

## 第2部 電気探査

### 第1章 電気探査法

#### 1-1 電気探査の概要

電気探査法とは、人為的に地盤に電流を流して地盤内の電気的特性の変化によって発生する電位の変化を計測し、これを解析することにより探査を行う方法と、地盤内に発生している自然電位を計測して、その変化を解析することにより探査を行う方法である。したがって、地質学的には異なった地層もしくは地盤であっても、電気的特性に変化がなければそれを区分することは非常に困難である。逆に同じ地層であっても、例えば含水部分と非含水部とでは電気的特性は変化することから区分することは可能である。要するに、電気探査の結果のみで地層の状態を詳しく知ることは現段階では困難な面があり、地質踏査やボーリング調査の結果と併用して判断する必要がある。しかし、本探査法、特に比抵抗法は測定が比較的簡便で、かつ、電気探査装置が非常に高精度に作成されていることから、地すべり地帯や山地においてはもちろんのこと、種々な条件下においてその利用が増加してきている。

電気探査法の分類は種々の意見があると思われるが、ここでは磁気を利用する電磁探査法は除外することにすると、次のようになる。

##### a) 比抵抗法

基本的には2つの電流電極間に直流電流を流し、2つの電位電極間の電位を測定して見かけ比抵抗を求める。さらに、この地盤内の見かけ比抵抗の分布を解析することによって、地下の構造を推定する手法である。使用する電流は直流を用いるが、通常は直流電流を用いると分極現象を起こすので、周期の長い交代直流（直流とみなせる長い周期の矩形波）を使用する。

##### b) 自然電位法

一般に、地盤には自然もしくは人為的作用に起因した分極作用に基づく電位異常がみられ、常に

電流が流れている。この電位異常を地表にて観測する方法で、外部から人工的に電氣的エネルギーを供給しない探査法である。この測定法は、2つの非分極電位極の1つを固定極、他を移動極としてこの2極間の電位を地表にて測定し、その電位分布を解析することによって地下の異常を推定する手法である。

### c) 電気検層

電気検層とはボーリング孔を利用して、2つの電位電極および2つの電流電極をボーリング孔内に挿入し、電流電極に直流電流を流して電位電極間の電気を計測して、ボーリング孔周辺の地層の比抵抗を求めるものである。原理的には比抵抗法と同じであるが、通常の比抵抗法は地表面に電極を設けているために、探査深度が深くなれば測定精度に問題が生ずる場合がある。この点、電気検層ではボーリング孔を利用して探査するために、深度ごとの比抵抗を計測することができることから、より詳細な地層の構造を求めることができる。しかし簡便さから考えると、地表面から行う比抵抗法の方が優れており、また広範囲にわたって簡単に探査できるのに対し、電気検層はボーリング孔を必要とし、さらにその探査範囲はボーリング孔周辺に限られる。

## 1-2 地盤、岩盤の電氣的特性

一般的な岩石や地層の比抵抗を図-2.1.1に示す。この表から明らかなように各岩石の比抵抗値は非常に広範囲に分布している。岩石を構成する大部分の鉱物の比抵抗は非常に大きいことから絶縁体とみなすと、地盤や岩盤の比抵抗は間隙分布や間隙の大きさ、間隙内の含水状態および風化の程度に支配される。したがって同種類の岩盤、地盤であっても場所が異なると、当然比抵抗値も異なっ

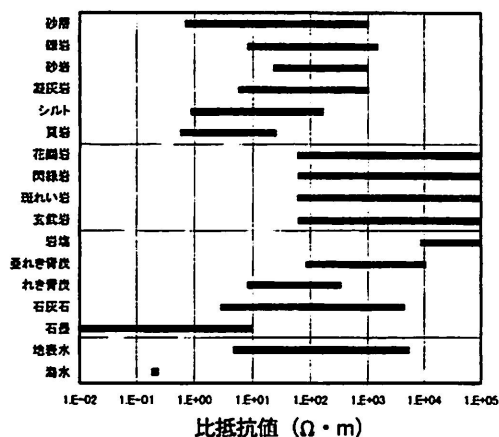


図-2.1.1 岩石等の比抵抗

(Daknov, Geophysical Well Logging, 1959 in Russian より作成)

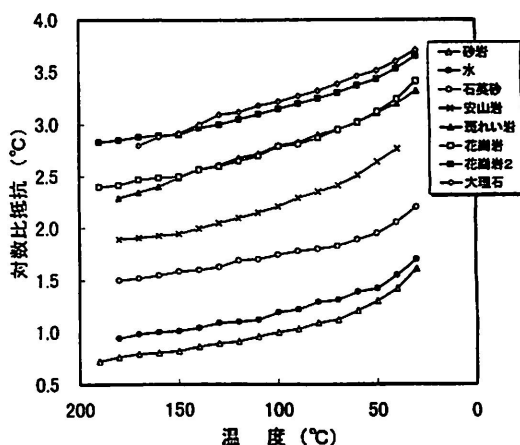


図-2.1.2 岩石・鉱物の比抵抗と温度の関係 (物理探査学会：1989)



たものとなる。また比抵抗は岩石の温度によっても変化する。図-2.1.2は各岩石の温度変化と比抵抗との関係を表したもので、温度が高くなれば比抵抗は低くなる。これは間隙水の温度に依存しており、間隙水が凍結するような温度条件下においては非常に高い比抵抗値を示す。

G.E.Archie (1942) は、海水で飽和された砂岩を対象として、間隙率と砂岩の比抵抗について実験的に検討した。その結果、それらの間には次のような関係を導き出した。

$$\rho_0 = F \times \rho_w \quad (2.1.1)$$

$$F = a \times n - m \quad (2.1.2)$$

すなわち

$$F = \rho_0 / \rho_w = a / nm \quad (2.1.3)$$

$\rho_0$  : 飽和した岩石の比抵抗

$\rho_w$  : 間隙水の比抵抗

$a$  : 迂回率係数

$m$  : 膠結係数

$F$  : 地層比抵抗係数

$n$  : 間隙率

$a, m$  はそれぞれ岩石によって決まる定数で、例えば砂岩では  $a$  は 0.6~0.8,  $m$  は 2.0 程度となる。茂木他 (1986) は、細粒土について詳細な検討を行っている。図-2.1.3 は豊浦標準砂における間隙率  $n$  と地層比抵抗係数  $F$  との関係を示したものである。このときの間隙水の比抵抗を

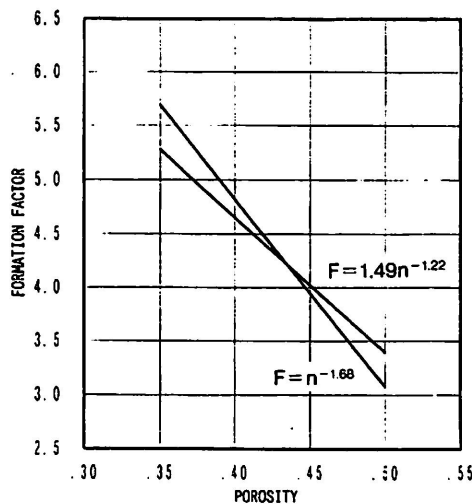


図-2.1.3 豊浦砂の間隙率と地層係数の関係図 (茂木他：1986)

1.08～50.0  $\Omega \cdot m$  まで変化させている。またこれらの関係を式(2.1.3)に回帰させて  $a$  および  $m$  を求めたのが表-2.1.1である。これより  $\rho_w$  が 50.0  $\Omega \cdot m$  の場合を除くと  $m$  はほぼ一定の値を示している。

表-2.1.1 アーチの式より算出した豊浦砂の  $\rho_w$ ,  $a$ ,  $m$  値 (茂木他：1986)

資料	$\rho_w$	$a$	$m$
sA	1.08	1.40	1.23
sB	5.66	1.27	1.35
sC	9.68	1.34	1.33
sD	16.4	1.45	1.32
sE	38.4	1.57	1.25
sF	50.0	1.76	0.976
全データ	...	1.49	1.22
//	...	1	1.68

しかし、砂よりもさらに粒子が細かい粘土、シルトの場合は、表面伝導現象が現れる。これより、佐々他 (1993) によると Arcihe の式は成り立たなくなり、間隙率の変化に対して地層比抵抗係数の変化は小さくなって、その範囲は 1～3 程度である。

一般に Arcihe の式は石油層の解析の基礎に主として用いられてきた。地すべり層の含水状態を Arcihe の式を用いて求めようとすることは、多くの場合シルトや粘土分を含んでいることからこの式を直接適用することは難しい。先にも述べたが、茂木らは粘土のような細粒分の比抵抗値の特性について、Bruggeman (1935), Hanai (1961) の式を拡張した式を提案しており、これが実用面においてさらに発展すれば細粒土を含んだ土に対する比抵抗特性を表す式が確立されるものとする。

## 第2章 比抵抗法

### 2-1 概説

#### 2-1-1 比抵抗

細い針金に直流電流  $I$  を流すと、電流は針金内では一様に流れているものとみなされ、いわゆる式 (2.2.1) のオームの法則が成り立つ (図-2.2.1)。

$$V = R \times I \quad (2.2.1)$$

$V$ : 電圧,  $R$ : 針金の抵抗,  $I$ : 電流

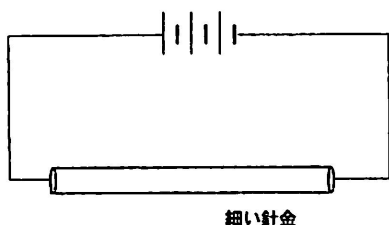


図-2.2.1 針金を流れる電流

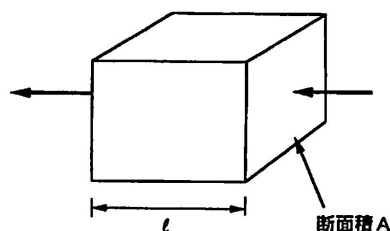


図-2.2.2 物体を流れる電流

しかし、地盤のような無限の広がりをもつ媒質に電流を流すときには、場所によって電流の密度が一樣ではなくなってくる。したがってもっと基本的な関係の法則が必要となり、式 (2.2.2) のようにオームの法則を一般化した形で表わすことができる。

$$E = \rho \times i \quad (2.2.2)$$

$E$ : 電界の強さ (力の方向の単位長当たりの電位差に等しい)

$i$ : 電界の方向の電流密度 (単位面積を直角につらぬく電流の量)

ここで、 $\rho$  は物質の性質だけに関係した定数で物質定数と呼ばれており、すなわち比抵抗と言われている。今、図-2.2.2に示すように断面積  $A$ 、長さ  $\ell$  の導体を考え、その導体の両端の電位差を  $V$ 、印加電圧を  $I$  とすると、

$$E = V / \ell, \quad i = I / A \quad (2.2.3)$$

したがって  $R$  を抵抗として、

$$V = \rho \frac{\ell}{A} I, \quad \rho = R \frac{A}{\ell} \quad (2.2.4)$$

となる。 $\rho$ の単位は $\Omega \cdot \text{m}$ あるいは $\text{ohm} \cdot \text{m}$ となる。これは一辺の長さが1 mの立方体のような断

面積  $1 \text{ m}^2$  で長さが  $1 \text{ m}$  の物質の抵抗に相当する。式 (2.2.3) にみられるように、比抵抗はその物質の電流の流れ難さを表す定数となる。

## 2-1-2 電位

導体の中では電荷が移動し、それに抵抗を受ける。空間の中のある1点からある1点へ電荷を流す仕事を2点間の電位差という。地盤中の電流のように電流密度が場所によって変化するとき、オームの法則は成立しない。しかし地盤中の微小な立方体(長さ  $\Delta r$ , 断面積  $\Delta s$ )と仮定した中には電流が一様に流れ、導体の比抵抗を  $\rho$  とすると、両端面の間の抵抗は、 $\rho (\Delta r / \Delta s)$  となる。いま、両端面の電位差を  $\Delta V$  とすると、

$$-\Delta V = \rho \frac{\Delta r}{\Delta s} \Delta I, -\frac{dV}{dr} = \rho \frac{dI}{ds} \quad (2.2.5)$$

となる。ここで、 $dI/ds$  は電流密度、 $dV/dr$  は電位が  $r$  方向によってどれだけの変化を起こすかを示す値で、電位傾度、または電界強度といい、式 (2.2.5) は、

$$E_r = -\frac{dV}{dr} = \rho i_r \quad (2.2.6)$$

$$\text{ただし, } i_r = \frac{dV}{ds}$$

ここで、 $E_r$  は  $r$  方向の電界の強さ、 $i_r$  は  $r$  方向の電流密度である。

いま、無限媒質中に点電流源  $C(I)$  が存在する場合、電流はこの点電流源を中心として球状を呈して周辺へ流れる。このときの電流密度  $i_r$  は半径  $r$  の球の表面積は  $4\pi r^2$  であるから、

$$i_r = \frac{I}{4\pi r^2} \quad (2.2.7)$$

となる。ここで、点電流源における電流密度は  $\infty$  とする。式 (2.2.6), (2.2.7) から

$$E_r = -\frac{dV}{dr} = \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r^2} \quad (2.2.8)$$

と表される。いま、点電流源から  $r$  離れた点  $P$  の電位  $V_p$  は、

$$V_p = -\int_{\infty}^r E_r dr = -\frac{\rho I}{4\pi} \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} \quad (2.2.9)$$

$$\text{よって, } V_p = \frac{\rho I}{4\pi r} \quad (2.2.10)$$

と求められ、点  $P$  の電位は距離  $r$  に反比例している。空間内に多くの点電流源がある場合の点  $P$  の電位は、重ね合わせの原理により次のようにして表される。

$$V = -\frac{\rho}{4\pi} \sum_{k=1}^n \frac{I_k}{r_k} \quad r_k = C_k P \quad (2.2.11)$$

一般に比抵抗法は地表面に電極を設けて探査を行うことが多いことから、地盤を半無限媒質として、その媒質内に点電流源が存在する場合の電位について検討する。

図-2.2.3 は比抵抗の異なる2つの媒質が境界面Sで接している場合、このときの境界条件は、

①  $V_1$  と  $V_2$  は境界面Sにおいて連続でなければならないから、

$$V_1 = V_2, \quad \frac{\partial V_1}{\partial t} = \frac{\partial V_2}{\partial t} \quad (2.2.12)$$

また

② 境界面Sにおいて、電流密度の法線分力は連続でなければならない。

$$i_{1n} = i_{2n}, \quad \frac{E_{1n}}{\rho_1} = \frac{E_{2n}}{\rho_2} \quad (2.2.13)$$

あるいは

$$\frac{1}{\rho_1} \cdot \frac{\partial V_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \cdot \frac{\partial V_2}{\partial n} \quad (2.2.14)$$

と表わされる。今、媒質Iを地盤、媒質IIを空気とすると、 $\rho_2 = \infty$ となるので、

式(2.2.13)は次のようになる。

$$\frac{\partial V_1}{\partial n} = 0 \quad (2.2.15)$$

このような境界条件を満たし、平面境界における電位は電気映像法によって求めることができる。すなわち図-2.2.4(a)に示されるように、境界面Sに関する点電流源C(+I)の映像C'(+I)を置き、図-2.2.4(b)に示されるように上半空間も $\rho_1$ として考えると、このときの電位は式(2.2.11)か

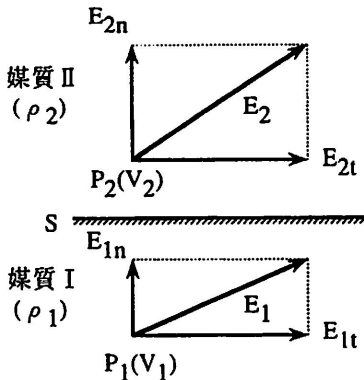


図-2.2.3 比抵抗が異なる媒質の境界条件

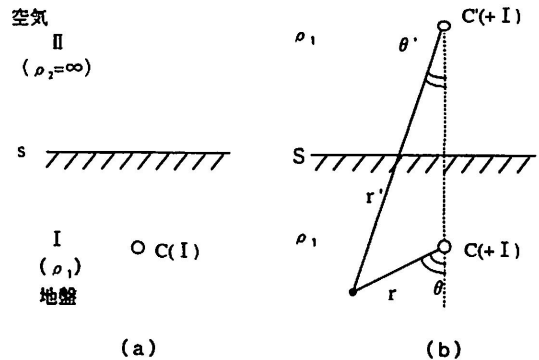


図-2.2.4 電気映像法による電位の算出

ら計算される。

$$V_1 = -\frac{\rho_1}{4\pi} \left\{ \frac{I}{r} + \frac{I}{r'} \right\} \quad (2.2.16)$$

C (+I) による境界面 S に対する法線方向の電界の強さは式 (2.2.8) より、

$$E = \frac{\rho_1 I \cos \theta}{4\pi r^2} \quad (2.2.17)$$

同様に C' (+I) による法線方向の電界の強さは

$$E_2 = \frac{\rho_1 I \cos \theta'}{4\pi r'^2} \quad (2.2.18)$$

となり、結局点 P の電界の強さは C (+I) と C' (+I) の電界の強さを加えたものとなる。点 P が境界面 S 上に存在する場合は、 $r=r'$ 、 $\cos \theta = \cos \theta'$  となることから、C (+I) と C' (+I) の法線方向の電界は打ち消し合い、切線分力のみが働く。よって式 (2.2.15) は満たされている。

地表面に点電流源 C (+I) を置いた場合、地盤内の任意点 P の電位 V は次式によって求められる。

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (2.2.19)$$

ここで r は CP の距離、 $\rho$  は地盤の比抵抗である。

## 2-2 各種測定法

### 2-2-1 ウェンナー法 (Wenner method)

地盤に電流を流すための電流電極 (current electrode) C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, 電位差を測定するための電位電極 (potential electrode) P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, とすると、この4本の電極を用いて行う比抵抗法をウェンナー法と言い、このような電極系の配置をウェンナーの電極系と言う。この電極系を表わしたのが図-2.2.5である。各電極間隔は a である。

P<sub>1</sub> の電位 V<sub>p1</sub> は、

$$V_{p1} = V_{p1}(C_1) + V_{p1}(C_2) \quad (2.2.20)$$

V<sub>p1</sub>(C<sub>1</sub>), V<sub>p1</sub>(C<sub>2</sub>) は式 (2.2.19) より、

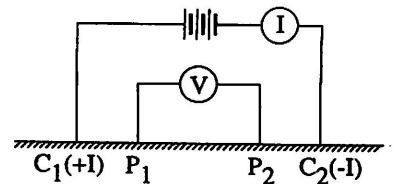


図-2.2.5 ウェンナー法による電極配置

$$V_{p1}(C_1) = \frac{\rho I}{2 \pi a}, \quad V_{p1}(C_2) = \frac{\rho(-I)}{2 \pi (2a)} \quad (2.2.21)$$

であるから,

$$V_{p1} = \frac{\rho I}{4 \pi a} \quad (2.2.22)$$

となる。同様に  $P_2$  の電位  $V_{p2}$  は,

$$V_{p2} = V_{p2}(C_1) + V_{p2}(C_2) = -\frac{\rho I}{4 \pi a} \quad (2.2.23)$$

となる。したがって  $P_1, P_2$  間の電位差  $V$  は,

$$V = V_{p1} - V_{p2} = \frac{\rho I}{2 \pi a} \quad (2.2.24)$$

よって、比抵抗  $\rho$  は

$$\rho = 2 \pi a \frac{V}{I} \quad (2.2.25)$$

として求められる。ここで式 (2.2.25) は、ウェンナー電極配置において均質な理想媒質における比抵抗  $\rho$ 、電流値  $I$ 、電位差  $V$  の関係を表している。実際には地盤は微視的あるいは巨視的にみて、不均質であることがほとんどである。したがって、厳密には実際の測定において得られた  $\rho$  は、真の地盤の比抵抗を計測されているとはいえない。よってこの  $\rho$  を一般的には見かけ比抵抗  $\rho_a$  と言う。この見かけ比抵抗は、電気探査比抵抗法においては、最も重要な指標であることには変わりはなく、地盤の状態をよく表している物理量である。

### 2-2-2 他の電極配置による方法

電極配置を変えることによって種々の比抵抗法がある。これらの電極配置とその電極系によって与えられる  $\rho$  の式を表-2.2.1 に示している。これらの  $\rho$  は 2-2-1 で述べたウェンナー法と同様の方法で導くことができる。

### 2-2-3 地質構造と各電極配置の見かけ比抵抗曲線

探査目的とする地盤に対して、どのような電極配置が最も適切なかを検討するには、見かけ比抵抗曲線の変化特性からある程度可能である。図-2.2.6 は見かけ比抵抗  $\rho_a$  の地盤中に、 $\rho_1 = 0$  なる単一層が水平構造をなしている場合のウェンナー法 (図(b)) およびダイポール・ダイポール法 (図(c)) の見かけ比抵抗曲線を示している (吉住他: 1966)。これより、同じ 4 極法でもかなり異なった見かけ比抵抗曲線となっているが、水平地盤構造に対する探査感度は、ダイポール・ダイポール法の方が若干低い。

表-2.2.1 比抵抗法に用いられる主な電極配置方法 (地盤工学会:1989)

電極配置	電極配置係数	配置方法
2極法	a	$\begin{array}{ccccccc} C_2 & & C_1 & & P_1 & & P_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & a & & & & \end{array}$
3極法 等間隔 CPP 法	2a	$\begin{array}{ccccccc} C_2 & & C_1 & & P_1 & & P_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & a & & a & & \end{array}$
ボールダイボール法	$n(n+1)a$	$\begin{array}{ccccccc} C_2 & & C_1 & & P_1 & & P_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & na & & a & & \end{array}$
4極法 等間隔 CPPC 法 (ウェンナー法)	a	$\begin{array}{ccccccc} C_1 & & P_1 & & P_2 & & C_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & a & & a & & a \end{array}$
等間隔 CCP 法 (エルトラソ法)	3a	$\begin{array}{ccccccc} C_1 & & C_2 & & P_1 & & P_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & a & & a & & a \end{array}$
等間隔 CPCP 法 (スタッガード法)	$3/2a$	$\begin{array}{ccccccc} C_1 & & P_1 & & C_2 & & P_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & a & & a & & a \end{array}$
シュランベルジャー法	$\frac{n+1}{2n}a$	$\begin{array}{ccccccc} C_1 & & P_1 & & P_2 & & C_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & na & & a & & na \end{array}$
ダイボール・ダイボール法	$1/2 \cdot n(n+1)(n+2)a$	$\begin{array}{ccccccc} C_1 & & C_2 & & P_1 & & P_2 \\   & \cdots &   & \cdots &   & \cdots &   \\ & & a & & na & & a \end{array}$

注) a:電極間隔 n:隔離係数 n=1,2,3,4,5

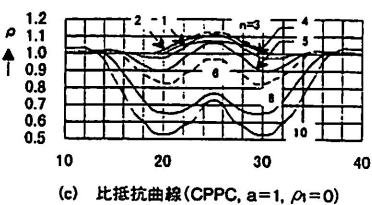
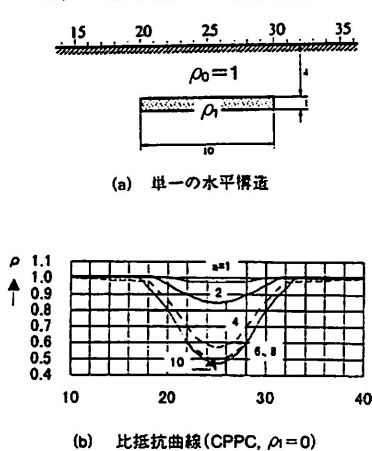


図-2.2.6 単一の水平構造(吉住・入江による)

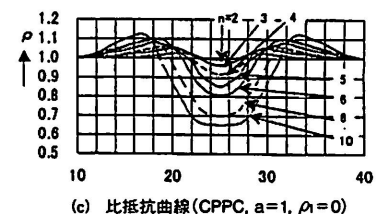
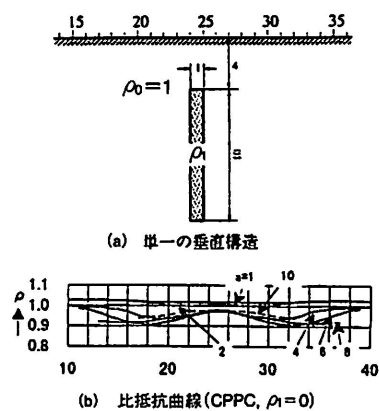


図-2.2.7 単一の垂直構造(吉住・入江による)



図-2.2.7は、単一層が垂直構造をなしている場合のウェンナー法(図(b))およびダイポール・ダイポール法(図(c))の見かけ比抵抗曲線を表している(吉住他:1966)。この2つを比べてみると明らかなように、ウェンナー法の探索感度はかなり低いことが認められる。したがって地盤が垂直構造となっている場合には、ダイポール・ダイポール法を用いることによって精度よく探索できる。

図-2.2.8は、単一層が $45^\circ$ の傾斜構造となっている場合のウェンナー法(図(b))およびダイポール・ダイポール法(図(c))の見かけ比抵抗曲線を表している(吉住他:1966)。このような地盤構造においても図-2.2.7と同様ダイポール・ダイポール法のほうが探索感度は高いことが認められる。

清野(1955)による図-2.2.9は、地形の形状が見かけ比抵抗曲線に及ぼす影響について示したものである。(a)は谷地形、(b)は山地形で、それぞれについて2極法、3極法、4極法(ウェンナー法)

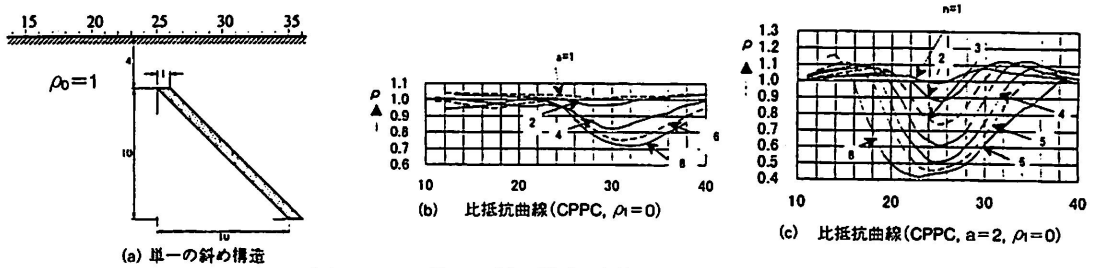


図-2.2.8 単一の斜め構造(吉住・入江による)

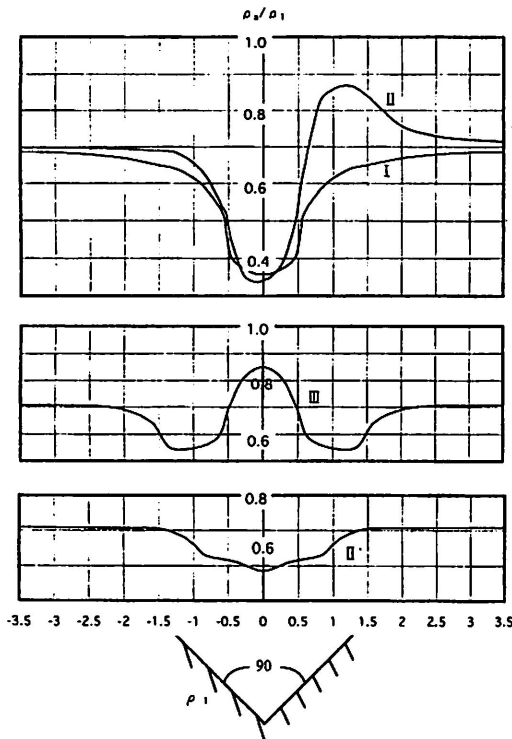


図-2.2.9(a) 谷地形における見掛け比抵抗曲線

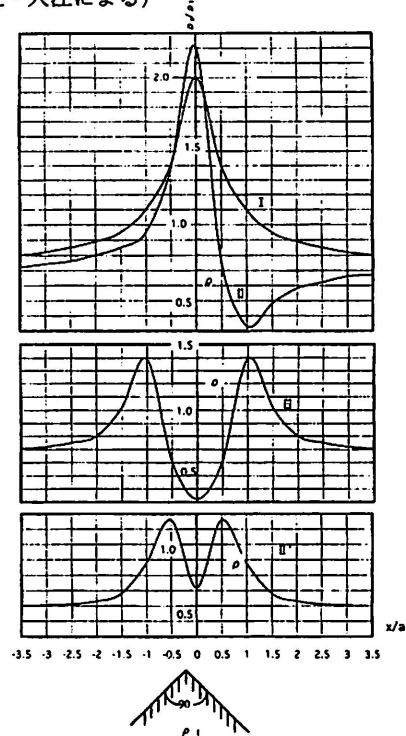


図-2.2.9(b) 山地形における見掛け比抵抗曲線

および平均3極法の見かけ比抵抗曲線について示している。xは水平距離を採っている。同一の電極配置については山地形の方が、見かけ比抵抗曲線の変化は著しい。同一の地形については尾根または谷部を横断するときに見かけ比抵抗曲線の変化は著しくなる。また平均3極法の見かけ比抵抗曲線は最も変化が少ないことが認められる。

## 2-3 高密度電気探査

高密度電気探査は、多チャンネルの比抵抗測定器を用いて、測線沿いに等間隔に多数点の電極を設置し、調査測線上において、短時間に大量の地盤の比抵抗データを高密度に自動測定、データを取得しコンピューターによる高密度解析によって、地盤の真の比抵抗分布断面を求める探査方法である。

従来の垂直探査法と水平探査法をあたかも併用した。垂直・水平探査即ち2次元比抵抗探査ともいうものである。電極配置は、一般には測定が自動化し易い2極（ポール・ポール）法が用いられている。

### 2-3-1 測定法

2極法の測定は、測線に沿って所定の間隔(a)で電極を並べ、最大電極間隔或いは探査深度( $n \times a$ )の10倍以上離れた2地点に遠電極( $C_2, P_2$ )を設け、多チャンネル(50 ch~100 ch)比抵抗測定器で測定される。この測定器は、自動的に電流電極(A)を始点( $P_0$ )に固定し、電位電極(M)を $P_1, P_2 \dots P_n$ と最大電極間隔(測定深度)まで移動測定する。次に $C_1$ を $P_1$ の地点に移動し $C_2$ を $P_2, P_3 \dots P_{n+1}$ へ移動して電位を測定する。

同様にしてCを終点( $P_N$ )、直前の点( $P_{N-1}$ )まで移動して電位を測定するが電位の測定は $P_N$ までとする。ここでは最大電極間隔(測定深度)は $n \times a$ となる。

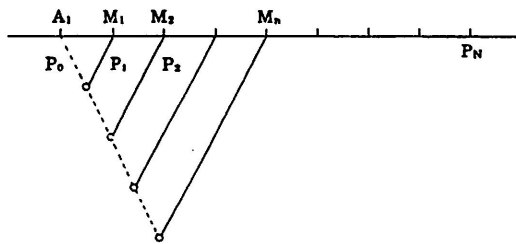
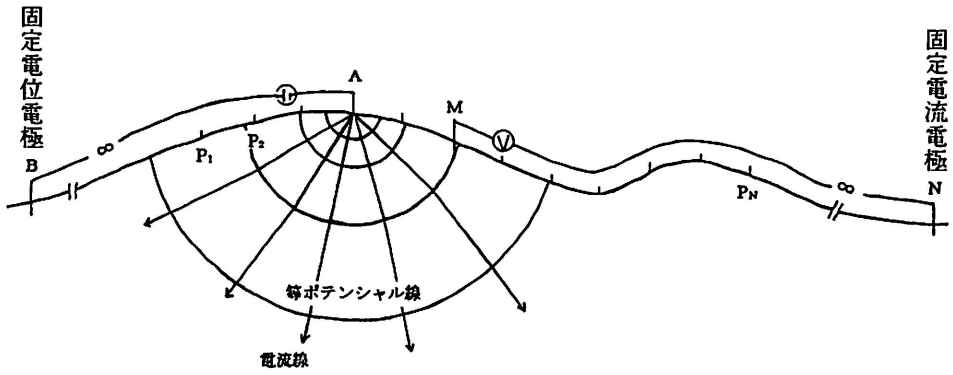
見かけ比抵抗 $\rho_a$ の測定値(表示値)はCとPを結ぶ線上の midpoint より垂直な延長aとしている。

