

2019 年度 修士論文

石巻市桃生町における表層地質による  
地震動の増幅に関する研究

首都大学東京大学院 都市環境科学研究科 都市基盤環境学域

18851525 水谷 圭佑

指導教員 小田 義也

# 目次

<b>第 1 章 序論</b>	<b>1</b>
1.1 はじめに	1
1.2 本研究の構成	1
<b>第 2 章 桃生町について</b>	<b>3</b>
2.1 先行研究	3
2.2 地域概要	3
2.3 東北地方太平洋沖地震について	4
<b>第 3 章 解析手法</b>	<b>8</b>
3.1 微動アレイ探査	8
3.2 Centerless Circular Array (CCA) 法	9
3.3 Simple Profiling (SP) 法	11
3.4 ピーク法・トラフ法	11
3.5 Simplified Inversion Method (SIM)	13
3.6 焼きなまし法	13
<b>第 4 章 桃生町における浅部 S 波速度構造の推定</b>	<b>16</b>
4.1 観測	16
4.2 分散曲線	18
4.3 初期モデルの作成	20
4.4 焼きなまし法による S 波速度構造	26
4.5 可探深度以下を考慮した S 波速度構造	31
<b>第 5 章 桃生町における地震応答特性</b>	<b>45</b>
5.1 解析の概要	45
5.2 パラメータ設定	45

5.2.1 層設定.....	45
5.2.2 加速度入力データの設定 .....	48
5.2.3 その他の設定について .....	52
5.3 結果.....	52
5.3.1 伝達関数.....	52
5.3.2 加速度応答スペクトル .....	53
<b>第 6 章 桃生町における増幅特性と家屋被害の関係.....</b>	<b>55</b>
6.1 地下構造と家屋被害の関係.....	55
6.2 地震応答と家屋被害の関係.....	58
<b>第 7 章 結論と今後の課題.....</b>	<b>62</b>
<b>謝辞.....</b>	<b>64</b>
<b>参考文献.....</b>	<b>65</b>

## 1. 序論

### 1.1 はじめに

桃生町は宮城県北東部石巻市に位置する町で、石巻市北西部一帯が桃生町にあたる。石巻市桃生町は「北上川、旧北上川で囲まれていて、東側の一部が北上山地にかかるが、大きくは仙台平野に含まれる」（桃生町編纂委員会，1990）（図 1）。

本研究の対象地域となる桃生町を通る東浜街道は「気仙道」と呼ばれる街道の一部で、「地元の方によれば、この街道周辺は「地震の通り道」と呼ばれることもあるそうで、昔から地震の際にはよく揺れる地域であったことがうかがえる」（小田・戸田，2011）。

実際、桃生町は比較的良好地震に見舞われる地域で、たとえば 1998 年宮城県南部地震（M5.0）や 2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）が周辺で発生している（たとえば地震調査研究推進本部，1998；産業技術総合研究所，2012）。

本研究では小田・戸田（2011）において調査された東北地方太平洋沖地震の桃生町における家屋の被害ランクと、極小アレイおよび不規則アレイを用いた微動アレイ観測によって得られた S 波速度構造、および桃生町における東北地方太平洋沖地震の際の地震応答を比較することによって桃生町における地震動の増幅を評価することを目的とする。

### 1.2 本研究の構成

本研究は 7 章で構成されている。以下にその概略を示す。

第 1 章では本研究に関する研究の背景、および構成について述べた。

第 2 章では研究対象地域に関する先行研究、地域概要、東北地方太平洋沖地震の概要について述べた。

第 3 章では地下構造推定手法について述べた。

第 4 章では微動アレイ探査の観測方法および地下断面作成についての説明を行った。その後、Centerless Circular Array (CCA) 法を用いた分散曲線の算出、Simplified Inversion Method（以下 SIM）を用いた各観測点の簡便な浅部 S 波速度構造の推定を行った。また、SIM の結果や当地域におけるボーリングデータをもとに初期地下構造を作成し、焼きなまし法を用いた浅部 S 波速度構造の推定を行った。

第 5 章では 1 次元重複反射理論に基づく等価線形解析プログラム（SHAKE91）を用いた桃生町の東北地方太平洋沖地震における地震応答特性についての解析を行った。本解析では主に伝達関数、加速度応答スペクトルに着目して考察を行った。

第 6 章では SIM および焼きなまし法から求めた桃生町の浅部 S 波速度構造と家屋被



害の関係，SHAKE91 より求めた桃生町の地震応答と家屋被害の関係を考察した．

第7章では本研究の結論と今後の課題について述べた．

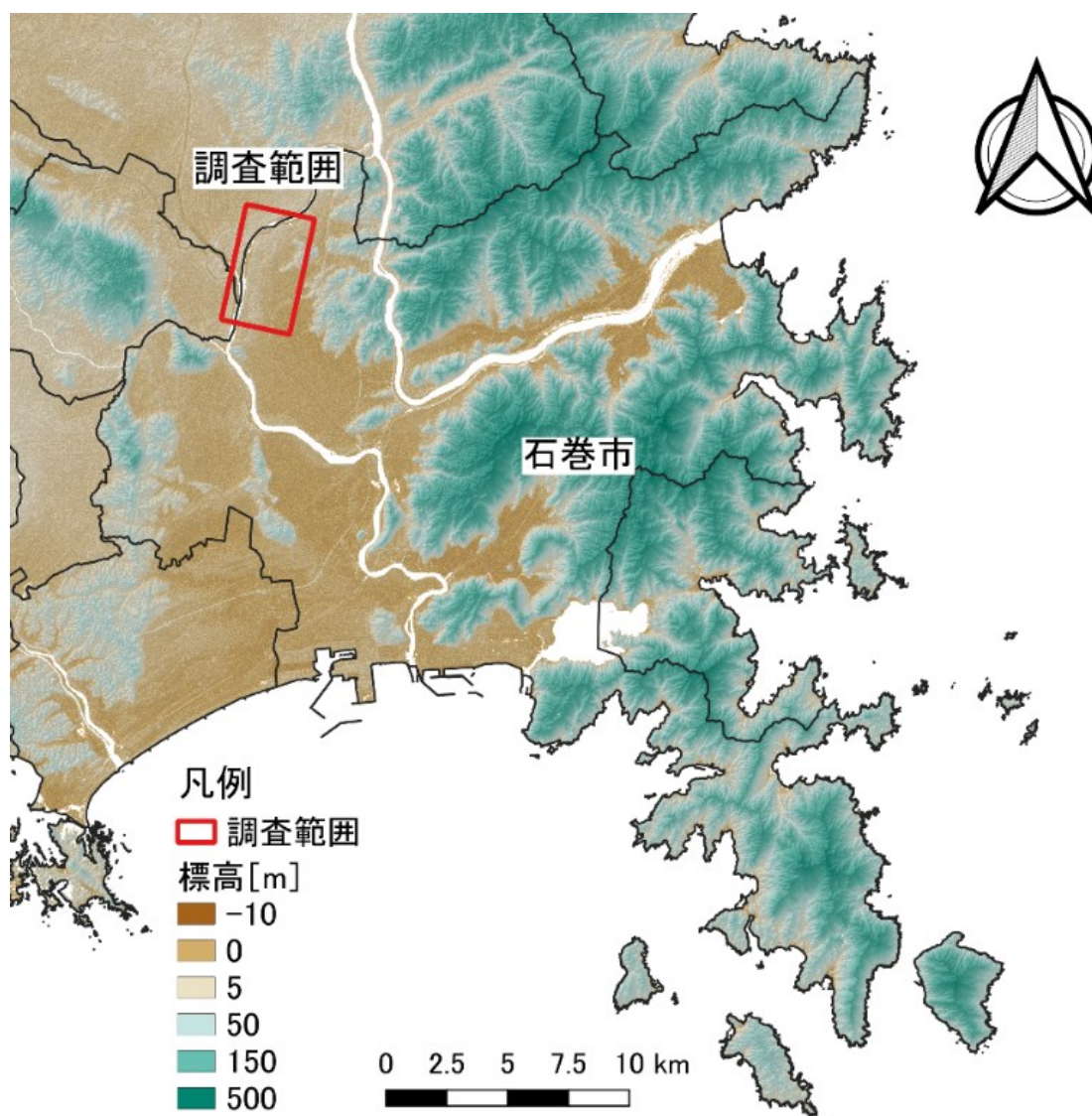


図1 石巻市概観と調査範囲. QGIS より作成

## 2. 桃生町について

### 2.1 先行研究

小田・戸田（2011）は石巻市桃生町東浜街道沿い約 3.8km を対象に単点微動観測 46 点を実施し H/V スペクトルから卓越振動数を調査した．また，家屋被害については八幡・山崎（2008）の方法を採用し，目視により桃生町 310 棟の家屋を被害の度合いが大きい方から順に A から F までランク付けし，H/V スペクトルと家屋被害の関係を調査した（図 2.1，図 2.2）．

その結果，特に卓越振動数が 2.5Hz 以上の地点と被害 A，B ランクの場所が良く一致することがわかり，かつ家屋被害が大きい箇所では複数のピークや 2～4Hz 付近まで卓越振動数に幅を持つものが多いことがわかった．

しかし，卓越振動数が 2.5Hz 以上の地点すべてで被害が大きいわけではなく，阪神淡路大震災の際大きな被害を出した 1Hz 付近に卓越振動数を持つ地域での被害が小さかった事実があり，より詳細な地下構造，そして，増幅特性を解明する必要があるなどの課題が残されている．

### 2.2 地域概要

桃生町は 1 章で説明の通り「北上川，旧北上川で囲まれていて，東側の一部が北上山地にかかるが，大きくは仙台平野に含まれる」（桃生町編纂委員会，1990）（図 1）．

本研究の対象地域となる桃生町中心部は旧北上川の左岸に位置し，国土地理院（2012ab）によると住宅は東浜街道沿い，かつ微高地上に立地しているものが多い（図 2.3）．

宮城県桃生町土木地質株式会社（2004）によると桃生町中心部の沖積層の厚さは約 10m である．ボーリングデータから上部はシルトや粘土，下部は砂や礫から構成されている．さらにその下位には新第三紀鮮新世の大貫層，中生代三畳紀の伊里前層があり，基盤を構成している（図 2.4）．

大貫層は「主として砂岩・凝灰岩・シルト岩・泥岩などの不規則な互層」から構成され「全体として，岩相が不安定であって，個々の岩層の側方の連続性に乏しく，またところによって異常堆積構造が認められる」とされている（地質調査所，1969）．

伊里前層は「総体的には暗灰色石灰質砂質粘板岩からなり，通常砂質粘板岩と粘板岩とが縞状互層を呈する．また，数 m-数 10m に及ぶ砂岩が数枚挟有される」とされている（地質調査所，1984）．

宮城県桃生町土木地質株式会社（2004）によると桃生町庁舎から東に約 500m に位置

する白鳥神社は伊里前層が構成する山地部に位置し、伊里前層は白鳥神社付近を境に地下へ埋没する。伊里前層は桃生町庁舎付近では 30m 以深で見られ、東から西へと傾斜している。これと同様に沖積層基底や大貫層も東から西に傾斜しており、沖積層層厚、大貫層層厚はともに東から西へと厚くなっていく（図 2.4）。

### 2.3 東北地方太平洋沖地震について

東北地方太平洋沖地震は 2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に発生した M9.0 (Mw9.0) の地震で、N 38° 06.2', E 142° 51.6', 深さ 24km に震源を持つプレート境界型地震である。「この地震の発震機構は、西北西-東南東方向に圧力軸持つ逆断層型で、太平洋プレートと陸のプレートの境界の広い範囲で破壊が起きたことにより発生した地震である」。余震活動も活発で、2011 年 3 月 11 日 15 時 15 分に茨城県沖で発生した M7.7 の地震を一例に、2011 年 6 月 11 日（本震発生から 3 ヶ月間）までに M7.0 以上の余震が 5 回発生している（気象庁、2011）。

また、本震は M9.0 という世界的に見ても最大級の地震であるにも関わらず家屋の被害は大きくなかった。その原因として、本震の応答スペクトル解析から一般的に木造家屋に影響を与える周期 1~2 秒程度の「キラーパルス」と呼ばれる波の成分は少なく、周期 1 秒未満の比較的短周期成分を多く含んでいたことが挙げられている（消防庁、2013）。

しかし、地震動そのものによる家屋被害が完全になかったわけではなく、小田・戸田（2011）によると宮城県石巻市桃生町では被害状況を調査した 310 棟のうち 111 棟（全体の 35.81%）の家屋が外見的に何らかの被害を受けたとされている（図 2.1, 図 2.2）。また、そのうち 10 棟は屋根が地面に接するなど完全に倒壊した家屋も見られた。東北地方太平洋沖地震は津波などの地震による二次災害の被害が大きかったため地震動による被害はあまり注目されていないが、地震動による被害が少なからず発生したことにも留意する必要がある。

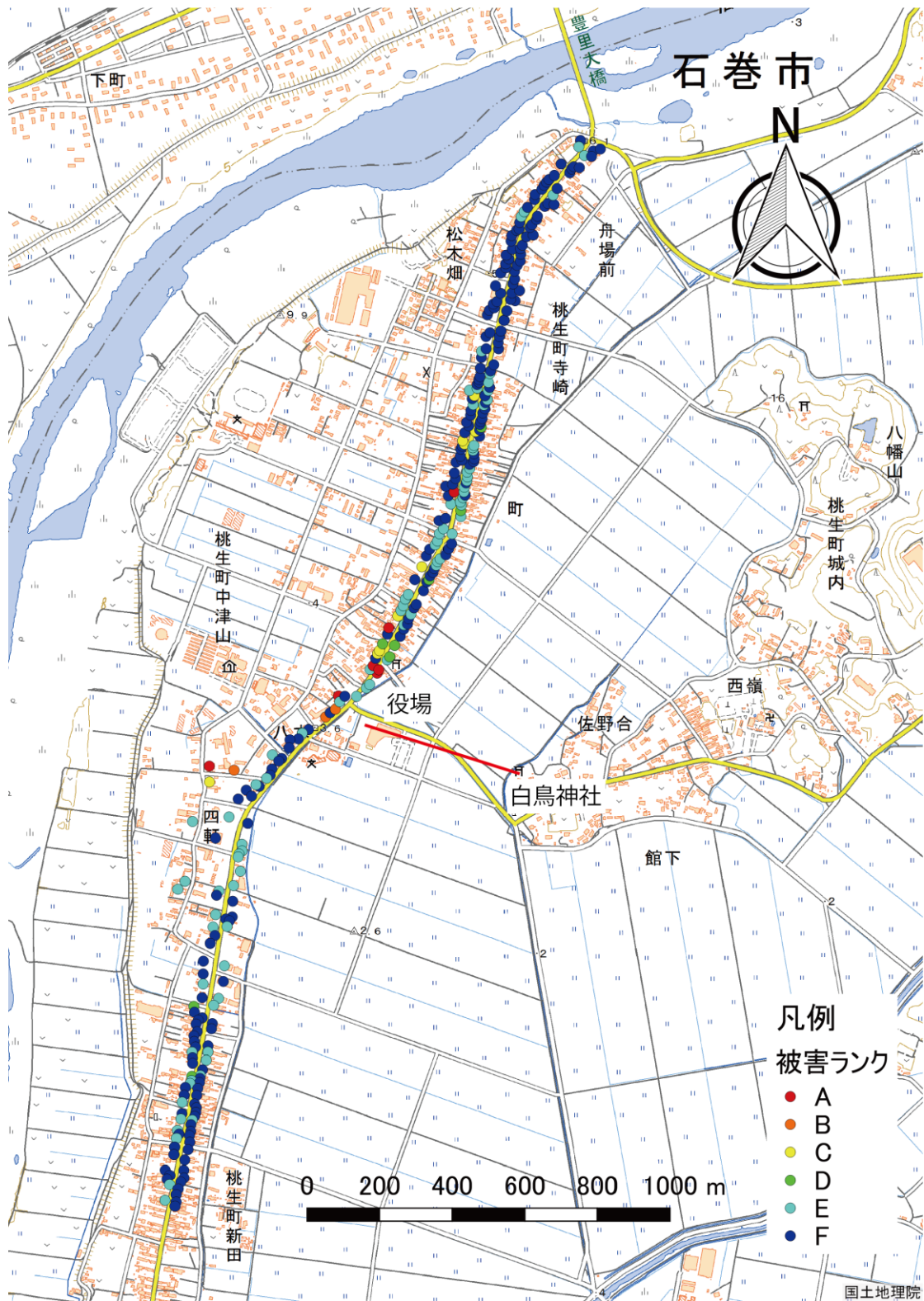


図 2.1 被害ランクおよび図 2.4 測線. 小田・戸田 (2011) より作成





図 2.3 治水地形分類図（国土地理院，2012ab）





### 3. 解析手法

本章では、本研究における地下構造探査手法について述べる。地下構造探査では、はじめに微動アレイ観測を研究対象地域で行った。次に、Centerless Circular Array (CCA) 法より分散曲線を算出し、算出したデータをもとに Simple Profiling (SP) 法、ピーク法、トラフ法および SIM を用いた簡便な方法で、浅部 S 波速度構造の推定を行った。これをボーリングデータと比較することで桃生町における大まかな地下構造および地下地質を把握した。その後、SIM の結果とボーリングデータをもとに初期地下構造を作成し、焼きなまし法を用いた浅部 S 波速度構造の推定を行った。また本研究では解析限界を考慮し解析限界以深に基盤が見られる地点に関しては 4 分の 1 波長則を用いて基盤深度を設定した。

#### 3.1 微動アレイ探査

風や波浪などの自然現象や、車の走行等により発生する微小な振動のことを微動という（図 3.1）。微動アレイ探査は複数の微動計を用い、微動を同時観測することで地下 S 波速度構造を明らかにする手法である。凌ほか（2003）によると「微動アレイ探査の技術の利点は、工学的に重要な S 波速度が分ること、低速度層が検出できることであるが、ほかに、人工震源を使わず自然の波動を利用するため環境に負荷を与えないこと、非破壊法でかつ迅速であること、作業に制約を受ける市街地でも容易に実施できること」が挙げられている。また、微動アレイ探査と同様に S 波速度構造を把握する手法の 1 つである PS 検層は、ボーリング孔を掘ることからコスト面がかさむ。そのため観測点を多く設置できないことが弱点とされる。本研究の対象範囲は東浜街道沿いの直線約 4km の範囲であり、かつ家屋被害と地震の関係を地下構造の観点から把握することを目的としているため、微動アレイ探査のような低コストかつ高密度に地下構造を把握することが可能な手法が適していると考えられる。



図 3.1 微動とは  
(松永ジオサーベイ株式会社 HP)

### 3.2 Centerless Circular Array (CCA) 法

Centerless Circular Array (CCA) 法は Cho et. al. (2006) によって提案された位相速度解析手法であり，本研究ではこの手法を用いて分散曲線を算出する．

分散曲線とは，ある媒質において波を伝播させたときのそれぞれの周波数に対する伝播速度を示したものである．本研究における媒質とは地盤を指し，波はレイリー波のことである．位相速度とは波の山や谷の特定の位置が移動する速度のことである．波の分散関係を見るときは位相速度で見る場合と波を重ねたときのその全体が移動する速度である群速度で見る場合があるが，本研究では位相速度を見ている．

以下に CCA 法により位相速度を算出する方法について述べる (物理探査学会, 2014)．まず，半径  $r$  の円周上に 3 個の微動計を等間隔に並べ測定を行う (図 3.2)．

1. 各微動計の同時観測された記録を平均して

$$y_1(t) = \frac{1}{3} \{ x_1(t) + x_2(t) + x_3(t) \} \quad (3-1)$$

( $y_1(t)$  : 合成波形， $x_1(t)$  : 1 で観測された微動波形， $x_2(t)$  : 2 で観測された微動波形， $x_3(t)$  : 3 で観測された微動波形)

得られる波形を得る．

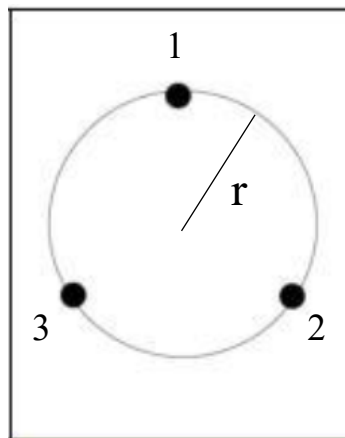


図 3.2 CCA 法における微動計の設置例．長 (2010) に加筆

2. 北からの方位角をそれぞれ  $\theta_1$ ， $\theta_2$ ， $\theta_3$  とし，各点での観測波形に方位による重み



$\exp(i\theta)$  ( $i$  : 虚数,  $\theta$  : 微動計方位角) を付けて

$$y_2(t) = \frac{1}{3} \{ x_1(t)\exp(i\theta_1) + x_2(t)\exp(i\theta_2) + x_3(t)\exp(i\theta_3) \} \quad (3-2)$$

( $y_2(t)$  : 方位による重みを付けた合成波形,  $x_1(t)$  : 1 で観測された微動波形,

$x_2(t)$  : 2 で観測された微動波形,  $x_3(t)$  : 3 で観測された微動波形)

を得る (図 3.3).

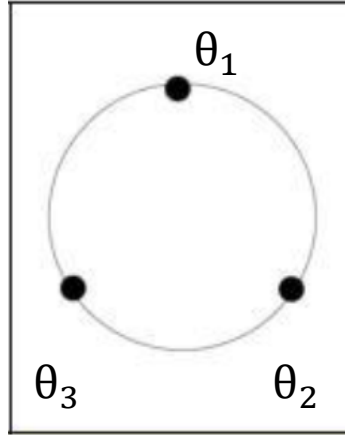


図 3.3 CCA 法における方位角の設定. 長 (2010) に加筆

3.  $y_1(t)$  と  $y_2(t)$  の合成波形を用いて, 位相速度を推定するための相関係数  $\rho_{CCA}$  を以下の式より求める.

$$\rho_{CCA} = \frac{P_1}{P_2} \quad (3-3)$$

( $P_1$  :  $y_1(t)$  のパワースペクトル,  $P_2$  :  $y_2(t)$  のパワースペクトル)

4.  $\rho_{CCA}$  の位相速度  $c$  との関係は第 1 種 0 次ベッセル関数と第 1 種 1 次ベッセル関数を介した以下の式より求める.

$$\rho_{CCA} = \left[ J_0 \left( \frac{2\pi f}{c(f)} r \right) \right]^2 / \left[ J_1 \left( \frac{2\pi f}{c(f)} r \right) \right]^2 \quad (3-4)$$

( $J_0$  : 第 1 種 0 次ベッセル関数,  $J_1$  : 第 1 種 1 次ベッセル関数,  $f$  : 周波数,  $c(f)$  : 位相速度,  $r$  : アレイ半径)

### 3.3 Simple Profiling (SP)法

SP 法 (たとえば Heukelom and Foster, 1960) は分散曲線に簡単な変換式を適用し, S 波速度構造を得る方法である.

その変換式は, まずレイリー波の分散曲線 (位相速度と周波数の関係) を位相速度と波長の関係

$$L = \frac{V_r}{f} \quad (3-5)$$

( $L$  : 波長,  $V_r$  : 位相速度,  $f$  : 周波数)

に変換する.

次に (式 3-5) を適当にスケーリングし, 深さと S 波速度の関係に変換する.

その式は

$$D = aL \quad (3-6)$$

$$V_s = \frac{V_r}{k} \quad (3-7)$$

( $D$  : 深さ,  $L$  : 波長,  $V_s$  : S 波速度,  $V_r$  : 位相速度)

で示される. 一般的には  $a=1/4 \sim 1/2$ ,  $k=0.92$ , 1 の値が使用される (長ほか, 2013).

