

1983年5月26日日本海中部地震による表面波

——レイリー波水平成分の生成と震源メカニズム——

地震研究所 吉田 満

(昭和59年1月27日受理)

要 旨

1983年5月26日に起こった日本海中部地震の震源過程と震源域の大きさを、基本モードレイリー波の水平成分のスペクトル解析と波形の合成により調べた。結論を要約すると次の3つになる：①破壊継続時間と破壊速度はそれぞれおよそ42秒と2.4 km/secである。②断層の長さがおおよそ100 kmと推定される本震はマルチプルショックを形成し、2つのサブイベント間の距離を35 kmとするとそれらの時間間隔は24.5秒と見積れる事が出来る。③長時間継続した周期約10秒の基本モードレイリー波が卓越したのは本震が日本海の海洋岩石圏の極く浅い所で発生した事による。

1. 序 言

1983年5月26日に発生した日本海中部地震によって励起された表面波が地震研究所の地震計室(35°42'56"N, 139°45'47"E)に設置されてある大森式長周期地震計によって良好に記録された。EW成分はS波付近で振り切れたが、NS成分は初動から表面波の後部まで振り切れずに記録された。この地震計の特性は、固有周期31.0秒；基本倍率1.44倍；減衰定数0.18；最大倍率30秒で4倍で、記録はドラム式すす書きによる(岩田・唐鎌・渡辺・渡辺, 1974)。震央距離500 kmでマグニチュード7.7という大地震の地震波を低倍率・長周期地震計で記録する機会は数少ない。本文はこの記録を解析する事により震源における破壊過程や破壊域の大きさ等を推定する。尚1983年6月21日に起った最大余震の波形も上記地震計によって記録されたので補助的に使用する。

2. 地震記象

日本海中部地震の本震と約1ヶ月後に起った最大余震の震源要素をTable 1に示す。マグニチュードは気象庁、それ以外は東北大・弘前大(1983)の報告による。Fig. 1に震央と観測点(ERI)の位置、震源近傍の日本海の等深線、レイリー波の経路等を示した。

Table 1. Hypocentral elements.

	Date	Origin time (h m s)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude
M. S.	1983 May 26	11 59 58.3	40.405	139.102	20.0	7.7
L. A.	1983 June 21	15 25 24.0	41.32	138.97	0.9	6.9

M.S. (Main shock), L.A. (Largest aftershock).

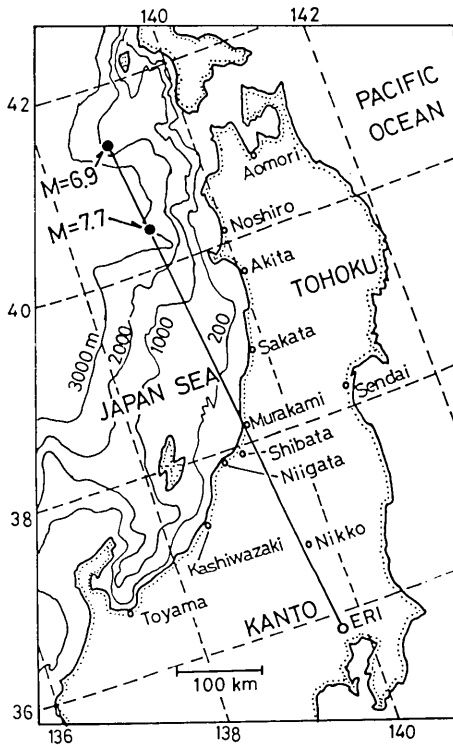


Fig. 1. Locations of the main shock (May 26, 1983; $M=7.7$), the largest aftershock (June 21, 1983; $M=6.9$) and the observation site (ERI). The bathymetric lines in the Japan Sea are contoured by solid lines.

