



Title	雑微動の研究
Author(s)	五十嵐, 亨; IGARASHI, Tôru
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 28, 47-75
Issue Date	1972-11-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.28.47
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14022
Type	departmental bulletin paper
File Information	28_p47-75.pdf



雑 微 動 の 研 究

五十嵐 亨*
北海道大学理学部地球物理学教室
(昭和47年5月1日受理)

Study of Microtremor

Tôru IGARASHI
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received May 1, 1972)

Microtremors have been already discussed by many investigators. But the nature of microtremor is not yet known. In this paper, the dispersion phenomena of microtremors in the first place, the relation of the ground structure to the predominant frequency of microtremor spectrum in the next place and the distribution of the time- and space- variation of microtremor spectra in the final place, are investigated.

The dispersion phenomena, which were obtained by (i) Fourier analysis, (ii) cross-correlation analysis and (iii) moving window analysis, on microtremor records of the vertical- or horizontal-component tripartite observation, were nearly corresponded with the theoretical dispersion of the fundamental mode of Rayleigh- or Love-wave. It suggests us that the microtremor may be surface waves of Rayleigh- or Love-type or a combination of them.

The relation of the ground structure to microtremor could be explained by Quarter Wave-length Law said by T. TAZIME. That is to say, the depth of the first layer was nearly equal to a quarter wave-length obtained by P- or S-wave velocity in the first layer and the predominant frequency of microtremor spectrum.

In the final place, on its time-variation, the midnight measurements of microtremors were good to obtain the pure information of the ground structures. On its space-variation, the predominant frequency distribution of microtremor spectra were corresponded to the result of seismic prospecting and the geological map very well, and not a little to the distribution of seismic intensities.

I. ま え が き

ここで扱う雑微動とは、周波数範囲が1 c/s~20 c/sの地表での微動、一般に言う常時微動のことである。微動については、すでに古くから多くの人々によって調べられてきているが、近

* 現在の勤務先 (株) 応用地質調査事務所

年になって、交通機関等の人為的振動源、又は風等の自然的振動源によって誘起される振動が伝播してくる途中、地下の物理的情報量を含んでいるにちがいないという観点から、建造物等の耐震設計に微動の測定結果を積極的に利用しようとする研究が盛んになりつつある。しかるに現在、この雑微動の本性に関して定説がない。主として実体波から成るという立場と、主として表面波から成るという立場の相反する2つの対立した意見がある。

そこで本研究では、その本性を、(i) 上下動成分の振幅がかなり大きいこと、(ii) 表面波の方が実体波にくらべて減衰が小さいはずであること等から、微動は主として表面波であろうと考え、それが説明可能かどうか調べ、さらには、雑微動のスペクトルと地表層との関係を調べ雑微動の工学的方面への利用の足掛りとなる結果を提示しようとするところにある。

II. 測定場所及び測定方法

Fig. 1 に本研究で使用した資料の測定地点を示した。北海道が主な測定地で、札幌周辺、釧

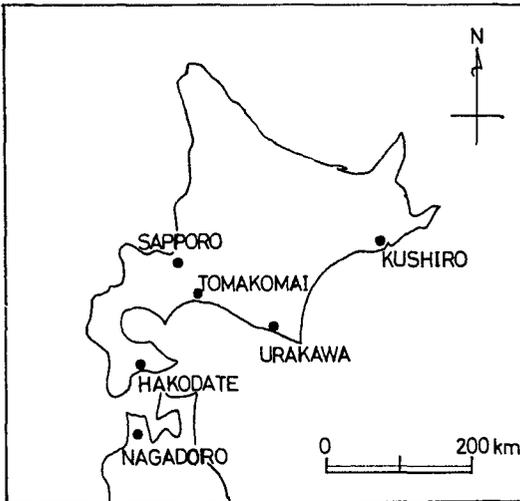


Fig. 1. Locations of microtremor observation points.

路、苫小牧、函館、浦河、それに青森県の長泥の計6カ所である。測定に際しては、上下動、水平動2成分(NS方向、EW方向)の3成分測定が主で、場所によっては、上下・水平両成分の3点測定も行なっている。使用した電磁式地震計は、両成分とも減衰定数を約0.7とした1c/sの地震計であり、地震計、増幅器、記録器を含めた総合周波数特性は地動の速度に対して、1c/s~20c/sの間で平坦である。測定時間については、V章で述べる理由から、夜10時頃から翌朝4時頃までの、振動源として考えられる人為的騒乱の影響を直接受けないと思われる

る、即ち、記録される振動が地下の物理量を充分含んでいると思われる時間帯を選んだ。

III. 雑微動の本性

前述の如く、雑微動の本性に関しては定説がない。KANAI, *et al.* (1954, 1961, 1965) は、雑微動は表面層内でのS波の重複反射によるものであると述べ実体波の立場をとっている。又、AKI (1957) は、雑微動の様な複雑な波形は定常確率過程としてみるべきであると考え、鋭い帯域フィルターをかけ、空間相関を測定し、上下・水平両成分とも分散性をもつこと、そして水平動は主に進行方向に対して直角に振動する波から成ることから、ラブ波であろうと述べて

おり、AKAMATU (1961) は、3点3成分観測を行ない、伝播方向、速度、波長を求め、波の軌跡を描き、その結果微動はレーリィ波、あるいはラブ波、ないしはそのあつまりから成ると述べており表面波の立場をとっている。

この様に、雑微動の本性に関しては、実体波説と表面波説の相反する2つの意見がある。そこで考えるに、雑微動の様な色々の振動源により誘起される振動には、実体波、あるいは表面波、それに加えて振動源そのものの振動と種々雑多な波が含まれていると考えられる。従って自分がどの立場をとるかによって、実体波で説明出来る部分、又は表面波で説明出来る部分の解析結果を見出すことは可能であろう。そこでここでは、雑微動は表面波であるという立場をとり、その分散性を調べ、それが記録中どの様な部分であるかを考察することにする。

分散性を調べるに当り、その第1番目の方法として、Fig. 2の如く記録中伝播方向が1方向だけと思われる部分を取り出して、フーリエ解析を行ない、その位相差から伝播速度と周波数との関係を求めた。これは釧路における上下動成分の3点観測によるものだが、無限に続く雑微

KUSHIRO, V-Comp.

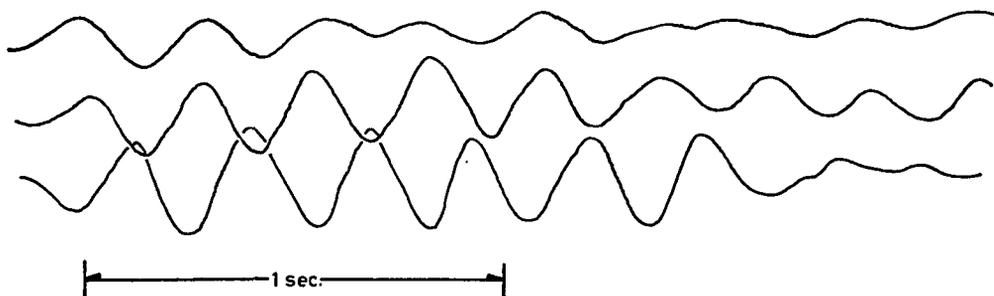


Fig. 2. Microtremor records with vertical components tripartite observation at Kushiro.

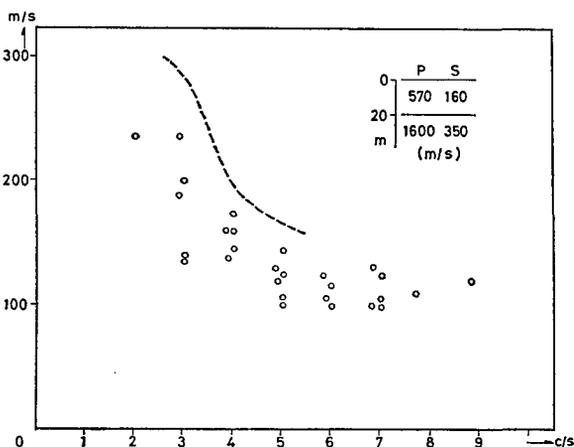


Fig. 3. Dispersion phenomena of microtremors and theoretical dispersion curve of fundamental mode of Rayleigh wave at Kushiro.

動の記録中、ほんの一瞬の表面波と思われる部分についての分散性ということになる。Fig. 3に解析結果と、弾性波探査によって得られたP波、S波の速度分布から求めたレーリィ波の分散の理論曲線を示した。これを見ると傾向のかかなりの一致がみられる。表層のS波の速度をもう少し小さく、120 m/sec.位にし、層の厚さに補正を加えればもっと一致した結果が得られることは予想される。とにかく記録上対応の良い部分については、単純なフーリエ解析により理論に合った分散性を見い出すことが出来、雑微動のその様な部分は表面波として説明が可能であるということである。

ところが、雑微動では上述の様な記録が得られるのは本当にまれにしかない。即ち、色々の方向の波が合成されて記録される場合がほとんどである。そこで第2番目の方法としては、雑微動は色々の方向から伝播してくる波の合成されたものではあるが、その中には1つの優勢な方向の波が存在している時間がほんの一瞬でもあるにちがいないと考え、次の様に記録間の相互相関を取ってみた。

$$\left. \begin{aligned} F_{1,2}(p, q) &= \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} X_1(t+q) \cdot X_2(t+q+p) dt \\ F_{1,3}(p, q) &= \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} X_1(t+q) \cdot X_3(t+q+p) dt \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

3点観測により得られる記録 $X_1(t)$, $X_2(t)$, $X_3(t)$ の $X_1(t)$ を基にして、記録中見られる最大周期の2倍程度の時間間隔 T と $X_2(t)$, $X_3(t)$ との相互相関 $F_{1,2}$, $F_{1,3}$ を T の前後 $p/2$ 秒から取りさらに $X_1(t)$ の T を q 秒ずらして同様の計算を行ない $q \rightarrow \infty$ まで繰返し続けて、時間と共に変化する優勢なある方向の波を取り出そうという方法である。Fig. 4に札幌の手稲における水平動の3点観測の記録の1部と、Fig. 5にその計算の結果の1部を示した。この場合 $T=1.7$ 秒間、 $p=-0.4 \sim +0.4$ 秒、 $q=0.12$ 秒とした。記録の読み取り間隔は1/25秒で約20秒間につ

TEINE, H-Comp.

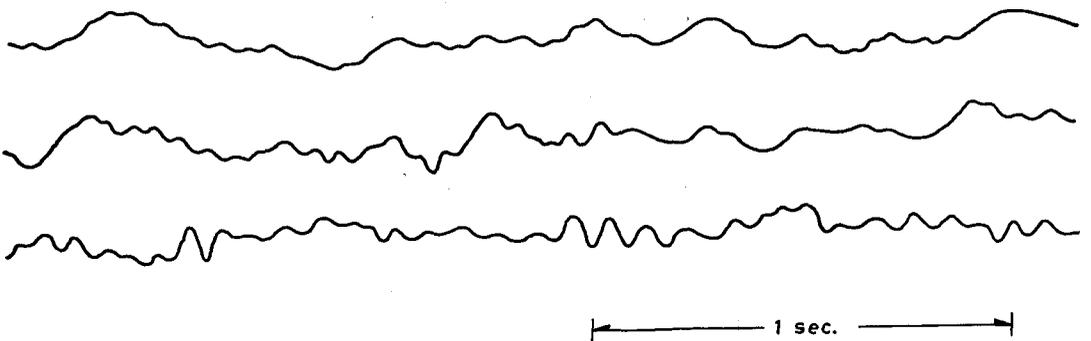


Fig. 4. Microtremor records with horizontal components tripartite observation at Teine in Sapporo.

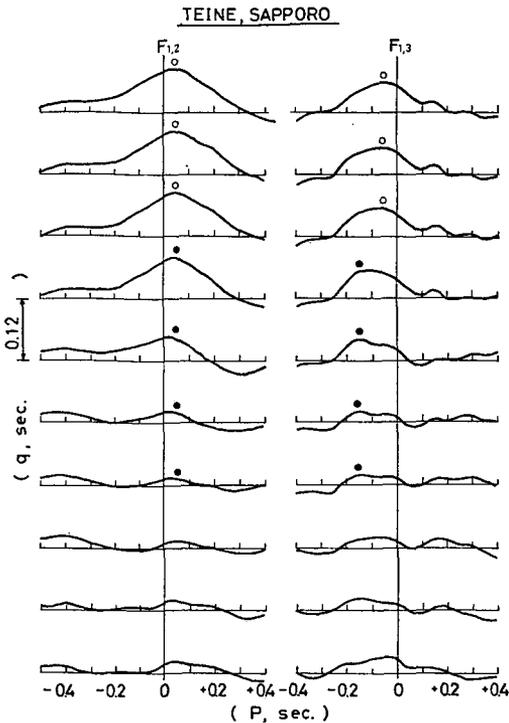


Fig. 5. Cross-correlation coefficients for various times at Teine.

