HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	斜面積雪の挙動の研究　ＸＸⅢ ： 斜面積雪の内部歪の測定
Author(s)	平林, 康男; HIRABAYASHI, Yasuo; 清水, 弘 他
Citation	低温科學. 物理篇, 46, 53-65
Issue Date	1988-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18547
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p53-65.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Yasuo HIRABAYASHI and Hiromu SHIMIZU 1987 Studies of the Behavior of a Snow Cover on Mountain Slope. XXIII. Measurements of Internal Strain of a Snow Cover. *Low Temperature Science, Ser. A, 46.* (With English Summary p. 64)

斜面積雪の挙動の研究 XXIII*

——斜面積雪の内部歪の測定——

平林康男**
(北海道大学大学院理学研究科)
清水弘
(低温科学研究所)

(昭和62年10月受理)

I. まえがき

斜面積雪内に発生する応力と歪の状態，およびそれらの時間的推移の様子は斜面積雪の挙動を明らかにする上で基本的な問題であり，雪崩発生機構の基礎的研究の重要な部分である。清水は穿孔法[1]によって初めて斜面積雪の内部歪の測定を可能にし，積雪の単位層内では融雪期を除けば近似的に有限均質歪が起きることを確かめた。しかし，それは2週間程度の測定期間の平均値として得られるものであり，観測期間を短縮することによってある程度の短期間の歪を求めることはできるが，更に微細な推移を調べることはできない。ある方向の伸び縮みを短時間に限って詳細に調べた例としては、秋田谷らの報告[2]がある。またSommerfeldはpotentio-meterを利用した変位計を考案し，積雪内部の雪の変形測定を行った[3]。大泉ら[4]は薄板型の雪圧計を考案して，電気計測により，積雪内の雪圧を精度よく，連続的に測定記録することを可能にした。しかし，その応力計算に際しては穿孔法による歪主軸の2週間平均値を用いなければならなかった。

そこで，積雪の内部歪の連続測定を可能にするために電気計測による変位計を考案し，1984年および1986年の2冬期間，北海道間寒別の雪崩観測所に於て，斜面積雪の内部歪，歪と応力との関連などの実験的研究を行った。初年度は変位計の開発と測定実験を行い、第2年度には変位計の改良と，大泉の雪圧計を併用しての積雪内の応力—歪の解析を行った。また両年度の測定結果を用いて，雪の剪断粘性係数の密度による変化を調べた。

II. 測定方法

機械的な手段で積雪の内部変形を正しく測定するには，

1. 積雪の自然変形を妨げず，且つ，抵抗なくこれに追従する測定器。
2. 積雪の自然状態を乱さずに，積雪内部に測定器を設置する方法。

* 北海道大学低温科学研究所業績　第3094号
** 現在　神奈川県工業試験所

が必要である。このようなことは現実には不可能であるが，これらを目標とした測定器（変位計）とその設置方法を考案した。

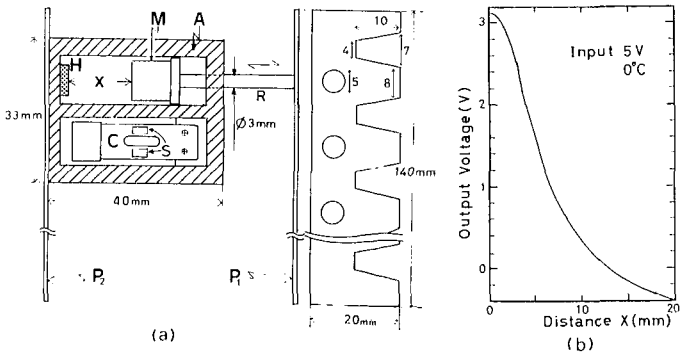
1. 変位計（I 型）

積雪内部に2枚（1組）のつば（板）を平行に埋設し，雪の変形に従って変わるつば間の距離を電気的に検出して雪の伸び縮みを測定する変位計を考案した。第1図 a に変位計（I 型）の構造を示す。つば P_1, P_2 は2枚のアルミニュウム平行平面板である。P_2 を基準とした P_1 の変位は，連結棒 R によって永久磁石 M と P_2 側に固定された Hall 素子 H との距離 X の変化におきかえられる。距離 X の変化による磁場の強さの変化は，Hall 効果による出力電圧の変化で検知できる。従ってこの電圧の変化を測定すれば，永久磁石 M と Hall 素子 H の距離の変化，すなわち P_2 に対する P_1 の変位を測定することができる。第1図 b にこの変位計の距離—出力電圧特性を示す。この変位計の可動距離は 20 mm で，読取精度は 0.04 mm であった。また出力電圧の温度変動は 1 mV/°C 以下であった。

最初に使ったつば P_1, P_2 は単純な長方形板であった。このつばは，雪の圧縮変形には問題なく追従したが，伸び変形に対してはつばで切断された雪はつばとの間に空洞を作って離れて行き，変位計は雪の伸びに追従しなかった。この欠点は，第1図に示すようにつばを鋸歯型にし，円孔を開け，つばの両側の雪の連結性をよくすることによって解決できた。

この変位計は感知部が非接触型であるため，作動抵抗は連結棒 R と，P_2 を固定したキャビネットとの摺動抵抗のみで約 5 gwt 程度であった。

変位計の傾きを検知するために，先端に錘をつけた燐青銅板の片持ち梁式傾斜計 C をキャビネット内に固定した。傾きによって変わる片持梁のたわみを，板に貼着したストレンゲージの電気抵抗変化で読み取るものである。更に，変位計付近の雪温測定のため熱電対をキャビネットに取り付け，零接点は近くの地面にとった。以上の諸元を含めて，この変位計の重量は約 45 gwt となった。

