

地すべり地における微小振動観測

前田 憲二・島 通保

MICROSEISMIC ACTIVITY IN A LANDSLIDE AREA

By *Kenji MAEDA* and *Michiyasu SHIMA*

Synopsis

We observed microseismic events associated with the soil mass movement simultaneously at 9 points with their intervals, except 2 points, of about 30 m in a landslide area. The sources of the signals obtained here are very close to each observational point because they are detected at only one point nearest the sources. The spatial variations of the microseismic event rate have good correlation with the local soil mass movement. The predominant frequency of signals is about 50 Hz and differs fairly at some points. We discuss the possibility of the observation of microseismic waves induced by the soil mass movement. We also refer to the relation between the predominant frequency of waves and the magnitude of the sudden movement of soil mass.

1. はじめに

地すべりや崖くずれが起こった時に振動を感じたとか、音を聞いたとかいう話はよく聞かれるものである。しかし、実際に地すべりや崖くずれによる振動について報告された例とか、直接振動を観測した例はあまり知られていない。その理由の1つには、そういう振動を研究の対象として見てこなかったせいであろう。またもう1つには、そういう振動はエネルギーが小さく観測しにくかったということもあろう。けれども、地すべりや崖くずれがある面を境とするすべり変位を伴うならば、地震学の教える所により必ず振動を伴うと考えられる。その振動エネルギーは非常に小さいかも知れないが、適当な測定器を用いれば観測できる可能性はある。

また、そういう振動を観測することは次のような意義があるだろう。まず、震源を求めることにより地すべりや崖くずれがどこで起こっているか、或はどこから動き始めたかということについての情報が得られるであろう。さらに、観測された波形を解析することにより、震源の発震機構、ストレスドロップ等の情報が得られるであろう。そして、地すべりや崖くずれが起こる前後の振動の発生様式を調べる事によって、崩壊の予知や斜面の安定、不安定についての情報も得ることができよう。また、地震のように岩石の破壊によると思われる振動については多くの研究がなされているのに比べ、土塊のすべり、変形、動きに伴うと考えられる振動というものはほとんど研究されていない。本当に波が生じているのかどうかよく知られていない。数少ない研究例の1つとして、実験室での土の変形実験で微小振動を観測したという例が Koerner らによって報告されている^{1),2)}。野外での観測例としてはやはり Koerner らによるもの³⁾や、Goodman & Blake によるもの⁴⁾、McCauley が行った観測⁵⁾ などがあり、土塊の動きに伴うと思われる振動をとらえている。しかし、研究としては始まったばかりで、まだまだ分からないことが多い。そこで、そもそも土塊のすべり、変形に伴って観測可能な振動が生じているのか、いないのかを明らかにし、生じているとすればどの位の周波数が観測されるのか、振幅はどの位かという基本的な情報を得ることとでさえ、理学的に重要な意義を持つと考えられる。さらに、そういう振動の発生するメカニズムや発生様式が地震や岩石破壊に比べどのような違いがあるのか、など研究課題は尽きない。

今回は以上のような考えを基に、徳島県三好郡井川町の西井川地すべり地において振動観測を行った。昭和55年9月及び10月に予備的観測を行い、本観測は昭和56年7月4日から20日にかけて行った。本観測の期間中約70mmの降雨があった。

当初の観測の目的は、かなり大規模なすべり（深さ約15m前後のすべり面における円弧すべり）を想定して、そのすべり面からの振動をとらえることとした。しかし、今回の観測では想定した大規模な動きは発生せず、多地点で記録された振動のうち、すべり面からの振動と考えられるものは観測できなかった。そこで、1地点のみにとらえられている振動のうち、考えられるすべてのノイズを除いた結果得られた振動が、土塊の動きに関連したものではないかと考えた。そして、それぞれの観測点での1時間あたりの振動発生個数や周波数を調べ、又、地中パイプ歪計のデータとの対比を行ってみた。その結果、局所的で微小な土塊の動きに伴う振動と考えても矛盾しない結果が得られたので、以下に報告する。

2. 観 測

2・1 観 測 場 所

今回観測場所として選んだのは徳島県三好郡井川町西井川の西井川地すべり地、通称「天真地すべり地」と呼ばれている所である。この地すべり地の地質は三波川結晶片岩類のうち、北縁部の点紋帯に属する塩基性片岩と、泥質片岩から構成されている⁶⁾。場所は吉野川流域の諏訪谷東斜面にある。昭和48年、ここに切土、及び盛土による土地造成を行ったところ地すべりが発生した。その後、降雨ごとに間欠的に変動を繰り返し、現在幅約130m、長さ約170m、比高約50mの地すべり地となっている⁶⁾ (Fig. 1 参照)。Fig. 1 において、P1, P2, P3, P6と書いてある場所を平地と呼び、P4, P5, P7, P10と書かれてあるあたりを斜面下部と呼び、さらにBと書いてあるあたりからP8, P9のあたりまでを斜面上部と呼ぶことにする。斜面下部は推定される円弧すべりの上部、及び中腹部にあたり、大小のクラック、段差（数10cm～1mぐらい）が多数見られる、平地の部分にはコンプレッションによる隆起が見られる。すべり面の1つは、斜面下部のクラックのあたりから平地の隆起部分にかけて円弧状に存在すると考えられる。(Fig. 2 参照)

2.2 微小振動の観測方法

(1) 観測及び再生システム

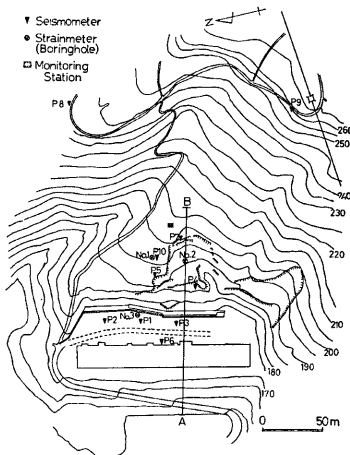


Fig. 1. Topographical map showing the location of the seismometers and strainmeters.

