中性子水分検層による第三紀層泥岩地すべり地の すべり面の判定方法

A Determination Method for Landslide Slip Surface Locations in Tertiary Mudstone Area
by Neutron Moisture Well Logging

今 泉 眞 之*
Masayuki IMAIZUMI

Abstract

Nakano et al. (1992) have shown that natural the water contents to be attained if fully-softened to critical state in Tertiary mudstone landslide area are above competence factor F_c . It means that landslide slip surface locations is decided from vertical distribution of natural water content of boring core.

In order to estimate natural water contents in Tertiary-type landslide, the problems of neutron moisture well logging applying landslide investigation are reviewed and calibration method from counting rate to water content are discussed.

The response of a neutron gauge depends on the density, composition, and diameter of hole as well as water content of a stratum. As a result of study, it was made clear that diameter of hole as well as water content of a stratum has a strong influence on counting rate. Using calibration curve of drilling diameter, counting rate can be changed into natural water content with some comparison of natural water contents of boring core.

Neutron moisture well logging technique was applied to the determination of slip surface locations in Tertiary-type landslide area in Chiba and Niigata Prefecture. Consequently, it seems possible to determine the location of landslide slip surface from the relationship between water contents by neutron moisture well logging and competence factor F_c proposed by Nakano et al. (1992).

キーワード: すべり面, 第三紀層地すべり, 中性子水分検層

1. はじめに

地すべり地の地質調査において最も重要な調査は、すべり面の深度や形態を決定することである。すべり面の同定は、ボーリング孔に設置された計器類で変位状況を計測することにより決定されるものであるが、緊急に対策を行わなければならない場合や地すべりの再活動の可能性のあるすべり面も検討しておく必要がある場合には、コア判定によりすべり面を決定する必要がある。

コア観察ですべり面を判定する場合の問題点は、判定が技術者の主観に基づいて実施されており、技術者ごとの見解の相違や判定根拠のあいまいさを伴うことである。また、現在の技術ではコアを完全に採取することが困難なことである。前者についてはファジイ理論によるすべり面の判定方法が提案されている¹⁾。

コアの採取率は、コアパック方式によって近年飛躍的に向上した。しかし、現在最もコア採取率の高いミスト(泡)ドリリング工法²⁾とコアパックの併用によっても粘土

層を完全に採取することは困難である。

従って、ボーリング調査ですべり面を判定する場合には、コア判定以外に何らかの補助的な手段を併用する必要がある。申は³⁾補助的な手段として掘削中の地下水位の変化を詳細に記載する試錐日報解析法と地下水検層の併用を提案している。地すべり地の地盤構成物質の化学変化に着目したすべり面の判定方法もある³⁾が実用化までいっていない。

仲野等⁴⁾は、第三紀層地すべり地の泥岩を限界状態の土質力学の観点から研究し、実験により含水比と平均有効応力との関係を明らかにし、地すべり地のボーリングコアの自然含水比のうち限界状態の含水比分布より高含水比の部分は初生地すべりのすべり面であることを指摘した。これは、地すべり地の垂直含水比変化を調べることによりすべり面を判定できることを意味している。

** ボーリング掘削中の循環流体として、圧搾空気を使う。圧搾空気に微量の界面活性剤水溶液を混入したものを連続的に噴霧注入し、孔底で発泡させ、その泡の表面に掘削で生じるスライムを付着させ、圧搾空気の循環によりスライムを孔外に排出する工法。

* 国際農林水産業研究センター

地山の含水比を測定する方法には、コアの含水比試験以外に中性子水分検層による方法がある。中性子水分計による土層の水分測定法は、土層の種類に左右されず、水分量を正確に捉えられること、非破壊的に短時間に測定が可能であること⁵⁾から、土質施工管理技術としてかなり普及し、農学、水文学でも有効な水分計として利用されている。しかし、これまで地すべり調査で有効に中性子水分検層が利用されたという報告は少ない。

この論文では、第三紀層地すべり地のすべり面を含水比変化から判定するために、中性子水分検層を調査孔で使用する場合の問題点を整理し、計数率から含水比への校正方法について検討した。そして、千葉県鋸南町、新潟県板倉町の第三紀層地すべり地の調査に適用してみた。その結果、中性子水分検層による含水比変化と仲野らの限界状態の含水比曲線の関係からすべり面を検出することが可能性であることが明らかになったので報告する。

本研究を進めるにあたり、中性子水分検層の校正では当時千葉大大学院の鈴木和哉氏(現農林水産省)、竹田信氏(現東芝技術研究所)に手伝って戴いた。現地調査では農林水産省の富田友幸氏、備前信之氏、下川弘晃氏にお世話になった。農業工学研究所の小前隆美博士、岐阜大学の仲野良紀教授には議論、助言を頂いた。これらの方々に感謝します。

