

西表島群発地震の地震観測

瀬戸 憲彦¹⁾・橋本 信一¹⁾・飯高 隆¹⁾

¹⁾ 東京大学地震研究所

(1993年9月30日受理)

Observation of an Earthquake Swarm on Iriomote Island

Norihiko SETO¹⁾, Shin'ichi HASHIMOTO¹⁾ and Takashi IIDAKA¹⁾

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Japan

(Received September 30, 1993)

Abstract

The Ryukyu arc runs parallel to the Ryukyu trench. In recent years, several earthquake swarms have been observed around Iriomote island, which is located in the southwestern part of the Ryukyu arc. In the northwest of Iriomote island, an earthquake swarm has been observed from Sept. 17, 1993. We carried out temporal seismic observations from October 29 through November 7, 1992.

The activity area consists of several clusters trending in the northwest-southeast direction. Most of the observed 1060 earthquakes are located at depths from 8 km to 12 km. A normal fault type mechanism solution of the earthquakes is obtained by composite P-wave first motions. Later phases were observed at several seismic stations, from which a seismic reflector was detected near the bottom of the upper crust. The depth of the reflector is estimated to be 13 km north-west of Iriomote island. In the vertical cross section of the hypocenter map, a vertical cluster of activity is observed above the reflector.

1. はじめに

南西諸島は、琉球海溝にほぼ平行に位置する弧状列島である。ここでは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込み、海溝、島弧、背弧海盆を形成している。また、プレート運動に伴う地震活動や火山活動も活発な地域である。南西諸島における火山列は、北東部では明瞭に見られ、南西部では不明瞭となる。南西諸島は、弧状に列ぶ小さな島々で構成されており、西表島はその西端に位置する。

このような地域において、沈み込むフィリピン海プレートの形状やその運動を知ること、南西諸島のテクトニクスを知るために重要なことである。そのため、ISC (International Seismological Center) の震源データをもちいて、沈み込むフィリピン海プレートの形状の推定の研究が行われてきた (KATSUMATA and SYKES, 1969; ISACKS and MOLNAR, 1971; SHIONO, *et al.*, 1980; YAMAOKA *et al.*, 1986; 松村, 1991)。フィリピン海プレートの琉球弧への沈み込みは角度にして35~45度の沈み込みであることが示された (KATSUMATA and SYKES, 1969; ISACKS and MOLNAR, 1971)。また、地質学的には琉球弧は北部と中央部と南部の3つの地域に分けられることが示された (KIZAKI, 1978)。そのため、

SHIONO *et al.* (1980) では、琉球弧の沈み込みのメカニズム解の地域的な違いを調べた。その結果、稍深発地震のメカニズム解においては、トカラ海峡を境として北側と南側で異なり、北側では down-dip tension で南側では down-dip compression であることがわかった。また、南西諸島においては、深発地震の活動は 280 km 程度まででそれ以上深い地震はほとんどみられず、求められた深発地震の等深度線は、南西諸島南部では深発地震面の角度は緩やかで、北に行くほど角度が急になっていることがわかった (松村, 1991)。

そのような複雑な地質学的な背景の中での西表島の位置づけを考える。西表島の近海には活動的な活火山は見られないが、1924 年の西表海底火山噴火の記録もあり (例えば KIZAKI, 1978)、火山活動との密接な関連を考慮しなければならない地域である。また、西表島は、深発地震面の 100 km の等深度線よりも浅い等深度線上に位置することが推定される。松村 (1991) は、一般的に火山前線が深発地震の 100~140 km の等深度線のあたりに位置することから考えて、南西諸島北部地域の火山前線は西表島の北 50~100 km に位置することを示唆し、1991 年の西表島の群発地震が火山性による活動である可能性は低いことを示した。しかしながら、南西諸島で行われている地震観測は、観測点配置や観測点数からみてもその活動を知るためには充分であるとはいえない。また、1924 年 10 月に西表近傍の海底において海底火山の噴火があったことがしめされている (加藤, 1982)。しかしながら、その海底火山の噴火の位置は、海底岩石のドレッジによっても、海底地形の音波探査によっても明らかになっていない。いずれにしても、火山活動と密接な関係を持つ地域であることは明らかである。

そのような地域に位置する西表島において、1991 年 1 月に群発地震が始まった。その一連の活動は、1991 年 4 月中旬を境に鎮静化したが、1992 年 8 月に再び群発地震が始まった。この活動は、西表島西方沖において 25 回の有感地震が観測され短期的に活動を終えた (永岡・他, 1993)。その後、9 月 17 日から活動域を西表島北西沖に移して群発地震が再開した。その活動の詳細な震源分布と震源メカニズム解を調べるために 1992 年 10 月 29 日から同年 11 月 7 日にかけて臨時観測を行った。その観測では、無線テレメータによる地震活動の監視と無線によるテレコントロールシステム (テレコンシステム) (瀬戸・他, 1990) を用いた 2 つの高密度観測を行った。テレコンシステムの特徴は後に述べる。

2. 観 測

群発地震のような現象の臨時観測においては、その一連の活動が噴火等の現象にいたるかどうかが判断するために、正確な震源分布をリアルタイムで把握することが必要である。そのため、無線テレメータによる観測を行い震源分布を調べた (Fig. 1)。

また、このような火山前線近傍の群発地震の原因を知るためには、震源分布の把握の他に震源のメカニズムの解明が重要である。しかしながら、西表島は南西諸島の弧状に列ぶ小さな島々のひとつであるがために、周囲の地震観測点の不足から、震源のメカニズム解の決定が困難である。そのため、この観測では、無線を用いて収録器の制御をおこなうテレコンシステム (瀬戸・他, 1990) を使用した稠密多点観測を行った (Fig. 1)。

