

## 40. 1980年伊豆半島東方沖地震の震源直上での ハイドロホンによる高周波振動の観測と それによる地震断層の位置の推定

地震研究所 { 茂木清夫  
望月裕峰

(昭和55年10月31日受理)

### 1. ま え が き

伊豆半島及びその周辺では、1974年5月9日の伊豆半島沖地震 ( $M=6.9$ ) の発生以来、伊豆半島東部での地殻の異常隆起につづいて群発地震が発生し、さらに1976年8月18日の河津地震 ( $M=5.4$ )、1978年1月14日の伊豆大島近海地震、1978年11月から1979年5月に至る伊東沖の群発地震群が相ついで発生した。1974年以前の約40年間の静穏な状態と比較すると、この地域の最近の活動が極めて異常なものであることが注目される。最近までの地殻活動の経過及びその観測成果は、茂木 (1979) 及び佐藤 (1980) によってまとめられている。1979年6月以降一応平穏な状態がつづいていたが、1980年6月24日頃から再び伊豆半島東部沖合で顕著な群発地震が発生しはじめ、約1ヶ月つづいて、現在再び静穏な状態に復している。特に、6月29日には  $M 6.7$  の大きい地震が発生し、伊豆半島での崖くずれなどによるかなりの災害も発生した。著者らはかねてより、地震、特に極微小地震の高周波振動を観測する計画をもっていたが、今回の群発地震が発生するや観測船によって現地におもむき、震源域を回遊している所で6月29日の  $M 6.7$  の大きな地震が発生し、1000回に及ぶ高周波地震動をハイドロホンによって観測することに成功した。本文で述べるように、吾々が現地で観測していた時期は、今回の活動の最盛期にあたって居り、また回遊を続けていた場所も  $M 6.7$  の地震の震源域の直上であった。

本論文ではハイドロホンによって観測された高周波振動を解析して、地震断層の位置や深さを高精度で推定した結果を述べるが、これは高周波振動の特性を活用した新しい地震研究の手法を示すものである。

なお今回の観測は海上保安庁水路部の協力を得て行なったもので、水路部も独自に解析を進め、その結果を報告している (浅田ほか、1980)。但し、その結果については著者らは関与していないことを付記しておく。

### 2. 観測までの経緯

茂木は1960年頃から岩石破壊に先行する微小破壊振動の研究を進めてきたが (MOGI, 1962, 1963, 1968)、自然地震の場合にもこのような高周波の微小地震動が先行することを予想し、実際に野外で高周波振動を計測する計画を進めていた。1980年6月26日早朝、

地震研究所津村建四朗助教授と会った際に、25日夜かなり顕著な群発地震が伊豆半島東部で観測されたことを知らされた。昨年(1979年5月まで)断続的に続いた群発地震は伊豆半島東部の川奈崎からその沖合にまたがっていたので今回も同地域を想定し、陸路伊豆半島東部の陸上の適当な井戸をさがし、そこでハイドロホンを用いて高周波振動の観測を実施する計画を立て、28日出発を予定して計測器、官用車等の手配をとると共に、未だハイドロホンを入手して居なかったので水路部にその借用方を要請した。水路部はそれを快諾されたが、機器のみの貸出しはできないとのことで観測員も同行することになった。同日午後、茂木は気象庁で東海地域に関する会合に出席し、そこで、今回の群発地震は昨年の場合よりもやや東方の海域であるらしいとの気象庁の観測情報を知らされた。したがって震源近傍での観測のためには、海上で観測する必要があると考え、翌27日水路部に対して急遽観測船の出動方を要請した。水路部当局も海中音響観測についてかねてから関心があったこともあって、翌28日観測船拓洋を出動させることとなり、水路部側から土出、加藤の両測量官が同行し協同観測を行うこととなった。

### 3. 観測の方法

観測船拓洋(737トン、工藤友吉船長)は予定通り6月28日正午東京港を出港し、数時間後伊豆半島川奈崎沖合に到着し、19時頃よりハイドロホンによる観測を開始、30日朝同海域を出航して、夕方東京港に帰港した。観測方法としては、ハイドロホン(日本電気、NE-37D)を船尾から約250m伸ばしたケーブルで曳航し乍ら、ブリアンプを通して、カセットテープレコーダー(東芝、RT-9100SM)で記録した。総合周波数特性は約50Hzから1kHzで凡そ平坦である。刻時には水晶時計を用いたが、JJYなどによる較正を行っていない。ただし、大きい地震の発生時刻が知られて居るので、それをテープレコーダーの地震記録と比較することによってかなりの程度まで絶対時を推定することができた。今回の測定における最大の問題点は船の機関稼動による機械的並びに電氣的ノイズ及びハイドロホンのケーブルと船体との摩擦によるノイズが極めて大きいことであった。記録を検討した結果によると約300Hz乃至それ以上の高周波振動について論ずることは、これらの原因によるノイズレベルが高く無理である。従って、SN比の比較的よい周波数帯(50~300Hz)に着目し、解析を行なった。吾々が調査した期間が地震活動の最盛期にあったために、ノイズレベルをしのぐ多数の大小の地震の高周波成分をとらえることができた。以下の議論ではハイドロホンによって計測された50Hz以上の高周波振動をAcoustic Emission, 略してAE<sup>1)</sup>と呼ぶことにする。可聴周波数帯の高周波振動の意味で用いる。

1) 本来AEという用語は、固体の変形、破壊によって放射する弾性波一般に対して用いられ、周波数や振幅によって限定されず、長、中周期の地震波もAEの一種である。しかし、この名称が室内の高周波微小破壊振動から由来したこともあり、可聴周波数帯乃至それ以上の高周波振動に対して用いられる場合が多い。本論では、通常の1~10Hz程度の地震波に対して、ハイドロホンで観測された数10Hz以上の可聴周波数帯の振動をAEと呼んで区別したが、これは両者を区別するための便宜的な用い方である。

#### 4. 観測の場所と期間

観測地域は Fig. 1 に網目で示した範囲である。この場所の選定は今回の観測の成果を左右するものであったが、吾々は次の2つの点を考慮して、この観測場所を決定し、その範囲内で船を航行されるよう船長に依頼した。第一は吾々が出港するまでに得られた群発地震の震源の位置についての情報である。但し、出発前日に当たる27日の時点では、地震研究所による震源決定はまだ数も少なく、ごく暫定的なものであった。第二は海底地形の状況及び地質学的に推定された活断層の位置である。6月29日の M 6.7 の伊豆半島東方沖地震の地震断層はこの調査指定区域のほぼ中央を南北につらぬいたものと推定されることは後で述べる。

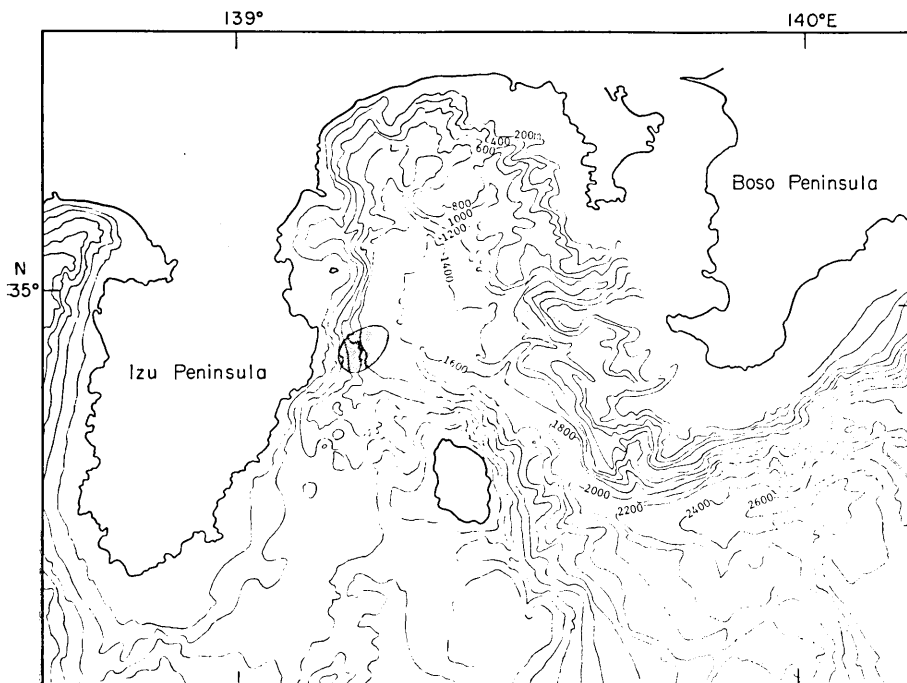


Fig. 1. Locality of the region where the acoustic emission measurement by a hydrophone was carried out just before and after the 1980 Izu-hanto-tohoku earthquake, and the submarine topography of the Sagami Bay and its surroundings.

