

# 複数ケースのシナリオ地震動予測地図を用いた 実地震の観測震度分布の近似表現 ～2018年北海道胆振東部地震を対象として～

高橋 幸宏<sup>1</sup>・能島 暢呂<sup>2</sup>・久世 益充<sup>3</sup>

<sup>1</sup> 学生会員 岐阜大学大学院 自然科学技術研究科修士課程 (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: x4523024@edu.gifu-u.ac.jp

<sup>2</sup> 正会員 岐阜大学 工学部 教授 (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: nojima@gifu-u.ac.jp

<sup>3</sup> 正会員 岐阜大学 流域圏科学研究センター 准教授 (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: kuse@gifu-u.ac.jp

シナリオ地震動予測地図では、震源断層モデルのパラメータの不確定性を考慮して複数ケースについて予測されることが多い。実際に発生する地震は想定通りには発生しないが、条件次第では、その観測震度分布は予測震度分布と関連づけられる可能性がある。本研究では地震動予測地図の高度利用の一環として、複数の予測震度分布を用いた実地震の観測震度分布の近似表現について検討した。近似表現法として、重回帰モデルとモード合成モデルの二種類を提案した。数値計算例としては2018年北海道胆振東部地震の観測震度分布を対象とし、石狩低地東縁断層帯南部を想定した4ケースの予測震度分布を用いて重回帰モデルとモード合成モデルを求めた。両モデルではほぼ等価な結果が得られたが、モード合成モデルの方が結果の解釈がしやすいことを示した。

**Key Words:** *predicted and observed seismic intensity distributions, multiple regression model, modal synthesis model, the 2018 Hokkaido Eastern Iburu Earthquake, Eastern Boundary Fault Zone of the Ishikari Lowland*

## 1. はじめに

地震動予測においては、震源特性・伝播経路特性・サイト特性に関する様々な不確定要因によって、予測結果にばらつきが生じる。地震調査研究推進本部<sup>9)</sup>および(国研)防災科学研究所のJ-SHIS<sup>9)</sup>が公表している震源断層を特定した地震動予測地図(以下、「シナリオ地震動予測地図」)では、これらの不確定要因のうち、震源断層モデルのパラメータの設定に伴うばらつきをカバーするために、複数ケースの断層破壊シナリオが想定されている。一方、2016年熊本地震、2018年大阪府北部の地震、2018年北海道胆振東部地震と地震が相次いで発生しているが、震源断層の位置・規模・メカニズムの面で一致するような震源断層が予め考慮されていない場合が多い。仮に考慮されていたとしても、震源パラメータの設定値に関して、想定条件と実際の条件が完全に一致すること

はあり得ない。

逆に、設定条件の詳細が異なっても、大局的に近い設定であれば、予測震度分布と観測震度分布とが類似の傾向を示すこともある。石狩低地東縁断層帯南部<sup>9)</sup>は、2018年北海道胆振東部地震<sup>9)</sup>と直接関連付けられないものの、予測・観測震度分布が類似した一例である。こうした場合は、両者が何らかの形で関連付けられることができよう。例えば、複数の予測震度分布を組み合わせることによって、観測震度分布を近似表現できる可能性がある。

筆者らは、複数ケースの地震動予測分布の空間分布特性を明らかにすることを目的として、特異値分解を用いたモード分解法を提案した<sup>10)11)</sup>。また文献<sup>10)</sup>では、分解されたモードに効率的なモンテカルロ法を適用してモード合成することにより、想定された元の予測震度分布の空間分布特性を満足する予測震度分布を、新たに多数シ

ミュレートする方法を提案した。

本研究においては、上記のシミュレーション法とは逆のアプローチをとり、地震動予測地図の高度利用の一環として、予測震度分布の合成によって所与の観測震度分布を近似表現することを試みる。具体的には、重回帰モデルおよびモード分解・合成による2つの方法について検討する。さらに、2018年北海道胆振東部地震の観測震度分布と石狩低地東縁断層帯南部に発生する地震の4ケースの予測震度分布（震源断層を特定した地震の詳細法によるシナリオ地震動予測地図）を用いたケーススタディを示す。

以下、2.および3.では、それぞれ重回帰モデルおよびモード合成モデルによる観測震度分布の近似表現の定式化を行う。4.では対象地震の観測・予測震度分布について説明し、5.では重回帰モデルの適用例、6.ではモード合成モデルの適用例を示し、両モデルを比較する。

## 2. 重回帰モデルによる観測震度分布の近似表現

### (1) 観測震度・予測震度分布および近似表現の定式化

計測震度を変数  $x$  で表し、実際の地震時に（観測記録の補間推定によって）得られた面的な観測震度分布（対象領域のメッシュ数  $M$ ）を  $M$  次元の列ベクトル  $\mathbf{x}_*$  で表す。また、発生した地震に近い条件の想定地震が設定され、上記と同じメッシュ数  $M$  の対象領域における予測震度分布が得られているとして、これを列ベクトル  $\mathbf{x}$  で表す。さらに、予測のばらつきを考慮して設定された複数ケース（ケース数  $N$ ）に対するそれぞれの予測震度分布の  $\mathbf{x}$  を列要素とした  $M \times N$  行列  $\mathbf{X}$  を定義する。

$$\text{観測震度分布} \quad \mathbf{x}_* = \begin{pmatrix} x_{*1} \\ \vdots \\ x_{*M} \end{pmatrix}$$

$N$  ケースの予測震度分布

$$\mathbf{X} = (\mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_N) = \begin{pmatrix} x_{11} & \cdots & x_{1N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{M1} & \cdots & x_{MN} \end{pmatrix} \quad (1)$$

ここで扱う課題は、式(2)のように予測震度分布  $\mathbf{X}$  に基づく観測震度分布  $\mathbf{x}_*$  の近似表現  $\mathbf{z}_* = f(\mathbf{X})$  について検討することである。

$$\mathbf{x}_* = \mathbf{z}_* = f(\mathbf{X}) \quad (2)$$

### (2) 重回帰モデルによる近似表現

第一に取り上げるのは、重回帰モデルによる近似表現である。次式のような線形モデルを仮定し、観測震度分

布を被説明変数として、 $N$  ケースの予測震度分布を説明変数とした重回帰分析を適用する。

$$\mathbf{x}_* = \mathbf{X}_1 \mathbf{b} + \mathbf{e} \quad (3)$$

ここに、 $\mathbf{X}_1$  は要素数  $M$  の全要素が 1 の列ベクトル  $\mathbf{1}=(1, \dots, 1)^T$  を  $\mathbf{X}$  の最右列に挿入した  $M \times N+1$  行列、 $\mathbf{b}$  は回帰係数ベクトルを表す要素数  $N+1$  の列ベクトル、 $\mathbf{e}$  は残差ベクトルを表す要素数  $M$  の列ベクトルである。

$$\mathbf{X}_1 = (\mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_N, \mathbf{1}) = \begin{pmatrix} x_{11} & \cdots & x_{1N} & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ x_{M1} & \cdots & x_{MN} & 1 \end{pmatrix} \quad (4)$$

$$\mathbf{b} = \begin{pmatrix} b_1 \\ \vdots \\ b_N \\ b_{N+1} \end{pmatrix} \quad \mathbf{e} = \begin{pmatrix} e_1 \\ \vdots \\ e_M \end{pmatrix}$$

