

15. 南関東及び伊豆半島北部における レイリー波の観測

地震研究所 小川卓司

(昭和58年3月18日受理)

要 旨

レイリー波の位相速度の分散の様子から地下構造を推定する試みは数多くなされて来たが、数十kmのスケールで観測点を配置し、自然地震の表面波を観測して地下構造を推定する試みは、従来あまりなされて来なかった。

本研究では、東京大学地震研究所の地殻活動総合観測線と同研究所油壺地殻変動観測所の計9観測点にPELS 73型小型長周期地震計上下動成分を設置し、南関東及び伊豆半島北部においてレイリー波を観測するためのシステムと、位相速度を求めるためのソフトウェアを作った。1980年夏に観測を開始してから1982年6月まで得られた地震の記録のうち10個の地震の記録を解析して得られた位相速度の値にAKI (1961) のモデル6EJを適用すると、同地域の厚さは35~45kmと推定される。

1. はじめに

地震時にレイリー波及びラブ波の2種類の表面波が放出され、これらの波の分散の様子から、地下の特にS波構造の推定が可能となる事はよく知られている。

自然地震の多点観測の記録を用いて、表面波の分散から地下の速度構造を求めた初期の研究の代表的なものとしてはPRESS (1956) があげられる。PRESS (1956) は、Benioff長周期地震計のネットワークを用いて、レイリー波の位相速度から南カリフォルニアの地殻の厚さを推定した。日本では、AKI (1961), KAMINUMA and AKI (1963), KAMINUMA (1964) が気象庁のWiechert地震計のネットワークを用い、日本列島を数個の大まかな地域に分けて各地域の地殻の厚さをレイリー波の位相速度から求めている。

他方、より局地的な範囲を対象に、レイリー波の分散は地盤調査・物探等にも利用されている(例えば、岡田・森谷, 1972; 小柳, 1973)。しかし、このような研究に用いられるのは、ほとんど人工地震であり、地震計の配置も10mごとに十数個置くという具合に、自然地震の観測ネットワークに比較して非常に密なネットワークを用いている。

しかし、両者の中間にあたる数十kmのスケールで、表面波の分散から局地的な地下構造を求める試みは従来あまり行なわれてこなかった。この理由の一つとして考えられるのは、位相速度を精度よく求めるのが非常に難しいという事である。佐藤(1958)によれば、位相速度を求める際に問題となるのは、観測点と観測点とを結ぶ直線の、表面波の到来方向におろした正斜影の長さである(以後、本論文ではこの長さを行路差と呼ぶ)。なぜならば行路差が短かすぎると、異なる観測点での地震記象上において、対応する位相の到達時刻の差が短くなるために、地震記象上での位相の到達時刻の読み取り誤差が、求められ

た位相速度の精度を著しく悪くするからである。従ってこの読み取り誤差の影響を小さくするという観点から見れば、観測点間の距離を長くした方が良い事になる。しかし観測点間の距離が長すぎれば、構造の地域差などを求めようとする事が困難になる。これらの条件を考慮し、限られた数の地震計を有効に用いるためには、EVERNDEN (1953) や PRESS (1956) の主張する様に、観測しようとする表面波の波長と同程度の間隔で地震計を配置するのが最良であると考えた。

ネットワークの設置場所は現在地震予知の観点からも特に重要と思われる伊豆半島北部から南関東にわたる地域を選び、表面波の観測システムを作り、位相速度から地殻の厚さを推定した。

表面波の位相速度を精度よく求めるためには、固有周期の安定した取り扱いの容易な地震計を使える事が望ましい。本研究で用いた PELS 73 型地震計は、これらの条件をかなりよく満たすものであると言える (地震研究所小型長周期地震計プロジェクトチーム, 1974)。

また、信号の通信制御技術、デジタル処理技術が進み、地震計からの信号の記録・解析・保存がより容易になった事も、今回の研究を可能にした一因であると言ってよいであろう。

2. 観測システムの概要

観測点は1980年から翌年にかけて設置された東京大学地震研究所地殻活動総合観測線の岩本山 (IWA)、内浦 (UCH)、真鶴 (MAN)、松田 (MAT)、清川 (KIY)、相模原 (SAG)、高津 (TAK)、検見川 (KEM)、及び東京大学地震研究所油壺地殻変動観測所 (ABR) の9点である。観測点の配置を Fig. 1 に、位置を Table 1 に示す。岩本山、内浦、真鶴、

