



Title	地震計観測網をはずれた近距離地震のモーメントテンソル解：北海道周辺の地震（MJMA3. 7-8. 1）に対する検討
Author(s)	長, 郁夫; CHO, Ikuo; 一柳, 昌義 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 64, 133-153
Issue Date	2001-03-27
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.64.133
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14294
Type	departmental bulletin paper
File Information	64_p133-153.pdf



地震計観測網をはずれた近距離地震のモーメントテンソル解
—北海道周辺の地震 (M_{JMA} 3.7–8.1) に対する検討—

長 郁夫

東京理科大学工学部建築学科

一柳 昌義・笠原 稔

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

中西 一郎

京都大学理学部地球物理学教室

佐藤 魂夫

弘前大学理工学部地球環境学科

(2001年1月12日受理)

**Moment Tensor Solutions of Near-Distance Earthquakes Occurring
Outside a Local Seismic Network : Examination for Earthquakes
(M_{JMA} 3.7–8.1) which Occurred around Hokkaido**

Ikuo CHO

Architecture, Faculty of Engineering, Kagurazaka Campus, Science University of Tokyo

Masayoshi ICHIYANAGI, and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

Ichiro NAKANISHI

Department of Geophysics, Kyoto University

Tamao SATO

Department of Earth and Environmental Sciences, Hirosaki University

(Received January 12, 2001)

When a moment tensor of an earthquake is inverted for prediction of tsunamis, waveform data should be supplied from a local seismic network near the earthquake in order to make a rapid report on the inversion solution. In order to stabilize the inversion the source time and depth should be fixed or optimized by a grid search technique. Apparent changes in the source time and depth can lead to a better estimate of the moment tensors that seem to have been biased from errors in the earth model. However, it is also possible that even a grid search for

the source time and depth makes solution for the moment tensor unstable. We suggest a method in which the need of a grid search is judged from significance of improvement of fit between the observed and theoretical waveforms. We have applied the method to 24 earthquakes ($M_{JMA}3.7-8.1$) which occurred in the vicinity of Hokkaido, Japan. The accuracy of a solution for the moment tensor has been examined by comparison with a moment tensor obtained using global data. It reveals that we can obtain a solution for the moment tensor of an earthquake with a magnitude ranging from about $M5.5$ to over $M8$ accurately.

I. はじめに

1980年代はグローバルデジタル地震計観測網の整備により準実時間のモーメントテンソルインバージョンが可能となった(例えば, Dziewonski *et al.*, 1981; Dziewonski and Woodhouse, 1983). 災害軽減のための応用として津波予測が考えられたが(Kanamori and Given, 1981), 近海で大地震が起こる地域では, グローバルデータの代わりにローカルデータを使用して解提出にかかる時間を短縮する必要があった(Fukushima *et al.*, 1989). その現実性は, ローカルデータを使用した中規模地震のモーメントテンソルインバージョンにより1990年代始めに確認された(Nakanishi, 1992; Nakanishi *et al.*, 1991; Nakanishi *et al.*, 1993). 1990年代後半には日本列島に広帯域地震計観測網が敷設され(福山・他, 1996), 防災科学技術研究所(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 以下ではNIED)により日本列島内とその周辺で発生する地震のモーメントテンソル解の完全自動決定システムが構築された(福山・他, 1998).

日本列島内に観測網が密に設置されていても, 近海地震に対しローカルデータを使用する限り避けられない問題がある. 観測点による地震の取り囲みが充分ではないことである. このためモーメントテンソル解が不安定になりやすく解の精度が悪化する. 中西ら(Nakanishi *et al.*, 1991)は解の安定化のため, モーメントテンソルとセントロイドを同時に求める非線形のインバージョンはせず, セントロイドを震源に固定してモーメントテンソルのみの線形インバージョンを行った. NIEDは同様な線形インバージョンを繰り返してセントロイドをグリッドサーチしている.

セントロイドの固定により生じ得る系統誤差は, グリッドサーチにより減少可能と期待される. しかしその一方, 観測点による取り囲みの程度によっては, グリッドサーチでさえも解不安定の要因となり得る. 適切な対応が厳しく要求される巨大な地震ほど有限性の影響が強いため, 観測点による取り囲みの問題は深刻化する(Cho *et al.*, 1999). 他の種類のデータ, 例えばグローバルデータあるいは余震分布などから, 結果としてどちらがより適切だったかを判断できるかもしれない. しかしそれでは, 要求される迅速性に答えられない.

我々の目的は, セントロイドを固定するかグリッドサーチするかの選択について経験的な基準を導入し, その実用性を検討することである. 取り囲みの悪い場合に得た解の精度は, 取り囲みが良い場合に得た解との比較すなわちグローバルデータを使用して得た解との比較により判断す

る。P波初動極性データによるモーメントテンソル解の拘束の有効性も吟味する。

本研究では主に北海道に設置された広帯域地震計観測網から提供される波形データを基にして、観測網をはずれた様々な規模の北海道周辺の地震を選択して上記解析を適用した。さらに、1993年から1994年に起こったM 8クラスの巨大地震を解析に加え、観測点による取り囲みの悪い巨大地震のローカルデータを使用した自動メカニズム決定の可能性についても検討した。

II. データ

Fig. 1 および Table 1 は本研究で使用する観測点と地震の震央分布を示す。1997年から1999年の2年間に北海道周辺 (41.5°N から 45.5°N , 138°E から 146°E) で起こった地震のうち他機関がモーメントテンソル解を決定していて比較可能な $M_{JMA}3.7-6.4$ の21個の地震 (No. 4-24) を解析した。地震の規模の範囲を広げるため1993年から1994年に北海道周辺で起こった $M_{JMA}7.5-8.1$ の3個の地震 (No. 1-3) を加えた。

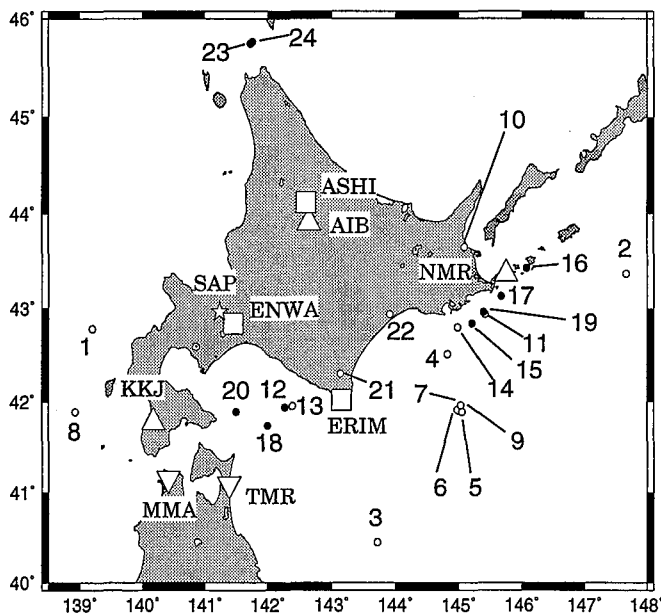


Fig. 1. Map showing epicenters reported by JMA (Japan Meteorological Agency) and seismic stations. Open circles are the epicenters of earthquakes whose moment tensors are determined by both Harvard (HRVD) and National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED). Solid circles are the epicenters of earthquakes whose moment tensors are determined by only NIED. The numerals correspond to the event numbers in Table 1. Open inverse triangle, open squares, and open triangles show the seismic stations of Hiroaki Univ., Hokkaido Univ., and JMA, respectively.

Table 1. Hypocentral parameters reported by Japan Meteorological Agency (JMA), seismic stations used in this study, and existence of the HRVD solution.

