊が押し曲がるような変形を生じたためではないかと推測される。さらにそ

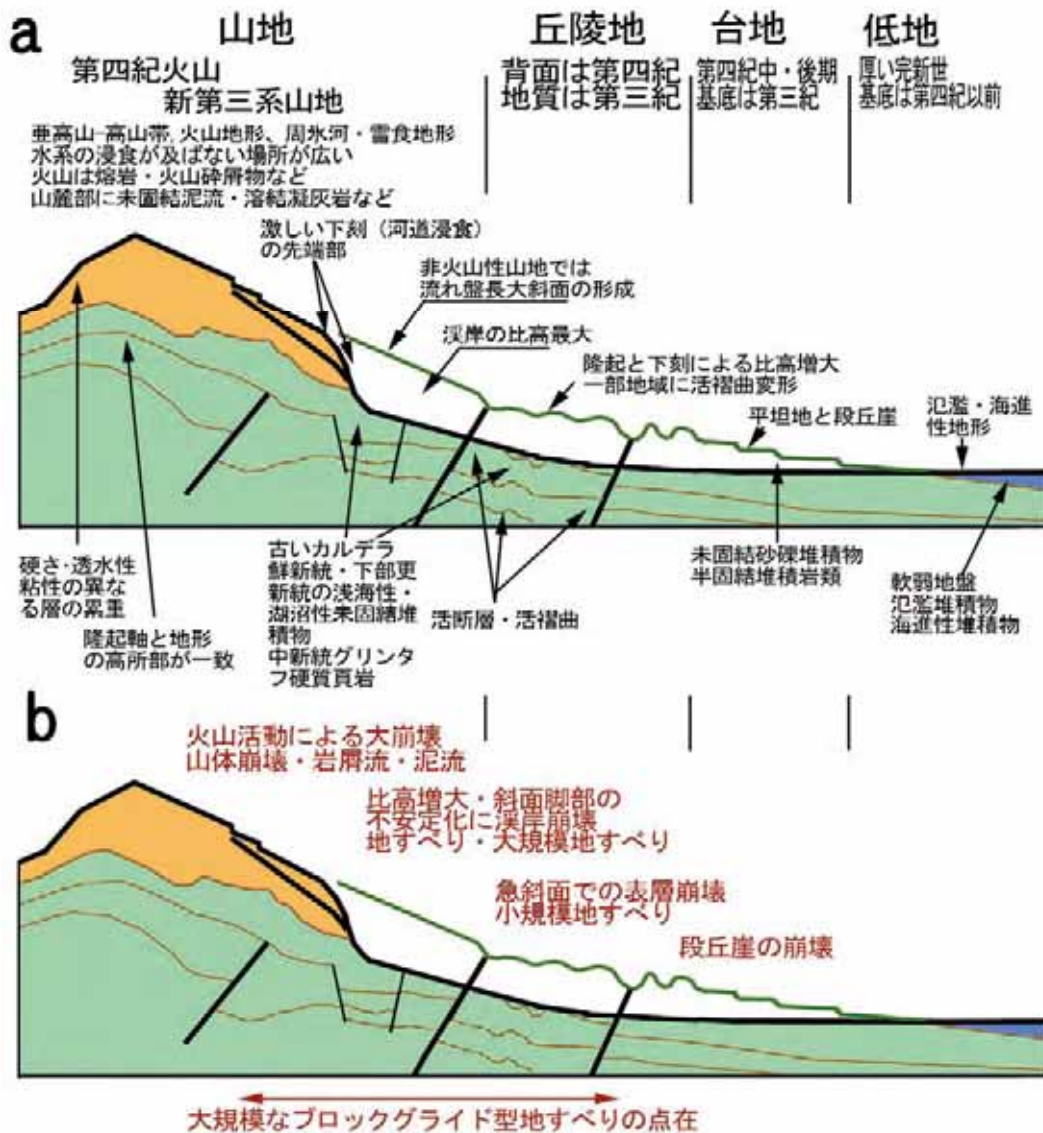


図-2 奥羽脊梁山脈東側斜面の地形配列 (a) とそこに発生する斜面災害 (b)

の前方にまた杉木立があり、この部分が移動体先端部に相当し、不動域の丘陵地にのし上げたものと見られる。これらの各部位に見られる道路や植生界などの移動状況を見ると、圧縮擾乱帯の位置で移動量は 200m 程度に減少し、さらに先端部の移動量は 100m 程度にまで低下することが判る。つまりこの大規模な移動体は、全体で 300m 程度ほぼ水平に移動したが、その先端部は折れ曲がったり、のし上げたりしながら、先端部の移動量は 100m 程度に低下した。この間かなりの圧縮変形を引き起こしたということになる。この巨大な移動体のすべり面は、荒砥沢に流れ込む 3 本の溪流の、中央の溪流の溪床よりも下位にあったと思われ、東側の溪流の位置で先端部の抜け上がりが生じていたと考えられる。主滑落崖に相当する部分の壁面からは、移動体構成層の堆積構造が観察される。それらは、上位から溶結凝灰岩、薄い軽石層、厚い半固結の凝灰岩層等（写真-3-2）であるが、多数実施されたボーリング資料によれば、この巨大スベリのすべり面構成層は、凝灰岩質

の砂岩・泥岩の互層中に存在する。なお、田村他（2008）は、この平坦で巨大な動きの駆動力として、地震動自体を想定している。



写真－3 荒砥沢地すべりの概要と変形の特徴

1：主滑落崖上端から移動体全景と荒砥沢ダム、2：主滑落崖の地質構成と崩壊岩屑
3：主たる移動体とその上位のスギ林および測部の擾乱帯、4：第2リッジの壁面と佐藤剛氏（矢印）、5：大規模擾乱帯のボックスカルバート、6：同擾乱帯の搾り出された砂岩・泥岩の互層の状態

このような、流れ盤層すべりの型式の巨大岩盤地すべりでは、専ら地質構造に素因が求められるが、今回の破壊では地質構造に加えて、旧期の活動を示す地すべり地形の存在が重要な役割を果たしたと推察される。今回の地すべりでは、荒砥沢ダム上流に分布している大規模な地すべり地形の中で、斜面途中に大規模な過去の移動体のすべり切らずに残されていた部分が一体的に動いたものと推察される。このようなブロックグライド型の巨大

地すべりによって形成されたとと思われる地すべり地形は、岩手宮城内陸地震の被災地周辺にも点在している。震源域である北端の焼石岳から栗駒山を含み、南は蔵王までの範囲で地すべり地形の規模・様式の総括的な調査を進めた木全（1983）は、平滑なスベリ面をスライドするブロックグライドタイプの地すべりとして、3つの型を設定し、それら28箇所の分布を明らかにしている（図-3）。

一迫川上流部の大規模な溪岸（山腹）破壊：一迫川上流の湯の倉地区や湯浜地区、川原小屋沢や相ノ沢などに発生した大規模な溪岸崩壊は、栗駒火山の熔岩流によって形成された山麓緩斜面、第四紀初頭に噴出したと思われる溶結凝灰岩の堆積面の名残りを残す緩斜面などが、一迫川本流、川原小屋沢、相の沢など主な支流によって下刻され、緩斜面群と河床の比高が150mを越す大規模なゴルジュが形成されていた場所に発生した。一迫川と川原小屋沢合流点より上流の流域面積は44.58km²で、今回の地震により流域内に山腹崩壊が269箇所確認でき、地震による崩壊面積は2.57km²に達した。流域面積の約5.7%が地

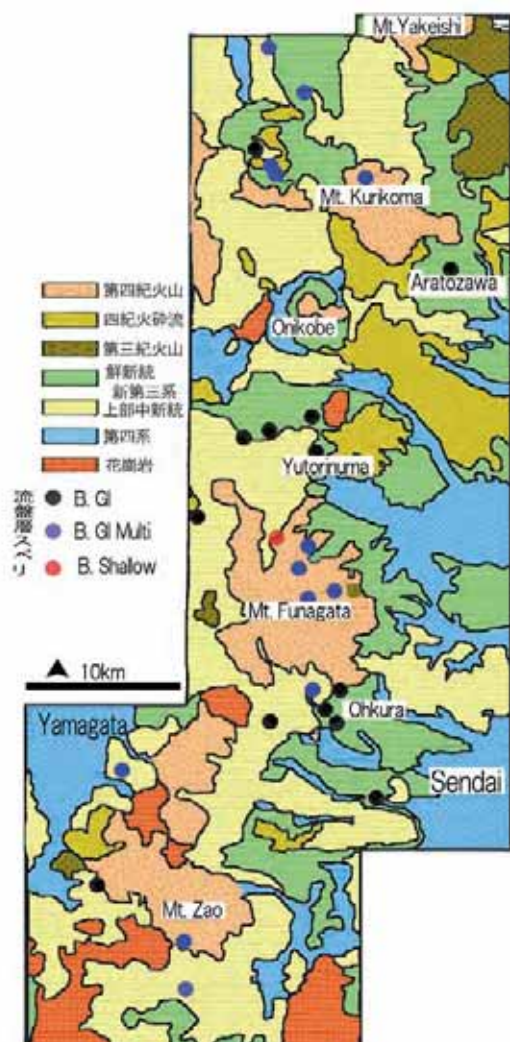


図-3 焼石嶽から蔵王山までの奥羽脊梁山脈における大規模ブロックグライド型地すべり地形の分布と主な地質

震により被害を受けている。それぞれの溪流で大規模な崩壊や地すべりが多数発生していて、地震発生直後に河道閉塞が7箇所形成されたが、その内、湯ノ倉温泉地区と湯浜地区では巨大な湛水湖が現時点でも形成されている。特に生産土砂量が100万m³を越すような大規模な溪岸崩壊は、このような地形的位置に集中して発生している。図-4には、その分布状況を示した。比高150mに及ぶ大規模な溪岸急斜面は、上部の緩斜面ここは、溶結凝灰岩など火山起源の岩石が作る緩斜面と谷壁溪岸斜面との間に極めて明瞭かつ大比高の遷急線を形成しており、地震動が増幅される地形条件が整った地形状況にあった。多数の河道閉塞を生じた一迫川の中で、湯浜温泉付近の大規模溪岸崩壊（生産土砂量が300万m³、溪床埋積土砂量160万m³、崩壊残土量140万m³）と湯ノ倉温泉付近の大規模溪岸崩壊（生産土砂量176万m³、溪床埋積土砂量65万m³、崩壊残土量110万m³）の2例を対象として破壊の状況を把握した。湯ノ倉温泉地区の崩壊は、斜面長510m、平均幅120mで、尾根部の溶結凝灰岩に主滑落崖が形成され、下位の凝灰角礫岩と共に崩落し河道を閉塞した。河道閉塞部の推定最大層厚は約30m、堆積幅は約90m、閉塞区間長は約550mである。この閉塞による湛水

により、湯ノ倉温泉が水没した。地層の傾斜は、 $10\sim 20^\circ$ 北東方向で、崩壊の縦断方向に対して概ね $5\sim 10^\circ$ 程度の受け盤である。冠頭部滑落崖に分布する溶結凝灰岩の底面は、左側壁（東）へ向かって約 5° 傾斜しており、上記の構造に一致する。崩壊のすべり面形状は、緩やかな円弧状で移動土塊が対岸に達している。移動土塊は、斜面中腹部までは南南西へ流下し、末端部左側壁部の左岸壁面に衝突し、移動方向を南西方向に変えて一迫川に到達している。河床の移動土塊は、ほとんどが凝灰角礫岩からなり、尾根部の溶結凝灰岩は崩壊地内に堆積している。対岸にも古い崩壊土砂が厚く堆積していて、段丘状になっていることから、過去にも河道閉塞が形成された可能性もある。

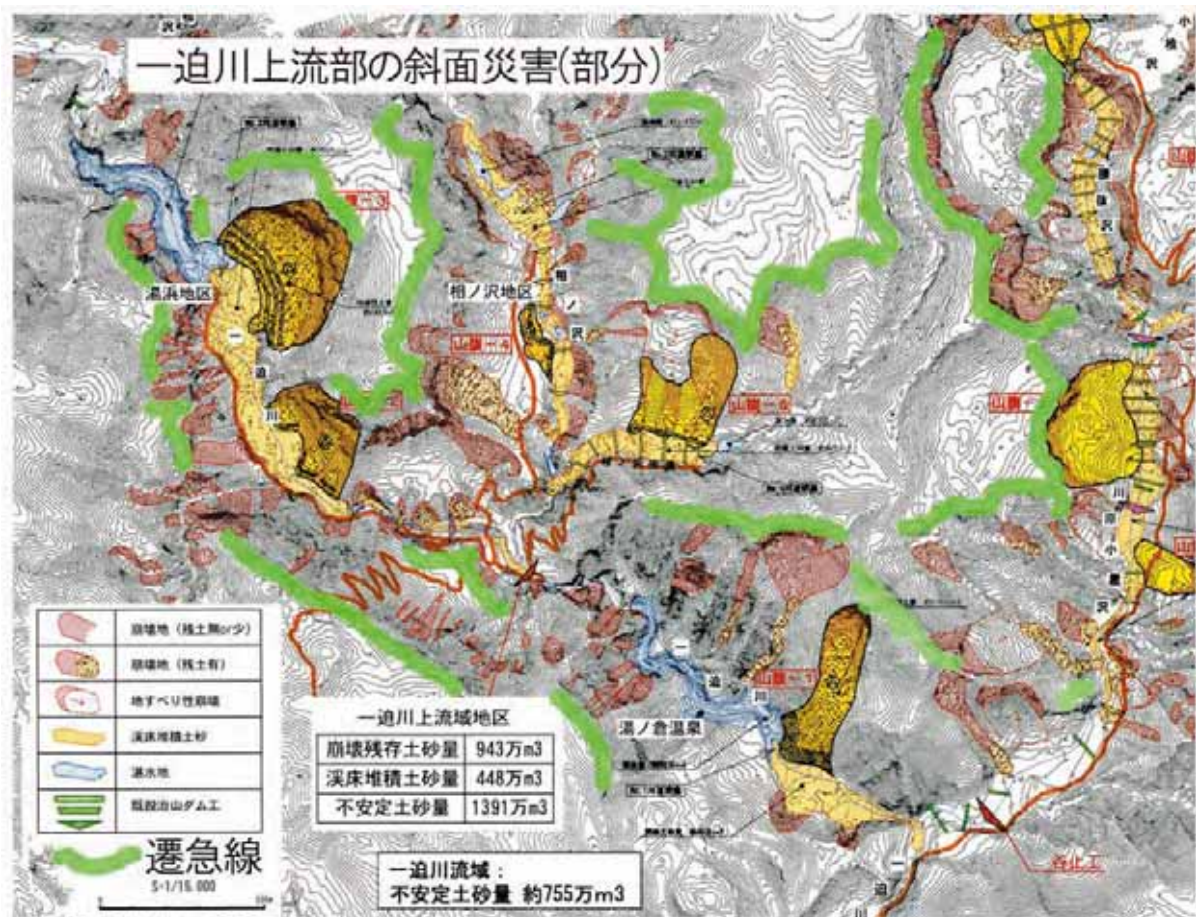


図-4 一迫川上流部の遷急線と斜面災害の分布状況

（東北森林管理局 調査委員会資料に加

湯浜地区の崩壊は、斜面長 210m、平均幅 220m で、新第三紀の溶結凝灰岩と凝灰角礫岩が移動土塊となって河道を閉塞している。河道閉塞の推定最大層厚は約 50m、堆積幅約 200m、堆積区間長約 1100m である。地質は、下位より凝灰質砂岩礫岩、火山角礫岩、礫岩、軽石凝灰岩、溶結凝灰岩、凝灰角礫岩で、溶結凝灰岩は、二層準認められる。軽石凝灰岩は、凝灰質のシルト～砂を基質として巨礫の火山岩礫、軽石を含んでいて、一部に葉理構造が確認される。その走向・傾斜は $N58^\circ E12^\circ S$ で、走向方向と斜面方向が概ね一致する。崩壊のすべり面形状は滑落崖が直線状で、斜面脚部の比較的軟質の軽石凝灰岩底面付近をすべり面とする椅子型すべりの形状を呈している。