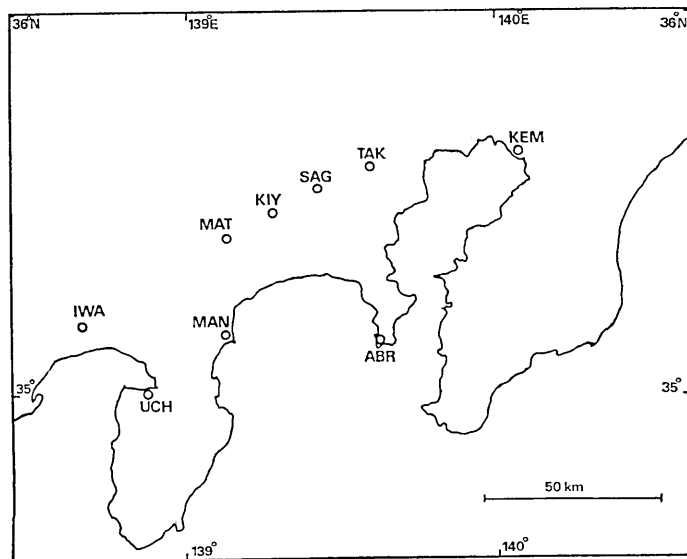


Fig. 1. Distributions of stations.

Table 1. Location of stations.

STATION		LOCATION	HEIGHT (m)
IWAMOTOYAMA	(IWA)	138°37.9'E 35°10.4'N	160
UCHIURA	(UCH)	138°53.2'E 35° 0.9'N	3
MANAZURU	(MAN)	139° 8.1'E 35° 9.5'N	81
MATSUDA	(MAT)	139° 8.0'E 35°24.9'N	425
KIYOKAWA	(KIY)	139°16.8'E 35°28.7'N	152
SAGAMIHARA	(SAG)	139°25.4'E 35°32.8'N	102
TAKATSU	(TAK)	139°35.9'E 35°36.2'N	28
ABURATSUBO	(ABR)	139°37.0'E 35° 9.0'N	3
KEMIGAWA	(KEM)	140° 4.6'E 35°39.3'N	20

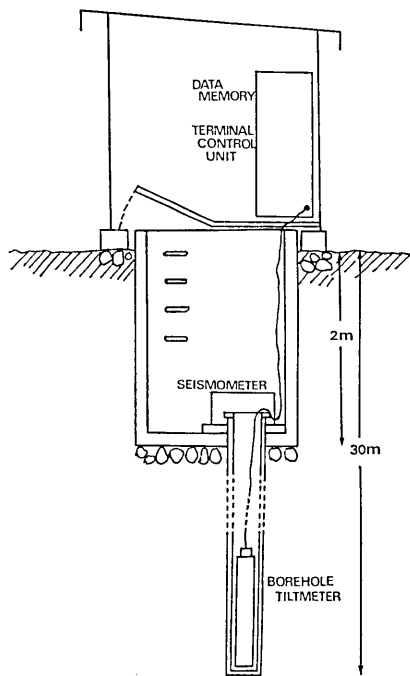


Fig. 2. Rough sketch of inside of Iwamotoyama station.

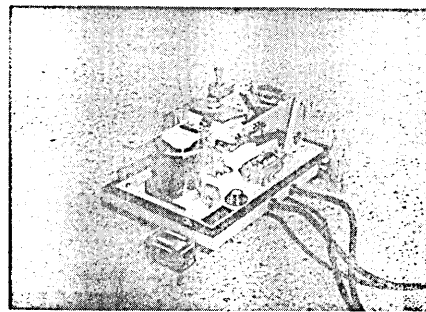


Photo 1. PELS 73 seismometer.

油壺では1980年7月より観測を開始し、他の観測点では1981年の夏から観測を行なっている。内浦観測点と油壺観測所では、横坑内に地震計を設置した。岩本山観測点の断面を簡単にFig. 2に示す。内浦・油壺以外の他の観測点は、岩本山観測点とほぼ同じ造りをしている。

各観測点には、東京大学地震研究所で開発された PELS 73 型小型長周期地震計上下動成分 (Photo. 1) を設置した。この地震計は固有周期が5秒から15秒まで可変で、ソニー社製マグ

ネセンサーにより、振子の変位を電気信号に変換して取り出す事ができる (地震研究所小型長周期地震計プロジェクトチーム, 1974)。

潮汐や温度変化による振子の長周期ドリフトを除くため、ドリフト・キャンセラーと呼ばれる装置を地震計に接続した (MATSUMOTO and TAKAHASHI, 1977)。これはマグネセンサーの出力に比例した電流を、約4000秒の時定数を持たせて振子のコイルに流し、振子のドリフトを強制的にもどすものである。Fig. 3にこのドリフト・キャンセラーの原理を簡単に示した。原理的にはこのドリフト・キャンセラーにより振子の長周期ドリフトを

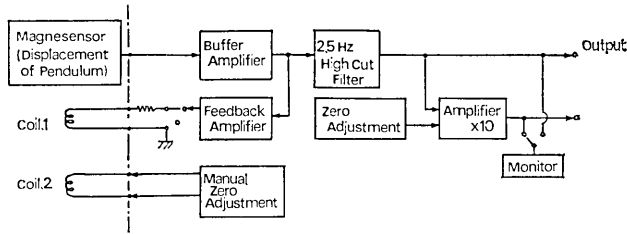


Fig. 3. Outline of the function of the drift canceller.