[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]
1	1993/ 7/12,22:17	42.78/139.20/34	7.8	TMR	○
2	1994/10/ 4,22:23	43.37/147.66/30	8.1	TMR MMA	○
3	1994/12/28,21:19	40.45/143.72/10	7.5	TMR	○
4	1997/10/ 3,13:46	42.51/144.82/50	4.9	ASH ERIM KKJ	○
5	1997/10/ 9, 6:21	41.89/145.05/41	5.6	AIB ASHI ENWA ERIM KKJ	○
6	1997/10/ 9,12:29	41.90/145.00/44	5.1	ENWA ERIM	○
7	1997/10/ 9,13:01	41.91/144.98/40	5.0	AIB ENWA ERIM KKJ	○
8	1997/10/10, 5:42	41.89/138.93/38	5.1	AIB ENWA ERIM	○
9	1997/10/12, 4:40	41.96/145.03/43	5.1	ENWA ERIM	○
10	1997/11/15,16:05	43.65/145.09/153	6.1	AIB ASHI ENWA ERIM KKJ NMR	○
11	1998/ 1/ 3, 3:20	42.94/145.41/50	4.8	AIB ASHI ENWA ERIM	○
12	1998/ 2/ 4,20:35	41.94/142.27/60	4.4	AIB ENWA KKJ	×
13	1998/ 2/11,11:26	41.95/142.39/57	4.8	ENWA ERIM KKJ	○
14	1998/ 4/ 9,14:30	42.80/144.98/48	4.8	ASHI ENWA ERIM	○
15	1998/ 8/ 7,16:52	42.84/145.21/48	4.1	ASHI ENWA ERIM	×
16	1998/ 9/ 6, 8:04	43.43/146.07/62	4.2	ASHI ENWA ERIM	×
17	1998/ 9/ 7, 5:49	43.13/145.67/49	4.2	ASHI ENWA ERIM	×
18	1998/10/ 7, 8:09	41.74/142.00/70	3.7	ENWA ERIM KKJ	×
19	1998/10/13,12:36	42.96/145.39/52	3.8	AIB ASHI ENWA ERIM KKJ NMR	×
20	1998/11/ 2, 4:13	41.89/141.50/94	3.8	ENWA ERIM KKJ	×
21	1998/12/10, 0:57	42.30/143.14/57	4.6	AIB ASHI ENWA KKJ NMR	○
22	1999/ 5/13, 2:59	42.94/143.91/104	6.4	AIB ASHI ENWA ERIM KKJ NMR	○
23	1999/12/ 3, 2:38	45.75/141.73/30	4.0	AIB ASHI ENWA ERIM KKJ NMR	×
24	1999/12/ 3, 2:51	45.76/141.74/28	3.8	AIB ASHI ENWA ERIM KKJ NMR	×

1) event number, 2) origin time [JST], 3) latitude [°N]/longitude [°E]/depth [km], 4) M_{JMA} , 5) stations, 6) HRVD solution

解析した24個の地震のうち15個はHarvard大学(以下ではHRVD)がモーメントテンソル解を決定しているのでモーメントテンソル解の精度評価のための比較が可能である。残る9個は地震の規模が小さくHRVDはモーメントテンソル解を決定していないが、NIEDがモーメントテンソル解を決定している(Fukuyama *et al.*, 1999, 2000)。M4以上の地震で観測点による取り囲みが良い場合NIED解は比較的精度が良いと報告されている(福山・他, 1998)。しかし、近海地震に関してはNIEDも日本列島に設置された観測点のデータを使用するので観測点による取り囲みは良くない。したがって必ずしも本研究で得た解よりNIED解のほうが信頼性があるとはいえず、解の精度評価には吟味が必要である。

No. 1-3の地震の解析には、弘前大学により観測点三厩および泊(観測点コードはそれぞれMMAおよびTMR)に設置された速度型広帯域強震計VS3(村松, 1995)で記録された速度波形を使用した。No. 1, 3の地震の解析に泊観測点の記録を、No. 2の地震の解析に三厩および泊観測点の記録をそれぞれ用いた。No. 4-24の地震の解析には、北海道に設置された広帯域地震計

観測網で記録された速度波形を使用した。根室，愛別，上ノ国観測点（観測点コードはそれぞれ NMR, AIB, および KKJ）には北海道大学により STS-1 地震計 (Wielandt and Steim, 1986 ; Wielandt and Streckeisen, 1982) が設置されている。朝日，恵庭，えりも観測点（観測点コードはそれぞれ ASHI, ENWA, および ERIM）には気象庁により STS-2 地震計 (Streckeisen, 1988) が設置されている。

解析には，発震時刻から 10 分間の波形を連続データから切り出し，VS 3 地震計および STS-1 地震計の波形データに 70 秒から 360 秒，STS-2 地震計のデータに 70 秒から 120 秒のバンドパスフィルターをかけ，10 秒間隔で離散化した。実際にインバージョンに使用する波形長は震源距離に合わせ 3 分から 6 分程度である。

気象庁の報告によれば，No. 1-3 の地震により三厩および泊観測点で震度 3 から 5 の強震を記録している。VS 3 地震計は震度 7 の強震もカバーするダイナミックレンジを持つ。これに対し No. 4-24 の地震の記録に使用した STS-1, STS-2 地震計は震度 2, 3 程度までしかカバーしない。70 秒以上の長周期帯域で使用できるような近地巨大地震強震波形の記録例は極めて少ない。本研究による No. 1-3 の地震の解析例は今後の巨大地震対策のために極めて貴重な資料を提供するものといえる。

P 波初動極性データは，気象庁，東北大学，弘前大学，北海道大学により北海道，東北地方に設置された微小地震観測網の記録のうち SN 比が良く読み取り誤差がないと考えられるものだけを使用した。波線計算に使用する速度構造には北海道大学でルーチン作業用に使用されている速度構造 (Table 2) を使用し，各層間の速度は直線的に増加するものとした。

Table 2. Velocity structure

Depth [km]	VP [km/s]
0.0	5.8
30.0	6.8
35.0	7.6
405.0	9.0
805.0	11.0

III. 手 法

1. 線形モーメントテンソルインバージョン

観測点による取り囲みが悪いので，地震の広がりおよびディレクティビティなどの震源の有限性の考慮が難しい。またセントロイドを同時に求める反復法では解が求まらない場合が多い (Ekstrom and Dziewonski, 1985 ; Fukushima *et al.*, 1989)。本研究ではセントロイドを固定して点震源を仮定した。

ノーマルモード理論 (Gilbert and Dziewonski, 1975) によれば，点震源を仮定した場合の地動の観測方程式は次式で表せる。

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} * \mathbf{m} \quad (1)$$

ここで N を全データ数とすると， \mathbf{d} は長さ N のデータベクトルである。 \mathbf{d} の i 番目の成分 d_i は離散化された観測波形の i 番目の値である。 \mathbf{G} は理論波形から構成されるデータ核でエキサイター

ションカーネルと呼ばれ、理論波形を計算するための地球モデル、使用観測点、および使用成分に依存する。 \mathbf{m} はモーメントテンソルの成分からなるモデルベクトルである。モーメントテンソルの成分はモーメント率関数で、球座標で $\mathbf{m} = (M_{rr}, M_{\theta\theta}, M_{\phi\phi}, M_{r\theta}, M_{r\phi}, M_{\theta\phi})^T$ と表記される。ただし T は転置を示す。 $*$ はコンボリューションを表す。ノーマルモードの計算には、Bulland and Gilbert (1976) が地球モデル 1066 A (Gilbert and Dziewonski, 1975) に対して計算した固有周期と固有関数を使用した。計算された理論波形には、対応する地震計の機器応答特性を加えてから対応する地震計に応じた周期帯域のバンドパスフィルターをかけた。

破壊継続時間がデータの周期と比較して無視できるほど短いと仮定し、モーメント率関数をデルタ関数とし、さらに、震源では体積変化が無いと仮定し、 $M_{rr} + M_{\theta\theta} + M_{\phi\phi} = 0$ の拘束を加えた。従ってモーメントテンソルの自由度は 5 となる。得たモーメントテンソル解はダブルカップル成分と Compensated Linear Vector Dipole (CLVD) 成分 (Knopoff and Randall, 1970) に分解する。分解の仕方は一意ではない。我々は Dziewonski and Woodhouse (1983) によるベストダブルカップルの定義を採用した。すなわち、モーメントテンソルの最大主軸、中間主軸、最小主軸がそれぞれ T, N, P 軸に一致するとし、地震モーメントを最大固有値と最小固有値の絶対値の平均とする。モーメントテンソルとベストダブルカップルの差が CLVD 成分となる。式(1)の線形インバージョンにより \mathbf{m} を求めた。