この図より2つの震央は観測点のほぼ真北に位置している事が分る。本震と最大余震の原記録の円弧補正をし、0.5秒の等間隔のデジタル波形を作りプロットしたのがそれぞれ Fig. 2 と Fig. 3 の記象である。Fig. 3 より NS 成分の記録は longitudinal component の波形とほぼ等しく、Fig. 2 に示した本震の NS 成分はレイリー波の longitudinal component を記録している事が分る。本震と最大余震のレイリー波の最大振幅の比はおよそ 10 対 1 である。

3. レイリー波の生成

本震の記録で最大振幅を形成するレイリー波の波群は、その後振幅は小さくなるが周期 10 秒付近の波が長時間継続している (Fig. 2)。この 10 秒付近の波は関東地方に設置されてある短周期地震計によって記録された本震のコード部分にも顕著に顕われ (溝上, 私信), 新潟付近で観測した表面波

の記録にも卓越している (工藤・坂上, 1983)。この周期 10 秒付近の波群はどのようにして生成されたのであろうか? この生成メカニズムを調べるには震源における波の励起,

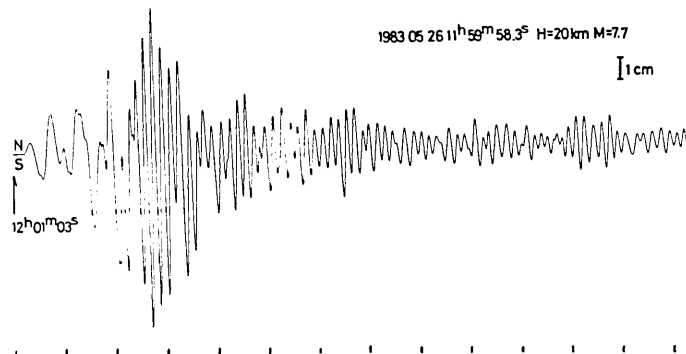


Fig. 2. Observed seismogram of NS component of the main shock. Vertical bars indicate one minute intervals.

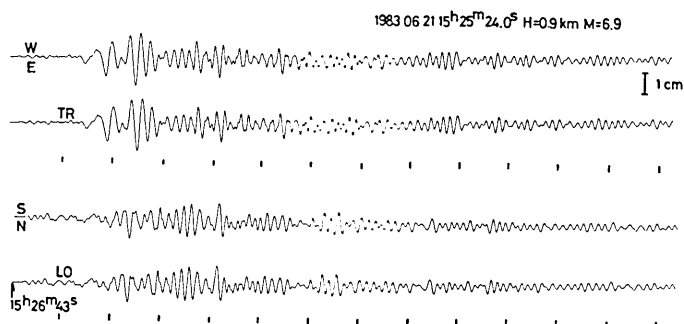


Fig. 3. Observed seismograms of *EW* and *NS* components of the largest aftershock. Vertical bars indicate one minute intervals.

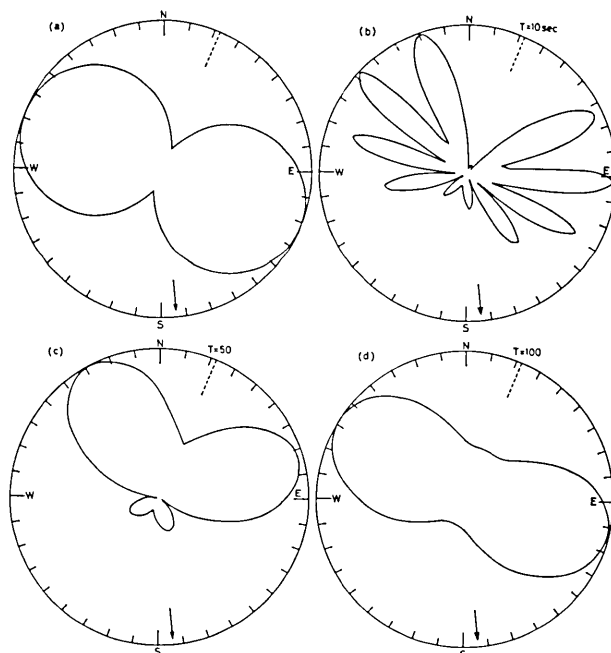


Fig. 4. Radiation patterns of Rayleigh waves calculated for a point source at a period of 10 seconds (a), and a moving source from south to north with a fault length of 100 km and a rupture velocity 2.0 km/sec at periods of 10 (b), 50 (c) and 100 (d) seconds. The fault strike and the observation site are denoted by dotted lines and arrows, respectively.

