

地震に伴った諸現象・被害・震度等の グループ法による通信調査

東京大学地震研究所 茅野 一郎

(平成2年3月30日受理)

目 次

1. 通信調査の意義・目的・歴史	464
1.1. 通信調査の意義と目的	464
1.2. 通信調査の歴史	465
2. 河角・佐藤・茅野による通信調査の概要 (1943-1988)	468
2.1. 河角・佐藤・茅野による通信調査の一覧	468
2.2. 河角・佐藤の通信調査票	469
2.3. 震度の算出	469
2.4. 地域の集計	470
2.5. 通信調査データのコンピュータによる整理	472
2.6. 調査の結果	473
2.7. 震度の小さい範囲での震度の判別の問題	475
2.8. 調査対象の数・密度の問題	476
3. グループ法通信調査の考案とそれによる調査結果	476
3.1. グループ法の通信調査	476
3.2. グループ法で調査を行った地震	477
3.3. グループ法の調査票	479
3.4. 各現象の割合 (項目百分率)	479
3.5. 項目百分率のバラつきのめやす	482
3.6. 項目百分率と震源距離との関係	484
3.7. 2現象の相関	490
4. 震度の算出	494
4.1. 震度の算出	494
4.2. 項目震度の相関	495
4.3. 項目百分率と地点震度	495
4.4. 震源距離と地点震度の関係	497
5. 震度偏差分布	505
5.1. 1978 年島根県中部地震の震度偏差分布	506
5.2. 1978 年宮城県沖地震の震度偏差分布	512
5.3. 1982 年浦河沖地震の震度偏差分布	513
5.4. 1983 年茨城県南西部地震の震度偏差分布	514

5.5. 1985 年茨城県-千葉県境地震の震度偏差分布	514
5.6. 1983 年茨城県南西部地震と 1985 年茨城県-千葉県境地震の 震度偏差分布の比較	515
6. 結 論	515

1. 通信調査の意義・目的・歴史

1.1. 通信調査の意義と目的

近年では、地震計測や解析が進歩して、大洋のまん中で起こった地震の発生機構さえたちどころに分かる時代となったが、ひとつの地震が発生したとき、ある所で何が起こったか、どういう状況であったかは、その時、その場所にいた人に聞かなければ分からない部分が少なくない。或程度以上の被害を生ずれば、地方自治体や警察による調査が行なわれ、その記録が残されるし、後に専門家が行って調査することも多いが、軽微な被害は市町村の調査でも洩れている場合がある。いや、その調査すら行なわれない場合もある。1983年茨城県南西部地震の場合には、市区町村役場を対象に被害の照会を行なったが、“役場の窓ガラスが割れたが、一般の状況は特に調査をしていないのでわからない”といった回答が多数あった(茅野, 1983)。さらにそれらの結果が市区町村毎の調査に留まり、集約されないままになっている場合も少なくないようである。墓石の転倒状況の調査は、地震動加速度を推定するデータとして役立つので、現地調査の際しばしば行なわれる事項であるが、1983 年山梨県東部地震のとき、某自治体役場で町内に墓石の転倒があったかどうかを尋ねたところ、それは宗教関係の事項だから役場では調べていないという返事であった。全ての役場でそうだとはいえないであろうが、広く自治体などの調査に取上げられる事項ではないようである。

まして、被害には至らないようないろいろな現象は、そのときそこにいた人でなければ分からないことが多い。

地震学や地震工学の専門家の調査でも、現地での住民からの聞き込みは重要な一部門である。専門家や報道機関の調査は被害などが著しかった地域に限られることが普通であって、周辺部の状況は住民に聞くほかない。とくに、地震に伴う色々な現象の広がりを知るためには、広い地域にわたって、その時その場所にいた人に聞くほかない。これらは、地震の全体像を描くためには不可欠の一要素であると考ええる。

たとえ強震計・震度計などが何千・何万と配置され、各地の地震動が詳細に明らかにされるようになって、では、その地震動・器械震度で一体何がおこったのかということは現地の状況を調べなければ分からない。

通信調査・アンケート調査は、心理学などの調査方法としては、質問紙調査(法)(続・村上, 1975)と呼ぶようであるが、広く一般の多数の人から、組織的かつ効率的に、地震の時の状況に関するデータをを得る方法である。

通信調査と言うのは調査手段として通信、特にこれまで郵便を用いて行なわれてきたからで、調査の手法としてはアンケート調査と言うのと変わりはない。河角・佐藤らも、英文では、初期には Post Card Survey と呼んでいた(SATO, 1948)が、その後 Questionnaire Survey と呼んでいる(KAWASUMI and SATO, 1968 など)。Mail Survey という言葉も用いられることがある。

また、こういった調査の手法は、現地踏査のデータや、文献資料を組織的に整理する場合にも応用できるし、特に、地震計による観測の無かった地方・時代の地震の調査、歴史地震の調査に対して研究の基礎を与えるであろう。

この種の調査の目的は、一般に震度の決定だと考えられているが、筆者は、始めから目的を震度の決定に限定することなく、先ず第一に、地震に関連して生じた諸現象を出来るだけ具体的に、的確に捕捉することを目標と考えている。それが十分に出来ていれば、信頼できる震度を決める基礎となるデータを与えることになる。

震度決定だけに目的を限るなら、むしろ、少数の現象に絞って、選択肢も“ある”、“ない”だけにしたいほうが簡潔であり、回答する方も整理する方も判断に迷うことも少なくないだろうが、筆者はその方向を採らなかった。後に疑問点などが出てきた場合に、再検討できる材料を残して置きたいと考えている。

問題を、現象を捕捉することと、震度を決めることに分けて考えたい。

1.2. 通信調査の歴史

この種の調査を最初に組織的に行なったのは J. MILNE (1880) であろう。彼は、1880 年に関東南部に発生した地震（通称横浜地震、理科年表によれば M 5.5~6）のさい、日本で発行されていたいくつかの英字新聞に調査票を掲載し、報告を集めた。さらに、関東地方を中心に数百枚の調査票（こちらは日本語であろう）を配布し、資料を収拾した。

これ以前にも、特定の地震の調査の際に、とくにイタリアなどで、この様な方法が採用されたことはあったかもしれないが、筆者はつまびらかにしない。

明治 14 年からは、日本地震学会によって、詳しい調査が続けられた。明治 17 年以降は、内務省地理局が調査主体となった。これは、中央气象台、気象庁へと引き継がれて続けられた。区内観測所と称して、各地の、町村役場、農事試験場等の機関、或は篤志家に委託して気象観測を行なうとともに、地震があった場合は震度の報告を委託していた（浜松, 1981）。区内観測所等からは、震動の強弱（震度）と、震動の（継続）時間・震動の方向・震動の性質・そのほかが報告されるようになっていた（浜松, 1981）が、ここにいる通信調査のように具体的に現象ごとに調べるという形にはなっていなかった。宇佐美 (1973) は、気象庁震度階級は慣れた人が即決で震度を決めるに適しており、十分な精度があるというが、区内観測所の場合、報告者は必ずしも良く慣れた人とは限らないので、若干疑問のある場合（例えば、或气象台で震度 3 で、周辺の区内観測所の震度の大部分が 5 という場合など）もあるが、再検討をする資料がないことになる。その区内観測所も 1960 年代には廃止されてしまい、その結果、現在では、日本では一県に一〜数カ所存在する気象官署以外では公式には震度は記録されない。

明治 24 年の濃尾地震の後、帝国大学総長の名前で、北海道から九州までの各町村役場、警察署・駐在所などに地震時の状況を尋ねる詳しい調査票が配布され、1600 余の報告が集まった（村松, 1981 など参照）。

アメリカでは、このような調査が 1928 年から政府機関によって組織的に行なわれていた（RICHTER, 1958; STOVER *et al.*, 1976 など参照）。国土が広く、地震観測網が十分でなかったことも関係しているのであろう。その結果は毎年 United States Earthquakes に報告されており、そのデータを用いた研究には BRAZEE (1976, 1978), ANDERSON

Table 2.1. Outlines of questionnaire surveys carried out by KAWASUMI, SATO and KAYANO.

No.	Year	No	Dy	地震名	Name, Region	M	Depth	Method	Nrec
1	1943	9	10	鳥取地震	Tottori Eq., W Honshu	7.2	0		1929
2	1943	10	13	野尻湖地震	Nojiriko Eq., Nagano Pref., Central Honshu	5.9	0		
3	1944	12	7	東南海地震	Tonankai Eq., S Coast of Central Honshu	7.9	30		
4	1945	1	13	三河地震	Mikawa Eq., S Coast of Central Honshu	6.8	0		
5	1946	2	10	八戸沖地震	Hachinohe Oki Eq., E off N Honshu	7.1	20		
6	1946	12	21	南海地震	Nankai Eq., S off Western Honshu & Shikoku	8.0	20		
7	1948	6	28	福井地震	Fukui Eq., Central Honshu	7.1	0		560
8	1948	6	28	福井地震	Fukui Eq., Central Honshu	7.1	0		
9	1948	6	28	福井地震	Fukui Eq., Central Honshu	7.1	0		
10	1949	7	12	安芸海地震	Akikai Eq., between SW Honshu & Shikoku	6.2	40	P	
11	1949	12	26	今市地震	Imaichi Eq., Central Honshu	6.4	0	P	259
12	1951	2	15	雲仙地震	Unzen Eq., Kyushu	5.2	0	P	
13	1952	3	4	十勝沖地震	Tokachi Oki Eq., S off Hokkaido	8.2	0		536
14	1952	3	7	大聖寺沖地震	Daishoji Oki Eq., N Coast of Central Honshu	6.5	0	P	
15	1952	8	18	吉野地震	Yoshino Eq., Central Honshu	6.8	60	P	
16	1953	11	26	房総沖地震	Boso Oki Eq., S off Boso Pen., Central Honshu	7.4	60		1023
17	1955	10	19	ニッ沖地震	Funatsui Eq., Northern Honshu	5.9	0		
18	1956	2	14	千葉県西部地震	Chiba-ken Seibu Eq., Central Honshu	5.9	60		384
19	1956	9	30	白石地震	Shiroishi Eq., NE Honshu	6.0	20		
20	1956	09	30	千葉県北部地震	Chiba-ken Hokubu Eq., Central Honshu	6.2	70		740
21	1958	11	7	エトロフ地震	Iturup Eq., Kurile Is.	8.1	80	P	
22	1961	8	19	北茨城地震	Kita-Mino Eq., Central Honshu	7.0	0		1058
23	1962	4	30	宮城県北部地震	Miyagi-ken Hokubu Eq., NE Honshu	6.5	0		1952
24	1964	6	16	新潟地震	Niigata Eq., N Coast of Central Honshu	7.5	40		5500a
25	1965	4	20	静岡地震	Shizuoka Eq., S of Central Honshu	6.1	20		1950
26	1965	9	18	福島県沖地震	Fukushima-ken Oki Eq., E off NE Honshu	6.7	40		2040
27	1968	2	21	えびの地震	Ebino Eq., Kyushu	6.1	0	P	1086
28	1968	3	25	えびの地震	Ebino Eq., Kyushu	5.7	0	P	463
29	1968	4	1	日向灘地震	Hyuganada Eq., E Off Kyushu	7.5	30		1746
30	1968	5	16	十勝沖地震	Tokachi Oki Eq., S off Hokkaido	7.9	0		1850
31	1969	9	9	岐阜県中部地震	Gifu-ken Chubu Eq., Central Japan	6.6	0		1611

No.	Year	No	Dy	地震名	Nace, Region	M	Depth	Method	Nrec
32	1970	1	21	広尾沖地震	Hiroo Oki Eq., S off Hokkaido	6.7	50		
33	1974	5	9	伊豆半島沖地震	Izu-hanto Oki Eq., S off Central Honshu	6.9	10	WP	1683
34	1974	8	4	茨城県西部地震	Ibaraki-ken Seibu Eq., Central Honshu	5.8	50	P	882
35	1974	9	4	岩手県北部地震	Iwate-ken Hokubu Eq., Northern Honshu	5.6	40	P	997
36	1975	1	30	阿蘇北部地震	Aso Hokubu Eq., Kyushu	6.1	0		1084
37	1975	4	20	大分県中部地震	Ooita-ken Chubu Eq., Kyushu	6.4	0	P	1091
38	1976	6	16	山梨県東部地震	Yamanashi-ken Tobu Eq., Central Honshu	5.5	20		1003
39	1976	8	16	河津地震	Kawazu Eq., Izu, Central Honshu	5.4	0		120
40	1977	5	2	島根県中部地震	Shimane-ken Chubu Eq., SW Honshu	5.3	10	DP*	
41	1977	10	5	千葉県北部地震	Chiba-ken Hokubu Eq., Central Honshu	4.6	70	P	
42	1977	10	2	茨城県南部地震	Ibaraki-ken Nanseibu Eq., Central Honshu	5.4	60	P	
43	1978	1	14	伊豆大島近海地震	Izu-Oshima Kinkai Eq., E off Izu Pen.	7.0	0	WP	1700
44	1978	1	14	伊豆大島近海地震	Izu-Oshima Kinkai Eq., E off Izu Pen.	7.0	0	DS	3000
45	1978	6	4	島根県中部地震	Shimane-ken Chubu Eq., SW Honshu	6.1	0	DS	11900
46	1978	6	4	島根県中部地震	Shimane-ken Chubu Eq., SW Honshu	6.1	0	WPG	861
47	1978	6	12	宮城県沖地震	Miyagi-ken Oki Eq., E off NE Honshu	7.4	40	DS	
48	1978	6	12	宮城県沖地震	Miyagi-ken Oki Eq., E off NE Honshu	7.4	40	WPG	2256
49	1982	3	21	浦河沖地震	Urakawa Oki Eq., S off Hokkaido	7.1	40	WPG	952
50	1982	8	12	相模湾地震	Sagami-nada Eq., S Coast of Central Honshu	5.7	30	P	
51	1983	2	27	茨城県南部地震	Ibaraki-ken Nanbu Eq., Central Honshu	6.0	72	WPG	761
52	1983	5	26	日本海中部地震	Nihonkai Chubu Eq., W off NE Honshu	7.7	14	WP	1447
53	1983	8	8	山梨県東部地震	Yamanashi-ken Tobu Eq., Central Honshu	6.0	22	P	743
54	1983	8	26	大分県東部地震	Ooita-ken Tobu Eq., Kyushu	6.8	116	P	
55	1983	10	31	鳥取県中部地震	Tottori-ken Chubu Eq., SW Honshu	6.2	15	DS	
56	1983	10	31	鳥取県中部地震	Tottori-ken Chubu Eq., SW Honshu	6.2	15	WPG	
57	1984	9	14	長野県西部地震	Nagano-ken Seibu Eq., Central Honshu	6.8	2	DS	2100
58	1984	9	14	長野県西部地震	Nagano-ken Seibu Eq., Central Honshu	6.8	2	WP	1570
59	1985	10	4	茨城・千葉県境地震	Ibaraki-Chiba Kenkyo Eq., Central Honshu	6.1	78	WPG	2046
60	1986	12	30	長野県北部地震	Nagano-ken Hokubu Eq., Central Honshu	5.9	1	DS	
61	1987	12	17	房総半島南東沖地震	Boso-hanto Oki Eq., SE off Central Honshu				
62	1988	03	18	東京都東部	Tokyo-to Tobu Eq., Central Honshu				

W: Survey covered wide region extending to unfelt area. In many cases, survey regions were wide, even though no W indicated.

D: Questionnaire cards were distributed densely around the epicentral area.

P: Survey was carried out with return postcards. In many cases, surveys were done with return post cards even though no P indicated.

G: Survey by group method.

(1978) など多数ある。ニュージーランドなどでも組織的に行なわれているようである。

東京大学地震研究所の河角廣・佐藤泰夫は 1943 年以降、主な地震の際には通信調査を行なってきた。近年、主として防災や工学方面からの要請によって、いくつかの方式による調査が行なわれており、その中でも太田らの方式による調査（太田，1974；太田ら，1974 など）はしばしば広く行なわれている。しかし，1970 年頃以前には，河角・佐藤の調査以外には，1968 年十勝沖地震の際に北海道大学理学部他によって実施された北海道全域にわたる面接調査（北海道大学理学部地球物理学教室，1968），地区の気象台によって行なわれた比較的小規模のアンケート調査（札幌管区気象台，1968 など），を除けばほとんど行なわれていなかったようである。

1965 年，河角が定年退官し，1975 年に佐藤が鹿児島大学に転じた後，筆者がその後を継ぐ形で調査を行なってきた。

なお，筆者は，これよりさき，1965 年から 1971 年にいたる白木微小地震観測所在勤務中，やや異なった方法で，一種の通信調査を実施していた。これは，中国地方 5 県下の全小中学校に，毎年 1 回調査票を配布しておき，地震を感じたら報告してもらうというものである。報告があったら，礼状を兼ねて観測データを知らせ，次の報告を依頼することにして（茅野，1973）。それ以前の気象庁の観測データから，広島県内陸部の庄原などで有感であるが，地震計による観測データからは震源が決定されていない地震，つまり，小さいが局地的に有感になる地震が多数発生していることがわかっていたので，それらに関するデータを集めることが目的であった。

2. 河角・佐藤・茅野による通信調査の概要（1943-1988）

2.1. 河角・佐藤・茅野による通信調査の一覧

表 2.1 に，河角・佐藤と筆者が実施してきた通信調査の一覧を示す。1 地震で 2 種以上の調査が行なわれた場合もあり，55 地震，62 調査になる。前半 No. 32 迄が河角・佐藤によって行なわれたもので，以降は筆者が主として実施したものである。これらの調査では，原則として，有感域を全部含み，無感域におよぶ広い範囲を対象としている。これは，特定の地域の詳しい調査をする場合にも，背景として重要である。

なお，この他に，地震ではないが，1949 年 9 月 7 日の板橋の火薬庫の大爆発と，日本で最初の人工地震の観測が行なわれた 1950 年 10 月 4 日の岩手県胆沢郡石淵の大爆破の際に，爆音・震動を対象としてやや簡略化された調査が行なわれた。

河角・佐藤の調査も，諸外国の調査も，原則的にはほぼ同様のものであり，地震に伴って発生すると予想されるいくつかの現象を採り上げ，それらの量的，或は質的な程度を尋ねるという形をしている。

調査表は，初期には色々なものが試験的に用いられたが，1960 年代始めには，ほぼ標準化され，河角・佐藤の標準方式とも言うべきものが出来上がった（佐藤，1973）。

筆者も始めは河角・佐藤の標準調査票を用いていたが，調査を重ねるにつれ，少しずつ改訂や増補を加えたところもあり，また，1978 年からは後述のような異なった方式の調査も実施している。

2.2. 河角・佐藤の通信調査票

図 2.1 に河角・佐藤の標準調査票を示した。原則として往復葉書が用いられている。感じた人が多或少ないか、眠っていた人のうちどのくらいが目が覚めたか、地震のときにとった態度など人間に關係する項目、振子時計、電灯、器の水、絵・額など、棚のものなど屋内の状況に關する項目、電線、電柱、立木、池などの水など戸外の状況、木造家屋の状況ないし被害、とくに壁・瓦の被害、土蔵・煉瓦・石造建築物の被害状況、石灯笼・墓石の転倒の有無多少、堤防などの被害の 20 項目と、地なり、津波についての項目からなっている。津波に關する項目は内陸で発生した地震の場合は省略される。

葉書の宛名の面には、報告者の氏名、住所、その場所の地形・地質など、そのほかとくに気が付いたことを書いてもらうようになっている。

大地震の震央付近は、地震学や地震工学の専門家による詳しい調査が行なわれることを考慮し、この種の調査票では、被害の甚だしい状況を必ずしも十分に対象とはしていない。むしろ、やや周縁部の中等度ないし軽度の地域を対象としているものが多い。

調査結果の整一性という観点から全領域にわたって同一の調査票を用いる方がよいという考えにも一理あるが、被害の著しかった地域の人に、“地震を感じましたか”と尋ねることは反撥をかうおそれもなくはないし、逆に、地震動がごく軽かった地域の人にあまり多くの事柄について尋ねると終わりまでいねいに読んでももらえないおそれがある。

2.3. 震度の算出

ほかの多くの調査票でもほぼ同じやり方をしているが、河角・佐藤標準調査票では、図 2.1 に示すように地なりなど一部の項目を除いて、各項目の各選択肢に、震度が割り当てられている。これによって各項目ごとに定められる震度を項目震度と呼ぶことにしよう。なお、ここでは河角 (1943) 以来 12 階級の震度階を用いている。これは欧米各国で広く用いられてきた M. M. 震度階 (Wood, 1931) に準じており、国際的な震度階として用いられることになっている MSK 震度階 (MEDVEDEV *et al.*, 1964)、中国で用いられている震度階 (例えば謝, 1977) とも大差はないようである。日本で一般に用いられている気象庁震度階級は全く日本独自のものであり、0~7 の 8 階級に分けられているが、詳しく

- (年 月 日) () 地震
1. 人の感じ: (無感)。(有感な人わずか)。(静止した人かなり)。(屋内の人多く)。(戸外の人少し)。(屋内の人すべて)。(戸外で多く)。(歩行中の人わずか)。(すべての人に)。(直立困難に)感ずる。
 2. 眠っている人: (い)くらか、(多)く(すべて)目をさます。
 3. 人の態度: (わず)か、(か)なり、(多)く、(全部)の人戸外に逃れる。(少)し、(か)なり、(多)く、(おどろ)く、(恐)こうに近い。
 4. 振子時計: (わず)か、(か)なり、(多)く、(全部)止る。
 5. 自転車: (倒)れる。(の)っていてわかる(運)転できない。
 6. 電燈など: (わず)か、(か)なり、(大)きく(ゆ)れる。
電線(少)し、(か)なり、(大)きく(ゆ)れる。
電柱(少)し、(か)なり、(大)きく(ゆ)れる。
立木など: 木の枝(わず)か、(か)なり、(大)きく(ゆ)れる。
壁が(ゆ)れる。
 7. 池や器の水: (水面少)し(ゆ)れる。(重)た器、(用)水桶の水こぼれる。(ス)パ、(池)の水あふれる。
 8. 家具: (か)すかに、(か)なり、(多)く(音)をたてる。(ま)れに、(か)なり、(坐)りのよいもの(倒)れる。
 9. 絵、額など: (ゆ)れる。(ま)れに、(い)くら(た)く(さ)ん落ちる。
 10. 棚のもの: (ま)れに、(い)くら、(た)く(さ)ん落ちる。(ガ)ス、(せ)ともの(少)し、(か)なり(こ)われる。
 11. 木造の家: 戸障子(か)すかに、(少)し、(か)たり(う)ごく、(ま)し(み)う。
 12. わるい家: (ま)れに、(い)くら、(か)なり、(多)く(いた)む。(か)たむく、(少)し、(か)なり、(た)く(さ)ん(倒)れる。
 13. 普通の家: (ま)れに、(い)くら、(か)なり、(多)く(いた)む。(か)たむく、(少)し、(か)なり、(た)く(さ)ん(倒)れる。
 14. 土蔵: (土)が落ちる。(ま)れ(多)く(いた)む。
 15. 瓦: (ま)れ(多)く(いた)む。(少)し、(か)なり、(た)く(さ)ん、(全)部(落)ちる。
 16. 土蔵: (土)が落ちる。(ま)れ(多)く(いた)む。(少)し、(か)なり、(た)く(さ)ん、(全)部(落)ちる。
 17. 煉瓦、石造家: (ま)れに、(少)し、(か)なり、(た)く(さ)ん(倒)れる。
 18. 石灯笼: (ま)れに、(少)し、(か)なり、(始)め(倒)れる。
 19. 墓石: (ま)れに、(少)し、(か)なり、(始)め(倒)れる。
 20. 堤防など: (少)し、(か)なり、(多)く(いた)む。
 21. 地なり: ()の方向から()
のような音がきこえた。(きこえない)。
 22. 津波: あり、なし、高さ()cm。
①(気づいた、気づかない)。(地震後()分位してきた。
②はじめて海水が(ひ)いた、おしよせた)。(何回きたか。
③(岸に上った、家屋が浸水、家が流れた、舟が流れた)。

Fig. 2.1. Standard Format for questionnaire cards by Prof. Sato.