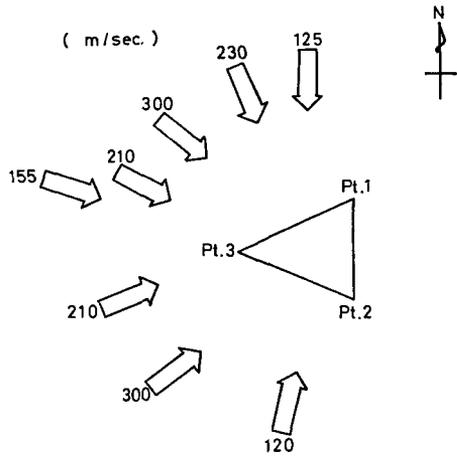


Fig. 6. Directions of wave propagation and velocities at Teine.

いて計算している。これを見ると、ある方向からの優勢な波の継続時間は長くて0.5秒程度である。Fig. 6に得られた伝播方向とその速度を示した。伝播方向は、手稲町市街地及び海である。Fig. 7はその伝播速度と周波数との関係、及び今の場合観測が

水平動成分であるから、ラブ波の分散の理論曲線を示した図である。これも傾向としてはかなりのよい一致と言える。この方法だと記録中目では見出しにくいある方向からの伝播してくる優勢な波を機械的に取り出すことが出来、第1番目のフーリエ解析による方法よりは一般的方法と言えよう。

第3番目に雑微動の分散性を調べるのに行なった方法は、遠地震等の記録でS/Nの悪い記録から表面波の部分を取り出し、その分散を調べるのに用いられている“Moving Window Contouring Technique”がそれである。これは得た記録に \cos^2 型のタイム・ウィンドウを掛け、そのフーリエ解析を行ない、時間を移動させ同じ計算を繰返すことにより、時間と共に変わる各周期の振幅を求めてゆき、地震の様に発震時、及び震源距離の解っている場合には各々の周期の振幅が最大となる時間をその周期の波の到達時間として、表面波の場合だとGroup Velocityをただちに求めることが出来る方法である。この方法を雑微動の分散性を調べるのに利用するに当り、雑微動は発震時、及び振動源までの距離が解らない波の集まりであら、3点観測の各々の記録にこの方法を用いてPhase Velocityを求めることにした。以下3地点についての計算の例を示す。

ここでは、タイム・ウィンドウを欲しい周期の4倍の時間に掛けてある。尚、使用した記録は全て上下動成分の3点観測により得たものである。Fig. 8は青森県長泥で得た記録である。

見てわかる様に、3点の記録の対応が良い例である。Fig. 9は今の Moving Window Contouring Techniqueにより求めた計算結果である。横軸が周期であり、縦軸は時間を示している。図中実線は等振幅線であり、●印は各周期の振幅が極大となっている時間を示す。それぞれ3点の計算結果を比較して、等振幅線の形の似ている部分を1つの伝播してくる波群であるとし、各々の周期の極大となっている時間の差から、各周期の伝播速度を求めたのが次の

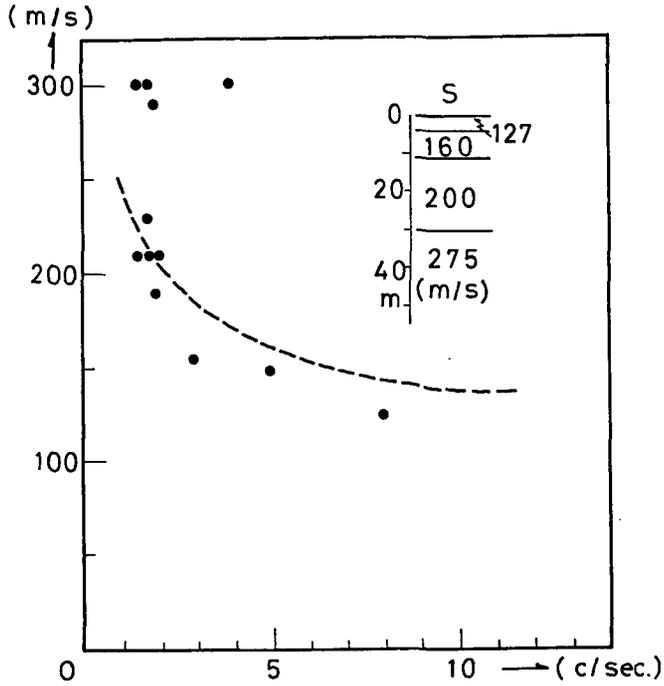


Fig. 7. Dispersion phenomena of microtremors and theoretical dispersion curve of fundamental mode of Love wave at Teine.

NAGADORO, V-Comp.

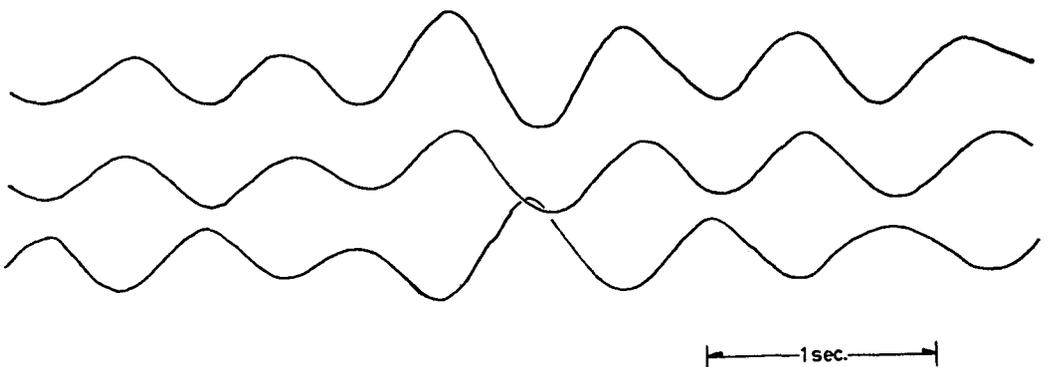


Fig. 8. Microtremor records with vertical components tripartite observation at Nagadoro.

NAGADORO, AOMORI

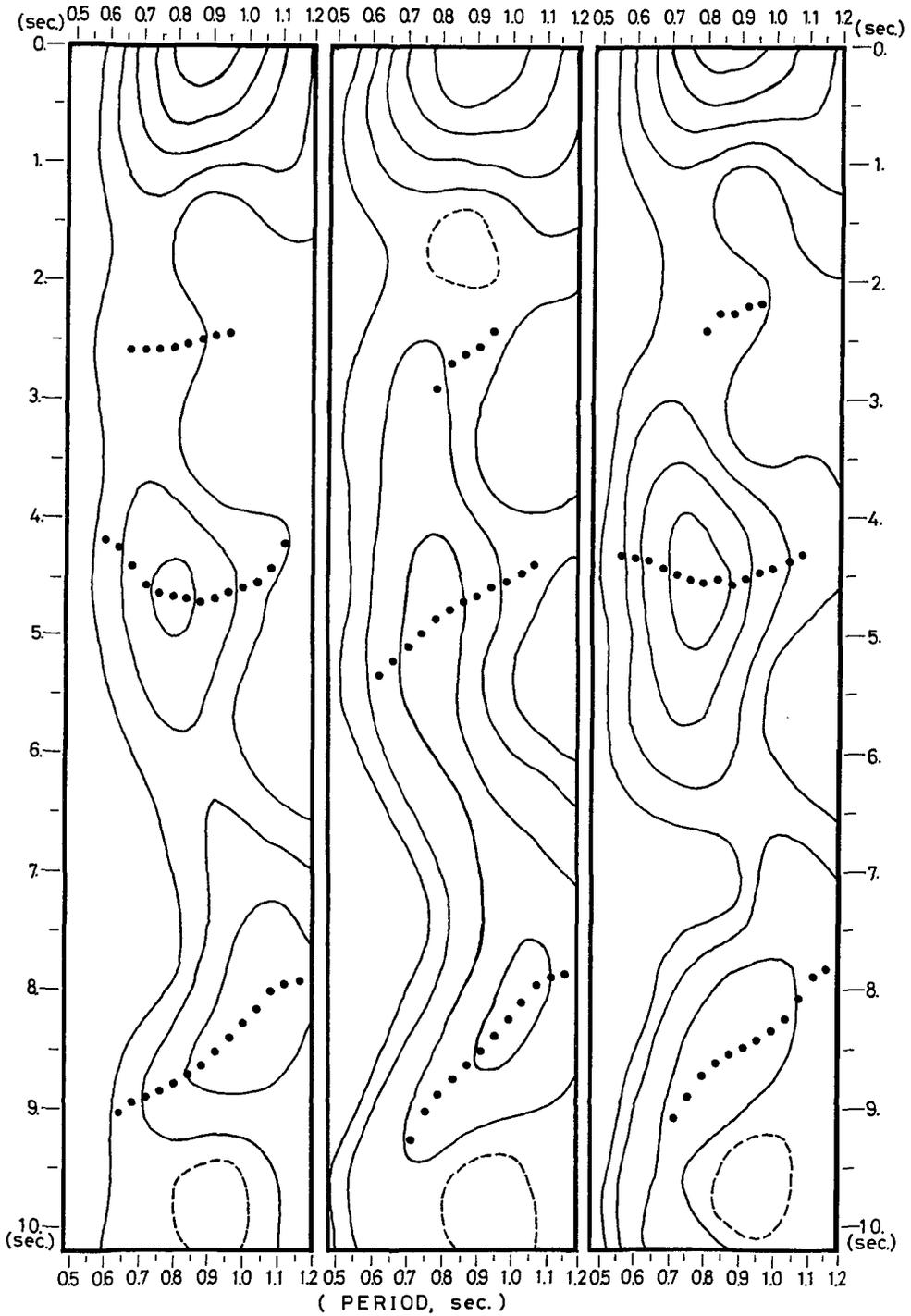


Fig. 9. Moving window analyses of microtremors at Nagadoro in Aomori.

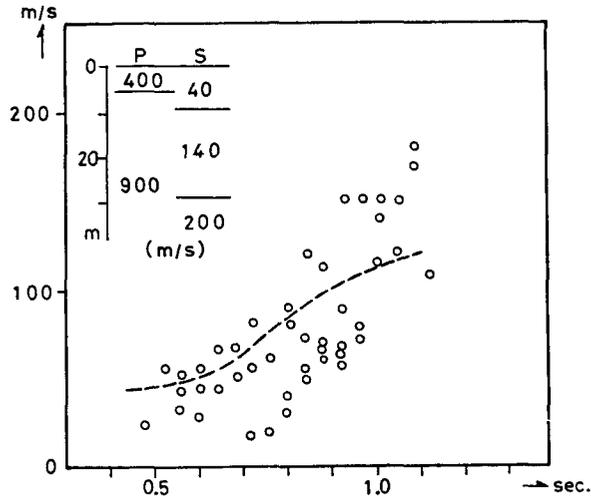


Fig. 10. Dispersion phenomena of microtremors and theoretical dispersion curve of fundamental mode of Rayleigh wave at Nagadoro.

HAKODATE CO., V-Comp.

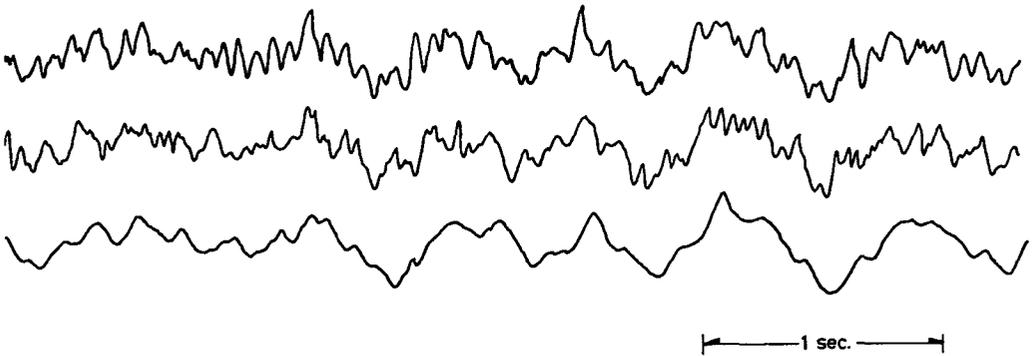


Fig. 11. Microtremor records with vertical components tripartite observation at Hakodate College in Hakodate.

