



|                  |   |
|------------------|---|
| Title            | 8. 小爆発による表面波の減衰   |
| Author(s)        | 前川, 博; MAEKAWA, Hiroshi   |
| Citation         | 北海道大学地球物理学研究報告, 22, 109-123   |
| Issue Date       | 1969-08-30  |
| DOI              | <a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.22.109">https://doi.org/10.14943/gbhu.22.109</a> |
| Doc URL          | <a href="https://hdl.handle.net/2115/13966">https://hdl.handle.net/2115/13966</a>       |
| Type             | departmental bulletin paper   |
| File Information | 22_p109-123.pdf   |



## 8. 小爆発による表面波の減衰

前 川 博

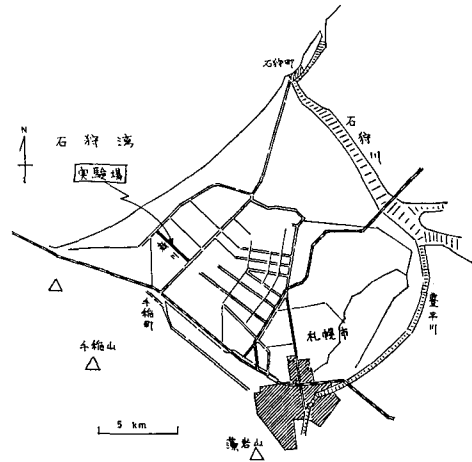
(北海道大学理学部地球物理学教室)

—昭和44年4月受理—

### 1. はじめに

地震波動の減衰について、完全弾性体でない媒質中を波動が伝播する場合、波動は吸収を受け熱エネルギーに変換され、振幅は減衰する。この減衰の度合を表わす量として $Q^{-1}$ が用いられている。 $Q^{-1}$ については周波数に依存するとかしないとか種々議論されている。地震波における周波数範囲内では、減衰係数 $K(f)$ は周波数に依存するが、 $Q^{-1}$ は一定であるという経験則がある。この立場で長周期表面波等から地球内部の $Q^{-1}$ (=一定)を得ようと試みられている<sup>1)~5)</sup>。そこで、我々は小規模な野外実験から得られた表面波について減衰を調べてみた。

今回の実験場は岩盤などと違い、堆積層である。このような層では、当然弾性体でないため、吸収が非常に大きいことが期待される。実験の結果、 $Q(f)^{-1}$ は周波数分布を示した。しかし、各層については $Q^{-1}$ は一定であるという立場をとり、この周波数分布は地下構造による $Q^{-1}$ (=一定)の違いによるものとする。そこで、この $Q(f)^{-1}$ の周波数分布を説明出来るような各地層の $Q^{-1}$ (=一定)を求めることを試みた。



第1図 実験場の位置

Fig. 1. Positions of the experiments.

### 2. 実験場所及び方法

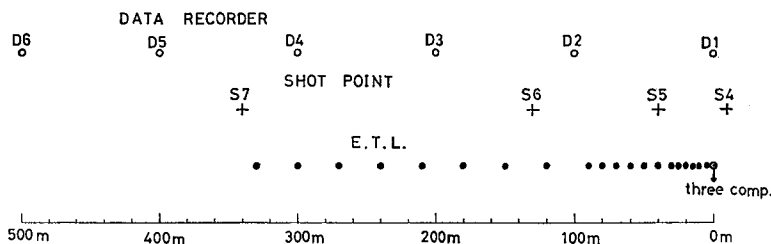
実験は札幌市郊外の手稲町新川において、

- 1) DON. L. ANDERSON and C. B. ARCHAMBEAU; The Anelasticity of the Earth, J. G. R., 69 (1964), 2071-2084.
- 2) DON. L. ANDERSON; Latest Information from Seismic Observation, Physics and Chemistry of the Earth (Pergamon Press), 355-420.
- 3) DON. L. ANDERSON; Recent Evidence Concerning the Structure and Composition of the Earth's Mantle (Pergamon Press), 1-131.
- 4) 島津康男 (著); 地球内部物理学 (裳華房), 146-167.
- 5) Y. SATÔ; Attenuation, Dispersion, and the Wave Guide of the G Wave, B.S.S.A., 48 (1958), 231-251.

8月28日に地震探鉱実験グループと共に行なった。実験場の位置を第1図で示す。

現場は水田地帯の農道で、道の部分だけ盛り土してあり、その下は砂質粘土類が続いているようである(第8図参照)。

この実験の目的とする波群はレーレー波、ラブ波そして実体波である。(実際には実体波については解析出来なかった。)測線の概略を第2図に示す。



第2図 地震計及び爆破点の配置

Fig. 2. Disposition of geophones and shot holes.

ラブ波を得るために、測線に対し transverse な成分が得られるように 1 cps の水平動地震計を 100 m 間隔で 6 個設置した。なお、出来るだけ地動を正確にとるために、コンクリート板を埋め込み、その上に地震計を置くようにした。この場合の記録は森谷式データ・レコーダーを用いた。図中には D で印してある。

レーレー波については北大所有の地震探鉱器 (E. T. L.) を使用した。この場合、地震計は 4.5 cps の探鉱用上下動地震計を用い、さらに、基点に三成分地震計 (4.5 cps) を設置した。地震計間隔は図 (E. T. L. と印してある測線) からわかるように、5 m, 10 m, 30 m と変化させてある。これは実体波の初動部分 (屈折波) を出来るだけ一つの層について多くとらえようと試みたものである。

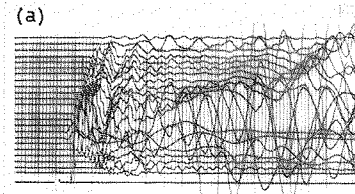
爆破点は図中に S で印してある。また、爆破深度はすべて 5 m である。薬量は S4 で 100 g, 1 kg, そして S5, S6, S7 では順番に 500 g, 1 kg, 2 kg, である。

### 3. データ

レーレー波について、かなり沢山の記録が得られたけれども、波形を問題にするため、ノイズが少なく、波形が記録紙上にうまくおさまっていて、さらに、観測された距離が十分大きいというような記録を選択した。