### 2-3-2 2極（ポール・ポール）法の特徴

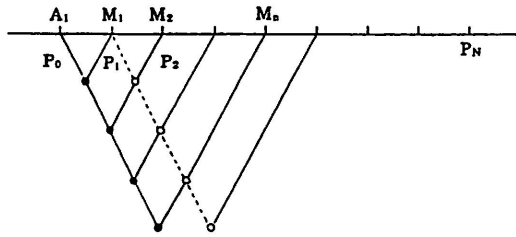
2極法は1つの電流電極 $C_1$ と1つの電極 $P_1$ を電極間隔aと配置し、他の電極 $C_2$ と $P_2$ を無限遠に置き、下式の $(1/C_1 \cdot P_2) - (1/C_2 \cdot P_1) - (C_1 \cdot P_2) \approx 0$ と解釈できるようにした電極配置で行う探査法で以下のような特徴がある。

$$\begin{aligned} V &= \rho I / 2 \pi (1/C_1 \cdot P_1 + 1/C_1 \cdot P_2 - 1/C_2 \cdot P_1 - 1/C_1 \cdot P_2) = V_1 - V_2 \\ &= \rho I / I \pi a \approx \rho I / 2 \pi (1/C_1 \cdot P_1) \end{aligned} \quad (2.2.26)$$

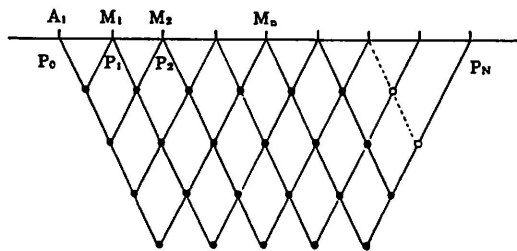
①式(2.2.26)に明らかなように $C_2, P_2$ が無限遠にないと本式が成立せず現場条件が不利でも最大電極間隔の5倍以下にはできない。また、5~10倍の場合は、解析段階で遠電極補正が必要であ



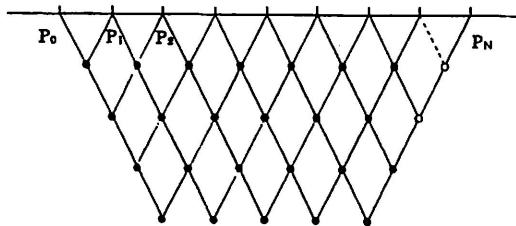
第1展開



第2展開

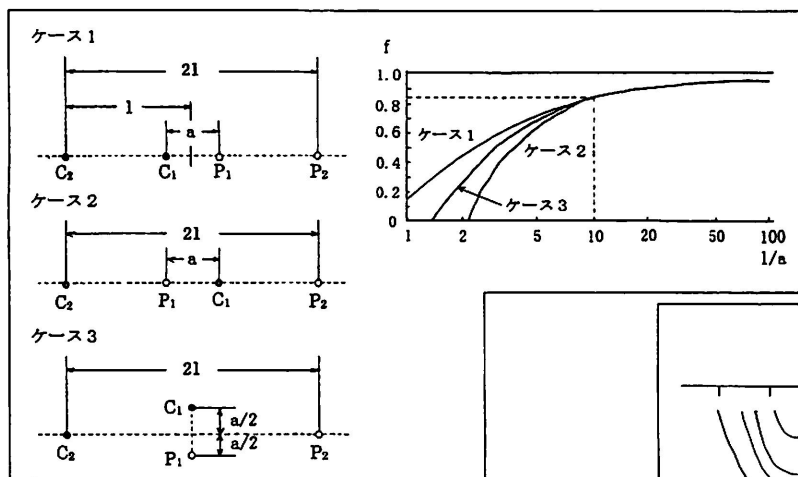


第N-1展開



第N展開

図-2.2.10 ポール・ポール法の測定手順

図-2.2.11 遠電極の効果  $f$  の計算例

(図の左に示した3つのケースについて求めたもの)

図-2.2.12 ポール・ポール法2極電極配置の感度分布 (図中の数字は感度%)

る (図-2.2.11)。

②図-2.2.12は2極電極配置の感度分布であり、図によると電極系の外側の左右に順感度領域が分離し、その値を余り大きくないことより概査的な調査に適している。

③地下構造に対する電位の応答が比較的単純なため自動解析に適している。また、電極設置後の作業性に適している。

④他の電極配置に比較し、短い電極展開距離で薄い探索深度を確保できる。逆に同一測線上で、より広い探索範囲を確保しうる。

⑤一般的には地下構造 (断層構造など) の探索により適している。

⑥一般に電極間隔を小さくした浅部構造探索、大きくした場合の深部の構造の概略探索が可能である。

### 2-3-3 測定計画

本探索の測定計画では、高密度電気探査の特徴を生かした上での電極間隔、測定深度、測線長等を調査目的と現地状況を十分考慮して決める必要がある。

表-2.2.2は、測定計画にあたって、考慮すべき基本条件を示したものである。

また図-2.2.13に測定を必要とする範囲の概念図を示す。

最小電極間隔( $a$ )は、探索の分解能 (精度) や探索深度( $D$ )に関係があり、電極間隔が小さいほど分解能は高くなるが、解析のデータ数や現場での測定深度の関係で測定深度の  $1/10 \sim 1/20$  程度を目安としている。地すべり地では、電極間隔( $a$ )を  $2 \sim 20$  m 程度を目安としており、逆に測定深度( $D$ ) =  $20 \sim 300$  m 程度と換算される。

表-2.2.2 測定計画の基本条件

項目	位置	検討事項
測線設定	I + D	地形的、地質構造的に2次元条件を満たすような測線は位置
電極数 (m)	50~100 極	短時間測定のためには、チャンネル数が多い方が有利
遠方電極	10(na + d)	探査深度の10倍の距離以上で悪影響を9割以上排除される
電極間隔 (a)	2~20 m	測定深度(d) $\times$ 1/10~1/15
測線長 (L)	na + d	探査予定区間(na)の両側探査深度(D)の1/2程度長く設定
測定深度 (d)	1.5 $\times$ D	探査深度(D)の1.5倍程度
測線長 (S)	(1.2~1.4)L	解析入力に必要な地形測量
探査深度 (D)	D	推定すべり面より10~30 m程度の深さまで設定

解析を行う測定深度（最大電極間隔に相当）は、探査したい深度(D)の約1.5倍程度必要である。解析範囲は、地盤測線を底面とする逆台形になるので、測線が端部では浅い部分の構造しか分からず、かつ、解析精度が低下するので探査予定区間(L)の両サイドに探査深度の1/2程度長く設定する必要があり、測線長は探査予定区間に測定深度を加えた長さ ( $L=I+D=n \times a+D$ ) となる。

探査測線の設定にあたっては、地形的にも地質構造的にも2次元条件（測線直交方向均質）を満たすような測線配置を心掛ける必要がある。その条件を満足しにくいような場合はこの主測線に直交する副測線の設定が必要となる。

### 2-3-4 測定時の注意点

#### (1) 品質管理

高密度測定の特徴を生かすためには、測定データの品質管理が重要なポイントとなる。測定に際しては、よりよいデータをとるため、測定前に各電極の接地抵抗の測定や自然電位を測定する必要がある。電極の接地抵抗は、出来るだけ小さくすることに心掛け、最高でも5 k  $\Omega$  以下ですべきであろう。また、自然電位は経時的に変化し、かつ、測定上のノイズとして測定誤差の意向となるため、多点測定をできるだけ短時間で行うことが必要である。測定中は、

- ① 送信波形と受振波形をモニターで監視する。
- ②  $V/I \sim a$  曲線（または  $\rho_a - a$  減衰曲線）を表示する。
- ③ 相反定理（I, Vの正逆方向の受位ポテンシャルの合致性）のチェック。
- ④ 類似断面図の作図等、現場測定中にデータの品質管理を行い、必要に応じて再測することが

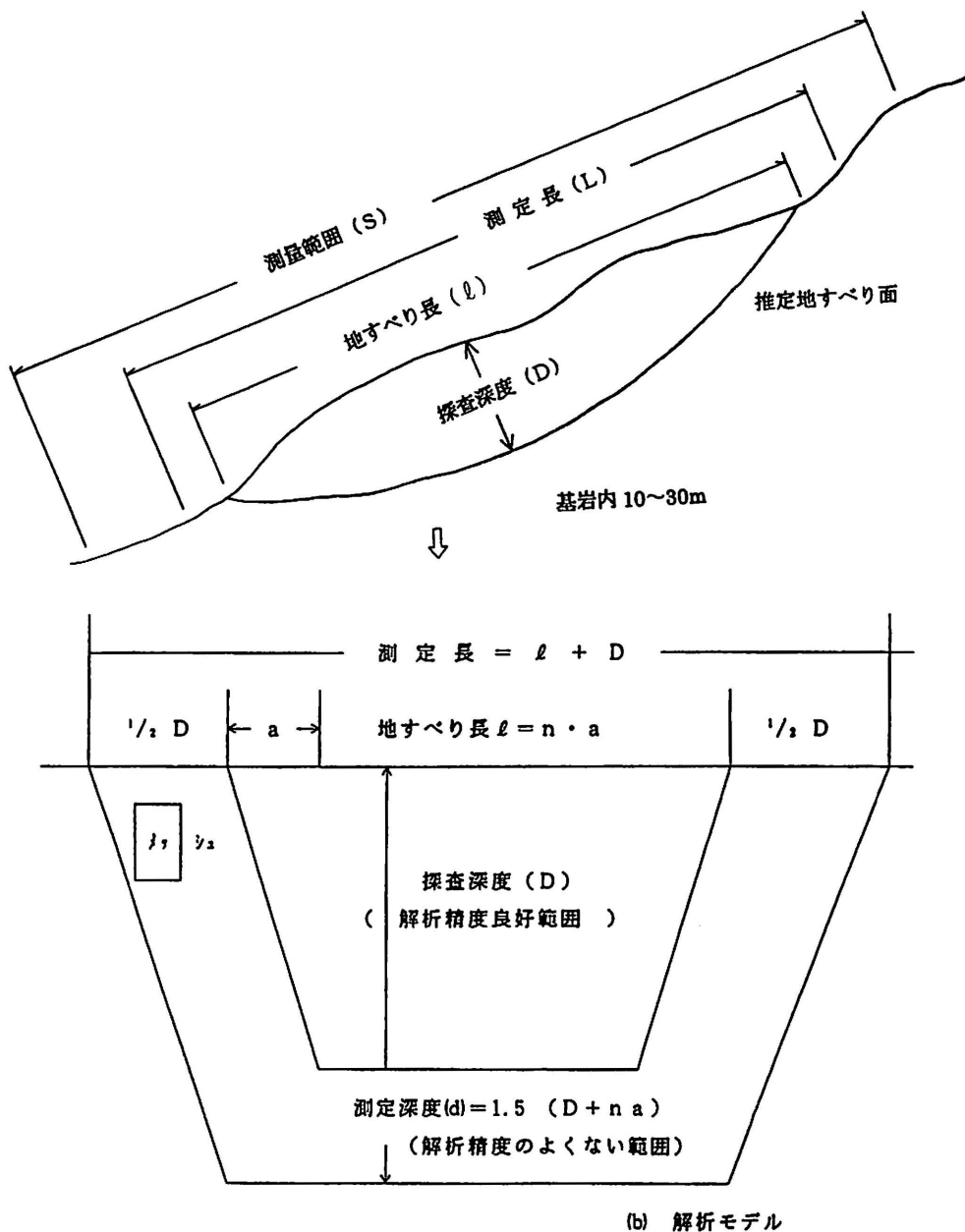


図-2.2.13 測定を必要とする範囲概念図

ある。

また、現場の状況により 10 倍以上の距離の遠電極の設置が困難な場合は、位置明示(その場合でも 5 L 以上)の上、解析に際し補正する必要がある。或いは 3 極法、4 極法を検討する必要がある。

## (2) 概知情報の検討

高密度電気探査は、基本的には地表面からの比抵抗探査による地盤内の比抵抗分布を求めるもの

であり、絶対値の評価や他の物性値との関連を求めるためには、他データ概知情報との比較検討が重要となる。そのためには、先ず

- ① 比抵抗値、電気伝導度—地表水、孔内水、間隙水、地下水、表層地盤電気検層柱状図等
- ② 地質情報、ボーリング柱状図、岩石コア試験
- ③ 孔内諸試験、弾性波探査、地温探査等

### (3) 安全上の注意事項

本探査法では、高電圧(数 100 v)、高電流(1 Amp 以上)の電気を流すため、その感電事故に注意する必要がある。従って、電流電極や遠電極の近傍には、人や家畜の近づけない施設や監視員を配置する等の措置を行い、安全対策に十分注意する。

### (4) 構造物の影響

測定値に影響する構造物としては、鋼製杭、高圧送電線、業中電話線、鉋体、鉄筋コンクリート又は鉄製構造物などがある。これらは、周辺と比較して低抵抗であるため、電流はそこを集中して流れ地盤の比抵抗を求めることが難しくなる。したがって、明確な人工構造物付近でのやむを得ない測定の場合は、

- ① 構造物を横断する場合には、構造物に対して直交方向の測線の配置。
- ② 構造物の近傍を通る場合には、最低探査深度が構造物の延長相当距離以上離すこと。
- ③ 最少電極間隔(a)>構造物の大きさ以上等の条件を満足すること等の配慮が必要となる。

### (5) 解析上の注意事項

解析はコンピューターにより2次元の自動解析を行う手法が開発され、その手法には「 $\rho_a - \rho_u$ 法」(吉住：1970)、「 $\alpha$  センター法等比抵抗映像法」(坂山他：1986)、「FEM を利用した比抵抗2次元インバージョン法」(佐々木：1981)などがある。

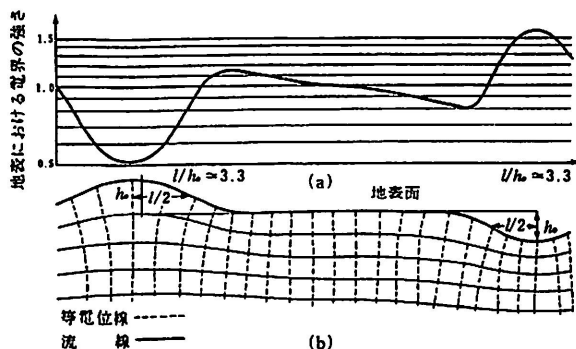
測定結果は解析に供されるが、解析にあたっては、①境界条件と設定、②各種ノイズの検討、③分解能(精度)と信頼度との関係、④解析方法の推定、⑤測定誤差表示、⑥収束性の検討等に注意を要する。

## 2-3-5 測定時の自然条件

高密度電気探査では自然条件によって、測定や解析上で悪影響を及ぼすことがある。その自然条件とは、起伏地形、自然電位、表層地盤の乾燥状態、地下水の賦存状態、良導体、構造物の存在等が上げられる。以下、それら悪影響を及ぼす要因とそれらの影響を取り除く方法について述べる。

### (1) 地形の影響

電気探査では、地表の起伏(地形)が測定結果に及ぼす影響はかなり大きく「地形ノイズ」と言われている。この地形ノイズの除去法については、近年種々の解析法が開発され、傾斜地や起伏地



(一様水平電界における地形の存在による等電位線および流線の歪)  
 (a) 地形による電界の変化  
 (b) 地形と地下内部の等電位線および流線 (電気力線)

図-2.2.14 均質地形の影響 (G, Kuznetz:1966)

形での探査が可能となった。図-2.2.14 は、一様な電界において山および谷地形の影響による等電位線及び流線の歪を示したものである。図から分かるように、谷および頂部で、等電位体が密、粗、電界の強さは大小となっている。これらの中から、2次元構造と仮定しにくい。さらに地上方向の数本の測線とそれに直交する測線のグリッドを組んだ測線で、測定の上、3次元解析を行うこともある。谷部および頂部では地形の起伏の影響の少ない方向、また測線に直交するような谷筋および尾根筋の副測線の設置による測定により「地形ノイズ」の影響を少なくすることができる。

## (2) 地盤の乾湿

地すべり地でも表層付近は乾燥している場合は高比抵抗を示すだけでなく、電極の接地抵抗も高くなることが多い。この場合には、電極をただ打ち込むだけでなく、ペントナイトか食塩水を電極のまわりに付着させ、接地抵抗をできるだけ下げる必要がある。また、積雪下や水田地などでは、表層部での電流の流れがよすぎるため、深部での計測に誤差の生じやすい場合がある。従って、このような条件下や時期での計測はできるだけ避けることが望ましい。

## (3) 地下水位賦存状態の把握

地盤の比抵抗は、地盤の硬軟、割れ目の程度の外に、間隙中の地下水の飽和度の影響を大きく受ける。従って、解析後の解釈のために、地盤の地下水位や賦存状態を含め把握しておく必要がある。また、間隙水の比抵抗値も調べておく必要がある。

地すべりの調査では、この性質を利用して、地下水の豊富な箇所や水ミチは一般に比抵抗値が低いので、排水計画に役立っている。

また、雨季、乾季の比抵抗の相対変化を測定し、地下水の変動状況や水ミチの発見に使うこともある。

## (4) 自然電位の影響



大地には種々の自然現象に起因した電位異常が存在し、常に電流(数 mmV から数 100 mmV)が変動しながら流れている。この自然電位の存在は、電気探査では電気ノイズとして表れる。従って、高密度電気探査では自然電位の事前計測の他に、できるだけ多数量の極短時間測定や、数百 mmA. 以上の大電流で測定、或いは往復測定 ( $R_{ij} \sim R_{ji}$ ) などを行って、SN 比を向上させる必要がある。

#### (5) 地質構成、地すべりの形態

地すべり地の地質は、例えば新第3紀の泥質岩を対象とした場合、比抵抗値は深部(地すべり土塊および基岩共)の比抵抗値が低いのに対し、地すべり土塊内が高比抵抗帯になることがみうけられる。これは、地すべり土塊の多くが破碎され空隙が多いが、概ね不飽和状態のため、比抵抗値が高くなるためである。従って、電気検層や地下水およびその変動調査等を参考の上、すべり面の位置や地下水の多い土塊の検出等を比抵抗分布から判断解釈が必要となる。一般にすべり面や薄い地すべり粘土を電気探査で検出することは難しい(図-2.2.15)。

岩盤すべりの場合は、不動塊は岩の比抵抗値を示す。これに対し移動土塊では、地下水位以下は低比抵抗、地下水面以上は高比抵抗となって表れるので、すべり面の検出は比較的容易である(図-2.2.16)。

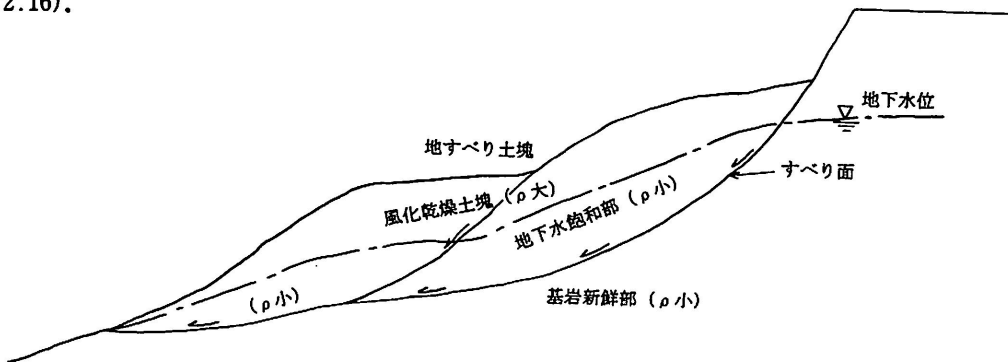


図-2.2.15 新第3紀泥質岩帯地すべり地の比抵抗分布

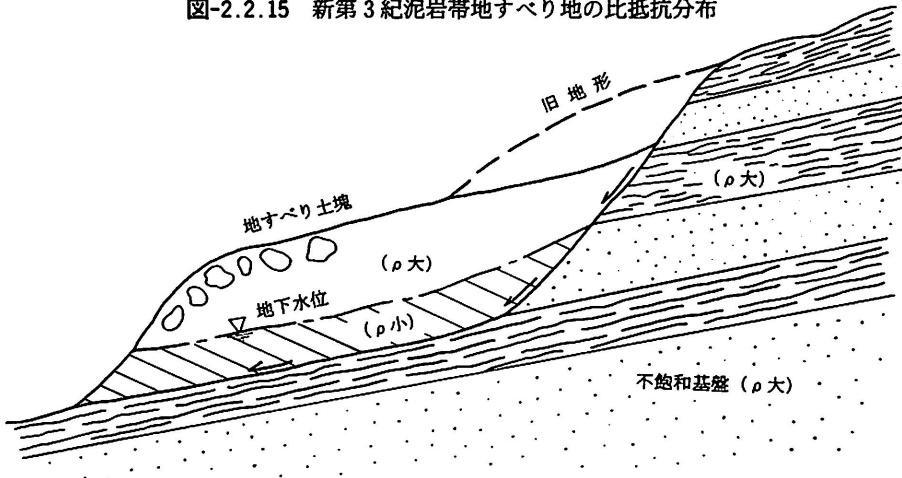


図-2.2.16 岩層すべりの比抵抗分布

## 2-4 調査実施例

### 2-4-1 地すべり地帯

#### (1) 変成岩地帯における実施例（ウェンナー法）

破碎帯型地すべり地でのウェンナー法の有効性を示すために、高知県高岡郡に位置する長者地すべり地での実施例を挙げる。

この地すべり地は地形的に不動地塊と活動地塊とが明確に判別できる。現在活動している地すべり地は、幅 100～200 m、長さ約 500 m で面積は 14.3 ha である。地質的には、秩父累帯黒瀬川構造帯に属し、粘板岩の間に挟在された蛇紋岩の地すべりであり、この種の地すべりとしてはわが国でも代表的なものである。地すべり周辺部は黒瀬川構造帯のレンズ状貫入体である三滝火成岩類が部分的に存在しており、地すべり主要部は表面より深部に向かって、岩屑(上部は蛇紋岩の風化粘土、下部は粘板岩の風化粘土)、粘板岩、蛇紋岩または輝緑凝灰岩、砂岩の順にほぼ層状を成している。

土地利用面では、地すべり地の両側面付近は雑木林、または三極<sup>みつまた</sup>が分布しており、その他は殆ど傾斜畑として利用されている。

電気探査は現在流動型地すべりを起こしている地域に焦点を絞って、図-2.2.17 に示す範囲に 44 測点設けて実施した。電極配置は 4 極法（ウェンナー法）を用い、最大測定深度は 30 m とした。使用した測定器は横河電機製作所製の大地比抵抗測定器 L-10 型である。測定結果を  $\rho_a - a$  曲線に表し、Shulumberger 標準曲線による解析を行い、地すべり地の地下構造を推定すると共に、得られた見かけ比抵抗値を同深法により解析し、その見かけ比抵抗値の分布状況を検討した。

①地下構造推定結果： $\rho_a - a$  曲線による解析結果を用いて地下構造を推定したものを図-2.2.18 に示す。これらの図を見ると、当地すべり地の地下構造は概ね 3 層構造をしており、各層の平均的な比抵抗値は、第 1 層が  $676 \Omega \cdot m$  第 2 層が  $160 \Omega \cdot m$ 、そして、第 3 層が  $637 \Omega \cdot m$  程度となっている。活動土塊となっている地層は、地中内部歪計の観測結果と対比すると第 2 層以浅であり、その比抵抗値は  $5 \sim 460 \Omega \cdot m$  の範囲にある。ボーリング柱状図と対比すると、第 1 層は蛇紋岩・粘板岩の風化粘土化したものであり、礫混じり粘土層となっている。第 2 層は蛇紋岩・粘板岩の風化粘土化したものが主体である。そして、第 3 層は硬質な粘板岩よりなる基岩である。すべり層の形状は、図-2.2.18 に示すように、両測線の測点 8、9 付近を境として上部土塊は回転型すべり、下部土塊は流動型すべりを起こしていると推定される。

②本手法による解析結果：当地すべり地の低見かけ比抵抗値 ( $200 \Omega \cdot m$  以下) を示す区域をそれぞれの電極間隔から抽出して示したものが図-2.2.19 である。この図を見ると、電極間隔の如何を問

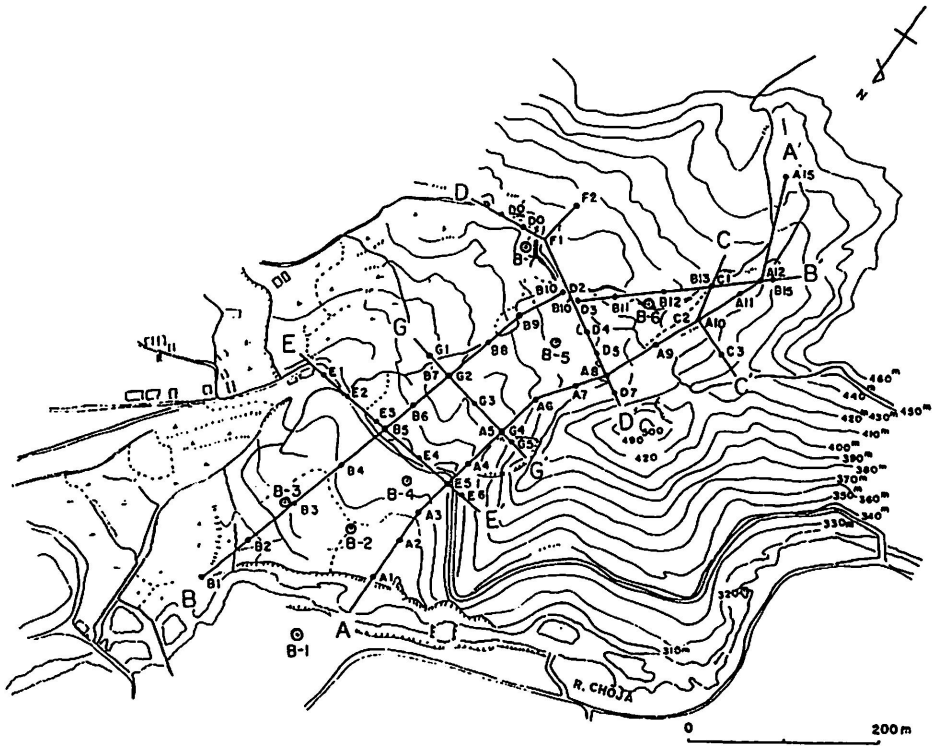


図-2.2.17 長者地すべり地区の地形図  
(ボーリングおよび電気探査地点位置図)

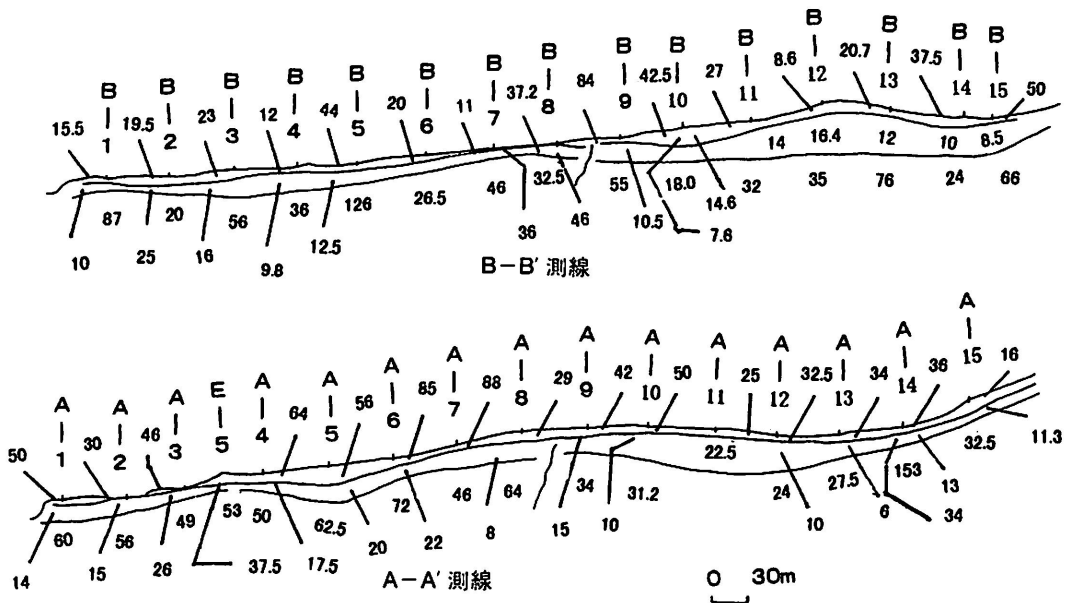


図-2.2.18  $\rho_a - a$  曲線による解析断面図

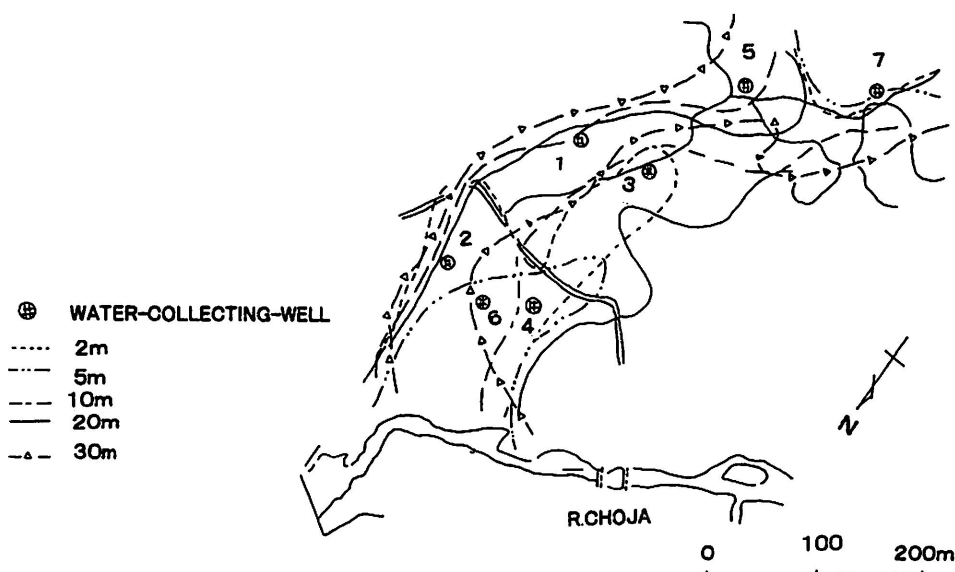


図-2.2.19 低見かけ比抵抗分布図 (1964, 8)

わず、低見かけ比抵抗分布区域は地すべり地の上部東寄りの区域と地すべり中央部から長者川に至る区域の東側寄りである。これらの区域は地下水の豊富な場所あるいは粘土化の進んだ場所であると推定されるが、その何れであるかは一概には判断することはできない。しかし、現地踏査によると、これらの区域には湧水点が多数存在することと、現在活発な動きを示している区域であるところから判断すると、地下水の豊富な区域であると推定できる。

③電気探査結果と地すべり諸調査結果との対比：電気探査結果より推定した地下構造断面図にボーリング位置を併記したものが図-2.2.20である。また、この図から基岩、すべり層の深度の相互差を算出したものが表-2.2.3である。これを見ると電気探査により推定した基岩とボーリング柱状図から求めた基岩との差は4～5 mである。一方、すべり面深度は地中内部歪計の観測より求めたすべり面深度と比較すると、+1.7～-4.0 mの差が認められる。つまり、電気探査結果により地下構造を推定した場合は、すべり面の形状と基岩が存在する深度は十分に表現できることが示された。

表-2.2.3 基岩とすべり層の深度の相互差

ボーリング番号	B-2	B-3	B-4	B-5	B-6	B-7
A-B	+1.7	-2.5	+4.0	-2.0	-4.0	+0.5
C-D	+1.7	-1.0	0.0	0.0	-4.0	2.0

(m)

