

フロストクリープによる斜面物質の移動 に関する実験

Experimental Study on Soil Movement due to Frost Creep

堀井 徹*・松岡 憲知**・松倉 公憲***

Tohru HORII, Norikazu MATSUOKA
and Yukinori MATSUKURA

I はじめに

斜面を構成している物質が、重力により緩やかに変形し、集団として下方に移動する現象は、一般に mass movement または mass wasting と呼ばれている。mass wasting の中で、とくに土壌がその表層部で、気温や含水量の変化により徐々に下方に移動する現象は土壌匍行 (ソイル・クリープ) と呼ばれている。

土壌匍行の生じる原因としては、凍結・融解や湿潤・乾燥のくり返しなどが考えられている。特に、凍結・融解によるものはフロスト・クリープと一般に呼ばれている。凍結・融解により土層の膨張・収縮が生じ、土壌粒子は膨張 (凍結) 時には地表面に垂直上方に移動するが、収縮時には重力のために鉛直下方に移動し、結果的に凍結前の位置より斜面下方の部分に定置される。この過程をくりかえすことにより、土壌粒子は徐々に斜面下方へ移動していくと考えられている。

フロスト・クリープに関する従来の研究として、野外での調査によるものが数多く報告されている。たとえば、石井 (1976) は足尾山地北部の山地斜面において、主に斜面表層物質の移動について調査し、変位量の垂直分布パターンや、変位量と斜面勾

配との関係について述べている。また、相馬ほか (1979) は白馬岳周辺の砂礫斜面において、砂礫の移動量を測定し、移動の平面パターンを分類した。一方、Taber (1930)、中谷・孫野 (1940) らの研究により凍上現象と地表で見られる霜柱が結びつけられて以来、霜柱のもたらす地形形成作用が注目されてきた。なかでも小野 (1983) が、霜柱のタイプと土壌侵食量を結びつけた点は注目される。しかし、この研究においては、斜面から崩落する量 (侵食量) の測定に重点がおかれ、土粒子の動きそのものは把握されていない。Higashi and Corte (1971) は、実験により霜柱の形成にともなう土壌凍結に際して、土壌粒子が地表面および地下でどのように移動するかを量的に把握しようと試みた。彼らによれば、温度低下率 $2\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{day}$ の条件下で、粒子の移動量は地表面の勾配を θ とすると、 $\tan^2\theta$ に比例するという。このように、実験により土壌粒子の移動量を求めたことが注目される。

以上のように、土壌粒子のマクロな平面移動パターンや、斜面傾斜との関連、侵食量などについての研究はされてきているものの、移動の連続的な観察や測定が困難なため、ミクロな移動のメカニズムについてはほとんど研究されていないのが現状である。したがって、フロスト・クリープに関する基礎

* 筑波大学自然科学類 (現 筑波大学・院・環境科学研究科) ** 国立極地研究所 (現 筑波大学水理実験センター)
*** 筑波大学地球科学系

的研究として、土壌粒子のマイクロな移動過程や、変位量を支配する条件を明らかにすることは、地形学的に重要な課題であると考えます。

そこで、本研究は実験室内に斜面モデルを作り、人為的に凍結・融解作用をくりかえし、土壌粒子のマイクロな移動過程や変位量を連続的に測定した。そして、それらが何によってもたらされるのかを明らかにしようと試みた。

