

地震観測記録に基づく丘陵造成地での地盤増幅度と盛土厚さの関係

Relationship between Site Amplification in Fill Land and Fill Thickness
Obtained by Earthquake Ground Motion Records三浦弘之¹, 林 祐介², 神野達夫³Hiroyuki MIURA¹, Yusuke HAYASHI² and Tatsuo KANNO³¹ 広島大学 大学院工学研究院

Institute of Engineering, Hiroshima University

² 元・広島大学 工学部第四類 学部生

Former Student, Faculty of Engineering, Hiroshima University

³ 九州大学 大学院人間環境学研究院

Faculty of Human-Environment Studies, Kyushu University

Relationship between site amplification for peak ground motion in fill land and fill thickness is developed from ground motion records and soil profile data. Distribution of fill thickness is estimated by terrain data before and after the land reclamation and validated by comparing with borehole data. Ground motion characteristics are evaluated by S-wave profiles estimated by the borehole data. The results show that fill thickness represents the surface soil characteristics and larger fill thickness produces larger site amplification. The relationship between fill thickness and site amplification is applied to estimate distribution of peak ground velocity in the fill land due to a scenario earthquake.

Keywords: Fill land, Site Amplification, Fill Thickness, Earthquake Ground Motion Data

1. はじめに

20世紀中頃以降、我が国では急激な都市域の拡大に伴い、平地だけではなく丘陵地や台地への住宅地の開発が進められ、大規模な地形変化が行われてきた。その結果、数多くの地域で谷埋め盛土などの造成地が生まれた。このような盛土地域では、元の地盤と比較して軟弱な地盤が堆積することになるため、地震時には地震動の大きな増幅を招くとともに、地盤の崩壊や地すべりの発生危険度が著しく高くなる。実際に、1978年宮城県沖地震以降、大地震時には数多くの丘陵造成地において、盛土の崩壊やそれによる建造物の被害が報告されてきた¹⁻³⁾。

丘陵造成地における地震危険度を評価することを目的として、既往の研究では、造成前後の地形図による標高差を盛土・切土厚さとみなし、これと建物被害量、地盤震動特性との関係が検討されてきた⁴⁻⁶⁾。これらの結果から、盛土上の建物被害や地盤震動特性は盛土厚さの影響が大きいことが指摘されている。このような背景から、近年では大規模造成地の危険度評価手法が公表され⁷⁾、丘陵造成地を多く有する自治体では盛土の分布を表すマップが公開されるようになった^{例えば、8)}。ただし、これらのマップは、住民が自身の宅地が盛土上に位置するかを判断するには役立つが、盛土上の地震危険度がどの程度増大するかを定量的に示したものはなっていない。

近年の強震動予測において、表層地盤の増幅は地形・

地盤分類250mメッシュマップ⁹⁾に基づいて評価される場合が多い。この手法では、マップによる微地形区分から推定される平均S波速度¹⁰⁾を介して地盤増幅度を求め¹¹⁾、これを経験的手法^{12, 13)}などで推定された工学的基盤における地震動強さにかけあわせることにより、地表面における地震動強さが得られる。しかし、既往の研究¹⁰⁾では、盛土の厚い地盤のデータが除外されていることから、微地形区分に基づく強震動評価では、丘陵造成地における盛土の影響は考慮されていない。

強震動予測で盛土の影響が考慮されている例として、東京都による地域危険度評価¹⁴⁾では、盛土割増係数として山地・丘陵における盛土上の最大速度を一律に1.2倍する手法が用いられている。また、名古屋市¹⁵⁾では、ボーリング資料等を基に作成した3次元地盤モデルの最表層に、造成前後の標高差を盛土として加えた上で、強震動予測を行っている。丘陵造成地の面的な地盤増幅度を評価するには、名古屋市のように多数のボーリング資料や造成前後の地形データを用いて詳細な地盤モデルを作成することが望ましいが、全ての地域で十分な数のボーリング資料が得られるわけではない。一方で、造成前後の地形データが得られれば盛土厚さ分布を推定することは比較的容易である。このため、丘陵造成地の地盤増幅度を簡便に評価するには、盛土厚さの情報を用いることが有効な手段のひとつと考えられる。

広島大学東広島キャンパスは、広島県東広島市の西条

盆地の西端部の丘陵地に位置し、1970年代からキャンパス整備のために大規模な造成が開始され、盛土地盤が広く分布している地域である。2001年芸予地震時には、キャンパス南端の盛土斜面の崩壊が発生しており¹⁶⁾、盛土による危険度が比較的高い地域であると考えられる。また、大学建物の建設のためにボーリング資料が数多く得られている上、キャンパス内の複数の地点での地震観測が行われている。

このような背景から、本研究では広島大学東広島キャンパスを対象として、造成前後の地形データから盛土厚さを推定し、ボーリング資料や微動計測結果との比較からその妥当性を検証する。さらに、ボーリング資料や微動データから地震観測地点の地盤構造を把握した上で、地震記録にみられる最大加速度や最大速度の特徴を整理し、盛土厚さと地盤増幅度の関係を検討する。

2. 対象地域の概要

広島大学東広島キャンパスは広島県東広島市の西条盆地の西端部に位置し、もともとはぶどう畑の広がる起伏の多い丘陵地であった。広島市内からのキャンパスの移転・統合に伴い、1970年代後半からキャンパスの整備が開始され¹⁷⁾、1995年の統合移転完了まで大規模な造成が行われた。

対象地域における地形・地盤分類250mメッシュマップ⁹⁾による微地形区分を図1に示す。対象地域の多くは砂礫質台地に分類されており、周囲は丘陵に囲まれた地形となっている。このメッシュマップから推定される地表から深さ30mまでの平均S波速度 ($V_s(30)$) は、砂礫質台地上で500m/s強、丘陵地上で約400m/sとなっている¹⁸⁾。

対象地域の地質として、表層には主に砂質土からなる沖積層あるいは盛土が分布し、その下層には西条湖成層と呼ばれる河川堆積物である粘土混じりの砂質土が広く分布している¹⁹⁾。さらにその下層には粗粒黒雲母花崗岩からなるマサ土や岩が存在する。

造成完了後の2008年時点での対象地域における標高の分布²⁰⁾を図2に示す。この図は10mメッシュによる標高モデルである。対象地域の標高は200~250m程度で、北東側から流れる川が、中央部の池を通過して南側へと通じており、これらの地域は標高の低い谷地形となっている。

対象地域では2011年6月から計10地点で地震観測を行っている。このうち、4地点は建物の振動特性を把握することを目的として、4棟の8階建て建物の最上階に地震計が設置されている。図1および図2中に示す地震観測点HU101, HU201, HU301, HU401, HU501, HU502の6地点は地盤の震動特性を把握するために、建物の1階部に地震計が設置されており、本研究ではこれらの記録を用いて検討する。観測点間の距離は最小で約100m, 最大で約800mである。地震計が設置されている建物は低層~中層であることから、建物やその基礎が地震動強さに及ぼす影響は小さく、これらの観測記録は地盤の震動を表しているものと考えて使用することとした。

