

# 地すべり崩土の風化と地すべり形態の発展

—主に松之山水梨の小規模地すべりを例にして—

布施 弘

## 1 はじめに

調査地は、水梨地すべり地(新潟県十日町市松之山水梨地内)の一角である(図-1)。その東側急斜面(吉尾地区内)には、室町時代に発生した崩壊型の小規模な地すべりがある(布施、2009)。

地すべりが発生するためには、内的条件と外的条件とが必要である(布施、2006)。内的条件は、地すべり本体の担い手である岩盤や地すべり崩土等の状態である。地すべりの素因は地層を構成する物質そのものに潜在している(西田、1970)のであり、内的条件は素因・本質に働きかけて地すべりの発生を準備させるのである。したがってこれは本質的・必然的な条件である。その主なものは岩盤や崩土等の風化である。丸井(2001)は、新第三紀層が分布している地域であっても地質が異なると地すべりの発生頻度が異なるのは、それぞれの土層の風化程度の差異によると指摘している。

外的条件は、岩盤や崩土等とは独立に存在しており、たんに地すべりが発生するためのきっかけとなる条件である。したがってこの条件は、地すべりの発生にとっては偶然的である。その主なものは地下水位の上昇である。そのほか、河川による浸食や地震動も外的条件である。ただし以下では、基本的に地下水位の上昇のみを考慮している。

一般に現地調査に際しては、岩石や土の風化の程度はそれらの色で表わされる。満下ほか(1998)は、風化に伴う岩石の色の変化が鉱物学的・化学的根拠に基づくものであることを示し、岩石の色の変化が岩盤の評価の指標になる可能性を指摘した。また小山・竹原(2007)は、現地での土壌断面記載にあたって、また理化学分析があまり行えないような条件下では、土壌の色はある場合にはほとんど土壌分類にも土壌組成を考える上にも欠くことができない重要な特徴の一つであることはいうまでもないことであると指摘している。

この報文では、地すべり地の岩盤や崩土等の風化の程度を表現する方法として、標準土色帖(農林水産省監修、2007年版)で判定した明度を用いた。それによって、それらの風化

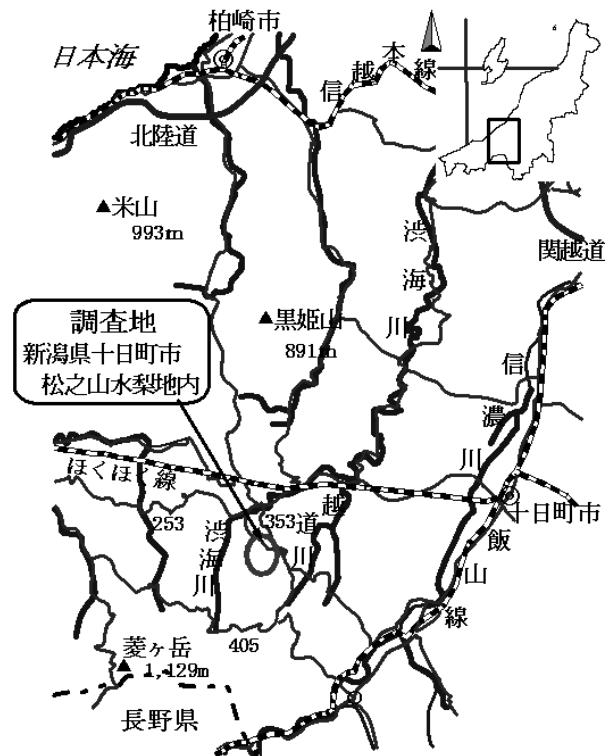


図-1 調査地位置図

の進展とともに、地すべりの形態は、岩盤での地すべりから地すべり崩土での地すべりそして地すべり粘土での地すべりに変化することを示した。この変化(発展)は、地すべりの必然的・合法則的な自己運動であることを明らかにした。

現地調査は踏査で行った。出土した腐植物の $^{14}\text{C}$ 年代測定は、(株)地球科学研究所に依頼した。また、現地調査及びこの報文に用いた地形図は、国土地理院の2万5千分の1図幅「松代」を使用した。

## 2 これまでの研究

新第三紀中新世の泥岩や地すべり崩土等の風化について、これまでに多くの研究が行われてきた。

丸井(2001)は、化学的風化は黄鉄鉱の酸化に起因する水-岩石相互作用が支配的であると述べ、第三紀層海成泥岩地域の化学的風化作用においても、黄鉄鉱の酸化が支配要因となっていると指摘した。佐野ほか(2004)は、中新世の暗灰色泥岩が地表に露出するとそれに含まれていた黄鉄鉱の酸化反応で硫酸が生成され、その結果として土の色が赤褐色になることを示した。そして前田ほか(2006)は、硫酸が生成されるとともに、 $\text{Fe}^{2+}$ が減少し $\text{Fe}^{3+}$ が増加することを明らかにした。土や岩石の褐色化が、鉄の酸化によるものであることを示したのである。

地すべり崩土は、地すべりがその移動を繰り返すたびに細粒化し、最終的には厚い地すべり粘土層になる。紀平(1990)は、すべり面粘土とその上位にある礫混じり粘土とを比較し、地すべりの変位量が大きい前者が細粒であると指摘している。守隋(1999)は、地すべりの運動履歴が大きい地すべりの方が、地すべり粘土中の基質及びその中に含有する礫とも細粒化していると指摘し、地すべりに伴ってすべり面の粘土分が増加することがわかったと述べている。物理的風化作用は、岩石の破碎による細分化の過程である(丸井、2001)。地すべり粘土は、地すべり崩土が受ける物理的風化作用の最終段階にあるのである。

そのような地すべり粘土の主要な構成成分となっている粘土鉱物は、古くから兼松(1962)や渡・阿部(1962)及び谷津(1965)らが指摘していたように、スメクタイト(当時は、モンモリロナイトと呼んでいた)である。

その生成について、安藤(1971)は次のように指摘している。地すべり地における厚い風化帯の発達や地すべり粘土の生成は、主に化学的風化(とくに硫酸酸度)として理解しなければならない。守隋(1999)は、地すべり粘土中のスメクタイトは、地下水中にとくに $\text{Ca}^{2+}$ が溶出し、同時に $\text{HCO}_3^-$ が増加することによって生成されると指摘した。花岡ほか(2005)は、鉱物がスメクタイト化する際には、帯水層内では地下水により、すべり面では化学的風化に地すべり移動による土の細粒化が加わり、その効率が高められると考えている。前田ほか(2006)は、土中の硫酸と斜長石などとの反応によってアルカリイオンが溶脱すると指摘した。また、強風化段階にある泥岩は化学的風化の末期を迎えていると述べている。スメクタイトを主要な構成成分としている地すべり粘土は、粘土鉱物学的にも、風化作用の

