

2011年東北地方太平洋沖地震における 東京湾臨海部の鉛直アレー地震観測記録

池田 隆明¹・小長井 一男²・片桐 俊彦³

¹飛島建設 技術研究所 室長（〒270-0222 千葉県野田市木間ヶ瀬5472）

E-mail:takaaki_ikeda@tobishima.co.jp

²東京大学 生産技術研究所 教授（〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1）

E-mail:konagai@iis.u-tokyo.ac.jp

³東京大学 生産技術研究所（〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1）

E-mail:toshi@iis.u-tokyo.ac.jp

東京湾臨海部の埋立地において、基盤を含めた複数の深度で地震観測を行う鉛直アレー地震観測が行われており、2011年東北地方太平洋沖地震での地震動を観測した。観測地点周辺では多くの地点で液状化が発生し、地中に埋設されたライフライン等に大きな被害が発生した。液状化の発生特性と地震動特性との関係を明らかにすることは重要と考えられるため、観測記録を用いて東京湾臨海部の地震動特性と観測地点の地盤の地震時挙動の検討を行った。その結果、地震動には継続時間が長く後半部分に長周期成分の卓越が見られたこと、同様の特徴は工学的基盤での地震動にも見られたこと、本震時に地震観測地点の地盤に発生したせん断ひずみは 10^{-3} レベルであったこと等が明らかになった。

Key Words : Downhole array earthquake observation, Tokyo bay area, Nonlinear, ground motion, the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. はじめに

2011年3月11日に発生した2011年東北地方太平洋沖地震（以後、東北地方太平洋沖地震）では、東北から関東にかけての太平洋沖合の広い範囲が震源域と考えられ、震源破壊の不均一性や、それに伴う震源破壊の指向性効果等により、震源近傍のみならず広い範囲で特徴的な地震動が発生した^{1),2)}

震源から離れた関東地域でも比較的振幅が大きく、継続時間が長い地震動が発生し、多数の被害が発生した。被害の中で最も顕著であったのは地盤の液状化によるものであり、地中に埋設したライフラインや戸建て住宅などに大きな被害を与えた。地盤の液状化は、広い範囲で発生が確認され、東京湾臨海部の埋立地の他、内陸部の埼玉県や千葉県の新田地区や新しい埋立地、造成地でも多数確認された^{3),4),5)}。

地震調査委員会では、東北地方太平洋沖地震とそれ以後の地殻変動のデータを用い、国内の主要活断層帯への影響を評価し、関東地方周辺に位置する立川断層と三浦半島断層群を含む5断層について地震発生確率が高くなっている可能性があることを明らかにしている⁶⁾。また、南海トラフ沿いの海溝型地震の発生確率も依然として高く、今後も関東地方およびその周辺で規模が大きい地震が発生する可能性が高い。そのため、東北地方太平洋沖地震で関東地

方に発生した様々な被害の原因を究明し、今後の地震防災・減災対策に反映させる必要がある。

前述のように、関東地方では複数の地点で液状化が発生しライフラインが被災し、市民生活に大きな影響を与えたことから、地震動特性と液状化発生特性等の関係などを取りまとめ、液状化の発生原因を明らかにすることは重要である。

東京大学生産技術研究所小長井研究室では東京都江東区内の東京地下鉄東西線、有楽町線上の2か所で鉛直アレー地震観測を実施しており、内一か所では工学的基盤相当の地盤を含めた複数の深度での観測記録が得られている⁷⁾。東北地方太平洋沖地震本震のみならずその前後に発生した地震による記録も複数観測されているとともに、地震観測地点での地盤調査も行われており、地盤の地震時挙動を解明するための条件が揃っている。

本論文では、この鉛直アレー地震観測の概要を紹介するとともに、得られた地震動記録使用し、東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部における地震時挙動の検討結果を報告する。

2. 鉛直アレー地震観測の概要

ここで取り上げる新木場の鉛直アレー（N35.645681, E139.824562）は、東京湾岸の地下

鉄沿線で1976年から実施されている地震観測システムの一観測点である．図-1に鉛直アレー地震観測地点を示す．当該地点は，昭和36年以降から昭和45年にかけて浚渫土砂で埋立てられている^{8),9),10)}．図-2に地盤柱状図を示す．

