HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	10. 傾斜層を伝わる表面波の模型実験
Author(s)	浜田, 和郎
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 15, 129-148
Issue Date	1966-03-14
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.15.129
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13912
Type	departmental bulletin paper
File Information	15_p129-148.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

10. 傾斜層を伝わる表面波の模型実験

浜 田 和 郎*
(北海道大学理学部地球物理学教室)
— 昭和40年10月受理 —

1. 序　　言

厚さが一様でない表層内を伝わる弾性波の研究は，重要であるにもかかわらず，理論的取り扱いがむずかしい為に，未だ少ししか行なわれていない[1),2)]。引用文献 1) は理論的研究であって，2) が実験的研究である。

現在まで理論的研究が不充分であるのみならず，実験による測定事実の蓄積も不充分である。KUO and THOMPSON の実験に於いては，境界面の傾きが 2.5° の場合に限られており，しかも使用した表面波の波長は模型の構造よりも長い範囲に限られている。

ここでは第1図に示してある2次元模型を使用して組織的に実験を行なった。用いた模型の傾斜角は 2°, 3°, 4°, 5° 及び 8° である。模型を構成する物質の定数は第1表に示してある。傾斜角，振源の位置，受信器の位置によって記録波形は夫々異なっているが，reciprocity[3)] は第2図に示す如く非常に良く成立っている。

振源を半無限の側に置いた場合も，傾斜層の側に置いた場合も第1図に示してある O 点から反射して来る波は観測されなかった。このことは今回実験したどの模型についても云える。伝播の方向にかかわらず半無限の領域では P 波と半無限 RAYLEIGH 波が観測され，傾斜層に於いては I 群及び II 群と名付ける2種類の波が観測された。

---

* 現在の勤務先，東京大学地震研究所

1) S. HOMMA; Love Waves in a Surface Layer of Varing Thickness, Geophys. Mag., Tokyo, **24** (1952), 9.
J. D. NOYER; The Effect of Variation in Layer Thickness on Love Waves, B.S.S.A., **51** (1961), 227.
南雲昭三郎; 傾斜固定底を有する弾性流体内の弾性波伝播, 地震, **14** (1961), 189.
J. T. KUO and J. E. NAFE; Period Equation of RAYLEIGH Waves in a Layer Overlying a Half-Space with a Sinusoidal Interface, B.S.S.A., **52** (1962), 807.
J. A. HUDSON; SH Waves in a Wedge-Shaped Medium, The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **7**, (1963), 517.
2) J. Cl. de BREMAECKER; Transmission and Reflection of RAYLEIGH Waves at Corners, Geophysics, **23** (1958), 253.
L. KNOPOFF and A. F. GANGI; Transmission and Reflection of RAYLEIGH Waves by Wedge, Geophysics, **25** (1960), 1203.
J. T. KUO and G. A. THOMPSON; Model Studies on the Effect of a Sloping Interface on RAYLEIGH Waves, Journal of Geophysical Research, **68**, (1963).
3) L. KNOPOFF, and A. F. GANGI; Seismic Reciprocity, Geophysics, **24**, (1959), 681.

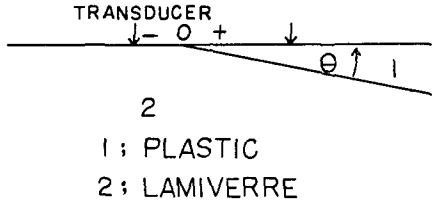
I 群の波は屈折波の出現に続いて現われ，振幅は小さく，位相速度は屈折 P 波と下層の S 波の速度の間にある。II 群の波は I 群の後に観測され，振幅は前者より圧倒的に大きく，位相速度は上層と下層の RAYLEIGH 波の速度の間にある。I 群の波は平行層に於けるいわゆる複素根の mode 波に，II 群は fundamental mode の RAYLEIGH 波に対応していると思われる。又伝播の方向に関係なく，半無限領域に於ける RAYLEIGH 波と P 波は各々傾斜層に於ける II 群と I 群との間で，第 1 図の O 点を通過する際に相互に変換し合っている。

次に傾斜層に於ける主な波である II 群の波を，スペクトル分析することによって，その分散を調べた。その結果第 7 図に示す如く各模型に対する分散曲線が得られた。これ等はいずれも第 8 図に示す如く対応する平行層の分散曲線と殆んど同じものである。特に傾斜角が 3° 以下の場合の分散は傾斜角によらず，伝播方向にもよらず，ただ真下の層の厚さにのみ関係していて，丁度そこに平行層が存在すると考えても同じである。

2. 実験装置及び実験方法

この実験に使用した synchroscope, pulse-generator, pre-amp 及び transducer は以前[4] に使用したものと同じである。但し，受信器には少し工夫を加えた。2 mm×3 mm 厚さ 1 mm のチタン酸鉛，ジルコン酸鉛を主成分とした piezoelectric ceramic を backer の鉛の柱にのりづけした後，更にその先に真鍮の四角錐をのりづけして受信器を作った。測定にはその真鍮の四角錐の先端を模型の自由表面に垂直に押し当てる様にした。以前は受信器を模型に当てる時は非常に神経を使い，しかも当て方の差による観測波形の違いをさけられなかった。しかし新しく工夫した受信器は模型との接触のさせ方による観測波形の違いを殆んど起させない。もう 1 つの利点は測定点の位置を精度よく定められることである。

実験の方法は第 1 図に示してある如く，振源も受信器も模型の自由表面に垂直に立てて測定した。同じ模型に対して，振源を半無限の領域に置いて受信器を半無限の領域から傾斜層の



第 1 図 模型及び測定方法

Fig. 1. Schematic diagram of models.

第 1 表 媒質定数 α, β, R, ρ は各々 P 波，S 波 RAYLEIGH 波の速度及び密度を表わす

Table 1. Constants of media. Longitudinal, shear and RAYLEIGH Waves velocity and density are denoted by α, β, R, and ρ respectively.

	lamiverre	plastic
α (m/s)	3450	1950
β (m/s)	1550	1050
R (m/s)	1450	950
ρ (g/cm^3)	1.75	1.40

4) 浜田和郎；固体—固体波の周期特性に関する模型実験，地震，**16** (1963), 133.

領域へ移しながら測定していく場合と，逆に振源を傾斜層の領域に置き受信器を傾斜層から半無限の領域にまで移して測定していく場合とを行なった。振源に加える電圧の pulse 幅は傾斜角 2° の場合は 5 μs であり，他の模型の場合は全て 10 μs である。これは測定される波を見ながら後の解析の事を考えて，整った波形が得られるように選んだものである。

実験に使用した 2 次元模型は厚さ 2 mm であり，表層として塩化ビニール板を用い，下層として lamiverre を用いた。lamiverre は glass wool を塩化ビニールで固めた板である。第 1 表に示してある 2 次元模型の P 波と RAYLEIGH 波の速度は実測から，S 波の速度はそれ等 2 つの値から計算で求めてある。density は plastic plate, lamiverre ともに実測値であり，lamiverre は見かけ上の値である。plastic plate の方は異方性はないが lamiverre の方は中に glass wool が入っているので glass wool の繊維の方向と関係して 10% 程度の異方性がある。第 1 表に示してある値は glass wool の繊維の方向と一致する方向に対する値であり，その方向は模型を作った時に模型の自由表面に平行になっている。

今回の実験の主な狙いは平行層に於ける表面波が境界面の傾斜によってどんな影響を受けるかという事にある。その理由で傾斜角は 10° 以内とし，2°, 3°, 4°, 5°, 8° の各模型を作成した。波の測定範囲は第 1 図に於ける O 点から半無限の方向に 15 cm 傾斜層の方向に 40 cm 以内である。傾斜層の領域では 2 cm 間隔で測定し，半無限の領域では約 4 cm 間隔で測定した。傾斜角が 90° 近くになれば，反射や回折の問題が重要になって来るであろうが，今回はそれらの点を重視していない。

