

1900 年以降の宮城県北部の内陸地震の震度による短周期地震波発生域と 地震規模の推定

小堀鐸二研究所* 神田 克久・武村 雅之

Short-Period Seismic Wave Radiation Zone and Magnitude of Inland Earthquakes Occurring in Northern Miyagi Prefecture,
Northeast Japan since 1900 Inferred from Seismic Intensity Data

Katsuhisa KANDA and Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex Inc.,
6-5-30, Akasaka, Minato-ku, Tokyo, 107-8502 Japan

The inland earthquakes in 1962, 1900 and 2003 in the northern part of Miyagi Prefecture were studied to clarify those earthquake source location and magnitudes related to short-period seismic waves. We carried out seismic intensity inversion analysis of the 1962 and 2003 earthquakes using fault models adopted from existing research results based on epicenter distribution of aftershocks and waveform inversion, and obtained their short-period seismic wave radiation zones. Since there was no source information regarding the 1900 earthquake, we carried out grid search analysis and obtained an optimal fault model which was located southwardly away from Kogota where the seismic intensity was the largest. However, we found the results might be adversely affected by a spatially biased seismic intensity distribution where the large intensity area was located in the northern part of Miyagi and there were no data in Iwate Prefecture. We therefore reexamined the 1900 earthquake using the data at only higher latitude than 38.25 degree to eliminate spatial bias of intensity distribution. In addition, we used only the seismic intensity data more than five lower in JMA scale, because there is no guarantee that all the data of intensity four and less are included in the data and low intensity without damage is evaluated less reliably than higher intensities with damage. We analyzed the both additional cases and obtained the result of the optimal fault plane locating in the northeast of Kogota. This area is located between the fault planes of the 2003 and 1962 earthquakes, and corresponds to the low-velocity area in the lower crust beneath the strain concentration zones in the northern Miyagi region. We also confirmed that the three shallow inland earthquakes in the northern Miyagi Prefecture occurred in different areas filling in the entire the strain concentration zones, which Takemura(2005a) pointed out. Their magnitude were similar and around M6.4.

Keywords: Seismic Intensity Inversion, Inland Earthquake, Magnitude, Fault model, Northern Miyagi Prefecture.

§1. はじめに

宮城県北部では 1900 年以降に M6.5 クラスの内陸地殻内地震が 1900 年 5 月 12 日, 1962 年 4 月 30 日および 2003 年 7 月 26 日の 3 回発生している. 被害のあった地域の地図を図 1 に示す.

1900 年の地震は, 宇佐美(2003)によると, 宮城県遠田郡で被害が大きく, 桃生, 登米, 志田の各郡も揺れが強かった. 南小牛田村(現:美里町)は 64 戸のうち 45 戸が大破転倒した. 栗原郡若柳町(現:栗原市)で家屋全壊 5, 半壊 2, 破損 27, 土蔵崩壊 20 であった. 仙台では壁の小亀裂にとどまり, 塩釜では煙

突が倒れ, 石垣が崩れた.

1962 年の地震は, 気象庁(2009)によると, 震源は宮城県登米郡(現:登米市)迫町付近で, 震源深さは 19km, 気象庁マグニチュード $M_J=6.5$ であった. 被害は田尻町, 南方村(現:登米市南方町)が中心で, 死者 3 人, 負傷者 272 人, 建物全壊 340 棟, 半壊 1114 棟. 瀬峰駅の南で貨車が脱線転覆し, 古川市で江合橋の橋桁がずれるなど, 鉄道や道路の被害が目立った. 震源については, 河野・他(1993)が近年の微小地震活動を含む余震分布の解析を行い, その結果から震源域は宮城県北部の若柳, 築館(現:栗原市),

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30
電子メール:kandak!kajima.com, takemurm!kajima.com

迫, 南方(現:登米市)にまたがる長さ 15km 程度の地域であると結論付けている. 気象庁(2009)の震央は, 栗原市若柳で河野・他(1993)の示した震源域のほぼ中央に位置している.

2003年の地震は, 0時13分に $M_j 5.6$ の前震, 7時13分に $M_j 6.4$ の本震, 16時56分に $M_j 5.5$ の最大余震が発生した. 最近の観測データによって詳細な余震分布の検討[Umino et al. (2003)]や震源インバージョン[たとえば Hikima and Koketsu (2004)]が行われており, それらの結果から本震は, 成瀬町, 矢本町(現:東松島市), 河南町(現:石巻市), 南郷町(現:美里町)にまたがる長さ約 15km 程度の地域が震源域と考えられている. なお, 気象庁(2009)による震央は, 前震が東松島市大塩, 本震が東松島市小野, 最大余震が石巻市前谷地にある.

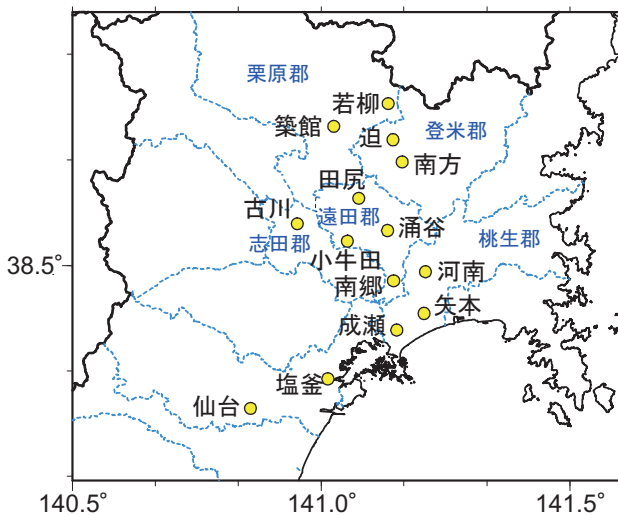


図1 宮城県北部の地震で被害のあった地域 (点線は 1900 年頃の郡境界)
Fig. 1 Map showing damage area during the Northern Miyagi earthquakes. Broken lines show borders of county in 1900.

武村(2005a)は, この 3 つの宮城県北部の地震について被害の記録やアンケートなどから推定した震度分布データを用いて, 地震規模や震源位置の推定を行い, 同規模の地震で震源が異なることを指摘している. 本論文では, この震度データを用いてより詳細に地震規模や震源位置の分析を行う. まず, 2003年宮城県北部の地震の前震・本震・余震データを用いて震度の距離減衰式や揺れやすさを表す相対震度の分析を行う. 分析結果に基づいて宮城県北部の 3 つの地震に対して震度インバージョン解析を用いて地震規模や短周期地震波発生域を解析的に明らかにする. その際, 1900年の地震についてはグリッドサーチの手法を用いて断層面位置の検討も行う.

§2. 解析方法ならびにデータ

2.1 解析概要

検討項目を図 2 のフロー図に示す. 想定される震源断層近傍で最近発生した中小地震の計測震度データを収集分析し, 震度の距離減衰式および局所地盤の揺れやすさを表す指標である相対震度を評価する. 解析対象とする地震の震度データは, 評価した相対震度を用いて補正し, 揺れ易さの影響を除く. 1962年と 2003年の地震の震源断層面については既往の研究などに基づいて仮定するが, 1900年の地震については震源について不明であるためフォワード解析によるグリッドサーチによって震源断層位置をおおよそ推定して, それに基づいて震源断層面を仮定する. 仮定した断層面に対して解析対象とする地震の震度分布を用いてインバージョン解析を行い, 断層面上での短周期地震波のエネルギー分布と最適なマグニチュードを求める.

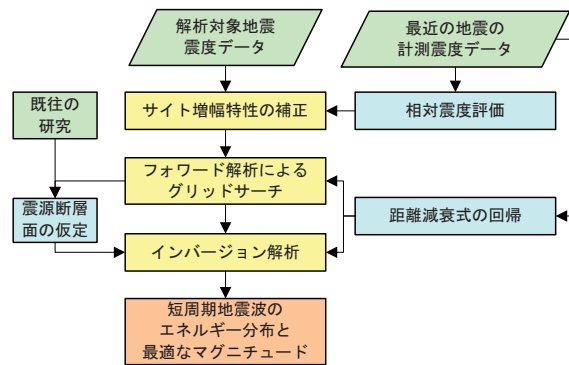


図2 検討フロー
Fig. 2 Flowchart of Analysis.