### 3.4 ピーク法・トラフ法

ピーク法・トラフ法 (長ほか, 2013) は H/V スペクトルの深度分布を得る手法である. Konno and Ohmachi (1998) は H/V スペクトルのピーク周波数は伝達関数の基本周波数と良く一致することを示している. すなわち, H/V スペクトルのピーク周波数は地下の速度コントラストを示すものと考えられる. また, 増幅率は H/V スペクトルのピークの大きさと相関があることを示している. H/V スペクトルは軟弱層がある場合, ピークの半分で谷を示す傾向にあることを示している. 以上から H/V スペクトルの深度

分布を得ることは地下の速度コントラストを検出するのに有用と考えられる．本研究では両手法から得られた H/V スペクトルの深度分布において検出されたピークとトラフの深度の平均値を速度境界とした．

以下にピーク法，トラフ法の式を示す．

#### 1. ピーク法

SP 法で得られた深さと S 波速度の関係

$$D = aL \quad (3-6)$$

$$V_s = \frac{V_r}{k} \quad (3-7)$$

からDまでの平均 S 波速度と地盤の共振周波数を求める．

その式は

$$\bar{V}_s = D / \int_0^D dD / V_s \quad (3-8)$$

$$f_0 = \bar{V}_s / 4D \quad (3-9)$$

( $\bar{V}_s$  : 深さ D までの平均 S 波速度, D : 深さ,  $V_s$  : S 波速度,  $f_0$  : 共振周波数)

で示される．Bonnetfoy-Claudet et. al. (2008) によると H/V スペクトルのピーク周波数と S 波の共振周波数はよく一致する．

#### 2. トラフ法

SP 法で得た式,

$$L = \frac{V_r}{f} \quad (3-5)$$

から位相速度 $V_r$ ，周波数 $f$ の関係を波長 $L$ ，周波数 $f$ の関係に変換し，

$$D = aL \quad (3-6)$$

から波長 $L$ ，周波数 $f$ の関係を深さ $D$ ，周波数 $f$ の関係に変換する．この周波数 $f$ を共振周波

数 $f_0$ と考え

$$f_0 = \bar{V}_s / 4D \quad (3-9)$$

から $H/V$ ，深さ $D$ の関係に変換する．

長ほか（2013）によると理論計算ではこのようにして得られる  $H/V$  深度分布の谷は速度コントラストが見られる深度と対応する．

### 3.5 Simplified Inversion Method (SIM)

Simplified Inversion Method (SIM) は Pelekis and Athanasopoulos (2011) によって提案された簡易的な逆解析手法である．本解析では SP 法から簡易的な S 波速度構造を得たが，これだけでは層境界を決定できないため，ピーク法・トラフ法から速度コントラストを検出した．SIM はこれらを考慮したうえで層構造を決定する．SIM では，はじめに分散曲線より得た関係，位相速度 vs 波長の波長を適当にスケーリングし，位相速度 vs 深度の関係を得る．次に位相速度 vs 深度の関係を各層に対応すると想定される最適な多重線型曲線によって近似する．そして，両端の深度と位相速度を用いて各層の位相速度を計算し，位相速度と S 波速度は以下の関係より得る．

$$V_{Rn} = \frac{\bar{V}_{Rn}D_n - \bar{V}_{Rn-1}D_{n-1}}{D_n - D_{n-1}} \quad (3-10)$$

$$V_{Rn} = \frac{D_n - D_{n-1}}{D_n / \bar{V}_{Rn} - D_{n-1} / \bar{V}_{Rn-1}} \quad (3-11)$$

$$V_S = 1.1V_{Rn} \quad (3-12)$$

( $V_{Rn}$  :  $n$  層目のレイリー波速度， $\bar{V}_{Rn}$  :  $n$  層目端点のレイリー波速度， $\bar{V}_{Rn-1}$  :  $n-1$  層目端点のレイリー波速度， $V_S$  : S 波速度， $D_n$  :  $n$  層目までの深度， $D_{n-1}$  :  $n-1$  層目までの深度)

### 3.6 焼きなまし法

焼きなまし法は最適化問題における探索アルゴリズムの 1 つである．焼きなまし法は初期モデルを発生させ，正解値と比較し，誤差の小さいモデルへと修正する作業を繰り返すことで最小誤差のモデルを推定していくものである（図 3.4）．

同様の探索アルゴリズムに最小二乗法や最急降下法などがあるが，これらはモデルの誤差を小さい方向に進めるのみで，初期値によっては大域的最適解が求まらず，局所解

に陥ることが問題とされていた。焼きなまし法はこれらとは異なり、ある確率で誤差の大きいモデルを採用することにより局所解に陥ることを避けている。その確率は「温度」というパラメータによって制御されている。

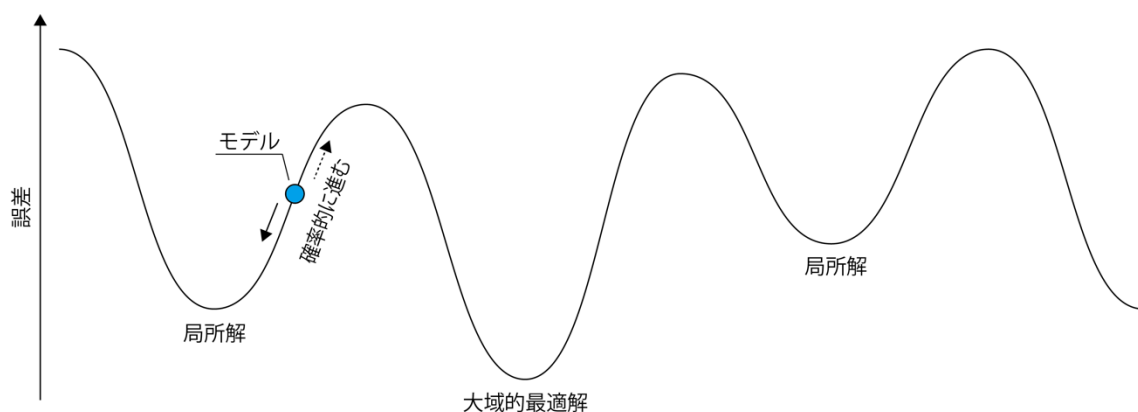


図 3.4 焼きなまし法のイメージ

本解析では杉田（2016）の逆解析プログラムを使用した。

以下、焼きなまし法について説明する。誤差関数を $E(x)$ （観測値とモデルから計算される理論値の誤差を評価する関数）、温度関数を $T_k$ ，求めるモデルを $x$ （本論では地下構造モデル）とする。

はじめに、初期温度 $T_0$ およびモデル $x$ の探索範囲を設定し、設定した探索範囲で初期モデル $x_0$ を決定する。また、そのときの誤差 $E(x_0)$ を計算する。

次に初期モデルにランダムな変動を与えたモデル $x_1$ を発生させる。モデルの発生方法は以下の式に従う。

$$x_1 = x_0 + N\Delta M \quad (3-13)$$

（ $N$ ：コーシー分布に従う乱数， $\Delta M$ ：探索範囲の上限と下限の絶対値）

次に、モデル $x_1$ の誤差 $E(x_1)$ を計算し、 $E(x_0)$ と $E(x_1)$ の差を取る。その差が負の場合は、より誤差の小さいモデル $x_1$ を採用する。差が正の場合はある確率 $P$ でより誤差の大きい $x_1$ を採用する。それ以外の場合は $x_0$ を採用する。

$$\Delta E = E(x_1) - E(x_0) \quad (3-14)$$

（ $\Delta E$ ：2つのモデルの誤差の差， $E(x_1)$ ：変動を与えたモデルの誤差， $E(x_0)$ ：採用モデルの誤差）

$$P = \text{EXP}(-\Delta E/T_k) \quad (3-15)$$

(P : ある確率,  $\Delta E$  : 2つのモデルの誤差の差,  $T_k$  : k回温度低下後の温度)

ここまですを1巡として, 採用したモデルを基準としたこれらの計算を同じ温度内で設定回数繰り返す. その後, 温度関数に従い温度を低下させる.

k回温度低下後の温度は以下の式で定義する.

$$T_k = T_{k-1} \times 0.95^k \quad (3-16)$$

( $T_k$  : k回温度低下後の温度,  $T_{k-1}$  : k-1回温度低下後の温度, k : 温度低下回数)

そしてこの温度のもと, 以上の計算を設定回数繰り返す.

今回の焼きなまし法では初めに初期地下構造モデルを設定し, 初期地下構造モデルに対する理論分散曲線を生成する (Saito, 1988). 次に CCA 法より求めた分散曲線 (観測値) と理論分散曲線を照らし合わせ, これらの誤差が小さくなるように定めた回数モデルの修正を繰り返す. 本解析では定めた回数内で生成された理論分散曲線の中でもっとも観測値との誤差が小さかったモデルを採用し地下構造を決定した (図 3.5). なお初期モデル設定については次章で述べる.

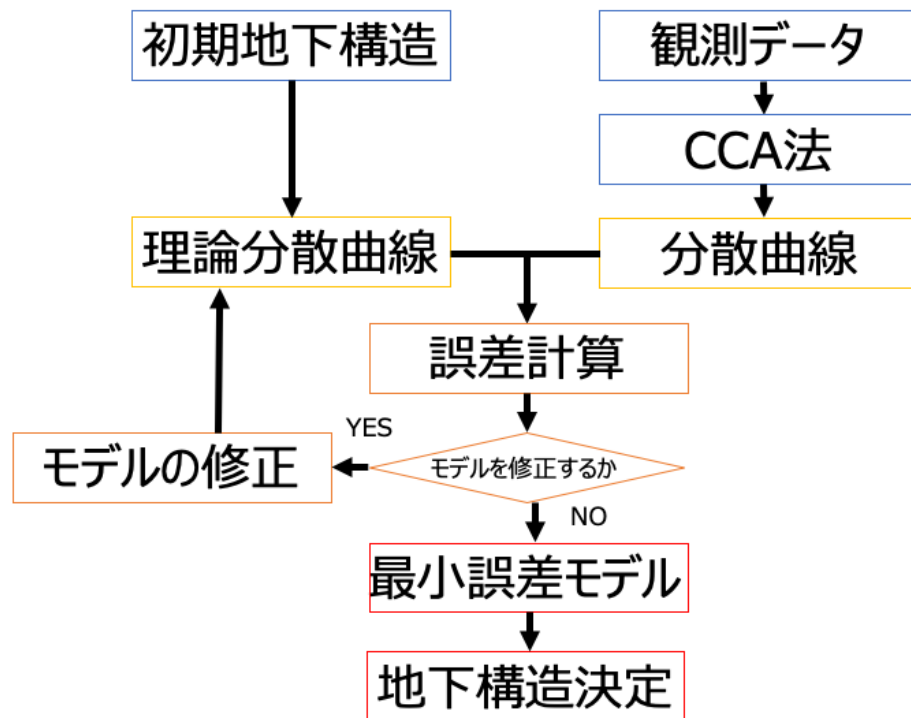


図 3.5 焼きなまし法の解析プロセス

## 4. 桃生町における浅部 S 波速度構造の推定

### 4.1 観測

本研究では宮城県石巻市桃生町で極小アレイと不規則アレイを用いた微動アレイ観測を東浜街道沿いの直線距離約 4km の範囲の 27 地点で行う (図 4.1). 表 4.1 に観測点の位置情報を示す. 観測は 2018 年 7 月 22 日~7 月 25 日の 3 日間で行った.

微動計は白山工業株式会社 JU410 を 6 機使用し 1 地点につき最低 15 分観測した. 極小アレイの半径は 0.6m, 不規則アレイの 1 辺の距離は観測点ごとに異なるが 5~12m の範囲内でアレイを組んでいる (図 4.2). 使用機のセンサはサーボ加速度計を採用しておりサンプリング周波数は 200Hz である. また, JU410 は GPS を搭載しており, GPS により各機の時刻同期を行う. 各観測点の緯度経度は Garmin 社 eTrex30 または Google Maps を使用し求めた. また, 本研究では桃生町において南北測線 A-A', 東西測線 B-B' を作成して桃生町における地下構造を検討する (図 4.1).

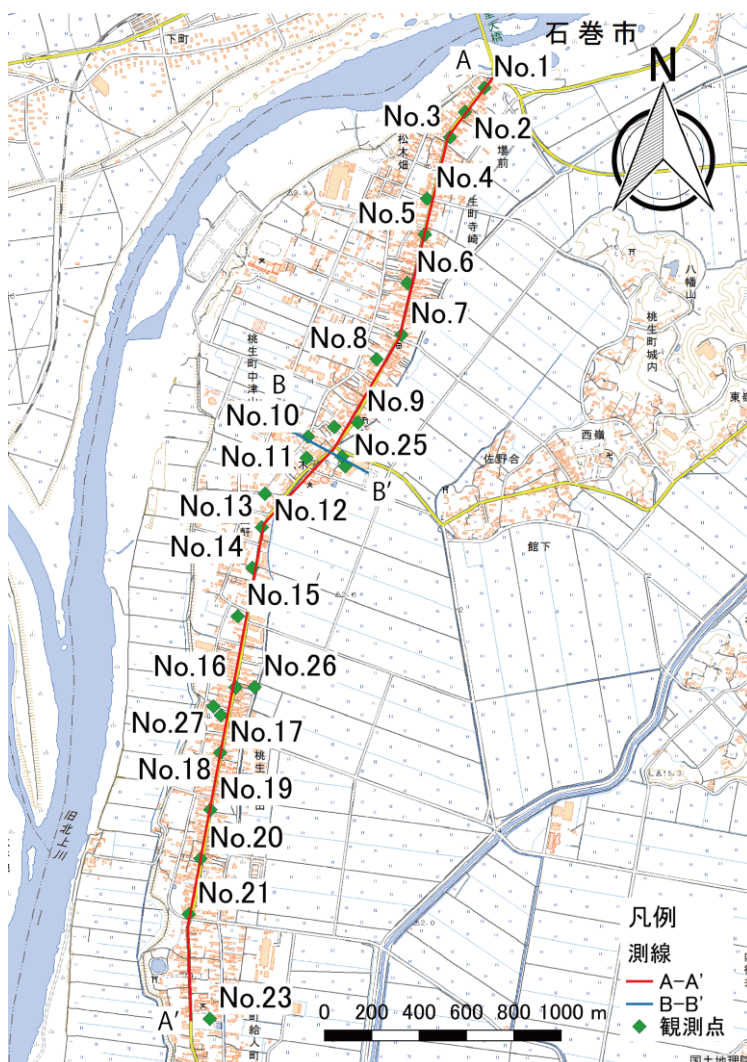


図 4.1 観測点位置・測線.  
QGIS より作成

表 4.1 観測点位置（緯度・経度・標高）

	緯度	経度	標高[m]
No.1	38.576327	141.252209	4.9
No.2	38.575403	141.251256	4.3
No.3	38.574439	141.250528	4.1
No.4	38.572110	141.249399	4.1
No.5	38.570747	141.249286	4.3
No.6	38.568899	141.248450	4.7
No.7	38.566939	141.248156	4.3
No.8	38.566007	141.246942	4.2
No.9	38.563598	141.246024	3.6
No.10	38.563064	141.243612	3.9
No.11	38.562255	141.243533	3.6
No.12	38.560888	141.241507	3.3
No.13	38.559619	141.241349	3.7
No.14	38.558073	141.240882	3.6
No.15	38.556239	141.240178	3.7
No.16	38.553524	141.240063	3.6
No.17	38.552466	141.239351	4.2
No.18	38.551038	141.239313	4.1
No.19	38.548871	141.238830	3.6
No.20	38.547005	141.238343	3.9
No.21	38.544896	141.237767	3.9
No.22	38.563434	141.244875	4.0
No.23	38.540906	141.238771	4.1
No.24	38.562295	141.245240	3.6
No.25	38.561931	141.245400	3.8
No.26	38.553533	141.240981	3.4
No.27	38.552806	141.238991	4.1

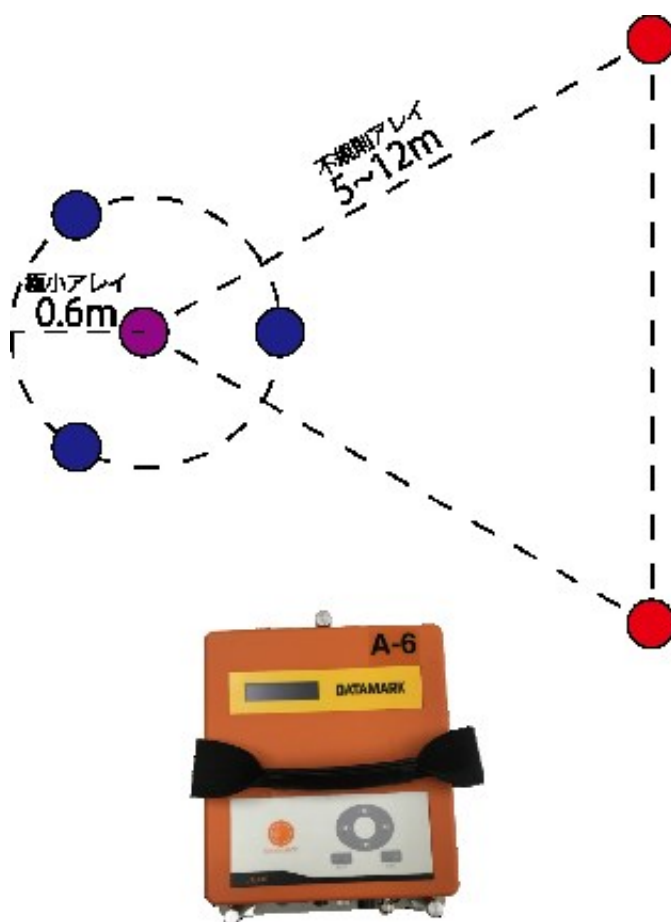


図 4.2 微動計と微動アレイ設置例



## 4.2 分散曲線

図 4.3 に CCA 法より求めた分散曲線を示す。分散曲線は通常低周波数側では位相速度が大きく、高周波数側では小さくなる。これは、深度の深いところで S 波速度が大きくなり、浅いところで S 波速度が小さくなることを反映した結果である。結果を見ると各観測点において概ねその傾向が見られ分散性を表現できていると考えられる。しかし、No.2, No.5, No.16, No.19, No.21 は高周波になるに従い位相速度が大きくなる傾向が見られた。分散曲線は最小で No.23 の 1.7Hz, 最大で No.20 の 48.2Hz 付近の位相速度を読み取っている。また、分散曲線の最小読み取り値の最大値は No.13 の 6.1Hz でその位相速度は 187m/s であること、および「半経験的に位相速度は対応する波長のおおむね  $1/3 \sim 1/2$  程度の深度までの地盤の S 波速度に対応する」(株式会社日本地下探査 HP) から、どの観測点においても最低でも深度 10m 以浅の S 波速度が推定できるものと考えられる。桃生町での位相速度は桃生町中心部の観測点 No.11 の 5.5Hz 付近, No.12 の 3.6Hz 付近で 250m/s 程度を観測している。一方、桃生町北部や南部の観測点では高周波で 200m/s 程度かそれ以下の位相速度を観測している。このことから桃生町北部や南部では比較的深い位置まで速度の遅い軟弱な沖積層などの構造が連続していると考えられる。

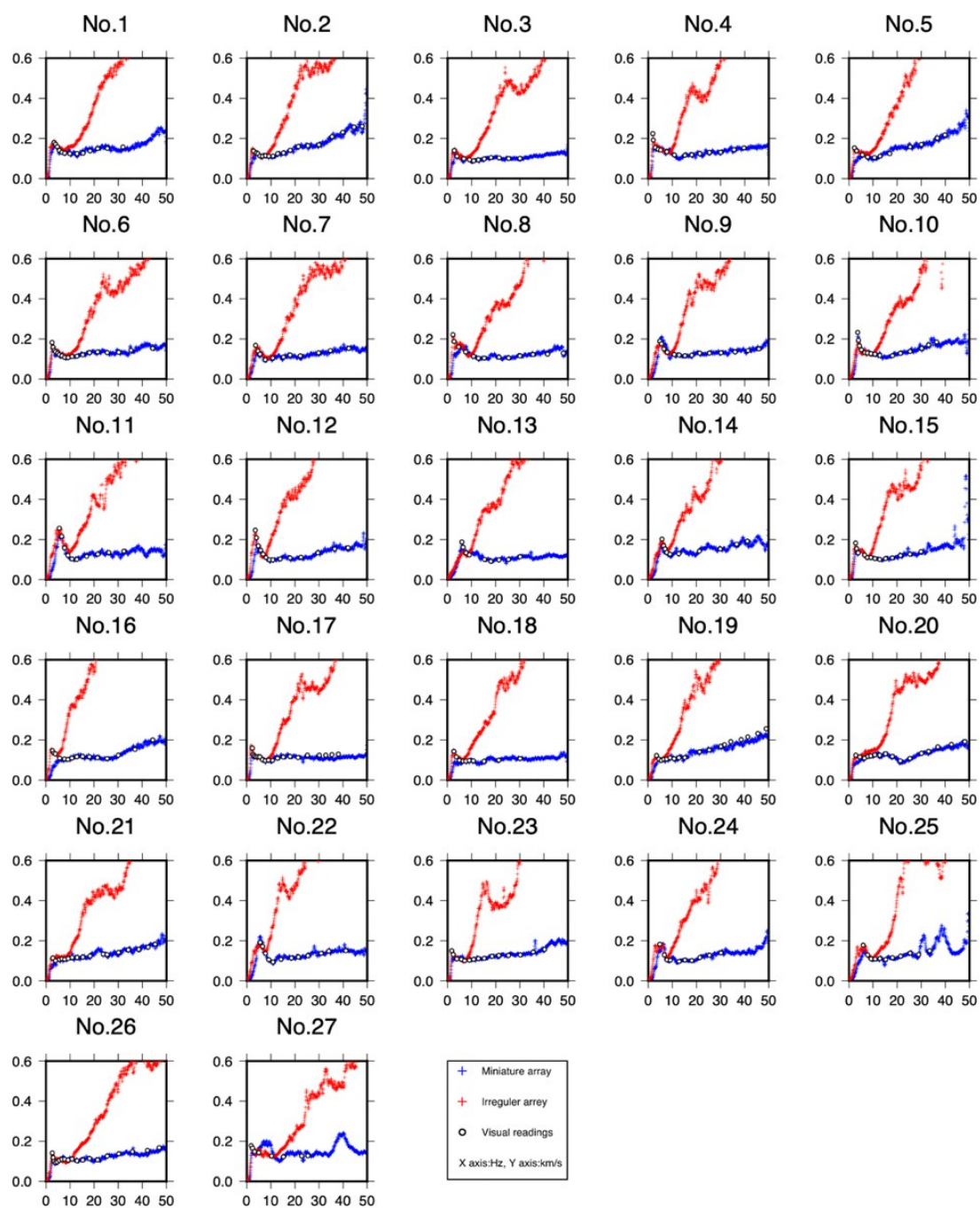


図 4.3 分散曲線と読み取り値

### 4.3 初期モデルの作成

本節では SIM の結果と実際のボーリングデータを使用し、桃生町における大まかな S 波速度構造と地下地質の関係について考察し、焼きなまし法に適用する初期モデルを作成した。

図 4.4, 図 4.5, 図 4.6 に SIM から求めた S 波速度構造の解析結果と A-A'断面, B-B'断面を示す。A-A'で特徴的なのは No.8 から深さ 10m 付近に S 波速度 250m/s 程度の構造が現れることである。この構造は No.14 まで連続し, No.15 で深度 20m 付近に見られる後は No.23 まで観測範囲内では見られない。B-B'では No.10 で深度 18m 付近に S 波速度 250m/s を超える構造が現れる。S 波速度 250m/s 程度の構造は No.11, No.22, No.24, No.25 では深度 7~10m 付近に見られる結果となった。

