



Title	長周期実体波による震源過程の推定：その2．千島弧南部のやや深発地震
Author(s)	笹谷, 努
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 31, 59-81
Issue Date	1974-07-05
DOI	10.14943/gbhu.31.59
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14040
Type	bulletin (article)
File Information	31_p59-81.pdf



[Instructions for use](#)

長周期実体波による震源過程の推定

その2. 千島弧南部のやや深発地震

笹谷 努

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和48年11月30日受理)

Source Process of Earthquakes as Deduced from Long-Period Seismic Body Waves

2. Intermediate-depth Earthquakes in the Southern Kurile Island Arc

By Tsutomu SASATANI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 30, 1973)

The source process of two intermediate-depth earthquakes in the southern Kurile island arc have been investigated by using long-period body waves from WWSSN seismograms. One of them is a event of Oct. 25, 1965 (event 1), and the other, of June 23, 1964 (event 2). Assuming the source function as a rectangular pulse, a relation between the time duration of these pulses and the theoretical seismograms is obtained by the convolution of crust-seismograph impulse response with the source function. This relationship is employed to determine the time duration of the source function from the first half-period of observed *P* waves. The time duration of the source function determined for event 1 is shown to be azimuthally patterned. This suggests that a shear faulting is more preferable rather than a phase transition for the source mechanism of the intermediate-depth earthquake. It is found that the rupture propagates along one of nodal planes which is an actual fault plane, by a minimum deviation technique. Event 2 is shown to be a multiple shock from the analysis of two successive *P* phases. The temporal and spacial relation of the first and the second shocks are determined based on the differences between the arrival times of the first and the second *P* phases. The position of the focus of the second shock is situated on one of nodal planes of the first shock. The synthetic seismograms of *S* waves are calculated based on the fault model obtained from the *P* wave data, and they are compared with the observed *S* waves. The agreement between them is fairly good for event 1, but poor for event 2. These results further support the shear faulting for the source model.

The fault planes of these events selected from two nodal planes are parallel to the strike of the seismic plane in this region and steeply dipping. The sense of the motion along the fault plane is that the deeper side block slips down.

The source parameters are estimated as follows and accuracy of estimation of them is briefly discussed. The seismic moment, fault length, rupture velocity, average dislocation and the stress drop are: 1.51×10^{26} dyne-cm, 39 km, 5.25 km/sec, 54~106 cm and 46~130 bar for event 1; 3.0×10^{26} dyne-cm, 30~45 km, 4~5 km/sec, 111~167 cm and 76~141 bar for event 2, respectively.

I. はじめに

1960年以降における、くいちがいの弾性論、観測技術および解析方法の進歩、発展にともない、浅い地震の震源モデルとしては、断層モデルがもっとも適切であると考えられるに至った。その根拠は、実体波、表面波、余震分布および地殻変動などの種々のデータが、一致して断層モデルでうまく説明されたことにある。

一方、深い地震に関しては、情報が距離に比例して少なくなるため信頼のおける解析も少なく、その震源モデルが確立されたとは言いがたい。深い地震の震源モデルとして、大きく分けて2つのモデルが提案されている。一つは浅い地震と同じ断層モデル (ISACKS and MOLNAR, 1971, FUKAO, 1972) であり、もう一つはそれとは違った相転位モデル (RANDALL, 1966, EVISON, 1967), あるいは球状震源モデル (HONDA, 1959, 平沢・佐藤, 1963, KOYAMA *et al.*, 1973) である。P波およびS波の初動分布はどちらのモデルも複双力源 (double couple force system) の点震源と同じパターンを示すため、モデルの適合性をこの初動分布から区別することはできない。その区別には、モデルによって予測の異なるP波およびS波の絶対振幅とそのパルス幅が key point となる。

地震の発生、地震波速度、および吸収の異常から考えて、いわゆる深発地震面が同じ深さの周囲のマントルとは物理的性質を異にしていることは明らかである。この深発地震面の物理的性質を定量的に調べるもっとも有力な方法の1つは、地震発生過程がその場の性質に支配されるという考えのもとづく、地震の震源過程の調査である。

この論文の第1の目的は、aprioriには震源モデルを仮定しないで、P波およびS波の絶対振幅とそのパルス幅の解析から深い地震の震源モデルを推定することである。第2の目的は、推定された震源モデルをもとに、その source parameter を決定することである。

今回は千島弧南部に発生した2つのやや深発地震の解析結果について報告する。

II. 資 料

解析した地震の震源要素を Table 1 に示す。解析に使用した記録は主に世界標準地震計観測網 (WWSSN) の長周期地震計の記録である。これらの地震のメカニズム解 (focal mechanism solution) はすでに ISACKS and MOLNAR (1971) によって与えられているが、筆者は独自にそれを求めた。実際に記録から読んだP波初動、S波の polarization angle の分布から決められたメカニズム解を Table 1, および Fig. 1 に示す。P波初動、S波の polarizatison angle

Table 1. Focal coordinate and focal mechanism solution.

	Date					Epicenter		Depth	Mag.	Plane 1		Plane 2		S.D.
	year	mon.	day	h	m	°N	°E	km		DD	D	DD	D	
event 1	1965	Oct.	25	22	34	44.21	145.45	159	6.1	146	79	272	19.2	8.1
event 2	1964	June	23	01	26	43.16	146.17	76	6.4	158	86	260	18.6	21.1

DD: dip direction, D: dip angle, S.D.: standard deviation of the *S* wave polarization angles

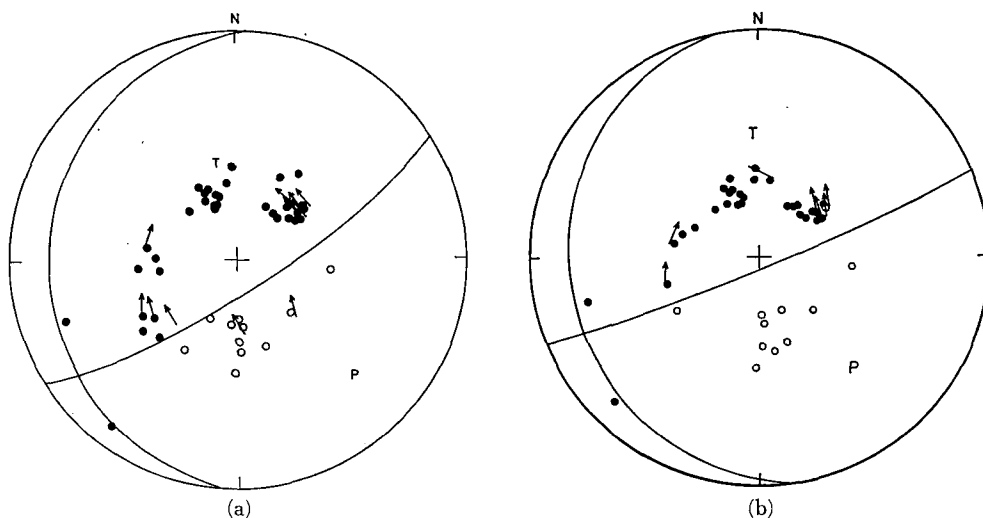


Fig. 1. Equal-area projection (lower hemisphere) of the focal mechanism solution based on the first motion of *P* waves and the polarization angles of *S* waves. (a) event 1. (b) event 2. Closed circles indicate compression and open circles indicate rarefaction from *P* waves. Arrows indicate the polarization angles of *S* waves.

Table 2. *P* and *S* wave data for event 1 of Oct. 25, 1965.

Station	<i>A</i> deg.	<i>A_z</i> deg.	<i>P</i>	<i>Γ</i> deg.	<i>T</i> ₀ sec.	<i>M</i> ₀ ×10 ²⁶ dyne·cm
ADE	79.0	185.6	D	—	2.15	1.05
AFI	69.7	135.3	D	-150.0	3.10	1.27
AKU	69.7	352.8	C	—	4.60	1.98
ALQ	77.8	53.0	C	- 92.4	—	—
ATL	90.4	39.7	C	—	—	—
BAG	34.8	225.0	C	—	—	—
LEM	61.2	224.0	—	104.5	—	—
CMC	53.3	27.8	C	—	5.30	1.93
COL	41.5	36.3	C	—	4.90	1.88
COP	72.8	334.3	C	—	—	—
COR	61.7	54.2	C	- 94.2	3.60	1.10

