<報 文>

地すべりと岩石の力学的性質

— 新潟県山中背斜を例として —

Landslides and mechanical properties of rocks

—An example of the Yamanaka anticline, Niigata, Japan—

岩 松 暉* 服 部 昌 樹** 西 田 彰 一*

Akira IWAMATSU, Masaki HATTORI and Shoichi NISHIDA

Abstract

There are several landslide areas along the axial trace of the Yamanaka anticline which is composed of the Miocene to Pleistocene formations. Landslides are well developed in the hinge of the anticline, but not in the limb, even though the strata are of the same horizon. Especially large landslide areas are situated where the anticlinal axis is curved or warped. It suggests that folding has influence on the development of landslides.

Mudstone and sandy mudstone of the Pliocene formations, collected from the hinge and the limb, are deformed and fractured under condition of triaxial compression at the strain rate of 1×10^{-4} /sec. Rocks from the hinge have lower strength, smaller Young's modulus and higher ductility than those from the limb. Longitudinal strain under the hydrostatic pressures of $1,000 \text{ kg/cm}^2$ is greater in the rocks from the hinge. Namely the rocks of the hinge can be strained more easily than those of the limb. It also shows that the rocks of the hinge is weaker to deformation and/or failure including landslide formation. It may be attributed to their textures disturbed by the tectonic flow in folding.

There are different kinds of fractures in the different parts of the anticline. Transversal extension fractures or gashes are well developed in the hinge. As weathering is accelerated by ground-water permeation through these fractures, landslides are well developed in the hinge of the anticline.

1. はじめに

地すべりは、地表およびその近傍で起る地殻構成物質の変質・破壊・斜面移動などからなる一連の現象である¹⁾。このようにとらえるならば、地すべりの研究、とくに予知・予測にとって、構造地質学のはたすべき役割は非常に大きいといわなければならない。しかしながら、従来の地すべり報告書には、その冒頭に地質的素因の一項がもうけられ、主として、岩質や地層面の傾斜の方向と地すべりとの関係などが、ほんのつけたりに論じられているにすぎなかった。地質構造との関係については、地すべり地の空間的分布が、断層やしゅう曲と一致している場合があると述べられている程度で、その理由について、「地すべりの構造規制」といった観点から、真正面からとりあげたものはほとんどみられなかった。

一般に、現象を支配している要因は、「物性」と「場」の2つにはっきり区別して考える必要があり、地すべりについても同様である。植村(1974)は、これを「内的原因」と「外的条件(環境条件)」と呼んでいる¹⁾。前者の初生的性質は、岩質や構造の諸因子によって決定されるが、これらは、外的条件の変化に応じて、時とともに

変化していく。このように後の諸作用によって付加される因子を、ここでは「獲得因子」と呼んでおく。後者の外的条件は、変質・風化・造構作用などで、重力や地形もある意味ではこれに入れてよい。このようにしてみると、どのような因子をその後獲得したかによって、地すべりに対する抵抗力に違いがでてくることになる。筆者らは、この点に着目して、造構環境とその結果としての岩石の力学的性質を中心に研究をすすめた。このような研究は、一見あまり迂遠と思われるかも知れないが、地すべりの研究にとって、本質的に重要な基礎研究であると考えらる。

2. 山中背斜の地質と地すべり

(1) 地すべり地形

新潟県の新第三紀層分布地域には、数多くの地すべり地が存在している。その中には、しゅう曲、とくに背斜構造と空間的分布が一致するものも多い²⁾。新潟県刈羽郡高柳町東方に位置する山中背斜³⁾もその一例である(図-1)。図-2は、航空写真から判読した地すべり地を記入したものであるが、地すべり地の分布は背斜軸と見事に一致し、背斜軸が屈曲しているところでは、やはり平行して曲っている。とりわけ大きな地すべり地は、北から、八重沢・塩沢・山中・栃ヶ原・桐山である。これ

