

1987年9月10日柳ヶ瀬断層に発生した 小地震 ($M 4.0$) について

西 上 欽 也・平 野 憲 雄

ON A SMALL EARTHQUAKE OF SEPTEMBER 10, 1987 ($M=4.0$)
AT THE YANAGASE FAULT

BY *Kin'ya* NISHIGAMI and *Norio* HIRANO

Synopsis

A small earthquake ($M=4.0$) occurred near by the Yanagase fault on September 10, 1987. Its waveforms were recorded by the observation system with low sensitivity, which is installed to study the source process of small earthquakes. The source parameters are obtained by the waveform analysis as follows: ruptured area is $400\text{ m} \times 200\text{ m}$, slip dislocation is 4 cm , rise time is 40 msec , seismic moment is $1.6 \times 10^{21}\text{ dyne-cm}$, stress drop is 130 bar . The source had also an initial small fracture whose seismic moment is about $1/8$ of that of the main fracture stated above. The spatial-temporal relationship of the two, however, was not revealed, because the event occurred outside the observation network.

1. は じ め に

地震の震源は第一次近似としては、微小地震から大地震に至るまで、断層面上での一様なくいちがい変位で説明される¹⁾²⁾³⁾。しかし実際の断層運動はかなりギクシャクしていることが大地震の詳細な解析より明らかにされており⁴⁾、大地震の発生過程を理解するためには震源域の不均一性を考慮することが必要である。

同様のことは微小および小地震についても見いだされている。NISHIGAMI (1987)⁵⁾は山崎断層周辺の微小地震群について調べ、震源は幾つかの既存の小断層面上に分布することを示した。これらは震源域の破壊強度の不均一さを表し、その特徴的な長さは $100\sim 200\text{ m}$ である。更に、マグニチュード (M) $2.5\sim 3.0$ を境として、1つの小断層面内の破壊から、2, 3個の小断層面のマルチプル破壊に変わることを明らかにした。また NISHIGAMI (1988)⁶⁾は鳥取県中部に発生した $M 4.8$ の小地震の震源直上での観測波形を解析した。それによると、震源域には同様の既存の弱面が推定され、小地震は幾つかの弱面を含む領域を破壊し、弱面間の強度の高い部分をも破壊して短周期地震波を発生したと考えられることを示した。このように微小地震から小地震へと破壊がより複雑に成長し、それには震源域の不均一性が大きく関与していると考えられる。他にも観測事例を多く集め、これらの現象をさらに詳しく調べることで、地震の発生過程を知る上で重要であると思われる。

このような観点より京都大学防災研究所北陸微小地震観測所では、従来の高感度観測では振幅の飽和してしまうような $M 3\sim 4$ クラスの小地震を低感度で観測している。福井地震断層を取り囲む5点で観測している中で、この内部に発生した地震については、その発生過程を詳細に調べられるものと期待される。

1987年9月10日、滋賀県北部、柳ヶ瀬断層付近に $M 4.0$ の小地震が発生した。この断層周辺は微小地震

活動の非常に活発な地域であるが、今回の地震はその中でも1976年の観測開始以来最大のものである。また上記の低感度観測網から外れてはいるものの、最も近い所で震央距離 27 km において波形が記録された。本稿では主としてその波形解析の結果について述べる。

2. 柳ヶ瀬断層周辺の地震活動

柳ヶ瀬断層は滋賀県北部から福井県にかけて全長約 37 km にわたって延びる、確実度 I ~ II, 活動度 B (平均変位速度が 1 m/10000 年のオーダー) の活断層である⁷⁾。その走行はほぼ北北西—南南東で、左ずれ成分を伴う東上がりの逆断層である。北陸微小地震観測所で決定した最近11年間の微小地震分布を Fig. 1 に示す。琵琶湖北東部は微小地震活動の高い地域であり、柳ヶ瀬断層はその西側の境界となっている。一般に縦ずれ成分を伴う活断層の場合、地震活動は隆起側のブロックで活発であることが多い (例えば、有馬高槻構造線や山崎断層など)。隆起側では何らかの理由で破壊強度が下がり、地震が発生しやすくなっていると考えられる。

