

# 詳細震度分布と簡易微動アレイ探査による平均 S 波速度との関係 —岩手県大船渡市における 2003 年宮城県沖の地震による アンケート震度調査に基づいて—

山本英和\*・齊藤 剛\*

## 要 旨

岩手県大船渡市の振動特性を明らかにするため、2003 年 5 月 26 日に発生した宮城県沖地震 (Mj 7.0) のアンケート震度調査を行った。震度の算出には太田ら (1998) の改訂版を用いた。大船渡市の小学校 14 校、中学校 8 校の生徒の両親に 3,387 枚のアンケートを配布した。アンケートから推定された震度は、震度の分布を明確にするために 250 m 四方のメッシュで平均した。アンケート調査のための個人間の違いを避けるために、アンケートの数が 3 つ以上の有効メッシュを分析に使用した。大船渡市の有効メッシュ数は 212 であった。メッシュ震度は 6.4 ~ 4.1 の範囲で分布し、大船渡市の平均は 5.1 であった。大船渡市の平野部にあたる中心部では震度が大きく、周辺では震度が小さいことが判明した。2003 年宮城県沖地震の強震動は振動特性が地下の地質構造に依存することを示した。

大船渡市における区域ごとに震度の差異の原因を調べるために、市内 14 地点で、地震計間隔 6 m の 4 台の振動計からなる簡易微動アレイ観測を実施し、レイリー波位相速度分散曲線を求めた。長尾・紺野 (2002) の簡便な方法で波長 40 m の時のレイリー波位相速度から深度 30 m までの平均 S 波速度 (AVS30) を換算し、平均 S 波速度分布を求め、アンケート震度との比較を行った。震度データベースを作成するための 250 m メッシュ平均震度と AVS30 との相関係数は -0.68 を示し、ある程度の相関が認められ、単純な解析である 250 m メッシュ平均震度でも平均 S 波速度からの揺れやすさとの対応を示すことが可能であった。また、大船渡では狭い地域で急に地質構造が変化するため、観測点を中心にした半径 100 m から 500 m の平均震度を算出し、その震度と平均 S 波速度 (AVS10 から AVS30) の相関を検討した。震度が大きな観測点で AVS30 が小さく、震度の小さな観測点では AVS30 が大きくなる傾向が確認でき、その結果、半径 250 m 平均震度と AVS30 は強い負の相関 (-0.82) を示すことが判明した。また、AVS30 と同様に AVS20 も相関係数が -0.81 と高い値を示すことも明らかとなった。

キーワード：アンケート調査・震度・簡易微動アレイ探査・平均 S 波速度・半径平均震度

## 1. はじめに

地震時の被害は震源の規模や震源からの距離だけでなく、当該地域の地盤増幅特性にも大きく依存する。日本では、強震観測網の整備、気象庁の計測震度計などの地震観測網の充実により、気象庁、自治体などの計測震度観測点の総数は 4,374 地点にのぼり (2019 年時点、気象庁)、市町村単位では地震時の計測震度分布を瞬時に把握できるようになっている。地震時の強震動を観測することができれば当該地点の地震時に地盤振動特性を正確

に算定可能であり、将来発生する可能性のある地震に対して正確に地震動を予測することも可能となる。首都圏地震観測網など地震観測が充実した地域では地震計設置密度が高く、3 km ごとに設置され区域ごとの地盤振動特性を正確に評価可能である (防災科学技術研究所)。しかし、人口密度の低い地方では都道府県、市町村の面積に比べ計測震度計などの設置密度が低い。例えば岩手県の場合、県の面積は 15,275 km<sup>2</sup> と県の中で一番広い面積であるが、計測震度計の設置数は 80 しかない (盛岡地方気象台)。面積の広い市の場合には市の中で地盤の

2019 年 3 月 28 日原稿受付 ; 2020 年 5 月 13 日受理

\* 岩手大学理工学部

〒020-8551 岩手県盛岡市上田 4-3-5

第 115 回 (平成 18 年度秋季) 学術講演会にて一部を発表

第 117 回 (平成 19 年度秋季) 学術講演会にて一部を発表

振動特性が異なる場合も多々あり、地震発生時に報道される計測震度は、場合によっては住民の体感と異なる場合も散見される。

場所による地震時の振動特性の差異を調査する方法として、実際に地震が発生した際にアンケート調査により地震時の揺れの程度を推定する方法も存在する。太田ほか (1979) によるアンケート調査法は、地震動を体感した地点による揺れの程度に関する質問と、観測した家屋などに関する条件に関する質問を組み合わせ、経験式によりアンケート震度を算定し、気象庁震度階に換算する方法である。もちろん、地震後のアンケート調査であるため地震直前の防災対策には使用できないが、日本は地震国であり、数十年から百年のタイムスパンで考えた場合には、ある地域は何度も大きな地震の被害を受ける可能性がある。そのため、実際の地震時の揺れの特性を把握しておくことは有効であると考えられる。この調査は震度計が設置されていない地域で地震発生後に震度を推定するのに有効であるため、現在のように計測震度計設置密度が高くなかった時代には、やや大きめの地震が発生した場合にはしばしば実施されていた (例えば、Nogoshi, 1988a, 1988b)。アンケート調査であるが故、回答者の個人差に影響を受ける欠点があるものの、調査対象人数を多数にして統計処理を行うことにより地域間の相対的な地震時の揺れの差異を調査することも可能である。坂本ほか (2012) では 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) と 4 月 7 日の余震に対して宮城県大崎市を対象にアンケート震度調査を実施し、宮城県の市ごとの震度の差異を明らかにし、計測震度と比較検討を行った。齋藤ほか (1989) では、1987 年岩手県中部の地震に対して岩手県内の市町村、および盛岡市においてアンケート震度調査を実施し、岩手県の市ごとの震度の差異を明らかにし、地質構造との関係について議論した。さらに、盛岡市周辺では 500 m メッシュごとに震度分布図を作成し、市内での震度の差異について調査し、表層地質との関係を議論している。筆者らは、岩手県盛岡市域において、その後の地震についても震度 5 程度の地震が観測されたときに、一万世帯以上の家庭を対象とした、詳細な震度調査を行ってきた (山本ほか, 1996; 山本ほか, 2005)。その結果を 250 m ごとのメッシュで表示し、区域ごとの震度を算定し、震度の差異が地盤・地質構造の違いにより、たとえアンケートによる結果でも、多数の調査票の統計処理を行うことによって、ある程度表層地盤との関係を説明できることを示してきた。かつ、震源位置が異なる地震でも市内の特定の地区の揺れが相対的に大きい結果から、アンケート震度分布が表層地盤の影響を受けていることを考察した (山本ほか, 2005)。ただし、当然ながらアンケート震度調査は大きい地震が発生した後しか実施できない、人口が極めて少ない地域では実施できない、地域の協力が得られなければ実施でき

ないなどの欠点もある。

一方、あらかじめ地盤増幅率などを正確に見積もっておくことができれば地震防災対策を構築するうえで非常に有効である。現在、地震ハザードステーションなどで日本全国の地盤増幅率 (最大速度増幅率) が算定されており、当該地域の地震時の揺れやすさが Web などを用いて可視化できる (防災科学技術研究所)。ただし、原則として、全国一律の地盤増幅率は、微地形区分によって求められた平均 S 波速度から経験式に基づいて 250 m メッシュごとに算定されている (松岡・若松, 2008; 若松・松岡, 2013)。そのため実際の地震時の揺れの大きさと差異が生じることもある。そこで、実際に地盤の S 波速度を探索して地震時の応答を求めることも必要であると考えられる。

現在、浅部地盤の S 波速度の探索法としては、表面波探索や微動アレイ探索などがある。表面波探索はカケヤの打撃等簡易な震源で 2 次元的に S 波速度を把握できる利点を持つが (例えば, Hayashi and Suzuki, 2004)、探索可能な深度は条件が良い場合で 20 m 程度、悪ければ 10 m しか得られない場合がある。地震時の揺れを評価する場合、地表下 30 m 程度までの S 波速度の情報 (AVS30) があることが望ましい (地震調査研究推進研究本部, 2020) ため、この方法が完全であるとはいいがたい。微動アレイ探索は複数の点で微動を同時に測定し、表面波の分散関係を満足するように S 波速度構造を調査する方法であり、多くの調査事例がある (例えば, Okada, 2003; 長ほか, 2008)。微動はいつでもどこでも観測可能であるため、探索場所さえ確保できれば地表下 30 m までの S 波速度を得ることが可能である。そこで、本研究では、震度計や強震計などの地震計設置密度が低い人口数万人程度の小規模の地方都市でも揺れやすさマップ作成 (地震危険度評価, サイスマックマイクロゾーニング) を行うことを最終目的に、実際に中地震から大地震が発生したときに高密度なアンケート震度調査を実施して市内の区域ごとの震度の差異を算定し、詳細震度分布図を作成する。さらに、震度の差異が表層地盤の影響であることを明らかにするために、微動アレイ探索により S 波速度を簡便に算定し、震度と S 波速度の関係について議論する。地方都市では、地下構造推定の参考となる PS 検層はおろかボーリング資料ですら十分でない場合が多いため、本研究ではある特定の波長の位相速度から平均 S 波速度を換算する簡易法を適用することを試みる (長尾・紺野, 2002)。

対象とした地震は 2003 年に宮城沖で発生した地震、対象とした都市は岩手県大船渡市である。気象庁の地震月報カタログに基づけば、2003 年 5 月 26 日の地震の気象庁マグニチュードは Mj 7.1、震源は宮城県沖 (北緯 38 度 49 分, 東経 141 度 39 分) 震源深さは 72 km である。震源は宮城県沖 (北緯 38.8 度, 東経 141.8 度) で震源の



深さは、71 km、気象庁マグニチュードは 7.0 であった。宮城県の桃生町、金成町、清水町、栗駒町、涌谷町、石巻市で、岩手県の室根村、平泉町、衣川村、江刺市、大船渡市で震度 6 弱を観測し、震央から約 100 キロメートル以上はなれた盛岡市でも震度 5 弱を観測した（気象庁、2003）。ここで、市町村名は 2003 年当時の名称である。気象庁によれば、大船渡における南北成分の加速度記録のスペクトルは 0.2 秒程度で卓越し、1995 年兵庫県南部地震 (Mj7.3) の神戸 JMA の南北成分よりも大きいことを示していた。また、総務省消防庁によれば、この地震による負傷者は 174 人であり、岩手県で全壊家屋 2 棟の被害が、岩手県で半壊家屋 10 棟、宮城県で半壊家屋 11 棟の被害が発生した（総務省消防庁、2003）。防災科学技術研究所の強震ネットによると、この地震において、宮城県牡鹿町と岩手県釜石市の二箇所で最大加速度が、牡鹿町 1,111.6 Gal、釜石市 1,038.5 Gal を記録した（防災科学技術研究所）。定常的な地震計設置密度が低い地方

都市において区域内での詳細な震度分布を知るためには住民個人に対するアンケートによる震度調査が最良である。今回の研究では、震度 6 弱を観測し、建物の被害も報告されている大船渡市においてアンケート方式により地震時の震度調査を実施する。得られた詳細震度分布の空間変化の要因を調査するため、微動アレイ探査を実施し、詳細震度分布と S 波速度分布との比較検討を行った。

