地下水流速の新しい測定方法の試み*

——流動電位法——

伊藤芳朗**・斎藤輝夫**・市川 浩**・南雲政博**・川口英雄**・竹内篤雄***

Proposal of a New Technique to Detect the Flow Rate of Underground Water from the Variations of Streaming Potential —The Streaming Potential Technique—

Yoshiro ITO**, Teruo SAITO**, Ko ICHIKAWA**, Masahiro NAGUMO**,
Hideo KAWAGUCHI**, and Atsuo TAKEUCHI***

A new technique is developed to detect the flow rate of underground water. Theoretically, it is based upon some temporal variations of existing stream potential associated with movement of saline solution injected into underground water. In several landslide regions in Japan, experimental measurements are carried out for the variations of streaming potential with the lead electrodes which are arranged in various geometries on the ground surface, after injection of saline solution into shallow underground water.

It is shown that the flow rates detected by the present "Streaming Potential Technique" are in good agreement with those by the conventional tracer technique. The streaming potential technique gains an advantage over the tracer technique in getting possible instantaneous values. Moreover, it is expected to estimate the mass flux of underground water from the variances of streaming potential.

I まえがき

地すべり地における地下水の追跡試験では、地すべり地の頭部のボーリング孔に、色素であるフルオレセンソーダか食塩を投入して、地すべり地域内外のボーリング孔、井戸、湧水、池沼、小川などでトレーサを検出し、それらの位置関係、到達時間を

ら地下水流動経路と流速を決定している。地すべり地帯における地下水の挙動が、地すべり発生、促進の主たる誘因とされているので、地下水の流動状態、供給経路について確実な情報をうることに大きな努力が払われている。

地すべり地において、問題とする地下水は浅層地下水(深さ10~30m)であって、地すべりの安定を図

* 1980年度、日本地下水学会秋季講演会において発表した内容に加筆したものである。本研究に要した費用の一部は、日本私学振興財団の学術研究振興資金によった。

** 関東学院大学工学部 Faculty of Engineering, Kanto Gakuin University

*** 京都大学防災研究所 Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

る一つの方法として、この地下水の排水工事を行う。どこの地点に排水ボーリングを行うかを決定するためには、精密な地下水分布の調査が要請される。

したがって、一般の沖積平野で実施される地下水調査よりも測点密度は大きい。地すべり地でのトレーサ法では30～50m 間隔の測点の密度が望まれる。しかし経費の点から、既存の地質調査用のボーリング孔、湧水、井戸などが使われるため、測点密度の偏りが避け難い。

竹内(1983)は、ボーリング孔、湧水などに頼らない、1 m 深の地温測定によって、浅層地下水の水流脈を検出する測定法(地温測定による地下水流脈探査法、以下では地温探査法と略す)を確立し、多くの探査例によってその有効性を実証してきた。この方法により流動している地下水流脈の水温と地温の温度差の検出によって、地下水流脈の存在、流動経路、その深さ、大きさが推定できる。しかも直接法であるトレーサ法と違って、ボーリング孔、湧水、井戸などの位置に左右されずに、間接法である地温探査法では、任意な測線が設定できて、必要に応じて測定密度をいくらでも高めることができる。

しかし、地温探査法では、地下水流脈の地下水流速を見積ることは困難である。そこで流速を検出する方法として、地すべり地などの斜面の頭部のボーリング孔に、食塩水を投入し、その流下に伴って発生する流動電位の変化を、地表面にて検出し、その時間的空間的变化を測定することにより流速を算定する方法を試みたので、その予備実験について述べることにする。

II 地下水の流動による流動電位の発生

細管または多孔体中の液体の両端に Δp の圧力差を加えたときに、それらの両端に流動電位差 E が発生する。この E は、イオン二重層の考えから、Helmholtz-Smoluchowski によって、次の式で与

えられている(北原ら、1972)。

$$E = \frac{\Delta p \cdot D \cdot \zeta \cdot \rho}{4 \pi \eta} \quad (2 \cdot 1)$$

ここに D は二重層間の液体の誘電率、 ρ は液体の比抵抗、 ζ はゼータ電位、 η は液体の粘性係数である。

地中の孔隙中を流動する地下水を、多孔体中の液体の流動として考えると、上式を適用できる。また、パイプ内の液体の流れが層流の場合には、流動電流はパイプ径には依存しなくて、平均流速に比例する理論式、乱流の場合にはパイプ径に依存し、流速の2乗に比例する実験式があり(静電気学会, 1981)、地下水の流動によって、流動電流(電位)が発生していることが予想できる。

通常の地下水の流動は定常状態にあるので、発生しているとしても流動電位は一定である。実際の地表面において、自然電位の分布を測定すると、流動電位の存在が検出されるはずであるが、地表面は電極電位、濃淡電位、酸化還元電位、熱電池、地電流による電位など(通常それらの時間的变化はゆるやかで小さい)が複合していて、それらを分離して測定することは著しく困難である。したがって、流動電位のみを検出することは、そのままではできない。

そこで、地下水の流動によって発生する流動電位の直接の検出として、われわれは、地下水のみ変動する場合の電位変化の観測を行ってきた。

それは、天然の間欠泉の周期的噴出に伴う流動電位の発生の測定である(伊藤ら、1978)。噴出高30cm で、その近傍の地表面における流動電位の発生は電位傾度として0.24mV/m で、噴出孔から離れるに従って減衰していることが観測された。これは、式(2・1)における圧力変化 Δp に比例する流動電位 E である。

また、人工的な地下水流動によって発生した流動電位の場合として、ポンプによって揚湯している温泉(伊豆畑毛温泉)において、ポンプ停止による水位

図-1 畑毛温泉源泉井戸における揚水停止による水位回復と地表電位変化との相関

Fig. 1 Relation between the variation of electric potential and the recovering of water level after turning off of discharge in a hot spring well at Hatage.