Fig. 2 は調査期間である。棒グラフは気象庁の鎌田地震観測点で観測された地震の数の日別変化を示すもので、黒い部分は有感地震のそれを示す。同時に M 6.7 の大地震と吾々が調査区域内において観測していた期間を示してある。今回の活動は極めて活発なものであったが、吾々の調査時期はそのピーク時にあたっていたことがわかる。勿論、28日朝以降吾々が乗船している期間の地震活動の推移は知るよしもなかったのである。ここで調査期間として示したうち、6月29日の朝から同日16時20分の M 6.9 の大きい地震発生ま

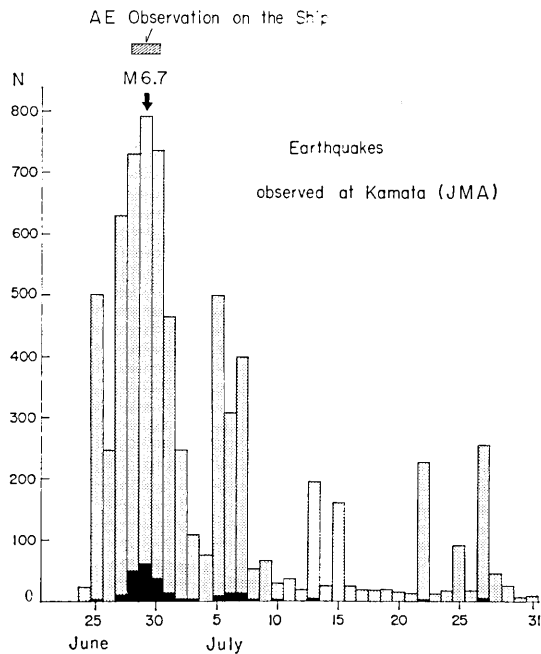


Fig. 2. The period of the acoustic emission (AE) measurement by a hydrophone and the temporal variation in seismic activity before and after the Izu-hanto-toho-oki earthquake of magnitude 6.7 on June 29, 1980. The seismic activity is shown by the daily number of earthquakes observed at the Kamata seismic station by JMA. The daily number of felt earthquakes is shown by solid bars. It is to be noted that the AE observation was carried out in the most active period.

での約10時間は悪天候のためハイドロホンのケーブルが船体にまといつくというトラブルのため、AE観測を中断していたのは誠に残念であった。しかし、本震後約10分にして観測を再開することが出来、活発な余震に伴うAEをとらえることができた。

Fig. 3 は観測再開後の船の航路図である。さきに指定した範囲内を出来るだけゆっくり(3~5ノット)と航行し、回遊を続けたのである。船の位置は約30分毎に求められたが、約100m以内の精度で決定された。Fig. 4の上段は観測地域を航行している期間の地震活動の推移を示す。Nは地震研究所堂平地震観測所の城山観測点で(城山の記録不良の部分は大山観測点を考慮)観測された地震の数である。この図でM6.7の大きい地震の前に非常に静穏であったこと、大地震後余震活動が続き、それが時間と共に単調に減少したこと、これらの活動に重なっていくつかの鋭い山型の群発地震活動が起こったことがわかる。Fig. 4の下段は船上で体感された地震で、海震と言われるものである。この期間に約20回の海震を感じたが、地震研究者がこのような多数の海震を経験したということはいまだにないことである。特に、29日16時20分の大きい地震のときの震動は、上下動の

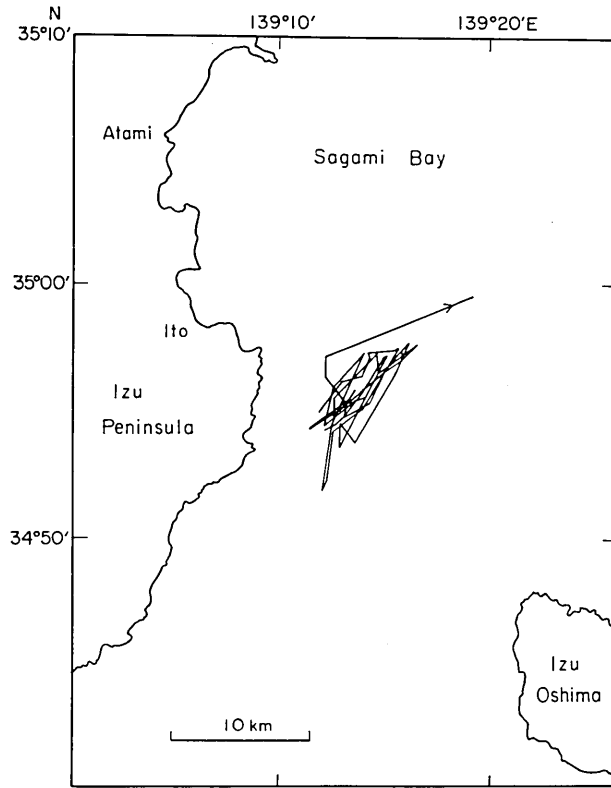


Fig. 3. The course of the observation ship "Takuyo" of the Hydrographic Department just after the Izu-hanto-toho-oki earthquake of M 6.7 (from 16<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th to 07<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 30th, June).

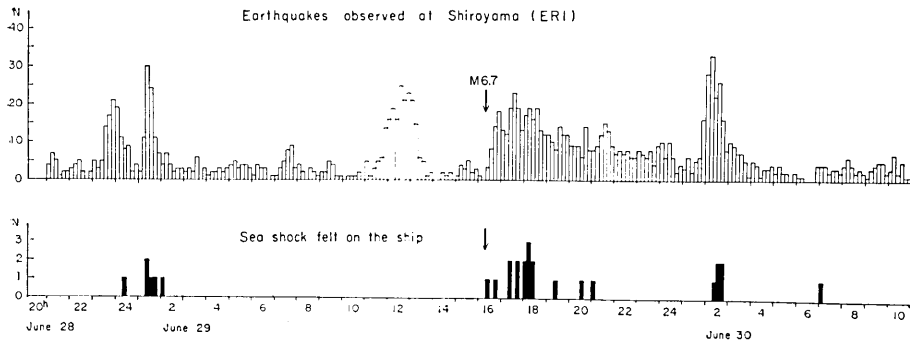


Fig. 4. Upper: temporal variation in seismic activity in the focal region of the Izu-hanto-toho-oki earthquake of M 6.7 during the period of the acoustic emission measurement. N: number of earthquakes in the Izu region observed at the Shiroyama seismic station of ERI, which is located about 70 km north the epicenter of the earthquake of M 6.7. Lower: sea shocks felt on the observation ship.

ほかに横方向にもゆさぶるという激しいもので、海震と同時に、対岸の伊豆半島の海岸の崖くずれが目撃され、白茶色の煙が立ちのぼって、さながら小噴火のごとく望見された。上に述べたように、荒天候のためトラブルが起こり、29日4時頃から約10時間 AE 観測が中断され、M 6.7 の大地震発生10分後の16時40分より観測を再開した。観測は翌30日朝まで続けられたが、本論文では本震発生以後に観測した AE について報告する。本震前は SN 比が悪く、なお十分な検討が済んでいないので、次の機会にゆずりたい。

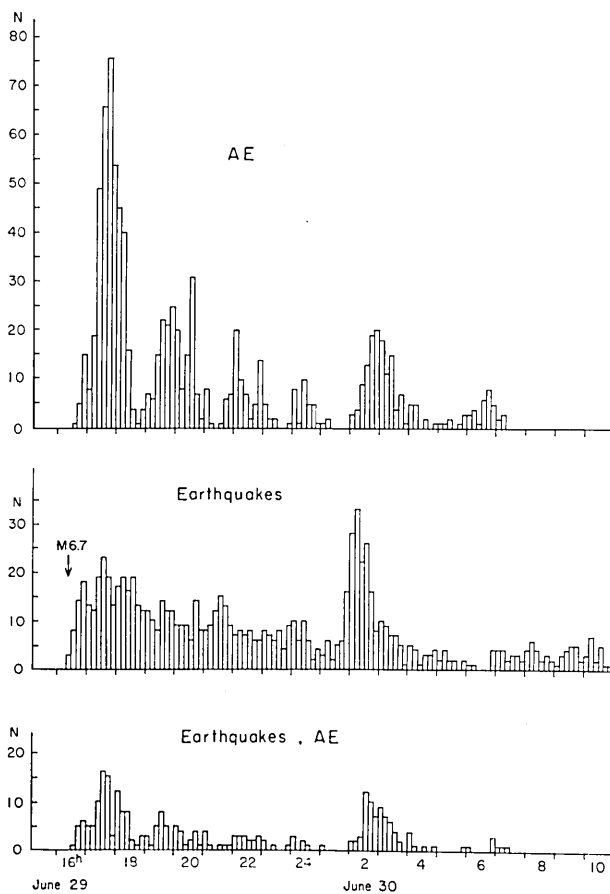


Fig. 5. Temporal variations in the acoustic emission activity observed by a hydrophone of the ship (top) and in the seismic activity observed at Shiroyama (middle) just after the Izu-hanto-toho-oki earthquake of M 6.7. The bottom figure shows the frequency of earthquakes which were observed both by a seismograph at Shiroyama and by a hydrophone of the ship. It is to be noted that the AE activity observed by a hydrophone of the sailing ship is considerably different from the seismic activity in this region.