* 新潟大学理学部地盤災害研究施設

** 石油資源開発株式会社技術研究所

らの地すべり地が、傾斜 20° 以下の平坦な低地をなして、軸部に連続して分布するのに対し、両翼には、これと対照的に、傾斜 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の高い嶺が平行して連なっている。また、地すべり地は水量が豊富なため水田として利用されることが多く、地形図上で、傾斜地水田（いわゆる“棚田”）をぬりつぶしてみるだけでも、背斜軸の位置を知ることができるほどである（図-3）。このように、同一の地層でも、翼部には地すべり地があまり見られないのに、軸部には地すべりが発達している。もちろん、同じ場所では、泥岩のほうが、砂岩にくらべて地すべりが起きやすく、そのため、砂岩はケスタ地形やU字型の山陵（軸部の場合）を形づくっている。

(2) 地質概説

柏崎市南方の米山火山岩体を取りまいて、比較的短軸（5～10 km）の背斜が弧状に分布しているが、この山中背斜もそのひとつである。軸部には後期中新世の椎谷層

が露出し、それをおおって、順次、鮮新世の西山層・灰爪層、更新世の魚沼層が分布する（図-1）。これらの地層相互の関係は、いずれも整合である。

椎谷層下部は、暗灰色ないし黒色の塊状泥岩（粘土岩）、または暗灰色泥岩と灰白色凝灰質細～粗粒砂岩の互層である。互層は、やや泥質部分のほうが多く、各単層の厚さは 10cm～1m である。砂岩の多くは級化層理を示している。層厚は 200m 以上である。上部層は、ノジュールを含む塊状中粒砂岩で、ときにスランプ構造が見られる。層厚は 30m である。西山層は、暗灰色～帯緑灰色塊状泥岩（粘土岩）からなり、風化すると細かく砕けるのが特徴である。また、かなり連続のよい中粒砂岩層や砂岩泥岩互層の部分をはさむ。層厚は 450m である。灰爪層は、青灰色塊状砂質シルト岩または各単層の厚さが 5～10cm の砂質シルト岩細～中粒砂岩互層からなる。層厚は 280m である。魚沼層は、黄褐色粗粒砂・

細粒～中粒砂岩・泥岩の互層からなり、側方変化がはげしい。層厚は 240m 以上である。今回の研究によって、岩相変化がはげしいのは好ましくないので、魚沼層については調査しなかった。

3. 山中背斜の構造

図-2 において注目すべきことは、同じ灰爪層の分布するところでも、軸部の八重沢付近では大規模な地すべりを起しているのに対し、翼部では嶺をつくっていて、地すべりを起していないことである。岩質はまったく同じシルト岩であるのに、構造的位置の違いによって、このように地すべりの発達に差異があるのはなぜであろうか、そこで、まず野外において、構造地質学的な調査を行った。

(1) 大構造

図-4 は、層理面の極をシュミット網上半球に投影した π -ダイアグラムである。しゅう曲軸は、北方の塩沢付近で、N 30° E の方向へ 20° プランジしているのに、山中付近ではほぼ水平になっている。これは、地質図に示されているように、山中付近ではドーム状構造になっているからである。栃ケ原付近は、胴切り断層でずれていたりと、しゅう曲軸が屈曲しているため、地層の走向傾斜

図-1 新潟県山中背斜地質図

図-2 地すべり分布図

図-3 棚田分布図

図-4 層理面の π -ダイアグラム (シュミット網上半球投影)

B: しゅう曲軸

図-5 地質断面図

Sy: 椎谷層, Ny: 西山層, Hz: 灰爪層, Un: 魚沼層

が乱れていて、はっきりとした大円を描かない。さらに南方の桐山付近では、もと通り N 35° E の方向へ 20°~25° ブラジしている。このように、しゅう曲軸は、上下方

向にも水平方向にも曲りくねっていて、決して直線的ではない。地質図から断面図を描くと図-5 のようになり、地層の厚さが一定と仮定して描くバスク図法がほぼ適用できる。つまり、形態的には同心しゅう曲とみなしてよいものと思われる。