## 2. アンケート震度調査

Fig. 1 に大船渡市の位置と地震の震央の位置、および大船渡市の 5 万分の 1 の地質図を示す（岩手県、1975a, 1975b；山田、1978）。大船渡市は、非常に複雑な地質を有する地域である。Fig. 1 に示す地質図は、岩手県 (1975a, 1975b) による 5 万分の 1 の地質図の砂礫層を、山田 (1978) により区分された沖積世と洪積世の砂礫に分けて記述した。山田 (1978) によると、大船渡市の中心部である盛

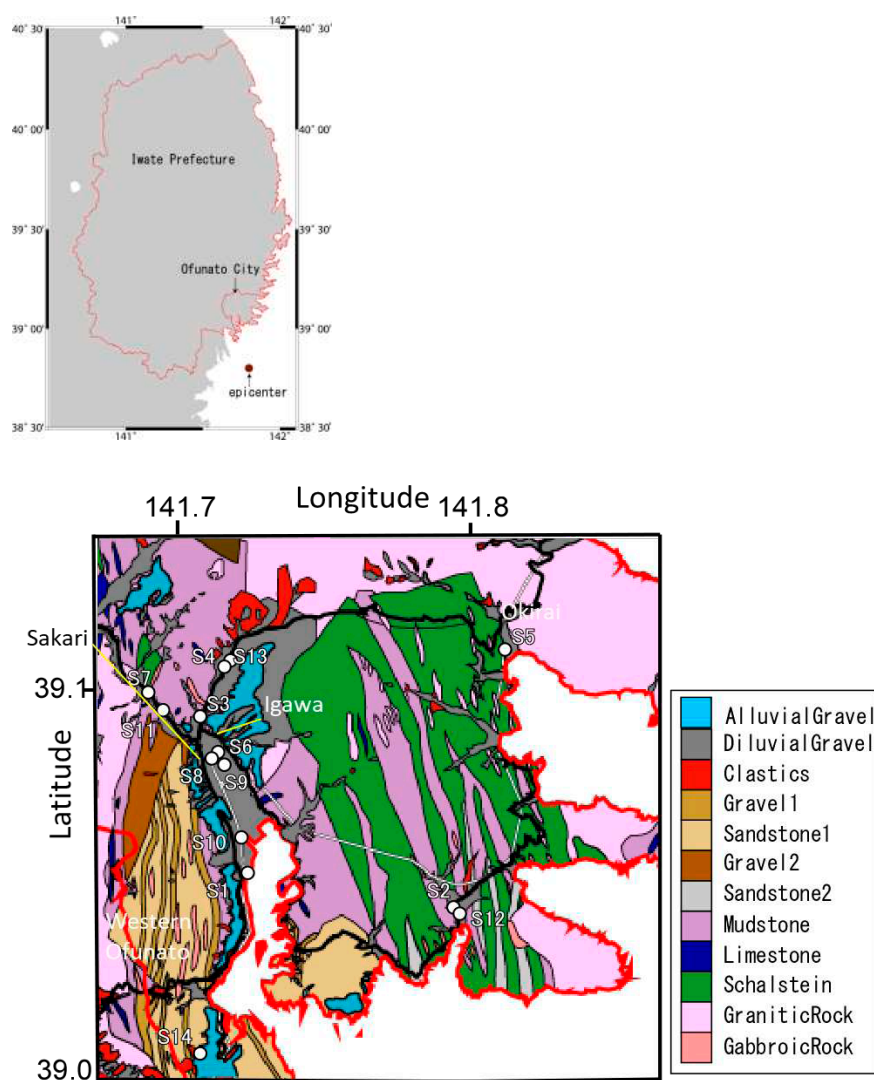


Fig. 1. Location map and geological map of Ofunato City, Iwate Prefecture.

地区、猪川地区などでは付近を流れる盛川を中心に沖積世砂礫層 (Alluvial Gravel) や洪積世砂礫層 (Diluvial Gravel) が広がっており、大船渡の西部では砂岩層が多く見られる。大船渡市北部の越喜来周辺では、花崗岩が分布している。異なる表層地質の影響で、震源距離が同程度である同じ市内でも地震時の揺れが大きく異なることが予想される。なお、大船渡中心部での震央距離は約 30 km である。

震度調査には、高震度領域まで対応可能な太田方式のアンケートを使用した (太田ほか, 1979; 太田ほか, 1998)。太田方式のアンケートによる震度算定手法は、地震発生後にアンケート調査表を配布し、体感・物事の対応・被害に関する回答を得て気象庁に準拠する形で震度を決定するものである。この手法は地震の起きた地域 (有感域) にアンケート票を高密度に配布・回収し、その回答結果からアンケート調査票一枚につき揺れを感じた場所における震度を算定することを基本にしている。太田方式のアンケートから算定されたアンケート震度は、換算式により気象庁震度階に準拠した震度に算定される。過去の調査では、回収されたアンケート票ごとに震度を算定した後、近接地点のものを集計し、平均値を取ることで当該地点の代表震度を算定していた。多数のサンプルの統計処理に基づけば、得られる震度は有効数字 2 桁に近い精度を持つことが分かっている (Nogoshi, 1988a, 1988b; 齋藤ほか, 1989)。アンケート調査票は、回答者の位置づけ (場所・環境) を知るためのもの 9 個、震度に直接関係するもの 21 個、その他のもの 5 個、総計 35 個の設問からなっている。太田方式の調査では、回答者の位置づけの質問から条件係数を用いて同一条件の震度を算定できるため、地域ごとの相対的な震度の差異を把握することが可能となっている。この手法による調査の特徴は、調査票を大量に、かつ広範囲に配付し、

多くの回答が回収可能であれば、市町村単位の体感震度だけではなく、かなり狭い地域の震度差を明らかにすることが可能と予想される。震度計などの機材が設置されていない場所での震度の推定には、この調査法は有効であると考えられる。

アンケートを用いた地震時の揺れの調査は過去の地震で多くの調査実績があり (例えば, Nogoshi, 1988a, 1988b; 齋藤ほか, 1989; 坂本ほか, 2012), 高密度に地震計が設置されていない地域では、地盤のサイト特性に起因する区域内の相対的な震度の差異を検出する限り現時点で最も信頼できる調査法といえる。岩手県大船渡市では人口密度が低いため、大船渡市教育委員会の協力を得て、区域内の全小学校の全児童と全中学校の全生徒の家庭を対象とした調査を実施した。小学校および中学校の学区を対象とすることで市内一様にアンケートの回答を得られると想定した。また、地震の発生時刻も夕方であったため、回答者の多くが在宅中に地震の揺れを体感していると予想される。

調査票は各学校から配布され、原則として回答は児童・生徒の保護者にいただいた。回答後、各学校で調査票を回収し、学校から教育委員会を經由して調査票を岩手大学まで郵送していただいた。対象となった小学校の数は 14 校、対応する PTA 総数は 2,085 人、中学校は 8 校、対応する PTA 総数は 1,302 人、合計 3,387 人を対象とした。アンケートは各学校の夏休みに入る 2003 年 7 月中旬までにすべて回収した。小学校、中学校はいずれも 2003 年当時のものである。Table 1 に小学校におけるアンケートの回収状況、アンケートの有効率などを、Table 2 に中学校におけるアンケート回収状況、その有効率を示す。アンケート回収結果は、回収枚数 2,454 枚、回収率は 72.5%、有効回答は 1,852 枚、有効回答率 54.7%であった。有効回答とは、区域ごとの震度を算定するために必

Table 1. List of questionnaire survey for elementary schools in Ofunato City.

school name	Number of PTA	collected	collection ratio (%)	valid	valid ratio (%)
Sakari	188	153	81.4	133	70.7
Ofunato	309	195	63.1	153	49.5
Massaki	265	236	89.1	170	64.2
Akasaki	119	94	79.0	78	65.5
Takonoura	75	51	68.0	40	53.3
Ikawa	220	177	80.5	121	55.0
Takkon	192	159	82.8	131	68.2
Hikoroichi	82	56	68.3	44	53.7
Ofunato-kita	283	158	55.8	135	47.7
Ryouri	142	119	83.8	88	62.0
Okirai	70	37	52.9	24	34.3
Sakihama	48	30	62.5	22	45.8
Horei	26	16	61.5	12	46.2
Yosihama	66	54	81.8	41	62.1
total	2085	1535	73.6	1192	57.2

要な地震時に揺れを感じた場所の住所が番地単位まで記載されている調査票のことである。教育委員会の協力を得たため、通常の調査に比べ非常に有効回答が高い結果となっている。解答された住所からその場所の緯度経度を算出し、回答項目とともにデータベース化を行った。回答はすべて OCR シートに記載し、高速スキャナで読み取りデジタル化した。

まず、(1) 式に基づいて、1 枚のアンケートからアンケート震度を算定し、(2) 式により気象庁の震度に換算した(太田ほか, 1979 ; 坂本ほか, 2012)。

$$I_Q = \frac{1}{\alpha N_e} \cdot \sum_i^{N_e} m_i \cdot \beta_i(m_i) \quad (1)$$

$$I_{JMA} = 2.958 \times (I_Q - 1.456)^{0.547} \quad (2)$$

ここで、 $I_Q$  はアンケート震度 (回答者ごとの震度)、 $\alpha$  は条件係数、 $m_i$  は質問アイテム  $i$  における回答者が反応したカテゴリー番号、 $N_e$  は有効回答数、 $I_{JMA}$  はアンケート震度からの気象庁換算震度である。すなわち、(1) 式は調査票ごとに 1 つの震度  $I_Q$  を求めるためのもの、(2) 式はアンケート震度  $I_Q$  を気象庁震度に換算するための経

験式である。Fig. 2 に 1 枚のアンケートから算定された震度の頻度分布を示す。1 枚のアンケートから算定された震度の犬船渡市全体の平均値は 5.1 であった。アンケート震度に大きなばらつきがあることがわかる。ひとつの市内でも場所により震度の差異が大きいことが示唆される。ただし、アンケートに基づいて算定された震度であるため個人差の影響を含んでいることも否めない。図の頻度分布のばらつきは、場所による影響と回答の個人差の両方の影響を受けているはずである。そこで、回答の個人差の影響をできるだけ小さくすることを目的に、東西南北約 250 m × 250 m のメッシュを作成し、メッシュ内で算定された個々のアンケート震度を平均し、その平均値をメッシュ震度とした。2 万 5 千分の 1 の地形図の緯度 5 分、経度 7 分 30 秒をそれぞれ 40 分割しているため、正確には 230 m × 267 m メッシュとなっている。本研究の緯度経度は地震発生当時の調査で使用した日本測地系で表現している。Fig. 3 に 250 m メッシュ震度分布を示す。暖色が震度が大きく、寒色が震度が小さい。場所による差を表現するため 0.2 刻みで震度分布図を作成した。Fig. 4 にメッシュ震度の頻度分布を示す。Fig. 4 の

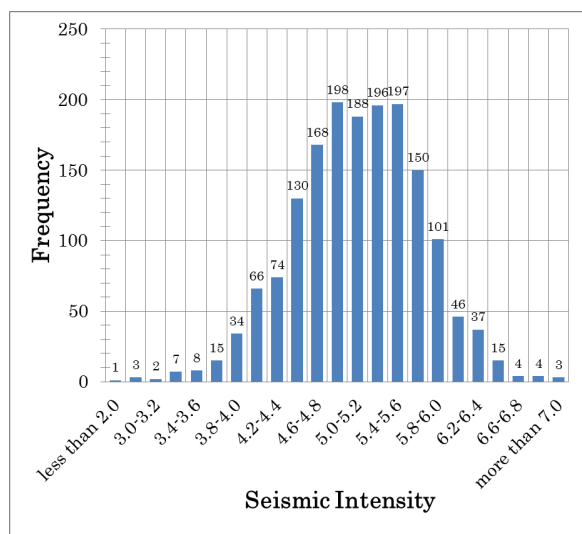


Fig. 2. Frequency distribution of seismic intensities calculated from one questionnaire sheet.

