

## 地震計が捉えた雪崩震動

東京大学地震研究所\* 佃 為成・溝上 恵  
(昭和62年11月13日受付; 昭和63年1月14日受理)

### Avalanche Tremors Detected by Seismometers

Tameshige TSUKUDA and Megumi MIZOUE

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113

(Received November 13, 1987; Accepted January 14, 1988)

Tremors due to avalanches were investigated for the purpose of discriminating them from natural earthquakes and understanding the nature of avalanches. In January, 1986, we have obtained many seismometric records of avalanches, small and large, which occurred near the seismic station NUJ, Nou Town, Niigata Prefecture.

Among them, the powder-snow avalanche of January 26 at Shimamichi was the largest one that provided us with the direct information about the ground motion caused by a great snow stream nearby. Prominent phases on the avalanche seismogram are considered to be generated either by great changes in gradient of the slope or by the topographic asperities on the way. Based upon this interpretation, we have estimated the velocity of the snow stream and its impact on the ground surface. The final velocity is 45 m/s, which is comparable with the fluid model of avalanche proposed by VOELLMY (1955). The force exerted on the ground is  $1.2 \times 10^{13}$  dyn with a duration time of 0.033 sec for the first prominent impulsive motion.

Besides the above event, we have identified 22 avalanche events which occurred from January 22 to January 26. Time series of these events showed forerunning activities of small avalanches before a large one.

Another typical avalanche occurred on February 6, 1984, about 4 km away from the NUJ station. The waveform of this event resembles that of a teleseismic event with an S-P time being about 30 sec. However, we are able to discriminate the records of avalanches from those of earthquakes since the former have the ambiguous first motion and the unusually short duration of coda waves.

#### § 1. はじめに

地震以外の震動は、通常はノイズとして深く研究しない場合が多いが、自然地震と見分けがつきにくい震動波形も少なくないので、そのような震動について知見を得ておくことは地震学上価値のあることである。

豪雪地帯に設置された地震計には、屋根雪などの崩落や雪崩による震動が度々記録される。1986年1月26日23時頃、新潟県西頸城郡能生町<sup>ヌキノ</sup>柵口地区に大規模な表層雪崩が発生し、民家11戸が全半壊し13名の人命が奪われた。この柵口雪崩の2時間半前には、そこから北西へ3.5 km離れた東京大学地震研究所信越地震観測所の能生観測点(NUJ)付近(能生町島道鉱泉)でも大き

な表層雪崩があり、その震動記録が観測された。この雪崩による電柱倒壊によってテレメータ伝送が中断したので、その震動の終りの部分の波形や柵口地区の大雪崩の記録は欠測となったが、同月22日より26日に至る期間に雪崩と推定できる震動を23回記録した。また、1984年2月6日14時頃、新潟県糸魚川市<sup>ニギハク</sup>大平で発生した表層雪崩の震動は約4 km伝播してNUJへとどいている。

本稿では、能生観測点付近の雪崩による震動の特徴や自然地震との判別法について述べ、さらに雪崩の運動や雪崩の発生の時系列について簡単な考察を行なう。

#### § 2. 1986年の能生町における雪崩の発生状況

雪崩の地震計記録を解釈する際、その発生状況についての基礎的知識が必要である。Fig. 1は、NUJ観測点と

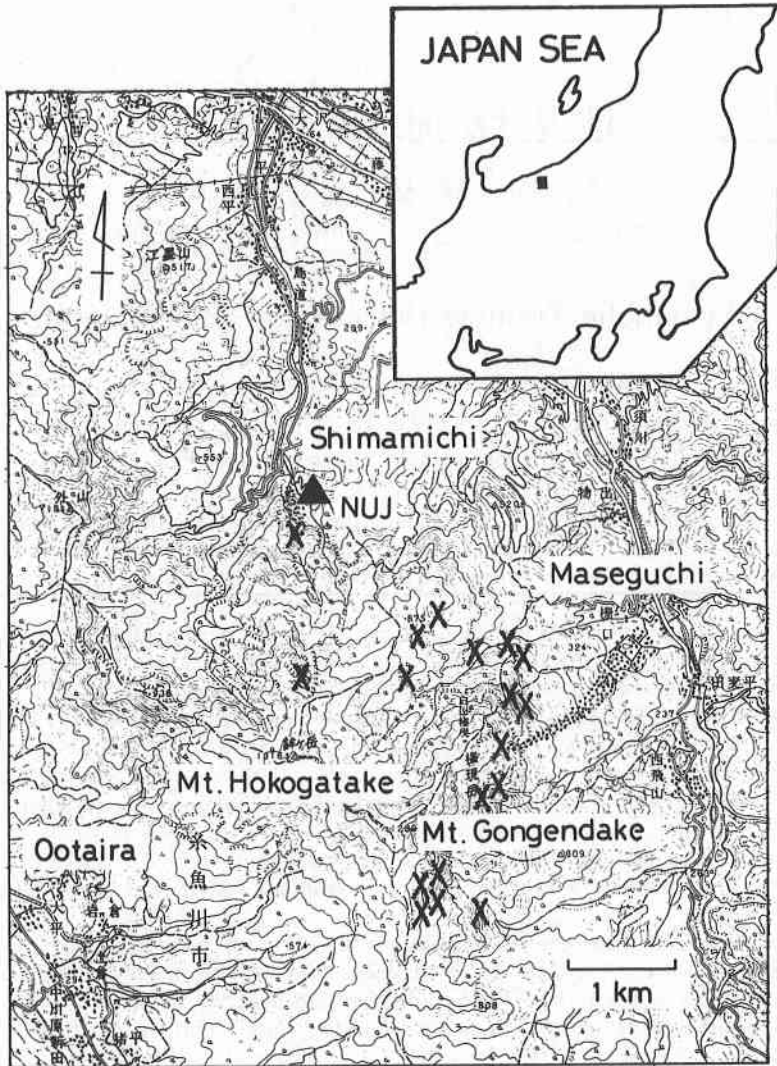


Fig. 1. Topographic map of the region concerned. Triangle indicates the NUJ station. The places of avalanches are indicated by  $\times$ , which were confirmed by air photo obtained four days after the Maseguchi avalanche of January 26, 1986 [after TAKAHAMA *et al.* (1986)]. Dotted areas show the occupied regions of the Maseguchi and Shimamichi avalanches.