3. 造成前後の地形データから推定した盛土厚さと地盤震動特性の関係

3.1 盛土厚さの推定

対象地域の盛土厚さを調べるために、造成前後の地形データを比較した。造成前のデータとして、1973年発行

2,500分の1の地形図²¹⁾を利用することとした。スキャンした地形図に対してGIS上で位置情報を与えて、コンターの標高および基準点の標高を読み取り、これらの点を逆距離加重法で補間し、10mメッシュ内の標高の平均値を与えることにより、2008年の標高モデルと同様の10mメッシュによる標高モデルを作成した。

対象地域の盛土厚さを推定するために、図3に造成前後の標高データによる標高の差分値の分布を示す。標高差が正側に大きな値であるほど盛土厚さが大きいことを表し、負側に大きな値であるほど切土厚さが大きいことを表す。キャンパスの北西側、北東側では切土された地域が存在するものの、その他の地域では盛土された地域が広く分布しており、厚いところでは20m以上の厚さの盛土となっていることがわかる。

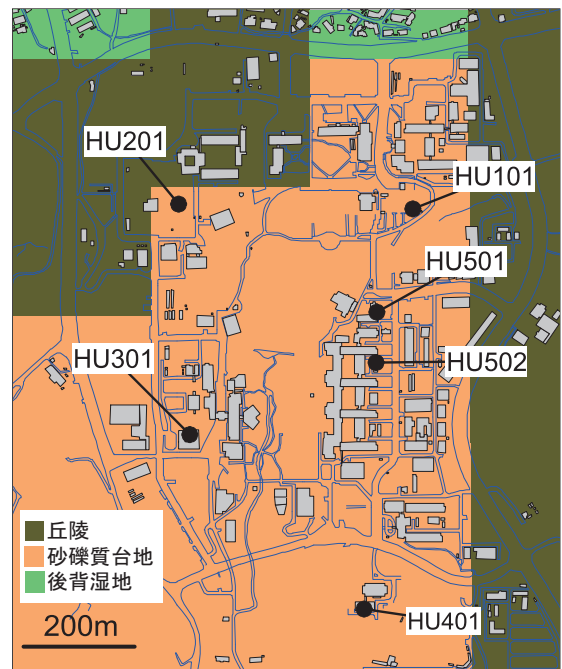


図1 対象地域の微地形区分と地震観測点

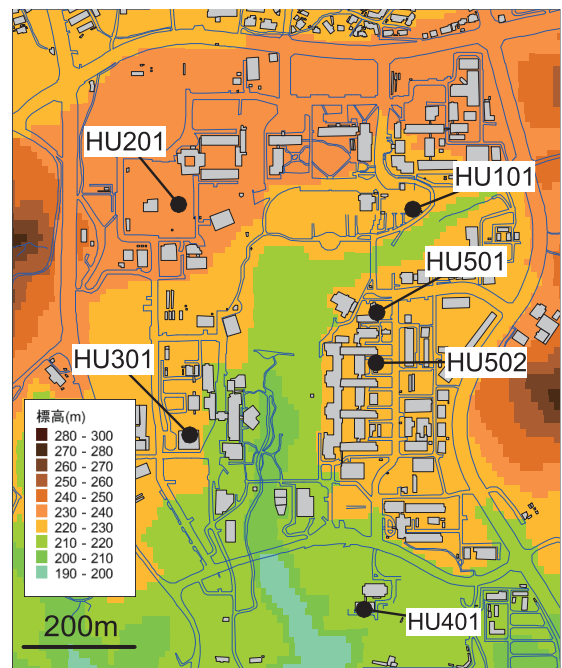


図2 造成後(2008年)の標高分布

3.2 標高差とボーリング調査結果の比較

対象地域では、建物建設のためのボーリング調査データが多数存在している。図3で推定した造成前後の標高差を盛土厚さとみなし、これとボーリング調査結果と比較する。対象地域全体で計130地点のボーリング資料を収集した。しかし、資料に記載されている標高を図2の造成後の標高値と比較すると、顕著に低い地点が多くみられた。これらの地点では造成が完了する前にボーリングが実施された可能性が高いことから、本検討では資料に記載されている標高と現在の標高との誤差が $\pm 5\text{m}$ 程度の範囲内にある資料のみを選択し、使用することとした。その結果、図3中の丸で示す計63地点のボーリング資料が得られ

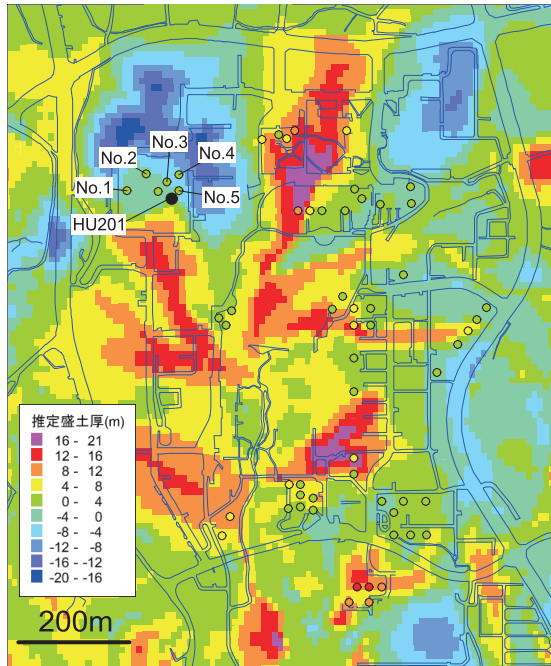


図3 造成前後の標高差による推定盛土厚さとボーリングによる盛土厚さの分布

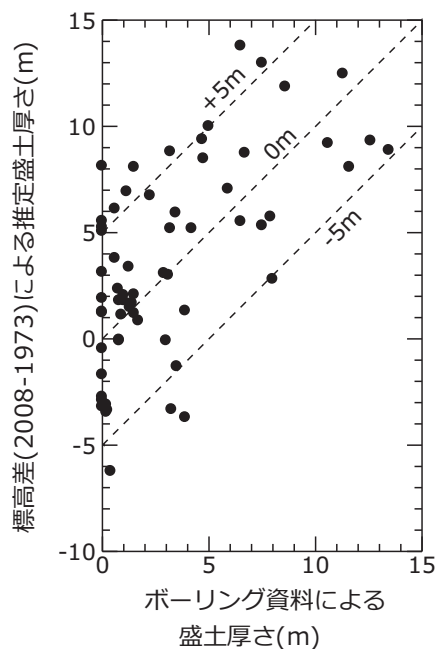


図4 ボーリング資料による盛土厚さと造成前後の標高差の比較

た。丸の色はボーリングによる盛土厚さを表す。

得られたボーリング資料に記載されている盛土厚さと当該地点における標高差による推定盛土厚さの比較を図4に示す。推定値にはやや大きなバラツキがみられる。地形データは10mメッシュ内の平均的な標高値を表したものであり、対象地域のように地形が急峻な地域では10mメッシュ内においても標高値に違いが生じる。このため、ボーリングによる点の値とメッシュによる値に差が生じた可能性がある。ただし、両者の傾向をみると、ボーリングによる盛土厚さが大きな地点ほど、推定値も大きくなっており、その誤差は概ね $\pm 5\text{m}$ 程度に収まっていることから、地形データから推定した盛土厚さは概ね妥当な結果であると考えられる。