Station	Δ deg.	A_z deg.	P	Γ deg.	T_0 sec.	M_0 $\times 10^{26}$ dyne-cm
CTA	64.0	179.2	D	—	3.80	1.09
DAV	40.8	211.0	D	—	1.70	—
DUG	70.5	52.3	C	— 90.4	5.60	1.59
ESK	77.4	342.2	C	—	—	—
GUA	30.6	181.0	D	—	4.50	0.90
HKC	33.8	239.9	C	120.1	—	—
HNR	55.0	162.4	D	—	1.90	0.86
IST	77.8	316.1	C	—	4.20	1.92
KIP	51.6	97.0	D	—	—	—
KOD	67.2	261.9	C	—	—	—
KON	70.3	337.9	C	—	—	—
LON	61.3	51.5	C	—	5.80	1.42
LUB	81.3	51.2	C	—	4.80	1.68
MAL	94.9	336.1	C	—	—	—
MUN	80.4	204.9	D	—	—	—
NDI	55.5	278.1	—	100.1	—	—
NHA	44.5	235.5	C	108.3	2.40	1.21
NOR	54.1	356.8	C	—	4.90	1.54
NUR	65.1	332.0	C	—	4.70	2.13
OGD	87.8	29.1	C	—	—	—
GSC	71.3	58.8	C	— 99.9	3.50	0.73
PMG	53.4	177.9	D	—	—	—
POO	64.2	271.2	C	—	—	—
PTO	91.9	340.7	C	—	—	—
RCD	73.0	44.6	C	— 93.8	5.80	1.84
RIV	77.8	175.1	D	153.3	2.40	1.18
SEO	15.4	250.9	C	—	—	—
SHA	90.9	43.9	C	—	—	—
SHL	46.8	265.0	C	—	4.20	1.82
STU	79.8	332.2	C	—	4.20	1.77
ANP	27.2	233.6	C	—	—	—
TAU	86.7	178.6	D	—	—	—
TOL	91.9	337.0	C	—	—	—
TUC	77.1	57.5	C	— 93.7	—	—
VAL	82.0	345.1	C	—	4.70	2.41

mean: 1.51 ± 0.44

Δ : epicentral distance, A_z : epicenter to station azimuth, P : P wave initial motion, C: compression, D: rarefaction, Γ : S wave polarization angle, T_0 : time duration of P wave pulse, M_0 : seismic moment.

Table 3. P and S wave data for event 2 of June 23, 1964.

Station	Δ deg.	A_z deg.	P	Γ deg.	P_2-P_1 sec.	M_0 $\times 10^{26}$ dyne-cm
AAM	83.9	34.7	C	—	—	—
AFI	68.6	135.6	D	—	—	—
CHG	46.4	253.6	C	107.4	—	—
COP	74.0	334.8	C	—	—	—
COR	61.9	54.1	D	-64.3	—	—
DAL	85.0	48.8	C	—	6.0	—
DUG	70.7	52.8	C	—	—	—
ESK	78.5	342.7	C	—	6.1	3.63
GDH	67.0	7.5	C	-69.5	6.2	2.81
GOL	75.3	49.2	C	-63.3	6.3	3.13
GUA	29.5	182.5	D	—	—	1.68
HNR	53.8	163.1	D	—	6.6	2.94
IST	78.9	316.7	C	—	7.1	3.11
KEV	59.0	339.2	C	—	6.8	2.83
KIP	50.9	96.7	D	—	—	—
KON	71.5	338.4	C	—	7.0	3.27
LON	61.5	51.4	C	—	—	3.38
MAT	9.0	225.5	C	—	10.2	—
MDS	80.4	37.8	C	—	5.6	—
NDI	56.2	279.3	C	103.7	5.9	2.74
NHA	44.4	237.2	D	—	—	—
NOR	55.2	357.0	C	—	—	—
NUR	66.2	332.5	C	—	7.1	2.69
OGD	88.5	29.6	C	—	—	—
OXF	87.6	43.0	C	—	6.2	—
GSC	71.4	58.9	C	-65.9	—	2.03
PMG	52.3	178.8	D	—	—	—
PTO	93.1	341.2	C	—	—	—
QUE	62.6	286.7	C	—	—	—
RAB	47.4	171.9	D	—	5.8	4.28
RIV	76.7	175.7	D	—	6.5	3.61
KTG	66.4	355.7	C	—	—	—
SCP	87.5	31.9	C	—	6.1	—
SEO	15.7	255.6	C	—	10.8	—
SHI	72.5	294.5	C	—	6.9	—
TAU	85.7	179.2	C	—	5.8	—
TOL	93.1	337.5	C	—	—	—
TRI	81.9	328.5	C	—	—	—
TUC	77.2	57.8	C	-73.5	—	3.15
VAL	83.1	345.5	C	—	—	—
WEL	87.9	158.8	D	—	—	—

mean: 3.0 ± 0.13 P_2-P_1 : time difference between the arrival times of the P_1 - and the P_2 -phases.

などのデータは Table 2, Table 3 にまとめてある。いずれもこれらの分布は複双力源モデル (double couple force system) でうまく説明される。両者ともに、ゆるい傾きと急な傾きの節面 (nodal plane) を有する逆断層型 (reverse fault type) である。

III. 実体波による震源過程の解析方法

長周期実体波の解析から震源過程を推定する方法としては、周波数領域 (TENG and BEN-MENACHEM, 1966, KHATTRI, 1969, WYSS and MOLNAR, 1972, LINDE and SACKS, 1972) および時間領域 (MIKUMO, 1969, 1971 *a, b*, FUKAO, 1970, 1972, BERCKHEMER and JACOB, 1968) の両方が考えられている。しかし、今回解析する様なさほど深くない地震 ($h < 200$ km) については、直達波の波形が地表での反射波などによってさく乱されるため、スペクトラム解析による周波数領域よりも、時間領域での波形解析の方がより適切である (BEN-MENACHEM *et al.*, 1965)。

時間領域における解析も 2 つの方法が考えられており、1 つは観測された波を震源近傍までもどす方法 (deconvolution method) (BERCKHEMER and JACOB, 1968, FUKAO, 1972) であり、もう 1 つは適切な震源モデルを仮定して理論地震記象を作り、それを観測された波と比較する方法 (convolution method) (MIKUMO, 1969, 1971 *a, b*, BOLLINGER, 1970, FUKAO, 1970) である。deconvolution method は観測された波を周波数領域で震源近傍までもどすので、必然的に上述の反射波によるさく乱の問題が生ずる (もっとも、反射波などが存在する場合、それをも含めた十分長い解析時間をとれば、時間領域で直達波と反射波の分離は可能であろう)。以上の理由から今回は convolution method で解析を行なう。

IV. Event 1 (1965 年 10 月 25 日)

1. P 波の解析

前回の長周期 P 波波形に関するモデル計算 (笹谷, 1973 *a*, 以後これを paper 1 と呼ぶ) によれば、震源から放出された地震波のパルス幅は、記録される記象の初動の半サイクルの周期に保存される。そこで、apriori には震源モデルを仮定しないで、各観測点における P 波のパルス幅の特性から震源モデルを推定する。そのためには、まず最初に理論波形を計算してパルス幅 (T_0) と初動の半サイクルの周期 (τ) との関係を各震央距離 (D) について求めておく必要がある (BOLLINGER, 1970, MIKUMO, 1971 *b*)。波の伝播に関して、地球と観測計器を linear filter system とみなして理論波形を計算した ((2), (3) 式, くわしくは paper 1 を参照)。これらの計算においては、source function を矩形パルスで近似し、マンツルの Q モデル、観測点下のクラスト構造としては Model 11 (MIKUMO and KURITA, 1968)、標準大陸モデルをそれぞれ採用し、WWSSN 記録系の振子の固有周期は 15 sec である。Fig. 2 に T_0 と τ の関係を示す。source function を矩形パルスで近似することは第 1 次近似であるが、初動の半サイクルの周期はパ

ルスの形にさほど影響されないので (paper 1, Fig. 9), パルス幅の推定にさしさわりのない。各観測点下のクラスト構造および平均の吸収の効果は、採用したモデルとは多少異っているかもしれないが、それらの相違の長周期 P 波波形への影響はほとんどないことが確かめられている (paper 1, MIKUMO, 1971 a).

Fig. 2 を使って記録された P 波初動の半サイクルの周期からパルス幅を推定することができる。

その様な手続きで求められた各観測点におけるパルス幅 (T_0) と、震央からみた観測点の方位との関係を Fig. 3 に示す。 T_0 は 2~6 sec の間に分布し、それはかなりのバラツキを示しているが、方位 0° 付近で極大、 180° 付近で極小になる様な明らかな方位依存性を示す。このことは震源が球対称的なものではなく、方向性を有することを示す。そして、それは震源モデルとして、球状震源モデルよりも断層モデル (shear dislocation) が適していることを示す。

以上の考察にもとづいて、次に断層モデルの推定を試みる。

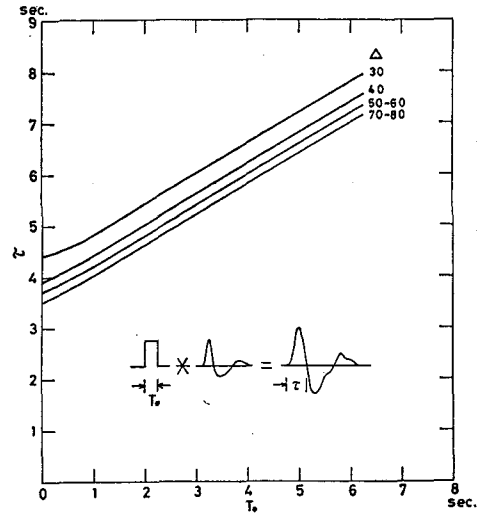


Fig. 2. Relation between the time durations of the rectangular pulses and the first half-periods of P waves for various epicentral distances. These calculations take into account the effects of the anelasticity in the mantle, crustal layering and the instrumental response.