周辺の地域の位置関係を示している。

1986年1月26日の大雪崩の後、1月30日に行なわれた空中写真撮影から判読された雪崩の発生地点をFig. 1に示した。ここでは高浜・他(1986)の図-4に基づき確認された雪崩の跡の最上部付近に $\times$ 印をつけた。この図から、東西3 km、南北4 kmの範囲で雪崩が多数発生したことがわかる。雪崩発生地は地形が凹形の斜面が多い。

西村・他(1986)によると、この年の1月は、月初めの10日以前は積雪深はほぼ一定であったが、10日から12日までに積雪深が約1.5 mも増加した。その後15日か

ら20日にかけては低気圧による暖気の流入の影響で気温が上昇し雪が溶けて、剪断強度が小さい、ざらめ雪[和泉・他(1986)]に変化しやすい状態であった。そして、20日から28日までに降雪量365 cmに達する記録的な豪雪となり、最低気温 $-3 \sim -2^{\circ}\text{C}$ 、最高気温 $0^{\circ}\text{C}$ 前後という低い気温のもとで圧密のいとまがないうちに重量を増していったことになり、剪断強度が増加しないまま、重力の作用ですべり落ちやすい状態[遠藤(1986)]が形成されていた。柵口における表層雪崩の発生状況については小林(1986)や山田(1987)に詳しい。島道の表層雪崩の様子は和泉・小林(1986a, b)に報告されてい

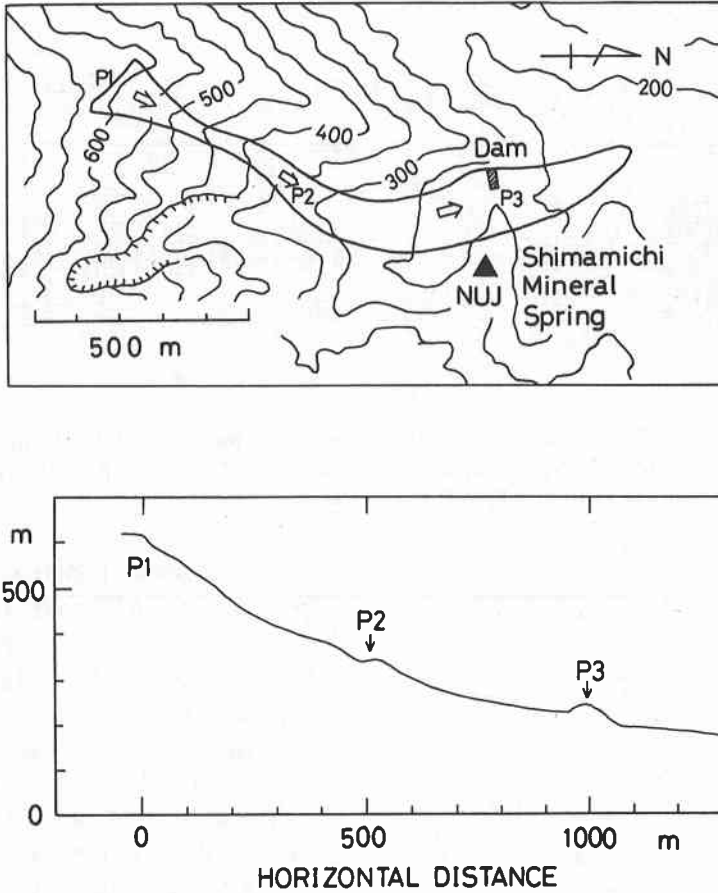


Fig. 2. (Upper) Topographic map around the Shimamichi Mineral Spring together with the extent of the trace of the avalanche of January 26, 1986. Arrows show the direction of the flow. (Lower) Topographic cross section along its travel route [reproduced from IZUMI and KOBAYASHI (1986a)].

る。Fig. 1 及び Fig. 2 に示したように、雪崩は鉾ヶ岳の北側の斜面の谷を下り、島道鉱泉に達し、やや広い凹地となった谷の出口を塞ぐように出っぱっている出尾根や砂防ダムを乗り越え、道路に沿って植えてあった桜並木や電柱4本をなぎ倒した。崩落した雪の体積は  $3 \times 10^4 \text{ m}^3$  と推定され [和泉・小林(1986a)]、走路の長さも1300 m であり、柵口の雪崩の  $(1 \sim 2.5) \times 10^5 \text{ m}^3$  及び2000 m と比べると一段小さいが、Fig. 1 に印された雪崩のうちでは柵口に次ぐ規模と考えられる。

### § 3. 能生町島道鉱泉における表層雪崩の震動波形

Fig. 3 は電柱などを倒壊せしめた乾雪表層雪崩の震動波形である。これはすでに和泉・小林(1986b)によって紹介されている。島道鉱泉の出尾根の上の横抗に設置されている短周期地震計(固有周期1秒)の記録である。波形データは鉱泉宿の建物内に置かれているテレメータ

装置から電話回線を経由して、長野市の信越地震観測所へ実時間で送られ記録された。地震判定によるトリガため込み方式の記録(3成分)と長期間インク書きレコーダによる連続記録(上下動1成分)の2種類の記録があるが、得られた記録は後者のみである。1986年1月26日20時25分頃から震動が現われ、大振幅の震動を記録した後26分05秒にテレメータ回線が途絶えた。

#### 3.1 移動震源としての雪崩

Fig. 3 の雪崩を観測した観測点(NUJ)は雪崩の走路の下方に位置している(Fig. 2)。したがって雪崩の発生後、震動源が観測点へ向かってしだいに接近することになる。走路の各点で同じような震動が発生し、流れによる雪の供給によってしばらくの間震動が持続するとすれば、雪崩の発生直後の震動の観測波形は、波の重ね合わせと観測点までの距離の短縮による振幅の増加が作用してその振幅が時間とともに増大する。