除く事ができるはずであるが、実際には多少の直流成分が地震計の変位記録に残り、それは解析時に計算機のプログラムで除去した。

観測には観測点ごとにトリガー方式を用いている。トリガーの原理は、例えば2分前あるいは3分前から現在までの信号の平均値 LTA (Long Term's Average) と、2秒とか5秒前から現在までの信号の平均値 STA (Short Term's Average) を常に計算し、STA/LTA が予め指定した閾値 RATIO を越えるとトリガーがかかる様にしたものである。すなわち LTA をノイズ、STA をその時点での地動の大きさと見なすのである。STA, LTA の時間 (現在からどれ位前まで計算に使うか) 及び RATIO は、いくつかの値の中から選んで任意の時点で各観測点ごとに設定及び変更ができる。変更可能にした理由は、例えば油壺では海岸に近い天候が大きくノイズの状態に影響し、しけなどの時はノイズで頻繁にトリガーがかかるためである。一度トリガーがかかると1秒間4サンプリングで30分間分のデータが、観測点に置かれたデータ収録装置 (日本電気社製 NE80ZE) に一時的に蓄えられ、電話回線を用いて地震研究所本所内の小型電子計算機に送られ、磁気ディスクに自動的に記録される。地震計の測定可能な範囲は、変位で $\pm 6.10 \times 10^{-2} \mu\text{m}$ から $\pm 5 \text{ mm}$ である。各観測点の時計は NHK の時報により校正され、また本所内の計算機の時計とも比較校正して刻時精度を高めている。

地震計は、1980年の観測開始当初は固有周期を10秒、減衰定数 h を1.0としたが、同年10月以後岩本山及び油壺観測点の地震計の減衰定数を3.1にし、残りの観測点も1981年までには減衰定数を3.1にした。地震計の位相特性の校正は、油壺観測所の地震計のコイルにテスト電流を流して行なったが、周期10秒以下の所では地動のノイズのために正確な特性が得られなかった。Fig. 4 は観測システムの概念図である。

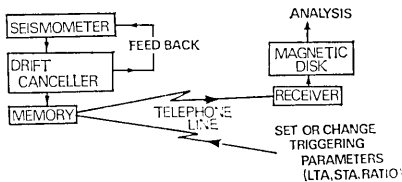


Fig. 4. Block diagram of the observation system.

3. 解析方法

位相速度を求めるには方法がいくつかある。PRESS (1956) の用いたいわゆる山谷法、SATÔ (1955) によるフーリエ変換法、BLOCH and HALES (1968) による cross-multiplica-

tion 法などである。このうち山谷法は適用できる周波数帯が狭く、また地震記象上のノイズが読み取り誤差を大きくする等の欠点があるので、簡単で精度の良いフーリエ変換法を用いた。

フーリエ変換法の原理を簡単に示す。一次元座標 x で波の伝播を考え、 $f(t; x)$ を振動源より x だけ離れた点での波形とすると、 $f(t; x)$ のフーリエ変換 $f^*(p; x)$ は

$$f^*(p; x) = F(p) \exp\{-i\beta(p)\} \exp\{-ipx/V(p)\} \quad (1)$$

になる。ここで p は角周波数、 $V(p)$ は位相速度で $F(p)$ 、 $\beta(p)$ は実数の関数である。式 (1) の両辺の偏角をとれば $V(p)$ は次の様に表わされる。

$$V(p) = \frac{px}{-\beta(p) - \text{Arg}\{f^*(p; x)\} + 2n\pi} \quad (2)$$

式 (2) の Arg は偏角の主値を表わしている。 n は整数である。一般に $\beta(p)$ は 1 観測点で観測された波形だけで求める事はできないので、位相速度は振動源からの距離が x_1 および x_2 の 2 点における波形のフーリエ変換の偏角の差を用いて

$$V(p) = \frac{p(x_2 - x_1)}{\text{Arg}\{f^*(p; x_1)\} - \text{Arg}\{f^*(p; x_2)\} + 2n\pi} \quad (3)$$