式(3)に対して、残差平方和  $\|\mathbf{e}\|^2 = \mathbf{e}^T \mathbf{e}$  を最小化する最小二乗法を適用すると、回帰係数ベクトルの推定値は次式で得られる。

$$\hat{\mathbf{b}} = (\mathbf{X}_1^T \mathbf{X}_1)^{-1} \mathbf{X}_1^T \mathbf{x}_* = \mathbf{X}_1^+ \mathbf{x}_* \quad (5)$$

ここに  $\mathbf{X}_1^+$  は、 $\mathbf{X}_1$  のムーア・ペンローズ (Moore-Penrose) 一般逆行列<sup>12)</sup>である。これより観測震度分布の近似表現は次式となる（後出のモード合成モデルの式(16)と対比されたい）。

$$\mathbf{z}_* = \mathbf{X}_1 \hat{\mathbf{b}} = \mathbf{X}_1 \mathbf{X}_1^+ \mathbf{x}_* = \mathbf{x}_* \quad (6)$$

## 3. モード合成モデルによる観測震度分布の近似表現

### (1) 特異値分解による予測震度分布のモード分解

全マップの予測震度の平均値  $\mu_G$  と標準偏差  $\sigma_G$  で  $\mathbf{X}$  を標準化して  $\mathbf{X}_0$  とする。

$$\mathbf{X}_0 = \frac{\mathbf{X} - \mu_G \mathbf{H}}{\sigma_G} \quad (7)$$

$$\mu_G = \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N x_{ij}}{MN} \quad \sigma_G = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (x_{ij} - \mu_G)^2}{MN}} \quad (8)$$

ここに  $\mathbf{H}$  は全要素が 1 の  $M \times N$  行列である。行列  $\mathbf{X}_0$  に特異値分解<sup>12)</sup>を適用する。

$$\mathbf{X}_0 = \mathbf{U} \mathbf{D} \mathbf{V}^T$$

$$= \begin{pmatrix} u_{11} & \cdots & u_{1N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{M1} & \cdots & u_{MN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} d_1 & & 0 \\ & \ddots & \\ 0 & & d_N \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_{11} & \cdots & v_{1N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ v_{N1} & \cdots & v_{NN} \end{pmatrix}^T \quad (9)$$

$$\mathbf{U}^T \mathbf{U} = \mathbf{I} \quad \mathbf{V}^T \mathbf{V} = \mathbf{V} \mathbf{V}^T = \mathbf{I} \quad (10)$$

式(9), (10)の行列  $\mathbf{X}_0, \mathbf{U}, \mathbf{D}, \mathbf{V}, \mathbf{I}$  の意味は, 下記のとおりである.

- 行列  $\mathbf{X}_0$  ( $M$  メッシュ  $\times N$  ケース): 標準化された予測震度分布 ( $i$  行  $j$  列要素はケース  $j$  におけるメッシュ  $i$  の予測震度) .
- 行列  $\mathbf{U}$  ( $M$  メッシュ  $\times N$  モード): 列ベクトルの「左特異ベクトル」で構成され, 予測震度分布のモード形状を表す (第  $j$  列ベクトル  $\mathbf{u}_j$  の第  $i$  行要素はモード  $j$  におけるメッシュ  $i$  の予測震度に対応) .  $M$  次元空間のうちの  $N$  次元部分空間を張る正規直交基底を構成する.
- 行列  $\mathbf{D}$  ( $N$  モード  $\times N$  モード): 「特異値」を対角要素とする対角行列であり, ケースに依存しない各モードの重みを表す ( $j$  行  $j$  列要素はモード  $j$  の特異値, すなわち固有値の平方根) .
- 行列  $\mathbf{V}$  ( $N$  ケース  $\times N$  モード): 列ベクトルの「右特異ベクトル」で構成され, ケースに依存する各モードの重みを表す (第  $j$  列ベクトル  $\mathbf{v}_j$  の第  $i$  行要素はモード  $j$  におけるケース  $i$  の重みに対応) .  $N$  次元空間を張る正規直交基底を構成する.
- 行列  $\mathbf{I}$  ( $N$  モード  $\times N$  モード):  $N \times N$  行列の単位行列.

以上より行列  $\mathbf{UD}$  は, 全ケースの予測震度分布, および, ばらつき空間相関を支配する基本構造といえる. その基本構造に基づいてケース  $i$  の予測震度分布を特徴付けているのは, 行列  $\mathbf{V}$  を構成する第  $i$  行ベクトル  $\mathbf{v}_i = (v_{i1}, \dots, v_{iN})$  であり, 特異値分解では転置された第  $i$  列ベクトル  $\mathbf{v}_i^T = (v_{i1}, \dots, v_{iN})^T$  として行列  $\mathbf{UD}$  に右から乗じられている. この転置された列ベクトル  $\mathbf{v}_i^T$  の第  $j$  行要素は, ケース  $i$  におけるモード  $j$  の重みを表すことから, 本研究では「重みベクトル」と呼ぶ. 特異値分解を用いたモード分解の詳細については文献<sup>10,11)</sup>を参照されたい.

## (2) モード合成による近似表現

式(9)の両辺に左から  $\mathbf{U}^T$  を乗じると, 式(11)のように主成分得点  $\mathbf{Y}$  が求められる.

$$\mathbf{Y} = \mathbf{U}^T \mathbf{X}_0 = \mathbf{U}^T \mathbf{U} \mathbf{D} \mathbf{V}^T = \mathbf{D} \mathbf{V}^T \quad (11)$$

式(11)の両辺に左から  $\mathbf{U}$  を乗じると,  $\mathbf{U} \mathbf{U}^T \neq \mathbf{I}$  であるにもかかわらず,  $\mathbf{U}$  が構成する  $N$  次元部分空間で張られる範囲にあるため,  $\mathbf{X}_0$  が復元される.

$$\mathbf{U} \mathbf{Y} = \mathbf{U} \mathbf{U}^T \mathbf{X}_0 = \mathbf{U} (\mathbf{U}^T \mathbf{U}) \mathbf{D} \mathbf{V}^T = \mathbf{U} \mathbf{D} \mathbf{V}^T = \mathbf{X}_0 \quad (12)$$

ここで式(7)に準じて, 観測震度分布  $\mathbf{x}_*$  についても標準化を行い, 得られた列ベクトルを  $\mathbf{x}_{0*}$  とする.

$$\mathbf{x}_{0*} = \frac{\mathbf{x}_* - \mu}{\sigma} \quad (13)$$

標準化のための平均値  $\mu$  と標準偏差  $\sigma$  としては, 観測震度分布により求められる次式

$$\mu_* = \frac{\sum_{i=1}^M x_{*i}}{M} \quad \sigma_* = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (x_{*i} - \mu_*)^2}{M}} \quad (14)$$

を用いて  $(\mu, \sigma) = (\mu_*, \sigma_*)$  とする方法と, 予測震度分布の全体の平均値と標準偏差を表す式(7)を用いて  $(\mu, \sigma) = (\mu_G, \sigma_G)$  とする方法が考えられる.