回復と電位変化の測定の例を図-1に示す(伊藤ら、1973)。泉温 35°C 、 $41\Omega\cdot\text{m}$ の単純、弱アルカリ性の温泉を毎分 400 l 揚湯している源泉の井戸のまわりで、硫酸銅電極と電位差計によって電位の測定をおこなった結果である。

以上の2例にみられるように、地下水の流動によって流動電位が発生することが直接確認できた。

Ⅲ 流動電位の変化による地下水流脈の流速の検出

地すべり地における浅層地下水は、流動によって流動電位が発生していることは確実であるが、定常状態であるため式(2・1)の右辺は不変であって、流動電位 E は時間とともに変わらない。

そこで、地下水流脈に食塩水を注入してみる。食塩水はある拡がり(食塩水塊と名付ける)をもったまま、地下水の流速にしたがって流動する。食塩を含む地下水は、含まない地下水に対して、水比抵抗 ρ 、誘電率 D 、ゼータ電位 ζ が変化する。粘性係数 η

は水温のみに依存し、食塩の混入によつては変化しないものとすれば、地下水温は短時間では変化しないので、 η は一定と考え、 Δp は不変とみなせるから式(2・1)の食塩混入による変化は、

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{\Delta D}{D} + \frac{\Delta \zeta}{\zeta} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \quad (3 \cdot 1)$$

となる。誘電率 D 、比抵抗 ρ は、食塩混入の地下水では、真水より電解質になるので、いずれも低下するものと考えることができる。ゼータ電位 ζ は、Modi *et al.* (1957)の実験より、食塩濃度の増加とともに低下する(pHが大きい場合は逆となる)ことがわかる。また、食塩濃度が薄い範囲内で、濃度増加に従って、流動電位 E が減少するとすれば(遠藤ら、1959)、食塩濃度も考慮しておく必要がある。要するに、式(3・1)において、地下水に食塩を混入すれば、多くの場合発生している流動電位 E は、

$$\frac{\Delta E}{E} < 0 \quad (3 \cdot 2)$$

となって減少する(地下水はほぼ中性であるので、

pH の大きい場合は除く)。地表面における他の自然電位は、短時間では変化しない(地電流も磁気嵐のとき以外は変化は小さい)から、地表面における電位変化は、食塩水を含む地下水の流動によってひきおこされたもののみとなる。

地下水の流動は、ダルシーの法則に従っているものとすると、その動水勾配と式(2・1)の圧力差 Δp とは同じ意味であるから、地下水流脈の存在するところには、流動電位が絶えず発生している。

しかし、地下水流脈の上流点に食塩水を投入すると、食塩水塊となって流下し、それまでに発生していた流動電位を、式(3・2)によって減少させるので、地表面の電位分布が変化し、食塩水塊の通過とともに、もとの電位分布に戻る変化が起こることになる。

そこで、地下水流脈上(と思われる地点)に電極を多数配置し、ある時刻に上流点に食塩水を注入し、注入点よりある距離に設置された電極に、電位変化が起こるまでの経過時間を知れば、地下水流速を算出できることになる。多数の電極を配置すれば、各地点におけるそれぞれの流速(ベクトルとしての)を知ることができる。そこでこの方法を、流動電位法による地下水流速測定と仮称する。

上述のことを図-2に示した。地下水流脈が一層で、定常流の場合について考える。図の左から食塩水塊(NaCl)が移動してきて、その前面が、地表面のP点の近くに到達すると、P点の電位は流動電位変化の曲線(mV)のL部のような変化が起こり始める(図の上部に示した曲線、時間軸の方向は矢印で示してある)。L部の変化の開始時の遅速と変化率の大小は、流速、食塩水の濃度、食塩水塊の大きさ、地下水面までの深さ、土壌の電気的性質などに関係する。食塩水塊の背面が通過するときは、L部の変化の向きと逆の電位変化が起こる。図の曲線の凸部が、それにあたる。そして、食塩水塊の最高濃度部(ほぼ中心部)が、P点の直下を通過するとき、

図-2 食塩水の地下流動によって起こる流動電位の時間的変化のモデル

Fig. 2 A time depending model of streaming potential caused by the underground movement of saline solution.

図の極小値Mをもつ変化が起こる。

図-2のP点を、地下水流脈上の各点と考えると、食塩水投入地点の近くの電位変化は早くから始まり、遠くの電位変化は遅れる。食塩水塊は流下に従って、拡散、吸着のため食塩水の濃度が低下するので、電位変化の大きさは小さく、時間的変化率(見かけの変化の鋭さ)は小さくなる。地下水流速の測定には、食塩水塊の中心が通過するときに見られる図-2の流動電位変化曲線の極値M点の、各測定点における時刻の差より行う。

IV 水路における流動電位法の予備実験

食塩水の地下水への混入による地下水流速測定に流動電位法を適用するにあたって、水の流動が直接観察できる水路において予備実験を行った。

1. コンクリート水路における実験

開水路は人家の少ない山の中の銭川温泉(秋田県八幡平)付近の斜面を流下するものを選んだ。開水路は勾配約5°、幅30cm、深さ70cmのコンクリートU字溝であり、水路の流水は深さ1.5cm、水温20°C(気温23°C)、pH8.1、水比抵抗70Ω・m、流量5.5ℓ/secであった。電極は鉛管で、口径5cm、長さ5cmのものを使用し、その開水路における食塩水投入点、電極配置などを図-3に示した。

図-4は図-3のS点に食塩水(水1ℓ、食塩9.4g)

を投入し、 E_0 を共通電極(正極)とし、 E_0-E_2 、 E_0-E_1 電極での電位変化の記録である。記録計はペンレコーダを用い、大きな固有地表電位差(時間的変化のない部分)を打消して、感度を適当にあげて使用した。以下同様にして、同じ記録計を使った。 E_0-E_2 の固有電位差は(-)16mVであった。この電位は、主として斜面に沿って生じている流動電位と思われる。

図-3 食塩水を流下させたコンクリート開水路と電極配置

Fig. 3 An open concrete channel, through which saline solution passes, and the locations of electrodes.

