

平成 30 年北海道胆振東部地震で被災した 宅地造成盛土の被災後の S 波速度分布

川尻 峻三¹・小笠原 明信²・川口 貴之³・
佐々木 将仁⁴・須志田 健⁵・山下 聡⁶

¹正会員 北見工業大学准教授 地域と歩む防災研究センター (〒090-8507 北海道北見市公園町 165)

E-mail: skawajiri@mail.kitami-it.ac.jp

²学生会員 北見工業大学大学院 工学研究科 (〒090-8507 北海道北見市公園町 165)

E-mail: d1971400013@std.kitami-it.ac.jp

³正会員 北見工業大学教授 工学部社会環境系 (〒090-8507 北海道北見市公園町 165)

E-mail: kawa@mail.kitami-it.ac.jp

⁴正会員 札幌市建設局 市街地復旧推進室 (〒060-8611 札幌市中央区北 1 条西 2 丁目)

E-mail: masato.sasaki@city.sapporo.jp

⁵正会員 札幌市建設局 市街地復旧推進室 (〒060-8611 札幌市中央区北 1 条西 2 丁目)

E-mail: ken.sushida@city.sapporo.jp

⁶正会員 北見工業大学教授 工学部社会環境系 (〒090-8507 北海道北見市公園町 165)

E-mail: yamast@mail.kitami-it.ac.jp

平成 30 年北海道胆振東部地震では、震源から 50km 以上離れた札幌市清田区里塚地区の火山灰質土で造成された宅地盛土において液状化が発生し、これによって盛土が流動することで戸建て住宅の沈下・傾斜などの大規模な災害が発生した。そこで本研究では、広範囲にわたる被災箇所の迅速な地盤性状把握の試みとして、表面波探査を地震発生 3 週間後に実施した。一連の調査結果から、S 波速度 V_s と N 値の深度方向の変化傾向は調和的であり、表面波探査から得られる V_s 分布から地震後の盛土性状を把握できることがわかった。準 3 次元化した V_s 分布における V_s の低下領域と地表面沈下量分布の整合性は良く、盛土流出に伴う V_s の低下と地表面沈下を空間的に把握できることがわかった。

Key Words: multichannel analysis of surface waves, S-wave velocity, embankment, liquefaction

1. はじめに

平成 30 年北海道胆振東部地震は、2018 年 9 月 6 日午前 3 時 7 分に発生した胆振東部地方の深さ約 37km を震源とした気象庁マグニチュード $M_j = 6.7$ の内陸地震である¹⁾。観測された最大震度は震源直上域の厚真町で震度 7 であり、厚真町では大規模な斜面崩壊が発生した²⁾。その一方で、震源から 50km 以上離れた札幌市清田区里塚地区では、火山灰質土で造成された宅地盛土において液状化が発生し、宅地地盤の流動・沈下による大規模災害が発生した³⁾。

このような被災を受けた宅地地盤は、1970 年代に農地として土地利用されていた谷底平野をその周辺の丘陵部を形成している火砕流堆積物(火山灰質土)を地盤材料

として盛土し、宅地造成されていた。地震時における盛土被害はこれまでにいくつか報告^{4,5)}されているが、平成 30 年北海道胆振東部地震における里塚 1 条地区では、谷地形に造成された火山灰質土で構成された盛土が液状化によって旧河川の勾配に沿うように流動し、造成盛土の末端部から大量に噴出した。これによって、地表面の顕著な水平変位は確認できないものの、液状化層の流出によって支持地盤を失った地表面には大規模な沈下が発生し、多数の戸建て住宅に被害が発生した。

このような地盤災害発生後に対策工を立案するにあたっては災害発生箇所の地盤性状を把握することが重要であることは言うまでもないが、特に宅地造成盛土においては住民の生活の早期再建を考えると、被災した地盤の性状把握をより広範囲にかつ迅速に行う必要がある。

そこで本研究では、早期に対策工の実施範囲を決定するための地盤工学的な試みの一つとして、大規模盛土造成地の滑動崩落対策推進ガイドラインの変動予測調査における第2次スクリーニングの地盤調査⁹⁾とされている表面波探査を地震発生3週間後に被災盛土で実施した。本文では、表面波探査から得られたS波速度分布と土質の関係性や、得られたS波速度の2次元分布を補間することで得られた準3次元的なS波速度分布の傾向について報告するものである。

2. 表面波探査の概要

図-1は本研究で実施した表面波探査の原理を概略的に示したものである⁷⁾。また、図-2は表面波探査の実施状況を示す。表面波探査は地盤の地表付近を伝わる表面波(レイリー波)を測定・解析することにより地盤のS波速度を求めることができる調査方法である。ハンマーやかけや等で人工的に地表面を起振すると表面波が発生する。この表面波の時間領域の波形記録をフーリエ解析することで周波数と位相速度の関係を算出し、すべての速度計での結果を重ね合わせることで位相速度と周波数の関係である分散曲線が取得できる。一般的に表面波は、その周波数によって伝播する深度が異なり、高周波数の波は浅い地盤を、低周波数の波は深い地盤を反映している。波長の3分の1が深さに相当するという関係を利用して解析の初期モデルを作成し⁸⁾、波形記録から算出した高次モードを除いた分散曲線を最も良く再現するS波速度構造を非線形最小二乗法による逆解析によって推定することができる⁹⁾。この解析を各速度計での分散曲線に応じて行い、各速度計で得られた1次元方向のS波速度構造を測線方向に補間することでS波速度 V_s の2次元分布が取得できる。なお、分散曲線はPark et al.⁷⁾の表面波多チャンネル解析を基本として、さらに複雑な地盤構造に対応可能な林ら⁹⁾が開発した表面波CMP(Common Mid Point)によって算出している。