2.1 テレメータ観測

テレメータ観測では、400 MHz 帯域を利用した無線テレメータを使用した (Fig. 2)。

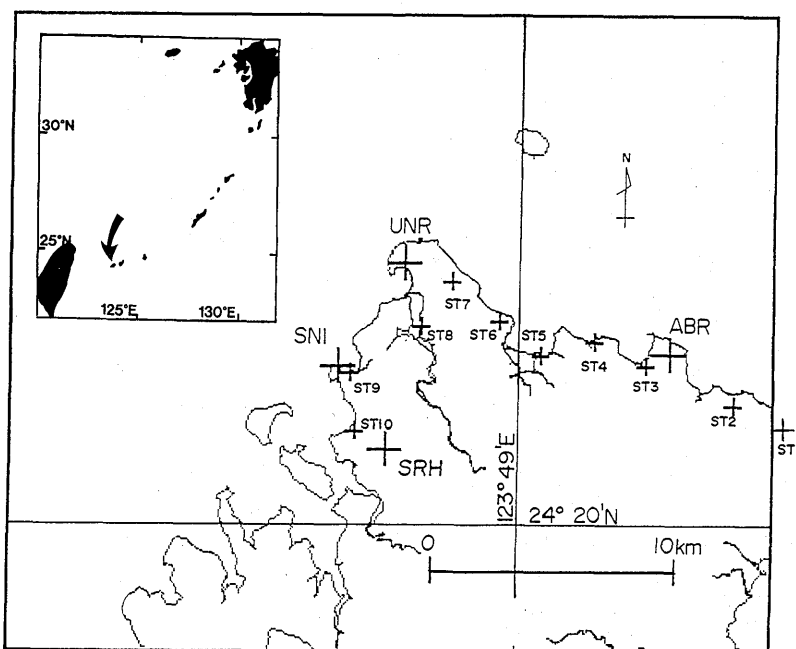


Fig. 1. Map of seismic stations. Large and small crosses represent seismic stations of telemeter and tele-controlled systems, respectively.

西表島は、観測機材を運搬する主要な道路が、島を取り囲むようなかたちで南東から北西までの約半周あるだけで、震源域を取り囲むような理想的な観測点配置をとることが困難であること、また AC100V の電源がその道路沿いに点在する集落でしかとれない等の困難があった。そのため、小型で軽量である無線テレメータを使用し、その電源は自動車のバッテリーとそれをバックアップするための太陽電池を用いたシステムを用いた。

今回の観測では、できるだけ震源域を取り囲むように4点の無線テレメータ観測点を配置し、その内の1点の観測点であるうなり崎 (UNR) にデータを集中し、TEAC のデータレコーダー DRF1+ を用いてデジタルでデータをフロッピーディスクに収録した。NEC製のノート型パソコン pc-98を用いて、そのデータから各観測点の波形を画面に表示し、P波、S波の到着時刻を読み取り、ほぼリアルタイムで震源決定を行った。このシステムにおいては、4点の異なる観測点に対して同一の時計を用いて刻時でき、観測点間の刻時の差が無く高い時刻精度で震源を決めることが可能となった。

それらの4点の観測点のうち、観測点 UNR では、上下動による観測の他に水平動2成分の観測を行ったが、残りの3点の観測点では上下動のみの観測を行った。センサーは固有周期 2Hz の L-22D 型を用いた。それらの観測点においてセンサーは、岩盤やU字溝の土台に石膏で固定した。設置は10月30日から11月1日にかけて行った。その観測の際の観測点の位置を Table 1 に示す。

2.2 テレコントロールシステム (テレコンシステム) 観測

テレコンシステムは、波形データを無線で送信するテレメータシステムと異なり、無

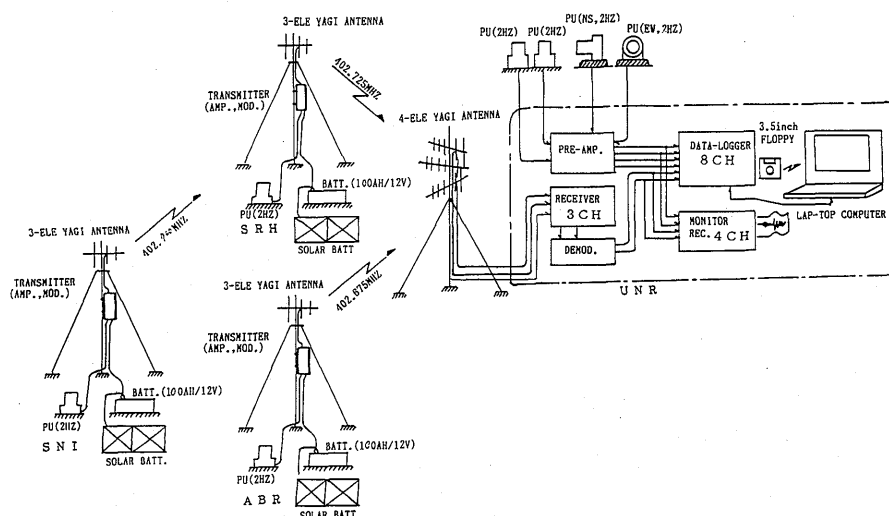


Fig. 2. Diagram of telemeter system. The seismometers at the stations are of 2 Hz velocity types. The waveform data observed at the seismic stations are transmitted to the UNR stations and recorded by a data-logger.

Table 1. Locations of seismic stations.

