



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	大西洋中央海嶺で発生した地震（1965年11月）の実体波の研究
Author(s)	今堀, 誠一; IMAHORI, Seiichi; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 42, 101-117
Issue Date	1983-10-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.42.101
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14105
Type	departmental bulletin paper
File Information	42_p101-117.pdf



大西洋中央海嶺で発生した地震(1965年11月)の実体波の研究

今堀 誠一*・笹谷 努

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和58年3月4日受理)

Body Wave Studies of the November, 1965, Mid-Atlantic Ridge Earthquake

By Seiichi IMAHORI and Tsutomu SASATANI
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University

(Received March 4, 1983)

The November 16, 1965 Mid-Atlantic ridge earthquake has been proposed to have non-orthogonal nodal planes by Sykes (1967). Body waves from this peculiar event are studied in this paper. From the detailed inspection of seismograms, it is found that initial motions at a few North American stations are concealed by large background noise preceding each P arrival. Consequently we can not decide that this event has the non-orthogonal nodal planes by a simple first motion study. Through a comparison between the observed seismograms with a high signal-to-noise ratio and the synthetic seismograms, the fault parameters and the focal depth are determined as follows: a dip angle = 50° , a strike angle = 20° , a slip angle = -90° , a seismic moment = 1.8×10^{25} dyne-cm, a rise time = 2.2 sec and a depth below the sea floor = 1 km. From the extremely shallow depth and the fault geometry, it is expected that this event really has an apparent non-orthogonal nodal planes due to an interference between the direct and the reflected body wave phases. The water-layer effect as well as the interference effect on the waveform constrains the focal depth and the fault parameters with far greater resolution than is ordinarily obtained.

I. はじめに

一般に、地震のP波初動分布において、その押し波と引き波の領域が、直交する2枚の節面によって境され、そして、この事実から地震発生メカニズムとして断層運動が考えられている (Honda, 1962; Maruyama, 1963; Burridge and Knopoff, 1964; Isacks et al., 1968)。ところが、大西洋中央海嶺で発生する正断層型の地震は、一様に、2枚のP波節面が直交しないと報告されている (Sykes, 1967; Solomon and Julian, 1974; Einarsson, 1979)。つまり、P波初動引

*現在、日本鉱業株式会社

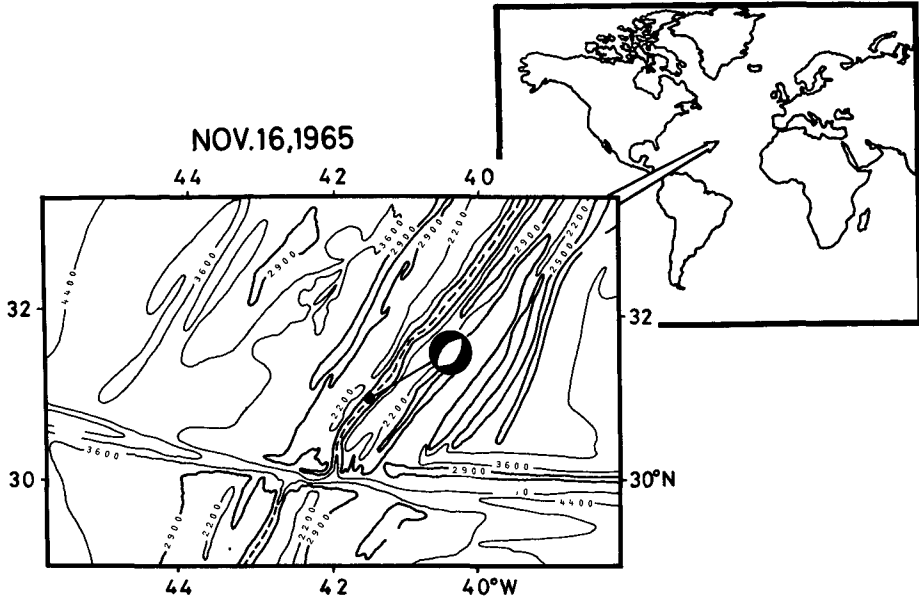


Fig. 1. Epicenter and focal mechanism of the November 16, 1965 earthquake. In the mechanism solution, the compressional quadrants are shown black. The bathymetry is taken from Heezen and Tharp (1965). Depths are given in meters.

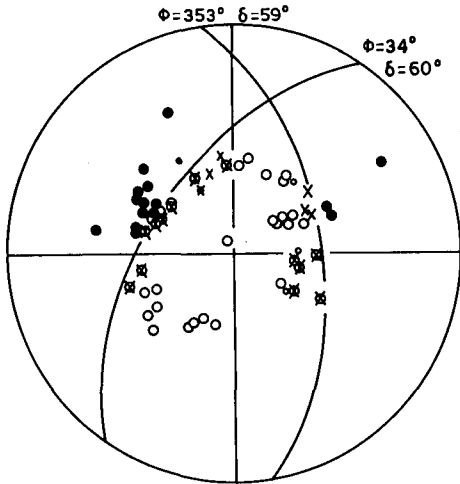


Fig. 2. Mechanism solution for the November 16, 1965 event determined by Sykes (1967). Diagram is an equal-area projection of the lower hemisphere of the radiation field. Solid circles represent compressions; open circles, dilatations; crosses, wave character on seismograms, indicating station is near nodal plane. ϕ and δ are strike and dip of the nodal planes. The angle between the nodal planes is about 73° : that is, non-orthogonal nodal planes.

き波の領域が、押し波の領域に比べて狭くなっている。本論文は、この特異な地震の1つである1965年11月16日に大西洋中央海嶺で発生した地震に対して、実体波の詳細な解析を行い、P波初動分布の再検討および地震の断層パラメータの算定を第一の目的としている。

International Seismological Center (略して ISC) によるこの地震の震源要素は、次の通りである：震央、 31.00°N , 41.53°W ；深さ、 21 km ； $m_b=5.9$ 。震央の決定精度は、約 $\pm 3\text{ km}$ であるが、深さの精度は、中央海嶺に発生する地震の常として震央付近に観測点がないために、 ± 16

km ときわめて悪い。長周期P波の波形解析から、この震源の深さを精度良く決めることも本論文の目的の一つである。Fig. 1は、この地震の震央とその付近の海底地形図 (Heezen and Tharp, 1965) を示したものである。図から、この地震は、大西洋中央海嶺の中軸谷下で発生したと考えられる。その中軸谷の走向は、N 30°~35°E で、水深は、3000~3500 m である (Heezen and Tharp, 1965)。Fig. 2は、Sykes (1967) によって長周期地震計記録から求められた、この地震のP波初動分布と2枚の節面を示したものである。2枚の節面は、明らかに非直交であり、その交差角度は約73°である。