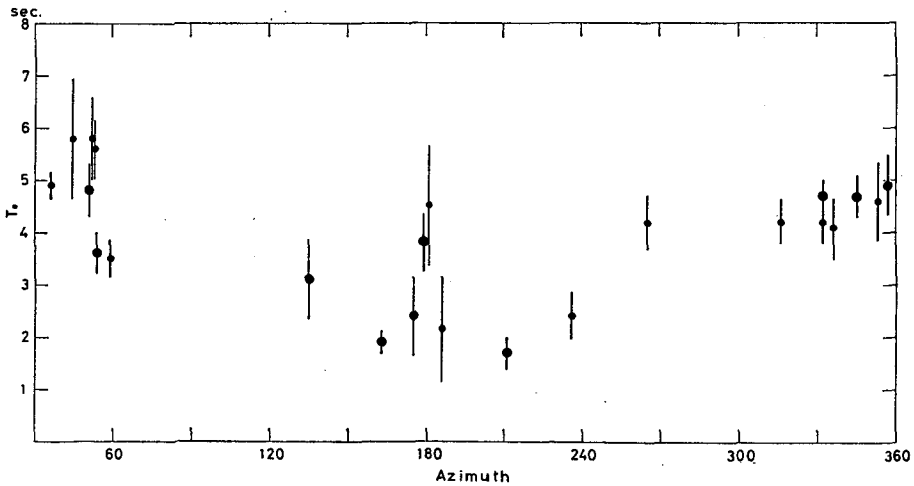


Fig. 3. Plot of observed time durations of P wave pulses versus epicenter to station azimuth for event 1. The length of the bars represents the approximate error in measuring the first half-period of observed P waves. Large symbols represent the more reliable signals.

paper 1 の V-1 によれば、長周期 P 波波形から断層の破壊パターンを推定することは困難である。故に、それはパルス幅の方位依存性に頼らざるを得ない。BOLLINGER (1968) による破壊パターンと震源球上に示されたパルス幅の関係の図 (p. 789, Fig. 4, g) から推定すると、この地震の破壊パターンは unilateral であることがわかる。今、簡単のため断層の幅の影響を無視して、代表的な大きさの長さ (L) を求める。この様な断層モデルにおけるパルス幅 (T_0) と断層の伝播方向と波の射出方向とのなす角 (θ) とは次の関係で結ばれる。

$$T_0 = \frac{L}{v} - \frac{L}{v_p} \cos \theta \quad (1)$$

ここで、 v は破壊の伝播速度、 v_p は媒質の P 波速度である。震源球上で (1) 式がもっともよく線型で結ばれる方向を最小二乗法でさがし、それを断層の伝播方向と考える。その様にして求められた伝播方向と $T_0 \sim \cos \theta$ の関係を示したのが Fig. 4 である。 T_0 と $\cos \theta$ の関係はかなりのバラツキを示すが (標準偏差は 0.8 sec), 求められた断層の伝播方向は深く傾いた nodal plane 上に乗る。このことから、この面が実際の断層面であり、断層は下方に伝播したと考えられる。さらに、震源モデルとして考えた断層がもう 1 つの支持を得たことになる。断層の長さ、伝播速度として $L=39$ km, $v=5.25$ km/sec をそれぞれ得た。伝播速度 v はこの深さ ($h=160$ km) における S 波速度の約 1.2 倍である。

さて、得られた断層モデルにもとづいて理論合成記象を計算し、それを実際に観測された

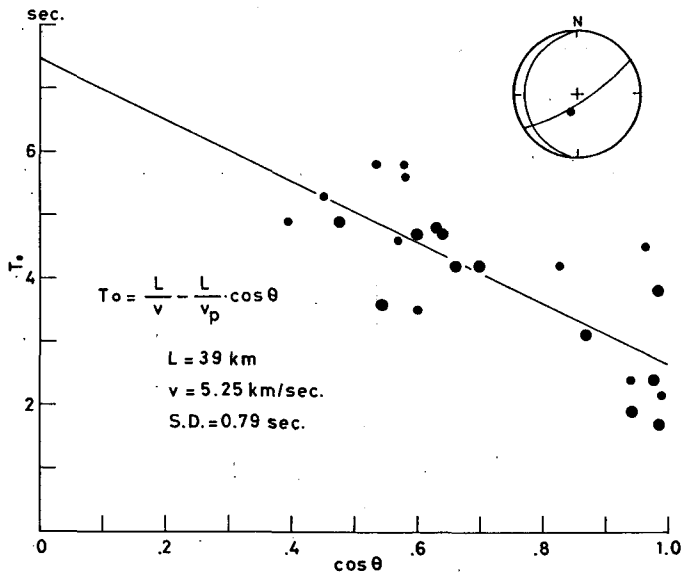


Fig. 4. Plot of the time durations of P wave pulses versus $\cos \theta$. θ indicates the polar angle with respect to the direction of the rupture propagation. The direction of the rupture propagation (closed circle) is plotted on the focal mechanism solution on the upper right side. Note that the closed circle situates on one of nodal planes.

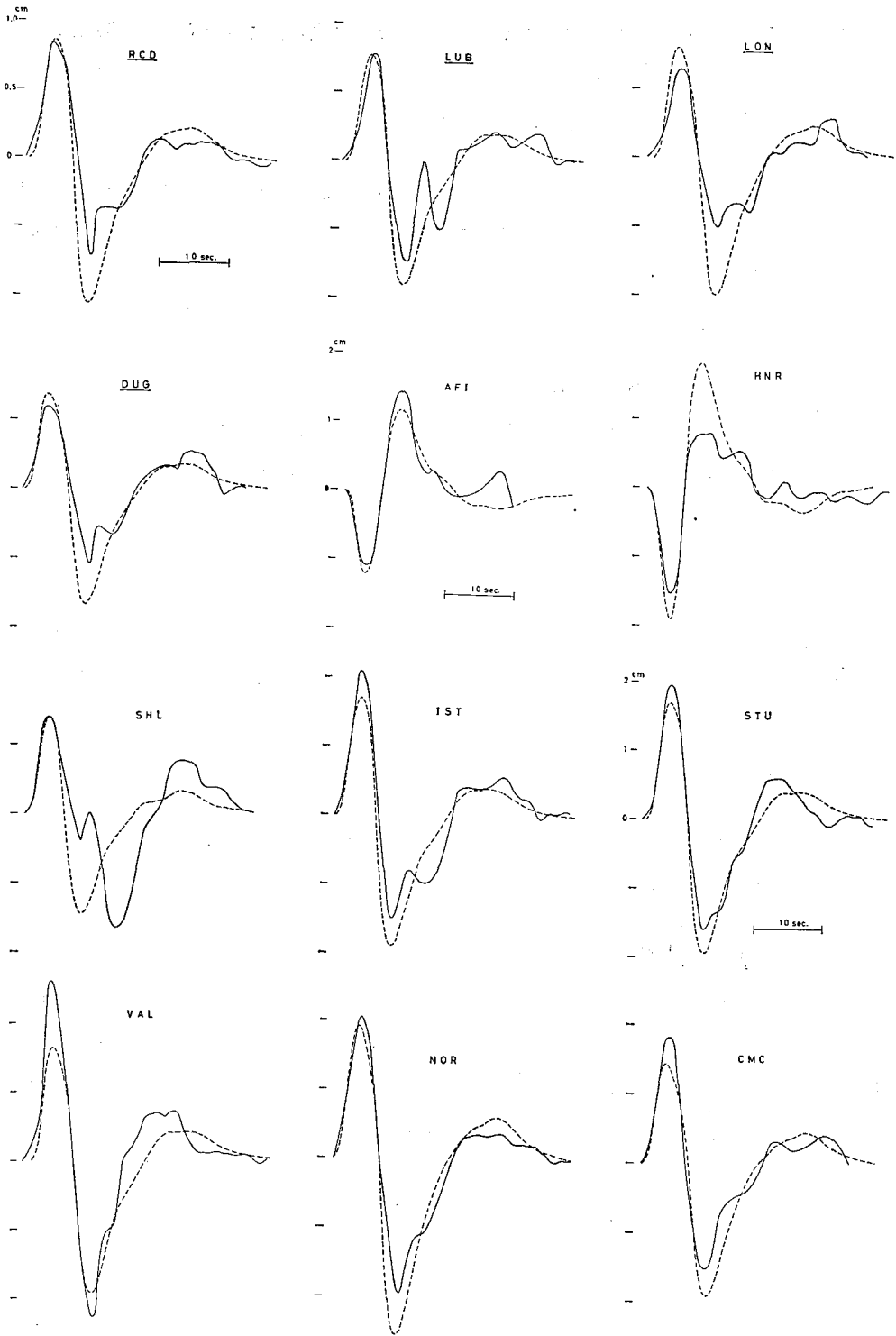


Fig. 5. Comparison between the observed seismograms (full line) and the synthetic seismograms (broken line) of *P* waves.