	Lat (deg.)	Long (deg.)	Height (m)
Seismic stations of telemeter system			
UNR	24.4256 N	123.7725 E	20
ABR	24.3936 N	123.8757 E	45
SNI	24.3893 N	123.7466 E	28
SRH	24.3599 N	123.7652 E	180
Seismic stations of tele-control system			
ST-1	24.3758 N	123.9003 E	50
ST-2	24.3853 N	123.8825 E	40
ST-3	24.3894 N	123.8660 E	7
ST-4	24.3981 N	123.8463 E	7
ST-5	24.3934 N	123.8253 E	4
ST-6	24.4052 N	123.8088 E	30
ST-7	24.4192 N	123.7905 E	30
ST-8	24.4036 N	123.7790 E	20
ST-9	24.3871 N	123.7511 E	2
ST-10	24.3669 N	123.7529 E	8

線を用いてコマンドを送信することにより、各観測点に設置した記録装置で同一時刻に一斉に記録を取ることができるシステムである(瀬戸・他, 1990)。そのため、テレメータシステムは、使用許可された周波数帯域の数を越える観測点の設置が不可能であるのに対して、テレコンシステムは、受信機と記録器を備えた観測点を設置すると、制限なく観測点を増やすことが可能である。このため、空間的高密度な観測が可能であり、震源域の上部に多点の観測点を展開することにより、震源メカニズムの解明が可能となる。

Fig. 3 にテレコン地震観測システムのブロックダイアグラムを示す。収録制御システム (送信側) は SLOW CODE 付き時計, DTMF (Dual Tone Multiple Frequency) 発振器, SLOW CODE 変調波発振器, FM 送信器 (10 W) から構成される。また、各観測点は FM 受信機, DTMF 復調器, 地震計用アンプ, カセットテープへの収録のための FM 変調器, 4CH カセットレコーダ, 電源として 6AH/12 V のバッテリーにより構成される。このシステムは、トリガーによってスタートもしくはストップの信号を SLOW CODE と共に FM-送信機から送信する。送られた信号は、FM-受信機で受信され、そのデータ収録システムである 4CH カセットレコーダーの制御を行う。

このシステムの特徴を以下に述べる。収録制御システムから送られる信号は、59.66 MHz の周波数を用い、垂直ダイポール型のアンテナを用いて送信される。出力は 10 W である。この際、自作の時計より SLOW CODE が送られる。この時計は、NHK の時報を用いて自動校正される。また、このシステムでは、制御信号として DTMF 信号を使用した。その理由は FM 受信機の受信信号の S/N が低くても制御信号の復調が可能であること、2 波による混合波のため誤動作がないこと、さらに水晶制御による標準の周波数を使用されているため同一規格の機器を作ることが容易などである。DTMF エンコーダとしてシャープ製の LR4802 を用いた。また、各観測点の収録機側では、ホイップ型のアンテナを用い、受信機は三協特殊無線製の 60 MHz 受信機を用いた。この受信機は、水晶発振によるダブルスーパーヘテロダイン方式を採用している。受信機側の DTMF 復調器とアンプは自作のものを用いた。アンプは、4 チャンネルで最大利得 82 dB である。消費電力としては、起動待ち状態で消費電流約 20 mA (12 V) であるため、連続使用で約 1 週間の観測が可能である。

このシステムでは、60 MHz 帯の周波数を使用することによって見通し外での観測にも充分威力を発揮している。また、データ伝送のために必要な電界強度に対してはるかに低い受信レベル (0 dBμ) でも動作可能のため、受信可能範囲を広くすることが可能である。また、SLOW CODE を送信しているため、同一の時計で刻時していることとなり、各観測点間での時刻補正が不必要である。

今回の観測では各観測点に遅延装置がなかったため収録指示は手動によった。1 回の起動によって約 45 分間 (これはテープの長さによる) 観測を行った。

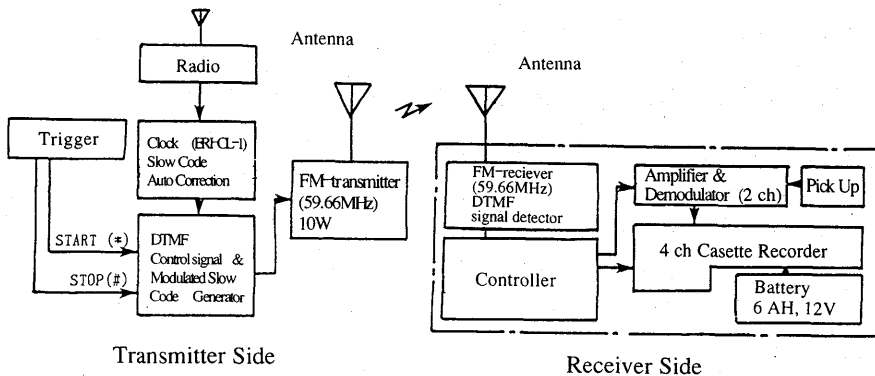


Fig. 3. Diagram of tele-controlled system. Recorders located at each seismic station are controlled by commands transmitted from a seismic station (UNR). The commands and time code data are transmitted by 59.66 MHz radio-waves.

3. 解 析

3.1 震源分布

この地域は過去に人工地震等を用いた地下構造解析がなされていないため速度構造が不明瞭である。そのため、現在和歌山観測所の震源決定に使用している速度構造モデルをもちい、P波、S波の両方を使用して震源決定を行った (Table 2)。この観測で得られ

Table 2. Velocity structure.

