



Title	11. 微動と地震動災害について
Author(s)	野越, 三雄; NOGOSHI, Mitsuo; 五十嵐, 亨 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 26, 169-191
Issue Date	1971-09-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.26.169">https://doi.org/10.14943/gbhu.26.169</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14014">https://hdl.handle.net/2115/14014</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p169-191.pdf



# 11. 微動と地震動災害について

野越三雄\*・五十嵐 亨

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和46年4月受理 —

## 1. 緒 言

地盤災害、地震動災害の立場から地震時における地盤の挙動つまり動特性の研究は重要である。その方法はいろいろあるが簡便に観測測定される微動の解析をもってその地盤の振動特性を推測するのがよく用いられている。それは微動と地盤の振動特性に寄与するのであろう地下構造との関連が研究されはじめられて以来である。この微動と地盤災害または地下構造との関連づけの研究はその基礎的性質の研究も含めて既に多くの報告がなされている。

この一連の微動研究の歴史的な流れについては別に報告<sup>1)</sup>したのでここでは省略する。

このような流れを見た上で筆者等もこの微動の基礎的性質に関する研究をおこない、既に報告している<sup>2)-4)</sup>。

このような微動の基礎的性質をふまえて、微動の応用面として地震動災害との関連について報告する。

その大体の骨子は第7回災害科学総合シンポジウムで述べた<sup>5)</sup>。

## 2. 観測およびその方法

1968年5月16日に発生した1968年十勝沖地震は北海道および東北地方に大きな被害をもたらしたが、その際北大理学部地球物理学教室を中心に詳細な震度調査がおこなわれた<sup>6)</sup>。

函館市においても特異な震害があり、ここでも直ちに詳細な震度調査がおこなわれ、すでに震度分布が完成されている。これにより函館市という狭い地域にも震度の大きい所、小さい所という地震動災害の大小が存在することがわかる。

これを契機として函館市における地盤地質調査<sup>7)</sup>が急がれ、1969年8月に田治米ら<sup>8)</sup>によ

\* 現在、秋田大学教育学部

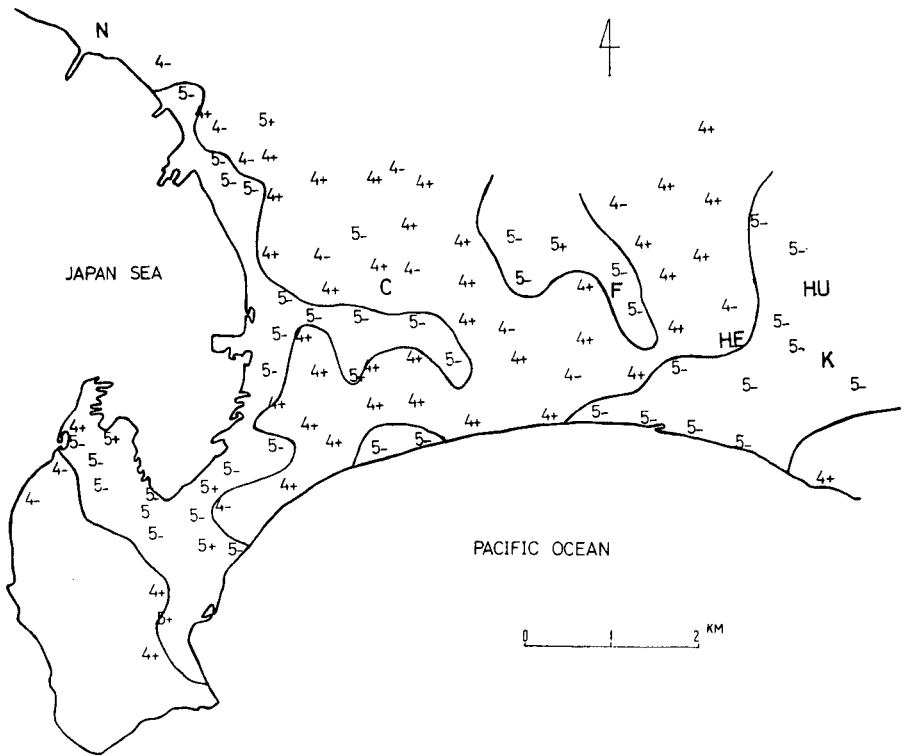
- 1) 野越三雄、微動研究の歴史的変遷、地震探鉱実験グループ会報、56 (1971), 14-31.
- 2) 野越三雄・五十嵐亨；微動の伝播性、地震 [ii], 23 (1970), 264-280.
- 3) 野越三雄・五十嵐亨；微動の振幅特性 (その1)、地震 [ii], 23 (1970), 281-303.
- 4) 野越三雄・五十嵐亨；微動の振幅特性 (その2)、地震 [ii], 24 (1971), 印刷中.
- 5) 野越三雄・五十嵐亨；微動の振幅特性と地震災害について、第7回災害科学総合シンポジウム講演文集、7 (1970), 59-62.
- 6) 北海道大学理学部地球物理学教室；北海道内の震度分布の詳細調査報告、1969、十勝沖地震調査委員会.
- 7) 松下勝秀・藤原嘉樹・熊野純男・湊 正雄；函館市周辺の地盤について、北海道防災会議、5 (1970), 11-14.
- 8) 田治米鏡二・本山満雄・前川 博；弾性波による函館市の地盤調査、北海道防災会議、5 (1970), 17-65.

って弾性波による地盤調査が実施された。

この場所の選定は震度調査，地質調査を参照して決定され，被害の大きかった所，少なかった所をえらび出し，7カ所とした。

また，この地盤調査と並行して微動の観測もおこなわれ，弾性波探査が実施された場所を含めて，計33カ所において観測された。

まず，弾性波探査と微動観測がおこなわれた地点と震度分布とを示すと Fig. 1 のようになる。



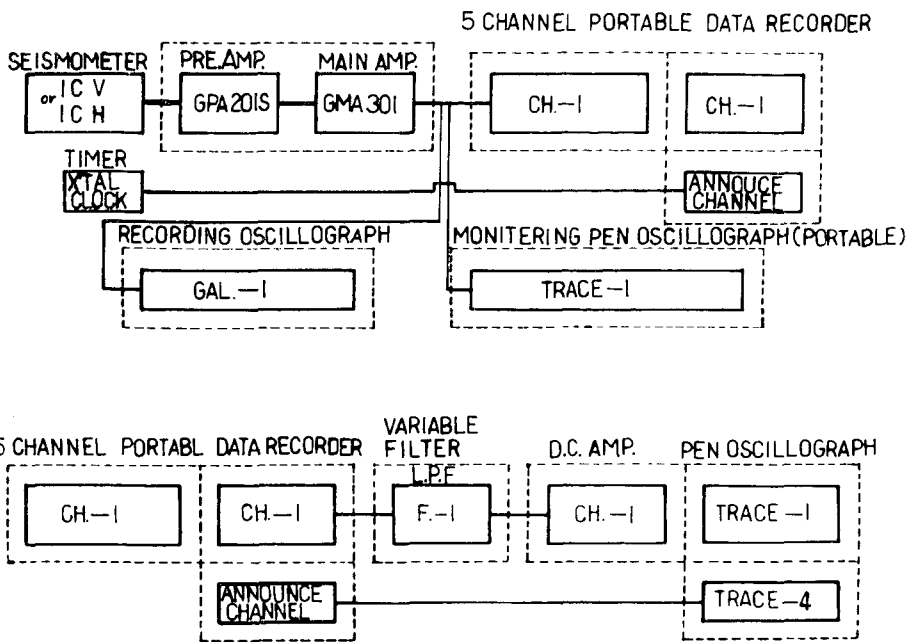
第1図 1968年十勝沖地震による函館市の震度と観測地点(7カ所)

Fig. 1. Map showing the distribution of seismic intensities in Hakodate City for the Tokachi-oki earthquake of 1968 and seven locations of microtremor observation sites in Hakodate City.

この震度分布図におけるコンターは等震線であり，震度階は+，-に分けて表示されている。そして，地質との関連はよくあっている<sup>9),10)</sup>。また，観測地点7カ所は函館工専(H.E.)，上湯の川(K.)，千代が台(C.)，深堀(F.)，七重浜(N.)である。この7カ所における微動の観測は水平動に上下動とを組み合わせたる3成分または2成分で，1c/s地震計を直流増幅器に結合してポータブルデータレコーダーに記録した。そのブロックダイアグラムをFig. 2に示し

9) 松下勝秀・ほか；前出7)。

10) 田治米鏡二・ほか；前出8)。

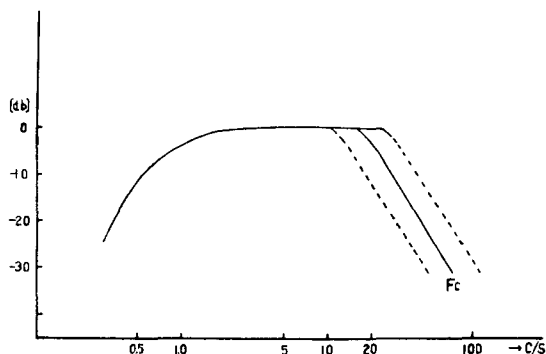


第2図 観測ブロック・ダイアグラム

Fig. 2. Block diagram recording and reproducing.