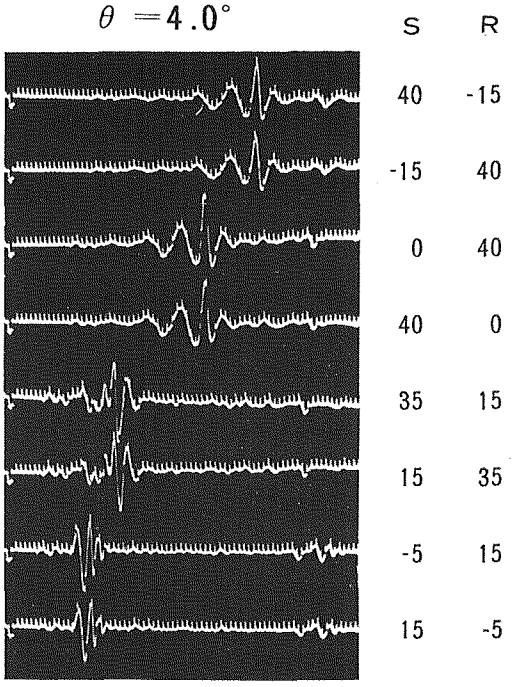
3. 測定された波の概観

説明を簡単にするために，次の様な約束をする。第 1 図の O 点から計って傾斜層の方に 10 cm の位置を測点 10 とし，半無限の方に計って 10 cm の位置を測点 −10 とする。更に振源を S, 受信器を R と略記する。そして例えば振源を半無限の領域で O 点から 10 cm の位置に置き，受信器を傾斜層の領域で O 点から計って 15 cm の位置に置いてある事を，簡単に $S=-10$, $R=15$ 等と表現する。自由表面と境界面とのなす角は θ とする。

θ の値と S 及び R の位置の違いによって測定された波形は全く異っている。然し，この実験では S も R も表層に垂直に立てて行なわれているので，KNOPOFF 等[3] の主張する Seismic reciprocity が成立っている筈である。そこで実測された波形を比較してみると，第 2 図に示す如く，reciprocity は実際非常に良く成り立っている。ここでは S と R の位置をとりかえただけであって他の全ての測定条件は全く同じである。

得られた記録を見やすくする為に，記録紙上で各 trace の最大振幅が一定の大きさになるように pre-amp の gain を調節した。この様にして各模型に対して得られた記録が第 3 図に示されている。$\theta=2°$ の模型で得られた波形が最も典型的であるので，この記録についてまず述

3) 前出.



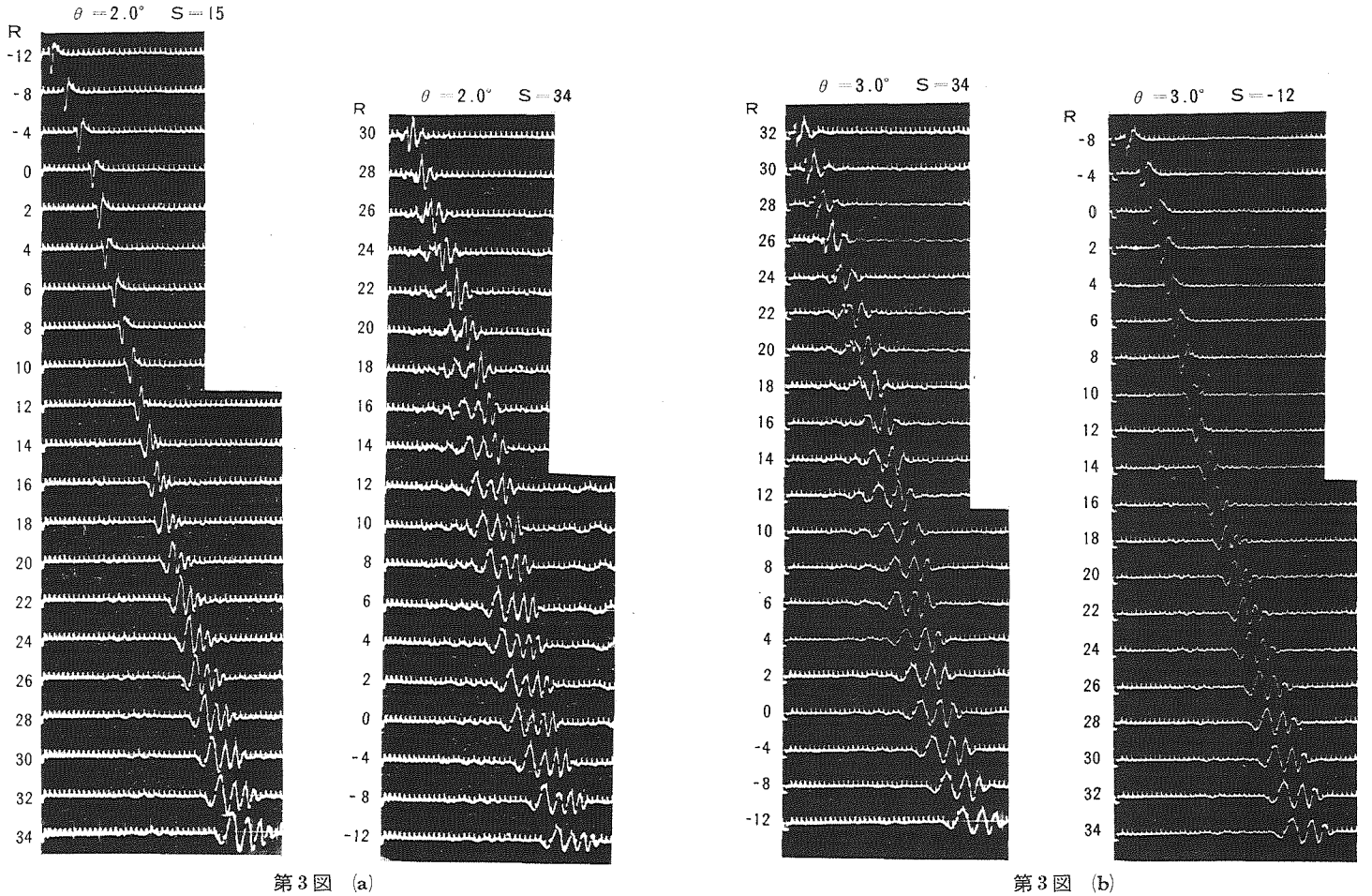
第2図 測定された波の相反性 振源及び受信器の位置は各々記録の右に示してある

Fig. 2. Reciprocity of waves obtained. Locations of the source and the receiver are shown on the side of traces.

べる。

$S=-15$, $R=-12\sim34$: 半無限の領域では主な波として単純な RAYLEIGH 波が存在し，予想された速度で伝播していく。この際，波形は保存されていて，分散現象は見られない。直接 P 波はかすかに読み取られるが振幅は非常に小さい。これは振源及び受信器が共に上下動に有利であると云う測定条件から当然予想されることである。O 点からの反射波が見られない事に留意する必要がある。実はいくら gain を上げても noise と区別して，反射波を認める事は出来なかった。

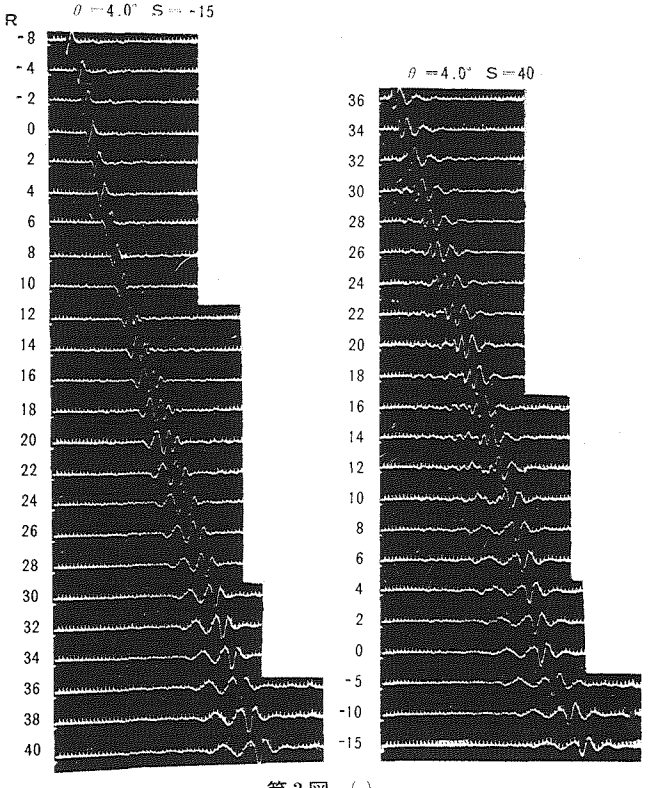
傾斜層の領域に移ると波形に明瞭な変化が生じる。第1の変化は半無限 RAYLEIGH 波の波形が変化して，そのうしろに周期の短い，位相速度の小さい波群を伴なう事である。この波群は震央距離の増加と共に波数が増える。それと同時に，すでに作られた波群の周期自体はどんどん長くなる。その結果，この波群の山谷は，O 点に於ける RAYLEIGH 波の位置を焦点として，放射状に末広がりに並んでいる。各 trace の山と山及び谷と谷を結ぶとほぼ一直線になる。第2の変化は，傾斜層に移ると下層からの屈折 P 波が現われる事と，その後に続いて新しい波群が現われる事である。この波群は上に述べた波群と同様に，震央距離の増加と共に，後方