記象と比較してモデルの妥当性を検討する. 合成記象 $g(t)$ は次の式で与えられる (BERCKHEMER and JACOB, 1968, FUKAO, 1970).

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) \cdot u_p(t-\tau) d\tau \quad (2)$$

ここで, $h(t)$ は地球と観測計器に関する system の impulse response で, そのフーリエ変換 $H(\omega)$ はマントル, クラスト, 観測計器それぞれの transfer function, $H_M(\omega)$, $H_{CR}(\omega)$, $H_{INS}(\omega)$ の積で表わされる.

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (3)$$

$$H(\omega) = H_M(\omega) \cdot H_{CR}(\omega) \cdot H_{INS}(\omega)$$

$u_p(t)$ は断層から放出された P 波の遠地での変位を表わす. それは shear dislocation と複双力源の等価性から, 複双力源の moment, $M(t, \chi)$ を使って次の様に表わされる (MARUYAMA, 1963, HASKELL, 1964).

$$u_p(t) = \frac{R_p}{4\pi\rho v_p^3 r} \iint_S \dot{M}(t, \chi) dS \quad (4)$$

ここで, R_p は P 波の radiation pattern の効果, ρ は密度, S は断層面積, χ は断層面上の座標を表わす. 今回用いた断層モデルにおいては, (4) 式の右辺の積分は次のようになる (FUKAO, 1970).

$$\iint_S \dot{M}(t, \chi) dS = C [H(t) - H(t - T_0)] \quad (5)$$

ここで, C は矩形パルスの高さ, $H(t)$ は unit step function を表わす. 又, 全 moment M_0 は次の式で表わされる.

$$\begin{aligned} M_0 &= \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint_S \dot{M}(t, \chi) dS \\ &= C \cdot T_0 \end{aligned} \quad (6)$$

計算された合成記象と観測記象の比較を示したのが Fig. 5 である. M_0 としては IV-3 の結果を用いて計算した. 両者の波形は振幅も含めてきわめて良く合っていることがわかる (ここでは, 観測記象の読み取り誤差, クラスト構造の採用したモデルからのずれなどを考慮して, P 波初動半サイクルの周期に関しては 1 sec 以内, ピークの振幅に関しては 1 割以内で合っていれば, 両者は一致しているとみなした). 以上から, 求められた断層モデルの妥当性が示された.

2. S 波の解析

前節で求められた断層モデルから放出される S 波が, 観測された S 波と一致するか否かはモデルの妥当性をさらに検討する上で重要である. 観測された記象と直接比較するために, S

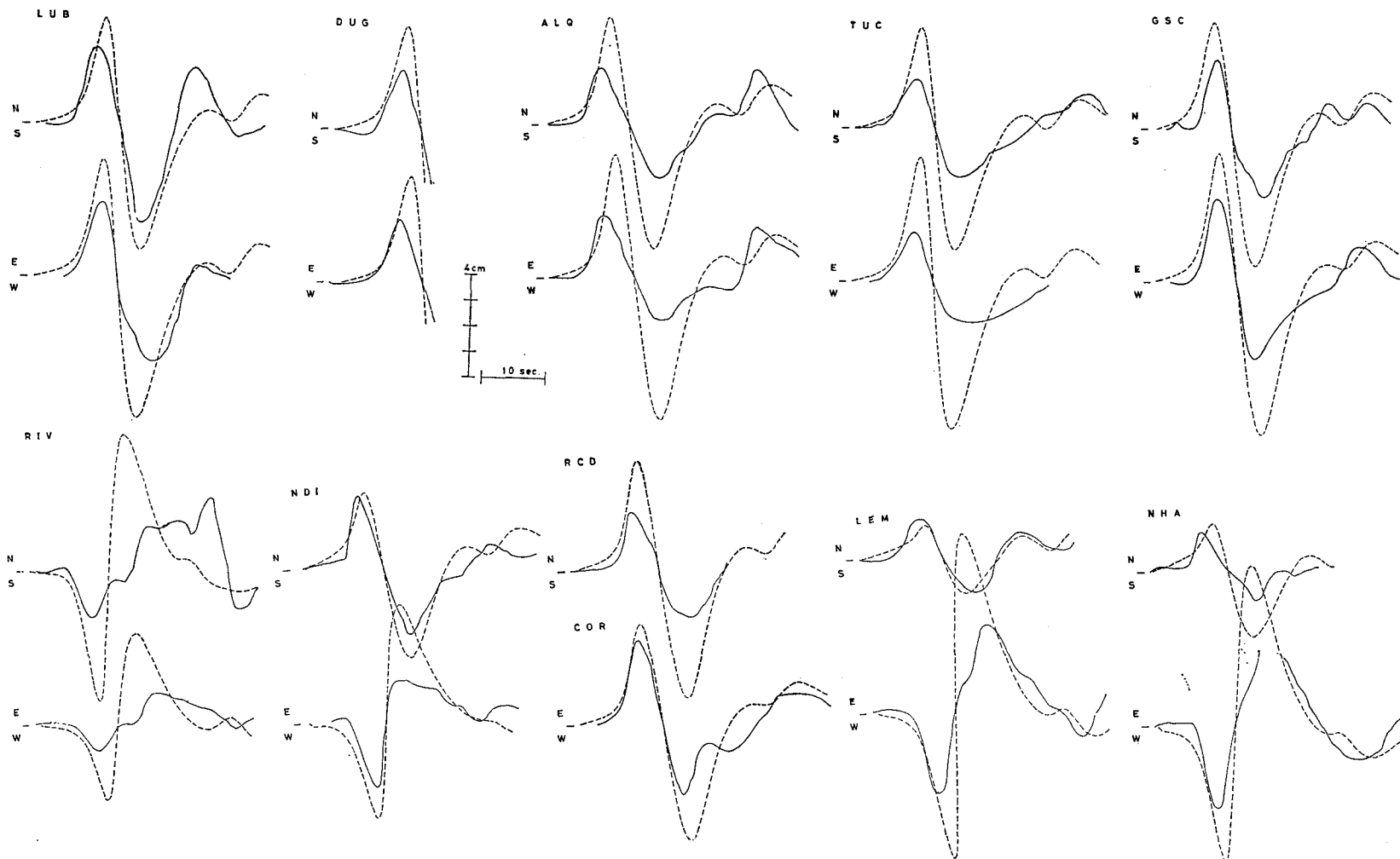


Fig. 6. Comparison between the observed seismograms (full line) and the synthetic seismograms (broken line) of *S* waves.

波の合成記象をまず SV 波, SH 波それぞれについて独立に計算し, それを次式の座標変換によって南北 $g(t)_{NS}$, および東西 $g(t)_{EW}$ 成分に分解した (MIKUMO, 1971 a).

$$\begin{aligned} g(t)_{NS} &= -U_{SV} \cdot \cos \theta - U_{SH} \cdot \sin \theta \\ g(t)_{EW} &= -U_{SV} \cdot \sin \theta + U_{SH} \cdot \cos \theta \end{aligned} \quad (7)$$

$$U_{SV} = \int_{-\infty}^{\infty} h_{SV}(\tau) \cdot u_{SV}(t-\tau) d\tau \quad (8)$$

$$\begin{aligned} u_{SV} &= \frac{R_{SV}}{4\pi\rho v_S^3 r} \iint_S \dot{M}(t-\lambda) dS \\ &= \frac{R_{SV}}{4\pi\rho v_S^3 r} C_S [H(\tau) - H(\tau - T_S)] \end{aligned} \quad (9)$$

ここで, U_{SV} , U_{SH} は SV 波, および SH 波の合成記象で, θ は観測点における波の到来方向を表わす. U_{SV} は (8) 式で表わされ, そのなかの $h_{SV}(t)$ は SV 波の地球と観測計器に関する impulse response, u_{SV} は SV 波の変位を表わす. u_{SV} は (9) 式で表わされ, R_{SV} は SV 波の radiation pattern の効果, v_S は S 波速度, C_S , T_S は S 波パルスの高さと同時間幅をそれぞれ表わす. U_{SH} に関しては (8), (9) 式の SV を SH で置きかえれば良い. S 波パルスの時間幅 T_S は (1) 式の v_p を v_s で置き代えたもので与えられる.

以上の手続きから計算された合成記象と実際に観測された記象との比較を示したのが Fig. 6 である. 比較に用いた観測点は, 反射波などの影響のない $\Delta \leq 80^\circ$ のものである. seismic moment M_0 は P 波から求められた値を使った. 又, S 波に関するマントル内の平均の吸収 Q_S としては, $Q_S = \frac{4}{9} Q_P$ を仮定した (ANDERSON *et al.*, 1965). その他の地球に関するモデルは P 波計算の場合と同じである.

一般的に, 合成記象の振幅が観測された記象よりも大きめになっているが, しかし, 波形全体, 特に位相の一致はかなり良いと言える. このことは, P 波から求められた断層モデルがかなり良く S 波の波形を説明し, さらに, やや深発地震の震源モデルとして断層モデルが適していることを示す.