今回用いた観測及び再生システム図を Fig. 3 に示す。地震計として用いたのは、通常弾性波探査に用いられているジオスペース社製、固有周波数8Hzの速度型地震計である。この地震計のエレメントを直径約40mm、長さ約70mmの塩化ビニールパイプの中に接着剤で固定、防水した。公称の周波数特性は約10～300Hzの間でフラットとされている。感度は実測の結果約0.5V/kineであった。地震計はP1

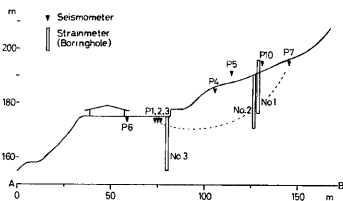


Fig. 2. Vertical cross section along the line A-B in Fig. 1. The broken line shows the inferred slip plane.

～P9の9台を用いたが、観測の終盤でP3のかわりにP10を観測に加えた。そして、信号はアナログデータレコーダーによって昼夜を問わず連続記録した。用いたテープレコーダーはSONY UN-61430で、記録再生方式はF.M.方式である。周波数特性はテープ速度によって異なり、今回用いた1.5 cm/secと2.4 cm/secではそれぞれD.C.～200 Hz、D.C.～313 Hzの間でフラットである。

観測システムの総合周波数特性曲線をFig. 4に示す。フラットな範囲の下限は地震計の特性によってきまり、約10 Hzぐらいから落ちはじめている。一方、上限はテープレコーダーの特性によってきまり、テープ速度によって図のA、Bようになる。ただし、特性が落ちる勾配は厳密でなくおよその概念図であるが、今回は特性がフラットな範囲でしか解析していないので問題はない。特性がフラットな範囲での出力の絶対値はメインアンプ660倍において約8 V/mkineである。

(2) 地震計の設置場所 (Fig. 1 参照)

今回はすべり面におけるかなり大きな信号、即ち数10m離れた観測網によって同時に信号がとらえられるだろうと予想して、次のような配置を行った。まず、すべり面がはっきりしている平地上の隆起部分の近傍に、約30mの間隔で3点 (P1, P2, P3) 設置し、建物のすぐ近くにもう1点 (P6) 設置した。大小の段差の見られる斜面下部に3点 (P4, P5, P7) を約40mの間隔で設置し、観測の終盤からP3

のかわりにP10をNo. 1のボーリング孔のすぐ近傍に設置した。さらに、地すべり地外に震源をもつ信号を区別するため、斜面上部にP8, P9を設置した。大規模な地すべりが起こった場合には、この2点からの情報が役立つことも想定した。P8, P9はP1から水平距離で約200m離れた地点にある。

上記の地震計はすべて地表から約2mの深さに埋設している。設置方法はハンドオーガーで掘った直径50mmの孔の底にプラスターで地震計を固定し、さらにその孔を土で突き固めるようにして埋めつくした。予備観測において、このようにして埋めたことにより地表での微弱なノイズ (特に雨のノイズ) がかなり除去できることが確かめられている。孔は埋めもどしているので孔の影響はほとんどないと考えられる。

また、観測点付近のP波の速度構造を求めるために弾性波探査を行った。その結果、平地では表層に500 m/sの風化層が約2mの深さまで存在し、その下に約1100m/sの第2層が5～20mの深さまで傾斜して存在し、さらにその下に約3200m/sの基盤があると考えられる。この基盤は岩にすればは遅すぎる (吉野川流域の結晶片岩P波速度は約4000m/sといわれている⁷⁾) ので、基岩はさらに深部に存在するのかもしれない。斜面下部では、表層に約370m/sの層が5～10mの深さまで存在し、次に1200～1500m/sの層が深さ20～25mまであり、その下にやはり約3200m/sの基盤が存在する。一方、斜面上部ではミラージュ層的な構造をしていて、表層の速度は約450m/s、厚さ2～4mで、第2層は平均的に約1500m/sである。

2・3 微小振動以外の観測

微小振動のデータと対応させるため、従来から行われていた雨量と地中パイプ歪計の観測記録と対比した。

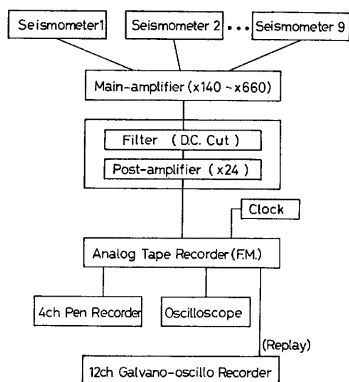


Fig. 3. Block diagram showing the observational system for microseismic events.

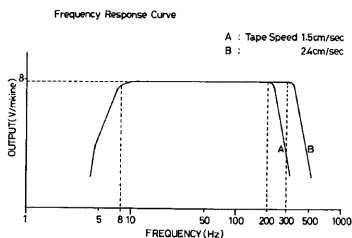


Fig. 4. Frequency response curve of the observational system.

