# 新潟県柵口地区表層雪崩の流動解析

# 福嶋祐介\*

#### 要 旨

昭和61年1月26日に新潟県西頸城郡能生町柵口地区付近の権現岳で表層雪崩が発生し,その雪崩 が柵口地区に到達したため地区の住民13人が死亡する災害となった.本研究は,柵口地区で発生し た表層雪崩のシミュレーションをおこなったものである.用いたモデルは粉雪型の雪崩を対象とし たもので,積雪層からの雪粒子の巻き上げ,沈降を考慮する現実的なものである.シミュレーショ ンでは,雪崩に取り込まれる新雪深をパラメーターとしている.その結果,新雪深が小さい場合に は,権現岳で発生した雪煙流は緩勾配の区間で減速して静止してしまい柵口地区に到達しない.し かし,雪崩災害発生時に現地で観測された程度の新雪深であれば,権現岳の山頂付近から発生した 雪崩は一時 50m/s の流速に発達した後,柵口地区を通過直後に静止するという結果を得た.雪崩 中の雪の濃度もかなり大きく家屋を破壊するのに充分な密度となり得ることが示された.シミュレ ーションにより粉雪型の雪崩の流動特性と斜面勾配とが密接に関連していることが明らかにされた.

## 1. 序 論

昭和61年1月26日午後11時過ぎ,新潟県西頸城郡能生 町柵ロ地区の権現岳で表層雪崩が発生し,ふもとの民家 にまで到達する災害となった.この表層雪崩でふもとの 民家11棟が巻き込まれ,11世帯36人が被災しその内13人 が死亡した.表層雪崩は,雪粒子が空気中に浮遊状態で 流動するものであり,その流動形式から雪煙流あるいは 粉雪雪崩 (powder snow avalanches) とも呼ばれる.こ のような表層雪崩は山岳部で高度の高く傾斜の急な場所 で発生することが多く,流下速度も早いため,観測が難 しく,発生の予測が困難とされてきた.今回の災害では, 雪崩による家屋の破壊状況から雪崩の静止地点が分かっ ており,地形図,航空写真等から雪崩の発生地点,流下 経路もその概略を推定できる点が注目される.

表層雪崩の発生機構,流動特性は十分に解明されてい るとはいえない.大規模な表層雪崩は,乾いた,非粘着 性の雪質の場合に発生し,斜面の傾斜が急な場所では積 雪層の雪粒子を巻き上げながら流下し,傾斜が緩い場所 では運んで来た雪を堆積しながら流下しやがて静止する ことになる.今回の表層雪崩は,斜面の急な権現岳(標 高 1108m)の山頂付近で発生したものと推定され,それ が勾配の緩い柵口地区にまで達したものである.

粉雪雪崩は,浮遊した雪粒子と空気の混合流体の密度 と周囲の空気の密度との差による重力によって流動す

る. したがって, 温度差あるいは塩分量の差によって生 ずる密度流との類似点が多く、粉雪雪崩を対象として塩 水を用いた室内実験を行っている例がある. Hopfinger and Beghin (1980), Beghin et al. (1981) は、塩水、あ るいは,バリウムと水との混合水を傾けた水槽の上流端 から瞬間的に放出させて作られる傾斜サーマルの流動特 性を詳細に調べている.その結果,傾斜サーマルの形状. 周囲水の連行量と傾斜角の関係を明らかにし、鉛直サー マルの理論を傾斜サーマルに発展させた解析を行ってい る.しかし、粉雪雪崩では雪崩全体の雪の量が変化する ことから傾斜サーマルの解析をそのまま粉雪雪崩に適用 できない難点があった. 福嶋(1986)は、この点を考慮 した粉雪雪崩の解析法を提案している.この解析法は, Beghin et al. (1981) の斜面上のサーマルの解析を発展さ せたもので、積雪層からの雪粒子の巻き上げと沈降を考 慮した質量保存の関係式、乱れエネルギーの収支式、連 続式,運動量保存式を用いている.福嶋(1986)は、こ の解析法を斜面の傾斜角が一定の条件に対して適用し、 流下方向に発達する雪崩と減衰する雪崩の発生条件を検 討した. さらにこれまでに得られている観測結果との比 較から、この解析法が、急激に形成され、高速で流下す る粉雪雪崩の特性をよく表現できることを示した。しか し、この解析では、斜面角が一定であり、雪崩に取り込 まれる雪層が十分に厚いと仮定されているなど非現実的 な点もある.現実の雪崩を解析するためにはこれらの点 を考慮することが必要であると考えられる.