3. Source Parameter

主に P 波データにもとづいて source parameter を推定する. まず最初に, seismic moment M_0 を求める. seismic moment M_0 は (6) 式に示されている様に, パルスの面積 $C \cdot T_0$ で与えられる. パルスの時間幅 (T_0) は P 波初動の半サイクルの周期から, その高さ (C) は実際に記録された記象の振幅 (A_{obs}) と, 単位のパルスの高さに対する合成記象の振幅 (A_{th}) との比からそれぞれ推定される (FUKAO, 1970).

$$C = \frac{4\pi\rho v_p^3}{R_p} \frac{A_{obs}}{A_{th}} \quad (10)$$

各観測点について推定した seismic moment M_0 は Table 2 に示してあり, それらの平均として $M_0 = 1.51 \times 10^{26}$ dyne·cm を得た.

断層モデル, および seismic moment M_0 をもとに, 断層面上の平均すべり (\bar{D}), stress drop ($\Delta\sigma$), strain drop (ε) などの source parameter を求める. それらは次の式で与えられる (ESHELBY, 1957, KEILIS-BOROK, 1959).

$$M_0 = \mu \bar{D} S = \mu \bar{D} L W, \quad \Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (11)$$

$$\varepsilon = \frac{\Delta\sigma}{\mu}$$

ただし,

$$\pi r^2 = S$$

これらの量の推定には断層面積 S が必要である. しかし, 前節の解析では断層の長さ (L) しか求められていない. Fig. 4 の点のバラツキの標準偏差は 0.8 sec である. この標準偏差を断層の幅 (W) の影響であると仮定すると, W の上限として約 5~10 km を得る. この仮定のもとに上述の量を求めると次の様になる.

$$\bar{D} = 54 \sim 106 \text{ cm}, \quad \Delta\sigma = 48 \sim 130 \text{ bar}$$

$$\varepsilon = 0.67 \sim 1.9 \times 10^{-4}$$

ただし, v_p , ρ , μ については次の値を採用した. $v_p = 8.13 \text{ km/sec}$, $\rho = 3.43 \text{ g/cm}^3$, $\mu = 0.71 \times 10^{12} \text{ dyne/cm}^2$.

V. Event 2 (1964年6月23日)

1. P波の解析 (multiple shock)

Fig. 7 にこの地震から出た遠地での P 波記象の例を示す. Event 1 の波形に比べてきわめて複雑である. この波形の形成には 4 つの波の入射が考えられる (Fig. 8). それらを P_1 , P_2 , P_3 , P_4 -phase と名づける. P_1 -phase はもちろん直達 P 波に相当する. P_3 , P_4 -phase はその走時から pP , sP 波にそれぞれ相当し, その運動方向もメカニズム解および地表での反射による位相変化を考慮すればうまく説明される (笹谷, 1973 b). P_2 -phase は走時表には見られない波である. P_2 -phase と P_1 -phase の到達時刻の差 ($P_2 - P_1$) を震央距離 (Δ) および方位に対してプロットしたのが Fig. 9 である. これらの図から, $P_2 - P_1$ は約 6~7 sec の間にあり, Δ および方位に対して無関係であることがわかる. 以上から, P_2 -phase はマントル上部のある種の不連続面, あるいはモホ面からの反射波と考えるよりも, multiple shock によるものであると考える方が適切である. 実際, もし P_2 -phase がマントル上部のある種の不連続面からの反射波であるならば, $P_2 - P_1$ は Δ の増大とともに大きくなるはずである. しかし, Fig. 9 の左を見れば $P_2 - P_1$ は Δ に対してほぼ一定の値を示し, $\Delta = 80 \sim 90^\circ$ ではむしろ減少の傾向にある. $P_2 - P_1$ が方位に無関係であることから, 2 発目の位置は 1 発目の地震から見てほぼ垂直方向に位置することが推測されるが, しかし, これらのデータから 1 発目と 2 発目の間の空間的, 時間的關係

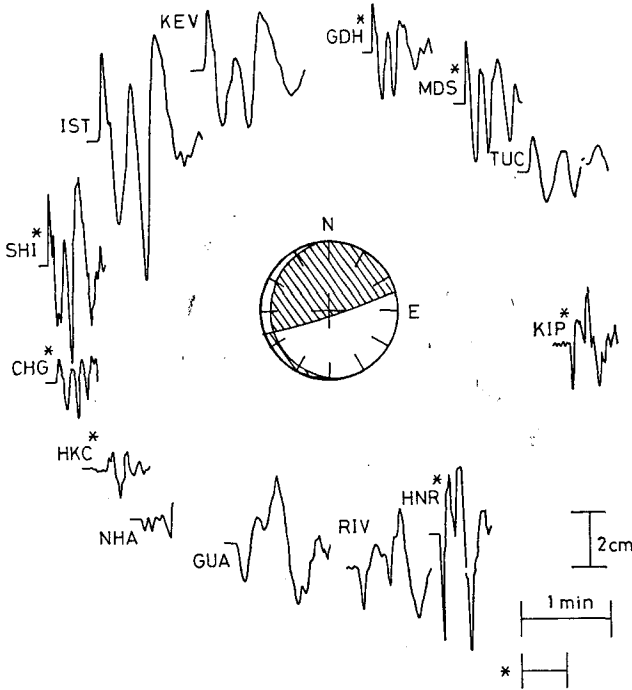


Fig. 7. Examples of observed seismograms of P waves from event 2 at far field disposed for various azimuth. Note the complexity of signals. The P_2 -phase (see Fig. 8) is found universally.

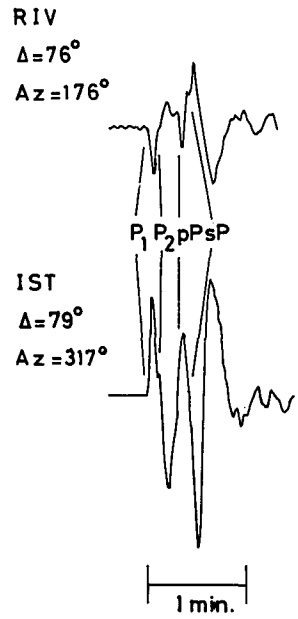


Fig. 8. Interpretation of seismograms of P waves at RIV and IST.

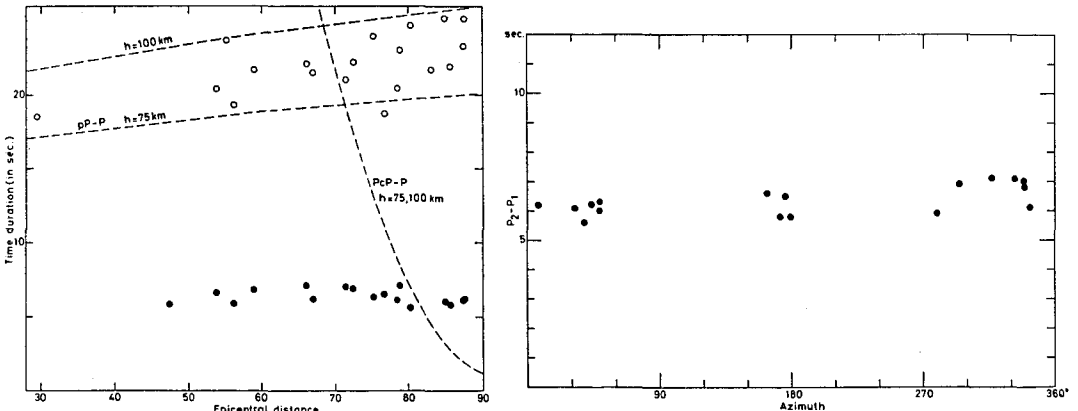


Fig. 9. Plot of the time differences between the first arrival and the later arrivals versus epicentral distances (left) and epicenter to station azimuth (right). Closed circles indicate the time differences between the arrival times of the P_1 - and P_2 -phases. Open circles indicate the time differences between the arrival times of the P_2 - and P_3 (pP)-phases.