最終段階にあるのである。

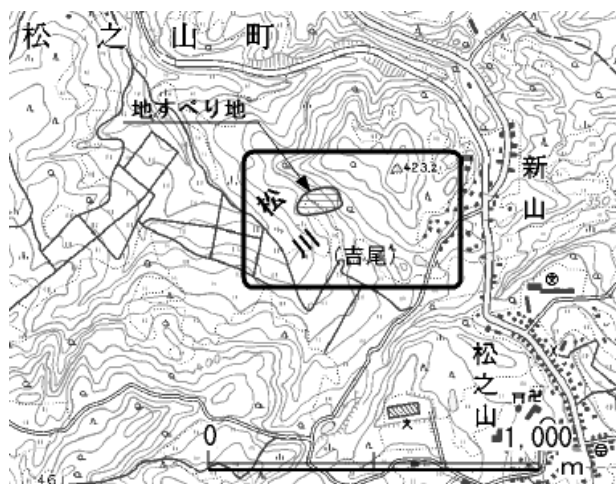
スメクタイトは白色の粘土鉱物である。それを主要な構成成分としている地すべり粘土の色は、現地では灰白色や乳白色あるいは淡青灰色などであり、高い明度<sup>\*1</sup>(8~9)を示すであろう。実際に、鵜川右岸(新潟県柏崎市)の小規模な地すべり地では、その地すべり粘土は白に近い淡青灰色であった(布施、2008)。

岩石の色彩と風化の程度や強度等について、次のような研究がある。西山・松倉(2002)は、風化(褐色化)を表す色彩値(*b*)の変化と時間との関係を二次関数で表わした。横田・久保(2002)は風化形態と風化特性を論じ、横田・西山ほか(2003)はボーリング・コア(山形県白鷹火山カルデラ)の岩石色彩値を連続的に測定し、風化環境を論じている。横田・妹尾ほか(2006)は新第三紀中新世の凝灰質砂岩(島根県)を用いて、褐色化の程度と時間(経過日数)との関係式及び一軸圧縮強度との関係式を求めている。なおこれらでは、岩石の色を色彩色差計で計測している。

また、化学的風化と力学的強度との関係については、次のような研究がある。前田ほか(2006)は、堆積軟岩は、黄鉄鉱、斜長石などが化学的風化作用によって溶解すると空隙率が大きくなり、かつ、かさ密度が小さくなるのでせん断強度が低下すると考えられると述べている。一般に、岩石は自然の浸食や人工的な掘削などによって地表にさらされると酸化され、結果的に岩石の強度が低下する(川崎ほか、2007)。ただし、児玉ほか(2000)や丸井(2001)は、地すべり運動が停止し安定化する過程では、せん断強度が増大すると指摘している。それは、すべり面付近の破碎した泥岩が地下水との相互作用によって最終的に、相対的にせん断抵抗角の大きな粘土鉱物であるカオリナイトへと変化するためであると述べている。

### 3 調査地の地形・地質

松之山新山集落の西に丘陵性の小山(423.3m)がある(図一2)。その上部は小規模な平坦面と緩傾斜の斜面である。西側の中腹部は急斜面となっている。地すべりはその西側斜面(吉尾地区)の急斜面に発生しており、その崩土は下部斜面の緩斜面にまで達している。地すべりの規模は、幅約10m、延長約45mである。この地すべりは1440年頃(室町時代中期)に発生し、その崩土の末端は900年代前半(平安時代中期)に



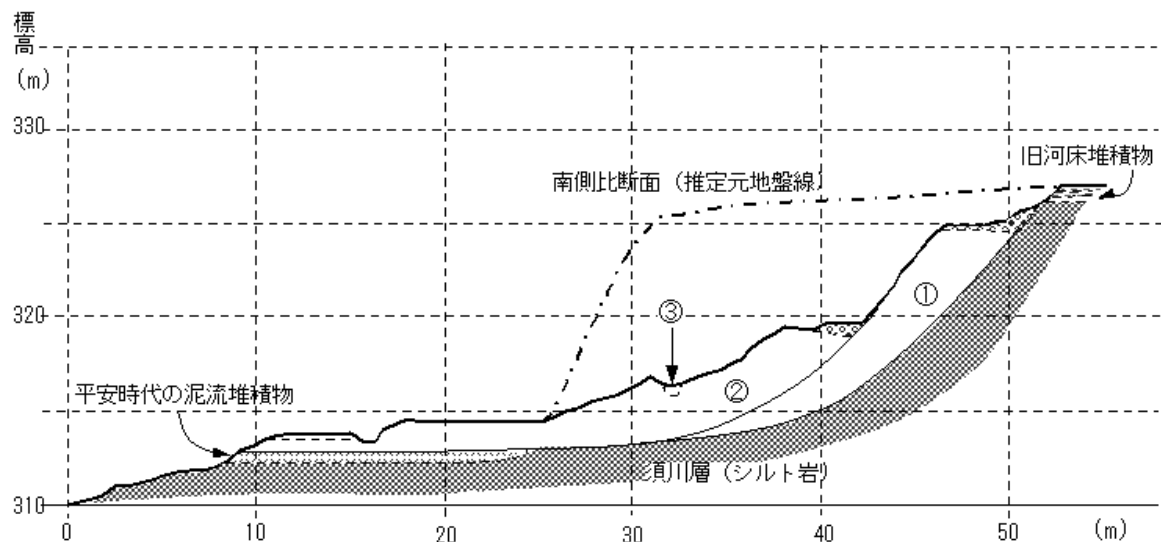
図一2 調査地周辺の地形(国土地理院の図幅「松代」に加筆)

<sup>\*1</sup> 明度：標準土色帖では、理想的な黒の明度を0、理想的な白を10としている。実用的には1~9が用いられる。なお、色の表示には、7.5R 6/4のように、色相 明度/彩度を用いている。

発生した泥流堆積物を覆っている(布施、2009)。

この地すべりは、新第三紀中新世の須川層(シルト岩)に発生した(図一3)。滑落崖には2段の傾動地塊が残っている。それらの上部平坦面には、それぞれ直上の急斜面からの崩落物が堆積している。地すべりの末端部は整地されており、畦畔の跡が残っている。近年まで水田として耕作されていたのであろう。

この地すべりの崩土は、その状態から次の3種類に区分される。①滑落崖に上段の傾動地塊となって残っているシルト岩、②下段の傾動地塊から末端にまで広がっている礫混じり粘性土、そして③下段の傾動地塊の麓から流れ出ている小水路に堆積した粘土である。岩盤とこれらの崩土等の明度を、標準土色帖を用いて判定した。それらを下位層から説明する。なお、礫混じり粘性土での明度の判定は、礫や腐植物・炭質物を除いた細粒部分の湿潤色で行なった。



