



## 震度観測体制の年代差・地域差の定量評価と震度情報の解釈

杉山充樹<sup>1)</sup>, 吉岡優樹<sup>2)</sup>, 平井敬<sup>3)</sup>, 福和伸夫<sup>4)</sup>

1) 学生会員 名古屋大学大学院環境学研究科

E-mail: sugiyama.mitsuki@i.mbox.nagoya-u.ac.jp

2) 名古屋大学大学院環境学研究科

E-mail: yoshioka.yuki@a.mbox.nagoya-u.ac.jp

3) 正会員 名古屋大学大学院環境学研究科助教・博士(工学)

E-mail: hirai.takashi@nagoya-u.jp

4) 正会員 名古屋大学減災連携研究センター教授・工博

E-mail: fukuwa@nagoya-u.jp

### 要 約

1995年の兵庫県南部地震以降, 我が国の震度観測体制は飛躍的に整備された. 本論では, 日本の震度観測の開始から現在に至るまでの変遷をまとめた. 気象庁地震カタログの震度データの分析により, 震度観測点密度が高くなると, より震源に近い位置での強震観測記録が増え, 観測最大震度が増大することを定量的に示した. また, 全国を震度観測点を基準にボロノイ分割した領域ごとに, 表層地盤増幅度や人口分布を考察することで, 同程度の規模の地震でも, 観測点密度が高く, 軟弱な地盤が広がる人口集積地帯の直下で発生すると観測最大震度が大きくなることを示した. さらに, 観測最大震度の年代差・地域差を定量的に示し, 気象庁, K-NET, 自治体それぞれの震度観測点配置の特徴を明らかにした.

キーワード: 震度, 震度観測体制, 震央距離, 地盤増幅度, 震度観測点密度, ボロノイ分割

### 1. はじめに

地震による揺れの強さについて, 気象庁は震度と長周期地震動階級を公表している. 1996年4月以降, 震度は, 建物被害や揺れの感じ方とほぼ対応するように設計された計測震度で定められている. 計測震度は揺れの強さ, 周期, 継続時間などの地震被害に関わる情報を単一の指標で表すことができ, 地震情報の迅速かつ簡便な伝達に有効である. 地震後の応急対応や二次災害の防止には, 被害情報の早期把握が重要であり, 気象庁から発表される震度は自治体等防災関係機関の初動対応のトリガーに使用される. 震度は地震発生時に国民が状況を判断するために有用であり, 震度3以上の揺れが観測されると, テレビ, ラジオ等で速報される. 報道機関の地震時の特別番組への切り替えも震度を判断の基準としている.

兵庫県南部地震以降, 震度観測点は急増した. 震度観測点密度が高くなれば, 震央に近い揺れを観測できるため, 観測最大震度が大きくなる. 気象庁は2008年岩手・宮城内陸地震や2008年岩手県沿岸北部の地震で震度の大きさに比べ建物被害が少なかったことなどから, 震度に関する検討会<sup>1)</sup>を設置した. 検討会では「計測震度は, 倒壊などの建物被害との相関でみると不十分な面があるが, 全壊率との相関は高く, 全壊数が負傷者数, 死者数と関係することから, 防災の初動対応に用いる指標として, 大きな間

題はない」とされた。しかし、観測最大震度が大きくても被害が少ない事例<sup>2)</sup><sup>3)</sup>は現在でも見られる。気象庁震度階級関連解説表は兵庫県南部地震等の被害を基に作成されたもので、「今後、新しい事例が得られたり、建物、建造物の耐震性の向上などで実状と合わなくなった場合には、内容を変更する」<sup>1)</sup>とされている。震度と被害の関係については社会の変化と共に見直していく必要がある。

本来は点の情報である観測震度が、地域を代表する面の情報として使われることがある。震度情報が有効に活用されるためには、観測震度が地域の揺れを適切に代表している必要がある。現在の地震災害対応が各地域の観測最大震度を基準としているため、震度観測体制の変化による観測最大震度の変化を把握しておくことは、最大震度と被害の関係を考える上での基礎資料ともなる。

本論では、観測震度の時代による変化と地域差を定量的に示すことを目的とする。最初に、震度観測の変遷を確認する。さらに、震度観測体制の変化が観測震度に与える影響を検討するため、観測点密度と観測最大震度の関係、地域による観測体制の違いと観測最大震度の関係を分析する。なお、震度観測体制からは得られない「真の最大震度」と各時代の観測体制から得られる最大震度を区別するために、後者を「観測最大震度」と呼ぶことにする。

## 2. 震度観測の変遷

表1に震度観測の変遷を示す。表は文献<sup>4)</sup><sup>5)</sup>に基づき文献<sup>6)</sup><sup>7)</sup><sup>8)</sup>を参考として作成した。地震報告心得の改定時期は石垣(2007)<sup>9)</sup>を参考にした。震度階級の変遷については付録に示す。気象庁による日本の全国的な震度観測は1884年に約600ヶ所の観測点で始まった。当時は地震計による地震観測は十分でなく、体感による震度観測を行っていた。観測の目的は地震の現象を把握することにあった。

1985年に気象庁に震度観測検討委員会が設置された。1978年にはじまる伊豆半島沖の群発地震等を受け、より客観的かつ迅速な震度の発表のため、委員会では震度の計測化のために計測震度を定めた。また、震度の計測化のため、より多くの地点での観測が必要と提案した。震度観測検討委員会の報告を受け、1988年から震度計測を試験開始した。震度計が開発され、震度観測点数は徐々に増加した。ただし、体感による震度観測自体は継続運用された。計測震度の観測を試験的に行うことで、計測化に伴う諸問題を解決しつつ、計測量の活用法の検討が行われた。そして、1994年にはすべての震度観測点に震度の機械観測の整備を完了した。

兵庫県南部地震を契機として、1995年に震度問題検討会が設置され、計測震度を改良し、現在の計測震度が定義された。それまで現地調査に基づき発表されていた震度7も計測震度による定義に変更され、震度階級5および6が二分化された。計測震度は地震動そのものから決められるので、気象庁職員の判断を必要とせず、気象庁以外の機関でも観測が可能となった。無人の観測も可能となり、震度データ収集の自動化や迅速な発表につながった。また、計測震度を防災の初動に役立てるため、震度と現象や被害を対比させる気象庁震度階級関連解説表が作成された。被害と震度の対応関係を示すことで、地震被害の情報が入手できない段階でも被害をおおまかに予測できる。

1996年4月には体感による震度観測を終了し、震度階級は計測震度に置き換わった。また、気象庁震度階級関連解説表は同年10月から運用された。被害の状況把握に時間を要した兵庫県南部地震の反省から、震度観測体制が強化された。気象庁は強震波形の収集と震度計測の機能を備えた95型震度計を全国に配置した。原則、震度6弱を確実に観測できるように配置されたとされている。気象庁の震度観測点数は1993年には157ヶ所だったものが、1994年に302ヶ所、1996年には606ヶ所と増強された。一方、自治体や政府の初動体制強化のため、消防庁によって震度観測ネットワークシステムが全国に整備された。平成の大合併前の市町村に少なくとも1ヶ所を基本とし、人口集中地区には追加配置され、約3000の観測点がある。また、兵庫県南部地震で「震災の帯」の中で十分な強震記録を得られなかったことを教訓に、防災科学技術研究所では、K-NET(KyoshinNet:全国強震観測網)が整備された<sup>9)</sup>。防災科学技術研究所の地震観測は、自然現象の説明と構造物への入力を知ることを目的とした観測網であり、約1000の観測点で全国を約20 km間隔でカバーしている。

気象庁は地方公共団体や防災科学技術研究所が整備した観測網について、計器の性能や設置場所、設置方法等に関する震度情報の採用基準<sup>10)</sup>に合格するものを震度情報に集約している。1997年11月からは、自治体震度計の計測震度の取り込みを開始し、2003年3月に全都道府県の震度情報を集約した。防災科

