

アンケート震度調査による表層地盤特性の抽出と Seismic Microzonation への適用性

宮崎雅徳*・秋吉卓**

本論文は、熊本市周辺で発生した3個のやや顕著地震を対象に、アンケート調査による高密度震度分布図を作成し、表層地盤特性の簡便な定量的評価法と Microzonation 研究への適用性を検討した。震度の震源距離による減衰性を考慮し、各サイトのアンケート調査から算定された震度と一般的なアテネーション式より計算される震度との震度差を導入し、この震度差が局所的な表層地盤地質・土質特性を反映することを明らかにした。また、これらの結果を応用して熊本市の Seismic Microzonation Map を作成した。

Key Words : seismic intensity, questionnaire survey, seismic microzonation, identification of geological characteristics of surface layers, moderate earthquake

1. 緒 論

地震の規模（マグニチュード）や地震エネルギー等の量は、「地震」を発震源として物理的に表現する特性値である。他方、受信点では地震動強さを表す量的特性値として「変位」「速度」「加速度」等の物理量が挙げられる。Seismic Microzonation の研究では、最も重要な指標は地表面での地震動の強さであろう。その他、気象庁震度 (I_{MA}) が地震動強さの総合的な指標として定義されている。特に太田等 (1972)¹⁾ のアンケート調査方式による震度（; アンケート震度 I_Q と称す）は気象庁震度に基準化され、調査項目や調査密度等から地震被害と密接に結びつく地表面地震動強さの総合指標として、地震計観測を補完する貴重な役割を果たすようになった。

太田等のアンケート震度調査は、1972年に神奈川県川崎市において3個の有感地震（山梨県東部 $M=4.8$ 、八丈島 $M=7.2$ 、八丈島東方沖 $M=7.3$ ）に初めて試用され、結果の信頼性、再現性等が検証された²⁾。1975年には、九州内陸部で発生した地震（阿蘇群発地震の本震 $M=6.1$ や大分県中部地震 $M=6.4$ ）の精密な震度分布が発表され³⁾、その簡便さや信頼性が確認され広く知られるようになった。その後現在まで、全国各地で約50個（調査票約20万枚以上）の地震の震度を判定している⁴⁾。これらは、各行政単位の高密度震度分布図の作成と地震被害との比較検討⁵⁾、震源距離による震度の減衰性⁶⁾、試錐結果等を参考にした震度の地盤特性との関係⁷⁾、Microzonation 研究への適用性⁸⁾あるいは震央付近の震度解析から震源域の特性や地震断層との関係⁹⁾等に関する研究に及んでいる。その他、地震時の人間心理や行動、避難¹⁰⁾、被災および復旧過程¹¹⁾および墓石の転倒

率や震度等から加速度値を推定する¹²⁾等その研究範囲は極めて多岐にわたっている。筆者等もアンケート震度調査の初期より、熊本市と周辺郡部地域の高密度震度調査を実施し、表層地盤特性による震度の増幅性等を報告してきた¹³⁾。

本研究は、筆者等が実施してきた研究¹³⁾の拡張と応用であり、熊本市と周辺地域に太田のアンケート方式を適用し震度と地盤特性（; 本研究では表層の地質年代や相対的な軟弱性あるいは土質の粒度、密度や固結度等を定義する）との関係および Seismic Microzonation への適用性を検討するため、表層地盤の揺れ易さの程度を定量的に検討しようとするものである。対象の地震は熊本市で震度Ⅲ以上（気象庁）の3個のやや顕著地震 ($M \geq 5$ 程度) で、アンケート震度 I_Q と地震のマグニチュードと震源距離によるアテネーション式より算定される震度（; アテネーション震度 I_A と称す）との震度差を導入し、これが各サイトの揺れの難易度を表す定量的指標として定義できるか否かを検討した。更に、各サイトの震度差を利用した Seismic Microzonation Map の作成手法やこれに基づく都市の表層地盤特性の定量的評価法を新たに提案し、その適用拡大の可能性を検討した。

この様に、研究対象地域を固定して、複数の地震の震度を相互的に解析し、震度の表層地盤特性要因を定量化した研究事例は太田 (1972)²⁾他極めて少ない。

2. アンケート方式による震度調査と高密度震度分布

本研究の解析地域は熊本市と周辺地域である。対象の地震はマグニチュードや震源位置の異なる3個のやや顕著地震（1）1975年1月23日23時19分阿蘇外輪山北部で発生した群発地震の本震（33°00'N, 131°08'E, $M=6.1$, $H=0$ km : 以後 ANE と称す）、（2）1977年6月28日11時46分熊本市北部で発生した群発地震の本

* 正会員 工修 九州東海大学助教授 工学部建築学科
(〒862 熊本県熊本市渡鹿9丁目1-1)

** 正会員 工博 熊本大学教授 工学部土木環境工学科

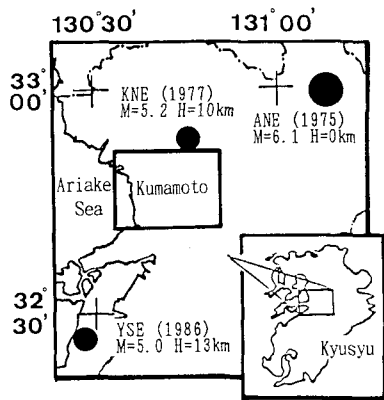


図-1 調査した地震の震央位置と解析した地域

表-1 調査した地震とアンケート調査票の配布・回収

地震名称	規模 (M)	深さ (km)	熊本市の震度	アンケート調査		
				配布	回収	回収率 (%)
ANE 1975. 23. Jun	6.1	0	IV	500	493	98.6
KNE 1977. 28. Jun	5.2	10	IV	112	112	100.0
YSE 1986. 28. Jul	5.0	13	III	2300	1954	85.0