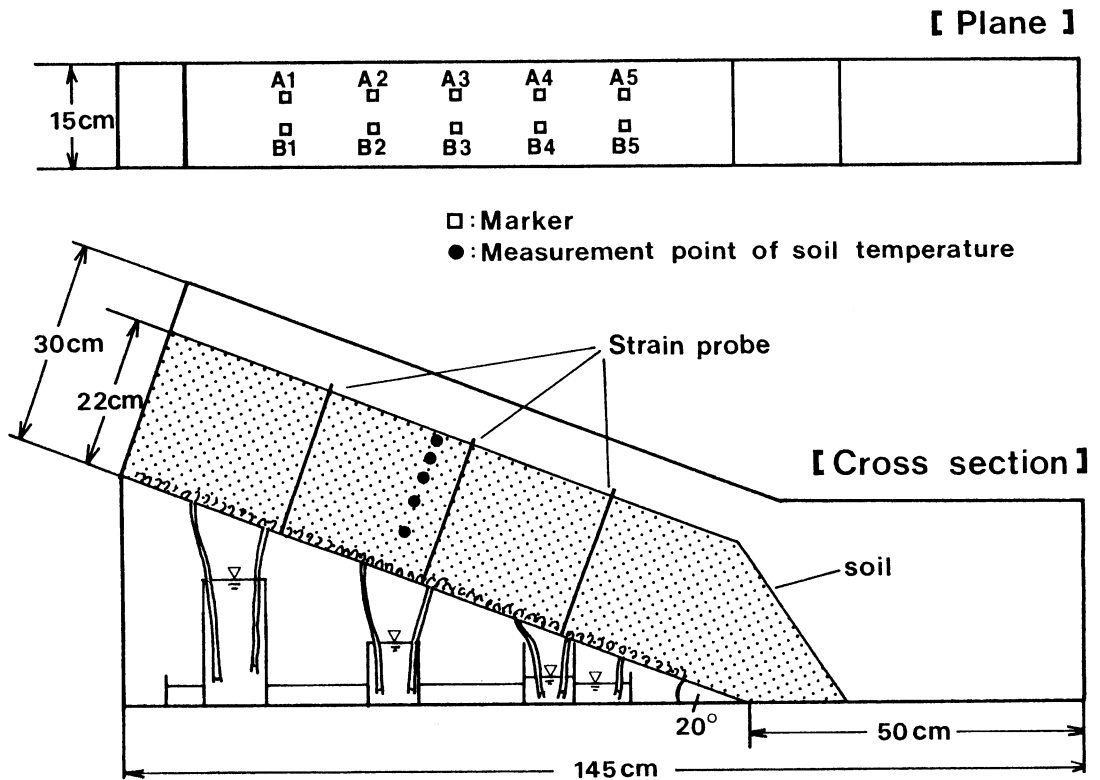
II 実験方法

筑波大学地球科学系・低温風化実験室に斜面モデルを置き、人工の土層を人為的に凍結・融解させた。

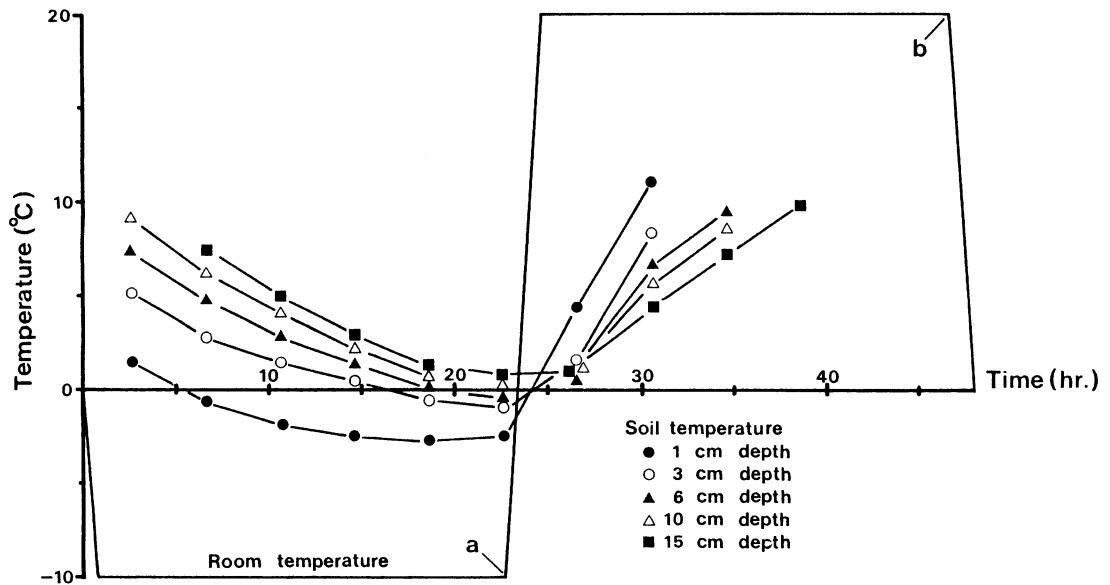
1) 実験土槽および土

実験で用いた土槽は、木製で全長約 150 cm、深さ 30 cm、幅が 15 cm、勾配が 20° となっている

(第1図)。また、土槽の片側はアクリル板で土層内部が観察できる。この土槽内に厚さが 22 cm となるように一様に土壌サンプルを敷きつめた。使用した土は茨城県新治郡吉瀬においてサンプリングした関東ローム土を粒径 2 mm 以下にふるい分けしたものである。粒度分析の結果、砂 (>63 μm) 58%、シルト (63~5 μm) 12%、粘土 (<5 μm) 30% という値が得られた。この土は、Beskow (1935) の粒度分布による凍上性の判定基準に照合すると、「凍上性の土」に分類される。また、コンシステンシー試験により、塑性限界 (w_p) が 26%、液性限界 (w_L) が 40%、塑性指数 (I_p) が 14 という値をもつことがわかっている。また、Maekado (1984) と同様の収縮実験を行った結果、この土の最大収縮率は 5.2% となった。



第1図 実験装置の概要



第2図 設定した室温と地温の対応

2) 温度条件と地温の測定

本研究で用いた温度変化は、第2図に示したように -10°C から $+20^{\circ}\text{C}$ までのサイクルである。 -10°C が22時間、 -10°C から $+20^{\circ}\text{C}$ までが2時間、 $+20^{\circ}\text{C}$ が22時間、 $+20^{\circ}\text{C}$ から -10°C までが2時間という1サイクル48時間の設定である。このサイクルを10サイクルくりかえした。実験開始にあたっては、土槽の側面を断熱材で囲み、温度変化が土層表面からのみ行われるようにした。

