

2000～2004年に岐阜県内で観測された 計測震度の分析

能島暢呂¹・太田裕²・杉戸真太³

¹岐阜大学工学部助教授（〒501-1193 岐阜市柳戸1-1）

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

²東濃地震科学研究所副主席主任研究員（〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内1-63）

E-mail: ohta@tries.gr.jp

³岐阜大学流域圏科学研究センター教授（〒501-1193 岐阜市柳戸1-1）

E-mail: sugito@cive.gifu-u.ac.jp

2000～2004年の5年間に岐阜県内の101観測点で得られた計測震度0.5以上のデータ（208地震，2634個）を整理して基礎的分析を行った。まず距離減衰式による推定震度と観測震度との差の平均値・標準偏差および震度観測回数を用いて、地盤増幅度に関する考察を行った。各観測地点の揺れ易さを表す地点係数に相当する指標として定量化した。また震度計設置環境調査の判定区分と揺れ易さとの関係を検討した結果、両者には明確な関連性が見られないことを指摘した。また紀伊半島沖および東海沖の地震による計測震度の伝達状況から、約10分で震度情報集約が可能であることを確認した。今後、震度情報の有効活用に向けて全国を対象とした分析が望まれる。

Key Words : *Instrumental seismic intensity, Gifu prefecture, seismic information network, site amplification, setting conditions of seismometers*

1. はじめに

地震発生後の初期段階においては、震度情報は被害を推定するための有力な情報源である。近年、震度分布が従来に比べて格段に詳細に報じられるようになった。しかし実際に大きな地震が発生すると、計器や通信経路の不具合などによりデータ欠損が生じ、こうした震度情報を十分に活用できない事態も考えられる。2004年新潟県中越地震において、川口町の震度7や山古志村の震度6強の情報が即座に伝達されなかったことが象徴するように、被災地からの情報発信は大きな困難を伴うものである。

震度情報の確実な活用を図るうえでは、観測システムの日頃の維持管理が重要である。それに加えて、計測震度の実測データの分析により、地域周辺の地震環境や観測システム全体の特性を吟味しておくことも重要である。計測震度は器械計測による客観的指標であるにもかかわらず、気象庁87型強震計の観測記録に基づく分析^{1)～3)}を除いては、系統的・継続的な分析が十分に行われているとは言い難い。高震度領域の記録については被害と関連づけて参照されることも多いが、膨大な蓄積のある低震度領域の

記録からも有効な地震防災情報を引き出す余地があると考えられる。

以上を背景に本研究では、岐阜県を対象として、2000～2004年の5年間に県内で観測された計測震度のデータ分析を行い、その実情を正確に把握することによって、今後の震度情報の有効活用に向けての基礎資料を提供するものである。2.では、本研究でデータ化した地震諸元および計測震度の集計結果を示す。3.では、距離減衰式による推定震度と観測震度との差をもとに、各観測地点の揺れ易さや震度計設置環境調査結果との関係について検討を行う。4.では、2004年紀伊半島沖の地震と東海沖の地震における観測値をもとに、各観測地点での揺れ方および震度情報の集約に関するデータを示す。

2002年4月以降、市町村合併が進んだが、震度計は旧市町村単位に配置されたため、本論文では主として合併前の99の市町村名や市町村界を用いた。

2. 岐阜県における観測震度のデータ整理

(1) 岐阜県内の震度観測体制

岐阜県において震度発表に用いられる震度観測点

表-1 岐阜県内における震度観測地点数の変遷

日付	気象庁	K-NET	岐阜県	計
～1994年7月14日	2	0	0	2
1994年7月15日～	5	0	0	5
1996年4月1日～	11	0	0	11
2000年1月12日～	11	0	74	85
2001年5月10日～	11	0	90	101
2004年5月26日～	11	3	90	104
2004年11月1日～	11	14	90	115

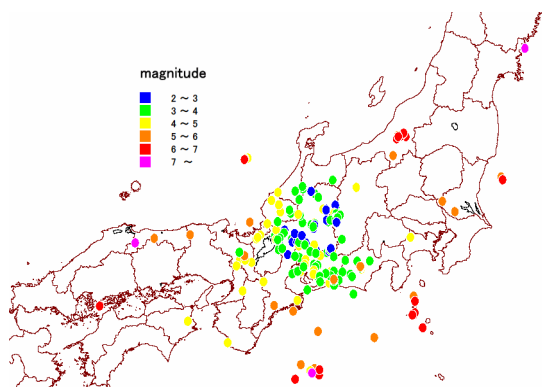


図-1 岐阜県で震度1以上が観測された地震の震央分布（208地震）

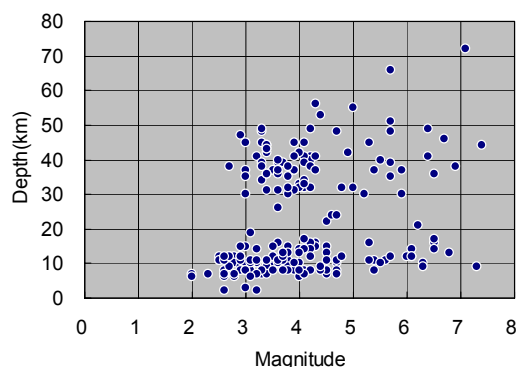


図-2 マグニチュードと震源深さの関係（208地震）

数とその内訳を表-1に示す。2005年3月現在では計115地点である。これは地震観測網の整備状況に応じて順次拡充されてきたものであり、以下にその経緯を簡単に述べる。

気象庁観測点は長らく2箇所であったが、1994年7月に3箇所、1996年4月には6箇所が追加されて計11箇所となった。1996年6月、防災科学技術研究所により強震観測ネットワーク(K-NET)が全国展開され、岐阜県内には26箇所に強震観測点が設置された（震度発表は2004年5月以降）。1995年度には、消防庁と都道府県とが協力して震度情報ネットワークを整備し、岐阜県に関しては、全市町村（当時99）で少なくとも1個の震度が観測されるように、74地点に岐阜県管理の震度計（加速度波形を保存しないタイプ）が設置された。さらに

