

断層パラメータの即時的推定法

泉谷 恭男*・平澤 朋郎**

1. はじめに

海底で発生する震源の浅い大地震は津波を伴い、津波による被害が地震動のものによる被害を上回る場合も多い。特に三陸沿岸地方は津波の常襲地帯であり、津波警報の持つ意義は非常に大きい。現在、海域で地震が発生すると、地震発生後約17分以内に気象庁によって津波警報が発令される (Ichikawa and Watanabe, 1983)。警報の基となるデータは地震の震源の位置と観測された地震動の最大振幅であり、警報の内容は、1) 津波なし; 2) 津波注意; 3) 津波; 4) 大津波という4段階の定性的なものである。

Abe (1981) は過去の津波の際に観測された波高と地震のマグニチュード、震央距離の間の経験式を導き、その経験式を将来に地震が発生した場合の津波波高推定式として用いることを提案している。また、Kanamori and Given (1983) は地震を点震源とみなした場合のいわゆる発震機構を仮定して理論的に計算した地震波形を、比較的近距离で観測された地震波形と比較することにより、海底の上下変動量を表わす指標「津波ポテンシャル」を即時的に推定する方法を提案している。

近年、Goto and Shuto (1985) にみられるように津波伝播に関する数値計算の精度と速度は非常に向上してきており、数値計算に必要な断層パラメータを地震発生直後に推定できるならば、任意の海岸での津波の到着時刻や波高を津波到着前に予想することも不可

能ではなくなってきた。

津波の数値計算の基となる海底の変動を推定するために必要なパラメータは震源の位置 (緯度、経度、深さ) の他に、図-1に示す6個の断層パラメータ (断層の長さ、幅、すべり量、走向、傾斜角、すべり角) である。これらの断層パラメータは、通常、遠方で観測された長周期地震波の解析や余震の空間的な分布などに基づいて推定される。しかし、遠方で観測された地震記録や余震分布を用いるのでは断層パラメータの推定に時間がかかりすぎ、津波警報のためには役に立たない。

本論文の目的は、震源に比較的近い観測点で得られる加速度記録の解析によって断層パラメータを即時的に推定する手法を提案することにある。断層の破壊は有限な速度で伝播するため、観測される地動加速度の強震動継続時間は震央を中心とした観測点の方位に依存する。次節以降に、この方位依存性に着目して断層の長さや破壊の伝播方向を推定する手法について述べる。その他の断層パラメータについては、断層パラメータ間の経験式や同一地域で発生する地震の発震機構の類似性を参考にして値を推定する。更に、本論文で提案する手法の有用性を、1983年日本海中部地震と1968年十勝沖地震の場合を例にとって検討する。

2. 強震動継続時間の定義

Trifunac and Brady (1975) は、地動加速度のパワー積算曲線を全パワーで規格化したもの (Husid-plot と呼ぶ) が 0.05 から 0.95 まで増加するのに要する時間を強震動継続時

* 信州大学助手，工学部

** 東北大学教授，理学部

間と定義した。Dobry et al. (1978)によれば、岩盤上の観測点における加速度記録の水平動成分から求められる Husid-plot は、直達S波波群によるエネルギーが非常に卓越しているため、直線的に0.95以上まで増加する。それに対して軟かい地盤上の観測点におけるものには、S波波群到着に伴う直線的増加部分に続いて、表面波のエネルギーに起因する緩やかに増加する部分が見られる。震央距離が大きくなるに従ってS波の到着時刻と表面波の到着時刻との差が大きくなるため、Trifunac and Brady (1975)の定義による強震動継続時間は長くなる。

本研究においては、強震動継続時間から震源の情報を得ようとしているわけであり、強震動継続時間が震央距離に依存することは好ましくない。そこで、表面波の影響を除くため、地動加速度 $x(t)$ に5~10 Hzの帯域通過フィルタ $h(t)$ をかけたものについての Husid-plot, $P(t)$, を

$$P(t) = \int_0^t \{x(t') * h(t')\}^2 dt' / \int_0^T \{x(t') * h(t')\}^2 dt' \quad (1)$$

と計算する。ここで T は $x(t)$ の全記録長である。本研究においては、図-2に示すように、 $P(t)$ が0.05から0.85まで増加するのに要する時間を強震動継続時間 D と定義する。Izutani (1983)によれば、このように定義された強震動継続時間は震央距離にほとんど無関係である。

3. 予備的解析

前節のように定義された強震動継続時間は震源における断層破壊過程に関係すると同時に、観測地点の表層地盤の状態にも強く影響されている。しかしながら、断層破壊過程の影響と地盤の影響とを同時に調べることは非常に難しい。そのため、本節においては、同

一観測点で複数の地震のデータを解析すれば断層破壊過程の違いによる影響は平均化されると仮定して、先ず地盤による影響を推定する。

地震時に断層の破壊が一方方向に伝播する場合、破壊の継続時間 d は

$$d = \ell / v \quad (2)$$

と表わされる。 ℓ は断層の長さであり、 v は破壊速度である。破壊速度や破壊伝播の様式(一方方向に伝播するか、両方向に伝播するか)は地震毎に異なるであろうが、第一近似的にみて、強震動継続時間の観測値 D は(2)式の d 、即ち、断層の長さ ℓ の関数として表現されると考えても大きな誤りは無いであろう。簡単のために、 D と ℓ の間に直線関係

$$D = a_i \ell + b_i \quad (3)$$

を仮定する。係数 a_i , b_i は i 番目の地点で観測された強震動継続時間のデータを(3)式の直線に最小二乗法的にあてはめることによって得られる。

ここでは図-3に示されている10観測点に関して(3)式の係数 a_i , b_i を求める。解析するのは震源の深さが80 kmより浅い地震の記録である。同一地震の水平動2成分の加速度記録の各々から得られる強震動継続時間の平均値をその地震に関する D の値とする。比較的大きな地震については、その断層の長さ ℓ の値は余震分布や遠方で観測された長周期地震波の解析によって既に推定されている場合が多く、その値を用いる。断層の長さが過去の研究によって推定されていない地震に対しては、Otsuka (1964)の経験式

$$\log \ell = 0.5 M - 1.8 \quad (4)$$

を用いて、気象庁マグニチュード M から断層の長さ ℓ を推定する。

強震動継続時間Dと断層の長さ ℓ の関係の例を、2つの観測点(Kushiro-S, Ofunato-bochi-S)について、図-4, 5に示す。また、10箇所全観測点について得られたDと ℓ の関係を図-6に、係数 a_i, b_i の値を表-1にまとめて示す。Ofunato-bochi-Sにおいては、強震計は硬質の岩盤上に設置されており、他の観測点では洪積層又は沖積層上である。Ofunato-bochi-Sにおける強震動継続時間は他の観測点におけるものより極端に短かく、軟かい表層が強震動継続時間を引き伸ばすよう作用していることがわかる。ここで得られた a_i, b_i の値は、次節において述べる断層パラメータ即時的推定法の基本的なデータとなる。