Depth (km)	P-wave velocity (km/sec)
0-3	5.5
3-15	6.0
15-30	6.8
30-	7.9

た震源分布を Fig. 4 に示す。これは、92 年 10 月 31 日から 11 月 5 日までの震源分布と断面図である。地震は、西表島の北西部にかけて広範囲にわたって起こっており、震源の深さもごく浅いものから 13 km 程度のものであることがわかる。全体的には北西-南東方向のトレンドをもっており、いくつかのクラスター

にわかれている。これは、本観測が、無線テレメータによって、高い刻時精度でデータを収録できたために明瞭になったものと考えられる。このテレメータ観測を行った間に、震源を決めることのできた地震が 1060 個あり、活発な活動状況を示した。震源の深さは浅い地震も多くみられるが、おもに深さ 8 km から 12 km にかけて発生しており上部地殻の深部で活動が顕著であることが認められた。ひとつひとつのクラスターは西北西-東南東に列ぶ傾向がみられるが、震源精度の点から断言することは難しいものと思

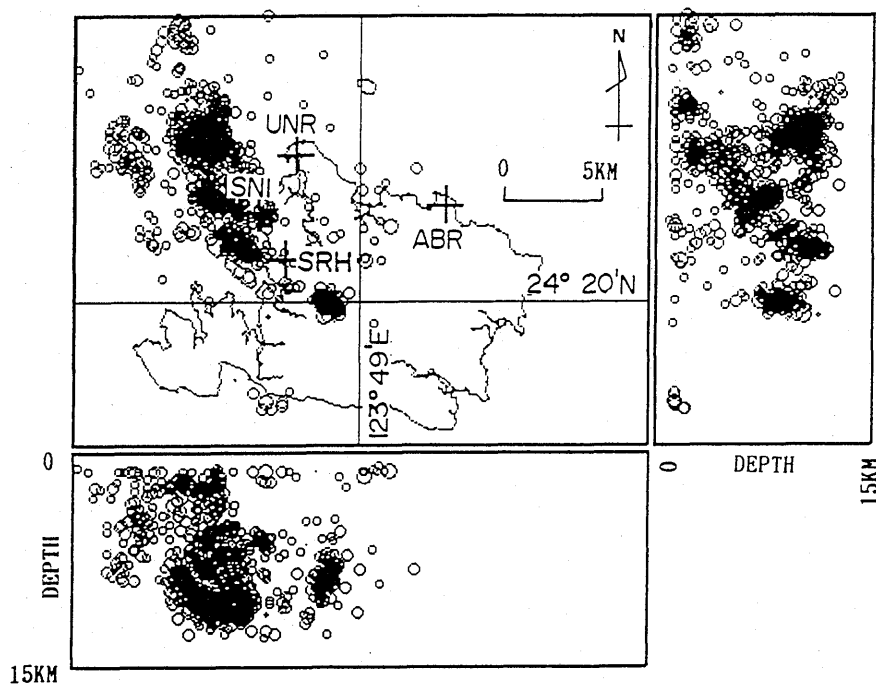


Fig. 4. Hypocenter maps of the swarm on Iriomote island from October 31, 1992 through November 5, 1992. Vertical cross-sections of E-W and N-S directions are shown at the bottom and at the right, respectively.

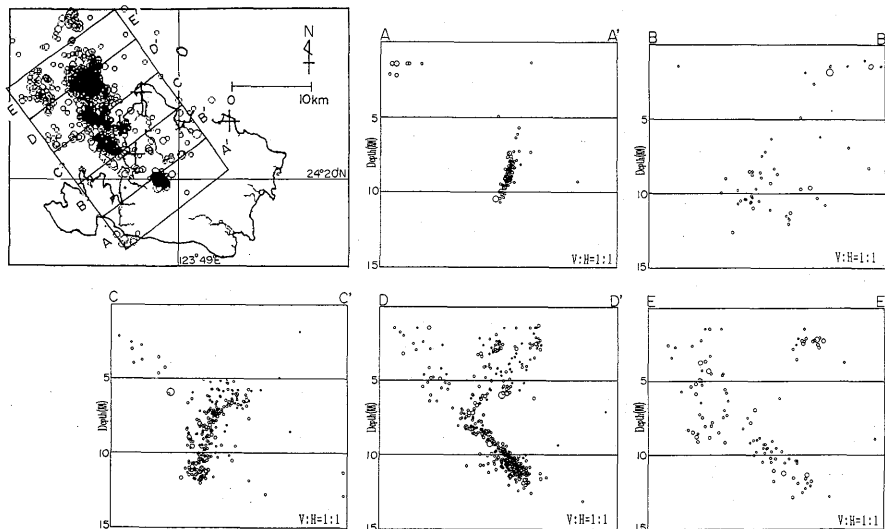


Fig. 5. NE-SW vertical cross-sections of the Iriomote swarm. Five vertical cross-sections with a width of 5 km are shown. Vertical trends of active seismicity are shown on cross-sections A-A', C-C', and D-D'.

われる。今回の主な活動域は、西表島の北西沖から海岸線までであるが、それに加えて島の内部においても明瞭なクラスターが確認された。

つぎに、各クラスターの分布をもとに、幅 5 km ごとに区切って断面図を作成して震源分布の様子を調べた (Fig. 5)。A-A' 断面では、西表島の中心部にあるクラスターに深さ 7 km から 11 km 付近に鉛直方向に列ぶ明瞭なトレンドが見られた。B-B' 地域では、活動度が低くかたまった傾向が見られない。また C-C' では、A-A' と同様に鉛直方向に列ぶ明瞭なトレンドがみられた。しかし、深さ 5 km より浅い地震はあまり見られず、12 km より深い地震もほとんど見られなかった。断面図 D-D' では浅い地震から深さ 12 km まで地震がまばらにおこっており、深さ 7 km から 12 km まで斜めに延びる震源分布が特徴的である。E-E' では、震源のクラスターを外れて海側に行くためか、明瞭な特徴は得られなかった。E-E' の範囲の震央分布図の西端に比較的集中して震源が求まったクラスターのようなものが見られるが、断面図においては特徴的な分布は見られなかった。

