

最大加速度発現時刻を利用した計測震度データの特性調査について

—気象庁震度データベースの活用—

石垣 祐三*・福満 修一郎*

Properties of seismic intensity data

Yuzo ISHIGAKI and Shuichiro FUKUMITSU

(Received October 29, 2001 : Accepted January 24, 2002)

ABSTRACT

The JMA seismic intensity database (1926–1999) was released in 2000 (Ishigaki & Takagi, 2000). For a while, in 2000 and 2001, due to the seismic swarm that was generated by the Mt. Usu eruption, the seismic swarm off the shores of Miyakejima island, Nijima island, and Kouzushima island, the western part of the Tottori-ken earthquake, and the Geiyo earthquake, database creation and maintenance using ordinary methods was confused. But in the work, something new about the properties of seismic intensity data was made clear. The authors introduce here the properties of seismic intensity data, especially the maximum acceleration observed time. The time matches the maximum intensity time in one series of tremor, and relates to seismic phases such as S-waves and Lg-waves. The authors also show that there is a characteristic seismic intensity distribution depending on the type and earthquake mechanism of an earthquake.

1. はじめに

筆者の一人は、1926年以降1997年までの気象庁震度データベース（以下、震度DB）をまとめ [石垣・高木 (2000)]、その後、震度DBは一般に公開された。一方、2000～2001年には、有珠山の噴火に伴う地震活動、三宅島近海～新島・神津島近海の地震活動、鳥取県西部地震、芸予地震と相次いで大きな地震活動があり、同データベースの維持・管理に多くの労力を払った。その中で、計測震度データの特性として見えてきたものを取りまとめる。

気象庁の震度計は、一定以上の揺れを感知したとき、テキスト形式で中枢に各種データを送る仕組みとなっている（補足）。震度データベースは、これらの情報を最大限生かすべく、一定のファイル形式を定め、震源情報（震源要素など）とともに蓄積しているものである。石

垣・高木 (2000) 以降、周期情報を取り入れたため (2000年10月以降実施)、更新したファイルフォーマットを付表1に示す。

2000年の三宅島近海～新島・神津島近海の地震活動の際、膨大に発生した地震のため、2001年現在の通常処理（震源時から見て相当するトリガー時刻を持つ震度データをまとめる処理：補足）では、震度データベースの作成が困難であり、手作業で震度・加速度レコード（各観測点の震度情報：付表1参照）を組み合わせ、震度DBを作成することにした。具体的な作業は、震源が決定されていない場合にも1地震ごとに震度・加速度レコードを組み合わせることである。2000年の三宅島近海～新島・神津島近海の地震活動の震度DB作成作業時に、筆者らは次の事実気がついた。それは、地震の規模が小さいと推定される小規模な範囲の複数震度データの場合、1

* Earthquake and Tsunami Observations Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency 気象庁地震火山部地震津波監視課

地震による各震度観測点の 3 成分合成最大加速度発現時刻（以下、単に最大加速度発現時と記す）が、ほとんど数秒以内で収まることである。そこで、震源が決定されていない場合でも、いったん最大加速度発現時を元に 1 地震としてその震度・加速度レコードをグループ化し、同 DB の作成を行い、震源が追加決定された場合には、その震源における S 波の走時付近に最大加速度発現時があるかどうかの再チェックを行った。この時点では、最大加速度発現時が最大震度発現時刻といえるか、あるいは

S 波に相当するか等については確認されていなかった。そこで、最大加速度発現時を議論の中心に据えて、震度データの特性を明らかにする必要があった。なお、この処理の改善については、4-4 項で述べる。

2. 調査の目的

本調査の第 1 の目的は、震度観測における諸観測項目（計測震度、最大加速度、その発現時刻等）の特性を明らかにすることである。

補足 震度計測に係る技術的事項

1. (通常の震度処理) 震度計による震度の観測の概要は以下の通りである。震度計は、1 分間の 3 成分加速度波形を用いて計測震度を算出している。その内容は、常時 10 秒間の加速度波形を用いたフィルター処理 (fast fourier transform 処理後の周波数領域で各周波数に見合ったフィルターをかけ、加速度波形に戻す) を行い、以降、処理する期間を 10 秒ずらしながら 1 分間 (6,000 個) の 3 成分合成加速度 (フィルター処理済み) を算出する。このデータのうち、大きい方から 30 個目の加速度 a を用い、計測震度 I ($= 2 \cdot \log_{10} a + 0.94$) を計算する。このときの計測震度は、小数点第 2 位を切り捨てた 0.1 単位の数値である。一方、トリガー (加速度及び変換した速度を使用、観測点ごとにその数値と条件は異なる) が成立し、かつ計測震度がその後 0.5 以上になった場合、計測震度と 10 秒ごとに計算した 6 個 (1 分) の計測震度と他の情報 (トリガー時刻、最大加速度発現時など) とともにテキスト形式で中枢へ送信する。なお、この 6 個の計測震度の範囲は、トリガー時刻が存在する計測震度算出時間帯の 1 つ前から 6 個分である。1 通の震度電報の送信が終わった後も条件がクリアされない限り、新たに処理を継続する。

三宅島近海～神津島近海の地震活動の最盛期には、1 観測点からの送信が 1 時間以上 (60 通以上) 続いたときがあった。このような連続する電報の 2 通目以降におけるトリガー時刻は、特に意味のある数値とはなり得ない。また、一般にマグニチュードの大きな地震の場合は、地震動も長く、電報が 2 通以上になる場合もある。この際は、最大計測震度が存在する電報を以下の処理で採用する。

2. 震度データベースの作成作業 (通常時) の概要は以下の通りである。この作業は緊急時のもの (また別のロジックがあるがここでは省略) ではなく、ルーチン的なデータ蓄積時のものである。

- ① 高感度地震計の地震波形を用い、震源決定作業及び点検を行い、決まった期間 (前 1 日) の震源データセット (暫定震源) を作成する。
- ② 暫定震源から見て、各震度観測データ中、トリガー時刻が、P 波、S 波の走時時間のどちらかの 20% 以内に存在する場合、震源データに震度データをマージする。以降この作業を繰り返し、1 日分のデータセットを作成する。この作業はプログラム化されている。
- ③ 地震情報発表時に発表した震度観測点データがマージされない場合、あるいはその逆の場合などにデータを吟味して、チェックし、採用/非採用を決定する。この作業は手作業である。

三宅島近海～新島・神津島近海の地震活動時には、①の作業がすでに震源決定処理が追いつかなかったこと (最大震度 3 以上を観測した地震を優先した) により、震度データベースの作成が大幅に遅れた。それとともに、連続して送信されてくる震度データのトリガー時刻 (1 項参照) を用いたことにより、1 回の地震動を違う地震に振り分けたり、誤ったトリガー時刻をもとに違う地震にマージしたり等の弊害があった。

3. (震度計の時刻精度) 気象庁の震度計は、電波時計 (JD2AS) などにより、正常な環境では 1 分ごとに時刻校正を行っている (一部 AM 放送の時報を用いているものもある) ので、通常は品質が保証されている。地方公共団体の震度計は気象庁のものに準じているが、時刻校正機動作が完全でない例も見受けられ、時刻精度が保証されていない場合がある。

震度DBの特徴のひとつは、各震度観測点の諸観測項目をコンパクトにまとめていることにある。震源と震度・加速度等の諸要素が一意的に結びついていることを前提として、各種の調査が効率よく行える。このため、その前提（一意性）を十分に把握する必要がある。

そして、本調査の第2の目的は、マグニチュード（以下、M）、発震機構、震源の深さ等と計測震度データとの関係を、地域性、地震のタイプ等も加味して総合的に見ることである。体感により震度が報告されてきた時代の震度と他の物理量との関係は、多数報告されているが、計測震度（完全に機械化した後の0.1ごとの震度の意）と他の地震関係の物理量との関係は確認されていないものが多い。これらも可能な限り見ていくこととする。ただし、本稿作成時点では、気象庁震源データは、新しい走時表や震源計算方法による震源位置[上野ほか(2001)]、及び新M算出式によるM [Katsumata (2000a, 200b, 2001)] に置き換わっていないため、結果の一部は暫定的である。

3 方法

主に調査した地震は、表1に示した8地域12地震である。これらは、地震のタイプ（深発、プレート境界など）とある程度広い範囲で震度1以上が観測されているかを考慮して抽出した。図1に、これらの地震の発生場所・発震機構を、図2に震度分布図を示した。後述の調査内容を確かめるために、追加調査した地震（4地震）も表1にあわせて示した。以下の記述や各図では、表1の地震番号で各地震を指す箇所がある。

Table 1. The objective earthquakes

表1. 調査を行った地震

Number	Date	epicentral area	Mj	Mw (Harvard)	Depth (km)	Maximam Intensity	type
1	1999/4/8	ウラジオストク	7.4	7.1	621	2	太平洋プレート内深発
2	2000/6/3	銚子付近	6.1	6.1	48	5弱	太平洋/フィリピン海プレート境界
3	2000/6/7	石川県西方沖	6.1	5.9	22	5弱	ユーラシア（アムール）プレート内浅発
4	2000/6/8	熊本付近	4.8	-	10	5弱	ユーラシア（アムール）プレート内浅発
5-1	2000/7/1	神津島近海	6.4	6.1	15	6弱	フィリピン海プレート内浅発
5-2	2000/7/9	神津島近海	6.1	5.8	14	6弱	フィリピン海プレート内浅発
5-3	2000/7/15	新島近海	6.3	6.0	5	6弱	フィリピン海プレート内浅発
5-4	2000/7/30	三宅島近海	6.5	6.5	18	6弱	フィリピン海プレート内浅発
5-5	2000/8/18	神津島近海	6.0	5.7	11	6弱	フィリピン海プレート内浅発
6	2000/7/21	茨城県沖	6.4	6.0	49	5弱	太平洋/オホーツクプレート境界
7	2000/10/6	鳥取県西部（地震）	7.3	6.7	11	6強	ユーラシア（アムール）プレート内浅発
8	2001/3/24	安芸灘（芸予地震）	6.7	6.8	51	6弱	フィリピン海プレート内やや深い
(追加調査)							
9	1998/6/1	三重県南部	6.0	5.8	411	2	太平洋プレート内深発
10	1999/2/26	秋田・山形県境	5.1	5.2	19	5弱	ユーラシア（北米）プレート内浅発
11	1998/9/3	岩手県内陸北部	6.1	5.8	10	6弱	ユーラシア（北米）プレート内浅発
12	1997/3/26	鹿児島県北西部	6.5	6.1	12	6弱	ユーラシア（アムール）プレート内浅発

調査①

「最大加速度発現時は最大震度の算出時間帯にあるか」を確かめるために、実際の加速度記録を用いて、計測震度の算出を行う。

震度計から送信されるデータ項目中、時間を特定できるものは、「トリガー時刻」と「最大加速度発現時」の2つだけであり、上記の関係が確認できれば、震源と各震度観測点の震度の結びつきは一意的であることが分かる。

調査②

それぞれの地震における最大加速度発現時と震央距離の関係について調べ、地震波の何の相に相当するかを調査する。

調査③

それぞれの地震において、調査②の結果とともに最大加速度発現時の偏差の地域的な分布、及び期待される震度との差の分布を用いて、地震の発震機構、あるいは地域性との関係を見る。期待される震度については、1997年以降の震度データをもとに暫定的に各地震諸量との回帰式を求める。