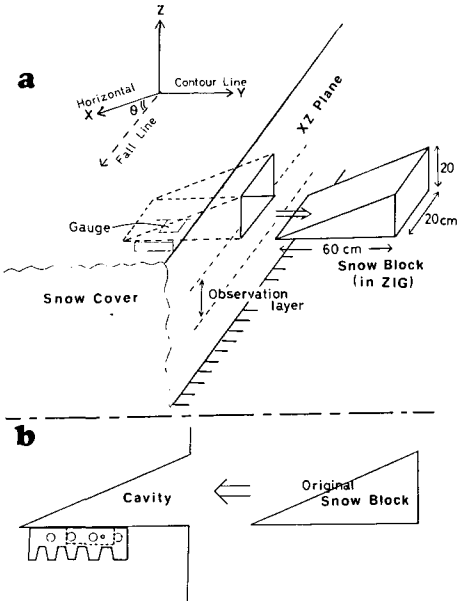


第1図 変位計（I 型）。(a) 構造：A キャビネット，C 傾斜計，H Hall 素子，M 永久磁石，P_1, P_2 つば，R 連結棒，S ストレンゲージ，(b) 出力電圧特性

2. 変位計の設置

第2図に変位計の設置法を示す。斜面の座標軸は等高線方向に Y 軸，鉛直方向に Z 軸，水平方向に X 軸をとることにする。まず斜面積雪に最大傾斜線に沿った鉛直面（XZ 面）を掘

り出す。等高線が等間隔の平行直線であるような一様斜面であれば，XZ 面は斜面積雪の2次元流動面である。次に測定すべき雪層を選び，それにかかるように XZ 面に垂直に楔型の雪のブロックを，治具を使って雪壁から切り出す。これでできた空洞奥部の床面に変位計を設置する（第2図 a)。この際，変位計のキャビネットが収まる小穴を床面に作っておき，キャビネットをこれに埋め込みながら，2枚のつば P_1, P_2 が完全に埋没するように観測層に押し込む。最後に先に切り出した雪のブロックを楔型空洞にはめ込み，壁を雪で埋め戻す（第2図 b)。この時，変位計，傾斜計，熱電対などの出力コードは観測期間中の積雪の流動に堪えるだけの緩みを与えておく，約2カ月後に流動面を掘だしたところ，変位計はほぼ最初設置した空洞床面内に在り，変位計は積雪の回転運動に追従したと考えられた。

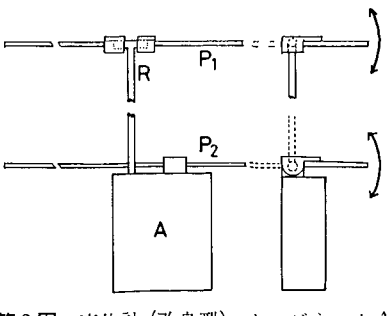


第2図　変位計の積雪内設置法。a. 楔型の雪のブロックを治具を用いて切り出し，空洞奥の床面に，変位計を設置する。b. 雪のブロックで空洞を埋め，雪壁を雪で埋め戻す。(埋め込まれた変位計はその姿勢を明らかにするために拡大して書いてある)

3. I 型変位計の問題点と改良点

このように作られたI型変位計が第1冬の野外測定に使用されたが，観測終了後I型には二つの問題点のあることが判った。

一つは，雪に比べてほとんど剛体のキャビネットが2枚のつばの間にあったために，雪が圧縮変形を受ける場合にはつばに挟まれた雪が圧縮異常を起こした。即ちキャビネットと P_1 の間の雪は他の部分に比べて圧密が急速に進行し，自然圧縮を受けた雪よりも硬くなった。これが支柱となって，キャビネットを外れたつばの間の雪は自然状態まで圧縮されずに残った。その結果，第1冬の観測（56日間）が終了して変位計を掘だしたとき，つば P_1, P_2 はキャビネットから離れるに従って，内側に向かってわん曲しており，ある時期から測定が正常に行われなかったことが明らかになった。この問題点は，キャビネットをつば P_2 の外側に取り付け，少なくとも2枚のつばの間には摺動連結棒以外の剛体が存在しないようにすることで解決できた（第3図)。



第3図　変位計（改良型)。キャビネットAをつばの外側に取り付け，つば P_1, P_2 の取り付け方を蝶番構造にした

二番目の問題点は，つばがキャビネットと連結棒に直角に固定されていたため，雪の剪断変形に追従できなかったことである。この点は，つばの取り付け部を蝶番構造にすることにより改善された（第3図)。

これらの改良を行った変位計は，第2冬の測定に使用

された。

III. 斜面積雪の観測

1. 第1冬の観測（主歪と主軸の決定法 I）

2次元均質歪において，主歪を ε_1, ε_3 ($\varepsilon_1>\varepsilon_3$), 第1主軸の方向を α とすると，θ 方向の伸びまたは縮みの歪 ε_θ は，

$$\varepsilon_\theta=(l'_\theta-l_\theta)/l_\theta=\frac{1}{2}(\varepsilon_1+\varepsilon_3)+\frac{1}{2}(\varepsilon_1-\varepsilon_3)\cos^2(\theta-\alpha)$$

で与えられる。l_θ は θ 方向のある線分の最初の長さ，l'_θ は変形後の長さである。従って，ある物体内で2次元均質歪が起きたとき，この面内の3の方向 θ_i ($i=1, 2, 3$) に沿った伸びまたは縮みの歪 ε_{θ_i} ($i=1, 2, 3$) を測定すれば

$$\varepsilon_{\theta_i}=\frac{1}{2}(\varepsilon_1+\varepsilon_3)+\frac{1}{2}(\varepsilon_1-\varepsilon_3)\cos^2(\theta_i-\alpha)\ (i=1, 2, 3) \qquad (1)$$

から主歪 ε_1, ε_3 および主軸の方向 α を求めることができる。

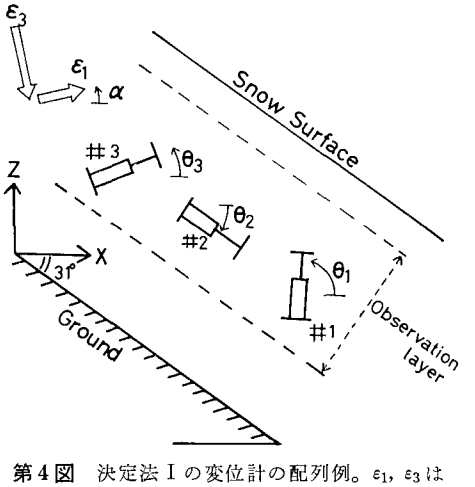
一様な斜面上に一様に積もった積雪の単位層内では均質歪が起きると仮定すると，同じ雪層内に3個の変位計を設置して θ_i, ε_{θ_i} ($i=1, 2, 3$) を測定すれば，その層の主歪 ε_1, ε_3 (第2主歪は Y 方向で $\varepsilon_2=0$) と第1主軸の方向 α を (1) 式から求めることができる。この方法を決定法 I と名付ける。この方法は，3組の (θ_i, ε_{θ_i}) から Mohr の歪円を描き，図形的に主歪と主軸の方向を求めることに相当する。