4. 断層パラメータの即時的推定法

均質等方の無限弾性体内で破壊が一方に伝播する場合(Unilateral)、破壊の見かけ上の継続時間dは、ある観測点において記録されるS波波群の継続時間として

$$d = (\ell/v) \{ 1 - (v/c) \cos \theta \} \quad (5)$$

と表現できる。 θ は破壊伝播方向と観測点へ向うS波の進行方向の為す角度、 c はS波速度である。(5)式を(2), (3)式と比較することによって、有限な速度で断層の破壊が伝播することによる影響を考慮した場合の、 i 番目の観測点における強震動継続時間の表現式

$$D_i = a_i \ell \{ 1 - (v/c) \cos \theta \} + b_i \quad (6)$$

が得られる。 a_i, b_i は前節の予備的解析によって得られた強震動継続時間と断層の長さについての経験式の係数である。

震源の浅い大地震の断層は水平方向に長く、破壊は水平方向に伝播する場合が多い。例えば、1963年千島列島地震(Kanamori, 1970)、1968年十勝沖地震(Kanamori, 1971)、1983

年日本海中部地震(Shimazaki and Mori, 1983)にそのような傾向がみられる。従って、実際の解析においては(6)式中の θ は

$$\theta = \theta_0 - \theta_i \quad (7)$$

と近似できる。 θ_0 は破壊の進行方向、 θ_i は i 番目の観測点の方位角で、どちらも震央を中心にして時計回りに測るものとする。この近似によって、射出されたS波の進行方向が水平面に対してある角度を為すことの影響は(6)式中の c に押しつけられることになる。そのため、 c はS波速度ではなく、S波の見かけ速度と解釈する方が適当である。3個のパラメータ($\ell, \theta_0, v/c$)の値を各々5km, 5°, 0.1ずつ変化させて D_i の計算値を求め、観測値との残差平方和を最小にするパラメータの値を最適値とする。

断層の破壊が一方ではなく、反対方向にも対称的に伝播する場合(Symmetrical Bilateral)を考えると、強震動継続時間は

$$D_i = a_i (\ell/2) \{ 1 + (v/c) |\cos \theta| \} + b_i \quad (8)$$

と表現される。この場合についてもパラメータの最適値を同様求める。Unilateralな破壊伝播モデルとSymmetrical Bilateralな破壊伝播モデルのうち、各々の最適パラメータに対する D_i の残差の標準偏差の小さい方のモデルを採用する。

図-7に断層パラメータ即時的推定法の流れ図を示す。断層の長さ ℓ と断層の破壊伝播方向 θ_0 を強震動継続時間から推定する手法について上に述べたが、震源の浅い大地震の多くものについて断層の破壊はほぼ水平に伝播すること(例えば、Kanamori, 1970, 1971; Shimazaki and Mori, 1983)を考えると、 θ_0 を断層の走向 ϕ と看做しても、それ程大きな誤りは無いであろう。

断層の幅 w を推定することは、遠方で観測

された長周期地震波を解析したとしても非常に難しい。断層の幅は、現在のところ主として、余震の空間的分布に基づいて推定されているが、その方法では時間がかかりすぎ、即時的推定の役には立たない。Abe (1975) は日本付近で発生した多くの大地震について、断層の長さ l と幅 w の間に、おおよそ

$$l = 2 w \quad (9)$$

の関係が成立することを見出した。更に、地震に伴う応力降下量が、日本海溝沿いの地震については 30 bars, 日本海弧内の地震については 60 bars とほぼ一定値をとることに着目し、地震の Dislocation モデルを基に、断層の幅 w , すべり量 u , 地震モーメント M_0 を次のように表現した。

$$w = 0.5 l$$

$$u = \begin{cases} 1.74 l & \text{(日本海溝沿)} \\ 3.48 l & \text{(日本海弧内)} \end{cases} \quad (11)$$

$$M_0 = \begin{cases} 4.35 \times 10^{21} l^3 & \text{(日本海溝沿)} \\ 8.70 \times 10^{21} l^3 & \text{(日本海弧内)} \end{cases} \quad (12)$$

但し、 w , l の単位は km, u の単位は cm, M_0 の単位は dyne \cdot cm である。これらの関係式を用いれば、断層の長さ l から w , u , M_0 を推定することができる。

断層の傾斜角 θ とすべり角 λ は、地震を点震源と考えた場合のいわゆる発震機構から求まる。同一地域において発生する地震の発震機構には類似性があり、本研究の応用例のように、過去の地震の発震機構を調べることによって将来の地震の発震機構を予測できることが多い。また、図-7に示すように、数種類の典型的な発震機構を仮定しておき、いくつかの観測点での P 波初動の押し引き分布に基づいてどれか一つの発震機構を採用する方法も考えられよう。

5. 応用例

(1) 1983年日本海中部地震 ($M = 7.7$)

1983年5月26日に発生した日本海中部地震の水平動成分の加速度記録を解析することによって断層パラメータを推定する。図-8に示されている9箇所の観測点は震央の周囲約 130° の範囲をカバーしている。強震動継続時間 D_i の計算値を(6), (8)式から得るためには、あらかじめ a_i , b_i の値を知っている必要がある。しかしながら、データ数が十分でなかったため、予備的解析において a_i , b_i の値が求められた観測点は、図-8の9観測点のうち4観測点のみである。図-6を見ると、予備的解析で求めた10観測点における経緯式のうち、Kushiro-Sにおけるものが平均的な傾向を示している。そこで、Kushiro-Sにおける a_i , b_i の値を、 a_i , b_i の値が不明な5観測点のものとして代用する。

前節で述べた手法によって得られたパラメータ (l , θ_0 , v/c) の最適値を、Unilateral 又は Symmetrical Bilateral な断層破壊を仮定した場合について表-2に示す。 D_i の残差の標準偏差をみると、Unilateral な破壊伝播モデルの方が尤もらしいことがわかる。このことは、図-9に示した $(D_i - b_i)/a_i$ の観測値の方位角に対するプロットと理論曲線の一致程度からも見てとれる。

Shimazaki and Mori (1983) は、この地震の震源過程を遠方で観測された長周期地震波の解析によって詳しく調べた結果、この地震は2つの主破壊から成ること、その2つの主破壊の間に約10秒間の破壊停止があったことを見出した。また、断層の長さは2つの主破壊の長さを合せて約100 km, 破壊は南から北へと伝播したと結論づけている。表-2に示された断層の長さ $l = 140$ km は Shimazaki and Mori (1983) の結果に比べてかなり長い。これは、本研究においては、10秒間の破壊停止を考慮していなかったためと思われる。

仮に、(6)式の右辺に10秒を加えたものを D_i

の理論値としてみると、Unilateral な破壊伝播を仮定した場合の断層の長さの最適値として、 $\ell = 100 \text{ km}$ が得られる。Unilateral な破壊伝播と10秒間の破壊停止を仮定した場合、表-2に示された D_i の残差の標準偏差は他の場合よりも小さく、また、図-10の理論曲線と観測値の一致程度は、Symmetrical Bilateral な破壊伝播を仮定した場合や、図-9の破壊停止を考えない場合のものよりも良好である。図-8に示すように、Unilateral な破壊伝播と10秒間の破壊停止を仮定した場合の結果は、Shimazaki and Mori (1983)の結果とも、また、余震の空間的分布とも調和的である。

以上のようにして得られた断層の長さ ℓ を基に、(10)~(12)式を用いて、断層の幅、すべり量、地震モーメントを推定する。断層の傾斜角とすべり角については、日本海側で最近発生した大地震である1964年新潟地震の発震機構 (Hirasawa, 1965) を参考にして推定する。推定結果を表-3に示す。同じ表に、他の研究者によって推定された値をも併せて示す。Shimazaki and Mori (1983) は遠方で観測された長周期地震波の解析と余震分布に基づき、Satake (1985) は遠方で観測された長周期地震波の解析と津波データの解析に基づいてこれらの値を得た。Shimazaki and Mori (1983)、Satake (1985) とも、2つの主破壊の個々に対してパラメータの値を推定している。