雨量は Fig. 1 で観測小屋の屋根の上に設置された雨量計で連続観測されている。また、土塊の動きをとらえるために、地中パイプ歪計によって観測が行われている。地中パイプ歪計はボーリング孔に挿入された塩化ビニルパイプにストレインゲージを貼りつけ、パイプの曲がりを電気抵抗の変化として検出するものである。ストレインゲージは各パイプに1 m間隔（すべり面付近と思われる深さでは50cm 間隔）に貼ってある。設置場所は Fig. 1, 2 に見られるように、No.1, No.2 が斜面下部に、また No.3 は平地に設置してある。

3. 解析方法及び結果

3.1 信号の識別

今回の解析の中で、最も重要な位置を占める場所であるが、どういう振動を地すべり或はもっと小規模な土塊の動きに関連した信号とみなしたか、ということについて述べる。以後、土塊の動きに関連すると考えられる振動を単に信号と呼び、それ以外の振動はノイズ、信号とノイズを合わせてイベントと呼ぶことにする。ところで、今回は結果的に数地点同時に記録された振動の中で、震源が地すべり地内に求まり土塊の動きに関連したと思われるものは見つからなかった、ということをもまず明記しておく。従って、震源決定できる信号は得られなかった。このことは信号かどうかを判断する大きな手がかりを失った結果となった。そこで、消去法によって信号かどうかを判断する方法をとった。Fig. 5 にその方法をフローチャートで示し、以下に説明する。

まず、データは夜間みのデータを使用した。これは、昼間はグラウンドノイズレベルが高く、S/Nの悪い記録であるからである。その中からイベントを選び、次の順序で信号を識別した。

(1) 地震、交通機関などの区別

これは、今回の信号がたまたま多地点で観測できなかったことを利用して、結果的に1点のみの振動かどうかで判断した。これによって、ノイズの大半を占める地震、自動車、電車、音、風、雨、雷、飛行機などが信号と区別された。また、1点のみの信号について、震源距離に関して次のことが言える。1点のみしか

観測できなかったということは、逆に言えば震源はその観測点に非常に近いということである。斜面上部（P8, P9）を除いて、隣りの地震計との間隔は30~40mであるが、その隣りの地震計に信号が全く記録されていないので、震源は少くとも地震計からおよそ15m以内ということになる。さらに、堆積層での普通のS波のQ値が5~7であること⁸⁾を考慮し、P波のQ値も同程度だと仮定すればおよそ1波長離れた地点で波はほとんど減衰してしまっていることになる。今回の信号の卓越周波数は後述するように約50Hzであり、前述したように斜面下部での表層の速度は370m/sであるから1波長は約7.4mである。それに加え、幾何減衰により距離の逆数に比例して振幅が減少することを考慮すれば、震源はさらに地震計に近づき、おそらく数m以内ということになるであろう。このことから、今回得られた信号は地下10数mにあると考えられているすべり面からの信号ではないことが分かる。むしろ、本当に土塊の動きに伴ったものであるならば、それは地震計のごく近傍のおそらく数m以内での局所的な土塊の動きに対応しているものであると考えられる。

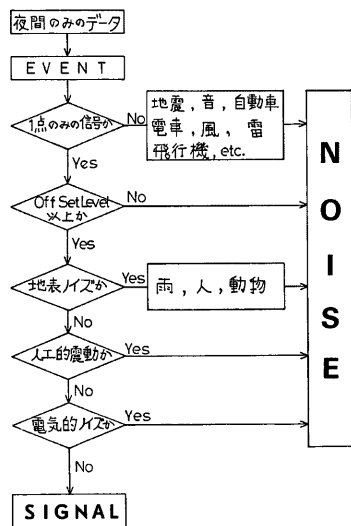


Fig. 5. Flow-chart of signal identification.

(2) Off Set Level の設定

Off Set Level は各地点のグラウンドノイズの違いによって、次のように設定し、そのレベル以上のものを信号とみなした。

P1～P3 : 32 μ kine, P4～P6 : 80 μ kine, P7～P10 : 40 μ kine

(3) 地表ノイズ源との区別

地震計は地表下 2 m に埋めてあるため、微弱な地表ノイズは減衰してしまうが、雨だれ、動物、人による振動は 1 点のみの振動として記録されることがある。これらは波形によって信号と区別した。これら以外の地表ノイズと考えられる落石は波形では区別できなかった。しかし、観測点付近は草木が密生しており、観測点付近の局所的な斜度も約 15°以下とゆるやかなため、落石は起こったとしてもわずかだと考えられる。それぞれの波形の特徴は次のようなものである。

○雨だれ：100Hz 以上で継続時間が短くパルス的。

○動物、人：規則的波形で孤立した波形が連なる。

(4) 人工的振動及び電氣的ノイズとの区別

非常に規則正しい正弦波が記録されることがあったが、人工的振動とみなして区別した。また、60Hz のハムと考えられる記録や、テープノイズなどのパルスの波の形をしていないものは電氣的ノイズとして除いた。

以上のような消去法で残ったものを信号として土塊の動きに関連する可能性のあるものとして取りあげた。

Photo 1～9 に信号とノイズの代表例を示し、以下簡単に説明する。

Photo 1 : P7 でとらえた信号の例で、周波数は約 50Hz である。最大振幅は約 320 μ kine で信号の中では大きい方である。

Photo 2 : P10 での信号で、周波数は約 120Hz と高周波の例である。P10 ではこういった高周波の振動が多かった。

Photo 3 : **Photo 1** と同類と思われる振動が 2～3 個続いた例である。

Photo 4 : P5 の信号で、約 40Hz の振動が数個連なった例である。このように連続した信号が観測されることも多く、1 つ 1 つの信号が区別できなくなるほど密集することもあった。

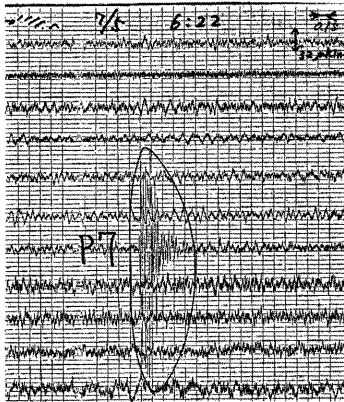


Photo. 1. Wave form of microseismic event detected at P7, whose predominant frequency is about 50 Hz.