地盤剛性を表すせん断剛性は V_s の二乗に比例するため、 V_s の増減は地盤剛性の大小を間接的に表す。このように表面波探査から取得できる V_s 分布は盛土の内部構造を非破壊で把握できるため^{10,11)}、本研究では V_s をパラメータとして被災後の宅地造成盛土の性状を把握可能であると考えた。表面波探査の実施時期は、地震発生約3週間後の2018年9月26日～27日である。

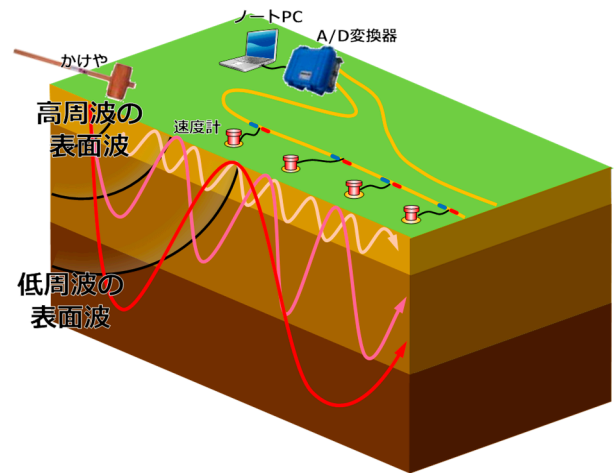


図-1 本研究で実施した表面波探査の概念図



図-2 表面波探査の実施状況の例

3. 被災状況および調査結果

(1) 被災状況の概要と表面波探査の測線

図-3および図-4は被災箇所周辺の地形および被災状況を示している。なお、図-4a)～d)については2018年9月7日の状況を、図-4e)およびf)は2018年9月27日の状況を撮影したものである。里塚地区の里塚1条1丁目では図-4a)や図-4b)に示すような大規模な地盤沈下が発生し、戸建て住宅の沈下・傾斜および周辺道路の大規模な崩壊・沈下が発生した。図-4a)ではマンホール周辺の地盤沈下により、周囲よりも突出した状態のマンホールが確認できる。また、図-4b)に示すように公園内においても顕著な沈下が確認できる。図-4c)および図-4d)は住宅被害の状況を示している。図-4c)および図-4d)に示した住宅は、後述するLP(レーザプロファイラ)測定の結果において地震後に最も沈下量が大きかった領域の周辺に位置している。図-4c)は調査時点において最も傾斜が大きかった住宅を示している。周辺地盤は3～4m程度沈下しており、地震後に形成された地表面の谷部は滞水した状態にあり、地下水面の高さが伺える。次に図-4d)を見

