



Title	1. やや長週期地震計で記録された短週期ラブ波
Author(s)	吉井, 敏尅
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 17, 1-6
Issue Date	1967-02-20
DOI	10.14943/gbhu.17.1
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/13919
Type	bulletin (article)
File Information	17_p1-6.pdf



[Instructions for use](#)

1. やや長週期地震計で記録された短週期ラブ波

吉井敏尅

(北海道大学理学部地球物理学教室)

—昭和41年10月受理—

I. ま え が き

新潟地震の余震をやや長週期地震計で観測中、週期 3.5~1.5 s の分散波を持った地震が記録された。震央の方向はほぼ真南であり地震計が東西成分であることからラブ波と思われる。群速度曲線から推定した 2 層構造では、薄い推積層の下に S 波 3 km/s 弱の層があることが示されている。位相速度は 1 点観測なので震源の動きを仮定して求めたが、群速度から得られた結果と矛盾しない。分散波のフーリエ変換から得られた変位スペクトルと理論的な振幅函数との比較も同時に行なったが、これにはさらに震源でのスペクトルや減衰を考慮する必要がある。得られた下層の速度は、過去の色々なデータと比べて多少小さい様である。これは、震央距離の精度に原因があるかもしれない。

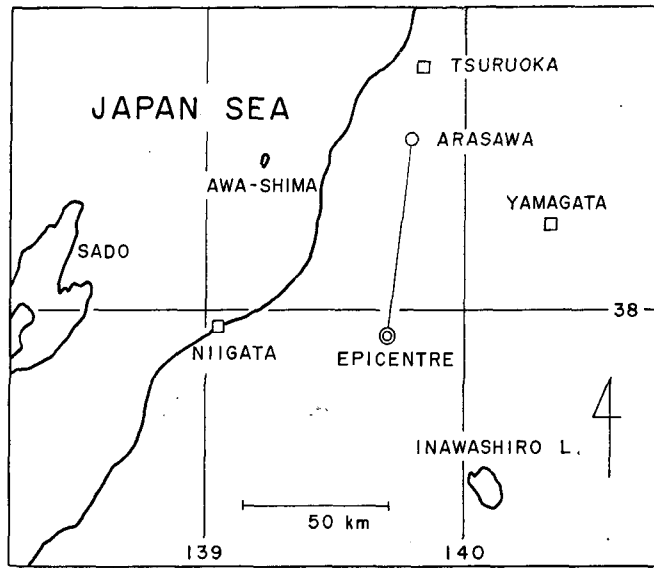
II. 記 録

1964 年 6 月に起った新潟地震の余震観測を山形県荒沢 (38°31'N, 139°46'E) で 6 月 20 日から 10 日間、主としてやや長週期地震計を使って行なった。この地震計は週期 5 s の換振器にフィルター (2 段積分回路) を接続し、増幅してペンレコーダーで記録するものである¹⁾。6 月 24 日 7 時 55 分頃週期約 3.5~1.5 s の分散波形を持つ地震が、さらに約 40 分後振幅は小さいが前と同じ波形の地震が記録された。気象庁から前者のみ震源 (37.9°N, 139.7°E, H: 0) および震源時 (7 時 54 分 32.4 秒) が発表されたが、波形からみて後者もこれとほぼ同じ震源位置であろう。これから震央距離は 68 km と計算された。第 1 図に観測点および震央、第 2 図にこれら 2 つの地震の記録を示した。

III. 群 速 度

第 1 図に見られるように、観測点から見た震央は S 6°W とほぼ真南であり地震計は東西成分であることから、これらの分散波はラブ波と考えられる。まず記録の山谷の到着時のグラフから群速度を求めた。結果は第 3 図に○印で示してあるが、計器の位相の遅れを考慮すればこれより多少速めになるはずである。しかし、今回は他に得られた資料の精度から考えこの程度の補正は省略することにした。