で求める。

式 (3) の $x_2 - x_1$ は、実際の解析では行路差すなわち表面波の到来方向に沿っての観測点間の距離を使う。この距離は一次近似としては、震央と各観測点を結ぶ大円の長さの差を用いる事も可能であるが、屈折等により大円と表面波の経路がずれた場合には、誤差の原因となる事が考えられるので、観測点に対する表面波の実際の到来方向を求めて、その方向に沿っての観測点間の距離を求めた。到来方向は、異なる観測点の地震記象上で、対応する位相の到達時刻の差から求める事ができる (MIKUMO, 1965)。この方法を使うには、少なくとも 3 つの観測点で地震記象が得られる事が必要である。得られた地震記象の原記録そのものを用いて位相の対応をつけるのは難しい場合もあるので、本研究では、原記録で表面波が卓越していると見られる部分にデジタル・バンドパスフィルターをかけて位相の対応づけを行なった。例えば周期 25 秒の表面波の位相速度を求める際には、原記録に中心周期 25 秒のデジタル・バンドパスフィルターをかけて、対応する位相の各観測点への到達時刻を求め、表面波の到来方向を求める事により、最終的には式 (10) の $x_2 - x_1$ に当たる距離を各周期について求めるのである。この場合でも 3 つ以上の観測点で地震記象が得られる事が必要なは言うまでもない。

フィルターをかけた後の地震記象には、いくつもの位相の山や谷が表われるが、波の到来方向を求めるためにどの位相を使うかは次の様に決めた。まず 1 つの観測点のフィルターをかけた地震記象から振幅の大きい山あるいは谷を 3 個選ぶ。この 3 個の山あるいは谷の中には、フィルターをかけた部分での最大の振幅の位相がなるべくはいる様にするが、残りの 2 つの位相は、その次に振幅の大きい位相であるかどうかは構わず、3 つの位相が時間的にあまり近づかない様に選ぶ。ただしフィルターをかける部分の両端は使わない。この様にして 3 つの位相を選び、他の観測点のフィルターをかけた地震記象でこれらに対応する位相を探すのである。この時には位相の対応づけを間違えない様に原記録も照らし

合わせ、P波初動の到来方向も参考にする。選んだ3つの位相のそれぞれに対し到来方向が求められ、最終的には3つの平均値を到来方向とした。用いたフィルターは BOXCAR FILTER と呼ばれるものである (BLOCH and HALES, 1968)。

時系列に乗ずるフィルターの係数 b_t は、

$$b_t = \frac{\sin(2\pi ht)}{\pi t} \cos(2\pi f_0 t) \quad (-\infty < t < \infty) \quad (4)$$

である。ここで $2h$ はフィルターのバンド幅、 f_0 は中心周波数である。 $b_t = b_{-t}$ なので位相のずれは起きない (BLOCH and HALES, 1968)。実際には重み係数 K_t を乗じて係数 C_n は、

$$C_n = b_{n\Delta t} \cdot K_{n\Delta t} = \frac{\sin(2\pi hn\Delta t)}{\pi n\Delta t} \cos(2\pi f_0 n\Delta t) \cos\left(\frac{\pi n}{2N}\right) \quad (-N \leq n \leq N) \quad (5)$$

とした。ここで Δt は時系列のサンプリング間隔である。 $2h = 0.001$ c.p.s. $N = 6/(f_0 \Delta t)$ とし、中心周期を10秒から40秒まで5秒おきに設定した。フーリエ変換は、ノイズの影響を軽減するために、原記録にデジタル・バンドパスフィルターをかけた後に行なった。

4. データ及び解析結果

上記システムで1980年9月から1982年6月の間に得られた地震の記録のうち、少なくとも3観測点で良好な記録が得られたものを10個選んで解析した。解析に用いた地震のリストを Table 2 に、震央と観測点を結ぶ大円を Fig. 5 に示す。Table 2 の震源及び震源時は気象庁の地震火山概況による。解析した地震の原記録のうち、比較的近い地震の例として1982年3月21日の浦河沖地震の記録を Fig. 6 に、遠地地震の記録例を Fig. 7 に示す。Fig. 6, 7 の時間軸は日本標準時で2分毎に表示が入れてある。時間軸の横の棒はデジタル・フィルターをかけた範囲を示したものである。得られたレイリー波の位相速度をまとめて Fig. 8 に示す。位相速度は隣接する2観測点のペアに対して求めた。Fig. 8 中の曲線は、AKI (1961) のモデル 6EJ (Fig. 9) を仮定した時の基本モードレイリー波位相

Table 2. Earthquake epicenters.