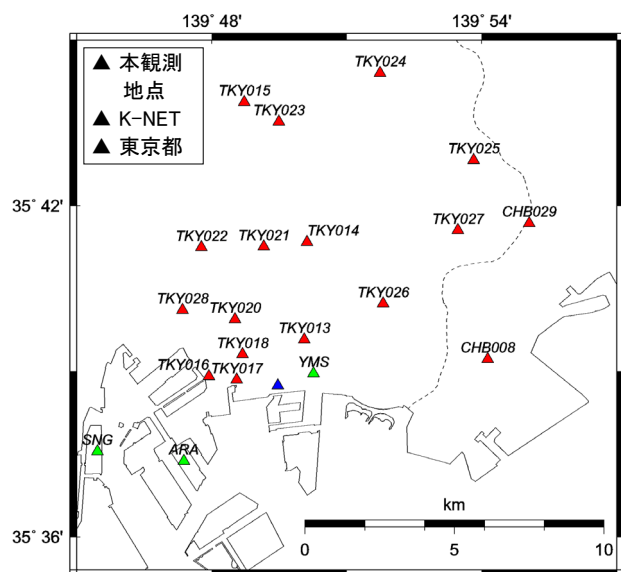


図-1 鉛直アレー地震観測地点および周辺の地震観測地点

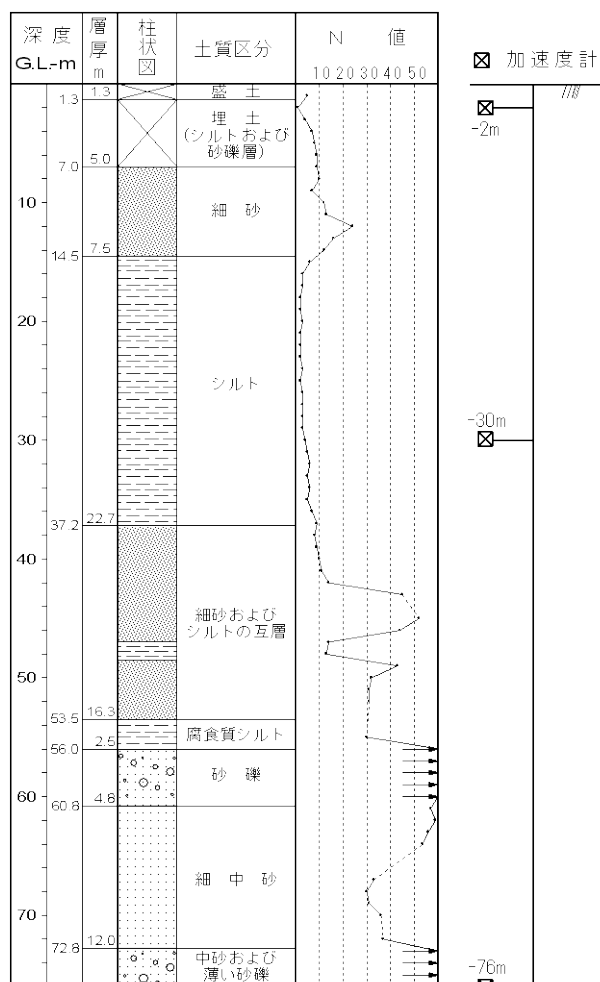


図-2 鉛直アレー地震観測地点の地盤柱状図および地震計の設置位置

G.L.-7mまでが浚渫の埋立土のため，旧海底面はG.L.-7mと考えられる．G.L.-7m～G.L.-14.5mは有楽町層上部層（Yu層），G.L.-14.5m～G.L.-37.2mは有楽町層下部層（Yl層）が堆積している．Yu層はシルトおよび貝殻片を混えた粒径均一な細砂により構成されている．シルトが混入するため，標準貫入試験結果（以後，N値）はN=6～24とばらつく．Yl層はシルトを主体としており，N値はN=2～7と小さく軟弱である．

G.L.-37.2m以深は更新統の七号地層（Na-1層），七号地層基底層（Na-2層），東京礫層（Tog層），東京層（To層），江戸川層（Ed層）となっている．Na-1層はG.L.-37.2m～G.L.-53.5mまでの層厚16.3mで，シルトは混入するが細砂が卓越している．層の上部ならびにシルト層以外ではN値が大きい．G.L.-53.5m～G.L.-56.0mのNa-2層は砂を若干混入した腐植質シルト層であるが，N≒30とN値は比較的大きい．G.L.-56.0m～60.8mのTog層は密に締まった砂礫層でありN>50である．To層（G.L.-60.8m～72.8m）の上部は細・中砂で構成されN値も高いが，下部は砂混りシルト層となりN値は30程度となる．最下層のEd層はTog層と同様に硬く締まった砂礫層でありN値もN>50と大きく，本地点での基盤層と考えられている．図-3に周辺の地質縦断面¹¹⁾を示す．

本震後の2011年3月15日に実施した現地調査では，地震観測地点から約350m程度離れた新木場駅周辺では，大量の噴砂が確認され液状化の発生が認められたが，地震観測地点では液状化は確認されず，国土交通省・地盤工学会の調査でも同様の結果である³⁾．そのため，地震観測地点は液状化していないと考えられる．

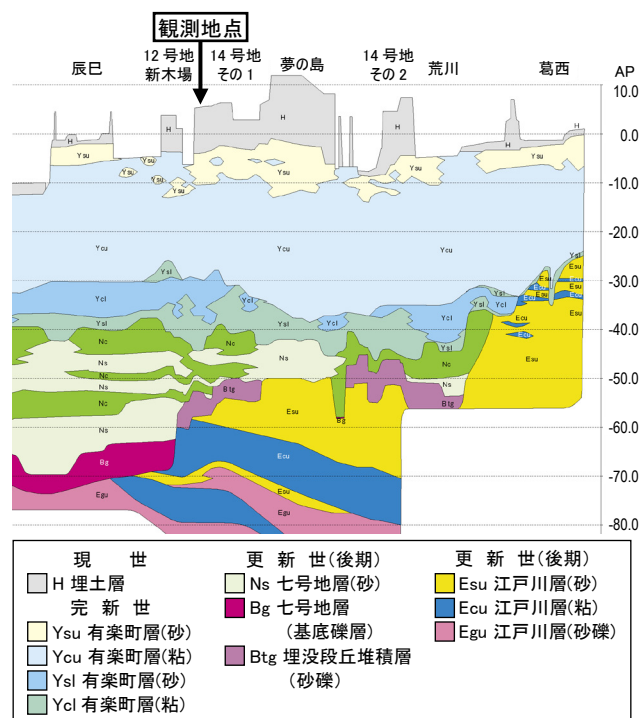


図-3 鉛直アレー地震観測地点周辺の地質縦断面図（文献11）に加筆・修正）

地震計は（株）東京測振社製のSA-355CT(TypeA)であり、G.L.-2m（地表）、G.L.-30m（中間）、G.L.-76m（基盤）の三深度に埋設されている。いずれも、水平二成分、鉛直成分の計三成分の加速度を同時に観測することができる。観測可能な最大加速度は $2,000\text{cm/s}^2$ である。

観測当初はG.L.-2m、G.L.-30m、G.L.-74mの三深度に地震計を設置していたが、1986年に地震観測地点の移設を行い、その際に最深部の地震計の設置深度がG.L.-76mに変更された。その後、1999年に地震計の老朽化による不具合が発生したため、G.L.-2mとG.L.-76mの地震計を更新している。

G.L.-76mの地震計において水平方向は 2cm/s^2 以上、鉛直方向は 1cm/s^2 以上の加速度を観測した際に、遅延時間30秒を含む記録が記録される。

地震計は水平二軸が磁石方位のN-S方向、E-W方向と一致することを目標に設置されている。当該地点の磁気偏角は $6^\circ 53'$ のため¹²⁾、目標通り地震計が設置されていたとすると、地震計のN方向は真北に対して西側に $6^\circ 53'$ 傾いていることになる。

地震計における加速度時刻歴の符号は、変位波形で一旦N側に向かいS側に反転する場合をN方向の加速度の+、同様に変位波形で一旦E側に向かいW側に反転する場合をE方向の加速度の+としている。この考え方は、変位波形を2回微分した際の符号の反転を無視したことになる。さらに、防災科学技術研究所のK-NET¹³⁾やKiK-net¹⁴⁾の符号と反転するため、本論文では加速度の符号を反転させて使用する。

3. 地震計の設置方位の確認

(1) 設置方位の重要性

鉛直アレー地震観測記録を使用して、地盤の地震時挙動などの評価を行う場合、地震計の設置方位のずれが検討結果に大きく影響を及ぼす場合があるため、設置方位の確認と補正が重要となる。

地震計の設置方位がずれる原因は、地震計をボアホールに埋設する際に地震計の方位を直接測定することが困難であることが想定され、十分慎重に設置したとしても、特に深い深度に埋設された地震計には設置誤差が生じる可能性が高い。

埋設地震計の設置方位の検討は、佐藤・片山¹⁵⁾の研究をはじめとして複数の研究がおこなわれている。防災科学技術研究所のKiK-netの記録の公開後には、地中地震計の設置方位ずれの検討がいろいろな方法で行われている^{たとえば16)}。