た。再生時には 20 c/s ハイカット (Fc) のフィルターを用いたので、Fig. 3 のような観測系の総合的周波数特性になる。

観測した時間は全観測地点とも人工的騒乱の最もすくないと思われる 23h~4h の間とした。また、この観測には地下構造などを充分反映する情報としての微動であるように、静かな状態を保ち 5 分間以上レコードするように努めた。



第3図 観測系の総合周波数特性

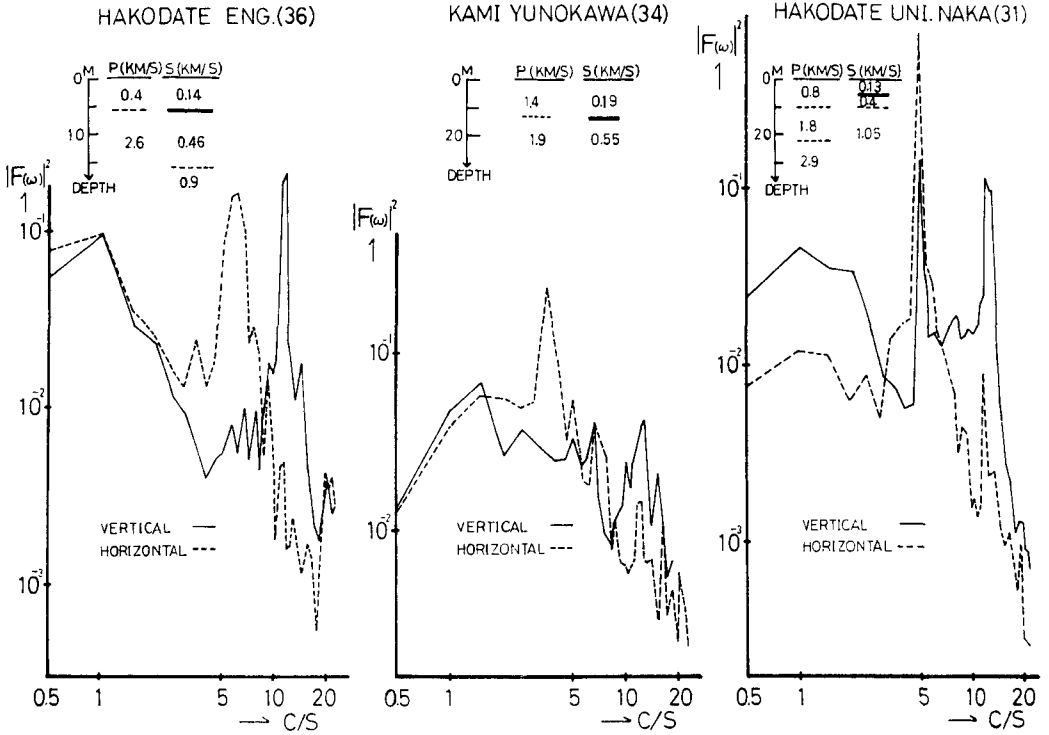
Fig. 3. Overall response curve of the recording system.

Fc: cutoff frequency.

### 3. 地下構造と微動の power spectra

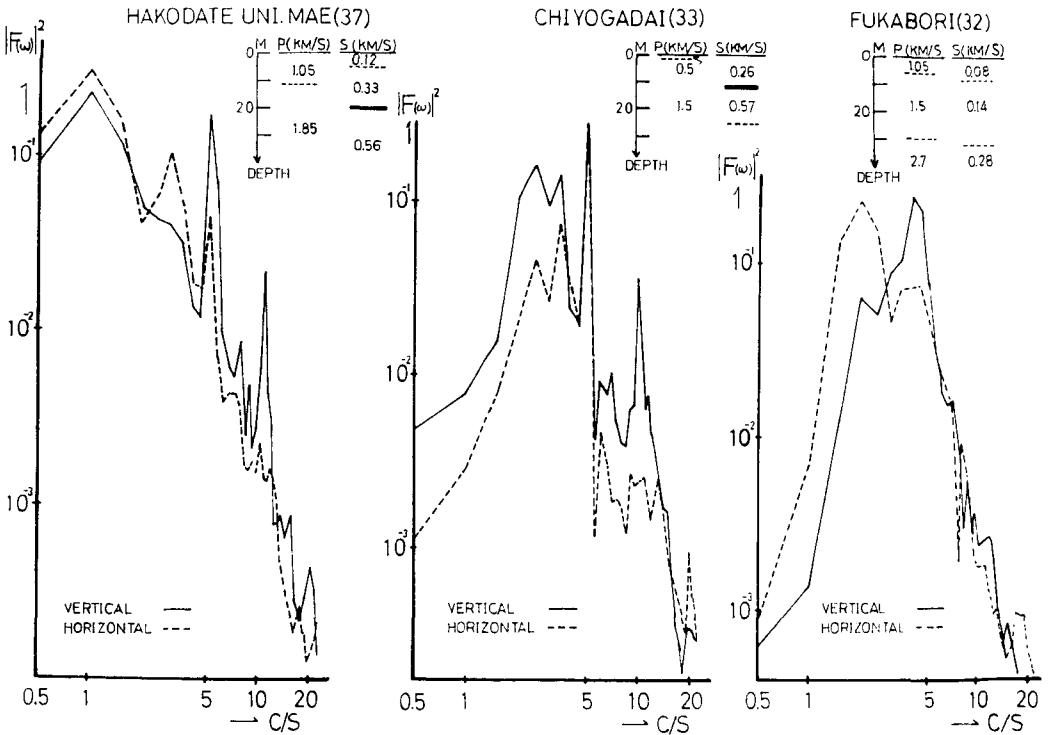
これら 7 カ所における、P, S 波速度による浅い地下構造は田治米ら<sup>11)</sup>によって報告されている。その浅い地下構造とその上で観測された微動の power Spectral density function  $|F(w)|^2$ — $w=2\pi f$ ,  $f$  は周波数—を図にして示したのが Fig. 4-1, Fig. 4-2, Fig. 4-3 である。この power spectral density function は微動を定常確率過程としての波数として解析されたものである。

11) 田治米鏡二・ほか; 前出 8).



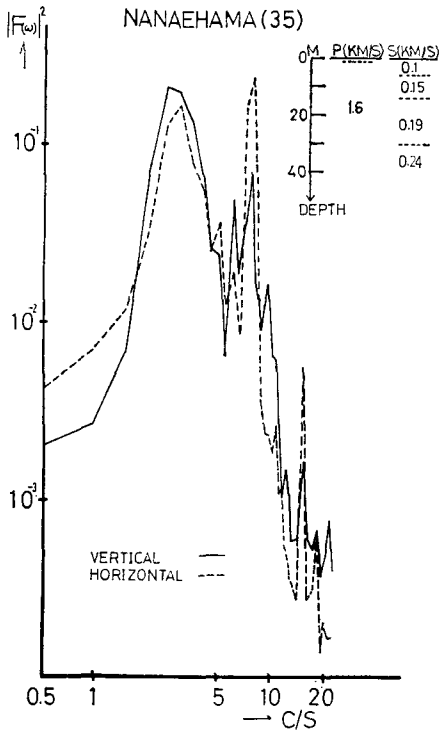
第4-1図 地下構造とパワー・スペクトル

Fig. 4-1 Underground structures and power spectra in each microtremor observation site.



第4-2図 地下構造とパワー・スペクトル

Fig. 4-2. Underground structures and power spectra in each microtremor observation site.



第4-3図 地下構造とパワー・スペクトル  
 Fig. 4-3. Underground structure and power spectrum in each microtremor observation site.

層から1層、2層ときめただけだからである。従って、この弾性定数からは3層以上の地盤の強弱を判定することは困難であり、深さの factor が重要であることがわかる。その意味で前述のようにきめた soft layer の厚さと震度の関連をみると、今迄に指摘されているようにその厚さが厚いほど地震動災害も大きくなっていることがわかる。従って、地震時に基盤のようにふるまう層の深さをつきとめることは重要なことである<sup>14),15)</sup>。上のことは今後ボーリングデータなどを集めたりして追求したい。

さて、このような物理的性状を持った地盤上で観測された微動の power spectra は Fig. 4-1, Fig. 4-2, Fig. 4-3 に示されている。これをみてもわかる通り、さきほど地下構造に太線で示した境界が浅ければ浅いほど、spectra の第1 peak を示す周波数は上下動、水平動成分とも大体の傾向として高くなっている。このことはいわゆる簡便に作られる、周期-頻度曲線で

その詳しい解析方法は微動の振幅特性での研究<sup>12)</sup>で述べてあるのでここでは省略した。

この地下構造について H.E. の結果を都合により図のように手直した。

地下構造の図において、太線は S 波速度が 400 m/s 以上の層の境界に示した。大体、この地層は基盤的な物理的性質と持つと考えられる<sup>13)</sup>。これに対して、その上の地層はいわゆる soft layer に相当すると思われる。

弾性波探査から推定されるこれら7カ所における地盤の弾性定数は Table 2 に示されている。この物理的性状を示す弾性定数から判断できることは1層と2層の vigidity ratio  $\mu_2/\mu_1$ , impedance ratio  $\rho_2 V_2/\rho_1 V_1$  ( $\rho$ : 密度,  $V$ : S 波の速度) は大体震度の大きさと共に小さくなっているということである。

このことは、一般に2層の場合には  $\mu_2/\mu_1$ ,  $\rho_2 V_2/\rho_1 V_1$  が大きいほど地盤は弱いという事実と矛盾するように見える。しかし、この場合は下層が剛性率の大きい、硬い場合であって、そのままこれら7カ所にあてはめることはできない。即ち、単に上

12) 野越三雄・ほか; 前出3).

13) 嶋 悦三; 東京下町における地盤の振動性状, 地震研究所彙報, 47 (1969), 145-163.

14) 太田 裕・嶋 悦三; 地震基盤について (I) —その予備的考察—, 第4回災害科学総合シンポジウム論文集, 4 (1967), 133-135.

15) 太田 裕; 地震基盤と地震波, 地震 [ii], 特集号, 20 (1967), 302-304.