10秒間の破壊停止を仮定した場合の本研究の結果は、断層の幅がやや大きすぎるものの、Shimazaki and Mori (1983) や Satake (1985) の結果と非常に良く調和している。しかしながら、10秒間の破壊停止を仮定しない場合の結果は、断層の長さ、幅ともに過大評価している。本論文で提案した手法が、断層パラメータの即時的推定に有用であることは確認できたものの、破壊伝播の不規則性を地震発生直後に如何に検知し、手法に組み入れるかについては今後の課題点として残る。

(2) 1968年十勝沖地震 ($M = 7.9$)

1968年5月16日の十勝沖地震の場合、図-11に示された5箇所の観測点の加速度記録を解析する。強震動継続時間と断層の長さとの間の経験式の係数 a_i 、 b_i は、すべての観測点において求められている。これらの観測点は震央のまわり約 150° をカバーしている。Unilateral な破壊伝播を仮定した場合と Symmetrical Bilateral な破壊伝播を仮定した場合に得られるパラメータ (ℓ , θ_0 , v/c) の最適値を表-4に示す。また、 $(D_i - b_i)/a_i$ の観測値と理論曲線が図-12に示されているが、この地震の場合も、Unilateral な破壊伝播を仮定した場合の方が観測値と理論曲線との一致程度は良好である。

Kanamori (1971) は、この地震の際に遠方で観測された表周期表面波の振幅の方位分布 (radiation pattern) にみられるわずかな非対称性に着目した。彼のデータは破壊過程の詳細を調べるだけの精度は備えていなかったものの、北または北西方向に向けて長さ $150 \sim 200 \text{ km}$ にわたって破壊が伝播したと考えることによってこの非対称性を説明できるとしている。Kanamori (1971, 1974) は、余震分布をも考慮して、図-11に示すように断層の大きさを $150 \times 100 \text{ km}^2$ と結論づけているが、本研究の結果 $\ell = 190 \text{ km}$ はむしろ Kanamori (1971) の表面波の解析による結果と調和的である。

断層の幅、すべり量、地震モーメントは(10)~(12)式によって、また、断層の傾斜角、すべり角については、太平洋プレートの日本島弧下への潜り込みに伴う低角逆断層の発震機構を仮定して推定する。Izutani and Hirasawa (1978) によると、三陸沖北部地域では、断層の傾斜角は約 20° 、太平洋プレートの日本島弧に対する相対運動の方向は $N60^\circ W \sim N70^\circ W$ である。

断層パラメータの推定値を表-5に示す。この表には、Kanamori (1971) によって長周期地震波の解析と余震分布に基づいて推定さ

れた断層パラメータの値も併記されている。本研究による断層の長さ $l = 190$ kmがやや長すぎる程度で、他のパラメータの値は互いによく似ている。

6. まとめ

強震動継続時間の方位依存性に着目して断層の長さや破壊伝播方向を即時的に推定する手法を提案したが、非対称的に両方向に破壊が伝播する場合 (Asymmetrical Bilateral)、断層の短い側の破壊の影響は長い側の影響に隠されてしまっており、強震動継続時間の観測値には現われ難い。そのため、Unilateral か Symmetrical Bilateral かを仮定して断層長さを推定する本手法によっては、実際の破壊が Asymmetrical Bilateral な場合はある程度の推定誤差を生ずるかもしれない。また、1960年チリ地震のように断層が例外的に長い場合、観測点から遠い断層部分からの影響は無視されてしまい、近い部分からのエネルギーのみで Husid-plotが0.85に達してしまう可能性もある。このような場合に対応するためには、本手法とは異ったアプローチが必要であろう。

上記のようにいくつかの問題点を残しているが、本論文で提案した手法は非常に単純であり、しかも、断層パラメータをかなりの精度で即時的に推定できることが確かめられた。本手法を改良するためには、多くの観測点で強震データを蓄積し、信頼できる a_i, b_j の値を推定しておくことが必要であろう。また、震源のまわりの広い範囲をカバーできるように観測点を配置すること、P波初動から記録すること、絶対時刻を知ることができるような記録システムを採用することなども重要であろう。

謝辞: 本研究に用いた強震記録は、港湾技術研究所、弘前大学、電力中央研究所より提供して頂いた。関係諸氏に感謝致します。

参考文献

- Abe, K., Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, *J. Phys. Earth*, **23**, 381-390, 1975.
- Abe, K., Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 194-205, 1981.
- Dobry, R., I. M. Idriss, and E. Ng, Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **68**, 1487-1520, 1978.
- Goto, C. and N. Shuto, Accuracy and speed of numerical simulation as a means of tsunami forecasting, *Abst. Inter. Tsunami Symp.*, Aug. 1985.
- Ichikawa, M. and H. Watanabe, A new system for tsunami warning in the Japan Meteorological Agency, in *Tsunamis — Their Science and Engineering*, edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra Scientific. Pub. Co., 51-60, 1983.
- Hirasawa, T., Source mechanism of the Niigata earthquake of June 16, 1964, as derived from body waves, *J. Phys. Earth*, **13**, 35-66, 1965.
- Izutani, Y., Analysis of accelerograms and prediction of strong ground motion based on a stochastic source model, *Doctoral Thesis, Tohoku Univ.*, 1983.
- Izutani, Y. and T. Hirasawa, Source characteristics of shallow earthquakes in the northern part of Sanriku-Oki region, Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, 275-297, 1978.
- Kanamori, H., Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies — Kurile

- Island earthquake of October 13, 1963,
J. Geophys. Res., **75**, 5011-5027, 1970.
- Kanamori, H., Focal Mechanism of the
Tokachi-Oki earthquake of May 16,
1968 : Contortion of the lithosphere
at a junction of two trenches,
Tectonophysics, **12**, 1-13, 1971.
- Kanamori, H., Long-period ground
motion in the epicentral area of
major earthquakes, Tectonophysics, **21**,
341-356, 1974.
- Kanamori, H. and J. W. Given, Use of
long-period seismic waves for rapid
evaluation of tsunami potential of
large earthquakes, in Tsunamis —
Their Science and Engineering,
edited by K. Iida and T. Iwasaki,
Terra Scientific Pub. Co., 37-49,
1983.
- Otsuka, M., Earthquake magnitude and
surface fault formation, J. Phys. Earth,
12, 19-24, 1964.
- Satake, K., The mechanism of the 1983
Japan Sea earthquake as inferred
from long-period surface waves and
tsunamis, Phys. Earth Planet. Inter.,
37, 249-260, 1985.
- Shimazaki, K. and J. Mori, Focal mech-
anism of the May 26, 1983 Japan Sea
earthquake, Prog. Abstr. Seismol. Soc.
Japan, No. 2, 1983.
- Trifunac, M. D. and A. G. Brady, A study
of the duration of strong earthquake
ground motion, Bull. Seismol. Soc. Am.,
65, 581-626, 1975.