3.3 標高差と微動の卓越周期の関係

対象地域における地盤震動特性を検討するため、対象地域全体で約100m間隔ごとに計68地点において微動計測を行い、水平/上下 (H/V) スペクトル比を算出した。計測では各地点につき180秒間の計測を行い、ノイズの少ない20.48秒間を3区間切り出し、Parzen window (バンド幅=0.3Hz) による平滑化を施した上でスペクトルを算出した。得られたスペクトルのうち、南北成分と東西成分の二乗和の平方根を水平成分として、H/Vスペクトル比を求め、3区間のスペクトル比の平均を最終的なH/Vスペクトル比として出力した。

得られたH/Vスペクトル比から卓越周期とピーク値を読み取り、計測地点における卓越周期と図3に示す標高差分布を重ねて描いた図を図5に示す。図中の丸の大きさが卓越周期を表す。図中の青色で示す切土された地域では卓越周期が短いのに対して、赤や橙色で示した盛土地域では卓越周期が長くなっていることがわかる。

両者の関係をより定量的に示すために、標高差と卓越周期およびピーク値との関係を図6に示す。図中にはそれぞれ両者の相関係数 R の値も示している。図6(a)に示すように、標高差が大きくなるほど卓越周期が長くなる傾向がみられ、両者には比較的明瞭な相関関係がみられる。一方、図6(b)に示すように、標高差が大きくなるほどピ

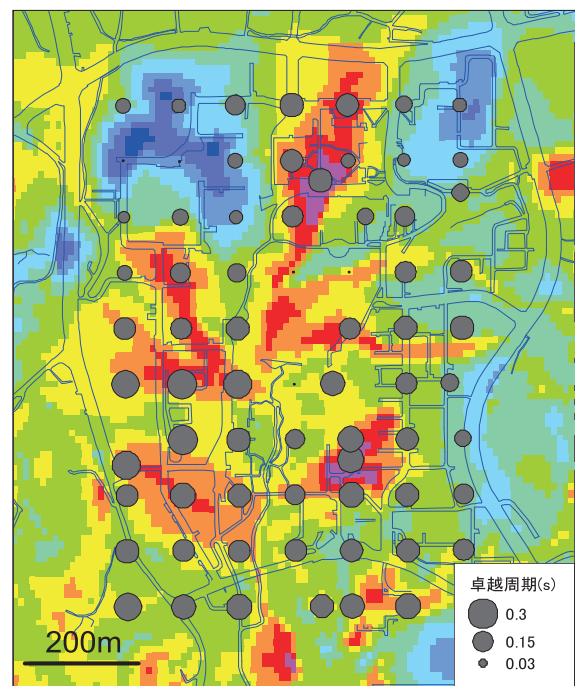


図5 微動の卓越周期と標高差分布の比較

ーク値はやや大きくなる傾向がみられるものの相関係数は低く、卓越周期ほどの相関はみられない。標高差と卓越周期には相関関係がみられたことから、対象地域における地盤特性は主として盛土の影響が大きいことが示唆される。

4. 地震観測記録に基づく地盤増幅度の評価

4.1 地震観測地点におけるS波速度構造の推定

地震観測地点の地盤情報を得るために、それぞれの観測地点の近傍にあるボーリング調査結果から、土質情報とN値を基に太田・後藤(1978)²²⁾の換算式によりS波速度構造を推定した。ボーリング調査では、N値50ないし60程度の層までの情報が得られており、これらはS波速度(V_s)で400~500m/sに相当することから、工学的基盤相当までの地盤構造が推定できることと対応する。

N値は深さ1m刻みでやや細かいデータであることから、深さ方向に対して平均的なS波速度から±25%程度の範囲内にある層をまとめ、2~4層程度からなるS波速度構造を求めた。ごく近傍にボーリング調査結果のある地震観測地点HU101, HU201, HU401, HU501におけるN値の分布と推定されたS波速度構造を図7に示す。HU201は切土と盛土の境界に位置し、盛土層がなく、ボーリング深さも浅く、比較的硬質な地盤条件であることがわかる。その他の地点の地盤をみると、最表層は $V_s=100\sim 200$ m/s弱の軟弱な層、その下層には $V_s=250$ m/s前後の層、最下層は $V_s=400\sim 500$ m/sの層が存在するものと推定された。図中にはボーリング資料による盛土厚さも矢印で示して

いる。盛土は $V_s=100\sim 200$ m/s程度の軟弱な層に対応していることがわかる。

ここで、HU301とHU502ではごく近傍にボーリング資料が得られていないことから、最も近くに位置するボーリング資料を基にS波速度構造を推定した。すなわち、最近傍のボーリング地点と対象地点の違いは、図3に示す盛土厚さの違いにとらえ、ボーリング資料から推定したS波速度構造に対して、最表層の層厚に観測点とボーリング地点の盛土厚さの差分を加えることで当該地点のS波速度構造を推定した。具体的には、HU301では $V_s=120$ m/sの層を表層4m分追加した。HU502の近傍のボーリング資料には盛土層がなかったことから、 V_s を130m/sとして表層4m分追加した。推定したS波速度構造を図7右側に示す。

推定したS波速度構造を用いて、最下層を基盤とするレイリー波基本モードによる理論H/Vスペクトル比(以下、理論H/V)を算出した。この際、各層のP波速度は既往の研究²³⁾に基づきS波速度と連動させて設定し、密度は土質から文献²⁴⁾を参考にして設定した。また、最下層を解放基盤とみなしたときのSH波の1次元重複反射理論による増幅率(以下、理論増幅率)も算出した。この際、密度は上記の値を用い、減衰は全層で $Q=50$ として計算した。さらに、各観測点において微動計測を実施し、H/Vスペクトル比(以降、微動H/V)を算出した。図8に各地点における微動H/Vと理論H/Vおよび理論増幅率の比較を示す。

HU201における微動H/Vをみると、周期0.1秒付近にやや小さなピークが現れているが、形状はほぼフラットであると考え、理論H/Vや理論増幅率と対応している。その他の地点においても、微動H/Vの卓越周期は、理論H/Vおよび理論増幅率の卓越周期とほぼ一致している。特に、いずれの地点でも微動H/Vの形状は理論H/Vとよく類似している。このため、推定したS波速度構造