2. 地すべり面

すべり面は幾何学的に単一な面ではなく、ある厚みを持ったゾーン的なものであり、全体的に粘土化していても、その中に無数の亀裂を伴うことが知られている²⁾。集水井でのすべり面の観察から次のようなことが明らかになっている⁶⁾。

- ①すべり面には上下の地層とは明らかに異なる3～8 cmの厚さの粘土が存在する。
- ②すべり面粘土の内部からの地下水の滲出は認められない。すべり面から数 cm 上位の岩片混じり粘土の岩片の間隙や岩片と粘土の境、およびすべり面から2～6 m 上位で地下水の滲出が観察される。
- ③すべり面の含水比は47%～53%であり、すべり面直上の礫混じり粘土部分の含水比(36%～47%)に比較して数%高い状態にある。

これらの点からすべり面自体は、不透水層として機能していると考えられる。

3. 第三紀層泥岩地すべり地の含水比の意義

第三紀層地すべり地の泥岩・頁岩などは、粘土粒子が水中に非常に厚く堆積し、自重によって圧密された後、隆起現象などにより水面上に上昇し、その後、更に浸食作用によって上載荷重が失われ、現在の過圧密の状態に

至ったものである⁷⁾。このような過圧密粘土の排水せん断試験を行うと、ピーク強度に達した後、ダイレタンス(容積膨張)による含水比の増加により、体積歪変化が全く見られない状態に到達する。この状態を「完全軟化状態」といい、このときの強度を「完全軟化強度」という。その後、更にせん断変位が大きくなり、粘土鉱物の再配列が完了すると、せん断応力がほぼ一定の値に落ち着く。この時の強度を「残留強度」という⁷⁾。「初生地すべり」は「完全軟化強度」に、又「再活動地すべり」は「残留強度」にまで、すべり面の強度が低下していると考えられる⁸⁾。

仲野他⁴⁾は新潟県東頸城郡下の寺泊層、椎谷層のボーリングコアで採取した泥岩をすり潰して加水し、スラリー状にしたものを懸垂型一面せん断試験機に入れて種々の鉛直圧力で正規圧密した後、0.001 mm/minの速度で排水せん断を行い、そのピーク強度をとって完全軟化強度とし、その時の含水比と次式の平均有効応力(p' : kgf/cm²)

$$p' = \frac{(\sigma'_1 + 2\sigma'_3)f}{3} = \frac{(\sigma'_1 - \sigma'_3)f}{3} + \sigma'_3 \dots\dots\dots(1)$$

の関係を調べた。その結果を仲野他⁴⁾、仲野⁸⁾から概略する。詳細は文献を参照されたい。

彼らが得た結論で重要なことは、寺泊層や椎谷層のように 2μ 以下の粘土鉱物を60%以上含むような粘土のせん断層に作用している有効鉛直応力 σ'_v は平均有効応力 p' と等しく、

$$\sigma'_v = p' \dots\dots\dots(2)$$

の関係があること、完全軟化状態での含水比 w (%)と、平均有効応力 p' (kgf/cm²)の間には

$$w = A - B \log p' (A, B: \text{定数}) \dots\dots\dots(3)$$

の関係があることである。寺泊層や椎谷層の泥岩では

$$w = 41.0 \pm 0.5 - 11.31 \cdot \log p' \dots\dots\dots(4)$$

の関係がある。

完全軟化状態では、側方土圧係数を $k_0 = 1$ とし、土の湿潤単位体積重量 γ_t をtf/m³、深度 h をmの単位で表すとき、

$$\sigma'_v = \frac{\gamma_t \cdot h}{10} = p' \dots\dots\dots(5)$$

である。したがって(4)式は、

$$\begin{aligned} w &= 41.0 \pm 0.5 - 11.31 \log \left(\frac{\gamma_t \cdot h}{10} \right) \\ &= 52.31 \pm 0.5 - 11.31 \log (\gamma_t \cdot h) \dots\dots\dots(6) \end{aligned}$$

となる。また、地下水が地表面までであるとき(またはそれぞれの深さでの間隙水圧を水頭換算した場合、その水

頭が丁度地表面に達するとき), $\gamma_t = \gamma_{sat} = 1.9 \text{ tf/m}^3$ とすれば, 水の単位体積重量 $\gamma_w = 1 \text{ tf/m}^3$ であるから,

$$p' = \frac{(\gamma_{sat} - \gamma_w) \cdot h}{10} = 0.09 \cdot h (\text{kgf/cm}^2) \quad \dots\dots\dots(7)$$

である。したがって, (4) 式は

$$w = 41.0 \pm 0.5 - 11.31 \cdot \log\left(\frac{(9 \cdot h)}{100}\right) \\ = 63.61 \pm 0.5 - 11.31 \cdot \log(9 \cdot h) \quad \dots\dots\dots(8)$$

