

地層構造と表面波群

久保寺 章

LAYERED STRUCTURES AND SEISMIC SURFACE WAVES

by Akira KUBOTERA

Synopsis

The seismic prospectings have been carried out at various places, by the members of our Institute in view of determining the relation between the elastic properties of the earth's surface and earthquake damages experienced on it.

According to these studies, the bed rock is from 10m to 100m in depth and is overlaid by an alluvial layer. Surface waves which are of Rayleigh type are propagated along the surface. The ratio of the surface wave velocity (V_L) to the longitudinal wave velocity (v_p) was found to be closely connected with earthquake damages on the surface.

The surface waves in the layered media, however, have complicated characters. The experiments were carried out at various fields, to determining the characters of ground motions caused by small dynamite charges.

Seismometers were set up at various depths within bore-holes, and varying the depth of shot-hole, the explosive waves were recorded.

In most of experiments predominant two types of surface waves which could be considered as M_1 (Rayleigh-type)- and M_2 (Sezawa-type)-waves were observed, and their amplitude distributions with depth could be observed in detail.

The characters of observed waves are in good agreement with those predicted by the theories of M_1 - and M_2 -waves in a solid layer over solid half space.

In one field, there was hardly any velocity difference between the two separated layers, boundary waves which could be considered as Stoneley-type waves were observed when the seismometers were placed at or near the boundary surface of the two different layers.

The observed M_1 -waves have similar character of the Rayleigh wave in half space media. The ratio of V_L/v_p must be selected the ratio of M_1 -wave velocity to longitudinal wave velocity.

The ground has its own predominant period, which is the well known fact among the seismologists. The predominant period has been found on the record of frequency analyzed seismic waves at Hondō observing room (near the crater of Volcano Aso).

It is considered that the predominant wave is the "leaking mode" of the layered media, and its period is as same as the period of the 3rd kind volcanic microtremors which can be considered as the Airy-phase of the "normal mode wave" (Rayleigh-type wave) in the same layered media.

1. 序

地震時の震害と地盤の強弱との関係を調査する研究が、防災研究所で多くの都市において実施された¹⁾。これは火薬の爆発を用いた人工地震波を観測して、地下構造や、地下物性を探索し、この結果を地震時の震害と対比し、地盤の強弱を判定する方法である。

この実験では、屈折法による地下構造を知る P-波とともに地下物性の探索に重要な手掛りを与えた波は、P-波のあとに続く一連の表面波群であつた。観測された表面波群は、その震源が火薬の爆発によつて作られるので、一般には SH-型のものでできないため、Rayleigh 型のものに限られることは容易に想像できる。地震時の震害と関聯性の深い量は、この Rayleigh-波の位相速度と P-波の伝播速度との比であつた。しかし、Rayleigh-波群の波動特性で、半無限の弾性体に発生するものは、その性質が非常に単純であるが、地盤調査が実施された場所は屈折法で求められた地下構造を見ると、いずれも基盤の上に軟弱層が堆積している、いわゆる成層構造をなしている。成層構造中を伝わる Rayleigh-波は、2,3 の特殊な場合の数値計算²⁾の結果を見てもわかる通り、非常に複雑な波動特性を持つている。すなわち半無限の弾性体で発生する Rayleigh-波の位相速度は、その物質の弾性常数が決まれば、単一の値をとり、それは S-波の伝播速度に近い値を持つので、近似的には Rayleigh-波の位相速度を知ることは S-波の伝播速度を知ることと同じである。したがつて V_L/v_p (V_L : Rayleigh-波の位相速度, v_p : P-波の伝播速度) なる値は Poisson 比に関聯する量であるとして支障がない。しかし、成層構造中を伝わる Rayleigh-波は、計算結果からは幾種類も存在し、しかもそれらのおおのほ、それぞれ一連の変動する位相速度を持つ分散波である。この分散性があるために、たとえ地下構造及び構成する層の常数がみなわかつていても、位相速度は Rayleigh-波群の理論的には無限に存在可能な mode のどれに相当するか、及び相当する周期を決めてやらなければ、一義的に規定することはできない。また成層構造の場合にはどの深度までの層が Rayleigh-波発生のために影響しているかも調べなければならない。したがつて、観測された表面波と呼ばれる波は、Rayleigh-波群のどの mode に相当するか、またどの深度までの層が影響を持つているかなどの基本的な事柄は、数少ない数値計算の例だけでは、推定が全く困難な状態であつた。しかし、表面波群の位相速度は震害度決定の重要な要素となつているから、前記の疑問はそのまま置いておくわけにもいかず、また疑問が明らかにならないうちは表面波群から求めた地下物性の推論そのものの信頼度がうすれることになつてしまう。この疑問の解明には、あらゆる地下構造に対する Rayleigh-波群の数値計算が完成されることであるが、これはとうてい不可能である。また人工地震の観測では、各層の S-波の伝播速度は特殊な方法³⁾でなくては観測することができないし、この方法をたとえ用いたにしても、ごく表層附近の値しか知ることができないという欠点があり、結局数値計算が完備されたにしても、問題の解決には利用できない。故に成層構造中を伝播する Rayleigh-波群の波動特性を知るためには、とくに人工地震で発生する波群については、実験を実施した場所で特殊な実験を実施する方法が最も手近かである。

この目的のための実験が、地震探鉱実験グループの協同実験のテーマとして取り上げられ、実験を地下構造や物性の異なつた場所で行うことができた。地盤調査の研究では大局的に見て、ある深さの基盤に堆積している軟弱層の厚さと物性が問題とされている。したがつて地下構造としては近似的に軟弱層とその下の基盤の 2 つの層を考えているから、弾性論の問題としては半無限弾性体の上の一つ層のある場合を考えればよい。しかも問題をさらに単純化して、軟弱層は近似的に水平な構造をしているとしてしまい、このような目的に適合し、また地盤調査が実施された場所と類似した地質構造の所が選ばれた。

これらの実験から、人工地震の表面波群の特性がある程度明らかになり、またこの実験と前後して実験結果を説明する数値計算も発表されているので、それらを総合して人工地震波の表面波群の性質を論じ、さらに地震時における土地の固有振動の問題にも言及したいと思う。

2. 表面波群の基礎的実験

表面波の特性は、一般にその波の存在が表面附近に限定されていて、表面から遠ざかるにしたがつて、振

巾が急激に減少してしまうものを云う。したがって通常実施されている如く、地表面のみに地震計を配置して、波動を観測する場合は、深度の変化に対する表面波としての特性は観測できない。このような性質を観測する目的のためには、地震計を種々の深さの所に設置して観測を行なえばよいのであつて、このように垂直方向に地震計を設置するのが垂直展開法である（この命名は亀谷⁵⁾によつてあとでなされた）。観測現場では目的とする深度までボーリングを行ない、孔の底部に地震探鉱用の小型の地震計を設置する作業をする。この研究では、地震計としては、E.T.L. (Electro Technical Lab.) 型のものを用いた。