CHIYOGADAI, V-Comp.

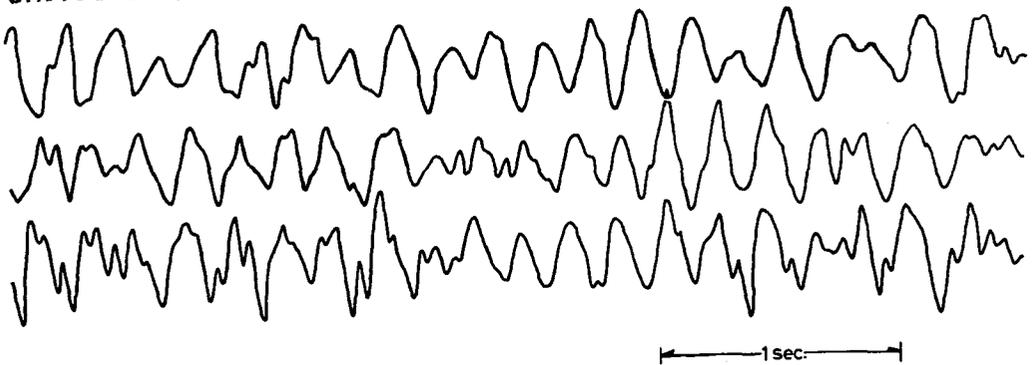


Fig. 12. Microtremor records with vertical components tripartite observation at Chiyogadai in Hakodate.

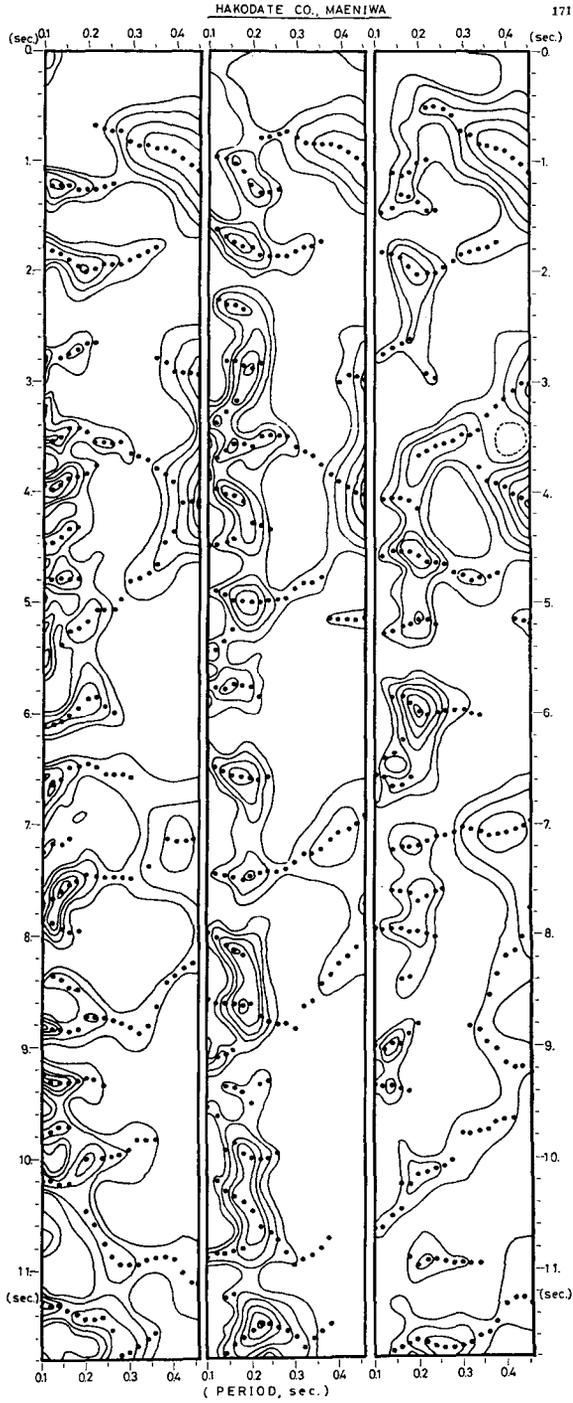


Fig. 13 (1). Moving window analyses of microtremors (in period from 0.48 sec to 1.2 sec.) at Hakodate College.

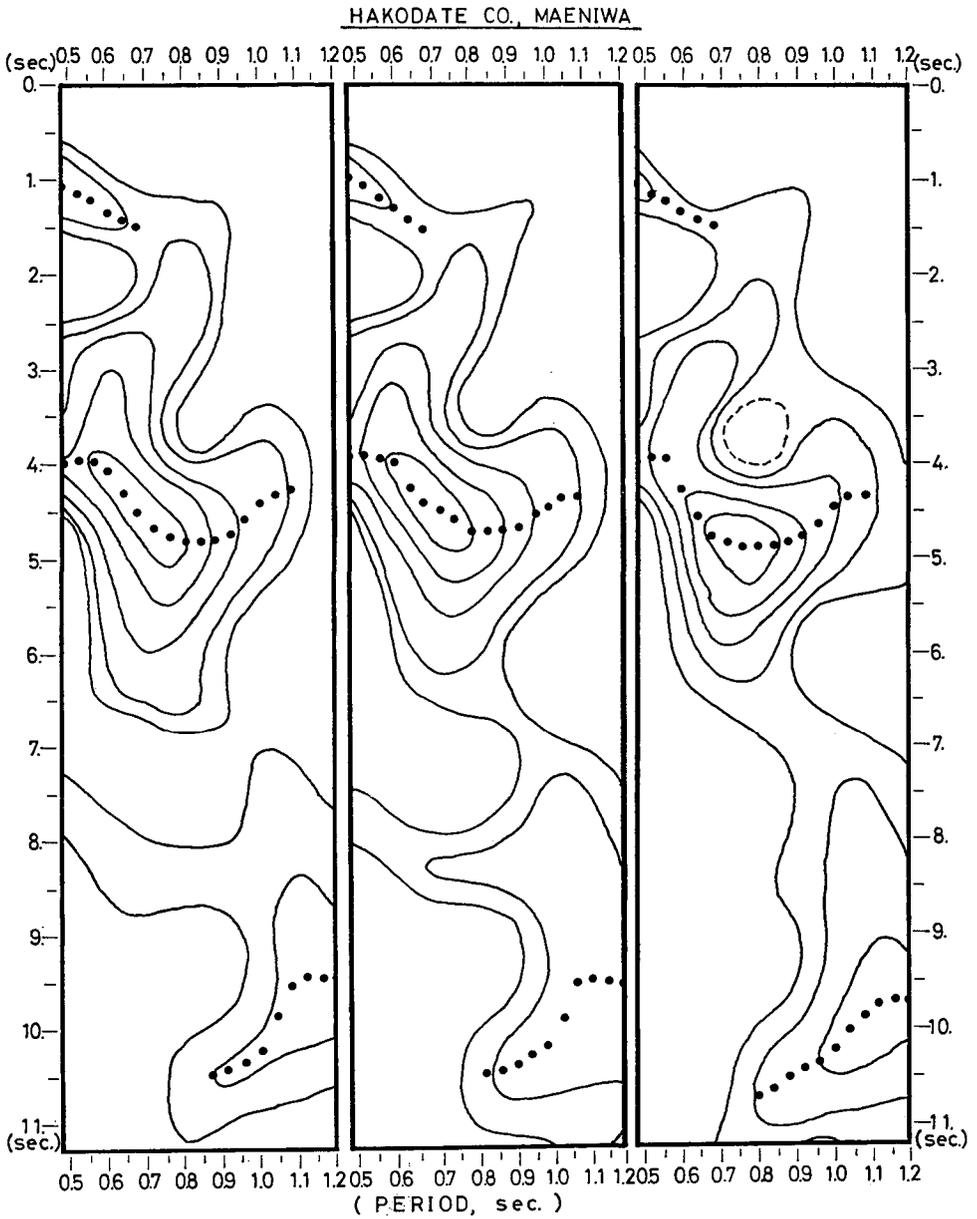


Fig. 13 (2). Moving window analyses of microtremors (in period from 0.1 sec. to 0.46 sec.) at Hakodate College.

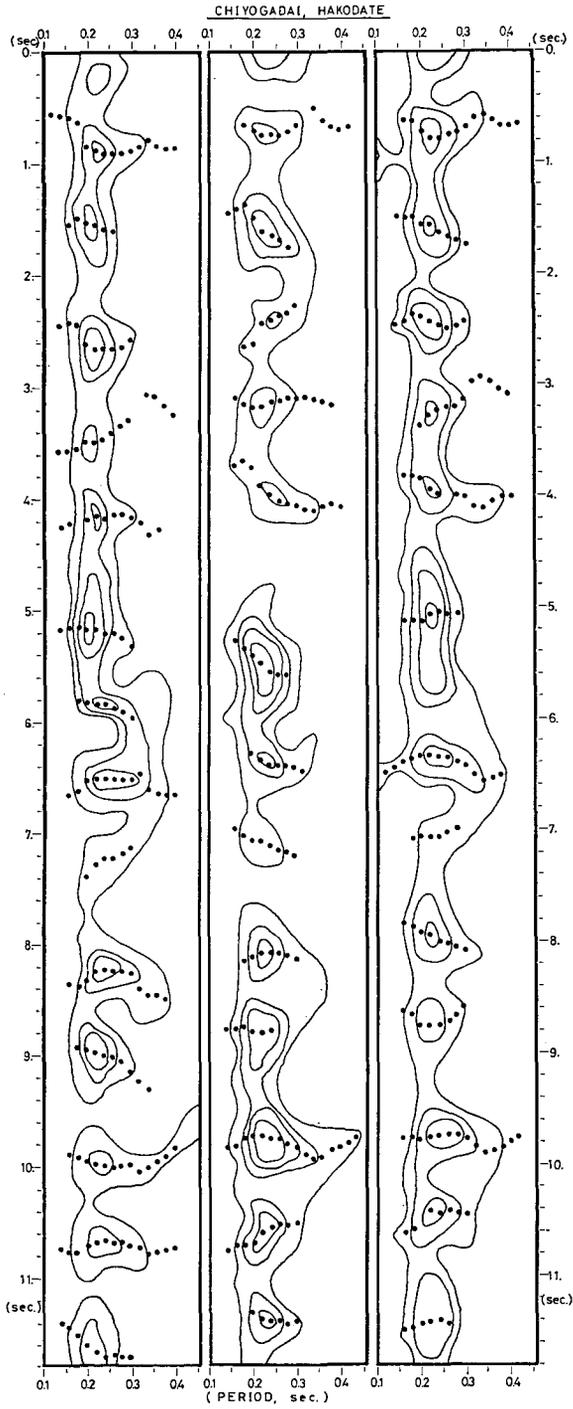


Fig. 14. Moving window analyses of microtremors at Chiyogadai.

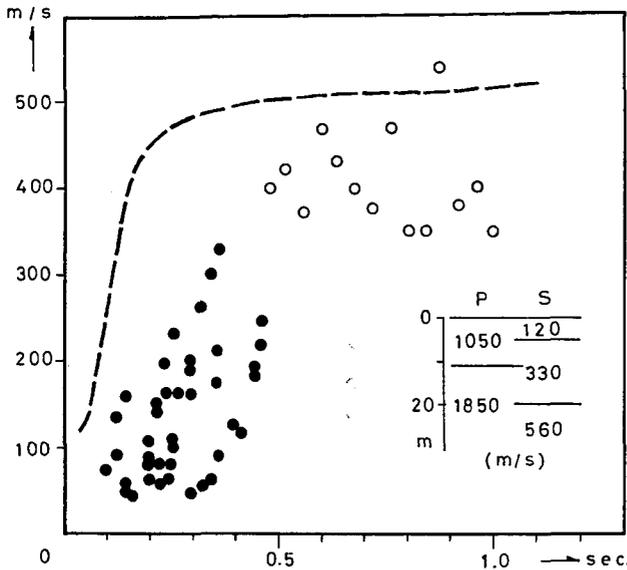


Fig. 15. Dispersion phenomena of microtremors and theoretical dispersion curve of fundamental mode of Rayleigh wave at Hakodate College.