の地下構造との対比の場合と定性的には一致している。即ち、軟弱層が厚ければ厚いほどその表層上で観測される微動の卓越周期は大きくなる。power spectra の図で函館工専 (H.E.)、函館大学前庭 (H.U.M.) においては  $1\text{ c/s}$  附近の周波数が割と卓越しているが、これは観測時における脈動の影響があったのであらうと思われる。したがって、これらの影響を除いた power spectra の形を地震動災害との関連でみれば、被害のなかった H.E. と H.U.N. にみられるように大体  $1\sim 4\text{ c/s}$  の範囲がえぐられるように凹の形を示している。そして、その対称的な形で被害の大きかった F., N. においては大体  $1\sim 4\text{ c/s}$  の範囲が凸の形を示している。即ち、地震動災害との関連で注目されるべき周波数範囲が大体  $1\sim 4\text{ c/s}$  であることを示していて非常に興味深い。

さらに、その中間的な位置に C., K., H.U.M. らが入ることがわかる。これは震度判定からもこの順序になっている。

上述した地震動災害に関する微動の power spectra の周波数範囲は鈴木<sup>16)</sup> が札幌市で観測された SMAC による 1968 年十勝沖地震の記録を周波数解析した結果と一致している。これは地震動と地盤振動、地盤振動と微動との関係を指向したものといえよう。即ち、地震動が災害に与える影響の部分と微動の基礎的性質の関連が問題になっている。

これらの問題も含めて、地下構造と微動の power spectra における卓越周波数およびその形はなお多くの興味ある問題を内包しているので今後詳しく検討してみたい。

この power spectra での上下動と水平動成分をみるとその卓越周波数も形も大体似ている地点もあるし似ていない地点もあるが、これもやはり微動の振幅特性の一つを示したものである<sup>17)</sup>。

#### 4. 多地点における微動の解析

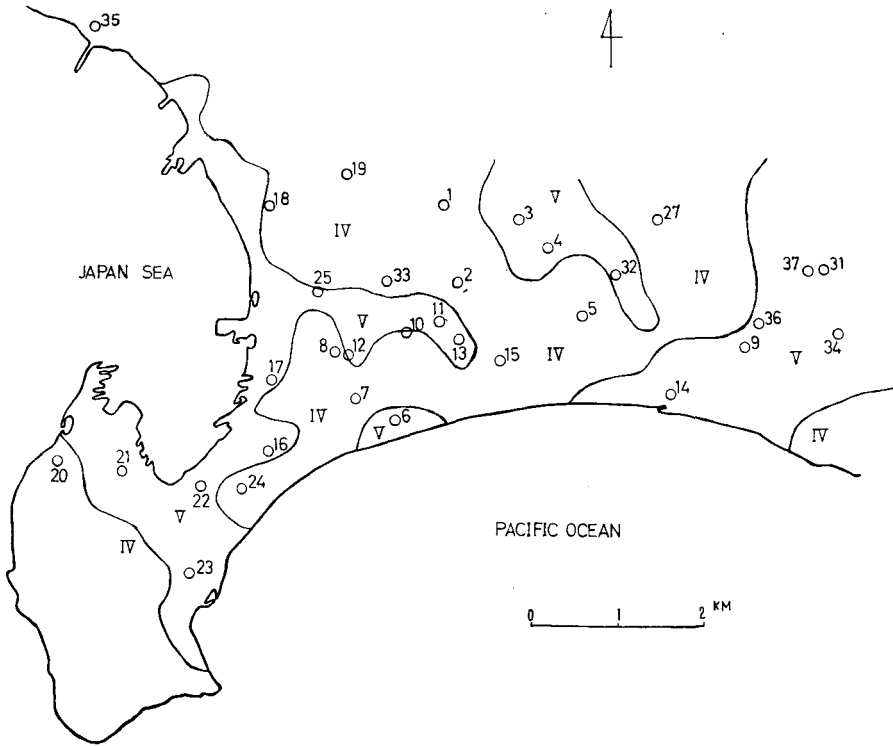
地下構造のわかっている 7 カ所の地点の他に、26 カ所での微動を観測し解析したのでその結果を報告する。その観測地点の地図を震度コンターと共に Fig. 5 に示す。図中○印がそれで、数字は地点を示す番号がある。

また、このなかには前記の 7 カ所も含まれている。これらの地点の選定は大体等間隔になるようにしたが、市街地なのでむずかしい所もあった。観測時間が夜半  $11\text{ h}\sim 4\text{ h}$  と限られるため、観測時間とのかね合いから結局計 33 カ所となり、地点分布も理想的とはいえないが Fig. 5 のようになった。

これらの地点での観測は  $1\text{ c/s}$  地計震による 3 成分観測であるが、所によっては 2 成分観測である。観測方法についての詳細は Table 1-1, Table 1-2, Table 1-3 に示してある。

16) 鈴木貞臣; 札幌市およびその周辺の 1968 年十勝沖地震の震度と地盤との関係, 北大地球物理学研究報告, 21 (1969), 107-115.

17) 野越三雄・ほか; 前出 4).



第5図 1968年十勝沖地震による函館市の震度と観測地点(33カ所)  
**Fig. 5.** Map showing the distribution of seismic intensities in Hakodate City for the Tokachi-oki earthquake of 1968 and thirty three locations of microtremors observation sites in Hakodate City.

この Table には地点を示す番号, 震度, 地点名, チャンネル番号, 成分, 観測感度卓越周波数などを示した。同地点でも時間を変えて, または 20~50 m 離して観測した場合もあるので, それも含めて表示した。このような多地点で観測された微動を前述したものと同様の方法で power spectra を算出した。

それぞれの地点番号を表示し, これらの spectra を表示したのが Fig. 6-1, Fig. 6-2, Fig. 6-3, Fig. 6-4, Fig. 6-5 である。この図において実線は上下動成分を点線は水平動成分を表わす。これらを見ると, spectra の形は種々存在し, タイプ分けをするのはむずかしいように思われる。しかし, それは地下構造との関連で決定されるので, 弾性波探査を行っていない所はボーリングデータなどの地質的構造との比較から spectra の形の種類を行なってみたい。

そこで, これらの power spectra において第 1 peak を示す上下動成分と水平成分の周波数は必ずしも一致してはいない。

その図を Fig. 7 に示した。一致していない周波数も多いが一致する傾向も多くみられる。おそらく微動の基礎的性質と地下構造によるものと思われる。

第1-2表 各観測点地名と観測方法

Table 1-1. Names of each microtremor observation site and observation method

No.	Earthq. Intensity	Position	Number Name	Component	Sensitivity ( $\mu$ kine/mm)	Predominant Frequency (c/s)
1	4+	Goryokaku (A)	69011	V	21.2	5.0
			69008	H <sub>EW</sub>	10.2	
			69012	H <sub>NS</sub>	18.1	3.0
2	4+	Iai-Gakuen	69086	V	7.2	2.5
			69087	H <sub>EW</sub>	10.2	
			69088	H <sub>NS</sub>	7.2	5.0
3	5-	Ōtsuma-Gakuen	69092	V	2.1	5.0
			69093	H <sub>EW</sub>	10.2	
			69094	H <sub>NS</sub>	7.2	5.0
4	5-	Shōshinji	69098	V	2.7	5.0
			69099	H <sub>EW</sub>	7.5	
			69100	H <sub>NS</sub>	7.2	5.0
5	4+	Keibajō (A)	69104	V	3.1	5.0
			69105	H <sub>EW</sub>	6.0	
			69106	H <sub>NS</sub>	7.2	2.0
6	5-	Kōsei-Mid-Sch.	69110	V	26.4	5.0
			69111	H <sub>EW</sub>	25.5	
			69112	H <sub>NS</sub>	55.6	5.0
7	4+	Konpirajinja	69116	V	26.5	3.5
			69117	H <sub>EW</sub>	25.6	
			69118	H <sub>NS</sub>	90.1	5.0
8	4+	Shinkawa-Park	69122	V	49.9	5.0
			69123	H <sub>EW</sub>	46.3	
			69124	H <sub>NS</sub>	111.1	5.0
9	5-	Yunokawa-Element.-Sch.	69128	V	17.9	5.5
			69129	H <sub>EW</sub>	15.0	
			69130	H <sub>NS</sub>	36.6	2.5
10	5-	Chiyogadai-Element.-Sch.	69134	V	26.5	2.5
			69135	H <sub>EW</sub>	25.5	
			69136	H <sub>NS</sub>	45.0	2.5
11	5-	Hakodate Chūbu-High Sch.	69140	V	7.2	1.5
			69141			
			69142	H <sub>NS</sub>	18.0	3.5
12	5+	Hongyōji	69146	V	26.5	3.5
			69147			
			69148	H <sub>NS</sub>	45.0	2.5
13	5-	Tokitō-Mati	69152	V	19.9	2.5
			69153			
			69154	H <sub>NS</sub>	22.2	2.5