表 - 1. 強震動継続時間と断層の長さとの経験式の係数

	a_i (sec/km)	b_i (sec)	σ (sec)	N
Hanasaki - M	0.31	1.13	2.16	8
Kushiro - S	0.22	4.57	3.65	13
Tokachi - M	0.26	2.71	2.34	15
Muroran - S	0.12	6.60	5.01	9
Hakodate - M	0.31	5.05	4.99	9
Aomori - S	0.15	10.23	9.23	8
Hachinohe - S	0.31	5.51	6.60	12
Miyako - S	0.32	3.19	7.27	15
Ofunato-bochi - S	0.14	0.49	1.39	7
Shiogama-kojyo - S	0.19	4.67	2.70	9

a_i, b_i : 経験式の係数, σ : 標準偏差, N : データ数。

表 - 2. 1983年日本海中部地震に関する ℓ , θ_o , v/c

	ℓ (km)	θ_o ($^\circ$)	v/c	σ (sec)
Unilateral	140	355	0.4	3.90
Symmetrical Bilateral	180	315	1.0	4.81
Unilateral*	100	0	0.5	2.22
Symmetrical Bilateral*	120	315	1.0	4.05

*印は10秒間の破壊停止を考慮した場合。

ℓ : 断層の長さ, θ_o : 破壊の伝播方向,
 v/c : 破壊伝播速度とS波の見かけ速度の比,
 σ : 強震動継続時間の残差の標準偏差。

表-3. 1983年日本海中部地震に関する断層パラメータ推定値

	ℓ (km)	w (km)	ϕ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	u (m)	M_0 ($\times 10^{27}$ dyne \cdot cm)
Present Study	140	70	-5	30	90	4.9	20.0
Present Study*	100	50	0	30	90	3.4	8.7
Shimazaki and Mori (1983)	60	35	0	25	90	4	5.1~5.8
	35	30	0	25	90	6	
Satake (1985)	60	40	-20	30	90	4	7.56
	60	40	20	30	90	5	

*印は10秒間の破壊停止を考慮した場合。

ℓ : 断層の長さ, w : 断層の幅, ϕ : 走向, δ : 傾斜角,
 λ : すべり角, u : すべり量, M_0 : 地震モーメント。

表-4. 1968年十勝沖地震に関する ℓ , θ_0 , v/c

	ℓ (km)	θ_0 ($^{\circ}$)	v/c	σ (sec)
Unilateral	190	325	0.5	4.46
Symmetrical Bilateral	170	50	1.0	9.27

ℓ : 断層の長さ, θ_0 : 破壊の伝播方向,
 v/c : 破壊伝播速度とS波の見かけ速度の比,
 σ : 強震動継続時間の残差の標準偏差。

表-5. 1968年十勝沖地震に関する断層パラメータ推定値

	ℓ (km)	w (km)	ϕ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	u (m)	M_0 ($\times 10^{28}$ dyne \cdot cm)
Present Study	190	95	-35	20	148	3.3	3.0
Kanamori (1971)	150	100	-24	20	142	4.1	2.8

ℓ : 断層の長さ, w : 断層の幅, ϕ : 走向, δ : 傾斜角,
 λ : すべり角, u : すべり量, M_0 : 地震モーメント。

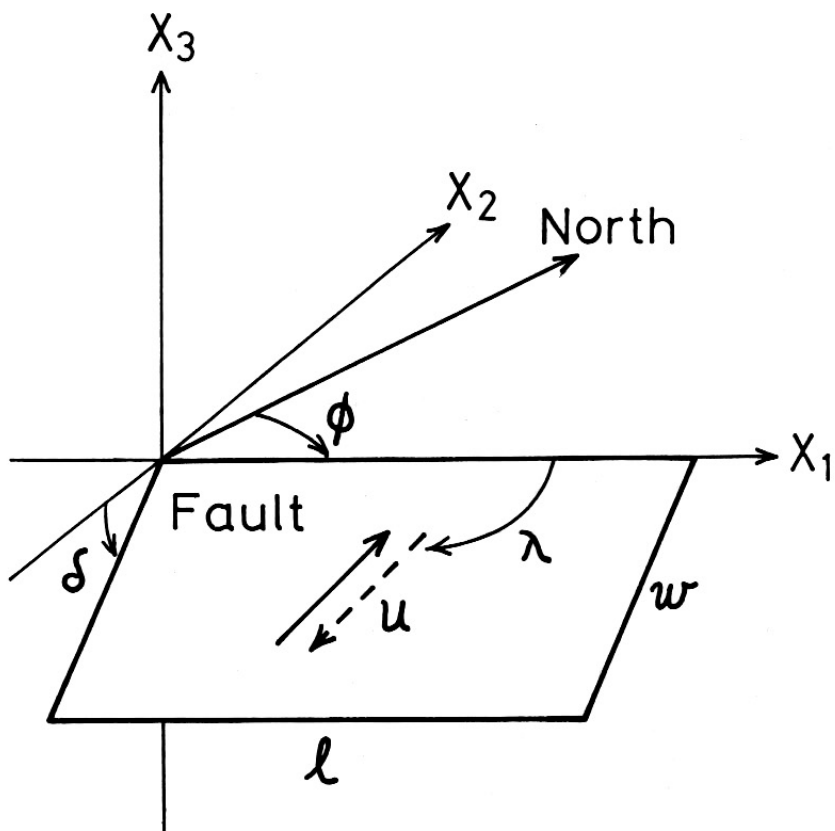


図-1. 海底変動量の計算に必要な断層パラメータ。
 断層上の実線の矢印は上盤側、破線の矢印は下盤側の運動方向を示す。
 l は断層の長さ、 w は断層の幅、 u はすべり量、 ϕ は走向、 δ は傾斜角、
 λ はすべり角。