<sup>\*</sup> 長岡技術科学大学工学部建設系

## 2. 能生町柵口地区雪崩災害の概要

本論文の目的は,著者のモデル(福嶋,1986)により, 柵ロで発生した雪崩をシミュレートできるかを確認する ことである.そこで,本節では,このような立場から, 柵ロ地区雪崩災害の概要について述べる.この雪崩災害 の速報として,新潟県(1986),新潟地方気象台(1986), 大学関係者の調査報書として小林(1986)がある.災害 発生までの気象については西村ら(1986)に詳しい.

シミュレーションを行ううえで重要なのは、雪崩発生 地点、流下経路静止地点および、流下経路上での積雪深 である。粉雪雪崩の発生に寄与するのは、乾いた非粘着 性の雪であり、このような雪層の厚さを推定することが 重要である。

図1は、災害のあった新潟県西頸城郡能生町柵口地区 付近の地形図である・権現岳は、被害にあった柵口地区 の南西方向に位置し、権現岳山頂と柵口地区との水平距 難は約1800m である。図中斜線で示した範囲に被災し た家屋があり、この位置まで雪崩が到達したことを示し ている(小林.1986).新潟地方気象台の発表(新潟地方 気象台,1986)による能生町の上能生小学校での積雪深 は、1月20日には 185 cm であったが、21日から大雪と なり25日 330cm, 26日 370cm, 27日朝には 440cm に達 していた(測定は何れも午前9時).上能生小学校は、図 1に示すように現場にかなり近いので、雪崩発生時の現 地での積雪深は約4mには達していたと推定できる。当 時新潟県地方には大規模な寒気が襲来しており、能生町 の海岸部で測定した1月26日の日最高気温は -0.9℃, 日最低気温は -2.3℃ であった. 柵口地区及び権現岳一 帯の気温はこれよりさらに低いと考えられるので、1月 21日以降に新たに降った雪は乾いており、非粘着性であ ったと想像される。また、雪崩発生後に被災地付近の積 雪を調べた結果によると、地表から約1.5mの高さの所 にザラメ雪層があったことが報告されており(和泉他, 1986)、この層より下はかなり堅いので巻き上げるのは容 易ではないと考えられる.

雪崩の発生無点,流下経路については,推定するしか ない.雪崩の幅が約200m位はあったと推定されている こと,粉雪雪崩が斜面勾配があまり小さいと発生しない こと(福嶋,1986)などから,雪崩の発生地点は権現岳 の山頂付近,雪崩の流下経路は,図1に示す破線の範囲 内であると推定される.一点鎖線は流下経路のほぼ中央



図1 柵口地区雪崩災害の概要



図2 想定流下経路に沿った縦断図

と思われる所を示している.図2は一点鎖線で示した想 定流下経路に沿った縦断図である.この図では,縦,横 の縮尺は同一としている.図中矢印で急勾配になってい る場所を示している.権現岳の山頂付近から標高 550m 位にかけては,傾斜がかなりきついが,標高 500m 以下 になるとかなり傾斜も緩くなってゆき,柵口地区に近づ くと 5°以下の傾斜角度となっているのがわかる.この 区間でも斜面勾配は一様ではなく,緩勾配の部分と急勾 配の部分が繰り返されていることに注目しておく.権現 岳がこのように急峻な山であることから,柵口地区に到 達しない様な小規模の表層雪崩は,頻繁に発生している という地区住民の証言も報告されている.

# 3. 粉雪雪崩の基礎方程式

粉雪雪崩の特徴は、底面を通して積雪層から雪粒子を 舞い上げることにより、逆に浮遊していた雪粒子が沈降 し堆積を生ずることにより、雪崩全体の雪の総量が変化 することにある. 福嶋(1986)は、このことを考慮した粉 雪雪崩の基礎方程式を提案している. 粉雪雪崩の模式図 を図3に示す. 密度 ρα の空気中で二次元の粉雪雪崩が 発生する場合を考える. このとき、雪崩中の空気の連続 式,雪の質量保存式、運動量保存式、乱れエネルギー保 存式、雪崩の位置に関する方程式は次のようになる(福 嶋, 1986).



