

第5部 各種物理探査法による併用探査

第1章 併用探査の必要性

物理探査法は地下に関する様々な情報を得るために実施される。ただ、一つの探査法の結果に頼りすぎると思わぬ失敗をすることがある。したがって、調査結果の精度を高めるためには、物理的因子の異なる手法を組み合わせ、それぞれの結果に基づいて求めようとする情報について検討を行うことが望ましい。

その場合、ただ闇雲に物理的因子の異なる探査法を実施してもよい結果を得ることは難しい。そこで、求めようとする情報に対してどのような組み合わせが望ましいかの一例を以下に示す。

地山評価…………… 弾性波探査、電気探査、等

ボーリング調査、速度検層、キャリパー検層、密度検層、等

変質体…………… 弾性波探査、電気探査、自然電位法、等

断層…………… 弾性波探査、自然放射能探査、電気探査、自然電位法、等

地下水（器）…… 弾性波探査、電気探査、等

（流路）…… 1 m 深地温探査、自然電位測定調査、等

（流動層）…… 多点温度検層、電気検層、地下水検層、等

（流向流速）…… 単孔式流向流速計、地下水追跡法、流動電位法、自然電位法、等

堤体漏水…………… 1 m 深地温探査、自然電位測定調査、多点温度検層、等

第2章においては各種の探査法を併用して実施し、有益な情報を得た例について具体的に紹介する。

併用探査で留意すべき点は、すばやくその対象に対してどの探査法が主となり、従となるかを見極めることである。教科書的な前提だけでの計画ではよい成果を期待することは難しい。種々な制約があろうとも、その現場に適応する探査の主従を的確に評価する心構えが併用探査の前進となる。

第2章 併用探査の実施例

各種の物理探査法を組み合わせ実施し、有益な調査結果を得た例をいくつか具体的な例を挙げて述べる。

2-1 地すべり地における地下水流脈の検出

探査項目：1 m 深地温探査、高密度電気探査

要 旨：地すべり地で両探査法を実施した結果、1 m 深地温探査で検出された平面的な水脈存在場所は、高密度電気探査では周辺よりも高い見かけ比抵抗が得られた。その断面的な分布域は水脈規模の大きさを示唆している。この結果に基づいて地下水排除工が施工され、降雨時で 30~50 l/min の排水を見、地下水位は最高で 5.5 m も低下した。

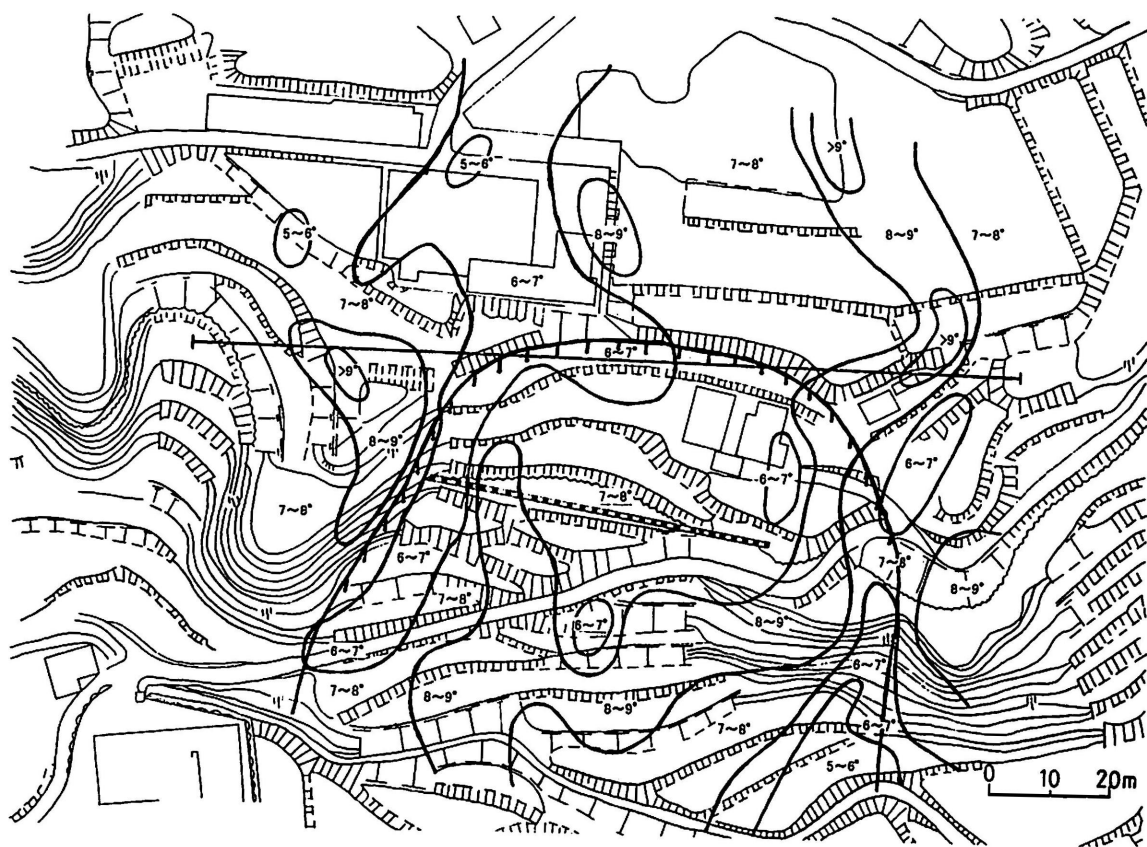


図-5.2.1 地下水流脈の平面的な存在位置

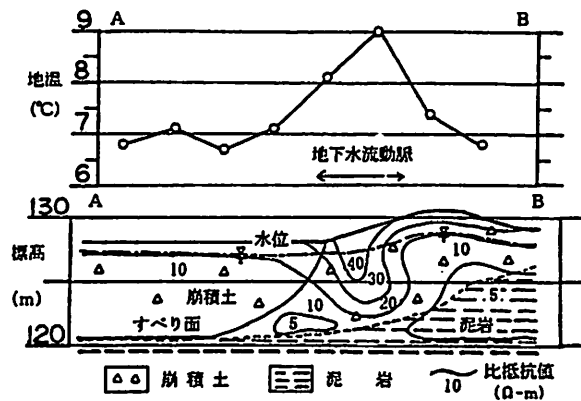


図-5.2.2 1 m 深地温探査結果と比抵抗断面図の対比

結果：第三紀層（神戸層群）地すべり地区で、地下水排除工計画のため、平面的な地下水流動脈の検出が可能な1 m 深地温探査と、地盤の比抵抗を断面2次元的に把握できる高密度電気探査を併用し、地下水流動脈の検出を試みた。探査は冬季（2月）の先行雨量（10日間）のない日に実施した。

1 m 深地温探査は10×15 mの測点網で実施し、8.0°C以上の高温域を地下水流動脈の分布域とした（図-5.2.1）。高密度電気探査は、地すべり頭部付近で横断方向の測線（150 m）を配置して2極法（2.0 m 間隔）で測定した。図-5.2.2に高密度電気探査による比抵抗断面とその測線上の1 m 深地温を示す。崩積土の比抵抗は、地下水面下において10 Ω・m以下を示している。1 m 深地温探査で検出した水脈下では20～50 Ω・mと周辺より高い比抵抗を示し、地下水流動脈の断面的な分布を示している。

以上の結果に基づいて地下水排除工を計画した。施工後、降雨時には30～50 ℓ/minの地下水の排出があり、水位観測孔では3.0～5.5 m 水位が低下した。

2-2 地すべり地における移動土塊の把握

探査項目：弾性波探査、高密度電気探査

要 旨：弾性波探査結果によると、崩積土と不動土塊（2.3 km/s）で明瞭な境界が検出でき、ボーリング調査結果と合わせて、すべり面の形状を明らかにした。高密度電気探査は2極法により、弾性波探査と同一測線で測定し、解析した。これより、地山は全体に50 Ω・m以下の低比抵抗を示し、深部へ比抵抗が低下する傾向にある。ただし、活動の兆候が顕著な土塊と谷側のほぼ安定した土塊では比抵抗の分布に変化があり、前者の崩積土は低

比抵抗を示す。

結 果：第三紀層（神戸層群）地すべりを対象として、滑動性の高い地すべりブロックを検出するために、弾性波探査と高密度電気探査を併用して、不動土塊、地下水位および移動土塊（崩積土）の状況の把握を試みた。図-5.2.3 に平面図および探査測線を示す。また、表-5.2.1 にボーリング調査、孔内載荷試験および岩石試験により得られた調査地の地層構成および各地層の物性を示す。探

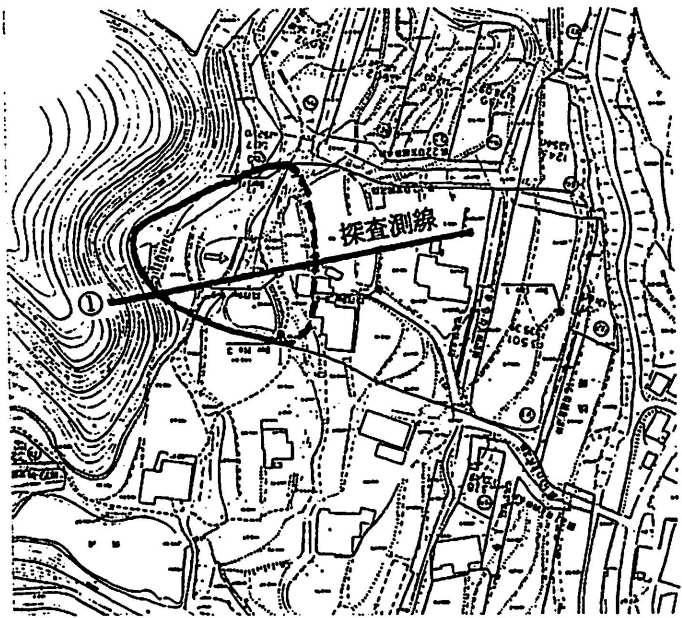


図-5.2.3 測線位置図

表-5.2.1 地層の物性値

| 時 代 | 地 質 層 序 | 地 質 状 況 | | N 値 (回) | 変形係数 (kgf/cm ²) | 一軸圧縮強度 (kgf/cm ²) |
|-------------|----------|---------|-------|------------|--------------------------------|----------------------------------|
| 第四紀 完新世 | 崩 積 土 | 不飽和 | 粘性土 | 5～15 | 150～200 | — |
| | | 飽 和 | | | | |
| 新第三紀 中新世 | 吉川 累層 | 凝灰岩 R 層 | 砂質凝灰岩 | > 50 | 4000～5000 | 100～120 |
| | | 砂岩 R 層 | 中粒砂岩 | | | |

査は冬季の先行雨量（10 日間）のない日に実施した。弾性波探査は測線長 140 m，2.0 m 間隔で測定し、解析した（図-5.2.4）。これより、①崩積土と不動土塊（2.3 km/s）で明瞭な境界が検出でき、ボーリング調査結果と合わせて、すべり面の形状が明らかになった。②崩積土の弾性波速度は、0.35～0.5 km/s の層と 1.5 km/s の層に区分されたが、層相に変化が見られず、水の弾性波速度が 1.5～1.7 km/s である事を考慮すると、速度境界は地下水位面を示していると考えられる。

