



Title	1997年鹿児島県北西部地震の臨時余震観測
Author(s)	宮町, 宏樹; MIYAMACHI, Hiroki; 岩切, 一宏 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 61, 85-97
Issue Date	1998-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.61.85
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14261
Type	departmental bulletin paper
File Information	61_p85-97.pdf



1997年鹿児島県北西部地震の臨時余震観測

宮町 宏樹・岩切 一宏・津野 拓士・清水 力
福満修一郎・金子 和弘・関谷 博・角田 寿喜

(鹿児島大学理学部地球環境科学)

後藤 和彦・八木原 寛・平野舟一郎

(鹿児島大学理学部南西島弧地震火山観測所)

松島 健・清水 洋

(九州大学理学部島原地震火山観測所)

(1997年12月8日受理)

Temporary Seismic Observation of Aftershocks for the 1997 Northwestern Earthquakes in Kagoshima Prefecture

Hiroki MIYAMACHI, Kazuhiro IWAKIRI, Takushi TSUNO, Chikara SHIMIZU,
Shuichirou FUKUMITSU, Kazuhiro KANEKO, Hiroshi SEKITANI, Toshiki KAKUTA
Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University

Kazuhiko GOTO, Hiroshi YAKIWARA, Shuichirou HIRANO
Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes,

Faculty of Science, Kagoshima University

Takeshi MATSUSHIMA, and Hiroshi SHIMIZU
Shimabara Earthquake and Volcano Observatory,

Faculty of Science, Kyushu University

(Received December 8, 1997)

Two big shallow earthquakes occurred in the northwestern part in Kagoshima prefecture. The first one with a magnitude of 6.5 took place on March 26, 1997, and the second with a magnitude of 6.3 occurred on May 13. In order to reveal the detailed aftershock activities, a temporary seismic network composed of 12 seismic stations were deployed during the period from March 28 to June 19 in the aftershock regions. One-dimensional P-wave velocity structure is estimated by applying an inverse method to the observed P-wave arrival times deduced from the well-located aftershocks. The hypocenters of about 14,000 aftershocks are precisely determined. Preliminary results obtained by the seismic observation show that (1) aftershocks accompanied with the first main shock are distributed on a vertical plane striking from the east to the west with a width of 2 km and a horizontal length of 20 km and a depth range from 0 km to 10 km, (2) the second main shock has a 'L'-shaped aftershock region with a depth range from 0 to 8 km, independent of the first aftershock region, and (3) a horizontal distance between two main shocks is only about 5 km and there is certainly a seismically inactive region with a width of 2 km between two aftershock regions.

I. はじめに

1997年3月26日17時31分、鹿児島県北西部において、マグニチュード(M_{JMA})6.5の地震が発生した。震源は紫尾山直下の深さ7.0 kmである。この本震周辺の宮之城町・川内市・阿久根市では震度5強を記録した。また、本震直後から活発な余震活動が続き、震度4を含む多くの余震が発生した。当地域にはこれまで被害地震の記録はないが、西方約40 kmの地域では1968年えびの地震(M 6.1)、北西約20 kmの地域では1994年鹿児島県北部地震(M_{JMA} 5.7)が発生し、角田・他(1992)が微小地震分布から指摘している天草灘一出水一加久藤カルデラ浅発微小地震列上に位置し、南九州内においては、比較的地震活動度の高い領域であると考えられている。我々は、詳細な余震活動を明らかにするために、余震域において、臨時地震観測を実施した。

3月26日に発生した本震に伴う余震活動は時間とともに順調に減衰していたが、この本震から48日目の5月13日14時38分、3月26日の本震の南東約5 kmの地点において、 M_{JMA} 6.3の地震が再び発生した。この地震により、川内市では最大震度6弱を記録し、新たな被害が続出した。この5月13日の地震に伴う余震は、3月26日の余震活動域とは明瞭に異なる領域で発生し、活発な活動を続けた。このように時間的にも空間的にも近接した状況の下で、同クラスのマグニチュードの地震が連続して発生するという現象は、地震学的にみて非常に興味深いものである。3月26日の M 6.5を本震とし、5月13日の M 6.3を最大余震として捉える考え方も可能であるが、マグニチュードがほとんど同じ大きさであることや、本研究で示されるように、余震活動域が独立していること等から、本研究では、両地震とも本震として取り扱っている。本研究では、臨時観測の概要を述べるとともに、臨時観測によって得られたデータに基づいた余震の空間分布の予備的な結果を報告する。

II. 臨時地震観測

Fig. 1に余震域周辺の地震観測点分布を示す。余震域直上には、鹿児島大学理学部南西島弧地震火山観測所(以下、NOEV)のテレメータ観測点(SIBI)があり、また、その北西部には1994年の鹿児島県北部地震(M 5.7)以来の臨時テレメータ観測点(YAMG)がある。したがって、NOEVおよび九州大学理学部島原地震火山観測所(SEVO)の地震観測点のデータを併合処理することにより、余震活動の長期間の推移を明らかにすることができる。しかしながら、より詳細な余震の空間分布等を明らかにするには、十分な観測点配置とは言えない。そこで、3月26日の本震(以後、第1本震)発生2日後の3月28日から臨時地震観測を実施した。臨時地震観測点は、既存のSIBI観測点の配置を考慮し、余震域を取り囲むように11点設置した(Fig. 1参照)。また、5月13日の本震(以後、第2本震)の南方に延びる余震に対応するため、翌日の5月14日には臨時観測点を1点(UETK)増設した。臨時観測は6月19日まで続けられた。臨時観測点のリストをTable 1に示す。