図3 粉雪型雪崩のモデル化

$$\frac{dA}{dt} = E_w U P_i \tag{1}$$

$$\frac{d}{dt}CA = v_s(E_s - C_b \cos \theta)P_b \tag{2}$$

$$\frac{d}{dt}(\rho+k_v\rho_a)UA = (\rho-\rho_a)gA\sin\theta - \alpha K(\rho_iP_i+\rho_bP_b)$$
(3)

$$\frac{d}{dt}(\rho+k_v\rho_a)KA = \alpha KU(\rho_iP_i+\rho_bP_b)$$

$$+\frac{1}{2}\rho_a\{(1+k_v)E_wUP_i+Rv_s(E_s-C_b\cos\theta)P_b\}U^2$$

$$-\rho_aRgv_sA - \beta\rho K^{3/2}A/h$$

$$-\xi_p\rho_aRg\cos\theta h\{\frac{1}{2}CE_wUP_i+v_s(E_s-C_b\cos\theta)P_b\}$$

$$(4)$$

$$\frac{d}{dt}s = U \tag{5}$$

ここで、A は横から見た雪崩の断面積、h は雪崩の層厚、 あるいは高さ、 $P_b$  は底面の長さ、 $P_i$  は空気との境界面 の長さである.また、t は時間、U は雪崩の移動速度、 C は雪の平均体積濃度、K は乱れのレベル、s は斜面に 沿った雪崩の位置(斜距離)である. $\rho$  は雪崩の平均密 度であり、雪粒子の密度  $\rho_s$  と雪粒子の濃度を用いて、

$$\rho = \rho_a(1+RC); \quad \rho_b = \rho_a(1+RC_b) \tag{6}$$

と書き表される. ここで、 $\rho_0$ は、底面付近の密度であり、  $C_0$ は底面付近の濃度である.  $R = (\rho_s - \rho_a)/\rho_a$ は空気中の 雪粒子の比重であり、雪粒子に空隙がないと考えた場合 (純氷の場合)約710である. 従って、雪の濃度がかなり 小さくても  $\rho \gg \rho_a$  となる可能性が高い. このことから、 式(3)、(4)では密度流で通常用いられるブーシネスク近 似は用いていない. 式(3)、(4)で、 $\alpha$ は底面と境界面に 働くせん断力に関係する無次元係数、 $\beta$ は雪崩内での粘 性逸散に関係する無次元係数、 $k_0$  は付加質量係数であ る.  $E_w$ ,  $E_s$ は、それぞれ、周囲の空気を雪崩に取り込 む連行係数、底面の雪を雪崩に取り込む連行係数である.

前報では(福嶋, 1986),雪崩の形状は流下方向に相似 であると仮定したが、以下では雪崩の形状は局所的な傾 斜角 $\theta$ によって決まり流下方向に変化すると考える。横 から見た雪崩の断面積をA,底面の長さを $P_{\theta}$ ,空気と の境界面の長さを $P_{i}$ とすると、

$$A = \xi_A h^2; \quad P_b = \xi_b h; \quad P_i = \xi_i h \tag{7}$$

ここで, *ξ*<sub>4</sub>, *ξ*<sub>b</sub>, *ξ*<sub>i</sub> は形状係数である.式(1)から式(7) に含まれる様々な形状係数,空気と雪粒子の連行係数の 与え方については福嶋(1986)を参照されたい.

式(2)の右辺で、vsEsPb が単位時間に底面から雪崩中 に巻き上げられる雪粒子のフラックスの総量であり、 vsCocos θPb が単位時間に雪崩から底面に落下する雪粒 子のフラックスの総量である. 正味の巻き上げ,あるい は落下は式(2)の右辺,すなわち, $v_s(E_s-C_b\cos\theta)P_b$ の 正負で決まる. 積雪層についての雪粒子の連続の関係か ら,積雪層の削られる速度あるいは堆積する速度は次式 で求められる.

$$\eta_b = \frac{1}{1-\lambda} v_s (E_s - C_b \cos \theta) \qquad (8)$$

ここで、 $\lambda$  は積雪層の空隙率である.ただし、雪崩中に 取り込まれる、非粘着性の雪層(以下、これを新雪層厚と 呼ぶ)が有限な場合には、洗掘深、すなわち、 $\eta_b T_{erosion}$ は新雪層の厚さを越えないものとする.ここで、 $T_{erosion}$ は、洗掘に寄与する時間であり、新雪層厚と  $\eta_b$  より逆 算される.但し、 $T_{erosion}$  の最大値は、その地点での雪 崩の通過時間である.