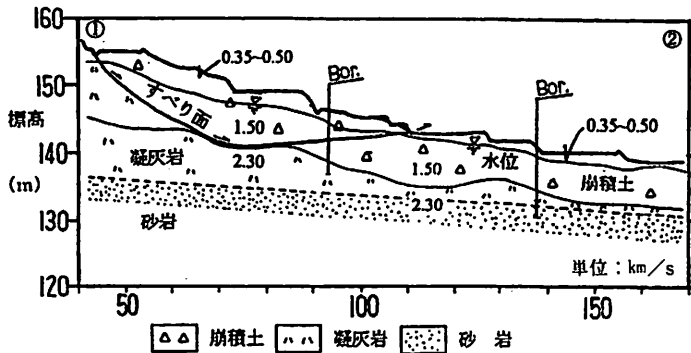


図-5.2.4 地質断面図と弾性波探査の解析結果

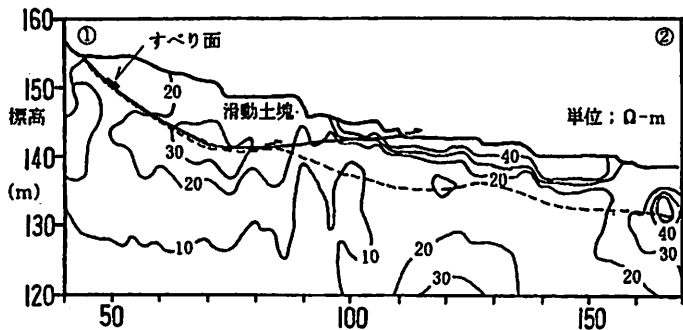


図-5.2.5 高密度電気探査結果

高密度電気探査は2極法により、弾性波探査と同一測線で測定(2.0 m 間隔)し、解析した(図-5.2.5)。これより、地山は全体に $50 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗を示し、深部へ比抵抗が低下する傾向にある。ただし、活動の兆候が顕著な土塊と谷側のほぼ安定した土塊では比抵抗の分布に変化があり、前者の崩積土は $10 \sim 20 \Omega \cdot \text{m}$ と低比抵抗を示す。

結果の有効性はボーリング調査および対策工施工により検証された。

2-3 地すべり地における地下水排除工施工位置決定

探査項目：1 m 深地温探査、電気探査比抵抗法

要 旨：電気探査比抵抗法で基盤等高線を作成し、1 m 深地温探査で地下水流脈の存在場所を推定することによって、より効果的な地下水排除工施工位置の選定を行うことができる。

結 果：調査対象とした地すべり地は1972年融雪期に大きく活動した地すべり地である。これを抑制すべく緊急対策として調査用ボーリング孔による結果に基づいて滑落崖の上部に集水井が掘削された。しかし、井戸本体からの集水効果を期待したにも関わらず殆ど地下水の排出を見なかった。そこで、その原因を探ると共に最適な集水井施工位置を求めるために、ウェンナー法による電気探

図-5.2.6 のようになる。低温部はちょうど基岩等高線の谷部に一致するような形で存在していることが示されている。

これらの調査結果と当初掘削された集水井の位置 (W-1) とを対比すると、井戸はちょうど基岩の尾根部に当たり、地下水流脈の存在場所からも離れている。そこで、今回の調査結果を検証する意味も含めて、井戸内より従来通りに扇状に横穴集水ボーリング孔が上下併せて 10 本掘削された。掘削された各ボーリング孔の集水量を計測したところ、図-5.2.7 に示すように、基岩の谷地形で低温部に向けて掘削されたものからは 180~250 ℓ/min の集水量が得られたのに対し、そうでない方向に掘削されたものからは 10~20 ℓ/min 程度の量しか集水されなかった。この結果に基づいて、2 号井は基岩谷地形で地下水流脈の存在が推定された場所に掘削された。その結果、井戸掘削段階で地下水が多量に湧出し、掘削に苦慮するほどであった。これらの井戸掘削成果を考慮して、4 号井は尾根部で地下水流脈の存在しない場所に掘削され、井戸内から地下水流脈が存在する方向に向

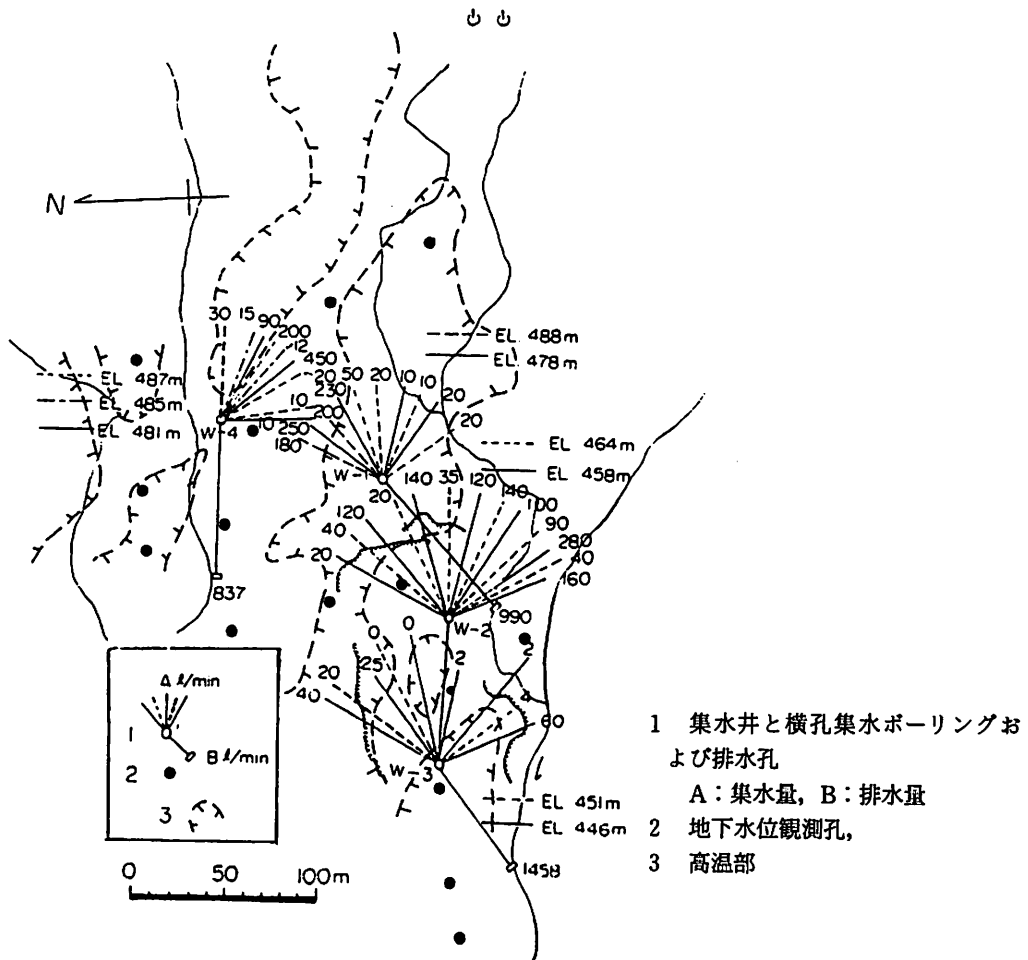


図-5.2.7 集水井の位置と横孔集水ボーリングからの集水量 (ℓ/min)

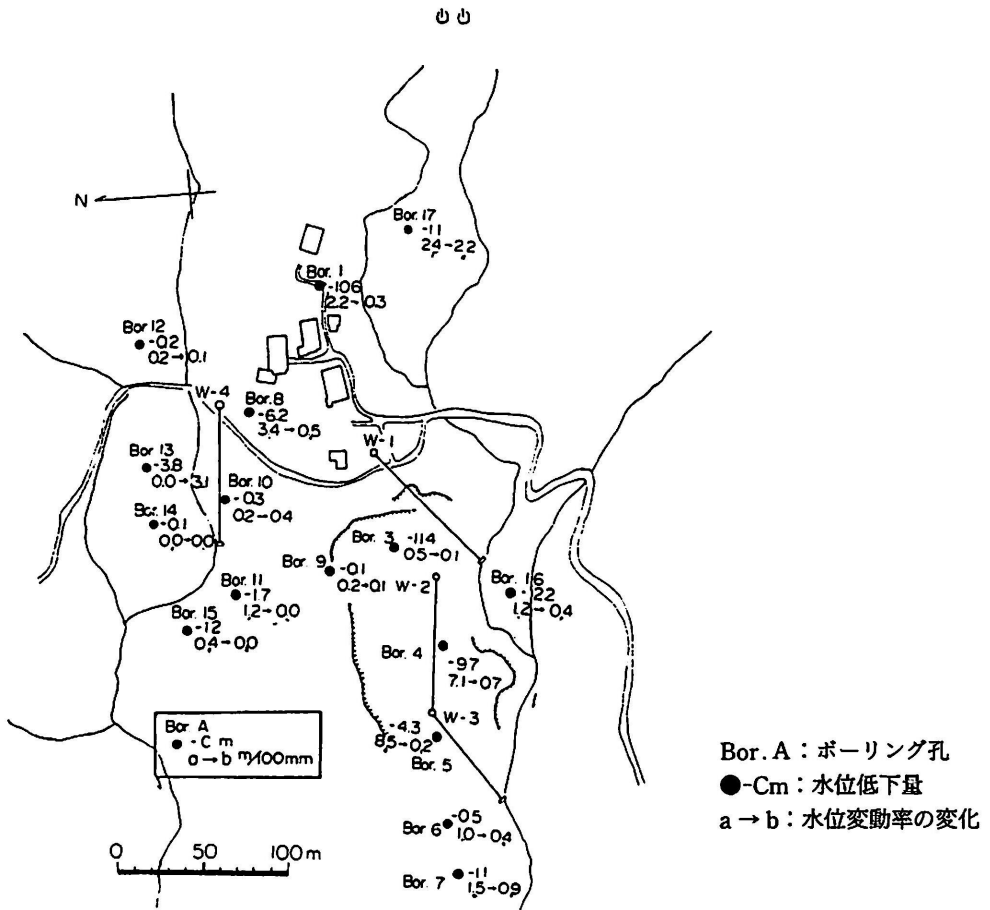


図-5.2.8 各地下水位観測孔の水位低下量と水位変動率

けてのみ横穴集水ボーリング孔が掘削された。この結果、最高 450 l/min もの集水量を見ることができた。

これらの効果を判定するために調査用ボーリング孔の水位を経時的に観測したところ、図-5.2.8 にその例を示すように、集水井施工後各水位観測孔の水位は急速に低下し、その効果が顕著に認められた。また同時に測定されていた伸縮計、地中内部歪計による観測結果にも土塊変動の停滞が確認された。