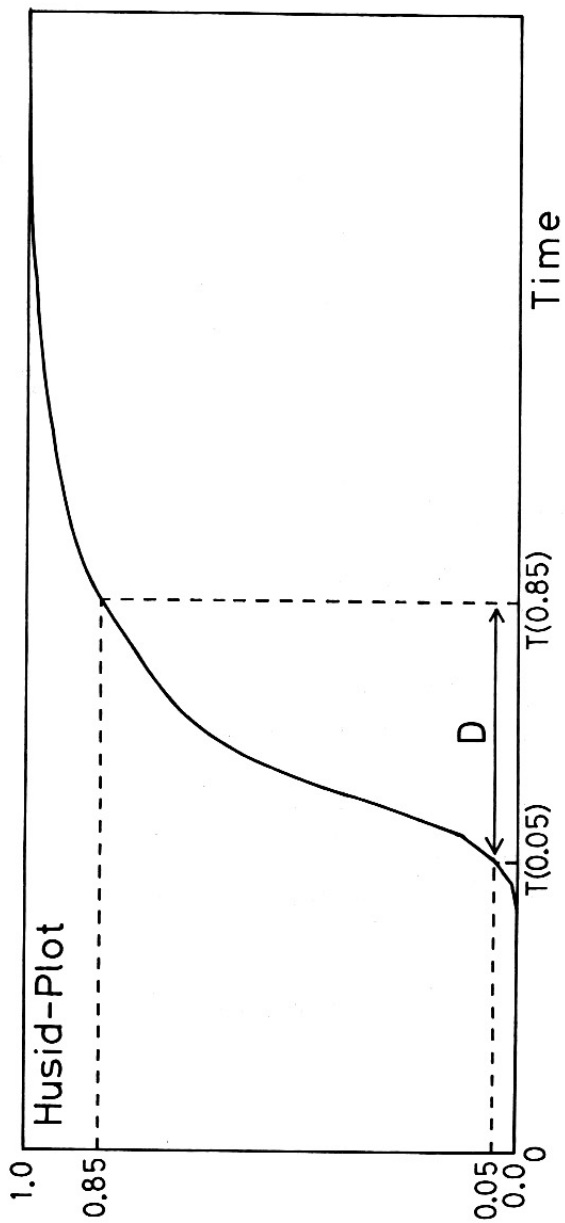


図-2. 強震動継続時間 D の定義。

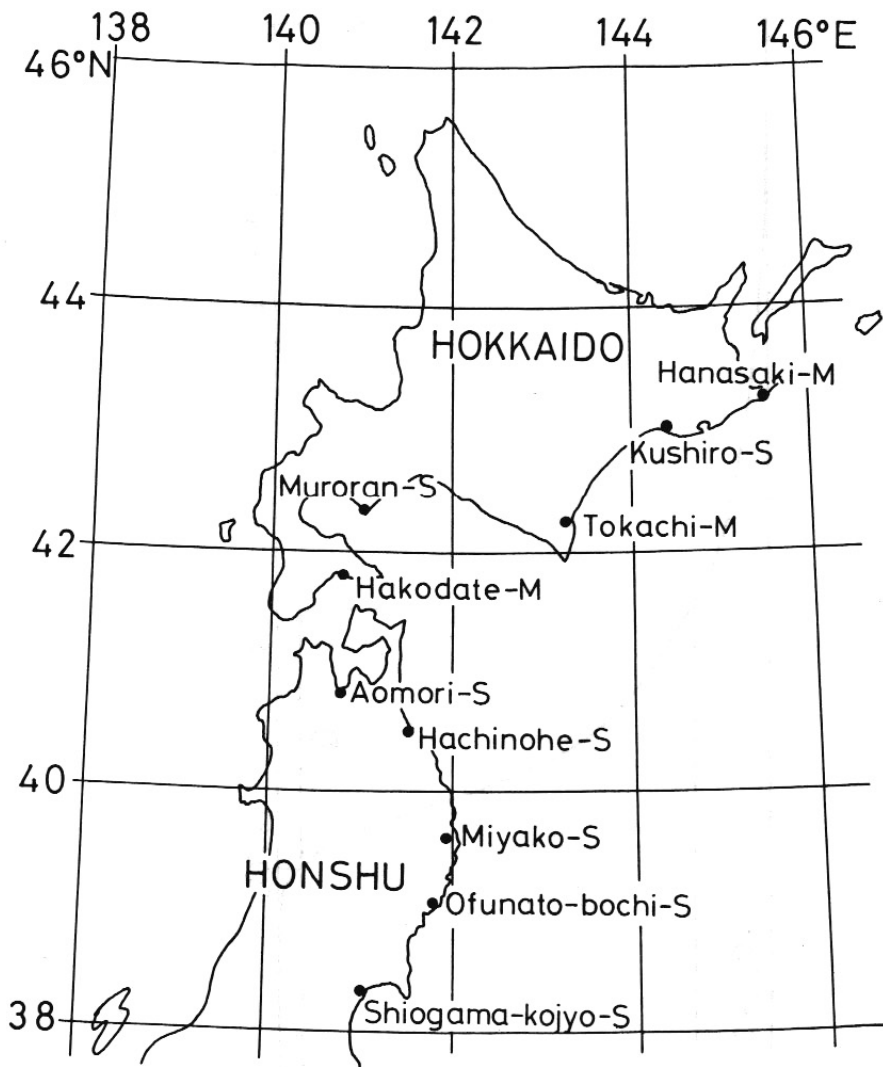


図-3. 強震動継続時間と断層の長さとの平均関係が調べられた観測点。

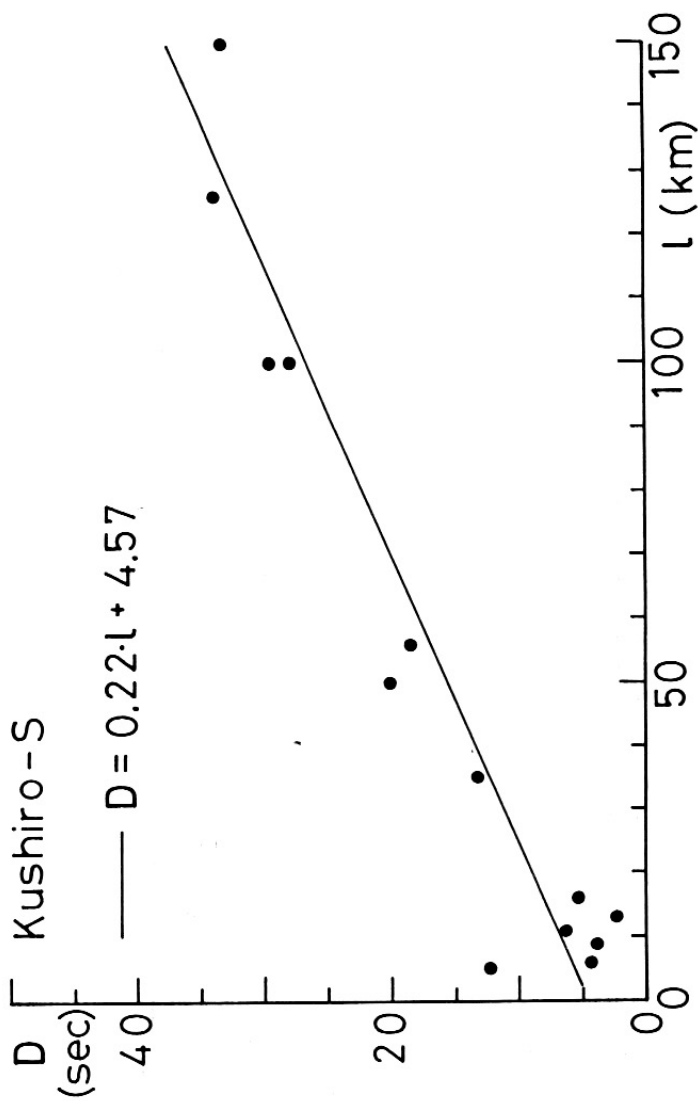


図-4. Kushiro-S における強震動継続時間 D と断層の長さ l との平均的關係。黒丸は観測値。

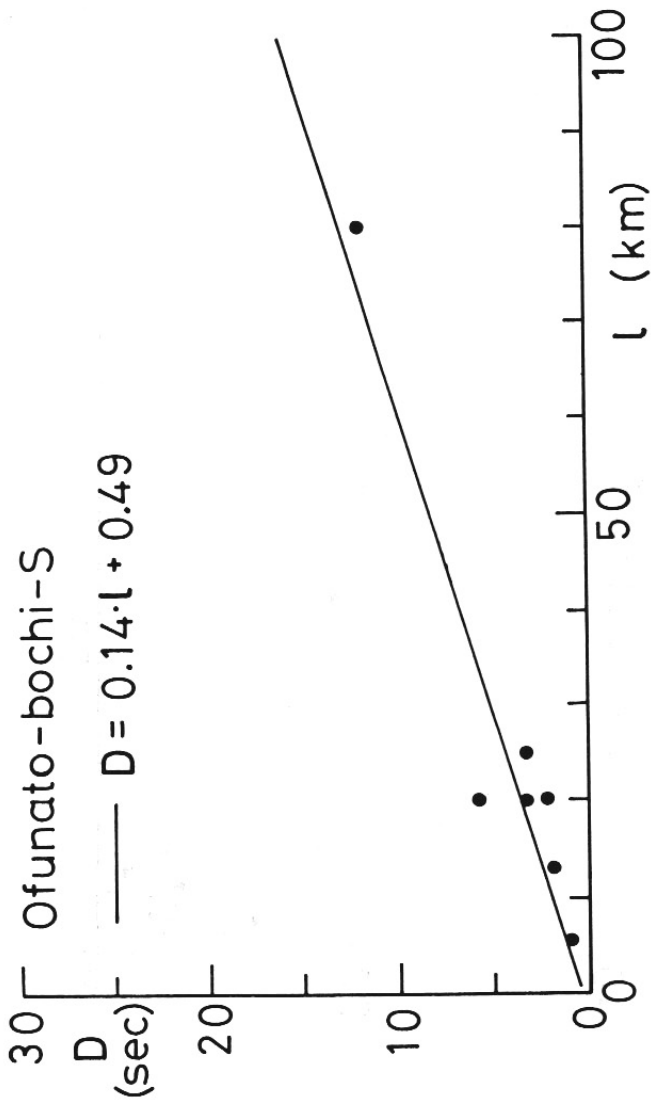


図-5. Ofunato-bochi-S における強震動継続時間Dと断層の長さ l との平均的關係。黒丸は観測値。

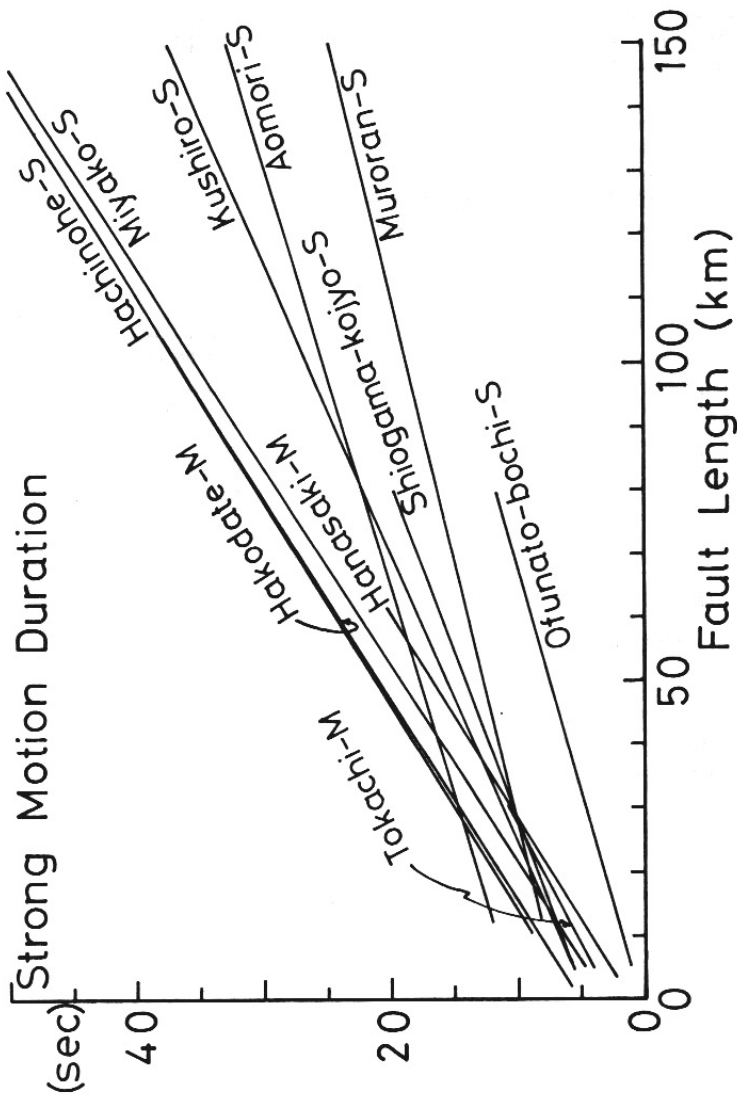