柳ヶ瀬断層周辺の地震分布を拡大して Fig. 2 (a) に示す。この図には、柳ヶ瀬断層に斜交する活断層もブ

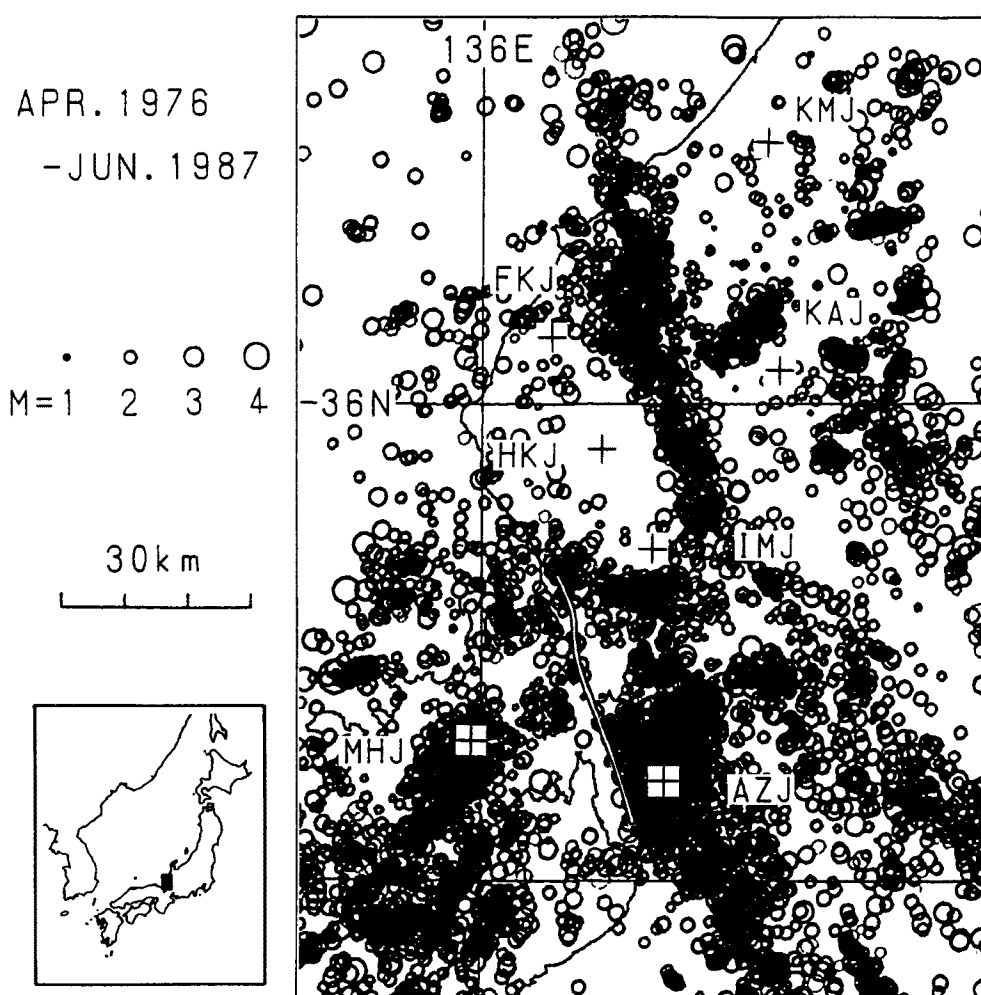


Fig. 1. Distribution of earthquakes in the Hokuriku district. Crosses represent the seismographic stations of the Hokuriku Microearthquake Observatory, Kyoto University. The white line and a star near by it show the Yanagase fault and a small earthquake ($M=4.0$) analyzed in this study, respectively.