Region	Date	Origin Time (G.M.T.)	Epicenter	Magnitude	Depth (km)
A New Guinea	Sep. 26. 1980	?	3.0°S 142.6°E	6.4	25
B New Hebridesis	Oct. 25. 1980	11h00m11.9s	20.5°S 170.7°E	7.3	shallow
C Philippines	Oct. 26. 1980	05h14m	13.0°N 126.0°E	6.3Ms	shallow
D California	Nov. 8. 1980	10h27m32.7s	41.2°N 124.3°W	7.0Ms	14
E Off East Urup	Dec. 31. 1980	19h33m	46.0°N 152.0°E	7.0	40
F Rat Island	Jan. 30. 1981	08h53m	51.6°N 176.4°E	6.9Ms	shallow
G Western Samoa	Sep. 1. 1981	09h30m	14.9°S 173.2°W	7.7Ms	shallow
H Off Urakawa	Mar. 21. 1982	20h32m	42.1°N 142.6°E	7.3	40
I Komandorskyls	May. 31. 1982	10h21m	55.4°N 166.1°E	6.5Ms	shallow
J ?	Jun. 1. 1982	?	?	?	?

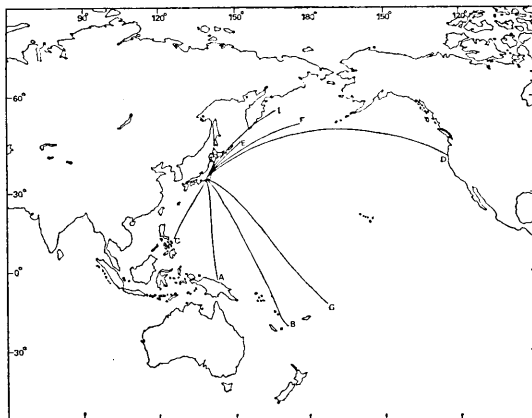


Fig. 5. Earthquake epicenters and great circle paths.

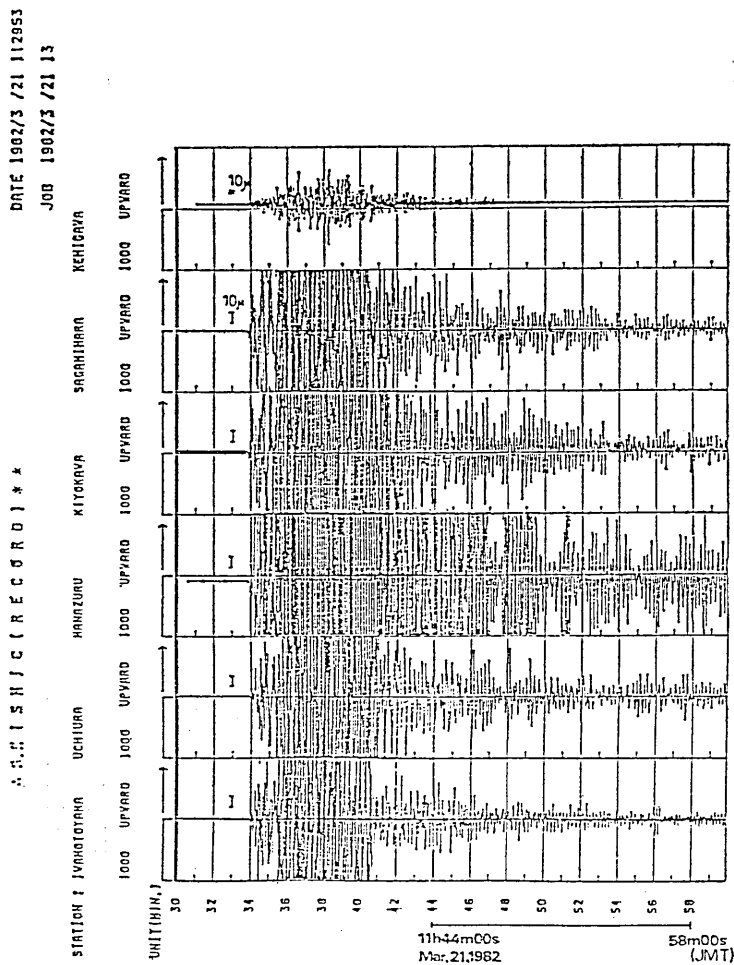


Fig. 6. Seismogram (off Urakawa shock)