我々は、まず、WWSSN (World-Wide Standardized Seismograph Network) 長周期地震計記録をもとにP波初動分布そのものを再検討し、非直交節面の真偽を確かめる。次に、長周期P波およびS波の波形解析から、この地震の断層パラメータおよび震源の深さを推定する。最後に、これらの結果をもとにして、この地震のテクトニクス上の意義について簡単に考察する。

II. P波初動分布

地震のメカニズムを求めるために震源球上に示すP波初動は、直達P波の運動方向である。よって、P波初動の決定において、この直達P波の到達時刻を正確に知ることが必要である。特に、本地震の様に、シグナルの振幅が小さい場合、この点に関して細心の注意が必要である。我々は、直達P波の到達時刻として、ISCに報告されている短周期地震計によるP波発現時刻を用い、その時刻におけるシグナルの運動方向をP波初動と決定した。解析に利用できる観測点65 (Table 1) のうち約2割の観測点については、ISCにP波発現時刻の報告がない。このような観測点については、その報告のある付近の観測点の記録と波形を比較してP波初動を決定した。Fig. 3は、観測された長周期地震計記録の例を示したものである。

この様にして決められたP波初動は、その決定精度に従って次の3つに分類された (Table 1)。

(A) ノイズがほとんどなく、かつ、短周期地震計で示された直達P波到達時刻に正にシグナルが存在するもの (例, QUE, HLW, CAR, DUG)。 (B) P波到達時刻にシグナルの存在は認められるが、ノイズが大きいため初動の決定に多少不安の残るもの (例, ANT, ALQ)。 (C) ノイズが大きく、かつ、そのためにP波到達時刻にシグナルの存在が認められないもの (例, BUL, LUB, TUC)。この場合、初動は不明とした。この初動決定精度を考慮して示したP波初動分布が Fig. 4 である。AおよびBに分類された観測点のほとんどは引き波を示し、これらの多くは、Sykes (1967) の求めた節面から遠くに位置している。Fig. 2 と Fig. 4 を比べて大きく異なる点は、Fig. 2 において節面近くで押し波と判断された第1および第4象限のほとんどが、Fig. 4 ではCに分類され、初動が不明となっていることである。これらのデータが、Fig. 2、つまり Sykes の非直交節面の決め手となっているので、この点について、ややくわしく説明する。

Fig. 3 に示すごとく、北アメリカ大陸の観測点、TUC, LUB, ATL の記録には、短周期地震計から決められた直達P波到達時刻にシグナルが認められず、記録は、存在するノイズ (脈動) と同じ動きを示している。そして、その時刻から約2秒後に大きな振幅の押し波がみられる。Sykes

Table 1. Stations used in the present study. Δ is the epicentral distance, Az., the epicenter-to-station azimuth, Mag., magnification of recording system. C and c are compressions; D and d, dilatations; capital letters signify clear arrivals, whereas small letters indicate less reliable picks; X, indicates indefinite motion due to the low signal-to-noise ratio. Mo(P) and Mo(S) indicate seismic moments obtained from P and S wave data, respectively.

Station	Δ	Az.	Mag.	Initial Motion	Mo(P)	Mo(S)
AAE	77.12	87.15	1500	D	1.80	—
AAM	35.30	300.55	1500	X	—	—
ALQ	53.77	292.69	3000	d	—	1.15
ANT	61.03	210.41	3000	d	—	—
ARE	55.28	215.66	1500	D	—	—
ATL	36.12	285.39	1500	X	—	—
ATH	53.27	63.59	1500	D	2.00	—
BEC	19.75	280.04	1500	C	—	—
BHP	41.62	246.40	750	X	—	—
BKS	64.97	300.47	3000	d	—	—
BOZ	55.25	306.53	3000	X	—	1.18
BUL	84.34	117.37	1500	X	—	—
CAR	31.16	234.61	3000	D	1.70	—
CMC	55.50	333.79	3000	X	—	1.37
COL	68.85	333.95	1500	X	—	2.68
COP	44.89	40.47	750	X	—	—
COR	63.50	307.78	1500	X	—	1.40
DAL	46.48	287.46	1500	D	—	—
DUG	57.28	300.42	3000	D	1.48	—
FLO	40.41	294.84	3000	X	—	—
GDH	38.91	353.22	750	X	—	—
GIE	55.99	245.13	750	D	—	—
GOL	51.82	298.24	1500	X	—	—
GSC	61.75	296.09	1500	X	—	—
HLW	61.74	70.49	3000	D	2.00	1.01
IST	56.51	58.77	1500	D	1.90	—
JCT	49.57	285.29	1500	D	1.34	1.20
JER	64.13	67.13	3000	D	—	—
KEV	53.86	23.65	1500	D	1.65	—
KON	44.36	34.46	1500	D	—	—
KTG	40.95	9.91	750	D	—	—
LON	61.85	309.76	1500	X	—	—
LPA	67.34	194.57	750	D	—	—

Station	Δ	Az.	Mag.	Initial Motion	Mo(P)	Mo(S)
LPB	53.71	212.16	1500	D	1.79	—
LPS	46.63	260.17	3000	D	—	—
LUB	50.44	289.79	1500	X	—	2.65
MAL	31.21	69.33	3000	X	—	—
MDS	39.85	301.91	1500	X	—	—
MSH	80.31	53.52	1500	D	—	—
NAI	80.66	97.13	1500	D	—	—
NAT	36.44	169.06	1500	D	1.70	—
NDI	96.79	50.88	1500	D	—	—
NNA	54.55	223.97	3000	D	1.76	0.39
NOR	51.58	4.52	677	D	—	2.10
NUR	51.91	35.11	1500	D	2.14	1.38
OXF	40.13	288.12	3000	X	1.10	—
PDA	14.72	58.54	750	c	—	—
PEL	69.49	205.88	1500	D	—	—
PRE	87.35	122.09	1500	D	—	—
PTO	28.33	59.92	750	X	—	—
QUE	88.82	55.23	6000	D	—	—
QUI	46.82	235.56	1500	D	2.26	—
RCD	49.55	303.50	1500	X	—	—
SDB	69.89	122.40	1500	D	1.87	0.58
SHA	39.79	281.98	1500	X	—	—
SHI	78.68	62.10	1500	D	—	—
SJG	25.74	245.84	750	D	—	—
STU	41.93	50.03	750	X	—	—
TAB	70.13	57.01	1500	D	—	—
TOL	31.61	63.31	1500	X	—	—
TRN	27.38	226.59	1500	D	—	—
TUC	57.98	290.94	3000	X	—	0.86
UME	50.25	30.56	5500	D	—	—
WES	26.32	303.88	3000	C	—	—
WIN	77.43	126.04	1500	X	—	—