各臨時観測点では、MarkProduct社製L-22D速度型上下動地震計(固有周期0.5秒)を設置し、収録には白山工業社製のDATAMARK LS-8000 SH(収録容量20 MB)を用いて、16ビットA/D、100 Hzサンプリング、トリガー方式(1トリガー収録時間108秒:プレトリガー10秒)で地震波形を収録した。内部時計は4時間毎にGPSによって自動時計校正を行い、おおむね1/100秒の刻時精度を保つことができた。用いた収録器材の容量の制約から、二つの本震発生初期においては2日に1回、それ以外は3日に1回の割合で現地でデータの回収を行った。しかしながら、トリガー方式による観測と余震の多発等の要因により、データ回収以前に収録器材の容量を超えてしまい、欠測となる場合があった。Fig. 2にこれらの臨時観測点の稼動状況を示す。3月28日の臨時観測開始以降、4月16日までは、活発な余震活動のため、全観測点が常時稼動している時間は36時間程であった。

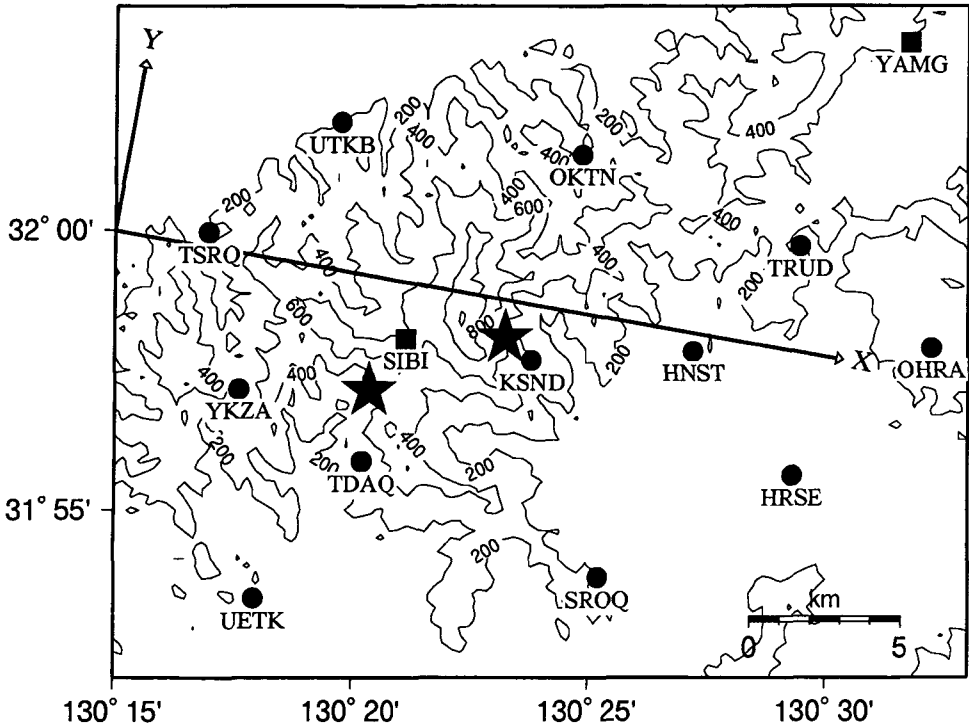


Fig. 1. A map showing locations of seismic stations. Circles and squares are the temporary seismic stations used in this study and the permanent seismic stations belonging to Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University, respectively. Stars indicate two main shock locations: the right is the first main shock on March 26, and the left is the second main shock on May 13, 1997. The x and y axes in the figure are the Cartesian coordinate system used in the following figures (the x-axis directs to the N100°W direction). A contour interval is 200 meters.

現地で回収されたデータは各観測点のトリガーリストに基づき同時に5観測点以上で観測されているイベント波形ファイルに関してのみwin format (卜部・東田, 1992)に変換した。さらにこの中から、3月の臨時観測初期を除いて、原則として9観測点以上のP波初動が読み取れる地震を選びだし、P波初動および最大振幅の読み取りを行った。このような条件を満たす余震のマグニチュードは、ほとんどの場合、0.4以上であった (Fig. 4 参照)。臨時観測網で観測波形が飽和せずにマグニチュードを決定できる上限はM 3.5程度までであり、それ以上の大きな余震については、気象庁発表のマグニチュードを採用した。また、前述の条件を満足していない余震も多数観測されているが、現時点ではデータ処理されていない。

III. 余震活動

Fig. 3に臨時観測期間中に震源決定された余震の6時間毎の個数, Fig. 4にM-T図を示す。余震個数は、欠測によるみかけ上の不自然な減少がみられるが、基本的には、時間とともに余震活動が衰退していったことがわかる。第1本震の余震 (Fig. 3の各グラフの上段) は臨時観測開始後、4月15日までの期間、100回/6時間を超えるような活発な余震活動であったが、4月16日に急に余震数が減少しているように見える。これは、各観測点におけるトリガーレベルを上げた事による影響で、みかけ上のものである。第2本震の発生後6日間程度は、第1本震の余震数が減少している。その後、5月