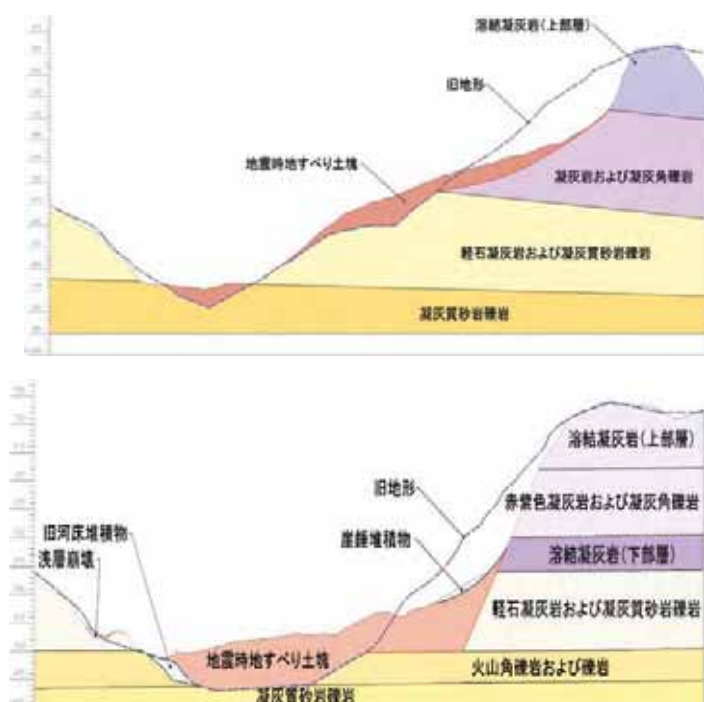


図-5 湯ノ倉地区（上）および湯浜地区（下）の大規模な溪岸破壊（小川内他 2009）

参考文献

- 小川内良人・笠井史宏・宮城豊彦・橋本 純（2009）：一迫川流域の地すべりと崩壊について、
4 学協会岩手宮城内陸地震調査報告書（印刷中）
- 木全令子（1983）：東北地方第三紀層地域に発生する大規模崩壊の地形学的研究、東北大学理学研究科修士論文、119ps.
- 清水文健・大八木則夫・井口 隆（1982）地すべり地形分布図 第1集「新庄・酒田」、防災科学技術研究
- 田村俊和・稲崎富士・下司信夫・下川浩一・須貝俊彦・中島和敏（2008）：岩手・宮城内陸地震（2008年6月14日）による地変（速報）、地学雑誌, 114 巻 7 号, 697-703.
- 田村俊和・宮城豊彦（1983）：栗駒国定公園の地形・地質、栗駒国定公園学術調査報告書、1-15.
- 東北森林管理局（2008）岩手・宮城内陸地震に係る山地災害対策検討会資料（第1回～第3回）.
- 林信太郎・梅田浩司・伴 雅雄・佐々木実・山元正継・大場 司・赤石和幸・大口健志（1996）：東北日本、第四紀火山の時空分布（1）－背弧側への火山活動の拡大（演旨）、日本火山学会講演予稿行集、88.
- 藤縄明彦・藤田浩司・高橋美穂子・梅田浩司・林信太郎（2001）：栗駒火山の形成史、火山、46、269-284.
- 宮城豊彦（2008）：2008年岩手・宮城内陸地震の初動調査記録と巨大な岩盤地すべり、地理、53 巻 11 号, 21-31 および口絵・表紙

これらの大規模な溪岸崩壊は、先述の荒砥沢の巨大地すべりと類似の地質構成の場所に生じた可能性が高い。しかしながら、本地域では河川の両岸に比高 200m に達する谷壁急斜面が形成され、その上位には溶結凝灰岩からなる緩斜面が発達していた。このような地形構成が、取り分け遷急線（地形勾配の急変点）付近での地震動の増幅を招き、破壊を引き起こすに至ったものと考えられる。

謝辞

本項を作成する上で、林野庁東北森林管理局、国土防災技術株式会社、国際航業株式会社、地すべり学会東北支部のメンバーに大変御世話になった。謝意を表す。

4. 地すべり・崩壊に対する軽石凝灰岩の役割 千木良雅弘

岩手・宮城内陸地震によって多くの地すべり・崩壊が発生し、その多くに軽石凝灰岩が関係していた。ここでは、地すべり・崩壊に対する軽石凝灰岩の役割と、その特徴について述べる。当地域の広域的地質については省略するが、3箇所調査地は台地状の地形をなし、その最上部に更新統とされる北川凝灰岩（の溶結凝灰岩）が分布し（佐藤他、1989）、その下位に軽石凝灰岩、凝灰質砂岩などが水平に近い構造をもって分布している。

4. 1. 行者の滝南の崩壊（崩壊幅230m、崩壊奥行10-20m、高さ40m）

これは、比高約40mの溶結凝灰岩の急崖の崩壊であり、溶結凝灰岩の下位に軽石凝灰岩があり、それが軟質であるために発生した崩壊である（図-6）。崩壊の結果、崩壊前の崖面が10-20m後退した。ここでは、溶結凝灰岩の下に軽石凝灰岩、さらにその下に凝灰質砂岩がほぼ水平な層理をもって分布している。崩壊の主体は柱状節理の発達した溶結凝灰岩であり、柱はほぼ鉛直から斜面下方に急傾斜している。

崩壊堆積物の末端には軽石質凝灰岩の破片が密集し、それ以外の部分には柱状節理とそれに交差する割れ目で分離された溶結凝灰岩の岩塊が分布していた。崩壊崖では、溶結凝灰岩の直下が緩傾斜になっていて、そこに斜面後方に倒れた柱状岩塊が載っている。重要な点として、溶結凝灰岩には、柱の最下部が斜面外に突き出すように折れ曲がっているものが認められた（写真-4）。また、同様の変形によって形成された開口割れ目が認められた。以上のことから、この崩壊は、最初に柱の脚部が折れ、柱の主体が脚部を斜面下方に押し出すようにして滑り落ちたものであることがわかる。これは強烈な上下方向の震動に起因している。

軽石凝灰岩は、砂質の基質に最大径数10cm大の軽石ブロックが大量に含まれるもので、遠目には斑点模様に見えるものである（写真-4）。軽石は灰色から淡黄白色で、基質は黄色である。軽石は容易に指でつぶすことができる。その走査型電子顕微鏡写真を写真-5に示す。噴出当初の発泡間隙とともに、Chigira and Yokoyama (2005)が報告したのと同様の溶食による孔が多数認められ、ガラスが薄くなっている様子も認められる。このように、火山ガラスが水和するとともに溶食されて極めてもろくなっていたことが、この崩壊の大きな素因である。この軽石をX線分析した結果、変質鉱物としてわずかにスメクタイトが認められた。

4. 2. 行者の滝南方の地すべり（御沢、幅400m、長さ400m）

この地すべりは、おそらく軽石凝灰岩中にすべり面が形成され、その上に載る厚さ約40mの溶結凝灰岩がすべったものである（図-6）。滑落崖には溶結凝灰岩とその直下の軽石凝灰岩が露出し、両者の境界は谷側に向けて約40度傾斜している（写真-6）。地すべりの最下部の川縁には軽石質凝灰岩や礫岩が露出し（写真-6）、すべり面は河床よりも下を通り、緩傾斜であると推定される。地すべりの末端は東西方向200mの隆起帯となっており、これは、移動体が対岸に衝突して盛り上がった結果であると推定される。この隆起帯の表面には破碎された軽石質凝灰岩や溶結凝灰岩が散乱している。この帯状の小丘は、左岸の崩壊からの土石にしては、体積が大きく、また、その移動経路も不自然である。左右岸に軽石質凝灰岩が露出する峡谷部分では、両岸ともに岩盤が破断し、割れ目が開口しており、これらの割れ目は、地すべりに伴うものであると判断される（写真-6）。

地すべり発生前の空中写真観察によれば、当箇所にはすでに地すべりがあり、今回の地

震でそれが再活動するとともに、滑落崖が後方に後退したことがわかる。

4. 3. 耕英

ここでは、広い定高性の尾根の縁が崩壊し、その下方の谷を埋めた（図-7）。崩積土にはそれが流動したことを示す帯状の様子が認められた。崩積土が埋めた面積が広がったために、崩壊源自体も大きいような印象を受けやすいが、図-7 と写真-8 に示したように、斜面中腹にある道路よりも下方斜面は土砂に被覆されただけで、崩壊はしていない。

標高約560m の平坦な尾根の下には厚さ約40m の溶結凝灰岩があり、その下に厚さ1.5m の軽石凝灰岩、1.5m の火山豆石凝灰岩を含む火砕物の層がある。この軽石凝灰岩は、最大径10cm の軽石片を含む白色シルトからなり、非常に軟質である。崩壊前後の地形を比べると、この軽石凝灰岩層よりも上の溶結凝灰岩が崩壊し、その縁の急崖が後退したものと推定できる。

4. 4. 崩壊と地すべりにおける軽石の役割

以上、行者の滝南方の崩壊と地すべり、および耕英の崩壊の地形、地質状況について述べた。2つの崩壊は台地の縁に発生し、その結果、台地の縁が10-20m 後退した。これらは、軽石凝灰岩の上に載る厚さ40m の溶結凝灰岩が崩壊したものである。行者の滝南方では、溶結凝灰岩が沈下し、柱の最下部が足を斜面下方に投げ出すように折れ、その後、溶結凝灰岩が後方回転しながらすべり落ちた様子が明らかになった。走査型電子顕微鏡観察によれば、軽石凝灰岩は極めて多孔質であり、かつ後の溶食によってエッチピットが多数形成されており、ガラス自体がきわめてもろくなっていた。また、これらの軽石凝灰岩は、いずれも最大径数10cm の塊が砂質あるいはシルト質の気質の中に“浮かぶ”ような構造を呈していた。この構造の形成原因については明らかではない。

このように、脆い軽石凝灰岩の上に厚い溶結凝灰岩が載る構造の山体に大きな地震動が加わり、側部が自由空間である台地の縁で溶結凝灰岩の沈下と軽石凝灰岩の破壊が起こり、斜面が崩壊したものと推定する。行者の滝南方の地すべりにおいても、おそらくすべり面は軽石凝灰岩の中に形成されていると推定され、やはり、その発生には軽石凝灰岩が大きくかかわっていたと推定される。

謝辞

本研究実施にあたり、(株)復建技術コンサルタントの太田保、小林俊樹、山本佑介の各氏、および日本応用地質学会の岩手・宮城内陸地震調査団（橋本修一団長）には、さまざまな便宜を図っていただくとともに、現地で議論していただいた。ここに謝意を表す。

引用文献

佐藤比呂志、天野一男、田口一雄（1989）新第三系・第四系5.6 蔵王-鳴子地域．日本の地質2「東北地方」，p127.

Chigira, M. and Yokoyama, O. (2005) Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides. *Engineering Geology*, 78, 187-207.

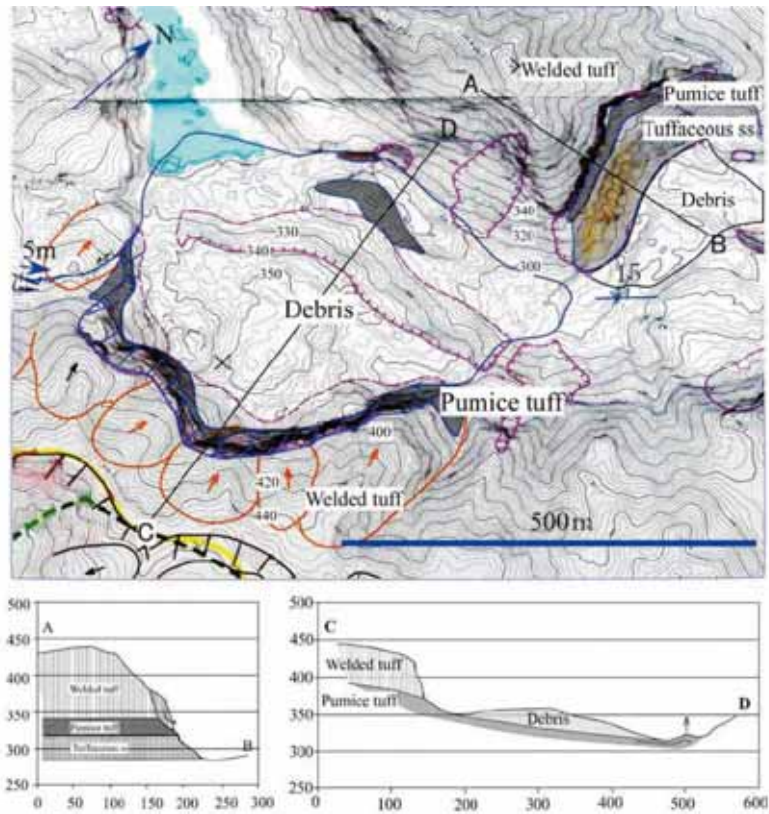


図-6 長者の滝南方の崩壊（断面線AB）と地すべり（断面線CD）の平面図と断面図。



写真-4 行者の滝南方の崩壊。溶結凝灰岩の破壊（左、中央）と軽石（右）。
節理に囲まれた柱の脚部が足を投げ出すようにして破壊。中央は左の写真中央部の拡大。

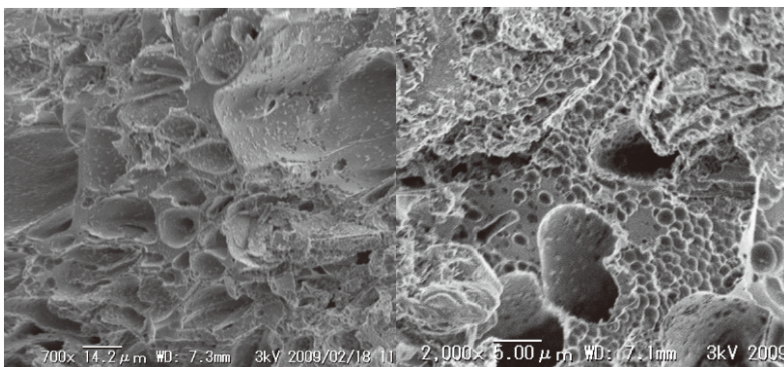


写真-5 行者の滝南方の崩壊にみられた軽石凝灰岩（走査型電子顕微鏡写真。）
形成当初の発泡間隙と共に、溶食によるエッチピットが多数認められる。

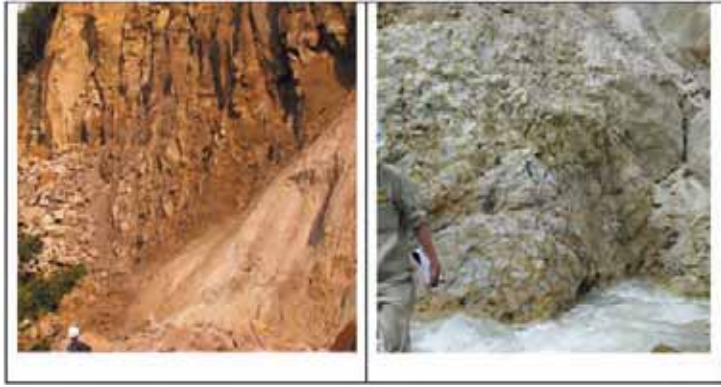


写真-6 長者の滝南方の地すべりの滑落崖(左)と、末端の隆起部下部に表れた軽石凝灰岩(右)

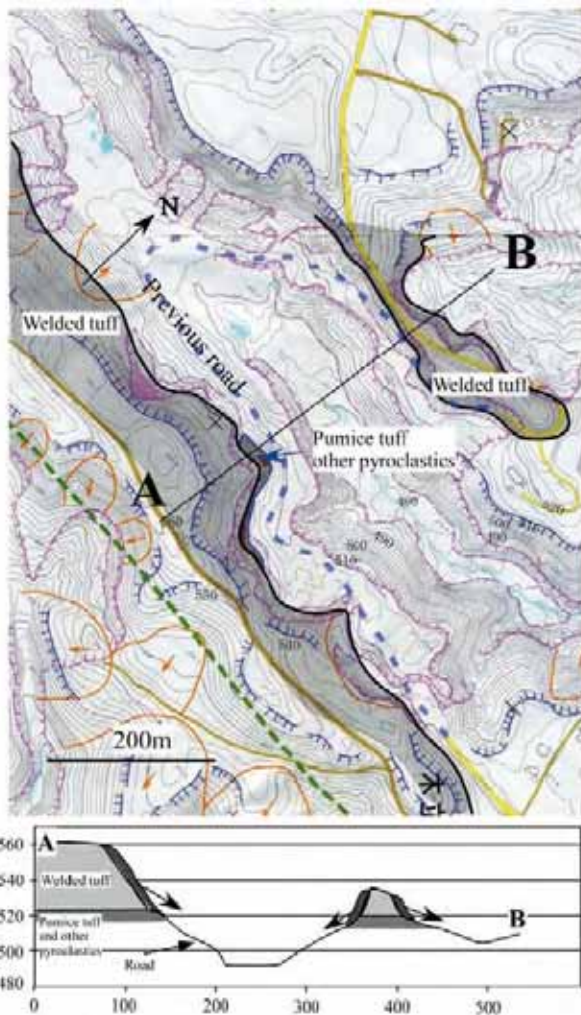


写真-7は、図-7の断面図のA側の斜面を北東から望む。

旧道路とその下方斜面は崩積土に覆われているが、崩壊していない。崩壊したのは、軽石凝灰岩他の火砕物よりも上の溶結凝灰岩。

図-7 耕英地区の崩壊状況と地質、断面図。軽石凝灰岩他火砕物上に載る溶結凝灰岩が崩壊。

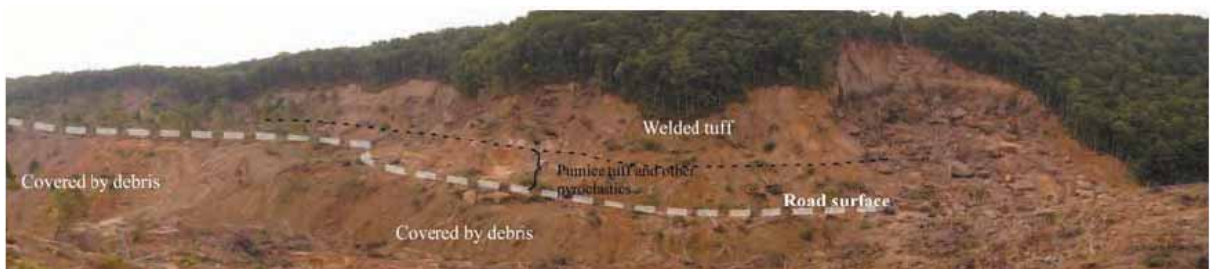


写真-8 耕英地区の崩壊。

5. 荒砥沢ダム上流大規模地すべり 檜垣大助

宮城県栗原市の二迫川上流の荒砥沢ダム上流で今回の地震に起因する最大規模の地すべりが発生した。この地すべりは、栗駒火山南麓に位置する標高 200～500m の丘陵性山地に位置し、土砂移動範囲は長さ 1400m、幅 900m、推定最大深さ 150m 以上に及ぶ（写真-9）。発生箇所付近の地質は、下位より中新世後期以降の砂岩・泥岩互層、軽石質凝灰岩・細粒凝灰岩、熔結凝灰岩である。