第1-2表 各観測点地名と観測方法

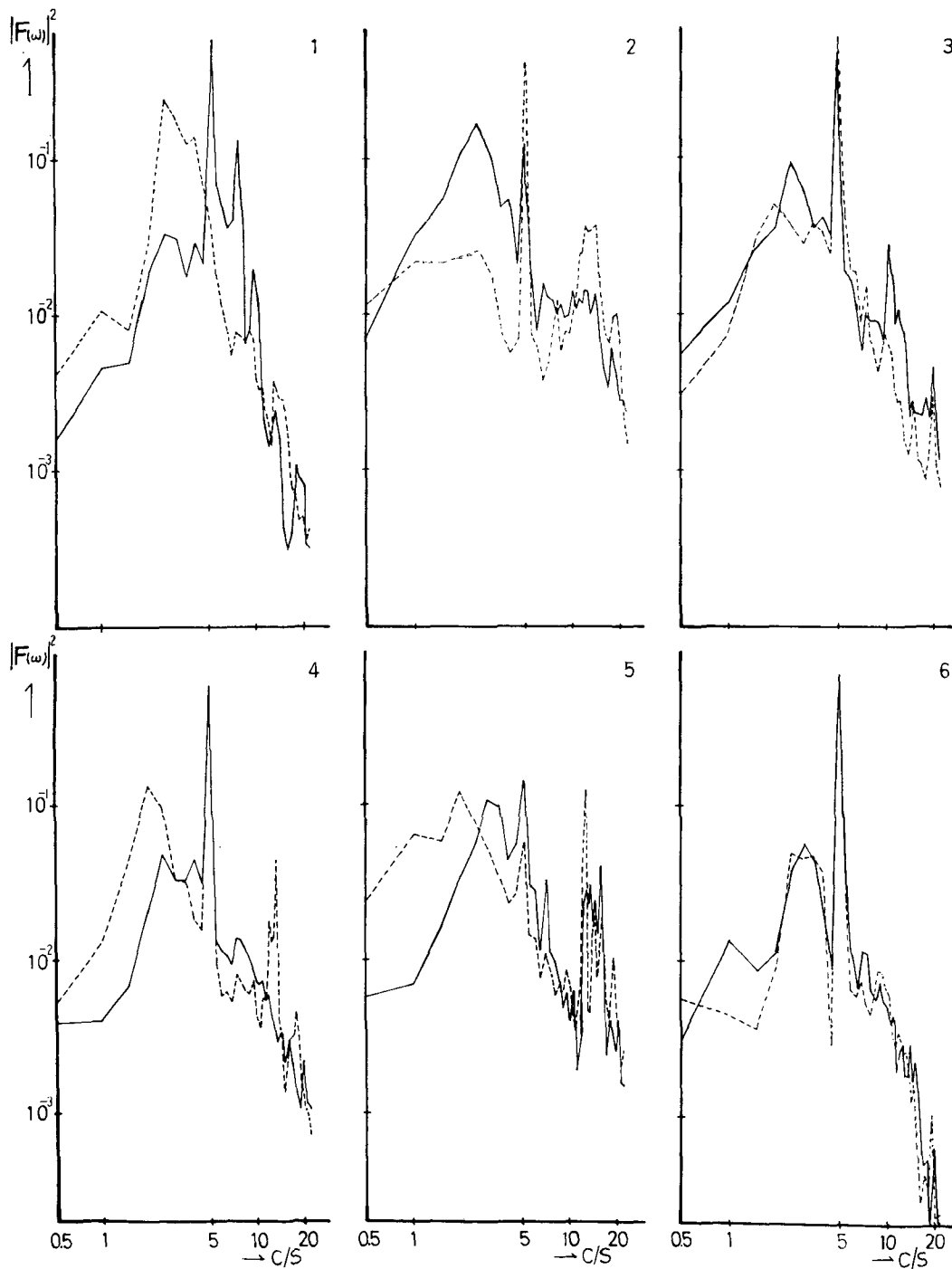
Table 1-2. Names of each microtremor observation site and observation method

No.	Earthq. Intensity	Position	Number Name	Component	Sensitivity ( $\mu$ kine/mm)	Predominant Frequency (c/s)
14	5-	Yunohama-Park	69158	V	49.9	4.0
			69159	H <sub>NS</sub>		
			69160			
15	4+	Hakodate-Prison	69162	V	10.6	2.5
			69163	H <sub>NS</sub>	45.0	3.0
			69164			
16	5-	Hakodate-Post Office	69174	V	19.9	3.5
			69175	H <sub>NS</sub>	22.2	5.0
			69176			
17	5-	Wakamatsu-Element.-Sch.	69168	V	23.9	3.5
			69169	H <sub>NS</sub>	55.6	3.5
			69170			
18	4+	Mannenbashi-Element.-Sch.	69180	V	59.9	6.0
			69181	H <sub>NS</sub>	55.6	5.0
			69182			
19	5-	Ōkawa-Park	69186	V	19.9	2.5
			69187	H <sub>NS</sub>	22.2	2.5
			69188			
20	4-	Kōyūji	69192	V	5.3	3.0
			69193	H <sub>NS</sub>	3.7	3.0
			69194			
21	5-	Yayoi-Element.-Sch.	69198	V	7.2	3.0
			69199	H <sub>NS</sub>	18.0	3.0
			69200			
22	5-	Toyokawainari	69204	V	59.9	4.5
			69205	H <sub>NS</sub>	55.6	4.5
			69206			
23	5+	Aoyanagi-Element.-Sch.	69210	V	3.1	2.5
			69211	H <sub>NS</sub>	45.0	2.5
			69212			
24	4-	Sakae-Mati	69216	V	49.9	4.5
			69217	H <sub>NS</sub>	45.0	3.0
			69218			
25	5-	Matsukawa-Apart	69222	V	59.9	5.0
			69223	H <sub>NS</sub>	45.0	3.5
			69224			
26	4+	Keibajō (B)	69228	V	5.3	3.5
			69229	H <sub>NS</sub>	19.4	1.5
			69230			

第1-3表 各観測点地名と観測方法

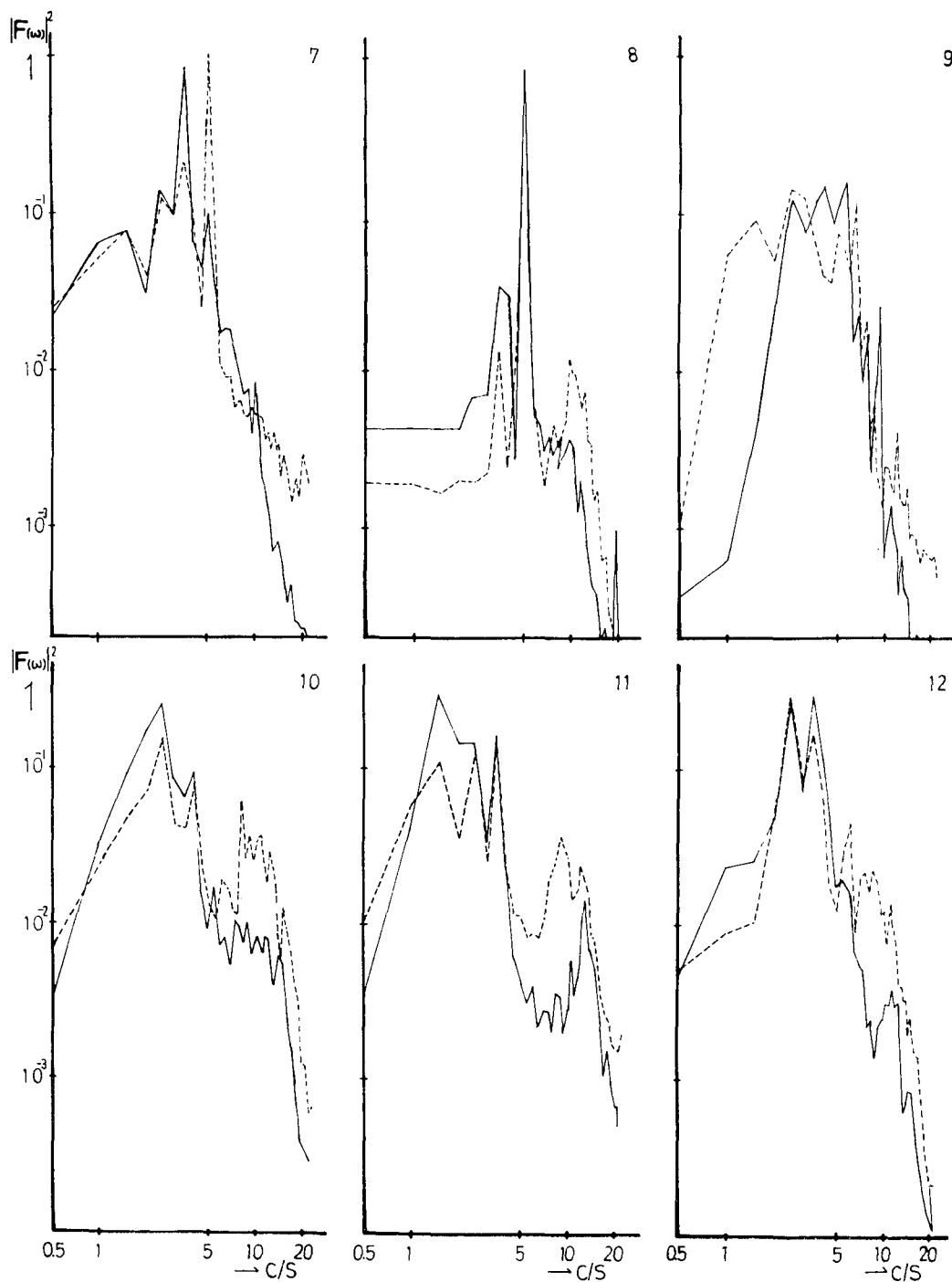
Table 1-3. Names of each microtremor observation site and observation method

No.	Earthq. Intensity	Position	Number Name	Component	Sensitivity ( $\mu$ kine/mm)	Predominant Frequency (c/s)	
27	4-	Hiyoshi-Element-Sch.	69234	V	1.2	13.5	
			69235				
			69236	H <sub>NS</sub>	13.1	8.0	
28	4+	Goryokaku (B)	69080	V	21.2	5.0	
			69081	H <sub>EW</sub>	10.2		
			69082	H <sub>NS</sub>	18.1		
29	5-	Hakodate Uni. Mae (B)	69038	V	1.6		
			69041	H <sub>N35°E≤R</sub>	15.4	2.5	
			69044	H <sub>N35°E/</sub>	5.3	2.0	
30	5-	Hakodate Uni. Mae (C)	69039	V	1.9	5.0	
			69042	H <sub>N35°E≤R</sub>	0.8	3.0	
			69045	H <sub>N35°E/</sub>	0.8	1.0	
31	4-	Hakodate Uni. Naka	69016	V	1.3	9.5	
			69017	H <sub>EW</sub>	2.0	5.0	
			69018	H <sub>NS</sub>	5.0	5.0	
32	5-	Fukabori	69019	V	10.8	4.0	
			69020	H <sub>EW</sub>	15.9	4.5	
			69021	H <sub>NS</sub>	16.0	2.0	
33	4+	Chiyogadai	69022	V	33.9	5.0	
			69023	H <sub>EW</sub>	27.2	5.0	
			69024	H <sub>NS</sub>	50.3	5.0	
34	5-	Kami yunokawa	69069	V	5.4	1.5	
			69073	H <sub>EW</sub>	5.8	3.5	
			69070	H <sub>NS</sub>	2.5	2.5	
35	(5)	Nanaehama	69013	V	68.6	2.5	
			69014	H <sub>EW</sub>	37.3	10.0	
			69015	H <sub>NS</sub>	50.3	7.5	
36	4-	Hakodate Eng.	69048	V	4.6	11.0	
			69047	H <sub>EW</sub>	12.6	5.5	
			69046	H <sub>NS</sub>	13.3	6.0	
37	5-	Hakodate Uni Mae (A)	69037	V	3.8	1.0	
			69040	H <sub>N333°E≤R</sub>	4.5		
			69043	H <sub>N35°E/</sub>	(4.5)	3.0	