なお図中の水位変動率とは、100 mm 降雨に対する水位の変動量を表している。

2-4 ため池漏水箇所の検出

探査項目：1 m 深地温探査、自然電位法、多点温度検層

要 旨：現在、堤体の漏水箇所を的確に把握する調査手法が模索されている中で、1 m 深地温探査法と自然電位法との組合せによる漏水箇所検出調査法を試みた。これらの結果に基づいて実施された漏水防止工事の効果判定を多点温度検層で行った。

結 果：調査はA～Hの8測線を設定して実施された。両調査法の測点配置は2×3 mとした。自然電位は非分極型の電極を用いて、各測点において堤体方向とそれに直角方向で測定し、流動電位の発生方向とその大きさを算出した。

1 m 深地温探査結果を解釈するためには、平常1 m 深地温と流動地下水の温度とを知る必要がある。調査地の平常1 m 深地温は14.5℃、また流動地下水温はため池の水が漏水しているとして、9.2℃であった。両者の温度関係から、漏水により「水ミチ」が形成されている付近は温度が低下している可能性が高い。この点を考慮して漏水流動経路を推定すると図-5.2.9に示したように大別して2本の水脈の存在が認められる。

次に自然電位測定結果に対する検討を行う。測定値をベクトル合成し、それを図-5.2.10に示した。この図をみると、堤体全体にほぼ同じ方向にベクトルが向いているのが認められる。そして地温測定によって検出された水脈沿いにベクトルの大きなところが認められるようである。また、樋管に近い測点ではそれに向かう方向にベクトルが示されている。

これらの結果から、測線16番に沿った水脈(A-1, 2)とそれから分岐して樋管にほぼ沿った形

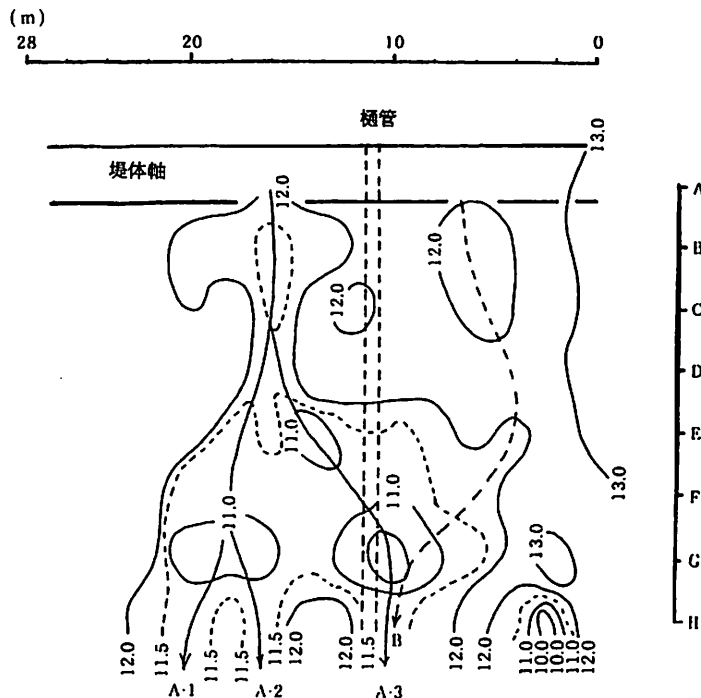


図-5.2.9 1 m 深地温分布図

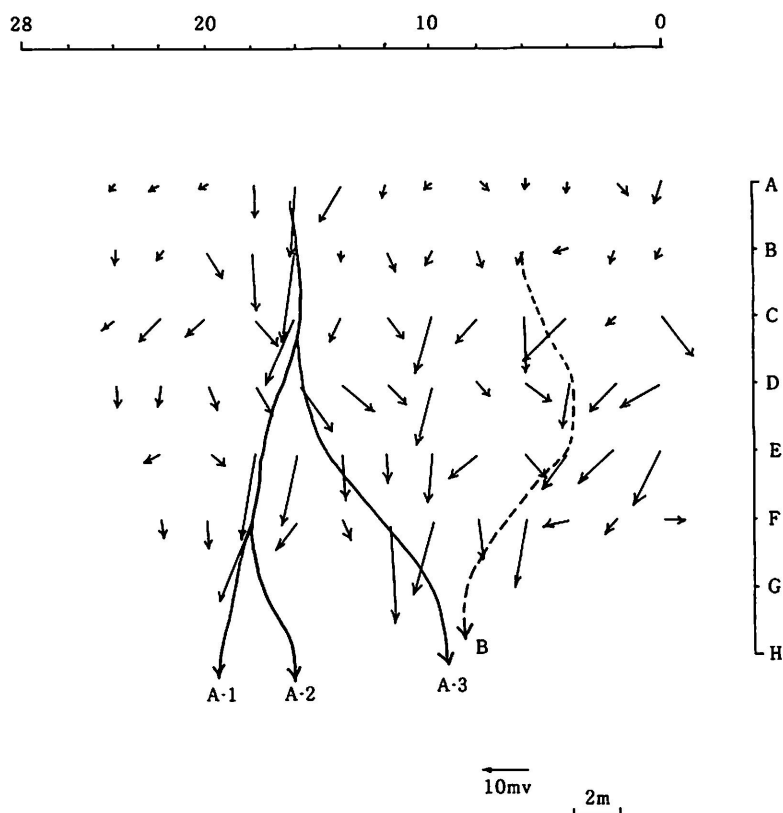


図-5.2.10 各測点における自然電位ベクトル図と推定された漏水経路との対比図

の水脈(A-3)、および測線6番から樋管に向かう弱い水脈(B)の存在が推定された。これらの水脈の規模を求めると、半径20～80cmの小さなものであると推定されたが、ため池に貯水された場合にはこの部分が漏水の原因となる可能性は高い。そこで、この調査結果に基づいて、これらの「水ミチ」を中心としてグラウトによる漏水防止対策工事が施工された。その結果、工事後ため池の水位は徐々に上昇し、余水吐けを越えるまでになって工事の成果が示されると共に、併用探査の有効性が示された。

また、漏水防止工事の効果を判定するために、堤体天端から調査用ボーリングが掘削され、工事前後に多点温度検層が実施された。その結果を図-5.2.11に示した。工事前(実線)のグラフによると、深度6～8mに明瞭な地下水流動層(ここではため池の漏水箇所)が認められる。この深度は測線16番沿いおよび樋管沿いに推定された水脈の規模とほぼ一致している。工事後同一地点でボーリングを掘削し、再度多点温度検層を実施した結果を図中に点線で示した。これを見ると、工事前に認められた流動層が消失していることが示されている。特にこの工事の効果は孔内水位付近(深度3m付近)と流動層が検出された深度6～8m付近で顕著であることが示されている。

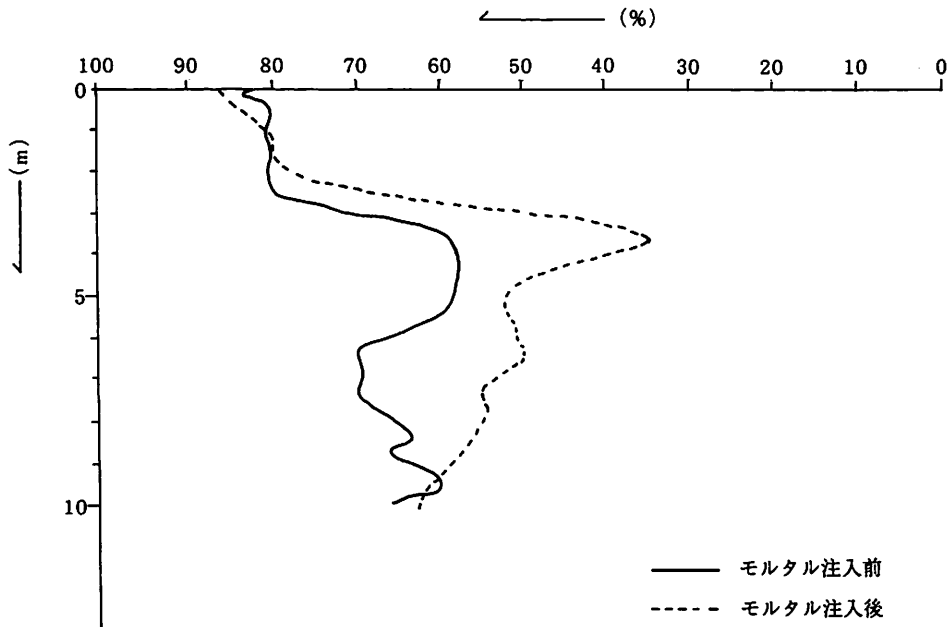


図-5.2.11 多点温度検層による工事効果の判定（実線：漏水防止工事前，点線：工事後）

2-5 活断層の位置決定

探査項目：地表踏査＋航空写真，電気比抵抗探査，弾性波探査，自然放射能探査，

自然電位法，地盤微動測定，地電流軌跡測定

要 旨：併用探査における断層と必ず伴う破碎帯の検出，位置決定の貢献順は高密度電気探査＞従来比抵抗法＞自然電位法＞自然放射能探査＞弾性波探査＞地表地質調査ということになる。しかし，何時でも何処でもこの順であるとは考えられない。自然は複雑である。また，測定法，解析法の進展は大きな影響がある。

結 果：

（1）なぜ各種探査法の併用が必要か

土地の有効利用のための断層探査では，断層線を1 mの精度で判定する必要に迫られる場合がある。そこで，対象とする物理的性質の異なるあらゆる探査を併用した。極端に言えば，一つの探査で一つの断層構造像が描けるはずである。そこで，それらの像の虚実を取捨選択して，総合された一つの断層構造像を描いた。

（2）活断層

神奈川県三浦半島の最大のA級活断層である北武断層の斜面地域における300 m区間で，1988年

に各種探査、調査が実施され断層の位置を決定した。さらに、1994年に主としてジオ・トモグラフィの手法による高密度電気比抵抗探査が破碎帯の微細構造を解明するために行われた。

(3) 各種探査法・測定法による断層像

①地表踏査による断層像：活断層の確認と谷・段丘の屈曲、断層の変位は垂直成分より横ずれ成分が大きいこと、地質境界と断層線の位置は一致していないことが認められた。地質断層線の位置は図上に落とされた(図-5.2.14のGS)。破碎帯の幅は50～70 mと予想された。また、6ヶ所の地すべりブロックが認められ、それらの滑落崖と断層線とはほぼ一致している。

②比抵抗法による断層像：ウェンナーの4極法で、①の地質断層線を挟んで26点(50 m級垂直探査)で実施し、標準曲線法により、断層に直交する比抵抗断面図を作成、それと直視法にて、調査地点毎の見かけ比抵抗値(ρ)と深度(a)との片対数曲線から地盤毎にAタイプ(表層10～20 $\Omega \cdot m$ 、表層以深2～4 $\Omega \cdot m$ と低い)、Bタイプ(20 m以浅10～30 $\Omega \cdot m$ 、20 m以深2～4 $\Omega \cdot m$)、Cタイプ(全体20～30 $\Omega \cdot m$ と一様)に分類した。それらから判定すると、BタイプとCタイプの境界が断層と考えられ、さらに断層を挟んでの10, 20, 30, 40, 50 m毎の水平比抵抗値曲線がBタイプとCタイプの境界付近で勾配の急変が確認された。測点間隔は概査で50 m、精査で10 mあるが、B, C比抵抗タイプの区分の厳密性と水平比抵抗分布曲線の精度からみて、比抵抗断層線の決定精度は ± 10 m、破碎帯の幅の精度は ± 5 mぐらいと推算された。