4. 結果及びその利用

4-1 調査①

図3に加速度地震波形、3成分合成加速度地震波形、算出期間（スパン）を10.24秒、時刻を1.00秒ずつずらし（シフト）計算した計測震度をいくつか示す。それぞ

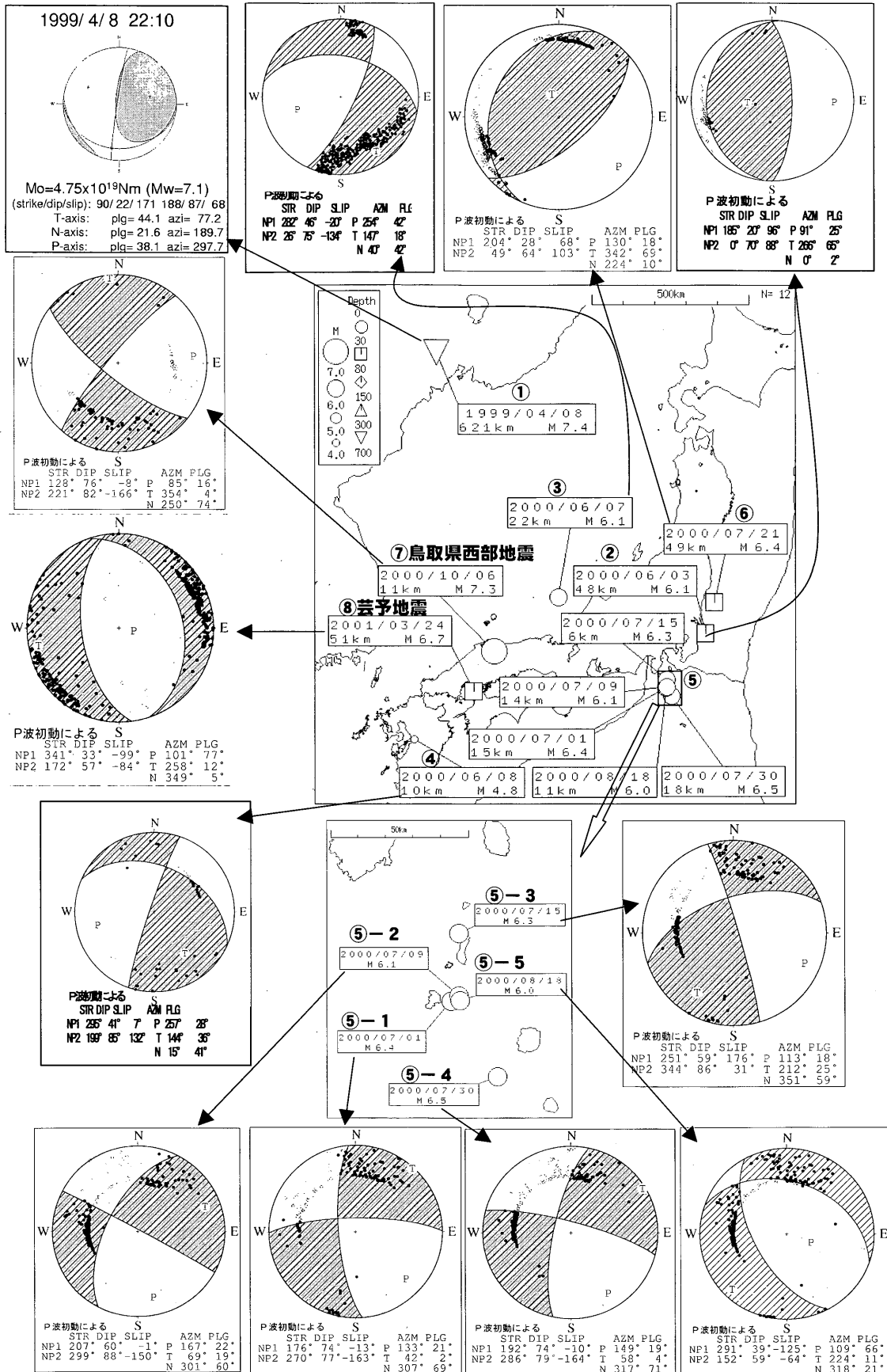


Fig. 1. The earthquakes to which attention was paid in this study, and the focal mechanisms. Only earthquake mechanism number 1 is determined by CMT solution.

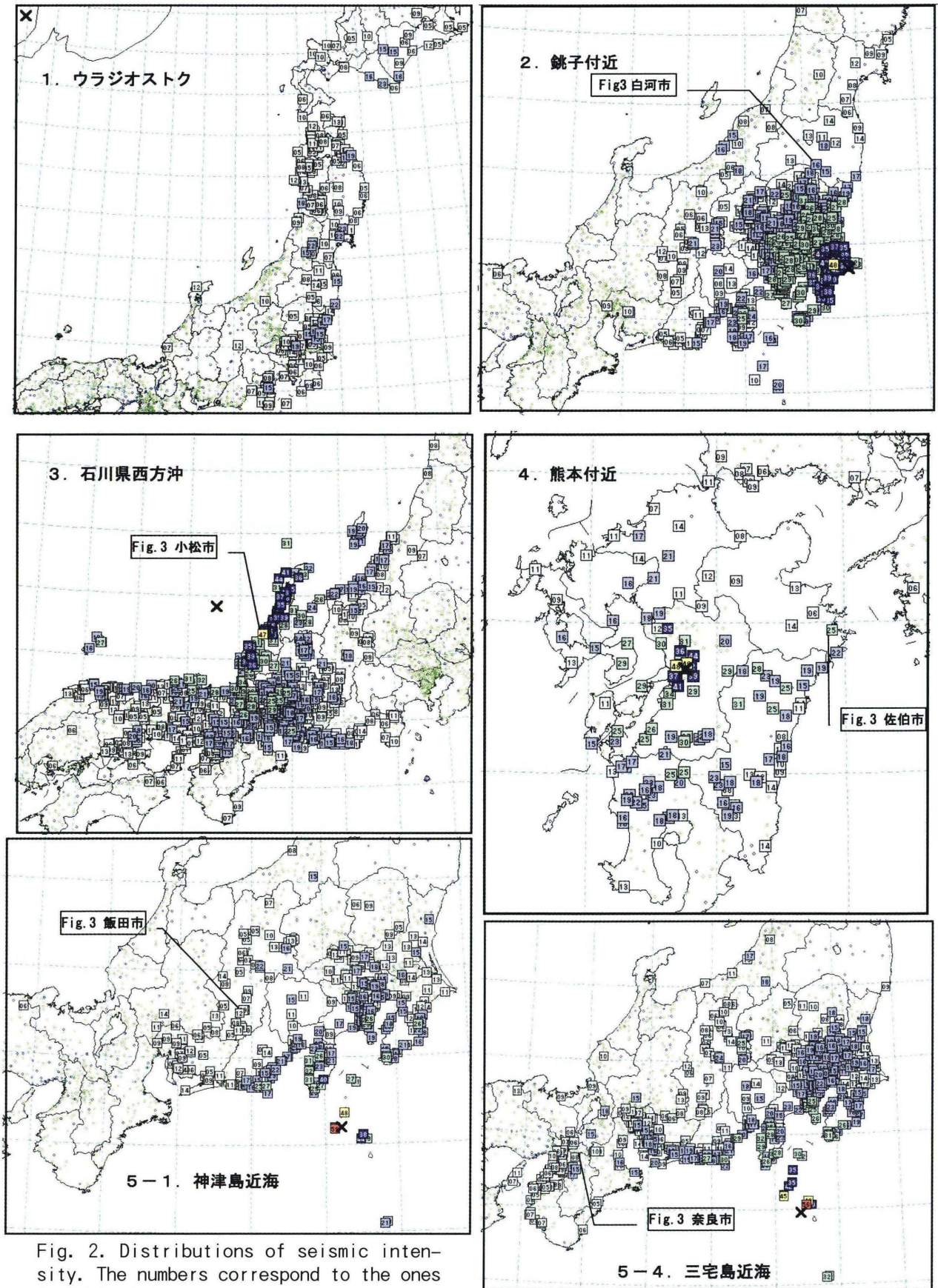


Fig. 2. Distributions of seismic intensity. The numbers correspond to the ones in Table 1.

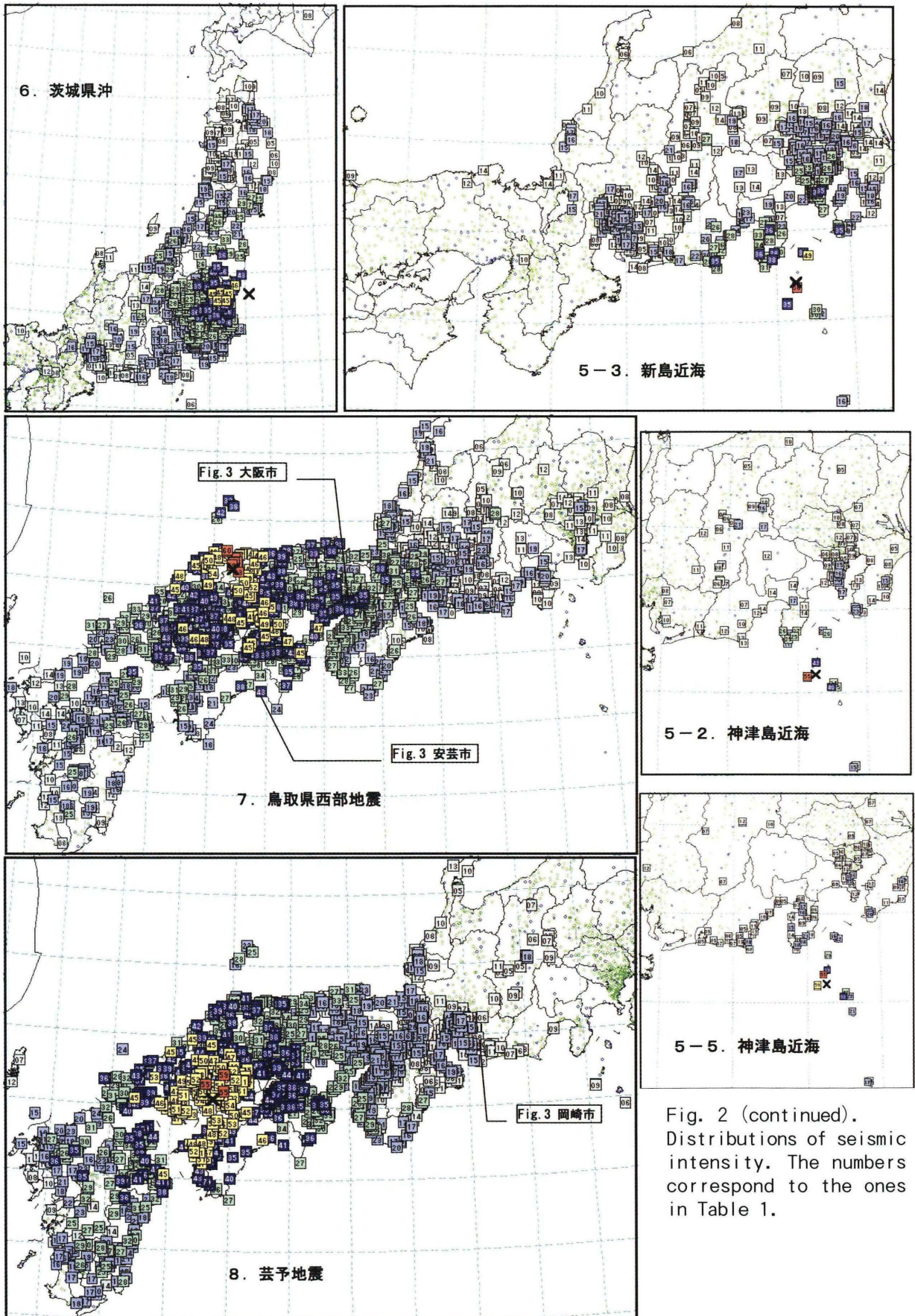


Fig. 2 (continued).
Distributions of seismic intensity. The numbers correspond to the ones in Table 1.