実験例としてはごく一般的な成層構造、すなわち上層と下層の弾性波の伝播速度に比較的大きな差があり、地質的にも両層は異つている場合及び弾性波速度が両層では差が著しくなく、屈折法の観測からは境界面が見落される程度ではあるが、地質的には不連続がある特殊な場合の 2 つについて述べる。

第 1 の場所での実験では、当然予期されるべき結果が得られているが、第 2 の場所では表面波としては、異状な性質を持つ波群が得られている。

(i) 弾性波速度に差のある場所の例

実験を行なつた場所は、山形県酒田市東方の最上川の流域で、この川による沖積層が発達している所である⁵⁾。同時に実施された屈折法の実験結果から、

Fig. 1 に示した如き地下構造及び P-波速度が知られていて、深度 19 m に著しい不連続があり、P-波の伝播速度は 430 m/sec 及び 1550 m/sec となつている。なお地表下 4 m までには、やや複雑な微細構造があり、Fig. 1 にある如き速度の変化が認められる。しかし、全体の構造を、半無限弾性体上に一つの水平層がある場合として、近似的に取り扱つても支障はない。

地震計を設置した深度及び火薬爆発を行なつた深度は Fig. 2 に示してある。

爆破点深度と地震計設置深度は、それぞれ対応する深度が選んである。これは Reciprocal theorem⁶⁾ が成立するか否かのテストもあわせて実施できるようにしたためである。

実験で得られた記録の例は Fig. 3 及び Fig. 4 に示してある。

これらの記録を見てすぐわかることは（とくに全体を見渡せる Fig. 4 においては）、2 つの卓越した波群が見出せ、それぞれの波群の周期は、初めに出現するものが 0.1~0.08 sec で、この波群が衰えてから出現するものが、0.22 sec の比較的周期の長いものであつて、これらの卓越する波群の間に不明瞭ながら一つの波群が介在するようである。

これら波群の位相速度は地震計の配列間隔を密にとつて、各波の山谷

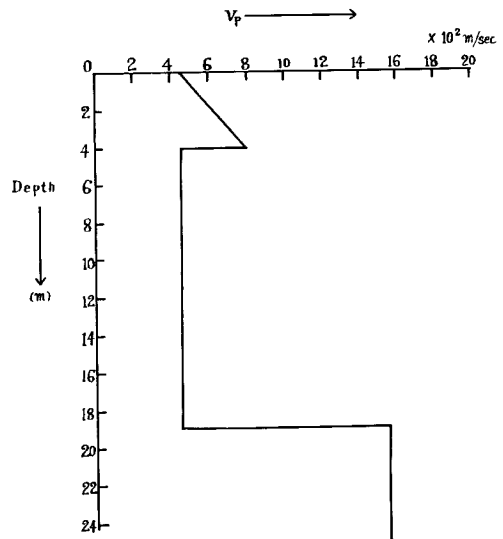


Fig. 1 Velocity distributions with depth (after K. Tazime)

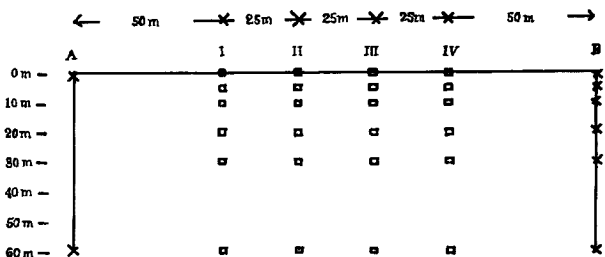


Fig. 2 A map of disposition of seismometers and shot-holds in the experiment □ Seismometer × Shot

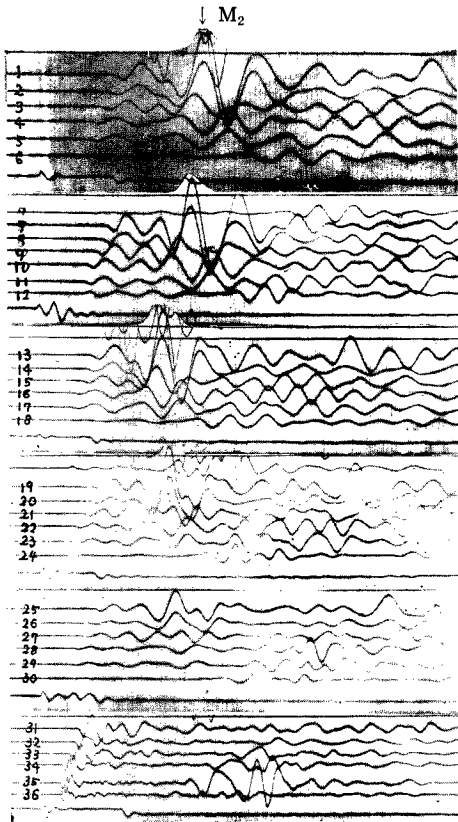


Fig. 3 Seismograms obtained in the experiment

Disposed depth (m)	Shot depth (m)					
	1	5	10	20	30	60
	(Trace number)					
0	1	7	13	19	25	31
5	2	8	14	20	26	32
10	3	9	15	21	27	33
20	4	10	16	22	28	34
30	5	11	17	23	29	35
60	6	12	18	24	30	36

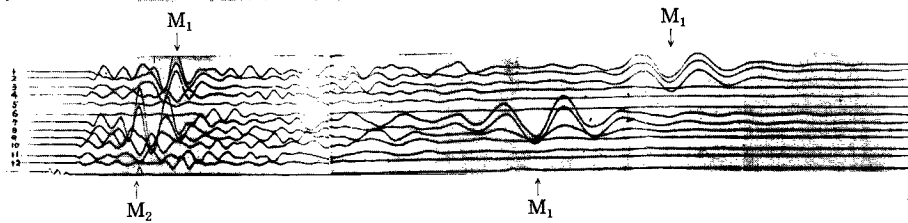


Fig. 4 Seismograms obtained in the experiment

Trace number	Disposed depth (m)	Shot-receiver distance (m)
1	0	125
2	5	
3	10	
4	20	
5	30	
6	60	
7	0	100
8	5	
9	10	
10	20	
11	30	
12	60	

