総合報告

2011年東北地方太平洋沖地震の強震動

防災科学技術研究所* 青井 真・功刀 卓・鈴木 亘・森川 信之・
中村 洋光・先名 重樹・藤原 広行

Strong Motion Characteristics of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake

Shin AOI, Takashi KUNUGI, Wataru SUZUKI, Nobuyuki MORIKAWA,
Hiromitsu NAKAMURA, Shigeki SENNA, and Hiroyuki FUJIWARA

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,
3-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-0006, Japan

(Received November 9, 2011; Accepted February 10, 2012)

The 2011 $M9.0$ Tohoku-Oki earthquake is the largest earthquake that occurred in and around Japan since the beginning of the recorded history. This megathrust event initiated approximately 100 km off-shore Miyagi prefecture, in northeast Japan, and its rupture extended 400–500 km along the subducting Pacific plate. This is the first $M9$ -class earthquake that has been closely recorded by a dense seismograph network. Strong motions of this earthquake are characterized by large seismic intensities and peak ground accelerations (PGA), long durations, and wideness of the area that experienced intense shaking. The ground motions were recorded by 1223 K-NET and KiK-net stations. The PGA exceeded gravity at 20 sites; the largest PGA, of 2933 gals, was observed at the K-NET Tsukidate station (MYG004). The attenuation of the recorded peak values shows a possibility of saturating strong ground motion amplitude with the magnitude. The complex features of the accelerograms and velocity waveforms are discussed in connection with the source processes estimated using long and short period waveform data. Due to the large ground motions and tsunamis associated with this event, more than 16 thousand people were killed and more than 360 thousand houses and buildings were totally or partially destroyed. Although the tsunamis were the primary cause of damage, the strong shaking, liquefaction and landslides also brought serious destruction. However, it was reported that the damage ratios of houses and buildings directly due to shaking were not as high as for the former earthquakes having comparable seismic intensities and PGA. The recorded ground motions at most stations where the seismic intensities and PGA were large had dominant periods shorter than 0.5 s and relatively poor power in the 1–2 s period range which has strong influence on the damage of few-stories wooden houses. The main reason for the short-period predominance is the amplification due to the low-velocity superficial layer and can be roughly explained by empirical amplification factors for 0.1–0.5 s periods. Long-period ground motions were also observed. The velocity response spectra (5% dumping) for periods of 4–20 s reached around 100 cm/s at many stations, mainly in the Tohoku and Kanto regions. This level may be considered not very large taking into account that the Tohoku-Oki earthquake was an $M9$ -class event. In the Kanto district, at epicentral distances of 300–400 km, liquefaction widely occurred at the artificially reclaimed land in Tokyo and Chiba bay areas and the basin of major rivers, such as the Tone and Ara. The damage (e.g., cutoff of lifelines and differential settlement of house-basements) due to liquefaction was very severe. In this paper we summarize the strong motion characteristics associated with the $M9.0$ Tohoku-Oki earthquake and review the latest results from the viewpoint of strong motions.

Key words: Tohoku-Oki earthquake, Strong ground motion, K-NET, KiK-net, Source model

* 〒305-0006 つくば市天王台 3-1

§1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード (M) 9 の海溝型巨大地震であり、日本周辺で発生した地震としては有史以来最大規模のものであった。東北地方に沈み込む太平洋プレートに沿った全長 400–500 km の長大な断層のずれに伴う津波、地震動、液状化、地滑りなどによりもたらされた被害 [消防庁災害対策本部 (2012)] は死者 1 万 6 千人以上、建物の全半壊 36 万棟以上 (2012 年 1 月 13 日現在) と甚大なものとなり、東京電力福島第一原子力発電所の事故も含めて、広域的な複合災害を引き起こした。今回の地震の断層直上は海域であるため強震計による観測はなされていなかったものの、断層に沿って稠密な観測網により強震記録の得られた初めての $M9$ クラスの地震である。本稿では、東北地方太平洋沖地震で観測された強震動とそれらの解析結果に関してレビューする。

§2. 観測された強震動の特徴

北海道から九州にいたる 1223 点の K-NET 及び KiK-net 観測点 [Kinoshita (1998), Aoi *et al.* (2011a)] で地震動が記録され (Fig. 1), 特に岩手県から千葉県にかけての 20 観測点で $1g$ を超える加速度が記録された。観測された最大の加速度は K-NET 築館 (MYG004) における

2933 gal (3 成分合成) であり震度 7 であった。今回の地震は極めて大きな断層で発生したため、地震動が大きかった地域は広域にわたっており、震度 6 強を記録した地域は宮城、福島、茨城、栃木県にまたがる差し渡し約 300 km にも及ぶ。震度 5 弱の揺れは東北地方及び関東地方の大部分を含む極めて広い地域で観測され、約 3000 万人が震度 5 弱以上の揺れに、また、約 500 万人が震度 6 弱以上の揺れに暴露したと推定される。震度 6 強が観測された地域は、福島県の中通り地方から栃木県の東部にかけての内陸部にも多く見られ、そこでは最大加速度も大きくなっている。この地域の微地形区分 [若松・松岡 (2008)] は主に火山性丘陵やローム台地となっているが、K-NET や KiK-net で公開されている土質柱状図によると表層には S 波速度が遅い粘性土が堆積しており、それによって特に短周期成分が大きく増幅していると考えられる。

観測された震度と増幅度の関係を考察するために、距離減衰式を用いて評価したサイト増幅特性 [森川・他 (2007)] と比較すると (Fig. 2), 太線で囲った震度 6 弱以上の揺れを観測した観測点の多くでは周期 0.1–0.5 秒の増幅度が大きいものに対し、周期 1–2 秒の増幅度に関しては特に系統的に大きいわけではない。地震動の大きさは、震源放射特性や断層距離にも大きく影響され、また

Fig. 1. (a) Peak ground accelerations (PGA) and (b) velocities (PGV) observed by K-NET ($\triangle$) and KiK-net ($\square$). Ground motions were successfully recorded at 698 K-NET and 525 KiK-net stations (1223 stations in total), which cover most of Japan. PGAs exceeding gravity are observed at 20 stations.

Fig. 2. (a) Observed JMA seismic intensities and empirical amplification factors for the (b) 0.1 to 0.5 s and (c) 1.0 to 2.0 s period ranges [Morikawa *et al.* (2007)]. Stations that recorded strong motions of seismic intensity of 6- or larger are shown as bold line circles.