これらの方法は、複数の地震計の相対的な設置方位の関係を求めるものであり、地震計の絶対的な設置方位を特定するためには、設置方位が明らかな地震計を含めた検討が必要になる。

(2) 検討方法

鉛直方向に設置された二つの地震計で同じ地震を観測した場合、地震動が鉛直下方から入射すると仮定すると、地震計の設置方位の差と地震波の到達時間を適切に補正するとほぼ同じ地震動が観測される

と考えられる。短周期成分は地盤構造などによる地震動の散乱や逸散の影響を受け二つの地震動記録には差が出やすいが、長周期成分はその影響が少ないと考えられる。

そこで、長周期成分が卓越する変位波形を使用し、変位時刻歴の水平軌跡を相互に比較することにより、3つの地震計の相対的な関係を検討する。さらに前田他¹⁶⁾を用いて客観的評価を行い、二つの結果から総合的に設置方位誤差を評価する。

検討に使用する地震動は、振幅の大きい波形として、東北地方太平洋沖地震の本震記録と、本震直後の15時15分に発生した茨城県沖を震源とするMj7.7の余震記録を使用する。

設置方位誤差は水平二軸と鉛直軸の三軸で生じる可能性があるが¹⁷⁾、本検討では特に誤差が生じやすい鉛直軸まわり（水平方向）のみを対象とする。なお、ここでいう設置方位誤差は、最も浅い地点に設置されたG.L.-2mの地震計との相対誤差である。一般的にはこの程度の深度に設置された地震計には設置方位誤差はないと考えられるが、設置方位ずれが確認された例もある^{15),18)}。地震計の設置方位については、地震計を設置する技術者の技量によって精度にばらつきがあるため、今後絶対的な設置方位の検討が必要である。

(3) 検討結果

図-4(a)に变位時刻歴の振幅が比較的大きい時間帯での水平軌跡を比較した結果の一例を示す。変位波形は、加速度波形にバンド幅 $0.1\text{Hz}\sim 0.5\text{Hz}$ のバンドパスフィルターを作用させた後、フーリエ積分を二度実施して算出した。

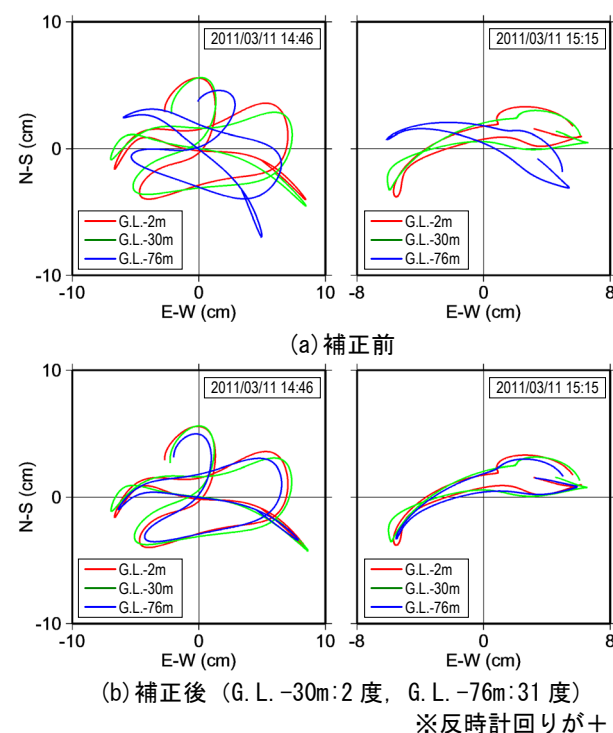


図-4 3 深度の地震計で観測された変位時刻歴の水平軌跡の比較

G.L.-2mの水平軌跡とG.L.-30mの水平軌跡との差異は小さいが、G.L.-2mとG.L.-76mとの水平軌跡には明瞭な差異が見られる。

変位時刻歴の振幅が大きい時間帯を複数抽出し、軌跡中心と水平軌跡の折れ返り点との角度を読み取り、水平軌跡のずれ角度を算出する。その結果、G.L.-2mの水平軌跡に対する二つの地震計の水平軌跡のずれ角度は、G.L.-30mが時計回りに2度～4度、G.L.-76mが時計回りに31度となった。

変位時刻歴の水平軌跡を比較する方法では、評価結果に客観性が乏しいため、前田他¹⁶⁾の方法を用いて客観的な評価を行う。この方法は、基準とする地震計（G.L.-2m）での水平動記録を (x_a, y_a) 、誤差を検討する地震計（G.L.-30mおよびG.L.-76m）での水平動記録を (x_b, y_b) とすると、二つの水平動は地震計の設置方位の差（ θ ：反時計まわりを正）と時間差（ Δt ）を用いて(1)式で表現されたと考え、最適な θ と Δt を評価するものである。

$$\begin{pmatrix} x_a(t+\Delta t) \\ y_a(t+\Delta t) \end{pmatrix} \cong \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_b \\ y_b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_b'(t) \\ y_b'(t) \end{pmatrix} \quad (1)$$

θ と Δt の最適値は、 $x_a(t+\Delta t)$ と $x_b'(t)$ と $y_a(t+\Delta t)$ と $y_b'(t)$ の相関係数が最大となるように、 θ は ± 90 度の範囲で1度間隔、 Δt は ± 0.5 秒の範囲を0.01秒間隔でグリッドサーチを行った。

その結果、G.L.-30mはG.L.-2mに対して反時計回りに2度、G.L.-76mは反時計回りに31度が最適値となった。 θ は誤差を検討する地震計から見た基準とする地震計との角度のため、変位水平軌跡の比較によるずれ量と整合している。

変位時刻歴の水平軌跡の比較および前田の方法による検討結果から総合的判断し、G.L.-2mの地震計に対する地震計の設置誤差は、G.L.-30mの地震計は反時計回りに2度、G.L.-76mの地震計は反時計まわりに31度とする。

図-4(b)にG.L.-30mとG.L.-76mの地震計の設置誤差を補正した場合の水平軌跡を示す。3つの地震計の水平軌跡はほぼ重なっていることがわかる。

本論文で使用するG.L.-30mとG.L.-76mの地震観測記録については、この設置誤差を補正している。また、その他の補正として、全ての記録に対して前述した符号の補正、基線補正を行っている。基線補正の補正量は、遅延時間を考慮して初動5秒の平均値とし、全ての時間帯に対して同一の補正量を使用して実施している。なお、G.L.-2mの地震計の絶対的な設置方位が確認されていないため、本論文では計測軸を方位で表示せず、N-S方向をY方向、E-W方向をX方向と表示する。