図一3 小規模地すべり地の断面図(新潟県十日町市松之山水梨吉尾地内)

最下位には硬いシルト岩が分布している。地すべり末端部の小川と上部の滑落崖に見られる。シルト岩は、小川の溪床では層厚 60 cmの泥流堆積物に覆われており、滑落崖では層厚約 30 cmの、泥岩の礫を混じる粘性土層に覆われている。それらのシルト岩の色は黄灰色(2.5YR 5.5/1)であった。

滑落崖のシルト岩を覆っている礫混じり粘性土層は、その色から3層に区分できる。最下部は厚さ 10 cmであり、暗黄褐色(10YR 5/4)であった。その上位の礫混じり粘性土は、厚さ 14 cmで暗灰黄色(2.5Y 5/2)であった。さらに、層厚 4 cmの褐灰色(10YR 5/1)の層が覆っている。ただし、それらの境界面は不明確である。褐灰色の礫混じり粘性土層の下位には、明赤褐色(2.5YR 5/8)をした層厚 2.5 cmの粘性土層が水平に挟まれている。この粘性土層と上位の礫混じり粘性土層との堆積構造は、洪水が襲ったことを示すリバー・グレーディング(高橋、2003)である。したがって、これらの礫混じり粘性土層は旧河床の堆積物である。旧河床堆積物を多量の腐植物を含む厚さ 8 cmの表土が覆っており、その色は黒褐色

(10YR 2/3)であった。

調査地の末端部でシルト岩を覆う濃暗紫褐色の泥流堆積物は、多量の腐植物を含んでいる。腐植物を除く細粒分の色は暗褐色(7.5YR 3/4)であった。この泥流堆積物を厚さ 45 cm の地すべり崩土②が覆っている。

上段の傾動地塊を形成している地すべり崩土①は、表層ではシルト岩の礫を混じる砂質土であり、深部では亀裂が発達して巨礫状になった硬いシルト岩であった。前者の色は黄褐色(2.5YR 5/4)であり、後者のそれは暗褐色(2.5YR 6/3)であった。傾動地塊のシルト岩の明度は、滑落崖に見られるシルト岩のそれよりはわずかに大きかった。また、下段の傾動地塊及びその下流に広く分布している礫混じり粘性土②の色は、暗黄褐色(10YR 5.5/3)であった。その明度は基盤のシルト岩のそれとほぼ同じであった。そして、小水路に堆積している粘土③の色は灰黄色(2.5Y 7/2)であり、高い明度を示した。

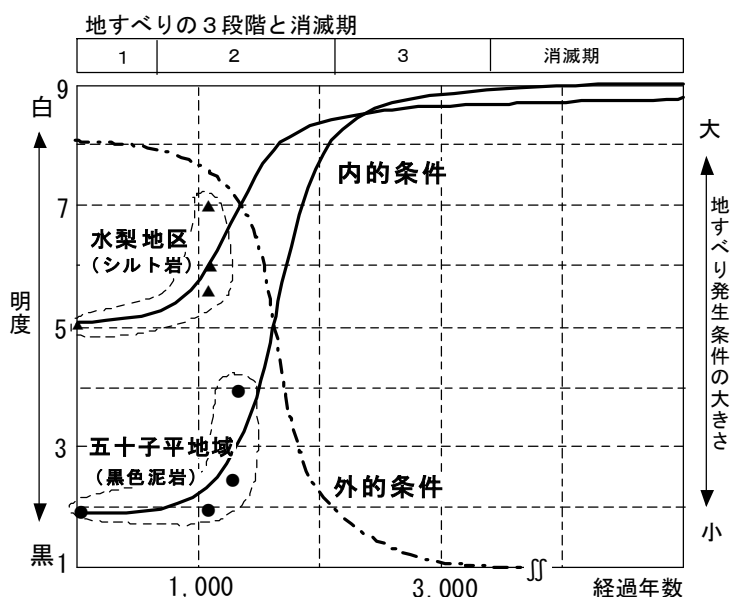
#### 4 風化の進展と地すべり形態の変化

前節で述べた粘土③は、崩土塊から流出した細粒分が水中で再堆積したものであり、還元環境での堆積物である。調査地での地すべり崩土がいずれそのような段階にまで風化し得ることを示している。それは風化の最終段階に近い状態にあるのであり、崩土の最終段階の在り様を示唆している。

一般に崩土の最終段階にある地すべり粘土の明度は、先に述べたように、8から9になる。そして、調査地の基盤岩は淡黄灰色のシルト岩であり、その明度は5.5であった。したがって、調査地の岩盤と最終的な崩土の明度は、それぞれ下限値(5)と上限値(8～9)とに接近しているのであり、それらの間では緩いS字状の成長曲線になるであろう。

図一4に示すS字状の曲線は、調査地で判定した岩盤や崩土の明度とその変化を表している。縦軸は明度であり、横軸は経過年数である。経過年数は岩盤が風化作用を受け始めた時期からの年数である。具体的には、現在の地形が形成された時期からの年数であり、その時期はその地域の地形発達史から推定した。

同図に、五十子平地域の2箇所、五十子平とその南に隣接している下鰈池(新潟県十日町市松之山地内)から得られた曲線をも示した。天明5年(1785年)に発生した五十



図一4 崩土等の白色化と地すべり発生条件

子平地すべり地の基盤は新第三紀中新世の須川層(黒色泥岩)であり(布施、2006)、側方滑落崖に露出している泥岩の色は黒色(N 2/0)であった。そしてその崩土(泥岩礫混じり粘性土)の色は暗黄褐色(10YR 4/3)であった。また、1964 年に発生した下鰐池地すべり地の崩土(泥岩礫混じり粘性土)の色は、上部斜面では黒褐色(5YR 2.5/2)であり、中部斜面では褐色(7.5YR 4/4)であった。現在の地形が形成された時点や地すべりが発生した時点での基盤岩の明度は、滑落崖およびその周辺での新鮮な岩石の明度から推定した。

図一4に示したこれらの曲線は、時間(年数)の経過とともに風化すること、したがって地すべりが発生するための内的条件が増大することを表している。なお、松倉(2008)によると、すでに Matsukura(1996)は、土の強度( $\phi'$ )が風化(粘土分の増加と粘土鉱物の変質)によって、時間の経過とともに逆S字型に減少することを図示している。このことは、時間の経過とともに、内的条件がS字型に増大することを示しているのである。