最大加速度発現時刻を利用した計測震度データの特性調査について

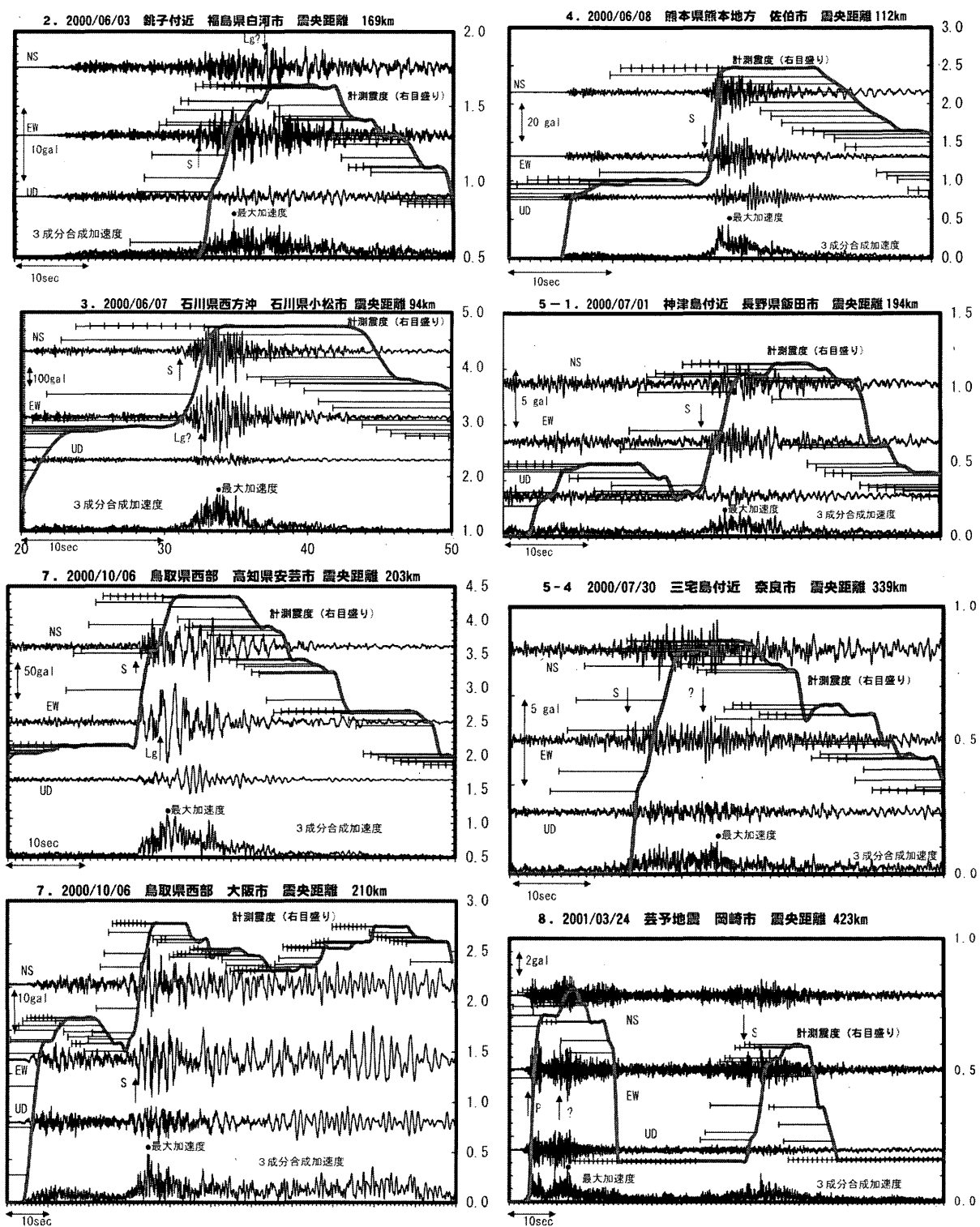


Fig. 3 Samples of three-component and composed accelerograms, and seismic intensity (thick line). The numbers correspond to each earthquake in Table 1, respectively. The left-hand line seismic intensity shows calculating periods.

れの地震における震度観測点の位置は、図 2 中に示した。計測震度算出用のフィルター処理の主たる部分は、もとの加速度波形に 0.5 ~ 10Hz 程度の帯域に $(1/f)^{1/2}$ (f は周波数) をかけるものである。地震波形は、この処理により加速度と速度との中間に位置するもの ($\text{ms}^{-1.5}$: m は距離, s は時間) となるが [例えば、震度を知る, 気象庁 (1996)], 実際にこのような表示を行った数十例では、最大加速度発現時は、1 地震記象における最大震度となる時刻帯に現れ、その時間帯が異なる例はなかった。もちろん、鳥取県西部地震における大阪の記録 (図 3) のように S 波よりも後の長周期地震波 (この地震波は何に相当するか不明) で最大震度に近い数値が出ていること等から、極端な場合は、合成最大加速度発現時と最大震度算出時間帯が一致しないことが考えられる。ここで確かめられたことは、第 1 次近似に「最大加速度発現時は最大震度算出時間帯中にある」という仮定を用いても、大勢としては問題ないことである。

なお、この調査において、スパン 10.24 秒、シフトを 1.00 秒とすると、通常の震度計算処理 (補足) と計測震度が 0.1 程度異なる事例がいくつかあった。処理の違いで計測震度が異なる要因は、数秒以内にピークが 2 つあり、通常の震度計算処理ではこのピークを分割して計算したこと (この場合は、通常処理の方が小さくなる)、及びスパンの違い (通常処理の方が大きくなる) である。情報発表上の震度と今回のような処理との間には、この程度の違いがあることを認識する必要があると考える。

4-2 調査②

図 4 は、各地震の震源時から各地の震度観測点の最大加速度発現時までの時間 (縦軸) と震央距離 (横軸) の関係を見たものである。P 波、S 波の走時は、気象庁 83A 走時表による理論走時 (浜田, 1984) によった。ただし、この走時表は、S (P) g 波、や S (P) n 波は考慮されていない。ここでは、図 4 に鳥取県西部地震でみられた Lg 波、Rg 波の走時 (それぞれ 3.58km/sec, 2.86km/sec) をもとに、これらの地震波による可能性がある場合には、便宜的に以下の走時を描き加えてある。

$$\text{Lg 波 } (T_{lg}): T_{lg} = (\lambda - 70) / 3.58 + T_{S70} + 2 \quad (\text{sec})$$

$$\text{Rg 波 } (T_{rg}): T_{rg} = (\lambda - 70) / 2.86 + T_{S70} + 2 \quad (\text{sec})$$

ここで、 λ : 震央距離 (km), T_{S70} : 震央距離 70km における S 波理論走時

Lg 波、Rg 波は、① S 波起源であり、② 大陸地殻内の低

速度層におけるチャンネル波と考えられている (例えば宇津, 1958)。上記の Lg 波の走時は、鳥取県西部地震と同じく顕著に Lg 波が現れる石川県西方沖の地震 (地震番号 3) の走時も勘案している。

M が大きい地震の場合には、地震波の各相の走時のみならず、震源断層の破壊が終了するまでに見合った時間 (例えば M7.0 なら 10 ~ 15 秒) を考慮しなくてはならない。また、理論走時が震央距離の遠いところでは地域によって大きくずれることや震度計の時刻精度 (補足) も考慮する必要もある。例えば、P 波理論走時よりも早い最大加速度発現時をもつ観測点は、時刻精度不良の可能性が高い。

これらのことを勘案しつつ、図 4 を概観すると、震央距離がおおよそ 100 ~ 150km 以内は S 波の理論走時によく合うが、それよりも震央距離が大きくなると系統的に S 波の理論走時より遅れているものがある。このほかに考えられる地震波の相の候補としては、P 波、S (P) g 波や S (P) n 波、Lg 波や pS 波、sP 波等の変換波等がある。

地震のタイプや地域 (発生する場所と観測する場所) ごとに特徴が異なるので、この項では、地震のタイプをいくつかにグループ化して以下に特徴を示し、地域的な特徴については 4-3 項で述べる。

なお、それぞれの地震タイプの特徴を確認するため、4 つの地震について追加調査を行い、表 1、図 4 に追加してある。

4-2-1 深発地震 (表 1 の地震番号 1, 以下同じ)

この地震の特徴としては、P 相に相当する時刻に最大加速度発現時が得られている観測点が多いことである。その他の浅い地震の場合、P 相に相当する時刻で最大加速度が得られている観測点は 1 ~ 5 % 程度であるのに対し、この地震の場合 53% (52/99 点)、1998 年 6 月 1 日の三重県南部 (震源の深さ 411km, M6.0, 図 4 参照、便宜的に地震番号 9 とする) の場合 31% (17/55 点) である。なお、地震番号 1 と 9 の地震については、震度観測点の地震波形が得られていない。

4-2-2 大陸プレート内地震 (地震番号 3, 4, 7)

これらの地震の特徴は、最大加速度発現時が S 波あるいはその後続波によって得られている点にある。特に石川県西方沖 (3) と鳥取県西部地震 (7) では、顕著に Lg 波と考えられるところで、最大加速度が得られてい