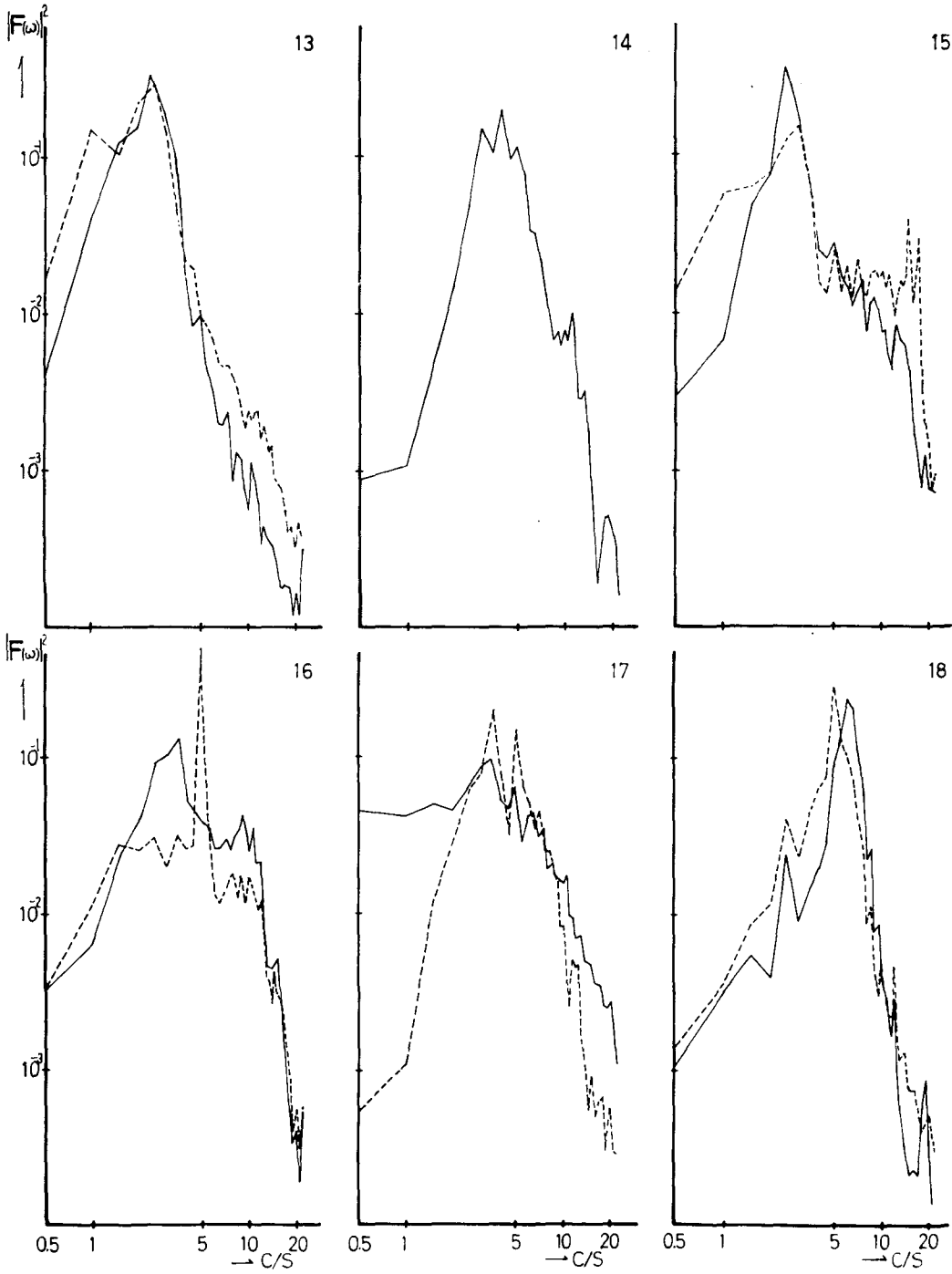
第6-1図 各観測地点(1-6)でのパワー・スペクトル

Fig. 6-1. Power spectra in each microtremor observation site (1-6).



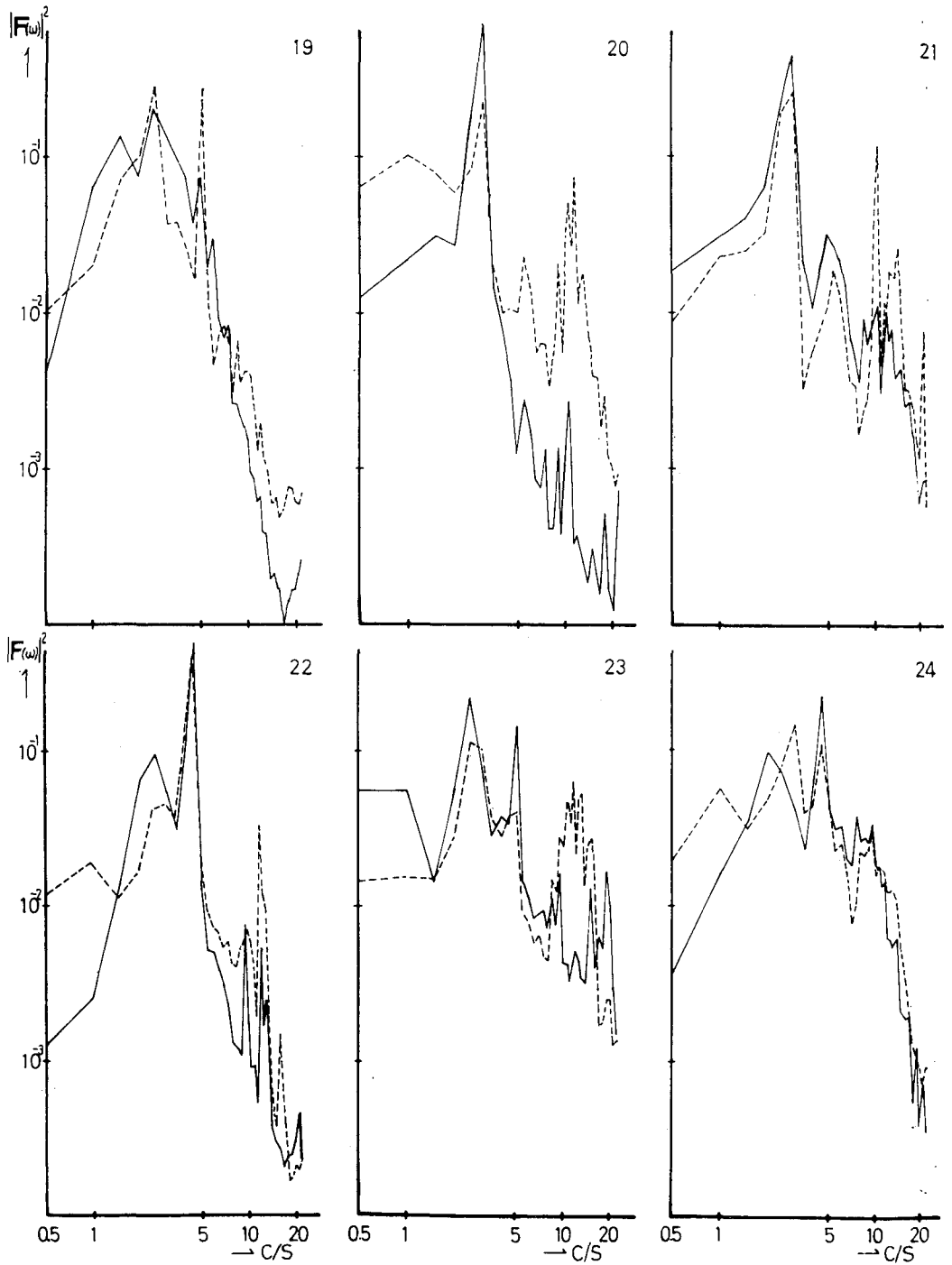
第6-2図 各観測地点(7-12)でのパワー・スペクトル

Fig. 6-2. Power spectra in each microtremor observation site (7-12).