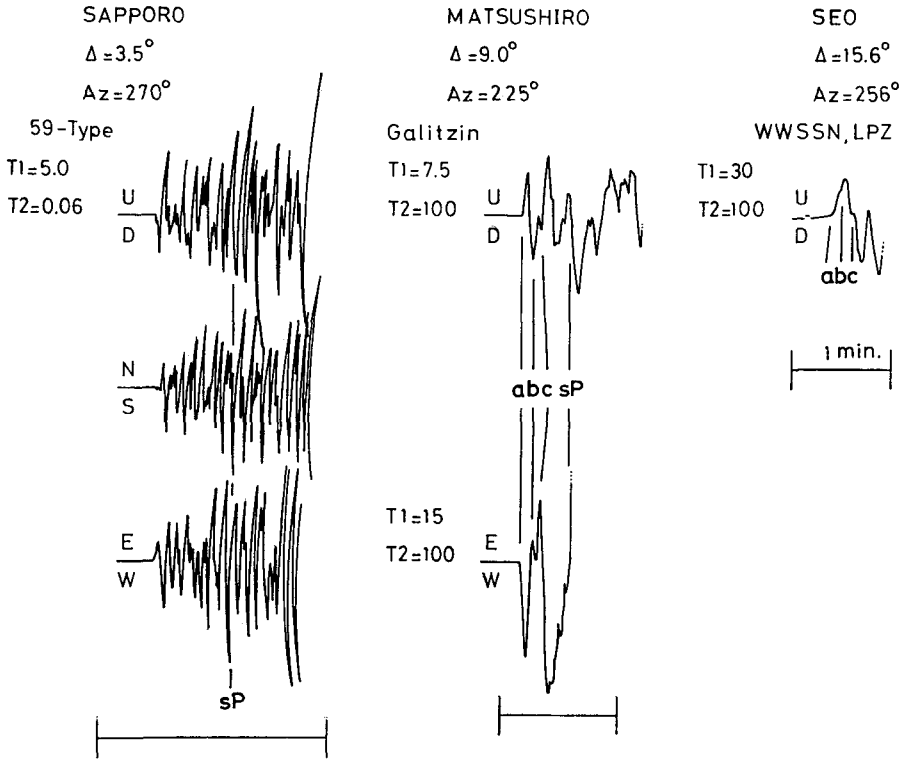


Fig. 10. Examples of observed seismograms of P waves recorded at smaller distances.

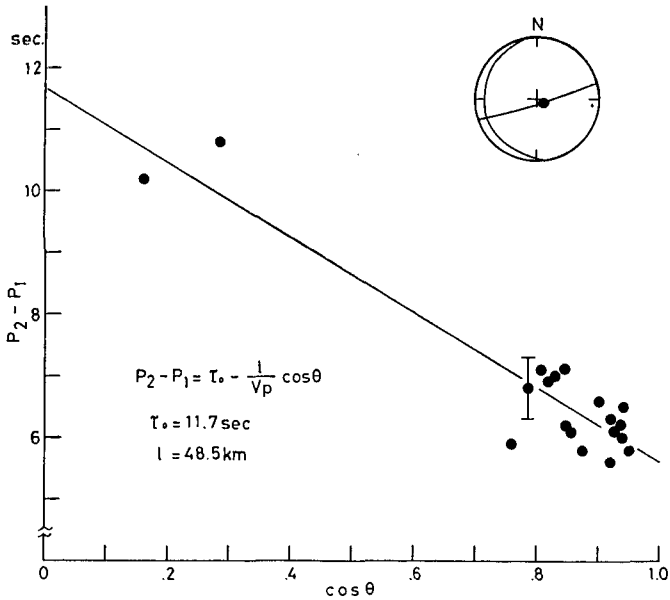


Fig. 11. Plot of the time differences between the arrival times of the first (P_1) and the second (P_2) shock versus $\cos \theta$. θ indicates the angle between the ray leaving the focus of the first shock and the line joining the two foci.

を求めることはできない。

そこで、比較的 l の近い観測点での波を検討する (Fig. 10). この時代で l の一番近い WWSSN の観測点は SEO ($l=5.6^\circ$) であり、さらに l の近い観測点の波を得ようとすれば、気象庁の観測点が利用できる。ここに例として札幌と松代の記録を示す。地震計の種類、特性はそれぞれ異なっているが、比較的地震計の固有周期の長い松代、SEO の記録には明らかに 3 つの波 (a -, b -, c -phase) の入射が見られる。 a -phase はもちろん直達 P 波であるが、 b -, c -phase は走時表には見られない波である。数個のパルスが連続して入射する場合、記録上に現われた個々の振幅の大きさはみかけのものであり、パルス相互の時間間隔に応じて、振幅は増大されたり、減少されたりする (paper 1, Fig. 10). このことから、SEO において b -phase の振幅よりも c -phase のそれの方がはるかに大きいことがわかる。松代においては、 b -phase よりも明らかに c -phase の振幅の方が大きい。遠地での P_2 -phase もかなり大きい振幅を有していることから考えて、近地での c -phase が遠地での P_2 -phase に相当すると考えられる。以上から、この地震は triplet であり、遠地では b -phase がかくされてみかけ上 doublet になっていると解釈される。しかし、以下では b -phase を無視してこの地震を doublet とみなして解析する。

1 発目と 2 発目を結ぶ距離 (l) と、それぞれに対応した波の到達時刻の差 (τ) との関係は (1) 式と似た次の式で表わされる (Isacks *et al.*, 1967, Oike, 1969).

$$\tau = \tau_0 - \frac{l}{v_p} \cos \theta \quad (12)$$

ここで、 τ_0 は 1 発目と 2 発目の発震時の差、 θ は 1 発目と 2 発目を結ぶ線と放出された波とのなす角度を表わす。

Event 1 について断層の伝播方向を求めたとまったく同様な操作で 2 発目の位置を求める。得られた 2 発目の方向と $\tau \sim \cos \theta$ の関係を示したのが Fig. 11 である。2 発目は 1 発目から見て方位 120° 、垂直下方から 10° の方向で発生し、図の直線から $l=48.5$ km, $\tau_0=12$ sec を得た。求められた 2 発目の位置はほぼ深く傾いた nodal plane 上に乗る。このことから震源モデルとして断層モデルが適切であり、この nodal

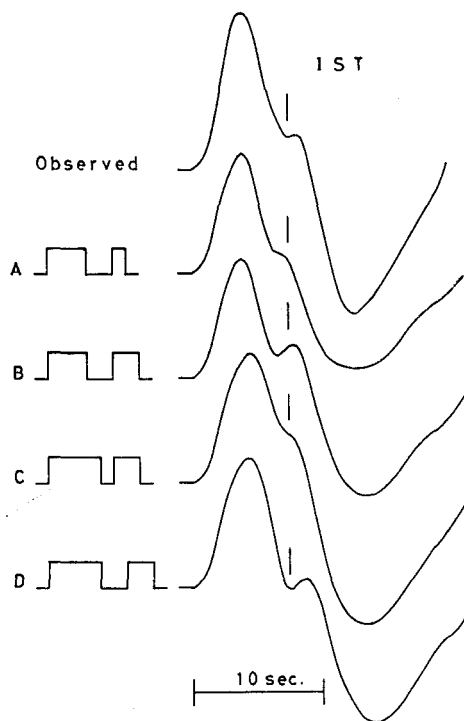


Fig. 12. Comparison between the observed P -wave seismogram (at IST) and the theoretical P -wave seismograms for the various source functions. Two pulses indicate the first and the second shock (multiple shock). The theoretical seismograms for the source function C or D agree well with the observed one.