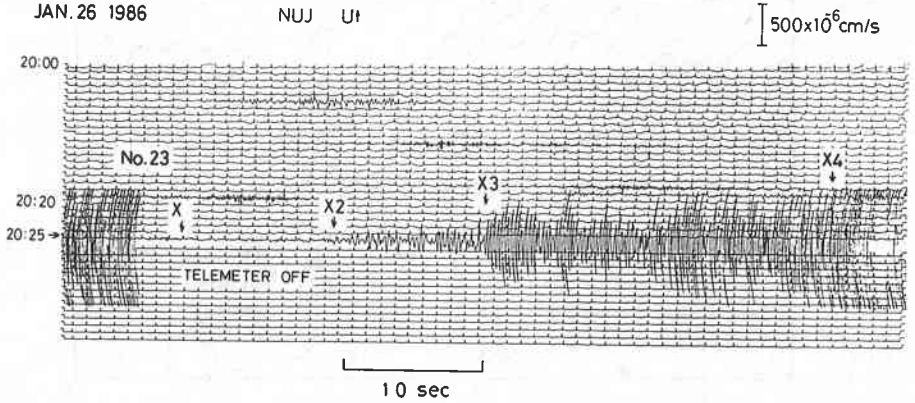


Fig. 3. Vertical component seismogram of the avalanche that took place at 20 h 25 m Jan. 26, 1986, along the valley in Shimamichi, Nou town, near the station NUJ. The phases X<sub>2</sub> and X<sub>3</sub> are estimated to be originated at the places P<sub>2</sub> and P<sub>3</sub> in Fig. 2, respectively.

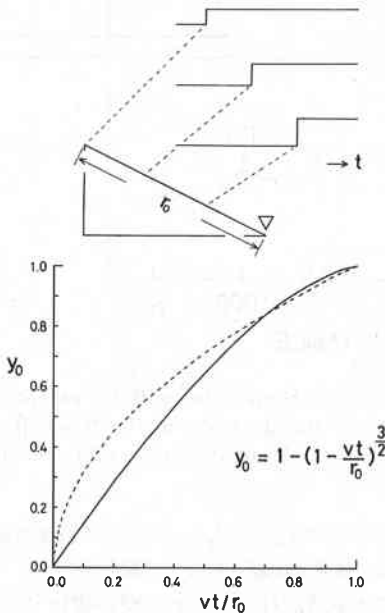


Fig. 4. Amplitude buildup of seismogram calculated by the simple moving source of the avalanche motion. The source approaches downstream to the observation station (triangle on the top figure). Source step functions with the same height are assumed at every points along the slope (See the top illustration).  $r_0$ ,  $v$  and  $t$  denote the distance, velocity of snow stream and lapse time, respectively. Dotted curve indicates the normalized time function  $\sqrt{vt/r_0}$ , which is the result of simple summation of random waves. Stepwise increase of the amplitudes on avalanche seismograms cannot be expected from these monotonously increasing resultant amplitude functions.

雪崩の進行速度  $v$  を簡単のため一定とし、これに比べて弾性波の速度は速いので震動は瞬間的に伝播するとしよう。まず震動が距離による減衰を示さないとして、各点の震動がランダムとすれば、同じパワーをもつ波形を  $n$  回重ねると振幅が  $\sqrt{n}$  倍になるから、今の移動震源の場合、時間  $t$  に対して  $\sqrt{t}$  に比例して振幅が大きくなる。

次に、波がコヒーレントな場合を考えてみる。震動は地表付近を伝わる表面波として幾何学的減衰を考える。震動源から観測点までの距離を  $r$  とすると、観測点における震動を時間  $t$  の関数として  $g_0(t) \cdot \sqrt{r_0/r}$  のように書くことができる。 $r_0$  は雪崩の出発点から観測点までの距離で  $g_0(t)$  は  $r=r_0$  における生成波形である。時刻 0 から  $t$  までの合成波形は、

$$y(t) = \int_0^t g_0(t-\tau) \cdot \sqrt{r_0/(r_0-v\tau)} d\tau \quad (1)$$

となる。ここに、 $r(t)=r_0-vt$  を用いた。 $g_0(t)$  を簡単のためステップ関数とすると、上式は、

$$y_0(t) = 1 - (1 - vt/r_0)^{-3/2} \quad (2)$$

に比例する。実際は、 $g_0(t)$  は振動波形であるから、波は必ずしも加算的ではない。上の式は各時間帯での最大振幅包絡線に近いものを表わしていると考えられる。

波形増大の様子は上の二つの例について Fig. 4 のようである。

### 3.2 顕著な相と雪崩の流走経路の地形

Fig. 3 の波形は、3.1 の簡単なモデルから期待されるような振幅の単調増加を示さず、ある時刻 (X<sub>2</sub> や X<sub>3</sub>) からステップ状に振幅が増加している。X<sub>4</sub> あたりでも急激な振幅増大の可能性はあるが、振幅が振り切れているため不明である。

X<sub>2</sub> 以後、引きの初動をもつパルスを先頭に、1 秒程度

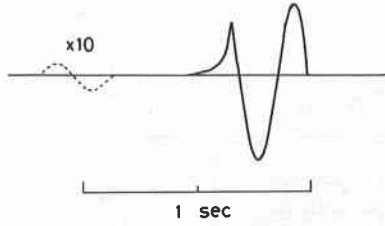


Fig. 5. Theoretical ground velocity due to upward vertical force exerted at the free surface for the case of  $C_s T/r=0.2$ ;  $C_s$ : S wave velocity,  $T$ : duration of the source time function,  $r$ : hypocentral distance [after MOONEY (1974)]. Vertical component Rayleigh wave (solid line) and  $P$  wave (dotted line with the amplitude multiplied by 10) are shown in an arbitrary amplitude scale. The polarity of the actual avalanche motion should be reversed, since the force is exerted downward. The reversed waveform is comparable with the  $X_2$  phase in Fig. 3.