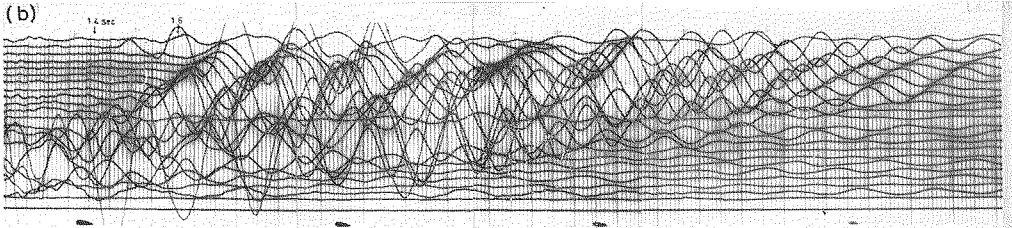
爆発点が S7 の場合の記録が第3図に示されている。time mark は 0.01 秒間隔である。

記録を概観すると、まず初動部分 (I 群) については (第3図 (a)) 振幅の小さい 50 cps ぐらいの波が 10 cps ぐらいの波の上に重なっているのがよくわかる。また、見掛け上減衰がはげしいように思われる。これは定性的には薄く、そして比較的大きい速度の層が表層にあることによると考えられる。



第3図 上下動地震計を用いて得られた記録  
(a) 初動部分 (b) 表面波の部分

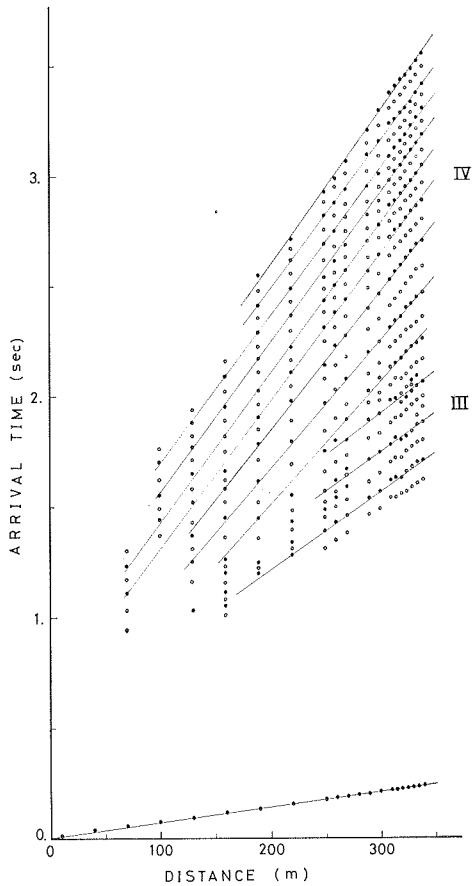
Fig. 3. Records of the vertical component of ground motion.  
(a) Primary parts (b) Surface waves



次に、II群に相当する部分について、記録を調べると、そのような位相が見つからない。強いて言うならば、10 cps ぐらいの波が相当するのかも知れない。しかし、震央距離が大きくなってもほとんど1サイクル半であり、分散している様子もない。したがって、これはI群に属するものと考えた方がよい。II群について、他の論文<sup>6),7)</sup>では爆発深度が40mであっても発生している例がある。この実験では爆発深度は5mであるから、II群が現われてもよいはずである。にもかかわらずII群が現われなかったことはこの実験場の一つの特徴でもある。

また、III、IV群については(第3図(b))非常にはっきりと現われている。走時曲線を第4図に示す。図中のIII、IVは波群の分類でIII群、IV群のことである。波群が現われてから衰えるまで全部記録されているIV群に着目し、III群については今回は問題にしない。

ラブ波については、単純爆発で得られるか

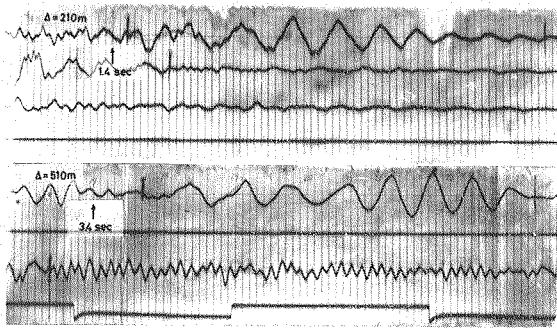


第4図 前図の山谷の走時 plots

Fig. 4. Time-distance plots of every peak in Fig. 3.

6) H. OKADA; Analyses of Seismic Waves Generated by Small Explosion (experiment at Ima-machi, Niigata Prefecture), J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 2 (1965), 197-237.

7) 小柳敏郎; 高田市郊外で行なわれた小爆破実験の際に観測された波群, 北大地球物理報告, 15 (1966), 111-128.

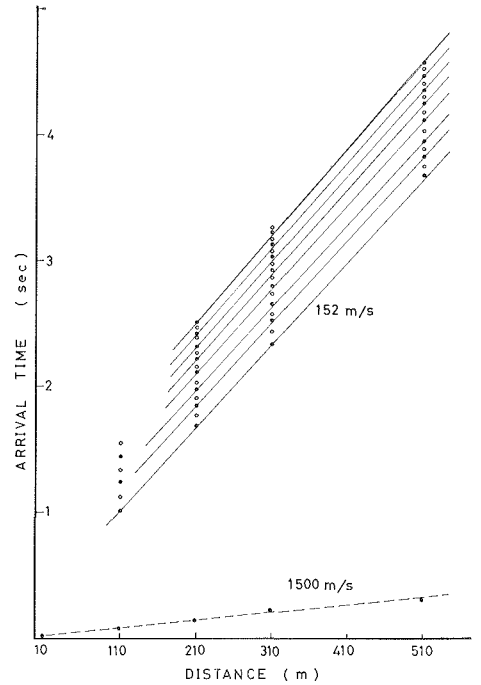


第5図 水平動地震計を用いて得られた記録  
 Fig. 5. Records of the transversal component of ground motion.