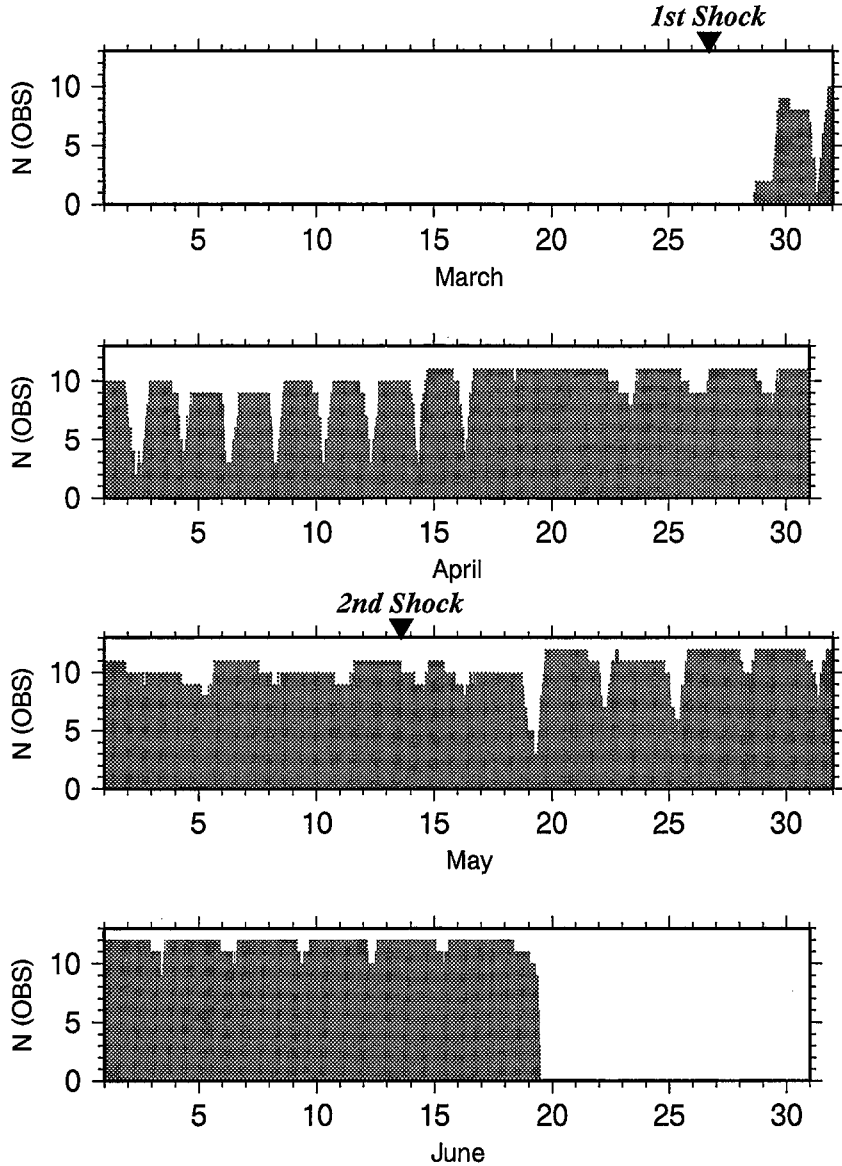


Fig. 2. A graph showing the available number of temporary seismic stations during a period of the temporary seismic observation.

19日より、再び余震活動が第2本震発生前程度の活動レベルに回復したことがわかる。6月においては、第1本震および第2本震の両余震活動とも、ほぼ同レベルを保ちながら、全体として活動がゆっくりと減衰している。Fig. 4より、第1本震発生直後から第2本震の余震域内で地震が発生していたことがわかる。しかしながら、4月28日から第2本震の余震域内での地震活動が徐々に減少し、第2本震発生5日前から、その地域での地震活動が静寂になり、5月13日の第2本震発生となった。臨時観測網による余震データは均一なものではないため、今回の地震の余震発生回数やその時間的推移等の詳細を明らかにすることは困難である。

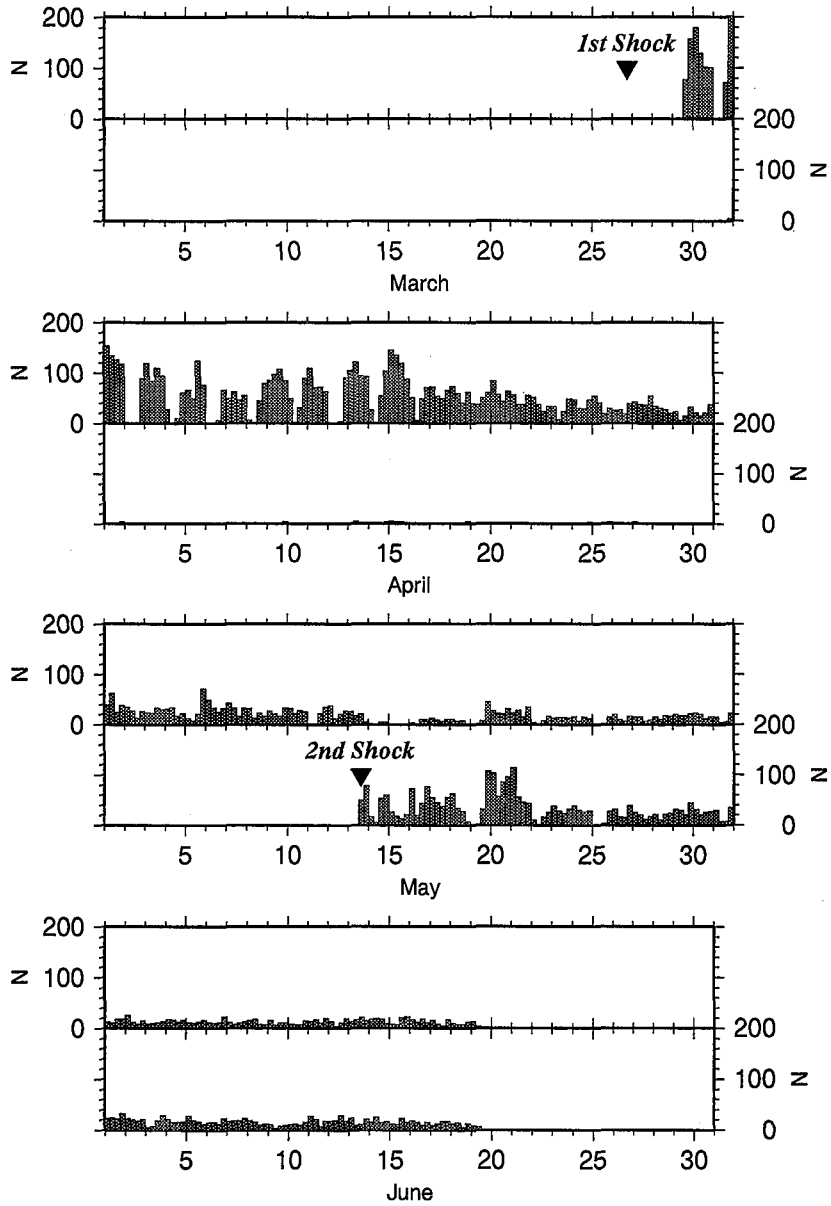


Fig. 3. Frequency of aftershocks with $M > 0$ every 6 hours detected by the temporary seismic stations. In each graph, the upper part is for the aftershock region of the first main shock, and the lower part for that of the second main shock.