## 5. 観測結果と解析

### 5-1 AE の分類

Fig. 5 に 6 月 29 日 16<sup>h</sup> 20<sup>m</sup> の M 6.7 の伊豆半島東方沖地震の発生以後約 15 時間にハイドロホンで観測された高周波振動 (AE) と城山で観測された地震の頻度分布を示した。同図の下段は城山で観測された地震のうち、AE としてハイドロホンでも観測されたものである。AE (上段) と地震 (中段) 両者の活動の推移は似ている点もあるが、むしろちがう点が目立っている。中段と下段の間には当然のこと乍らかなりの類似性が認められる。ここに示した AE の数は 50 Hz—100 Hz のフィルターを通した SN 比の良い比較的 low 周波のものであり、以後特に断らない限りこの周波数領域の AE を取扱う。

さて、テープレコーダーに集録された AE はビジュグラフ及びトランジェントレコーダー・ペンレコーダーの両方の記録方法で再生された。その結果、AE には色々の波形のものがあることがわかった。Fig. 6 ではこれを立上りの鋭さに着目して A, B', C 3 つのタイプに分類してある。A 型では立上りが急激であり、B 型ではやや立上りがゆるやかであり、C 型ではさらに徐々に最大振幅に達する。A 型や B 型の AE で、最初の大きな振幅の波群が一旦終って一定の時間間隔を経て第 2 群、さらに第 3 群の波群が認められる場合も少なくない。この問題については後で詳しく述べる。さらに A 型及び B 型 AE のうち、継続時間が 1 秒以内で終るパルス型のもと 3~5 秒継続するものなど、明らかに波形の異なるものが存在する。この問題については次回にゆずりたい。ここでは、専ら立上りの鋭さに着目した、A, B, C の分類で資料を解析する。なお、A, B, C 型の分類に当っては特に大きい地震に相当する AE は除外した。これはたとえ B 型 AE であっても初動からふりきれてしまい、A 型か B 型かの判定がむずかしいからである。但し、その数は少なかった。

Fig. 6 に示した波形はいずれも 50 Hz—100 Hz のバンドパスフィルターを通し

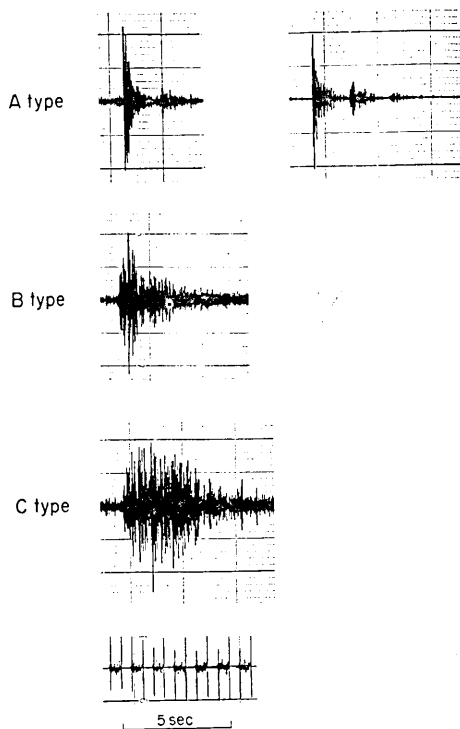


Fig. 6. Classification of the observed acoustic emission. A type: the amplitude increases very abruptly and then decreases gradually. In this type, there are two groups of different wave-forms, that is, one is the single shock type and the other is the multiple shock type. B type: the increase of amplitude is not so rapid. C type: the amplitude begins to increase gradually and reaches its maximum value a few seconds later.

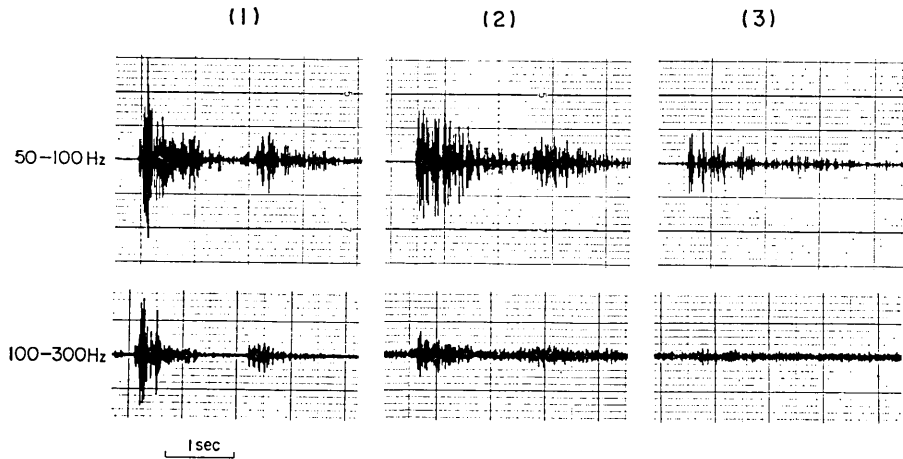
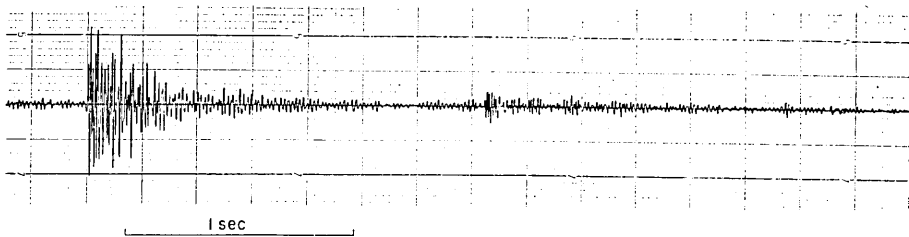
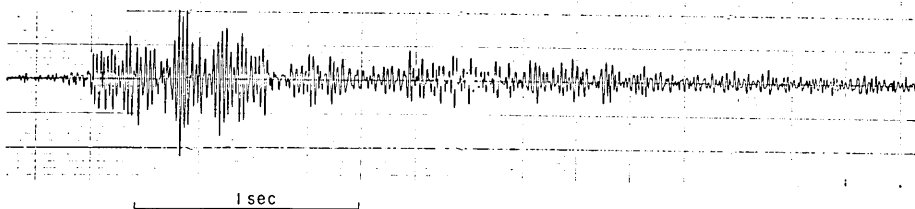


Fig. 7. Wave-forms of typical three acoustic emission events observed by two different band-pass filters (50-100 Hz) and (100-300 Hz). It is to be noted that the frequency spectrum is different for different events.

#### A type



#### B type



#### C type

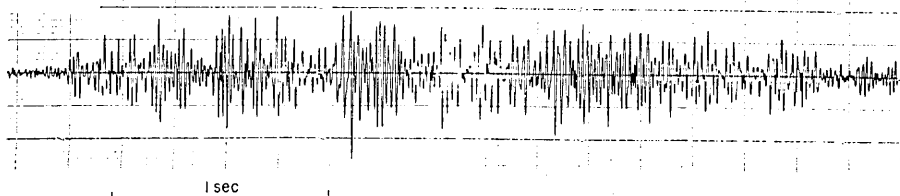


Fig. 8. Wave-forms of acoustic emission events of A, B and C types observed with the band-pass filter (50-100 Hz). It is to be noted that A type is a pulse type and so it might occur at the shallow surface layer of the ocean bottom just below the observation ship.



たものであるが、AE の周波数成分は場合によって明らかにちがいがある。但し、今回の測定では SN 比の良い周波数範囲が狭いために 広範囲にわたる周波数分析は出来ないが、場合によって周波数成分が 明らかにちがうことを示す例を Fig. 7 に示した。(1) では 100 Hz—300 Hz 成分もかなり含まれているが、(3) では 100 Hz 以下の周波数が卓越している。1000ヶに及ぶ AE について同様の周波数分析を行った所では、その大部分では 50 Hz—100 Hz が優勢であったので、このバンドパスフィルターを通したものについて以後の検討を行なった。各 AE の周波数分析については次回にゆずる。

Fig. 6 に示した AE 波形を時間軸を伸ばして示したのが Fig. 8 である。A 型では非常に急激に立上り、B 型、C 型の順に初動部分が不明瞭になることがわかる。このようなちがいは室内の岩石破壊実験の高周波 AE でも認められることで、立上りの鋭さは不均質媒質内を通過して来る距離の大小によって支配的に決まる。従って、A 型のような鋭い立上りを示す AE は船の直下の海底地殻の、しかもごく表面で発生したものであると考えざるを得ない。C 型は遠方で発生した AE で、この周波数 (50 Hz—100 Hz) での著しい減

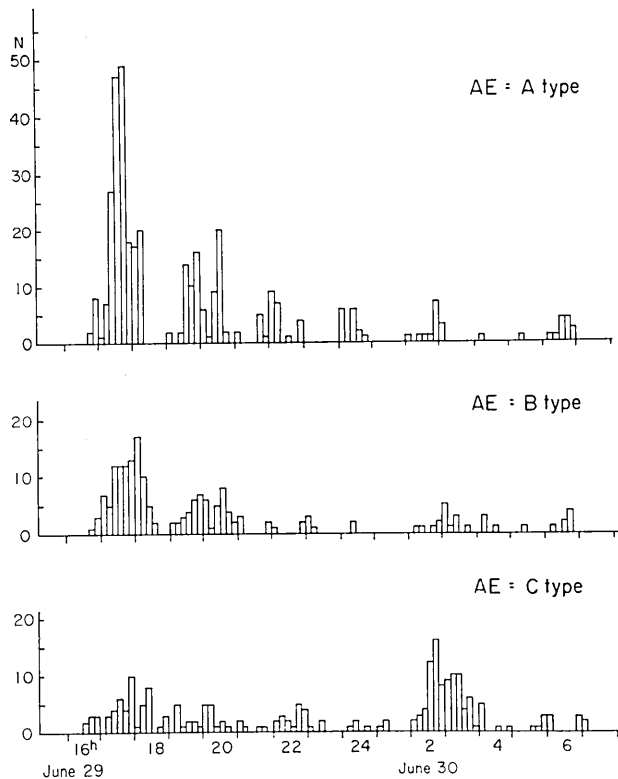


Fig. 9. Temporal variation in acoustic emission activity for the different types. Top: A type; middle: B type; bottom: C type. It is to be noted that the activity of the C type acoustic emission is approximately similar to that of earthquakes shown in Fig. 5, but the activity of the A type is considerably different from that of earthquakes.