地すべりが発生するための条件には、内的条件のほかに外的条件がある。それらの関係を力学的に表現すれば、内的条件が小さいとき、つまり粘着力や内部摩擦角が大きい場合には、外的条件としての大きな間隙水圧を必要とするのであり、逆にそれらが小さいときには、より小さい間隙水圧で足りる。したがって、地すべりの発生に必要な外的条件の相対的な大きさの変化は、内的条件とは逆の曲線(逆S字型の曲線)になる。

一般に、粘着力や内部摩擦角は、岩盤や崩土等の風化が進展するとともに小さくなる。風化の進展は必然である。したがって、内的条件は風化の進展いいかえれば時間の経過とともに増大する。そして内的条件の増大に伴って、必要な外的条件の大きさは減少する。つまり、必要な外的条件の大きさは内的条件に規制されているのである。

それらの内的条件と外的条件の状態量をそれぞれ  $I_c$  と  $O_c$  で表せば、地すべりの発生  $E_v$  を次のように表現することができる。

$$E_v = f(I_c + O_c) \quad \text{ただし} \quad O_c = K / I_c$$

第1の式は、地すべりの発生には内的条件と外的条件との両方が必要であることを示している。第2の式では、外的条件は内的条件に規制されながら、比例係数  $K$  で内的条件に反比例していることを示している。内的条件が非常に小さいとき、たとえば固く膠結した岩盤では、地すべりが発生するためには大きな外的条件を必要としているのであり、実質的に地すべりが発生しない。逆に、極めて軟らかい粘土では内的条件が非常に大きく、わずかな外的条件で容易にかつ継続的に地すべりが発生する。実際の地すべり地では、内的条件の大きさはそれらの間にあるのであり、したがって必要な外的条件の大きさもそれらの間にあることになる。これらの式による地すべりの発生(滑動)と停止についての詳細な展開は、後に述べる。

ところで、岩盤等の風化に対応して、地すべりの活動期には次に述べる3つの段階が区別できる。それらの段階を図一4の上欄に示した。ただし、これらの区分の時期は、それぞれの地すべり地によって異なるのであり、経過年数による絶対的な時期を示したものではない。

最初の段階は、現在の地形が形成されて岩盤が風化作用を受けるようになり、その岩盤に地すべりが発生するまでの過程である。調査地の小規模な地すべり地の例では、900 年代前半(平安時代)には現在の地形がほぼ完成していた(布施、2009)のであるから、実際に地すべりが発生した 1440 年頃までのおよそ 500 年以上にわたって、シルト岩は岩盤のまま風化作用を受けてきたことになる。その間での明度の変化は、傾動地塊でのシルト岩が示しているように、標準土色帖では表現できない程度のわずかな変化であった。

この段階で岩盤に地すべりが発生した。そこでは風化がわずかしこ進行していなかったのであるから、いいかえれば内的条件が小さかったのであるから、岩盤での地すべりが発生するためには相対的に大きな外的条件が必要であった。この岩盤で地すべりが発生した 1440 年頃は小氷河期の初期であり、多量の降水があった。そして腐植物や小礫を含む粘性土である旧河床堆積物で覆われていた上部の平坦地は、それらの降水を容易に地下に貯留し、さらには浸透することを可能にしたであろう。その結果、風化の初期段階にあったこの岩盤で、地下水位が大幅に上昇したのであろう。

第 2 の段階では、岩盤での地すべりの結果、岩盤は礫混じりの崩土となる。崩土は急速に風化し、明度が高くなる。調査地の例では、小水路に再堆積した粘土は、地すべりが発生してからおよそ 600 年以内で明度が 7 にまで高くなっていた。しかし、傾動地塊を形成している崩土や礫混じり粘性土の崩土では、その明度は岩盤のそれとあまり変わっていない。そこでは褐色化していた。崩土が風化作用を受けて褐色化することは、先に述べたように、丸井(2001)や佐野ほか(2004)、前田ほか(2006)そして横田・妹尾ほか(2006)等が指摘している。未風化のシルト岩の明度が高かったために、その崩土が褐色化しても、大きな明度差にはならなかったのである。

調査地の地すべり崩土では、現在のところ地すべりの徴候はない。安定しているようにみえる。いわゆる免疫性を獲得しているといえる。現在の崩土は、上に述べたように、褐色化が進んでいる段階である。しかしいずれ風化(内的条件)がさらに進行するとともに、地すべりが発生するであろう。その地すべりは地すべり崩土での地すべりである。そこでは、外的条件は、風化が進んだ分だけ、先の段階よりも小さな条件で足りるであろう。それでも、次の段階よりは風化が進行していないのであるから、それよりは大きな外的条件を必要とするであろう。そのために、この段階の地すべりは間歇型になるのである。地すべりのいわゆる免疫性とは、この間歇型地すべりの休止期間であり、崩土がさらに風化するまでの見かけの休止期間である。

間歇的であるとはいえ地すべりが繰り返し発生するのであるから、先に述べた守隋(1999)や丸井(2001)の指摘のように、地すべりの滑動によって崩土はさらに細粒化する。西山・松倉(2002)は、化学的風化指標値の時間的变化は、比表面積の増加率に規制されていると指摘している。細粒化した崩土では、化学的風化が急速に進展し、白色化が進行する。それとともに、内的条件がより大きくなるのであるから、地すべりが発生するために必要な外的条件はより小さくなる。したがって、地すべりの休止期間が次第にますます短

くなる。

享保年間(1716～1736 年)に発生したといわれている沖見地すべり地(新潟県上越市牧区)では、南木ほか(2002)によると、地すべり地の上部斜面を横断している村道(現在は市道)が毎年の融雪期には大きく変形している。

地すべり地の基盤は新第三紀中新世の黒色泥岩である。その色は、風化が進んだ表層では黒褐色(2.5Y 3/1)であり、深部では黒色(N 2/0)であった。崩土は明褐色(7.5YR 5/6)の粘性土であり、黒褐色の泥岩礫を含んでいる。基盤の黒色泥岩は、地すべりを契機にして地すべり崩土になるとともに細粒化し、白色化しているのである(図一5)。

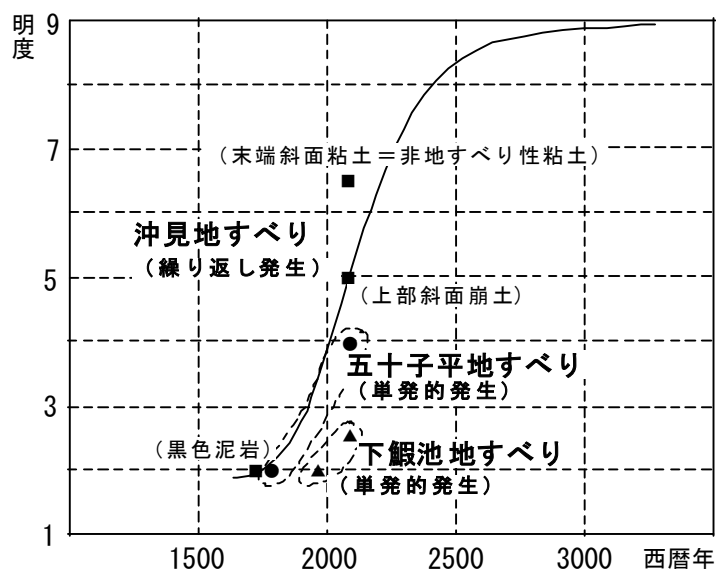
また、それとほぼ同じ時期に発生しながらその後は大きな変動がなかった五十子平地すべり