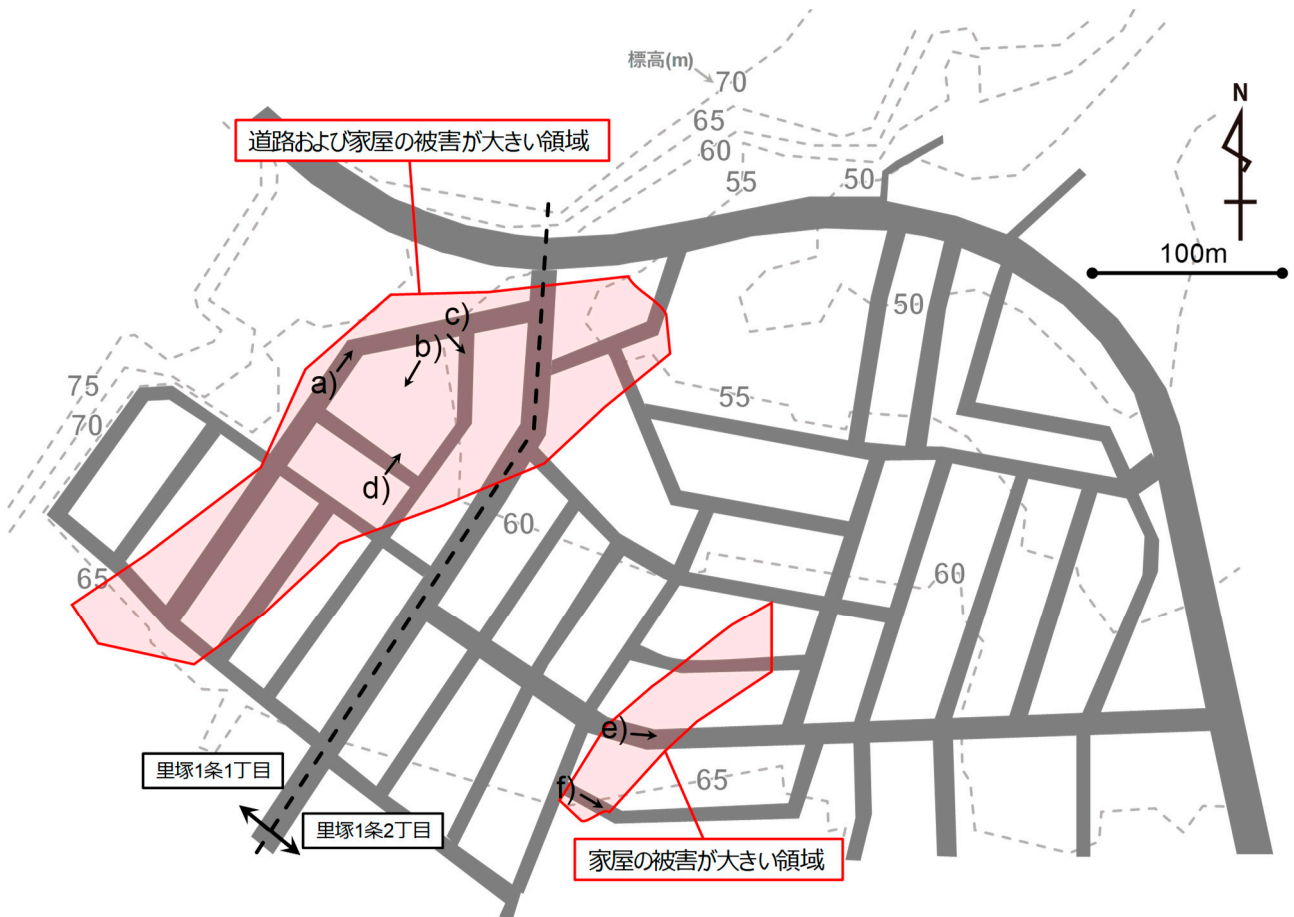


図-3 被災箇所の平面図および被災箇所の概要



図-4 図-3に示した地点の被災状況

ると、写真右に示す住宅では杭基礎が採用されているため、写真左や図-4c)に示した住宅ほどの傾斜はしていない。図-4e)および図-4f)に示した里塚1条2丁目においても住宅の大規模な被災が発生した。しかし、先述した1