衰を考えると遠方のかかなり大きい地震であると考えられる。実際 C 型の AE のほとんどは城山で観測された地震に対応し、このことを裏づけている。B 型の AE はその中間の距離（水平でも深さでもよい）で発生したものと考えられる。

Fig. 9 に A, B, C の 3 つのタイプの AE 活動の時間的変化を示した。A 型と B 型, B 型と C 型の間にはそれぞれ共通の傾向が認められるが, A 型と C 型を比較するとそのちがいは著しい。C 型の活動の推移は Fig. 6 の中段に示した地震のそれとほぼ対応している。それにひきかえ, A 型の活動の推移は地震のそれとは著しく異なっていることに注目する必要がある。次節においてこの A 型の AE 活動度の推移の意味するところについて論ずる。

#### 5-2 A 型 AE の空間的分布からの地震断層の位置の推定

上に述べたように, A 型の AE は観測船の直下に発生したと考えられ, B 型はそれよりもやや広い範囲, C 型は伊豆大島近海にも及ぶ範囲に発生したものと考えられる。したがって, 航路上のどの地点でどのタイプの AE を観測したかを調べることによって, 地震の震源領域を推定する手掛りが得られる可能性がある。Fig. 10 は 29 日 16 時 20 分の大きい地震直後 AE 観測を再開してから 18 時 30 分まで航路上で観測した A, B, C の 3 つのタイプの AE のうち記録振幅がある一定値以上のものを示したものである。この図で A 型は黒

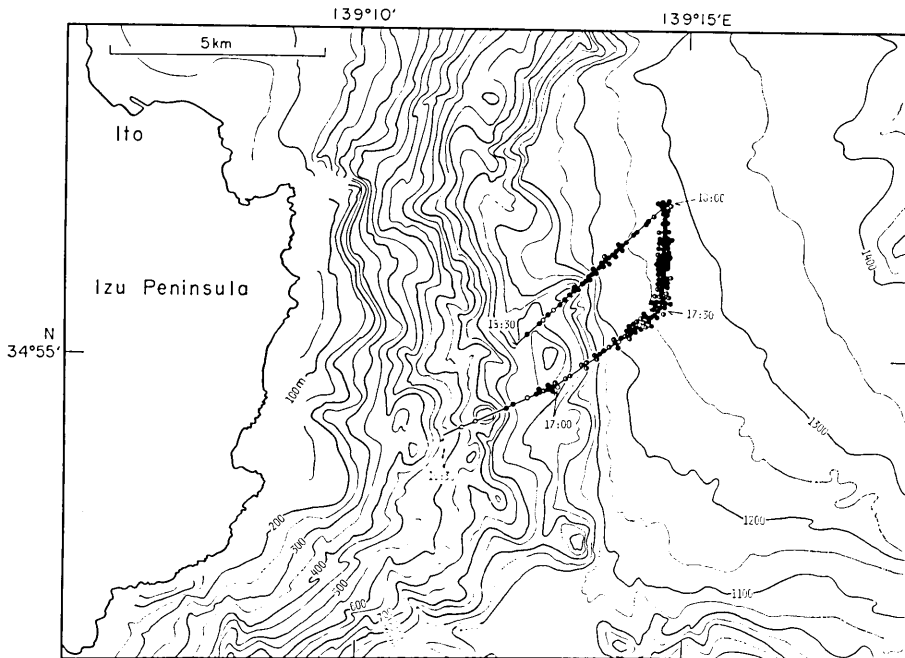


Fig. 10. Acoustic emissions of types A, B and C observed during the period from 16<sup>h</sup>30<sup>m</sup> to 18<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th, June are plotted along the course of the ship. Solid circle: A type; semi-solid circle: B type; open circle: C type. In this figure, large acoustic emission events only are plotted.

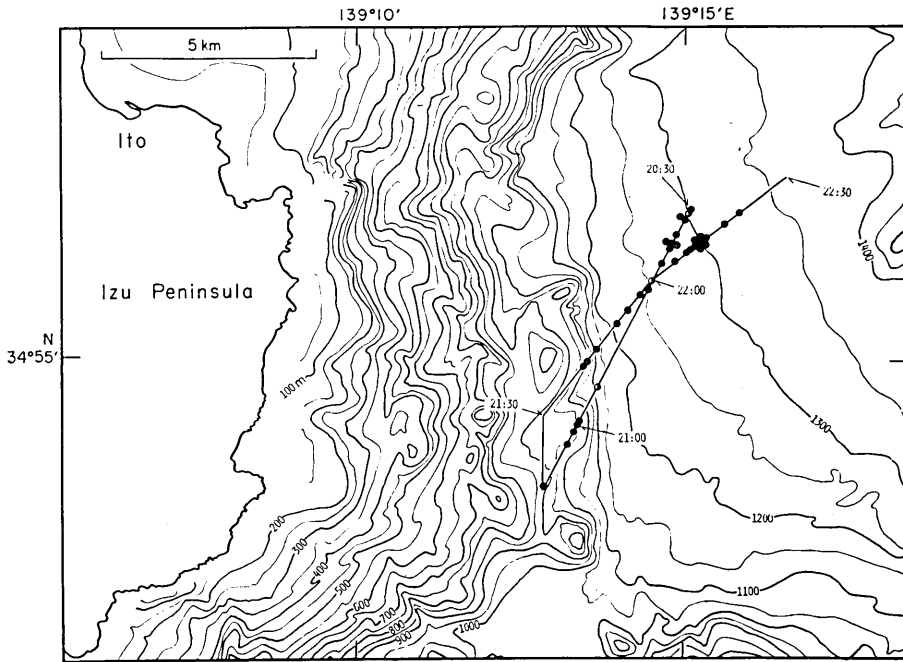


Fig. 11. Acoustic emissions of different types (A, B and C) observed during the period from 20<sup>h</sup>30<sup>m</sup> to 22<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th, June, are plotted along the course of the ship. Symbols are same as in Fig. 10.

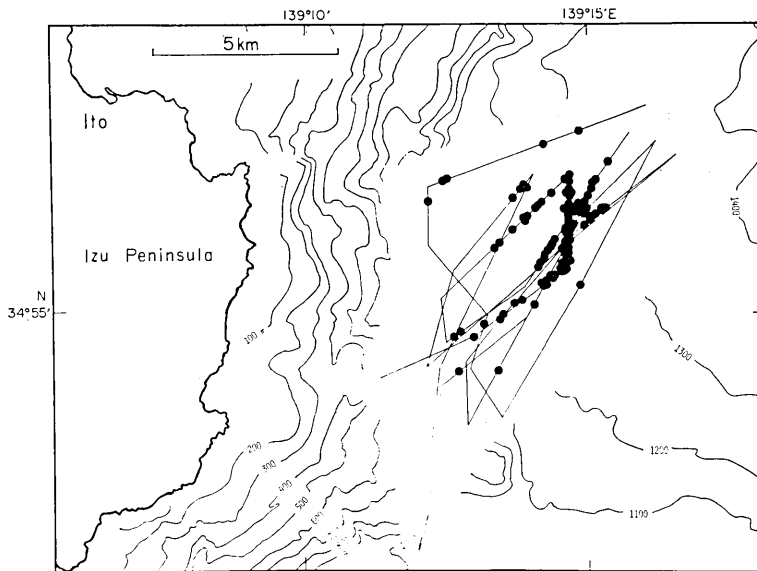


Fig. 12. Acoustic emissions of A type with large amplitudes observed during the period from 16<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th, to 07<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 30th, June, are plotted along the course of the ship.

丸, B型は半黒丸, C型は白丸である。これをみると大地震直後はA型は少なく, C型及びB型のみであるが, 北東に進行するにつれてA型が急激に増加し再び南西方向に進行するにつれて減少する傾向がみられる。Fig. 11は20時30分から22時30分までの航路上で観測したもので, 全般的に活動度が低下したこと, 南西から北東に進行する場合に途中

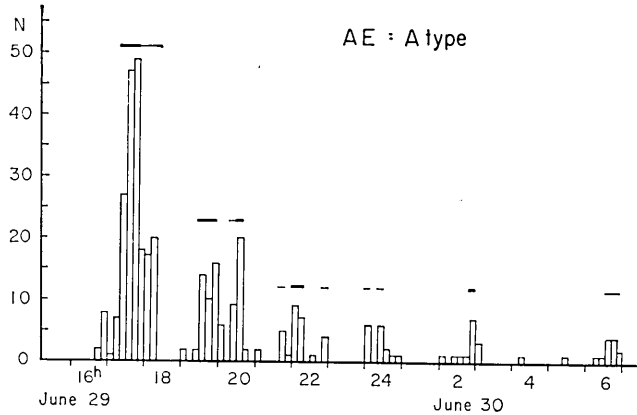


Fig. 13a. The high active periods of the acoustic emission of A type are shown by horizontal bars, with the frequency distribution of the A type emissions. The degree of relative activity is shown by thick and thin bars (the general activity decreases gradually after the main shock).