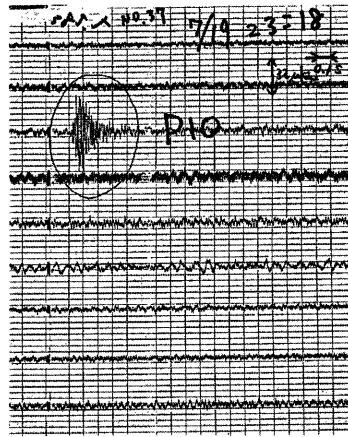


Photo. 2. Wave form of microseismic event detected at P10, whose predominant frequency is about 120 Hz.

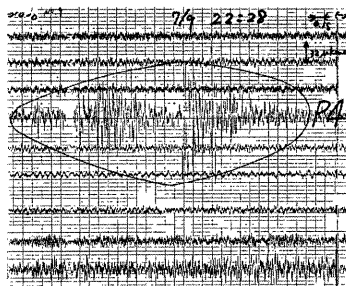


Photo 3. Wave form of sequent microseismic events detected at P4.

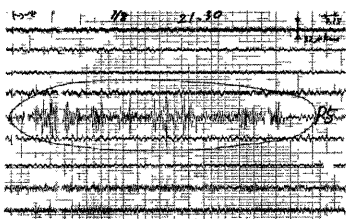


Photo 4. Wave form of sequent microseismic events detected at P5.

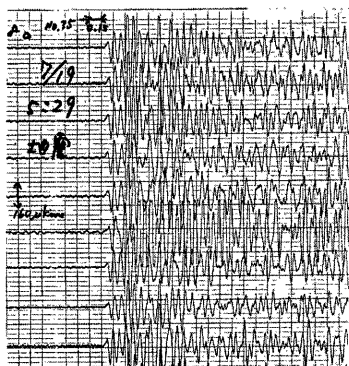


Photo 5. Example of wave form from small earthquake detected at all points.

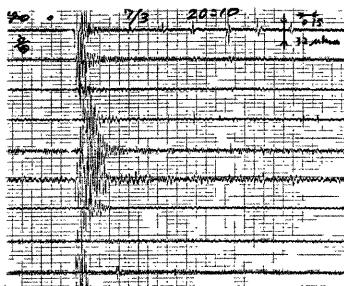


Photo 6. Typical wave form of sound.

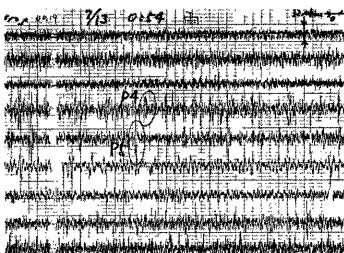


Photo 7. Example of noise caused by raindrops.

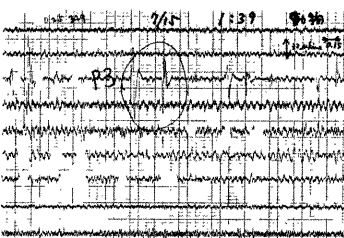


Photo 8. Wave form of noise caused by footsteps of an animal.

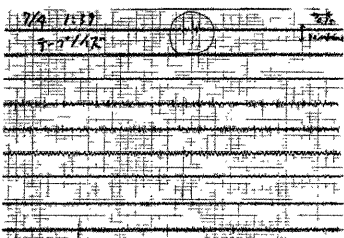


Photo 9. Example of tape noise.

Photo 5：全地点同時に観測された地震の例である。立ち上がり部分の振幅から、各地点間の相対的感度も知ることができる。

Photo 6：P1地点の近くで、車の扉を閉めた時の音の振動である。このように、音の振動は減衰が比較的小さく、約200m離れたP9においても記録されている。

Photo 7：雨だれのノイズである。雨の直接のノイズは地震計を2m埋めたことによりほとんど減衰してしまうが、木の葉より落ちる雨だれはパルス的な振動として記録されることがある。

Photo 8：動物によると思われる振動の例である。このように、動物の振動は規則的な波形がいくつか連なり、周波数は10~20Hz ぐらいである。

Photo 9：電気的ノイズの例として、テープノイズの例である。このように波の形をしていないので区別できる。

3・2 EVENT RATE

上記の結果、信号とみなしたものの数を数え、1時間あたりの信号の数（以下、event rate と呼ぶ）に直して図にしたのが **Fig. 6** である。信号の数え方は孤立的な信号の場合は1つ1つの信号を正確に数え、連続した信号の場合はある長さを信号の単位として、それを基準に数えた。**Fig. 6**の棒グラフにおいて、それぞれの棒の幅は解析したデータの時間を表し、その間に起こった信号の総数をその解析時間で割って1時間あたりの信号数にしてある。また、解析時間の大半でノイズレベルが高い場合は、明らかに信号と判断できた信号のみ数え、それを解析時間全体で割った。この場合、Off Set Level が高くなったことになるので他のデータと区別するため「N」を付して区別した。このデータは実際にはもう少し event rate が高い可能性があることを示す。図の左端に付した番号は、観測点P1~P10を表わしている。P1, P2, P3, P6は平地にあり、P4, P5, P7, P10は斜面下部にあり、P8, P9は斜面上部にあるので、それぞれの場所ごとでまとめた。図の最下部には6時間ごとの積算雨量を示した。