地盤応答の非線形性の影響を受けるなど単純な線形増幅の仮定に基づく議論では不十分であることは明らかであるが、大きな震度が観測された主要因の一つは短周期成分の増幅特性であると考えられる [Aoi *et al.* (2011b)].

本震以降も強い揺れを伴う地震が数多く発生しており、最大震度6強を記録した地震は日本全体で4地震、5強以上となると24地震にのぼり（2011年10月末現在）、その多くは余震や誘発された地震であると考えられる [例えば、松原・他 (2012)]. それらの中には震源が本震に比べて陸域に近い地殻やスラブ内で発生したM7クラスの地震もあり、震度6強ないし6弱の揺れにより死者が出るなど大きな被害 [消防庁災害対策本部 (2012)] を生じている。

概ね南北一直線に並ぶ観測点のペーストアップ波形 (Fig. 3) には、東北地方の多くの観測点において加速度波形及び速度波形 (0.01–0.05 Hz のバンドパスフィルターをかけた) の双方に、明瞭な波群が二つ認められる。このように明瞭に分離された波群は、2008年汶川地震 (M_w 7.9) [例えば、Li *et al.* (2008)] や2010年チリ地震 (M_w 8.8) [例えば、Sekiguchi *et al.* (2011)] などの巨大地震においても観測されており、それぞれの波群に対応した大きなすべりが推定されている。今回の地震で観測

された2つの波群は、宮城県の観測点を先頭として南北に伝播しており、その時間差は比較的広い範囲で概ね40秒程度と一定であることが特徴である。この波群は加速度で見ると宮城県の観測点では孤立した様相を示すが岩手県や青森県の観測点では波群が広がり孤立した印象は薄くなる。福島県では一つ目の波群は二つ目の波群に比べて振幅が小さく目立たなくなり、二つ目の波群の後ろにより振幅の大きい波群が現れ、南北に伝播していく様子が見られる。この波群は茨城県や千葉県など震源域南部に位置する観測点での最大加速度をもたらししている。これらの特徴は、短周期地震波を励起した主要なイベントが宮城県沖で2回と福島県沖で1回生じたことを示唆しており、それ以外にも振幅の小さい波群がいくつも伝播する様子も見られ、本地震の震源過程の複雑さを示している。一方、0.01–0.05 Hz の速度波形に、加速度波形に見られる主要な波群のトレースを重ねてみると、宮城県や岩手県で見られる二つの波群のタイミングは一致していない。Fig. 4 に示した、K-NET 牡鹿 (MYG011) の速度波形は、周期の長い波形の上に周期の短い波形が重畳しており、短周期で顕著な波群よりも先に周期の長い大きな波が到来している。震源に比較的近い観測点の波形に見られるこのような特徴は、震源での地震波放射

Fig. 3. (Left) Distribution of K-NET and KiK-net stations used to draw the record sections of (middle) normalized acceleration and (right) EW component velocity waveforms (0.01–0.05 Hz band-pass filtered), ordered by latitude (from north to south). Three distinct phases observed in the acceleration records are indicated by color curves. The first strong phase (orange curve) originates near the hypocenter. A subsequent phase (pink curve) also originates at nearly the same location as the first phase and is uniformly delayed by approximately 40 s. The third phase (blue curve) is strongly observed at the southern stations, after 50–60 s from the first phase, and propagates from off-shore Fukushima prefecture. Color contour in the left panel shows the slip distribution of the Tohoku-Oki earthquake [Suzuki *et al.* (2011)] and five rectangles represent strong motion generation areas [Kurahashi and Irikura (2011)].

過程の周期依存性を示していると考えられ、これについては震源過程についての4章でも論じる。

巨大地震が発生した場合には、関東平野のような大規模な堆積平野で発達する長周期地震動により、数秒の長い固有周期を持つ高層ビルや大規模石油タンクなどが共振現象を起こし被害を生ずる可能性があることが懸念されている [例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009)]。今回の地震で観測された速度応答スペクトル (5% 減衰, 水平動2成分合成) が4–20秒の周期帯において100 cm/s 前後に達したK-NET及びKiK-netの観測点は東北や関東地方を中心に相当数あり、また、そのレベルを大きく超えた観測点も宮城県 (K-NET 築館 MYG004, 古川 MYG006) と福島県 (KiK-net いわき東 FKSH14, 浪江 FKSH20) において各2点ずつあった。また大阪湾岸に位置するKiK-net 此花観測点 (OSKH02) では、震央距離が700 kmを超えるにもかかわらず

ならず約60 cm/sと比較的大きな速度応答を記録した。ただし、今回の地震は規模がM9と極めて大きかったことを勘案すると長周期地震動が必ずしも大きかったわけではなく [例えば、大川 (2011)]、都心において観測された長周期地震動はM6.8の2004年中越地震の1.2–1.5倍程度にとどまった [Furumura *et al.* (2011)]。2007年新潟県中越沖地震 (M_w 6.6) [例えば、古村・他 (2007)] や2004年紀伊半島南東沖地震 (M_w 7.4) [例えば、Miyake and Koketsu (2005)] などでは、関東平野における長周期地震動は大きかった一方、今回の地震と比較的震源が近かった2005年宮城県沖地震 (M_w 7.2) の際に観測された長周期地震動はそれほど大きくなかった [早川・古村 (2005)] ことから、付加帯などの大規模な低速層の有無や関東平野の地下構造と地震波の入射方位の関係などが長周期地震動のレベルに影響していると考えられる。

今回の地震の地震動の特徴として、広域にわたって揺

れが大きかったことに加え、その継続時間が長かったことが挙げられる [例えば、青井・他 (2011)]. 震度が時間と共に成長していく様子を見るために逐次的に震度を求める近似アルゴリズムであるリアルタイム震度 [切刀・他 (2008)] により 1/100 秒毎に計算した震度の時間

Fig. 4. (Left) Acceleration and (right) velocity records of the Tohoku-Oki earthquake, observed at the K-NET Oshika station (MYG011), which is the nearest station from the mainshock epicenter. The observed PGA and PGV (3 components vector summation) were 939 gal and 49 cm/s, respectively. The JMA seismic intensity at Oshika was 6-, which corresponds to 8 in MMI.