伝播経路上及び観測点近傍の地盤特性、地震計の周波数特性等に関係してくるが、以下震源におけるレイリー波の励起について考察する。

Fig. 1 より本震の震源は日本海の海深 3 km の海底下 20 km の所に位置し、海洋岩石圏で起った地震である。先ずこの地震により励起されたレイリー波の radiation pattern を計算し、振幅の方位角依存性を調べた (Fig. 4)。この図では点震源を仮定したもの

(Fig. 4a) と破壊伝播効果を考慮したもの (Figs. 4b, c, d) の radiation pattern を示した。後者は第一近似として SHIMAZAKI and MORI (1983) が推定した断層パラメータを採用して計算をした。観測点は震源からみてほぼ南に位置し、レイリー波の勢力は弱い方位角に分布している。周期 10 秒の波は、点震源の場合では $N110^{\circ}E$, $N70^{\circ}W$ で最大振幅を示し、断層の走向に沿った $N20^{\circ}E$, $N160^{\circ}W$ で最小振幅を示す単純なパターンであるが、破壊伝播効果を考慮すると $N60^{\circ}E$ から $N170^{\circ}E$ の間と、 $N120^{\circ}W$ から $N20^{\circ}W$ の間で振幅最小を示す方位角がそれぞれ 4 箇所も生じ複雑なパターンとなる。その複雑さは周期 50 秒, 100 秒と長周期になるにつれて弱まる。

さて周期 10 秒付近の波の励起が如何なるものであったかをみる為に 2 つの地下構造モデルを採用し、波形の合成をした。1 つは KANAMORI and ABE (1968) の S 波構造, YOSHII and ASANO (1972) 及び溝上・他 (1983) の P 波構造を参考にしてつくった本震近傍の海洋性地下構造で、海水層, 地殻, 海洋岩石圏, 低速度層の厚さがそれぞれ 2, 8, 20, 190 km である。他の 1 つはモデル名 1066B (GILBERT and DZIEWONSKI, 1975) で知られる大陸性地下構造である。レイリー波水平成分は SAITO (1967) の表面波励起理論に基づき点震源を仮定して理論記象を合成した。Fig. 5 に 2 つのレイリー波水平成分の波群とそれらの振幅スペクトルを示した。スペクトルは最大振幅前後の 4 分間のフーリエスペクトルで 2 つ共に周期 10 秒付近でピークをもつが、記象に於ては周期 10 秒前後のレイリーが 10 分間以上継続している海洋性レイリー波に対して大陸性のものは高々 2

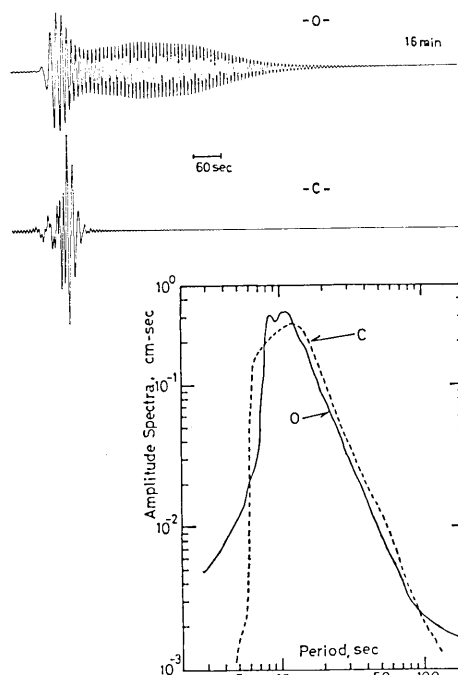


Fig. 5. Theoretical seismograms calculated for oceanic (O) and continental (C) upper mantle structures, and their Fourier spectra.