実験中の地温を測定するために、土層表面下1 cm, 3 cm, 6 cm, 10 cm, 15 cmの場所にサーミスター温度センサーを埋設した(第1図)。地温は接続した自記計により連続的に記録される。

3) 水分条件

実験開始前にサンプルの含水比を38~39%程度に調整した。実験中の水分補給については、Higashi and Corte (1972)の実験装置を参考にし、斜面下部から水の供給ができるようにした。すなわち、第1図に示したように、ビーカーの水位に変化をつけることによって、斜面に平行な地下水面を仮想し、土層と水を綿糸で結びつけ、土層に水が吸い上がるようにした。実験は低温室で行うため、土槽

内の水が凍結する可能性があるので、サーモスタットとヒーターを用い、水槽内の水を一定温度($+10\sim 20^{\circ}\text{C}$)に保つことにより凍結を防ぐようにした。ビーカーの水位は融解時に確認し、常に一定となるように水を補給した。

4) 移動量の測定

土層表面土粒子の動きを知るために、スチロール製のマーカーを、斜面上部から下部にかけて2列に合計10個設置した(第1図上部)。マーカーの位置を凍結時と融解時にポイントゲージによって測定した。なお測定精度は1 mmである。

クリープによる地中内部の変形は、従来から野外で種々の方法によって測定されている。たとえば、ヤング・ピット法(Young, 1960; 石井, 1976)、T-ベッグ法(Kirkby, 1967)、ビニール・チューブ法(たとえば相馬ほか, 1979)、ストレイン・プローブ法(Barr and Swanston, 1970; Williams, 1962)などがあげられる。いずれの方法も、斜面物質の人為的攪乱は避けられない。本研究では、随時変形の様子を知ることができるストレイン・プローブ法を用いた。以下、本論では土層内部の変位・変形のことを“ひずみ”と呼び、測器を“ひずみ計”と呼ぶこ

