東北地方太平洋沖地震の際に観測された大加速度記録と 周辺地盤構造の関係

松島信一

正会員 京都大学防災研究所、准教授 博士（工学）

e-mail : matsushima@zeisei.dpri.kyoto-u.ac.jp

要 約

平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の際に大加速度と震度7が観測されたK-NET築館とKiK-net芳賀および建物被害が多くみられたK-NET古川・JMA古川において、観測点近傍及びその周辺での余震・微動観測記録の解析および数値シミュレーションにより、大加速度記録と表層地盤の関係について検討を行った研究を取り上げた。また、K-NET築館では地盤増幅とともに大加速度の成因となったと指摘されている地震計基礎の浮き上がり振動の影響についても取り上げた。表層地盤による増幅、深部地盤構造の影響、不整形性の影響、地形効果などを考慮して、既存の強震観測点での観測記録や臨時で観測された地震動や微動記録を説明する検討が行われ、用いる手法が異なっても、概ね共通の速度構造が得られることが分かってきたが、一意の構造が得られておらず、課題が残されている。さらに、地震動の空間的広がりについても、精力的な地震観測や微動観測より得られた記録から浅部および深部地盤構造の不整形性の影響が大きいことが改めて示された。

キーワード： 東北地方太平洋沖地震、大加速度、地盤構造、地震観測、微動観測

1. はじめに

平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の際に、全国の防災科学技術研究所（NIED）の強震観測網（K-NET）および基盤強震観測網（KiK-net）¹⁾の観測点のうち1,200点余りにおいて強震記録が観測された²⁾。また、気象庁（JMA）の強震観測網においても多くの地点で観測され震度5強以上を観測した52地点の観測記録がサンプルデータとして公開されている³⁾。さらに、自治体震度計⁴⁾や港湾地域強震観測網⁵⁾の観測記録なども公開されている。これらの公開観測記録からみられる東北地方太平洋沖地震による地震動の特徴として、三成分合成値が $2,000 \text{ cm/s}^2$ を超える大加速度記録が観測されたことにある。JMA観測点でも震度6強の揺れが観測され、震動による多くの建物被害が危惧されたが、大きな加速度および震度を観測した地点周辺では震度の大きさから想定されるほどの被害とならなかった箇所が多かった一方で宮城県大崎市古川では加速度はそれほど大きくないものの建物被害が顕著な地域もあった⁶⁻¹⁰⁾。

観測された大加速度地震動は、震源特性、伝播経路特性、地盤増幅特性のそれぞれが複雑に影響していると考えられるが、本総説では、大加速度・大震度が観測された強震観測点周辺地域と建物被害が顕著であった地域において、大加速度記録と地盤構造の関係を把握するために詳細な調査・研究が行われた事例を取り上げ、大加速度記録が得られた観測点周辺において推定された地盤構造の特性についてま

とめる。

2. 観測された強震記録

東北地方太平洋沖地震の際にK-NETおよびKiK-netで観測された強震記録のうち、計測震度が6.5以上を観測した2地点の概要を表1に示す。また、表2にはJMA強震観測記録のうち、計測震度が6.0以上となった3地点の概要を示す。震度7を観測した2点のうち、K-NET築館（MYG004）ではNS成分だけでも2,700 cm/s²、三成分合成値で3,000 cm/s²近くの大加速度であった。もう一方のKiK-net芳賀（TCGH16）においては、EW成分で約1,200 cm/s²、三成分合成値で1,300 cm/s²強であった。しかしながら、震度7を観測したこれらの観測点周辺では全壊・大破した建物が1棟もなく、被害としては屋根瓦の損傷や塀の倒壊のみで建物の大きな被害は全くなかった^{6),8),9)}。一方、気象庁の強震観測網で震度6強を観測した宮城県大崎市古川三日町、福島県浪江町幾世橋、茨城県筑西市舟生のうち、計測震度が6.2であった大崎市古川（JMA古川）では全壊建物があるなど建物被害が多くみられ^{6),8)}、浪江町でも公益立ち入りが可能となった直後に実施された市街地での建物被害の悉皆調査から木造建築の被害が多かった¹⁰⁾。この違いは、地震動の周期特性に起因することが指摘されており^{6)-8),11)}、図1に示すように、加速度が大きいMYG004とTCGH16では周期0.2～0.4秒が卓越しているのに対し、古川地区では1995年兵庫県南部地震や2004年新潟県中越地震の際に震源近傍で観測された強震記録の特性と同様に周期1秒強のやや短周期が卓越している。

表1 東北地方太平洋沖地震の際に K-NET および KiK-net で観測された大加速度記録 ^{2)に加筆}

観測点		位置		最大加速度(cm/s ²)				計測震度	震央距離(km)
コード	地点名	北緯	東経	NS	EW	UD	三成分合成値		
MYG004	築館	38.729	141.022	2,700	1,268	1,880	2,933	6.6	175
TCGH16	芳賀	36.548	140.075	799	1,197	808	1,305	6.5	301

※観測されたうち、計測震度が6.5以上となったもの。

表2 東北地方太平洋沖地震の際に気象庁強震観測網で観測された大加速度記録 ^{3)に加筆}

観測点		位置		最大加速度(cm/s ²)				計測震度	震央距離(km)
都道府県	観測点名	北緯	東経	NS	EW	UD	三成分合成値		
宮城県	大崎市古川三日町	38.573	140.957	550	456	322	568	6.2	173.8
福島県	浪江町幾世橋	37.495	141.000	484	515	288	586	6.1	176.9
茨城県	筑西市舟生	36.252	139.932	499	553	172	577	6.0	331.3