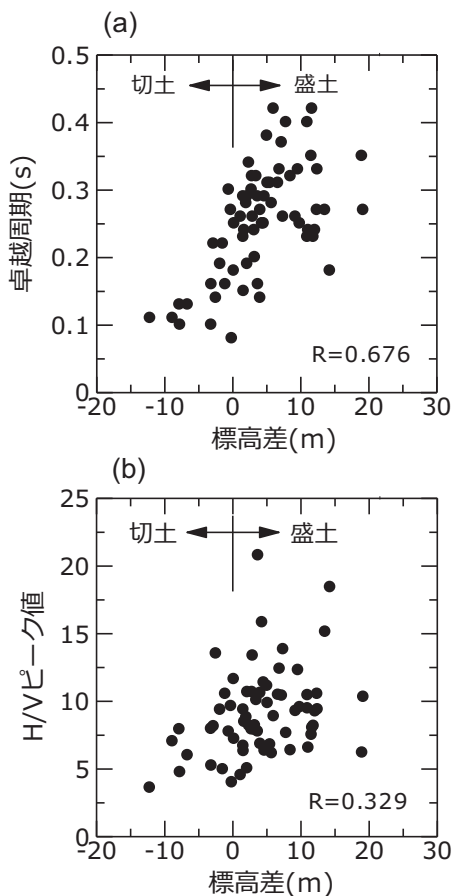


図6(a) 標高差と微動卓越周期の関係
(b) 標高差とH/Vピーク値の関係

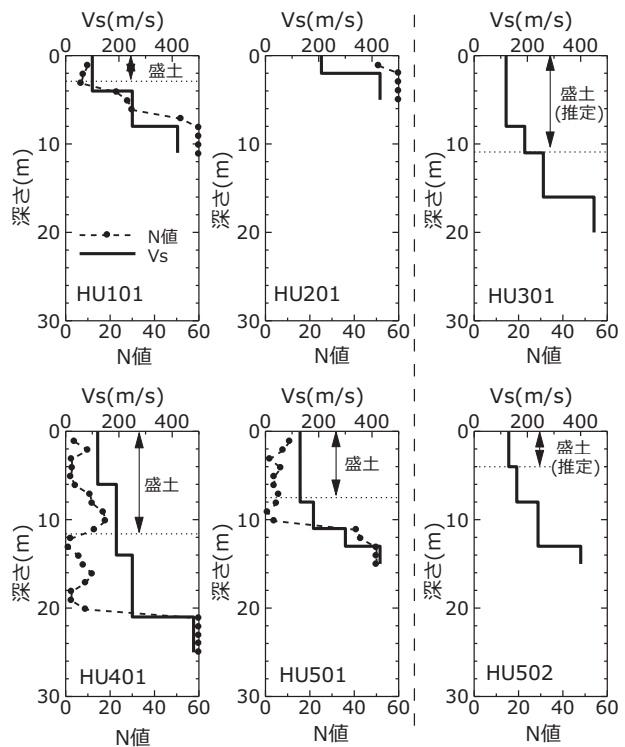


図7 地震観測地点のN値分布と推定されたS波速度構造

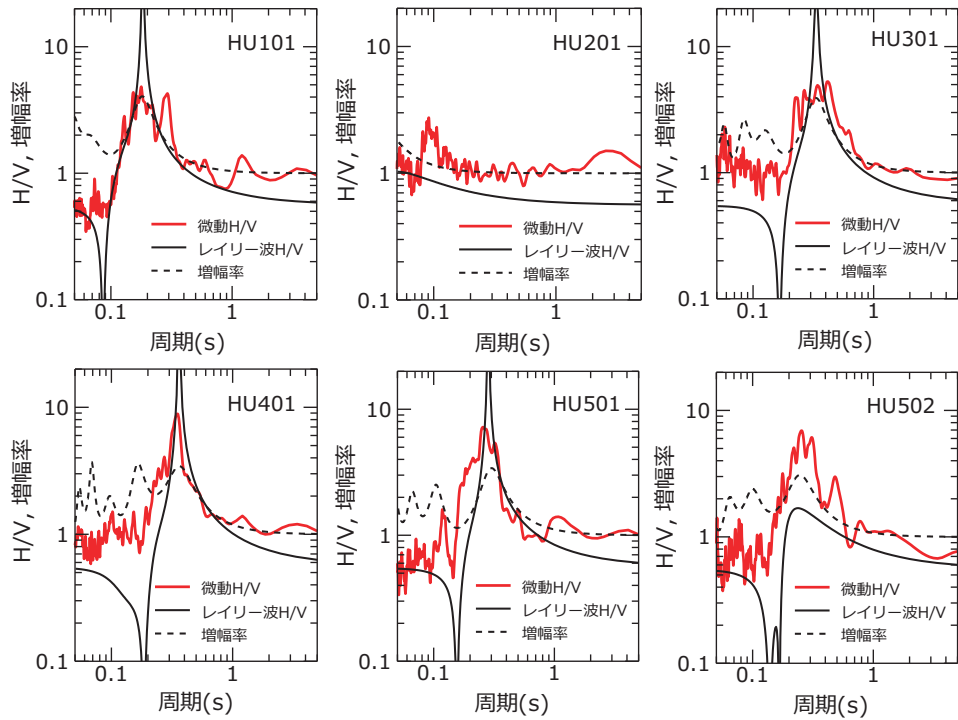


図8 微動H/Vスペクトル比と推定されたS波速度構造に基づくレイリー波の理論H/Vスペクトル・理論増幅率の比較

は概ね妥当であると考えられる。

得られたS波速度構造モデルから最下層までの深さd(m)までの平均S波速度Vs(d)を計算した。その結果を表1に示す。さらに、文献²⁵⁾による関係式を用いてVs(d)から深さ30mまでの平均S波速度Vs(30)を算出した。なお、HU201では深さ5mまでの情報しか得られていないことから、Vs=430m/sの層が深さ10mまで続くものと仮定してVs(30)を推定した(表1中では斜体で示している)。盛土地盤上のVs(30)は200m/s前後と比較的軟弱であるのに対して、盛土のないHU201では400m/s強とやや大きい。前述したように、微地形区分から推定される対象地域のVs(30)は400~500m/s程度であり、HU201におけるVs(30)はこれらと同程度であった。また、文献¹⁰⁾による全国の丘陵や砂礫質台地におけるVs(30)の平均値は400m/s強であることを考慮すると、HU201における地盤条件は平均的な砂礫質台地や丘陵に相当するものと考えられる。

4.2 地震動強さにみられる表層地盤の影響

地震観測記録と推定したS波速度構造を用いて地盤増幅特性を評価する。図1に示す観測点で2011年11月から2014年3月までに発生した計6地震で観測された計29記録を用いることとした。使用した記録の気象庁マグニチュードM_Jと最大加速度、最大速度の関係を図9に示す。なお、本検討では記録の南北成分、東西成分は個別に解析することとし、速度波形は周期5秒以上をカットした上で数値積分して求めた。図9より、使用した記録のマグニチュードはM_J=3.8~6.3で、最大加速度は3cm/s²程度以上から200cm/s²程度まで、最大速度は0.1cm/s程度以上から15cm/s程度までの範囲にある。特に、2014年3月14日に発生した伊予灘の地震(M_J6.2)では、他の記録と比べて最大加速度100cm/s²以上のやや大きな記録が得られた。一例として、この伊予灘の地震における速度