図-6. 強震動継続時間Dと断層の長さLとの平均的關係。
 図-3に示した10観測点についての結果。

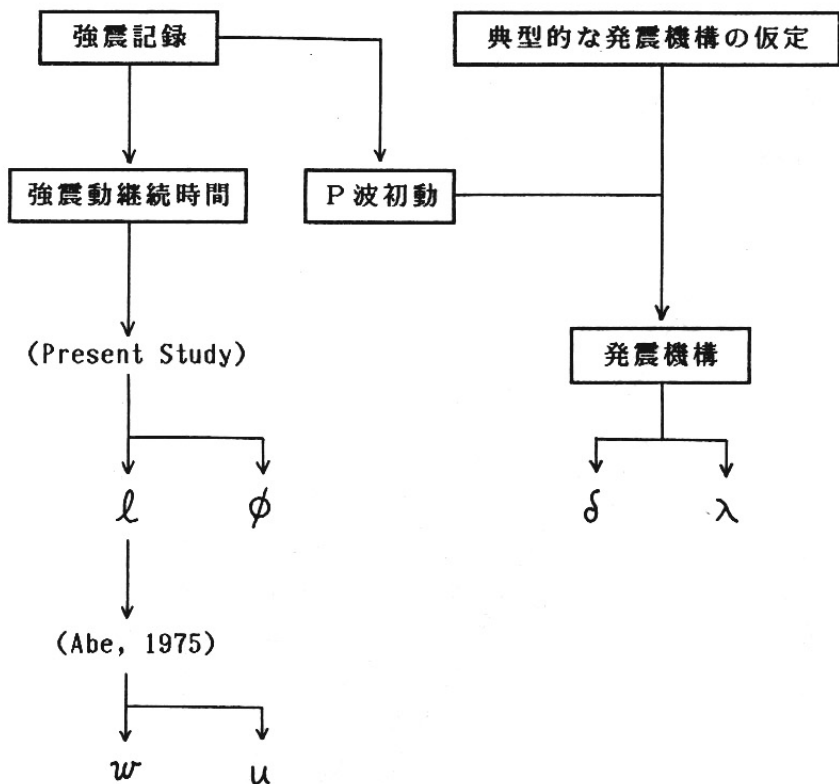


図-7. 断層パラメータ即時的推定法の流れ図。

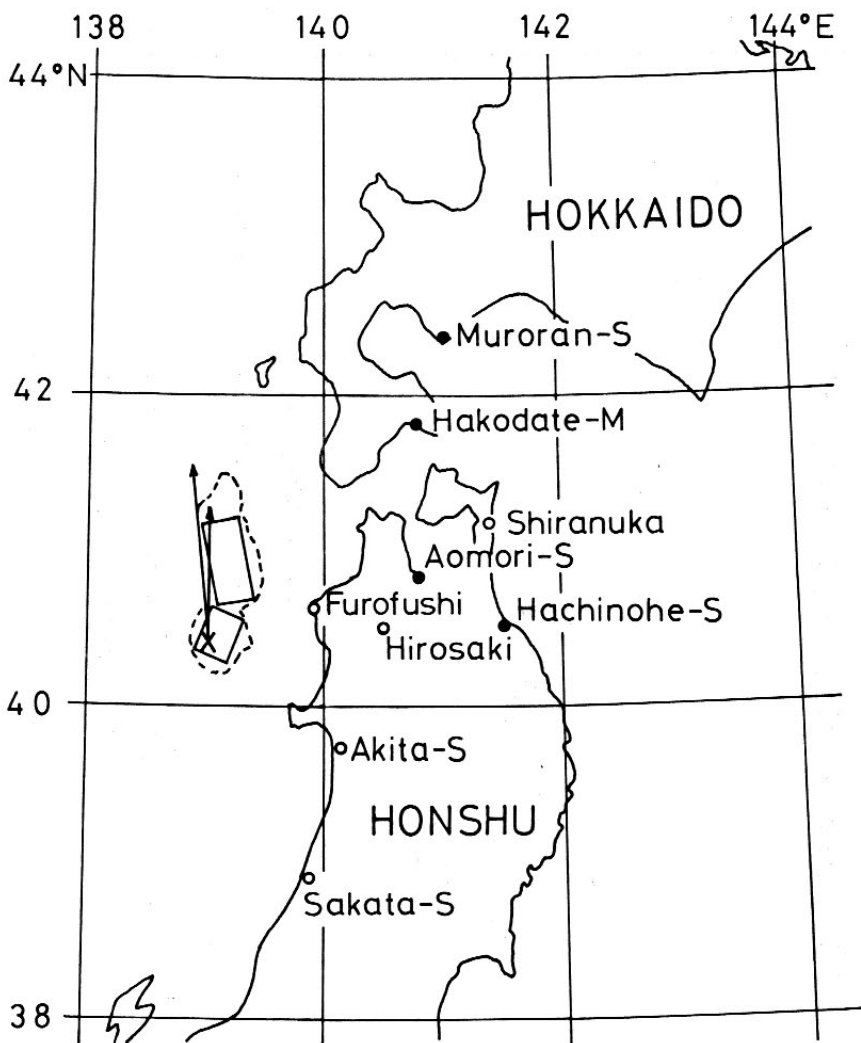


図-8. 1983年日本海中部地震の震源域と観測点。予備的解析において強震動継続時間と断層の長さとの経験式が求められた観測点は黒丸，その他の観測点は白丸で示す。×印は震央，破線は余震域を示す。2つの長方形はShimazaki and Mori (1983)による断層モデルを表す。本研究で推定された断層の長さや破壊の伝播方向は，図中の矢印の長さや方向によって示されている。短い方向の矢印は，破壊の10秒間の途中停止を仮定した場合の結果に対応する。