この地すべりによって、多量の土砂がダム貯水池に入り込んだほか、荒砥沢地区と（主）築館栗駒公園線を結ぶ道路が寸断された。ここでは、現地調査と空中写真判読による地形的特徴と目撃者への聞き取りから得られた地すべりの発生経過について述べる。

5. 1. 地すべり地の地形的特徴

図-8 は、地震発生後 2 日以内に撮影された国土地理院及び国際航業による空中写真の判読により作成された地すべり箇所の地形分類図（（社）日本地すべり学会緊急調査団，2008）である。発生前の地形図と比較すると、今回の地すべりは、すでに存在した地すべり地形の部分が過半を占め、それが背後の東西方向に延びる尾根に拡大するような形で発生した。また、上記道路の位置のずれから水平移動量は南東方向に約 300m 余りに達する。

地すべり滑落崖は高さ 150m 近くあり、その下方に旧地すべり地形滑落崖にほぼ平行な 2 列のリッジが存在する（図-8 の A, B）。両リッジの間は凹地をなし、そこから東方向に移動したと見られる移動地塊が北側側方崖下に認められる。



写真-9 荒砥沢ダム地すべりの全景

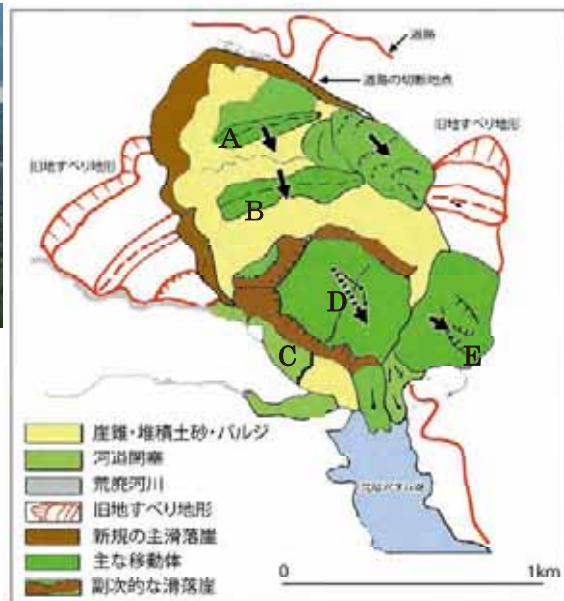


図-8 荒砥沢地すべりの地形分類と主地すべり移動方向

移動地塊の南側側部（C）は、植生も残っておらず土砂の抜跡があり、2 次的な地すべり・崩壊が起こったことを示す。その一部は西側からの沢を埋め土砂ダムを形成している。移動地塊の南半部（図-8 の D）では 400*500m の範囲で、道路面が断続して残っており、移動地塊の他の部分に比べて森林の乱れが少ない。このことから、この範囲では移動地塊が一体となって動いたと考えられる。

5. 2. 地すべりの発生経過

移動地塊の南東端部では、移動地塊内の泥岩層が逆傾斜しており、移動地塊が西向き山腹斜面に乗り上げている（図-8のE）。

ダム直下流で旅館（山武温泉さくらの湯）を経営する大場武雄氏（70歳）に対する聞き取りに調査により、以下の目撃証言が得られた（(社)日本地すべり学会緊急調査団, 2008）。

a) 荒砥沢ダム天端に登った時点（地震発生5分後くらい経過）で、すでに大規模な地すべりで斜面は移動していた。

b) 移動体の南側に面した部分で杉を鉛直に載せたまま何度も土塊の崩落が起こるのが見えた。その際に貯水池に波（高さ2m位）が発生した。

c) 主滑落崖では数十分にわたり崩落が続いた。

以上の現地調査・空中写真地形判読および聞き取り調査からわかる範囲で、地震後翌日の現地調査までの間に次のようなことが起こったと推定される。

1) 地震に伴って、最大150mに及ぶ地すべりが発生し南東に300m移動した。Dの範囲は、その後の2次的な地すべりや崩壊の影響を受けない地すべり地塊とみられる。

2) 1)の移動が生じた直後から、移動地塊は南側部の各所で2次的地すべりや崩壊を生じた。また、1)の後の時間間隔はわからないが、移動地塊上部では東向きの地すべりが発生した。その結果、残存部として2列のリッジができた可能性がある。

3) 最上部では約30分以上にわたって崩落が続き、結果的に現在の主滑落崖が形成された。

参考文献

地すべり学会東北支部（1992）東北の地すべり・地すべり地形-分布と技術者のための活用マニュアル。

落合博貴・松浦純生・竹内美次・梁秀雄（1994）山体による地震動の増幅効果と斜面崩壊。地すべり学会研究発表講演集，33，337-340。

遠田普次・吉見雅行・丸山正（2008）荒砥沢北方で確認された変状について，（独）産業技術総合研究所 活断層研究センターホームページ

http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/index.html

6. 荒砥沢ダム地すべりの高速長距離運動機構 福岡浩・王功輝・宮城豊彦

すべり面が非常に低角度でありながら、巨大地すべりが高速長距離移動した機構の推定を試みた。発生直後、航測会社各社により航空機搭載レーザースキャナーの測量が行われ、発生前と発生後の縦断面形状の比較からすべり面傾斜は 5° 以下で非常に低角度であると推定された。農水省東北農政局等がボーリングを実施し当該委員会資料によると、すべり面傾斜は2度という従来にない低角度と推定されている（図-9）。すべり土塊は主に上側のパミス層と下側の砂岩シルト岩層からなり、すべり面は泥岩中にあると推定されている。地下水位はパミスと砂岩シルト岩層の境界付近に見られた。滑落崖冠頂部と末端の尖頭を結ぶ直線の傾きである見かけの摩擦角 ϕ_a は 5.7° と小さい値を示した。

先述の大場武雄氏によれば、地震発生直後5分程度でダム堤体上に上り「滝のように土砂が（滑落崖から）降り落ちていた」状況を目撃したが、主要な地すべり土塊の移動は既に停止していたと述べている。このことから、主要ブロックの移動速度は 1 m/s 以上であり極めて高速であったと推定される。猶、荒砥沢ダムに設置されている右岸地山の地震計

により記録された本震発生時の約 450 秒間の加速度波形には本震主要動、余震以外に地すべりと思われる震動が長時間記録されているが、地すべり主要土塊が小起伏地形に衝突して停止した時刻については判別できなかった。

6. 1. 現地試料採取

発生直後に現地調査を実施し、ダム湖に面した地すべり土塊末端付近で見られたパミス質の土砂を採取した。パミス層は滑落崖でも明瞭に観察された。1984 年 9 月長野県西部地震により発生した御岳山大崩壊(佐々・福岡他 (1989))、2001 年エルサルバドル沖地震によるラスコリナス地すべりにおいてすべり面のパミスが高速運動に大きく寄与していたことが判明していること(Konagai, K., Fukuoka, H., 他 (2004)、福岡他 (2002))からパミス層が鍵層であると考えた。さらに、福岡と宮城が中央側線沿いの末端の乗り上げ部付近を調査したところ、破碎された泥岩シルト岩互層が露出しており、これを採取した。

6. 2. パミス試料の非排水地震波形载荷試験

パミス質試料について HiNET で観測された波形を用いて非排水条件下で地震波形の载荷を行った。図-10 に試験結果を示す。過剰間隙水圧は間隙圧比にして 8 割程度まで発生したものの、移動距離は約 1cm で波形载荷後にも傾斜 5 度に相当するせん断応力は载荷され続けているものの、運動が自動的に継続するまでには至らなかった。その理由として、上記試験の前に試料を完全乾燥させたこと、パミスは多孔質で表面および内部に気泡を多く持っていることから飽和度が十分でなかったこと、せん断中に粒子破碎が発生すると内部の気泡が露出して飽和度が低下することが原因と思われる。約 2 度の超緩傾斜面で長距離運動するためには、ほとんど完全な液状化に到達しなければ困難であろう。

6. 3. パミス試料の単調载荷試験

一方、せん断応力を単調増加させた非排水せん断試験を図-11、図-12 に示す。せん断変位約 20mm でせん断抵抗が急激に低下し、定常状態に到達し 10m を超えるせん断試験の終了時までほぼ一定のせん断抵抗約 30kPa を示した。初期垂直応力が 100kPa であったので見かけの摩擦角は 17.2 度となる。一方、100m 深のすべり面垂直応力は約 1.3MPa あると考えられる。Okada, Sassa, and Fukuoka (2004)は初期垂直応力によらず非排水単調载荷リングせん断試験では定常状態時のせん断抵抗は概ね同じになることを示した(図-13)。図-12 の試験の初期垂直応力は 100 kPa であるが、定常状態のせん断抵抗はほぼ変わらないと仮定すると、初期垂直応力 1.3 Mpa で地下水位とすべり面がほぼ同じ深度である場合、見かけの摩擦角は約 2° となる(図-14)。この仮定が正しければ、図-11、図-12 の単調载荷試験結果は高速長距離運動をある程度説明できる。

6. 4. 泥岩試料の非排水正弦波形繰り返し载荷試験

採取した泥岩層は手で割れるほど柔らかいものも多かったが、さらにそれらの間に未固結のシルトが挟まっており、実験室でこれをこそいで集めてリングせん断試験機を実施した。泥岩試料中の強風化試料に対して垂直応力とせん断応力の正弦波計をサイクル毎に一定幅、振幅を増大させながら载荷する非排水繰り返し载荷試験を行った。周期は 2.5 秒、10 波を载荷した。初期垂直応力：200 kPa、初期背圧：100 kPa、初期せん断応力：18 kPa、垂直応力とせん断応力の位相差は 180 度(応力経路図は破壊線に直交する方向の直線状)。第 1 波目の応力波形振幅は垂直応力：20 kPa、せん断応力：1 kPa で、1 波毎の増分は垂直応力 18 kPa、せん断応力：10 kPa であったが、累積変位は小さく、試験終了後にせん断は

停止し、継続したせん断は発生しなかった。この試験を 2 回目、3 回目と繰り返した。3 回目の試験結果(21 波目～30 波目)の有効応力経路と経時変化を図-15 に示す。明らかに過剰間隙水圧が累積し、最終的に試験後にも小さな初期せん断応力だけで連続して運動する様子が再現できた。これは、過剰間隙水圧が累積し、ほぼ完全液状化に到達したことにより、傾斜 5 度に相当する極小せん断応力でも運動しうる状態となった為である。実際の現場では地すべり土塊の運動が加速しうることを意味しており、泥岩試料でも極めて緩傾斜のすべり面で高速運動しうることを示すことが出来た。

参考文献

国土地理院(2008)：報道資料「平成 20 年(2008 年) 岩手・宮城内陸地震による被災地の空中写真を公開」 図-2-1 「荒砥沢ダム上流地域」の崩落地の移動。

<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h20-iwatemiyagi/figure2-1.html>

佐々恭二・福岡 浩・C. Vibert. 島通保 (1989): 高速高圧リングせん断試験機による地附山地すべり・御岳大崩壊の土質特性. 防災研究所年報, No. 32B-1, pp. 183-195.

Konagai, K., Johansson, J., Mayorca, P. Uzuoka, R., Yamamoto, T., Miyajima, M., Pulido, N., Sassa, K., Fukuoka, H., Duran, F. (2004): Las Colinas landslide; rapid and long-traveling soil flow caused by the January 13, 2001, El Salvador earthquake. Natural hazards in El Salvador, R. William, B. Julian, L. Dina, C. Michael, M. Jon (eds.), Special Paper - Geological Society of America, 375; pp.39-53.

福岡 浩・Igwe Ogbonnaya・佐々恭二・岡田康彦 (2002): 2001 年 1 月エルサルバドル地震による高速土砂流動再現試験. 文部科学省・科学技術振興調整費「地震豪雨時の高速長距離土砂流動現象の解明」(APERIF プロジェクト) 主催公開シンポジウム「都市域斜面防災の世紀」論文集. pp. 301-312.

Okada, Y., Sassa, K., Fukuoka, H. (2004): Excess pore pressure and grain crushing of sands by means of undrained and naturally drained ring-shear tests. Engineering Geology, Vol. 75, No. 3-4, pp. 325-343.

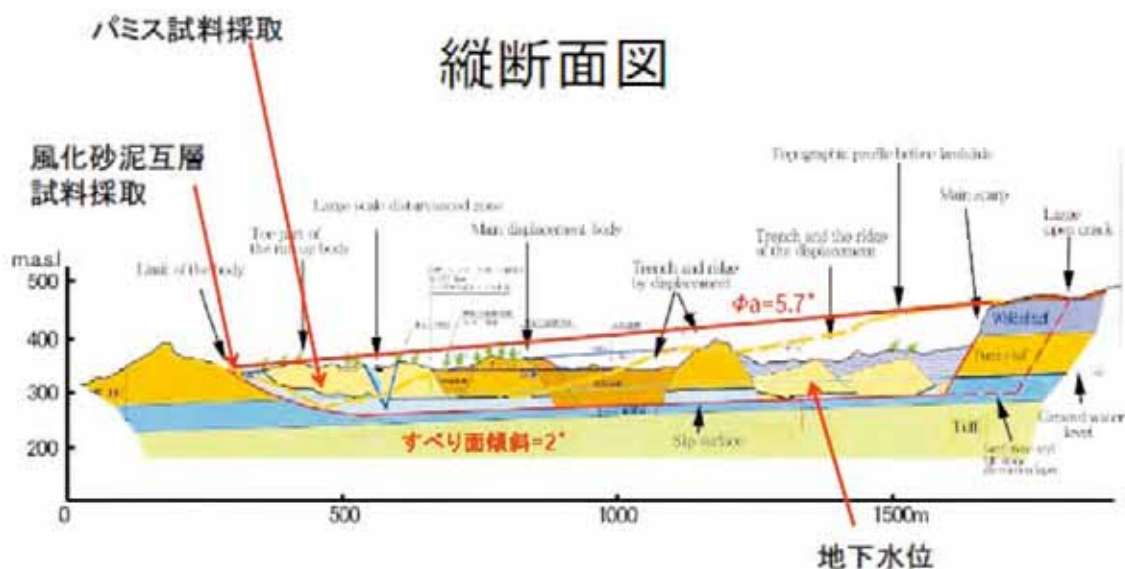
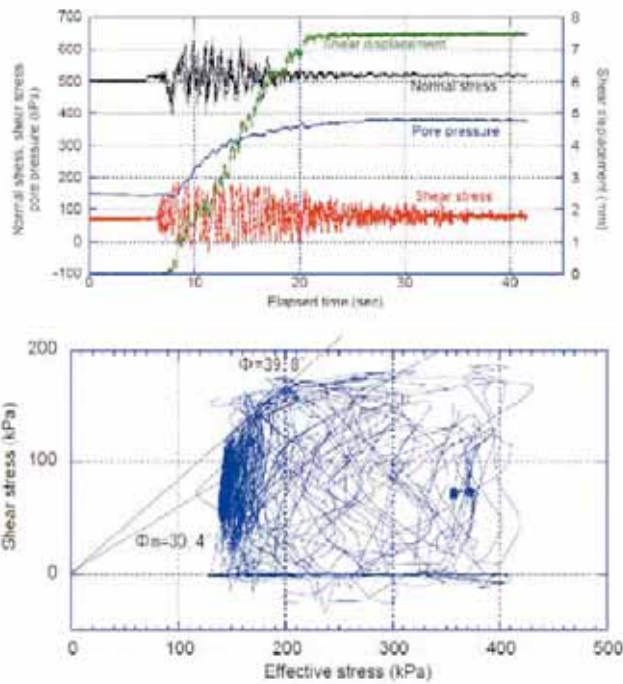