表1 地震観測点のボーリング深さおよび推定される平均S波速度

観測点	d (m)	Vs(d) (m/s)	Vs(30) (m/s)
HU101	11	174.2	208.8
HU201	5	303.0	426.1
HU301	20	180.9	191.2
HU401	25	194.6	199.8
HU501	15	167.6	192.4
HU502	15	183.8	211.5

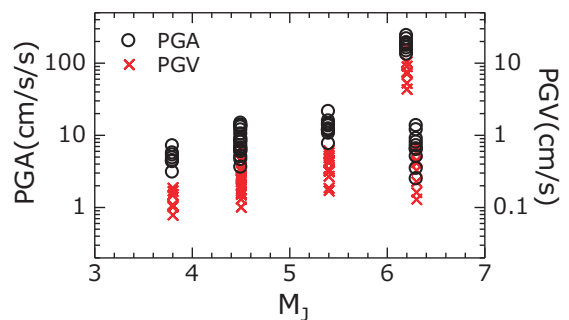


図9 使用した地震記録のマグニチュードと最大加速度・最大速度

波形の比較を図10に示す。盛土のない硬質地盤に位置するHU201に比べると、他の地点では盛土厚さが大きいほど振幅が増大している様子がみられる。

各地点の地表面の加速度波形から、図8に示した各地点の理論増幅率を利用して、Vs=約400m/sの工学的基盤面上のはざとり波を算出し、最大加速度および最大速度を求めた。HU201で算出した工学的基盤面上での最大加速度・最大速度と各地点での計算値を比較した図を図11

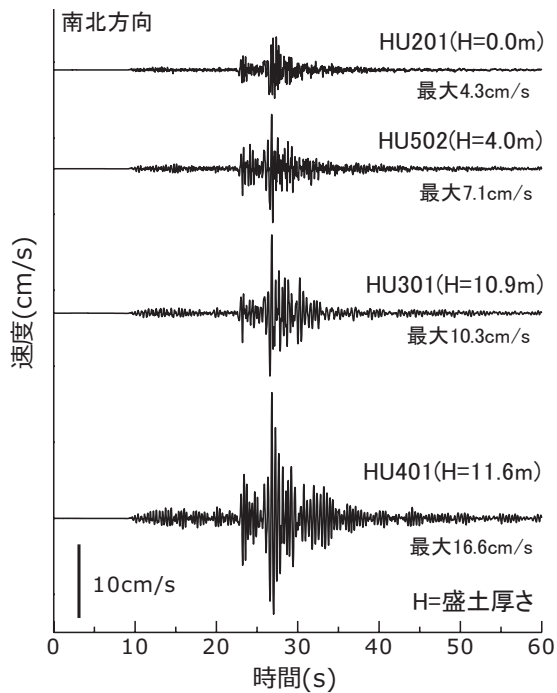


図 10 観測された速度波形の例

に示す。図中の実線は両者が 1 対 1 の関係を、破線は一方が 2 倍ないし 0.5 倍となる関係をそれぞれ表している。HU201 での地震動強さに対して各地点での地震動強さはややバラツキが大きい。特に、HU101 では最大加速度・最大速度ともにやや小さめに推定される傾向にあった。これは、HU101 では地震計が 6 階建ての比較的規模の大きな建物内に設置されており、記録に地盤と建物の相互作用の影響が含まれている可能性がある。しかし、全体としては倍半分の範囲内に収まっており、平均的には 1 対 1 の関係に近いことがわかる。このため、各地点で推定した工学的基盤面上の地震動強さはほぼ同程度であり、対象地域の地表面での地震動強さの違いは、表層地盤の違いによるものと考えられる。

前述したように、盛土のない HU201 の地盤条件は $V_s(30)=400\text{m/s}$ 強と比較的硬質で、平均的な砂礫質台地や丘陵に相当する。HU201 を基準点として、その他の地点での地震動強さを比較することを考えた場合、HU201 での地震動強さが、その他の硬質地盤上での地震動強さとの程度異なるかを検討しておく必要がある。そこで、HU201 地点以外で硬質地盤条件を有する地点における地震動強さを検討した。まず、図 3 に示すボーリング資料から、盛土のない地点を選択し、S 波速度構造を推定した上で、表 1 に示した方法と同様に各地点での $V_s(30)$ を推定し、 $V_s(30)$ がおよそ $400\sim 500\text{m/s}$ となる地点を抽出した。その結果、図 3 に示す No.1~4 までの 4 地点が抽出された。なお、図中の No.5 は HU201 と最も近く、前節で HU201 における地盤モデルとした地点である。図 11 で求めた HU201 における工学的基盤面上のはざとり波を、No.1~4 地点での工学的基盤面に入射し、S 波速度構造による増幅率を用いて地表面での地震動を計算した。HU201 の地表面での地震動強さと各地点で推定された地表面での地震動強さの比較を図 12 に示す。図中には各地点の推定 $V_s(30)$ の値も示している。 $V_s(30)$ がやや小さい No.2 では、HU201 に比べて最大加速度、最大速度ともにやや大きな傾向がみられるが、全体として両者はほぼ