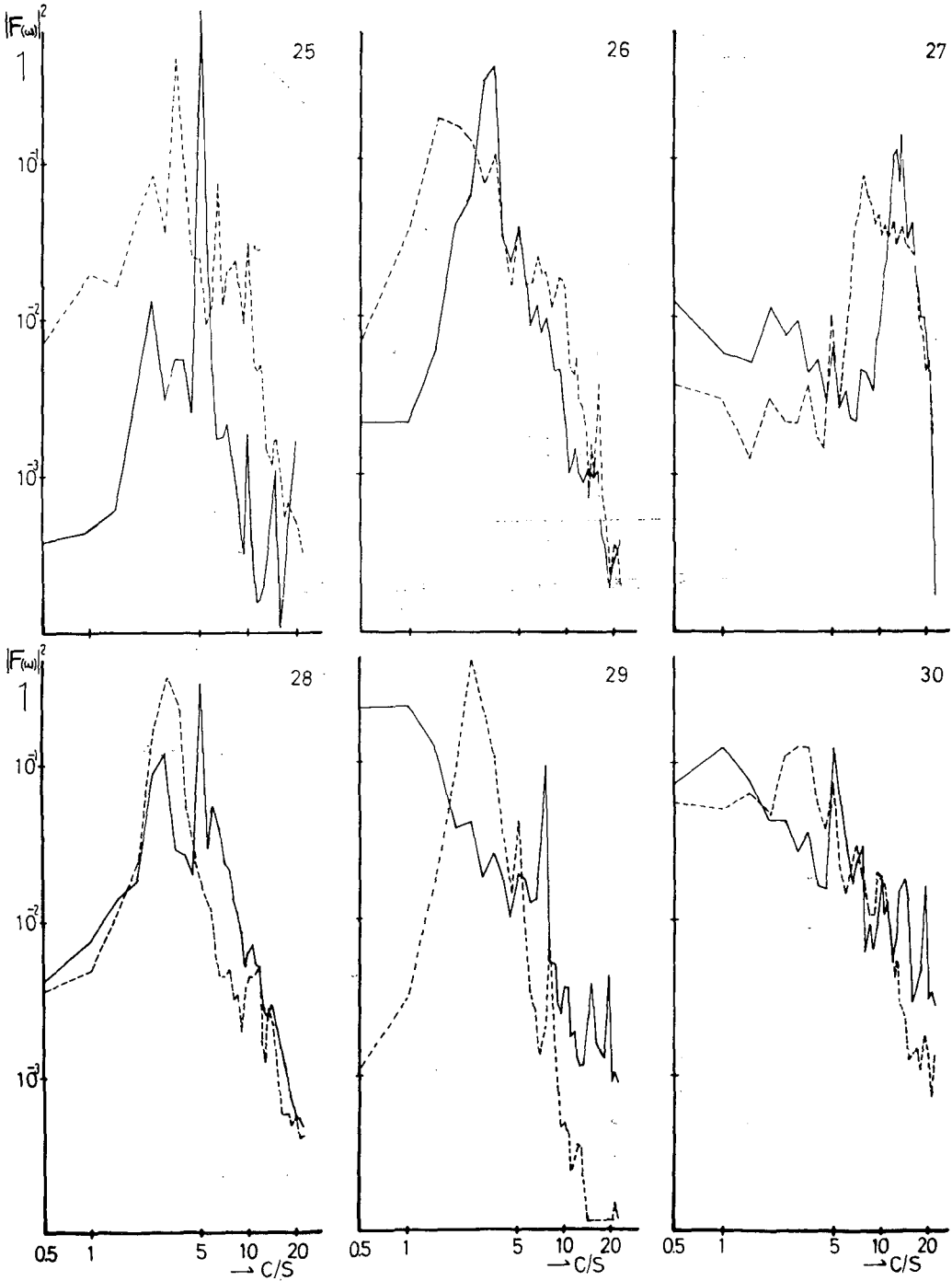
第6-3図 各観測地点 (13-18) でのパワー・スペクトル

Fig. 6-3. Power spectra in each microtremor observation site (13-18).



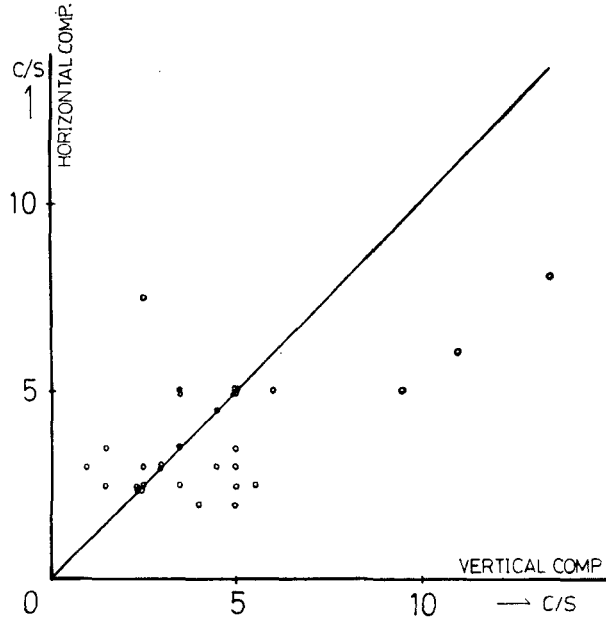
第6-4図 各観測地点(19-24)でのパワー・スペクトル

Fig. 6-4. Power spectra in each microtremor observation site (19-24).



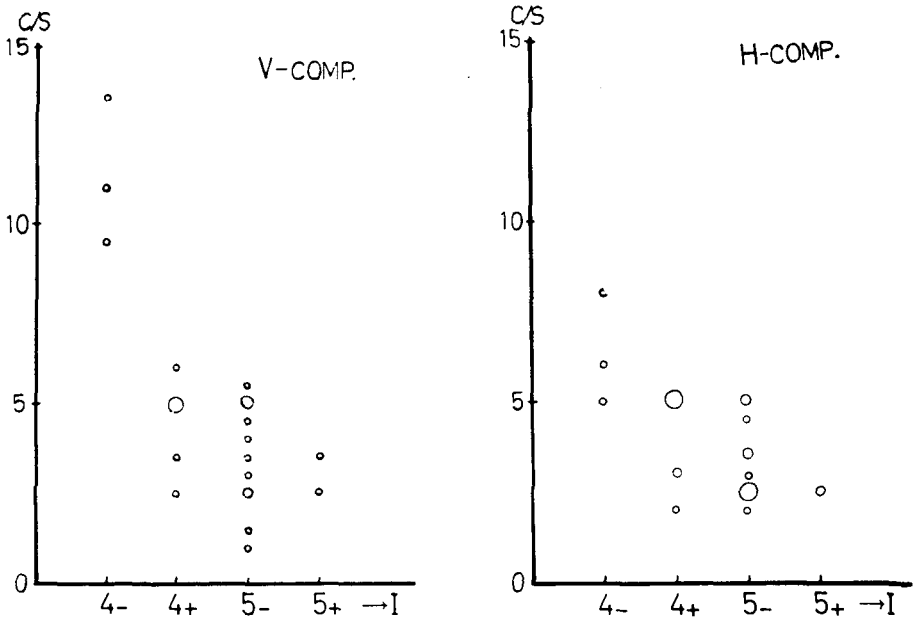
第6-5図 各観測地点(25-30)でのパワー・スペクトル

Fig. 6-5. Power spectra in each microtremor observation site (25-30).



第7図 微動の水平動成分と上下動成分におけるパワー・スペクトルの第1ピークの比較

Fig. 7. Comparison of the first peak in power spectra of horizontal and vertical components of microtremors.



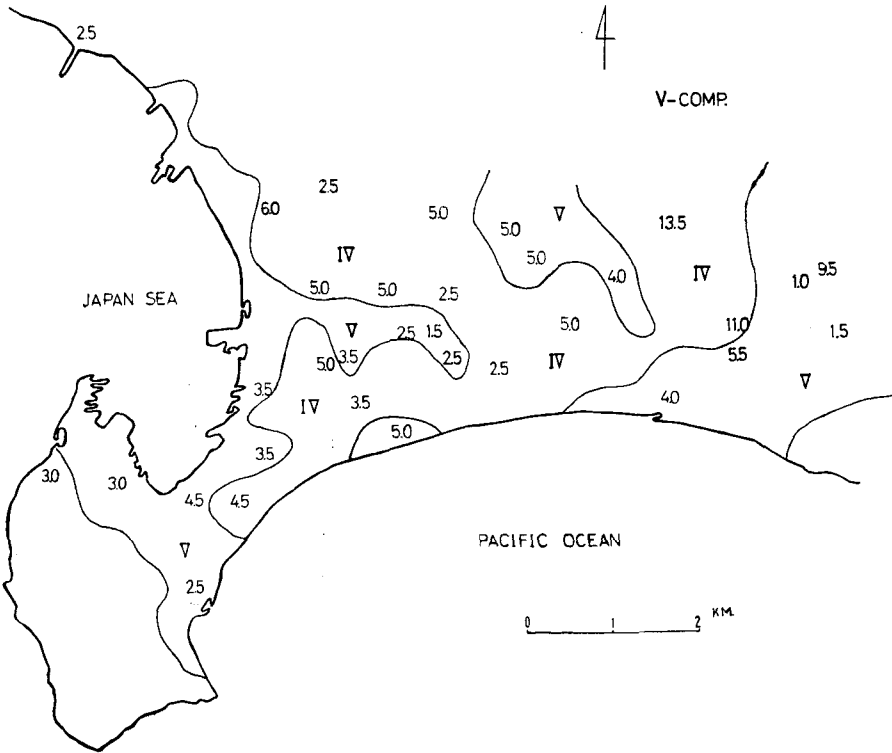
第8図 震度と微動の卓越周波数(第1ピーク)との比較  
(上下動成分 V と水平動成分 H)

Fig. 8. Relation between seismic intensities and predominant frequencies of microtremors.

次に、これらの spectra で単純に、第 1 peak を示す周波数と地震動災害の大きさを示す震度階との比較をおこなった。

それを Fig. 8 に示す。この図で横軸に、一震度階を + (強), - (弱) にわけ<sup>18)</sup>、震度階の物理的尺度の差を等分と考えてプロットしたが、この等分にするのは多少問題があるかもしれない<sup>19)</sup>。しかし、ここでは単なる目安として震度階を等間隔にして、卓越周波数との関連をみた。図中の大きな○印はその所に集中することを示している。やはり、大体の傾向として今言いわれていたように、卓越周期が大きくなれば震度も大きいということが、power spectra の卓越周波数と震度階との比較からも指摘できそうである。そして、その傾向は上下動成分も水平動成分でも大体同様である。ただ、上下動成分の方がどちらかといえば水平動成分での関係よりは曲線的であるようにも思えるが詳しいことはわからない。

また、震度が大きくなるほど卓越周波数は小さくなるといっても限界があり、殆んど 2.5



第 9 図 震度コンターと第 1 ピーク卓越周波数の分布 (上下動成分)

Fig. 9. Contours of seismic intensities and distribution of the first peak in predominant frequencies of vertical microtremors.

18) 宇津徳治; 震度階について—1968 年十勝沖地震の場合—, 北大地球物理学研究報告, 21 (1969), 53-62.