2. セントロイドの固定

気象庁は地震発生後数分以内に震源位置およびマグニチュードを電子メールで速報している。初期破壊点からの破壊のおよぶ範囲を相似則 (Geller, 1976; Kanamori and Anderson, 1975) に従って地震の規模から推定することはできるが、空間的セントロイドを拘束するための情報としては不十分である。迅速なモーメントテンソルインバージョンのために、本研究では空間的セントロイドを震源位置で近似した。一方、セントロイド時間は地震の規模に対しある程度の依存性を示す (Dziewonski and Woodhouse, 1983)。本研究では次式で表される t_c [s] をセントロイド時間とした。

$$\log t_c = aM_{JMA} + b \quad (2)$$

北海道周辺の地震に対しては、 $a=0.5$ 、 $b=-2.6$ とすると比較的近似が良いようである。これらの値の物理的な解釈は以下の通りである。Kanamori and Anderson (1975) によれば、大規模地震の場合断層長 L [km] と地震の規模 (M_s) は $\log L^2 \sim M_s$ の関係がある。破壊継続時間を T として破壊速度一定を仮定すれば、 $\log T \sim 0.5 M_s$ となる。 M_{JMA} と M_s の間には、 M 6 程度を境に大小関係が入れ替わる系統的な傾向が見られるが (宇津, 1995)、種類の異なるマグニチュード間の相違としては決して大きくはない。マグニチュード推定のばらつきを考慮すれば実際的な問題とならない程度である。 $a=0.5$ は自然な値と考えられる。式(2)に $a=0.5$ 、 $b=-2.6$ を代入し、 $L=10^{0.5M_s-1.88}$ (Sato, 1979) を用いれば、 t_c は破壊速度を 2.6 [km/s] としてユニラテラルに破壊が

進行した場合の破壊継続時間の半分の長さに対応する。

3. セントロイドのグリッドサーチ

震源位置および式(2)では近似が良くない場合もあるだろうから、RMS最小化の基準でセントロイドのグリッドサーチも実行する。我々はまず空間的セントロイドを震源位置に固定しセントロイド時間をグリッドサーチする。式(2)を用いれば M_{JMA} が 5, 6, 7, 8 の時 t_c はそれぞれ 0.1, 2.5, 12.6, 25.1 秒となる。震源過程の相違により、数秒程度のセントロイド時間の誤差はたやすく生じてしまうだろう。卓越周期 70 秒で位相差が 3 秒あると、波形のパワーでノーマライズした RMS は約 0.1, 位相差 5 秒の場合約 0.2 となる。Fukushima *et al.* (1989) も指摘するように、震源パラメータの精度を含めた現実的な問題として、空間的セントロイドの誤差よりセントロイド時間の誤差がモーメントテンソル解により大きな影響を与えるようである。

次に我々は得たセントロイド時間を固定してセントロイド深さをグリッドサーチする。セントロイド緯度、経度は最後まで震央に固定する。ノーマルモード理論にもとづく理論波形はすべてのデプスフェイズを含むから、セントロイド緯度、経度の誤差よりセントロイド深さの誤差のほうがモーメントテンソル解に与える影響が大きい。地震の規模が小さくセントロイドと震源位置に大きなずれがないと考えられる場合でも深さ方向のグリッドサーチは有用である。観測網をはずれた地震を対象とするため震源深さの誤差が大きいと予想されるからである。

グリッドサーチによるシフトが大きすぎるようなら、セントロイドに対する拘束が弱い、あるいは SN 比が悪く解が乱されている可能性が予想される。地震の規模に応じ、 $M_{JMA} < 4.5$, $4.5 \leq M_{JMA} < 7$, $7 \leq M_{JMA}$ の場合にそれぞれ $t_c \pm 3$, $t_c \pm 7$, $t_c \pm 15$ というサーチ範囲制限を付ける。セントロイド深さのグリッドサーチには震源の深さから 30 [km] のサーチ範囲制限をつける。

地表近くで応力が小さくなるという物理的要因により、セントロイドが浅くなると M_{70} および M_{70} に対応するモードの励起が急激に小さくなる。深さ 0 km ではモードは本質的に励起されない。セントロイドが浅すぎるとこれらの成分の検出が難しくなる。この問題は通常サーチする深さに下限を設定することで対処される。それでも M_{70} , M_{70} 成分が不安定になるようならモーメントテンソルに $M_{70} = M_{70} = 0$ の拘束を付ける必要がある (Dziewonski and Woodhouse, 1983; Dziewonski *et al.*, 1987; Ekstrom and Dziewonski, 1985; Kanamori and Given, 1981)。 $M_{70} = M_{70} = 0$ は鉛直断層面における純粋なストライク・スリップあるいは $dip = 45^\circ$ の断層面における純粋なディップ・スリップを意味する。断層面の傾斜が 2 値でしか分からず津波予測のためには深刻な問題となる。本研究ではグリッドサーチの深さの下限を経験により 5 km と設定した。この値は、同理由により Dziewonski *et al.* (1987) が経験的に採用した深さの下限 15 km と比較して浅い。近地では実体波と表面波の分離が良くないが、波形への実体波の寄与が大きく浅くても分解能があると考えられる。本研究では $M_{70} = M_{70} = 0$ の拘束を付ける必要も生じなかった。

4. セントロイドの決定

グリッドサーチしても波形フィットに大きな改善がないなら、観測点数が少ないためセントロイドに対する拘束が弱く解が不安定になっている場合が多い。この場合グリッドサーチの結果ではなく、先見的に近似して与えたセントロイドに固定して得た解を採用すべきだろう。グリッドサーチの必要性を Menke (1989) に従って次のように判断できる。誤差分散が全データ点で等しくかつ正規分布に従うと仮定してデータの不偏分散 σ^2 を次式で推定したとする。

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-M} \sum_{i=1}^N (d_i - u_i)^2 \quad (3)$$

ここで d_i および u_i はそれぞれ離散化された観測波形および理論波形の i 番目の値、 N 、 M はそれぞれデータ点数、モデルパラメータ数である。セントロイドを固定する場合 M はモーメントテンソルの自由度に等しく 5、グリッドサーチする場合 7 となる。しかし、一般には式(3)で定義される σ^2 はデータの不偏分散を過大評価するだろう。実際は、式(3)にはデータの誤差だけでなく理論の誤差すなわち震源の有限性や仮定する地球モデルの誤差も寄与するだろうからである。モデルの複雑化により σ^2 は小さくなる。もしモデルを複雑化しても σ^2 があまり小さくならないなら、 σ^2 は実際にデータの不偏分散を表していると考える。この時次式で定義される比 R は自由度 ($N - M_f$, $N - M_g$) の F 分布に従う。

$$R = \sigma_f^2 = \sigma_g^2 \quad (4)$$

ここで、添字 f と g はそれぞれセントロイドを固定した場合とグリッドサーチした場合に対応する。 R の値が F 検定により 1 より有意に大きいとみなされない限りグリッドサーチの必要性は認められない。その場合我々は固定セントロイドにより得たモーメントテンソル解を採用した。グリッドサーチの必要性を誤って棄却する危険率はグローバルデータを使用して得たモーメントテンソル解 (HRVD 解) との比較により経験的に定める。

5. P 波初動極性データによる拘束

我々はセントロイドを固定した場合とグリッドサーチした場合の両方について P 波初動極性により拘束を加えて解を求め、拘束を加えないで得た結果と比較した。モーメントテンソルによる P 波放射特性はモーメントテンソル成分の線形結合で表せるから (Aki and Richards, 1980; Fitch *et al.*, 1980), モーメントテンソルは次式により P 波初動極性データから拘束される。

$$\begin{aligned} \mathbf{P}(\theta_k, \phi_k) \mathbf{m} &> 0 \text{ (compression)} \\ \mathbf{P}(\theta_k, \phi_k) \mathbf{m} &< 0 \text{ (dilatation)} \\ \mathbf{P}(\theta_k, \phi_k) \mathbf{m} &\approx 0 \text{ (nearnodal)} \end{aligned} \quad (5)$$

ただし \mathbf{P} は放射特性を表す関数で、 θ_k 、 ϕ_k はそれぞれ k 番目の観測点に対応する P 波波線の方位角、射出角である。P 波初動極性データがある場合、我々は式(5)による拘束のもとで式(1)で表さ

れる観測方程式を \mathbf{m} について解くことになる。この問題は等式および不等式からなる線形拘束条件のもとで線形最小 2 乗法を解く問題 (Haskell and Hanson, 1981; Lawson and Hanson, 1974) に帰結される。