2.2 震度インバージョン

ここで用いる震度インバージョン解析とは, 設定した震源モデルから各地の震度を評価する解析の逆解析, すなわち震度分布から震源を推定する手法である[神田・他(2003)]. 震度評価には, 等価震源距離 X_{eq} [Ohno et al. (1993)]と気象庁マグニチュード M_j に関する震度 I の距離減衰式(1)を用いる. 左辺の震度 I は, 観測された震度から各地点における地盤による揺れやすさの影響を示す相対震度を除いた値とする. 相対震度は, 最近の中小地震の計測震度を分析して評価する.

$$I = -a \log(X_{eq}) + bM_j + c \quad (1)$$

ここで, k 番目の観測点の等価震源距離 $X_{eq,k}$ は, i 番目の震源小断層の短周期エネルギー E_{li} と(2)式の関係にあるとする.

$$X_{eq,k}^{-2} = \sum_i \left(E_{li} / X_{i,k}^2 \right) / \sum_i E_{li} \quad (2)$$

ここで, 下付文字 I は短周期地震波に関係したパラメ

ータであることを示す。(2)式の X_{eq} に(1)式を変形したものを代入して、(3)式に示す拘束条件を加えた残差の平方和 J を最小になるように最小自乗法で E_{li} を同定する。

$$J = \sum_k \left(X_{eq,k}^{-2} - \sum_i (E_{li}/X_{i,k}^2) / \sum_i E_{li} \right)^2 + \left(\sum_n E_{ln} - N \right)^2 + \nu^2 \sum_p (2E_{lp} - E_{lp+1} - E_{lp+2})^2 + \nu^2 \sum_q (3E_{lq} - E_{lq+1} - E_{lq+2} - E_{lq+3})^2 + \nu^2 \sum_r (4E_{lr} - E_{lr+1} - E_{lr+2} - E_{lr+3} - E_{lr+4})^2 \quad (3)$$

ここで、右辺 2 項は小断層が N 個の場合エネルギー値の平均を 1 に規準化するため加えた。右辺 3 項～5 項は、エネルギー分布を滑らかにするために、順番に 2 つから 4 つの小断層と接している小断層に関する拘束条件である。ここで、 ν は滑らかさと残差の縮小とを調整する超パラメータである。

2.3 解析対象地震と震度データ

解析対象地震としては、表 1 に諸元を示す宮城県北部で発生した 3 つの内陸地震とし、それぞれ本震のみとする。

震度データは、宮城県北部の地震については武村(2005b)を用いた。武村(2005b)は市町村単位のデータとして記載しているが、解析には地点としてデータ処理する必要があるため、それぞれの市町村の役場の位置など町の中心と考えられる地点の座標を用いる。武村(2005b)は、被害の記録や 2003 年の地震についてはアンケート震度に基づいて各地の震度を評価している。ここでは、2003 年の地震は気象庁から発表された計測震度[気象庁(2009)]のデータも用いた。図 3 に 1900 年の地震、図 4 に 1962 年の地震、さらに図 5 に 2003 年の地震の武村(2005b)に基づくそれぞれの震度分布を示す。これらの震度データは宮城県内のみである。図 6 に気象庁から発表された 2003 年の地震の計測震度の分布を示す。これは、宮城県外のデータも含んでいる。

表 1 解析対象の宮城県北部地震の地震諸元*)

Table 1 Hypocentral parameters of the Northern Miyagi earthquakes considered in this study.

Date (Yr/Mo/Dy)	Time	Long. (degree)	Lat. (degree)	M_J	Depth (km)
1900/5/12	2:23	141.1	38.7	7.0	
1962/4/30	11:26	141.134	38.734	6.5	19
2003/7/26	7:13	141.171	38.405	6.4	12

注) 1900 年の地震は宇津(1979)による。1962 年以降の地震は気象庁のデータ[気象庁(2009)]による。

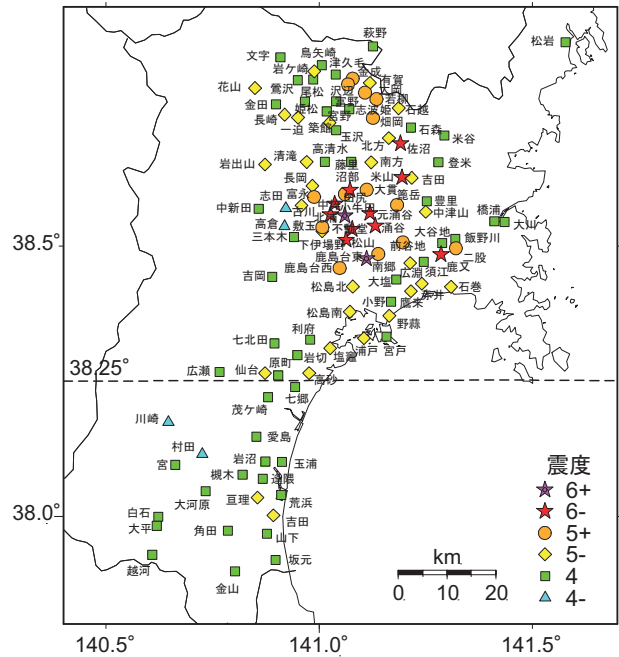


図 3 1900 年宮城県北部地震の震度分布[武村(2005b)]
Fig. 3 Seismic intensity distribution of the 1900 event.

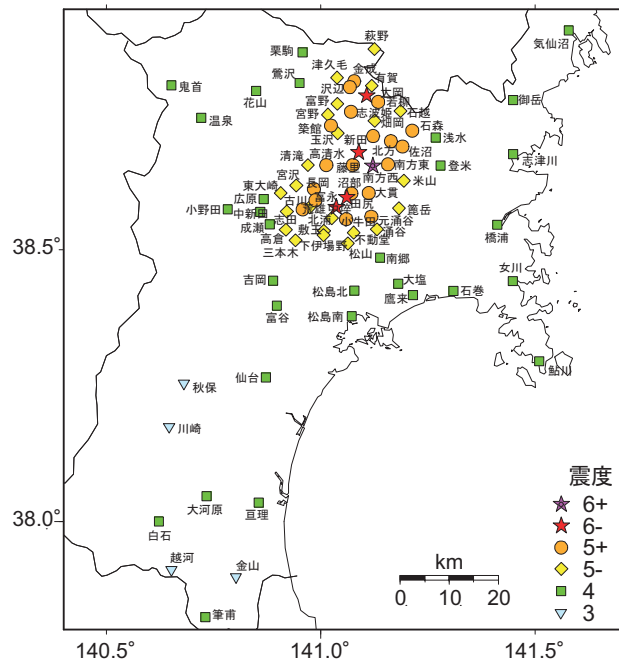


図 4 1962 年宮城県北部地震の震度分布[武村(2005b)]
Fig. 4 Seismic intensity distribution of the 1962 event.

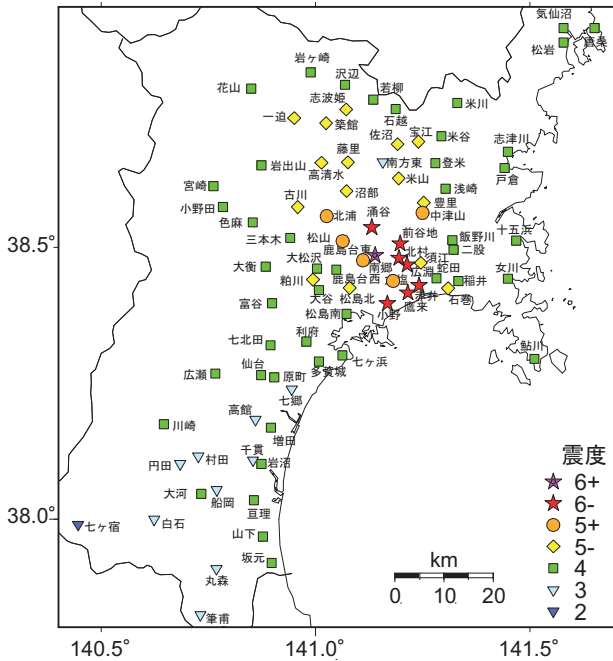


図 5 2003 年宮城県北部地震の震度分布[武村(2005b)]
Fig. 5 Seismic intensity distribution of the 2003 event.