の崩土や近年に発生した下鰐池地すべりの崩土と比較すると、繰り返し滑動している沖見地すべりの崩土は細粒であり、白色化が進んでいる。

なお、沖見地すべり地の末端には、平方川及びその右支川に向かって3段の段丘状の平坦地が見られ、それらに青黒い粘土層が分布している。小出(1955)は、地すべり地には青色や青黒い色の特殊な粘土があると指摘し、それらを地すべり粘土と呼んだ。

沖見地すべり地の青黒い粘土層は、いずれも黄褐色の礫混じり粘性土に覆われている。それらの礫混じり粘性土の厚さは、1 mから2 m程度である。高位の平坦地の粘土層の層厚は80 cm以上である。中位及び河床に近い最低位の小段での粘土層の層厚は、それぞれ50 cm程度と20 cm以上である。それらの青黒い粘土層は腐植物を含んでおり、リグニン臭があった。腐植物を除いた粘土の色は灰色から灰白色(N 6.5/0)であった(図一5の「末端斜面粘土」)。それらの<sup>14</sup>C年代測定結果は、高位の粘土層から順に31720±250y. B. P(後期更新世)、5630±40y. B. P(紀元前4460年頃、縄文安定期)及び580±40y. B. P(1400年頃、室町時代中期)であった。これらのことから、末端斜面に露出しているこれらの青黒い粘土層は、沖見地すべりが発生する以前の旧河床堆積物である。

さて、第3の段階になると、崩土は粘土化し、白色化がさらに進行する。いわゆる地すべり粘土である。地すべり粘土では内的条件が大きくなっているものであり、地すべりが発生するために必要な外的条件はさらに小さくなる。守随(1999)は、粘土分が増加するほど土の摩擦抵抗が小さくなりそれが第三紀層地すべりが繰り返し再活動する原因であると指



図一5 地すべり履歴と崩土の白色化



摘している。この段階の地すべりは、必要な外的条件が小さく、毎年の梅雨期や融雪期などで地下水位がわずかに上昇しただけでも滑動する。逆に、地下水位がわずかに低下しただけでも、地すべりが停止することになる。地すべり粘土での地すべりは、発生(再滑動)と停止とを短期間にかつ不断に繰り返すのである。つまりそれは継続型の地すべりである。

継続型地すべりの例としては、猿供養寺地すべり(新潟県上越市板倉区)がある。地すべり地の基盤は、新第三紀中新世の黒色泥岩である。中村(1970、1972)は、猿供養寺地すべり地では、一般に厚さ 1.0m から 1.5m の表土層の下位に、礫を含む厚さ 2.0m から 2.5m の粘土層があると指摘し、その粘土層には赤褐色層と青灰色～灰白色層とがあると述べている。そしてこの粘土層の下部に、すべり面粘土(厚さ 2 cm から 4 cm 程度の非常にネトリした粘土)があることを指摘している。すべり面粘土の上位に、白色化した、高い明度の粘土層が存在しているのである。その明度はおそらく 8 程度であろう。

地すべりが継続的に発生しても、地すべり粘土は、物理的にもまた化学的にも風化作用としては最終の段階にあるのであるから、それ以上に風化することがない。崩土全体での白色化の進行はさらに緩くなる。この段階ではむしろ、猿供養寺地すべり地の赤褐色粘土層のようにまだ白色化していない崩土が白色化することになる。やがて崩土全体が白色化し、風化・白色化が完結する。つまり厚い地すべり粘土層が形成されるのである。地すべり粘土層が厚く発達すると、布施(2008)が指摘したように、地すべりは自ら消滅する時期を迎える。

この段階の地すべりを先に示した数式で説明すれば、次のようになる。軟らかい地すべり粘土層が発達することによって内的条件が大きくなり、それに反比例して、地すべりの発生に必要な外的条件が小さくなる。地下水位のわずかな変動でも、地すべりの発生と停止とが容易に繰り返されるようになるのである。このようにして、地すべりの発生が地下水位の上昇など、外的条件に支配され規制されているように見えるのである。

そして、さらに厚く発達した地すべり粘土層では、それ以上に風化することがないのであるから、内的条件は最大になっている。したがって必要な外的条件は最小である。しかし同時に、そのような粘土層は難透水性であり、布施(2008)が示したように、降水の滲透や地下水の流入・変動を妨げている。そこでは、地下水位の上昇という外的条件が欠けているのである。河川による浸食など他の外的条件が無視できるならば、そこでは地すべりが発生しなくなるのであり、地すべりが消滅するのである。外的条件の欠如が地すべりを消滅させているように見える。しかしここでも、外的条件を規制しているのは地すべり粘土層の物性であり、内的条件である。

上に述べた第 1 の段階から第 3 の段階までのこれらの過程は、どの段階であっても、それぞれの地すべり地ごとの環境に規制されて進行する。岩盤が地すべり崩土に転化する契機は地すべりである。ところが、地すべりが発生するための外的条件は、地形や降水などを初めとするその斜面の環境に規制されている。したがって、多くの偶然にまかされているのである。たとえば、調査地の小規模な地すべり地には再活動の徴候がなく、現在の段

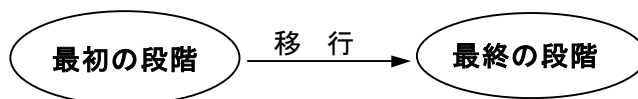
階で停止しているようにみえる。また、羽山地すべり地(新潟県妙高市)では、厚い粘土層の発達によって地すべりの発生が抑止されている(布施、2008)。

このように、短い期間や個々の地すべり地をみたときには、崩土が地すべり粘土にまで変化しないことがあり得るように、そこでは必ずしも厳密な法則性が貫徹しているとは限らない。しかし長い期間を通してみれば、そのような地すべり地であっても、遅かれ早かれ崩土は地すべり粘土にまで変化するのであり、また、どの地すべり地であっても、崩土は地すべり粘土にまで変化するのである。したがって、岩盤が地すべりを契機にして地すべり粘土にまで変化するのは完全に合法則的であり、同時に、それはこれらの動揺を含んでの必然性である。