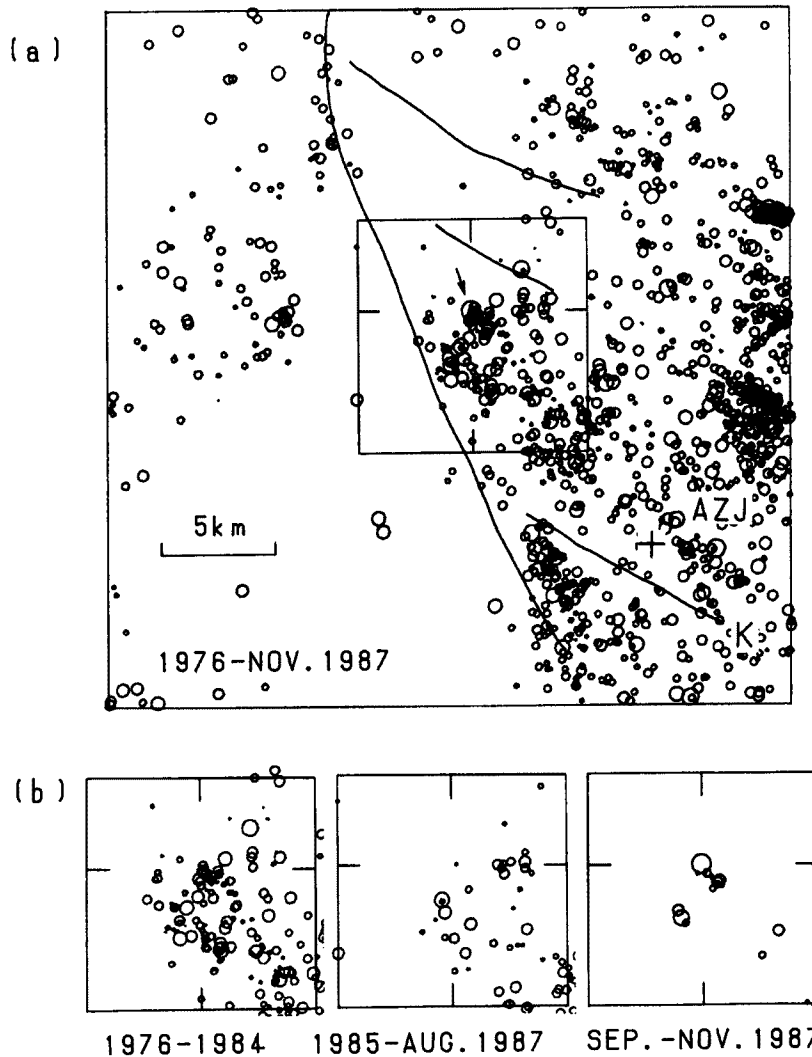


Fig. 2. (a) Detailed distribution of earthquakes around the small earthquake of September 10, 1987 ($M=4.0$), which is shown by an arrow. "K" represents the Kajiya fault, one of the active faults oblique to the Yanagase fault. (b) Temporal change of distribution of earthquakes inside a square area shown in (a).

ロットした。このうち、Kで示したものは鍛冶屋断層（確実度Ⅰ～Ⅱ，活動度B）と呼ばれる⁷⁾。1909年の姉川地震（江濃地震， $M=6.8$ ）は柳ヶ瀬断層の南端付近に発生し，震央付近には大きな被害を及ぼした。この地震は柳ヶ瀬断層の活動を意味するとも考えられるが⁸⁾，最近の研究によると，水準測量の結果や地震波形を説明するためには鍛冶屋断層を断層面とする方がよい⁹⁾。ただし，その長さが38 kmにもわたる（南東端は大垣市付近）と仮定することが必要である。

1987年9月10日11時48分，柳ヶ瀬断層付近に $M4.0$ の小地震が発生した（Fig. 1, 2）。敦賀での震度は2であった。この地震の発生前後のサイズシニティをFig. 2 (b)に示す。この地震の前には第2種の空白域が生じているのがわかる。余震については， $M0.3\sim2.4$ の11個の震源が決められた。観測所での震源決定は3点のPタイムと1点以上のS-Pタイムにより計算される¹⁰⁾。本震から南東方向へ約1 kmの直線状に延びる余震分布は，AZJでのS-Pタイムの誤差を反映している。AZJ, MHJ, IMJのPタイムとAZJの

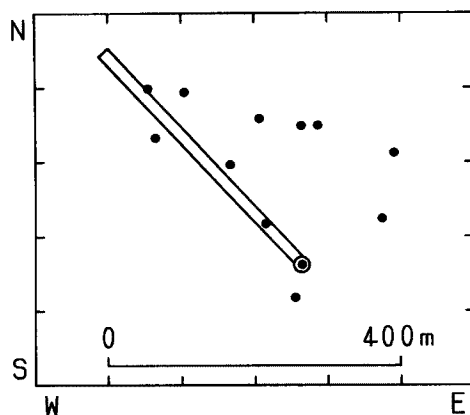


Fig. 3. Distribution of relocated epicenters of the main event (double circle) and aftershocks. The line segment represents the fault plane of the main event, estimated from the waveform analysis.