表 1 震度観測の変遷

年	観測の状況	法律・組織	主な地震
1872	日本で地震計による地震の観測を始める。(地震観測) 御雇教師フルベッキ(Verbeck)、クニッピン(Knipping)らが地震計による観測を始める。		
1873	1月：震度観測開始 気象官署のうち最も創立が早い函館測候所で体感による観測を開始する。		
1875	内務省地理局において正式に地震観測が始まる。現在の気象庁地震観測の始まり。(地震観測)	内務省地理局東京気象台の創設	
1879	「微」「弱」「強」の記述(石垣 2007) 東京大学が地震観測を始める。(地震観測)		
1880		地震学会の創設	2月22日 横浜地震(M5.8)
1884	12月：東京気象台(内務省地理局)が「地震報告心得」に基づき全国的な震度観測開始 地震の基礎資料の収集を目的とし、東京気象台へ全国の測候所、県庁、郡役所、灯台等が地震動の時刻、地震動の性質、震度等の報告を郵送。震動の強弱、方向、性質(緩急等)などの体感や被害調査等。(全国の郡役所およそ600ヶ所(当時の測候所は22ヶ所))	内務省地理局に地震部の創設	
1885	「微(0)」「弱(1)」「強(2)」「烈(3)」の4段階の記述(石垣 2007) 数字と漢字の記載は同一資料でも混在する例が多い。1936年までは同様の分け方が主流。		
1887	弱ノ強、極弱の記述(石垣 2007)	東京気象台が中央気象台に改称	
1889	中間の表現は無く、1885年と同じ4段階の記述(石垣 2007)	中央気象台が内務省地理局から独立	7月28日 明治熊本地震(M6.3) 10月28日 濃尾地震(M8.0)
1891	濃尾地震を受け地震および耐震の研究の開始：地震計の開発が行われ始める。法令によって6割以上の測候所に地震計が整備され、全国的な地震計による観測体制が整う。郵送から電報による震度、時刻、揺れの方向を集約する体制へ移行開始。		
1892	一・二等測候所に地震計設置(地震観測)	震災予防調査会の設置	
1896	「地震報告心得」改正(石垣 2007) 微震(感覚なし)が追加され「弱震」「強震」「烈震」が2段階ずつ分けられ7階級となる。		
1902	中央気象台年報」発刊		
1904	気象官署や民間への委託を含み、1437ヶ所の震度が中央気象台へ収集される。(昭和30年代までほぼ同数)		
1908	中央気象台年報、地震ノ部」 震度階級に説明文が追加され現在とほぼ同じ震度階級となる。震度5と震度6に相当する「強」「烈」を亀裂、倒壊で区分け。		
1915	「地震観測法」発刊、中央気象台		
1916		家屋耐震構造論(佐野利器)	
1920		市街地建築物法	
1923			9月1日 関東地震(M7.9)
1924		市街地建築物法改正、耐震計算の義務	
1925		東京大学地震研究所の創設	
1936	「地震観測法」再版 「微震(感覚ナシ)」→「無感」、「弱震(震度弱き方)」→「軽震」などに改称。「微震」(震度1)「軽震」(震度2)は人間の感覚、「弱震」(震度3)「中震」(震度4)は室内の状況、「強震」(震度5)「烈震」(震度6)は家屋の被害状況などにより決まる。		
1948	福井地震をきっかけに強震動を観測可能な地震計の需要が高まる。(地震観測)		6月28日 福井地震(M7.1)
1949	「地震観測法」一部改正 新たに「激震」(震度7)が設けられる。震度の速報は震度VIまでとし、「激震」は後日の調査による被害調査から判定する。「烈震」(震度6)は倒壊30%以下、「激震」(震度7)は倒壊30%以上に区分け。		
1950		建築基準法	
1953	東京大学地震研究所で強震計による地震観測が始まる。(地震観測) 「地震速報について」制定 震源地・各地の震度などを即時発表。昭和42年以降、「地震及び津波に関する情報取扱要領」にかえて実施。		
1956		中央気象台が気象庁に昇格	
1958	地震計による地震観測が進み観測所の整理が始まる。		
1967	「地震観測指針」観測編、気象庁(地震観測法を改名)		
1969	地震観測(震度観測を含む)の委託の廃止。 地震計の整備により震度観測の重要性が相対的に低くなる。(震度観測点は170ヶ所程度)		
1972	強震観測連絡協議会、全国の強震計配置計画		
1981	1月：情報発表基準制定 国内で震度1以上、遠地地震でM7以上の場合に情報を発表することを基本とする。	新耐震設計法の導入	
1985	震度観測検討委員会(昭和60年3月-昭和63年2月) 震度の計測化の試験が開始。		9月19日 メキシコ地震(M8.0)
1988	2月：震度観測検討委員会報告書 旧計測震度が定められる。震度の機械観測の試験を開始する。体感による震度観測自体は廃止せず、全国158ヶ所の気象官署において震度の機械観測が行われる。		
1991	4月：計測震度計運用開始 伏木、秩父、日光、千葉、諏訪、河口湖、網代、石廊崎、伊良湖、上野で90型計測震度計による震度観測開始。以降、順次体感から計測震度計による震度観測に切り換える。 震度計の開発、震度観測点数を徐々に増加させる。		
1993	震度観測点を約300箇所に増加		7月12日 北海道南西沖地震(M7.8)
1994	4月：すべての震度観測点に震度の機械観測の整備を完了 7月：震度速報暫定運用開始地震津波業務暫定要領(緊急情報衛星同報装置運用開始) 暫定的な震度速報として、強い地震発生のお知らせの発表を開始。 9月：津波地震早期検知網運用 1993年北海道南西沖地震による津波災害を契機として津波地震早期検知網を整備し、順次運用開始。		
1995	1995年4月13日：第2世代EPOS運用開始(地震活動等総合監視システムEPOS) 全国を152の地域に分類し、地域ごとに震度を発表。地震情報は、①震度速報 ②地震情報(震源・震度に関する情報) ③各地の震度に関する情報。地震および津波に関する業務を「地震津波業務規則」(平成7年4月12日庁訓第6号)に統合。 震度問題検討会(平成7年3月-11月) 震度7の判定方法、震度5以上についての震度階級、震度階級説明文の見直し 7月：震度問題検討会検討結果中間報告 11月：震度問題検討会検討結果最終報告 計測震度の定義、震度7までの計測化、震度階級5および6の二分化、震度階級階級関連解説表の作成	地震調査研究推進本部設立	1月17日 兵庫県南部地震(M7.3) 初めての震度7
1996	4月：体感による震度観測終了、震度観測点を約600箇所へ増強 10月：気象庁震度階級関連解説表 11月：気象庁が発表する震度情報に自治体震度計の取り込み開始		
2003	3月：全都道府県の震度情報の集約完了		
2004	5月：気象庁が発表する震度情報に防災科学技術研究所のK-NETの震度情報の取り込みを開始		
2007	2月9日：J-ALERTから配信 全国瞬時警報システム(J-ALERT)から津波津警報や震度速報を配信開始。 10月1日：緊急地震速報の一般提供開始		
2008	震度に関する検討会 第1回検討会 第5回検討会(平成20年12月-平成21年3月)		
2009	震度に関する検討会「気象庁震度階級関連解説表」の見直し、地方公共団体が設置する震度計の具体的な配置基準の検討。 3月2日：本庁・大阪の2中核体制 大阪EPOS運用開始		
2011			3月11日 東北地方太平洋沖地震(M9.0)
2013	3月28日：長周期地震動階級に関する観測情報の提供開始		
2019	11月現在：気象庁668箇所、(独)防災科学技術研究所792ヶ所、地方公共団体2910ヶ所、合計4370ヶ所の震度観測点のデータを発表		

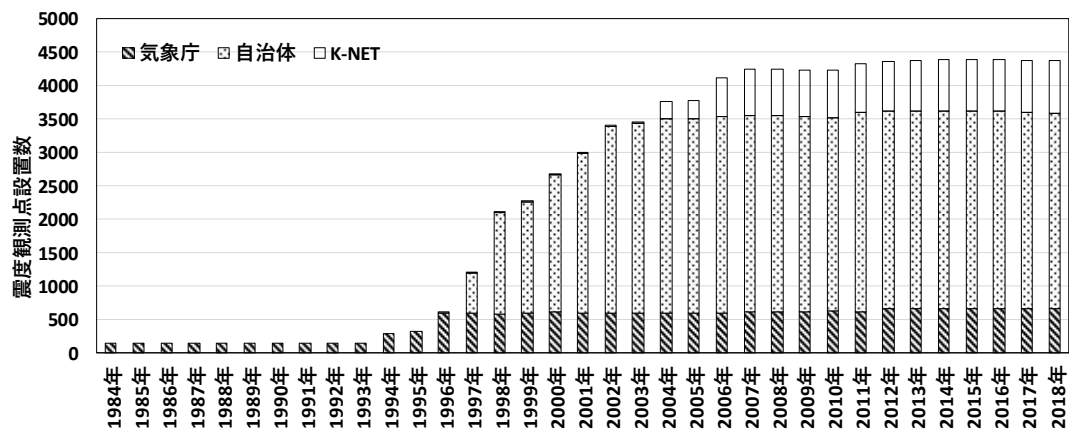


図1 気象庁の震度発表に用いられる震度観測点数の推移

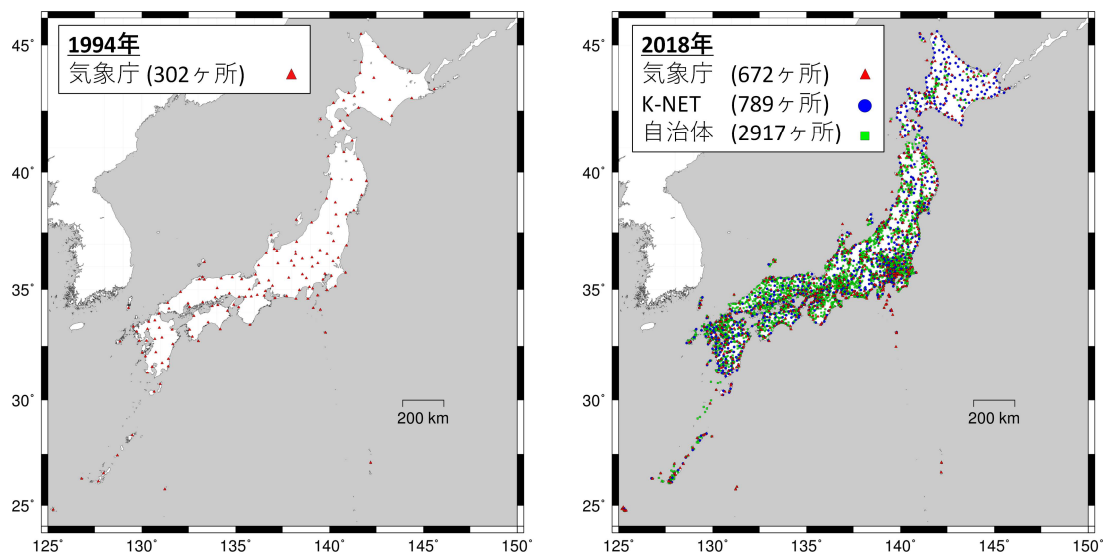


図2 1994年と2018年の震度観測点配置の比較

学技術研究所の K-NET については、2004 年 1 月から K-NET95 から K-NET02 への更新がはじまり、計測震度の自動計算機能が内蔵されたことに伴い、順次取り込まれた。K-NET は現在 792 ケ所で震度発表されている。なお、防災科学技術研究所の KiK-net は震度観測点には含まれていない。その後、2009 年に震度に関する検討会が設置され、気象庁震度階級関連解説表の見直し、設置条件等の不適切な観測点の点検とその扱い、地方公共団体が設置する震度計の具体的な配置基準が検討された。

図1に気象庁による震度の発表に用いられる震度観測点数<sup>11)</sup>の推移を示す。各年末時点での震度観測点数を示している。また、図2に1994年と2018年の震度観測点配置を示す。1950年代後半から1990年代前半までの観測点数は200ヶ所程度で大きな変化はないが、1994年に倍増し、兵庫県南部地震を受けて、1996年以降観測点数が急激に増加した。平成の30年間で、震度観測点の数は20倍以上となった。2020年2月現在、気象庁668ヶ所、防災科学技術研究所792ヶ所、地方公共団体2910ヶ所、合計4370ヶ所の観測点での震度を発表している<sup>12)</sup>。

### 3. 観測事例にみる震度観測体制と観測最大震度

ここでは、過去の観測事例を通して観測最大震度の分析を行う。3.1 では、大阪府を対象に、震度観測点の増加による観測最大震度の増大を示す。3.2 では、大阪府と島根県の震度観測体制の比較と観測最大震度の違いを示す。