とにする。ひずみ計の概要は、幅 1.2 cm、厚さ 0.2 mm のバネ鋼に上から 2 cm、5 cm、8 cm、11 cm、14 cm の所にひずみゲージをはりつけたものである。これを斜面の上部、中部、下部の 3カ所に斜面に対し垂直方向に埋設した（第 1 図）。ここではゲージを中心とする 5つのセグメントに分け、セグメントの境界を、ゲージ間の中間位置におく。測定器では各ゲージのひずみ ($\epsilon = \Delta l / l$) が求められるが、この値はそのゲージを中心とする各セグメント上の任意の点で同一と考えられる。セグメントの変形はすべて円弧と仮定し、変形後は 5つの円弧が連続した形をなすものとして解析を行った。

なお、土層表面のマーカの位置と、内部の変形状態の測定は、設定温度の転換時（第 2 図中の a および b で示した点で最大凍結時と最大融解時と考えられる）に行った。

III 結果および考察

1) 室温・地温の変化

土層表面下 1 cm、3 cm、6 cm、10 cm、15 cm の地温変化と、設定した室温との対応を調べると、第 2 図のようになった。この図は 3 サイクル目で得られた値をもとに作成したものであるが、前後のサイクルにおいてもほぼ同じ結果が得られている。したがって、この図は全サイクルをほぼ代表するものと考えてよい。室温の下降とともに地温も下降し、低温サイクル終了時には 6 cm 深付近まで 0°C になる。このような地温分布から、6 cm 深もしくはそれより浅い部分だけが凍結していると推定される。

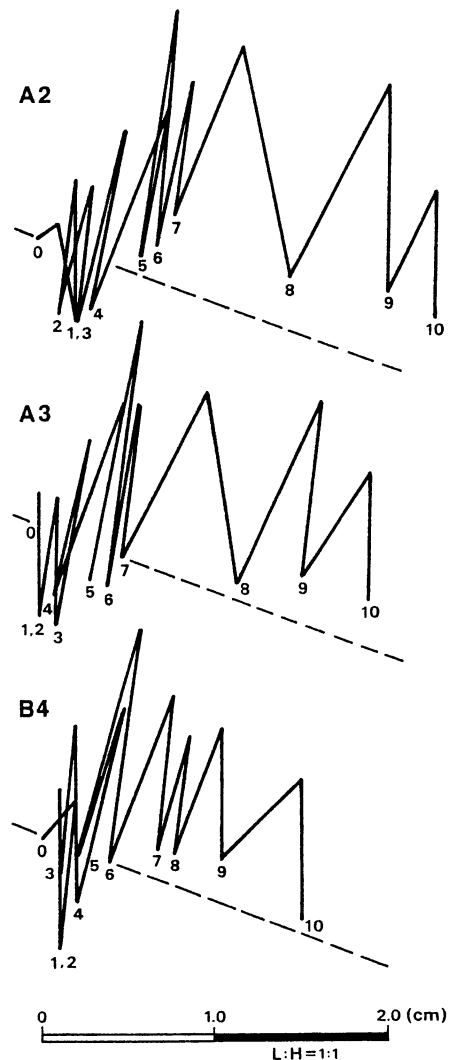
2) 土壌サンプルの含水比

実験斜面の都合上、土層表面付近の含水比しか求めることができなかった。実験開始時は 39% 程度であったのが、5 サイクルおよび 10 サイクル終了時（融解時）には 28% および 25% と徐々に減少していった。この結果は、サイクルの進行に伴い土層表面での乾燥が進むことを示していると考えられる。