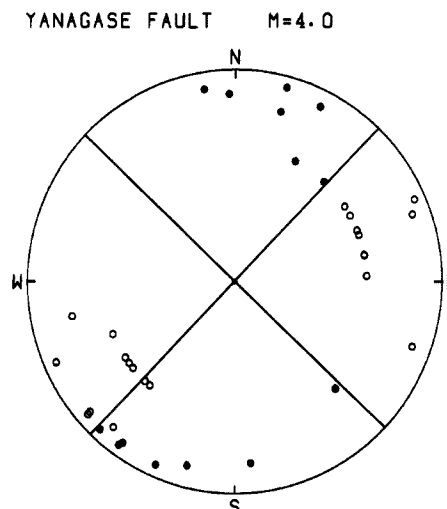


Fig. 4. Fault-plane solution of the main event, projected onto the upper hemisphere of the Wulff net. Solid and Open circles represent compressional and dilatational P-wave first motions, respectively.

S タイムを精度良く読み直して再決定したものを Fig. 3 に示す。震源は水平方向にはほぼ 400 m の範囲内に収まっている。本震の発震機構を Fig. 4 に示す。この図ではストライクスリップを仮定して節線を引いたが、この地域についてこれまで得られているようなほぼ東西圧縮の逆断層型¹¹⁾と考えることはできない。

3. 低感度波形の観測システム

北陸微小地震観測所では福井地震断層周辺の KMJ, FKJ, HKJ, IMJ, KAJ の 5 つの衛星観測点 (Fig. 1) において、従来の高感度観測 (アンプ倍率 1000 倍) 以外にも低感度の波形観測を行っている。その観測システムを Fig. 5 に示す。各観測点の上下動地震計の出力を 10 倍および 100 倍に増幅し、テレメータの未使用の回線を用いて観測所まで伝送する。地震計は固有周期 1 秒の可動コイル型速度計で、テレメータはダイナミックレンジ 40 dB, DC から 60 Hz まで平坦な特性を持つ¹²⁾。ただし HKJ は観測所でありテレメータ装置の制約がないので、水平動 2 成分についても低感度で観測している。波形収録は 16 ビット・パソコンにより行う¹³⁾。16 チャンネル、12 ビットの AD 変換器により 214 Hz のサンプリングで波形データを取り込み、トリガー方式で 20 メガバイトのハードディスクに収録する。1 イベントあたりの収録時間は 1 分間で、最大 60 イベントまで収録できる。8 インチ・フロッピーディスクにはプログラムソフトが入っており、停電回復後は自動復帰する。この観測システムは 1987 年 3 月より稼働しているが、これに代わる高ダイナミックレンジのシステムが導入されるまでは観測を継続する予定である。

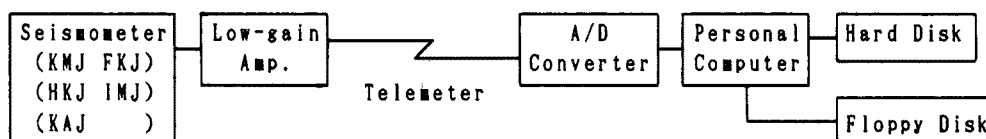


Fig. 5. Observation system of the low-gain waveforms for small earthquakes.

4. 波形解析

今回の小地震の波形は、上述の観測システムにおいて記録された。しかし観測網から外れており各観測点の震源からの方位にあまり差がないので、震央距離の比較的小さいIMJ (27 km), HKJ (41 km) の2点での観測波形についてのみ解析を行う。IMJで観測されたP波の初動部分をFig. 6 (a)に示す。小さいupの後に大きいupの波が続く。同じ特徴はHKJでの波形 (Fig. 7) にも見られるので、これらは先駆破壊と主破壊を表すと考えられる。余震波形を用いた考察の結果、両者のモーメント比は約1:8と推定された。以下では主破壊の震源パラメータを、理論波形を計算することにより求める。