発展を Fig. 5 に示す. 震源に比較的近かった K-NET 仙台観測点 (MYG013, 震央距離 170 km) では、震度 1 で揺れ始めてから 6 強に達するまでに約 30 秒の時間があった. また、より震源から離れた K-NET 日立観測点 (IBR003, 震央距離約 260 km) におけるその時間は 1 分以上に及び、さらに、震度 5 弱以上の揺れが 1 分以上に渡って継続した. 今回の地震の場合は断層サイズが巨大で破壊継続時間も長かったために、時空間的な断層破壊の不均質の影響が震度の成長過程に顕著に表れ、このように継続時間の長い地震動を生成した. 特に、関東地方に大きな揺れをもたらした断層南部の破壊は、破壊開始から約 100 秒以後に発生しており、関東平野の厚い堆積層によるトラップ効果と相まって、結果として比較的震央から離れた関東地方に極めて継続時間の長い地震動をもたらした.

§ 3. 距離減衰

K-NET 及び KiK-net により観測された最大加速度 (PGA) 及び最大速度 (PGV) と距離減衰式の比較を Fig. 6 に示す. $M9$ まで適用できる距離減衰式はこれまでに提案されていないが、ここでは観測された最大加速度あるいは最大速度と司・翠川 (1999) の関係式を外挿

Fig. 5. (Top) Growth of real time seismic intensities [Kunugi *et al.* (2008)], calculated using the accelerograms observed at the K-NET Sendai (MYG013) and Hitachi (IBR003) stations. The black dots indicate the times (hh:mm:ss) when the real time seismic intensities 1, 3, 5- and 6+ were reached. (Bottom) Observed accelerograms (NS component) at the Sendai and Hitachi stations.

Fig. 6. The observed (a) PGA (the maximum value between the two horizontal components is considered) and (b) PGV versus the distance from the fault. The peak values are calculated after applying a band-pass filter (gray: 0.1–10 Hz and green: 0.01–10 Hz). The fault distances are calculated assuming the rectangular fault plane model of Suzuki *et al.* (2011) (Fig. 3). PGVs are converted from the observed velocities on the ground surface into those on a stiff soil site, where V_{s30} is 600 m/s, following the method of Si and Midorikawa (1999). Solid and dotted lines represent the empirical attenuation relations by Si and Midorikawa (1999) and their standard deviations, respectively, for M_w 9.0 (black) and 8.3 (red). Note that the M_w 9.0 is beyond the range of applicability of the empirical attenuation laws.

して示している。Fig. 6に灰色で示したPGA（左図）及びPGV（右図）は、観測データに0.1–10 Hzのバンドパスフィルターを通して求められている。断層最短距離が100 km以内でのPGAは観測値と関係式がよく対応しているが、それ以外は観測された値が関係式よりも小さい。PGAの関係式では、 M_9 においては断層近傍での頭打ち項の影響がきわめて強くなるために断層最短距離の短い地点での振幅はマグニチュードが大きくなっても関係式の値がそれほど大きくならない。そのため、結果的に観測値と関係式の値が対応しているように見えている可能性が高い。一方、PGV及び遠方の地点におけるPGAではマグニチュードが大きくなるほど関係式の値が明らかに過大となっている。このことは、少なくとも強震動に影響を及ぼす周期帯の地震動強さがモーメントマグニチュードに対しては飽和する可能性があることを示唆しており、この点は、気象庁マグニチュードなど、地震動の最大振幅をもとに求められるマグニチュードが飽和する〔例えば、宇津 (2001)〕こととも関係していると言えよう。実際、過大評価であったPGVや断層最短距離100 km以遠のPGAはFig. 6に赤線で示した $M_{8.3}$ の距離減衰とほぼ整合的である。Si *et al.* (2011)は、今回の地震のPGA及びPGVを2003年十勝沖地震 (M_w

8.3)の観測記録と比較し、その距離減衰特性が類似していると指摘している。また、今回の地震の地震動の最大値は M_8 クラスの地震と同程度であると結論付け、その理由として地震動の最大値が断層全体のエネルギー放射ではなく、最も近い断層破壊域によってもたらされることを挙げている。既往の日本の距離減衰式は、ここで示した司・翠川 (1999)に限らず、モーメントマグニチュードの一次式で表されているものがほとんどであるが、 M_9 の超巨大地震までそのまま適用すると過大評価となることから、このような振幅の飽和を考慮した新たなモデル化が必要である〔例えば、森川・他 (2011)〕。また、断層最短距離に比較して等価震源距離 [Ohno *et al.* (1993)] による距離減衰式の方が整合的であるとの指摘がある〔例えば、西村・他 (2011)〕。Fig. 6右図における緑丸は、通常距離減衰を評価する際に用いるバンドパスフィルターに比べ低周波数側のカット周波数を下げて0.01 HzとしたPGVを示している。断層最短距離が100 kmよりも遠方では明らかに0.1–10 HzのPGVよりも大きくなっており、今回の地震では、特に遠方の地点において周期10秒を超える極めて周期の長い地震動が観測されていたことがわかる。

§ 4. 強震記録による震源過程

今回の地震は、遠地地震波形 [例えば, Ide *et al.* (2011), Shao *et al.* (2011)], 津波 [例えば, Fujii *et al.* (2011)], 地殻変動 [例えば, Iinuma *et al.* (2011), Ozawa *et al.* (2011)] や、これらを複数組み合わせ [例えば, Koketsu *et al.* (2011), Lee *et al.* (2011), Simons *et al.* (2011)] 震源過程のインバージョンが行われており、これらについては、八木 (2012) でレビューされている。ここでは、震源過程研究の中では比較的短周期の帯域に分解能を持つ強震波形を用いた震源モデルと地震動の関係に注目する。

Suzuki *et al.* (2011), Yoshida, K. *et al.* (2011), Yoshida, Y. *et al.* (2011) は、強震動による震源過程解析の標準的な手法であるマルチタイムウィンドウ解析 [Olson and Apsel (1982), Hartzell and Heaton (1983)] により、震源モデルの推定を行った。これらの解析では、理論的にグリーン関数を計算する際に用いている地下構造の精度が担保されている比較的長周期の帯域 (概ね 10 秒から 100 秒) を解析対象としている。岩手県から福島県にかけての沖合、主に破壊開始点より沖合に一つないし二つの大きなすべり領域を推定しており (例として Fig. 3 に Suzuki *et al.* (2011) のすべり分布を示す)、これらの結果は比較的似ている。ただし、Koketsu *et al.* (2011) の強震波形のみを用いたインバージョン結果は上記のものに比べ多少陸域に近い領域に大きなすべりを推定している。震源インバージョンで推定された各小断層の震源時間関数を断層面全体で足し合わせて求められた震源時間関数は約 150 秒と長く、Fig. 3 右図の速度波形に見られる二つの波群に対応するピークが見られ、その振幅は後者の方が 5 倍ほど大きい。また、震源付近から沖合にかけてのすべりの大きな領域では 40 秒以上の長い時間すべりが継続している [Suzuki *et al.* (2011)]。