③弾性波探査による断層像：住宅地を考慮しカケヤで起震し、5 mの受震点間隔とし、起震を30 m毎に往復観測を3測線において実施した。したがって、探査深度は6～10 mと浅い。屈折法にて走時曲線を得て、ハギトリ法にて解析を行い、図-5.2.12(a)のSEに示された三層の速度構造が得られた。地山にあたる丘陵面上では2.0 km/sでやや小さい値であった。速度境界を断層とみなすと、走時曲線の点のばらつきからみて、その精度は \pm 数mである。

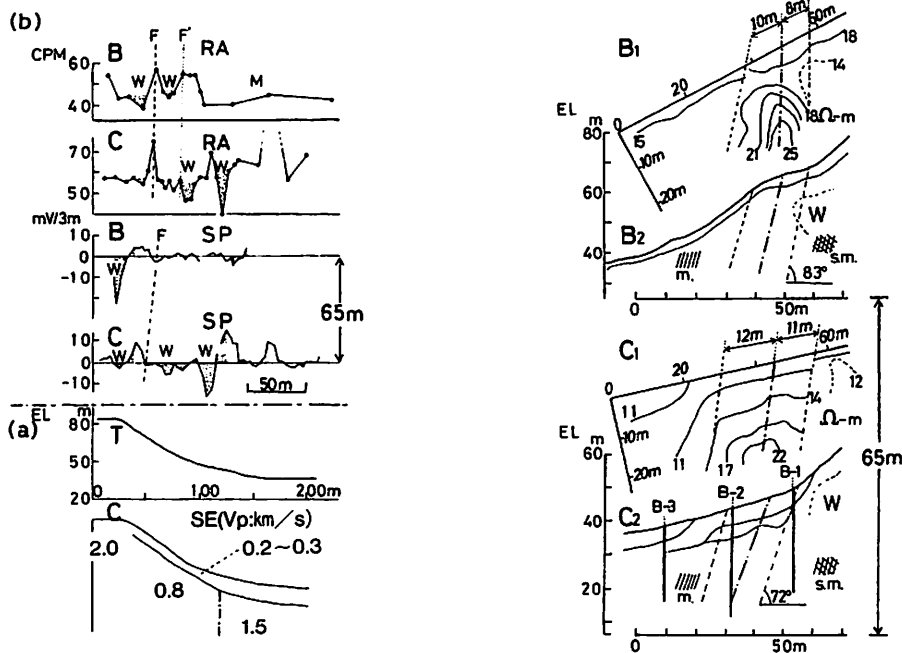
④自然放射能探査による断層像： γ 線シンチレーション・サーベイメータにより地質断層線を切る4測線にて、10～15 mの測点間隔で実施した。結果の一部を図-5.2.12(b)のRAに示した。 γ 線探査では次の点が留意されて解析された。a)断層が開口していて地下水が存在しない場合には高い γ 線強度を示すが、b)地下水が在る場合には、かえって付近より低い強度を示す。c)また、断層面が固着していると強度は大きくない。d)地下水の水脈上でも γ 線強度は低い。e)湿地帯は γ 線強度の平均レベルは低い。図-5.2.12(b)の γ 線強度曲線において、B, C測線のFの線上が断層線を示すと考えられる。以上から断層線はFであり、F-F'間(約23 m)が破碎されていることが予想される。断層線の確度は、測定間隔に依存するので、上記の5～10 m間隔では \pm 数mとなる。

⑤自然電位法(SP法)による断層像：図-5.2.12(b)のSPのB, C測線における3 m電極間隔に

による電位勾配曲線（3項移動平均）の異常（電位勾配の負と正の対が電位曲線の極小部に相当）による地下水脈（W）と γ 線強度曲線（RA）の地下水Wと良い対応をしている。断層線は地下水を遮断するような岩壁では、電位変化は小さくしか出現しないがFの位置を通過しているものと見られる。断層線の位置決定の精度は、電位勾配曲線の地下水流動による系統性以外の極小点の判断によるので、放射能探査の解析との総合判断に支配される。

⑥地盤微動測定、土地電流軌跡測定による断層像：微動による地質境界、破碎帯、地下水脈の判断は困難であった。また、60～100 m先の電車の震動の減衰による地盤判定も試みた。交流60 Hzによる土地電流の軌跡、スペクトルの測定も試みたが、それらの本格的な実用研究は後日に廻した。

⑦高密度電気探査法：ジオ・トモグラフィの手法の発達に伴って、従来の測定間隔10 mが分解能の限度といえたのに対して、ここでの手法では1 m程度の分解能での比抵抗探査が可能となったので、1994年に活断層地区の再測を行った。1 m間隔に70本の電極を配置し、4極法、2極法、エルトラン電極配置（ダイポール・ダイポール法）での測定を行ない、一番鮮明な断面画像の得られ



(a) T：断層地帯の斜面の一断面，C：C測線における弾性波探査(SE)， V_p ：屈折波，P波速度，EL：標高
(b) B，C：測線，RA：自然放射能探査CPM：counts per minute，SP：自然電位法mV/3m：電極間隔3m毎の電圧(mV)，F：断層線，F-F'：破碎帯，W：地下水脈，M：湿地帯

図-5.2.12 活断層における併用探査の測定結果例

B1，C1：高密度電気探査法から読みとった比抵抗断面図，B2，C2：B1，C1図と地形断面から断層の決定，m：泥岩，s.m.：砂質泥岩，W：堰き止められた地下水

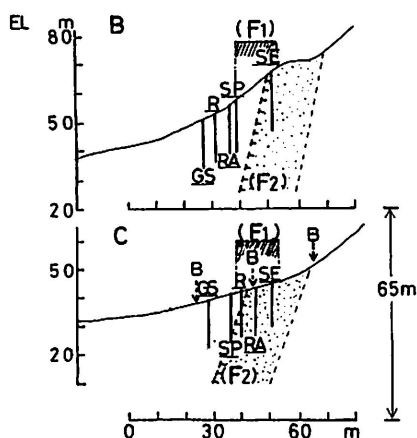
図-5.2.13 比抵抗断面図と断層、破碎帯

た4極法(ウェンナー)を採用した。電極パターンの切り替えはコンピュータ・プログラムで自動的に行われた。1断面当りの測定深度は約23mで、800組の電極のデータの収録時間は40分である。図-5.2.13に一部のB, C測線における3~4 $\Omega \cdot m$ 区分の色別画像から等比抵抗線を写し取ったものを示した。B, C両測線ともに破碎帯における特徴のある比抵抗分布B1, C1を示し、その中心線を断層線(便宜上、仮に)とし、乱れの部分を破碎帯とし、地形補正の上、B2, C2断面を作成した。B断面では断層線から左右10m, 8mの幅の破碎帯、C断面では断層線から左右12m, 11mの幅の破碎帯の存在が明瞭となった。従って、断層の傾きもそれぞれ83°, 72°と算出された。また、地下水の断層による塞き止め作用は、それぞれの断面における14 $\Omega \cdot m$, 12 $\Omega \cdot m$ の比抵抗値部で実証された(地形断面のW部)。位置決定の精度は、その測定機能、解析方法などから ± 1 m程度であろう。

(4) 各種探査法の併用による断層線ならびに断層破碎帯の位置の確定

図-5.2.14に各方法によって決定された断層線の位置を図示した。

F1: この範囲は2-5-3の各種探査によって決定された断層線を、それらの精度を評価しながらボーリングの検層結果もてがかりとし、最も確度の高い存在範囲を定めたものである。断層の傾きはF1と逆の谷側へ傾斜約85°と推定した。ある範囲をとるのは一つは各探査法の精度の高低の問題があるが、それは現場の構造に依存し絶対的な問題ではない。破碎帯の大きさ、構造とその物理的性質の違いにより、密度、弾性率、水分、空隙、地下水、破碎帯の細粒化の程度、風化の進行度、



F1: 併用探査から総合判断して断層の存在範囲

F2: 高密度電気探査法による断層破碎帯

SE: 弾性波探査による断層線, SP: 自然電位法による断層線

RA: 自然放射能探査による断層線, R: 従来比抵抗法による断層線

GS: 地表地質調査による地質断層線, B: ボーリングの位置

図-5.2.14 併用探査による各探査法より決定された断層

断層の開口度とその開口部の深さなどのうち、どれを強調して反映しているのかが問題となる。従って、決定した断層線のバラツキF1は破碎帯を強調している事も考えらる。

F2：比抵抗映像法による破碎帯と断層線（左側）とその傾きを山側へ約85°と判定した。

GS：地質断層線は、長い距離での直線的な判定であるので、どうしても探査結果とはずれる。しかし、我々は多くの場合に地質断層を手がかりとする。

SE：この弾性波探査では、水平方向の地層速度不連続面を地層境界、断層線とするために、その傾きを議論する程の精度は期待できない。

R：従来の比抵抗法での測点間隔の粗さが判定の粗さに波及しているものと考えられる。

RA：放射能探査による断層検出には威力があるが、地下水による遮蔽、ラドン水の流動など複雑な要因が作用していることが判明してきた。

SP：地下水流脈の検出には大きな威力を発揮、断層塞き止め作用による地下水を検出、比抵抗値と整合した。しかし、乾燥開口割れ目での電位兆候は弱い。

今回実施した併用探査による断層と必ず伴う破碎帯（風化と細粒化に程度がある）の検出、位置決定の貢献順は高密度電気探査法＞従来比抵抗法＞自然電位法＞自然放射能探査＞弾性波探査＞地表地質調査ということになろうか。しかし、何時でも何処でもこの順であるとはいえない。自然は複雑である。また、測定法、解析法の進展は大きな影響がある。さらに地下のミクロな構造を究明するためには、マクロな概念の用語は詮索してみる必要がある。断層線は大縮尺の地形図における断層の表現であって、このような破碎帯の構造を小縮尺の地図において議論するとき、断層線は意味を失い、破碎帯の幅の全体を断層とし、その代表を破碎帯の中心の位置の地表に断層線が通過すると表現するに過ぎない。

2-6 温泉湧出機構の解明

探査項目：自然電位測定、1 m 深地温探査、自然放射能探査

要 旨：温泉泉源の湧出機構を解明するために、上記3種類の探査を実施した。その結果、一つの探査法では、明確な判断ができなかったものが、異なる物理的因子による探査法によって、泉源の湧出機構がかなり鮮明となった。

結 果：調査地は、新潟県南西部に位置する妙高山の東斜面である。この地域には、いくつかの温泉源がある。これらの泉源の中で標高の低いところにある関温泉の湧出機構を解明するために、図-5.2.15 に示すような測線配置で、調査を実施した。測点間隔はいずれの探査法も5 m である。