event rate については、次のような結果が得られた。

(1) EVENT RATE と場所について

Fig. 6 を見てわかるように、event rate は場所によって大きな違いがある。平地部分（P1, P2, P3, P6）と斜面下部（P4, P5, P7, P10）と斜面上部（P8, P9）に分けて見れば、明らかに斜面下部が event rate が高いことが分かる。斜面下部は **Fig. 1** を見ても分かるように、多数のクラック、段差が生じている所であり、土塊が動きやすい所である。このことは、この信号が土塊の動きに伴ったものではないかと考えても不都合は生じない結果である。また、単に斜面による影響でないことは、斜面上部において event rate が低いということから判断できる。また、信号を選び出した時の Off Set Level の場所による違いのためでもないことも分かる。何故なら、斜面下部においては Off Set Level は他のほとんどの場所に比べ同等かそれ以上に選んであるからである。さらに、これらの信号が土塊の動きに関連したものではないかと思わせるのは、地中パイプ歪計のデータである。今、地中パイプ歪計のデータを夜中の0時ごとにプロットした図を **Fig. 7, 8** に示す。図のそれぞれの No. は **Fig. 1** の No. に対応しており、No. 1, No. 2 は斜面下部に、No. 3 は

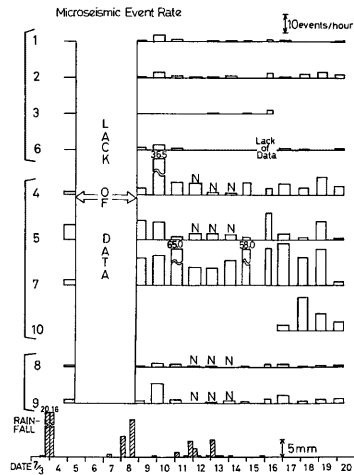


Fig. 6. Microseismic event rate at each point and rainfall during the observation.

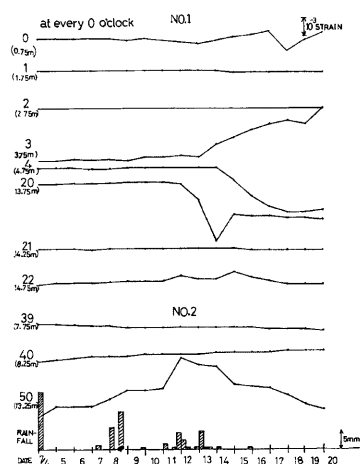


Fig. 7. Variation of strain at each depth at No. 1 and No. 2 and rainfall during the observation.

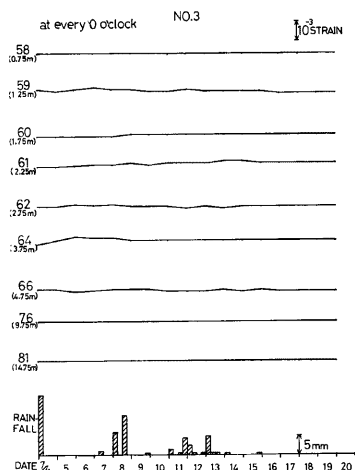


Fig. 8. Variation of strain at each depth at No. 3 and rainfall during the observation.

平地に設置してある。左端の番号はストレインゲージの通し番号であり、カッコの中がそのゲージの貼ってある深さを示している。図には変動の大きかった深さのデータのみを載せた。これらの図を見ると、斜面下部にある No. 1, No. 2 のデータでは大きな変動が見られるのに対し、平地部分にある No. 3 のデータではほとんど変動がない。このことは event rate の場所による違いと非常に相関を示している。

(2) EVENT RATE と時系列について

Fig. 6 を見ると、雨量と event rate の時間変化に着目すれば次のことが分かる。7月8日に降った雨に対し、7月9日夜、10日夜あたりで event rate が高くなっている。又、7月11日～13日に降った雨に対し、7月14日～16日の夜に特に P7 での rate が高くなっている。このことは、雨が降った1～3日後に土塊の動きが活発になり event rate が高くなったと考えられないこともない。

一方、地中パイプ歪計との関係でみれば、次のことが分かる。地盤計を設置した深さに近い No. 1 の 3.75m 4.75m のデータを **Fig. 7** で見ると、7月13日～16日の間で変動が激しいが、**Fig. 6** では P7 において7月14日～16日の夜が比較的 rate が高い。又、P5においては7月15日夜の rate が高い。それに対し P4 ではその間 rate が低い。これは、**Fig. 1** で No. 1 のボーリング孔付近の浅い部分の土塊が動いた時に、P7, P5 付近は土塊が動いたが、P4 付近は動かなかったと考えれば説明できる。このように、表層近くでの局所的な土塊の動きがあり得ることは、**Fig. 7** で No. 1 の浅い部分 (3～4 m) での動きに対応するものが No. 2 では見られないことから分かる。7月9日夜の P4、及び10日夜の P7 の event rate の増大に対応するものは **Fig. 7** では7月11日あたりに見られないこともないが、対応は明確ではない。