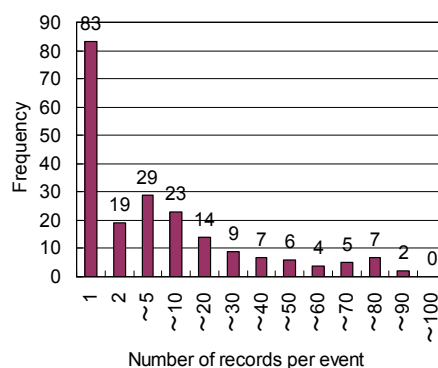


図-3 観測地点数による内訳（208地震）

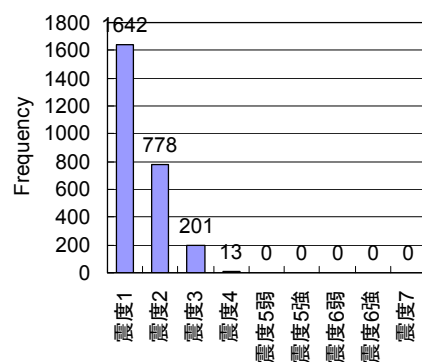


図-4 観測震度の内訳（延べ2634個）

2001年5月には16地点（加速度波形を保存するタイプ）が追加された。

(2) 対象とした地震

上記の経緯を踏まえ、本研究で対象とした地震は、2000年1月～2004年12月の5年間に、岐阜県内で震度1（計測震度0.5）以上が観測された地震である。観測地点については、101地点（気象庁震度観測点11地点+岐阜県震度情報ネットワークの90地点）を対象とした。うち16地点の観測期間は表-1に示したように2001年5月～2004年12月の3年8ヶ月間である。K-NETの17地点については、震度観測期間が短いため対象外とした。

本研究では、「地震・火山月報（防災編）」⁴⁾、「地震年報」⁵⁾および気象庁マグニチュード改訂に関する資料⁶⁾に基づいて、県内各地の計測震度のデータセットを作成した。整理した地震はあわせて208回であり、図-1に震央分布を示し、図-2にマグニチュードと震源深さの関係を示す。地震は約25km以浅（陸側プレートの地殻内）のグループと、約25km以深（沈みこむフィリピン海プレート内部および陸側プレートとの境界付近）のグループに大別され、マグニチュード5以下の岐阜県近傍の地震が大多数を占めている。図-3は、各地震において震度1以上が記録された観測地点数の頻度分布である。震度観測数が1～2箇所である地震が多く、全体の半数以上（51箇所以上）の観測地点で計測震

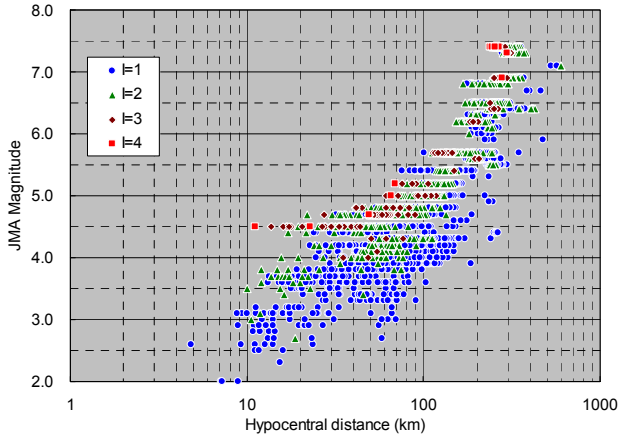


図-5 震源距離とマグニチュードとの関係 (延べ 2634 個)

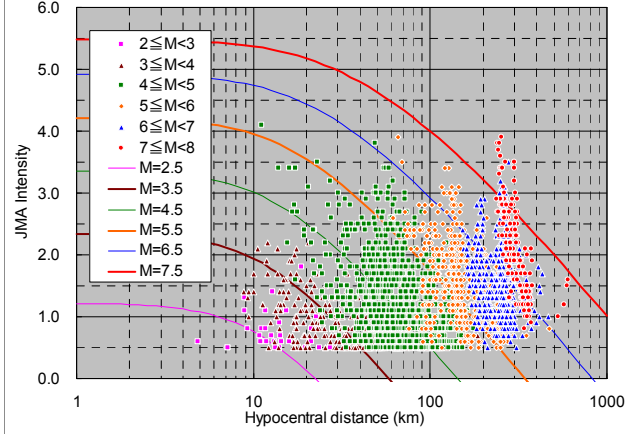


図-6 震源距離と計測震度の関係 (延べ 2634 個)
(曲線は式(1)(2)による距離減衰特性)

度が観測された地震は 18 回である。

(3) 観測された計測震度

計 208 回の地震によって観測された計測震度の数は延べ 2634 個である。図-4 は観測震度の内訳であり、最大震度は震度 4 で 13 個であった。図-5 はマグニチュードと震源距離の関係を示す。短距離・小規模、遠距離・大規模の相関がみられる。図-6 に震源距離と計測震度との関係を示す。図中の曲線群は、計測震度の距離減衰特性の一例である。ここでは、安中ら¹⁾による最大速度 $V_{\max}$ の距離減衰式

$$\log_{10} V_{\max} = 0.725M + 0.00318H - 1.918 \log_{10}(R + 0.334e^{0.653M}) - 0.519 \quad (1)$$

と翠川ら⁷⁾による計測震度への変換式

$$I = 1.82 \log V_{\max} + 2.54 \quad (2)$$

の 2 式を組み合わせ、計測震度の距離減衰式として表示した。式(1)は気象庁マグニチュード M 、震源深さ H (km)、断層最短距離 R (km) をパラメータとしているが、ここでは断層最短距離を震源距離で代用し、マグニチュードは各レンジの中央値、 $H = 10$ km として図示した。