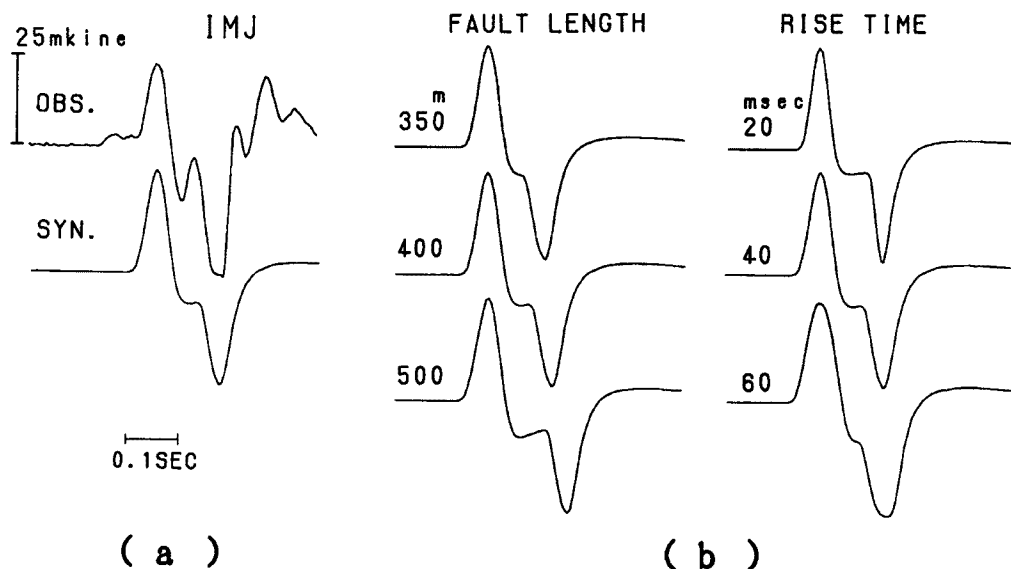


Fig. 6. (a) Observed and synthesized P-waveforms of the main event at IMJ. The fault length and rise time for the synthesis were taken to be 400 m and 40 msec, respectively. (b) Synthetic P-waveforms for different fault lengths (rise time is 40 msec) and for different rise times (fault length is 400 m).

Fig. 3に示した余震分布の北西—南東方向の広がりより、Fig. 4において走行 $N50^\circ W$ の垂直な節面の方を断層面と推定する。断層面の形を長方形（幅は長さの1/2）と仮定し、また余震分布と本震との位置関係より、その南東端より破壊がユニラテラルに伝播したとして理論波形を計算した。その方法は、まず無限弾性体中での波形をSATO (1975, 1976)⁽¹⁴⁾⁽¹⁵⁾により計算し、それに地表面の効果、伝播経路での非弾性的減衰の影響、観測システムの特性をコンボリューションした。ただしP波速度、破壊伝播速度、Q値はそれぞれ6.0 km/s, 2.5 km/s, 200とした。断層面の長さおよび断層変位の立ち上がり時間を各々変えた計算波形をFig. 6 (b)に示す。断層面の長さを変えると山—谷の間隔が変化し、立ち上がり時間を変えると山および谷のパルス幅が変化する。観測波形を最もよく説明するのは断層の長さ400 m, 立ち上がり時間40 msecの場合である (Fig. 6 (a))。IMJについては、3成分の観測波形がないので、波形の振幅すなわち断層面上でのすべり量については議論しない。それについては後で、HKJでの解析において述べる。

上記の計算では破壊が南東から北西に進んだものとしたが、Fig. 3における本震の位置はあまり精度がよくない。そこで念のために、破壊が断層面の中央からバイラテラルに伝播した場合と、北西から南東にユニラテラルに伝播した場合についても理論波形を計算してみた。前者の場合はパラメータをどう変えても観測波形を説明できない。後者の場合は断層の長さを250 mとすれば、観測波形を説明できる。しかしな

がら、 $M=4$ の地震の断層面としては短かすぎると考えられる。結局これら2つの場合は不適当であり、南東から北西へのユニラテラルな破壊伝播が支持される。

HKJについても、IMJの場合について得られた最適のパラメータでP波の理論波形を計算した(Fig. 7)。観測波形に比べて山谷の間隔が多少短いものの、おおむね合っているといえる。3成分の観測波形からP波のradial成分の振幅を求め、それと計算されたradial成分の振幅とを比較することにより、断層面上でのすべり量は4 cmと求められた。従って地震モーメントは 1.6×10^{21} dyne-cm, ストレスドロップ¹⁶⁾は130 barと計算される。