4. 鉛直アレー地震観測地点での地震動記録

(1) 概要

1999年2月に地震観測システムを更新した後に観測された地震動記録を紹介する。1999年2月から

2011年6月までに166地震による地震動が観測されている。東北地方太平洋沖地震は多数の余震が発生したことから、69地震が本震以降に発生した地震である。図-5に地震動を観測した地震の震央分布を示す。規模の大きい地震は太平洋側の沈み込み帯で発生している。

表-1に各深度における水平二方向の最大加速度の範囲を示す。最大加速度が小さい地震動がほとんどであるが、東北地方太平洋沖地震（最大加速度 115.7cm/s^2 ）を含め3地震でG.L.-2mの最大加速度が 50cm/s^2 を超える記録が観測されている。

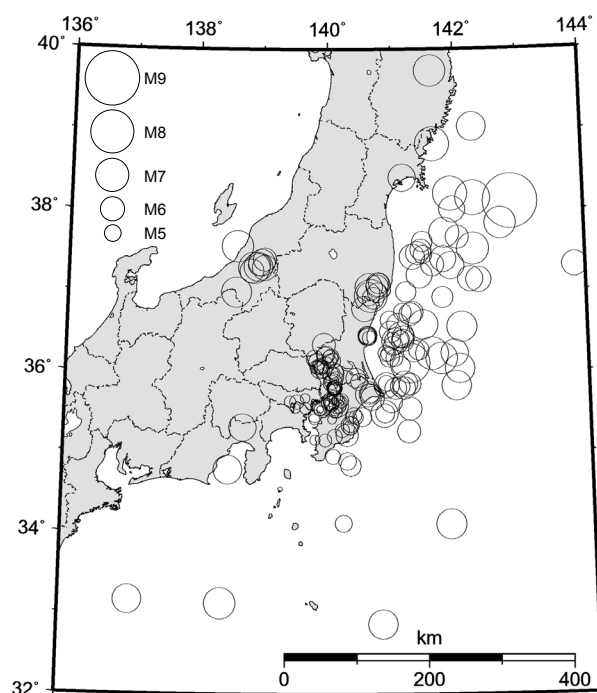


図-5 地震動を観測した地震の震央分布
(北緯32度～40度、東経136度～144度の範囲)

表-1 観測された地震動の最大加速度の範囲

最大加速度の範囲	G. L. -2m	G. L. -30m	G. L. -76m
0cm/s ² ～ 5cm/s ²	77	120	145
5cm/s ² ～ 10cm/s ²	61	28	16
10cm/s ² ～ 15cm/s ²	13	8	2
15cm/s ² ～ 20cm/s ²	4	6	0
20cm/s ² ～ 25cm/s ²	6	1	0
25cm/s ² ～ 50cm/s ²	2	2	3
50cm/s ² ～100cm/s ²	2	1	0
100cm/s ² ～150cm/s ²	1	0	0

(2) 2011年東北地方太平洋沖地震における観測記録

表-2に東北地方太平洋沖地震で観測された地震動の最大値を、図-6に水平方向の地震動の時刻歴波形を示す。速度波形および変位波形は、加速度波形にバンド幅0.1Hz～10.0Hzのバンドパスフィルターを作用させた後、フーリエ積分により算出した。G.L.-30mの上下方向の記録は、観測機器の不具合により得られていない。