決定法 I による実際の観測は，1984年2月23日から4月19日までの56日間，北海道北部，問寒別の雪崩観測所付近の北斜面で行われた。観測地は，観測所から約30 m下方の北斜面で，傾斜角31度に造成した一様な斜面であった。

2月23日，観測地点での積雪の厚さは $M=135$ cm であった。$M=80$ cm 付近にしりま雪層（厚さ20 cm）の2次元流動面内に3個の変位計（I型）を約30 cm間隔で設置した（第4図）。

変位計，傾斜計，熱電対の出力電圧は雪崩観測所内に設置した計算機を利用したデータ集録装置に結合され，測定値は1時間毎に磁気テープに記録された。雪温は，全期間を通して0～−4.8°Cであり，前述の変位計温度特性から温度補正は不要であった。同日，この観測点から50 cm上側の同じ層で大泉ら[4]の雪圧測定が開始され，積雪断面観測が行われた。

第5図に，第1冬の観測期間中の3つの変位計 #1, #2, #3 のつば間の距離 l_1, l_2 l_3 と傾斜 θ_1, θ_2, θ_3 の推移を日平均値で示してある。斜面積雪の流動に伴う回転は，変位計の傾斜 θ_i の変化として現れると考えてよい。ほぼ鉛直な

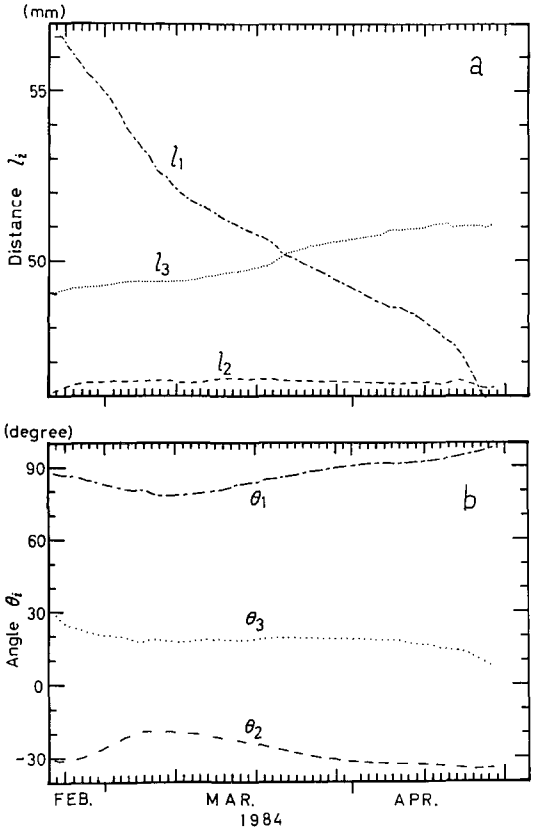


第4図 決定法 I の変位計の配列例。ε_1, ε_3 は第1，第3主歪 α は第1主軸の方向

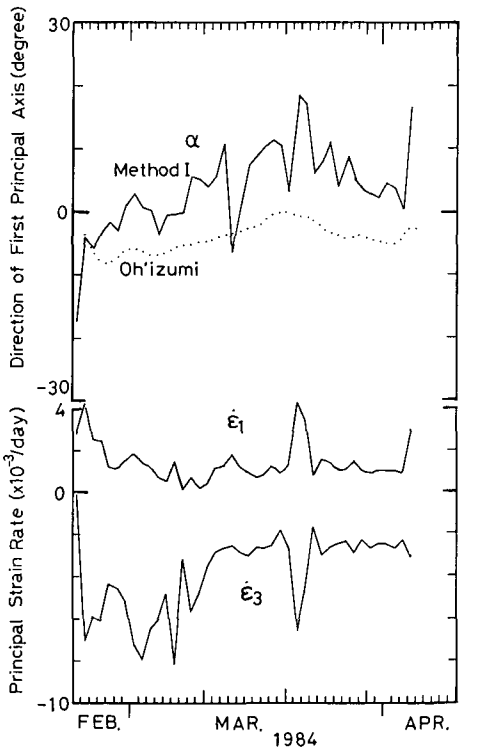
方向 θ_1 と斜面に平行な方向 θ_2 では時間的変化が逆位相を示し，それらの中間方向 θ_3 では3月中は顕著な回転を示さなかった。また雪の変形に関しては，鉛直方向では常に大きな圧縮が進行し (l_1)，斜面方向ではほとんど伸縮がなく (l_2)，その中間方向では緩やかな伸びが起きている (l_3) ことが観測された。

雪の圧縮異常によるつばのわん曲は変位計 #1 で起きた。l_1 の変化曲線を調べると，3月10日前後から圧縮速度の明かな低下が見られ，この頃からつばに挟まれた雪の圧縮異常の効果が顕著に現れてきたことが考えられる。

以上の測定結果に決定法Ⅰを適用して求めた観測層内の主歪 ε_1, ε_2 と，第1主軸の方向 α の時間的推移を第6図に実線で示す。図中の点線は大泉ら[4]が隣接した場所で，同じ層内の雪圧測定から求めた第1主応力の方向である。積雪層が等方的であれば，有限均質歪の歪主軸と応力主軸は一致するはずであるが，決定法Ⅰで求めた歪主軸は変動が激しく，且つ一般的な傾