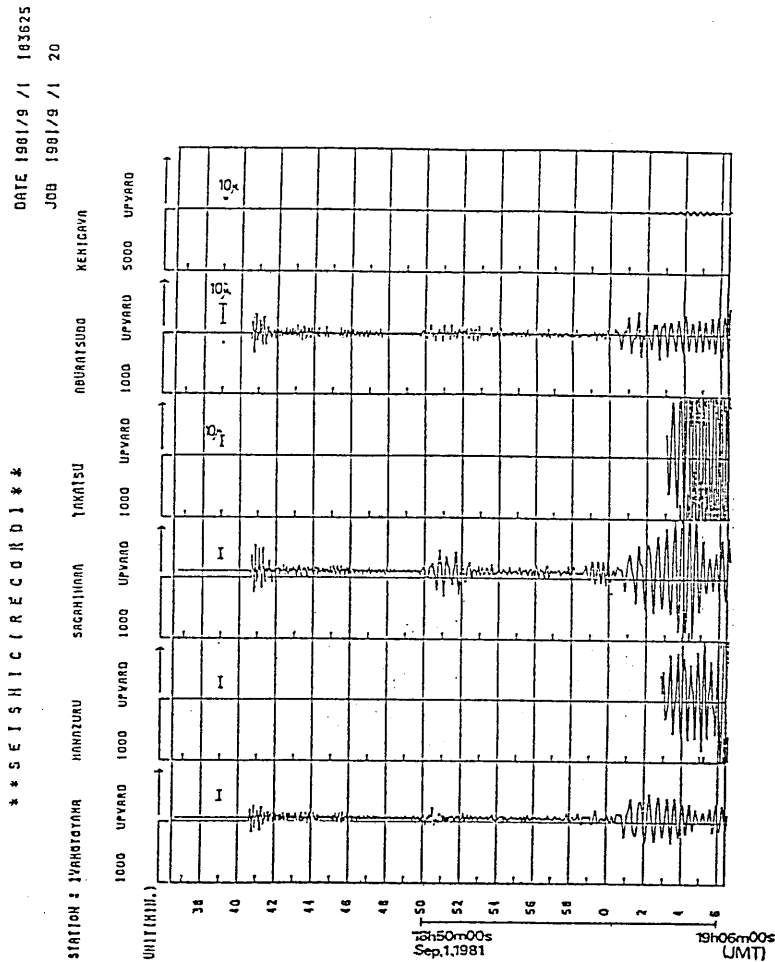


Fig. 7. Seismogram (Western Samoa shock).

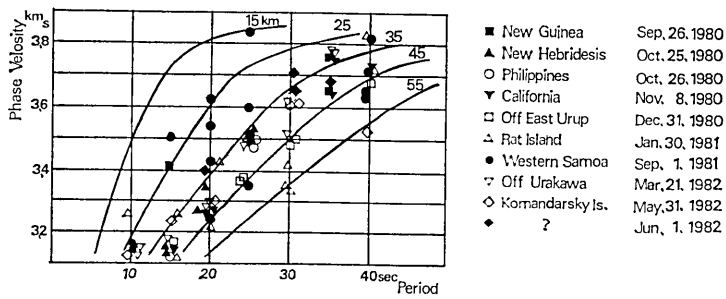


Fig. 8. Phase velocity dispersion of the Rayleigh waves.

速度の理論分散曲線を異なる地殻の厚さに対して求めたものである。ただし今回の解析により得られた位相速度の値の中で 4.0 km/s 以上及び 3.0 km/s 以下のものは、誤差が大きく含まれている可能性があるため除いた。式 (3) の分母に現われる位相差の $2n\pi$ の不定分については、観測点間の距離が短いので、実際にはほぼ問題なく一意的に決定する事ができた。

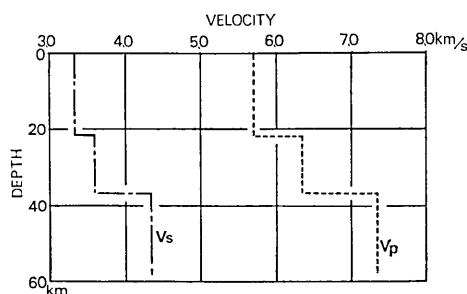


Fig. 9. Aki's model 6EJ.

5. 考 察

Fig. 8 の結果を見ると、計算された位相速度の値のばらつきがかなり大きい事に気がつく。位相速度にモデル 6EJ を適応して、強いて地殻の厚さを推定すると、南関東から伊豆半島北部にかけての地殻の厚さは 35 km から 45 km の間であると言える。この値は AKI (1961) の結果と矛盾しない。一方、東経 139 度に沿う紫雲寺・河津爆破による堀田他 (1964) の推定では、伊豆半島北部の地殻の厚さはほぼ 30 km である。ただしこの値はマトルンでの P 波速度を 7.8 km/s と仮定した場合の値で、マントルでの P 波速度の値がより大きければ、地殻の厚さもより大きな値をとり、マントルでの P 波速度が 8.2 km/s ならば地殻の厚さは 40 km を越える (堀田他, 1964)。本研究の結果は堀田他 (1964) の推定値に比べると約 5 km 大きな値を示しているとも言えるが、ともに推定値にかなりの幅があるので、断定はできない。