どうか問題である。しかし、ラブ波らしき波群がとにかく得られたようである。

記録の例を第5図に示す。time mark は 0.02 秒間隔である。走時曲線を第6図に示す。

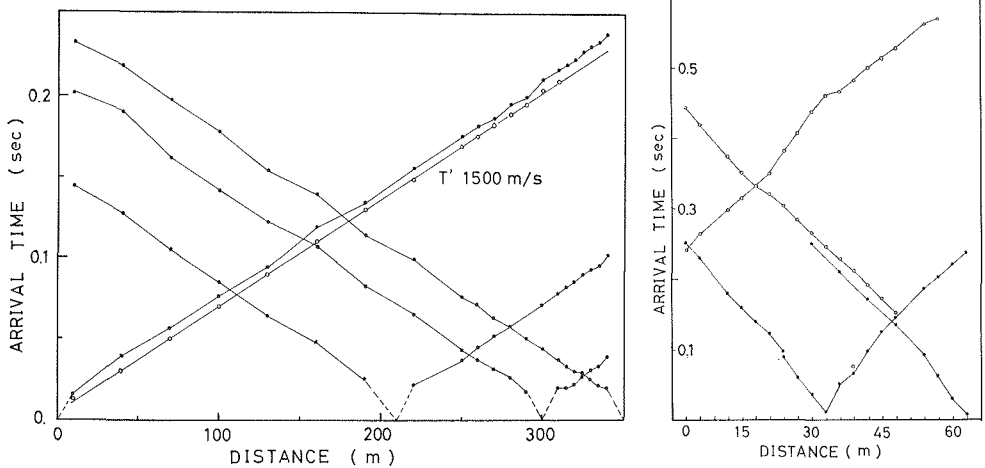
見掛け上 7 cps の波が卓越しているのが目立つ。



第6図 前図の山谷の走時 plots  
 Fig. 6. Time-distance plots of every peak in Fig. 5.

#### 4. 地下構造

同じ実験場において、SH 波、P 波による屈折法が行なわれた。P 波については我々の記録を用いることが出来たが、SH 波については我々の測線に直交する測線でのデータを用い



第7図 屈折法による初動部分の走時 plots  
 (a) P 波の場合, (b) SH 波の場合  
 Fig. 7. Time-distance plots of the first break.  
 (a) P-wave refraction (b) SH-wave refraction

ねばならなかった。第7図(a)にP波、(b)にSH波の走時曲線を示す。(a)におけるT<sub>v</sub>は「はぎとり走時」<sup>8)</sup>を意味する。

これを解析して求めた地下構造を第8図に示す。柱状図は作孔者の報告によるもので、SH波による構造とかなりよく一致している。走時では凹凸があるが、これらはほとんど読み取り誤差の範囲内であるから、かなり単純な3層構造とみてよい。

5. Q<sup>-1</sup>の解析方法

ある波群に着目し、周波数別にその減衰係数

K(f)を考える。絶対量が得られるに越したことはないが、それは仲々困難なことである。しかし、器械の周波数特性を求めることはその感度を求めるよりも簡単である。そこで、次のようなことを考えた。まず、2点以上の観測点で得られた同一波群のスペクトラムをA<sub>n</sub>(f), (n=1, 2, 3, …)とし、ある周波数f<sub>0</sub>を基準として、次のような規準化した量を考える。

$$B_n(f) = A_n(f)/A_n(f_0) \quad (n = 1, 2, 3, \dots) \tag{1}$$

ここで

$$A_n(f) = X(r_n) \cdot A_0(f) \cdot M_n(f) \cdot O(f) \cdot K(f, r_n)$$

X(r<sub>n</sub>): 波の拡がりによる減衰

A<sub>0</sub>(f): 波群の特性

M<sub>n</sub>(f): 観測器械等の特性

O(f): 震源の特性

K(f, r<sub>n</sub>): 地層内の内部摩擦による減衰

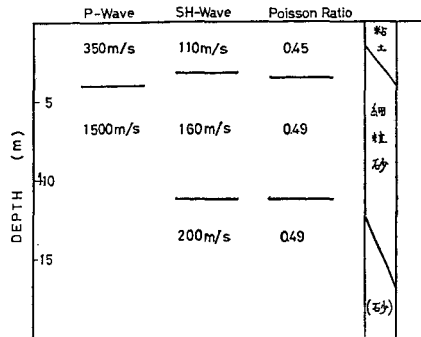
そして、B<sub>n</sub>(f)/B<sub>1</sub>(f)の対数をとると、結果は、

$$\begin{aligned} \log B_n(f) - \log \frac{M_n(f)}{M_n(f_0)} - \log \frac{K(f, r_n)}{K(f_0, r_n)} \\ = \log B_1(f) - \log \frac{M_1(f)}{M_1(f_0)} - \log \frac{K(f, r_1)}{K(f_0, r_1)} = const. \end{aligned} \tag{2}$$

いま  $K(f, r) = e^{-K(f) \cdot r} \tag{3}$

とおくと、(2)式は、

$$\log B_n(f) - \log \frac{M_n(f)}{M_n(f_0)} = -\{K(f) - K(f_0)\} \cdot (r_n - r_1) \cdot \log e + const. \tag{4}$$



第8図 前図の解析から得られた実験場の地下構造

Fig. 8. Subsurface structures obtained from P and SH-wave refraction.

8) 田治米鏡二; 新潟県見附市郊外の小発破実験場で行なった屈折法による地下探査, 北大地球物理報告, 11 (1963), 113-168.

観測器械の総合周波数特性が目的の範囲内で一定であれば、

$$M_n(f)/M_n(f_0) = \text{const.}$$

となり一層簡単になる。すなわち、

$$\log B_n(f) = -\{K(f) - K(f_0)\} \cdot (r_n - r_1) \cdot \log e + \text{const.} \quad (5)$$

ここで、

$$\mathbf{K}(f) \equiv K(f) - K(f_0) \quad (6)$$

とおくと、 $\mathbf{K}(f)$  は周波数  $f_0$  の波の減衰係数  $K(f_0)$  を基準とした相対的な減衰係数を表す。また、 $Q(f)^{-1}$  は、

$$Q(f)^{-1} = \frac{K(f) \cdot c}{\pi \cdot f} = \frac{c}{\pi \cdot f} \{K(f) + K(f_0)\} \quad (7)$$

ここで、 $c$  は位相速度、 $f$  は周波数である。

$$\mathbf{K}(f) \cdot c / (\pi \cdot f) \equiv Q^*(f)^{-1} \quad (8)$$

とすると、(7) 式との関係は

$$Q(f)^{-1} = Q^*(f)^{-1} + Q(f_0)^{-1} \quad (9)$$

となる。

我々は各地層について  $Q^{-1}$  は一定であるという立場で  $Q(f)^{-1}$  の周波数分布を解釈してゆこうと思う。すなわち、 $Q(f)^{-1}$  の周波数依存性が地下構造による  $Q^{-1}$  (=一定) の違いによるものであると考える。