観測震度のばらつきは非常に大きい。その理由としては、(a) マグニチュードのレンジが 1.0 と幅広く $H = 10$ km としたことによる見かけのばらつき、(b) 距離減衰式(1)周りの地震間および地震内のばらつき、(c) 観測地点近傍の表層地盤の増幅特性によるばらつき、(d) 震度計の設置条件によるばらつき、などが挙げられる。このうち(a)は標記上の問題なので、(b)~(d)について 3. と 4. で考察する。

距離減衰式(1)は、1988 年 8 月から 1996 年 3 月までの気象庁 87 型強震計記録の中から「マグニチュード 5 以上、震源深さ 200km 以浅、距離 500km 以

下、水平 2 成分の最大加速度がともに 1cm/sec^2 以上」という基準を満たす記録 (388 地震 77 地点 2085 記録) に基づいて構築された¹⁾。本研究のデータ (図-2, 図-5 参照) は、震源深さと震源距離に関してはほぼ基準内であるが、マグニチュード 5 未満の地震が多く最大加速度 1cm/sec^2 未満のデータを含む可能性は否定できず、式(1)の適用は一部外挿的である。本研究のデータで距離減衰式を構築したが、計測震度の下限値 0.5 がバイアスとなって適切な結果が得られず、ここでは採用するに至らなかった。なお式(1)は気象庁の 77 気象官署を対象とした平均的な式であるが、一次近似的には洪積台地を対象としたものと考えられ、S 波速度 300~600m/sec での地震動評価に適用可能である¹⁾。

3. 各観測地点の揺れ易さに関する考察

(1) 推定震度と観測震度との比較に用いる指標

式 (1)(2)による推定震度と観測震度との比較を通じて、観測震度の変動や観測地点の揺れ易さに関する考察を行うため、記号を以下のように定める。

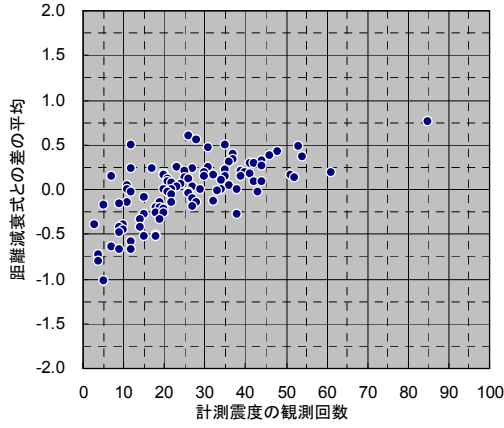
- I_{ij}^{obs} : 地震 i , 観測地点 j の観測震度
- I_{ij}^{est} : 式(1)(2)による推定震度
- m_j : 観測地点 j における震度観測回数
- n_i : 地震 i での震度観測地点数

まず、地震 i での観測地点 j における計測震度の推定値と観測値との差 ΔI_{ij} を求める。

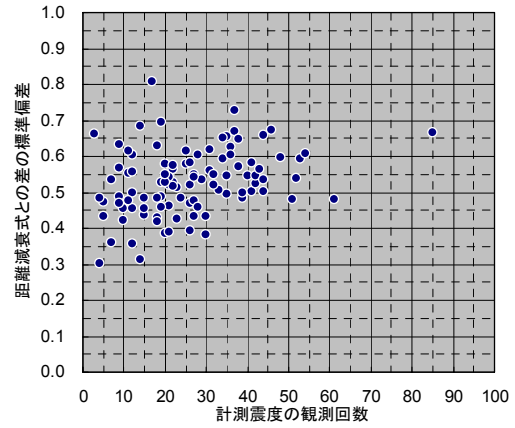
$$\Delta I_{ij} = I_{ij}^{\text{obs}} - I_{ij}^{\text{est}} \quad (3)$$

次に観測地点 j ごとに ΔI_{ij} の平均値 $\overline{\Delta I_j}$ と標準偏差 σ_j を求め、観測地点ごとの変動を表す指標とする。

$$\overline{\Delta I_j} = \frac{\sum_{i=1}^{m_j} \Delta I_{ij}}{m_j}, \quad \sigma_j = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m_j} (\Delta I_{ij} - \overline{\Delta I_j})^2}{m_j - 1}} \quad (4), (5)$$

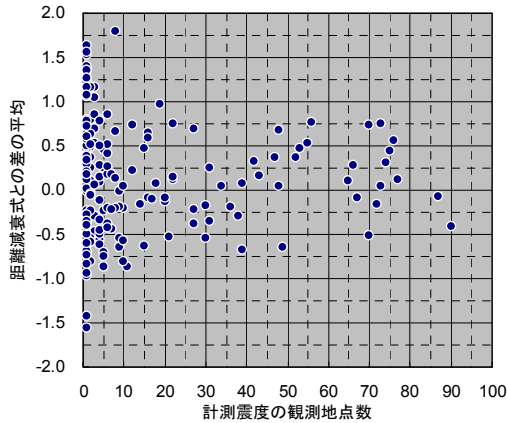


(a) 平均値 $\overline{\Delta I_j}$ (101 観測地点のプロット)

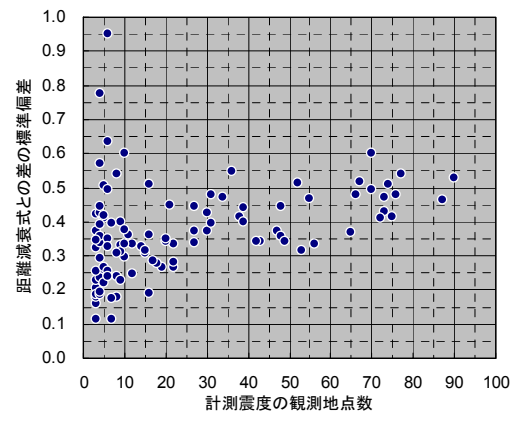


(b) 標準偏差 σ_j (101 観測地点のプロット)

図-7 観測震度と推定震度との差の統計値と観測回数 m_j の関係



(a) 平均値 $\overline{\Delta I_i}$ (208 地震のプロット)



(b) 標準偏差 σ_i (106 地震のプロット)