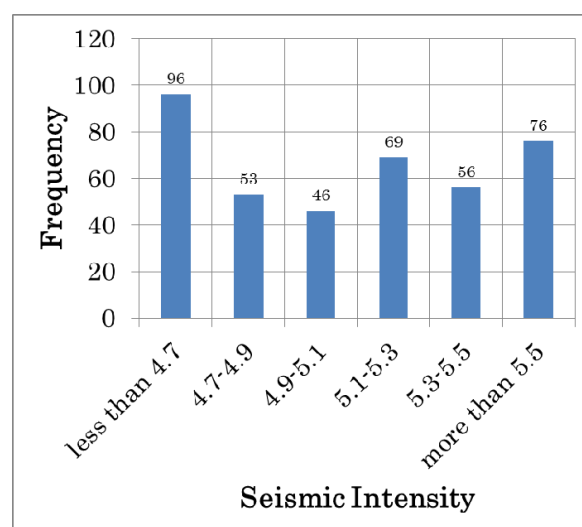


Fig. 4. Frequency distribution of seismic intensities averaged with a 250-m mesh.

Table 2. List of questionnaire survey for junior high schools in Ofunato City.

school name	Number of PTA	collected	collection ratio (%)	valid	valid ratio (%)
Daiichi	385	260	67.5	181	47.0
Ofunato	312	202	64.7	152	48.7
Massaki	147	137	93.2	106	72.1
Akasaki	154	104	67.5	76	49.4
Hikoroichi	55	58	105.5	34	61.8
Ryouri	103	51	49.5	41	39.8
Okirai	106	71	67.0	48	45.3
Yoshihama	40	36	90.0	22	55.0
total	1302	919	70.6	660	50.7



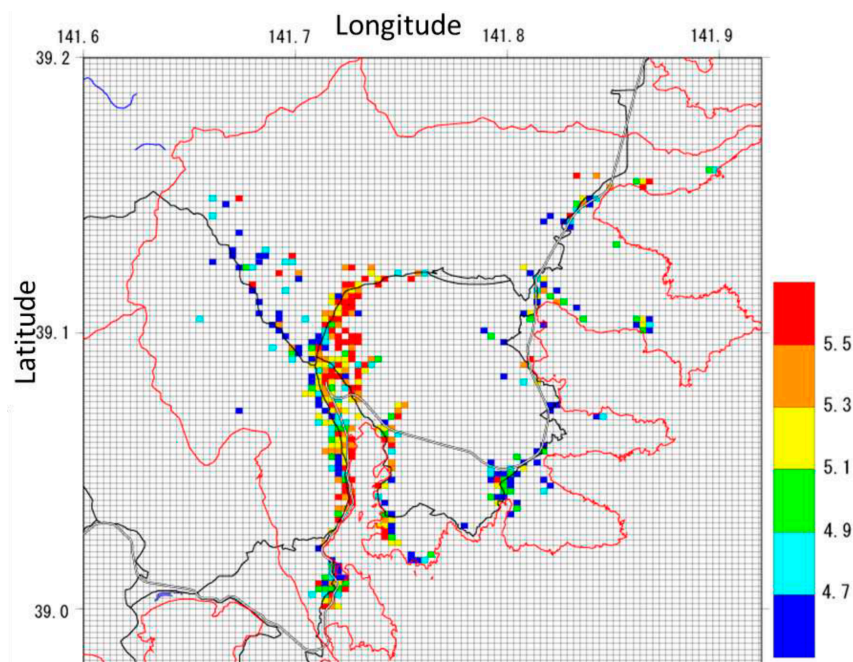


Fig. 3. Distribution of seismic intensities calculated from one questionnaire sheet.

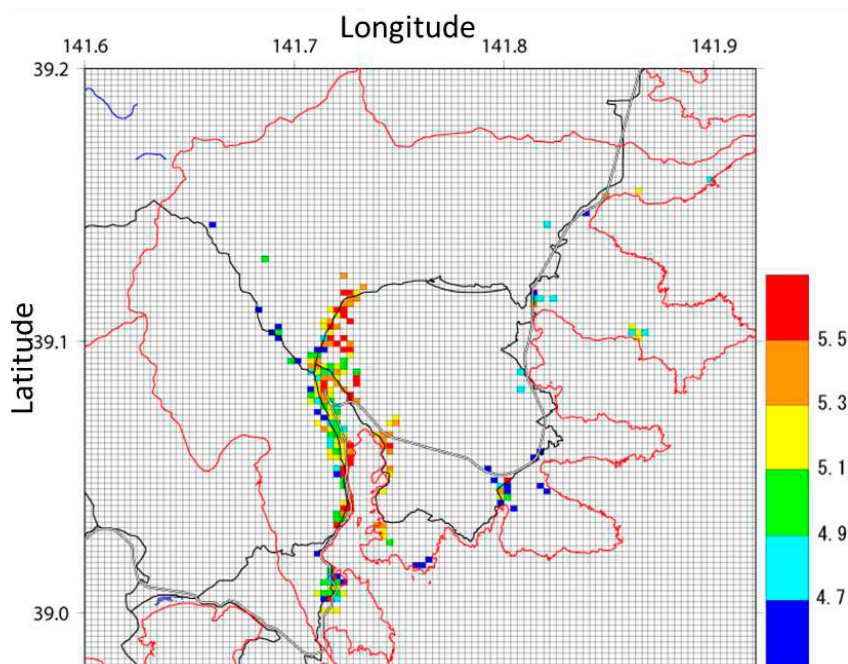


Fig. 5. Distribution of 250-m mesh seismic intensities in a case of more than three questionnaire for one mesh.

横軸の階級は、震度の大きい領域と小さい領域で数が少ないため、まとめて表記している。Fig. 3の横軸の階級と若干異なるため注意されたい。図から、大局的には大船渡市では場所によって震度が大きく異なることが見て取れる。ただし、250 m メッシュで平均した震度分布図を作成しても非常にばらつきが大きい。回答から得られる震度は場合によっては1程度のばらつきを含む場合も散見される。メッシュのなかに回答者が多数いる場合は

平均操作によりばらつきを抑えることが可能かもしれないが、もしメッシュ内の回答者が1名や2名の場合、信頼できる結果が得られない可能性も十分に考えられる。そこで、本研究では1メッシュあたり3人以上回答者がいる場合のみメッシュ震度を算定した。詳細な検討は付録を参照されたい。もし、アンケートの調査数が十分に存在する場合、メッシュサイズを125 m程度に設定して、より詳細な震度の地域ごとの変化を把握することも可能

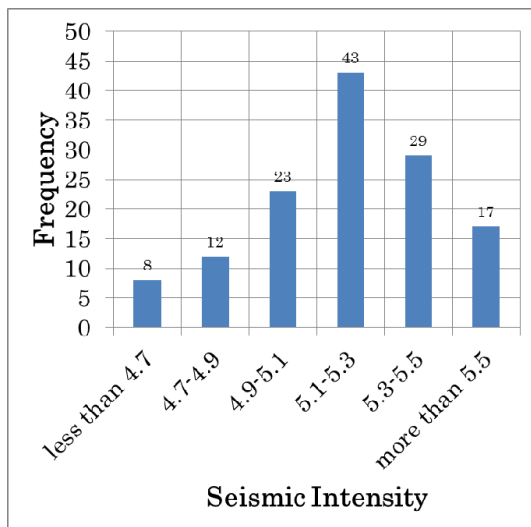


Fig. 6. Frequency distribution of 250-m mesh seismic intensities in a case of more than three questionnaire for one mesh.

である。2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) の際の岩手県奥州市前沢地区を対象とした震度調査では 250m メッシュや 125 m メッシュとした震度分布と全壊半壊家屋分布とを比較検討している (Yamamoto et al., 2013)。

震度分布図を Fig. 5 に示す。また、その頻度分布を Fig. 6 に示す。人口分布の少ない周辺部でのメッシュが無効となり、一方、市街地周辺のメッシュが多数選択されている。大船渡市でデータが得られた区画数は 475、平均震度は 5.0、3 枚以上アンケートの存在する区画数は 212、平均震度は同じく 5.1 であった。最大震度は 6.4、最小は 4.1 であった。大船渡市では海岸近傍の低地および丘陵地で震度が大きい区域が分布し、区画数は少ないが内陸部で震度が小さい区域が分布することが判明した。大船渡市では、K-NET の IWT008 で計測震度 5.1 と観測されている。当該地点のメッシュにおけるアンケートから得た 250 m メッシュ震度は 4.7 であった。また、気象庁の大船渡猪川における計測震度は 5.3、メッシュにおけるアンケート震度は 5.2 であった。両者とも若干低い値であるが、0.1 から 0.4 程度の誤差で計測震度とアンケート震度ほぼ一致すると考えられる。よってアンケート調査から得られるメッシュ震度から大船渡市内の震度変化の傾向を得るには十分な精度であると考えられる。

Fig. 7 に、算定された震度の表層地質ごとの頻度分布を示す。Fig. 7 における地質区分で、沖積世、洪積世は、それぞれ、沖積世砂礫、洪積世砂礫に相当する。中生代は、Fig. 1 の地質図の礫岩、砂岩などに対応し、古生代は、石灰岩、輝緑凝灰岩、花崗岩、斑レイ岩に対応する。地質は Fig. 1 の地質図から目視で読み取った。沖積世、洪積世の地質を示す場所で震度が相対的に大きく、古生代、中生代の地質の場所で震度が相対的に小さいことがわか

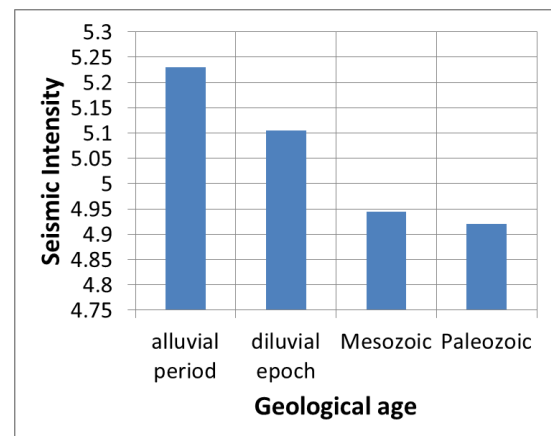


Fig. 7. Relationship between surface geology and estimated seismic intensity.