分間位で急激に減衰してしまっている。海洋性レイリー波の卓越周期の震源の深さ依存性 (YOSHIDA, 1982) によれば、震源が 10~20 km であれば卓越周期はほぼ 10 秒である。よって本震によって励起された表面波が 10 秒前後の卓越周期をもちかつ長時間継続していたのは、震源が海洋岩石圏内の浅い所に位置していた為であり、短周期地震計による本震の記録のコーダ部分で 10 秒前後の波が卓越していたのもレイリー波と関係していると推定される。

4. 震源メカニズム

表面波を移動性震源の観点から調べると破壊領域の広がりや破壊速度等を見積る事が出来る。破壊継続時間が長ければ表面波の完成にも時間がかかるが、この破壊継

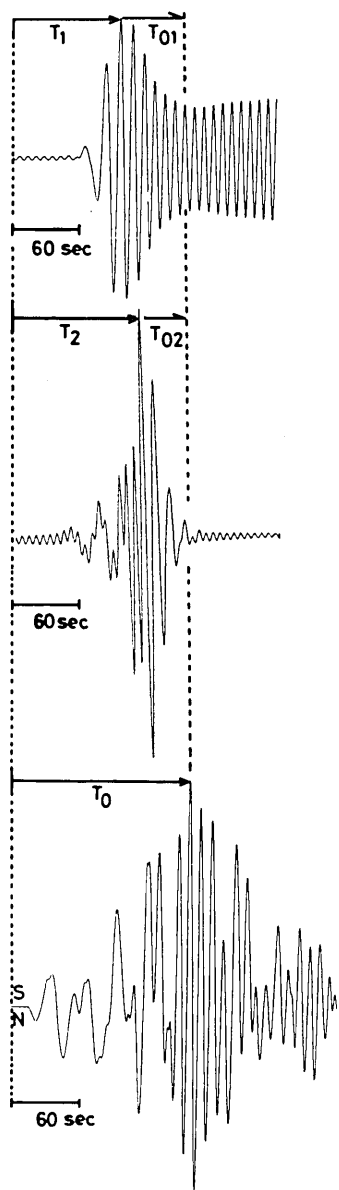


Fig. 6. Theoretical (top: oceanic, middle: continental) and observed (bottom) seismograms of longitudinal component. T_0 , T_1 and T_2 signify the travel times of the Rayleigh wave from a fiducial origin on seismograms. T_{01} and T_{02} are the time differences of $T_0 - T_1$ and $T_0 - T_2$ respectively, which correspond to the group delay time.

続時間を観測記録の到達時刻と点震源を仮定して合成した理論記録の到達時刻の差から近似的に推定する事を試みる。レイリー波の到達時刻を仮に最大振幅を形成する時刻とすると、観測記録と理論記録のそれらの時刻の差 T_{01} ($\doteq 57$ 秒) や T_{02} ($\doteq 47$ 秒) (Fig. 6) は破壊継続時間と関係する。群速度を計算する場合に破壊継続時間の半分を source group delay time として通常考慮されているが (KANAMORI and ABE, 1968), 今回の本震は破壊がほぼ南から北へ進行している (SHIMAZAKI and MORI, 1983), 破壊伝播方向とは丁度逆方向に位置する観測点ではその delay time は最大になると思われる。今, Fig. 6 における T_{01} , T_{02} を破壊継続時間と破壊域をレイリー波が伝わる時間の和に等しいと仮定する。断層の長さ (b), レイリー波の位相速度 (c) をそ

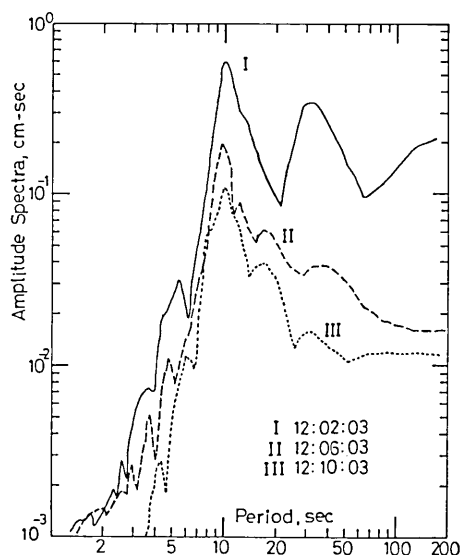


Fig. 7. Fourier amplitude spectra of observed Rayleigh waves of the main shock. The waves of the signal length of 4 minutes are calculated for three divisions (I, II, and III) whose offset-times are given in the figure.