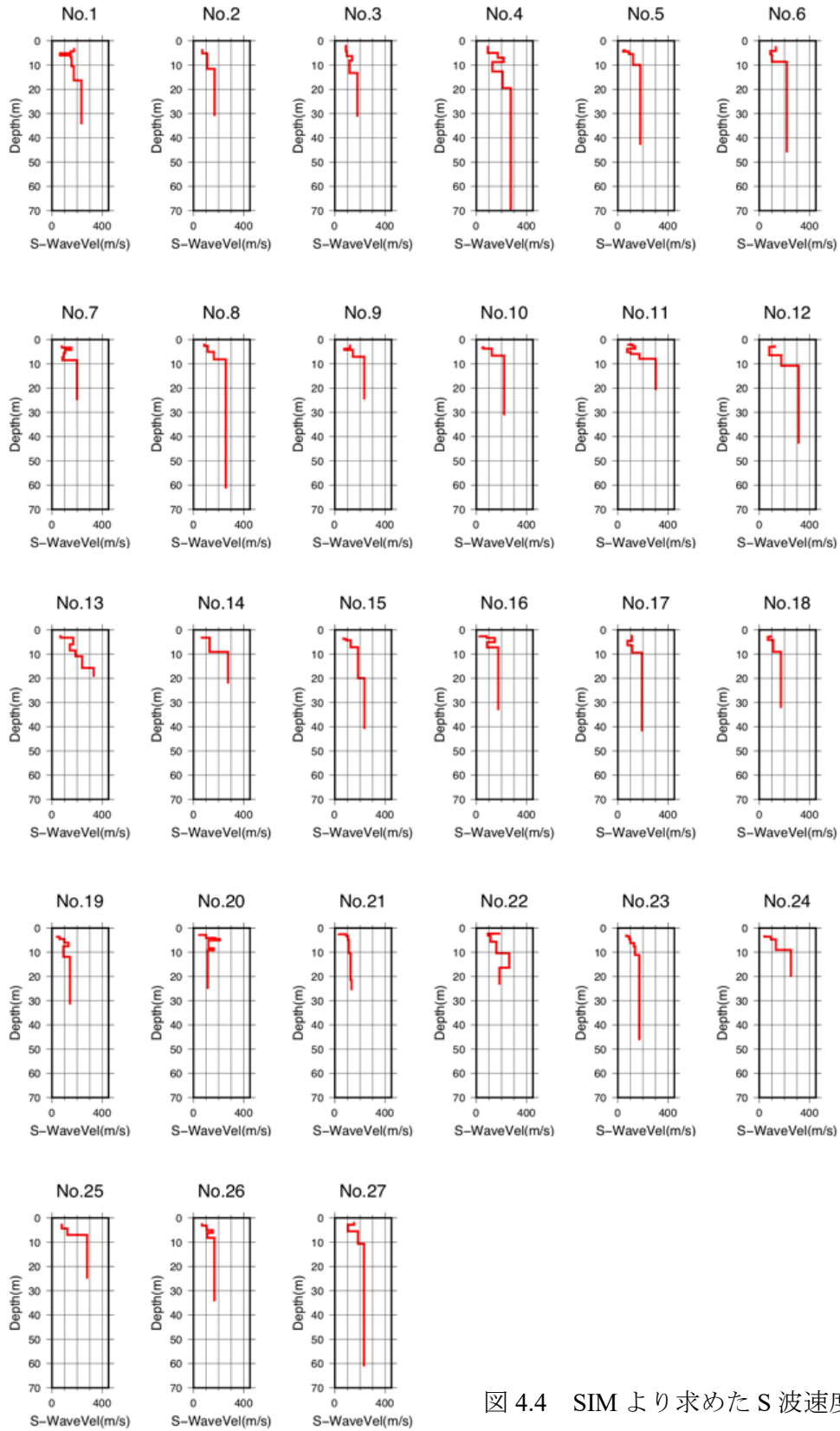


図 4.4 SIM より求めた S 波速度構造

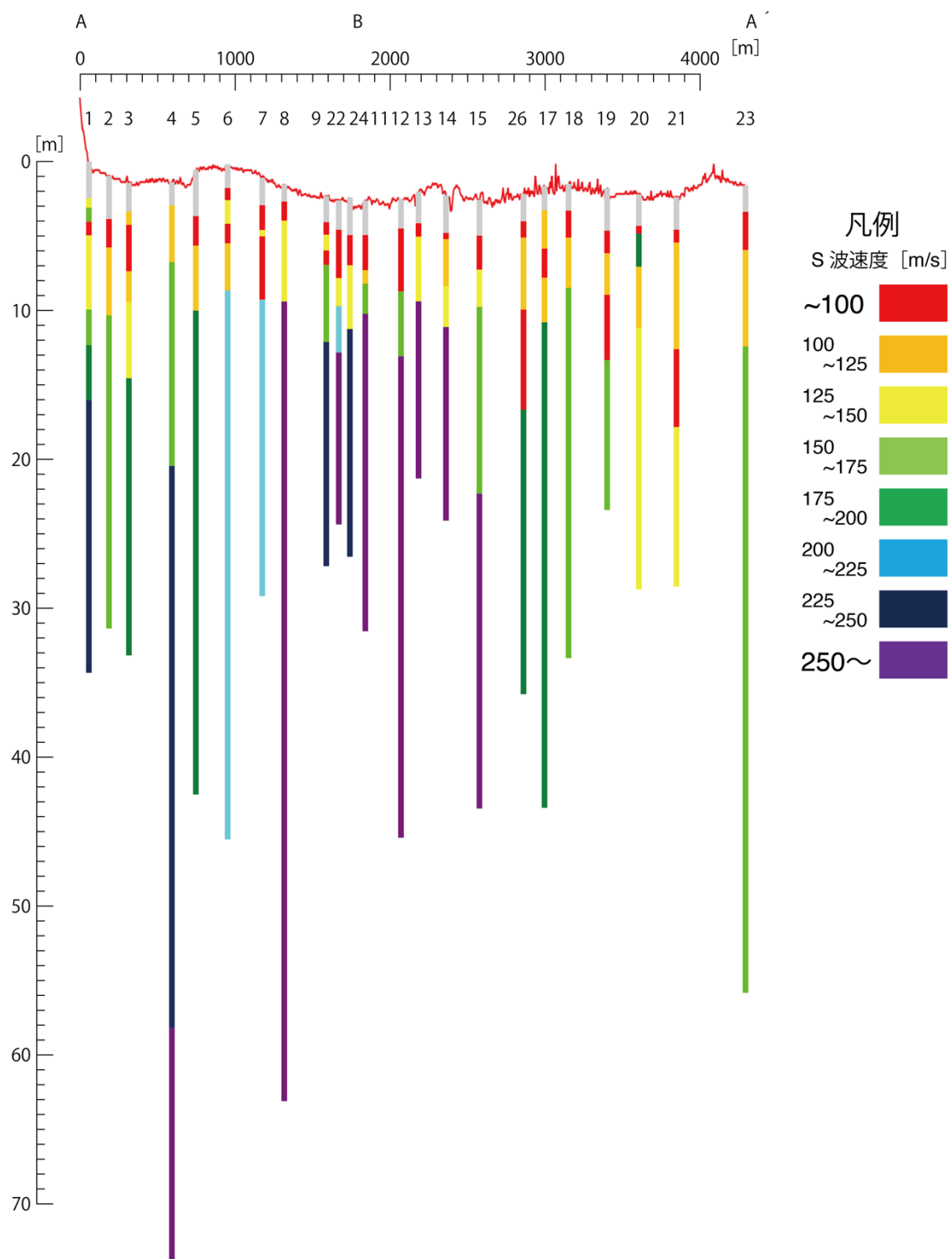


図 4.5 SIM より求めた A-A'断面

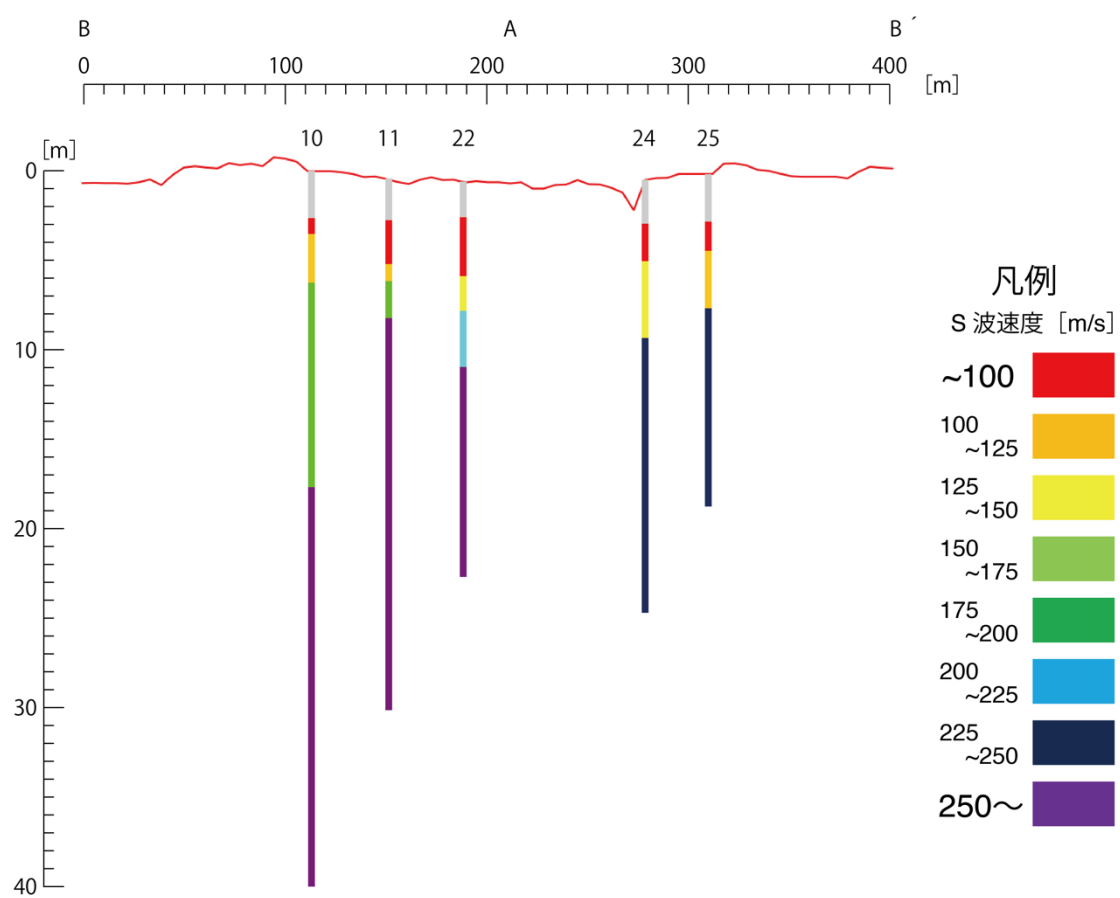


図 4.6 SIM より求めた B-B'断面

図 4.7 に『平成 15 年度委測 5 号桃生町庁舎予定地地質調査業務調査報告書』（宮城県桃生町土木地質株式会社，2004）の No.1 孔，No.2 孔のボーリング柱状図を示す．各ボーリング柱状図を見ると，地表付近をシルト・粘土，その下を砂・砂礫が構成している．No.1 孔，No.2 孔ともに大貫層に対応するシルト岩を基盤に持つ．以上から本解析では 1 層目：シルト・粘土，2 層目：砂・砂礫，3 層目：大貫層（基盤）の 3 層構造を設定することとした．

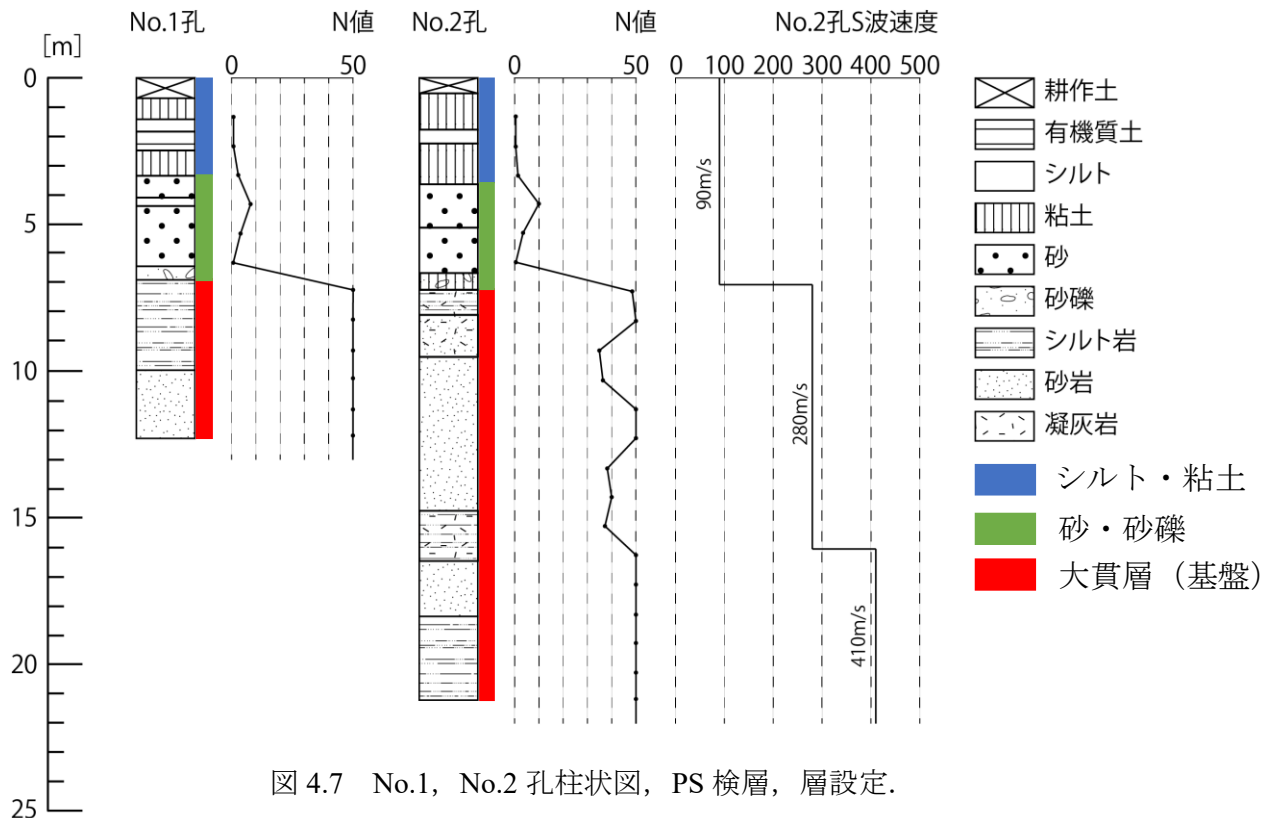


図 4.7 No.1, No.2 孔柱状図，PS 検層，層設定．

宮城県桃生町土木地質株式会社（2004）より引用

初期モデル 1 層目および 2 層目の層厚は No.1 孔，No.2 孔より桃生町中心部の沖積層層厚は 7～8m であるが，沖積層層厚の範囲内で 5m を初期値として設定した．

1 層目の初期 S 波速度は No.2 孔の沖積層にあたる箇所 PS 検層による S 波速度 90m/s を参考に 100m/s として設定した（図 4.7）．

2 層目の S 波速度は日本道路協会（1996）に示された N 値から S 波速度への換算式

$$V_s = 80N^{\frac{1}{3}}[\text{m/s}] \quad (\text{砂質土 } 1 \leq N \leq 50) \quad (4-1)$$

( $V_s$  : S 波速度， $N$  : N 値)

を使用し、No.2 孔の深度 3.6m～5.1m に位置するシルト混り細～中砂の N 値 10 を代入すると約 172m/s となるため近い値として 150m/s を採用した。設定した初期値は N 値から推定される S 波速度と大きく異なることはない（図 4.7）。

3 層目の初期 S 波速度は桃生町中心部の SIM の結果より桃生町中心部の深度 10m 付近で見られた S 波速度 250m/s とした。

1 層目と 2 層目の層厚の探索範囲は 0.5m～35m に設定した。これは、No.23 近傍のボーリングデータ Mno-2 No.1 において深度 59.45m に N 値 50 の砂層が見られ、桃生町南部では深度 60m 程度かそれ以深に基盤面が見られると予想したためである。

1 層目および 2 層目の S 波速度の探索範囲の下限は No.2 孔の PS 検層の沖積層に該当する S 波速度 90m/s から探索範囲を多少広げ 50m/s とした。上限は S 波速度 280m/s としており、これは No.2 孔の PS 検層において基盤である大貫層上部の S 波速度が 280m/s であるため、沖積層（1 層目および 2 層目）がこの S 波速度を超える構造を持たないと仮定して設定した。3 層目の探索範囲の下限は初期モデル 3 層目の S 波速度 250m/s から探索範囲を多少広げ 200m/s とした。上限は S 波速度 410m/s としており、これは No.2 孔における PS 検層の大貫層下部での S 波速度である 410m/s を使用した。

3 層目の探索範囲の下限 200m/s について、工学的基盤の S 波速度は「多くの場合 300～700m/s 程度以上」（J-SHIS HP）としており、本研究で定める基盤の S 波速度は基盤としては小さい値となっている。しかし、No.2 孔の PS 検層の結果では大貫層（基盤）上部は S 波速度 280m/s の構造が 9m ほど連続しており、200m/s 程度の大貫層（基盤）が存在する可能性があるかと判断した。

以上の結果を踏まえ、表 4.2 に初期モデルおよび制約条件を示す。

表 4.2 初期モデルおよび制約条件

	初期モデル		制約条件	
	層厚 [m]	S波速度 [m/s]	層厚探索範囲 [m]	S波速度探索範囲 [m/s]
1層目	5	100	0.5～35	50～280
2層目	5	150	0.5～35	50～280
3層目	BASE	250	BASE	200～410



各層の密度は『平成 15 年度委測 5 号桃生町庁舎予定地地質調査業務調査報告書』（宮城県桃生町土木地質株式会社，2004）に示されたボーリングデータ No.2 孔における土質試験データおよび K-NET MYG007 の土質データの基盤の密度を参考に 1 層目を 1.483，2 層目を 1.647，3 層目を 2.07 と設定した。

本解析では温度変更回数を 100 回，同じ温度内での計算回数を 300 回とし，1 セットの計算で 1 層目，2 層目，3 層目の S 波速度，1 層目，2 層目の層厚の合計 5 つをモデル修正しているため，計 150000 回の計算を行っている．なお，同じ温度内での計算回数は輪湖（2004）において TSP 問題のクーリング周期は都市数×20 としており，都市数を各観測点の分散曲線における読み取り点数に置き換えると，今回使用する各観測点の分散曲線の読み取り点数が最大で 15 点のため 300 回とした．また，分散曲線は図 4.3 を 3Hz 間隔に取り直したデータを使用している．No.2，No.5，No.16，No.19，No.20 の 5 点に関しては高周波数側になるにつれて位相速度が大きくなり，高周波数側まで読み取った場合，観測値と理論分散曲線の誤差が大きくなるため，最大読み取り周波数を 30Hz 前後にして解析を行った．

#### 4.4 焼きなまし法による S 波速度構造

図 4.8 に観測分散曲線と理論分散曲線を示す．どの観測点においても理論分散曲線と観測分散曲線が概ね一致していることが確認できる．また，図 4.9，図 4.10，図 4.11 に S 波速度構造の解析結果と A-A'断面，B-B'断面を示す．

No.1 では 200m/s 程度の構造が深度約 20mで見られる．No.2，No.3 では深度 50m 付近に S 波速度 400m/s 程度の構造が現れ，No.4 で深度 15m 付近に 200m/s 以上の構造が現れる．しかし，一旦 No.5 で 200m/s 程度の構造は深度 40m 付近に深度を下げる．No.6 から No.15 までは 200m/s 以上の構造は深度 10m～20mの間にあり，No.26 で 200m/s 以上の構造は深度 50m 付近に急激に深度を下げる．No.17 以降は No.20 以外は深度 40m 以下に 200m/s 程度の構造が現れる構造となっており，桃生町全体としては SIM による地下構造推定の結果と類似した結果が得られた．