19) 野越三雄; 秋田県南東部地震 (1970. 10. 16) の震度分布について, 東北地域災害科学研究報告 (昭和 45 年度), 印刷中.

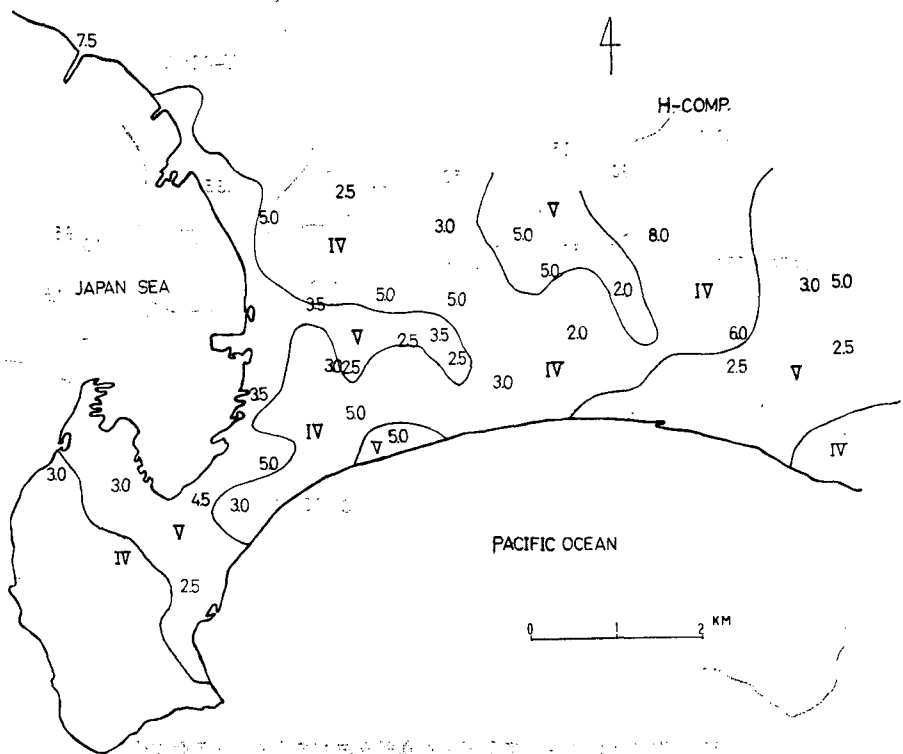
c/s (0.4 sec.) 附近で lower limit になっているのは注目される。しかし、data が少ないのでそれ以上のことは述べられない。

この 0.4 sec. という卓越周期は KANAI ら<sup>20)</sup> が簡便に作られる周期-頻度曲線によって木造家屋の震害率の極大を示す周期であると指摘したが、この power spectra からの結果も同様となった。

これからの地点における power spectra での第 1 peak として卓越する周波数の水面的な分布をみると上下動成分の場合が Fig. 9, 水平動成分の場合が Fig. 10 となる。コンターは震度コンターである。卓越周波数のコンターを作れば作られるのであるが、この程度の観測地点分布ではコンターを描く自由度が多過ぎるよう思われたので引かなかった。

コンターの線上はいわば震度 IV と V との境界であるが、こういう所における卓越周波数は大体 1.5~5.0 c/s の周波数で集中するのは注目される。

震度コンターの傾向と第 1 peak の卓越周波数から引けるコンターの傾向は一部合致した



第 10 図 震度コンターと第 1 ピーク卓越周波数の分布 (水平動成分)

Fig. 10. Contours of seismic intensities and distribution of the first peak in predominant frequencies of horizontal microtremors.

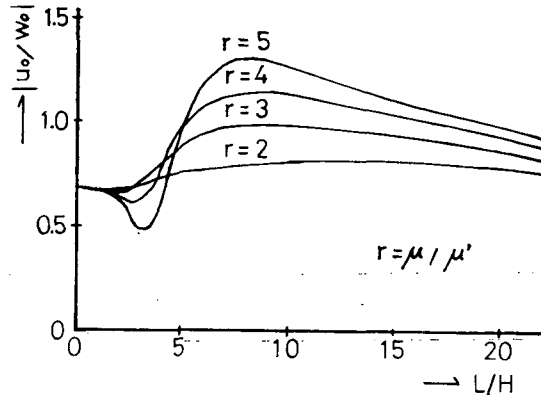
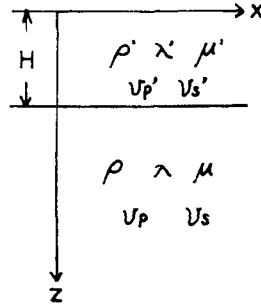
<sup>20)</sup> K. KANAI, T. TANAKA, K. OSADA, T. SUZUKI, T. MORISHITA and S. YOSHIZAWA; On Microtremors X. (Earthquake Damage to Wooden Houses), B.E.R.I. 44 (1966), 645-696.

い所もあるが、第2 peak を考慮すると大体傾向が似てくるようである。

ところで、以上のようにして微動のもつ振幅特性と地震動災害(震度)との関連をみたのであるが、筆者から微動の基礎的性質の研究<sup>21)</sup>により、微動は特に上下動成分には Rayleigh wave type の波の性質が強いことが推察されるので、この性質に沿ってつまり微動が主に Rayleigh wave から成立つと仮定して、微動の水平動( $u_0$ )成分と上下動( $w_0$ )成分とを組み合わせて  $u_0/w_0$  の spectra を求めてみた。

このことは理論的には地下構造の速度分布から計算できる Rayleigh wave の水平動成分( $u_0$ )と上下動成分( $w_0$ )との比  $|u_0/w_0|$  が剛性率比  $\mu_2/\mu_1$  に関係する、つまり地盤の強弱に関する量に関係するという点に注目したものである。その一般的な理論曲線は SUZUKI<sup>22)</sup>、太田<sup>23)</sup>によって求められている。その理論曲線を Fig. 11 に示す。2層の場合に分散性 Rayleigh 波の性質である minimum group velocity と  $\mu/\mu'$  との関連から地盤の強弱を定性的に論じた<sup>24)</sup>のもあるが、ここでは地表で期待される水平動成分( $u_0$ )と上下動成分( $w_0$ )との比  $|u_0/w_0|$  に注目した。

即ち、Fig. 11 にみられるように  $\mu/\mu'$  が大きくなるにしたがって  $|u_0/w_0|$  が大きくなることに注目したものである。したがって、 $|u_0/w_0|$  の大きさが地盤の強弱の判断になりえることを理論的には示唆していると考えた。ただし、この場合は2層の場合であって、定性的には下層が基礎であれば  $\mu/\mu'$  は確かに地盤の強弱を示す有力な factor である。しかし、3層以上の場合は理論的にもかなり複雑である。3層以上の場合の理論的な  $|u_0/w_0|$  の取り扱いはいろい



第11図  $L/H$  ( $L$ : 波長,  $H$ : 深さ) に対する  $M_{11}$  波の  $|u_0/w_0|$  の理論曲線

Fig. 11. Notations for the assumed structure. Theoretical ratio of the horizontal component ( $u_0$ ) to the vertical component ( $w_0$ ) of Rayleigh wave ( $M_{11}$ ) against  $L/H$ . ( $L$ : wave length,  $H$ : depth)

21) 野越三雄・ほか; 前出 2), 3), 4).

22) T. SUZUKI; Amplitude of Rayleigh Waves on the Surface of Stratified Medium. B.E.R.I., 11 (1933), 187-195.

23) 太田 裕; 2層構造における Rayleigh 波の振幅分布, 地震 [ii], 16 (1962), 1-11.

24) 田治米鏡二; 分散性 Rayleigh 波群の性質と地盤の強弱との関係, 物理探鉱, 9 (1956), 12-16.

ろな層構造を想定して数値計算し、別の機会に報告したい。ここでは、まず実際の観測データからはどのようなことがいえるかと考え、現象的に、観測された微動の水平動成分 ( $u_0$ ) と上下動成分 ( $w_0$ ) とから、 $|u_0/w_0|$  と周波数変化の図を作った<sup>25)</sup>。

その 0.5~20 c/s の範囲において、 $|u_0/w_0|$  の maximum をとり出し、地下構造のわかっている 7 カ所の地点についてみてみようとしたのが Table 2 の最下段である。下の行のカッコは  $|u_0/w_0|$  の maximum を示す周波数である。

第 2 表 地下構造 (7 カ所) における弾性定数  
Table 2. Elastic constants in seven underground structures

	H.E.	H.U.N.	C.	K.Y.	H.U.M.	F.	N.
Earthquake Intensity	4-	4-	4+	5-	5-	5-	(5+)
Poisson's Ratio	$\sigma_1$	0.430	0.486	0.315	0.258	0.494	0.496
	$\sigma_2$	0.484	0.333	0.485	0.491	0.445	0.496
Rigidity Ratio	$\frac{\mu_2}{\mu_1}$	10.8	9.47	4.81	8.38	7.56	3.06
Impedance Ratio	$\frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1}$	3.28	3.08	2.19	2.38	2.75	1.75
Thickness of Soft layer (m)	3	3.5	12	14	20	30>	30>
Max. of $u_0/w_0$ (Frequency)		15.8	11.3	2.0	3.17	(2.59)	4.57
		(6)	(5.5)	(5)	(3.5)	((3))	(1.5)