の走時をプロットした走時曲線から求められる⁷⁾。求められた位相速度はそれぞれ固有の値を取るのので、異なる値をとるものを別の波群と考えて、出現の順にI, II, III, IV-群と名付けてある。ここでI-群は初動であつて表面波群からは除外されるべきものである。各波群の位相速度を示すと

- II-群 500 m/s
- III-群 100~130 m/s
- IV-群 60~80 m/s

と得られている。これらの中で卓越した2つの波群であるII及びIV-群に着目して、上下成分及び水平成分の(波の伝播方向の)運動を調べると、この2つの方向を含む面内で廻転運動をしていて、II-群は進行方向に順廻り、IV-群は逆廻りとなつていて、II-群は M_2 -波 (Sezawa-波)⁸⁾、IV-群は M_1 -波 (Rayleigh-波) に対応していると予想が立てられる。しかし最近の小林⁹⁾らの数値計算から求めた結果では、必ずしも前記の廻転運動をすることから、 M_1 、 M_2 -波と規定することができないことが結論されている。故に、表面波群

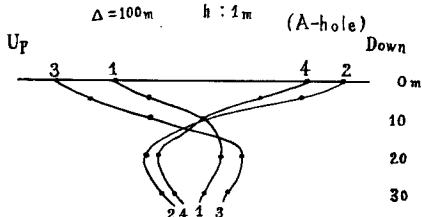


Fig. 5 The amplitude distribution of M_2 -waves with depth
Shot-receiver distance ; 100 m
Shot-hole depth ; 1 m

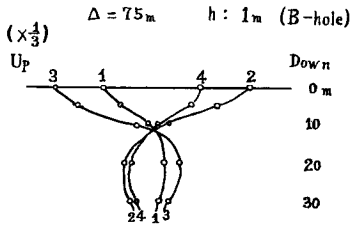


Fig. 6 The amplitude distribution of M_2 -waves with depth
Shot-receiver distance ; 75 m
Shot-hole depth ; 1 m

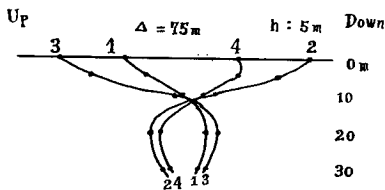


Fig. 7 The amplitude distribution of M_2 -waves with depth
Shot-receiver distance ; 75 m
Shot-hole depth ; 5 m

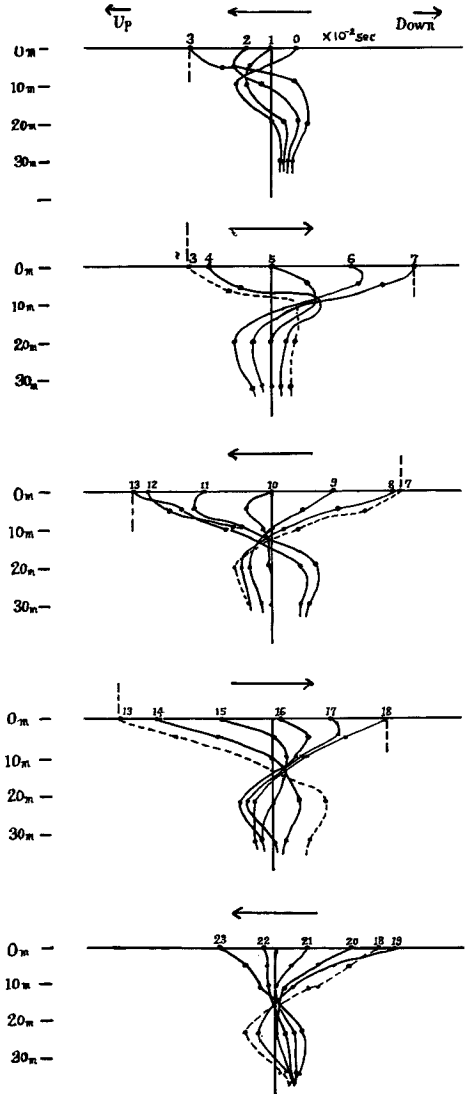


Fig. 8 The amplitude distribution of M_2 -waves with depth for every 1/100 sec

の分類には、表層内での振動 mode を求めなければ判別ができない。層内での振動 mode は、この実験記録から、同一震源距離の深さの異なる地点で観測された波群を比較して求められる。まづ第二一群について同一震源距離の同一の爆破に対して観測された波群の山谷の振巾を深度に対して図示したものが Fig. 5, Fig. 6 及び Fig. 7 である。

これらの図から、深度約 10m で振巾が 0 となり、10m 以深では位相が反転していることがわかる。したがって、この波の振動 mode は地表面に loop を持ち、深さ約 10m の所に node を持つ形をとる。これは M₂-波の振動 mode にはかならない。さらに詳しく振動 mode を調べるために 1/100 sec 毎の振巾分布図を作ったものが Fig. 8 であつて、この図から振動 mode の時間的变化がよくわかる。

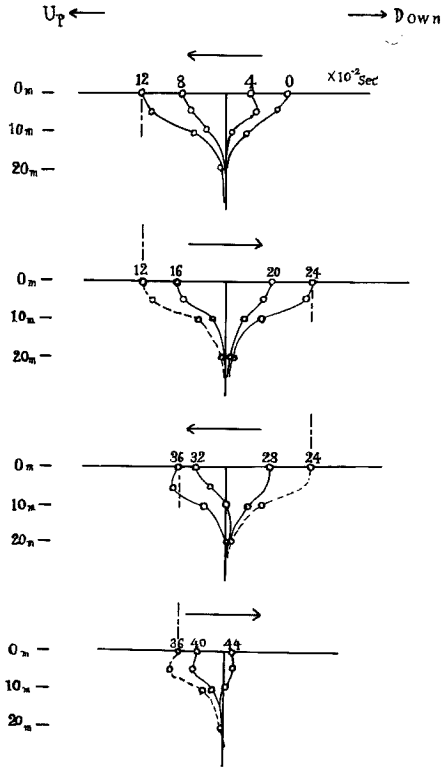


Fig. 9 The amplitude distribution of M₁-waves with depth for every 4/100 sec
Shot-receiver distance ; 100 m
Shot-hole depth ; 1 m

$$r = \sqrt{1 - (V/v_p)^2} \cdot 2\pi z/L$$

$$s = \sqrt{1 - (V/v_s)^2} \cdot 2\pi z/L$$

$$r' = \sqrt{1 - (V/v_p')^2} \cdot 2\pi z/L$$

$$s' = \sqrt{1 - (V/v_s')^2} \cdot 2\pi z/L$$

(1)