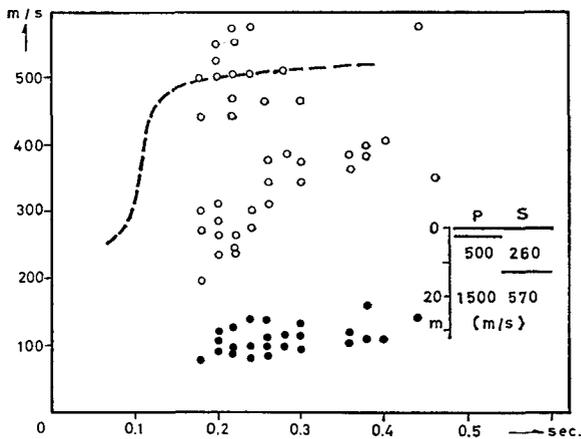


Fig. 16. Dispersion phenomena of microtremors and theoretical dispersion curve of fundamental mode of Rayleigh wave at Chiyogadai.

Fig. 15, Fig. 16 をみても、雑微動から得られる分散は、理論的分散曲線と比較すると、かなりのばらつきはあるが、傾向の一致は他の2つの方法と同様見い出せる。

以上3つの方法で雑微動の分散性を調べてきたが、共通して言えることは、記録中、振幅が大きくなっている部分、又はその周期(周波数)にはほぼ理論曲線と一致する分散性が見い出せるということである。このことは、雑微動の本性について、雑微動は種々雑多の波の集まりではあるが、その Signal としては表面波であり、他は Noise であると考えられることを我々

Fig. 10 である。図中破線は左上にある弾性波探査により得られた速度分布から求めたレーリィ波の分散の理論曲線である。同様の計算を函館市の2地点、函館大学、千岱台についても行なっている。

Fig. 11, Fig. 12 はその3点観測の記録の一部である。Fig. 8 と比較してわかる様に波形はかなり複雑で、雑微動の一般的な記録と言える。Fig. 13 (1), Fig. 13 (2), Fig. 14 は Fig. 9 と同様の計算結果の図である。Fig. 15, Fig. 16 は周期と伝播速度の関係の図であり、図中破線は Fig. 10 と同様理論曲線である。但し、函館大学については、短周期部分、長周期部分の2つに分けて計算している。Fig. 15 で○印は短周期の計算 (Fig. 13 (2)) から、●印は長周期の計算 (Fig. 13 (1)) から求めたものである。Fig. 16 で●印は周期の極大点の時間差からそのまま求めた伝播速度、○印は1周期、あるいは2周期その時間差に補正を加えて求めた伝播速度である。以上 Moving Spectrum から雑微動の分散性を調べた訳だが、Fig. 10,

に暗示している結果といえよう。

IV. 雑微動のスペクトル

雑微動が、III章で述べた如く分散性が認められ、表面波として説明出来るということは、そのスペクトルの卓越周波数が表面波の極小群速度を与える周波数と一致することが予想される。しかし、ALLAM, *et al.* (1967)によると、基盤と地表層がはっきりとわかれている様ところ（インピーダンス比が大きい）では一致するが、そうでないところでは一致するとは限らないと述べている。ここでも同様の試算を行なっているが、彼等と同様の結果を得ている。そこでこの章では、雑微動のスペクトルと地下構造との関係、特に最表層との関係について、1つの法則性を見出すことに努めた。

雑微動を測定した6地区、17地点については、弾性波探査によって、P波、S波の速度分布がわかっている。Fig. 17 (1), (2), (3)に雑微動のスペクトルとその地点での地下の速度分布を示した。雑微動のスペクトルを求めるに当っては、ここではよく知られている。自己相関関数のフーリエ変換により求めたパワー・スペクトルと、もう1つは、明石製作所開発の「実時間スペクトル解析装置」(HIC-100)を使用し、機械的に求めたスペクトルの2つがある。図示する便宜上、パワー・スペクトルについては各々の平方根を求め、機械を使用して求めたスペクトルと対応させている。横軸には周波数を、縦軸には振幅を *liner scale* で双方共目盛ってある。

雑微動のスペクトル（今の場合卓越周波数に着目し、Fig. 17では○印で示してある。）と、地下構造、特に最表層との関係について次の様な関係を仮定した。

$$H = F(V, f) \quad (2)$$

ここで、 H , V は弾性波探査による、表層の厚さと表層内のP波、又はS波の速度であり、 f は雑微動のスペクトルの卓越周波数である。Fig. 18以下Fig. 21までの図は、Fig. 17を使用して、雑微動より得た f と、速度分布図からの第1層目の厚さ H と、そのP波又はS波の速度 V とを用いて求めた図である。横軸には f と V とから求めた波長 L を、縦軸には厚さ H を取り、 L と H との関係について、法則性の有無を調べている。まずFig. 18は、 V としてP波の速度、 f は上下動成分の卓越周波数を用いて得た図である。値にはかなりのばらつきはあるが、波長が長くなれば厚さも増すという傾向はみられる。そこで、 H と L との関係を最小2乗法にて求めると

$$H = 0.09 \cdot L - 1.56 \quad (3)$$

となる。しかしこの(3)式の意味付けについては今後の課題としておく。次にFig. 19について、(A)は V はS波の速度、 H はその層厚、 f は上下動成分の卓越周波数から得た図である。(B)は V , H は(A)と同じで、 f として水平動成分のそれを用いて得た図である。図中破線は $H=1/4 \cdot L$ を示す。(A), (B)を比較すると、(A)ではかなりのばらつきがあり、(B)では1つの

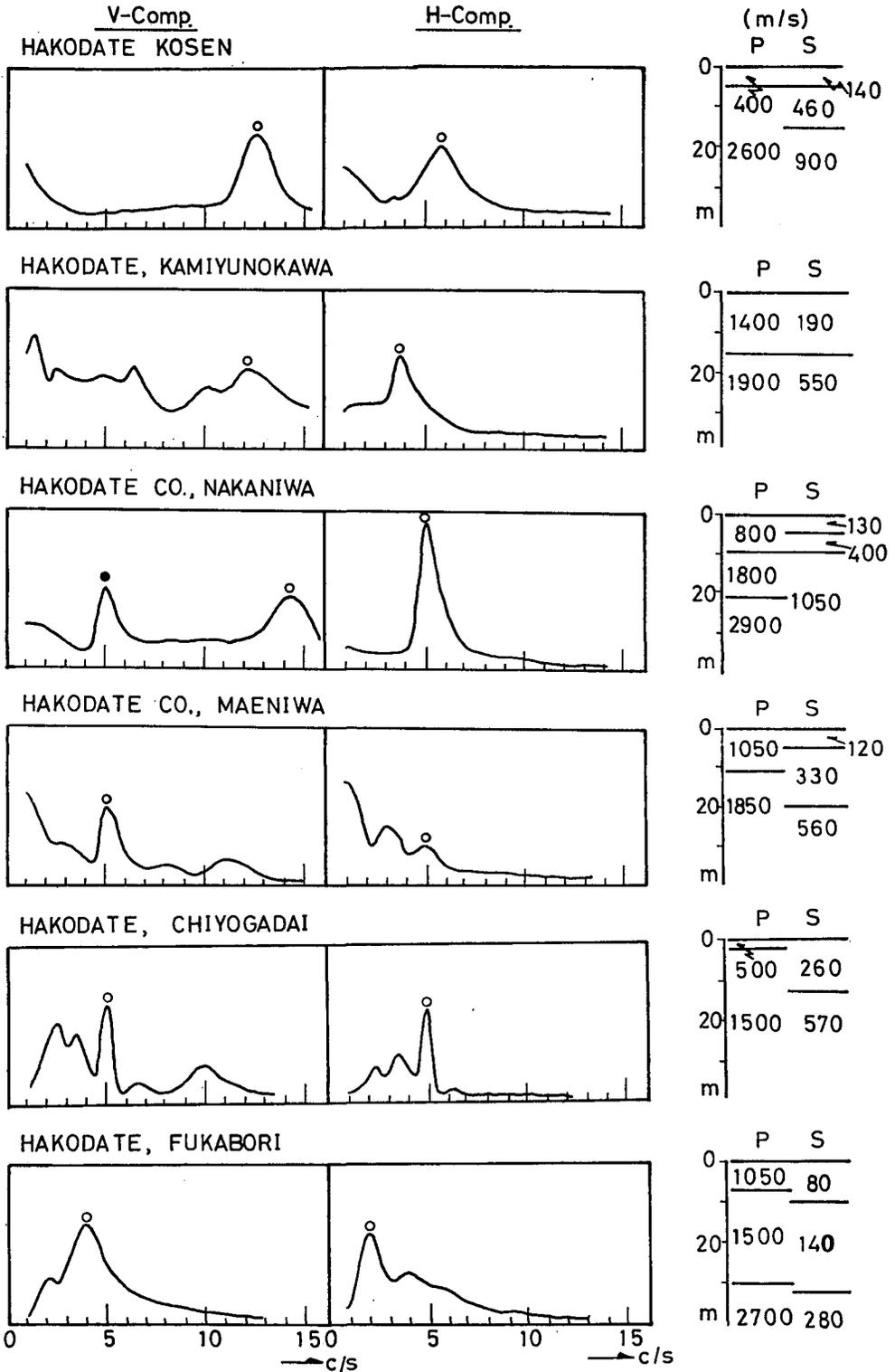


Fig. 17 (1). Microtremor spectra and ground structures according to the results of seismic prospecting.

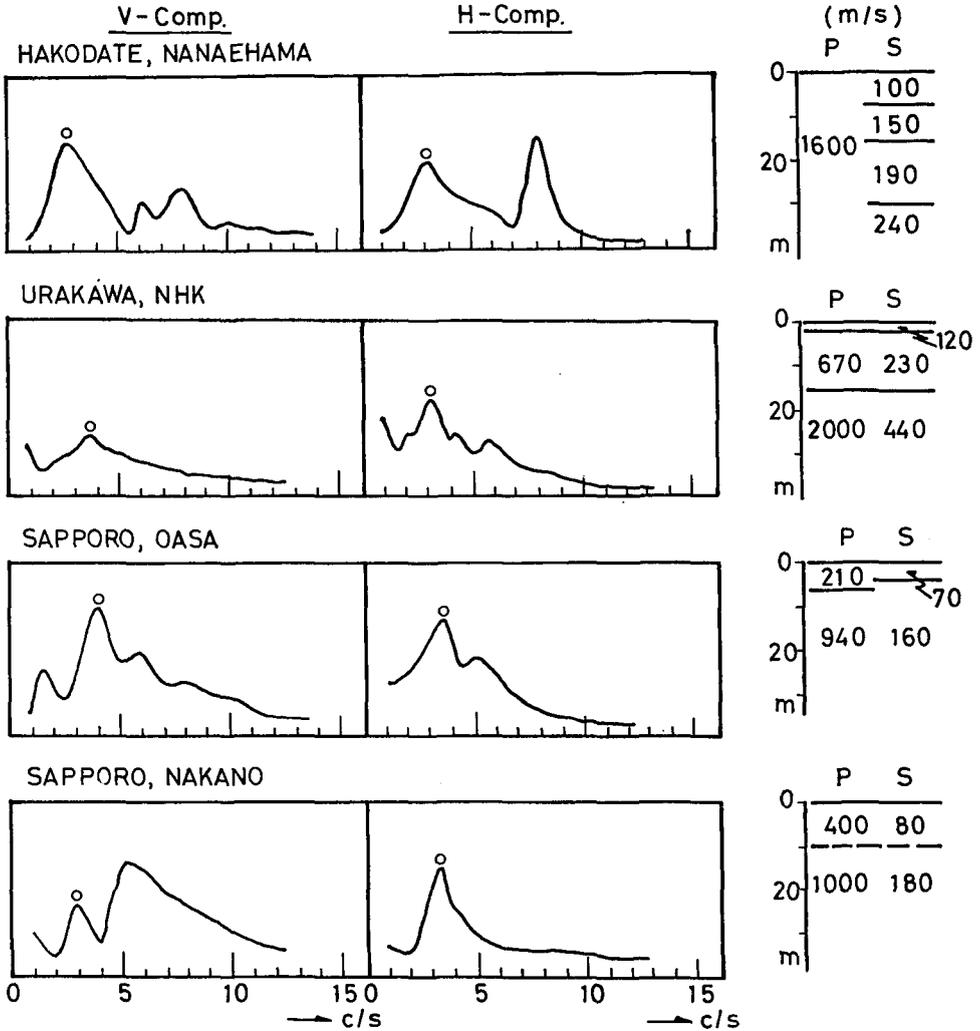


Fig. 17 (3). (1)と同じ

直線性が見い出せる. さらに, Fig. 20 (A) については, Fig. 19 の中で同値のもの, 即ち上下, 水平両成分の卓越周波数が一致している場合だけを取り出して示したものであり, 破線で示す1つの直線 ($H=0.27 \cdot L-1.9$) 上によくのっている. この様に, 雑微動の卓越周波数と, 地下第1層目の厚さ及びS波の速度との間には TAZIME (1957) の言う1/4波長則で説明出来そうである. それによると