6. モーメントテンソル解の精度の評価

地球モデルおよびセントロイド位置の誤差はモーメントテンソル解の系統誤差の原因となる。観測点による取り囲みが悪ければ系統誤差は強調されるだろう。G の一般化逆行列あるいは式 (5) の拘束のもとで推定された G の逆行列を使って得られる共分散行列は解の精度の指標としてあまり参考にならないかもしれない。本研究では、地震を良く取り囲むようグローバルデータを使用して得たモーメントテンソル解 (HRVD 解) との比較により本研究で得た解の精度を評価した。また P 波初動極性データの使用による解の精度の変化を観察し迅速なモーメントテンソルインバージョンにおける P 波初動極性データの有用性を検討した。

震源メカニズム i と j のフィットを定量的に示す指標として次式で定義される f_m を用いる。

$$f_m = R_{12} / (R_{11}R_{22})^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

ここで $R_{ij} = \int_0^\pi \int_0^{2\pi} R_i(\theta, \phi) R_j(\theta, \phi) d\theta d\phi$ で定義される。 θ , ϕ は方位角, 射出角である。 $R_i(\theta, \phi)$ は震源メカニズム i による P 波の放射特性を示す。

実用のためには、グローバルデータを使用して得たモーメントテンソル解との比較によらない精度の判断基準が必要である。本研究では観測波形と理論波形のフィット f_d を次式で定義し、グローバルデータを使用して得たモーメントテンソル解 (HRVD 解) とのフィットが良好な f_d の値の範囲を調べた。

$$f_d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (d_i - u_i)^2}{\sum_{i=1}^N d_i^2} = d_i^2 \quad (7)$$

IV. 結 果

Fig. 2 は HRVD 解と本研究で得たモーメントテンソル解の比較である。NIED もモーメントテンソル解を決定している場合は NIED 解も比較のため列挙する。本研究では P 波初動極性データによる拘束がある場合とない場合、セントロイドを固定する場合とグリッドサーチする場合でそれぞれモーメントテンソル解を求めている。Fig. 2 には参考のため地震の規模、深さも添付されているが、ここでは震源メカニズムにのみ着目する。

No. 22 の地震の場合、P 波初動極性データだけでほぼ一意に震源メカニズムを決められる。No. 2 の地震の場合、セントロイドをグリッドサーチする場合に P 波初動極性データの拘束によりモーメントテンソル解導出の安定化に成功している。しかし、P 波初動極性から有効な拘束が課せられる例はむしろ少ない。P 波初動極性による拘束により人工的に解が乱されてしまったと考えられる場合さえみられる。例えば No. 5, 7 の地震ではセントロイドを固定して P 波初動極性

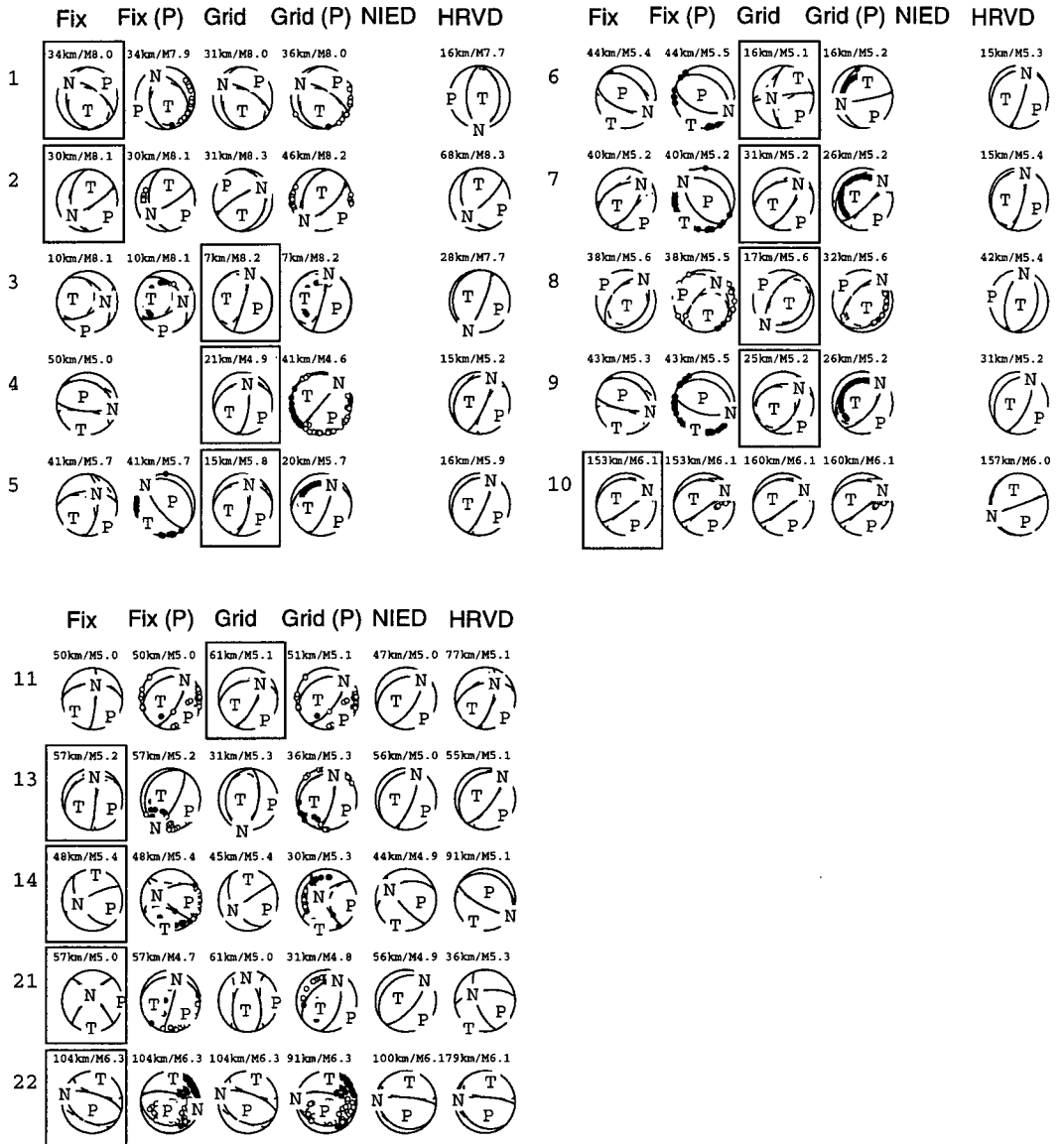


Fig. 2. Comparison between moment tensor solutions of HRVD, NIED and this study. Equal area projection of the lower hemisphere is used. The broken lines and solid lines correspond to the moment tensor and the best double couple, respectively. Respective signs Fix and Fix(P) represent moment tensor solutions obtained by fixing centroids without and with constraints of the polarity data. Respective signs Grid and Grid(P) represent moment tensor solutions obtained using a grid search without and with constraints of the polarity data. The focal depth and the moment magnitude are given to the left and right on each hemisphere, respectively. The numerals to the left correspond to the event number in Table 1. Open and solid circles correspond to dilatation and compression of the first motion polarities, respectively. The moment tensors accepted by a F test described in section 3.2 lie within squares.