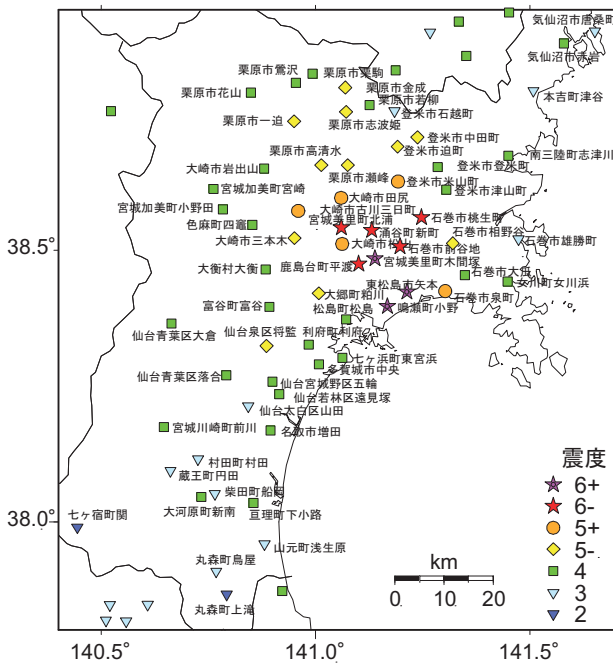


図 6 2003 年宮城県北部地震の本震の計測震度分布[気象庁(2009)]
Fig. 6 Seismic measured intensity distribution of the 2003 event [JMA(2009)].

§3. 距離減衰式および相対震度の評価

3.1 評価に用いた地震

距離減衰式および相対震度の評価には 2003 年宮城県北部地震の前震、本震および余震(2003 年末まで)を用いる。マグニチュードが $M_J \geq 4.0$ かつ震度デ

ータが 30 箇所以上の観測点数のある地震とする。表 2 に本震を含む評価に用いた地震の諸元を示す。また、これらの地震の震央分布を図 7 に示す。

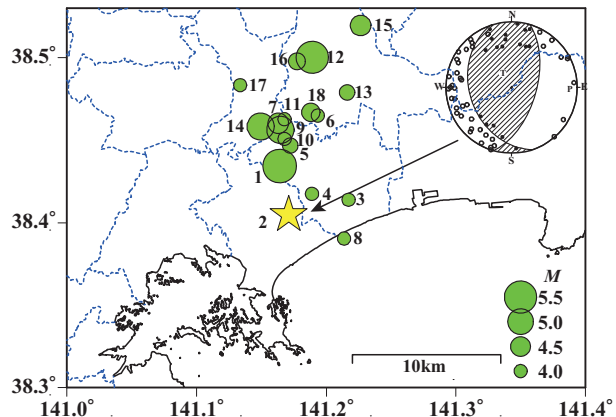


図 7 評価用地震の震央分布と本震メカニズム解(★印は本震, 番号は表 2 を参照, 点線は 2003 年時点の市町村境界)[気象庁(2009)]

Fig. 7 Epicenter map of the 2003 event and its aftershocks for estimation of attenuation relationship and site correction factor.

表 2 評価に用いた地震の諸元[気象庁(2009)]

Table 2 Earthquake parameters of events showing Fig.6.

No	Year	Date	Time	Long.	Lat.	M_J	Depth (km)	Obs. stations
1	2003	726	0:13	141.1642	38.4345	5.6	11.55	469
2	2003	726	7:13	141.1710	38.4050	6.4	11.87	733
3	2003	726	7:16	141.1890	38.4175	4.0	12.36	82
4	2003	726	7:19	141.1723	38.4468	4.2	14.82	38
5	2003	726	7:51	141.1937	38.4650	4.0	14.05	62
6	2003	726	8:09	141.2138	38.3905	4.0	13.25	41
7	2003	726	10:22	141.1647	38.4565	5.1	13.01	225
8	2003	726	10:25	141.1678	38.4508	4.0	12.20	51
9	2003	726	14:53	141.1678	38.4628	4.0	12.66	32
10	2003	726	16:56	141.1895	38.5003	5.5	12.04	349
11	2003	727	13:20	141.2162	38.4790	4.2	11.01	61
12	2003	728	4:08	141.1497	38.4583	5.1	13.69	218
13	2003	808	9:51	141.2265	38.5197	4.6	10.83	94
14	2003	812	9:27	141.1775	38.4978	4.3	12.07	88
15	2003	827	2:12	141.1337	38.4835	4.0	14.11	50
16	2003	1023	14:00	141.1883	38.4670	4.4	12.23	87

3.2 回帰した距離減衰式

距離減衰式については、浅い地震の場合 100km を超えると表面波や Lg 波の影響が考えられるので、表 2 で示した地震の震源距離 100km 以内の震度データを用いて(1)式を回帰して求める。求め方は、神田・他(2003)と同様に、まず地震ごとに $\log X$ の傾きを求め、その平均を採用する。次に M_J に関する傾きと切片を求める。最終的に距離減衰式として(4)式を得た。

$$I = -2.92 \log X + 1.24 M_J + 0.91 \quad (4)$$

ここで、震源距離 X は震度インバージョンなどの検討を行う場合は(2)式から算定される等価震源距離を用いる。前震および本震の震度と震源距離の関係をそれぞれ図8および図9に示す。実線で示した(4)式に対してばらつきが ± 1.2 の範囲に収まり距離減衰式が妥当であることがわかる。なお、震源距離20km以内の近地で距離減衰式に対して若干大きめの傾向が見られるが、揺れ易さの影響に帰着させ、3.3で示す相対震度で補正することとする。

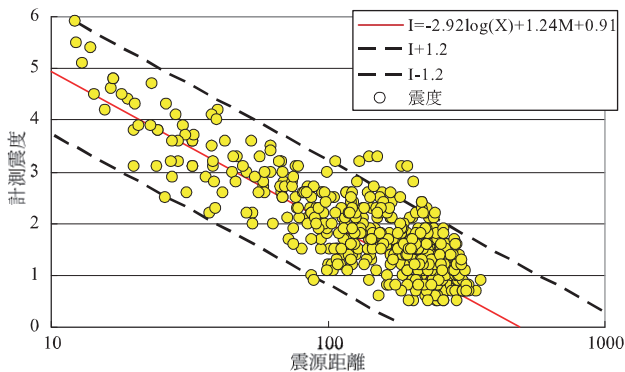


図8 震度の距離減衰—2003年前震(表2のNo.1)
Fig. 8 Distance attenuation relationship of seismic intensity—foreshock of the 2003 event.

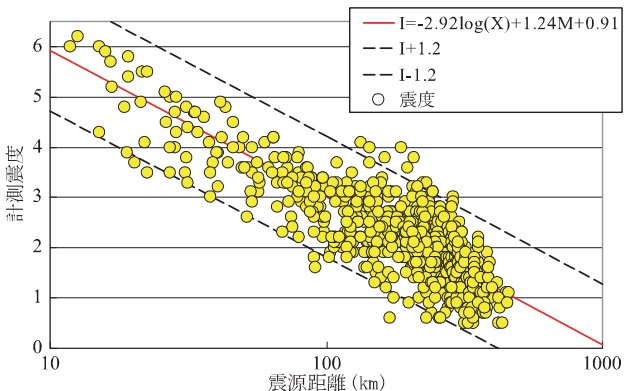


図9 震度の距離減衰—2003年本震(表2のNo.2)
Fig. 9 Distance attenuation relationship of seismic intensity—main shock of the 2003 event.

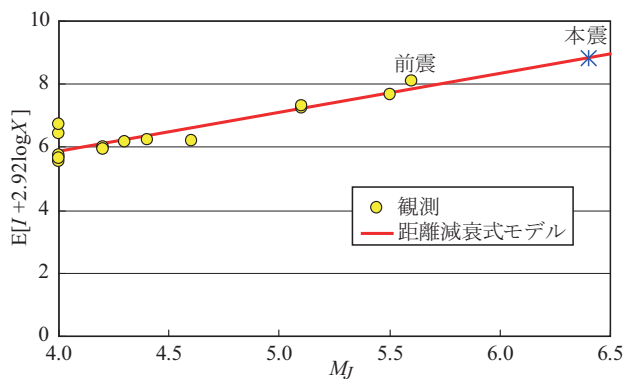


図10 マグニチュードと距離で補正した震度の関係
Fig. 10 Relationship between JMA magnitude and average intensity level without distance attenuation effect.