ここで、 v_p, v_s は上の層の P-及び S-波の速度、 v_p', v_s' は下の層の速度、 V は M-波の位相速度を示している。

佐藤は r, s, r', s' が real のとき “E” とかき、imaginary のとき “S” とかき、層の境界を “—” で表現

とくに node の位置は 8m から 12~13m の深度まで時間とともに移動して行くが、これはこの波が分散波であるために起るものである。

第四一群についても、同様にして振巾分布図を 4/100 sec 毎に作ったものが Fig. 9 である。Fig. 9 から振動 mode を知ることができ、それは地表面に loop を持ち、振巾は exponential に深さとともに減少して、約 10m の深度では非常に小さな振巾となつてしまう。これは M₁-波の振動 mode と一致している。

以上の結果から、II 一群は M₂-波に IV 一群は M₁-波に対応していることがわかつた。つぎにこの実験場では M₁-, M₂-波が実在し得る場所であることは、山口、佐藤¹⁰及び小林、恒川¹¹らが求めた波の存在限界の結論と対比して見ると、層が固体の場合必ず M₁-波が実在し、またこの場所の如く、上層の弾性波速度が下層のそれより小さい場合には必ず M₂-波が存在することがわかる。また振巾分布も、金井¹²、小林¹³らの計算結果と一致している。

つぎに佐藤¹⁴が提出した表面波の分類方式で観測された表面波を分類する。佐藤の分類方式というのは、この観測現場のような水平 2 層構造のときを例にとれば、波の受位振巾にかかる factor は次の形でかける。

$$Ae^{r'z} + Be^{-r'z} + Ce^{sz} + De^{-sz}, Ee^{-r'z} + Fe^{-s'z}$$

上の式で z は鉛直下方にとり、 A, B, C, D, E, F は常数であつて、左の式が上の層のものを、また右の式が下の層の層のものを表わしている。 r, r', s, s' はそれぞれ

した。例に示したような地下構造のときに存在する M-波の型は、

$$\left[\begin{array}{c} EE \\ EE \end{array} \right], \left[\begin{array}{c} ES \\ EE \end{array} \right], \left[\begin{array}{c} SS \\ EE \end{array} \right]$$

の 3 種となり、P-波、S-波の速度と M-波の位相速度との関係は (1) 式から次のようになる。

$$V > v_p > v_s \quad \text{のとき} \quad \left[\begin{array}{c} SS \\ EE \end{array} \right]$$

$$v_p > V > v_s \quad \text{のとき} \quad \left[\begin{array}{c} ES \\ EE \end{array} \right]$$

$$v_p > v_s > V \quad \text{のとき} \quad \left[\begin{array}{c} EE \\ EE \end{array} \right]$$

勿論この場合 $v_p > v_s$, $v_s > v_s$ である。観測された II 一群 (M_2 -波) では、 $V=500$ m/s, $v_p=430$ m/s であるので $\left[\begin{array}{c} SS \\ EE \end{array} \right]$ の型をとる。

IV-群については $V=60$ m/s であり、この条件からは、 $\left[\begin{array}{c} ES \\ EE \end{array} \right]$ か $\left[\begin{array}{c} EE \\ EE \end{array} \right]$ のいずれかであることがわかる。しかし $v_p/v_s = v_p'/v_s'$ という仮定を考える。これは上層と下層の P-波と S-波の速度比が等しいということであつて、ごく一般的な仮定であり、また M_1 -波の存在条件として $v_s > V$ であるから、したがつて $v_s > V$ なる結果が得られ、IV-群は $\left[\begin{array}{c} EE \\ EE \end{array} \right]$ ということができる。

(ii) 弾性波速度に差のない場所の例

第 2 の例として、東京都田無町の東京大学農場での実験例を示す。ここはいわゆる関東ローム層と呼ばれ

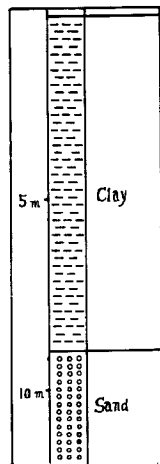


Fig. 10 Geological profile of the test field

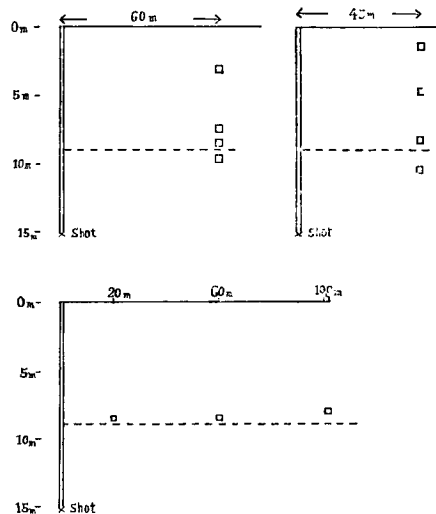


Fig. 11 Maps of disposition of seismometers and shot-holes in the experiment

る地層で、地下構造は屈折法を用いては顕著な不連続は見当らず、むしろ深さとともに漸次速度が増加していくと見た方がよいような結論になつている¹⁵⁾。しかし、爆破孔や地震計を設置するために作った孔で調べた地質構造は Fig. 10 の如く、約 9 m の深度で粘土層と砂利層に分離されている。地震計の設置深度及び爆破点深度は Fig. 11 に示してある。爆破点は地下 1 m と 15 m の深度が選んである。

まず地下 1 m の爆破では、地表近くに置いた地震計 (深度 2 m) のものに顕著な表面波が現われ、深度 7.5 m では深度 2 m の所と較べて振巾が 1/5 に減少し、それ以深では見当らない (Fig. 12)。したがつて、こ

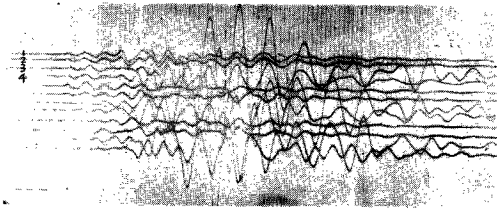


Fig. 12 Seismograms obtained by the shallow shot
Shot-receiver distance ; 60 m
Shot-hole depth ; 1 m

Trace number	Disposed depth (m)
1	10
2	9
3	2
4	7½

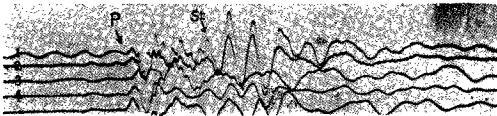


Fig. 13 Seismograms obtained by the deep shot
Shot-receiver distance ; 60 m
Shot-hole depth ; 15 m