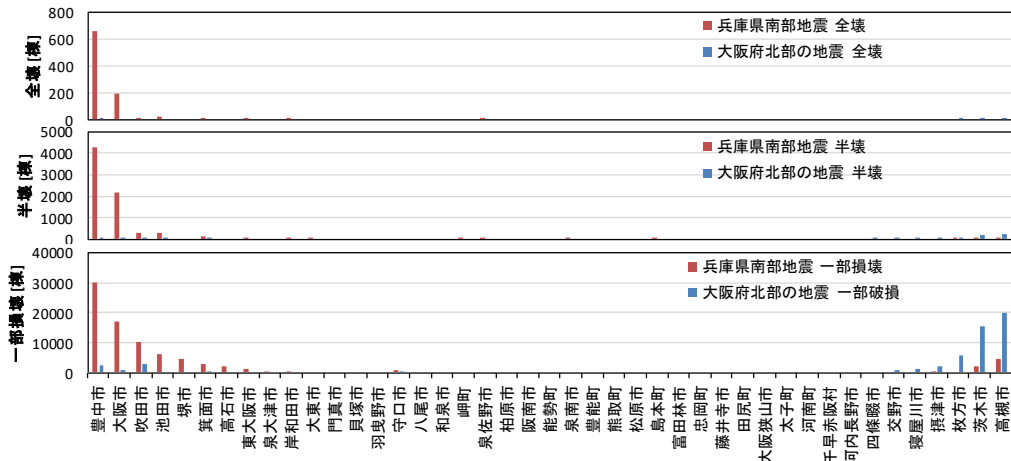


図 3 大阪府北部の地震と兵庫県南部地震の大阪府内の市町村別家屋被害棟数

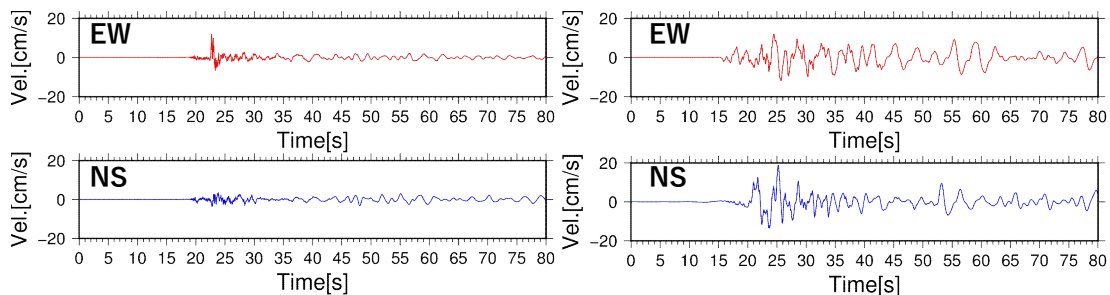


図 4 大阪中央区大手前での観測記録の速度波形の比較  
大阪府北部の地震（左）兵庫県南部地震（右）

### 3.1 2018 年大阪府北部の地震と兵庫県南部地震の比較

震度観測体制の年代差が観測最大震度に与える影響を確認するために、1995 年兵庫県南部地震と 2018 年 6 月 18 日の大阪府北部の地震を震度に着目して比較する。ただし、両地震では地震発生時期、震源規模、震源位置が異なるため地震そのものの比較は難しいことに注意が必要である。

兵庫県南部地震発生当時、大阪府内の震度観測点は大阪中央区大手前の 1 ヶ所のみで、大阪府の最大震度は 4、住家の全壊棟数は 895 棟だった。一方、2018 年大阪府北部の地震では、大阪府内の震度観測点は 88 ヶ所に増加しており、最大震度は 6 弱であった。兵庫県南部地震と比べ、大阪府内の最大震度は 2 階級大きい、住家の全壊棟数は 21 棟<sup>13)</sup>であった。図 3 に両地震の大阪府内の市町村別の家屋被害棟数を示す。兵庫県南部地震と大阪府北部の地震の被害棟数の差が大きな市町村を左から順に並べた。兵庫県南部地震の全壊棟数は大阪府北部の地震の 40 倍以上で、豊中市、大阪市の全壊、半壊棟数が多い。大阪府北部の地震の一部損壊棟数は兵庫県南部地震の 6 割程度で、震源距離の短い高槻市、枚方市の被害が大きく、大阪府内の一部損壊棟数は 6 万棟近くに及ぶ。

図 4 に大阪府北部の地震と兵庫県南部地震の大阪中央区大手前の地震動の速度波形を示す。大阪中央区大手前は、兵庫県南部地震当時大阪府にあった唯一の震度観測点で、どちらの地震でも震度 4 を記録した。計測震度は大阪府北部の地震では 4.3、兵庫県南部地震では 4.5 で、振幅、継続時間ともに兵庫県南部地震による地震動の方が大きい。また、図 5 に大阪府北部の地震と兵庫県南部地震の大阪中央区大手前の擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）を示す。両地震では周期特性が異なり、1 秒前後の応答の比較から、大阪中央区大手前では木造家屋被害に影響する周期帯の揺れは兵庫県南部地震の方が大きいことがわかる。大阪中央区大手前は両地震で何れも震度 4 を記録したが、揺れの特徴が大きく異なる。

表 2 に大阪府北部の地震と兵庫県南部地震の共通観測点の計測震度の比較を示す。図 6 に共通観測点の配置を示す。震度観測点に加え、気象庁の震度発表には用いられていない関西地震観測研究協議会の強震記録を使用した。大阪府内の共通観測点では、兵庫県南部地震の方が計測震度の値が大きい。兵庫県南部地震の大阪府の揺れは、大阪中央区大手前の震度 4 で代表されていたが、大阪中央区大手前以外



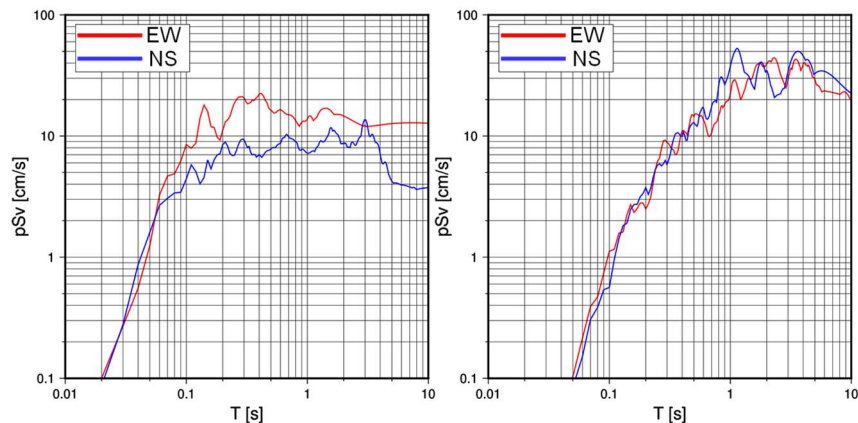


図5 大阪中央区大手前での擬似速度応答スペクトルの比較  
大阪府北部の地震（左）兵庫県南部地震（右）

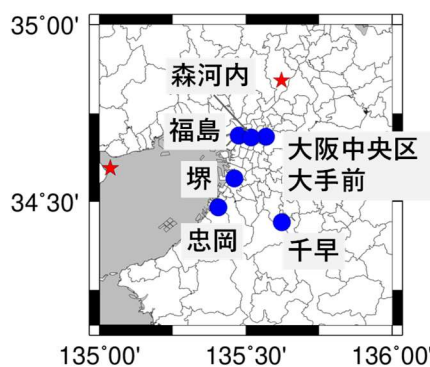


図6 共通観測点地図

表2 共通観測点の計測震度の比較

観測点名	大阪府北部の地震		兵庫県南部地震	
	計測震度	震源距離 [km]	計測震度	震源距離 [km]
福島	4.6	27	5.3	52
森河内	4.3	23	5.2	62
堺	3.7	38	4.7	51
忠岡	3.7	48	5.1	46
千早	3.1	46	4.1	70
大阪中央区大手前	4.3	25	4.5	57

の観測点で5強を確認できる。ここで、兵庫県南部地震について、図3より全壊半壊棟数が大きな地域と表2より震度5以上が確認できる観測点がある地域は概ね対応している。大阪府内に1つの震度観測点では大阪府全体の揺れを適切に代表していたとは言えず、震度観測点の増加による観測最大震度の年代差を定量的に評価する必要があるといえる。

兵庫県南部地震では、震度観測点が疎であるため大阪府の観測最大震度は小さかったが、周期1-2秒の応答は大きかった。また、大阪府北部の地震では、震度観測点が密であるため観測最大震度は大きかったが、周期1秒前後の応答は小さくなかった。このため、大阪府北部の地震で観測最大震度のわりに建物全半壊数が少ないことは耐震化の成果とは一概には繋げられず、過去の地震との比較のためには観測最大震度の年代差を考慮した慎重な考察が必要であるといえる。これについては4章で検討を行う。

### 3.2 2018年大阪府北部の地震と2018年島根県西部の地震の比較

震度観測体制の地域差が観測最大震度に与える影響を確認するために、2018年6月18日の大阪府北部の地震と2018年4月9日の島根県西部の地震を震度に着目して比較する。

表3に両地震の概要<sup>13), 14)</sup>を示す。気象庁マグニチュードと震源深さはほぼ等しいが、最大震度と被害は大阪府北部の地震の方が大きい。また、表4に震度観測体制を比較する。人口は大阪府の方が10倍以上多く、面積は1/3以下である。震度観測点密度は4倍程度、観測点の地盤増幅度は平均的に3割程度大きい。図7に両地震の震度分布図<sup>15)</sup>を示す。図中に震央を星印で表し、背景を地盤増幅度とした。計測震度が最も大きい震度観測点は、大阪府北部の地震では「枚方市大垣内」が震央距離4.7km、地盤増幅度1.3であり、島根県西部の地震では「大田」が震央距離8km、地盤増幅度1.3であった。以降、本論で扱う人口データは総務省統計局の平成27年国勢調査<sup>16)</sup>を使用し、面積データは国土地理院の平成29年全国都道府県市区町村別面積調<sup>17)</sup>を使用している。表層地盤増幅度はJ-SHISの250mメッシュデータ<sup>18)-22)</sup>を使用している。

表 3 地震の概要

	大阪府北部 の地震	島根県西部 の地震
地震発生日付	2018/6/18	2018/4/9
最大震度	6 弱	5 強
マグニチュードMj	6.1	6.1
震源深さ [km]	13	12
全壊 [棟]	21	16
半壊 [棟]	483	58
一部損壊 [棟]	61266	556
死者 [人]	6	0

表 4 震度観測体制の比較

	大阪府	島根県
観測点の数 [個数]	88	71
気象庁	8	10
自治体	72	53
K-NET	8	8
都道府県面積当たりの 震度計密度 [個数/100km <sup>2</sup> ]	4.62	1.06
観測点の 地盤増幅度の平均	1.52	1.22
地盤増幅度の平均	1.17	0.76
面積 [km <sup>2</sup> ]	1905.29	6708.27

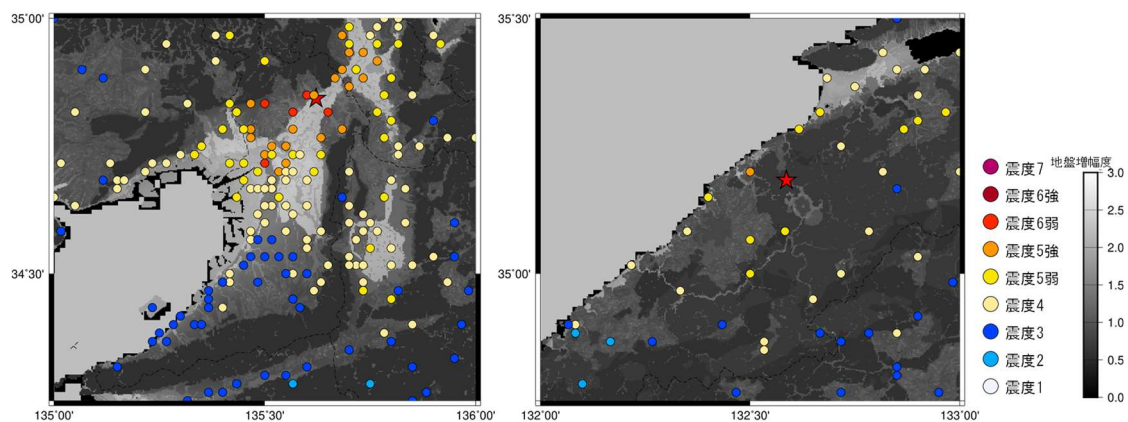


図 7 震度分布図 大阪府北部の地震（左）島根県西部の地震（右）

図 8 に震度観測点当たりの支配面積と人口を示す。震度観測点を基準に全国をボロノイ分割し、大阪府と島根県の震度観測点について、ボロノイ領域ごとの面積と人口を求めた。図 9 に大阪府と島根県について、震度観測点を基準にボロノイ分割した地図を示す。領域の背景色を人口とし、震度観測点を地盤増幅度で色分けした。大阪府は震度観測点当たりのカバー面積が狭く、観測点当たりの人口が多い。