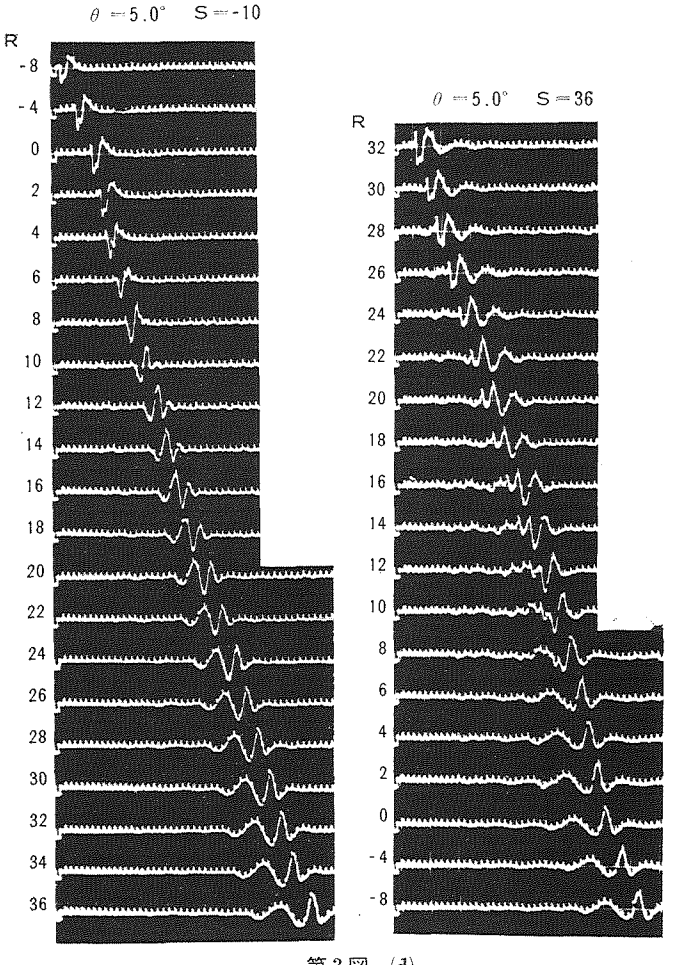
第3図 (a)　　第3図 (b)

第3図　各模型に対する測定記録　θ, S, R は各々傾斜角，振源，受信器を表わす time scale は 10 μs 間隔を表わす

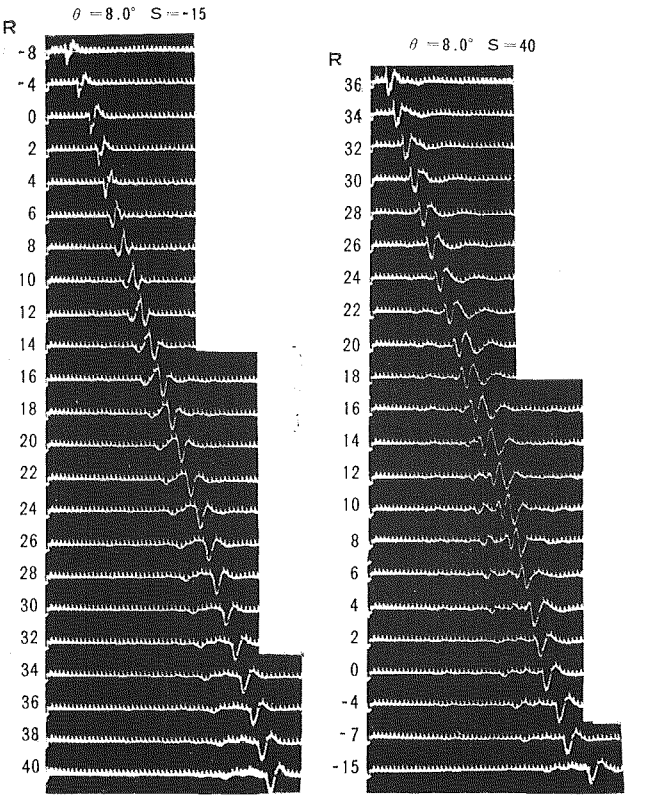
Fig. 3. Obtained seismograms for each model. Sloping angle, the source and the receiver are denoted by θ, S and R respectively. Time scale indicates 10 μs apart.


θ =4.0° S=-15
R
-8
-4
-2
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
28
30
32
34
36
38
40
θ =4.0° S=40
36
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
-5
-10
-15

第3図 (c)


θ =5.0° S=-10
R
-8
-4
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
28
30
32
34
36
θ =5.0° S=36
R
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
-4
-8

第3図 (d)



第3図　(e)

に周期の短い，新しい波群をどんどん作りながら，自からも又周期が伸びている。そしてやはり，山と山及び谷と谷を結ぶ線はほぼ一直線になり，それ等の直線の延長はO点の上で直接P波の到着時刻に集中する。

上に指摘した傾斜層側のこれ等2つの波群は似ている性質もあるが，いくつかの顕著な違いもある。屈折P波に続いて現われる波群の振幅の方がRAYLEIGH波に続いて現われる波群の振幅よりも圧倒的に小さい。エネルギーの供給源を考えると，前者は屈折P波であるのに対して，後者は半無限のRAYLEIGH波である。前者の位相速度は少なくとも下層のS波よりは速く，下層からの屈折P波の見かけの速度に近い値を持っている。これに反し，後者の位相速度は下層のRAYLEIGH波の速度以下である。

上述の如く，O点をはさんで波の性質は変化するが，波形そのものには急激な変化は見られず，連続的に徐々に変化している。記録を見ただけではどれがO点上の波形か判別出来ない。

$S=34$, $R=30\sim-12$: $S=-15$ の場合と比べると少し複雑な波形である。傾斜層の領域では2の波群が見られる。それらの1つは下層からの屈折P波と，それに続いて出現する振幅の小さな波群である。他の1つは更にそのうしろに見られる振幅の圧倒的に大きい波群であ

る。$S=-15$ の場合もそうであったが，今度の場合にも O 点からの反射波は見られない。この領域で振幅の卓越した波は震央距離の増加と共に山谷の数も増し，包絡線はうしろに長く伸びる。それと共に位相速度はだんだん大きくなり，下層の RAYLEIGH 波の速度に近くなる。次に屈折 P 波に続いて現われる振幅の小さい波は，やはり震央距離の増加と共に山谷の数も増し包絡線もうしろに長くなる。位相速度は下層からの屈折 P 波の速度と殆んど同じである。上に述べた 2 つの波群は $S=-15$ の場合と違って，震央距離が大きくなっても見かけ上周期は殆んど変化しない。

半無限の領域に移ると波形は簡単になる。傾斜層から伝播して来た振幅の優勢な波群は，波形が保存されて，そのまま半無限 RAYLEIGH 波の速度で伝播する。一方傾斜層で屈折波に続いて出現していた振幅の小さな波群は，やはり波形が保存されて P 波の速度で伝播する。この領域での RAYLEIGH 波のエネルギーの供給源は傾斜層に於ける振幅の卓越した波群と見られ，P 波のエネルギーの供給源は傾斜層に於ける屈折 P 波及びその後に続く振幅の小さな波群であると思われる。

$S=-15$ の場合と同様に，$S=34$ の場合も，O 点をはさんで波形に急激な変化は見られず連続的に徐々に変化している。

以上で $\theta=2°$ の模型で得られた記録の概観を述べ終った。2° の場合に測定された波の性質は他の模型に対しても殆んどそのまま共通している。

故に，各模型に対しては，傾斜角 θ の変化のみに着目して述べる。半無限 RAYLEIGH 波との間で変換が行なわれる振幅の優勢な波群は，θ が小さい程波形は sine wave に近く，周期は小さく，受信器の位置の変化に対して波形の変化は見かけ上敏感である。θ が大きくなると波形は sine wave ではなくて，単純な pulse に近くなり，周期は大きくなり，受信器の位置の変化に対して波形の変化は見かけ上鈍感である。