図-4 開水路における食塩水流下による流動電位

Fig. 4 Streaming potential caused by movement of the saline solution in an open channel.

図-4の E_0-E_2 の変化をみると、食塩水の投入後7.1sec後と27.8sec後に、それぞれ極値があらわれ(図の E_2 と E_1)、それらはそれぞれ投入時電位に対して、0.24mV、0.18mVの低下である。電位の極値(この場合は極小値)の時間は、食塩水塊の電極

点の通過時刻であるから、図-4の E_0-E_2 の記録より、S点より E_2 点までの流速は、1.41m/sec、 E_1 点までの流速は、1.33m/secと算出できる。また、 E_2 点と E_1 点の間の流速は1.30m/secとなる。また、電導度計によるS点と E_1 点までの流速は4回平均で1.35m/secであった。

図-4における E_0-E_2 の第2の極小値(E_1)の時間に、 E_0-E_1 にも同時間に同様な変化(E_1)が起っている。それは食塩水塊の E_0 点を通過した時である。また、 E_2 点より E_0 点における電位変化は小さく、変化の形も鋭くないのは、食塩水塊のひろがりが大きくなり、塩分がうすくなったものと考えられる。そのひろがりの原因は流速が1.35m/secと大きいことと、水路の河床の凹凸によるものと思われる。

図-5は、 E_3 電極を水路より遠くへ離して共通基準電極として、 E_3-E_1 、 E_3-E_2 電極の電位差を(図-3参照)、S点に食塩水塊(食塩5.5g、水1ℓ)を投入して記録したものである。S点に食塩水投入後、 E_2 点では7.1sec後に、 E_1 点では30.9sec後に、電位変化の極小値があらわれ、流速はそれぞれ1.40m/secと1.20m/secとなる。流路が37mと長くなると、流速の算出において数%の差が生じる。それは、開水路の流速が、水路の抵抗と勾配の変化によって一様でないことによる。

図-5 開水路における食塩水流下による流動電位

Fig. 5 Streaming potential caused by movement of the saline solution in an open channel.

水路と直角方向の、距離に対する電位変化の減衰の程度をみる実験も行った。水路より1.6mの点(E_4)では6%に、4.6mの点(E_3)では2%位に距離に対して大きく減衰する。 E_0 と E_2 の電極は水路より0.15mに埋設したが、 E_1 の電極は0.7mに埋設されている。もし E_0 と E_1 の電極が水路に対して等間隔であれば、図-4の E_0-E_1 の電位変化は現れないはずであるが、非対称のために現れたものと考えられる。また、投入水の塩分濃度を変えた実験も行った。結果を図-6に示した。塩分濃度に比例した電位変化の発生が見られることがわかる。また、水路の流水はpH8.1であるので、ホウ酸や重曹(重炭酸ソーダ)もトレーサとして投入してみた。水1ℓにホウ酸9g、27g、50gを溶かした液を投入した場合の E_3-E_2 電極の E_2 点(図-3参照)における電位低下の変化は、それぞれ0.019mV、0.020mV、0.040mVであった。重曹は粉末の直接投入で、10g、50g、150gの場合について、電位低下は、それぞれ0.17mV、0.39mV、0.53mVであった。

以上の開水路における実験の結果と問題点をまとめてみると次のようになる。

図-6 食塩水濃度と流動電位の大きさとの関係
Fig. 6 Relation between concentration of saline solution and magnitude of streaming potential.

1) 投入食塩水は、水塊をなして流下するが、その水塊は長さを増し(川幅に変化がないので、体積の変化は主として長さの変化のみによる)、塩分濃度は低下し、発生する電位変化はゆるやかとなり、かつ小さくなる。

2) 投入食塩水塊による電位変化より求めた流速と、電導度計による水比抵抗の変化より求めた流速とはよく一致する。ただし、電導計による流速は、電導度の最大値に達する時間で求めなければならない。

3) 発生する電位変化は、水路より遠ざかるに従って急速に減衰する。水路より直角に4.6m離れたと2%に減少するのが見られた。

4) 発生する電位変化の大きさは、投入塩分濃度に比例する(図-6)。

5) 流水はpH8.1、比抵抗 $70\Omega \cdot m$ であるが、投入する食塩9.4g、ホウ酸9g、重曹10gに対して、電位変化の大きさは、それぞれ0.24mV、0.019mV、0.17mVであり、その割合は13:1:8.5であり、同重量では食塩による電位変化が最大である。このことは、トレーサはpH変化させるものを用いるよりも、比抵抗変化させるものの方が流水の流動電位を変化させる効果が大きいということが考えられる。

2. 溪流における実験

自然の溪流における流動電位法の実験として、新潟県北魚沼郡入浜瀬村の^{あぶらま}大白川新田の破間川に注ぐ小さな溪流を選んだ。やや急な斜面上に湧泉があり、そこからやや蛇行して斜面を川幅30~50cm、深さ5~2cmの川をなして流れている。斜面は礫まじりの赤土であり、かなり透水性がよい。湧水は巨石の下から出ていて、実験日の水温は8.2℃、湧出量2.6ℓ/sec、水比抵抗 $450\Omega \cdot m$ 、中性であった。電極配置は図-7に示してあり、湧泉の出口の水溜り(約0.5m²)に投入した食塩水(300g/5ℓ)の流下に伴った電位変化の記録を図-8に示した。 O_1E_1 電

図-7 溪流と電極配置(OE：電極対, S：食塩水投入点, K：水の電導度測定点)

Fig. 7 Location of a pair of electrodes relative with a mountain stream.