の間隔で卓越した波がくり返し出現している。それらの波は  $X_2$  から 2 秒経た後は  $X_3$  までほぼ一定の最大振幅を示す。その卓越周波数は約 3 Hz である。

$X_3$  以降でも引きで始まった、約 4 Hz の波群が数秒の周期のうなりを伴って続いている。

このような顕著な相を説明するには、ある地点に震動源が局在すると考えなければならない。それは地面を強くたたく衝撃力であろう。実際、 $X_2$  と  $X_3$  相の立上りは、地面を押し下げる方向の極性をもつ。

これらの相を生成した衝撃力は、流下する雪の供給の急激な増加によることも考えられるであろうが、走路の傾斜の変化や、地形の突起がもたらす効果を無視するわけにはいかない。そのような地点としては Fig. 2 の地形断面の  $P_2$  や  $P_3$  を挙げるができる。

$P_3$  を最初に乗り越えたのがどの時点であるかをまず考えてみる。テレメータ回線が切れた時刻より前で  $X_3$  かそれより後であろう。振幅が飽和しているので鮮明ではないが、 $X_4$  付近に振幅が増大するところがあるように見える。 $X_4$  が  $P_3$  に対応するとすれば  $X_3$  が  $P_2$  に対応することになるが、 $X_2$  の説明がつかないし、 $X_4 - X_3$  の時間が約 25 秒となり、後で述べるように流速 20 m/s というのは値が小さすぎるように思われる。また、テレメータ装置は無停電装置をもっているので、この雪崩で  $P_3$  の下方 100~200 m に位置した電柱の倒壊は、テレメータ伝送の中断よりも時間的にさかのぼる可能性も否定できない。 $X_4$  はその場合、雪崩の堆積区での衝撃の増大を意味するのかもしれない。

$X$  相あたりから微小な震動が見えるが、雪崩の発生時刻はこれより前であろう。なぜならば、この  $X$  が  $P_1$  に対応すれば、小さいはずの初速 ( $P_1 P_2$  間の平均流速) が下手の  $P_2 P_3$  間の平均流速と同程度になってしまうからである。

### 3.3 雪崩の流速

3.2 より  $X_2$  相及び  $X_3$  相がそれぞれ地形の  $P_2, P_3$  に対応すると考えるのが妥当である。この場合  $P_2 P_3$  間の距離 500 m を 11 秒で走っているから雪崩の速度は 45 m/s となる。

$P_2 P_3$  間は地形もなめらかで終端でもないから、流れはなめらかで定常的と考えられ、ここで最高速度に達したことが予想される。このような定常的な雪崩の運動の理論については、流体モデル [VOELLMY, (1955)] や剛体モデル [MELLOR (1978)] が提案されている [前野・西村 (1986), 川田・他 (1986)]。理論流速を与える式は、底面の摩擦係数や空気抵抗、雪の圧密抵抗などのパラメータを含むが、これらの値は必ずしも定まっていないので、理論値にはかなりの幅がある。その中で、空気を含んだ圧縮性流体と考えたモデル (煙り型雪崩) [VOELLMY (1955)] は知られている最も単純モデルで近似的に次のように表わせる。

$$v = \sqrt{2gh_0\rho_0/\rho_a} \quad (3)$$

ここで、 $g$  は重力の加速度、 $h_0, \rho_0$  は最初の雪の層の厚さと密度、 $\rho_a$  は空気密度である。今、 $h_0 = 1 \sim 2$  m,  $\rho_0 = 0.1$  t/m<sup>3</sup>,  $\rho_a = 0.0013$  t/m<sup>3</sup> とすれば  $v = 38 \sim 55$  m/s となる。相  $X_2, X_3$  が地点  $P_2, P_3$  に対応すると求めた流速、45 m/s はこの理論値の節内にある。

### 3.4 衝撃力の推定

$X_2$  から  $X_3$  までの時間帯には、パルス的な波形が見られる。これらのパルスを、地表の 1 点に上下に力が加えられたとき発生するレイリー波と解釈してみることにする。簡単のため半無限均質媒質と仮定する。力の時間関数がステップ関数のときの地表における波動の解析解は PEKERIS (1955) によって与えられ、MOONEY (1974) が任意の時間関数  $f(t)$  の場合に拡張した。粒子速度の上下動成分  $\partial w/\partial t$  は

$$\frac{\partial w(t)}{\partial t} = \frac{Z}{\pi^2 \mu r} \cdot \left(\frac{C_P}{C_S}\right)^2 \cdot \frac{d}{dt} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d}{dt} f(t') \Big|_{r'=r/C_S} \cdot G(\tau - \tau') d\tau' \quad (4)$$

と表現できる。ここで  $G(t)$  は、ステップ関数に対する変位の解を

$$w(t) = \frac{Z}{\pi^2 \mu r} \cdot \left(\frac{C_P}{C_S}\right)^2 \cdot G(\tau) \quad (5)$$

と書いたときの無次元の関数である。 $Z$  は力の強さ、 $\mu$  は媒質の剛性率、 $r$  は震央距離、 $C_P$  と  $C_S$  はそれぞれの  $P$

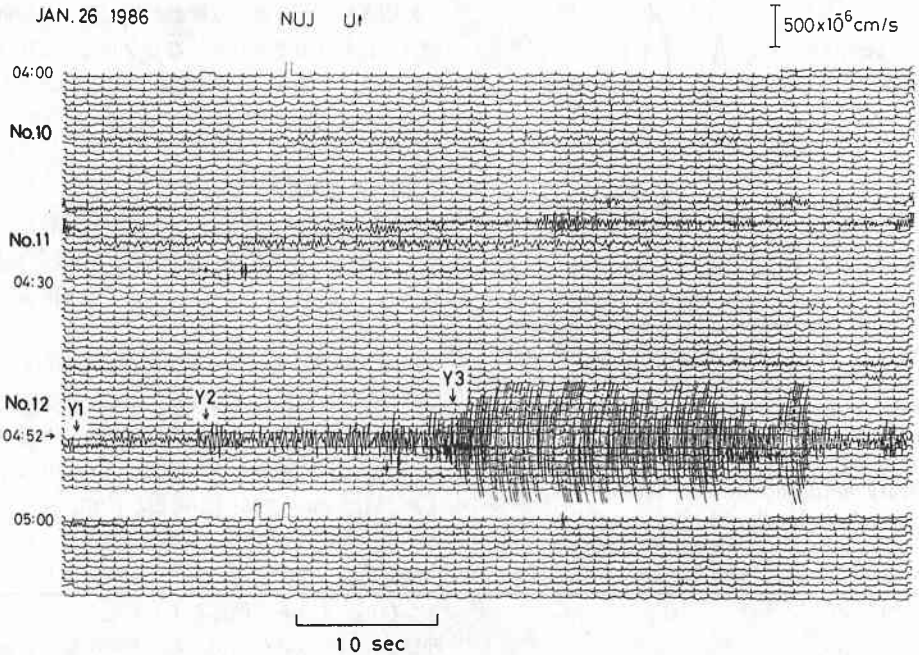


Fig. 6. Tremors due to avalanches that took place before the large avalanche (No. 23) shown in Fig. 3. The largest event (No. 12) in this figure has similar phases as the No. 23 event.