雪崩のシミュレーションでは、地形データを与え、式 (6)から式(7)の条件のもとで式(1)から式(5)を時間的に 積分する.雪崩の形状が流下方向に変化するので、断面 積の連続性を満たすために未知数を A, C, U, K と考 え、雪崩の層厚(或は高さ) h は、その都度式(7)から逆 算する.

#### 4. 柵口地区雪崩の数値シミュレーション

雪粒子の性質は、時間と共にかなり変化するのが普通 である.従って、雪粒子の直径を定める事は難しいが、雪 崩の発生時点での気温がかなり低かったことから、D<sub>3</sub>= 0.15mmとした.雪粒子の密度も様々に変化すると考え られるが、ここでは純氷の値をとり、R=710とした.こ のとき、静止空気中の雪粒子の落下速度は、vs=45 cm/s となる.この値は雪崩を予測する上では安全側の値であ ると考えられる、数値シミュレーションを行うためには, 雪崩の初期層厚 ho を設定する必要がある.雪崩の初期 高さ ho を大きくするほど, 初期流速 vo, 初期濃度 co は 小さくなるが、hoがあまり小さいと流下方向に加速する 雪崩は存在しない(福嶋, 1986). ここでは、初期高さの 下限値に近い値として ho=10m と仮定した.抵抗係数 cD, せん断力に関係する無次元係数 α の値は, cD=0.02, α=0.1とした. 流速, 濃度の初期値は権現岳の山頂付近 の傾斜角を与えたとき、流下方向に加速する雪崩となる ような条件を数値的に捜し,初期条件とした.その結果, 濃度はかなり小さくてもよいが、流速がある程度大きく ないと、雪崩が加速しないことが分かった.ここでは、 U0=8.4m/s, C0=0.065% を初期条件とした. 初期流 速つまり初期風速が 8.4m/s というのは、権現岳では通 常現れる値であると考えられる(西村他, 1986). Hopfinger (1983) によれば、流れ型雪崩の流速が 10m/s に なると粉雪型雪崩に移行するとされており、今回の初期 流速は,ほぼこの値に対応している.いずれにせよ,雪 崩の初期条件の設定については今後多くの検討を要する 問題である.

図4aから図4fは、新雪層厚が十分に大きく、底面 から雪の供給が制約を受けないと仮定して数値シミュレ ーションを行った結果を図にしたものである.図4aか ら順に,雪崩の高さ,雪崩の流速,雪粒子の体積濃度, 相対的な乱れのレベル 2K/U<sup>2</sup>, 雪崩全体に含まれる雪 の総体積(単位幅当り)を水平距離に対して示している. 図4aには縦断形状も記しており、各図では急勾配区間 を矢印で示し対応させている.図4bを見ると、権現岳 の急斜面を流下した雪崩は、急激に加速しており、始め 10m/s 以下だった流速が権現岳のふもと (x=500m) で ピークに達し約 50m/s になっている. その後, 斜面勾 配が小さくなるに従って減速し,流速は一旦,20m/s位 に落ちるが、 x=750m 付近から始まる急勾配の区間で 再び加速し,30m/s位の流速に回復する.その後も緩勾 配の区間で減速、急勾配の区間(矢印で示す)で加速を 繰り返しながら柵口地区には、6,7m/s 程度の流速で到 達する.権現岳の山頂から柵口地区の外れ(x=1800m) に到達する迄の時間は約120秒であった。従って、雪崩 の発生はかなり急激であったと言えよう. 雪崩の高さは (図4a),権現岳の急斜面でかなり急激に増大するが、 x=500m を過ぎてからの増加はそれほど大きくない. 急勾配区間で高さの発達率は,僅かに増加している.雪 崩の平均濃度は(図4c),急勾配の区間で大きく,緩勾 配の区間で小さくなる. x=1100m 付近で最大となり, 14% 程度となる. この位の濃度であれば、 雪崩を固気 混相流体としての取り扱うことには問題がないと考えら れる.柵口地区に到達しても雪の平均濃度は約5%であ り、底面付近の濃度はこれより大きいことから、雪崩は 十分破壊力を持っていると考えられる.図4dは、雪崩 内の乱れエネルギーを平均流のエネルギーで無次元化し た,相対的な乱れのレベル 2K/U<sup>2</sup> をプロットしたもの である.相対的な乱れのレベルは、急勾配区間で減少し、 緩勾配区間で増加する.特に柵口地区のすぐ前面の緩勾 配区間 (x=1700-1800m) では、相対的な乱れのレベルが かなり大きくなっているのが注目される. 図4e, 図4f は、雪崩全体に含まれる雪の総量、雪崩による洗掘層厚、 堆積層厚を示したものである。新雪層での空隙率、及び 堆積後の空隙率についての情報が少ないのでこれらの図 は,空隙を零とした氷の体積,層厚に換算している.雪 崩が権現岳を流下するとともに、雪崩は斜面上の雪層を 洗掘しながら巻き込み、雪崩中の雪は急激に増加する。 やがて、x=800m を過ぎると、緩勾配の区間では雪を