震度を調べようとする人は、この内のいくつかをさらに2分するなど、結局10階級程度に分けられることが多い(太田, 1974; 東京消防庁, 1975 など)。

回答のあった全ての項目震度が一致することは先ずない——全く一致するなら一項目だけ調べれば十分である——から、これから、その場所の震度(地点震度とよぶことにする)を求めるには何らかの方法によって算出しなければならない。

先ず思い付くことは平均することである。

しかし、ある項目は低い震度で飽和してしまう。例えば、人が感じたかどうかという項目は、震度6“全ての人が感じた”ところで飽和してしまう。いくつもの項目で震度7や8に相当する現象が現われている場合に、“感じた人”の項目から得られた震度6を含めて一律に平均することは震度を過小評価する結果を与える。気象統計でよくおこなわれているように最大および最小のデータ(ここでは項目震度)を除いて平均するというような方法も考えられる。この他にも色々な方法が考えられ、例えば、ともかくもそういう現象があったのだから最も大きな項目震度を以てその地点の震度とすべしという考え方もあるが、たまたまある一つの項目(現象)で飛び離れて大きな震度を与えることもあるので、代表的な値を求めるという立場から、ここではそのような考えをとらない。

筆者は、主として、項目震度の大きい方からいくつかをとって平均するという方法を取っている。いくつとったら良いかということは、その調査票に含まれる項目数にも依存する。筆者は、多くの場合、佐藤標準の調査票、または、それとほぼ同様な調査票について、7項目程度を平均したものを以てその地点の震度とするのが適当であると考えている。

2.4. 地域の集計

個々の地点震度から、ある範囲の地域を代表する震度(地域震度とよぶことにする)を求めることは、この種の調査に要求される一般的かつ基本的な結果の一つである。

そのため、適当な地域ごとにまとめて集計し、いろいろな統計的な処理をおこなう。それによって、個々の調査票の段階ではかなりバラついていたデータが集約され、統計的に意味のある結果が得られる。地域集計は、表2.2のような形式にまとめている。

地域の単位は、調査の密度そのほかの色々な条件で異なるが、少なくとも10枚程度の調査表を含むようにしている。

学校・役場などに配布した調査票を謄写版などで複製して、大勢に配ってそれをまとめて回答して下さる例もしばしばある。その地域での調査結果の統計的信頼度を高め、かつ、その信頼度を客観的に推定することが出来るデータとなるので、たいへん有難い。

表2.2は、1953年房総沖地震の際に栃木県芳賀郡祖母井(うばがい)村(現芳賀町の一部)役場からの回答結果の集計表である。祖母井村は、震央距離290~300kmと震央からかなり離れており、かつ、比較的狭い地域なので、ここに得られたデータはバラツキが小さく、従って高い信頼度で震度が求められる。地域としてはもっと広い範囲、いくつかの市町村、ないしは、1~2の郡をとった場合が多い。

表2.2の上段には1枚1枚の回答の内容とその集計結果が書いてある。左から順に、回答番号(ここでは同一町村からの回答であるので皆同じ番号がつけてある)、県番号及び町村番号(ここでは栃木県祖母井村)、役場所在地の震央距離及び震央からの方位(10°刻み)、その右は各項目(次節で述べる図2.2のカードの項目に対応している)の回答、

Table 2.2. A sample of regional tabulation. Ubagai (now Haga) Town, Tochigi Prefecture, about 290 km apart from the epicenter of the 1953 Boso-oki earthquake (M_L 7.4, M_S 7.9).

NO.	KM	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22																						N	MEAN	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22			
697	9 19 294 32 *	+	5																					20	4	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					25	5	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					41	8	5.13
697	9 19 294 32 *	+	5																					45	8	5.63
697	9 19 294 32 *	+	5																					44	8	5.50
697	9 19 294 32 *	+	5																					35	7	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					15	3	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					23	5	4.60
697	9 19 294 32 *	+	5																					12	2	6.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					26	5	5.20
697	9 19 294 32 *	+	5																					33	6	5.50
697	9 19 294 32 *	+	5																					9	2	4.50
697	9 19 294 32 *	+	5																					9	2	4.50
697	9 19 294 32 *	+	5																					15	3	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					15	3	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					32	6	5.33
697	9 19 294 32 *	+	5																					24	5	4.80
697	9 19 294 32 *	+	5																					27	5	5.40
697	9 19 294 32 *	+	5																					14	3	4.67
697	9 19 294 32 *	+	5																					30	6	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					23	5	4.60
697	9 19 294 32 *	+	5																					18	4	4.50
697	9 19 294 32 *	+	5																					35	7	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					14	3	4.67
697	9 19 294 32 *	+	5																					35	7	5.00
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																					19	4	4.75
697	9 19 294 32 *	+	5																							

* 印から右は、震度 1~12 を出した項目の数、項目震度の合計、回答があった項目数、及び震度の単純平均（地点震度）である。

項目 20 の地鳴りは震度には関係しないので、以下の集計からは除外されている。

26 枚の回答の内容が列挙された後、1 行あけて、26 の地点平均震度の平均が書いてある。

下段には、各項目について、26 枚の回答の内容の度数分布が書いてある。例えば、項目 1: 地震を感じた人については、震度 4 に当たる回答が 9 人、5 が 7 人、6 が 3 人である。

下の 2 行及び右端の 2 行は、各項目・各震度の度数の合計及び震度と度数の積である。全体の単純平均は、表に示したように 5.06 となり、上に示した 1 枚毎の平均震度の平均とほとんど差がない。各項目毎に平均震度を求めて、それを平均すると 5.33 になる。

各項目について、最も多い回答を、その地域の代表的な状況とみて、各々の項目の震度を求めると、項目 1 から順に、4.5 (4 と 5 がほぼ同数なので 4.5 とする)、5, 5, 4, 5, 5, 6, 5, 7 となり、平均すると 5.17, 大きい方から 7 項をとって平均すると 5.43 となる。どの値が最も妥当であるか、一概には言い難いが、筆者はこの中では最後のものを代表値としてとりたい。

項目 1 や 5 では、飽和しているわけではなくやや小さい値を与えている。項目 13: 瓦が動いたという答えがやや大きい震度を与えている。項目 3: 振り時計が止まったでは、わずか 9, かなり 1, ほとんど 3, 全部 2 となっているが、1953 年当時とはいえ、1 軒の家に振り時計がそう幾つもあったとは考え難いので、かなりに相当する震度 6 の回答が 15 あったとして処理する方が適当かも知れない。

振り時計の項目などは、特に時代の変化の影響を大きく受けているので、近ごろではせいぜい“あり”、“なし”位に分けるのが適当であろう。

そのほかの集計表の例が茅野ら (1977) に載っている。

2.5. 通信調査データのコンピューターによる整理

佐藤は、日本に於いてコンピューターを地球物理学に应用するパイオニアであったから、通信調査の整理にも早くからコンピューターが用いられた。1961 年以降の主な地震の調

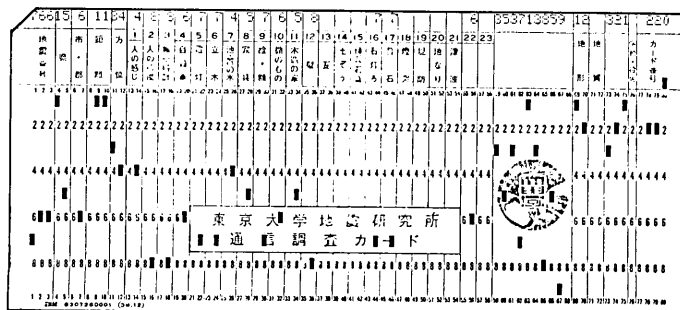


Fig. 2.2. Standard Format of IBM card with 80 columns for electrical data processing of questionnaire survey data.

査結果は、IBM カードにパンチされている。

FORMAT は、初期のものはまちまちであったが、1964 年頃には佐藤標準 FORMAT とでも言うべきものが出来 (図 2.2) (佐藤, 1973), 以降はこれに従っている。筆者の行った調査の結果も初期のものは同じ FORMAT に従ってカード化されている。なお、1962 年以前のもので、別の FORMAT でカード化されていたデータの内いくつかは筆者の手によって佐藤標準 FORMAT に変換されている。また、1962 年以前の関東地方及びその周辺に発生したいくつかの地震のデータは、筆者らによってカード化された (茅野・小牧, 1977)。

佐藤によって作成された (佐藤標準 FORMAT の) カードには項目震度がパンチされているが、筆者は選択肢の番号をそのままパンチすることにした。その理由は、選択肢が異なっても同じ震度が割り当てられている場合があり、震度から選ばれた選択肢を一意的に知ることが出来ない場合があること、選択肢の番号で入力しておけば、同じ調査結果に基づいて、各項目の各選択肢に震度を対応づけた表を取り替えるだけで別の震度階による震度が直ちに算出できることである。

報告地点を示すものとして、ほぼすべてのカードに、県市町村コードがパンチされている。佐藤の作成したカードには独自のコードでパンチされているが、その後、JIS の都道府県・市区町村コードが制定されたので、以後それを用いてある。

ここで規定されていないいくつかのコラムについては、統一されていない。平均地点震度をパンチしたもの、報告地点までの震央距離・方位 (8 方位または 16 方位, 10° 刻みなど) をパンチしたもの、報告地点の緯度・経度をパンチしたものなどがある。佐藤らの調製したカードには緯度・経度はなく、地図上で求めた震央距離・方位がパンチされているが、筆者は出来るだけ緯度・経度 (原則として分まで) をパンチし、震央距離・方位は計算で求めるようにしている。こうすれば、後に分布図などを作るときにも便利である。

その後、内容の増加・変化にともない、いろいろな FORMAT を用いた場合があり、カード 2 枚にわたるものもある。

カードを用いていた時代には、コラム数の制限があり、また、英数字と若干の記号以外は入力することが出来なかったので、文章で回答された内容の全てがデータ化されているわけではなく、従って、調査票そのものを保存しておく必要があったのだが、最近では漢字かな交じり文も入力できるようになったので、手間さえかければ回答されたほとんど全ての内容をコンピューターのデータとして利用・保存できることになった。なかには、画が描いてある回答もあるが、これもイメージ・スキャナー等を用いればコンピューター・データとして保存・利用は可能である。

最近、カード化されていたデータは全て磁気テープで保存し、カードは処分された。また、フロッピーディスク (MS-DOS) にコピーして使用の便宜を図っている。

最近では、カードにしないで直接端末から入力されているので、80 コラムという制限もなく自由な FORMAT が用いられているが、ともすれば冗長になり易い危険が伴うであろう。

2.6. 調査の結果

SATO (1948) には、1943 年鳥取地震 (M 7.2), 1943 年野尻湖地震 (M 5.9), 1944 年東南海地震 (M 7.9), 1945 年三河地震 (M 6.8), 1945 年八戸沖地震 (M 7.1), 1946 年

南海地震 (M 8.0), 1948 年福井地震 (M 7.1), および河角・佐藤の通信調査の結果によるものではないが, 明治 24 年に行われた調査に基づき 1891 年濃尾地震 (M 8.0) について震央距離 10 km ごとの平均震度 (I') と, その結果に

$$I' = a + b\Delta \cdots (\text{unit of } \Delta, 100 \text{ km})$$

の形の直線を当てはめた結果が示されており, SATO (1955) には, それにくわえて, 1949 年安芸海地震 (M 6.2), 1949 年今市地震 (M 6.2, M 6.4), 1952 年十勝沖地震 (M 8.2), 1952 年大聖寺地震 (M 6.2) についての同様の結果が示されている。

また, SATO (1955) には, 以上の地震について震央距離と各地点の震度との関係が図示されている。

これらの結果では, 報告のあった全ての項目の震度の平均をとっているもので, 震度の大きいところで若干小さめにでている可能性がある。

通信調査の多数の項目の内, 地鳴りの聞こえてきた方角に関するデータだけをとりあげ, 通信調査以外のいくつかの地震のデータと共にまとめたものに, 佐藤 (1949, 1956) がある。

茅野・小牧 (1973) は, 当時までに関東地方及びその周辺に発生した 8 つの地震, 1949 年今市地震 (M 6.2, 6.4), 1953 年房総沖地震 (M 7.4), 1956 年 2 月千葉県西部地震 (M 5.9), 1956 年 9 月千葉県北部地震 (M 6.3), 1965 年茨城県東方沖地震 (M 6.7), 1974 年伊豆半島沖地震 (M 6.9), 1974 年茨城県南西部地震 (M 5.8), 1976 年山梨県東部地震 (M 5.5) について, 統一的に整理し, 震度分布図などを示した。個々の地震についての結果は, KAWASUMI and SATO (1968), 茅野・佐藤 (1974, 1975) 茅野 (1976, 1977, 1978, 1979, 1979, 1981, 1984, 1985), などに発表されている。

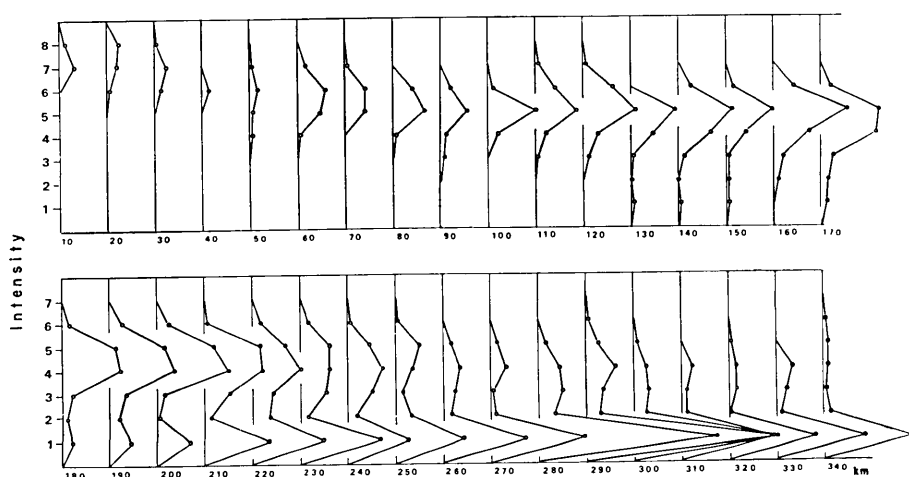


Fig. 2.3. Frequency distribution of seismic intensities in the scale consisting of 12 classes within epicentral distance categories.

2.7. 震度の小さい範囲での震度の判別の問題

図 2.3 に一例として 1974 年伊豆半島沖地震の距離帯別の震度の頻度分布を示す。或ところから震度 1 (無感) が始めるが、それに比べて震度 2 や 3 の出現率が少ない。こういう現象は特に大地震の場合気象庁による震度観測でも見られるという (広野ら, 1971) し、宇佐美 (1973) が、大地震の場合震度 1 と震度 2 の境界がはっきりしないと述べているのや、United States Earthquakes で震度 1~4 が一括して示されている場合が多いことも共通の問題であろう。これが本質的なものか、震度の調べ方によるものか、何れであろうか。低震度の定義は、まれにとか、少数の人が感ずるというものである。例えば、5 人に 1 人が感じるような地点が 100 ある場合、1 人ずつ聞いたとすれば、20 地点では感じ、80 地点では感じなかったという答えが出てくるはずである。1 地点で 5 人ずつに聞いたとしても、約 33 地点では一人も感じなかったという答えが出ることになる。

これに対し、40 人ずつ調査するなら、1 人も感じないというところは 7000 地点に 1 地点程度しかない計算になる。5 人ないし 10 人が感じた地点数は全体の 75% 程度あるはずであり、地震を感じた人の割合をかなり良く推定できるはずである。

こういう場合、一人ずつ調べたのでは、無感であるか有感であるかのどちらかであって、地区毎に細かい震度の差を判定することが出来ない。どうしてもある程度の人数について、地震を感じた人がどの位の割合でいるのか知りたい。

いくつかの地震について、距離帯別に無感という報告の比率を書いたのが図 2.4 である。1953 年房総沖地震は M_s 7.4, 1964 年新潟地震は M_s 7.5 でほとんど差がないが、新潟地震では震央距離 280 km から無感の地点がではじめ、380 km 以遠では半数を越え、480 km では 90% に達するのに、房総沖地震では、440 km を越えてはじめて無感の地点がではじめる。この大きな相違は、 M_s が、房総沖地震は 7.9, 新潟地震は 7.4 であることを反映していると考えられる。

もう一つ、たいていの調査票に共通のようであるが、低い震度を与える項目が元々少ない、例えば、佐藤標準調査票で震度 2 を与えるのは人の感じの項目だけであり、電灯がわずかに揺れれば震度 4,

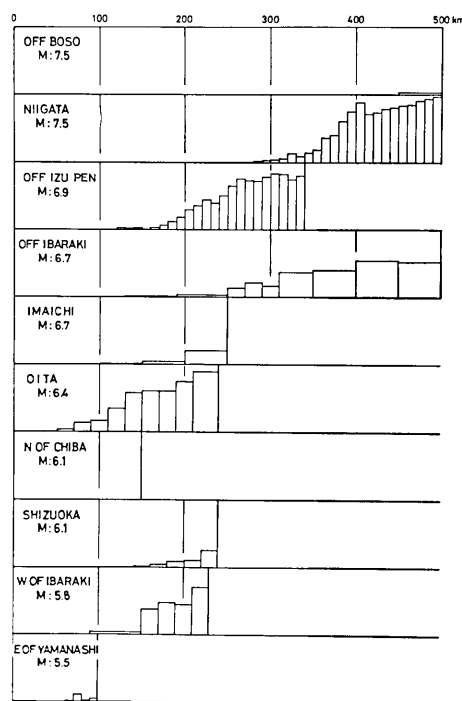


Fig. 2.4. Percentage of localities where the shock was unfelt within epicentral distance categories.