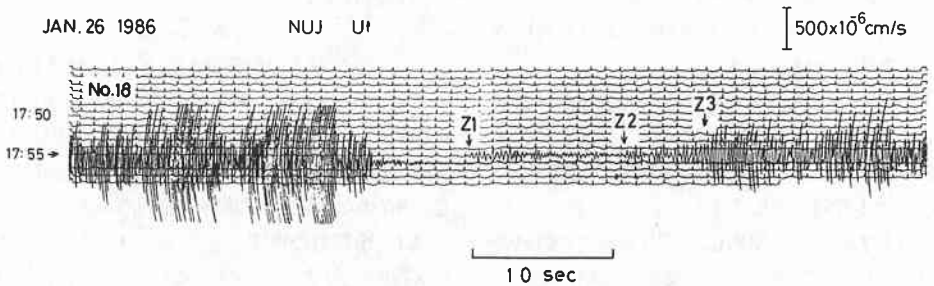


Fig. 7. Avalanche motion which is similar to the No. 23 event.

波， $S$ 波の速度であり， $\tau=(C_s/r)t$ は無次元の時間を表す。

Fig. 3より， $X_2$ 相のパルス波形は速度振幅が最大  $48 \times 10^{-6}$  cm/s，継続時間が0.5 secである。力の時間関数を

$$f(t) = \begin{cases} \cos^2(\pi t/T), & -\frac{T}{2} \leq t \leq \frac{T}{2} \\ 0, & \frac{T}{2} < t \text{ または } t < -\frac{T}{2} \end{cases} \quad (6)$$

としたときの(4)の波形がMOONEY (1974)のFig. 5に与えられている。 $C_p=5.1$  km/s， $C_s=3.0$  km/sと仮定し， $r=500$  mを用いるならば，MOONEYの同図において $\tau_p=(C_s/r)T=0.2$ が適当である。Fig. 5にその場合の波形を示した。このとき震源での力のパルス幅  $T$ は

0.033 secとなり， $\mu=3 \times 10^{11}$  dyn/cm<sup>2</sup>とすれば力の大きさ  $Z$ は  $1.2 \times 10^{13}$  dynとなる。

地面における衝撃の強さを表わす力積  $F$ は(6)より

$$F = \int_{-T/2}^{T/2} Z \cdot f(t) dt = \frac{Z \cdot T}{2} \quad (7)$$

と書ける。雪のかたまりの重さを  $m$ とし，地面にぶつかるときの速度を  $v$ とすると，ぶつかった後は速度が0になったと仮定して， $m \cdot v = F$ が成り立つ。 $v$ としては最大45 m/sであろう。この値の時， $m=45t$ が得られる。波の伝播中の減衰を考慮すれば実際はこれより幾分大きくなるであろう。

#### § 4. 雪崩発生の時系列

No. 23の雪崩に先立って，これと類似の震動波形をい

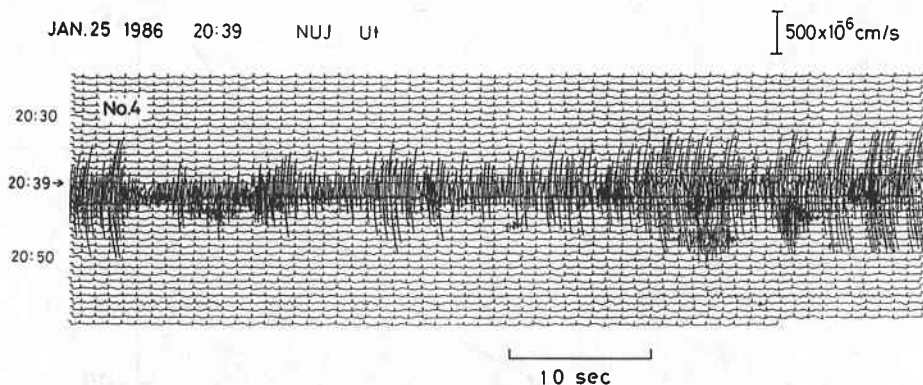


Fig. 8. High frequency tremors due to avalanche that took place in the vicinity of the NUJ station.