Trace number	Disposed depth (m)
1	10
2	9
3	2
4	7½

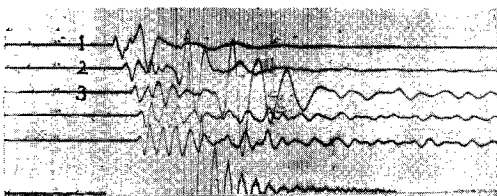


Fig. 15 Seismograms obtained by the experiment

Trace Number	Disposed depth (m)	Shot-receiver distance (m)	Sensitivity ratio
1	9	20	1/10
2	9	60	1/3
3	8½	100	1

(Shot-hole depth ; 15 m. The 10 c/s vertical type seismometers were used)

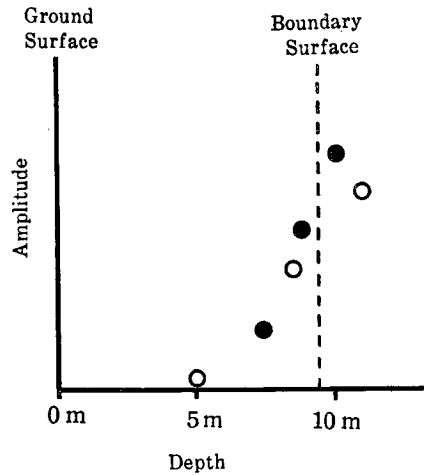


Fig. 14 The amplitude distribution near boundary surface

これは前述の M_1 -波に相当する波である。一方、深度 15 m で爆破をした場合の記録が Fig. 13 であつて、全く Fig. 12 とは異なつた記録が得られる。すなわち、境界面附近に大きな振巾を持つ波群が観測される。この記録から、境界面附近の振巾分布図を画くと Fig. 14 の如くなる(ただし、地表面(観測点はただ1点)では位相の反転した境界面と同じ位の大きさの振巾が見出せる)。

これは一種の境界波と見做されるが、伝播性があるかを確かめる目的で、震源距離の異なつた地点で、しかも境界附近に地震計を設置して得られた記録が Fig. 15 である。

Fig. 15 から明らかに伝播性が見出せて、伝播速度は 430 m/sec と求められた。したがつて、境界の近くに震源がある場合、この場所では一種の境界波が伝播することが判つた。境界波については、R. Stoneley¹⁶⁾ は2つの半無限弾性体が接しているとき、一種の境界波が存在することを理論的に求め、これを Stoneley-波と名付けている。また妹沢、金井¹⁷⁾ は、半無限弾性体上に1つの層がある場合にも境界面で Stoneley-波類似の波が存在することを理論的に指摘して、のちに金井⁸⁾ によつて、これは M_2 -波の特殊なものであつて $\begin{bmatrix} EE \\ EE \end{bmatrix}$ の型をとる波であることが指摘されている。この種の境界波はいずれも、2つの層の間

の弾性波速度にあまり差のない場合にその存在が可能であつて、この場所も、地質的には不連続があつても、弾性波速度の不連続は顕著でないので、境界波の存在条件を充している。したがつて Stoneley-波に類似した波が観測されたことになり、さらに詳しく表現すれば M_2 -波の $\left[\frac{EE}{EE} \right]$ の形のものが境界附近に出現していることになる。勿論このように深い爆破からは、前の (i) の実験からも判るように、 M_1 -波の発生は期待できない。したがつて、この場所では M_2 -波は特殊な振巾分布をしていて、(i) の実験の如く M_2 、 M_1 -波が同時に出現したような形式をとらない特殊な場合であつた。なお、この実験は垂直展開法を用いた一連の実験の初期のものであつたため、地震計の配置や、爆破点深度の選定が適当でなかつたので、種々疑問な点を残したままになつてゐる。なお (i) 及び (ii) の実験の詳しい結果はすでに他の報文^{18), 19), 20)}で報告してある。

3. 人工地震の表面波の特性

成層構造、とくにここでは問題を簡単化するために、水平2層構造の場合についてなされた実験結果から、理論的には無限に存在する mode の中で、最も低次の M_1 、 M_2 -波が卓越した波群として観測されることが明らかになつた。この卓越する2つの基本的 mode の中で、地下における振動 mode が、半無限弾性体の表面附近に発生する Rayleigh-波に類似しているものが M_1 -波である。事実、不連続面の深さが、波長に較べて、非常に大きい場合には、半無限弾性体の Rayleigh-波と見做して支障のない場合が多い。一方 M_2 -波の場合、波長に較べて、地表面が無視できるほど層の厚さのある場合は、境界面附近で発達する境界波である Stoneley-波に類似の性質を持つようになる。位相速度は一般に M_1 より M_2 がはるかに大きい値で観測される場合が多い。したがつて走時曲線を描いた場合、 M_2 -波の方がさきに現われることになる。 M_1 -波は、 M_2 -波よりずっとおくれて出現するのが普通であつて、人工地震波の振動記録の尾部は、主に M_1 -波で構成されていると見てよい。観測される周期は、 M_2 -波より M_1 -波の方が長く、 M_2 -波の約3倍近い値を持つのが普通である。人工地震による地盤調査の報告の中でも、しばしば異なつた2つの周期が同一地点で観測されている例があり、この中で M_1 -波、 M_2 -波の両方の波の周期を読み取つたと推定し得る data も多数存在する。表面波として観測し得る深度は、 M_1 -波では、振巾が地表から離れるに従つて exponential に減少するため、地表面のごく近傍に限定されるが、 M_2 -波は、層内で1つの node を持つため、一度振巾が減少して、再び増大する特性があり、相当深部まで存在する。地盤調査の実験では、火薬爆発の深度は、あまり深いものは実施されず、地表のごく近傍に限定されていた。人工地震波の爆破点深度と観測点の深度との間には Reciprocal theorem が成立つ、この事柄はさきの実験結果からも明らかである。したがつて観測点がみな地表にあつた場合でも、爆破点の深度によつて、 M_1 、 M_2 -波の現われ方は異なつた様子を示す。すなわち、地表の近傍に爆破点のある場合の記録と、ある程度深度があつた場合とでは、 M_1 -波の出現の様子に著しい差が現われ、さらに深くなると M_1 -波は見出せなく、わずかに M_2 -波のみが残る。したがつて、 M_1 -波を観測する目的には、爆破点を出来るだけ浅くした方が有利であり、地盤調査の実験ではこのことが自然と実施されていた。