平均して四捨五入すれば震度 3 になるというような事情もある。項目と選択肢によって適当な重みをつけた方がよいのかもしれないが、どのような重みをつけたらよいか、筆者はまだ成案をもっていない。

2.8. 調査対象の数・密度の問題

筆者は、主として学校、特に公立中学校・小学校に調査への協力をお願いしてきた。公立の小学校・中学校の校区は、日本全国、人の住んでいるところはすべてカバーしているはずであり、公立中学校と公立小学校に出すなら、ダブル・チェックになる。しかし、昭和 30 年頃から市町村合併が進み、また近年、中学校の統合が進んだので、役場、あるいは、中学校に配布したのでは、あまり調査の密度を大きくすることが出来ないようになってきた。もちろん、一つの役場なり、学校なりにたくさん調査票を配布すればいいが、経費や、手間、特に整理の際の手間の問題でそう多すくこともできない場合が少なくない。

河角・佐藤の調査票では、回答者が自分自身だけでなく、周囲の人にも聞いて回答してくれることを期待していた（佐藤，1973）。しかし、1 片の調査票だけで多数の人に聞いて回答してくれることを期待するのは少々無理であり、とりわけ、近年になるほどその傾向が強くなっているようである。家族などごく身近にいた人に聞いて書いてくれることは期待してよいと思われるが、その家族もだんだん小人数になってきているし、昼間だとみ

んな違うところにいることも珍しくない。特に、2.7. で述べたような意味で、低震度の場合のデータが不十分である場合が少なくない。

そこで、なるべく少しの経費と手間で、出来るだけ多くのデータを集めようという目的で筆者が始めたのが以下に述べるグループ調査とでもいうべき方法である。

3. グループ法通信調査の考案とそれによる調査結果

3.1 グループ法の通信調査

この調査では、図 3.1 に示すような調査票を配布し、適当な学級、あるいは、課外活動のクラブなどで、挙手などの方法でそれぞれの項目のそれぞれの選択肢に該当する人の数を調べてもらう。多くの学校で、1 学級は 40 人程度であるから、1 校区あたり 40 程度のサンプルをとることになる。サン

6月12日午後5時15分頃地震（震央は宮城県沖）
についてお答え下さい。

I. 適当な学級などについて（できるだけ総数40人以上になるように）挙手などの方法で調べて下さい。

総数	人について調べた。
1. 地震を感じた人	人、タンス・戸棚・本箱などの家具の倒れたものは
2. 地震の時立っていた人	人、
3. 立っているのが困難だった人	人、
4. 家族の中で地震に気づいた人	人、
5. 人はいない	人、
6. 少しいる	人、
7. たくさんいる	人、
8. 全部	人、
9. コケシ・人形などの倒れたものは	人、
10. 少しいる	人、
11. たくさんある	人、
12. 棚などの花瓶・食器・書物などの倒れたり落ちたりしたものは	人、
13. 少しいる	人、
14. たくさんある	人、
15. 振子時計の止まったものは	人、
16. ない	人、
17. ある	人、

II. 学区内の状況について取りまとめてお答え下さい。

- 墓石の倒れたものは ない、少しいる、たくさんある。
- 道路に亀裂などが できなかった、（少し、たくさん）できた。
- 田畑山林などに地割れが できなかった、（少し、たくさん）できた。
- 石積みの崩れたところは ない、少しいる、たくさんある。
- ブロック塀の崩れたところは ない、少しいる、たくさんある。
- 木造住宅の倒壊したものは ない、少しいる、たくさんある。
- プール・池の水 少し溢立った、大きく溢立った、あふれた。
- その他気がついたこと。

ありがとうございました。宛名下のご氏名・学校名・所在地の各欄にも必ずご記入の上、ご返送下さい。

Fig. 3.1. A sample of questionnaire cards by group method.

ブルの大きさは、もう少し大きいことが望ましいのだが、2 学級調べるということになる、調査の手間がずっと大きくなり、回答率が低下したのでは虻蜂とらずになるおそれがある。中には、たぶん全校生徒を対象として調査したのであろう、600 人とか、千数百人とかについての結果を報告して下さった学校もある。今までに、ただ1校であるが、38 学級の結果を、学級毎に報告して下さった学校がある。これは、この方法による調査のバラツキ・信頼度を見積るデータとして、たいへん貴重である。

一方、1 クラスはおろか、全校生徒でも 40 人に満たない学校も少なからずあるが、それはそれで得がたいデータである。

この方法にも、向き不向きがある。生徒らが学校にいる時間に発生した地震に対しては適当でない。なぜなら、回答者がみんな同じ場所・同じ条件の所にいるので多人数調べる効果を十分発揮できない。また、校区内の平均的な状況を調べているので、マイクロ・ゾーニングなどの目的には使えない。

3.2. グループ法で調査を行なった地震

表 2.1 の地震の内、1978 年島根県中部地震、1978 年宮城県沖地震、1982 年浦河沖地震、1983 年茨城県南西部地震、1985 年茨城-千葉県境地震の 5 つの地震についてはほとんど同じ調査を行なったので、以下主としてこの 5 つの地震について述べることにする。

上の 5 つの地震について、調査の概要を表 3.1 に示す。調査の対象となった延べ人数は 30 万人を越える。

1 校当たりの調査対象生徒数分布は次のようになっている。

1978 年島根県中部地震では、861 校中、調査対象生徒数 40 人の学校が 175 校で、全体の約 20%、38 人から 42 人までとると 372 校、43%、35 人から 45 人までとると 562 校、63% になる。また、10 人未満の学校は 32 校、3.7%、100 人以上調べてくれた学校は、25 校、2.9% である。1 校当たり調査対象生徒数の最大は 358 人である。

1978 年宮城県沖地震では、約 2300 校中、調査対象生徒数 40 人の学校が 436 校で、全体の約 20%、38 人から 42 人までとると 1050 校、47%、35 人から 45 までとると 1521 校、68% になる。全体に 40 人より多い方に偏っているので、40 人から 44 人までとってみると、1222 校、55% になり、また、10 人未満の学校はわずか 19 校、0.8%、100 人以上調べてくれた学校は、128 校、5.7% にのぼる。1 校当たり調査対象生徒数の最大は 890 人である。

1982 年浦河沖地震では、952 校中、調査対象生徒数 40 人の学校が 96 校で、全体の約 10%、38 人から 42 人までとると 241 校、約 26%、35 人から 45 人までとると 410 校、44% 弱になる。また、10 人未満の学校は 79 校、8.4%、100 人以上調べてくれた学校は、44 校、6.8% である。1 校当たり調査対象生徒数の最大は 712 人である。北海道には比較的小規模校が多いことを反映している。

1983 年茨城県南西部地震では、784 校中、調査対象生徒数 40 人の学校が 119 校で、全体の約 15%、38 人から 42 人までとると 323 校、約 41%、35 人から 45 人までとると 507 校、65% 弱になる。また、10 人未満の学校は 25 校、3.2%、100 人以上調べてくれた学校は、44 校、5.6% である。1 校当たり調査対象生徒数の最大は 642 人である。

1985 年茨城-千葉県境地震では、1046 校中、調査対象生徒数 40 人の学校が 151 校で、

Table 3.1. Outlines of questionnaire surveys by group method.

Sq.	年月日	地震名	M	深	回答 校数	延べ 生徒数	配 付 範 囲	文 献	MS-DOS FILE	備 考
40a	780604	島根県中部地震	6.1	0	861	38725	中国地方5県・標語・香川・愛媛各県 舞鶴・敦賀・岐阜・恵那・飯田・甲府・ 小田原・秩父・熊谷各市	茅野(1978)	SHIMAN78.DAT	
41a	780612	宮城県沖地震	7.4	40	2256	122236	北海道・東北地方6県・関東地方7都県 静岡・山梨・長野・新潟各県	茅野(1978)	MIY678kk.DAT	kkは県コード
42	820321	浦河沖地震	7.1	40	952	43522	北海道・東北地方6県・新潟県(除佐渡)	茅野(1982)	URAKAW83.DAT	
44	830227	茨城県南部地震	6.0	72	784	39456	関東地方7都県・福島・新潟・長野・ 山梨・静岡各県	茅野(1983)	IBAK83W.DAT (PDATA)	
50	851004	茨城・千葉県境地震	6.1	78	1046	60619	関東地方7都県・福島・新潟・長野・ 山梨・静岡各県		IBAK85W.DAT (PDATA)	
					総 計	304588				

3.3. グループ法の調査票

棚などの花瓶・食器・本などが落ちましたか

な	い	_____人
少	し	_____人
た	く	_____人
さ	ん	_____人

また、地震と気がついたときにどんな行動をしたか、地震の前や後に何かふだんと違った現象に気がついたかなどの質問を加えることが多いが、それらについてはこの論文ではとりあげない。

$$P = \frac{0.5 \times [\text{少し}] + [\text{たくさん}]}{[\text{ない}] + [\text{少し}] + [\text{たくさん}]} \times 100\% .$$

ここで扱っている量がどのような性質をもっているかを理解するために、二、三の検討をおこなってみた。

一例として、家具の項目をとりあげ、つぎのようなシミュレーションをおこなった。

茅野 (1978) に調査の一例を挙げたように、倒れ易い家具と、倒れにくい家具とでは転倒率にかなりの差があるが、ある地区で、家具の転倒する割合を家具の種類に関係なく一律に p と仮定する。一軒の家には一律に 10 個の家具があるとする。100 軒の家を 1 つのグループとして、1~2 個の家具が転倒した家の数を D_1 、3 個以上の家具が転倒した家の数を D_2 とし、上記の定義にしたがって、 $P=(0.5D_1+D_2)/100$ を計算する。これを 10 組計算し、 P の平均・標準偏差 (σ) を求める。さらに、これを 10 組計算し、平均・標準偏差を求める、つまり、10 個の P の平均・標準偏差 10 組についての平均・標準偏差を求めていることになる。 p の 5 種類の値に対して得られた結果を次に示す。1 番右の欄には理論的に計算された P の値を示す。

$p(\%)$	10 個の P の平均	10 個の P の σ	P の 理論値
	10 組の平均と σ	10 組の平均と σ	
2	9.405±0.464	1.881±0.310	9.19%
5	20.970±0.675	2.123±0.788	20.64
10	35.605±0.884	2.353±0.692	36.08
20	60.805±0.844	2.778±0.512	60.74
30	79.955±0.768	2.254±0.529	76.86

上に得た値は、いくつもの仮定に基づいており、ごくおおよその検討をつけるのに役に立つ程度のものである。

これに対し、コケシ・人形類となると、種類、転倒し易さなども極めて様々であろうし、1 軒の家にある個数も非常にバラ付きが多いであろう。

“ない”という選択肢がない項目や“ない”という選択肢の回答が記入してないと考えられる項目では、分母に調査対象生徒総数を用いた。

以後、主としてこの P の値を扱う。どの項目に対する P の値であるかを明示する必要があるときは、次の添字をつける。

- 1: 地震を感じた生徒の割合
- 2: 家族の中で地震を感じた人の割合
- 3: 眠っている人が目が覚めた割合
- 4: 立っていることが出来なかった人の割合
- 5: コケシ・人形などの転倒の割合
- 6: 棚のものの落下の割合
- 7: 家具の転倒の割合
- 8: 壁の破損の割合
- 9: 瓦の移動・落下の割合
- 10: 電灯が揺れた割合
- 11: 電灯が大きく揺れた割合
- 12: 電灯が激しく揺れた割合

- 13: 家具・建具などがガタガタ
音を立てた割合
14: 家屋がミシミシ・キーキー
音を立てた割合
15: 障子・襖が破れたり, 外れ
たりした割合
16: ガラスが外れたり割れたり
した割合

“少し”の選択肢を全生徒が選んでいるような回答が時々ある。この様な場合, “ない”に該当する生徒や“たくさん”に該当する生徒が多少いる方が自然だと考えられるが, やや大まかに集計され

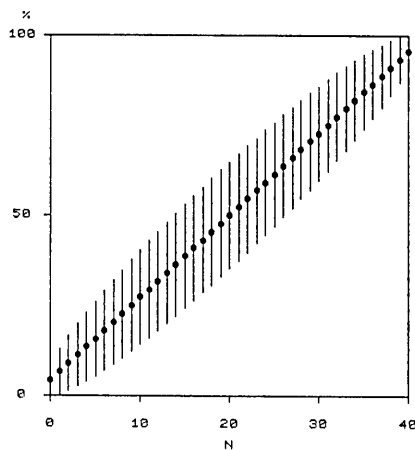


Fig. 3.2. Confidence limit of percentage. Sample size N_0 is 40.

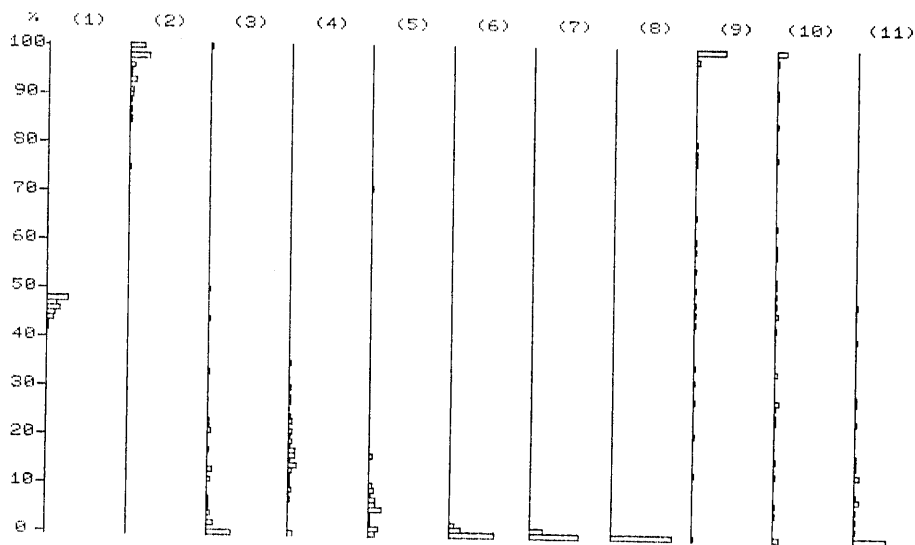


Fig. 3.3. Distribution of answers of questionnaire survey by group method in thirty eight classes of Akita Higashi Junior High School in the case of 1978 Off Miyagi earthquake.

- (1) Number of pupils in each class.
- (2) Percentage of pupils who felt the shock.
- (3) Percentage of pupils who were difficult to keep standing.
- (4) Percentage of pupils who answered that dolls overturned or fell.
- (5) Percentage of pupils who answered that objects fell from shelves.
- (6) Percentage of pupils who answered that furniture overturned.
- (7) Percentage of pupils who answered that wall damaged.
- (8) Percentage of pupils who answered that roof tiles displaced or fell.
- (9) Percentage of pupils who answered that lamps swung.
- (10) Percentage of pupils who answered that lamps swung in large arc.
- (11) Percentage of pupils who answered that lamps swayed violently.

たものと想像される。ごく少数の生徒が“あった”あるいは“なかった”と答えた場合に、多数に合わせて回答がまとめられる可能性もあるだろう。

サンプルの大きさが高々 40 程度であるから、このデータから計算して得られる比率の精度はそう大きなものではない。河田ら(1962)に拠って計算した比率の信頼限界を図 3.2 に示す。つまり、40 例中 20 例である現象が観察された場合、その出現率の 95% 信頼限界は $50 \pm 15\%$ 、つまり、35~65% であって、かなり大きい幅を示す。従って、個々のデータについて数 % 程度の差を議論しても意味がない。

3.5. 項目百分率のバラつきのめやす

1978 年宮城県沖地震の際に 38 学級全部について調査して、学級別に報告して下さった秋田市立秋田東中学校の結果について述べよう。これは、同一の校区からとった大きさ約 40 のサンプル 38 個であって、この種の調査の結果のバラ付きや信頼度を推定する上で極めて貴重なデータである(図 3.3)。

1 学級の生徒数は、最小 42 人、最大 48 人、13 クラスが 48 人で、45 人未満は 6 クラスである。

地震を感じた生徒数は、100% が 9 クラス、98% が 12 クラス、1 クラスを除いて 85% 以上であるが、1 つだけ 75% というクラスがある。これがどういう理由によるものかは分からない。

立てなかった・立っていることが困難であったと答えた生徒の数は、0% が 15 クラス、15% 未満までとると 29 クラスになるが、33, 44, 50% と答えたクラスもあり、なぜか 100% と答えたクラスが 1 つある。

コケシ・人形などの転倒したものがあつかう質問に対しては、10% 未満が 6 クラス、10% 以上 20% 未満が 22 クラス、20% 以上が 10 クラス、最大は 35% というクラスがある。最小は、0% が 3 クラスある。

棚のものが転落したかという質問に対しては、0% 4 クラスを含めて、10% 未満が 33 クラス、10% 以上 20% 未満が 4 クラスであるが、1 クラスだけ 71% という回答がある。

振り時計が止まったかという質問に対しては、0% 4 クラスを含めて、10% 未満が 25 クラス、10% 以上 20% 未満が 12 クラス、最大は 20% である。

家具の転倒があったかという質問に対しては、0% が 28 クラス、1% が 7 クラス、2% が 3 クラスで、これより大きいクラスはない。

壁の被害については、0% が 30 クラス、1% が 8 クラスだけである。

瓦の移動・落下は 38 クラス全部 0% であった。

地鳴りを聞いた生徒の割合は、0% が 24 クラス、2% が 6 クラス、最大でも 15% であった。

電灯の揺れに気が付いたかという質問に対しては、0% から 100% まで答えがバラついているが、100% が 18 クラス、98% が 2 クラス、50% 以上がしめて 29 クラスである。

電灯が大きく揺れたかという質問に対しては、答えが極めてバラついており、0% 4 クラス、100% 9 クラス、50% 台 7 クラスという結果になっている。それに対して、電灯

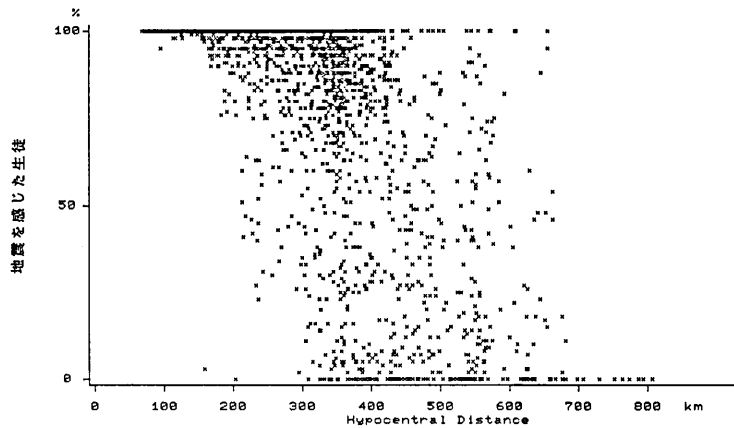


Fig. 3.4. Hypocentral distances vs percentage of pupils who felt the shock.

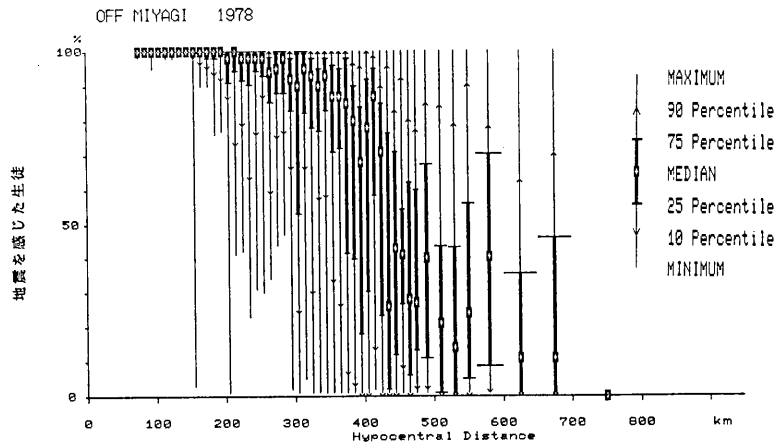


Fig. 3.5. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who felt the shock.

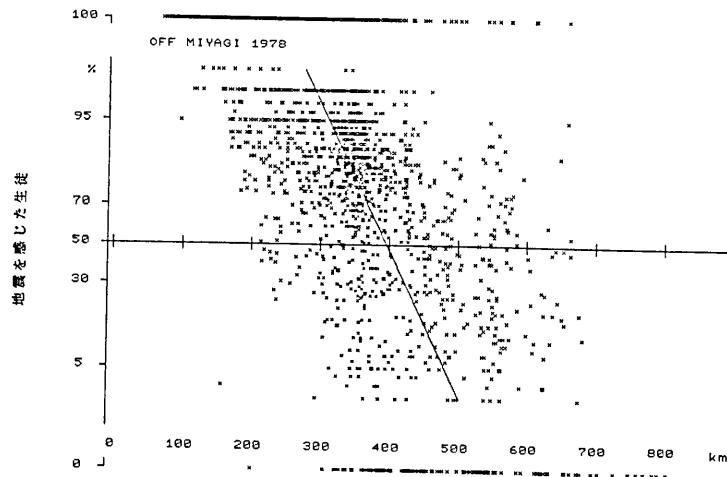


Fig. 3.6. Hypocentral distances vs percentage of pupils who felt the shock and best fit line.