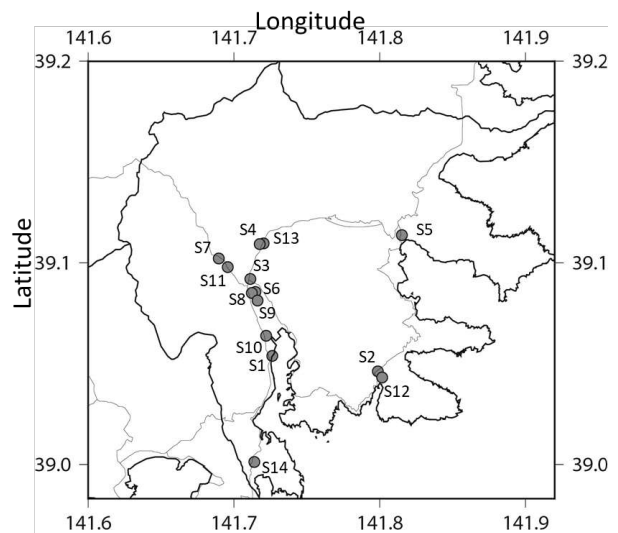


Fig. 8. Location of microtremor array observation points. Closed circles indicate observation points. Gray lines indicate main roads.

る。この結果から、大規模アンケート調査から詳細震度分布を算定することで大船渡市内の宮城県沖の地震時の震度の分布が表層地質の影響を受けていることが示唆された。震度に対する地盤の影響をより定量的に明らかにするために、次節では微動アレイ探査に基づいた平均 S 波速度と震度との関係について議論する。

### 3. 簡易微動アレイ測定による平均 S 波速度の推定

微動アレイ探査は、微動に含まれる表面波（主に、Rayleigh 波）の位相速度の分散関係に基づいて逆解析などの手段により地下の S 波速度プロファイルを推定する方法である（例えば、Okada, 2003）。ただし、観測位相速度の周波数範囲が十分でない場合は地下構造が一意に決定できない場合が多い。大船渡市では PS 検層はおろかボーリング資料ですら数が少ない。そこで、ある深さ

Table 3. List of microtremor array observation points and its geologies in Ofunato City.

code	site name	Latitude (old) (deg)	Longitude (old) (deg)	Latitude (new) (deg)	Longitude (new) (deg)	Geology
S1	St.Andreas Park	39.05381	141.72642	39.05671	141.72287	Alluvial gravel
S2	Ryori elementary school	39.04619	141.79883	39.04910	141.79528	mudstone
S3	Igawa Park	39.09206	141.71125	39.09496	141.70770	Alluvial gravel
S4	Takkon Parking	39.10958	141.72033	39.11248	141.71678	Diluvial gravel
S5	Okirai elementary school	39.11378	141.81536	39.11668	141.81180	schalstein
S6	Higashi Park	39.08556	141.71475	39.08846	141.71120	Alluvial gravel
S7	Hikoriichi ground	39.10217	141.68956	39.10506	141.68602	Granitic rocks
S8	Sakurazato Park	39.08497	141.71225	39.08787	141.70870	Alluvial gravel
S9	Midoricho Park	39.08131	141.71631	39.08421	141.71276	Alluvial gravel
S10	Daicho Park	39.06381	141.72228	39.06671	141.71873	Alluvial gravel
S11	Onikoshi-Fureai Park	39.09786	141.69572	39.10076	141.69218	Granitic rocks
S12	Ryori junior high school	39.04311	141.80175	39.04602	141.79820	schalstein
S13	Ohubato Technical high school	39.10925	141.71775	39.11215	141.71420	Diluvial gravel
S14	Massaki junior high school	39.00122	141.71408	39.00413	141.71054	sandstone

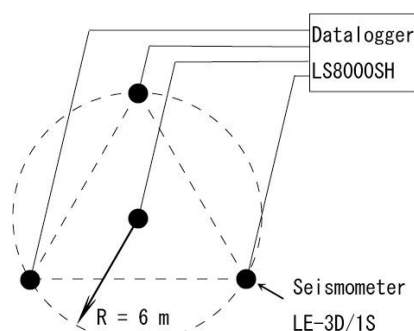


Fig. 9. Microtremor array observation system. An array consists of one seismometer at a center and three ones on a circle with a radius of 6 m. The sensors are connected with the data logger.

までの平均 S 波速度 (AVS) とアンケート震度の関係を検討するため、本研究では長尾・紺野 (2002) に基づいて、ある特定の波長の位相速度から平均 S 波速度を換算する簡易法の適用を試みる。できるだけメッシュ震度や地質が異なるように、かつ 10 m 四方程度の敷地が確保できるように観測場所を選定し、市内 14 地点で微動アレイ観測を実施した。Fig. 8 に微動アレイ観測地点を示す。緯度経度の範囲は Fig. 1 の地質図と同一である。Table 3 に、観測地点の緯度経度とその場所の地質を示す。沖積砂礫、洪積砂礫から中生代古生代の岩盤まで地質が異なる場所で測定を実施した。Fig. 9 に微動アレイ観測システムを示す。センサーとして、レナルツ社製固有周期 1 秒速度計 (LE-3D/1S) を使用した。地震時の揺れと平均 S 波速度との関係を調査する目的で、地表下 30 m までの S 波速度を得るために、円の半径を 6 m に、三角形の辺の長さは約 10 m に設定した。微動計 4 台を、円の中

心に 1 台、半径 6 m の円周上に 3 台等間隔で配置し、データロガー (白山工業社製 LS-8000SH) にケーブルで接続し、サンプリング周期 5 ms、約 20 分間上下動微動のみを計測した。水平動は記録していない。このようなシステムを用いることにより、GPS で時刻同期する必要がなく、GPS の受信状況による観測の不具合を削減することが可能である。かつ、測定場所として 10 m 四方程度の敷地があれば探査可能であり、公園や学校の校庭のごく一部を探査場所として活用できる。

レイリー波の位相速度の解析には空間自己相関 (SPAC) 法を利用した。本研究では、長尾・紺野 (2002) の手法に基づいて、レイリー波の位相速度から直接平均 S 波速度 (AVS) を簡易的に換算する。波長 40 m のときの位相速度が深度 30 m までの平均 S 波速度 (AVS30) に、波長 30 m の位相速度が深度 20 m までの平均 S 波速度 (AVS20)、および波長 15 m の位相速度が深度 10 m までの平均 S 波速度 (AVS10) に相当するとされる (長尾・紺野, 2002)。波長 15 m、30 m および 40 m の位相速度をそれぞれ AVS10、AVS20 および AVS30 とした。ここで AVS10 は地表下 10 m までの平均 S 波速度を表している。空間自己相関法では、比較的半径の小さいアレイを利用する場合、条件が良ければ地震計間隔の 10 倍程度の波長まで位相速度を検出可能であるとされている (例えば、吉見, 2012; 宮腰ほか, 1997)。今回設定した地震計配置では 60 から 100 m 程度の波長までの検出が期待される。3 分の 1 から 2 分の 1 波長相当の深度の情報に対応するならば、30 m 深度までの平均 S 波速度推定には十分であることが期待できる (例えば、Ballad, 1964)。

測定された微動を 5.12 秒ずつオーバーラップさせた



10.24 秒ごとの小区間に分割し、FFT によりクロススペクトルを算出し、中心と円周上の各点に対応する距離に対応する方位平均された複素コヒーレンシー（空間自己相関係数）および円周上の各点どうしで得られる距離に対応するものを、同時にそれぞれの 0 次のベッセル関数に適合し、位相速度を求めた（例えば、Aki, 1957）。また、位相速度の解析可能な波長範囲として、短波長限界は空間エイリアシングが生じない最短地震計間隔の 2 倍、すなわち 12 m 以上とした。長波長限界は観測点により異なるが結果として 5 倍から 10 倍程度となった。Fig. 10 に観測された上下動微動アレイ記録を示す。この場所は交通振動の影響が大きい場所であることがわかる。データローガーの分解能が低いため、振動レベルが大きい場合は波形が飽和するような高い倍率で測定している。なお、飽和区間は除外して解析した。Fig. 11 に例として東町公園で観測された微動のパワースペクトルと計算された SPAC 係数を示す。10 Hz 以上の高周波が卓越していることがわかる。市街地での測定のため、場所によっては交通による非定常な振動が卓越する場所も散見された。その影響をできるだけ避けるために、全区間の平均 rms 振幅に比べ、小区間の rms 振幅が大きい場合は解析に使用しないこととした。

解析例として、Fig. 12 に一例として盛町の東町公園 (S6) における観測位相速度を示す。実線が上から 40 m, 30 m, 15 m の等波長線に相当する。観測された位相速度分散曲線を、横軸を周波数、縦軸を位相速度とした図を作成し、位相速度と等波長線の交点から 30 m 平均 S 波速度 (AVS30), 20 m 平均 S 波速度 (AVS20), および 10 m 平均 S 波速度 (AVS10) を目視で読み取った。図中の丸印が読み取った場所を示している。Fig. 13 に大船渡市 14 観測地点での位相速度分散曲線を示す。図中の実

線は、上から順に 40 m, 30 m および 15 m の等波長線を示す。大船渡の市街地には KuniJiban の土質資料も高速道路建設用の山間部に位置するものしか存在しない。丘陵地に位置する K-NET の IWT008 の土質図からは深さ 1 m で N 値 50 以上を示す岩盤を示していることから、当該地域の市街地は岩盤の上に沖積の砂礫がうすく分布すると推察される地域である。沖積世砂礫に相当するサンアンドレアス公園 (S1) やみどり公園 (S9) などではおよそ 6 Hz から 15 Hz の周波数帯で位相速度が 200 m/s 程度または以下と遅く、一方、花崗岩質岩石に相当する日頃市 (S7) などでは得られた分散曲線の周波数帯がおおよそ 15 Hz から 25 Hz と高く、位相速度もおおよそ 800 m/s から 300 m/s と大きいことがわかる。Table 4 および Fig. 14 に、観測位相速度から読み取った平均 S 波速度を深さごとに示す。サンアンドレアス公園 (S1), 立根駐車場 (S4), みどり町公園 (S9) のように各深度で平均 S 波速度があまり変化しない地点は少なくとも 30 m 程度は同じ地層が続くことが予想される。また、綾里小学校 (S2), 猪川公園 (S3), 越喜来小学校 (S5), 日頃市グラウンド (S7), 佐倉里公園 (S8), 台町公園 (S10), 鬼越ふれあい広場 (S11), 綾里中学校 (S12), 末崎中学校 (S14) のように 10 m 平均波速度 (AVS10) と 30 m 平均 S 波速度 (AVS30) で 2 倍程度異なる地点では、浅い部分で地質が変化していることが予想される。逆解析を実施しなくても、波長に相当する位相速度を読み取るだけで、ある程度は地下構造を推察することが可能と考えられる。最新の研究では、Cho et al. (2018) により、微動アレイ探査により推定された位相速度から得る区間平均 S 波速度も提案されている。将来的には、両者を検討する必要があると考えられる。

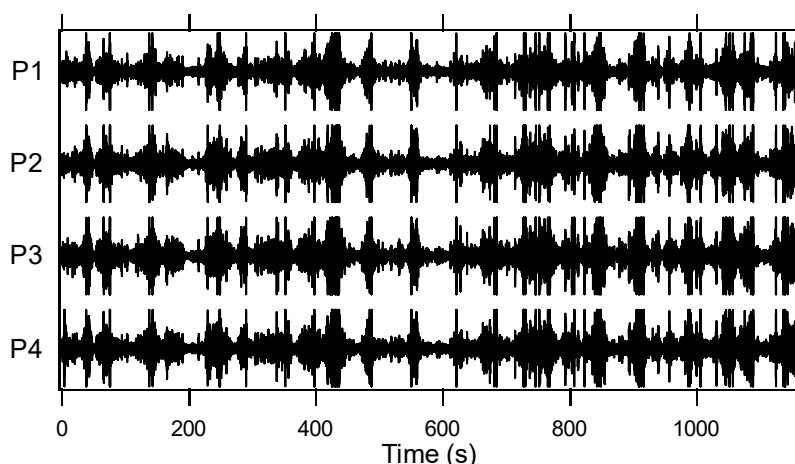


Fig. 10. An example of velocity waveform of vertical microtremor array records observed at Higashi-cho park (S6). P1, P2 and P3 indicate points on a circle and P4 indicates a center point.