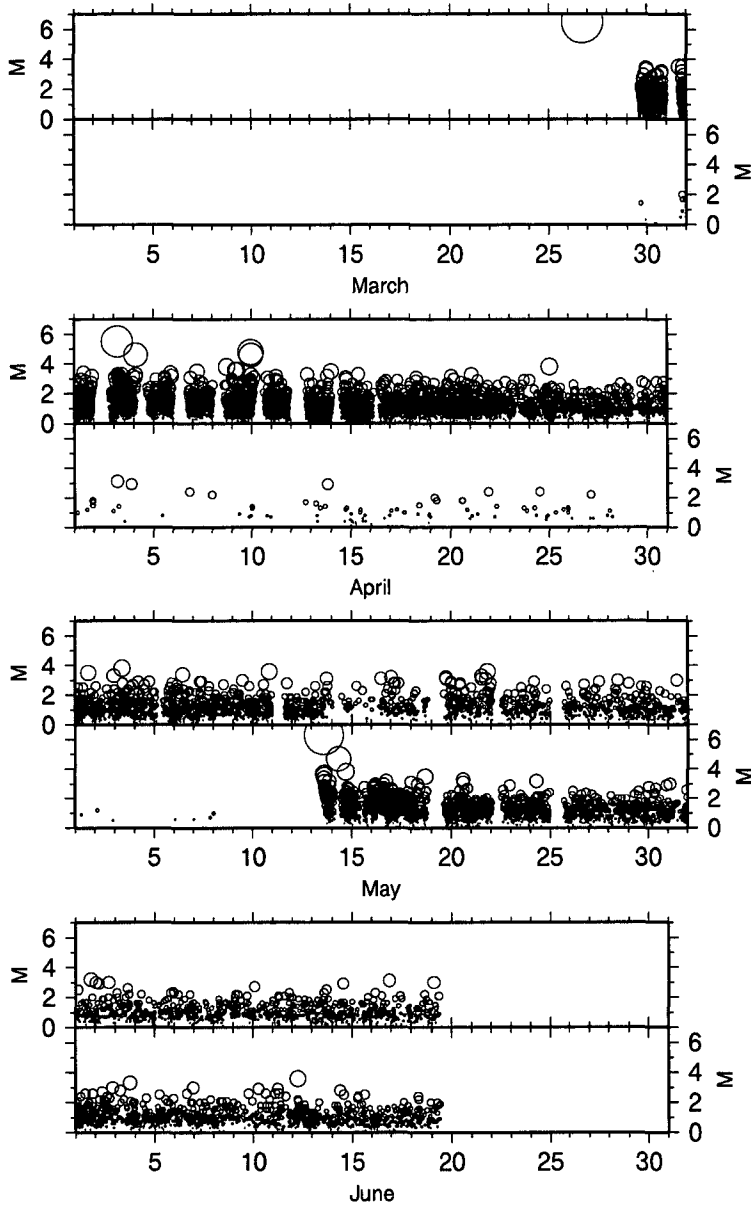


Fig. 4 M-T diagram for the aftershocks. In each graph, the upper part is for aftershocks of the first main shock, and the lower part for those of the second main shock.

IV. 一次元 P 波速度構造の推定

一般に、震源位置を精度良く推定するためには、地下の地震波速度構造を知る必要がある。しかしながら、当地域の地震波速度構造は明らかにされていない。そこで、臨時観測によって得られた余震の P 波到着データに、Crosson (1976) のインバース法を適用し、余震域の平均的な構造、すなわち、1次元速度構造を求めた。そのために用いたデータは臨時観測点 12 点と、できるだけ空間的に均一に

なるように余震 422 個を選び、最終的に解析に用いた P 波走時データは 4510 個である。Fig. 5 に得られた速度構造を、また、同時に得られる観測点補正値を Table 1 に示す。Crosson(1976)の方法では、各層の厚さを固定し、各層の P 波速度を未知数として取り扱う。したがって、各層の厚さをいろいろ変え、インバージョンを行い、最終的な速度構造はそれらの結果を単純に平均化したものとした。また、resolution matrix の対角要素の値は、ほとんどの場合、0.8 以上であり、十分な信頼性があると考えられる。観測点補正値は、得られる P 波速度構造の影響をほとんど受けず、多くの場合、 $\pm 1/100$

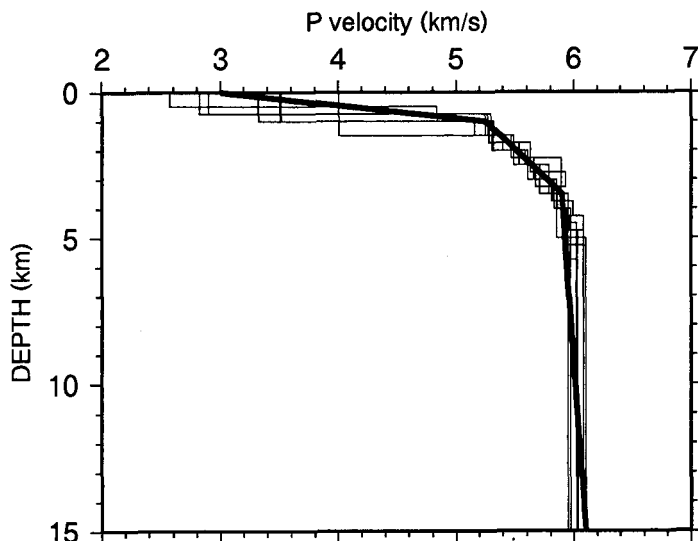


Fig. 5. One-dimensional P-wave velocity structures estimated by applying the inverse method of Crosson (1976) to P-wave arrival time data deduced from the aftershocks. Thin lines show the results of each inversion. A thick line denotes the averaged velocity structure used in the hypocenter determination.