※観測されたうち、計測震度が6.0以上となったもの。

図1 東北地方太平洋沖地震の際に観測された観測記録の減衰5%擬似速度応答スペクトル ¹¹⁾

3. 大加速度が観測された観測点周辺の表層地盤の地盤特性

3.1 K-NET築館（MYG004）

MYG004における大加速度の生成原因と表層地盤の関係について調べ、本震時の非線形の度合いを見積もることを目的に、Hayakawaら¹²⁾は地下構造モデルの推定および地盤の非線形パラメータの同定を行った。まず、図2に示すMYG004から約5m下の駐車場において微動アレイ観測を行い図3左のRayleigh波位相速度の分散曲線を求め、これに合う地下構造モデルを準ニュートン法により求めた。図3右は観測水平上下スペクトル比（HVR）と最適解の地下構造モデルからRayleigh波の楕円率により求めた理論HVRの比較であり、観測にみられる5Hzのピーク振動数が再現されている。次に、Satoh¹³⁾が行ったスペクトルインバージョン解析に倣いサイト特性を求めたところ、MYG004の卓越振動数は4Hzと10Hzにみられた。最適解の地下構造モデルでは卓越振動数が5Hzと13Hzであったため、表層2層の層厚を1.2倍にしてMYG004の地下構造モデルとした。さらに、表層2層の粘土層および3～7層目の堆積岩について非線形性を考慮して東北地方太平洋沖地震本震の観測記録の再現を試みた結果、MYG004においては平均と強非線形の間との関係が適切であると結論した。

図2 MYG004 観測点付近の駐車場における微動アレイ観測点配置¹²⁾

図3 駐車場で推定された地下構造モデルによる位相速度の分散曲線（左）およびHVR（右）¹²⁾

山中ら^{14),15)}は、MYG004周辺における8地点において余震観測を行いその記録から地盤増幅特性とその空間的広がりについて明らかにし、さらにMYG004近傍での微動アレイ観測記録から地下構造の同定を行った。図4に示す各余震観測点において観測された40個の余震観測記録のS波の水平成分の平均スペクトルの観測点8に対するスペクトル比は周期1秒以下では観測点によって大きく異なる。次に、表層地盤の増幅特性を定量的に評価するために、余震観測点ごとにSPAC法により求められたRayleigh波位相速度の逆解析からS波速度構造を同定した。MYG004近傍で互いに20mしか離れていない観測点4と5では、工学的基盤深さが5mほど違うが、崖の高さを考慮すると両者はほぼ同じ深さであると考えられる。同定されたS波速度構造から求められる地盤増幅特性と観測された増幅特性を比較すると、崖近傍にある観測点5では観測値と理論値の差が著しい。MYG004と観測点5で共通に観測された余震観測記録の分析から観測点5の方がMYG004に比べフーリエスペクトルの振幅が周期0.2秒で2倍程度大きいことが確認されている。この差の原因として、崖地からの距離の影響と1波長分離れていることから地点間の不均質性の影響も考えられた。

図4 MYG004 観測点を中心に設置された余震観測点¹⁵⁾

一方、Amroucheら¹⁶⁾はMYG004近傍における表層地盤の不整形性を調べることを目的にMYG004と同じ崖上の図5に示すA-B測線において屈折法探査を行い、ハイブリッドヒューリスティック (HHS) 法¹⁷⁾に基づく二次元速度構造の逆解析手法¹⁸⁾により図6に示す二次元速度構造を同定し、崖上の最表層のS波速度は崖から離れるに従って速いことを示した。また、T1～T10での微動HVRから10Hzまでの振動数領域では形状が共通しているものの最表層に対応する20Hz付近では場所によって差が見られ、T5とT7地点での極小微動アレイ観測記録から推定されたRayleigh波位相速度でも20～30Hzで有意な差が見られた。Rayleigh波位相速度をHHS法¹⁷⁾で逆解析して求めたS波速度構造は図6と良く対応した。最後に、得られた二次元速度構造がMYG004と同様だと仮定し数値シミュレーションにより二次元と一次元の地盤増幅特性の比較を行った結果、図7に示すように両者とも6～7Hzと20Hz～25Hzに共通するピークが見られるものの、二次元地盤増幅特性の振幅が大きく、特に表層地盤による増幅である20Hz～25Hzでは二次元地盤増幅特性のピークが顕著に大きいため表層地盤の不整形性による影響が非常に大きい可能性を示した。