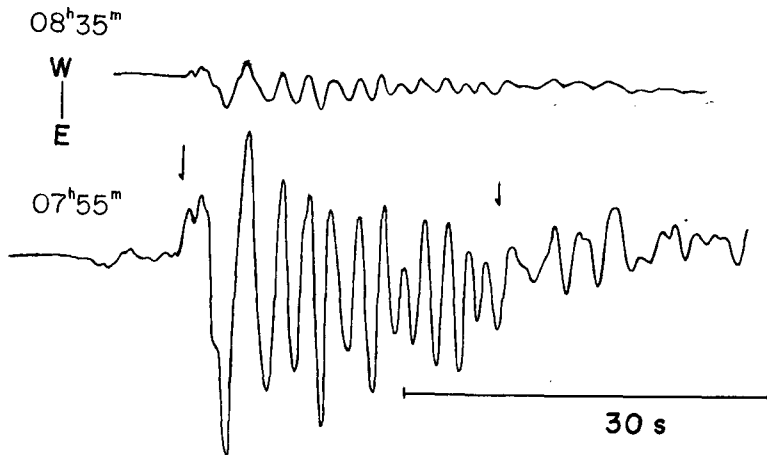
1) 吉井敏尅; やや長週期の地震観測装置の試作, 北大地球物理学研究報告, 13 (1965), 115-125.



第1図 震央および観測点

Fig. 1. Epicentre and observation point.

June 24, 1964

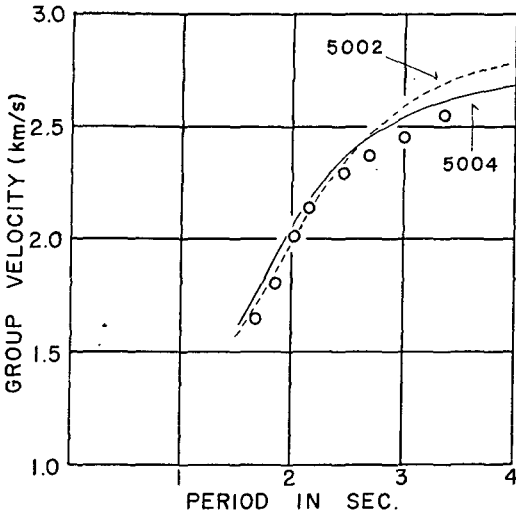


第2図 2つの地震記象

Fig. 2. Two seismograms.

第2図中2のつの矢印はそれぞれ群速度約 3.1 km/s , 1.4 km/s に対応するが、これらを参考にして適当な構造を求めることにした。理論曲線は2層構造を仮定して計算した。主な計算結果を第3図に示したが、モデル 5002, 5004 の数値は第1表および第4図に示したとおりである。

得られた構造では、堆積層と思われる約 1.6 km/s の層が 0.7 km 以下であり、その下に 3 km/s 弱の層がある。5002 の理論曲線が長週期でかなり実測値とずれていることから、この



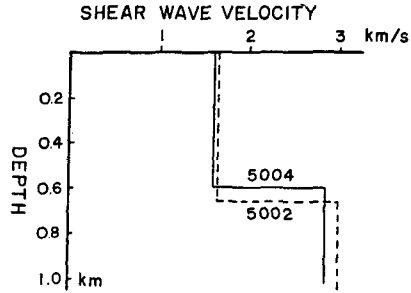
第3図 実測された群速度と理論曲線

Fig. 3. Observed group velocity and theoretical curves.

第1表

Table 1.

Model	β_1 (km/s)	β_2 (km/s)	ρ_2/ρ_1	H (km)
5002	1.65	3.00	1.2	0.66
5004	1.60	2.85	1.3	0.60



第4図 群速度から得られた構造

Fig. 4. Structural models obtained from group velocity data.