第5図　決定法Ⅰの3個の変位計 (1型) による斜面積雪の内部変形の測定。a 変位計のつば間の距離 l_1, l_2, l_3 の変化。b 変位計の傾斜角 θ_1, θ_2 θ_3 の変化。変位計の配列は第4図に示してある。変位計 #1 (l_1, θ_1) では，3月10日前後からつばに挟まれた雪の圧縮異常が顕著になってきたと考えられる。(1984年2月23日～4月19日，間寒別北斜面)



第6図　決定法Ⅰによって求めた斜面積雪内主歪速度 (/day) と第1主軸の方向の日変化。3月10日以降の値には，変位計 #1 の圧縮異常が含まれている。(1984年2月23日～4月3日，間寒別北斜面)

向から見ても，大泉らの応力主軸よりも10度近く大きく現れている。その原因はまだ解らない。

積雪が等方均質な圧縮性ニュートン粘性流体で，斜面積雪が XZ 面内で2次元流動すると，仮定すると主歪速度と主応力の間に，

$$\left.\begin{aligned}\dot{\varepsilon}_1 &= \frac{1}{2\eta_s}\left\{(1-\nu)\,\sigma_1-\nu\sigma_3\right\}\\ \dot{\varepsilon}_3 &= \frac{1}{2\eta_s}\left\{(1-\nu)\,\sigma_3-\nu\sigma_1\right\}\\ \sigma_2 &= \nu(\sigma_1+\sigma_3)\end{aligned}\right\} \qquad (2)$$

なる構成方程式が成立する[5]。ここで，η_s は積雪の剪断粘性係数，ν は塑性ポアソン比であり，σ_2 は XZ 面に働く垂直応力である。(2) 式から

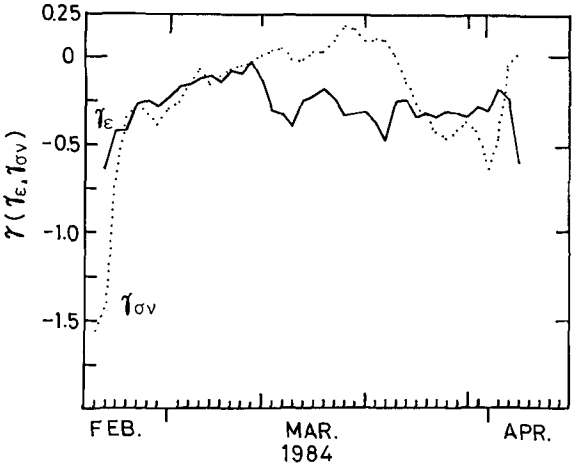
$$\frac{\dot{\varepsilon}_1}{\dot{\varepsilon}_3} = \frac{(1-\nu)\,\sigma_1-\sigma_3)}{(1-\nu)\,\sigma_3-\nu\sigma_1} = \gamma \qquad (3)$$

となる。(3) 式の左辺は変位計を用いた決定法Ⅰによって，また右辺は雪圧計を用いた大泉らの方法[3]によって各々独立に計算できる。その値を各々 γ_ε, $\gamma_{\sigma v}$ とすれば，上記の仮定と各々の測定が正しければ，

$$\gamma_\varepsilon = \gamma_{\sigma v} = \gamma$$

となるはずである。

歪速度を (/day) でとり，決定法Ⅰから求めた γ_ε (実線) と，大泉ら[4]の応力測定結果から求めた $\gamma_{\sigma v}$ (点線) の時間的推移を第7図に示した。観測開始直後2, 3日間の両者の大きな食い違いは，埋設直後の測定器がまだ雪と十分な密着状態に達していないためである。2月25日から3月9日までの期間，両者はよく一致しており，この期間は構成方程式 (2) がよく成立し，測定が正しく行われたと考えられる。3月10日以降，両者は再び顕著な不一致を示すようになったが，その原因は明かではない。但し，第5図の解釈でも述べたように，3月10日前後からつばの間の雪の圧縮異常が顕著に進行して，変位計が斜面積雪の自然な変形に追従しなくなってきた形跡があり，この不一致の原因は変位計 (Ⅰ型) の測定誤差にあった可能性が大きい。



第7図 γ_ε と $\gamma_{\sigma v}$ の推移。3月10日以降の γ_ε の値は変位計 #1 の圧縮異常の影響を受けている (1984年2月23日～4月4日，間寒別北斜面)

2. 第2冬の観測 (主歪，主応力，主軸の決定法 II)

再び，一様な斜面上の積雪が XZ 面で2次元流動をし，積雪単位層内では2次元均質歪が起きている場合を考える。その主歪が $\dot{\varepsilon}_1$, $\dot{\varepsilon}_3$, 第1主軸の方向が X 軸に対して α であるとき，θ_1

方向の伸びまたは縮みの歪 ε_{θ_i} は,

$$\varepsilon_{\theta_i} = \frac{1}{2}(\varepsilon_1+\varepsilon_3)+\frac{1}{2}(\varepsilon_1-\varepsilon_3)\cos^2(\theta_i-\alpha)\,(i=1,2) \qquad (1')$$

で与えられる。また，この面内にある主応力 σ_1, σ_3, 主軸の方向 α, 及び θ_i $(i=3, 4)$ 方向の垂直応力 σ_{θ_i} $(i=3, 4)$ の間には,

$$\sigma_{\theta_i}' = \sigma_1\cos^2(\theta_i-\alpha)+\sigma_3\sin^2(\theta_i-\alpha)\,(i=3, 4) \qquad (4)$$

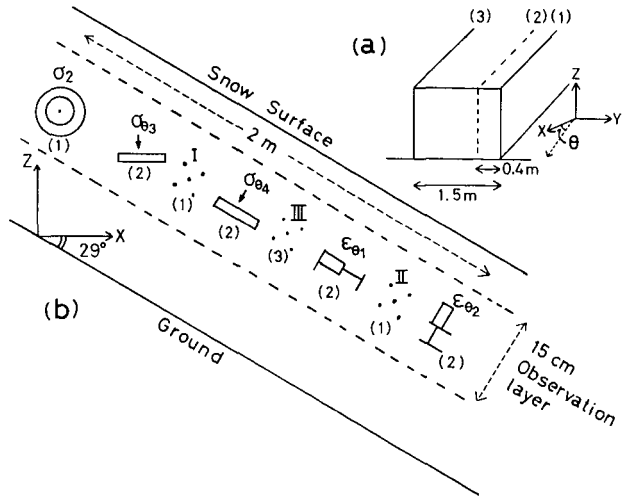
なる関数がある。更に積雪を等方均質なニュートン粘性流体と仮定すれば構成方程式 (2) が成立する。