3.3 信号の周波数分布

今回信号とみなしたイベントのうち、各観測点から任意に信号を選び、合計596個の信号についてその卓越周波数を調べた。その周波数分布を **Fig. 9** に示す。卓越周波数は信号の最大振幅付近を目測で測定して求めた。周波数は5～95Hz までは10Hzの幅で区切り、それ以上は95～125Hz, 125～175Hz, 175Hz～225Hzの幅で分けている。最後の3つのバンドはそのバンドに含まれる信号の総数をそれぞれ3, 5, 5で割り、バンド幅の違いによる不公平を補正している。縦軸にはそれぞれのバンドに含まれる信号の個数をパーセン

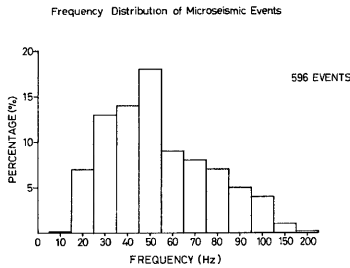


Fig. 9. Frequency distribution of 596 microseismic events arbitrarily selected from all the events.

トで表わしている。

この図を見れば分かるように、最も多い周波数帯は 50Hz 付近であった。また、30~40Hz の周波数帯にも多く分布していることが分かる。そして、100Hz 以上の高周波の帯域にも信号が分布していることが分かる。それに対し、10~20Hz の帯域のものは、動物による振動の周波数帯と一致しており、動物の振動を完全に分離できずに信号と混在した可能性もあり得る。

一方、各観測点ごとの周波数分布の違いを調べるために、各点での周波数分布を求めたのが Fig. 10 である。横軸、縦軸は Fig. 9 と同じである。左端の番号は観測点 P1~P10 を表わし、平地、斜面下部、斜面上部ごとにまとめている。右端の数字は調べた信号の個数を表わす。

これを見ると、全体的には P6、P10 を除いて 50Hz 付近にピークがあり、その両側に離れるに従って割合は減少している傾向がみられ、Fig. 9 の傾向と一致している。また、平地、斜面下部、斜面上部と分けて見ても、系統的な違いは見あたらない。しかし、P1、P10、P9 のように、100Hz 付近に小さなピークが見られるところもある。特に P10 では 50Hz でのピークは見られず、100Hz のみにピークがある。また、P6 では 20Hz の割合が高い。尤も P6 は調べた信号数が少ないせいかもしれない。

4. 考 察

4・1 土塊の動きに伴う振動の観測の可能性について

果たして土塊の動きに伴って振動が生ずるのかどうかについて、参考になる文献はいくらかある。

まず、室内における土のサンプルの一軸、三軸試験中の微小振動に関する研究が、1976年、77年に R. M. Koerner らによって調べられている^{11・12)}。試料は granular soils と cohesive soils の 2 種類を用い、両者を比較している。その結果、土の変形に伴って振動が発生していることが確かめられた。しかし、その卓越周波数は数 KHz と高周波であり（周波数については後でさらに詳しく考える）減衰の影響を強く受けることが分かった。そして、サンプルの種類、一軸、三軸の違い、またストレスの大きさによって発生する振動の振幅、周波数、個数が変わることが明らかにされている。振幅に関していえば、サンプルが granular なほど、またストレスが大きいほど大きくなる傾向が一般的には見られる。また、周波数では封圧がある場合、granular なほど、又、一軸より三軸の方が高い周波数が発生するのが普通である。そして、振動の個数に関

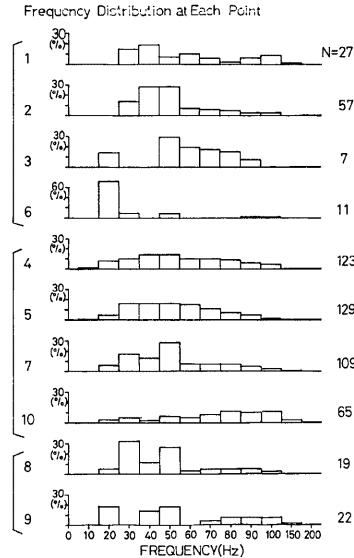


Fig. 10. Frequency distribution of microseismic events at each point.

しては, granular なほど, 又, 一軸より三軸の方が, 又ストレスが大きいほど多く発生している, という結果が得られている。さらに最も重要な結論は, 土の歪に対して振動の発生個数が非常によい相関を持っているということである。これは振動の発生個数を調べることに, 逆に土の変形の様子をモニターでき得るということを意味している。このように, 室内実験のデータでは一応土塊の動きに伴った振動の可能性を裏付けている。

次に野外での観測の可能性について, 参考になる文献もいくつかある。まず, R. E. Goodman & W. Blakeによる地すべり地での観測例がある⁴⁾。彼らの論文では得られた信号が土塊の動きによるものかどうかの論証が明確でないが, 一応地すべりに伴った振動と考えられる信号が観測されている。また, M. L. McCauley は人工的に斜面をカッティングすることによって斜面崩壊を発生させ, その時の振動をとらえることに成功している⁵⁾。その結果は, やはり斜面の土塊の動きと振動の発生個数とは強い相関があったことが報告されている。これらの2つの論文の中で共通に述べられていることの1つに, 減衰が大きく信号がとらえにくい, ということがある。このように, 野外での観測において最も障害となるのは減衰の問題である。上の2つの論文中でも, 振動は数m~数10mで減衰してしまうということが述べられている。又, 先にあげた文献⁶⁾においても, S波の堆積層でのQ値が5~7であるとの報告があるが, このことから減衰が大きく影響するであろうことが分かる。そこで, 減衰が大きいことを考慮して, 前述の R. M. Koerner らは Wave Guide を用いて野外観測を行っている³⁾。この方法はスチール製のパイプなど, 減衰の小さい物質を Wave Guide として土中に埋め, 振動をこれに伝わせることによって減衰の効果を小さくしようというものである。しかし, 土とスチールとのインピーダンスはかなり大きいと考えられ, 果たして有効であるかどうかは問題が残る。ともあれ, 一応野外での観測に成功している。この論文においても, やはり土塊の動きと振動とは良い相関があることが結論されている。