2層目の速度を3.0 km/s以上にすることは不可能であろう。また実測値の形から考え、2層目は1層目に比べてかなり厚いことが予想される。

IV. 位相速度

1点観測の記録から位相速度を求めるには、震源の性質が知られていなければならない。しかし、ここでは震源の動きがインパルス状である、すなわち、そのフーリエ変換の位相が週期によらず0又は π であると仮定して位相速度を求めてみた。

今、震源および観測点 x における動きのフーリエ変換の位相をそれぞれ $\phi_0(T)$ 、 $\phi(T)$ とすれば位相速度は次式で与えられる²⁾。

$$c(T) = \frac{x}{(\phi/2\pi - \phi_0/2\pi + N)T} \quad (1)$$

ここで N はある整数であって他の何らかの条件から1つ選ばない限り無数の位相速度が得られる。 $\phi_0(T)$ は震源の仮定から0又は π であるから(1)式は次のように書きかえられる。

$$c(T) = \frac{x}{(\phi/2\pi + n/2 + 1/8)T} \quad (2)$$

佐藤の式には1/8の項はないが、ここでは円筒波の伝播による位相を考慮して付け加えた³⁾。

2) Y. SATO; Analysis of Dispersed Surface Waves by means of Fourier Transform I, Bull. Earthq. Res. Inst., 33 (1955), 33-48.
3) J. N. BRUNE et al; A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains, J. Geophys. Res., 65 (1960), 287-303.

n はやはり整数で、偶数の時は $\phi_0=0$ 、
奇数の時は $\phi_0=\pi$ に対応する。

この位相速度および次の章の振幅の計算には記録上に示した2つの矢印の間のフーリエ変換を用いた。(2)式にこのフーリエ変換の位相を入れて得られる位相速度のうち、 $n=11, 12, 13$ に対するものを理論曲線と共に第5図に示す。 $n=12$ に対する位相速度は5004の理論曲線とよく一致し、上の様な震源の仮定を考えるかぎり5004の方がより適切なモデルであり、 ϕ_0 としては0が適当であろうと思われる。

1点観測から位相速度を求めるにはこのほか山谷の走時を使う方法がある³⁾。

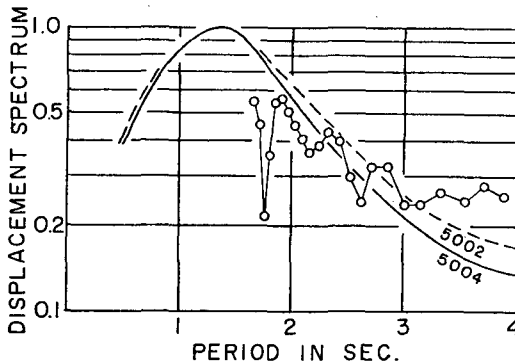
試みに同じ震源の仮定でこの計算をしてみたところ、フーリエ解析による結果とよく一致したのでここでは省略する。

V. 振 幅

2層のラブ波の振幅については佐藤の研究⁴⁾があり振幅函数が示されているが、田治米によればこれは次の様な簡単な形になる⁵⁾。

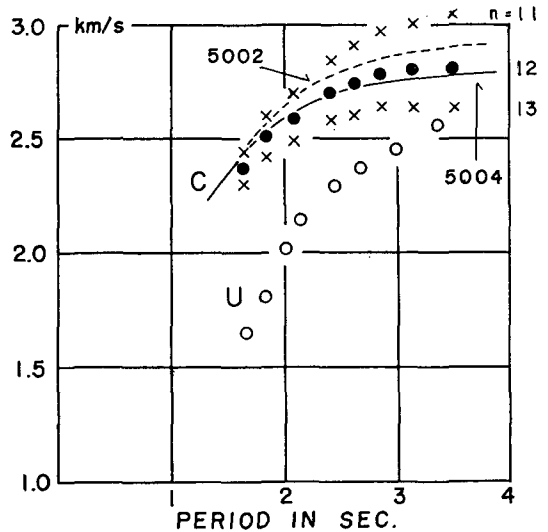
$$2\pi A(T) = \left\{ T/(H/\beta_1) \right\} \left\{ 1 - (\beta_1/c) \right\}^{-1} \left\{ (\beta_1/U) - (\beta_1/c) \right\} \quad (3)$$