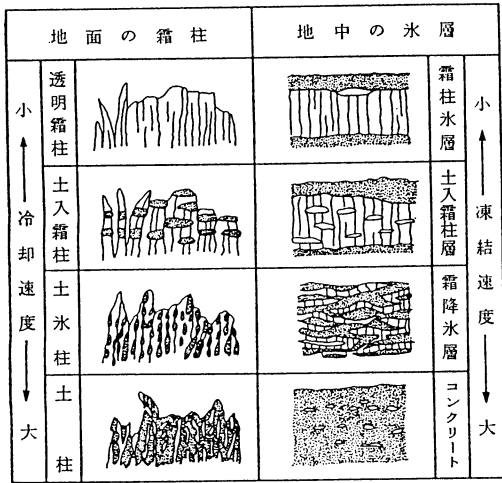
3) マーカの挙動

土層表面に置いたマーカの動きを調べた結果、

斜面の上下や A 列と B 列による差異は認められなかった。ここでは、マーカの移動軌跡結果の代表的なものとして A 2、A 3、B 4 の 3 点を選んで第 3 図に示した。凍結による膨張と、融解による収縮を受け、ジグザグの軌跡を描きながら斜面下方へと移動していった。前半のサイクルでは膨張（上昇）・収縮（下降）量は比較的小さく、およそ 0.5 cm 程度であるが、後半のサイクルでは 1 cm 前後と大き



第 3 図 マーカの移動軌跡
破線は実験開始時における地表面、図中の数字はサイクル数を示す。

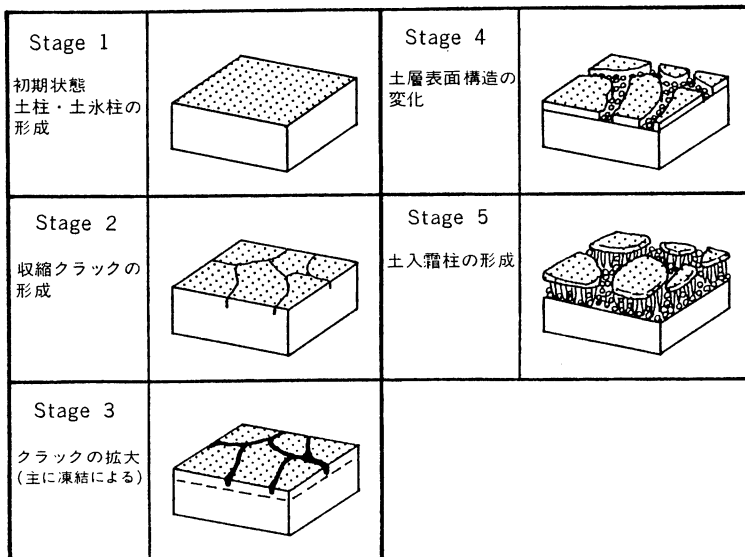


第4図 地表の霜柱および地中の氷層の分類図
(東(1981)による)

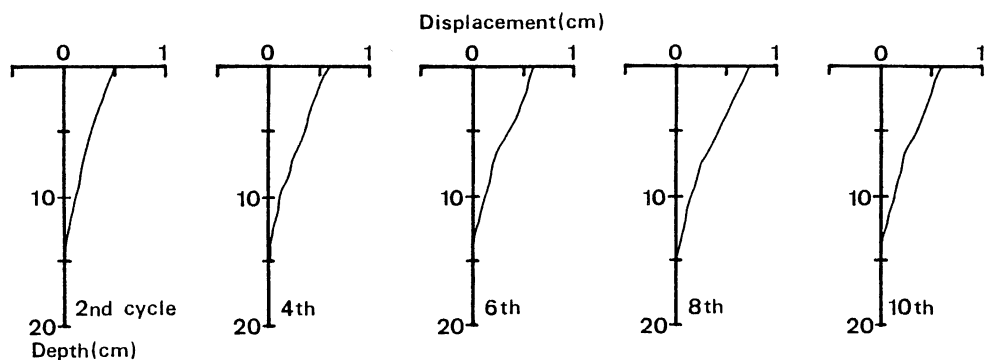
くなっている。また、移動のパターンも前半と後半のサイクルでかなり異なっている。すなわち、前半のサイクルにおけるマーカーの挙動は主に鉛直方向への上昇・下降の動きが卓越しているのに対し、後半のサイクルでは凍結により斜面垂直方向に上昇し、融解により鉛直方向に下降するという動きが見