さて、表面波の位相速度を、S-波の伝播速度に近似させて考える問題はどのようになるか。われわれの観測し得る Rayleigh-波群は、分散曲線の計算例を見ても判るように、非常に広い範囲に周期が変化し得る。しかし、後述するように現実にはある周期のみが卓越して観測される。Rayleigh-波群の位相速度と、P-波、S-波の伝播速度から、判定できる波の型としては、周期が増大するに従つて、 $\left[\frac{EE}{EE} \right] \rightarrow \left[\frac{ES}{EE} \right] \rightarrow \left[\frac{SS}{EE} \right]$ の如く変化していき、位相速度も大きくなつていく。多くの場所で行われた表面波群の実験を参照して見ると、前記 (i) の実験と同じく、 M_1 -波では $\left[\frac{EE}{EE} \right]$ の型が最も多い。この型の場合、位相速度は、上の層の S-波よりも小さいが、ごく接近した値をとるため、 M_1 -波の位相速度を、S-波の伝播速度に近似させて用いることが可能である。しかし、もう一つの卓越する M_2 -波は、 $\left[\frac{ES}{EE} \right]$ 、 $\left[\frac{SS}{EE} \right]$ の型の出現が普通であ

るので、位相速度は上層の S-波の伝播速度と、非常に異なつた値となるから、 M_2 -波の位相速度を用いて、上層の S-波の伝播速度に近似させることはできない。

われわれが人工地震で観測した表面波群は、それぞれ群毎に固有の周期が観測される。しかるに遠地地震等で発生する表面波(Rayleigh-型も Love-型も)は、必ず一連の分散波で形成されている²¹⁾。人工地震で得られる表面波群も、分散性 Rayleigh-波であることに間違いはないが、観測される波はある決つた周期を持つていて、分散性があるようには見えない。この事柄について、分散波の群速度が極小値をとる周期の波、Airy-phase の振巾が卓越するためであるとして説明がなされている。群速度極小の附近には、波動の energy が集中するから、当然振巾が極大となると考え得るが、しかし、分散性 Rayleigh-波については、数値計算は未完成であるが、Love-波の場合、田治米²²⁾により完成されている。自然地震の Love-波について、この事実を、阿武山地震観測所にある、佐々式大震計 ($V=1.1$, $T=30$ sec, $h=0.45$, $\rho=0.4$ mm) に画かれた記録から調べた。使用した地震は発震時; Dec. 4 th 03 h. 37 m. 45 s. (1957) (G.M.T.), 震央; $45\frac{1}{2}N$, $99\frac{1}{2}E$, Mag.; $7\frac{1}{2}$ (U.S.C.G.S. 発表) のものであつて、Fig. 16 に群速度と振巾の関係が示されてある。この図から群速度極小附近で、振巾が極大となることがわかる。Rayleigh-波についても同じ関係が成り立つと考えられる。一般に、上層と下層の弾性常数の差の著しいときほど、この現象が著しくなり、軟弱層と岩盤などの場合には、一層との関係が明瞭になつてくるので、われわれの観測している Rayleigh-波は Airy-phase 附近の波であることが推論できる。かくの如く、特殊な性質を持つた周期が観測されているので、周期に関しても種々の結果が得られていても良いはずであるが、地盤調査の場合はあまりなされていない。

この周期 (T)、層の厚さ (H) と、P-波の伝播速度 (v_p) との間には、 $H=(1/4)v_p T$ (M_1 -波の場合) の関係式が成立することが知られている²³⁾。もちろんこの関係式は近似的なものであつて厳密にはその適用範囲は限定されるが²⁴⁾、次のような場合利用することができる。たとえば、人工地震の地盤調査の場合、岩盤の深度を知るに充分な長さの測線が得られなかつたり、火薬のきき方が悪くて、初動の判断に苦むような場合には、おおよその岩盤までの深さを、 M_1 -波の周期と、 v_p から求めることが可能であり、ごく大ざつぱな議論にはこの方法を用いることができると思う。

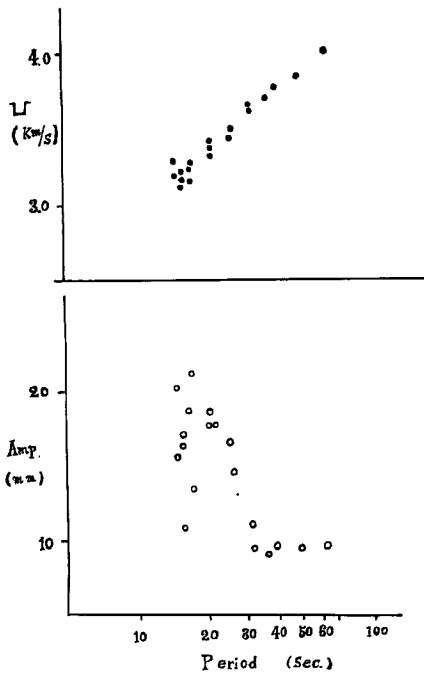


Fig. 16 The dispersion and amplitude curves of Love wave
U: group velocity of Love wave

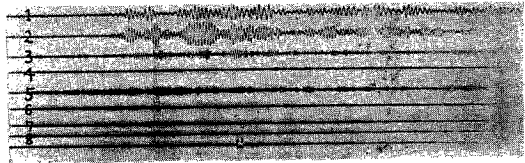


Fig. 17 The frequency analyzed record of North Celebes Earthquake waves at Hondo near the crater of Volcano Aso

Trace number	Frequency range (c/s)
1	1 ~ 1.6
2	1.6 ~ 2.6
3	2.6 ~ 4.2
4	4.2 ~ 6.7
5	6.7 ~ 10.7
6	10.7 ~ 17
7	17 ~ 27
8	27 ~ 43

4. 自然地震動による地盤の振動

震害を議論する場合、地盤の固有振動という用語が用いられており、最近組織的な研究が、近地地震の観測や、起震器を用いた観測などで実施され、地盤の固有振動が人工震源でも、自然地震でも同じものが存在することが見出されている²⁵⁾。地盤の固有振動は基盤の上にある軟弱層に関連して議論されるべきであり、したがって前章で述べた分散性 Rayleigh-波との関連性を持たせようとする考え方が支配的である。