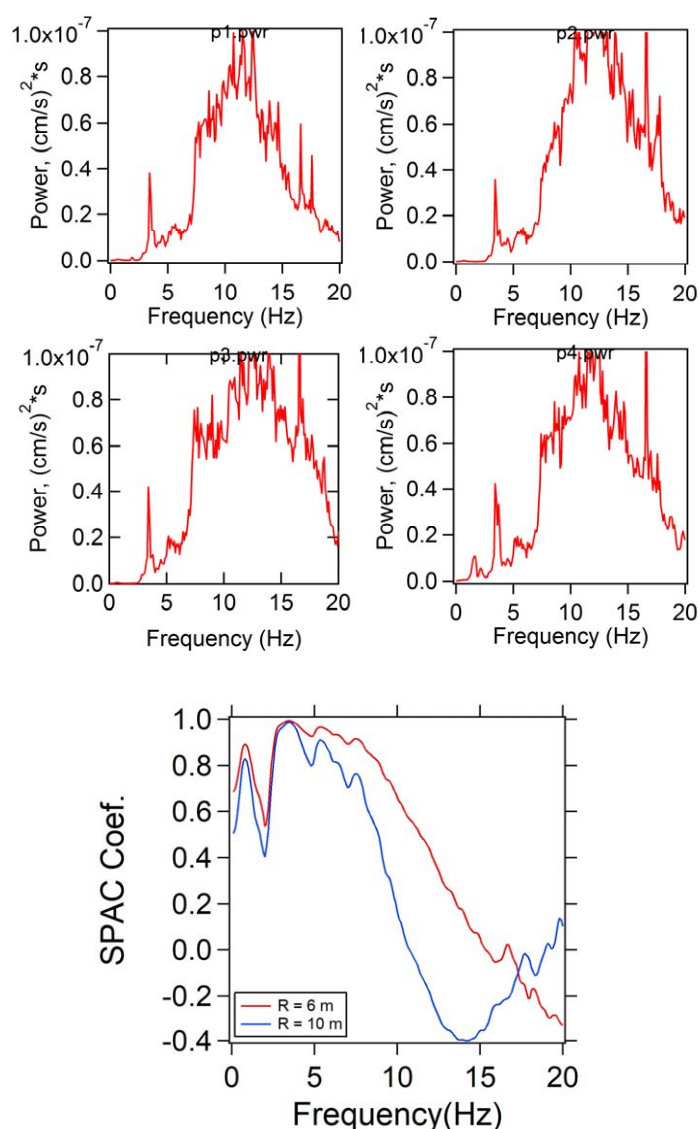


Fig. 11. Examples of observed power spectra of vertical microtremor records and calculated SPAC coefficients at Higashi-cho park (S6).

#### 4. アンケート震度と AVS との関係

アンケート調査から得た震度と微動アレイ探査から推定された S 波速度を比較する前に注意することがある。大船渡市では海岸付近の沖積平野から山地の花崗岩質岩石まで、地形・地質が狭い地域で急に変化するため、250 m メッシュで平均された震度と微動観測点の地盤増幅特性（ここでは、平均 S 波速度、AVS）が必ずしも結びつく訳ではない可能性がある。その影響を検討するため、微動観測点からある半径を持つ円を設定し、その中に存在する算定されたアンケート震度をすべて平均した値を半径平均震度とした。ただし、半径が小さすぎると回答数が減少し、半径が大きすぎれば過度に震度が平均化されることが予想される。アンケート震度を平均するために検討した半径は 100 m, 150 m, 250 m, 300 m,

400 m および 500 m とした。例として、Fig. 15 に円の半径 100 m, 250 m, 500 m とした平均震度をそれぞれ示す。参考までに、付録の Tabel. A-1 に、半径平均震度を計算する際の、観測点ごとのアンケート数の最大値、最小値、および震度の最大値、最小値を示す。半径が 150 m 以下ではアンケート回答が存在しない観測点が存在する。半径 100 m では 2 カ所、半径 150 m では 1 カ所存在する。

このようにして得られた震度と平均 S 波速度との相関係数を算出した。平均震度と AVS10, AVS20, AVS30 との相関係数を Table 5 に示す。参考までに 250m メッシュ震度との相関係数も示している。250m メッシュ震度と平均 S 波速度との相関係数は、AVS20 で -0.65, AVS30 で -0.68 であった。半径平均震度と比較すると若干係数の値が低い、ある程度の相関が認められる。全般的な傾向として、平均深度が 20 m (AVS20) または 30 m (AVS30)

の場合に相関係数が高く、平均する半径も 250 m 程度までは半径が大きくなると相関係数が高くなることがわかる。半径 100 m 平均震度と AVS10 との相関係数が -0.61 と比較的高い値を示している。半径平均震度は精度のないデータ（回答者がゼロあるいは 1 名）を除外していない。よって、アンケート 1 枚の回答がたまたま関連の

Table 5. List of correlation coefficients between average S-wave velocities and seismic intensities averaged within a circle with a radius. Correlation coefficients between 250-m mesh seismic intensities and average S-wave velocities are also shown at the bottom row.

radius for averaging seismic intensity (m)	Correlation Coefficient		
	AVS10	AVS20	AVS30
100	-0.61	-0.74	-0.7
150	-0.08	-0.71	-0.71
250	-0.26	-0.81	-0.82
300	-0.11	-0.71	-0.75
400	-0.2	-0.75	-0.78
500	-0.11	-0.76	-0.8
250 m mesh	-0.12	-0.65	-0.68

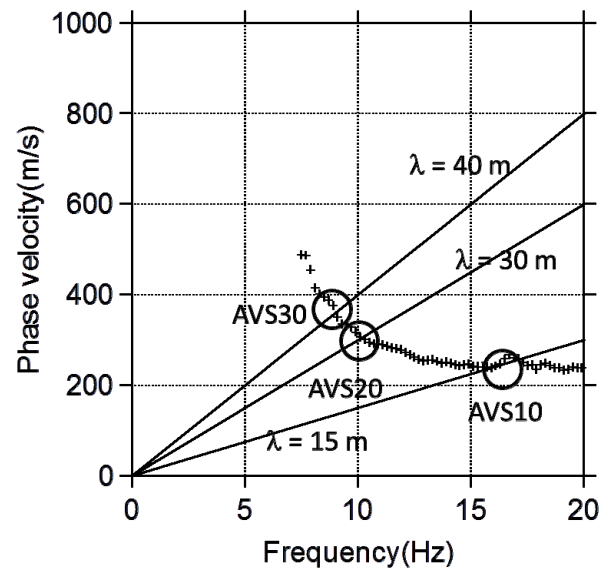


Fig. 12. Relationship between dispersion curve of observed phase velocities and iso-wavelength lines. We estimated average S-wave velocities from observed phase velocities (Nagao and Konno, 2002).

Table 4. List of estimated average S-wave velocities in microremor array observation points. An AVS10 indicates an average S-wave velocity between a surface and 10 m depth, an AVS20 indicates one between a surface and 20 m depth, and an AVS30 indicates one between a surface and 30 m depth. A N.D. indicates “not detected”. An unit of a velocity is m/s.

code	site name	AVS10	AVS20	AVS30
S1	St.Andreas Park	N.D.	166	185
S2	Ryori elementary school	220	307	378
S3	Igawa Park	265	288	461
S4	Takkon Parking	259	288	286
S5	Okirai elementary school	197	295	366
S6	Higashi Park	248	304	364
S7	Hikoriichi ground	305	519	635
S8	Sakurazato Park	239	373	452
S9	Midoricho Park	348	433	523
S10	Daicho Park	348	433	523
S11	Onikoshi-Fureai Park	477	686	780
S12	Ryori junior high school	355	454	550
S13	Ohubato Technical high school	N.D.	287	309
S14	Massaki junior high school	232	312	374



高い震度データとなる場合もあると考えられる。表から、平均する半径が大きくなると AVS10 との相関係数が低くなっていることがわかる。観測点によっては、半径 100 m 周囲には回答者が存在しない (2 カ所のサイト) また存在しても 1 名のみ (2 カ所のサイト) のものがあ

る。その震度とサイトの組み合わせが除外されて相関係数が計算されているためと考えられる。震度算出の平均半径の検討では AVS10 との相関が一番高いのは半径 100 m 平均の場合であり、AVS20 および AVS30 では半径 250 m であった。250 m メッシュ震度より半径 250 m 平均震