図-8 観測震度と推定震度との差の統計値と観測地点数 n_i の関係

また地震 i ごとに ΔI_{ij} の平均値 $\overline{\Delta I_i}$ と標準偏差 σ_i を求め、地震ごとの変動を表す指標とする。

$$\overline{\Delta I_i} = \frac{\sum_{j=1}^{n_i} \Delta I_{ij}}{n_i}, \quad \sigma_i = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n_i} (\Delta I_{ij} - \overline{\Delta I_i})^2}{n_i - 1}} \quad (6), (7)$$

(2) 計測震度と推定震度との比較指標による考察

a) 観測地点ごとの変動の統計的傾向

図-7(a) は式(4)による平均値 $\overline{\Delta I_j}$ と計測震度の観測回数 m_j との関係を示したものである。平均値 $\overline{\Delta I_j}$ のレンジは $-1.01 \leq \overline{\Delta I_j} \leq 0.79$ であるが、そのほとんどは ± 0.5 の範囲にあることから、式(1)(2)による推定震度は、おおむね岐阜県内の観測震度の平均的傾向を表していると考えられる。 $\overline{\Delta I_j}$ と m_j には正の相関が認められる。小規模な地震の際に、相対的に揺れ易い観測地点のみで震度 1 が記録されるケースが多いためと考えられる (16 地点で観測期間がやや短いことも関連すると思われる)。図-7(b) は式(5)による標準偏差 σ_j と m_j との関係を示す。レンジは $0.3 \leq \sigma_j \leq 0.81$ であり、 m_j が小さい領域

では大きくばらつき安定しない傾向にあるが、多くは $0.4 \leq \sigma_j \leq 0.7$ の範囲にある。

b) 地震ごとの変動の統計的傾向

図-8(a) は式(6)による平均値 $\overline{\Delta I_i}$ と計測震度の観測地点数 n_i との関係を見たものである。レンジは $-1.57 \leq \overline{\Delta I_i} \leq 1.8$ であるが、 n_i が大きい領域では $-0.75 \leq \overline{\Delta I_i} \leq 0.75$ の範囲にある。ちなみに $\overline{\Delta I_i}$ はマグニチュードと無相関で式(1)の外挿の影響は小さいと判断された。図-8(b) は式(7)による標準偏差 σ_i と n_i との関係であり、 $n_i \geq 3$ の 106 地震について示している。レンジは $0.11 \leq \sigma_i \leq 0.95$ と広いが、 n_i が大きい領域では $0.3 \leq \sigma_i \leq 0.6$ の範囲にある。

(3) 観測地点ごとの揺れ易さの比較

各観測地点における $\overline{\Delta I_j}$ の地域分布を図-9 に示す。震度差の平均値 $\overline{\Delta I_j}$ が正で大きな値をとる観測地点は、岐阜県南西部の濃尾平野を中心に広がっている。参考までに、図-10 に地盤の軟弱さをあらわす指標 S_n 値 (正の大きな値ほど軟弱) の分布図⁸⁾を示す。図-9 と図-10 は類似の傾向を示しており、地盤種別と計測震度の増幅特性との関連性をマクロに把握できる。これに関しては 3. (5) で考察する。

図-11 は各観測地点における計測震度の観測回数

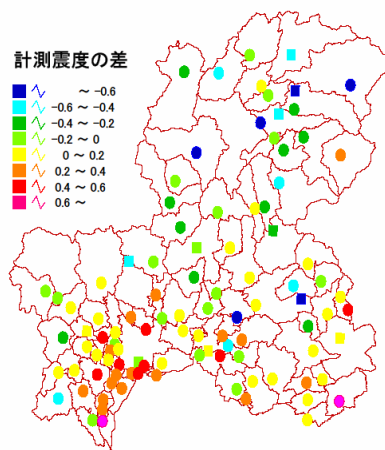


図-9 各観測地点における観測震度と推定震度との差の平均値 $\overline{\Delta I_j}$

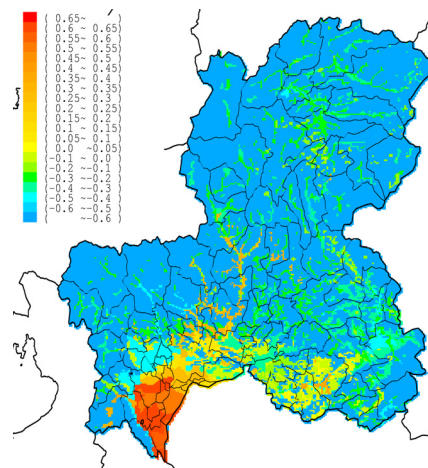
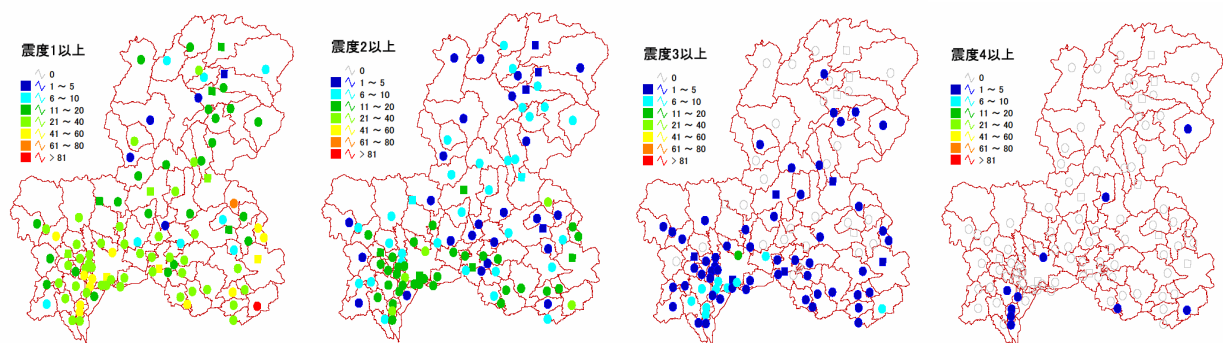