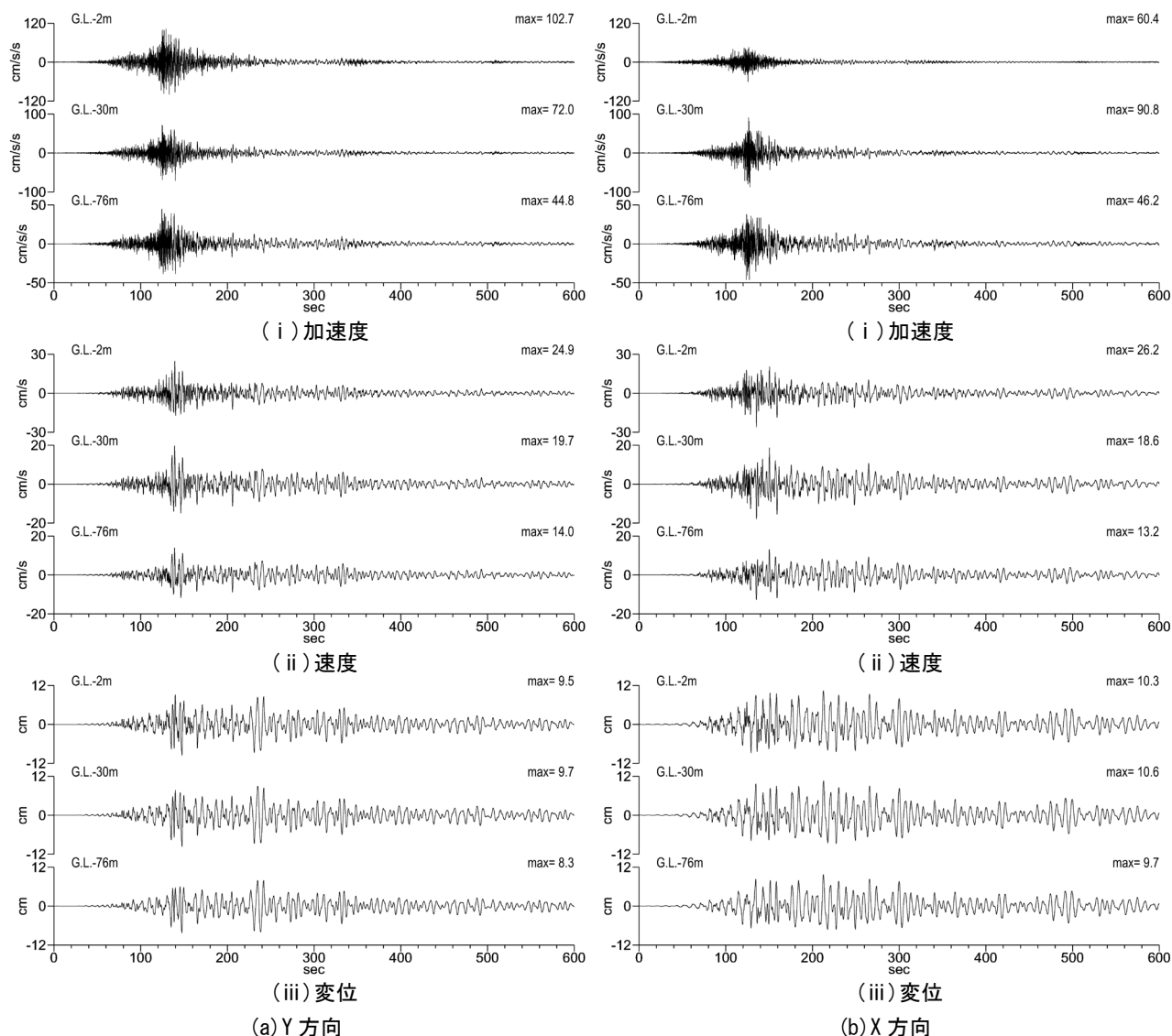


図-6 2011年東北地方太平洋沖地震において観測された地震動の時刻歴波形

表-2 2011年東北地方太平洋沖地震における地震観測記録の最大値とG.L.-76mの最大値に対する最大値の比

設置深度 G.L.	方向	加速度 (cm/s ²)	速度 (cm/s)	変位 (cm)
-2m	Y	102.7(2.3)	24.9(1.8)	9.5(1.1)
	X	115.7(2.5)	26.2(2.0)	10.3(1.1)
	上下	60.4(2.2)	6.6(1.4)	3.5(1.1)
-30m	Y	72.0(1.6)	19.7(1.4)	9.7(1.2)
	X	90.8(2.0)	18.6(1.4)	10.6(1.1)
	上下	—※	—※	—※
-76m	Y	44.8	14.0	8.3
	X	46.2	13.2	9.7
	上下	27.4	4.8	3.2

※観測機器の不具合により欠測

G.L.-2mの加速度波形では、計測開始後60秒付近でS波が到達したと考えられ振幅が大きくなる。120秒付近から約40秒間大きい振幅が見られるが、それ以降には大きな振幅は見られない。

一方、変位波形は加速度波形と異なる形状を示す。120秒付近から大きな振幅を示すのは加速度波形と同じであるが、加速度波形では振幅が小さくなる160秒以降でも周期6～8秒が卓越する大きな振幅の

波形が継続して見られる。特に220秒以降には、120秒付近と同程度の振幅の波形が見られる。変位時刻歴波形の振幅が大きい時間帯は、約360秒付近まで継続する。その後、振幅は小さくなるが、小さい振幅で揺れが継続している。同様の傾向がG.L.-30mとG.L.-76mの変位時刻歴にも見られる。

この長周期成分が卓越した地震動は、関東地方の盆地構造に起因し、二次的に生成された表面波と考えられる。2004年新潟県中越地震(Mj6.8)等の規模が大きい地震でも、同様の長い卓越周期を有する地震動が観測されている。

図-7に各深度における加速度応答スペクトル(h=5%)を示す。破線は、道路橋示方書¹⁹⁾で規定された道路橋の耐震性能の照査に用いるレベル2地震動(Ⅲ種地盤、タイプⅡ地震：海溝型地震)の標準加速度応答スペクトルである。G.L.-2mで観測された地震動の加速度応答スペクトルは、標準加速度応答スペクトルよりも小さいことがわかる。短い周期帯では、浅い地点に設置された地震計の方が加速度応答スペクトル振幅が大きい、5秒を超える周期帯ではほとんどその差がなくなり、長周期帯では

3深度の地震時挙動はほぼ同じであることを示す。この結果は、長周期成分が卓越する変位波形では、3深度の波形に大きな差が見られなかったことと整合する。

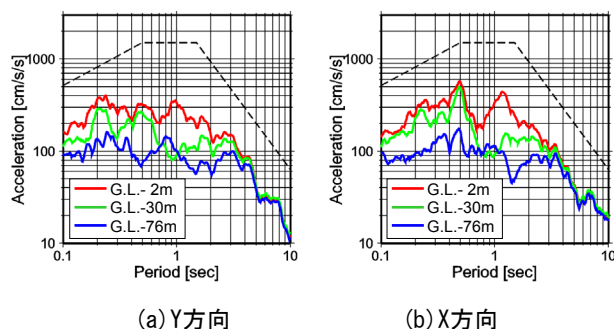


図-7 2011年東北地方太平洋沖地震において観測された地震動の加速度応答スペクトル ($h=0.05$)

図-8に東北地方太平洋沖地震でのG.L.-76mに対するG.L.-2mの伝達関数（フーリエスペクトル比）を比較的小さいな地震動の伝達関数と比較して示す。小さな地震動としては、G.L.-76mでの最大加速度が 2cm/s^2 以下である2010年5月9日に発生した東京都23区の地震（Mj3.8）を使用した。伝達関数は、バンド幅0.2HzのParzenウィンドウで平滑化している。

伝達関数の一次の卓越振動数は、Mj3.8の地震が0.83Hzであるのに対して、東北地方太平洋沖地震では0.74Hzに低下しており、地震時に地盤が非線形化し、せん断剛性が低下したと考えられる。地盤の地震時挙動が1次モードが卓越すると仮定し、卓越振動数の低下からせん断剛性の低下量を推定すると、本震時の地盤のせん断剛性は、初期せん断剛性の0.8程度となる。

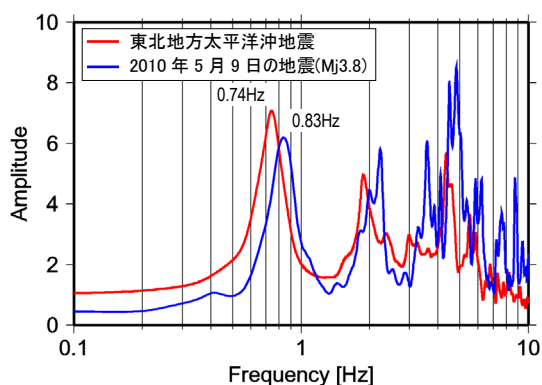


図-8 本震と小地震との伝達関数の比較
(Y方向: G.L.-2m/G.L.-76m)

同様に地盤の地震時挙動が1次モードが卓越すると仮定し、変位波形から地震計設置間での最大相対変位を算出し、地震計間の距離で除することにより、地盤の最大せん断ひずみを推定する。表-3に最大相対変位とそれから推定した最大せん断ひずみを示す。

G.L.-2m～G.L.-30m間の最大せん断ひずみはG.L.-30m～G.L.-76m間よりも大きく、図-2に示す地震観測地点の地盤柱状図と整合する。

表-3 地震観測記録から算出した地震計間の相対変位とそれから推定した最大せん断ひずみ

地震計		最大相対変位 (cm)		最大せん断ひずみ	
上端	下端	Y方向	X方向	Y方向	X方向
-2m	-30m	2.30	2.49	8.2×10^{-4}	8.9×10^{-4}
-30m	-76m	2.25	3.05	4.9×10^{-4}	6.6×10^{-4}