丁目と比較すると、被災した住宅の戸数は少なく、道路路盤の変状は軽微であった。

図-5は旧地形として、盛土内部の現・旧水路および宅地盛土造成時の許可申請図書に基づき推定した盛土範囲

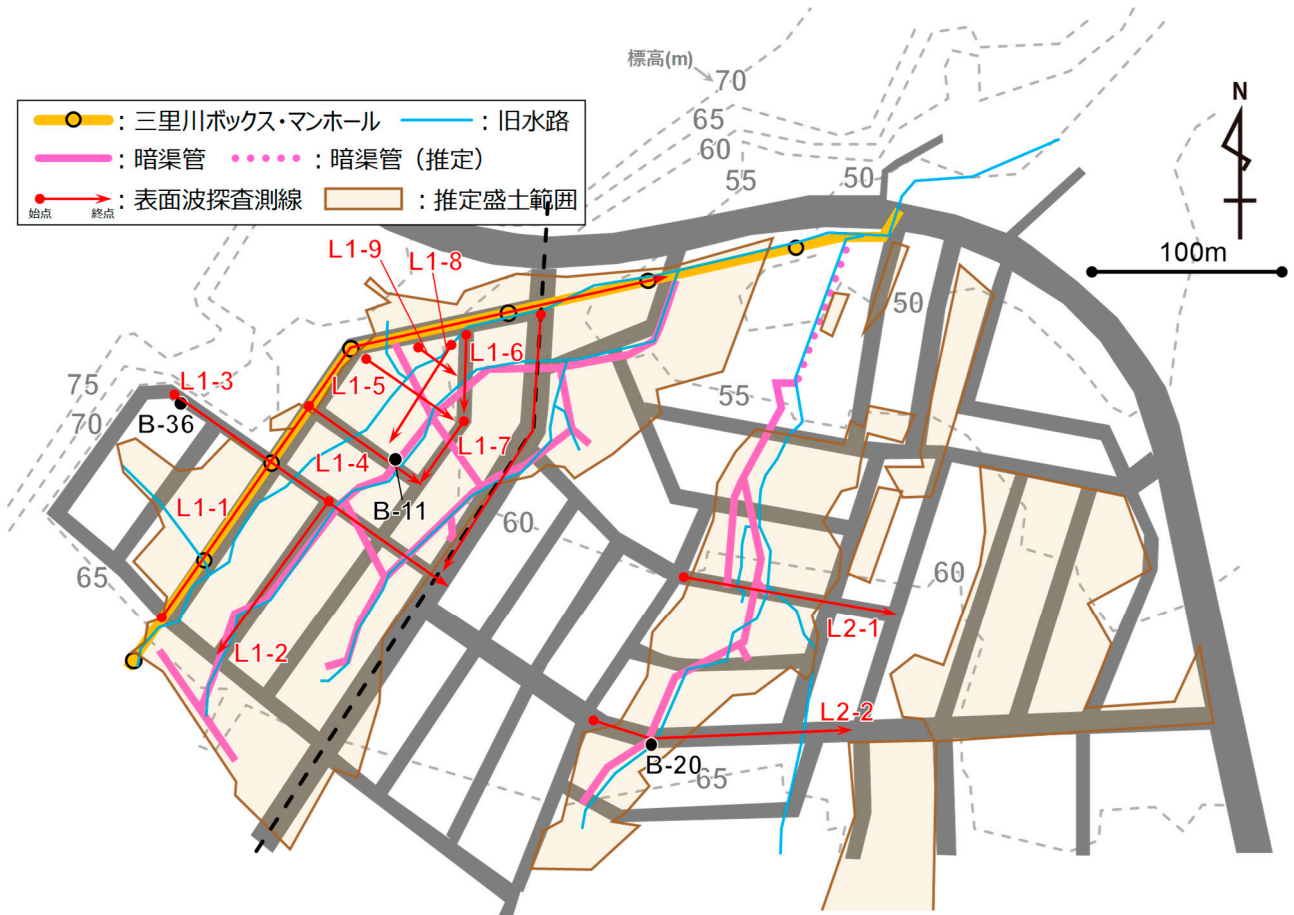


図-5 旧水路および盛土範囲と表面波探査の測線

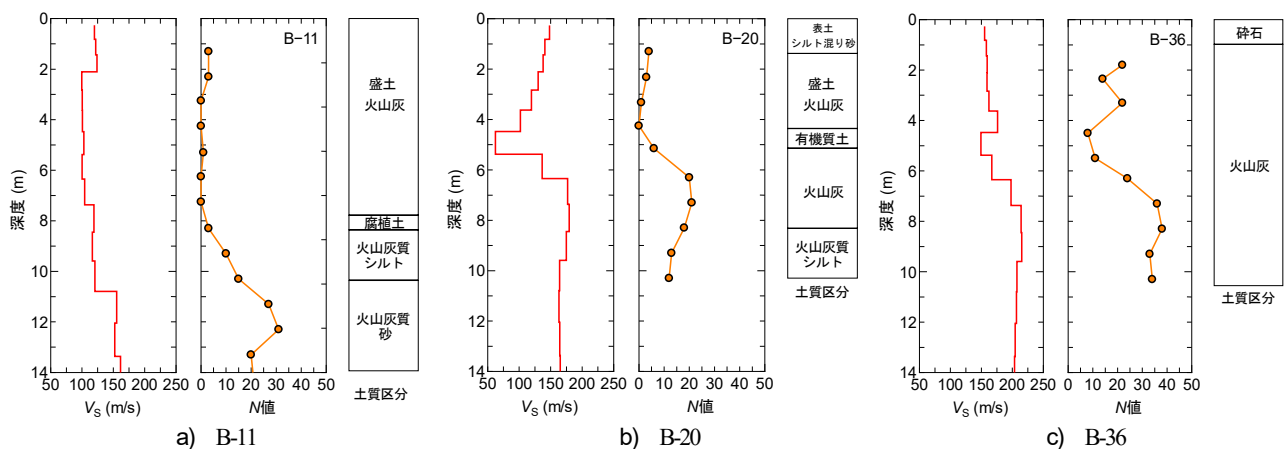


図-6 深度方向の V_s , N 値, 土質区分の比較

と本研究で実施した表面波探査の測線を示している。図-4に示した被害が大きかった領域は、図-5中の盛土範囲における旧水路および暗渠管の埋設範囲と概ね一致する。里塚1条1丁目では、三里川ボックス流末である北東の標高が低い旧谷地形の下流へ流動化した土砂が大量に流出した。表面波探査の測線は、旧水路周辺での地盤性状を把握するために旧水路周辺の地盤沈下が顕著な領域を網羅的に設定した。表面波探査の起震は重さ約10kgの木製かけやによる打撃とし、受振器には固有周波数4.5Hzの速度計(上下動)を用いた。受振点数は1回の

起震で24点であり、受振点間隔は2mとし、ランドストリーマを用いた計測を実施した^{12),13)}。

(2) V_s と N 値の関係

地震後に札幌市では被災箇所で37本のボーリング調査を行っている。ここでは図-5中に示した3地点(B-11, B-20, B-36)を代表地点として、同地点で実施された標準貫入試験から得られた N 値と表面波探査から得られた V_s を比較することで今回得られた V_s の妥当性を検証する。図-6 a) ~ c) はそれぞれ B-11, B-20, B-36 における V_s ,

N 値, 土質区分を示したものである。盛土範囲に位置する B-11 および B-20 では, 盛土の N 値は極めて低くなっており N 値は 3 以下である。また, 局所的には N 値 = 0 の深度が確認できる。一方で, 地山である B-36 は盛土部よりも相対的に N 値が大きいことが確認できる。盛土部の N 値は基礎地盤では概ね深度とともに増加し, 地山部の B-36 についても深度 5m 以深では N 値は深度とともに概ね増加する傾向にある。 V_s の深度方向の変化は, 上述のような N 値の変化と調和的であることが確認できる。また, 盛土部では $V_s=100\sim120\text{m/s}$ 程度であり, 地山部では 150m/s 以上となっており, 切土部と盛土部を明瞭に判定できていると言える。図-7 は盛土部 (B-11, B-20) のボーリングで採取したコア試料の状況を示しており, 図中の数字は採取深度である。B-11 では深度 3~4m 程度までの盛土部で N 値 = 0 の領域が確認できたものの, ボーリングコアの欠損は確認することができない。また, B-11 よりも地盤沈下の程度が小さい B-20 においてもボーリングコアの欠損は確認できない。このような傾向は他のボーリングでも同様であったことから, ボーリングで確認できるような空洞は発生していないことが示唆される。しかし, ボーリングコアにおいて空洞を確認できないものの, 地震後の盛土の N 値は極めて低く, V_s については盛土部で $V_s=100\sim120\text{m/s}$ 程度で局所的には 100m/s 以下の軟弱な領域が存在していることには留意が必要である。

図-8 は表面波探査の測線上で実施された標準貫入試験から得られた N 値と V_s を土質区分別に比較した図である。さらに図中には式(1)および(2)に示す道路橋示方書で用いられる N 値と V_s の換算式¹⁴⁾を記載している。

$$\text{粘性土: } V_s = 100 N^{(1/3)} \quad (1 \leq N \leq 25) \quad (1)$$

$$\text{砂質土: } V_s = 80 N^{(1/3)} \quad (1 \leq N \leq 50) \quad (2)$$

盛土材料である火山灰に着目すると, N 値 = 4 以下では粘性土を対象としている式(1)を用いた V_s の推定が妥当である。一方で, N 値 = 4 以上では式(1)および(2)の換算値よりも実測値は低い値となる。これは N 値 = 4 以上の地山は支笏火砕流 (Spfl) の堆積物であり, 固結度が高く比較的に地盤強度が大きいためと考えられる。