データの拘束を付けた解のみ震源メカニズムのフィットが悪い。No. 4の地震はP波初動極性データによる拘束を加えるとP波初動極性データ同士が矛盾し合い解が決定しない。

P波初動極性データによるモーメントテンソル解の拘束は総じてあまり効果的ではないようである。日本列島に設置された観測点のデータを使用する限りP波初動極性データは震源球の片側のみしか拘束できない。その結果、Fig. 2においてほとんどの場合P波初動極性データはモーメントテンソル解の推定に大きな影響を与えないことが多い。また、P波初動極性による拘束なしの場合No. 2, 3, 4, 6, 9, 21の地震はセントロイドを固定する場合とグリッドサーチする場合で震源メカニズムが大きく変化するが、No. 9, 21の地震を除きP波初動極性による拘束をつけても拘束をつけない場合と同じように震源メカニズムが変化してしまう。P波初動極性データは、セントロイドを固定する場合とグリッドサーチする場合でどちらの解を採用すべきかについての手がかりも与えない。

No. 3, 4, 9の地震はグリッドサーチにより震源メカニズムのフィットがが大きく改善される。No. 6の地震もP軸の一致度合が改善される。No. 3, 5, 8, 9, 11の地震について、式(4)で定義されるRがF分布に従う確率は5%以下となる。すなわちグリッドサーチ結果を採用しても誤採用の危険率は5%以下と小さい。No. 4, 6の地震の場合、RがF分布に従う確率は20%以下である。グリッドサーチ結果を採用する場合、誤採用の危険率は20%以下となる。

No. 2の地震はグリッドサーチにより解が不安定になっているようである。最も大きな原因は観測点数が少ないことである。震央距離が5.7と大きいため地球モデルの誤差が蓄積されること、地震の規模が $M_{JMA}8.1$ と大きく震源の有限性の影響が大きいことなども原因と考えられる。この地震の場合、RがF分布に従う確率は42%である。グリッドサーチ結果を採用するならば、誤採用の危険率は42%と非常に大きい。No. 2の地震についてはセントロイドを固定して得た解、No. 3, 4, 9の地震についてはセントロイドをグリッドサーチして得た解を採用するためには危険率を20%とすれば良い。危険率を20%とした場合、固定セントロイドで採用された地震の多くは、RがF分布に従う確率が40%以上となった(No. 2, 10, 12, 21, 22の地震)。グリッドサーチで採用された地震に関してRがF分布に従う確率は20%以下だから、倍以上の値である。また、危険率20%として採用された震源メカニズムは、No. 6, 14, 21の地震を除きHRVDとよくフィットする。No. 6, 14, 21の地震に関してはセントロイドの固定、グリッドサーチによらずフィットが良くないので他の原因を考えるべきだろう。以上から本研究では危険率20%を採用する。これは通常持ちられる値である1%あるいは5%と比較してたいへん大きい。しかし本研究の目的としては、データの拘束力が弱すぎてグリッドサーチですらモーメントテンソル解の不安定の原因となるような場合だけを除外すればよく、20%という大きな値も問題とはならない。

Fig. 3はHRVDと本研究間の震源メカニズムのフィット f_m (式(6))と地震の規模(M_{JMA})の関係を示す。ほとんどの地震については f_m が0.7以上となり比較的精度が良いことが分かる。 $M_{JMA}5$ 程度に f_m の小さな3つの地震(No. 6, 14, 21)が見られるが、これらの地震は震源位置、深さともに共通点は見られない。No. 6, 14, 21の地震でそれぞれ波形フィット f_d は0.56, 0.39,

0.31となる。No.14, 21の地震は波形フィットが悪いほうだがNo.6の地震はそうではない。No.6の地震より波形フィットが悪いがメカニズムのフィットが良い例もある。Fig. 3において震源メカニズムのフィット f_m が大きな値をとる地震に共通するのは規模が M_{JMA} 5程度より大きいことと波形フィット f_d が0.6程度より良いことである。波形フィット f_d が0.6程度の波形比較例として、Fig. 4にNo.1の地震についての理論波形と観測波形の比較を示す。波形フィット f_d は0.66である。

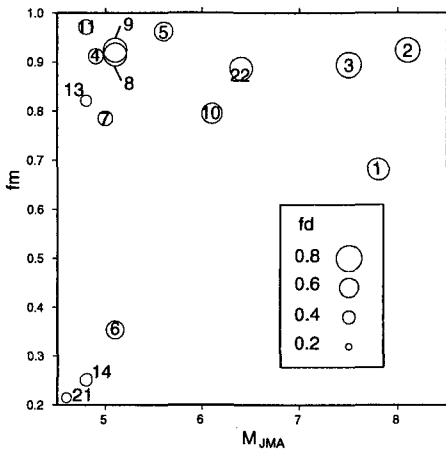


Fig. 3. Fit between focal mechanism of HRVD and this study (equation (6)) as a function of the magnitude, M_{JMA} . The numerals correspond to the event numbers in Table 1. Radius of the open circle is proportional to the fit between the observed and theoretical waveforms (equation (7)).

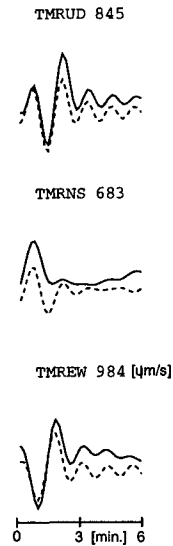


Fig. 4. Comparison between the observed (solid line) and theoretical (broken line) waveforms with regard to the event on July 12, 1993. The fit f_d (equation (7)) is 0.66.

Fig. 5はHRVD解がない地震についてNIED解と本研究で得たモーメントテンソル解を比較したものである。NIEDが使用する観測点も地震の取り囲みが良くないので、必ずしも解の類似性と精度は直結しない。ここでは、セントロイドを固定した解とグリッドサーチした解、P波初動極性データによる拘束を加えた解と加えない解、およびNIED解を互いに比較することで解の安定性を吟味する。Fig. 2と同様にここでは震源メカニズムにのみ着目する。

本研究で決定した震源メカニズムは、セントロイドを固定するかグリッドサーチするかあるいはP波初動極性データによる拘束が有るかないかによらず互いに良く類似するというのがNo.20の地震以外の全体的な傾向である。本研究の結果のみから判断すると、モーメントテンソル解は安定に求められているように見える。しかし震源メカニズムはNIEDと必ずしもフィットしないことから、本研究で得た震源メカニズムの信頼性を再考する必要がある。グリッドサーチの必要性を判断するための危険率はHRVDとの比較から採用した20%とする。採用された震源メカ

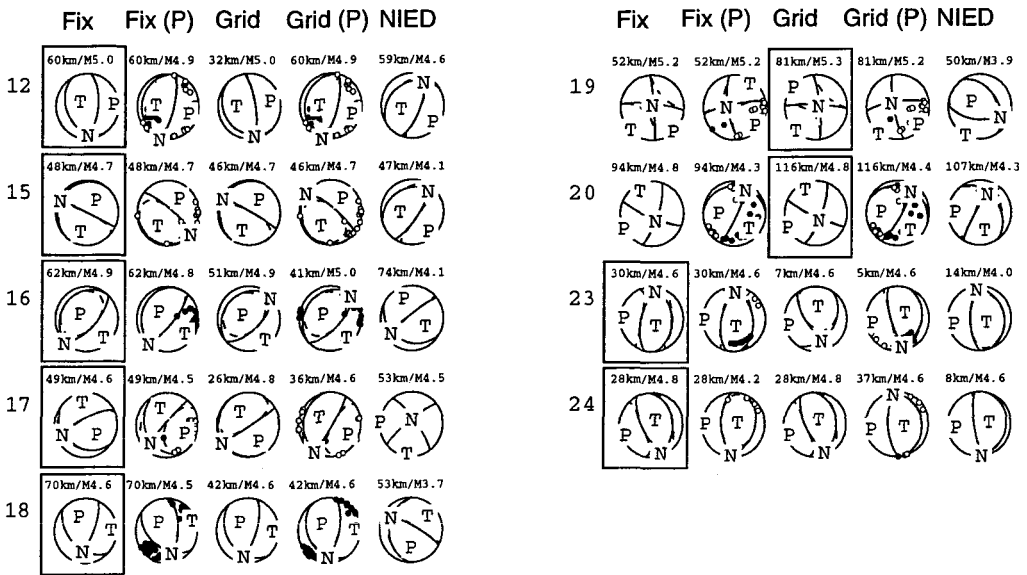


Fig. 5. The same as Fig. 2 except for dealing with earthquakes whose moment tensor solutions are reported by only NIED.