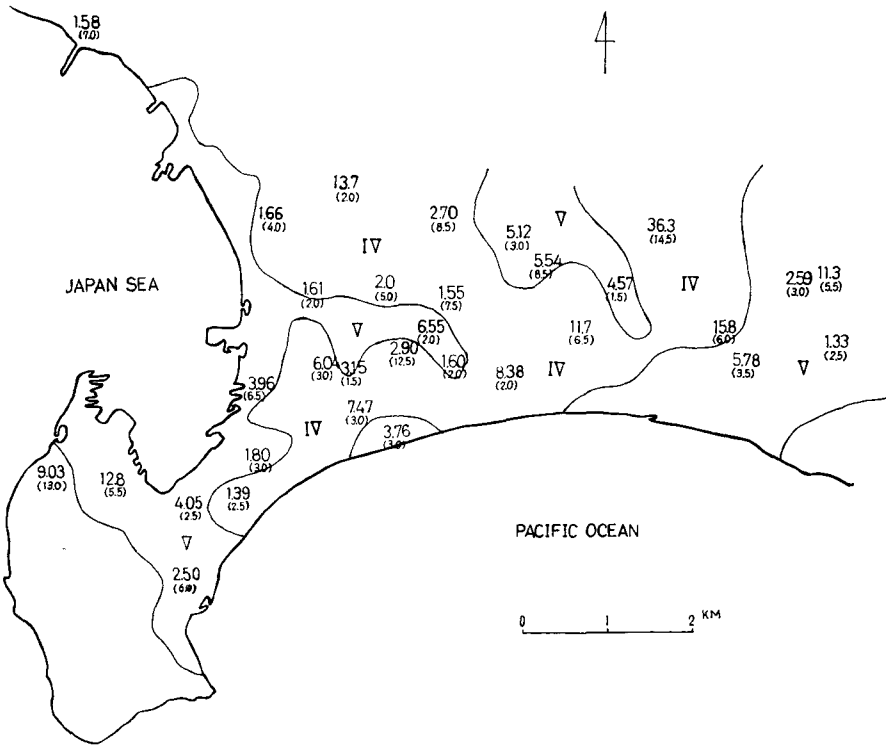
この数値による詳しい検討は後にゆずるとして、大体の傾向として非常に地盤の良いとされている H.E., H.U.N. の値が他の 5 カ所により大きくでているのが注目される。この 2 地点は殆んど弾性的にコントラストの大きい層からなっており、また表層が薄いと考えられる点で他の 5 カ所と違った特徴を有している所である。即ち、このような地点は大局的には  $\mu/\mu'$  の大きい 2 層と考えられ、これからだけ判断すると地盤の弱い地点ということになってしまう。従って上の層の深さが重要になる。このような種々の factor が max. of  $|u_0/w_0|$  とどのような関係にあるかを追求するのは今後の課題である。

上述したさまざまな注意をふまえて、この max. of  $|u_0/w_0|$  の値を多地点でも算出してみた。

その平面的分布をみるために、それを震度コンターと共にプロットしたのが Fig. 12 である。全般的にいってこの値は震度 V の所が小さく、震度 IV の所は大きく出ていることがわかる。このことは 7 カ所において比較した点と同様の傾向がみられる。

これをグラフ化してみると Fig. 13 のようになる。バラツキはあるがあるはっきりした傾

25) 野越三雄・ほか; 前出 4).



第12図 震度コンターと  $|u_0/w_0|$  の最大値とそれを示す周波数の分布

Fig. 12. Contours of seismic intensities and distribution of the maximum values of  $|u_0/w_0|$  in each observation site.

向を指摘することができる。

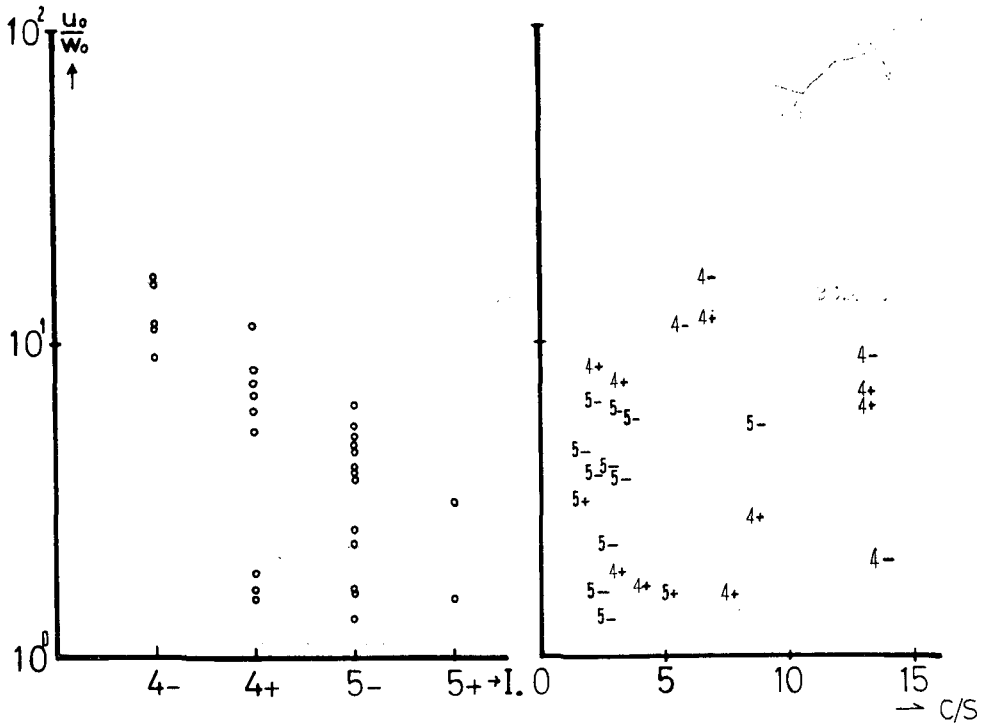
即ち,  $\max. \text{ of } |u_0/w_0|$  の値が大きい所は震度が小さくなっている。

このようにみえてくると, この  $\max. \text{ of } |u_0/w_0|$  の値はかなり浅い地下構造の影響を示しやすいのかもしれない。即ち, 上層に軟かい地盤がのっていたにしても, それが薄くて硬い地盤が上まできている場合には,  $\mu/\mu'$  が大きくても地盤は強いといえるだろうし, その反対に上の2層が軟弱な地層であって, velocity contrast も殆んどないような所だと  $\mu/\mu'$  が当然小さくなるのが地盤は弱いという結果になる。

このようなことが Fig. 13 左図から推定されよう。また, 同図右には  $\max. \text{ of } |u_0/w_0|$  を満たす周波数との関係を震度と共に示している。

これも多少バラツキがみられるが, 震度5の地点は殆んど  $\max. \text{ of } |u_0/w_0|$  の値が10とそれを満たす周波数5 c/s とを結ぶ直線の下側に入ってしまうのが注目される。

$\max. \text{ of } |u_0/w_0|$  を満たす周波数も何らかの形で地盤の振動性状に関係していることを示すものであろう。



第13図 震度と  $|u_0/w_0|$  の最大値または  $|u_0/w_0|$  の最大値を示す周波数との関係

Fig. 13. Relation between seismic intensities and the maximum value of  $|u_0/w_0|$ . Relation between seismic intensities and frequency showing the maximum value of  $|u_0/w_0|$ .

即ち、これらの factor は地震動災害との間にかかなりの相関を持っていることが現象的に指摘することができる。

今後もこのような関連の data を集めると共に理論的な肉づけを検討してみたい。

## 5. 結 語

以上の報告をまとめると下記のようなになる。

- (1) 弾性波探査によると S 波速度が 400 m/s より小さい層の厚さが厚いほど震度は大きい。
- (2) 微動の power spectra によると、S 波速度 400 m/s 以下の層が浅いほど、その spectra の第 1 peak を示す周波数は高い周波数になる傾向がある。そして、震度は小さくなる。
- (3) 震度との関連で見れば、微動の power spectra で 1~4 c/s の周波数範囲が地震動災害に大きな影響を与えている。
- (4) 33 カ所で観測された微動の解析から、その power spectra の第 1 peak を示す周波数は震度が小さいほど高周波になり、震度の大きい所は 2.5 c/s (0.4 sec) を示している。

(5) 微動の水平動成分 ( $u_0$ ) と上下動成分 ( $w_0$ ) との比  $u_0/w_0$  の maximum は地盤の良い所ほど大きい値を示す。33カ所からの結果からも、 $u_0/w_0$  の maximum は震度と明瞭な関係を示す。

(6)  $u_0/w_0$  の maximum を示す周波数も震度と何らかの関連があることを示唆している。したがって、この max. of  $u_0/w_0$ , それを示す周波数などの factor も地震動災害、地盤災害を判定するのに有力な factor であると考えられる。

この論文は著者の一人が内地研究員として北大理学部地球物理学教室田治米研究室に勤務した際の研究の一つをまとめたものである。

その際には田治米研究室の皆様にはいろいろとお世話をいただいた。厚くお礼申し上げます。特に、多くの助言と励ましの言葉をいただいた田治米鏡二教授に深く感謝する。また、同研究室の大学院学生、4年目学生にはいろいろ協力してもらった。さらに、観測測定には北大工学部建築工学科酒井研究室の長能助手に御協力いただいた。ともに、ここに記して感謝の意を表する。

観測の際に便宜をはかられた函館市役所、渡島支庁の方々にもお礼申し上げる。

計算は北大電子計算機センター、NEAC 2203G によりおこなわれた。

この研究には一部昭和 44 年度特定研究費を使った。

## 11. On the Relation between Microtremors and Earthquake Damages

By Mitsuo NOGOSHI\* and Toru IGARASHI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

From the point of view of engineering seismology, relations between microtremors, and damages caused by earthquake motions (seismic intensity) were discussed in the present paper. The seismic intensities from the Tokachi-oki earthquake of 1968 and microtremors were observed in Hakodate City, Hokkaido.

Predominant frequencies (the first peak) of power spectra are shorter, when the more the thicknesses of soft layers (400 m/s of S-wave velocity) and the larger the seismic intensity scales.

It was found that frequency range of power spectra of microtremors, related to the seismic intensity, was approximately 1-4 c/s.

The ratios of the horizontal component ( $u_0$ ) to the vertical component ( $w_0$ ) of microtremors have also the close relation to seismic intensities. Therefore, the factor may be used for purpose of the discrimination of good or bad ground.

---

\* Present address; Faculty of Education, Akita University.