図5 MYG004 近傍の屈折法探査測線および微動観測点¹⁶⁾

図6 屈折法探査結果のインバージョンにより同定された MYG004 近傍の二次元速度構造¹⁶⁾

図7 MYG004 で推定される二次元地盤増幅特性と一次元地盤増幅特性の比較¹⁶⁾

Nagashimaら⁹⁾は、MYG004観測点およびその周辺における地盤構造を調べることを念頭に、観測点周辺において臨時余震観測を行い、地震動のHVRを用いた地盤速度構造の同定を行った。図8に示すように、MYG004近くの地点1点とそこを中心とする半径400mの円周上の3点に臨時余震観測点を設置した。図9にはMYG004で観測された地震動記録のうち最大加速度が概ね50cm/s²である228の地震動記録から計算された弱震動HVRの平均および平均±標準偏差を示す。図からわかるように、NS/UDとEW/UDとも0.3Hzと1.0Hzに小さなピークが見られ、4Hzと9Hzに振幅の大きなピークがある。特に9Hzのピークの振幅が大きく、NS/UDがEW/UDに比べて有意にピーク振幅大きい。これはNS成分が崖地境界と直交する方向であるため、崖地形の地形効果によるものと推測されている。また、図10に示すように本震および最大余震（2011/4/7 23:32, M7.1）の強震動HVRと図9の弱震動HVRを比較し、ピーク振動数が弱震時の9Hzから強震時には4～5Hzに低下していることから強震時にはせん断剛性が約25%低下したと推測している。臨時余震観測点4点で観測された77地震の地震動記録から同様に平均HVRを求めたところ、約1.5Hzよりも低振動数域では0.3Hzと1.0Hzのピークが共通してみられこの地域の深部地盤構造は共通していること、1.5Hz以上では観測点ごとの表層地盤の違いを反映していること、特にMYG004では7～10Hzで他の4地点よりも振幅が大きいため崖地または崖上の表層地盤の影響があること、が示された。建物に被害が出ているTKDZ04ではピーク振動数が2.5Hzと最も低いため、ピーク振動数と建物被害の関連性についても述べている。TKDZ04では集会場の2階窓が割れ、石灯籠が倒れるなどの軽微な被害があり、墓石の転倒も多く見られた。次に、上述した観測弱震動HVRをターゲットとしてMYG004および臨時余震観測点4点において、拡散波動場理論を応用したKawaseら¹⁹⁾の方法により計算される理論HVRとHHS法¹⁷⁾を用いた逆解析により地盤速度構造を同定した。図11にMYG004でのNS/UDの最適HVRを観測と比較して示す。0.3Hz、1.0Hz、4Hz、9Hzのピークともによく再現されている。同定された速度構造はVs=500m/sの層まで5.5mと薄く、最表層のS波速度は40m/s強である。低振動数のピークには深部構造の影響が大きく、高振動数のピークには浅部構造の影響が大きいが、高振動数のピークには深部構造の高次モードの影響も表れるため、高振動数の細かいピークも深部構造の速度構造を拘束するのに貢献しており、Kawaseら¹⁹⁾の方法により振幅も情報として利用できるため、より精度の高い速度構造の同定が可能となっている。

図8 MYG004と周辺の臨時余震観測点⁹⁾

図9 MYG004での観測弱震動による水平上下スペクトル比⁹⁾

図10 MYG004での観測HVRの比較（黒実線：本震、灰実線：最大余震、灰薄太線：弱震動、灰点線：本震の40～80.96秒）⁹⁾

図11 MYG004での最適解の地盤速度構造によるNS/UDの水平上下スペクトル比⁹⁾

次に、3研究グループが同定した地盤構造の比較を図12と図13に示す。図12は深部地盤速度構造まで、図13は深さ20mまでの浅部地盤速度構造である。図12の比較ではHayakawaら¹²⁾の速度の方が浅部で遅く深部で速くなっているもの、両者の層構造は概ね対応している。一方、図13の比較ではYamanakaら¹⁵⁾とHayakawaら¹²⁾の速度構造は近いが、Nagashimaら⁹⁾はMYG004におけるPS検層結果に近い。ただし、それぞれの地盤構造により伝達関数を計算すると、増幅率は同程度であるものの振動数特性が異なり、まだ一意の構造が得られている訳ではなく、課題が残されている。

最後に、MYG004およびその周辺において3研究グループの4つの研究について、解析に用いたデータの観測方法、観測場所、用いた手法を整理し、得られた成果の概要を表3に示す。

図12 MYG004でHayakawaら¹²⁾とNagashimaら⁹⁾の地盤速度構造の比較

図13 MYG004での3研究グループの浅部地盤速度構造の比較（Yamanakaら¹⁵⁾に加筆）

3.2 KiK-net芳賀 (TCGH16)

山中ら²⁰⁾は、栃木県芳賀町における被害は多いもののTCGH16から数百mの範囲では木造家屋に目立った被害は認められないことから、余震観測記録から地震動の空間変動特性を明らかにし、微動探査からこの地域での地震動特性と地盤増幅の関係を明らかにすることを試みている。図14に示すように、