A：電気探査から推定された基盤深度

B：ボーリング調査から確定された基岩深度

C：電気探査から推定されたすべり面深度

D：地中内部ひずみ計から確定されたすべり面深度

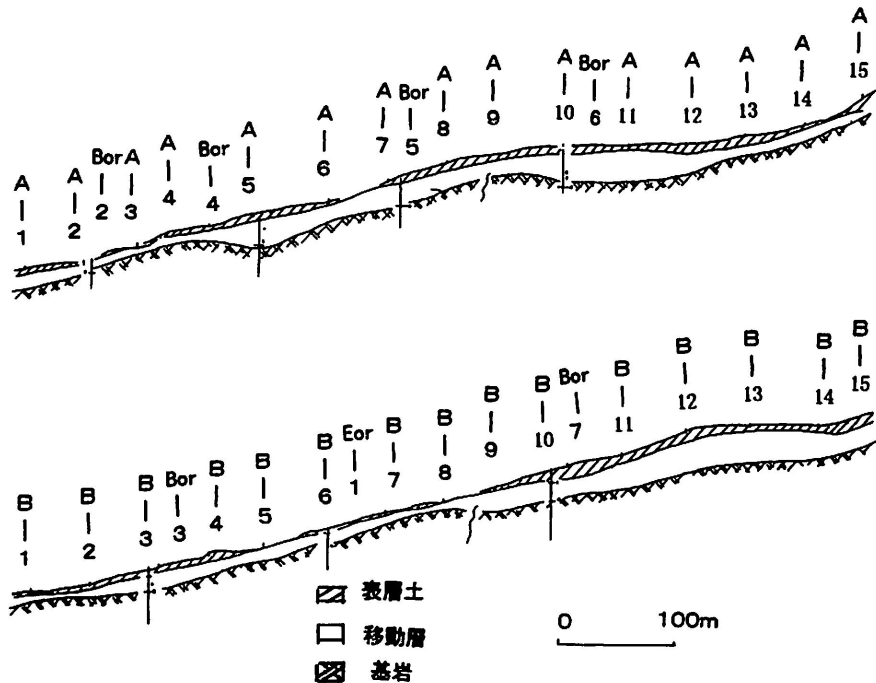


図-2.2.20 地下構造断面図

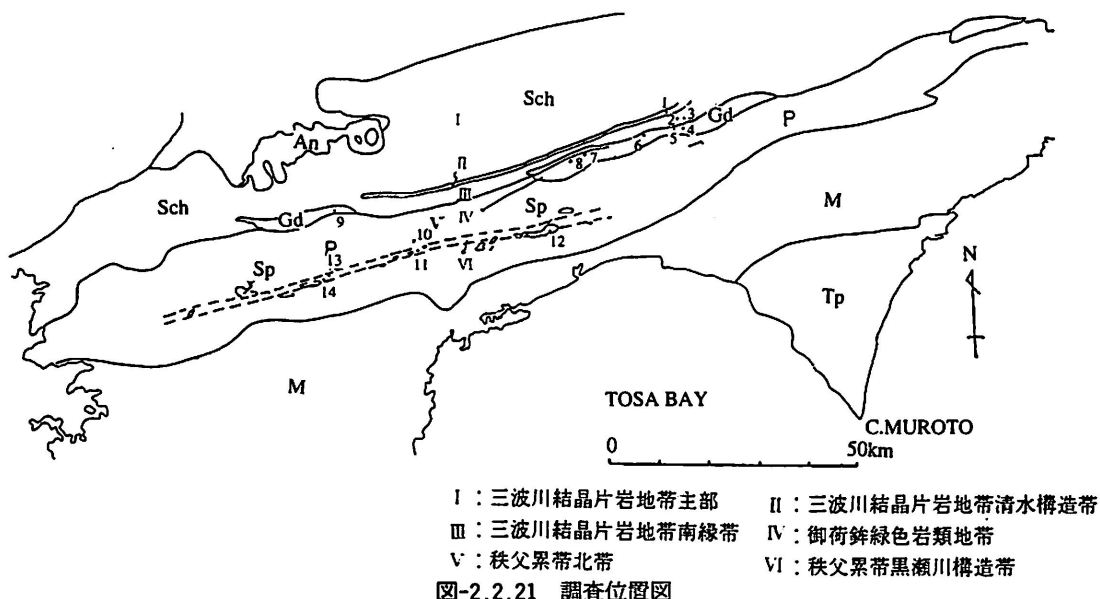
A, B 両測線において、測点 8 と測点 9 の間に不連続なところが存在する。この不連続帯は自然放射能探査および弾性波探査結果によっても異常の認められたところで、この付近の地下には極度に破碎されたところが存在すると推定された。この地点にボーリング掘削を行ったところ、全体に破碎の進んだ場所であることが明らかにされた。

一方、水平探査によって検出された低見かけ比抵抗分布域は、ボーリング結果によると、地下水が非常に豊富であり、しかも地下水追跡調査によると、流速の速い地下水が存在することが明らかにされた。そこで、図-2.2.19 に、地すべり地内に 7 基の集水井が施工された。その結果、低比抵抗分布域に掘削された 5 基の集水井からは計 260 l/min の多量の地下水が排除された。しかし、この分布域外に掘削された 2 基の集水井からは計 20 l/min の排水をみただけであった。

## (2) 変成岩地域における比抵抗法結果の解釈について

変成岩地帯の地すべり分布は大きく分けると、三波川結晶片岩地帯、御荷鉾緑色岩類地帯、および秩父累帯の三つに分けられる（図-2.2.21）。これを少し詳しく検討すると、三波川結晶片岩地帯は北部の三波川帯主部と南部の特に破碎作用が著しい三波川南縁帯および三波川帯主部と同南縁帯とを分けている清水構造帯の三帯に細分される。

三波川結晶片岩地帯の地すべり地は、一般に黒色片岩の部分に多く分布し、緑色片岩の部分には殆ど分布していない。三波川帯主部、清水構造線、三波川南縁帯に分布する地すべり地をそれぞれ



比較すると、後者2者に分布する地すべり地の方が前者よりもその分布密度が高く、規模も大きい。しかも、予期しない時期に大きく活動する地すべりが多いために、それによる被害も前者より大きい。一般に、地すべり地と不動地との境界が後述する御荷鉾緑色岩類地帯の地すべり地のように明確ではないのがこの地帯の地すべり地の特徴である。

三波川南縁帯の南側に御荷鉾緑色岩類と呼ばれる地質が分布するが、この地質が分布する場所は非常に多くの地すべり地が存在する。この中でも、特に集塊岩質緑色岩および千枚岩質緑色岩、凝灰岩質緑色岩の分布する地域に多くの地すべり地が存在する。御荷鉾緑色岩類地帯に存在する地すべりは三波川結晶片岩地帯に存在するものよりも規模が大きく、移動形態も後者が間欠的に活動するのに対し、前者は常時緩慢に活動するものが多い。そのためか、御荷鉾緑色岩類地帯の地すべり地は不動地との境界が明確である。

土地利用面からみると、三波川結晶片岩地帯では傾斜畑が主であるのに対し、御荷鉾緑色岩類地帯では地下水が豊富に存在し、緑色岩類が風化粘土化しやすいためか、非常に高い標高の所まで水田として利用されているのが特徴である。

御荷鉾緑色岩類の南側に存在する秩父累帯も変成岩地すべりと関係の深いものがあるが、地すべり地の分布状況は地域により大きな違いが認められる。秩父累帯はほぼ東西に走る二つの断層によって、北帯、中帯、南帯の三帯に細分されるが、地すべり地は北帯と中帯を分ける黒瀬川構造帯およびその北部に沿って主として分布している。岩質的には粘板岩および東西性の断層に沿って貫入した超塩基性岩である蛇紋岩の分布する地域に多くの地すべり地が存在している。

この様に一括して変成岩地帯の地すべりといっても、地質・岩質の相違によって異なった移動形

態、規模、地下水の賦存状況、土地利用を持つ地すべり地が多数存在している。そこで、この様に各種の地質・岩質地帯に存在する地すべり地が比抵抗的にどのような相違として表れるのかを知るために、できるだけ多くの地すべり地で電気探査比抵抗法を実施した。

これまでに電気探査が実施された地すべり地は以下の通りである。

三波川結晶片岩地帯清水構造帯・・・永淵

同 南縁帯・・・川井、中内

御荷鉾緑色岩類地帯・・・・・・・・立割、西川、宗津、如谷川、松木野、和田、杉下

秩父帯・・・・・・・・・・野老山、谷の内

秩父累帯黒瀬川構造帯・・・・・・・・竹谷、長者、楠神、円行寺

① 地下構造推定について：各地すべり地における地下構造を推定するために、ウェンナー4極法で実施した比抵抗法測定結果を  $\rho_a$ -a 曲線に表現し、標準曲線を用いて解析した。上記の方法により推定された地下構造と、それに基づいて掘削されたボーリング調査結果、地中内部歪計観測結果検出されたすべり面（図中波線で示してある）とを対比したものが図-2.2.22である。図を見ると、

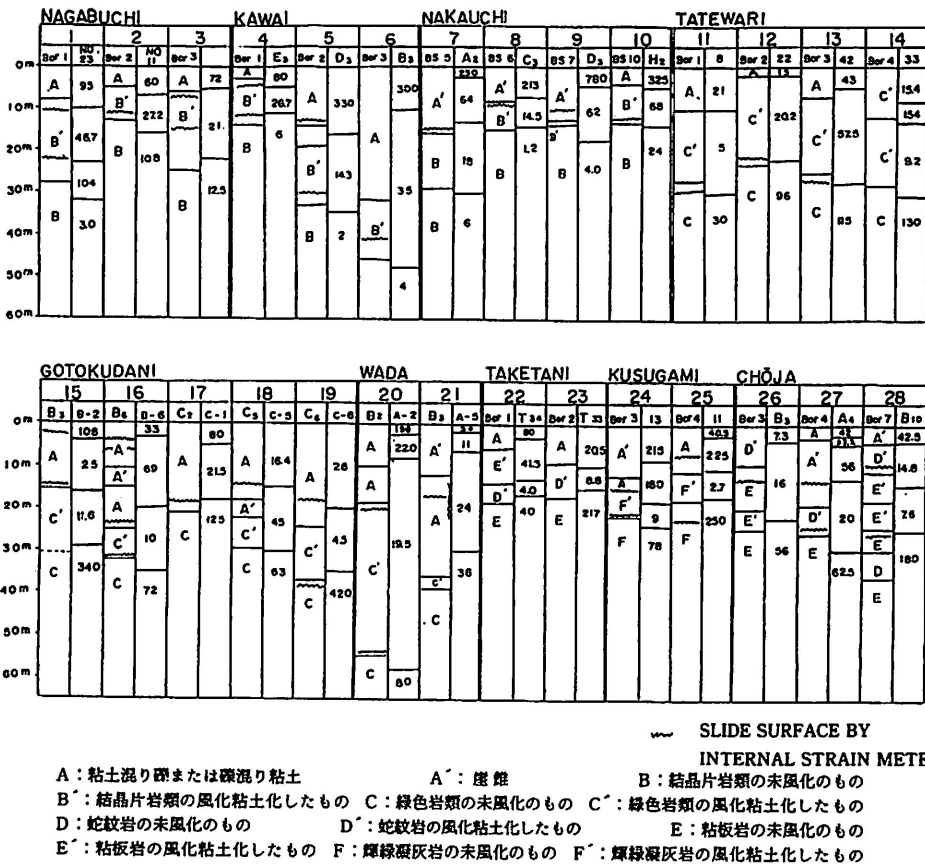


図-2.2.22 電気探査による地下構造推定図とボーリング柱状図との対比（竹内：1970）

如谷地すべり地のように土石流堆積物が地すべり活動しているような場合は、比抵抗法による基岩推定深度とボーリング調査による基岩存在深度とが非常によく一致すると共に、すべり面推定深度も地中内部歪計の観測により検出されたすべり面深度ともよく一致していることが示されている。また、川井、中内、立割、和田、長者、楠神等の各地すべり地のように崖錐堆積物と基岩との境界が比較的浅いところに存在する場合も、比抵抗法の結果とボーリング調査結果および地中内部歪計観測結果とが良く一致しているようである。しかし、西川、永淵地すべり地のように、崖錐堆積物が厚い場合あるいは基岩風下層が非常に厚い場合には、比抵抗法の結果とボーリング調査結果とは余りよい一致は示されていないようである。しかし、地中内部歪み計観測結果と合わせて考察すると、この様な地すべり地の場合は、基岩と風化基岩層との境界およびその付近のすべり面よりももっと浅い崖錐堆積物中に存在するすべり面の方が田畑人家に被害を及ぼす影響が大きいことが示されていることから考えて、浅いすべり面に重点を置いて調査することが必要であることが示唆されている。この様な地すべり地で比抵抗法を実施する場合には、深い深度に存在する基岩層を検出することは難しいので、現実には田畑人家に被害を及ぼしている風化基岩層内あるいは崖錐堆積物中のすべり面の検出に焦点を絞れば比抵抗法は十分に適用可能であると考ええる。

②地質構造帯別にみた比抵抗値の相違について：各地すべり地における地下構造推定図の表層、すべり層、基岩の各比抵抗値がそれぞれの存在する地質構造帯によってどのような相違を示すかを検討するために表-2.2.4を作成した。表中には各地すべり地の平均的な地下構造図と比抵抗値をその横にその地すべり地の平均的ボーリング柱状図を対比して示した。この表を見ると、同じ地質構造帯に属する地すべり地の間では各層毎の比抵抗値は似通った値が得られているが、それぞれ異なった地質構造帯に属する地すべり地の間にはかなり明確に比抵抗値の相違が存在していることが示されている。

表-2.2.4には各地質構造帯に属する地すべり地の各層毎の比抵抗を示したが、これを各地質構造帯毎にまとめると表-2.2.5のようになる。表中に示されているように、同じ変成岩地帯の地すべり地といわれるものでも、基岩とされる層の比抵抗値はその基岩により非常に異なった値を示していることが判る。例えば、A型の結晶片岩類では比抵抗値  $200 \Omega \cdot m$  以下となっており、B型の緑色岩類では  $1300 \Omega \cdot m$  程度の比抵抗値を示す。また、C型の粘板岩では  $2400 \sim 4400 \Omega \cdot m$  という高い値を示すのに対して、D型の輝緑凝灰岩では  $45 \Omega \cdot m$  という低い値を示している。さらに、各型において基岩層が風化粘土化された場合の比抵抗値の変化の仕方も2通りあることが示されている。

この様に同じ変成岩型地すべり地でも岩質により著しい比抵抗値の差があると共に、基岩が風化粘土化した場合にも2通りの比抵抗値の変化の仕方があることが判った。したがって、変成岩地帯で比抵抗法を実施した場合には地質状況に十分に配慮した解釈を行う必要性が示された。



表-2.2.2.4 各地すべり地の平均的地下構造推定図と平均的ボーリング柱状図との対比

三波川結晶片岩地帯										御荷鉢緑色岩類地帯									
清水		河川		井		南緑地帯		内		立割		西川		松木野		和		田	
永	河	川	井	中	南	緑	帯	内	立	割	西	川	松	木	野	和	田	田	田
105.0 4~20 m	深掘り粘土	115.5 6~10 m	深掘り粘土	166.3 1~3 m	粘土掘り礫	57.5 1~22 m	緑色岩類の礫	55.6 1~20 m	礫	55.6 1~20 m	礫 (緑色岩類)	73.5 2~25 m	礫	礫 (緑色岩類)	71.7 1~15 m	礫 (緑色岩類)	深掘り粘土	深掘り粘土	深掘り粘土
171.0 6~30 m	石英片岩の風化地層物	165.6 10~20 m	黒色片岩の風化地層物	285.5 2~10 m	黒色片岩の礫を含む粘土質層	13.7 1~35 m	海成岩類礫層の風化粘土化したもの	16.2 1~25 m	子成岩類礫層の風化粘土化したもの	13.3 8~40 m	緑色岩類の風化粘土化したもの	13.3 8~40 m	緑色岩類の風化粘土化したもの	19.7 3~50 m	緑色岩類の礫および粘土したもの	緑色岩類の礫	深掘り粘土	深掘り粘土	深掘り粘土
		35.7 10~30 m	黒色片岩、破砕されている	71.1 5~20 m	石炭千枚片岩の礫層														
19.0 地表より10~45 m以深	石英片岩の未風化	4.9 地表より25~40 m以深	黒色片岩の礫質なもの	7.7 地表より9~34 m以深	石炭千枚片岩の礫質なもの	74.3 地表より5~40 m以深	海成岩類礫層の未風化のもの	125.6 地表より5~37 m以深	緑色岩類の多量に混入したもの	156.2 地表より10~50 m以深	緑色岩類の未風化のもの	163.4 地表より10~50 m以深	緑色岩類の未風化のもの						
土地利用	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑

御荷鉢緑色岩類地帯										狭父栗地帯										北地帯									
旧土石流		南緑		津		野老山		竹谷		川		川		行寺		長		者		川		川		川		神			
如	谷	川	宋	津	野	老	山	竹	谷	川	川	行	寺	長	者	川	川	川	川	川	川	川	川	川	川	川	神		
116.7 2~30 m	礫 (緑色岩類) 礫掘りロープ	178.3 5~20 m	礫 (緑色岩類)	98.7 4~25 m	礫岩および礫岩の風化礫土化したもの	131.2 4~13 m	礫岩、礫岩の礫層	281.6 1~16 m	崩し礫層掘り粘土	67.6 2~15 m	礫岩、礫岩の礫層掘り粘土	137.1 3~18 m	礫岩、礫岩の礫層掘り粘土																
26.5 2~3~25 m	緑色岩類の風化粘土化したもの	28.6 10~50 m	千枚岩質緑色岩の風化粘土化したもの	16.4 2~50 m	礫岩の風化されたもの	17.4 1~20 m	礫岩の風化粘土したもの	27.4 1~20 m	砂岩、礫岩の風化粘土層に存	16.0 3~30 m	礫岩、礫岩の風化粘土化したもの	31.1 6~30 m	礫岩、礫岩の風化粘土化したもの																
357.7 地表より30~40 m以深、山付近5 m以深	緑色岩類の未風化のもの	587.2 地表より20~50 m以深、所によりそれ以深	礫岩の礫質なもの	371.7 地表より20~25 m以深、旧掘り地形ではさらに深い	礫岩の未風化のもの	357.0 地表より8~30 m以深	礫岩の礫質なもの	390.3 地表より6~37 m以深	礫岩、礫岩の風化粘土したもの	63.7 地表より7~30 m以深	礫岩、礫岩の礫質なもの	4.5 地表より25~35 m以深	礫岩、礫岩の礫質なもの																
土地利用	荒	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑			

単位 (t・m)

表-2.2.5 比抵抗値より見た破碎帯型地すべり地

地質構造帯	表層	すべり層	すべり層	基岩層	電探による分類
三波川結晶片岩地帯 清水構造帯	大 (崖 錐)	大 大 (結晶片岩類の 礫混り粘土層)		小 小 (結晶片岩類 の未風化層)	A <sub>1</sub> } A A <sub>2</sub> }
三波川結晶片岩地帯 南緑帯	大 (崖 錐)	大 大 (結晶片岩類の 礫混り粘土層)	中 (結晶片岩類の 破碎されたもの)	小 小 (結晶片岩類 の未風化層)	
御荷鉾緑色岩類地帯	中 (崖 錐)	小 小 (緑色岩類風化層)		大 (緑色岩類 未風化層)	B
秩父累帯北緑帯	大 (蛇紋岩、粘板岩の礫を 含んだ粘土層～粘板岩)	小 (蛇紋岩の風 化粘土層)		大 大 (粘板岩の 未風化層)	C <sub>1</sub> } C C <sub>2</sub> }
秩父累帯北緑帯 黒瀬川構造帯 A	大 大 (蛇紋岩、粘板岩の礫を 含んだ粘土層～粘板岩)	小 小 (蛇紋岩の風 化粘土層)		大 大 (粘板岩の 未風化層)	
秩父累帯北緑帯 黒瀬川構造帯 B	大 (崖 錐)	小 (輝緑凝灰岩の 風化粘土層)		小 小 (輝緑凝灰岩蛇 紋岩の未風化層)	D

注) 大大……1500 Ω・m 以上, 大……1500 Ω・m, 中……1000～500 Ω・m, 小……500～200 Ω・m, 小小  
……200 Ω・m 以下

### (3) 変成岩地帯における実施例 (2 極法: 高密度電気探査)

四国中央部の御荷鉾帯に位置する大規模地すべり地における高密度電気探査実施例を図-2.2.23 に示す。地質は、はんれい岩、角閃岩、輝緑岩、玄武岩などからなる緑色岩類であり、未風化岩塊を含む厚い粘土化帯を形成する。ボーリングコアは、粘土中に岩片を含む土砂状コアや岩片状コアとして採取され、地下深部まで破碎されている。

当調査地点では、ボーリング調査、孔内傾斜計観測、孔内水位計観測が実施されており、長期間の観測結果から地下水面やすべり面の深度が確認されているので比抵抗断面との対比が可能である。

孔内水位は、比抵抗値が 200～300 Ω・m 以下の部分の上面付近に相当する。この低比抵抗部分は、崩積土や風化岩盤の飽和帯にあたり、その下面は孔内傾斜計測定結果から判明したすべり面にほぼ一致する。ボーリングコアでは、採取時のコア試料の乱れの影響で、すべり面の上下でのコア状況に明瞭な差が認められないのに対して、比抵抗の差は明瞭に表れていることから、地すべり移動土塊は乱されて含水量が多い状態にあるものと思われる。

このように、高密度電気探査は地下水の賦存状態を加味した地盤の評価ができるため、地すべり土塊の形状判定に活用でき、対策工法としての地下水位低下工法の効果判定にも利用できると考える。

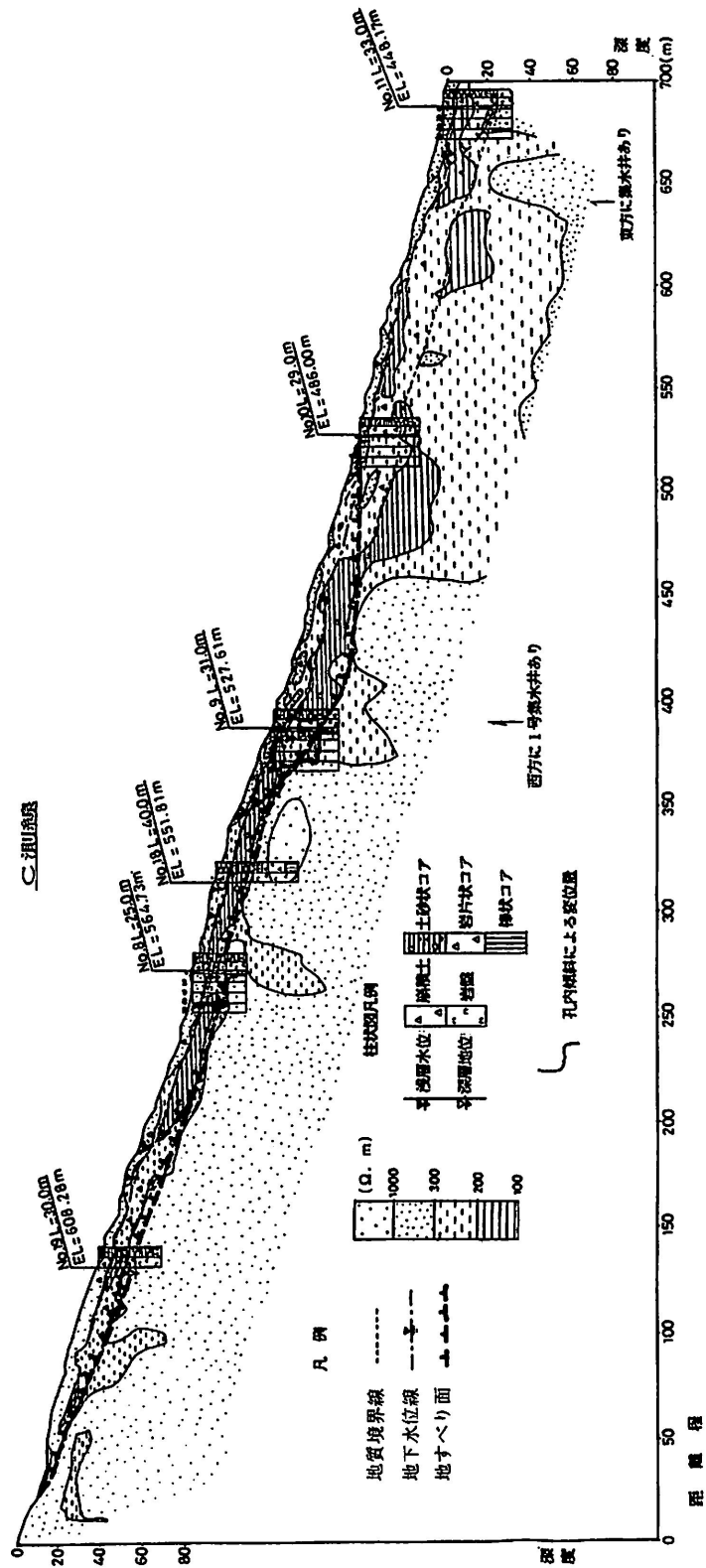


図-2.2.23 地質および比抵抗断面図

### 2-4-2 破碎帯

#### (1) 2極法高密度電気探査による実施例

調査地は、大阪府北部の北摂山地に位置し、地質は花崗岩、丹波層群および大阪層群よりなり、丹波層群が大阪層群に逆断層で衝上し、大規模な断層破碎帯の分布が想定された。調査は地表地質踏査、ボーリング調査と併せて高密度電気探査を実施し、断層破碎帯の位置・性状把握を行った。

①探査方法：高密度電気探査の測定は、電極間隔  $a = 5 \text{ m}$ 、2極法を用いて  $50 \text{ ch}$  で実施し、解析は FEM 法を採用した。

②調査結果：探査結果を図-2.2.24 に示す。FEM 解析によって得られた地山比抵抗は  $20 \sim 500 \Omega \cdot \text{m}$  の幅で検出され、断面の左側から右側へ比抵抗が低下する。また、地表部へ比抵抗がやや高くなる。断面左側の  $200 \Omega \cdot \text{m}$  以上を示す所を丹波帯、 $50 \Omega \cdot \text{m}$  以下の低比抵抗帯を大阪層群、左側へ傾斜した  $75 \sim 125 \Omega \cdot \text{m}$  の部分を断層の通過位置と想定し、ボーリング調査を行った。ボーリング調査結果および比抵抗2次元断面図から想定した地質断面図を図-2.2.25 に示す。  $200 \Omega \cdot \text{m}$  以上を示す部分は、風化・破碎を受けた丹波層群の粘板岩であり、比抵抗が低下する右側へ破碎度が高くなる。また、 $50 \Omega \cdot \text{m}$  以下の部分は、大阪層群の粘土・砂礫の分布域に一致した。また、地表部の比抵抗がやや高くなる部分は、各種岩相での不飽和領域に一致する。

③まとめ：当事例では、断層を境に岩相が大きく異なる事から、断層の位置を断面2次的に検出することができた。ただし、断層破碎帯と大阪層群とでは比抵抗に大きな差がなく、これらの境界および断層破碎帯の規模の検出が困難であった。

#### (2) 4極高密度電気探査による実施例

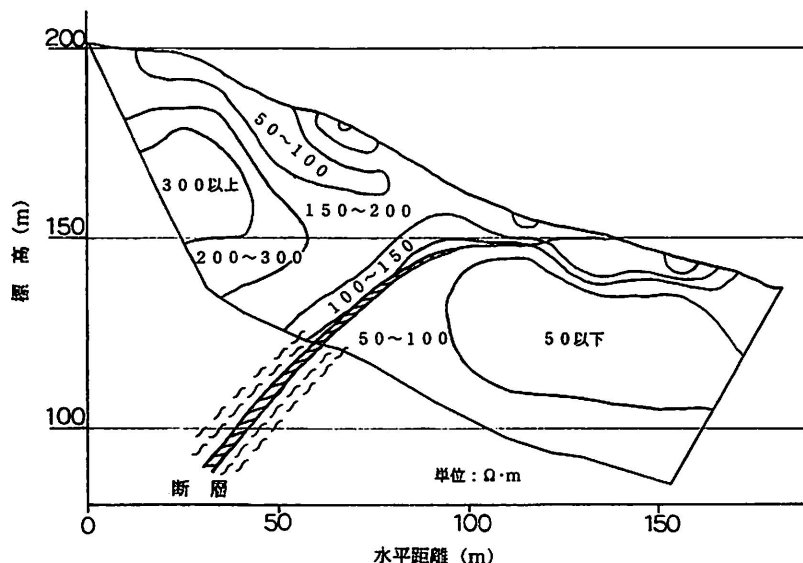


図-2.2.24 比抵抗2次元解析断面図

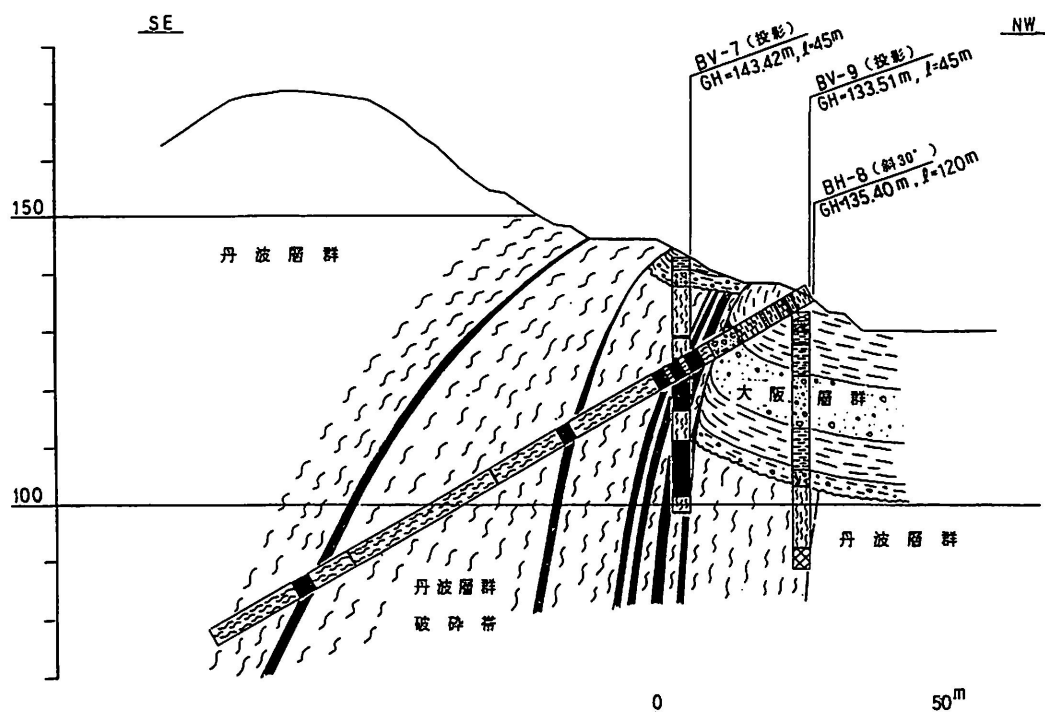


図-2.2.25 地質断面図

調査地点の地質は、領家変成岩類を基盤として、未固結層である段丘堆積層、崖錐堆積層および沖積層が分布している。領家変成岩は黒雲母片岩であり、溪流河床部では新鮮で硬質な岩盤が露頭する。地表地質踏査によって確認された断層はない。しかし、空中写真判読によって認められるリニアメントがあり、電気探査測線は、リニアメントの一部と直交する位置に設定した。図-2.2.26に探査測線付近の地質分布を示す。電気探査は、ウエナー法（4極法）を用い、水平探査法で測線長 300 m、測点間隔 10 m で実施した。

①解析方法：水平探査（ウエナー法）の解析は地中表示点を図-2.2.27のように規約されている。これらの地中表示点の位置に測定値をプロットし、見かけ比抵抗断面図に表現された地質構造の位置は、必ずしも実在と一致しない。そこで、地下の比抵抗分布を直接求める2次元インバージョンプログラムを用いて比抵抗断面図を求めた。

②解析結果：解析結果は図-2.2.28に比抵抗断面図として示した。その結果の概略は、電極番号 NO.14～NO.18 付近の地下に約 80°の傾斜角で右下がりに延びる低比抵抗構造が認められ断層構造の形状を示している。周辺も風化作用を受けて低比抵抗の部分(測点 NO. 6～NO.15)もあるが、測点 NO.18～NO.30 は高比抵抗 (400～6000  $\Omega \cdot m$ ) を示しており、測点 NO.15～NO.18 間の左右では異なった地質状況が推定される。推定される断層周辺は、貯留している地下水などによって低比抵抗を示していると判定した。この位置は、空中写真判読によるリニアメントの位置と一致して