となる。地すべり地のボーリング試料から自然含水比の垂直分布を求め, この図に (8) で求められる限界状態である完全軟化含水比曲線 (Fc) をプロットしたとき, 自然含水比がこの曲線を越えている部分が完全軟化強度粘土層 (初生すべり面) の位置になる。

ところで, 間隙水圧を u (tf/m^2), 地すべり粘土の湿润単位体積重量を γ_t (tf/m^2) とするとき,

$$\sigma_v' = p' = \frac{\gamma_t \cdot h - u}{10} \quad \dots\dots\dots(9)$$

である。したがって,

$$u = \gamma_t \cdot h - 10 \cdot p' \quad \dots\dots\dots(10)$$

である。(4) 式より

$$\log p' = \frac{(41.0 \pm 0.5) - w}{11.3} \quad \dots\dots\dots(11)$$

であるから, 自然含水比 w (%) がわかれば, その時の平均有効応力 p' は

$$p' = \exp\left(\frac{41.0 \pm 0.5 - w}{11.3}\right) \quad \dots\dots\dots(12)$$

として求められる。したがって, この値を (10) 式に代入すれば, その点に作用していた間隙水圧 u が求められる。

地すべり地では, 異常に大きい自然含水比のところが存在し, そこでは (10) 式から間隙水圧を求めると, 地表面より高いことが推定される。そのような位置には地下に

パイピングなどによる空洞的な水みちが存在していると推定される⁸⁾。

このように, 地下の正確な含水比を得ることにより, 初生地すべりのすべり面位置 (以下単に, すべり面という), 地下深部に主として水みちを通して作用していると考えられる間隙水圧を推定することが可能であり, 地すべり調査において自然含水比の測定はきわめて重要である⁹⁾。

4. 中性子水分検層法の原理及び測定法の問題点

何らかの中性子源から発せられた速中中性子は, 媒質中の原子核と弾性散乱を繰り返し, 熱中中性子になる。この減速効果は, 中性子が衝突する原子核の質量と, 中性子が原子核に衝突する確率とに関係する。水素原子核の減速効果は他の原子核のそれに比べて著しく大きく, 中性子の減速能は, 媒質中に存在する水素原子の量に比例する⁵⁾。

熱中中性子吸収断面積の大きい元素の含有量が無視できるほど少なく, H 原子の大部分が H_2O の形で存在するような媒質中においては, 熱中中性子の密度を検出器で計測することによって, その媒質中の水分量を知ることができる¹⁰⁾¹¹⁾(図-1 a)。水分量が既知の試料と散乱挿入型中性子水分計 (以下, 中性子水分計と言う) によって検出された熱中中性子の計数値との関係 (キャリブレーションという) を正確に求めることができれば, 任意の地点での計数値から, その地点の土層の水分を知ることができる。したがって, 中性子水分計を有効に利用できるか否かは, 計器のキャリブレーションをどの程度まで正確に行うことができるかにかかっている⁵⁾。

一般的にキャリブレーションのデータの測定には, 55 ガロン (約 200 ℓ) 入りのドラム缶が用いられる。この中にアクセスチューブをたて, 様々な水分に調整された

図-1 中性子水分検層の原理

試料を詰めたものが、測定される(図-1 b)。この際アクセスチューブ外壁と試料とは完全に密着していなければならない⁵⁾。開発、佐倉¹²⁾は、中性子水分計の使用に関する問題を整理し、測定誤差の主要な要因として

- ①測定器内部の電子回路の安定性
- ②キャリブレーションの回帰式の不正確さ
- ③アクセスチューブのクリアランス (アクセスチューブとプローブの間隔)
- ④温度効果

の4点に焦点を合わせ、各々実験を行って検討した。その結果、アクセスチューブのクリアランスの影響が非常に重要であることを指摘している。

開発、佐倉¹²⁾の検討は、深度数 m の土壤中の水分変化を測定するためのキャリブレーションの方法を検討したものであるため、アクセスチューブと掘削孔壁との間の間隙はないことを前提としている。深度数 m の浅い観測井では、地山とアクセスチューブの間隙は、砂等の充填材により置き換えて地山とアクセスチューブが密着する様にして測定される¹³⁾。

地すべり地の深度数十 m の調査孔の掘削は、貫入試験を行いながら、径 66 mm で掘削される場合が多い。簡易揚水試験を行いながら掘削される場合は径 84 mm で掘削される。掘削中の孔壁の崩壊が著しい場合は、100 mm 以上の口径で掘削し、ケーシングを建て込み、掘削される場合もある。このようにして掘削された孔に孔壁保護用に 40 mm~50 mm 径の塩ビ管が建て込まれる。この