図-10 地盤の軟弱さをあらわす指標 S_n 値の分布



(a) 震度1以上 (b) 震度2以上 (c) 震度3以上 (d) 震度4以上

図-11 各観測地点における観測回数 (○印は岐阜県設置の震度観測点, □印は気象庁観測点)

の分布である。全 101 観測地点において震度 2 以上を少なくとも 1 回は記録しているが、震度 3 以上を観測したのは 69 地点、震度 4 以上は 10 地点である。

図-12 は各観測地点の $\overline{\Delta I_j} \pm \sigma_j$ を求め、 $\overline{\Delta I_j}$ の大きな順に表示したものである。距離減衰式(1)と震度変換式(2)による推定震度の地点係数としての意味を持つものと解釈できる。ただし地点係数として利用するには σ_j が過大であるため、小さなマグニチュードを含めて構築された計測震度の距離減衰式(例えば 2)の適用を検討するなど、ばらつきを低減することが必要である。

旧市町村名に”J”を付した 11 地点は気象庁観測点であり、それ以外は岐阜県設置の震度観測点である。図-13 には震度別の観測回数を図-12 と同順で表示した。図-12 と図-13 は、図-7 の個別データの詳細表示となっている。観測回数 m_j の最多は上矢作町(現 恵那市)の 85 回で、震度差の平均値 $\overline{\Delta I_j}$ も 0.79 で最大である。上矢作町ではそれまでの震度観測状況を踏まえて 2002 年 3 月に観測点を移設しているため、移設前後で別々に集計を行った。その結果、観測回数 m_j は前半 44 回、後半 41 回、震度差の平均値 $\overline{\Delta I_j}$ は前半 0.77、後半 0.81、震度差の標準偏差 σ_j は前半 0.69、後半 0.63 となり、特に変化はみられなかった。

揺れ易いにもかかわらず観測回数が少ない観測地点の記録を調べてみると、震度が連続して観測されていない期間がある。機器不良や通信不良の可能性もあり、詳細調査が必要である。

(4) 震度計設置環境調査結果との関係

自治体設置の震度計については、設置環境の全国調査が実施され、2004 年 12 月にその判定結果が公表された⁹⁾。判定区分は表-2 に示すように A~E の 5 段階である。図-12 に示した $\overline{\Delta I_j} \pm \sigma_j$ を、A~E の判定区分および気象庁観測点(“JMA”と表示)に分類し、並べ替えたものを図-14 に示す(ここでは個別の観測点名称は省略し、分類ごとに通し番号を付けて表示)。各判定区分内での $\overline{\Delta I_j}$ のレンジと、それらの平均値および標準偏差を表-2 に示す。

これらの結果からは、設置環境調査結果の判定区分と、これまでの震度観測状況から推定される揺れ易さとの間に、明確な関連性を見出すことはできない。ただし D 判定と E 判定は 1 箇所ずつであるため、A~C 判定と同列の比較は妥当ではない。またここでの議論は、震度 4 以下のデータを用いた限定的なものであって、強震時の震度観測においてどのような傾向が現れるかについては依然不明である。この点については、高震度領域の記録が得られた他

表-2 震度計設置環境調査の判定区分・判定結果と各判定区分ごとの震度差の平均値の集計

判定区分 (A～E)	判 定 内 容	全国の観測地点 2838箇所	岐阜県内の 震度観測点90箇所	$\overline{\Delta I_j}$ のレンジ	$\overline{\Delta I_j}$ の 平均値	$\overline{\Delta I_j}$ の 標準偏差
A	よい設置環境と判断される。	1083箇所 (38.2%)	25箇所 (27.8%)	$-0.42 \leq \overline{\Delta I_j} \leq 0.56$	0.08	0.28
B	問題のない設置環境と判断されるが、さらに改善すべき点がある。	1100箇所 (38.8%)	57箇所 (63.3%)	$-0.80 \leq \overline{\Delta I_j} \leq 0.79$	0.02	0.33
C	初動対応の判断に利用する即時の地震情報のための震度を観測できる環境にあるが、設置環境に改善すべき点が多くある。	459箇所 (16.2%)	6箇所 (6.7%)	$-0.73 \leq \overline{\Delta I_j} \leq 0.23$	-0.06	0.36
D	地震の規模や震源との位置関係などによっては、観測される震度が周辺に比べ震度階級で1程度異なるおそれがあり、初動対応の判断に利用する即時の地震情報に含めるには、その都度観測値のチェックが必要である。	189箇所 (6.6%)	1箇所 (1.1%)	$\overline{\Delta I_j} = 0.03$	—	—
E	観測される震度が周辺に比べ、震度階級で1以上も異なる可能性が高く、特に、震度が大きい場合には初動対応の判断に利用する即時の地震情報のための震度観測には適さない。	7箇所 (0.2%)	1箇所 (1.1%)	$\overline{\Delta I_j} = -0.03$	—	—
JMA	—	—	11箇所	$-1.01 < \overline{\Delta I_j} < 0.12$	-0.31	0.37