極(Oは基準電極、以下同じ)による電位は、食塩水投入と同時に正方向に変化、つまり、E₁電極に負の電荷が与えられたことになる。投入(S)より電位極大値(0.65mV)に達する2.3secは、食塩水の投入時間であり、続く15secのゆるやかな電位の減衰は、水溜りより食塩水の流出が終了するに必要な時間である。したがって、食塩水塊は流下するにつれて、かなり長いものになる。その上、この小川の河床は礫が多いので、1. のコンクリート水路よりも複雑な食塩水塊となる。

O₂E₂電極による変化は、O₂電極の方がE₂電極より0.7m上流に位置するため、O₂電極に負の電荷が与えられ電位が極小値(0.5mV)に向うが、O₂E₂電極間隔が2mと短いため、E₂電極にも負の電荷の影響を与えながら電位変化する。S点に食塩水投入後、電位の極小値に達する時間は19.5secであり、

図-8 溪流における食塩水流下による流動電位

Fig. 8 Streaming potential caused by movement of the saline solution in a mountain stream.

S点とO₂点の距離は2.4mであるので0.12m/secの流速である。

O₃E₃電極による変化は、E₃電極に負の電荷が与えられ、0.4mVの極大値に、S点に食塩水が投入されてから51sec後に達している。溪流はE₃点近くまでは蛇行し、その勾配をさまざまに変えて、E₃点付近ではゆるやかとなっている。S点からE₃点までの川の長さは8.4mであるから、流速は0.16m/secとなる。また、O₂点とE₃点までの川の長さ6.0mに対しては、31.5secの経過時間となり、その大半が急勾配であるこの付近の流速は0.19m/secとなる。

以上をまとめてみると、この溪流の流速は、湧泉のS点よりO₂点、2.4mまでは0.12m/secであり、それよりさらに6.0mのE₃点の間は0.19m/secであり、S点よりE₃点までの8.4mの平均流速は0.16m/secとなる。

一方、S点に食塩水を投入した後の電導度計による12.5m地点のK点(図-7参照)における記録を図-9に示す。極大値が2つあるのは、図-7においてE₃点を通じた流れが斜面の中腹のやや平坦な場所において分岐し、その上、水溜りをつくっていることによると思われる。S-C₁の時間は78secであり、S点より12.5m下流のK点までの流速は0.16m/secとなる。C₂は川の分流が合流した後の食

塩水の濃度増大による変化である。

さらに図-9は、流下する食塩水塊の大きさを示している。流速の大きいこの溪流では、食塩水塊は20m程度の大きさとなる。このことが、図-8の電位変化の回復の遅れ、極値が鋭く出ない原因である。

また、図-9における塩分濃度の2つ以上の極大値を有する変化と同様なことは、地下水流脈の流下に伴う分流や合流によっても生じることが充分考えられるので、流動電位法による地下水流速(場所、大きさ、向き)測定 of 解析にあたっては留意すべき問題である。

溪流における流動電位法の実験より得られた結果をまとめてみると次のようになる。

- 1) 溪流を流下する食塩水塊によって生じる土地の電荷は負であり、流下の距離によって変化する電位の大きさは、図-10に示すように、指数曲線的に減衰する。自然水路では、トレーサの食塩水の吸着、水塊の拡大による濃度の減少が同じような指数曲線的な変化をすることを図は示すものといえる。流下するに従って、食塩水塊が急速に消滅してしまうことがないことは、流動電位法による流速測定の適用の地理的範囲の拡大につながる有利な傾向である。
- 2) 溪流を挟む対の電極配置による電位変化の測定では、電位変化が複雑となる。これより流速を算出することは困難であるが、地下水の場合には、電

図-9 溪流における食塩水流下による電導度(ρ)の変化

Fig. 9 A variation of the electric conductivity caused by movement of the saline solution in a mountain stream.

図-10 渓流における流下食塩水の希釈に伴う流動電位の減衰

Fig. 10 Decaying stream potential associated with dilution of flowing saline solution in a mountain stream.

位変化の複雑さからその水流脈の存在位置の判定に利用できるであろう。

3) 複雑な電位変化がみられる他の場合として、食塩水の投入が短時間で、単純である場合、下流における電位変化の極値が短時間のうちに複数あらわれるときは、地下水に適用してみると、地下水流脈の分流による可能性が考えられる。

3. 埋設排水管による実験

これまでの1., 2.の野外実験は、いずれも地表面水の流動による流動電位の電位変化を見たものである。地下において変化する電荷による地表の電位変化を見るために、地下に埋設された、流動水のいるパイプを利用する実験を試みた。

地すべり地帯では、地下水排除のために、数多くのボーリング孔からの地下水を井戸に集め、そこから1本のパイプをもって地すべり地帯外の流路に排水している。実験は、この排水パイプが埋設されていて、排水が自然流下している場所を選んだ。

図-11に、兵庫県美方郡美方町の石寺地すべり地の集水井と排水管ならびに電極配置を示してある。測定時の地下水の排水量(湧出量)は、 $54.5 \ell / \text{min}$ 、水温 11.0°C 、 $\text{pH } 6 \sim 5$ 、水比抵抗 $170 \Omega \cdot \text{m}$ 、気温 14.0°C (快晴)であった。図-11(b)に見られるように、87mの鉄パイプ(直径10cm)が、集水井付近で14mの表土、末端の排水溝近くでは1mの表土の厚さで埋設されている。集水井に水 18ℓ に溶かした5kgの食塩を投入し、流下させたときの地表面電位の変化の記録の一部を図-12に示す。

図-12には、パイプの排水末端部(図-11(b)のP

図-11 石寺地すべり地における地下水排水パイプと地表電極配置((a):平面図, (b):断面)

Fig. 11 Locations of the electrodes relative to the drainpipe of underground water at Ishidera landslide area. (a): plan and (b): cross section.