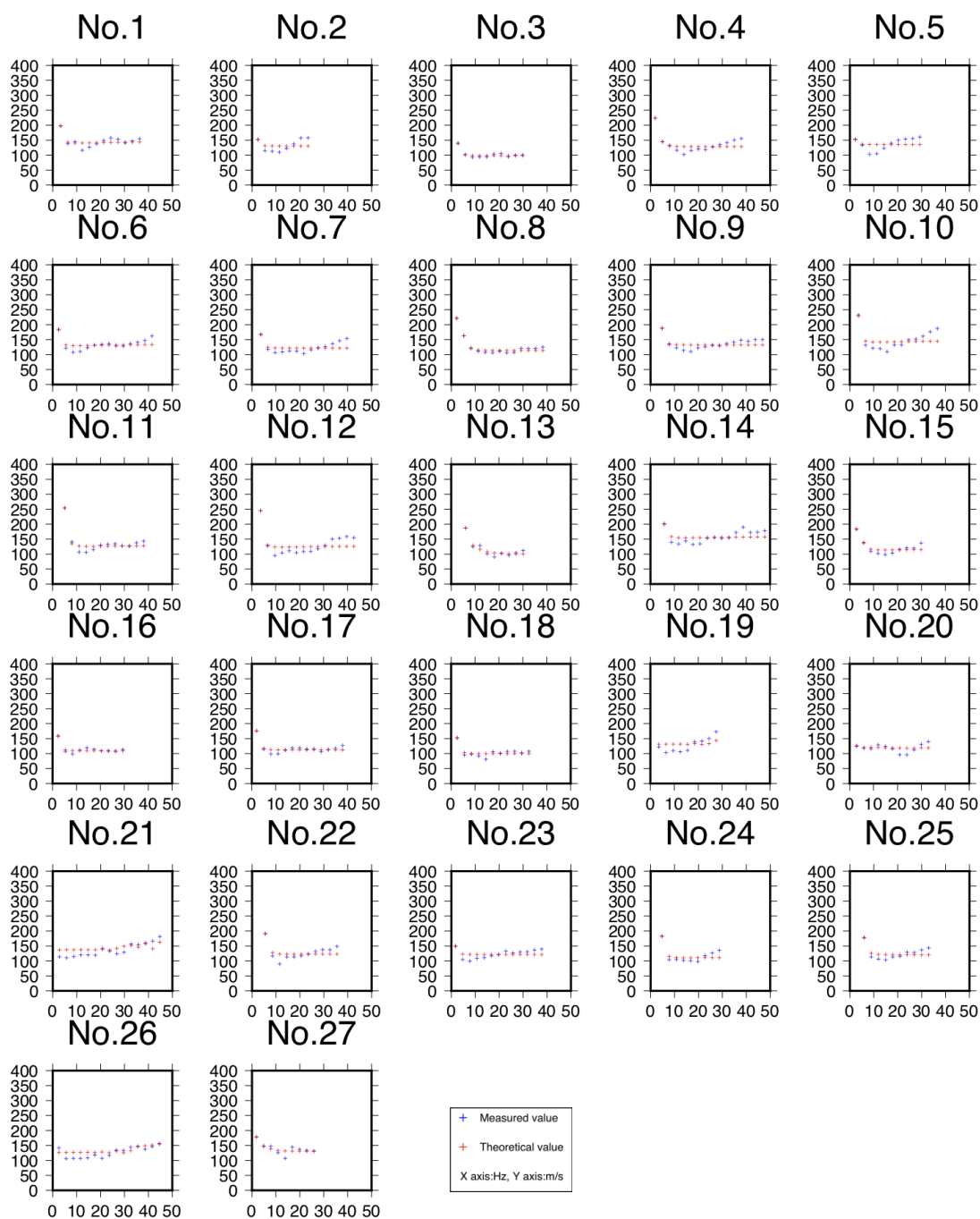


図 4.8 焼きなまし法より求めた S 波速度構造

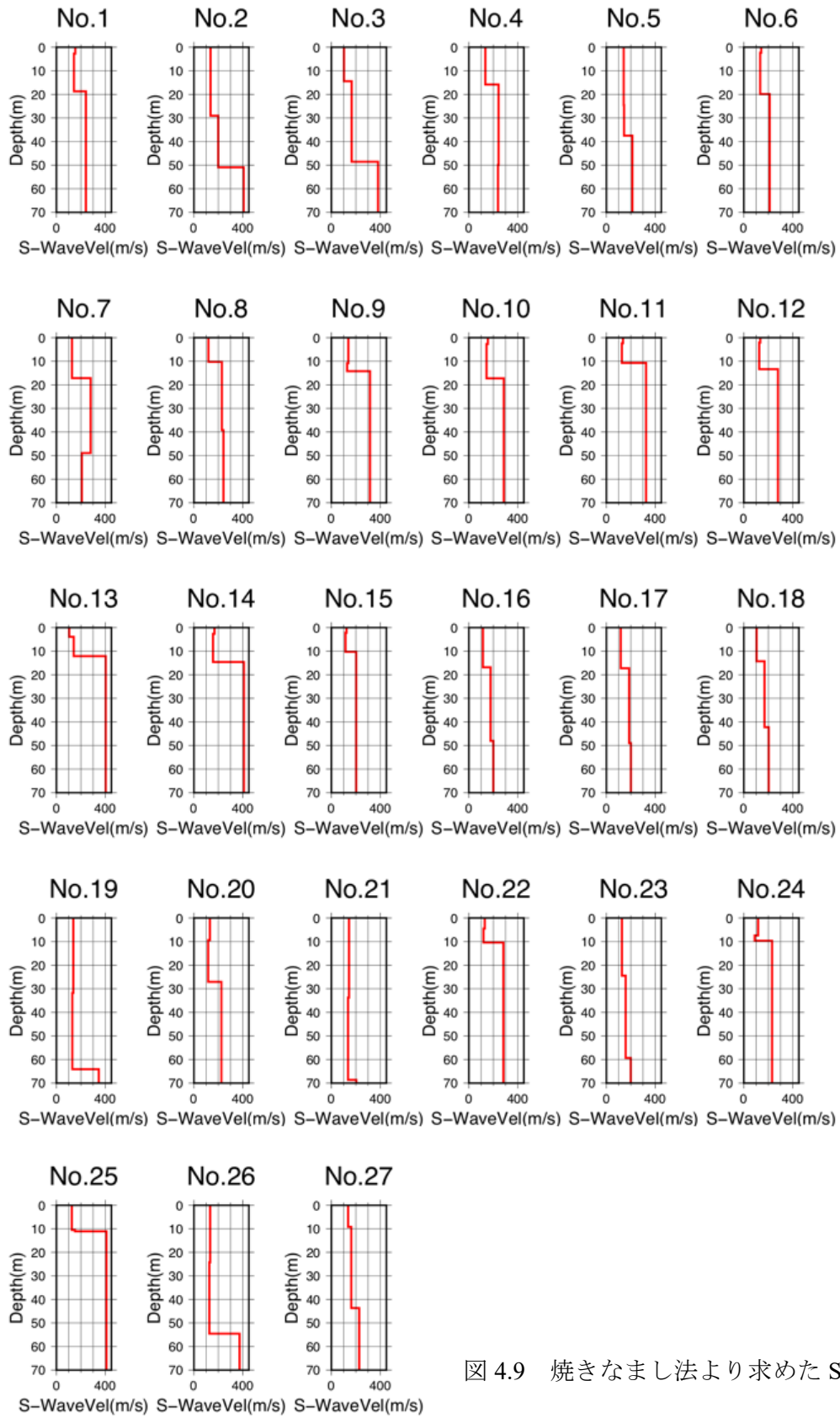


図 4.9 焼きなまし法より求めた S 波速度構造

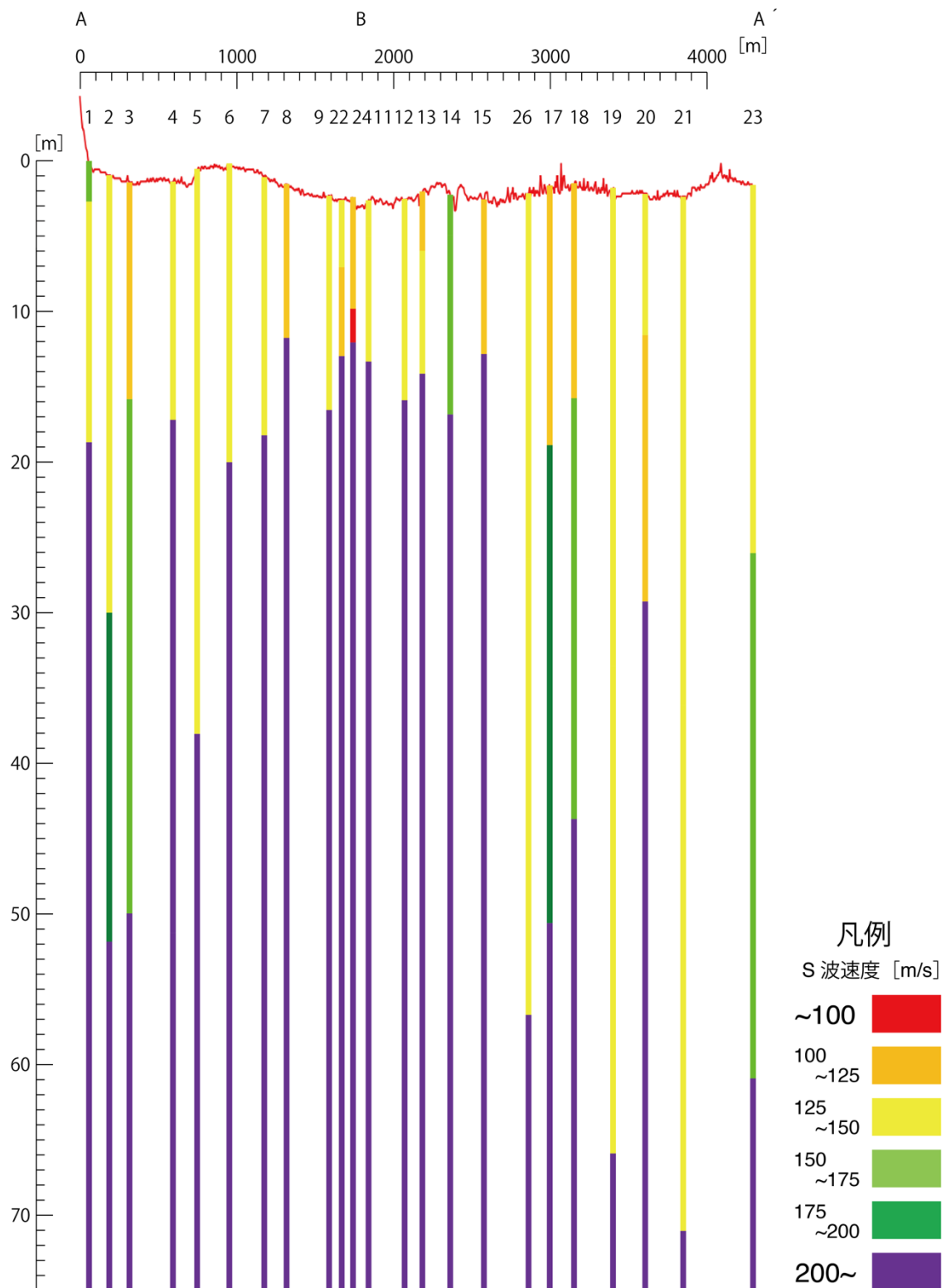


図 4.10 焼きなまし法より求めた A-A'断面

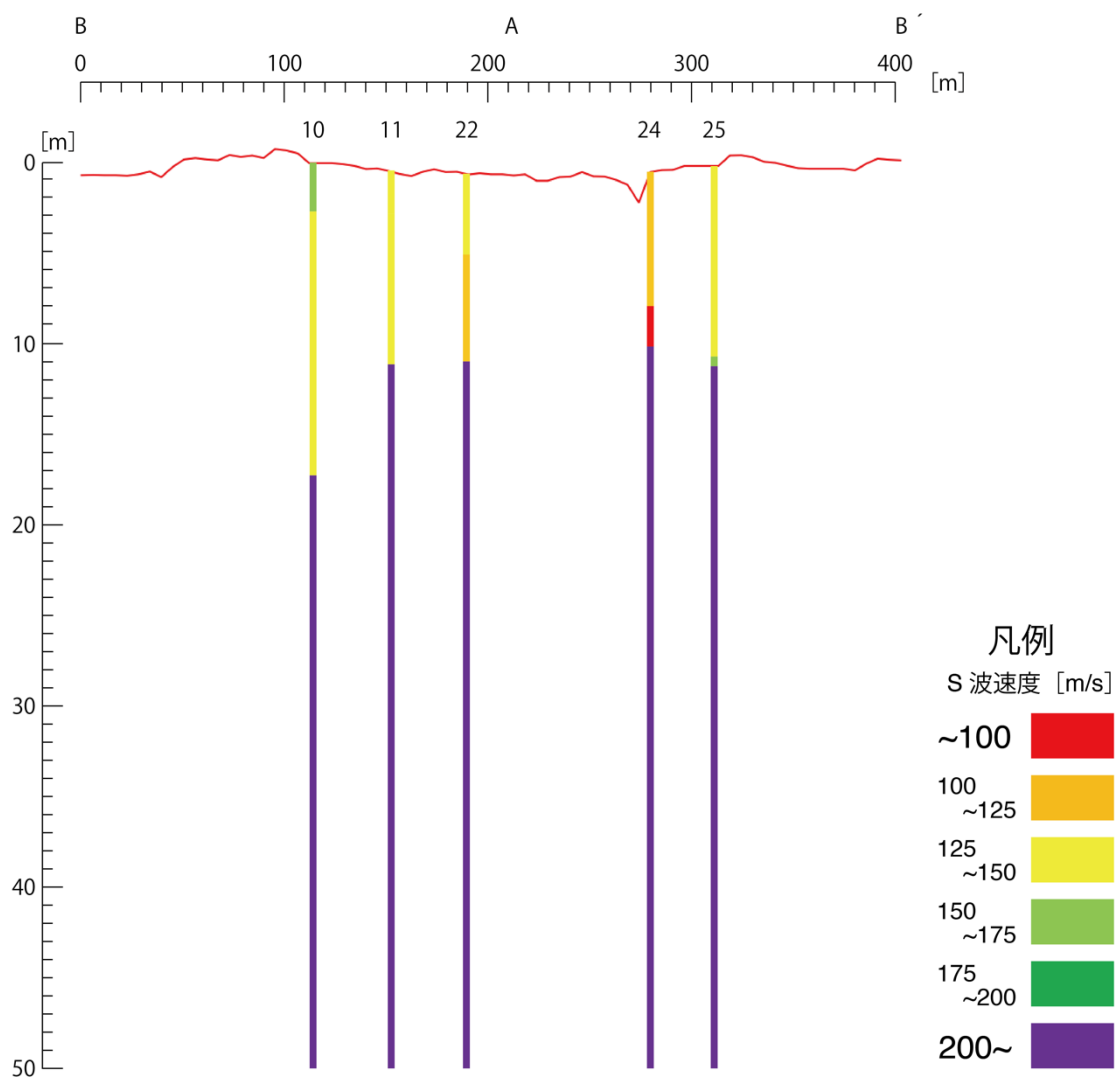


図 4.11 焼きなまし法より求めた B-B'断面

#### 4.5 可探深度以下を考慮した S 波速度構造

本解析における焼きなまし法では、1 層目と 2 層目の層厚の探索範囲を 0.5m～35m に設定している。これは、No.23 近傍のボーリングデータ Mno-2 No.1 において深度 59.45m に N 値 50 の砂層が見られ、桃生町南部では深度 60m 程度かそれ以深に基盤面が見られると予想し、深度 70m までの地下構造を解析するように設定したためである（図 4.12, 図 4.13）。しかし、4.2 節でも述べた通り、「半経験的に位相速度は対応する波長のおおむね 1/3～1/2 程度の深度までの地盤の S 波速度に対応する」（株式会社日本地下探査 HP）と言われており、このことから分散曲線の読み取り点の最小周波数によって地下構造を解析できる限界の深度が決まる。

そこで今回は

$$\text{解析限界深度 [m]} = \frac{\text{位相速度 [m/s]}}{\text{周波数 [Hz]} \times 3} \quad (4-2)$$

から解析限界深度を求めた。

図 4.14, 図 4.15, 図 4.16 に各観測点の解析限界深度および A-A' 測線, B-B' 測線に沿った解析限界深度を示す。

解析限界深度と各観測点の 3 層目（推定される基盤深度）を比較すると、解析限界深度以浅に 3 層目が現れる観測点は No.1, No.6, No.10, No.11, No.12, No.15, No.22, No.24 の 8 点で、それ以外の観測点では 3 層目が解析限界深度以深に見られる結果となった。そのため、これら 8 点以外は焼きなまし法とは別の手法で 3 層目の深度すなわち基盤深度を決定する必要がある。そこで、4 分の 1 波長則を使用し、基盤深度を推定することとした。4 分の 1 波長則とは、ある地点の卓越する振動は、地表面が波の腹、基盤面が波の節の定常波とする法則で、基盤上にある堆積層の層厚は波長の 4 分の 1 となる。以下に式を示す。

$$h = \frac{V_s}{4f} \quad (4-3)$$

(h : 層厚,  $V_s$  : S 波速度, f : 卓越振動数)

また、4 分の 1 波長則に必要な S 波速度はボーリングデータを用いて推定した。ボーリングデータは宮城県桃生町土木地質株式会社（2004）の No.1 孔, No.2 孔およびみ

ちのく GIDAS の Mno-2 No.1 を使用し、No.1 孔の基盤深度と No.25 の H/V スペクトルのピーク、No.2 孔の基盤深度と No.24 の H/V スペクトルのピーク、Mno-2 No.1 のボーリングデータと No.23 の H/V スペクトルのピークを組み合わせることで桃生町における平均 S 波速度を得た。

図 4.17 に各観測点の H/V スペクトルおよび読み取り値を示す。

本解析では卓越振動数を読み取っていない観測点がいくつかある。例えば No.5 では H/V スペクトルの最大値は 0.1~0.2Hz にあるが今回は 1.35Hz を卓越振動数として読み取っている。

これは桃生町の地下地質を考慮して判断したものである。2 章でも述べた通り、当地域において基盤として判断される大貫層の下位には伊里前層があり、今回 No.5 の 1.35Hz を卓越振動数として読み取ったのは、0.1~0.2Hz 付近のピークをより深部に存在する伊里前層と大貫層の境界に対応したものの、1.35Hz のピークを大貫層と沖積層の境界に対応したものとして判断したためである。

また、No.7 から No.14 付近までは 1~3Hz 付近まで幅を持ったピークがあるのに対し、No.15 以南は 1Hz 付近に明瞭なピークが見られるものが多い。この点に注目し 4 分の 1 波長則に適用する S 波速度を場合分けした。No.14 以北の観測点には No.1 孔の基盤深度と No.25 の H/V スペクトルのピーク、No.2 孔の基盤深度と No.24 の H/V スペクトルのピークから求めた S 波速度の平均値、No.15 以南の観測点には Mno-2 No.1 のボーリングデータと No.23 の H/V スペクトルのピークから求めた S 波速度を適用した。

解析限界深度以深の構造は各観測点の解析限界深度以浅の速度構造が基盤深度まで連続しているものと判断した。3 層目が解析限界深度以深に見られる観測点の 3 層目の S 波速度は 3 層目が解析限界深度以浅に見られる No.1, No.6, No.10, No.11, No.12, No.15, No.22, No.24 の 3 層目の平均 S 波速度 257m/s を代表値とし、各観測点に使用している。