表 3 本総説で取り上げた MYG004 を対象とした既往研究

論文著者	観測方法	観測場所	用いた手法	得られた成果の概要
Hayakawa ら ¹²⁾	微動アレイ、 微動 HVR	MYG004 から約 5m 下の駐 車 場 (図 2)	<ul style="list-style-type: none"> • Rayleigh 波位相分散曲線の推定 • 分散曲線と微動 HVR による地下構造の同定 • 非線形応答解析 	<ul style="list-style-type: none"> • MYG004 は最適解の地下構造モデルの表層 2 層の層厚を 1.2 倍 ($V_s=500\text{m/s}$ 程度の層まで深さ 12m) • 平均と強非線形の中間の非線形性が適切
山中ら ^{14),15)}	余震観測と微動アレイおよび微小アレイ、微動 HVR	MYG004 周辺における 8 地点(図 4)と MYG004 と同じ崖上	<ul style="list-style-type: none"> • 硬質地盤のサイトに対するスペクトル比の比較 • Rayleigh 波位相分散曲線の推定および地下構造の同定 	<ul style="list-style-type: none"> • スペクトル比は周期 1 秒以下では観測点によって大きく異なる • 観測点 5 では $V_s=500\text{m/s}$ 程度の層まで深さ 14m • 観測点 5 と MYG004 では周期 0.2 秒のピーク振幅が 2 倍程度異なるのは崖からの距離と不整形性の影響
Amrouche ら ¹⁶⁾	屈折法探査	MYG004 と同じ崖上 (図 5)	<ul style="list-style-type: none"> • 二次元速度構造の同定 • Rayleigh 波位相分散曲線の推定および地下構造の同定 	<ul style="list-style-type: none"> • 10Hz までは共通だが、20Hz 付近では差異 • 20Hz~25Hz では表層地盤の不整形性による影響が非常に大きい
Nagashima ら ⁹⁾	余震観測	MYG004 周辺 (半径 400m の円周上) (図 8)	<ul style="list-style-type: none"> • 地震動 HVR による地下構造の推定 	<ul style="list-style-type: none"> • 本震では MYG004 では、崖に対し直交成分である NS/UD の振幅が大きい • 本震などでは強震時にはせん断剛性が約 25%低下した • 最表層の $V_s=500\text{m/s}$ 程度の層まで深さ 5.5m

TCGH16を中心として東西2km程度の直前上に8地点の余震観測点が設けられた。TCGH16に最も近い余震観測点5では、観測点8に対するスペクトル比の周期0.2秒のピークが鋭く、このピークはTCGH16での弱震時にも認められるためTCGH16周辺の表層地盤の増幅特性を反映しているものと考えられる。また、全余震観測点で周期0.5秒より長周期帯域でのスペクトル比には大きな違いが見られないことから、TCGH16周辺の深部地盤の影響は一様であると推察される。次に、各余震観測点における微動アレイ観測記録から推定されたRayleigh波位相速度をHHS法¹⁷⁾により逆解析して求めたS波速度構造を東西方向の断面図にしたものを図15に示す。図15から得られる一次元増幅特性と余震観測記録のスペクトル比を比較すると観測点5と6では両者がよく一致するため、周期0.2秒のピークは表層地盤の影響であると推察している。この周期0.2秒のピークは東北地方太平洋沖地震の本震時には地盤の非線形の影響で周期0.5秒を中心とする幅広いピークとなっている。一方で、西側の観測点7と8では工学的基盤が緩やかに東から西へ傾斜している影響がみられる。しかしながら、深部地盤についてはTCGH16周辺で余震観測を実施した2km程度の範囲では大きな違いはなく、表層地盤についてはTCGH16で観測された地震動特性は周辺数百mの範囲の代表的なものと理解して差し支えないと結論している。

図 14 TCGH16 周辺で山中ら²⁰⁾が設置した余震観測点

図 15 Rayleigh 波位相速度を逆解析して求められた S 波速度構造断面図²⁰⁾

田中・野畑^{21),22)}は、TCGH16で観測された大加速度記録の原因を調べるために西に約17km離れたK-NET宇都宮（TCG007）の地震観測記録との比較を行っている。TCG007は深さ2mから岩盤層が出現する硬質地盤サイトであるのに対し、TCGH16は層厚18mのやや軟質層を有している。地震ごとに両観測点での減衰5%擬似速度応答スペクトルを比較し、振幅の差違の大小を周期0.5秒から1.5秒程度の範囲で振幅が概ね1.5倍の違いに収まることを目安として判別している。対象とした全ての地震について差違が大きい地震（濃色）と差違が小さい地震（淡色）の震央分布を調べ、明瞭な地域性があることを示した。フーリエスペクトルおよび応答スペクトルの比の平均をS波理論地盤増幅率比と比較すると、差違が小の場合と概ね対応するため、周期1秒以下の短周期域では $V_s=600\text{m/s}$ 層以浅の表層地盤増幅特性、周期3～6秒の長周期域では地震基盤深さ等の深部地盤の増幅特性が差違の要因と解釈している。そこで、対象地域周辺の地殻以浅から工学的基盤までの深部地盤の三次元不整形構造を考慮した差分法による地震動シミュレーションを実施した。周期0.5～2秒付近についてTCG007に比べてTCGH16ではNo.3地震（震央は西北西方向）の振幅は大きくないが、No.36地震（震央は東南東方向）では2倍程度大きくなり、これは震央の方向による振幅差違の大小傾向と対応することを示した。また、モデル最表層の V_s を900m/sとした場合にはNo.36地震ではTCGH16で大きくなる傾向が見られず一次元増幅比に近くなり、深部および浅部地盤を含めた不整形構造が振幅特性に影響を与えていることを示した。