<気象庁発表>

震 ($32^{\circ}54'N$, $130^{\circ}43'E$, $M=5.2$, $H=10$ km : 以後 KNE と称す), (3) 1986 年 7 月 28 日 9 時 43 分八代海沖で発生した地震 ($32^{\circ}27.6'N$, $130^{\circ}27.7'E$, $M=5.0$, $H=13$ km : 以後 YSE と称す) である。調査票の配布と回収は, 当時地震防災対策基礎調査実施中の熊本市庁, 警察署および同市役所職員に御協力を頂いた。従って, 地震毎の回答者に変動の少ない均質なデータが得られた。地震の諸元とアンケート調査票の配布・回収結果は図-1 および表-1 に示す。

調査票は 1 枚毎に観測位置を確認し震度を算定した。各観測点の震度は回答数が 2 枚以上の場合はその平均値から求めた。震度分布図は地震毎の統一を計るため, 行政区分の標準メッシュが望ましい。標準メッシュは本研究の様に解析対象地域が狭い場合はできるだけ細かい方がよい。しかし, 実施したアンケート調査票の数が少ないことや現在筆者等が作成している熊本市と周辺地域の地下地盤断面図や地下地盤構造解析等を考慮し, 少し大き過ぎるが第 3 次標準メッシュ (通称 1 km^2 メッシュ; 正確には緯度, 経度で $0.5'$, $0.75'$ に相当) を採用し, 震度分布図を図-2 に, その頻度分布図を図-3 に示す。震度分布図作成に対し, 各メッシュの震度決定に要した調査票の内訳等は表-2 に示す。各地震共, 1~2 枚の調査票で震度が計算されているメッシュが約半分あり, 調査票が 3 枚以上のメッシュは ANE が 21 メッシュ (平均 4~5 枚, 最高 16 枚), KNE が 12 メッシュ (平均 4~5 枚,

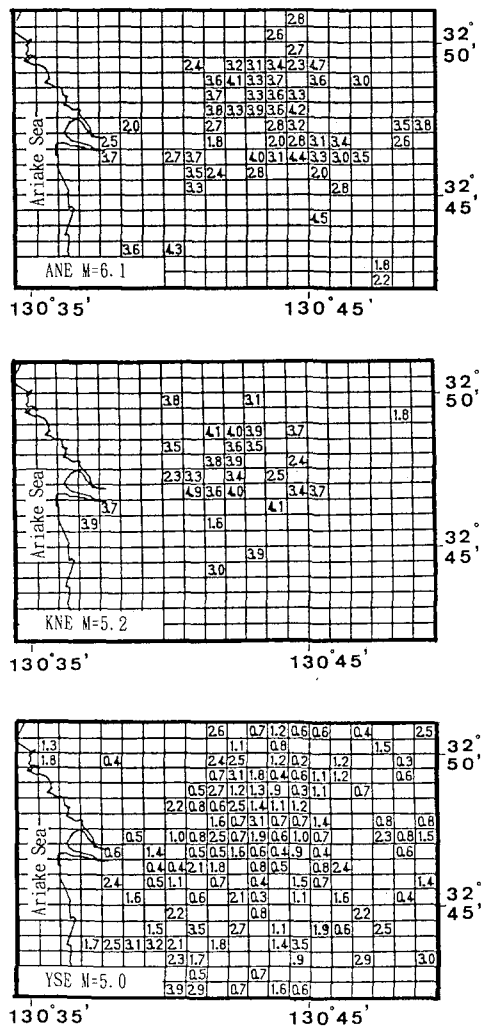


図-2 熊本市と周辺地域のアンケート調査に基づく高密度震度分布図 (I_0)

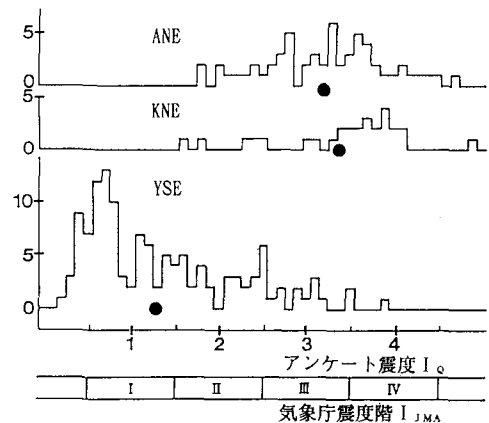


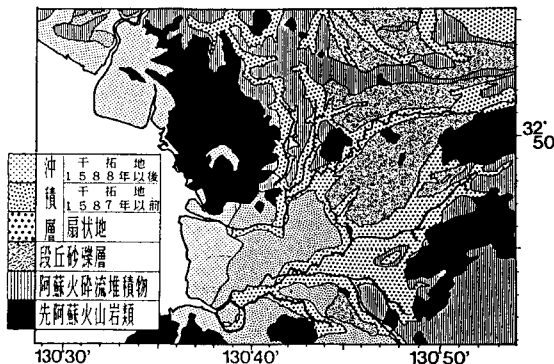
図-3 アンケート震度の頻度分布図 (●: 平均値)