ベクトル  $\mathbf{x}_{0*}$  の主成分得点  $\mathbf{y}_{0*}$  は, 式(11)と同様に, 次式で表される.

$$\mathbf{y}_{0*} = \mathbf{U}^T \mathbf{x}_{0*} \quad (15)$$

式(15)の両辺に左から  $\mathbf{U}$  を乗じると,  $M$  次元空間のうちの  $N$  次元部分空間を張る正規直交基底  $\mathbf{U}$  を用いた場合の近似表現として  $\mathbf{z}_{0*}$  が得られる (重回帰モデルの式(6)と対比されたい) .

$$\mathbf{z}_{0*} = \mathbf{U} \mathbf{y}_{0*} = \mathbf{U} \mathbf{U}^T \mathbf{x}_{0*} \approx \mathbf{x}_{0*} \quad (16)$$

ただし  $\mathbf{U} \mathbf{U}^T \neq \mathbf{I}$  であるため, 式(12)とは異なり一般的には  $\mathbf{x}_0$  には一致しない. その近似精度は,  $\mathbf{X}$  と  $\mathbf{x}_*$  との関係に依存する. 一方, 式(15)の両辺に左から  $\mathbf{D}^{-1}$  を乗じて得られる列ベクトルを, 式(11)に準じて  $\mathbf{v}_*^T$  とする.

$$\mathbf{v}_*^T = \mathbf{D}^{-1} \mathbf{y}_{0*} = \mathbf{D}^{-1} \mathbf{U}^T \mathbf{x}_{0*} \quad (17)$$

$$\text{ただし, } \mathbf{D}^{-1} = \text{diag}(1/d_1, \dots, 1/d_N)$$

式(17)で列ベクトル表示した理由は, 式(9)の行列  $\mathbf{V}^T$  の列ベクトルが各ケースを特徴付ける「重みベクトル」となっていることに対応させるためである. すなわち列ベクトル  $\mathbf{v}_*^T$  の第  $i$  行要素は, 式(16)の近似におけるモード  $i$  の重みを表す. 式(17)を用いると, 式(16)は次式のように書き換えられる.

$$\mathbf{z}_{0*} = \mathbf{U} \mathbf{D} \mathbf{v}_*^T \approx \mathbf{x}_{0*} \quad (18)$$

以上より観測震度分布  $\mathbf{x}_*$  は,  $N$  ケースの予測震度分布  $\mathbf{X}$  の特異値分解により得られる  $1 \sim N$  次モードのモード合成と, 式(13)の逆変換によって, 次式に示すように  $\mathbf{z}_*$  に近似表現される.

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_* &= \mu \cdot \mathbf{1} + \sigma \mathbf{x}_{0*} \\ &= \mu \cdot \mathbf{1} + \sigma \mathbf{z}_{0*} = \mu \cdot \mathbf{1} + \mathbf{U} \mathbf{D} (\sigma \mathbf{v}_*^T) = \mathbf{z}_* \end{aligned} \quad (19)$$

ここに  $\mathbf{1}$  は要素がすべて 1 の  $N$  行の列ベクトル  $\mathbf{1} = (1, \dots, 1)^T$  である. 式(19)は, 予測震度分布の基本構造  $\mathbf{UD}$  と, 観測震度分布の特徴 (平均特性  $\mu$  および空間変動特性  $\sigma \mathbf{v}_*^T$ ) との組み合わせで表現されている.

なお,  $K$  次までの部分空間で近似する場合は,  $K+1$  以上の  $\mathbf{D}$  の要素を 0 とすればよい.

#### 4. 対象とする地震とその観測・予測震度分布

##### (1) 2018年北海道胆振東部地震の概要と観測震度分布

2018年9月6日に北海道胆振中東部の深さ37km地点を震源とした2018年北海道胆振東部地震(気象庁マグニチュード  $M_{\text{IMA}}=6.7$ , モーメントマグニチュード  $M_{\text{W}}=6.56$ )<sup>8,9)</sup>(以下, 基本的に「胆振東部地震」と略記)が発生した。震源近傍の厚真町で震度7, 安平町とむかわ町で震度6強が観測されており<sup>10)</sup>, 胆振地方中東部を中心に甚大な被害が生じた。図-1に「リアルタイム地震被害推定・状況把握システム<sup>11)</sup>」による推定震度分布を示す。これは震度観測点の観測データを基に, 空間補間して作成された250mメッシュ単位の面的推定震度分布である。以降, 本論文ではこれを「観測震度分布」とし

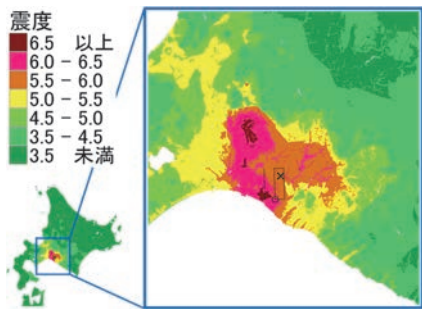


図-1 2018年北海道胆振東部地震の観測震度分布と推定された震源断層モデル(文献<sup>9,10)</sup>を基に作成)

て扱う。図-1中の黒の実線は国土地理院によって推定された震源断層モデル(図-2)<sup>9)</sup>の地表投影面, 破線は地表トレース線を表し, 丸印は断層モデル原点, ×印は胆振東部地震の震央を示す。この震源断層モデルは, 観測された地殻変動を基に, 矩形断層の一樣滑りを仮定して推定されたものであり, 傾斜角 $74^\circ$ の東傾斜の逆断層で, 断層の上端深さは約16km, 下端深さは約31kmである。

本研究では, 図-1の青枠の範囲を対象領域(メッシュ数  $M=209760$ )とする。この領域全体における震度の平均値は  $\mu=4.479$ , 標準偏差は  $\sigma=0.844$  である。マップ西方の震度5.5以上の領域は, 表層地盤の地震動増幅率(図-3(a))が1.4以上の領域とほぼ一致している。また, 震源東方の震度5.5以上の領域では,  $V_s=1700, 2700$  [m/s]