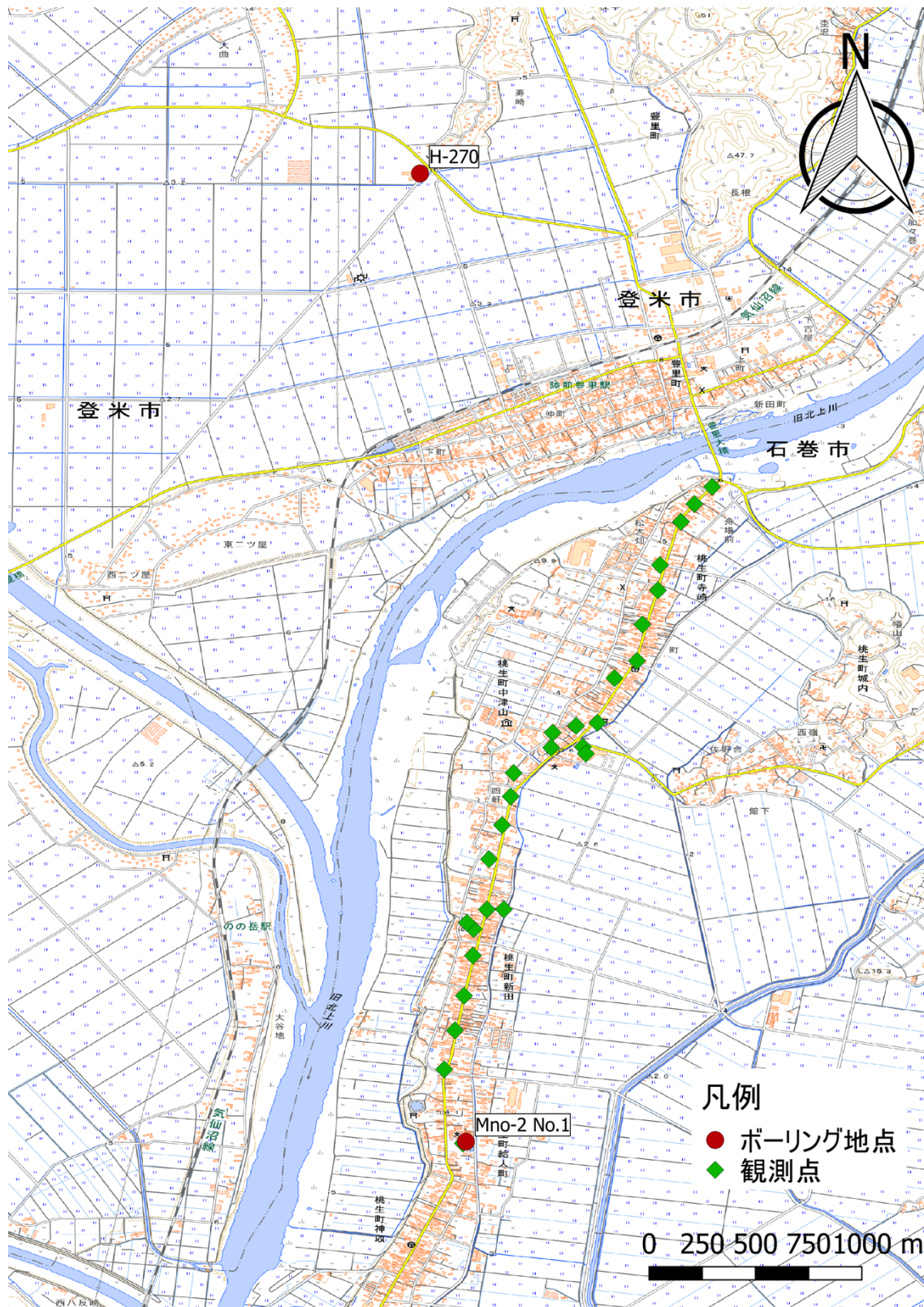


図 4.12 ボーリング位置. 位置はみちのく GIDAS より引用



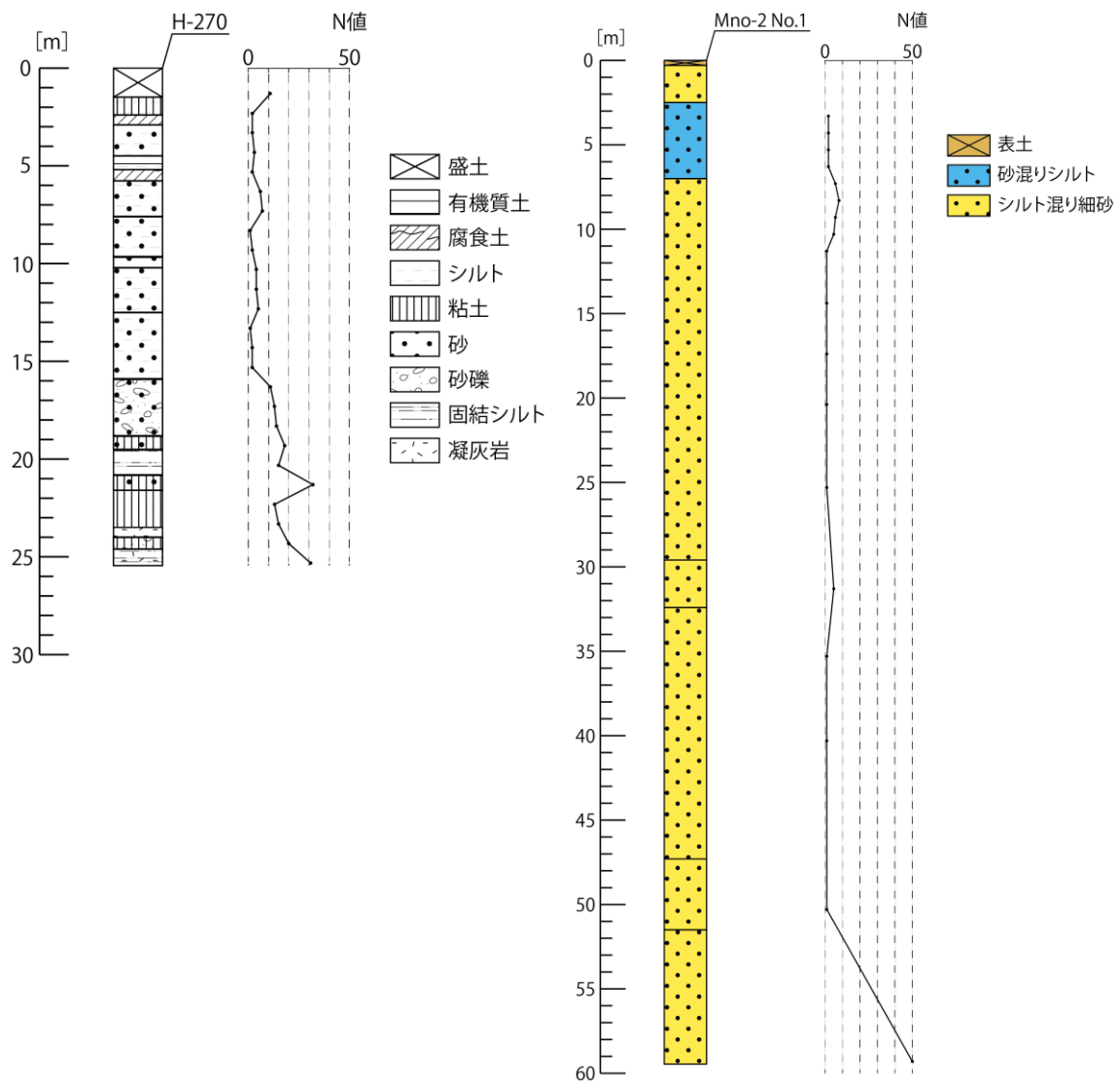


図 4.13 H-270, Mno-2 No.1. みちのく GIDAS より引用

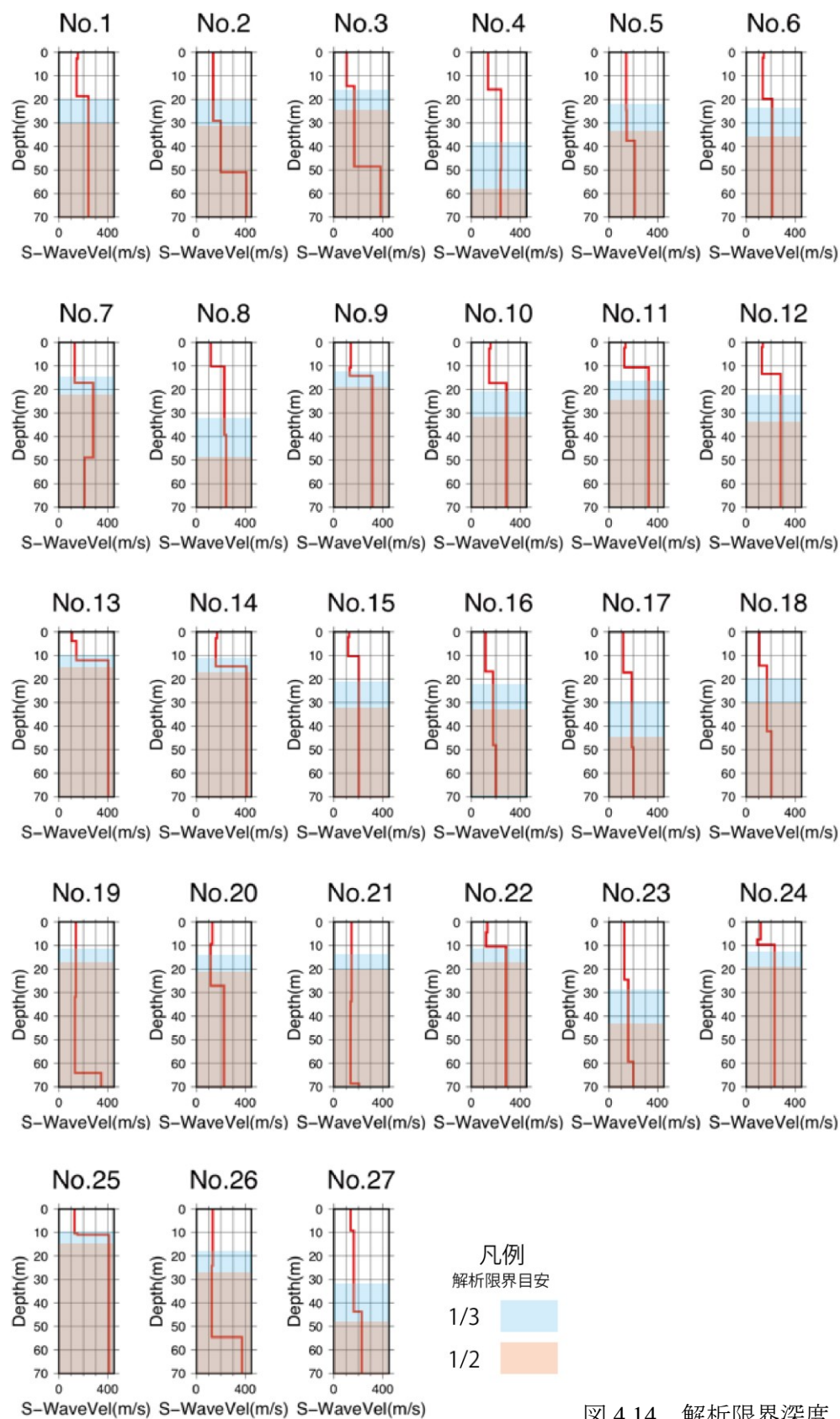


图 4.14 解析限界深度

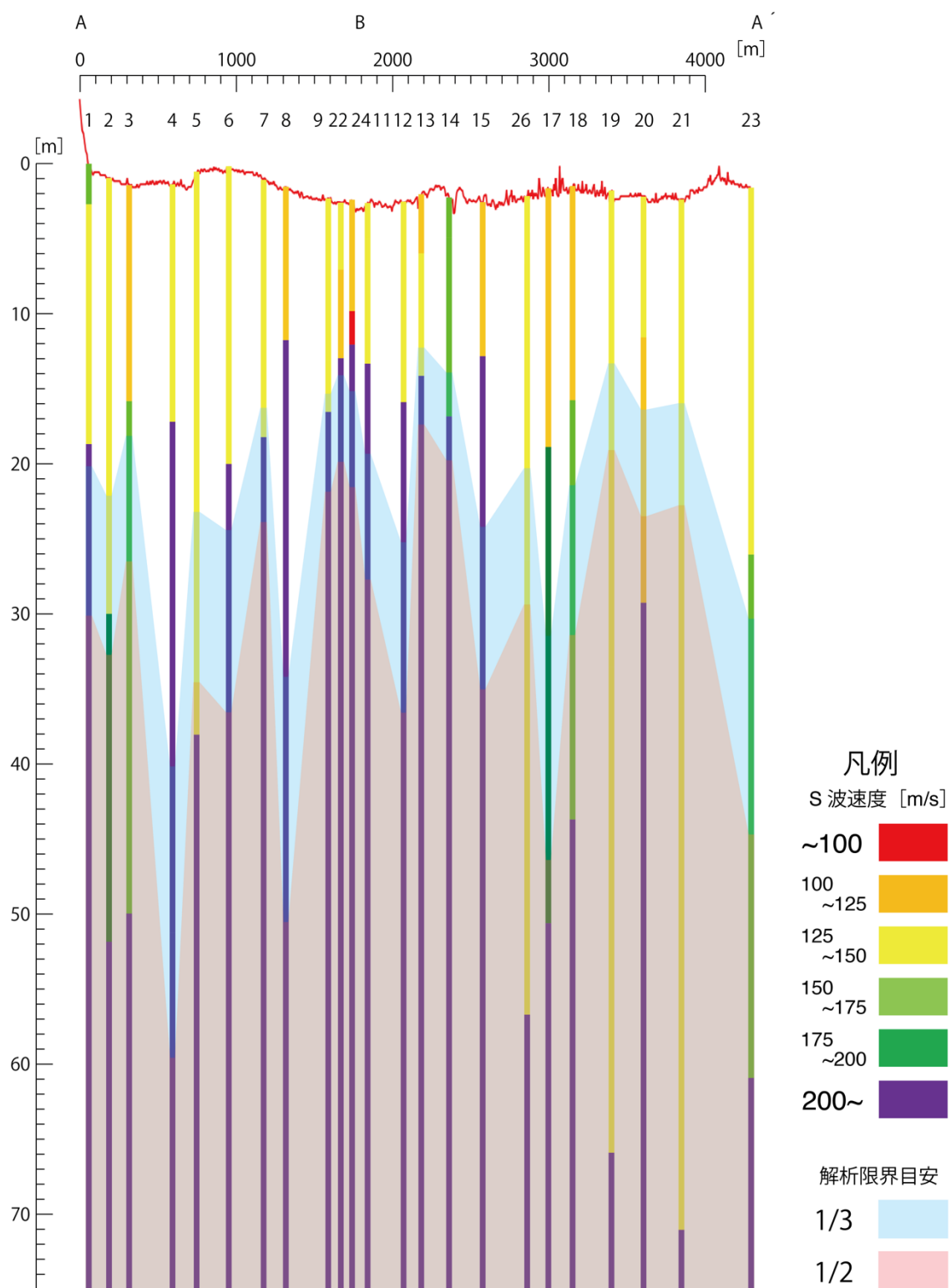


図 4.15 A-A'断面の解析限界深度

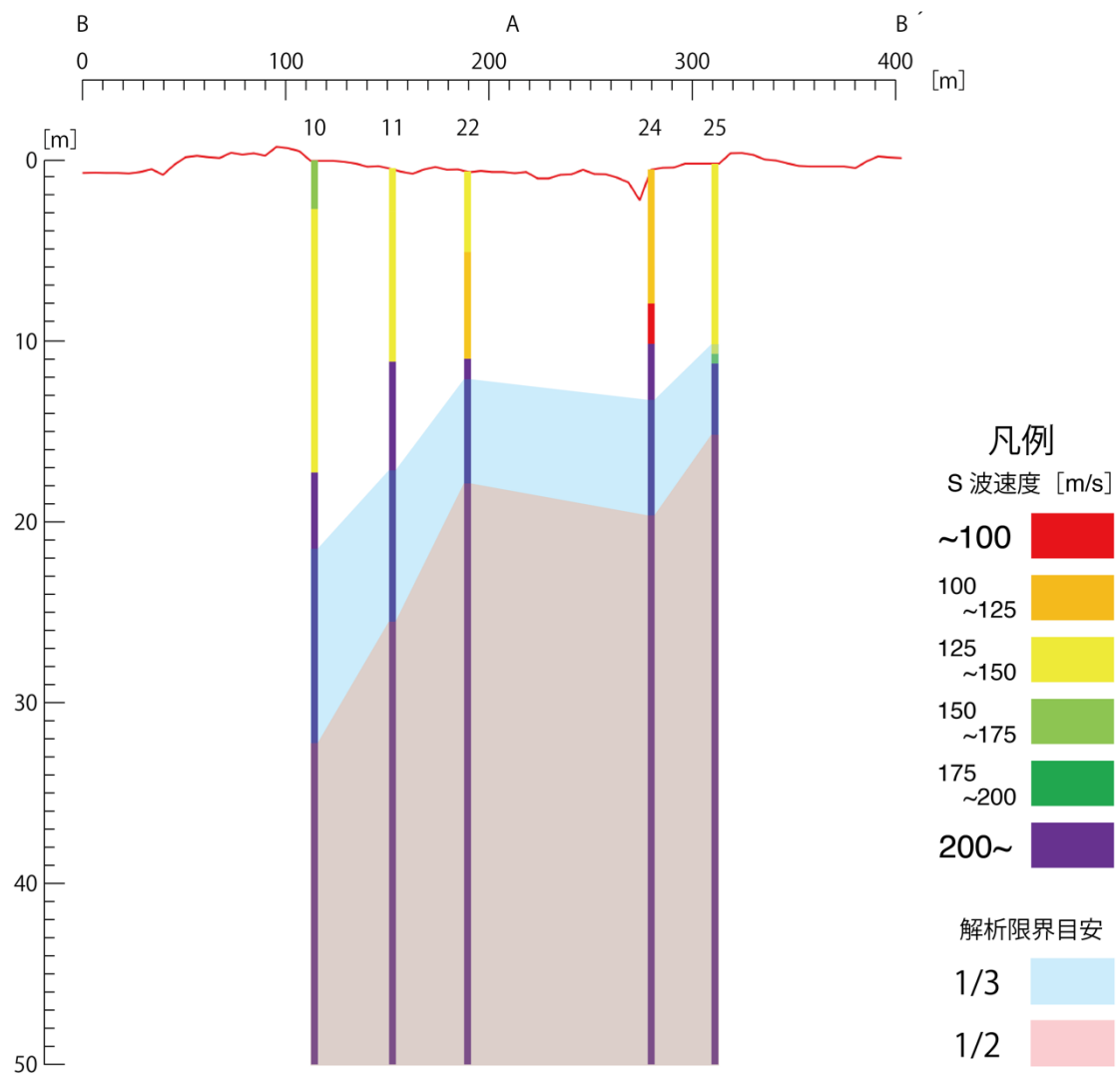
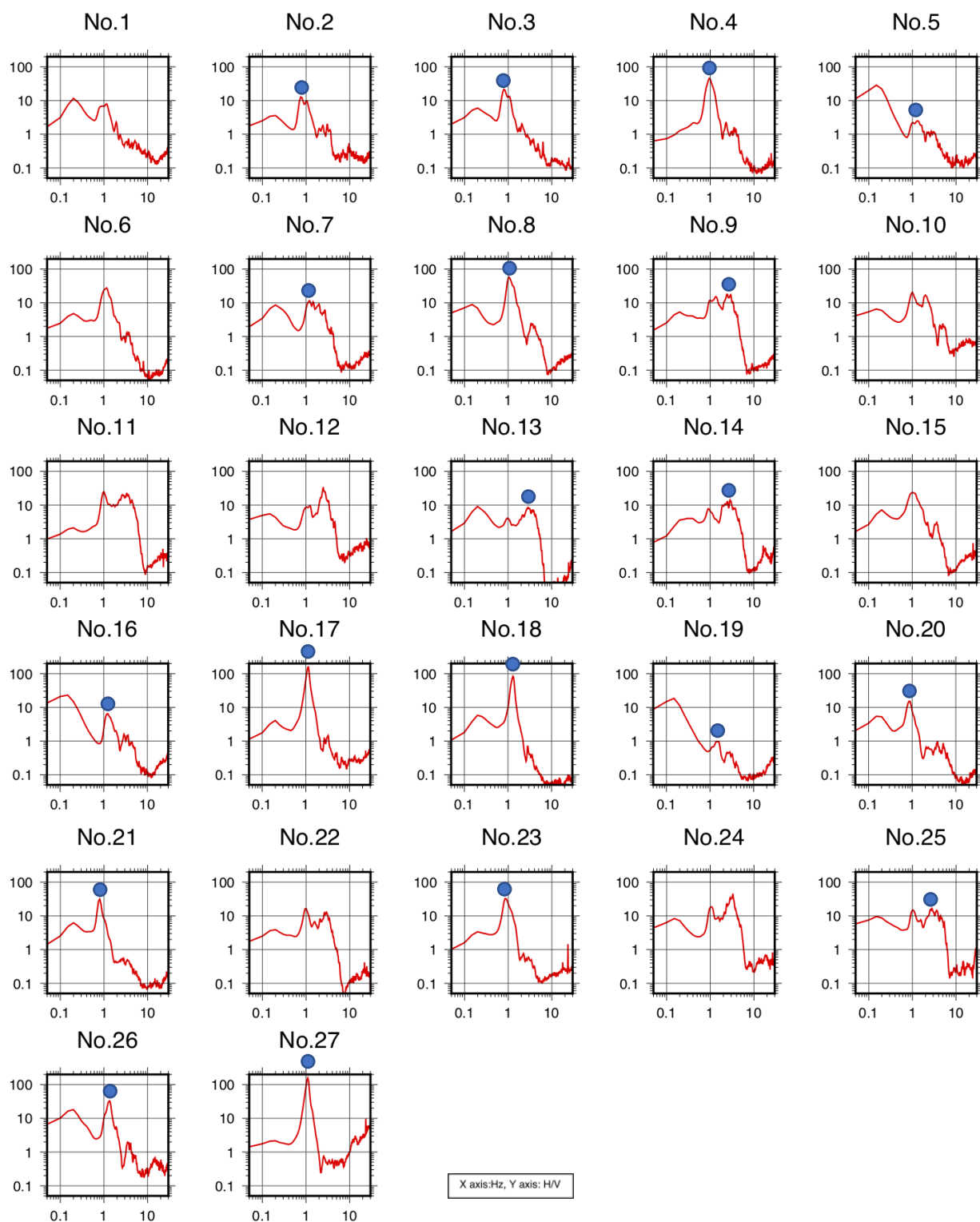


図 4.16 B-B'断面の解析限界深度



	No.2	No.3	No.4	No.5	No.7	No.8	No.9	No.13	No.14	No.16	No.17	No.18	No.19	No.20	No.21	No.23	No.25	No.26	No.27
Hz	0.75	0.8	1.0	1.35	1.2	1.05	2.4	2.85	2.85	1.2	1.15	1.3	1.55	0.85	0.8	0.85	2.8	1.35	1.1

図 4.17 各観測点の H/V スペクトルと読み取り値

図 4.18, 図 4.19, 図 4.20 に解析限界深度を考慮した S 波速度構造および A-A' 断面, B-B'断面を示す.

A-A'断面の特に 3 層目 (基盤) の分布について述べる. No.1 では基盤と見られる構造が深度約 20mで見られる. その後, この構造は No.2, No.3 で深度 30m 付近まで深度を下げ, No.5 では深度 16m 付近まで深度を上げる. No.9 から No.15 までは深度 15m~20m 付近に基盤構造が見られる. No.6 から No.15 までは深度 15m 以浅に基盤構造が見られ, No.26 で基盤構造は深度 40m 付近に急激に深度を下げる. 基盤構造は No.21 で最も深く, 深度 63m 付近に見られる. 焼きなまし法の結果と比較すると No.20 の周囲と比較して浅い深度で見られた基盤と推定される構造がなくなり, より自然な基盤構造が推定できていると考えられる (図 4.10, 図 4.19).

A-A'断面について, 桃生町北部の観測点 No.1 では深度 19m 付近に基盤と推定される構造が見られる. これは, 観測点 No.1 から北西に約 2.3km のボーリングデータ H-270 の深度 19.50m の固結シルト (基盤) の深度とほぼ一致している (図 4.12, 図 4.13). また, 桃生町北部の観測点 No.2, No.3 では局所的に深度 30m 付近に基盤と推定される構造が見られるが No.4~No.8 では No.1 と同程度の深度 20m 前後に基盤と推定される構造が見られる. このことから桃生町北部あるいは No.1 以北については深度 20m 前後に大貫層が連続している可能性が考えられる. 一方, 桃生町南部の観測点 No.23 では深度 60m 付近に基盤と推定される構造があり, これは No.23 近傍のボーリングデータ Mno-2 No.1 の深度 59.45m で見られる N 値 50 の砂層の深度と一致している (図 4.12, 図 4.13). しかし, No.23 については前述の通り, No.15 以南の観測点について Mno-2 No.1 と No.23 の H/V スペクトルのピークを組み合わせることで桃生町南部における基盤までの平均 S 波速度を得たうえで 4 分の 1 波長則を使用している. そのため, Mno-2 No.1 から得られた基盤深度と No.23 から推定される基盤深度が一致するかたちとなっている.

次に B-B'断面の特に 3 層目 (基盤) の分布について述べる. B-B' 測線の東から順に No.10 では深度 17m 付近に基盤構造が見られる. その後, この構造は No.11 では深度 11m 付近深度を上げる. No.22 および No.24 では深度 10m 付近に基盤と推定される構造が見られる. No.25 では B-B'測線で最も浅く深度 8m 付近で基盤と推定される構造が見られた.

No.24, No.25 は『平成 15 年度委測 5 号桃生町庁舎予定地地質調査業務調査報告書』(宮城県桃生町土木地質株式会社, 2004) に示されたボーリングデータ No.1 孔, No.2 孔の直近にある. No.1 孔の堆積構造は大まかに 3 層に分けられる. 深度 0m~3.35m は N 値が 3 以下のシルトや粘土, 3.35m~6.90m で上位に砂質土, 下位に砂礫が見られ,

6.90m～は N 値 50 以上のシルト岩，砂岩が見られる．No.2 孔の堆積構造も大まかに 3 層に分けられる．深度 0m～3.60m は N 値が 2 以下のシルトや粘土，3.60m～7.25m で砂質土，粘土混り砂礫を挟み，7.25m～は N 値 35 以上のシルト岩，砂岩が連続する．前述の通り No.24 では深度 10m 付近で，No.25 では深度 8m 付近で基盤と推定される構造が見られた．4.3 節でも述べた通り，No.1 孔および No.2 孔では大貫層に対応するシルト岩を基盤が見られ，その深度は今回推定された基盤深度とほぼ一致する結果となった（図 4.21，図 4.22）．

また，2 章でも述べた通り，桃生町中心部の沖積層の層厚は約 10m で，その下位には本研究において基盤として設定した大貫層が位置している（宮城県桃生町土地質株式会社，2004）（図 2.4）．これは，No.22 および No.24 で深度 10m 付近に基盤と推定される構造が見られることと良く一致している．桃生町中心部において大貫層は伊里前層と同様に東から西に向かうにつれて深度を下げる構造となっている（宮城県桃生町土地質株式会社，2004）（図 2.4）．B-B' 測線においても No.25 から No.10 にかけて東から西に向かうにつれて基盤と推定される構造の深度が深くなっており，以上の結果から桃生町中心部において実際の地下構造を反映した S 波速度構造推定ができているものと考えられる．