M_j に関する傾きと切片の適合性を示すために、地震ごとにマグニチュード M_j と $I + 2.92 \log X$ の平均値をプロットしたものを図10に示す。概ね線の上にプロットされ、(4)式に対する地震によるばらつきは小さい。分析に用いた地震はほぼ線の上にあり、マグニチュードと震度が線形の関係にあることがわかる。(4)式を表1に示した地震に適用しても問題ないと考えられる。

3.3 相対震度

相対震度は、実際に観測される震度と距離減衰式から評価される震度の差として定義し、その観測地点の揺れやすさを表す。相対震度は大きいほど揺れやすいことを示し、(4)式による距離減衰を除いた伝播経路と表層地盤増幅の影響が含まれる。観測震度から相対震度を除くことによって、震源特性の影響を明らかにすることができる。相対震度は計測震度の観測点ごとに求められるが、それ以外の地点は平面的に補間して求める。ここでは、揺れやすさは隣接した地点でも表層地盤の特性によって大きく異なることがあるので、補間の精度を高めるために以下に示す手法によって補間することにする。

最大速度 V と震度 I の関係式は、(5)式に示す関数形を用い、係数 b は2前後の値になることが指摘されている[村松(1996), 翠川・他(1999)など]。

$$I = b \log(V) + c \quad (5)$$

したがって、 i 点における最大速度 V_i と震度 I_i の関係式を(6)式とおく。

$$I_i = 2 \log(V_i) + c \quad (6)$$

相対震度が0となる平均的な地盤増幅率の地盤の最大速度 V_{0i} と震度 I_{0i} を想定すると、

$$I_{0i} = 2 \log(V_{0i}) + c \quad (7)$$

相対震度 I_{rel} は、(6)式と(7)式から(8)式で表せる。

$$I_{rel} = I_i - I_{0i} = 2 \log \left(\frac{V_i}{V_{0i}} \right) \quad (8)$$

$V_s=600\text{m/s}$ 相当の硬質地盤を基盤とした表層地盤増幅率を α_i 、伝播経路の影響の係数を β_i 、表層地盤増幅と伝播経路の影響を除いた基準となる最大速度 V_B の式で最大速度 V_i を表す。

$$V_i = \alpha_i \beta_i V_B \quad (9)$$

さらに相対震度が0となる地盤の最大速度を以下の式と仮定する。

$$V_{0i} = p_{0i} V_B \quad (10)$$

(8)式に(9)式と(10)式を代入して、相対震度は以下の式となる。

$$I_{rel} = 2 \log \left(\frac{\alpha_i \beta_i}{p_{0i}} \right) \quad (11)$$

ここで、(11)式を変形して、基準化された地盤増幅のうち表層地盤増幅分を除いた係数を次式とおく。

$$\frac{\beta_i}{p_{0i}} = \frac{1}{\alpha_i} 10^{\left(\frac{I_{rel}}{2} \right)} \quad (12)$$

(12)式は、表層地盤増幅を除いた波動伝播経路の違いのみを表しているので局所的な変動が少ないと考えられる。これを地点ごとの値を GMT の Gridding 手法[Smith and Wessel(1990)]を用いて平面的に補間して3次メッシュ(約1km四方)データとする。これを(11)式に代入して相対震度のメッシュデータを求める。

震度観測点の相対震度は、表 2 で示した地震ごとに求め、全ての地震で平均して評価する。図 11 に得られた結果を示す。Gridding 手法を用いて、これを単純に平面補間すると図 12 に示すようになるが、ここでは山間部などの震度観測点が少ない地域では誤差が大きくなるので、前述の手法を用いて改善する。まず、用いる $V_s=600\text{m/s}$ 相当の硬質地盤を基盤とした表層地盤増幅率 α_i を図 13 に示す。表層地盤増幅率 α_i は、若松・他(2005)の手法およびデータを用いて表層微地形から表層地盤の平均S波速度を介して算定する。鳴瀬川や北上川流域の平野や亶理海岸低地帯で黒く、地盤増幅率が大きいことがわかる。最終的に得られた相対震度分布を図 14 に示す。図 12 と比べて分かるように、相対震度は表層微地形による地盤増幅率の複雑な変化が考慮された。

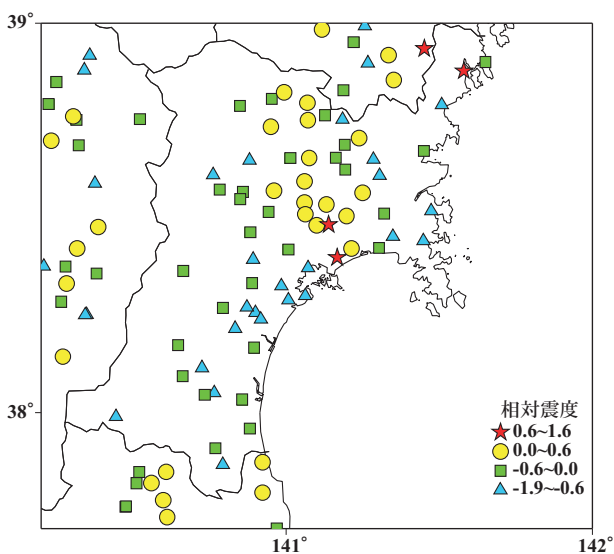


図 11 震度観測点の相対震度
Fig. 11 Site correction factor at observation stations.

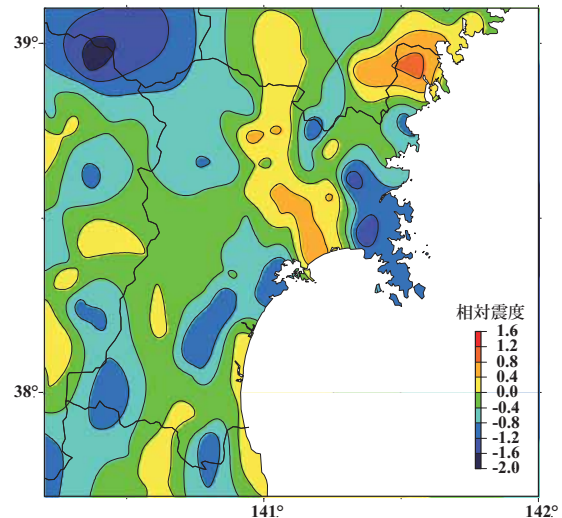


図 12 単純平面補間によって得られた相対震度分布コンター
Fig. 12 Contour map of site correction factor obtained from two-dimensional interpolation technique.

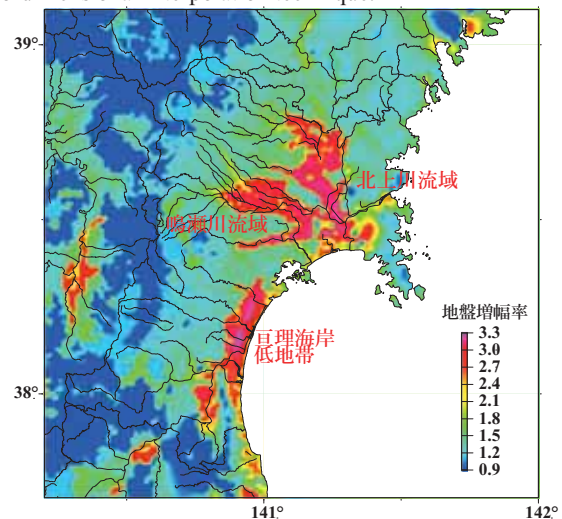


図 13 $V_s=600\text{m/s}$ 相当を基盤とした地盤増幅率
[若松・他(2005)に基づいて算定]
Fig. 13 Distribution map of soil amplification factor from base layer of 600m/s in shear velocity.

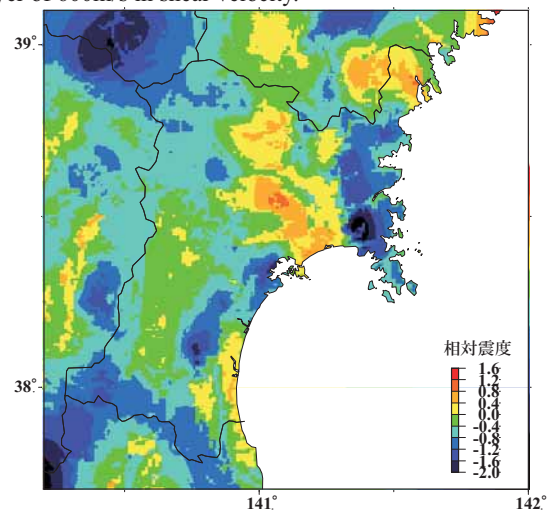


図 14 地盤増幅率により補間した相対震度分布
Fig. 14 Distribution map of site correction factor corrected with soil amplification factors.