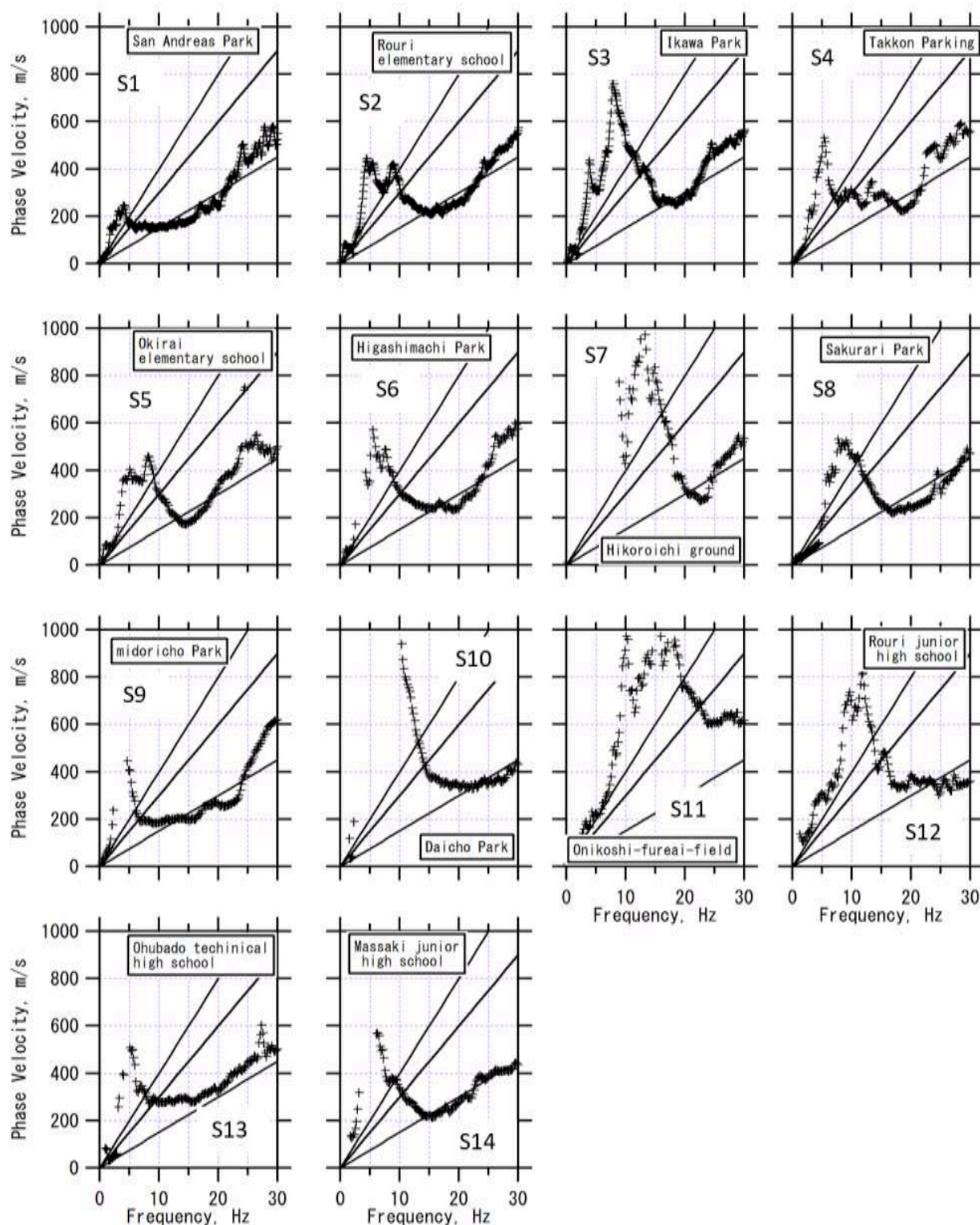


Fig. 13. Dispersion curves of observed phase velocities at all observation points. A plus indicates a phase velocity. Solid lines indicate iso-wavelength relations.

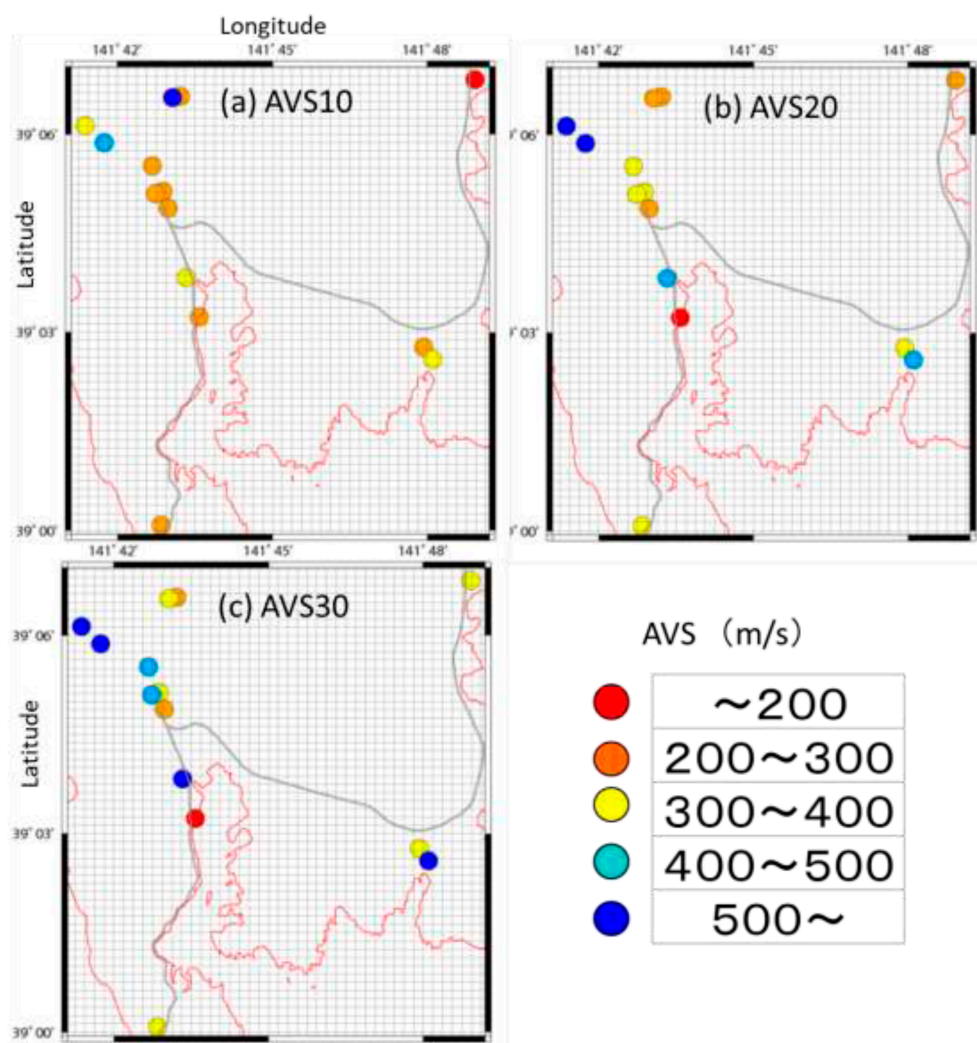


Fig. 14. Average S-wave velocities estimated from phase velocities (AVS). (a) Average S-wave velocity between a surface and 10 m depth (AVS10). (b) Average S-wave velocity between a surface and 20 m depth (AVS20), (c) Average S-wave velocity between a surface and 30 m depth (AVS30).

度のほうが AVS30 との相関が若干高い理由として、まず 250 m メッシュは長方形領域であるため半径 250 m 円領域と面積が約 3 倍異なる。そのためメッシュ震度のほうがアンケートの平均数が少ないことがあげられる。かつ、250 m メッシュは、地域基準メッシュ (1 km メッシュ) の 4 分の 1 地域メッシュとして機械的に区分されているため震度回答者の位置がメッシュ内で偏っている可能性がある。また、観測地点によっては狭い領域で地形や地質が大きく変わるところもあり、大船渡市の地質分布の特徴に関係している可能性も示唆される。地震調査研究推進本部 (2020) を参照して AVS30 に着目して検討を行った。一番相関が高かった AVS30 と半径 250 m 平均震度の相関係数は  $-0.82$  と絶対値として大きい値を示し、地震時の震度の増幅の程度が AVS30 と強い負の相関関係があることがわかる。また、AVS30 と同様に AVS20 も相関係数が  $-0.81$  と高い値を示すことも明らかとなった。

半径 250 m 平均震度と AVS30 との相関関係を Fig. 16 に、

それらの空間分布を Fig. 17 に示す。Fig. 16 から、AVS10 と平均震度との相関は低いことがわかる。AVS20 や AVS30 と半径平均震度との相関は比較的高く、半径 250 m 平均震度と AVS30 は強い負の相関 ( $-0.82$ ) を示している。AVS10 と震度との相関が低い理由として、計測震度の周波数特性が 0.5 Hz から 1 Hz あたりにピークがあるため、10 m より浅い速度構造は比較的高周波の増幅に影響を与えると予想されることから、アンケート震度でも同様の傾向が示されたのではないかと推察される。震度が大きい観測点で AVS30 が小さく、震度の小さい観測点で AVS30 が大きくなる強い負の相関がみてとれる。一般に、堆積層が分布する場所で AVS30 が小さく、震度が大きい。一部、台町公園 (S10) など地質図上では沖積世砂礫に相当していても、実際は丘陵地である場所では AVS が大きく震度も小さい。また、岩盤が分布するところで AVS が大きく、震度が小さい。以上のことから、微動アレイ観測から、逆解析などの手段を用い



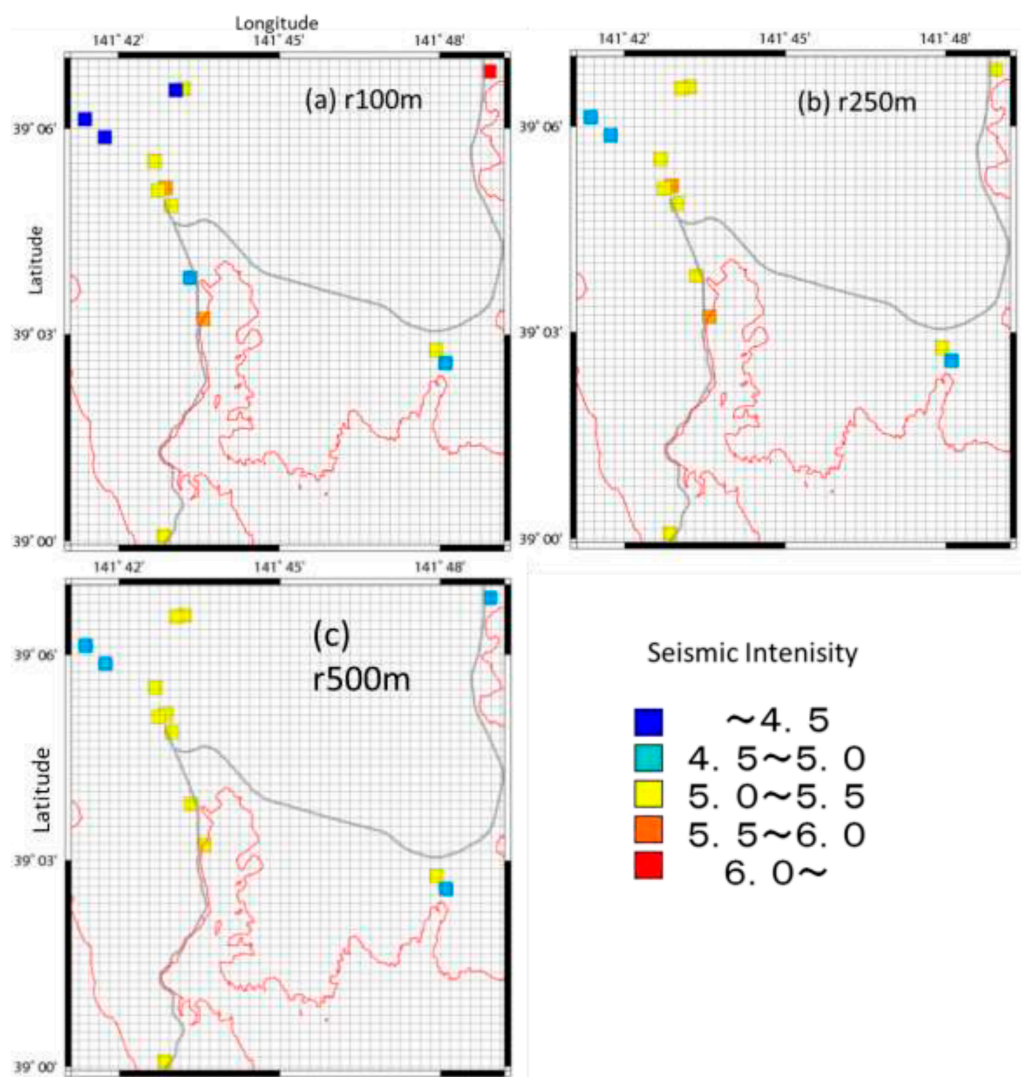


Fig. 15. Seismic intensities averaged within a circle with a radius. (a) Seismic intensities averaged within a circle with a radius of 100 m. (b) Seismic intensities averaged within a circle with a radius of 250 m. (c) Seismic intensities averaged within a circle with a radius of 500 m.