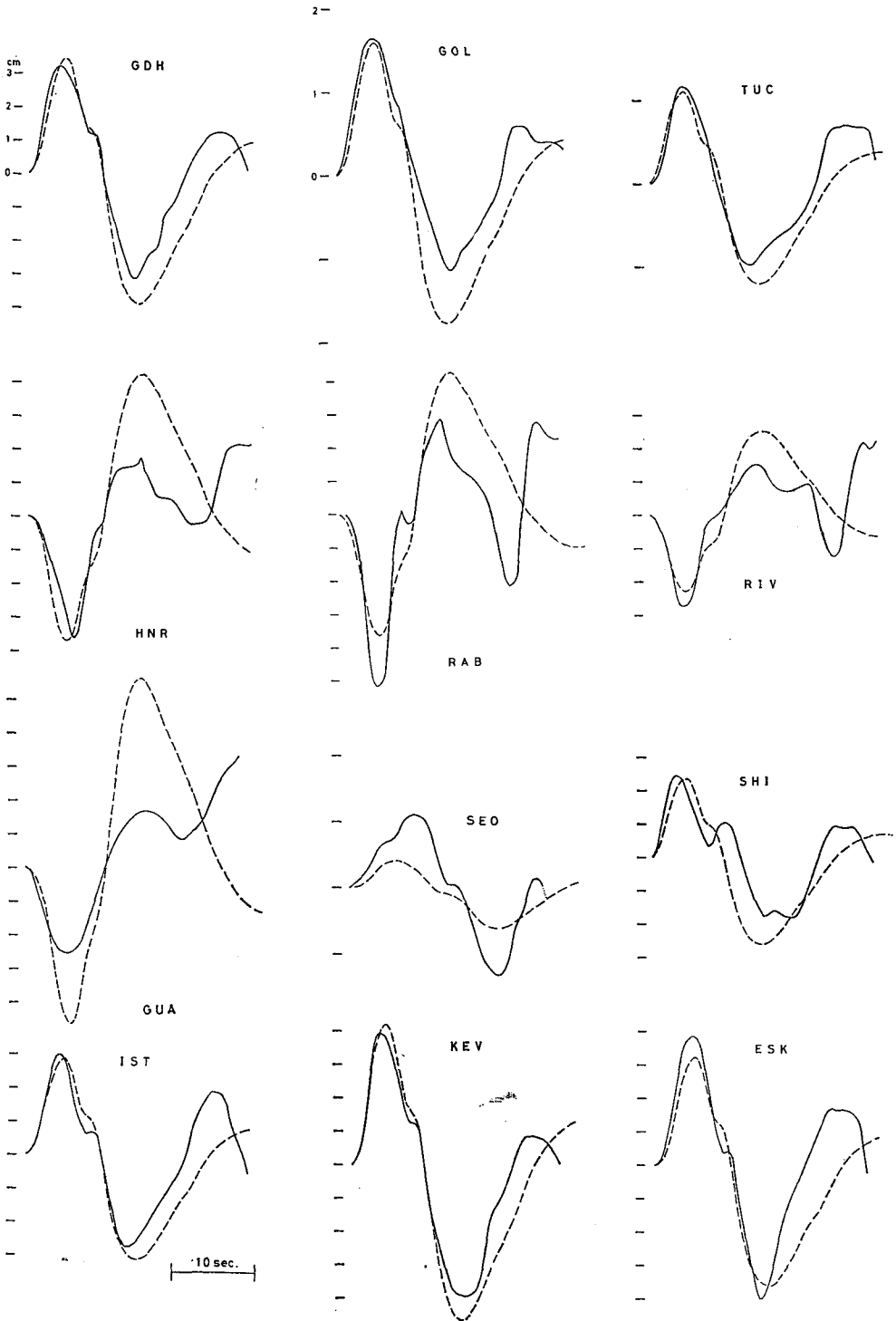


Fig. 13. Comparison between the observed *P*-wave seismograms (full line) and the synthetic *P*-wave seismograms (broken line) from the source function *C* (see Fig. 12).

plane が実際の断層面であると考えられる (OIKE, 1971, FUKAO, 1972, CHANDRA, 1970).

次に、その断層モデルを推定する。2発目から出た波によって1発目の波がさく乱されているため、event 1 の様に P 波初動半サイクルの周期から波のパルス幅を推定することは困難である。そこで、1発目と2発目の source function を適当に仮定して system の impulse response との convolution から理論合成記象を作り、それを観測された記象と比較することによって逆に source function を推定する ((2)式参照)。Event 1 の解析と同様に、1発目と2発目の source function のパルス幅の推定に主眼をおき、それぞれの source function を矩形パルスで近似する。種々の source function による合成記象と観測記象との比較の例を Fig. 12 に示す。source function C あるいは D がもっとも良く観測記象を説明する。他の遠地での観測点についても source function としては、 C あるいは D がもっとも適している。今、source function C を採用し、各観測点における合成記象と観測記象の比較を示したのが Fig. 13 である (絶対振幅については、後述の seismic moment を考慮した)。両者の一致はかなり良いと言える。これから、遠地におけるほとんどの観測点で、1発目と2発目の到達時刻の差は5~6 sec であり、1発目の source function のパルス幅は約4 sec で、2発目はその半分であることがわかる。このことは、2発目の地震の seismic moment が1発目のその1/2であることを意味する ((6)式を参照)。同様に、近地での観測点 SEO の1発目のパルス幅は約8 sec と求めた (ただし、これは a -, b -phase 両方を含んだものである)。

遠地における観測点の source function のパルス幅が方位に関係なくほとんど等しいことにより、(1)式を使って断層の伝播方向、 L および v を同時に推定することは困難である。 L を求めるためには、伝播方向あるいは v を仮定せざるを得ない。まず最初に、断層は深く傾いた nodal plane 上を2発目の方向に伝播したと仮定する。遠地でのパルス幅が約4 sec で近地の SEO でのパルス幅が約8 sec であることから、この仮定はかなり正しいものと思われる。さらに、伝播速度 v を1発目から2発目へのみかけの伝播速度 v_{app} ($v_{app} = l/\tau_0 = 4.1$ km/sec) に等しいと仮定すると、(1)式から $L \approx 31$ km を得る ((1)式で $T_0 = 4$ sec, $v = 4.1$ km/sec, $v_p = 7.95$ km/sec, $\cos \theta = 0.9$ とおき L を求めた)。次に、伝播方向の仮定はそのままにして、SEO のパルス幅に注目し、遠地のデータと合わせると $L \approx 45$ km, $v \approx 5.0$ km/sec を得る ((1)式で、遠地のデータに関しては $T_0 = 4$ sec, $\cos \theta = 0.9$, SEO に関しては $T_0 = 8$ sec, $\cos \theta = 0.29$ とおき、連立方程式を解いて L と v を求めた)。断層の伝播方向に関する遠地の観測点の θ はほとんど同じ (Fig. 11) であるから1点 ($\cos \theta = 0.9$) で代表させた。以上2つの方法から、 $L = 30 \sim 45$ km, $v = 4 \sim 5$ km/sec と推定される。つまり、断層はまず最初に長さ30~45 km にわたって下方に向かって生成され、さらに約12 sec 後に、1発目からみて下方約50 km の延長上に長さ15~20 km にわたって2発目の断層が生成されたことになる。

2. S波の解析

この地震の S 波はかなり長い周期を有している (Fig. 14)。又、polarization angle の標準

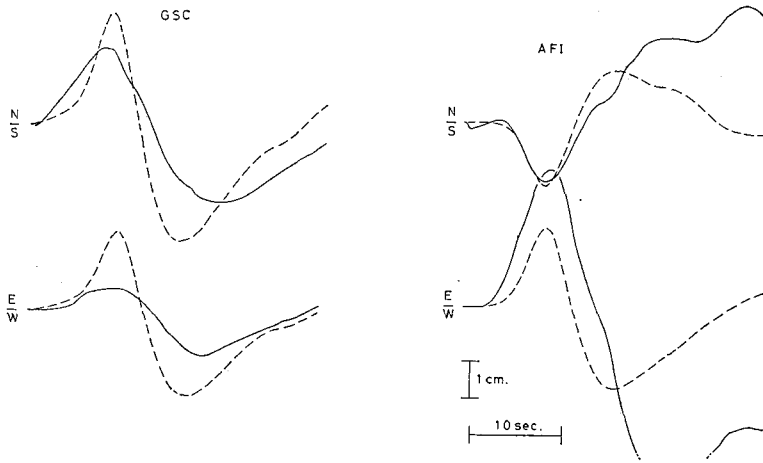


Fig. 14. Comparison between the observed seismograms (full line) and the synthetic seismograms (broken line) of S waves. An agreement between them is poor.

偏差も Event 1 に比べてかなり大きい値である (Table 1).

前節で求められた断層モデルの妥当性を検討するため、(7)~(9)式にもとづいて合成記象を計算し、観測された記象と比較した。2つの比較例を Fig. 14 に示す。図からわかる様に、合成記象と観測が一致しているとは言いがたい。特に、観測された波の方が長い周期を示しており、又、polarization angle の標準偏差が大きいことに関係して2~3の観測点においては、両者の運動方向が逆になっている(図には示していない)。合成記象の計算には、1発目と2発目のメカニズム解が同じであると仮定した。S波のデータの不一致の原因としては、この仮定の不合理性、メカニズム解の不正確さなどが考えられるが、あるいは断層モデルが不適當であるためかもしれない。

3. Source Parameter

S波のデータをうまく説明することはできなかったが、P波のデータから求められた断層モデルについて、その source parameter を求めておく。(6), (10)式からまず seismic moment M_0 を推定し、断層モデルおよび(11)式から種々の source parameter を決定した。しかし、この地震も断層の幅 (W) についてはその推定が困難であるため、ここでは $W=10$ km と仮定した。得られた source parameter は次の通りである。

$$M_0 = 3.0 \times 10^{26} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$$

$$\bar{D} = 111 \sim 167 \text{ cm}, \quad \Delta\sigma = 76 \sim 141 \text{ bar}$$

$$\epsilon = 1.27 \sim 2.34 \times 10^{-4}$$

ただし、 $v_p=7.95$ km/sec, $\rho=3.36$ g/cm³, $\mu=0.6 \times 10^{12}$ dyne/cm² とした。

ここで求めた source parameter は multiple shock の1発目についてのものである。2発

目については, seismic moment, および断層の長さ (L) が1発目の約半分であることを考慮すればよい。

VI. 議論および結論

千島弧南部に発生した2つのやや深発地震について, P 波および S 波の初動分布とともに, その絶対振幅, パルス幅も含めて解析した. そして, P 波のパルス幅の方位依存性および multiple shock の発生位置をもとに, 震源モデルとして断層モデルが適切であるという結論を得た. これは, FUKAO (1972), ABE (1972), MIKUMO (1971 *a, b*) の結論と一致する. event 1については, P 波から求められた断層モデルが観測された S 波の波形をかなり良く説明することから, 断層モデルはさらに支持を得た. しかし, event 2については, それは失敗に終わった. これは, event 2が multiple shock であるという特殊性のためかもしれない.

2枚の nodal plane から選ばれた実際の断層面は深く傾いた面である. この面はこの地域の seismic zone の走行に平行であり, それにそう運動は, より深い部分のブロックが下方にすべる様な運動である (Fig. 15). この結果は OIKE (1971) の結果と一致し, 島弧-海溝系における lithosphere しずみ込みのメカニズムを示していると思われる (LIBOUTRY, 1969).