もともと  $Q^{-1}$  の定義は

$$Q^{-1} = \Delta E / (2\pi E) \quad (10)$$

であらわされる。ここで、 $E$  は一つの系に貯えられているポテンシャルエネルギーで、 $\Delta E$  は 1 サイクルの間に逸散するエネルギーである。このようにエネルギーの消耗率から出てきたものであるから、 $Q^{-1}$  はエネルギーについて考えてゆけばよい。

ある周波数  $f$  について各層の運動エネルギーの分布から近似的に  $Q(f)^{-1}$  と各層の  $Q_j^{-1}$  ( $j=1, 2, 3, \dots$ ) との関係<sup>9)</sup> は

$$Q(f)^{-1} = \sum E_j(f) \cdot Q_j^{-1} / \sum E_i(f) \quad (11)$$

で表わされる。(11) 式の  $E_j(f) / \sum E_i(f)$  は波群が決まれば理論的に振幅分布から得られる。

着目する波群がどのような波であるか調べるためには、実測の分散曲線と理論分散曲線とを比較してみればよい。減衰があってもそれほど位相には変化を与えないと考えられるので、完全弾性体としての近似で十分と考える。

9) N. A. HASKELL; The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media, B. S. S. A., 43 (1953), 17-34.

ここで、運動エネルギーの分布について、レーレー波の場合をとってみると、 $E$ は<sup>10)</sup>,

$$E = \frac{1}{2} \int \rho \cdot (\dot{u}^2 + \dot{w}^2) dz \quad (12)$$

$\dot{u}$ : radial 成分の変位の速度  
 $\dot{w}$ : vertical 成分の変位の速度  
 $\rho$ : 密度

で表わされる。そして、 $\dot{u}$ ,  $\dot{w}$  は地表において  $\dot{u}=1$  として、それに対する  $\dot{u}$  及び地下におけるそれらの分布を規準化したものである。(11) 式の  $E_j(f)/\sum E_i(f)$  はこの規準化されたものから計算出来る。したがって、(11) 式から  $Q(f)^{-1}$  が層の数以上に得られるならば各層の  $Q_j^{-1}$  を求めることが出来る。

ところが、この実験では  $Q^*(f)^{-1}$  は求まるけれども  $Q(f)^{-1}$  を得るためには何らかの方法で基準になっている  $Q(f_0)^{-1}$  の値を求めなければならない。絶対量が求まらなかった以上、何らかの仮定のもとに導き出し推定するより仕方がない。ただ、

$$Q_j^{*-1} = Q_j^{-1} - Q(f_0)^{-1}$$

のかたちで議論することは出来る。

## 6. 解析結果

### 6.1 レーレー波

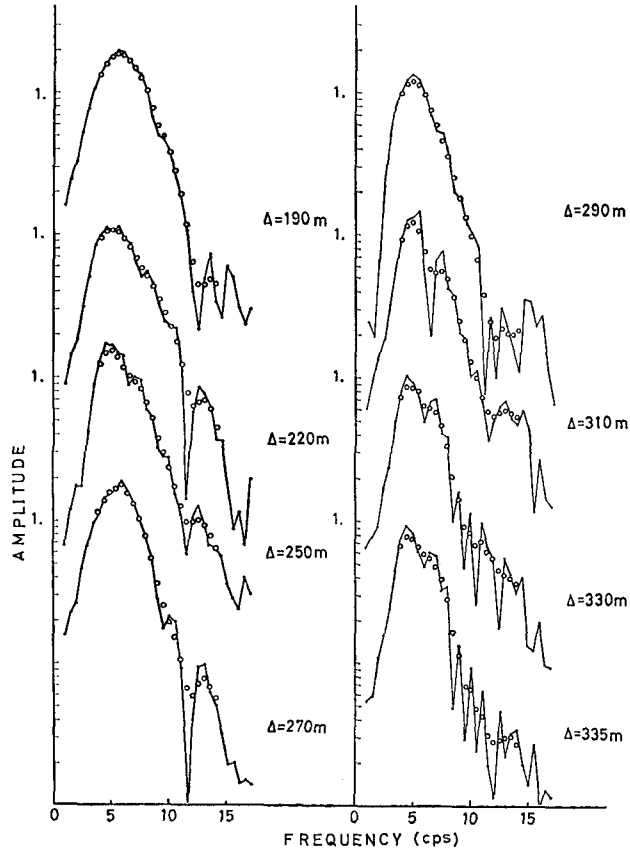
波群は第 IV 群に着目した。用いた記録の爆発点は第 2 図の S7、深度は 5 m、薬量 (ニトロン) 2 kg である。

スペクトラムを第 9 図に示す。図中の白丸はスムージングするため移動平均した値である。スペクトラムのかたちをみると震央距離が大きくなるに従って高い周波数の波が減衰する様子がうかがえる。

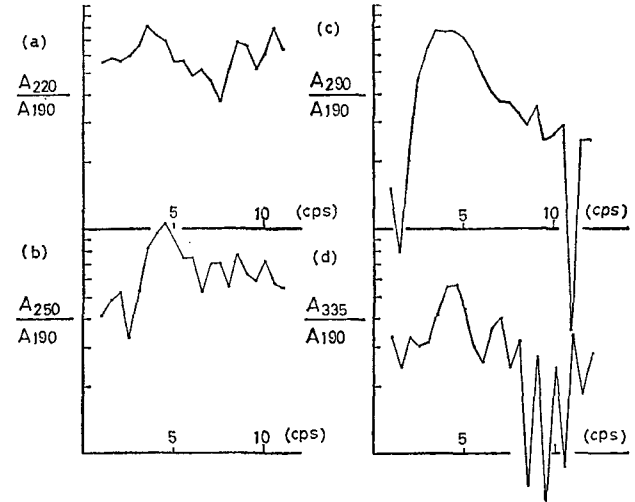
また、減衰が周波数に依存しているかどうかをみるために、各観測点におけるスペクトラムの比  $A(f)/A_0(f)$  をとって、その値が周波数の増加とともにどのように変わるかを調べて見た (第 10 図)。