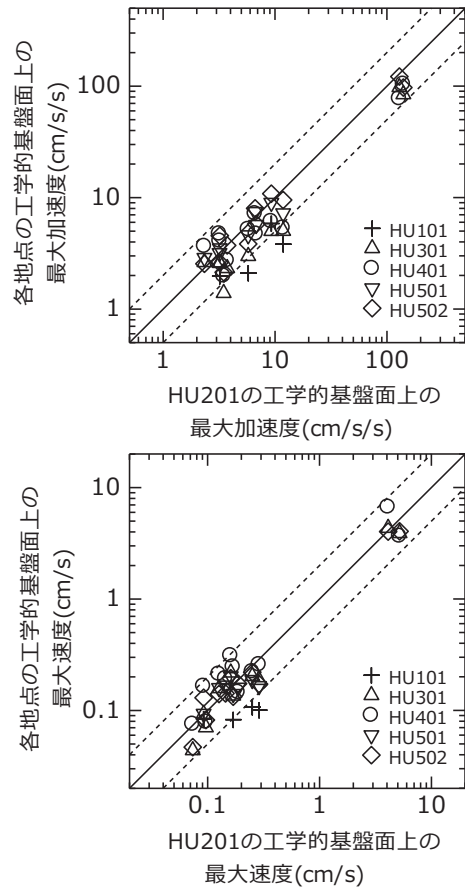


図 11 工学的基盤面上での地震動強さの比較

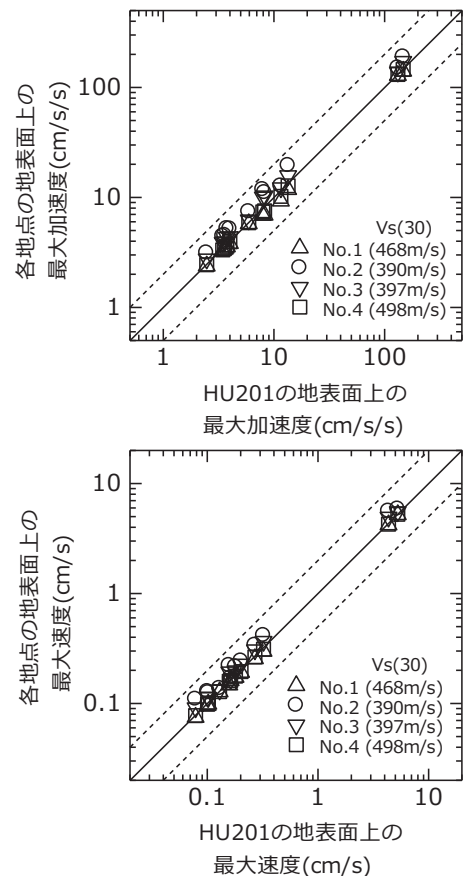


図 12 硬質地盤上での地震動強さの比較

1対1に対応していることがわかる。このことは、HU201での地震動強さは、その他の $V_s(30)=400\text{m/s}$ 程度の地盤条件をもつ地点での地震動強さと同程度とみなせることを表している。

4.3 盛土厚さと地盤増幅度の関係

一般に、地震動強さの地盤増幅度は工学的基盤が同一であれば表層地盤の S 波速度と層厚に強く依存する。ここで、各観測点の盛土厚さと工学的基盤までの深度および工学的基盤以浅の平均 S 波速度の関係を図 13 に示す。盛土厚さと工学的基盤深度は明瞭な相関関係がみられ、相関係数は 0.9 以上と高かった。最小二乗法で得られる両者の関係式を図中の破線で示す。一方で、盛土厚さと平均 S 波速度の関係は相関係数が 0.5 弱で明瞭な相関はみられない。盛土のない HU201 を除くと、地点ごとに顕著な違いはみられず、図中の破線で示すように、表層地盤の平均的な S 波速度は約 160m/s であった。これらのことは、表層地盤の主な物性値を盛土厚さに代表させることができることを示唆するものであり、地盤増幅度は盛土厚さと相関がみられることが予想される。

そこで、硬質地盤上に位置する HU201 での地表の最大加速度・最大速度に対する各観測地点での値の比を地盤増幅度として算出し、盛土厚さとの関係を調べた。この際、震源距離に対して観測点間距離は非常に小さいので距離による補正は行わなかった。前述したように、HU201 は平均的な砂礫質台地であると考えられるので、本研究で得られる増幅度は、 $V_s(30)=400\text{m/s}$ 強の平均的な砂礫質台地に対する盛土地盤上における最大加速度や最大速度の比を表すこととなり、文献¹⁴⁾における盛土割増係数に相当するものと考えられる。

盛土厚さと最大加速度、最大速度の増幅度の関係をプロットしたものを図 14 に示す。盛土厚さが大きくなるほど最大加速度の増幅度は大きくなる傾向がみられるが、全体的にはバラツキが大きく、盛土厚さと増幅度に明瞭な相関はみられなかった。また、盛土厚さと増幅度の対数値の相関係数は 0.2 弱と低かった。図中の破線で示すように、平均的な増幅度は約 1.6 倍となった。

一方、最大速度の増幅度との関係もややバラツキは大きいものの、両者の関係は相関係数が約 0.6 と比較的高く、盛土厚さが大きくなるほど増幅度は大きくなる傾向が明瞭にみられた。ここで、盛土厚さ H と最大速度の増幅度 ARV の関係を下記式による最小二乗法で推定した結果を図中の破線で示す。

$$\log ARV = \alpha \cdot H \quad (1)$$

得られた関係式を図 14 中に示す。関係式における傾き α は約 0.03 であり、関係式によると盛土厚さが 10m のとき増幅度は約 2 倍となる。

ここで、盛土厚さと地盤増幅度の関係について考察する。周波数領域上で考えると、卓越周期における地盤増幅率は基盤と表層のインピーダンス比（主として V_s の比）で決まることから、地盤の V_s が小さいほど増幅率は高くなり、層厚には依存しない。一方で、最大加速度や最大速度といった時間領域上の最大値は、様々な周期の波動の重なりによって生じる。また、最大加速度や最大速度の増幅度は、それぞれ短周期帯域（およそ 0.1~0.2 秒）、やや短周期帯域（およそ 0.2~1 秒）の増幅率と相関が高いことが示されている²⁶⁾。これらのことは、最大加速度

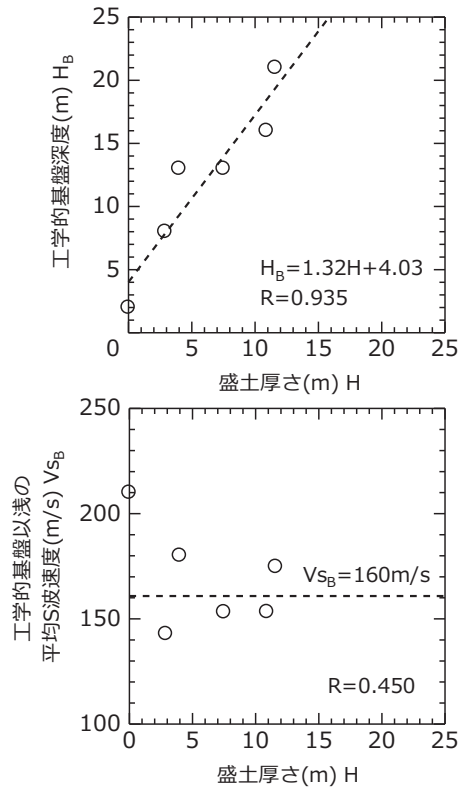


図 13 盛土厚さと工学的基盤深度・工学的基盤以浅の平均 S 波速度の比較

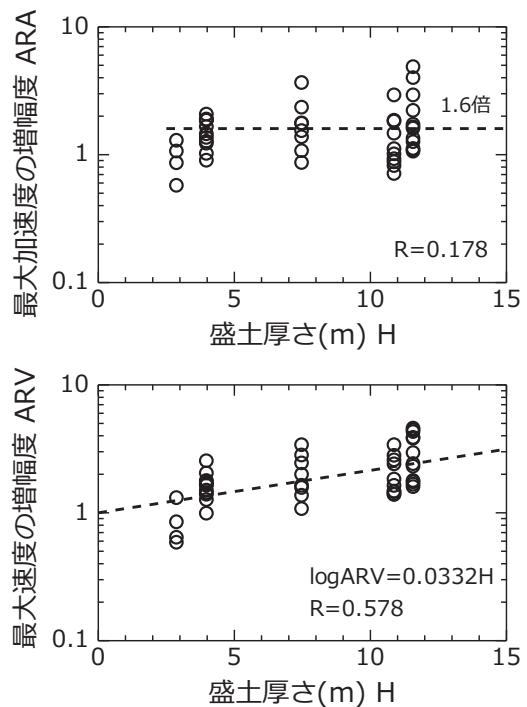


図 14 盛土厚さと地盤増幅度の関係

や最大速度の増幅度は、それぞれ短周期帯域、やや短周期帯域における増幅率の積分値と関係が深いことを示唆している。本研究で対象とした観測点での地盤条件の範囲では、やや短周期帯域の積分値は、卓越周期が長い方が大きくなるので、最大速度の増幅度は卓越周期が長い方が、つまり V_s が同程度であれば層厚が厚い方が大きく