(3) 周辺の観測記録との比較

鉛直アレー地震観測地点の近傍には、防災科学技術研究所のK-NETと東京都港湾局²⁰⁾の地震観測点が設置されている。東京都港湾局の地震観測は、本地震観測と同様に鉛直アレー地震観測であり、基盤での地震動が観測されている。図-9に観測地点を示す。最も近い観測点は東京都港湾局の夢の島観測点である。

図-9に東京都港湾局の夢の島観測点、新有明観測点、品川観測点での基盤におけるY方向相当の加速度および変位波形を本地震観測地点での観測記録（Y方向）とあわせて示す。基盤地震計の設置深度は、夢の島観測点がG.L.-89.48m、新有明観測点がG.L.-75m、品川観測点がG.L.-36mである。

夢の島観測点での地震動は本地震観測地点に近いことから、ほぼ同様の形状を示し、変位波形に見られる220秒以降に振幅が大きくなる傾向も類似している。一方、やや離れた新有明観測点と品川観測点での変位波形は本地震観測地点での変位波形と形状が異なり、約200秒付近で大きな変位振幅を示す。

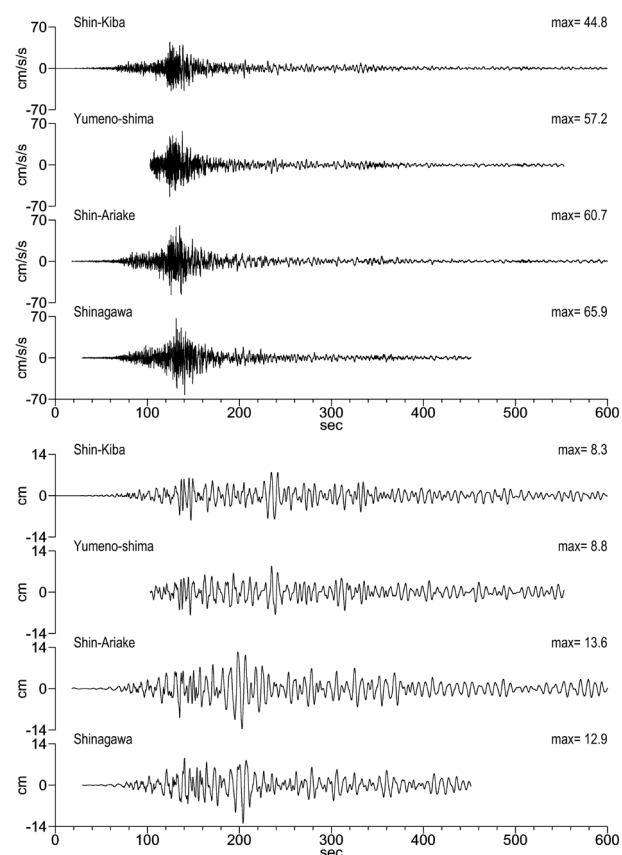


図-9 鉛直アレー観測地点の周辺で観測された地震動との比較（基盤、Y方向相当、時刻歴波形）

図-10(a)に4つの地震動の加速度応答スペクトル(h=5%)を示す。3秒以降の周期帯では4つの加速度応答スペクトルはほぼ同じであるが、それよりも短い周期帯では、本地震観測点と夢の島観測点がほぼ同じであるが、新有明観測点と品川観測点は異なるスペクトル特性を示す。

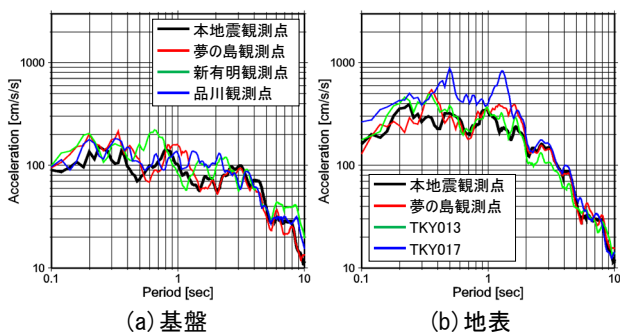


図-10 鉛直アレー観測地点の周辺で観測された地震動との比較（加速度応答スペクトル(h=0.05)）

図-11に東京都港湾局の夢の島観測点、K-NETのTKY013（砂町）、TKY017（辰巳）での地表におけるY方向相当の加速度および変位波形を本地震観測地点での観測記録（Y方向）とあわせて示す。本地震観測点に近い夢の島観測点とTKY013では、加速度および変位波形は類似している。TKY017は加速度波形の150秒付近に比較的大きな振幅が見られる。いずれの地点でも、密な砂質地盤が液状化した際に見られるサイクリックモビリティによるパルス状の波形は確認されていない。

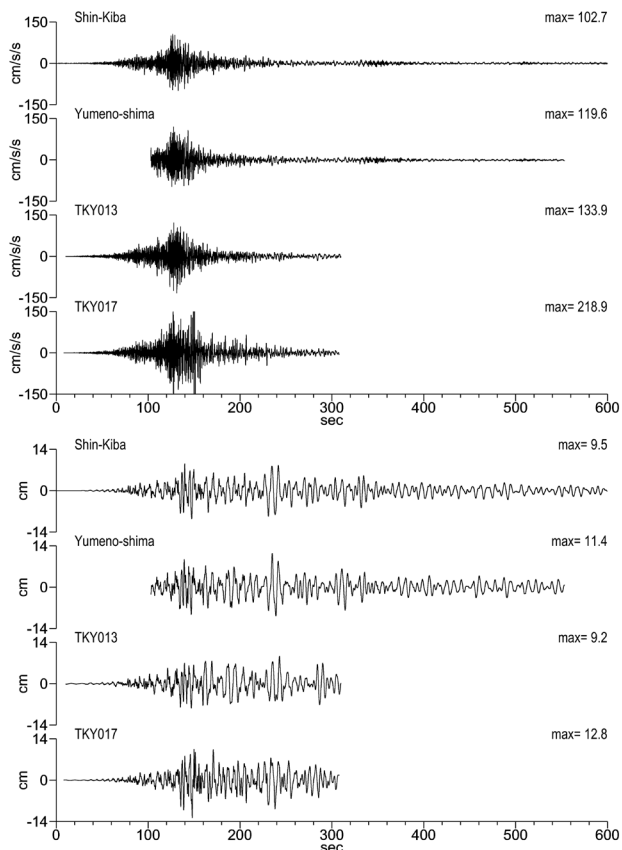


図-11 鉛直アレー観測地点の周辺で観測された地震動との比較（地表、Y方向相当、時刻歴波形）

5. 地震応答解析に基づく検討

鉛直アレー観測地点では地盤調査が行われ、ボーリング調査および標準貫入試験の他、PS検層が行われている。また、現地で採取した試料に対して室内土質試験が行われ、動的変形特性が求められている。これらのデータに基づき、G.L.-76mまでの地盤を対象に地震応答解析を行い、地盤の地震時挙動を推定する。観測記録から推定した地盤に生じる最大せん断ひずみは 10^{-3} 程度のため、地震応答解析には等価線形解析を使用する。