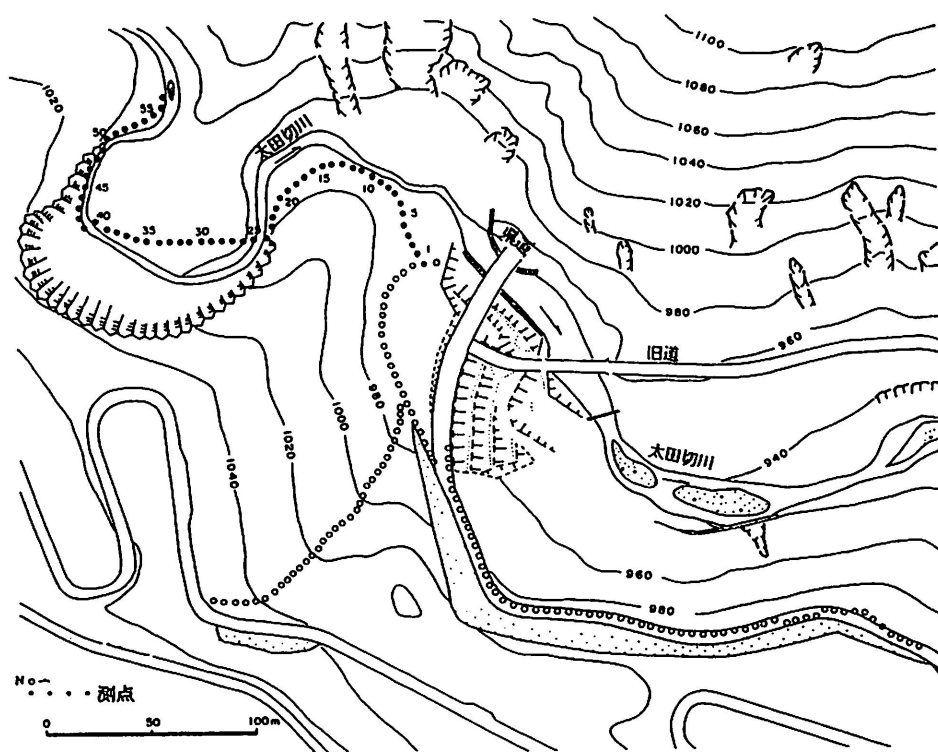


図-5.2.15 妙高火山東側の温泉分布

自然電位法：3点移動平均を行った結果を図-5.2.16 上段に示した。この図から測点5～13, 16～24, 42～47に負の電位勾配を示す区間が認められる。これらを、 W_1 , W_2 , W_3 とし、地形条件を加味して解釈すると、 W_1 は斜面からの地下水の浸透、 W_2 は温泉脈に起因するもの、 W_3 は川の伏流水を捉えているものと推定される。

1 m 深地温探査法：測定値に各種補正を行った後の結果を図-5.2.16 中段に示した。これを見ると、測点0～13と29～56に低温異常帯が、測点15～26に高温異常帯が認められる。高温区間には近くに温泉の湧出域が見られるため、明らかにこれによる影響を判断した。一方、低温区間については、地山からの地下水流入によるものと推定した。なお、測点53付近の低温域は河川の伏流水を直接測定している可能性が高い。

自然放射能探査：測定結果を図-5.2.16 の下段に示した。これを見ると、測点0～2, 18～22, 38～43に明瞭な極大値が認められる。はじめの極大値は盛土およびその下部の埋設物の影響と推定される。2, 3番目の極大値は図-5.2.17のモデルに示すような形をしていることから、断層あるいは岩盤の割れ目からの γ 線の上昇に伴うものと推定される。

以上3種類の探査法の結果を整理し、まとめると表-5.2.2のようになる。

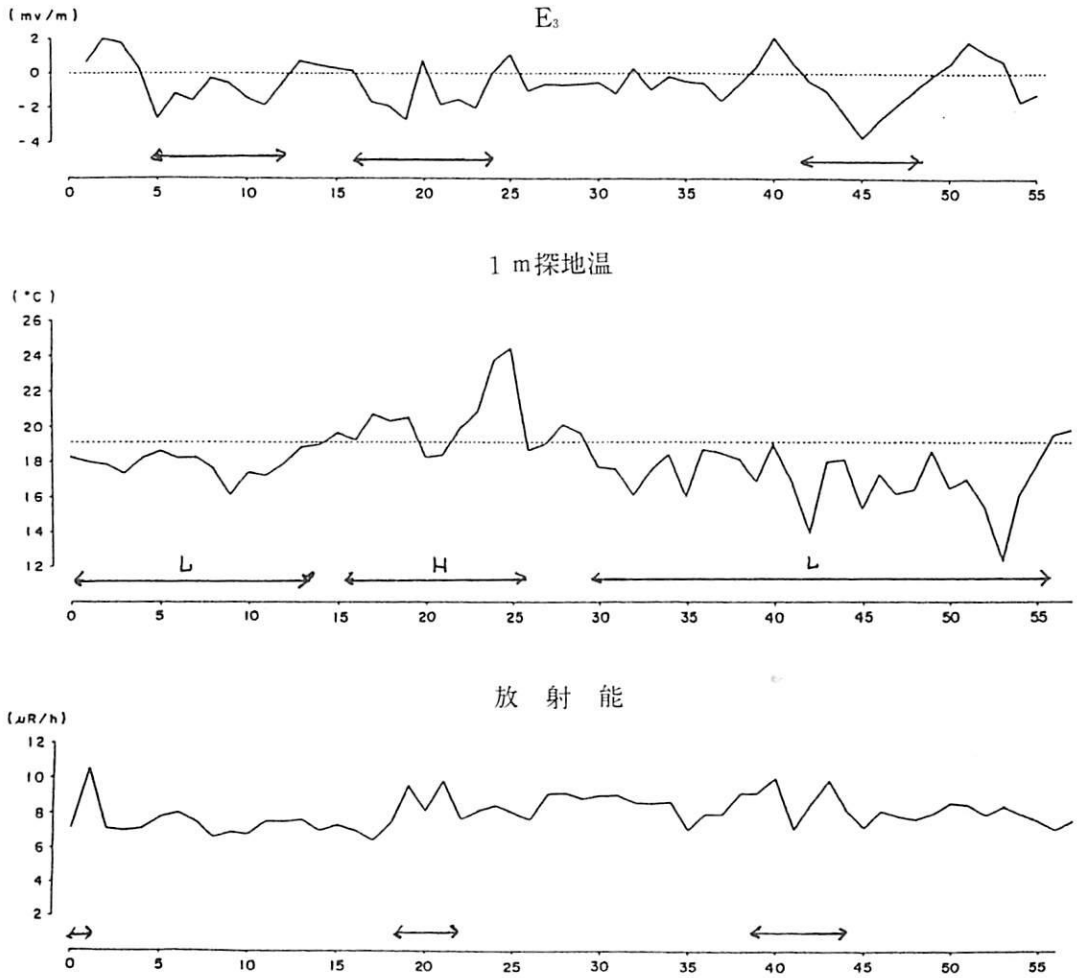
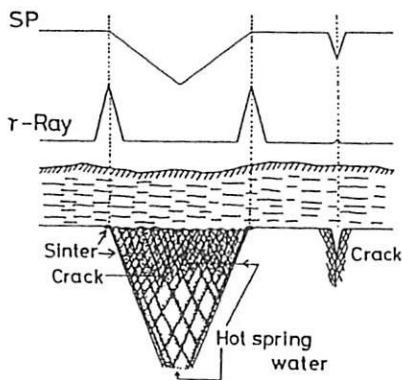


図-5.2.16 調査地の平面図と測線位置



上段：3点移動平均した電位勾配
中段：1 m 深地温
下段：自然放射能 (γ 線強度)

図-5.2.17 併用探査の結果

表-5.2.2 各探査法で検出された異常部と判定結果

| 方法 測点 | 自然電位 | 1 m 深地温 | 放 射 能 | 判 定 |
|----------|--------------------------------|-------------------------------|-----------|-------------------------------|
| NO 10 | ↑夏の電位勾配 ↓ | ↑ 巾の広い低温区間 ↓(-1°C~-2°C) | 埋設物によるピーク | 盛土区間斜 面からの浸 透水 |
| | | | | |
| 20 | ↑2つに分かれる ↓夏の電位勾配 | ↑2つの高温区間 | 2つのピークを持つ | 温 泉 湧 出 区 間 |
| | | | | |
| 30 | ↓ 全体に勾配はゆるい が負の勾配区間 ↑ | ↓ NO.23 は +5°C ↑全体が低温区間 | 2つのピークを持つ | 伏流水と割 目からの温 泉水の混合 区間 |
| | | | | |
| 40 | 大きな負の電位勾配 | NO.42の低温のピーク | 2つのピークを持つ | 湧出区間 |
| | | | | |
| 50 | | NO.53の大きな低 ↓温ピーク | | 伏流水 |
| 55 | | | | |

2-7 地すべり地での4種の物理探査による「水ミチ」調査

探査項目：1 m 深地温探査，比誘電率法，自然放射能探査，比抵抗法

要 旨：上記各探査法の中で，自然放射能探査を除く探査法の結果は調和的な対応を示し，これらの結果から地下水の分布を正確に探知することができた。一方，自然放射能探査の結果は，他の3種類の探査結果とはあまり一致せず，同法の地下水探査への有効性に疑問を残す結果となった。

結 果：

(1) 調査概要：調査地は第三紀の未固結凝灰岩地域の地すべり地である。対策工法として集水井および排水ボーリングによる抑制工が計画されており，物理探査で地下水の分布状況を探知するのが目的である。