$M4$ クラスの小地震の震源パラメータはこれまでいくつかの研究により求められている。断層面の長さについては、ISHIDA (1974)²⁾は震央距離約200 kmでの波形を解析し、 $M4.2 \sim 4.4$ に対して2.4~6.0 kmと求めた。伊藤・黒磯(1979)¹⁷⁾は余震域の広がりより $M3.8 \sim 4.0$ について800~900 mと推定した。今回の我々の研究では、近地での波形を解析することにより、小地震の断層面は

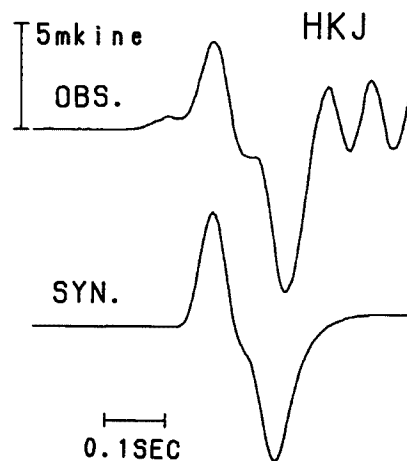


Fig. 7. Observed and synthesized P-waveforms of the main event at HKJ.

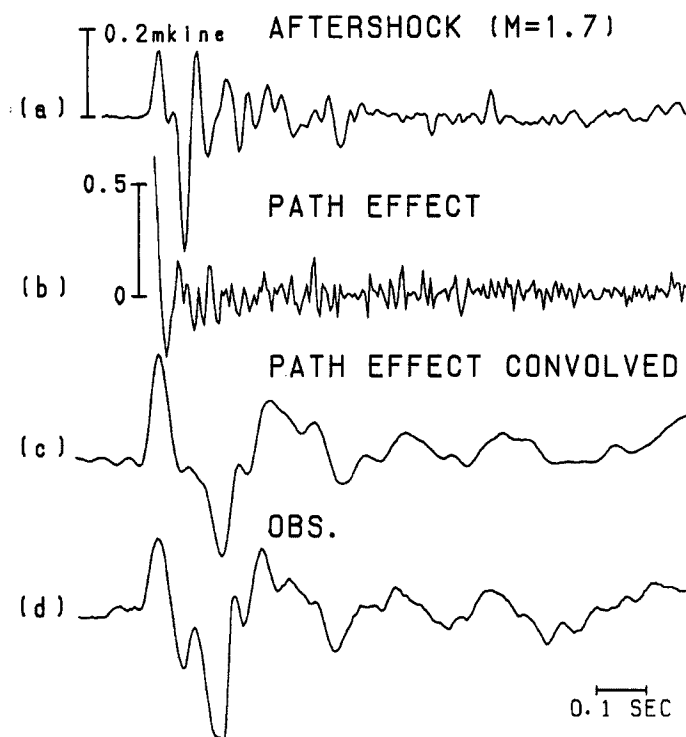


Fig. 8. (a) P-waveforms of an aftershock ($M=1.7$) observed at IMJ. (b) "Path effect" calculated from the aftershock shown above. (c) Synthetic P-waveforms of the main event, obtained by a convolution of the synthesis shown in Fig. 6 (a) and the "path effect". (d) P-waveforms of the main event observed at IMJ.

これまで考えられているよりもかなり小さいということがわかった。また今回の地震は低感度観測網の外部に発生したため、先駆破壊と主破壊との時空間的關係などの詳細な解析までは至らなかった。今後さらに多くのデータを解析することにより、小地震の震源過程の特性について検討したい。

これまでの理論波形の計算では地殻構造の影響が入っていないため、観測波形の最初の1周期しか表現することが出来なかった (Figs. 6, 7)。そこでコーダ波も含めて波形をより良く合成することを試みる。地殻構造の不均一さによる影響は、NISHIGAMI (1988)⁶⁾ にならって余震波形から取り出した (Fig. 8)。ここでは、直達波は震源・観測点間で非弾性的減衰の影響のみを受け、コーダ波は震源から等方に射出された波が不均一構造により反射、屈折、散乱などの影響を受けたものの寄せ集めであると仮定した。図に示した path effect は余震波形の全体をその直達波部分 (最初の1周期) でデコンボリューションしたものであり、最初のインパルスの後に地殻構造の影響が含まれている。これを Fig. 6 (a) に示した理論波形にコンボリューションしたものが Fig. 8 (c) である。初動前に多少のノイズが出るものの、観測波形をコーダ部分までよく表現している。