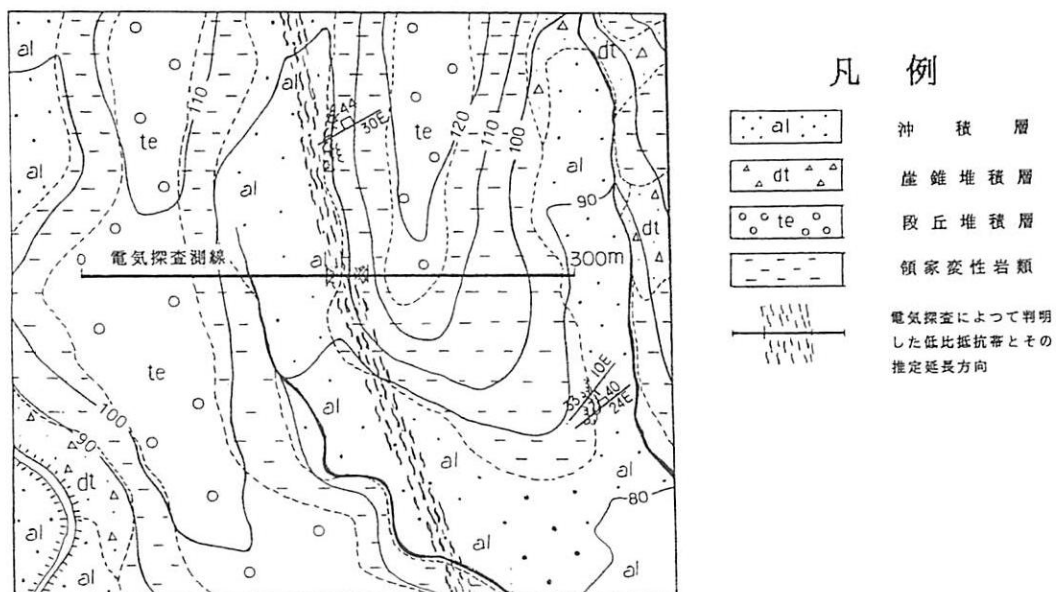


図-2.2.26 調査位置平面図

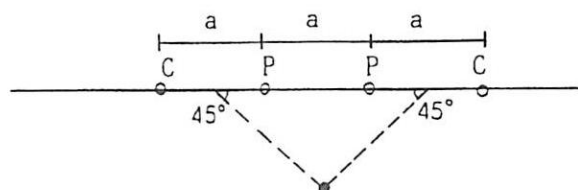


図-2.2.27 解析における地中表示点

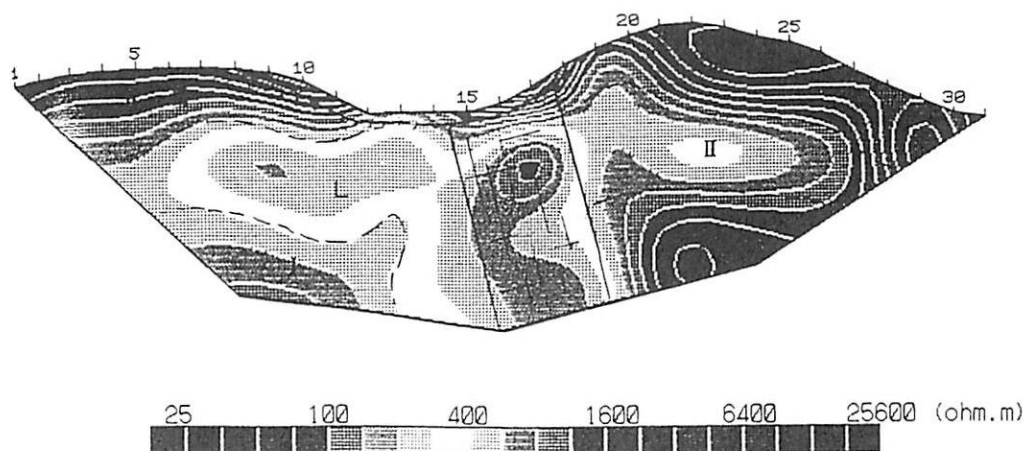


図-2.2.28 比抵抗 2 次元解析断面図

いる。

### 2-4-3 地下水調査

#### (1) ダイポール法による実施例

破砕帯が存在する岩盤斜面内の降雨に伴う見かけ比抵抗変化から、岩盤斜面内の地下水挙動を把握するために、ダイポール・ダイポール法による連続計測を実施した例について述べる。

計測現場は大阪府高槻市に位置し、標高 150~200 m の丘陵地で比較的不規則な稜線が連続する。計測現場付近の地質は中生代ジュラ紀から古生代二畳紀に形成された丹波層群の砂岩、粘板岩、チャートを基盤とし、これらを不整合に覆う第三紀鮮新世から第四紀更新世に属する大阪層群の砂礫、粘土が分布している。図-2.2.29 は計測線の疑似断面を表している。この計測線上には 1 m 間隔で 96 本の電極が配置され、斜面下部より電極番号 No. 1, No. 2・・・としている。計測線の全長は 95 m, 標高差 24.5 m, 平均斜度 14.5° である。この計測線上において弾性波探査を実施したところ、深度 11~12 m 程度までは弾性波速度は 200 m/s から約 2000 m/s のミラー層となり、地表近くは相当風化が進み、粘土化している。地質は古生層の砂岩が主体であるが、ミラー層中においては風化の進んだ砂岩と粘板岩が分布している。また電極番号 73 から 75 付近においては、破砕帯と思われる低速度帯が存在しており、露頭観察結果からも破砕された状況にある。またこの斜面内の地下水位は計測線の電極番号 No.1 から約 GL-10 m 離れた地点でのボーリング調査では約 GL-3.5 m で、季節を通じほぼ一定の水位を保っている。計測線下の斜面内の地下水位について

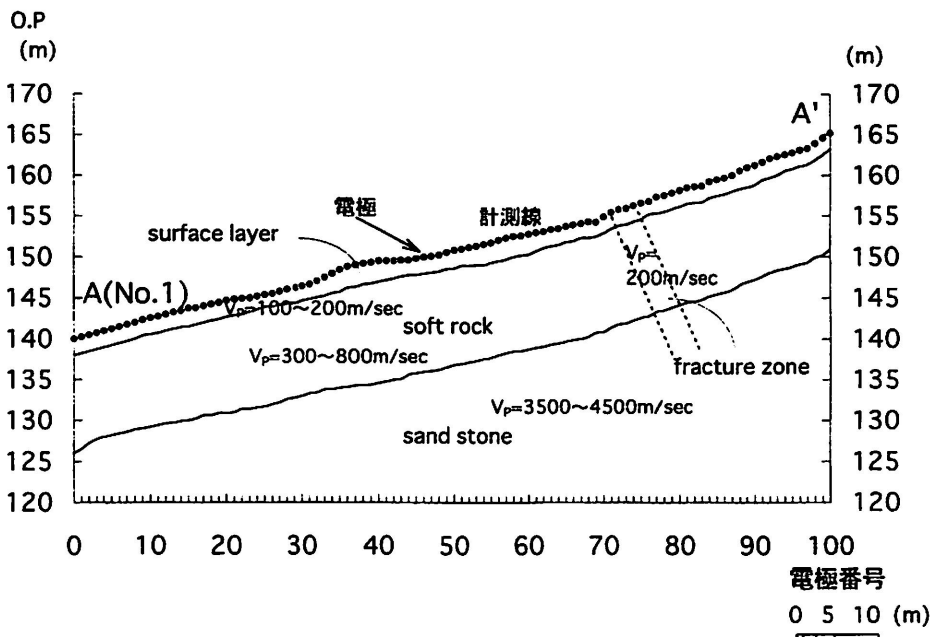


図-2.2.29 計測地点の疑似断面

は確認していないが、電気探査結果より、電極番号 50 番付近では約 10 m 程度となる。

電極配列はダイポール・ダイポール法を用い、最大測定深度は 30 m とした。また、測定間隔は 6 時間ごとに行い、合計 289 点について連続計測を実施した。

ここでは図-2.2.30 に示す(a)から(e)での 5 つの降雨事象（以後これらの計測期間は”計測期間(a), 計測期間(b)・・・と表すことにする）についての計測結果を示すことにする。これら図中の降雨は 6 時間毎降雨量を示している。また計測は雨の降り出す前から行っており、降雨前の地盤の見かけ比抵抗値は、計測されている。

図-2.2.31 は、計測期間(a)における電極番号 60 番、深度 4 m、電極番号 74 番、深度 6 m、電極番号 70 番、深度 14 m（以後 No.60-4, No.74-6, No.70-14 と表す）における見かけ比抵抗変化を表している。ここで各測点のナンバーは電極番号、後の数字はその電極番号における深さ (m) を表している。まず No.60-4 においては、降雨に対して見かけ比抵抗はほとんど変化が見られず、ほぼ一定の値を示している。No.74-6 および No.70-14 では降雨があると見かけ比抵抗は減少し、降雨後は徐々に増加している。No.60-4 のような見かけ比抵抗変化を示すのは、比較的浅い地層に分布している。これはこの斜面においては表層部からの雨水の浸透は少ないものと考えられる。No.74-6 や No.70-14 のような降雨が観測されると見かけ比抵抗が減少を示す測点は、この斜面内では数 10 点見られ、それらは主に破碎帯や地層境界部に多く分布している。No.74-6 は破碎帯部、No.70-14 は地層境界部もしくは破碎帯部に存在していると思われる。特に No.74-6 は破碎帯部に存在していることから、地表面からの雨水の浸透が、他の表面に比べ大きいことから、降雨に対し見かけ比抵抗の低下が顕著に現れたものと考えられる。図-2.2.31 に示したように、降雨が観測されると見かけ比抵抗が下がるような減少を定量的に解析するために、次式に示した見かけ比抵抗変化率  $\alpha$  を各測点で求めた。

$$\alpha = \frac{\rho_s - \rho_x}{\rho_s} \times 100 \quad (2.2.27)$$

ここで  $\alpha$  : 見かけ比抵抗変化率 (%)

$\rho_s$  : 計測期間直前における最も高い見かけ比抵抗

$\rho_x$  : ある降雨によって減少した最も低い見かけ比抵抗

図-2.2.32 は、計測期間(a)における各測点の降雨量と見かけ比抵抗変化率  $\alpha$  との関係を示したものである。この図より、降雨量が多くなると見かけ比抵抗変化率  $\alpha$  は増加しているが、その増加傾向は各測点によって異なっていることがわかる。しかし、これらの関係は次式に示すような指数関数に近似することができる。

$$\alpha = m \cdot r^n \quad (2.2.28)$$



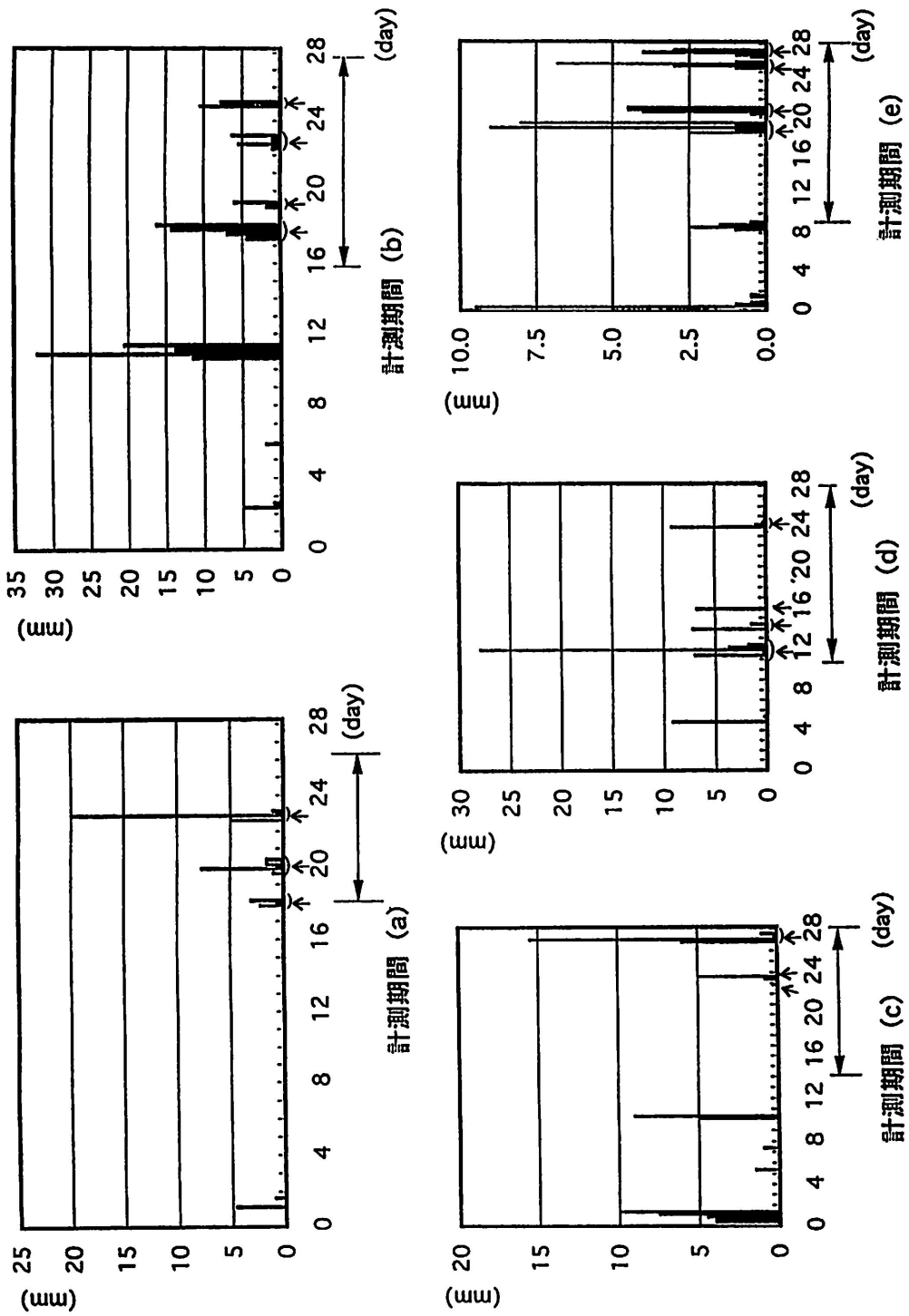


図-2.2.30 各計測期間の降雨状況

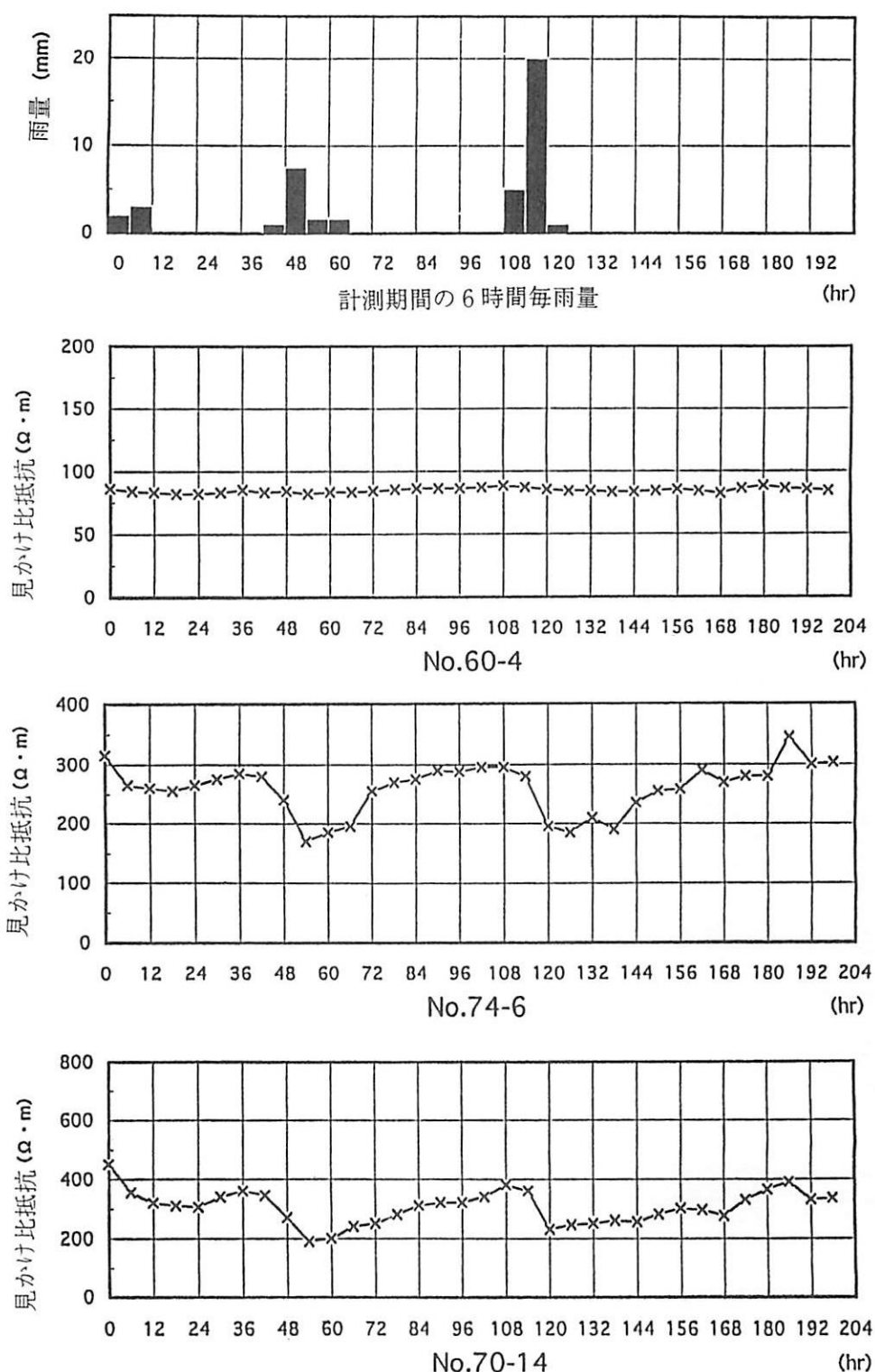


図-2.2.31 計測期間(a)の気象変化と見かけ比抵抗変化

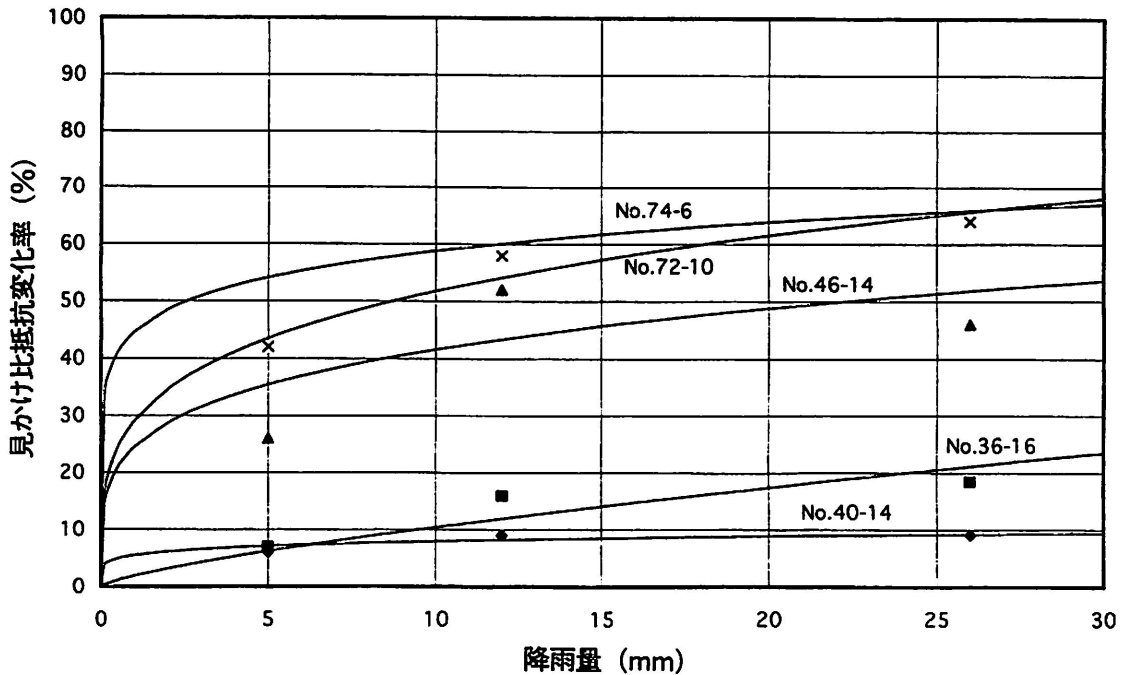


図-2.2.32 計測期間(a)における降雨量と見かけ比抵抗変化率の関係

ここで  $r$  : 降雨量 (mm)

$m, n$  : 各測点によって決まる定数

図-2.2.33 は、No.74-6 における各計測期間での降雨量と見かけ比抵抗変化率との関係を示したものである。この図より、各計測期間の見かけ比抵抗変化率と降雨量との関係は式 (2.2.28) に近似できるが、その増加傾向は異なっている。この原因は式 (2.2.27) における  $\rho_a$  の値によるものと考えられる。すなわち  $\rho_a$  は各計測期間によって異なり、先行降雨量が多い場合、もしくは先行降雨と計測開始時期がさほど離れていない場合には、 $\rho_a$  は一般的に小さい値となる。したがって図-2.2.33 に示した計測期間(b), (e)は上述したケースに当たるものと考えられる。したがって、計測期間(a)~(e)を含め、No.74-6 における計測した全ての見かけ比抵抗の中で最も高い見かけ比抵抗を  $\rho_a$  として、計測期間(a)~(e)に適用すると、No.74-6 の降雨量と見かけ比抵抗変化率との関係は、図-2.2.34 に示すように一つの指数関数として表すことができる。この時の関係式 (2.2.28) に近似すると、 $m=43.2$ ,  $n=0.12$  となった。同様に、No.70-14 における各計測期間の見かけ比抵抗変化率  $\alpha$  と降雨量  $r$  との関係を示したものが図-2.2.35 である。この関係を式 (2.2.28) に近似すると、 $m=46.4$ ,  $n=0.12$  が得られた。No.74-6, No.70-14 は破碎帯部もしくはその付近に位置していることから、 $m$  の値が若干異なるものの、 $n$  は等しい値となったものと思われる。

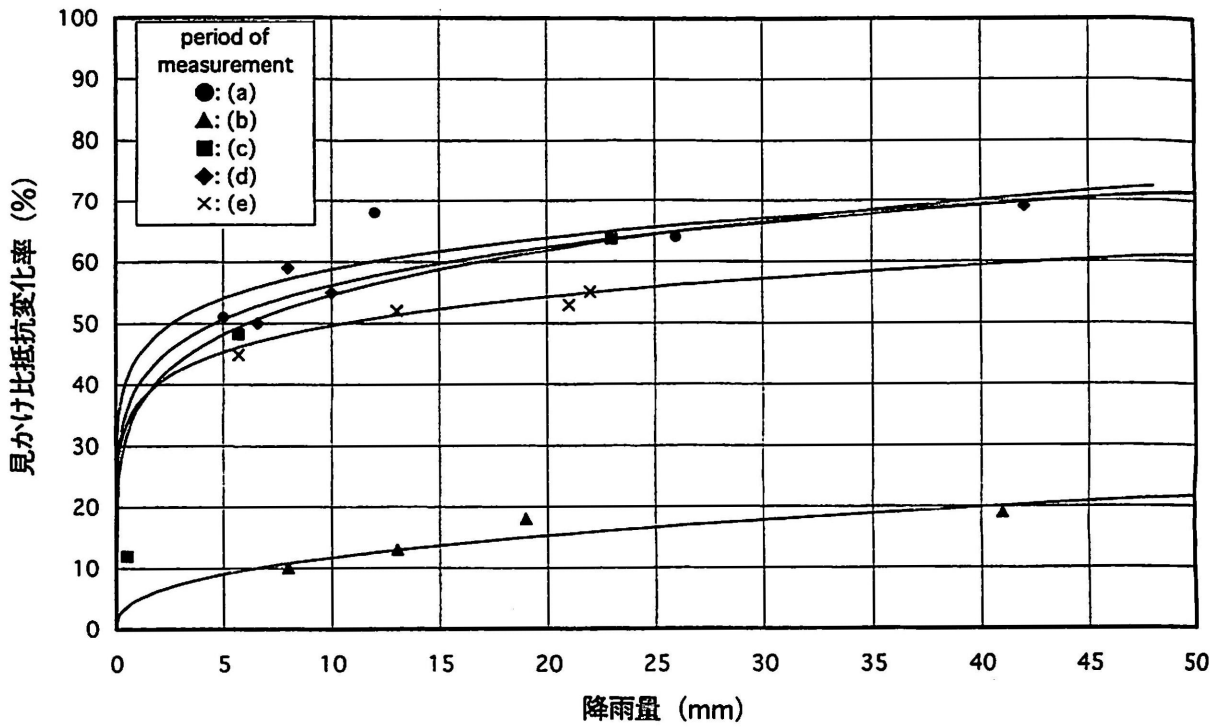


図-2.2.33 NO.74-6 における降水量と見かけ比抵抗変化率の関係

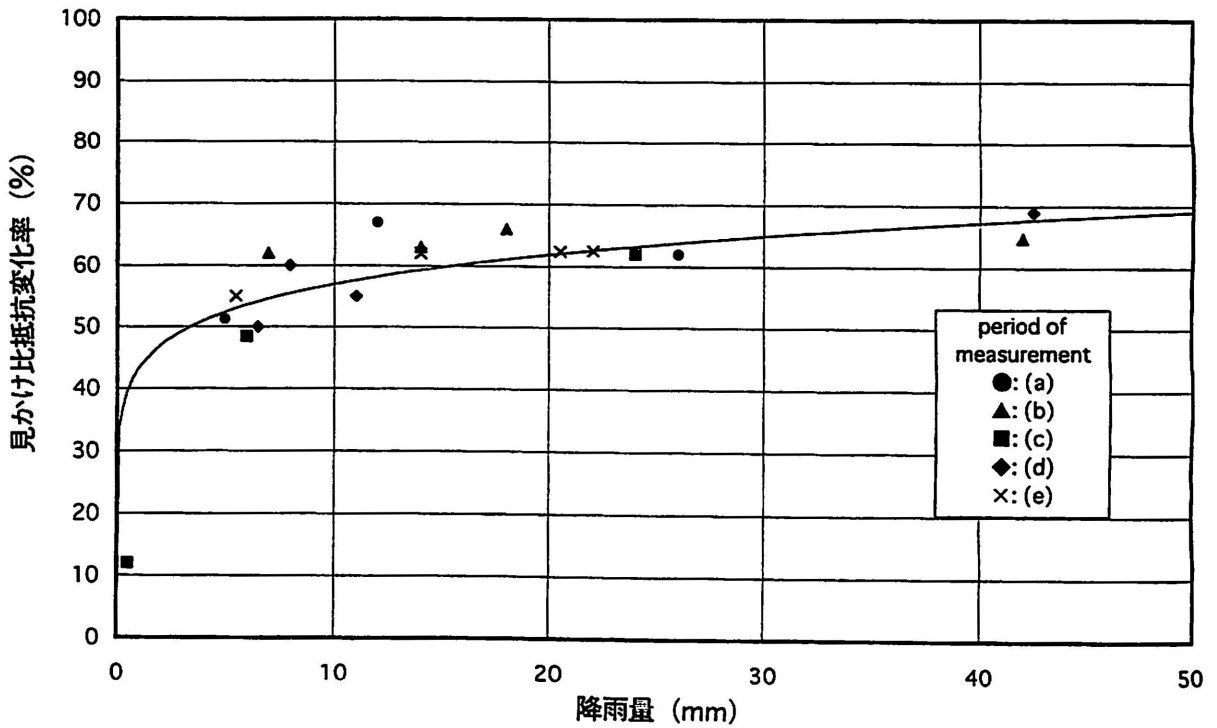


図-2.2.34 NO.74-6 における降水量と見かけ比抵抗変化率の関係 (補正後)

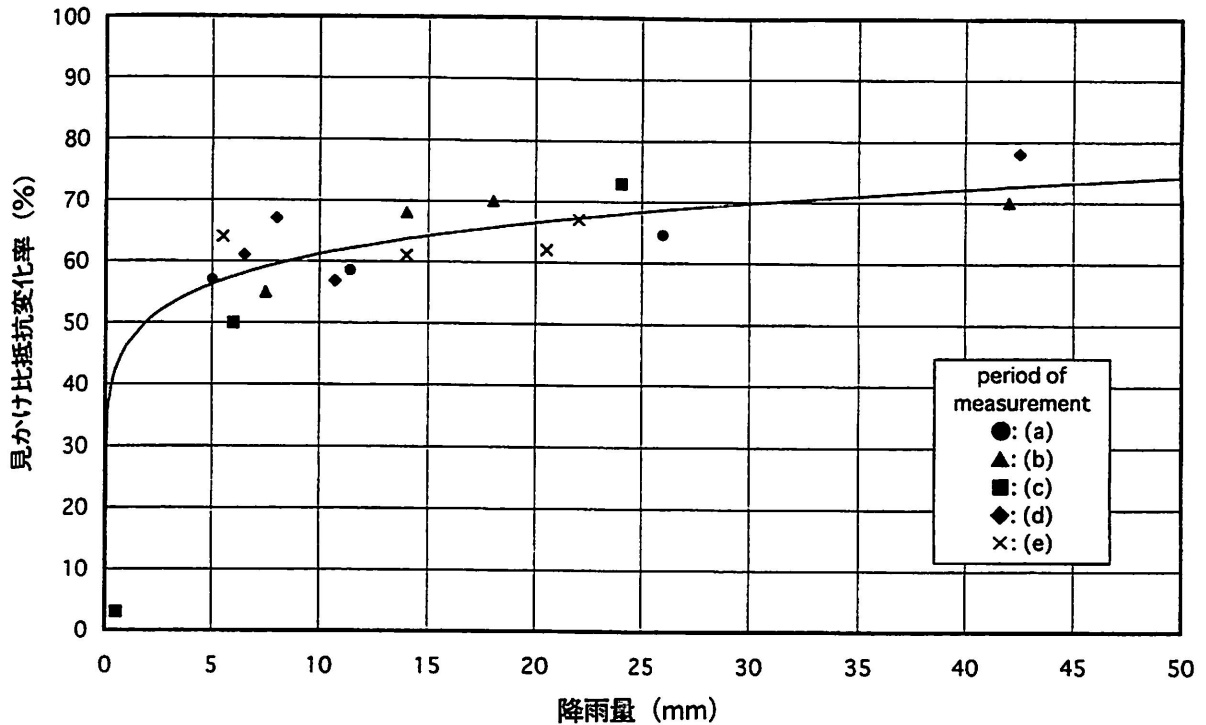
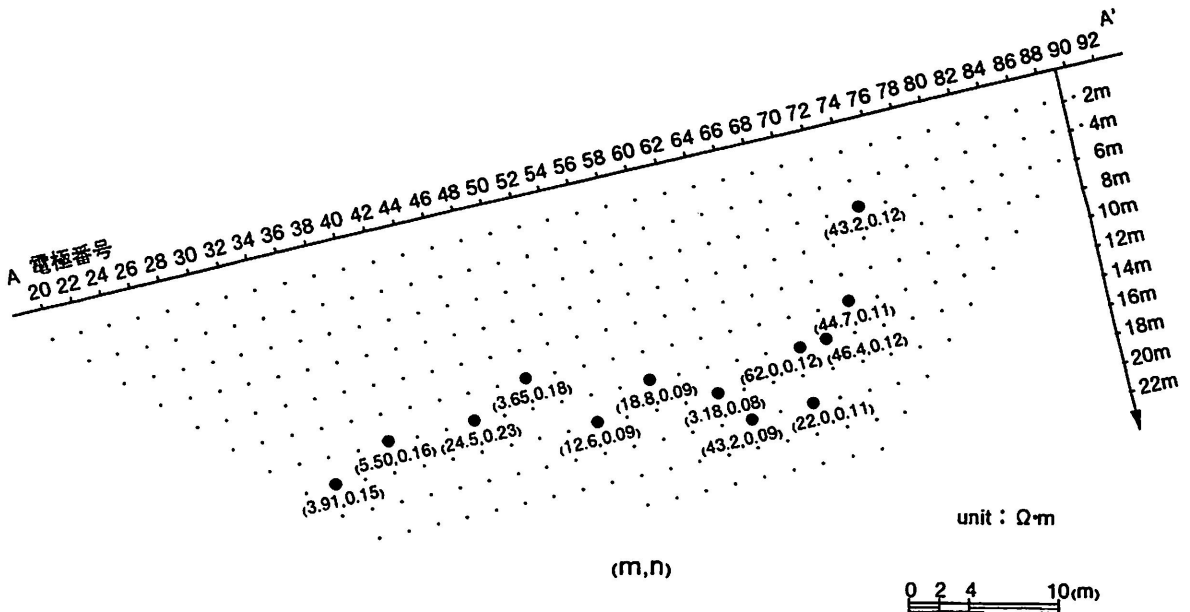


図-2.2.35 NO.70-14における降水量と見かけ比抵抗変化率の関係（補正後）

次に、破碎帯部より下流側にあり、No.74-6、No.70-14と同様な傾向を示す測点で求めた  $m$ ,  $n$  の値を疑似断面上に示したものが、図-2.2.36である。これらの  $\rho_s$  は計測期間(a)のものをを用いて、 $\alpha$  と  $r$  の関係を式 (2.2.28) に近似させて、 $m$ ,  $n$  を求めた。この図より、各測点の  $m$ ,  $n$  は種々な値を取り、一定の値を示さない。これは地層境界部が、場所によって地質条件が異なっていること、計測線部は2次元断面であるのに対し、実際の地下水流動は平面的な方向にも流れること等に起因しているものと考えられる。しかし、No.68-14、No.72-12の測定点においては、破碎帯部に近接しているためか、No.74-6、No.70-14と同様な値を示している。ここで、 $m$  は0から1 mmの降雨に対する見かけ比抵抗変化率の変化の大きさによって決まり、破碎帯部に対応する測点では、値が大きいことから、降雨に対する見かけ比抵抗の変化が大きいことを示すと考えられる。 $n$  は降雨量に伴う見かけ比抵抗変化率の増加の割合によって決まり、地質状況が同様な場所では、ほぼ同じ値を示すものと考えられる。