(1) 地盤モデルの作成

地盤調査結果を参考に表-4に示す地盤モデルを構築した。解析対象範囲は地震計の設置深度であるG.L.-76mまでとし、その間を土質種別やPS検層結果に基づき13層に分割した。動的変形特性試験は9深度から採取した試料に対して実施されている。分割層内で動的変形特性試験が行われていない場合には、同様な地盤から採取された試料で行われた結果を適用する。図-12に動的変形特性を示す。

表-4 鉛直アレー地震観測地点の地盤モデル

層 No.	土質名称	深度 (G.L.-m)	密度 ρ (t/m ³)	せん断波速度 Vs (m/s)	せん断剛性 G (kN/m ²)	動的変形特性
1	盛土	0.0 2.0	1.80	95	16245	①
2	埋土	2.0 7.0	1.85	95	16696	①
3	細砂	7.0 14.5	1.85	170	53465	②
4	シルト	14.5 20.0	1.70	155	40843	③
5	シルト	20.0 30.0	1.55	140	30380	④
6	シルト	30.0 39.0	1.60	160	40960	④
7	細砂	39.0 43.2	1.85	235	102166	⑤
8	細砂	43.2 47.0	1.90	235	104928	⑤
9	シルト	47.0 48.5	1.70	290	142970	⑧
10	細砂	48.5 56.0	1.90	290	159790	⑥
11	砂礫	56.0 65.7	1.95	400	312000	⑦
12	中砂	65.7 72.8	1.75	300	157500	⑧
13	砂礫	72.8 76.0	2.00	400	320000	線形
14	基盤	76.0 -	2.00	400	320000	

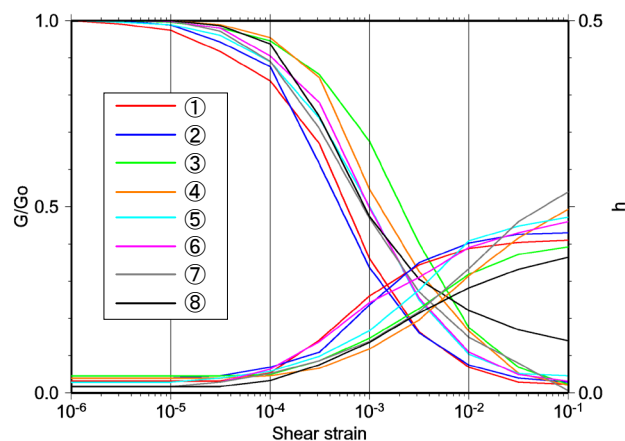


図-12 地震応答解析に用いた動的変形特性

(2) 解析結果

図-13にY方向の入力地震動を用いた場合の最大加速度，最大速度（G.L.-76mに対する相対値），最大変位（G.L.-76mに対する相対値），最大せん断ひずみ，最大せん断応力の鉛直方向の深度分布を示す。最大加速度，最大速度，最大変位には観測結果を●印であわせて示す。解析結果は，G.L.-2mの観測結果を少し大きめに評価しているが，G.L.-30mの観測結果は概ね再現できている。

図-14に地震応答解析から評価したG.L.-2mとG.L.-30mの加速度波形を観測加速度波形とあわせて示す。地盤の非線形特性の設定を含む地盤のモデル化の精度等の影響により，G.L.-2mおよびG.L.-30mともに，加速度振幅が大きい140秒～170秒付近では，解析加速度波形と観測加速度波形との一致度は低下するが，それ以外の時間帯では解析加速度波形は観測加速度波形を再現できている。図-13に見られたG.L.-2mにおける最大加速度の大きめな評価も，波形全体を大きめに評価しているものではないことがわかる。そのため，地震応答解析は地盤の地震時挙動を概ね再現できたと考えられる。

地盤に生じる最大せん断ひずみは，最大で 2×10^{-3} レベルであり，地盤は地震時に著しい非線形性を示していないと考えられる。この結果は，地震観測地点で液状化が確認されていないことと整合する。図中には，前章で検討した地震観測記録から評価した地盤の最大せん断ひずみの推定値を点線で示す。推定値と解析結果は概ね整合する。

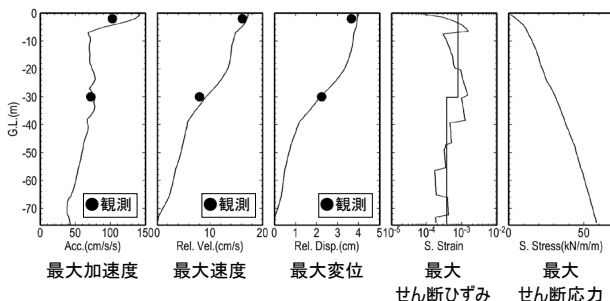


図-13 地震応答解析による最大応答値の深度分布（最大せん断ひずみの点線は，観測記録から算出した最大せん断ひずみ）

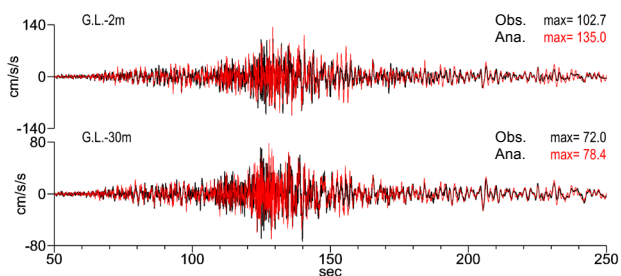


図-14 観測加速度波形と地震応答解析結果との比較（G.L.-2m，G.L.-30m，Y方向）

6. 結論

東京都江東区の臨海埋立地で実施されている鉛直アレー地震観測の概要を述べるとともに地震計の設置誤差の検討を実施した。また，東北地方太平洋沖地震で観測された地震動記録の分析や近傍で観測された地震動記録との比較等により，観測記録から地盤の地震時挙動を検討した。さらに，等価線形解析法により地盤の地震応答解析を実施した。その結果，以下の事項が明らかになった。