(2) 断裂系

断裂系とはいっても、小断層の発達はまだ良好ではないので、主として節理系を中心に解析を行なった。図-6 は、各露頭で測定した節理系の方位をサブ・エリアごとにまとめて、その代表的方位をウルフ網上半球に投影したものである。ここで、一番よく発達しているのが胴症切り性節理で、とくに背斜軸部において発達が著しい。これは、しゅう曲軸にほぼ直交し、かつ、層理面に対してもほぼ垂直である。一般に連続性に乏しく、ある単層内に限られて発達することも多い。節理面の性質は開口型⁴⁾であまり平滑ではなく、ときに 1cm 程度の褐鉄がしみこんでいることもある。また、山中付近のドーム状構造の部分では、この節理系に平行な厚さ 3cm ほどの砂岩岩脈がみられた。このような野外の事実から、この節理系は、しゅう曲の発達に伴ってできた伸長性割れ目と考えられる。その他の節理系は、胴切り性のものにくらべたら、やや発達の程度が悪く、方向も場所によって異なることが多い。面の性質は開離接触型⁴⁾で、一般に平滑直線的で連続性もよい。また、付近の小断層と平行なことが多い。このようなことから、これらはせん断性割れ目と考えられる。

なお、山中・栃ヶ原付近において、縦走性の砂岩岩脈が見られた。また、図示されたものにくらべたらやや発達が悪いが、その他さまざまな方向をもった節理も見い出される。これらは、しゅう曲軸のとう曲や屈曲に伴ってできた別系統の割れ目であろう。

4. 岩石の力学的試験

次に、構造的位置の違いによって、岩石の力学的性質それ自体がどのように相違しているのか、高圧岩石三軸圧縮試験機を用

いて、岩石の変形破壊実験を行なった。

(1) 試料

試料の採集には、チェーン・ソーのエンジンに改良を加

図-6 節理系統図 (ウルフ網上半球投影)

黒: 胴切り性節理, 点: 縦走性節理, 白: 斜交性節理

えて、ダイヤモンド・ビットをつけた、コアリング・ドリル⁵⁾を使用した。これを使うと、直径 40mm、長さ 15cm くらいのコアを取ることが可能である。風化の影響をさけるため、なるべく沢底の常に流水で洗われているような新鮮な露頭を選び、試料を採集した。また、異方性の影響を除くため、試料はすべて層理面に垂直に取った。試料は、なるべく同一層準で、しゅう曲のいろいろな位置にあるものを採集するよう心がけた。層準がはっきりとおさえやすく、しかも岩質がどこでも均質であることが望ましいわけであるが、この条件を満たしているのは、灰爪層上部と下部の砂質シルト岩および西山層上部の泥岩(粘土岩)である。図-7は試料採取地点を示したものである。なお、同一地点で数個の試料を採取した。

こうして採集してきた岩石を、室温で2週間~1カ月風乾し、旋盤で直径 19.5mm、長さ 39mm の円柱形に成形した。その際、試料が変形するおそれがあるため、冷却水は用いなかった。三軸試験では、両端面の平行度が一番問題になるので、精度は 1/500 以内におさめた。以後は室温 20°C、湿度 60% の恒温恒湿の部屋に保存して実験を行なった。

(2) 装置

実験には、新潟大学理学部の島津製作所製高压岩石三軸圧縮試験機を用いた。この機械は、本体(荷重発生部分と高压容器)、封圧制御部および記録計の三者からなりたっている。荷重は、ねじこみポンプを用いて、油をメイン・シリンダーに送りこむことにより求められる。最大荷重は 50ton である。ひずみ速度は、このねじこみポンプのギヤ比を変えることによって、長さ 39mm の供試体に対して、 $1 \times 10^{-4}/\text{sec}$ ($n=3, 4, 5, 6, 7$) の 5 段階に切り換えることができる。封圧は油圧を用い、最大 $3000 \text{ kg}/\text{cm}^2$ まで加えることができる。実験中の封圧の変動に対しては、容積マイクロメーター式圧力調整器を用いて微調整することが可能である。荷重はロード・セル、変位は差動トランスを用いて、X-Y レコーダーに自記させるようになっている。なお、この装置は、電気炉によって 200°C まで加熱することができる。