これより、岩盤斜面内の破碎帯部あるいは不連続面が存在している場合、ダイポール・ダイポール法による降雨浸透に伴う岩盤斜面の状況変化のモニタリングが  $m$ ,  $n$  の値に注目することによって、可能であることが示され、岩盤斜面防災に役立つものと考えられる。

図-2.2.36 擬似断面における  $m$ ,  $n$  の分布

#### 2-4-4 反復法による地下水排除効果判定

##### (1) ウェンナー法による実施例

地すべり防止工事前後に繰り返し電気探査を実施し、それによって得られる見かけ比抵抗分布の変化から地下水排除の効果を検討した例について述べる。

この地すべりは宅地造成中に発生した地すべりであり、発生後21日目の1967年7月に第1回の電気探査が実施された。その後、集水井からの横ボーリング施工の度に同探査が実施され、第4回目が1969年4月に行われた。電気探査の測点位置および集水井・横ボーリングなどの施工位置は図-2.2.37に示した。

第1回目の探査結果によると、図-2.2.38に示すように、2つの低見かけ比抵抗分布域が検出された。そこでこの結果に基づいて、図-2.2.37のAの場所に集水井Iを掘削したところ、井戸から溢れるほどの多量の地下水が湧出した。これにより初期の目的は達成されたが、井戸に集まった地下水は自然に越流するに任せて、地すべり地外に排除することをしなかった。このため、その地下水が再び土塊内に浸透し、地すべり活動が促進される危険性があった。このような状況にあるときに第2回目の探査が実施された。その結果は、図-2.2.39に示すように、第1回目の探査結果に比べて  $30 \Omega \cdot m$  以下の低見かけ比抵抗分布域が大幅に広がっており、危惧したことが電気探査により裏付けられる形となった。そこで、井内の水を汲み出して、井内から排水ボーリングが掘削され、集水された水は地すべり地外へ排除されるようになった。この工事が終了した時点で第3回目の探査が行わ

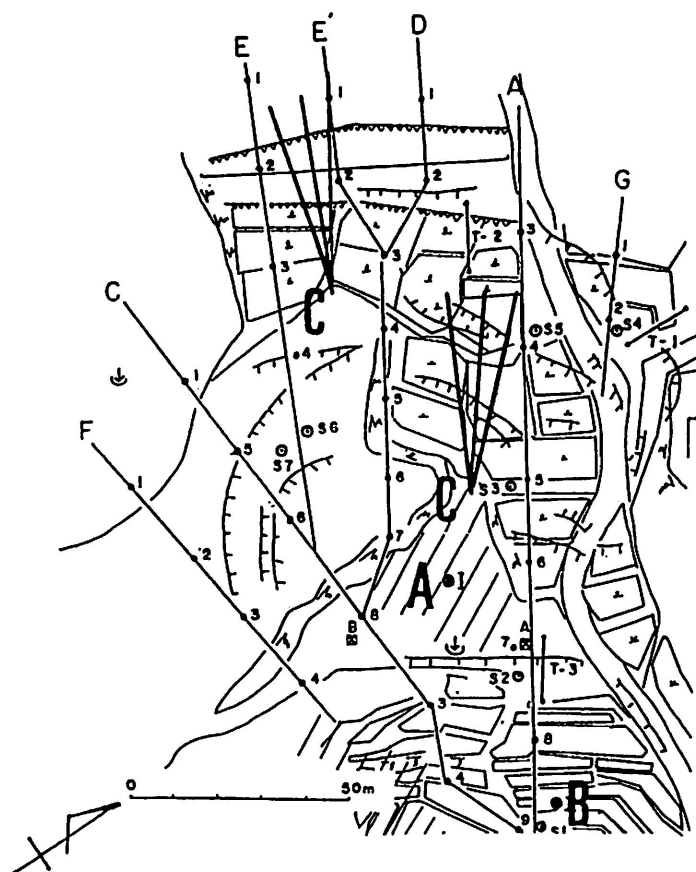


図-2.2.37 電気探査測点位置および地下水排除工施工位置

れた。その結果図-2.2.40 に示すが、前回の結果と比較すると深部の低見かけ比抵抗分布域がほとんど消滅しており、井戸に集まった地下水を排除したことの効果が示された。しかし地すべり末端部と上部には依然として浅層部に低見かけ比抵抗分布域が認められる。第1回探査結果では2つの低見かけ比抵抗分布域が認められていた。その中の1つに集水井Ⅰが施工され、下部の低見かけ比抵抗分布域はそのままとなっていた。そこで図-2.2.37のBの部分に集水井Ⅱが掘削された。施工後1ヵ月経過してから第4回目の探査が実施された。その結果は図-2.2.41 に示すように、第2回探査結果と同じように集水井掘削後地下水が集まるままにしておいたために、地すべり下部全域に低見かけ比抵抗値が分布することとなった。その後、井内から上下2段に分けて集水ボーリングが施工されると共に、排水ボーリングが設けられたために地下水は効果的に地すべり地外へ排除されることとなった。また浅層部に残留していた地下水を排除するために、図-2.2.37 に示したCの所に長さ50mの横ボーリングが3本づつ掘削された。

結論として、地すべり地において地下水排除を目的とした防止工事を実施する場合、工事の各段階において電気探査比抵抗法を実施することにより、各々の段階における地下水排除効果を検討す

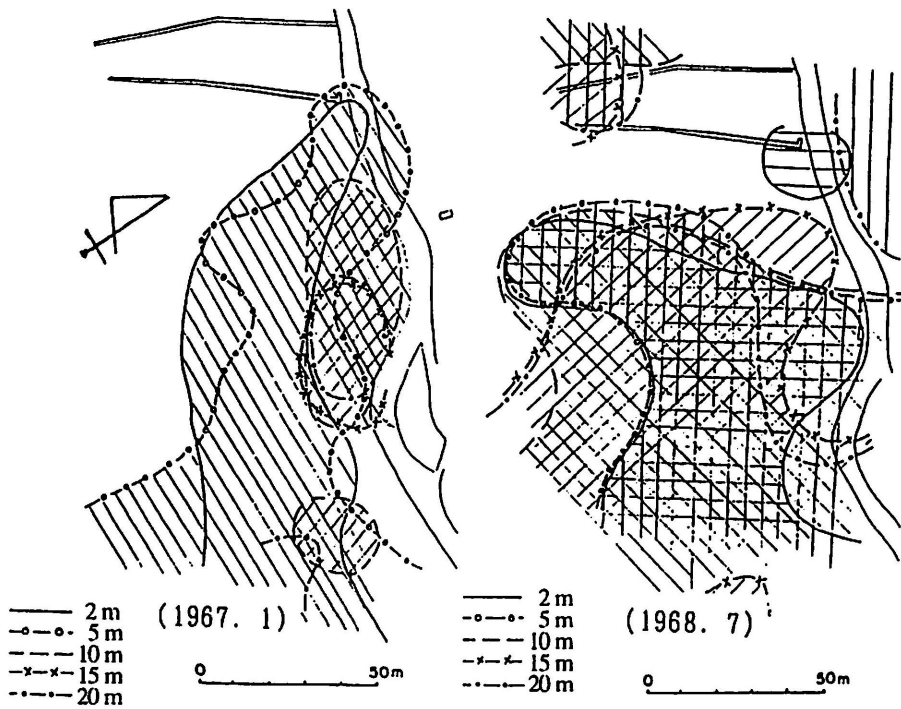


図-2.2.38 第1回探査結果

図-2.2.39 第2回探査結果

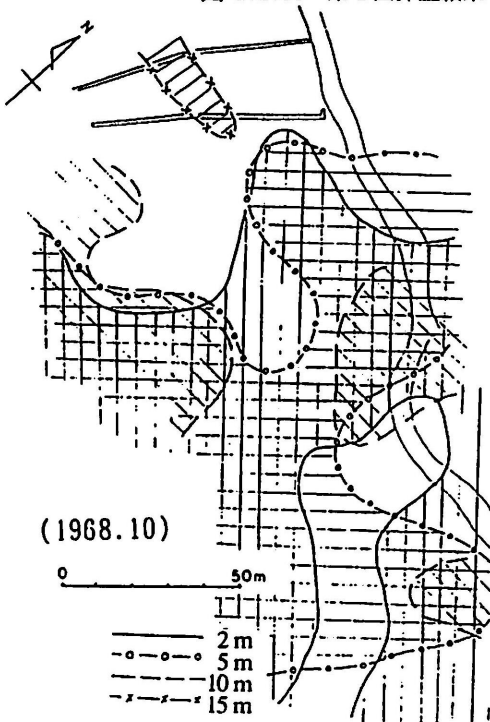


図-2.2.40 第3回探査結果

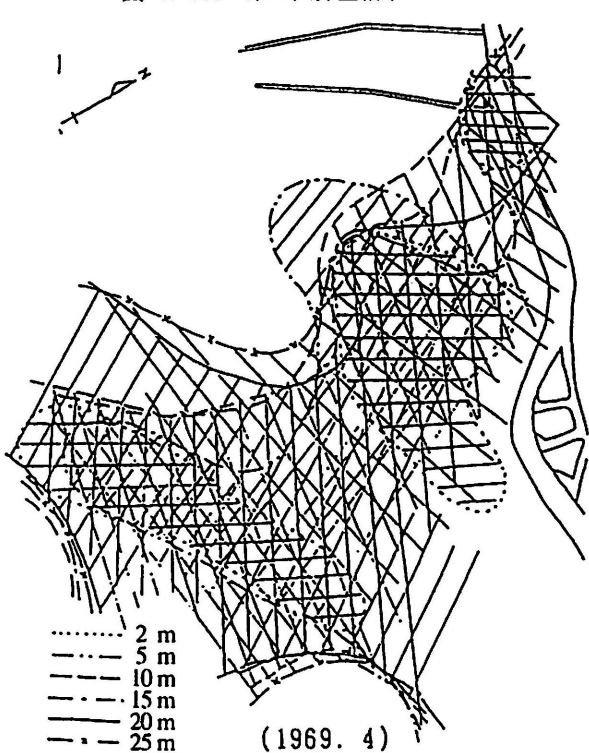


図-2.2.41 第4回探査結果



ることができる。その結果に基づいて、次の段階の工事の修正を行うことができるので、防止工事全体の施工効果を上げることが出来ることが示された。また、多大の経費を要する防止工事の効果をより一層上げるためにも、各工程毎に電気探査を実施することは、非常に有益なことであると考えられる。

## (2) ダイポール・ダイポール法による実施例

地下水排除工は、地すべり対策工のうち最も有効な手段のひとつである。したがって、施工後にその排除効果をチェックすることは施工上の重要な課題といえる。

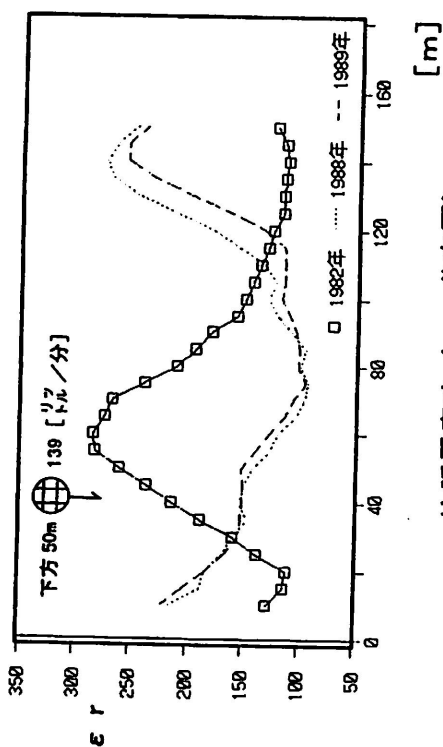
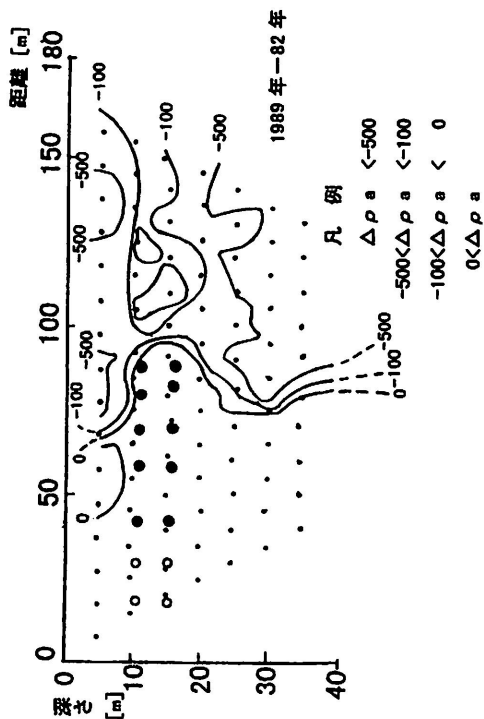
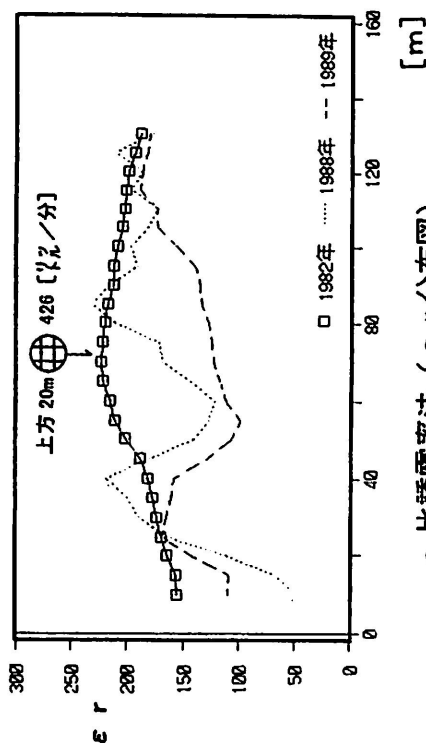
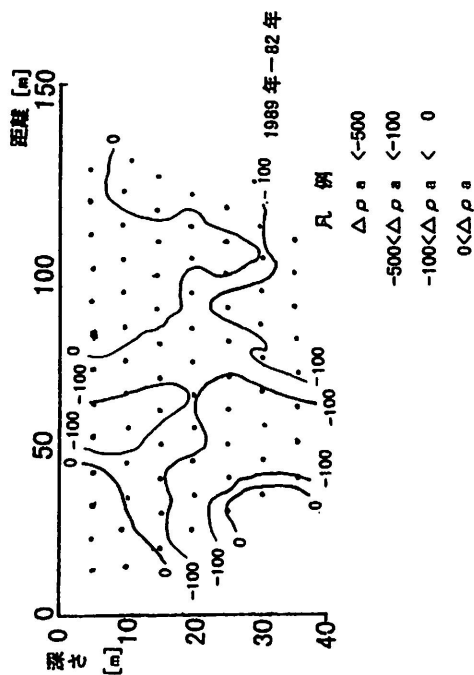
ここでは、集水井の地下水排除効果の判定を目的としたダイポール・ダイポール法の反復測定結果を紹介する。また、ダイポール・ダイポール法の結果と比較するため、同時に実施した比誘電率法の結果についても簡単にのべる。

①調査の概要：調査地の地すべり地は、地質的には第三紀の砂岩・泥岩互層地域の崩積土層のすべりである。測定は1982年に第1次測定を実施し、その結果をもとに2基の集水井および集水井からの集水ボーリングが施工された。その後、集水井の地下水排除効果を判定すべく第2次測定を実施した。探査測線はA測線～E測線の5測線で、ダイポール・ダイポール法はC測線を除く4測線で実施した(C測線は比誘電率法のみ実施)。なお、集水井の排水状況は、100～400 ℓ/min程度である。

②地下水排除効果の判定方法：地下水排除効果の判定は、同一の測線で実施した探査結果が集水井施工前後でどのように変化したかを比較検討して行った。比較の方法は、ダイポール・ダイポール法については集水井施工前後の見かけ比抵抗 $\rho_a$ の差、すなわち施工後の $\rho_a$ の増分 $\Delta\rho_a$ を求め断面分布図を作成して比較した。比誘電率法については3回の測定結果の測線分布図によった。ただし、測定年によって先行降雨量に差違があったため、反復測定の結果対比は先行降雨が電気探査に与える影響を排除・補正した上で行なわなければならない。比誘電率法については降雨補正を実施したが、ダイポール・ダイポール法については有用な補正方法がないため今回は先行降雨の補正は行っていない。

③探査結果：探査結果としてB測線とE測線の測定結果を示す。図-2.2.42のa図は補正後の $\epsilon_r$ 測線分布図(比誘電率法)で、b図は $\Delta\rho_a$ の分布図(ダイポール・ダイポール法)である。b図中の黒丸は当測線下断面を貫通している排水ボーリングの位置で、白丸は測線下まで達していない排水ボーリングの先端位置である。

【B測線】：ダイポール・ダイポール法の結果(b,  $\Delta\rho_a$ の分布図)では、排水ボーリングが施工された付近で $\Delta\rho_a$ が正の値(暗色部)が分布しており、施工後に $\rho_a$ 値が大きくなったことがわかる。集水井からは140 ℓ/minの排水量があり、この付近で集水井の効果が認められる。一方、50～150 m

a. 比誘電率法 ( $\varepsilon r$  分布図)b. ダイポール・ダイポール法 ( $\Delta \rho a$  分布図)a. 比誘電率法 ( $\varepsilon r$  分布図)b. ダイポール・ダイポール法 ( $\Delta \rho a$  分布図)

B 測線

E 測線

図-2.2.42 反復測定の結果図

の範囲では負の値が広く分布し、集水井施工後に新たな地下水脈が発生したかのような結果となった。これは先行降雨の影響とも考えられるが、地下水排除工の設置により地すべり地内の地下水流下経路が変化する事例も時折見受けられることから、ダイポール・ダイポール法の結果のみからでは判断が難しい。比誘電率法の結果(a,  $\epsilon_r$ 測線分布図)では、50 m 付近で集水井施工前の1982年では大きな山型変化をしているのに対し、施工後の1988年・1989年では谷型変化をしている。このことから、50 m 付近で集水井の顕著な排水効果が認められ、ダイポール・ダイポール法の結果ともよく調和している。一方、150 m 付近では逆に、施工前の1982年では谷型変化をしているが、施工後は山型変化をしている。これはダイポール・ダイポール法で負の $\Delta\rho_a$ の分布範囲とほぼ一致しており、集水井施工後に新たな地下水脈が出現したと考えざるをえない。

【E測線】：ダイポール・ダイポール法の結果では正の $\Delta\rho_a$ が70~150 m に認められ、この付近で集水井の効果が認められる。排水量も多く調和的な結果である。一方、比誘電率法でも集水井の付近で、集水井の地下水排除効果が認められ、ダイポール・ダイポール法の結果と比較的一致している。

以上のように、電気探査の反復測定で集水井の地下水排除効果を探知できた。ただし、ダイポール・ダイポール法の反復測定においては先行降雨の影響を排除できないので、測定時の先行降雨状況には特に配慮すべきであろう。また、集水井施工後に新たな地下水脈が発生する現象が発見されたが、これはダイポール・ダイポール法と比誘電率法の併用探査による結果であり、物理探査の併用実施が非常に効果的であることを示唆していると言えよう。

## 第3章 自然電位法

### 3-1 土地の電気、電位差

地表に1 m から5 m 程度の間隔で一対の電極をならべて(図-2.3.1-(A))、その間の電圧、正確には電位差を電圧計で測ると、普通の土地では数 mV から10 数 mV の電圧が現れる。この電圧は図-2.3.1-(B)の回路において、次の電位差の合計したものを表している。測定された電位差  $V$  は、

$$V = \text{①電位差計の内部電位差}(e_5) + \text{②一対の電極間の電位差}(-e_1 + e_4) + \text{③電極と土との接触電位差}\{(a-b) = -e_2, (c-d) = +e_3\} + \text{④2電極間の土地の電位差}(b-c=e_0) \quad (2.3.1)$$

いま図-2.3.1-(B)の模式的回路において、一対の電極の  $e_1, e_2, r_1$  と  $e_4, e_3, r_2$  とがそれぞれ等しく、 $e_5 = 0$  であれば上式の①, ②, ③項は消えて、測られた電位差は  $V = e_0$  となって、図-2.3.1-(A)の測定システムにおいて、 $V$  は  $bc$  2点間の土地の電位差のみとなる。

その  $e_0$  の中に、われわれの欲しい地下水、クラック、断層、埋設物などに起因する発生電位の情報を得ることが可能となる。これが自然電位(SP)法である。

しかし、一対の電極の相互間には避けがたい固有電位差があるので、後述するように測定によって補正する。また、電圧計のインピーダンス  $r_3$  が大きく  $r_3 \gg (r_1 + r_2 + r_0)$  であれば、接触抵抗  $r_1, r_2$ 、電極間の土地の抵抗  $r_0$  は無視できる。

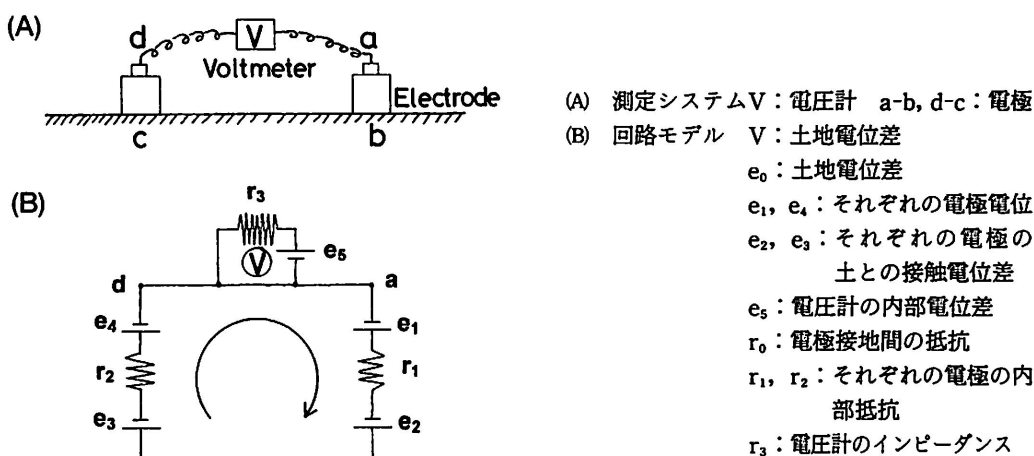


図-2.3.1 自然電位測定法 (SP 法)

### 3-2 大地にみられる3種の電気

土地に電位差を生じさせる原因には、大地の内外の自然的なもの、あるいは人工的なものが数多くある。それらの中には、自然電位法で考慮しなければならないものがある。

#### (1) 大地の外に原因がある自然の電気 (図-2.3.2-(A))

- ① 全地球に流れている地電流：地磁気の変化に誘導され、常時数  $\text{mV}/1\text{ km}$  程度の地電流 (earth current) がある。
- ② 空地電流：上層大気中から地表面へ流れている微弱な空地電流が、晴天の日でも垂直電位差が  $100\text{ V/m}$  以上もある。①、②ともに、ここでの方法では測定できない。
- ③ 降雨、降雪の運ぶ電荷：雨滴や雪片は正負の電荷をもったものが混合している。土地電位に時に影響がある。
- ④ 雷による放電は大地に大電流を流す：雷雲による土地電流は極めて大きく、雷雲が近接すると、電圧計の目盛は激しく揺動する。雷がラジオに音として入る程に近接してきた時には測定に影響がはじめる。
- ⑤ 磁気嵐：たまに太陽面の爆発で起る磁気嵐によって土地電流が発生し、留意する必要がある。

#### (2) 土地の人工的な電位 (図-2.3.2-(B))

- ① 交流，アース：送電線や交流  $50\text{ Hz}$  ( $60\text{ Hz}$ ) の電線の下，その付近でも全く影響はない。ただし、電柱のアース線付近，人家の家電器のアースの付近での土地では多少の影響がある。
- ② 腐蝕電位・地下埋設物：①の鉄塔・鉄柱，鉄管，鉄のフェンスなどの地下埋設物は，腐蝕

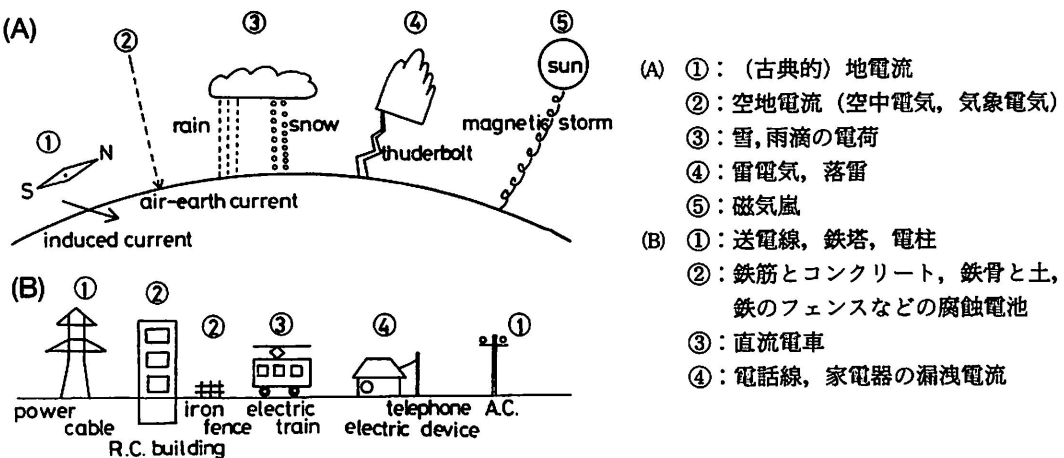


図-2.3.2 土地の外に原因がある自然の電気(A), 土地にある人工的電気(B)

電池の形成、交流腐蝕電池)などによる  $30 \text{ mV/m}$  以上の大きな電位差の発生がみられる。また、土中の乾電池、腐蝕した空き缶は  $50 \text{ mV/m}$  程度の高電位を示す場合がある。

③ 直流電車、交流電車：直流電車の影響は数  $100 \text{ m}$  の遠くまで影響する。特に電車の通過時には電場は乱れ、土地電位は大きく変動する。電車の方向、種類によって電位変動の影響が異なる。また、レールから漏れる直流は迷走し、鉄製の構造物に流入し直流電食を起こし、大きな電位が発生していることがある。場所によっては数  $10 \text{ mV/m}$  が検出される。交流電車は影響ないが、最近では電車の速度制御、家電器の冷暖房制御に周波数変換が採用されているものがあり、その低周波発生時には土地電位への影響が考えられる。

④ 電話、モータ：電話通話中の電話線の真下でも影響はみられない。農村の大動力の乾燥機、散水機などの稼動時には、これによって土地電位が不安定となることがある。

⑤ 人体の電気、人体は良導体：電極に触れたままの測定でなければ、人体の電気の影響、土地電気への影響はない。

### (3) 地盤の中に原因のある自然の土地電位＝自然電位＝Self Potential＝SP

前述の大地の外に原因がある自然の電気を除き、土地に見られるあらゆる電流を土地電流 (ground electric current) と定義し、その電位差を土地電位 (earth potential) と称することにする。自然電位法では、土地のあらゆる電位 (自然、人工的) を計測していくことになる。電位発生が自然の原因と判明した時点で、それを自然電位と称することとなる。

計測的には、電流ではなく電位を計測するので、さらに、その土地電位を静的土地電位 (self potential) と動的土地電位 (earth potential, ground potential) とに便宜的に分けて考察していくこととする。

ここでの自然電位法 (self potential method, SP 法) では、電位の時間的変化の緩やかな、静的とみなせる土地電位を考察することとする。

## 3-3 土地の自然電位

(self potential, 昔は spontaneous polarization, 略して SP)

地表面にみられる土中に原因のある自然電位で、それらの発生原因、機構が急激に変化、消滅しないで、長期的に存在するであろう土中の電位を考える。長期的とは、数日から数年にわたって存在する電位差である。

ここでの自然電位法は、斜面における地下水流脈 (含温泉)、断層、クラックの検出、土質、地質構造の探査を主眼としている。それらにみられる電位の発生機構は、主として水の流動、水分の移動によって発生する電気、流動電流、流動電位であろうと考えられる。

### 3-3-1 流動電位 (streaming potential)

流動電位は、次の Helmholtz-Smoluchowski の式によって与えられる。つまり、固体である細管または多孔体の中の流体の両端に  $\Delta P$  の圧力差を加えたときに、それらの両端に流動電位  $E$  が発生する。

$$E = \frac{\Delta P \cdot D \cdot \xi \cdot \rho}{4 \pi \cdot \eta} \quad (2.3.2)$$

ここで、 $D$  は界面に沿って移動する流体の誘電率、 $\xi$  は界面に発生する正負の電気の二重層における界面電位の一種で  $\xi$  電位 (ゼータ電位)、 $\rho$  は液体の比抵抗、 $\eta$  は液体の粘性係数である。いま、上式のそれぞれの定数に実験値を代入して、発生する流動電位を試算してみる。いま、水の  $D$  を 80、 $\xi$  電位を 80 mV、 $\rho$  を  $5,000 \Omega \cdot \text{cm}$ 、 $\eta$  を 0.010 C.G.S. とし、作用している水圧  $\Delta P$  を  $1 \text{ kgf/cm}^2 = 10 \text{ mH}_2\text{O} = 10^6 \text{ dyne}$  としてみると、 $E = 60 \text{ mV}$  程度となる。ここで最も不確実な値は  $\xi$  電位であるので、単なる参考である。

### 3-3-2 山地、斜面、地すべり地における流動電位

流動電位の式は、土中を流動、浸透する地下水においても成立っているものと考えられる。図-2.3.3 に、単純な電気二重層の模式図を示した。土と水との間に、土にマイナスイオン、水にプラスイオンの電気二重層が出来て、水が圧力によって流動すると、土には負電荷が残り、流動する水は正電荷を運び去る。したがって、

- ① 土に残った負電荷のために、流動経路を切る地表面では、図-2.3.4-(2)のように負の電位があらわれる。
- ② 図-2.3.4-(2)(a)のように、流動する水が正電荷を運び去るということは、流動水中では上流から下流へ向く流動電流が、流動水の外の地表面上では逆に、下流から上流方向へ向かう流動電流があって回路が形成されていると考えることができる。この回路は、いたるところで電流が漏洩しており、発生した流動電位はある程度までしか大きくなれないものと考えられる。

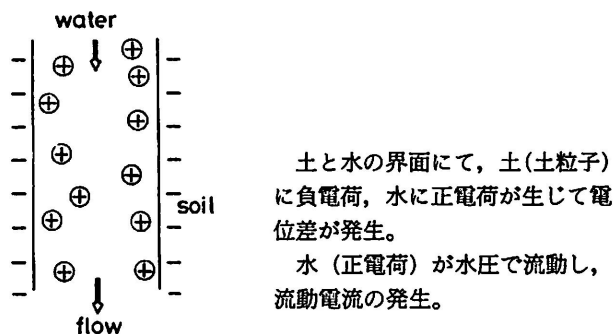


図-2.3.3 電気二重層のモデル

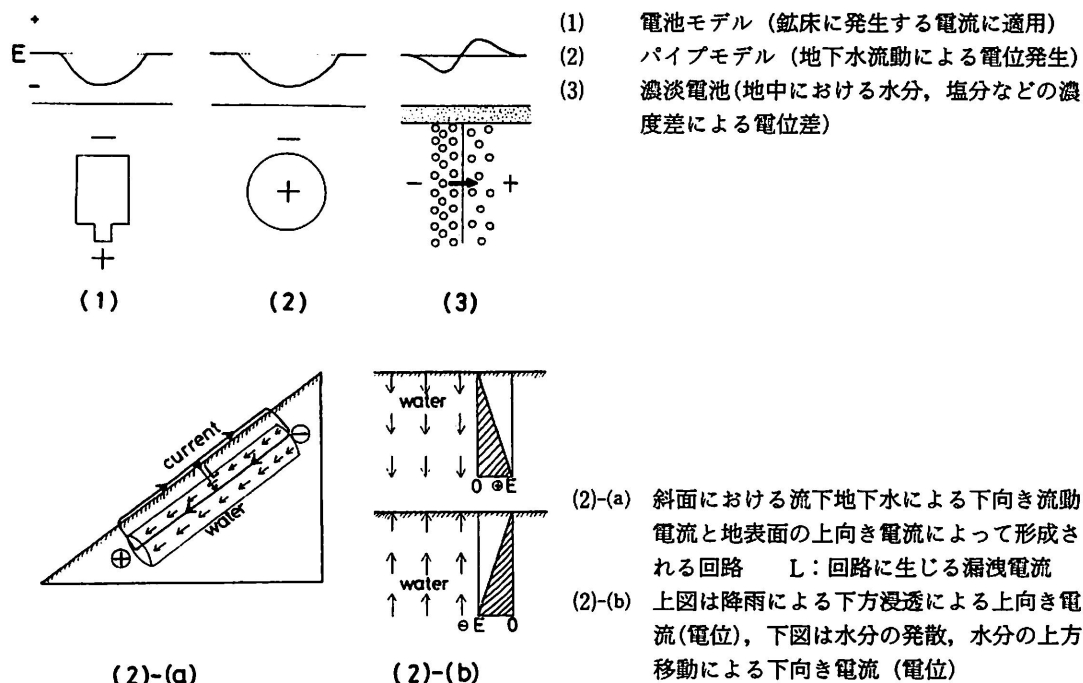


図-2.3.4 土地電位の発生モデル

これによって、一般的には、(i)地表面の電位が負となる地点の地下には地下水の流動があり、(ii)地表の電位低下の向きと逆の向きに、地中の水の流れ、地中水分の移動があるという『現場的指針』が得られる (図-2.3.4-(2)-(a), (2)-(b))。ただし、pH は 6 程度以上についてであって、温泉地帯など、pH が小さくなると逆の電位勾配となる。