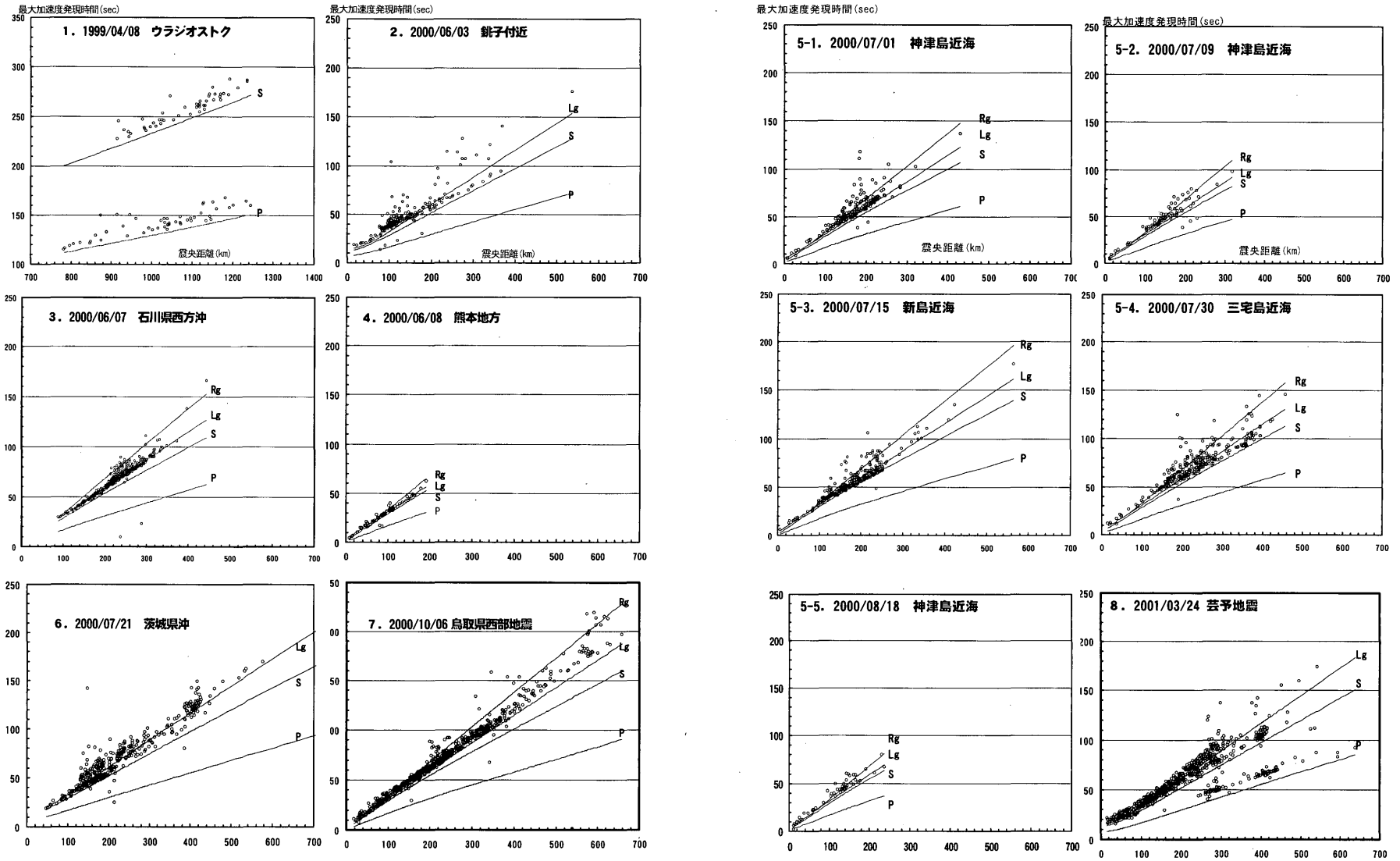


Fig. 4. Maximum acceleration observed time (seconds: vertical axis) and epicentral distance (km: horizontal axis). Solid lines show standard arrival time P-wave, S-wave, Lg-wave, Rg-wave, respectively.

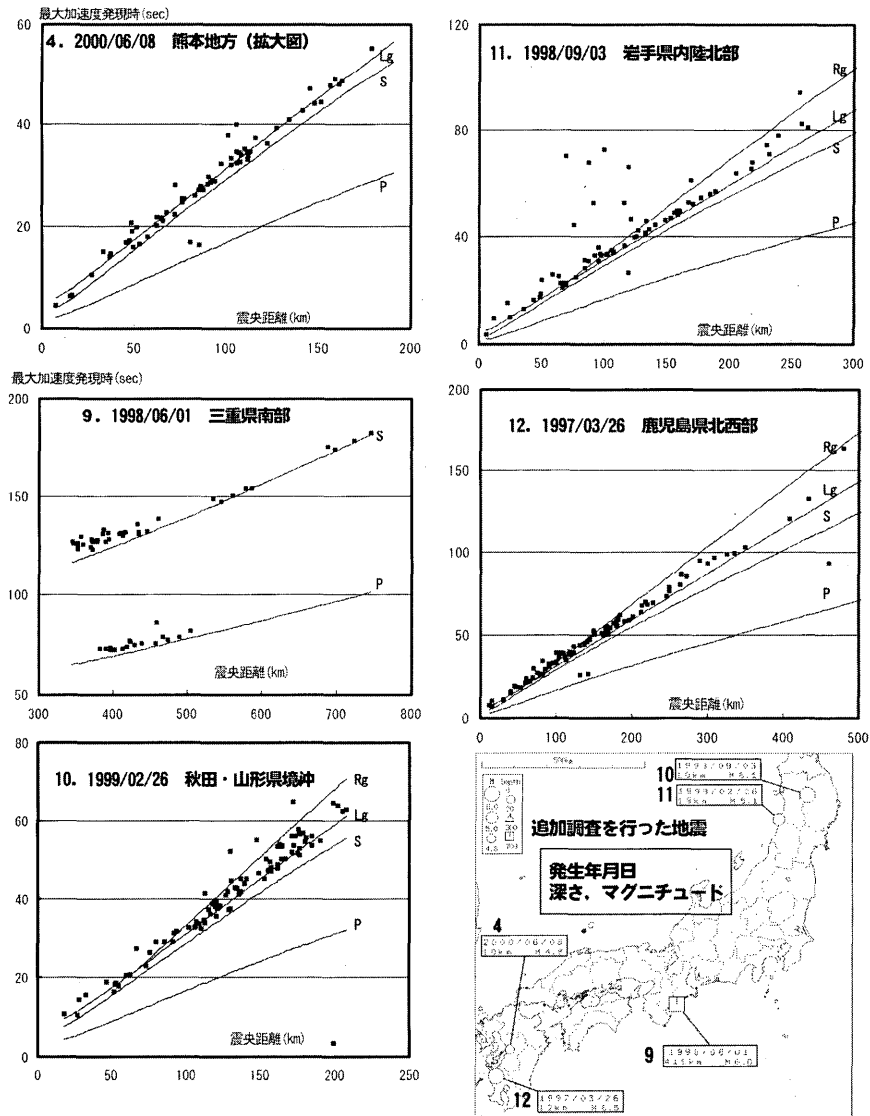
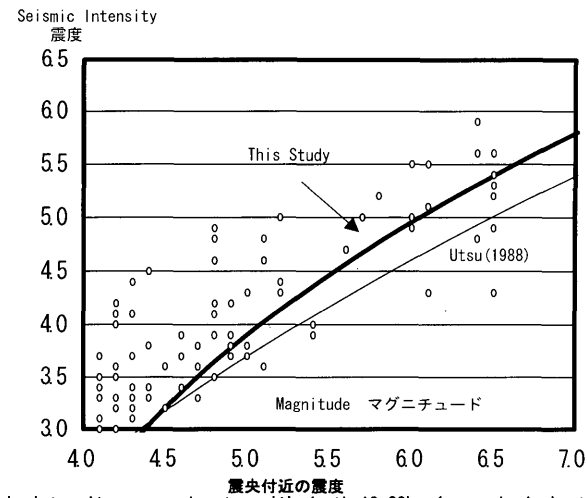
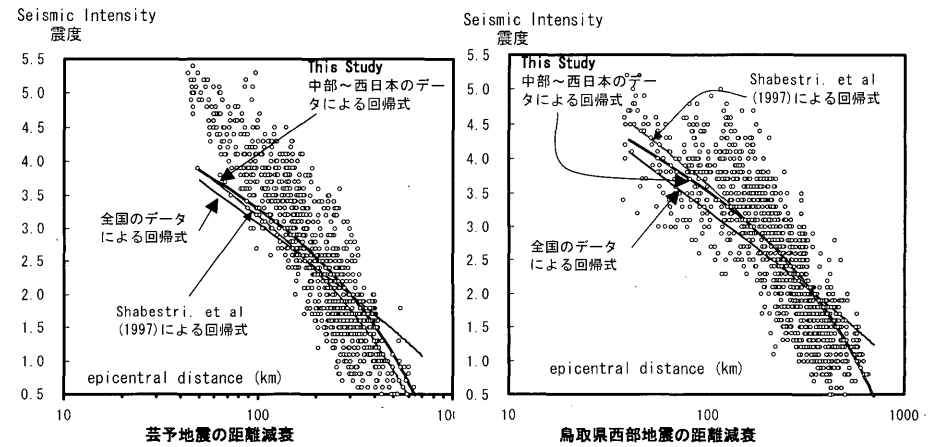


Fig. 4 (supplementary reserches) . Maximum acceleration observed time (seconds: vertical axis) and epicentral distance (km: horizontal axis) . Solid lines show standard arrival time P-wave, S-wave, Lg-wave, Rg-wave, respectively.



Seismic intensity near epicenter with depth 10-20km (open circles), the thin solid line is relation by Utsu (1988), the thick solid line is the one in this study (its focal depth 15km).



The relationship between seismic intensity and epicentral distance (open circles) in the Geiyo Earthquake (left) and W. of Tottori Pref. Earthquake (right). The thin solid line is relation using all Japan earthquake data, the thick solid line is the one using central and western Japan data.

Fig. 5. Seismic intensity and magnitude near the epicenter (top). Seismic intensity and epicentral distance (bottom)

る。これらの地震による震度観測点は、ほとんど西南日本であり、西南日本の日本海側で大振幅のLg波が孤立波としてみられるという報告 [古村・ケネット (2001)] に調和的である。この分類の地震の追加調査として、熊本付近の地震(4)の震央距離の軸を拡大表示を示すとともに、秋田・山形県境沖の地震(1999年2月26日, M5.1, 深さ19km, 便宜的に地震番号10とする), 岩手県内陸北部の地震(1998年9月3日, M6.1, 深さ10km, 同11番), 鹿児島県北西部の地震(1997年3月26日, M6.5, 深さ12km, 同12番), それぞれの地震の最大加速度発現時と震央距離の関係を示した。この図によれば, 最大加速度発現時とS波走時との差はあまり大きくない。しかし, 震央距離が大きくなるにつれて明らかにS波の走時より系統的に遅れが大きくなっている。このことにより, これら規模のやや大きく浅い地震の場合は, 最大加速度を与える地震波の相がS波ではなく, Lg波により得られていると考えられる。ただし, 震央距離が100km程度未満の場合は, S波とLg波の分離はできない。

4-2-3 海洋プレート内浅発地震 (地震番号5-1~5-5)

この分類の地震は, すべてが三宅島近海~神津島近海の地震であり, 震央距離150~200kmには関東平野が位置する。このため, 堆積盆地に起因すると考えられるS波理論走時からの遅れがみられる(地域性については, 次項でさらに考察する)ため, 注意が必要である。大陸プレート内地震に比べてLg波によると思われるものは実際の加速度波形を見ても顕著ではない。図4において, 地震番号5-1の地震はややLg波の走時に近いデータが見られるものの, 他の地震は顕著ではなく, S波によるものが主である。Lg波は大陸地殻内におけるS波のトラップ波と考えられていることから, 少なくとも震央近傍(海洋地殻)では発達しないことが推測される。もしあるとすれば, 駿河トラフ以西及び相模トラフ以北に発達することが考えられるが, 本調査では不明瞭である。

4-2-4 やや深い地震-プレート境界地震(地震番号2と6)と海洋プレート内地震(地震番号8)