3.3 K-NET古川（MYG006）・JMA大崎市古川三日町

大崎市古川地区では全壊建物があるなど建物被害が多くみられ、それが1km四方の領域に集中していることが報告されている^{6),8),23)}。図16に示すようにMYG006とJMA古川は1km程度の距離しか離れていないにもかかわらず周辺の被害状況が異なっていた^{8),23)}。そこで、Gotoら²³⁾は被害状況の差異と地震動および表層地盤の関係を調べることを目的に図17に示す被害の著しい地域を含む東西約2km×南北約3kmの領域において高密度地震観測を行った。稲谷ら²⁴⁾はまず、図17中のボーリングデータからN値が50を超えている層の深さをスプライン補間して支持基盤深さの空間分布とした。推定された支持基盤深さ分布は被害が集中していた地域とそうでない地域で明瞭な差が見られなかった。次に、高密度地震観測網の観測点の中でMYG006に最も近いF17観測点に対する各観測点の水平成分のフーリエスペクトル比が1～5Hzの範囲で一致するように、MYG006のPS検層結果から決めた支持基盤層までの3層構造を初期モデルとして、層厚、S波速度、密度の3つのパラメータを遺伝的アルゴリズムにより最適化した。図17の赤線で囲まれた被害が集中した地域では支持基盤が周辺と比べ10m以上深くなっており、表層地盤の厚さによる増幅特性の違いが被害状況の違いになったと推測した。ただし、各観測点の表層地盤を一次元水平成層構造としてF17観測点におけるはぎ取り波を入射波として作用させて時刻歴波形を計算したところ、S波初動の再現性は高いものの、観測点によっては最大値となる後続波として表れる顕著な位相が再現されなかった。これは、表層地盤を取り扱う際に地点直下の構造を用いるだけでは古川地区の地盤震動特性を十分に説明できないことを示唆していると結んでいる。

図 16 古川地区における被害状況と強震観測点との位置関係²³⁾

図 17 古川地区の地震観測記録のスペクトル比から推定された支持基盤深さ分布²⁴⁾

長嶋ら²⁵⁾は稲谷ら²⁴⁾と同様の目的のために古川地区において臨時余震観測を行い、観測HVRと拡散波動場理論に基づく理論HVRから表層地盤のみならず地震基盤以浅の地盤構造の同定を試みている。図18に示す範囲に臨時余震観測点を設置した。半径1kmほどの円周上に3観測点とMYG006を配し、中心付近に2観測点が配置された。観測された30地震について平均観測HVRを計算し、長周期成分にも信頼のおける2観測点（MYG006とFRKS01）を用いてまず深部地盤構造が同定されている。地盤速度構造の同定にはHHS法¹⁷⁾を用い、まず、MYG006でのPS検層データとJ-SHIS²⁶⁾による深部地盤構造をつなぎ合わせた19層モデルが用いられた。MYG006とFRKS01の500m以深の深部地盤構造を平均してこの地域の深部地盤構造として各観測点で浅層地盤構造が同定された。その結果、図19に示す観測HVRに対して残差が最小となる理論HVRが得られた。どの観測点でも観測HVRがよく再現されていることがわかる。得られた浅部地盤構造の最表層はすべての観測点で同定の際に下限値として設定した30m/sに収束した。ただし、10Hz以上（観測点によっては5Hz以上）の高振動数域では観測HVRを十分に再現しているとはいえず、10Hz以下の細かなピークの変動の方が10Hz以上の小さなピークに比べ拘束力が大きく、同定時の層数が不足していた可能性を述べている。しかしながら、得られた浅部速度構造には最表層部分（層厚3~5m）にS波速度70m/s以下の層が存在しており、この軟弱層が古川地区での甚大な建物被害に寄与した可能性が示唆されること結論づけている。同定された地盤速度構造のうち、 $V_s=400\text{m/s}$ 程度の層よりも浅部の層厚は約40m~80m強となっているが、MYG006でも $V_s=400\text{m/s}$ 程度までの層厚が3.5倍以上になっているため、MYG006での地盤構造による増幅特性を基準に求めた稲谷ら²⁴⁾の結果とは直接絶対値を比較できるものではないが、MYG006での倍率を考慮すれば約10~25mとなり整合する。

図 18 古川地区における臨時余震観測点²⁵⁾に加筆

図 19 MYG006 と臨時余震観測点で残差最小となる HVR²⁵⁾

4. 大加速度の成因に関する別解釈

MYG004やTCGH16では大加速度記録が観測されたが、このことに関しては前章で述べた表層地盤の増幅のみならず、別の成因についても検討されている。例えば、MYG004で観測された大加速度は前述したような深部・浅部地盤によるサイト特性だけではなく、地震計の基礎の浮き上がり振動の影響があることが指摘されている^{12),27)~29)}。図20にはMYG004での東北地方太平洋沖地震の本震時の最大加速度を含む3秒間のフーリエ振幅スペクトル²⁷⁾を示す。Motosaka²⁷⁾は、水平方向にはNS成分の卓越振動数である4.2Hzの3倍(12.6Hz)と5倍(21.0Hz)の奇数倍調成分での増幅と上下方向には2倍(8.4Hz)と4倍(16.8Hz)

図 20 MYG004 での最大加速度振幅となる時間を含む 3 秒間のフーリエ振幅スペクトル²⁷⁾

図 21 MYG004 での最大加速度振幅となる時間を含む 3 秒間の NS-UD 平面の粒子軌跡²⁷⁾

の倍調成分での増幅がみられることから、源栄・永野³⁰⁾が構造物の浮き上がり振動解析を行って得た構造物のロッキングによる部分的浮き上がりによる特性と整合していると指摘している。ただし、源栄・永野³⁰⁾によれば浮き上がり率40%のときに1次卓越振動数に対して3倍調成分が1/10程度の振幅となり、東北地方太平洋沖地震の本震時に浮き上がりがあったとすれば地震計の基礎はかなり浮き上がったことになる。図21に示すNS-UD平面の加速度の粒子軌跡は非対称な挙動が明瞭で地震計の基礎の部分的な浮き上がりとすべり挙動を表しているとも指摘している²⁷⁾。