$$T = 4(2n+1)^{-1} \sum_j (H_j/V_j) \tag{4}$$

T は周期, H_j , V_j はそれぞれ j 番目の層厚及び弾性波速度であり, 今の場合第1層目だけを考慮しているので

$$T = 4 \cdot H_1/V_1 \text{ or } H = 1/4 \cdot L \tag{4}$$

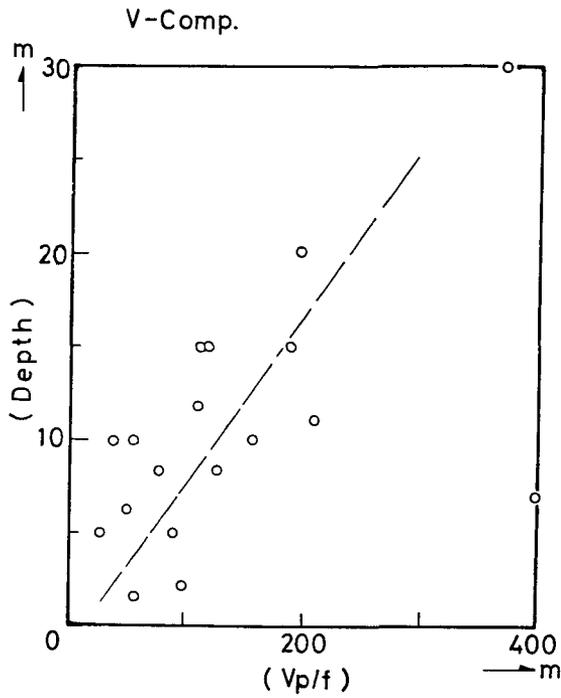


Fig. 18. Relation of wave-length (L) to depth (H) of the first layer. (L =P-wave velocity in the first layer/vertical component predominant frequency of microtremor).

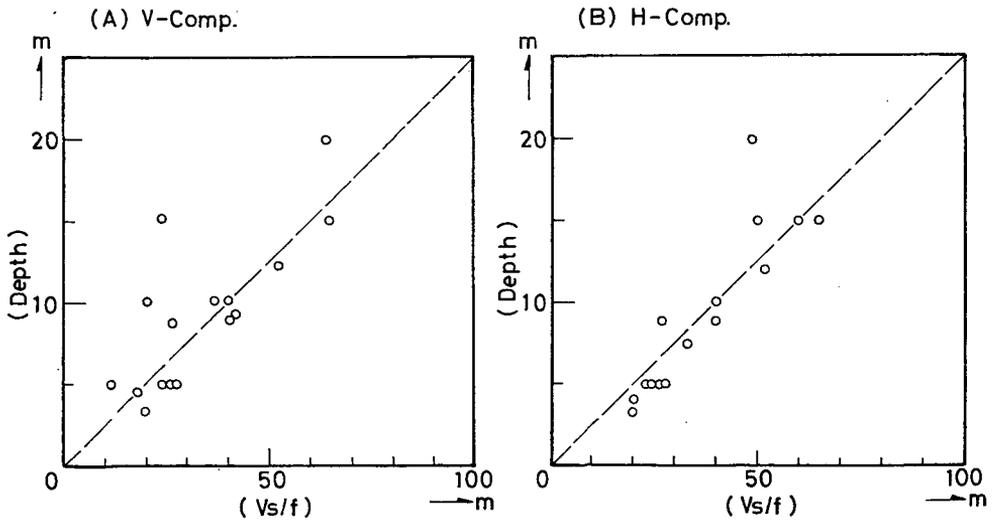


Fig. 19 (A). Relation of wave-length (L) to depth (H) of the first layer. (L =S-wave velocity in the first layer/vertical component predominant frequency of microtremor).

(B). Relation of wave-length (L) to depth (H) of the first layer. (L =S-wave velocity in the first layer/horizontal component predominant frequency of microtremor).

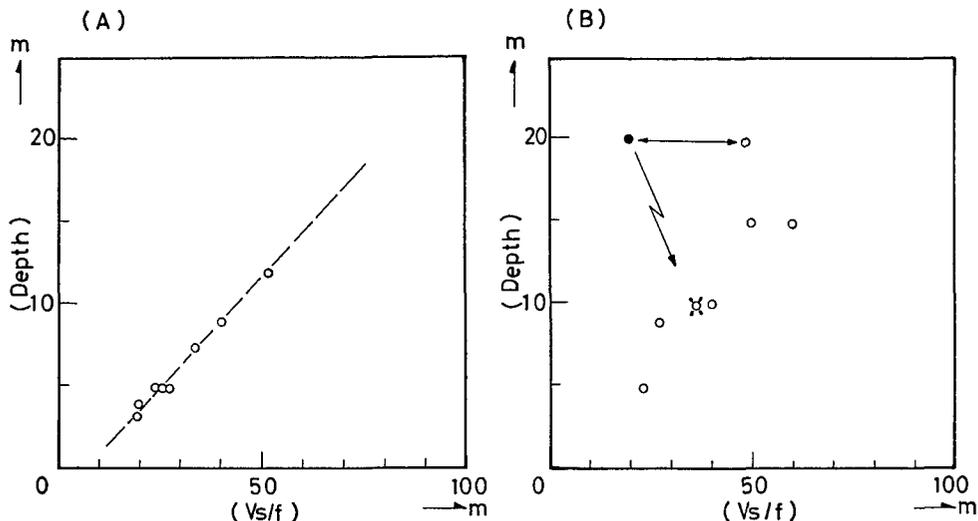


Fig. 20 (A), (B). Relation of wave-length (L) to depth (H) in the first layer. (L =S-wave velocity in the first layer-horizontal component predominant frequency of microtremor).

である。又速度については、表層のポアソン比が0.30位より小さいときは V_1 =P波の速度、ポアソン比が0.30位より大きいときは V_1 =S波の速度でレイリ波のノルマル・モードの極小群速度の周期は近似され、又、ラブ波については、 V_1 =S波の速度でノルマル・モードの極小群速度は近似されると述べられている。そこで Fig. 20 (B) について、これは上下、水平両成分の雑微動の卓越周波数が異なっている場合についてであり、○印は Fig. 19 (B) から Fig. 20 (A) のものを除いたものである。(A)と比較すると(B)はかなり

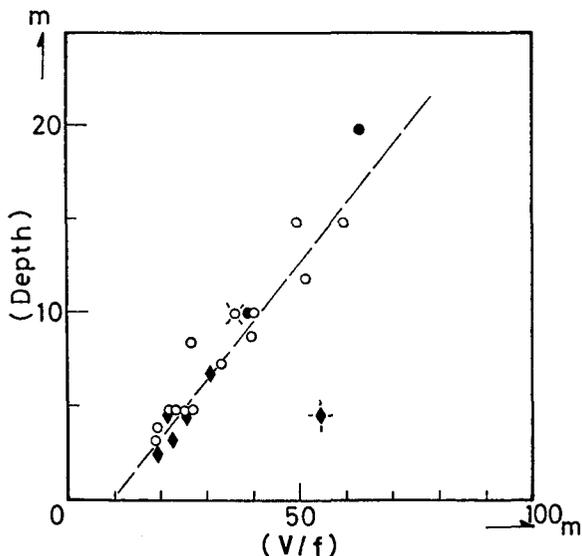


Fig. 21. Relation of wave-length to depth of the first layer.

のばらつきがあり、特に図中1番上の値が他に比して著しくはずれている(浦河町、絵笛地点)。ポアソン比を全ての地点について調べるとこの地点だけが0.3位になり他は0.4以上という面白い結果を得た。そこでこの地点については水平動の替りに上下動成分の卓越周波数を用い(図中●印)、さらにS波の速度の替りにP波の速度及びそのP波の層厚を用いて求めたのが図中○印である。こうすると(B)もかなり直線性がみられる様になる。こうして、Fig. 19,

Fig. 20 をまとめて最終的に L と H との関係を示したのが Fig. 21 である。○印は水平動成分の卓越周波数と S 波の速度、●印は上下動成分のそれと S 波の速度（これは水平動成分の雑微動の測定がない為）、○印は Fig. 20 (B) の補正したもの、◆印及び◊印は、ALLAM (1967), *et al.* により発表された論文より、水平動成分の雑微動の卓越周波数と S 波の速度の資料を用いて参考までに波長一層厚の関係を求めて一諸に図示したものである。Fig. 21 から L と H との関係を最小二乗法にて求めると

$$H = 0.31 \cdot L - 3.0 \quad (5)$$

となる。この様に、測定地点 17 ケ所と、参考資料の 6 ケ所計 23 ケ所中、1 ケ所 (◊印) を除いては、雑微動の卓越周波数と、地下の第 1 層目の厚さ及び弾性波速度との関係は (5) 式によって全て近似されたことになる。ここで Fig. 21 について考慮してみると：

(i) ALLAM and SHIMA の言う、基盤と地表層がはっきりしていないところでも、1 地点を除いて (5) 式が満足されている。

(ii) ほとんどが雑微動の卓越周波数と S 波の速度によるものばかりだが、表層のポアソン比が 0.30 の 1 地点だけは P 波の速度を用いなければ (5) 式は満足されない。

(ii) によれば、KANAI, *et al.* の言う雑微動が S 波の重複反射によると言う説明だけでは雑微動の説明は満足されないと言うことになる。

結局、雑微動の周波数と地下構造との関係を要約すると次の如くなる：

(a) (5) 式が TAZIME の言う 1/4 波長則にはほぼ一致していること。

(b) その雑微動が我々に提示してくれるのは最表層に関する情報だけであり、高々深度 20 m までのものである。

V. 雑微動の卓越周波数の時間的及び空間的变化

測定時間；雑微動の測定に当っては、一般に夜中の人為的騒乱の静まった時間を選んで行っているが、その点について、Fig. 22~Fig. 24 まで同一地点における雑微動の時間的变化を調べた例を 4 地点について図示する。Fig. 22 は札幌の真駒内及び釧路についての上下動成分のみの時間变化についてである。真駒内地点については、昼 9.5 c/s 附近に、夜には 4 c/s 附近に卓越した周波数がみられる。釧路については、夜昼共同じ様なスペクトルが得られている。Fig. 23 は札幌の大森地点の上下、水平両成分についてのスペクトルの時間变化である。上下動成分については、夜 4 c/s 附近、昼 2 c/s 又は 5 附近に卓越した周波数がある。水平動成分については、夜 3~3.5 c/s 附近に、昼 2 c/s 附近に卓越した周波数がある。又午前 4 時頃の測定では、スペクトルは平坦になってしまっている。Fig. 24 は札幌の中野地点についての上下動及び水平動成分のスペクトルの時間变化である。上下動成分については、20 時、22 時に 4 c/s、4 時に 7 c/s、8 時に 3 c/s、12 時に 3, 5, 7 c/s 附近にそれぞれ時間によって異なる卓越周波数がある。水平動については、昼夜共 3 c/s 附近に卓越した周波数がある。

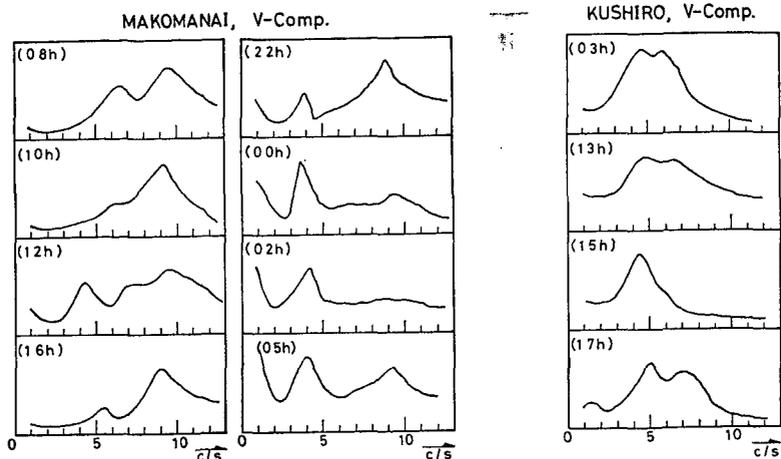


Fig. 22. Time variation of vertical component microtremors at Makomanai in Sapporo and at Kushiro.