§4. 震度による震源推定

4.1 2003年7月26日の地震

4.1.1 解析条件

2003年の地震については、最近の観測データに基づいた前震および余震の分布やメカニズムの検討[Unimo et al.(2003), Okada et al.(2003)], 震源インバージョンについては、強震動記録を用いた検討[Hikima and Koketsu(2004)など]や GPS, 測地や InSAR データを用いた検討[Nishimura et al.(2003)]が報告され、震源断層について明らかにされている。ここでは、1900年および1962年の地震の断層モデルや地震規模の基準とするとともに解析の妥当性の検証の位置づけとして2003年の地震の震度インバージョン解析を用いた検討結果を示す。

仮定する断層面については、簡略化のため1面にまとめ、Hikima and Koketsu(2004)の本震北断層を南に4km拡張した図15に太実線で示す矩形の断層面とした。仮定した断層パラメータを表3に示す。小断層は、サイズがHikima and Koketsu(2004)と同じ2km角とし、8×5の40メッシュとする。図5及び図6に示した2種類の震度データを用いて、二通りの解析を行う。

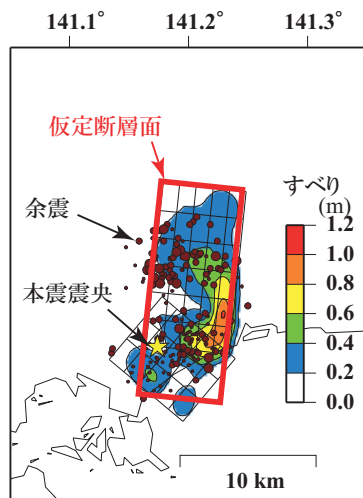


図15 仮定断層面(Hikima and Koketsu(2004)の2003年本震のすべり分布に加筆)

Fig. 15 Fault model of main shock of the 2003 event.

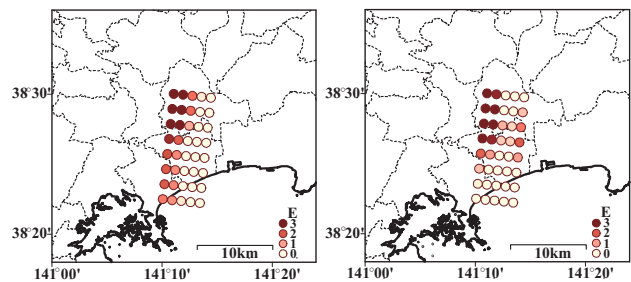
表3 2003年地震の仮定断層パラメータ

Table 3 Fault model parameters for the 2003 event

走向	N186°E
傾斜	52°W
断層長さ	16km
幅	10km
上端深さ	6.5km
下端深さ	14.4km

4.1.2 震度インバージョン解析

初期仮定断層面を用いてマグニチュードを0.1刻みで変えて震度インバージョン解析を行う。武村データ[武村(2005b)]および気象庁計測震度データの場合の震度インバージョン解析による誤差最小となるケースのエネルギー分布を図16に示す。なお、図17にマグニチュードと誤差の関係を示す。武村データではM6.3の場合が誤差最小となり、気象庁計測震度データではM6.4の場合が誤差最小となった。武村データは0.5~1.0刻みの震度データで、気象庁計測震度データは0.1刻みのデータであるので、武村データの方が必然的に誤差は大きくなる。エネルギー分布は震度から求めているので短周期地震動の発生域に関係している。概ね断層の北側にエネルギーの大きい領域があることが分かる。これは、南から北に破壊が進んだと考え、図15に示した強震動から評価されたすべりの大きい部分の終端部に位置している。



(a)武村データ(M6.3) (b)JMA データ(M6.4)

図16 2003年地震の震度インバージョン解析結果

Fig. 16 Map showing energy distribution from seismic intensity inversion of the 2003 event.

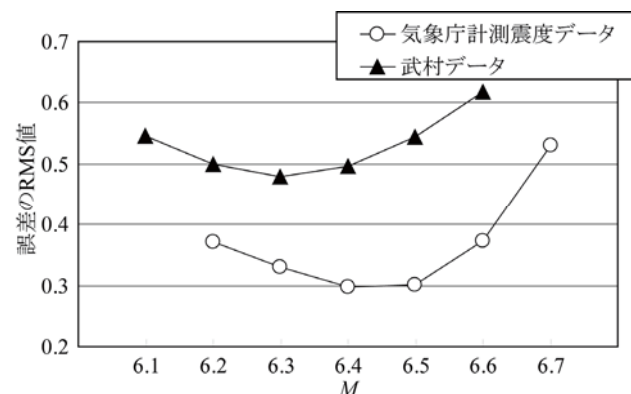


図17 マグニチュードと評価誤差(2003年地震)

気象庁計測震度データは0.1刻み、武村データは2, 3, 4, 4.75, 5.25, 5.75, 6.25の7段階

Fig. 17 Errors of intensity of the 2003 event estimated by seismic intensity inversion analysis versus magnitude.

4.2 1962年4月30日の地震

4.2.1 宮城県外の気象庁震度データの追加

1962年の地震の震度分布は図4に示すように宮

城県北部に震度の大きい地点が集中しているの、震度分布から震源検討するためには北の岩手県の震度データがあることが望ましい。そこで、宮城県以外については浜松・宇佐美(1985)に記載された各地の震度データを用いることとする。解析に用いる震度データを図 18 に示す。

宮城県だけの震度データの場合とそれ以外の県の震度を付加した場合の震度と震源距離の関係を図 19 に示す。M6.5 の場合の距離減衰式を実線で示し、概ね標準偏差の 2 倍の範囲(1±1.2)を破線で示す。震度データは距離減衰式の標準的なばらつき範囲に収まり、宮城県内外のデータを合わせたもので問題ないと判断した。相対震度は、図 14 には表示されていない遠方についても 3.3 に示した手法で求めたものを用いた。

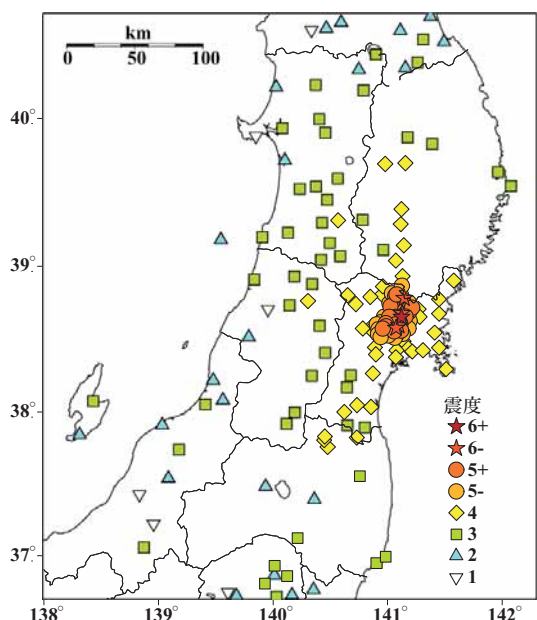


図 18 宮城県外の気象庁震度データを追加した震度分布(1962年の地震)

Fig. 18 Distribution map showing seismic intensity including JMA data outside of Miyagi prefecture of the 1962 event.

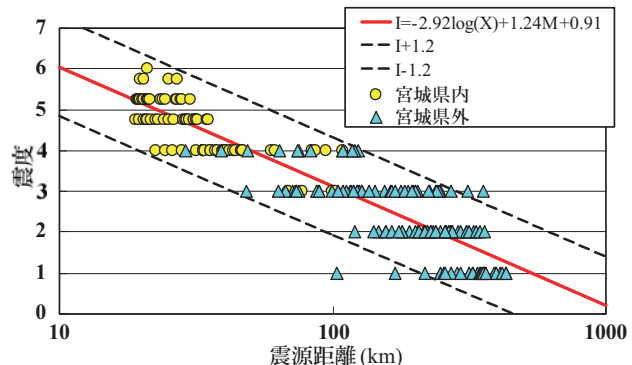


図 19 1962年の地震の震度の距離減衰((4)式のM6.5の場合)

Fig. 19 Distance attenuation relationship of seismic intensity of the 1962 event. The solid line shows equation (4) of M=6.5.