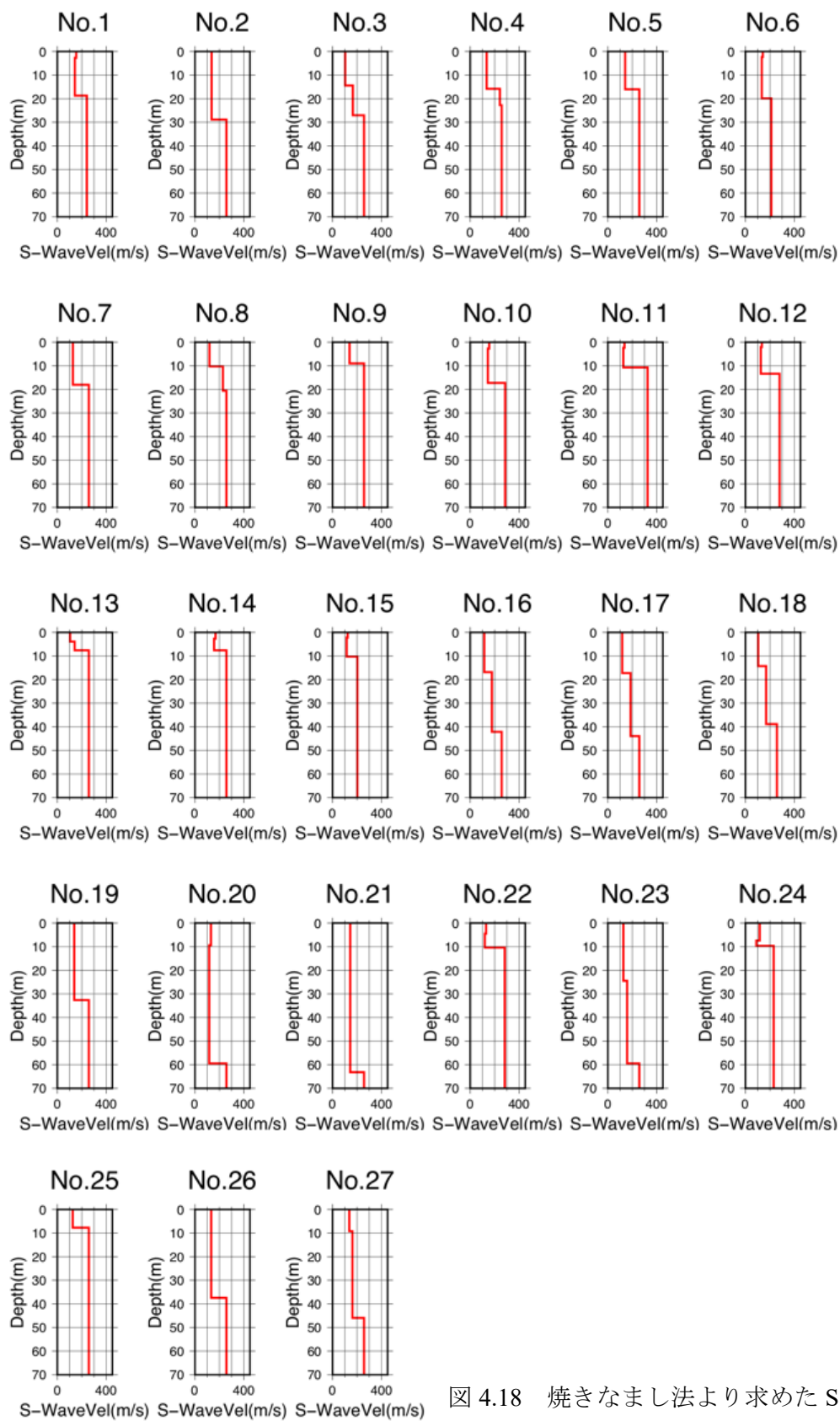


図 4.18 焼きなまし法より求めた S 波速度構造

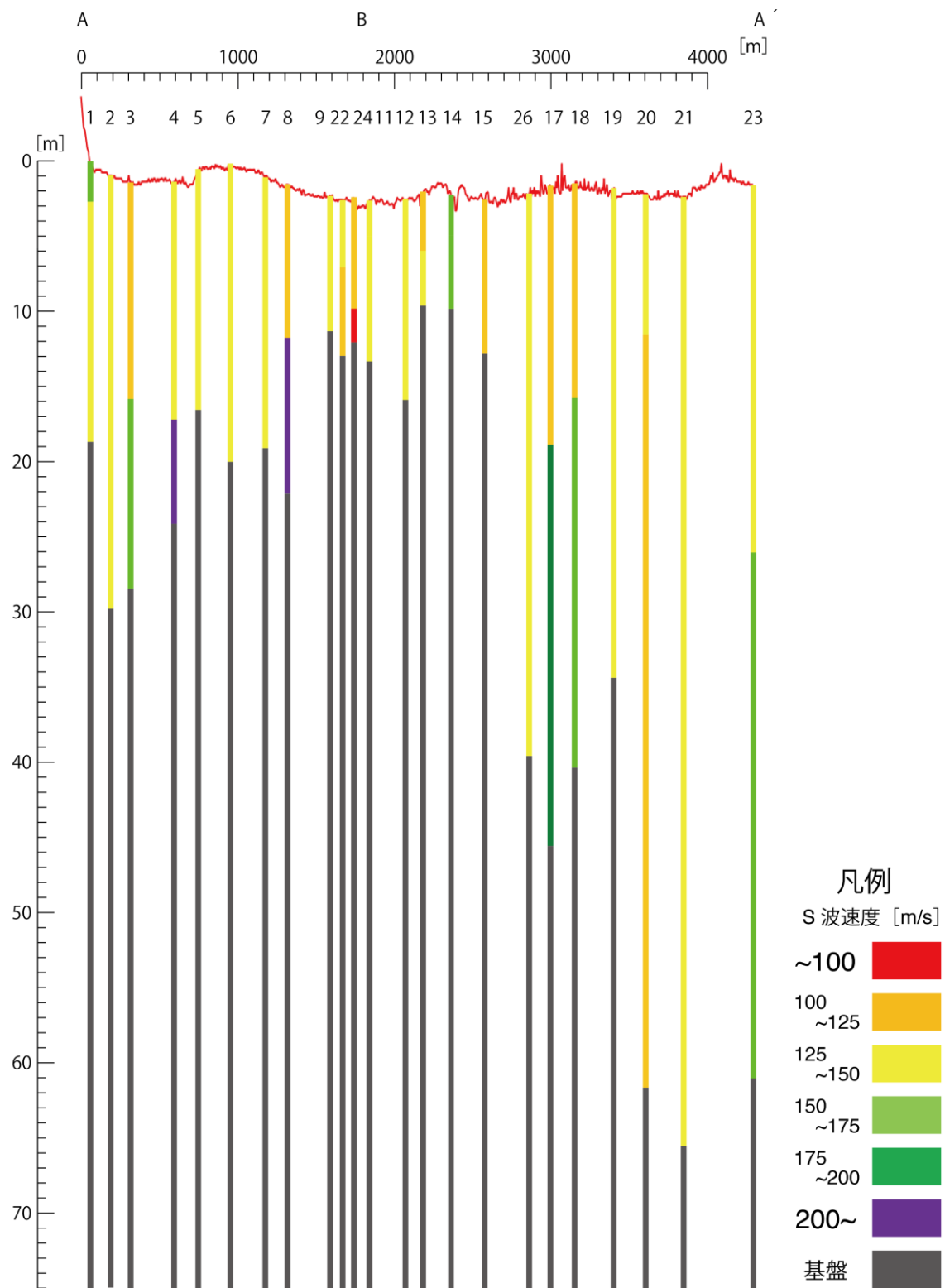


図 4.19 解析限界深度を考慮した A-A'断面

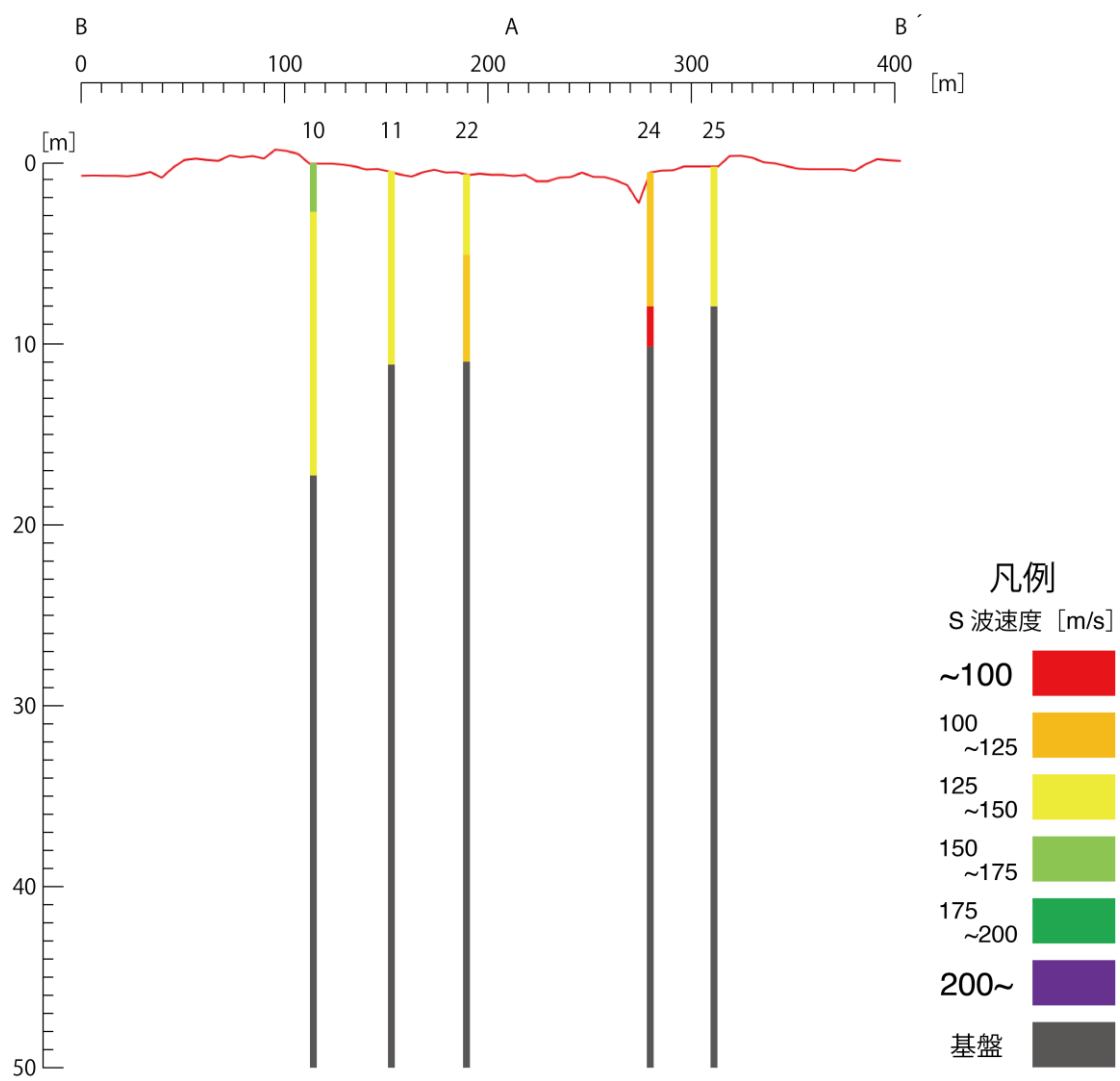


図 4.20 解析限界深度を考慮した B-B'断面

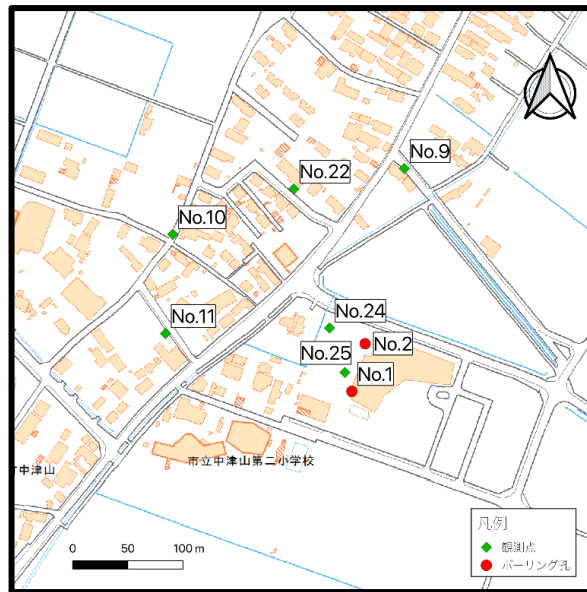
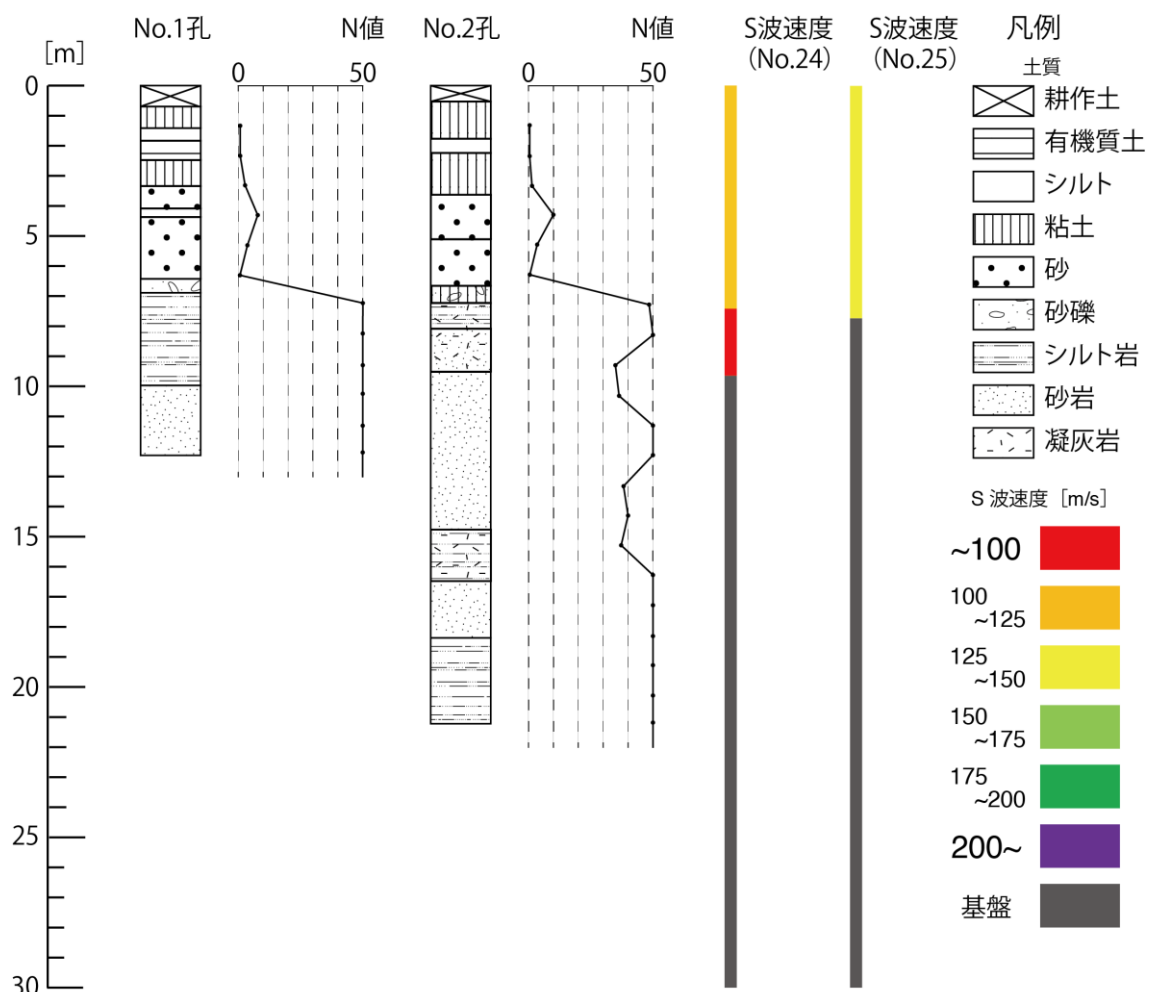


図 4.21 観測点とボーリング孔の位置関係. QGIS より作成



宮城県桃生町土木地質株式会社 (2004) より引用

## 5. 桃生町における地震応答特性

### 5.1 解析の概要

本章では桃生町における地震応答特性について述べる．使用した解析ソフトは Schnabel et. al. (1972) の 1 次元地震応答解析プログラム SHAKE を改良した Idriss and Sun (1992) による SHAKE91 である．SHAKE91 は等価線形化法（または線形解析）を使用したプログラムである．また，SHAKE の原理として，せん断波は鉛直に伝播し，各層は均質で水平方向に無限に連続するものとし，層厚，密度，せん断剛性，減衰定数によって定義される (Schnabel et. al., 1972)．プログラムでは各層の加速度応答スペクトル，速度応答スペクトル，分散曲線，伝達関数，時刻歴加速度波形等の出力が可能である．

本解析は石巻市立中津山第二小学校の震度計で観測した東北地方太平洋沖地震の波形記録 (NS, EW, UD の 3 成分) を入力波とし，これを中津山第二小学校近傍のボーリングデータ No.2 孔をもとに基盤まで戻す．その後基盤まで戻した波形を桃生町の地下に同一基盤面が存在するという前提のもと，焼きなまし法によって算出した各観測点の基盤面に入力し，各観測点の地表における伝達関数，加速度応答スペクトルを解析した．なお H/V スペクトルから基盤深度を求めた観測点は解析限界深度以深の構造を解析限界深度以浅の速度構造が基盤深度まで連続しているものとしているため，基盤深度以浅の速度構造に不確かさがある．そのため今回は解析限界深度以浅に 3 層目が現れる観測点，No.1, No.6, No.10, No.11, No.12, No.15, No.22, No.24 に対して解析を行った．

### 5.2 パラメータ設定

SHAKE91 には 9 個の Option があり，解析では主にひずみ依存性の設定 (Option 1)，層設定 (Option2)，加速度入力データ (Option3) の設定を文献や実際のデータをもとに設定する必要がある．以下にパラメータの設定の概要を示す．

#### 5.2.1 層設定

Option2 では各層の物性についての設定を行う．設定したパラメータは層厚，土の単位体積重量，せん断弾性波速度の 4 つである．また，SHAKE91 における各パラメータの単位は層厚 [ft]，土の単位体積重量 [klbs/ft<sup>3</sup>]，せん断弾性波速度 [ft/s] となっている．

地表から基盤まで加速度データを戻す際の層厚は宮城県桃生町土木地質株式会社

(2004) のボーリングデータ No.2 孔を参照して設定した。せん断弾性波速度は宮城県桃生町土木地質株式会社 (2004) のボーリングデータ No.2 孔の PS 検層の結果をもとに設定した。粘土混り砂礫は PS 検層における速度境界が層内にあるが、重み付き平均を取ることでこの層のせん断弾性波速度を設定した。なお、No.2 孔における基盤は N 値および層相から深度 7.25m の凝灰質シルト岩と判断した。以上から、8 層解析で加速度データを地表から基盤まで戻した。

一方、加速度データを基盤から地表に戻す際の層厚は焼きなまし法の結果から 1 層目を粘性土層、2 層目を砂質土層、3 層目を基盤としてせん断弾性波速度は各観測点の各層で焼きなまし法より算出された S 波速度を使用した。

また、土の単位体積重量は粘性土、砂質土に関しては『平成 15 年度委測 5 号桃生町舎予定地地質調査業務調査報告書』（宮城県桃生町土木地質株式会社、2004）No.2 孔の土質試験結果を参考にし、粘性土を  $0.093 \text{ klbs/ft}^3$ 、砂質土を  $0.103 \text{ klbs/ft}^3$  とした。基盤に関しては前述報告書において密度が調査されていないため研究対象地域近傍の K-NET MYG007 の土質データの基盤の密度を参考に設定し、基盤における密度の平均値を取り  $0.129 \text{ klbs/ft}^3$  に設定した。

以下に各層のパラメータ設定を示す（表 5.1～表 5.9）。

表 5.1 No.2 孔パラメータ

	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	1.64	0.093	295
2層目	4.10	0.093	295
3層目	1.15	0.093	295
4層目	4.92	0.093	295
5層目	4.92	0.103	295
6層目	5.09	0.103	295
7層目	1.97	0.103	555
8層目	BASE	0.129	919

表 5.2 No.1 パラメータ

No.1	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	8.84	0.093	506
2層目	52.44	0.103	470
3層目	BASE	0.129	791

表 5.3 No.6 パラメータ

No.6	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	7.76	0.093	464
2層目	57.34	0.103	437
3層目	BASE	0.129	694

表 5.4 No.10 パラメータ

No.10	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	8.85	0.093	508
2層目	47.80	0.103	474
3層目	BASE	0.129	937

表 5.5 No.11 パラメータ

No.11	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	7.86	0.093	449
2層目	27.29	0.103	416
3層目	BASE	0.129	1067

表 5.6 No.12 パラメータ

No.12	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	6.73	0.093	439
2層目	37.10	0.103	413
3層目	BASE	0.129	914



表 5.7 No.15 パラメータ

No.15	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	7.20	0.093	404
2層目	26.49	0.103	376
3層目	BASE	0.129	665

表 5.8 No.22 パラメータ

No.22	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	14.66	0.093	426
2層目	19.37	0.103	392
3層目	BASE	0.129	927

表 5.9 No.24 パラメータ

No.24	層厚 [ft]	密度 [klbs/ft <sup>3</sup> ]	S波速度 [ft/s]
1層目	24.35	0.093	381
2層目	7.32	0.103	292
3層目	BASE	0.129	759

### 5.2.2 加速度入力データの設定

Option3 では加速度入力データの設定を行う。本解析では石巻市立中津山第二小学校の震度計で観測した 2011 年東北地方太平洋沖地震の記録を使用している。この観測記録は 2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分 30 秒から約 14 分間記録されており、サンプリング間隔は 0.01 秒である。今回はその中でも最大加速度が記録されている 14 時 47 分 30 秒からの 1 分間のデータを使用した。

また、応答計算で使用するデータ数はプログラムの仕様上 2 のべき乗個とされており、最大は 4096 個に制限されている。そのため本解析では入力データの時間ステップを 0.02 秒にリサンプルし 3000 個のデータ（1 分間データ）を作成した上でその後ろに 0 データを加え 4096 個のデータを入力した。

また、今回は使用波形に対してテーパーを行ったうえで各観測点の地震応答解析を行っている。これは、あるデータから一部分を抽出したデータを使用すると、抽出区間と区間外の境界の影響が生じるためである。このようにあるデータから一部分を抽出した

データに対してスペクトル解析を行った場合「スペクトルの主たる峰が存在する周波数から、他の周波数にスペクトルの漏れ（spectral leakage）が生ずる」（大気海洋統計データ解析 HP）とされており、テーパーを使用するとこの影響を小さくすることができる。一方で、「テーパーを用いると、スペクトルの主たる峰の幅が広がる」（大気海洋統計データ解析 HP）ともされている。

また、テーパーにはいくつかの種類があり、Hamming Taper や Hanning Taper などがよく利用される。今回は Hanning Taper よりスペクトルの漏れが小さいことで知られる Hamming Taper を使用した（大気海洋統計データ解析 HP）。

Hamming Taper は以下の式で示される。

$$w(n\Delta t) = \frac{1}{2}[1.0 - \cos(2\pi(n - 0.5)/N)] \quad (n=1,2,3\dots N) \quad (5-1)$$

以下に Hamming Taper のグラフおよび Hamming Taper 前の波形と Hamming Taper 後の波形の一例を示す（図 5.1, 図 5.2）。また, Hamming Taper を行った入力波形と SHAKE91 より引き戻した基盤上の波形を示す（図 5.3）。

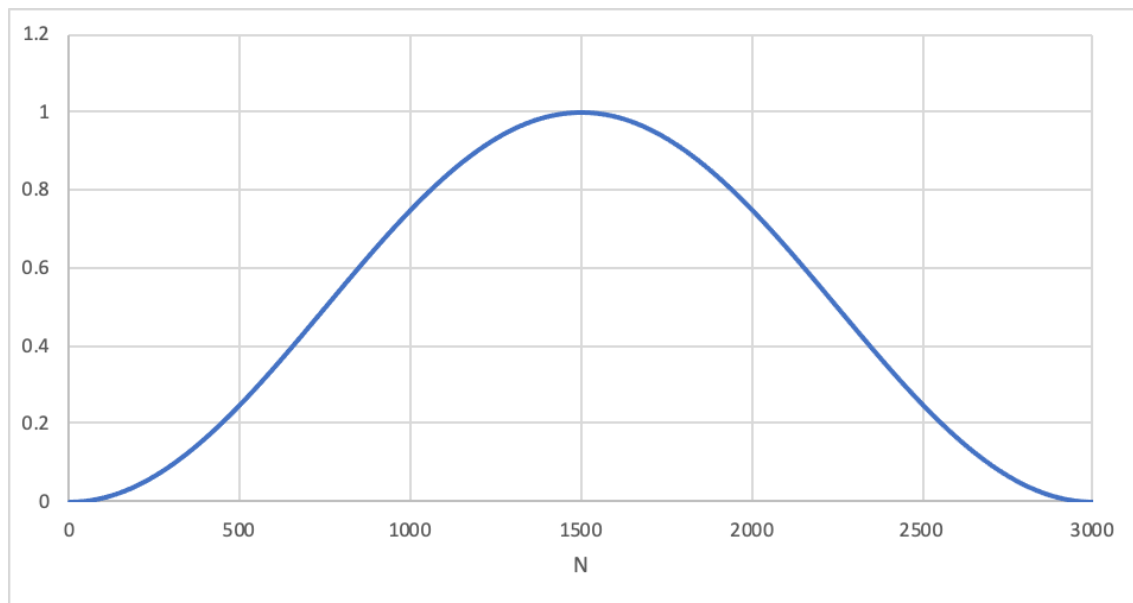


図 5.1 Hamming Taper

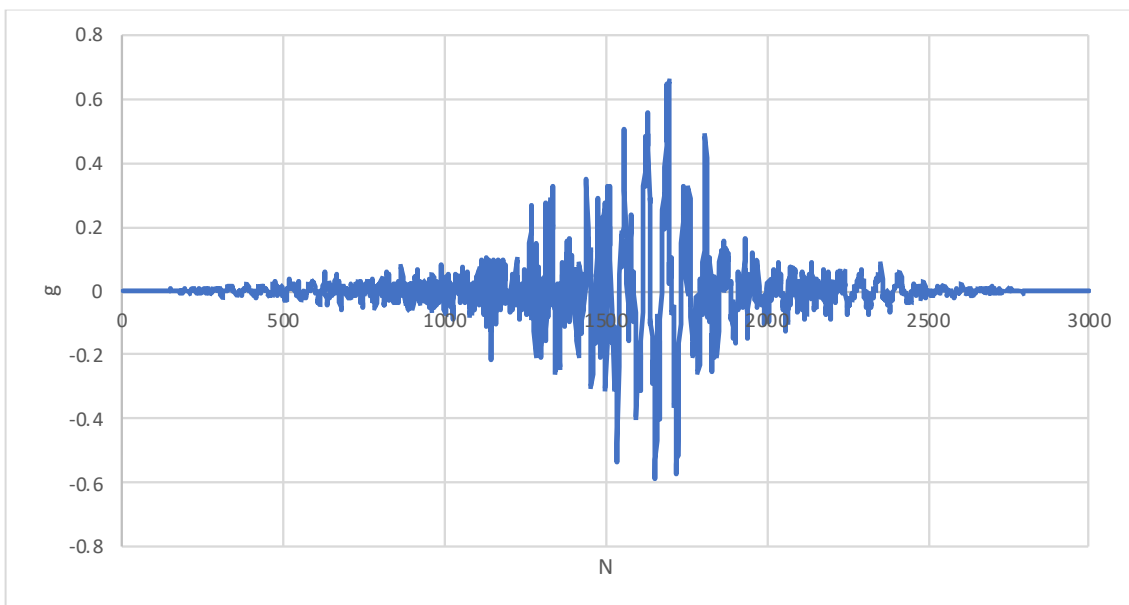
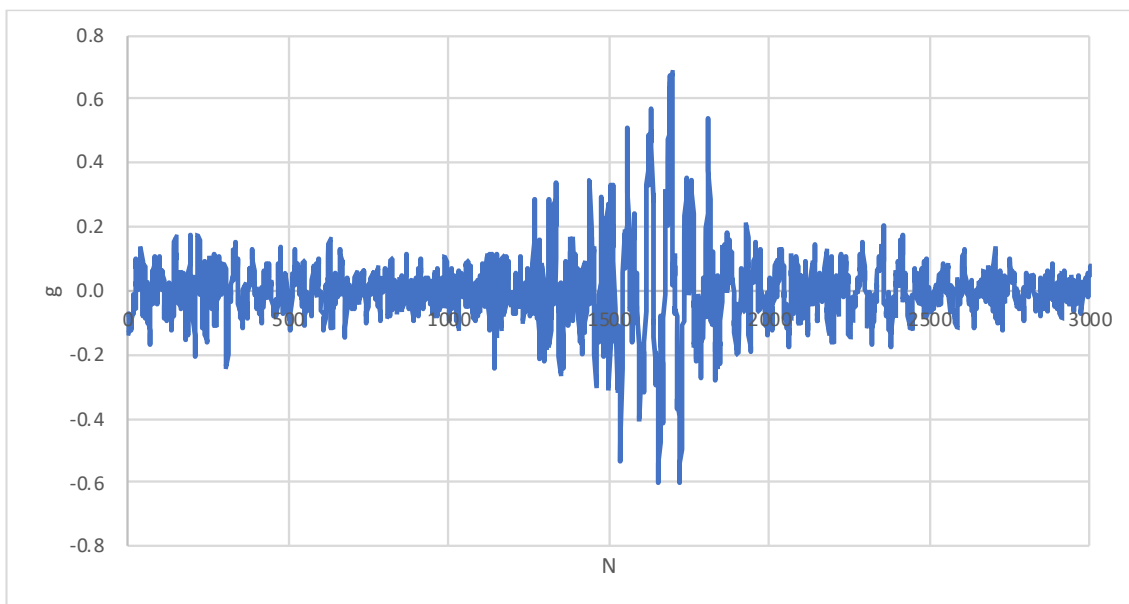