図-9 荒砥沢ダム地すべり縦断面図 (東北農政局資料に加筆)。パミス層の下には砂岩シルト

岩があり、ボーリングコアから判定された判定すべり面深度は平均約 100m、すべり面傾斜は約 2 度、見かけの摩擦角は 5.7 度。地下水位はパミスと砂岩シルト岩層の境界付近に見られた。



上：経時変化、下：有効応力経路。載荷試験終了後の間隙圧比は約 0.8。試験終了時にせん断は停止し、残留変位は 7.5mm。 ϕ_m は試験終了後に排水条件・一定速度せん断させ応力を連続的に変えて測定した運動時の摩擦角。

図-10 パミス試料に対する非排水波形載荷試験結果。

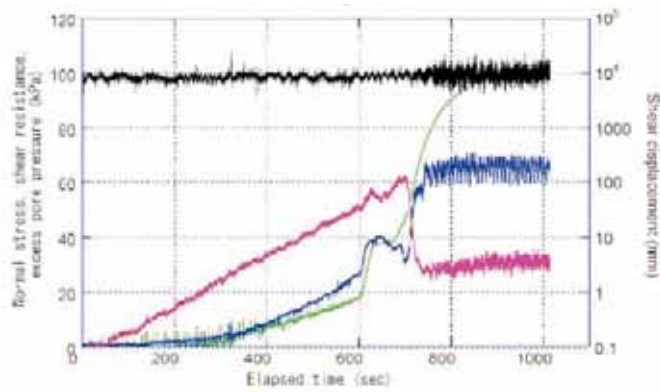


図-11 パミス試料の単調載荷試験（せん断応力を一定速度で増大させる）結果の経時変化。せん断変位約 20mm でせん断抵抗が急激に低下した。

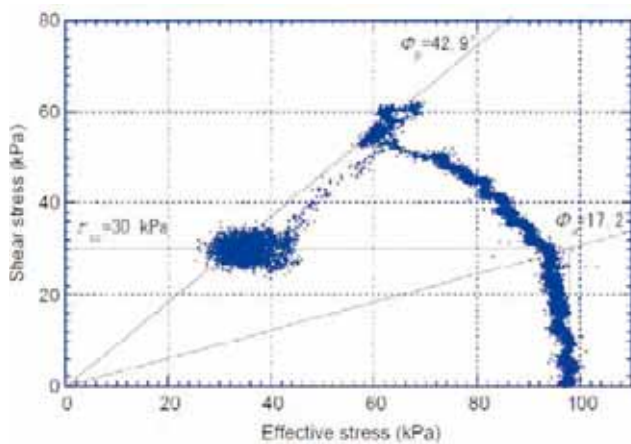


図-12 パミス試料の単調載荷試験結果の有効応力経路図。定常状態時

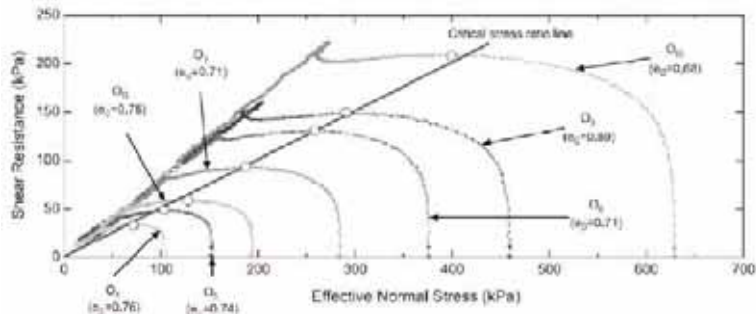


図-13 初期垂直応力によらず非排水単調載荷リングせん断試験では定常状態時のせん断抵抗は概ね同じになる。(Okada, Sassa, and Fukuoka 2004)

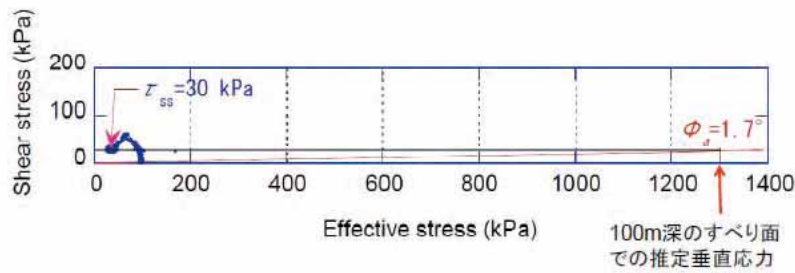


図-14 初期垂直応力を 1.3Mpa、定常状態のせん断抵抗を 30kPa と仮定した場合、見かけの摩擦角は 1.7 度となり、概ねすべり面傾斜とほぼ同程度となる。

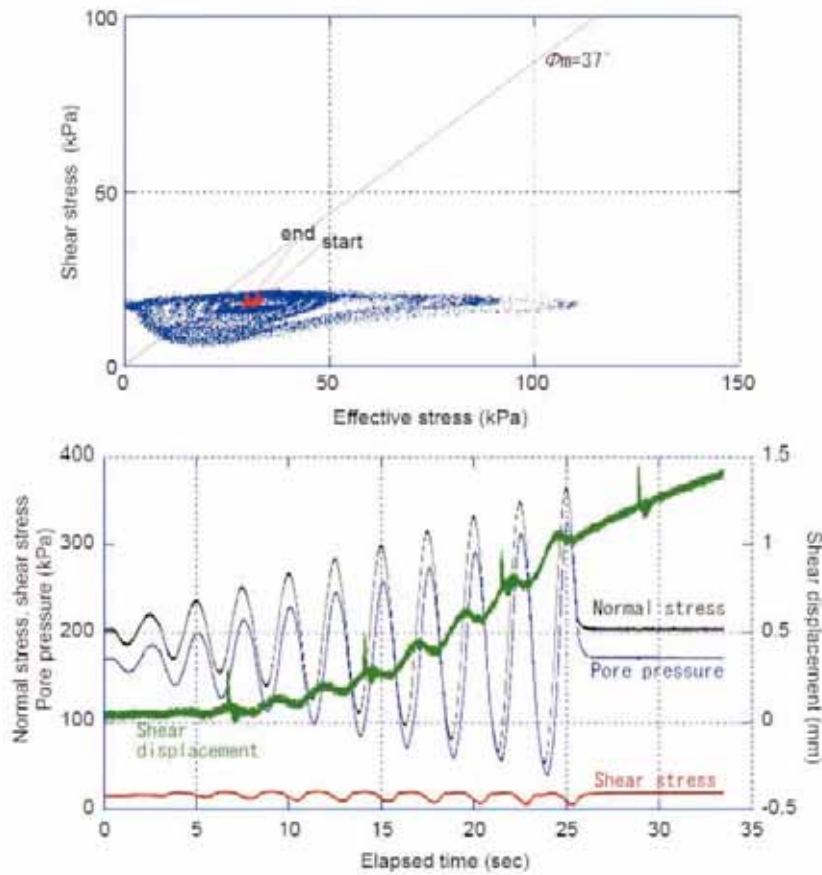


図-15 未固結の泥岩試料に対する 2.5 秒周期、10 波の繰り返し載荷試験 3 回目の結果。上：有効応力経路、下：経時変化。試験終了後、ほぼ完全液状化に近い状態に到達し、5 度に相当する小さなせん断応力でも継続してせん断が進行する状態となった。

人的被害及び災害救援に関する調査

1. はじめに

今回の岩手・宮城内陸地震災害は日本全国に広がる中山間地域における地盤災害に共通の課題を有している。第1に、要救出・救援地点を抽出し、効率的な救出活動を展開することが求められた点である。今回被害を受けた市町村は広域な面積を有しており、点在する孤立地域や山間部への入り込み客の被害の概要を把握することは困難であった。被害概要を迅速に把握することは、人命救助の点からも、被災者支援の早期開始の点からも重要である。今回に特殊な課題ではなく、また中山間地に固有の問題もなく、広域災害には直面する可能性が高いと考えられる。そこで、行政の初動および情報収集体制について、要救援・救出地点の把握に焦点を当てて、実態と課題を把握、分析することは重要な作業である。2項で詳細に分析した。

第2に、孤立集落の支援の方策のあり方である。今回の災害でも、集落間道路の不通やライフラインの機能低下ならびに土砂災害等2時被害の防止などの理由から、安全な地域への避難が実施された。しかし、この措置は確かに生命の安全を確保したが、他方では生計の手段を長期にわたり失うことともなった。現時点で自宅の被害認定に連動する生活支援策が多く、自宅に被害を受けていないものの生計手段を奪われた被災者の生活支援は必ずしも十分とは言えない。今後の議論を深める上で、適正な地域復興を進めるために必要な地域経済への影響の実態を把握する必要がある。栗原市花山地区や耕英地区の生活再建は春を迎えてからのことになり、まだ復興の実態の全貌を明らかにできる時点ではないが、現状での実態と課題とを3項で分析する。

第3に、ボランティア支援のあり方である。近年の災害では、生活再建を支援するうえで、NPOやボランティア活動の支援が、その役割を高めてきている。ことに民間活力の働きにくい中山間地域では、ボランティア等の支援は重要である。その一方で、生活支援や復興を支えるボランティア活動は、徐々にノウハウを蓄積しつつあるものの、被災地域や災害の形態によって、そのあり方には異同があることも事実である。4項で、やはり経過中の観察にとどまるものの、その実態と課題とを分析する。

2 初動と情報

2.1.1 岩手県

(1)防災体制

1)事前対策

岩手県は、地震に関する被害想定として、北上低地西縁断層群北部地震、北上低地西縁断層群南部地震、1968年十勝沖地震をもとにした地震ならびに岩手県沿岸部の空白域を考慮した地震を対象としている。また、津波を引き起こす地震として明治三陸地震津波、昭和三陸地震津波ならびに想定宮城県沖連動地震津波を検討している。その中で、過去ななどなく被害を受けてきた津波を主として想定してきた。

2)情報通信システム

基幹として、光ファイバー専用回線を利用した「総合防災情報ネットワーク」と衛星回線を利用し

た「防災行政情報通信ネットワーク」を構築している。このうち、総合防災情報ネットワークは、県庁と県振興局、市町村および消防本部に設置している端末を光ファイバーで結び、気象予警報や気象情報、映像配信などのデータ通信を行う。また、防災行政情報通信ネットワークは、電話・FAX及び映像受信機能を衛星回線で構築されている。

このほか携帯電話メールを利用した職員参集システム、衛星携帯電話を配備している。県警ヘリテレ映像や岩手山監視映像、津波監視カメラの映像を県総合防災室でも見られるようになっている。

(2)被害の概要

岩手・宮城内陸地震による被害は、人的被害が死者2名、重傷者9名、軽傷者28名、住宅被害が全壊2棟、半壊4棟、一部損壊763棟となっている。

道路被害は、4路線4区間で全面通行止めとなった。このため、一関市で孤立地区が発生した。土木被害は78億円に達した。また、農地被害も発生し、農林業関係の被害額は106億円、このほか商工関係被害は2億に上った。

(3)初動と情報

表 2.1.1 岩手県における初動と入手情報

6月14日	8:43	岩手県災害対策本部設置(自動)
	9:26	岩手県防災ヘリ離陸
		自衛隊に情報収集および派遣準備を要請
	9:23	消防庁へ緊急消防援助隊の出動要請
	9:45	第1回災害対策本部本部員会議開催
	10:35	一関市および奥州市での人的被害入手
	10:37	転落バス事故、水沢消防と警察に通報
	10:50	一関市からの要請に基づき自衛隊に災害派遣要請
	11:00	孤立情報が航空隊より入る
	13:30	第2回災害対策本部本部員会議
	13:15	航空自衛隊ヘリが転落バスの乗客を救出開始
	13:30	孤立住民救出(～19:20)
	14:00	副知事記者会見

震度6強の市町村があったため、かなり緊迫感があった。しかし、災害の概要は、なかなかつかめなかった。このため、直後に防災ヘリに情報収集のための発進を指示し、地震発生から40分ほどの09:26に花巻空港を離陸した。同時に、自衛隊に情報収集を依頼した。同時に、震度6強の地域があり被害の可能性あることから、消防庁には緊急消防援助隊の出動を、自衛隊には派遣準備を要請した。

県庁では、24時間2名体制をとっており、8時半からの日直体制に変わった直後だった。災害対策本部は、震度5強以上で自動設置されることになっており、8:43に設置され、7月15日に廃止さ

れるまで、その後約 1 ヶ月応急対応にあたった。なお、県内市町村のうち、北上市、西和賀町、奥州市、金ヶ崎町、一関市ならびに平泉町の 6 市町村が災害対策本部を設置している。このうち、奥州市が 9 月 19 日まで、一関市が 8 月 11 日まで本部を継続したが、他の 4 市町は地震当日または翌日に廃止した。

職員参集状況は、岩手県は震度 6 弱または震度 6 強で主査相当以上参集となっている。今回の地震災害時には、携帯メールを利用して職員に招集をかけた。災害優先電話での連絡にも支障があったが、事前の訓練もあり、15 分以内に本庁に 50 人強、支部を含めた全庁で 170 名が、1 時間以内に本庁に 4 割に当たる 400 名以上、全庁では 750 名程度が参集していた。

第 1 回本部員会議をほぼ 1 時間後の 09:45 から開催した。この時点では、情報はほとんど入っておらず、陸前高田市や遠野市から被害なしとの報告が入ったほか、9 時半過ぎから一関市で 1 棟の倒壊、奥州市で保育園児負傷の連絡が入り始めた程度だった。

本格的に情報が入り始めたのは、10 時半頃からで 10:35 に一関市で死亡 1 件、奥州市で胆沢ダム工事現場での人的被害が入ってきている。また、胆沢ダム近くの林道でバス転落の情報は、10:37 にパトロール中の県南広域振興局職員が歩いて救助を求めていた乗務員を発見し、水沢消防署と警察に通報したのが第一報だった。また、国道 342 号線沿いの孤立集落については、11:00 頃に防災ヘリから報告が入っている。

前述の通り、9:23 に緊急消防援助要請を、また 10:50 に自衛隊に災害派遣要請をした。いずれも一関市の要請に基づくもので、被害情報の収集が大きな理由だった。実際に、孤立やバス転落現場の情報把握はヘリコプターに負う部分が大きかった。

さらに、一関市での孤立者の救出や奥州市のバス転落現場からの救出にもヘリコプターが活躍した。全体で全国から派遣された消防防災ヘリ 10 機、警察 4 機、海上保安庁 4 機、自衛隊 3 機の計 21 機のヘリコプターが救出にあたった。道路が不通となり孤立した一関市の祭時・市野々原地区では、住民および入り込み客や通行中の人のうち、歩いて下山した須川温泉の 100 名をのぞく 225 名がヘリで救出された。奥州市のバス乗客・乗務員 20 名もヘリで救出された。

なお、緊急消防援助隊に関しては、6 月 17 日に、自衛隊については 6 月 27 日に要請を解除している。

(4)復興

岩手県内の避難状況は、一関市で 24 世帯、71 名に、奥州市で 3 世帯、5 名に避難勧告が発令された。道路不通ならびに土砂災害の危険性に伴うもので、道路開通に伴い、避難勧告の多くは解除されたが、12 月 11 日現在で奥州市が、仮設住宅 8 世帯、26 人、その他施設 3 世帯 5 人、一関市が避難所 2 世帯 12 名、その他施設 1 世帯、2 名が避難生活を余儀なくされている。

(5)課題

課題としては、孤立地域の有無ならびにその状況確認があげられる。全般に、今回被害の大きかった 2 市はいずれも市街地から山間部まで広がる広域な地域であった。合併前の旧市町村に設置された震度計を複数持っていたが、市街地に置かれており、被害の大きかった山間部の被害はい

ずれもヘリからの情報に依存した。また、土曜日と言うこともあり、入り込み客も多かった。

孤立の可能性がある集落との通信手段の改善を図る必要があるが、同時に集落の状況を連絡する基準や仕組みも検討が必要であろう。

また今回、情報収集や救助に活躍したヘリコプターであったが、より広域災害や長期化した場合には、ヘリ運用の調整などが求められる。

(研究分担者: 田中 淳 東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センター)