従って，2次元流動面内に2個の変位計を設置して θ_1, θ_2, $\dot{\varepsilon}_{\theta_1}$, $\dot{\varepsilon}_{\theta_2}$ を測定し，同じく3個の雪圧計を設置して θ_3, θ_4, σ_{θ_3}, σ_{θ_4} および XZ 面に作用する σ_2 を測定すれば，(1), (2), (4) の7つの方程式から7つの未知数 $\dot{\varepsilon}_1$, $\dot{\varepsilon}_3$, σ_1, σ_3, α, ν, η_s を求めることができる。この方法を主歪，主応力，主軸の決定法 II と呼ぶことにする。

第2冬期には，決定法 II による斜面積雪の観測を問寒別の雪崩観測所北斜面で行った。観測斜面は，第1冬期の観測斜面の近くに新たに整地した傾斜角29度の一様な斜面であった。

2月6日，観測斜面の積雪の厚さは $M=160$ cm であった。$M=126$ cm 付近のしまり雪化しつつあったこしまり雪層 (厚さ 15 cm) を観測層に選び，3枚の2次元流動面 (1), (2), (3) を第8図 (a) のようにとった。この流動面上に変位計，雪圧計，穿孔法マークを同図 (b) にしめすように設置した。即ち，斜面長約2 m の範囲内に3つの雪圧計 (σ_2, σ_{θ_3}, σ_{θ_4}, 測定用)，2つの変位計 (ε_{θ_1}, ε_{θ_2}, 測定用) 及び3組の穿孔法マーク (5細孔群 I, II, III) を配置した。

変位計，雪圧計による測定は2月27日～3月12日の13日間行い，1時間毎にサンプリングした測定器の出力を観測所のデータ集録装置の磁気テープに記録した。穿孔法の測定は，I と



第8図　決定法 II の変位計，雪圧計の配列例。(a) 測器と穿孔法用マーク (5点細孔群) の配列。ε_{θ_1}, ε_{θ_2}, 変位計。σ_2, σ_{θ_3}, σ_{θ_4} 雪圧計。(b) 3枚の2次元流動面 (1), (2), (3)

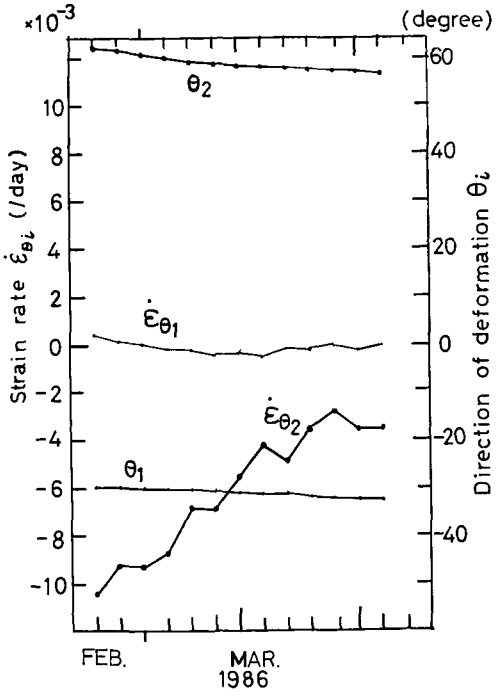
IIは2月6日～3月12日の期間，IIIは2月27日～3月11日の期間について行った。この期間中，観測層の雪温は −3.0～−4.0°C で，変位計の温度補正は不要であった。第1冬の測定で問題となったつばに挟まれた雪の圧密異常は、改良型変位計によって解決された。また，σ_2 測定用の雪圧計は設置時と，観測終了時の姿勢が同じで，法線が XZ 面に垂直に保たれていた。このことから横圧力 σ_2 は正しく測定されたと考えてよい。

この結果から直接計算した，観測層内の歪，応力，回転の時間的変化を第9，第10図に示す。斜面積雪の挙動は θ_1……θ_4 の時間的変化を見ると，いずれも僅かではあるが反時計方向の回転を示している。純歪は，斜面に平行な方向では殆ど伸縮がなく，($\varepsilon_{\theta 1} \fallingdotseq 0$)，斜面に直角な方向では圧縮変形を起こしている ($\varepsilon_{\theta 2} < 0$) が，その圧縮速度はほぼ直線的に減少していく。

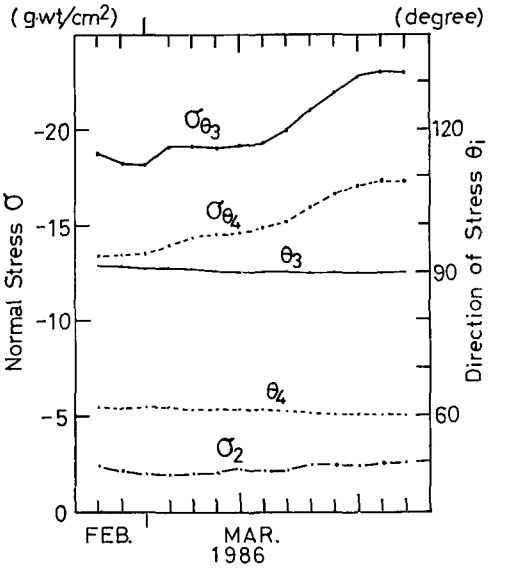
応力について見ると，横圧力 σ_2 は顕著な変化はなく微増の傾向が見られる。水平面や斜面に平行な面に働く垂直応力 σ_{θ_3}，σ_{θ_4} はいずれも圧縮応力で且つ時間の経過につれて増大している。