図 5.2 Hamming Taper 前（上）と Hamming Tape 後（下）の波形

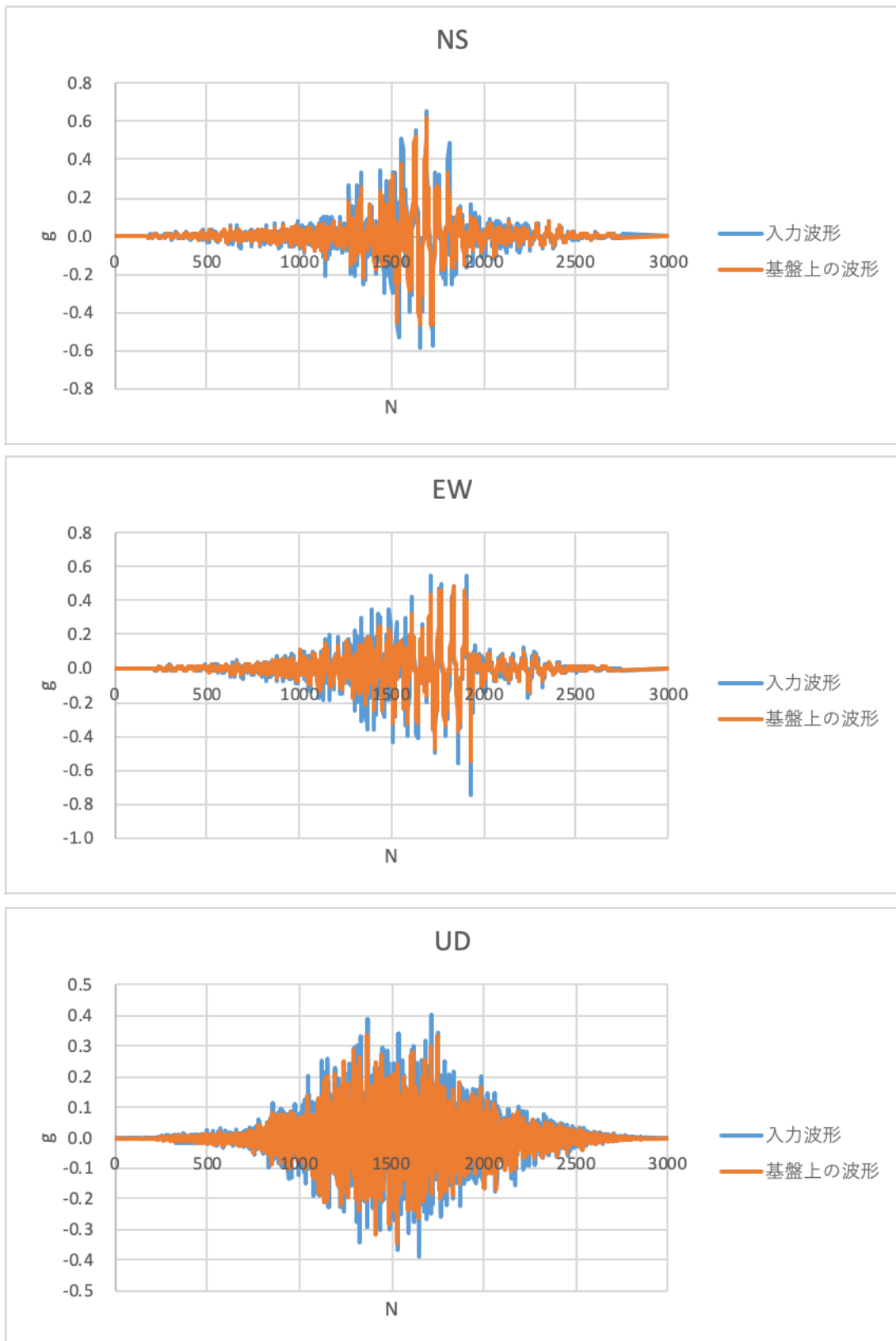


図 5.3 入力波形と基盤上の波形

### 5.2.3 その他の設定について

ひずみ依存性の設定の Option 1 に関して、研究対象地近傍に動的変形特性試験を行っている場所がなく当地域の土質を考慮した等価線形化を行うことが難しい。そのため今回は線形解析を行うこととした。線形解析は一般的に土の非線形性が現れる大きなひずみ領域での解析が難しいとされているが、今回は桃生町内における地点ごとの地震応答特性を比較し、結果の差異を見ることを目的としている。

Option4 は加速度データの入力位置と入力条件に関する設定である。加速度データを地表から基盤に戻す際は 1 層目に加速度データを入力し 8 層目の加速度データを出力、加速度データを基盤から地表に戻す際は各観測点の 3 層目に加速度データを入力し 1 層目の加速度データを出力している。また、入力データと出力データは共通して露頭振動としている。

Option5 は等価線形化を行うための計算条件の設定だが、今回は線形解析を行うので説明を省略する。

Option6 は加速度計算結果の出力設定である。加速度データを地表から基盤に戻す際は 8 層目の時刻歴加速度データを出力し、これを基盤での加速度データとした。加速度データを基盤から地表に戻す際はこの加速度データを用いて、1 層目の時刻歴加速度データを出力している。

Option7 はせん断応力、せん断ひずみの計算結果の出力設定である。各解析において基盤と地表の結果を出力している。

Option8 は SHAKE91 の仕様上欠番となっている。

Option9 は応答スペクトルの計算結果の出力設定である。基盤から地表に加速度データに戻した際の加速度応答の出力をこの Option の出力結果で見ることができる。

Option10 は伝達関数の計算結果の出力設定である。基盤から地表に加速度データに戻した際の計算結果は基準層を 3 層目（基盤）、対象層を 1 層目（地表）として出力している。また、周波数ステップを 0.125Hz として出力しており、SHAKE91 では、周波数ステップ×200 Hz までの伝達関数が計算できる。

## 5.3 結果

### 5.3.1 伝達関数

図 5.4 に各観測点における伝達関数および 1 次ピークの周波数の結果を示す。各観測点の伝達関数は、家屋被害が大きかった桃生町中心部の観測点を赤色で示し、家屋被害の小さかった桃生町北部、南部の観測点を青色で示した。

各観測点における 1 次ピークの周波数について、桃生町北部の観測点では 2Hz 以下にピークが見られる。一方、桃生町中心部から南部の観測点は 2Hz 以上にピークが見られる。その中でも No.11 や No.24 では 3Hz 付近にピークがあり周波数応答としては最も高周波で見られた。また、応答倍率は桃生町の中心部の観測点で総じて大きい傾向にあり No.11 の 2.6 倍が最大の応答となる。

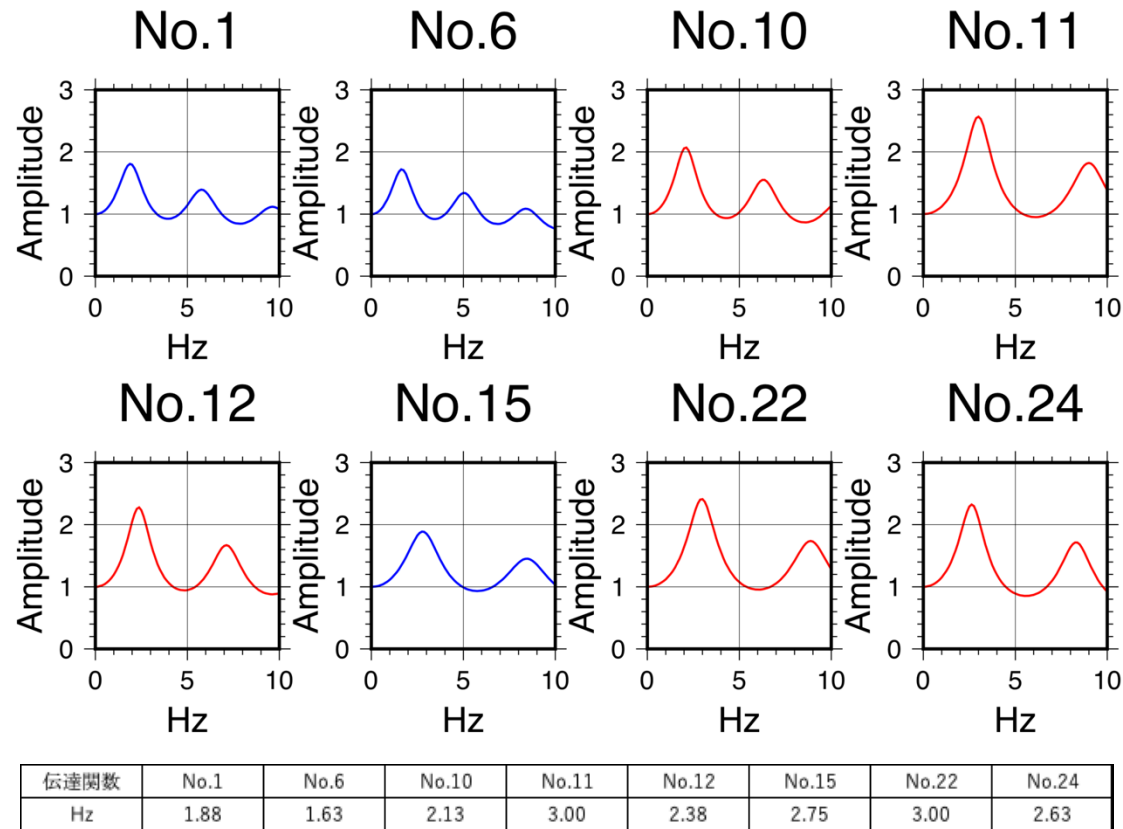


図 5.4 各観測点の伝達関数と 1 次ピーク周波数

### 5.3.2 加速度応答スペクトル

図 5.5 に各観測点における加速度応答スペクトルおよびピーク周期の結果を示す。伝達関数と同様に家屋被害が大きかった桃生町中心部の観測点は赤色で示し、家屋被害の小さかった桃生町北部、南部の観測点は青色で示した。

各観測点における成分ごとのピーク周期について、NS 成分はどの観測点においても 1.2 秒にピークがあり、EW 成分は 0.92 秒にピークがある観測点と 0.94 秒にピークがある観測点がある。UD 成分は No.1 と No.10 で 0.16 秒、No.11 と No.22 では 0.13 秒、それ以外の観測点では 0.08 秒にピークがある。

今回得られたスペクトルで特徴的なのは概形はどの観測点においても同じような形

をしているが、桃生町中心部の観測点では 0.25～0.5 秒付近の応答加速度が大きくなることである。

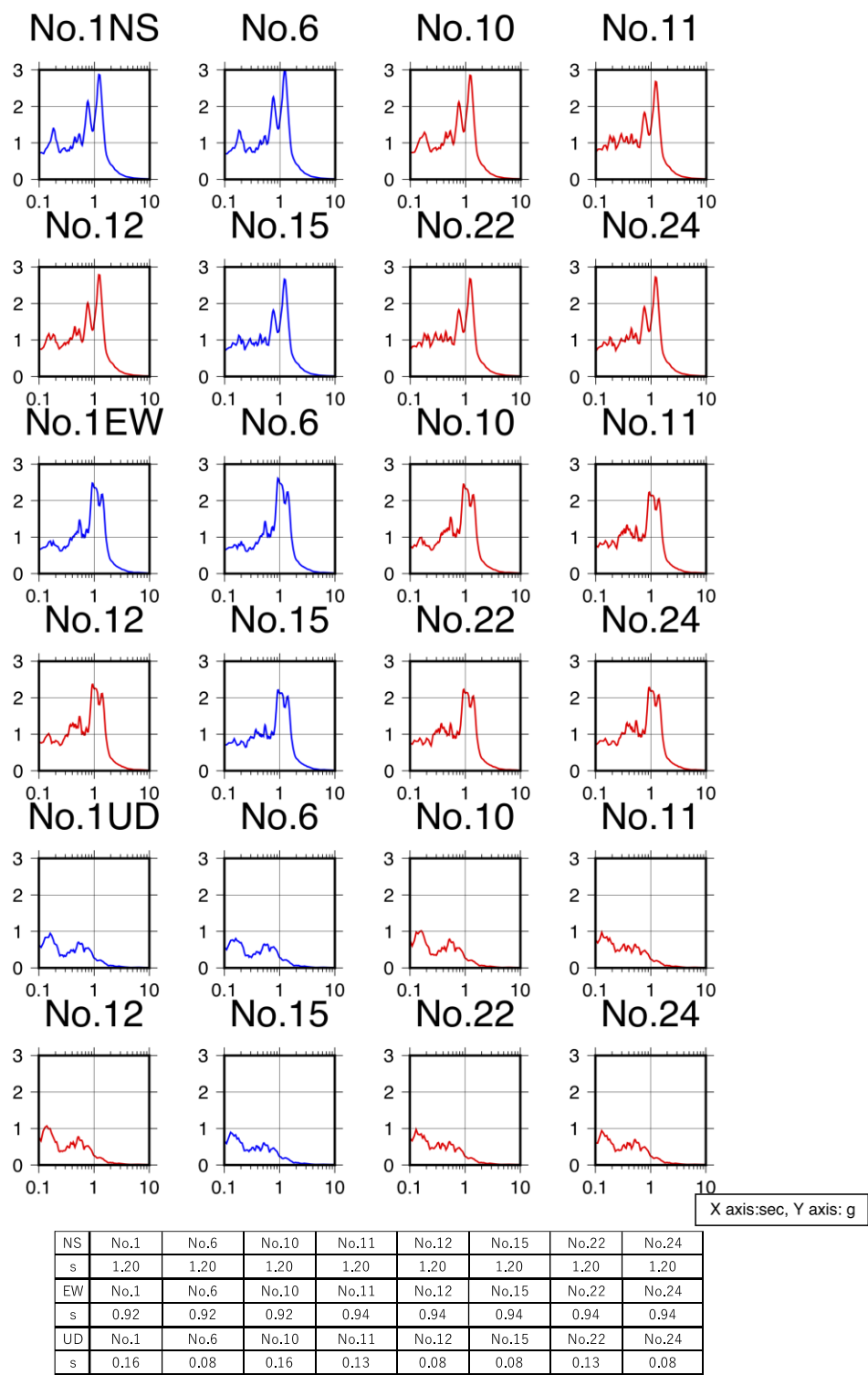


図 5.5 各観測点の加速度応答スペクトルとピーク周期



## 6. 桃生町における増幅特性と家屋被害の関係

本研究では桃生町における浅部 S 波速度構造と地震応答特性を得た。また、小田・戸田 (2011) は当地域において東北地方太平洋地震における家屋被害の調査を行っている。そこで第 6 章ではこれらを比較することによって地下構造および地震応答と家屋被害の関係について考察を行う。

### 6.1 地下構造と家屋被害の関係

地震現象について考えるとき、ある地点での地震動の大きさは震源特性（震源がどのように破壊したか、あるいは、震源からどのような波が発生したか）、伝播経路特性（震源から工学的基盤、あるいは、震源から工学的基盤までの減衰特性）、サイト特性（表層地盤での増幅特性）の 3 種の特性に大きく左右される。その中でもサイト特性は地震動の大小に大きく影響するとされる（図 6.1）。

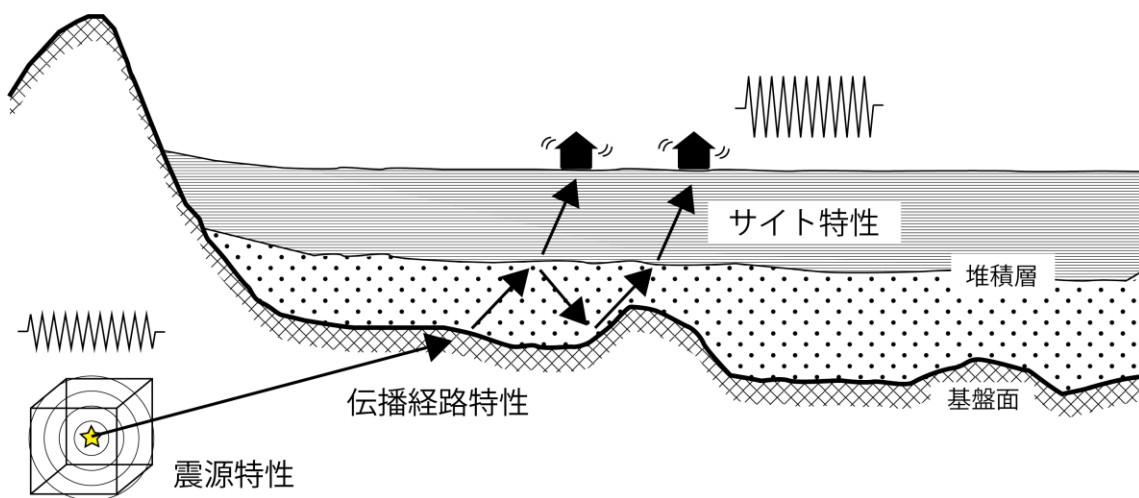


図 6.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

サイト特性を評価する指標の一つに AVS30 がある。AVS30 は地下 30m までの平均 S 波速度であり、地盤増幅率「工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ ) から地表に至る最大速度の増幅率」(J-SHIS HP) への換算式が提案されているなど、地震動評価において重要な指標である。

紺野・片岡（2000）によると AVS30 は波長 40m の位相速度で近似できるとされている。

$$V_s30 = C(40) \quad (6-1)$$

( $V_s30$  : 地下 30m までの平均 S 波速度,  $C(40)$  : 波長 40m 位相速度)

表 6.1 に  $C(40)$  から求めた各観測点の AVS30 の値を示す。なお赤字の観測点は分散曲線から波長 40m の位相速度が求められておらず、分散曲線をもとに外挿した値を用いている。

表 6.1 各観測点の AVS30

	AVS30 Vr [m/s]
No.1	166
No.2	132
No.3	128
No.4	149
No.5	135
No.6	142
No.7	159
No.8	167
No.9	190
No.10	172
No.11	239
No.12	183
No.13	223
No.14	219
No.15	143
No.16	134
No.17	122
No.18	130
No.19	129
No.20	123
No.21	113
No.22	202
No.23	121
No.24	186
No.25	207
No.26	118
No.27	147

※赤字は外挿した観測点

図 6.2 に A-A'断面各観測点の最近隣家屋の被害ランク、AVS30 と 4 章で推定した S 波速度構造を示す。

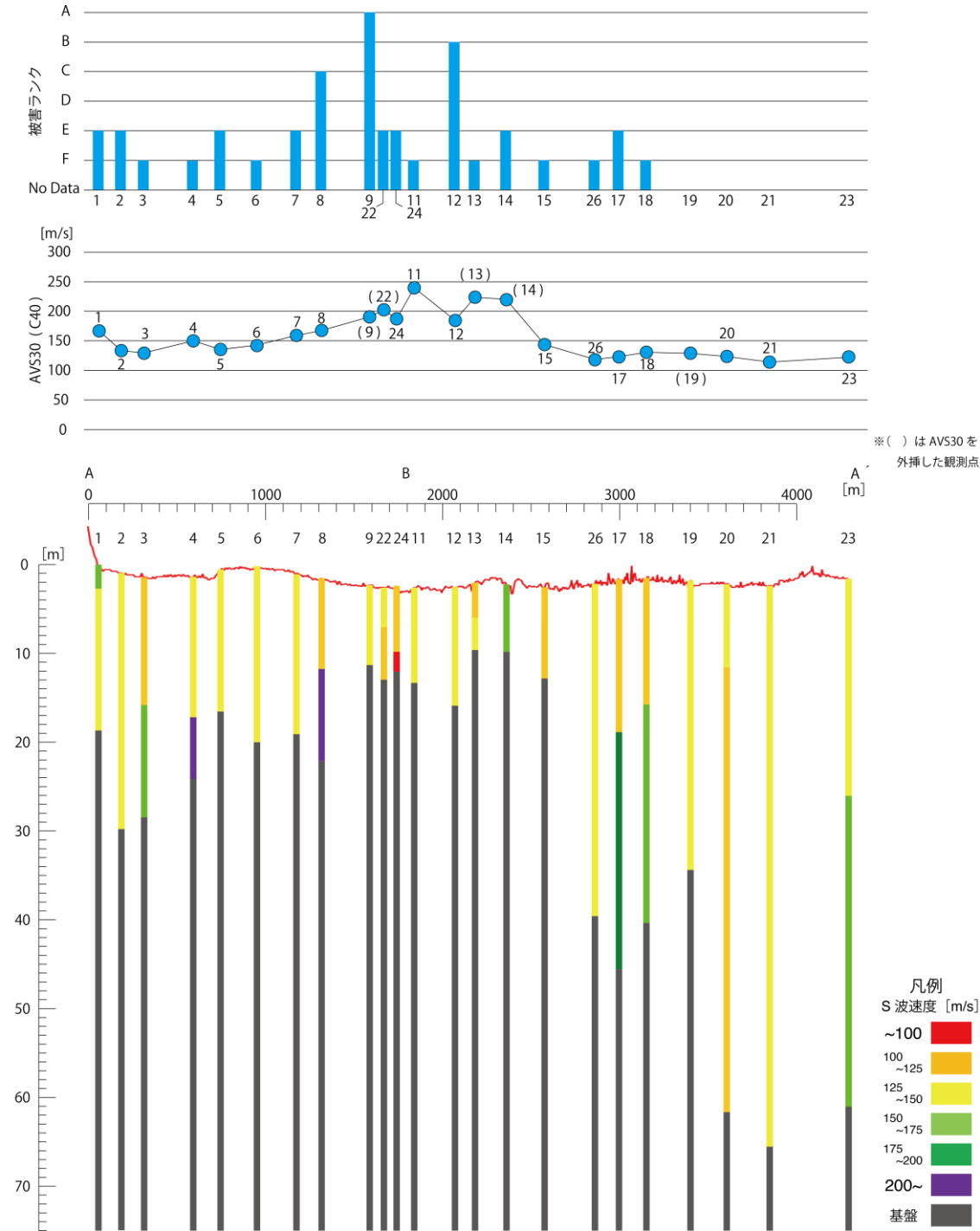


図 6.2 A-A'断面，被害ランク，AVS30，S 波速度構造の比較

AVS30 は桃生町の北部では No.3 の 128m/s がもっとも小さく桃生町中心部に近づくにつれて大きくなる傾向にある。観測で得られた AVS30 では桃生町中心部 No.11 の 239m/s がもっとも大きな値になる。AVS30 の値は No.14 以南の観測点で急激に下がり No.21 の 113m/s が観測点中の最低値である。一般的に AVS30 の値が大きい場所ほど安定した地盤、すなわち地震に強い土地、値が小さいほど軟弱な地盤、すなわち地震に弱い土地という評価になるが、AVS30 と被害ランクを比較すると、AVS30 の値が大きい場所で被害が大きく、小さい場所で被害が小さい傾向を示している。