表一 震度分布決定に用いたアンケート調査票の内訳

地震	計	1	2	3	①	②	③	④	A	B	C
ANE	60	27	10	23	5	10	28	17			
KNE	31	15	1	15	5	8	13	5			
YSE	145	22	32	91	5	51	52	37			
SMZM	154	30	17	107	9	51	53	41	88	53	13
調査地域	351	(山間部)						68	注 (mesh数)		
		(市街地域)		41	92	96	54				

注 1, 2, 3 : 各々1枚, 2枚, 3枚以上、の調査票で震度決定

- ① : 1588年以降の新しい干拓地地盤
- ② : 1587年以前の古い干拓地地盤
- ③ : 干拓地以外の沖積扇状地地盤
- ④ : 洪積台地・山地等沖積地以外の地盤
- A : 一つの地震で震度が決定
- B : 二つの地震で震度が決定
- C : 三つの地震で震度が決定



図一 熊本市周辺の表層地盤地質分類図

最高16枚), YSEは96メッシュ(平均6~7枚, 最高23枚)であり, 震度分布図の精度に多少問題を残している。

気象庁発表の熊本市の震度 I_{JMA} , 熊本地方気象台のあるメッシュのアンケート震度 I_{QMA} および熊本市周辺の頻度分布より算定された平均震度 I_{QAV} (標準偏差; s とする) を比較すると, ANEは $I_{JMA}=IV$, $I_{QMA}=4.1$, $I_{QAV}=3.2$ ($1.8 \leq I_Q \leq 4.7$, $s=0.97$), KNEは $I_{JMA}=IV$, $I_{QMA}=3.7$, $I_{QAV}=3.4$ ($1.6 \leq I_Q \leq 4.9$, $s=0.69$), YESは $I_{JMA}=III$, $I_{QMA}=2.7$, $I_{QAV}=1.3$ ($0.2 \leq I_Q \leq 3.9$, $s=0.87$) である。ANEとKNEの震度は I_{JMA} に良く対応している。YSEの震度は全体的にやや小さく1以下の小さな震度が多い。これに関しては、後藤(1987)¹⁴⁾ や筆者等の1988年および1989年に別府市で発生した群発地震のアンケート震度調査解析¹⁵⁾や本地震の八代市から熊本市と周辺地域迄の広い範囲にわたる震度解析結果より、調査票の「無感」と回答した資料を有効に活用することで、比較的小さな1以下の震度の有意性を確認している。

地震の規模や震源距離は各々異なっており、震度分布図は単純には比較できない。一般に地表面各サイトで観測される震度は、震源特性(地震の断層面の大きさや破壊要因等)、伝播経路(距離減衰や伝播媒質の粘性減衰等)および局地地盤特性(地盤の地形、地質、土質、層厚、密度等)等の要因が個々にあるいは複雑に関わり合っ特徴づけられる。特に、震度あるいは震度分布とマグニチュードや他の震源特性との関係を求める研究は、震央付近における震度や震度 $V \sim VI$ の地域範囲(面積)と余震域との対応¹⁶⁾等を課題とした研究が多く、震源近傍の地震動強さをより詳細に定量的に評価しようとする研究は始まったばかりといえる。これに関しては震源の静的パラメータすなわち地震断層の形状・すべり量等の影響を取り入れ、トルコの主要地震7個の資料を使った震度 (I_{MSK}) の減衰方程式を作成した研究⁹⁾がある。これらはいずれも、比較的規模の大きな地震を対象に断層付近の震度分布性状を説明した研究である。その他浅発地震

の震度分布は震央付近を除けばほぼ同心円に近似できるとした震源距離とマグニチュードのみを関数とする震度減衰に関する研究¹⁷⁾がある。また、断層面の大きさやその破壊速度等の断層運動は地震波形やその周波数特性に影響を与え震度への影響も大きい。本研究のように複数の地震を同時に解析する場合は特にこの問題は重要である。本研究で対象とした地震の詳細な震源メカニズムや強震観測記録の解析は現時点ではなされていない¹⁸⁾。また、本解析で使用した地震のマグニチュードは6.1, 5.2, 5.0とそれほど大きくなく、調査地域は震源域外(震源距離10~70 km)である。従って断層運動の震度への影響は小さいかあるいは同じ程度と仮定することにそれ程の無理はないと考えられる。図一2の震度分布図を相対的に解析してみると、震度は熊本市西部の有明海沿岸で比較的大きく、市東部の洪積台地で小さい。また、各調査サイトが近接した場合でも震度に差があり、単純なコンターは引けない。

3. 表層地盤特性と震源距離による震度の減衰

熊本県の表層地盤を考える時、特筆すべきことは4期にわたる阿蘇火砕流堆積物の層序と分布^{19), 20)}および有明海沿岸部の干拓地事業の歴史(第1期史実時代、第2期封建前期、第2期封建後期、第3期および第4期の明治大正時代の5期に区分される)²¹⁾の記録が明確に残されていることである。これに建設省²²⁾、渡辺²³⁾等の解析結果を重ね熊本市と周辺地域の地形・地質概要を検討し図一4に示した。地質構成は最上層、上部砂層下部粘土層とその互層からなる沖積層、ローム層砂礫層の互層からなる段丘砂礫層、阿蘇火砕流堆積物および先阿蘇火山岩類(基盤)である。なお、洪積台地はローム層(数m程度)が、沖積低地は河川に運ばれたシルト質粘土・砂・砂礫および礫を含んだ粘性土・砂質土の軟弱層が、特に沿岸部は人工的に干拓された有明海粘土層が数10mと厚く覆っている。一般に表層地盤特性を解析する場合、地質特性や土質特性をクロスさせた形で表現することが