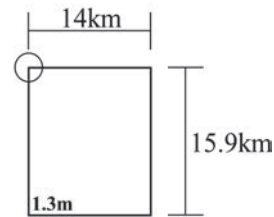
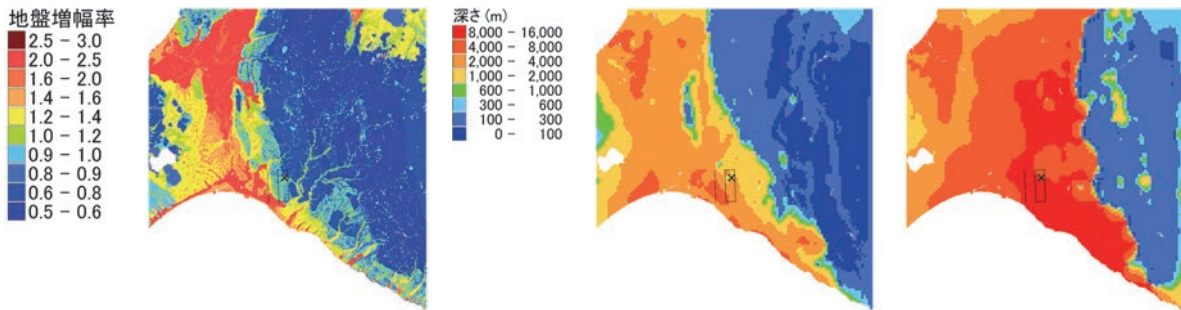


図-2 2018年北海道胆振東部地震の震源断層モデル(文献<sup>9)</sup>を基に作成,丸印は断層モデル原点)



(a) 表層地盤のPGV増幅率 (b) 深部地盤 ( $V_s=1700\text{m/s}$  下面深度) (c) 同 ( $V_s=2700\text{m/s}$  下面深度)

図-3 表層地盤のPGV増幅率と深部地盤構造(文献<sup>9)</sup>を基に作成)



図-4 2018年北海道胆振東部地震と周辺の震源断層モデルおよびモデル化領域(文献<sup>8,9)</sup>を基に作成)

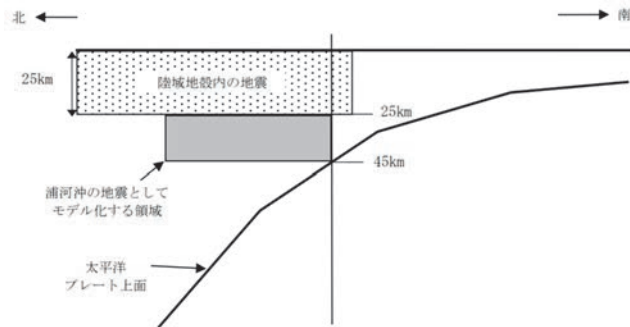


図-5 陸域および浦河沖の震源断層を予め特定しにくい地震の対象領域(文献<sup>9)</sup>の図5.1.3.2-1を引用)

下面深度が 1000m よりも深い領域 (図-3(b), (c)) と関連していると考えられる。

胆振東部地震の震源付近には、主要活断層である石狩低地東縁断層帯南部<sup>5,6)</sup> (以下、基本的に「石狩南部」と略記) や、陸域および浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震<sup>7)</sup> (以下、基本的に「浦河」と略記) のモデル化領域が存在する。胆振東部地震の震央と石狩南部や浦河の位置関係を図-4 に示す。図中の赤線と灰線は胆振東部地震と石狩南部の断層モデルの地表投影面、紫線が浦河のモデル化領域を表している。また、×印は胆振東部地震の震央である。なお、断層や震央の表示は以下の図においても同様とする。石狩南部の断層上端の深さは 9km、下端の深さは 18km である<sup>7)</sup>。図-5 に示すように、陸域の震源不特定地震のモデル化領域は深さ 25km 以浅であり、浦河のモデル化領域はより深部の深さ 25~45km<sup>7)</sup> である。胆振東部地震の震源は、石狩南部より深部でマグニチュードは小さく断層面は高角であった。また石狩南部に関連する「痕跡を認めにくい地震 M6.8-7.3」の範囲外である。さらに、陸域の震源不特定地震の設定領域よりも深く、なおかつ、浦河の設定領域の範囲外であった。

## (2) 石狩低地東縁断層帯南部の震源断層モデル

地震本部によるシナリオ型地震動予測地図のための石狩南部の震源断層モデル<sup>7)</sup> を図-6 に示す。傾斜角 30° の東傾斜の逆断層であり、アスペリティの配置および破壊開始点の組み合わせより N=4 ケースが設定されている。地

震規模は気象庁マグニチュード  $M_{JMA}=7.7$ 、モーメントマグニチュード  $M_w=7.1$ 、地震モーメント  $M_0=5.66 \times 10^{19} \text{Nm}$  であり、胆振東部地震よりも大規模である。胆振東部地震と石狩南部の震源断層モデルの震源パラメータを表-1 に比較して示す。

## (3) 石狩低地東縁断層帯南部の予測震度分布

4 ケースの震源断層モデルに関して、詳細法<sup>2)</sup>により算出された予測震度分布<sup>4,6)</sup> を図-7 に示す。評価単位は 250m メッシュであり、図-1 の青枠範囲と同一の対象領域としてメッシュ数は  $M=209760$  である。全体の傾向としては、震源断層の地表投影面から地表トレース線、また地表トレース線の北方にかけて比較的高震度が広がる分布形状である。アスペリティの配置や破壊開始点の組み合わせからなる震源パラメータの違いと、浅部・深部地盤の増幅特性が各ケースの震度分布を特徴付けている。

図-7 の 4 ケースそれぞれの領域全体における平均値は 4.652, 4.620, 4.649, 4.715 であり、4 ケース全体では  $\mu_G=4.659$  であった。標準偏差は 0.786, 0.815, 0.784, 0.842 であり、4 ケース全体では  $\sigma_G=0.808$  であった。また、観測震度分布との二乗平均誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) は、ケース 1~4 の順に、0.460, 0.421, 0.444, 0.472 であり、ケース 2 が最小であることがわかる。

4 ケースの計測震度を用いて、平均値と標準偏差をメッシュごとに求めた分布図を図-8(a), (b) に示す。標準偏差は地表投影面と地表トレース線の間、地表トレース線北部の西方、マップ北部でそれぞれ大きい。

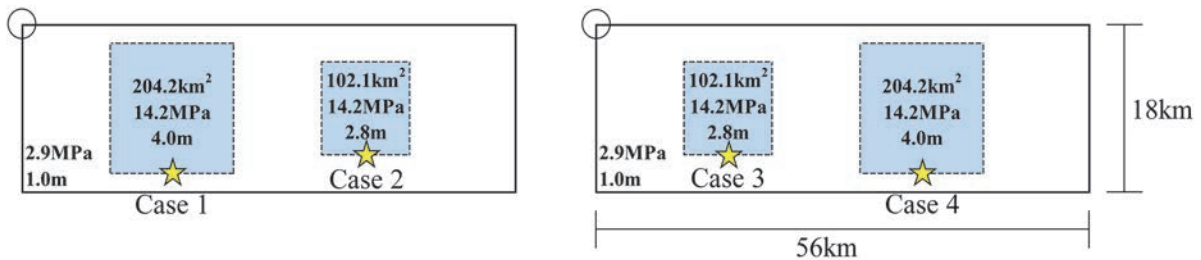


図-6 石狩低地東縁断層帯南部の震源パラメータ (文献<sup>7)</sup>を基に作成、破線の矩形領域はアスペリティ、星印は各ケースの破壊開始点、丸印は断層モデル原点)

表-1 2018年北海道胆振東部地震と石狩低地東縁断層帯南部の震源パラメータ (文献<sup>1,9)</sup>を基に作成)