れぞれ 100 km, 3.9 km/sec (これらの値については次のスペクトル解析の項を参照) とし, 破壊が一様に進んだとすると破壊速度, 破壊継続時間はそれぞれ 2.3 km/sec, 44 秒となる. 但し, 破壊域をレイリー波が伝わる平均的な時間を $b/2c$ とした.

移動性震源の場合には表面波のスペクトルに spectral minimum を生じさせる (BEN-MENAHM, 1961). レイリー波の観測記録のフーリエスペクトルを Fig. 7 に示す. Fig. 7 の I, II, III はレイリー波の波形の 4 分間の異なる時間領域を示したもので, 領域の最初の時間が図の中に記載してある. この図よりレイリー波最大振幅付近のスペクトルにのみ, 周期 64 秒と 22.3 秒に有意な spectral minimum を検出出来る (Fig. 7 の I). レイリー波の後続部の波群にはそのような spectral minimum はみえず (Fig. 7 の II, III), 破壊過程の情報はレイリー波が最も卓越した最大振幅付近に含まれている事を示唆する. 最初の spectral minimum を示す周期 $T_s=64$ 秒, その周期の位相速度 $c=3.9$ km/sec (この値は前に記した海洋性地下構造モデルに基づく), 断層の走向と観測点とのなす角 $\phi=208.6^\circ$, 断層の長さ $b=100$ km, 破壊速度 v との間には $1/v - \cos \phi / c = T_s / b$ という関係があり, $v=2.4$ km/sec, 従って破壊継続時間は 42 秒が求まる. この値は source group delay time から求めた値に比べて信頼度は高いと思われる. Fig. 8 には参考の為に本震と最大余震のスペクトル及びそれらの比を示した. 最大余震には周期 64 秒の spectral minimum は現われていない.

Fig. 9 の A 図に余震分布 (高橋・他, 1983; 東北大・弘前大, 1983) の模式図を示したが, この余震分布の形状は Fig. 1 に示した本震付近の海底地形と良く相応し, 南半分は北東に向けて北半分は北西に向けてやや傾きを持つ. SHIMAZAKI and MORI (1983) は本震がマルチプルショックを形成している事を示唆したがその現象を本文に於てはスペクトルの観点から考察を試みる. Fig. 9 の C 図にマルチプルショック形成の模式図を示した. 最初のイベントが時刻 t_1 に, 2 番目のイベントが時刻 t_2 に起ったとし, 1 番目と 2 番目のイベント間の距離を d とする. 今 2 番目のイベントが 1 番目のイベントと同じ震源

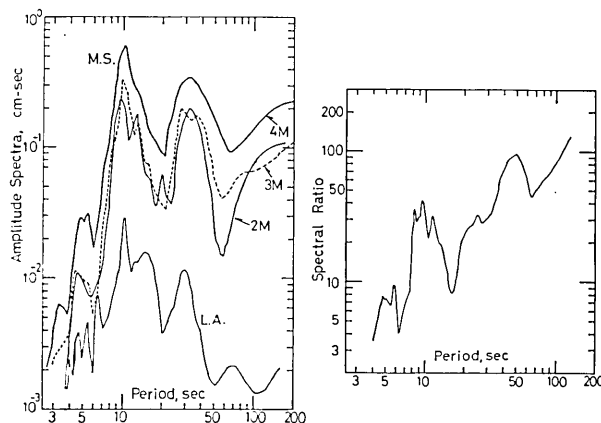


Fig. 8. Left: Comparison of the Fourier spectra of the main shock (M.S.) and the largest aftershock (L.A.). Numerals 4M, 3M, and 2M signify the signal length of 4, 3 and 2 minutes respectively, used for computation. Right: Spectral ratio of the mainshock to the largest aftershock.