また、土に発生している流動電位は、直接には水分、水流の圧力差の大小を表していて水の流量とは直接には無関係である。しかし、流速は Poiseuille の定理より圧力差に比例するので、発生している流動電位の大小は流速の大小を現していることになる。

### 3-3-3 山地、斜面における腐蝕電池、鉱体電池、濃淡電池

斜面、地すべり地における電位には、地下水の流動、水分の移動による流動電位に原因するもののほかに、埋設金属の水と酸素による腐蝕によって発生する腐蝕電池、鉱山地帯、温泉地帯などにみられる金属鉱物に水、水分、溶存酸素などが作用して、酸化帯と還元帯が形成される鉱体電池 (図-2.3.4-(1)の電池モデル)、石油地帯や火山、温泉に存在する塩分などによって形成されると思われる濃淡電池 (図-2.3.4-(3)の濃淡電池モデル)、岩質の差異、地質構造などによって形成される接触電位や濃淡電位などが考えらる。

斜面、地すべり地においては、鉱体電池による電位発生は関係がすくないであろう。

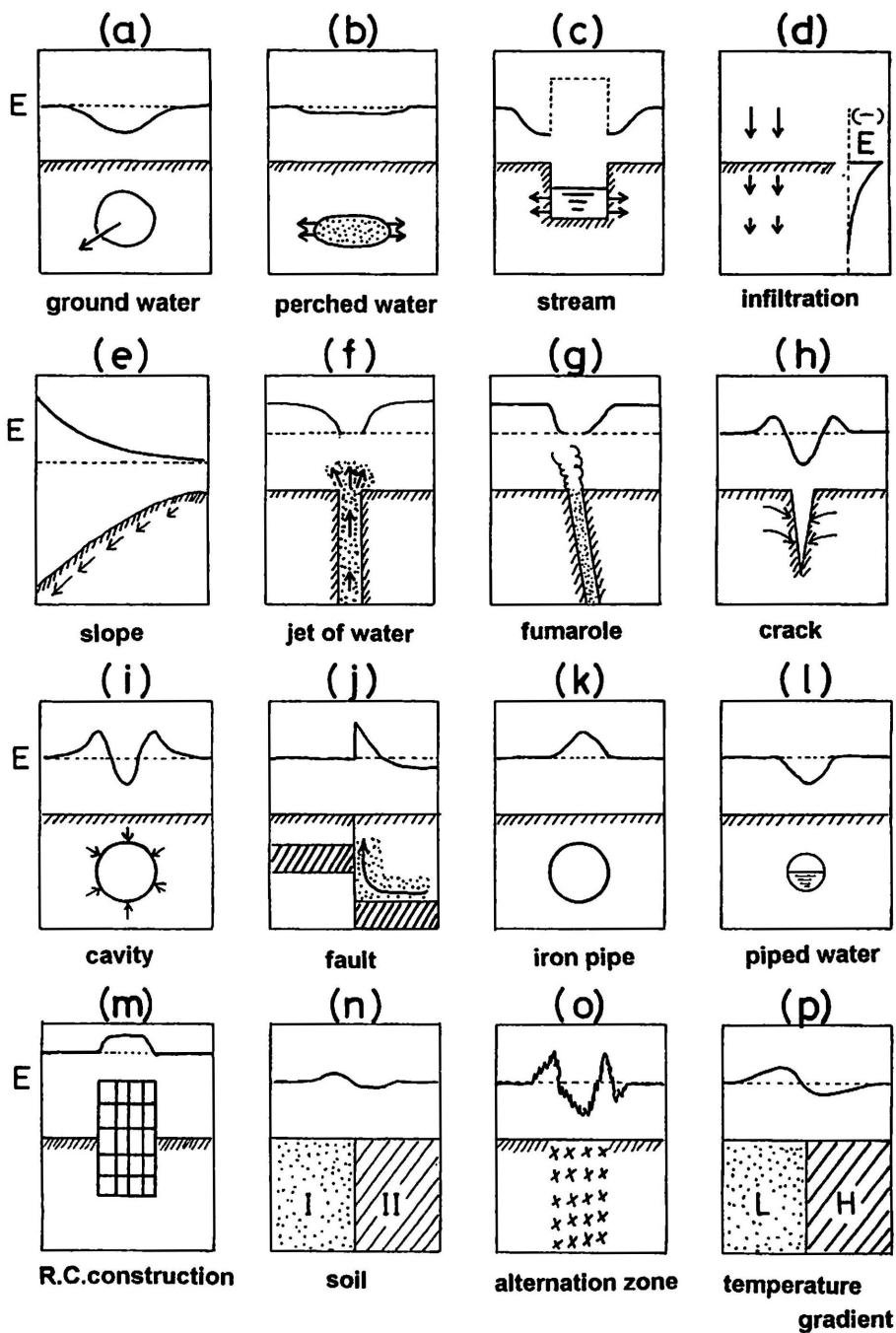


## 3-3-4 自然、人工の水の流動による流動電位発生

具体的にはさまざまな電位発生が考えられる。図-2.3.5にはそれらのモデルを示した。

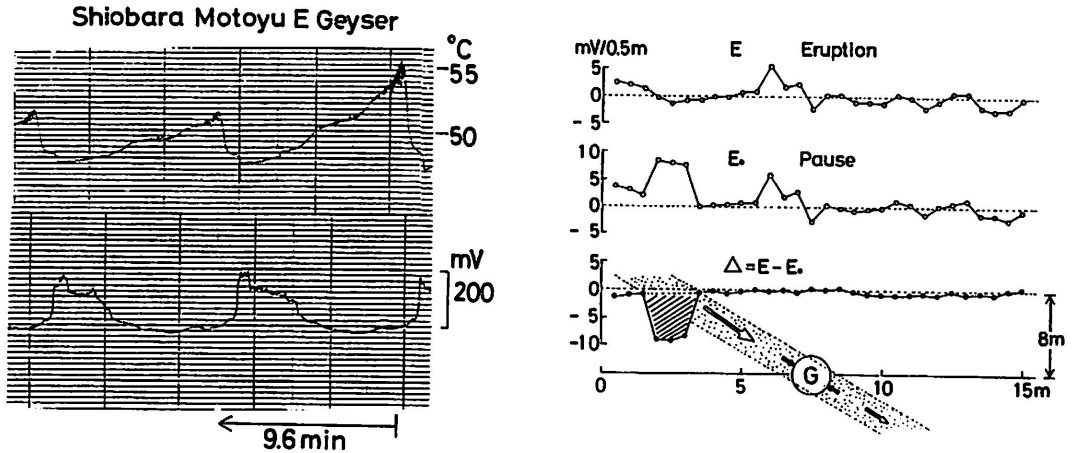
## (1) 自然の水の流動に伴う電位

- ① 地下水流脈 (図-2.3.5-(a)) : ここで地下水といわずに地下水流脈という語を使うのは、流動地下水が流動電流を発生させ、停滞地下水はほとんど発生していないということを強調するためである。
- ② 潜水・停滞水塊 (図-2.3.5-(b)) : 停滞している地下水塊では流動電位の発生は見られないはずである。しかし、停滞水塊といえども、衰弱すれば水分補給、水塊の周囲の乾燥(負圧)が発生すれば水塊から水分浸出が生じるはずで、それらの水分移動による流動電位の発生が考えられる。
- ③ 溪流, 水路, 河川 (図-2.3.5-(c)) : 流動する水によって、水中では流れに沿って流速に比例した流動電位の発生、兩岸では流れとは逆の勾配の電位が発生している。また、川と岸との間での地下水の流出, 流入, 浸透が行われている場合には、流動電位の発生による電位勾配が生じている。
- ④ 地中の垂直方向の水分移動 (図-2.3.4-(2)-(b)), (図-2.3.5-(d)) : 斜面上で、降雨などの地表水からの補給があれば、地表から深部への水分移動が生じ、地中浅部が電位は低く、深部の電位は高くなるのがみられる。この水分の浸透は遅いので ( $10^{-2}\text{cm/s}$  以下) 数日間は電位は準定常状態で存在する。また、地表面における雨水の浸透は様でない場合が多く、より強い浸透が行われる部分の方がより大きな電位低下が見られる。もし、斜面を流下してきた地下水が、堰きとめ構造(断層, 地すべり土塊)に出会うと、地下水からの水分浸透は地表方向へ向き、その場合は浅部の電位は高く、深部の電位は低い電位分布を示すはずである。
- ⑤ 表層流 (図-2.3.5-(e)) : 表層内を降雨による浸透水が流下する時は、地下水流動と同様に流動電位が発生する。浸透水は流速が  $10^{-2}\text{cm/s}$  であっても大きな電位を発生する。
- ⑥ 湧泉, 温泉の自噴 (図-2.3.5-(f)) (図-2.3.6) : 地下水の自然湧出, 温泉の自噴孔の周りには、孔の中心方向に電位が低くなる傾向の電位分布がみられる。しかし、自然湧出は、一般に圧力が小さく、孔の近傍は複雑な水の浸出などのために、きれいな電位分布を示さないことが多い。図-2.3.6に、温泉の間欠泉の噴出, 停止に伴う噴出孔付近の電位分布の変化から温泉脈が判明することを示してある。
- ⑦ 火山, 温泉のガス, 噴気, 蒸気 (図-2.3.5-(g)) : 噴出孔を中心とする周りに電位分布が見られる。しかし、噴気などが強い酸性であると、中性の地下水の噴出による電位分布とは逆の電位勾配をもつ分布となる。



(a)地下水脈 (b)停滞水 (c)溪流 (d)浸透水 (e)斜面を下降する水分 (f)湧水・自噴温泉  
 (g)蒸気・ガスの噴出 (h)クラック (i) 空洞 (j)断層 (地下水堰きとめ作用) (k)人工  
 的埋設管 (l)上下水・ガス・石油の輸送管 (m)鉄筋、鉄骨構造物 (n)間隙率の差による  
 水分移動の流速差 (o)熱変質帯と腐植土 (p)地温差、温度差による水分移動の速度差

図-2.3.5 土地電位の発生メカニズム (図の上部の太線は電位変化タイプ)



間欠泉における吹上げ開始に伴う電位変化、噴出孔の最高水温時より1.7分前に出現

間欠泉の噴出と停止時における土地電位の分布の差より温泉水脈判定

図-2.3.6 間欠泉に伴う電位変化、温泉水脈の検出

- ⑧ 断層・空洞・穴 (図-2.3.5-(h), (i), (j)) : 断層は水理的には不連続構造となり、地下水の堰き止め、流動方向の変更などの作用が生じる。破碎帯は地下水の流路となることが多く、共に流動電位が発生している。断層面、クラックが固着していないと、それらの間隙部は透水が容易となり、電位分布の異常が見られる。

空洞も、地層の間隙水は空洞へ向かう傾向を生じ、その直上の地表面では土地電位の分布に異常が見られる。また、地すべり地帯に見られる陥没地形、地中の穴、俗にいうボラも空洞と同じ電位分布を示すことが多い。

- ⑨ 氷・積雪地 : 水が凍れば、氷部と未凍結部との間に電位差を生じることが知られている。しかし、結氷と土との間の電位差の存在は明らかでない。

## (2) 人工的な水の流動による電位、金属の腐蝕による電位

- ① パイプ、暗渠、側溝を流れる水による電位 (図-2.3.5-(k), (l)) : いたる所に上下水道、暗渠、側溝にはコンクリート、塩ビ管、金属製パイプが多数みられる。それらを流れる水による流動電位の発生は、地下水流動による電位より大きいのが普通である。特に塩ビ管による発生電位が大きい。
- ② 石油類の地中輸送 (図-2.3.5-(l)) : 石油類の流体の地中パイプ内の流動によるものは大きい電位(帯電)を示す。また、蒸気、ガスの流動でも、粉体のパイプ輸送でも大きな電位が発生する。
- ③ コンクリートなどのクラック (図-2.3.5-(i), (m)) : 土止め、擁壁などに発生するクラックには、内部からの水分移動による電位が考えられ、鉄筋構造物、鉄の杭、フェンスの土中での腐蝕は大きな電位異常が見られることが多い。

- ④ 人工的噴水 (図-2.3.5-(f)) : 人工的な噴水は圧力が大きいので、明瞭な電位の発生、電位分布が見られる。
- ⑤ 人工的空洞 (図-2.3.5-(i)) : 人工的に作られた防空壕、道路の地下に生じることのある漏水による空洞も、天然の空洞と同様な電位発生を示すはずである。その検出が可能なことが多い。
- ⑥ 土質、岩質のちがいによる電位差 (図-2.3.5-(n), (o)) : 異なった岩質の境界面における電位差、透水係数の差による電位差 : 土質、岩質の異なる境界では、各種の電位 (接触電位、電極電位、拡散電位、膜電位) が形成され電位差が生じていると思われる。特に、火山灰土 (赤土) と熱変質を受けた土 (白色粘土など) との間では大きな電位差がみられることが多い。異なった地質による透水係数の差による水の真速度の差は、発生流動電位に差を生じ境界面に電位差を生じる。一般には、その電位差はあまり大きくないようである。
- ⑦ 地質境界面における温度差 (図-2.3.5-(p)) : 地質の違いは日射による温度差を生じ、一種の熱起電力 (ゼーベック効果) の発生が考えられるが、野外経験では土地電位と表面地温には明瞭な相関はみられない。
- ⑧ 降雨による影響 : 地質の異なる境界での降雨は、浸透係数、蒸発速度、含水量の時間的変化が異なるために、境界間で数 10 mV の数時間わたる急激な変化、続いて緩やかな変化が続く場合がある。

### 3-4 自然電位法 (SP 法)

#### 3-4-1 自然電位法とは

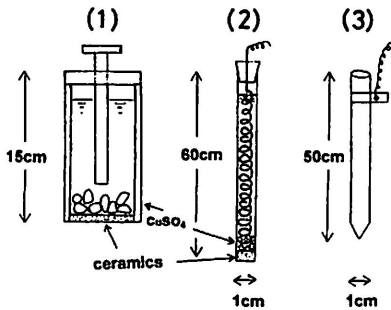
地表や地下の自然電位分布から地下の情報をうる探査法をいい、簡単に SP 法と呼ばれることが多い。わが国においては、1923 年から鉱山に SP 法が適用され始め、1950 年代から 1960 年代にかけて SP 法の研究が最も盛んとなり、自然電位の発生機構、測定上の諸問題、測定結果の解釈などについて研究が行われた。多くの研究成果があったが、その後の国内の鉱山の閉鎖のため SP 法による鉱床探査は行われなくなった。

近年になって、SP 法は地下水、温泉脈、断層、クラック、空洞、地下埋設物などの検出に適用されるようになった。SP 法は電極と電圧計だけの装置であり、測定も簡便、迅速であるが、測定対象の判定がかなり定性的であるので、さらに解釈の進歩が望まれる。

#### 3-4-2 電極、電圧計

- (1) 銅-硫酸銅電極とその保守 (図-2.3.7-(1), (2))

この電極は、底が素焼きのポットに、蒸留水に高純度な硫酸銅の結晶を過剰に溶かして飽和溶液



- (1)ポット型：筒はアクリル，挿入金属棒は純銅，液は飽和硫酸銅，底はセラミック
- (2)パイプ型：土中の垂直電位差用，アクリル製，純銅のコイル，飽和硫酸銅，底はセラミック
- (3)新素材カーボン型：特性の検討が必要

図-2.3.7 銅－硫酸銅電極

を作り，その中に純銅の棒を浸したものである。ポットは栓式のものより，プラスチックの密閉式で，底がセラミックスのものが取り扱いが容易である。その一つに，密閉タイプ，直径 3.5 cm，長さ 15 cm の McMILLER 製の電極がある。

この型の電極は，銅棒と硫酸銅液との間の電位差が一定であること，底から浸出する硫酸銅溶液と土粒子との電位差が殆ど無いことから，非分極性電極とみなされている。

1 m の長さの硫酸銅電極の自作するには，アクリルパイプの底にセラミックを接着し，純銅線をコイル状に巻き，ゴム栓に固定し，高純度の硫酸銅と蒸留水（めがね洗浄用で可）を封入する。

使用後の電極はパイプ内部を洗浄し，銅棒は極細粒の研磨材で磨き，乾燥して保管する。使用後放置したままにしておくと，電極の液が濁ってくるので不都合である。

## (2) その他の化学電極

化学電極で，これまでに使われているものに飽和塩化銀電極などがあるが，飽和硫酸銅電極が一番製作が容易であり，取り扱いも簡便である。

## (3) 銅，鉄，ステンレス，鉛，白金，炭素電極 (図-2.3.7-(3))

鉄棒，銅棒，ステンレス棒などは，土中への挿入のたびに生じるキズと，土中の各種イオンとの間で腐蝕電池が形成され不安定な電極となり，通常は大きな電位のドリフト，揺動がみられ再現性も悪く，電極としては不適である。白金は安定した電極といえるが高価である。鉛電極は長時間測定に適するが，安定するまでに時間がかかる。炭素電極は土中水分の吸収，排出による不安定性がある。新素材の炭素棒は良好なようである。

## (4) 電圧計（電位差計）

電極の接地抵抗は数 100  $\Omega$  から 100 k $\Omega$  まで達することがあるが，電圧計のインピーダンスが，それより 1000 倍の 100 M $\Omega$  もあるので，接地抵抗は無視できる。したがって，式-(2.3.1) の③項は無視できる。高インピーダンスのテスターの一種に，HIOKI-3234(インピーダンス 100 M $\Omega$  以上，

デジタル表示, DC 000.0 mV, プリント方式, 充電式) がある。

### 3-4-3 測定法

#### I. 測定準備

- ① 用具：銅－硫酸銅電極とデジタル式電圧計を使用した SP 法について述べる。多芯ビニール線, 多数の巻尺, 磁石のほかに硫酸銅の飽和溶液 500 ml, ガーゼを用意する。
- ② 電圧計のゼロ調整：最初に電圧計の端子を短絡させて 0 mV に調整する。そうすれば, 電位差の式-(2.3.1) の①項の電位差計内部の電位差は  $e_s = 0$  となる。
- ③ 測定リード線の長さ, 電極の正負の設定：電圧計のリード線 (ビニール線) が長いと, 草などに引っ掛かり意外に能率がわるい。測線上における電極の正負は, 先頭の電極を正 (電圧計の+端結線), 後部の電極を負 (電圧計の 0, あるいは共通ターミナル結線) とするルールをきめて, 何時でも何処でも実行する。それで解析の混乱が防止できる。
- ④ 一对の電極の電位差＝固有電位差の補正：同じ仕様の一对の電極でも, 空中にて接触させると, その電位差は通常数 mV, 時には 10 mV にも達する。電極を取り替えてみても減少しないことが多い。この電位差を電極固有電位差と称することとする。したがって, 式-(2.3.1) の②項の電極間の電位差は避けられない ( $-e_1 + e_4 \neq 0$ ) ので, 測定前後に数回の固有電位差を測定し, 補正項を確定する。
- ⑤ 測定準備完了

上述の②の調整と 3-4-2 の(4)の理由により, 測定値  $V$  は式-(2.3.1)の①項と③項が無視されて, 式の測定値  $V$  は④項の土地の電位差  $e_0$  (欲しい地下電気情報) と上述の(4)の補正すべき②項の固有電位差 ( $-e_1 + e_4$ ) のみとなって, 自然電位の測定は可能となる。

#### II. 測定上の留意点

##### (1) 電極の接地の仕方

- ① 水たまり, 湿地, 小雨：水たまりや湿地がある所に電極を置くと電極は不安定になる。地面のゴミや枯れ葉を除き, 1~2 cm 掘って湿った面に接地する。小雨の時は, 雨滴を電極の頭部にあてなければ影響は少ない。雨が表面を流れ始めると電位は不安定となる。経験では, 前日に降雨, 夜間に晴れて翌日は微風, 高曇りの天気が, SP 測定には最高のようなのである。
- ② 露出した岩盤, 乾いた砂地, 粉状の土：こうした測点では電位が不安定となるので, 電極を硫酸銅溶液で浸したガーゼで包んで測定を行う。散水すると電位は何時までも安定しないので, 散水は厳禁である。
- ③ 原因不明の電位不安定：接地電極の電位が不安定の時には接地点を変えてみる。原因が土中の金属粉, 化学肥料, 灰などのこともあるが, 不安定の原因が不明なこともある。

④ 電極の圧着の程度：地面に強く圧着すると数秒間電位が不安定となる。それは加圧により土中水分が外方へ浸出し、次の減圧によって水分が浸入してくることによるものである。この局所的な急激な流動電位の発生は実験でも検証できる。

⑤ 電極近くの人の加重などの影響：接地電極の1 m以内に人が立つと、その荷重により土中水分が電極方向へ移動し、電極は大きく高電位を示し、人が去ると逆の電位を示す。測定中は電極付近に立ったり、歩いたりすることは禁物である。

また、近くの土砂の掘削作業によっても電位変動が生じる。特に、100 m先でも地下タンクへの給油などによる電位の変動は著しく大きい。

⑥ 一对の電極の温度差：接地した電極を握ったままでは電極の温度が上ったり、また人体の電気伝導性の影響がでることもある。

一方の電極のみ高温、あるいは低温にして、電極間に生じた温度差は悪影響がある。

⑦ 温泉地帯、変質帯などでの測定：温泉、地熱地帯での土の熱変質、硫化物含有などのために、測定電位が高く低く揺動する場合がある。ふつうの黒土をガーゼに包み電極に巻き付けて測定をおこなう。

## (2) 地形、地物の観察、地表面温度の測定

地表には電位分布に影響をあたえる多くの因子があるので、測点付近の状態を記述し、解析の参考とする。湧水、水溜り、クラック、穴、土質、段差、凹凸、電柱、鉄塔、側溝、下水溝、金属製フェンス、集水井、燃料タンク、工作物、構造物などに留意する。しかし、それらの存在の電位効果については、定性的な評価しかできていないのが現状である。日射の強い日の地表面の温度差、温泉地帯での地温の異常などは、表面地温を赤外線放射温度計で測定して、電位と地温の相関を検討し、必要あればデータを補正する。

## III. 測定

### (1) 測定班の編成

斜面における自然電位法の適用が地下水流脈、断層、クラック、空洞、地下埋設物の検出かなどの目的によって自然電位法は①等電位法、②電位勾配法、③平面ベクトル法、④三次元ベクトル法などと便宜的に区分することができる。

いずれにせよ、共通する測定班の編成は3人が望ましい。先頭の一人が測点の表土の引っ掻き、(+) 電極の移動、接地、後方の一人が(-) 電極の接地、電圧計の測定値の安定、不安定の判断、測定値の喚呼、記録を行う。さらに測定値の異常の有無、地形地物の観察を統括する上級技術者を含める班編成となる。

### (2) 測線の設定

斜面における測線は、斜面に直交する数 10 m の測線を数 m から 10~20 m 間隔に数本設定するのが基本である。

① よこ縞（平行線）方式〔電位勾配法〕（図-2.3.8-I）

- (a) 地下水流脈、温泉脈（図-2.3.8-I-(a)）：斜面における地下水の流動は、表面地形に沿って流れると考えると、水流脈が各測線を切る点で系統的に電位変化がみられるはずである。
- (b) 地下埋設物（鋼管杭、鉄筋コンクリート構造物など）（図-2.3.8-I-(b)）：斜面に工作物などが地中に埋設されている場合には、ある測線の一部のみに大きな電位変化が現れるので、30 cm 間隔程度の精査によって特定をおこなう。
- (c) 断層（図-2.3.8-I-(c)）：断層の検出には、地形学的、地質学的に想定される断層を切る測線、沿う測線を複数、100 m 以上に設ける。断層は延長方向で破碎帯の性状が異なることから概査の後に精査をおこなう。

② 網目（格子縞）方式〔等電位法〕（図-2.3.8-II-(a), (b)）

これは、測点を網目状に配置し、一点を基準点として各点の電位を測定し、等電位線分布を作成、電位源の解析、解釈をおこなう。

- (a) 空洞、防空壕（図-2.3.8-I-(d)）：人工的な空洞（道路の陥没や防空壕）や浅い天然空洞の検出は、予測できない場合が多いので、東西方向、南北方向の両方向に測線を設ける。
- (b) 地質構造（図-2.3.8-II-(a), (b)）、（図-2.3.9）：地質の境界では等電位線が密になることが多い。地下岩盤に凹凸がある、水頭が浅部まで突出している所では、等電位の目玉の存在の発見が有効である。
- (c) 温泉（図-2.3.8-II-(b)）：地表近くに垂直な裂カ状に温泉脈が伏在すると、温泉熱水による岩盤の珪化作用の部分では等電位線分布図に目玉の分布が存在することが多い。

③ 平面ベクトル方式〔ベクトル法〕（図-2.3.8-II-(c)）

地表面における電位勾配の直角 2 成分を合成し、電場ベクトル図をうると、電位勾配法、等電位法を補足する情報が得られる。作業は、例えば、一測線上に 5 m 毎に直角 2 成分(NS, EW) の電位差を測定し電場ベクトルを作成する。

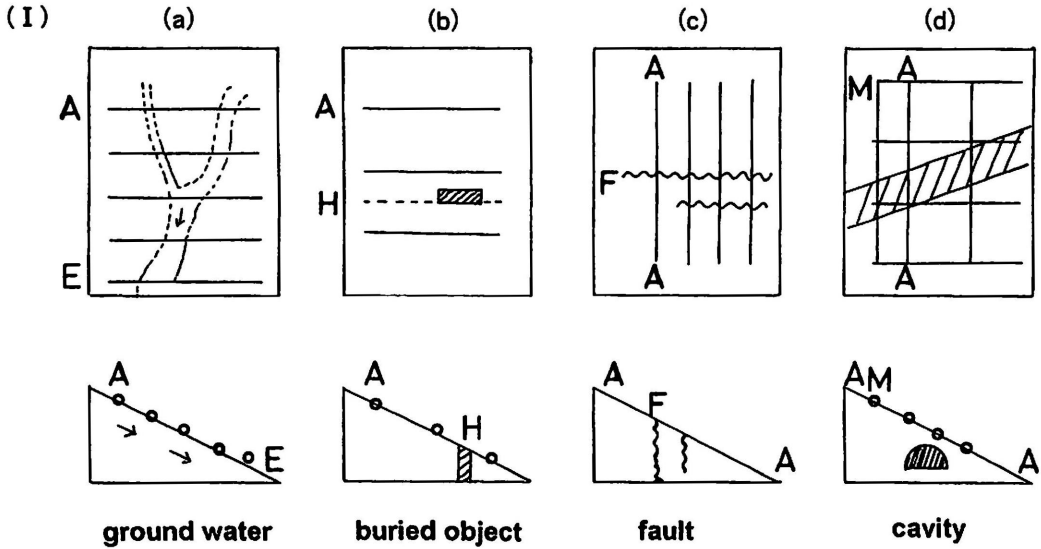
④ 三次元ベクトル方式〔三次元ベクトル法〕（図-2.3.8-II-(d)）

地表面の電位差の水平直角 2 成分と、土中の鉛直成分の電位差を測定し、三次元的な電場をうる方法である。水平成分は 50 cm 間、鉛直方向は深さ 10 cm と 60 cm 間の電位差を測定する。深さは、作業の容易さと日射の影響を考慮したものである。

(3) 測定における電極の移動方式

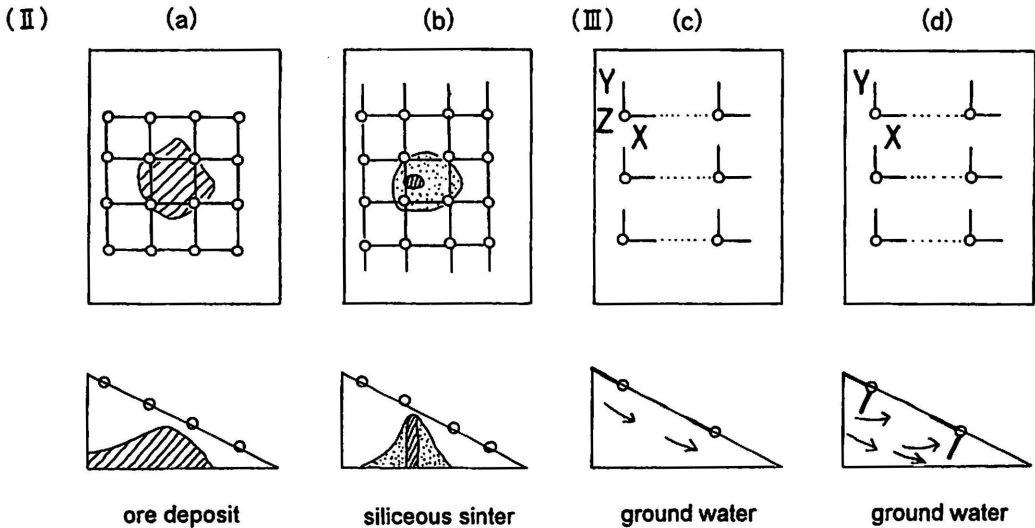
測線上における測定電極の移動方式には次の二通りがある。





(I) よこ縞測線方式による検出対象

(a)地下水脈 (b)埋設物 (c)断層 (d)陥没地形, ボラ, 空洞



(II) 網目測線方式による検出対象

(a), (b)地質的特異点, スポット (鉱脈, 温泉, 地熱)

(III) ベクトル測線方式

(c) 2次元ベクトル: 斜面の水脈, 人工斜面の雨水通路, アースダム斜面の漏水通路

(d) 3次元ベクトル: 下部からの圧力による水分上昇(被圧), 発散か浸透(地下水補給)の判別

図-2.3.8 検出対象による測線方式

- ① 伸長測定方式 (略称 L 方式): 基準電極点 (0 点, (-) 電極) を固定し, 他方の (+) 電極は測線上を順次移動させ, 各測点の電位を直接測定していく方式である。次第に長く伸び

ていくリード線は、振動、摩擦によるノイズの発生、植生による移動の妨害など能率が意外に悪い。

- ② 尺取り虫測定方式（略称 S 方式）：測線上を一对の電極を同時に移動させる。先頭の（+）電極を次の新しい測点に移動させると同時に、元の（+）電極地点に（-）電極を進めて接地する。こうして、何時も一定間隔で各測点間の電位差（電位勾配）を測定していく方式である。

#### （4）各測線間電位差測定

測線間の電位差は一箇所以上測定しておく。

#### （5）分割測定における重複測定

長い測線を半分ずつ 2 班で測定する場合には、分割部分では 3 点以上の測点を重複測定し、測定値の連続性を確実にする。

#### （6）電極間隔（測点間隔）の問題点

- ① 1 m あるいは 2 m 間隔：S 方式の測定での電極間隔は、測線が 100 m 程度であれば、1 m 間隔が望ましい。電氣的ノイズの防止と人手が少なくて済み作業能率も良く、解析の精度も高くなる。L 方式は避けたい。
- ② 5 m あるいは 10 m 間隔：測線が数 100 m となっても、つづら折りやブッシュの多い斜面の測定では、5 m 間隔よりも 3 m 間隔の方がリード線の扱いの容易さと、移動の迅速さからみて、かえって効率が良い。経験的には、200 m 測線での 3 m 間隔による 70 点と 5 m 間隔による 40 点では同程度の能率である。さらに、測定点数の増大を図るほうが精度が向上する。

### 3-5 測定結果の解析方法

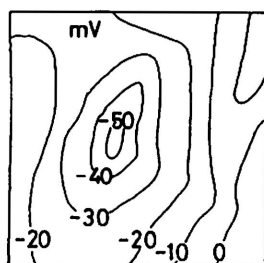
#### 3-5-1 等電位法

##### （1）測定値の補正

数回の電極固有電位差の平均値  $\Delta e$  をもって各測定値を補正する。① L 方式の電極移動では、この  $\Delta e$  は各測定値に一樣に付加されているので問題は少ないが② S 方式を採用した場合には、 $\Delta e$  は各測定値に付加されているので、基準点に対する電位に換算するためにそれらを累積すると、電極固有電位差  $E$  が測点の数だけ累積されて、見かけ上大きなドリフトが存在するように見えるので注意を要する。