## 5 地すべり形態の発展

地すべりには崩土等の形態に対応した3つの形態があることを述べた。それらは岩盤での地すべり、地すべり崩土での地すべりそして地すべり粘土での地すべりであった。これらの地すべり形態は、この順序で発生している。以下では、これらの形態間に、より先に発生した形態からより遅れて発生する形態へと必然的に発展する関係があることを明らかにする。なお、発展とは、不可逆の質的变化である。

地すべりの形態が発展することを初めて指摘したのは、小出(1955)である。地すべりには初期の段階と最終の段階があることを指摘し、前者が後者の要素をつくりだすとともに後者への移行をもたらさずには行われぬという必然性をもってその運動を貫徹しようとしていると述べている。そして、この運動は地すべり自らの運動であり、地すべりの自己運動であると指摘している。そこでは、地すべりには初期の段階と最終の段階という互いに独立した異なった形態があること、そしてそれらの間には、先に発生した前者の形態が遅れて発生する後者の形態に必然的に移行する関係が、つまりそれらは移行関係にあることが指摘されているのである(図—6)。



図—6 地すべり形態の移行関係

しかし、そのような移行関係は、互いに独立している二つの形態の間で一

者から他者にその形態を移行(変化)させる関係であり、現象に現れた関係つまり外的な関係である。そのような移行関係が認められるということは、それらの形態間にそのような現象しなければならない必然的な内的関係が存在していることを示している。したがって、地すべりが自己運動として発展する必然性を示すには、地すべりの形態間に存在するそのような内的関係あるいは内的な構造を明らかにすることが必要である。

地すべりは山地斜面の一部が移動する現象である。その移動は、いろいろな山地斜面で発生している。それらの移動に共通しているのは、それらの山地斜面がいずれも自重を持

っているということである。つまりそれらの移動は自重<sup>\*2</sup>に起因しているのである。いいかえれば、地すべりは山地斜面の自重で発生するのである。

どのような山地斜面も、それぞれに具体的な重さで表されるあれこれの具体的個別的な自重を持っている。そのような具体的な自重は、その斜面物質の具体的な圧密や移動する原動力の大きさとなって表われ、具体的個別的な山地斜面を特徴付けているのである。つまり、それぞれの個別的な地すべりの規模や形状等を具体的に規制しているのである。

しかし、そのような個別的な地すべりではなく、すべての地すべりあるいは地すべりそのものを考察の対象にしているここでは、移動しているどのような山地斜面にも共通する自重は、むしろそのような具体的な重さを捨象した、あるいは無視した自重であり抽象的な自重である。いいかえれば、すべての地すべり斜面に共通しているのは、そのような具体的な重さを無視した自重を持っていることであり、それは、たんに自重を持っているということだけである。どの斜面物質も自重を持っているから、その自重によって斜面下方に移動するのである。そのような具体的な重さを無視した自重は、他とは区別できない自重である。つまり、地すべりの本質は無差別の自重である。

地すべりは、無差別の自重であるというその本性のゆえに、したがって必然的に、どのような山地斜面にでも現象するのである。実際に、岩盤での地すべりは、硬い泥岩層はもとより地すべり崩土に近い旧河床堆積物にまで、いろいろな岩盤で発生している。どのような山地斜面にでも地すべりが発生することを具体的に示しているのである。

しかし岩盤での地すべりは、その岩盤では一度だけの発生である。ある斜面の岩盤に地すべりが発生してしまえば、それによって移動した岩盤は地すべり崩土になる。それは、先に述べたような傾動地塊であったにしても、すでに岩盤ではなく崩土である。その滑落崖(岩盤)に新たな岩盤での地すべりが発生することがあるにしても、地すべり崩土になったかつての岩盤には、岩盤での地すべりが二度と発生することはない。このように岩盤での地すべりがその岩盤では一度だけ発生するということは、確率論的に、その地すべりの発生が偶然でも起こり得ることを示している。これは、地すべりの発生が必然であることを示すには不十分な表現形式である。

地すべり崩土での地すべりは、その移動の結果として、やはり地すべり崩土をつくりだす。その地すべり崩土では、間歇的であるとはいえ、地すべりが繰り返されるのであるから、地すべりの発生はたんなる偶然ではなくなる。地すべり崩土での地すべりは、確率論的に地すべりが発生する必然性を示している。ここでは、岩盤での地すべりが持っていた不十分な表現形式が克服されているのである。

ところが、地すべり崩土は、地塊状の崩土からこぶし大の礫を混じる粘性土、あるいは細礫を混じる粘土等と雑多であり多様である。つまり、この形態の地すべりは、いろいろ

---

<sup>\*2</sup> 自重：一般に、地すべりは重力によって斜面の一部が斜面下方に移動する現象であるといわれている。しかし、山地斜面が移動するのは、その斜面物質が自重を持っているからである。

な崩土で発生しているのである。それは、崩壊型に近い滑動をする地すべりから粘稠型に近いものまで、それぞれの崩土の種類に応じていろいろな移動形式をもった地すべりである。森屋ほか(2008)は、変位量観測の結果に基づいて、崩土が破碎・風化した程度に応じて地すべりの移動形式が異なることを示した。このように、崩土の種類によって地すべりの移動形式が異なるのであるから、地すべり崩土での地すべりの移動形式の数は崩土の数だけ存在していることになる。したがって、崩土での地すべりは統一した表現形式を持っていないのである。

地すべり粘土での地すべりは同じ斜面で継続的に発生し、いつでも地すべり粘土を再生産する。再生産される地すべり粘土は風化の最終段階にある粘土であり、したがってそれらは従前と同じ地すべり粘土である。ここでは、いつも同じ地すべり粘土で地すべりが発生しているのである。その結果として、地すべり粘土での地すべりは、いつでも粘稠型の地すべりである。つまり、いつも同じ表現形式、したがって統一した表現形式があるのである。

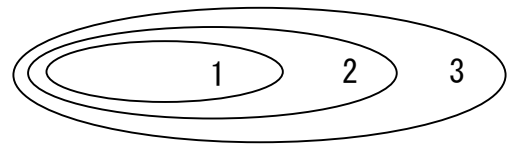
このように、地すべり粘土での地すべりは、どのような山地斜面にでも同じように発生するという、岩盤での地すべりが表現し、地すべり崩土での地すべりが必然性にまで高めたそれを受け継ぎ、さらに、地すべり崩土での地すべりがもっていた表現形式の不十分さを解消しているのである。地すべり粘土での地すべりで初めて、無差別に発生するという地すべりの本性、つまり、どのような山地斜面にでも同じように発生するという地すべりの本性が、完全に表現されているのである。したがって、この地すべりの形態が地すべりの最終の形態である。