図 10 に地表最大速度の距離減衰を距離減衰式（司・翠川 1999）<sup>23)</sup>と比較して示す。基盤面と地表の最大速度の比較から地盤増幅特性を示すために、地盤増幅特性の補正は行っていない。気象庁、自治体、K-NET の震度観測点の強震記録を使用し、表層地盤増幅度で色分けした。ただし、自治体の強震観測記録は震度 5 弱以上の観測記録のみを用い、等価震源距離を震源距離で代用した。大阪府北部の地震では震源距離の短い記録が多い。二つの地震では震源規模、震源深さがほぼ等しいため、基盤位置での距離減衰式には違いがみられないが、地表の揺れは、大阪府北部の地震の方が表層の増幅が大きいため、距離減衰式より大きな値を示している。

図 11 に震央距離帯別の震度観測点数を示す。大阪府北部の地震の方が、震央距離の短い震度観測点が多い。図 12 に大阪府、島根県の震度観測点について地盤増幅度のヒストグラムを示す。地盤増幅度は J-SHIS の表層地盤情報<sup>18)-22)</sup>を観測点に割り当てた。大阪府に比べ島根県は地盤の比較的強固な地点に観測点が配置されている。大阪府の震度観測点は島根県に比べ大きな揺れを記録しやすい地盤条件である。

島根県よりも大阪府の方が震度観測点の配置密度が高く局所的な強い揺れを検知しやすいため、内陸地震では観測最大震度が大きくなる。同程度の規模の地震が発生した場合でも、震度観測体制の違いから観測最大震度には地域差があることを確認した。また、大阪府は沖積平野が広がっており、地盤の比較的軟弱な観測点が多く震度が大きくなりやすい。一般的な傾向として、地盤増幅度の大きい低地に開けた都市部では、人口集中との相乗効果から、同程度の規模の地震に対して被害が大きくなりやすい。

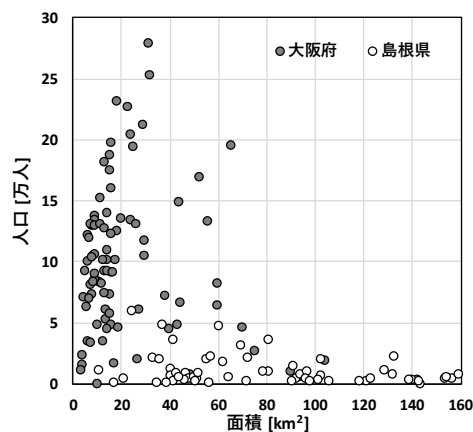


図8 震度観測点当たりの面積と人口の関係

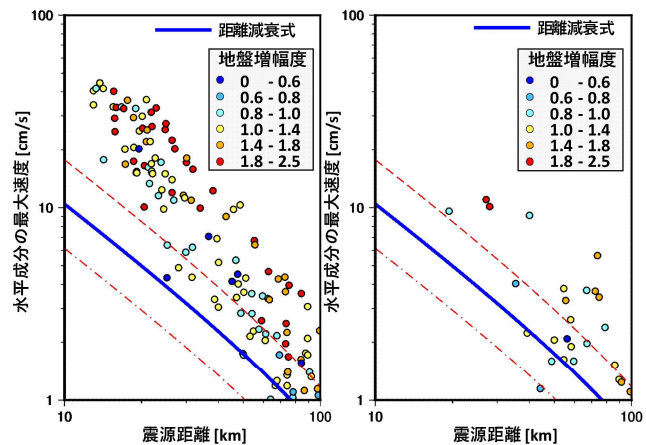


図10 地表の距離減衰  
大阪府北部の地震（左）島根県西部の地震（右）

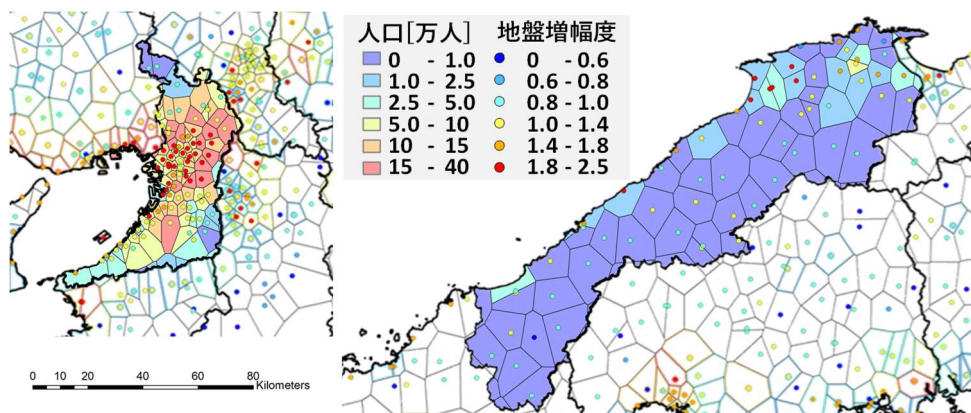


図9 震度観測点でボロノイ分割した地図 大阪府（左）島根県（右）

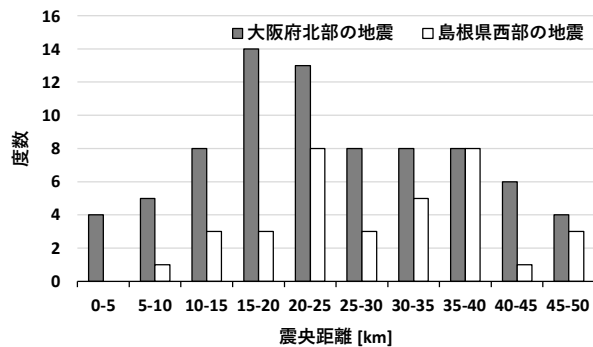


図11 震央距離帯別のヒストグラム

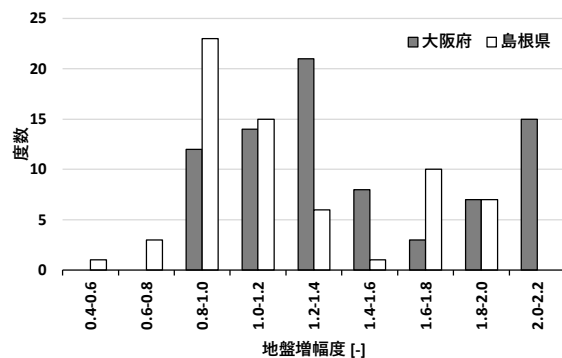


図12 地盤増幅度のヒストグラム

地域間の震度観測体制の違いと観測最大震度の関係を震度観測点密度や地盤増幅度、人口分布と合わせて定量的に評価する必要があり、5章で検討を行う。

#### 4. 震度観測体制の年代差と観測最大震度

##### 4.1 観測最大震度の変化

図13に震央が陸域の地震について、気象庁の地震カタログの震度データを使用し、年ごとの観測最大震度の平均と標準偏差、地震発生回数を示す。震度観測点が増加した1996年以降、観測最大震度が1程



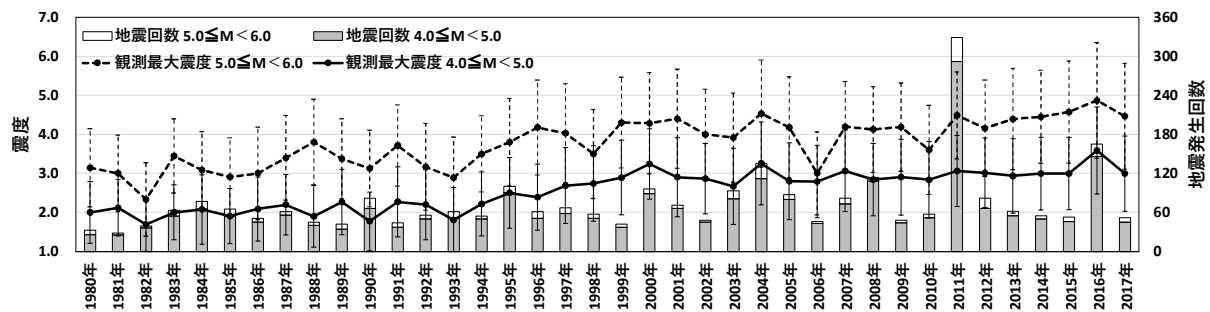


図 13 観測最大震度の平均と地震発生回数

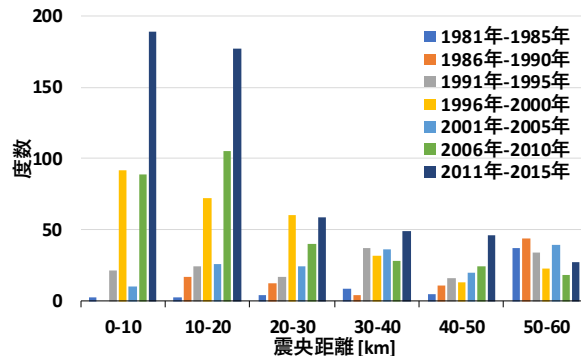


図 14 最大震度を記録した観測点の震央距離帯別度数分布 (M4 以上)

度大きくなっている。マグニチュード 4 以上 5 未満の地震について、1995 年以前の観測最大震度の平均は 2.1、1996 年以降の平均は 2.9 である。なお、東北地方太平洋沖地震が発生した 2011 年や、余震が多かった新潟県中越地震や熊本地震の 2004 年と 2016 年で地震回数が増加しているが、ほかの年では地震発生回数の大きな変化はない。

図 14 にマグニチュード 4 以上の地震について 5 年ごとの最大震度を記録した観測点の震央距離帯別度数分布を示す。1995 年以前は震央距離 50 km 以下の観測記録が少ない。1990 年以前については、震央距離 20 km 以下の記録はほとんどなく、1996 年以降、震央距離が 20 km 以下の記録が増加する。震央距離の短い観測記録の増加により観測最大震度が大きくなったことがわかる。