- (1) 地中埋設地震計の設置方位誤差を変位時刻歴の水平軌跡を比較する方法と，前田他による客観的な評価方法から総合的に検討し，G.L.-30mの地震計はG.L.-2mの地震計に対して反時計回りに2度，G.L.-76mの地震計は反時計回りに31度の誤差があることを明らかにした。
- (2) 東北地方太平洋沖地震での最大加速度はG.L.-2mで 116 cm/s^2 ，G.L.-76mの基盤層（江戸川層：更新統）では 46.2 cm/s^2 であった。G.L.-2mの地震動の加速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）は，道路橋の耐震性能の照査に用いるレベル2地震動の標準加速度応答スペクトルに比べ大幅に小さいものであった。
- (3) 東北地方太平洋沖地震での地震動には，長周期成分（6秒～8秒）の卓越が見られ，関東地方の盆地構造に起因する表面波と考えられた。この長周期成分の卓越はG.L.-76mでの地震動でも同様に見られた。
- (4) 観測記録から東北地方太平洋沖地震において地盤に生じた最大せん断ひずみと，せん断剛性の低下率を推定した結果，最大せん断ひずみはG.L.-2m～G.L.-30mでは $8 \sim 9 \times 10^{-4}$ レベル，G.L.-30m～G.L.-76mでは $5 \sim 7 \times 10^{-4}$ レベルであった。またせん断剛性の低下率は初期せん断剛性に対して0.8倍程度となった。
- (5) 等価線形解析法で地盤の地震時挙動を評価した結果，振幅の大きい時間帯では加速度波形の再現性がやや低下したが，それ以外の時間帯での加速度波形はおおむね再現できた。
- (6) 地震応答解析では地盤に生じる最大せん断ひずみは，最大で 2×10^{-3} レベルであり，地盤は地震時に著しい非線形性は示しておらず，地震観測地点で液状化が確認されていないことと整合する結果となった。
- (7) 観測記録から推定した地盤の最大せん断ひずみと解析結果から得られた地盤の最大せん断ひずみ分布は概ね整合していた。

鉛直アレー地震観測では，東北地方太平洋沖地震の本震を含む複数の地震での記録が得られており，本震で液状化した東京湾臨海部の埋立地の地震時挙動を検討するうえで重要な記録と考えられる。今後，地震応答解析に用いる地盤モデルの精度の向上をはかり，非線形解析法による詳細な検討を行う予定である。

謝辞：本検討で使用した鉛直アレー地震観測記録は、東京大学生産技術研究所小長井研究室が東京地下鉄株式会社から委託を受けて実施してきた地震観測で得られたものである。1976年から継続して観測を支えていただいた関係各位に謝意を表します。また、防災科学技術研究所のK-NET、東京都港湾局の地震観測記録を使用させていただきました。

参考文献

- 1) 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 (Mw=9.0) Earthquake Obtained from a Dense Nationwide Seismic Network, Landslides, Vol.8, No.3, pp.333-338, 2011.
- 2) 釜江克宏, 川辺秀憲: 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の震源のモデル化 (強震動生成域), <http://www.rrt.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku1/Tohoku-ver1-rev20110601.pdf> (2011.9.24引用)
- 3) 国土交通省関東地方整備局, 地盤工学会: 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報告書, 2011.8.
- 4) Konagai K. Kiyota T., Kyokawa Y. and Katagiri K.: Map of soil subsidence in Urayasu, Chiba, caused by the March 11th 2100 East Japan Earthquake, 1-4. <http://konalab.main.jp/east-japan-eq/> (2011.9.24引用)
- 5) 大野孝二, 三輪滋, 本山寛, 沼田淳紀: 2011年東北地方太平洋沖地震における江戸川区・浦安市の東京湾埋立て地の液状化, 土木学会第66回年次学術講演会講演梗概集, I -555, 2011.
- 6) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会: 東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について, -地震発生確率が高くなっている可能性がある主要活断層帯-, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf (2011.10.1引用)
- 7) Konagai K. Kiyota T., Kyokawa Y. and Katagiri K.: Downhole seismometer arrays near liquefied Tokyo Bay Area and landslides in the upper stream reach of Abukuma River, Field Survey Report, <http://konalab.main.jp/east-japan-eq/> (2011.9.24引用)
- 8) 遠藤毅: 東京臨海域における埋立地造成の歴史, 地学雑誌, 113(6), pp.785-801, 2004.
- 9) 東京都地質調査業協会: 特集: 東京湾, 技術ノート, No.37, http://www.kanto-geo.or.jp/tokyo_note/No37.pdf (2011.9.24引用)
- 10) 国土地理院: 国土変遷アーカイブ空中写真閲覧, <http://archive.gsi.go.jp/airphoto/> (2011.9.24引用)
- 11) 東京都港湾局: 新版 東京港地盤図, 2001.
- 12) 国土地理院: 磁気偏角を求める, <http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/geomag/index.html> (2011.9.24引用)
- 13) 防災科学技術研究所: 基盤強震観測網 KiK-net, <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/> (2011.9.24引用)
- 14) 防災科学技術研究所: 強震ネットワーク K-NET, <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/> (2011.9.24引用)
- 15) 佐藤暢彦, 片山恒雄: 地中地震計の埋設方位の推定, 第17回地震工学研究発表会講演概要集, pp.115-118, 1983.
- 16) 前田宜浩, 笹谷 努, 高井伸雄, 清水学: 北海道内の Kik-net観測点における地表地震計の設置方位の推定, 北海道大学地球物理学研究報告, No.68, pp.141-152, 2005.3.
- 17) 山崎文雄, 鹿 林, 片山恒雄: アレー観測における地震計設置誤差の評価, 土木学会論文集, No.432, I-16, pp.231-240, 1991.
- 18) 西本聡, 江川拓也, 池田隆明, 三輪滋, 上明戸昇: 苫小牧液状化アレー観測における地震計の設置誤差の再検討, 土木学会論文集A, Vol.63, No.4, pp.667-672, 2007.
- 19) 日本道路協会: 道路示方書・同解説 V 耐震設計編, 2002.
- 20) 東京都港湾局: 港湾局地震観測所で観測した地震動について[速報], <http://www.kouwan.metro.tokyo.jp/business/kisojoho/jishindou.html> (2011.9.24引用)

EARTHQUAKE RECORDS FROM DOWNHOLE ARRAYS IN TOKYO BAY AREA DURING THE 2011 OFF THE PACIFIC COAST OF TOHOKU EARTHQUAKE

Takaaki IKEDA, Kazuo KONAGAI and Toshihiko KATAGIRI

Underground motions within a hard diluvial stratum were obtained in the March 11th 2011 Great East Japan Earthquake at a downhole in the Tokyo Bay area, which has suffered serious sand-liquefaction over its long 42km² stretch. The motions in the diluvial sand deposit are characterized by their (1) long duration times with 6 to 8s components surpassing others, (2) moderate amplitude of 46.2 cm/s² in PGA, which is estimated to have resulted in moderate average strains of 8 to 9 × 10⁻⁴ and 5 to 7 × 10⁻⁴ over shallow -2 to -30m and deep -30 to -76m soil deposits, respectively. The peak strain reached in the interior of soil was estimated to be about 2 × 10⁻³.