	2018年北海道胆振東部地震 震源断層	石狩低地東縁断層帯 南部
断層タイプ	逆断層	逆断層
走向	N358°E	N345°E
傾斜角[°]	74	30
断層長さL [km]	14.0	56
断層幅W [km]	15.9	18
上端深さ[km]	16.2	9
下端深さ[km]	31.5	18
震源深さ[km]	37	17(ケース1, 4) 16(ケース2, 3)
気象庁マグニチュード $M_{JMA}$	6.7	7.7
地震モーメント $M_0$ [Nm]	$8.68 \times 10^{18}$	$5.66 \times 10^{19}$
モーメントマグニチュード $M_w$	6.6	7.1

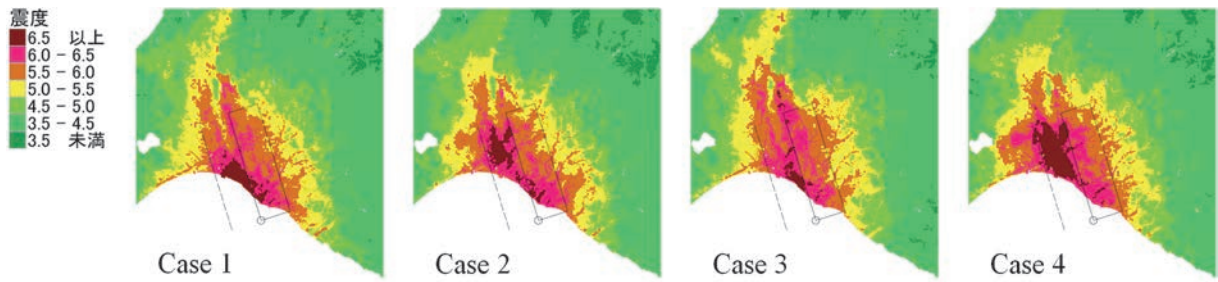


図-7 石狩低地東縁断層帯南部の予測震度分布（文献<sup>4),6)</sup>を基に作成）

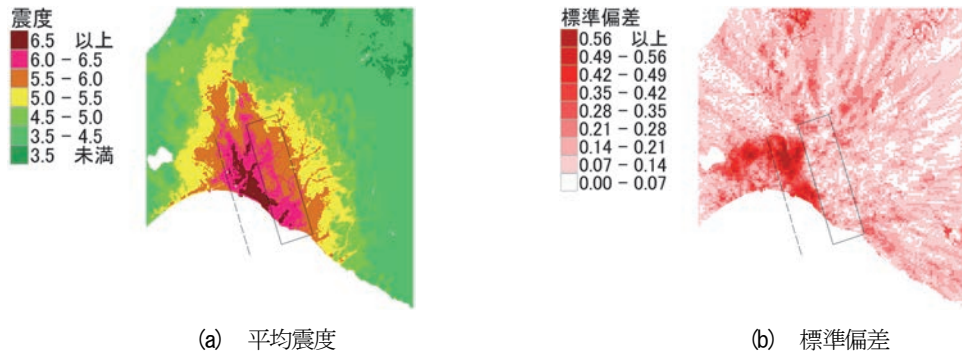


図-8 石狩低地東縁断層帯南部の4ケースの平均震度と標準偏差の分布

## 5. 重回帰モデルによる近似表現

### (1) 石狩低地東縁断層帯南部の予測震度分布による重回帰モデル

胆振東部地震の観測震度分布（図-1）を被説明変数、石狩南部の4ケースの予測震度分布（図-7）を説明変数として、重回帰分析を適用した。得られた重回帰式の切片  $b_0$  は 0.1010 であり、説明変数である石狩南部の各ケースの係数  $b_j$  ( $j=1, 2, 3, 4$ ) はそれぞれ -0.0805, 0.4072, 0.3639, 0.2500 であった。重回帰モデルによる近似震度分布を図-9(a)、胆振東部地震の観測震度分布を図-9(b)（再掲）に示す。全体的な震度の広がりは大まかに表現できている。重回帰モデルの対象領域全体の平均値は 4.479、標準偏差は 0.755 であり、胆振東部地震の平均値  $\mu=4.479$  と一致し、標準偏差  $\sigma=0.844$  との差も小さい。

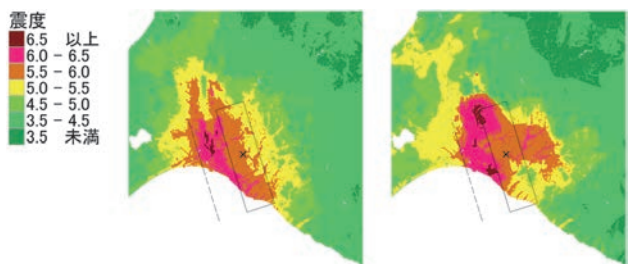


図-9 重回帰モデルと観測地震の震度分布

### (2) 重回帰モデルの評価と解釈

図-10 に観測震度と近似震度の散布図を示す。観測震度が高くなるにつれてやや過小評価の傾向を示すものの、相関係数は 0.894 と高い正相関となっている。重回帰モデルは二乗平均誤差 RMSE を最小とする基準であり、その値は 0.378 となった。前掲の個別の予測震度分布の RMSE (0.421~0.472) を大きく下回る結果となっている。

図-11 に震度差分布（重回帰モデルー観測震度）を示す。震度 7 が観測された地点（KiK-net 追分および厚真町鹿沼）の近傍では過小評価である。一方、その周辺には過大・過小評価が不規則に分布している。空間的に明確な特徴は見られず、地震観測点における観測値のばらつきの影響を強く受けていると考えられる。

石狩南部の回帰係数は、重回帰モデルにおける4ケースのの重みを表す。RMSE が最小 (0.421) となるケース 2 が最大の回帰係数となっているものの、全ケースを通してみると必ずしも序列は整合していない。4 ケース間の相関係数は全て 0.940 以上であり、強い正相関のために生じる多重共線性によるものと考えられる。また、4 ケースの予測震度分布が視覚的には類似していることや、ケース 1 の係数が -0.0805 と負値であり震度分布の減算を伴うなどから、重ね合わせのイメージが難しい。以上より、回帰係数の比較による重ね合わせ特性の解釈は困難である。

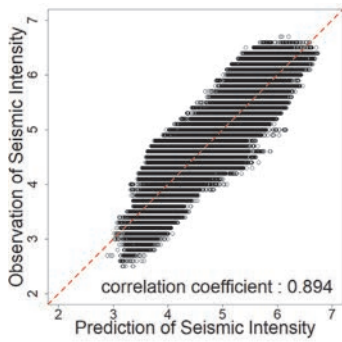


図-10 観測震度と近似震度の散布図  
(縦軸：観測地震，横軸：重回帰モデル)