#### 4.2 震度観測点の支配領域の平均半径の変化

図 15 に 1993 年と 2018 年の震度観測点を基準に全国をボロノイ分割した地図を示す。1993 年に比べ 2018 年は震度観測点が増加しておりボロノイ領域の面積が小さい。図 16 に各都道府県の震度観測点の支配領域の平均半径と人口密度を示す。2018 年の平均半径が大きな都道府県を左から並べた。平均半径は、ボロノイ領域と同じ面積の円の半径として定義した等価半径の平均値である。2004 年は 1993 年に比べ、すべての都道府県で平均半径が小さくなり、震央距離が短い記録が多く観測できるようになった。2004 年から 2018 年では震度観測点が全国で 600 ヶ所程度増加しているが、平均半径に大きな変化はない。1993 年時点の震度観測体制は気象庁が管理する観測点 157 ヶ所のみであり、都道府県人口と平均半径に関係は見られない。沖縄県、鹿児島県、長崎県は離島が多く平均半径が短い。2018 年の平均半径は東京都、大阪府、神奈川県で 3 km 以下と小さな値となっており、人口が多い都府県の密度が大きい。もっとも平均半径の大きな北海道は 8 km で東京都の約 4 倍である。

図 17 に震源深さ 20 km 以下で震央が陸域の地震を対象に、5 年ごとの観測最大震度の平均と震度観測点の支配領域の平均半径を示す。ただし、図中に示す 1996 年-2000 年は震度観測点の数が大幅に増加する最中であり、5 年間を一括りに評価することが難しいため、参考値としてみる必要がある。1991 年-1995 年から 2011 年-2015 年では、観測最大震度は 1 程度大きくなり、平均半径は 1/5 程度となった。河角 (1943)<sup>24)</sup>による震度と最大加速度の関係式では、震度  $I$  は最大加速度  $a$  [ $\text{cm/s}^2$ ] から次式で示される。

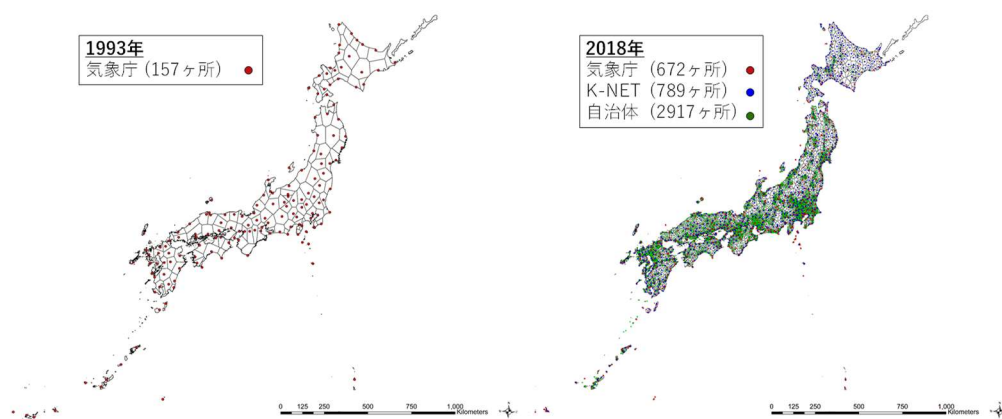


図 15 震度観測点でボロノイ分割した地図（左 1993 年，右 2018 年）

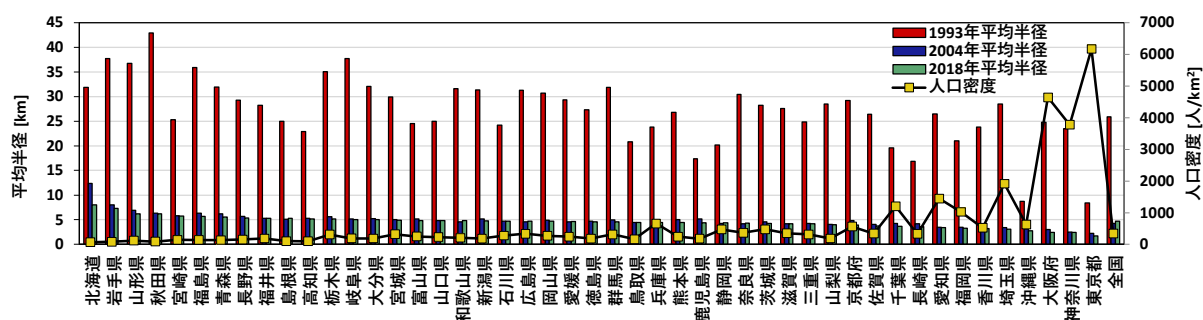


図 16 都道府県ごとの震度観測点の支配領域の平均半径と人口密度

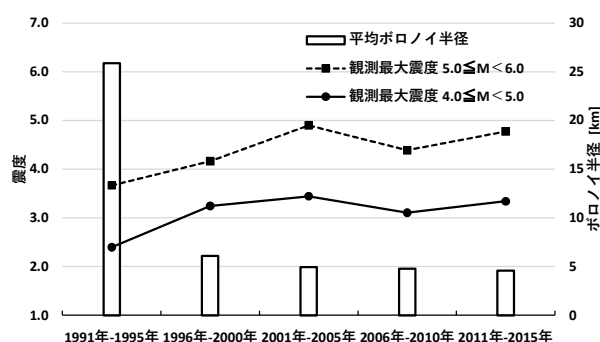


図 17 観測最大震度の平均と震度観測点の支配領域の平均半径

$$I = 2\log_{10} a + 0.7 \quad (1)$$

震度の上昇傾向を震度観測体制の変化から説明するために、式(1)と実体波の振幅が震源距離に反比例することを考慮し、1991 年-1995 年から 2011 年-2015 年の震度の上昇値  $\Delta I$  を、

$$\Delta I = 2\log_{10} \frac{\sqrt{R_{1991-1995}^2 + D^2}}{\sqrt{R_{2011-2015}^2 + D^2}} \quad (2)$$

と定義する。ここで、 $R_{1991-1995}$ 、 $R_{2011-2015}$  はそれぞれ 1991 年-1995 年と 2011 年-2015 年でのボロノイ領域の等価半径の平均値、 $D$  は震源深さの平均値である。加速度  $a$  の距離減衰式の震源項が 1991 年-1995 年と 2011 年-2015 年で共通とすると、各年の震度の差をとることで加速度  $a$  に含まれる震源項はキャンセルされるため、式(2)では加速度  $a$  の比が震源距離の比だけで表現できる。また、陸域の地震を考えれば、

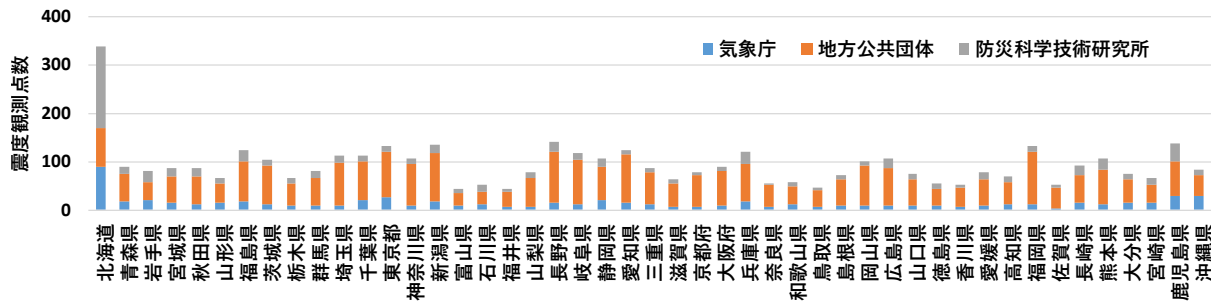


図 18 都道府県ごとの震度観測点数

ある地震の震央は最短震央距離となる震度観測点のボロノイ領域に含まれる。ボロノイ領域内での地震の発生が空間的にランダムであるとする、平均的な震央距離は震度観測点のカバーするボロノイ領域の等価半径の平均値に比例するため、震央距離を  $R_{1991-1995}$ ,  $R_{2011-2015}$  で代用した。また、5 章で示す震度差は、式(2)と同様の考え方を基に「距離要素」と「地盤増幅度要素」を分けて定義するが、1991 年-1995 年と 2011 年-2015 年では震度観測点の地盤増幅度の平均値は 1.20, 1.26 と各年で明瞭な差がないため、ここでは、震源距離が震度に及ぼす影響のみを考えて定義した。震源深さの平均値が 10 km 程度であることとボロノイ分割の結果から、式(2)より震度の上昇値  $\Delta I$  を求めると、観測最大震度は 0.9 程度上昇したと概算でき、震度観測点が密になったことで観測最大震度が大きくなったといえる。また、式(2)を震央が海域の地震について考えると、震度観測点間の距離の違いが震源距離に比して相対的に小さくなるため、陸域の地震に比べ観測最大震度の年代差は小さいことがわかる。

兵庫県南部地震以降の震度観測点の増加から、震央距離の短い観測記録を得やすくなり、観測最大震度は大きくなった。ただし、地域により震度観測点の支配領域の平均半径は異なり、観測最大震度の大きさに違いがある。

## 5. 震度観測体制の地域差と観測最大震度

図 18 に 2018 年の都道府県ごとの震度観測点数を示す。震度観測点は、面積の大きな北海道と市町村数の多い都道府県で多い。北海道は、約 20 km 間隔で全国に配置される K-NET の割合が高い。

図 19 に震度観測点を基準に全国をボロノイ分割した地図を示す。(a)すべての震度観測点と(b)気象庁、(c)自治体、(d)K-NET の震度観測点のみを用いた場合を示す。(a)については、ボロノイ領域を人口で色分けした。図 20 に、図 19(a)について、東京都、大阪府、愛知県周辺の拡大図を示し、震度観測点を地盤増幅度で色分けした。自治体の震度観測点は人口集積地帯に偏在している。K-NET は、ボロノイ領域面積のばらつきが小さく、気象庁や自治体の配置に比べ等分布に近くなっているが、山間地よりも平野に配置される傾向がある。人口集積地帯には震度観測点が集中しており、震度観測点当たりの面積は小さく地盤増幅度が大きい。

図 21 に都道府県ごとのボロノイ領域の面積とボロノイ領域に含まれる人口、震度観測点の地盤増幅度の平均を示す。東京都、神奈川県、大阪府といった都市部ほど震度観測点当たりの人口が多く、面積は小さい。

ここで、同じ規模の地震が直下で発生した際に、ある県の震度観測点配置から得られる観測最大震度と全国の平均的な震度観測点配置から得られる観測最大震度の差を概算する。まず、全国のボロノイ領域の等価半径の平均値  $R$  を次式で定義する。

$$\log_{10} R = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N_i} \log_{10} r_{ij} \quad (3)$$

ここで、 $N$  は全国の震度観測点数、 $N_i$  は第  $i$  県の震度観測点数、 $M$  は都道府県数(= 47)、 $r_{ij}$  は第  $i$  県の第  $j$  観測点を含むボロノイ領域と同じ面積の円の半径である。実体波の振幅が震源距離に反比例すること及び河角(1943)<sup>24)</sup>の震度と最大加速度の関係式(式(1))を用いて、第  $i$  県の第  $j$  観測点の距離要素による震度差  $\Delta I_{Rij}$  を示すと、