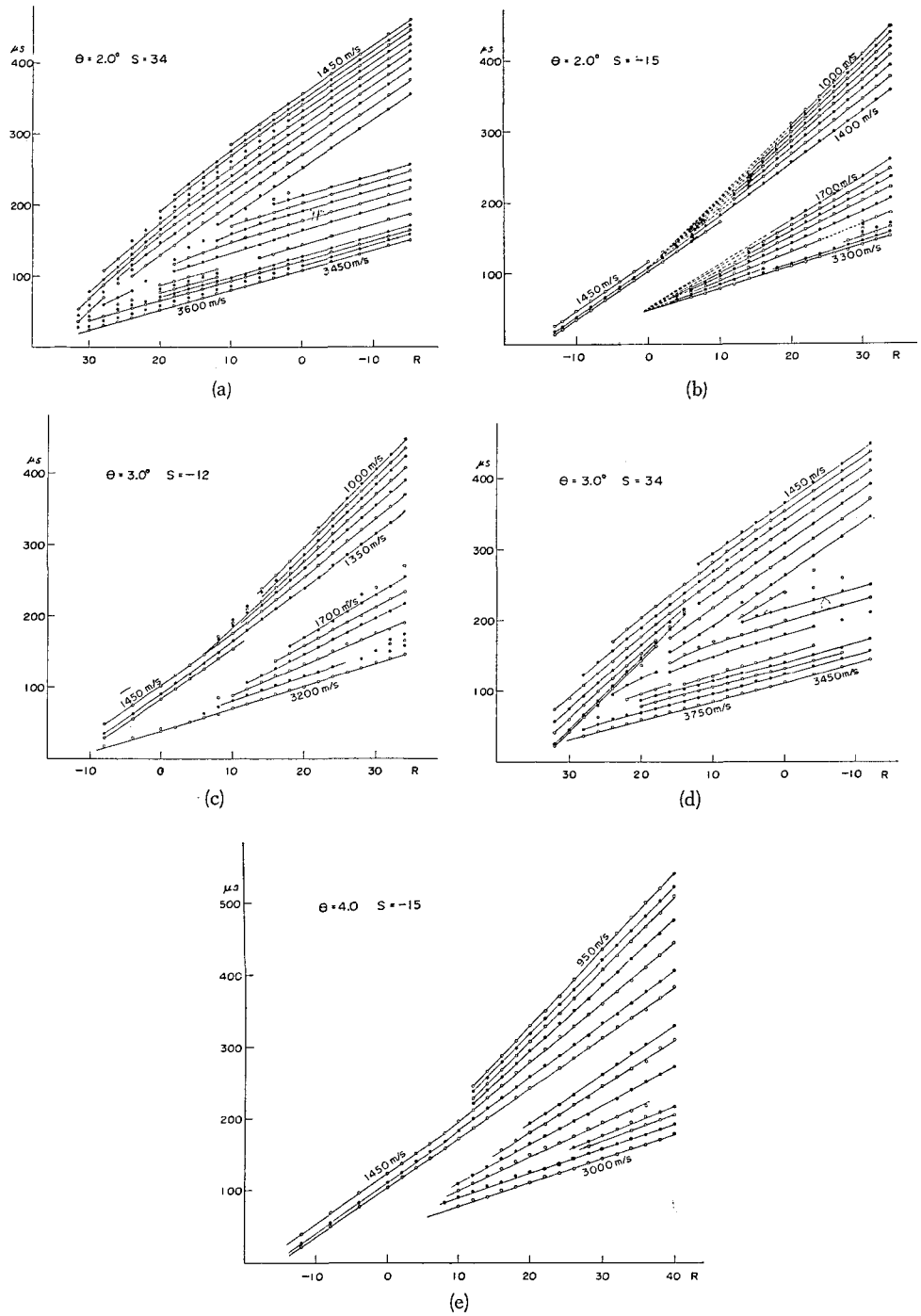
屈折 P 波に続く波群の方は，θ が小さい時は，波形は比較的 sine wave に近く，周期は小さい。θ が大きくなる程波形は sine wave から次第に遠ざかり，周期は大きくなり，振幅は急に小さくなる。

4. 山谷の走時プロット

各模型について得られた記録から山及び谷の走時プロットを作ると第 4 図の如くなる。ここでは山を○印谷を●印で示した。図に記入してある速度の数値は曲線のそこの勾配が示す速度である。これ等の図を見ると前節で述べた波の性質が一層はっきりとわかる。

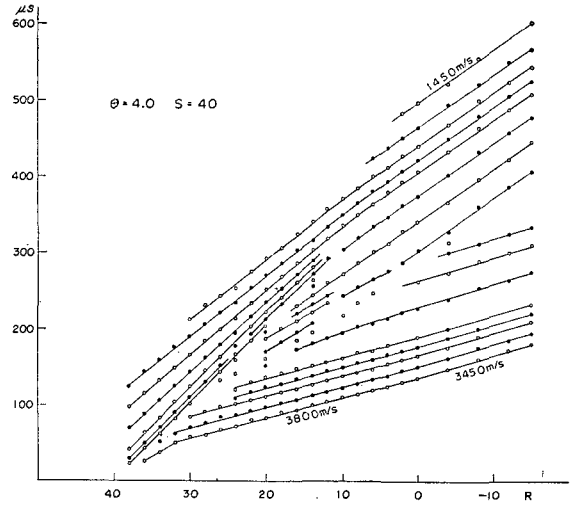
走時プロットの性質も傾斜角が 2° の場合が最も典型的なので，$\theta=2°$ についてまず述べる。

$S=-15$: 半無限の領域では速度 1450 m/s の半無限 RAYLEIGH 波と直接 P 波が存在している。P 波の速度は 3450 m/s であるが，記録の上では振幅が非常に小さく，読取りが困難で

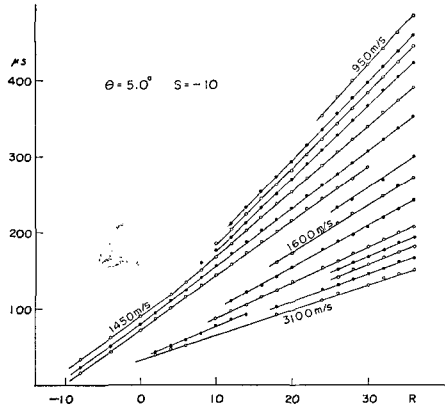


第4図 走時曲線 図内の数値は曲線のそこの勾配が示す速度である ○, ●印は夫々山と谷を示している

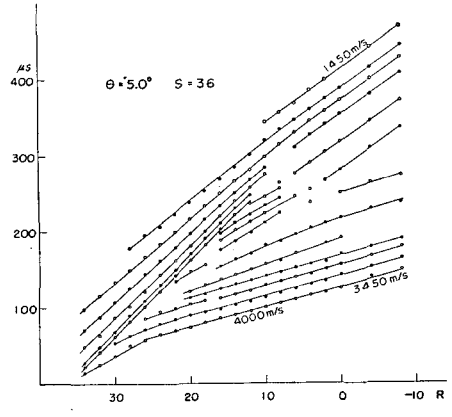
Fig. 4. Travel time curves. Velocities are shown on the side of the curves. ○, ● represent peak and trough.