なくとも簡易的な平均 S 波速度の算定により、当該地域の地震時の相対的な揺れやすさがある程度予測できることが示された。従来の研究で示唆されているように深度 30 m 程度までの平均 S 波速度がアンケート震度と相関が高いだけでなく、深度 20 m 程度までの平均 S 波速度もアンケート震度とほぼ同程度の相関係数を示すことも明らかとなった。また、アンケート調査による算定震度は従来個人差の影響が大きく信頼性に劣ると考えられてきたが、数多くのサンプルと平均操作により少なくとも大船渡市では 250 m メッシュ震度と AVS30 の関係は相関係数-0.68 の関係で、半径 250 m 平均震度と AVS30 との相関係数は-0.82 の関係を示すことが示された。また、AVS30 と同様に AVS20 も相関係数が-0.81 と高い値を示すことも明らかとなった。250 m メッシュは各種データベース化の際によく利用される。相関係数が半径平均震度と比較すると若干低い理由として、250 m メッシュ

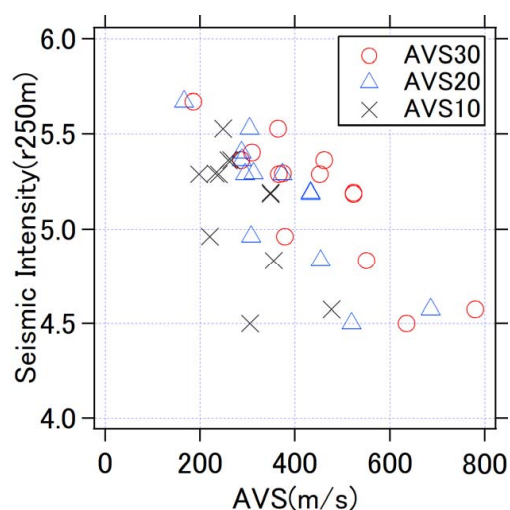


Fig. 16. Relationship between average S-wave velocities and seismic intensities averaged with a circle with a radius of 250 m.



と半径 250 m の領域は面積で 3 倍ほど異なるため、アンケートの平均個数が異なる、メッシュ内の回答位置分布が異なるなども考慮する必要があるが、おおよそ 250 m 程度の空間分解能で相対的な震度の差異を把握できる可能性も示されたと考えられる。

## 5. まとめ

岩手県大船渡市の振動特性を明らかにするため、小学校 14 校、中学校 8 校の 3,387 世帯を対象に、2003 年 5 月 26 日に発生した宮城県沖地震のアンケート震度調査

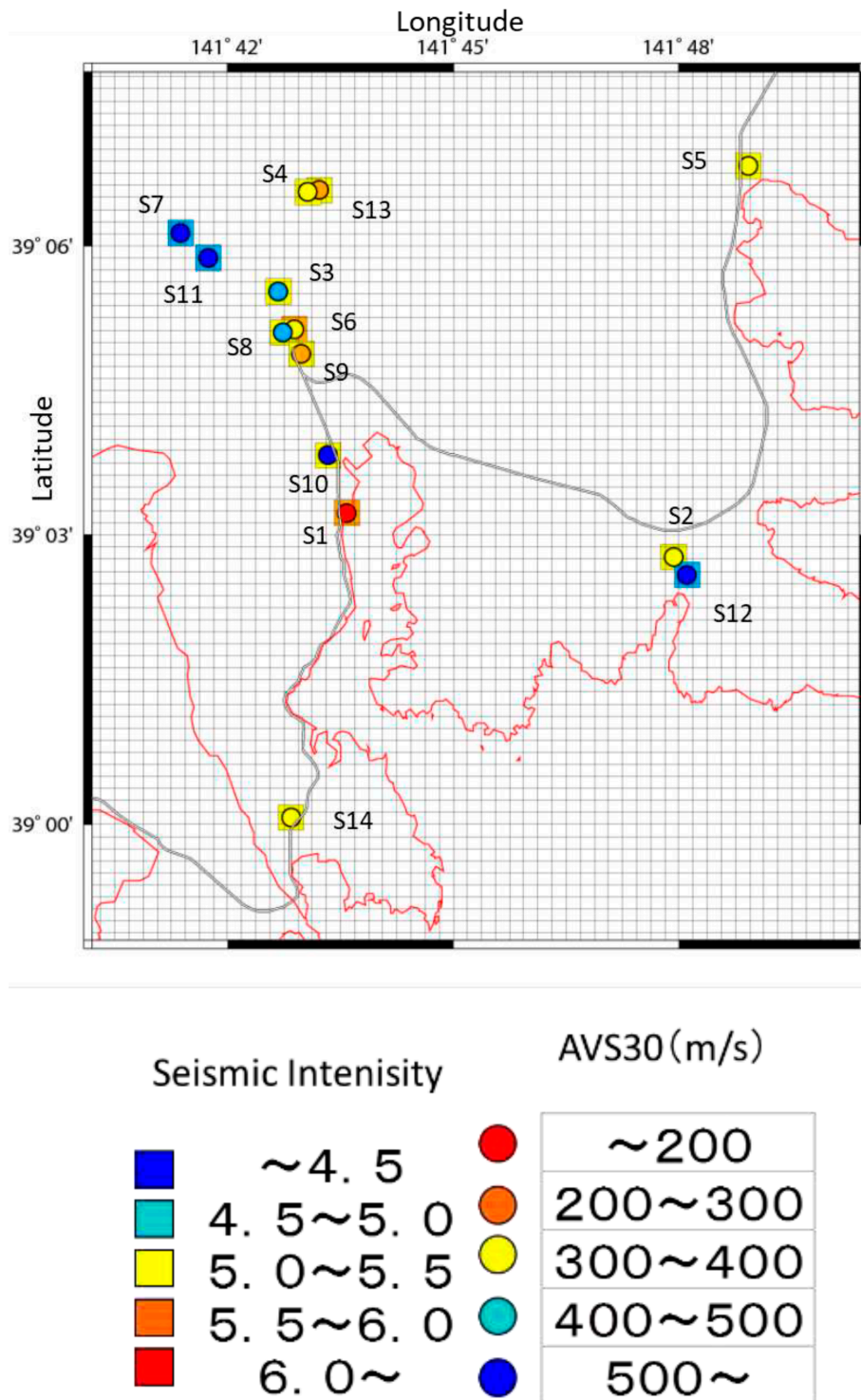


Fig. 17. Distribution of average S-wave velocities between a surface and 30 m depth and distribution of seismic intensities averaged with a circle with a radius of 250 m.

を行った。アンケートから推定された震度は、分布を明確にするために、まず250 m四方のメッシュで平均した。その際、アンケートの回答の個人差を避けるために、アンケートの数が3つ以上のメッシュを解析に使用した。得られたメッシュ震度は6.4から4.1の範囲で分布し、大船渡市の平均は5.1であった。大船渡市の平野部にあたる中心部では震度が大きく、周辺では震度が小さいことが判明した。宮城県沖地震の強震動は振動特性が地下の地質構造に依存することを示唆している。

大船渡市における区域ごとに震度の差異の原因を調べるために、市内14地点で、地震計間隔6 mの4台の振動計からなる簡易微動アレイ観測を実施し、レイリー波位相速度分散曲線を求めた。長尾・紺野(2002)の簡便な方法で、波長40 mの時のレイリー波位相速度から深度30 mまでの平均S波速度などを換算し、平均S波速度とアンケート震度との比較を行った。震度データベースを作成するための250 mメッシュ平均震度とAVS30との相関係数は-0.68を示し、ある程度の相関が認められ、単純な解析である250 mメッシュ平均震度でも平均S波速度からの揺れやすさとの対応を示すことが可能であった。また、大船渡では狭い地域で急に地質構造が変化するため、観測点を中心にした半径100 mから500 mの平均震度を算出し、その震度と平均S波速度(AVS10からAVS30)の相関を検討した。震度が大きな観測点でAVS30が小さく、震度の小さな観測点ではAVS30が大きくなる傾向が確認でき、その結果、半径250 m平均震度とAVS30は強い負の相関(-0.82)を示すことが判明した。本研究の大規模アンケート調査に基づいた詳細震度分布の解析は、強震観測が高密度で定期的に実施されていない地域でも有効な手法であると考えられる。また、簡易微動アレイ観測による位相速度に基づいた平均S波速度からの揺れやすさの把握手法は簡便なものであるため地盤情報の少ない地方都市での地震危険度を推定するのに役立つと期待される。特に、簡易的な手法で平均S波速度を得ることができるのであれば、地震ハザードステーションにおける地盤増幅率のチューニングに役立つことが期待できる。

## 謝 辞

大船渡市教育委員会、小学校、中学校の学校関係者の方々は、アンケート調査に協力していただいた。八戸工業大学坂尻直巳名誉教授にはOCR読み取り機材を貸していただいた。2004年度岩手大学工学部建設環境工学科4年生の齊藤裕輔氏にはアンケートの集計および解析の協力を得た。2006年度同研究室の4年生岡部陽介氏には微動観測および解析の協力を得た。大船渡市立博物館係長(当時)の白土豊氏には、大船渡市の地質(山田, 1978)および地質図などの資料提供していただいた。一部の図の作成には、GMT(Wessel and Smith, 1998)を使

用した。匿名の査読者からの指摘が原稿の修正に有意義でした。記してここに謝意を表する。

## 参 考 文 献

- Aki, K. (1957): Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **25**, 415-457.
- Ballard, R. F. Jr. (1964): Determination of Soil Shear Moduli at Depth by In-Situ Vibratory Techniques, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, Miscellaneous Paper No. 4-691.
- 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> (閲覧日 2019年1月1日)
- 防災科学技術研究所: 首都圏地震観測網, <http://www.mesonet.bosai.go.jp/mportal/top> (閲覧日 2019年1月1日)
- 防災科学技術研究所: 強震観測網, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (閲覧日 2019年1月1日)
- 長 郁夫・多田 卓・篠崎祐三(2008) 極小アレイによる新しい微動観測法: 浅部地盤平均S波速度の簡便推定, *物理探査*, **61**, 457-468.
- Cho, I., Urabe, A., Nakazawa, T., Sato, Y and Sakata, K. (2018): Simple assessment of shallow velocity structures with small-scale microtremor arrays: interval-averaged S-wave velocities, *Exploration Geophysics*, **49**, 922-927.
- Hayashi, K. and H. Suzuki (2004): CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, *Exploration Geophysics*, **35**, 7-13.
- 岩手県(1975a): 土地分類基本調査 綾里 5万分の1.
- 岩手県(1975b): 土地分類基本調査 盛 5万分の1.
- 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20\\_yosokuchizu/recipe.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf) (閲覧日 2020年5月1日)
- 気象庁: 気象庁ホームページ, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/intens-st/> (閲覧日 2019年1月1日)
- 気象庁(2003): 2003年5月26日18時24分に発生した宮城県沖の地震について, 平成15年5月 地震・火山月報(防災編), pp. 30-41.
- 松岡昌志・若松加寿江(2008): 地形・地盤分類250mメッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ, 産業技術総合研究所, 知的財産管理番号H20PRO-936.
- 宮越 研, 岡田 広, 凌 魁群(1997): 微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲, 科研費報告書「地震時の地盤振動特性評価のための微動の活用に関する研究」, pp. 73-87.
- 盛岡地方気象台: 岩手県の震度観測点, [https://www.jma-net.go.jp/morioka/html/geology\\_haichizu.html](https://www.jma-net.go.jp/morioka/html/geology_haichizu.html) (閲覧日 2019年1月1日)
- 長尾 毅・紺野克昭(2002) 常時微動アレイ観測に基づく表層地盤の平均S波速度推定精度に関する研究, 土木学会論文集, No.696/I-58, pp. 225-235.