最初に考慮しなければならない事は、水平構造を持つ 6EJ モデルの適用が適切であるかという問題である。地質構造も複雑で、また地下でプレートが沈み込んでいると考えられている場所に、簡単な水平構造モデルを適用するのはいささか無理があるかもしれない。

しかし浜田 (1966) の実験によれば、少なくとも傾斜角 $2-8$ 度の傾斜層構造の模型に対しては、表面波の位相速度は伝播方向や傾斜角の大きさにはよらず、単に観測点直下の層の厚さに関係する事がわかっており、6EJ モデルの適用は第一近似としては適当と言ってよいであろう。

本研究では表面波の到来方向を求める際に、表面波を平面波として取り扱っている。厳密には、球面上を広がる波を考え、各観測点の方位角の差を考慮に入れるべきであろうが、震央が観測点から十分遠い場合は、各観測点への方位角の差はそれ程大きくならないと考えてよいだろう。例えば震央がカリフォルニアにあり、表面波が震央と観測点を結ぶ大円を通る場合、岩本山観測点と油壺観測所における方位角の差は 0.1 度に満たない。実際には屈折等のために、実際の波の経路は必ずしも大円と一致しないので、詳しい議論はできないが、方位角の差は特に大きな問題とはならないと思われる。ただし震央と観測点が近い場合には誤差の原因となる事が考えられる。

次に誤差について若干の考察を加えてみたい。簡単のため、観測点の数は3個とする。HASHIZUME *et al.* (1966) は、三点観測の精度に関して考えられる誤差要因として、時刻の正確さ、計測機器の特性、S/N比、読み取りの個人誤差等をあげている。

しかし丸山・茅野 (1968) の述べている様に、観測点間の距離の精度は時間の精度に比べて非常に良いと思われるので、ここではまず時間に関する誤差を問題にする。丸山・茅野 (1968) によれば、3点観測で時刻の誤差が3点について同程度の大きさである時、 $|\delta t|$ を誤差の限界とすると、位相速度の誤差の限界 $|\delta v|$ は、

$$|\delta v| = \frac{v^2}{2S} |\delta t| \{|w_A| + |w_B| + |w_C|\} \quad (6)$$

で表わされる。ここで S は観測点を頂点とする三角形の面積、 w_A, w_B, w_C は波の到来方向に垂直な向きにおろした三角形の各辺の正斜影である (Fig. 10)。さらに Fig. 10 から

$$|w_A| + |w_B| + |w_C| = 2|AB| \cos \varphi_{w_A} \leq 2l_{\max} \quad (7)$$

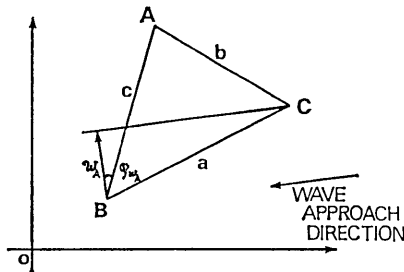


Fig. 10. Relation of tripartite stations and wave approach direction.

がわかる。ただし l_{\max} は三角形 ABC の最長の辺の長さである。

一例として、岩本山、内浦、真鶴の観測点を選び、 $|\delta t|$ をサンプリング間隔の半分である 0.125 s、位相速度 v の値として 3.2 km/s を選ぶと式 (6)、(7) から求められる位相速度の相対誤差は最大約 5% である。

しかし Fig. 8 の位相速度のばらつきは、これを誤差によるものと考えると 5% という数字よりはかなり大きい様に見える。このばらつきを与える誤差の原因としては、計器の位相特性の違いが考えられる。特に地震計の特性の設置後の経年変化を少なくしていく事は今後の課題である。

次に、観測点への位相の到達時刻差から求められた到来方向と、震央から観測点に向かう大円の方角とのずれについてであるが、1980年10月26日のフィリピンの地震や同年10月25日のニューヘブリデスの地震を解析した結果では、 $5 \sim 15^\circ$ 大円の方角より実際の到来方向が東側 (太平洋側) にずれている様であった。しかしデータが少ないため、まだはっきりした事は言えない。

6. ま と め

東京大学地震研究所 地殻活動総合観測網の各観測点と 同研究所 油壺地殻変動観測所に PELS 73型小型長周期地震計上下動成分を設置し、自然地震を観測してレイリー波の位相速度を求めるための一連のシステムとプログラムを開発し、得られた地震記録を解析し、位相速度の分散の様子から、南関東から伊豆半島北部にかけての地域の地殻の厚さを推定する試みを行なった。