$A_0(f)$  としては震央距離 190 m のものを用い、220, 250, 290, 335 m の  $A(f)$  との比をとった。この比は周波数に対して、直線で近似出来るようである。今、仮りに、 $Q^{-1}$  = 一定、位相速度  $c$  = 一定、 $d$  を震央距離とすると、第 10 図の曲線の勾配は  $\pi \cdot d / (Q \cdot c)$  に比例する。ところが、対象としている波群が分散性表面波であるため位相速度  $c$  だけは一定とみなすわけにゆかない。したがって、減衰は周波数によって異なると考えられる。同図は (a), (b), (c), (d) の順に震央距離が大きくなっているが、震央距離が大きくなるに従って高い周波数の減衰はげし

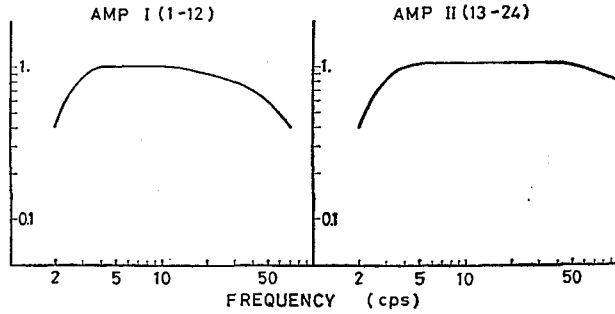
10) DAVID. G. HARKRIDER and DON. L. ANDERSON; Surface Wave Energy from Point Sources in Plane Layered Earth Models, J. G. R., 71 (1966), 2967-2980.



第9図 第IV群の波のスペクトラム  
 Fig. 9. Spectra for wave group IV



第10図 震央距離190mのスペクトラムを基準としたスペクトラム比  
 Fig. 10. Normalized spectral ratios at various distances based on that of epicentral distance of 190 meters.

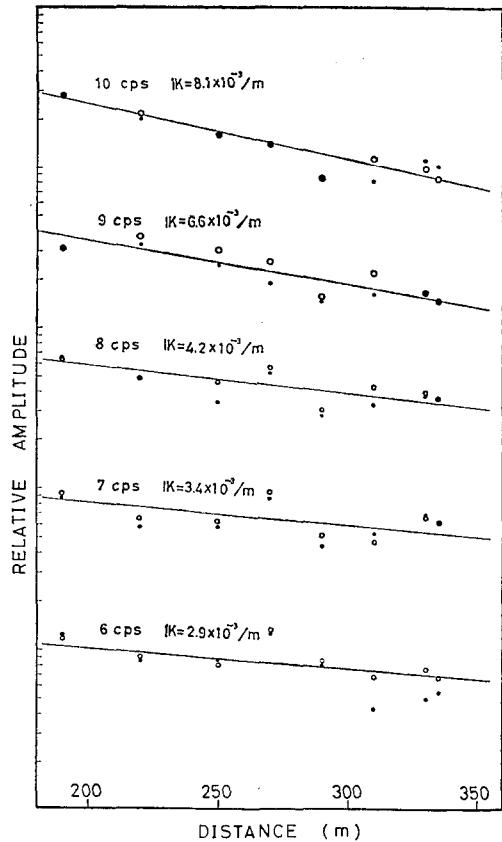


第 11 図 観測器械 (E. T. L.) の総合周波数特性

Fig. 11. Frequency-response curves for overall system (E. T. L.).

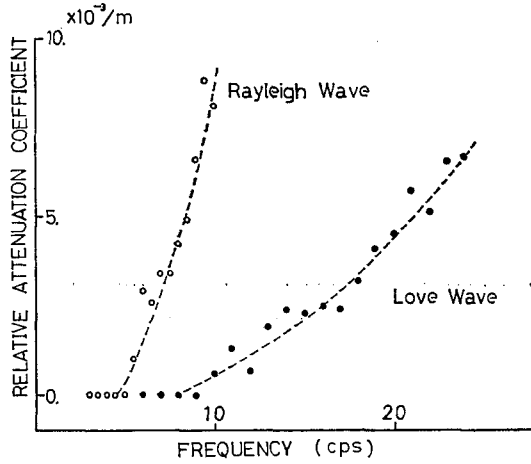
くなっていることもわかる。そこで (4) 式を用いて相対的な減衰係数  $K(f)$  を求めることにする。この時の基準になる波の周波数はスペクトラムと器械の周波数特性とを考慮して、4.5 cps とした。器械の総合周波数特性を第 11 図に示す。この特性からみて、必要な周波数範囲 4~10 cps では  $M_n(f)/M_n(f_0)=1$  とみてさしつかえない。 $B(f)$  を対数目盛の縦軸に、震央距離を横軸にとったいくつかの例を第 12 図に示す。白丸はスムージングした値、黒丸はもとの値、大きい黒丸は両者一致した値である。かなりばらつきはあるけれども、周波数が高くなるにしたがって勾配が大きくなっている。この直線の勾配から  $K(f)$  が求まる。これらの  $K(f)$  をプロットしたものが第 13 図である。第 10 図で予想されたように、 $K(f)$  は周波数が増加すると非常に大きな値をとるようである。

フーリエ解析から得られた位相速度 (第 15 図) と  $K(f)$  とから (8) 式を用いて、 $Q^*(f)^{-1}$  を求め第 14 図に示す。やはり周波数が高くなるにつれて  $Q^*(f)^{-1}$  の値が大きくなっている。表面波では、おおよそ、波長と同程度の深さまでの情報が含まれている。それゆえ、周期が小さいほど  $Q^*(f)^{-1}$  が大きくなっていることは上層部の吸収がはげしいためと考え

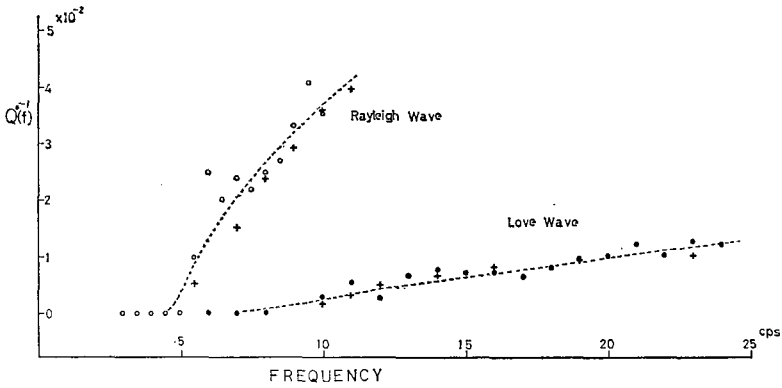


第 12 図 レーレー波の振幅の距離変化

Fig. 12. Examples of relation between amplitude of Rayleigh waves and epicentral distance for each frequency.