Table 1. List of the temporary seismic stations with P-wave station corrections estimated by the inversion.

Station Code	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Height (m)	P-wave Corrections(s)	Period of seismic Observation
UTKB	32.0321	130.3291	240	0.05	1997/3/28-6/19
OKTN	32.0225	130.4143	200	0.00	1997/3/28-6/19
HNST	31.9639	130.4536	150	-0.01	1997/3/29-6/19
TRUD	31.9953	130.4910	170	-0.08	1997/3/29-6/19
OHRA	31.9649	130.5372	240	0.08	1997/3/29-6/19
TSRQ	31.9994	130.2828	160	0.06	1997/3/29-6/19
TDAQ	31.9310	130.3367	280	0.00	1997/3/29-6/19
SROQ	31.8965	130.4200	100	0.00	1997/3/29-6/19
HRSE	31.9268	130.4884	170	0.15	1997/3/29-6/19
KSND	31.9612	130.3968	300	0.04	1997/3/31-6/19
YKZA	31.9527	130.2936	250	0.00(fixed)	1997/4/12-6/19
UETK	31.8904	130.2990	60	-0.06	1997/5/14-6/19

V. 余震の空間分布

得られた平均的速度構造と観測点補正值を用いて、Hirata and Matsu'ura (1987) の方法で余震の震源決定を行った。震源決定された余震数は約 14,000 個である。推定された震源要素の空間座標の誤差の平均は、水平方向に ± 0.1 km、深さ方向に ± 0.2 km である。Fig. 6 に全観測期間中の余震分布を示す。ただし、臨時観測開始以前の 3 月 26 日に発生した第 1 本震 (M 6.5) も含まれている。この本震の震源要素は、NOEV によって決定されたものを用いている。図より明らかなように、第 1 本震と第 2 本震の水平距離は約 5 km しか離れていず、空間的にかつ時間的に近接した地点で M 6 クラスの地震が発生したことになる。第 1 本震の余震分布は、走向がほぼ N 100°W で長さ 20 km、幅 2 km ~ 2.5 km、深さ 0 km ~ 10 km の鉛直面状に分布していることがわかる。ただし、余震活動初期においては、余震域の長さは約 17 km であった。一方、第 2 本震の余震は、L 字型の分布を示している。第 1 本震の余震分布とほぼ平行に分布している余震域は、長さ 10 km、幅 1.5 km ~ 2 km、深さ 0 km ~ 8 km の鉛直な面状を成している。この鉛直余震面とほぼ直交するもう一つの余震分布は、長さ 14

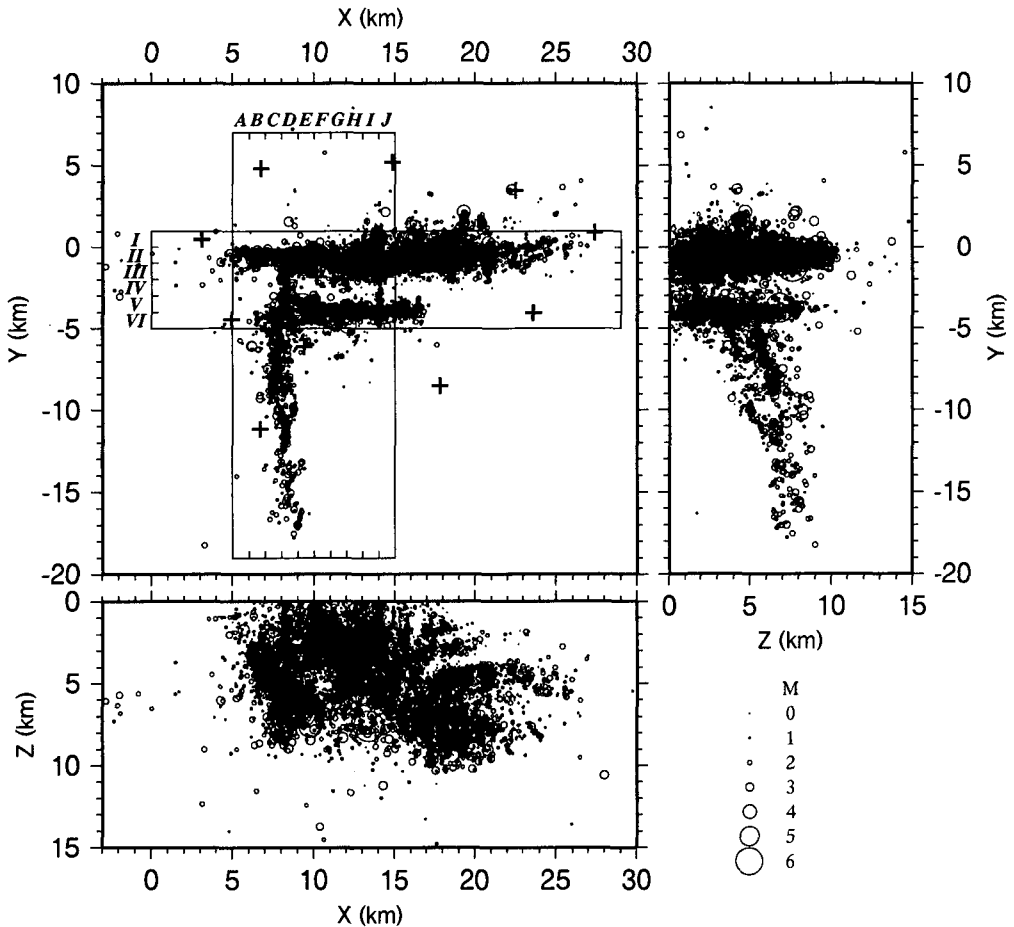


Fig. 6. Distribution of about 14,000 aftershocks (circles) during a period from March 29 to June 19, 1997. Crosses are the seismic stations. Two regions enclosed by two rectangles in the X-Y plane are used in Fig. 7 and Fig. 8, respectively.

km, 幅 1.5 km, 深さ 4 km~9 km の範囲にわたっているが, 他の余震域のような明瞭な面状分布というよりも, 線状あるいは筒状の分布をしているのが特徴である. また, 第 1 本震と第 2 本震の余震域間には, 明らかに余震の発生していない幅 2 km ほどの領域が存在している. 本研究では, この無余震領域を境にして, 北側 (Fig. 6 の Y 軸のプラス方向) を第 1 本震の余震域, 南側を第 2 本震の余震域とした.