が激しく揺れたと答えている生徒は、0% 20 クラス, 2% 以上 10% 以下 5 クラス, 11% 以上 25% 以下 6 クラスだが, 100% というクラスも 1 つある。

以上の結果を見ると, この種の調査の結果のバラつきについておおよその概念を得る事が出来る。また, 比較的精度の良い回答が得られる項目, 回答のバラつきの大きい項目の判別が大体出来る。

3.6. 項目百分率と震源距離との関係

ここで取り扱っている地震の震源の深さは 0~78 km であるが, 震源の深さ 0 km 及び 72 km, 78 km の地震が内陸で発生したもので, 震央の直近からデータが得られており, 震央距離を用いるのは不適当なので, 震源距離を用いる。

なお, 以下の例では, M が最も大きく, データの数も最も多い, したがって, データのカバーする範囲が最も広い 1978 年宮城県沖地震の場合を主として示す。

図 3.4~3.15 は, 項目百分率と震源距離との関係を示したものである。図 3.4 を見ると, 震央に近いところではほぼ全ての人が地震を感じ, 遠くなるにしたがって減少し, 遠方で 0 になるのは当然の事であるが, 中間の地帯では, 0~100% の範囲にバラついている。

以下の図で, ×印で示してある場合, 同じ点に幾つものデータが重なっていても区別できないが, 実際には 1 つの×印にかなり多数のデータが集中している場合もあることを断わっておく。

0% の点は調査範囲を遠くまで広げればどんどん増える筈であるが, それを別にしても, 0% 及び 100% の地点に比して, 中間の点が少ないようである。これは, 調査の際に, やや大ざっぱにまとめられてしまった可能性もあるが, もう少し本質的な事かもしれない。筆者の狭い経験であるが, 筆者の家族 5 人の, みんなが感じた地震や, 誰も感じなかった地震に比べて, 2 人又は 3 人が感じた地震というのは少ないようである。

図にみるとおり, データは非常にバラついているので, 次のような表現方法を考えてみた。原則として震源距離 10 km (データの少ないところは少なくとも 10 個のデータを含むように範囲を広げる) ずつに分けて, 各々の区間で, 10パーセンタイル, 25パーセンタイル, 50パーセンタイル, 75パーセンタイル, 90パーセンタイルを求めて図示したのが図 3.5, 3.8~3.15 である。感じた生徒の割合 (図 3.5) をみると, a) 震源距離 200 km 以内ではほとんど全ての生徒が地震を感じていること, b) 200 km を越えても 400 km 辺りまでは減少が緩やかなこと, c) 440 km 辺りで急に減って, 中位数が 50% を切ることが分かる。震源距離の大きいところでバラ付きが大きくなるのは, 含まれる面積が大きくなり, かつ, 全方位を一括しているので, 地球物理学的・地質学的に条件の大きく異なるところを含むためと考えられる。

項目によって, 点の存在範囲が偏っているが, ほぼ逆 S 字状の分布をしているとみてよい。そこで, 図 3.4 の縦軸を変換し正規確率紙に書いたのが図 3.6 である。

註) 25パーセンタイルとはデータを小さい順に並べた時, 小さい方から 25/100 番目のデータの値。10パーセンタイル, 50パーセンタイル, 75パーセンタイル, 90パーセンタイルも同様に定義される。25パーセンタイルを第一四分位数, 50パーセンタイルを中位数, 75パーセンタイルを第三四分位数ともよぶ。第一四分位数と第三四分位数との間を四分位範囲, 両者の差を四分位偏差と呼び, データの分散の一つの指標である。

正規分布の確率密度関数の積分

$$F(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^t \exp(-x^2/2) dx$$

において,

$$t \rightarrow 100 \cdot F(t)$$

の逆関数

$$100 \cdot F(t) \rightarrow t$$

を考え, $100 \cdot F(t)$ を P とおくと,

$$P(\%) \rightarrow f(P)$$

が得られる. この変換によって, $f(P)$ のところに P を目盛ったものが, 正規確率紙の縦軸である. つまり, 確率積分が等間隔になるようにスケールをとったことを意味している.

但し, この変換では 0% 及び 100% の点は $\pm\infty$ になってプロット出来ないことになるが, ここでは, 100% といっても 99% よりは大きいというくらいの意味なので, 100% はほぼ 99.9% のところに, 0% はほぼ 0.1% のところにプロットしてある. その結果を見ると, 震源距離の増加とともに, ほぼ一様に減少しているとみることが出来る. 但し, 先に述べた事情に依って, 100% 及び 0% の点のバラつきは大きい. そこで, 0% と 100% のデータを除外して直線を当てはめたところ,

$$D = (396.4 \pm 37.1) + (-52.45 \pm 28.99)f(P_i)$$

が得られた. 即ち, 震源距離約 400 km で, 地震を感じた人が平均 50% を切るということになる.

図 3.10 の家族の中で地震を感じた人の割合を図 3.5 の地震を感じた生徒の割合と比べてみると, 傾向として似ているだけでなく, 距離帯毎の増減の様子がよく一致していることが分かる. これらの値がよく実状を捕らえているものと考えられる. 図 3.8 の人形などの倒れた割合と, 図 3.9 の棚の物の落ちた割合を比べてみると, 前者がつねに若干大きく現われる, つまり, 棚のものの転落は, コケシ・人形などの転倒より若干大きい震度の指標になっていることがわかる. 距離帯ごとの増減の様子も, 80 km 帯 (80 km 以上 90 km 未満, 以下同様) から 120 km 帯まで急に増加し, それを過ぎると急に減少するが, 150 km 帯では 140 km 帯より若干大きく, 250 km 前後, 350 km 前後で緩やかな山ができていてなど非常によく似ていることが分かる. 何れの現象を見ても, 震源距離の最も近いところよりも, 震源距離 100 km 付近で割合が高くなっていることが明瞭に分かる. この震源距離 100 km 付近というのは, 仙台市及びその近郊であって, 被害の特に著しかったところである. 震源距離 350 km 前後の山は首都圏に対応する.

図 3.12 の家具の転倒の割合では, 震源距離 100 km を越えるところではほとんどみられない. 図 3.13 の壁の被害, 図 3.14 の瓦の被害もほぼ同様の傾向であるが, この順に項目百分率は小さくなっている. 図 3.15 を見ると震源距離 350 km 以内では半数以上の地区で電灯の揺れを全ての人が観察している. 電灯が大きく揺れたの項の回答は, はなはだバラつきが大きいが, これは現象の定義がやや曖昧なことの外, 電灯など吊り下げた

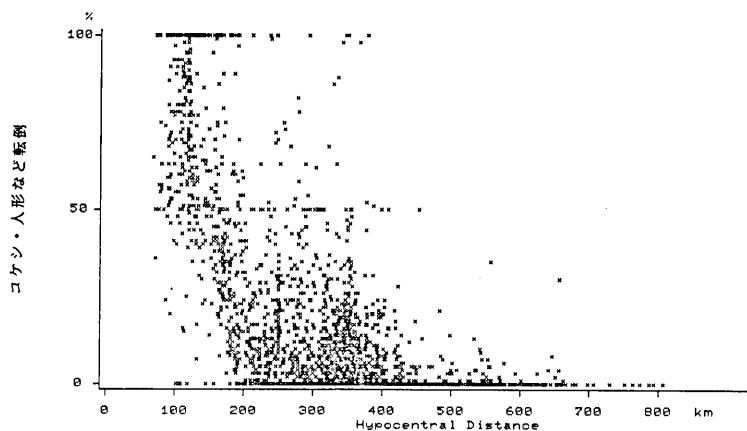


Fig. 3.7. Hypocentral distances vs percentage of pupils who answered that dolls overturned or fell.

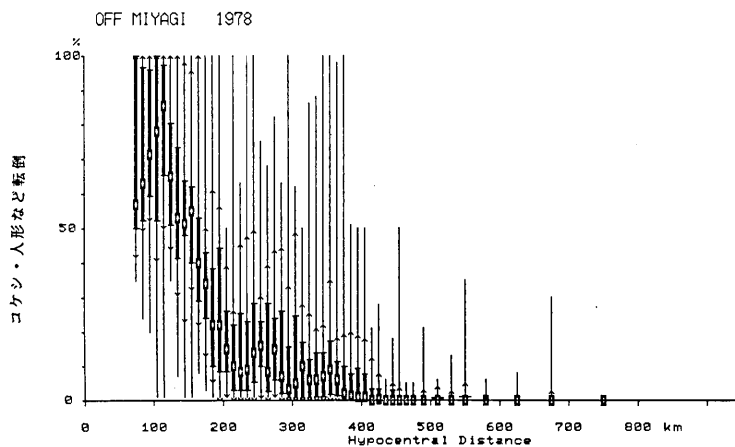


Fig. 3.8. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that dolls overturned or fell.

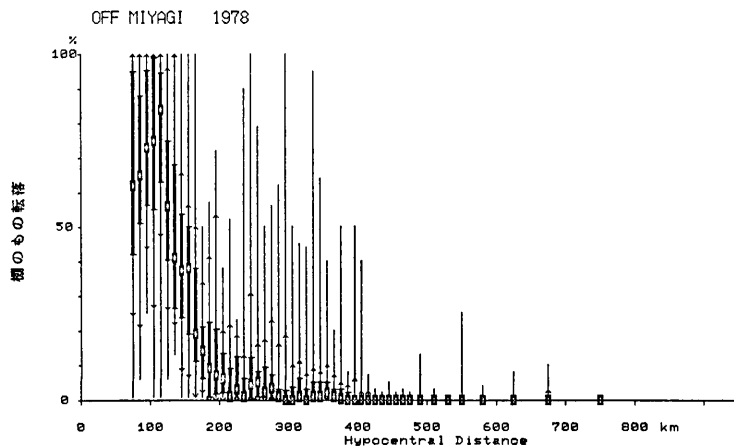


Fig. 3.9. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that objects fell from shelves.

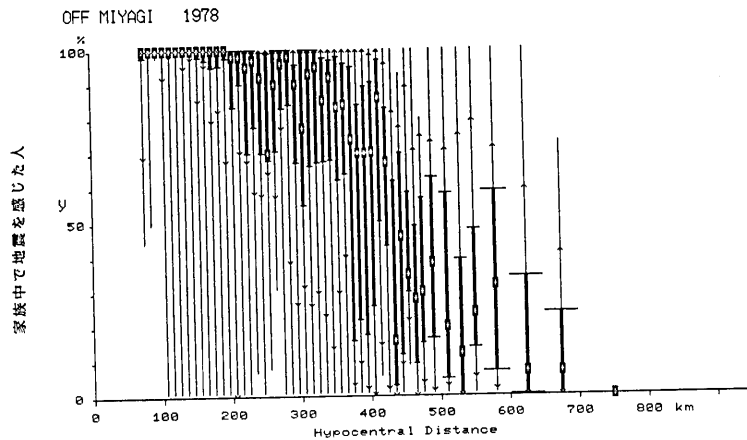


Fig. 3.10. Hypocentral distances vs percentiles of persons in family who felt the shock.

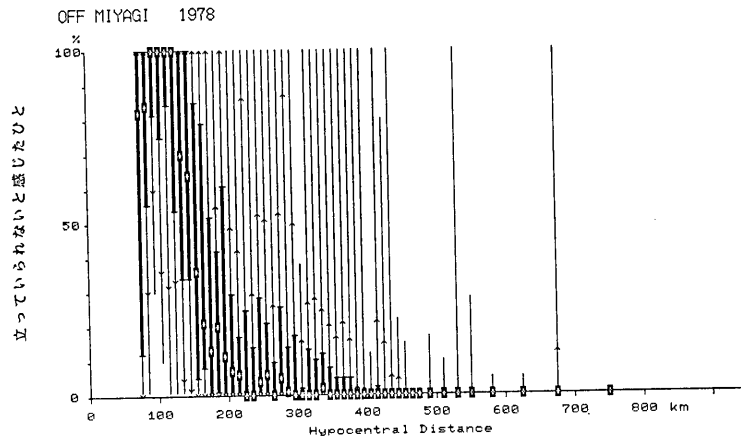


Fig. 3.11. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that they were difficult to keep standing or to stand up.

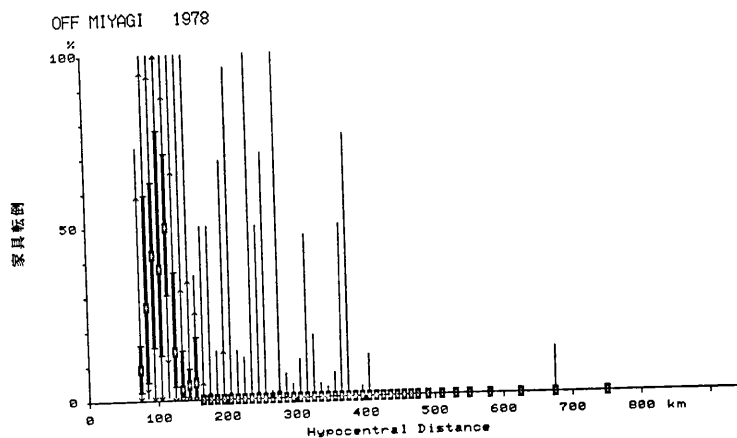


Fig. 3.12. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that their furniture was overturned.

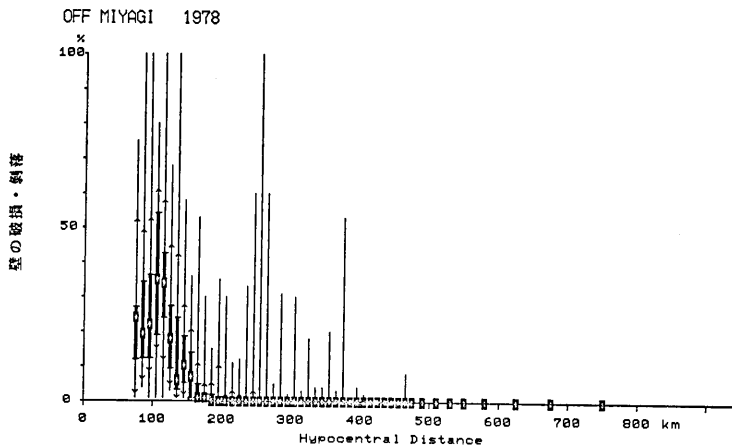


Fig. 3.13. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that wall was damaged or peeled.

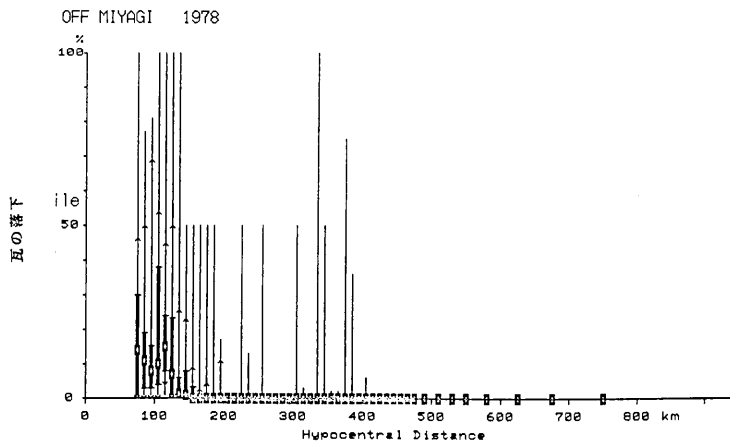


Fig. 3.14. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that roof tiles fell.

ものの大きな揺れは、短周期の加速度の大きな地震動によるというよりも、震源距離の大きいところで目だつ、やや周期の長い地震動に依って起されやすいということも関係しているであろう。これに対して、電灯激しく揺れるという回答は震源距離 170 km を越えるところではまれである。

図 3.16 は、1983 年茨城県南西部地震の例であるが、数個の距離帯について、現象の現れる割合（横軸）がどの様に分布しているかを示したものである（縦軸は累積相対度数）。震源距離 80 km 以内ではほとんど全ての地区でほとんど全ての生徒が地震を感じている、震源距離 100 km 以内、120 km 以内、150 km 以内の範囲をとっても大部分の生徒が地震を感じている。逆に、人形などの転倒の割合を見ると、震源距離 120 km を越えるところではごく少数であることが分かる。つまり、地震を感じた生徒（人）の割合では震源距離の小さいところではほとんど差が現れないし、人形などの倒れた割合からは震源距離がある程度より大きいところでは区別が出来ないということである。そこで、これら 2

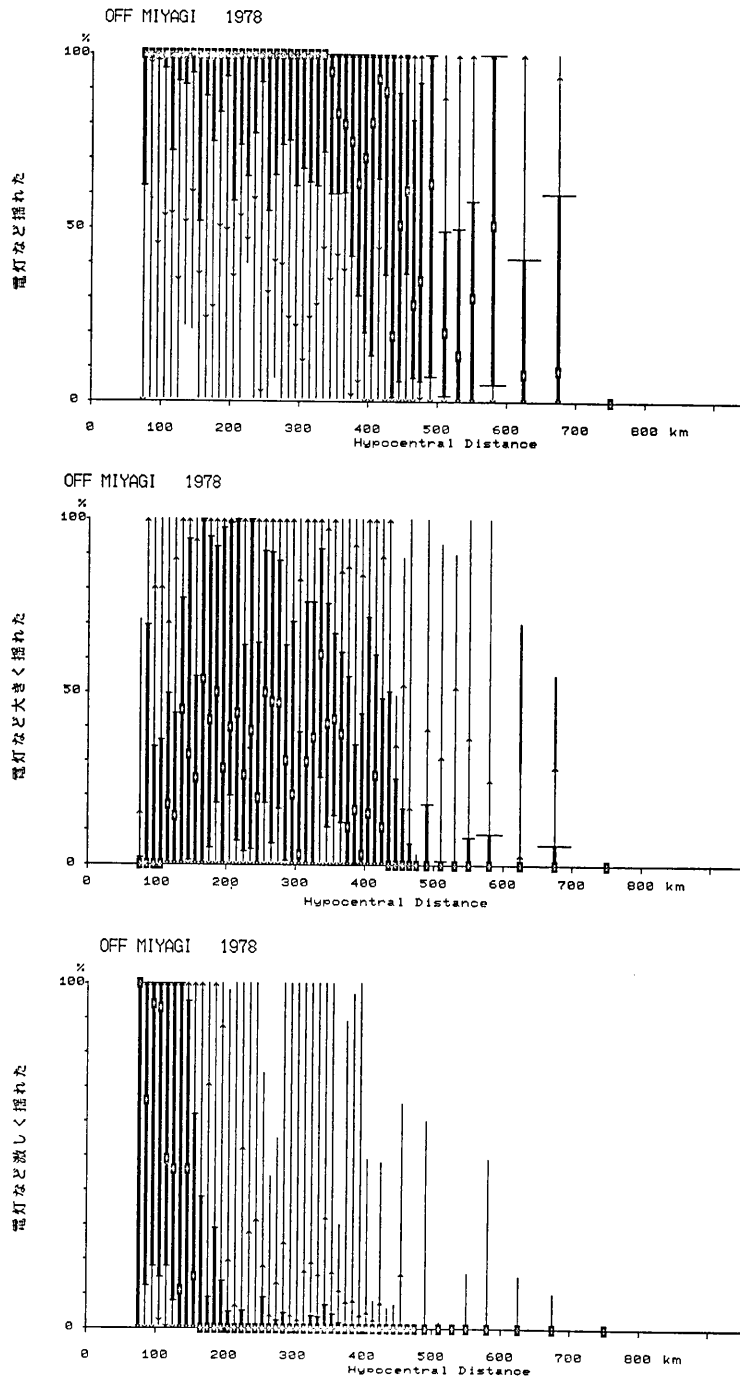


Fig. 3.15. Hypocentral distances vs percentiles of pupils who answered that lamps swung, swung in large arc and swayed violently.

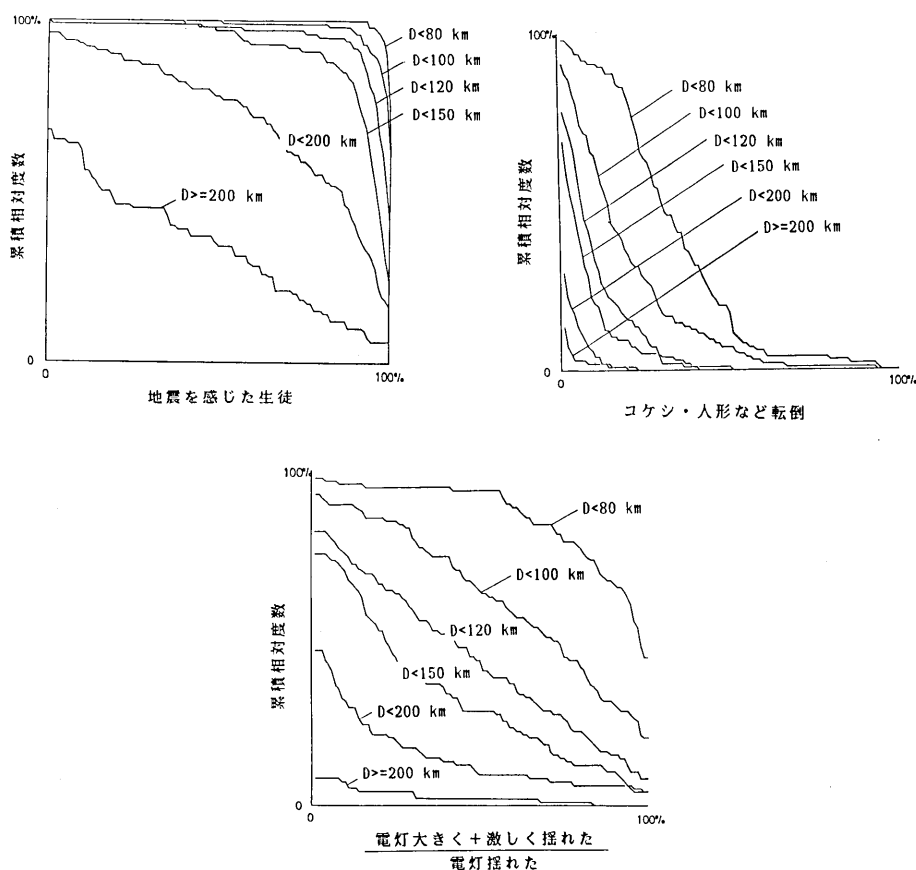


Fig. 3.16. Cumulative relative frequencies of percentage of pupils who felt the shock and of pupils who answered that dolls overturned and ratio of pupils that answered that lamps swung in large arc or violently and of pupils that answered that lamps swung more or less.

つの現象を組み合わせれば、震源距離の小さいところも、大きいところも区別できるであろうと考えられる。電灯が揺れたという回答の内、大きく、或は、激しく揺れたという回答の割合について、同じ様に示したのが図の下の部分である。この現象はここに用いた距離帯別では、きれいに分離していることが分かる。いろいろな現象を組み合わせれば、広い範囲の震度を高い分解能で求められることがわかる。

3.7. 2 現象の相関

図 3.17～3.18 は、2 現象の相関の例として、地震を感じた生徒の割合とコケン・人形などの転倒、コケン・人形などの転倒と棚の物の落下の関係を示したものである。さきに述べたように、これらの割合の少しの差を議論しても意味がないから、3, 10, 30, 70, 90, 97% を境界とする 7 つの範囲に分けた場合に就いて図示したのが図 3.19, 3.20 である。ここでは、○の面積が例数に比例する。

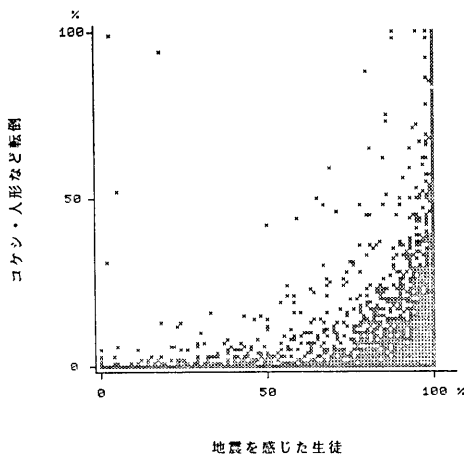


Fig. 3.17. Correlation between percentages of pupils who felt the shock (abscissa) and pupils who answered that dolls overturned or fell (ordinate).