さらに, 土塊ではなく岩の変形と振動に関しては, 室内, 野外ともに数多くの研究がなされている。特に野外で観測した例として, H. R. Hardy Jr. らが行った観測⁹⁾は, 今回筆者が行った観測システムと非常に類似したシステムで観測に成功している。岩の場合も変形と振動とは密接な関係があることはよく知られている。

このように, 土塊の動きに伴った振動というのはありそうだが, ということはかなりはっきりしていると思われる。しかし, そのエネルギーはかなり小さく, だからこそ減衰が問題になるのであるが, 実際に観測するとなると多くの困難がある。今回の観測でも, 結果的に多点の信号としてとらえられたものはなかった。これは約30mの間隔で地震計を設置したため, この間で振動が減衰してしまったせいであろう。だが, 地震計のごく近傍(数m以内)で局所的なものであれ, 土塊が動いたとすればその地震計では動きに伴った信号がとれる可能性は大である。そこで, 今回とらえられた1点のみの信号も, 近くの土塊の動きを反映していることは十分考えられることである。

ところで, 土塊の動きに伴う振動のエネルギーはかなり小さいことを述べたが, これは岩などに比べ蓄え得る歪エネルギーが小さいのでストレスドロップも小さくなるため, と定性的に考えられる。一方, 地震学の断層モデルにおいて, 断層からの振動エネルギーはモーメントに比例し, モーメントは断層のくい違い量と面積に比例することが知られている。従って, 地震学の断層モデルが土塊の動きにも適用できるならば, 土塊の動きに伴う振動も, 動きの量と動いた面積に比例してエネルギーは増えるはずである。だから, ある程度大きな土塊の動きが広い領域において起これば, 震源から数10m, 或は数100m 離れた地点でも信号を観測でき得るだろう。実際地すべりの動きによると思われる振動が, 震源から約100m 離れた数地点で観測された例が地質計測¹⁰⁾によって報告されている¹⁰⁾。従って, 今回の観測においても, もっと大規模な土塊の動きが発生していれば, 多地点で観測される信号が得られるだろうと考えられる。

4・2 EVENT RATE の結果の解釈

まず, event rate の意味について述べる。先に挙げた文献^{1)~5), 9)}で共通に述べられているように, 振動の個数と土塊の動きには密接な関係があることが分かっている。従って単位時間当たり(1時間)の振動の個数

を表わす event rate は単位時間当たりの土塊の動きを表わすと考えてよい。今回信号と考えたものが、本当に土塊の動きによるものだとすれば、その event rate は土塊の動きに密接に関連したものであるはずである。そういう見方でもう一度 event rate の結果を見てみよう。

event rate の高い場所が、地表の状態やパイプ歪計のデータから動きやすい、或は動いたと思われる場所と一致していることを結果の所で述べた。このことは、今回の信号として選んだ振動が土塊の動きに関連したものである可能性を裏づけている。

一方、時系列について考えると、結果の所で述べたように、event rate とパイプ歪計の変動とは明瞭な1対1対応は示してなく、時間のずれを持っている。これは次のように考えることができる。まず、震源距離に関し、得られた1点のみの信号はその地震計から数m以内に震源があると考えられることを既に述べた。それに対し、パイプ歪計はP10を除き地震計から近いもので15m以上離れている。従って地震計でとらえられた振動は、パイプ歪計の設置してある場所を震源としているものではないだろう。だから、地震計による信号とパイプ歪計のデータとは必ずしも1対1対応する必要はない。しかも地表近くの動きは局所的であることは前に述べた通りで、パイプ歪計近くでの動きが地震計付近の動きに対応する必然性はない。さらに、event rate はノイズレベルの関係上夜間のみデータしか解析できなかったことや、パイプ歪計の信頼度の問題を考慮すれば、時間的ずれがあっても不思議ではない。このように、時系列からは今回の信号が土塊の動きに関連したものであるという積極的証拠は得られなかったが、矛盾する結果ではないことが分かる。

4・3 周波数分布について

(1) 実験室のデータと今回のデータの違いについて

今回得られた周波数分布で、最も割合が多かったのは50Hz 付近であった (Fig. 9)。これに対し、前出の Koerner らが行った室内実験の結果では、卓越周波数は数KHz と高くなっている。この違いは主に次の2つの理由によるものと考えられる。

まず第1に、震源領域の大きさの違いである。一般に、断層モデルにおいてその断層から出る波の卓越周波数は、断層の大きさによって変わってくる。断層が大きいかほど低周波が、小さいほど高周波が卓越する。Koerner らが実験に用いたサンプルは、直径70mm、高さ150mm の円筒形の silty sand soil であったが、得られた信号の震源領域は最大でも円筒の大きさを越えることはできない。一方、今回行った観測ではもっと大きな震源領域を考えることが可能である。従って、今回実験室のデータより低周波の信号が得られたのは、実験室での震源領域に比べ観測で得られた振動の震源領域の方がずっと大きかったため、と定性的には理解できる。soil における卓越周波数と震源領域に関しては今後の研究課題であるが、従来の長方形断層モデルにおける卓越周波数の議論がそのまま soil に応用できるとすると、もう少し定量的な議論が可能である。今、震源を長方形の断層と仮定して、長さを L 、幅を W とし、長方形の一方の端から長さ方向に速さ v でくい違いが進行していったと仮定すると、速度型波形の卓越周波数は $v/2L$ になることが知られている。今、卓越周波数を50Hz とし、 v をおよそS波速度200m/s とすると L が求められ、 $L=2\text{m}$ となる。この2mというのは実際得られた振動の振幅に比べ、大きすぎるようにも思える。そこで、減衰を考慮して真の卓越周波数はもう少し高周波であろうという仮定をしたり、実際の v はS波速度よりずっと遅いという仮定をしてやれば、 L はもっと小さくなる。が、これらのことは今後の研究課題である。