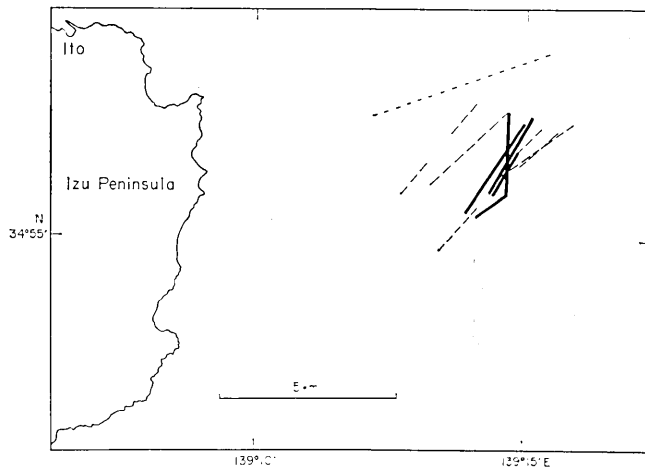


Fig. 13b. Positions of the ship where the acoustic emissions of A type were frequently observed are shown by solid and broken lines. The solid and broken lines in this figure correspond to solid and thin bars in Fig. 13a. These solid lines are located within a limited region. It is deduced that the 1980 submarine earthquake fault (M 6.7) which is estimated as a left-lateral strike-slip fault with NS direction by earthquake mechanism analyses (JMA, 1980; Shimazaki, 1980) may pass through this region.

で A 型の AE が急増することが認められる。Fig. 12 は29日16時30分頃から30日朝この地域を離れるまでの全航行中に観測した、ある記録振幅以上の A 型の AE の観測位置を示したものである。A 型の AE は船の直下で発生したものと考えられるので、この分布図は A 型の AE の震源分布を示すものと言える。このことから A 型の AE は伊豆半島の東岸より約 8 km の海底で集中的に発生していることがわかる。

一方、地震資料の解析の結果、地震断層はほぼ南北の走行をもつ鉛直面に沿う左横ずれ断層であると推定されている（気象庁，1980；島崎，1980）。しかし、その断層の正確な

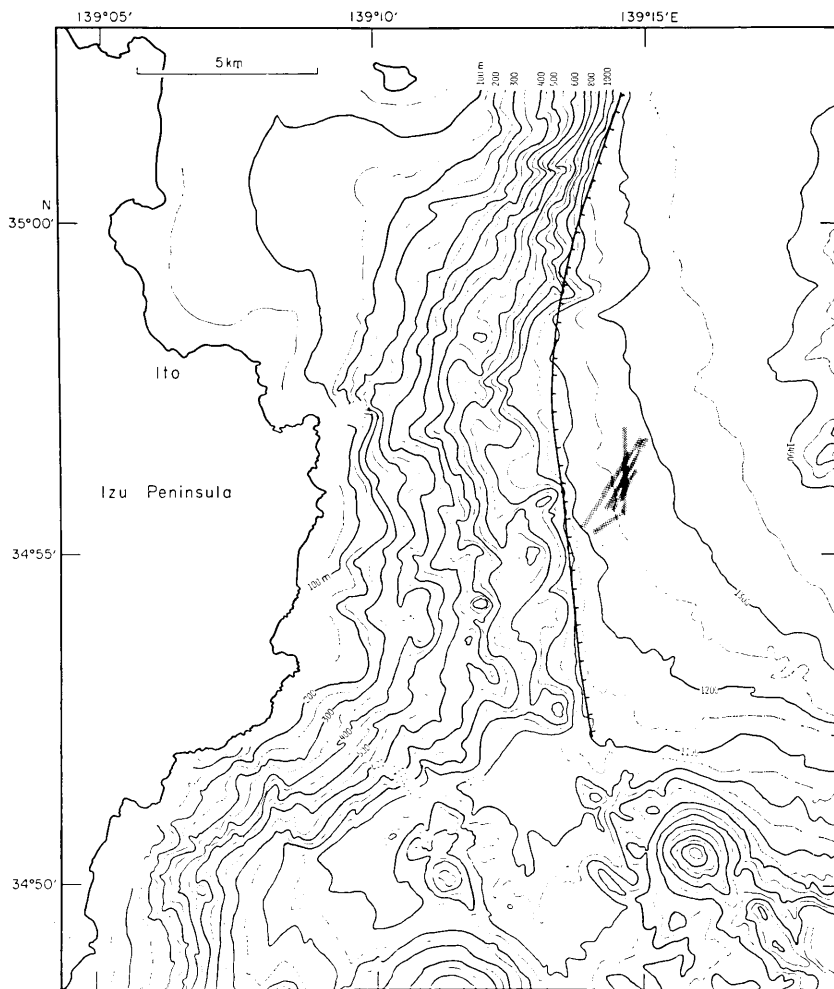


Fig. 14. Locations of the regions of high acoustic emission activity and the geological active fault (KAIZUKA et al., 1977) are shown with the submarine topography (Hydrographic Department, 1977). It is to be noted that the 1980 submarine earthquake fault estimated from the locality of the acoustic active region is significantly different from the geological active fault.

位置については不明確であったが、Fig. 12 はその位置が伊豆半島の東岸から約 8 km であることを示している。しかし、この図では A 型の AE が必ずしも一本の断層に見事に集中しているとは言えない。この図では初期の活動度の極めて高い時期と後期の活動度の低い時期を同じ図上にプロットしている所に問題がある。そこで、それぞれの航路上で A 型の AE の活動度がピークになる 時期及びその位置を示したのが Fig. 13 である。上段の図にはピークになった時期を太い線で、それよりもやや活動度の低い準活動期を点線で示し、下段の図にはそれぞれの活動のピークの空間的分布を示した。この下の図で活動がピークになった場所がごく限られた範囲内に入ることが注目される。この位置は伊豆半島東岸より  $8.5 \text{ km} \pm 0.5 \text{ km}$  の距離にあり、断層はこの地点を通過してほぼ南北にのびるものであることが推定される。

Fig. 14 はこの地域の海底地形及び貝塚ら (1977) によって地質学的手法によって推定された活断層の位置と今回の A 型 AE の集中域を比較して示したものである。地質学的手法には上下の変位をもつ活断層が推定されているが、今回の地震断層は左横ずれ断層であると共に、その位置は地形・地質学的手法によって推定された断層よりも有意に (約 2 km 足らず) 東方にあり、地形的には平坦な地域にあることは興味深い。Fig. 15 はこのような地形、地質学の方から推定された断層と今回の地震断層の関係を説明する一つの考えを示したものである。G は堆積層に掩われた平坦面と基盤岩よりなる斜面との境界で、これは単なる地質的不連続線にすぎない可能性もあり、今回の地震断層はその東側の基盤岩内の活断層の運動によるもので、この断層面は海底面にまで達していたと考えられる。したがって、地震直後の浅発性 AE (A 型) の活動はこの地震断層の位置を通過するとき極大になり、それを遠ざかるにつれて急速に低下する。

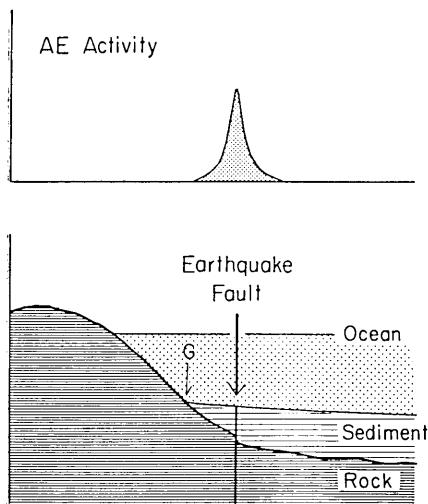


Fig. 15. A model for interpretation of the result that the locality of the earthquake fault obtained from acoustic emission activity is different from the locality of the active fault deduced from geomorphological data.

このようにして推定された地震断層を Fig. 16 に網目で示した。その南北の位置や長さは Fig. 18 に示した城山地震観測点での (S-P) 時間などから推定したものである。Fig. 16 には同時にこれまで各研究機関或いは研究者によって報告された余震分布の概略を示してある (気象庁, 1980; 唐鎌ほか, 1980; 大竹ほか, 1980; 石橋, 1980)。これらの結果は暫定的なものであるかも知れないが、観測点の配置などのためこのように著しいいちがいを示し、また大きなひろがりを見せている。従来海底地震断層の位置を推定するには余震分布がほぼ唯一のより所となっていた。しかし、これまでの震源の位置の決定は地殻内の垂直並びに水平方向の速度分布が十分知られていない限りその客観的精

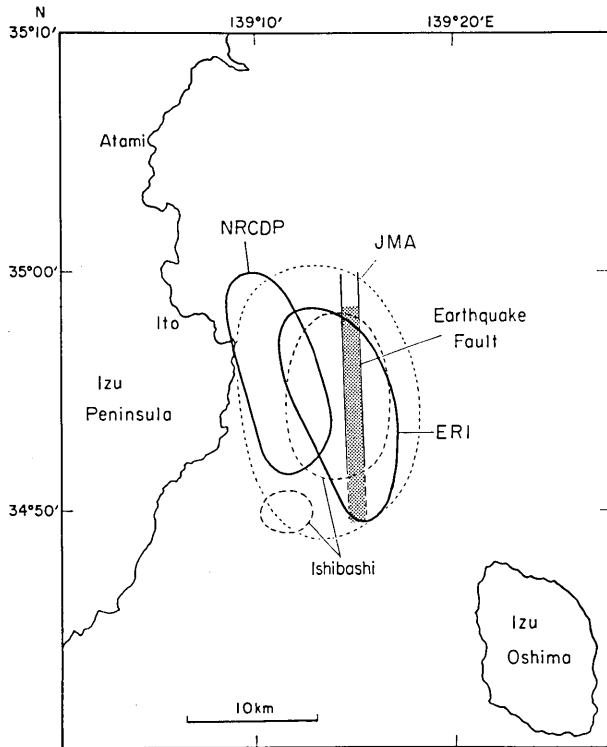


Fig. 16. Locality of the 1980 earthquake fault of M 6.7 deduced from the earthquake mechanism, the acoustic emission activity and (S-P) time of earthquakes observed at Shiroyama. Solid, broken and dotted curves are main aftershock regions obtained by ERI (KARAKAMA et al., 1980), NRCDP (Ohtake et al., 1980), JMA (1980) and Ishibashi (1980). The aftershock region by ERI is a preliminary one obtained just after the earthquake.