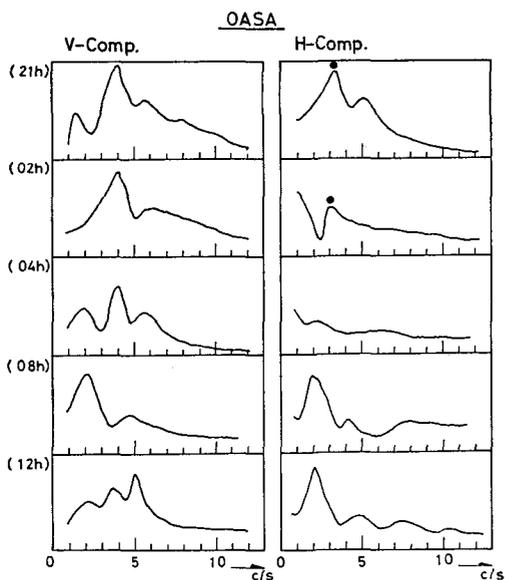


Fig. 23. Time variation of vertical and horizontal component microtremors at Oasa in Sapporo.

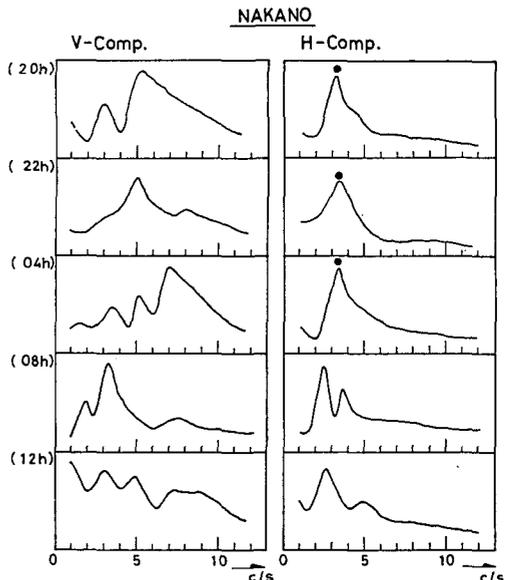


Fig. 24. Time variation of vertical and horizontal component microtremors at Nakano in Sapporo.

以上4地点について、雑微動の時間的変化をみた訳だが、スペクトルの卓越周波数は、夜と昼とは異っていると考える方が妥当であろう。それでは夜と昼とはどちらが地下の物理量を我々に与えてくれるかということについて、IV章の(5)式を用いて調べてみると大麻については夜21時頃の3.5 c/s、中野では3 c/sが(5)式を満足している。このことは雑微動を測定する際、一般にやられている様に、夜測定するので適当であることを意味している。そしてさらに、Fig. 23の大麻の4時のスペクトルが平坦になっていることから考え、夜中数回測定す

るのが賢明であることも我々に暗示している。

弾性波深査による地下構造と雑微動による地下構造； Fig. 25 に複雑な地下構造を示す浦河町柏団地の弾性波深査の結果 (A) と雑微動の各測定点でのスペクトルの水平成分と、それに IV 章の (5) 式を用いて雑微動のスペクトルの卓越周波数と第 1 層目の S 波の速度 150 m/s から求めた最表層の境界面について (B) に示した。(B) において破線はスペクトル図における卓

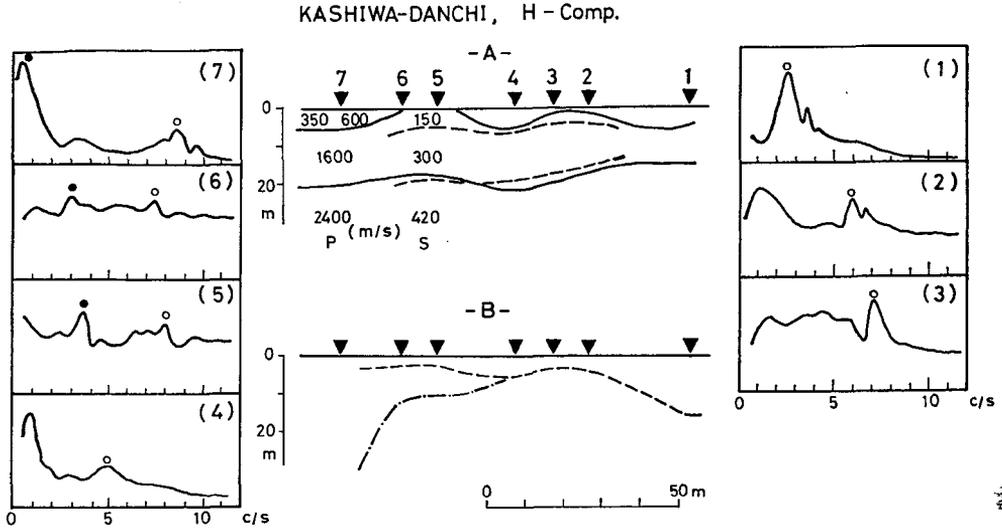


Fig. 25. Ground structure according to the results of seismic prospecting (A) and microtremors (B), and horizontal component microtremor spectra at Kashiwa-danchi in Urakawa.

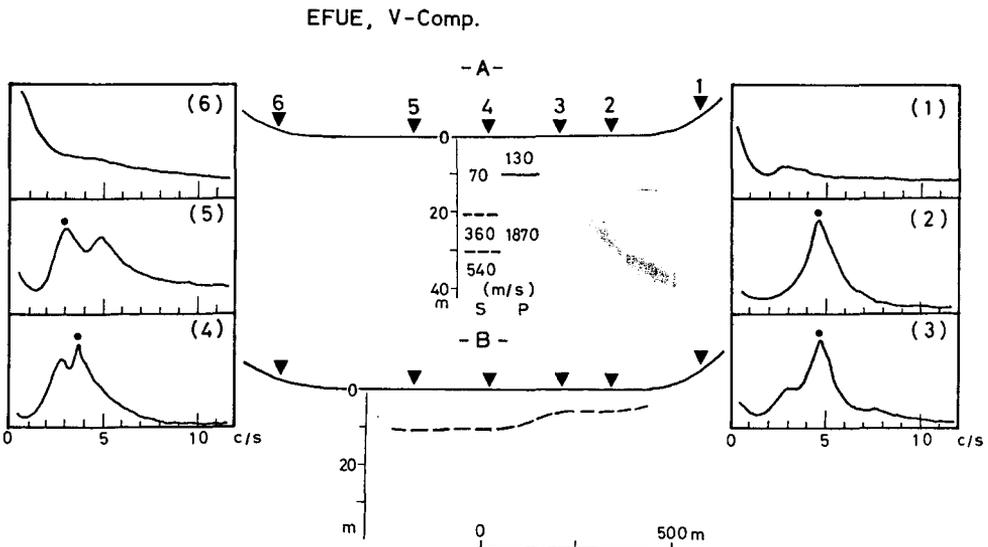


Fig. 26. Ground structure according to the results of seismic prospecting (A) and microtremors (B), and vertical component microtremor spectra at Efue in Urakawa.

越周波数○印から求めた境界面, 1点鎖線は●印から求めた境界面を示している. (A), (B)を比較してみると, かなりのよい一致がみられる. これは, 弾性波探査の最表層の複雑な境界面が正しいことを意味し, 逆に雑微動から地下構造を推定する場合(5)式が有効であることを支持した結果とも言える. 但し, 測定点7附近については, 弾性波探査の結果及び雑微動による境界面に双方共一考を要する.

次に Fig. 26 に広い範囲に渡り, 一様な速度層を持つと思われる浦河町絵笛について, 1地点の弾性波探査の結果から広い範囲の最表層の厚さを推定した例を示す. 図中(A)は雑微動の測定点1~6と, 4の地点における弾性波探査の結果であり, スペクトル図は表層のポアソン

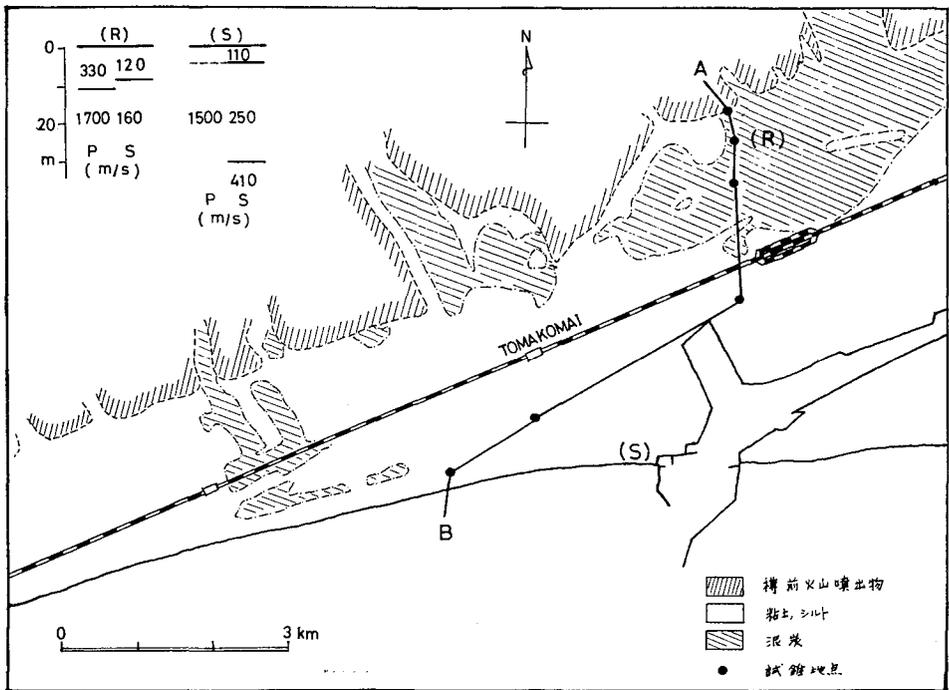


Fig. 27. Geological map in Tomakomai.

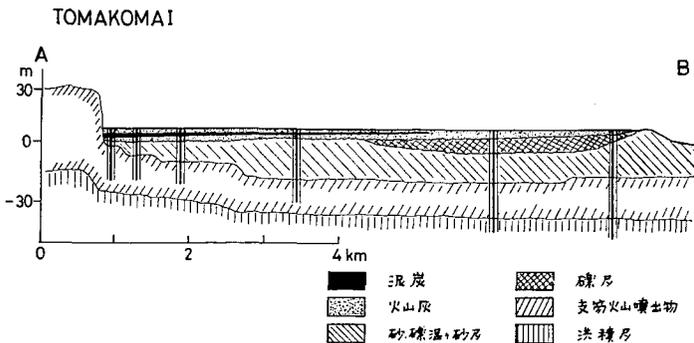


Fig. 28. Geological cross-section from A to B in Tomakomai.