(3)式から得られる5002, 5004に対する振幅函数を第6図に示す。○印で描かれているのは記録のフーリエ変換に計器の補正を加えて得られた変位スペクトルである。理論曲線に比べやや傾斜がゆるやかであるが、これは震源でのスペクトル



第6図 変位スペクトルと振幅函数の理論曲線

Fig. 6. Observed displacement spectrum and theoretical amplitude functions.



第5図 実測された位相速度と理論曲線

Fig. 5. Observed phase velocities and theoretical curves.

- 4) Y. SATO; Study on Surface Waves VI. Generation of Love and Other Type of SH-Waves, Bull. Earthq. Res. Inst., 30 (1952), 101-120.
5) K. TAZIME; Minimum Group Velocity, Maximum Amplitude and Quarter Wave-length Law, J. Phys. Earth, 5 (1957), 43-50.

や短週期における減衰に原因があると思われる。これらの点を十分に考慮すればさらに厳密な議論が可能となるであろう。

VI. 結 論

1961年から1963年にかけて、爆破地震動観測グループは東経139度線に沿って人工地震観測を行なっている。その結果によれば平均的な堆積層の厚さは1~2 kmであることが示されている⁶⁾。大規模な人工地震にとってこのような浅い構造はいわば盲点であり、今回短週期ラブ波の分散から得られた第1層がこの堆積層とすぐ結びつけ得るものかどうか問題であるが、予想に反して0.7 km以下というかなり薄い結果となった。

2層目の速度については多少問題がある。人工地震等により日本各地で広く観測されているP波5.5~6.0 km/sの層から換算すると、このS波3 km/s弱というのはあきらかに小さい。直接S波の解析をしたもので、東北地方で3.06 km/sという値が報告されているが⁷⁾、これと比べてもやや小さい。

この様に今回得られた第2層の速度が、これと対応する可能性のある過去の観測の結果に比べやや小さ目である原因としては震央距離に原因があるかもしれない。今回使用した震源は0.1度刻みであるため68 kmという値が十分な精度を有するとは思えない。

比較的単純な構造を伝播してくるこの種の短週期表面波の解析は、その地方の平均的な表層の様子を知る上で大きな手がかりとなるであろう。

おわりに、様々な御助言をいただいた当教室の田望助教授、岡田広氏ならびに堀田宏氏にふかく感謝いたします。

1. Short Period Love Waves recorded by the Portable Long Period Seismograph

By Toshikatsu YOSHII

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

In June 1964, aftershocks of Niigata earthquake were observed by the portable long period seismograph at Arasawa, Yamagata prefecture. Two earthquakes which had dispersed short period Love waves were recorded, as shown in Fig. 2. From the group velocity data, reasonable two layered model, with 1.6 km/s and 2.9 km/s of shear velocity respectively, was obtained. Thickness of the upper layer is less than 0.7 km. Phase

-
- 6) H. HOTTA et al; Crustal Structure in Central Japan along Longitudinal Line 139°E as Derived from Explosion-Seismic Observation, Bull. Earthq. Res. Inst., 42 (1964), 533-541.
7) S. ASANO et al; On the Travel-time of S-Waves, Derived from the Explosion Seismic Observation, Bull. Earthq. Res. Inst., 37 (1959), 279-306.

velocities were calculated by means of the Fourier transform, where initial phase at the origin was assumed to be 0 or π . This result agrees with that from group velocity data. Furthermore, observed displacement spectrum was compared with the theoretical amplitude functions, but agreement was not so good. Precise data about the origin spectrum and the absorption of waves will make it possible to discuss this problem in more detail.