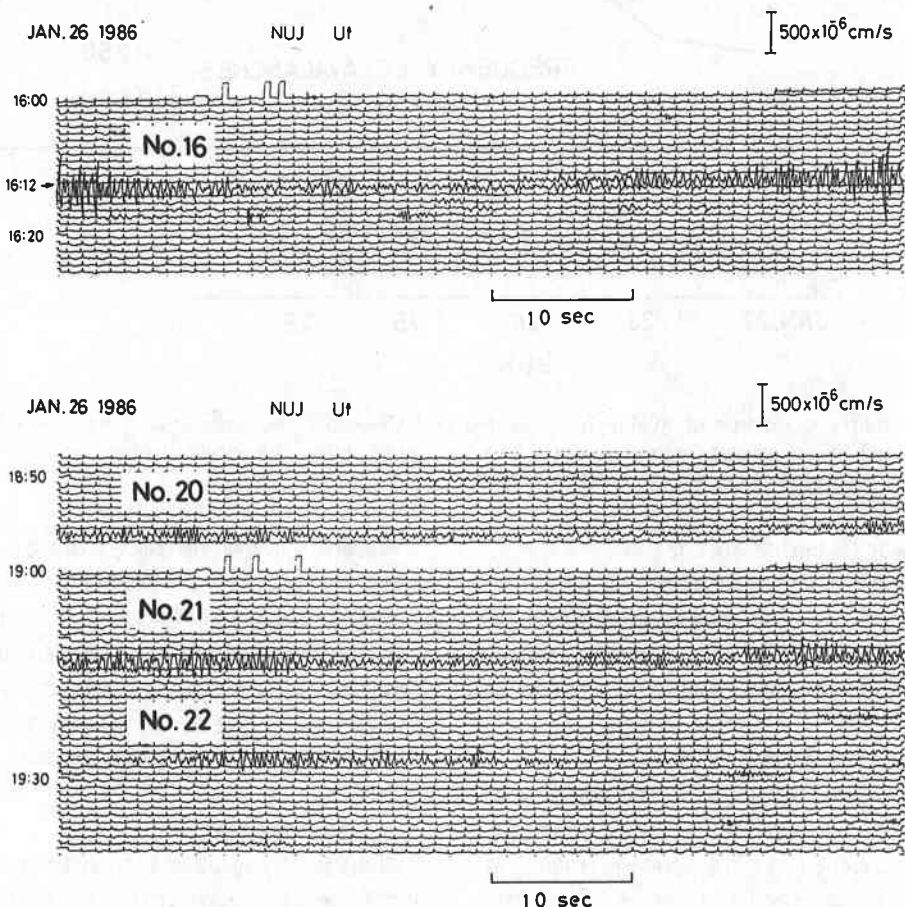


Fig. 9. Avalanche tremors with low frequency components. These events are considered to be originated at relatively long distances of about several kilometers from NUJ.

くつか見出すことができる。Fig. 6やFig. 7に示したNo. 12やNo. 18の波形がそれである。Fig. 8のNo. 4は、振幅の大きさと短周期成分を多く含むことから観測点のごく近傍で発生した小規模の雪崩であろう。

以上の他、Fig. 6のNo. 10とNo. 11やFig. 9の各波形のような、目立った相のない連続した2~4 Hzの震動が見い出される。これらは、継続時間がNo. 12やNo. 14と同じく50~100 msecであることから、同程度の

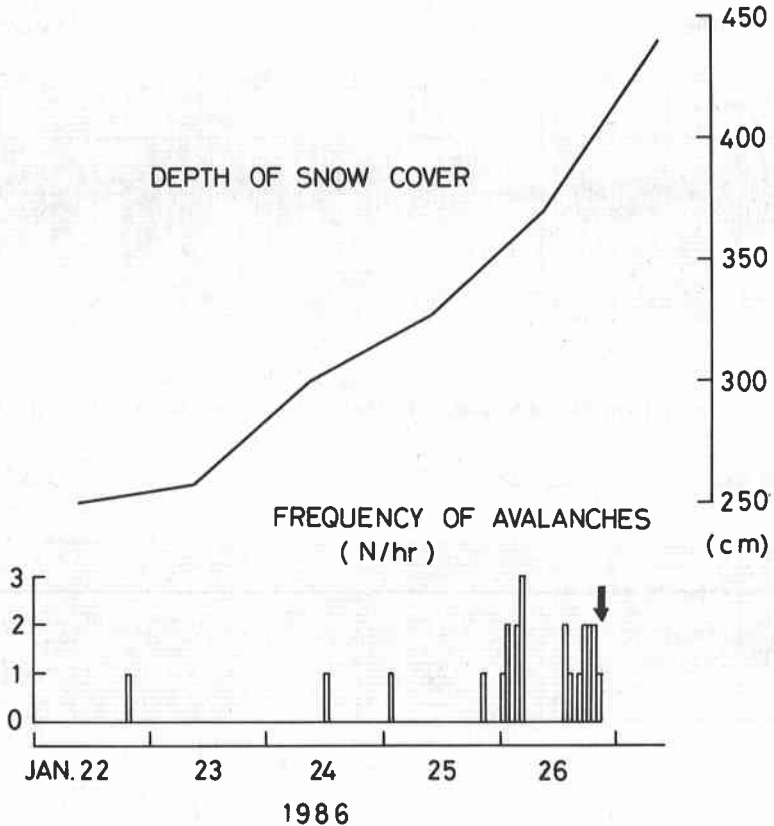


Fig. 10. Hourly frequency of avalanches detected at NUJ before the large avalanche (event No. 23, indicated by an arrow) (bottom figure). The top figure shows the snowfall observed at a nearby meteorological station [NISHIMURA *et al.* (1986)].

雪崩がやや遠方(数 km)で発生したものと考えられる。

このような波形は1月22日以降26日20時26分までに23回あった。40~50 km離れた隣接地震観測点と照合してみたが、時間的に対応する自然地震はいずれも確認されていない。Fig. 6 などに見られる継続時間が数10秒以下のものは、どこまでが一続きの震動なのか判別がつきにくいので回数には入れていない。

この23回の雪崩の発生頻度を1時間毎に示したのがFig. 10である。上段の積雪深は柵口地区より南西約1 kmの田表平におけるものである[西村・他(1986)]。積雪の増大とともに雪崩が発生しはじめ、大雪崩発生約1日前から小規模の雪崩が頻発しているのがわかる。不思議なことに、26日の05時から13時までの8時間はまったく雪崩が発生していない。この図には表わされていない短時間の震動についてもその間の回数は著しく少ない。この静穏な時期の後の7~8時間の間の小規模雪崩多発を経て大規模な雪崩(島道鉱泉と柵口地区)が起った。

この前駆的な小規模雪崩は何を意味するのであろうか。突然大規模雪崩が発生するのではなく、それに先立つ小規模雪崩が大規模雪崩発生準備をするのか、或いは、地震などの破壊現象と同様に、確率的な現象として大規模雪崩に成長せずに小さいまま終ることを繰り返しているのであろうか。また、一時的な静穏期についても地震現象との類似性があり、非常に興味深い。