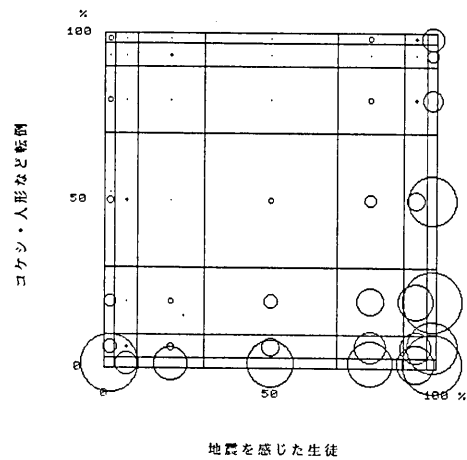


Fig. 3.19. Correlation between percentages of pupils who felt the shock (abscissa) and those of pupils who answered that doll overturned or fell (ordinate).

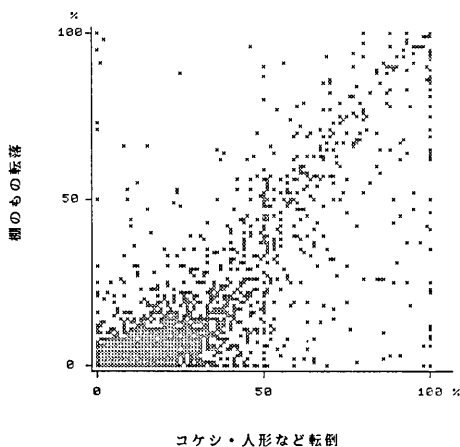


Fig. 3.18. Correlation between percentages of pupils who answered that dolls overturned or fell (abscissa) and those of pupils who answered that objects fell from shelves (ordinate).

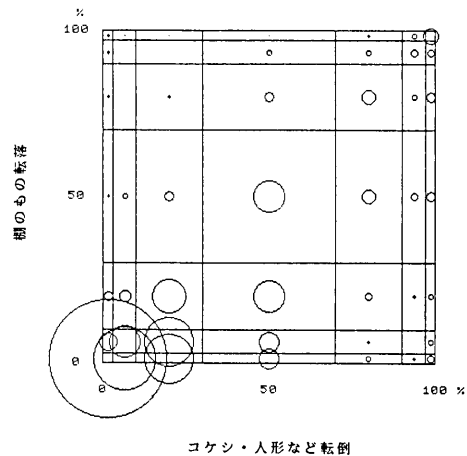


Fig. 3.20. Correlation between percentages of pupils who answered that dolls overturned or fell and those of pupils who answered that objects fell from shelves (ordinates).

地震を感じた生徒の割合とコケシ・人形などの転倒の関係では、一方が 100% に、他方が 0% に偏った分布をしている。

人形などの転倒と棚のものの落下では、前者が一般にやや大きいことが明らかにわかる。また、図 3.21~3.24 は両軸に先にのべた $f(P)$ の変換を施したものである。地震を感

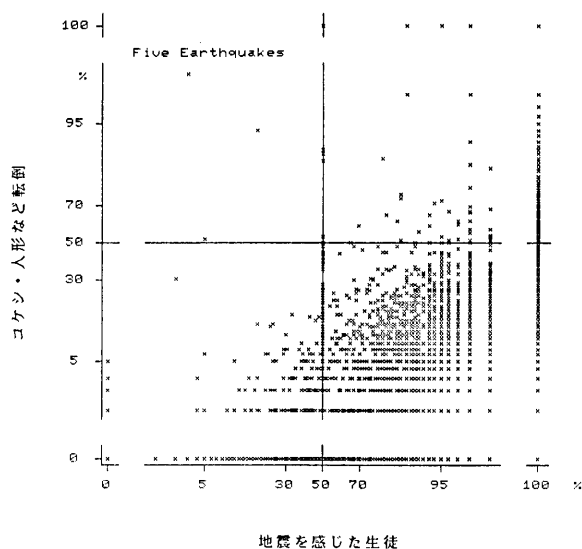


Fig. 3.21. Correlation between percentages of pupils who felt the shock (abscissa) and those of pupils who answered that doll overturned or fell (ordinates).

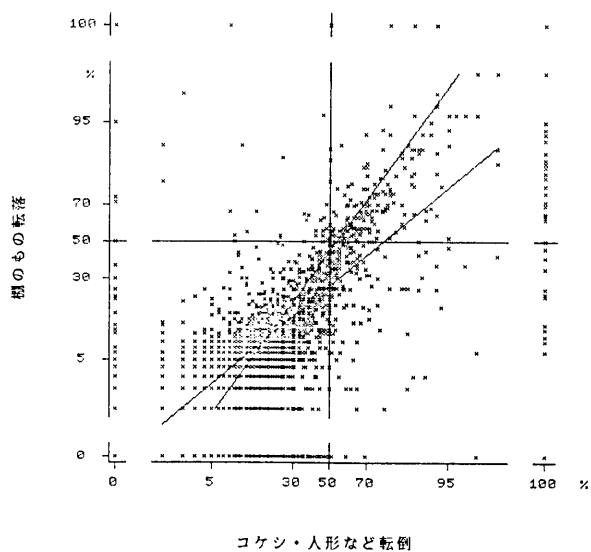


Fig. 3.22. Correlation between percentages of pupils who answered that dolls overturned or fell (abscissa) and those of pupils who answered that objects fell from shelves (ordinates).

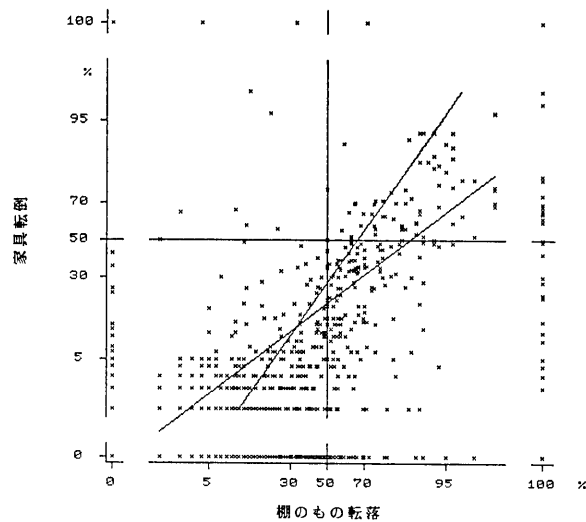


Fig. 3.23. Correlation between percentages of pupils who answered that objects fell from shelves (abscissa) and those of pupils who answered that furniture overturned (ordinates).

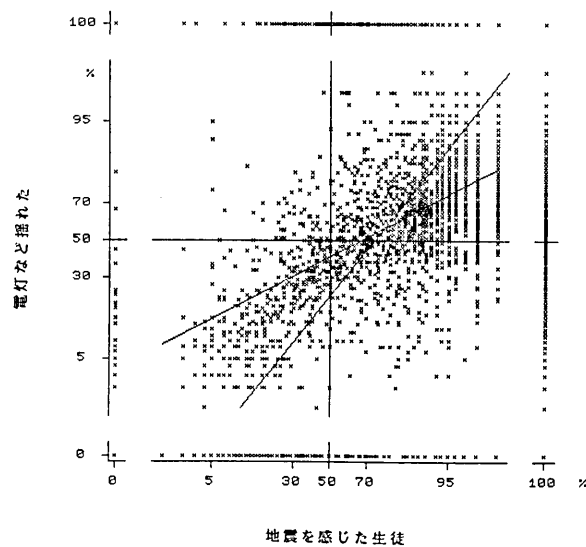


Fig. 3.24. Correlation between percentages of pupils who felt the shock (abscissa) and those of pupils who answered that lamps swung (ordinates).

じた生徒の割合 P_1 とコケン・人形などの転倒 P_2 の関係 (図 3.21) では、一次式を当てはめるのは不適當であるが、コケン・人形などの転倒 P_2 と棚のものの落下 P_3 の間 (図 3.22) には

$$f(P_5) = (0.093 \pm 0.045) + (0.726 \pm 0.028)f(P_6)$$

$$f(P_6) = (0.616 \pm 0.047) + (0.832 \pm 0.389)f(P_5),$$

棚のものの落下 P_6 と家具転倒 P_7 の間 (図 3.23) には

$$f(P_6) = (0.409 \pm 0.185) + (0.706 \pm 0.115)f(P_7)$$

$$f(P_7) = (-0.875 \pm 0.145)$$

$$+ (0.762 \pm 0.130)f(P_6),$$

地震を感じた生徒の割合 P_1 と電灯など揺れた P_{10} との間 (図 3.24) には

$$f(P_1) = (0.618 \pm 0.047)$$

$$+ (0.805 \pm 0.056)f(P_{10})$$

$$f(P_{10}) = -0.226 \pm 0.71$$

$$+ (0.527 \pm 0.056)f(P_1)$$

の関係式が得られた。

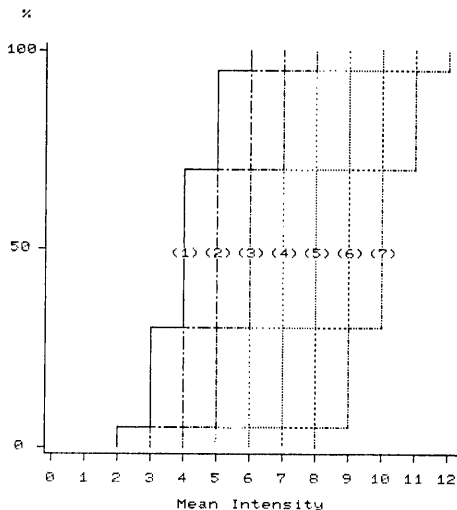


Fig. 4.1. Definition of seismic intensity as functions of percentages of pupils who observed various phenomena (trial edition). Relation between intensities and percentages of

- (1) pupils who felt the shock or pupils who answered that someone in family felt the shock.
- (2) pupils who were awakened by the shock.
- (3) pupils who answered that dolls overturned or fell, or furniture window panes, etc. rattled.
- (4) pupils who answered that objects fell from shelves, or house creaked.
- (5) pupils who answered that furniture overturned, or they were difficult to keep standing or to stand up.
Intensity 6 for 10% or less, 7 for 20% or less and 9 for 70% or more of percentages of pupils who answered that wall damaged, or sliding or glazed doors were broken or were off their grooves.
- (6) pupils who answered that roof tiles displaced or fell off.
- (7) pupils who answered that wooden houses collapsed.

4. 震度の算出

4.1. 震度の算出

ここで採り上げた各種の現象の割合と震度との関係は未詳である。各種の震度階においても、諸現象と震度との関係は、感じた人などでやや量的な表現がある他は、定量的に定義されていない。VOIGT *et al.* (1951) が、地震を感じた人・恐いと思った人・目が覚めた人の3項目について、MM震度と、少し・たくさん・全部と答えた人の割合との関係を調べている程度で、準拠すべきデータがほとんど無いので、取りあえず震度階と経験を参照して図 4.1 の様に仮定した。壁の破損・障子・ガラスの外れや破損を除く項目について、 P と震度との関係は相似であると仮定し、また、震度1ずつの間隔で仮定している。これらは、言うま

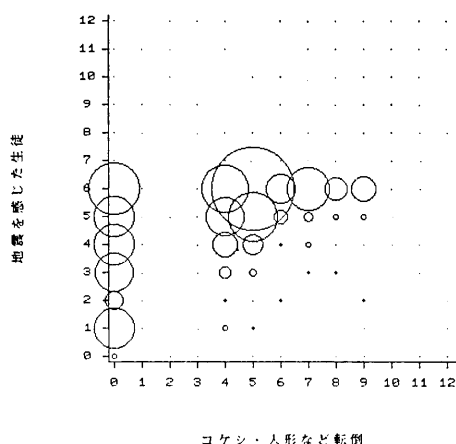


Fig. 4.2. Correlation between intensities calculated from items of feeling of the shock (abscissa) and overturning of dolls (ordinates).

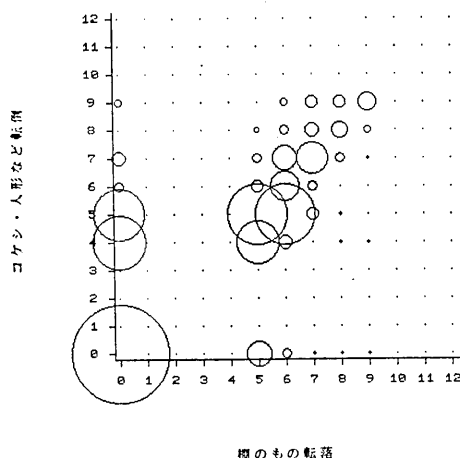


Fig. 4.3. Correlation between intensities calculated from items of overturning of dolls (abscissa) and falling of objects from shelves (ordinates).

でもなく、十分なデータの集積を待って再検討すべきものである。

ここでも 12 階級の震度階を用いている。

これに基づいて、各地点の、現象毎の震度（項目震度）を算出し、その大きい方から 5 個の平均をとってその場所の地点震度とした。震度の小さいところでは、回答された項目、つまり観察された現象が、5 つにならない場合が少なくないが、その場合はもちろん回答のあった 3 項目なり 4 項目の平均をとる。従って、地点震度は多くの場合 0.2 刻みで算出されており、ときに 0.33 刻みや、0.25 刻み、0.5 刻みの値が出ることになる。

4.2 項目震度の相関

2 つの項目から求められた震度の間の関係を示したのが図 4.2, 4.3 である。さきの仮定から求めた各項目の震度が完全に一致しているなら全ての点が両軸と 45° に交わる線上に並ぶはずである。

図 4.2 から地震を感じた人の割合から求めた震度が 6 で飽和すること、多数の人が感じていてもコケシ・人形などの転倒が起こらない場合が相当多数あることがわかる。

図 4.3 コケシ・人形などの転倒と棚のものの落下の関係はほぼ妥当であるが、多数のコケシ・人形などの転倒が発生していても、棚のものの落下が発生しない場合がかなりあることがわかる。

4.3 項目百分率と地点震度

各項目について、その百分率と地点震度との相関を図示したものが図 4.4~4.8 である。

図 4.4 から、震度 2 から地震を感じる人が出はじめ、4 あたりから急に増加し、6 でほぼ飽和状態に近付くことがわかる。震度 2~3 の範囲ではほとんど図 4.1 の定義通りだが、4 あたりから右、つまり震度の大きい方へずれて行くことがわかる。これは、震度の大きい範囲では、自分より大きい値と平均されることが多い、あるいは、項目震度の

OFF MIYAGI 1978

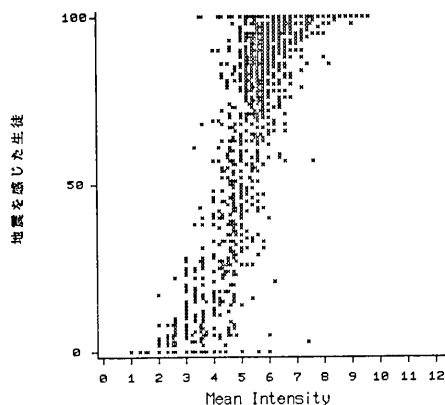


Fig. 4.4. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who felt the shock.

OFF MIYAGI 1978

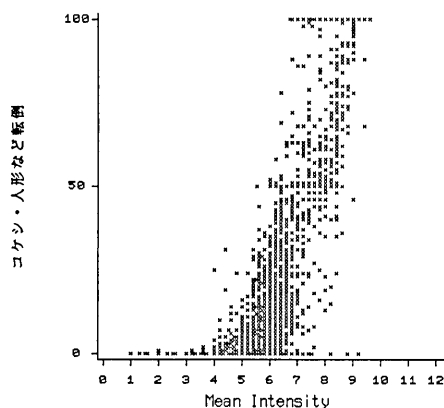


Fig. 4.5. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who answered that dolls overturned or fell.

OFF MIYAGI 1978

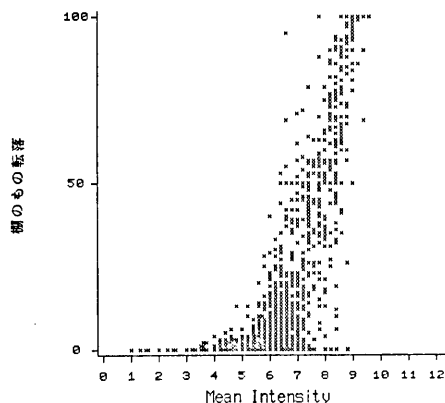


Fig. 4.6. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who answered that objects fell from shelves.

OFF MIYAGI 1978

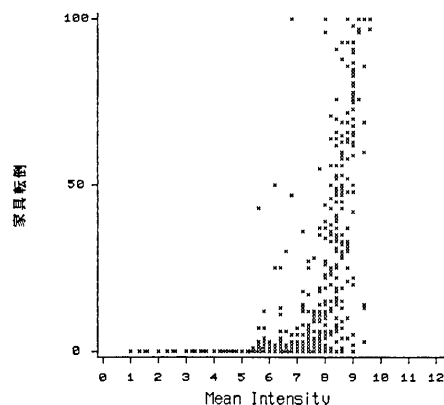


Fig. 4.7. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who answered that furniture overturned.

きい方から5つとって平均するという操作のため、平均から除外されてしまう、つまり飽和している場合が多くなることを示している。

コケシ・人形などの転倒 (図 4.5) は、震度4あたりからわずかに出はじめ、6あたりから急に増加する。棚のものの落下 (図 4.6) は、震度4でわずかに出はじめるが、5までは増加は鈍い。6.5あたりから急に増加する。家具の転倒 (図 4.7) は、6あたりから

出はじめ, 8 前後からとくに急激に増加する. 壁の破損 (図 4.8) は, 震度 6 あたりでわずかに出はじめるが, 震度の増加にともなう破損の増加は比較的緩やかで, 50% に達するのは震度 9 に近い.

縦軸を $f(P)$ に変換して書いたのが図 4.9~4.12 である.

先にも述べたように, 0% 及び 100% の点は大きくバラついてるので, それらは除外して最小二乗法で直線を当てはめた結果は次の通りであり, 図にも示されている.

OFF MIYAGI 1978

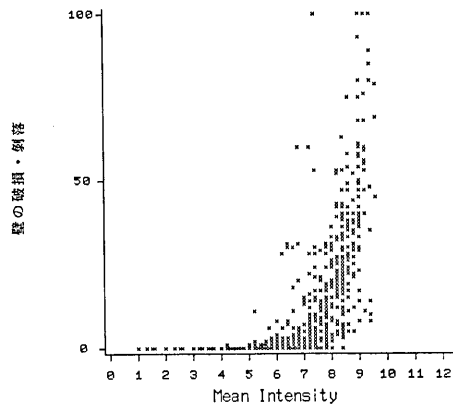


Fig. 4.8. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who answered that wall damaged.

$$I = (4.575 \pm 1.118) + (0.768 \pm 0.739)f(P_1) \quad (\text{図 4.9})$$

$$I = (6.917 \pm 0.385) + (0.826 \pm 0.278)f(P_2) \quad (\text{図 4.10})$$

$$I = (7.359 \pm 0.579) + (0.817 \pm 0.346)f(P_6) \quad (\text{図 4.11})$$

$$I = (8.380 \pm 1.967) + (0.824 \pm 1.150)f(P_7) \quad (\text{図 4.12})$$

4.4 震源距離と地点震度の関係

震源距離と, 地点震度の関係を図 4.13, 4.15, 4.17, 4.19, 4.21 に示した.

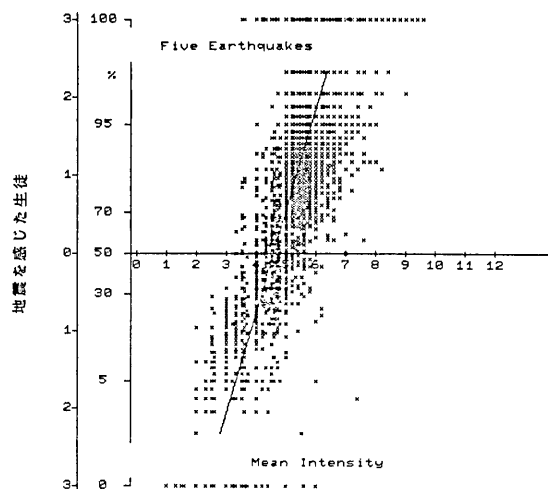


Fig. 4.9. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who felt the shock.

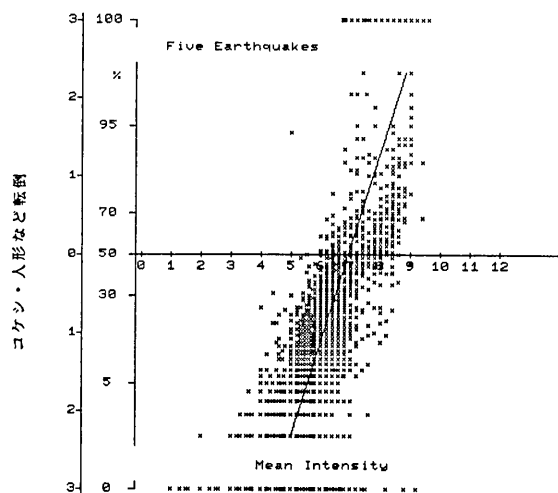


Fig. 4.10. Average seismic intensity of each locality vs pupils who answered that dolls overturned or fell.