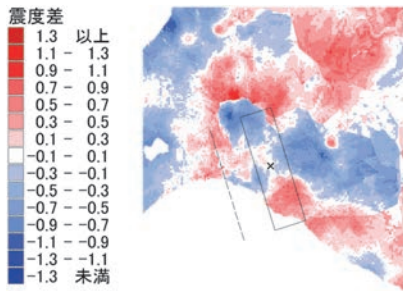


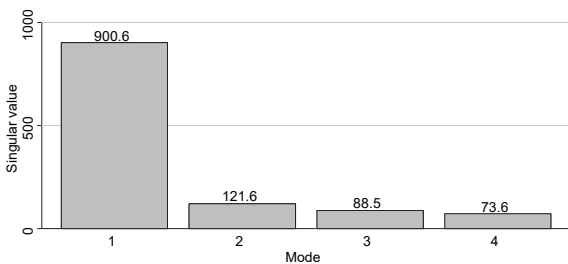
図-11 震度差分布 (重回帰モデルー観測震度)

## 6. モード合成モデルによる近似表現

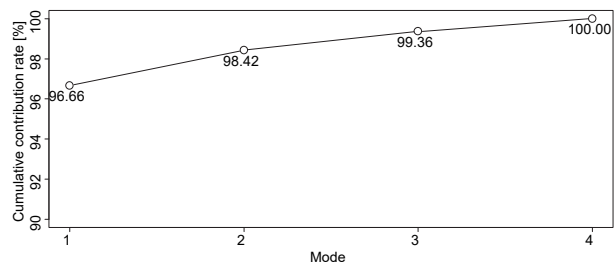
### (1) 石狩低地東縁断層帯南部の予測震度分布のモード分解

石狩南部の4ケースの予測震度分布(図-7)に対して、特異値分解を用いたモード分解手法を適用する。本論文では、観測震度分布の正規化に際して、予測震度分布の平均値  $\mu_G$  と標準偏差  $\sigma_G$  を用いた場合の結果を示す。各モードの特異値(行列  $\mathbf{D}$  の対角要素で、固有値の正の平方根)を図-12(a)、固有値の累積寄与率を図-12(b)にそれぞれ示す。1次モードが突出して大きく、2次モード以上は1次モードと比較して小さいが、急激に0に漸近することなく、高次モードでも一定の寄与を示している。

行列  $\mathbf{U}$  を構成する左特異ベクトル  $\mathbf{u}_j(j=1, \dots, 4)$  の空間分布を図-13に示す。正值を赤色、負値を青色で表示して



(a) 特異値 (行列  $\mathbf{D}$  の対角要素)



(b) 固有値 (特異値の2乗) の累積寄与率

図-12 各モードの特異値と固有値の累積寄与率

いる。空間相関の評価としては、モードごとの分布図において、同符号のメッシュ間では相互に正相関、異符号のメッシュ間では相互に負相関の関係となる。行列  $\mathbf{V}$  を構成する右特異ベクトル  $\mathbf{v}_j(j=1, \dots, 4)$  を図-14に示す。行列  $\mathbf{D}\mathbf{V}^T$  は各ケース・モードの主成分得点であり、モード合成を行う際の係数となっている。右特異ベクトルのモードごと(すなわち列ごと)の平均値は、1次モードでは  $0.4998 (=N^{-1/2})$ 、2~4次モードではそれぞれ  $-0.0157, 0.0014, 0.0010$  であった。標準偏差は1次モードで  $0.0158$  であり、2~4次モードではそれぞれ  $0.4988, 0.5000, 0.5000 (=N^{-1/2})$  であった。

各モードの特徴と震度分布との関係について、図-13と図-14、震源断層パラメータを関連付けながら、以下に考察する。

- 1) モード1: 分布形状は、全体の平均震度  $\mu_G=4.659$  からの偏差に対応して、断層近傍では正值、遠方では負値をとっている。右特異ベクトルは全ケースでほぼ等しい値である。モード1は4ケースの平均的な特徴としての距離減衰特性を表すと考えられる。また表層地盤の地震動増幅特性はモード1にすべて反映されている。深部地盤による増幅特性の影響については明確に確認できなかった。
- 2) モード2: 断層北部の地表投影面から地表トレース線の西方にかけて正值、断層南部の地表投影面の西方で負値が見られる。また断層周辺では正と負が交互に分布しているのが見られる。右特異ベクトルは断層北部に破壊開始点が位置するケース2と4で正值、南部に破壊開始点が位置するケース1と3で負値である。これよりモード2は破壊開始点の位置に依存した断層下部から上部に向かうディレクティブティ効果を表すと考えられる。
- 3) モード3: 断層南部からマップの南部にかけて正值、断層北部からマップ北部にかけて負値が見られる。右特異ベクトルは断層モデルにおけるアスペリティの重心が南部に偏ったケース1と2で正值、北部に偏ったケース3と4で負値である。これよりモード3ではアスペリティの重心の偏りを表すと考えられる。

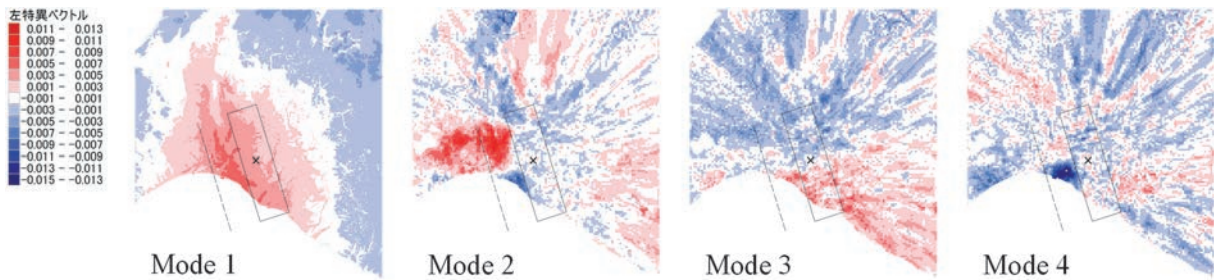


図-13 各モードの左特異ベクトル（行列  $U$  の列ベクトル  $u$ ）の空間分布（赤色：正，青色：負）

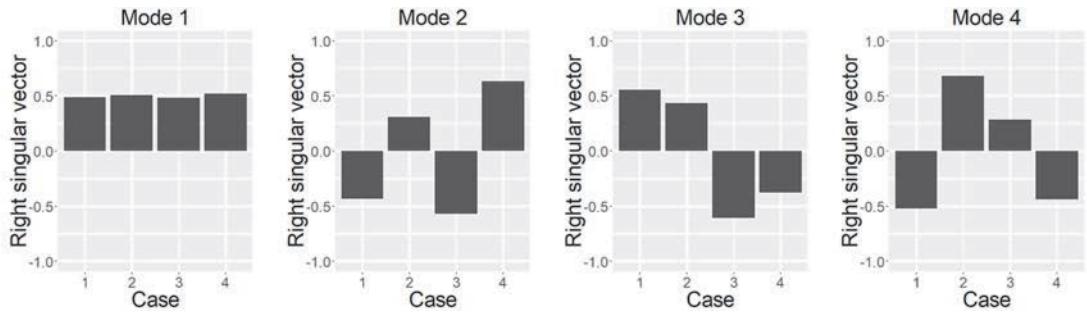
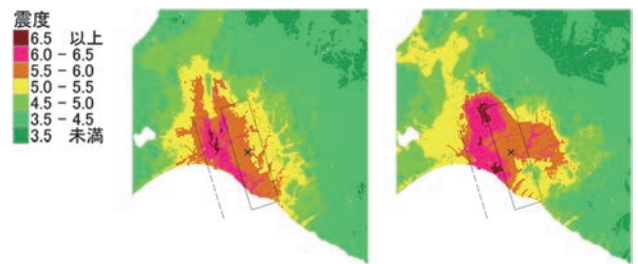