(3) 実験条件と手順

すべての実験は、ひずみ速度 $1 \times 10^{-4}/\text{sec}$ 、室温 ($20^\circ\text{C} \pm 3^\circ\text{C}$) で行なった。同一地点からとった試料について、封圧は、 $1 \text{ kg}/\text{cm}^2$ (一軸状態)、 $50 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、 $100 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、 $250 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、 $500 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、 $1000 \text{ kg}/\text{cm}^2$ を与えた。試料の個数の少ないものは、 $1 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、 $500 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、 $1000 \text{ kg}/\text{cm}^2$ の順に優先した。試料を油からシールするために、銅チューブを焼きなまし、さらに硝酸で溶かして薄くした銅ジャケットを使

図-7 試料採取地点

用した。一軸圧縮試験のときは、銅ジャケットがあると、結果的に封圧効果を生ずるおそれがあるため、2枚の薄い銅板で試料をはさむようにした。

このようなシールを行なったうえで、試料をまず静水圧状態におき、それから荷重を加えはじめる。試料が破壊したものは、そこで実験を中止し、破壊を起さないものは、ひずみが18~20%に達したところで、荷重を加えるのを中止した。

次に、記録計に表われるのは荷重-変位曲線であるから、実験中試料の体積変化はないと仮定して、応力-ひずみ曲線を得た。

(4) 実験結果

西山層の泥岩(粘土岩)と灰爪層のシルト岩とをくらべると、一般に、前者のほうが一軸最大圧縮強度が大きく、そのときのひずみ量も大きい。また、変形様式をみると、灰爪層のシルト岩は、ごく低封圧(100~200kg/cm²)でも、Hoshino et. al. (1972)の分類による延性型から粘延性型を示す⁹⁾。そのとき、試料はタル型にふくらむか、もとの円柱状の形態を残したまま全体として大きさが縮小する。一方、西山層の泥岩は、低封圧ではぜい性的な破壊を起し、封圧が高くなると中間型を終て延性型に移行する。なお、変形様式・破壊形態などの詳細は、本論文の趣旨からはずれるので、別に報告する予定である。

5. 背斜内の構造的位置と岩石の力学的性質

前述のように、背斜の軸部と翼部とで、地すべりの発達に顕著な差がある。そこで、岩石の力学的性質と構造的位置との関係を検討してみることにする。構造的位置は、ひとつの目安として、背斜軸からの水平距離を採用した。

(1) 密度と一軸強度

図-8左図は、実験前の試料の容密度(温度20°C、湿度60%)、右図は一軸最大圧縮強度をそれぞれ縦軸にとり、横軸に背斜軸からの水平距離をとったものである。この図から、密度・強度ともに、下位の地層から上位の地層へいくにしたがって、減少することがわかる。これは、主として、上に堆積した地層の荷重によるものと思われる^{6), 7)}。

しゅう曲との関係についてみると、西山層では軸部に近づくにしたがって、密度も強度もともに減少する傾向がうかがえるが、灰爪層では明瞭でない。しかし、強度と密度

との関係をグラフに描くと(図-9)、西山層・灰爪層のそれぞれについてみれば、軸部のものは左下部に、翼部のものは右上部にグループ分けできる。やはり、軸部では密度・強度ともに小さく、翼部ではともに大きくなる傾向が認められる。