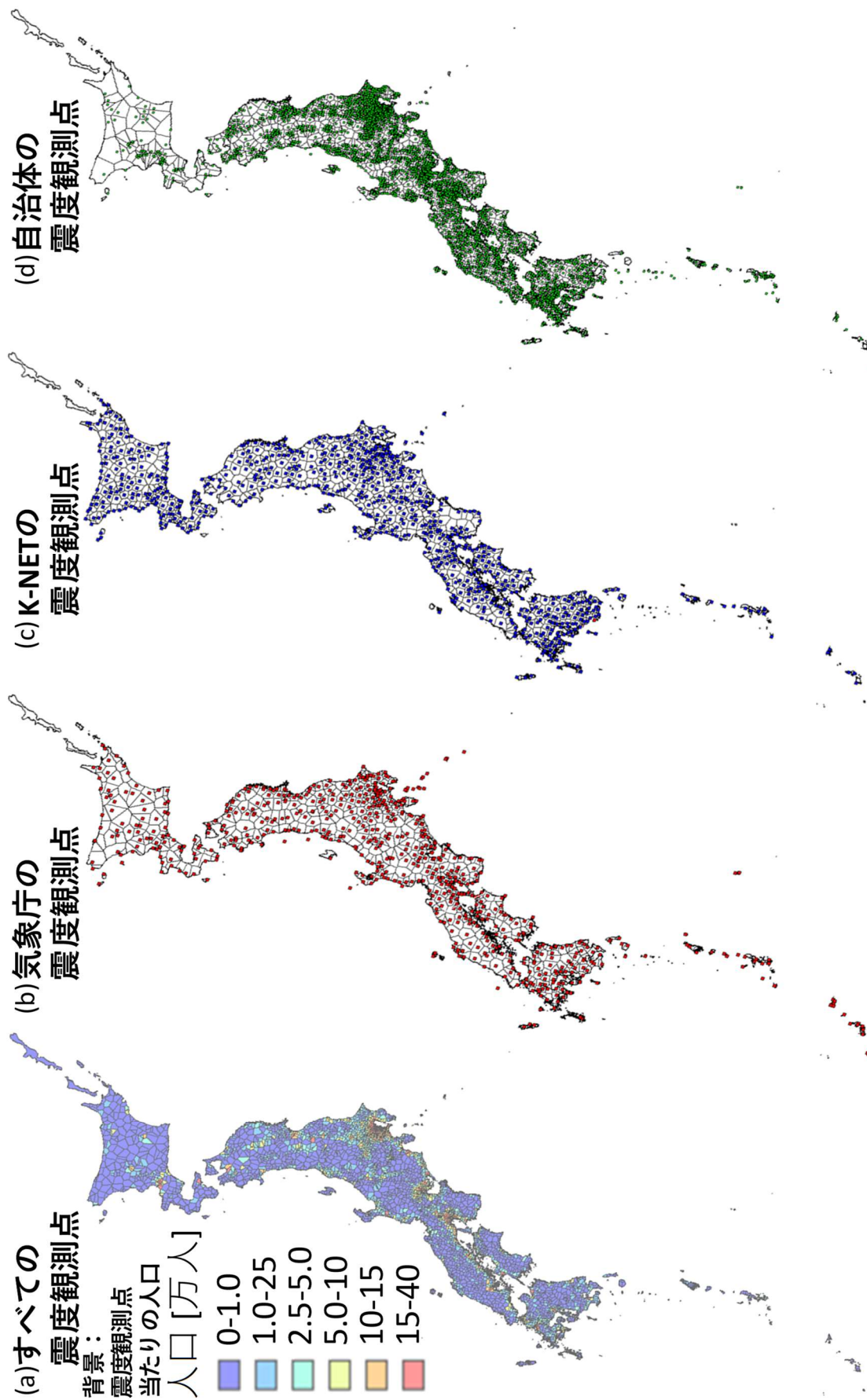


図 19 震度観測点でボロノイ分割した地図



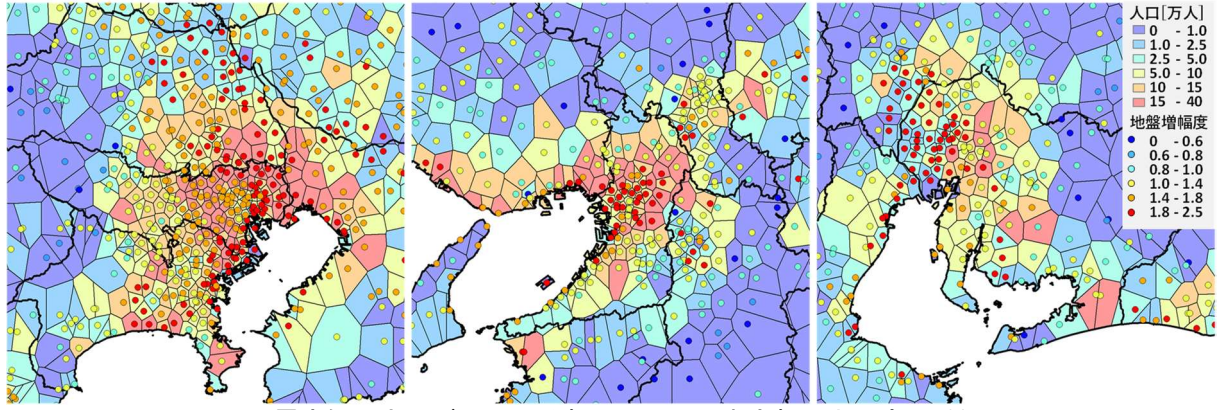


図 20 震度観測点でボロノイ分割した地図（東京都，大阪府，愛知県）

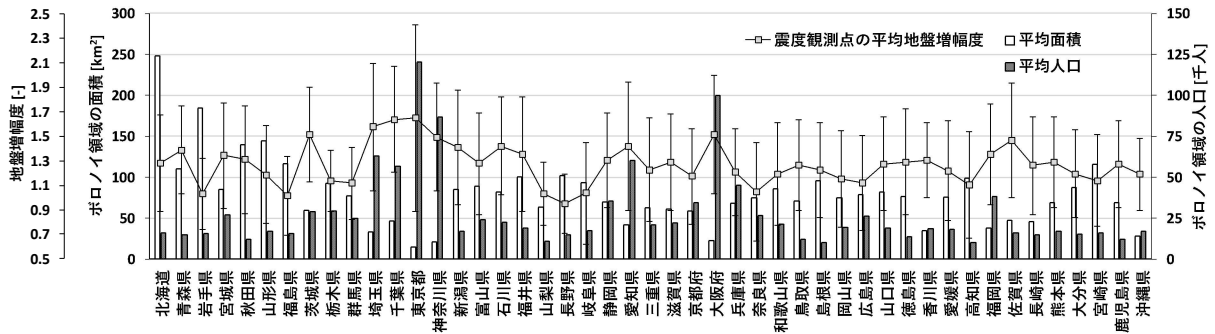


図 21 都道府県ごとの震度観測点のボロノイ領域の平均面積と平均人口，平均地盤増幅度

$$\Delta I_{Rij} = 2 \log_{10} \frac{\sqrt{R^2 + D^2}}{\sqrt{r_{ij}^2 + D^2}} \quad (4)$$

となる。 $D$  は平均的な震源深さである。ここでは，断層最短距離を考える。ボロノイ領域内での地震の発生が空間的にランダムであるとする，平均的な震央距離は  $r_{ij}$  に比例すると考えられるため，震央距離を  $r_{ij}$  で代用した。 $D$  は，観測最大震度が観測点配置の影響を受けやすい内陸地殻内地震を対象とし，地震発生層の上端の深さを考え，地震調査研究推進本部（2005）による「全国を概観した地震動予測地図」<sup>25)</sup>の作成において用いられた値を参考に 3 km とした。ここで， $\Delta I_{Rij}$  の都道府県ごとの平均値を第  $i$  県の距離要素による震度差  $\Delta I_{Ri}$  とし，

$$\Delta I_{Ri} = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} \Delta I_{Rij} \quad (5)$$

と定義する。次に，全国の震度観測点の地盤増幅度の平均値  $S$  を次式で定義する。

$$\log_{10} S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N_i} \log_{10} s_{ij} \quad (6)$$

ここで， $s_{ij}$  は第  $i$  県の第  $j$  観測点の地盤増幅度である。地震動の振幅が地盤増幅度に比例すること及び河角（1943）<sup>24)</sup>の震度と最大加速度の関係式（式(1)）を用いて，第  $i$  県の第  $j$  観測点の地盤増幅度要素による震度差  $\Delta I_{Sij}$  を示すと，

$$\Delta I_{Sij} = 2 \log_{10} \frac{s_{ij}}{S} \quad (7)$$

となる。ここで， $\Delta I_{Sij}$  の都道府県ごとの平均値を第  $i$  県の地盤増幅度要素による震度差  $\Delta I_{Si}$  とし，

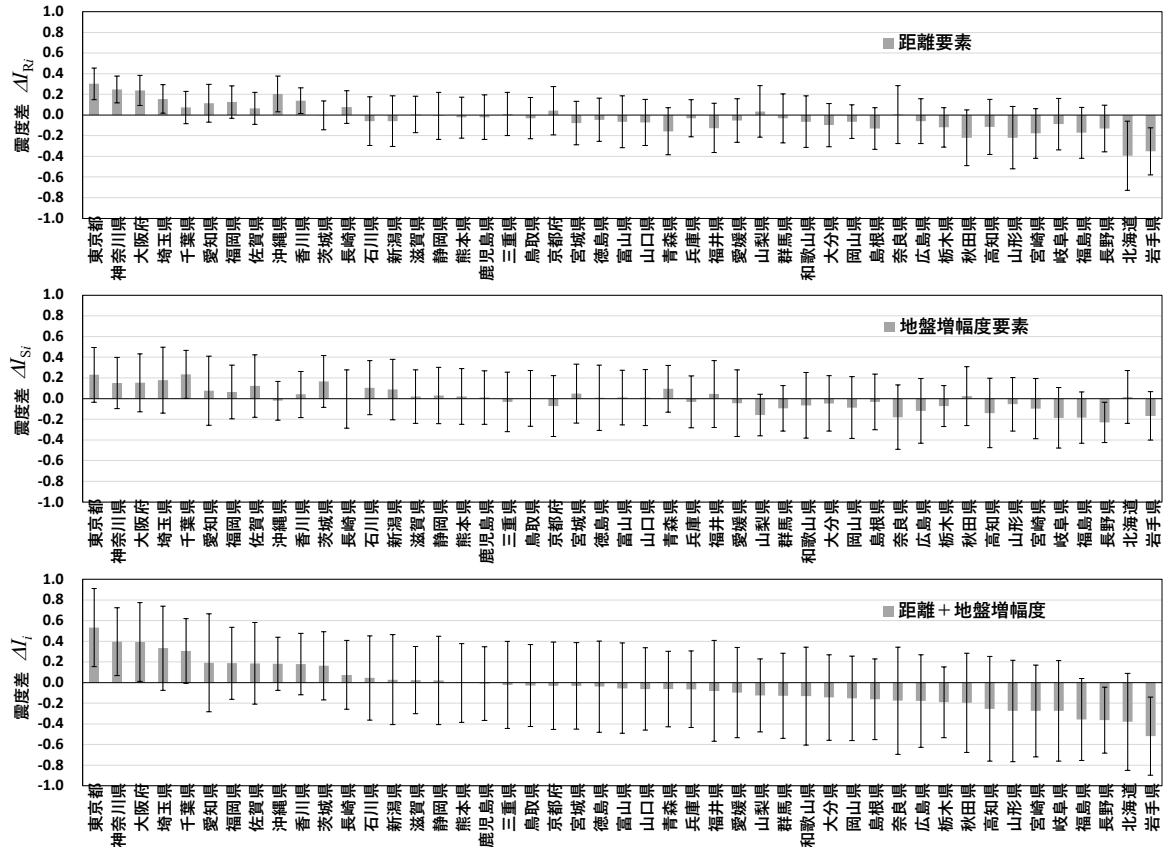


図 22 震度観測点配置から求めた震度差  $\Delta I_{Ri}$  (上),  $\Delta I_{Si}$  (中),  $\Delta I_i$  (下)

$$\Delta I_{Si} = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} \Delta I_{Sij} \quad (8)$$