2.1.2 奥州市

(1)被害の概要

ここでは、岩手・宮城内陸地震に対する奥州市の災害対応の初動について、災害対応の中心となった災害対策本部の動きを中心に、主に奥州市市民環境部消防防災課へのインタビュー調査を元に報告する。

奥州市の被害の概要は市の発表によると以下の通りである。人的被害は、死者1名、重傷7名、軽傷25名である。住宅被害は、全壊1棟(火災による)、半壊2棟、一部破損468棟である。観光関連施設のキャンセルによる被害が合計690件で約3400万円(2008年12月15日時点)である。

(2)初動と情報

奥州市では8時43分の地震発生後、9時10分に市本庁舎に災害対策本部を、各区(支所に相当)に現地災害対策本部を設置した。その後、10時に第1回災害対策本部員会議を開催した。市の地域防災計画には災害対策本部の設置基準が記載されており、これに連動して災害対策本部を速やかに設置した。今回の災害の場合、奥州市内では震度6強を衣川区で、震度6弱を胆沢区で、震度5強を水沢区・江刺区・前沢区で観測した。この震度と地域防災計画を対照すると、「2号非常配備」に該当する。

職員参集は2号非常配備の場合、全職員が参集することになっている。地震発生当日は土曜日であったが、奥州市では土日でも職員2名が8時30分から17時15分まで詰めることになっており、この日も夜間の警備員から引継ぎが終わった直後に地震が発生したのである。職員の参集基準は市の地域防災計画に記載されていることもあり、職員参集に特段の問題はなかった。職員の登庁は徒歩だけではなく、自動車を使う場合も多い。今回の災害の場合、震度の大きさの割には交通を妨げるような被害がほとんどなかったため、自動車を使用しての登庁にも支障が生じなかったという。

さて、災害対策本部の設置に当たっては、2007年9月の北上川大洪水での経験が非常に役立ったという。この2007年の洪水を契機に、災害対策本部の速やかな立ち上がりが重要であるという認識を得て、防災訓練でも本部設置の訓練をしたという。こうした経験により、宮城・岩手内陸地震では、緊急初動特別班として情報政策課から3名が本部に派遣され、庁内LANの整備にあたった。

各区に設置された現地災害対策本部と市庁舎の災害対策本部の連絡は、電話、無線、電子メールで行われた。市内では胆沢区を中心に1387戸が停電したものの、市の本庁舎は停電による

被害を受けていない。地域振興無線は本庁舎及び各区にあり、災害時の通信にも使うことができた。また、現地災害対策本部から災害対策本部への電子メールが被災後からの約 12 時間で約 1000 件にのぼるなど電子メールでの連絡が可能であった半面、電子メールで送られてくる膨大な量の案件にどのように優先順位づけするかという課題が残った。

災害対策本部内での情報共有には、市域の地図に逐次新しい情報を書き入れていく方法が有効であったという。

被害情報の収集方法は、岩手県の総合防災情報ネットワークである「いわて情報ハイウェイ」や、防災行政情報通信ネットワーク(衛星系)、テレビ報道、市民からの通報であった。

地震発生当日に奥州市災害対策本部が手に入れた情報の中で特に重要なものは、石淵ダム付近でのバス転落事故と胆沢ダムの落石の事故の情報だという。石淵ダム付近でのバス転落事故及び胆沢ダムの落石事故の第一報は市の消防本部から入手したという。

避難勧告については 6 月 23 日に一度だけ発令した(現在も継続中)。この判断は市の災害対策本部として行ったものであり、国土交通省が派遣した緊急災害対策派遣隊(TEC-FORCE)の助言によるものではない。

市から市民への情報提供は、主にホームページや報道を通じてなされたと考えられる。同報系の防災行政無線は奥州市の場合衣川区にしか設置されていない。市が応援協定を結んでいる奥州 FM(コミュニティ FM)が、およそ 2 週間にわたって 24 時間体制で市民の生活にとって必要な情報提供を行う特別番組を放送した。

奥州市のマスコミ対応については興味深い点がある。まず、災害対策本部長(市長)をはじめ対策本部要員には、市の災害対応をマスコミの取材に隠す必要はまったくないという方針から、原則公開であったという点が興味深い。ただし、避難所の取材に関しては慎重に取材をして欲しいという趣旨の申し入れをしたという。災害対策本部の公式な体制としては総務部調査広報部広報班が取材の受付を担当することになっているが、24 時間広報班だけでは対応できないため、その場にいる本部要員がその都度取材に応じた。その際、例えば取材を受けた本部要員と各区の現地災害対策本部の職員との情報に齟齬が生じることがおきたり、抜け駆け的な取材攻勢により災害対応に支障が出る等の自体に配慮する必要が出てきたという。そのために、原則的には災害対策本部で公表した速報等の資料に基づく回答に努めた。

市が受け入れた広域支援として、岩手県や他市町村からの人的応援、陸上自衛隊、緊急災害対策派遣隊(TEC-FORCE)、緊急消防援助隊、警察の広域緊急援助隊、災害派遣医療チーム(DMAT)がある。岩手県や他市町村からの人的応援は、被災宅地診断や農業施設災害査定などの専門的業務への支援が主である。なお、市の地域防災計画には「大規模災害時における岩手県市町村相互応援協定に関する協定」があり、各市町村より必要時の応援要員についての対応の申出を受けている。

(3)課題

災害対応の初動における今後の課題としては、職員の配備及び権限委譲の問題への対処が挙げられる。限られた職員数を効率的・効果的に本庁舎・各区に配備することは非常に困難なことで

ある。奥州市では有事の際に、各区の現地災害対策本部で人員を補強する必要がある場合、本庁舎の総務課から応援を派遣するという仕組みを作っていた。しかし、岩手・宮城内陸地震では、災害対応に伴う業務量が増える中で、応援要請の書面を整えることが煩雑である上に、本庁舎の総務課の人員も業務に追われるという事態に直面した。そのため、今後は本庁舎の職員であっても予め各区の現地災害対策本部に向かう人員を選抜しておいて現地災害対策本部での応援に従事し、もし現地災害対策本部で人員余剰があれば本庁舎に戻ってくるという工夫をすることを検討するという。権限委譲の問題で特に懸案となるのが、部横断型の問題である。例えば、避難所の運営には多くの部門が関係する。避難者の生活面及び健康管理を担当する健康福祉部、食事を提供する市民協力部、県の保健所など多様な部門が従事する。こうした部横断型の問題では、誰が懸案事項に判断を下すのかということが曖昧になりがちである。加えて、関係各所に情報連絡する必要も生じるため、多くの情報が飛び交うこととなり、情報整理も必要になる。こうした部横断型の問題に、誰が主体的に判断を下すのかを明確にすれば災害対応が円滑化するのであろうが、ガイドラインやマニュアルのようなものの策定事態も大変困難な作業であるため、今後の課題として解決が望まれる。

(研究協力者:地引泰人 東京大学大学院情報学府)

2.1.3 一関市

一関市

(1) 防災体制・事前対策

一関市では、北上川の氾濫対策を中心に災害対策を進めてきた。昭和 22 年カスリン台風、昭和 23 年アイオン台風によって大きな被害を受けている。

一関市は平成 17 年 9 月 20 日に合併し、平成 18 年 4 月 1 日に一関市消防本部が設置された。

一関市の消防体制はもともと 9 市町村を範囲とする組合消防であるが、一関市の合併に伴い、一関市消防本部となり、平泉町と藤沢町からは、消防事務の委託を受けるという形をとっている。

なお合併は当初は様々な問題があったものの、次第に人的交流が進むにつれ、地域ごとに防災に対する取組みに温度差があったものが解消されていくという効果もあるという。

(2) 情報収集・伝達体制

旧一関市、千厩町では「防災緊急情報システム」という消防波を活用した同報系の情報システムを整備している。これは、消防波を使って拡声器から情報を流すというものであり、防災目的に利用は限定され、防災行政無線とは異なり行政に関する広報は行なえないものである。

また 8 月 18 日には、主に土石流対策として、磐井川上流部沿いに光ケーブルを活用した屋外拡声装置を 13 箇所に設置し、音声やサイレンによる広報を行なうことができるようにした。これは、同市の行政情報提供システムを活用したものである。これは行政情報提供システム、観光情報提供システム、防災情報提供システム、健康情報提供システム、議会情報提供システム、学校間情報交換システムを実現する「地域イントラネット基盤施設整備事業」の一環である。この設備を

利用して整備された。

支所間の連絡も問題なく行なえたという。被害があった場所が旧一関市西部山間地域に集中していたため、特に問題なかったのである。なお、支所の住民への広報設備は機械的には接続されていないので、支所への連絡を通して告知を行なっている。大東支所、東山支所、室根支所、川崎支所の4箇所は防災行政無線である。花泉支所は役場からのスピーカーによる放送で広報を行なっている(2007年12月末までは農協有線による告知を行なっていた)。

災害後、磐井川には土石流センサー4本、監視カメラ4個、水位計2個を設置され、岩手河川国道事務所を通して情報を入手するようにしている。産女(うぶすめ)川には土石流センサー7本、雨量計1個が設置され岩手南部森林管理署を通して情報を入手している。ただ、地震後、雨量は多くはなかったため、結果的に大きな問題は生じなかった。

また、一関市では、旧一関市、千厩町で「防災緊急情報システム」を構築している。

(3)被害の概要

一関市では、人的被害は死者1名(地震に驚き県道への飛び出し)、負傷者2名である。住家被害は全壊1棟、半壊2棟、一部損壊145棟である。

6月14日以降、一関市は巖美町市野々原地区、祭時(まつるべ)地区、柵木立(はのきだち)地区、萩荘柵倉南地区の、24世帯71名に避難勧告した。本寺小学校へは14日204名、15日以降地域住民最大11世帯40名が避難した。※他には市内の親戚宅、市営アパート等に避難した。

6月25日には、巖美公民館山谷分館に移転している。8月11日には、上記の行政情報提供システムの整備を前提に12世帯35人の避難勧告が解除、11月30日には、祭時地区へのライフラインの供給、祭時大橋仮設道路開通に伴い、市野々原地内1世帯4人と祭時地内の7世帯18人、計8世帯22人の避難勧告が解除されている。現在、3世帯14名の避難勧告が継続されている。

3世帯14人については、土砂災害危険箇所調査で危険と判断され治山工事が終わっていないことから避難勧告が継続されている。2世帯12名については、いまだ巖美公民館山谷分館に避難しており、市の復興支援住宅(仮設住宅)に入ることになっている。

(4)初動と情報

地震当日は、たまたま9時から会議があり、市長、副市長、収入役と幹部職員が集まっていた。災害対策本部の設置も、地震発生時の8時43分ではなく8時50分である。机の配置も含めて、実質的に機能し始めたのが地震発生7分後の8時50分であるのでこの時間を採用している。

7月2日までの救急事案は8件である。

6月14日に死亡された60歳男性の方については、クリーニング店から地震発生に驚き、県道に飛び出し4tトラックと衝突した。8時44分には通報があり、8時54分には救急隊が現地に到着し、間もなく医師と電話連絡で「社会死」と判断し警察官へ引き継いでいる。

8時45分には祭時地区「祭時温泉かみくら」が一部倒壊し、73歳男性の方が眉間を怪我したとの通報を受けている。救急車が向ったが、国道342号線矢櫃ダム付近の土砂崩れにより通行不

能となっていた。

9時23分には本部から緊急消防援助隊を要請している。国道342号線は迂回路がなく先に進めないことから9時26分頃には岩手県防災ヘリコプターを要請した。このときに通行止めを把握したことになる。防災ヘリコプターは、本寺地区で救急隊の救急救命士をピックアップし、11時頃現地で傷病者の元に到着している。

10時30分頃には、現地からの通報により国道342号線の県境須川温泉の方でも土砂崩れにより通行止めになっていることを把握し、須川温泉から市野々原地区に到る国道342号線沿線が孤立地区となっていることを把握した。

10時50分には、被害情報の収集と偵察のため、岩手県と相談し中規模ヘリコプター2機の災害派遣を自衛隊に要請した。

最終的には225名が16機のヘリコプターによって救出された。数名は翌日までかかったが、大多数はヘリコプターで当日中に避難所等へ移動した。この16機のヘリコプターは、岩手県、青森県、福島県、新潟県及び栃木県の防災ヘリや東京消防庁、札幌消防局、警視庁、千葉県警察本部、自衛隊(UH1)3機、海上保安庁4機である。

一関市の西部山間地域は携帯電話の電波も入らないところなので、市野々原の土砂ダムの二次災害を懸念し「警戒区域」を設定した。「警戒区域」の設定は、住民はすでに避難しているので一般住民向けというよりも、マスコミや研究者向けの対策であるという。

なお、地震直後は、市内の信号、電気は問題なく、やはり宮城県沖地震だと思ったという。国土交通省のTEC-FORCEは北上川学習交流館「あいぽーと」を拠点にした。

(研究協力者: 関谷直也 東洋大学)

2.2 宮城県

2.2.1 宮城県

(1)防災体制

1)事前対策

宮城県は、平成14～15年度に30年発生確率が99%という最高値(国の地震調査研究推進本部地震調査委員会による評価結果)の宮城県沖地震(単独と連動)、発生した場合に宮城県内に甚大な被害をもたらすと考えられる長町ー利府線断層帯の地震及び昭和8年三陸沖津波に関する被害想定調査を実施した。また、平成15年に相次いで発生した三陸南地震と宮城県北部連続地震を受けて、地震防災対策を強化してきた。

2)情報通信システム

宮城県では、光ファイバー回線や地域衛星通信ネットワークなどを利用した「宮城県総合防災情報システム(MIDORI)」を構築している。この総合防災情報システムによって、県庁と地方振興事務所、市町村および消防本部などを結び、震度情報、気象予警報、気象情報、河川情報などの収集やヘリコプター映像の配信などを行うとともに、各端末から入力された被害等の情報の共有化や集計などを行うことができる。また、携帯メールを使った職員非常招集(一斉連絡とメールを見たこと

の確認と集計)も可能である。

(2)被害の概要

岩手・宮城内陸地震による宮城県内の被害は、人的被害が死者 10 名、行方不明 8 名、重傷者 54 名、軽傷者 311 名、住家被害が全壊 28 棟、半壊 141 棟、一部損壊 1,616 棟(平成 21 年 2 月 6 日現在)となっている。道路被害のため、栗原市の栗駒耕英、花山中村、花山浅布の 3 地区が孤立し、避難勧告・指示が 150 世帯、412 人に対して出された。また、公共施設被害は、土木、農林水産業関係を中心に 1,095 億円に達した。

(3)初動と情報

仙台市内の揺れは震度 5 弱程度でそれほど強いものではなかった。しかし、地震発生の 3 分後には県内各市町村等に設置してある地震計からの震度情報(管内別)が県総合防災情報システムを介して伝達されてきた。栗原管内で震度 6 強を記録したという情報であったので、かなりの被害が出ていることが予想された。県災害対策本部は震度に基づく自動設置になっているので、地震発生と同時に自動設置された。また、宮城県庁では、危機管理当直が 2 名おり直後から対応(電話対応が中心)にあたった。県消防防災ヘリコプターは、情報収集のため地震発生の 26 分後、9 時 09 分に震度の大きかった県北部に向けて離陸した。

被害が集中した栗原市からは、9 時 20 分頃、「道路通行止め・土砂崩れが多数あり、災害対策本部を設置、自衛隊派遣要請検討中」という連絡があり、栗原市でかなりの被害が出ていることが予想された。その後も栗原市からは断続的に被害情報が入ってきた。震度 6 弱を記録した大崎市や登米市からは、9 時 20 分台に周辺に被害は見当たらないとの報告があった。

県職員の非常参集は、土日の場合、約 6,000 人が対応職員として指定されており、このうち地震発生の 1 時間後には 39%、2 時間後には 65%が参集したので、参集状況は良好だったと言える。また、職員への非常招集の連絡は携帯メールを使ってなされた。

第 1 回災害対策本部員会議は地震発生の約 1 時間半後の 10:15 に開催された。この時点で栗原市に土砂崩れや橋、道路の被害が出ていることがわかっていたが、他の市町村の被害はまだはっきりしていない状況であった。ただし、登米と大崎の消防本部からは、10 時台に応援の必要がない旨の連絡が入っており、栗原市に重点を置きながら被害調査を行ったようである。

その後は、県消防防災ヘリコプターからの情報、モニターしていたテレビからの情報、海上保安庁からの情報、栗原消防などからの情報が次々と入ってきた。11 時 10 分、栗原市災害対策本部から電話で自衛隊の災害派遣要請があり、県知事が直ちに自衛隊に派遣要請を行っている。