##### （2）作図

地形図上に網目測線上の各測点の電位（補正值）を記入し、天気図の等圧線を引く要領で、等電



地下水、温泉水の流動における地表へのスポット的兆候・地質的兆候の検出に有効  
図-2.3.9 等電位線分布図

位線の目玉、谷、尾根の有無を念頭においての作図をおこなう（図-2.3.9）。ただし、電位の基準点（0点）の位置が、解析に好都合とは限らないので、0点の位置を試行錯誤して作図する。等電位線間隔も10, 20, ---, mV と変え、各種の作図を行う。

### （3）解釈

等電位線の目玉の中心の正負の存在の解釈が主である。その目玉は温泉、地熱による岩石の変質によるものが考えられる。この方法は、地質の多様性による曖昧な電位分布が、斜面での地下水流脈、断層の帯状の電位異常兆候をマスクしてしまう恐れがある。しかし、地すべり地帯に発生する陥没穴（ボラ）の潜在位置の判定には有効であろう。

### 3-5-2 電位勾配法（図-2.3.10～2.3.11）

#### （1）測定値の補正

尺取り虫、S方式の測定であり、補正項  $\Delta e$  をもって補正した測定値をもちいる。

#### （2）解析曲線の作図

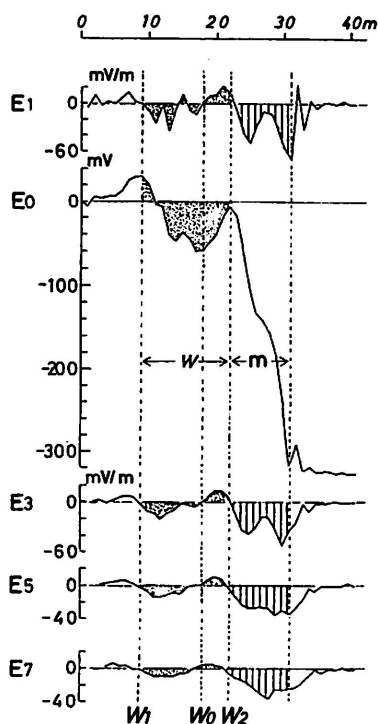
温泉地帯における例を図にて説明する。42 m 測線における 1 m 間隔の測定値である。

- ① 電位勾配曲線  $E_1$ ：測定値をそのままプロットした曲線である。測定値は mV/m であり、得られた曲線は電位勾配の距離に対する曲線である。これを電位勾配曲線  $E_1$  と称することとする。
- ② 電位累積曲線  $E_0$ ：測線の原点 0 m を基準点として、測定値を累積した値をプロットした曲線は、0 点に対する各測点の電位を表す。電位累積曲線  $E_0$  と称することとする。
- ③ 電位勾配曲線  $E_3, E_5, E_7$ ：測定値に、それぞれ 3 項、5 項、7 項の移動平均を施した値をプロットした曲線がそれぞれ図の  $E_3, E_5, E_7$  である。移動平均を施せば、曲線の短周期の凹凸（それぞれ 3 m, 5 m, 7 m 波長の電位）は消えるのでノイズの解釈に役立つ。

#### （3）曲線の解釈

上述の曲線群から、地表にみられる諸兆候と視察とから温泉脈、地下水、地熱変質作用などを判定する。

- ① 先ず  $E_0$  電位（累積）曲線の検討：図-2.3.10 の m 部の 10 m の範囲で、（-）300 mV におよぶ大きなドリフトの原因は、白色化した粘土層の露頭である。かつての温泉の自然湧出の場所であったと思われる。その左隣の w 部の（-）60 mV の電位の凹型の極小部は、温泉流動による流動電位の発生箇所であると思われる。この温泉脈は、平行する他の測線の電位の



$E_1$ : S方式による測定値の補正值による電位勾配曲線

$E_0$ :  $E_1$ 測定値より電位累積曲線の作成

$E_3$ :  $E_1$ 曲線の3項移動平均による電位勾配曲線

$E_5$ : 5項移動平均による電位勾配曲線

$E_7$ : 7項移動平均による電位勾配曲線

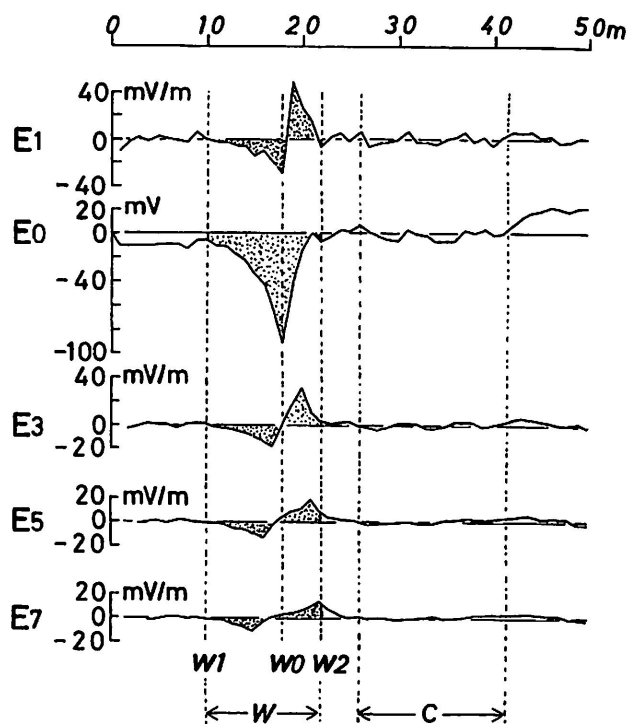
←  $W$  →: SP異常=地下水流脈

$W_0$ : 地下水流脈の最大流速地点

$W_1, W_2$ : 地下水流脈の両端

$m$ : 変質帯

図-2.3.10 SP解析図(電極S移動方式測定による)



$E_1, E_0, E_3, E_5, E_7, W, W_0, W_1, W_2$ : 図-2.3.10と同じ記号

$C$ : クラック地帯

図-2.3.11 SP解析図(電極S移動方式測定による)

凹部との連続性、系統性の検討によってその存在を確定する。

図-2.3.11では地質の差による電位差はなく、温泉流動による明瞭で、単純な電位の凹部がみられる。

- ② 次に  $E_1$  電位勾配曲線の検討:  $E_1$  曲線は、 $E_0$  電位曲線を微分した電位勾配曲線であるという関係となる。したがって、図-2.3.10の  $E_0$  曲線の  $m$  部の地質的原因によるような一様な大きな電位変化は、微分された格好の  $E_1$  曲線では消えてしまう。しかし、粘土層が2分されている特徴が際立ってくる。この白色粘土層には赤土が介在していることが、視察のみでなく電位にも表現されていることが  $E_1$  電位勾配曲線によって明瞭となった。

図-2.3.11にみられる  $E_0$  曲線に典型的にみられるような単純な温泉水脈  $W$  があると、単純

な鋭い電位の凹部が  $W_1$  線と  $W_2$  線の間にみられ、 $W_0$  線上の地点が温泉脈の流速の極大部と考えられる。それを微分した  $E_1$  曲線では、負の電位勾配、引き続いて鋭い正の電位勾配となり、温泉脈の流速の極大部は、凹から凸に変わる 0 線を切る地点（微分係数をプロットするために  $W_0$  線上からずれるのが普通であるが）となる。

図-2.3.10 の温泉流動箇所  $W$  では、 $E_1$  曲線の  $W$  部（ $W_1$  線と  $W_2$  線の間）では、流速の最大部分である  $W_0$  線の凹から凸に変わる電位勾配の部分と、 $W_1$  線の右側に見られる電位勾配の二つの負の極値の部分とが存在するのが分かる。したがって、この温泉水脈は、 $W_0$  の主流と  $W_1$  に近い分流との二つから成っていることが考えられる。

- ③  $E_3$ ,  $E_5$ ,  $E_7$  電位勾配曲線：いずれも測定値を移動平均した曲線であるが、3 項から 7 項の移動平均となるにしたがって、より短い波長は消えていき、より単調な曲線となっていく。短い波長が多い曲線（ノイズの多い測線）では、より高次の移動平均の曲線から主要な温泉水脈を判別できることが多い。しかし、図-2.3.11 の C 部の  $E_0$  曲線、 $E_1$  曲線に見られるような小さな連続した波形群は、現地観察をあわせて考えると、岩盤の多数の小さなクラックを浸透流下する温泉脈であるので、先入観ですべてがノイズと早合点しない方がよいようである。したがって、ここでは主として  $E_0$  曲線と  $E_1$  曲線とから温泉水脈を判断し、 $E_3$ ,  $E_5$ ,  $E_7$  曲線を参考とした。

### 3-5-3 平面ベクトル法

#### (1) 測定法 (図-2.3.8-III-(c))

斜面の傾斜と直交する方向に複数測線を設定し、各測線上 5 m 毎の測点で、各測点を原点（負電極）として、測線方向（X 成分）とそれと直角な上方の方向（Y 成分）にそれぞれ 2 m 電極間隔で電位差を測定する。こうして、次々と各測点の一組の直角電位差成分を測定する。さらに測定値に補正項  $\Delta e$  の引算を施す。

#### (2) 解析図の作図

各測点における一組の直角成分を  $X$ ,  $Y$  (mV/m) とすると、①合成されたベクトルの大きさは  $\sqrt{X^2+Y^2}=E$  (mV/m) である。②ベクトルの方向は、各  $X$ ,  $Y$  成分の正負の符号によって合成すると、四象限のどれかにプロットされ、その点と座標の原点とを結ぶと決まる。③電場ベクトルの向きは、正電位から負電位へと向かうと定義されるので、プロットされた点から原点へと向かう向きとなる。この電場ベクトルを地図上に大きさと向きを示す矢印をもって記入する。

#### (3) ベクトルの解釈

- ① 斜面上の電流の存在：地下水、水分が重力によって斜面を流下すると、発生する流動電流は斜面上方を向くはずなので、電場ベクトルも斜面上方を向いているはずである。しかし、

斜面上のベクトルが上方を向かず下方を向いている場所もかなりみられる。電場ベクトルが斜面下方を向くのは地下水分の上方浸透か、発生している主要な流動電流の回路の復路を形成しているのかは究明されてはいない。

- ② 地下水流脈とベクトル分布：地形図上に各測点のベクトルを記入すると、斜面における矢印の分布（方向、大きさ）は一定の傾向を示す。周りより大きな上向きの矢印のグループの帯がある場合には、地下水流脈の存在が判明する。水平ベクトル法は、地下水流脈の規模、支流、合流、分流の情報が得られやすいので、多数の測定事例を得たいものである。

#### 3-5-4 三次元ベクトル法（図-2.3.8-III-(d)）

水平ベクトル法に地下垂直方向（Z成分）の電位差を加えて、土中の垂直方向の地下水、水分移動を考察する方式である。

##### （1）Z成分電極

地中に挿入して、地下10 cmと60 cmの深度の間の電位差を測定するのに容易な電極は、径1 cmの亚克力パイプで、長さ15 cmと65 cmの2本の電極を作成する。

##### （2）測定法

測線の設定は水平ベクトル法と同様であり、測点の水平2成分の測定の後、その点に径1 cmのステンレス棒をもって深さ10 cmと60 cmの小孔をつくり、パイプ電極を挿入、孔底に圧着し、10 cm（負電極）と60 cm（正電極）の電位差Zを測る。電極間の固有電位差を補正する。孔を作ることが困難な場所では、浅い点で妥協することがある。測定値はmV/mに換算して表現する。

##### （3）作図

水平2成分によるベクトル図のほかに、各測点のZ成分のみによる測線に沿った断面図を作成する。また、各成分の組合わせの合成ベクトルによる図を工夫作成する。

##### （4）解釈

ベクトルの矢印と逆の方向に地下水が流動している、あるいは水分移動が行われているという〔現場的指針〕と、ベクトルの相対的の大小が、その現場における地下水流速の大小を表現していると考え、ベクトルの分布図から地下水の状態が把握できる。

- ① 地表面への水分移動：三次元ベクトルの特徴は、地表面に沿う地下水の流動のみでなく、地中の垂直方向の水分移動の向きも判定できる可能性があることである。すなわち、ある地点で、地下水流脈から地表へ向かう水分移動、浸透、拡散がある場合には、地中のベクトルは地表から深部への向きを示す。
- ② 地下水かん養：逆に、地表付近の水分が地下水流脈の方向へ移動、浸透している場合には、地中のベクトルは深部から地表への向きを示し、水分が地下水流脈へ補給を行っていること

が想像される。地中方向の成分の自然電位の測定はその例が少ないが有意義であろう。

### 3-6 再現性の問題

同じ地点の電位差を再測した場合に、安定した同じ測定値が何時も得られるのかという再現性の問題がある。自然電位法は見掛けの再現性の悪さに悩まされるので、不信の念が生じることが多い。

#### (1) 再現性の室内実験 (図-2.3.12)

容器内の赤土の表面を 10 cm 間隔で、往復 (10 分間) 測定した結果を図に示した。図の(b)の電位差の累積値では往復の値が完全に一致しない。このドリフトが再現性の悪さとして認識される。ドリフトの原因は、電極の硫酸銅液と土に含まれる各種イオンとの反応、試料の水分の蒸発などにより、避け難いことと思われる。図の(a)の電位勾配値でも完全な一致は見られない。

#### (2) 野外における一日後の再測結果 (図-2.3.12)

人家のない斜面における晴天日の同じ測定点における一日後の再測結果を図の(c)に示した。室内実験の(a)、(b)と同様な結果であって、変動は土中水分の変動に由来するものと思われる。後述の電位勾配法では、電位勾配の型が保持されれば解析の障害にはならないと考えられる。

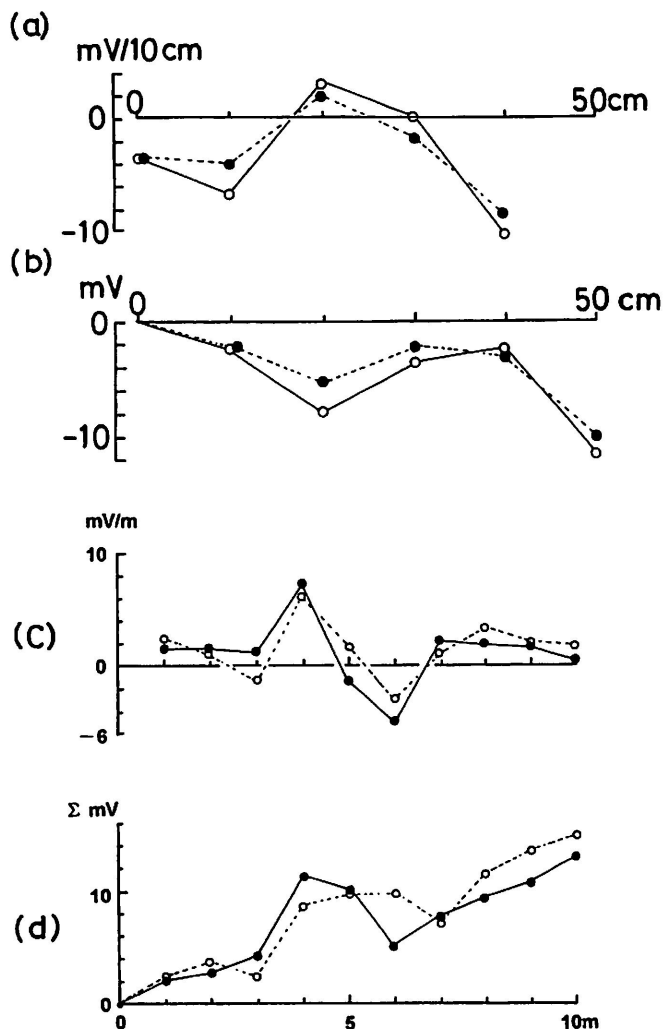
#### (3) 野外測定における時間的变化 (図-2.3.13)

(a) 図-2.3.13 は野外における 0 ~ 1 m, 0 ~ 2 m, 0 ~ 3 m 間の 1 時間毎 9 回の測定結果である。図の(A)は同じ点の 9 時間の平均値と標準誤差を電位勾配 (mV/m) をもって示してある。この曲線の形は一日中変っていないといえる。各点の電位差の変動幅は 5 ~ 6 mV でほぼ同程度で、この変動は再現性と日変化の問題とを含んでいる。

(b) 図の(B)の上部の曲線は、0 m と 3 m 地点の電位の経時変化で、極小値は 11 時 50 分の (-)8.7 mV であり、これは、この場所における晴天日の日変化のおよその傾向を示しているものと考えられる。

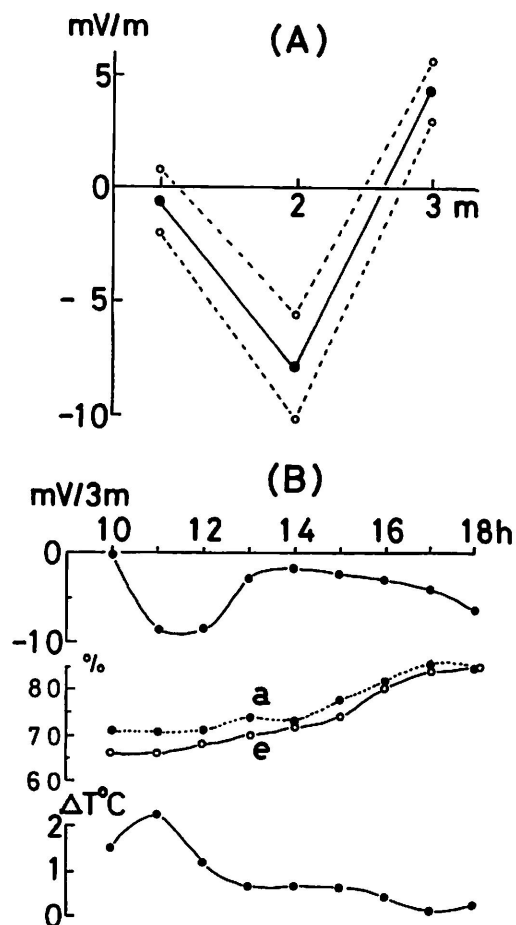
(c) この日変化の要因を検討してみた。①電極間の固有電位差の変化は (-)0.5 mV から 3 mV ②電極の温度は最高 34.2°C, 最低 30.5°C の変動 ③ 2 本の電極本体の温度差は (-)0.3 ~ (+)0.3°C ④気温は 29°C ~ 30°C ~ 26.5°C の変化であり、気温と電極との温度差は 3.1°C ~ 5.0°C であった。以上の 4 要素と電位の日変化との相関を検討してみたが説明は出来なかった。

(d) 次に①地表から 1 m の空中湿度 a と電極接地点の土の湿度 e との差の経時変化は (-)9% ~ 0% (図-2.3.13-(B)の中段のグラフ) ②測点間の土の温度差 ( $\Delta T^{\circ}\text{C}$ ) の経時変化は 2.3°C ~ 0.2°C であり (図-2.3.13-(B)の下段のグラフ)、これらの 2 要素と図の(B)の上段の電



室内実験 (均一な赤土を詰めた木箱)  
 ○: 往路の測定値 ●: 復路の測定値  
 (a) mV/10 cm, 勾配値 (b) mV, 累積値  
 野外における一日後の SP 再測結果  
 ○: 1990 年 8 月 22 日, ●: 8 月 23 日測定  
 (c) mV/m, 勾配値 (d)  $\Sigma$  mV, 累積値

図-2.3.12 再現性の実験



(A) ●: 1 時間毎の 0~1 m, 0~2 m, 0~3 m 間の電位差の 9 時間平均値  
 ○: 各点の 9 時間平均値の標準偏差  
 (B) 上: 0~3 m 地点間の電位差の経時変化  
 中: a=地上 1 m の湿度 e=地表面の湿度  
 下: 0 m~3 m 地点間の地表温度差 ( $\Delta T^{\circ}\text{C}$ ) の経時変化

図-2.3.13 野外における 1 時間毎の電位差の変化

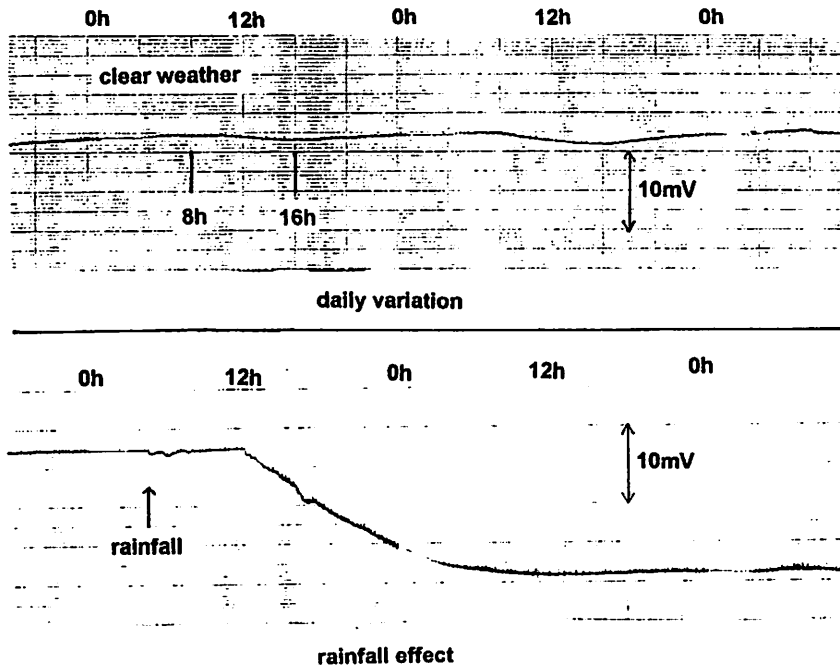
位差の日変化のグラフとは弱い相関が見られた (相関係数 0.4 程度)。そこで、自然電位の時間的なドリフトは、気象変化によって引き起こされる表土の水分移動 (蒸発, 土中の水分拡散) に起因するものと考えられた。

#### (4) 自然電位の日変化 (図-2.3.14)



図に自然電位の晴天日の日変化と降雨による変動の観測の例を示した。鉛電極（6 m 間隔，土中 25 cm）による記録である。晴天日の変化の極値は 8 h と 16 h に見られる。

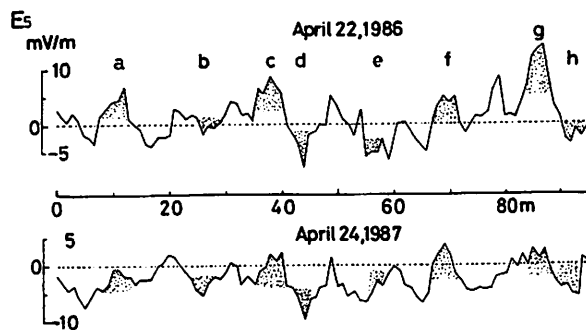
降雨では大きな電位変動が生じる。降雨が地下浸透を始めると電位変化が始まる。日変化，降雨変化は場所而异なる。



上：晴天日の土地（鉛電極土中 25 cm 深度）の日変化 8 h と 16 h：電位日変化の極値，日変化振幅＝約 0.5～1.5 mV

下：降雨による電位変化，約 20 mV

図-2.3.14 土地電位の日変化（EW 成分）



$E_s$ ：S 方式電位差測定値の 5 項移動平均，電位勾配曲線

上：1986 年 4 月 22 日測定 下：1987 年 4 月 24 日測定

a, c, f, g：電柱，ガス管 b, d, e, h：水道管，排水管

図-2.3.15 同一地域の一年後の再測，経年変化（横浜市内）

## (5) 自然電位の電位勾配の経年変化(図-2.3.15)

同一地域における一年後の再測の結果を電位勾配値(1 m 毎の値の5項移動平均値で表示)をもって示した。測定場所は市街地の幅2 mの未舗装の幅1 mの排水溝と高さ4 mの鉄製のフェンスに挟まれた小路である。しかも、月に数回は上げ潮のために排水溝から冠水し、その上500 m離れて直流電車軌道が平行に走っているという、自然電位測定には極めて錯雑とした条件の場所である。一年前と一年後における電位勾配曲線とはほとんど変化がないといえる。図中に示した正の電位勾配の点(a, c, f, g)は電柱、ガス管の位置における湿食による局地電池による電位と考えられ、負の電位勾配の地点(b, d, e, h)には水道管、排水管があり、塩ビ管を流動する水による流動電位によるものと思われる。

つまり、電位を発生させる原因、機構に消滅、変更がない限り、同じタイプの電位勾配が同じ場所に何時でも測定されるということが自然電位法の有効性の根拠である。通常の表土は水分の変化などによって電位は絶えず変化している。したがって、自然電位法ではこれらをノイズとして除去し、必要な情報を取り出す工夫が要請されているが、電位勾配解析はそれに応えるものの一つといえよう。

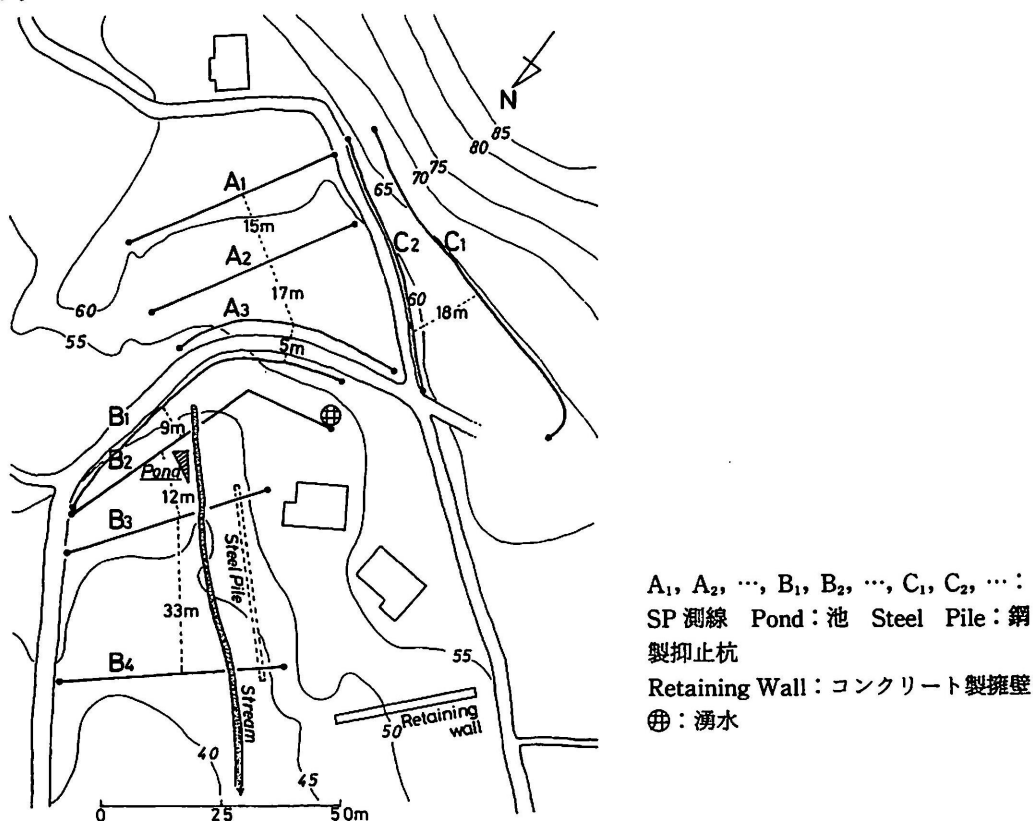


図-2.3.16 神奈川県水源地地すべりの地形と SP 法

### 3-7 探査実施例

斜面、地すべり地などにおける SP 探査によって得られる情報の具体例を以下に示す。

#### 3-7-1 地すべり地の地下水流動経路 (図-2.3.16~2.3.17)

##### (1) 地形

神奈川県三浦半島の水源地地すべり地における SP 測定の実例である。図-2.3.16 には中央部に谷を形成し、池と湧水から溪流をつくっている地形と測線を示してある。また、ここには地すべり対策工事の鋼製抑止杭、擁壁も設置されている。

##### (2) SP 測定による地下水流動経路

測定は 1 m 間隔による尺取り虫方式で、3-5-2 電位勾配法による解析法である。その結果の一部、B 地区の B 測線 ( $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ ,  $B_4$ ) による地下水流動経路を図-2.3.17 に示した。解析方法は  $E_0$  累積曲線を作成し、電位の凹部の存在と形状、系統性を比較検討し、さらに電位勾配曲線  $E_1$ ,  $E_3$ ,  $E_5$ ,

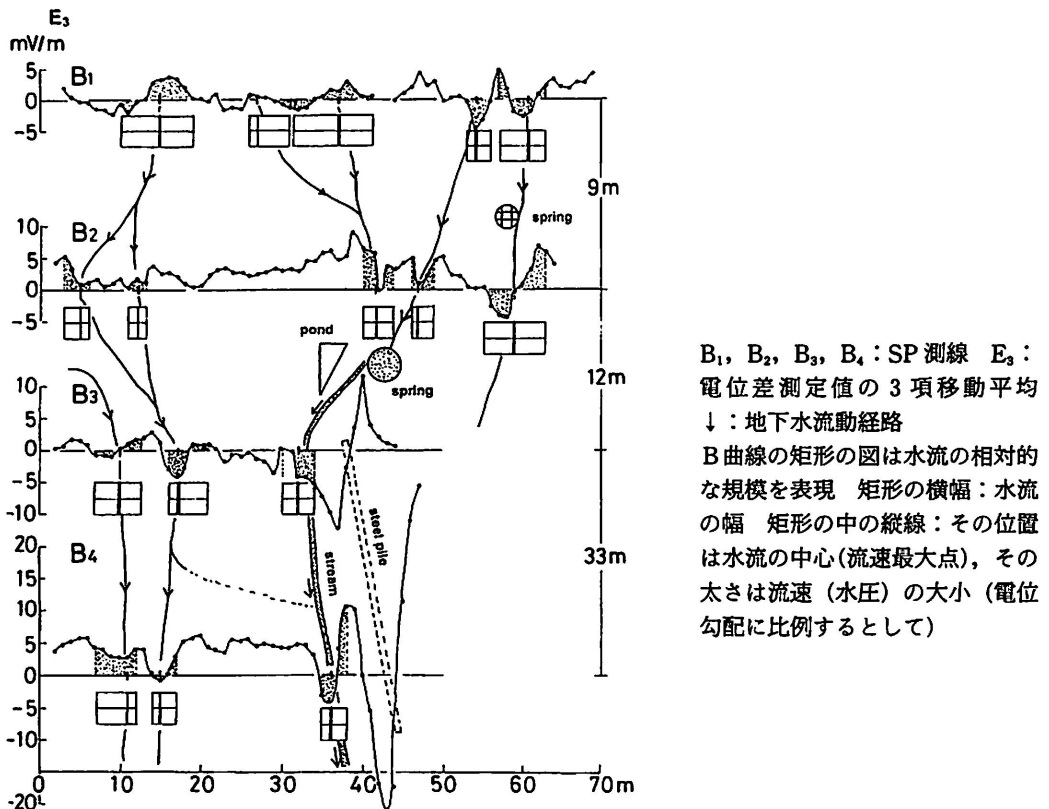


図-2.3.17 水源地地すべり地における自然電位法による地下水探査

$E_7$ を作成し、ノイズの除去状況をみて  $E_3$  曲線を採用した。図の各曲線の下側にある線入りの長方形の模様は、水流脈の規模を表す。つまり、長方形の中の縦線の太さの大小を流速の大小（電位勾配の大小と比例する）に応じ、長方形の横の長さを水流脈の幅（ $E_0$  曲線の電位の凹部の幅）として表してある。流動経路は電位累積曲線  $E_0$  と電位勾配曲線  $E_3$  の凹凸の形状の類似性と規模の大きいものの下流での分流、小規模のものの下流での合流、要するに流体力学における連続の式の保持を考慮した判定を行った。

### 3-7-2 埋設抑止杭の検出 (図-2.3.18)

図に垂直に埋設している抑止杭による SP 曲線の異常を示した。地下水による電位異常よりも格段と大きいのが普通である。解析は地下水 SP をノイズと扱い、その除去のために  $E_5$  電位勾配曲線を採用してある。