前期の測定結果に決定法 II を適用して求めた観測層の主歪速度 $\dot{\varepsilon}_1$，$\dot{\varepsilon}_3$ (/day)，($\dot{\varepsilon}_2 = 0$)，主応力 σ_1，σ_3，(σ_2 は雪圧計により直接測定，第10図) 第1主軸の方向 α，および

$$\nu = \sigma_2/(\sigma_1 + \sigma_3)$$



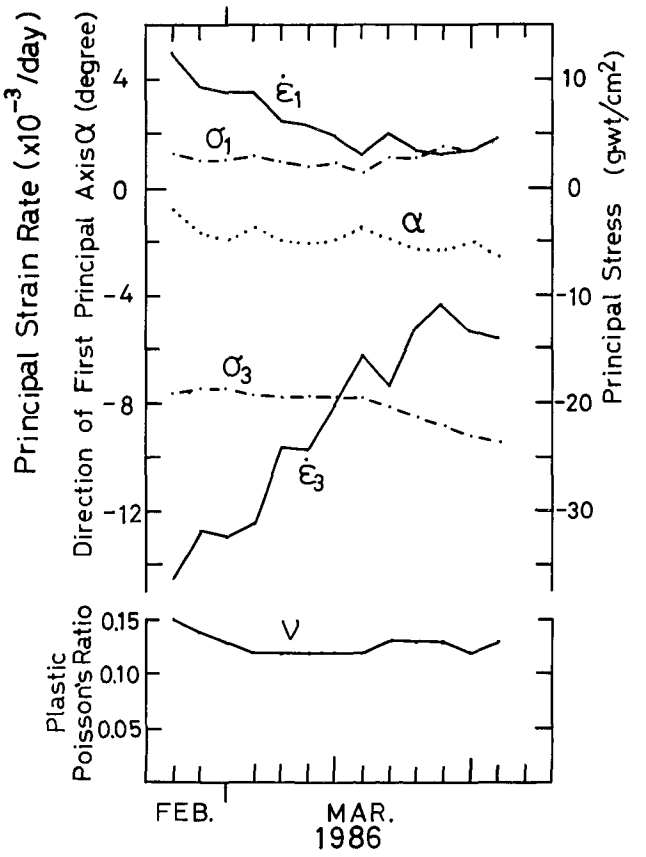
第9図 2個の変位計 (改良型) による斜面積雪の内部歪速度 $\dot{\varepsilon}_{\theta_1}$，$\dot{\varepsilon}_{\theta_2}$ (/day) と歪測定方向 θ_1，θ_2 の日変化。変位計の設置は第8図に示した。(1986年2月27日～3月11日，間寒別北斜面)



第10図 決定法 II の3個の雪圧計 (大泉他[4]) による斜面積雪内の応力 σ_{θ_3}，σ_{θ_4}，σ_2 と，その方向 θ_3，θ_4 の日変化。σ_2 は第2主応力で，その方向は2次元流動面に直角である。(1986年2月27日～3月11日，間寒別北斜面)

から計算した塑性ポアソン比の時間的変化を第11図に示す。

決定法IIから得られた塑性ポアソン比は$\nu=0.13$であった。この値は，大泉ら[3]が平地積雪について雪圧（P_H, P_V）測定から求めた同雪質，同密度範囲の雪の$\nu=0.15$とよい一致を示した。また第1表に，観測層の主歪速度，主応力および第1主軸の方向の期間平均値（2月27日～3月11日）について，決定法IIおよび穿孔法から得られた結果を比較した。これによると，穿



第11図　決定法IIによって求めた斜面積雪内第1，第3の主歪速度 $\dot{\varepsilon}_1$, $\dot{\varepsilon}_3$ (/day)，第1，第3主応力 σ_1, σ_3，第1主軸の方向 α および観測層の雪の塑性ポアソン比 ν の日変化。2次元流動面に直角に発生する第2主歪は $\varepsilon_2=0$，第2主応力 σ_2 は第10図に示してある。（1986年2月27日～3月11日，間寒別北斜面）

第1表　決定法II及び穿孔法（第III群）から求めた斜面積雪内の主歪速度，第1主軸の方向および主応力の期間平均値，$\bar{\dot{\varepsilon}}_1$, $\bar{\dot{\varepsilon}}_3$, $\bar{\alpha}$, $\bar{\sigma}_1$, $\bar{\sigma}_3$ の比較。（1986年2月27日～3月11日，間寒別，北斜面）

	$\bar{\dot{\varepsilon}}_1$ (/day)	$\bar{\dot{\varepsilon}}_3$ (/day)	$\bar{\alpha}$	$\bar{\sigma}_1$ (gw/cm²)	$\bar{\sigma}_3$ (gw/cm²)
決定法 II	2.5×10^{-3}	-9.0×10^{-3}	−1.9	2.9	−20.1
穿孔法 III	2.06×10^{-3}	-10.06×10^{-3}	−0.9	0.6	−19.3

孔法で求めた主歪速度と主軸の方向は，決定法 II で求めたものとよく一致している。また，穿孔法で求めた主軸の方向と期間平均の上載積雪荷重から，藤岡の計算式[7]によって求めた主応力の期間平均値も，決定法 II で求めた値とよい一致を示した。

以上の観測事実から，この変位計，雪圧計は実用上十分な精度を具え，決定法 I, II も正当であるといってよい。

3. 山地積雪の剪断粘性係数

両決定法の応用例として，山地積雪の雪の密度 ρ と剪断粘性係数 η_s との関係について考察してみる。η_s は，ある応力状態下の雪の剪断変形を規定する量であり，(2) 式から，

$$\eta_s = (\sigma_1 - \sigma_3)/2(\dot{\varepsilon}_1 - \dot{\varepsilon}_3) \qquad (5)$$

で与えられ，日々の η_s は当日の主応力と主歪速度から求めることができる。

雪の粘性係数は温度の影響を強く受けるが，その温度依存性の評価は研究者によって異なり，まだ定説はない。そこで，$\eta = \eta_0 \exp(-Q/RT)$ と仮定した。ここで T は絶対温度，R は気体定数，Q は活性化エネルギーである。Q は Bader[8] の 13.4 kcal/mol を使って，すべての測定値を -5°C での値 $\eta_{s,-5}$ にひき直した。