これらの地震はモホ面よりも深いところで発生しているため, SgとSn波の可能性はあり得ない。よって, 地震波の候補としては, P波, S波, 及びそれらの変換波, あるいはLg波等である。地震2は関東平野の近傍で発

生したため, 震央距離の小さいところでも, S波理論走時より最大加速度発現時がやや遅くなっているが, 何によるものかはっきりしない。

地震番号6は, 震央距離150km程度のところでS波の走時と最大加速度発現時が合うグループと, それよりやや遅れるものとの2グループに分かれている。後者のS波理論走時から遅れるグループも関東平野の影響が考えられるが, 地震番号2と異なるのは, 震央距離が大きいところにも後者のグループが連続して見えることである。S波理論走時から遅れるグループはLg波の可能性がある。

地震番号8は, 震央距離200km程度のところで地震番号6と同じ傾向(S波理論走時とLg波走時に分かれる)がみられる。地震番号6と地震番号8で顕著に異なるのは, 地震番号8では, 震央距離400km程度のところまでS波, P波理論走時に沿うグループがみられることである。地震番号8の震央距離400km程度のところをより詳細にみると, P波, S波の理論走時よりも10秒程度遅れており, 断層破壊に見合った時間よりやや大きい。P波の走時近くで最大加速度が出た観測点の地域性を見ると中京地区(プレート境界は深さ30~40km)に顕著であることから, フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で変換したpS波, または他の反射波の可能性がある。このことについては, 次項以降で地域性ととも考察する。

4-3 調査③

4-3-1 準備(暫定的な回帰式の算出)

震度や加速度を目的変数とし, 震央距離, M, 深さなどを説明変数とした回帰式は多い。震度に関するものは, 震央付近の震度 [宇津 (1988)], 震度の距離減衰 [Shabestri and Yamazaki (1997)] 等がある。本調査では, 次の理由で厳密な方法では関係性は求めていない。それは,

- ① 震度データと他の要素(発震機構, 地域性)との関係に調査の重きを置いていること
- ② 気象庁震源データの震源位置が新しい走時表とウェイトによるものに変わっていないこと(特に震源の深さが影響する), あるいは新しい算出方式のMに置き換わっていないこと。
- ③ 調査②で明らかなどおり, 最大震度を観測する地震波の相はまちまちであり, それらの地震波の距離減衰は一律に求められないと推測できること

等である。よって次の簡単な回帰式を求めた。

使用データは、1997年1月～2001年8月、最大震度3以上、M4.0以上、かつ深さ3～100kmの地震による震度1以上の計測震度データである。M4.0以上としたのは、現行マグニチュードの変位振幅と速度振幅との不連続を避けるためである。また、距離減衰に関しては、太平洋プレートに起因する異常震域を避けるために東経138.5°以西の地震を対象とした。報告されている回帰式としては

$$M = 1.3 + 0.23I + 0.105I^2 + 1.2\log h \quad (1)$$

h: 震源の深さ (km), M2-8, h 3-100km, logは常用対数, 宇津, 1988

$$\text{震度の距離減衰式 } I = -0.087 + 1.53M - 1.89\log R + 0.00496h - 0.00256R \quad (2)$$

R: 断層からの最短距離 (km), Shabestri and Yamazaki, 1997

をもととした。式(1)～(2)における説明変数の記述の順番は、原論文と並べ替えてあり、この順番で、説明変数を増やしていき、分散とAIC [Akaike (1974)]をとった。距離減衰式(2)の説明変数「震源の深さ(h)」の代わりにその常用対数をとったもの(log h), また、(1)式の説明変数の第4項(log h)の次に第5項を設け、仮に震源距離を入れた。これらは、回帰係数のみならず、回帰モデルの確からしさを見極めるためである。震央付近の範囲(仮に λ_R とする)は、宇津(上述)とFukushima & Tanaka (1990)を参考に

$$\lambda_R = 0.032 \cdot 10^{0.41M} + 0.5 \cdot h \quad (\text{km}) \quad (3)$$

以内を「震央付近」とし、それより遠い場合には震度の距離減衰式の対象とした。この回帰式算出に当たっては、震度0の観測地点のデータ、震度の違いによる重みは考慮せず、断層からの距離については、震央距離で置き換えている。結果は以下の通りである(図5, 表2)。

(震央付近の震度とMの関係式)

$$M = 3.063 - 0.2390I + 0.1342I^2 + 0.7004\log h \quad (4)$$

(ただし, $7.3 \geq M \geq 4.0$, 深さ3-100km, 全国, 593データ)

(震度の距離減衰式)

$$I = -0.3090 + 0.8847M - 1.392\log \Delta + 0.4527\log h - 0.003119 \Delta \quad (5)$$

(ただし, $7.3 \geq M \geq 4.0$, 深さ3-100km, 中部日本から西

日本, 21,221データ)

表2によると、AIC最小を与えるモデルはいずれも提案されていた次数となり、モデルの妥当性は確かめられた。ただし、震度の距離減衰回帰式は、震源の深さの代わりにその常用対数をとったものがAIC最小となった。しかし、図5によれば、震度の距離減衰に関する回帰式、特に震源の深さが深くなると減衰が急になる性質がうまく表現できていない。これは、解析対象地震の選別や震度や深さの重みを考慮していない影響、異常震域の入り込み(地震発生地域を限定していない曲線はさらになだらかになっている)等が考えられる。これらのずれの量は、これ以降の議論の精度には問題ないものと考えられ、より厳密な回帰式は、別の機会に検討したい。

4-3-2 地域的な最大加速度発現時分布と標準的な震度との差

最大加速度発現時の地域的な分布を示すため、便宜的に以下の指標(K)を各観測点に与える。

$$K = (\text{MAT} - \text{ST}) / \text{ST} \quad (6)$$

ここで、MAT: 最大加速度発現時, ST: 83A走時表によるS波の理論走時

このような指標を与えたのは、最大加速度がS波によらない場合、単にS波と最大加速度発現時との差をとると、震央距離が大きいところで系統的に大きくなり、地域性を調べるのに不都合なためである。(6)式はS波の走時で正規化したものであり、大局的に最大加速度発現時の分布を見るのに役立つ。ただし、震源断層のサイズ程度の震央距離ではあまり意味のある数字ではない。おおざっぱな目安として、Kが+0.12より大きい場合はLg波、+0.45より大きい場合は何らかの後続波、-0.3より小さい場合はP波の可能性があると考えるとよい。この指標Kの分布を図6に、暫定的な回帰式(4), (5)を用いた「標準震度」とのずれを図7に示す。ただし、これらの回帰式は、深さ100kmより浅い地震を対象としている。このため、ウラジオストクの地震(表1の地震番号1, 以下単に地震番号で示す。)は、この対象外であるが、傾向を見るため、図6, 7にあらわして表示してある。以下、地域性と発震機構との関係について記す。

ここでいう地域性とは、地震のタイプや発震機構に関

Table 2. The results of regression analysis

The seismic intensity near epicenter

The relation between seismic intensity and epicentral distance

震央付近の震度

震度の距離減衰式

order	σ^2	AIC-AICmin
1(const.)	0.413	2335
2(I)	0.183	760
3(I ²)	0.143	285
4(log h)	0.123	0
5(R)	0.123	1

order	σ^2	AIC-AICmin
1(const.)	0.746	19592
2(M)	0.596	14846
3(log λ)	0.332	2403
4(h)	0.313	1148
5(λ)	0.2974	81

order	σ^2	AIC-AICmin
1(const.)		
2(M)		
3(log λ)		
4(log h)	0.3100	977
5(λ)	0.2962	0

const. : constant I : JMA seismic intensity h : focal depth in km R : hypocentral distance in km
M : Magnitude λ : epicentral distance in km 'log' represents the common logarithm.
AIC : An Information criterion by Akaike(1974) σ : standard deviation

ならず、一定の傾向を示すものを指す。図6～7で1点の観測値に引っ張られているものは、局所的なもの、あるいは何らかの時刻ずれなどが含まれるものと考えてここでは対象としない。多くの地震に共通して、比較的大きな堆積平野に最大加速度のS波理論走時からの遅れと標準震度と比較した震度の高まりが見られる。具体的には、地震番号2, 5, 6の関東平野、地震番号3, 7の大阪平野、濃尾平野などである。一般的に堆積平野は、震度が大きくなると考えられている。この調査においても、堆積平野では標準的な震度よりも大きくなることが確かめられた。それとともに堆積平野では最大加速度発現時が他の地域よりも遅れる傾向がみられた。その一部は、大阪の例(図3)における堆積平野に特有な後続波であることが確かめられたが、一般的にも共通して見られる現象であると推測される。

ウラジオストクの地震(地震番号1)は、S波によって最大加速度が得られているところでは相対的に大きな震度が得られている。これが地域性を示すものかは、観測点が少ない(この時点では気象庁の観測点のみ)ので、不明である。

図6の石川県西方沖(地震番号3)と鳥取県西部地震(地震番号7)では、震央付近と堆積平野部を除いて等値線が平坦であり、ほとんどの地点でKが+0.1～+0.2程度の数値となっている。図7の地震番号7は、震央付近と堆積平野を除いては標準的である。図7の地震番号3は能登半島に相対的に震度の大きなところがある。地震番号3の発震機構は、東北東-西南西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型である。能登半島の北部はS波の発達する方向であることよると説明できる可能性があるが、その南部については、radiation patternでは説明でき

ない。鳥取県西部地震の震度(図7)は、全般的に観測値の方が低めの傾向を示す。これは、気象庁Mがmoment magnitudeに比べて大きめであり、それによって標準的な震度が大きく算出されたためと考えられる。しかし、四国地方の北東部は観測値の方が大きい。震源断層は、余震分布から北北西-南南東方向であり、四国地方北東部(震源断層から約100km程度)はその延長上であるが、directivityによる可能性があるが、断層長(約30km)から考えると難しい。

銚子付近の地震(地震番号2)は、図6をみると全般的にS波よりも遅れていることが分かる。関東平野のみならず、長野県中部にかけて何らかの後続波により最大加速度が得られていることが推測される。ただし、この地震の場合、後続波により大きな震度が出ている傾向はなく、震度は全般的に低めである。

熊本付近の地震(地震番号4)は規模が小さいため、図6では大きな特徴がみられない。図7では大分県を中心に震度が相対的に小さい様子が見られる。余震活動から推測されるこの地震の震源断層は、北東-南西方向の走向を持つ。大分県の震度が小さい要因として、断層破壊が北東から南西に進んだことが推定できるが、直接的な証拠はない。

茨城県沖の地震(地震番号6)の発震機構は、北西-南東に圧力軸を持つ逆断層型である。図6と図7を比較すると、最大加速度発現時が早くかつ相対的に震度が小さい地点が、新潟県から福島県にかけて、数は少ないが複数点存在する。震源から見てこの方位は、圧力軸の延長方向であり、逆断層型のP波が発達する方位である。しかし、発震機構の精度や定量的に地震波の伝播を検証していないことから、これが方位によるものとは直ちに