- Nogoshi, M. (1988a) : The occurrence of damage and detailed seismic intensity distribution in Akita Prefecture, Akita and Noshiro Cities on the 1983 Nihonkai Chubu Earthquake, *Journal of Japan Society for Natural Disaster Science*, 7, pp. 36-65.
- Nogoshi, M. (1988b) : Statistical evaluation between site effect of geological conditions and detailed seismic intensity on the 1983 Nihonkai Chbu Earthquake, *Proceedings of the 9<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering*, 1, 87.
- Okada, H. (2003): *The Microseismic Survey Method*, Society of Exploration Geophysicists of Japan, Geophysical Monographs Vol. 12. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, p. 35.
- 太田 裕・後藤典俊・大橋ひとみ (1979) : アンケートによる地震時の震度の推定, 北海道大学工学研究報告, **92**, 117-128.
- 太田 裕・小山真紀・中川康一 (1998) : アンケート震度算定法の改訂—高震度領域—, 自然災害科学, **16**, 307-324.
- 坂本拓也・磯部良太・源榮正人・柴山明寛 (2012) : 宮城県大崎市と宮城県栗原市を対象としたアンケート調査に基づく東北地方太平洋沖地震と 4 月 7 日の余震 (M7.2) の揺れの調査, 日本地震工学会論文集, **12**, 133-142.
- 齋藤徳美・中村 操・野越光雄 (1989) : 1987 年岩手県中部沿岸地震における岩手県内の高密度震度分布と地質構造との関係, 地震 第 2 輯, **42**, pp. 81-90.
- 総務省消防庁 (2003) : 災害情報 5 月 26 日に発生した宮城県沖を震源とする地震 (確定版).
- 若松加寿江・松岡昌志 (2013) : 全国統一基準による地形・地盤分類 250 m メッシュマップの構築とその利用, 地震工学会誌, **18**, 35-38.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) : New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- 山田彌太郎 (1978) : 大船渡市の地質, 大船渡市史第一巻地質編別刷, p. 230.
- 山本英和・山田 徹・齋藤徳美 (1996) : アンケート調査による盛岡市域の詳細震度分布, 北海道東方沖地震・三陸はる

か沖地震における結果, 地球惑星科学関連学会合同大会, D 41-01.

山本英和・佐野 剛・齋藤徳美・齋藤裕輔・佐々木俊之 (2005) : アンケート調査による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震における盛岡市域の詳細震度分布, 社団法人物理探査学会第 112 回学術講演会講演論文集, 180-183.

Yamamoto, H., Takakura, M. and Sano, T. (2013) : Seismic intensity distribution by ultra-high density questionnaire surveys and the shallow S-wave velocity structures by microtremor array surveys in the central area of Maesawa District of Oshu City of Iwate Prefecture at northern Honshu, Japan, *Proc. The 11th SEGJ International Symposium*, Yokohama, Japan November 18-21, Paper ID 164.

吉見雅行 (2012) : 大規模堆積盆地の微動アレイ探査における CCA 法, nc-CCA 法, V 法の適用性の検討—大阪南部地域での探査データを用いて—, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), **68**, p.I\_220-I\_226.

## 付 録

アンケートから震度を算定する場合, 個人差の影響を受けてしまう場合がある。山本ほか (2005) では, 本論文と同一の調査票 (太田ほか, 1979) を用いて同様な手法で, 2003 年 5 月 26 日の宮城県沖の地震と 1994 年三陸はるか沖地震を対象にアンケート震度調査を実施して 250 m メッシュごとの震度分布図を作成した。その際に, アンケート震度をメッシュごとに平均する際の個数について検討した。Fig. A-1 に, 岩手県盛岡市域を対象とした 2 つの地震の震度分布の相関係数と使用可能なメッシュの数の変化を示す。メッシュ平均の数が 1, すなわち全データを利用する場合, 2 つの地震の震度分布の相関係数は 0.3 程度と極めて低い値を示す。これは地域ごとの震度分布の影響よりはメッシュ内の回答の差異を表していると考えられる。平均する数が増加すれば相関係数が増加することがわかる。平均する数が 3 までは

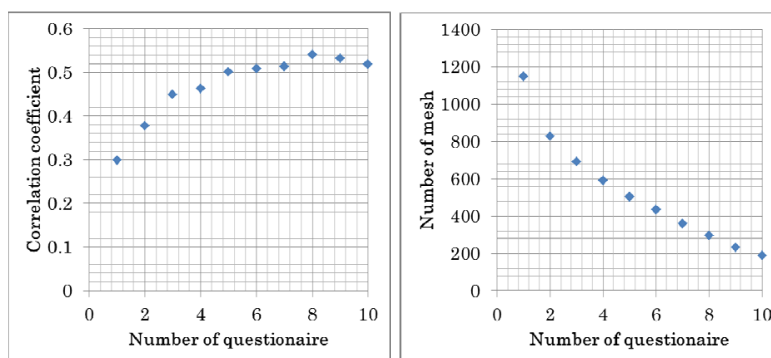


Fig. A-1. Correlation coefficients between 250-m mesh seismic intensities for the 2003 Off-Miyagi earthquake and those for 1994 Far-off Sanriku earthquake in Morioka City as a function of a number of questionnaire.

急激に相関係数が増加し、3 より大きい数では徐々に相関係数が増加することがわかる。ただし、当然のことながら平均する個数を増やせば震度分布図作成に使用可能なメッシュの数が減少する。本論文では人口が少ない大船渡市を対象としているため平均するアンケート枚数は3枚以上とすることとした。

Tabel. A-1 に、半径平均震度を計算する際の、観測点ごとのアンケート数の最大値、最小値、および震度の最大値、最小値を示す。半径が 150 m 以下ではアンケート

回答が存在しない観測点が存在する。半径 100 m では2カ所、半径 150 m では1カ所存在する。

Fig. A-2(a) に、250 m メッシュ震度と 250 m 半径平均震度との関係を示す。概ね良い相関を示していることがわかるが、一部、対応がよくないものが散見される。Fig. A-2(b) に平均 S 波速度と 250 m メッシュ震度および半径 250 m 平均震度との関係を示す。概ね良い対応を示すが、平均 S 波速度は半径 250 m 平均震度との相関が高いことがわかる。

Table A-1. List of the maximum number of questionnaires, the minimum number of questionnaires, the maximum value of radius average seismic intensities, and the minimum value of radius average seismic intensities when calculating the radius average seismic intensities. Nmax indicates the maximum number of questionnaires, and Nmin indicates the minimum number of questionnaires. SImax indicates the 5 maximum value of the radius average seismic intensities, and SImin indicates the minimum value of the radius average seismic intensities.

radius(m)	Nmax	Nmin	SImax	SImin
100	16	0	5.9	4.2
150	21	0	5.7	4.2
200	25	1	5.7	4.3
250	37	1	5.7	4.5
300	51	3	5.5	4.5
400	85	5	5.4	4.4
500	95	5	5.4	4.4

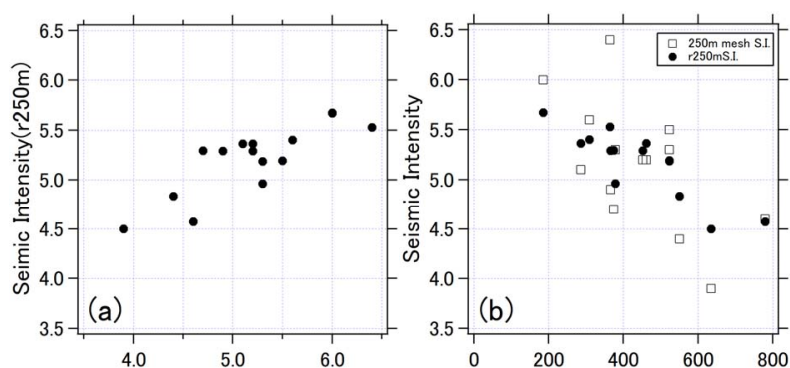


Fig. A-2. Relation between 250-m mesh seismic intensities for the 2003 Off-Miyagi earthquake and seismic intensities averaged with a circle with a radius of 250 m (a). Relationship between average S-wave velocities (AVS30) and seismic intensities (b).



# Relationship between detailed seismic intensity distribution and averaged S wave velocities by a conventional microtremor array survey

## - Based on questionnaire survey of seismic intensity in Ofunato City, Iwate Prefecture, for the 2003 off-Miyagi earthquake (Mj7.1) -

Hidekazu Yamamoto\* and Tsuyoshi Saito\*

### ABSTRACT

To clarify the effect of surface geology on seismic motion in Ofunato City, Iwate Prefecture, a survey on detailed seismic intensity distribution was done using questionnaires for the off-Miyagi earthquake ( Mj 7.1 ) occurred at May 26, 2003. The questionnaire revised by Ohta et al.(1998) was used for 5 calculating seismic intensities. 3,387 questionnaires were distributed for parents of students of 14 elementary schools and 8 junior high schools in Ofunato City. The seismic intensities estimated from questionnaires were averaged for 250m square meshes to clarify the spatial variation of seismic intensities. To avoid differences among individuals for questionnaire survey, the effective meshes where the number of the questionnaire was more than three were used for analysis. The number of the 10 effective mesh was 212. The seismic intensities were ranging from 6.4 to 4.1, and the average was 5.1 in Ofunato City. It was revealed that the seismic intensity at the central area of Ofunato City was large, and the one around the area was small.

In order to clarify the difference of seismic intensities for each area in Ofunato City, we carried out conventional microtremor array observations at 14 sites. The array consists of four vertical 15 seismometers with an interval of 6 m. Phase velocities of Rayleigh waves were estimated from array records of vertical microtremors by spatial auto-correlation (SPAC) method. Average S-wave velocities (AVS) between a surface and 30 m depth were estimated from phase velocities of Rayleigh waves with a wavelength of 40 m by using empirical relations proposed by Nagao and Konno (2000). We compared to the estimated AVS distribution with the seismic intensity distribution. The correlation coefficient 20 between the seismic intensity averaged with a 250m mesh and AVS30 was -0.68. Because the geological structure changes abruptly in a small area in Ofunato City, we calculated the seismic intensities averaged from the observation point to a radius of 100 m to 500 m, and examined the correlation between the seismic intensities and the average S wave velocities (AVS10 to AVS30). It was revealed that the AVS was small at the area where the seismic intensity was large. As a result, it 25 was found that the correlation coefficient between the seismic intensity averaged with a radius of 250m and AVS30 was -0.82. It was also clarified that the correlation coefficient of AVS20 was -0.81 as well as the coefficient of AVS30.

**Keywords:** Questionnaire survey, seismic intensity, microtremor array survey, average S-wave velocity, seismic intensity averaged within a circle with a radius