図-12 排水パイプ(鉄)を流下する食塩水による地表電位変化(1)と流動電位(2)(p:食塩水の電導度の変化)

Fig. 12 Temporal variation of (1) ground surface-electric potential and (2) streaming potential caused by movement of saline solution through a steel drainpipe. (ρ indicates variation of electric conductivity of saline solution)

点)における電導度計の記録を ρ 曲線として示してある。集水井に食塩水投入(S)後90secにて ρ の第1波 N_1 が排水管末端部に到着し、第2波 N_2 は第1波 N_1 より45sec おくれて到着している。食塩水の水塊が2個生じたのは集水井内の水の動きによるものであろう。第1波 N_1 食塩水塊が、集水井より排水パイプに流入するや否や、AとB電極の電位は、図-12にみられるように、上流が正となる向きに、それぞれ2.1mV、0.2mVの極大値(同図の(1))に達し、ただちに減少する。そして45sec後に、食塩水塊第2波 N_2 に対応する電位変化(図-12の(1'))が現れた。

この実験においては、集水井内に投入された食塩水塊が、排水パイプに流入すると、このパイプ埋設地域の地表面全体の電位が、同時に変化する(図-11のA、B電極のみならず、C、D電極の電位も)。このことは、食塩水が地中の鉄パイプを流動するときの電位の変化は、直ちに鉄パイプ全体に伝導することを示している。また、図-12の(1)の電位の減衰は、 ρ 曲線の食塩水濃度の減衰より大きい。これ

は、電荷の漏えい(緩和時間)によるものと考えられる。この問題は、後の図-18においても考察する。

図-12の電位変化の(2)は、 ρ 曲線の第1波 N_1 と同時刻である。A、B電極は排水パイプの排出口付近に配置されていて(図-11)、食塩水塊 N_1 が排出口からコンクリートのU字溝(幅24cm、急傾斜)へ注がれて流下したとき、U字溝の流動電位が増大した結果である。なぜならば、食塩水塊 N_1 は排水パイプを通過して排出されてしまっているからである。

次にU字溝を利用して図-13の実験を行った。図の(1)の電位低下0.7mVは、パイプの排出口を布でせき止めたときの変化であり、排水の流動によってそれまでU字排水溝に発生していた流動電位の大きさに相当する。図の(3)は、パイプ中に溜めた水を、一気に流したときの発生流動電位である。図の(2)は、パイプからの流水をバケツに集め、排水溝に流させなかったときの電位変化で、(2)と同様であるが、バケツの水を溝に再び流さなかったため、(3)に相当する電位変化はあらわれない。U字溝

の流水は、 1.3m/sec の流速、 $0.9\ell/\text{sec}$ の流量であり、それによって 0.7mV (電極間隔 7.5m における)の流動電位が発生していたことがわかった。

図-13 排水溝に発生している流動電位(1)、(2)と流量増大による流動電位(3)

Fig. 13 (1) and (2) show the streaming potential caused by stand still water in a drainage ditch, and (3) shows increase of streaming potential with increase of flow rate.

図-14は、食塩水投入前の地表自然電位(SP)による電場の斜面方向の成分の分布である。図に点線で示した帯は、竹内(1983)による地温探査によって推定された地下水流脈である。図のSPの傾向が、斜面の上部へ向う電流によるものと考え、地下水による流動電流とともに、鉄パイプを流れる地下水も、見掛け上は正電荷を流下させていると考えることができる。

図-14 自然電位による電場

Fig. 14 An electric field associated with self-potential.

図-15は、数回の食塩水の流下実験によるA、B、C、Dの電極(図-11)に現れた電位変化の向きより、電場を作成したものである。集水井より鉄パイプに食塩水が流入すると、各点同時に電位変化が起こり、図のような電場をつくり、約 20sec (図-12参照)で減衰する。

排水パイプについての同様な実験を、兵庫県美方郡村岡町の宮神地すべり地においても実施した。集水井と埋設排水パイプの位置を図-16に示した。排水の流量は $367\ell/\text{min}$ 、水温 10.0°C (気温 14.2°C)、水比抵抗 $5,400\Omega\cdot\text{m}$ 、 $\text{pH } 6\sim 7$ であった。

図-15 排水管(鉄)を流下する食塩水による電場

Fig. 15 An electric field caused by movement of saline solution in a steel drainpipe.

MIYAGAMI

図-16 宮神地すべり地における地下水排水パイプと地表電極配置((a):断面図, (b):平面図)

Fig. 16 Location of the ground surface-electrodes relative with a drainpipe of underground water at Miyagami landslide area. (a): cross section and (b): plan.

図-17 排水パイプ(鉄)を流下する食塩水による地表電位変化と電導度変化(ρ)。

Fig. 17 Temporal variations of the ground surface-electric potential and the electric conductivity caused by movement of saline solution through a steel drainpipe.

図-17は、食塩2.5kgを水20ℓに溶かして投入したときの電位変化(電極配置は図-16)の記録である。同図の ρ (NaCl)曲線は、排水パイプの排出口における電導度計による食塩水濃度の変化(時間軸は電位変化とそろえてある)の記録である。パイプ内の排水の流速は0.92m/secである。食塩水は ρ 曲線に見られるように150sec以上にわたって集水井より流出続けるが、電位変化は120sec後には回復し始めている。そこで、食塩水濃度 ρ と電位変化を重ねてみたのが図-18である。

図-18において、①と②の部分における ρ の急激な上昇に応じて、Eも急激に上昇するが、 ρ の変化率が小さくなると、Eは下降しはじめる。このもれ電流が大きいこと(緩和時間が短い)は、集水井内の食塩水と鉄パイプおよびパイプ内の食塩水(いずれも電導度が非常に大きい)、土壌からなる回路の構成から理解できる。

図-18 食塩水濃度による電導度変化(ρ)と地表電位変化(E)の関係(①、②: ρ とEとの変化のくいちがい)

Fig. 18 Relation between the variation of electric conductivity (ρ) and the variation of electric potential (E) at the ground surface caused by various concentration of saline solution.