4.2.2 震度インバージョン解析

河野・他(1993)に示された本震のメカニズム解および余震域を参考にして図 20 に示すように断層面を仮定する。断層の走行 N203°E, 傾斜 50°W とする。断層の大きさは、2003年の地震と同じ断層長さ 16km, 幅 10km で、小断層も同様にサイズが 2km 角とし、8×5 の 40 メッシュとする。深さは 6.5~14.2km となる。

図 21 に M6.5 の場合の震度インバージョン解析結果を示す。この場合も震央より西側のやや深い位置で短周期エネルギーの放出が大きいことが分かる。図 22 にマグニチュードを変えて算定した震度インバージョン解析による震度の評価誤差を示す。M6.5 の場合、誤差の RMS 値は 0.693 で最小になった。

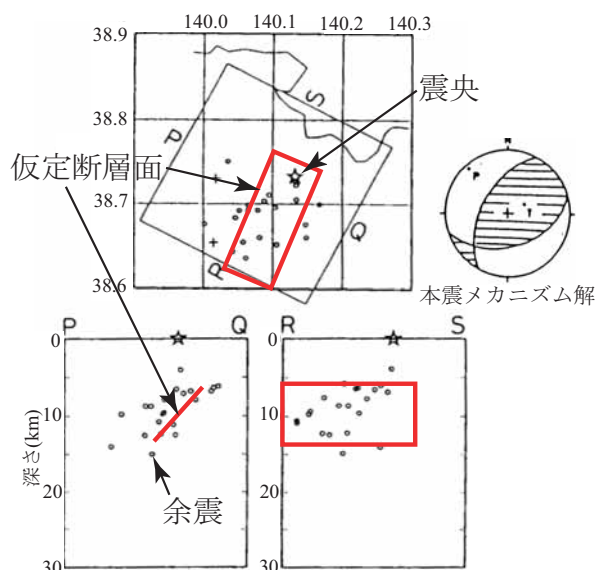


図 20 1962年地震の仮定断層面[河野・他(1993)]に示された余震の震源(1962年5月6日から16日)および本震のメカニズム解に加筆]

Fig. 20 Fault model of the 1962 main shock assumed from epicenter distribution of its aftershocks [Kono et al. (1993)].

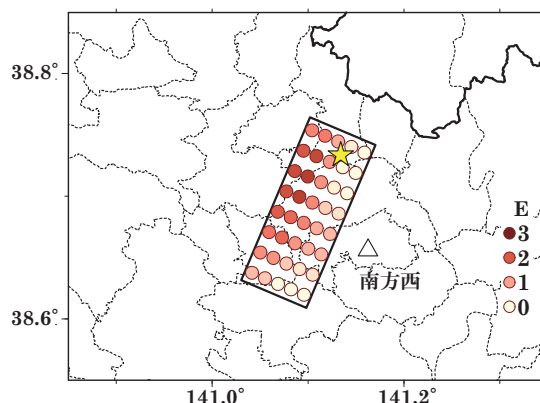


図 21 余震分布[河野・他(1993)]からの想定断層面によるエネルギー分布(1962年の地震:M6.5) ☆は気象庁による震央

Fig. 21 Map showing energy distribution from seismic intensity inversion of the 1962 event (M6.5).

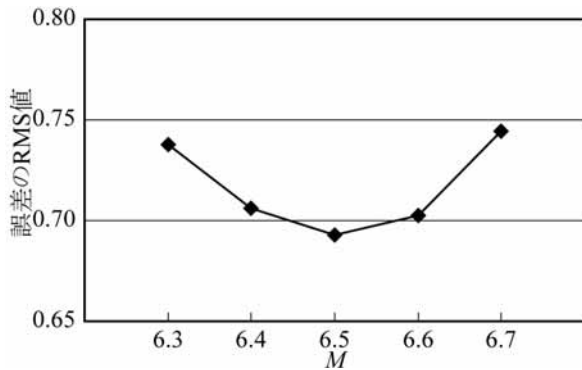


図 22 マグニチュードと誤差(1962年地震)
Fig. 22 Errors of intensity of the 1962 event estimated by seismic intensity inversion analysis versus magnitude.

4.3 1900年5月12日の地震

4.3.1 グリッドサーチによるフォワード解析による検討

(1) 断層モデル

1900年の地震は断層位置や断層モデルに関する既存の研究がない。そこで、可能性のある断層モデルを仮定し、その断層モデルの中心座標を東経140.8~141.4° および北緯38.3~38.9°の矩形の範囲で0.2度刻みに動かして、フォワード解析を繰り返して評価誤差を求めるといったグリッドサーチで、最適な断層面位置を推定する。評価誤差を断層の中心座標に置き、コンターで表示する。仮定する断層面は以下の2種類とし、Mは6.2~6.5で0.1刻みの4種類とする。

1) 2003年地震型モデル

表3に示した2003年の地震と同じ断層長さ・幅、走行、傾き、深さの矩形の断層面。

2) 加護坊(かごぼう)ー籠岳(ののだけ)山型モデル

2003年の地震の最大余震のメカニズムが加護坊ー籠岳山断層の一部に近いこと、Hikima and Koketsu(2004)の最大余震のメカニズム解を用いて走行N131°E、傾斜39°Wとした。サイズは2003年の地震と同じ16km×10kmの矩形とする。深さは、2003年の地震の余震の深さ[Okada et al. (2003)]に合わせて、最浅部が5km、最深部が11.3kmとする。

(2) 全震度データによる解析

まず、図3に示した宮城県内すべての震度データを用いて解析を行う。図23に評価誤差の分布を示す。最小誤差点は、2003年地震型および加護坊ー籠岳山型ともに震度が一番大きかった小牛田より15km前後南南西方向に離れている。この領域は、長町ー利府線断層を北東部に延ばした領域に対応し、Mは6.4となる。2003年地震型の方が若干誤差は小さい。マグニチュードを大きく仮定すると、誤差の小さい領域が震度のデータのない西に移動する傾向がある。このような場合には注意が必要である。震度データの分布が偏在している影響が解析結果に現れている可

能性が高いからである。また、誤差の小さい領域が小牛田を挟んで東西に分離する傾向が見られることも同様な原因によると考えられる。

(3) 北緯38.25以北の震度データのみによる解析

1900年の地震の場合、図3から分かるように震度データが宮城県内に限られ、宮城県北部に震度の大きい領域がある。岩手県にデータがないことからデータの平面的なバランスが悪く南に偏る傾向がある。1962年の地震のように宮城県以外のデータを追加することは現状むずかしいので、平面的なバランスを改善するために北緯38.25度以北のデータのみを用いた解析を行う。図24に解析結果の誤差分布を示す。2003年地震型および加護坊ー籠岳山型とも小牛田の北東に誤差が一番小さい地点がある。マグニチュードが大きくなると、誤差の小さい領域が小牛田の南西側にも生じ、2つの誤差の小さい領域が小牛田から離れていく。先に指摘したようにこのようなケースは検討対象から除外する。

(4) 震度5弱以上の震度データのみによる解析

先に述べたように震度データが宮城県内に限られており、その意味で震度4以下のデータの全てが評価されているという保障がないこと、また、被害の程度から震度を評価しているために被害があまり生じない震度4以下のデータの信頼性は、震度5弱以上に比べてやや低いと考えられる。そこで、震度5弱以上の震度データのみで解析を行う場合も考える。図25に誤差分布を示す。2003年地震型および加護坊ー籠岳山型とも小牛田の北東に誤差が一番小さい地点が求められ、北緯38.25度以北の震度データのみで解析と同じような結果となった。

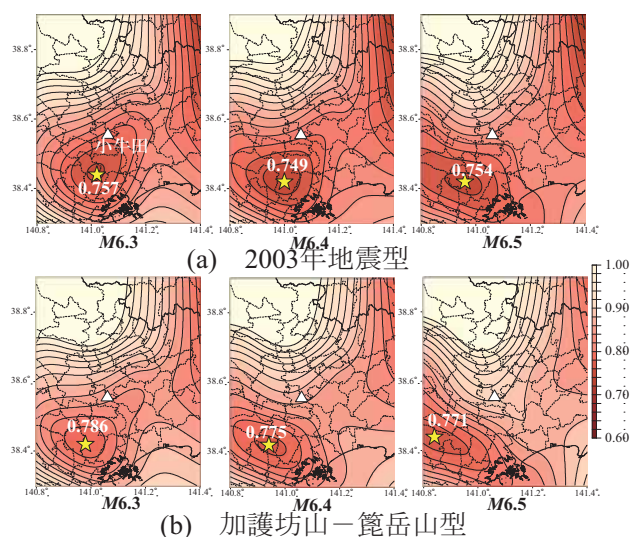


図 23 1900年地震のグリッドサーチによる誤差分布(全震度データ, ☆:最小誤差点, 数字は最小誤差)

Fig. 23 Contour map of error estimated by grid search method of the 1900 event using all intensity data.