今回の地震はマグニチュードが大きかったことから極めて多くの余震を伴っており、逆断層タイプだけでなく、本震以前には比較的珍しかった正断層タイプを含め様々なメカニズムの地震が発生している。このうち、プレート近傍で発生した本震に比較的似たメカニズムの余震の分布は、上述の大きなすべりの領域とは概ね相補的な関係にある [Asano *et al.* (2011)]。このことは、本震時に大きくすべった領域においては、プレート境界面における余震が少ないことを意味する。

理論的グリーン関数では十分な精度が担保できないより短い周期帯に対しては、余震をグリーン関数に見立てた経験的グリーン関数法 [Irikura (1986)] を用いたフォーワードモデリングにより 0.1–10 秒程度の強震動生成領域 [Miyake *et al.* (2003)] の推定が行われている [浅野・岩田 (2011), 川辺・他 (2011), Kurahashi and Iri-

Fig. 7. Distribution of liquefaction caused by the Tohoku-Oki earthquake in the Kanto region [after the report of MLIT (Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism, Kanto Regional Development Bureau) and the Japanese Geotechnical Society (2011)].

kura (2011)]. 推定された強震動生成領域の位置や個数に若干の違いは見られるものの、破壊開始点付近ないしその陸より及び福島や茨城沖の比較的陸域に近い場所に強震動生成領域が求められている (例として Fig. 3 に Kurahashi and Irikura (2011) の結果を示す) という点は共通している。宮城県沖の破壊開始点から陸にかけての領域には長周期のインバージョンでも 5m を超えるすべりが推定されており、陸域からの距離を考えるとこのすべりの一部が強震動生成領域と一致していると考えられる。これらの結果から、長周期は沖合で、短周期はそれより陸域に近い領域から放射されており、そのパターンに周期依存性があることが示唆される。事実、Yoshida K. *et al.* (2011) は、最終すべり量分布では沖合にのみピークが見られるものの、より短周期が強調されるモーメントレート分布では、陸域に近い領域にもピークが二つ見られることを指摘している。ただし、Yoshida, K. *et al.* (2011) は 20 秒以上の長周期帯での解析であることに注意が必要である。

いずれにしろ、陸域からの観測は一方に観測点が

Fig. 8. (a) Acceleration time history at the K-NET Inage station (CHB024), which is located in a reclamation ground. (b) Zoom up of the waveforms, for the time window from 80 to 160 s. Cyclic mobility is clearly observed around 120 s.

偏っているため、分解能に限界があることは否めない。特に、短周期の地震波は伝播距離に伴う減衰が大きいいため、沖合に強震動生成領域が存在しても地震波が減衰してしまい、陸域から比較的近い強震動生成領域からの地震波に見かけ上マスクされてしまう可能性がある。長周期を励起した大きな沖合のすべりが、短周期を出したか否かは地震工学的にも非常に重要な問題であり、今後の詳細な解析が待たれる。

§5. 地盤の液状化及び非線形化

今回の地震に伴う地盤の液状化は、少なくとも東北4県（青森、岩手、宮城、福島）及び関東地方の全1都6県と広域にわたって発生が確認されており〔先名・他 (2011)〕、東京湾沿岸部だけでも42km²と極めて大規模な液状化を生じた〔安田・原田 (2011)〕。利根川流域や東京湾の埋立地などにおいては (Fig. 7)、津波や揺れによる直接の被害は比較的軽微であったにも関わらず液状

化による被害が甚大であり、ライフラインの寸断、住宅基礎の破壊や不同沈下など甚大な被害が発生した。Fig. 8に示した埋立地に位置するK-NET 稲毛観測点 (CHB024) など、東北や関東地方の多くの観測点で顕著なサイクリックモビリティ〔例えば、Iai *et al.* (1995)〕が観測された〔例えば、Bonilla *et al.* (2011)〕。液状化発生地点毎の詳細な調査結果〔国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会 (2011)〕によると、発生箇所の多くは埋立地または人工改変地であり、明治時代の古地図では、沼地、池、川であった場所が多い。液状化は、砂が緩く堆積し地下水位が浅い地盤で起こりやすく、過去に発生履歴のある場所で起こる可能性が高いことは以前より指摘されており〔例えば、若松 (2011a)〕、今回も、再液状化が確認されている〔例えば、若松 (2011b)、山田 (2011)〕。また、今回の地震に伴う地震動の継続時間が極めて長かったことから、過去の短い地震と比較して液状化しやすい傾向が見られた〔国土交通省液状化対策技術検討会議 (2011)〕。また、茨城県沖など直後に発生した大きな余震により液状化の被害が増大したとの指摘がある〔例えば、安田・原田 (2011)〕。なお、より震源域に近い宮城県で比較的液状化被害の報告が少ないのは、調査が行き届いていない、あるいは津波により沿岸部における液状化の痕跡が消失した可能性もあるが、仙台平野は大河川の沖積作用による低地や埋立地の面積が関東平野と比べて少ないことが影響している可能性が指摘されている〔先名・他 (2011)〕。

また、今回の地震に伴い、広域にわたって地盤の非線形化が観測されている。地震に伴い表層地盤の共振周波数が短期的に最大で70%程度低下し〔Wu and Peng (2011)〕、東北日本全域で表層のS波速度が5%程度低下し、その後2ヶ月以上経っても完全には回復していない〔Nakata and Snieder (2011)〕ことが報告されている。また、Bonilla *et al.* (2011) は、K-NETやKiK-netの強震データを解析し、広域にわたって観測された非線形化が表層30mの平均S波速度 (V_{s30}) と強い相関があることを報告している。