また、図-12、図-17にそれぞれ3.1sec、0.65secの周期をもった電位微動が見られる。それらの原因について考えてみた。それらの継続時間が10min以

上もあることから、食塩水投入の衝撃による集水井水面の自由振動ではなくて、集水井内に流入する数本のボーリング孔よりの地下水による残留食塩水の擾乱によって維持されている周期運動と考えることが妥当のようである。

図-19に、実験に先立って測定され自然電位(SP)の分布を示す。排水パイプに沿った付近の地表は、パイプの流水の流れの方向と逆の電場が、その両側では流れの方向の電場が推定できる。食塩水の流動によっておこる電位変化から、電場を作成すると図-20となる。これは、図-15と同様な電場が考えられる。

図-19 自然電位による電場

Fig. 19 An electric field associated with self-potential.

図-20 排水管(鉄)を流下する食塩水による電場

Fig. 20 An electric field caused by movement of saline through a steel drainpipe.

以上の実験をまとめてみると次のようになる。

1) 多数の地下水(鉄パイプにより)を集めた集水井から、鉄パイプによって排水している地すべり地において、集水井に食塩水を投入し流下されると、

見掛け上正電荷が流下するような電場を形成する。

2) 集水井の排水パイプを食塩水が流下し始めると、数secの後、地表面全体の電位が同時に変化する。また、電導度の大きい食塩水と鉄パイプのため緩和時間が小さく、電位変化の回復が速い。

3) したがって、鉄パイプ中を食塩水が流動する場合は、その流速を電位変化より測定することは困難である。

4) 鉄パイプ中を食塩水が流れる場合は、電気二重層ができることは考えにくいので、発生する電位は、流動電位とは考えられない。

V 流動電位法による地下水の流速測定

流動電位法を適用し、その効果をみるにあたって、地下水の分布、水理構造、地質構造の詳細が判明している場所が好都合である。地すべり地にはこうした条件をそなえた所が多い。

1. 八木地すべり地における測定

兵庫県養父郡八鹿町八木の地すべり地の末端部を選んだ。この地すべりは、八木川左岸の山の斜面で、面積は幅80m、長さ100mの小規模なもので、その末端部は平らな畠となり、畠の端には湧水による池がある。その断面を図-21(a)に、平面を(b)に示した。それらに電極配置と推定地下水流脈(点線)を示してある。地下水流脈については、竹内(1983)の詳細な調査結果によった。

実験は、井戸(ボーリング孔、ケーシングは塩ビ管、直径5cm、水温14.6°C、気温19.7°C、水比抵抗91Ω・m)へ食塩1.5kgを水3ℓに溶かして投入し、電位の時間的変化を測定した。A電極(図-21の1, 2は、それぞれ正、負電極を示す。以下同じ)とB電極による測定記録を図-22に、それらの電極配置と直角の配置C電極による測定記録を図-23に示す(図-22、23は第2回測定)。

図-22におけるA電極によるAの電位変化は、

図-21 八木地すべり地における電極配置((a):断面図, (b):平面図)

Fig. 21 Location of the electrodes on ground surface at Yagi landslide area. (a): cross section and (b): plan.

食塩水投入(S)後、1.3min後極小値(矢印1)に達し、37.2min後に極大値(矢印2)となった。極小値はA電極の1の電極の下(最短距離)に食塩水が到着したことを示し、極大値は2の電極の下に食塩水が到着したことを示すものと考えられる。図-23におけるC電極では、電位変化における極小値(矢印1)は、食塩水投入(S)後19.9minである。図-22のB電極の変化は小さい(Sより最も遠い地点にある)ので、その極値の時間はやや正確さを欠くが、他の測定(第1回)と合わせてみると、極小値(矢印1)までは49.4min、極大値までは58.4min(図にはなし、第1回の記録による)であった。以上の結果と、各極値の電位の大きさ(食塩水投入時の電位を基準として)とを表-1に示す。電極などの記号は図-21に示したものと同じである。

表-1において、流速の大きな地点として食塩水投入孔より0.85mまでのS-A1の1.09cm/secがある。これは、食塩水3ℓ投入によって、一時的

表-1 流動電位の変化より計算された流速と電位の極値

Table 1. The flow rate calculated from the variation of streaming potential and the extreme value of electric potential.

(a)

	区 間	距離(m)	Sより極値までの時間(min)	電位の極値(mV)
(1)	S-A1	0.85	1.3	(-)3.9 (-)1.9
(2)	S-C1	2.35	19.9	(-)4.2 (-)2.5
(3)	S-A2	3.85	37.2	(+)0.9
(4)	S-B1	6.85	49.4 (50.4)	(-)0.38 (-)0.23
(5)	S-B2	7.85	(58.4)	(-)0.23

第2回測定。()は第1回測定

(b)

区 間	距離(m)	所要時間(min)	流速(cm/sec)
S-A1	0.85	(1)=1.3	1.09
A1-C1	1.50	(2)-(1)=18.6	0.13
C1-A2	1.50	(3)-(2)=17.3	0.14
A2-B1	3.00	(4)-(3)=13.2	0.38
B1-B2	1.00	(5)-(4)=9.0	0.19
A1-A2	3.00	(3)-(1)=35.9	0.14
A1-B2	7.00	(5)-(1)=57.1	0.20

に水位(水圧)が上昇したため、流速が大きくなったことによるものであろう。食塩水の投入時には、地上塩ビ管(孔、図-21参照)から溢れることもなく、また、投入所要時間も数sec以内であった。この孔付近の地下は、かなり透水性がよいと思われる。次に、A2-B1の3m間の流速が0.38cm/secであり、その前後より2~3倍大きい。この理由はわからない。あるいは、地すべり地の末端部であるので、転石や粘土などによって、地下水流脈がくびれているのかもしれない。B1-B2の1m間では0.19cm/secであるが、電極間隔が1mと短く、感度不足のため、読取り精度は良くない。A1-C1、C1-A2、A1-A2の流速は0.13~0.14cm/secである、また、A1点からB2点までの7m間の流速は、0.20cm/secとなる。この値はA1-B2の平均流速である。この値を除いた表-1の(b)の流速

図-22 地下水中に投入した食塩水の移動による流動電位の変化(S：食塩水投入、1、2：電位変化の極値)

Fig. 22 Temporal variation of streaming potential caused by movement of saline solution injected into underground water. S indicates injection of saline solution into underground water, and 1 and 2 are the extreme values of electric potential.