実際に地震波を観測し、この波を周波数分析した場合、ある卓越周期が見出されている。Fig. 17 は阿蘇火山研究所で観測した地震波を周波数分析して得られた記録であつて、この観測の主な目的は、火山性微動の波動特性を知るために実施している研究であるので、地震時の地盤の固有振動週期などとは一致しないが、卓越週期が地震時に発生することを示すよい data となり得る。分析された記録は、阿蘇火山の中岳火口附近にある本堂観測所の SH-Ⅲ型上下成分 ($T_0=1$ sec, $h=1$) のもので、telemeter で山麓の火山研究所まで無線搬送したものを、周波数分析器に入れて得られたものである。分析された地震は、発震時; March 28th 09h. 35m. 55.4s. (1961) (G.M.T.), 震央; 0.2N., 123.6 E. (North Celebes), Mag.; $6\frac{3}{4}$ ~7 (U.S.C.G.S. 発表) のもので、観測点から見れば遠地地震に属するものである。地震計には周波数特性の關係上、地震動の初めの短周期部分しか記録されておらず、P-相の部分のみで、S-相以後は画かれていない。

分析記録 (Fig. 17) を見ると、周波数範囲 1.0~1.6 c/s 及び 1.6~2.6 c/s の band に卓越した波動が見出せる。元来、記録方式として電磁式の地震計の出力電圧を取り出して、無線搬送、増巾、分析を行ったものであるから、画かれた波の振巾は、速度振巾に比例した量が画かれている。この速度振巾を変位振巾に換算すれば、周波数の高い部分はさらに小さな振巾となるので、1.0~1.6 c/s 及び 1.6~2.6 c/s に卓越する様子が一層明瞭になる。Fig. 18 は変位振巾に直したスペクトル図である。

地震時の卓越週期が見出されたが、これは前述の人工地震で得られた卓越周期と較べて1桁程大きい値のものである。火薬爆発の実験で得られた周期に対しては、厚さ数 10m 程度の成層を考えていた。しかし、この場合には当然これよりも1桁程大きい構造が関与してきて、このような成層構造の中に地震波が入射した場合、層内において導波性 (wave guide) を持つと考えられる。もちろん層の下方から入射してきた波であるから、幾分かはもとへ energy が戻されると考えられるので、層内で爆破をして得られる表面波の如き完全な normal mode とは考えずに、1種の leaking mode と考えたらいと思ふ。最近の長周期地震計の観測によれば²⁶⁾、海洋を渡ってくる地震波では P-波のすぐあとに、長周期の波群が続いていることが見出されていて、これを PL-phase と名付けている。ここに得られた卓越周期が現われる現象も、PL-phase と類似の現象と見てよいであろう。例として示したような非常に遠方の地震でなくて、もつと近い地震の場合にも恐らく同様な現象が出現することが予想されるが、いまだその例を得るに至っていない。

では、火薬爆発で得られる M_1 、 M_2 -波の如き normal mode はどのような周波数特性をこの場所で持つかを知るための爆破実験は大構造に対して行なわねばならないので、実現は容易でない。しかし火山活動に伴なつて発生する火山性微動の中で、この種の normal mode と見做し得るものが存在する。

火山性微動を周期別に分類してその成因を考えると、震動源での周波数特性に依存するものと、伝播中に導波作用を受けてある特定の周波数特性を持つ波とに大別できる。後者の場合の有力なものは、成層構造で導波される normal mode である。阿蘇火山で観測される火山性微動の中で、第3種火山性微動と呼ばれ

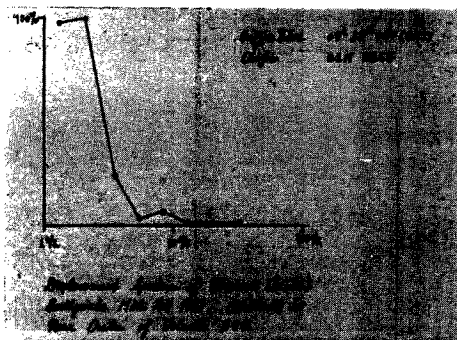


Fig. 18 Displacement amplitude, period curves of Fig. 17

ているものがあり、特に最近しばしば観測される、Fig. 19 に示すような孤立した波群を詳しく調べることにした。

Fig. 19 には、山頂本堂観測所の記録を上部に、また山麓の火山研究所の記録を下部に時間を揃えて並べた。記録した地震計は、SH-Ⅲ型上下成分であつて、山頂では山麓の $\frac{1}{6} \sim \frac{1}{8}$ の感度で使用している。両地点の記録を対比すると、波群は必ず両地点で1対1の対応があり、発現時間は、山上が必ず先行する。山上の

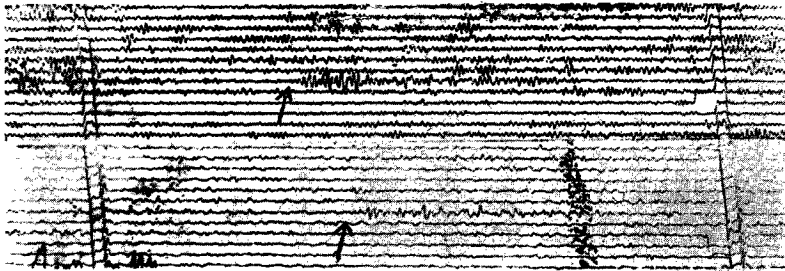


Fig. 19 The 3rd kind volcanic micro-tremors of Volcano Aso

振巾は山麓のものより大きい。これらの事から、この波群の振動源は火口のごく近くに存在することが判る。また、両地点の波形は類似性が強く、伝播の途中で変形をあまり受けていない。したがつてすでに山上で定常状態になっている波であると解釈できる。記録波形は一連の波群から成り立っていて、地震波のそのように、P-相、S-相、表面波一相などに分離することはできないが、佐々²⁷⁾の研究、観測からもこれが Rayleigh-型の波であつて、地表の振巾と地下 20m の振巾とでは明らかに振巾の減少が見出されることを指摘している。以上の事柄を総合して、第3種火山性微動は、火口付近で発生した微少地震が、当火山地帯の成層構造で導波された Rayleigh-波であることがわかる。

この波群の卓越周期は、Fig. 20 の周波数分析結果や、Fig. 21 に示した変位振巾に直したスペクトル図から明らかな如く、前述の Fig. 17, Fig. 18 に示した自然地震時の周波数分析結果と非常によく一致している。

したがつて、成層構造中の normal mode の卓越周期と、地震時の固有周期は同一のものであることが判る。したがつて以上の事実と地盤の固有振動とを対比して考えると、地震時に軟弱層で卓越する周期は、火薬爆発で得られた normal mode の卓越周期と一致することが期待できる。Normal mode の卓越周期