§6. 強震動による被害

今回の地震は、大きな地震動に見舞われた地域が極めて広域であったため、建物被害も甚大であった〔例えば、警察庁緊急災害警備本部 (2011)、国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人建築研究所 (2011)、日本建築学会 (2011)、消防庁災害対策本部 (2012)〕。最も大きな被害要因は津波であったが、地震動によると推定される被害も個数としては極めて多かったものの、被害率という観点では過去の同程度の震度に見舞われた地震と比較

Fig. 9. PGA-PGV diagram. Squares show the data of all K-NET and KiK-net stations, in the case of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Stars show the data at locations of remarkable damages due to some large Japanese earthquakes; (a) JR Takatori, (b) Osaka gas Fukiai and (c) JMA Kobe for the 1995 Kobe earthquake, (d) KiK-net Hino (TTRH02) for the 2000 western Tottori earthquake, (e) Yamakoshi and (f) Kawaguchi for the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, and (g) K-NET Anamizu (ISK005) for the 2007 Noto peninsula earthquake. The gray area is defined by PGA and PGV values larger than 800 gal and 100 cm/s, respectively (these values were proposed by Kawase (1998) as lower thresholds for heavy damage). Dotted lines show the equivalent predominant frequencies ($\text{PGA}/2\pi\text{PGV}$).

して低かったという指摘が多く見られる [例えば、飯塚・他 (2011), 翠川・三浦 (2011), 日本建築学会 (2011)]. 飯塚・他 (2011) では、今回の地震で震度 6 強以上を記録した観測点の半径 200 m 以内の全建物 (計 3000 棟程度) の全壊・大破率は 0.5% 程度で、過去の地震から想定される震度 6 強の地域の全壊率である 8~30% と比較し被害が非常に小さかったと報告している。

このように、PGA や震度が大きかった割に建物被害が小さかった理由として、そのような地点で観測された地震動では周期 0.5 秒以下の短周期が卓越したために PGA や震度が大きくなっており、低層の木造建築物に大きな被害を及ぼす周期 1-2 秒程度のパワーが大きくなかったことが多くの研究者により指摘されている [例えば、国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人建築研究所 (2011), 日本建築学会 (2011)]. 周期 1-2 秒程度のパワーが大きな地震動は単に PGA が大きいだけでなく、PGV も大きいことから、川瀬 (1998) は、大破以上の被害が出る閾値の目安として PGA が 800 gal 以上で PGV が 100 cm/s 以上を提案している。今回の地震では、Fig. 9 に示したように、PGA が大きかった地点

は多いが、PGV は K-NET 築館でわずかに 100 cm/s を超えたのみである。図中に星印で示した、1995 年兵庫県南部地震や 2004 年新潟県中越地震などの過去において大きな被害を生じた地点における地震動は全て PGA のみならず PGV も大きかったのとは対照的である。

また、境・神田 (2011) は周期 1-1.5 秒の加速度応答 (減衰定数 5%) が大きいものの被害率が大きくなかった観測点がいくつか見られたことに触れ、その理由として最大振幅付近で揺れが繰り返すことで生じた共振で応答が大きくなった一方、被害が生じる過程では建物が塑性化しており、一般に用いられている減衰 5% による応答ほどには共振による増幅がない可能性を指摘している。これは、同程度の加速度応答であれば、繰り返しによる共振の影響よりは、兵庫県南部地震のような破壊力の大きな一、二発のパルスの方が被害を生じやすいということを意味する。

すでに述べたように今回の地震による長周期地震動は必ずしも大きくはなかったため、構造的な被害の報告はない。工学院大学新宿校舎 [荒川・他 (2011)] など新宿のいくつかの高層ビルや大阪府咲洲庁舎 [Nishiyama *et*

Photo 1. Cabin of the KiK-net Shizugawa station (MYGH12), which is one of the most heavily affected stations as a consequence of both earthquake and tsunami.

al. (2011)] などでは地震計が設置されており、最上階では数十 cm~1m を超える変位が記録され、天井板の落下や転倒防止対策が施されていない家具の転倒などの報告 [例えば、肥田・永野 (2011), 久保・他 (2011)] が多くある。また、少なくとも 15 都道県で 200 台を超えるエレベーターで閉じ込めが起こった [国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人建築研究所 (2011)]。地震後の住民へのアンケート調査や報道によると、揺れの最中の行動が困難であったり大きな恐怖を感じた [例えば、肥田・永野 (2011)] もの、概ね冷静に行動できたケースが多かったようである [例えば、翠川・他 (2011)]。長周期地震動による石油コンビナートの石油タンクへのスロッシング被害は、川崎市にあるタンク 1 基で浮き屋根が沈没する被害が出たほか、酒田市にあるタンク 1 基では内部浮き蓋が大破する被害が発生した。また、市原市、新発田市、新潟市、鹿嶋市などにある浮き屋根式タンクでも浮き屋根上への油の溢流や浮き屋根の損傷などの被害が発生した [消防庁消防研究センター (2011)]。

§7. 地震による観測網への影響

今回の地震においては、防災上重要な震度及び強震の観測機能そのものも地震により影響を受けた [例えば、刃刀・他 (2012)]。ここでは、K-NET 及び KiK-net への影響について記述する。今回の地震では、K-NET 及び KiK-net 観測データの受信、処理、公開を行っているデータセンターのある防災科学技術研究所本所（茨城県つくば市）においても震度 6 弱が記録され、地震直後に発生した停電などの影響でデータセンターの機能は地震発生後約 30 分後に停止した。翌日には電力が復帰し、システムの復旧作業が開始されたが、計算機の故障や安定

的な給電が確保されていないなどの要因から、数日にわたりセンター機能の運用に影響があった。また、岩手県と宮城県の計 5 観測点 (K-NET 田老 IWT004, 山田 IWT006, 北上 MYG008, KiK-net 仙台 MYGH01, 志津川 MYGH12) においては津波で観測施設自体が流失するなどの直接的な被害を受けたほか (Photo 1), 東北地方を中心とする多くの観測点において通信回線断や停電による影響でデータの取得が一時的に不可能になった。K-NET 及び KiK-net の観測点に設置されている機器は、停電時には蓄電池からの給電に自動的に切り替わり 1 週間程度観測を継続する能力を持っているため、地震直後のデータ回収はできなかったものの停電を直接の原因として本震記録が収録不能となることはなかった。通信の途絶によりデータが改修できないまま津波により流失した観測点を除けば、福島第一原子力発電所周辺の警戒区域内 (2011 年 10 月末現在) に設置されている K-NET 大熊 (FKS007) 以外全てのデータが回収されている。強震計からのデータ受信が途中で途絶したことから、3 月 15 日に行った初回の公開データでは、システム停止前までに回収が完了していた 385 地点のものにとどまった。その後データ回収が進むとともに公開データを 4 回更新し、本稿執筆時において最新のデータセットは 9 月 15 日に公開した 1223 地点の強震記録からなる。最終的なデータの回収率は 99% を超えたものの、地震直後の自動処理によるデータ回収率は 3 割程度に過ぎず、大災害を伴う地震の発生時という防災上最も強震データが重要な意味を持つ状況下における観測継続の困難さがあらためて明らかになった。