(3) V_s 分布と旧水路の関係

図-9 は表面波探査から得られた V_s 分布の例として, 里塚 1 条 1 丁目については L1-3~5, 里塚 2 条 2 丁目については L2-1, L2-2 の結果を示している。L1-3 の結果を見ると, 測線始点および終点付近は地山 (切土) になっているが (図-5 参照), $X=0\sim40\text{m}$, $170\sim200\text{m}$ 付近では測線中央部の盛土部よりも相対的に V_s が大きく, V_s 分布から切盛り境界を把握できていると言える。L1-3 におい



図-7 ボーリングコアの状況

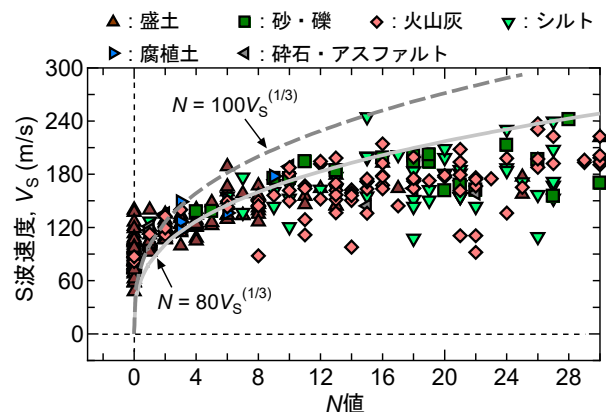


図-8 $V_s \sim N$ 値関係と推定式の比較

て地盤沈下が顕著であった $X=100\sim130\text{m}$, $Y=4\sim8\text{m}$ の領域には $V_s=100\text{m/s}$ 程度の局所的な V_s の低下領域が確認できる. 地盤沈下が顕著であった測線である L1-4 および L1-5 についても沈下量が最も大きい箇所付近で局所的な V_s の低下領域が確認できる. 特に L1-5 では $V_s=80\text{m/s}$ 以下の超軟弱な領域が存在している. これらの位置は図-5 に示した旧水路の位置と整合する. すなわち, 旧水路上の盛土では周辺箇所よりも相対的に V_s が低い

ため, 盛土内の密度が低下している可能性がある.

次に里塚 1 条 1 丁目よりも被害が小さかった里塚 2 条 2 丁目における L2-1, L2-2 を見ると, L1-3~5 と同様に旧水路上の盛土内部で V_s が相対的に低下していることがわかる. しかし, 先述した L1-3~5 と比較すると L2-1, L2-2 では, 局所的な V_s の低下領域と周辺地盤の V_s の差は小さい. すなわち, 地震動に伴う盛土性状の変化は L1-3~5 と比較すると小さかった可能性がある. なお,