度は不明確であることをまぬがれない。それにひきかえ、今回の A 型 AE の活動度の空間分布に着目することによって飛躍的に精度の高い位置決定が可能となることが示された。

Fig. 16 のような地震断層が推定された以上、ここを通過するときには A 型 AE の活動がピークを示すことが期待される。実際観測船がこれを通過するほとんどの場合に A 型 AE の活動は極大となったが、Fig. 17 に見られるように 6 月 29 日 23 時から 23 時 30 分にここを通過した場合にはほとんど A 型の AE を観測しなかった。上に述べたような地震断層の存在を主張する以上、何故この場合だけ A 型の AE を観測しなかったかを説明する必要がある。Fig. 18 は城山で観測した地震の (S-P) 時間分布を、本震前及び本震直後から、ほぼ 1 時間毎に示したものである。(S-P) 時間が 9.5 秒の所にほぼ全期間を通じてピークがあり、これらの地震が丁度今回の AE 観測区域の地震に相当すると推定される。所が、29 日 23 時から 24 時までの期間には 9.5 秒前後の活動が例外的に低下したことがわかる。即ち、Fig. 17 で見られるように、23 時から 23 時 30 分までに断層を通過したにも

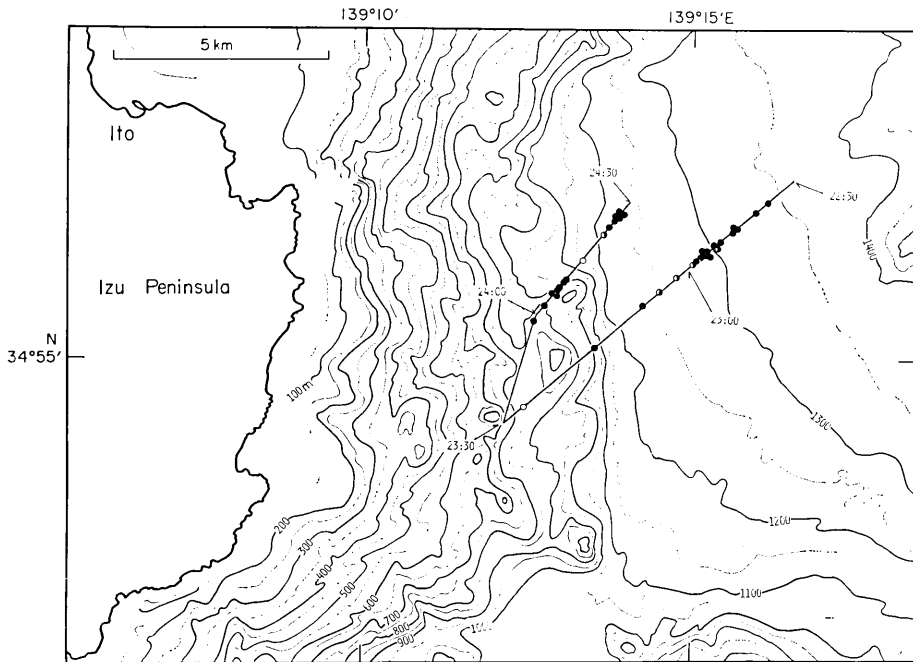


Fig. 17. Acoustic emissions of different types (A, B and C) observed during the period from 22<sup>h</sup>30<sup>m</sup> to 24<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th, June are plotted along the course of the ship. Symbols are the same as in Fig. 10. It is to be noted that a very few acoustic emissions were observed during the period from 23<sup>h</sup>00<sup>m</sup> to 23<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, although the course of the ship passed through the estimated earthquake fault during the period.

拘らず A 型 AE が観測されなかったのはその時間帯にこの地域での地震活動自体著しく低下した為であるとして理解される。この時期は同時に典型的な余震活動の末期に相当している。

### 5-3 地震断層の深さとその発生機構

6月29日16時20分の M 6.7 の地震の断層モデルを考える上で、その深さが問題となる。深さの推定はこれまで余震の震源の深さから推定されてきたが、今回の余震について各研究者が報告している深さはほとんど (10~20) km である (唐鎌 ほか, 1980; 大竹 ほか, 1980)。一方地震断層の長さは (S-P) 時間から (15~20) km 程度と推定される。したがって、今回の地震がこのような深部での断層運動によるものとするれば、それが海底直下の浅部にまで達するとは考えにくいし、また、海底表面での A 型の AE の集中的発生は起りそうもない。地震観測から求められる余震の深さは地震計の配置や地殻の速度分布によって大きく支配されるので決定的なことを言うのはむずかしいのが実情である。むしろ、A 型の AE が活発に発生したことは、断層が浅いものであり、ほとんど海底面にまで達していたことを示す極めて強力な証拠となる。1974年の伊豆半島沖地震、1978年の伊豆大島近海地震のいずれもが極めて浅く、地震断層の少なくとも一部が地表で実際に観察さ



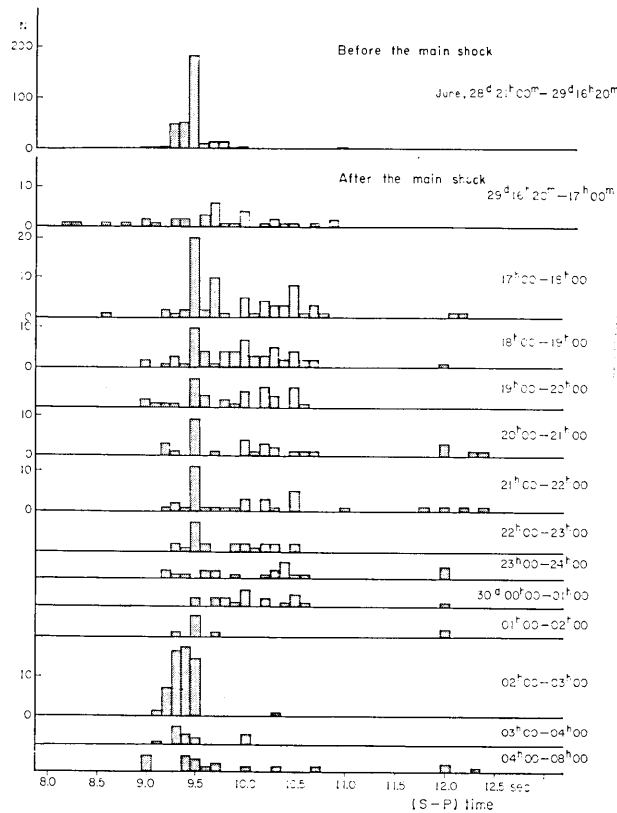


Fig. 18. (S-P) time distribution of earthquakes observed at Shiroyama before and after the main shock. It is to be noted that the number of earthquakes of (S-P) time 9.5 sec or so markedly decreased during the period from 23<sup>00</sup><sup>m</sup> to 24<sup>00</sup><sup>m</sup>, 29th, June.

れていることを考えれば、今回の地震断層も海底表面に達していた浅いものであったと考えられる。

Fig. 19 の上段は A 型の AE の頻度分布、中段は城山での (S-P) 時間が 9.4~9.6 秒の地震 (AE 観測区域内に起こったと思われる地震) の頻度分布で、下段は観測船が地震断層地域を通過した時の地震活動度と A 型 AE の活動度との比を示したものである。本震後、同じ地震活動度に対して A 型 AE が極めて活発な時期が数時間継続したが、次第に AE 活動度が低下し、特に 6 月 30 日 2 時頃の地震活動のピーク時期には極めて低下したことがわかる。このような地震と A 型 AE の発生度の比の変化は地震活動の深さの変化を示すものと解釈することができる。即ち、本震の際の地震断層はほとんど海底表面にまで達し、その活動が数時間続いたが、6 月 29 日 24 時頃を境にして活動は深部に限られ、6 月 30 日 2 時の活発な地震活動はやや深部での群発地震活動と考えられる。

Fig. 20 a, b, c には本震以後 B 型 AE を観測した地点を航路と共に示した (大振幅のもののみ)。B 型 AE は観測点からある程度離れた所で発生したものと考えられるが、実



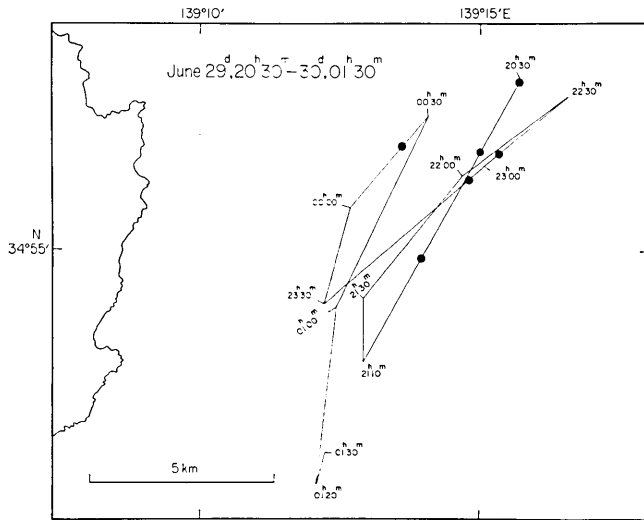


Fig. 20b.