5. ま と め

1987年9月10日、滋賀県北部、柳ヶ瀬断層付近に $M 4.0$ の小地震が発生した。その波形は北陸微小地震観測所の低感度観測網により収録された。波形解析の結果、主破壊の断層面の広がり は $400\text{ m} \times 200\text{ m}$ 、すべり量は 4 cm 、立ち上がり時間は 40 msec 、地震モーメントは $1.6 \times 10^{21}\text{ dyne-cm}$ 、ストレスドロップは 130 bar と求められた。先駆破壊の地震モーメントは主破壊のその約 $1/8$ であるが、両者の時空間的關係についてはわからなかった。

この地震の後にも $M 4$ クラスの小地震が低感度観測網の内部およびその周辺に数個発生した。これらの解析も含めて、小地震の発生過程についての考察を別に稿を改めて報告したい。

謝 辞

波形の読み取り値、記録コピーを頂いた隣接の微小地震観測所および気象庁の气象台、測候所の方々に申し上げます。北陸微小地震観測所のミニコンによる震源データの処理には、竹内文朗氏のプログラムをお借りした。計算には京都大学防災研究所防災科学資料センターの FACOM M340 R を利用した。

参 考 文 献

- 1) Kanamori, H. and D. L. Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 65, 1975, pp. 1073-1095.
- 2) Ishida, M.: Determination of fault parameters of small earthquakes in the Kii peninsula, J. Phys. Earth, Vol. 22, 1974, pp. 177-212.
- 3) Tsukuda, T.: Dynamical source process of microearthquakes deduced from P waveforms and the structure of fractured region within the crust, D. Sc. Thesis of the University of Tokyo, 1980, pp. 1-139.
- 4) Kanamori, H. and G. S. Stewart: Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, J. Geophys. Res., Vol. 83, 1978, pp. 3427-3434.
- 5) Nishigami, K.: Clustering structure and fracture process of microearthquake sequences, J. Phys. Earth, Vol. 35, 1987, pp. 425-448.
- 6) Nishigami, K.: Complex source process of a small earthquake with $M 4.8$, 1988 (in preparation).
- 7) 活断層研究会：日本の活断層——分布図と資料，東京大学出版会，1980，pp. 208-211.
- 8) 杉村 新：柳ヶ瀬断層，第四紀研究，Vol. 2, 1963, pp. 220-231.
- 9) 小林啓昭：1909年姉川地震の解析的再現，富山大学理学部卒業論文，1983，pp. 1-31.
- 10) 竹内文朗・平野憲雄：北陸微小地震観測所の震源マップの概要について——約1万個の地震データの

- とりまとめ——, 京都大学防災研究所年報, Vol. 28, B-1, 1985, pp. 157-170.
- 11) 伊藤 潔・渡辺邦彦: 琵琶湖周辺における極浅発地震の発震機構, 地震, Ser. 2, Vol. 30, 1977, pp. 43-54.
 - 12) 岸本兆方・尾池和夫・渡辺邦彦・佃 為成・平野憲雄・中尾節郎, 鳥取および北陸微小地震観測所のテレメータ・システムについて, 地震, Ser. 2, Vol. 31, 1978, pp. 265-274.
 - 13) 平野憲雄: パソコンによる地震波形の収録と読み取り, 京都大学防災研究所年報, Vol. 30, B-1, 1987, pp. 85-94.
 - 14) Sato, R.: Fast computation of theoretical seismograms for an infinite medium. Part I. Rectangular fault, J. Phys. Earth, Vol. 23, 1975, pp. 323-331.
 - 15) Sato, R.: Fast computation of theoretical seismograms for an infinite medium. Part II. Fault with an arbitrary shape, J. Phys. Earth, Vol. 24, 1976, pp. 43-49.
 - 16) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, Proc. Roy. Soc. London, A241, 1957, pp. 376-396.
 - 17) 伊藤 潔・黒磯章夫, 小地震の前震余震分布, 地震, Ser. 2, Vol. 32, 1979, pp. 317-327.