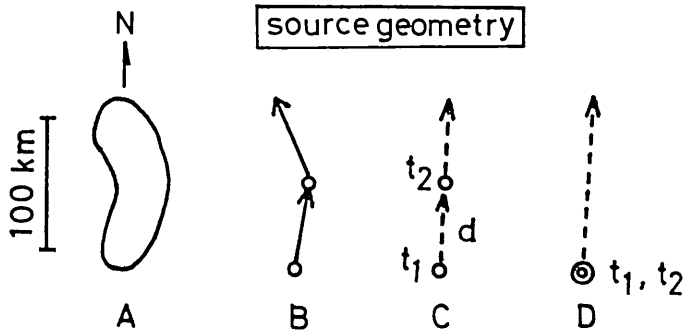


Fig. 9. Source geometry. A: Aftershock area. B: Sequence of multiple shocks (open circles) and the direction of the rupture (arrows). C: Simplified picture of B. It is assumed that the two events occurred at the time of t_1 and t_2 , the ruptures propagating towards the same direction with the distance of d . D: Multiple shocks which occurred at the time of t_1 and t_2 but occurred at the same location.

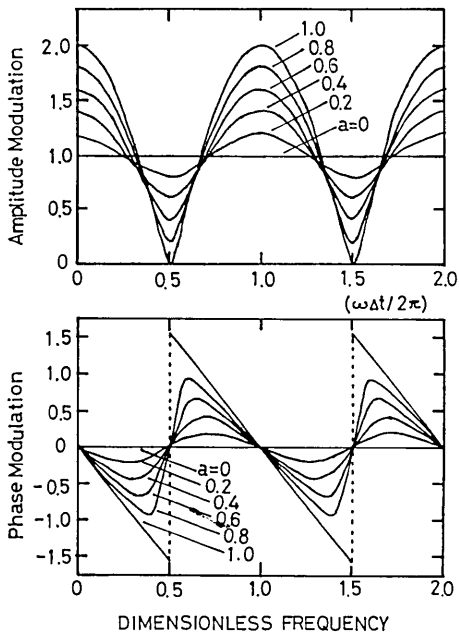


Fig. 10. Amplitude and phase modulating functions. a denotes the amplitude coefficient for the second shock.

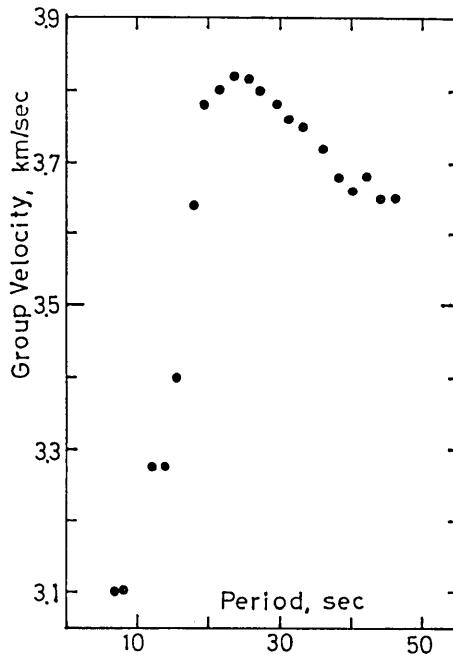


Fig. 11. Group velocity dispersion of Rayleigh waves calculated for the largest aftershock.