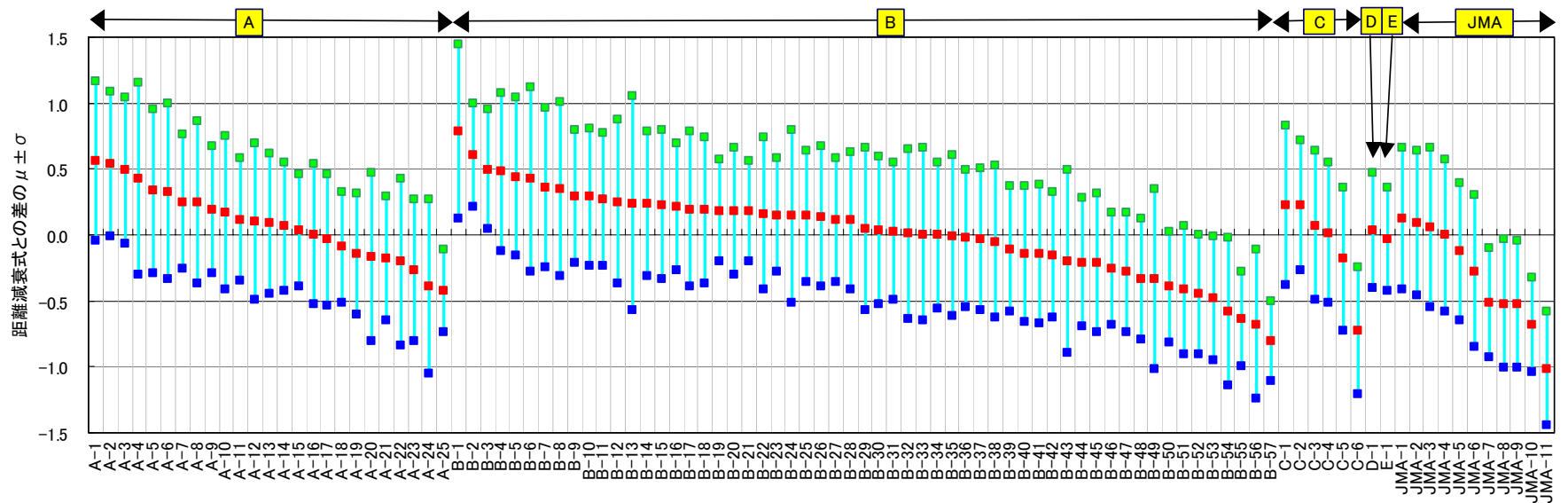


図-14 計測震度と推定震度との差の平均値と標準偏差 (101 観測地点について震度計設置環境調査の判定区分ごとに $\overline{\Delta I_j}$ の大きい順に $\overline{\Delta I_j} \pm \sigma_j$ を表示)

県の事例もあわせて詳細な調査を行う必要がある。

気象庁観測点の $\overline{\Delta I_j}$ は相対的に小さな値をとる傾向が明白に認められ、地盤増幅度が相対的に小さい地点に位置していることを示唆するものである。

(5) 地盤モデルに基づく震度増分との比較

図-9 および図-10 に示したように、平均値 $\overline{\Delta I_j}$ は、各観測地点の地形・地質・地盤条件を反映していると考えられる。ここでは、各観測地点に割り当てられているメッシュ地盤データにおいて予想される震度増幅度と $\overline{\Delta I_j}$ の関係について考察する。

岐阜県地震被害想定調査¹⁰⁾においては、2分の1地域メッシュ（約500m四方）単位の地盤メッシュデータが作成され、岐阜県内の全メッシュ（約41,000）に対して49種類の地盤モデルを割り当てられた。筆者ら¹¹⁾は、表層地盤の揺れやすさを震度増分値として評価するため、工学的基盤面と各地盤モデル表層面における計測震度との間の非線形関係を数表化した「震度変換テーブル」を作成した。これは、各地盤モデルの基盤相当層（S波速度600～700m/sec）に、地震動予測モデルEMPR¹²⁾によって発生したシミュレーション地震動を振幅調整して入力し、地盤震動解析モデルFDEL¹³⁾による地盤応答解析を行って作成されたものである。

本研究では上記の地震動を原波形として、道路橋示方書¹⁴⁾の9種類の標準加速度応答スペクトル（レベル1、レベル2タイプⅠ・Ⅱ；Ⅰ～Ⅲ種地盤）に適合する地震動を作成した。初期位相の乱数列を10種類ずつ与えた90波を計測震度0.1刻みで振幅調整し、これを入力地震動として「震度変換テーブル」を再構築した。

図-15 はこのようにして推定した震度増分値と平均値 $\overline{\Delta I_j}$ とを比較したものである。本研究でデータ化した計測震度の観測値が全体的に小さいことから、非線形性が現れない範囲での地盤増幅特性として、工学的基盤レベルでの計測震度を3.0として得られた平均的な結果を示している。プロットのシンボルの大きさは、各震度観測点での観測回数 m_j に対応させている。

まず、地盤モデルによる震度増分値のレンジ（0.09～0.72）と比較すると、 $\overline{\Delta I_j}$ のレンジ（-1.01～0.79）はマイナス値まで広がっている。この理由としては、(a) 震源・波動伝播・地盤増幅のスペクトル特性による影響、(b) マグニチュードの小さい地震の地震動継続時間が短いこと、(c) 実際の地盤が地盤モデルより多様性に富むこと、(d) 距離減衰式(1)の外挿的な適用に伴う系統的なずれ、(e) 震度変換テーブルでの基盤相当層のS波速度（600～700m/sec）と距離減衰式(1)のS波速度（300～600m/sec）の相違、(f) 観測回数が少ない地点での統計的不確定性、などが考えられる。一部の観測地点では加速度波形を利用できるので、(a)(b)に関す

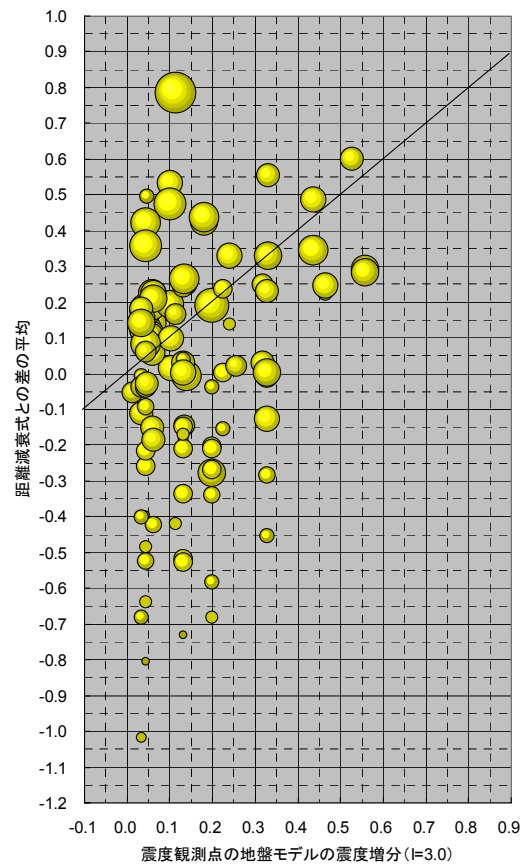


図-15 地盤メッシュデータより推定される震度増分値と $\overline{\Delta I_j}$ との比較（101観測地点）
（シンボルの大きさは観測回数に応じて変化させている。実線は1:1線）