(2) ダクティリティとヤング率

Handin & Hager (1957)は、応力-ひずみ曲線において、破壊点のひずみ%をもってダクティリティ(延展度)と定義した⁸⁾。しかし、一般には破壊点を明確に求めることは困難なので、Donath & Faill (1963)は、最大強度点におけるひずみ%と再定義した⁹⁾。ここでは、この定義にしたがうことにする。一般に、同じ強度の場合、ダクティリティが小さいと、極ぜい性型の変形を示し、大きくなるにしたがって、より延性的に変形する。一種の流動しやすさを示す指標といえよう。図-10左図の縦軸には、一軸試験におけるダクティリティがとってある。明らかに、西山層・灰爪層下部・灰爪層上部の三者とも、それぞれ右がりの傾向が認められる。つまり、軸部へ近づくほど、ダクティリティは大きくなる。すなわち、同一層準の岩石では、軸部ほど流動しやすいということを意味している。もちろん、強度が異なるので、西山層のほうがダクティリティが大きいからといって、灰爪層にくらべてより流動しやすいというわけではない。

次に、一軸圧縮試験で、極ぜい性型の変形をするものについて、割線ヤング率を求めた。これは、応力-ひずみ曲線の原点とひずみ1%の点とを結んだ直線の勾配として計算した。図-10右図の縦軸には、このヤング率がとってあるが、やはり、軸部へ近づくほど小さくなる傾向が認められる。つまり、軸部のほうがよりひずみやすい。

(3) 三軸応力下におけるひずみ

封圧を加えると、変形はより延性的になるので、最大

図-8 密度と一軸最大強度

図-9 最大強度対密度図

図-11 静水圧 (1000kg/cm²) 下での縦ひずみ

図-10 ダクティリティとヤング率

6. 考 察

岩石の変形破壊実験の結果、背斜内の構造的位置によって、同層準同岩質の岩石でも、その力学的性質に違いのあることがわかった。それは、いずれも、軸部では翼部に比べて、よりひずみやすいことを示している。しかし、ここで用いた試料は、すでに天然のしゅう曲によって変形した岩石である。このことは何を意味するのであろうか。図-8でみられるように、同一層準の岩石の場合、その

密度にはそんなに大きな差はない。となると、岩石の内部構造に違いがあるということになる。つまり、翼部に比べて軸部では、しゅう曲時に相対的に大きな流動があり、構成鉱物が再配列を起すなどして、微小なすべり面のようなものができたものと考えられる。すなわち、このしゅう曲は Donath & Parker (1964) の分類による flexural flow fold である¹⁰⁾。なお、地質断面図において、層厚がそんなに変化していないことは、流動の量があまり大きくないことを示している。

さて、このような構造的位置による力学的性質の差違をもたらした原因は何であろうか。一般的に、風化・埋没深度の差・膠結物質の差・造構応力の差などが考えられる。風化については、露頭から試料を採取した以上、十分考えられるが、沢底の新鮮な岩石を用いたし、なによりも、風化によるものとすれば、構造的位置によらずもっとばらつき、系統的な差にはならないであろう。埋

強度を求めにくくなる。そこで、一定差応力時のひずみを取り、それと背斜軸との距離の関係を調べてみた。500kg/cm²以下の低封圧状態では、弱いながらも負の相関が認められ、やはり、軸部ほどひずみやすいことがわかった。しかし、封圧が1000kg/cm²になると、相関関係ははっきりしなくなる。これは、高封圧下では、すべての変形が粘・延性型になり、応力-ひずみ曲線がほとんど一致するためである。

図-11は、封圧が1000kg/cm²のときの静水圧状態下における縦ひずみを縦軸にとってある。これは、軸圧を加えない状態で試料がどれだけ縮んだかを示している。これも、やはり、軸部に近づくほど増大する傾向が認められ、軸部ほど縮みやすいことがわかる。なお500kg/cm²以下の低封圧状態では、ひずみ量がごく小さいため、構造的位置による差はあまり認められない。