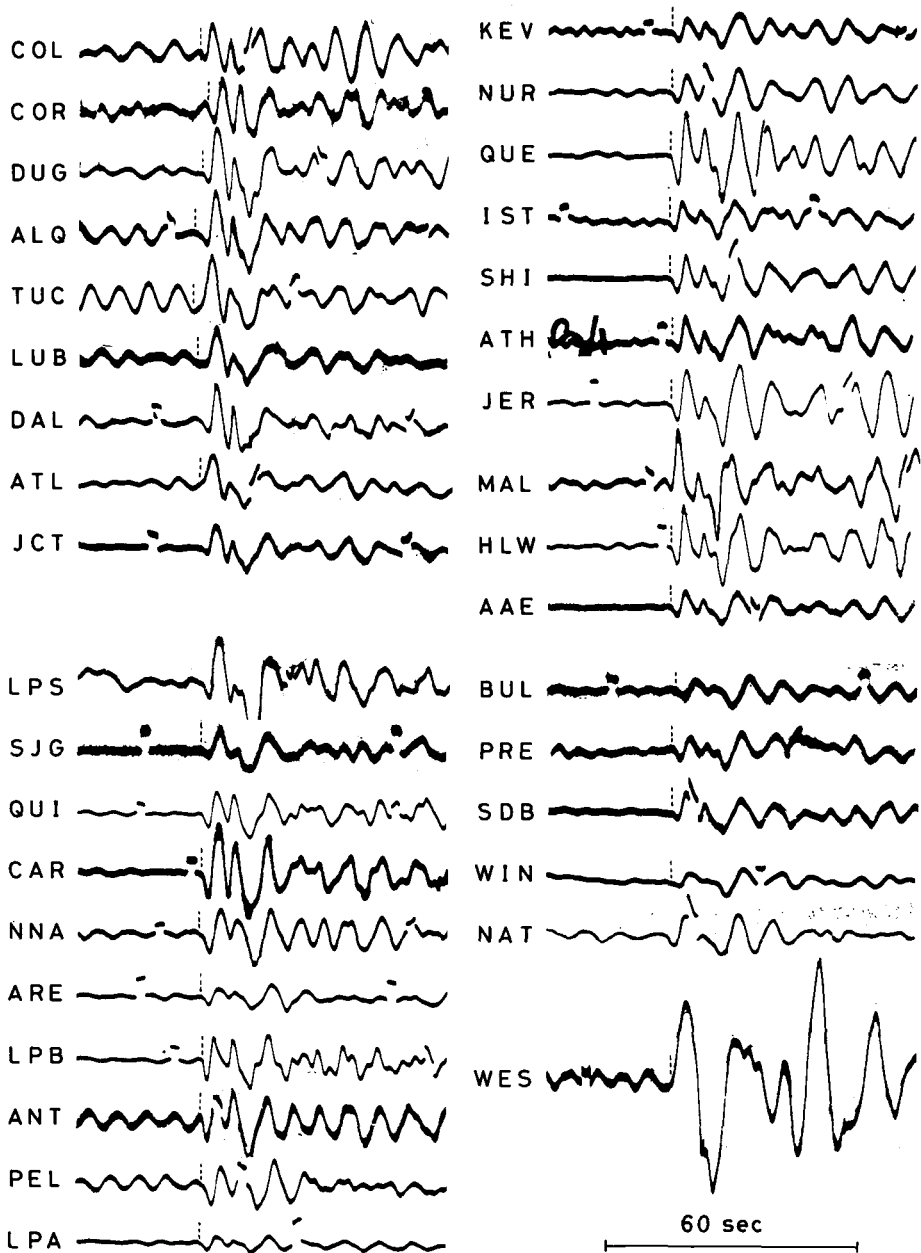


Fig. 3. Examples of long-period P wave seismograms (vertical component). Seismograms are direct copies of observed records. Dotted lines on seismograms indicate the time of the first motion observed on the short-period vertical component. Several seconds of background noise preceding each P arrival are shown in order to illustrate the signal-to-noise ratio. Station data are given in Table 1.

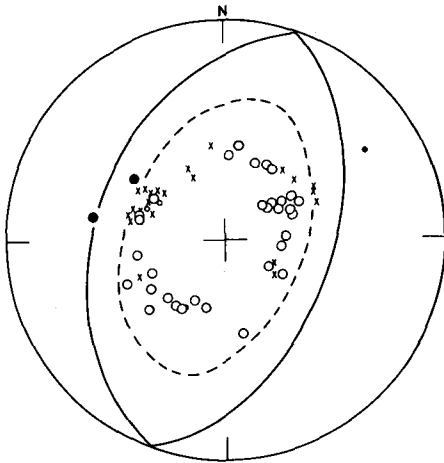


Fig. 4. P-wave initial motions determined by the present authors. Solid circles represent compressions and open circles, dilatations. Large symbols signify clear arrivals, whereas small symbols indicate less reliable picks. Crosses indicate indefinite motions due to the low signal-to-noise ratio. Solid lines are nodal planes obtained from P waveform analysis, whereas dashed line delimits the apparent dilatational quadrant due to interference between the direct and reflected phases (see Fig. 12).

は、この押し波を初動と解釈したらしい。しかし、この解釈には、次の2つの不合理な点がある。北アメリカ大陸においてもノイズの小さい観測点（例えば、DUG）では、小さい振幅ながらも直達P波到達時刻に、まさにシグナル（引き波）が存在している。つまり、P波到達時刻の系統的な遅れは認められない。また、例えば、TUCとDUGの波形を対比させてみると、TUCでSykesが初動（押し波）と解釈した波は、DUGの初動に続く波（これは、後でわかる様に、海底からの反射波である）に対応すると考えられる。以上の考察から、観測点TUC、LUB、ATLでは、大きいノイズの存在のために、直達P波の初動は隠されている可能性が大である。この理由により、我々は、これらの観測点の初動を不明とした。

Fig. 4の初動分布から判断する限り、この地震に対して、P波初動節面が非直交であるとするのは、早計と言わざるを得ない。問題は、上に述べた北アメリカ大陸の観測点の初動に関する解釈である。そこで、長周期P波およびS波の波形解析から、この地震の断層パラメータおよび震源の深さを精度良く決定し、そして、その結果をもとにして、北アメリカ大陸の観測点で直達P波の初動がノイズで隠される様な状況が再現されるか否かを検討する。