一方，観測層の雪密度は観測開始日と終了日の実測があるのみなので，日々の密度は，以下の方法で推定した。即ち，雪の質量が観測期間中保存されるとすれば，

$$\rho(t)\cdot S(t) = \rho(t+\Delta t)\cdot S(t+\Delta t) = \text{const}.$$

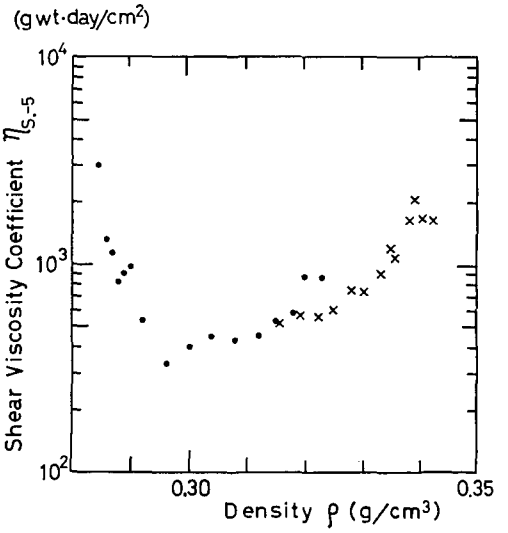
である。ここで $S(t)$ は時刻 t に於ける 2 次元流動面上の観測層の断面積であり，$\rho(t)$ はその時の観測層の密度である。時刻 $t+\Delta t$ に於ける密度 $\rho(t+\Delta t)$ は，主歪を用いて，

$$\rho(t+\Delta t) = \rho(t)\frac{S(t)}{S(t+\Delta t)} = \rho(t)/(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_3) \qquad (6)$$

で与えられる。

第 1 冬の観測層はしまり雪とこしもざらめ雪の混合層で，初期密度は 2 月23日に $\rho(0) = 0.285$ g/cm^3 であった。第 2 冬の観測層はこしもざらめ雪で，初期密度は 2 月28日に $\rho(0) = 0.316$ g/cm^3 であった。

このようにして求めた日々の雪の密度と -5°C の剪断粘性係数の関係を第 12 図に示す。第 1 冬の主応力は，隣接地で雪圧測定を行った大泉らの観測結果を用いた。第 1 冬は 3 月 10 日までの値を示す。第 1 冬初期の数個の測点を除けば，雪の剪断粘性係数は，小島[9]が得た平地積雪の圧縮粘性係数とほぼ同程度の値を示し，密度の増加に対して指数関数的に増加することがわかった。



第 12 図 こしもざらめ雪，およびしまり雪が混在するこしもざらめ雪の密度と剪断粘性係数。$\eta_{s,-5}$ は剪断粘性係数の -5°C 値
黒点は第 1 冬，バツ印は第 2 冬の値

IV. あとがき

積雪の内部変形を連続的に測定する機械的変位計を作製した。変位計は Hall 素子（磁気センサー）を利用して積雪の伸縮を電圧信号で取り出すようにしたもので，傾斜計，熱電対を内蔵している。変位計の可動距離は 20 mm，読取精度は 0.04 mm，出力電圧の温度変動は 1 mV/°C 以下であった。変位計 I 型は剪断変形に対する不追従，積雪の圧縮領域での圧縮異常などの不都合を生じたが，改良型ではこれらの問題点が大幅に改善された。変位計の各出力信号は 1 時間毎にサンプリングされ，データ集録装置に記録された。

等高線が等間隔の平行直線であるような一様な斜面上に一様に積もった積雪は最大傾斜線を含む鉛直面内で 2 次元流動し，各単位層内では有限均質歪が起きるという仮定の下に，この変位計を使って斜面積雪の内部歪や応力状態を連続的に観測した。

[決定法 I] 観測層の 2 次元流動面内に 3 個の変位計を設置し（第 4 図），3 組の $(\theta_i, \varepsilon_{\theta_i}\ i=1, 2, 3)$ を測定すれば，均質歪理論により，(1) 式から主歪 ε_1, ε_3 と第 1 主軸の方向 α が計算される。(2 次元流動では，等高線方向の主歪は $\varepsilon_2=0$ となる。) この方法は Mohr の歪円による解法に相当する。

1984 年の冬（第 1 冬），間寒別雪崩観測所の北斜面で決定法 I による斜面積雪の内部歪の観測を行った。その結果，決定法 I によって求めた第 1，第 3 主歪速度（/day）の比 γ_ε と，大泉ら[4] が隣接地点で雪圧計から求めた主応力と塑性ポアソン比によって計算した同比 γ_{σ_p} を比較した所が，最初の 2 週間はよい一致を示した。最初の 2 週間は変位計（I 型）が正常に作動した期間であり，以後は雪が圧縮異常を起こして変位計が正常に作動しなくなっていたことから，この変位計の測定値および決定法 I の正当性が基本的に明かになった。また，大泉らは主応力と雪の塑性ポアソン比から γ_{σ_p} $(=\dot{\varepsilon}_1/\dot{\varepsilon}_3)$ を計算する場合，雪を圧縮性ニュートン粘性流体と仮定して粘性構成方程式を用いた。従って，この構成方程式が雪に成立することが，間接的に確かめられた。

[決定法 II] 観測層の 2 次元流動面内に 2 個の変位計と 3 個の雪圧計（大泉他[4]）を設置し（第 8 図），2 組の $(\theta_i, \dot{\varepsilon}_{\theta_i}\ i=1, 2)$, 2 組の $(\theta_j, \sigma_{\theta_j}\ j=3, 4)$, および 2 次元流動面に働く第 2 主応力 σ_2 を測定すれば，(1′), (2), (4) の 7 つの方程式から，$\dot{\varepsilon}_1$, $\dot{\varepsilon}_3$, σ_1, σ_3, α, ν, η_s を求めることができる。

1986 年の冬（第 2 冬），第 1 冬の観測地付近で決定法 II による斜面積雪内の，歪，応力状態の観測を行った。その結果は，穿孔法[1] による歪及び，これに藤岡の計算式[7] を適用して得た主応力とよい一致を示し，決定法 II の正当さが確かめられた。