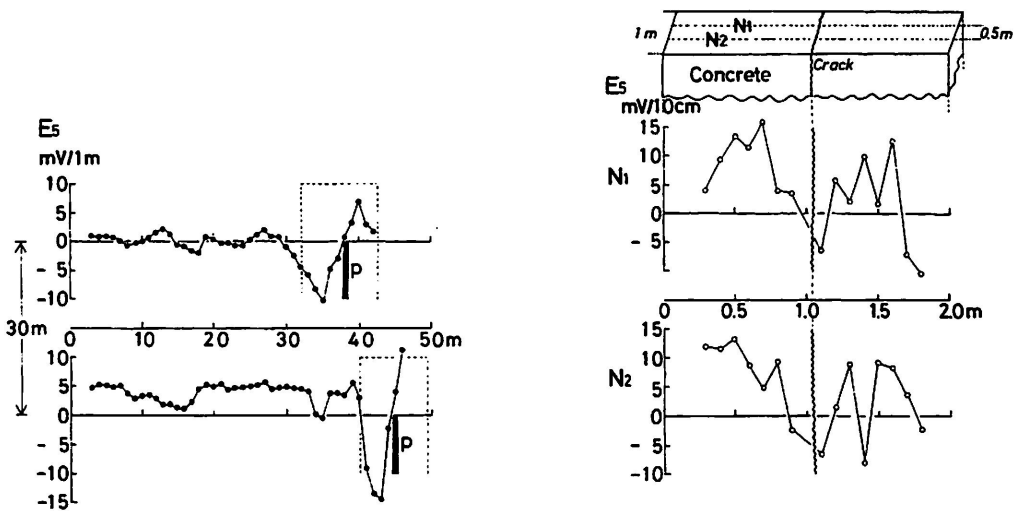
鋼杭、鉄筋コンクリートの SP 異常は、その電位変化の型が鋭い凹型と凸型の 2 タイプある。鋼杭の地下水位線を境として、上の土壌は空気飽和により陰極に、下方は空気欠乏により陽極となる電位が形成される。複数の杭が連結していると異なる電位となる。

### 3-7-3 擁壁のクラックと SP (図-2.3.19)

図に地すべり地のコンクリート製擁壁のクラックを挟んでの 10 cm 電極間隔での SP 測定の結果を  $E_5$  電位勾配曲線で示した。クラックにおいて電位勾配が大きく負となっている。

### 3-7-4 クラック、断層、土質における SP の特徴 (図-2.3.20)

図の(a)に岩盤にみられる断層、割れ目の SP を示した。図の(a)の断層における SP 変化は明瞭であ



$E_5$ : 電位差測定値の 5 項移動平均による電位勾配曲線

図-2.3.18 埋設鋼製抑止杭 (P) による腐蝕電位

2 測線設定, 測線間隔 0.5 m, 電極間隔 10 cm  
 $E_5$ : 電位差測定値の 5 項移動平均による電位勾配曲線 ( $N_1$ ,  $N_2$ )

図-2.3.19 擁壁のクラックに発生している電位

るが、図の(b)の割れ目は固着しているために、SP は特徴ある変化を示さない。図の(c)は岩盤を挟んだ土層の境界における明瞭な SP 変化を示している。

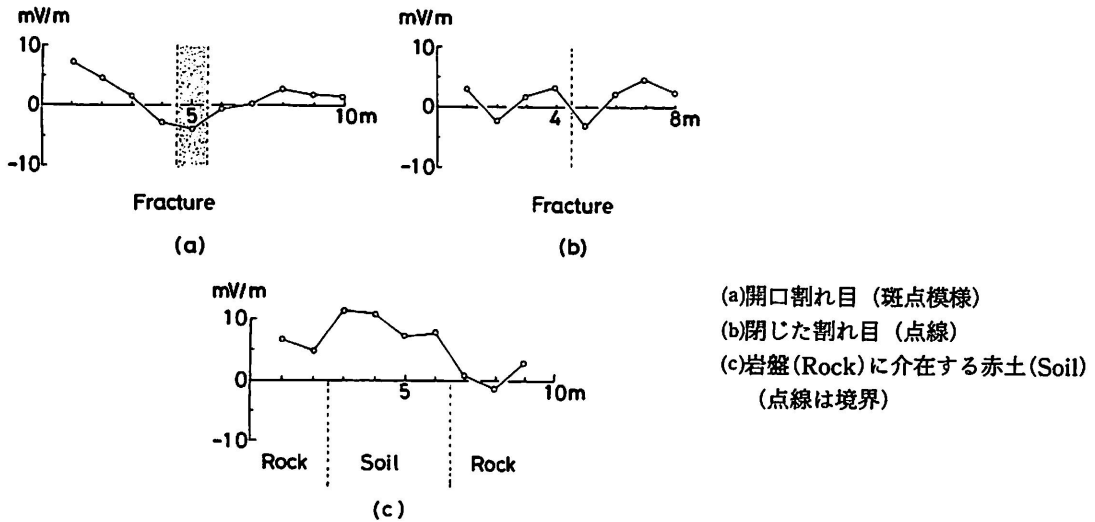


図-2.3.20 岩盤の断層に見られる電位分布(1 m 電極間隔)

### 3-7-5 斜面のヒューム管を流れる水による SP (図-2.3.21)

地中のヒューム管を流下する溪流を、直角に切る方向における SP の測定結果を図に示した。流動電位発生 の 直接の証拠ともいえる。

### 3-7-6 空洞の探査

斜面において、橋の代用ともなっている (普段は流水がない) 埋設コルゲート管上の 1 m 厚の土の表面でも SP 変化がみられた (図は略)。

戦時中の防空壕の存在の探査にも SP 測定は有効である (図は略)。

### 3-7-7 平面ベクトル法による斜面の地下水経路の検出 (図-2.3.22)

図に斜面における 2 m 間隔での直角成分の電位差測定からベクトルを合成した結果を示した。ベクトルの大きさと方向を棒線で表してある (向きは図の上方へ向かうが、矢印は省略)。ベクトルの向きと逆方向に地下水流動があるという 3-3-1 の [現場的指針] と大きなベクトルの配列から流動経路が判定できる。ベクトルの大きさが斜面の下方へ向かうに従って大きくなるのは、地下水流速が増大していることを示していると考えられる。

斜面における平面ベクトル法による地下水流動経路の今後の探査例の増加が望まれる。

### 3-7-8 三次元ベクトル法による地下水の垂直移動の検出 (図-2.3.23)

図に水源地地すべり地における三次元ベクトルの測定結果の一例を示す。H 測線は、斜面に直交する線であり、H 曲線はその線上における電位勾配曲線であり、V 曲線は H 測線上における地中深

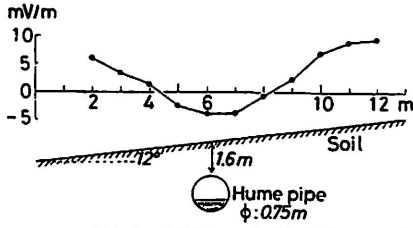
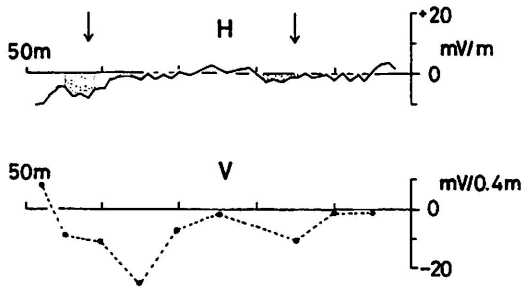


図-2.3.21 斜面の溪流にかけたヒューム管  
(橋、農道)を流下する沢水による  
自然電位



H: 測線上の電位差曲線 (電位勾配曲線)  
斑点模様: 地下水流脈 矢印: 最大流速地  
点 V: H 測線上における地中 0.4 m 間  
の電位差 (電位勾配曲線)

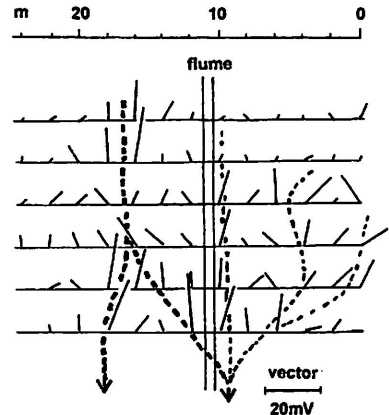
図-2.3.23 地すべり斜面における三次元ベク  
トル測定 (水源地地すべり)

度 10 cm (基準, 負電極) と 50 cm (正電極) との電位差曲線である。

V 曲線には負の電位勾配を示す部分が 2 箇所ある。それらの箇所は、H 曲線における負の電位勾配の箇所、つまり地下水流脈の箇所に当たっている (V 曲線の疎な測点密度のために比較が粗いが)。この V 曲線の負の電位は、地中の鉛直方向の水分の移動を測定しているものと考えられるので、その地中水分は、下から表面に向かって移動していることを示しているものと考えられる。

つまり、斜面を流下してきた地下水は、中腹の H 測線付近において、表面方向へも浸透しようとしているものと考えられる。この付近には、地下水による土の溶脱作用によって発生すると推定される径 1~2 m の皿型の陥没地形 (ボラ, sink hole) が多数みられるが、この地下水の表面への浸出作用がその形成にも与っているのではないかとと思われる。

三次元ベクトルの測定による、地下水流動、地下水の補給、浸透などの様態の究明のためにも測定例の増加が望まれる。



線はベクトル, 向きは図の上方 (矢印略)。  
ベクトルの大きさと方向と水流の連続性か  
ら分流と合流を推定。(竹内原図を簡略化)  
図-2.3.22 平面ベクトル法による斜面の地下  
水流動経路

### 3-8 自然電位法における展望と問題点

自然電位法 (SP 法) が地下情報、特に地下水流脈の検出に有効であることは、ほぼ確立したといえるが、残されている問題は多くある。

#### (1) 地下水流脈の深さ、規模の評価

地下水流脈の存在、位置、幅は電位勾配から検出できるが、その流量の判定は困難である。しかし、相対的な規模は可能である。斜面での各水流脈の電位異常の大きさの比較から流速の大小を判別し、それと電位異常の幅とからある程度の評価は可能である。それに湧水、沼、ボーリング孔、地質 (透水係数など) などの観察との総合判断も当然必要である。

水流脈の存在の深さの推定は、電位変化が鋭い程浅いということが考えられる。また、電位変化が小さく皿状であるものは比較的深いと考えられる。しかし、それはその地域での相対的な解釈であって定量化は難しい。

#### (2) 地下水流脈の流速、分岐

SP 法での解析において、斜面を下るに従って電位が大きくなるのは、明らかに流速が増大していることが推定できる。推定された水流脈上での電位変化が途中で小さくなることがある場合には、水流脈の幅が一定であれば深く潜ったものと解釈できる。また、流下の中で電位変化の幅が小さくなる場合には、水流脈の枝分かれを考える。地層の透水係数の変化、不連続と流速などと電位変化の関連との問題の考察はこれからである。

#### (3) 水温、水質の推定、汚染地下水の検出

流動電位の式-(2.3.2) の各定数の温度依存性は大部分は分かっているが、土質、岩質と地下水、温泉水との間の  $\xi$  電位 (ゼータ電位) の大きさ、温度依存性が不明であるために、流動電位の大きさから水温の推定は今のところできていない。

また、 $\xi$  電位を一定としても、液体の比抵抗、粘性係数は温度の上昇とともに低下するが、式では相殺する方向であるので、流動電位の大きさから水温を推定することは難しい。ただし、室内実験での  $\xi$  電位の大きさは液体の pH に依存し、pH が 7 付近を中心にして絶対値は減少し、pH が 7 を通過すると  $\xi$  電位は符号を逆転 (等電位点) し、絶対値は増大していくことが知られている。このことは、温泉流動経路では電位の極性が逆になっていることが考えられ、アルカリ性温泉か酸性温泉かの推定、温泉水の pH の推定は可能であろう。

金属など無機物に汚染された地下水の流動による土地電位の分布の異常の検出は、原理的には可能であるので大いに進めることは極めて有益であろう。

#### (4) 地表水の測定と SP 法

地下水の探査において、近くの湧水、溪流、井戸水の水温、pH、伝導度などの測定のデータが得られれば、それらの分布と SP 測定結果との比較検討は SP 法に有益であろう。

(5) 空洞、道路内部の陥没、埋設物、コンクリート内部の鉄筋、鉄管の検出への適用例の増加とその有効性の確認とによって SP 法の進展が望まれる。

#### (6) 土地電流と SP 法の関係

自噴井、揚水試験、地下水脈動、間欠泉、噴気、あるいは地熱地帯などの機構解明のための観測においても、動的な土地電流の観測とともに SP 法との併用が必要である。また、地震予知のための自然電位の長期観測にも、SP 法が基礎となるものと思われる。



## 第4章 比誘電率法

### 4-1 概説

#### 4-1-1 探査原理

大地比誘電率探査法（以下、単に比誘電率法と呼ぶ）は、水分子の比誘電率（約 79）が、乾燥した岩石（4～15 程度）や空気（1.0006）に比べ数 10 倍も大きいことに着目して、大地の比誘電率  $\epsilon_r$  を測定より求め、地中の地下水の含水状態の多寡を探知しようとする探査法である。本手法の探査原理は、次のとおりである。

1 対の電極を地表に接地密着させると、大地を誘電体とする一種のコンデンサが形成される。このとき、電極間が比誘電率  $\epsilon_r$  の物質で満たされているとすれば、その電気容量  $C$  は、

$$C = \epsilon_r \cdot C_0 \quad (2.4.1)$$

となる。ここで、 $C_0$  は幾何電気容量（電極の大きさや形状によって決定される電極定数）である。したがって、大地の比誘電率  $\epsilon_r$  は、

$$\epsilon_r = C / C_0 \quad (2.4.2)$$

となり、基本的には、大地の比誘電率  $\epsilon_r$  は上式により求めることができる。

しかし、実際の測定では、測定された大地の電気容量には接続ケーブルの電気容量とケーブル接続部分の漂遊容量が含まれるため、若干の工夫をして次式から  $\epsilon_r$  をもとめる。

$$\epsilon_r = 1 + (C_2 - C_1) / C_0 \quad (2.4.3)$$

ここで、

$C_1$ ：電極を空气中に支持した場合の電気容量

$$C_1 = C_c + C_s + C_0$$

$C_2$ ：実際に電極を比誘電率  $\epsilon_r$  の地表面に密着させたときの電気容量

$$C_2 = C_c + C_s + \epsilon_r \cdot C_0$$

$C_c$ ：電極を測定器に接続する同軸ケーブルの電気容量

$C_s$ ：ケーブル接続部分の漂遊容量

#### 4-1-2 測定装置

使用する電極の形状は電極表面のある部分に電界集中が生じない丸みがある形状が好ましい。この条件から、2 個の球電極を半分だけ地中に埋めるのが最適と考えられるが、そのような電極や接

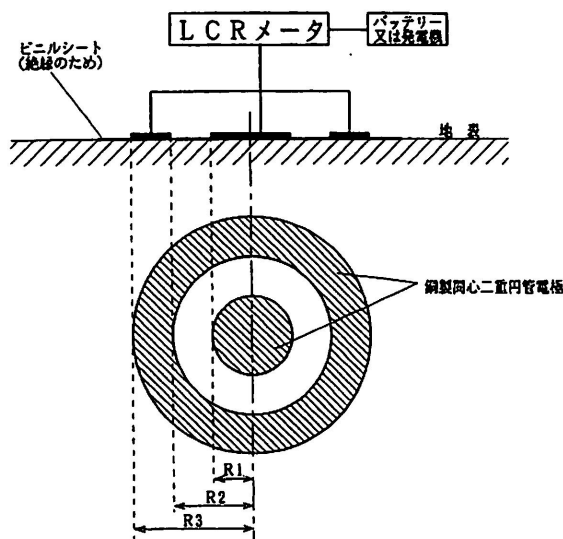


図-2.4.1 比誘電率法の測定装置



図-2.4.2 比誘電率法の測定状況図

地は不可能である。したがって二重円環電極が実用的な最良の形状であり、また電極を地表面に接地する作業も比較的容易である。

実際には図-2.4.1、図-2.4.2のような銅製の同心二重円環電極 ( $R_1=4.0$  cm,  $R_2=8.0$  cm,  $R_3=12$  cm) を使用する。この電極の場合、大きさと形状により決まる電極定数  $C_0$  は、

$$C_0 = 1.84 \text{ [pF]}$$

である。探査深度は、理論的には外半径  $R_3$  と同程度と考えられる。電極定数  $C_0$  および測定値  $C_1$ ,  $C_2$  から式(2.4.3)で大地の比誘電率  $\epsilon_r$  を求めることができる。

なお、測定器は 100～1 kHz 程度の周波数帯で測定可能な計器であればよいが、市販の汎用器は室内使用の計器が殆どで野外測定に際しては電源や作業性に若干の問題がある。現在よく使われているのは、LCR メータで、作業性を良くするために、DC 電源でも可能なように改良することが望ましい。

#### 4-1-3 比誘電率 $\epsilon_r$ と地盤状況

大地は岩石 (固体) と地下水 (液体)、湿潤空気 (気体) の 3 成分で構成されている。

岩石や鉱物の比誘電率  $\epsilon_r$  は、乾燥状態で 1.3～15 程度である。空気の  $\epsilon_r$  は約 1.0006 で、近似的には 1 である。水の  $\epsilon_r$  は純水で 79、溶解物質を含んでいる水、例えば大阪市の上水道の水で 120 程度である。山地地下水のそれは多数のイオンや有機物質を含有しているため通常 500 程度で、1000 程度に増大することもある。つまり、分極した水分子やイオンの数が多いほど地下水の比誘電率  $\epsilon_r$  の値は増大することになる。また、地下水の  $\epsilon_r$  値は含有する電解物質の量で変化するから、その存在する地質や風化、粘土化の度合い、その他人為的な含有物質によって大きく変化する。したがって、

定性的な表現に限定されるが、次のような関係が存在する。

- (1) ある場所の大地比誘電率値  $\epsilon_r$  が、周辺の値より際立って大きな値を示す場合は、地下水が豊富に存在する。
- (2)  $\epsilon_r$  値が局地的に急激に減少する場所は、転石等の岩石塊が存在するか、あるいは地下に空気間隙の亀裂が存在する可能性が強い。

以上のことから、地下水の存否を判断することができる。地すべり地における過去の調査例に基づく経験的な大略の  $\epsilon_r$  の値を表-2.4.1 に示す。

表-2.4.1 山地地盤の  $\epsilon_r$  の値 (玉城による)

地すべり地域	乾燥した地山	湿潤した地山	流動地下水の存在
結晶片岩地域	20~40	80~140	150~250
第三紀層地域	60~80	100~200	250~400

## 4-2 測定方法と測定時の注意点

比誘電率法の測定について、①測点の設定、②測点の整地、③測定方法、④比誘電率  $\epsilon_r$  の算出の順に説明し、各項目ごとに作業上の注意点を列挙する。

### (1) 測点の設定

比誘電率法の測点は直線状に設定する必要がなく、調査地の状況に応じて任意の測点を設定すればよいが、一般的には他の探査や測量の成果との関連から、調査範囲をカバーする格子状に測点を設定したり、縦・横測線上に測点を等間隔に設定することも多い。

測点の間隔は地すべり地での地下水探査を対象とする場合、2~5 m 間隔程度とし、測定値に変動が見られた場合には適宜補間測点を設定する。

### 【注 意】

- ・業務の仕様上、距離の離れた測線上で比誘電率法を実施することも少なくないが、このような場合は測線間で適宜補間測点を設置すべきである。
- ・測定中に非常に幅の狭い地下水脈や亀裂水あるいは空気間隙などが存在すると推察される場合には、その周辺で測点間隔を 50 cm 程度にとることもある。

### (2) 測点の整地

比誘電率法では円形の二重円環電極を地表面に密着させる必要がある。そのため、測定準備として以下の整地作業を行う。測点周辺の雑草・雑木を伐採し、鍬を用いて表土を直径約 50 cm の円形状に、深さ 5~20 cm 程度剥ぎ取る。これは表層が地形や植生、水分の蒸散の影響を受けやすいため

である。次に、電極が露出面と密着するように露出面を左官コテ等で平坦にする。この作業を入念に行うことが測定結果の信頼性を高めることになる。

### 【注 意】

- ・露出面の整形を入念に行うことが精度良い測定につながる。
- ・露出面は二重円環電極の直径の2倍以上の範囲を確保する。これは、測定時に電極を移動させながら電極が最も露出面に密着する位置を探すためである。
- ・露出面からの蒸散の影響をなくす目的で、露出面の整形後は直ちに測定することが望ましい。状況により異なるが、経験上、整形後約5分以上放置すると測定値に影響がでる。
- ・露出面の整地は、比誘電率法の測定のうち最も時間・労力の必要な作業である。整地作業を迅速に行うためには、最初に鍬で地表面を剥ぎ取る際に可能な限り露出面が平坦になるように剥ぐ、露出面の礫や植根はむやみに取り除かずハンマー等で打込んだり植根は切断し排除する等に留意すればよい。

### (3) 測定方法

整地した露出面に厚さ0.1 mm程度のビニールシートを敷き、その上から電極を押しあて、高周波電界をかける(図2.4.2)。ビニールシートは伝導電流を遮断し、変位電流のみが流れるようにするためである。

測定に使用する周波数は、地中のイオンの影響を少なくするために、水分子の配向分極が完了する1 GHz以下でなるべく高周波であるほうが良い。一般には100 kHz～1 kHzの周波数を用いている。電極を露出面上で少しずつ移動させながら測定値(電気容量 $C_2$ )が最大になる地点で電極を固定する。測定は数回行い、値が安定していることを確認して記録する。なお、測定の前後に電極を空气中に支持し、空气中の電気容量 $C_1$ を測定しておく。

### 【注 意】

- ・電極と露出面が完全に密着した状態での測定値が真の値である。しかし実際には完全に密着させることは困難であるから、露出面上で電極を移動させ最も電極の接地状態がよい地点で測定を行う。場合によっては再度整形を行う必要がある。
- ・測定の度に、ビニール面に付着した土を取り除くこと。
- ・比誘電率 $\epsilon_r$ は使用する周波数により変化する(周波数特性)。したがって、1箇所の調査地内での測定は単一の周波数を用いることが望ましい。
- ・測定値の分布幅や使用する測定機によっては1箇所の調査地内で複数の周波数を使用することがあるが、その場合は数箇所の測点で複数の周波数を用いて測定しておき、周波数の違いによる比誘電率のバラツキを把握しておく。

#### (4) 比誘電率 $\epsilon_r$ の算出

以上のようにして測定された  $C_1$  と  $C_2$  と、電極の形状・サイズで決まる  $C_0$  から、式(2.4.3)と  $C=1.84$  [pF] を用いてその測点の大地の比誘電率  $\epsilon_r$  を求める。

### 4-3 調査実施例

比誘電率法の実施例として、地すべり地の探査結果を紹介する。調査地は第三紀の砂岩・泥岩互層地域で過去に崩壊履歴を有し、今回発生した地すべりは崩積土層のすべりである。対策工としては地下水排除工が有効と考えられ、比誘電率法で地すべり地内の地下水分布を探知することとした。

探査測点は、直線状に設定する必要がないため、農道や水田の畦道等を利用し平面図に示す A～E の 5 測線上に 5 m ピッチで設定した。なお、測定中に比誘電率の急激な変化が観測された場合には補間測定 (2 m～0.5 m) を実施している。

測定結果は、測線ごとの  $\epsilon_r$  測線分布図 (図-2.4.3) と平面分布図 (図-2.4.4) に整理した。平面分布図には  $\epsilon_r=150, 200, 250$  のコンターを描いてあり、各コンターの値は調査地内の比誘電率値の平均±標準偏差とした。

比誘電率探査法では、調査地内の比誘電率の相対的大小関係から地盤状況を推定する。一般に、地盤が多含水の場合は比誘電率は大きな値を示すから、例えば  $\epsilon_r$  測線分布図で山型の分布が地下の多含水部を表していると考えられる。

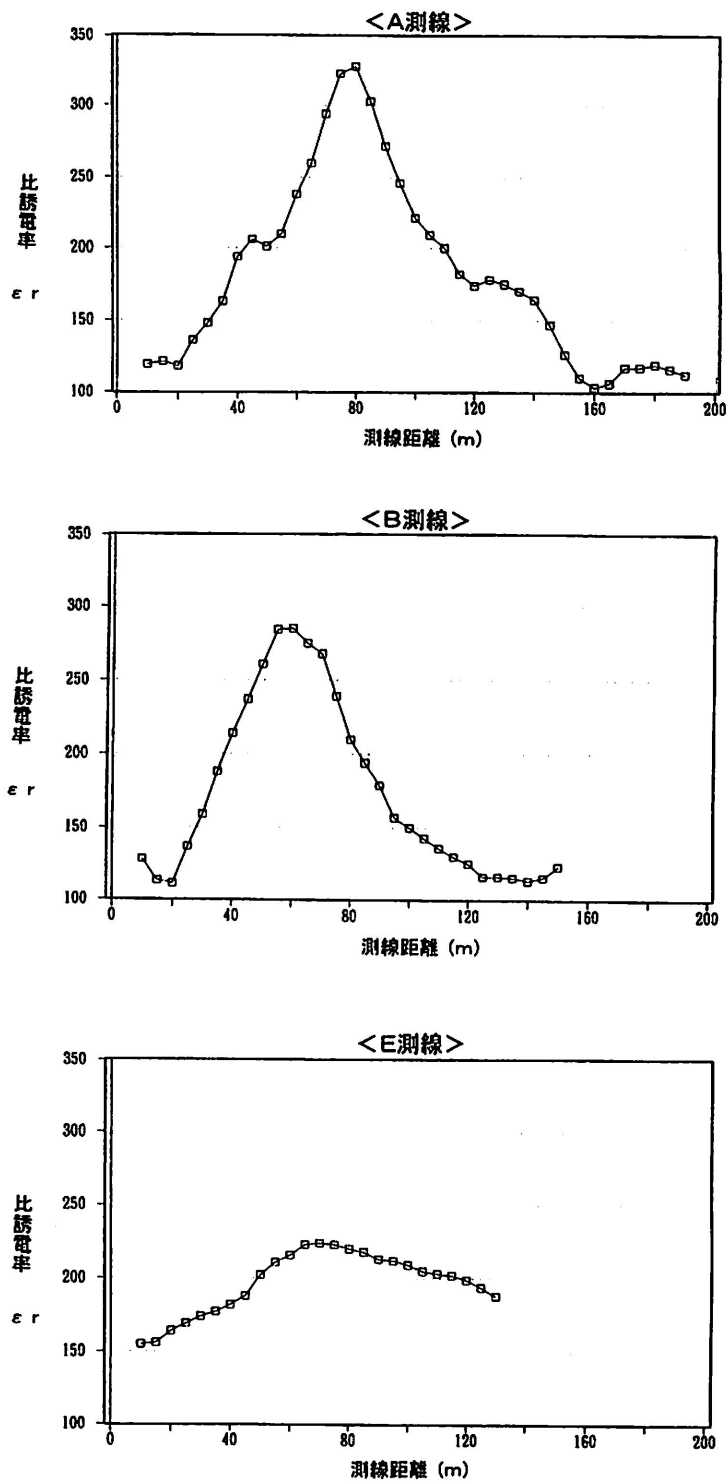
ここでは紙面の関係上、A・B・E の 3 測線の  $\epsilon_r$  測線分布図を示したが、これらから次の事柄が読みとれる。

- ① 3 測線とも山型の  $\epsilon_r$  分布を示す範囲があるが、調査地上部の測線ほどピーク値は大きく、鋭い山型形状を示す。
- ② ボトム値は上部測線ほど小さい。
- ③ 調査地下部の測線では谷型の  $\epsilon_r$  分布が認められない。

以上のことから、各測線の山型  $\epsilon_r$  分布のピークを追跡すれば地中の多含水部 (地下水脈) を追跡することができる。これらのことから次のことがいえると思う。

調査地の地下水は、上部では比較的分布範囲の狭い脈状 (鋭い山型分布) を呈しているが、下部では分布範囲が広がり層状に近い形態 (緩やかな山型分布) をとると推察される。 $\epsilon_r$  の平面分布図を見るとより明確に地中の多含水部 (地下水脈) の分布が理解できる。すなわち、調査地の中央附近を縦に走る地下水脈が探知される (図中の暗色部)。

この調査地では、比誘電率法の探査結果をもとに平面図中に示した集水井 (2 基) が施工され、

図-2.4.3 比誘電率法  $\epsilon_r$  の測線分布図

100  $\ell/\text{min}$  の程度の地下水が排除されている。

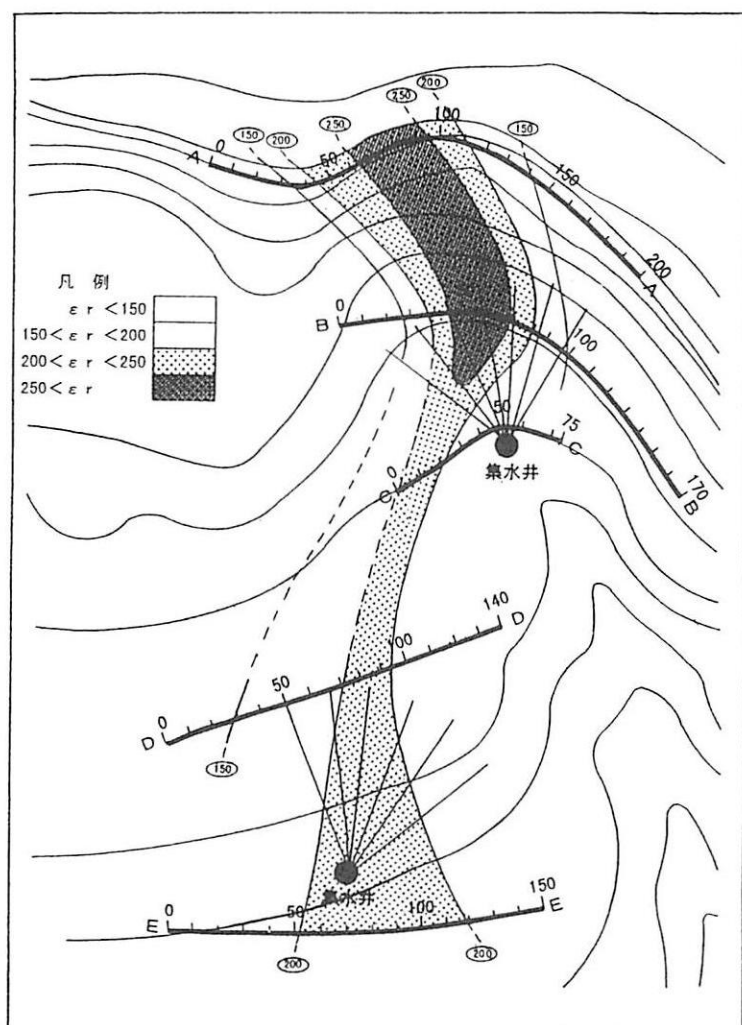


図-2.4.4 比誘電率法  $\epsilon_r$  の平面分布図

## 第5章 電気探査の最近の動向と今後の展望

電気探査、特に比抵抗法はコンピューターの発達に伴い、多数の測点の見かけ比抵抗を自動的に計測でき、高密度の比抵抗データに基づく多次元探査、いわゆる「高密度電気探査法」が非常に多く使われている。これは、地下情報の可視化という視点からは大変有効な探査手法である。測定方法は基本的には、従来の比抵抗法と大きく変わることはないが、計測ならびにデータの取り込みが自動化され、解析手法の進歩が探査精度の向上に大きく寄与し、解を収束することによって真の比抵抗値を求めることができる。ただし、高密度電気探査法は完成された探査法ではなく、いくつかの問題点が存在する。そのひとつは解析結果の地質的解釈にあたり、分解能や精度、虚像といった事柄についてよく理解しておく必要がある。すなわち一般的には水平、垂直構造が組合わされた地層構成となることが多いことから、高密度電気探査法のための適用では、精度的に問題となる場合がある。このような問題に対しては、他の測定法の併用が必要と考えられ、そのひとつが強制分極法（IP法）との併用探査である。また比抵抗高密度探査は2次元に近いほど高い精度の探査が可能となるが、地質構造や地形の3次元性が強ければ、その影響が解析結果に虚像として現れることがある。これら虚像の原因になる側方の地形や地質構造の影響を排除し、より精度の高い比抵抗の2次元、3次元断面を得るためには、複数の測線を用いた測定・解析法の確立が望まれる。しかし、電気比抵抗法で行う探査すべてが、高密度電気探査が有効であるとは言い難い。探査目的によっては従来の手法による方が、その目的に合致することがある。例えば、連続計測による見かけ比抵抗の変化から地下水の動きをモニタリングする場合や、降雨の地下浸透特性を計測する場合などは、従来の手法のほうが精度よく、また計測結果の解釈を行う上での確かな判断をなされる場合が多い。

さらに、電気探査比抵抗法を、より広くかつ高い精度で利用するには、比抵抗値がどのような物性値なのかを解明する必要がある。弾性波探査においては、弾性波速度と地盤の力学定数とは種々な関係が見いだされ、工学的によく利用されているが、比抵抗値は土や岩の種類によっては、異なることは知られているが、その値は非常に幅広く分布しているものもあることから、地盤の力学定数との関係については明らかにされていない。これは土や岩の構成鉱物の電気特性、種類、含有率、含水状態などの比抵抗値の大きさに与える影響の要素が非常に多く、かつどの要素に対しても敏感に変化することに起因しているものと思われる。今後は比抵抗値が、地盤のどのような工学特性と深い関係があるのかを解明することによって、より高精度の探査手法となり、またその利用範囲も広がるものと思われる。