III. P波の波形解析

観測された長周期P波波形をもっともうまく説明する様に断層パラメータおよび震源の深さを決定する。水平多層構造中に置かれた断層モデル（ここでは簡単のために点震源を仮定する）による遠地でのP波変位は、Hudson(1969 a, b)に従って計算された。遠地P波の変位としては、二等辺三角形パルスを仮定した。マントル内の非弾性的性質による波の減衰 (Aki and Richards, 1980)、観測点下の地殻構造の影響 (Haskell, 1962)、および、WWSSN長周期地震計の特性 (Hagiwara, 1958; 振子の固有周期=15秒、検流計の固有周期=100秒) などによる波形の変形を考慮して、理論地震記象を得た (Sasatani, 1980; Tréhu et al., 1981)。震源における地殻-マントル構造は、付近で行なわれた中軸谷の地震探査結果 (Fowler, 1976) を参照して、Table 2の様に仮定した。海水層の厚さは、Heezen and Tharp (1965) による海底地形図 (Fig. 1) から

3.3 km と決められた。マントル内の波の減衰に関係した定数 T/Q (ただし, T は走時, Q は, 平均の quality factor) として 1 を仮定し, 観測点下の地殻構造としては, 単純な大陸モデル (Table 2.) を仮定した。

断層パラメータおよび深さを客観的に決定するために, 各観測点で理論記象と観測記象の相互相関係数を求め, それらの平均値が最大となるものを解として選ぶ方針をとった。相関係数は, 初動から約 30 秒の間で計算された。震源球上で観測点の分布が均質となる様に, そして, できるだけノイズの小さい 15 の観測点 (Fig. 8) が解析に選ばれた。

まず最初に, P 波三角パルスのパルス幅を推定した。深発地震の P 波の場合, このパルス幅は, 地震記象の初動の半サイクルの周期から容易に推定できる (Mikumo, 1971; 笹谷, 1974)。しかし, ここで解析する地震の様に, 震源が浅い場合, 直達 P 波のパルスは, 地表面で反射した pP, sP と干渉して, 本来のパルス形を保存できない。その結果, 地震記象の初動の半サイクルの周期から P 波のパルス幅を直接推定することが困難となる。そこで, ここでは, 種々の震源の深さ, およびパルス幅に対する理論記象を計算し, 観測記象と比較した。Fig. 5 は, その比較の例を示したものである。各記象の初動部分に注目すると, 最適の P 波パルス幅として 2.2 秒が求まる。以下の計算においては, このパルス幅を用いる。なお, Fig. 5 の理論記象は, 後で示す最適の断層パラメータおよび深さに対して計算されたものである。

Fig. 3 を見ると, 観測された P 波の波形の特徴として次の点に気づく。つまり, 初動に続く約 50 秒間に, ほぼ一定周期 (約 8.5 秒) で単調に減少する波群が存在することである。この波群は, 海洋下で発生した地震の記象にしばしば現われ, それは, 海水層中を多重反射した波に対応する (Herrman, 1976; Ward, 1979; Tréhu et al., 1981; 今堀, 1982)。この波群の周期は, 海水層中を往復する走時の約 2 倍に等しい。そして, その励起の強さは, 震源の深さと地震のメカニズムに関係しており, 傾き 45° の縦ずれ断層で, 震源が浅いほど効果的に励起される (今堀, 1982)。このことは, この波群の解析から, 震源の深さ, 断層パラメータを精度良く決定できることを意味している。震源の深さによるこの波群の励起の変化を示したのが Fig. 6 である。

震源の深さ, 断層パラメータ (断層面の走向, 傾き, すべり角) を変えた時の, 理論記象と観測記象との相関係数の変化を示したものが Fig. 7 である。これから, 海底面からの深さ = 1 km, 走向 = 20° , 傾き = 50° , すべり角 = -90° の組み合わせの場合に, 最大の相関係数を示すことがわかる。この地震は, 正断層型の運動を示し, その断層面は, 海嶺軸にほぼ平行な走向を有している。Fig. 6 でも見た様に, 震源の深さの変化に対する相関係数の変化は大きく, これは, 深さが精度良く求まっていることを示す。他のパラメータの変化に対する相関係数の変化は, 深さの場合

Table 2. Source crust-mantle system.

Vp km/s	Vs km/s	Density g/cm ³	Thickness km
1.52	0.0	1.03	3.3
6.60	3.81	3.00	7.0
7.76	4.36	3.32	—

Receiver crust-mantle system.

Vp km/s	Vs km/s	Density g/cm ³	Thickness km
6.10	3.50	2.70	11.0
6.40	3.68	2.90	9.0
6.70	3.94	2.90	18.0
8.15	4.75	3.30	—

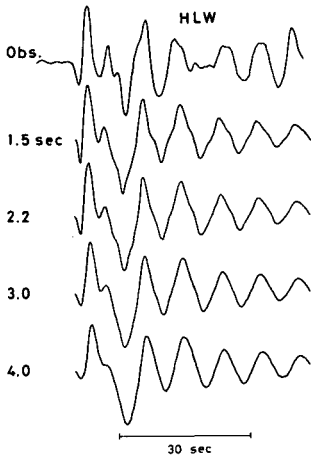


Fig. 5. Synthetic P-wave seismograms computed for various rise times compared to the observed one (HLW). A parabolic ramp function is assumed as a source function. A rise time of 2.2 sec provides the best overall fit. Fault parameters used in the computations are shown in the caption of Fig. 7.

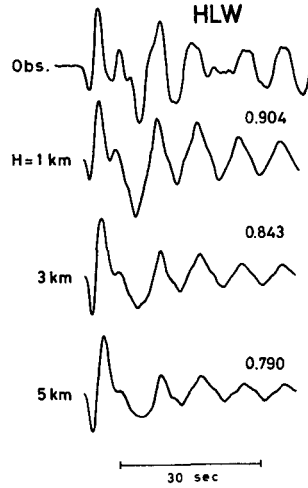


Fig. 6. Changes of synthetic P-wave seismograms for HLW due to changes in depths below the sea floor. For the other parameters used in the computations, see the caption of Fig. 7. The numbers indicate the cross-correlation coefficient between the synthetic and the observed seismograms.