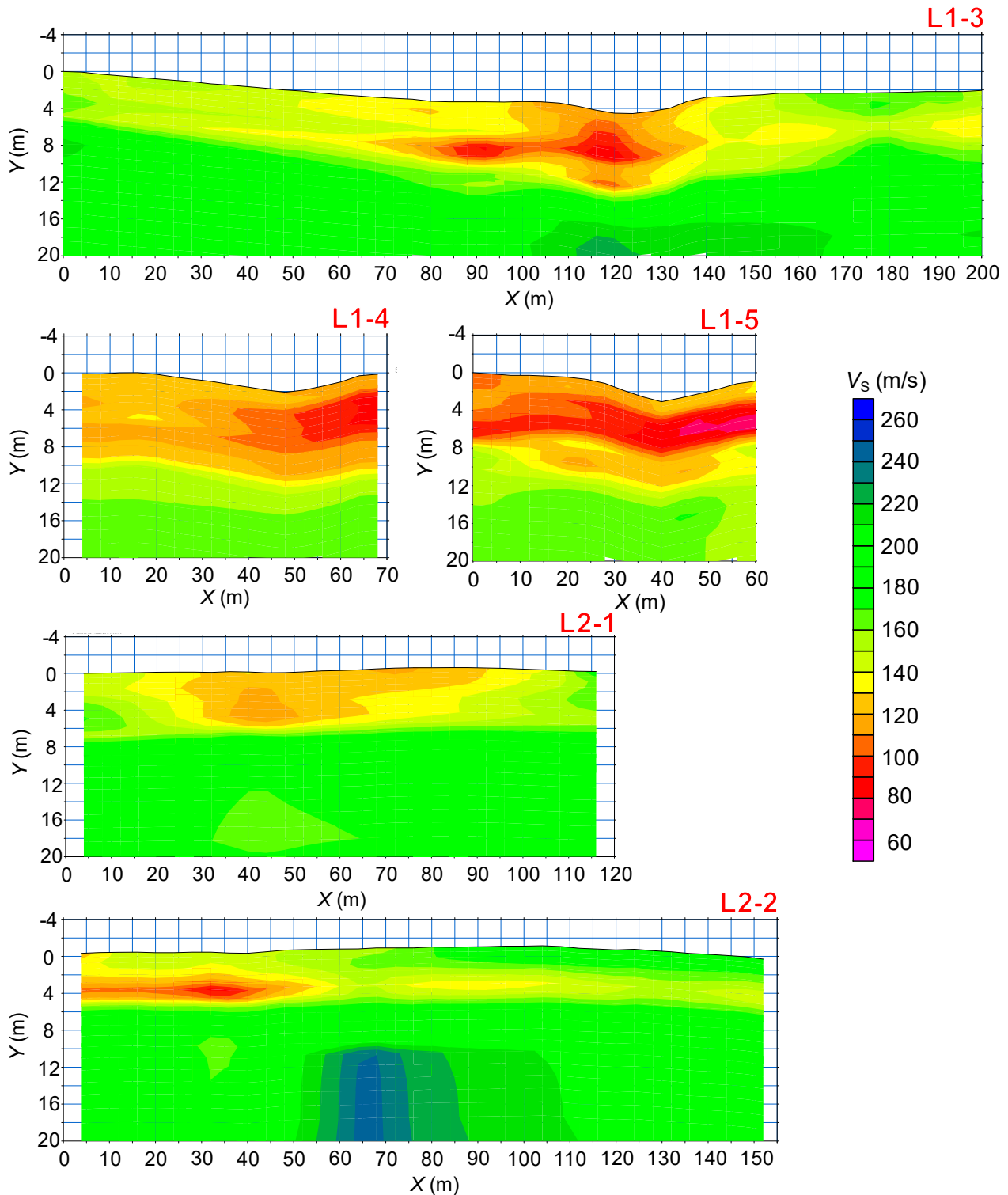


図-9 表面波探査から得られた V_s 分布の例

L1-3における $X=110 \sim 120\text{m}$, $Y=18 \sim 20\text{m}$ やL2-2における $X=50 \sim 90\text{m}$, $Y=12 \sim 20\text{m}$ では、局所的に $V_s=220\text{m/s}$ 以上の領域が存在している。今回のように地表付近に低速度層が存在する場合において、かけやを用いた起震では発生した表面波が減衰してしまい深部まで十分に伝播しないことが予想される。そのため、当該領域では精度が低下し、局所的な高速度領域となっている可能性がある。今後は追加のボーリングを実施し、得られた V_s の精度確認が必要であると考えている。

(4) V_s の準三次元分布と地表面沈下量の関係

前節では V_s 分布を用いることで地震後の局所的な盛土性状の変化を合理的に把握できることを示した。これ

をさらに発展させて V_s の3次元的な空間分布を把握できた際には、谷地形に造成された広範囲にわたる被災後の盛土性状を空間的に迅速に把握でき、対策工の実施範囲を決定する上で極めて有用な情報となる。そこで、各測線で取得した2次元の V_s 分布を縦断方向に補間し、探查範囲内における V_s の準3次元分布の推定を試みた。

2次元分布の準3次元化には、市販の3次元可視化ソフトであるVoxler4¹⁵⁾を用いることとした。本ソフトでは、3次元散布図、等高線、カラー化した複数の等値面等が容易に作成できる。さらに、ズームや回転等がマウスによって簡単に操作可能である。3次元化にあたり、各測線において連続データである V_s 分布を深度および延長方向に受信点間隔と同様の2m間隔で抽出して離散化し