1980年9月から1982年6月の期間に得られた10個の地震の記録を解析した結果に6EJモデルを適用すると、南関東から伊豆半島にかけての地域の地殻の厚さは35~45kmと推定される。この結果はAKI(1961)の結果とは矛盾しないが、紫雲寺・河津爆破による堀田他(1964)の推定値よりは多少大きいとも言える。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、東京大学地震研究所笠原慶一教授には終始丁寧な御指導を頂きました。また地震研究所の松本滋夫氏を始めとする地殻変動研究部門及び観測所の方々、国立防災科学技術センターの岡田義光氏には貴重な御助言を頂きました。これらの皆様に厚く御礼申し上げます。

文 献

- AKI, K., 1961, Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves Part 1. Use of the network of seismological station operated by the Japan Meteorological Agency, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, 255-283.
- BLOCH, S. and A.L. HALES, 1968, New techniques for the determination of surface wave phase velocities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1021-1034.
- EVERNDEN, J.F., 1953, Direction of approach of Rayleigh waves and related problems (Part 1), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 335-374.
- 浜田和郎, 1966, 傾斜層を伝わる表面波の模型実験, 北大地球物理報告, **15**, 129-148.
- HASHIZUME, M., K. OIKE and Y. KISHIMOTO, 1966, On the accuracy of tripartite method, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst.*, **15**, Part 1, 7-29.
- 堀田 宏・村内必典・宇佐美龍夫・嶋 悦三・本谷義信・浅沼俊夫, 1964, 爆破地震動観測による本州中央部を南北に横断する測線上の地殻構造 第2部 地殻構造, 地震, **17**, 201-209.
- KAMINUMA, K. and K. AKI, 1963, Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves Part 2. Rayleigh waves from the Aleutian shock of March 9, 1957, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 217-241.
- KAMINUMA, K., 1964, Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves Part 3. Rayleigh waves from the Mindanao shock of Sept. 24, 1957, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 19-38.
- 小型長周期地震計開発プロジェクトチーム, 1974, 小型可搬長周期地震計の開発(その1), 地震研究所速報, **13**, 17-22.
- 小柳敏郎, 1973, 少数の記録から地下構造を推定する方法, 物理探鉱, **26**, 1-7.
- 丸山卓郎・茅野一郎, 1968, 3点観測から決めた地震波のみかけ速度と到来方向の誤差, 地震研究所彙報, **47**, 571-598.
- MATSUMOTO, H. and M. TAKAHASHI, 1977, Development of the portable easy-operation long-period seismometer Part 2. peripheral device, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **52**, 11-27.
- MIKUMO, T., 1966, Determination of phase velocity and direction of wave approach from station arrays, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst.*, **15**, Part 1, 31-43.
- 岡田 広・森谷武男, 1972, S波の速度分布をレイリー波から求めるための実験 一八戸市で行なう実験のために一, 物理探鉱, **25**, 1-11.
- PRESS, F., 1956, Determination of crust structure from phase velocity of Rayleigh waves, Part 1. southern California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **67**, 1647-1658.
- 佐藤良輔, 1969, 分散曲線による地殻構造の決定について(II), 地震, **11**, 121-134.
- SATŌ, Y., 1955, Analysis of dispersed surface waves by means of Fourier Transform I, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 33-47.

15. *Observation of Rayleigh Waves across the South Kanto
and North Izu Regions.*

By Takashi OGAWA,

Earthquake Research Institute.

Extensive research has been carried out on crustal structures by means of surface wave phase velocity analysis. For example, PRESS (1956) studied the Rayleigh wave phase velocities and clarified crustal structure of a regional scale in south California. However, if we needed to know detailed crustal structure having considerable lateral inhomogeneity, we would need to use a station array of sufficiently high density, with station separations of some ten kilometers.

The observation system, which was recently constructed by this Institute, seems to answer this purpose. This observation system is simply a chain of 9 stations with approximate separations of 30 kilometers and extends from the southern Kanto region to the northern part of Izu peninsula, Japan. Each station in this chain is equipped with the PELS Type 73 broad-band seismometer of the vertical component, signals from which are telemetered to the data acquisition system in Tokyo for analysis.

This paper deals with ten sets of teleseismic records from this system and analyzes their spectral structures using the Fourier Transform method. Phase velocities of the Rayleigh wave components in these events are compared with those of the AKI's 6EJ model, so that we may derive from the records the crustal structure along the observation line. It is inferred that the average crustal thickness in the present area is 35-45 kilometers. This value is consistent with the results of AKI (1961), but it seems to be a little larger than the results of HOTTA *et al.* (1966) derived from explosion seismological data.