と定義する. 第  $i$  県の第  $j$  観測点の震度差  $\Delta I_{ij}$  は  $\Delta I_{Rij}$  と  $\Delta I_{Sij}$  の和として,

$$\Delta I_{ij} = \Delta I_{Rij} + \Delta I_{Sij} \quad (9)$$

と定義する. 最後に, 第  $i$  県の震度観測点配置から求めた震度差  $\Delta I_i$  を  $\Delta I_{ij}$  の都道府県ごとの平均値として, もしくは,  $\Delta I_{Ri}$  と  $\Delta I_{Si}$  の和として,

$$\Delta I_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} \Delta I_{ij} = \Delta I_{Ri} + \Delta I_{Si} \quad (10)$$

と定義する.  $\Delta I_i$  は第  $i$  県の震度観測点配置から得られる観測最大震度と全国の平均的な震度観測点配置から得られる観測最大震度の差を意味し, 都道府県単位の震度観測点配置の特徴を表す指標と考えることができる. 距離要素による震度差  $\Delta I_{Ri}$  は, ボロノイ領域の等価半径  $r_{ij}$  が小さいほど大きく, 地盤増幅度要素による震度差  $\Delta I_{Si}$  は, 観測点の地盤増幅度  $s_{ij}$  が大きいほど大きな値となる. また,  $r_{ij}$  と  $R$  が同じ値の時に距離要素による震度差  $\Delta I_{Ri}$  は 0 になり,  $r_{ij}$  が 0 である場合は第  $i$  県に震度観測点が敷き詰められている状態を意味しており, 距離要素による震度差  $\Delta I_{Ri}$  は大きくなる. ただし, 同じ規模の地震が直下で発生した場合を考えており, 震源が深い地震を考えるほど  $\sqrt{R^2 + D^2}$  と  $\sqrt{r_{ij}^2 + D^2}$  の比が 1 に近くなるため, ここで定義する震度差は大きめに見積もられることになるが, 震度観測体制の特徴を明らかにする本章での目的に照らせば大きな支障はない. また, 都道府県外で発生した地震を考える場合も, 震源距離に震央から都道府県境までの距離がオフセット値として加わるため, 同様である.

図 22 に, 各都道府県の震度観測点配置から求めた震度差  $\Delta I_i$  と距離要素による震度差  $\Delta I_{Ri}$ , 地盤増幅度要素による震度差  $\Delta I_{Si}$  を示す. 左から  $\Delta I_i$  の降順とし, 並びは統一した. 距離要素による震度差  $\Delta I_{Ri}$  と,

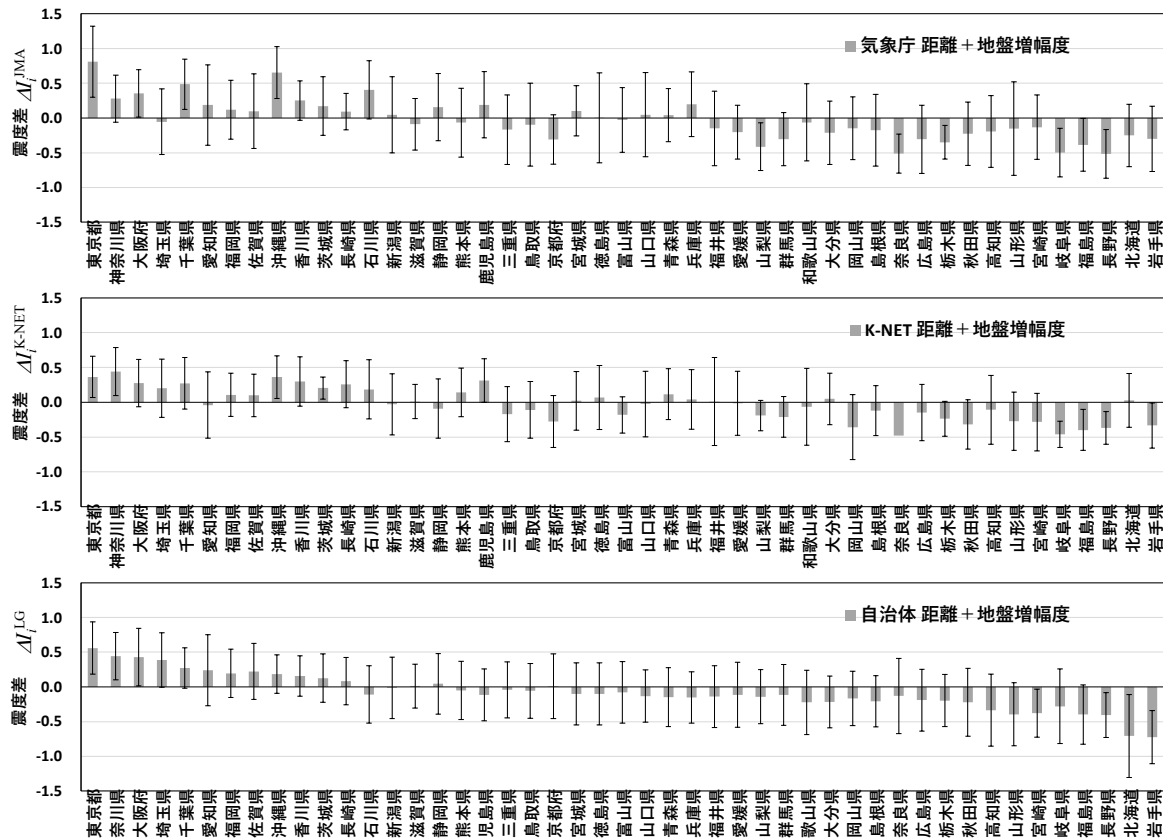


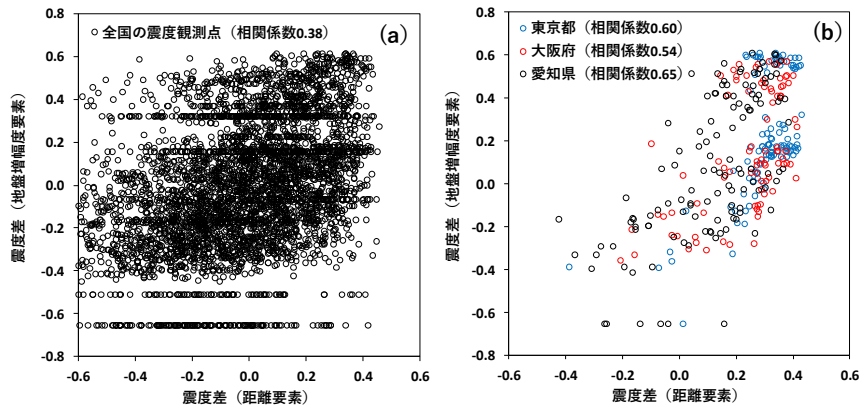
図 23 機関別の震度観測点配置から求めた震度差  $\Delta I_i^{JMA}$  (上),  $\Delta I_i^{K-NET}$  (中),  $\Delta I_i^{LG}$  (下)

地盤増幅度による震度差  $\Delta I_{Si}$  が大きな東京都、神奈川県、大阪府では、震度差  $\Delta I_i$  が特に大きくなる。北海道は  $\Delta I_{Ri}$  が最も小さいが、 $\Delta I_{Si}$  は 0 に近く、震度差  $\Delta I_i$  が最も小さくなるのは岩手県である。大阪府は島根県よりも震度差  $\Delta I_i$  が大きく、3.2 節で比較した観測記録と対応する。また、都道府県単位の傾向としては、震度差  $\Delta I_i$  がほとんど 0 である宮城県や富山県でも、標準偏差を考慮すると、震度観測点によっては震度差  $\Delta I_i$  が大きい。

次に、図 23 に、気象庁、K-NET、自治体それぞれの震度観測点のみを用いて全国をボロノイ分割し、機関ごとの震度観測点配置から求めた震度差  $\Delta I_i^{JMA}$ ,  $\Delta I_i^{K-NET}$ ,  $\Delta I_i^{LG}$  を示す。これらは、それぞれの機関について、都道府県単位の震度観測点配置の特徴を表す指標である。ただし、震度差を算出する際の  $R$  と  $S$  観測点の  $r_{ij}$  は、機関ごとに異なる値となるため、震度差の値そのものを機関同士で比較することはできない。ここでは、機関ごとに独立して配置の特徴を評価する。奈良県は K-NET の震度観測点が 1 点のみであるため、 $\Delta I_i^{K-NET}$  の標準偏差は記されていない。気象庁の震度観測点は、気象庁の震度観測点の多い東京都、沖縄県が距離要素の影響から震度差  $\Delta I_i^{JMA}$  が大きい。K-NET の震度観測点は、他の機関に比べ  $\Delta I_i^{K-NET}$  のばらつきが小さいが、東京都、神奈川県は  $\Delta I_i^{K-NET}$  が大きく、他の都道府県に比べ K-NET の震度観測点密度が大きい。沖縄県、鹿児島県、長崎県は離島が多くボロノイ領域の等価半径が短いため  $\Delta I_i^{K-NET}$  が正の値をとる。自治体の震度観測点は、人口が多く、自治体数の多い都道府県ほど震度差  $\Delta I_i^{LG}$  が大きくなる。震度差  $\Delta I_i$  には、自治体の震度差  $\Delta I_i^{LG}$  が大きく影響している。