表 4 1900 年地震の解析ケースと条件

Table 4 Cases and their assumption of inversion analysis for the 1900 event.

ケース	断層面		震度データ
	形状	位置	
1	2003 年地震型	M6.4 の誤差最小地点	全部
2	2003 年地震型	M6.2 の誤差最小地点	北緯 38.25 度以北
3	2003 年地震型	M6.3 の誤差最小地点	震度 5 弱以上
4	加護坊一籠岳山型	加護坊一籠岳山断層の位置	震度 5 弱以上

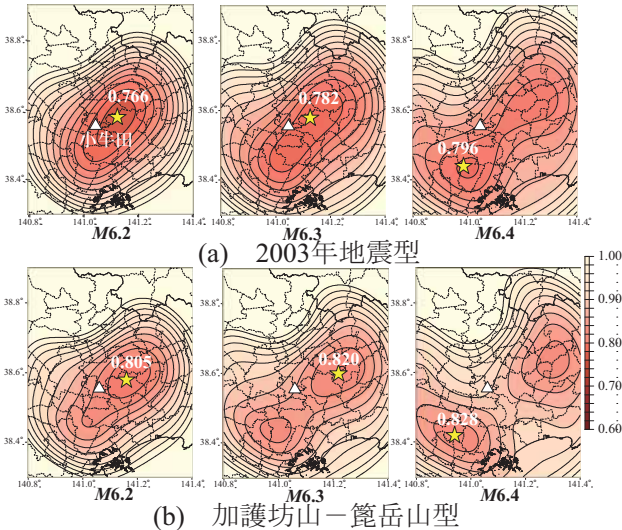


図 24 1900 年地震のグリッドサーチによる誤差分布(北緯 38.25 度以北の震度データ, ☆: 最小誤差地点, 数字は最小誤差)
Fig. 24 Contour map of error estimated by grid search method of the 1900 event using intensity data north of 38.25 ° latitude.

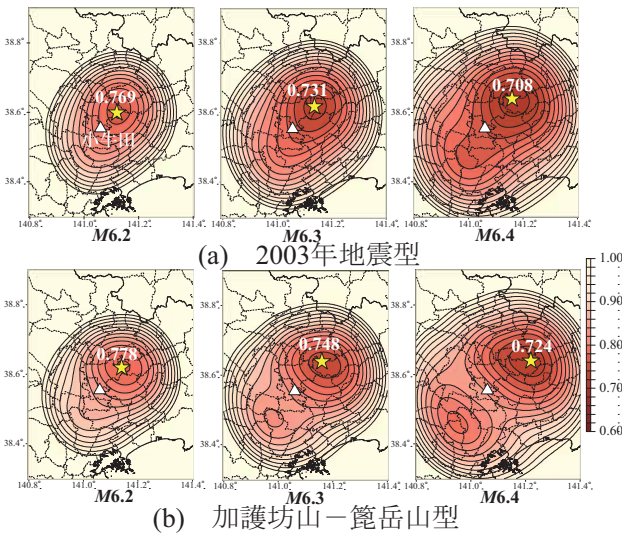


図 25 1900 年地震のグリッドサーチによる誤差分布(震度 5 弱以上の震度データ, ☆: 最小誤差地点, 数字は最小誤差)
Fig. 25 Contour map of error estimated by grid search method of the 1900 event using intensity data of 5 lower and more.

4.3.2 震度インバージョン解析による検討

グリッドサーチの結果を参考に表 4 に示す 4 種類の断層面を設定して, マグニチュードを 0.1 刻みで変えて震度インバージョン解析を行う. 加護坊一籠岳山型については 2003 年地震型と比べて傾向に大きな差はないが, 誤差が大きめなので, 実際に断層がある場所のみで解析する. 4.3.1 で議論したようにグリッドサーチで M が大きく断層面が震度データ分布の端に求められるケースは必ずしも最適な解とはいえないので, ケース 3 については M6.3 の誤差最小の断層面を採用した.

それぞれ対応するケースの震度インバージョン解析によるエネルギー分布を図 26 に, マグニチュードと誤差の関係を図 27 にそれぞれ示す. なお, 震度インバージョン解析には表 4 に示す震度データをそれぞれの解析ケースで用いているが, 図 27 に示す誤差は, 絶対値をケース間で比較するために北緯 38.25 度以北かつ震度 5 弱以上の同じデータで評価している. また, 図 26 に示す震度インバージョン解析のそれぞれの結果は誤差最小のマグニチュードの場合を示している. ケース 4 は誤差が大きく排除できるが, その他は誤差に有意な差がなく, この結果だけからはどのモデルが最適か判断できない. 誤差最小となるマグニチュードは M6.3 から M6.5 の範囲にあることが分かる.

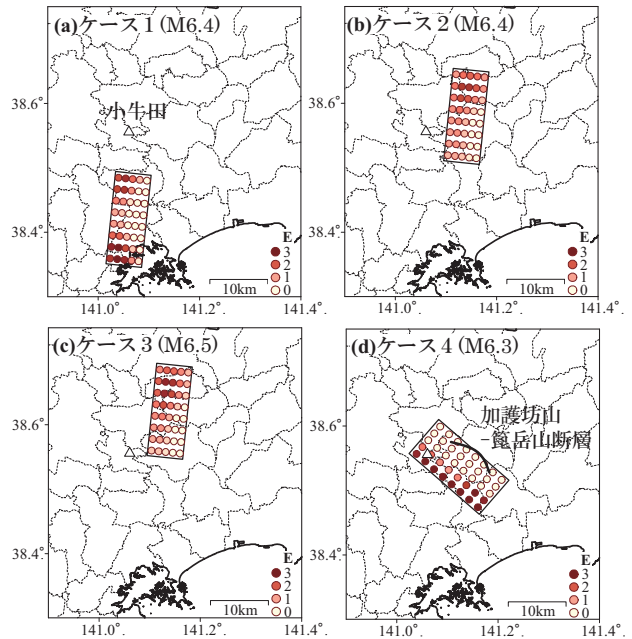


図 26 震度インバージョンによるエネルギー分布 (1900 年地震)
Fig. 26 Map showing energy distribution from seismic intensity inversion of the 1900 event.

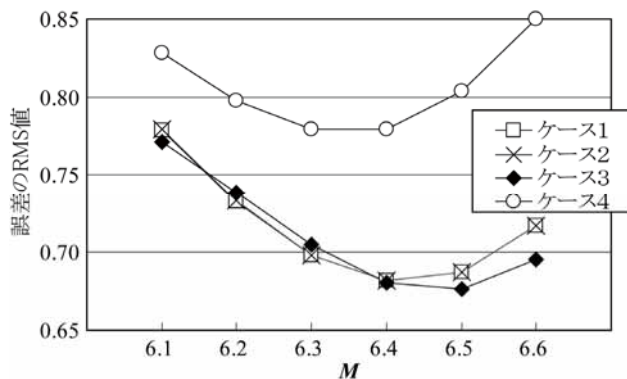


図 27 1900 年地震のマグニチュードと震度評価誤差 (北緯 38.25 度以北かつ震度 5 弱以上のデータのみ)
Fig. 27 Errors of intensity of the 1900 event estimated by seismic intensity inversion analysis versus magnitude.