#### 雪氷 49 巻 1 号

堆積し, 急勾配の区間では雪層を洗掘しながら進む. *x* =1450m, 1750m 付近には,堆積量のかなり大きなビー クが見られる. 新雪層の空隙率を 0.95 と仮定し, *x*= 1500mまでの洗掘層厚のピーク値を新雪層厚に換算する と, 340cm, 300cm, 240cm, 330cm であった. これら の値は, 2月20日以後の上能生小学校の積雪深が 255cm であることを考慮すると特に大きい値とはいえず, むし ろ妥当な値と考えられる.

図5aから図5f は、新雪層厚をパラメーターとして 計算した結果である。新雪層厚は、空隙を零とした純氷 の値で示している。したがって、積雪層の空隙率を0.95 とすれば、層厚 0.1 cm, 0.5 cm, 1.0 cm は、それぞれ、 2 cm, 10 cm, 20 cm の雪層厚と等価である. 図 5 a, 図 5 d より、雪崩の高さ、相対的な乱れのレベルの変化は、新 雪層厚によって殆ど変化せず、新雪層厚を十分大きいと した結果(図 4 a, 4 d)とほぼ同じになっている. 図 5 b を見ると、雪崩の流速は新雪層厚によって変化し、新雪 層厚が 2 cm の場合には、雪崩は柵口地区まで到達せず x=1800m 付近で静止に至ることが分かる. また図 5 c, 図 5 d を見ると、雪の平均濃度、雪の総量は新雪層厚によ って大きく変化しているのが分かる. 新雪層厚を 10 cm 程度とすると雪の濃度は 1% 前後で変動しており、最大



でも1.5% である. 新雪層厚を 1 cm とすると最大濃度 で0.5% にも達しない. この計算では,何れの場合も "雪崩" と呼んでいるが,雪の濃度がある程度より小さ ければ破壊力を持たないので雪崩とは認識されないと考 えるのが適当であろう.新雪層厚を 20 cm としたとき, 柵口地区に到達した時点 (x=1800 m) での雪の濃度は約 2% である.これを式(6)により密度に換算すると  $\rho/\rho_a$ =15.2 となり,水の密度の約 1.8% である (但し,空 気の密度を  $\rho_a$ =0.0012g/cm<sup>3</sup> とした).雪崩による破壊 力は密度だけでは決まらないが,柵口地区の家屋破壊状 況から見て,これよりは大きな密度であったと推察され る.従って,新雪層厚が20cm程度では柵口地区に被害 を与える様な雪崩は発生しないと推定される.逆に,権 現岳では地吹雪状の小規模な雪崩が頻繁に発生している と予想され,それによって大規模な雪崩の発生が防止さ れていると考えられる.図5f は,雪崩による洗掘と堆 積を示したものであるが,x=1300m 迄は,殆どの区間 で与えられた洗掘限界(順に,米換算で0.1cm,0.5cm, 1.0cm) に達している.堆積は,x=1400m付近とx= 1900m付近の二箇所で生じており,それ以前では堆積を 生じていない.この点は図4fの結果と異なるが,図4f ではかなり大量の雪を輸送しているので輸送能力の限界



#### 雪氷 49 巻 1 号

に近くなっており、少しでも緩勾配になると堆積を生じ ているものと考えられる.前野,西村(1986)は、流体モ デル、剛体モデルにより、柵口雪崩の数値計算を行なっ ている.彼らのモデルでは、縦断形状を単純化している 点、雪層からの雪粒子の取り込みが考慮されていない点 に難がある.しかしながら、権現岳のふもとであらわれ る最大速度は(特に剛体モデルに於て)著者の結果とほ ぼ一致している.