§8. まとめと議論

本稿では、2011 年東北地方太平洋沖地震を強震動という観点でレビューした。この地震は東北地方に沈み込む太平洋プレート上面で起こった海溝型巨大地震であり、全長 400-500 km の断層に沿って多くの強震動波形が記録された。今回の地震に伴う地震動は、大きな震度及び PGA、広域性、長い継続時間で特徴づけられる。震度 6 強という強い地震動に襲われた地域は差し渡し 300 km にも及び、最大加速度が 1 g を超えた観測点が K-NET, KiK-net だけでも 20 観測点を数える。地震動の継続時間は数分にも及び、震央距離の長かった関東地方などでは、地震動の成長もゆっくりであり、揺れ始めてから最大の地震動に達するまでに 1 分程度かかっている。これらの理由としては、断層が巨大であったため、断層から比較的近い (例えば断層最短距離が 100 km 以内) 地域が極めて広がったこと、また断層破壊が長時間にわたったことが考えられる。

今回の地震における被害の直接的な原因の多くは津波であるが、強震動による被害も多く報告されている。ただし、揺れによる被害率という観点では過去の同程度の震度と比較して有意に低いとの調査結果が多い。また、液状化や地滑りなどによる被害も多く報告されており、特に震央距離 300 km 以上離れた利根川流域や東京湾の埋立地などでは、ライフラインの寸断、住宅基礎の破壊や不同沈下など液状化により甚大な被害が発生した。揺れによる被害率が高くなかった理由として、被害に関連のある 0.1-10 秒の周期帯で見える限り、震度や PGA が大きかった地点では 0.5 秒より短周期の地震動が卓越しており、木造家屋などの低層建築物に大きな被害を与える周期 1-2 秒の地震動がさほど大きくはなかったことが挙げられる。このように、短周期が卓越した理由としては、表層の増幅効果が考えられ、周期 0.1-0.5 秒の経験的増幅特性である程度は説明が可能である。ただし、周期 1-2 秒の地震動のパワーが相対的に小さかったのが、震源特性や伝播経路特性の影響は小さく主に表層増幅特性によるものであったかどうかについては地震防災上重要な問題であり、今後の研究が待たれる。周期 10 秒より長周期に目を移すと、マグニチュードが大きいことを反映し長周期にも大きなパワーを持っており、M7 クラスの地震とは異なり周期 10 秒以上を考慮するか否かで PGV の値が大きく異なるほどの振幅がある。短周期と長周期ではその震源像が異なる可能性が指摘されており、今後の強震動予測における想定断層のモデル化にも関わるため、重要な課題である。

東北地方の太平洋沖において、M9 クラスの地震発生は事前に想定することは困難であったとされているが、地震動の最大値は M8 程度で飽和し、マグニチュードが大きくなっても地震動の最大値自体はほとんど大きくならない可能性が指摘されている。従って、建物被害のように、地震動の最大値の大きさが支配的な事象に対しては、M9 クラスの地震発生想定が困難であってもある程度の防災対策をとることが可能である。一方、巨大地震では数百秒もの長時間繰り返し揺さられることにより長周期地震動や液状化等による被害などは増大する可能性がある。また、大きな地震動に見舞われる地域が極めて広域にわたるため、広域が同時被災することにより初動対応や広域連携が困難となるなど、マグニチュードの小さな地震とは異なる防災対応が求められる。このようなことは津波被害に関しても多かれ少なかれ当てはまると考えられる。地震・津波防災という観点では、発生頻度が高いと考えられる M7~M8 前後の海溝型地震や直下型の地震に対する対応を十分に進めることを基本として、さらに、今回の震災のように長期間にわたってその

影響が継続する広域的な複合災害をもたらす可能性のある超巨大地震に対して、関係機関が連携し総合的な対策が可能となるような地震災害軽減に向けた取り組みが必要であると考えられる。

日本周辺で発生する海溝型巨大地震の中で最も切迫していると考えられている南海トラフの地震は、防災という観点では東北地方太平洋沖地震とはいくつかの点で異なっている。今回の地震では、短周期を放射した強震動生成領域は比較的陸に近い領域であったとされているが、断層上で最も大きくすべった領域は陸域から遠かったと考えられている。しかしながら、想定されている南海トラフの断層域は今回に比べ遙かに陸地に近いため、被害につながる周期帯の地震動がより大きくなる可能性がある。また、今回はマグニチュードの割には長周期地震動による被害が大きくなかったとの指摘があるが、南海トラフは日本海溝に比べ付加帯が発達しているため、軟弱な付加帯を含む伝播経路で長周期地震動が発達することにより、首都圏や中京地域が大きな長周期地震動に襲われる可能性もある [例えば, Shapiro *et al.* (2000), Yamada and Iwata (2005), Furumura *et al.* (2008)]. また、震源域が近いことから、津波警報や緊急地震速報の猶予時間が短くなることが予想される。今回得られた経験やデータを最大限活かすことは勿論のことであるが、必ずしも今回の地震動が海溝型巨大地震の最大ではないということを肝に銘じ、巨大地震の地震動による被害はこの程度という予断をもたないよう、謙虚に巨大地震と対峙することが強く望まれる。

謝 辞

新潟県、気象庁、大阪ガス株式会社、西日本旅客鉄道株式会社のデータを使用させていただきました。松島信一博士、畑山 健博士には参考文献を紹介いただくと共に有益な助言をいただきました。また、浅野公之博士及び匿名査読者には丁寧に査読していただき原稿を修正する上で大変有益でした。記して感謝いたします。