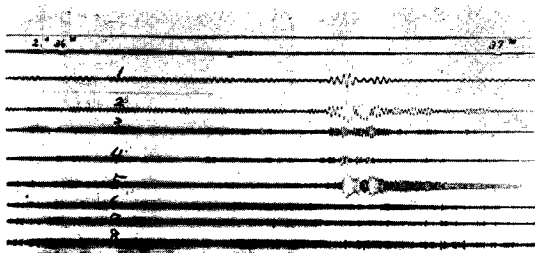


Fig. 20 The frequency analyzed record of the 3rd kind volcanic micro-tremors (Trace numbers are as same as Fig. 18)

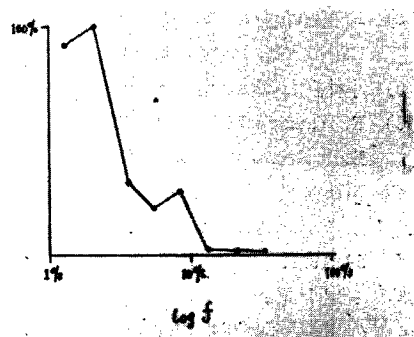


Fig. 21 Displacement amplitude, period curve of Fig. 20

は、Airy-phase 附近のものであつて、軟弱層の弾性波速度と層の厚さに関連する量である。前者は桁はずれに異なつた量を取り得ないので、主に効果を示すのは後者の層の厚さと云うことになつてくる。

比較的遠方の地震で被害を受けた場合には層の厚さと震害とが密接な関係を持つてるといわれている²⁸⁾。このことは、入射した地震波で導波される層内での卓越振動周期と関連させて考察すれば良いと思う。したがつて、地盤の固有振動周期と震害との関連性は、この章で記したように意味づけるのが妥当だと思ふ。

結 語

人工地震で発生する表面波の諸性質を解明し、さらに地震時の地盤の固有振動の問題について、ある程度の手がかりが得られたものと思ふ。

この研究について終始御指導をいただいた、佐々教授に厚く御礼申し上げるとともに、表面波群の実験研究を取り上げていただいた、地震探鉱実験グループに謝意を表します。火山微動の観測に関しては、火山研究所の各位の御協力を感謝致します。

なお、この研究には、文部省科学研究費を使用した事を付記し、当局に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 佐々憲三, 棚橋諒, 石原藤次郎: 震害と地盤, 防災研究所報告, 第2号, 1949(第2号及び第3号に多くの報告がある)。
- 2) K. Sezawa and K. Kanai: Discontinuity in the Dispersion Curves of Rayleigh Waves, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 13, 1935.
W.M. Ewing, W.S. Jardetzky and F. Press: Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill, 1957.
- 3) 久保寺章: 人工地震の S-波及び表面波, 防災研究所報告, 第2号, 1949.
村内必典: S-波を発生する装置について(第一報), 地震探鉱実験グループ会報, 第4号, 1955.
小牧昭三: S-波発生に関する基礎実験, 地震探鉱実験グループ会報, 第18号, 1959.
小林直太, 斎藤正徳: SH-波の初動部分と S波の速度, 地震探鉱実験グループ会報, 第21号, 1960.
- 4) 亀谷卓也, 田畑武雄, 川村隆: 垂直展開による深い反射の検討, 物理探鉱, 13巻, 1960.
- 5) 田治米鏡二: 酒田小発破実験場の地下構造, 地震探鉱実験グループ会報, 第12号, 1957.
- 6) 佐藤泰夫: いかにして表面波から逃れるか, 物理探鉱, 第7巻, 1954.
- 7) K. Tazime: Relations between Charge Amounts and Periods in Resulting Seismic Wave Groups, Journ. Phys. Earth, Vol. 5, 1957.
- 8) K. Kanai: On the M_2 -waves (Sezawa-waves), On Sezawa-waves (M_2 -waves) Part II, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 29, 1951, and Vol. 33, 1955.
- 9) 小林直太: Rayleigh 型分散波の鉛直分布, 地震, 第2輯, 12巻, 1959.
- 10) R. Yamaguchi and Y. Sato: Range of Possible Existence of Rayleigh- and Sezawa-Waves, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 33, 1955.
- 11) 小林直太, 恒川純吉: Rayleigh 型分散波の存在限界について, 地震, 第2輯, 第11巻, 1958.
- 12) K. Kanai: On the Group Velocity of Dispersive Surface Waves, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 29, 1951.
- 13) 9)と同じ。
- 14) 佐藤泰夫: 表面波について, 地震, 第2輯, 第6巻, 1953.
- 15) 亀谷卓也: 浅い構造と表層補正, 地震探鉱実験グループ会報, 第2号, 1954.
- 16) R. Stoneley: Elastic Waves at the Surface of Separation of Two Solids, Proc. Roy. Soc. Lon-

- don, Vol. 106, 1924.
- 17) K. Sezawa and K. Kanai : The Range of Possible Existence of Stoneley-waves and Some Related Problems, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 17, 1939.
 - 18) A. Kubotera : Stoneley Waves Generated by Explosions, Jour. Phys. Earth, Vol. 3, 1955.
 - 19) A. Kubotera : Rayleigh and Sezawa Waves Generated by Explosions, Jour. Phys. Earth, Vol. 5, 1957.
 - 20) 久保寺章：地中に於ける爆破振動の観測, I, II, III, IV, V, 地震探鉱実験グループ会報, 第2号, 1954 ; 第4号, 1955 ; 第9号, 1956 ; 第11号, 1956 ; 第12号 1957.
 - 21) F. Press and M. Ewing : Earthquake Surface Waves and Crustal Structure, Geol. Soc. Am. Special Paper 62, 1955.
 - 22) K. Tazime : Minimum Group Velocity, Maximum Amplitude and Quarter Wave-length Law, Jour. Phys. Earth, Vol. 5, 1957.
 - 23) K. Tazime : Wave Groups Generated by a Very Small Explosion, Jour. Phys. Earth, Vol. 4, 1956.
 - 24) 久保寺章： $\frac{1}{4}$ 一波長則の適用範囲について, 地震探鉱実験グループ会報, 第11号, 1956.
 - 25) K. Kanai : Relation between the Amplitude of Earthquake Motions and the Nature of Surface Layer, I, II, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 30, 31, 1952, 1953.
金井清他：常時微動の測定結果 1,2,3,4,5,6,7, Bull. Earth. Res. Inst., Vol. 35, 1957.
 - 26) J. Oliver and M. Mator : Leaking Modes and PL Phase, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 50, 1960.
 - 28) 佐々憲三：火山微動と爆発地震の性質に就いて, 地球物理, 第3巻, 1639.
 - 29) 1)と同じ.