#### § 5. 遠方の雪崩震動

雪崩の震動がどれ位の距離まで伝わるかは、雪崩検知の点でも、地震動との識別に関しても、非常に興味ある問題である。

Fig. 11の上部に示したのは、観測点のNUJから約4 km離れた地点で発生した大規模表層雪崩の波形である。この雪崩は、1984年2月6日の14時頃、能生町の西に隣接する糸魚川市大平で発生した。糸魚川市消防署や和泉(1986)によると、植栽後20~50年経た杉の木立が400本ほど倒壊し、1800 mほど流れ下って民家2戸



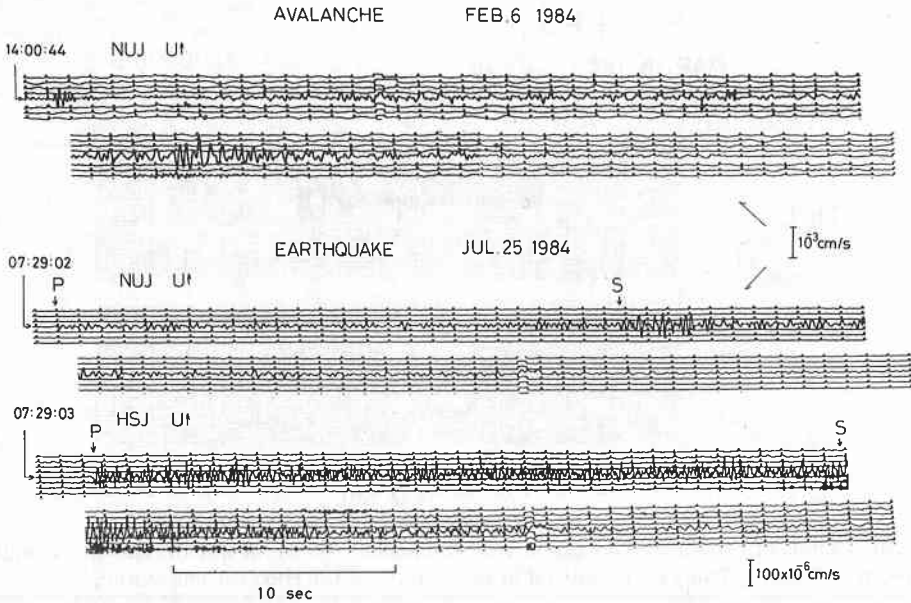


Fig. 11. Record of earthquake-like tremor (top) caused by a large avalanche that originated at Otaira, Itoigawa city, about 4 km southwest of the station MUJ (See Fig. 1). Two seismograms from a natural earthquake are also shown (bottom).

にも軽微の被害を与えた。

下方には、比較のため、遠い自然地震（1984年7月25日）の波形を示した。2~3 Hzの波が約1分間続いている。雪崩波形も一見遠い地震かと見間違えるほどであるのがよくわかる。S波のような卓越した波群が見られるからである。しかし、初動の立上りが明瞭でない点と、コーダの部分が自然地震と比べ異常に短い点が雪崩震動の特徴をよく表わしている。

S波のように見えた大振幅の波は、おそらく雪崩が走路の末端で地形の変化や障害物にあい、地面に対して大きな衝撃を与えたことによって発生したと思われる。

柵口地区の大雪崩もNUJからは同じような距離（約3.5 km）であるので欠測でなければ同様の波形が得られたであろう。現在までのところこれよりも遠い地点で発生した雪崩の記録はまだ見つかっていない。雪崩の震動と同定されるには、ある程度の時間継続する波を捉えなければならない。1分程度の継続時間があれば認識しやすいが、そのような継続時間を保とうとすると、全体の波のうち小さい振幅の部分も減衰してしまわずに記録紙上に残る必要がある。Fig. 11のような雪崩の場合、波を表面波と考え幾何学的減衰を考慮し非弾性的減衰のQを100程度とすれば、距離が2倍になると2~3 Hzの波では振幅が1/2程度になる。したがって、この場合8~10 kmほど離れた地点でも十分検知されるであろう。

## § 6. 議論とまとめ

地震観測点のごく近くで発生した大規模な表層雪崩の震動や4 kmの距離を伝播してきた雪崩震動についての実例を用いて、その波形の特徴を考察してきた。小規模雪崩の震動についても、推しはかかって判定を試みた。これまで、新潟県能生町の観測点(NUJ)の記録を紹介してきたが、他の雪国の観測点でも雪崩と思われる波形が時々認められる。Fig. 12は新潟県北魚沼郡広神村の観測点(HRG)によく現われる雪崩らしい震動波形である。この波形には高周波成分が多く含まれているし、継続時間が短かいので、観測点近くで発生した小規模な雪崩であろう。この場合も、顕著な相の存在や最後の方で震動が急激に小さくなるという特徴が現われている。この特性を利用して自然地震との識別を行うことが可能である。

地形の突起などと雪崩の波形の顕著な相とが対応する時、雪崩の流速が測定できる。§ 3でNo. 23の波形について議論した。これとはほぼ同じ場所で発生したFig. 6のNo. 12の雪崩の $Y_2$ と $Y_3$ の各相が、それぞれFig. 2の地点 $P_2$ と $P_3$ に対応するならば、この雪崩の流速は29 m/sとなる。この値は、No. 23の45 m/sに比べてかなり小さい。このことは相の解釈が間違っているのか、或いは、最初の発生場所の高さや位置が雪崩により異なるので到達する速度が変わることを意味すると考えられる。Fig. 7の波形にも顕著な相( $Z_1, Z_2, Z_3$ )があるが、上

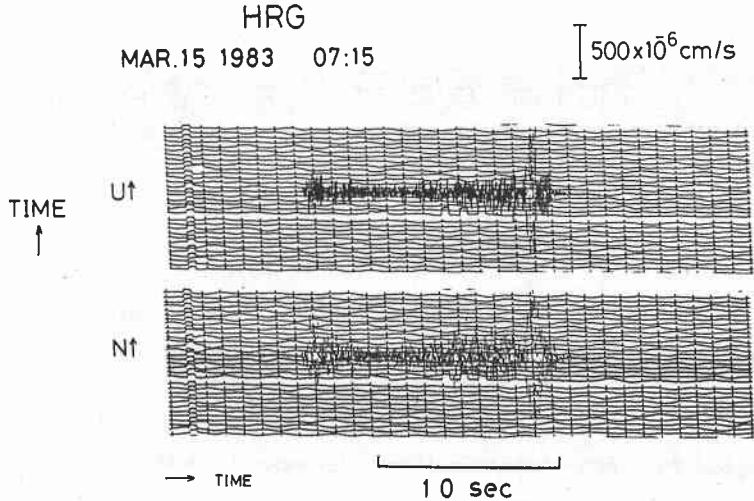


Fig. 12. An example of vertical and horizontal (NS) component records of tremors caused by small-scale movements of snow. This event occurred in the vicinity of the HRG seismic station.