一方、佐藤³¹⁾は東北地方太平洋沖地震の本震のみならず、2011年4月7日の宮城県沖のスラブ内地震においても図21に示したような上下非対称の浮き上がり振動を示唆する粒子軌跡と同様の特徴がみられることを指摘している。このことから、佐藤²⁹⁾はMYG004における東北地方太平洋沖地震の本震時と同じ特徴が他の大地震の記録にもみられることを示し、浮き上がり振動と地盤の非線形の影響により弱震時と比べて本震時にどの程度増幅したかについて、MYG004から27km離れたKiK-net東和 (MYGH04) の地中 (GL-100m) のUD成分で基準化することにより定量的な評価を行っている。MYG004での観測記録について、浮き上がり振動を示唆する粒子軌跡が見られるいくつかの地震 (2011年4月7日の宮城県沖のスラブ内地震など) と見られないいくつかの地震 (2008年岩手・宮城内陸地震など) を対象に、MYGH04のGL-100mのUD成分に対するNS、EW、UD成分のスペクトル比を図22に示す。解析にはS波部分20秒間を用い、MYGH04とMYG004は約27km離れていることからスペクトルインバージョンに基づくQ値と実体波の幾何減衰により距離補正がされている。図22の上段は浮き上がり振動を示唆する粒子軌跡が見られないケース、下段は見られるケースである。黒実線は4つの弱震動の平均値、灰実線は弱震動の平均±標準偏差である。上段の水平成分では、強震動は弱震動に比べピーク振動数が低振動数側に移動し、ピーク振幅が大きくなり、高振動数成分が低減するという地盤の非線形性の特徴がみられるが、上下成分では強震動と弱震動でほとんど変わらない。一方、下段の水平成分には地盤の非線形性の特徴に加え、赤線で示される最大加速度部分ではMotosaka²⁷⁾が指摘する4Hzの奇数倍調成分の12Hz、20Hzのピークがみられる。また、上下成分は上段とは異なり強震動の方が弱震動より大きく、赤線で示される最大加速度部分では4Hzの倍調成分の8Hzにピークがみられる。同様にMYGH04のGL-100mのUD成分に対するMYGH04の地表のNS、EW、UD成分のスペクトル比でもMYG004ほど顕著ではないものの、同様の傾向がみられる。図23はMYG004での弱震動の平均値に対する東北地方太平洋沖地震の最大加速度部分のスペクトル比であり、NS成分は4Hzで10倍、UD成分は8Hzで15倍程度増幅している。一方、MYGH04ではNS成分は6Hzで4倍、UD成分は12Hzで7倍程度増幅している。このことから、浮き上がり振動が示唆される粒子軌跡がある場合は、弱震動に比べて上下成分が特に大きくなる特徴があることが分かる。さらに

図22 MYGH04の地中 (GL-100m) のUD成分に対するMYG004の記録のスペクトル比²⁹⁾

図23 弱震動の平均値と東北地方太平洋沖地震の最大加速度部分の比²⁹⁾ (上: MYG004、下: MYGH04)

佐藤²⁹⁾はTCGH16でも東北地方太平洋沖地震の主要動部で浮き上がり振動を示唆する粒子軌跡が観測されていることを指摘している。

5. まとめ

平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の際に大加速度と震度7が観測されたMYG004とTCGH16において、また、建物被害が多くみられたMYG006において、観測点近傍及びその周辺での余震観測記録、微動観測記録の解析および数値シミュレーションによって、観測された大加速度記録と地盤構造の関係について検討を行った研究を取り上げた。MYG004では表層地盤と崖の影響により弱震時に9Hzの高振動数が卓越するが、東北地方太平洋沖地震の本震時には地盤の非線形性の影響によりピークが5Hz程度に低振動数化した。この5Hz程度のピークは、地震計基礎の浮き上がり振動によって4Hzが卓越したことも影響していることが観測記録の詳細な分析から指摘された。また、崖上の表層地盤の影響により、10Hz以上の高振動数成分が卓越したが、一次元水平成層構造ではその増幅特性は説明できず、極表層地盤の不整形性が影響していることも指摘された。TCGH16では観測点周辺の数百mでは表層地盤の影響は同様であり、深部地盤については数kmの範囲でその影響は同様であることが示された。一方、周期1～2秒の周期帯域ではより広範囲の地盤構造の不整形性により地震動の到来方向によって増幅特性が異なることが示された。さらに、TCGH16でもMYG004と同様に地震計基礎の浮き上がり振動の影響があることが指摘された。MYG006およびJMA古川周辺では表層地盤の分布と建物被害の分布が関連していることが示唆された。しかしながら、定量的にはまだその差は説明できていない。

上記のように、多くの研究グループにより、表層地盤による増幅、深部地盤構造の影響、地盤の不整形性の影響、地形効果などを考慮して、既存の強震観測点での観測記録や臨時で観測された地震動や微動記録を説明する検討が行われている。これらの検討から、用いる手法が異なっても、概ね共通の速度構造が得られることが分かってきた。ただし、それぞれの地盤構造による伝達関数の増幅率は同程度であるものの振動数特性が異なり、一意の構造が得られておらず、課題が残されている。さらに、地震動の空間的広がりについても、表4に示すように精力的な地震観測や微動観測より得られた記録から浅部および深部地盤構造の不整形性の影響が大きいことが改めて示された。本総説で取り上げた研究は東北地方太平洋沖地震の際に観測された現象の解明のために行われたが、予測につなげるためには、大地震のあとの臨時観測に基づく調査だけではなく、これらの研究から得られた知見を踏まえ、どのような観測・解析を行うことが必要であるかを考え、通常時から多くの事例を積み重ねて行くことが重要であろう。