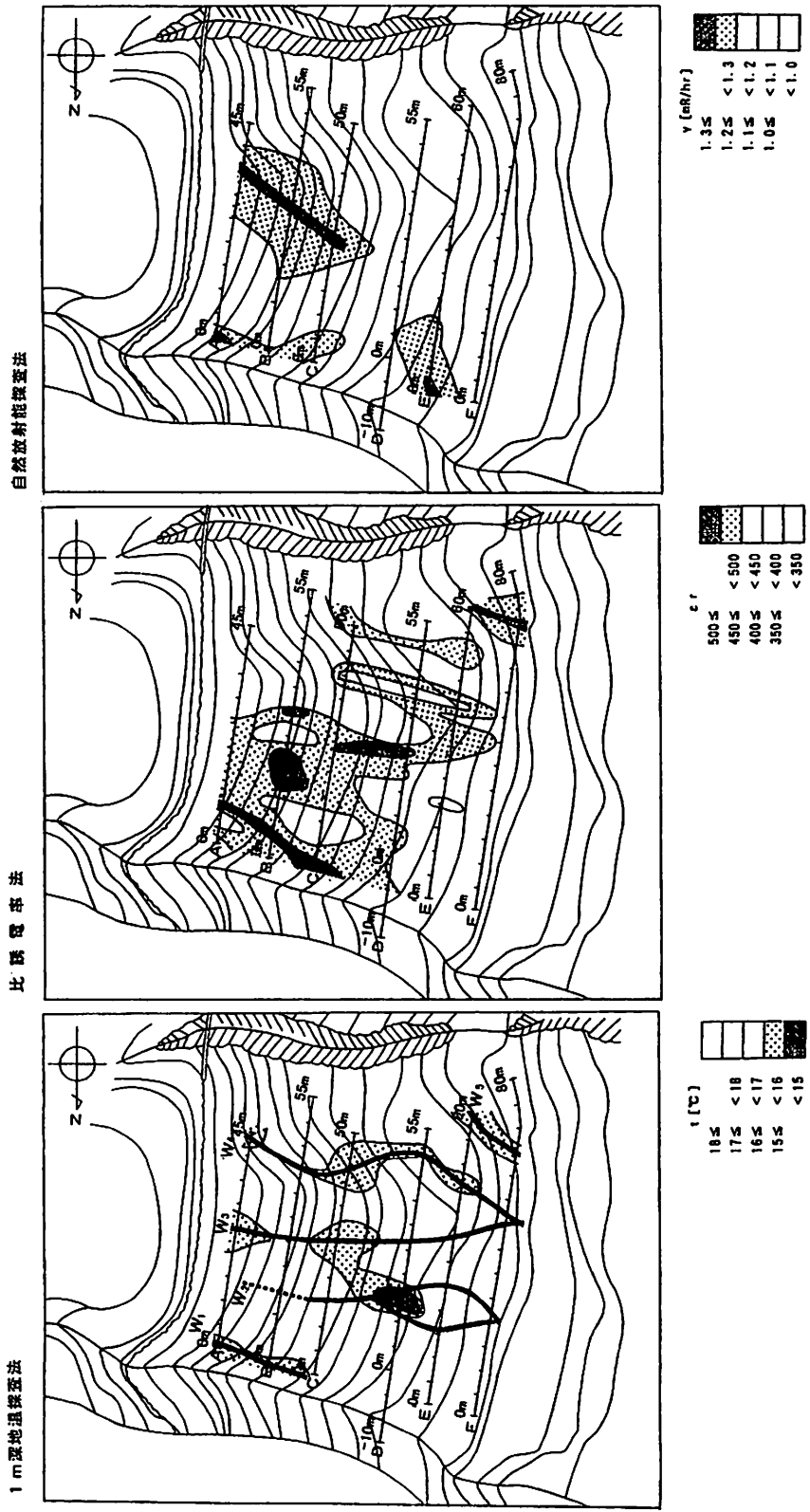


図-5.2.18 探査結果の平面分布図

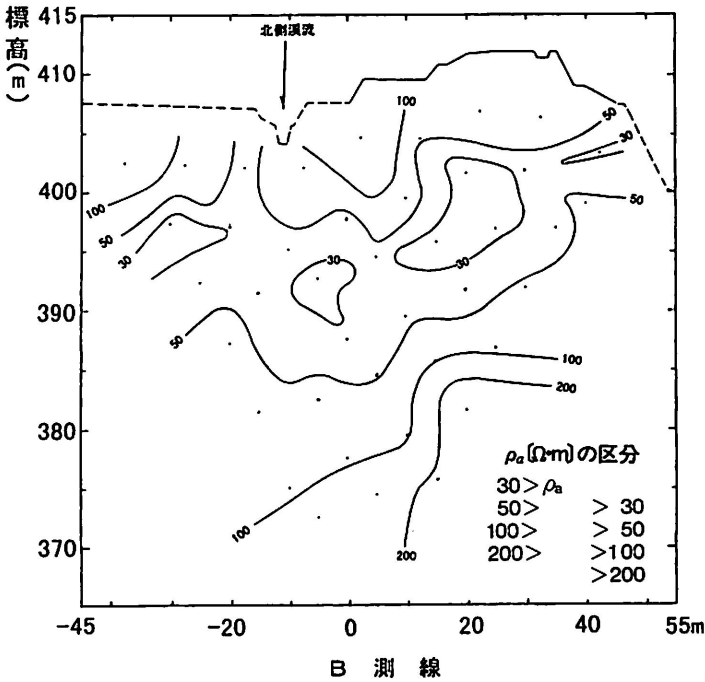


図-5.2.19 見かけ比抵抗断面図 (B測線)

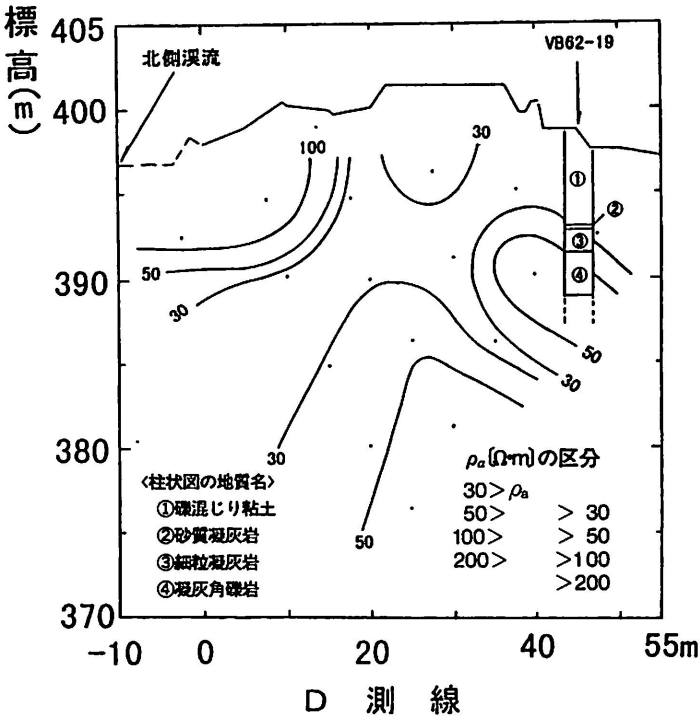


図-5.2.20 見かけ比抵抗断面図 (D測線)

調査手法としては、1 m 深地温探査法 (t [$^{\circ}\text{C}$])・比誘電率法 (ϵ_r [無次元量])・自然放射能探査法 (γ [mR/hr])・比抵抗法 (ρ_a [$\Omega\cdot\text{m}$]) の4種類の探査法を同時期に実施し、前者3つの探査法で地下水の平面分布を、後者で断面分布を探知する。解析方法は、各調査法ごとに個別に解析作業を行い、その結果を比較して定性的・経験的に判定する(新しい総合解析法である「クラスター解析」については、2-10で紹介する)。測定は7月末～8月上旬にかけて実施した。探査結果を図-5.2.18～図-5.2.20に示す。

(2) 1 m 深地温探査：1 m 深地温探査では低地温部が離散的に分布し、地下水脈の位置の推定が困難な場合がある。ここでは地温差分法(玉城・谷口, 1990)による1 m 深地温の極小値線を太実線で描いて、離散的に分布する低地温部を理論的に結んだ。図から、地すべり地内を流下する W_1 ～ W_5 の地下水脈が指摘される。調査地中央付近の2つの地下水脈 W_3 ・ W_4 は、F 測線の40 m 付近で合流している。また、地下水脈 W_1 は、地すべり地の北(図中左)の溪流に流出している。E 測線の60 m では、南側の溪流から地すべり地内に流れこむ地下水脈 W_5 が探知されている。

(3) 比誘電率法：地下水の存在が指摘される $\epsilon_r \geq 450$ の高 ϵ_r 部は、暗色・極暗色で示してある。比誘電率法でも、1 m 深地温探査法と同様の結果が得られた。地温差分法の太実線と高 ϵ_r 部(暗色部)を比べると、多少の相違はあるが、地すべり地中央を流下する3つの地下水脈(W_2 ～ W_4)や北側の溪流へ流出する地下水脈 W_1 、南側の溪流から流入する W_5 などが表現されている。

(4) 自然放射能探査法：先の2種類の地下水探査法の結果と対比すると、A 測線の0 m 付近で調和的な対応を見せるが、それ以外の範囲ではよい対応とは言えない。また、後に示す比抵抗法の結果とも対応が悪く、当地すべり地においては自然放射能探査の結果は他の3種類の地下水探査法と調和的な対応をみない。

(5) 比抵抗法と t ・ ϵ_r の対比：比抵抗法(ダイポール・ダイポール法)は、B 測線とD 測線で実施した。B 測線の測線距離0 m, 10～20 m, 40 m 付近に低見かけ比抵抗部(暗色部)が分布し、1 m 深地温探査法・比誘電率法でも全く同様の範囲に高地温部や地温差分の太実線、高 ϵ_r 部が見られ、この範囲で地下水の存在が確定できよう。D 測線では、測線距離20 m 付近を頂部とする低 ρ_a 部のハの字型分布が見られる。これはダイポール・ダイポール法の特徴(欠点)が露見したためと思われる。この場合、ハの字頂部の低見かけ比抵抗部は実像であろうがその下位は虚像と考えられ、実際の地下構造はわからない。しかしながら、20 m 付近の浅部(標高390 m 附近)に低見かけ比抵抗部すなわち地下水が存在するのは確かであり、この結果は1 m 深地温探査法や比誘電率法の結果と一致する。また、40～50 m 付近の浅部にも低見かけ比抵抗値が分布しており調和的な対応を示している。

(6) まとめ：1 m 深地温探査法と比誘電率法、ダイポール・ダイポール法の結果は調和的な対応を示し、これらの結果から地下水の分布を正確に探知することができた。一方、自然放射能探査の

を示し、これらの結果から地下水の分布を正確に探知することができた。一方、自然放射能探査の結果は、他の3種類の探査結果とはあまり一致せず、同法の地下水探査への有効性に疑問を残す結果となった。地すべり地の地下水探査では、複数の物理探査を併用するのが理想的である。ここで述べたように、1 m 深地温探査法と比誘電率法で地下水の平面分布を探知し、比抵抗法で垂直分布を探査する方法は非常に有効と考える。

2-8 切土斜面の安定性

探査項目：弾性波探査、高密度電気探査、速度検層（P波測定）

要 旨：弾性波探査における発破以外の起振法による探査深度の限界および、単一地盤における地盤構成や断層の存在の有無に対する高密度電気探査の有効性について

結 果：

（1）調査概要：当調査では、切土道路の計画があり、兵庫県南部六甲周辺地域の断層の密集地帯という背景より、地盤状況・地質構造・断層の有無を慎重に調べ、これら情報を加味した設計・施工が必要とされた。しかし、事前に行われた既往資料によれば、対象地では1本のボーリングと路線方向の弾性波探査が行われたのみで、上記問題点を鑑みると情報量に乏しい。このため、法面土工や保護工の設計・施工を合理的・経済的に進める目的で地盤調査の補足を行った。

（2）調査地の地形・地質：当地域の山地は谷密度が高く、急峻な斜面を伴う地形や崩壊跡などが多く認められ、断層に伴うと考えられるリニアメントも識別できたが、調査対象断面中で識別できなかった。一方、地質は中生代の白亜紀（約6500万年前）の大規模な火山活動によって生じた地層で、主に流紋岩質凝灰岩や溶結凝灰岩からなり、六甲断層系やこれらから派生する断層の影響を受け、劣化している。