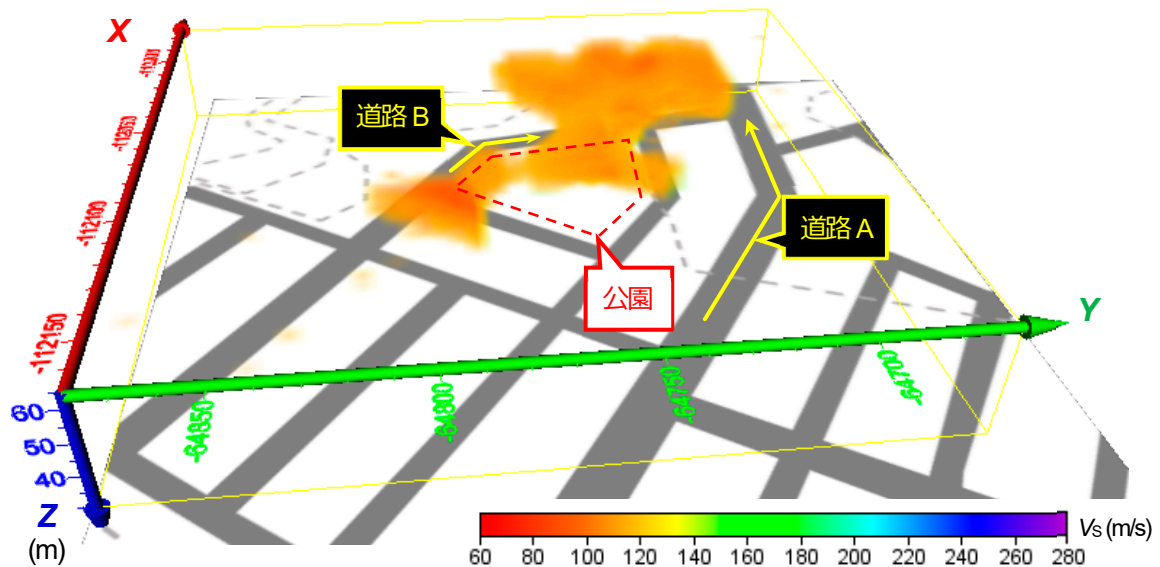


図-10 準3次元化した V_s 分布における $V_s=115\text{m/s}$ の空間分布（南側から望む）

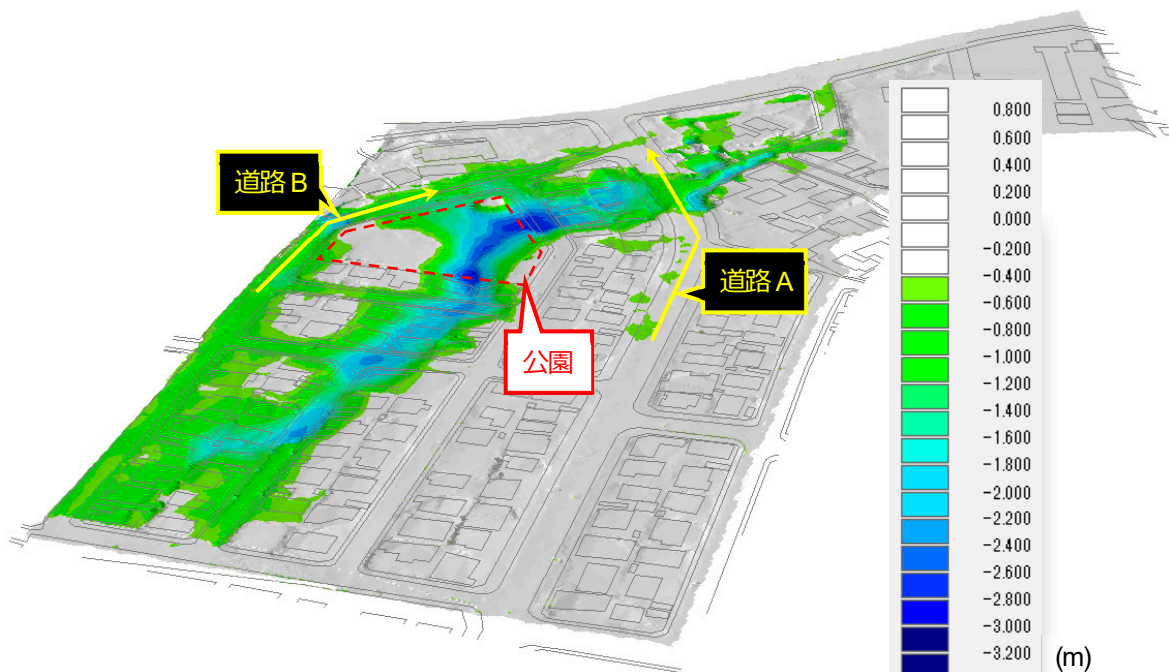


図-11 ドローンLP測量から取得した地表面沈下量の分布

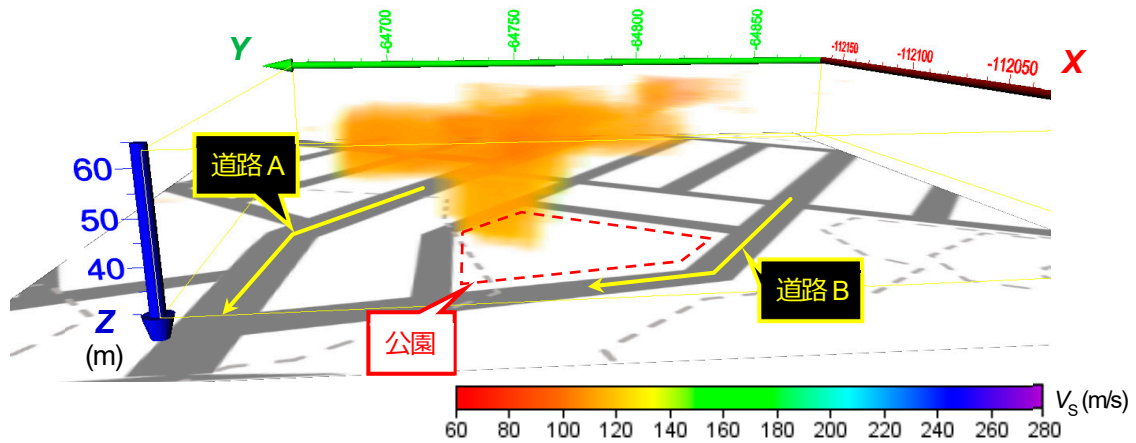


図-12 準3次元化した V_s 分布における $V_s=115\text{m/s}$ の空間分布 (北側から望む)

た. 離散化した V_s の補間は, Inverse Distance to a Power griding method¹⁶⁾によって行った. 本手法はGISなどで離散データの空間的平滑法として利用されている. また, 準3次元化は図-9に示した以外の里塚1条1丁目のすべての測線における V_s 分布を用いた. なお, 本稿で示したL-I-3~1-5以外での V_s 分布については, 現在, 復旧工事として実施されている地盤改良¹⁷⁾の過程でも表面波探査を実施しており, 地盤改良前後での V_s 分布の変化を比較することが工学的に有用であると考えたため, 本稿とは異なる機会で別途結果を示す予定である.

図-10は上述の方法によって準3次元化した V_s 分布から $V_s=115\text{m/s}$ の領域を表示させた結果である. 準3次元化の X および Y は緯度経度を座標系に変換した値であり, Z は標高である. なお, $V_s=115\text{m/s}$ は N 値=4以下の V_s の平均値を採用した. また, 図-11はUAV(Unmanned Aerial Vehicle)によるLP測量から取得した地震後の地表面沈下量の分布である. 今回の測量に用いたUAVはciDrone製KL-8HL Power Copterであり, このUAVに最大500,000点/秒の測定レート, 測定精度10mmのレーザスキャナであるRIEGL製VUX-1を搭載してLP測量を行った. 図-10および図-11の結果から, 公園周辺で $V_s=115\text{m/s}$ の領域が分布しており, この領域は地表面沈下量が大きい箇所と整合している. 図-12は図-10を北側から望んだ $V_s=115\text{m/s}$ の空間分布を示している. 公園内部では他の箇所と比較して $Z=40\text{m}$ 程度までの比較的深い深度にまで $V_s=115\text{m/s}$ が分布していることがわかる.

4. まとめ

本研究では, 平成30年北海道胆振東部地震による液化化によって大規模な地盤沈下が発生した札幌市清田区里塚地区の宅地造成盛土において, 早期の地盤性状把握のために表面波探査を実施した. 得られた結果を以下に

まとめる.