ニズムは, No.12, 23, 24 の地震については NIED が決定した震源メカニズムと比較的フィットする。しかし, No.18, 19 の地震では T 軸は比較的一致するものの P 軸が一致しない。No.15, 17, 20 の地震の震源メカニズムはまったく一致しない。

上記の事実は, Fig. 2, 5 を通して地震の規模をファクターとして整理すると理解できる。 M_{JMA} 4.8 以上の地震 (No.11, 13, 14, 22) については f_m が 0.7 以上となり, 比較的震源メカニズムがフィットする。しかし, M_{JMA} 4.6 以下の地震については f_m は約 -0.1 から約 1.0 の範囲でばらつく。そしてそのばらつき方は, 地震の規模および波形フィットに関係しないようである。

Fig. 6 は HRVD 解, NIED 解と本研究で最終的に得たモーメントテンソル解, すなわち P 波初動極性による拘束を付けずにセントロイドを固定あるいはグリッドサーチして得た解によるモーメントマグニチュードの比較を示す。宇津 (1995) が指摘するように, 同じ種類のマグニチュードでも使用観測点によっては 0.5 程度の差異がでることも稀ではない。HRVD が報告するマグニチュードと本研究で得たマグニチュードが Fig. 6 に示される程度に一致していれば, 比較的良く一致していると考えらるべきだろう。これに対し, 本研究で得たマグニチュードは NIED が報告するマグニチュードより系統的に大きな値となるようである。Fig. 6 から, M_{JMA} 5.5 以上の地震については他機関のマグニチュードと一致が良いといえる。Fig. 6 には示されていないが, P 波初動極性データによる拘束を加えると地震の規模をやや小さめ推定する傾向がみられる。したがって P 波初動極性データによる拘束を加えたほうが NIED 解との一致がやや良くなるようにも見える。しかしこの系統的なずれは平均して 0.1 未満で, 結果に大きな影響を与えない。

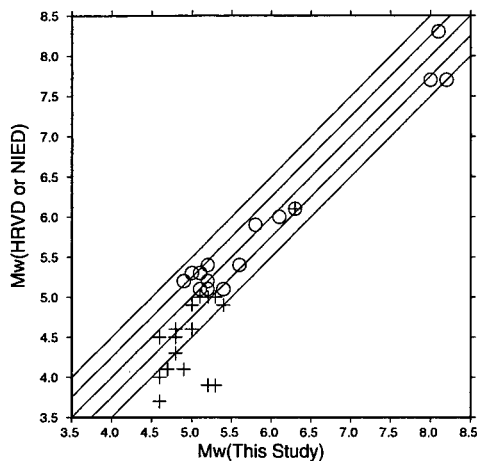


Fig. 6. Relation between moment magnitude of HRVD (open circle) or NIED (cross) and moment magnitude of this study.

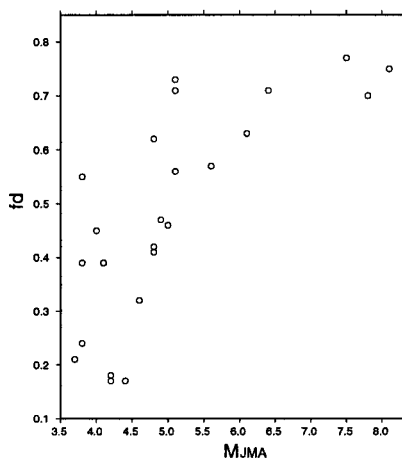


Fig. 7. Fitness between the observed and theoretical waveforms f_d defined by equation (7) as a function of magnitude, M_{JMA} .

Fig. 7は波形フィットと地震の規模との関係を示す。Fig. 7は地震の規模が小さくなると波形フィットが悪化する明瞭な傾向を示す。

V. 議 論

本研究ではセントロイド緯度、経度のグリッドサーチを実行しなかった。III章で説明したように、セントロイド時間あるいは深さに対する拘束よりもセントロイド緯度、経度に対する拘束が本質的にゆるく、観測点による取り囲みが悪いことによりこれが助長されると考えられるからである。この事実を良く示す例を Fig. 8 に示す。Fig. 8 は No. 1 の地震についてセントロイド深さ、時間を先見的に与えた近似値に固定して緯度、経度を変えながら線形インバージョンを繰り返し、各緯度経度で得たモーメントテンソル解と RMS の値をプロットしたものである。No. 1 の地震については泊観測点の記録しか使用できないことを思い出していただきたい。泊観測点を中心として円をかくように RMS が小さい領域が続いている。地震の水平位置とメカニズムがトレードオフする様子も明瞭に示されている。観測点が少なくセントロイド緯度、経度に対する拘束が非常に弱いことが分かる。

Fig. 9 は Fig. 1 で示される全部の地震について、セントロイド深さ、時間を本研究で得た値に固定し、RMS 最小化の基準で緯度、経度をグリッドサーチした結果を示す。いくつかの地震については緯度、経度が数度以上ずれてしまっている。

大陸あるいは海洋の標準的な地下構造と比較して北海道周辺の地下構造は強い地域性を示す。水平方向の不均質が強い。もし観測点による取り囲みが良かったとしても均質な地球モデルを使

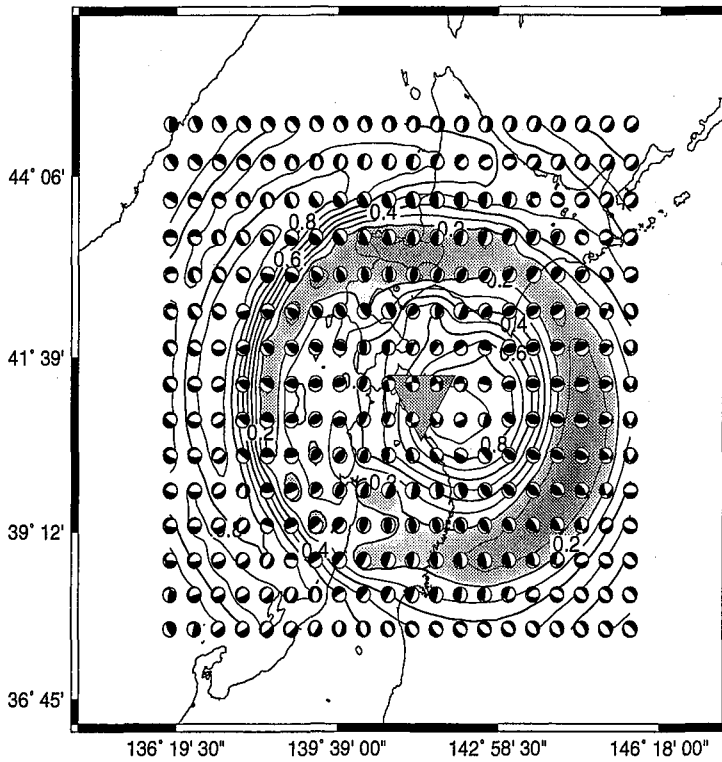


Fig. 8. Distribution of RMS and the best double couples. Using the broad-band strong-motion waveforms from the seismic station TMR (inverse triangle), a linear moment tensor inversion of the event on July 12, 1993 is done at each horizontal grid point, fixing the focal time and depth. RMS value is normalized so that it can range from 0 to 1. The contours are drawn with an interval of 0.1. The shade represents regions of small RMS ranging from 0 to 0.2.

用する限り得られるセントロイド緯度、経度は真の値からずれてしまう。さらに、速度構造の水平方向不均質は M_{70} および $M_{7\phi}$ に混入する系統誤差の原因ともなる (Dziewonski and Woodhouse, 1983)。観測点による取り囲みが良い場合、セントロイド緯度、経度の見かけ上のシフトにより M_{70} および $M_{7\phi}$ に混入する系統誤差の減少が可能だから、この意味でセントロイド緯度、経度の補正が望まれる。しかし観測点による取り囲みが良くない場合、セントロイドのグリッドサーチは難しい。Ekstrom *et al.* (1986) は 1 観測点データを用いたモーメントテンソルインバージョンで空間的セントロイドを震源と観測点を結ぶ大円上に拘束したが、これは優弧を通る位相も使用して初めて意味がある。本研究でセントロイド緯度、経度を固定する必要があることは Fig. 8 および Fig. 9 から明らかである。

浅部地下構造の水平方向不均質の影響を受けにくい実体波を主に使用すること、および使用周

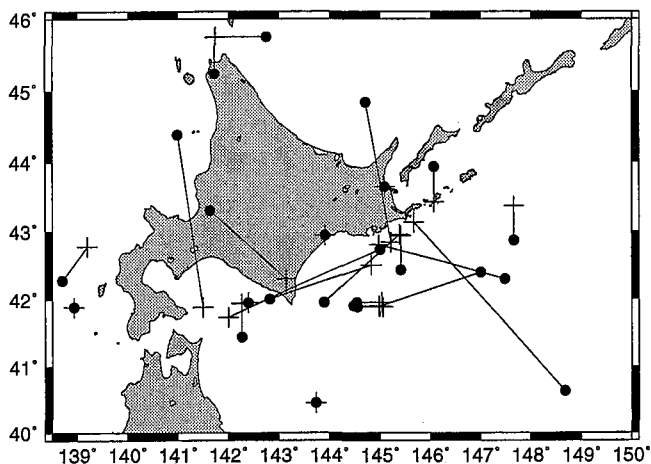


Fig. 9. Map showing the shifts from epicenter (cross) to the point of the minimum RMS (solid circle) in the case of grid search for latitude and longitude.