とき、孔壁と塩ビ管の間を充填材で置き換えることは行われないのが普通である。このような塩ビ管を利用して中性子水分検層を行う場合に(図-1 c)、単にアクセスチューブの径が同じ測定データのキャリブレーション(図-1 b)を適用できないことは明らかである。この場合、クリアランスは孔壁とプローブの距離になり、径 84 mm 掘削で 50 mm の塩ビ管を建て込んだ場合、クリアランスは 40 mm 以上になっている。

5. 大型タンク実験

層厚 3~8 cm のすべり面粘土を、中性子水分検層により検出できるかを調べるため、内径 230 cm、高さ 182 cm のコンクリート製の大型タンクに建築資材用の川砂に 10 cm の粘土層を挟在させた模擬地層を作り(図-2)、2 cm 間隔で検層した。クリアランスの違いにより計数率がどのように変化するかをみるためにアクセスチューブは口径 50 mm と 80 mm の塩ビ管を使用した。模擬地層の水分分布は、測定後、アクセスチューブ周辺を掘り起こし、試料を採取し、JIS-A-1207-70 により室内実験で求めた(図-2)。砂層の含水比は平均 11% で、粘土層の周辺では 30% 程度になっていた。粘土層の含水比は中心で 52% であった。

検層の測定の直前と直後に、標準計数スタンドにプローブをセットして 1 分間の計測をそれぞれ 3 回繰り返し、それらの平均を検層時の標準計数(スタンダード)とした。検層での測定は、アクセスチューブ内にプロ-

図-2 大型タンク実験

図-3 大型タンク実験の検層結果

ブを挿入した後、それぞれの測定ポイント(深度2 cm ごと)で1分間計測した。その値をスタンダードで割って計数率を求めた。用いた検層器は、ソイルアンドロック社製 Model SRD-1d である。この測定器は ^{252}Cf を線源とし、熱中性子検出器に ^3He 比例計数管を用いている。測定深度はプローブの線源位置で代表させた。

図-3に検層結果を示す。砂層での計数率は表層から30 cm 区間と粘土層の中心部とを除くと、口径50 mm と80 mm で大きな違いはない。粘土層の10 cm 上下から計数率が上昇し、口径50 mm では粘土層中心で0.48, 80 mm では0.42の計数率を示した。中性子の散乱の影響範囲は数 cm 程度であり、測定を密にすれば3 cm~8 cm の粘土層まで検出可能であることが分かる。層厚10 cm の粘土層の計数率分布は、口径50 mm で4点、口径80 mm で3点で凸型の頂部を形成しているため、測定間隔が6 cm~8 cm なら最大含水比部を測定できる。

口径50 mm と80 mm では、粘土層中心部では計数率が明らかに異なる。地すべり地の数十 m のボーリング孔では、孔壁と塩ビ管の間に充填材を使用していないので、掘削口径のキャリブレーション式を適用しないと正確な含水比分布を求められない。

6. 口径別キャリブレーション式

ドラム缶を使用し、中心に径50 mm 塩ビ管の場合と150 mm 鋼管の場合のアクセスチューブを中心に立て、建築資材用の礫、川砂、粘土を図-1bのように充填しキャリブレーションのための測定を行った。キャリブレーションの方法は山本他⁵⁾に準じた。測定は、上記した試料

図-4 キャリブレーション結果

表-1 キャリブレーション式

口径mm	3次校正式	2次校正式
水		
φ50	$-23.39 + 298.07x - 890.40x^2 + 960.44x^3$	$8.41 - 89.04x + 250.89x^2$
φ60	$-30.41 + 265.55x - 658.61x^2 + 641.22x^3$	$14.23 - 114.30x + 242.80x^2$
φ70	$-13.79 + 93.44x - 218.08x^2 + 273.89x^3$	$19.27 - 129.01x + 226.42x^2$
φ80	$31.28 - 184.37x + 294.06x^2 - 48.86x^3$	$22.09 - 132.51x + 204.20x^2$
φ90	$105.56 - 536.05x + 808.05x^2 - 306.56x^3$	$21.72 - 125.75x + 178.76x^2$
φ100	$211.33 - 951.41x + 1311.68x^2 - 511.92x^3$	$17.69 - 110.61x + 152.34x^2$
φ110	$354.81 - 1439.37x + 1820.20x^2 - 684.42x^3$	$9.97 - 89.25x + 126.55x^2$
φ120	$546.97 - 2022.29x + 2358.81x^2 - 841.13x^3$	$-1.20 - 63.74x + 102.40x^2$
φ130	$840.16 - 2732.95x + 2955.97x^2 - 995.29x^3$	$-15.36 - 35.89x + 80.47x^2$
φ140	$1149.06 - 3613.88x + 3641.86x^2 - 1157.21x^3$	$-31.89 - 7.28x + 61.05x^2$
φ150	$1611.87 - 4717.67x + 4448.18x^2 - 1335.08x^3$	$-50.03 - 20.70x + 44.26x^2$
非		
φ50	$-4.66 + 177.86x - 700.82x^2 + 1187.14x^3$	$2.06 - 33.39x + 285.13x^2$
φ60	$-4.60 + 183.59x - 753.59x^2 + 1337.10x^3$	$2.06 - 34.81x + 310.36x^2$
φ70	$-4.49 + 188.29x - 804.95x^2 + 1503.03x^3$	$2.04 - 36.26x + 338.85x^2$
φ80	$-4.34 + 191.40x - 851.39x^2 + 1683.02x^3$	$2.02 - 37.69x + 371.13x^2$
φ90	$-4.11 + 192.15x - 887.52x^2 + 1872.15x^3$	$1.99 - 39.06x + 407.81x^2$
φ100	$-3.81 + 189.55x - 905.24x^2 + 2080.51x^3$	$1.95 - 40.31x + 449.63x^2$
φ110	$-3.41 + 182.29x - 892.76x^2 + 2230.18x^3$	$1.90 - 41.31x + 497.42x^2$
φ120	$-2.90 + 168.79x - 833.23x^2 + 2350.70x^3$	$1.83 - 41.92x + 552.14x^2$
φ130	$-2.26 + 147.12x - 703.18x^2 + 2372.39x^3$	$1.73 - 41.89x + 614.81x^2$
φ140	$-1.48 + 115.11x - 470.73x^2 + 2216.84x^3$	$1.60 - 40.87x + 686.50x^2$
φ150	$-0.57 + 470.48x - 93.71x^2 + 1763.27x^3$	$1.44 - 38.32x + 768.13x^2$