第 13 図 レーレー波及びラブ波の相対的減衰係数  $K(f)$ .  
 Fig. 13. Relative attenuation coefficient  $K(f)$  of Rayleigh waves and Love waves.

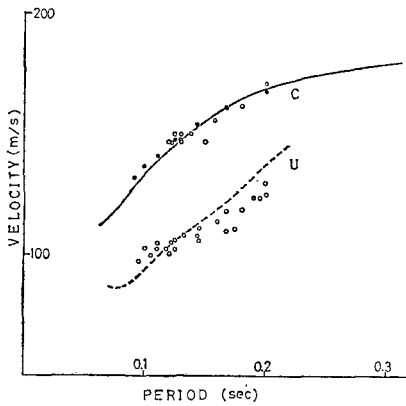


第 14 図 レーレー波及びラブ波の  $Q^*(f)^{-1}$   
 Fig. 14.  $Q^*(f)^{-1}$  of Rayleigh waves and Love waves.

られる。

この  $Q^*(f)^{-1}$  の周波数分布を、各層において  $Q^{*-1}$  を周波数に依存しない一定な値として説明してみよう。

まず、波群について検討してみる。分散曲線を第 15 図に示す。 $c$  は位相速度で、黒丸はフーリエ解析から、白丸は走時曲線 (第 4 図) から求めた。 $U$  は群速度である。実線及び破線は理論的に求めた位相速度及び群速度である。群速度において、周期 0.18 秒前後の群速度は少し食い違っているようであるけれども全体的には一致していると見てよいだろう。このときのモデルを第 8 図の地下構造をもとにしてつくり第 1 表に示す。このモデルを用いて  $Q^*(f)^{-1}$  を説明出来るような  $Q_1^{*-1}$ ,  $Q_2^{*-1}$ ,  $Q_3^{*-1}$  ( $=$ 一定) を求めてみる。もちろん、ここでは  $Q_j^* = Q_j^{-1} - Q(f)^{-1}$ , ( $j=1, 2, 3$ ) である。



第15図 レーレー波の分散曲線  
 Fig. 15. Dispersion curve of Rayleigh waves.

第1表 地下構造のモデル

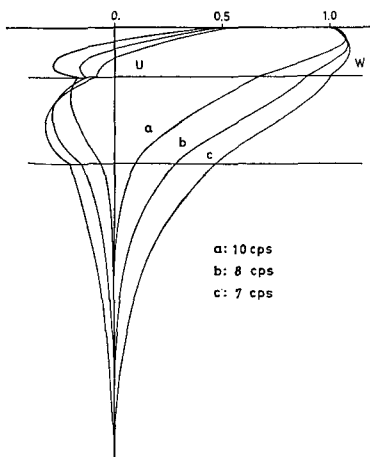
Table 1. Model of subsurface structures at Ishikari-machi experimental field.

| Rayleigh wave |                |               |         |         |
|---------------|----------------|---------------|---------|---------|
|               | $\alpha$ (m/s) | $\beta$ (m/s) | $\rho$  | $H$ (m) |
| 1             | 350            | 110           | 1       | 4.0     |
| 2             | 1500           | 160           | 1       | 7.3     |
| 3             | 1500           | 200           | 1       | —       |
| Love wave     |                |               |         |         |
|               | $\beta$ (m/s)  | $\rho$        | $H$ (m) |         |
| 1             | 127            | 1             | 4.0     |         |
| 2             | 160            | 1             | 7.3     |         |
| 3             | 200            | 1             | —       |         |

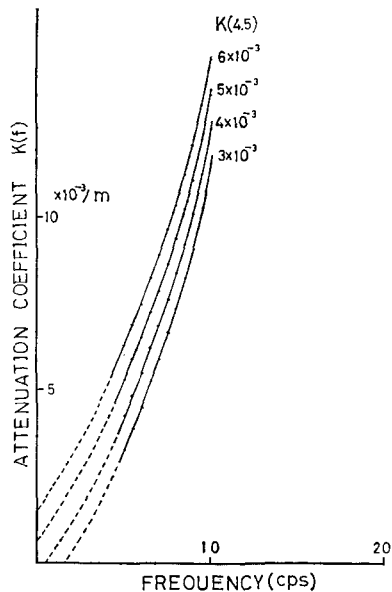
周波数 7, 8, 10 cps における振幅分布を例として第 16 図に示す (このモデルは第 1 表)。W は vertical 成分, U は radial 成分である。このような図から各周波数について,  $E_d(f)/\sum E_d(f)$  を求め, (11) 式から  $Q_1^{*-1}$ ,  $Q_2^{*-1}$ ,  $Q_3^{*-1}$  を求める。多くの観測点はないが, 一応最小自乗法で計算した。その結果は

$$Q_1^{*-1} = 4.9 \times 10^{-2}, \quad Q_2^{*-1} = -0.9 \times 10^{-2}, \quad Q_3^{*-1} = -4.2 \times 10^{-2} \quad (12)$$

である。この値をもとに逆算して得た  $Q^*(f)^{-1}$  を第 14 図に + 印でプロットした。実測値と比



第16図 レーレー波の振幅分布の例  
 Fig. 16. Examples of theoretical amplitude distribution of Rayleigh waves in the layers.



第17図 減衰係数  $K(f)$  を推定する図  
 Fig. 17. Curves for deduction of attenuation coefficient  $K(f)$ .