## 5. 結 論

新潟県西頸城郡能生町柵口地区で発生した表層雪崩の 数値シミュレーションをおこなった・シミュレーション では、雪崩に巻き込まれる雪層の層厚が十分厚い場合と 層厚を変化させた場合の結果を求めている。その結果、 本モデルにより、柵口地区雪崩の流動特性を適切に表現 できることが示された.すなわち、権現岳の地形データ を用いた数値計算の結果、この付近は表層雪崩が発生し やすい急峻な地形であること、2m を越える新雪層の存 在が主たる原因となって、柵口地区の雪崩災害をもたら したことを明らかにした.

以上のように本研究により、これまで数値的に予測す ることの難しかった粉雪型の表層雪崩の予測を行うこと が可能となった.しかし、本モデルが二次元を対象とし ていること、モデルに含まれる雪の連行係数、底面濃度 と平均濃度の比等の妥当性については、今後も検討する 必要がある.

# 参考文献

- 和泉 薫,他7名,1986: 柵口表層雪崩の規模とデブリ の雪氷学的特質,小林編,自然災害 No. B-60-8, 11-17.
- Akiyama, J. and Fukushima, Y., 1984: Entrainment of non-cohesive bed sediment into suspension., External Memorandum No. 195, St. Anthony Falls Hydraulic Lab., Univ. of Minnesota, 33 pp.
- Beghin, P., Hopfinger, E. J. and Britter, R. E., 1981: Gravitational convection from instantane-

ous sources on inclined boundary, J. Fluid Mech., 107, 407-422.

- Fukushima, Y., Parker, G. and Pantin, H. M., 1985: Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps Submarine Canyon, Mar. Geol., 67, 55-81.
- 福嶋祐介, Parker, G., 1985: 自己加速する泥水流に関 する研究, 第32回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 253-257.
- 福嶋祐介,1986:粉雪雪崩の流動機構の解析,雪氷48(4), 189-194.
- Hopfinger, A. J. and Beghin, P., 1980: Buoyant clouds appreciably heavier than the ambient fluid on sloping boundaries, Second Int'l Symp. on Stratified Flows, Trondheim, Norway, 1, 495-506.
- Hopfinger, E. J., 1983: Snow avalanche motion and related phenomena, Ann. Rev. Fluid Mech., 15, 47-76.
- 小林俊一,1986:新潟県能生町表層雪崩災害に関する総 合的研究,自然災害科学特別研究突発災害研究成果, No. B-60-8.(以下では,小林編,自然災害 No. B-60.8.と引用する.)
- 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,小林編,自然災害 No. B-60-8,65-70.
- 新潟地方気象台,1986:昭和61年1月21日から29日にか けての新潟県の大雪と能生町の雪崩,災害時気象速 報.
- 新潟県砂防課,1986: 柵口雪崩災害概要中間報告,新潟 県.
- 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,小林編,自然災害 No. B-60-8,48-56.
- Parker, G., 1982: Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents, Marine Geology, 46, 307-327.
- Parker, G., Fukushima, Y. and Pantin, H. M., 1986: Self-accerlerating turbidity currents, J. Fluid Mech., 171, 145–182.

# Fluid Dynamical Analysis of Powder Snow Avalanches at Maseguchi in Niigata

Yusuke Fukushima

Department of Civil Engineering, Technological University of Nagaoka, Nagaoka, Niigata

Abstract: The large scale powder snow avalanche which occurred at Maseguchi, Niigata, is simulated by a fluid dynamical model, which uses the conservation equations of air, snow particles, momentum of avalanches, and kinetic energy of turbulence. The powder snow avalanche was generated on the steep slope of Mt. Gongendake located near Maseguchi, where thirteen people were killed at 11:00 pm on 26th January 1986. Horizontal distance between Maseguchi and the summit of Mt. Gongendake is about 1800 m and the steepest angle of the slope of Mt. Congendake is about 50°.

The depth of the newly fallen snow layer is considered in the model as an important parameter. As the depth of the newly fallen snow layer grows, the concentration of snow particles in the avalanches increases and the speed of the avalanches rises. It is concluded that a depth of newly fallen snow layer of over 2 m, which value is almost the same value as was observed at Maseguchi just after the avalanche, is needed to form the storng powder snow avalanche which was able to reach Maseguchi.

(1986年3月22日受付, 1986年7月28日改稿受付, 1986年8月13日受理)