る分析を行うことが可能と考えられ、今後の検討課題としたい。

平均値 $\overline{\Delta I_j}$ には観測地点近傍の地盤条件の影響が相対的に現れていると考えられるものの、上記のような要因のため相関関係は弱く、観測回数 m_j によりデータを重み付けして求めた相関係数は0.194にとどまった。地盤増幅特性をより正確に把握するためには、震度データや地形・地盤・地質データを追加し、さらに検討を進める必要がある。

4. 2004年紀伊半島沖および東海沖の地震における計測震度

(1) 岐阜県震度情報ネットワークにおける震度情報の受信状況

岐阜県震度情報ネットワークにおいては、各観測地点から県庁への通信回線はNTT公衆回線であり、受信側の回線数が12回線である。各回線には9～10の市町村が5圏域（岐阜、西濃、東濃、中濃、飛騨）で分散して割り付けられ、通話中の場合は1分間の待機後に再度ダイヤルアップする。また震度1～2に関しては、震度3以上の通信優先と「前震・本震型地震」対策を兼ねて、震度算定後、送信まで一定の待機時間が設定されている。

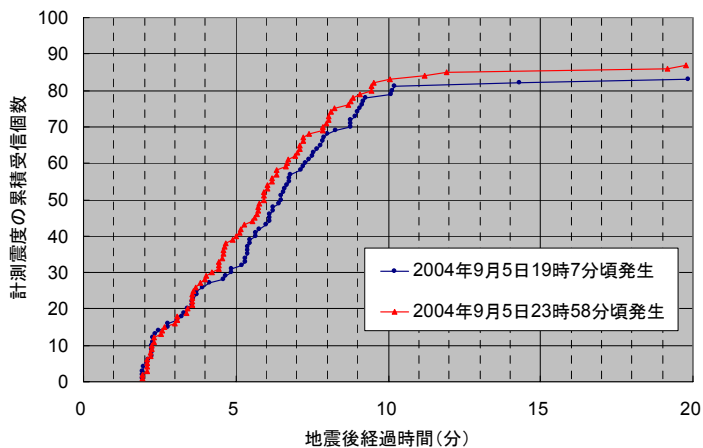


図-16 岐阜県における震度情報の受信状況（2004年9月5日紀伊半島沖の地震（M=6.9）および東海道沖の地震（M=7.4））

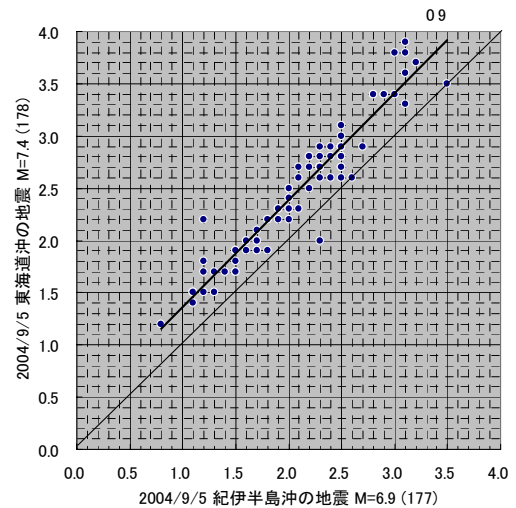


図-17 紀伊半島沖の地震（M=6.9）と東海道沖の地震（M=7.4）による計測震度の相関

2004年9月5日に発生した紀伊半島沖の地震（M=6.9，19時07分頃）と東海道沖の地震（M=7.4，23時58分頃）ではそれぞれ83箇所および87箇所計測震度が記録され，県内の最大震度はいずれも震度4であった．図-3よりこれらの観測地点数はこれまでのところ最多であり，震度情報の伝達状況をチェックするための良い機会である．

岐阜県庁における震度情報の集約状況について，地震発生後の経過時間と計測震度の累積受信個数の関係を図-16に示す．県内観測地点の第1報の時刻（19時09分34秒および23時59分56秒）を図中で一致させて表示した．いずれも第1報から約8分間に約80箇所の観測地点から計測震度が通報されており，そのペースがほぼ一定していることから，1分間あたり10箇所程度の情報が入手可能であることがわかる．両地震の間には，途中で30秒程度の開きが生じているが，これは前述のシステム設定の影響と考えられる．また地震発生後経過時間が14～20分程度の付近にある4つのプロット（各地震で2つずつ）は，下呂市下呂町および飛騨市神岡町に設置された気象庁の観測地点であり，震度伝達方法の相異による影響と考えられる．

以上より，岐阜県内で広く有感地震が発生した際には，特に支障がない限り地震発生から10分程度で県全域での震度分布がほぼ把握できるが，一部で遅れが生じる可能性もある．

現在では，基準地域メッシュ（約1km四方）単位で震度情報を面的補間した「推計震度分布図」が公表されている¹⁵⁾．筆者らも震度情報の集約後，2分の1地域メッシュ（約500m四方）単位で詳細震度分布を推定し，震度曝露人口を推計するシステムを提案している¹¹⁾．いずれにおいても，実測震度は一括処理されて欠測値は補間される．震度推定の迅速化・高精度化のためには，到着震度の逐次処理や震度伝達の信頼性向上が求められる．頻度の高い中小規模の地震の機会に，震度情報の通信状況を日

常的にチェックしておくこと重要と考えられる．

(2) 2地震における計測震度の相関

観測地点での揺れは，震源，伝播経路，表層地盤の影響を総合的に反映している．従って，震源位置および震源メカニズム（できれば地震規模も含めて）が似通った地震による揺れを各観測地点で比較すれば，サイト固有の地盤増幅特性について簡易的な考察が可能である．