μs
600
500
400
300
200
100
θ=4.0 S=40
1450m/s
3450m/s
3800m/s
40 30 20 10 0 −10 R

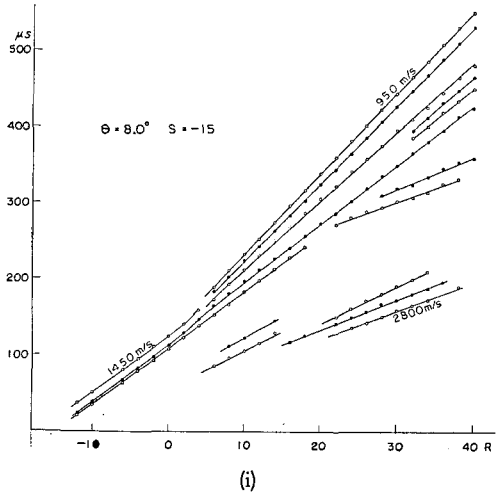
(f)


μs
400
300
200
100
θ=5.0° S=−10
950m/s
1600m/s
1450m/s
3100m/s
−10 0 10 20 30 R

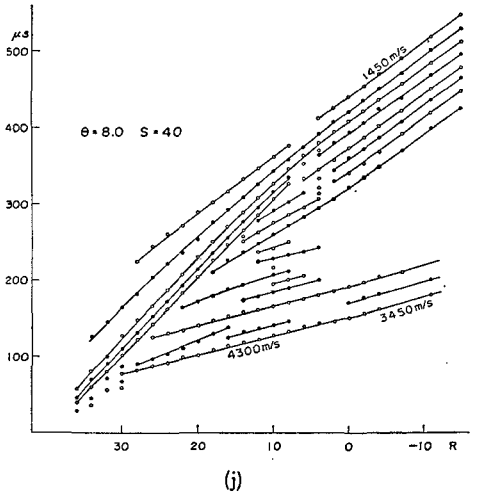
(g)


μs
400
300
200
100
θ=5.0° S=36
1450m/s
3450m/s
4000m/s
30 20 10 0 −10 R

(h)


μs
500
400
300
200
100
θ=8.0° S=−15
950m/s
1450m/s
2800m/s
−10 0 10 20 30 40 R

(i)


μs
500
400
300
200
100
θ=8.0 S=40
1450m/s
3450m/s
4300m/s
30 20 10 0 −10 R

(j)

あったので走時図には描いていない。傾斜層の領域に入ると半無限 RAYLEIGH 波の走時プロットは放射状に広がったプロットに変る。これ等のプロットはほぼ直線を形成し，それ等の延長線は O 点上の RAYLEIGH 波の位置に焦点を結ぶ。図中の点線は走時の直線を延長したものである。同一の測定点について見れば，時間的に後になるに従って走時曲線の間隔は徐々につまっている。換言すれば，周期の小さい位相程，位相速度も小さい。この波群の位相速度の下限は 1000 m/s，上限は 1400 m/s である。次に O 点上で P 波の到着が予想される時刻を起点として，上記の波群と同じ様に，放射状に広がっている波群がある。これは前節で述べた如く，屈折波に続いて現われる振幅の非常に小さい波群である。大局的には時間の経過と共に走時曲線はつまって来る。従って，周期が小さい程，位相速度も小さい。この波群の位相速度の下限は 1700 m/s，上限は 3300 m/s である。屈折 P 波の見かけの速度も 3300 m/s である事は注目に値する。

ところで，走時プロットが一直線上に並び，その延長線が $R=0$ 上の 1 点に集中するという事実は上記波群の持つ重要な性質を暗示している。この観測事実は，同じ位相速度の波の周期は測点 R の位置によって異っていて，OR 間の距離と周期は比例している事を示している。今回の傾斜層の模型では OR 間の距離の代りにその場所の表層の厚さを用いても，今行なったのと同様の解析を行なう事が出来る。

$S=34$: 傾斜層の領域で 2 つの波群が示されている。1 つは振幅の大きな，時間的には後の波群である。震央距離の増加と共に波数が増える。それ等の走時曲線は上に凸になっていて時間的に後になるに従って周期は小さくなる傾向がある。測点 R の位置によって周期は見かけ上殆んど変化していないが，O 点に近づくに従って位相速度は大きくなる。位相速度の下限は 1000 m/s，上限は 1450 m/s であるが，O 点に近づけば全部 1450 m/s になる。

他の 1 つは屈折 P 波に続いて現われる波群であり，大局的には時間の経過と共に周期は小さくなる。この波群の走時曲線は平行線に近い。位相速度は約 3600 m/s であり，屈折 P 波の見かけの速度 3640 m/s とほぼ同じである。

半無限の領域では，振幅の卓越した波群は半無限の RAYLEIGH 波に変換され，走時曲線は全て速度 1450 m/s の平行線になる。屈折波に続いて現われる振幅の小さい波群は P 波となり，走時曲線は全て速度 3450 m/s の平行線になる。

次に模型の傾斜角 θ が 2°, 3°, 4°, 5°, 8° の場合を総括的に述べる。$\theta=2°$ の場合は最も典型的であるが，他の場合も定性的には殆んどこれと同様である。従ってここでは単に θ の変化に伴う波の性質についてのみ述べる。傾斜角 θ が増加すると $\theta=2°$ の場合に述べた波の性質は少しずつずれて来る。しかし基本的な性質は変らない。まず夫々の波の周期は，半無限の RAYLEIGH 波以外は全て θ の増加と共に大きくなる。振幅の卓越した波群の位相速度は θ のいかんにかかわらず又伝播の方向いかんにかかわらず 1000～1450 m/s の範囲内にある。一方振幅の小さな屈折波に続いて現われる波群の位相速度は傾斜角 θ の値及び伝播の方向によって変

化する。このとき第2表に挙げてある如く，位相速度の最大値は屈折P波の速度に近い。

第2表 位相速度の最大値と屈折P波の速度との比較

Table 2. Comparison of maximum phase velocity with the velocity of refracted P waves.

下り傾斜 単位 m/s

down slope unit m/s

θ	2°	3°	4°	5°	8°
位相速度の最大値 maximum phase velocity	3300	3200	3000	3100	2800
屈折P波の速度 velocity of refracted P waves	3290	3210	3140	3080	2900

上り傾斜 単位 m/s

up slope unit m/s

θ	2°	3°	4°	5°	8°
位相速度の最大値 maximum phase velocity	3600	3750	3800	4000	4300
屈折P波の速度 velocity of refracted P waves	3640	3740	3860	3980	4390

5. 測定された波の分類

第3節及び第4節で述べた事柄をもとにして，傾斜層で観測された波群を分類し，従来観測されて来た平行層の波群と対応させる。屈折波に続いて見られる波群をI群，更にその後に現われる振幅の大きな波群をII群と名付ける。半無限のRAYLEIGH波，P波と傾斜層のI群，II群の相互の移り変りは次の如くなっている。

$$\text{傾斜層の領域} \begin{Bmatrix} \text{I 群} \rightleftharpoons \text{P 波} \\ \text{II 群} \rightleftharpoons \text{RAYLEIGH 波} \end{Bmatrix} \text{半無限の領域}$$

II群は以前[4]平行層で実験を行なった時に測定された振幅の大きな波群に対応している。即ち，II群は平行層に於ける分散性RAYLEIGH波のfundamental modeに対応している。その根拠は，波の位相速度が上層と下層のRAYLEIGH波の速度の間にあり，分散の傾向は周期の長いものほど位相速度が下層のRAYLEIGH波の速度に近い事，表層の厚さが0になると下層のRAYLEIGH波になる事，そして振幅が大きい事等である。

I群は，平行層の実験[4]で屈折P波に続いて見られた振幅の小さい波群に対応している。

4) 前出

即ち平行層に於ける complex root 部の mode 解 (leaking mode) に対応する波群と推定される。その理由は，分散の傾向が見られる事，位相速度が異常に大きく少なくとも下層のS波の速度より大きい事，振幅がきわめて小さい事等である。平行層の場合には，leaking mode の位相速度の分散曲線は下層のS波の速度から始まり，shear mode の延長上で下層のP波の速度で cut off になる。しかし傾斜層では下層のP波で cut off になるのではなくて，屈折P波の見かけの速度で cut off になるものと思われる。II群の位相速度の範囲は，境界面が傾斜しているにもかかわらず，傾斜角 θ の値及び伝播の方向によって変化しない。しかし，I群の位相速度の範囲は θ の値及び伝播方向によっ変化する。これは平行層では見られなかった特徴である。

6. 位相差曲線

傾斜層に於けるI群及びII群は，夫々平行層に於ける leaking mode 及び normal mode に対応している事がわかったが，更にこれ等の波群の分散性を定量的に調べる必要がある。得られた記録から位相速度の数値を求める方法は色々あるが，ここではスペクトル分析に依って求めた。かつて平行層の表面波解析の際[5]に，この方法を使って成功したことがある。特に今回の測定では，$\theta=8^\circ$ の波形を見てもわかる如く，波数が少なくて，スペクトル分析によらなければ位相速度の分散を調べることが出来ない。