の2つとは波形のパターンがかなり異なる。発生場所や走路が大きく異なるのかもしれない。

震動源の性質は単純ではないが、地形の突起などに雪の流れがぶつかったとしたときの衝撃は、Fig. 3の波形の $X_2$ のパルスに対して、40~50 tであると推定された (§3)。これを雪の容積に換算すると密度を $0.1 \text{ t/m}^3$ とすれば $400\sim 500 \text{ m}^3$ となる。雪の層の厚みを仮に2 mとすれば、大体15 m四方の範囲に力が働いたと推定される。この程度の雪の塊が何度もぶつかって雪崩の震動を発生させているものと考えられる。

このように、数十トンの重さのものが数十メートル毎秒という速度で地面をたたく表層雪崩は、地表付近の地下構造を調査する上でも貴重な震動源である。実際は山の地形の効果や、堆積層などの水平不均質構造の効果を加味した解析が必要なので調査は簡単なものではない。しかし、今後、地震計を並べてこのような自然の震動をうまく捉えて伝播特性を研究する価値はあると思う。不均質媒質に対するLambの問題の理論的研究も今後の課題である。

地震計の記録は、雪崩の発生の時系列を得ることに成功した。多数の地震計を用いるならば、発生地点も決定でき、雪崩現象の時空間分布が解明できるであろう。これは雪崩の研究にとって新しい手法を提供する。大雪崩の直前の小雪崩の頻発などの性質は地震現象とも通ずるものがある。今後、雪崩の規模を表わす指標を考案し、規模別頻度分布を調べるなど、雪崩発生統計の研究を進めてみたい。

#### 謝 辞

新潟県西頸城郡能生町の能登清治・一枝御夫妻には、能生観測点のお世話を十年近くも続けていただいている。新潟大学積雪地域災害研究センターの小林俊一教授・和泉薫助教授には、島道鉱泉の雪崩についての研究成果をお送りいただき雪崩の記述についての注意をいただいた。東大地震研究所信越地震観測所の小林勝氏他の方々にも資料収集の手をわずらわした。東大理学部鈴木保典氏には、Lambの問題についての文献をお教えた。査読者には不明な表現等を指摘していただいた。これらの方々に深く感謝いたします。

#### 文 献

- 遠藤八十一, 1986, ドカ雪によって起こる乾雪表層雪崩の発生予測, 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合研究, 文部省科学研究費 (No. 60020051), 自然災害特別研究突発災害研究成果, 57-64.
- 和泉 薫, 1986, 過去の災害雪崩例からみた柵口表層雪崩の特徴, 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合研究, 文部省科学研究費 (No. 60020051), 自然災害特別研究突発災害研究成果, 80-86.
- 和泉 薫・川田邦夫・佐藤和秀・西村浩一・矢野勝俊・佐藤 修・鈴木幸治・小林俊一, 1986, 柵口表層雪崩の規模とデブリの雪氷学的特質, 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合研究, 文部省科学研究費 (No. 60020051), 自然災害特別研究突発災害研究成果, 11-17.
- 和泉 薫・小林俊一, 1986a, 新潟県能生町島道鉱泉の表層雪崩について, 雪氷, 48, 168-170.
- 和泉 薫・小林俊一, 1986b, 地震計に記録された表層雪崩, 新潟大災害研年報, 第8号, 99-104.

- 川田邦夫・佐藤和秀・矢野勝俊・西村浩一・和泉 薫・  
対馬勝年, 1986, 柵口表層なだれの発生と運動, 新潟  
県能生町表層雪崩災害に関する総合研究, 文部省科学  
研究費 (No. 60020051), 自然災害特別研究突発災害  
研究成果, 18-22.
- 小林俊一 (研究代表者), 1986, 新潟県能生町表層雪崩  
災害に関する総合研究, 文部省科学研究費 (No.  
60020051), 自然災害特別研究突発災害研究成果, 1-  
90.
- 前野紀一・西村浩一, 1986, 柵口表層雪崩の流動性と動  
力学的考察, 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合  
研究, 文部省科学研究費 (No. 60020051), 自然災害特  
別研究突発災害研究成果, 65-70.
- MELLOR, M., 1978, Dynamics of snow avalanche,  
Rockslides and Avalanches (ed. by B. VOIGHT and  
others), 1, Elsevier, Amsterdam, 753-792.
- MOONEY, H. H., 1974, Some numerical solutions for  
Lamb's problem, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 473-491.
- 西村浩一・小林俊一・前野紀一, 1986, 柵口表層雪崩発  
生時の気象, 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合  
研究, 文部省科学研究費 (No. 60020051), 自然災害特  
別研究突発災害研究成果, 48-56.
- PEKERIS, C., 1955, The seismic surface pulse, *Proc.  
Nat. Acad. Sci.*, **41**, 469-480.
- 高浜信行・鈴木幸治・藤田至則, 1986, 1986 柵口表層  
雪崩の発生と流走経路の地形解析, 新潟県能生町表層  
雪崩災害に関する総合研究, 文部省科学研究費 (No.  
60020051), 自然災害特別研究突発災害研究成果, 4-  
10.
- VOELLMY, A., 1955, Über die zerstörungskraft von  
Lawinen. *Scweis. Bauzt.*, **73**, 159-165, 212-217,  
246-249, 280-285.
- 山田 穰, 1987, 能生町雪崩災害の被害・発生状況の概  
要, 防災科学技術研究資料, 第117号, 1-12.