を乾燥、飽和の条件で行った。また、ゴム栓により密封されたアクセスチューブ内に水のない状態(非水浸: 不飽和帯内を想定)と水を満たした状態(水浸: 飽和帯内を想定)で測定を行った。測定器及び測定方法、測定試料の含水比の試験方法は大型タンク実験と同じである。

測定結果を図-4に示す。図中の実線は3次式による回帰曲線である(表-1)。口径を変えたキャリブレーション式を求めるためには、それぞれの口径でキャリブレーションをする必要があるが、ここでは予察的に50 mm と150 mm 口径の計数率を比例配分して10 mm 間隔で口径50 mm~口径150 mm までのキャリブレーション式を求めた(表-1)。図-5, 6には非水浸と水浸の場合の、口径、含水比、計数率の関係を示した。口径の違いによ

—口径50mm —口径70mm —口径90mm —口径110mm —口径130mm —口径150mm

図-5 水浸孔の口径別のキャリブレーション曲線

—口径50mm —口径70mm —口径90mm —口径110mm —口径130mm —口径150mm

図-6 非水浸孔の口径別のキャリブレーション曲線

り同じ計数率でも含水比が全く異なることがわかる。キャリブレーションは、アクセスチューブの直径のほか材質にも影響される⁹⁾が、地すべり地のボーリングのように掘削口径を複雑に変化させている場合では、口径の違いが、計数率から含水比への変換で最も重要である。

7. 適用事例

中性子水分検層による垂直自然含水比分布と、仲野等⁹⁾の提案している限界状態の含水比曲線との関係からすべり面を検出できるかどうかを千葉県鋸南町、新潟県板倉町の第三紀層泥岩地すべりに適用してみた。仲野他⁹⁾の完全軟化状態での含水比と、平均有効応力との関係は、新潟県の寺泊層や椎谷層の泥岩で求められたものである¹⁰⁾ので、千葉県鋸南町の地すべりにこの関係を適用するには問題があるが、ここでは予察として検討するためにこの関係を適用した。

1) 千葉県鋸南町地すべり地への適用

調査地域は、千葉県安房郡鋸南町保田の東方約4kmに位置する。調査地周辺の地形は、標高200~300mの前後の丘陵地が発達している。

1989年8月1日の豪雨により、調査地付近の三浦層群(第三紀中新世)中部層の天津泥岩層からなる斜面は、多くの地すべりが発生した¹⁴⁾。調査地域はこれらの地すべ

図-7 千葉県鋸南町の地すべり地

りのうち最大規模のもので、幅70m×長さ140mに及ぶ。またこの地すべりブロックの上方には、幅140m×長さ180mの古い地すべり地形が認められる(図-7)。

図-7に示す位置で不攪乱試料を採取するために径66mmのミスト(泡)ドリリング工法とコアパックとによるオールコアボーリングが実施された¹⁵⁾。本孔は岩盤状況が悪く、孔壁の崩壊が著しいため、径89mmのケーシングを深度28mまで、径76mmのケーシングを深度33mまで挿入し、孔壁の保護が行われた。掘削後に径50mmの塩ビ管が挿入された。中性子水分検層はこの塩ビ管をアクセスチューブとして行った。