図-23 地下水中に投入した食塩水の移動による流動電位の変化(S：食塩水投入、1：電位変化の極値)

Fig. 23 Temporal variation of streaming potential caused by movement of saline injected into underground water. S indicates injection of saline solution into underground water, and 1 is the extreme value of electric potential.

は、部分的な流速(瞬間流速)である。

食塩水投入後、池(図-21の pond)の水の電導度計による測定から得られた流速は $12\text{m}/131.5\text{min}$ 、 $0.15\text{cm}/\text{sec}$ である。この値は、電導度が最大となった時間から算出したが、水量の多い池での測定では、最大値をとる時間より以前に食塩水塊が到着していることが考えられる(到着後、食塩水は拡散して電導度計に達するのであろうから)ので、 $0.15\text{cm}/\text{sec}$ より大きな流速であろう。塩分変化を示し始めた時間からは、 $0.19\text{cm}/\text{sec}$ と算出できる。これら

のことを考慮すると、A1-B2間の流速が $0.20\text{cm}/\text{sec}$ となるのは妥当な値であろう。

食塩水投入に先立って、水のみ 3l を2回投入してみた。図-24にみられるように、投入後47sec経て、 $0.03\sim 0.05\text{mV}$ の電位変化が生じている。水のみ投入で、遅れをもって電位変化が生じるのは、明らかに流動電位である。投入孔が径 5cm であるので、加えた圧力は $0.15\text{kg}/\text{cm}^2$ 程度である。電位変化の向きは、食塩水投入による向きと逆である。図-2のモデルの妥当性を示すものといえよう。

図-25 濁沢地すべり地の地形 (S: 食塩投入地点, A, B, C, D, E: 電極, 黒●と・: 調査孔)

Fig. 25 Topographic map of Nigorizawa landslide area. S indicates the injection point of saline solution and A, B, C, D, and E are the locations of the electrodes and the black spots are the borehole.

図-26 濁沢地すべり地の地質断面図(HMLは図-28(a)のHMLと同じ地点)

Fig. 26 Geological cross section along H, M and L in Fig. 28 (a) at Nigorizawa landslide area.

ある。ただし A 電極のみは、S 孔より 5 m に設置した。得られたデジタル・プリントの数値をプロットした記録を図-28に示す。

図-28の最初の電位変化における極値の大きさと時刻とより、地下水流動の流速と流量を見積った。

図の S(食塩投入時刻)と A1、B1、C1、D1、E1 の時刻差と各電極点までの距離から A、B、C、D、E 方向 (図-27) の流速を求めると、それぞれ、0.012, 0.060, 0.062, 0.057, 0.054 (単位はすべて cm/sec) となった。これらを見やすく表現するために、

図-24 地下水中に投入した水によって発生した流動電位 (矢印：水投入時刻)

Fig. 24 Streaming potential caused by dropping a water mass into underground water. Arrow indicates the dropping time.

以上の結果をまとめると次のようになる。

1) 表-1の結果は、第2回目の食塩水(食塩1.5kg、水3ℓ)投入による測定結果である。第1回目は食塩500g、水3ℓの食塩水を投入したが、表-1において見られるように、同じ点における電位の比は、第2回は第1回の2.1~1.7(倍)であるが、食塩濃度比は3.0(倍)である。図-6のように比例しないのは、第1回の投入食塩が残留していることによるものであろう。短時間に数回食塩水を投入するときは、その濃度を次第に増大させてやる必要がある。

2) 電極配置は、C電極のように基準電極を十分に遠くとるか、A電極のように地下水流脈に平行である場合は、電極間隔(3m)は地下水面までの深さ(1m以下、図-21)の数倍とる必要がある。B電極は、電極間隔が1mのため、図-22の記録に見られるように、電位変化における極値の判別が困難となる。

3) 流速のベクトルを求める実験は、これからであるが、その大きさを決定するには、電位変化の絶対値の精度をあげ、電場の大きさを知る必要がある。そのためには、電極配置の工夫とともに、電極と土の接触抵抗を小さくする必要がある。また、数日間にわたる測定では、電極を50cm以下に埋設して地温変化による影響を避けなければならない。

4) 食塩水投入孔に水のみ投入したときの電位変化は、食塩水投入による電位変化とその向きが逆であることは、図-2のモデルの妥当性を示すものといえよう。水の投入によって水圧が増大し、図-2の地下水の境界面の正電荷の流動が増加する、すなわち正電荷密度が増加し、それに応じて負電荷が増加し、一時的に電位が増大することになる。

降雨や気圧低下などによる地下水位の変動、荷重による水圧の増減、地すべり土塊の移動による水圧の増減などが、短時間に大きく作用するとき、図-24と同様な現象が観察されるはずである(竹内ら、1981)。また、不明な原因によって発生し、移動するという地下水波(酒井、1965)の解明にも、電位変化を利用できる可能性がある。

2. 濁沢地すべり地における測定

新潟県長岡市大字濁沢字榎地内の濁沢地すべりは、1980年12月30日正午頃、大規模地すべりが発生した。長さ400m、幅300m、面積約9ha、移動土量90万 m^3 という規模である(新潟県砂防課、1981)。ここにおいて地下水流速の測定を、従来の方法の食塩トレーサ法と流動電位法とを併用した実験を行った。実験の概要は発表(伊藤ら、1981)されているが、その後、地すべり地の地質構造の調査結果が得られたので詳述する。

電極は鉛電極、地下水電導度測定は改良テストを用い、記録計は長期間、多成分を必要とするので、測定点数24点、測定範囲(-)10~(+)50mV、分解能10 μ V、測定間隔5分、デジタル・プリントの方式を使用した。

電極配置と投入ボーリング孔、地形および地質断面図を図-25、26に示した。図のS点のボーリング孔に食塩水を多量に投入した。電極配置の詳細は、図-27に示した。投入孔(S)を囲む25mの円周上のうち、地形的にみて、地下水流動の可能性のある地点に電極1(正極)を、40mの円周上に電極2(負極)を配置した。したがって、電極対の間隔は15mで

図-27 電極の扇形配置(S：食塩投入孔，A，B，C，D，E：電極)

Fig. 27 An arrangement of the electrodes in a sector. S indicates saline-solution-injected borehole and A, B, C, D, and E are the location of the electrodes.