次に, 各余震分布を詳細にみるため, Fig. 6 に示されているように Y 軸および X 軸に沿って 1 km 幅の領域内に含まれる余震の分布を Fig. 7 および Fig. 8 に示す. X-Z 断面 (Fig. 7) の領域 II および III において明らかなように, 第 1 本震の余震は余震面全域で均等に分布しているのではなく, 余震の発生域が限定されていることがわかる. あるいは, 余震面内において, ほとんど余震が発生していない領域があることがわかる. 特に, 第 1 本震が位置している領域では, 深さ 1 km から本震の深さまで連続的に余震の発生していない幅 2.5 km, 長さ 10 km の斜交した領域があり, 本震発生時にこの領域の破壊がしつくされたことを示唆していると考えられる. また, 領域 V においても, 第 2 本震が位置する周辺域では, 余震がほとんど発生していない. 同様な傾向は, Y-Z 断面 (Fig. 8) においても認められる. 特に, Y-Z 断面では, 第 1 本震および第 2 本震の平行する余震面の鉛直分布が明瞭である. 第 2 本震の共役な関係に位置する余震分布は, 領域 C と D に認められる. この領域で発生している第 2 本震の余震は, 面的な分布というよりも, いくつかの線状の余震分布が集まっているようにみえる. さらに, その分布は南 (Fig. 8 の Y 軸の負の方向) に向かうにつれ, 余震分布の深さの上限が深くなる傾向がみられ, 余震分布の最南端では深さ 7 km~8 km になっている.

VI. 考 察

第 1 本震の発震機構は, 後藤・他 (1997) により, 初動の押し引き分布等から, ほぼ東西方向の断層による左横ずれで, 破壊はバイラテラルに進行したものであると報告されている. これは, 本研究で示された余震分布と本震の位置関係と調和的である. また, 角田・他 (1997) が指摘しているように, 宇津 (1991) によれば, マグニチュード M の地震に対する標準的な断層の面積 S (km²), 断層の長さ L (km) との間には,

$$\log S = M - 4.15, \quad \log L = 0.5 \times M - 1.9$$

の関係があり, 第 1 本震の M 6.5, 余震分布から推定される断層の最大長 20 km, 最大面積 200 km² は, ほぼ上式を満足している. しかしながら, 余震活動の初期における余震域の長さは 17 km 程度 (面積は 170 km²) であり, この値を上式に代入すると, 得られる M は 6.4 と 6.3 である. したがって, 気象庁発表の M 6.5 より若干小さめの値となる. 次に, 第 2 本震について同様に考察する. 第 2 本震の発震機構解は, 後藤・他 (1997) により, 第 1 本震の解とほとんど同じものであることが報告されている. 第 2 本震とそれによって発生した L 字型の余震分布との空間的位置関係を考えてみる. 余震および第 2 本震の震源決定誤差 (水平方向に ±0.1 km, 深さ方向に ±0.2 km) は十分に小さいので, Fig. 7 や Fig. 8 から明らかなように, 破壊の開始地点としての第 2 本震は, 東西方向に分布している余震面上に位置していると考えられる. そこで, 余震分布から推定される東西方向の断層の長さ 10 km, 面積 80 km² を上式に代入すると, M は, それぞれ, 5.8, 6.1 と求められる. これらの値は, 第 2 本震の M 6.3 より小さな値であり, 東西方向の余震面のみで第 2 本震の M を満たすことは難しい. したがって, この M 6.3 を満たすためには, 第 2 本震発生時に, 破壊の開始点は東西方向の断層面で発生したが, それと共役な関係にある南方に延びる余震面も同時に動いたのではないかと可能性が考えられる. この場合, 第 2 地震発生直後の南に延びる余震域の長さは 5 km 程であり, 東西方向の余震域の長さ 10 km と加えると, 全長 15 km になる. これに対応する M は上式より 6.2 となり, 気象