4.4 宮城県北部の地震についての考察

震度インバージョン解析の結果、誤差が最小になるマグニチュードを推定マグニチュードとして表 5 に示す。2003 年の地震は、被害から推定した武村 (2005b) の震度を用いると $M6.3$ で、計測震度を用いると気象庁発表のマグニチュードと同じ $M6.4$ となる。原因としては、短周期地震動が卓越したことにより、実際の被害や体感による震度より計測震度がやや大きめになったためと考えられるが有意な差とは言えない。震度インバージョン解析の結果、3 つの宮城県北部の地震は、 $M6.4$ 前後で地震規模が同程度であったと考えられる。

グリッドリサーチの結果を踏まえて震度インバージョン解析に用いた断層面のモデルを最近の地震の余震分布や深さ 24km における S 波速度偏差分布の図 [岡田・他(2008)] と重ね合わせて図 28 に示す。青色領域が高速度域で、赤色の領域が低速度域に対応している。白実線の矩形が解析断層面である。1900 年の地震は北緯 38.25 度以北の震度データを用いたケース 2 の断層面を示している。震度 5 弱以上のデータを用いたケース 3 の位置もほぼ同じである。図には点実線の矩形で全データを用いた場合の断層位置も示すが、地震発生層よりやや深い層の低速度域は歪集中帯に対応し内陸地殻内地震が発生するという立場 [岡田・他(2008)] に立てば、ケース 2 や 3 の方が場所としてより適切であると判断される。その場合 1900 年の地震の震源は 1962 年と 2003 年の地震の震源の間を埋めるような位置にあることが分かる。

表 5 宮城県北部の地震の推定マグニチュード
Table 5 Estimated magnitude of Northern Miyagi earthquakes

地震発生年	推定マグニチュード M
2003	6.3~6.4
1962	6.5
1900	6.3~6.5

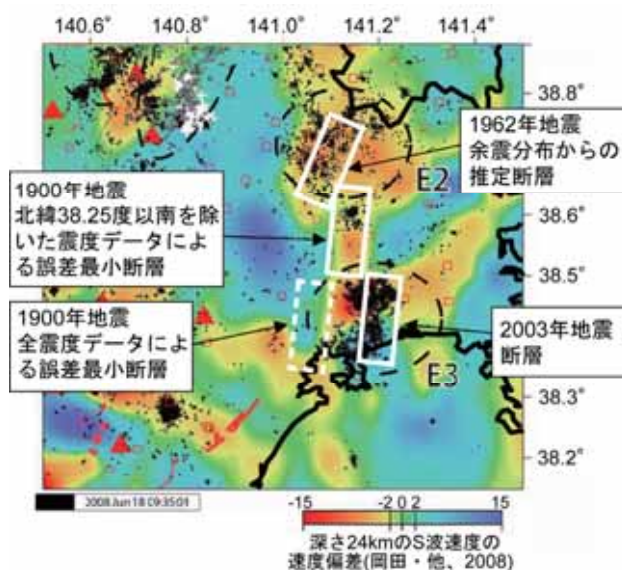


図 28 最近の地震の震央分布と推定された地震断層面。

東北大学大学院理学研究科—地震・噴火予知研究観測センターの HP(2008) に加筆。背後の濃淡は深さ 24km における S 波速度偏差 (岡田・他, 2008)。黒点などは最近の地震の震央を示す。E2 は 1962 年宮城県北部地震の余震域、E3 は 2003 年宮城県北部地震 ($M6.4$) の余震域。

Fig. 28 Fault models inferred from this study superimposed on map showing recent earthquake epicenters and S-wave velocity perturbation at a depth of 24km.

§5. まとめ

震度の距離減衰特性や観測地点の揺れ易さの分析を行った上で、宮城県北部で発生した 2003 年、1962 年および 1900 年の内陸地震の震度インバージョン解析などを行って地震断層および地震規模について検討を行った。得られた結論をまとめると以下の通りである。

- (1) 2003 年の地震の短周期地震波発生域は、断層の北部に得られた。これは、南から北に破壊が進んだとすると断層中央にあるすべりの大きいアスペリティの終端部に位置する。これは、武村・神田(2008)の指摘するプレート境界地震の短周期地震波発生域の特性と整合する。
- (2) 1962 年の地震は、震度インバージョン解析による短周期地震波発生域は断層西側にあり、最適 M は 6.5 と求められ気象庁マグニチュードと一致した。
- (3) 1900 年の地震は、宮城県の全震度データで解析すると、誤差最小の断層面は震度が一番大きい小牛田の南側に位置した(ケース 1)。一方、北緯 38.25 度以北の震度データや震度 5 弱以上の震度データを用いると小牛田の北東に位置する結果となった(ケース 2,3)。この位置は 2003 年の地震と 1962 年の地震の断層面の間に位置し、歪集中帯と考えられる深さ 24km の S 波速度の

低速度域に対応しており、全震度データを用いた場合のケース 1 よりも可能性が高いと考えられる。

- (4) 宮城県北部の 3 つの地震の地震断層は、地震発生層よりやや深い領域の低速度域を埋めるように対応する位置で発生してきたと考えられる。この点は武村(2005a)の結果を支持する。震度インバージョン解析による 3 つの地震の最適マグニチュードは、同規模で $M6.3\sim 6.5$ と推定された。

謝辞

東北大学の海野徳仁氏および東北電力の橋本修一氏には貴重なコメントを頂きました。また、査読していただいた石橋克彦氏および植竹富一氏には極めて有益なご意見を頂き、本論文の改善に非常に役立ちました。ここに記して深く感謝の意を表します。

対象地震：1900年宮城県北部、1962年宮城県北部、2003年宮城県北部の地震

文献

- 浜松音蔵・宇佐美龍夫, 1985, 日本の地震震度調査表 I-VI(1885-1984), 東京大学地震研究所, 866pp.
- Hikima, K. and K. Koketsu, 2004, Source process of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, *Earth Planets Space*, **56**, 87-93.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2003, 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, *地震* **2**, **56**, 39-58.
- 気象庁, 2009, 地震年報(平成 19 年), 気象業務支援センター, DVD.
- 河野俊夫・仁田交市・松本聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川昭・堀修一郎・海野徳仁・鈴木将之, 1993, 1962 年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, *地震* **2**, **46**, 85-93.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 1996, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol.1, 51-56
- 村松郁栄, 1996, 気象庁の計測震度について, 地震工学振興会ニュース, No.150, 27-35.
- Nishimura, T., T. Imakiire, H. Yurai, T. Ozawa, M. Murakami and M. Kaidzu, 2003, A preliminary fault model of the 2003 July 26, M6.4 northern Miyagi earthquake, northeastern Japan, estimated from joint inversion of GPS, leveling, and InSAR data, *Earth Planets Space*, **55**, 751-757.
- Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura and M. Takemura, 1993, Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophysics*. **218**, 69-81.
- Okada, T., N. Umino and A. Hasegawa, 2003, Rupture process of the July 2003 northern Miyagi earthquake sequence, NE Japan, estimated from double-difference hypocenter locations, *Earth Planets Space*, **55**, 741-750.
- 岡田知己, 堀修一郎, 河野俊夫, 中山貴史, 平原聡, 新居恭平, A. Omuralieva, 中島淳一, 海野徳仁, 長谷川昭, 2008, 東北地方中央部およびその周辺の地殻内地震波速度不均質構造と地震活動, 2008 年地球惑星科学関連学会連合大会, S147-S008.
- Smith, W. H. F. and P. Wessel, 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293-305.
- 武村雅之, 2005a, 1900 年宮城県北部地震のマグニチュードと震源位置の再評価—1962 年および 2003 年の地震との関連性, *地震* **2**, **58**, 41-53.
- 武村雅之, 2005b, 1900 年および 1962 年宮城県北部地震の被害データと震度分布, *歴史地震*, **20**, 201-221.
- 武村雅之・神田克久, 2008, 震度データによる短期地震波の震源推定, *歴史地震*, **23**, 7-19.
- 東北大学大学院理学研究科—地震・噴火予知研究観測センター, 2008, 2008 年 6 月 14 日 岩手・宮城内陸地震 (M7.2) の特集,
(http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/)
- Umino, N., T. Okada, J. Nakajima, S. Hori, T. Kono, T. Nakayama, N. Uchida, J. Shimizu, J. Suganomata, S. S. N. Gamage, A. Hasegawa, and Y. Asano, 2003, hypocenter and focal mechanism distributions of aftershocks of July 26 2003 M6.4 northern Miyagi, NE Japan, earthquake revealed by temporary seismic observation, *Earth Planets Space*, **55**, 719-730.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版：日本被害地震被害総覧 [416]-2001, 東大出版会, 605pp.
- 宇津徳治, 1979, 1885 年～1925 年の日本の地震活動—M6 以上の地震および被害地震の再調査, *地震研究所彙報*, **54**, 253-308.
- 若松加寿江・久保純子・松岡昌志・長谷川浩一・杉浦正美, 2005, 日本の地形・地盤デジタルマップ, 東京大学出版会, 104pp.