得られた断層モデルにもとづいて, その source parameter を推定した. seismic moment (M_0) は source function を矩形で近似して得られたものであるが, それは source function の面積に関係した量であるから, 仮定にかかわらずかなり信頼のおける値 (誤差は factor 2 以下) である.

断層に関しては, 代表的なディメンジョンとして長さ (L) しか求められていない. 波のパルス幅をすべてこの L に関係づけたわけであるが, それは幅 (W) の影響, および rise time を含んだものである. 故に求められた L はその上限を示すものと考えられる. W は Fig. 4 の点のパラツキを考慮すれば, L の 1/2 より大きくはないと推定される. この様に, 浅い地震に

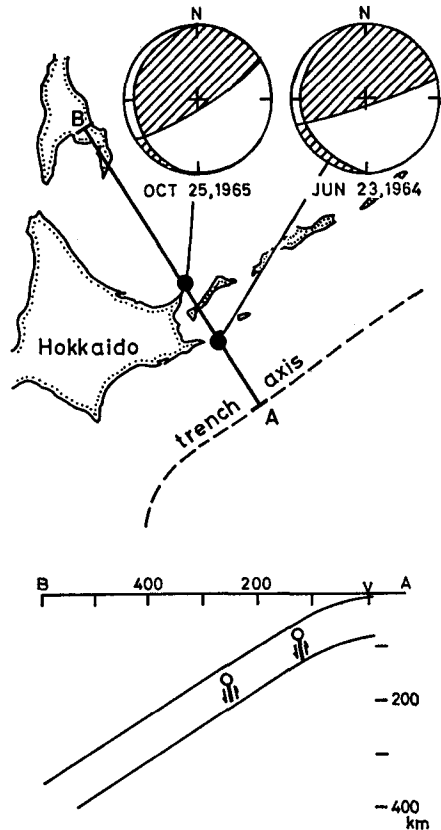


Fig. 15. Upper: Epicenters of event 1 (Oct. 25, 1965) and event 2 (June 23, 1964) and the focal mechanism solutions of them. The hatched areas indicate the compression quadrants of the lower hemisphere (equal area projection). Lower: Projection of the foci (open circle) and the fault planes (heavy line) for two events analyzed on the vertical cross section. The vertical section is taken along AB in the upper figure. Arrows indicate the slip vectors.

比べて深い地震は余震が少なく、地殻変動も地表に現われないため、その断層面積を精度良く推定することはかなりむづかしい。

破壊の伝播速度 (v) として、event 1 については 5.25 km/sec, event 2 については 4~5 km/sec が得られた。これらの値はそれぞれの深さにおける S 波速度とほぼ同じかあるいは少し大ききめである。しかし、上述の L の推定精度に関係して v の値もかなりの誤差を含んでおり、それは S 波速度とほぼ等しいと考えるのが妥当かもしれない (MANSINHA, 1964)。FUKAO (1972) は巨大深発地震 (西ブラジル地震, $h=577$ km) の長周期 P 波の解析から、ABE (1972) はやや深発地震 (南サンドウィッチ島地震, $h=120$ km) の長周期表面波の解析から、 v としてそれぞれ 2.2~2.5 km/sec, 2~3 km/sec を得た。今回得られた値はこれらよりも大ききめの値である。

stress drop として、event 1 については 48~130 bar, event 2 については 76~141 bar が得られた。しかし、上述の断層面積の推定精度に関連して、これらの値は示した範囲よりも大きな誤差を含んでいるかもしれない (AKI, 1972)。ABE (1972) は上述のやや深発地震について、MIKUMO (1971 a, b) は数個のやや深発地震の長周期 P 波および S 波の解析から、stress drop としてそれぞれ 120 bar, 60~300 bar を得た。今回得られた値もこれらの範囲に含まれており、それは海溝付近の浅い地震よりは大きく、深い地震よりは小さい値である。

source parameter の地域性および深さに対する変化などについて議論するためには、多くの地震についてより精度の良い解析を行なう必要がある。

【謝辞】 解析に使用した松代観測所の記象は、気象庁松代地震観測所の相原奎二氏から送っていただいた。心からの謝意を申し上げます。当教室の島村英紀助教授、北海道大学大型計算機センターの須藤研助手には実際に論文を読んでいただき、有益な助言を得た。

なお、数値計算は北海道大学大型計算機センター FACOM 230-60 によってなされた。

文 献

- ABE, K., 1972. Focal process of the south Sandwich islands earthquake of May 26, 1964, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 110-122.
- AKI, K., 1972. Earthquake mechanism, *Tectonophysics*, **13**, 423-446.
- ANDERSON, DON L., ARI BEN-MENACHEM and C. B. ARCHAMBEAU, 1965. Attenuation of seismic energy in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **70**, 1441-1448.
- BEN-MENACHEM, ARI, S. W. SMITH and TA-LIANG TENG, 1965. A procedure for source studies from spectrums of long-period seismic body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **55**, 203-235.
- BERCKHEMER, H. and K. H. JACOB, 1968. Investigation of the dynamical process in earthquake foci by analyzing the pulse shape of body waves, Proc. Xth Assembly, ESC II, 253-352.
- BOLLINGER, G. A., 1968. Determination of earthquake fault parameters from long-period P waves, *J. Geophys. Res.*, **73**, 785-807.
- BOLLINGER, G. A., 1970. Fault length and fracture velocity for the Kyushu, Japan, earthquake of October 3, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75**, 955-964.
- CHANDRA, U., 1970. The Peru-Bolivia border earthquake of August 15, 1963, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **60**, 639-646.

- ESHELBY, J. D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc., London*, **A 241**, 376-396.
- EVISON, F. F., 1967. On the occurrence of volume change at the earthquake source, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57**, 9-26.
- FUKAO, Y., 1970. Focal process of a deep focus earthquake as deduced from long-period *P* and *S* waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 707-727.
- FUKAO, Y., 1972. Source process of a large deep-focus earthquake and its tectonic implication—The western Brazil earthquake of 1963, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 61-76.
- HASKELL, N. A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **54**, 1811-1841.
- 平沢朋郎・佐藤良輔, 1963. 球状震源からの弾性波の伝播, 第1報, 第2報, 地震, **16**, 52-64, 65-77.
- HONDA, H., 1959. The elastic waves generated from a spherical source, *Science Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, Geophys., **11**, 178-183.
- ISACKS, B. and P. MOLNAR, 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys.*, **9**, 103-174.
- KEYLIS-BOROK, V. I., 1959. On estimate of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Ann. Geophys.*, **12**, 205-214.
- KHATTRI, K. N., 1969. Determination of earthquake fault plane, fault area and rupture velocity from the spectra of long-period *P*-waves and the amplitude of *SHI*-waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 615-630.
- KOYAMA, J., S. HORIUCHI and T. HIRASAWA, 1973. Elastic waves generated from sudden vanishment of rigidity in spherical region, in press.
- LINDE, A. T., and I. S. SACKS, 1972. Dimensions, energy, and stress release for south American deep earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1439-1451.
- LLIBOUTRY, L., 1969. Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point, *J. Geophys. Res.*, **74**, 6525-6540.
- MANSINHA, L., 1964. The velocity of shear fracture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **54**, 369-376.
- MARUYAMA, T., 1963. On the force equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 467-486.
- MIKUMO, T., 1969. Long-period *P* waveforms and the source mechanism of intermediate earthquakes, *J. Phys. Earth*, **17**, 169-192.
- MIKUMO, T., 1971 *a*. Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period *P* and *S* waveforms 1. Intermediate-depth earthquakes in the southwest Pacific region, *J. Phys. Earth*, **19**, 1-19.
- MIKUMO, T., 1971 *b*. Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period *P* and *S* waveforms 2. Deep-focus and intermediate earthquakes around Japan, *J. Phys. Earth*, **19**, 303-320.
- MIKUMO, T. and T. KURITA, 1968. *Q* distribution for long-period *P* waves in the mantle, *J. Phys. Earth*, **16**, 11-29.
- OIKE, K., 1969. The deep earthquake of June 22, 1966 in Banda Sea: A multiple shock, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **19**, 55-65.
- OIKE, K., 1971. On the Nature of the occurrence of intermediate and deep earthquakes. 3. Focal mechanism of multiplets, *Bull. Disas. Prev. Res., Kyoto Univ.*, **21**, 153-178.
- RANDALL, M. J., 1966. Seismic radiation from a sudden phase transition, *J. Geophys. Res.*, **71**, 5297-5302.
- 笹谷 努, 1973 *a*. 長周期実体波による震源過程の推定, その1. 長周期 *P* 波波形の変化, 北海道大学地球物理学研究報告, **29**, 1-16.

笹谷 努, 1973 *b*. 青森県東方沖地震の発震機構の再調査, 地震, **26**, 67-76.

TENG, T. L. and ARI BEN-MENACHEM, 1965. Mechanism of deep earthquakes from spectrums of isolated body-wave signals, *J. Geophys. Res.*, **70**, 5157-5170.

WYSS, M., and P. MOLNAR, 1972. Source parameters of intermediate and deep focus earthquakes in the Tonga arc, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **6**, 279-292.