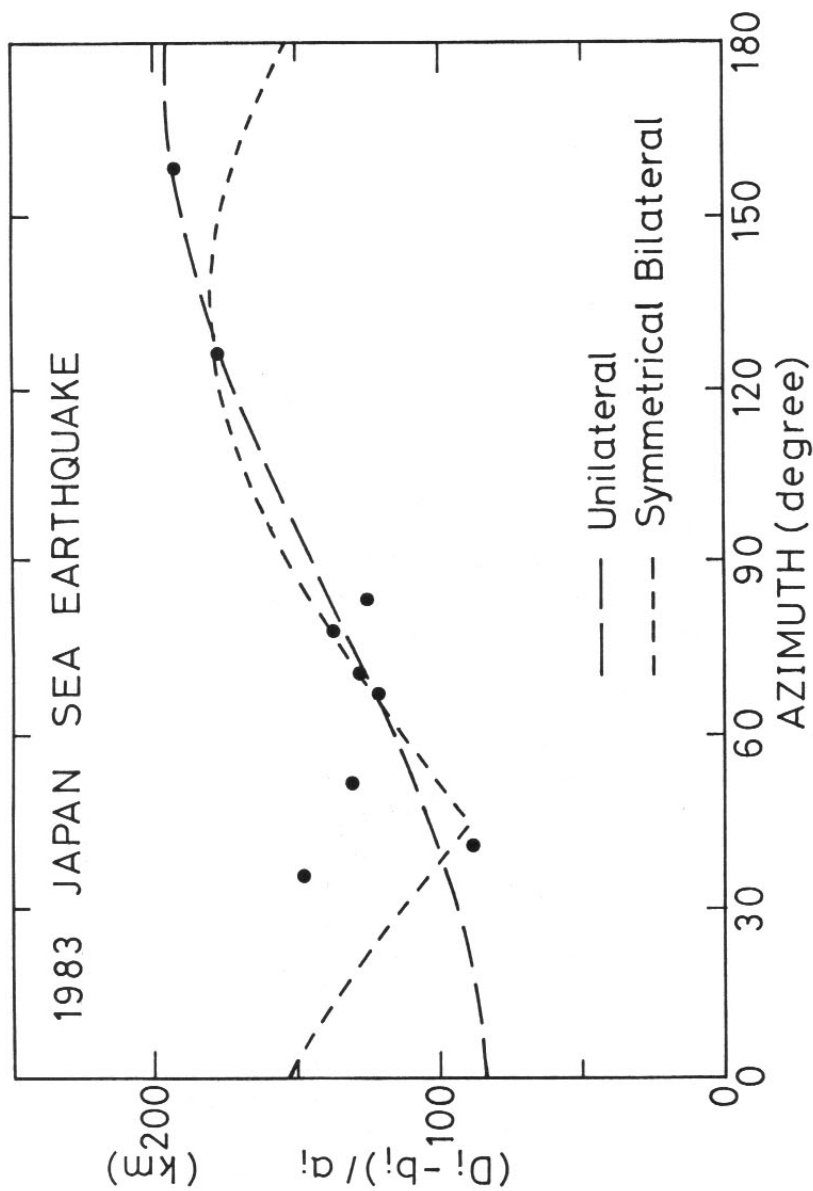


図-9. 1983年日本海中部地震に関する $(D_1 - b_1) / a_1$ の観測値と、表-2のパラメータについての理論曲線。

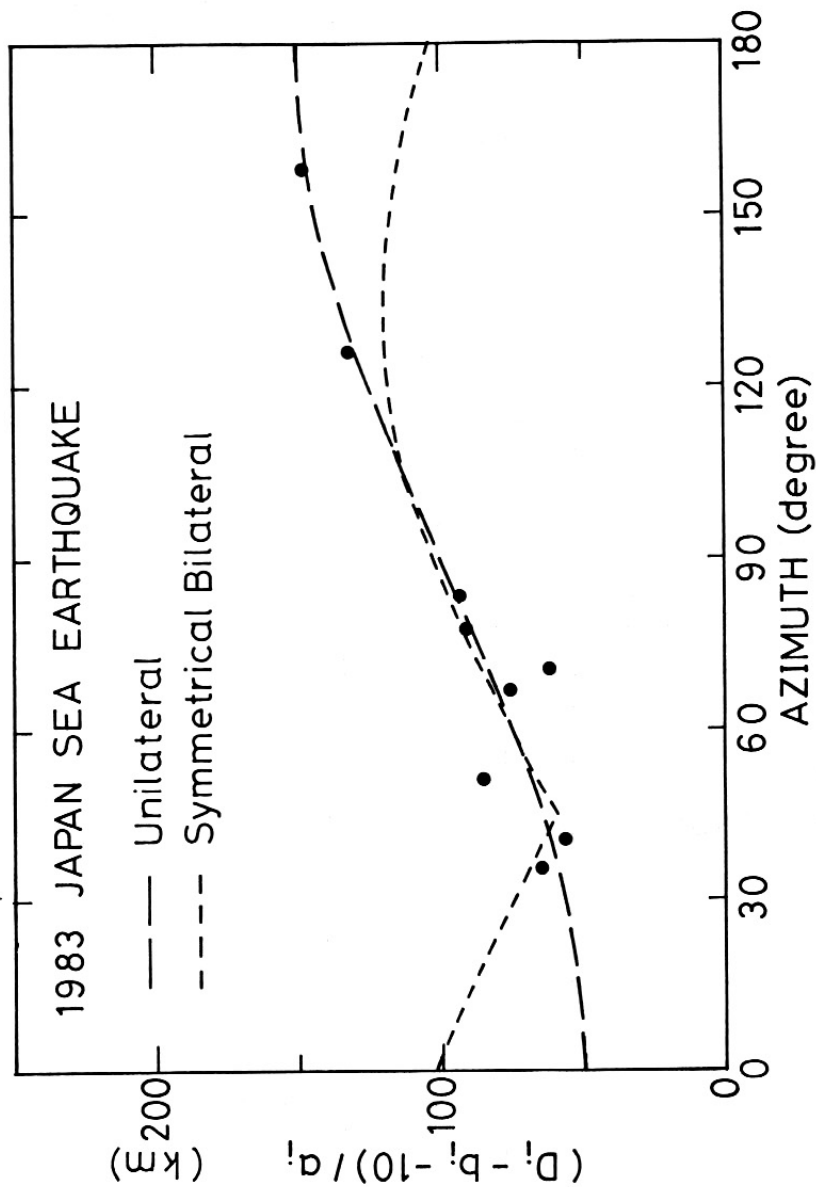


図-10. 1983年日本海中部地震に関する $(D_i - b_i - 10) / a_i$ の観測値と、
 表-2のパラメータについての理論曲線。断層破壊の10秒間の途中