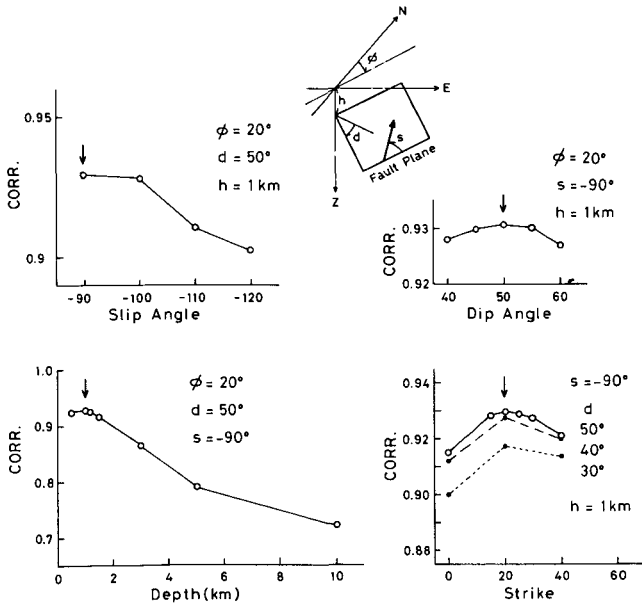


Fig. 7. Changes of the averaged cross-correlation coefficient due to changes in various fault parameters (ϕ =strike, d =dip angle and s =slip angle) and depths below the sea floor (h). Each curve was generated by varying that parameter with the values of the other parameters fixed as shown in each figure. The arrows indicate the best fit: that is, $\phi = 20^\circ$, $d = 50^\circ$, $s = -90^\circ$ and $h = 1 \text{ km}$. In these computations, source and receiver crust-mantle systems were assumed as shown in Table 2.

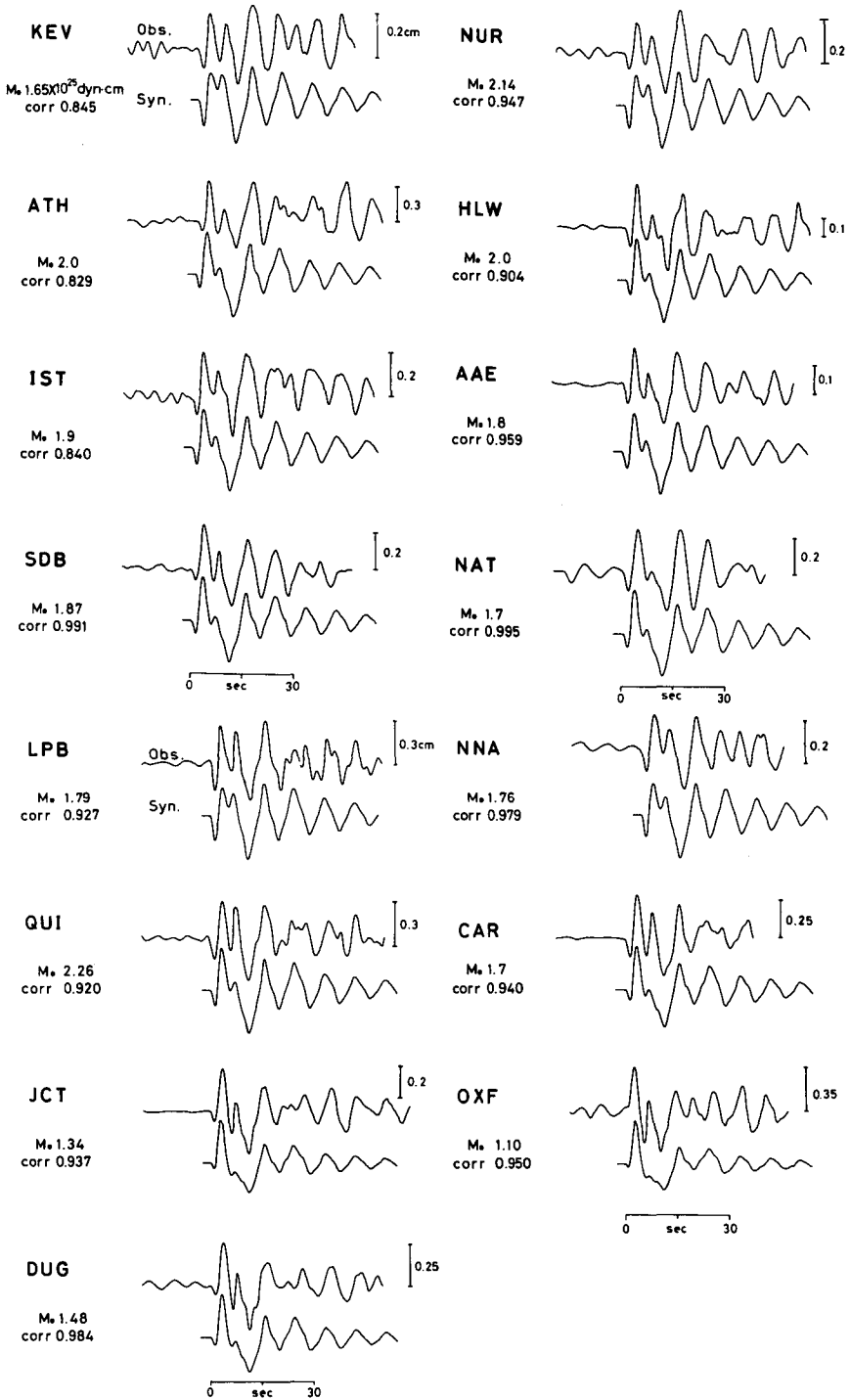


Fig. 8. Observed P wave data and synthetic seismograms (vertical component) computed for the parameters shown in the caption of Fig. 7. Upper trace is observed ; lower trace is synthetic. Numbers below the station names correspond to moment (M_0 in units of 10^{25} dyne-cm) and the cross-correlation coefficient (corr) at the given station.

ほど大きくはない。上のパラメータによる理論記象と観測記象との比較を Fig. 8 に示す。両者の波形の一致は、初動付近のみならず、後続波にいたるまでかなり良い。また、Fig. 4 の P 波初動分布に実線で示した節面が、このパラメータに対するものである。2つの観測点で、P 波初動が不一致を示すが、この点については、後で議論する。

理論記象と観測記象の初動部分の両振幅の比較から、地震モーメントとして、 $1.8(\pm 0.2) \times 10^{25}$ dyne-cm を得た (Table 1.)。一方、Weidner and Aki (1973) は、この地震に対して表面波の解析から、海底面からの深さ = 3 ± 2 km, 地震モーメント = 1.2×10^{25} dyne-cm を得ている。これらは、我々の結果とほぼ一致している。

IV. S 波の波形解析

P 波の波形解析から得られた断層パラメータおよび深さが妥当であるか否かを検討するために、S 波の波形解析を行なう。

傾き 45° に近い正断層型地震の場合、SH 波は、ほとんどの方位の観測点で小さく、S 波の大部分は、SV 波からの寄与で形成される。この様な場合、ある角度で地殻下部に入射した SV 波による S-coupled PL 波と呼ばれる波群の励起が良く知られている (Oliver, 1961 ; Chander et al., 1968 ; Poupinet and Wright, 1972)。この波群は、地表面とモホ面との間のチャンネルを伝わるリーキングモードの一種である (Gilbert, 1964 ; Su and Dorman, 1965 ; 田治米, 1968 ; Yoshii, 1970)。この S-coupled PL 波によって純粋な S 波の波形がどの程度ゆがめられるかをみるために、震央と観測点を結ぶ鉛直断面内で描いた particle motion を示したものが Fig. 9 である。この図で実線で示された運動は、波の伝播方向にほぼ直角であることから、純粋な S 波によるものと思われる。しかし、それに続く点線で示した運動は、複雑なものとなり、これは、純粋な S 波と S-coupled PL 波とが重なったためと思われる (Sasatani, 1983)。particle motion において実線