べてみると小さい値になっているけれども、よく周波数分布を説明していると思われる。

やはり、絶対量が得られるに越したことはない。そこで、周波数が零に近くなるにしたがって減衰は小さくなり減衰係数  $K(f)$  は零に近づくと仮定して推定してみる。

4.5 cps の波の  $K(4.5)$  をパラメーターとして、 $3 \times 10^{-3}$ 、 $4 \times 10^{-3}$ 、 $5 \times 10^{-3}$ 、 $6 \times 10^{-3}$  のときの  $K(f)$  を第 17 図にプロットする。この図中の曲線群は実測値をなめらかにしたものである。零に最も近づきそうなものは  $K(4.5) = 4.5 \times 10^{-3}/m$  のときと思われる。これにより、 $Q^*(4.5)^{-1} = 5.5 \times 10^{-2}$  と見積られるので、

$$Q_1^{-1} = 10.4 \times 10^{-2}, \quad Q_2^{-1} = 4.6 \times 10^{-2}, \quad Q_3^{-1} = 1.3 \times 10^{-2} \quad (13)$$

あるいは

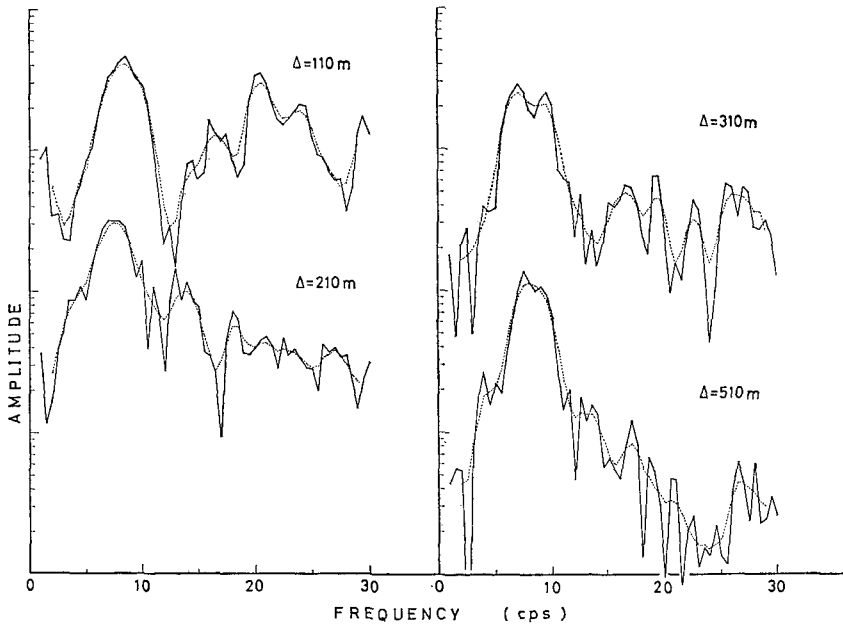
$$Q_1 = 9.6, \quad Q_2 = 22, \quad Q_3 = 77 \quad (14)$$

と推定される。

普通の岩石では  $Q = 500 \sim 50$  である。しかし、この実験場では速度 1500 m/sec (P 波) の層より速い層は現われていない。それゆえ、岩盤はもっと深いところにあるとあって全く影響していない。堆積層であるならば  $Q$  は岩石よりもっと小さい値を示すであろう。 $Q_3 = 77$  はあまり信頼出来ないとしてもオーダーとしてはよい値であると思われる。

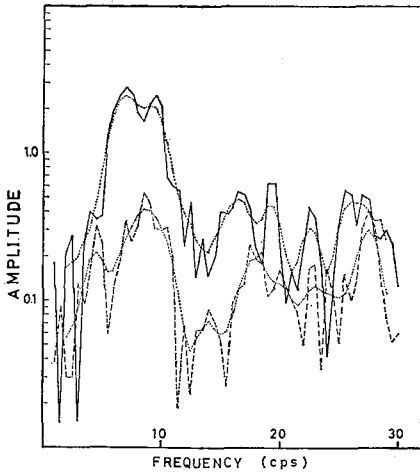
## 6.2 ラブ波

解析方法はレーレー波の場合と同様である。各観測点におけるスペクトラムを第 18 図に

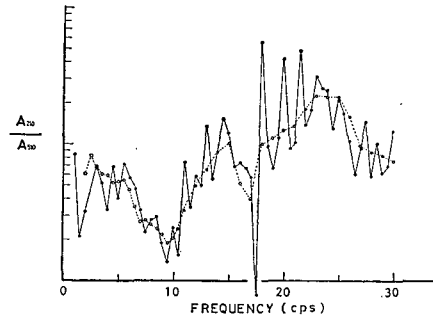


第 18 図 ラブ波のスペクトラム

Fig. 18. Spectra for Love waves.



第 19 図 震央距離 310 m における記録の signal 部分と noise 部分のスペクトラム  
 Fig. 19. Spectra for signal and noise parts at epicentral distance of 310 meters.

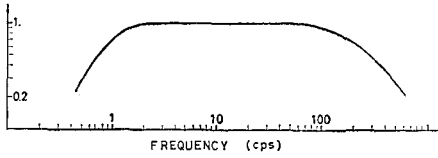


第 20 図 震央距離 510 m と 210 m との スペクトラム比  
 Fig. 20. The ratio of spectra at epicentral distance of 510 meters to 210 meters.

示す。一見して、高い周波数の波は震央距離が大きくなるにつれ、はげしく減衰しているようである。このような高い周波数まで信頼出来るような記録をとることは非常に困難なことである。それゆえ、見掛け上最も多くノイズを含んでいると思われる震央距離 310 m の記録について、シグナル部分とノイズ部分とを比べてみた。ノイズ部分としてはシグナル部分の直後に続く波をノイズと仮定して同区間だけスペクトラムをとった。これらに対比させたグラフが第 19 図である。実線はシグナル部分、破線はノイズ部分についてのものである。点線は移動平均してなめらかにしたものである。このような記録で、その上、4 点（他の 2 点は記録が得られなかった。）で勾配を決めるということは非常に無理なことであるがあえておこなうことにする。スペクトラムの比  $A(f)/A_0(f)$  をとったものの例が第 20 図である。この例は震央距離  $A=510$  m のものに対する  $A=210$  m のものの比を示してある。10 cps 以上になると急に減衰が大きくなるようである。