 停止を仮定した場合について。

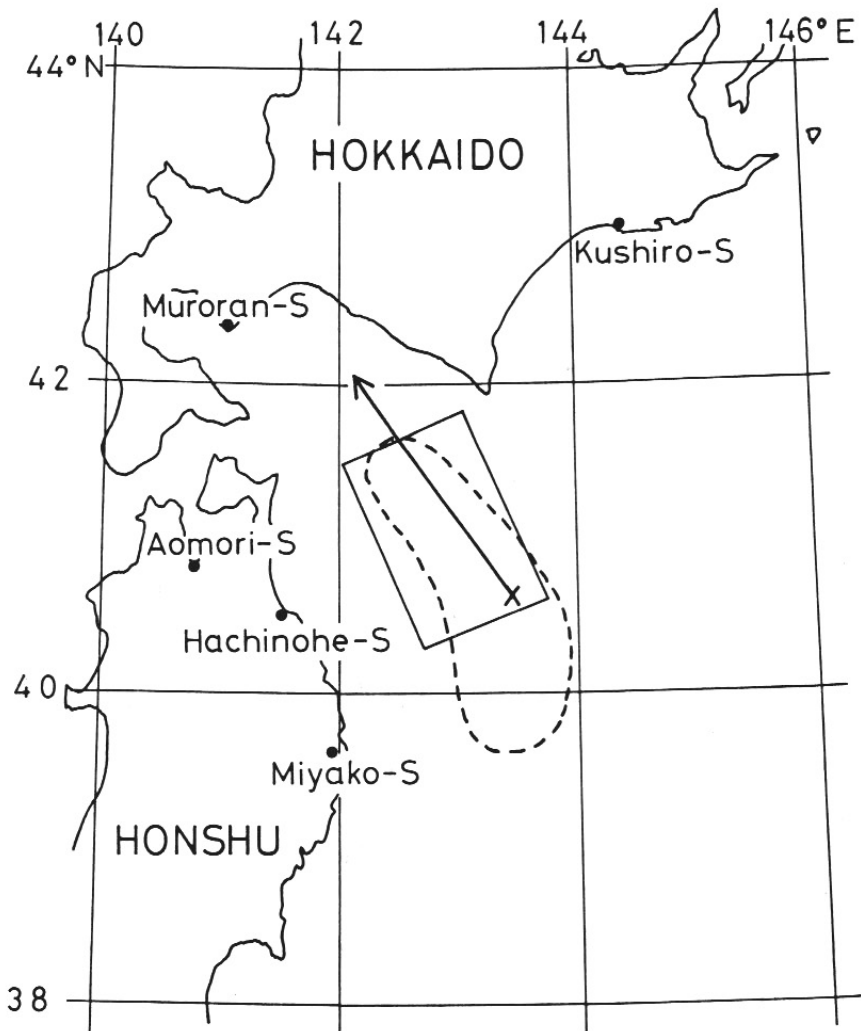


図-11. 1968年十勝沖地震の震源域と観測点。長方形はKanamori(1971)による断層モデルを表わす。本研究の結果は矢印で示されている。図の表記法は図-8に同じ。

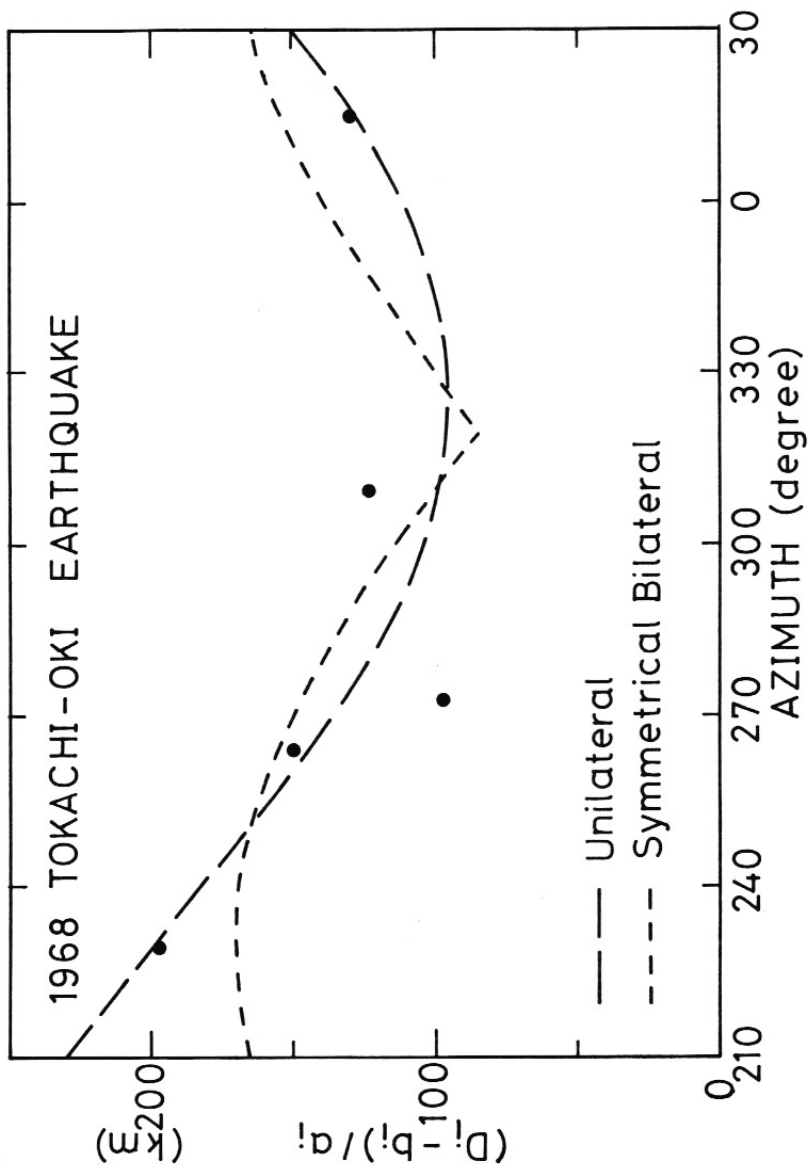


図-12. 1968年十勝沖地震に関する $(D_1 - b_1) / a_1$ の観測値と、表-4のパラメータについての理論曲線。