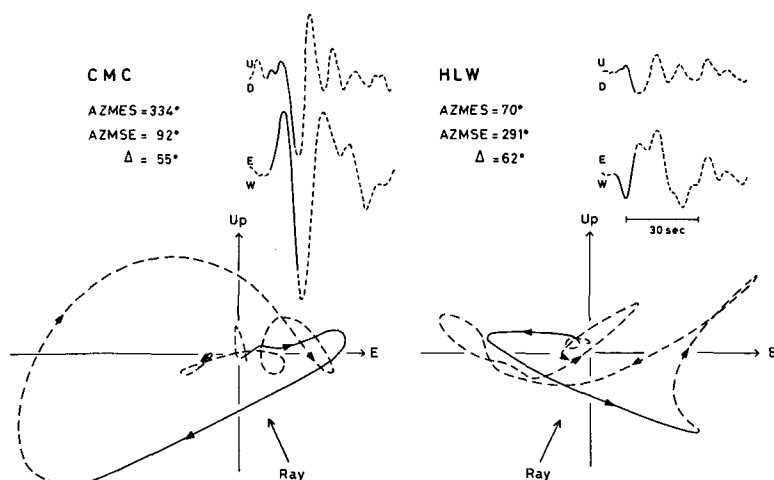


Fig. 9. Observed seismograms and particle-motion diagrams of SV wave. Solid lines represent the pure SV motion, whereas dashed lines, the S-coupled PL waves.

で描かれた部分は、右上に示された地震記象の実線部分に対応する。これから、地震記象において純粋なS波の運動を示す部分は、初動の半サイクルにすぎないことがわかる。

S波の理論地震記象は、P波の場合と同様に計算した。ただし、S波の場合、マントル内の非弾性効果を表わす定数としてのT/Qを4と仮定した(Kanamori and Stewart, 1976)。しかし、我々の計算には、S-coupled PL波は含まれていない。上述の観測事実とこの理由から、理論記象と観測記象との波形の比較は、初動の半サイクルに対してのみ可能である。したがって、P波の場合の様に両記象の相関係数を求めることはせず、振幅の大きさ、つまりそれを説明する地震モーメントの大きさに注目した。

理論記象の計算において、S波のパルス幅を3.4秒と仮定した。これがP波のパルス幅よりも長いことは、例えば、円形断層モデルによって説明できる(Madariaga, 1976)。また、実際には、SV、SH波、それぞれについて独立に計算し、それを南北、東西成分に分解して、観測記象と直接比較した。P波から求められた断層パラメータおよび震源の深さをもとにした理論記象と観測記象との比較を示したものが、Fig. 10である。両者の一致は、初動の半サイクルに関する限り、かなり良い。例えば、観測点CORの南北成分において、両者の波形は一見不一致に見えるが、この不一致は、S-coupled PL波による部分であり、それよりも前の純粋なS波部分では、両者は、むしろ良く一致している。振幅の大きさを説明する地震モーメントは、 $1.4(\pm 0.7) \times 10^{25}$ dyne-cmと求められた(Table 1)。これは、P波の解析から得られた値よりも若干小さいが、S波波形のS-coupled PL波による汚染を考えると、両者は、ほぼ同じ値とみなして良い。これらの事実は、P波の波形解析から得られた断層パラメータおよび震源の深さの妥当性を示している。

V. 議 論

P波初動の検討の際に、北アメリカ大陸の観測点の多くで、直達P波の初動が、存在する大きなノイズ(脈動)によって隠されている可能性を指摘した。この点について検討するために、観測記象にみられるノイズを周期一定の正弦関数で近似し、P波の波形解析から得られた断層パラメータおよび震源の深さをもとに計算される理論記象に重ね合わせてみた。ノイズを表わす正弦関数の振幅、周期、位相は、観測記象をもとにして定めた。その結果の例を示したのがFig. 11である。理論記象の初動は、小さい振幅ながらも明らかに引き波であるが、ノイズを重ねると、その初動は隠され、押し波が、みかけ上の初動になることがわかる。これは、II節で、ノイズの大きいこれらの観測点の初動を不明としたことの正当性を示している。

Hart (1978) および Tréhu et al. (1981) は、非直交節面を有するとされている別の地震のP波についてそれぞれ解析し、非直交節面の原因として次の効果が大であると結論した。つまり、震源がきわめて浅く、かつ、ほぼ45°の傾きをもった縦ずれ断層の場合、直達P波が地表面からの反射波pP、sP(これらは、直達波に比べて振幅が大きく、しかも、極性が逆である)による強い干渉を受け、みかけ上非直交節面を示すというものである。ここで解析した地震も震源がきわめて浅く求まっており、かつ、45°に近い傾きをもった正断層であるから、この効果がどの程度期待