ボーリングの結果を図-8に示す。表層10cmまでは耕作土、深度0.10~3.90mは、径1mm程度の細礫を少量含む褐色の粘土(岩級区分E)、深度3.90~11.50mは、径1cm程度の角礫を主体とする褐灰色泥岩(D)、11.5~25.00mは1~5cmの角礫状泥岩を主体とするが、部分的に比較的新鮮な棒状コアの暗灰色泥岩を含む(D~CL)。また、3.90~25.00m区間では、幅5~20cm程度の粘土を随所に挟在し、深度9.00~13.00m、深度16.00~25.00mのコア採取率が60%~80%の区間では、このような粘土や細粒部分が流出していると考えられる。深度25.00~33.00mは、径1~3cm程度の角礫を含むものの、概ね粘土よりなる(E)。粘土は締まりが良く、含まれる礫は比較的堅硬である。コア採取率は60~100%。深度33.00~40.00mは、暗灰色を呈する新鮮な泥岩(CM)で概ね棒状コアよりなる。RQDも30%以上である(図-8)。

ボーリング掘進中の孔内水位の変化を図-8に示す。掘進深度22.50mまでは、掘進深度にあわせて孔内水位もGL-22.50mまで低下しているが、掘進深度24.50mでは、孔内水位はGL-20.00mまで回復し、掘進深度24.80~33.15mの間は孔内水位はGL-20.0m付近で一定している。掘進深度が33.15~39.00mに進むと再び孔内水位はGL-24.00mまで低下し、深度40.00mまで掘進した時点では、孔内水位はGL-24.90mとなっている。

地すべり地の孔内水位は掘削の進行により複雑に変化する。地すべり調査ではボーリング掘進中の地下水位の変化が掘進区間の透水性、地下水流動区間(流入区間)の判定に使われている²⁾。内藤・田中¹⁶⁾は、神戸層群の地すべり地で、掘進に伴う地下水位の変化をA～Dの4つのタイプに分類し、それぞれのタイプの水理状況を推定している。調査ボーリングの孔内水位は、Dタイプ(掘削中の水位が一様に低下するタイプ)→Cタイプ(掘削中

に孔内水位の上昇が認められるタイプ)→Aタイプ(掘削中に孔内水位の変化の認められないタイプ)→Dタイプ→Aタイプと変化している。Dタイプは亀裂の多い逸水帯であると考えられる。下位のDタイプ区間では地下水検層により亀裂地下水の流動状況が観測されている¹⁵⁾。Cタイプは被圧粘土層をボーリングロッドが抜くことにより下位にあった被圧水頭をもつ透水層に達したために起こる現象で、図-8に示した位置には被圧粘土層が推定できる。しかし粘土層は採取されていない。

鋸南町地すべりのボーリングはコアバックを用いたミストボーリングで行ったものであり、そのコアの含水比は地中深部での自然含水比を示しているものと考えてよい。図-9に示す位置でコアの含水比が測定されている¹⁵⁾。含水比は、深度5m付近の褐灰色泥岩の岩級区分Dで最も高く47～48%で、深度39m付近の新鮮泥岩(CM)で最も低く10.2%である。これらの間では深度30m前後の岩級区分Eで30%になるが、地すべり粘土層と思われる高含水比はない。

図-8 柱状図, コア採取率, 孔内水位変化の関係

図-9 柱状図, 深度-含水比変化, 深度-間隙水圧の関係

図-9 に中性子水分検層による含水比変化を示す。計数率から含水比への変換は、室内試験で得られている含水比に合うように試行錯誤でアクセスチューブの径を変えて行った。最終的には0~5 m 間を口径 110 mm, 5~10 m 間を口径 100 mm, 10 m 以深を口径 70 mm のキャリブレーション曲線で変換したものが最も良く室内試験結果と一致した。深度 0~28 m 区間は径 89 mm のケーシングを、深度 28 m~33 m まで径 76 mm のケーシングが挿入され、その後引き抜かれている。深度 0~10 m の高含水比帯は、ケーシング挿入、引き抜きにより孔壁が崩壊して、実際に掘削した口径より大きくなったものと思われる。深度 10~33 m 区間は掘削口径は 84~76 mm であるが、塩ビ管挿入後に一部崩壊土砂が塩ビ管と孔壁の間を埋めていると考えられる。33 m 以深ではほぼ掘削口径 66 mm が保たれている。中性子水分検層の計数率から含水比への変換では、キャリブレーション式以外に数点のコアサンプルの自然含水比資料を得ることが望ましいが、掘削深度が浅く、孔壁が安定していれば掘削口径でキャリブレーションすることができる。

登内他¹⁷⁾は、千葉県の嶺岡隆起帯の地すべり地の崩積土の含水比 (30~60%) と不動層の含水比 (12~35%) が異なることを報告している。深度 0~10 m 区間の高含水比帯は、崩積土層を示していると考えられる。