望ましい。本研究では表層地盤特性が震度に及ぼす要因となり得るのか、またその定量的評価はどの程度か等を検討することが目的であり、地質特性および土質特性を各々独立した条件の基で解析を進めた。従って、地質特性は、

- ① 1588 年以降に埋め立てられた新干拓地の地盤
 - ② 1587 年以前に埋め立てられた旧干拓地の地盤
 - ③ 干拓地地盤を除く沖積扇状地の地盤
 - ④ 洪積台地・山地等沖積地以外の地盤
- 質特性は沖積地を地下約 40 m までと台地火山麓地を
- ① 泥層を主とする地盤
 - ② 砂層を主とする地盤
 - ③ 礫層を主とする地盤
 - ④ ローム+砂礫からなる地盤
 - ⑤ ローム+溶結凝灰岩からなる地盤
 - ⑥ ローム+安山岩その他からなる地盤

の地域に分類して以後の解析を行った。

震源は、比較的小規模の地震あるいは ANE 場合は調査対象地域が震源より遠いことから、気象庁発表の点震源を仮定した。震源距離 r は震源位置と各メッシュ中心の座標から求めた。アンケート震度 I_Q と震源距離 r との関係は図 5 に震央距離を横軸として示す。○印は前記の地質特性①にはほぼ対応する軟弱な地盤、×印は同②③に対応する平均的な地盤また●印は同④に対応する比較的硬い地盤での震度に便宜上区分して表示した。地震のマグニチュード、震源距離および震度の関係を検討するアテネーション式は、「近距離での震度を低減し、遠距離では河角式に収束するという性質を持ちかつ村松の烈震域の拡がりについての条件式を満たす」、河角の式 (1951) を修正した太田の式 (1972)¹⁴ を利用した。

$$I_A(r) = \left\{ \frac{5.5}{I(R)} \right\}^{1+0.5 \cdot 10^{0.37M}} \cdot I(r) \dots\dots\dots (1)$$

$$I(r) = 2M - 10.2 + 2 \log \left(\frac{r_0}{r} \right) - 0.01668(r - r_0) \quad : \Delta \leq 100 \text{ km}$$

$$R = 10^{(0.5M - 2.12)}$$

ただし、 $I_A(r)$: 震源距離 r での震度 (太田)、 $I(r)$: 浅発地震に対する震源距離 r での気象庁震度 I_{MA} に対応する震度 (河角)、 M : 気象庁マグニチュード、 Δ : 震央距離 (km)、 r : 震源距離 (km)、 r_0 : $\Delta=100$ km における r (km)、 R : M によって決まる烈震域限界半径 (km) である。

式 (1) より、地震のマグニチュードに応じた震源距離による一般的な震度減衰の傾向が明らかになる。そこでアテネーション式 (1) をアンケート震度 I_Q の回帰式と考え、両者の震度差 $dI (= I_Q - I_A)$ の頻度分布を作成し、その平均値 m_d と標準偏差 s を計算した。ANE では $m_d = 0.11$ 、 $s = 0.67$ 、KNE では $m_d = 0.03$ 、 $s =$

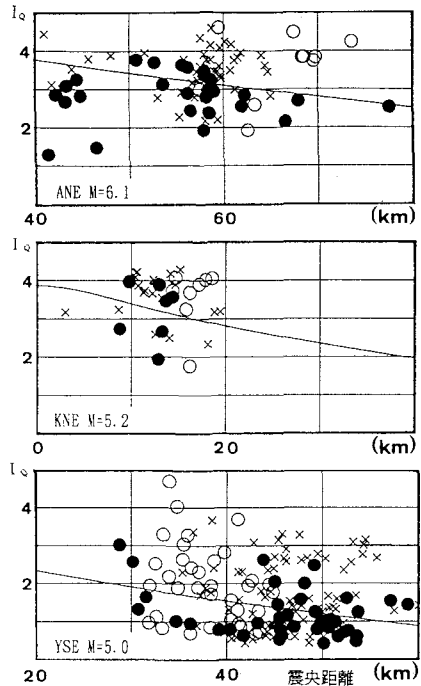


図5 震源距離に対する震度の減衰、○印は軟弱な地盤、×印は平均的な地盤、●印は硬質な地盤を示し、実線は太田¹⁴のアテネーション式 (1) による震度の減衰性を示す

0.09 および YSE では $m_d = 0.09$ 、 $s = 0.92$ である。 m_d の小ささから、いずれも I_Q の震源距離に対する減衰性は式 (1) と比較的良好な関係を示していることが分かる。この式 (1) は全国的な平均的地盤に対する震度のアテネーションであり、アンケート震度は筆者等の研究結果¹³ より特に揺れ易い地盤地質 (前述した①新しい干拓地に相当) と揺れ難い地盤地質 (前述した④洪積台地・山地に相当) を除いた、平均的な地盤地質 (前述した②③の旧干拓地および扇状地、図-5×印に相当) 地域での震度だけを採用して検討した。

これより、式 (1) はサイト間の相互比較のための基準値と判定できる。従って、各サイトのアンケート震度 I_Q は、アテネーション式震度 I_A を基準として、地質年代や軟弱性、土質の粒度や密度および層厚等に対応した揺れ易さのちがいが付加されたものと推定できる。この傾向は、調査した 3 個の地震に共通な現象で、地盤特性の影響を受けた揺れ易さの違いが見受けられる。これは、地震のマグニチュードと震源距離および各サイトの地盤特性が震度に顕著な影響を与えることを示唆している。太田等のアンケート震度調査から都市の Microzoning Map 作成を可能にする基本的思想はここにある。