メントテンソル解に混入する系統誤差を減少できる。中規模以上の地震の場合、遠地長周期実体波のスペクトルのピークは周期 50 秒から 60 秒ないし 70 秒程度である (Dziewonski and Woodhouse, 1983; Ekstrom and Dziewonski, 1985)。近地長周期波形において実体波と表面波の分離は良くないが、ある程度の規模の地震なら周期 70 秒以上でも実体波にパワーがあると考えられる。また、周期数 10 秒以下の表面波は水平方向不均質の影響を強く受けるが、長周期帯域ほどその影響は小さくなる。

上記議論から、小規模地震の場合、周期 70 秒以上の長周期帯域では実体波のパワーが小さくなり SN 比が悪化するという結論が導かれる。近地長周期波形において、水平方向不均質の影響を受けやすい表面波の寄与が大きくなる。表面波のパワーも小さく SN 比が悪いかもしいない。結果として解の精度が悪化する。つまり、採用したカットオフ周期によりインバージョン可能な地震の規模が制限されていると考えられる。

$M_{JMA}5$ 程度を境にして HRVD との震源メカニズムのフィットが悪化し (Fig. 3), NIED との比較においては $M_{JMA}4.6$ 以下の地震に対して震源メカニズムのフィットが急激に悪化する。 $M_{JMA}5.5$ 以下の地震について他機関とのモーメントマグニチュードの一致が悪化する (Fig. 6)。地震の小規模化により波形フィットが悪化する (Fig. 7)。いずれも地震の小規模化による実体波の SN 比の悪化で説明可能である。大規模地震については HRVD 解との震源メカニズムのフィットが良く (Fig. 3), モーメントマグニチュードの一致も良く (Fig. 6), 波形フィットも良い (Fig. 7)。 $M_{JMA}5$ 程度以下ではモーメントテンソル解が不安定になりやすいが $M_{JMA}5.5$ 程度以上ならば M8 クラスの巨大地震まで本研究で採用する手順でモーメントテンソル解を精度良く決定できるといえそうである。

地震の規模が上記範囲にあるとき、Fig. 7 から f_d は 0.6 程度以上であることが分かる。波形

フィットが良ければ解の精度が良いとは必ずしもいえないが、SN 比を考慮すると波形フィット f_d が 0.6 程度より大きいという条件は満足すべきだろう。ここで述べた閾値は本研究で解析した 24 個の地震から導出されたにすぎない。一般化のためにはさらに多く地震を加えまとめて吟味する必要がある。しかし、地震の規模と実体波の卓越周期を考慮すると、本研究の手順で解析可能な地震の規模の範囲としてきわめて自然と考えられる。

地球モデルの誤差、セントロイド緯度と経度の震央固定、およびセントロイド時間と深さを一方ずつ求める手順を考慮すると、グリッドサーチにより得られるセントロイド時間と深さは真のセントロイド時間および深さからずれると予想される。従ってグリッドサーチで得られるセントロイド深さの精度は良くないだろう。しかし Fig. 2 の No. 3, 4, 9 の地震に見られるように、セントロイド時間、深さの見かけ上のシフトは、地球モデルの誤差に起因するモーメントテンソル解の系統誤差を吸収するために、長周期帯域の使用とともに有効である。ここで地球モデルの誤差とは、速度境界の深さに対する誤差と水平方向不均質をモデル化していないことの両方を指す。モーメントテンソル解を精度よく求めるためには時間と深さのグリッドサーチが必要である。

Fig. 10 は、気象庁が報告する震源の深さと本研究でグリッドサーチによって決めたセントロイド深さのずれが、地震の規模から想定される断層面の空間的広がりからは説明できないほど大きい場合があることを示す。Fig. 10 には HRVD, NIED が報告する深さも参考として示されていて、本研究同様気象庁の報告する震源の深さからのばらつきが大きいことを示している。

以上をまとめると、実体波を含む長周期帯域 (70 秒以上) の使用と深さの補正により、モーメントテンソル解を大きく乱すような系統誤差の混入が回避されているといえる。本研究で用いた No. 1-3 の 3 つの地震の例では実用に耐えるモーメントテンソル解が得られた。

Fig. 10 から、セントロイド深さを拘束するためには P 波初動極性データはほとんど有効でないことが分かる。P 波初動極性による拘束の有無にかかわらずセントロイド深さが一致する場合も多い。震源の深さとセントロイド深さの地震の規模に見合わない大きなずれが P 波初動極性による拘束で系統的に減少するような事実もない。また Fig. 2 および Fig. 5 は、観測網からかなりはずれた地震に対しては、震源メカニズムを拘束するためにも P 波初動極性データがそれほど有効ではないことを示しているのかもしれない。

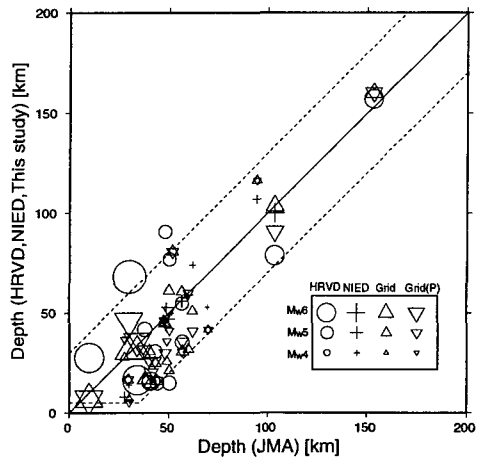


Fig. 10. Comparison between focal depth reported by JMA and focal depth determined in this study using a grid search with (inverted triangle) and without (triangle) constraints of the polarity data. Focal depths reported by HRVD (circle) and NIED (cross) are also shown in the figure.

No. 5, 7の地震のようにP波初動極性による拘束のためにモーメントテンソル解が大きく乱れてしまう場合やP波初動極性データが矛盾し合っただけで解が決定しないことがある。原因の1つは読み取り間違いである。特に、SN比が悪く節面に近い場合初動がはっきりしない場合に起こりやすい。複合地震の場合、最初の破壊のシグナルがノイズに埋もれていて2番目の大きな破壊を初期破壊と取り違える可能性もあるだろう。

もう1つの原因は、震源球上の観測点位置を計算するために使用する速度構造モデル (Table 2) に起因する。Fig. 11は理論波形の計算に用いる地球モデル1066 AとTable 2の速度構造の比較である。地球モデル1066 Aは深さ11 kmに大きな速度不連続があるがTable 2の速度構造はそれをなめらかにしたようになっている。波形データの周期帯域が70秒以上と長いことからこれらの速度構造の差異が理論波形に及ぼす影響は小さい。一方P波初動極性による拘束を付けるために使用する速度構造モデルに対しては少なくとも速度勾配をつけたモデルの方が現実的である。しかし複雑な地下構造を呈する北海道周辺部においては、この速度勾配モデルでは近似が悪い場合もあるだろう。

その結果、震源球上の観測点位置に系統誤差が混入する可能性がある。3次元的速度構造を使用する必要があるかもしれない。

観測点の取捨選択について、明らかに記録系に異常があったと考えられる場合以外、先見的にSN比を把握することは難しい。多観測点のデータが使用可能なら、観測点の組合せを変えながら、モーメントテンソル解を大きく乱すようなデータを記録した観測点を試行錯誤的に選定できるかもしれない。しかしこのためにはある程度時間を要する。実時間処理のためには効果的ではない。福山・他(1998)は、現実的な対応策として地震前のまたは定期的なノイズレベルの監視による観測点の取捨選択の必要性を提案している。

震央距離 90° では劣弧を通る基本モードのマントル・レイリー波の到着まで40分程度要する。マントル・ラブ波到着まではこれよりやや時間が短くなる。優弧を通る基本モードの表面波、高次モードの表面波まで加えると数時間となる。グローバルな実体波および表面波データを使用する場合、40分から数時間の範囲でデータ取得時間が必要となる (Dziewonski and Woodhouse, 1983; Ekstrom and Dziewonski, 1985)。これに対し本研究で使用するローカルデータの時間長は地震発生後3分から6分程度である。計算速度の向上により実質的にインバージョンにかかる時間はたいへん短い。セントロイドを固定する場合とグリッドサーチする場合の2通り計算して

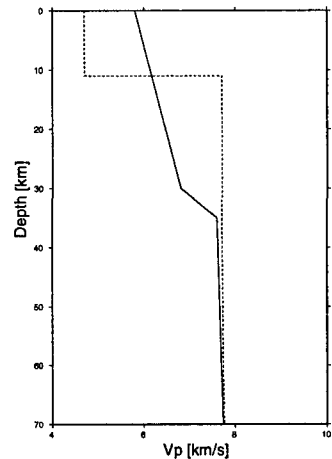


Fig. 11. Comparison between velocity structure of the earth model A (broken line) and that in Table 1 (solid line).