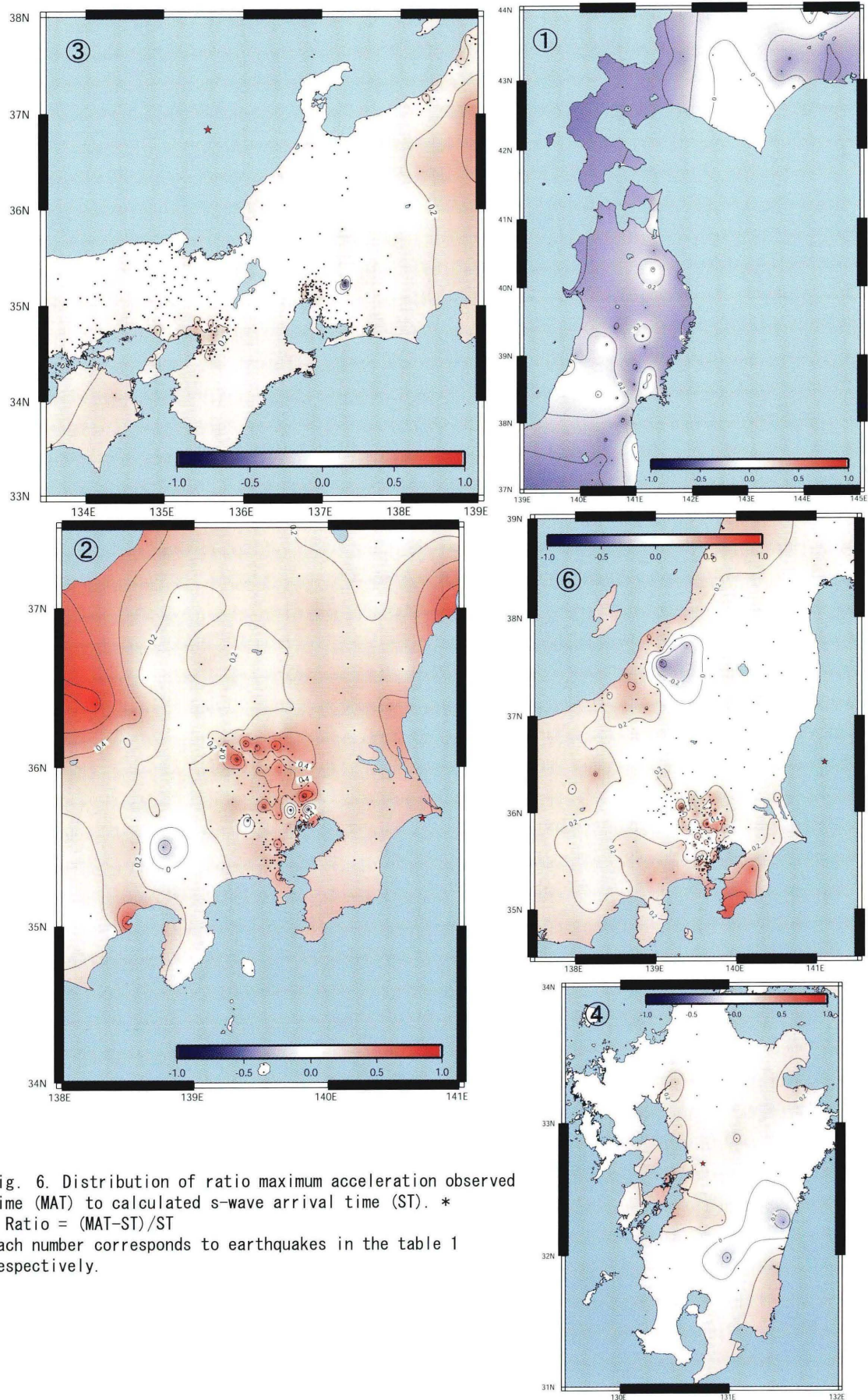


Fig. 6. Distribution of ratio maximum acceleration observed time (MAT) to calculated s-wave arrival time (ST). *
 * Ratio = (MAT-ST)/ST
 Each number corresponds to earthquakes in the table 1 respectively.

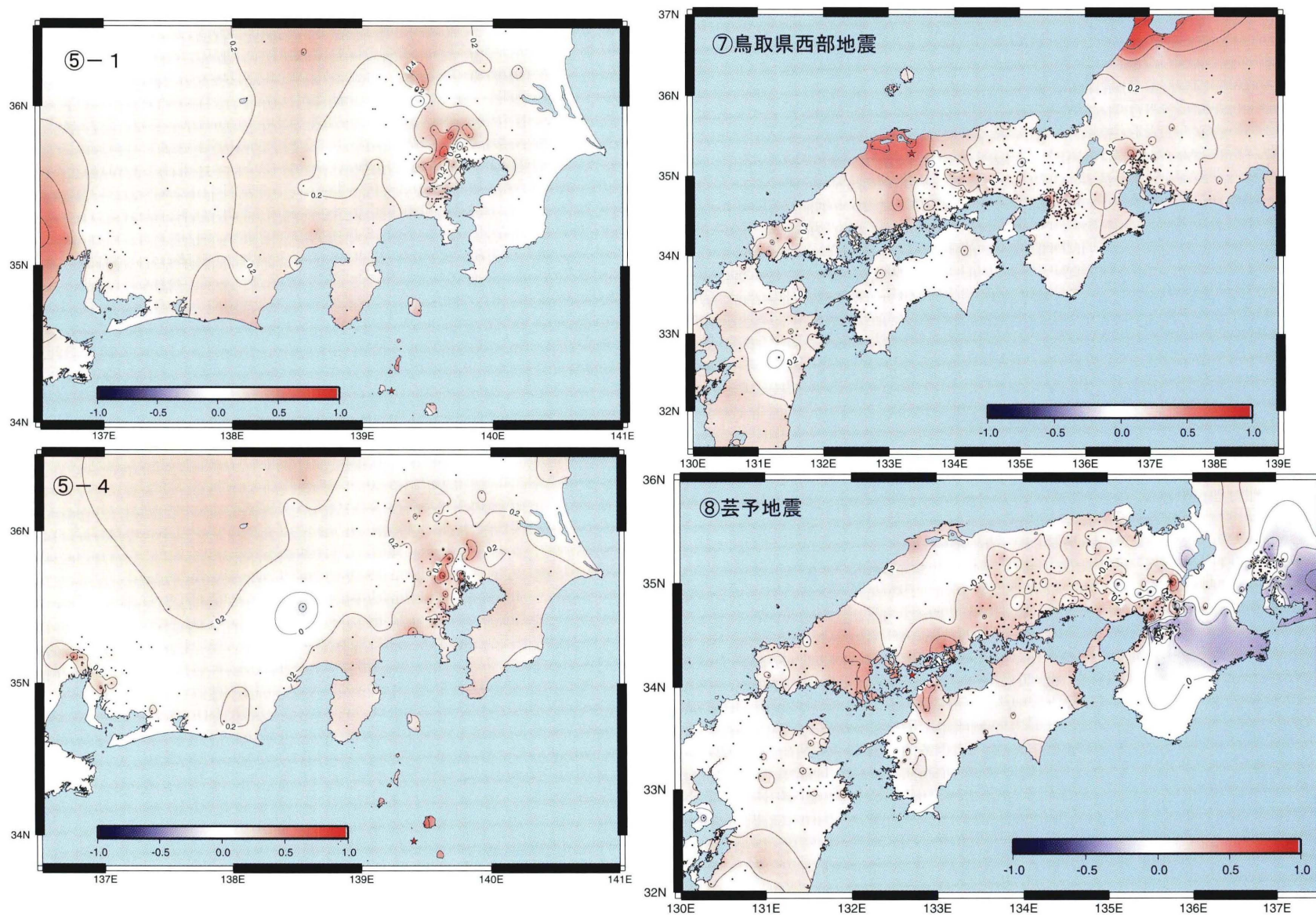


fig. 6 (continued) Distributions of ratio maximum acceleration observed time (MAT) to calculated s-wave arrival time (ST).

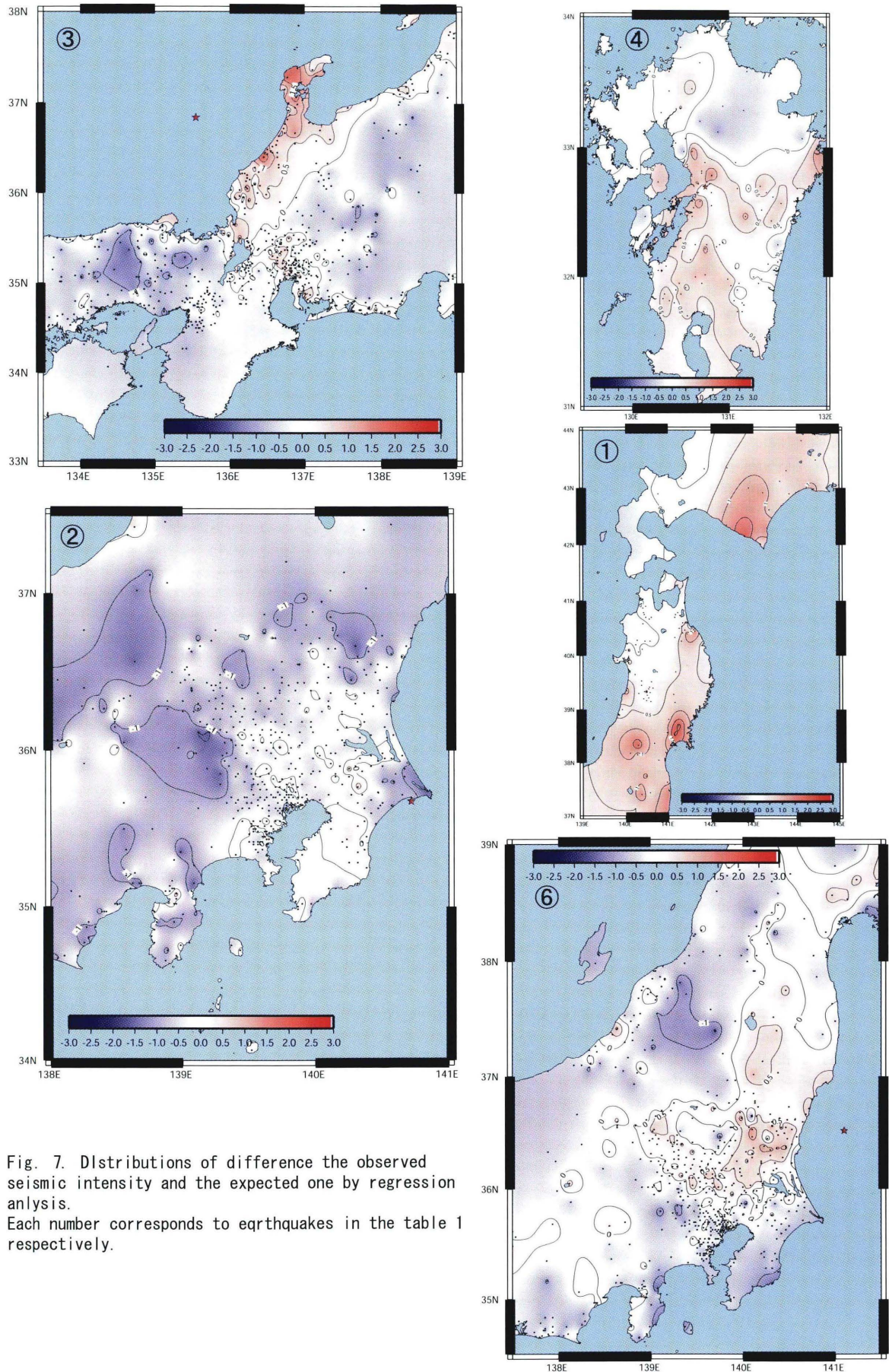


Fig. 7. Distributions of difference the observed seismic intensity and the expected one by regression analysis. Each number corresponds to earthquakes in the table 1 respectively.