表 4 本総説で取り上げた地震動の空間的変動に着目した既往研究

観測点	論文著者	観測方法	観測場所	観測点距離
MYG004	山中ら ^{14),15)}	余震観測 微動アレイ 微小微動アレイ 微動HVR	MYG004 周辺における 8 地点 (図 4) および MYG004 と同じ崖上	MYG004 を中心として約 1km の範囲 MYG004 から約 20m の範囲
	Amrouche ら ¹⁶⁾	屈折法探査	MYG004 と同じ崖上 (図 5)	測線長 14m
	Nagashima ら ⁹⁾	余震観測	MYG004 周辺 (半径 400m の円周上) (図 8)	MYG004 を中心として約 400m の同心円状
TCGH16	山中ら ²⁰⁾	余震観測	TCGH16 周辺における 8 地点 (図 14)	TCGH16 を中心として約 2km
	田中・野畑 ^{21),22)}	KiK-net、K-NET	TCGH16、TCG007	TCG007 は TCGH16 から 17km
MYG006	Goto ら ²³⁾ 稲谷ら ²⁴⁾	余震観測	MYG006 周辺における 34 地点 (図 14)	被害の著しい地域を含む東西約 2km×南北約 3km の領域
	長嶋ら ²⁵⁾	余震観測	MYG006 周辺における 5 地点	半径 1km ほどの円周上に 3 点と中心付近に 2 点

参考文献

- 1) Aoi, S., T. Kunugi, and H. Fujiwara : Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net, Journal of Japan Association for Earthquake Engineering, Vol. 4, No.3, 2004, pp. 65-74, doi: 10.5610/jaee.4.3_65.
- 2) 防災科学技術研究所：強震観測網(K-NET, KiK-net)、<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
- 3) 気象庁：強震波形（平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震）、http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/kyoshin/jishin/110311_tohokuchiho-taiheiyouoki/
- 4) 気象庁：強震波形（平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震）データ使用時の注意事項、http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/kyoshin/jishin/110311_tohokuchiho-taiheiyouoki/index2.html
- 5) 国土交通省港湾局：港湾地域強震観測, <http://www.pari.go.jp/public/>
- 6) 林 佑樹、飯塚裕暁、汐満将史、小林 雄、境 有紀：2011年東北地方太平洋沖地震の宮城県における強震観測点周辺の状況と発生した地震動との対応性、日本地震工学会論文集、第13巻、第5号、2013年、pp. 62-101、doi: 10.5610/jaee.13.5_62.
- 7) 飯塚裕暁、林 佑樹、汐満将史、小林 雄、境 有紀：2011年東北地方太平洋沖地震の茨城、栃木、福島県における強震観測点周辺の状況、日本地震工学会論文集、第13巻、第5号、2013年、pp. 102-141、doi: 10.5610/jaee.13.5_102.
- 8) Goto, H. and H. Morikawa : Ground motion characteristics during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Soils and Foundations, Vol. 52, Issue 5, 2012, pp. 769-779, doi: 10.1016/j.sandf.2012.11.002.
- 9) Nagashima, F., S. Matsushima, H. Kawase, F. J. Sánchez-Sesma, T. Hayakawa, T. Satoh, and M. Oshima : Application of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Ground Motions to Identify Subsurface Structures at and around the K-NET Site in Tohoku, Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 104, No. 5, 2014, pp. 2288-2302, doi: 10.1785/0120130219.
- 10) 後藤浩之、澤田 純男、吉田 望、羽田 浩二：2011年東北地方太平洋沖地震の地震動による福島県浪江町建築被害の悉皆調査、土木学会論文集A1（構造・地震工学）、Vol. 70、No. 4（地震工学論文集第33巻）、2014年、p. I_1061-I_1070、doi: 10.2208/jscejsee.70.I_1061.
- 11) 大野 晋：2011 年東北地方太平洋沖地震で観測された強震動、第39回地盤震動シンポジウム資料集、2011年、pp. 13-20.
- 12) Hayakawa, T., T. Satoh, M. Oshima, H. Kawase, S. Matsushima, Baoyintu, F. Nagashima, and K. Nakano : Estimation of the nonlinearity of the surface soil at Tsukidate during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, paper No. 3974, 2012.
- 13) Satoh, T. : Influence of Fault Mechanism, Depth, and Region on Stress Drops of Small and Moderate, Earthquakes in Japan, Structural Eng./Earthquake Eng., JSCE, 23:1, 2006, pp. 125-134.
- 14) 山中浩明、津野靖士、地元孝輔、山田伸之、福元俊一、江藤公信：2011年東北地方太平洋沖地震の余震観測と微動探査によるK-NET 築館観測点周辺での地盤増幅特性の評価、物理探査、第64巻、第6号、2011年、pp. 389-399.
- 15) Yamanaka, H., K. Chimoto, S. Tsuno, Y. P. Dhakal, M. Amrouche, N. Yamada, S. Fukumoto, and K. Eto : Estimation of S-Wave Velocity Profiles and Site Amplification Around the K-NET Tsukidate Station, Miyagi Prefecture, with Reference to Large PGA During the 2011 off Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Japan, Journal of Disaster Research, Vol. 7, No. 6, 2012, pp. 628-692.
- 16) Amrouche, M., H. Yamanaka, K. Chimoto, and Y. P. Dhakal : Near-Surface Geophysical Profiling Near Former Location of K-NET Tsukidate Strong Motion Station in Miyagi Prefecture, Japan, Journal of Disaster Research, Vol. 9, No. sp, 2014, pp. 709-718.
- 17) 山中浩明：ハイブリッドヒューリスティック探査による位相速度の逆解析、物理探査、第60巻、第3号、2007年、pp.265-275、<http://doi.org/10.3124/segi.60.265>.
- 18) Amrouche, M. and H. Yamanaka : Determination of 2D shallow S wave velocity profile using waveform inversion of P-SV refraction data, Proc. of the 15th World Conference on Earth Engineering, Lisbon, Paper 0231, 2012.
- 19) Kawase, H., F. J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima : The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral

- Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 5, 2011, pp. 2011-2014.
- 20) 山中浩明、津野靖士、地元孝輔、新色隆二：2011 年東北地方太平洋沖地震の余震観測と微動アレイ観測によるKiK-net 芳賀観測点周辺での地盤震動特性の評価、日本地震工学会論文集、第12巻、第4号（特集号「2011年東日本大震災」その1）、2012年、pp. 4_143-4_159.
 - 21) 田中清和、野畑有秀：宇都宮・芳賀の観測記録にみられる地震動特性の差違、日本地震工学会大会2011年梗概集、2011年、pp. 500-501.
 - 22) 田中清和、野畑有秀：宇都宮・芳賀の地震動特性の差違と不整形地盤構造の影響、日本建築学会2012年大会講演梗概集、B2、2012年、pp. 71-72.
 - 23) Goto, H., H. Morikawa, M. Inatani, Y. Ogura, S. Tokue, X.-R. Zhang, M. Iwasaki, M. Araki, S. Sawada and A. Zerva : Very dense seismic array observations in Furukawa district, Japan, Seismological Research Letters, Vol.83, No.5, 2012, pp.765-774.
 - 24) 稲谷昌之、後藤浩之、盛川仁、小倉祐美子、徳江聡、Xin-rui Zhang、岩崎政浩、荒木正之、澤田純男、Aspasia Zerva：大崎市古川高密度地震観測を利用した表層地盤構造の推定、土木学会論文集A1、Vol.69、No.4（地震工学論文集第32巻）、2013年、pp.I_758-766.
 - 25) 長嶋史明、松島信一、川瀬博：古川地域における余震観測記録の水平上下スペクトル比に基づく地盤構造同定、日本地震工学会論文集、投稿準備中.
 - 26) 藤原広行、河合伸一、青井真、森川信之、先名重樹、工藤暢章、大井昌弘、はお憲生、早川譲、遠山信彦、松山尚典、岩本鋼司、鈴木晴彦、劉瑛：強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討、防災科学技術研究所研究資料、第337号、2009年.
 - 27) Motosaka, M. : Lessons of The 2011 Great East Japan Earthquake Focused on Characteristics of Ground Motions and Building Damage :. Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1-4, 2012, Tokyo, Japan, 2012, pp. 166-185.
 - 28) Midorikawa, S., H. Miura, and T. Atsumi : Strong Motion Records from The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1-4, 2012, Tokyo, Japan, 2012, pp. 297-304.
 - 29) 佐藤智美：東北地方太平洋沖地震のK-NET築館とKiK-net芳賀での大振幅記録の成因、第14回地震工学シンポジウム論文集、OS1-Sat-AM-3、2014年、pp. 2721-2730.
 - 30) 源栄正人・永野正行：周波数領域における動的地盤剛性を用いた相互作用力の再帰的評価法に基づく3次元成層弾性地盤上に建つ構造物の浮き上がり振動解析、日本建築学会構造系論文集、第451号、1993年、pp. 79-88.
 - 31) 佐藤智美：東北地方太平洋沖地震の大振幅記録の要因分析、日本地震工学会大会2013年梗概集、2013年、pp. 189-190.

（受理：2015年5月11日）

（掲載決定：2016年1月12日）

The Relation between the High-Acceleration Ground Motions Observed during the Great Tohoku Earthquake and the Surface Geology

MATSUSHIMA Shinichi

Member, Associate Professor, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Dr. Eng.

ABSTRACT

This paper reviews studies aiming to understand the relation between the large acceleration observed during the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and the effect of surface geology at strong motion stations K-NET Tsukidate and KiK-net Haga where high acceleration and high seismic intensity was observed, as well as K-NET Furukawa and JMA Furukawa where heavy building damage had occurred through analysis of observed ground motion and microtremor data from temporary observations and numerical simulations. The effect of partial uplifting of the foundation of the seismometer which is claimed to have occurred at K-NET Tsukidate during the mainshock was also investigated. By considering the amplification of the surface geology, the effect of deep underground structure, the effect of heterogeneity and topological effects were taken in account of in order to explain the observed data. Despite using different approaches to determine the velocity structure at the target location, the results seems to become a common structure, but there are still not able to get a perfectly matched structure. Also, the fact that the spatial variation of ground motions are strongly affected by the heterogeneity of surface geology and deep structures were again indicated by the intense observations of strong motion and microtremors.

Keywords: Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, High Acceleration, Surface Geology, Strong Motion Observation, Microtremor Observation