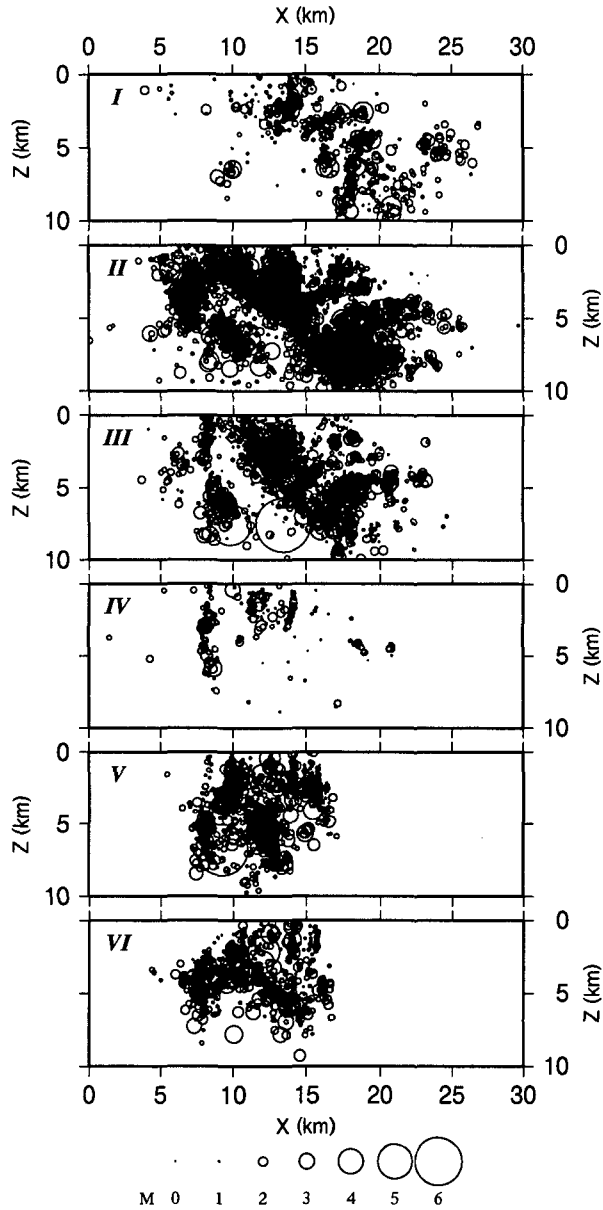


Fig. 7. X-Z cross sections of aftershocks located in the sub-regions I to VI divided by 1 km width along the y-axis as shown in Fig. 6.

庁発表の M 6.3 をほぼ満たすことになる。しかしながら、第 2 本震発生のメカニズムを考える際には、第 1 本震の地殻応力への影響を考慮すべきであり、今後の詳細な検討が必要である。

最後に、Fig. 9 に余震の空間位置の時間的推移を示す。第 2 地震の南北の余震活動は、時間とともに、南へ拡大しているような傾向がみられる。地表地質の分布（鹿児島県地質図編集委員会，1990）と比較すると、この余震分布はこの地域の四万十層群の走行と平行であり、また、余震分布の西側の

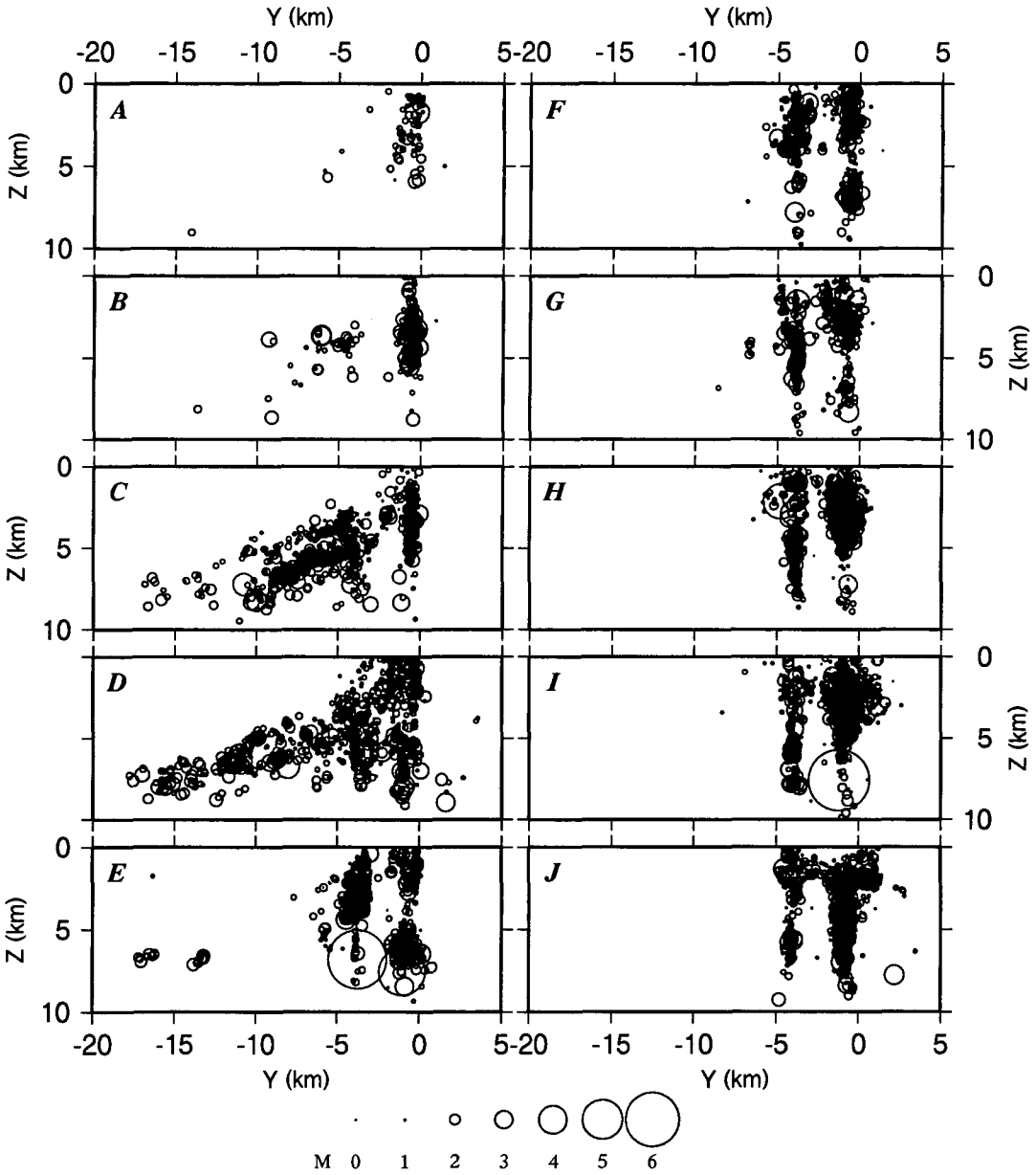


Fig. 8. Y-Z cross sections of aftershocks located in the sub-regions A to J divided by 1 km width along the x-axis as shown in Fig. 6.