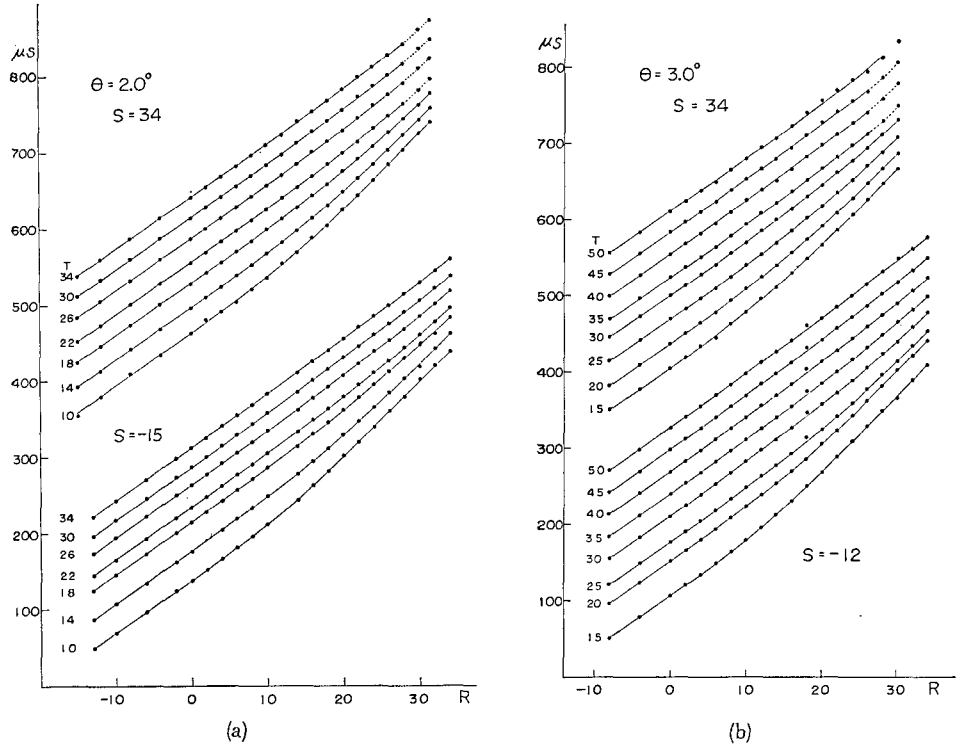
第4図に示した走時曲線を見てもわかる様に，観測点が異なると周期と位相速度の関係が異なっている。故に，近接した測定点の記録から位相差を求める必要がある。ここでは2cm間隔の測定点の記録を用いた。振幅の大きなII群を排除して，I群のみを取り出す事は困難なので注目する波群をII群に限定した。II群のスペクトル分析を行なう際には，I群を除かなければならない。そのために，走時曲線と記録波形の両方を見比べながら，II群のみを取り出してスペクトル分析を行なった。取り出されたII群には weight はかけずに，記録波形そのままの振幅を分析した。

スペクトル分析によって得られた位相差を周期別に縦軸に目盛り，測定点を横軸に目盛ると，周期別に同位相の点を適当な曲線で結ぶことができる。縦軸の絶対値には意味がないので位相差をプロットする位置には任意性がある。しかし位相差の違いが余り大きくならぬように，測定点の間隔を2cmにしてあるので，実際には上記の曲線の形を唯一的に決めることが出来る。半無限 RAYLEIGH 波は波形がくずれることなく，一定速度で伝播する事はすでに知られている。しかし，一応これもスペクトル分析をしてみた。この様にして得られた位相差曲線は第5図に示してある。第5図ではグラフを比較しやすくするために，$S>0$ の場合も $S<0$ の場合も同じ右上りの図にしてある。位相差曲線の勾配は各周期に対する位相速度の逆数であって，$S<0$ の場合は表層が厚くなる方向に伝播し，$S>0$ の場合はその逆向き伝播すること

5) 浜田和郎；表面波の周期特性に関する模型実験，北大地球物理報告，**12** (1964), 15.

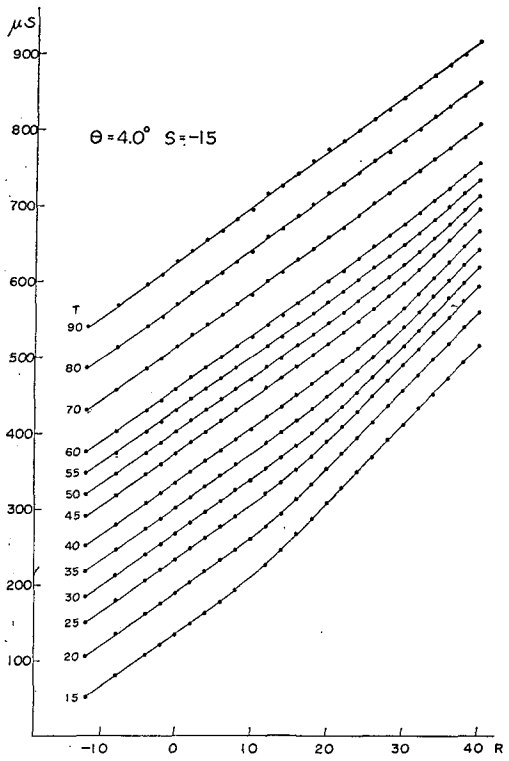
を意味している。

第5図を見ると，振源 S の位置，傾斜角 θ 及び周期の如何にかかわらず，曲線の勾配の逆数は 950 m/s から 1450 m/s の間にあり，曲線の形は下に凸でなめらかに勾配が変っている。半無限の領域では例外なく 1450 m/s の位相速度を示しているが，O 点を通過すると徐々に位相速度は小さくなり 950 m/s に近づく。同じ周期の波に対して位相速度は測定点の位置によって変化していて，周期が小さいと表層のうすい所で位相速度は急に小さくなる。周期が大きいと位相速度の変化は緩慢で，表層が厚くなっても小周期のものほど位相速度は小さくならない。即ち，位相差曲線の曲率は周期及び測定点と共に変化する。小周期の位相差曲線で明瞭に見られる如く，曲線の傾斜はある特定の測定点から急激に変って，その後再び一定の値に漸近する。周期が大きくなると今述べた特定の測定点は表層の厚い方にずれていき，且つ傾斜の変化は緩慢になる。次に，傾斜角 θ の違いに着目すると，θ の増加と共に上述の特定の測定は O 点にだんだん近くなり，且つ傾斜の変化が激しい。例えば $\theta=2°$ で周期 30 μs の曲線と $\theta=8°$ で周期 30 μs の曲線を比較すると，指摘した事柄が明らかに認められる。更に伝播方向の違いに着目してみると，位相差曲線の性質は伝播方向には余り関係がない。少なくとも位相差曲線の形を見ただけでは伝播方向の違いを区別することは出来ない。

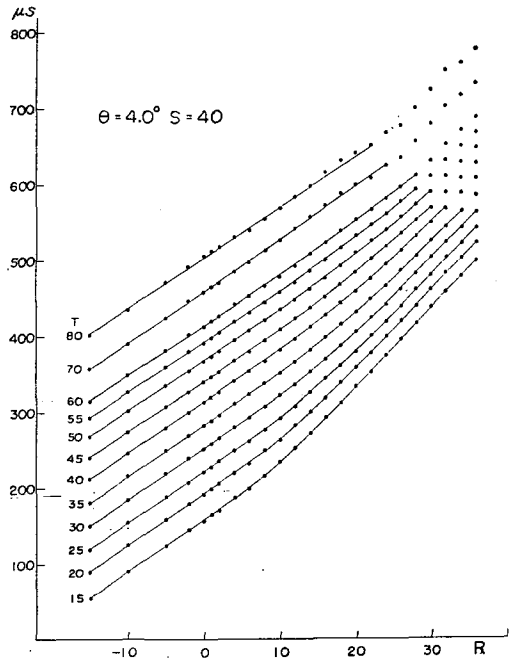


第5図 位相差曲線曲線の勾配は位相速度の逆数を表わす T は周期を表わす

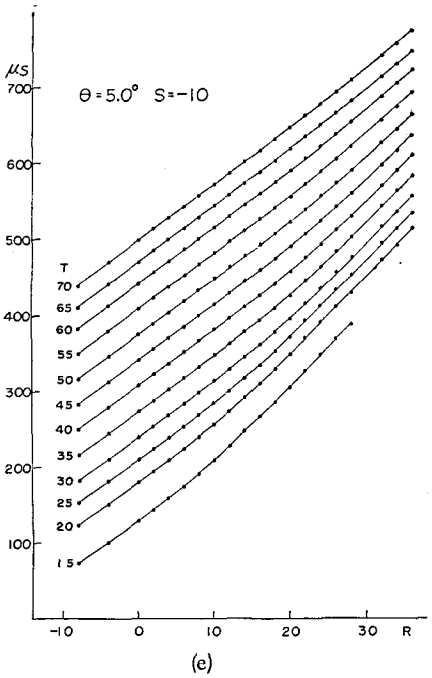
Fig. 5. Phase shift curves. Gradient of each curve shows the reciprocal of phase velocity. T indicates period.