なる。このため、図 14 に示したように、盛土厚さと最大速度の増幅度には一定の相関がみられたものと考えられる。

一方で、短周期帯域では高次の卓越周期の影響がより多く含まれることから、増幅率の積分値には表層地盤の全体の層厚や平均的な V_s だけでなく、より細かな構造の違いの影響が大きくなるものと考えられる。また、短周期帯域の増幅率は長周期帯域に比べて減衰の影響が大きくなることが指摘されている²⁷⁾。しかし、層厚のみからこれらの影響を評価することは困難である。このため、盛土厚さと最大加速度の増幅度には明瞭な相関がみられなかった可能性が考えられる。

本研究による関係式は、 $V_s(30)=400\text{m/s}$ 強の平均的な砂礫質台地に対する盛土地盤の増幅度を表したもので、検討範囲も盛土厚さ 15m 程度以下とやや狭い。盛土地盤上の地震動特性は盛土の厚さや S 波速度、減衰だけでなく、盛土の形状や地下水位などの影響も指摘されており^{28, 29)}、本関係式が異なる地盤条件をもつ地域へ適用可能であるかは今後検討する必要があるが、盛土地盤の地盤増幅度を考える上でひとつの目安になるものと考えられる。

盛土厚さと最大速度の地盤増幅度の関係式を応用した例として、図 3 で推定した盛土厚さ分布を用いて、増幅度分布を推定した結果を図 15 に示す。ここで、盛土厚さ 15m 程度以上の地域は外挿となるため、盛土厚さを 15m に固定して増幅度を算出した。また、砂礫質台地および丘陵の微地形区分のみ盛土の増幅度を考慮している。図をみると、増幅度が 2 倍以上となる地域が広く分布する様子が確認できる。

既往の距離減衰式¹³⁾および地形・地盤分類メッシュマップ¹⁸⁾を用いて、2001 年芸予地震 ($M_w6.7$) における最大速度分布を推定した結果を図 16(a) に、さらに図 15 による地盤増幅度を考慮して推定した最大速度分布を図 16(b) に示す。既往の手法では対象地域のほとんどでは最大速度 16m/s 以下であったが、盛土の影響を考慮することにより、最大速度が 20m/s を超える地域が広く分布するようになっていることがわかる。

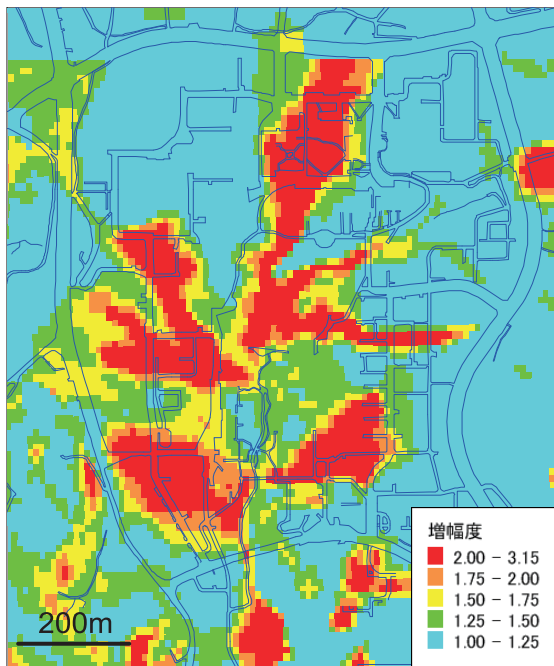


図 15 標高差から推定した最大速度の地盤増幅度

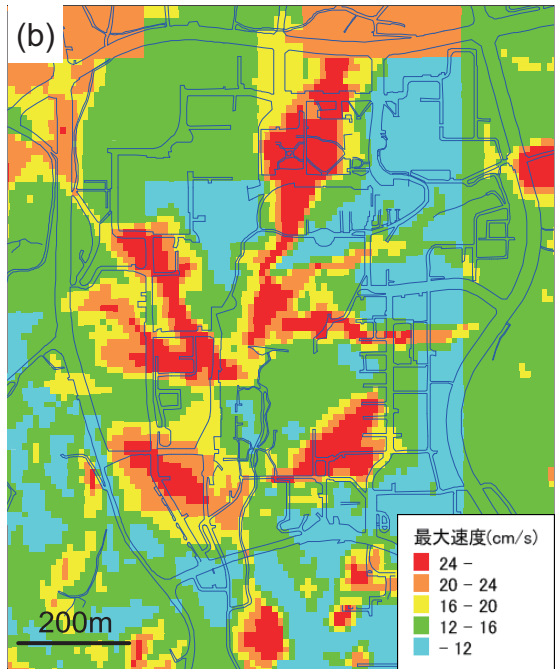
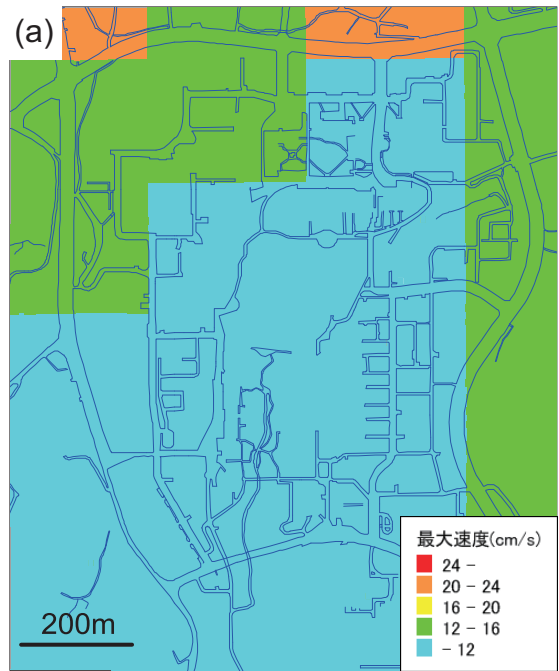


図 16 (a) 既往の距離減衰式と微地形区分から推定した最大速度分布
(b) 盛土の地盤増幅度を考慮して推定した最大速度分布

5. 結論

本研究では、丘陵造成地における強震動予測手法の高度化に資するために、広島大学東広島キャンパスを対象として、造成前後の地形データを用いた盛土厚さの推定手法の妥当性を検証するとともに、盛土厚さと地震動強さの増幅度の関係を検討した。推定した盛土厚さ分布をボーリング資料や微動データと比較したところ、造成前後の地形データによる標高差はボーリング資料による盛土厚さと調和的となることを確認した。また、造成前後の標高差と微動の卓越周期には相関がみられ、対象地域