文 献

- Aoi, S., T. Kunugi, H. Nakamura, and H. Fujiwara, 2011a, Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net, in *Earthquake Data in Engineering Seismology, Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering*, **14**, 167-186, Springer, Dordrecht, Netherlands, doi:10.1007/978-94-007-0152-6_12.
- Aoi, S., T. Kunugi, W. Suzuki, N. Morikawa, H. Nakamura, N. Pulido, and H. Fujiwara, 2011b, Strong motion characteristics of the 2011 Tohoku-Oki earthquake observed by K-NET and KiK-net, Abstract U42A-01 presented at 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco,

- Calif., 5-9 Dec.
- 青井 真・中村洋光・切刀 卓・鈴木 亘, 2011, 東北地方太平洋沖地震の揺れの成長と強震モニタ, 科学, **81**, 1065-1067.
- 荒川洋輔・久田嘉章・久保智弘・山下哲郎, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震における超高層建築の強震観測と地震応答解析—その1: 前震・本震・余震による強震観測—, 2011年度日本建築学会大会学術講演梗概集, B2, 305-306.
- 浅野公之・岩田知孝, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震の広帯域強震動生成と震源破壊過程の関係, 日本地震学会 2011年度秋季大会講演予稿集, 5.
- Asano, Y., T. Saito, Y. Ito, K. Shiomi, H. Hirose, T. Matsumoto, S. Aoi, S. Hori, and S. Sekiguchi, 2011, Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, **63**, 669-673, doi:10.5047/eps.2011.06.016.
- Bonilla, L. F., K. Tsuda, N. Pulido, J. Regnier, and A. Laurendeau, 2011, Nonlinear site response evidence of K-NET and KiK-net records from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, **63**, 785-789, doi:10.5047/eps.2011.06.012.
- Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa, 2011, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, **63**, 815-820, doi:10.5047/eps.2011.06.010.
- 古村孝志・武村俊介・早川俊彦, 2007, 2007年新潟県中越沖地震(M6.8)による首都圏の長周期地震動, 地学雑誌, **116**, 576-587.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba, 2008, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (M_w 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (M_w 7.4) earthquakes, Pure Appl. Geophys., **165**, 585-607, doi:10.1007/s00024-008-0318-8.
- Furumura, T., S. Takemura, S. Noguchi, T. Takemoto, T. Maeda, K. Iwai, and S. Padhy, 2011, Strong ground motions from the 2011 off-the Pacific-Coast-of-Tohoku, Japan ($M_w=9.0$) earthquake obtained from a dense nationwide seismic network, Landslides, **8**, 333-338, doi:10.1007/s10346-011-0279-3.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton, 1983, Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1553-1583.
- 早川俊彦・古村孝志, 2005, 2005年8月16日の宮城県沖の地震による関東地方の大揺れと東日本広域の地震動シミュレーション, 日本地震学会 2005年度秋季大会講演予稿集, 304.
- 肥田剛典・永野正行, 2011, アンケート調査に基づく2011年東北地方太平洋沖地震時の超高層集合住宅の揺れと被害, 日本地震工学会大会—2011梗概集, 34-35.
- Iai, S., T. Morita, T. Kameoka, Y. Matsunaga, and K. Abiko, 1995, Response of a dense sand deposit during 1993 Kushiro-oki earthquake, Soils and Foundations, **35**, 115-131.
- Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza, 2011, Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake, Science, **332**, 1426-1429, doi:10.1126/science.1207020.
- Iinuma, T., M. Ohzono, Y. Ohta, and S. Miura, 2011, Co-seismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ($M9.0$) estimated based on GPS data—Was the asperity in Miyagi-oki ruptured?, Earth Planets Space, **63**, 643-648, doi:10.5047/eps.2011.06.013.
- 飯塚裕暁・林 佑樹・境 有紀・神田和紘, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震で発生した地震動と建物被害(その1) 強震記録と観測点周辺の被害, 日本地震工学会大会—2011梗概集, 40-41.
- Irikura, K., 1986, Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, 第7回日本地震工学シンポジウム論文集, 151-156.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009, 「長周期地震動予測地図」2009年試作版, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/>, (参照 2011-10-31).
- 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 日本地震学会 2011年度秋季大会講演予稿集, 61.
- 川瀬 博, 1998, 断層近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能, 第10回日本地震工学シンポジウム, パネルディスカッション資料集, 29-34.
- 警察庁緊急災害警備本部, 2011, 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の被害状況と警察措置, <http://www.npa.go.jp/archive/keibi/biki/index.htm>, (参照 2011-10-31).
- Kinoshita, S., 1998, Kyoshin net (K-NET), Seism. Res. Lett., **69**, 309-332.
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka, and T. Okada, 2011, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planet. Sci. Lett., **310**, 480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- 国土交通省液状化対策技術検討会議, 2011, 「液状化対策技術検討会議」検討成果, <http://www.mlit.go.jp/common/000169750.pdf>, (参照 2011-10-31).
- 国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会, 2011, 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明, <http://www.ktr.mlit.go.jp/ktr_content/content/000043569.pdf>, (参照 2011-10-31).
- 国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人建築研究所, 2011, 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査研究(速報)(東日本大震災), 国総研資料 **636**, 建築研究資料 **132**.
- 久保智弘・久田嘉章・相澤幸治・大宮憲司・小泉秀斗, 2011, 2011年東日本大震災における新宿駅西口・超高層建物のアンケート調査(その1) 工学院大学新宿校舎における揺れとアンケート震度調査, 日本地震工学会大会—2011梗概集, 36-37.
- 切刀 卓・青井 真・中村洋光・藤原広行・森川信之,