られた。その結果前半サイクルでは斜面下方へのネットの移動量は小さく(たとえばA3で0.3 cm)、逆に後半サイクルにかなり大きくなる(A3で1.7 cm)。

前半サイクルと後半サイクルで移動のパターンが異なる原因について考えてみよう。ここでは、土層表面形態と凍結様式の変化から説明を試みる。東(1981)によれば、土層表面および地中の霜柱・氷層は冷却速度・凍結速度の違いによって第4図のように分類されるという。本実験では、前半サイクルで地表には土柱や土氷柱が見られ、地中ではコンクリート氷層、霜降水層という冷却速度の大きい時に形成される氷層が見られた。後半サイクルでは多少冷却速度が小さい時に形成される土入霜柱が見られた。ここで温度条件は一定であるのに、なぜサイクルの前後半で冷却速度に差が生ずるのかということが問題になろう。実験中サイクルの進行に伴って、土層表面の形態は徐々に変化していった。その様子を第5図に模式的に示した。サイクルの初期においては地表面で土柱、土氷柱が観察される(Stage 1)。サイクルの進行に伴い、表面は徐々に乾燥が進行し、土層表面には収縮による縦割れクラックが形成されてくる(Stage 2)。このことは、前述した収縮



第5図 サイクルの進行に伴う土層表面の変化



第6図 ひずみ計の解析結果

率，含水比の減少によっても裏づけられる。一方，サイクルの進行に伴う凍上により土の構造が弱められ横方向のクラックも形成され始める（第5図 Stage 3の破線）。その後，さらに凍結作用によって縦割れクラックの部分は碎けて細粒化していき，他の部分は厚さ0.5～1.0 cmの薄い板状となる（Stage 3と4）。これらは土入霜柱によって持ち上げられることにより，下層の土粒子から剝離するようになる（Stage 5）。このように板状の土粒子直下で土入霜柱が形成されるのは，薄板状土層が一種の断熱材の効果を持ち，内部の土の冷却速度を小さくするためであろう。小野（1983）は，霜柱の形態をCタイプ（表面に土をのせず，透明な氷柱だけからなる霜柱），SCタイプ（上部に多少とも厚く土をのせた土かぶり状霜柱），Dタイプ（氷柱に大量の土粒子を含み，汚れた外観を呈する霜柱）という3つの基本的なタイプに区分したが，土壤侵食はSCタイプによって最も効果的に生ずると述べている。本研究では，マーカーの挙動からもSCタイプ（東の分類では土入霜柱に相当する）がフロスト・クリープに最も効果的であることが明らかになった。すなわち，土入霜柱の形成後，マーカーの挙動は斜面垂直方向に凍上を受け，鉛直方向に融解するという理論（たとえば Washburn, 1979, p201）に近い動きを示すようになり，斜面下方への顕著な変位を示した。

4) 土層内部の変形

土層に埋めこんだひずみ計のうち，測定値が終始

良好であった斜面下部のひずみ計の解析結果を第6図に示す。解析の都合上，15 cm以深では変形がないと仮定した。図は2サイクルごとの融解時に得られた値をもとに作成したもので，縦軸より右側が斜面下方への動きを示している。低温下でのひずみ計の値については，キャリブレーションの問題が解決できなかった。したがって，ここでは凍結時のひずみについては議論しない。この結果から，変位は土層表面で最も大きく深さが増すにつれて減少するという concave downslope (Rein and Burrous, 1980) となる。また，変形の曲線は6～7 cm 深付近を境にそれより上部では変形が大きく，下部では変形が小さくなっている。前述したように，地温の測定結果により凍結深は6 cm程度であると推定したが，そのことを考慮に入れると土層表面から6～7 cm 深までの変形は凍結の影響が大きいと考えられる。一方，凍結深より深い部分の変形は，土層の変形を示しているのではなく，それより上部の凍結層の変形に引きずられて下部のパネ鋼が変形したために生じたものであろう。また，変形の様子を時間経過にしたがって見ると，2～4サイクルでかなりの変形がみられ，その後の変形量は小さいという傾向がある。この原因については不明であり，今後の検討課題として残された。