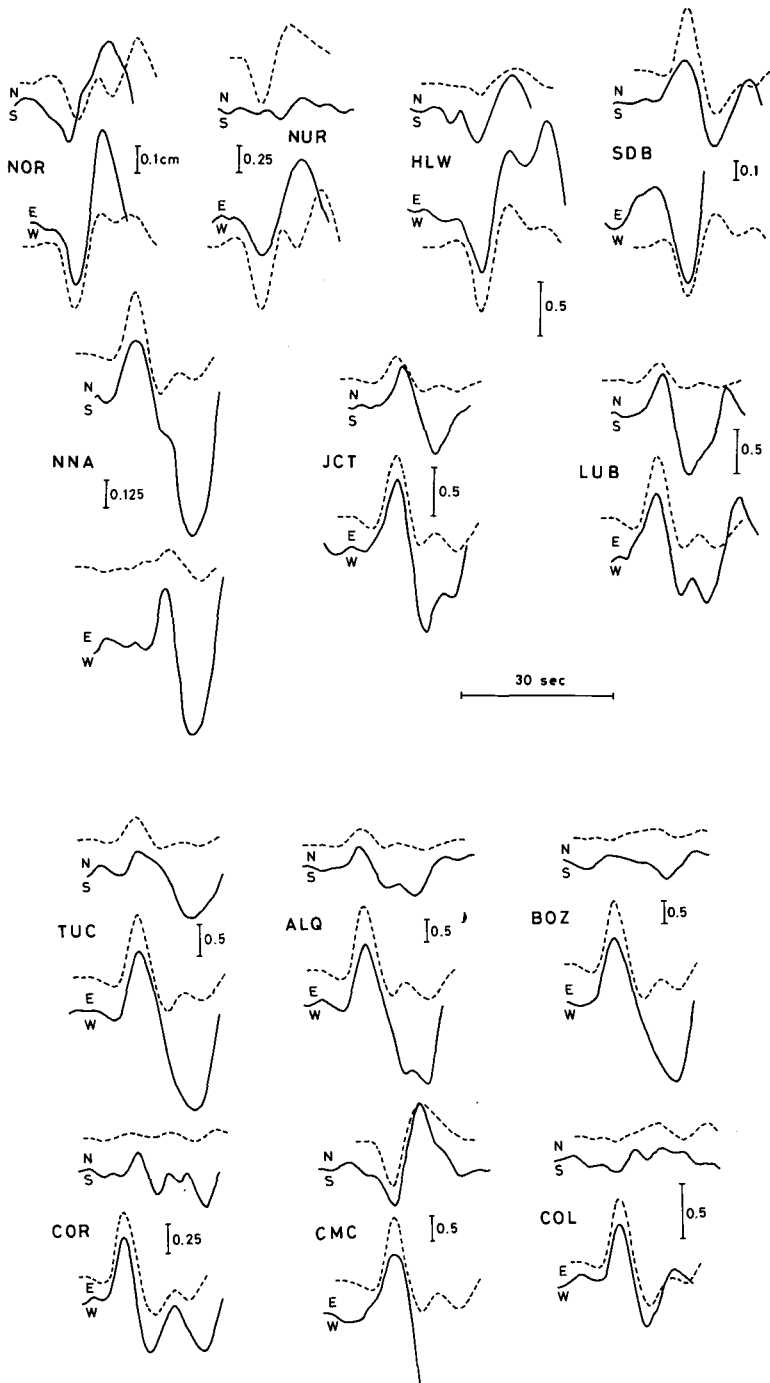


Fig. 10. Observed S wave data (solid lines) and synthetic seismograms (dashed lines) computed for the parameters shown in the caption of Fig. 7. The comparison must be done only for the duration of the first half-cycle of S waves due to contamination by S-coupled PL waves.

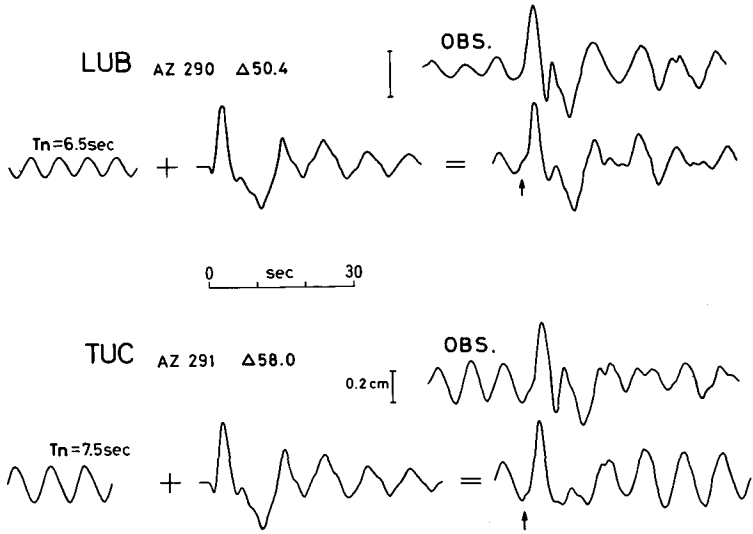


Fig. 11. Overlapping of a sinusoidal wave, which is assumed to represent background noise on the observed seismogram, and the synthetic P-wave seismogram computed for the parameters shown in the caption of Fig. 7. The overlapping conceals the true initial motion (dilatation). This effect is expected to have occurred on the observed seismograms with the low signal-to-noise ratio.

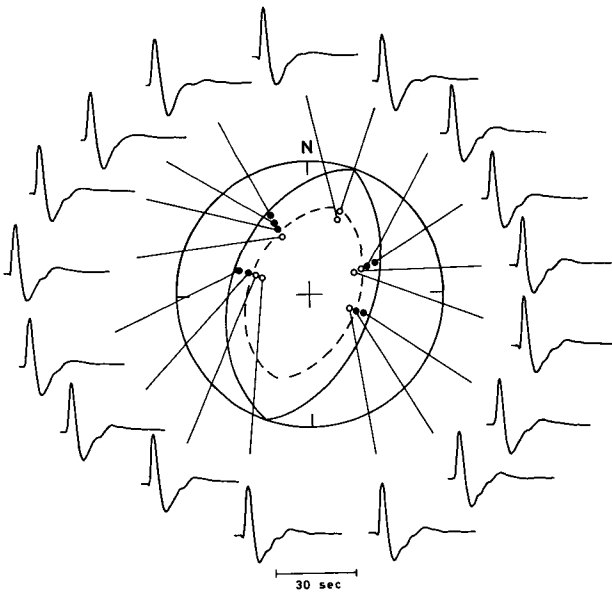


Fig. 12. Synthetic P-wave seismograms computed for the parameters shown in the caption of Fig. 7, illustrating the apparent distortion of the nodal planes due to interference between the direct and reflected phases. Solid lines are the true nodal planes, whereas dashed lines delimit the apparent dilatational quadrant. In these computations, the water layer was removed.

されるかを理論記象によって検討した。P波の波形解析から得られた震源の深さおよび断層パラメータに対して計算した結果を示したのが Fig. 12 である。ただし、ここでは初動付近の波形に注目しているため、震源における地殻構造から海水層を除いて計算した。上記効果によるみかけのP波節面は、図中に破線で示した様になり、明らかに非直交である。この結果を Fig. 4 のP波初動分布上に示すと、これまで不一致とされていた2点の初動もうまく説明されることがわかる。その結果、本地震も、図中に破線で示した程度の非直交節面を有すると考えられる。

Kawasaki and Tanimoto (1981) は、地震発生場の媒質が異方性を有するために、海嶺下で発生する地震は、みかけ上非直交節面を示すと考えた。確かに、海洋下最上部マントル P_n 速度の異方性は良く知られている (Morris et al., 1969; Raitt et al., 1969)。しかし、ここで解析した地震の震源の深さは、高々、海底下 1 km 足らずであり、たとえ、有限の大きさの断層面を考慮しても、この地震が海洋地殻内で発生したことは、明らかである。海洋地殻のP波が異方性を示す事実は知られていないので、この結果は、上の考えに対して否定的である。