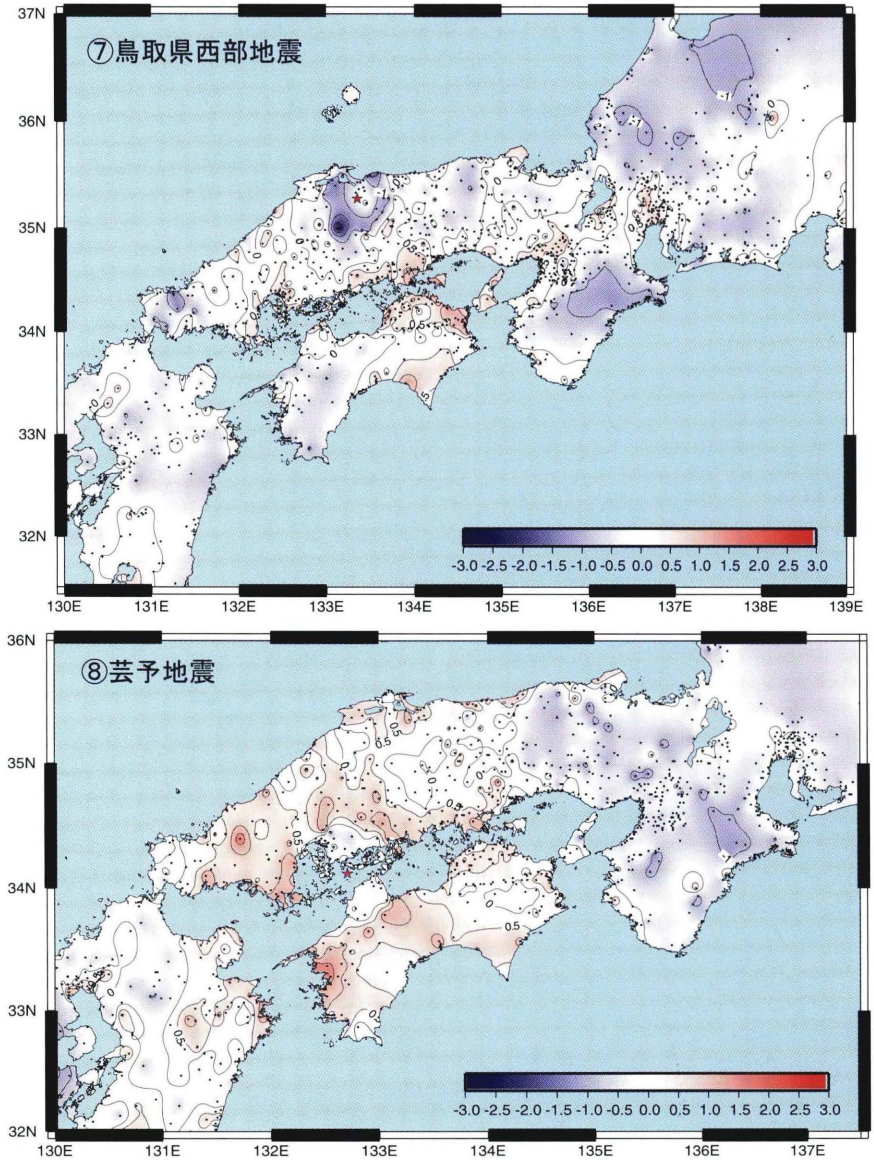
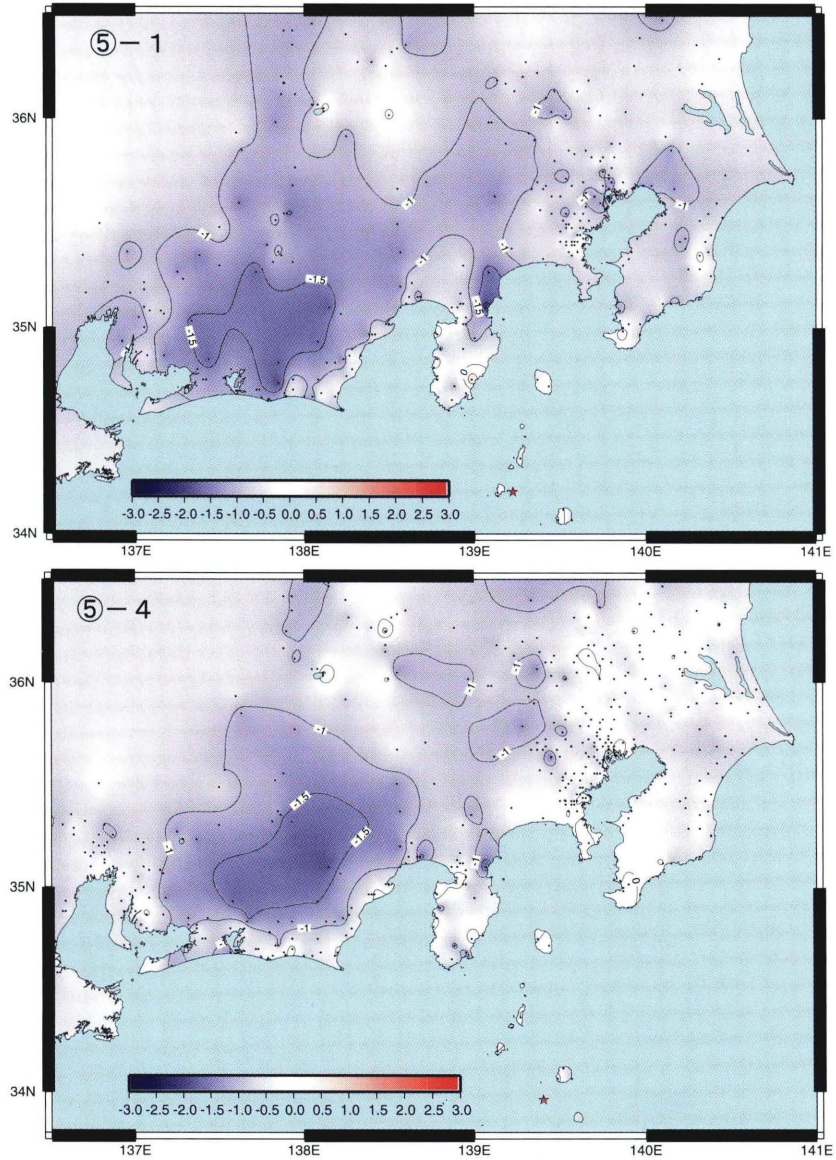


Fig. 7(continued) Distributions of difference the observed seismic intensity and the expected one by regression analysis. Each number corresponds to earthquakes in the table 1 respectively.

断定できない。発震機構のヌル軸方向（房総半島南部）では、最大加速度発現時が遅い（不安定）なことや震度が相対的に小さい。この方向にはP波もS波もその放出が小さいと推定できるので、発震機構方位による地域的なものと考えられる。

芸予地震（地震番号 8，ほぼ東西方向に張力軸を持つ正断層型）で顕著なのは、三重県から愛知県にかけて、最大加速度発現時がかなり早いことと、震度が相対的に小さいことである。実際の地震波形を図 3（岡崎市），あるいは全体的な最大加速度発現時を図 4 でみると，P波よりやや遅いところで最大加速度及び最大震度が出ていることに気がつく。岡崎市の記録ではP波の後に顕著な地震波の相があり，これにより最大加速度と最大震度が記録されている。この地域のプレート境界深さが 30～40km であることを考えると pS 変換波の可能性，あるいは他の反射波の可能性もあるが，確からしいことはいえない。発震機構と合わせてみると，この地域は張力軸の延長部（射出角は 105° 程度）に当たる。この場合，地表面上で見るとP波がもっとも発達し，S波の放出はもっとも小さい地域に当たる。このため，この地域ではP波起源の地震波によって最大震度が出たものと考えられる。これは，茨城県沖の地震（地震番号 4，発震機構は逆断層型）における新潟県中部の事例にも類似している。発震機構とある方位，距離において，このようにP波及びP波起源の地震波により最大震度が出ることが，数少ない事例であるが存在することから，例えば地震による揺れを早期に警戒するシステム（P波を感知して，大きなゆれが発現する前にシステム等を安全に停止する仕組み）の設計には；このような事例（S波より早いこと）があることも考慮しておく必要があると考える。

三宅島近海～神津島近海の地震活動（地震番号 5-1，5-4）の指標 K の分布は，堆積平野を除いて，全般的に 0.2 前後の数値であり，等値線の分布はなだらかである。ただし，図 4 の全体的な最大加速度発現時の分布は 1 本の直線には乗らないので，これが直ちに地震波の何相かは判断できない。震度（図 7）については，震央付近を除き，全般的に観測値の方が低めにでている。これは，回帰式を求める際，太平洋プレートの影響を避けたためであると考えられる。相対的な目で地域性を見ると静岡県山間部で震度が小さくなっている。これは地盤の影響と推測する。

4-4 上記結果の利用

上記の結果を利用し，震度 DB の処理について，以下の改善を行った。

いったん通常処理で震度 DB の作成を行う。このファイルと震源ファイルを用いる。最大加速度発現時が，震央距離 100km 以内の場合は S 波，それより遠い場合は Lg 波の走時の ± 15 秒以内があうかチェックし，それに合わない場合は，時刻ずれの量を出力するとともに，別の地震とのマージの可能性を出力する。これらはプログラムで処理する。この結果を基に，震度 DB を修正し（手作業），再チェックを行う。これらは，最大加速度発現時が震度データに含まれる場合の処理であるが，地方公共団体の震度計の場合，最大加速度発現時の情報がない場合がある（トリガー時刻は必ずある）。この場合，トリガー時刻が P 波，S 波の走時の ± 15 秒以内かをチェックし，それから外れる場合，周りの観測点の観測状況から見て経験的に判断を行う。

実際には，手作業の部分が改善（省力化）されていないが，これは，一部の処理がオンライン処理の制約を受けるため，オフライン処理に完全に移行した場合は，もう少し処理の改善が見込まれる。また，この改善は，震度算出方式や震度計から送信されるデータに変更がないことを前提に行った。この前提を外し，震度計からの送信データに変更を行う場合の簡単な改善方法としては，送信される震度データに震度算出のためのフィルターをかけた後の最大加速度発現時を導入すれば，より確実な処理ができる。もっと強固な改善としては，現行の震度算出方式を改め，ある瞬間の最大（加）速度（もちろん，震度演算のためのフィルター，スパイクノイズの除去等の様々な前処理は必要であるが）をもととすれば，完全に一意的となり，大幅な改善が期待できる。