3.2 メカニズム解

メカニズム解を求めるために、テレコンシステムにより収録された記録から共通の地震を選び、その初動のセンスを読みとった。Fig. 6 に代表的な波形記録を示す。Table 3 は初動の読み取りを行った地震のうち震源決定の O-C の自乗平均値が 0.1 秒以内の地震の震源情報である。これら 12 個の地震の初動の重ね合わせにより求めたメカニズム解を Fig. 7 に示す。この結果によると、メカニズム解は、ほぼ震央分布の走行である北西-南東方向に走行を持つ正断層型であると推定される。

3.3 後続波解析

今回の観測で得られた地震波形において顕著な 2 つの後続波が確認された (Fig. 8)。

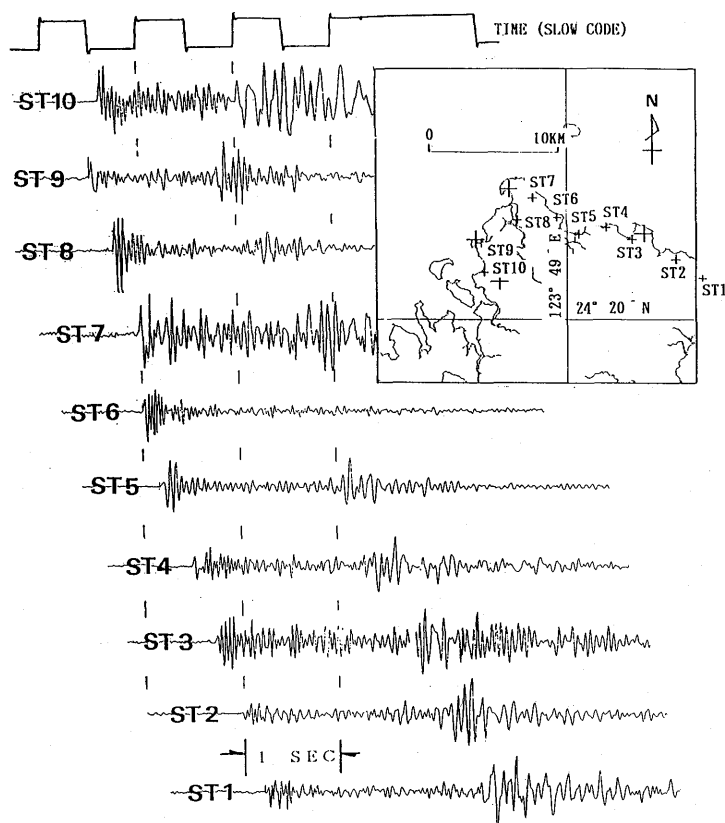


Fig. 6. Waveform examples of an earthquake observed by the tele-controlled system.

Table 3. Locations of earthquakes observed by tele-control system.

Origin time	Long. (deg.)	Lat. (deg.)	Depth (km)	O-C (RMS)
92 11 02 14 23 48.62	128.8043	24.3190	7.37	0.09
92 11 03 07 25 55.53	123.7185	24.3751	11.29	0.03
92 11 02 14 08 53.36	123.7928	24.3360	9.23	0.02
92 11 02 14 18 7.74	123.6975	24.4180	6.83	0.03
92 11 03 16 29 26.63	123.6506	24.4278	2.50	0.01
92 11 03 16 33 46.12	123.6826	24.4644	8.97	0.04
92 11 03 16 46 29.51	123.7294	24.3936	9.57	0.02
92 11 02 14 09 46.08	123.7382	24.3629	10.94	0.02
92 11 03 16 52 37.39	123.6506	24.4278	2.50	0.02
92 11 02 14 37 41.87	123.7337	24.3765	10.08	0.02
92 11 03 16 15 11.94	123.7404	24.3243	5.89	0.06
92 11 03 16 13 9.27	123.7290	24.3155	6.44	0.07

この後続波のうち P 波と S 波の間に観測される後続波を X1, S 波の後ろに観測される後続波を X2 とする。これらの後続波の特徴を述べる。

この後続波は、西表島の北西部に震源が求まった地震について見られた。また、顕著な後続波が見られた地震の震源の深さは主に 9 km~12 km である。これら後続波のう

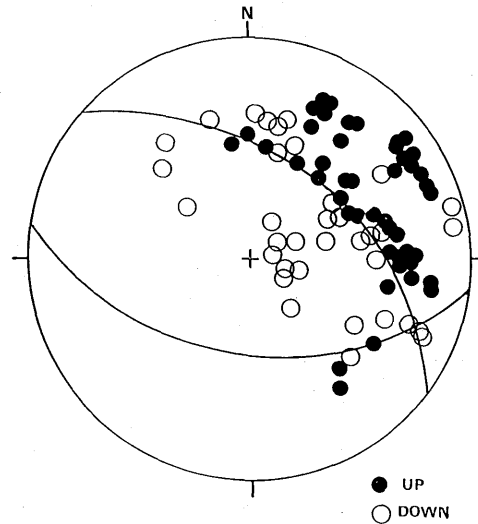


Fig. 7. A composite mechanism solution obtained from the P-wave first motion observations of the tele-controlled system. Upper hemisphere projection. Solid and open circles represent up and down first motions, respectively.