県災害対策本部は、11 時現在の被害をとりまとめ、「平成 20 年 6 月 14 日岩手・宮城内陸地震の被害及び県の対応について(第 1 報)」を発表した。その内容は、「人的被害:重傷者 3 人、軽傷者 36 人。住家被害:一部破損 5 棟。非住家被害:公共施設(全壊・半壊)1 棟、その他(全壊・半壊)1 棟。主要施設被害:女川原子力発電所被害無し、環境への放射能影響無し、石油コンビナート 2 号機、3 号機運転中。広域水道:美里町の土手前水道橋から漏水しているとの情報があり、職員が現場に向かい、状況確認中。生活関連被害:停電 19,983 戸。県、市町村の対応(災害警戒本部等の設置状況):県=災害対策本部設置 2008 年 6 月 14 日 8 時 43 分、市町村災害対策本部:設

表 2.2.1 宮城県における初動と入手情報

6月14日	8:43	宮城県災害対策本部設置(震度による自動設置)
	8:46	宮城県総合防災情報システムより栗原管内震度6強という情報
	9:09頃	宮城県防災ヘリ北部に向け出発
	9:20頃	栗原市より道路通行止め・土砂崩れ多数あり、災害対策本部設置、自衛隊派遣要請検討中という連絡あり
	9:25頃	大崎市より外観上の被害は見えないとの報告あり
	9:32頃	栗原市より花山の橋が落ちた(花山地区の被害が大きい模様)
	9:43頃	地震発生の1時間後、非常参集職員が約39%(対象職員=約6,000人のうちの割合)に達した
	10:08頃	栗原市より国道398号全面交通止め、栗駒地区で家屋倒壊により4人下敷きなどの報告あり
	10:15	第1回災害対策本部員会議開催
	11:10	栗原市からの要請に基づき、県知事が自衛隊に災害派遣を要請
	11:15	栗駒ノ湯で住家1棟土砂崩れにより埋没、湯浜温泉で道路崩落車両が巻き込まれているという未確認情報
	11:45	東部地方振興事務所より管内被害状況報告(被害少ない)
	12:00	第2回災害対策本部員会議開催
	12:55	自衛隊より栗原市駒ノ湯の建物倒壊現場から3人のけが人をヘリで搬送予定との情報入手

置6、警戒本部:設置8」などというものであった。

その後、13時に第2回の発表、18時に第3回目の発表がなされた。死者情報が初めて発表されたのは、第3回目である。

今回の地震で宮城県が行った情報収集活動では、①総合防災情報システムへの入力を被災地近くに居住する、訓練を受けた県職員が行ったこと(被災地の市町村職員は対応に追われ入力が難しいことを配慮。これが被害情報の収集迅速化に貢献)、②ヘリコプターによる情報収集(救助も)が孤立地区や要救助者の早期発見に活躍したことが注目される。また、県災害対策本部内の情報共有手段として、ホワイトボードを活用した点も興味深い。直後は時系列で入手した情報を書き込み、その後は人的被害、道路・交通、ライフラインといったジャンル別に分けてホワイトボードを並べて情報共有を計り成功している。

(4)課題

課題としては、岩手県と同様に、孤立地域の有無ならびに孤立地区での被害情報の迅速な収集があげられる。今回被害の大きかった栗原市は10町村が合併した、広大な市域を持っているため、栗原市の市街地ではほとんど被害がないのに、山間部が孤立し被害が集中した。また、土曜日と言うこともあり、観光客も多かった。孤立地区の観光客の脱出支援問題も課題であろう。もし、この地震が夕方や夜間に起きていた場合は、情報収集が困難を極めたのではないかと考えられる。また、災害対策本部へのマスコミ関係者の立ち入りによる業務への支障対策も課題である。

(連携研究者:吉井博明 東京経済大学コミュニケーション学部)

2.2.2 栗原市

(1)市役所本庁

1)最大の被災地栗原

栗原市では死者9名、行方不明者8名と、今回の災害で最大の被害を出している(表 2.2.2)。市内の死者の内訳は、花山地区で治山工事中の作業員が土砂崩れにより生き埋め(3名)、湯浜温泉で車両埋没(1名)、駒ノ湯温泉で生き埋め(5名)など、すべて山間部の土砂崩れによるものであり、また土曜日と言うこともあり作業員や県外からの来訪者の被害が目される。

表 2.2.2 被害の概要

	死者	行方不明	重傷	軽傷	全壊	半壊	一部破損	火災
岩手	2		9	28	2	4	763	2
宮城	10	8	56	334	28	138	1607	1
秋田		2	5	16		1	9	1
山形			1				1	
福島	1		1	1				
計	13	10	72	379	30	143	2380	4
(うち栗原市)	9	8	30	175	27	128	1402	

消防庁まとめ 2009年1月13日現在

2)職員参集はスムーズ

栗原市の各庁舎には被害はなく、停電や断水もなかった。震度計は市内10支所その他に震度計あるが、聞き取りをした職員はテレビで震度(栗原市は震度6強)を知ったという。災害対策本部は地震直後に設置され、9時には市長はじめ各部の幹部が集まり、9時50分に本庁舎庁議室で災対本部会議を開催した。10時過ぎに本部は本庁舎講堂に移動した。2月に講堂を想定した本部立ち上げ訓練をしていたのが役に立ったという。

職員参集は震度5以上で自動参集することになっていて、全庁的には1時間くらいで8割くらいの職員が参集したというから、参集は比較的スムーズといえる。

一方、危機管理室は本庁から数百メートル離れた消防本部内にあり、参集後、資料等を持って災対本部のある本庁に移動した。県への報告端末「MIDORI」も消防本部の危機管理室にあるなど、災対と危機管理室が離れていたという課題はあった。

3) 被害情報収集にヘリが役立った

災害担当の職員によると、はじめは、山に被害が多いとは思わなかったという。山の被害状況がわかったのは宮城県のヘリからの連絡や、仙台市の消防ヘリからの映像であったという(11-13時ころ)。映像は、はじめは消防庁舎で見ていたが、のちに県の衛星配信をつうじて、本庁でも見られるようになった。被害の収集状況は表 2.2.3 のようであった。様々な手段で被害情報を収集しているが、注目すべきは、ヘリコプター映像による被害把握が随所で見られることである。市でもヘリからの情報収集が有効であったと評価している。

臨時ヘリポートは防災計画で市内10か所があり、ヘリの活用はうまくいったといえる。当初市では消防以外のヘリ(県、自衛隊、国土交通省、警察)の運航状況がわからなかった。それらの調整は県でおこなうが、運用依頼を県にいちいちファクスしていた。しかし3~4日後に、県の調整部局表

2.2.3 被害情報の収集状況

08:43	災害対策本部設置・震度5弱以上自動設置
09:00	まで11件の救急要請(負傷が中心)
09:50	第1回災害対策本部・山間部被害はつかめず
09:51	398号線の崩落覚知-宮城県ヘリから本部への連絡で。
10:28	駒の湯の崩落確知(消防本部職員の金野さんが知り合いに電話してわかった)
10:30	ころ 駒の湯の土石流被害が栗駒総合支所から情報が入る
10:38	ころ 湯浜温泉の被害を仙台市消防ヘリ映像から認知。市民が発煙筒をたいていた。ヘリとは消防無線の県内
	共通波で連絡。救援資材の要請があったので、積み込みのために築館の栗原消防署へ来るように指示。
	(10:24 花山支所、湯浜の被害を、宿の衛星携帯電話からの通報で覚知)
10:50	国道398号線(熊倉)の治山工事現場の崩落を覚知 現地調査から (花山支所はこれを10:24に被害者の駆け込みにより覚知)
11:34	駒の湯温泉で行方不明発生覚知・住民からの携帯電話
12:07	耕英地区への道路がすべて不通ということが、陸上の部隊から入った。
時間不詳	(荒戸沢ダムの崩落・行者滝の行方不明・柳沢線釣り人不明等は警察からの情報)
19:20	熊倉で死者が搬出
18日12:01	土砂ダムが「決壊の恐れあり」との情報が無線で警察から入ったため、作業を中断させ、避難させた。
	自衛隊のヘリで偵察したところ、結局は誤報であることがわかった。

が市庁舎内に移動して運行調整を行うようになってからは、特に自衛隊などとの連携がスムーズになったという。今回、発災が昼間であったことや、天気がよかったことも、ヘリによる情報収集に幸いしている。

4)IP 電話、衛星携帯、MCA 無線が役に立った

地震直後、電話や携帯電話がつながりにくくなったが、本庁と支所のあいだは、内線電話やメールで連絡できた。内線電話は庁内 LAN の VoIP をつかった、IP 電話である。IP 電話は有効であったといえる。ただ今回は、地域内で停電がなかった、という好条件があったことに留意するべきである。

防災無線(同報系)は平成19年に整備したが、これも運用できた。ただ山上の中継局が停電で、バッテリーと発電機で駆動していたが、燃油がなくなり、自衛隊のヘリで運んだ。同報無線は合併時に2地区で新たに整備し、整備済みの地区とつなぎ、全市内で一斉放送できる体制にあった。移動系は支所ごとに整備しており、支所内の連絡に限り使った。

今回崩落現場が4か所(湯浜、駒の湯、沼倉、熊倉)あったが、連絡は個人の携帯に頼る状況だった。

衛星携帯は役に立った。NTTが8台持ってきた。現場との連絡はそれだけだった。消防車が現場に入れなかったのも、消防無線は使えなかった。衛星携帯の使い方については、特に問題はなかった。ただ衛星携帯はアンテナを調整しなくてはならないので、1人ついて対応しなければならない問題があった。他所からの救援隊はイリジウムを持っていたが、電波が入りにくかったようである。また電池を節約するために切っていて、所からつながらないこともあった。

本部では現在2台衛星携帯を持っているが、さらに孤立地区に配置することを考えている。一方、携帯用の無線機は5Wなので山間部では届きにくい。

市では合併時にMCA無線を各支所に整備した。今回は花山支所と本部の間で使い、有効であった。

住民への伝達は同報無線が主であった。市のホームページの更新は早かった。あとは、区長を通じたらしである。また「安心メール」もあり 8000 人が登録している。

5)行政対応上の教訓

本部内の情報共有は、本部会議と各部ごとにホワイトボードに記入・掲示した。相互応援は宮城県広域消防隊を活用し、登米市、大崎市などに救急車を要請したが、救急搬送に問題はなかった。市と消防、消防と消防団の連携に問題はなかった。県と市の間の連携は市庁舎内に県の連絡拠点を作った。築館の県総合庁舎にいる県職員 2 名が 9 時半頃来た。防災情報システム「MIDORI」への被害情報の入力などを手伝った。またヘリの運航調整なども県から来た人が栗原市の消防本部で行った。

市と支所との連携は、支所の人員を被害の少ないところから多いところに振り向けるなどして機能した。花山支所から応援要請があり 10 人ほどが行った。支所の情報はメールで危機管理室に寄せてきた。ソフトはサイボウズを使っている。

一方、マスコミへの対応は苦勞した。記者会見は定時にやっていた。本部会議はマスコミ立ち入り禁止にした。当初災対本部にマスコミの人が入ってきたが、3 日目からは立ち入り禁止にして、記者室を作った。

反省点としては、消防の指揮本部が分かれていたのは不便であった。内線が生きていたのは良かったが、情報の収集と共有化に時間がかかった。ファックスは役に立たなかった。情報が多すぎて、相手が使用中になってしまい、送信ができなくなった。消防無線の出力が 5W では少なかった。

消防無線には県内共通波が 1 波あるが、防災用にも 1 波割り当てられるとありがたい。

また、救出作業中に 2 件、軽いけががあつたので、活動中の事故に備え医師やヘリを現場に常駐させておけばよかった。さらに高度救助資材(ファイバースコープ、岩を砕く装置など)を整備するといった課題があるという。

他方、中央病院に職員を派遣すること、登庁時に情報を収集すること、自主参集などは事前の計画が役に立った。

(研究協力者:中村功 東洋大学)

(2)支所の状況

1)栗原支所

①困難だった本庁との情報共有

栗駒支所管内では市の 39.9%の被害が起き、被害が大きかった。支所の建物被害はなかったが、連絡が取れなくて困ったという。本庁から応援要員が来たが、手伝いのみであった。当初支所長は本庁の災対要員になっていなかったが、数日後から入るようになった。本部の情報が支所に流れないのは一つの課題といえる。避難所の諸課題もいちいち本部と交渉しなくてはならなかった。市本部との連絡は内線電話で行ったが、道路の復旧情報など、災対本部からのさまざまな情報がもらえなかった。警察、自衛隊、消防ヘリの情報は災対本部のみにあつた。また管内で車が取り残されていることも分からなかったし、霊安所の設置などもしなくてはならないが、遺体が上がってき

たという情報が入らなかった。本庁との情報の共有化が強く望まれている。

たとえば、本庁の副本部長(今回は副市長と収入役がなった)と現地(支所)の本部長が兼務したほうが良かったのではないかという。これは、現地にある程度決定権のある人が来る必要がある、ということである。

6月16日の耕英の避難指示 旧栗駒町の収入役が説得に行った。避難指示は本部が決定したが、そのことを支所は知らなかった。

②被害情報の収集

はじめは支所の周りで大きな被害がなかったので、たいしたことはないと思っていた。支所では、駒の湯の情報が入ってきてから、これは大変だと思ったという。駒の湯の情報は11時34分に施設の娘からの情報で「埋まっている。行方不明者がいる」という情報が入った。現地からのメールが来て、それを娘が伝えてきたという。

耕英地区が孤立していることは14日の午前中にわかった。道路が途絶していたため、被害の全体像の把握には2、3日かかった。

衛星携帯を3台借りたので現場に持って行った。しかし、衛星携帯は、常時アンテナを立てているわけではないので、こちらからかけられないことが多く、不便であった。消防に配備した防災無線(移動系)が一番役に立った。

③罹災者対応

自衛隊により食糧、水、風呂などの生活支援がなされ、役に立った。

管内には観光施設があり、避難所の人数の把握ができなかった。

マスコミが避難所に入って行ったので、締め出したが、マスコミの抗議があつて、ホールまでならいいということで決着した。

2)花山支所

①被害状況の把握

市内各地の震度は6強が一迫、6弱が花山、栗駒、築館、高清水、鶯沢、金成、志波姫、5強が若柳、5弱が瀬峰である。このような場所での地震は予想できず、はじめは宮城県沖地震だと思ったという。登庁途中の信号は動いていたし、実際の被害は法面崩落地点より上だったため不明で、揺れが大きいわりには被害が少ないと思ったという。

9時58分に孤立地区があることが確認され、10時24分に、国道398号線が法面崩落で通れないという情報が、住民の駆け込みで入った。10時24分に湯浜温泉の被害が入った。温泉宿の人が衛星携帯を持っていて、その人から道で車が下敷きになっているようだと、直接電話が入った。それを警察に知らせて対応した。10時50分ころ 地区中心の草木沢地区の被害が少ないという、被害の全容がつかめた。近くの区長、消防団員から「被害なし」との報告があつた。10時58分に治山工事現場(熊倉)での生き埋め事故の通報を受けた。生き埋め者については20時7分に死亡が確認された。

②支所の対応

当日は土曜日で、日直が一人いたのみ。9時4分には8割がたの職員が集まった。余震が強かったので災害対策本部は外にテントをはって設置した。しかしその結果、メールが見られず、本庁との連絡に苦労したという。

災害対策本部としては被害情報班、救護班、避難所設置班、情報記録班、物資調達班を設置した。

発災後1カ月は、①避難所へ朝夕2回のミーティング、②支援機関(自衛隊・警察・医療チーム)との調整会議を朝夕2回、③現地本部会議を毎日夜に開催した。

要援護者に対しては、福祉担当者が38名を直接巡回した。対象者の状態に応じて、避難所、特養、老健施設へ収容した。

避難勧告・指示は、6月17日に11世帯(指示)、6月22日に1世帯(勧告)、7月5日に60世帯(勧告)、合計72世帯180人に出している。避難所は6月14日から7月31日までの48日間開設し、最多収容者は112名であった。

③防災無線移動系が役に立った

電話は一部が輻輳で不通になった。花山地区の移動系防災無線は19台ある。内訳は、公用車2台、消防車11台、移動携帯機5台、除雪車1台である。防災無線は本部を介して通信するように要請したが、子機同士が一斉に話したので、一時混乱した(会話中に他の子機からかぶせてきた)。しかし本部を介して復唱することで落ち着かせた。

衛星携帯を3台借りたので、現場に持って行った。

メディアとしては、消防に配備された防災無線が最も役に立った。というのは、衛星携帯電話はアンテナを設定しないと通話ができず、外部からかけることができないからである。それに対して防災無線はいつでも受信可能である。

また最初は、支所庁舎の屋外に本部を設置したので、メールが見られなかった。

④合併市町村では要職者の派遣が重要

市本部とは内線電話で連絡を取っていた。市の本庁から25名の応援が来た。14時16分に副市長が花山に入ってきて、それ以来、本部との連携はよくなった。しかし当初は、支所長が市本部の災害対策会議に出られなかった。一方、消防、警察には支所に来てくれと依頼したが、来てくれなかったという。