- 2008, 震度のリアルタイム演算法, 地震 2, **60**, 243-252.
- 切刀 卓・青井 真・鈴木 亘・中村洋光・森川信之・藤原広行, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動, 防災科学技術研究所主要災害調査, **48**, 63-72.
- Kurahashi, S. and K. Irikura, 2011, Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, **63**, 571-576, doi:10.5047/eps.2011.06.044.
- Lee, S.-J., B.-S. Huang, M. Ando, H.-C. Chiu, and J.-H. Wang, 2011, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett., **38**, L19306, doi:10.1029/2011GL049580.
- Li X., Z. Zhou, M. Huang, R. Wen, H. Yu, D. Lu, Y. Zhou, and J. Cui, 2008, Preliminary analysis of strong-motion recordings from the magnitude 8.0 Wenchuan, China, earthquake of 12 May 2008, Seism. Res. Lett. **79**, 844-854.
- 松原 誠・汐見勝彦・武田哲也・木村尚紀・松本拓己・廣瀬 仁・浅野陽一・齊藤竜彦・松澤孝紀・上野友岳・木村武志・三好崇之・田中佐千子・エネスクボグデン・松林弘智・風神朋枝・針生義勝, 2012, 防災科学技術研究所高感度地震観測網が捉えた 2011 年東北地方太平洋沖地震—観測記録・被害・対応—, 防災科学技術研究所主要災害調査, **48**, 15-51.
- 翠川三郎・三浦弘之, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震における K-NET 築館での強震記録と周辺の被害概況について, 2011 年度日本建築学会大会学術講演梗概集, B2, 37-38.
- 翠川三郎・三浦弘之・堀 苑子・鹿嶋俊英, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震における東京の超高層マンションでの揺れに関するアンケート調査, 第 28 回地域安全学会研究発表会梗概集, S-3.
- Miyake, H. and K. Koketsu, 2005, Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, Earth Planets Space, **57**, 203-207.
- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura, 2003, Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., **93**, 2531-2545.
- 森川信之・藤原広行・青井 真・切刀 卓・中村洋光・安達繁樹, 2007, 観測点におけるサイト増幅特性-距離減衰式による評価—, 日本地震工学会大会—2007 梗概集, 58-59.
- 森川信之・藤原広行・翠川三郎, 2011, マグニチュード 9 まで適用可能な距離減衰式の検討, 日本地震工学会大会—2011 梗概集, 264-265.
- Nakata, N. and R. Snieder, 2011, Near-surface weakening in Japan after the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett., **38**, L17302, doi:10.1029/2011GL048800.
- 日本建築学会, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震災害調査速報, 577pp.
- 西村利光・堀家正則・宮腰 研, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震 ($M_w 9.0$) の距離減衰特性と距離指標の関係, 2011 年度日本建築学会大会学術講演梗概集, B2, 83-84.
- Nishiyama, I., I. Okawa, H. Fukuyama, and Y. Okuda, 2011, Building damage by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and coping activities by NILIM and BRI collaborated with the administration, The 43rd Joint Meeting of United States-Japan Panel on Wind and Seismic effects, <http://www.kenken.go.jp/english/contents/topics/pdf/report_ujnr2011.pdf>, (参照 2011-10-31).
- Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura, and M. Takemura, 1993, Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, **218**, 69-81.
- 大川 出, 2011, 長周期地震動, 月刊建築技術, **741**, 112-113.
- Olson, A. H. and R. J. Apsel, 1982, Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1969-2001.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2011, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, Nature, **475**, 373-376, doi:10.1038/nature10227.
- 境 有紀・神田和紘, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震で発生した地震動と建物被害 (その 2) 大きな 1-2 秒応答が観測された強震記録の分析と実際の建物被害をより正確に推定する地震動強さ指標, 日本地震工学会大会—2011 梗概集, 42-43.
- Sekiguchi, T., N. Pulido, G. Shoji, J. Alba and F. Lazares, 2011, Strong ground motions and site effects of the 2010 Chile earthquake, Proceedings of 8th International Conference on Urban Earthquake Engineering, 425-432.
- 先名重樹・長谷川信介・前田宜浩・藤原広行, 2011, 東北地方太平洋沖地震による利根川流域における液状化被害, 日本地震工学会論文集, 投稿中.
- Shao, G., X. Li, C. Ji, and T. Maeda, 2011, Focal mechanism and slip history of the 2011 M_w 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, Earth Planets Space, **63**, 559-564, doi:10.5047/eps.2011.06.028.
- Shapiro, N. M., K. B. Olsen, and S. K. Singh, 2000, Waveguide effects in subduction zones: Evidence from three-dimensional modeling, Geophys. Res. Lett., **27** (3), 433-436, doi:10.1029/1999GL010982.
- 消防庁災害対策本部, 2012, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) について (第 143 報), <http://www.fdma.go.jp/bn/2012/detail/691.html>, (参照 2012-1-25).
- 消防庁消防研究センター, 2011, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の被害及び消防活動に関する調査報告書 (第 1 報), 消防研究技術資料第 82 号, 463 pp.
- 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.

- Si, H., H. S. Kuyuk, K. Koketsu, and H. Miyake, 2011, Attenuation characteristics of peak ground motion during the 2011 Tohoku, Japan, earthquake, *Seism. Res. Lett.*, **82**, 460.
- Simons, M., S. E. Minson, A. Sladen, F. Ortega, J. Jiang, S. E. Owen, L. Meng, J. Ampuero, S. Wei, R. Chu, D. V. Helmberger, H. Kanamori, E. Hetland, A. W. Moore, and F. H. Webb, 2011, The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries, *Science*, **332**, 1421-1425, doi:10.1126/science.1206731.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi, 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake ($M9.0$) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- 宇津徳治, 2001, 地震学 第3版, 共立出版, 376 pp.
- 若松加寿江, 2011a, 日本の液状化履歴マップ 745-2008, 東京大学出版会, 71pp.
- 若松加寿江, 2011b, 2011年東北地方太平洋沖地震による再液状化現象, 第31回土木学会地震工学研究発表会講演論文集, 6-056.
- 若松加寿江・松岡昌志, 2008, 地形・地盤分類 250mメッシュマップ全国版の構築, 日本地震工学会大会—2008 梗概集, 222-223.
- Wu, C. and Z. Peng, 2011, Temporal changes of site response during the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 791-795, doi:10.5047/eps.2011.06.011.
- 八木勇治, 2012, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程, 地震2, **64**, 143-153.
- 山田雅一, 2011, 首都圏における液状化被害状況, 「東日本大震災復興支援研究プロジェクト」キックオフシンポジウム, <<http://www.rist.cst.nihon-u.ac.jp/prsn/6thpaper/yamada2.pdf>>, (参照 2011-10-31).
- Yamada, N. and T. Iwata, 2005, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 197-202.
- 安田 進・原田健二, 2011, 東京湾岸における液状化被害, 地盤工学会誌, **59**, 38-41.
- Yoshida, K., K. Miyakoshi, and K. Irikura, 2011, Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, *Earth Planets Space*, **63**, 577-582, doi:10.5047/eps.2011.06.050.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki, 2011, Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, **63**, 565-569, doi:10.5047/eps.2011.05.011.