μS
900
800
700
600
500
400
300
200
100
θ=4.0° S=-15
T
90
80
70
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
-10
0
10
20
30
40
R

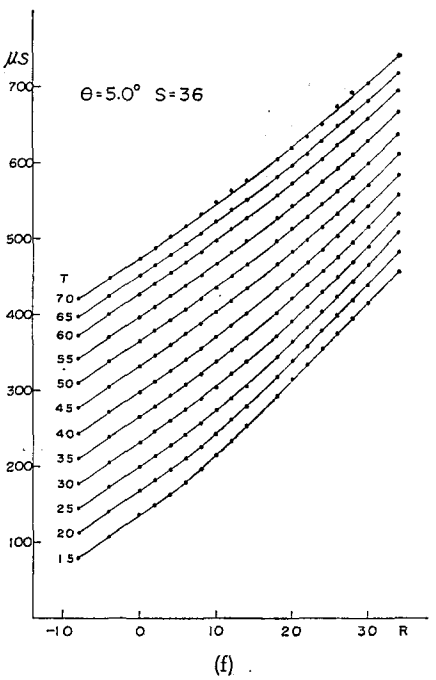
(c)


μS
800
700
600
500
400
300
200
100
θ=4.0° S=40
T
80
70
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
-10
0
10
20
30
R

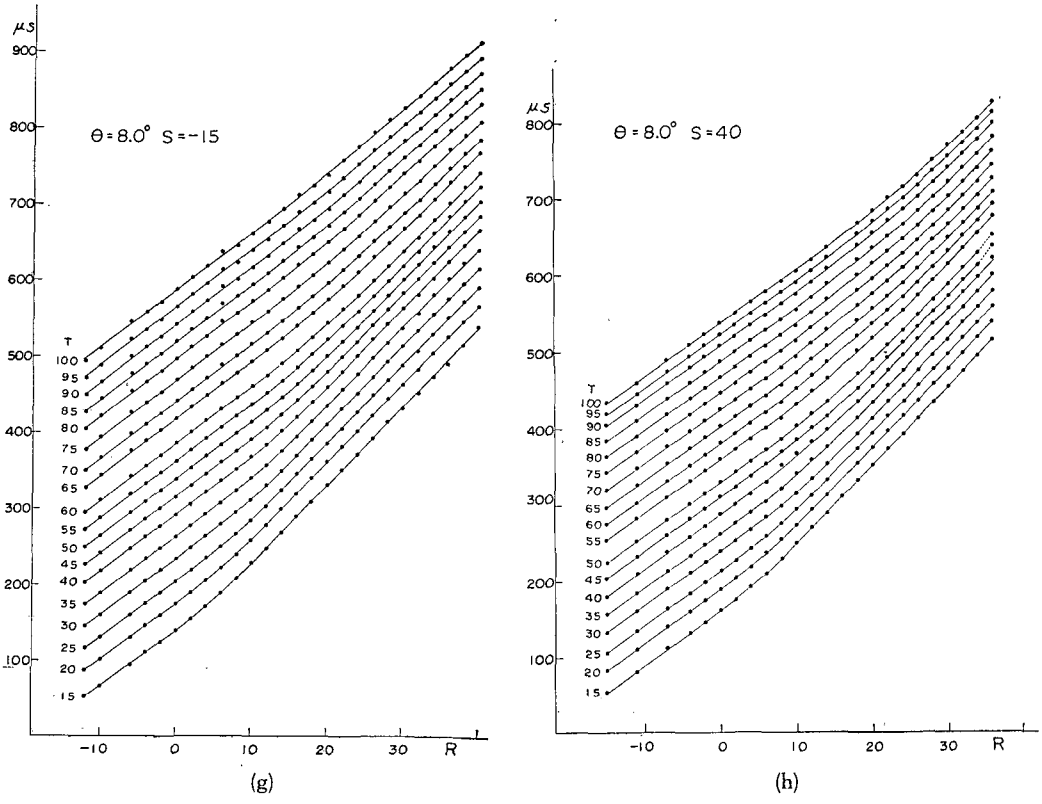
(d)


μS
700
600
500
400
300
200
100
θ=5.0° S=-10
T
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
-10
0
10
20
30
R

(e)


μS
700
600
500
400
300
200
100
θ=5.0° S=36
T
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
-10
0
10
20
30
R

(f)

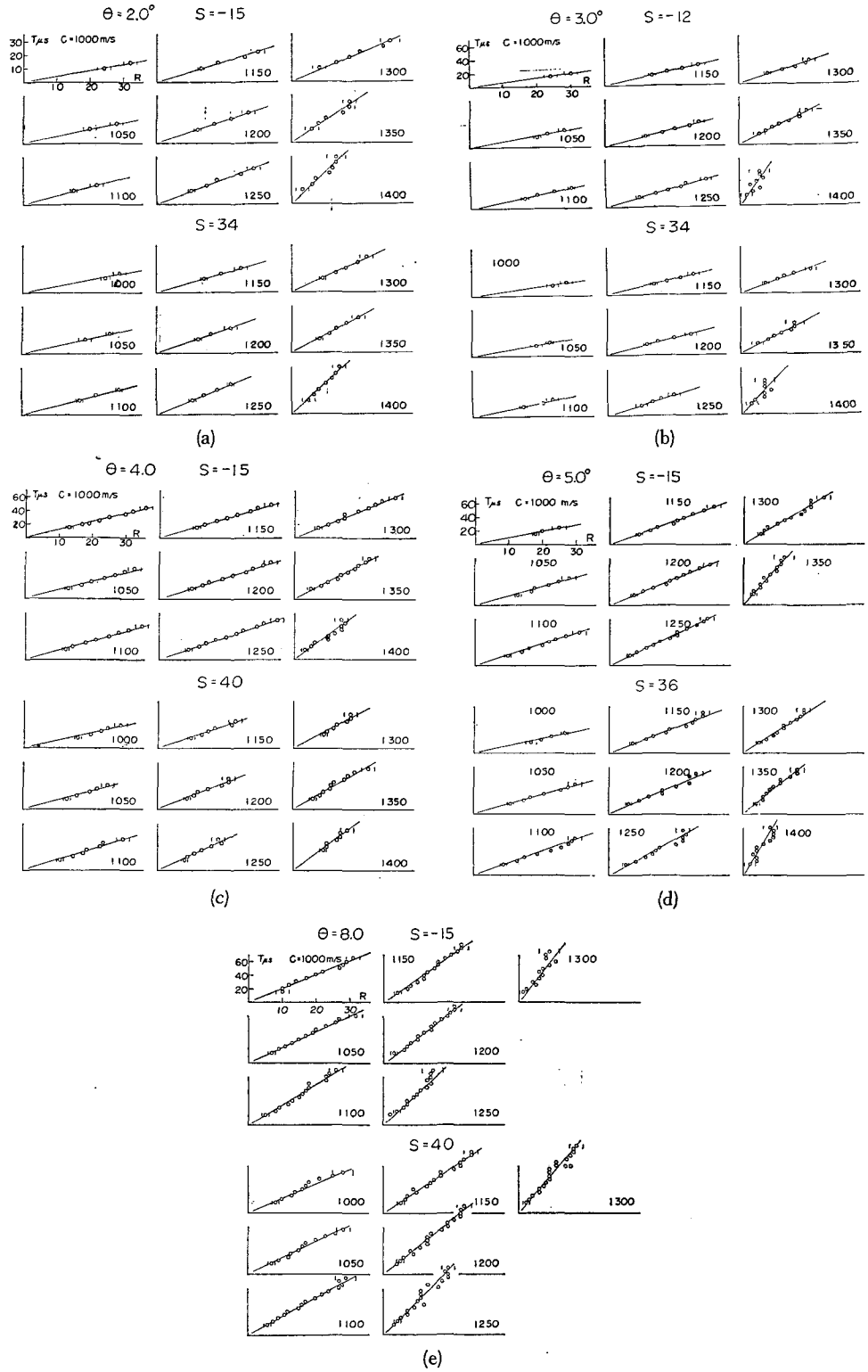


上述の位相差曲線の性質は，少なくとも定性的には，傾斜層を各測定点で平行層に置き換えて解釈する事が出来る。例えばある測定点では，位相速度は周期の小さいものほど上層のRAYLEIGH波の速度に，周期の大きいものほど下層のRAYLEIGH波の速度に近づく。別の測定点では，上層が厚くなる場合は，周期の単位を大きくとると，上層のうすい場合の現象がそのまま当てはまる。