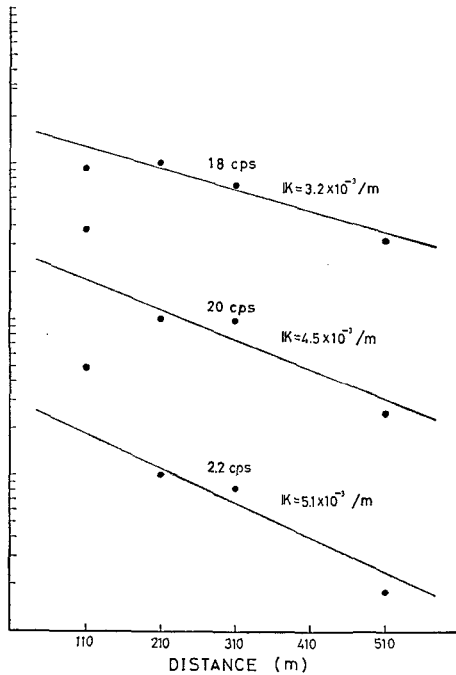
器械の周波数特性を第 21 図に示す。着目する周波数範囲では  $M_n(f)/M_n(f_0)=一定$  と見なせる。そこで、相対的減衰係数  $K(f)$  を 7 cps を基準として求め（第 22 図）、それを第 13 図に黒丸で示す。ラブ波の  $K(f)$  の値の誤差は非常に大きい。位相速度をフーリエ解析から求め、(8) 式を用いて  $Q^*(f)^{-1}$  が得られる（第 14 図）。 $Q^*(f)$  はやはり周波数が高くなると大きくなっている。これをレーレー波の場合と同じようにして、 $Q_1^{*-1}$ 、 $Q_2^{*-1}$ 、 $Q_3^{*-1}$  を調べてみる。

ラブ波の分散曲線を第 23 図に示す。実線及び破線は理論的に得た位相速度、群速度である。このモデルはレーレー波と同じものを用いるべきだが高い周波数の位相速度実測値が少し大きすぎるので、第 1 層目の S 波の速度を 127 m/sec に変えたモデルを用いた。位相速度の実



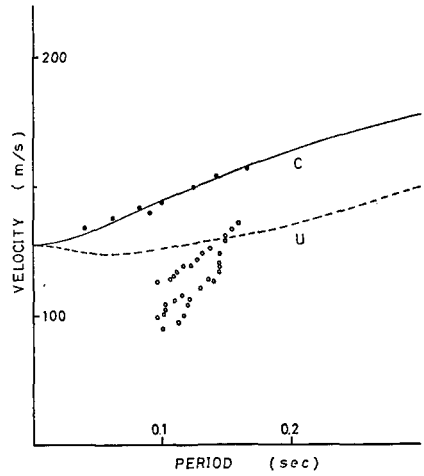
第 21 図 1 cps 水平動地震計を含む器械の総合周波数特性

Fig. 21. Frequency-response curve for overall system including seismograph (1 cps), amplifier and recorder.



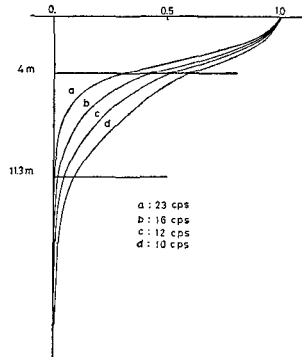
第 22 図 ラブ波の振幅の距離変化

Fig. 22. Examples of relation between amplitude of Love waves and epicentral distance for each frequency.



第 23 図 ラブ波の分散曲線

Fig. 23. Dispersion curve of Love waves.



第 24 図 ラブ波の振幅分布の例

Fig. 24. Examples of theoretical amplitude distribution of Love waves in the layers.

測値はフーリエ解析より求めた。実測の群速度は震央距離が小さくなると小さくなってゆき表面波としての信頼性はとぼしい。また、理論曲線と一致しているとはいいがたい。むしろ、震央距離の小さい方ではレーレー波と一致するようにも見える。従って、この波群は純粋なラブ波ではない。種々理由は考えられるがラブ波にレーレー波がカップルして記録されたと考えられる。高い周波数の位相速度が大きいのもこれによるのかも知れない。このことはやむをえないとして、今後この波群をラブ波として議論を進めてゆく。

振幅分布 (いくつかの例を第 24 図に示す。) から運動エネルギーの分布を算出し、各層におけるその割合から最小自乗法を用いて  $Q_1^{*-1}$ ,  $Q_2^{*-1}$ ,  $Q_3^{*-1}$  を求める。ところがエネルギー分

布をみると対象とする周波数範囲では3層目はほとんど影響していない。データのあるなかで最も周波数の小さい10 cpsで0.3%ぐらいである。従って、ここでは $Q_3^{*-1}$ は関係してこないと考える。すると、

$$Q_1^{*-1} = 1.1 \times 10^{-2}, \quad Q_2^{*-1} = -4.1 \times 10^{-2} \quad (15)$$

と得られる。この値から逆算した $Q^*(f)^{-1}$ を第14図の+印で示す。一応、周波数との関係は実測と同じ傾向を示しているようである。

ラブ波については、波群自体信頼出来ないものでこれ以上は議論しないことにする。

しかし、レ-レ-波の $(Q_1^{*-1} - Q_2^{*-1})$ は $5.8 \times 10^{-2}$ で、ラブ波の $(Q_1^{*-1} - Q_2^{*-1})$ は $5.2 \times 10^{-2}$ とほとんど同じような値を示すことは注目される。

## 7. 謝 辞

この研究について北大地球物理学教室田治米鏡二教授ほか田望助教授及び岡田広助教授に種々の助言をしていただいた。数値計算については同教室吉井敏尅氏から多くの教えを受け、北大計算センターのお世話になった。実験については地震探鉱実験グループの方々及び石油開発公団の方々にお世話になった。

## 8. Attenuations of Surface Waves by Small Explosions

Hiroshi MAEKAWA

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

When seismic waves propagate in the unelastic medium, some of their energies may be absorbed into the medium and their amplitudes will be decreased. In recent years we have begun to use  $Q^{-1}$  for the indication of attenuation rate of the amplitude.

The author observed surface waves by small explosions at the experimental field of Ishikari-machi and obtained  $Q^{-1}(f)$  for every frequency by the method of Fourier analysis. The results showed that the values of  $Q^{-1}(f)$  were large at high frequencies but small at low frequencies.

The author took the position that  $Q^{-1}$  in any layer was independent on the frequency. He attempted to obtain the theoretical value of  $Q^{-1}$  for each layer so that it might explain the observed frequency distribution of  $Q^{-1}(f)$ . For Rayleigh waves the theoretical values were found to be as follows;  $Q_1=9.6$ ,  $Q_2=22$  and  $Q_3=77$ .