4. 震度差 dI を利用した表層地盤特性の評価

震度は地震発生に伴う観察可能な地盤や家屋等様々な振動現象の人体感覚あるいは被害程度を判断基準に、地

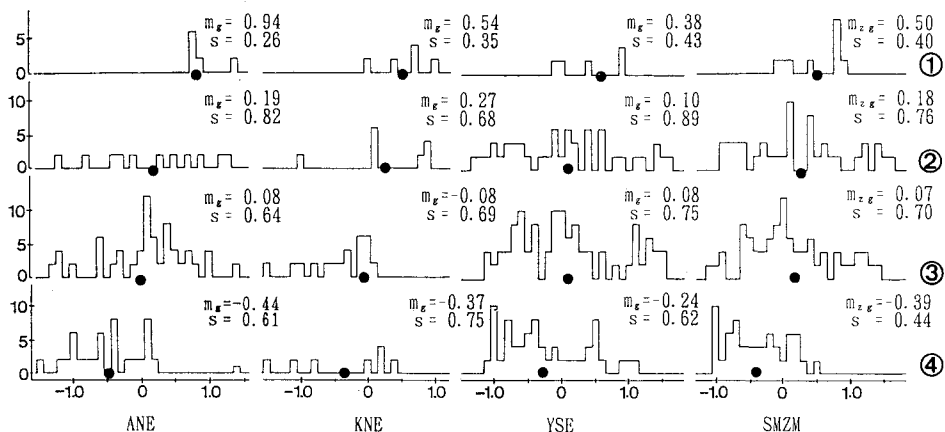


図-6 地盤地質特性別の震度差 dI の頻度分布 (m_g, m_{sg} : 平均値●印, s : 標準偏差)
 ①: 1588 年以降に埋め立てられた新しい干拓地 ②: 1587 年以前に埋め立てられた古い干拓地
 ③: 干拓地地盤を除く沖積扇状地 ④: 洪積台地・山地等沖積地以外

表面地震動の強さを示す総合的尺度として定義され、その要因としては前述したように震源特性、伝播経路および局地地盤特性が挙げられる。2章で仮定した地震の断層運動の影響等を含めた震源特性、伝達経路、震源距離等の地震特性全体を「入力: E 」に、地表面の震度等の地震応答を「出力: I 」に、そして地盤、構造物、人間等その他全体の特性を「システム: G 」に対応させると、応答はこのシステムの関数 $I=f(E, G)$ で表現できる。従って、システムの特値は入出力の差あるいは商の形式で求められる。入力 E は地震の規模と震源距離を要因とする太田のアネーション式 (1) で、出力 I を地表面のアンケート震度 I_q で代用すると、システムの特値は、入出力の差 (以後、震度差 dI と称す)、

$$dI = I_q - I_A \dots \dots \dots (2)$$

で表現できる。ここで、 I_q はメッシュのアンケート震度、 I_A は同じメッシュのアネーション震度である。式 (1) より算定される I_A は全国的な平均的地盤における震度の減衰性を与えるものである。したがって、震度差 dI は一般的なアネーション式に対する偏差値、換言すれば符号の正負は平均的揺れと比較した時のその地盤の揺れ易さと難さを、かつその絶対値が揺れの難易度を示すものと考えられる。この震度差 dI で表現されるシステムの要因は、構造物特性や人体感覚特性が震度算定時に条件係数として既に考慮されており、特に影響力の大きな要因としては地盤振動特性が挙げられる。従って、この震度差 dI は震度を利用した地盤振動特性を評価したものと推定できる。

震度差 dI について、各々の地震に対し 2章で記述した①~④の地質特性、①~⑥の土質特性毎の頻度分布を求め、地質特性に関する例を図-6に示す。 m_g は平均値 (●印で図中にも示す)、 s は標準偏差である。5章で詳述する熊本市と周辺地域の Seismic Microzoning Map (; SMZM と称す) より求められた頻度分布も比

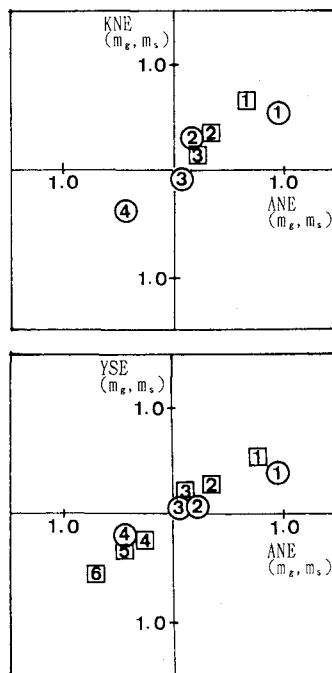


図-7 地盤地質、土質特性の ANE に対する KNE (YSE) のクロス表示
 ①: 新しい干拓地, ②: 古い干拓地, ③: 沖積扇状地, ④: 洪積台地等
 ①: 泥層, ②: 砂層, ③: 礫層, ④: ローム+砂礫, ⑤: ローム+凝灰岩, ⑥: ローム+安山岩等

較のため同時に付加した。KNEの①~④の各地質特性および ANE, YSE の新しい干拓地①でのデータ数が極めて少ない等問題は残っている。しかし、各地震、各地質特性毎に頻度分布の形状は良く似ており、その平均値 m_g も地質年代の新しいものほど大きく、揺れ易い傾向を示す等これ迄良く知られた事実が確認された。