図 24 に、各観測点の  $\Delta I_{Rij}$  と  $\Delta I_{Sij}$  の分布を示す。(a)は全国の震度観測点すべて、(b)は東京都、大阪府、愛知県の観測点についての図である。全国の震度観測点については  $\Delta I_{Rij}$  と  $\Delta I_{Sij}$  の相関があまり見られない。これは、谷筋や沿岸部の集落にある震度観測点では、地盤増幅度が比較的大きいが、観測点がまばらなためボロノイ領域の面積が大きいためである。東京都、大阪府、愛知県の  $\Delta I_{Rij}$  と  $\Delta I_{Sij}$  の相関係数は 0.60, 0.54, 0.65 となりやや正の相関がみられる。このことから、観測点が密集する地域では震度観測点の地盤増幅度が大きく、観測最大震度がより大きくなる傾向があるといえる。

都市部では、震度観測点当たりの面積が小さい。人口集中地区では震度観測点密度が高く、軟弱な地



(a) 全国の震度観測点すべて (b) 東京都, 大阪府, 愛知県の観測点  
図 24 距離要素による震度差  $\Delta I_{Rij}$  と地盤増幅度要素による震度差  $\Delta I_{Sij}$  の分布

盤が広がるため、ほかの地域に比べ観測最大震度が大きくなりやすい。防災目的では、限られた予算の中で地震被害を早急に把握するために人口基準の配置には妥当性があるが、地域によって地震規模と観測最大震度の関係に系統的な違いが生じることに留意する必要がある。気象庁の震度情報には、防災目的で配置される自治体の震度観測網と面積を配置基準とする K-NET が含まれている。震度観測点に占める自治体の割合が大きいため、震度観測体制全体としては、人口の多い地域へ震度観測点が集中する。震度の地震防災での利用を考えると、特定の地域への震度観測点の集中は避けられないため、震度観測体制が地域による観測最大震度の違いの原因となる。

## 6. 結論

本論では、日本における震度観測の変遷を年表でまとめると共に、気象庁地震カタログの震度データから観測最大震度の増加推移と震央距離が短くなる傾向を示した。また、全国を震度観測点を基準にボロノイ分割した領域ごとに、表層地盤増幅度や人口分布を考察し、人口集積地帯は軟弱な地盤にあり、震度観測点密度が高いことを示した。さらに、震度観測点配置の特徴から震度差を定義することで、観測最大震度の震度観測点の高密度化による年代差と震度観測点の粗密、地盤の硬軟による地域差を定量的に評価した。これによって以下のことを定量的に示した。

### 【観測最大震度の年代差】

震度観測点の高密度化に伴い観測最大震度が増大した。1996 年以降、同程度の規模の内陸浅部で発生する地震では、観測最大震度が 1 程度大きくなっている。

### 【観測最大震度の地域差】

人口密度の大きな東京都、神奈川県、大阪府等の都府県は、震度観測点が密で地盤が軟弱であり、同程度の規模の地震に対する観測最大震度が全国平均よりも大きくなりやすい傾向がある。同じ規模の地震が直下で発生した際には、本論で定義した震度差の値にして 0.5 程度の違いがある。

現在、地震災害対応は観測最大震度をトリガーとしている。近年では観測最大震度（点情報）を補うために気象庁から推計震度分布（面情報）が発表されている。面情報の把握のために推計震度分布等を参考にすることは有効であるが、名古屋市地域防災計画<sup>20)</sup>を例に挙げると、推計震度分布についての記載はなく観測最大震度を基準として対策が決められている。観測最大震度に地域差があると、震度情報から想起する被害と実被害に差が生まれる。震度の正しい利用のためには、観測最大震度の年代差・地域差の把握が必要となる。また、現在の震度観測体制は地域の揺れの代表として適切な意味を持つ配置になっているか、震度観測点当たりのカバー面積や人口分布、地盤増幅度の関係をより詳細に把握する必要がある。

本論では、距離減衰特性や地盤増幅特性を決定論的に扱い、観測最大震度の増大に対する揺らぎの効果を考慮しなかったが、震度観測点の増加に伴う偶然的変動については考える余地がある。最大震度を



極値統計として捉えると、震度観測点の増加に伴って観測最大震度が大きくなることは考えられ、その寄与の程度に関する検討は今後の課題である。

## 謝 辞

本論の作成にあたり、気象庁および防災科学技術研究所、大阪府の強震観測記録を使用しました。気象庁の古謝植之様には有用な情報をいただきました。一部の図の作成には、GMT (Wessel and Smith, 2013)<sup>27)</sup>を用いました。また、3名の匿名の査読者から非常に有益な意見をいただきました。記して感謝申し上げます。

## 付録

付表1に震度階級の変遷を示す。文献4)5)に基づき作成した。地震報告心得によると、全国的な震度観測が開始された当時の震度階級は微、弱、強、烈の4階級であった。1896年からは微（感覚ナシ）が追加され、弱、強が二分化された。その後、2度の改正があり、1949年には福井地震を契機としてⅦ/激震が追加された。1996年10月以降、震度階級は計測震度によって定義され、10階級となっている。

付表1 震度階級の変遷

1884年 - 1895年	1896年 - 1907年	1908年 - 1935年	1936年 - 1949年	1949年 - 1996年	1996年 - 現在
地震報告心得	地震報告心得「改正」	中央気象台年報	地震観測法	地震観測法「改正」	気象庁震度階級
	0 / 微（感覚ナシ）	0 / 無感覚地震	無感	無感	0 : 計測震度0.5未満
微	1 / 微	一 / 微震	I / 微震	I / 微震	1 : 計測震度0.5～1.4
弱	2 / 弱（弱キ方）	二 / 弱震（震度弱キ方）	II / 軽震	II / 軽震	2 : 計測震度1.5～2.4
	3 / 弱	三 / 弱震	III / 弱震	III / 弱震	3 : 計測震度2.5～3.4
強	4 / 強（弱キ方）	四 / 強震（震度弱キ方）	IV / 中震	IV / 中震	4 : 計測震度3.5～4.4
	5 / 強	五 / 強震	V / 強震	V / 強震	5弱 : 計測震度4.5～4.9 5強 : 計測震度5.0～5.4
烈	6 / 烈	六 / 烈震	VI / 烈震	VI / 烈震	6弱 : 計測震度5.5～5.9 6強 : 計測震度6.0～6.4
				VII / 激震	7 : 計測震度6.5以上

## 参考文献

- 1) 気象庁：震度に関する検討会，2009.
- 2) 消防庁：熊本県熊本地方を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況（第9報），2019.
- 3) 消防庁：山形県沖を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況（第16報），2019.
- 4) 気象庁：震度の活用と震度階級の変遷等に関する参考資料，2009.
- 5) 石垣祐三：明治・大正時代の震度観測について－震度データベースの遡及－，験震時報，Vol. 70, pp. 29-49, 2007.
- 6) 石垣祐三，高木朗充：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，Vol. 63, pp. 75-92, 2000.
- 7) 気象庁地震火山部：地震観測業務履歴，験震時報，Vol. 65 別冊，2002.
- 8) 草野富二雄，横田崇：津波予報業務の変遷，験震時報，Vol. 74, pp. 35-91, 2011.
- 9) 青井真，功刀卓，安達繁樹，藤原広行：防災科研による強震観測網－K-NET・KiK-net－，防災科学技術研究所研究資料，第264号，2005.
- 10) 気象庁：正確な震度観測を行うために，<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/shindo-kansoku/index2.html> (参照 2019-11-21).
- 11) 気象庁：震度観測点一覧，[https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/data/shindo/code\\_p.zip](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/data/shindo/code_p.zip) (参照 2019-11-21).
- 12) 気象庁：震度観測点，<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/intens-st/> (参照 2020-02-19).
- 13) 消防庁：大阪府北部を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況（第31報），2019.
- 14) 消防庁：島根県西部を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況（第16報），2019.
- 15) 気象庁：震度データベース検索，<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/> (参照 2020-07-03).

- 16) 総務省統計局：平成 27 年国勢調査, <https://www.e-stat.go.jp/> (参照 2019-11-21) .
- 17) 国土地理院：国土地理院技術資料, 平成 29 年全国都道府県市区町村別面積調 (参照 2019-11-21).
- 18) 防災科学技術研究所：地形・地盤分類 250m メッシュマップ（微地形区分データ）, <https://doi.org/10.17598/nied.0011> (参照 2020-02-19).
- 19) 若松加寿江, 松岡昌志：全国統一基準による地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築とその利用, 日本地震工学会誌, No. 18, pp. 35-38, 2013.
- 20) Wakamatsu, K. and Matsuoka, M.: Nationwide 7.5-Arc-Second Japan Engineering Geomorphologic Classification Map and Vs30 Zoning, Journal of Disaster Research, Vol. 8, No. 5, pp. 904-911, 2013.
- 21) 松岡昌志, 若松加寿江：地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ, 産業技術総合研究所, 知的財産管理番号 H20PRO-936, 2008.
- 22) 藤本一雄, 翠川三郎：近接観測点ペアの強震観測記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol. 6, No.1, pp. 11-22, 2006.
- 23) 司宏俊, 翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, No. 523, pp. 63-70, 1999.
- 24) 河角廣：震度と震度階, 地震第 1 輯, Vol. 15, pp. 6-12, 1943.
- 25) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 2005.
- 26) 名古屋市：名古屋市地域防災計画, <http://www.city.nagoya.jp/shisei/category/53-2-4-0-0-0-0-0-0-0.html> (参照 2020-07-03).
- 27) Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. and Wobbe, F.: Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Transactions of American Geophysical Union, Vol. 94, No. 45, pp. 409-410, 2013.

(受理：2020年3月13日)

(掲載決定：2020年9月18日)

# **Transition in Seismic Intensity Information Obtained by the Seismic Intensity Observation System**

SUGIYAMA Mitsuki<sup>1)</sup>, YOSHIOKA Yuki<sup>2)</sup>, HIRAI Takashi<sup>3)</sup>  
and FUKUWA Nobuo<sup>4)</sup>

1) Student Member, Graduate Student, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

2) Graduate Student, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

3) Member, Assistant Professor, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Dr. Eng.

4) Member, Professor, Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, Dr. Eng.

## **ABSTRACT**

Since the 1995 Southern Hyogo Prefecture Earthquake, the seismic intensity observation system in Japan has developed dramatically. This paper summarizes the transition from the start of seismic intensity observation in Japan to the present. Analysis of seismic intensity data from the JMA seismic catalog showed that as the density of seismic intensity observation points increased, the number of strong motion observations closer to the epicenter increased and the observed maximum seismic intensity increased. In addition, by considering the surface layer amplification and population distribution for each area obtained by dividing the whole country into voronoi regions based on seismic intensity observation points, it was shown that even in the cases of similar magnitude earthquake, the observed maximum seismic intensity increases when it occurs in a densely populated area with the soft ground and the dense observation points. This paper quantitatively shows the changes in the times and regional difference of the maximum seismic intensity observed, and clarifies the characteristics of the seismic intensity station arrangements of the Japan Meteorological Agency, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, and local governments.

*Keywords: Seismic intensity, Seismic intensity observation system, Epicenter distance, Site amplification factor, Density of seismic intensity stations, Voronoi division*