ところで、どのような山地斜面にでも同じように発生するという地すべりの本性からすれば、第1の形態(岩盤での地すべり)は、発生する斜面が岩盤だけに制限された不十分な形態である。そのために、この形態は、より発展した形態にまで発展せざるを得ないのである。

また、第1の形態は、どのような岩盤の斜面にでも発生するということから、たとえば旧河床堆積物のような、崩土に近い物性の岩盤にでも発生し得るのである。したがって、第1の形態は可能的・潜在的に第2の形態(地すべり崩土での地すべり)であり得る。つまり、第1の形態は萌芽として第2の形態を含んでいるのである。逆に、第2の形態は、第1の形態から引き続いて発生したのであり、第1の形態を歴史的にその構成要素として含んでいるのである。そして第2の形態は、上に述べたように第1の形態が持っていた不十分な表現形式を克服しているのであり、第1の形態とは質的に異なった形態である。したがって第2の形態は、第1の形態を含んだものとして、それよりも質的に高い次元の形態である。

第2の形態と第3の形態(地すべり粘土での地すべり)との関係も同様である。雑多で多様な崩土で発生する第2の形態は、その延長として、まったくあるいはほとんど礫を含まない崩土つまり地すべり粘土にでも発生し得るのであり、可能的・潜在的に第3の形態で

ある。逆の関係では第3の形態は、第2の形態を含んでいるのである。したがって、第3の形態は質的に最も高い次元の形態である。



図—7 地すべり形態の階層構造 (1～3: 地すべりの形態)

これらの関係を図—7に示す。これらの形態は互いに緊密な内的連関を持った階層構造となっているのである。そしてこれらの形態がこのような階層構造となっているということは、これらの形態が互いに質的に異なっていると同時に、それらは同一の範疇に属しているものであり、

地すべりという互いに同一のものであることを示しているのである。そして同時に、これらの形態は、先に発生した形態から遅れて発生する形態へ、質的により低次の形態からより高次の形態へと発展する関係にあることを示している。この関係は、それらの形態がそれら自身の内に持っている関係つまり内的関係である。したがってこの運動(発展)は、地すべり自身の自己運動であり、必然的な運動である。

これらのことから、地すべり形態の発展は、崩土等の形態が岩盤から地すべり崩土へそして地すべり粘土へと変化したことの結果であり、その表現でしかないように見える。しかし崩土等の形態が変化する契機は地すべりである。そして地すべりは、岩盤や崩土等のどのような物性や形状にもかかわらず、その本性として自らの運動をどこまでも貫徹しているのである。したがってみかけとは逆に、地すべりの運動(発展)が崩土等の形態の変化をもたらしているのである。

## 6 地すべりの発展と地形の発達

地形と地すべりとは、互いに独立した無関係の存在であるように見える。地すべりが発生していない地形(山地斜面)が存在する。明らかに、地形にとっては、地すべりが発生していなくても構わないのである。そして、地すべりは、これまでに述べてきたように、どのような地形にでも発生し得る。特定の地形である必要はないのである。その限りでは、それらは互いに独立した存在である。

しかし一方では、それらの関係は古くから指摘されてきた。たとえば、渡(1971a、1971b)は、地すべりの運動形態に基づいた分類を提示し、地すべりの型(渡、1971a)あるいは地すべりの形態(渡、1971b)によって地すべり土塊の性質(移動体の地質・土質)等が異なることを指摘するとともに、それぞれに対応する地形を指摘している。このように、互いに独立して無関係であるように見える二者が、その見かけとは違って、互いに密接に結びついているのである。以下では、このことを検討する。

松倉(2008)は、地形は地形物質が移動することによって変化(発達)すると指摘し、その表現形式としてマストランスポートとともに地すべりや土石流などを含むマスマーブメントを挙げている。地すべりを含むそれらの運動が地形を発達させることを指摘しているのである。ところが、地形の発達とは地すべりの発生を可能にした(布施、2009)。地形は自ら

の発達によって地すべりを準備し、その地すべりによってさらに発達しているのである。したがって、地形の発達は地すべりの発生を準備するとともに、地すべりは地形の発達をもたらしているのである。つまり、地すべりは地形が発達する契機のひとつになっているのである。いいかえれば、地形は地すべりをひとつの契機にしながら自ら発達しているのである。

地すべりの発生が必然なのであるから、それを契機にしている地形の変化(発達)も必然である。それ故にまた、地すべり地の地形は、地すべり形態の発展によって変化しているのである。岩盤や崩土等は、地すべりを契機にして細粒化そして風化が促進される。より風化が進行した崩土等の斜面は、その崩土等の物性に規制されて、起伏や傾斜度がより小さくなる。地すべり形態の発展とともに、地すべり地の地形は勾配がより緩い斜面になるのである。このことを小出(1955)は、地形は地すべりを起こす原因ではなく結果であり、地すべり現象のそれぞれの段階に応じた姿勢を示しているのであると指摘している。地すべり地では、地すべりの発生(再滑動)や地すべり形態の発展は、いわゆる地すべり地形が発達する主要な契機である。

地形の発達は、地すべりをその契機のひとつにすることで、地すべりよりも質的に高いレベルの運動形態であることを示している。したがってここでも、地形の発達と地すべりとの内部構造は、前者が後者を含む階層構造となっているのである。つまり、地すべりを契機のひとつとする地形の発達は、地形の自己運動(造地形運動)である。

## 7 おわりに

新第三紀中新世の黒色泥岩等を基盤とする地すべり地の岩盤や地すべり崩土等の風化の程度をそれらの明度で表現することを提案し、その上限値と下限値との間を成長曲線で表した。それによって、岩盤から崩土へ、そして崩土から地すべり粘土への風化の進捗程度に応じて、地すべりの形態が岩盤での地すべりから崩土の地すべりへ、そして地すべり粘土での地すべりへと変化することを示した。そして、これらの形態間の内的関係としての階層構造を明らかにすることで、それらが必然的な発展関係にあることを示した。さらに、地すべりの諸属性(地すべりの免疫性や間歇型、継続型そして崩壊型や粘稠型等の地すべりの現象形態)が地すべりの発展形態と密接に関連していること、そして全体の中でのそれらの位置を明らかにした。

それぞれの形態の地すべりが発生するのは、岩盤や崩土等の内的条件と外的条件とに規制されている。そしてそれらの条件の間関係では、内的条件が支配的であり外的条件を規制していることを示した。

地すべりは、岩盤での地すべりから崩土での地すべりへ、そして地すべり粘土での地すべりへとその形態を発展させる。したがって、それぞれの地すべり形態が発展するのは、岩盤から崩土そして地すべり粘土へと、斜面物質が変化した結果であるように見える。しかし地すべりの発展過程を貫いているこの運動(発展)は、その根拠を地すべり自らのうち