図-9 には仲野他⁴⁾の限界状態の含水比曲線 (以下、完全軟化含水比曲線という) を示してある。深度 24~27 m 区間は含水比が最大 55% で完全軟化含水比より大きい高含水比帯で、すべり面であると考えられる。また、この区間では深度-間隙水圧の関係図に示すように粘土層により被圧地下水状態になっていることが予想される。

実際、ボーリング掘削中の孔内水位変化で見たように被圧状態になっていた。

深度-間隙水圧の関係図によると深度 25~27 m では地表上 20~25 m に達する被圧地下水圧を示し、ここでは地下にパイピングなどによる空洞的な水みちが存在していると推定される。しかし、実際の被圧水頭は図-9 で推定するより低い (図-8)。これは、寺泊層や椎谷層の泥岩で求められた完全軟化状態での含水比 w (%) と、平均有効応力 p (kgf/cm²) との間の関係を使っていることによるものと考えられる。

2) 新潟県板倉町大池周辺地すべり地への適用

調査地域は新潟県新井市の南東約 5 km に位置する中頸城郡板倉町の大池周辺の地すべり地である。周辺地域は、標高 500 m 内外の丘陵性山地の地形を呈している。地質は第三紀中新世後期の寺泊層泥岩とこれを覆う末固結の崩積土から構成される。

地すべりは、北北東-南南西に長軸をもち南南西に緩やかに傾斜する比較的明瞭な地すべり地形を呈している。地すべりが活発に活動した期間はかなり古く、最近では地すべり内の小さなブロックが局所的に活動している。

図-10 に地すべり内の JB1 の検層結果を示す。ここでは、ボーリングコアの含水比の資料がないため、掘削口径 86 mm に対し、掘削口径 80 mm と 90 mm のキャリブレーション曲線でキャリブレーションした含水比変化を示した。真の含水比は両曲線の間に存在すると考えられる。深度 4.5 m 付近に含水比が完全軟化含水比曲線をこえる部分があり、これがすべり面であると考えられる。この部分の上下で地下水検層による地下水流動状況、地下水水質に明瞭な違いが認められる。すべり面は、水

図-10 JB1 の含水比変化と地下水検層、水質の関係

図-11 KB1-JB2-JB3 含水比変化と地すべり面

- 1: 強風下泥岩(N 値 10 以下)
- 2: 中風化泥岩(N 値 10~30)
- 3: 弱風化泥岩(N 値 30~50)
- 4: 新鮮泥岩(N 値 50 以上)
- 5: 崩積土(N 値 30 以下)
- 6: 推定すべり面

文地質構造において重要な境界層をなしている。

図-11にはKB1, JB2, JB3のボーリング孔で行った中性子水分検層から推定されるすべり面位置を示した。土層境界はN値変化に基づいて区分しており、N値が30以下でN値の変化が不連続に50以上に変わる部分を崩積土とした。すべり面の推定方法は図-10と同じである。すべり面は、KB1では深度2~5m, 7m, 9m, 10.5m付近, JB2では4.5m付近, JB3では4.8m付近に推定できる。これらのすべり面は、崩積土層内にあり、地形から推定されるすべり面位置に一致している。KB1は小地すべりブロックの冠頭部付近にあり、複雑な含水比分布を示している。

図-12にすべり面と孔内水の水質のヘキサダイアグラムの関係を示した(水質の詳細い記述は別稿で報告する)。表層の地下水は、電気伝導度が $120 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下と低濃度を示す。しかしJB2とJB3では、すべり面下の新鮮泥岩中の孔内水は $\text{Na}^+-\text{HCO}_3^-$ 型の地下水で、高濃度の地下水(JB2: $1440 \mu\text{S}/\text{cm}$, JB3: $765 \mu\text{S}/\text{cm}$)になっている。守随, 中村¹⁸⁾は、グリーンタフ地域の地すべりのすべり面のモンモリロナイトの成因を地下水中の HCO_3^- と沸石の反応によって説明しているが、調査結果はこの考え方と調和的である。一方、KB1では最も高濃度の地下水(深度6~9m)は深度7mのすべり面付近が最も高く($731 \mu\text{S}/\text{cm}$)、新鮮泥岩中の12~15m区間の

図-12 すべり面と水質の関係

地下水の電気伝導度が $167 \mu\text{S}/\text{cm}$ で、地表部の孔内水に近い値を示す。小規模の移動によって攪乱された地表部地すべり土層中には局所的に亀裂が発達し、そこが雨水あるいは融雪水の浸透部になっている可能性がある。深度12~15m区間の孔内水は、小地すべりブロック冠頭部の亀裂を通じて、深部に浸透した地下水であると考えられる。