図-14 各モードの右特異ベクトル（行列  $V$  の列ベクトル  $v$ ，横軸はケース番号）

4) モード 4：分布は複雑化しており，震源パラメータとの明確な関連性は読み取れない．高次モードほどばらつきの空間周波数が増加して正・負相関が複雑に分布する傾向は，既往研究<sup>10,11)</sup>でも確認されている．一方，震央の南西側に大きな負値が分布する点でやや特徴的である．

## (2) 石狩低地東縁断層帯南部の予測震度分布によるモード合成モデル

特異値分解により得られた左特異ベクトルを用いて，モード合成による近似表現を行う．モード合成モデルにおける主成分得点相当値（式(15)の  $y_0^*$ ）はモード 1~4 の順に 426.743, -0.904, 6.502, 61.269 であった．ちなみに重みベクトル（式(17)の  $v^{*T}$ ）は同順に 0.474, -0.000743, 0.0735, 0.832 であった．モード合成モデルの近似震度分布を図-15(a)に示し，胆振東部地震の観測震度分布を図-15(b)（再掲）と比較する．モード合成モデルは大まかな震度分布の広がり表現できており，対象領域全体の平均値は 4.615，標準偏差は 0.759 であった．胆振東部地震の平均値  $\mu=4.479$ ，標準偏差  $\sigma=0.844$  と比較すると，平均値に 0.136 の差が生じたものの，重回帰モデルの結果とほぼ同程度である．



(a) モード合成モデル (b) 北海道胆振東部地震（再掲）  
図-15 モード合成モデルと観測地震の震度分布

## (3) モード合成モデルの評価と解釈

図-16 に観測震度と近似震度の散布図を示す．相関係数は 0.890，RMSE は 0.408 であった．RMSE を最小化する重回帰モデルより若干大きいものの，その差は極めて小さく，ほぼ同等の結果といえる．図-17 に震度差分布（モード合成モデルー観測震度）を示す．重回帰モデル（図-11）と同様の分布傾向であり，明確な差異は見られない．

以下，主成分得点（説明変数の係数に相当）に基づいて考察を行う．モード合成モデルにおいては，主成分得点が負値の場合は，モード形状（左特異ベクトル）が逆相になることを意味し，係数比較による解釈に支障はない．また合成されるモードは互いに直交しており，重回帰モデルのような多重共線性の問題が生じない．

モード 1 の主成分得点が突出して高いことから，4 ケースの予測震度分布が表す平均的な距離減衰傾向が強く反映されていることがわかる．これに次いでモード 4 が高い値を示す．図-14 に示した右特異ベクトルによると，



モード4への寄与はケース2が最大であることから、その震源設定が胆振東部地震に比較的近いと考えられる。ケース1と4については逆相となっていることから、震源設定の面で関連性が低いと解釈される。

重回帰モデルの回帰係数は不安定であることが懸念されたが、ケース2の寄与が大きいという点においてはモード合成モデルと整合する結果となった。一方、モード2および3の値は小さいことから、ディレクティビティ効果およびアスペリティーの配置が及ぼす影響は、観測震度には表れていないことがわかる。以上のように、モード成モデルでは、重回帰モデルよりも結果の解釈が容易である。

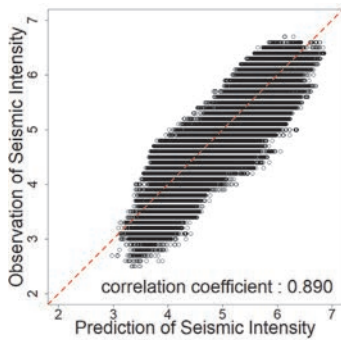


図-16 観測震度と近似震度の散布図と相関係数  
(縦軸：観測地震，横軸：モード合成モデル)

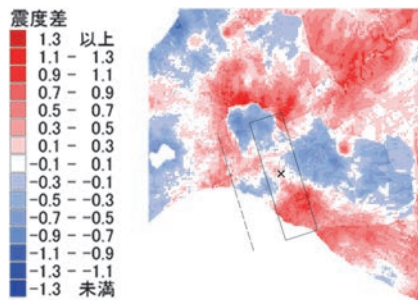


図-17 震度差 (モード合成モデルー観測震度)

#### (4) 近似震度同士の比較

重回帰モデルとモード合成モデルによる近似震度の散布図を図-18に示す。相関係数は0.995と非常に高い。震度差(重回帰モデルーモード合成モデル)を図-19に示す。震源南西の一部を除き、モード合成モデルのほうが重回帰モデルよりも高震度である。最大0.4程度の地点もあるものの、震度差の平均値は前述のように0.136である。こうした差異については、次のようなモデル設定の違いに応じて変化するものと推察される。

- 1) 重回帰モデル：切片のあるモデルと切片のないモデル(本論文では前者を採用)。
- 2) モード合成モデル：観測震度分布を正規化するための平均値と標準偏差に関して、予測震度分布の値  $(\mu, \sigma) = (\mu_G, \sigma_G)$  とする方法と、観測震度分布の値

$(\mu, \sigma) = (\mu_s, \sigma_s)$  とする方法(本論文ではより条件の厳しい前者を採用)。

これらに関しては、今後の詳細な検討が必要である。

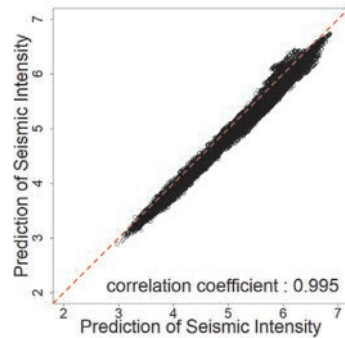


図-18 近似モデル間の震度の散布図と相関係数  
(縦軸：重回帰モデル，横軸：モード合成モデル)

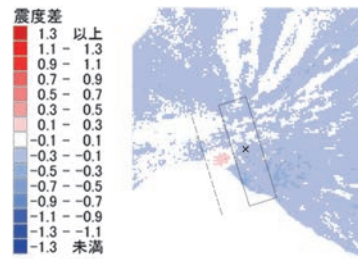


図-19 震度差 (重回帰モデルーモード合成モデル)