各々の地震に対する地質、土質特性を定量的に示す

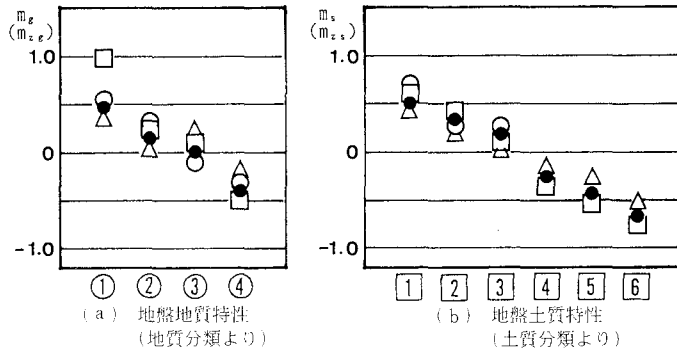


図-8 各地盤地質、土質特性に対する揺れ易さ係数 (m_g , m_s) の評価、

□: ANE, ○: KNE, △: YSE, ●: SMZM,

①: 新しい干拓地, ②: 古い干拓地, ③: 沖積扇状地, ④: 洪積台地等

①: 泥層, ②: 砂層, ③: 礫層, ④: ローム+砂礫, ⑤: ローム+凝灰岩, ⑥: ローム+安山岩等

dI の平均値 m_g , m_s が、地震特性に無関係な地盤振動特性固有の値か否かを判定するため、ANE の平均値を横軸に、KNE および YSE の平均値を縦軸として m_g および m_s をクロス表示し、図-7 に示した。各点は、右上がりのほぼ 45° の勾配を持つ直線状に分布しており、この平均値 m_g および m_s は地震特性と無関係に地盤の揺れ易さ難さの程度を示す定量的指標（以後揺れ易さ係数と称す）と定義でき、その再現性が確認される。地質、土質特性毎の平均値 m_g および m_s を各々地質年代順および土質の粒度の順あるいは第2層の固結度の順番に整理して図-8 に示した。揺れ易さ係数 (m_g および m_s) の小→大は地質年代に対応した地盤の hard→soft の順に良く整合している。土質特性に関しては、比較的軟弱な沖積平野部と台地あるいは火山麓地とで揺れ易さに大きな違いが表れる。沖積平野部では表層の主体をなす土質の粒度に対応した礫→砂→粘土の順に揺れ易い傾向を示し、土質の粒度（大→小）に良く整合している。台地・火山麓地部では、表層より次の第2層の土質の固結度に応じた安山岩→凝灰岩→砂礫の順に揺れ易く、岡田 (1985)⁷⁾、野越 (1989)⁸⁾ 等との整合性のある、地盤の揺れ易さに関する重要な結果が得られた。

以上のように、震度差 dI は震度 I_0 より地震のマグニチュードと震源距離の要因を除去した各サイトの局地地盤危険度指数として、また平均値 m_g および m_s は地盤地質、土質危険度指数として揺れ易さ難さの程度を示す定量値と定義でき、震度差 dI を用いた Seismic Microzonation への拡張が可能であることを示唆している。

5. Seismic Microzonation の検討と地盤特性の定量的評価

2章で記述したように断層運動の震度への影響があるとしても、震度差 dI は地震特性に影響されない局地地盤特性固有の再現的かつ定量的危険度指数として定義できることを確認した。これは各地震ごとに算定される震

度差 dI の重ね合わせが可能であることを示唆している。

本章では上記の結果を基に、3個のやや顕著地震における各メッシュの震度差 dI を単純平均した値 δ を用いて熊本市と周辺地域の近似的な Seismic Microzoning Map (SMZM) を作成した。

各メッシュの δ の計算に要したアンケート調査票の数および地震の数は表-2 に示す。SMZM は地盤の危険度に応じて δ を順に A ($\delta \geq 0.9$), B ($0.9 > \delta \geq 0.3$), C ($0.3 > \delta \geq -0.3$), D ($-0.3 > \delta > -0.9$) および E ($-0.9 \geq \delta$) と、便宜上 0.6 きざみのランクで区分し、2章で記述した地盤地質特性①~④毎のランク頻度分布図も併せて図-9 に示した。

この SMZM の結果は YSE の震度分布図に多少影響されているが、図-9 の頻度分布図より、沖積地の新しい干拓地では危険度の高い A, B, C ランクのもの、洪積台地あるいは山地など硬い地盤地域では逆に C, D, E ランクの危険度の低いものが分布する等各々3個の地震毎に得られた地盤特性と整合する平均的な地盤危険度分布図が作成されている。

震度差 δ を用いた SMZM による地盤特性を定量的に評価するため、前述と同じ地質、土質特性毎の頻度分布図を作成し各々の平均値 m_{zg} , m_{zs} と標準偏差 s を計算し、前出の図-6, 図-8 に併記した。これより地盤特性毎の危険度指数としては、

地質特性 m_{zg} =	0.50	①1588年以降の新しい干拓地
	0.18	②1587年以前の古い干拓地
	0.07	③干拓地を除く沖積扇状地
	-0.39	④洪積台地, 山地等
土質特性 m_{zs} =	0.59	①泥層を主とする地盤
	0.33	②砂層を主とする地盤
	0.17	③礫層を主とする地盤
	-0.27	④ローム+砂礫の地盤
	-0.43	⑤ローム+溶結凝灰岩
	-0.68	⑥ローム+安山岩他