実際の桃生町の地下地質について、第 2 章でも述べたとおり、表層をシルトや粘土、その下位を砂や礫が構成している。さらにその下は大貫層、伊里前層が基盤を構成している。これらの堆積年代は表層が沖積層として定義されており、大貫層は新第三紀鮮新世、伊里前層は中生代三畳紀とされている。また、第 4 章では大貫層を基盤と想定した焼きなまし法による浅部 S 波速度構造の推定を行い、その結果桃生町の中心部では浅部に大貫層と見られる S 波速度の層が現れることがわかった。

地下地質と地震による家屋被害の関係を調査した先行研究として、相原（1990）は埼玉県南東部旧出羽村付近（現在の越谷市付近）において既存のボーリング資料と地盤調査方法の一つであるスウェーデン式サウンディングを用い、沖積層の層厚、埋没地形の分布を調査し、1923 年に発生した関東地震の際の家屋被害との関係を明らかにした。その結果、沖積層層厚が増すにつれて家屋の倒壊率が上がり、埋没地形の平坦面や緩傾斜面と比較して谷壁や谷底の被害が大きいことを明らかにしている。

以上のことを踏まえると、桃生町における地震の家屋被害は AVS30 の値が大きく、基盤深度（大貫層が現れる深度）が浅い桃生町中心部で被害が小さくなり、AVS30 の値が小さく、基盤深度の深い桃生町の北部や南部で被害が大きくなると考えられるが実際の被害は逆の傾向を示す結果となった。

## 6.2 地震応答と家屋被害の関係

本節では桃生町における東北地方太平洋沖地震の際の加速度応答スペクトルおよび伝達関数から地域ごとの応答を比較し家屋被害との関係を考察する。

第 5 章でも述べた通り各観測点の加速度応答スペクトルは NS 成分では 1.2 秒（約 0.8Hz）、EW 成分では 0.9 秒（約 1.1Hz）付近で最も大きい応答値となった。

この加速度応答スペクトルで特徴的なのは、家屋被害の大きかった桃生町中心部の観測点では 0.5 秒以下の周期の応答値が家屋被害の小さかった地域より卓越する傾向にあり、NS、EW 成分では特に 0.25～0.5 秒（2～4Hz）付近の応答値に差が見られることである。

ここで、桃生町における地域ごとの加速度応答スペクトルの差を見るために、NS、EW 成分における加速度応答スペクトルを被害が小さかった No.1 で除したスペクトル比を示す（図 6.3）。

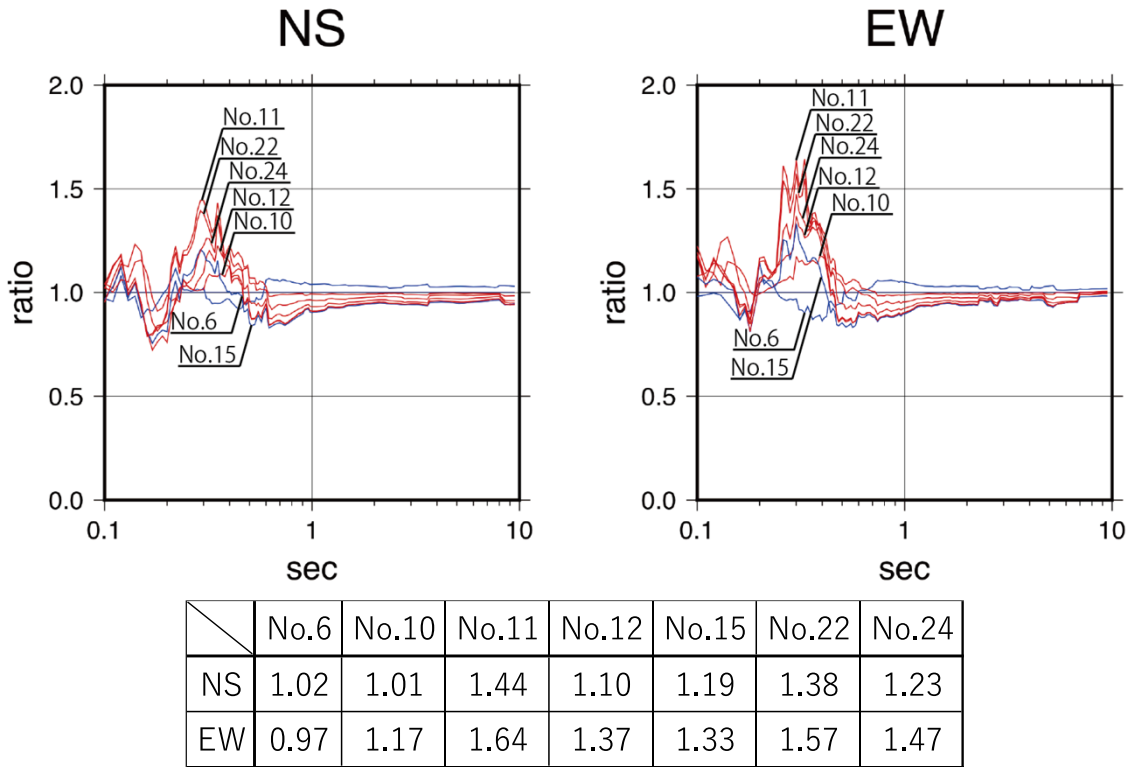


図 6.3 No.1 を基準とした加速度応答スペクトルの比と 0.3 秒における比の値

この結果を見ると、No.1 と比較して被害の大きかった桃生町中心部の観測点において 0.25～0.5 秒付近の応答値が大きくなっていることがわかった。

桃生町中心部の観測点では No.1 と比較すると総じて 0.3 秒付近の応答加速度が大きくなる傾向があり、特に桃生町中心部の観測点 No.11 では NS 成分で 1.44 倍、EW 成分で 1.64 倍となっている。No.11 の南西約 200m には最近隣の家屋の被害ランクが B の No.12 があり（図 6.2）さらに最近隣家屋ではないが No.11 周辺には被害ランク A の家屋が 1 軒、B の家屋が 2 軒ある（図 2.1）。被害の小さかった桃生町北部の観測点 No.6 の 0.3 秒付近で加速度応答は No.1 とほぼ同じである。

しかし、これは周期 1～2 秒の加速度応答スペクトルが家屋被害に影響を及ぼすという従来の解釈に合わない。そこで過去の被害地震における加速度応答スペクトルとの比較を行う。

図 6.4 に過去の被害地震である 1995 年兵庫県南部地震神戸（神戸海洋気象台）（気象庁 HP），2004 年新潟県中越地震 JMA 川口（村田ほか，2005），そして，2011 年東北地方太平洋沖地震の中津山第二小学校における加速度応答スペクトルを示す．中津山第二小学校は被害の大きかった桃生町の中心部に位置している．なお，加速度応答スペクトルは，立命館大学理工学部環境都市工学科地震工学研究室による応答スペクトルの計算ソフトウェアを用いて東北地方太平洋沖地震において観測された 14 時 46 分 30 秒から 14 時 59 分 30 秒までの 13 分間の地震波形を用いて解析を行った．

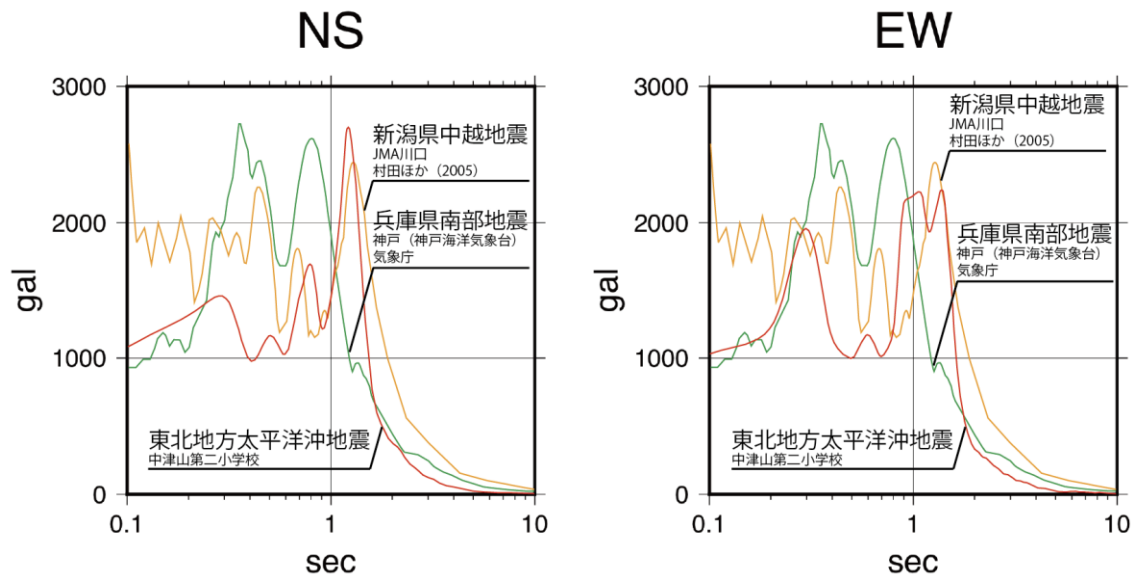


図 6.4 加速度応答スペクトルの比較．

1995 年兵庫県南部地震神戸（神戸海洋気象台）の加速度応答スペクトルは気象庁 HP，2004 年新潟県中越地震 JMA 川口の加速度応答スペクトルは村田ほか（2005）から引用

図 6.4 を見るとすべての加速度応答スペクトルにおいて周期 1 秒付近にピークが見られる一方で，0.25～0.5 秒付近にもピークが確認できる．つまり，周期 1～2 秒に加えて 0.25～0.5 秒付近の加速度応答を大きくする波の存在が木造家屋の被害に影響を及ぼしている可能性を示唆している．

また家屋被害が大きかった桃生町中心部の伝達関数の 1 次ピークは 2～3Hz（約 0.3～0.5 秒）付近にある（図 6.5）．

東北地方太平洋沖地震は木造家屋に影響を与える周期 1～2 秒程度（0.5～1Hz）の「キラーパルス」と呼ばれる波の成分が少なかったと言われている．しかし，本研究で得られた加速度応答スペクトルでは，被害の有無に関係なく周期 1～2 秒において兵庫県南部地震や新潟県中越地震と同程度の応答値を示した．そして，深刻な被害が発生した桃

生町中心部では、周期 1～2 秒に加え、周期 0.25～0.5 秒付近でも応答値が大きいことが明らかになった。

また、実際の木造家屋の固有周期は 0.2 秒から 0.5 秒（2～5Hz）の範囲にあると言われている（たとえば境，2014）。つまり、周期 1～2 秒に加え、木造家屋の固有周期 0.2～0.5 秒の応答が木造家屋の被害に大きく影響を与える可能性がある。

以上の事実より、東北地方太平洋沖地震において桃生町中心部で家屋被害が大きかったのは、桃生町中心部が 2～3Hz（約 0.3～0.5 秒）付近の地震動を増幅する地盤構造だったため、0.25～0.5 秒付近の加速度応答が他の地域よりも大きくなる結果となり、桃生町中心部において深刻な被害を発生させた要因となった可能性がある。

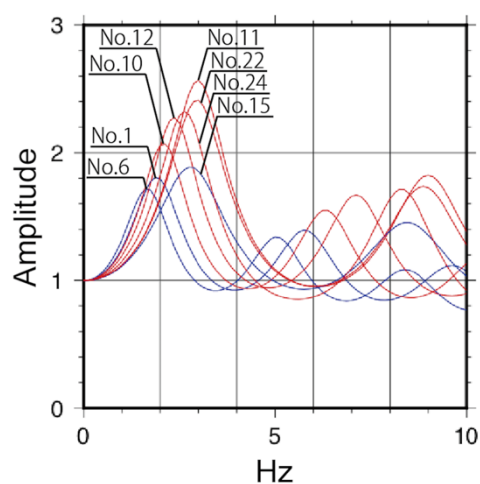


図 6.5 各観測点における伝達関数の比較



## 7. 結論と今後の課題

本研究は小田・戸田（2011）において調査された東北地方太平洋沖地震の桃生町における家屋の被害ランクと、極小アレイおよび不規則アレイを用いた微動アレイ探査によって得られた S 波速度構造，および桃生町における東北地方太平洋沖地震の際の地震応答を比較することによって桃生町における地震動の増幅特性を評価した。

浅部 S 波速度構造の推定の結果，桃生町中心部において基盤構造が浅い位置に見られ，北部，南部に向かうにつれて基盤が深い位置に見られることがわかった．また，桃生町南部は基盤の落ち込みが大きく，北部よりも深い位置に基盤が見られることがわかった．この基盤構造は実際のボーリングデータと照らし合わせると大貫層の深度と概ね一致している．

浅部 S 波速度構造および地震応答特性の結果を比較した結果，桃生町中心部において AVS30 の値が小さかったにも関わらず被害が大きくなった．そこで桃生町における東北地方太平洋沖地震の際の加速度応答スペクトルおよび伝達関数と家屋被害の分布を比較したところ，家屋被害の大きかった桃生町中心部では 0.25～0.5 秒付近の波が他の地域より大きく応答することがわかった．しかし，これは周期 1～2 秒の加速度応答スペクトルが家屋被害に影響を及ぼすという従来の解釈に合わない結果となっている．そこで過去の被害地震の 1995 年兵庫県南部地震や 2004 年新潟県中越地震と中津山第二小学校における加速度応答スペクトルを比較した結果，周期 1 秒付近にピークが見られる一方で，木造家屋の固有周期と一致する 0.25～0.5 秒付近にもピークが確認できることがわかった．つまり，周期 1～2 秒だけでなく 0.25～0.5 秒付近の加速度応答が木造家屋の被害に影響を及ぼしている可能性がある．また，桃生町中心部は 2～3Hz（約 0.3～0.5 秒）付近の振動が増幅しやすい構造となっており，このことが桃生町中心部において深刻な被害を発生させた要因であると考えられる．

今後の課題として本研究では桃生町における地震動の評価から家屋被害について考察を行ったが，桃生町の家屋そのものの性質等については評価できていない．例えば，発災前の桃生町の各家屋の築年数がわかれば家屋被害の傾向がより明確になると思われる．また，各家屋の築年数がわからなくとも，桃生町史などから，古くから住宅が立ち並ぶ地域や新興住宅地の分布を調べることでできれば，被害の傾向を把握する手がかりになると考えられる．

また，今回の地震応答解析は線形解析で行っている．本来であれば東北地方太平洋沖地震のような大きな地震動では土の非線形性を考慮する必要がある．そのため今回の解析はあくまで地域ごとの応答の違いや傾向を把握するための解析という位置付けになり，より正確な解析を行うためには土の非線形性を考慮した等価線形化解析や非線形解

析を行う必要がある．本研究では桃生町における基盤を大貫層と設定しており，大貫層の下位にあたる伊里前層の影響を考慮できていない．第 4 章でも述べたとおり桃生町南部 No.23 付近のボーリングデータ Mno-2 No.1 から大貫層は深度 60m 付近にあると考えられる．そのため桃生町南部では伊里前層はそれよりさらに深い位置にあると推定される．桃生町において微動アレイを用いて伊里前層の深度を推定する場合は，より大きなサイズのアレイを使用し，深度 100m 程度までの構造を見る必要がある．

## 謝辞

本研究を進めるにあたり探査工学研究室の皆様をはじめ、多くの方からの意見、ご支援を頂きました。

小田義也先生には調査へのご同行、および研究を進めるにあたって熱心なご指導を頂きました。吉嶺充俊先生には SHAKE91 を使用するにあたってパラメータ設定等のアドバイスを頂きました。探査工学研究室の皆様には調査への協力、同行、および解析等のアドバイスを頂きました。土質研究室の皆様には SHAKE91 を使用するにあたってのアドバイスを頂きました。

また、石巻市桃生総合支所、株式会社西條設計コンサルタント、石巻市立中津山第一小学校および石巻市立桃生新田保育所では敷地内での微動アレイ観測を実施させて頂きました。

最後に、本研究成果をここにまとめるご報告とともに、以上の皆様および施設に関わる全ての方々に感謝の意を表し謝辞とさせていただきます。

2020 年 水谷圭佑

## 参考文献

- 相原輝雄（1990）：埼玉県南東部における沖積層と関東地震による家屋被害－旧出羽村付近の埋没地形と家屋被害－，地質調査所月報，**41**，455-468.
- Bonnefoy-Claudet, S. Köhler A. Cornou, C. Wathelet M. and Bard P.-Y. (2008) : Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio, Bulletin of the Seismological Society of America, **98**, 1, 288–300.
- 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/>>, (入手 2020.2.1) .
- 物理探査学会（2014）：わかりやすい物理探査 微動探査、まずはやってみよう 3），物理探査ニュース，**24**，5-8.
- 地質調査所（1969）：涌谷地域の地質，地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅秋田（6）第 7 8 号.
- 地質調査所（1984）：石巻地域の地質，地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅秋田（6）第 9 0 号.
- 長 郁夫（2010）：BIDO Version2.0.
- 長 郁夫・先名重樹・藤原広行（2013）：微動の H/V スペクトルを用いた S 波速度不連続の概査法の提案，物理探査学会第 129 回学術講演会論文集，264-267.
- Cho, I. Tada, T. and Shinozaki, Y. (2006) : Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, Journal of Geophysical Research, **111**, B09315.
- Heukelom, W. and Foster C. R. (1960) : Dynamic Testing of Pavements, Journal of the soil mechanics and foundation division of ASCE, **86**, SM1.
- Idriss, I. M. and Sun, J. I. (1992) : USER' S MANUAL FOR SHAKE91 : A Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analysis of Horizontally Layered Soil Deposits, Center for Geotechnical Modeling Department of Civil & Environmental Engineering University of California Davis, California.
- J-SHIS, <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>, (入手 2020.2.1) .
- 地震調査研究推進本部（1998）：1998 年 9 月の地震活動について，<<https://www.jishin.go.jp/main/chousa/98oct/index.htm>>, (入手 2020.2.12) .
- 株式会社日本地下探査, <<http://www.chikatansa.co.jp/>>, (入手 2020.2.1) .
- 気象庁（2011）：災害時地震・津波速報 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震，気象庁災害時自然現象報告書 2011 年第 1 号対象地域全国，1-224.
- 気象庁：フーリエスペクトルと加速度応答スペクトル，<<https://www.data.jma.go.jp/svd/e>

- qev/data/kyoshin/kaisetsu/outou.htm>, (入手 2020.1.24) .
- 国土地理院 (2012a) : 治水地形分類図 飯野川.
- 国土地理院 (2012b) : 治水地形分類図 涌谷.
- 紺野克昭・片岡俊一 (2000) : レイリー波の位相速度から地盤の平均 S 波速度を直接推定する方法の提案, 土木学会論文集, **647**, 415-423.
- Konno, K and Ohmachi, T. (1998) : Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, Bulletin of the Seismological Society of America, **88**, 1, 228-241.
- 凌 甦群・中村正明・岡田佳久 (2003) : 極小アレー観測による工学的基盤の把握, 物理探査学会第 109 回学術講演会論文, 179-182.
- 松永ジオサーバイ株式会社, <<http://www.m-gs.co.jp/technology/technology2.html>>, (入手 2020.1.27) .
- みちのく GIDAS, <<https://www.michinoku-gidas.jp>>, (入手 2020.2.1) .
- 宮城県桃生町土木地質株式会社 (2004) : 平成 15 年度委測 5 号桃生町庁舎予定地地質調査業務 調査報告書.
- 桃生町編纂委員会 (1990) : 桃生町史第三卷自然民俗編.
- 村田 晶・北浦 勝・宮島昌克・高橋正樹 (2005) : 応答の繰り返しを考慮した地震動破壊力指標の新潟県中越地震被害への適用, 地震工学論文集, **28**, 137.
- 日本道路協会 (1996) : 道路橋示方書 (V 耐震設計編・同解説) .
- 小田義也・戸田雄太朗 (2011) : 東北地方太平洋沖地震による石巻市桃生町の局所的な建物被害と微動 H/V, 物理探査, **64**, 445-454.
- Pelekis, P. C. and Athanasopoulos G. A. (2011) : An overview of surface wave methods and a reliability study of a simplified inversion technique. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, **31**, 12, 1654-1668.
- 立命館大学理工学部環境都市工学科地震工学研究室 : 地震工学関連の表計算シート, <<http://www.ritsumei.ac.jp/se/rv/izuno/software.html>>, (入手 2020.2.1) .
- Saito, M. (1988) : DISPER80 : Subroutine Package for the Calculation of Seismic Normal-Mode Solutions, Seismological Algorithms.
- 境 有紀 (2014) : 地震動の強さとは, 公益社団法人日本地震工学会コラム, <<https://www.jaee.gr.jp/jp/stack/column/column34/>> (入手 2020.2.1) .
- 産業技術総合研究所 (2012) : 東北地方太平洋沖地震の概要, <<https://unit.aist.go.jp/iev/report/jishin/tohoku/gaiyo.html>> (入手 2020.2.12) .
- Schnabel, P. B. Lysmer, J. and Seed H. B. (1972) , SHAKE : A COMPUTER PROGRAM

AMFOR EARTHQUAKE RESPONSE ANALYSIS OF HORIZONTALLY LAYERED SITES, Report No. EERC72-12, College of Engineering University of California Berkeley, California.

杉田和也 (2016) : レイリー波とラブ波を同時に用いた表面波探査手法の開発, 修士論文, 首都大学東京大学院都市基盤環境科学研究科都市基盤環境学域.

消防庁 (2011) : 東日本大震災記録集 2.3 地震動の周期とその影響, 72-73, <<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/kyoshin/kaisetsu/outou.htm>>, (入手 2020.1.27) .

大気海洋統計データ解析 : 第 3 章. 周波数領域における単変量解析 (スペクトル解析) , <[https://www.sci.hokudai.ac.jp/~minobe/data\\_anal/chap3.pdf](https://www.sci.hokudai.ac.jp/~minobe/data_anal/chap3.pdf)> (入手 2020.2.1) .

輪湖純也 (2004) : 最良解を基準とする SA の適応的温度スケジュール, 知的システムデザイン研究室, 第 72 回月例発表会, 1-6.

八幡 啓・山崎晴雄 (2008) : 2007 年能登半島地震・新潟県中越沖地震および 2008 年岩手・宮城内陸地震における詳細建物被害分布と地形・地質的要因, 日本地理学会発表要旨集, 74, 133.