IV まとめ

フロスト・クリープの実験を行い，斜面物質の移動について測定した。その結果，以下のことが明らか

かとなった。

フロスト・クリープにより、土層表面粒子はジグザグ状の軌跡を描きながら、斜面下方へと移動する。10 サイクル実行のうち前半のサイクルでは、霜降水層・コンクリート氷層などにより主に鉛直方向の比較的小さな(0.5 cm 程度)膨張(上昇)・収縮(下降)の動きが卓越する。サイクルの進行に伴い、土層表面は徐々に乾燥する。そして乾燥による収縮クラックが形成され、多数の薄板土層に分割する。この薄板土層は一種の断熱材の役割を果たし土層内部への冷却速度を小さくし、そのため土入霜柱が形成される。このような状況になると膨張は斜面に垂直方向、収縮は鉛直方向に起り、それらの量は1.0 cm 前後と大きくなる。

以上のような動きの結果、土層表面では前半のサイクルで斜面下方への移動量はネットとして0.2~0.5 cm、後半のサイクルで1.0 cmであった。また土層内部ではおよそ6~7 cm 以浅の変形量が大きく、これは凍結深とほぼ一致していることも判った。

謝 辞

実験を遂行するにあたり、北海道大学の小野有五助教授、筑波大学水理実験センターの飯島英夫氏には御助言・御助力を頂いた。記して感謝いたします。

文 献

- 石井孝行(1976):足尾山地北部の山地斜面における凍結・融解による斜面物質の移動。地理評, 49, 523-537.
- 小野有五(1983):筑波台地上での霜柱による土壌侵食。筑波の環境研究, 7, 128-140.
- 相馬秀広・岡沢修一・岩田修二(1979):白馬岳高山帯における砂礫の移動プロセスとそれを規定する要因。地理評, 52, 562-579.
- 中谷宇吉郎・孫野長治(1940):凍土の機構について,

- I, 現場調査。気象集誌, 第2輯, 18, 316-320.
- 東 晃(1981):『寒地工学基礎論』古今書院, 247 p.
- Barr, D. J. and Swanston, D. N. (1970): Measurement of creep in a shallow, slide-prone till soil. *American Journal of Science*, 269, 467-480.
- Beskow, G. (1935): Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads. *Swedish Geol. Soc.*, Series C, 375, 26th Yearbook, No. 3; translated by J. O. Osterberg, The Technological Institute, Northwestern University, Evanston, (1947), 145p.
- Higashi, A. and Corte, A. E. (1971): Solifluction: a model experiment. *Science*, 171, 480-482.
- Higashi, A. and Corte, A. E. (1972): Growth and development of perturbations on the soil surface due to the repetition of freezing and thawing. *Memories of Faculty of Engineering, Hokkaido University*, 13, 49-63.
- Kirkby, M. J. (1967): Measurement and theory of soil creep. *Journal of Geology*, 75, 359-378.
- Maekado, A. (1984): Differential erosion on artificially cut slopes made of loosely consolidated Quaternary deposits in Kanto district, Japan. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 5, 79-109.
- Rein, R. G. Jr. and Burrous, C. M. (1980): Laboratory measurements of subsurface displacements during thaw of low-angle slopes of a frost-susceptible soil. *Arctic and Alpine Research*, 12, 349-358.
- Taber, S. (1930): The mechanics of frost heaving. *Journal of Geology*, 38, 303-317.
- Washburn, A. L. (1979): *Geocryology*. Edward Arnold, London, 406p.
- Williams, P. J. (1962): Quantitative investigation of soil movement in frozen ground phenomena. *Biuletyn Perigracjalny*, 11, 353-360.
- Young, A. (1960): Soil movement by denudational processes on slopes. *Nature*, 188, 120-122.