4. (1)の2つの地震の発震機構は，いずれも南北方向に圧力軸を持つ高角逆断層型であり，フィリピン海プレート内部の地震と考えられている．震源は約35km離れているが，岐阜県内の震度観測点からの震央距離は，紀伊半島沖の地震で243～370km，東海道沖の地震で234～354kmの範囲となっており，近似的に同一位置とみなせる．図-17は，87観測地点における両地震の計測震度の相関関係である．後者による計測震度は，0.5のマグニチュード差を反映して，前者による計測震度を平均的に0.4程度上回っている．おおむね±0.2～0.3のばらつきが認められるものの，相関はかなり高い（ $R^2=0.91$ ）．

新潟県中越地震の本震と最大余震のペアなど，数例でも比較検討した結果，上記とほぼ同様の傾向が確認された．計測震度の±0.2～0.3のばらつきは，最大加速度や最大速度ではfactor 1.3～1.4に相当する．最大地動や計測震度を用いた強震動予測では，この程度の差異は避けがたいと考えられる．

5. 結語

本研究では，岐阜県内で2000～2004年の間に観測された0.5以上の計測震度データ（208地震，101観測地点，延べ2634個）を整理し，基礎的な考察を行った．得られた成果を以下に要約する．

(1) 距離減衰式から推定される震度と観測震度との差の平均値 ΔI_j を用いて，各観測地点の揺れ易

さを分析し、地点係数相当の指標として定量化した。レンジは $-1.01 \leq \Delta I_j \leq 0.79$ で地点により大きな開きがあることを明らかにした。

- (2) 各観測地点の揺れ易さや震度階ごとの観測回数については、GIS 表示により視覚的に表現した。震度増分の大きな観測地点は、岐阜県南西部の濃尾平野を中心に広がっている。
- (3) メッシュ地盤モデルより推定される震度増分と実測値による震度増分との比較を行った。実測値の方がばらつきが大きいものの、各観測地点の揺れ易さを概略的に捉えることができた。
- (4) 震度計設置環境調査の判定区分と、計測震度の実測値による揺れ易さとの関係を検討した。両者には明確な関連性が現れてないが、強震時の挙動を鑑みてさらに詳細な分析が必要である。
- (5) 岐阜県震度情報ネットワークによる震度情報の集約状況の事例を示し、地震発生から 10 分程度で県全域での震度分布がほぼ把握できるが、一部観測点からの情報伝達の遅れがあるため、補間による推定が重要となる。
- (6) 震源特性が類似した紀伊半島沖および東海沖の地震を用いて、各観測地点での揺れ方の違いをみた結果、計測震度に $\pm 0.2 \sim 0.3$ 程度のばらつきがあるものの高い相関が認められた。

なお本研究では岐阜県のみを対象としたが、震度情報の有効活用のために、全国レベルで同様の検討を網羅的、系統的かつ継続的に行うことが望まれる。

謝辞：岐阜県地域県民部危機管理室ならびに岐阜地方気象台防災業務課の関係者からは、岐阜県内の震度観測体制や震度情報ネットワークシステムに関する様々な資料提供を受けた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 安中正, 山崎文雄, 片平冬樹：気象庁87型強震計記録

- を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案, 第24回地震工学研究発表会講演論文集, pp.161-164, 1997.
- 2) Shabestari, K. T. and Yamazaki, F. : Attenuation Relationship between JMA Seismic Intensity Using Recent JMA Records, Proc. of the 10th JEES, Vol.1, pp.529-534, 1998.
 - 3) 大西淳一, 山崎文雄, 若松加寿江：気象庁地震記録の距離減衰式に基づく地点増幅特性と地形分類の関係, 土木学会論文集, No.625/I-48, pp.79-91, 1999.
 - 4) 気象庁：地震・火山月報（防災編），平成12年1月～平成16年12月，2000-2004.
 - 5) 気象庁（編集）：地震年報，平成12～14年（on CD-ROM），2000-2002.
 - 6) 気象庁：気象庁マグニチュード算出方法の改訂について，2003年9月17日報道発表資料.
 - 7) 翠川三郎, 藤本一雄, 村松郁栄：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, pp.51-56, 1999.
 - 8) 久世益充・杉戸真太・能島暢呂：南海トラフの巨大地震を想定した広域震度予測，自然災害科学, Vol.22, No.1, 2003, pp.87～99.
 - 9) 消防庁，気象庁：自治体が設置した震度計の設置環境調査結果について，2004年12月22日報道発表資料.
 - 10) 岐阜県：岐阜県地震被害想定調査報告書，1998.
 - 11) 能島暢呂, 杉戸真太, 久世益充, 濱本剛紀：震度情報ネットワークによる震度曝露人口のリアルタイム推計，地域安全学会論文集, No.6, pp.181-190, 2004.
 - 12) Sugito, M., Furumoto, Y. and Sugiyama, T.: Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, Proc. of the 12th WCEE, Paper No.2111 (on CD-ROM), 2000.
 - 13) 杉戸真太, 合田尚義, 増田民夫：周波数特性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察，土木学会論文集, No.493/III-27, pp.49-58, 1994.
 - 14) (社)日本道路協会：道路橋示方書・同解説 V.耐震設計編，第4章 設計地震動，pp.12-29, 2002.
 - 15) 内閣府，気象庁：推計震度分布図の提供開始について，2004年2月26日報道発表資料.

(2005. 3. 10 受付)

FUNDAMENTAL ANALYSIS OF INSTRUMENTAL SEISMIC INTENSITIES RECORDED IN GIFU PREFECTURE, CENTRAL JAPAN, DURING 2000-2004

Nobuoto NOJIMA, Yutaka OHTA and Masata SUGITO

A dataset of instrumental seismic intensities recorded in Gifu prefecture, central Japan, during 2000-2004 has been compiled. An average difference between recorded seismic intensities and those estimated using the attenuation equation was defined as an index representing the site amplification; standard deviation and number of observations were also used. On this basis, site-specific characteristics which affect observed seismic intensities have been quantified. However, ratings of setting conditions of seismometers have had equivocal effects on observations. Besides Gifu prefecture, nationwide analysis should be made to develop knowledge on seismic intensity and to utilize it fully for future earthquakes.