5. まとめ

本調査により，以下のことが明らかになった。

- (1) 震度計から算出される 3 成分合成加速度発現時は，経験的に 1 地震による最大震度算出時間帯にあるとほぼ考えられる。
- (2) 最大加速度を与える地震波の相は，地震のタイプ，震度を観測した地点，地域性，発震機構によって，様々である。おおよそ以下の傾向が得られた。
 - ① 深発地震の場合は P 波によって最大震度が得られることが多い。

- ② 大陸プレート内の浅い地震(M5.0程度以上)の場合、Lg波が本州から九州までの震度観測点で確認され、最大加速度(震度)を記録する傾向がある。この現象は特に西日本で顕著である。
- ③ やや深い(およそ50kmまで)地震の場合、最大加速度(震度)となる地震の相は、S波によるものが卓越する。震央距離が200kmよりも大きいところではLg波である可能性がある。
- ④ 発震機構とそのradiation patternによっては、P波によって最大震度が出る地域がある。
- ⑤ 堆積盆地、堆積平野では最大震度を観測する時間が遅れ、その周囲より震度が大きくなる傾向がある。ただし、②~④の性質と⑤の性質のどちらが卓越するかについては、各地震ごとにばらつきがある。

6. 謝 辞

本稿をまとめるに当たり、高橋道夫地震津波監視課長から有益な助言をいただいた。また、匿名査読者から丁寧な査読をいただいた。なお、本稿で使用した震度算出プログラムには、大崎(1994)のフーリエ変換サブルーチンを、震度分布表示には、石井嘉司氏のプログラム[石井(2001)]を使用させていただいた。これらの方々に記して謝意を表します。

参考文献

- Akaike, H. (1974): A new look at the statistical model identification, IEEE Trans. Autom. Control, AC-19, 716-723.
- 石井嘉司(2001):地震解説資料作成支援システムについて, 気象庁研究時報別冊, 52, 136-137.
- 石垣祐三・高木朗充(2000):気象庁震度データベースの整備及び活用例について, 験震時報, 63, 75-92.
- 市川政治・望月英志(1971):近地地震用走時表について, 気象研究所研究報告, 22, 229-290.
- 上野寛, 島山信一, 明田川保, 舟崎淳, 濱田信生(2001), 気象庁震源の精度向上の試み(浅部速度構造と重み関数の改良)(その2), So-P001, 球惑星科学関連学会合同大会予稿集
- 宇津徳治(1958):日本におけるLg相の観測(1), 験震時報, 23, 61-76.
- 宇津徳治(1988):震央付近の震度-震源の深さ-マグニチュードの関係, 地震研究所彙報, 63, 23-31.

大崎順彦, 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 291pp.

Shabestri, K.T and F.Yamazaki (1997): Attenuation Relationship of JMA Seismic Intensity Using Recent JMA Records, Proc. The Tenth Earthq. Eng. Symp., 1, 529-534

Katsumata, A. (2000a): Relationship between displacement and velocity amplitudes of seismic waves from local earthquakes., EPS, 53, accepted.

Katsumata, A. (2000b): Magnitude determination of deep-focus earthquakes in and around Japan with regional velocity-amplitude data., EPS, 53, accepted.

Katsumata, A. (2001): Attenuation function of displacement amplitude for magnitude calculation, Pap. Meteor. Geophys., 50, 1-14

気象庁(1996):震度を知る, ぎょうせい, 238pp.

濱田信生(1984):近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, 35, 109-167.

Fukushima, Y and T.Tanaka (1990): A new Attenuation relation for peak horizontal acceralation, Bull. Seism. Soc. Am., 80 757-783.

古村孝志・ケネットブライアン(1999):日本で観測される近地地震の相の空間変動について(1):Lg波, Sh-P001, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集

付表1 気象庁震度データベースのフォーマット (2000年10月1日改)

震源レコード			
欄	型	項目名	内容
01	A1	レコード種別ヘッダ	A: 震源レコード B: 群発地震時の震源レコード D: 震源が離れた地震の組の震源レコード C: コメントレコード
02-05	I4	西暦	オリジタイムの西暦
06-07	I2	月	" 月
08-09	I2	日	" 日
10-11	I2	時	" 時
12-13	I2	分	" 分
14-17	F4.2	秒	" 秒
18-21	F4.2	標準誤差 (秒)	" 標準誤差 (秒)
22-24	I3	緯度 (度)	震央の緯度 (度)
25-28	F4.2	緯度 (分)	" (分)
29-32	F4.2	標準誤差 (分)	" の標準誤差 (分)
33-36	I4	経度 (度)	震央の経度 (度)
37-40	F4.2	経度 (分)	" (分)
41-44	F4.2	標準誤差 (分)	" の標準誤差 (分)
45-49	F5.2	深さ (km)	深さフリーの条件で計算した時の震源の深さ (km)
		I3, 2X	深さ固定または1km刻みの条件で計算した時の震源の深さ (km)
50-52	F3.2	標準誤差 (km)	震源の深さの標準誤差 (km). 深さ固定または km刻みの条件で計算した場合は空白.
53-54	F2.1	マグニチュード1	気象庁が計算したマグニチュードまたはISC等が計算した実体波マグニチュード
55	A1	" 種別	J: JMA B: MB S: MS
56-57	F2.1	マグニチュード2	USGS等が計算した表面波マグニチュード
58	A1	" 種別	S: MS
59	A1	使用走時表	気象庁が震源を決定するために使った走時表の種類. 他機関の場合空白. 1: 標準走時表 2: 三陸沖用走時表 3: 北海道東方沖用走時表 4: 千島列島付近用走時表
60	A1	震源評価	震源を決定するにあたっての初期条件. 不明の場合空白 1: 深さフリー 2: 深さ1km刻み 3: 深さ固定等, 人の判断による 4: Depth Phaseを用いた 7: 参考 8: 決定不能または不採用
62	A1	最大震度	この地震における最大震度 1: 震度1 2: 震度2 3: 震度3 4: 震度4 5: 震度5 (1996年9月まで) 6: 震度6 (1996年9月まで) 7: 震度7 A: 震度5弱 B: 震度5強 C: 震度6弱 D: 震度6強
63	A1	被害規模	宇津が定めたところによる被害規模 1: 壁や地面に亀裂が生じる程度の微小被害 (火山などの特殊な場所の地割れなどは除く) 2: 家屋の破損, 道路の損壊などが生じる程度の小被害 3: 複数の死者または複数の全壊家屋が生じる程度 (ただし4には達しない) 4: 死者20人以上または家屋全壊1千戸以上 (ただし5には達しない) 5: 死者200人以上または家屋全壊1万戸以上 (ただし6には達しない) 6: 死者2千人以上または家屋全壊10万戸以上 (ただし7には達しない) 7: 死者2万人以上または家屋全壊100万戸以上
64	A1	津波規模	津波規模階級 1: 波高50cm以下 2: 波高1m前後 3: 波高2m前後 4: 波高4~6m 5: 波高10~20m 6: 波高30m以上
65	I1	震央地域番号	震央地名ファイルによるところの震央地域番号
66-68	I3	震央地名番号	" 震央地名番号
69-90	A22	震央地名	情報発表に使用した震央地名
91-95	I5	観測点数	震度1以上を観測した観測点の数
96	A1	震源種別フラグ	K: 気象庁月報震源 S: 参考震源 N: 震源未決定 R: 管区参考震源 U: USGS I: ISC H: 震度観測時刻が時間単位までのデータ D: " 日単位までのデータ M: " 月単位までのデータ
震度・加速度レコード			
欄	型	項目名	内容
01	I7	観測点番号	震度観測局の地点番号 観測点ファイルで与えられる.
02	A1		空白
03	I2	発現日	第1相の時刻, または震度計トリガー時刻
04	I2	発現時	"
05	I2	発現分	"
06	F3.1	発現秒	"
07	A1		空白
08	I1	震度	気象庁震度階級による震度
09	A1		空白
10	F2.1 (A2)	震度 (計測値)	震度計による小数点1位までの震度. //は欠測.
11	A1		空白
12	I2 (A2)	最大加速度発現分	最大加速度 (合成値) を観測した時刻. //は欠測.
13	F3.1 (A3)	最大加速度発現秒	"
14	A1		空白

最大加速度発現時刻を利用した計測震度データの特性調査について

15	F5.1	最大加速度 (合成値) 単位0.1ガル (gal=cm/s*2)	(A5) ///// は欠測.
16	A1	空白	
17	A1	指示フラグ	N
18	F5.1	最大加速度 (南北成分) 単位0.1ガル (gal=cm/s*2)	(A5) ///// は欠測.
19	A1	空白	
20	A1	指示フラグ	E
21	F5.1	最大加速度 (東西成分) 単位0.1ガル (gal=cm/s*2)	(A5) ///// は欠測.
22	A1	空白	
23	A1	指示フラグ	U
24	F5.1	最大加速度 (上下成分) 単位0.1ガル (gal=cm/s*2)	(A5) ///// は欠測.
25	A1	空白	
26	A1	指示フラグ (南北成分)	F (周波数) または P (周期) (観測値がない場合空白)
27	I3	最大加速度周期 (A3)	(1Hz未満は周期) 0.1Hzまたは 0.1秒単位. 欠測. 観測値がない 場合, 空白か///
28	A1	指示フラグ (南北成分)	F (周波数) または P (周期) (観測値がない場合空白)
29	I3	卓越周期 (A3)	(1Hz未満は周期) 0.1Hzまたは 0.1秒単位. 欠測. 観測値がない 場合, 空白か///
30	A1	指示フラグ (東西成分)	F (周波数) または P (周期) (観測値がない場合空白)
31	I3	最大加速度周期 (A3)	(1Hz未満は周期) 0.1Hzまたは 0.1秒単位. 欠測. 観測値がない 場合, 空白か///
32	A1	指示フラグ (東西成分)	F (周波数) または P (周期) (観測値がない場合空白)
33	I3	卓越周期 (A3)	(1Hz未満は周期) 0.1Hzまたは 0.1秒単位. 欠測. 観測値がない 場合, 空白か///
34	A1	指示フラグ (上下成分)	F (周波数) または P (周期) (観測値がない場合空白)
35	I3	最大加速度周期 (A3)	(1Hz未満は周期) 0.1Hzまたは 0.1秒単位. 欠測. 観測値がない 場合, 空白か///
36	A1	指示フラグ (上下成分)	F (周波数) または P (周期) (観測値がない場合空白)
37	I3	卓越周期 (A3)	(1Hz未満は周期) 0.1Hzまたは 0.1秒単位. 欠測. 観測値がない 場合, 空白か///
38	A9	空白	
39	A1		* ただし, 震源レコードのレ コード種別フラグがM, H, Dの 場合, 空白 (それ以外)
40	I5		観測回数 ただし, 震源レ コードの震源種別フラグが M, H, Dの場合, 空白 (それ以外)
観測点ファイル			
レコード形式: テキスト (タブ区切り)			
ひとつの観測点につき1レコードで構成される.			
1レコードの並び			
01	17	観測点番号	観測点固有番号, 上5桁は市町村 コード
02		震度発表名称	情報発表時に使用する名称
03	14	観測点緯度	観測点緯度 (度分)
04	15	観測点経度	観測点経度 (度分)
05	14, 412	観測開始年月日時分	不明の場合は該当する項目に99 が入力されている.
06	14, 412	観測終了年月日時分	不明の場合は該当する項目に99 が入力されている. 継続している場 合は空白