縁には南北の走行を持つ野田断層が位置している。したがって、この第2地震の南北の余震分布の線状あるいは筒状の形状は、地下の構造的要因が影響している可能性が示唆される。

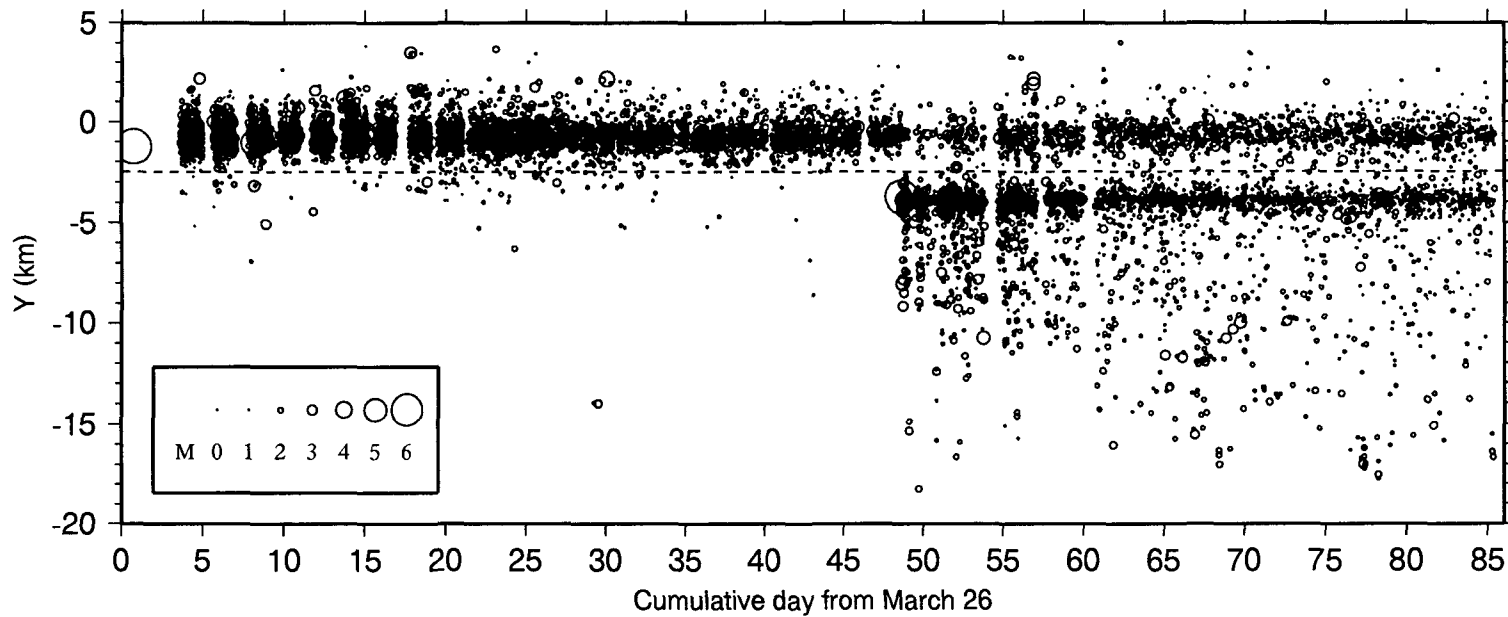


Fig. 9. Temporal variation of hypocenters of aftershocks projected on the y-axis.

VII. ま と め

1997年3月と5月に発生した鹿児島県北西部地震の詳細な余震分布を得るため、臨時地震観測を行った。その結果、以下のことが明らかとなった：

(1) 3月26日の第1本震の余震は、走向がほぼN100°Wで長さ20km、幅2km~2.5km、深さ0km~10kmの鉛直面状に分布している。また、余震面内には、ほとんど余震の発生していない幅2km、長さ10kmの領域が存在し、完全に破壊つくされた領域であると考えられる。

(2) 5月13日の第2本震の余震分布はL字型を示し、東西方向の余震域は、長さ10km、幅1.5km~2km、深さ0km~8kmの鉛直な面を形成している。この東西余震面とほぼ直交するもう一つの余震分布は、長さ14km、幅1.5km、深さ4km~9kmの範囲にわたって南方向にのびている。この南北余震分布は、面的な形状というよりも、線状あるいは筒状を示している。

(3) 3月26日の第1本震の震源と5月13日の第2本震の震源はわずか5kmしか離れていないが、この二つの本震の余震域間には、明らかに、余震の発生していない幅2kmほどの領域が存在する。

本研究で行われた解析はごく一部であり、今後はさらに余震のメカニズムを含む余震活動や三次元速度構造等の詳細な解析を進める必要がある。

謝辞 本研究の一部は、鹿児島大学教育研究学内特定研究経費および(財)鹿児島県建設技術センター助成金による。

文 献

- CROSSON, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenters and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3036-3046.
- 後藤和彦・八木原寛・平野舟一郎・福満修一郎・清水 力・金子和弘・関谷 博・宮町宏樹・角田寿喜・清水 洋, 1997. 1997年3月と5月の鹿児島県北西部地震(M6.3, 6.2)について, 日本地震学会講演予稿集, No.2, A67.
- HIRATA, H. and M. MATSUURA, 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys Earth Planet. Interiors*, **47**, 50-61.
- 鹿児島県地質図編集委員会, 1990. 鹿児島県の地質.
- 角田寿喜・宮町宏樹・後藤和彦・八木原寛・平野舟一郎・福満修一郎・関谷 博・金子和弘・岩切一宏・清水 力, 1997. 地震活動の特徴, 平成9年度建設技術講演会-鹿児島県北西部地震について-, 1-12.
- 角田寿喜・宮町宏樹・久保田裕史・高木章雄, 1992. 九州の内陸地震活動, 地震, 第2輯, **45**, 229-237.
- ト部 卓・東田進也, 1992. win-微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), 日本地震学会講演予稿集, No.2, P41.
- 宇津徳治, 1991. 地震学 第2版, 共立出版, 249 pp.