比が0.30であることから上下動成分を示してある。スペクトル図をみると、1と6の両地点では他とは異っている。これは、1と6の両地点が山の登り口であることから他の4地点とは異った速度層を表層に持ったと考え、2~5の地点についてだけP波の最表層の速度130 m/sを雑微動の卓越周波数(図中●印で示してある)を用いて、(5)式からその層厚を求めたのが(B)の破線で示した境界面である。これをみると、堆積層の厚さが山の方へ行くに従って薄くなっている状態が示されている。これも又、前述の柏田地の場合と同様(5)式の使用が有効であったことを支持した結果と言える。

地質図と雑微動の対比；雑微動を用いて地下の情報を広範囲に渡り知るには、地質図を利用するのが有効であろうと考えられる。そこで、地質図と対比させた例について、苫小牧地区、函館地区の2地区について次に示す。測定は上下、水平両成分による多点測定で、苫小牧地区については53点、函館地区については33点行っている。まず苫小牧地区について、Fig. 27にその地質図を、Fig. 28にその断面図を示す。これをみると、この地区ではほとんど一様な地質構造を示しており、最表層は、泥炭、火山灰層である。Fig. 29, Fig. 30に、雑微動の卓越周波数と等周波数線を、それぞれ上下動成分、水平動成分について示した。Fig. 30をみると、山側から海に向って、卓越周波数の値がほぼ海岸線に平行に大きくなっている。それに対して、Fig. 29はかなり複雑である。又、Fig. 27中、(R)と(S)の2地点については弾性波探査が行なわれており、その速度分布が図中左上に示す様に判っている。そこで、Fig. 30の水平動成分の雑微動の測定結果を用い、この地区では表層のS波の速度が一様に120 m/s前後であるとすると、IV章の(5)式を使って次のことが言える。卓越周波数が2 c/sでの表層の層厚は15 m位、3 c/sでは9 m位、5 c/sでは5 m位と雑微動から得られる表層の泥炭、火山灰層の層厚が推定されるが、これは地質断面図とはほぼ一致した値を示している。このことは、雑微動を使って、地質図を参考にして、数点の弾性波探査の結果から広範囲の地区の表層の層厚を推定することが可能であることを意味している。但し、雑微動の卓越周波数が0.7 c/s附近の地区、及び水平動成分の山ぎわで1 c/s附近の値を示す地区については、地質図との対応が上述の様にS波の速度を120 m/sec.で計算すると困難であり、表層のS波の速度がこの地区では他とは異っていると考えられる。

次に函館地区について、苫小牧地区と同様、Fig. 31に地質図を、Fig. 32にその断面図を、Fig. 33, Fig. 34に雑微動の卓越周波数と、等周波数線をそれぞれ上下動、及び水平動成分について示す。ここで注目すべきは、地質図及び地質断面図中の段丘堆積物の部分である。今特にその表層として、段丘堆積物の層がなくなり、砂層、粘土・シルト層が表層となる境いに着目するなら、雑微動の上下動成分に、さらにはよりはっきりと水平動成分にその境いが見い出せる。段丘堆積物のS波の速度を弾性波探査の結果から一様に260 m/sec.と仮定し、(5)式からその厚さを求めると、5 c/sで13 m位、10 c/sで5 m位となり、地質図との対応が苫小牧と同様良い。函館市については、苫小牧市の様には地質構造が一様でない為、等周波数線も引き

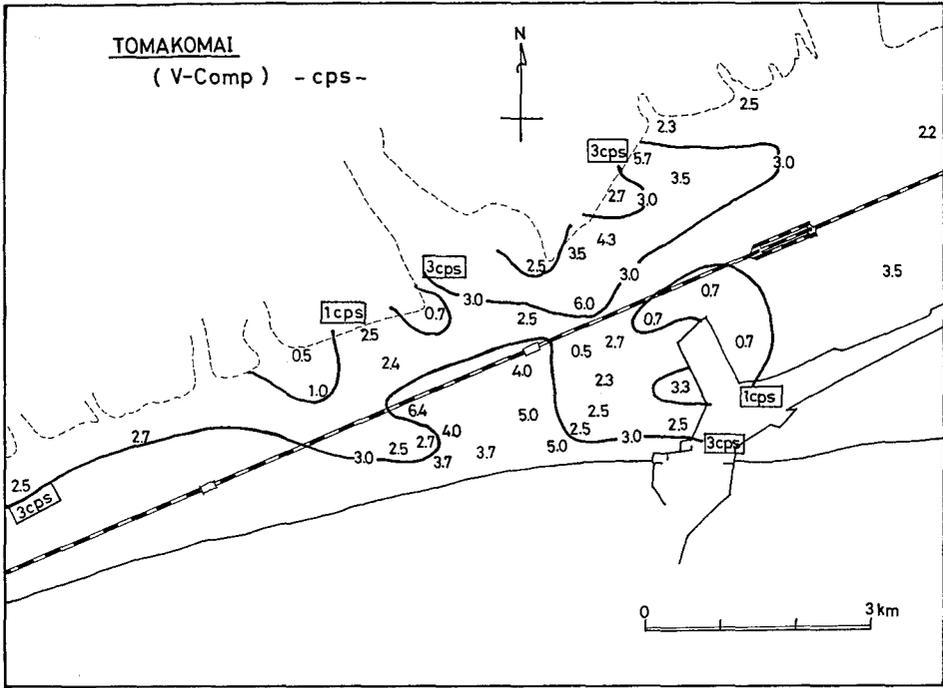


Fig. 29. Distribution of predominant frequencies of vertical component microtremors and equivalent frequency contours in Tomakomai.

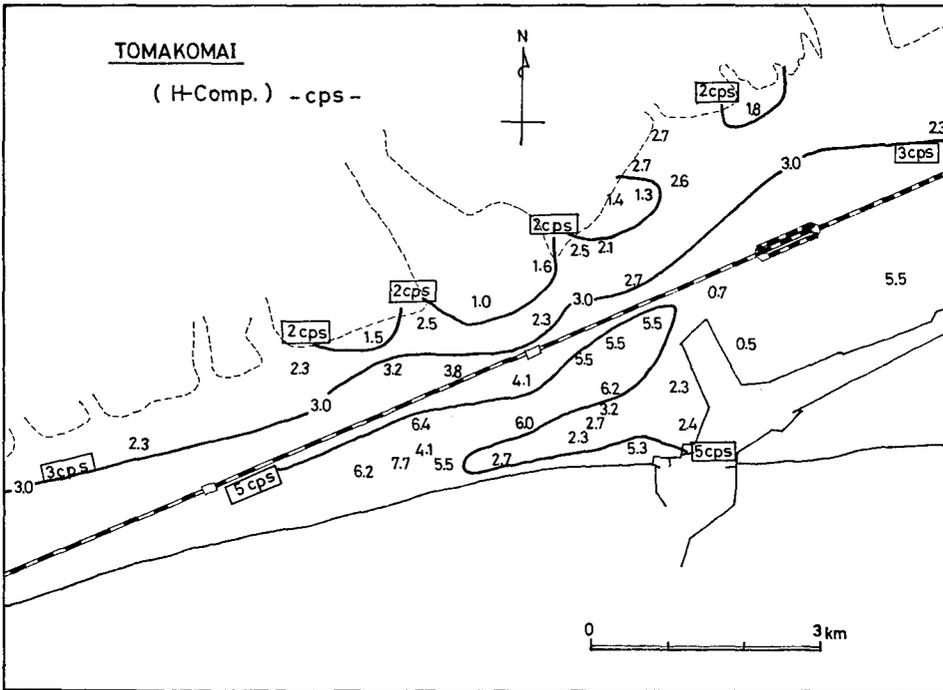


Fig. 30. Distribution of predominant frequencies of horizontal component microtremors and equivalent frequency contours in Tomakomai.

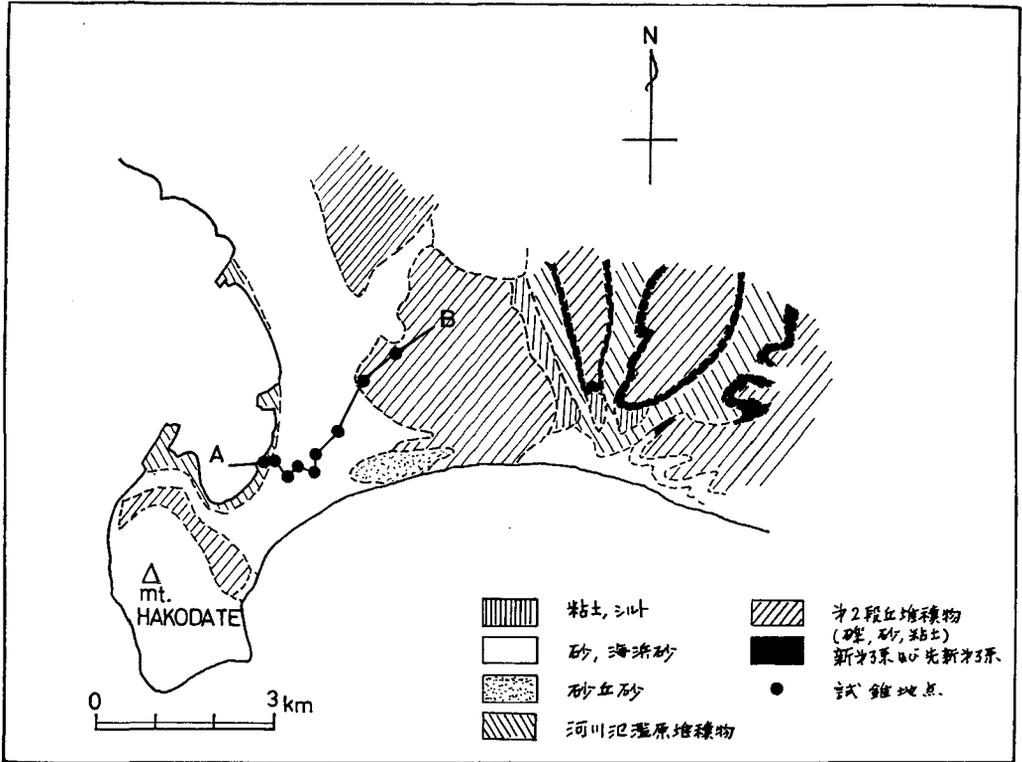


Fig. 31. Geological map in Hakodate.

にくく、上述以外の部分についてはその意味するものが明白ではない。しかし、地質構造の異なる各部分についても、それぞれ雑微動の測定点をもっと増すことにより、地質図との対応、及び各部分のそれぞれの表層の層厚を求めることは可能であろう。

震度分布と雑微動の対比；最後に、上述の苫小牧市及び函館市については、1968年5月の十勝沖地震の震災をもとにした震度分布図がある。Fig. 35,

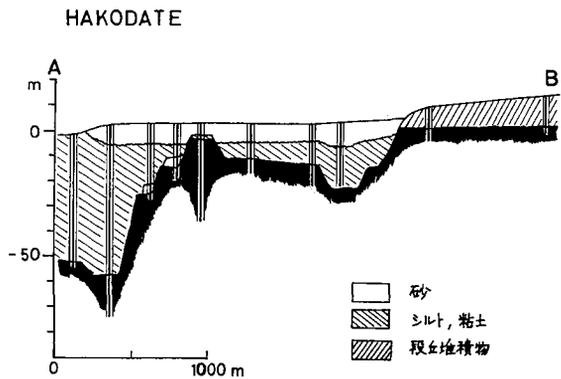


Fig. 32. Geological cross-section from A to B in Hakodate.

Fig. 36 に苫小牧市及び函館の震度分布図を示す。まず苫小牧地区については、ほぼ全域が震度5であり、一部震度4の地域がある。図中破線は震度5を2つに分けた5+と5-との境界線であり、実線は震度5と震度4との境界線である。雑微動の結果 (Fig. 29, Fig. 30) と比較すると、北側については雑微動の水平動成分のほぼ2.5 c/sの等周期数線が震度5+と5-の境界

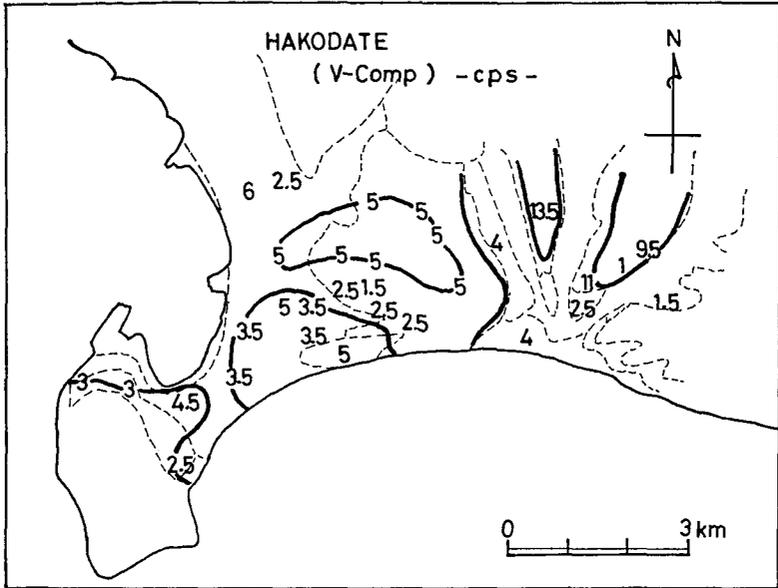


Fig. 33. Distribution of predominant frequencies and vertical component microtremors and equivalent frequency contours in Hakodate.