の地盤特性は盛土厚さの影響が大きいことを示した。

また、地震観測点近傍のボーリング資料から推定した S 波速度構造モデルを基にして、工学的基盤以浅の表層地盤の物性値と盛土厚さの関係を調べた。その結果、盛土厚さと表層地盤の層厚は相関が高く、盛土厚さによらず S 波速度に大きな違いはなく、表層地盤の物性値を盛土厚さで代表させることができることを示した。

盛土のない $V_s(30)=400\text{m/s}$ 強の硬質地盤上の地震動強さに対する盛土地盤上の地震動強さの比を地盤増幅度とみなし、盛土厚さと最大加速度・最大速度の増幅度の関係を検討したところ、盛土厚さと最大加速度の増幅度には明瞭な相関はみられなかったが、盛土厚さと最大速度の増幅度にはある程度の相関がみられることを示した。

得られた盛土厚さと最大速度の増幅度の関係式を造成前後の地形データから推定した盛土厚さ分布に適用することにより、盛土による地盤増幅度の分布を推定した。さらに、既往の強震動予測結果に対して、推定された盛土の増幅度をかけあわせることにより、丘陵造成地の盛土の影響を考慮した強震動予測の一例を示した。

ただし、以上の結果は、本研究で対象とした地点における限られた地盤条件での結果である。本研究で検討した関係がその他の地域でも適用可能であるかは、今後検討する必要がある。

謝辞

広島大学大学院国際協力研究科の山本春行教授には、東広島市の旧地形図の資料をご提供いただいた。広島大学財務・総務室施設管理グループには大学内のボーリング資料をご提供いただいた。匿名の査読者には論文を改善する上で有益なコメントをいただいた。関係各位に記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 河上房義, 浅田秋江, 柳沢栄司: 宮城県沖地震における盛土の被害, 土と基礎, 第 26 巻, 第 12 号, pp. 25-31, 1978.
- 2) 若松加寿江, 今村遼平, 安達勝治: 1993 年釧路沖地震による緑ヶ丘地区の構造物被害と地形改変との関係, 第 29 回土質工学研究発表会論文集, pp. 987-990, 1994.
- 3) 安田 進: 造成宅地の地震被害と課題, 地盤工学会誌, 第 61 巻, 第 1 号, pp. 1-5, 2013.
- 4) 小野里啓, 杉村義広, 菅野英幸: GIS を用いた 1993 年釧路沖地震による宅地造成地の家屋被害の要因分析, 日本建築学会構造系論文集, 第 504 号, pp. 57-64, 1998.
- 5) 岩井哲, 神島和志: GIS による丘陵造成地の推定盛土深さと地震被害・常時微動との関連, 日本建築学会構造系論文集, 第 600 号, pp. 61-67, 2006.
- 6) 関口徹, 中井正一: 微動観測に基づく切土盛土地盤増幅特性の評価, 日本建築学会大会学術講演会, 構造 II, pp. 57-58, 2009.
- 7) 国土交通省: 大規模盛土造成地の変動予測調査ガイドラインの解説, 2012.
- 8) 仙台市: 仙台市宅地造成履歴等情報マップ, <http://www.city.sendai.jp/kurashi/shobo/bosai/rirekimap.html>, 2013.
- 9) 若松加寿江, 松岡昌志: 全国を網羅した地形・地盤分類 250m

メッシュマップの構築, 第 3 回シンポジウム統合化地下構造データベースの構築予稿集, pp. 15-20, 2009.

- 10) 松岡昌志, 若松加寿江, 藤本一雄, 翠川三郎: 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, Vol. 794/I-72, pp. 239-251, 2005.
- 11) 藤本一雄, 翠川三郎: 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 第 6 巻, 第 1 号, pp. 11-22, 2006.
- 12) 司宏俊, 翠川三郎: 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集, 第 523 号, pp. 63-70, 1999.
- 13) 翠川三郎, 大竹雄: 震源深さによる距離減衰特性の違いを考慮した地震動最大加速度・最大速度の距離減衰式, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, pp. 609-614, 2002.
- 14) 東京都都市整備局: 地震に関する地域危険度測定調査報告書 (第 7 回), http://www.toshiseibi.metro.tokyo.jp/bosai/chousa_6/home.htm, 2013.
- 15) 福和伸夫, 高橋広人: 地震防災・耐震設計と表層地盤増幅, 第 32 回地盤震動シンポジウム, pp. 113-122, 2005.
- 16) 佐々恭二, 北川隆司, 福岡浩, 落合博貴, 井口隆, 藤田崇, 小宮山賢太郎, 王功輝: 平成 13 年 3 月 24 日芸予地震による斜面災害緊急調査結果(速報), 日本地すべり学会誌, 第 38 号, 第 1 巻, pp. 78-84, 2001.
- 17) 広島大学: 広島大学東広島キャンパス施設整備グランドデザイン Ver. 2, <http://www.hiroshima-u.ac.jp/upload/0/intro/sisetsuseibi/ground-design/higashi.pdf>, 2011.
- 18) 防災科学技術研究所: 地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>, 2014.
- 19) 水野清秀, 南木睦彦: 広島県西条盆地南部の第四紀の層序, 地質調査所月報, 第 37 巻, 第 4 号, pp. 183-200, 1986.
- 20) 国土地理院: 基盤地図情報ダウンロードサービス, <http://fgd.gsi.go.jp/download/>, 2011.
- 21) 建設省都市局: 東広島市地形図 No. 62, 69 (1/2,500), 1973.
- 22) 太田裕, 後藤典俊: 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, 物理探査, 第 31 巻, 第 1 号, pp. 8-17, 1978.
- 23) 狐崎長環・他: 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, 自然災害科学, 第 9 巻, 第 3 号, pp. 1-17, 1990.
- 24) 大崎順彦: 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 299p, 1994.
- 25) Boore, D. M.: Estimating $V_s(30)$ (or NEHRP Site Classes) from Shallow Velocity Models (Depth<30m), *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 94, No. 2, pp. 591-597, 2004.
- 26) 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性と S 波速度構造との対応, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 第 4 号, pp. 126-145, 2004.
- 27) 福島美光, 翠川三郎: 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q^{-1} 値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 460 号, pp. 37-46, 1994.
- 28) 大橋正, 杉戸真太, 古本吉倫: 谷埋め盛土の谷直角方向地震動増幅特性が斜面安定に及ぼす影響, 土木学会 地震工学論文集, 第 30 巻, 1-0004, 2009.
- 29) 森友宏, 千葉崇, 渦岡良介, 風間基樹: 谷埋め盛土地盤における降雨に伴う水分変化と地震応答特性, 日本地震工学会論文集, 第 10 巻, 第 4 号, pp. 1-13, 2010.

(原稿受付 2014.5.31)

(掲載決定 2014.9. 6)