支所はかつて独立の自治体で、合併市町村で支所となった。他所からの応援が来た点では広域的な対応の強みが出たが、その一方で、支所で所内の状況がつかみにくいという面もあった。花山支所では副市長という権限のある人が来て状況が好転している。高官の支所への派遣や、逆に支所長の災害対策本部会議参加など、合併市町村では要職者の派遣が重要であることが示唆される。

その一方で、支所は地元出身の職員が多く、住民の顔が見えた点に対応しやすかったという。

(研究協力者:中村功 東洋大学)

3 地域経済への影響

3.1 復興へ向けた行政の動き

(1) 地域経済への影響

栗原市は平成 17 年に栗原郡 10 町村が合併して誕生した市である。人口は平均年 1.1%の割合で減少しており、高齢化率も平成 17 年で 30.9%と宮城県平均よりも高い。産業出荷額¹(平成 12 年度)では、食品(235 億円)、窯業・土石製品<ガラス工場>(436 億円)、電気機械機器製造業(259 億円)<自動車関連配線>の占める割合が大きい。今回の災害による栗原市の直接的な経済被害は 314 億 5 千 8 百万円に及ぶ(表 4-2-1)。今回の地震で特に大きな被害を受けたのは中山間地に位置する花山・栗駒地区であり、農業・観光に大きな被害が発生している。

栗原市の総合計画²では、栗原市の今後の産業のあり方として、①栗原ブランドの形成と高付加価値の地場産品づくり、②産業育成と企業誘致による産業拠点の形成、③地域資源を活かした交流人口の増加という 3 つのポイントをあげており、今回の災害では、岩魚・いちごといった「地場産品づくり」、温泉施設による「交流人口の増加」に関して大きな影響が発生した。

表 3.1.1 栗原市における直接経済被害(栗原市災害対策本部 平成 20 年 11 月 27 日現在)

公共施設 (単位百万円)		
公共土木	道路、公営住宅等	16,852
農林業施設	農林、畜産施設等	3,606
文教施設	幼稚園、小中学校等	877
その他施設	観光、病院、上下水道等	6,580
小計		27,915
民間施設 (単位百万円)		
農林業施設	田、畑、岩魚、建物等	704
企業	事務所、工場等	1,333
ホテル、旅館	建物、設備	1,151
その他の施設	観光、病院、上下水道等	355
小計		3,543
合計		31,458

(2) 復興への取り組み

この災害により最も大きな被害を受けた栗原市では災害からの復興に向けて様々な取り組みを行っている。被災者支援と市全体の復興という観点から以下、栗原市における復興の取り組みについて報告する。

¹ 栗原地域合併協議会、交流と発展 夢あふれる栗原【栗原市まちづくりプラン】、平成 16 年

² 栗原市、栗原市総合計画、平成 19 年

被災者に対する行政による復興支援は「り災害証明」の被害程度に応じて実施される。従って、行政における復興に向けての最初の取り組みは「り災害証明」発行のための調査となる。被害が発生した地区に限られていた事から全市での悉皆調査は行われず区長を通しての依頼、応急危険度調査結果、さらに市民からの申し込みに対応する形で、被害調査が実施された。「り災害証明」の被害調査員に対する研修は内閣府の職員により行われ、一次調査は外観目視だけではなく内観調査一部含む形式で実施された。調査は登米市等からの応援職員を得て、2人1組の最大10班体制で実施された。栗原市では12日目の6月26日から「り災害証明」発行のための調査を実施し、1ヶ月後の7月14日から証明書の発行を実施した。

また、同日「栗原市震災復興対策本部」「震災復興対策室」が設置され、全庁職員の協力を得て「震災復興対策室」が被災者支援メニューの検討を行い、1ヶ月半の検討期間を経て、9月1日に支援メニューが市民に対して提示された。栗原市の被災者支援の特徴として、宮城県が「復興基金」が設置されなかった事から、国の「被災者再建支援法」「災害救助法」に基づくメニュー以外は、市単独での事業である事があげられる。支援メニューの提示後、被災者支援に関する相談窓口も設置され、特に被害の大きかった「花山」「耕英」地区については個別の相談会が実施された。被災者に対する支援については、全壊で住宅を新築する場合で760万円となっており、内訳は「被災者再建支援金」300万円、義援金450万円、見舞金10万円となっている。

市全体の復興の枠組みとなる「復興計画」については、市長の9月・12月議会での答弁に基づき1月7日に「復興計画」策定のための組織が立ち上げられ、2月12日の素案完成、3月末の計画完成を目処に、現在計画策定が行われている。栗原市の全世帯に対する全半壊は115棟(全壊27棟、大規模半壊16棟、半壊112棟(世帯数不明))であり、全世帯数24,714(2008年5月末)に対する割合としては非常に小さい。(阪神・淡路大震災での復興計画を策定した自治体の全半壊世帯率は8%)

栗原市の震災復興計画の基本目標は「水と緑、山の再生」であり、1)地滑りによる山腹の荒廃の回復、2)山の荒廃に伴う北上川の汚濁を防止、3)観光産業の復興を基本方針に基づき、現在、①震災に伴う新たな事務事業(災害廃棄物の処理等)、②被災者支援制度、③新規事業についての施策の検討が行われている。ただし、復興基金が設置されなかった事もあり新規事業については計画を実行していくための予算の確保をどのように行うのが課題となっている。計画期間は10年であり、当初3年を「復旧期」、4～6年目を「再生期」、そして7～10年を「発展期」と位置づけている。

復興計画策定の仕組みとしては、「復興対策室」を事務局とし、全庁職員による参画型での計画策定が行われている。具体的には「被災者再建検討ワークショップ」、「産業・経済再建検討ワークショップ」、「集落再生・防災まちづくり検討ワークショップ」という3つのグループで個別課題の検討を行い(4～5回開催)、「全庁ワークショップ」で総合化を行うという流れで計画素案の作成が行われている。職員ワークショップによる検討を経て2月12日までに「素案」を完成し、「市民検討会」を3回程度開催し、3月末の完成を目指して現在、作業が続けられている。

表 3.1.2 栗原市における復興に関わる取り組み

	栗原市における復興に関わる対応
2008/6/14	地震発生
2008/6/19	り災証明調査申請開始
2008/6/26	り災証明調査開始
2008/7/14	り災害証明発行開始
2008/7/14	栗原市震災復興対策本部設置
2008/9/1	被災者支援メニュー提示
2009/1/7	復興計画策定組織設置
2009/2/12	復興計画素案完成、市民検討会開催
年度末	復興計画完成

(研究協力者：牧紀男 京都大学防災研究所)

3.2 ～個々の生活や地域経済に及ぼす長期的な影響の「実態」と「軽減策」

岩手・宮城内陸地震の被災から復興にかけての長期的影響を検討する。初夏の発災から未だ一冬を越さぬ現時点で、また、現地調査が宮城県・栗原市に限定されたなかでの検討となることなど、本報告の限界をあらかじめおことわりしておく。資料的制約の中、地元図書館等で作成している震災関連新聞記事スクラップは、今回、貴重な情報源となった。地元ローカル紙(含・全国紙地方版)のみで取り上げられる被災地固有の出来事・事情、声などを拾いながら、被災地復興の現況を記してみたい。

(1) 町村合併と過疎地指定

2005(平成17)年4月1日に町村合併で新「栗原市」が誕生した。同時に「過疎地域自立促進特別措置法」に基づき市全域が過疎地域として公示されたことから、市では「栗原市後期過疎地域自立促進計画」を策定・提案し、その中で過疎計画事業として、防災センター建設事業(栗原市消防本部改築)、集落・道路整備事業、病院建設事業等に取り組んできた。新市政の基本的政治理念・スタンスとしては、歴史・文化の継承、栗原ブランドの確立、グリーンツーリズムの推進などがあげられており、その中で災害対策に関連しては、危機管理監(県警本部からの派遣)の配備、中央病院の充実、自主防災組織の育成整備、家庭地震対策(家具類固定助成等)が進められていた。現況の震災復興に直接関連する施策として被災前から取り組まれていたものに、生活環境整備(大型事業促進)、ダム周辺整備、農業振興策(環境保全型農業・栗原ブランド)、市内地域交通体系検討等があった。そんな中、発生した震災であった。

(2) 震災の特性～長期的復興の観点から

「山が流れてきた」(日経 6/15)、「滝が消えた」(産経 6/17)と言われるように地形が変わるほどの激震で、「荒砥沢ダムで津波」(6/19)、「土砂ダム氾濫の恐れ」(産経 6/18)など「山間がまた直撃され」(朝日 6/15)、中山間地が被災した。中越地震(2004年)や四川大地震(2008年、大規模土砂ダム)が直ちに想起されたが、一方で今回は、「壊れぬ家、落ちた橋」(毎日 6/17)と言われるよう

に、(木造家屋に被害を与える)キラールパルスが少なかったことで、また、浅い震源、軽い屋根・少ない窓(寒冷地仕様)も影響して、家屋被害が少なく、逆に落橋・土砂災害が多発した。したがって、道が寸断されて孤立集落が多発することとなった。それら中山間の集落が農業、観光業を主たる生業としていたから、震災による離農・廃業は即、地域経済衰退、集落崩壊へとつながる危険を孕んでいる。

被災地では「開拓の地 思い深く」(6/21)独特の歴史・文化を有していた。戦前、分村計画で満州に渡った「耕野開拓団」が戦後、シベリヤ抑留などを経て帰国し、栗駒温泉経営者らとブナの森から栗駒耕英地区を拓き、試行錯誤の末、イチゴ栽培、イワナ養殖に辿り着いた。これまでもアイオン台風(1948年)、花山ダム建設(集落水没、1958年)、宮城県北部地震(1962年)などを乗り越えてきたが、今震災では、「よぎる『集団移転』」(朝日 7/15)の思い、「山を降りる苦渋の選択」(産経 7/13)

に迫られる深刻さであった。基盤となる農業被害に対しては、「イチゴとイワナ 救出へ団結」(河北 6/28)、「被災地の直売所救え」(農業 6/26)と、各分野・各地から、「被災農家に『復興支援チーム』」(産経 7/3)などが援助した。深刻なのは、観光業であった。「秘湯の客 生き埋め」(読売 6/15)の被害が出て、「栗駒、今期は絶望的」(読売 7/13)、「観光経済崩壊」(読売 8/14)と言われ、温泉施設「ゆめぐり従業員一時解雇」(読売 7/29)と地元観光業は大打撃を被り、「見えぬ観光復活」(12/14)に喘ぐ。また、風評被害は他県にも及び「周辺観光地に影響深刻」(毎日 6/21)となった。

(3)復興の論点・方向性の模索

発災後設置(自動)された県災害対策本部はその後、災害復旧対策本部(7/1)に、そして災害復旧・復興推進本部(7/15)に移行し、各地の避難所で生活する被災者も住生活に関してみれば、「被災者住宅相談始まる」(読売 7/3)なか、「仮設住宅 建設へ」(毎日 6/20)、「仮設住宅完成 入居始まる」(河北 7/12)、「避難所閉鎖」(読売 7/22)、を経て、「耕英、陸路で一時帰宅」(河北 8/4)と復興に向けて動き出した。7/29には全ての仮設住宅(第1~3次)65戸が完成し、61世帯(残りの棟は避難住民の談話室等として活用)・163人が仮設住宅での生活を始めた。他に民間賃貸住宅に24世帯・70人が入居しているので、7月末時点での応急仮設住宅の入居数は85世帯・233人となる。

7月末時点で栗原市一般会計では震災の復旧費用として98億3430億円を追加した。これには、市道や橋梁復旧費の他、避難所経費6066億円などが含まれる。また、県でも8月臨時議会で8200億円余の補正予算が組み、せき止め湖対策、道路復旧、治山工事の他、観光風評被害払底のための首都圏列車広告費(約500万円)なども計上した(毎日 7/30)。

8/1には義援金配分委員会が、寄せられた義援金の配分基準を発表した。中越地震を参考に、死者遺族30万円、重傷者10万円、被災者世帯5万円、住宅全壊世帯150万円、大規模半壊世帯100万円、半壊世帯50万円であった。「全壊と判定されると被災者生活再建支援法で最大300万円、市・災害見舞金10万円、罹災証明に準ずる義援金配分も県から300万円、市から150万円があり、計760万円が支給される」(読売 12/10)こととなったが、「住家被害認定調査」で被害割合

が20%未満は「一部損壊」判定となり再建支援法の支給対象外で、市・義援金も5万円にとどまる。このあたり市職員が短時間で概観チェックをしてなされた「判定」にもとづく罹災証明書への不満が被災地で高まった(河北 12/14)。また、義援金配分が観光施設勤務者(離職者)に対して生活支援金として支給されたが農業従事者には適用されていない点も大きな不満の一つとしてあげられていた(河北 12/14)。

今回の震災では、「離農回避へ基金が有効」(河北 7/13)と早くから指摘されていた。復興基金を創設して長期被災地の生活再建を各方面で支援した雲仙普賢岳噴火災害での取り組みが紹介されたりしていた(河北 7/13)。離農者が多発すると地域経済疲弊に拍車がかかり集落崩壊が加速する。生活・産業の再生、「生活復興」がキーワードとして掲げられ、復興基金を創設して避難者や地場産業へのきめ細かい生活支援の必要性が指摘されていた。

このように今震災では、発災直後より「農山間地へ手厚い支援を」(毎日 6/15)と言われていて、中越をはじめ阪神以降の各被災地から多くの助言・支援が届けられた。元山古志村長の長島氏(現・衆議院議員)は「復興への心得」(産経 7/15)として「地震から1ヶ月の今…被災者は頑張れる時期ではないし、行政は頑張れと言うべきではない」と論じ、住民には「自立心と誇りを失わないで」と励ました。復興専門家サイドからの具体的アドバイスも多数寄せられた。日本災害復興学会などに所属する研究者ら10名が栗駒耕英地区の「栗駒耕英復興プロジェクト」が企画する懇談会に参加し、被害にあった私道復旧への公費獲得の中越での工夫例(朝日 7/3)などを紹介した。その後8月末には「復興車座トーク」(日本災害復興学会主催)が開催され、そこでは栗原市の被災者支援制度76項目・6億5700万円の概要が説明された(大崎 9/4)のち、三宅島噴火災害時の長期避難の生活苦や、それを具体的に援助するために東京都と三宅島が共同で独自に基金を積んで作り上げた「災害保護事業」などが紹介された。

中越の復興に際して被災者生活再建支援法など公的支援でカバーしきれない「生業継続」への支援について、例えば、旧山古志村の棚田復旧を国の基準による復旧費1,000万円に頼るのではなく、被災住民が地元業者に依頼して30万円で実現させた事例「手づくり田直し事業等支援」(復興基金メニュー)などが紹介されるなどした。しかしながら宮城県は12月、財政窮迫などを理由に基金創設を断念すると発表し、地元の被災者(や全国の助言・応援者)を落胆させることとなった。

(4)被災地内における復興関連活動の展開

ボランティアが住宅や農業用施設の雪囲い設置などをはじめ、冬支度が始まった(河北 11/19)、「開拓魂」を一つのキーワードに、「復興『第二の開拓』に」(河北 12/14)との意気込みで取り組みが進む。花山震災復興の会「がんばっぺ」と「くりこま耕英震災復興の会」は市に、「避難生活及び各種再建問題に対する要望書」を提出して、長期の避難生活、生活再建の厳しさを訴えて、生活再建支援金の判定基準に満たない世帯への補助の検討、避難指示解除後の長期的な支援策、住宅や生業再開に向けた無利子融資制度創設などを要望した。

震災による失職を乗り越えて開拓三世が「新しい名物創生」(河北 11/15)に向けて議論を始め、酒蔵「一の蔵」がボイラーを新設して酒仕込みを始め(読売 11/12)、栗駒山麓の5つの秘湯の経

営者が集い、廃業しないこと‘約束’して5 湯そろって再興をめざす(産経 12/16)など取り組みが進められている。行政側も再建困難な高齢者支援のために花山地区に市営住宅を建設する検討を始めた(読売 12/25)。復興基金創設はかなわなかったが、年明けには「栗原市の農地 局地激甚災害 全域指定の可能性」(毎日 12/5)が見え始めてきた。冬の間中山間地復興の総論を地元主導で深める重要性が中越サイドから重ねて助言されてきている(朝日 8/7)。被災前より「くりはら研究所」(市・産業経済部観光課)で続けられてきた(地域の潜在的な観光等生業)「資源調査」が被災後、改めて評価されて復興の議論に資されている。高齢化・過疎化の進む中山間の被災地で、長期の避難・仮設住宅生活が始まった。生業再建の厳しさの中、中越他被災地、専門家の助言を取り込みつつ、開拓の里の復興は進んでいる(2008 年末現在で記した)。

(連携研究者:大矢根淳 専修大学)