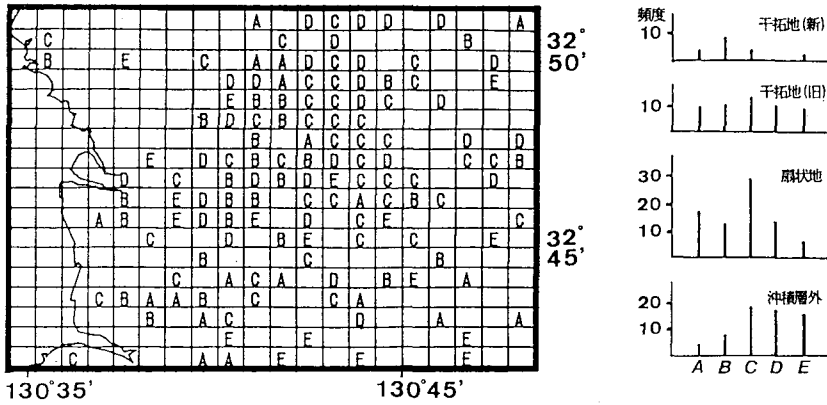


図-9 やや顕著地震に対する熊本市のランク別地震地盤危険度と表層地質特性別の頻度分布 (地盤危険度ランク, A: $0.9 \geq \delta$, B: $0.9 > \delta \geq 0.3$, C: $0.3 > \delta \geq -0.3$, D: $-0.3 > \delta > -0.9$, E: $-0.9 \geq \delta$)

が得られ、4章で記述した ANE, KNE および YSE 各々の結果に良く整合した平均的な値を示している。

6. 考 察

3個のやや顕著地震に対するアンケート震度 I_0 とアネテーション震度 I_A との震度差 dI の平均値より算定された局地地盤および地質特性、土質特性に対する危険度 (δ , m_g , m_s 等) は図-1, 図-2 から判るように、マグニチュードの小さい (YSE, $M=5.0$) 地震を含む、アンケート調査当時の居住地に該当する地域のかつ比較的少ない調査票の資料より導入されたものである。従って、定量的な精度に多少問題も残している。しかしながら各々の地震あるいは SMZM より得られた結果は局地地盤および地質、土質特性いずれも相互に良く整合しており、概略地盤特性を反映したものと判定できる。他方、調査票は人口が集中している熊本市の中心部地域が大半を占め、有明海沿岸部等の地域でデータが少なく非居住区での震度算定が出来ない。また熊本市は1889年に被害地震 (熊本地震 $M=6.3$) を蒙っているが、その後 $M 6$ を越える大きな地震は発生していない。さらに熊本市で気象庁震度 III を越える地震の発生も少ないこと等は十分な配慮が必要である。それ故、比較的地震の少ない地域での被害危険度予測には、当該地域で発生した地震を最大限活用し、できるだけ精度の高い実用的な研究の積み重ねが要求される。幸い、本研究遂行中に鹿児島県北部の阿久根市付近で $M=5.9$ (熊本市震度 II; 気象庁) の地震が発生し、アンケート震度調査を実施し現在解析中である。

このように、本手法は震度調査を重ねることで調査地域とデータ数を拡大させ地盤特性要因の震度への影響をより精度良く定量化できる。現在当該地域の地質・土質分布等の解析も進んでおり、他の土質資料も含めた予測式作成への展開も可能である。これより、現在の調査範囲外である非居住地域等への適用拡大が十分可能で

り、都市の地盤危険度評価の実用性が期待できる。

7. 結 語

近年熊本市近傍に発生した3個のやや顕著地震を対象に、アンケート方式を利用した熊本市と周辺地域での第3次基準メッシュの震度分布図を重ね合わせ、局所的な地盤条件が震度に及ぼす影響について定量的評価を試みた。さらに、地盤地質、土質特性に関する揺れ易さ難さの評価より Seismic Microzonation への適応性の検討も行った。なお、アンケート震度 I_0 への震源特性特に断層運動の影響等に関する考慮はなされていない。結果は、アンケート震度 I_0 とアネテーション震度 I_A との震度差 dI を導入した本手法で識別された分布特性より、地質特性および土質特性が震度に及ぼす土質工学的要因として定量的に説明できることを明らかにした。また、各メッシュの震度差 dI の平均値より熊本市と周辺地域の Seismic Microzonation Map (SMZM) を作成した。この SMZM より計算された地盤地質・土質特性に対する揺れ易さ難さを定量的に評価すると、6章に示す地質年代あるいは土質の粒度・密度に対する揺れ易さ係数を定義できた。

これは、本手法が都市の Seismic Microzonation への適用性と、今後のアンケート震度調査の継続および地震の強震記録や断層運動等の影響を検討することでより小さなメッシュでのより精度の高い Seismic Microzonation Map への拡張が可能であることを強く示唆している。

その他表層地盤特性として地盤の液状化と極めて関連の深い微地形あるいは軟弱層の厚さや硬さ等に関する条件が、独立にあるいは相互作用的に震度算定の要因として考えられる。また、総合的指標としての地盤の周期特性や増幅特性等の要因も考えられる。現在、これら個々の要因分析や数量化理論を用いた総合的解析を進めており、近く報告する予定である。