1973年から始まった FAMOUS 計画 (French American Mid-Ocean Undersea Survey) による海嶺中軸谷の精査結果は、中軸谷における活発な火成活動、多数の正断層の存在を明らかにした (例えば、Ballard and Andel, 1977)。ここで解析した地震は、震源がきわめて浅いことから、この地表にみられる正断層の形成に関係したものと考えられる (Tapponnier and Francheteau, 1978)。

VI. ま と め

Sykes (1967) によって非直交節面を有すると報告されている大西洋中央海嶺で発生した地震 (1965年11月16日) の実体波の詳細な研究から、この地震に関して以下の事が明らかになった：

- (1) 北アメリカ大陸の多くの観測点で、ノイズ (脈動) によってP波初動が隠されているため、P波初動分布をもとに非直交節面を有するか否かを即断できない。
- (2) しかし、P波の波形解析から得られた断層パラメータおよびきわめて浅い震源の深さから、直達P波と海底面からの反射波との干渉によってみかけ上非直交節面を示すことがわかった。
- (3) P波の波形解析から得られた震源パラメータおよび深さは、以下の通りである：断層面の走向 = N 20°E, 傾き = 50°, すべり角 = -90°, P波のパルス幅 (これは、すべりの立ち上がり時間に相当する) = 2.2 秒, 地震モーメント = 1.8×10^{25} dyne-cm, 震源の海底面からの深さ = 1 km.
- (4) 震源の深さおよび断層パラメータの決定において、初動付近の波形のみならず、海水層中で多重反射した波が重要な役割をはたす。

謝辞 笠原稔博士には、実際に論文を読んでいただき有益な助言を得た。なお、計算には北海道大学大型計算機センターの HITAC M-200H を使用した。

文 献

- AKI, K., and P. G. RICHARDS, 1980. *Quantitative seismology*. vol. 1, pp. 1-557, W. H. Freeman and Company.
- BALLARD, R. D., and T. H. VAN ANDEL, 1977. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50' N on the Mid-Atlantic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 507-530.
- BURRIDGE, R., and L. KNOPOFF, 1964. Body force equivalents for seismic dislocations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1875-1888.
- CHANDER, R., L. E. ALSOP and J. OLIVER, 1968. On the synthesis of shear-coupled PL waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1849-1877.
- EINARSSON, P., 1979. Seismicity and earthquake focal mechanisms along the Mid-Atlantic plate boundary between Iceland and the Azores. *Tectonophys.*, **55**, 127-153
- FOWLER, C. M. R., 1976. Crustal structure of the Mid Atlantic ridge crest at 37°. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **47**, 459-491.
- GILBERT, F., 1964. Propagation of transient leaking modes in a stratified elastic waveguide. *Rev. Geophys.*, **2**, 123-153.
- HAGIWARA, T., 1958. A note on the theory of the electromagnetic seismograph. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 139-164.
- HART, R., 1978. Body wave studies of the September, 1969, north Atlantic ridge earthquake (abstract). *EOS Trans. AGU.*, **59**, 1135.
- HASKELL, N. A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4751-4765.
- HERRMANN, R. B., 1976. Focal depth determination from signal character of long period P waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1221-1232.
- HEEZEN, B. C., and M. THARP, 1965. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, **258**, 90-106.
- HONDA, H., 1962. Earthquake mechanism and seismic waves. *J. Phys. Earth*, **10**, 1-97.
- HUDSON, J. A., 1969a. A quantitative evaluation of seismic signals at teleseismic distances-I. Radiation from point sources. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **18**, 233-249.
- HUDSON, J. A., 1969b. A quantitative evaluation of seismic signals at teleseismic distances-II. Body waves and surface waves from an extended source. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **18**, 353-370.
- 今堀誠一, 1982. 海嶺で発生する地震のメカニズム. 北海道大学理学研究科地球物理学専攻修士論文.
- ISACKS, B., J. OLIVER, and L. R. SYKES, 1968. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855-5899.
- KANAMORI, H., and G. S. STEWART, 1976. Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone, Mid-Atlantic Ridge. *Phys. Earth Planet. Int.*, **11**, 312-332.
- KAWASAKI, I., and T. TANIMOTO, 1981. Radiation patterns of body waves due to the seismic dislocation occurring in an anisotropic source medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 37-50.
- MADARIAGA, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639-666.
- MARUYAMA, T., 1963. On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 467-486.
- MIKUMO, T., 1971. Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms. 1. Intermediate depth earthquake in the southwest Pacific region. *J. Phys. Earth*, **19**, 1-19.
- MORRIS, G. B., R. W. RAITT, and G. G. SHOR, 1969. Velocity anisotropy and delay time maps of the mantle near Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **74**, 4300-4316.
- OLIVER, J., 1961. On the long period character of shear waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **51**, 1-12.
- POUPINET, G., and C. WRIGHT, 1972. The generation and properties of shear-coupled PL waves. *Bull.*

- Seism. Soc. Am.*, **62**, 1699–1710.
- RAITT, R. W., G. G. SHOR, T. J. G. FRANCIS, and G. B. MORRIS, 1969. Anisotropy of the Pacific upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **74**, 3095–3109.
- 笹谷 努, 1974. 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. 北海道大学地球物理学研究報告, **31**, 59–82.
- SASATANI, T., 1980. Source parameters and rupture mechanism of deep-focus earthquakes. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **6**, No. 2, 301–384.
- SASATANI, T., 1983. Synthesis of S-coupled PL waves. in preparation.
- SOLOMON, S. C., and B. R. JULIAN, 1974. Seismic constraints on ocean-ridge mantle structure: Anomalous fault plane solutions from first motions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **38**, 265–285.
- SU, S. S., and J. DORMAN, 1965. The use of leaking modes in seismogram interpretation and in studies of crust-mantle structure. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **55**, 989–1021.
- SYKES, L. R., 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridge. *J. Geophys. Res.*, **72**, 2131–2153.
- TAPPONNIER, P., and J. FRANCHETEAU, 1978. Necking of the lithosphere and mechanics of slowly accreting plate boundaries. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3955–3970.
- 田治米鏡二, 1968. リーキング・モードの解説(1). 物理探鉱, **21**, 51–56.
- TRÉHU, A. M., J. L. NÁBELEK, and S. C. SOLOMON, 1981. Source characterization of two Reykjanes ridge earthquakes: Surface waves and moment tensors; P waveforms and nonorthogonal nodal planes. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1701–1724.
- WARD, S. N., 1979. Ringing P waves and submarine faulting. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3057–3062.
- WEIDNER, D. J., and K. AKI, 1973. Focal depth and mechanism of mid-ocean ridge earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **78**, 1818–1831.
- YOSHII, T., 1970. Analyses of some leaking modes. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **4**, 287–378.