4 災害ボランティア活動の実態

4.1 宮城県栗原市におけるボランティア活動の初動体制について

地震発生から約1ヶ月を経た2008年7月20日と21日に栗原市社会福祉協議会を訪問し、職員の作業に同行し、聞き取り調査を実施した。また、現地訪問に備えて、2008年7月11日に開催された「岩手・宮城内陸地震報告会」(主催:(特)日本災害救援ボランティアネットワーク、共催:(特)レスキューストックヤード、震災がつなぐ全国ネットワーク、被災地 NGO 協働センター 場所:西宮市)に参加し、現地で支援活動に参加した経験をもつ報告者から情報を得た。本節では、栗原市におけるボランティア活動の初動体制について、これまでの災害救援活動との対比を通して検討し、今後の救援活動への示唆を報告する。

(1)災害ボランティアセンター再考

阪神・淡路大震災を契機に、災害時にボランティアが救援活動に参加するようになり、1998年の南東北・北関東水害頃から、「災害が発生したら災害ボランティアセンターを開設して対応する」ことが通例となってきていた。具体的には、被災地の地元社会福祉協議会や地元行政が中心となって、全国各地から駆けつける災害NPOらと協力しながら災害ボランティアセンターを開設してきた。その際、キーワードは、ボランティアの「コーディネート」であり、災害NPOらが日頃から培ってきたネットワークとそれぞれがもつ経験知を活用した運営が成されてきた。その結果、被災地に駆けつけるボランティアを必要な場所・作業に振り分け、効率的な救援活動を展開する一助となったことは事実である。しかし、大きな問題点も内包していた。すなわち、i)災害ボランティアセンターの設立によって効率的に活動を展開するとしても、それはボランティア側の効率であって、必ずしも被災者の生活と同期しないこと、および、ii)被災地の地域特性を考慮しなければならない場面でも過去の経験から画一的な対応をしてしまって現地の救援関係者との間で齟齬が生じることである。より具体的に言えば、災害ボランティアセンターの設立・運営に邁進するあまり、被災者との直接的な接触や、地元で救援に当たる住民＝被災者への配慮が欠けてしまう(その解消の1つとして足湯があるが、これは渥美,2008などを参照)。

岩手宮城内陸地震では、こうした問題点を予期したことから、通常の災害ボランティアセンターを

設立することはなかった。通常であれば社会福祉協議会の本部がある築館地区に災害ボランティアセンターを開設するところであったかもしれない。しかし、周辺地域の被害が比較的小さかったこと、被害の大きな地区には立ち入ることができなかったこと、都市生活者ではない被災者の生活やその背景となる地域特性について配慮を欠けば地元の救援関係者間に軋轢を生じてしまい、結局、被災者にとって支援となるような救援活動が展開できないという判断が働いたからであった。そこで、初動期の救援ではこれまでとは違った活動が展開されることになった。

(2)間接支援

岩手宮城内陸地震におけるボランティア活動の初動体制の特徴は、「間接支援」としてまとめることができる。間接支援とは、災害NPOやボランティアが、被災者を支援する地元スタッフを支援することを指す。岩手宮城内陸地震では、例えば、(特)レスキューストックヤード(名古屋市)や(特)日本災害救援ボランティアネットワーク(神戸市)が現地にスタッフを派遣し、現地の社会福祉協議会職員を支援した。彼等は、2007年の中越沖地震における刈羽村での活動を通して、現地の社会福祉協議会職員は、自らが被災者であるにもかかわらず、支援者としての活動も求められ、その精神的、身体的な負担は計り知れないことを熟知していたからである(渥美,2008)。

現地に派遣された災害NPOスタッフに聞き取りを行ってみると、「もちろん、ノウハウを伝えることの重要性は言うまでもないが、その際に、効率性のみを求めるのではなく、“被災地のペースに合わせる”ことが地元スタッフの負担を軽くする」という見解が聞かれた。また、現地社会福祉協議会職員にインタビューを行ったところ、「急がせたり、伝えるだけだったり、指図するようなことがあったら迷惑に感じていたと思う。選択肢を提示してくれるのが助かった」、「助けていただいたのは、傍にいてくれて話を聴いてくれて、何かできそうなことがあれば率先して自分で行ってくれる人」、「外部の視点でそっとアドバイスをくれる人も助かった」という回答が返ってきた。これらの反応を総合すれば、ここでいう間接支援は効果的な初動(の1つ)であるとの示唆が得られるであろう。

(3)間接支援の今後

間接支援は、その後の被災地交流につながる。具体的には、先述のNPOを介して、新潟県刈羽村の社会福祉協議会職員らが栗原市社会福祉協議会を訪問し、救援時の実務や対応経験について話す機会があったし、他の災害による被災地からも現地を訪問する動きがある。逆に、栗原市社会福祉協議会では、小物(頑張るベア)を作成して、将来の被災地への励ましと交流に備えている。

一方、初動期における間接支援は、時間の経過とともに、復興を視野に入れたより長期的な関係へと発展してこそ被災地支援として結実する。岩手宮城内陸地震の場合、栃木県、福島県に活動拠点を置く災害NPOが被災地に留まって復興支援活動へと長期的な活動を展開しつつある。日本災害復興学会が調査団を現地に派遣した際にも、こうして現地で支援活動を展開する災害NPOと地元組織が受け入れの窓口となった。言うまでもなく、災害復興の段階においては、日常生活の支援が中心となるから、何も災害NPOだけが特権的に被災地と関わることはない。むしろ、日常生活の様々な問題に取り組んでいる多様なNPOや関連組織が災害復興に関わるのが望ましいと思われる。岩手県内、宮城県内の様々なNPOや関連諸組織が岩手宮城内陸地震の被災地

復興にどのような関わりをもっていくかということが今後の課題であろう。

(連携研究者: 渥美公秀 大阪大学)

4.2 ボランティアによる支援活動の展開

ここでは、まず、災害時におけるボランティア活動の経緯と現状を述べた上で、宮城県栗原市の栗駒耕英地区への支援に関わってきた支援者(災害 NPO 等)への聴取調査、及び関係団体が作成した資料等に基づき、救援・復旧段階の活動の実態と、救援から復興段階へと移行する過程でボランタリーな支援活動がどのように展開されてきたのかを明らかにし、この事例を通じて得られた課題を整理する³⁾。

(1) 災害時のボランティア活動をめぐる経緯と現状

阪神・淡路大震災を契機に、比較的規模の大きな災害が発生すると、大勢の一般市民が被災地に駆けつけ、ボランティアとして救援・復旧活動に参加するようになった。またこうした一般の市民と、被災地の支援需要をつなぐ社会的な仕組みとして「災害ボランティアセンター」が開設・運営されるようになってきている。その多くは、被災地の社会福祉協議会(以下、社協)が、既存のボランティアセンター(以下、VC)の機能を拡張する形で開設されている。

しかし、災害 VC という活動の仕組みが社会的に定着していく中で、この仕組みの限界や新たな課題も顕在化してきた。もともと災害 VC は、個々人のバラバラの善意を組織化し、支援に必要な情報を集約して、短時間で効率的に支援需要(ニーズ)につないでいくことを目指して創られた仕組みである。従って、救援・復旧作業が終了したらセンターは解消されるし、ある種、多様な支援を平準化させる側面も持っている。

2004 年の新潟県中越地震では、中山間地に点在する集落の生活基盤(農業や地場産業)の被災が深刻で、当初から個々の生業や集落機能の復興が大きな課題となり、被災集落に拠点を設けて中・長期的な体制を確保し、集落の復興を支援する活動が展開されていった。こうした中越地震後の活動を通じて、災害ボランティアに求められる役割の本質は、ひとり一人の被災者に寄り添い、その人が真に求める支援を組み立てていくことであることが改めて確認されると共に、復興支援という長期的な取り組みが災害ボランティアの活動メニューに加わることになった。非効率でも個別性を重視した支援のあり方、その場の状況に合わせて支援の方法や体制を柔軟に組替えていくことなど、多様な知見が蓄積されてきた。

岩手・宮城内陸地震も、道路網が破壊され、農業や観光資源が打撃を受け、典型的な中山間災害であった。この災害ではさらに住家被害が少なかったため、公的支援を引き出すことが難しく、被災者は復興に向けてより厳しい状況に置かれることになった。ボランティアによる被災者支援も、中越地震以降の取り組みを活かした活動が展開されてきた。

以下では宮城県栗原市の栗駒耕英地区の事例を中心に取り上げながら、初動対応から復興支援の動きを概観する。

³⁾ 一事例の検討に基づいており、かつ活動自体も継続中であり、限界があることも予めお断りしておきたい。

(2)初動対応

表 4.2.1 栗原市社会福祉協議会の対応

6月14日	午前10時、栗原市社会福祉協議会長を本部長とする「災害対策本部」を設置
7月4日	「災害対策本部」から「災害支援本部」に組織を移行
7月20日	宮城県内社会福祉協議会職員等災害支援に、伴う応援部隊の派遣の終了
8月1日	「災害支援本部」機能を継続しながら、地域福祉課主体による支援を継続
9月1日	「災害支援本部」を解散。以後、通常業務(地域福祉課)の中で、災害復興支援活動を継続

(出典) 栗原市社協・地域福祉課 (2008) より筆者作成

栗原市社協は、今回の地震に際して、災害 VC を開設しない方針を表明し、全国からの問い合わせに対して「原則、地元で対応する」と説明した。その理由として、以下のようなものが挙げられている(北川, 2008.12.19)。すなわち、i) 被害の大きかった地区は、土砂崩れ等により現在も許可が無ければ立ち入ることが出来ず、被害地域の支援以前の状況にある、ii) 住家被害が非常に少なく、不特定多数のボランティアが誰でも行える作業が極端に少ない、また地域の事情として、iii) 高齢化が非常に進んだ地域であり、地域内の相互扶助で生活を送っているため、数回の訪問やサロン活動ではニーズは上がらず、気心の知れた住民の声かけが必要である、iv) 見知らぬボランティアが大勢来ることで、従前の平穏な暮らしが乱されることが予測される、v) 避難所での支援活動は、被災者とボランティアの中である程度の期間を要した信頼関係を構築することが必要であり、地元の顔の見える関係のボランティアが望ましかった。

しかし、栗原市社協としての被災者支援活動は、様々な形で行われている(栗原市社会福祉協議会, 2008)。市社協の対応を表 4.2.1 に記す。

栗原市社協では、まず「災害対策本部」を設置し、その後、調査班を編成し、地区内の推進委員長、推進委員、地区社協関係者等の協力を得ながら、激しく被災した栗駒文字地区、鶯沢地区、花山地区の現地調査を行った。被害状況等から災害 VC の開設を見送る方針を出した後、既存の栗原市 VC の機能を活用し、栗原市内からのボランティアの募集・受付・登録を実施、被災地域からの支援需要(被災者ニーズ)に対して、ボランティアを派遣した。

また、避難所(栗駒みちのく伝創館、花山石楠花センター等)に職員を配置し、そこで把握された情報にもとづいて、マッサージ・子供たちの遊び相手・清掃等のボランティア活動を実施し、避難生活への支援も行った。栗原市社協によるボランティア活動支援の実績は表 4.2.2 の通りである。

表 4.2.2 栗原市社会福祉協議会によるボランティア活動支援】

ボランティア活動件数	計 317 件〔総数・6月18日～8月31日現在〕
ボランティア人数	計 1,004 名〔延べ数・6月18日～8月31日現在〕

(出典) 栗原市社協・地域福祉課 (2008) より筆者作成

(3)初動から復興支援に向けた活動の展開

栗原市社協によるボランティア活動支援の内容を見ていくと、避難生活に対応したものが殆どであるが、被災者の生活再建や、集落の復興にむけた課題も山積していた。

7月18日 耕英地区住民により「くりこま耕英震災復興の会」が設立され、同様の組織が花山地区でも結成された(9月21日)。

さらに8月、栗駒地区住民の復興を支援する隣県の災害 NPO(福島県の「ハートネットふくしま」、栃木県の「とちぎボランティアネットワーク」)によって、「くりこま応援の会」が設立された。

栗駒地区の仮設住宅近くの空き店舗を拠点にしたこの会には、災害 NPO から派遣された駐在員1名が常駐し(11月まで)、住民の談話室として運営されてきた。毎週日曜日の夜はカレーを振舞い、被災した住民同士が意見を交換する場を支援したり、住民が会合をする際の間を提供している(矢野,2008)。また、現地の状況や支援活動を紹介するニューズレターも継続して発行し、ホームページやメーリングリスト等を通じて多くの関係者に発信している。

しかし、こうした県外団体の支援には限界もあり、宮城県内の市民にも支援活動への参加が呼びかけられてきた。それらを受けて、本格的な冬を迎える11月以降、宮城県内のボランティア団体や青年会議所などが、被災地区での雪囲いや、仮設住宅入り口部の風除けの設置などに参加するようになってきている。

また、11月から、宮城県社協のよびかけにより、被災者が主体となって復興を検討するために、耕英と花山の両震災復興の会、くりこま応援の会、栗原市社協の4者が、定期的に会合を持つようになっていった。以上の一連の震災復興支援の取り組みを整理したのが図4.2.1である。



(出典) 青木ユカリ (2009. 1. 21) に筆者が修正加筆

図 4.2.1 岩手・宮城内陸地震 支援活動の展開:栗駒地区応援を中心に

(4)まとめにかえて——災害 VC を超えた支援のあり方をめぐって

災害 VC は、被災地の外から不特定多数の個人が参加することを可能にする仕組みであり、で

きるだけ速やかに作業を行い、早く解消することが理想とされてきた。また、センターの活動内容も、救援・復旧作業に限定すべきである(外部の人間が、地域の固有の課題に深く関わらないほうが良い)という考え方も根強い。栗原市社協がセンターを開設しない方針を出した際の理由にも、こうした災害 VC に対する考え方が見て取れる。今回、市社協が市内で募集したボランティアによる被災者支援の内容も、避難生活の支援であったことは既に触れた。実際、避難所の解消と共に、ボランティアによる支援活動は終了しているが、被災者の生活再建、集落の復興に向けた課題は山積していた。

阪神・淡路大震災以降、各地の災害救援に携わり、特に中越地震以降は復興支援にも取り組んできた災害 NPO のリーダー(聴取調査対象者)は、災害 VC が定着したことで、被災者が抱える長期的で多様な課題に、ボランティアが取り組み難い状況が生まれていることを指摘する。しかし、復興まで視野に入れた支援体制を構築していくためには、災害 VC という活動システムに限定せず、多様な主体による支援を組み合わせていくことも求められるという。具体的には、①被災地域(周辺)の住民自身、②被災地内(県域)の支援(NPO や一般市民)、③被災地の外の支援、④専門家、この 4 者が、相互補完的に、時間的経過の中で重心を移しながら支援を継続していくことで、より多くの課題に対応できることを提案している。

中越地震以降、災害ボランティア活動のメニューに復興支援が加わり、救援・復旧作業にとどまらないボランティア活動の可能性と実績が様々な場面で評価されてきた。そうした活動の蓄積を活かし、今回も、災害 NPO によって、当初から復興を視野に入れた支援活動が展開されてきた。またこうした NPO を通じて、生まれて間もない日本災害復興学会の専門家も被災現場に赴き、復興に向けた議論を展開してきた。課題は山積しているが、それらに対してどういった主体がどのように対応していくことができるのか、これらの動向が注目される。

また、災害 NPO のリーダーは、復興を視野に入れた支援活動を展開していくに当たって、災害直後の情報発信の重要性も指摘している。今回の災害では、「地域内で対応可能であり、災害 VC を開設しない」という発信をしたことで、「被災地を応援しなければ」という世論を十分に喚起できなかった。そのことが、長期的に支援を継続させていく上で、県内の支援が得られにくい状況を生み出したのではないかという指摘もある。能登半島地震の際も、風評被害を懸念して早期に復興宣言を行ったが、そのことが義捐金の額に反映されたといわれているが、ボランタリーな支援と情報発信の関係についても、今後検討が必要な課題である。

【引用・参考文献・資料】

- ・ 菅磨志保(2008)「災害救援活動の展開」菅磨志保・山下祐介・渥美公秀編著『災害ボランティア論入門』弘文堂。
- ・ 青木ユカリ(2009.1.21)「岩手・宮城内陸地震 栗駒地区支援」(内閣府主催「防災とボランティアのつどい」分科会③復興とボランティア 資料より)。
- ・ 矢野正広(2008.12.19)「岩手・宮城内陸地震被災地『くりこま耕英地区』の取り組み」(内閣府防災ボランティア検討会 資料)。

- ・ 北川進(2008)「岩手・宮城内陸地震に係るボランティア活動について——平成 20 年岩手・宮城内陸地震 災害発生からの経緯と課題」 内閣府・防災ボランティア活動検討会(第 8 回)資料。
- ・ 栗原市社会福祉協議会(2008)「平成 20 年岩手・宮城内陸地震を振り返って『復旧だ、見せよう、栗原のそこ力』を合言葉に」。

(研究協力者:菅 磨志保 大阪大学)