時間関数もち $\Delta t'$ だけ遅れて起ったとして振幅係数を a とすれば、両者を重ね合わせた震源時間関数は $g(t) = f(t) + af(t - \Delta t)$ となる (Wu, 1968). ここで今回の震央と観測点との方向を考慮すると $\Delta t = \Delta t' + d/c$ の関係がある. $g(t)$ のスペクトルは $G(\omega) = F(\omega) \cdot H(\omega)$, $H(\omega) = 1 + a e^{-i\omega \Delta t}$ となる. 1 番目のショックによるスペクトルは $H(\omega)$ によって振幅と位相が変調される. 変調関数を計算した結果を Fig. 10 に示した. Wu

(1968) の表現と振幅変調は同じだが、位相変調は異なっている。今回は振幅変調を用いて考察する。2番目のイベントの振幅係数が1番目の振幅に近い程 spectral minimum が顕著になる事を Fig. 10 は示している。この spectral minimum を示す周期と Fig. 7 で観測された spectral minimum を比較する事により $\Delta t' = t_2 - t_1$ は 24.5 秒を得る。ここで d として相田 (1983) の津波数値モデルを参考にして 35 km, spectral minimum を示す周期は 22.3 秒, c は 3.9 km/sec を用いた。 d を 40 km とすると $\Delta t'$ は 23.2 秒となる。いずれにしても $\Delta t'$ は 24 秒前後であると推定される。又振幅係数 a は 1.0 位に見積られるが、Fig. 10 では $a > 1$ については計算しておらずはっきりしたことはいえない。

尚、震源メカニズムの考察過程で観測された本震のレイリー波を海洋型として解釈してきたが、最大余震のレイリー波水平成分から求めた群速度 (Fig. 11) も若い海底年代 (10 ~ 15 m.y.) の分散特性 (YOSHIDA, 1984) と類似しておりその解釈は妥当であると思われる。

5. 結 論

理論地震記象の解析から、長時間継続した周期 10 秒前後のレイリー波は本震が海洋岩石圈の浅い所で起った事に起因している事が明らかになった。又破壊伝播効果の影響でレイリー波励起の方位角依存性が強い事が radiation pattern の計算から示唆される。

移動性震源として破壊過程を考察するとスペクトル解析から破壊継続時間 42 秒, 破壊速度 2.4 km/sec を得たが、前者は MORI and SHIMAZAKI (1983) の 56 秒, 佐竹・他 (1983) の 60 秒よりは小さく、後者は MORI and SHIMAZAKI (1983) の 1.3 km/sec よりは大きい。このような違いは今回の解析結果がより短周期領域で震源の挙動をみているから生じていると推定される。

マルチプルショックとして破壊過程を考察した結果、2つのサブイベント間の距離を 35 km とするとそれらの発震時の差は 24.5 秒となり、黒磯・他 (1983) の 20~25 秒, 小山・他 (1983) の 28 秒前後, SHIMAZAKI and MORI (1983) の 23 秒, 佐藤・他 (1983) の 25 秒, 武尾・他 (1983) の 26~28 秒等の値と良い一致をみる。変調関数から求めた振幅係数 a は 1.0 に近い値を示し、1番目と2番目のイベントの地震モーメントの比に相当すると思われるが、 $a > 1.0$ に対して計算をしていないのではっきりした事はいえない。日本海東縁部で起る浅発地震はマルチプルショックを形成し易い事は石川・他 (1983) によって指摘されており、今回の日本海中部地震もその特徴をもった大地震であったといえる。

謝 辞

記録を提供して頂いた地震研究所店兼郁夫助手、有益な助言を頂いた溝上恵助教授・島崎邦彦助教授に感謝致します。また相田勇助教授・山口林造講師からは有益な情報を教えて頂きましたので感謝致します。