また本方法の応用として，両冬の観測による日々の主歪，主応力から (5) 式により日々の剪断粘性係数を計算し，(6) 式で求めた日々の雪の密度との関係を調べた。その結果，雪の剪断粘性係数は圧縮粘性係数と同程度の値であり，密度の増大に対して指数関数的に増加することがわかった。

本研究を行うに当たって，低温科学研究所雪害科学部門の方々，天塩地方演習林の方々には大変お世話になった。特に藤岡敏夫名誉教授には種々ご指導を戴いた。また変位計の設計に

ついては秋田谷英次助教授から多くの御助言を戴き，作製は工作部技官にお願いした。ここに記して，深く感謝の意を表わす。

なお，この研究は文部省雪崩事業費によって行われた。

文　献

1) 清水　弘 1968 斜面積雪の内部歪 II, 低温科学, 物理篇, **26**, 143-168.
2) 秋田谷英次・川田邦夫 1971 斜面積雪の挙動の研究 II. —変位, 歪, 底面すべり— 低温科学, 物理篇, **29**, 135-149.
3) Sommerfeld, R. A. 1975 Continuous Measurements of Deformations on an Avalanche Slope, IAHS-AISH Publication No. **114**, 293-297.
4) 大泉三津夫・藤岡敏夫 1984 斜面積雪の挙動の研究 XIX. —積雪の塑性ポアソン比 3—, 低温科学, 物理篇, **43**, 59-67.
5) 吉田順五 1980 斜面積雪の挙動の研究 VII. —単独鉛直主応力状態—, 低温科学, 物理篇, **39**, 1-16.
6) Jeager, J. C. 1964 Elasticity, Fracture and Flow, Methuen Co. London.
7) 藤岡敏夫 1972 斜面積雪の挙動の研究 IV. —斜面積雪内の応力—, 低温科学, 物理篇, **32**, 105-112.
8) Bader, H. 1960 Theory of densificati on of dry snow on high polar glaciers. SIPRE Res. Rep., **69**, 8 p.
9) 小島賢治 1957 積雪層の粘性圧縮 III, 低温科学, 物理篇, **16**, 167-196.

Summary

A mehcanical electrical deformation gauge was newly designed for measuring internal extension/contraction in a small domain of a snow cover, and it was used in the field to study behavior of a snow cover on a slope, as an important part of basic research on the avalanche release.

The gauge consisted principally of a magnetic sensor, Hall IC H; a permanent magnet M; two saw-tooth plates P_1 and P_2; and a clinometer C. The Hall IC built-in a cabinet was fixed with plate P_2 directly, while magnet M with P_1 through a sliding rod R, as shown in Fig. 1 (original model) and Fig. 3 (improved model). The two saw-tooth plates were firmly fixed in snow, whereby extension/contraction of surrounding snow of the gauge changes the distance between the Hall IC H and the magnet M, bringing about a change in Hall voltage output of the sensor. As seen in Fig. 2, sensitivity of the gauge was about 4×10^{-2} mm in the central region of the working domain, which corresponded to a strain of 1×10^{-3} approximately. Inclination of the gauge was monitored electrically by clinometer C, a cantilever of a thin phosphor bronze plate with a weight at its free end and a set of strain gauges fixed on it.

The gauge was set inside a snow cover by the use of a snow pit and a specially designed jig, in the way shown in Fig. 4, to suppress disturbance of snow around the gauge to the minimum degree. The pit was buried again with snow, after the gauge was set. The outputs of the gauge were stored in a data-recorder at an appropriate time interval.

In the first experimental winter, a series of measurements on internal deformation of a snow cover on a slope was carried out by the use of three deformation gauges as a set at Toikanbetsu, northern Hokkaido, from February 23 to April 7, 1984. Three gauges were set in a vertical plane along the fall line (X−Z plane) of the snow cover, as shown in Fig. 4, and strains of snow in three directions (ε_{θ_1}, ε_{θ_2}, ε_{θ_3}; θ_1, θ_2, θ_3) were observed every hour. Assuming

that a 2-dimensional homogeneous strain took place in a unit layer of a snow cover[1], two pricipal strains ε_1, ε_3 ($\varepsilon_2=0$), and direction of the first principal strain α were calculated from three equations, eq. (1). This method was termed "Method I". The results obtained by Method I showed a good agreement with those by another method of Oh'izumi et al.[3], as far as the gauge worked properly. General analysis of behavior of a snow cover on a slope was made based on the results obtained by Method I.

In the second experimental winter, another series of measurements on internal deformation and snow pressure of a snow cover on a slope was carried out by the use of two deformation gauges (improved model), three snow pressure gauges[4] and Hole-Mark Method[1], at Toikanbetsu again, from February 26 to March 13, 1986. The gauges were set up in the snow cover as shown in Fig. 8, and strains of snow in two directions (ε_{θ_1}, ε_{θ_2}; θ_1, θ_2), stresses of snow in three directions (σ_2; direction of a contour line of the slope, σ_{θ_3}, σ_{θ_4}, θ_3, θ_4,) were measured every hour. Then, two principal strain rates of the snow $\dot{\varepsilon}_1$, $\dot{\varepsilon}_3$, $\dot{\varepsilon}_2=0$), two principal stresses in the snow σ_1, σ_3 (σ_2 was directly measured by a pressure gauge), direction of the first principal axis of strain α, and plastic Poisson's ratio ν and shear viscosity η_s of snow were calculated from seven equations, eqs. (1′), (2) and (4). This method was termed "Method II". The results obtained by Method II showed a good agreement with those by other methods[1,7]. General analysis was made of behavior and stress distribution in the snow cover, based on the results obtained by Method II.

As an application of Method I and Method II, a relation between density and shear viscosity of snow was briefly studied by the use of the observation data of the two winters. Daily shear viscosity of snow was calculated from daily principal stresses and principal strain rates of the snow by eq. (2). Daily snow density was estimated from the measured initial density and eq. (5), on an assumption of mass conservation of snow. It became clear that shear viscosity of solid-typed-epth-hoar/compact-snow was comparable to compressive viscosity of dry compact snow[9] in magnitude, and increased exponentially with density.