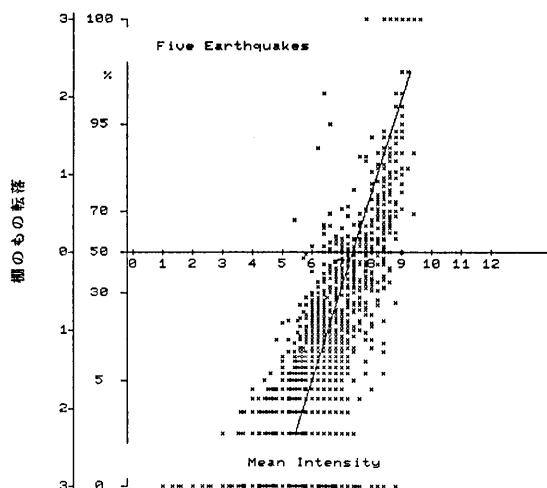


Fig. 4.11. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who answered that objects fell from shelves.

気象庁のデータによると、1978年島根県中部地震の有感域はほぼ近畿地方西部までなのであるが、なぜか遠く離れた横浜と熊谷で有感であった。そこで、震央と横浜・熊谷を結ぶ線に近い9つの市に調査票を配布した。図4.13で震源距離300km以上のところにプロットされている点はこれらの地域のデータであるが、調査票をまだ配布していない12日に次の宮城県沖地震が発生し、東部の諸市ではその方が大きく感じられたはず——島根の地震は恐らくほぼ無感で、宮城県沖地震はかなり強く感じているはず——で、混同された報告が少なからずあるものと推測されるので、以後の整理では、震央距離300km以上

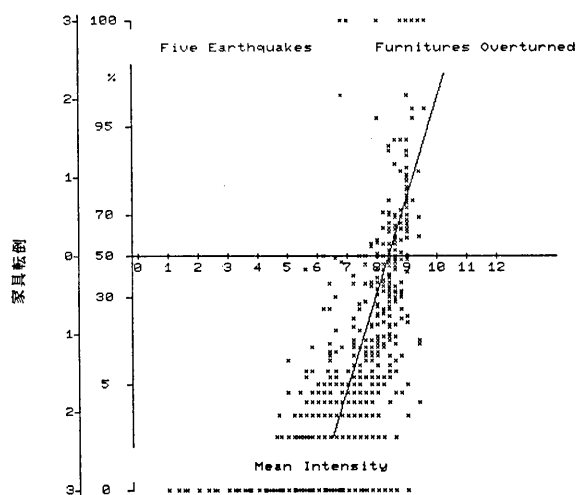


Fig. 4.12. Average seismic intensity of each locality vs percentage of pupils who answered that furniture overturned.

SHIMAN78I : Intensity

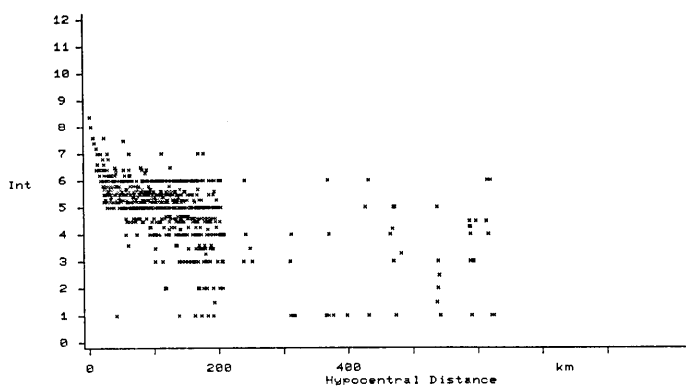


Fig. 4.13. Hypocentral distance vs seismic intensity. [1978 Shimane earthquake]

SHIMANE 1978

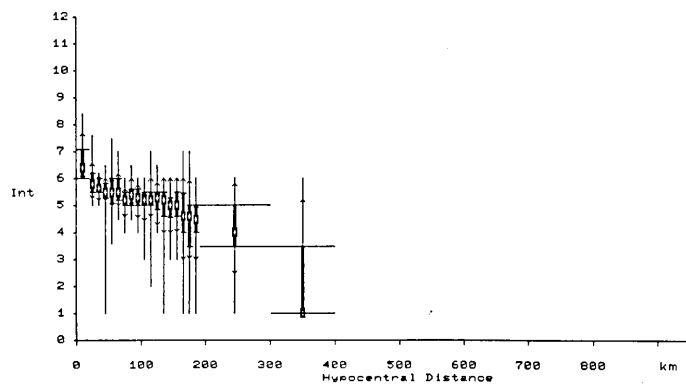


Fig. 4.14. Hypocentral distance vs seismic intensity in percentiles. [1978 Shimane earthquake]

MIYAG78I : Intensity

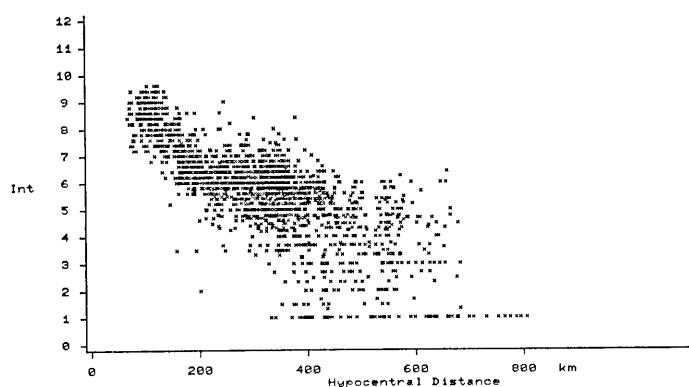


Fig. 4.15. Hypocentral distance vs seismic intensity. [1978 Off Miyagi earthquake]

OFF MIYAGI 1978

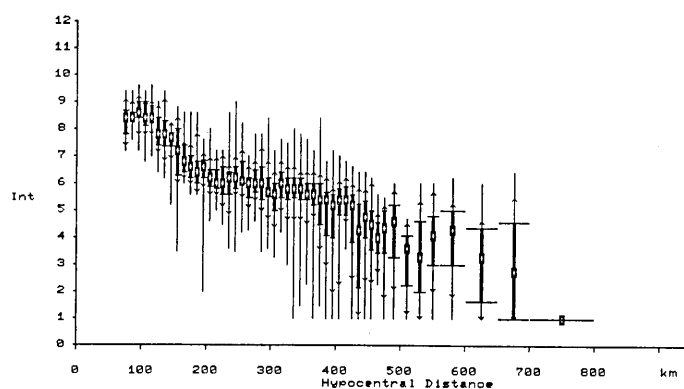


Fig. 4.16. Hypocentral distance vs seismic intensity in percentiles. [1978 Off Miyagi earthquake]

URAKW82I : Intensity

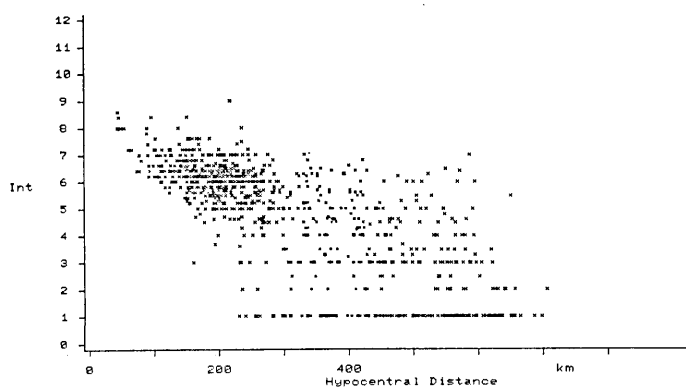


Fig. 4.17. Hypocentral distance vs seismic intensity. [1982 Off Urakawa earthquake]

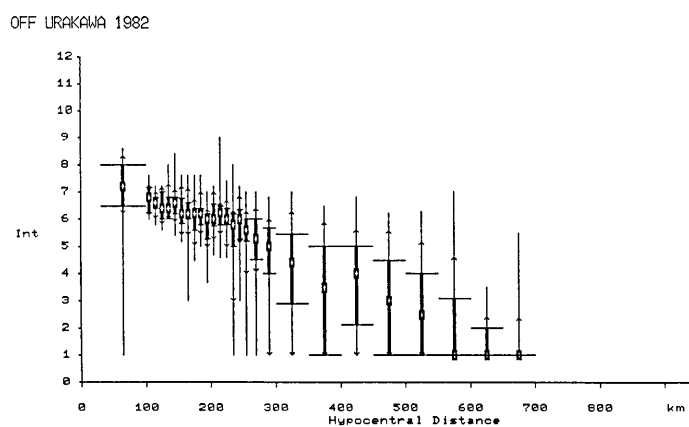


Fig. 4.18. Hypocentral distance vs seismic intensity in percentiles. [1982 Off Urakawa earthquake]

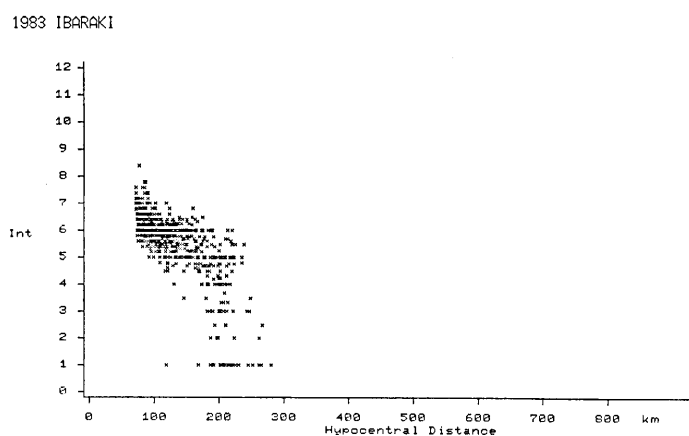


Fig. 4.19. Hypocentral distance vs seismic intensity. [1983 Ibaraki earthquake]

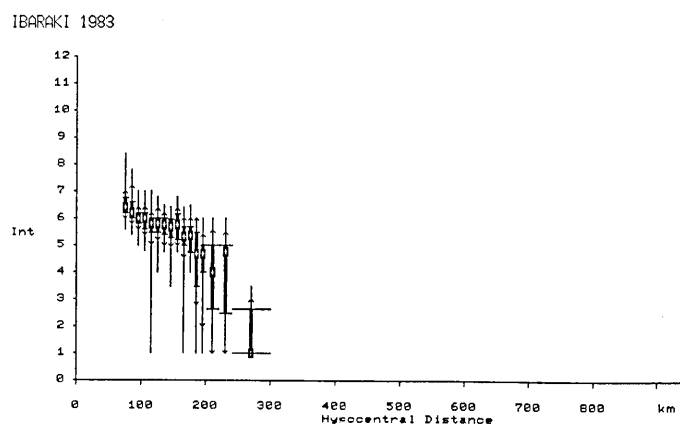


Fig. 4.20. Hypocentral distance vs seismic intensity in percentiles. [1983 Ibaraki earthquake]

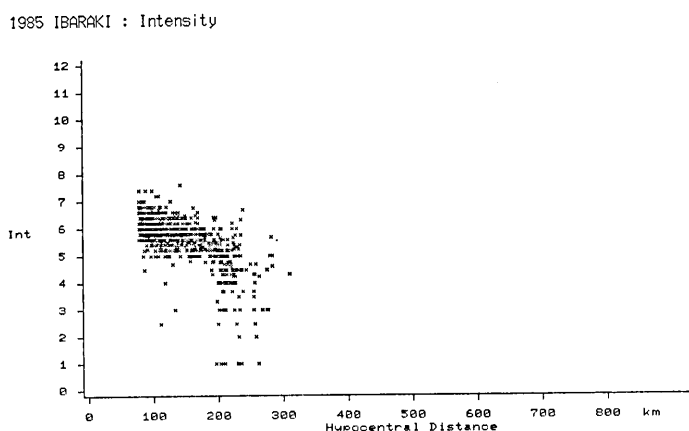


Fig. 4.21. Hypocentral distance vs seismic intensity. [1985 Ibaraki earthquake]

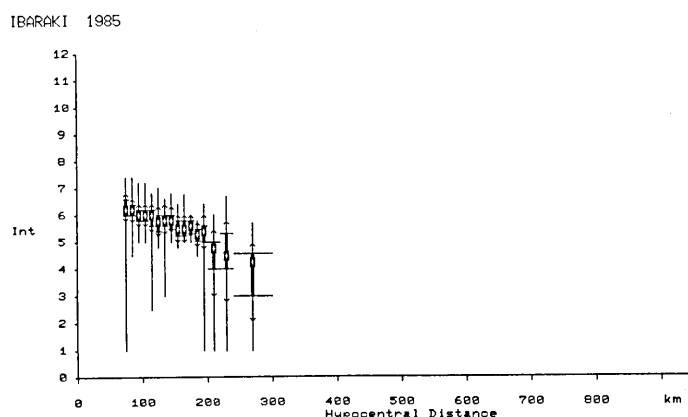


Fig. 4.22. Hypocentral distance vs seismic intensity in percentiles. [1985 Ibaraki earthquake]

の地点のデータは残念ながら除外することにした。

1978 年宮城沖地震 (図 4.15) では震源距離 100 km 付近と 300~400 km の範囲で震度が大い。前者は仙台市及びその周辺、後者は首都圏に対応している。

1982 年浦河沖地震 (図 4.17) では、200 km を越えたあたりから震度 1 (無感) の点が見れる反面 600 km 付近まで震度 6 に達する点があるなどバラつきが大い。

1983 年茨城県南西部地震 (図 4.19) と 1985 年茨城-千葉県境地震 (図 4.21) では、ともに震源距離 170 km 辺りから急に震度の小さい点が見われている。

1983 年茨城県南西部地震では特に震源距離 240 km 以上の地点の震度が小さいようである。調査票を配布したのがやや遅く、実際に生徒らから状況を聞くのが 4 月の新学期に入ってからになった学校もあり、いくつかの学校の先生からの指摘もあったように震度の小さいところでは記憶がやや曖昧になったというような事情もあるであろうし、また、気

SHIMANE 1978 : Intensity

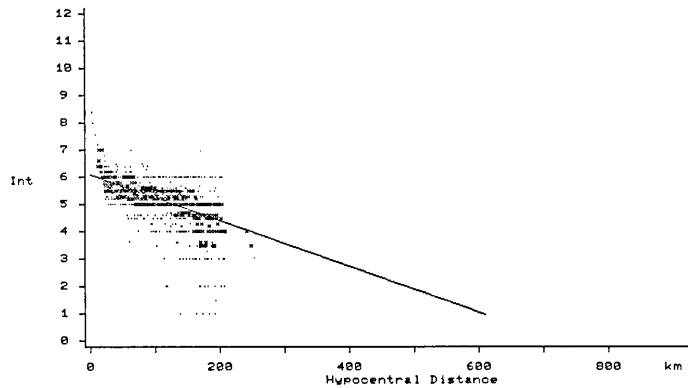


Fig. 4.23. Best fit line for hypocentral distance vs seismic intensity. [1978 Shimane earthquake]

OFF MIYAGI 1978 : Intensity

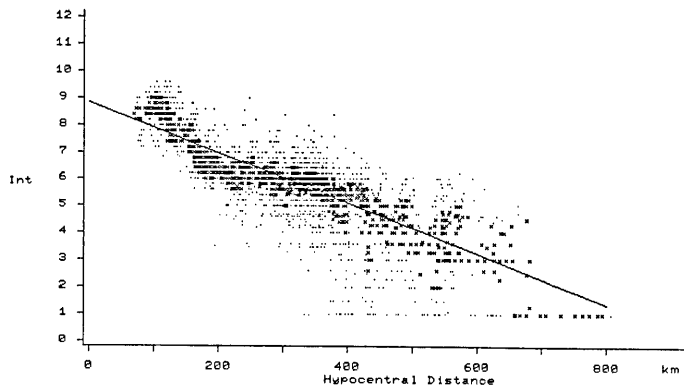


Fig. 4.24. Best fit line for hypocentral distance vs seismic intensity. [1978 Off Miyagi earthquake]

OFF URAKAWA 1982 : Intensity

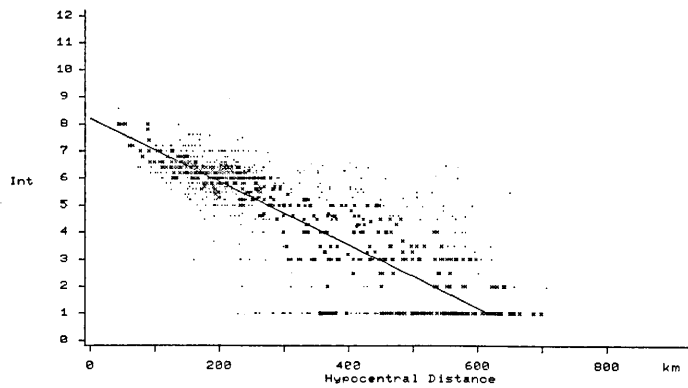


Fig. 2.25. Best fit line for hypocentral distance vs seismic intensity. [1982 Off Urakawa earthquake]

IBARAKI 1983 : Intensity

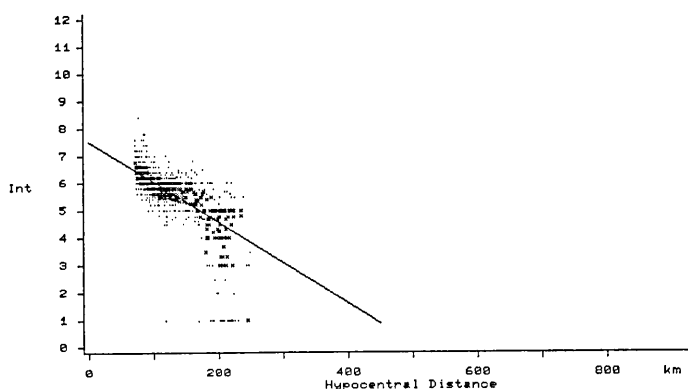


Fig. 4.26. Best fit line for hypocentral distance vs seismic intensity. [1983 Ibaraki earthquake]

IBARAKI 1985 : Intensity

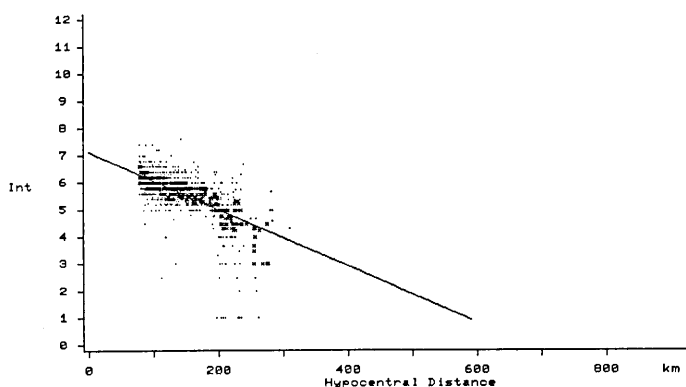


Fig. 4.27. Best fit line for hypocentral distance vs seismic intensity. [1985 Ibaraki earthquake]

象庁による震度の報告を見ても、特に西側、長野県下などで震度が小さかったようである。なお両者とも新潟では無感であった。

図 4.13, 4.15, 4.17, 4.19, 4.21 に見られるように、バラつきが非常に大きいので、距離帯別に、最小値, 10パーセンタイル, 25パーセンタイル(第一四分位値), 中位値, 75パーセンタイル(第三四分位値), 90パーセンタイル, 最大値を書いたものが図 4.14, 4.16, 4.18, 4.20, 4.22 である。

距離帯としては原則として 10 km ずつに分けたが、データの少ない範囲は広げて少なくとも 10 個以上のデータを含むように分けた。

これを見ると、全体の点のバラ付きは非常に大きいが、25パーセンタイルと75パーセンタイルの差、即ち、四分位範囲はかなり狭い、つまり、震源距離の大きいところを除くと、全体の半数の点は、震度にして 1, 或はそれよりやや大きい程度の範囲に収まっているこ

とが分かる。震源距離の大きいところで、四分位範囲が大きくなっているのは、先にも述べたように震源距離の大きいところほど、地球物理学的・地質学的に色々な条件の所を含んでいるためと考えられる。

そこで、25パーセンタイルと75パーセンタイルの間のデータ（つまり全体の半数のデータ）に最もよく合うような直線を最小二乗法によって求めたところ、次のような結果が得られた。

$$I = (6.098 \pm 0.161) - (0.00841 \pm 0.00883) D \text{ (km)} \quad [1978 \text{ 島根県中部地震}] \quad (1) \text{ 図 4.23}$$

$$I = (8.830 \pm 0.106) - (0.00934 \pm 0.00519) D \quad [1978 \text{ 宮城県沖地震}] \quad (2) \text{ 図 4.24}$$

$$I = (8.215 \pm 0.191) - (0.01009 \pm 0.00905) D \quad [1982 \text{ 浦河沖地震}] \quad (3) \text{ 図 4.25}$$

$$I = (7.511 \pm 0.248) - (0.01477 \pm 0.00190) D \quad [1983 \text{ 茨城県南西部地震}] \quad (4) \text{ 図 4.26}$$

$$I = (7.217 \pm 0.110) - (0.01152 \pm 0.00079) D \quad [1985 \text{ 茨城-千葉県境地震}] \quad (5) \text{ 図 4.27}$$