7. 等位相速度線

第5図に示した位相差曲線上で接線の傾斜が等しい点すなわち等位相速度の点を見つけ出し，そこの周期 T と測定点の位置 R を T-R 平面にプロットしなおして見た。各位相速度ごとにこの様なグラフを作り，等位相速度線と名付けて第6図に示す。○印は位相差曲線から見付け出した点であり，所々に書いてある( )印は上記操作の際の距離の誤差範囲を示している。

第6図を見ると，等位相速度の点は全て原点を通る1直線上にのっている事がわかる。この事実は周期 T が R に比例する事を示している。この関係は，位相速度のみならず，傾斜角 θ，伝播方向及び測定点の位置に関係なく成立している。これ等の等位相速度線の勾配は位相速度及び傾斜角 θ の増加と共に増加している。

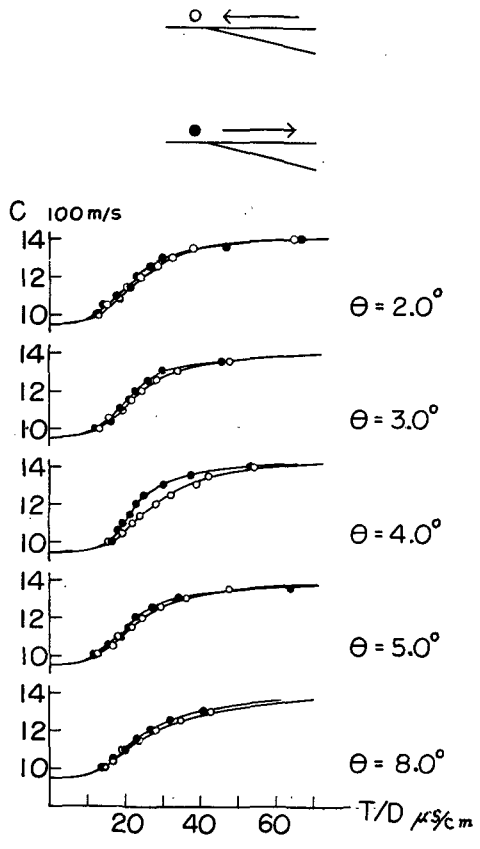


第6図 等位相速度線

Fig. 6. Equal phase velocity curves.

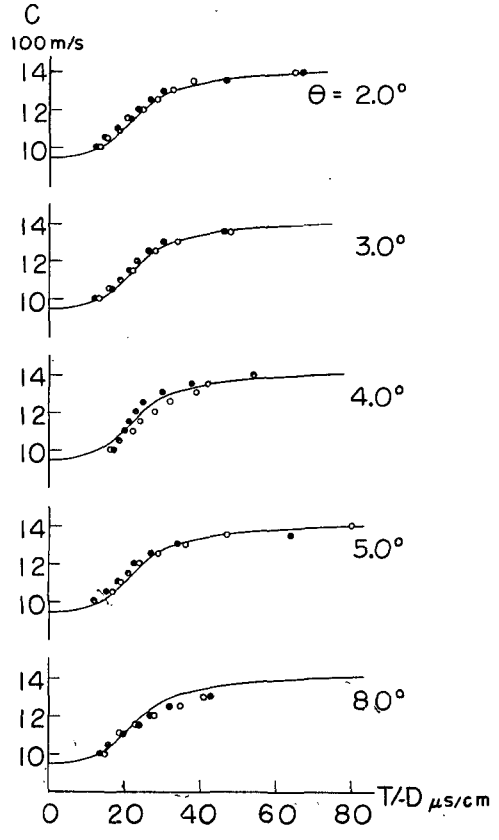
8. 位相速度の分散曲線

周期 T と測定点 R とは比例する事がわかったので第5図に示した周期別の位相差曲線を用いず，それ等をただ1本の分散曲線にまとめて位相速度の分散を表現する事が出来る。この様にして作ったのが第7図である。○印は上り傾斜，●印は下り傾斜の場合の実測値である。この図の実線は実測値を適当に結んだものにすぎない。D は測定点の直下の層厚であって $R\cdot\tan\theta$ に等しい。第8図の実線は第1表にあげてある定数を用いて理論的に計算して求めた平行層の分散曲線であり，○印及び●印は第7図に示したものと全く同じ実測値である。これ等の図から明らかな事は，少なくとも傾斜角が 2°～8° の模型に対しては，傾斜層の表面波の位相速度は伝播方向にも，傾斜角の大きさにもよらず，単に直下の層厚にのみ関係している。逆に



第7図 位相速度の分散曲線

Fig. 7. Dispersion curves of phase velocity obtained from the experimental results.



第8図 傾斜層の実測値と平行層の理論値との比較

Fig. 8. Comparison of experimental results for sloping interface with theoretical curves for parallel interface.

云えば，各測定点毎に直下の層厚に等しい平行層に置き換えれば，傾斜層に対する位相速度が得られる。詳しく見るならば，傾斜角が 4° の場合，伝播方向による分散の喰い違いが見られる。この喰い違いは実測値の誤差よりも大きいと筆者は判断している。しかし 4° の場合だけ何故このような喰い違いを生じたのかはわからない。今回測定した II 群には高次の位相は含まれていない。なぜなら，平行層に対する位相速度の分散曲線を見ると，M_{21} 波は $T/D=15$ μs/cm で cut off になっているからである。

謝　辞

終りに貴重な御意見，御討議をしていただいた北海道大学理学部地球物理学教室教授田治米鏡二氏及び同教室の理学博士岡田広氏に感謝の意を表する。

10. Model Experiments on Dispersive Rayleigh Waves in Case of a Sloping Interface

By Kazuo HAMADA*
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Elastic waves propagating on the suface of various models have been studied by means of ultra-sonic techniques, where the sloping angles are 2, 3, 4, 5 and 8 degrees and the constants of media are shown in Table 1.

In all cases, regardless of the situations of the source and the receiver, the observed waves have been found to be good reciprocal.

In both cases where the source lies on the region of a half space and on the region having a sloping interface, no reflection waves from the vertex of the wedge-shaped surface layer were observed. On the region of a half space P and the ordinary RAYLEIGH waves were observed but on the region having a sloping interface wave groups I and II were observed, regardless of the direction of propagation. Wave group I on the region having a sloping interface follows refracted P wave and has a very small amplitude. The phase velocities of wave group I are larger than the velocity of shear waves in lower medium but smaller than the velocity of refracted P wave. Therefore, the range of the phase velocities depends on the angle of the slope as well as the direction of propagation. Wave group II on the region having a sloping interface appears later than wave group I and has a larger amplitude. The phase velocities lie between the velocity of RAYLEIGH waves in a upper layer and that in a lower medium, regardless of the direction of propagation.

Wave groups I and II may be corresponded respectively with the leaking and normal modes for a parallel interface. In both directions of propagation, P waves in the region of a half space and wave group I in the region having a sloping interface seem to be

* At present, Earthquake Research Institute, Tokyo University.

converted to each other. On the other hand, the ordinary RAYLEIGH waves in the region of a half space and wave group II in the region having a sloping interface seem to be converted to each other.

By the method of spectrum analysis, phase velocities of wave group II have been decided, resulting in dispersion curves. These curves obtained from the present experiment for a sloping interface are compared with that calculated for a parallel interface. It is found that the dispersion of phase velocity for a sloping interface is almost equal to that for a parallel interface, if the thickness of the layer under the observation point is properly adjusted.