- (1) V_s と N 値の深度方向の変化傾向は調和的であり, 表面波探査から得られる V_s 分布から地震後の盛土性状を把握できることがわかった.
- (2) ボーリング調査結果から液化化した盛土地盤は, $V_s=100\sim120\text{m/s}$, N 値=0~3程度の軟弱な状態にあるものの, ボーリングコアには欠損は無く, 顕著な空洞の発生は確認できる結果は得られなかった.
- (3) 旧水路を横断する V_s 分布から, 旧水路周辺で局所的に V_s が低下しており, これは盛土の流動に伴う低密度化を V_s 分布として捉えた可能性がある.
- (4) 準3次元化した V_s 分布における V_s の低下領域と地表面沈下量の分布の整合性は良く, 盛土流出に伴う V_s の低下と地表面沈下を空間的に把握できた.

謝辞: 本調査を実施するにあたり, 前 北見工業大学大学院生 (現 基礎地盤コンサルタンツ) 山岸昂平氏, 北見工業大学大学院生 三浦竜氏の協力を得た. また, 表面波探査時の測量調査では (株) ドーコン 林啓二博士, 松田圭大氏の協力を得た. また, 本研究はJSPS科研費18K19952の助成を受けたものである. 末筆ながら記して深甚なる謝意を表す.

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 平成30年北海道胆振東部地震の評価, https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2018/20180906_iburi_3.pdf, 2018. (2019.9.9閲覧)
- 2) Kawamura, S., Kawajiri, S., Hirose, W. and Watanabe, T.: Slope failures/landslides over a wide area in the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, *Soils and Foundations*, Vol. 59, No. 2, pp. 2372-2391, 2019.
- 3) 地盤工学会: 平成30年北海道胆振東部地震による地盤災害調査団最終報告書, pp. 20-54, 2019.
- 4) Mori, T., Tobita, Y. and Okimura, T.: The damage to hillside embankments in Sendai city during The 2011 off the

- Pacific Coast of Tohoku Earthquake, *Soils and Foundations*, Vol. 52, No. 5, pp. 910-928, 2012.
- 5) 佐藤真吾, 風間基樹, 大野晋, 森友宏, 南陽介, 山口秀平: 2011 年東北地方太平洋沖地震における仙台市丘陵地造成宅地の被害分析ー盛土・切盛境界・切土における宅地被害率と木造建物被害率ー, 日本地震工学会論文集, Vol. 15, No. 2, pp. 2_97-2_126, 2015.
 - 6) 国土交通省: 大規模盛土造成地の滑動崩落対策推進ガイドライン及び同解説について, 1編 変動予測調査編, pp. 1-94 - 1-102, 2014.
 - 7) Park, C. B., Miller, R. D. and Xia, J.: Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, Vol. 64, No. 3, pp. 800-808, 1999.
 - 8) 林宏一, 鈴木晴彦, 斎藤秀樹: 人工震源を用いた表面波探査の開発とその土木地質調査への適用, 応用地質技術年報, No. 21, 2001.
 - 9) 林宏一: 表面波探査における CMP 解析, 物理探査学会第 105 回学術講演会論文集, pp. 13-16, 2001.
 - 10) 豊田浩史, 原忠, 竹澤請一郎, 高田晋, 須佐見朱加: 簡易動的貫入試験と表面波探査による浦安市の液状化被害分析と応急対策への適用性, 地盤工学ジャーナル, Vol. 7, No. 1, pp. 207-218, 2012.
 - 11) 川尻峻三, 川口貴之, 橋本聖, 田中悠暉, 中村大, 山下聡: 盛土内の性状把握に対する表面波探査の適用性, 地盤工学ジャーナル, Vol. 13, No. 1, pp. 61-74, 2018.
 - 12) 稲崎富士: 「ランドストリーマー」を用いた都市域での高分解能 S 波反射法探査, 物理探査学会第 98 回学術講演会論文集, pp. 114-117, 1998.
 - 13) 林宏一, 鈴木晴彦, 岡田聡, 稲崎富士: ランドストリーマーを用いた表面波探査, 物理探査学会第 108 回学術講演会論文集, pp. 298-301, 2003.
 - 14) 日本道路協会: 道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編, p. 69, 2017.
 - 15) Golden Software, Inc.: Voxler 4 Full User's Guide, 2012.
 - 16) Davis, J. C.: *Statistics and Data Analysis in Geology*, John Wiley and Sons, 1986.
 - 17) 佐々木将仁, 渡部要一, 川尻峻三, 櫻井英文, 須志田健: 北海道胆振東部地震における札幌市清田区里塚地区の市街地の復旧について, 地盤工学会北海道支部技術報告集, Vol. 60, pp. 139-148, 2020.

(2019.11.5 受付, 2020.1.31 修正, 2020.2.16 受理)

S-WAVE VELOCITY PROFILE OF RESIDENTIAL VOLCANIC SOIL EMBANKMENT COLLAPSE DUE TO 2018 HOKKAIDO IBURI TOBU EARTHQUAKE

Shunzo KAWAJIRI, Akinobu OGASAWARA, Takayuki KAWAGUCHI,
Masato SASAKI, Ken SUSHIDA and Satoshi YAMASHITA

In the 2018 Hokkaido Iburi Tobu earthquake, liquefaction occurred in residential embankments constructed of volcanic ash soil in the Satozuka area, Kiyota-ku, Sapporo, more than 50 km away from the epicenter. Furthermore, disasters such as subsidence and inclination of houses occurred due to the flow of embankments. In this study, surface wave exploration was carried out 3 weeks after the occurrence of the earthquake, as an attempt to quickly evaluate the ground properties over a wide area. From a series of survey results, the trend of change of V_s and N -value was consistent. Therefore, it was found that the embankment properties after the earthquake can be evaluated from the V_s distribution obtained from surface wave exploration. The consistency of the V_s reduction region and the ground subsidence distribution in the quasi-three-dimensional V_s distribution was confirmed. Therefore, the quasi-three-dimensional V_s profile can spatially evaluate the relationship between V_s due to embankment runoff and land subsidence.