S点より出発した地下水が5時間、20時間後にそれぞれの地点に到着するかを示したのが図-29である。これらより地下水は、図-25における東部から斜面を川方向へ平均 0.058cm/sec にて流下していることがわかった。

地下水の流速は判明したが、流量についても検討してみる。B、C、D、E方向の流速は、ほぼ同じであるが、図-28の極値における電位変化の大きさはかなり差がある。これらの違いが、地下水流脈の太さ、食塩水による電荷変化の地中における面積の大きさによるものとする、電位変化の大きさは、流量の大きさに比例すると考えられる。電位変化はA、B、C、D、Eにおいて、それぞれ2.9、2.1、1.1、6.3、15.8（単位 mV，絶対値のみ考える）である。この割合をわかりやすく表現したものが、図-29の斑点模様の図形である。これが、流量の大小を表すものとする、地下水の主流は、図-25の南西方向に流動していることになる。

ボーリング孔および2つの湧水池の9点における改良テストによる食塩水の測定において、明瞭な電導度変化の極大をみたものは、B-8とPOND-

図-28 地下水中の食塩水の流動による流動電位(S：食塩水投入，A1，B1，C1，D1，E1：第1極値)

Fig. 28 Streaming potential caused by movement of saline solution injected into underground water. S indicates the injection of saline solution and A1, B1, C1, D1 and E1 are the first extreme values of electric potential.

図-29 流速分布と流量分布(S：食塩水投入点，5H，20H：5時間，20時間後のそれぞれの地下水流動範囲，計算値，斑点図形：流量分布，電位の極値の比より計算された流量)

Fig. 29 Distributions of the flow rate and the flux of underground water. S indicates the injection of saline solution into underground water, 5H and 20H are calculated flowing ranges of underground water after 5 and 20 hours, respectively, and the spotted area shows distribution of flux (relative value expressed by the ratio of the extreme values of electric potential).

1のみで、流速はそれぞれ、0.12, 0.10(cm/sec)であった。この流速は、流動電位法による流速0.058cm/secの約2倍となっている。その理由は、図-26にみられるように、流動電位法による観測区域よりも、B-8、POND-1近くになって地形の勾配が急になることによるものと思われる。特に地質断面図にみられる、透水性の高い第2層の風化層が、流動電位観測域に欠けている、あるいは薄いことによって、斜面上部の地下水流速が小さく、中央部で大きくなることによるものと思われる。

以上の結果をまとめてみると次のようになる。

1) 電極配置を食塩投入孔を中心として扇形に展開する方法は、測定結果の解析を容易にする。電極対の間隔を各対とも等しくし、間隔の大きさを予想される地下水面までの深さより大きくとることは有効である。

2) 電位計の分解能は0.1mV以上あればよい。電位変化における極値の正負の問題は今後の課題である。

3) 食塩トレーサ法との比較においては、地形、地質構造などを参考にして行わなければならない。

4) 電位変化の絶対値の比較より、地下水流量、地下水流脈の大きさの見積りができる見込みがある。

VI あとがき

地下水に食塩を投入し、その下流における流動電位の時間的变化により地下水流速、流量を決定する流動電位法を確立するために、種々な野外実験を行い、今後多くの実験を進めるつもりである。

実験にあたり、興和地下建設株式会社、川崎地質株式会社からの便宜に対して深謝する。また、関東学院大学工学部の山本隆氏ならびに多くの学生より協力を頂いたことを感謝する。また、防衛大学校の関岡満教授より多く助言を頂いたことに対して御礼を申し上げる。

参考文献

- 伊藤芳朗・斎藤輝夫(1973)：温泉湧出に伴う自然電位の変動について(Ⅰ)(日本温泉科学会第26回大会演旨)。温泉科学, 24, 118~119.
- 伊藤芳朗・斎藤輝夫・南雲政博(1978)：銭川間欠泉に伴う流動電位(Ⅰ)。地熱, 15, 19~27.
- 伊藤芳朗・斎藤輝夫・市川浩・竹内篤雄・熊谷忍・安積健一・南雲政博(1981)：流動電位法を用いた地下水の追跡。地すべり学会、第20回研究発表会。
- 遠藤源助・松尾日出夫(1959)：岩石の流動電位について。物理探鉱, 12-3, 28~32.
- 北原文雄・渡辺昌編(1972)：『界面電気現象』共立出版, 102~115.
- 酒井軍治郎(1965)：『地下水学』朝倉書店, 224&401.
- 静電気学会(1981)：『静電気ハンドブック』オーム社,

105～107.

竹内篤雄・伊藤芳朗(1981):地すべり地における自然電位の長期測定結果について(地すべり発生予知の手段として利用するための基礎的検討).地すべり学会,第20回研究発表会.

竹内篤雄(1983):『地すべり 地温測定による地下水調査法』吉井書店,産業図書,196p.

新潟県砂防課(1981):濁沢地すべり(パンフレット).

Modi, H. J. and D. W. Fuerstenau (1957): Streaming potential studies on corundum in aqueous solutions of inorganic electrolytes. *J. Phys. Chem.*, **61**, 640～642.

(受付:1984年5月10日、受理:1984年8月4日)