文 献

- 相田 勇, 1983, 日本海中部地震津波の波源数値モデル, 地震学会講演予稿集, No. 2, 35.
- BEN-MENACHEM, A., 1961, Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 51, 401-435.
- GILBERT, F. and A. M. DZIEWONSKI, 1975, An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Philos. Trans. Royal. Soc. London*, 278, 187-269.
- 石川有三・武尾 実・勝又 護・高橋道夫・柏原静雄・三上直也, 1983, 1983年日本海中部地震の震源過程 (I) マルチプルショックと発震機構, 地震学会講演予稿集, No. 2, 19.
- 岩田孝行・唐鎌郁夫・渡辺政雄・渡辺唯夫, 1974, 東京および筑波における1974年伊豆半島沖地震の記録, 東京大学地震研究所研究速報, 第14号, 17-22.
- KANAMORI, H. and K. ABE, 1968, Deep structure of island arcs as revealed by surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 46, 1001-1025.
- 小山順二・鄭 斯華・鈴木次郎, 1983, 1983年日本海中部地震の地震規模, 地震学会講演予稿集, No. 2, 14.
- 工藤一嘉・坂上 実, 1983, 日本海中部地震による新潟での石油溢流について (2)——余震観測と本震地動の推定——, 地震学会講演予稿集, No. 2, 43.
- 黒磯章夫・梅田康弘・伊藤 潔・村上寛央・飯尾能久, 1983, 広帯域観測記録から見た日本海中部地震の破壊過程, 地震学会講演予稿集, No. 2, 9.
- 溝上 恵・酒井 要・小林 勝・中村 功・上垣内修・横田 崇, 1983, 日本海中部地震の余震の深さ分布——近地におけるpwPの観測による推定——, 地震学会講演予稿集, No. 2, 7.
- MORI, J. and K. SHIMAZAKI, 1983, Source process of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake, *Programme and abstracts*, No. 2, 16.
- SAITO, M., 1967, Excitation of free oscillations and surface waves by a point source in a vertically heterogeneous earth, *J. Geophys. Res.*, 72, 3689-3699.
- 佐竹健治・阿部勝征・山木 滋・石川有三・武尾 実, 1983, 1983年日本海中部地震の震源過程その3 IDAによる表面波と津波のシミュレーション解析, 地震学会講演予稿集, No. 2, 17.
- 佐藤 裕・佐藤魂夫・山田尚幸, 1983, 加速度記録から推定される日本海中部地震の破壊過程, 地震学会講演予稿集, No. 2, 18.
- SHIMAZAKI, K. and J. MORI, 1983, Focal mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake, *Programme and abstracts*, No. 2, 15.
- 高橋道夫・西出則武・福留篤男・小宮 学・佐藤 馨・神林幸夫・佐久間喜代志・横山博文・吉川一光, 1983, 「昭和58年(1983年)日本海中部地震」本震の概要, 地震学会講演予稿集, No. 2, 1.
- 武尾 実・石川有三・須藤 研・菊地正幸, 1983, 1983年日本海中部地震の震源過程 (II) 実体波の解析, 地震学会講演予稿集, No. 2, 20.
- 東北大・弘前大, 1983, 1983年日本海中部地震——(1)本震活動——, 地震学会講演予稿集, No. 2, 3.
- WU, F. T., 1968, Parkfield earthquake of June 28, 1966: Magnitude and source mechanism, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 58, 687-709.
- YOSHIDA, M., 1982, Spectra of the first higher mode of simulated oceanic Rayleigh waves generated by deep earthquakes of the dip-slip type, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 57, 609-625.
- YOSHIDA, M., 1984, Surface wave polarization anisotropy near the East Pacific Rise as revealed from group velocities and synthetic waves (in preparation).
- YOSHII, T. and S. ASANO, 1972, Time-term analyses of explosion seismic data, *J. Phys. Earth*, 20, 47-57.

*Generation of the Rayleigh Wave and Focal Process
of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake*

Mitsuru YOSHIDA

Earthquake Research Institute, Tokyo University

The rupture process and fault dimension of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake are investigated using the horizontal component of the fundamental Rayleigh wave by means of the spectral analysis and synthesis of theoretical seismograms. The focal process of the Japan Sea Earthquake is summarized as follows: 1) the rupture velocity, source duration time, and fault length are estimated to be about 2.4 km/sec, 42 seconds, and 100 km, respectively, 2) assuming the spatial distance of 35 km between two subevents, the main shock forms the multiple shock with a time delay of 24.5 seconds. The predominant excitation of the Rayleigh wave at a period near 10 seconds, associated with long duration, is caused by the factor that the main shock occurred at the shallow part in the oceanic lithosphere.