も PC-UNIX (CPU は PentiumIII 500 MHz) で 2 分足らずで終了する。したがってデータ長を 6 分とした場合波形データの編集と結果出力の時間を考慮しても地震発生後 10 分あればモーメントテンソル解を導出できる。

No. 1 の地震では地震発生後 5 分から 20 分後に北海道西岸に津波第 1 波が来襲した (都司・他, 1994)。No. 2 の地震では地震発生後 25 分から 1 時間程度後に北海道東沿岸に、1 時間から 1 時間半後に東北地方に津波第 1 波が来襲した (都司・荒井, 1994)。数分後に来襲する津波には間に合わないものの、10 分程度以上後に来襲する津波予測のために精度の良いモーメントテンソル解を提供できる。本研究で紹介された手順で近地広帯域強震波形をインバージョンすることにより 10 分以内に $M 8$ クラスの巨大地震のモーメントテンソル解を精度良く安定に求められる実例が示されたことは重要である。本研究で使用したような長周期帯域 (周期 70 秒から 360 秒) をカバーしつつ震度 3, 4 を越える強震に対応するダイナミックレンジを持つ広帯域強震計による地震計観測網の整備、および実時間で波形データを提供するシステムの構築が望まれる。

VI. ま と め

観測点による取り囲みの悪い地震のモーメントテンソルインバージョンに際し、セントロイドを固定するかグリッドサーチするかを選択について自動化が可能な判断基準を提案し、その実用性を検討した。本研究で紹介された手順により、北海道周辺で起こった $M 5.5$ 程度から $M 8$ クラスの近地巨大地震までの震源メカニズムとモーメントマグニチュードを精度良く求められることが分かった。

謝辞 北海道大学地震火山研究観測センターの教官ならびに技官の方々、学生、院生の方々の支援により素晴らしい研究環境が維持できた。特に、同センターの島村英紀センター長には計算機環境を含めた研究環境に種々の便宜を計って頂いた。同センターの高波鐵夫助教授には多くの時間を議論に費して頂いた。同センターの岡山宗夫氏には地震計の扱いについて御教授頂いた。同センター (現在、地震予知総合研究振興会) の古村美津子博士には解析結果の解釈について貴重なご意見を頂いた。

文 献

- Aki, K. and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology: Theory and methods, W. H. Freeman and Company, New York.
- Bulland, R. and F. Gilbert, 1976, The theoretical basis for the rapid and accurate computation of normal mode eigenfrequencies and eigenfunctions, Unpublished Research News, Univ. of Calif., San Diego.
- Cho, I., I. Nakanishi and T. Sato, 1999, A Feasibility test of CMT inversion using regional network of broad-band strong-motion seismographs for near-distance large earthquakes, Earth Planets and Space, 51, 247–254.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, 1981, Determination of earthquake source parameters

- from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825–2852.
- Dziewonski, A. M. and J. H. Woodhouse, 1983, An experiment in systematic study of global seismicity: centroid moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3247–3271.
- Dziewonski, A. M., G. Ekstrom, G., J. E. Franzen and J. H. Woodhouse, 1987, Centroid moment tensor solutions for January-March 1986, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **45**, 1–10.
- Ekstrom, G. and A. M. Dziewonski, 1985, Centroid-moment tensor solutions for 35 earthquakes in Western North America (1977-1983), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 23–39.
- Ekstrom, A. M. Dziewonski and J. M. Steim, 1986, Single station CMT; application to the Michoacan, Mexico, earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 173–176.
- Fitch, T. J., D. W. McCowan and M. W. Shields, 1980, Estimation of the seismic moment tensor from teleseismic body wave data with applications to intraplate and mantle earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **85**, 3817–3828.
- Fukushima, T., D. Suetsugu, I. Nakanishi, and I. Yamada, 1989, Moment tensor inversion for near earthquakes, using long-period digital seismograms, *J. Phys. Earth*, **37**, 1–29.
- 福山英一・石田瑞穂・堀貞貴・関口涉次・綿田辰吾, 1996, *Freesia Project* による広帯域地震観測, *防災科学技術研究所技術報告*, **57**, 23–31.
- 福山英一・D. S. Dreger・石田瑞穂・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* **2**, **51**, 149–156.
- Fukuyama, E., M. Ishida, S. Horiuchi, H. Inoue, S. Hori, S. Sekiguchi, H. Kawai and H. Murakami, 1999, NIED seismic moment tensor catalogue JanuaryDecember 1998, Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 1, no. **193**, 1–35.
- Fukuyama, E., M. Ishida, S. Horiuchi, H. Inoue, S. Hori, S. Sekiguchi, H. Kawai, H. Murakami, S. Yamamoto, K. Nonomura, and A. Goto, 2000, NIED seismic moment tensor catalogue JanuaryDecember 1999, Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 2, no. **199**, 1–56.
- Geller, R. J., 1976, *Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1501–1523.
- 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, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **278**, 187–269.
- Haskell, K. H. and R. J. Hanson, 1981, An algorithm for linear least squares problems with equality and nonnegativity constraints, *Mathematical Programming*, **21**, 98–118.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073–1095.
- Kanamori, H. and J. W. Given, 1981, Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 8–31.
- Knopoff, L. and M. J. Randall, 1970, *The compensated linear vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes*, *J. Geophys. Res.* **75**, 4957–4963.
- Lawson, C. L. and R. J. Hanson, 1974, *Solving least squares problems*, Prentice Hall, Inc., New Jersey.
- Menke, W., 1989, *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory (Revised Edition)*, Academic Press, New York.
- 村松郁栄, 1995, 広帯域速度型強震計の開発とその記録範囲, *地震* **2**, **48**, 247–256.
- Nakanishi, I., 1992, Long-period moment tensor determination for regional earthquakes by a local broad-band seismograph array in Hokkaido, Japan, *Proc. Int. Sym. on Earthquake Disaster Prevention, Mexico City*, **3**, 70–80.

- Nakanishi, I., Y. Hanakago, T. Moriya and K. Kasahara, 1991, Performance test on long-period moment tensor determination for near earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 223–226.
- Nakanishi, I., S. Kodaira, M. Kikuchi, and M. Kasahara, 1993, The 1993 Japan Sea Earthquake: Quake and tsunamis devastate small town, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **74**, no. 34, 1–5.
- Sato, R., 1979, Theoretical basis on relationship between focal parameter and earthquake magnitude, *J. Phys. Earth*, **27**, 353–372.
- Streckeisen, G., 1988, STS2-portable very-broad-band seismometers, *Quanterra Inc., Massachusetts*.
- 都司嘉宣・荒井賢一, 1994, 北海道東方沖地震の津波, 平成6年度文部省科学研究費総合研究(A) 突発災害調査研究成果報告書, 北海道東方沖地震およびその被害に関する調査研究, 181–190.
- 都司嘉宣・加藤健二・荒井賢一・上田和枝, 1994, 北海道南西沖地震津波の西日本海岸での浸水高, *月刊海洋*, 外 no. 7, 北海道南西沖地震と津波, 110–122.
- 宇津徳治, 1995, 地震学, 共立出版.
- Wielandt, E. and G. Streckeisen, 1982, The leaf-spring seismometer: design and performance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2349–2367.
- Wielandt, E. and J. M. Steim, 1986, A digital very-broad-band seismograph, *Annales Geophysicae*, **4**, **B**, **3**, 227–232.