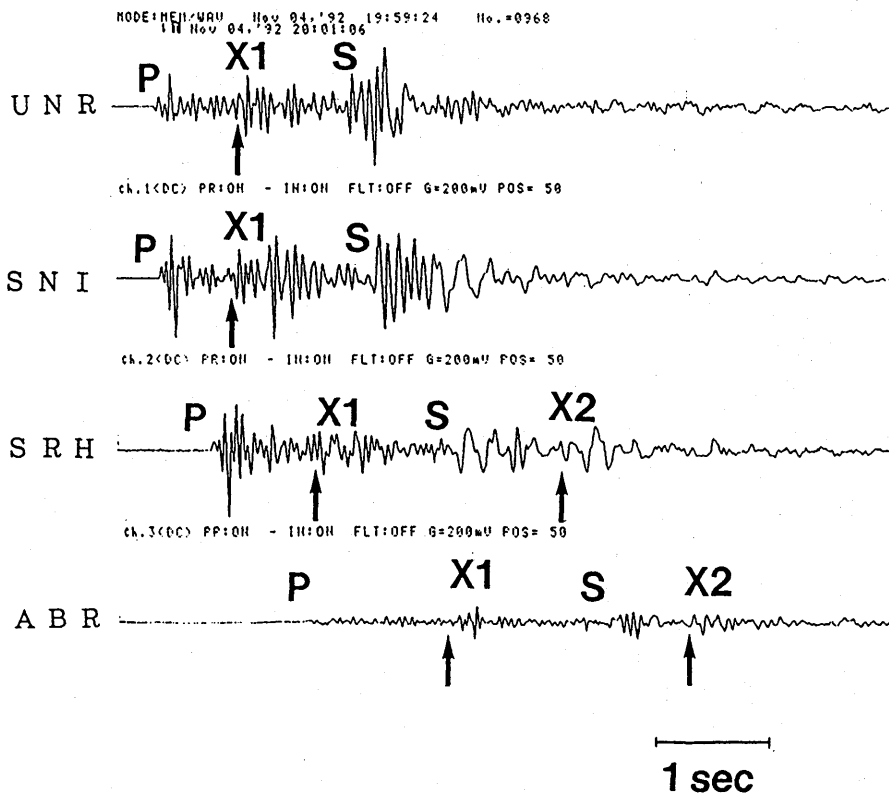


Fig. 8. Waveform examples of the later phases X1 and X2.

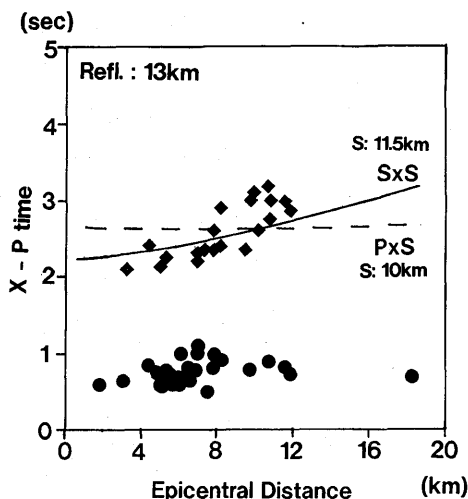


Fig. 9. Graph of observed X-P times vs. epicentral distances. X1 and X2 data are shown by circles and squares. Theoretical lines of SxS and SxP are shown by solid and broken lines, respectively. Assumed source depths are shown by numerals. The reflector is set to be at depth 13km.

ち、後続波 X1 は広範囲の観測点で見られ上下動に卓越する。また、後続波 X2 は水平動に卓越し、SRH 観測点でよく見られた。この2つの後続波の特徴を調べるために、X-P 時間を読み取り、震央距離との関係について調べた (Fig. 9)。X1 は、X1-P 時間が約 0.6 秒から 1.0 秒でほとんど震央距離に関係せず一定であることがわかった。また、X2 は震央距離が増加するにつれて X2-P 時間も増加することがわかった。

次に、この後続波の原因について解析をおこなった。最初に X2 の原因について考える。X2 は、水平動に卓越することから考えて、S 波であるとして解析を行った。その可能性として考えられることは、1) 観測点下の堆積層などにおける多重反射の場合、2) 震源より上に存在する速度不連続面で P 波で入射し S 波に変換された場合、3) 震源より下に存在する

速度不連続面に P 波で入射し S 波で反射した場合 (PxS 波)、4) 震源より下に存在する面に S 波で入射し S 波で反射した場合 (SxS 波) である。

まず、1) について考える。1) が正しいとすると、同一の観測点で多くの地震について観測されるはずであるが、この後続波は一定の地域でおきた地震にのみ観測される。このことから、この可能性は否定される。つぎに 2) について考える。後続波 X2 は、S 波より遅れて観測されるために、震源より上面での変換波では観測走時を説明できない。

次に、3), 4) の可能性について考える (Fig. 10)。この際、反射波の理論走時を計算し、観測走時との比較を試みた (Fig. 9)。理論走時に用いた速度構造は Table 2 と同じ構造を用い、プログラムパッケージ SEIS83 を用いた (Červeňý and Pšenčík, 1983)。まず、地殻内速度不連続面の深さを 13km に置き、震源より下方での P 波から S 波への変換波である PxS 波が観測走時を満足するか調べた (Fig. 9)。震源の深さを 10km に仮定した場合の理論曲線を Fig. 9 に示す。ここで注目すべき点は、見かけ速度である。PxS 波の理

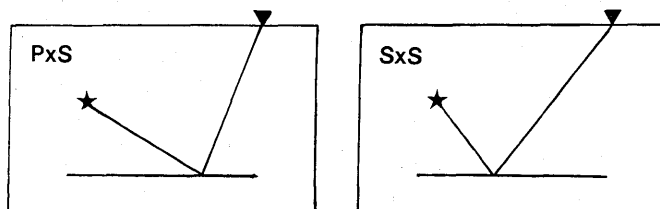


Fig. 10. Possible ray geometries for the X2 phase. P-reflected S and S-reflected S waves are shown by PxS and SxS, respectively.