に持っている運動つまり地すべりの自己運動であり、運動が一時的に停止したように見える等の動揺を含んだ必然的・合法則的な運動である。それは、それらの地すべり形態が階層構造となっていることからもたらされる必然性であった(図一7)。したがって、みかけとは逆に、その運動によって岩盤が地すべり粘土にまで変化するのである。つまり、地すべりの内的条件の変化、したがってそれに対応した外的条件の変化は、地すべりの発展によって規制されているのである。

地すべり粘土での地すべりは、どのような山地斜面にも同じように発生するという地すべりの本性を完全にかつ具体的に表現している。したがってそれは、地すべりの最終形態である。そして、厚い地すべり粘土層が発達することで、地すべりは消滅する。

また、地形の発達とは地すべりの発生を準備するとともに、地すべりは地形の発達をもたらしていることを示した。つまり地すべりは、地形が発達する契機のひとつであることを示したのである。したがって、それらの関係は地形の発達が地すべりを含む階層構造であり、地形が発達するその運動(造地形運動)は、地形の自己運動である。

## 参考文献

- 安藤 武(1971)：地すべりと風化機構に関する考察、地すべり、vol. 8、no. 2、p. 1-10
- 兼松四郎(1962)：新潟県新井市地方の地回り粘土の性質について (演旨)、地質雑、vol. 68、no. 802、p. 396
- 川崎 了・趙 祥鎬・金子勝比古(2007)：エコーチップによる人工風化岩の風化層厚の推定、応用地質、vol. 48、no. 4、p. 162-169
- 紀平潔秀(1990)：すべり面粘土の物理的・力学的特性、地すべり、vol.27、no.2、p.1-8
- 小出 博(1955)：日本の地回り—その予知と対策—、東洋経済新報社、p. 43, 62, 86, 230
- 児玉貴幸・渡部直喜・丸井英明(2000)：新潟県東頸城地域の新第三紀層地すべり泥岩の化学風化作用とせん断強度特性、新潟大災害研年報、no. 22、p. 17-30
- 小山正忠・竹原秀雄(2007)：新版標準土色帖(2007 年版)、農林水産省農林水産技術会議事務局監修、(財)日本色彩研究所色票監修、日本色研事業(株)
- 佐野博昭・山田幹雄・奥村充司・出村禧典・能澤真周・加治俊夫(2004)：切土法面における酸性土の形成とその工学的性質の推定法、地すべり学会誌、vol. 41、no. 2、p. 70-76
- 守随治雄(1999)：第三紀層地すべり地におけるすべり面の発達過程とすべり面粘土の生成について、地すべり、vol. 36、no. 2、p. 13-22
- 高橋 学(2003)：平野の環境考古学、(株)古今書院、p. 63、103
- 中村浩之(1970)：薄い粘土層を挟んだすべり面のせん断強度、地すべり、vol. 6、no. 4、p. 1-5
- 中村浩之(1972)：黒色泥岩地帯における地すべりの土質工学的特性—特に猿供養寺地すべりについて—、地すべり、vol. 9、no. 2、p. 33-43
- 西田彰一(1970)：最近における新潟県下の自然災害とその地質的背景、地質雑、vol. 76、no. 4、p. 175-184

- 西山賢一・松倉公憲(2002)：風化による砂岩礫の物性変化速度、応用地質、vol. 43、no. 4、p. 216-225
- 花岡正明・丸山清輝・小嶋伸一(2005)：第三紀層地すべりにおける地すべり地塊の強度低下機構に関する研究、土木研究所成果報告書、p. 651-662
- 布施 弘(2006)：松之山五十子平地域の地形発達史と地すべり―地すべり発生の条件―、新潟応用地質研究会誌、no. 67、p. 17-36
- 布施 弘(2008)：妙高市羽山地すべり地の地形発達史と地すべり―地すべり消滅の条件―、新潟応用地質研究会誌、no. 70、p. 17-32
- 布施 弘(2009)：十日町市水梨地すべり地の地形発達史と地すべり―地すべりの集中発生時期―、新潟応用地質研究会誌、no. 72、p. 75-90
- 前田寛之・松本義則・長谷部賀宣・何 洋(2006)：“グリーンタフ”地域に分布する堆積軟岩の酸化的条件における化学的風化プロセス―新潟県虫生岩戸及び百川地すべり地域の例―、地すべり学会誌、vol. 42、no. 5、p. 1-8
- 松倉公憲(2008)：地形変化の科学―風化と侵食―、(株)朝倉書店、p. 85-86、154
- 丸井英明(2001)：岩盤・土砂の風化による力学的性質変化の解明と斜面の危険度評価への応用、平成 11-12 年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書、新潟大積雪地域災害研究センター、p. 8-9
- 満下淳二・石沢一吉・遠藤 司・武内俊昭(1998)：岩石の色彩測定と風化区分および物性値評価への応用に関する検討、応用地質、vol. 38、no. 6、p. 370-385
- 南木 均・池田則夫・小野田 勲・白石秀一・小林雄三・古川昭夫・伊藤克己(2002)：新潟県の地すべり―砂防課(国土交通省所管)の地すべりについて―、地すべり技術、vol. 29、no. 1、p. 5-15
- 森屋 洋・高橋明久・阿部真郎・檜垣大助(2008)：地表・地中変位データから見た東北地方の新第三系地すべり移動地塊の変形構造、地すべり学会誌、vol. 44、no. 6、p. 31-38
- 谷津栄寿(1965)：日本の地すべり粘土について、粘土科学、vol. 4、no. 3、p. 8-16
- 横田修一郎・久保真大(2002)：石材としての“来待石(きまちいし)”の風化形態と風化特性、日本応用地質学会研究発表会講演論文集、p. 103-106
- 横田修一郎・西山賢一・原口 強・井口 隆(2003)：岩石色彩値の深度変化からみた山形県白鷹火山周辺の風化環境と山体崩壊の可能性、地すべり学会誌、vol. 40、no. 4、p. 25-34
- 横田修一郎・妹尾大輔・西山賢一(2006)：色彩値変化からみた来待石の風化速度、応用地質、vol. 47、no. 4、p. 188-195
- 渡 正亮・阿部彰夫(1962)：福島県、滝坂地すべりについて、新砂防、vol. 15、no. 2、p. 1-15
- 渡 正亮(1971a)：地すべりの型と対策、地すべり、vol. 8、no. 1、p. 1-5
- 渡 正亮(1971b)：ダム貯水池の地すべりの発生機構と予知、土木技術資料、vol. 13、no. 5、p. 19-25