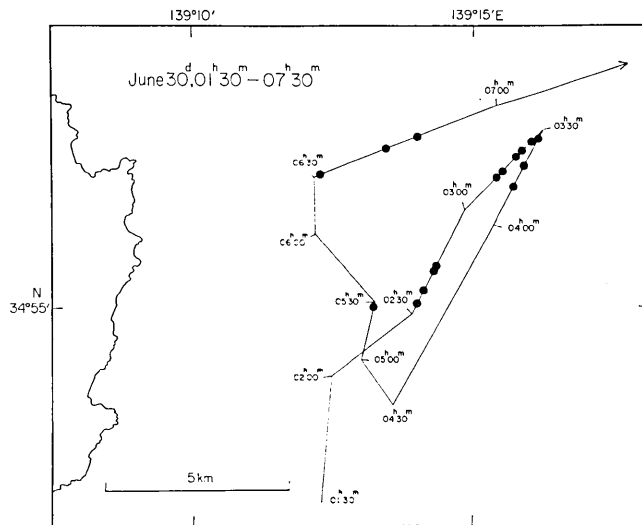


Fig. 20c.

Fig. 20. Acoustic emissions of B type during different periods are plotted along the course of the ship. (a) 16<sup>h</sup>30<sup>m</sup>—20<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th, June; (b) 20<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 29th—01<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 30th, June; (c) 01<sup>h</sup>30<sup>m</sup>—07<sup>h</sup>30<sup>m</sup>, 30th, June.

際その空間分布は A 型 AE に較べると集中度が低い。本震直後の 2 時間の活発な時期 (このときは A 型 AE も極めて活発であった) をのぞくと 6 月 30 日 2 時から 4 時にかけての群発地震発生時期に特に活発であったことがわかる。このことは、やはり本震後の典型的な余震活動に較べて、6 月 30 日 2 時から 4 時までの群発地震の活動はやや深かったこ

とを示している。

これまで述べてきた AE 観測の結果、本震の発生機構（気象庁，1980；島崎，1980），Fig. 18 に示した城山で観測した地震の（S—P）時間分布の時間的推移などから次のような地震の発生機構が推定される（Fig. 21）。6月29日16時20分までの群発地震は伊豆半島川奈崎沖数 km の地下で発生しはじめたが，その震源はやや深い。これは6月28日夜から朝にかけて行なった AE 観測で活発な A 型 AE が観測されなかったことから推測される。6月29日16時20分の M 6.7 の大きい地震はこの群発地震域の南北に約 20 km 伸びた地震断層の運動によるものと推定される。城山の（S—P）時間でみると，地震直後余震は南北で発生したが，この期間をすぎると余震活動は主として南方に限られる。したがって，主たる地震断層は南方に進展したものであろう。北方の初島付近の地震は本震によって誘発されたものである可能性がある。

余震活動は北への進展も含めておよそ 20 km 程度と考えられ，上に述べたように本震の際の破壊は海底表面にまで達した。地震断層の深さの下限についての情報は全く得られないが，常識的に数 km 乃至 10 km と考えてよいであろう。したがって，今回の地震断層モデルとしては，Fig. 16 や 21 に示したように伊豆半島東岸より 8.5 km ほど沖合に

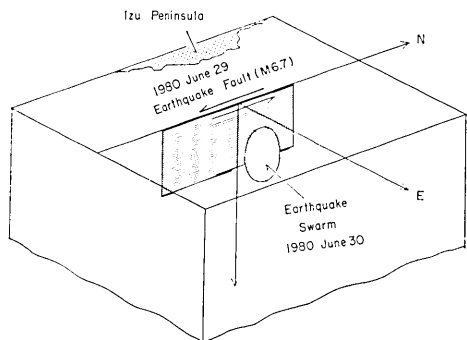


Fig. 21. Fault plane of the Izu-hanto-tohoku earthquake of M 6.7 on 29th, June, 1980 and the source region of earthquake swarms before and after the main shock are schematically shown.

あり，南北乃至はやや北西にふれた方向をもつ鉛直左横ずれ断層で，長さはおおよそ 20 km 程度，鉛直方向は海底表面から数 km 乃至 10 km の断層面をもつものと推定される。なお，この地震発生と同時に大島近海で地震群が誘発されたことが報告されている（唐鎌ほか，1980）。さらに，吾々が調査した区域内でも推定地震断層地域のほかに，活動度が低いとはいえ，伊豆半島寄りの海域で明瞭な A 型の AE を観測しているのので，今回の活動は単純な一枚の断層面の活動だけにとどまるものではなく，複雑な構造をもった伊豆

半島寄りの海底での活動も伴ったことを示している。

本震発生数時間後の30日午後2時頃からの活発な地震活動は震源がやや深く，それまでの余震とは異質の群発地震で本震前と同様本震の震源の北側に位置している。Fig. 21 はこれらの本震前後の群発地震及び本震の地震断層の空間的配置を模式的に示したものである。

#### 5-4 単発型 AE と多重反射型 AE

Fig. 22 に示したように A 型 AE 又は B 型 AE では単発型と続発型の 2 種類の波形が観測された。Fig. 22 の下段に示した続発型では最初の振幅が最大で，第 2 波，第 3 波，更に第 4 波と次第にその振幅を減じていく。第 2 波あるいは第 3 波までしか認定できない

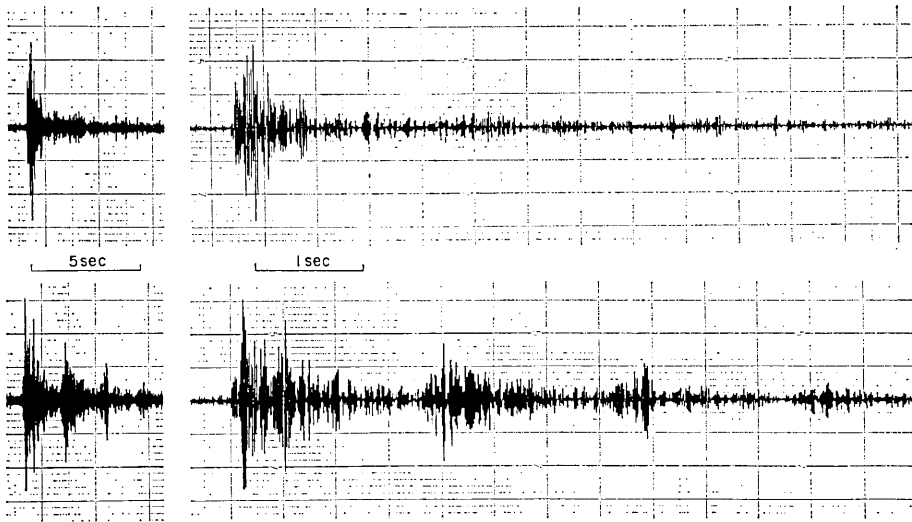


Fig. 22. Two different wave-forms of acoustic emission observed by an hydrophone of the observation ship. Upper: single shock type; lower: multiple shock type. The later phases in the multiple shocks are reflected waves on the surface and the bottom of ocean.

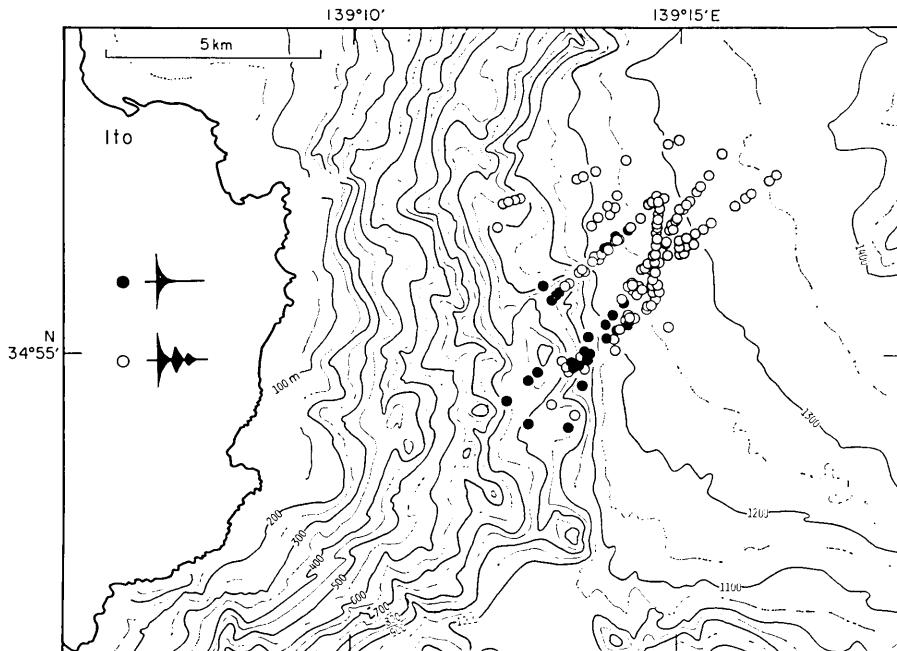


Fig. 23. Positions of the observation ship where single or multiple shocks were observed. Solid circle: single shock; open circle: multiple shocks. It is to be noted that the regions of solid and open circles are clearly divided into two regions and these regions correspond to the following two regions characterized by submarine topographical features: the one is the uneven slope of the Izu peninsula block and the another is the bottom of Sagami Bay with a flat surface.