論曲線では、震央距離が大きくなるにつれて X-P 時間が減少する傾向を示し、観測された X2-P 時間の震源距離にともなう増加の特徴と一致しない。PxS 波の場合は、震源の深さや速度不連続面の深さを変えても、この震央距離の増加に伴う X2-P 時間の減少の傾向は変わらず、時間軸に沿って平行移動するだけである。そのため、PxS 波では、たとえ、震源の深さや速度不連続面の深さを変えても、観測値を説明できない。

一方、SxS 波の場合も同様に地殻内不連続面の深さを 13 km に仮定して、震源の深さを変えて、観測値との比較を行った。震源の深さを 11.5 km において計算した理論走時を Fig. 9 に示す。SxS 波の理論走時は、震源距離が大きくなると X-P 時間が増加する傾向を示し、観測走時の特徴と一致する (Fig. 9)。このこと

は、震源の深さや速度不連続面の深さを変えることによって、観測値の説明が可能であることをしめす。この後続波は、9 km から 12 km の深さで発生している地震について見られるため、この地震の深さを拘束条件として、速度不連続面の深さを上下させ Trial and Error によって最適な深さを求めた。その結果、速度不連続面の深さを 13 km に仮定すると観測値をよく説明できることがわかった。これらのことから、X2 は深さ 13 km に存在する速度不連続面における SxS 反射波であると考えられる (Fig. 11)。

次に X1 の成因について考える。X1 相が上下動に卓越することから P 波であると考えると、その可能性は Fig. 12 に示すように 2 通り考えられる。それは、5) 速度不連続面に P 波で入射し、P 波で反射した場合 (PxP 波)、6) 速度不連続面に S 波で入射し、P 波で反射した場合 (SxP 波) である。これらの場合は速度不連続面の深さを任意に与えることによって、X1 相の観測走時を満足させることは可能であるが、他の顕著な反射波 (X2) が見られることから、深さ 13 km に顕著な速度不連続面が存在すると考えられる。そこで、ここでは同一の速度不連続面からの反射波として解析を行った。5)、6) の場合

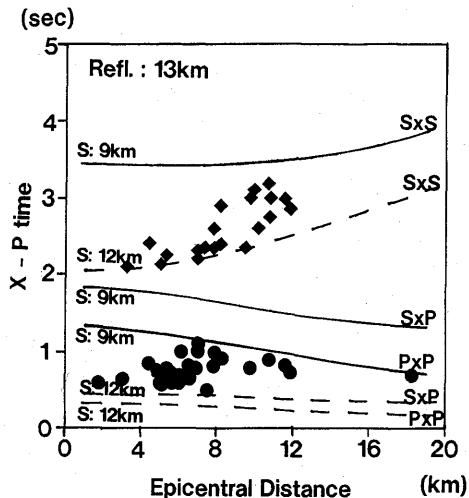


Fig. 11. Graph of observed X-P time data vs. epicentral distances. Theoretical lines of PxP, SxP, and SxS are shown. Reflector depth is assumed to be 13 km. Source depths of 9 km and 12 km are shown by solid and broken lines, respectively.

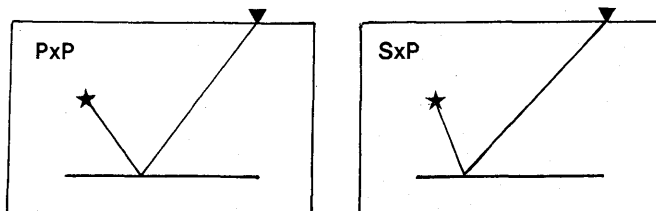


Fig. 12. Possible ray geometries for the X1 phase. P-reflected P and S-reflected P waves are shown by PxP and SxP, respectively.

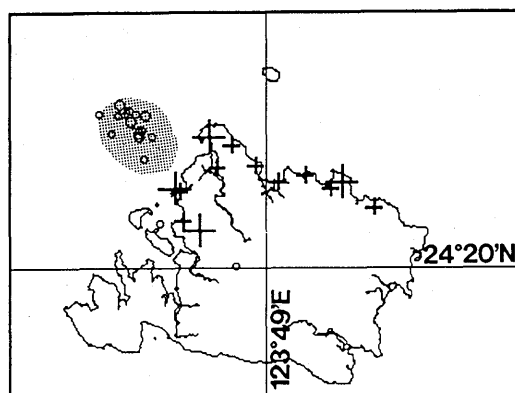


Fig. 13. Location map of reflector (shaded area). Epicenters of the earthquakes for which the later phases were observed are shown by circles.

の理論走時を SxS 反射波の理論走時とともに Fig. 11 に示す。このように、5), 6) の理論走時はともに観測走時を満足することができる。このように、X1 相は深さ 13 km に存在する速度不連続面からの PxP 波、もしくは SxP 波であると考えられる。このように、このデータから、X1 相が PxP 波か SxP 波かを明言することは困難であるが、過去の地殻内深部反射面の観測報告の SxP 波はよく観測されるが PxP 波の報告が少ないことから考えて (MIZOUE *et al.*, 1982; 加藤・他, 1992), この X1 相は SxP 波であるのではないかと考えられる。

このように、X2 相を地殻内速度不連続面での SxS 波とし、X1 相を同じ面での SxP もしくは PxP 波であると考えれば観測値を説明できる。また、その他殻内不連続面は、西表島北西の深さ 13 km に求められた (Fig. 13)。