## 7. おわりに

本研究で得られた成果を以下に要約する。

- 1) 複数の予測震度分布を用いた実地震の観測震度分布の近似表現について検討した。近似モデルとしては、複数ケースの予測震度分布による重回帰モデルと、予測震度分布の特異値分解によるモード分解を用いたモード合成モデルの二種類を提案した。
- 2) 数値計算例としては2018年北海道胆振東部地震を対象とし、石狩低地東縁断層帯南部を想定した4ケースの予測震度分布を用いて重回帰モデルとモード合成モデルを求めた。
- 3) 重回帰モデル二乗平均誤差RMSEは0.378となり、個別の予測震度分布のRMSE(0.421~0.472)を大きく下回る結果が得られた。重回帰モデルは最小二乗法に基づくため、誤差最小のモデルである。一方、説明変数である4ケースの予測震度分布は互いに相関が高く視覚的に類似していることや、多重共線性の問題が生じること、係数が負値の場合に震度分布の減算を伴うことなど、重ね合わせのイメージが難しい。回帰係数の比較による重ね合わせ特性の解釈は困難であることを示した。
- 4) モード合成モデルについては、正規化条件として予測震度分布の平均値  $\mu_G$  と標準偏差  $\sigma_G$  を用いた結果

を示した。RMSEは0.408となり、重回帰モデルよりやや大きいものの、ほぼ同等の結果となった。主成分得点に基づく考察より、予測震度分布が表す距離減衰傾向が最も強く反映されていること、次いでケース2が大きく寄与するモード4の影響が強いこと、ディレクティブティ効果およびアスペリティーの配置を表すモード2と3の影響は大きくないことが明らかとなった。

今後、重回帰モデルおよびモード合成モデルにおける条件設定の違いが及ぼす影響についても検討を進める方針である。また、観測震度分布の近似表現の成否の鍵となる要件としては、複数の予測震度分布が、将来発生する地震の震度分布が示す空間分布特性の多様性を適切に表現している必要がある。近似表現の結果を踏まえて、想定地震の設定のあり方に関する考察に発展させる方針である。

本研究で扱った2018年北海道胆振東部地震の観測震度分布に関しては、石狩低地東縁断層帯南部の予測震度分布が類似の分布傾向を示したことから、近似表現がある程度可能であった。しかし発生した地震と近い条件で震源断層が設定されているとは限らず、2018年大阪府北部の地震はその一例である。これに対処するため、確率論的地震動予測地図の作成に用いられる地震活動モデルの中から、いわゆるバックグラウンド地震に相当する「震源を予め特定しにくい地震（震源不特定地震）」を用いた近似表現を今後の課題としたい。

**謝辞：**本研究はJSPS科研費JP17H02068の助成を受けたものである。また本研究では、(国研)防災科学技術研究所の「リアルタイム地震被害推定・状況把握システム<sup>14)</sup>」による推定震度分布および「地震ハザードステーション(J-SHIS)<sup>4)</sup>」に掲載された予測震度分布を使用させていただいた。記して謝意を表する次第である。

## 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国地震動予測地図2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～付録-1、平成26年(2014年)12月、2014、450p., [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/14\\_yosokuchizu/fl.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/14_yosokuchizu/fl.pdf) (最終アクセス：2019年1月31日)
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国地震動予測地図2018年版、2018.、[https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/shm\\_report/shm\\_report\\_2018/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2018/) (最終アクセス：2018年12月9日)
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国地震動予測地図技術報告書4.震源断層を特定した地震動予測地図、[http://jishin.go.jp/main/chousa/09\\_yosokuchizu/g\\_shingendanso.pdf](http://jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_shingendanso.pdf) (最終アクセス：2018年12月12日)
- 4) 地震ハザードステーション J-SHIS, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/> (最終アクセス：2018年11月26日)
- 5) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：石狩低地東縁断層の長期評価の一部改訂について(平成22年8月26日), [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10aug\\_ishikari/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10aug_ishikari/index.htm) (最終アクセス：2018年11月26日)
- 6) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：都道府県ごとの地震活動、内陸の活断層、石狩低地東縁断層帯, [https://www.jishin.go.jp/regional\\_seismicity/ts\\_katsudanso/f006\\_ishikari-teichi/](https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/ts_katsudanso/f006_ishikari-teichi/) (最終アクセス：2018年11月26日)
- 7) 地震ハザードステーション J-SHIS, 石狩低地東縁断層帯南部(00602)のパラメータ, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/JSHS2/data/S/V3/F000602/S-V3-F000602-DEF.pdf> (最終アクセス：2018年11月26日)
- 8) 国土交通省気象庁：2018年09月06日03時07分胆振地方中東部M6.7, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180906030759.html> (最終アクセス：2019年9月2日)
- 9) 国土交通省国土地理院：平成30年北海道胆振東部地震の震源断層モデル(暫定), <http://www.gsi.go.jp/cais/topic180912-ind.html> (最終アクセス：2019年1月29日)
- 10) 能島暢呂, 久世益充, LE QUANG DUC: シナリオ地震動予測地図の特異値分解によるモード分解と地震動分布のシミュレーション, 土木学会地震工学論文集, 第18巻, 第2号, pp.2\_95-2\_114, 2018.
- 11) 能島暢呂, 久世益充, 高橋幸宏: シナリオ地震動予測地図のモード分解による予測震度分布の空間相関特性の分析, 日本地震工学会論文集(報告), 第19巻, 第1号, pp.1\_121-1\_135, 2019.
- 12) 柳井晴夫, 竹内啓: 射影行列・一般逆行列・特異値分解, 東京大学出版会, 214p., 1983.
- 13) 国土交通省気象庁: 震度データベース検索(地震別検索結果), <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/Event.php?ID=9902653> (最終アクセス：2019年1月29日)
- 14) 中村洋光, 功刀卓, 高橋郁夫, 藤原広行, 青井真, 青柳京一, 橋本光史, 日下彰宏, 本間芳則: リアルタイム被害推定・状況把握システムの開発状況, 日本地震工学会年次大会・国際シンポジウム2015, pp.4-32, 2015.

APPROXIMATION REPRESENTATION OF OBSERVED SEISMIC INTENSITY  
DISTRIBUTION IN TERMS OF MULTIPLE PREDICTED DISTRIBUTIONS  
-A CASE STUDY FOR THE 2018 HOKKAIDO EASTERN IBURI EARTHQUAKE-

Yukihiro TAKAHASHI, Nobuoto NOJIMA and Masumitsu KUSE

Prediction of seismic intensity distribution for scenario earthquake is usually performed for several cases of source parameter settings in order to incorporate various kinds uncertainties. Although actual earthquake event does not necessarily follow the condition of scenario earthquakes, an observed distribution can be associated with the predicted distributions depending on appropriateness of their varieties and diversities. This study explores approximate representation of observed distribution in terms of predicted distributions. As approximation forms, two kinds of models are proposed. One is a multiple regression model, and the other is a modal synthesis model. Numerical examples are shown for the observed seismic intensity distribution of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake using four cases of the predicted distribution for a scenario earthquake assuming Eastern Boundary Fault Zone of the Ishikari Lowland. Although both models give almost equivalent result, interpretation of synthesis of orthogonal modes is easier to understand than that of multiple regression model which involves the difficulty due to multi-colinearity.