（3）調査目的と調査内容：事前調査による図-5.2.21に示す断面図では重錐落下等による起震であるため、標高350 m以深の速度が $V_p = (4.0) \text{ km/s}$ と、推定速度が示されていた。また、既往ボーリングデータでは下部の速度区分 $(4.0) \text{ km/s}$ でのコア採取率が特に悪い。このような情報で切取面の岩級評価や断層の有無を結論づけるには無理があるため、2本のボーリングと孔内速度検層（P波測定）さらに、地質構造や地下水分布を知るために高密度電気探査を路線直交方向に実施した（図-5.2.21 事前調査の断面図）

高密度電気探査結果は図-5.2.22の比抵抗断面図に示すように、No. 1地点下方位置に幅10～20 mの範囲で、低比抵抗ゾーンが識別される。このゾーンはGL-30 mを境として、浅部では不明瞭になっている。ボーリング掘削時の孔内水位変動状況からはGL-30～40 m付近に地下水が存在する

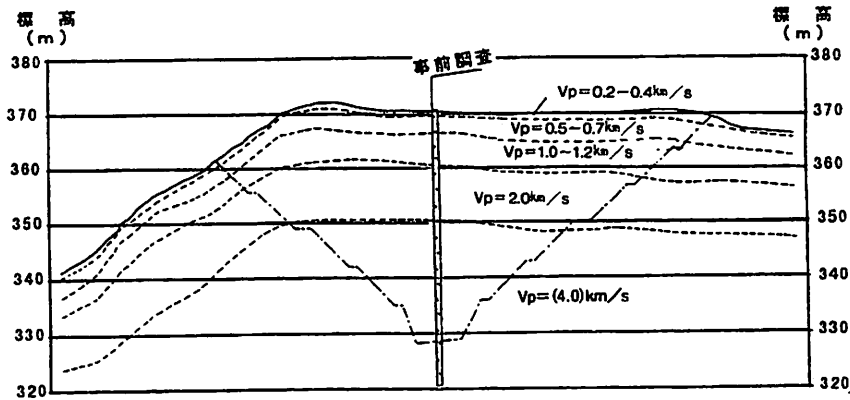


図-5.2.21 事前調査による地質断面図

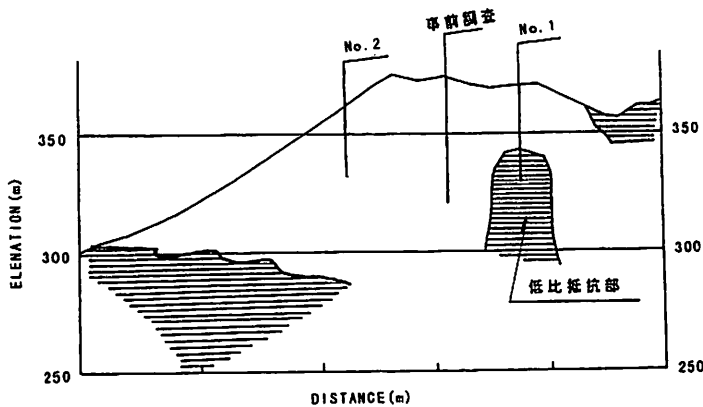


図-5.2.22 高密度電気探査結果

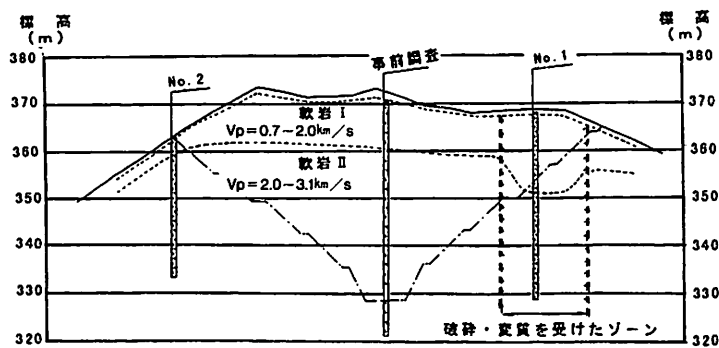


図-5.2.23 地質断面図

含水状態にあるためと推察される。すなわち、低比抵抗部は断層などの影響を受けた劣化部を反映している可能性が高い。

地質断面図は高密度電気探査解析測線を用いて、ボーリングコア、孔内速度検層、既往資料を参考に図-5.2.23のように作成した。その結果、ボーリングコアや速度区分より、標高360 m付近までは軟岩 I ($V_p=0.7\sim 2.0$ km/s)、以深は軟岩 II 相当層 ($V_p=2.0\sim 3.1$ km/s) が分布する。ただし、

No. 1 地点では標高 350 m 付近まで軟岩 I 相当層が凹状に分布する。

以上、ボーリングコアや速度検層結果より、調査地周辺の切土区間に地盤の劣化が著しく進んだ規模の大きな断層の存在する可能性は少ないが、No. 1 地点付近ではボーリングや高密度電気探査の結果から破碎や変質の進んだゾーンの存在が予想できた。そして、このゾーンは調査結果からは軟岩程度の地盤状態と考えられるが、部分的に粘土化の進んだ劣化部が存在する可能性もあり、このような情報を基に法勾配や法面保護工を提案した。

本調査事例では事前調査の弾性波探査における発破以外の起振法による探査深度の限界、単一地盤における地盤構成や断層の存在の有無に対する高密度電気探査の有効性について示したが、複雑な地質構造の地域や建設物の重要度に応じて、物理探査の限界を考慮し、併用探査を行えば有効な地盤情報が得られると考える。

2-9 軟岩分布地域での地山評価

探査項目：弾性波探査、速度検層

要 旨：第三紀層神戸層群（軟岩）の分布地域で実施した探査例である。弾性波探査では、比較的新鮮な岩盤と推定される速度層を確認できたが、同時に実施した速度検層では、弾性波探査に比べ低い速度層が確認された。軟岩地域で弾性波探査を実施する場合は、速度検層などとの併用が有効である。

結 果：調査地は、兵庫県神戸市垂水区に位置し、標高 85 m 程度の比較的平坦な頂部を持つ斜面地であるが、一部造成工事によって切り盛りされている所がある。また、敷地の北側には旧谷筋を埋めた埋土が、厚く分布している。地質は、新第三紀中新世に属する神戸層群である。この神戸層群は、砂岩と泥岩が互層状に分布し、砂岩は比較的新鮮であるが、泥岩はかなり風化が進行している。地質構造的には、調査地の東側約 1 km 付近に六甲山地の花崗岩体と神戸層群との境界をなす横尾山断層が北東―南西方向に走っているが、調査地の近傍には大規模な断層は確認されていない。地質踏査でも敷地内で断層は確認されていない。

弾性波探査によって得た速度層断面図を図-5.2.24 に示す。同図には、併せて実施した 3 ケ所の調査ボーリング結果と速度検層の結果も示した。それによると、P 波速度で 0.5 km/s 以下のものは表土層や埋土層の速度を示し、1.0 km/s 程度のものは神戸層群の風化帯の速度、2.0 km/s 程のものは神戸層群の比較的新鮮な部分の速度値と判断した。一方、速度検層の結果によると、弾性波探査で 2.0 km/s 程度の値が求められた所で、1.3～1.7 km/s と低下している部分が認められた。この速度の不一致は、神戸層群の風化の違いが速度値に反映されたものと考えられる。すなわち、新鮮な砂

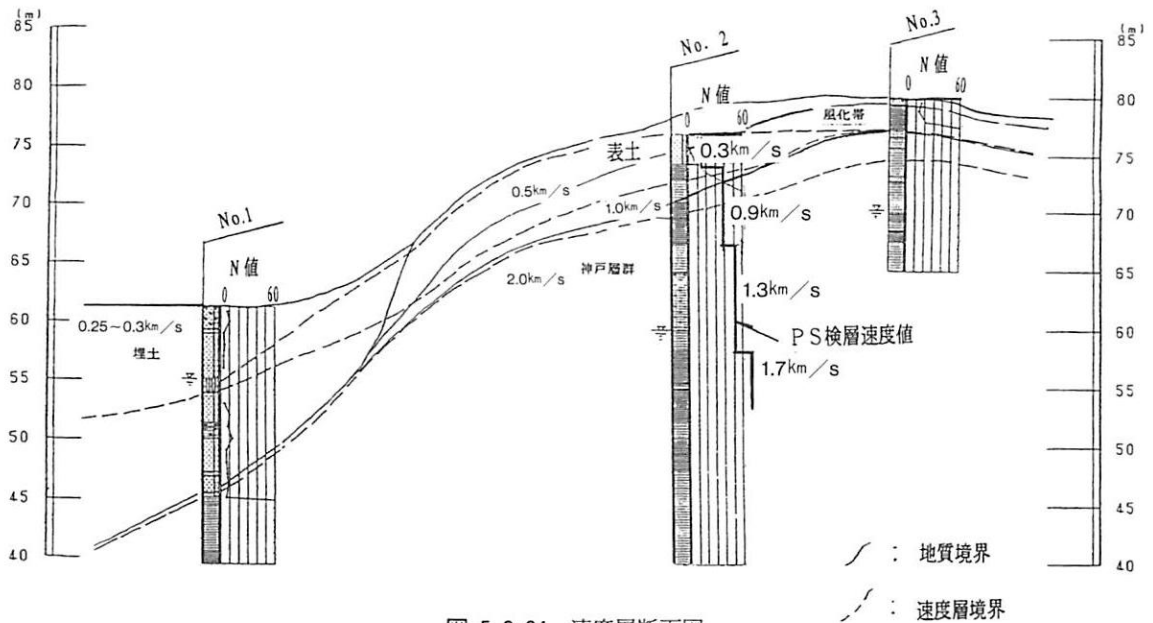


図-5.2.24 速度層断面図

岩ではP波速度が大きいですが、風化した泥岩では小さいため、弾性波探査では下部に風化泥岩のような低速度層（ブラインド層）が分布しても検出できない。本実施例でも、砂岩の下部に分布していた風化泥岩層を弾性波探査では捕らえることができなかった。もう一つの速度の不一致の原因として、測定方向と地質構造との関係、すなわち弾性波速度の指向性で速度の不一致が発生することがある。一般に神戸層群では、地表での弾性波探査によって検出された速度値と速度検層の速度値とを比較すると、前者の値が後者の値より約10～15%程度大きく検出されることが多い。

また、一般に第三紀の軟岩は新鮮な岩盤でもP波速度が2.5 km/s程度であり、亀裂や風化によって速度値を1.5 km/s前後に低下させていることが多い。これに対し、被覆層である土砂地盤でも良く締まった砂層などでは1.0～1.5 km/s程度速度値を示し、岩盤の風化帯であるのか、被覆層であるのか区分が難しい。さらに、地下水が浅く存在すると弾性波の速度値は地下水面付近で地下水の速度値である1.5 km/s程度の速度値を示すため、地層の速度を見誤ることがある。

このようなことから、探査の対象地盤が第三紀の軟岩で下部に風化による低速度層が分布する所や地下水が浅層部に分布する所では、弾性波探査のみで地下構造や岩盤速度を把握することには限界があり、他の探査や検層などを併用することが有効である。