没深度の差については、たしかに西山層と灰爪層の差の主原因である^{6),7)}。しかし、同一層準の地層の場合、背斜の両翼でも、距離的にせいぜい 2km くらいしか離れていないし、地質断面図からも有意の差を認め難い。岩石の膠結物質については、佐藤 (1972) によれば、同層準の地層で、構造的位置の違いによって、粘土鉱物の組成にそう大きな差は認められない¹¹⁾。したがって、岩石の力学的性質の差は、構造的位置による造構応力の差によるものと考えてよい。

このような岩石の力学的試験の結果と、前述の断裂系の研究結果を総合すると、次のようにいえる。しゅう曲の軸部と翼部では受けた造構応力が異なり、軸部は、流動が相対的に大きく、岩石の内部構造がみだされて“弱く”なっている。そのため、地すべりに対する抵抗力も低下する。その上、開口型の伸長節理が発達するような引っ張り応力下におかれたため、さらに強度が低下し、その割れ目に沿って地下水が浸透するなどして、風化が促進される。その結果、しゅう曲軸部に地すべりが多発するものと思われる。なお、山中や栃ヶ原のように、しゅう曲軸がとう曲したり屈曲したりしている場合には、それに伴う別系統の割れ目が重なって、より一層地すべりを起しやすくしているものと思われる。もちろん、新潟のような活しゅう曲地帯では、背斜は隆起して山陵部になっているので、この地形的な影響も大きい。

7. おわりに

以上述べてきたように、地すべりと地質構造および岩石の力学的性質とは、非常に密接な関係がある。つまり、「獲得因子」のいかんによって、地すべりに対しても大きな影響がある。したがって、地すべりを研究する際、地形・地下水・気象などの調査や、地すべり地における表層部の地質調査ばかりではなく、基盤の構造地質学的構造物理学的基礎調査がぜひとも必要である。また、岩石の力学的性質に関する基礎研究も重要である。

この研究をまとめるにあたり、新潟大学植村 武教授には大変有益なご助言をたまわった。また、試料の成形には、東北大学理工学部の設備を使わせていただいた。その際、同大学北村 信教授・大槻憲四郎氏にいろいろお世話になった。厚く謝意を表する次第である。

なお、この研究には、自然災害特別研究の科学研究費を使用した。

引用文献

- 1) 植村 武 (1974): 地すべり分類の基準について、地すべりの分類に関するシンポジウム講演論文集, pp. 1-7.
- 2) 津田禾粒・岩永 伸・西田彰一 (1967): 第3紀層地すべりと岩質および地質構造との関係—新潟県下の第三紀層地すべりについて—, 災害地質討論会論文集, pp. 58-70.
- 3) 渡辺久吉 (1938): 大日本帝国油田図第36区 (岡野町油田), 地質調査所.
- 4) 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎 (1969): 房総半島東海岸の小断層, 地質調査所月報, Vol. 20, No. 1, pp. 13-38.
- 5) H. Ueno & M. Nedachi (1970): Apparatus for determining magnetic susceptibility of rocks and ores in a weak magnetic field, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. III, Vol. 11, No. 1, pp. 1-13.
- 6) K. Hoshino, H. Koide, K. Inami, S. Iwamura & S. Mitsui (1972): Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures, Rept., Geol. Surv. Jap., No. 244, pp. 1-200.
- 7) 松沢 明 (1961・1962): 堆積岩の密度と地質構造, 物理探鉱, Vol. 14, No. 4, pp. 36-45., Vol. 15, No. 1, pp. 1-13.
- 8) J. Handin & R. V. Hager, Jr. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Tests at room temperature, Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., Vol. 41, No. 1, pp. 1-50.
- 9) F. A. Donath & R. T. Faill (1963): Ductile faulting in experimentally deformed rocks (Abstract), Am. Geophys. Union Trans., Vol. 44, pp. 102-103.
- 10) F. A. Donath & R. B. Parker (1964): Folds and Folding, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 75, No. 2, pp. 45-62.
- 11) 佐藤憲司 (1972): 背斜軸部における地すべり地域の土質化学的性質, 新潟大・理・卒論 (M.S.).