場合もある。これらの続発する波群の間隔はほぼ一定で2秒余りとなり、海面と海底表面の反射によるものと考えられる。第23図に単発型 AE と多重反射型 AE がどこで観測されたかを示した。黒丸が単発型、白丸が多重反射型であるが、黒丸が卓越している地域と白丸が卓越している地域とがかなり明瞭に別れ、その境界は海底地形の区分と極めてよく一致している。つまり、単発型 AE は伊豆半島東側の急斜面の地域で観測され、多重反射型 AE はその東側につながる平坦部で主として観測される。平坦部が良好な反射面となることは容易に理解される。また、その西側の急斜面地域ではほとんど単発型になることは、この急斜面の表面では岩石が露出し、その凹凸がはげしく、波が発散して反射波が観測されないためであると考えられる。逆に、このような AE 観測結果から海底面の凹凸の状態を知ることが出来よう。なお、単発型と多重反射型の境界が海底地形の区分境界とよく一致していることは、今回の観測船の位置の精度が、本論文の問題を論ずるには十分良好であることを示す一つの傍証でもある。

## 6. 結 論

1980年6月24日以来始まった(微小地震は23日にすでに観測されていた)伊豆半島東方沖群発地震の最盛期にあたる6月28日から30日にかけて、測量船拓洋によって、震源域直上でハイドロホンによる高周波振動の測定を行なったが、その結果を要約すると次の通りである。

(1) 観測した時期が、M 6.7 の大地震前後の2日間であったこと、観測を続けた領域が M 6.7 の大地震の推定断層及びその両側にまたがる限られた地域に限定されていたことのために、以下に述べる興味ある結果が得られた。この時期、場所のいずれかの選定がちがって居れば以下の結果は得られなかったことを考えれば誠に幸運であったと言わなければならない。

(2) 船舶及び今回のハイドロホン・ケーブル計測方式によるノイズレベルが非常に高かったにも拘らず、地震活動が極めて活発であったために、有効なフィルター(50 Hz—100 Hz)による処理によって1000ケに及ぶ明瞭な高周波振動(AE)を観測することが出来た。

(3) 観測された AE はその波形、とくに立上りの鋭さによって A, B, C の3つのタイプに分類されたが、立上りの鋭い A 型 AE は観測船の直下の海底浅所で発生したものと考えられる。

(4) A 型 AE の活動は6月29日の M 6.7 地震直後極めて活発で、時間と共に次第に減少していった。しかも、特定の場所を通過するときに活動が極大になることから、この特定の場所は地震断層の場所を示すものと考えられる。このことから地震断層の位置は伊豆半島の東岸から約 8.5 km にあると推定された。このような高精度の海底地震断層の位置の推定は従来の地震観測の方法ではむずかしい。

(5) A 型 AE が多数集中的に観測されたということは地震断層が海底表面にまで達していたことを示すもので、地震観測から求められている余震の深さが 10~20 km であるという結果はこの観測の結果と符合しない。

(6) AE 観測、余震観測、城山での(S—P)時間、本震の発震機構等を総合して、6月

29日の M 6.7 の地震は伊豆半島から約 8.5 km 沖合にあり、南北走向をもつ長さおよそ 20 km 程度、深さ 0 から数 km の鉛直断面の左横ずれ運動によるものと推定される。

(7) 6月29日の M 6.7 の地震前後の群発地震活動は上述の余震活動と異なり、震源がやや深い。

(8) 単発型と多重反射型の AE が観測されたが、それぞれ多重反射型は海底平坦部、単発型は伊豆半島地塊の東側斜面の凹凸のはげしい地域で観測された。

このように高周波振動の観測は従来の地震観測とはちがう新しい手法を与える。地震観測による震源の位置の推定には地殻の速度構造の知識と地震波到達時刻の高精度の測定が必要であるが、今回の方法では AE の距離による波形の著しい変化や振幅の減衰に着目することによって断層位置を推定することができ、時間の計測をほとんど必要としない。今後、中、長周期の地震観測とあいまって高周波地震観測を発展させていくことが重要である。

なお、高周波振動計測のさらに重要な目的として、これによって地震の微細構造を解明し、前震と群発地震を区別する方法を見出すこと、また、通常の低周波の地震観測ではとらえることができない前兆的極微小地震を観測して地震予知の新技术を開発することが考えられる。今回の観測成果自体重要なものであると考えられるが、同時に高周波振動測定独自の有効性をはじめて示したことを強調したい。

## 7. 謝 辞

今回の観測の実施に当っては、海上保安庁水路部長庄司大太郎博士をはじめとする水路部当局の深い理解と御支援による所が大きく、心から感謝申し上げます。また共同観測を行なった水路部土出昌一、加藤茂の両測量官、拓洋の工藤友吉船長はじめ船員の諸氏、観測実施のため多大の御協力をいただいた大島章一博士に感謝致します。地震研究所津村建四朗助教授、唐鎌郁夫氏及び気象庁地震課の方々からはいち早く群発地震についての情報をいただき、今回の観測実施を計画する上で非常に有益でありました。また高橋正義、神定健二の両氏には堂平地震観測所の地震資料の使用について御協力いただきました。吉井敏剋助教授からは研究の初期において有益な御批判と示唆をいただきました。これらの方々に感謝申し上げます。最後に、終始データ解析に御協力いただいた日本イーテール株式会社鈴木弘之氏ならびに原稿の作成に御協力くださった本研究室渡邊トキエ氏に感謝いたします。

## 文 献

- 浅田 昭, 土出昌一, 加藤 茂, 平野賢治, 大島章一, 1980, 伊豆半島東方沖群発地震で観測された高周波スペクトルについて, 地震学会講演予稿集, 1980, No. 2, 11.
- 石橋克彦, 1980, 1980年伊豆半島東方沖群発地震の観測, (1) 6月29日16時20分の地震 (M 6.7) 直後の余震分布, 地震学会講演予稿集, 1980, No. 2, 6.
- 海上保安庁水路部, 1977, 東伊豆沖 (相模湾南西部) の海底地形・地質構造について 一速報一, 地震予知連絡会会報, 第18巻, 64-67.
- 貝塚爽平, 松田時彦, 町田 洋, 松田啓余, 菊地隆男, 丸田英明, 山崎晴雄, 村田明美, 1977, 首都圏の活構造, 付図, 東京直下地震に関する調査研究, その4, 東京都防災会議.

- 唐鎌郁夫, 荻野 泉, 神定健二, 津村建四朗, 高橋正義, 瀬川律子, 1980, 1980年伊豆東方沖の群発地震について, 地震学会講演予稿集, 1980, No. 2, 3.
- 気象庁地震課地震予知情報室, 1980, 伊豆半島東方沖の群発地震について, 地震学会講演予稿集, 1980, No. 2, 1.
- Mogi, K., 1962, Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 125-173.
- Mogi, K., The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena (2), Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 595-614.
- Mogi, K., Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks (1), Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 1103-1125.
- 茂木清夫, 1979, 伊豆一最近の地殻活動, 地震予知連絡会10年の歩み, 日本測量協会, 121-140.
- 大竹正和, 井元政二郎, 石田瑞穂, 大久保正, 岡田義光, 笠原敬司, 立川真理子, 松村正三, 山水史正, 浜田和郎, 1980, 伊豆半島東方沖の地震 (1980年6月29日) とその前後の地震活動, 地震学会講演予稿集, 1980, No. 2, 4.
- 佐藤 裕, 1980, 伊豆半島における地震予知研究, 地震予知シンポジウム (1980), 37-46.
- 島崎邦彦, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震の断層パラメーター, 地震学会講演予稿集, 1980, No. 2, 8.



40. *Observation of High Frequency Seismic Waves by a Hydrophone  
just above the Focal Region of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki  
Earthquake and a Precise Estimate of Location  
of the Submarine Earthquake Fault.*

By Kiyoo MOGI and Hiromine MOCHIZUKI,

Earthquake Research Institute.

An observation of high frequency seismic waves by a hydrophone was carried out just before and after the Izu-hanto-toho-oki earthquake of M 6.7 on June 29, 1980 and just above the focal region of this submarine large earthquake in cooperation with the Hydrographic Department, Marine Safety Agency. About one thousand high frequency (50-300 Hz) seismic events, which are called acoustic emission in this paper, were observed after the large earthquake. There are various types of acoustic emissions of different wave-forms and they are classified into the three types A, B and C. In type A, the amplitude increases very abruptly and then decreases gradually. This type might occur in the very shallow region of the earth's crust just below the observation ship. Types B and C in which the amplitude increases more gradually might occur at more distant or deeper regions. When the ship passed through a limited region, acoustic emission events of A type were observed very frequently. Therefore, it is deduced that the earthquake fault of M 6.7 passed through this limited region,  $8.5 \text{ km} \pm 0.5 \text{ km}$  distant from the east coast of the Izu peninsula. On the other hand, the source mechanism analysis shows that the earthquake fault is a left lateral vertical strike-slip fault with the NS direction. Thus, it is concluded that the earthquake fault in the NS direction is located about 8.5 km from the east coast of the Izu peninsula and the fault plane reaches to the ocean bottom surface. This locality of fault is significantly different from that of a geologically estimated active fault in this region. This precise estimation of location of the submarine earthquake fault by acoustic emission measurement shows a new method very different from the conventional seismic method. It is thought that the high frequency seismic observation may be useful also for earthquake prediction.