2-10 クラスター解析による併用探査（地下水調査）総合解析

探査項目：1 m 深地温探査，比誘電率探査，自然放射能探査

要 旨：多種物理探査を併用実施した場合の新しい総合解析法として，クラスター解析という統計手法を用いた総合解析法について述べる。調査の目的は地すべり地の地下水調査で，1 m 深地温測定調査，比誘電率探査，自然放射能探査の3種の物理探査を実施した。これら3種の物理探査から得られた物理量を総合的かつ客観的に評価するため，クラスター解析による類似データの集合体をダミー変数によって意味付け，地下水の存否を評価した。

結 果：

(1) クラスター解析とは：複数の物理探査を併用する利点は，各探査法の欠点を補い合い，より精度の高い解を得ることができる点にある。しかしその反面，複数の物理探査法に精通した技術者が解析に従事する必要があり，時間・労力も多い等の問題がある。そこで，クラスター解析という統計手法を用いた総合解析法が考案されている（玉城・新本・岩崎，1994）。クラスター解析とは異なる数量が混ざり合っている対象の中で，お互いに似たものを集めてクラスター（集落）をつくり，対象を分類（グループ分け）する統計手法である。例えば，3種の物理探査を併用した場合「3種の結果とも地下水の存在を示唆している地点のグループ」や「3種とも平均的な値を示すグループ」・・・等のようである。

クラスター解析の詳細については参考文献・書籍にゆずるとし，以下にクラスター解析の流れを簡単に述べる（図5.2.25）。

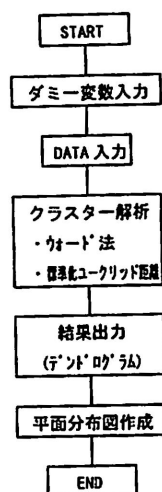


図-5.2.25 クラスター解析の流れ図

- ①まず，測定値とダミー変数を入力する。ダミー変数とは，各変数の最大値・最小値・平均値の組合せからなる架空の値である。
 - ②クラスター解析の計算には市販の多変量解析ソフトを使用し，計算方法はウォード法，距離の算出には標準化ユークリッド距離を用いる。
 - ③結果の出力は，デンドログラムで表示される。ここで，各クラスターには1個のダミー変数が含まれる（2個以上含まない）ものとし，各クラスターはダミー変数の値が表す地盤状況を示す地点の集りと考えて，ダミー変数と同数のクラスターを作成する。
- 最終的には平面図に各地点のクラスター名を記入し，平面分布図を作成する。

(2) 調査結果：調査地は第3紀砂岩・泥岩地帯の崩積土のすべりである。実施した物理探査は、1 m 深地温探査、比誘電率探査、自然放射能探査の3種である。測定は夏期に実施した。これら物理探査で得られた3種の物理量 ($t \cdot \epsilon_r \cdot \gamma$) を用いてクラスター解析を行った。グミー変数には、測定された $t \cdot \epsilon_r \cdot \gamma$ の値のうち最大値と最小値、平均値の組み合わせからなるつぎの9個の値を使用した。

| クラスターNo. | グミー変数 | グミー変数を構成する値 | |
|----------|-------|---|-----------|
| I | 1 | (t min, ϵ_r min, γ min) | |
| II | 2 | (t min, ϵ_r max, γ min) | |
| III | 3 | (t max, ϵ_r max, γ min) | |
| IV | 4 | (t max, ϵ_r min, γ min) | |
| V | 5 | (t min, ϵ_r min, γ max) | |
| VI | 6 | (t min, ϵ_r max, γ max) | * max：最大値 |
| VII | 7 | (t max, ϵ_r max, γ max) | min：最小値 |
| VIII | 8 | (t max, ϵ_r min, γ max) | avg：平均値 |
| IX | 9 | (t avg, ϵ_r avg, γ avg) | |

クラスター解析で得られたデンドログラム(樹幹図)を図2.2.26に示す。また、クラスターNoをプロットした平面図を図5.2.27に示す。クラスター解析の結果、地すべり地内に3つの地下水脈が探知された。これらの地下水脈の特徴としては、地すべり上部ではクラスターV・VI・VIIが分布しており下部に向うにしたがってクラスターIへと変化している。クラスターV・VI・VIIは、自然放射能探査で γ 値が大きな値を示し、1 m 深地温探査と比誘電率探査の両方法あるいはいずれか一方で地下水脈が探知されているクラスターである。すなわち、地すべり上部は引張り領域のため間隙が多く(γ 大)、比較的流下速度の大きな地下水が存在している(t 小 and/or ϵ_r 大)と考えられる。一方、地すべり下部では、2つの地下水脈が合流し分布範囲が広がって、ほぼ一様にクラスターIIIが分布している。クラスターIIIは、 γ 値が小さく、比誘電率探査では比較的多含水であることが推察されるものの、1 m 深地温探査では明瞭な低地温部は検出されない地点である。すなわち、地すべり地下部は圧縮領域のため間隙が小さく(γ 小)、地温は明瞭な低地温部を示さない(t 大)が、地盤は多含水(ϵ_r 大)で、流速の極めて小さい地下水が存在すると考えられる。

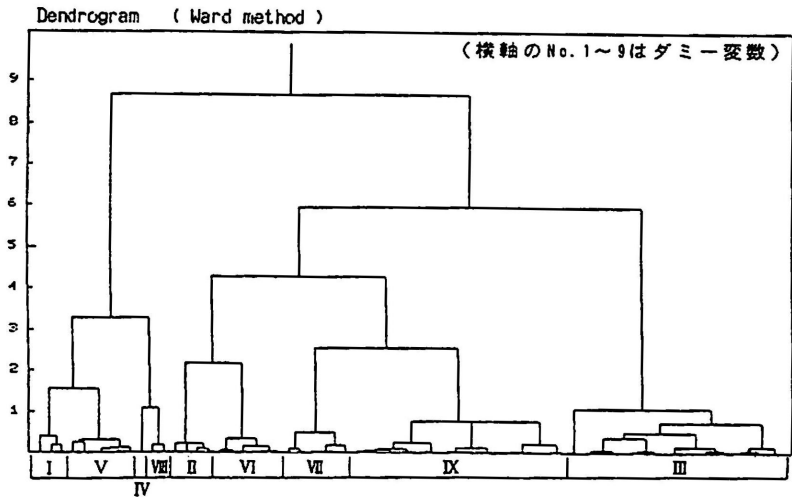


図-5.2.26 デンドログラム (樹形図)

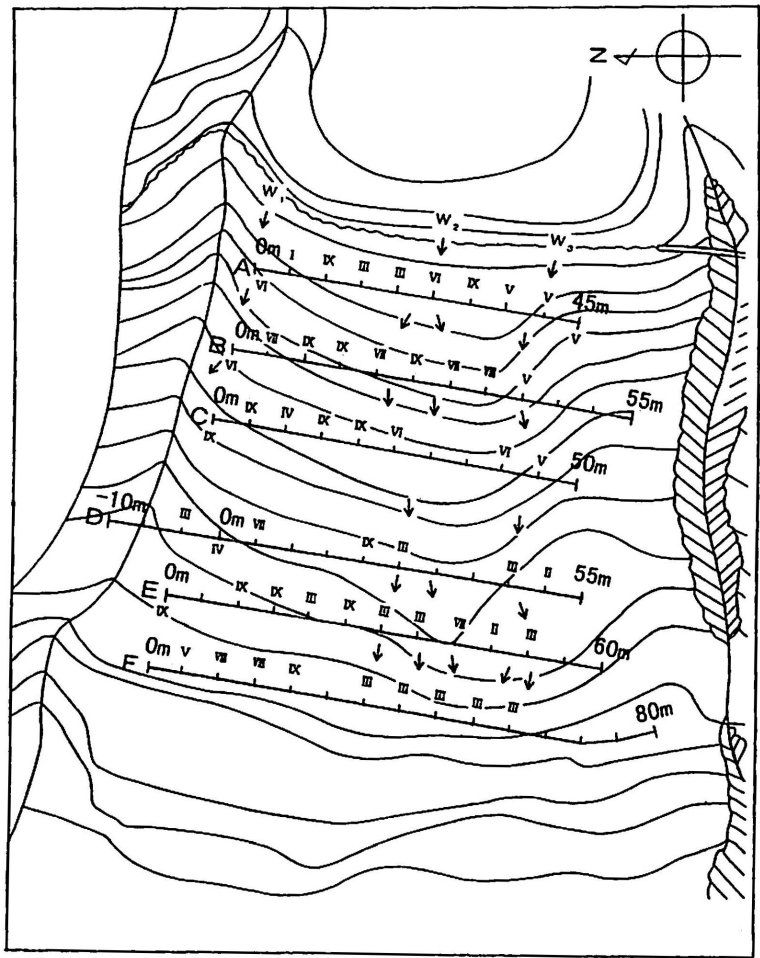


図-5.2.27 解析結果 (クラスターの平面分布図)

第3章 併用探査の今後の展望

数種の物理探査を用いて地盤状況を把握することを併用探査とし、その調査実例に基づき各々の探査の利点（適用性）と問題点（限界）を第2章で記したが、併用探査は各種探査の組み合わせにより、その各々の探査の特性を生かし、単一探査における限界を解消し、より精度良く地質構造を明らかにすることが可能である。

斜面防災関連をはじめ、土木建築構造物の物理探査で最も利用度の高い弾性波探査（屈折法）を例として併用探査を実施した場合の有効性を以下に示す。

弾性波探査によって求められる物理量は地山の弾性波速度の分布状況であり、風化残積土から新鮮な岩盤までの速度値と層厚、新鮮な基盤岩中に存在する低速度層等が求まる。しかし、この低速度層の傾斜方向は判明しない。そこでこの状況を把握する目的でこれまでは詳細な地表地質踏査及びボーリング調査を実施する方法が多用されてきたが、近年、計測機器の開発とコンピューター技術の発展に伴って、高密度電気探査が開発され、この技術を併用すると低速度層（断層）の傾斜方向が判明し、検証としてのボーリング地点の選定が容易になると同時に地層の比抵抗分布状況によって弾性波探査では判明しなかった地下水や地質構成・構造の情報が同時に得られ、他のデータと併せて解釈に役立つ。さらにこの結果を基にボーリング孔を利用した物理検層や試験を行うことで地表からの探査結果の信頼性を高めることができる。すなわち、「良く当たる」という言葉を発していけるのではないだろうか。

このように高い精度と複数の情報が入手できる併用探査は、昨今の要望に合っており、将来的にますます活用されると考えられる。そのために、大事なことは対象目的によってどの探査を用いるか、どの探査が主でどの探査が従か、各種探査の適用性と限界を良く理解しておく必要がある。

物理探査法の発展は理論の確立とその理論を実証する計測機器の完備の両輪によって実現し、現場測定は測線や測点の位置決めと測定、室内業務は解析と解釈によって完成される。近年の科学の発達では電子機器の改良・開発・測量技術としてのG.P.S.の精度の向上と解析過程でのコンピューターソフトおよびハードの発達は、年々物理探査技術者をはじめ一般技術者の夢を膨らませてくれる。