8. まとめ

仲野等⁴⁾は、第三紀層地すべり地の泥岩を限界状態の土質力学の観点から研究し、地すべり地のボーリングコアの自然含水比のうち限界状態の含水比分布より高含水比の部分は初生地すべりのすべり面であることを指摘した。この関係を使い、第三紀層地すべり地のすべり面を含水比変化から判定するために、中性子水分検層を調査孔で使用する場合の問題点を整理し、計数率から含水比へのキャリブレーション方法について検討した。

地すべり地のボーリングのように掘削口径を複雑に変化させて掘削し、孔壁とアクセスチューブの間に充填材を入れていない場合の測定では、掘削口径の違いが、計数率から含水比への変換で最も重要である。

中性子水分検層の計数率から含水比への変換では、キャリブレーション式以外に数点のコアサンプルの自然含水比資料を得ることが望ましいが、孔壁が安定していれば掘削口径でキャリブレーションすることができる。

中性子水分検層による含水比測定法を、千葉県鋸南町、新潟県板倉町の地すべり地へ適用した結果、鋸南町の地すべり地では、含水比と完全軟化強度含水比曲線の関係から推定した粘土層の下位が仲野等⁴⁾の方法で予測した

ように被圧状態になっていることが確かめられた。板倉町の調査例では、推定したすべり面が地下水検層により地下水流層とされている部分の境界層となっていたり、すべり面付近で $\text{Na}^+-\text{HCO}_3^-$ 型の高濃度の地下水が分布していることが明らかになった。

仲野他⁹⁾の完全軟化状態での含水比と、平均有効応力の間の関係は、新潟県の寺泊層や椎谷層の泥岩で求められたものであり、他地域で垂直含水比変化から地すべり面を求めるためには、予め実験により完全軟化状態での含水比と平均有効応力の関係を求める必要がある。

参考文献

- 1) 佐渡耕一郎・吉松弘行・藤田壽雄: ファジイ理論によるすべり面の判定手法, 地すべり, Vol. 31, No. 3, pp. 1-8, 1994
- 2) 申潤植: 地すべり工学-理論と実践-, 山海堂, 1002 p. 1989
- 3) 吉松弘行・檜垣大助: 地すべり地におけるすべり面の判定-非活動性すべり地での判定, ダム技術, No. 18, pp. 23-32, 1993
- 4) 仲野良紀・清水英良・西村真一: 断層粘土化した新第三紀層凝灰質泥岩の力学的性質-新第三紀層泥岩の力学的性質とその実務への応用 (III)-, 農土論集, No. 157, pp. 95-104, 1992
- 5) 山本荘毅・榎根勇・平田重夫: 中性子水分計のキャリブレーションについて, 東京教育大学研究報告, VIII, pp. 87-101, 1968
- 6) 紀平潔秀: すべり面の構造についての事例研究, 地すべり, Vol. 26, No. 2, pp. 9-16, 1989
- 7) 仲野良紀: 軟岩をめぐる諸問題-泥岩の力学特性-, 土と基礎, Vol. 28, No. 7, pp. 1-10, 1980
- 8) 仲野良紀: 限界状態の泥岩の土質力学, 農地保全基礎調査特殊地すべり対策調査北陸地区調査報告書 (資料編), 北陸農政局計画部資源課, pp. 1-83, 1992
- 9) 仲野良紀・中里裕臣: 地すべり粘土の自然含水比と間隙水圧, 第32回地すべり学会研究発表講演集, pp. 279-282, 1993
- 10) Gardner, W. and Kirkham, D.: Determination of soil moisture by neutron scattering, Soil Sci., No. 73, pp. 391-401, 1952
- 11) 落合敏郎: 放射能式地下水探査法, 昭晃堂, 234 p. 1965
- 12) 開発一郎・佐倉保夫: 散乱型中性子水分検層の使用に関する問題, 筑波大学水理実験センター報告, No. 3, pp. 39-46, 1979
- 13) 田中正: 今市扇状地における関東ロームの水分特性と比産出率, 地理評, Vol. 53, No. 10, pp. 646-665, 1980
- 14) 千葉県: 富津・安房地区の豪雨災害に伴う地すべり・崩壊等被害の概要, 館山土地改良事務所, 103 p. 1990
- 15) 関東農政局計画部: 特殊地すべり対策調査地すべり機構解析業務報告書, 26 p. 1991
- 16) 内藤光男・田中茂: 神戸層群に属する一地すべり地における層別地下水の分類方法ならびにその挙動について, 日本地下水学会, Vol. 26, No. 4, pp. 167-183, 1984
- 17) 登内正治・尾山繁機・中村三郎・網倉孝: 地すべりの分布と地盤構造に関する古地磁気学的研究 (II)-南関東地域-, 地すべり, Vol. 22, No. 3, pp. 11-18, 1985
- 18) 守随治雄・中村二三雄: 第三紀地すべり地における地すべり粘土層の産状および成因について, 地すべり, Vol. 23, No. 1, pp. 20-25, 1986