謝辞：アンケート調査票の使用許可を頂きました北海道大学耐震研究室太田裕教授（現東京大学教授）、他九州産業大学名誉教授表俊一郎博士、京都大学名誉教授久保寺章博士ならびに九州東海大学中島幸敏教授には貴重な御意見を賜りました。心から感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 太田 裕・後藤典俊・大橋ひとみ：アンケートによる地震時の震度の推定，北海道大学工学部研究報告，第92号，pp.117～128，1979.
- 2) 太田 裕：川崎市市内の具体的な地震動による震度分布の解析調査，川崎市の震災予防に関する調査報告（中間報告Ⅰ），pp.1～63，1972.
- 3) 久保寺章：1月23日23時19分の地震（ $M=6.0$ ）の震度調査，1975年1月阿蘇群発地震の活動と被害に関する調査研究報告，自然災害特別研究成果報告，pp.45～53，1975.
- 4) 太田 裕・鏡味洋史：高密度震度調査の実施・解析法の改善，地震災害事象の通信・面接，現地調査法にもとづく組織的研究，自然災害特別研究計画研究成果，pp.9～19，1987.
- 5) 例えば村井 勇・角田信子・辻村芳子：1978伊豆大島近海地震による被害・震度分布と地震断層，東京大学地震研究所彙報，53，pp.1025～1068，1978.
- 6) 例えば後藤典俊・鏡味洋史・太田 裕：1982年3月21日の浦川沖地震の高密度震度調査—北海道全域の震度調査—，1982年3月21日浦川沖地震震度調査報告，PartⅣ，pp.135～144，1982.
- 7) 岡田成幸・宮川忠芳・太田 裕：高密度震度調査にもとづく地域内震度予測式の構成—札幌市を例として—，日本建築学会構造系論文集，第348号，pp.11～18，1985.
- 8) 野越二雄：Seismic Microzonation 研究（1）—1983年日本海中部地震による高密度震度（秋田県，秋田市および能代市）と微地形・表層地質との統計的評価—，物理探査，第42巻，第3号，pp.141～164，1989.
- 9) 例えば，佐藤一之・太田 裕：震度分布から震源モデル—ヘートルコ・チャルトラン地震（1976）の場合—，第8回地盤震動シンポジウム，pp.65～70，1980.
- 10) 例えば表俊一郎・三浪俊夫・橋橋秀衛：大地震時における人間の心理・行動予測（続），科学，Vol.50，No.6，pp.363～370，1980.
- 11) 例えば大橋ひとみ・鏡味洋史・太田 裕：1983年日本海中部地震に伴う世帯レベルの被災・復旧過程に関する調査，地震Ⅱ，38，pp.485～496，1985.
- 12) 例えば岡田成幸：震度と物理量に関する関係式の考察，地震災害事象の通信・面接・現地調査法にもとづく組織的研究，自然災害特別研究計画研究成果，pp.41～55，1987.
- 13) 例えば宮崎雅徳・久保寺章：アンケート調査による地震震度と都市表層地盤地質との関係，自然災害科学，3-1，pp.12～21，1984.
- 14) 後藤典俊：高密度震度調査の実施・解析法の改善，地震災害事象の通信・面接・現地調査法にもとづく組織的研究，自然災害特別研究計画研究成果，pp.21～29，1987.
- 15) 宮崎雅徳・久保寺章・尻無演昭：高密度震度調査に基づく都市地盤地質構造特性の抽出—1988年10月13日別府市に発生した地震の震度分布と地質・活断層との関係，九州東海大学一般教育紀要，第2巻，pp.63～82，1990.
- 16) 村松郁栄：震度分布と地震のマグニチュードとの関係，岐阜大学教育学部研究報告—自然科学—，第4巻，第3号，pp.168～176，1969.
- 17) 太田 裕・鏡味洋史：震度分布の簡易予測法—アンケート調査からの成果を利用して—，第15回自然災害科学総合シンポジウム論文集，pp.281～282，1978.
- 18) 久保寺章他：1975年1月阿蘇群発地震の活動と被害に関する調査研究報告，昭和49年度 自然災害特別研究（1），1975.
- 19) 榎倉克幹・渡辺一徳：熊本平野の地下地質—阿蘇火砕流堆積物の解序と構造—，火山，2集，23，pp.283～284，1978.
- 20) 石坂信也・渡辺一徳・高田英樹：熊本平野地下における第四系の最近の15万年間の沈降速度，第4期研究，第31巻，第2号，pp.91～99，1992.
- 21) 熊本県における干拓—肥後藩干拓年表，熊本県.
- 22) 建設省熊本工事事務所：熊本平野低地部地下水障害概略検討業務報告書，pp.4～14，1980.
- 23) 渡辺一徳・田村 実：阿蘇外輪四麓の段丘堆積物について，熊本大学教育学部紀要，第30号，自然科学，pp.19～27，1981.

(1993.8.31 受付)

EXTRACTION OF GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF SURFACE LAYERS DUE TO SEISMIC INTENSITY QUESTIONNAIRE SURVEY AND ITS APPLICABILITY TO THE SEISMIC MICROZONATION

Masanori MIYAZAKI and Takashi AKIYOSHI

This paper proposes a simple method to estimate quantitatively the geological characteristics of surface layers based on the detailed seismic intensity map by questionnaire survey after earthquakes and discusses the applicability of the method to the seismic microzonation. The questionnaire surveys have been performed for three moderate earthquakes which had occurred around Kumamoto city. Authors suggested that the deviations between seismic intensities by questionnaire survey analysis and attenuation ones by conventional attenuation formula reflect at most the local geological characteristics at the ground surfaces and it's application to the seismic microzonation map in Kumamoto city is possible by using the proposed method.