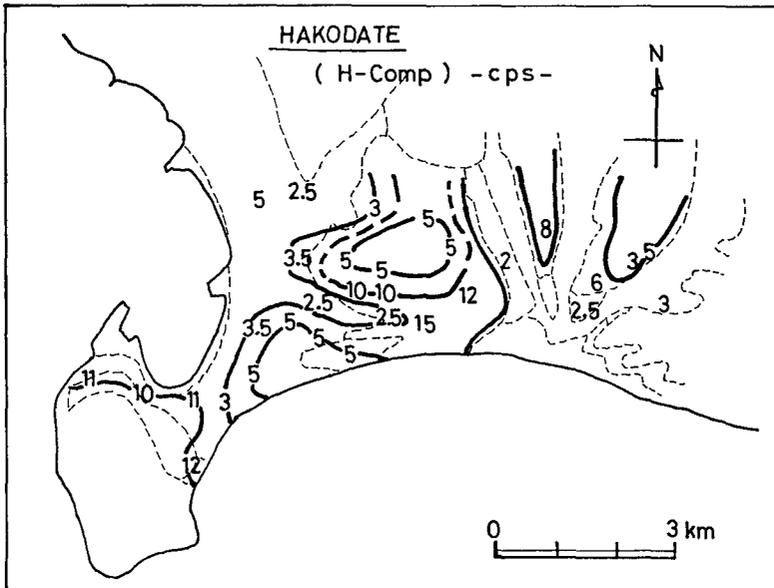


Fig. 34. Distribution of predominant frequencies of horizontal component microtremors and equivalent frequency contours in Hakodate.

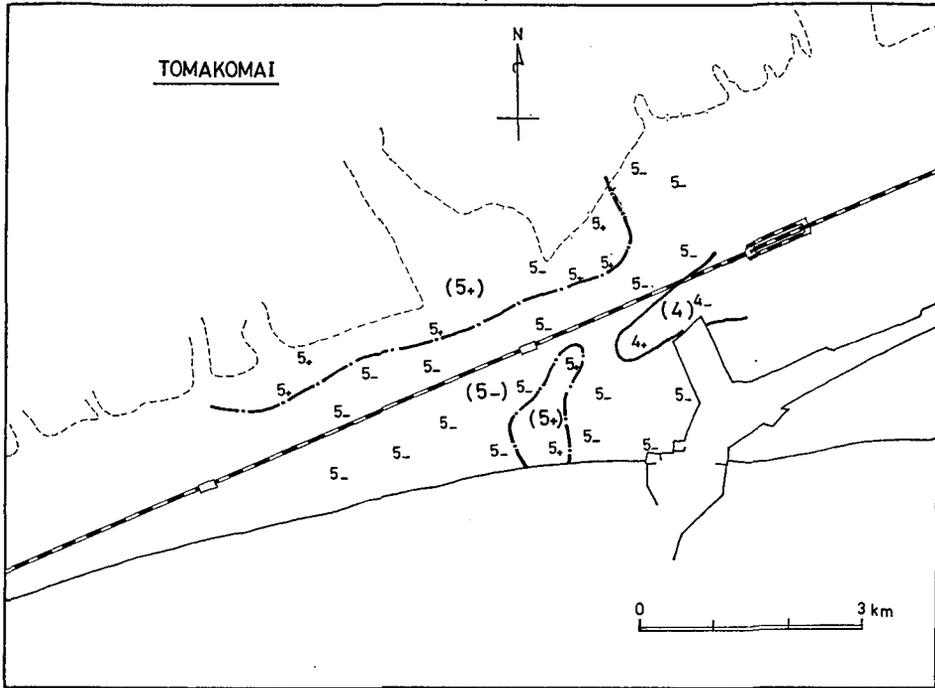


Fig. 35. Distribution of seismic intensities in Tomakomai for the Tokachi-oki earthquake of 1968.

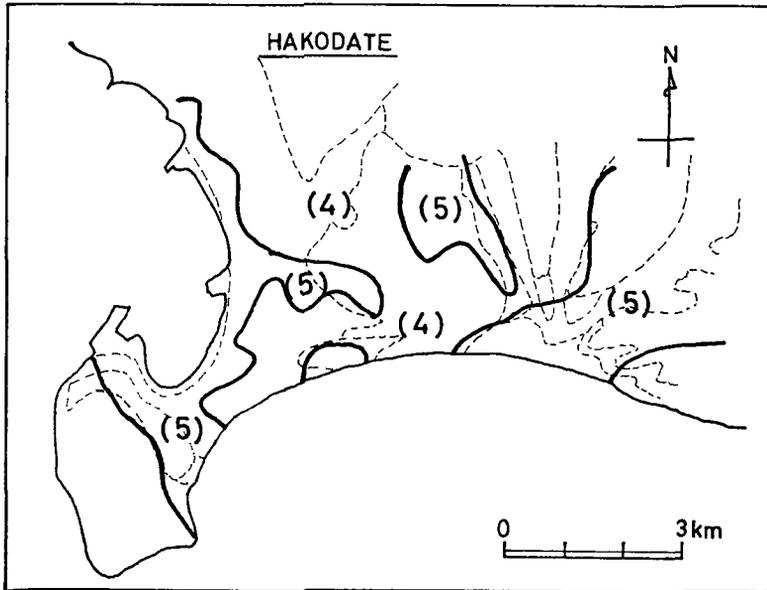


Fig. 36. Distribution of seismic intensities in Hakodate for the Tokachi-oki earthquake of 1968.

線に一致している。表層の S 波の速度をこの地区では一様に 120 m/sec. 前後とすると、表層の層厚が 10 m 位を境にして深いところでは震度 5+, 浅いところで 5- と言うことになる。しかし、南の部分についてみると、卓越周波数が 2.5 c/s 以下でも震度 5- の値を示す地域もあり、5.5 c/s の値のところでは震度 5+ とする地域もある。さらに震度 4 の地域については、雑微動の図では 1 c/s 以下の値の部分に当り、S 波の速度を 120 m/sec. でその厚さを考えると、又矛盾した結果となる。次に函館市については、Fig. 34 と比較してみると、大体 3 c/s 附近を境いに震度 4 と 5 の境いがみられる。

この様に、震度と雑微動の間には何らかの対応がありそうだが、現段階ではそれらをすぐに結びつけるのは困難であり、その関係付けには今後もまだ問題が残されている。

謝 辞

この研究に当っては、秋田大学教育学部助教授野越三雄、応用地質調査事務所吉村正義、北大工学部建築工学科助手長能正武、北大理学部地球物理学科坂尻直巳の各氏の協力を得て測定を行なった。多くの助言をいただいた田治米鏡二教授、そして大変お世話になった田治米研究室の皆様、ここに記して感謝の意を表わす。

計算は、北大電子計算センターの NEAC 2203 G 及び、北大大型電子計算センターの FACOM 230-60 で行なった。又一部スペクトルを求めるのに明石製作所開発の「実時間スペクトル解析装置」を使用させていただいた。

文 献

- AKAMATU, K., 1962. On Microseisms in Frequency Range from 1 c/s to 200 c/s, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **39**, 23-75
- AKI, K., 1957. Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Wave with Special Reference, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **35**, 515-456
- ALLAM, A. and SHIMA, E., 1967. An Investigation into the Nature of Microtremor, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **45**, 43-59
- BLOCH, S. and HALES, A. L., 1968. New Technique for the Determination of Surface Wave Phase Velocities. *B.S.S.A.*, **58**, 1021-1034
- DOUZE, E. J., 1964 a. Rayleigh Wave in Short-Period Seismic Noise. *B.S.S.A.*, **54**, 1197-1264
- DOUZE, E. J., 1964 b. Noise Attenuation in Shallow Holes. *B.S.S.A.*, **56**, 619-632
- DOUZE, E. J., 1967 c. Signal and Noise in Deep Wells. *Geophysics*, **24**, 721-732
- DOUZE, E. J., 1967. Short-Period Seismic Noise. *B.S.S.A.*, **57**, 55-81
- GUPTA, M. N., 1965. Standing-Wave Phenomena in Short-Period Seismic Noise. *Geophysics*, **30**, 1179-1186
- IYER, H. M., 1964. A Frequency-Velocity-Energy Diagram for the Study of Dispersive Surface Waves. *B.S.S.A.*, **54**, 183-190
- KANAI, K., TANAKA, T. and OSADA, K., 1954. Measurement of Microtremor I, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **32**, 199-209
- KANAI, K., TANAKA, T. 1961. On Microtremors VIII, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **39**, 97-114
- KANAI, K., TANAKA, T. and YOSHIZAWA, S., 1965. On Microtremors IX, *Bull. Earthq. Res.*

Ins., 43, 577-588

- 北大理学部地球物理学教室, 1969. 北海道内の震度分布詳細報告. 1968年十勝沖地震調査報告, 85-102
- 小柳敏郎, 1967. 弾性波による釧路市の地盤調査(2). 北海道災害研究グループ, 2, 41-59
- 小柳敏郎・本山満雄, 1969. 手稲B測線の地下構造(II). 地震探鉱グループ会報, 50, 24-27
- 本谷義信, 1962. 地表の微動について. 北大地物研究報告, 9, 77-86
- 森谷武男, 1969. 安価にできるポータブル・データレコーダ. 地震, 22, 146-147
- 湊 正雄・他, 1969. 苫小牧市周辺地質図(主として地震災害対策についての地盤図)
- 湊 正雄・他, 1970. 函館市周辺地質図(主として地震災害対策についての地盤図)
- 野越三雄・五十嵐 亨, 1970 a. 微動の振幅特性(その1). 地震, 23, 281-303
- 野越三雄・五十嵐 亨, 1970 b. 微動の伝播性. 地震, 23, 264-280
- 野越三雄・五十嵐 亨, 1971 a. 微動の振幅特性(その2). 地震, 24, 26-40
- 野越三雄・五十嵐 亨, 1971 b. 微動と地震動災害について. 北大地物研究報告, 26, 169-191
- SHIMA, E., 1962. Modifications of Seismic Wave in Superficial Soil Layers as Verified by Comparative Observations on and beneath the Surface, Bull. Earthq. Res. Ins., 40, 187-259
- 坂尻直巳・五十嵐 亨・田治米鏡二, 1968. 札幌市周辺の雑微動の測定. 北海道災害研究グループ, 2, 61-75
- SATO, Y., 1955. Analysis of Dispersed Surface Waves by Means of Fourier Transform 1, Bull. Earthq. Res. Ins., 33, 33-47
- TAZIME, K., 1957. Minimum Group Velocity, Maximum Amplitude and Quarter Wave-Length Law, J. Phys. Earthq., 5, 43-50
- TAZIME, K., 1962. Dispersive Rayleigh Waves in a Layer Overlying a Half Space, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1, 449-458
- TOKSÖZ, M. N., 1964. Microseisms and an Attempted Application to Exploration. Geophysics, 24, 154-177
- 田治米鏡二・岡田 広・本山満雄・前川 博, 1968. 弾性波による札幌市およびその周辺の地盤調査. 北海道災害研究グループ, 3, 19-38
- 田治米鏡二・他, 1969. 弾性波による苫小牧市の地盤調査. 北海道災害研究グループ, 4, 27-46
- 田治米鏡二・吉井敏尅・五十嵐 亨, 1969. 青森県長泥橋の橋脚の振動測定と地盤調査. 北大地物研究報告, 21, 133-150
- 田治米鏡二・本山満雄・前川 博, 1970. 弾性波による函館市の地盤調査. 北海道災害研究グループ, 5, 17-65
- 田治米鏡二・前川 博・広田知保・殿内啓司, 1971. 弾性波による浦河町の地盤調査, 6, 38-70
- 吉村正義・坂尻直巳・五十嵐 亨, 1967. 釧路市および札幌市郊外の雑微動の測定. 北海道災害研究グループ, 2, 61-75