5. 議 論

今回の観測で震源分布とその断面図において特徴的な結果が得られた。震源分布は全体的に北西-南東方向のトレンドを持ちいくつかのクラスターに分かれていることがわかった。また、震源の深さは主に 8 km~12 km に求まり、上部地殻深部での活動が活発であることがわかった。また震源分布の断面図では、西表島の中央に位置するクラスターは、深さ 12 km 程度から 8 km 程度まで鉛直方向に延びる傾向が見られた。また、その鉛直方向にのびる震源の分布は $C-C'$, $D-D'$ の断面図でも見られる。 $A-A'$, $C-C'$ の断面図は、震源分布が鉛直方向に延びているが、 $D-D'$ ではその傾向が鉛直方向に対して大きく傾いて分布しているのが見られる。これらの震源は、テレメータ観測点の観測網に近いために、実際このような震源分布の傾向が見られるものと思われる。また、特に注目したいものは、 $D-D'$ の鉛直方向の震源の分布は、ちょうど地殻内速度不連続面の存在する位置の上から地表面方向に延びていることがわかる。これは、地殻内速度不連続面の下が溶融体であると考えれば、そこから地表に向かって延びる震源分布は、マグマの上昇を連想させる。しかし、そのためには、地殻内速度不連続面がどのような物質の境界面であるかをはっきりさせる必要がある。例えば、MIZOUE *et al.* (1982) や加藤・他 (1992) では、地殻内速度不連続面からの反射波の振幅が大きいことから、その速度不

連続面での反射係数を推定し、その結果地殻内溶融体からの反射波であることを結論づけた。同様の方法を用いて速度不連続面の物理的性質を推定するためには、反射波が得られた地震のメカニズム解を正確に決定し、振幅の情報から速度不連続面の性質を明らかにすることが必要となる。しかし、今回のテレコンシステムの観測は限られた時間帯の観測であるために、反射波が観測された地震のメカニズムを決定できなかった。そのため、今回の解析からは速度不連続面の物理的性質を決定することは困難であった。

5. 結 論

西表島近傍で発生した群発地震の詳細な震源分布と震源のメカニズム解を明らかにするために、1992年10月29日から同年11月7日にかけて臨時観測を行った。その際おこなった観測は、無線テレメータによる地震活動の監視とテレコンシステムを用いた高密度観測の2つの観測を行った。無線テレメータによる観測では、同一の時計を用いて刻時精度を向上させたため、精密な震源分布図が求められた。その結果、震源分布からは北西南東方向に延びるトレンドが求まり、それは震源分布の密度の密集したいくつかのクラスターで構成されていることがわかった。また、そのクラスターの深さ方向の分布は塊として存在するのではなく、地下深部から地表方向に延びる帯状の震源分布で構成されていることがわかった。また、西表島北西の深さ約13kmの地点に地殻内速度不連続面が求められた。

謝 辞

本研究を行うにあたり、有益な助言を与えてくださった東京大学地震研究所の溝上恵教授、ならびに佃 為成助教授に深く感謝いたします。また、気象庁西表島測候所の方々には便宜を図っていただきました。ここに記して感謝の意を表します。

参 考 文 献

- ČERVENÝ, V. and I. PŠENČÍK, 1983, Program Package SEIS83.
ISACKS, B. and P. MOLNAR, 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys.*, **9**, 103-174.
加藤孝志・飯高 隆・溝上 恵, 1992, 伊豆半島東岸の溶融体を伴う地殻深部不連続面, *地震研究所彙報*, **67**, 239-264.
加藤祐三, 1982, 琉球列島西表海底火山に関する資料, *琉球列島の地質学研究*, **6**, 49-58.
KATSUMATA, M. and L. R. SYKES, 1969, Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5923-5948.
KIZAKI, K., 1978, Tectonics of the Ryukyu Island Arc, *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S301-S307.
松村一男, 1991, 南西諸島の地震活動, *月刊地球*, **13**, 623-627.
MIZOUE, M., I. NAKAMURA and T. YOKOTA, 1982, Mapping of an unusual crustal discontinuity by microearthquake reflections in the earthquake swarm area near Asio, northwestern part of Tochigi prefecture, central Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **57**, 653-686.
永岡 修・草野富二郎・前泊正純, 1993, 1992年西表島群発地震活動の推移, *月刊地球*, **15**, 197-201.
瀬戸憲彦・中村正夫・溝上 恵, 1990, 無線による地震のテレコン観測システム, *地震学会予稿集*, No. 2, 277.
SHIONO, K., T. MIKUMO and Y. ISHIKAWA, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu Arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, *J. Phys. Earth*, **28**, 17-43.

YAMAOKA, K., Y. FUKAO and M. KUMAZAWA, 1986, Effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere, *Rev. Geophys.*, **24**, 27-53.

要 旨

南西諸島は、琉球海溝にほぼ並行に位置する弧状列島である。近年、南西諸島の西端に位置する西表島において群発地震活動がみられ、1992年9月17日からは西表島北西沖において活発な群発地震活動が発生した。そのため、1992年10月29日から同年11月7日にかけて、無線テレメータによる地震活動の監視と無線によるテレコントロールシステム（テレコンシステム）を用いた高密度観測をおこなった。

その結果、観測期間中に1060個の地震が観測され、活発な活動状況を示した。震源分布においては、今回の活動はいくつかの群（クラスター）からなり、全体の傾向として北西-南東方向に分布していることがわかった。震源の深さは、おもに8kmから12kmであり、上部地殻の深部での活動であることがわかった。また、いくつかのテレメータの観測点で後続波が観測され、走時解析から、地殻内部に速度不連続面が存在することが示された。その地殻内速度不連続面は島の北西部から沖合いにかけて位置し、深さ13km程度に求まった。その地域の震源分布の鉛直断面図を見ると、深いところから浅いところに向かって鉛直方向にならぶ明瞭なトレンドが見られた。また、テレコンシステムを用いた解析では、初動の押し引きの重ね合わせによって、震央分布の北西-南東方向に走行を持つ正断層のメカニズム解が推定された。