ここで、 I は 12 階級で表わした震度、 D は震源距離である。

震源距離と震度の関係に一次式を当てはめることが妥当であるか否かは検討を要することであるが、ここにみる限りでは十分良く当てはまっており、より複雑な形の式をとる必要はないと考えられる。ただし、震源距離のごく小さいところまで、一次式を当てはめるのが適当かどうかには大きな問題がある。震源距離の小さいところからデータのある1978年島根県中部地震の図 4.23 を見ると、震源距離（この場合震央距離でも同じ）20 km 以下のところで震度を表わす点が震度の大きい方へ大きくずれていることがわかる。図4.14をみると震源距離 20 km 以下の距離帯で、25パーセンタイル、中位数、75パーセンタイルなどいづれも震度の大きい方へいちじるしくずれていることがわかる。

D の係数は 0.01 前後、つまり、100 km 遠くなると震度が1小さくなる割合である。1983 年茨城県南西部地震の震源距離の係数がほかの地震の場合より著しく大きい。つまり震度の減衰が大きい。これは、さきに論じたように、地震そのものの性質である部分と、調査の時期などに関係する部分とがあると考えられる。

5. 震度偏差分布

震源距離が大きくなるに従って、震度が小さくなるのは当然であるが、震源距離に比較して震度が小さい地点、或は、逆に震度が大きい地点の分布を求めてみよう。

前節で当てはめた直線から ± 0.5 以上離れている。つまり、震源距離にくらべて震度が大きい、あるいは、小さい地点の分布を調べたものが図 5.1~5.5 である。以下、記述を簡略にする為、上の直線から、0.5 以上震度が大きいところを“震度の大きいところ”（図の□印）、0.5 以上震度が小さいところを“震度の小さいところ”（図の・印）と呼ぶことにする。さらに、上の直線から ± 0.5 の範囲内にあることを“震度は標準的である”（図の+印）と呼ぶことにする。

ここでは、上に述べたように、それぞれの地震について当てはめた直線からの偏差によって、震度が大きいか、小さいか、標準的であるかといっているのであって、全ての地震

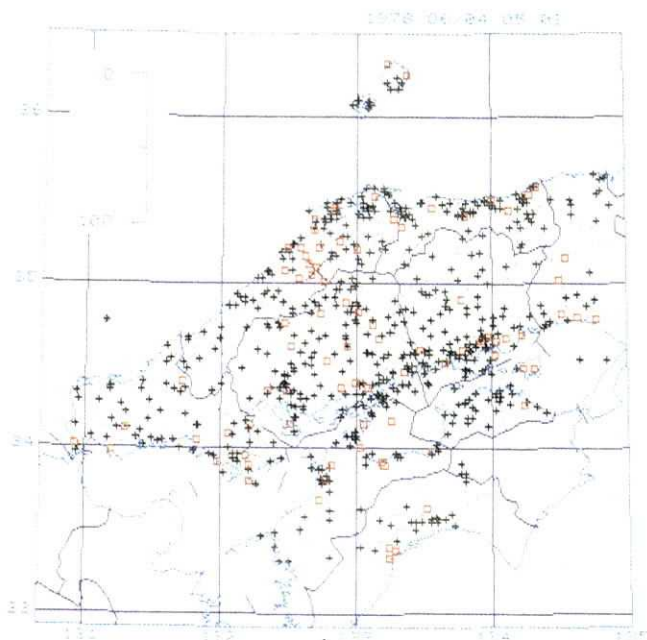


Fig. 5.1. Distribution of seismic intensity deviation from the best fit line. Intensity was 0.5 or more larger (\square) or smaller (\bullet) than the best fit line, and (+) within ± 0.5 of the best fit value. [1978 Shimane earthquake]

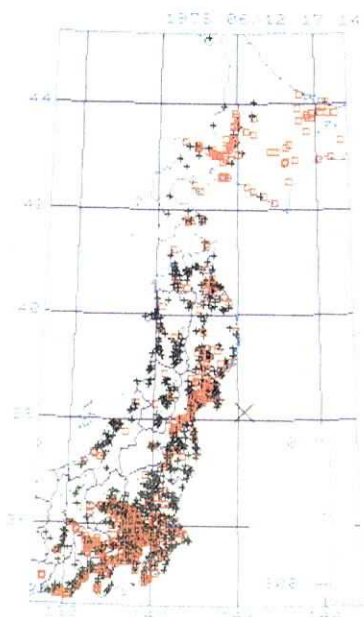


Fig. 5.2. Distribution of seismic intensity deviation from the best fit line. [1978 Off Miyagi earthquake]

に対して共通に (たとえば M をパラメタとして) 当てはめた基準に基づいて言っているのではないことに注意しておきたい。

5.1. 1978 年島根県中部地震の震度偏差分布 (図 5.1)

震源距離にくらべて震度の大きい点 (\square), 小さい点 (\bullet), 標準的な点 (+) が入り混ざっていて, 一見して分かるような顕著な傾向はみられないが, 詳しくみると, 以下のような特徴が分かる. この地震の震源の深さは 0 km であるから震源距離と震央距離は同じである。

震央付近は震度が大きく現れているが, §4.4 で述べた通り, 震源距離と震度との関係に, 震源直近のところまで直線を当てはめる

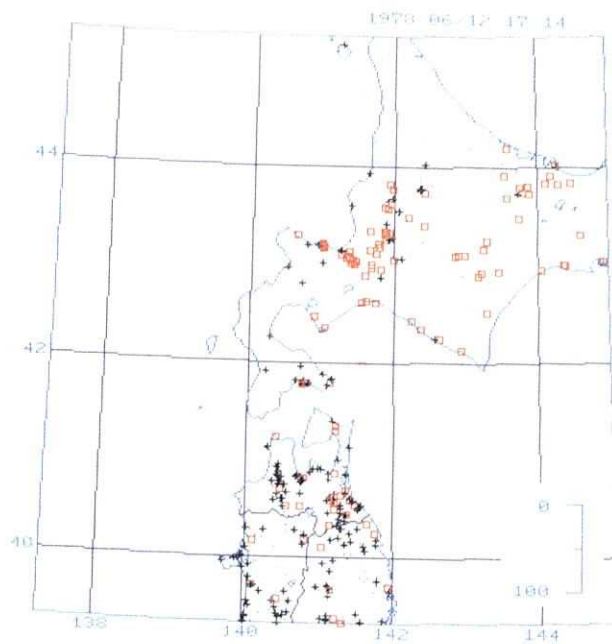


Fig. 5.2-N.

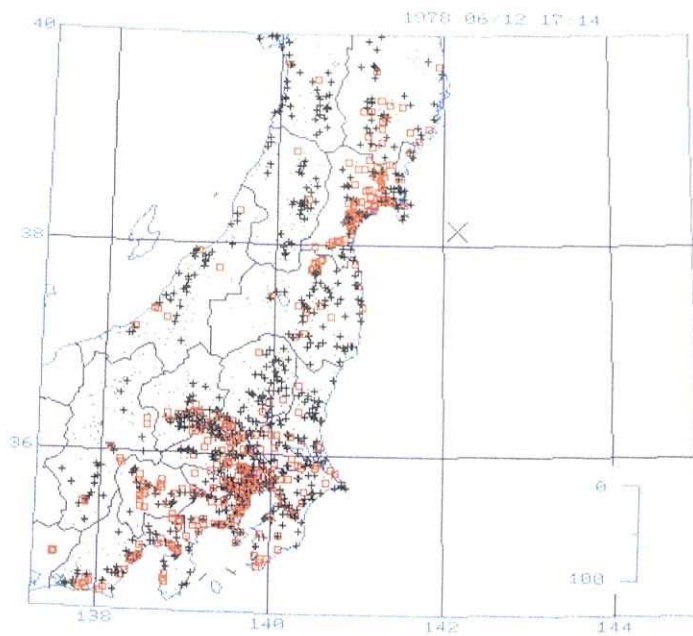


Fig. 5.2-S.

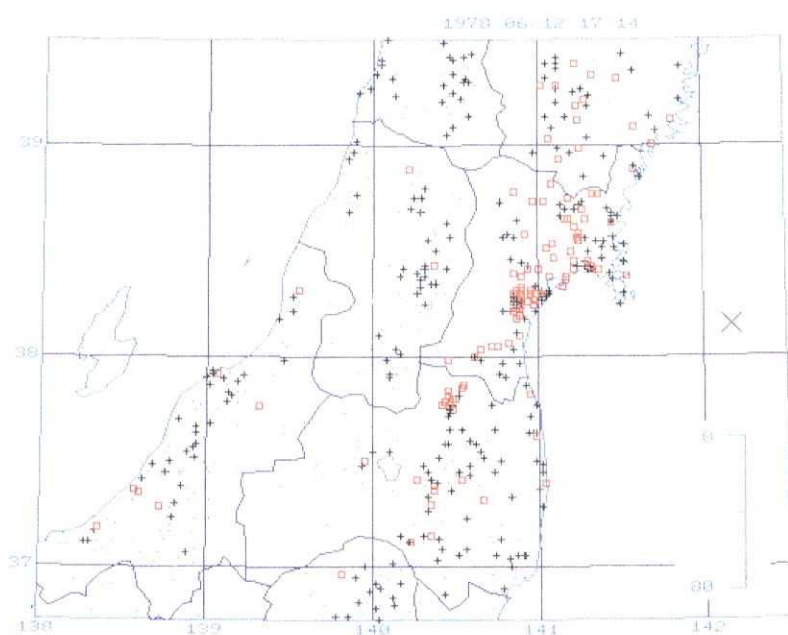


Fig. 5.2-C.

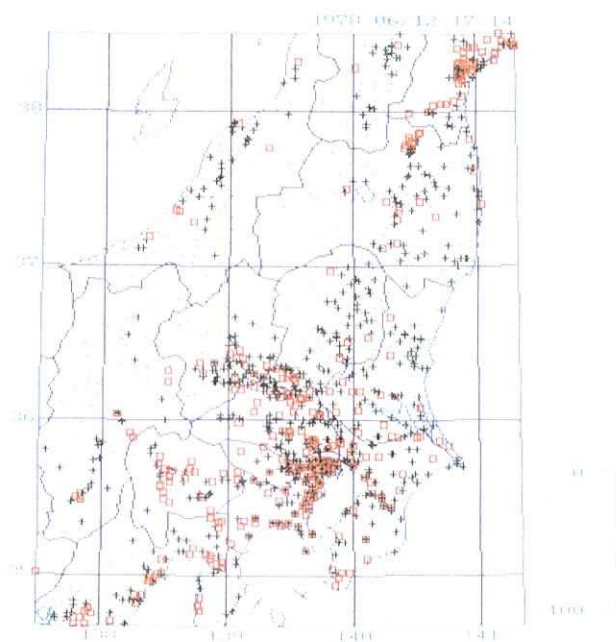


Fig. 5.2-K.

ことには問題があるので、これ以上立ち入らないことにする。

島根県西部（石見国）では震度は標準的ないしは小さくて、震度が大きい点はない。

中国地方東部の鳥取・岡山両県、西部の山口県・島根県西部を見ると、それぞれ1点の例外を除き、沿岸部以外に震度が大きいところはない。しかし、中国地方中部の広島県・島根県東部には、震度の大きいところが内陸部にも多数分布している。よくみると、震度の大きい点が、島根県中部から広島県東部にかけて、北西-南東方向に並んでいるのが認められる。この場所は、地震活動にみられる震央の集中帯と一致している（微小地震の分布については茅野（1973）、気象庁による震央分布についても津村（私信）の指摘がある）。

広島県下では、これと平行して、広島県中部にもう1本ないしは2本、北西-南東方向の配列があり、これらも、微小地震活動のやや高い地域とほぼ一致しているようにみえる。

そのほかの地域では、兵庫県、四国地方も含めて、内陸部では、震度の大きい地点は例外的な存在である。

沿岸部でも、兵庫県・島根県西部・山口県の日本海岸、広島県安芸津-呉-海田市間、山口県南陽-宇部間の瀬戸内海沿岸では震度の大きいところはない。

高知県下では、須崎付近に震度の大きい点が集中している。

愛媛県西部は震度が小さい。香川県下では、沿岸部を含めても震度が大きい点は1点しかない。

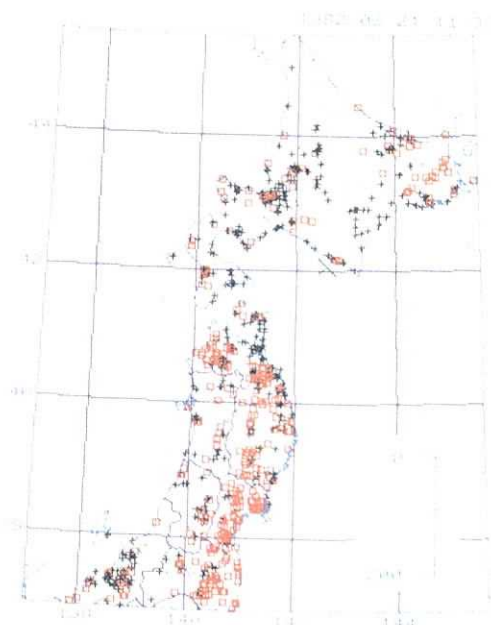


Fig. 5.3. Distribution of seismic intensity deviation from the best fit line. [1982 Off Urakawa earthquake]

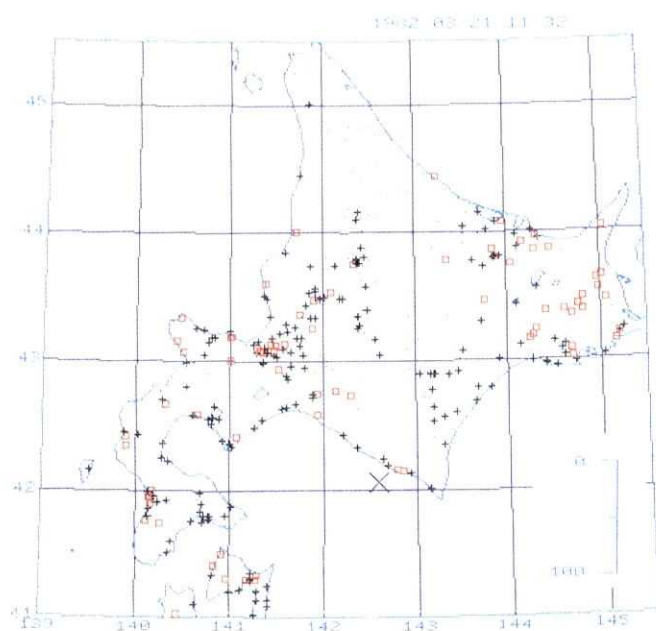


Fig. 5.3-N.

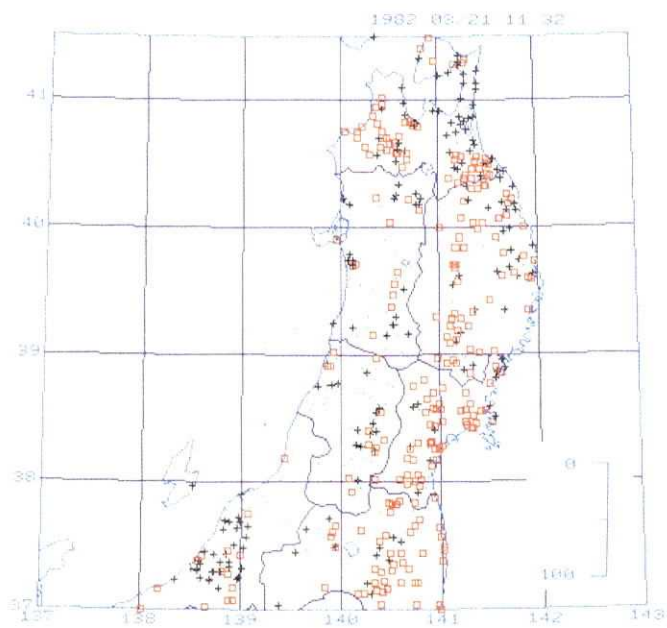


Fig. 5.3-S.

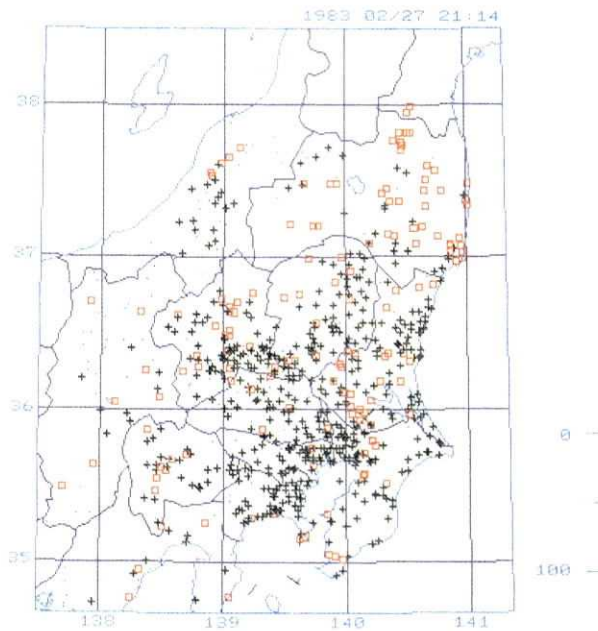


Fig. 5.4. Distribution of seismic intensity deviation from the best fit line.
[1983 Ibaraki earthquake]

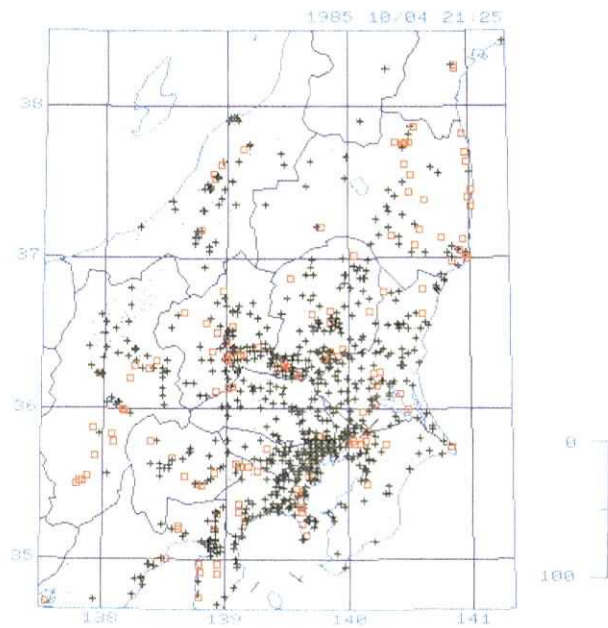


Fig. 5.5. Distribution of seismic intensity deviation from the best fit line.
[1985 Ibaraki earthquake]

5.2. 1978 年宮城県沖地震の震度偏差分布 (図 5.2)

図は震源距離にくらべて震度の大きい点 (□), 小さい点 (・), 標準的な点 (+) の分布を示している。

全体図 5.2 を一見して明らかなことは、本州を縦に二分する線を境に、太平洋側で震度が大きく、日本海側で震度が小さいことである。境界は、東北地方では奥羽山脈に沿っており、福島県を東西に二分し、関東地方に延び、栃木県を東西に二分し、群馬県を南北に二分し、さらに長野県に延び、長野県を南北に二分している。この線の西側では、震度の大きいところは散発的にあるだけである。この線の東側でも、岩手県中部、茨城県北部、栃木県東部では震度の大きいところは少ない。宮城県、関東地方南部では、震度の大きい点が密集している。福島県西部、新潟県の内陸側、栃木県西部、群馬県北部、長野県北部では、大部分の地点で震度が小さい。北海道は概して震度が大きい。

もう少し細かく見てゆくために、いくつかの地域に分割した図を用意した。図 5.2-N は北半分を、図 5.3-S は南半分を、図 5.2-C は震央に近い東北地方南部を、図 5.2-K は関東地方を中心にみるために、後の茨城県の 2 つの地震の図 5.4, 5.5 と同じ範囲をとったものである。

図 5.2-N は $39^{\circ}30'$ 以北を示している。北海道では、概して震度が大きい。北部はほとんど全ての地点で震度が小さく、西部の後志支庁、渡島支庁、檜山支庁では、小樽付近、函館付近のそれぞれ数点以外に震度の大きいところはない。東北地方では、青森県東部、とくに三戸・八戸地方で震度の大きい点が多い。この部分は、岩手県久慈付近まで延びている。青森県西部、秋田県北部、岩手県北部では、震度の大きいところが散在しているが、岩手県及び秋田県の北部では内陸部を中心に震度の小さいところもかなりある。

図 5.2-S は 40° 以南を、図 5.2-C は $36^{\circ}40'$ 以北 $39^{\circ}30'$ 以南の範囲を示している。この範囲で、特に東西の地域の震度の差が明瞭に出ている。

東側の地域を見ると、岩手県南部では、震度の大きい点、標準的な点、小さい点が入り交じっている。宮城県下では、震度の大きい点が多いが、特に仙台周辺、仙台平野では震度が大きい。しかし、北上川下流域である桃生郡北部は震度は大きくない。宮城県南部では、東北本線に沿って震度の大きい点が並んでいるが、その南東側の地域 (亶理郡・角田市・伊具郡) では震度は大きくない。

福島県に入って、福島盆地には震度の大きい点が集中している。郡山盆地から白河付近にかけて震度の大きい点が散在しているが、震度の小さい点も混在する。浜通り地方の北部には震度の大きい点が散在するが、いわき地方は震度は小さめである。

西側の地域で、震度の大きいところは秋田県南部にはないし、山形県下でも 2 点のみである。福島県西部では、猪苗代湖周辺の点を除いてすべて震度が小さい。新潟県下では、沿岸部を除くと震度の小さいところが多いが、新潟付近から南南西に並ぶ震度が小さくない点はほぼ信濃川に沿っている地域である。佐渡ではすべての点で震度が小さい。