さて、2つめの理由は減衰の効果のためであると考えられる。震源ではたとえ高周波が卓越していたとしても、観測点に伝わるまでに高周波は減衰してしまい、結果的に低周波が卓越するようになったのではないかとことである。Koerner らも、封圧がある場合高周波が卓越するのは、一つには封圧がある方のサンプルが圧密されて減衰が少なくなったためによるのだと解釈している。野外での観測の場合、震源からの距離が室内実験よりもずっと遠くなる可能性の方が大きく、減衰の影響を強く受ける高周波が減衰してしまうのは当然なことと考えられる。

(2) 場所による違いについて

周波数分布に場所による違いが見られるのは次のように考えることができる。

一つには震源の物質の違いによると考えられる。Koerner らの室内実験の結果をもう一度述べると、封圧がある場合、サンプルが granular な方が cohesive なものより高周波を出しやすいことが分かっている。また、含水率によっても大きく変わるという結果も得ている。このように、周波数分布の違いは震源の土の性質が場所によって違っていたせいだと一つには解釈できる。また、震源での周波数分布は同じであったものが、観測点と震源との距離の違いによって減衰の効果のために分布が変わったとも考えられる。

いずれにしても、今後震源決定できるようなデータが得られれば、もっとはっきりしてくるであろう。

5. ま と め

今回の観測では、土塊の動きに関連すると思われる振動で、多地点で同時に記録されるような振動は観測されなかった。しかし、1点のみの観測点でとらえられた振動のうち、考えられるノイズを可能な限り除いた結果、局所的な土塊の動きを反映しているのではないかと思われる信号が得られた。その信号の特徴は次のようなものである。

- 1) : 震源は信号をとらえた観測点から数m以内であると考えられる。
- 2) : 土塊の動きが大きかったと思われる場所の信号の数は多く、動きが小さかったと思われる場所では数が少なかった。
- 3) : 局所的な土塊の動きを考慮すれば、信号の数の時間変化と土塊の動きとの関係は矛盾なく説明できる。
- 4) : 信号の卓越周波数は50Hz 付近のものが最も多かった。
- 5) : 信号の周波数分布は場所によって多少異なり、全体としては50Hz 付近にピークがある場所が多かったが、中には100Hz 付近にピークがあるものもあった。

以上が信号として選んだ振動の特徴である。1点のみの信号のため、震源決定できず重要な情報が得られなかったが、これらの特徴はこの信号が土塊の動きに関連したものと考えても矛盾しないものである。今後は観測網のスパンをもっと小さくするなどの工夫をして、多地点で信号をとらえ、震源決定ができるようにしたいと考えている。

最後に、始終適切な助言と議論をしていただいた小林芳正助教授、入倉孝次郎助教授に、また観測を手伝っていただいた末峯章助手、小西利史氏、春日茂氏、岩田知孝氏、井口正人助手に心から感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) Koerner, R. M., et al.: Acoustic Emission Behavior of Granular Soils, Journal of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E. Vol. 102, No. GT7, 1976, pp. 761-773.
- 2) Koerner, R. M., et al.: Acoustic Emission Behavior of Cohesive Soils, Journal of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E. Vol. 103, No. GT8, 1977, pp. 837-850.
- 3) Koerner, R. M., et al.: Acoustic Emission Monitoring of Soil Stability, Journal of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E. Vol. 104, No. GT5, 1978, pp. 571-582.
- 4) Goodman, R. E. and W. Blake: An Investigation of Rock Noise in Landslides and Cut Slopes, Rock Mechanics, Suppl. 2, 1965, pp. 88-93.
- 5) McCauley, M. L.: Monitoring Slope Stability with Acoustic Emission, Proceedings First Conference on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, Trans Tech Publications, Clausthal, Germany, 1977, pp. 257-270.
- 6) 末峯 章・島 通保・小西利史：地すべり発生機構に関する二・三の知見，京都大学防災研究所年報，第23号 B-1, 1980, pp. 345-355.
- 7) 池田和彦他：土弾性波探査法，物理探査技術協会，1977
- 8) 地震探査実験グループ：地震波の生成・伝搬に関する実験，国際文献印刷社，1976

- 9) Hardy, H. R., Jr.: Monitoring the Stability of Geologic Structures Using Near-Surface Microseismic Transducers, Proceedings First Conference on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, Trans Tech Publications, Clausthal, Germany, 1977, pp. 357-379.
- 10) 地質計測(株)・中国四国農政局：四国結晶片岩山地地区振動解析，特殊地質斜面防災基礎調査地区物理探査業務報告書，1980
- 11) Hardy, H. R., Jr.: Stability Monitoring of an Underground Gas Storage Reservoir, Proceedings Second Conference on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, Trans Tech Publications, Clausthal, Germany, 1979, pp. 331-358.
- 12) Hardy, H. R., Jr.: Microseismic Techniques—Basic and Applied Research, Rock Mechanics, Suppl. 2, 1973, pp. 93-114.