図 5.2-K は $38^{\circ}30'$ 以南を示している。

さきにも述べたように、福島県西部、栃木県西部、群馬県北部、長野県北半部は、震度がかなり小さい。

茨城県北部、栃木県東部は震度の大きい点も散在するが、震度の小さい点も混在してい

る。茨城県南部，千葉県になると，震度の大きい点の割合が大きくなり，震度の小さい点は少ない。東京都，神奈川県，埼玉県南部では，震度の大きい点が多い。埼玉県北部から群馬県南部にかけての地方にも震度の大きい点が多い。この部分が，長野県佐久地方に迄延びているとみられるが，ここは 1923 年関東地震や 1894 年東京付近の地震でも比較的震度が大きかった。

長野県下では，このほか，諏訪湖・茅野付近，飯田付近に震度の大きい点が集まっているが， 36° 以北は，大部分の地点で震度は小さい。

山梨県下は概して震度が大きい，特に甲府盆地には震度の大きいところが集中している。

静岡県下では，御殿場付近，沼津付近，伊豆半島中部西岸，清水・静岡付近，焼津付近，磐田原・三方原に震度の大きい点が集まっている。

5.3. 1982 年浦河沖地震の震度偏差分布 (図 5.3)

図は震源距離にくらべて震度の大きい点 (□)，小さい点 (・)，標準的な点 (+) の分布を示している。

図 5.3 は調査範囲全体を示している。本州の東側で震度が大きく，西側で震度が小さいことは，1978 年宮城県沖地震の場合と同じく，一見して明瞭であるが，細かくみると，相違している点もある。特に顕著なのは，青森県下で，東側で震度の小さい点が多く，西側で震度の大きい点が多い。北海道では，東部と西部で震度の大きい点があるが，中部は震度が小さい。

図 5.3-N は 41° 以北を示した図である。東部の根室支庁，釧路支庁，網走支庁東部には，震度の大きいところが多い。中央部を北北西-南南東に縦断する地帯では震度の大きいところは稀で，特に，その北部には震度の小さい地域が広がっているが， $142^{\circ}30'E$ と $143^{\circ}30'E$ の間では $43^{\circ}N$ 付近まで深くはいりこんでいる。これは，1978 年宮城県沖地震の場合は報告地点が少なく明瞭ではなかった。1978 年宮城県沖地震の場合と著しく相違するのは十勝平野で，1978 年宮城県沖地震ではほとんど全点で震度が大きかったが，1982 年浦河沖地震では震度が大きい点は 1 つもない。日高支庁では，浦河町の 2 点以外には震源距離にくらべて特に震度が大きい点はないが，胆振支庁の東端部には震度の大きい点が集まっている。札幌付近から，北西方向に延びる石狩川に沿って震度の大きい点が並んでいる。 $141^{\circ}E$ 以西では，1978 年宮城県沖地震にくらべて震度の大きい点が多い。特に目だつのは，渡島半島で，西岸に震度の大きい地点が多い。積丹半島西岸にも震度の大きい点が集まっている。

図 5.3-S は $41^{\circ}30'$ 以南，即ち東北地方の全域と新潟県北部を示している。青森県南部から福島県まで，奥羽山脈の東側では大部分の点で震度が大きい。青森県下では，まさかり型の下北半島の刃の部分では震度の大きいところが多いが，下北半島の柄の部分や，上北地方には，震度の大きい点はない。八戸・三戸地方は圧倒的に震度の大きい点が多い。青森県の西半分，津軽地方もほとんどのところで震度が大きい。

秋田県下では，北東部，秋田市付近，横手盆地に震度の大きい点があるが，大部分の地域では震度が小さい。山形県下でも，北端部，山形盆地，米沢盆地に震度の大きい点があるが，大部分の地域では震度は小さい。福島県下では，震度の大きい地域が 1978 年宮城

県沖地震の場合より若干西にはりだしている。新潟県下では、 139° 線以西では震度の小さい点がほとんどない。

5.4. 1983 年茨城県南西部地震の震度偏差分布 (図 5.4)

茨城県南部、とくに、震央付近では震度の大きいところが多いが、鹿島・行方両郡と稲敷郡東部では震度の大きいところは 1 点だけである。茨城県の北半分では、最北部に 4 点震度の大きい地点が並んでいる。千葉県下では、千葉-成田を結ぶ線、東金付近、富津岬付近に震度の大きい点があるほか、大部分の地域はほぼ標準的な震度である。南端に近い館山付近、 35°N 線の北側に沿って震度の大きい地点が 3 点並んでいる。ここは 1923 関東地震の際にもいちじるしく震度が大きかったところである。

東京都下、神奈川県下では、震度の大きいところも一部に数点あるが、大部分の地域は標準的な震度である。埼玉県下もほぼ同様であるが、震度の大きい地点が散在している。

群馬県下、栃木県下では、全域にわたって震度の大きい点が散在しているが、栃木県下では、どちらかというと北部に多い。山梨県下では、甲府盆地に震度の大きい点が集中しているが、この地域は、1923 年関東地震の際にも震度が大きかったところである。

長野県下では、震度の大きい点も散在しているが、 36°N 以北では、震度の小さい地点が大部分をしめる。

新潟県下では、北東部ではほとんどの所で震度が小さく、南西部では震度の小さいところと、標準的なところが混在している。燕-新津を結ぶ線に沿って震度の大きい地点が並ぶ。

目だつのは福島県下で、震度の大きい点の割合がとくに高い。福島平野、附武隈山地以東はとくにそうである。平付近には震度の大きい点が集まっているが、その南、茨城県境との間の磐城・勿来地区は震度は大きくない。同様に茨城県に近い矢祭・棚倉地区も震度は大きくない。

これまで、特に述べてこなかったが、平野部で震度が大きく、山地で震度が小さいことは、一般に適用される共通の傾向である。しかしこの地震及び次の地震では、福島県の沿岸部は山地が海に迫っており、地盤はいいところと考えられるのに震度は大きい。地盤が堅かったため、地震動の周期が短く、加速度が大きくなったためかと考えられる。

5.5 1985 年茨城-千葉県境地震の震度偏差分布 (図 5.5)

茨城県下では、潮来-石岡を結ぶ線に沿って、震度の大きい点が数点並ぶほか、南西部、北部に数点震度が大きい点があることを除けば、全体的に標準的である。

千葉県下では、震央のすぐ南西に当たる地区に震度の大きい点がいくつか集まっているほか、成田付近、銚子付近、五井付近に 1 点ずつ震度の大きいところがある程度である。東京都下は、大部分の点で震度は標準的とみられる。神奈川県下では、三浦半島、足柄平野北部、最北部に数点ずつ震度の大きいところがある。山梨県下では、桂川沿いほかに震度の大きいところがあるが、甲府平野ではとりわけて震度が大きいとはいえない。

埼玉県下では、南縁部および北縁部の少数の点で震度が大きいことを除けば、全般的に震度は標準的である。この震度の大きい地点を含まない地帯は、茨城県西部から、山梨県北部、長野県東部まで続いているともみられる。長野県下では、小諸付近から、飯田付近にかけて、北東-南西に延びる線上に震度の大きい点が並んでいるのが目だっている。北部は震度は小さめ、とくに北東部では震度が小さい。

新潟県下では、1983 年茨城県南西部地震の場合と同様、燕-新津を結ぶ線に沿って震度の大きい点が並んでいる。

福島県下の震度偏差分布は、1983 年茨城県南西部地震の場合と明瞭に異なっている。東北本線沿い以西には震度の大きい点は 1 点しかない。郡山付近にも震度が特に大きくはない点が多い。いっぽう、福島平野、平付近に震度の大きい点が集まっている点は 1983 年茨城県南西部地震と共通している。

5.6 1983 年茨城県南西部地震と 1985 年茨城-千葉県境地震の震度偏差分布の比較

この 2 つの地震は、震央位置は 10 km と離れておらず、震源の深さは 72 km と 78 km、マグニチュードは 6.0 と 6.1、発生時刻も 21:14 と 21:25 というように、非常に共通点の多い地震であった。そもそも、1985 年の地震を調査することにしたのもそのためであった。そこで、この両地震に共通または相異なる震度偏差分布の特徴をあげてみよう。

共通して震度が大きかったところは、福島県東部、群馬県南部、新潟県の燕-新津を結ぶ線、長野県南部の飯田付近を北東-南西に延びる線などである。

共通して震度が小さかったところには長野県北部、静岡県西部などがある。

相異点として最も顕著なのが福島県西部であり、長野県下の震度は全般に 1985 年の地震の方が大きかった。

6. 結 論

- 1) グループ法通信調査により、比較的少ない経費と手間で、広い範囲から多数の有効なデータを集めることが出来た。
- 2) バラ付きの大きいデータの表現法及び取り扱いに工夫した結果、大勢を表わす関係式が求められた。
- 3) 震度分布・震度偏差分布の特徴がよく表現された。
- 4) 将来、震度を定量的に決めようとするときの基準となるデータを与える。
- 5) 通信調査のデータの整理解析の手法は、文書資料の整理にも応用が出来、ここで得られた結果は、地震計による観測のない場所・時代、特に歴史地震の研究に基準を与える。

謝 辞

本稿を終るに当たって、先ず、多数の回答者・調査対象者の皆さんに厚くお礼を申し上げます。これらの方々の協力なくしてはこの研究は全く成り立ち得なかった。

通信調査を始められ、永年にわたって貴重なデータを集められた故河角 廣・佐藤泰夫の両教授に深い敬意を捧げます。

また、調査を実施するにあたってお世話になった地震研究所長、文部省自然災害研究班、突発災害研究班代表者の諸先生方に厚く御礼申し上げます。

さらに、本論文をまとめるにあたりご指導・ご鞭撻を頂いた都司嘉宣、太田裕の諸先生に御礼申し上げます。

なお、図 5.1~5.5 の作成には石川らの開発した SEIS-PC (石川, 1986) を流用させて頂きました。

参 照 文 献

- ANDERSON, J. G., 1978, On the Affenuation of Modifier Mercalli Intensity withe Distance in the United States, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **68**, 1147-1179.
- BRAZEE, Rutlage J., 1976, An Analysis of Earthquake Intensities with Respect to Attenuation, Magnitude, and Rate of Recurrence—Revised Edition, *NOAA Technical Memorandum EDS NGSDC-2*, pp. 53.
- BRAZEE, Rutlage J., 1978, Reevaluation of Modified Mercalli Intensity Scale for Earthquakes Using Distance as Determinant, *NOAA Technical Memorandum EDS NGSDC-4*, pp. 129.
- 浜松音蔵, 1981, 地震観測史, 地震, **2**, **34**, 73-92.
- 広野卓蔵・佐藤 馨, 1971, 気象官署における MSK 震度の観測, 日本における震度観測の記録, 気象庁技術報告, **76**, 15-4.
- 北海道大学理学部地球物理学教室, 1968, 北海道内の震度分布の詳細調査, 1968年十勝沖地震調査報告, 85-102.
- 石川有三, 1986, SEIS-PC 改訂版の概要, 情報地質 **11**, 65-74.
- 茅野一郎, 1973, 広島県および島根県地方とその周辺域における微小地震活動, 地震 **2**, **26**, 178-203.
- 茅野一郎, 1976, 現地調査及び通信調査による山梨県東部地震の被害及び震度分布, 第 13 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 111-112.
- 茅野一郎, 1977, 昭和 51 年 8 月 18 日河津地震の被害及び震度分布, 地震研究所彙報 **52**, 285-300.
- 茅野一郎, 1978, 1978 年伊豆大島近海地震の通信調査による被害・震度等の分布, 地震研究所彙報, **53**, 793-813.
- 茅野一郎, 1979, 1978 年 6 月 4 日島根県中部地震の広域通信調査による被害・震度等の分布, 島根県東部地震活動の臨時調査報告, 自然災害科学特別研究班 (代表者 笠原慶一), 15-18.
- 茅野一郎, 1979, 1978 年宮城県沖地震の広域通信調査による被害・震度などの分布, 1978 年宮城県沖地震による被害の総合的調査研究, 自然災害科学特別研究班 (代表者 佐竹正雄), 65-74.
- 茅野一郎, 1982 1982 年 3 月浦河沖地震 ($M=7.1$) の通信調査, 1982 年浦河沖地震調査報告, 自然災害科学特別研究班 (代表者 酒井良雄), 125-133.
- 茅野一郎, 1983, 1983 年 2 月 27 日に茨城県南部に発生した地震 ($M 6.0$) の被害及び震度の分布, 地震研究所彙報, **58**, 831-878.
- 茅野一郎, 1984, 1983 年日本海中部地震の広域 (全国) 通信調査, 震度分布と被害分布に関する通信調査, 1983 年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 自然災害科学総合研究班 (代表者 乗富一雄), 171-175.
- 茅野一郎, 1985, アンケート方式による長野県西部地震調査, 1984 年長野県西部の地震および災害の総合調査, 自然災害科学総合研究班 (代表者 飯田汲事), 135-143.
- 茅野一郎・小牧昭三, 1977, 関東地方及びその周辺に発生した主な被害地震の通信調査資料の総合整理, 自然災害科学資料解析研究, **4**, 46-60.
- 茅野一郎・佐藤泰夫, 1974, 通信調査による 1974 年伊豆半島沖地震の震度分布, 地震研究所研究速報, **14**, 7-15.
- 茅野一郎・佐藤泰夫, 1975, 通信調査および現地調査による 1976 年 1 月 23 日阿蘇地震と 1975 年 4 月 21 日大分地震の震度分布, 地震研究所彙報, **50**, 281-294.
- 河田敬義ら, 1962, 大学演習 数理統計, 裳華房, pp. 357.
- 河角廣, 1943, 震度と震度階, 地震, **15**, 6-14, 187-192.
- KAWASUMI, H. and Y. SATO, 1968, Intensity of Niigata Earthquake as Determined from Questionnaires, *General Report on the Niigata Earthquake of 1964*, Tokyo Electrical Engineering Press, 175-179.
- MEDVEDEV, S., W. SPONHEUER and V. KARNIK, 1964, Neue Seismische Skala, Akademie Verlag, Berlin.
- MILNE, J., 1880, The Earthquake in Japan of Febuary 22nd, 1880, *Trans. Seism. Soc. Japan*, **4**, 85-117.
- 村松郁栄編, 濃尾地震 (明治 24 年) のアンケート調査 岐阜県・愛知県の部, 岐阜大学教育学部郷土資料 (8), 1-75.

- 太田 裕, 1974, 通信調査による川崎市の地震危険度図 (Seismic Zoning Map.) の作成, 川崎市の震災予防に関する調査報告書, 川崎市防災会議地震専門部会, 4-41.
- 太田 裕・後藤典俊, 1974, アンケートによる道内各地の震度の推定と Seismic Micro Zoning Map. 作成の試み, 1973 年根室沖地震調査報告, 302-325.
- 札幌管区气象台, 1957, 十勝沖通信調査報告, 十勝沖地震調査報告 —1952 年 3 月 4 日一, 十勝沖地震調査委員会, 100-104.
- SATO, Y, 1948, Relation between Seismic Intensity and Epicentral Distance (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 26, 91-93.
- 佐藤泰夫, 1949, 地なりの方向性について, 地震 2, 1, 4-7.
- SATO, Y, 1955, Relation between Seismic Intensity and Epicentral Distance (2), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 33, 211-220.
- 佐藤泰夫, 1956, 地なりの方向性について (続), 地震, 2, 8, 149-154.
- 佐藤泰夫, 1973, 通信調査, 地震災害 (河角 廣編), 共立出版, 226-241.
- 謝毓寿編著, 1977, 地震と抗震, 28.
- 島根県・東京大学地震研究所, 1982, 1978 年 6 月 4 日島根県中部地震のアンケート調査による実態調査報告, 1-109.
- STOVER, Carl W., GLEN Reagor and Ruth SIMON, 1976, Revised "Earthquake Report", *Earthquake Note*, 47, 3-8.
- 東京消防庁, 1975, 地震の強さと被害, pp. 22.
- 統 有恒・村上英治, 1975, 質問紙調査, 心理学講座, 東京大学出版会, pp. 278.
- 宇佐美龍夫, 1973, 震度と規模, 地震災害 (河角 廣編), 共立出版, 10-21.
- VOIGT, Dorothy and Perry BYERLY, 1951, The Intensity of Earthquakes as Rated from Questionnaires, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 39, 21-26.
- WOOD, Harry O., and Frank NEUMAN, 1931, Modified Mercalli Intensity Scale of 1931, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 21, 277-283.
-

*Distribution of Various Effects and Damages Caused by
Earthquakes and of Seismic Intensities on the
Basis of Questionnaire Surveys:
A Newly Developed Group Survey Method*

Ichiro KAYANO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

Questionnaire surveys are appropriate and effective in collecting data for investigations of the distribution and extent of various effects, such as human sensations, overturning of dolls, furniture, and grave stones, falling of objects from shelves, as well as damage caused by earthquakes.

In 1943, Profs. Hiroshi Kawasumi and Yasuo Sato of the Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, started questionnaire surveys of major earthquakes in and around the Japanese Islands. They carried out surveys in some thirty cases of severely or moderately destructive earthquakes, including the 1943 Tottori earthquake ($M 7.2$), the 1944 Tonankai earthquake ($M 7.9$), the 1945 Mikawa earthquake ($M 6.8$), the 1946 Nankai earthquake ($M 8.0$), and the 1948 Fukui earthquake ($M 7.1$). After their retirement, the present author took over their work and ran surveys of about thirty destructive earthquakes, including some in which the total amount of damage was quite small.

The survey areas were set up so wide that they covered all felt areas and extended to unfelt areas, as a rule. In some cases, two or more types of questionnaire surveys were carried out for one event; one was general, and the others were for special purposes.

In the earlier stages of this type of study, the items and style of questionnaire cards were not fixed, but Prof. Sato established a standard format by about 1964. Though the author has made some minor improvements, the main parts of the form remained unchanged. Prof. Sato is one of the pioneers of computational geophysics in Japan. He also introduced computer data processing into questionnaire surveys at a fairly early period.

And then, the author introduced a new method of questionnaire survey, which he called "Group Survey," and applied it to five earthquakes: the 1978 Shimane earthquake ($M 6.1$), the 1978 Off Miyagi earthquake ($M 7.4$), the 1982 Off Urakawa earthquake ($M 7.1$) and the 1983 and 1985 Ibaraki earthquakes ($M 6.0$ and 6.1).

In this paper, the surveys of some sixty earthquakes are outlined, and the procedure and the results of group surveys done on five earthquakes are described in detail.

In this kind of surveys, collecting more data leads to more reliable results, but the available man-power and budget put restrictions on the scale of the surveys. Above all, clarifying the distribution of seismic intensity in low intensity areas, require the largest possible number of persons surveyed because in low intensity ranges, the determination of seismic intensity depends on the percentage of persons who felt the shock.

In the standard form of questionnaire card introduced by Prof. Sato, we expect the respondent to provide information about what happened to persons around him at the time of the earthquake. But at present we cannot expect the respondent to ask many other people for such information.

In order to obtain fruitful results by using limited man-power and money, the author introduced a new method of questionnaire survey, "Group Survey."

This method is most applicable to school pupils. We ask teachers of some classes or leaders of extra-curricular activities to count the number of pupils fit to each category of the questionnaire card by showing hands or some other suitable way. In order for the

results of such surveys to be significant statistically, sample sizes should be as large as possible. However, we usually survey only one class in each school for practical reasons. In a Japanese public elementary or junior high schools, one class consists of about forty pupils; we thus obtain 40 samples from each school area. The entire habitable area of Japan can be sampled using data from elementary or junior high schools.

In our data analysis, we define the "P index" as the rates of reports of the occurrence of a phenomenon, weighing 0.5 and 1 respectively to the numbers of those who replied "a few" and "many" for each item. This P index does not directly give the rate of occurrence of a phenomenon, but rather is a parameter indicating the relative frequency of observations of those phenomena. The relation between each P index and hypocentral distance, and the correlation between indices for each pair of phenomena was investigated.

Determination of seismic intensity is an important object of this type of study, but not its sole purpose. The relation between the occurrence of some phenomena and seismic intensities has not previously been clarified quantitatively. In most seismic intensity scales, intensities are generally connected qualitatively to various phenomena. However, in the present study, the relations between the P indices mentioned above and M.M. seismic intensities were assumed on the basis of our experience up to the present.

First seismic intensity was assigned to each item. In the next step, the mean intensity at each place was calculated as the average of the largest five item intensities. This is because the intensities estimated, for example, from the percentage of persons who felt the shock will saturate at intensity 6 and so it is not proper to use such values to calculate the mean intensity.

Mean intensities have large scatter with respect to hypocentral distance. In order to clarify a general tendency, the maximum, 90th percentile, 75th percentile, median, 25th percentile, 10th percentile and minimum intensity in every hypocentral distance zone was investigated. The difference between the intensities corresponding to the 25th and 75th percentiles do not exceed 1 unit of intensity in most cases.

The relation between the mean intensities and P indexes was next investigated. For each earthquake, the best fit line between seismic intensity and hypocentral distance was determined.

Distribution maps of seismic intensities and of their deviations from the best fit lines were drawn. Regions in which seismic intensities were remarkably larger or smaller with respect to hypocentral distance were indicated clearly with sharp boundaries. For the most notable example, in northern part of Hokkaido and in the western parts of the watershed range of northeastern Honshu, seismic intensities were remarkably small for both the 1978 Off Miyagi earthquake and the 1982 Off Urakawa earthquake.

This survey technique is applicable to research on earthquakes using documentary records, especially for earthquakes which occurred in eras for which there were no seismometrical data, and in areas for which seismometrical data are not presently available.